

降水レーダーを用いた広域積雪モデルへの融雪過程の導入に関する研究

水文気象研究室 浦野 陽子
指導教員 熊倉 俊郎

1. はじめに

新潟県をはじめとする日本海側の豪雪地帯の多くは、世界的に見ても降雪量が多く、冬季の降雪水量が 1000 mm を超える地域も存在している。しかし、冬季の気温は比較的高く、厳冬期であっても、顕熱によって融雪が起きることがわかっている。また、北陸地域では含水率の高い湿雪が多いという特徴がある。雪の防災管理、豪雪予測のためには、積雪量とその水平分布を知ることが重要であるが、積雪の多い山間部での観測は難しいことから、二次元の積雪量分布を推定するモデルの開発が求められている。

本研究の目的は、二次元の降雪積雪モデルに対して融雪過程を加えることである。これまでにデグリーアワー法に基づく手法で水平分布を決定する手法を検討したが、放射量とは直接関係なく、刻々として変化する日射量を正しく反映させることは難しい。そこで、水平分布で広く使用できるデータは AMeDAS 観測点のみであることから、そこで観測されている日照時間観測によって太陽放射を算出した。しかし、日照時間は水平面に適用することが出来ないため、雲量観測データから太陽放射を算出し、融雪量の推定を行ったうえで、その検証を行った。まず、長波放射、短波放射については、近藤ら¹⁾による日平均値の推定方法と、それを時間平均値を推定するように修正した田中ら²⁾の手法を用いて算出した。その結果から、雪面に対するエネルギー収支の日平均値を算出し、観測値との比較を行った。さらに一冬季における雪面の融雪量を求め、融雪量の水平分布を決定する手法を検討した。

2. 使用データと解析手法

(1) 日照時間観測に基づく放射収支推定

計算用データとして、日照時間森林総合研究所十日町試験地で観測された気温、湿度、日照時間、日射量のデータを用いた。また、検証用データとして十日町試験地で観測された放射収支量を用いた。

(2) 雲量観測に基づく放射収支推定

計算用データは十日町試験地で観測された気温、湿度、日射量のデータ、また衛星観測による全雲量、上層雲量、雲型の雲量データを用いた。検証用データは、日照時間

観測による計算と同様のデータである。

(3) 解析手法

解析期間は、2007 年 12 月から 2008 年 4 月の根雪期間とした。放射量を算出する手法としては、AMeDAS 観測を念頭に置き、近藤ら、田中らによる放射量の推定式を用い、長波放射・短波放射を日照時間からそれぞれ算出したうえで、雪面が吸収するエネルギー収支を求めた。雪面が吸収する正味放射量 R_n ($W \cdot m^{-2}$) は、入力放射量と雪面の出す放射量との差であり、大気からの長波放射(赤外放射)量を L^{\downarrow} ($W \cdot m^{-2}$)、雪面における短波放射量を S^{\downarrow} ($W \cdot m^{-2}$)、雪面のアルベドを ref 、上向き長波放射量を L^{\uparrow} ($W \cdot m^{-2}$) とすると、次式によって算出できる。

$$R_n = (1 - ref)S^{\downarrow} + (L^{\downarrow} - L^{\uparrow})$$

なお、雪面アルベドの値は 0.8 とした。

長波放射については、近藤らによる日平均値の推定手法を、時間平均値を推定するように修正した田中らの手法を用いて算出する。晴天時の日平均下向き長波フラックス L_{df}^{\downarrow} ($W \cdot m^{-2}$) は次式のように推定できる。

$$L_{df}^{\downarrow} = (0.74 + 0.19x + 0.07x^2)\sigma T_{dm}^4$$

ただし σ はステファンボルツマン定数($= 5.67 \times 10^{-8}$ ($W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$)), T_{dm} は日平均気温(K)である。

時間平均の下向き短波放射フラックス S^{\downarrow} ($W \cdot m^{-2}$) は田中らにより次式のように求められる。

$$S^{\downarrow} = S_d^{\downarrow} \times \frac{S_0^{\downarrow}}{S_{0d}^{\downarrow}} = S_0^{\downarrow} \times \frac{S_d^{\downarrow}}{S_{0d}^{\downarrow}}$$

ただし、 S^{\downarrow} 、 S_d^{\downarrow} 、 S_0^{\downarrow} 、 S_{0d}^{\downarrow} はそれぞれ下向き短波放射フラックスの地表における時間平均値($W \cdot m^{-2}$)、地表における日平均値($W \cdot m^{-2}$)、大気上端における時間平均値($W \cdot m^{-2}$)、大気上端における日平均値($W \cdot m^{-2}$)を表す。

3. 放射収支の結果

2007 年 12 月 ~ 2008 年 4 月における日照時間観測に基づく放射収支($W \cdot m^{-2}$)の日平均値を図 1 に、雲量観測に基づく放射収支($W \cdot m^{-2}$)を図 2 に示した。2 つの結果

とも降雪期間の放射収支は小さいのに対し、計算値は大きな値を示している。また、3月末から4月にかけての雪が消える時期には放射収支が急激に大きくなるが、正しい値が算出されなかった。この結果から算出した日照時間観測に基づく雪面における融雪水量の総量を図3に、雲量観測に基づく結果を図4に示す。放射量の結果からもわかるように、積雪期間には実際には融雪がほとんど起こらず、3月中旬に急激に融雪が発生するのに対して、計算値は早くから融雪が発生する結果となった。また、融雪量の総量については観測値が905mmだったのに対し、日照時間による計算値が1477mm、雲量情報による計算値が1266mmと大幅に大きくなった。

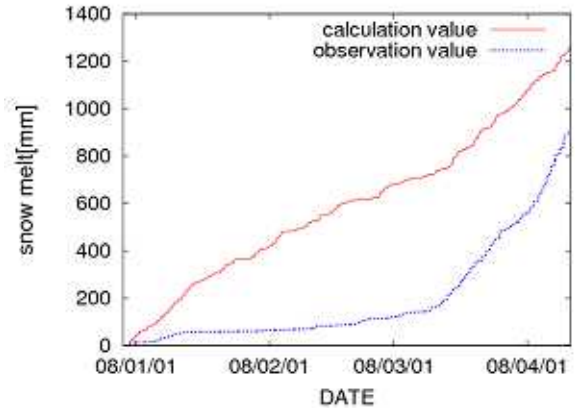


図 - 4: 雲量観測に基づく融雪水量の総量(mm)

4. 短波放射収支量に対する修正

雲量観測に基づく放射収支量推定において、短波放射が大きく算出される日の傾向を調べたところ、最低気温と最高気温の差が大きく、雲型が積雲か曇天域であり、全雲量が少ないということがわかった。そこで、気温が0以下で雲型が積雲か曇天域であり、全雲量が60%以下のときには、次に示す式を適用した。

$$\text{短波放射量 (修正値)} = \text{短波放射量} \times 0.280$$

また、短波放射量が小さく見積られる日には、気温が高く、雲型が積雲か中層雲であるケースが多かったことから、気温が8.2以上で雲型が積雲か中層雲のときには以下の式を適用した。

$$\text{短波放射量 (修正値)} = \text{短波放射量} \times 3.103$$

これらの修正を加えた短波放射収支量の計算値と観測値の散布図を図5に、修正前の散布図を図6に示す。また、放射収支量の日平均値($W \cdot m^{-2}$)を図7に、この結果から算出した雪面における融雪水量の総量を図8に示す。修正前の結果と比較すると、降雪期の放射収支量を抑える

ことができたことがわかる。また、融雪水量に関しても融雪の挙動を再現することが可能となった。融雪水量の最終的な値としては、917mmとなり、修正前には観測値の約1.4倍であったのに対し、約1.0倍に抑えることができた。

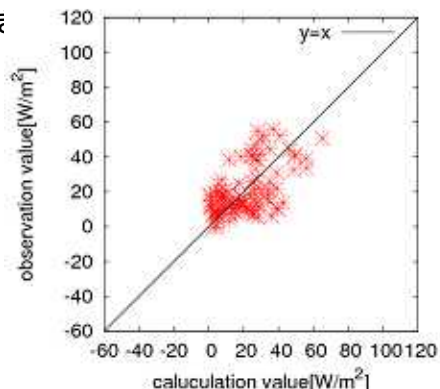


図 - 5: 雲量観測に基づく短波放射収支量の計算値と観測値の散布図($W \cdot m^{-2}$) (修正後)

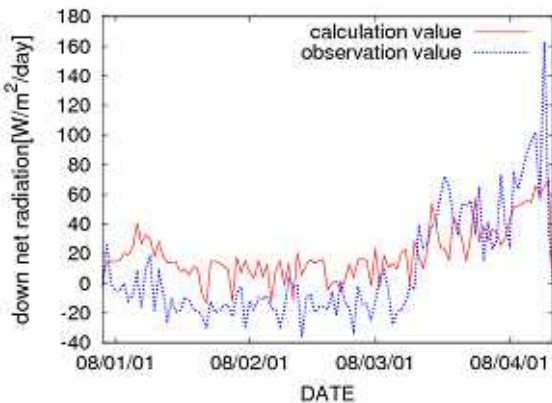


図 - 1: 日照時間観測に基づく放射収支の日平均値($W \cdot m^{-2}$)

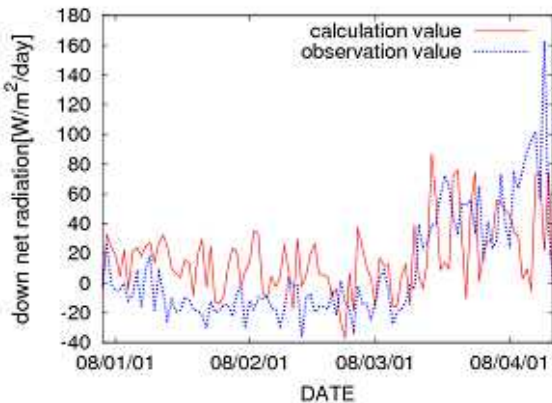


図 - 2: 雲量観測に基づく放射収支の日平均値($W \cdot m^{-2}$)

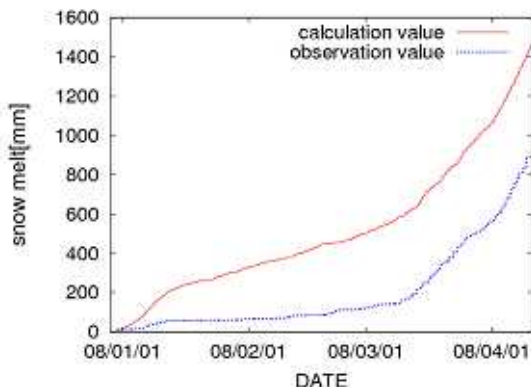


図 - 3: 日照時間観測に基づく融雪水量の総量(mm)

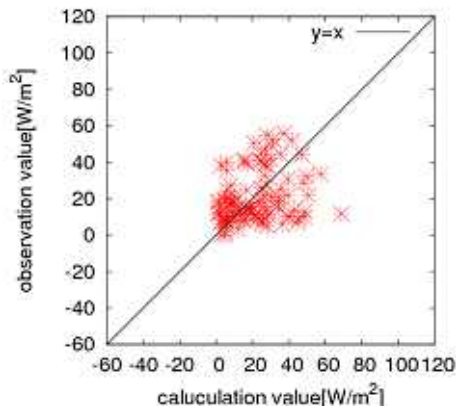


図 - 6: 雲量観測に基づく短波放射収支量の計算値と観測値の散布図($W \cdot m^{-2}$) (修正前)

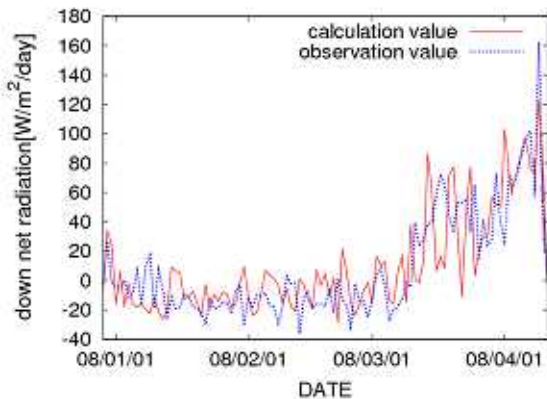


図 - 7: 修正後の雲量観測に基づく放射収支の日平均値($W \cdot m^{-2}$)

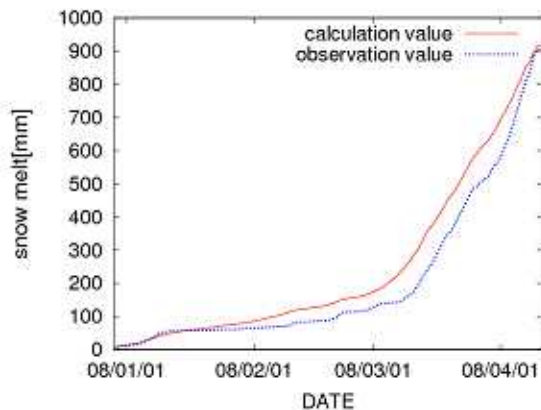


図 - 8: 修正後の雲量観測に基づく融雪水量の総量(mm)

5. 積雪水量の水平分布

積雪モデルに雲量情報を用いたエネルギー収支法による融雪過程を取り入れ、算出した2008年4月1日0時における積雪水量の水平分布を図9に、デグリーアワー法によって算出した同時刻における積雪水量の水平分布を図10に示す。エネルギー収支法による結果は、雪が存在する期間を再現しやすいデグリーアワー法と同じような分布となった。また、十日町における2007年12月～2008年4月における積雪水量の時系列変化について、エネルギー収支法による結果を図11に、デグリー

アワー法による結果を図12に、十日町試験地での観測値を図13に示す。エネルギー収支法による結果は、実際よりも12日ほど雪が消える時期が早くなり、またピークの値を再現できていないが、全体的な積雪の挙動を再現することはできた。デグリーアワー法による結果と比較すると、雪が消える時期については多少改善がみられ、ピークの値については2倍程度改善することができた。

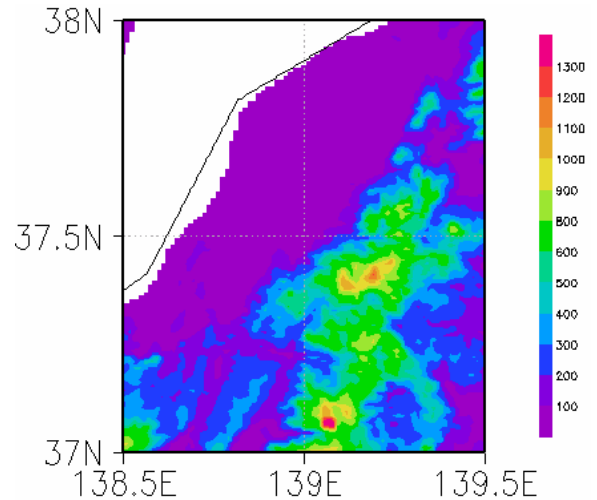


図 - 9: 2008年4月1日0時における積雪水量の水平分布 (エネルギー収支法)

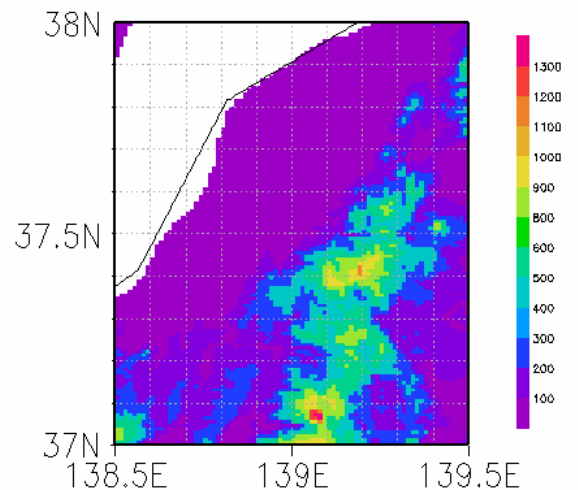


図 - 10: 2008年4月1日0時における積雪水量の水平分布 (デグリーアワー法)

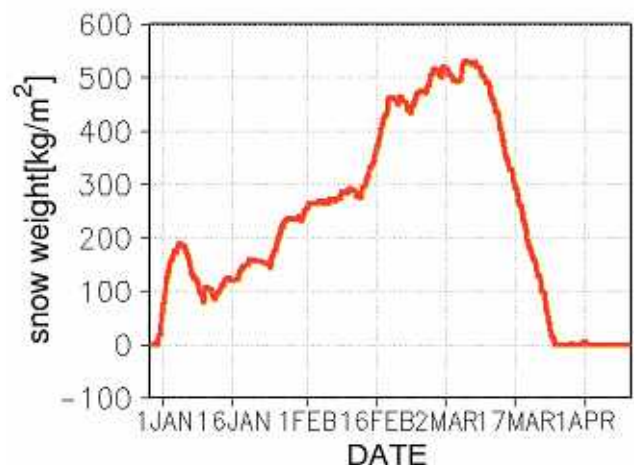


図 - 11: 十日町における積雪水量の時系列変化(kg/m^2) (エネルギー収支法)



図 - 12: 十日町における積雪水量の時系列変化(kg/m²)
(デグリーアワー法)

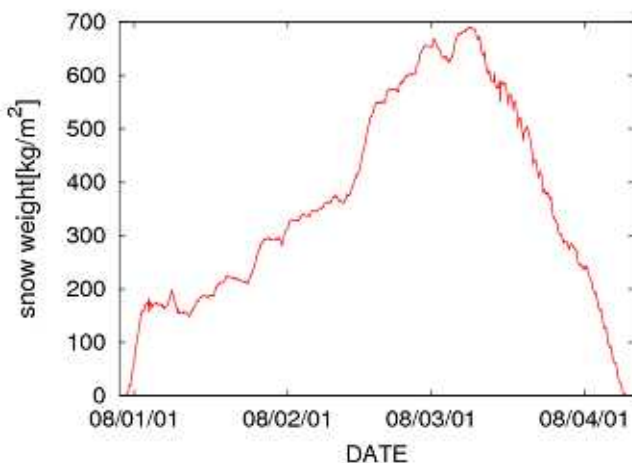


図 - 13: 十日町試験地での積雪水量の観測値(kg/m²)

6. まとめ

本研究では、AMeDAS データを用いてデグリーアワー法により積雪深、積雪水量を算出した。また、森林総合研究所十日町試験地の気象データを用いて、日照時間観測に基づく放射収支推定、衛星観測データを用いた雲量観測に基づく放射収支推定を行い融雪量を考察した。その上で雲量観測に基づく放射収支推定の結果に修正を加え、積雪モデルに融雪過程に導入することで、雪面での融雪を表現し、さらに底面融雪量を推定することで融雪過程を検討した。また積雪水量の水平分布を算出し、デグリーアワー法とエネルギー収支法での結果を比較・検討した。

- ・ DH 法 (デグリーアワー法) は、気温と積雪期間だけで融雪量を求めることが出来る簡易的な方法である

が、考え得るすべての融雪過程を気温により操作しており、積雪底面融雪もその中に含まれているが、融雪量の扱いを全て表層から取り去ると仮定しているため、融ける場所が現実とは異なる。

- ・ 日照時間観測による放射収支推定は、降雪期の放射収支量が大きな値となった。これは長波放射がうまく算出されなかったためだと考えられる。その要因は、日照時間は観測されているが、結果的に長波放射量が小さいことなどが挙げられる。
- ・ 雲量観測に基づく放射収支推定では、日照時間観測による結果よりも、降雪期の放射収支量が大きくなる結果となった。日照時間観測による計算結果と異なる点は短波放射が大きく見積もられたことである。しかし、二つの方法で計算をすることで、長波放射の取り扱いが難しいことがよくわかった。
- ・ 雲量観測に基づく放射収支推定では、短波放射が大きな値をとる日・小さな値をとる日に、それぞれ共通した現象がみられることがわかった。そこで、それぞれの条件を満たした時間の短波放射を修正した。その結果、降雪期の放射収支を抑えることが可能になり、融雪水量の結果も改善された。融雪水量の最終的な値としては、修正前には観測値の約 1.40 倍であったのに対し、修正後には約 1.01 倍に抑えることができた。
- ・ 雲量情報を用いた積雪水量の水平分布は、雪の存在する期間を再現しやすい DH 法による結果と同じような分布となった。また、十日町における積雪水量の時系列変化を算出したところ、雪が消える時期が実際よりは早くなったが、DH 法による結果よりは遅くなった。また、ピークの値が実際より小さく算出されたが、こちらも DH 法と比較すると改善することが出来た。

参考文献

- 1) 近藤純正, 1994: 水環境の気象学 - 地表面の水収支・熱収支 -, 朝倉書店, 55-58, 86-91
- 2) 田中賢治, 相馬一義, 池淵周一, 2006: 現業気象データと陸面過程モデルによる日本の地表面状態の推定 京都大学防災研究所年報, 第 49 号 B, 617-624