

第9回天気予報研究会の報告

第9回天気予報研究会は、2012年2月17日(金)13時30分から17時30分まで、気象庁講堂で開催され、約80人が参加した。古川委員長による開会の挨拶に引き続き、平松および登内の司会の下で、特別講演と4題の講演が行われた。以下に講演要旨を記述する。

(天気予報研究連絡会)

天気予報研究連絡会: 海老原 智 (気象庁予報部), 登内道彦 ((財)気象業務支援センター), 平松信行 ((財)日本気象協会), 古川武彦 (委員長, 気象コンパス), 別所康太郎 (気象庁観測部), 吉野勝美 (全日本空輸株式会社)。()の所属は当時を表す。

【特別講演】

降雪に関する近年の動向について

村上正隆 (気象研究所)

1. はじめに

冬季季節風下、東ユーラシア大陸(シベリヤ)から吹き出す乾燥した寒気は比較的温暖な日本海上を吹走しながら顕熱と水蒸気を受け取り、対流混合層を形成する。その中に生成した雪雲は沿岸・平野部に降雪をもたらしたあと、脊梁山脈を滑昇する際に再発達し山岳部に大量の降雪をもたらす。大量の降雪は交通網を遮断し、社会生活を麻痺させる厄介者である。1963年の38豪雪を契機に気象研究所(以下、気象研という)が実施した北陸豪雪調査をはじめとして、防災の観点から、降雪研究は気団変質(Manabe 1957; Ninomiya 1968)や総観規模循環の切り口で降雪分類(山雪型・里雪型・中間型)・日本海寒帯気団収束帯・中規模渦状擾乱・北陸不連続線(岡林 1972; Hozumi and Magono 1984; 荒川ほか 1988; 浅井 1988; Nagata *et al.* 1986; Ninomiya 1991)に関する研究が1960年代から盛んに行われてきた。しかし、海上で起こる現象は直接観測できないため、未解明の部分も多々あった。

防災の観点からは沿岸・平野部の降雪が主な研究対象で、山岳部の降雪に関してはこれまで組織的な研究は実施されてこなかったが、水資源としての重要性から、最近脚光を浴びてきている。1990年代中盤以降、航空機などを用いた観測や非静力学モデルを用いた研究が盛んに行われるようになった。

本講演では、気象研がこれまでに実施してきた航空機観測(科学技術振興調整費(以下、科振費という)「日本海降雪雲」(代表 松尾敬世), 科学技術戦略推進費(以下、戦略という)によるプロジェクト「メソ対流系」(代表 吉崎正憲), 気象研-利根ダム共同研究「山岳性降雪雲」, 科振費「人工降雨・降雪」)の結果を中心に、降雪メカニズム研究という切り口から、海上・沿岸部に発生・発達する雲や山岳性降雪雲に関する最近の研究動向を紹介した。

2. 日本海降雪雲

2.1 対流混合層

各種雲物理測定装置・雲レーダ(W-band)・マイクロ波放射計・ドロップゾンデを搭載した中型ジェット機(ダイヤモンドエアサービス所有のG-II)を用いた気団変質過程と混合層内の層積雲形成過程に関する観測では、空気塊が日本海上から日本列島に向かって約250 kmの距離を吹走する間に、海面からの熱と水蒸気フラックスにより混合層全体が 2.5 K , 0.3 g kg^{-1} 加熱・加湿されると同時に混合層の厚さも0.4 km増加することが示された。積分雲水量も風下に行くにつれて徐々に増加したが、ほとんどの場所で断熱凝結量よりかなり小さめの値であった。3.5°Cの雲頂温度の低下に伴って氷晶・雪粒子の数濃度が増加し、これらによる雲水の消費が混合層内における凝結量の増加を相殺していた。降水粒子は風下に行くにつれて、雪片や雲粒付き結晶から濃密雲粒付きに変化した。渦相関法から直接求めた海面からの熱フラックスは $100\sim 130\text{ W m}^{-2}$ 、水蒸気フラックスは $150\sim 250\text{ W m}^{-2}$ であった。雲内では降水強度(氷水フラックス)は海面からの水蒸気フラックスの1/2程度であるが、雲底

下の蒸発により海面(実際に観測したのは高度300 m)に到達するのは海面からの水蒸気フラックスの1~2割で、海面からの熱と水蒸気フラックスはほとんどが混合層の発達と層積雲中の雲粒子の増加に使われていたことになる(村上ほか 2005a)。

2.2 種々の降雪雲システム

寒気吹き出し時には、種々の形態をした雲システムが季節風型の降雪をもたらす。頻繁に見られるのは、雲層の平均風向に平行な平行型筋状降雪雲(longitudinal-mode snow cloud band)、風向にはほぼ直交する(雲頂と雲底間の風のシアベクトルに平行する)直交型筋状降雪雲(transverse-mode snow cloud band)、寒気吹き出しの弱いときに見られるランダムに配置した孤立型降雪雲である。その他に、風の水平シアを伴う収束帯に見られる帯状雲や中規模渦状雲(meso-scale vortex-like cloud)、発達した温帯性低気圧の北西又は南西象限に見られるコンマ型やスパイラル型の降雪雲などが挙げられる。コンマ型やスパイラル型の降雪雲はメソ低気圧(meso-scale low)に伴うもので、これらのメソ低気圧は総観規模低気圧(synoptic-scale low)後面の寒気場内に発生することから極低気圧(polar low)と呼ばれることもある。

2.2.1 孤立型、平行型、直交型の降雪雲

各種雲物理測定装置を搭載した小型プロペラ双発機(ワイオミング大学 B200T)による航空機観測とデュアルドップラーレーダ観測から、寒気吹き出し時の代表的な雲である孤立型、平行型、直交型の降雪雲では、いずれの場合も中層から降雪雲内に流入し雲内を下降する気流が存在し、それにより雲底下に低温領域(コールドドーム)が形成されていることが確認された。コールドドームは、降雪雲に向かって吹き込んでくる地表付近の気流を押し上げることによって新たな対流セルの形成・維持に寄与していると考えられる。大きなスケールの収束場が存在しないときの降雪雲の形態は、一般場の熱力学的構造や鉛直シアの影響を強く受けている。一般に、鉛直シアが小さくなると、寿命の短い孤立型降雪雲が出現し、鉛直シアが適度な大きさの時には、平行型や直交型に組織化された比較的長続きする降雪雲が出現する。下層と雲頂付近の水平風の鉛直シアが主に風速シアからなる場合には平行型に、風向シアがある程度大きくなると直交型筋状降雪雲が出現する。平行型筋状降雪雲は、雲底-雲頂間のシアベクトルにはほぼ平行な主モードの走向と、平均風向にほぼ平行な副次モードの走向を持つものも時々観

測された。強い寒気移流場に出現する背の低い平行型筋状降雪雲(数珠状レーダエコー)は対流セルが緩やかに組織化したもので、個々の対流セルは移動する雲に相対的な気流で見るとほぼ軸対称な構造となっており、上昇流域(コア)では氷晶や降雪粒子の数濃度は低いが5~6 mmの大粒のあられが存在し、上昇流域と高dBZ域が対応するというデュアルドップラーレーダ観測の結果と一致した。降雪粒子のリサーキュレーションが雲頂高度2.0~2.5 kmの浅い雪雲の中で大粒のあられ形成に重要な役割を果たしていることも航空機観測の結果から強く示唆された(村上 2005; Yamada *et al.* 2010)。

2.2.2 日本海寒帯気団収束帯帯状降雪雲の一般的特徴

朝鮮半島からの西よりの風と沿海州方面からの北よりの風が収束するところ(日本海寒帯気団収束帯, JPCZ)に発生する発達した対流雲列とその北東側(北側)の直交型筋状降雪雲からなる雲システムをここでは帯状降雪雲と呼ぶことにする。発達した対流雲列の南西側にはやや背の高い平行型筋状降雪雲、直交型筋状降雪雲の更に北東側には背の低い平行型筋状降雪雲が存在することが多い。また、発達した対流雲列の雲頂高度は一般的には3~4 kmで、上層(500 hPa)の寒冷渦とカップリングして5 km以上になることもある。戦略によるプロジェクト「メソ対流系」の一環として実施した3冬季の集中観測期間中に、研究観測用航空機G-IIなどを用いてJPCZに伴う帯状降雪雲を合計7回観測した。それぞれの特徴を第1表に示す。帯状降雪雲(発達した対流雲列)の走向は北西-南東から西-東が一般的で、走向が時間とともに変化する場合もある。移動速度の速いもの(最大で70 kmhr⁻¹程度)もまれに観測されたが、一般的には移動速度は無視できる程度であった。一般的に西よりの気流の方が北よりの気流より温暖で、二つの気団間の下層の温度傾度は、100 km当たり0.3°C~5°Cであった。相当温位は中央部(発達した対流雲列)付近が凝結による非断熱加熱で最も高くなることが多い。ほとんどの場合、発達した対流雲の北東側に雲の上部で南西風の強化が見られ、結果的に雲底-雲頂間のシアベクトルもほぼ同じ方向となる。発達した対流雲の中・上部に弱風帯(Weak wind zone, WWZ)が見られることも多い。発達した対流雲からのアンビル状の雲は強い南西風に流され、その走向は南西-北東となる。その下方には、直交型筋状降雪雲が形成されることが

第1表 日本海寒帯気団収束帯に伴う帯状降雪雲の特徴。赤外画像 (T (IR)), 可視画像 (TC (VIS)) とレーダーエコー (T (radar)) に T モードの雲, 北東側の雲上部における南西風の強化 (SWinc), 発達した対流雲の中・上部の弱風帯 (WWZ) の存在が確認された場合, 帯状降雪雲の走向 (Orientation), 移動速度 (Moving), 2つの気団間の下層の温度傾度 (dT/dL) を示す。

	T(IR)	T(VIS)	T(radar)	dT/dL	SWinc	WWZ	Orientation	Moving Vel.
2001.1.14	○	○	○	-2.5C/170km	○(u)	△	NW	
2001.1.15	○	○	○	-5.0C/100km	○(u,v)	×	E	
2001.1.16	○	○	○	-2.6C/170km	○(v)	○	NW	
2002.2.11	×	×	×	+1.4C/300km	×	×	N > NW	60km/h
2003.1.28	×	○	○	-0.8C/300km	○(u,v)	○	NW>E	70km/h
2003.1.29	○	○	○	-1.2C/220km	○(v)	△	E	
2003.1.30	○	○	○	-2.3C/330km	○(u)	△	NW	30km/h

多いが, 最近の非静力学モデルを用いた研究でその成因は中・下層のシアベクトルに沿ったロール状対流であることが示された (Eito *et al.* 2010)。しかし, シアベクトルに沿ったロール状対流では説明できない部分も残っている。

発達した対流雲列の北東側 (北側) では, 上層のアンビルの雲と中・下層の筋雲の間で seeder-feeder メカニズムで降水が形成され, 一方, 発達した対流雲列, 南西・北東側の平行型筋状降雪雲の筋雲では雲粒捕捉成長が主な降水形成メカニズムであった (村上ほか 2005b)。

2.2.3 日本海小低気圧の内部構造

G-II による雲の内部構造の直接観測, 雲レーダ観測, Citation-V によるドロップゾンデ観測, 観測船や地上の特別観測点からのゾンデ観測などの結果に基づいて, 2001年1月27日に能登半島と佐渡島の間で発生した日本海小低気圧のメソスケール構造を調べた。水平風及び相当温位などの分布から, 観測した小低気圧の鉛直スケールは ~ 3 km, 水平スケールは100 \sim 200 kmであった。下層の中心気圧は周囲より2 hPa程度低く, 低気圧性循環は下層ほど顕著であった。暖気核 (warm core) は高度1.5 km付近でもっとも顕著で, 周囲との温度差は2 \sim 3 $^{\circ}$ Cであった。低気圧性循環も warm core も, 高度3.5 km以上では不明瞭であった。観測結果から, 暖気核の成因は, 1) 総観規模低気圧 (南岸低気圧) の循環に伴う高相当温

位気塊の移流, 2) 凝結に伴う非断熱加熱, 3) 下降流による断熱昇温であると考えられる。

小低気圧の循環に伴って生成された余剰水蒸気の大部分は, 南岸低気圧に伴う上層雲から natural seeding された氷晶の昇華凝結成長に消費されたため, 雲水域は下層の限定された部分にのみ存在し, 雲水量も最大で0.1 \sim 0.2 gm^{-3} と比較的低濃度であった。雲システム全体から見ると, 主な降水形成メカニズムは昇華凝結成長で, 雲粒捕捉成長は副次的であったと考えられる (村上ほか 2005c)。

3. 山岳性降雪雲

研究観測用航空機・雲粒子ゾンデ・マイクロ波放射計・Xバンドドップラーレーダ・Kaバンドドップラーレーダ等を用いて, 日本の中央部に位置する越後山脈 (山頂高度 ~ 2 km) にかかる安定成層をした山岳性降雪雲の内部構造を調べた。典型的な山岳性降雪雲は雲頂高度が2.5 \sim 3.5 kmで, 気流などの内部構造も準定常的である。陸上では地表面からの顕著な熱・水蒸気補給がないため, 雲層は通常, 中立あるいは弱安定な成層をしていることが多い。水平風には山脈の風上側, 特に高度1 km以下でブロッキングによる弱風域が見られ, それより上層の風は弱風域の空気塊を乗り越えるように吹いている。雲層の水平風 (W \sim NNW, 10 \sim 20 ms^{-1}) は山頂に向かって加速し, 風速は50 \sim 100%増加する。風向は山頂から風下側に

向かって20~30°時計回りに変化する。鉛直流を見ると、風上斜面上には 1 ms^{-1} 程度の弱い上昇流域が20 km程度風上側に広がっており、山頂付近から風下側にかけては $\pm 4\sim 6\text{ ms}^{-1}$ の上昇・下降流が対となって準定常的に存在する。

空気塊が山岳斜面を滑昇する際、雲頂付近と雲内部で非断熱加熱による昇温量の違いが生じ、山頂付近の雲上部に不安定成層を形成し、 $\pm 2\text{ ms}^{-1}$ 程度の対流活動を生成することがある。風上から進入する空気塊の安定度が弱い場合、早くから対流が立ち、風下側まで持続する。そのため、上述の上昇・下降流の対が不明瞭となり、結果的に雲域が風下まで大きく広がる。

$0.2\sim 1.0\text{ gm}^{-3}$ の雲水域も上昇流域とほぼ対応して風上斜面上に分布する。降雪粒子の発達もこの雲水域で見られ、それより風下では衰退傾向にある。ただし、山頂より風下に準定常的に存在する強い上昇流域に霰や濃密雲粒子付き結晶を主とした降雪粒子が見られることが多い。温位は下降流域で $5\sim 10\text{ K}$ 程度の上昇が見られ、気圧偏差は風下の下降流域に対応して $1\sim 2\text{ hPa}$ の低圧部となっている。フルード数の増加(多くの場合風速の増加)に伴い風上側上昇流域が山頂側に移動し、風下側の上昇・下降流場も強化される。

山岳性降雪雲の中では、地形性滑昇により雲水の生成が促進されるとともに、雲頂高度(温度)の増大(低下)による氷晶数濃度増加と降水効率の増大により地上降水の増加が見られる。一方で、雲水量はより高濃度の氷晶の成長に消費され、その空間濃度の増加は抑えられる(Murakami *et al.*, 2004)。

4. モデル検証

最後に領域予報モデルとしても使用されている非静力学モデルによる降雪予測に関してお話ししたい。ここで使用する非静力学モデルは固体雲・降水粒子にはダブルモーメント雲物理パラメタリゼーションを使用したものである。本州中部の山岳域(高標高部)では一冬の降雪量(水等量)は1,000 mm以上で、場所によっては3,000 mm近い降雪があるところもあると推定される。しかし、高標高部には冬期間使用できる雨量計はほとんどなく、また雨量計の降雪粒子に対する捕捉率も問題となるため、その実態はよく知られていない。特別観測で取得したデータも使用して、降雪粒子に対する雨量計の捕捉率も補正した地上降水量の実測値と比較した。新潟・群馬県を中心とする200

km \times 200 kmの領域内の地上雨量計で観測された3時間降水量とそれに対応するモデル格子点上の値の相関を取ると、相関係数 $0.3\sim 0.6$ と高い値となり寒候期の降水現象は精度よく予測されていることがわかる。しかし、一冬の積算地上降水量を見ると、海岸平野部ではほぼ正確に再現されているものの、高標高部では数十%の過大評価になっていることがわかった。もう少し詳しく数値モデルを検証してみると、ゾンデ観測や航空機観測との比較から、山岳性降雪雲の雲頂高度は300 m程度の過小評価、雲層内水平風の1~2割の過大評価も示唆された。雲中の雲水量あるいはその鉛直積算量は1/2程度と大きく過小評価していることもわかった。氷晶・雪粒子の数濃度の過大評価や氷晶と雪粒子の数濃度比の過小評価も明らかとなった。

今後、水資源や気候変動の観点から降水量が議論される機会が増えてくることを考えると、弱い又は並みの降水や地形に相対的な降水分布の再現精度が重要になってくる。今後、これらに影響を及ぼす雲の微物理構造の表現を観測データを用いて検証・改良していくことが一層求められる。

参考文献

- 浅井富雄, 1988: 日本海豪雪の中規模的様相. 天気, 35, 156-161.
- 荒川正一ほか(メソ気象調査グループ), 1988: 冬期日本海における帯状雲のメソ構造一啓風丸の特別観測の解析一. 天気, 35, 237-248.
- Eito, H., M. Murakami, C. Muroi, T. Kato, S. Hayashi, H. Kuroiwa and M. Yoshizaki, 2010: The structure and formation mechanism of transversal cloud bands associated with the Japan-Sea Polar-Airmass Convergence Zone. J. Meteor. Soc. Japan, 88, 625-648.
- Hozumi, K. and C. Magono, 1984: The cloud structure of convergent cloud bands over the Japan Sea in winter monsoon period. J. Meteor. Soc. Japan, 62, 522-533.
- Manabe, S., 1957: On the modification of air-mass over Japan Sea when the outburst of cold air predominates. J. Meteor. Soc. Japan, 35, 311-326.
- 村上正隆, 2005: 降雪雲の航空機観測一背の低い降雪雲のアンサンブル平均一. 気象研究所技術報告, (48), 101-108.
- Murakami, M., N. Oriyasa, K. Kusunoki, K. Mori, A. Ikeda and M. Saito, 2004: Inner structure and precipitation mechanism in orographic snow clouds over the complex terrain in central Japan. Preprint of the 14th Int. Conf. on Clouds and Precipitation, 1541-1544.

村上正隆, 折笠成宏, 星本みずほ, 高山陽三, 堀江宏昭, 黒岩博司, 民田晴也, 2005a: 航空機による混合層及び筋状対流雲の発達過程の観測. 気象研究ノート, (208), 233-242.

村上正隆, 星本みずほ, 折笠成宏, 高山陽三, 黒岩博司, 堀江宏昭, 岡本 創, 亀井秋秀, 民田晴也, 2005b: 航空機による日本海寒帯気団収束帯帯状降雪雲の内部構造観測. 気象研究ノート, (208), 251-264.

村上正隆, 折笠成宏, 星本みずほ, 黒岩博司, 堀江宏昭, 岡本 創, 民田晴也, 中井専人, 2005c: 航空機による日本海ポーラーローの内部構造観測. 気象研究ノート, (208), 347-354.

Nagata, M., M. Ikawa, S. Yoshizumi and T. Yoshida, 1986: On the formation of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter; numerical experiments. J. Meteor. Soc. Japan, 64, 841-855.

Ninomiya, K., 1968: Heat and water budget over the Japan Sea and the Japan Islands in winter season. J. Meteor. Soc. Japan, 46, 343-372.

Ninomiya, K., 1991: Polar low development over the east coast of the Asian Continent on 9-11 December 1985. J. Meteor. Soc. Japan, 69, 669-685.

岡林俊雄, 1972: 気象衛星からみた雪雲と降雪についての研究への利用. 気象研究ノート, (113), 74-106.

Yamada, Y., M. Murakami, H. Mizuno, M. Maki, S. Nakai and K. Iwamani, 2010: Kinematic and thermodynamical structures of longitudinal-mode snow bands over the Sea of Japan during cold air outbreaks. Part I: Snow bands in large vertical shear environment in the band-transverse direction. J. Meteor. Soc. Japan, 88, 673-718.

【一般講演】

1. 気象庁における天気現象の自動判別と JMA-10 型地上気象観測装置

河野沙恵子 (気象庁観測部観測課
気象測器検定試験センター)

気象庁では平成22年度から5年計画で, 地上気象観測装置を JMA-95型から JMA-10型に順次更新している。講演では, JMA-10型地上気象観測装置の概要について最初に紹介した。

無人で地上気象観測を行っている特別地域気象観測所においては, 「現在天気」の自動判別を行っている。JMA-95型では天気現象判別機能付き視程計によって判別された天気を活用してきたが, JMA-10型では視程, 降水の有無, 気温及び湿度の自動観測結果を組み合わせ, 気象庁で開発したアルゴリズムを用いて現在

天気を判別する方式を採用した。降水現象は, 気温と湿度の関係から雨・雪・みぞれに判別する。天気現象判別機能付き視程計と, JMA-10型の方式による天気判別を, 目視観測の結果と比較することで評価したところ, 降水の有無の判別が精度に大きく影響していることがわかった。

2. 固体降水の地上観測と偏波レーダー観測における課題

中井専人 (防災科学技術研究所
雪氷防災研究センター)

固体降水の観測には, 降雨と異なる未解決の課題がいくつも存在する。降水量計の風による捕捉損失は, 固体降水の場合には数十%にのぼり, それは助炭の有無によっても変わる。このような補正のためには観測点のメタデータ整備が重要であるが, 現状, 十分にそれが認識されていないのが課題である。

一方, レーダー観測については, 固体降水は粒子の形状が複雑であり, 偏波パラメーターを用いた降水量推定法が確立されていない。これについて, 平均的な Ze-R 関係が降水系の構造と卓越する降雪粒子種によって変わると考え, 降水粒子の粒径-落下速度分布とレーダー観測とを比較する観測を行った。偏波パラメーター-Zdr は, 平均的には雪と霰の間で違いが見られたが, リアルタイムの解析でどのような判別を行っていくかが今後の課題である。

3. 南岸低気圧による関東地方の雪の予想手法

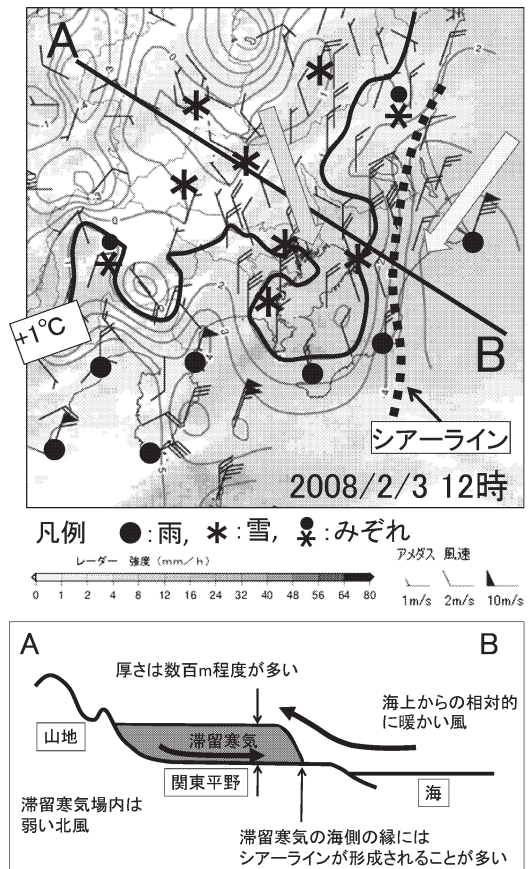
牧野真一 (気象庁予報部予報課)

関東地方の降雪は南岸低気圧の通過時が多いが, 下層の気温は雨か雪かの境界付近であることが多く予報が難しい。予報現場では, これまでの調査等から得られた関東地方の降雪に関する知見を踏まえて数値予報の予想結果を基に気象シナリオを作成し, 雨雪判別や降雪量予想を行っており, その手法について紹介する。

まず, 関東地方の降雪予報を行うには, 総観場やメソスケール場での関東地方の降雪の気象学的なメカニズムを理解している事が重要であり, それにより数値予報モデルの予想結果から雪となる可能性を考察することができる。総観場における関東地方の降雪の条件として重要なのは南岸低気圧の通過である。かつては低気圧のコースに着目し伊豆諸島の特定の島と低気圧の位置関係から雨雪を判断する手法もあったが, 現在

の予報官はそのような手法を主とした雨雪の判断は行っていない。また、雪となる場合の850 hPa 気温の目安は約 -4°C であるが(気象庁予報部 1976)、さらに850 hPa から地上にかけての層で降雪が融けないで落下してくるかどうかを気象学的に判断する必要がある。ここで重要なのは、関東平野が持つ地形的な特徴により形成される滞留寒気(滞留寒気)の存在である。第1図は2008年2月3日12時の関東平野の局地解析であるが、概ね地上気温 1°C 以下の地域で雪となっている事がわかる。また、関東平野の西側の山沿いに沿うように北西～北風が内陸から流れ出て地上気温 1°C 以下の気塊が東京湾方面に流れ出ている。一方、茨城県や千葉県沿岸部には海上からの相対的に暖かい気塊が入り雨やみぞれとなっている。図の下段はこの様な場合のA-B断面の模式図で、平野部には厚さ約数百mの滞留寒気と呼ばれる冷氣層が形成される。この冷氣層は、降水開始初期に下層に比較的乾燥した気塊が存在し降水粒子が蒸発して気化熱を奪うことにより形成される場合や、降水開始後は降水そのものにより冷却されることで維持されることが多い。このような状態が形成されると地上から数百m付近まではほとんど等温となり、通常の温度減率であれば雨となる場合でも関東平野では雪となる場合がある。また、図からわかるように東京で雪となるのは地上風が北～北西となる場合で、それは滞留寒気に覆われたことを意味する。現在のメソ数値予報モデルではこの滞留寒気も比較的精度よく予報でき、モデルの予想結果に基づき雪となるかを判断するが、その前段として、低気圧の位置、大気下層の気温や湿度、局地解析による滞留寒気の形成状況などについて実況とモデルを比較し、さらに降水が開始するまでの天気経過も加味して(例えば降り始めが夜のはじめ頃の場合、予想より日中に晴れて昇温した場合は雪への変化が遅れる可能性がある)、数値予報の予想結果を必要に応じて修正して予報シナリオを組み立てる。降雪の可能性が高いと判断した場合には次は降雪量を予想する。降雪量は雪水変換法で考えるのが基本である。すなわち、

降雪量 (cm) = 降水量 (mm) × 雪水比 (cm/mm) により降雪量を予想する。ここで、降水量は最大降水量ガイダンス等を用いて予想するが、雪水比は統計的な調査結果(古市 2010)を参考に決める。関東平野の南岸低気圧による湿った雪では降雪時の地上気温は $0\sim 1^{\circ}\text{C}$ 程度で、雪水比は通常 $0.5\sim 1$ のことが多い。



第1図 2008年2月3日12時の関東地方の局地解析(上段)とAB断面の模式図(下段)。

参考文献

- 古市 豊, 2010: 最大降雪量ガイダンス。平成21年度数値予報研修テキスト, 27-36。
気象庁予報部, 1976: 天気予報指針実用編, 207-212。

4. 非静力学モデルによる降雪予想とその問題点

加藤輝之(気象庁数値予報課/現気象研究所)
気象庁非静力学モデルを用いて、冬期日本海側の降雪予想について、数値モデルのモデル領域や水平格子間隔、乱流過程などによる違いを調査した。冬季日本海上では相対的に暖かい海上に寒気が流入するために気団変質が著しく、その変化を表現するためには高分解能の数値モデルでモデル領域を十分取らないと、平野部での降水が減少することがわかった。気象庁現業メソモデルと同じ5 km 格子では、平野部での降雪が

かなり過小に予測され、山岳部では逆にかなり過大になった。格子サイズを1 km にすると、平野部ではアメダスの観測値に近い予想となった。5 km 格子での過小は、沿岸部でよく観測されるあられがほとんど予想されないのが一因であると考えられる。また、解析雨量には高度約2 km の気象レーダーによる降水強度が用いられており、実際はその高度よりも下層で降雪の蒸発や生成があるはずである。これについて、1 km 格子モデルの地表付近と高度約2 km の水物質質量(雨、雪、あられの総和)を比較した。その結果、解析雨量では海上で過大、山岳部で過小になっている可能性があることがわかった。

1 km 格子モデルで乱流過程としてMYNN (Improved Mellor-Yamada) Level 3 (Nakanishi and Niino 2009) を用いた方がDeardorff (1980) よりも潜熱フラックスが大きい(20%増)にもかかわらず、海上での降雪量が少なかった(8%減)。この降雪量の過小はほとんどあられによるものであった。これは、MYNN Level 3 による下層200 m 以下に観測さ

れる絶対不安定成層の強制的解消が原因で、Deardorff に比べて湿潤対流による強い上昇流の出現高度が上昇し、雲水の出現ピーク高度が上昇することでその生成量が過小になり、あられの生成量の過小につながっていた。

対流混合層内の構造を調べたところ、MYNN Level 3 では下層に見られる絶対不安定成層が見られなかったものの、対流混合層上端がもっとも頻繁に現れる高度に対する水平格子間隔や乱流過程の依存性は小さかった。また、対流混合層内での仮温位減率は 2 K km^{-1} 程度であった。

参 考 文 献

- Deardorff, J. W., 1980: Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. *Bound.-Layer Meteor.*, **18**, 495-527.
- Nakanishi, M. and H. Niino, 2009: Development of an improved turbulence closure model for the atmospheric boundary layer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 895-912.