

北陸地方に大雪をもたらすメソ対流系 Mesoscale Convective Systems Causing Heavy Snowfall in Hokuriku

* 大東忠保・坪木和久・高松尚子¹・長谷川晃一²
(名古屋大学地球水循環研究センター)

1 はじめに

冬季日本海上に寒気の吹き出しが起こるとき、日本海上から熱の供給を受けて混合層が形成される。この混合層内には対流性降雪雲が発生・発達する。混合層より上部は強い安定成層になっており、降雪雲の対流域はこの混合層内に限られる。対流性降雪雲は、これまでに、雲画像やレーダー画像からいくつかの種類のメソ対流系として認識されてきた。このメソ対流系のうち、北陸地方に大雪をもたらすものとして日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ : Japan Sea Polar Airmass Convergence Zone) 上の帯状雲、小低気圧、海岸付近に停滞する降雪バンドがある。大雪となる条件は、降水(雪)強度と時間の積が大きくなることである。ある一地点で長時間降雪がある場合は、降雪システムが停滞するか、平面的な広がりをもち大きな面積を持った降雪システムが通過するかのいずれかが考えられる。気象システムの階層性を考えた場合、停滞するといっても、メソスケール程度の大きさを持つ対流セルの寿命は数十分程度でありこのスケールのものは通過しているのであるが、それらのセルを内包するようなメソからメソのスケールのメソ対流系として停滞するという意味である。北陸地方の大雪を考える場合、地形効果は重要であるが、ここでは触れないことにする。

上に挙げた大雪をもたらすメソ対流系についてはこれまで雲画像や高層気象観測からその構造が調べられてきているが、レーダーによる詳細な構造はまだまだ報告数が少ない。これらの構造は、それ自体が発生・発達のメカニズムを知る手がかりとなるとともに、今後高精度化する数値モデルでの再現実験との比較において解明されなければならない。

そこで、名古屋大学のドップラーレーダーを用いて2冬季間観測を行った。この観測により得られたデータから、大雪をもたらす3種類のメソ対流システム(JPCZ上の帯状雲・小低気圧・海岸部に停滞する降雪バンド)の構造について報告する。

なお本報告で用いたスケールの定義は Orlandi (1975) によった。

2 観測

戦略的基礎研究「メソ対流系の構造と発生・発達のメカニズムの解明」(代表：吉崎正憲)の一環として行われた WMO-01 について 2000 年 12 月 24 日から 2001 年 2 月 12 日まで石川県押水町、川北町において、WMO-03 に関して 2002 年 12 月 27 日から 2003 年 2 月 14 日まで石川県津幡町、川北町において、名古屋大学の2台の X-バンドドップラーレーダーを設置し観測を行った(図1)。レーダーは2000-2001年については6分間、2002-2003年については5分間または6分間のボリュームスキャンによりデータを取得した。また、碓石ヶ峰と三国に設置された C-バンド二重偏波ドップラー

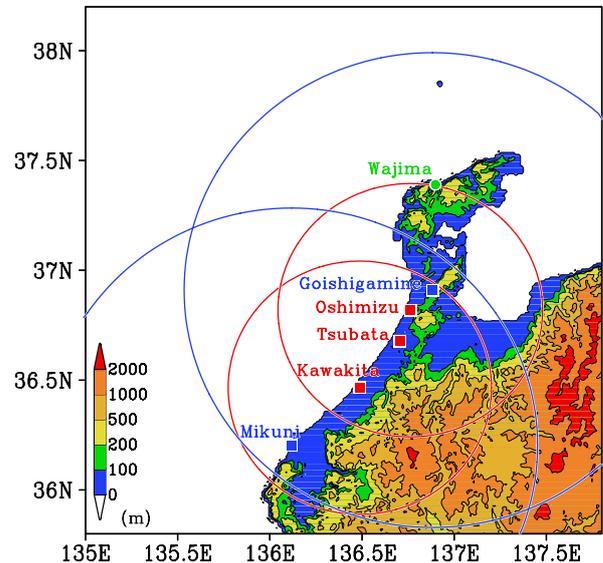


図1 観測地点の位置と地形(カラー)。カラースケールの単位は m。はレーダー観測地点、は高層気象観測地点を示す。円は押水、川北に設置された X-バンドドップラーレーダーの観測範囲(赤・半径 64 km)と、碓石ヶ峰、三国に設置された C-バンド二重偏波ドップラーレーダーの観測範囲(青・半径 120 km)を示す。

ドップラーレーダーのデータを2000-2001年に関しては北陸電力から、2002-2003年に関しては北陸電力(碓石ヶ峰レーダー)と、宇宙開発事業団および気象研究所(三国レーダー)から提供を受け解析に使用した。今回は、2000-2001年の観測に関する結果についてのみ報告する。

3 大雪をもたらすメソ対流系

3.1 JPCZ 上の帯状雲

寒気の吹き出しが起こるとき、日本海西部にはしばしば JPCZ が形成される。JPCZ は朝鮮半島の付け根あたりから北陸地方や東北地方にむかって伸びる長さ 1000 km に及ぶ収束帯であり、この収束帯に沿って高い雲頂をもった帯状雲が形成されることが衛星画像などから知られている。この帯状雲の上陸地点では大雪となることがこれまでに報告されている。しかし、衛星画像でみられるみられる帯状雲はかなりの幅があり、降水域との対応関係も明らかではない。図2は2001年1月4日0930 JSTの静止気象衛星の赤外画像における輝度温度と、同時刻の気象庁レーダーの降水強度を示している。50 km 程度の幅の低い輝度温度をもった南下中の帯状雲は、能登半島付近に到達していた。気象庁レーダーでみられる降水域は、気象衛星でみられる帯状雲全体には広がっておらず南端部に集中していた。

この帯状雲南端部のエコーおよび気流構造をデュアルドップラーレーダー解析によって調べた(図3)。レーダーエコー域(14 dBZ 以上)内においても特に南端部

¹ 現所属：日本アイ・ピー・エム システムズ・エンジニアリング
² 現所属：シーティーアイ

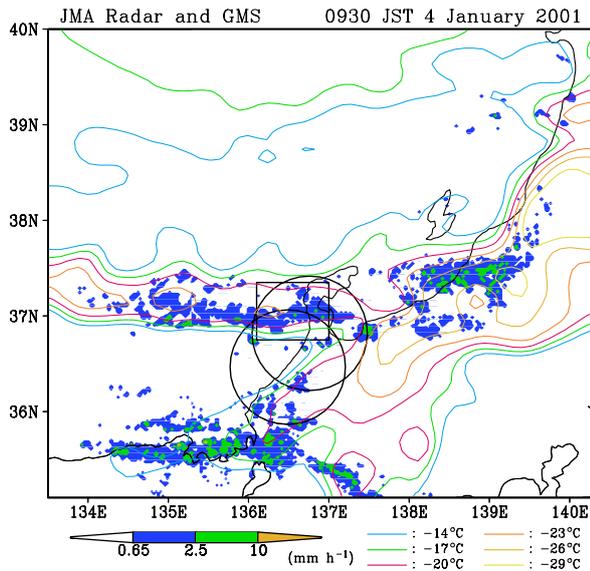


図 2 2001 年 1 月 4 日 0930 JST の静止気象衛星の赤外波長帯における輝度温度と気象庁レーダーの降水強度。等値線は -14 から -29 まで 3 ごとにひいてある。カラースケールの単位は mm h^{-1} 。円は押水と川北に設置されたドップラーレーダーの観測範囲 (半径 64 km) を、四角形は図 3 で示される領域を示す。

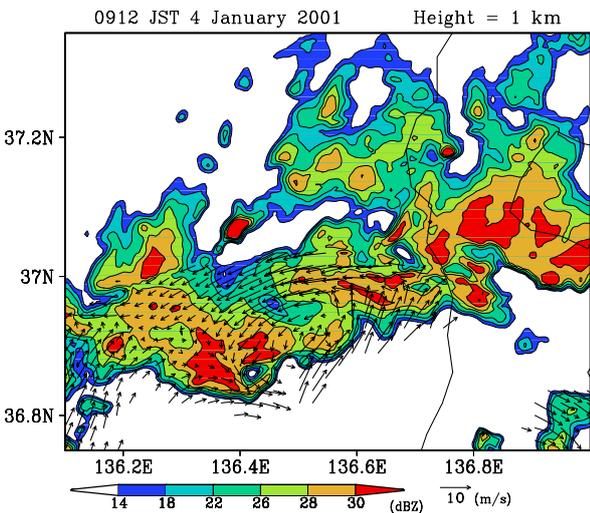


図 3 2001 年 1 月 4 日 0912 JST の高度 1 km におけるレーダー反射強度と、デュアルドップラーレーダー解析によって得られた水平風の分布。カラースケールの単位は dBZ。

に強エコー域が存在しており、北側に行くほどエコー強度が弱くエコー域の占める面積も減少していた。レーダーエコーの動きに相対的な風の分布をみると、このレーダーエコー域南端部には強い水平風の水平シアが存在した。そして、エコーが南方に突き出した領域では、中央部にエコーが無い眼の領域をもった直径 20 km の渦状擾乱が存在していた。この渦状擾乱を通る南北鉛直断面では、渦状擾乱付近でエコー頂が高く対流活動が活発であった。この日は、このようなスケールの渦状擾乱が帯状雲上に 50 から 70 km の間隔で形成された。デュアル観測内でもたらされた渦状擾乱は 3 つであったが、それ以前にも南方へ突き出したエコーがいくつもみられた。渦状擾乱は帯状雲が弱まると発生しなくなった。帯状雲上にこのようなメソ スケールの渦状擾乱が列をなして観測されたのは今回が初めてであった。今回観測されたようなメソ スケールの渦状擾乱が帯状雲の南端部に数十キロメートル間隔で頻

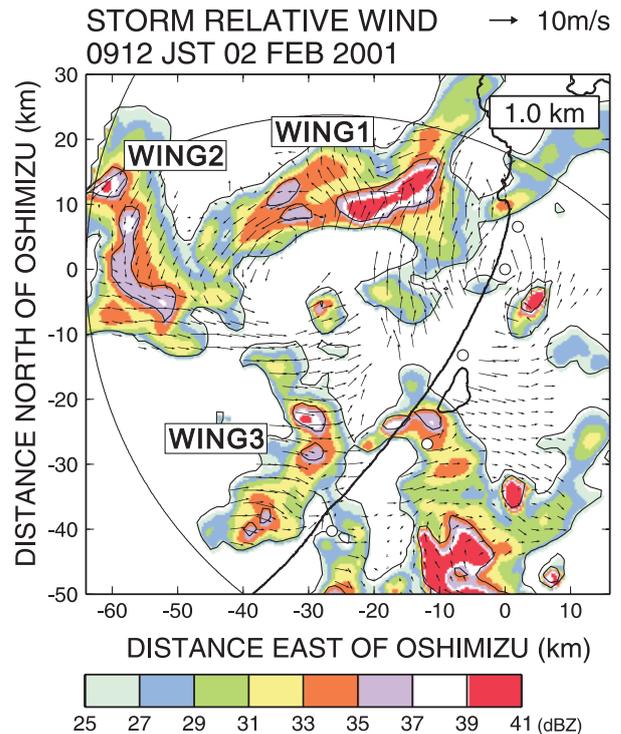


図 4 2001 年 2 月 2 日 0912 JST の高度 1 km におけるレーダー反射強度と、デュアルドップラーレーダー解析によって得られた水平風の分布。カラースケールの単位は dBZ。

繁に形成され、そこで対流活動を活発化し、帯状雲の強い降水強度と高い雲頂を形成している可能性がある。

一方で、もう少し大きなスケールをもった渦状擾乱が 2001 年 2 月 2 日に帯状雲上で発生した (図 4)。この渦状擾乱は直径 80 km 程度の水平スケールをもち、主に 3 つの対流システム (WING1、WING2、WING3) により構成されていた。このうち WING3 の起源については、エコーの時間変化から判断して、帯状雲上のエコーから生じたものではなく、渦ができた結果渦に巻き込まれた対流システムであると考えられる。一方、帯状雲を起源とする対流システムである WING1 と WING2 では、WING1 が特に発達しており強エコー域をもっていた。これは、西風と北西風との収束域上に生じた渦に伴って、その東部で南よりの風が強化され、北西風との間の収束が強化された結果であると考えられる。

帯状雲上では、このように渦状擾乱が形成されることによって降水をさらに強化していた。帯状雲域は強い降水をもたらす渦状擾乱の発生環境としても重要である。

3.2 小低気圧

メソ スケールの広がりを持つ寒気内小低気圧は、強い降水強度を数百キロメートルの広がりにもつことによって、その通過域に大雪をもたらす。図 5 は、2001 年 1 月 14 日夕方から形成され始めた小低気圧の最盛期における静止気象衛星赤外波長帯の輝度温度である。小低気圧の雲域は 500 km の広がりをもっていた。この輝度温度の低い雲域は、まず帯状雲に沿って線状に生じ、その後平面的な広がりをもち渦を巻いていくように形成された。その後南東に進み、北陸地方に上陸すると急激に衰退し消滅した。この小低気圧が通過中の輪島の 15 日 03 JST の高層気象観測では、混合層の上端は 490 hPa にまで達し、冬季としてはかなり深い

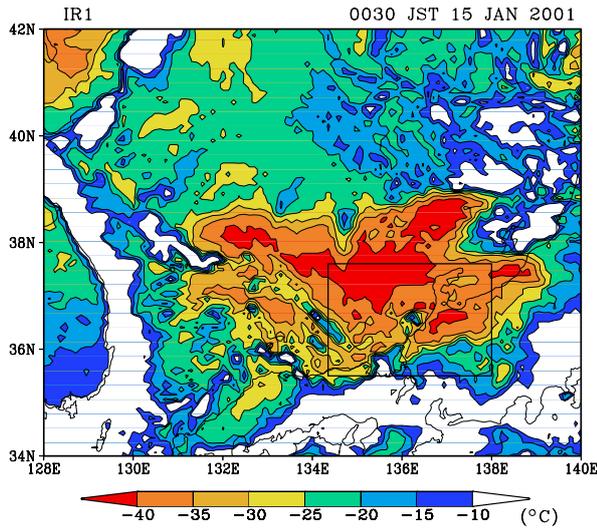


図 5 2001 年 1 月 15 日 0030 JST の静止気象衛星赤外画像。カラースケールの単位は $^{\circ}\text{C}$ 。四角形は図 7 で示される領域を示す。

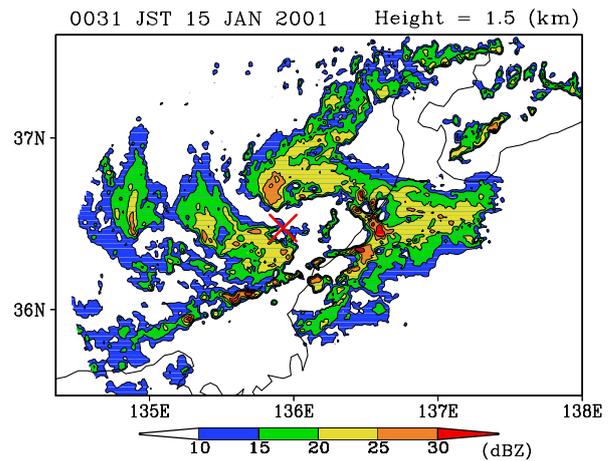


図 7 碓石ヶ峰と三国のレーダーから得られた、2001 年 1 月 15 日 0031 JST の高度 1.5 km におけるレーダー反射強度。カラースケールの単位は dBZ。×は渦状エコーの回転の中心を示す。

Geopotential Height, Vertical Vorticity, Temperature 500 hPa
1500 JST, 14 January 2001

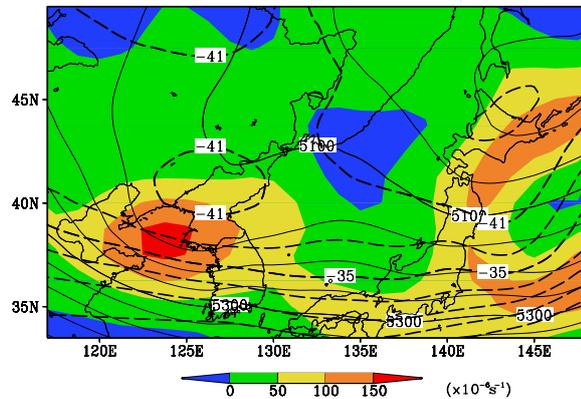


図 6 気象庁全球客観解析により得られた、2001 年 1 月 14 日 1500 JST の 500 hPa 面におけるジオポテンシャル高度 (実線)、気温 (破線)、鉛直渦度 (カラー)。カラースケールの単位は 10^{-6}s^{-1}

対流が生じていた。

この小低気圧が発生する 3 時間から 4 時間前の 14 日 15 JST の気象庁全球客観解析の 500 hPa のジオポテンシャル高度、気温、鉛直渦度の分布を図 6 に示す。日本海上には総観規模のトラフが存在し、その周囲には短波のトラフがいくつか存在する。このうち、黄海上 (124°E , 38°N) に渦度の極大値をもち、 -41 の寒気を伴った短波トラフが存在した。この短波トラフが東進し、日本海西部海上の下層に形成されていた JPCZ の上空を通過したときに帯状雲に沿って深い対流が形成された。

図 5 とほぼ同時刻の小低気圧に伴う渦状のエコーパターンを図 7 に示す。図 5 からわかるように、図 7 のレーダーエコーは小低気圧の全体を示してはならず、中心付近のみを示している。レーダーエコーは、渦の中心付近より外側に伸びるいくつかのバンド状対流システムから構成されており、一本のバンド状システムの幅は 30 km 程度あった。鉛直断面では 10 dBZ のエコーは高度 5 km にまで達しており冬季としては非常に深い対流が生じていた。

図 8 に 2001 年 1 月 14 日 12 JST から 16 日 12 JST の金沢の AMeDAS 地点における積雪深を示す。小低気圧に伴うエコーの通過によって 15 日 00JST から活

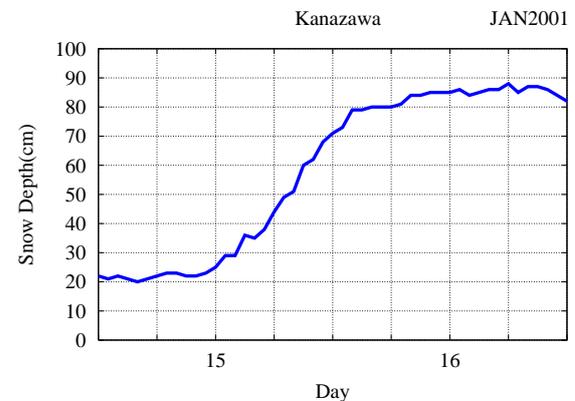


図 8 金沢の AMeDAS 地点における積雪深の時間変化。時間は 2001 年 1 月 14 日 12 JST から 16 日 12 JST まで。

発な降雪があり、平均して 1 時間に 4 cm から 5 cm の積雪深の増加があった。この図において小低気圧のみによってもたらされた降雪は 15 日 07 JST くらいまでで、その後は次の小節で述べる海岸部に停滞する降雪バンドによってもたらされた。

3.3 海岸部に停滞する降雪バンド

大雪をもたらす際の形態の一つとして、長時間同じ場所に降雪システムが停滞することが挙げられる。2001 年 1 月 15 日から 16 日にかけて、このような停滞性の降雪バンドが金沢平野の海岸部に形成された。この停滞性降雪バンドの代表的なエコー分布を図 9 に示す。金沢平野の海岸部に沿って幅 20 km のエコー域がみられる。このエコー域は海側と陸側に 2 つのエコー強度のピークをもっていた。それをそれぞれ降雪バンド 1、降雪バンド 2 とよぶことにする。エコー強度は海側に存在する降雪バンド 1 の方が強かった。ここで、降雪バンドにほぼ直交する方向に X 軸、平行な方向に Y 軸を定義しておく。

この降雪バンドのエコーの時間変化を示したものが図 10 である。約 20 時間にわたって同じ場所にバンドが停滞したことがわかる。図 9 のような 2 本のバンドに分かれる傾向は全ての時間でみられるものの 15 時以降で特に顕著であった。15 時以前は海側からエコーの合流があり、そのことが 15 時を境としてエコーパターンが異なる一つの原因と考えられる。

降雪バンドの成因を示すために、VAD 法によって求

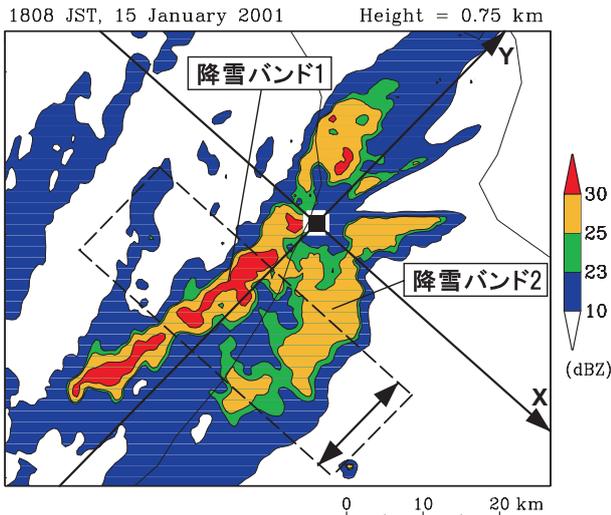


図 9 押水のレーダーから得られた、2001 年 1 月 15 日 1808 JST の高度 0.75 km におけるレーダー反射強度。カラスケールの単位は dBZ。破線の四角形は図 10 で平均される領域を示す。

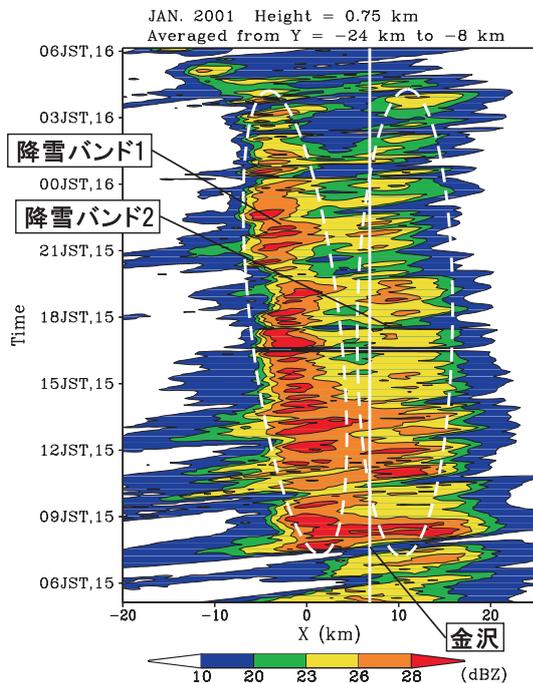


図 10 押水のレーダーから得られた、高度 0.75 km におけるレーダー反射強度の時間距離断面図。1 つの時間のエコーは、図 9 の四角形内を Y 軸方向に -24 km から -8 km まで平均してある。

めた押水のレーダー上空の水平風の鉛直分布を 図 11 に示す。等値線によって示される水平風の X 成分に注目すると、バンドが停滞し始めた 15 日 0730 JST ころより負成分を持った陸から吹く風が徐々に発達しはじめ、1500 JST 以降 300 m から 400 m 程度の厚さを持った。この陸からの風をここでは陸風とよぶ。北西の季節風が吹く状況下で東から南東成分をもつ陸風が発達したため、その間で強い収束が生じ、強い反射強度をもつ降雪バンド 1 を形成した。陸側に存在する弱い降雪強度をもつ降雪バンド 2 の成因に関しては (Ohigashi and Tsuboki, 2003) で議論されている。

この降雪バンド 1、2 からもたらされた降雪により金沢での積雪深は 15 日 08 JST から 16 日 04JST までに 35 cm の増加した (図 8)。このうち 15 日 15 JST までは増加率が大きく、それ以降は少ない。この時間は、図 10 にみられる降雪のパターンが変化する時間

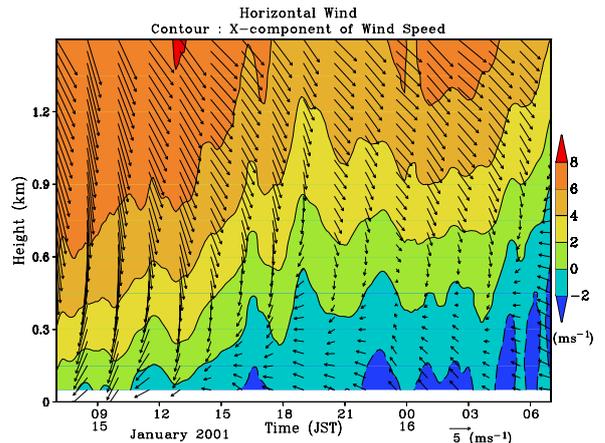


図 11 押水のレーダーデータから VAD 法によって得られた水平風の鉛直分布。等値線は水平風の X 成分を示す。カラスケールの単位は m s^{-1} 。

と陸風の厚さがほぼ定常になる時間とにほぼ一致する。これらのことから、海上から合流する降雪雲の発達度合いと、陸風の発達度合いが降雪量と降雪分布を変化させているようである。

最後にまとめると、陸風が 20 時間もの長時間にわたって降雪バンドが強化し続けた結果、大雪をもたらした。この停滞性降雪バンドは隣接して 2 本存在し、陸風と季節風の収束によって降雪バンド 1 ができるだけではなく、さらに陸側に降雪バンド 2 が形成された。この降雪バンド 2 ができることによって降雪面積を広げる役割があった。

4 まとめ

北陸地方に大雪をもたらすメソ対流系として JPCZ 上の帯状雲、小低気圧、海岸部に停滞する降雪バンドについて主にレーダー観測データを用いて構造を調べた。個々のメソ対流系についてレーダー解析によってメソスケール程度の小さなスケールまでの構造を明らかにすることができた。また、各メソ対流系が大雪をもたらす際の特徴を、時間と降水強度から整理した。

これらは事例解析であるので、その一般性の吟味、発生条件や発生・発達メカニズムについての解明が必要である。そのために、レビューによる知見の統合や数値モデルを用いた実験が必要とされる。

謝辞

本研究は科学技術振興事業団 (JST) 戦略的基礎研究 (CREST) 「メソ対流系の構造と発生・発達メカニズムの解明」(代表: 吉崎正憲) より補助を受けました。また、本研究で使用した二重偏波ドップラーレーダーデータは北陸電力より提供を受けました。

参考文献

- Ohigashi, T. and K. Tsuboki, 2003: Structure and maintenance process of stationary snowbands along coastal region observed by Doppler and dual-polarization radars. *Proc. of 31st Conference on Radar Meteorology*, 6–12 August, Seattle, USA, 885–888.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**, 527–530.