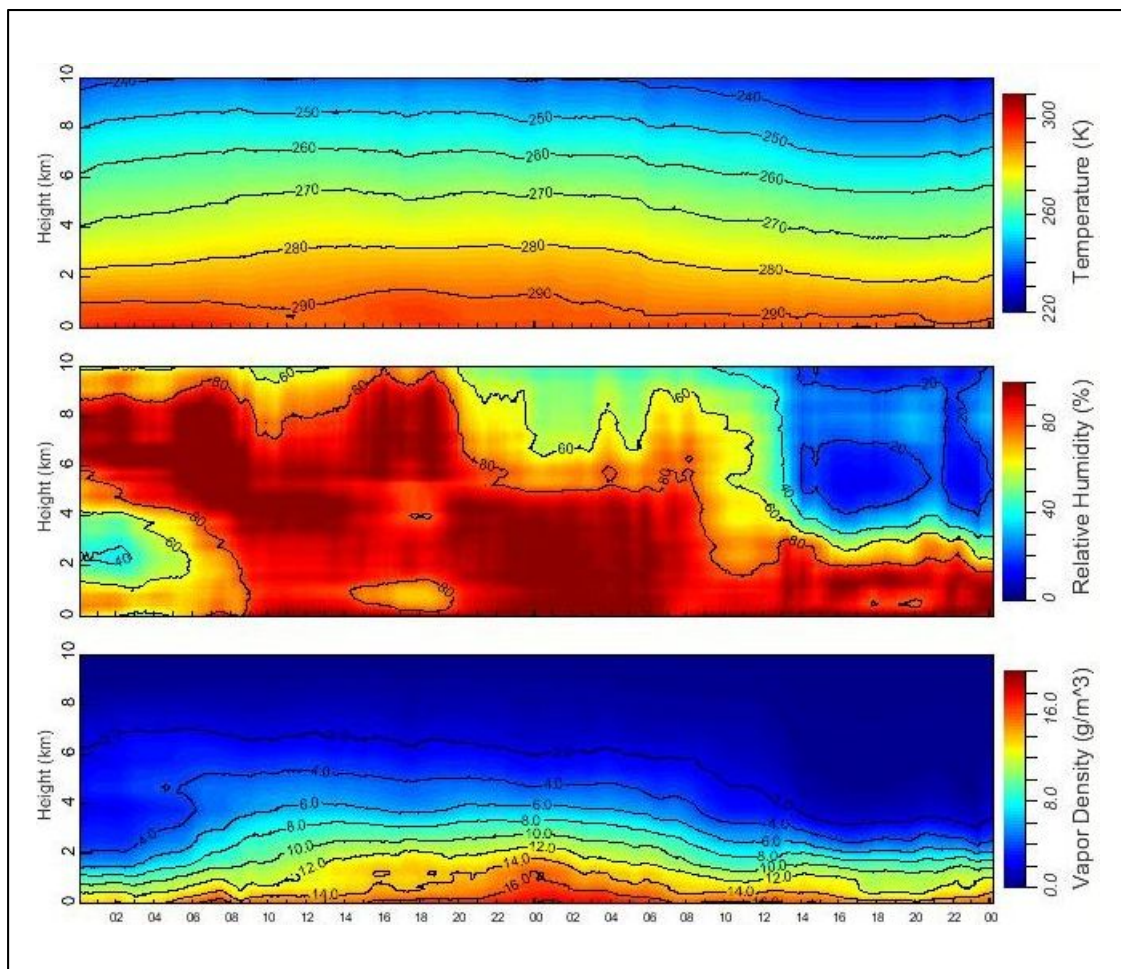


降雪に関するレーダーと数値モデル による研究(第13回)

2014年11月6日(木)－11月7日(金)

(独)防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター



講演要旨集

降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究（第13回）プログラム

11月6日（木）

14:00

主催者あいさつ 事務連絡

14:05

セッション1：水物質鉛直プロファイルの観測・推定・予報

① 荒木 健太郎(気象庁気象研究所)

「放射は天から送られたメールである メール解読の技術と応用」

14:45

② 清水 慎吾(防災科学技術研究所 水・土砂防災研究ユニット)

「関東地方におけるマイクロ波放射計ネットワークの構築」

15:25

③ 幾田 泰醇(気象庁予報部数値予報課)

「GPM/DPRを利用した水蒸気推定と数値予報へのインパクト」

16:05

休憩

16:15

④ 原 旅人(気象庁予報部数値予報課)

「南岸低気圧による関東での降雪の現業数値予報モデルによる予測可能性とモデルの気温時間変化率から見た降雪に至る気温低下のプロセスの解析(2013年1月14日の関東での大雪事例を中心に)」

16:55

⑤ 石坂雅昭(防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター)

「降雪粒子観測・レーダー・モデルでみる低気圧影響下の降雪と特徴ある降雪粒子 - 2014年2月の南岸低気圧時の新潟における観測を中心に -」

17:35 終了予定

懇親会のご案内

11月6日19時より「たこの壺 離れ 一壺庵」にて



たこの壺 離れ 一壺庵

長岡市城内町2丁目3番地6

（長岡駅前 イトーヨーカドー隣）

電話：0258-36-0311

11月7日（金）

9:00

セッション2：「降雪の分布と融解」

- ⑥ 三隅 良平(防災科学技術研究所 水・土砂防災研究ユニット)
「雪片の含水率に関する3つの経験式とバルク雲物理モデルの改良」

9:40

- ⑦ 佐藤研吾(防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター)
「湿降雪に起因する着冠雪現象」

10:20

- ⑧ 木村 祐輔(新潟大学 大学院自然科学研究科)
「冬季佐渡島周辺における降水分布の特徴」

11:00

- ⑨ 加藤 輝之(気象庁気象研究所)
「中部日本海側でのモデルが予想する降雪量の過小評価の要因と改善への
取り組み：観測された降水粒子との比較」

11:40

- ⑩ 総合討論
コメント 加茂 祐一(仙台管区気象台気象防災部予報課)
「現業における降雪状況の面的実況監視への取り組み」

12:00

終了予定

構内見学・測器解説（参加無料 ご自由にご参加ください）

12:40

柏崎SPLine-f2 観測点 見学ツアー（事前に申し込まれた方）

16時～16時半頃 長岡駅解散

越後交通バスご案内

雪氷防災研究センター方面

乗り場 長岡駅東口⑥番線(栖吉線)

長岡駅東口	前山町入口
8:30	8:41
13:20	13:33
14:20	14:33

長岡駅方面

前山町入口	長岡駅東口
12:53	13:15
13:48	14:06
18:03	18:21

※バスの時刻はワークショップの開始・終了に合わせたものを掲載しています

放射は天から送られたメールである メール解読の技術と応用

荒木健太郎*: araki@mri-jma.go.jp,

石元裕史, 村上正隆, 田尻拓也 (気象庁気象研究所)

1. はじめに

「雪は天から送られた手紙である」雪結晶の晶癖や成長の型から、その雪結晶が成長した環境の気象状態(気温・水蒸気量)がわかるという中谷宇吉郎博士の言葉である。しかし実際には、地上で観測された雪結晶から、雪結晶の成長した上空の気温・水蒸気の鉛直プロファイル进行を推定することは難しい。

一方、これまで地上設置型マイクロ波放射計(以下、MWR)による放射観測から、可降水量(PWV)や鉛直積算雲水量(LWP)に加え、気温・水蒸気・雲水量の鉛直プロファイル进行を推定する手法が開発されている。MWRは受動型で、数十秒〜数分間隔の高頻度観測が可能である。放射観測から大気の状態が推定できれば、放射は電磁波であるため、「放射は天から送られたメールである」といえるだろう(荒木 2014)。本発表では、放射観測による大気の熱力学場の鉛直プロファイル进行の推定方法と応用例について紹介する。

2. 多波長マイクロ波放射計の特徴

本発表では、Radiometrics 社の多波長マイクロ波放射計(MP-3000A)を主に扱う。このMWRはKバンド21チャンネル(22~30GHz)、Vバンド14チャンネル(51~59GHz)の輝度温度を観測する。天頂方向(Zenith)の観測に加え、仰角を変えたOff-Zenith観測も可能である。また、MWRには地上観測用の気温・相対湿度・気圧のセンサー、感雨計がある。その他、雲底高度を推定するためのZenith観測用の赤外放射計も取り付けられている。

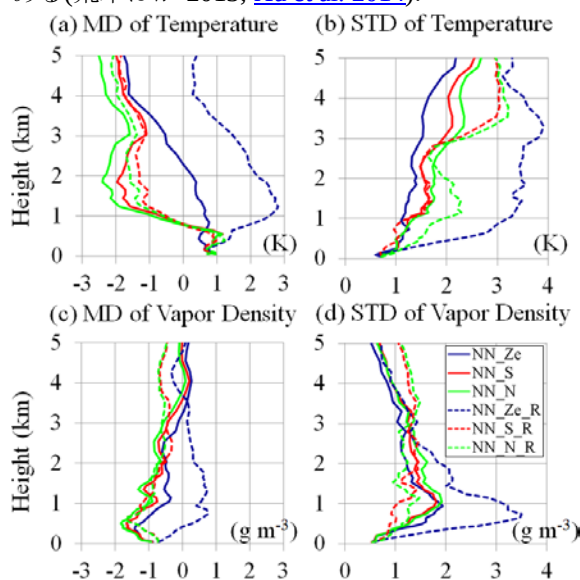
MWR観測では、降雨により誤差が生じる。この誤差は、レドーム表面の水滴・水膜によるものと、空中の大きな水滴の熱放射によるものがある。これまで降雨時は観測が不可能と考えられていたが、最近では降雨時の誤差を軽減するため、Off-Zenithの観測値が利用されるようになってきている(荒木ほか 2013, 2013年気象学会春C302; Xu et al. 2014)。

3. リトリバル法による解析精度

放射観測から気温・水蒸気の鉛直プロファイル进行を推定するために、水蒸気と液体の水に吸収特性の感度がある22~30GHz、酸素に感度のある51~59GHzの複数チャンネルの輝度温度から、逆問題を解く方法が用いられる。この解法として、観測点近傍の高層気象観測結果を使って作成したNeural Network (NN)が従来から利用されている(Solheim et al. 1998)。観測毎に熱力学場を推定するため、雷雨事例のように場が急変する現象にも適用されている(Knupp et al. 2007; Madhulatha et al. 2013)。

NNの解析精度について検証するため、つくばで行っ

た2012年4月~6月の観測結果からNNによって得られた気温・水蒸気密度の鉛直分布とゾンデ観測結果を比較したものを第1図に示す。まず前後1時間に降水がない事例のZenithのNN(NN_Ze)では、気温のMean Difference (MD)の絶対値は高度3.5 km以下で1Kより小さいが、それより上空では誤差が大きい。これは、逆転層の影響によるものである。一方、水蒸気密度のMDの絶対値は高度1km以下で1.4 g m⁻³程度で、先行研究とほぼ同じである(Cimini et al. 2006)。南と北向きの仰角15°のOff-ZenithのNN(NN_S, NN_N)では、水蒸気量のMDはNN_Zeと大差ないが、気温については高度1~3kmのMDが負に大きく、下層の逆転層の影響を受けていると考えられる。しかし、前後1時間に降水強度1 mm h⁻¹の雨が観測された事例(*_R)では、Off-ZenithのNNは気温も水蒸気密度もZenithと大差ないものの、ZenithのNNはStandard Deviation (STD)が気温でも水蒸気密度でも大きく、特に気温のMDでは誤差が顕著に表れている。これは、弱い降雨時には逆転層が無く、降雨の影響を受けにくいOff-Zenith観測が有効であることを意味しており、先行研究とも整合的である(荒木ほか 2013; Xu et al. 2014)。



第1図 ゾンデ観測と比較したNNによる解析精度。実線は前後1時間に降水なしの事例(89), 破線は降水強度1 mm h⁻¹以下の事例(22)。

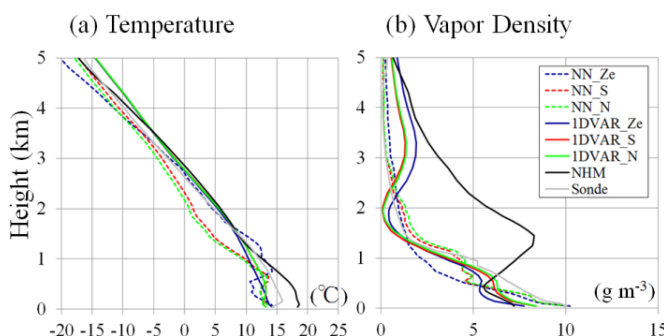
また、近年では数値モデルの結果を第一推定値として放射観測値を使って鉛直1次元データ同化(1DVAR)による解析手法が提案されており、NNよりも解析精度が良いことが知られている。

(Hewison et al. 2007; Cimini et al. 2011; 石元 2014, 気象研究ノート, in press; Araki et al. 2014). 本手法では石元(2014)を Off-Zenith 観測にも適用し, 気温, 水蒸気密度, LWP をリトリバール変数 $\mathbf{x}$ として, Gauss-Newton 法により評価関数を最小にする解を次式から求める.

$$\mathbf{x}_{i+1} = \mathbf{x}_i + (\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}_i^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H}_i)^{-1} [\mathbf{H}_i^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{F}(\mathbf{x}_i)) - \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_b)]$$

ここで, i は繰り返し計算の step, $\mathbf{x}_i$ と $\mathbf{x}_b$ はそれぞれ観測と第一推定値の変数, $\mathbf{B}$ と $\mathbf{R}$ はそれぞれ $\mathbf{x}_b$ と観測輝度温度 $\mathbf{y}$ の誤差共分散行列, $\mathbf{F}(\mathbf{x}_i)$ は前方計算による輝度温度, $\mathbf{H}_i$ は $\partial \mathbf{F}(\mathbf{x}_i) / \partial \mathbf{x}_i$ を表す. Off-Zenith の 1DVAR では, 光学的厚さを幾何補正して前方計算を行う. この手法では, LWP と赤外放射観測による雲底高度情報から, Löehner and Crewell (2003) の雲の鉛直分布モデルを使って雲水量の鉛直分布を考え, 放射計算で雲を扱う.

第2図に, 2012年5月6日21時(降水なし)について NN, 気象庁非静力学モデル(NHM; MSM 領域縮小版の24時間予報値), 1DVAR, 高層気象観測(Sonde)による気温・水蒸気密度を示す. Zenith / Off-Zenith(仰角 15°)の 1DVAR は, 両者とも NHM よりも Sonde に近く, 特に Off-Zenith の 1DVAR の結果が良い例であった.



第2図 2012年5月6日21時の各プロファイルの比較.

4. マイクロ波放射の 1DVAR の応用

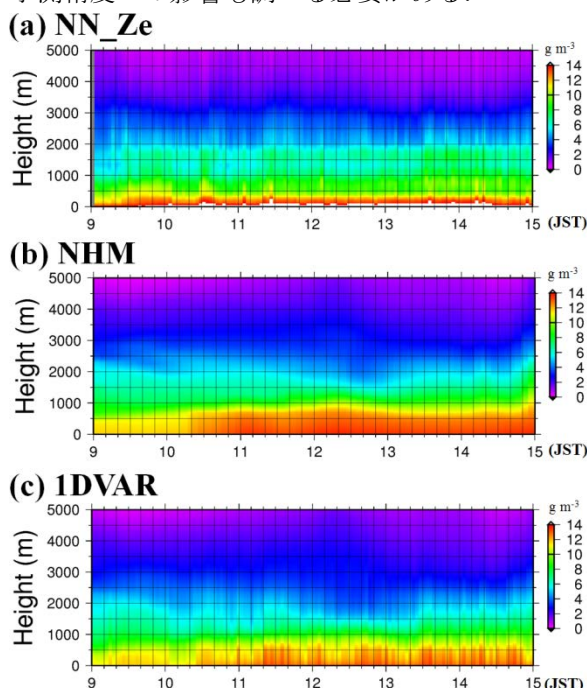
2012年5月6日つくば竜巻について, 竜巻発生地域から南に20km未満の距離に位置する気象研究所で行われた MWR の Zenith 観測結果を用い, スーパーセルの発生環境場を解析した(Araki et al. 2014). ここでは再現性の良い水平解像度 1km の NHM の結果を第一推定値とし, 1DVAR の解析を行った. 第3図に, NN_Ze, NHM, 1DVAR による水蒸気密度の高度・時間断面図を示す.

NN では 14 g m^{-3} 以上の大きな水蒸気密度が高度 300m 以下の薄い層に解析されているが, NHM は高度約 1km まで 12 g m^{-3} 程の水蒸気密度の混合層を表現している. 1DVAR ではその中間的なプロファイルになっており, 特に高度 500m~1km について NHM で表現されていた高い水蒸気密度を減ずる修正をしている. この修正の妥当性を確認するため, ゾンデ観測と同等の精度である 23/30GHz の 2 波長の輝度温度からリトリブした PWV と各プロファイルから計算した PWV を比較すると, NHM の PWV は過大で, 1DVAR の PWV が最も近かった(図略). これより, 1DVAR の解析結果がもっともら

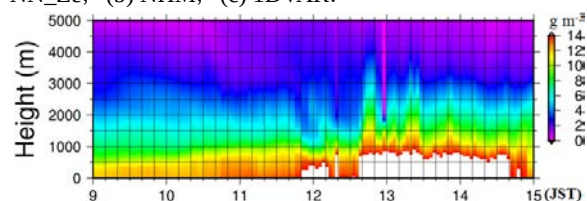
しいとすることができる. 1DVAR の結果から求めた各種安定指数の時間変化から, つくば竜巻が発生する約 1 時間半前から CAPE(高度 1km までの平均的な空気塊を持ち上げて計算)が急増して 1000 J kg^{-1} 以上の不安定な熱力学場になっていたことが明らかになった.

5. 今後のメール解読技術開発の展望

Zenith/Off-Zenith の放射観測の 1DVAR は, NN のように逆転層の影響を受けず, 特にモデルの誤差が大きくなりやすい大気下層をより現実的にするために有効と思われる. 第2図の例では Zenith よりも Off-Zenith のほうが Sonde に近かったが, 観測点で降水がなくても, Off-Zenith の視線方向に降水雲があるなど場の不均一性が大きい場合には, 1DVAR の結果は観測点上空の熱力学場を表さないことに注意が必要である(第4図). Off-Zenith の NN は弱雨時では比較的精度は良いが, 降雨時の Off-Zenith の 1DVAR も含め, 今後 1DVAR の統計的な評価が必要である. また, 4次元変分法データ同化システムに MWR によるマイクロ波放射観測の 1DVAR を組み込むことで, 予測精度への影響も調べる必要がある.



第3図 つくば竜巻事例での水蒸気量の時間変化. (a) NN_Ze, (b) NHM, (c) 1DVAR.



第4図 第3図と同じ期間で, Off-Zenith 北向き仰角 15° の 1DVAR による水蒸気密度の時間変化.

※参考文献には pdf 中に URL を埋め込んだ.

関東地方におけるマイクロ波放射計ネットワークの構築

清水 慎吾・岩波 越・中井 専人（防災科研）・本田 明治（新潟大）

1. はじめに

防災科研では、局地的豪雨の早期発生予測にむけて、関東地方に 10 台のマイクロ波放射計（ドイツ RPG 社製 HATPRO）を設置し、ネットワーク観測を 2014 年度内に開始する（図 1）。また、新潟県にも、降雪粒子の量と質の高精度観測にむけて、3 台のマイクロ波放射計（米国 Radiometric 社製 MP3000A）を設置し、2013 年度冬季から観測を開始した（図 2）。本研究ではマイクロ波放射計観測の紹介とその精度検証にむけた集中観測結果を紹介する。

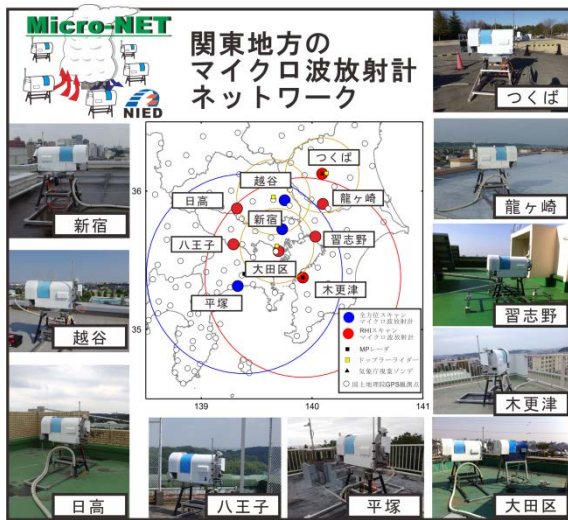


図 1： 関東地方のマイクロ波放射計の配置図. 赤丸は RHI スキャンタイプ、青丸は方位角モータを導入した 360 度観測が可能なタイプのマイクロ波放射計の設置位置を示す。マイクロ波放射計はドイツ RPG 社による HATPRO-G4。

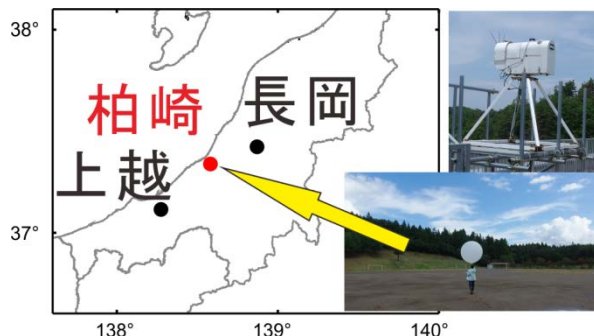


図 2： 新潟地方のマイクロ波放射計の配置図. マイクロ波放射計は米国 Radiometrics 社の MP-3000A。赤丸で示した柏崎でゾンデ放球（40 発）を 2014 年の 9 月下旬から 10 月中旬に行った。多くのゾンデが西風によって東に移動したので、長岡のマイクロ波放射計とゾンデの結果を比較した。

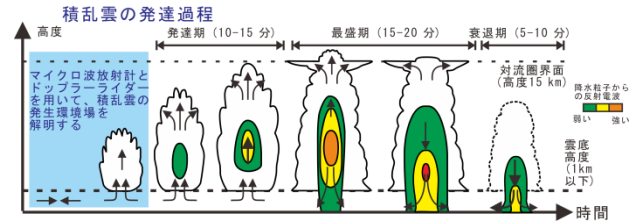


図 3： マイクロ波放射計とドップラーライダーの観測ターゲット。積乱雲の発生前、もしくは発生早期の環境場の調査をマイクロ波放射計とドップラーライダーで行う。

2. マイクロ波放射計ネットワークの構築

10 台中 7 台のマイクロ波放射計を東京都都心とそれを取り巻くように設置し、2 台は南側の流入気流を観測するために平塚市と木更津市に設置した（図 1）。1 台はつくば市に設置し、ゾンデデータとの検証が可能である。

マイクロ波放射計（HATPRO）は、水蒸気吸収帯（22.24–31.4 GHz）および酸素吸収帯（51–58 GHz）の 14 チャンネルの輝度温度を観測値として、可降水量、鉛直積算雲水量、気温・水蒸気・雲水量の鉛直プロファイルを 1 分毎に推定する。推定方法としては、デフォルトでニューラルネットを用いて行われる。過去 30 年間分のゾンデデータとそれを入力値とした放射伝達方程式（フォワードモデル）を計算し、輝度温度とプロファイルの統計的関係からニューラルネットワークを構築する。近年、このような統計的な手法に代わって、放射伝達方程式のアジョイント方程式を構築し、変分法を用いた鉛直プロファイルの推定手法（1DVAR: Cimini et al., 2011）が研究されている。防災科研でも、図 3 に示すように積乱雲の発生前及び発生初期における気温、水蒸気プロファイルを 1DVAR によって推定し、推測された鉛直プロファイルを CReSS-3DVAR で同化する予定である。現在は、1DVAR に必要な観測演算子のフォワードモデルの構築を終え、今後アジョイントコードの作成に移る。アジョイントコード作成を容易にするために、放射伝達方程式は、散乱過程を無視した透過・吸収過程のみを含む簡易なものを選択した（Rosenkranz, 1998）。また、天頂以外の仰角での観測にも対応できるように、大気屈折率を考慮した簡易なレイトレーシング法による補正も取り入れた。

3. マイクロ波放射計の精度評価実験

マイクロ波放射計の精度検証のために、新潟県長岡市、柏崎市、上越市に設置した防災科研のマイクロ波放射計(MP3000A)による観測と、柏崎市の新潟工科大にて、1 時間毎のゾンデ放球観測を9月25日から10月7日まで行った(図2)。1DVAR の観測演算子として利用している放射伝達方程式の中で散乱過程を無視しているため、雲量の少ない日を選び、ゾンデを放球した。具体的には、前日までのMSM による下層、中層の雲量の予測とゾンデ落下放球予測から放球の判断を行った。



図4：2014年9月26日の10,12,13 JSTにおける雲の様子。MSMの予想通りに、下層雲も消散した。

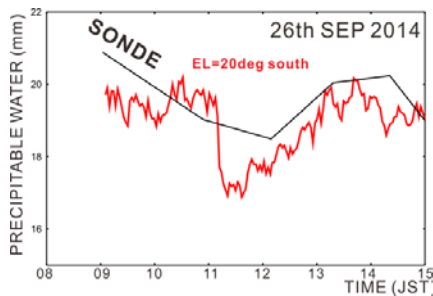


図5：2014年9月26日の可降水量の時間変化(赤：マイクロ波放射計、黒：ゾンデ観測)。

図4に示すように、ゾンデ放球当日は雲被覆率が低い環境でゾンデを放球できた。図5にゾンデとマイクロ波放射計が推定した可降水量の比較を示す。ゾンデは経路の解析から長岡サイト南側20 kmを通過したと思われるので、長岡サイトの南側仰角20度のスキャンを比較に用いた。最大でも2mm程度以内の誤差となり、可降水量に関しては高い推定精度があると思われる。

マイクロ波放射計がニューラルネット法で推定した気温プロファイルと水蒸気密度のプロファイルとゾンデの結果の比較を図6に示す。高度2km以下における、推定された気温とゾンデの結果は概ねよく一致した。午前中に高度2km付近に逆転層がゾンデでは見られたが、マイクロ波放射計による気温の推定では、逆転層を解析することは出来なかった。逆転層が弱い13時には、高度9kmまで気温の推定精度が高くなった。一方、水蒸気の推定は高度1km

以下で過大、高度1km-2kmで過小、高度2km以上で過大評価となった。

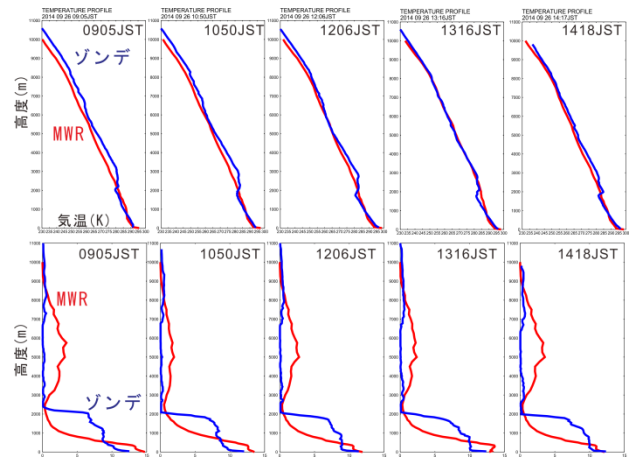


図6：2014年9月26日9JSTから14JSTにおける気温(上段)と水蒸気量(下段)のプロファイルの時間変化

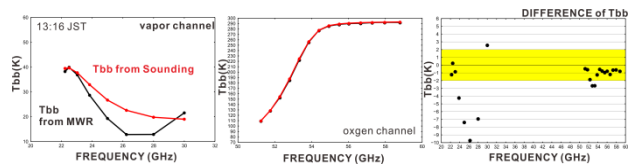


図7：2014年9月26日13:16JSTにおける、ゾンデ観測値から放射伝達方程式を用いて推定された輝度温度(赤)とマイクロ波放射計が観測した輝度温度(黒)の比較。左から水蒸気吸収帯、酸素吸収帯、両者の差を周波数毎に示す。

気温推定精度が高かった13:16JSTにおけるマイクロ波放射計が観測した輝度温度とゾンデ観測値から放射伝達方程式を用いて推定した輝度温度の比較を図7に示す。酸素吸収帯における両者の輝度は誤差2K以内に収まるので、気温推定における1DVARによる輝度の直接同化は有効だと思われる。一方、水蒸気吸収帯における輝度の差が、特に26-28GHzで大きかった。7月26日以外のデータをより詳細に調べ、このような傾向があるかどうかを確認する必要がある。ただし、22GHzと31GHzでは、両者の差が小さいので、可降水量の算出には影響を及ぼさなかったと予想できる。今後は、直接輝度を同化できるようにするため、どのような気象状況下において、散乱を無視した放射伝達方程式が有効であるかの適応限界の調査を継続して行う予定である。

Reference

P.W. Rosenkranz,1998: Water vapor microwave continuum absorption: A comparison of measurements and results, *Radio Science*, **33**, 919-928

GPM/DPR を用いた水蒸気推定と数値予報へのインパクト

幾田泰醇(気象庁予報部数値予報課)

1. はじめに

気象庁は、数値予報精度の向上を目的に、宇宙研究開発機構(JAXA)と情報通信研究機構(NICT)が開発した全球降水観測計画/二周波降水レーダー(GPM/DPR)を数値予報モデルの初期値の作成に利用することを計画している。本講演では、気象庁が現業運用しているメソモデル(MSM)を対象に、DPR観測をデータ同化に利用した際のインパクトを報告する。

2. GPM 主衛星に搭載された DPR 観測データ

GPM/DPR は、GPM 主衛星に搭載されている、Ku 帯(13.6GHz)降水レーダー(KuPR)と Ka 帯(35.55GHz)降水レーダー(KaPR)の二つの異なる周波数のフェイズドアレイレーダーで構成される測器である。KuPR、KaPR の観測幅は、それぞれ 245km、125km であり、どちらも水平分解能は、5.2km である。ここで、用いるデータは JAXA の L2 プロダクトの減衰補正済み反射強度因子である。図 1 は、24 時間分の KuPR 観測データを描画したものである。GPM 主衛星が MSM の予想対象領域内を観測する頻度は、1 日 8 回の初期値作成回数のうち 2~4 回である。そのため、DPR 同化利用の予報へのインパクトは、断続的なものとなることが予想される。しかし、地上レーダーの探知範囲外の降水が観測される場合は、今まで得られなかった領域の降水の 3 次元情報を得られる事になる。そのような観測データの利用は、初期値の更なる精度改善に加え、雲物理過程の検証及び高度化への手がかりとなることも期待される。

3. 相対湿度の推定手法とデータ同化手法

MSM の初期値の作成を行うメソ解析では、気象庁非静力学モデル(JMA-NHM; Saito et al. 2006)を基にした 4 次元変分法データ同化システム(JNoVA; 本田・澤田, 2010)が用いられている。メソ解析では、地上レーダーの反射強度の 3 次元データから相対湿度を推定し、その推定された相対湿度を観測データとみなして同化している(幾田 2011)。相対湿度の推定を行うために、まず、シミュレーションした反射強度と相対湿度の関係をデータベース化する。そのデータベースからアンサンブルデータセットを抽出し、ベイズの定理に基づいたモンテカルロフィルタに類する方法で、任意の相対湿度が得られる条件付確率を求め、それを取りうる状態について足し合わせ最大尤度を探索し、尤もらしい相対湿度を求める。この最大尤度の算出時にカーネル密度推定を用いることで、データ数の減少による精度の低下を抑えるようにしている。

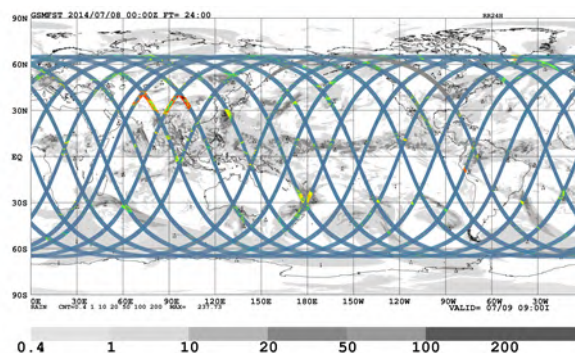


図 1 24 時間分の KuPR 観測。グレイスケールの陰影は、気象庁全球モデルの 24 時間降水量。

4. GPM/DPR のシミュレーション

相対湿度の推定に利用する反射強度因子の計算には、Mie 散乱理論に基づき後方散乱を計算する。比較する観測データに補正済み反射強度因子を選択したことから、降雨減衰は考慮しない。また、ここでは、簡単のため衛星仰角に依存するビームパスの傾きや大気中の屈折は考慮しないこととする。

入力する物理量は、MSM の予想値を用いる。MSM の雲物理スキームは、雲水、雨、雲氷、雪、霰の混合比と雲氷の数濃度を予想する 3-ice セミ 1-モーメントスキームである。反射強度の計算には、雪・霰・雨・水蒸気の混合比、密度、気温を用いる。なお、簡単化のため Ku 帯及び Ka 帯における反射強度因子の計算で支配的な水物質は、雪・霰・雨であるとして、雲水・雲氷からの寄与は無視している。事前に、オフラインで、これらの物理量と Mie 散乱によって求めた後方散乱の値をテーブル化しておき、オンラインでは、テーブル参照を行って等価レーダー反射強度 Z_e を求めることで計算効率を向上させている。

また、反射強度シミュレーションでは、現業 MSM の設定で予想された雲物理量を用いると、固体降水からの反射強度にバイアスが生じることが知られている。固体降水域を含む水蒸気プロファイルの推定には、この反射強度のバイアスを取り除く必要がある。物理過程の高度化により、バイアスが縮小できれば好ましいが、ここでは、統計と数値計算アルゴリズム的な手法を用いることとし、相対湿度推定に用いたデータベースから抽出したデータセットから、逐次、観測と予想の間のバイアスを補正する。また、KuPR と KaPR の観測値に含まれるメインローブクラッター及びサイドローブクラッターは、L2 プロダクトに含まれるフラグ情報によって除去している。また、検出限界に近づくときノイズが卓越することから観測とシミュレーションの両方で 15dBZ 以下のデータは、データ同化に利用しないこととした。

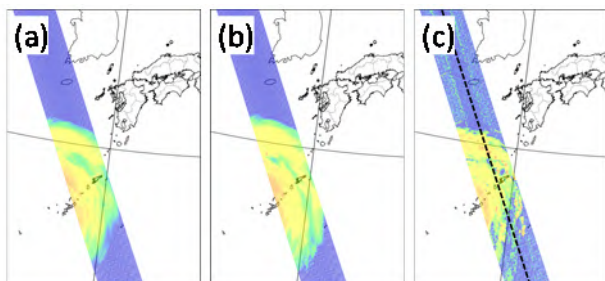


図 2 (a)コントロール実験、(b)テスト実験から求めた KuPR シミュレーション、(c)KuPR 観測の高度約 3km の水平断面図。

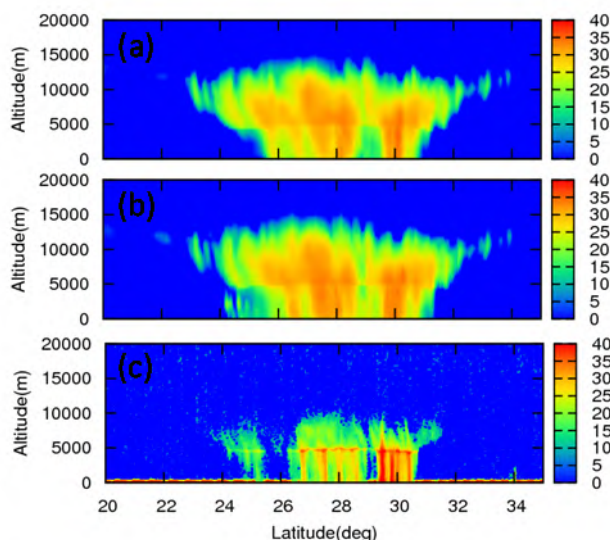


図 3 図 2(c)に点線で示した KuPR(dBZ)の断面図。その他は図 2 と同じ。

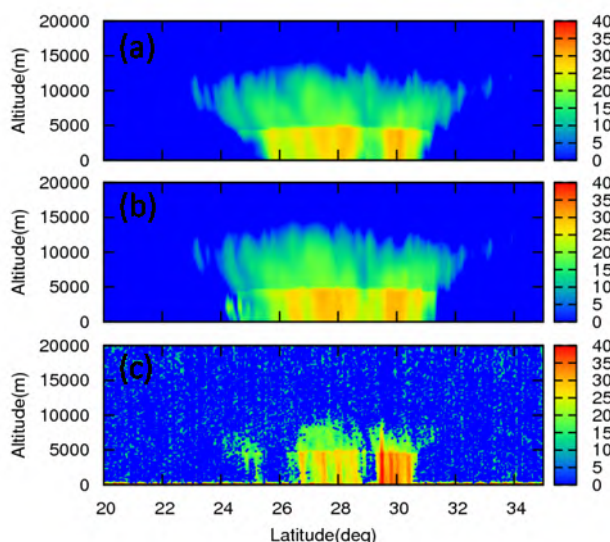


図 4 図 2(c)に点線で示した KaPR(dBZ)の断面図。その他は図 3 と同じ

5. インパクト実験

2014 年 7 月 8 日 06UTC を対象として、GPM/DPR 利用のインパクト実験を行った。現業メソ解析と同等の設定で行った実験をコントロール実験と呼び、

コントロール実験に GPM/DPR 観測データから推定された水蒸気プロファイルの同化を加えた実験をテスト実験と呼ぶ。以下では、DPR を解析に利用した効果を示す。

図 2 は、高度約 3km の KuPR のコントロール実験及びテスト実験のシミュレーション結果と観測値を示したものである。コントロール実験は、地上レーダー反射強度や解析雨量など様々な観測が同化されており観測値に近い結果が得られている。DPR を新たに利用した、テスト実験では、DPR で観測されているようなスパイラルバンド周辺の詳細な構造が再現されている。図 3 は、KuPR のシミュレーション結果と観測値の鉛直断面図である。シミュレーションでは、コントロール実験及びテスト実験共に、5km より上空の固体降水水域で過大な反射強度が広範囲に計算されている。これは、本来、上層では小さい粒径の切片が卓越すると考えられるが、1-モーメントスキームでは切片パラメータが固定されているため、十分に表現できていないためと考えられる。2-モーメントスキームでは、この過大傾向が軽減される (Eito and Aonashi 2009)。5km 以下の降水に着目すると、テスト実験では、北緯 26 度周辺の降水の位置が修正されている。また北緯 24 から 25 度にかけて、スパイラルバンドの対流雲列に対応する降水がテスト実験では再現されていることがわかる。図 4 は、KaPR のシミュレーション結果と観測値である。KuPR に比べ高周波数帯レーダーである KaPR では粒径分布の誤差に依存する反射強度因子の過大傾向は縮小している。しかし、上層にかけて広範囲に広がる傾向は、KuPR と同様である。これは、雪の予測が広範囲であるためか、観測の検出限界であるためか、今のところ判別できないため、調査を進めている。

6. まとめと今後の展望

MSM の初期値作成に試験的に GPM/DPR を利用した結果、降水の位置及び再現性が向上した。今後、DPR シミュレーションの高度化や、雲物理スキーム依存性及び水物質を対象とした高度な同化手法の有効性など調査を進めていく計画である。

参考文献

- 幾田泰醇, 2011: メソ解析におけるレーダー反射強度データの同化。平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 9-12.
- Saito, K., T. Fujita, Y. Yamada, J. Ishida, Y. Kumagai, K. Aranami, S. Ohmori, R. Nagasawa, S. Kumagai, C. Muroi, T. Kato, H. Eito and Y. Yamazaki, 2006: The operational JMA Nonhydrostatic Mesoscale Model. Mon. Wea. Rev., 134, 1266-1298.
- 本田有機, 澤田謙, 2009: 非静力学メソ 4 次元変分法の現業化。平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 65-71.
- Eito, H. and K. Aonashi, 2009: Verification of Hydrometeor Properties Simulated by a Cloud-Resolving Model Using a Passive Microwave Satellite and Ground-Based Radar Observations for a Rainfall System Associated with the Baiu Front. J. Meteor. Soc. Japan, 887A, 425-446.

南岸低気圧による関東での降雪の現業数値予報モデルによる予測可能性と モデルの気温時間変化率から見た降雪に至る気温低下のプロセスの解析 (2013 年 1 月 14 日の関東での大雪事例を中心に)

原 旅人 (気象庁予報部数値予報課)

1 はじめに

2013 年 1 月 14 日、南岸低気圧が関東に接近し、東京で 8 cm、横浜で 13 cm の積雪を記録するなど、関東南部で大雪となった。また、2014 年 2 月 8 日、さらには 2 月 14 日から 15 日にかけても、南岸低気圧の関東への接近によって、2013 年 1 月 14 日を上回る記録的な大雪を記録したのも記憶に新しいところである。

南岸低気圧による関東の降雪の予想に困難が伴うことは、さまざまなところで指摘されている。本講演では、2013 年 1 月 14 日の関東地方での大雪の事例を中心に、まず、現在の現業数値予報モデルの総観場の予測可能性を示す。次に、モデルの各過程からの気温時間変化率に着目して、降雪に至る下層の気温低下のプロセスを解析し、そのプロセスのモデルによる予測可能性について議論する。

2 現業全球モデルによる総観場の予測可能性

図 1 に、2013 年 1 月 14 日 21JST を予想対象時刻とした気象庁全球モデル (GSM、水平格子間隔約 20 km、6 時間ごとに 1 日 4 回実行) の海面更正気圧の予想の変遷 (複数初期値の予想) と実況 (気象庁全球解析) からの差を示す (原ほか, 2013)。120 時間前 (09 日 12UTC 初期値) という積分期間が長い予想でも南岸低気圧の発達および接近は表現されているものの、その位置や進行速度には実況と比べて大きな誤差がある。それに対応して、その低気圧の西にある 500 hPa 面のトラフが浅く、進行速度が実況より遅かった (図略)。新しい初期値の予想になるにつれて海面更正気圧や 500 hPa 高度面の予想は実況には近づき、特に 3 日前の予想での誤差の縮小が顕著であったが、現象発生の直前の予想まで、実況に比べてトラフが浅く低気圧の進行がやや遅かった。

他の主要な海外数値予報センター (欧州中期予報センター (ECMWF)、英国気象局 (UKMO)、米国環境予報センター (NCEP)) の全球モデルの予想でも同様の傾向が見られ (図略)、この事例における南岸低気圧の予想の難しさを示している。

GSM の予想で南岸低気圧の進行速度が遅いこと、対応するトラフが浅いことは、他の南岸低気圧事例でも

多く見られることであり、また、その誤差は他の海外数値予報センターと比べて大きい場合が多い。これは、南岸低気圧の予想が難しい中でも、モデルの改善の余地があることを示している。

3 モデルの気温時間変化率から見た降雪に至る気温低下のプロセスの解析とその予測可能性

総観規模の南岸低気圧とそれに伴う降水量の予想がある程度正しく予想できても、その低気圧によってもたらされる降水が雪となるか否かは下層の気温に大きく依存する。しかし、下層の気温予想にも困難がある。

2013 年 1 月 14 日の関東の降雪事例の際の東京における地上気温の時系列を見ると (図 2)、実況では 10 時から 12 時にかけて急激に気温が下がっていたことがわかる。また、同様に関東の広い範囲で急激に気温が下がり、0-1°C の領域が広く分布していた (図略)。その実況に対し、気象庁メソモデル (MSM、水平格子間隔 5 km、3 時間ごとに 1 日 8 回実行) の地上気温の予想では、タイミングに遅れは見られるものの、実況に見られる急激な気温低下を予想していた (図 2)。また、実況と同様に、関東の広い範囲でほぼ同時に急激な気温低下が表現されていた (図略)。一方、GSM ではその気温の低下が予想できていなかった。

一般に、南岸低気圧によって関東に降雪がもたらされる場合には、先行する雨の蒸発によって気温が低下し、雨が雪に変わる場合が多いとされる (富山, 2001)。しかし、この事例では、関東の広い領域で降雪前の湿球温度は 2°C 程度であり、1°C 以下まで気温が低下することを蒸発だけでは説明ができない。

すでに述べたように、MSM ではタイミングの遅れはあったものの、実況に見られる急激な気温低下を表現していた。図 3 に示した 0°C 線の推移を見ると、図に示した 2 つの初期値の間で経過に差はあるものの、0°C 線が地表面近くに降下していて、これがモデルが予想した地上気温の急激な低下に対応している。そこで、その急激な気温低下のプロセスを探るために、MSM の各過程からの気温の時間変化率に着目すると (図 3)、その 0°C 線の降下には、特に雪の融解による冷却が大きく寄与していることが分かる。すなわち、関東の広

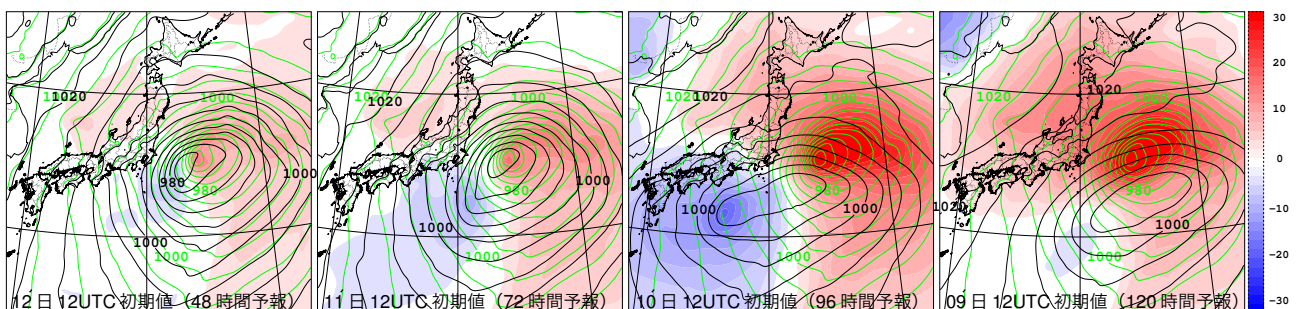


図 1: 2013 年 1 月 14 日 21JST を対象とした GSM の海面更正気圧 (単位:hPa) の予想の推移。左から右に、12 日 12UTC 初期値 (48 時間予報)、11 日 12UTC 初期値 (72 時間予報)、10 日 12UTC 初期値 (96 時間予報)、9 日 12UTC 初期値 (120 時間予報)。図中、緑線は全球解析による解析値、黒線が予想値、塗り分けは解析に対する予想の差を示す。

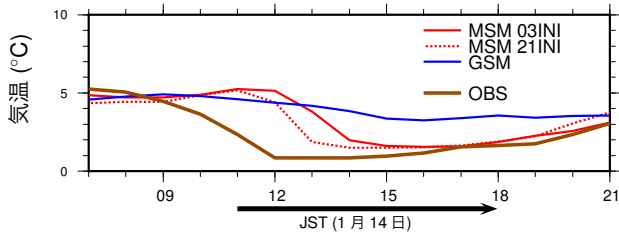


図 2: 2013 年 1 月 14 日の東京における MSM (13 日 03UTC 初期値、21UTC 初期値) と GSM (13 日 00UTC 初期値) の地上気温予想とアメダス観測値の時系列。横軸は予想対象時刻 (14 日、JST) を示す。茶色は観測値、赤実線、青破線はそれぞれ 13 日 03UTC、21UTC 初期値の MSM の予想、青実線は 13 日 00UTC 初期値の GSM の予想。

い領域での気温の急激な低下は、融解に伴う冷却による融解層の地表面付近への降下が主な原因であると考えられる。なお、東京湾の西側の沿岸には内陸での融解による冷却によって強い温度傾度が形成され、その地域の気温低下には、その強い温度傾度帯に北風が吹いたことによる寒気移流の寄与も大きかった (図略)。

図 3 には東京レーダー (千葉県柏市) のブライトバンドの大きさから推定した融解層の高さの時系列も示している。これによれば、融解層は時間経過とともに徐々に降下して地表近くに達している。すなわち、融解層が地表近くに到達することは、モデルの予想と合致している。しかし、13 日 03UTC 初期値の MSM 予想では、融解層は一定の高度を保ったあとに、実況よりは遅れたタイミングで急降下している。また、13 日 21UTC 初期値の MSM 予想では、融解層の降下速度は実況の融解層高度とよくあっているが、モデルの融解層の方が高く、地上気温の低下のタイミングはやはり遅れている (図 2)。

再び図 3 の時間変化率を見ると、13 日 03UTC 初期値の MSM 予想では融解層付近で凝結による加熱が卓越しており、これによって融解による冷却が打ち消されているのに対し、13 日 21UTC 初期値の MSM 予想では凝結による加熱は弱くなり、融解による冷却が正

味の冷却に寄与している。03UTC 初期値の予想に見られた大きな凝結による加熱は、下層の収束によって生じた弱い上昇流 (10cm/s 程度) に伴い生じたものであり (図略)、弱い上昇流が気温低下のタイミングに大きな影響を与えている。つまり、10 cm/s 程度の弱い上昇流の違いが予想結果に大きな違いをもたらすことがあり、予想の不確実性が大きいと言える。

また、実況で見られるような融解層の降下が表現されている 13 日 21UTC 初期値の MSM 予想においても下層の気温低下のタイミングがずれているのは、初期値における 0°C 層の高度が実況より高かったためと推察される。初期値は 4 次元変分法により作成されているが、第一推定値を与えるそれ以前の予想でも 0°C 線の低下を予想できていなかったことに加え、それを修正する観測データが乏しかったことがその主要原因であると考えられ、初期値の不確実性が予想に影響を与えたと言える。

GSM で気温低下を予想していなかったのは、計算安定性確保のために、蒸発・融解による冷却に 10K/日の上限値が設けられていて、そのために融解による冷却が弱かったことが原因であった (原ほか, 2013)。しかし、計算安定性の問題だけでなく、その上限値がある状態で大気大循環などの性能が出るように、(この降雪の事例では寄与は小さかった) 積雲対流スキームの下層の冷却などが組み込まれているため、単に計算安定性を確保して上限値を撤廃すればよい問題ではないこと、すなわち、誤差が打ち消し合っている compensating error の問題であることも明らかになってきており、モデル開発の困難な問題の一つとも関係している。

参考文献

原旅人, 白山洋平, 檜垣将和, 氏家将志, 2013: 2013 年 1 月 14 日の関東大雪. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 71-89, URL <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/nwptext/46/chapter4.pdf>.

富山芳幸, 2001: 関東の降雪にかかわる気温急降下 -1999 年 2 月 11 日の事例解析-. 天気, 48, 811-822.

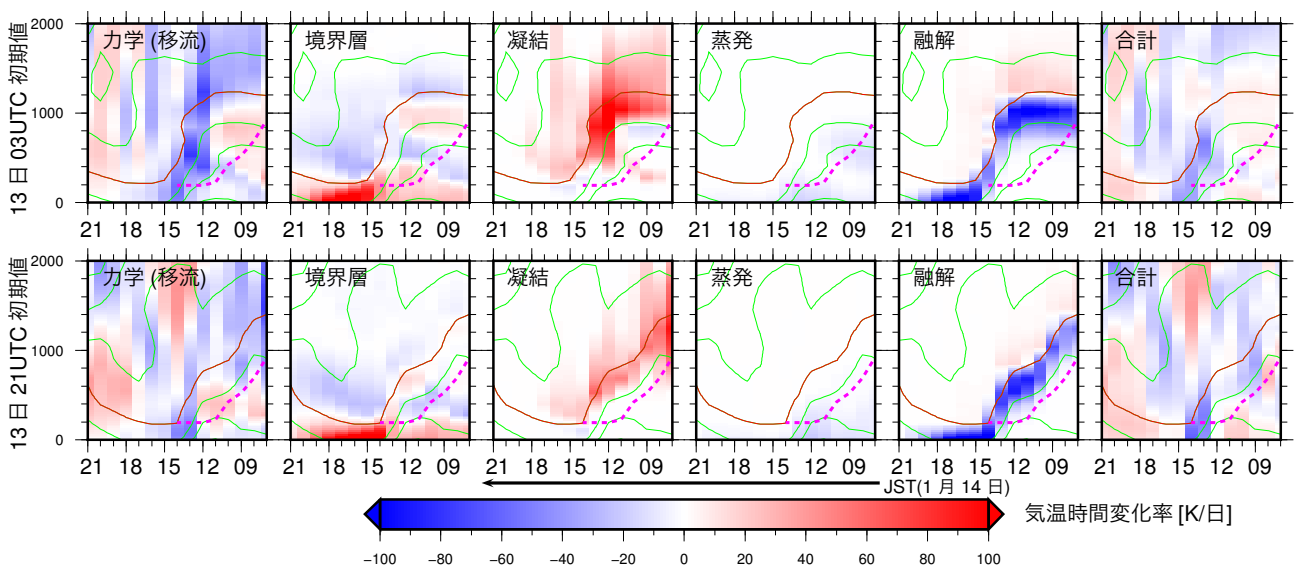


図 3: 柏における 13 日 03UTC 初期値 (上段) と 21UTC 初期値 (下段) の MSM 予想の各過程からの気温時間変化率 (赤青塗り分け)、気温 (緑の等値線 (2K おき)、0°C の等値線は赤)、ブライトバンドの大きさから推定した融解層の高度 (桃色の点線) の鉛直時間断面。各図、横軸は予想対象時刻 (14 日、JST) を示す。右から左へと時間は経過する (右端は 14 日 07JST に対応)。縦軸は高度 (単位:m)。なお、「合計」には、ここには示していない積雲対流、短波・長波放射による寄与を含んでいる。

降雪粒子観測・レーダー・モデルでみる低気圧影響下の降雪と特徴ある降雪粒子

—2014 年 2 月の南岸低気圧時の新潟における観測を中心に—

石坂雅昭¹・本吉弘岐¹・中井専人¹・中村一樹¹・山下克也¹・藤野志志²

¹防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター、²株式会社 興和

1. はじめに

2014 年 2 月に日本の南岸を発達しながら北東進した低気圧は太平洋側に記録的な大雪とそれによる大きな被害をもたらした。直接には 2 月 14 日の低気圧が大雪をもたらしたが、その約 1 週間前の 2 月 8 日の低気圧でも関東甲信にややまとまった降雪があった。そしてその両ケースとも新潟県でも低気圧の影響による降雪があり、どちらも降雪粒子を構成する雪結晶に共通した特徴が見られた。このような低気圧に伴う特徴ある降雪粒子は過去の文献にも記載があることから、低気圧降雪の一つの特徴と考えられる。今回の事例では、降雪粒子やレーダー観測が行われていたので、モデルから推定される上空の大気環境と合わせてその実態を報告する。

2. レーダーエコー出現の特徴

図 1 は 2 月 8 日の長岡の防災科研雪氷防災研究センターの X バンドレーダーによる同センター上空東西断面の RHI 反射強度である。レーダーエコーは低気圧の中心がおよそ一千数百キロ離れている時点から上空（約 5km 以上）に現れ（T1）、次第に下層にも出現するようになった（T2）。エコー頂は一般的な冬型の降雪時（3～4 km）より遥かに高く 5km 以上、時には 8 km を超えた（高田の気象庁ウィンドプロファイラーのエコー高度も同様の傾向）。低気圧の中心が真南からやや東より移動した時点からエコー頂は従来の冬型で見られる 3～4 km に下がった（T3）。同様の推移は 14 日でも見られ、T1 から T3 を低気圧の影響期間、T2 から T3 を低気圧による降水（雪）期間と見ることができる。

3. 降雪粒子と構成雪結晶の特徴

それでは低気圧の影響下でもたらされたのはどのような雪だったのであろうか。図 2 は CCD カメラの画像処理を用いた降雪粒子連続

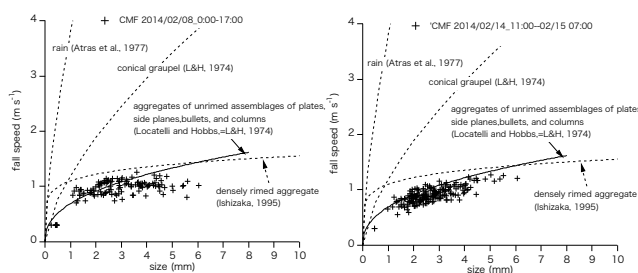


図 2 2 月 8 日（左）と 2 月 14、15 日（右）の CMF（5 分間）。

観測装置で得られた降雪粒子の降水量で重み付けした粒径・落下速度(CMF)の 5 分間毎の分布である (Ishizaka et al., 2013)。両ケースとも CMF は Locatelli and Hobbs (1974) の aggregates of unrimed assemblages of plates, side planes, bullets, and columns の関係式周辺に分布し、両ケースで類似の降雪粒子であったことがわかる。実際の粒子も図 3 に示す顕微鏡写真に見られるように角柱、角板、砲弾、それらの結合したものからなる雪片であり、図 2 の関係式に代表される粒子群であった。図 2 を見ると代表的な粒径は 2～3mm から大きいものでは 5～6mm、落下速度は大きいものでは、 1ms^{-1} を超え、グラフに示した曲線 densely rimed aggregate=濃密雲粒付雪片（いわゆる牡丹雪）の落下速度に近い。実際、遠目に見た雪は牡丹雪ほどは大きくはないが、重い雪が降っている印象であった。この雪を少し詳細に観測しようとか何かの上に受けると、それまで一つであった雪がバラバラになった。もちろん多くの雪は雪片で降ってきて接地後多少なりとも分かれしめるのであるが、その様子がまさに弾け飛ぶ感じで半端ではなかった。他の観測で明らかになっている雪がサラサラであったことや、安息角が小さいことと関係していると思われる。

新潟市で行われた詳細な結晶分類 (Kikuchi et al., 2013) によると 8 日には CP4、P4、P1、C4、CP2、C3 など、14 日には CP4、C4、C3、CP2、

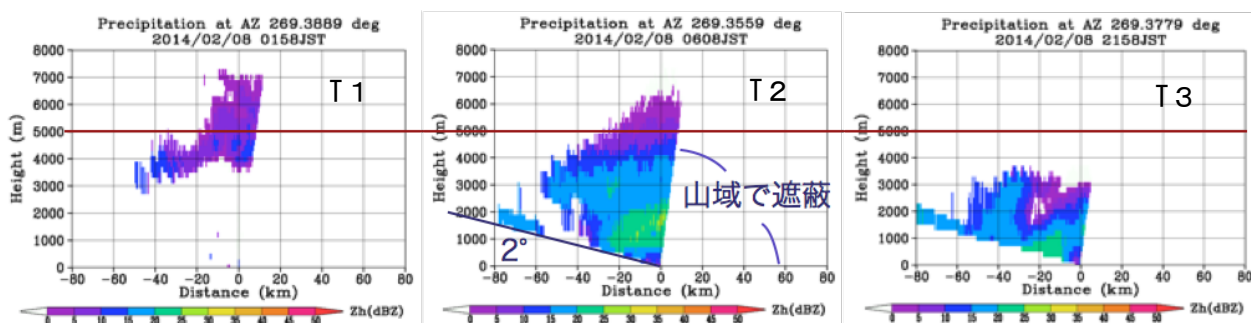


図 1 低気圧影響期間のエポックをなす時刻 (T1～T3) の X バンドレーダーの長岡上空 RHI 反射強度。

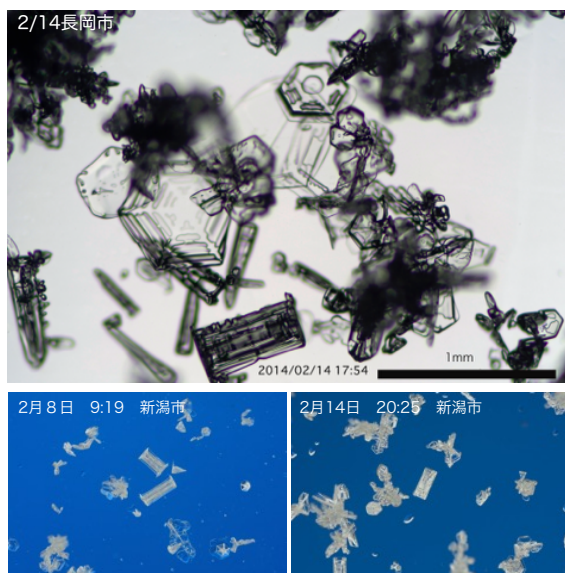


図3 2月8日)と2月14日の降雪粒子。

C1などの結晶が記録され、本降雪が -20°C より低温で成長するタイプの結晶を多く含むという特徴を持つことがわかった。

4. 上層大気状態の特徴

上層の大気環境を推定するため、ここでは気象庁メソ数値予報モデルMSMを3時間毎の初期値を中心に1日毎のファイルとして再構成したものとして公開されている数値気象データを使用した(京都大学のデータベース)。図4は長岡上空の気温(線)と相対湿度(色)の時間経過を表したものである。T1~T3は図1で定義した特徴的な時刻である。両ケースともT1の時点で上空5km以上から湿度が高くな

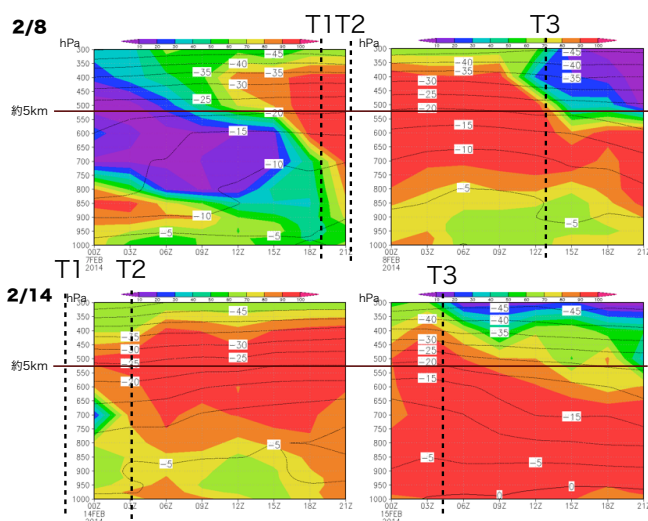


図4 数値モデル(MSM)による長岡上空の気温(線)と相対湿度(色)の時間推移。

りその領域が下方へも広がることによってT2の地上降水が始まっている。そして高い湿度の領域の上端が下がってきてT3を迎えるという経過をたどり、レーダー観測と整合的である。また、上空5km以上は -20°C 以下の低温かつ高

湿度で観測された低温型雪結晶が生成可能な条件であったことがわかる。ちなみに図4の2/8の場合を見るとT1以前では地上から800hPaのところまで湿度が高くその上は乾燥している。これは低気圧接近前のいわゆる冬型の時の状態であり高湿度の領域の気温は -15°C 前後で樹枝状結晶などが生成される温度領域である。

5. 低気圧性降雪と降雪粒子

「はじめに」でも述べたように低気圧と今回のような低温型雪結晶との関連については過去に四手井(1953)や村井(現姓:若浜, 1956)が記載している。特に前者は低気圧の前面に位置した福島、山形県下に多くの表層雪崩を起こした特殊な雪として報告している。雪結晶は平板、六花、鼓形、柱状等各種含まれていて、小型で厚みがあり、表面が平滑ではなはだガラス細工のように凹凸が少ないこと、サラサラとしてすぐ崩れること、断面を作ると青く見える、と報告している。今回の関東甲信のサラサラした雪による雪崩多発、青い雪の目撃(図5)などと符合し、かつ新潟の雪とも特徴が合っている。一方、梅雨期の温暖前線前面の降水観測としてMurakami et al. (1992)があるが、上層雲の出現とその後の雲厚の増加と地上降水の開始、

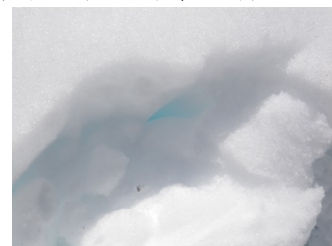


図5 青い雪。2014年2月22日、山梨県早川町雨畑、和泉薫氏撮影

上層における低温型結晶の観測など、今回の事例とやはり共通する特徴がある。ただ、この時の温暖前線からの距離は400km程度で、今回の千数百キロとはかなり違う。

6. まとめ

今回、降水は雪の形でもたらされ、降雪種の共通性などを知ることができた。ただ、地上での観測なので生成から地上までの水平方向の移動を考えなければならない。また、上層の生成過程ではgenerating cell、また大雪との関連ではseeder-feederなども考慮しなければならないのかもしれない。今回の二つの低気圧による降雪は、低気圧前面の降雪粒子に共通する特徴の一端を示したと同時に興味ある課題を提起した。

参考文献

- Ishizaka et al., 2013, J. Meteor. Soc. Japan, **91**, 747-762.
 Kikuchi et al., 2013, Atom. Res., **132-133**, 460-472.
 Locatelli and Hobbs, 1974, J. Geophys. Res., **79**, 2185-2197.
 Murakami et al., 1992, J. Meteor. Soc. Japan, **70**, 877-895.
 村井, 1956, 低温科学(物理編), **15**, 13-32.
 四手井, 1953, 雪氷, **14**, 116-119.

雪片の含水率に関する3つの経験式とバルク雲物理モデルの改良

* 三隅良平（防災科研・水土砂）

1. はじめに

層状性の降水において、雪片が融解して雨滴が生成されることはよく知られている。通常用いられている雲解像モデルでは、雪の融解により生成された液体水が即座に雨滴のカテゴリに移動することが仮定されているが (Ikawa and Saito 1991; Reisner *et al.* 1998 など)、実際には融解水は樹枝の接合部に溜まる (Knight 1979; Fujiyoshi 1986; Oraltay and Hallett 1989) または雪片内部に浸み込む (Matsuo and Sasyo 1981; Mitra *et al.* 1990) のであり、融解水の大部分は雪片と一緒に落下する。この過程を正しくモデル化することは、数値モデルを用いたレーダ・ブライトバンドの表現や、着水予測に重要であると考えられる。

本講演では、Misumi *et al.* (2014) による融解中の雪片の含水率に関する3つの経験式を紹介するとともに、バルク雲物理モデルの改良について提案する。

2. 雪片含水率の経験式

2.1 観測

雪片含水率の観測は2011年3月26日、12月9日・22日・23日・24日、2012年3月12日に長岡雪氷防災センターで行われ、6179個の融解雪片について含水率を測定した。測定の原理は中村 (1960) および Sasyo *et al.* (1991) によるもので、降ってくる雪片を濾紙で受け、直後に染みの面積 (A_1) を測定する。次に濾紙上で雪片を完全に融かして再度染みの面積 (A_2) を測定し、 A_1/A_2 により雪片の含水率を推定するものである。この手法には誤差が含まれるので、ポリウレタン製の模擬雪片を用いたキャリブレーションを行い、測定値を校正した。

2.2 雪片含水率と気象要素の関係

バルク含水率 F_L を、降水強度に対する液体水のフラックスの比で定義する。

$$F_L = \frac{R_L}{R} \quad (1)$$

R は降水強度、 R_L は液体水のフラックスである。図1に観測された F_L の値を気温-湿度のグラフにプロットした。 F_L の値は気温だけではなく、湿度や降水強度 (図なし) にも依存して変化する。そこで気温 (T)、相対湿度 (RH) および R を説明変数として、 F_L を線形多重回帰式で表現した。

$$F_L = a_1 T + a_2 RH + a_3 R + a_4 \quad (2)$$

$a_1=0.371$, $a_2=0.0391$, $a_3=-0.0668$, $a_4=-3.17$ のとき、観測データに最もよくフィットした (RMSE=0.160)。ただし (2) は観測データが得られた範囲で成立する式であり、 $T \approx 0^\circ\text{C}$ および $RH < 80\%$ のデータはほとんど得られていないため、利用する場合には注意を要する。

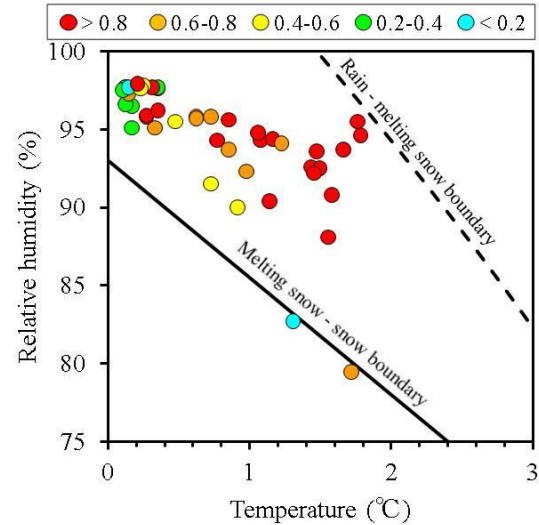


図1. 気温、湿度とバルク含水率（カラー）の関係。実線および破線は Matsuo *et al.* (1981) による雪-雲および雲-雨の経験的な境界線。

2.3 降水に雨滴が占める割合

降水強度に対する雨滴フラックスの比 F_R を以下のように定義する。

$$F_R = \frac{R_R}{R} \quad (3)$$

R_R は雨滴のフラックスである。図2に F_L と F_R の関係を示す。バルク含水率 F_L が0.6以下のとき、常に F_R は0.1より小さい。言い換えると、降水の60%が液体水であっても、雨滴の占める割合は10%以下で、残りは雪片に浸み込んだ水である。 F_L - F_R 関係は以下の式でフィットできる。

$$F_R = F_L \exp(b_1 F_L^3 + b_2 F_L^2 + b_3 F_L + b_4) \quad (4)$$

$b_1=16.3$, $b_2=-20.3$, $b_3=8.4$, $b_4=-4.4$ のとき、決定係数が最も大きくなった ($r^2=0.77$)。

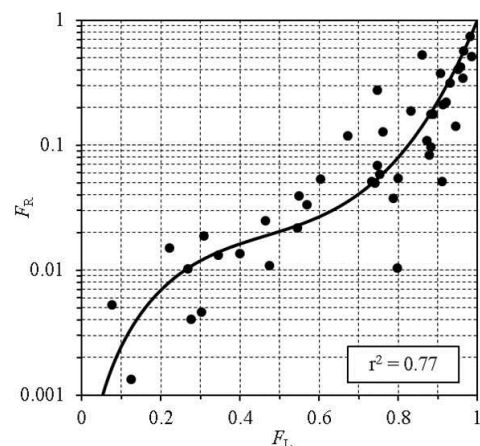


図2. F_L と F_R の関係。

2.4 1個の雪片の含水率

一般に、雪片のサイズが大きいほど融解に時間がかかるため、含水率が小さくなる。観測結果から、個々の雪片の含水率 (f) は以下の経験式で表すことができた (RMSE=0.144)。

$$f = F_L (D/D_0)^{-0.86(1-F_L)} \quad (5)$$

ここで D は雪片の融解直径、 D_0 は雪片粒径分布における質量中央直径である。

3. バルク雲物理モデルの改良

得られた経験式から、バルク雲物理モデルの改良を試みる。基本的な考え方は、雨水混合比 Q_r を、雨滴として落下する成分 Q_{r1} と、雪片に浸み込んでいる成分 Q_{r2} に分けて扱うことである。図3に改良モデルのフローチャートを示す。モデル出力値に基づく F_L の値から、経験式(4)を用いて F_R を決め、そこから求められる R_R の値から、成分 Q_{r1} と Q_{r2} をに分ける。 Q_{r1} は雨水の、 Q_{r2} は雪の落下速度で移流させ、最後に両者の和で Q_r に戻す。

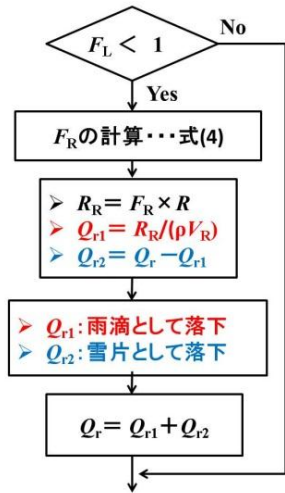


図3. 計算のフローチャート

鉛直1次元モデルを用いてこのスキームをテストした。モデルの上端(高度1 km)を 0°C とし、気温減率を 5.0 K km^{-1} 、全層水飽和を仮定する。雲物理は Lin et al. (1983) の1モーメント・バルク法を用いる。上端の雪の混合比を $Q_s = 0.22\text{ g kg}^{-1}$ ($R = 1\text{ mm h}^{-1}$ に相当) に固定し、鉛直解像度を 10 m 、時間ステップを 0.5 秒 として、定常状態(すなわち全層の降水強度が 1 mm h^{-1} になる)まで積分を繰り返した。

図4aに Q_s および Q_r の鉛直プロファイルを示す。改良されたモデルでは、雨水の一部がゆっくりと落下するため、融解層に Q_r の極大値が現れる。このプロファイルに基づき Rutledge and Hobbs (1983) の式

$$dB(Z_s) = 34.7 + 16.5 \log M_s \quad (M_s \text{ in } \text{g m}^{-3}) \quad (6)$$

$$dB(Z_r) = 42.2 + 16.8 \log M_r \quad (M_r \text{ in } \text{g m}^{-3}) \quad (7)$$

を用いて反射強度を計算した(図4b)。改良されたモデルにより、融解層にブライトバンドが明瞭に再現されている。

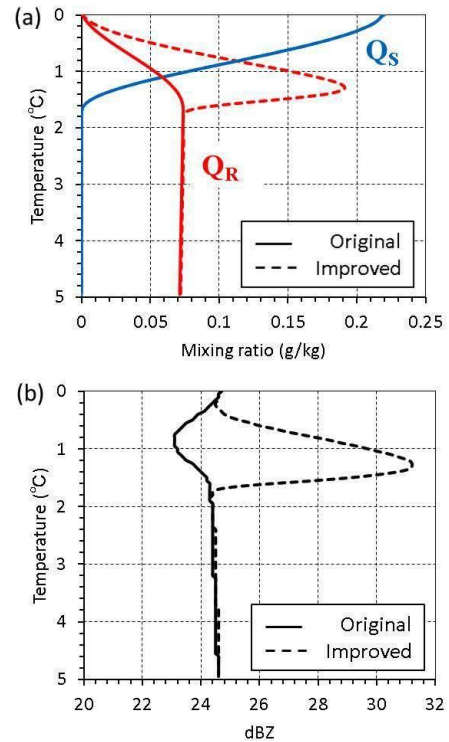


図4. 計算された(a)雪 (Q_s) および雨水 (Q_r) の混合比、(b)レーダ反射強度のプロファイル。実線は Lin et al. (1983) のスキーム、破線は改良モデルによる結果。

4. まとめ

提案したスキームは、予報変数を増やすことなく簡単に導入できるので、今後はその有効性を検証していきたい。また、①より正確な雪片含水率の測定法、②含水率と落下速度の関係、③霰の含水率測定、なども今後の課題である。

参考文献

- 1) Fujiyoshi, Y., 1986: Melting snowflakes. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 307-311.
- 2) Ikawa, M., and K. Saito, 1991: Description of a non-hydrostatic model developed at the Forecast Research Department of the MRI. *Tech. Rep. MRI*, **28**, 238pp.
- 3) Knight, C. A., 1979: Observation of the morphology of melting snow. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1123-1130.
- 4) Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **22**, 1065-1092.
- 5) Matsuo, T. and Y. Sasyo, 1981: Empirical formula for the melting rate of snowflakes. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 1-9.
- 6) Matsuo, T., Y. Sasyo, and Y. Sato, 1981: Relationship between types of precipitation on the ground and surface meteorological elements. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 462-476.
- 7) Misumi, R., H. Motoyoshi, S. Yamaguchi, S. Nakai, M. Ishizaka and Y. Fujiyoshi, 2014: Empirical relationships for estimating liquid-water fraction of melting snowflakes. *J. Appl. Meteor. Clim.*, **53**, 2232-2245.
- 8) Mitra, S. K., O. Vohli, M. Ahr, and H. R. Pruppacher, 1990: A wind tunnel and theoretical study of the melting behavior of atmospheric ice particles. IV: Experiment and theory for snow flakes. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 584-591.
- 9) 中村勉, 1960: 雪片の含水率の測定法について。雪氷, **22**, 145-146.
- 10) Oraltay, R. G., and J. Hallett, 1989: Evaporation and melting of ice crystals: a Laboratory study. *Atmos. Res.*, **24**, 169-189.
- 11) Reisner, J., R. M. Rasmussen, and R. T. Bruintjes, 1998: Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 1071-1107.
- 12) Rutledge, S. A., P. V. Hobbs, 1983: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones, VIII: A model for the "seeder-feeder" process in warm-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1185-1206.
- 13) Sasyo, Y., T. Mori, O. Onozaki, and T. Saito, 1991: Observation of the liquid water content of melting snowflakes with a new instrument. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 83-90.

湿降雪に起因する着冠雪現象

佐藤 研吾（防災科研・雪氷）

1. はじめに

着雪現象は強風湿型（低気圧型）と弱風乾型（季節風型）の2種類に大別される。強風湿型着雪は、冬季の南岸低気圧の通過に伴い交通構造物、鉄道設備、電力設備などに被害を与え、社会的影響が大きい（図1～4）。弱風乾型着雪の場合は密度は小さいが、その後融解と凍結を繰り返し氷化する場合があり、落雪による人的、物的被害が想定される。

着雪メカニズム解明のためには、発生場所での観測が必要であるが、その発生日時や場所の予測手法は確立されていない。

本発表では、従来の着雪研究、着雪発生条件、新庄雪氷実験所の観測、実験の取り組みについて紹介する。



図1 電線着雪



図2 信号機への着雪



図3 電線着雪



図4 道路標識

2. 過去の着雪研究

湿雪による着雪は、重量が大きくなる傾向があり、高層建築物や交通構造物、電力設備に被害をもたらすだけでなく、着雪後の気温上昇による落雪により、人的被害・物的被害を引き起こす懸念もあるため、多くの研究者が現象解明および着雪対策に取り組んできた（五藤・黒岩, 1975; 若浜ら, 1978, 1979; 竹内, 1978, sakamoto, 2000）。

特に電線着雪についての研究が最も実施されており、観測においては、Kimiya et al(1990)は気温 $0^{\circ}\text{C} \sim 1^{\circ}\text{C}$ 、風速 $5\text{m/s} \sim 10\text{m/s}$ 、Esiasson(2000)は $0^{\circ}\text{C} \sim 1.5^{\circ}\text{C}$ 、風速 $10\text{m/s} \sim 25\text{m/s}$ であることを示し、強風下で、限定的で気温範囲が狭いことを示した。人工着雪実験では、荘田(1953)は気温 $-0.5^{\circ}\text{C} \sim 1.5^{\circ}\text{C}$ 、風速 3m/s 以下、高木(1966)は気温 $-4^{\circ}\text{C} \sim 1.5^{\circ}\text{C}$ 、

風速 3m/s 以下、若浜(1980)は気温 $0^{\circ}\text{C} \sim 2^{\circ}\text{C}$ 、降雪強度 3mm/hr で実施し、着雪現象を再現した。

3. 気象条件の解析

3.1 関東における着雪発生時の気温分布

南岸低気圧により湿雪が構造物に着雪し被害が発生した関東における10事例について、気温と降雪量、風速の関係について検討した。本解析では、気象官署で降水が観測され、気温が $0 \sim 2^{\circ}\text{C}$ に達した場合に湿雪が降雪したと仮定し、降雪が0もしくは気温が 2°C 以上になるまでの時間を湿降雪の継続時間とした。

湿雪発生温度とした $0^{\circ}\text{C} \sim 2^{\circ}\text{C}$ における気温別の降水量分布を調べるために、出現割合と積算降水量および積算飛雪量比を 0.1°C 毎に比較した（図5）。出現確率は 0.2°C から 0.9°C まで、5%から8%となり 1°C 以下で割合が高いが、 1.1°C 以上の場合も5%以上の気温があり、各気温で一定量の降水機会が見られる。一方、積算降水量比および積算飛雪量比は、 0.6°C から 0.8°C の比率は非常に高く、 0.8°C を最高に 1°C 以上になると減少は顕著である。特に 0.6°C から 1.0°C の増加と、 1.1°C から 1.5°C の減少は顕著であり、着雪発生時の気温条件は、従来考えられていた $0^{\circ}\text{C} \sim 2^{\circ}\text{C}$ の中でも、特に $0^{\circ}\text{C} \sim 1^{\circ}\text{C}$ の出現頻度が高く、降水量、飛雪量としても $0^{\circ}\text{C} \sim 1^{\circ}\text{C}$ の時に降る割合が大きいと考えられる。

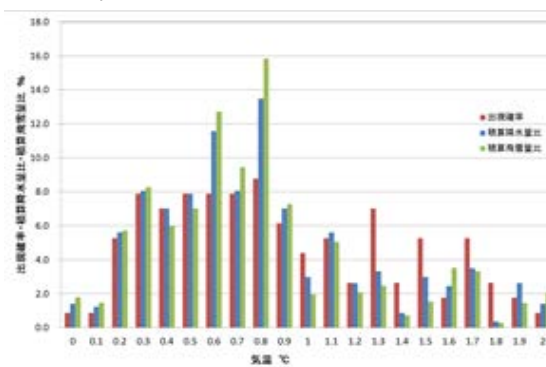


図5 気温別の各降水量比

3.2 2012年の北海道における鉄塔倒壊事故

2012年11月27日7時40分ごろに低気圧に起因する暴風雪により、電線への着雪により鉄塔が倒壊し、長時間の停電を引き起こした。室蘭地方気象台によると、4時から7時に着雪適温となり（図6）、平均風速が 10m/s から 20m/s 以上の風が継続した（図5）。倒壊した要因は、左右の径間で難着雪対策が異なっていることや、風向に対する電線の向きが違うため、着雪量が異なり、偏心荷重が要因となったと考えられる。気象条件は、関東における着雪時と類似した状況であった。

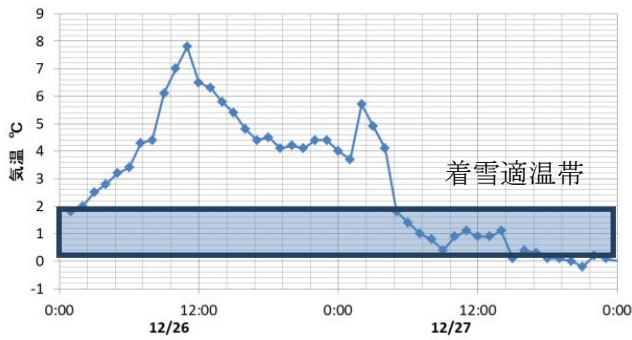


図6 室蘭地方気象台の気温データ

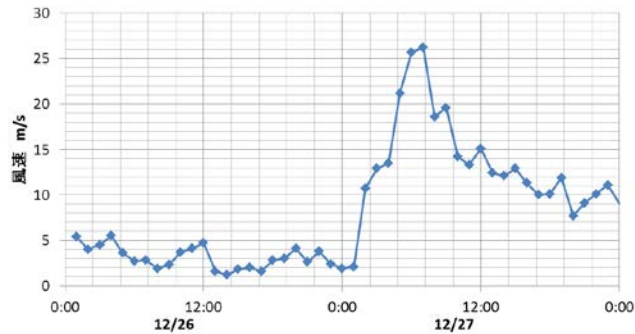


図7 室蘭地方気象台の風速データ

4. 降雪種依存性に関する観測・実験

3.1 着冠雪観測

当所の観測露場において、風速が0m/s～3m/sの弱風で、観測された2012年12月31日と2013年2月10日の冠雪事例について比較検討した。

冠雪過程は両日ともに類似した気象条件で、落雪するまで類似した冠雪外観であった。着雪体は、ほぼ垂直方向に成長し、その後付着力が弱いため風の影響により落雪した。

落雪直前の12/31の着雪高さが35mm、雪荷重が328gに対し、2/10は77mmと92gであった。一方雪荷重と高さの比は9.2と1.2となり、約9倍となった。

降雪種判別するため、粒径と落下速度の関係を比較すると、12/31は霰や雲粒子付結晶、2/10は樹枝状結晶が降った推定された。(図8)。

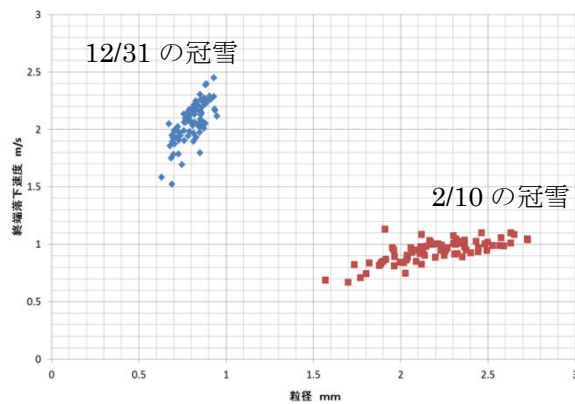


図8 粒径と落下速度の関係

3.2 雪氷環境実験棟における着冠雪実験

観測により降雪種依存性が高いことが確認されたことから、風洞実験により、強風下における着雪への

影響について検討を実施した。実験で使用する雪は、人工降雪装置により樹枝状と球状の乾雪を降雪させ、その後湿雪化させた含水率約3%の雪を風洞内に投入し、着雪現象を再現した。

低温風洞の断面は100cm×100cm、長さ14mである。本研究ではアルミ素材の平板(30cm×30cm)を風洞に設置し、湿雪を付着させ、風速や含水率、着雪密度の測定を行なった。風速7m/s,10m/s,15m/s、気温は0～2℃で実施した。

着雪体は、雪粒子の付着力と風のせん断力により三角錐状に成長した(図9)。風速が大きくなるほど密度は増加し、球状の場合15m/sでほぼ一定になる。両降雪種は風速が小さいほど密度の差は大きく、風速が大きくなるほど密度差は小さくなる傾向が見られた(図10)。

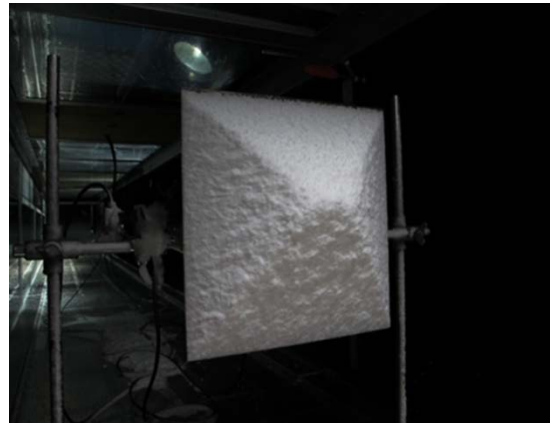


図9 平板への着雪状況

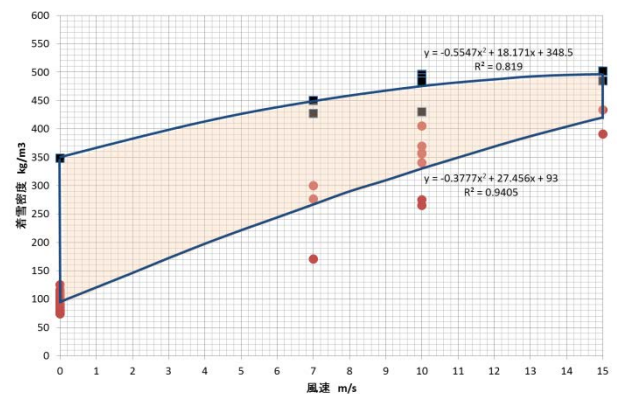


図10 風速と着雪密度の関係

冬季佐渡島周辺における降水分布の特徴

木村祐輔¹, 本田明治^{2,3}, 岩本勉之^{2,4}, 浮田甚郎^{2,3}

1:新潟大学大学院自然科学研究科, 2:新潟大学自然科学系, 3:新潟大学災害・復興科学研究所, 4:国立極地研究所

1. はじめに

冬季新潟市周辺は県内の海岸平野部の中でも特に降雪量(降水量)が少なく, 季節風の風上に当たる佐渡島の影響が指摘されている(八木・内山 1983; 高田 2003). 高田(2003)は, 佐渡島の影響によって陸上に降水が少ない領域があり, 風が弱いときには海岸部に留まるが強いときには内陸まで広がることを指摘している.

佐渡島の稜線は約 800m であり雲頂の低い冬季降水雲に影響することは示唆されているが, 海上を含めた降水分布と佐渡島上空における風向・風速の関係はこれまで十分な調査は行われていない. また佐渡島が周囲の降水分布や降水強度に影響するメカニズムの詳細も明らかになっていない. そこで, 佐渡島が冬季降水分布に影響するメカニズムを明らかにすることを目的として, 海上を含めた佐渡島から新潟市周辺の領域(以下, 新潟市域)を対象に, 冬季の降水分布と風向・風速の関係について解析した. 更に, 佐渡島の影響が予想される事例(2014 年 1 月 10 日の降雪事例)を選び, 気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)を用いて再現した佐渡島周辺の大気場について解析を行った.

2. 風向・風速による降水量のコンポジット解析

海上を含めた降水分布と風向・風速の関係を調べるために, 佐渡島上空 850hPa 面における風向・風速で降水イベントを分類しコンポジット解析を行った. 佐渡島上空の風向・風速は, JRA-55 再解析(時間分解能 6 時間, 空間分解能 1.25 度)の 850 hPa 面における風向・風速から求めた. 降水量には, 気象庁全国合成レーダーの降水強度データ(時間分解能 10 分, 空間分解能 1 km)を用いた. 降水データの時間間隔を JRA-55 再解析と合わせるために, 6 時間分積算して 1 つの降水イベントとした. この降水イベントを風向 8 方位と風速 10 ms^{-1} 未満/以上の計 16 条件で分類した. 対象期間は 2005/06 年~2011/12 年の 12 月, 1 月, 2 月の計 21 ヶ月(7 冬)とした.

その結果, 北西風, 西風の条件において佐渡島の風下に降水が少ない領域があり, この領域は風速 10 ms^{-1} 以下では佐渡島近傍に位置するが風速 10 ms^{-1} 以上の場合は佐渡島からより風下側まで広がり陸上まで及ぶことが分かった(図略). さらに, 7 冬の平均降水量に対する各風向・風速条件の降水量比を求めた. 北西風 10 ms^{-1} 以上の時, 新潟県内のほとんどで降水量比が 1.2 以上である一方で, 佐渡島の風下にあたる新潟市域ではおよそ 0.6 であった(図 1). したがって, 北西強風時には佐渡島の影響が明瞭に現

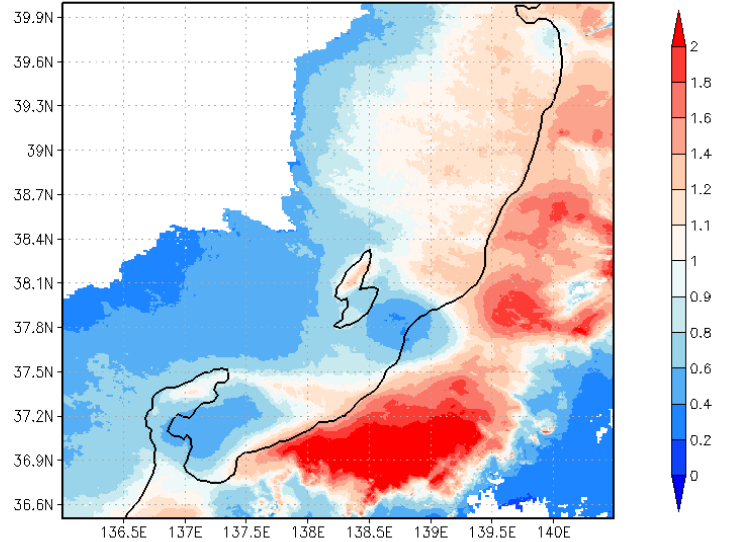


図 1. 7 冬平均 6 時間降水量に対する北西風 10 ms^{-1} 以上の場合の 6 時間降水量比.

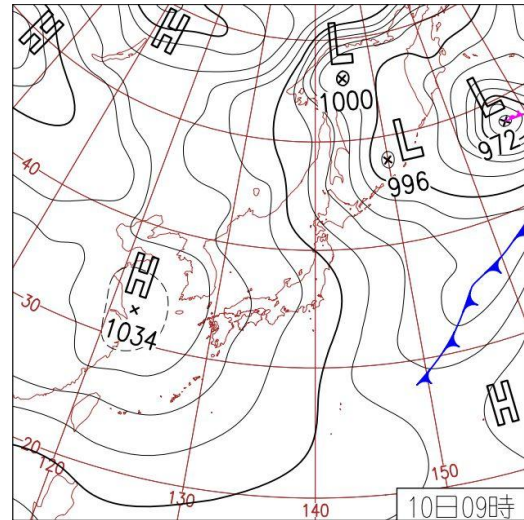


図 2. 日本時間 2014 年 1 月 10 日 9 時の地上天気図. 気象庁『日々の天気』より.

れ新潟市域で降水量が少なくなることがわかった.

ここで, 全国合成レーダーの降水強度は地上 2 km の降水粒子を反映している. 粒子が落下する際の蒸発・昇華, 下層の風による移流などの影響により, 合成レーダーの降水分布は地上の降水(降雪)分布と一致するとは限らない. そこで地域気象観測システム(AMeDAS)の降水量を用いて同様の解析を行ったところ, 同じく北西風 10 ms^{-1} 以上の時に新潟市域で顕著に降水量が少なくなることが確認された.

3. 2014年1月10日の気象概況

日本時間1月10日9時の天気図を図2に示す。この日は冬型気圧配置で、新潟県内上空500 hPa面の気温は -30°C 以下であり、秋田～山形の海岸線に沿って寒気が入り込んでいた(図略)。

JRA-55再解析から求めた佐渡島上空850 hPa面の風は1日を通して北西～西風 12 ms^{-1} 以上であった。10日10時～21時の12時間積算降水量からもわかるように、長岡市付近を中心に降水が観測されているが、新潟市域は降水量が少なかった(図3a)。AMeDAS日降雪量でもて長岡で36 cmであったのに対し新潟で1 cmであり、佐渡島の影響が現れていたと考えられる。

4. JMA-NHMによる再現実験

10日における佐渡島周辺の詳細な風の場を再現するためにJMA-NHMを用いた再現実験を行った。初期値・境界条件は気象庁メソ数値予報モデル(MSM)の初期値(時間分解能3時間, 空間分解能 $0.1^{\circ}\times 0.125^{\circ}$)を用いた。モデルの水平分解能は第1領域で5 km, 第2領域で2 kmとし、1-wayネスティングで計算を行った。積雲パラメタリゼーションは第1領域でのみKain-Fritschスキームを用いた。計算期間は日本時間9日09時～10日21時とした。

JMA-NHMの計算結果は、合成レーダーの12時間積算降水量と比較して長岡付近の降水ピークがやや南に位置するなどの差異はあるものの、観測された降水分布をよく再現していた(図3b)。

図3b黒枠の領域において10時～21時までで時間平均した700 hPa面の鉛直流を見ると、大佐渡(佐渡島北部の山地)の風上側で上昇、風下側で下降流となっていたほか、その風下の佐渡島～新潟市にかけて下降流が卓越していた(図4)。図3と比較すると、この下降流域の風下で降水が少なくなっていた。佐渡島と新潟市を通り北西季節風に沿った鉛直断面をみると、佐渡島から生じる山岳波のような鉛直流構造が確認でき、新潟市域は700 hPa面以下で下降流が卓越していた(図略)。

今後は下降流域と周囲の降水量との関係を調べるために佐渡島～新潟市域の風や水蒸気量、気温などの大気3次元構造について解析を行う予定である。更に、佐渡島が周囲の大気に与える影響を調べるために佐渡島の標高を変えた感度実験を行い、佐渡島の風下で降水量が少なくなるメカニズムを明らかにしていく予定である。

5. 参考文献

八木正允, 内山良子, 1983: 能登半島と佐渡島を迂回し合流する雪雲の流れ—上越地方の大雪に関連して, 天気, 30, 291-294.

高田伸一, 2003: 冬型の気圧配置時における佐渡島の影響, 日本気象学会秋季大会予稿集, 84, C111

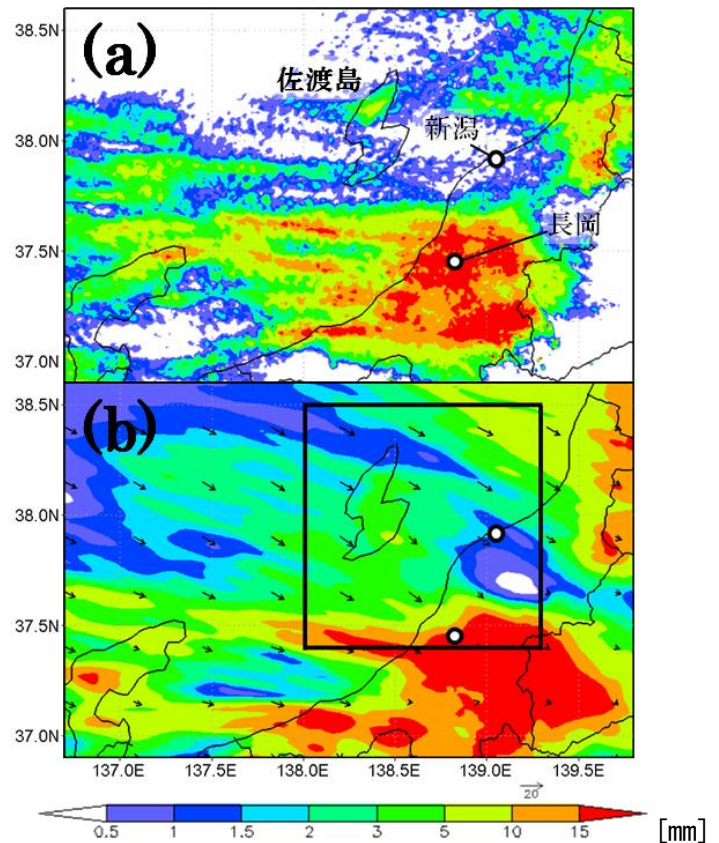


図3. (a)全国合成レーダーから求めた日本時間2014年1月10日10時～21時の12時間積算降水量と(b)JMA-NHMで再現した同期間第2領域における12時間積算降水量と12時間平均の850hPa面水平風。

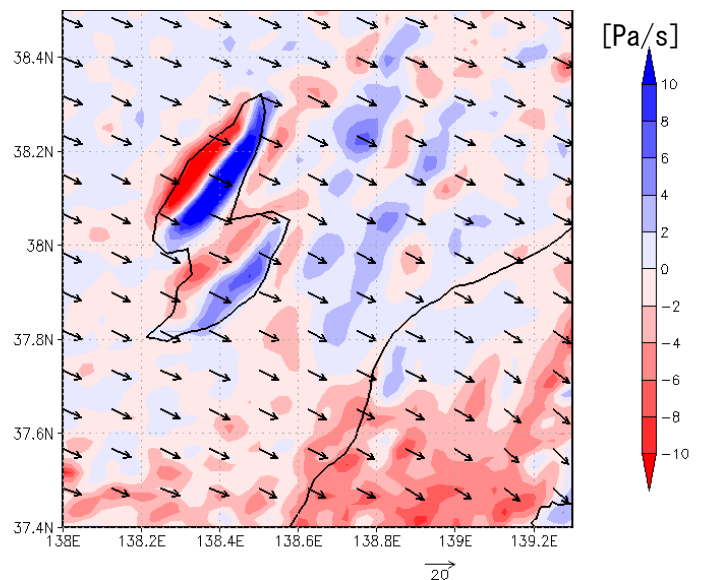


図4. JMA-NHM第2領域で再現された12時間平均した850 hPa面における鉛直流(色)と水平風(ベクトル)。平均期間は日本時間2014年1月10日10時～21時。

中部日本海側でのモデルが予想する降雪量の過小評価の要因と改善への取り組み: 観測された降水粒子との比較

加藤輝之¹, 本吉弘岐², 山田芳則¹, 橋本明弘¹, 中井専人², 石坂雅昭²

¹気象庁気象研究所, ²防災科学技術研究所雪氷防災研究センター

1. はじめに

大陸からの寒気吹き出しに伴って冬期日本海側ではしばしば大雪が観測される。しかし、気象庁の現業メソ気象モデル (MSM、水平分解能: 5km) は降雪量を平野部で過小に、山岳部で過大に予想し、その解決が課題となっている。日本海平野部に位置する雪氷防災研究センター (図2のX) では、CCD カメラの連続画像処理を用いた降雪粒子観測装置および光学式ディストロメータ Parsivel を用いて1分ごとに降水粒子のサイズと落下速度の観測が行われ、Ishizaka et al. (2013)の方法: 観測された降水粒子の質量重み付き平均サイズと落下速度の関係から卓越降水粒子の種別を5分ごとに判別している (図1a参照)。

本研究では、異なる水平分解能の気象庁非静力学モデル (NHM: Saito et al. 2007) を用いて、モデルが予想した降水種別を判別された観測データと比較する。また平野部で過小となる要因を考察し、その要因の解決に向けた取り組みを紹介する。

2. 実験設定

2013年1月4日3時 (時刻は日本時) から、3時間ごとの気象庁メソ解析 (水平分解能: 5km) を初期値・境界値として、24時間予報を行った。

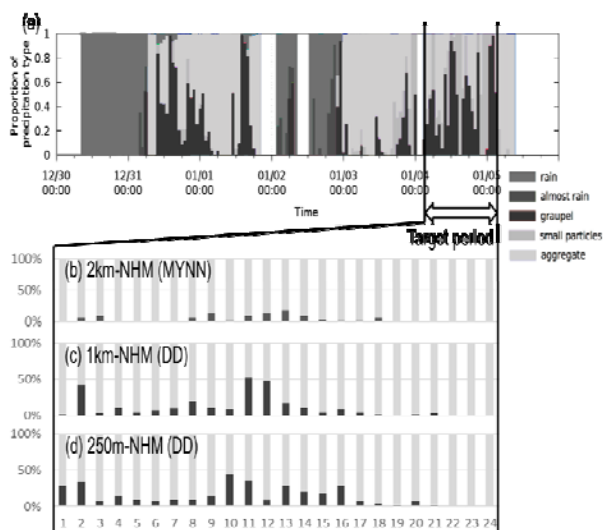


図1 (a) 2012年12月30日から2013年1月5日に雪氷防災研究センターで観測・判別された卓越降水種別の割合. 2013年1月4日3時から1日間に雪氷防災研究センター付近に (b) 2km、(c) 1km と (d) 250m-NHM が予想した降水種別の割合.

まず日本列島を含む 2500x 2000km の広領域を対象に水平分解能 5km の NHM (以降、5km-NHM、他の水平分解能の NHM も同様) を実行した。続いてその予報値を用いて、山陰から新潟の日本海側を含む 850x550km の領域を対象に 2km と 1km-NHM を実行した。さらに新潟地方を含む 330x250km の領域を対象に 500m と 250m-NHM を 1km-NHM の予報値からダウンスケールした。降水過程として、氷相のみ 2 モーメントのバルクタイプの雲物理過程を用い、5km-NHM のみ Kain-Fritsch の対流のパラメタリゼーションを併用した。乱流過程として、5km、2km と 1km-NHM では Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino level-3 (MYNN: Nakanishi and Niino 2006) を用い、1km、500m と 250m-NHM では Deardorff (DD) scheme (1980) を用いた。

3. 観測との比較

2013年1月5日3時までの解析雨量を24時間積算した降水量 (図2a) と比較すると、5km-NHM (図2b) は MSM と同様に、平野部 (図の楕円の領域) の降水を過小に予想している。その過小予想が 1km-NHM (図2e) では改善されており、その理由は主に海岸線付近のあられの生成 (図2d) による。平野部での増加量は 1km-NHM が予想した降あられ量と同程度であり、5km-NHM ではほとんどあられが予想されていなかった (図略)。参考までに、2km-NHM の降あられの予想量は 1km-NHM の半分にも達していなかった (図1b と 1c)。なお、1km-NHM が予想した地上に達したあられの降水に対する割合 (図1c) は観測された割合 (図1a) よりもかなり小さい。この小さな割合は 250m-NHM を用いても改善することはできていない (図1d)。これらの高解像度モデルを用いた改善や特徴は Kato (2011, 2012) の同じ結果である。

4. 落下速度の影響

5km-NHM では、落下速度が 2~3m/s のあられの代わりに、落下速度が 1m/s 程度の雪が過剰に生成され、山岳による強制上昇で落下せずに山岳域まで移動していることが考えられる (図3a)。このことを確かめるため、陸上での雪の落下速度

をあられの落下速度に置き換えた感度実験を5km-NHMを用いて行った。降水分布(図2c)をみると、平野部では課題である過小予想が解消され、解析雨量の分布(図2a)に近づいている。ただ山岳部でも降水量が増えており、これは山岳を乗り越えるべき雪も落下させたためである。このことは、上空での雪の混合比の減少と混合比のピーク高度の低下から確認できる(図3b)。

5. 改善への取り組み

特にあられの生成量が少ない水平分解能2km以上のNHMでの平野部の降雪量を増やすためには、あられを生成させる新たなパラメタリゼーションが必要だと考えられる。その試みとして、まず-4℃より暖かい雲では雲氷が存在しないので、雲氷晶核活性の温度上限値を設定してみた。2km-NHMを用いて上限値を-4℃、-5℃、-10℃としてみたが、残念ながらあられの生成量の増加が見られなかった。また1km-NHMでも同様の結果であった。あられの落下時の蒸発のみを抑制することも試みたが、あられの生成域での下層相対湿度が80%程度と高く、降あられ量増加に対する効果はほとんどみられなかった。雪の蒸発も抑制すると降水量は海上で増え、平野部で減少した。この結果はKato(2011)と同じであった。

参考文献

- Ishizaka, M., H. Motoyoshi, S. Nakai, T. Shiina, T. Kumakura, and K. Muramoto, 2013: *J. Meteor. Soc. Japan*, **91**, 747-762.
- Kato, T., 2011: CAS/JSC Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modeling, **41**, 3.03-3.04.
- Kato, T., 2012: CAS/JSC Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modeling, **42**, 4.09-4.10.
- Saito, K., J. Ishida, K. Aranami, T. Hara, T. Segawa, M. Nareta, and Y. Honda, 2007: *J. Meteor. Soc. Japan*, **85B**, 271-304.

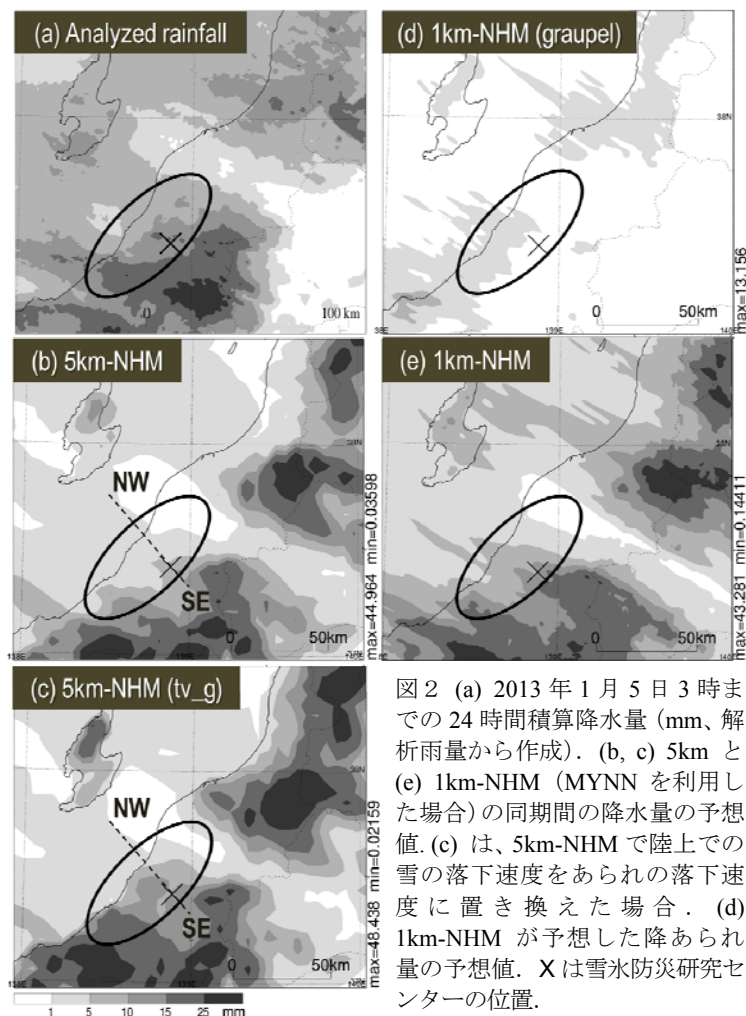


図2 (a) 2013年1月5日3時までの24時間積算降水量(mm、解析雨量から作成)。(b)、(c) 5kmと(e) 1km-NHM(MYNNを利用した場合)の同期間の降水量の予想値。(c)は、5km-NHMで陸上での雪の落下速度をあられの落下速度に置き換えた場合。(d) 1km-NHMが予想した降あられ量の予想値。Xは雪氷防災研究センターの位置。

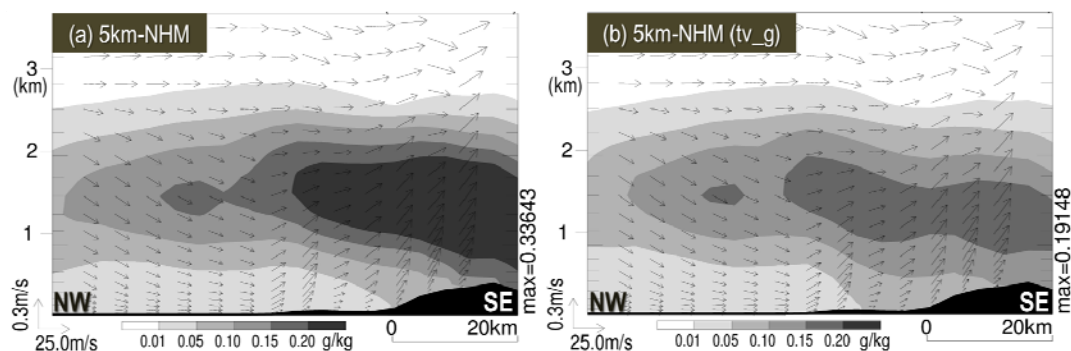


図3 (a) 5km-NHMが予想した雪の混合比の鉛直断面。図2bの破線上で24時間平均したもの。ベクトルはその断面に投射した風の流れを示す。(b) (a)と同じ、ただし、陸上での雪の落下速度をあられの落下速度に置き換えた場合。