

---

## 解 説

---

# 解析積雪深・解析降雪量及び降雪短時間予報について Snow Depth and Snowfall Amount Analysis, and Very Short-range Forecasts of Snow

酢谷 真巳<sup>1</sup>・畑中 謙一郎<sup>1</sup>・長屋 幸一<sup>2</sup>・庭野 匡思<sup>3</sup>

### 要 旨

解析積雪深・解析降雪量は、日本全国における現在の積雪の深さと降雪量を 1 時間ごとに約 5 km 格子単位で解析する分布情報であり、2019 年 11 月から提供を開始した。同じく日本全国を対象とする降雪短時間予報は、6 時間先までの 1 時間ごとの積雪の深さと降雪量を 1 時間ごとに約 5 km 格子単位で予測する分布情報で、2021 年 11 月より提供を開始した。2022 年 10 月には、これらの作成において使用する積雪変質モデルに、気象研究所で開発されたモデル（Snow Metamorphism and Albedo Process, SMAP）を導入し、精度向上を図った。

本稿では、解析積雪深・解析降雪量及び降雪短時間予報の概要、SMAP モデルを含む作成アルゴリズム、プロダクトの精度評価、利用上の留意点などについて包括的に解説する。

### 1. はじめに

2018 年 1 月の首都圏での大雪<sup>4</sup>や 2 月の北陸地方での大雪<sup>5</sup>など、近年、集中的・記録的な降雪により大規模な車両渋滞・滞留が発生し、大雪が社会活動に与える影響が問題となっている。気象庁は、この状況を踏まえ、道路管理者の通行規制や

除雪体制の判断、事業者や国民が利用する交通経路の判断の支援などを目的に、日本全国における現在の積雪の深さと降雪量の分布を 1 時間ごとに約 5 km 格子単位で推定する解析積雪深・解析降雪量の提供を 2019 年 11 月から開始した（気象庁予報部、2019）。また、2021 年 11 月には、大雪に

---

<sup>1</sup> 気象庁大気海洋部業務課気象技術開発室

<sup>2</sup> 気象庁大気海洋部業務課気象技術開発室（現 福岡管区気象台総務部業務課）

<sup>3</sup> 気象研究所気象予報研究部第三研究室

<sup>4</sup> 南岸低気圧によって普段雪の少ない関東甲信地方や東北太平洋側の平野部でも雪となり、日最深積雪が東京 23 cm、横浜 18 cm、前橋 29 cm となるなど、広い範囲で大雪となった。

<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2018/20180131/20180131.html>

<sup>5</sup> 強い冬型の気圧配置の影響で、北陸地方を中心に断続的に雪が降り、特に福井県では多数の車両の立往生が発生するなど記録的な大雪となった。

<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2018/20180215/20180215.html>

（令和 6 年 8 月 2 日発行）

備える事前の判断などを支援する情報を拡充するため、6 時間先までの積雪の深さと降雪量を 1 時間ごとに予測する降雪短時間予報の提供を開始した（気象庁大気海洋部，2021a）。これらの情報は、気象庁ホームページ「今後の雪」（<https://www.jma.go.jp/bosai/snow/>）において画像として公開している（第 5 章を参照）ほか、気象業務支援センターを通じて GRIB2 形式データとしても提供<sup>6</sup>している。

解析積雪深・解析降雪量及び降雪短時間予報の作成アルゴリズムでは、積雪の深さを推定するための基幹システムとして積雪変質モデルを用いている。運用当初は山崎ら（1991）を参考に開発したモデル（加茂，2023）を使用していたが、2022 年 10 月には、気象研究所が開発した先端的な積雪変質モデル SMAP（Niwano et al., 2012, 2014, 2018, 2022）を導入し、プロダクトの推定精度が向上した（気象庁大気海洋部，2022）。

本稿では、第 2 章で SMAP モデルの概要や仕様、設定について解説し、第 3 章で解析積雪深・解析降雪量、第 4 章で降雪短時間予報における作成手法やプロダクトの精度について解説する。第 5 章では気象庁ホームページでの表示について、第 6 章では利用上の留意点について紹介する。

## 2. 積雪変質モデル SMAP

本章では、本稿のプロダクト作成に導入している SMAP モデルの概要や、仕様及び設定について解説する。

### 2.1 SMAP モデルの概要

積雪変質モデルは、降水量や地上気温、日射量などの気象要素を入力値として、新たに積もる雪の量、融ける雪の量、時間の経過により積雪が沈み込む深さなどを計算することで、積雪の深さの時間変化を求める。積雪変質モデル SMAP は、多種多様な積雪内部物理量の鉛直プロファイルの

時間変化を計算することが可能な鉛直一次元モデルである。地上気象場の変動が雪面熱収支・質量収支の変調を駆動し、その変化に応答して時間発展する積雪内部物理量（雪温、密度、含水量、粒径、雪質など）について、相変化、水分移動、圧密、及び積雪変質などを考慮して多層計算を行う（第 1 図）。多くの一般的な積雪変質モデルでは、主に計算コストを抑えるために、積雪内部の物理過程はかなり簡略化されており、また積雪アルベドについても経験的なパラメタリゼーションで計算される。一方、SMAP モデルでは、コアモジュールとして組み込まれた積雪アルベド物理モデル PBSAM<sup>7</sup>（Physically Based Snow Albedo Model, Aoki et al., 2011）により、積雪内部に存在する黒色炭素（ブラックカーボン）や鉱物ダストといった光吸収性不純物（積雪不純物）の濃度や積雪粒径による影響を陽に考慮して積雪アルベドを精度良く求めることができるなど、積雪物理過程をできるだけ詳細に取り扱っている（庭野ほか，2021）。

SMAP モデルの検証実績としては、札幌での積雪プロファイルの評価（Niwano et al., 2012, 2014）や、新潟県でのアメダスに対する精度評価（庭野ほか，2017）がある。また、SMAP モデルは、世界各機関の積雪モデル相互比較プロジェクト ESM-SnowMIP（Krinner et al., 2018）や、気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第 6 次評価報告書（AR6）への貢献を目的としたグリーンランド氷床表面における雪氷質量変化を計算する数値モデルの国際相互比較（Fettweis et al., 2020）といった国際的な取組にも参画しており、客観的な精度評価を受けている。

### 2.2 SMAP モデルの仕様

第 1 表に本稿のプロダクト作成に導入している SMAP モデルの仕様を示す。

<sup>6</sup> 情報の仕様・利用法・注意点は配信資料に関する仕様（気象庁予報部，2020a；気象庁大気海洋部，2021b）を参照されたい。

<sup>7</sup> 気象研究所で開発された積雪アルベド物理モデル。積雪アルベドを求めるために積雪内部に存在する光吸収性不純物濃度や積雪粒径による物理特性を陽に考慮する。

① 水平分解能

気象状況、海岸線付近や山岳の地形をより細かく表現するため、入力値の格子間隔を 1 km とし（④に後述）、約 1 km 格子（格子間隔：経度方向 45 秒，緯度方向 30 秒）で計算を行う。

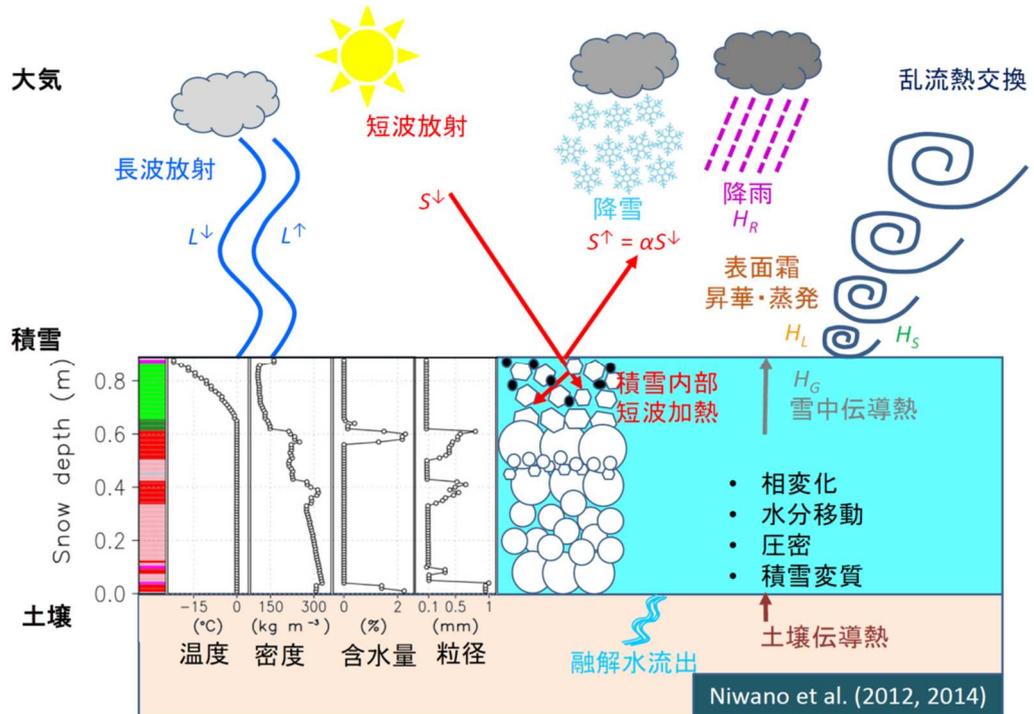
② 積雪層数

降雪イベントごとに積雪層を追加し、最大 99 層まで積雪層を計算する。積雪密度が小さい、ある

いは薄い層については隣接する層との合成を行い、厚すぎる層は分割を行う。具体的な数値条件はネームリストで設定する。

③ 初期値

前時刻の積雪変質モデルの計算値を、積雪の深さの観測値による補正結果によって修正し初期値とする（詳細は第 3.1.3 項を参照）。



第 1 図 積雪変質モデル SMAP の概念図。

第 1 表 積雪変質モデル SMAP の仕様。

項目	仕様
水平分解能	約 1 km 格子 (格子間隔：緯度方向 30 秒，経度方向 45 秒)
積雪層数	最大 99 層
初期値	前時刻のモデル出力値
入力値	降水量（解析雨量/降水短時間予報）， 気温/風速/湿度/気圧/下向き短・長波放射量（LFM 地上面）
下部境界条件	土壤から積雪を常時 3 W/m <sup>2</sup> で加熱
光吸収性不純物濃度	2011/2012 年冬期の長岡における観測結果（季節変化あり） (Niwano et al., 2014)
出力値	積雪層（厚さ・密度・温度・粒径・含水量など）， アルベド（短波長，可視，近赤外域）など

#### ④ 入力値

降水量には解析雨量，降水短時間予報（1 km 格子）を用いる．気温，風速，湿度，気圧，下向き放射量については，局地数値予報モデル（LFM<sup>8</sup>）の地上予報値を最近隣法により 1 km にダウンスケーリングし，高度補正を行った上で使用する．高度補正は，標準大気下層の気温減率を 0.5 °C/100 m として，LFM の標高と積雪変質モデルの標高差に対して行う．

#### ⑤ 下部境界条件

札幌における観測結果に基づき常時 3 W/m<sup>2</sup> で土壌から積雪を加熱する．土壌から積雪層への加熱量は，積雪表面での短波放射や顕熱などによる加熱量に比べてモデル計算への影響が軽微であることから，積雪層数をできるだけ確保するために土壌内部の計算は行わない．

#### ⑥ 光吸収性不純物濃度

積雪内部における光吸収性不純物濃度は，リアルタイムに入手可能な面的情報が現在存在しないため，2011/2012 年冬期の長岡における観測結果（季節変化あり）（Niwano et al., 2014）を全国一様に与えている（Niwano et al., 2022）．

#### ⑦ 出力値

積雪層における厚さや密度などの物理量，積雪表面のアルベドなどを出力する．

### 2.3 積雪物理過程の設定

降雪，積雪の特性は気候状態や地形特性などに依存するため，雨雪判別手法や有効熱伝導率などといったモデルの積雪物理過程の推定手法やパラメータを適切に設定する必要がある．詳細な積雪変質モデルを現業運用するためフランス気象局では積雪物理過程の最適化が行われており，SMAP モデルでも同様の考え方により，過去の研究に基づく複数の積雪物理過程から適した設定を選択することが可能となっている．SMAP モデ

ルを導入するにあたり，積雪深や降雪量の計算値と，全国にあるアメダス積雪計の観測値，及び気象庁以外の機関が設置している積雪計の観測値（以下「庁外観測値」という．）を比較し，設定の最適化を行った．庁外観測値は，気象庁が気象庁以外の機関から収集し，品質管理を行った観測データのうち，毎時のデータがある地点を抽出するとともに，気温が 6.5 °C 以上で積雪 0 cm から積雪深が観測されたデータを除外して用いた．なお，ここで示す設定は SMAP モデル導入時点（2022 年 10 月）のものであり，今後変更となる可能性があることに留意のこと．

#### 2.3.1 雨雪判別

雨雪判別は，当初のモデル（加茂，2023）において良好な降雪量の推定精度が得られることが確認されている藤吉ほか（2012）の式を SMAP モデルに導入した．

藤吉ほか（2012）の式は，前時刻の気温  $t_1$  と現在時刻の気温  $t_0$  から降雪の含水率  $pw$  を算出するもので，みぞれ ( $0 < pw < 1$ ) を考慮することができる．

藤吉ほか（2012）の式

・  $t_1, t_0$  ともに  $\leq 0^\circ\text{C}$  の場合

$$pw = 0 \text{ (乾き雪)}$$

・  $t_1 > 0^\circ\text{C}$  または  $t_0 > 0^\circ\text{C}$ ，かつ湿球温度  $tw \leq 1^\circ\text{C}$  の場合

$$pw = \int_{t_1}^{t_0} (0.23 \ln(t) + 0.8) dt$$

ただし，過去 1 時間の気温を線形内挿して  $0^\circ\text{C}$  を超えた気温の区間で積分計算する．

$pw \geq 0.9$  の場合は雨 ( $pw = 1$ ) とする．

・ 上記以外は雨 ( $pw = 1$ )

SMAP モデルでは，そのほかの雨雪判別手法として，湿球温度による判別（山崎，1998）や，地上気温での判別が選択可能である．

<sup>8</sup> 気象庁が運用する数値予報モデルの一つ．水平格子間隔は 2 km.

### 2.3.2 新雪密度

観測データから経験的に作成した地上気温による分類に基づき新雪密度を推定する。これも当初のモデル（加茂，2023）において降雪量の推定精度が良かった手法を導入したものである。気温と新雪密度の関係を第2表に示す。

SMAP モデルでは、そのほかの新雪密度の推定手法として、風速増加に対する新雪密度の増加や低温時の新雪密度の低下を表現することが可能な SNOWPACK モデル（スイス連邦雪・雪崩研究所が開発した積雪変質モデル）のパラメリゼーション、山崎（1998）の手法、及び梶川（1989）の手法などが選択可能である。

### 2.3.3 有効熱伝導率

有効熱伝導率は、隙間が多く空気が多量に含まれる密度の小さな雪では小さく（高い断熱性能）、逆に密度が大きいと増加する傾向にあり、同じ密度でも積雪組成（雪質）の違いによって異なる値を持つことが知られている（山田，1974）。有効熱伝導率の設定には、国内での観測結果に基づいた Izumi and Huzioka（1975）の式を基本に用いた。その場合、第2図に示す北日本、東日本の四角で囲まれた高標高地域では積雪深の推定に過小傾向が見られたため、融解がやや遅い傾向となる Jansson（1901）の式をそれらの地域に用いることにより、地域性や気候特性を考慮している。

### 2.3.4 圧縮粘性係数

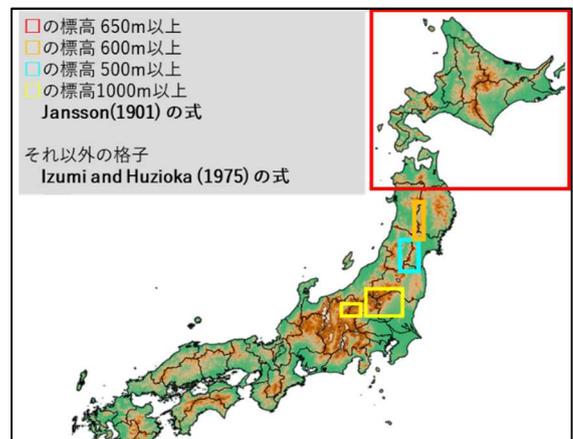
圧縮粘性係数は、雪層が受ける雪圧と雪層の圧縮速度との比として定義され、密度が低く縮みやすい積もりたての雪では小さく、時間の経過で圧縮され密度が高くなった縮みにくい雪では大きくなる。圧縮粘性係数の設定に地域や気候特性を考慮するため、積雪深の推定に過小傾向が見られた第2図に示す北日本、東日本の四角で囲まれた高標高地域では積雪深が増加する傾向となる Kojima（1964）を使用し、それ以外では SMAP モデルにおいて国内での使用実績のある Vionnet et al.（2012）の式を用いた。

### 2.3.5 積雪アルベド

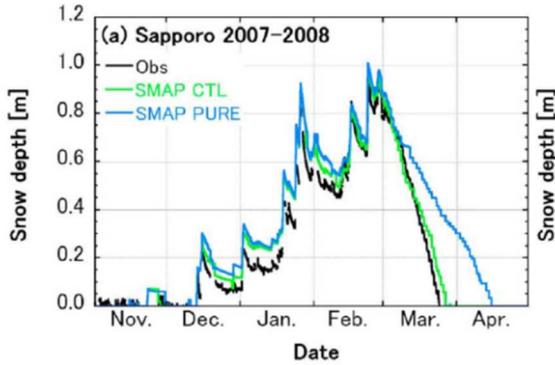
Niwano et al.（2012）は、2007/2008 年と 2008/2009 年冬期の札幌において積雪不純物（第2.1節を参照）を SMAP モデルに入力する場合としない場合で積雪深推定値への影響を調べ、積雪不純物の存在によって融雪時期が早まることを示した（第3図）。本稿での積雪アルベドは PBSAM（脚注7を参照）を有効とし、積雪不純物を考慮する設定とした。積雪不純物濃度には 2011/2012 年冬期の長岡での観測結果（季節変化あり）（Niwano et al., 2014；庭野ほか，2017）を代表値として与えるが、融雪期の積雪の融解に遅れが見られる場合があったことから、積雪不純物濃度が場所によっては十分でない可能性を考慮し、2月中旬以降の濃度を 1.5 倍に増加させる調整を実施した（第4図）。

第2表 SMAP モデルで使用する気温と新雪密度の関係。雪水比=降雪量[cm]/降水量[mm]

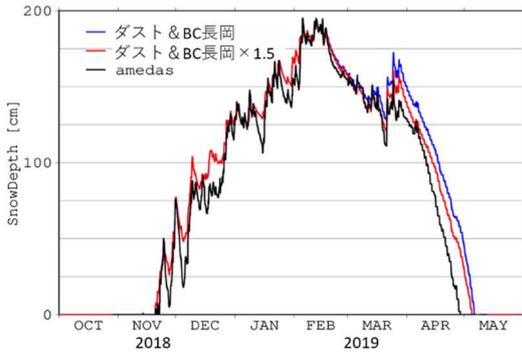
気温	新雪密度 kg/m <sup>3</sup>	雪水比 cm/mm
$t \leq -6 \text{ }^{\circ}\text{C}$	50.0	2.0
$t \leq -3 \text{ }^{\circ}\text{C}$	55.0	1.8
$t < -1 \text{ }^{\circ}\text{C}$	65.0	1.5
$t \leq 0 \text{ }^{\circ}\text{C}$	80.0	1.2
$0 \text{ }^{\circ}\text{C} < t$	90.0	1.1



第2図 有効熱伝導率の設定分布。



第 3 図 2007/2008 年の札幌における積雪深の観測値（黒線），積雪不純物の効果を考慮した場合の SMAP モデルによる計算値（CTL：緑），考慮しない場合の計算値（PURE：水色）. Niwano et al. (2012) より転載.



第 4 図 アメダス幌加内において積雪不純物濃度を変更した場合の積雪深推定値の季節内変化を比較した例．青線は積雪不純物濃度を 2011/2012 年冬期長岡での観測結果とした場合の推定値，赤線はその値を 1.5 倍した場合の推定値，黒線はアメダスによる観測値．

### 3. 解析積雪深・解析降雪量

この章では，解析積雪深・解析降雪量の作成手法，解析事例や検証結果について解説する．

#### 3.1 解析積雪深・解析降雪量の作成手法

##### 3.1.1 作成アルゴリズム

解析積雪深・解析降雪量の基本的な作成手順は以下のとおりであり，その概略を第 5 図に示す．

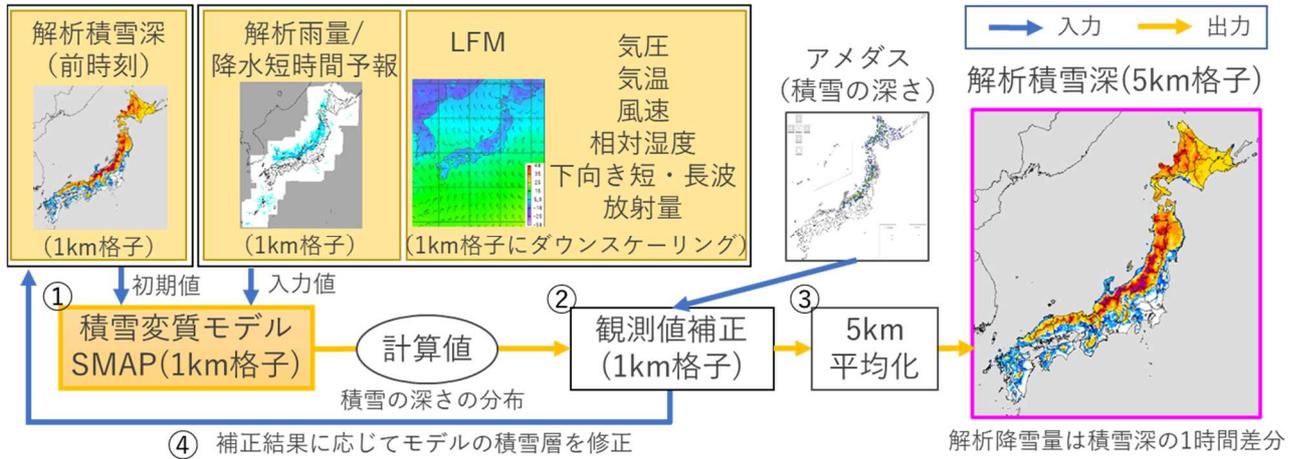
- ① 前時刻のモデル積雪層を初期値，降水量や気温などを入力値とし，積雪変質モデルにより約 1 km 格子単位の積雪の深さを推定（積雪変質モデルの詳細は第 2 章を参照）．
- ② 最適内挿法を用いてモデルで推定した積雪の深さ（以後，モデル積雪深）をアメダスの積雪の深さで補正．
- ③ 5 km 平均化により解析積雪深を算出．解析積雪深の 1 時間差分から解析降雪量を算出．
- ④ ②で補正した積雪の深さに合わせて①のモデル積雪層の物理量を修正し，次の①の初期値とする．

ここで①における入力値は，第 1 表で記したとおり，解析雨量（1 km 格子，レーダーの点検等で降水量が欠測している格子では降水短時間予報を用いる），LFM 地上予測値（FT1<sup>9</sup>）の気圧，気温，風速，相対湿度，及び下向き短・長波放射量（2 km 格子の出力値を最近隣法により 1 km 格子にダウンスケーリングし，高度補正を施したものである）である．初期値は，前時刻の④で作成したものであり，第 3.1.3 項で解説する．

②の観測値による補正手法については，第 3.1.2 項で解説する．

③において 5 km 平均化により解析積雪深を算出しているのは，入力値の誤差や積雪変質モデルの推定誤差を勘案すると，現時点では，水平解像度 1 km という非常に細かいスケールの情報を提供することが適当ではないと考えられるためである．解析降雪量（1 時間降雪量）は，積雪計の積雪深差から降雪量を求めるアメダスの算出方法と統一するため，現在と 1 時間前の解析積雪深から増分を求める（積雪が減少した場合は 0）．12 時間降雪量であれば 1 時間降雪量を 12 個合計する．

<sup>9</sup> FT は Forecast Time（予報時間）のことであり，FT1 は初期時刻の 1 時間後であるとする．



第 5 図 解析積雪深・解析降雪量の作成の流れ。

### 3.1.2 観測値による補正 (第 3.1.1 項②)

第 3.1.1 項①で積雪変質モデルにより推定した積雪の深さの分布を実況に近づけるため、アメダスの観測値によって補正を行う。解析手法についてはメソ数値予報システムの解析手法(気象庁予報部, 2015)に倣ったものである。

各格子における補正後の積雪の深さ(解析値 $d^a$ )は、アメダスで観測された積雪の深さと、観測点におけるモデル積雪深の内挿処理による推定値(以後、モデル推定値)の差(D値)を最適内挿法により距離と標高差で重み付け平均して補正量を算出し、モデル積雪深に加算することで求める。

$$d^a = d^b + \sum_k^N w_k \Delta d_k$$

$$\Delta d_k = d_k^0 - H_k(d^b)$$

$d^b$ : モデル積雪深

$N$ : 補正に用いる観測地点数

$w_k$ : 観測点 $k$ の重み

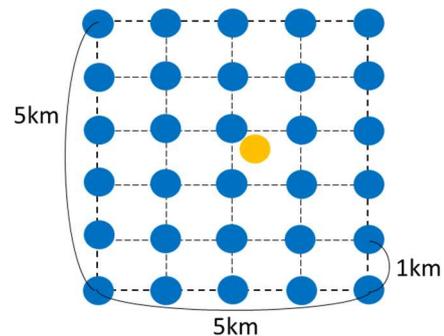
$\Delta d_k$ : 観測点 $k$ におけるD値

$d_k^0$ : 観測点 $k$ で観測された積雪の深さ

$H_k$ : モデル格子から観測点への内挿処理

$H_k(d^b)$ : 観測点 $k$ におけるモデル推定値

モデル格子から観測点への内挿処理 $H_k$ は、観測点から周囲 5 km 内にあるモデル格子の算術平均としている(第 6 図)。ただし、積雪が大きく異なる傾向のある格子が平均に含まれると補正量に



第 6 図 観測点でのモデル推定値を求めるために使用するモデル格子。

一方の偏りが生じるため、観測点との標高差が 230 m 以上の格子は平均の対象から除外している。

観測点ごとの重み $w_k$ は、以下の方程式を解いて求める。

$$\sum_l^{N_i} \left( \mu_{kl}^b + \mu_{kl}^0 \frac{\sigma_0^2}{\sigma_b^2} \right) w_{il} = \mu_{ik}^b$$

$\mu_{kl}^b$ : 観測点 $k$ ,  $l$ 間の推定値の誤差相関

$\mu_{kl}^0$ : 観測点 $k$ ,  $l$ 間の観測値の誤差相関

$\mu_{ik}^b$ : 格子点 $i$ と観測点 $k$ の推定値の誤差相関

$w_{il}$ : 格子点 $i$ に対する観測点 $l$ の重み

$N_i$ : 格子点 $i$ の補正に用いる観測地点数

$\sigma_0$ : 観測誤差

$\sigma_b$ : 背景誤差

誤差相関 $\mu$ は Brasnett (1999) を参考にガウス型とした。

$$\mu_{kl} = \left(1 + \frac{r_{kl}}{L}\right) \exp\left(-\frac{r_{kl}}{L}\right) \exp\left(-\left[\frac{\Delta z_{kl}}{h}\right]^2\right)$$

$r_{kl}$  : 観測点  $k, l$  間の水平距離

$\Delta z_{kl}$  : 観測点  $k, l$  間の標高差

$L$  : 水平方向のパラメータ

$h$  : 鉛直方向のパラメータ

ここで、実験結果から決定した各パラメータは次のとおりである。

- ・ 観測誤差  $\sigma_0 = 4 \text{ cm}$
- ・ 背景誤差  $\sigma_b = 3 \text{ cm}$
- ・ 観測点は格子点から 100 km 以内
- ・ 観測同士の誤差相関は無いと仮定  
( $k \neq l$  のとき,  $\mu_{kl}^0 = 0$ )
- ・ 水平パラメータ  $L = 25 \text{ km}$
- ・ 鉛直パラメータ  $h = 500 \text{ m}$

誤差相関に標高差を用いることにより、観測点と距離は近くても標高が大きく異なる格子では、観測値の重みを小さくすることができる。

観測値の品質管理として、観測値が以下の条件に該当する場合は補正に用いない。

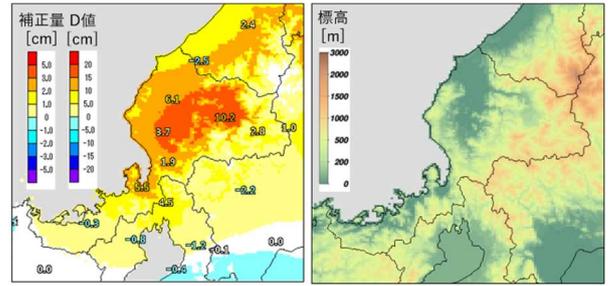
- A)  $d_k^0 > 10 \text{ m}$
- B)  $\Delta d_k > 25 \text{ cm}$  ( $= \gamma_{tol} \sqrt{\sigma_0^2 + \sigma_b^2}$ ,  $\gamma_{tol} = 5$ )
- C) 気温が 6.5 °C 以上で積雪深 0 cm からの積雪深の増加がある場合

条件 C は、測定誤差などによる観測値の増加で無降雪時に解析積雪深が増加する事を防ぐために設けたものである。

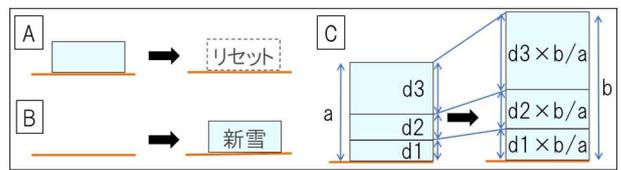
第 7 図に観測値補正による補正量の例を示す。左図の補正量は、数値で示した左図 D 値（アメダス観測値とモデル推定値の差）と、右図に示す地形に応じた分布となっていることがわかる。

### 3.1.3 積雪変質モデルの積雪層修正 (第 3.1.1 項④)

第 3.1.1 項①における積雪変質モデルの初期値を作成するため、観測値補正の結果に応じて積雪変質モデルの積雪層の物理量を修正する。修正は、格子ごとに以下の条件に応じて行う (第 8 図)。



第 7 図 2018 年 2 月 7 日 14 時の補正量 (左図) と標高分布 (右図)。数字はアメダスで観測された積雪の深さとモデル推定値の差 (D 値)。



第 8 図 積雪層修正の概念図。

- A) 補正後の積雪深が 0 cm の場合、積雪層の全ての物理量を初期化する。
- B) 補正前の積雪深が 0 cm, 補正後 >0 cm の場合、補正後の積雪の深さの新雪を追加する。新雪は乾き雪 (含水量=0) を仮定し、密度は気温から推定する。
- C) 補正前 >0 cm, 補正後 >0 cm の場合、各層の厚さを (補正後の積雪深/補正前の積雪深) 倍となるように修正する。それに応じて重量と含水量を増減し、それ以外の物理量は修正しない。

## 3.2 解析積雪深・解析降雪量の精度評価

### 3.2.1 検証方法

2023 年 10 月時点のプログラムで 2019/2020 年から 2022/2023 年の 10 月-5 月の解析積雪深・解析降雪量を再計算し、気象庁以外の機関が設置している積雪計の観測値 (庁外観測値, 第 2.3 節を参照。) と比較検証を行った。検証要素は、12 時間降雪量と積雪の深さで、12 時間降雪量は 0 時と 12 時 (協定世界時)、積雪の深さは毎時のデータを利用した。観測値と比較する解析値は、観測点が含まれる 5 km 格子の値である。観測値と解析値がともに 0 cm の場合は統計の対象から除外し

た. 検証に用いた指標を第 3 表に示す. また, バイアスコア (BI) とエクイタブルスレットスコア (ETS) の定義を以下に示す.

$$BI = (FO + FX) / M$$

$$ETS = (FO - S_f) / (FO + FX + XO - S_f)$$

FO: 予測と実況がともに「現象あり」の事例数

FX: 予測「現象あり」で実況「現象なし」事例数

M: 実況「現象あり」の事例数

XO: 予測「現象なし」で実況「現象あり」事例数

ここで,  $P_c$  は気候学的出現率,  $S_f$  は「現象あり」をランダムに予測した場合の的中事例数である.

$$S_f = P_c(FO + FX), \quad P_c = M / N$$

N: 全事例数

### 3.2.2 解析積雪深の精度

第 9 図は解析積雪深と庁外観測値の頻度分布図による比較結果である. 積雪の深さは, 積もり始めからの誤差が積み重なり, 平均誤差-2.4 cm, 回帰係数 0.90 と観測値と比較して少なめの傾向が見られるが, 相関係数は 0.85 であることから解析値は一定の精度で積雪の状況を表していると考えられる. 一方で, 一部地点では解析値と観測値の差異が大きい場合があるが, 降水量や気温といった入力値やモデルの推定誤差, 標高が高い地域での解析積雪深の過小傾向, 複雑な地形に位置することによる観測値の特異性などが理由として考えられる.

### 3.2.3 解析降雪量の精度

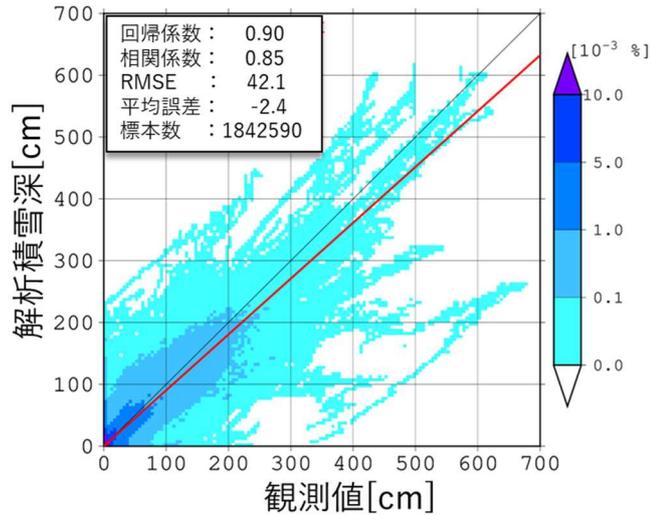
第 10 図の左図は庁外観測値に対する 12 時間積算解析降雪量の ETS のグラフ, 第 10 図の右図は

同じく BI のグラフである. ETS は 5 cm/12 h 以上の降雪に対して精度のピークがあり, 降雪量が多くなるにつれて精度が低下する. また, 降雪量が多くなるにつれて BI における過小傾向が徐々に大きくなる.

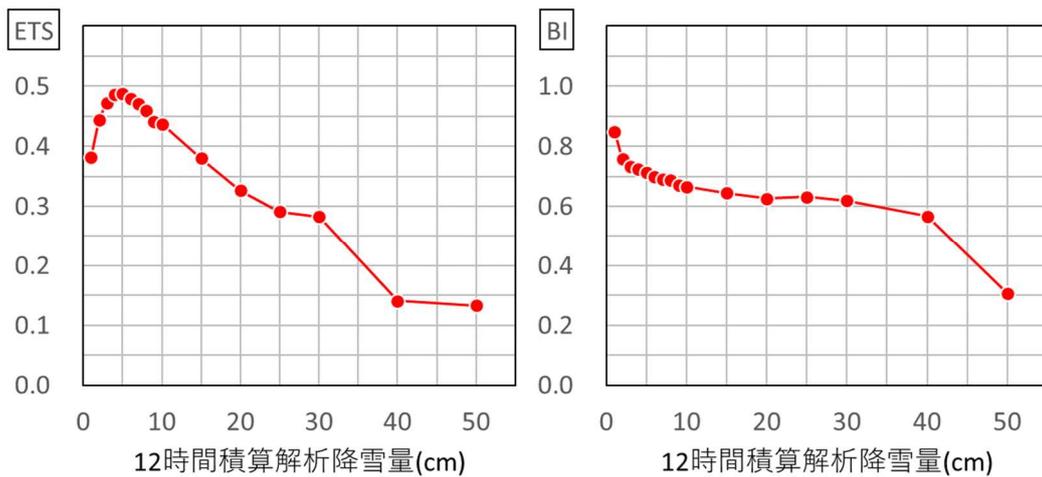
第 11 図は 12 時間降雪量 30 cm 以上における庁外機関に対する解析降雪量の ETS (左図) と BI (右図) の地点分布である. 北陸地方, 岩手県や群馬県などの一部では BI が 1 に近く, ETS も大きく精度が良い地点が見られる. 一方, 北海道や, 本州の標高が高い地域の一部では, 頻度が過小傾向となり, 精度が低くなっている.

第 3 表 検証に用いた指標.

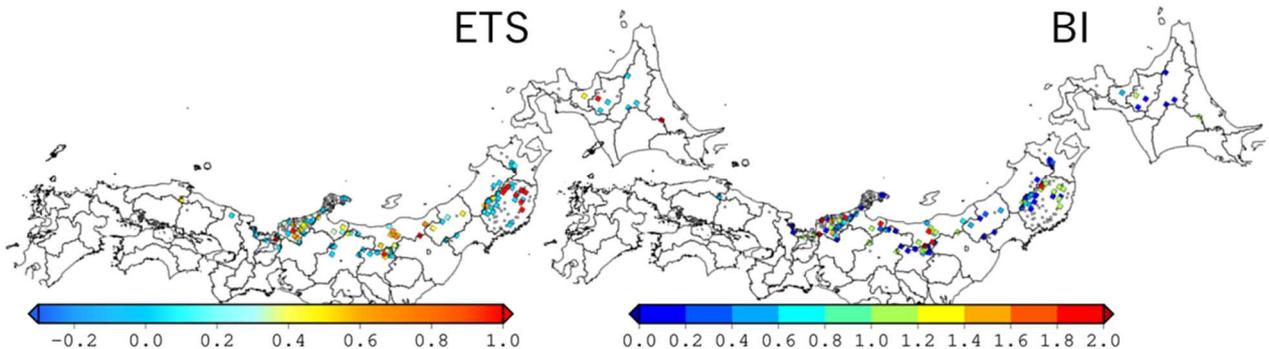
指標	概要
回帰係数	値の量的な一致度を評価
相関係数	値の類似度 (相関) を評価
平均誤差	予測値の実況値からの偏りの平均を評価
二乗平均平方根誤差 (RMSE)	予測値の誤差の大きさ (絶対値) を評価
バイアスコア (BI)	予測の偏りを示す指標. 1 より大きいほど実況の「現象あり」に対して予測の「現象あり」の頻度が過大, 1 より小さいほど予測の「現象あり」の頻度が過小.
エクイタブルスレットスコア (ETS)	全事例数に比べて実況「現象あり」の事例数が極端に少ない現象に対して, 気候学的出現率の影響を緩和して適中精度を評価する指標. 最大値 1 に近いほど予測の精度が高いことを示す.



第 9 図 2019/2020 年から 2022/2023 年の 10 月-5 月における解析積雪深と庁外觀測値の比較結果（頻度分布図）。標本数に対する割合（ $10^{-3}$  %）を 5 cm 間隔でプロットし，赤線は原点を通る回帰直線．RMSE と平均誤差の単位は cm.



第 10 図 2019/2020 年から 2022/2023 年の 10 月-5 月における 12 時間積算解析降雪量の庁外觀測値に対するエクイタブルスレットスコア（ETS）とバイアスコア（BI）．横軸の数値以上の降雪に対するスコアを縦軸に示す．



第 11 図 2019/2020 年から 2022/2023 年の 10 月-5 月における 12 時間降雪量 30 cm 以上の庁外機関に対する解析降雪量の（左）ETS と（右）BI の地点分布．

### 3.3 解析積雪深・解析降雪量の解析事例

解析積雪深・解析降雪量の特性について理解を深めることを目的として、2023年10月時点のプログラムで再計算した解析積雪深・解析降雪量による解析事例を紹介する。

#### 3.3.1 2022年12月18日から19日にかけての日本海寒帯気団収束帯による大雪

2022年12月18日から19日にかけて日本海寒帯気団収束帯（以下、JPCZ）に伴う雪雲が断続的に新潟県～福島県に流入し、記録的な降雪量となった。新潟県、福島県では顕著な大雪に関する気象情報が発表され、新潟県柏崎市の国道8号では多数の車両の立ち往生により22キロに及ぶ大規模な渋滞が発生した。

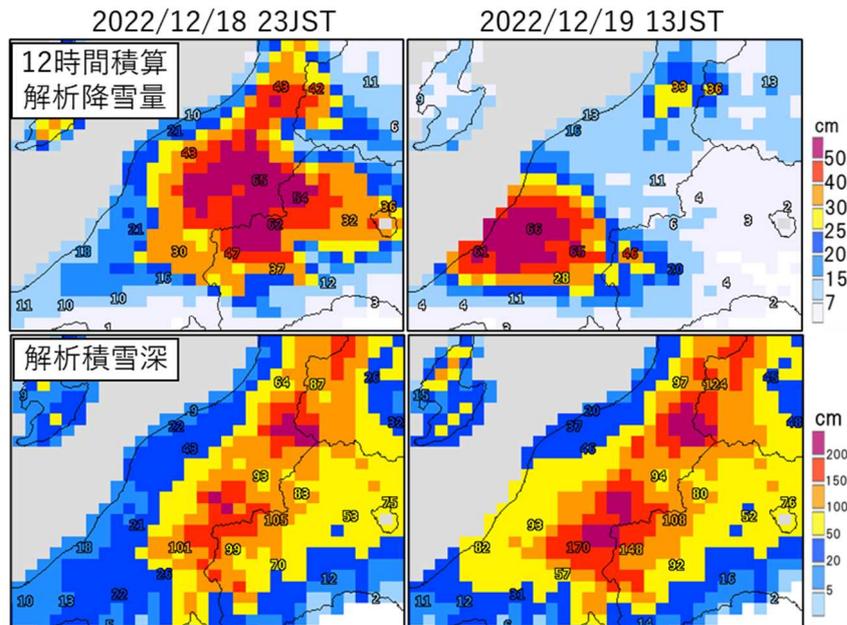
第12図に2022年12月18日23時及び19日13時（日本時間）の12時間積算解析降雪量と解析積雪深を示す。JPCZは雪雲の背が高くレーダーで捉えやすいため、18日23時の新潟県～福島県の県境付近での大雪について観測値と比較しておおむね精度よく解析できている（第12図左上）。19日13時についても解析降雪量はおおむね観測値の分布を表現できているが、新潟県～山形県の県境付近、新潟県～福島県の県境付近の降雪量の観測値が多くなっている地域では、解析降雪量が

やや過少である（第12図右上）。これは、沿岸部での入力値の気温が実際よりも高かったことによる雨雪判別の推定誤差や、山地風下側の雪雲がレーダーで捉え難く解析雨量が過小となったことにより、降雪量が過小に計算されたためと考えられる。

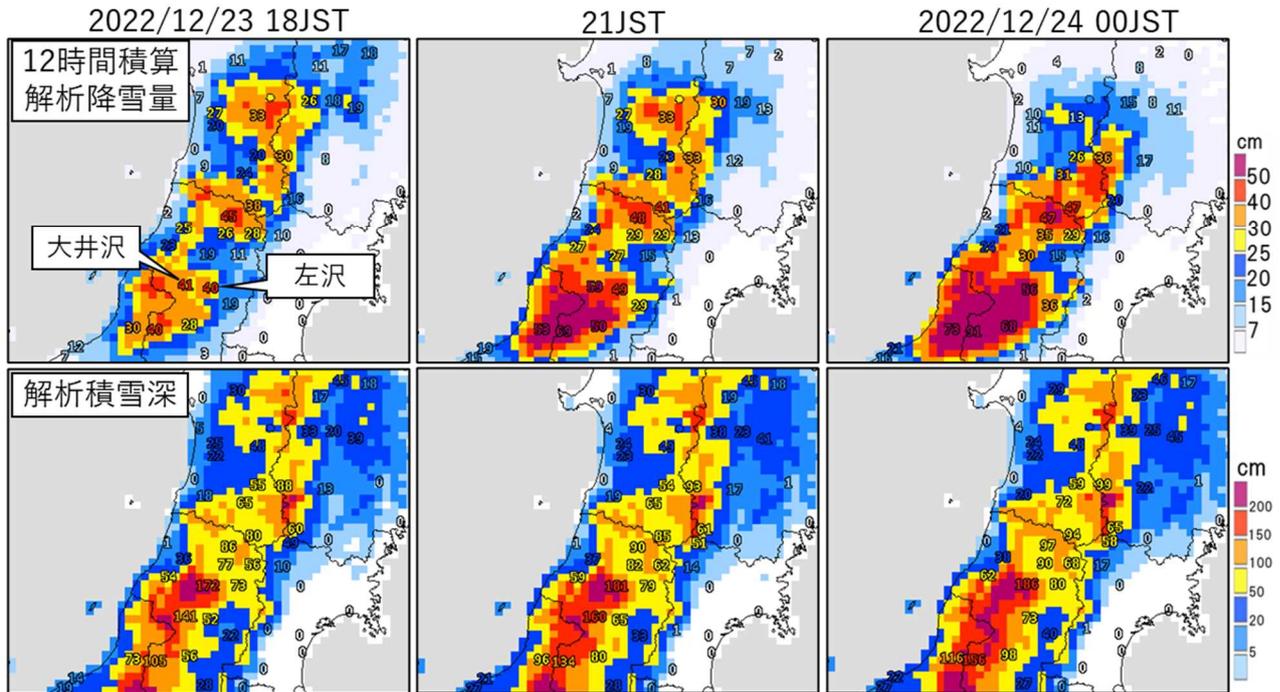
#### 3.3.2 2022年12月23日から24日にかけての低気圧と強い冬型の気圧配置による大雪

2022年12月23日から24日にかけて低気圧と強い冬型の気圧配置の影響で北日本と北陸地方では大雪となった。新潟県、山形県の多数のアメダス地点で統計開始以来1位の降雪量を記録し、山形県では顕著な大雪に関する気象情報が発表された。

第13図に2022年12月23日18時から24日00時（日本時間）の12時間積算解析降雪量と解析積雪深を示す。解析値は実況の推移や多寡分布をおおむねよく表現しており、新潟県下越から山形県置賜・村山にかけての降雪量が多い地域を解析降雪量でも捉えているが、山形県の大井沢、左沢アメダス付近では過小傾向が見られた。これは、山間部の雪雲がレーダーで捉え難く解析雨量が過小となったことや、0℃前後の雨雪境界付近での雨雪判別の推定誤差によるものと考えられる。



第12図 2022年12月18日23時、19日13時（日本時間）の（上）12時間積算解析降雪量と（下）解析積雪深。数字はアメダスの観測値。



第 13 図 2022 年 12 月 23 日 18 時から 24 日 00 時（日本時間）の（上）12 時間積算解析降雪量と（下）解析積雪深。数字はアメダスの観測値による。

#### 4. 降雪短時間予報

この章では、降雪短時間予報の作成手法、予測事例や検証結果について解説する。

##### 4.1 降雪短時間予報の作成手法

###### 4.1.1 作成アルゴリズム

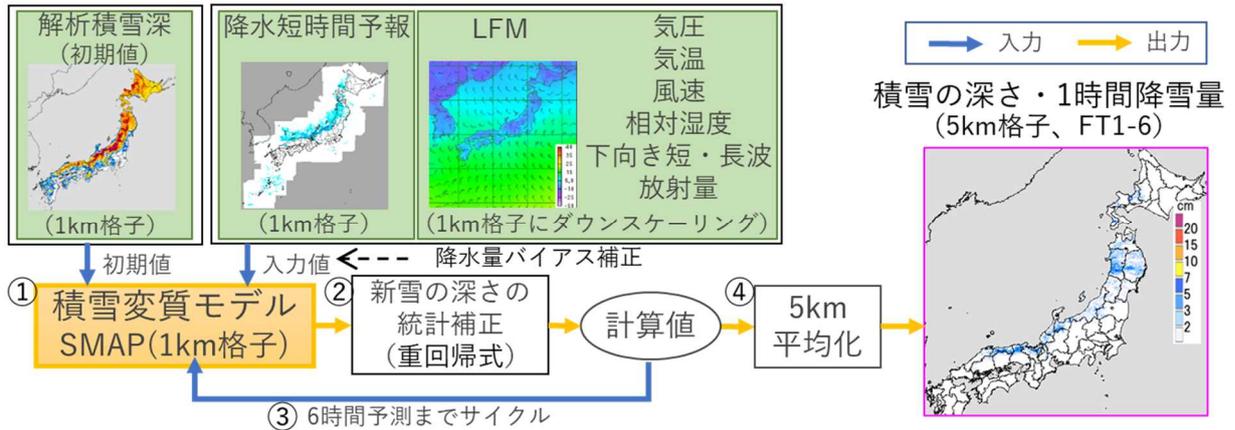
降雪短時間予報は、以下の手順で作成している（第 14 図）。

- ① 積雪の初期状態に解析積雪深（第 3.1.1 項④の積雪層修正後の積雪変質モデル出力値）を用い、降水短時間予報の降水量予測値、LFM の気温や日射量などの予測値を積雪変質モデルに入力する（積雪変質モデルの詳細は第 2 章を参照）。なお、降雪時の降水短時間予報の降水量予測値には、後述するバイアスがあることから、補正を行った上で上限値を設けて積雪変質モデルへの入力値とする（詳細は第 4.1.3 項を参照）。

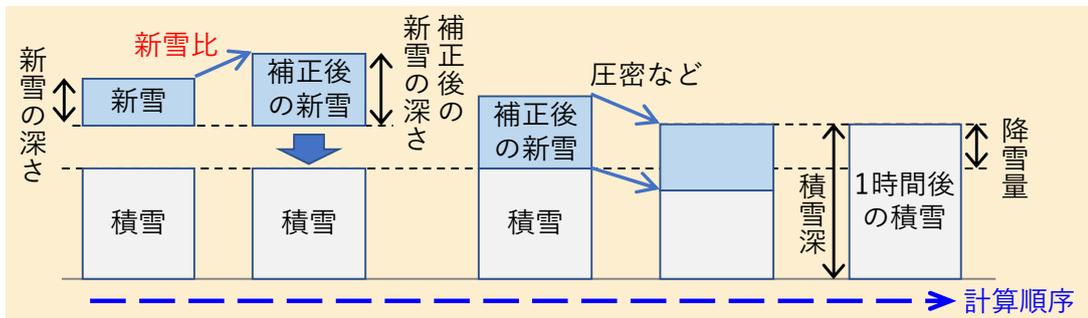
- ② 積雪変質モデルで新しく降り積もる雪の量（以後、新雪の深さ）を算出し、その値を統計的に補正する（詳細は第 4.1.2 項を参照）。その後、積雪変質モデルで積雪層内部の物理量の時間変化を計算し、1 時間後の積雪の深さを求める。

- ③ ②の結果を積雪の初期状態として、さらに 1 時間先の積雪の深さを求める。これを 6 時間先まで 1 時間ずつ繰り返す。

- ④ 1 km 格子を 5 km 格子に平均化する。5 km 平均化した積雪の深さを 1 時間ごとに差分をとり、1 時間降雪量とする。減少が予測される場合は 0 とする。



第 14 図 降雪短時間予報の作成の流れ。



第 15 図 新雪の深さを補正した積雪層計算のイメージ。

#### 4.1.2 新雪の深さの統計補正(第 4.1.1 項②)

積雪変質モデルで計算される積雪深や降雪量は、積雪変質モデルの系統誤差や、入力する LFM の系統誤差の影響を受ける。また、背の低い雪雲が気象レーダーで十分に捕捉できないことや、レーダーで捉えた上空の雪が地上に到達するまでに風に流されることがあるほか、雨量計の受水口付近の気流の乱れにより固体降水の一部が捕捉されない場合があるなど、解析雨量が過小傾向となることにより降水短時間予報の精度が低下する場合もある。これらの系統誤差の影響を軽減し、積雪変質モデルで計算される降雪量を実況に近づけ、降雪短時間予報の予測精度を向上させるため、新雪の深さの補正を行っている。新雪の深さは、圧密などの影響を受ける前の、積雪変質モデルで計算される新たに降り積もった雪の量である。積雪の深さの差である降雪量を直接の補正対象としなかったのは、弱い降雪時や気温が高い際

の降雪時に、圧密や融解などで補正前の降雪量がゼロとなる場合には、補正することができないためである。

新雪の深さを補正した積雪層計算のイメージを第 15 図に示す。新雪の深さに線形重回帰式で算出した補正係数(新雪比)を掛け、補正後の新雪の深さを含む積雪層全体で圧密などの計算を行うことにより、1 時間後の積雪の深さや降雪量を求める。

新雪比を算出するための回帰式は、新雪比といくつかの物理量との関係を調査した結果から、新雪比への影響が見られた日射量、気温、及び積雪変質モデルで計算される新雪の深さによる層別化パターンごとに作成した。回帰式の作成手法には、大雪事例のように発現回数が少ない事象に対して効果的であり、比較的開発コストが抑えられる一括学習を採用した。回帰式の詳細は以下のとおりである。

① 目的変数

新雪比を次のように定義し、線形重回帰分析の目的変数とする。なお、アメダスの新雪の深さと積雪変質モデルの新雪の深さはともに 0 より大きい場合を抽出する。

$$\text{新雪比} = \frac{\text{アメダスの新雪の深さ}}{\text{積雪変質モデルの新雪の深さ}}$$

ここで、アメダス積雪計から算出される降雪量は圧密などの過程を経た積雪の深さの 1 時間差分であり、アメダスの新雪の深さは得ることができない。そこで、積雪変質モデルの新雪の深さから降雪量を引いて積雪変質モデルの圧密量を算出し、それをアメダス降雪量に加えることで、アメダスの新雪の深さとみなすこととした。

② 説明変数

線形重回帰式の説明変数を第 4 表に示す。新雪比との関係を調査した結果から物理量を選出した。また、学習データには解析積雪深・解析降雪量の入力値（第 3.1.1 項）より解析雨量、気温・湿度・風速・地上気圧（LFM 地上面 FT1）を用いた。

③ 層別化パターン

回帰式を作成する層別化パターンを第 5 表に示す。日中と夜間で気温などの入力値のバイアスが異なることから、それを区別するために下向き短波放射の有無で 2 パターンとした。さらに、気温に応じて積雪変質モデルの新雪の深さを 9 区分としたため、計 18 パターンとなる。

なお、積雪変質モデルの新雪の深さにおける誤差は固形降水の降水量や含水率の推定誤差に起因するものと考え、新雪の深さの補正では、固形降水の密度や含水量は不変とし、新雪の質量の増加・減少分は固形降水の量のみで賄う。これは、雨に近い（固形降水の割合が少ない）みぞれで含水率を固定して新雪の深さを大きくしようとする、補正後の降水量が大きくなりすぎてしまう可能性があるためである。

第 4 表 新雪の深さの補正に用いる線形重回帰式の説明変数。

説明変数	
学習データ	予測データ
<ul style="list-style-type: none"> <li>解析雨量</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>降水短時間予報</li> <li>※降水量バイアス補正後</li> </ul>
LFM 地上面 FT1 <ul style="list-style-type: none"> <li>気温</li> <li>湿度</li> <li>風速</li> <li>地上気圧</li> </ul>	LFM 地上面 FT2-7 <ul style="list-style-type: none"> <li>気温</li> <li>湿度</li> <li>風速</li> <li>地上気圧</li> </ul>

第 5 表 新雪の深さの補正に用いる線形重回帰式の層別化パターン。

物理量	区分
下向き短波放射	<ul style="list-style-type: none"> <li>0 W/m<sup>2</sup></li> <li>0 W/m<sup>2</sup> より大きい</li> </ul>
積雪変質モデル 新雪の深さ	気温<math>-0.5\text{ }^\circ\text{C}</math>未満の場合 <ul style="list-style-type: none"> <li>1.5 cm 未満</li> <li>1.5 cm 以上, 2.0 cm 未満</li> <li>2.0 cm 以上, 3.0 cm 未満</li> <li>3.0 cm 以上, 4.0 cm 未満</li> <li>4.0 cm 以上</li> </ul> 気温<math>-0.5\text{ }^\circ\text{C}</math>以上の場合 <ul style="list-style-type: none"> <li>1.5 cm 未満</li> <li>1.5 cm 以上, 2.0 cm 未満</li> <li>2.0 cm 以上, 3.0 cm 未満</li> <li>3.0 cm 以上</li> </ul>

#### 4.1.3 降水量バイアス補正 (第 4.1.1 項①)

降雪時の降水短時間予報の降水量予測値には、レーダーからの距離の違いや山岳などの地形によるレーダービームの遮蔽の有無、卓越する気象現象の違い（総観規模の比較的背の高い雪雲はレーダーで捉えやすく、冬型の低い雪雲は捉えにくい。）といった要因がもたらす初期値の精度の地域性に起因して、地域的に異なるバイアスがある。また、第 16 図に示すように、冬期の降水短時間予報では、降水が異常発達する場合は稀に見られ、降雪量の計算に大きく影響する可能性がある。これらの特性を踏まえ、降水量予測値を積雪変質モデルに入力する際には、解析雨量に近づけるための補正を行い、降雪短時間予報の誤差の軽減を図っている。降水短時間予報におけるバイアスは予報時刻により傾向が異なることから、この補正では、予報時刻 (FT1-2, FT3-4, FT5-6) による層別化を行うとともに、1 km 格子ごとに作成した線形回帰式 (補正係数マップ) を用いて地域特性についても考慮している。また、降水短時間予報の異常発達を除外するため、積雪変質モデルへ入力する補正後の降水量予測値の上限は 7 mm としている。この上限値は、近年の短時間の大雪事例における 1 時間降水量を参考に定めた。

補正に使用する補正係数マップの作成手順を以下に示す。

##### ① 学習データの抽出

降水短時間予報は 2020 年 6 月より現行のアルゴリズムが用いられているため (気象庁予報部, 2020b), 抽出期間は 2020/2021 年, 2021/2022 年の 11 月-4 月とする。アメダスの雨量計が位置する 1 km 格子において、雪またはみぞれを想定し、降水短時間予報の初期時刻における地上気温 (LFM の FT1 を高度補正した値) 3°C 以下の場合の解析雨量及び降水短時間予報を抽出する。

##### ② 雨量計格子ごとの回帰式の作成

雨量計が位置する格子ごとに、解析雨量と降水

短時間予報との関係を表すための回帰式を作成する。雨量計格子ごとに、①で抽出した解析雨量及び降水短時間予報の 6 時間積算値をそれぞれ算出し、多い順に並べて総サンプル数を少ない方に合わせる。どちらも 0.0 mm の場合は削除する。解析雨量の積算値を目的変数、降水短時間予報の積算値を説明変数として、最小二乗法により線形回帰式を作成する。サンプルの抽出方法については、地球温暖化予測情報第 9 巻 (気象庁, 2017) の降水量のバイアス補正手法 (資料 3 A3.4.2) を参考にした。ここで、サンプル数が 100 未満、または線形回帰式の決定係数が 0.7 未満の地点は③以降の処理に使用しない。

##### ③ 降水量の予測特性による雨量計格子のグループ分け

②で作成した各雨量計格子の回帰係数 (傾き, 切片) と、緯度経度 (0.8 倍の重み付け) を要素としたクラスター分析 (Ward 法, Ward, 1963) により、降水量の予測特性によるグループ分けを行う。クラスター分析の際の外れ値処理として LOF 法<sup>10</sup> (Breunig et al., 2000) を使用した。緯度経度の重みが小さいと、回帰係数が主となったグループ分けとなり各グループにおける回帰式の相関は高くなるものの、地理的に大きく離れた地点が含まれる場合が生じる。緯度経度の重みが大きいと、地理的にまとまったグループとなるが、各グループで作成する回帰式の相関が低くなる。これらのことから、地理的なまとまりと回帰式の精度を両立するよう緯度経度の重みは 0.8 倍に調整した。

クラスター分析により、雨量計格子は第 17 図に示す 15 個のグループに分けられた。

##### ④ 雨量計格子のグループごとの回帰式の作成

FT1-2, FT3-4, FT5-6 で層別化を行い、③で分けたグループごとに、所属する雨量計格子全ての解析雨量と降水短時間予報の 1 時間降水量を多い順に並べ、総サンプル数を少ない方に合わせる。どちらも 0.0 mm の場合は削除する。また、降水

<sup>10</sup> クラスター分析に用いる要素の局所密度が周囲に比べて大幅に低いサンプルを除外する手法。

短時間予報が 7 mm/h 以上のデータは前述の異常発達によるものとして除外し、解析雨量からも同じデータ数を多い方から除外する。上記の解析雨量を目的変数に、降水短時間予報を説明変数として、最小二乗法により層別化パターンごとの 1 時間降水量の線形回帰式を作成する。

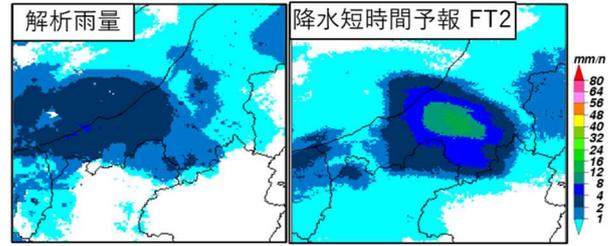
回帰式の作成をグループごとにまとめて行う目的は、使用できるデータを増やし、データの数があまり多くない地点でも、統計的に安定した回帰式を得るためである。

### ⑤ 補正係数マップ（1 km 格子ごとの回帰式）の作成

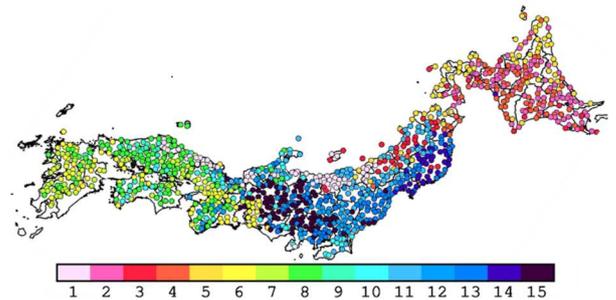
各雨量計格子に④で作成した所属するグループの回帰係数（傾き，切片）を割り当て、傾き 1，切片 0 からの差を求める。雨量計の無い格子も含めた全ての 1 km 格子において、周囲の雨量計格子の回帰係数の差に対する最適内挿法（第 3.1.2 項参照）により、距離と標高差で重み付け平均した傾き 1，切片 0 に対する修正量をそれぞれ算出し、回帰係数を求めることで、補正係数マップを作成する。山間部など、周辺の雨量計格子と標高差が大きい格子では、修正量が小さくなるため、補正後の降水量は補正前とあまり変わらないことになる。

なお、最適内挿法は水平パラメータ 15 km，鉛直パラメータ 800 m とし、探査半径は 60 km-100 km で 30 箇所以上の雨量計格子が得られる最小値とした。

以上の手順により作成した予測降水量の補正係数マップを第 18 図に示す。地域や予報時刻における傾きや切片の傾向の違いが表れている。例えば予報期間前半は、南岸低気圧に伴う降雪が多い太平洋側において切片が負であり予測降水量を減らす傾向がある。一方、予報期間後半は、全国的に切片や傾きが正であり予測降水量を増加させる傾向があり、特に冬型の気圧配置による降雪が多い日本海側では正の切片が大きく、その傾向が強いことがわかる。



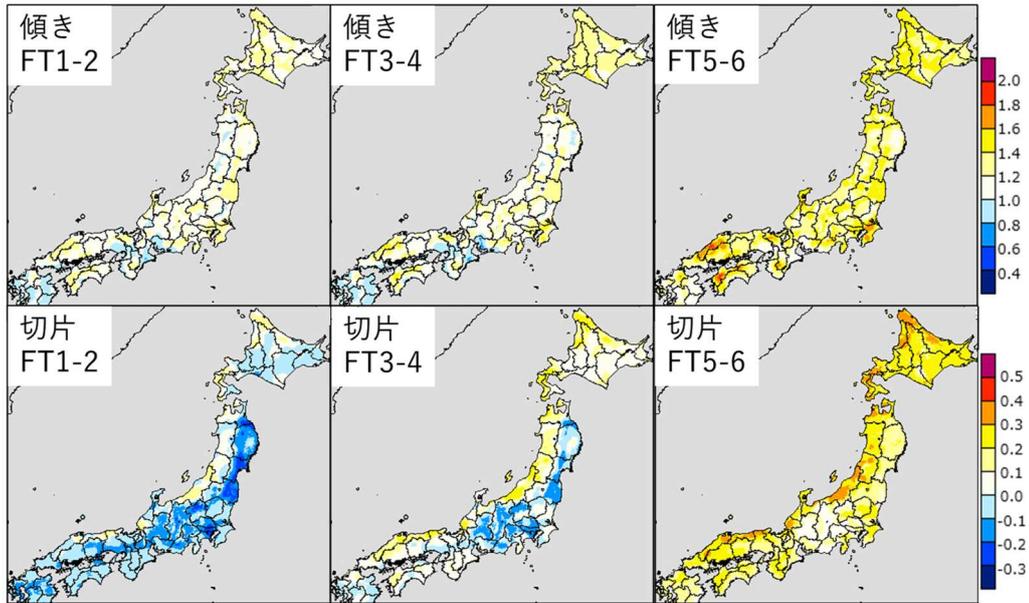
第 16 図 降水短時間予報の異常発達の例(新潟県).  
2020 年 2 月 8 日 8 時 (日本時間).



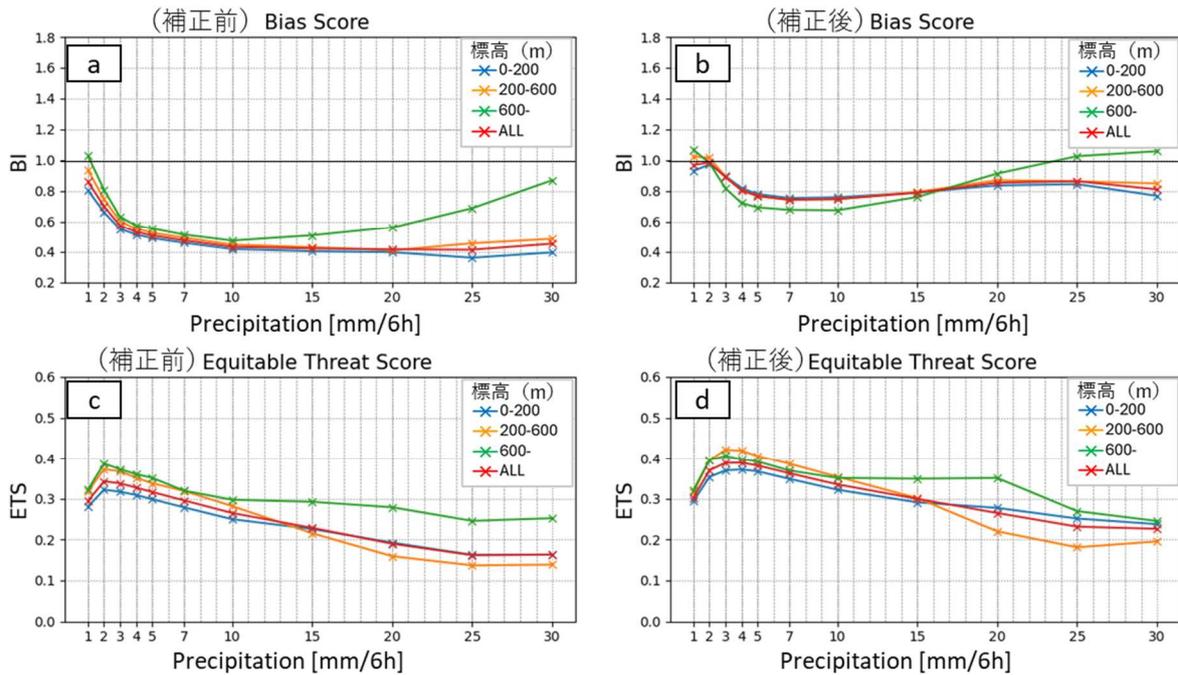
第 17 図 アメダス雨量計格子の冬期降水量予測特性の観点によるクラスター分けの結果。色が各クラスターに対応。

最後に、2020/2021 年，2021/2022 年の 11 月-4 月における、補正前後の降雪時（地上気温 3 °C 以下）の降水短時間予報（6 時間積算降水量）の標高別の精度評価結果を示す。雨量計が無い場所や、ヒーター無しの雨量計がある場所では、解析雨量の精度が低下している可能性があるため、真値は、アメダス雨量計のある 1 km 格子における解析雨量とした。

第 19 図は、補正前と補正後の降水短時間予報の精度を標高ごとに比較したものである。第 19 図 (a) の補正前の BI は、標高 600 m 以上の場合を除き 3 mm/ 6 h 以上において 0.4 - 0.6 と過小傾向が目立つが、第 19 図 (b) の補正後は 0.8 前後と中立に近づいている。同様に、第 19 図 (d) の補正後の ETS は、第 19 図 (c) の補正前に比べて全体的に 0.05 - 0.1 程度増加し、改善していることがわかる。



第 18 図 予測降水量の補正係数マップ。



第 19 図 2020/2021 年, 2021/2022 年の 11 月-4 月における降雪時の降水短時間予報 (6 時間積算降水量) の標高別精度評価結果。

## 4.2 降雪短時間予報の精度評価

### 4.2.1 検証方法

2023 年 10 月時点のプログラムで計算した降雪短時間予報の FT1-FT6 の降雪量を積算した 6 時間降雪量予測値と、アメダスによる 6 時間降雪量とを比較

した。検証期間は、2022/2023 年の 11 月-3 月とし、初期時刻 1 時間ごとの降雪短時間予報を利用した。アメダス降雪量と比較する値は、観測点が含まれる 5 km 格子の値である。検証に用いた指標は、ETS 及び BI とした (指標の説明については第 3 表のとおり)。

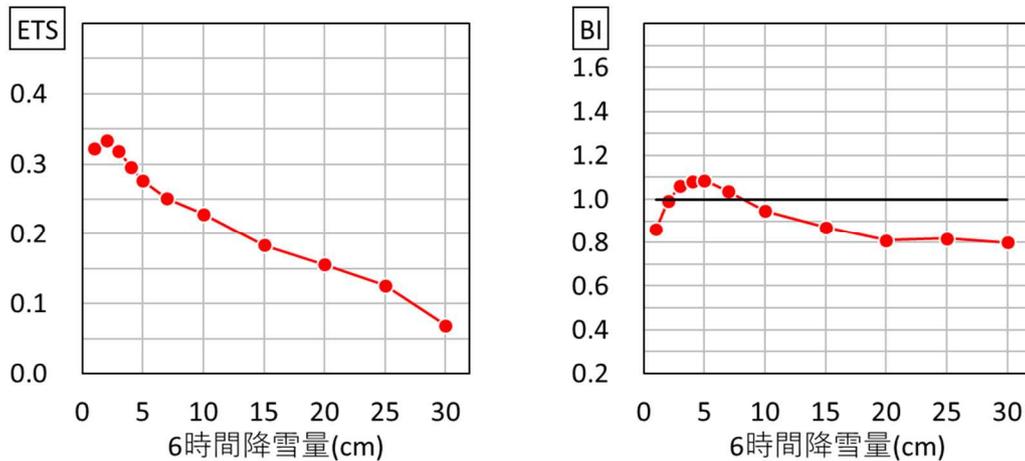
#### 4.2.2 降雪短時間予報の精度

第 20 図に、降雪短時間予報の ETS と BI を示す。ETS は、弱い降雪に対して比較的大きく精度が良いが、降雪量が多くなるにつれて精度が低下する。BI は、3 cm/6 h -7 cm/6 h の弱い降雪でやや過大傾向が見られるほか、降雪量が多くなるにつれて過小傾向が明瞭になる。

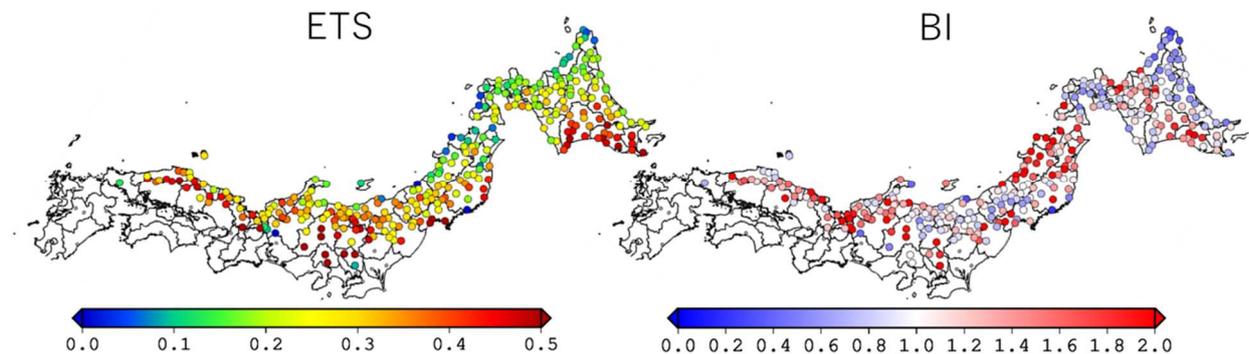
第 21 図は 6 時間降雪量 5 cm 以上におけるアメダスに対する降雪短時間予報の ETS と BI の地点分布である。BI は、新潟県から山形県にかけての地域で特に 1 に近いが、日本海側の地域などでは 1 以上となる地点が多く、予測頻度が過大な地点が多い。ETS は、

北海道から東北地方にかけての日本海側の地域で比較的小さく、精度が低い。

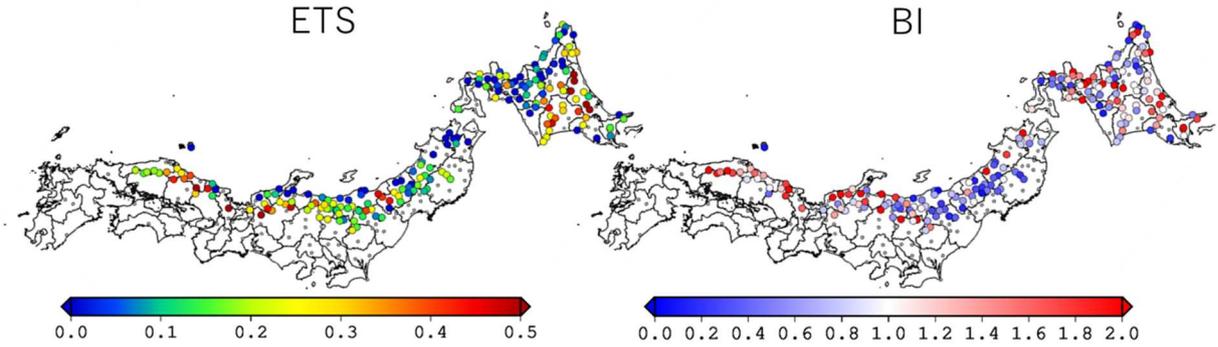
第 22 図は 6 時間降雪量 15 cm 以上におけるアメダスに対する降雪短時間予報の ETS と BI の地点分布である。BI は、東北地方では 1 より小さく予測頻度が過小、中国地方では 1 より大きく予測頻度が過大、北海道では地点によって過大または過小となっている。ETS は、北海道太平洋側や本州内陸部では比較的精度が良い地点が多いが、北海道日本海側や東北地方、北陸地方の沿岸部では精度が低い。なお、関東甲信、中国地方は降雪の事例数が少ないためスコアの変動が大きくなりやすい。



第 20 図 2022/2023 年の 11 月-3 月における降雪短時間予報の 6 時間積算降雪量予測値のアメダス観測値に対する精度評価結果 (ETS, BI)。



第 21 図 2022/2023 年の 11 月-3 月における 6 時間降雪量 5 cm 以上のアメダス観測値に対する降雪短時間予報の (左) ETS と (右) BI の地点分布。予報と観測の合計が 10 事例以上の地点のみで評価。



第22図 2022/2023年の11月-3月における6時間降雪量15cm以上のアメダス観測値に対する降雪短時間予報の(左)ETSと(右)BIの地点分布。予報と観測の合計が10事例以上の地点のみで評価。

### 4.3 降雪短時間予報の予報事例

降雪短時間予報の特性について理解を深めることを目的として、2023年10月時点のプログラムで再計算した降雪短時間予報による予測事例を紹介する。

#### 4.3.1 2020年12月15日から17日にかけての強い冬型の気圧配置による大雪

2020年12月14日から21日にかけて、強い冬型の気圧配置により寒気の流入が継続し、関東地方や北陸地方、東北地方の山地を中心に大雪となった。新潟県や群馬県の関越自動車道で多数の車両の立ち往生が発生したほか、北日本から西日本にかけて道路の通行止め、鉄道の運休、航空機・船舶の欠航などの交通障害、除雪作業中の事故が発生した（気象庁大気海洋部、2020）。

第23図に、特に降雪の強かった2020年12月15日19時から16日1時、16日19時から17日1時（ともに日本時間）の6時間積算解析降雪量と降雪短時間予報の6時間積算降雪量予測値を示す。予測値は降雪量の推移、多寡分布をおおむね表現しているが、富山県、新潟県、長野県の県境付近では過大となり、新潟県、群馬県、福島県にかけての地域では、降雪の広がり不十分であった。解析雨量と降水短時間予報との比較から、前者においては降水短時間予報の降水量予測が過大であったこと（これらの地域はレーダーから遠いため解析値の精度が低下していた可能性もある）、後者においては降水短時間予報の降水域のずれや、広がりが不十分であったことに加えて、

積雪変質モデルにおける圧密等の誤差、新雪の深さの補正が十分ではなかったことも要因として考えられる。

#### 4.3.2 2022年1月11日から12日にかけての南岸低気圧による大雪

2022年1月11日から12日にかけて、日本の南と日本海の低気圧が急速に発達しながら北東に進み、一つにまとまりながら北海道付近を通過した影響で、北海道地方は広い範囲で大雪となった。

第24図に、2022年1月11日18時から12日0時、12日0時から6時、及び12日6時から12時（それぞれ日本時間）の6時間積算解析降雪量と降雪短時間予報の6時間積算降雪量予測値を示す。この事例では、入力値となる降水短時間予報の降水量予測値の精度が良かったため、降雪分布や強度における北海道太平洋側からオホーツク海側への推移を降雪短時間予報は精度良く予測できていた。このような総観規模の現象によるレーダーで捉えやすい降雪時には、降雪短時間予報は比較的精度良く予測することができる。

#### 4.3.3 2022年12月23日から24日にかけての低気圧と強い冬型の気圧配置による大雪

第3.3.2項でも取り上げたように、2022年12月23日から24日にかけて低気圧と強い冬型の気圧配置の影響で北日本と北陸地方では大雪となった（事例の概要は第3.3.2項を参照）。

第25図に2022年12月23日12時から18時、23日18時から24日00時（日本時間）の6時間

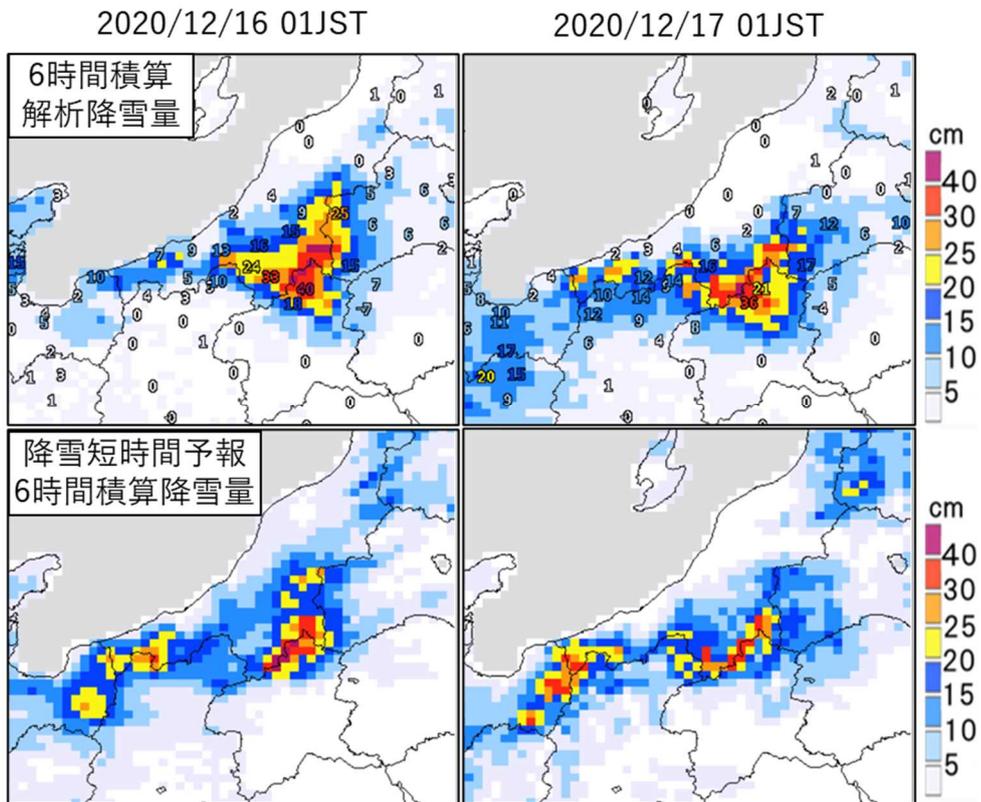
積算解析降雪量と、降雪短時間予報の6時間積算降雪量予測値を示す。新潟県から山形県にかけての降雪域について、予測値は推移や強まりをよく表現しているが、23日12時から18時までの6時間積算降雪量では、秋田県から山形県にかけての降雪の強まりの予測が不十分であったところも見られた。これは、解析雨量と降水短時間予報との比較から、対応する地域で降水短時間予報の予報時刻後半の降水が弱く、入力値とする際の補正もそれを補うには十分ではなかったためと考えられる。

#### 4.3.4 2023年1月24日から26日にかけての日本海寒帯気団収束帯（JPCZ）による大雪

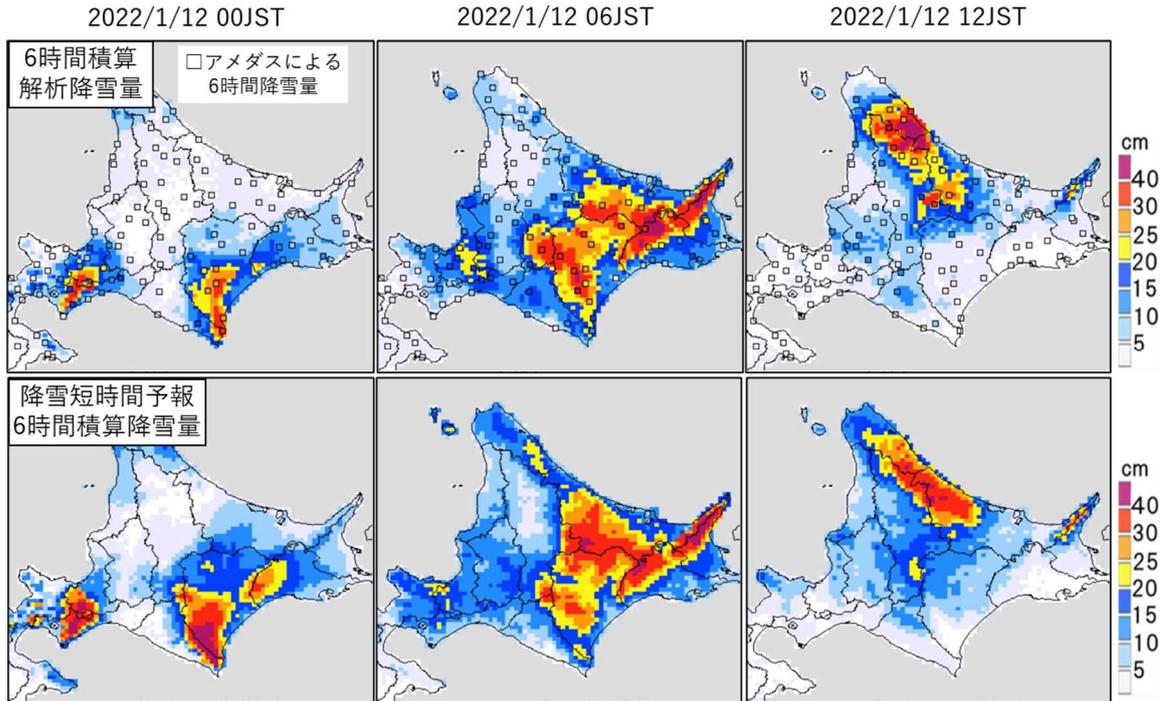
2023年1月24日から26日にかけて、日本の東から千島近海へと進んだ低気圧の発達に伴って冬型の気圧配置が強まり、非常に強い寒気が流入、日本海側の広い範囲で大雪となり、太平洋側でも積雪が観測された。近畿地方日本海側

や中国地方にはJPCZが指向し、岡山県では、津山、真庭市上長田で降雪の深さ日合計の1位を更新し、24日に2度にわたり顕著な大雪に関する情報が発表されるなど、記録的な大雪となった。

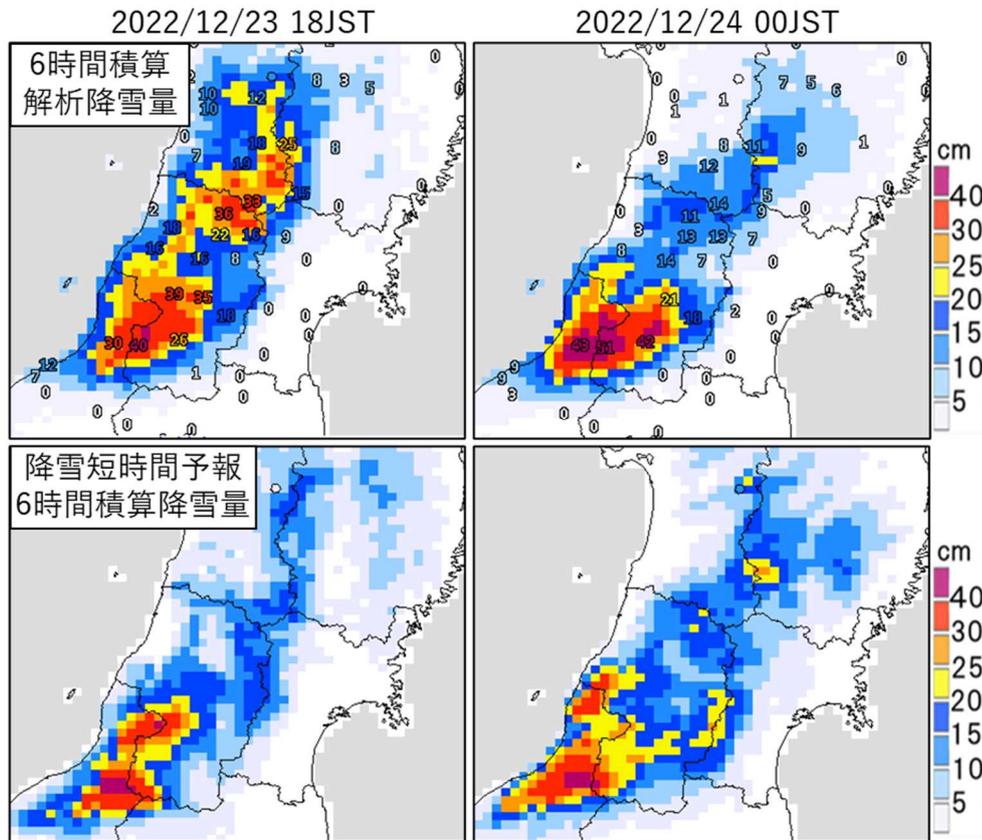
第26図に2023年1月24日16時から22時（日本時間）の6時間積算解析降雪量と、降雪短時間予報の6時間積算降雪量予測値を示す。予測値は鳥取県、岡山県、兵庫県での降雪の強まりをおおむね表現しているものの、鳥取県から島根県にかけての地域では降雪域の広がり过大であり、山地の風下側である岡山県北部から兵庫県播磨北西部にかけての降雪の強まりも予測できていなかった。これは、解析雨量と降水短時間予報との比較から、前者においては降水短時間予報での降水域のずれ、後者においては、発達した雪雲による降水域が実況では山地を越えていたものが、降水短時間予報では予報時刻の経過とともに山地を超えずに衰弱していたためと考えられる。



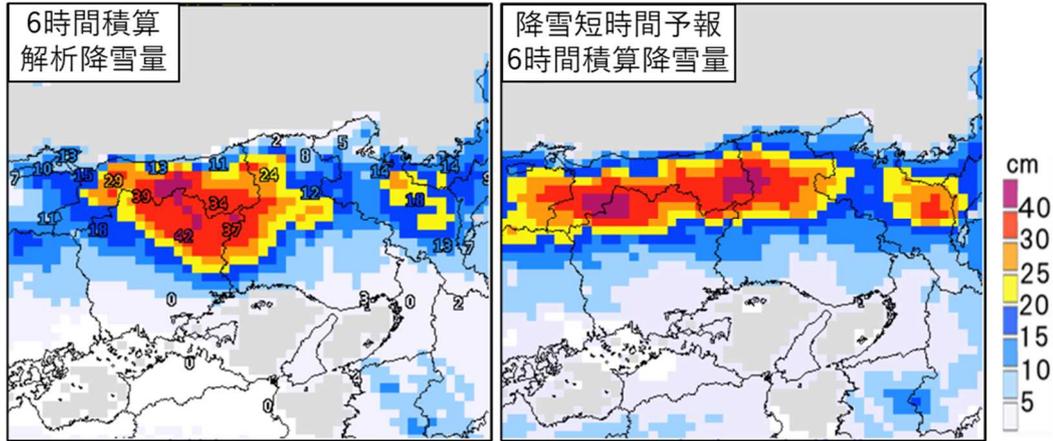
第 23 図 2020 年 12 月 16 日 1 時と 17 日 1 時（日本時間）の（上）6 時間積算解析降雪量と（下）降雪短時間予報の 6 時間積算降雪量予測値（初期時刻は 12 月 15 日 19 時と 16 日 19 時）。数字はアメダスの観測値による。



第 24 図 2021 年 1 月 12 日 0 時, 6 時, 12 時 (日本時間) の (上) 6 時間積算解析降雪量と (下) 降雪短時間予報の 6 時間積算降雪量予測値 (初期時刻は 1 月 11 日 18 時, 12 日 0 時, 6 時).



第 25 図 2022 年 12 月 23 日 18 時と 24 日 0 時 (日本時間) の (上) 6 時間積算解析降雪量と (下) 降雪短時間予報の 6 時間積算降雪量予測値 (初期時刻は 12 月 23 日 12 時と 18 時). 数字はアメダスの観測値による.



第 26 図 2023 年 1 月 24 日 22 時（日本時間）の（左）6 時間積算解析降雪量と（右）降雪短時間予報の 6 時間積算降雪量予測値（初期時刻は 1 月 24 日 16 時）。数字はアメダスの観測値による。

第 27 図 気象庁ホームページ「今後の雪」の表示例。

### 5. 気象庁ホームページでの表示

解析積雪深・解析降雪量と降雪短時間予報は、気象庁ホームページ「今後の雪」(<https://www.jma.go.jp/bosai/snow/>)で公開している。「今後の雪」では、24 時間前から 6 時間先までの積雪の深さ及び降雪量の分布を、地図上でシームレスに確認することができる（第 27 図）。表示要素は積雪の深さ、3・6・12・24・48・72 時間

降雪量を用意しており、利用者のニーズに応じて選択することが可能である。1 時間ごとに更新されるため、最新の情報を利用いただきたい。

### 6. 利用上の留意点

解析積雪深・解析降雪量、降雪短時間予報は約 5 km 四方の平均的な値であるため、積雪の深さや降雪量のおおまかな分布を把握するために利用

する。また、解析積雪深・解析降雪量は、個別地点における観測値と必ずしも一致しないことにも留意が必要である。なお、解析積雪深・解析降雪量、降雪短時間予報は、以下の気象条件の際に精度が低下する可能性があることに注意が必要である。

- ・ 風が強いとき  
解析雨量は上空の雪が地上に降り積もるまでに風に流される影響を考慮していないため、実際の降雪域と異なる可能性がある。また、積雪変質モデルは積雪が風に流され移動する効果を考慮していないため、局地的な積雪の偏り（吹き溜まりなど）を表現することはできない。
- ・ 地上の気温が約 1 °C-3 °C前後の場合  
わずかな気温の差で降水が雪になるか雨になるかが変わるため、降雪量の推定誤差が大きくなる場合がある。
- ・ 地上の気温が十分に低くても、上空（数百メートル-数千メートル程度）に暖気が入っている場合  
本プロダクトで用いるのは地上気温のみであるが、実際には上空の暖気のわずかな違いで雪になるか雨になるかが変わるため、降雪量の推定誤差が大きくなる場合がある。
- ・ LFM や解析雨量などの入力値の精度が低い場合  
背の低い雪雲（弱い冬型など）による降雪は、特にレーダーから離れた地域でとらえ難く、解析雨量の精度が低下することにより、降雪量が過小に推定される場合がある。

## 7. おわりに

日本の気候変動 2020（文部科学省及び気象庁，2020）によると、地球温暖化に伴い日本における年間での降雪量や最大積雪深は減少すると予測される一方で、ごくまれに降る大雪のリスクが低下するとは限らず、本州山岳部や北海道内陸部では大雪が増加する可能性も示されている。そのため、大雪に備えるための情報は、今後さらに重要性が高まると考えられる。

解析積雪深・解析降雪量、降雪短時間予報は、積雪・降雪のおおまかな多寡の状況を約 5 km 四方の分布で表示することができ、目的地までの経路の積雪・降雪の状況や予測の確認、除雪判断といった交通障害の備えなどに活用することができる。一方で、多量の降雪があった場合の過小傾向や、地域によって精度に偏りがあるなどの課題も見られる。

将来的には、これらのプロダクトが防災気象情報作成のための基盤情報の一つとなるべく解析・予測精度の向上に引き続き努めるとともに、高解像度化や予報時間の延長、危険度分布や指数への活用といった高度利用についても目指していきたい。

## 参考文献

- Aoki, T. et al. (2011) : Physically based snow albedo model for calculating broadband albedos and the solar heating profile in snowpack for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **116**, D11114.  
<https://doi.org/10.1029/2010JD015507>.
- Brasnett, B. (1999) : A global analysis of snow depth for numerical weather prediction. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 726-740.
- Breunig, M. et al. (2000) : LOF: Identifying Density-Based Local Outliers. *ACM SIGMOD Record*, **29**, 93-104.
- Fettweis, X. et al. (2020) : GrSMBMIP: Intercomparison of the modelled 1980–2012 surface mass balance over the Greenland Ice Sheet. *The Cryosphere*, **14**, 3935–3958.  
<https://doi.org/10.5194/tc-14-3935-2020>.
- 藤吉康志・本吉弘岐・中井専人・三隅良平 (2012) : 含水率計を用いた雪片の融解率の気温と粒径依存性。ワークショップ「降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究（第 11 回）」, (独) 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター, 3-4.  
[https://yukibousai.bosai.go.jp/others-files/KouWS\\_FY2012Nagaoka/abstract.pdf](https://yukibousai.bosai.go.jp/others-files/KouWS_FY2012Nagaoka/abstract.pdf).

- Izumi, K., Huzioka, T. (1975) : Studies of Metamorphism and Thermal Conductivity of Snow I. *Low temperature science. Series A, Physical sciences*, **33**, 91-102.  
<http://hdl.handle.net/2115/18276>.
- Jansson, M. (1901) : The thermal conductivity of snow. *Øfversigt of Kongl. Vetenskaps-Akademiens Forhandlingar*, **58**. 207-222.
- 加茂祐一 (2023) : 積雪ワークショップ開催報告「4. 解析積雪深・解析降雪量の開発について」. 雪氷, **85** (1), 31-32.
- 梶川正弘 (1989) : 新積雪の密度と降雪粒子の結晶形との関係. 雪氷, **51** (3), 178-183.
- Kojima, K. (1964) : Densification of snow in Antarctica. *Antarctic Snow and Ice Studies*, ed. by M. Mellor. *Washington, DC, American Geophysical Union*, 157-218.
- Krinner, G. et al. (2018) : ESM-SnowMIP: assessing snow models and quantifying snow-related climate feedbacks. *Geosci. Model Dev.*, **11**, 5027-5049.  
<https://doi.org/10.5194/gmd-11-5027-2018>.
- 気象庁 (2017) : 地球温暖化予測情報第 9 巻, IPCC の RCP8.5 シナリオを用いた非静力学地域気候モデルによる日本の気候変化予測. A15.  
<https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/GWP/Vol9/pdf/all.pdf>.
- 気象庁大気海洋部 (2020) : 災害をもたらした気象事例 (平成元年～本年), 強い冬型の気圧配置による大雪 令和 2 年 (2020 年) 12 月 14 日～12 月 21 日 (速報).  
<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2020/20201224/20201224.html>.
- 気象庁大気海洋部 (2021a) : 令和 3 年報道発表資料, 積雪の深さと降雪量の 6 時間先までの予報を開始します.  
[https://www.jma.go.jp/jma/press/2111/04a/211104\\_kousetsu.html](https://www.jma.go.jp/jma/press/2111/04a/211104_kousetsu.html).
- 気象庁大気海洋部 (2021b) : 配信資料に関する仕様 No.12302 ～降雪短時間予報～.  
<https://www.data.jma.go.jp/suishin/shiyou/pdf/no12302>.
- 気象庁大気海洋部 (2022) : 配信資料に関する技術情報第 593 号 ～解析積雪深・解析降雪量及び降雪短時間予報の改良に伴う精度向上について～.  
<https://www.data.jma.go.jp/suishin/jyouhou/pdf/593.pdf>.
- 気象庁予報部 (2015) : メソ・局地数値予報システム, 観測データ利用及びガイダンスの改良. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 44-49.
- 気象庁予報部 (2019) : 令和元年報道発表資料, 新しい雪の情報の提供を開始します.  
[https://www.jma.go.jp/jma/press/1911/13a/20191113\\_snowanalysis.html](https://www.jma.go.jp/jma/press/1911/13a/20191113_snowanalysis.html).
- 気象庁予報部 (2020a) : 配信資料に関する仕様 No.12301 ～解析積雪深・解析降雪量～.  
<https://www.data.jma.go.jp/suishin/shiyou/pdf/no12301>.
- 気象庁予報部 (2020b) : 配信資料に関する技術情報第 534 号 ～降水短時間予報における数値予報資料の使用手法の変更について～.  
<https://www.data.jma.go.jp/suishin/jyouhou/pdf/534.pdf>.
- 文部科学省・気象庁 (2020) : 日本の気候変動 2020 — 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 —.  
[https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ccj/2020/pdf/cc2020\\_gaiyo.pdf](https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ccj/2020/pdf/cc2020_gaiyo.pdf).
- Niwano, M., Aoki, T., Kuchiki, K., Hosaka, M., and Kodama, Y. (2012) : Snow Metamorphism and Albedo Process (SMAP) model for climate studies: Model validation using meteorological and snow impurity data measured at Sapporo, Japan. *J. Geophys. Res.*, **117**, F03008.  
<https://doi.org/10.1029/2011JF002239>.
- Niwano, M. et al. (2014) : Evaluation of updated physical snowpack model SMAP. *Bull. Glaciol. Res.*, **32**, 65-78.  
<https://doi.org/10.5331/bgr.32.65>.
- 庭野匡思・青木輝夫・橋本明弘・山口悟・谷川朋

- 範・保坂征宏 (2017) : 2015-2016 冬期の新潟県アメダスへの積雪変質モデル SMAP の適用. *雪氷*, **79 (6)**, 525-538.
- Niwano, M. et al. (2018) : NHM-SMAP: spatially and temporally high-resolution nonhydrostatic atmospheric model coupled with detailed snow process model for Greenland Ice Sheet. *The Cryosphere*, **12**, 635-655.  
<https://doi.org/10.5194/tc-12-635-2018>.
- 庭野匡思・青木輝夫 (2021) : 気象研究所における積雪モデリング研究. *大気化学研究*, **44**, 044A03.  
[https://jpsac.org/wordpress/wp-content/uploads/2021/02/AACR\\_vol44.pdf](https://jpsac.org/wordpress/wp-content/uploads/2021/02/AACR_vol44.pdf).
- Niwano, M., Suyu, M., Nagaya, K., Yamaguchi, S., Matoba, S., Harada, I., and Ohkawara, N. (2022) : Estimation of seasonal snow mass balance all over Japan using a high-resolution atmosphere-snow model chain. *SOLA*, **18**, 193-198.  
<https://doi.org/10.2151/sola.2022-031>.
- Vionnet, V. et al. (2012) : The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2. *Geosci. Model Dev.*, **5**, 773-791.
- Ward, J. H., Jr. (1963) : Hierarchical Grouping to Optimize an Objective Function. *Journal of the American Statistical Association*, **58**, 236-244.
- 山田知充・長谷見達雄・和泉薫・佐藤篤司 (1974) : 積雪組織の異方性と弾性波の伝播速度及び熱伝導率について. *低温科学, 物理篇*, **32**, 71-80.
- 山崎剛・櫻岡崇・中村亘・近藤純正 (1991) : 積雪の変成過程について:Iモデル. *雪氷*, **53(2)**, 115-123.
- 山崎剛 (1998) : 厳寒地に適用可能な積雪多層熱収支モデル. *雪氷*, **60 (2)**, 131-141.