# 海岸付近に停滞した降雪システムの構造と維持過程 Structure and Maintenance Process of Stationary Precipitation System along the Hokuriku Coast during Winter Monsoon Outbreak

\* 大東忠保・坪木和久† (名古屋大学 地球水循環研究センター)

### 1 はじめに

冬季日本海上に発生する対流システムが海上から上 陸する際、対流雲は変質することが知られている。ま た、海岸部で発生する対流システムもある。変質・発 生の原因は陸風(藤吉ほか、1988; Ishihara et al., 1989; Tsuboki et al., 1989b) などにより鉛直シアや風の鉛直 分布が変化すること(Takeda et al., 1982) や、下層収束 が起こること(Tsuboki et al., 1989a)、地表面の温度差 に起因する加熱の違い、地形(大久保・黒川, 2000)に起 因するものなどが知られている。これら海岸部での降雪 システムの変質・発生は、海岸部での降雪分布に大きな 影響を与え、海上で供給された水蒸気の陸上への分配及 び、その下流への輸送量を変化させることなどにおいて 重要である。

2000年12月24日から2001年2月12日にかけて、 名古屋大学のドップラーレーダを石川県押水町に設置し 日本海沿岸部で降雪雲の観測を行った(図1)。観測期間 中の2001年1月中旬には強い寒気の吹き出しに伴って、 北陸地方は大雪となった。図2は1月13日から17日 までの金沢における積雪深の変化である。この期間内の 15日から16日にかけては、金沢平野の海岸付近に停滞 し平野部に大雪をもたらした降雪システムを観測した。 今回は、海岸付近に形成されたこの降雪システムの構造 と維持過程を明らかにすることを目的とし、主にドップ ラーレーダのデータを用いて解析を行った。

#### 3 環境場の状況

2001年1月15日から16日にかけては冬型の気圧配 置であった。図3に示される15日1523LSTの気象衛星 NOAAの赤外画像(チャンネル5)では、日本海西部に 帯状雲が形成されているが、その帯状雲はレーダの観測 範囲より南の若狭湾付近に達していた。対象とする降雪 システムが停滞していた期間中は、このような環境が持 続した。

## 3 降雪システムのエコー構造

まず、15日1150LSTと2150LSTの、高度0.75kmの エコーの水平断面を図4に示す。どちらの時間において も金沢平野の海岸部に幅20km程度のエコー域が見られ る。ここで、図4の左の図で示されるように、システム に直交する方向にX軸、平行な方向にY軸をとり、そ れぞれレーダからみて陸側を正と定義する。破線内をY 軸方向に各時間で平均しそれを時間に関して並べたもの



図 1: レーダサイト及びレーダ観測範囲。レーダ観測範囲はレーダサイトを 中心とした半径 64km の円内。陰影は地形を示す。



図 2: 2001 年 1 月 13 日から 17 日までの金沢での積雪深の変化。

<sup>&</sup>lt;sup>†</sup>Tadayasu Ohigashi and Tsuboki Kazuhisa, e-mail : ohigashi@ihas.nagoya-u.ac.jp



図 3: 2001 年 1 月 15 日 1523LST の気象衛星 NOAA の赤外画像。

を図5に示す。システムは20時間あまりにわたってほ ぼ同じ場所に停滞していたことが分かる。さらに詳しく 見ると、停滞期間の後半に関しては、X軸方向に分裂し たエコーを示していることがわかる。

そこで、停滞期間を、エコーが分裂していない期間 1(2001年1月15日0732LST~1532LST)と分裂してい る期間2(1月2001年15日1538LST~16日0402LST) とに分けて、それぞれの期間でエコーの平均をとってみ ると図6のように明瞭な違いが見られる。期間1(左)で は海から陸に向けてエコー強度が弱まるのに対して、期 間2(右)ではシステム内の海側と陸側の両方にエコーの 極大域が現れている。期間2における、海側の極大域を 降雪バンド1、陸側の極大域を降雪バンド2と呼ぶこと にする。次に、図6の各期間の平均エコーを図4の破線 内の領域でY軸方向に平均した鉛直断面を図7に示す。 15dBZのエコー強度の等値線に注目すると、期間1では 海側(図の左側)で高く、陸に向かって低くなる。一方、 期間2においては海側で高く、陸に向かって急激に高度 が減少するものの、再び高度が増加し、その高度が増加 した下方のエコーは降雪バンド2に対応する強エコー域 になっている。

#### 4 降雪システム周辺の風の特徴

降雪システムは、内部構造が時間によって変化するものの、20時間もの間維持されて平野部に大雪をもたらした。ここでは、システムの維持に寄与する、システム周辺の風の特徴を見ていくことにする。

図8は高度0.5kmのエコーの平均水平断面と、高度 0.25kmの平均ドップラー速度を示す。平均した期間は、 システムが停滞していた全期間であり、平均ドップラー 速度はY軸より海側のみを示してある。平均ドップラー 速度に注目すると、エコーの海側の縁より陸側ではレー ダから遠ざかる成分が、海側ではレーダに近づく成分が 見られる。これは、陸上から海に向かって風(陸風)が



図 4: 2001 年 1 月 15 日 1150LST(左) と 2150LST(右) の高度 0.75km のエコーの水平断面。左の図に、システムに直交する方向に定義した X 軸、平 行な方向に定義した Y 軸を示す。各軸の正の方向はレーダからみて陸側とする。



図 5: 2001 年 1 月 15 日から 16 日にかけての、図 4 左の破線領域内を Y 軸方向に平均したエコーの時間距離断面。高度は 0.75km である。データは移 動平均により平滑化してある。図左の薄い影はシステムが停滞していた期間を 示し、その中の実線は期間 1(2001 年 1 月 15 日 0732LST ~ 1532LST)、 破線は期間 2(2001 年 1 月 15 日 1538LST ~ 16 日 0402LST)を示す。

吹いており、その風は北西季節風と収束を起こしている ことを示している。収束線の位置は、平均ドップラー速 度が0になる線の付近で、エコーの海側の縁かそれより もやや沖に位置している。

さらに、レーダ上空での水平風の時間高度断面を図9 に示す。高度1kmまで示してある。この水平風はドッ プラー速度に多仰角VAD法(坪木・若濱,1988)を適用 することによって求め、移動平均することによって平滑 化してある。矢印の向きは図4で定義した座標軸に対応 するように回転してある。実線及び破線は風のX軸成 分を示す。X軸の負の成分、すなわち陸風は、期間1で は最下層から高度を増して発達し、期間2では200m~ 400mの厚さで持続していた。

また、期間1と期間2の風のX成分を比べると、大 きさがかなり違う。そこで、高度を3kmまでとって、そ れぞれの期間ごとにX成分を平均すると図10のような 結果が得られる。期間2では、下層を最大としてほぼ全 層で風のX成分が期間1より弱まっている。この傾向 は、輪島の高層気象観測の風データでも見られ、期間2 では期間1より季節風が弱まったものと考えられる。

#### 5 考察

降雪システムは、全期間陸風と季節風との下層収束 によって維持されていたと考えられる。一方で、図6や 図7で見られるような期間による内部構造の違いはどの



図 6: 期間 1(2001 年 1 月 15 日 0732LST ~ 1532LST、左) と期間 2(2001 年 1 月 15 日 1538LST ~ 16 日 0402LST、右)の高度 0.75kmの エコーの平均水平断面。



図 7: 期間 1(2001 年 1 月 15 日 0732LST ~ 1532LST、左)と期間 2(2001 年 1 月 15 日 1538LST ~ 16 日 0402LST、右)のエコーの平均鉛 直断面。図 4 左の破線の領域について Y 軸方向に平均してある。

ようにして生じたのであろうか。

はじめに、期間1の平均エコー構造について考察す る。平均のエコーはシステム内の対流性エコーの盛衰の 結果であると考える。陸風と季節風との下層収束に伴う 上昇流によって高度2~3kmに生じた降雪粒子が、落 下速度の違いによって降り分けられるとすると、平均と して図7の左の図のようなエコー分布になりそうであ る。次に期間2について考えると、同じようなメカニズ ムでは期間2に現れる降雪バンド2の成因を説明できな い。降雪バンド2が形成されるためには、収束線に伴っ て生じた降雪粒子が風下に流されるだけでなく、再発達 するメカニズムが必要である。

ここで、降雪バンド2がどのようなエコーの平均とし て形成されるかを見るために、図 11 に 6 分ごとの鉛直 断面を示す。エコーは図4の破線の領域でY軸方向に平 均してある。2102LST に、X=-9 ~-10km、高さ 1.5km ~ 2km で生じた強エコー域は、強度を強めながら落下 し降雪バンド1を形成する。2126LST、2132LSTには、 落下した強エコー域の陸側数 km、高さ 1km ~ 1.5km で、違った強エコー域が現れて落下し、降雪バンド2を 形成する。降雪バンド1を形成する強エコーの発生は 2126LST、2156LST でも、また、降雪バンド 2 を形成 する強エコー域の発生は2156LST、2208LST でもみら れ、システム内の海側と陸側でエコーの発生・発達と落 下が繰り返し起こっていることを確認できる。降雪バン ド2を形成する強エコーの発生は、降雪バンド1を形成 する強エコーの落下のタイミングと何か関係がありそう に思われる。降雪バンド2を形成するエコーの発生には 次の3つのメカニズムが考えられる。

1つ目は、降雪バンド1を形成する強エコーの落下に



図 8: 2001 年1月15日0732LSTから16日0402LSTまでの高度0.5km のエコーの平均水平断面(陰影部)と、高度0.25kmの平均ドップラー速度。 ドップラー速度は正(細実線)がレーダに近づく成分、負(破線)がレーダから 遠ざかる成分で、太実線はドップラー速度が0の線を示す。ドップラー速度は Y軸より海側のみを示してある。



図 9: 多仰角 VAD 法により求めた 2001 年 1 月 15 日から 16 日にかけて のレーダ上空の水平風の時間高度断面。風成分は移動平均によって平滑化して ある。矢印の向き図 4 で定義した座標軸に対応するように回転してある。実線 及び破線は風の X 成分で、細実線が正、破線が負、太実線が 0 を示す。図下方 の薄い影はシステムが停滞していた期間を示し、その中の実線は期間 1(2001 年 1 月 15 日 0732LST ~ 1532LST)、破線は期間 2(2001 年 1 月 15 日 1538LST ~ 16 日 0402LST)を示す。

伴う下降気流の地上発散と、陸風との収束である。これに よって上昇気流が生じる。2つ目は、Takeda et al.(1982) で述べられているような、質量の大きな降雪粒子を落と した空気塊の unloading に伴う上昇気流の形成である。 積雲対流内の鉛直加速度は、気圧傾度力、浮力、降水粒 子の荷重 (loading) 及び摩擦の項からなる。このうち、 浮力と降水粒子の荷重の2つの項のみを考える。今、浮 力は絶えず正であるとすると、たとえ空気塊に降水粒子 が含まれているときに0か負の加速度であっても、空 気塊から降水粒子が抜け落ちれば正の加速度を得られる 可能性がある。最後のメカニズムとしては上昇流は生じ ず、システム内の雲粒や降雪粒子が昇華・凝結により成 長しエコーが発達することが考えられる。

#### 6 まとめ

海岸付近に長時間停滞し、大雪をもたらした降雪シス テムをドップラーレーダにより観測した。この降雪シス テムは、下層風の特徴から季節風と陸風との収束によっ て維持されていた。



2.
 2.
 10: 各期間ごとに時間平均した風の鉛直分布。実線が期間 1、破線が期間 2。

降雪システムの停滞していた期間は、期間1と期間2 とに分けることができ、期間2でのみ、システム内に2 つの降雪バンド(降雪バンド1・降雪バンド2)が見られ た。また、期間1と期間2ではシステムに直交する風成 分の鉛直分布が異なっていた。

降雪バンド2を形成する強エコーの発生に関しては、 降雪バンド1を形成する強エコーの落下との関連性が示 唆されたが、そのメカニズムに関してはまだよく分から ない。可能性としては、降雪バンド1を形成するエコー の落下に伴う下降流と陸風との収束、unloading、単なる 上方での降雪粒子の成長に伴うものなどが考えられる。

今後は、偏波レーダを用いて降雪粒子の3次元分布 の時間変化を議論し、降雪バンド2を形成するエコーの 成因を明らかにしたい。

海岸部での対流システムのふるまいを理解するため には、海岸部での対流システムの変化に目的をしぼり、 海岸部での鉛直流が計算できるように配置されたドップ ラーレーダ、境界層レーダ、ミリ波レーダ、降雪粒子の 接写などによる観測が必要であろう。

#### 謝辞

大雪の中、昼夜を問わず共に観測しました金田幸恵 氏、古川浩司氏、出世ゆかり氏、川畑 玲氏、佐野哲也 氏、高松尚子氏には深く感謝致します。

本研究は、科学技術振興事業団 (JST) 戦略的基礎研 究推進事業 (CREST) より補助を受けました。

## 参考文献

- 藤吉康志, 坪木和久, 小西啓之, 若濱五郎, 1988: 北海道西 岸帯状収束雲のドップラーレーダー観測 (I)―温暖前 線型―. 天気, 35, 427-439.
- Ishihara, M., H. Sakakibara and Z. Yanagisawa, 1989: Doppler radar analysys of the structure of mesoscale snow bands developed between the winter monsoon. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 503-520.



図 11: 2001 年 1 月 15 日 2102LST から 2208LST までの 6 分おきのエ コーの鉛直断面。図 4 左の破線の領域について Y 軸方向に平均してある。

- 大久保篤,黒川美光,2000: 冬型気圧配置時に富山県内 に形成される強い降雪や悪視程を伴うシア・ライン の立体構造.天気,47,255-266.
- Takeda, T., K. Isono, M. Wada, Y. Ishizaka, K. Okada, Y. Fujiyoshi, M. Maruyama, Y. Izawa and K. Nakagawa, 1982: Modification of convective snow-clouds in landing the Japan Sea coastal region. J. Meteor. Soc. Japan, 60, 967–977.
- 坪木和久,若濱五郎,1988:1台のドップラーレーダーを 用いた風速場の測定法―最小二乗法を用いた VAD 解 析―. 低温科学,物理篇,47,73-88.
- Tsuboki, K., Y. Fujiyoshi and G. Wakahama, 1989a: Structure of a land breeze and snowfall enhancement at the leading edge. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 757-770.
- Tsuboki, K., Y. Fujiyoshi and G. Wakahama, 1989b: Doppler radar observation of convergence band cloud formed on the west coast of Hokkaido Island.
  II: Cold frontal type. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 985-999.