

第8章 種々の降雪雲の降水（雪）機構

8.1 風速増加域に出現したバンド状降雪雲*

8.1.1 はじめに

プロジェクトの期間中、寒気の吹き出しの始まる数時間前から直前にかけて、低気圧の通過後に、下層の風向にほぼ直交する走向を持つバンド状降雪雲がレーダでたびたび観測された。この降雪雲が出現したときの風の場合は、概ね下層で西北西、上層で西南西であった。これらの降雪雲のうち、1990年と1992年にそれぞれ1例ずつ、主としてデュアルドップラーレーダとゾンデを用いてその構造を観測した。これらのバンドは、低気圧の後面の寒気の吹き出しの始まる数時間前に形成される風速増加域の中に出現しており、しかもバンド内の循環は、2つの事例で全く異なっていた。この節では、これら2つのバンド内の気流構造について記述する。なお、この節での解析では、デュアルドップラーレーダ解析の座標軸 x, y は、それぞれ、東西(東向きを正)、南北(北向きを正)方向である。共通座標系の水平、鉛直分解能は、それぞれ、0.7 km, 0.4 km で、CAPPI 最下層高度は 0.3 km である。なお、この節の内容は Yamada *et al.* (1996) の抄訳をもとにしている。

8.1.2 1990年のバンド

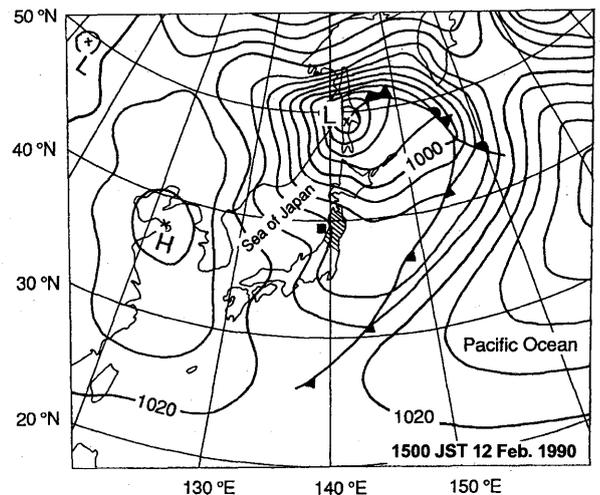
8.1.2.1 総観場および出現したバンドのレーダエコ

第 8.1.1 図に観測が行われた時刻付近の 1500JST における地上天気図を示す。低気圧の中心が (42°N , 141°E) に、高気圧が大陸上にあり、西高東低の気圧配置である。当日 1500JST に秋田で観測された hodograph が第 8.1.2 図である。800 hPa よりも下層では西北西の風であり、700 hPa 高度では西南西の風である。第 8.1.3 図は気象衛星の可視画像で、観測したバンドが白い矢印で示されている。このバンドは数時間持続しており、デュアルドップラーレーダ観測時には準定常状態にあったと考えられる。秋田における通常の気象レーダと気象研レーダの画像から、バンドの長さは約 150 km, その幅は約 10 km であった。バンドの走向は下層風にほぼ直交しており、走向は東北東から西南西である。このバンドは、デュアルドップラーレーダ

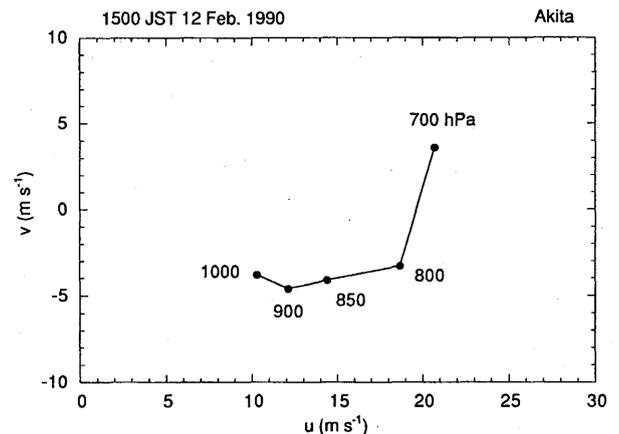
観測時には 284° から 12 m s^{-1} の速さで移動していた。

このバンドが下層の風速増加域に形成されたものであることを次の節で示すことにする。

第 8.1.4 図は、デュアルドップラーレーダ観測が行われた 6 分前の気象研レーダの PPI 画像である。2本のバンド (BAND A, B) が存在しており、BAND A と示されているエコーは第 8.1.3 図の BAND A と同じものである。第 8.1.4 図で BAND B と示されているものに対応する雲は、第 8.1.3 図には認められない。BAND A が飛島上空を通過したとき水換算で 1

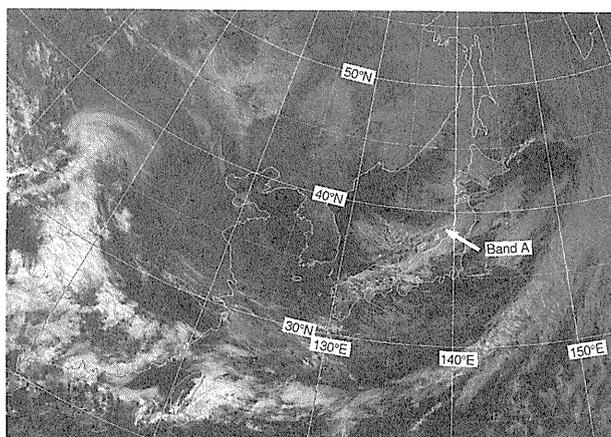


第 8.1.1 図 1990年2月12日1500JSTにおける地上天気図。等圧線の間隔は、4 hPa ごと。黒塗りの四角は観測領域で、東北地方は斜線で示されている。

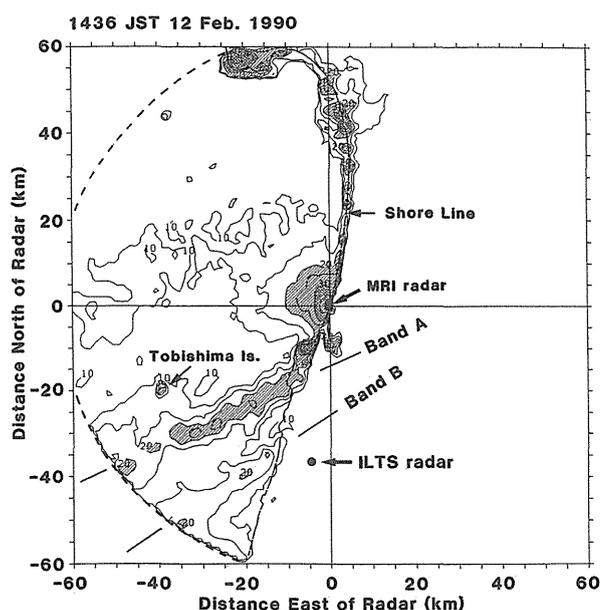


第 8.1.2 図 1500JST に秋田で観測された hodograph. 黒丸の横の数字は、気圧 (hPa) を表す。

* 山田芳則：物理気象研究部 (現 予報部数値予報課)



第 8.1.3 図 1500JST での衛星の可視画像. BAND A とラベルの付いた白い矢印で示されるバンドが、観測されたバンド状降雪雲である.



第 8.1.4 図 1436JST における気象研ドップラーレーダの PPI 画像 (仰角 1.5°). 実線の等値線は反射強度で、10 dBZ から 5 dBZ ごと. 反射強度が 20~30 dBZ の領域はハッチで示し、30 dBZ 以上の領域は、クロスハッチで示す. 太い実線は海岸線である. 気象研レーダの位置は、 $(x, y) = (0.0, 0.0)$ km である. 飛島と低温ドップラーレーダの位置も示す. 太い破線は、気象研レーダの最大探知距離を示す.

mm の降雪があった. しかも、バンドが通過するにつれて、降雪粒子はあられから雪に変わったことが観測された. これに対して、BAND B は飛島にはほとんど降雪をもたらさなかった.

8.1.2.2 地上データ解析

飛島の AMeDAS で観測された、バンド通過前後の

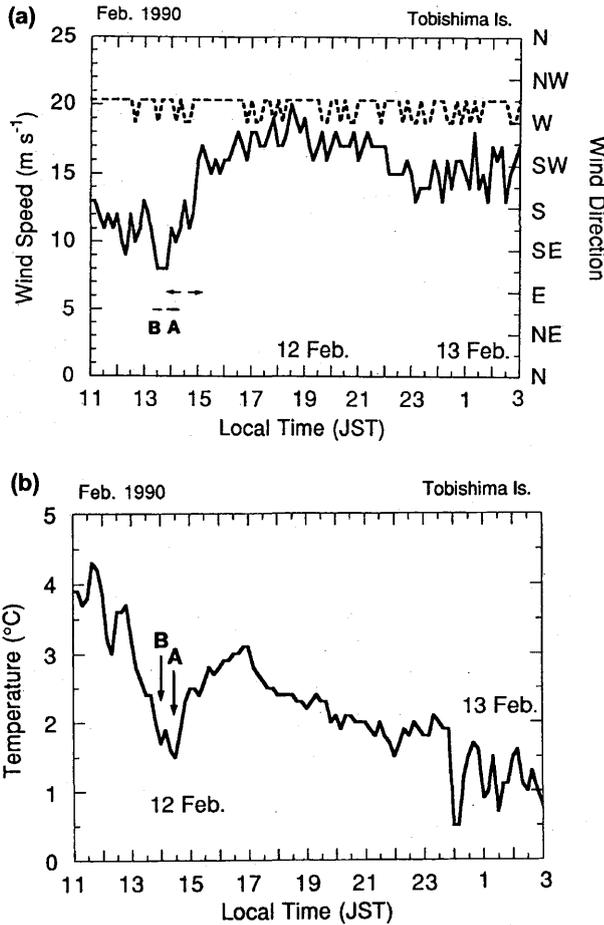
地上風速と風向の時系列を第 8.1.5 a 図に示した. 特に 1350-1510JST までの間では、著しく風速が増加しているのに対して、風向はほとんど西北西で変化が少ないことがわかる. このことは、この時間帯では飛島は風速増加域の中にあったことを示している. 同様の地上風の時間変化が、バンドが通過した酒田測候所や秋田地方気象台でも記録された. バンドの走向に直交する方向の風速増加域の水平スケールは約 36 km であった. これは、バンドの走向に直交する方向のバンドの移動速度 (7.5 m s^{-1}) と通過に要した時間 (1 時間 20 分) とから見積もった.

気象研レーダの低仰角 PPI によれば、BAND A, B が飛島上空にあった時間は、それぞれ、1350-1420, 1320-1340 であった. 第 8.1.5 a 図から、BAND A は、大規模収束場の中に形成されており、しかも BAND A の先端部分は風速増加域の先端部に対応していることがわかる. これに対して BAND B は、風速増加域の前方に位置していた.

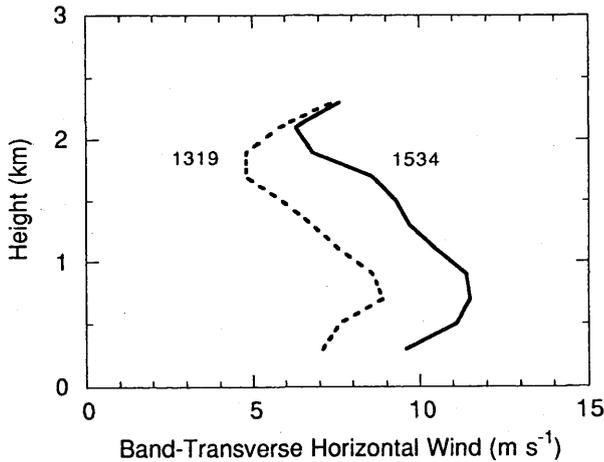
第 8.1.5 b 図は飛島で観測された地上気温の時間変化である. 14 時頃に BAND A, B が飛島上空を通過したことに対応して、1400-1440JST の間に地上気温の低下 ($0.5 \sim 1^\circ \text{C}$) がはっきりと認められる. この時刻付近の 2 つの極小値は、最初のものが BAND B に、後のものが BAND A の通過にそれぞれ対応している (それぞれ矢印で示されている). このことは、バンド内の地表付近には下降流によって形成された冷気塊が存在していることを示している. 2350JST 付近に見られる気温の低下は、飛島が寒気の吹き出しの中に入ったことを示唆している. 事実、秋田での高層観測によれば、12 日 2100JST では風速のホドグラフは第 8.1.3 図と同様であったのに対して、13 日 0300JST では地表から 700 hPa 高度までは西から北西の風であった. 翌朝までには、寒気の吹き出しに伴う降雪雲が観測領域内に出現していた. この節で述べたことと第 8.1.3 図の可視画像から、このバンドは大陸から南下してくる寒気の前方に位置していたことがわかる.

8.1.2.3 上空の風の鉛直分布

気象研レーダの、1319JST と 1534JST の 2 つの時刻における仰角 20° の VAD 解析によって風速増加域の前後の風速分布を観測した (Browning and Wexler, 1968). 降雪粒子の落下速度は 1 m s^{-1} と仮定した. こ



第 8.1.5 図 (a) 飛島のアメダス観測点で観測された 10 分ごとの地上風速 (実線) と風向 (破線) の時間変化。飛島が風速増加域内にあった時間帯を矢印で示す。A と B で示される線は、それぞれ、BAND A, B が飛島上空にあった時間帯である。(b) (a) と同じ観測点での地上気温の時間変化。A, B の矢印はそれぞれ BAND A, B が飛島上空を通過したときの気温の低下を表す。

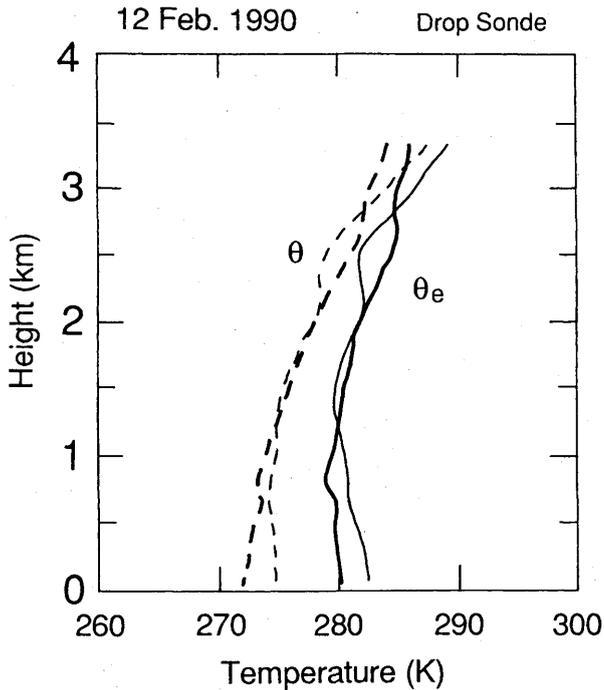


第 8.1.6 図 1319JST (破線) と 1534JST (実線) における、バンドの走向に直交する水平風速成分の高度変化。

の仮定は、VAD 解析において常に用いることにする。1319JST と 1534JST には、それぞれ、飛島は風速増加域の前後に位置していた。VAD 観測時には強いエコーが観測点上空になかったため、これらの風速分布は、風速増加域の外におけるバンドの環境の風場とみなすことができる。第 8.1.6 図はバンドの走向に直交する水平風の高度分布である。正の水平風はバンドの進行方向に向く成分を表す。2つの風速分布はよく似た形をしており、風速増加域の後方の風速の方が大きい。いずれの分布においても、雲底高度付近の高度約 0.7 km までは風速は高度と共に増加し、高度約 0.7 から 2 km までは高度と共に減少していた。バンド内では、概ね水平風の鉛直シアが進行方向に対して後向き (つまり、風上に向く) であり、収束は高度約 2 km まで達していた。

8.1.2.4 バンド内外の熱力学的構造

ドロップゾンデで観測された BAND A 内外の温位と相当温位の高度分布を示したものが第 8.1.7 図である。バンド外のプロファイルは、BAND A の後面から約 30 km の距離にある、風速増加域の後方で観測されたもので、風速増加域の後方の一般場の分布と考えることができる。この観測はエコーのない領域で観測されたもので、このことは秋田の気象レーダデータによって確認した。この図はバンドの外側では、高度約 1.3 km までは対流不安定な成層であることを示している。一方、バンド内では高度 0.5 km までの温位の値は、バンド外に比べて 1~2K 低い値であった。これらのことは、バンド内の地表付近には厚さが 0.5 km ほどの冷氣塊が存在していたことを示唆しており、飛島でのバンド通過時の地上気温の変化とよく対応していた。バンド内の地表付近の相当温位の値は、バンド外の高度 1.1 km と 1.6 km の値に等しいので、バンド内の下層の冷氣塊は、高度 1.1~1.6 km の空気が落下して形成されたものであることが推定できる。このときの CAPE の値は非常に小さく、ほとんど 0 であった。CAPE の値がこのような小さくても、風速増加域に関連した収束によって下層の不安定な大気が持ち上げられて、対流を生じさせるのに好都合になっていたと考えられる。



第 8.1.7 図 ドロップゾンデで観測された温位 (破線) と相当温位 (実線) の高度分布. 細い線と太い線は, それぞれ, バンドの外, 中の分布である.

8.1.3 デュアルドップラーレーダ観測から得られたバンド内の気流構造

第 8.1.8 図に, 1442JST におけるデュアルドップラーレーダデータから求められた BAND A, B 内の水平相対風と反射強度の場を示す. 以後 BAND A を単にバンドと呼ぶことにする. 高度が 2.3 km 以上ではエコー面積が急激に減少するものの, エコー頂高度は 2.7 km まで達していた. バンド内の気流構造は, 後面で上昇流, 前面で下降流という構造になっている. 高度 1.1 km 以下の下層において, 後面からバンドに流入後に上昇する気流がはっきりと認められる. この流入する気流の大きさは高度とともに減少し, 高度 0.3 km では約 5 m s^{-1} , 高度 1.1 km では $2 \sim 3 \text{ m s}^{-1}$ である. 高度 1.5 km では, 流入する気流はもはや認められない. 一方, ほとんどの高度では前面から流出する気流が存在している. さらに, 下層ではバンドの前面から後面にかけて, 風速が増加していることが明瞭である. 反射強度の場には, 大きさが数 $\sim 10 \text{ km}$ のセル状のエコーが約 10 km 間隔で並んでいる構造が見られ, 反射強度は最大で 27 dBZ に達している. 上昇流の最大値は $\sim 4 \text{ m s}^{-1}$ で, この値はバンド内の比較的活発なセル内にみられた.

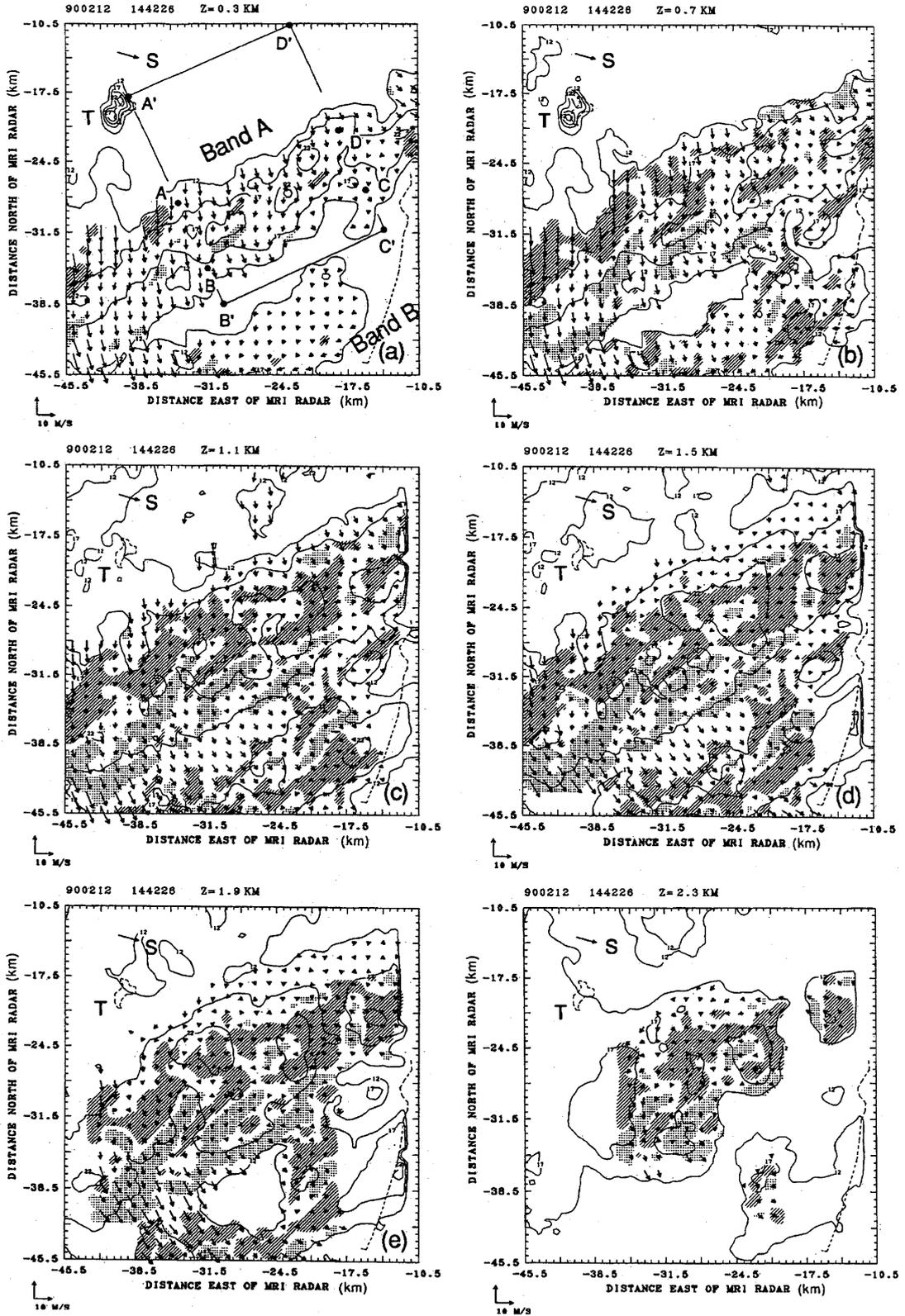
8.1.4 質量収支解析

Chong *et al.* (1987) にならって, 気流構造をさらに解析するためにバンド内に直方体の領域を考え (第 8.1.8 図の長方形 ABCD で示された領域), 空気の質量収支解析を行った (解析方法については付録 A を参照). 質量収支解析によって, バンド内のセルの集合体によって形成されている平均的な循環において, バンドの走向に直交する風速成分と平行な風速成分の相対的な重要性を示すことができる. 辺 AD と BC はバンドに平行, 辺 AB と CD はバンドに直交する方向である.

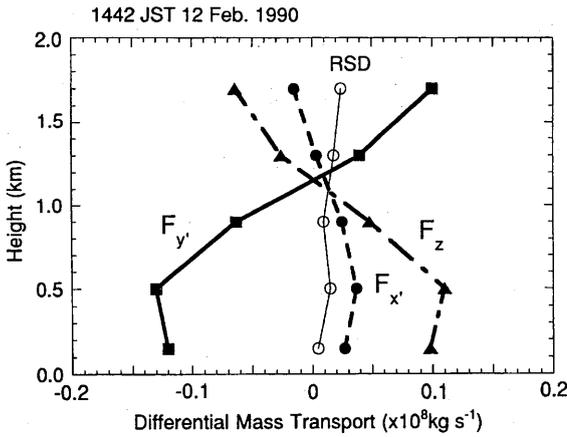
解析結果を第 8.1.9 図に示した. *RSD* の値は非常に小さく, 解析の精度はよい. 高度 0.9 km 以下では, F_y' と F_z とが卓越しており, F_x' と *RSD* は, いずれも, それら 2 つに比べてずっと小さい. 高度 1.3 km では, F_y' と F_z とは符号を変えて, F_x' と同程度の大きさではあるが, 高度 1.7 km では F_y' と F_z とが再び卓越するようになる. この図は, 鉛直方向への空気の輸送が, 主としてバンドに直交する方向の空気の下層での収束によるものであることを示唆している. ここで, 最下層の薄い直方体の厚さがほかのものに比べて $3/4$ であることに注意すると, y 方向の質量フラックス (単位面積あたりの F_y' の値) の差は, 高度 0.5 km 以下で最大となる. ここで, 質量フラックスの差は, 単位面積あたりの質量輸送量の差として定義される. F_z の高度分布は, F_y' と同様であったものの, その符号は F_y' と逆であった. これらの 2 つの項に比べると, x' の値は非常に小さい. バンドに直交する方向と平行な方向の質量フラックスの比は, 高度 0.15, 0.5, 0.9, 1.3, 1.7 km において, それぞれ, 0.6, 0.8, 1.1, 0.2, 0.4 という値であった. このことは, バンド内の循環が 2 次元であることを示している.

8.1.5 バンドに走向に直交する鉛直断面内のバンドに沿った平均的な構造

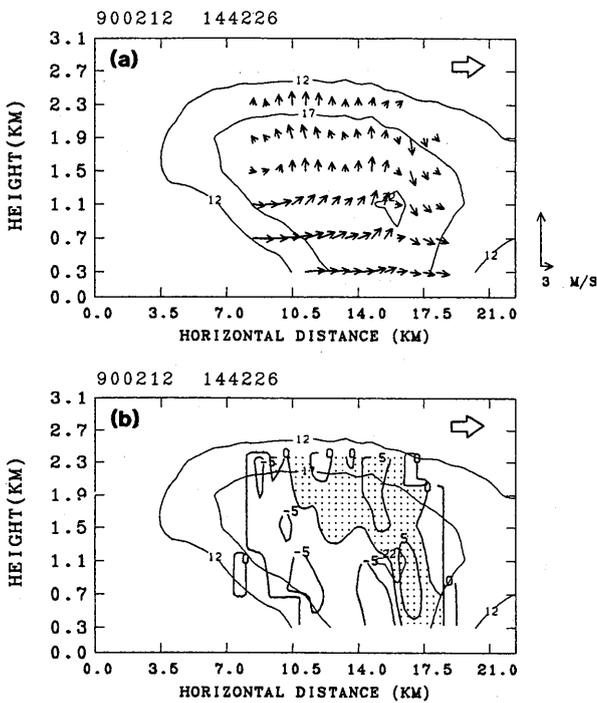
次に, バンドの走向に沿って平均された, 走向に直交する鉛直面内の気流構造を調べることにする. 前節での結果のとおり, バンド内の平均的な循環については, バンドの走向に直交する成分が卓越していることが示されたからである. 平均化された鉛直面内の構造は, 第 8.1.8 図の領域 A'B'C'D' について計算した.



第 8.1.8 図 高度 0.3, 0.7, 1.1, 1.5, 1.9, 2.3 km におけるバンドに相対的な水平風と鉛直流の分布。風速の矢印は 2 格子点ごとに示す。大きさが 0.5 ms^{-1} 以上の上昇流域と下降流域をそれぞれハッチと細かい点によって示す。細い実線は反射強度で、12 dBZ から 5 dBZ ごと。細い破線は、海岸線である。それぞれの図の上部にある S で表される矢印は、バンドの進行方向を示す。矩形的領域 ABCD, A'B'C'D' は、それぞれ、質量収支解析と走向に沿った平均的な鉛直面内の構造を調べた領域である。飛島の位置は T で示す。



第8.1.9図 質量収支解析の結果.



第8.1.10図 走向に直交する鉛直面内の平均的な気流構造と反射強度の分布(a)と水平発散と反射強度の分布(b). 反射強度の等値線(細い実線)は、12 dBZ から5 dBZ ごと. それぞれの矢印はシステムに相対的な水平風と鉛直流とのベクトル表示であり、それぞれの格子点において流線に平行になるように描いてある. バンドの移動方向は、図の上部の白抜き矢印で示す. 水平発散の等値線間隔は $5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. 陰影部は発散を示す.

バンドの走向に沿って平均的な鉛直面内の構造を求める方法については付録Bに解説した.

以上のようにして求めた鉛直断面内の気流構造と反射強度の場を第8.1.10図に示した. 横軸は、辺AD'からのバンドに直交する方向への水平方向の距離である. 流れの場は、後面から流入後に上昇する気

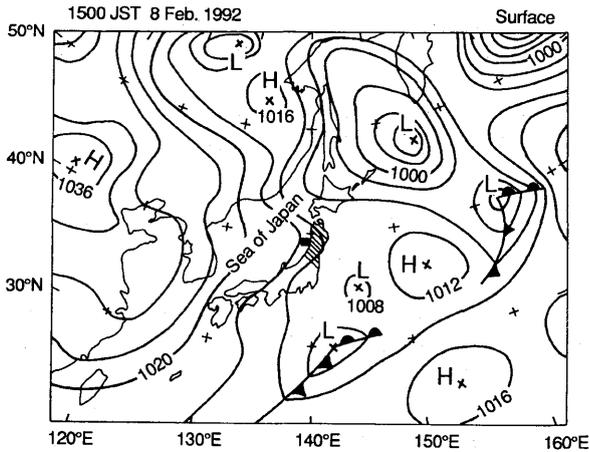
流と、前面で下降して流出する気流とからなっている. このような循環の構造は、これまで日本海降雪雲についての文献にはほとんど報告されていない(たとえば, Sakakibara *et al.*, 1988; Ishihara *et al.*, 1989; Ikawa *et al.*, 1987). 後面から流入する気流の大きさは、高度と共に減少しており、最下層で数 m s^{-1} 、高度 1.5 km になるとほとんど0である. 主たる上昇流域は、水平距離 $\sim 15 \text{ km}$ のところ(ちょうど下降流のすぐ後面側)にあり、高度 1.1 と 1.5 km の間に比較的大きい上昇流 (1 m s^{-1}) が存在する. この主たる上昇流域と後面の間では、上昇流は比較的弱い. 飛島では、バンドが通過するに伴って、地上での降雪粒子があられから雪片に変わったので、あられは下降流のすぐ後面よりにある比較的強い上昇流域で、雪片はバンドの後面の比較的弱い上昇流の中で形成されたものと考えられる. ただし、このバンドをデュアルドップラーレーダで観測した時刻は、バンドが飛島を通過してから約 40 分後であり、時間のずれは確かにあるものの、前面付近の活発なセルの中であられが形成されていたものと考えることができる.

8.1.6 1992年の大気状態

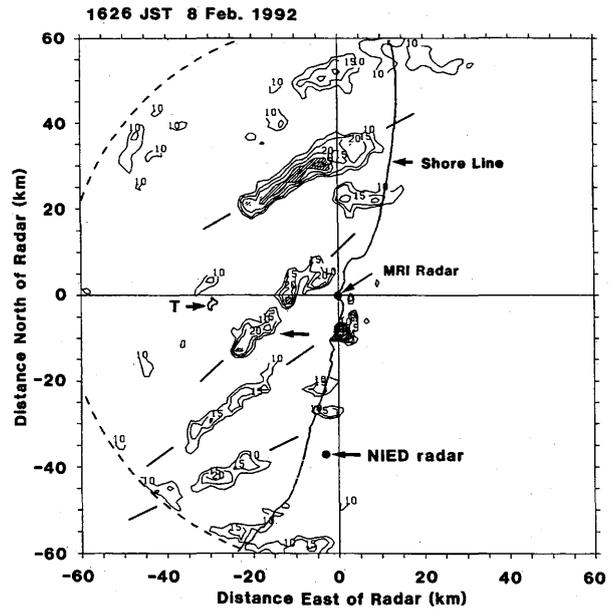
8.1.6.1 総観場および出現したバンドの概要

第8.1.11図に、観測したバンドが出現した頃の2月8日1500の地上天気図を示す. バンドのデュアルドップラーレーダ観測は、この時刻の約1時間後に行われた. 西高東低の気圧配置であり、降雪雲が出現しやすい条件となっている. 第8.1.12図は1642JSTに飛島上空でゾンデによって観測された hodograph である. 下層から 777 hPa 高度以下では北西の風、それ以上の高度では反時計まわりに風向が変わって、高度 3.2 km では西南西の風である. 第8.1.3図に示された風速場とは異なって、1992年の場合には777 hPa 高度までは風向はほとんど一定であった. このときの温位と相当温位の鉛直分布を第8.1.13図に示した. 下層ではやや安定な成層で、CAPEの値も非常に小さかった.

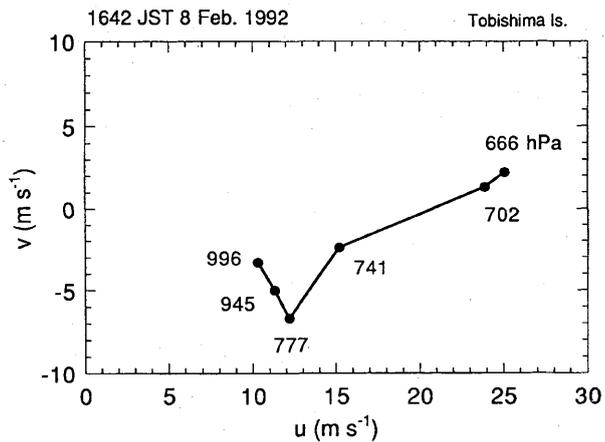
デュアルドップラーレーダ観測が行われる8分前である1626JSTでの仰角 1.5° の気象研レーダPPI画像を8.1.14図に示す. 海上のバンドは、いずれも長さ約 40 km、幅 7~8 km の狭いバンドであり、反射強度は最大で $\sim 30 \text{ dBZ}$ であった. バンドの走向は下層の



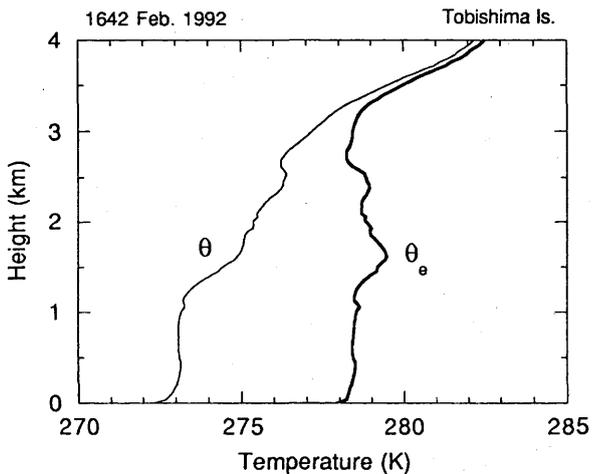
第 8.1.11 図 第 8.1.1 図と同じ。ただし、1992 年、2 月 8 日 1500JST。



第 8.1.14 図 第 8.1.4 図と同じ。ただし、1992 年のバンド、25 dBZ 以上の領域をハッチで示す。



第 8.1.12 図 1642JST に飛島上空でゾンデによって観測された hodograph。図中の数字は、風を観測した気圧 (hPa) である。

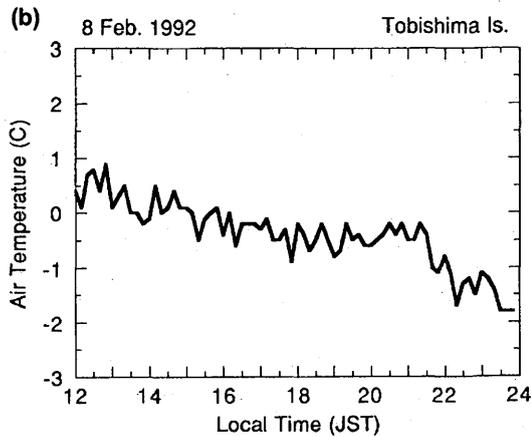
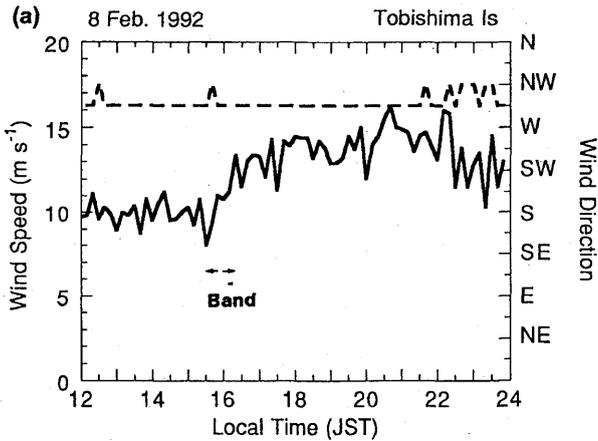


第 8.1.13 図 1642JST での飛島上空における温位 (細い実線) と相当温位 (太い実線) の高度分布。

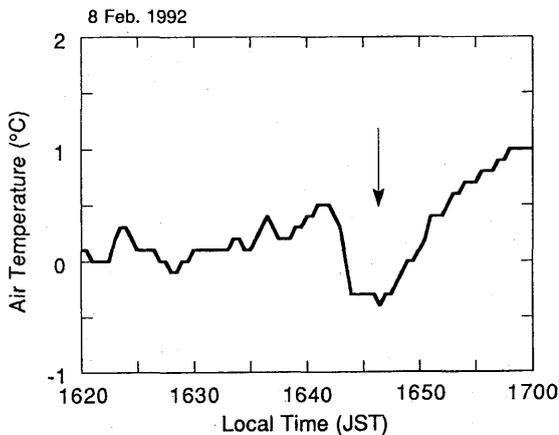
風向とほぼ直交していた。これらのバンドのうち、矢印で示した反射強度 25 dBZ のバンドについてデュアルドップラーレーダ観測を行った。デュアルドップラーレーダ観測を行ったのは、この時刻の 8 分後の 1634JST である。このバンドは、1626JST ではエコーが 2 つに分かれていたが、この後さらに発達して、1634JST までには最大の反射強度が約 25 dBZ の一本のバンドとなった。最大の反射強度の値は、1636JST と 1642JST の間でほとんど変わらなかったため、デュアルドップラーレーダ観測時にはこのバンドは成熟期にあったと考えられる。

8.1.6.2 地上の風と気温の変化

第 8.1.15 a 図に飛島の気象庁の地上観測点で観測された地上風の風速と風向の時間変化を示した。1530JST から 1620JST までの間に風向に変化がほとんど認められないのに対して、風速がかなり大きく増加しているため、1990 年と同様にこの時間には飛島は風速増加域の中に存在していたことがわかる。同様の地上風の変化が、たとえば酒田測候所や秋田地方気象台でも観測されている。この風速増加域の、バンドの走向に直交する方向の空間スケールは約 32 km であった。この値は、飛島がこの収束場の中に存在していた時間 (50 分) に、1634 でのこの方向のバンドの移動速度 (10.4 m s^{-1}) をかけて求めた。

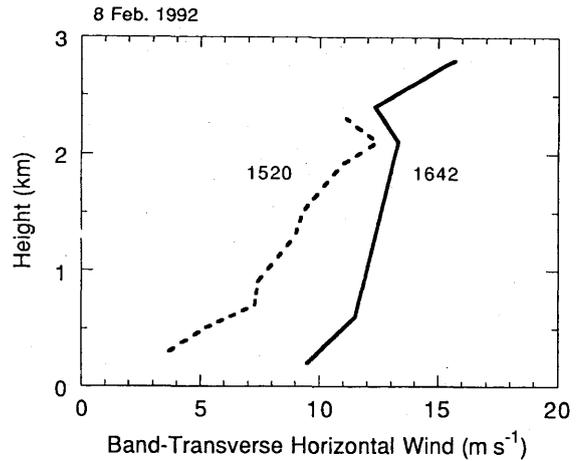


第 8.1.15 図 第 8.1.5 図と同じ。ただし、1992 年のバンドについて。



第 8.1.16 図 気象研レーダサイトで観測された地上気温の時間変化。観測したバンドがサイト上空を通過時に、温度が最も低下したときを矢印で示す。

第 8.1.15 b 図は、第 8.1.15 a 図に対応する飛島での地上気温の時間変化である。1990 年のバンドとは異なり、バンドの通過時に地上で気温の低下が見られなかった。これは、飛島通過時にはバンドは発達期の初期にあつて、降水が非常に弱かったためと



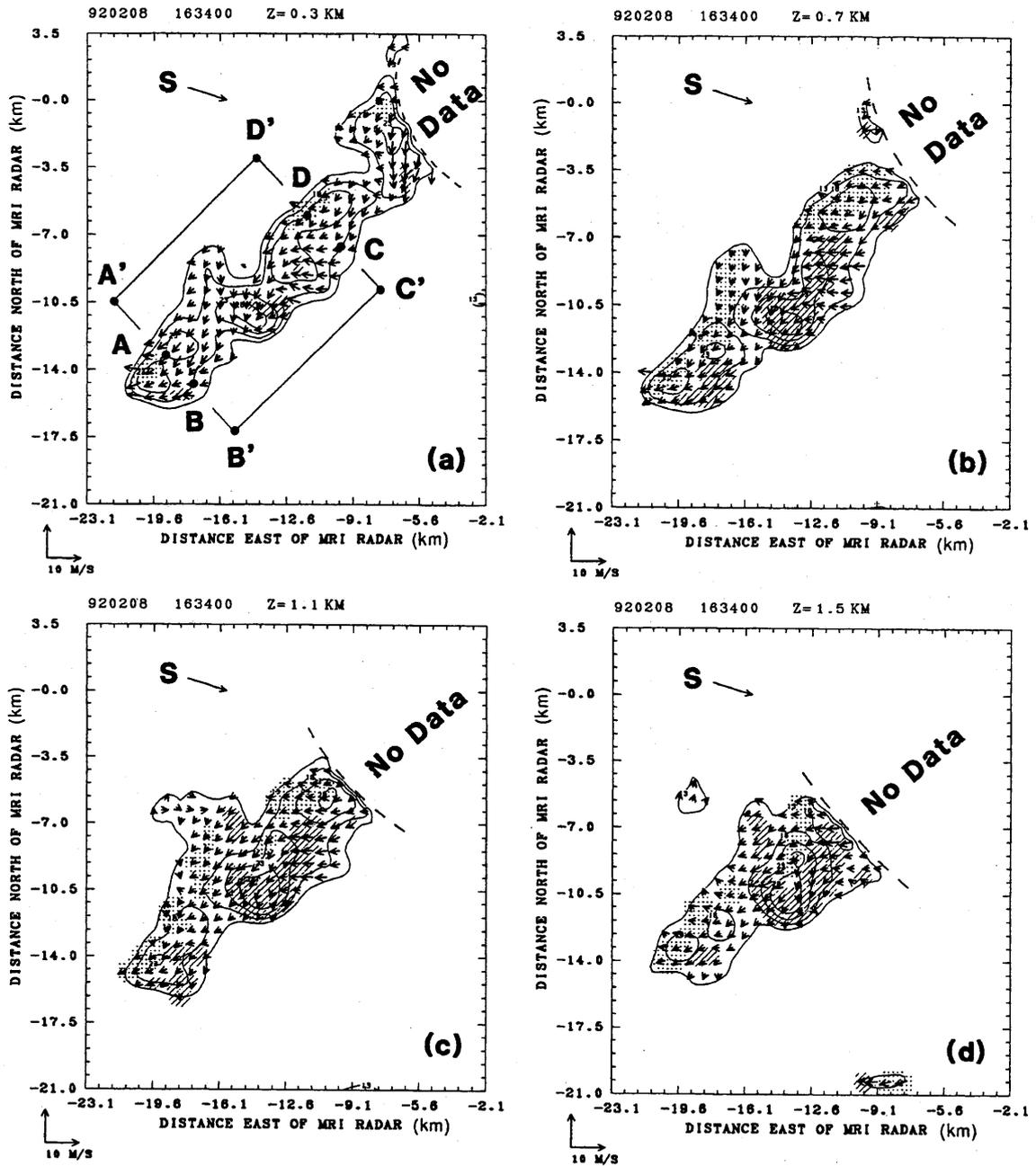
第 8.1.17 図 第 8.1.6 図と同じ。ただし、1992 年の事例について。1520JST のデータは、気象研レーダの VAD 法によるもの。

考えられる。2120 以降に気温の低下が顕著になったことは、飛島が寒気の吹き出しの中に入ったことを示唆している。事実、飛島でのレーウィンゾンデ観測によれば、2357JST までには 660 hPa 高度以下での風速の南成分が消滅して、風向も北西に変わった。これらのことから、すでに示した 1990 年のバンドと同様にこのバンドも寒気吹き出しの数時間前に出現したことがわかる。

気象研レーダの低仰角 PPI 画像によれば、観測したバンドが飛島に到達したのは 1611JST 頃であり、1615JST 頃には飛島をすでに通過していた。したがって、バンドは風速増加域内に出現したものである。また、気象研レーダサイトがこの風速増加域内にあった期間はおよそ 1633 から 1647JST であった。このバンドが気象研レーダサイト上空を通過前後の地上気温の時間変化を示した（第 8.1.16 図）。1642 から 1650JST の間にバンドの通過に伴って地上気温の低下（1℃）がみられ、その部分を矢印で示した。このことから、バンドの下層には冷気塊が存在していたことがわかる。しかし、バンド通過時の気圧の変化が非常に小さく、この冷気塊の厚さを見積もることができなかった。1992 年の事例ではバンド内外の熱力学場の直接測定は行われなかった。目視観測では、バンドが通過時、気象研レーダ地点における主な降雪粒子はあられであった。

8.1.6.3 風速増加域に伴う上空の風速場

第 8.1.17 図には、風速増加域の前後における、バ



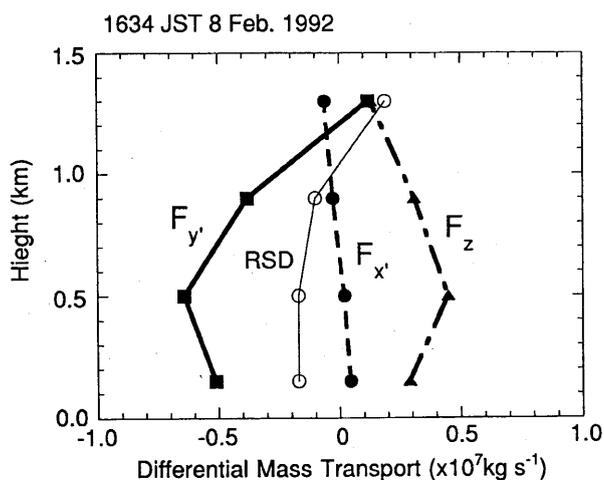
第 8.1.18 図 第 8.1.8 図と同じ。ただし、1992 年のバンドについて、水平風の矢印は 1 格子ごと。反射強度の等値線は、13 dBZ から 5 dBZ ごと。

ンドの走向に直交する方向の風速の高度分布を示した。風速はバンドの進行方向と同じ向きを正にとった。1520JST と 1642JST は、それぞれ、バンドの前方、後方の分布である。1520 の風速は気象研ドップラーレーダの仰角 20° の VAD 法によって求めたものである。この風速分布は、気象研レーダの上空に比較的強いエコーが存在しない時に観測されたので、バンド前方の一般場の風速分布と見なすことができる。1642JST については、風速増加域後方での飛島上空のレーウィンゾンデ観測によって観測されたものである。風速増加

域に伴う収束場が高度約 2 km 付近まで及んでおり、雲内での鉛直シアは風下側を向いていたことがわかる。

8.1.6.4 デュアルドップラーレーダ観測結果

第 8.1.18 図にはデュアルドップラーレーダ観測から求められた、高度 0.3, 0.7, 1.1, 1.5 km での反射強度と相対的な水平風速及び鉛直流の場を示す。高度 1.5 km 以上ではエコー領域がかなり減少するため、ここには示していない。ただし、 $(x, y) = (-13.3,$

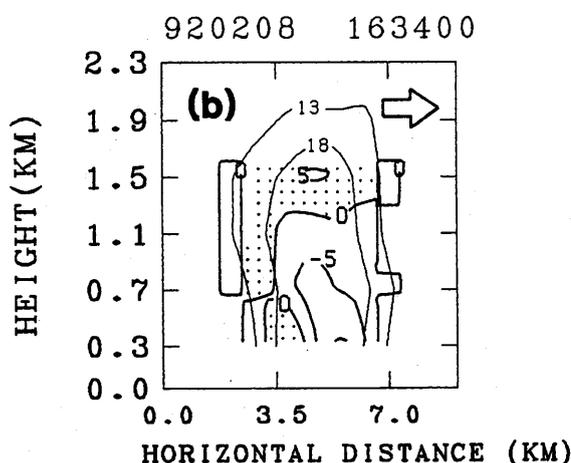
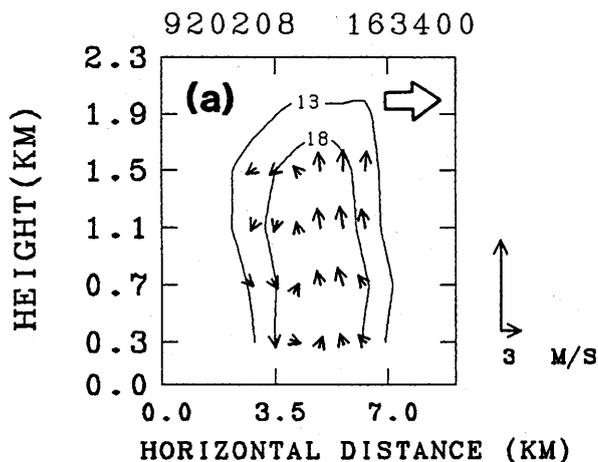


第 8.1.19 図 第 8.1.9 図と同じ。ただし、1992 年のバンドについて。

-11.2) km 付近では活発なセルがあって、エコー頂高度は 2.3 km まで達していた。1990 年の事例と同様に領域 ABCD, A'B'C'D' では、それぞれ、質量収支解析とバンドの走向に沿った平均的な鉛直断面図を求めた。また、図の中で "No Data" とあるのは、バンドが気象研レーダサイトに近すぎて、デュアルドップラーレーダ解析が行われなかった領域を示す。バンド内の循環は、平均的には、前面の下層から流入後上昇する気流と、後面では下降して流出する気流とで特徴づけられている。この循環の様子は 1990 年の事例とは全く異なるものである。上昇流の最大値は、 $\sim 2 \text{ m s}^{-1}$ であった。

8.1.7 質量収支解析

第 8.1.18 図に示した領域 ABCD について、1990 年と同様の方法で質量収支解析を行った。その結果を第 8.1.19 図に示す。RSD の値が小さいので質量収支解析の精度は比較的良い。高度 0.9 km 以下では、 $F_{y'}$ と F_z の値は、それぞれ負、正であるので、バンドの走向に直交する方向に質量の収束、鉛直方向には質量の発散があることがわかる。最下層の解析領域(小直方体)は、厚さが他の高度の 3/4 であることを考えると、最下層で質量フラックスの差が最大であることになる。一方、 F_z の高度変化は値は $F_{y'}$ と非常に似てはいるものの、符号は逆であった。これら 2 つの項に比べて $F_{x'}$ の大きさはすべての高度で非常に小さかった。バンドの走向に直交する方向の質量フラックスの差に対するバンドの走向に平行な値の比は、高度



第 8.1.20 図 第 8.1.10 図と同じ。ただし、1992 年のバンドについて。

0.15, 0.5, 0.9, 1.3 km で、それぞれ、0.4, 0.2, 0.4, 2.5 であった。このことは、バンドの循環にとってバンドの走向に直交する風速成分がより重要であることを示している。

8.1.8 走向に直交する鉛直断面内の平均的な構造

1990 年のバンドと同様に、1992 年のバンドについても第 8.1.18 図の A'B'C'D' の領域についてバンドの走向に沿って平均化した鉛直断面内の気流構造を求めた(第 8.1.20 図)。横軸は辺 AD' からの距離を表す。バンド内の気流構造は、前面で上昇流、後面で下降流という構造である。前面から流入する気流は高度とともに減少していた。高度 0.3 km では $\sim 1 \text{ m s}^{-1}$ 、高度 1.5 km では $\sim 0 \text{ m s}^{-1}$ である。バンド内では上昇流の占める領域が大きく、上昇流の大きさは $\sim 1 \text{ m s}^{-1}$ である。下降流は、後面の狭い領域に見られる。

第 8.1.1 表 風速増加域の特徴と、1990 年と 1992 年のバンドの構造。

	Year	
	1990	1992
Band-normal width of WSIZ (km)	~ 36	~ 32
Band length (km)	~ 150	~ 40
Band width (km)	~ 10	~ 7-8
Echo top height (km)	~ 2.7	~ 2.3
Reflectivity (dBZ)	~ 27	~ 28
Maximum updraft (Local, m s ⁻¹)	~ 4	~ 2
Maximum updraft (Band average, m s ⁻¹)	~ 1	~ 1

8.1.9 考察

バンドの走向に直交する鉛直面内の平均的な循環(第 8.1.10 図, 第 8.1.20 図)から、風速増加域内に系されたバンド内には 2 つの型の循環があることがわかる。1990 年に観測されたバンド("バンド 90"と呼ぶことにする)では、後面に上昇流、前面に下降流があったのに対して、1992 年に観測されたバンド("バンド 92"と呼ぶことにする)では、前面に上昇流、後面に下降流が観測された。鉛直シアが対流雲の循環の構造に大きく作用することが知られているので(e.g., Takeda, 1971; Thorpe *et al.*, 1982), このような循環の違いが現れた機構について、バンドに直交する鉛直面内の水平風の鉛直シアに基づいて考察を行うことにする。すでに、質量収支解析からバンドの走向に直交する方向の気流がバンド内の循環にとって重要であることがわかっているので、このような解析を行うことが可能である。

第 8.1.10 図と第 8.1.20 図に示した風速分布の最も大きな違いは、鉛直シアの向きである。1990 年のバンドは、鉛直シアは風上側を向いている場に出現し、1992 年のバンドは鉛直シアが風下側に向いている場に形成されていた。風速分布は、風速増加域の前後で観測されたものではあるが、風速増加域内でも同様のシアであったと考えて差し支えないであろう。降水粒子によって形成された下降流は、それが発生している高度の運動量を保持しているので、1990 年の場合には、降雪粒子によって形成された下降流と前面から流入する気流によって上昇流が前面に形成されることになろう。なぜならば、下降流が生じていると考えられる上空の高度での風速は、下層の風速よりも小さいからである。これに対して、1992 年の例では、下降流が生じている高度での水平風速は下層の風速よりも常

に大きいので、バンド前面では常に収束が期待される。したがって、上昇流が前面付近に形成される。以上の考察から、鉛直シアが風上側を向くときには 1990 年のような循環が生じ、またシアが風下側を向くときには 1992 年のような循環が生じると考えられる。

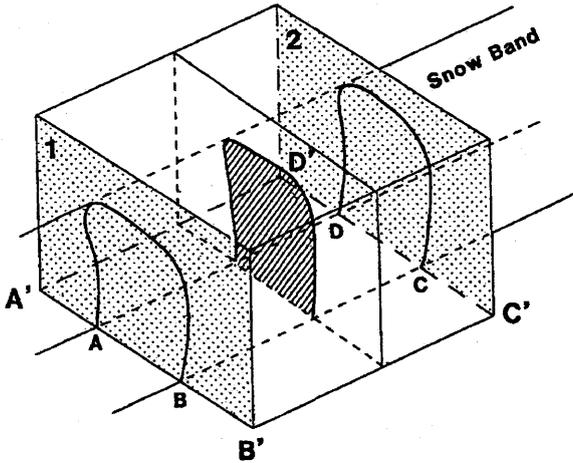
8.1.10 まとめと結論

1990 年と 1992 年の冬の日本海上において、バンド状降雪雲内の 2 つの型の気流構造をデュアルドップラーレーダ観測と補助的な観測を用いて解析を行った。これらのバンドは、低気圧の通過後、大陸からの寒気の吹き出しの始まる数時間前に、観測領域に進入してきた風速増加域の中に出現したものである。このときの水平風の高度分布は、下層では西北西から北西、700 hPa 付近の高度では西南西であり、バンドの走向は下層の風にほぼ直交していた。いずれの場合でも、バンド内の地表付近には冷気塊が存在し、その厚さは 1990 年の例では約 0.5 km であった。

風速増加域やバンドの構造についての特徴を第 8.1.1 表にまとめて示した。この表からわかるように、互いに共通点の多い 2 つのバンドではあるが、平均化された鉛直面内の気流構造は全く異なるものであった。1990 年の事例では、前面で下降流、後面で上昇流という非常にまれな気流構造であったのに対して、1992 年の事例では、前面で上昇流、後面で下降流という一般的な構造であった。このようなバンド内の循環の違いは、バンドの走向に直交する鉛直面内の水平風の鉛直シアの向きによるものと考えられる。シアがバンドの進行方向に対して後方を向くときは 1990 年の型の循環が、前方を向くときには 1992 年のような気流構造が出現することが期待される。寒気の吹き出しの前に出現する風速増加域に関しては、その多くの特性は未だ明らかではない。なぜならば、日本海上においてのみ風速増加域がはっきりと観測されたものの、日本海上の観測点は飛鳥しかないからである。したがって、風速増加域の面的な広がりや特性に関しては明らかになっていない。さらに、風速増加域とバンドとの相互作用に関しても分からない点が多い。これらに関しては、さらに研究が必要である。

【付録 A】

ここでは、質量収支解析の方法を簡単に解説する。



第 8.1.21 図 領域 AB'CD' 内における、バンドに直交する平均鉛直断面の計算方法。領域 ABCD は質量収支解析を行った部分。

領域を小直方体に分割して、それぞれの小直方体について解析を行った。地表面上の風の場に関しては、CAPPI 最下層の風の場と同じであると仮定をした。それぞれの直方体の側面を通して領域内に流入する空気の質量は $\bar{\rho} \cdot \bar{v}_n \cdot A$ とかける。ここで、 $\bar{\rho} \cdot \bar{v}_n \cdot A$ は、それぞれ、空気の密度、面に直交する風速成分、側面の面積である。空気の密度は、小直方体をはさむ 2つの CAPPI 面高度での平均をとった。一方、小直方体の上下の面を通して輸送される質量は、 $\rho \cdot \bar{w} \cdot A$ と計算できる。ここで、 ρ 、 \bar{w} 、 A は、それぞれ空気の密度、平均の鉛直流、水平面の面積である。それぞれの小直方体の面上では、 \bar{v}_n と \bar{w} は、それぞれの面における全格子数の 60%以上の格子点上にデータが存在するときに計算した。それぞれの小直方体についての質量輸送の式は次のようにかける。

$$Fx' + Fy' + Fz = RSD, \quad (8.1.1)$$

ここで、 Fx' 、 Fy' 、 Fz は、それぞれバンドに平行、バンドに直交、鉛直方向への質量輸送の差である。右辺の RSD の項は、解析の精度を示す残差項である。解析が完全であればこの値は 0 になる。それぞれの項について、正と負の値はそれぞれ、空気の質量の発散と収束を表す。この定義は、Chong *et al.* (1987) と逆である。

[付録 B]

鉛直面の平均的な気流構造は、次のようにして求めた(第 8.1.21 図参照)。最初に、バンドに直交す

る鉛直面 1 と 2 (影をつけたもの) にはさまれた領域で、バンドに相対的な気流と反射強度の場を計算する。その中の 1 つの面がハッチで示されている。このような鉛直断面内の構造をバンドの走向に沿って、水平方向の格子間隔 (0.7 km) ごとに求める。1990 年と 1992 年のバンドでは、それぞれ、26、16 の鉛直面が得られた。そして、これらの面内の気流と反射強度の場を平均して、平均的な流れの場と反射強度の場を求めた。そして、平均的な値は、用いた鉛直面の数の 60%以上の面にデータがあるときのみ計算した。平均的な面内での鉛直流は、平均された水平風から算出される水平発散場を、地表面上で鉛直流が 0 と仮定して、非弾性の連続の式を鉛直上向きに積分することによって求めた。対流の厚さが ~2 km と浅いので、変分による鉛直流の補正は行わなかった。

参考文献

- Browning, K. A. and R. Wexler, 1968: The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar. *J. Appl. Meteor.*, **7**, 105-113.
- Chong, M., P. Amayenc, G. Scialom, and J. Testud, 1987: A tropical squall line observed during the COPT 8.1 experiment in west Africa. Part I: Kinematic structure inferred from dual-Doppler radar data. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 670-694.
- Ikawa, M., H. Sakakibara, M. Ishihara, and Z. Yanagisawa, 1987: 2-dimensional simulation of the convective snow band observed over the Japan Sea: - The structure and time evolution of the organized multicellular convection -. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 605-633.
- Ishihara, M., H. Sakakibara, and Z. Yanagisawa, 1989: Doppler radar analysis of the structure of mesoscale snow bands developed between the winter monsoon and the land breeze. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 503-520.
- Sakakibara, H., M. Ishihara, and Z. Yanagisawa, 1988: Squall line like convective snowbands over the Sea of Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 937-953.
- Takeda, T., 1971: Numerical simulation of a precipitating convective cloud: The formation of a "long-lasting" cloud. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 350-376.
- Thorpe, A. J., M. J. Miller and M. W. Moncrief, 1982: Two-dimensional convection in non-constant shear: a

model of mid - latitude aquall lines. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 739-762.

8.2 暖気移流場に出現したバンド状降雪雲*

8.2.1 はじめに

冬季モンスーン時に、日本海上で特徴的なバンド状降雪雲が出現することはよく知られている。代表的なバンドとして、混合層内の平均風向にほぼ平行な走行を持つ L モードのバンド状（筋状）降雪雲や平均風向にほぼ直交する T モードのバンド状降雪雲、さらに異なる気団変質を受けた気塊が収束する場所に形成させる収束雲がある。L モード、T モードのバンド状降雪雲については、八木 (1985) が衛星写真とゾンデデータから、両バンドとも、Asai (1972) の線型理論で示されるように雲層内のシアベクトルに平行な走向を持つという報告をしている。一方、バンド幅も広く、上陸地点に集中豪雪をもたらす、収束雲は、衛星写真から Okabayashi (1969) によって初めて報告され、その後、Nagata (1987) の数値実験によって、その形成のメカニズムが詳しく調べられた。

上に述べた 3 種の典型的なバンド状降雪雲の他にも、地形の影響を強く受けてバンド状降雪雲が形成されることも知られている。例えば、冷えた陸地（日本列島）から吹き出す陸風前線付近に形成されるもの (Ishihara *et al.*, 1989) や、低気圧後面にできる背の高いバンド状降雪雲 (Murakami *et al.*, 2003) や、寒気吹き出しの前面の収束域に形成されるバンド (Yamada *et al.*, 1996) 等がある。

この節で取り扱うバンド状降雪雲は、総観規模では移動性高気圧の張り出す際に暖気移流場内に形成したもので、このようなバンド状降雪雲に関する報告はこれまでにない。このバンド状降雪雲のメソスケール・マイクロスケールの構造とその降水機構について述べる。

8.2.2 観測

この節で記述されるバンド状降雪雲は、1992 年 2 月 29 日に、主にデュアルドップラーレーダ（象潟に設置した気象研レーダと酒田に設置した防災科研レーダ；ともに波長 3 cm）、飛島から飛揚した HYVIS、飛島に設置したマイクロ波放射計で観測された。観測領域と観測機器の配置の詳細は、1.2 を参照のこと。

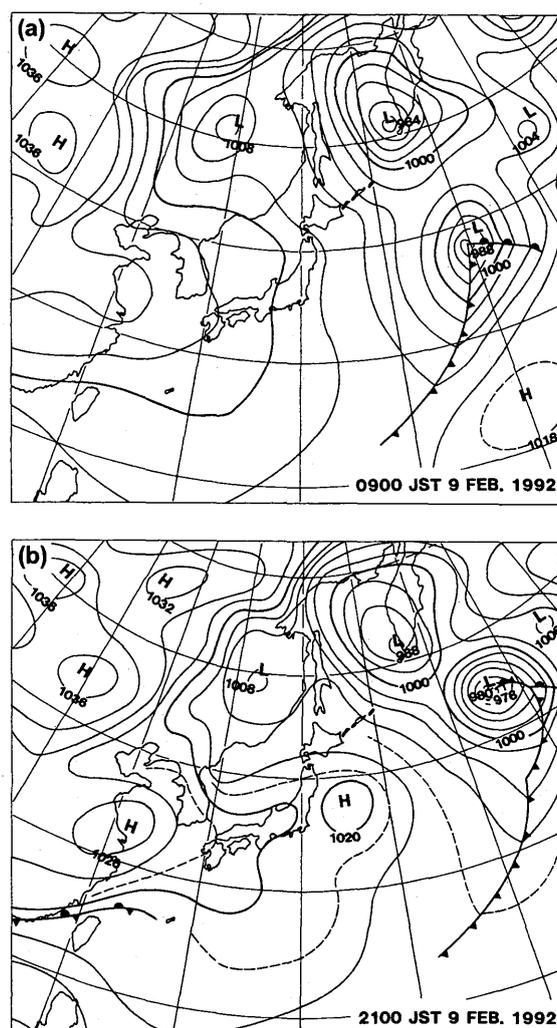
上述の観測機器で得られたデータの他に、降雪雲のシノプテックスケール、メソスケールの構造を把握

するために、気象庁で作成した、天気図、静止気象衛星の雲画像、高層データ、アメダスデータ等を用いた。

8.2.3 総観場およびメソスケール場の特徴

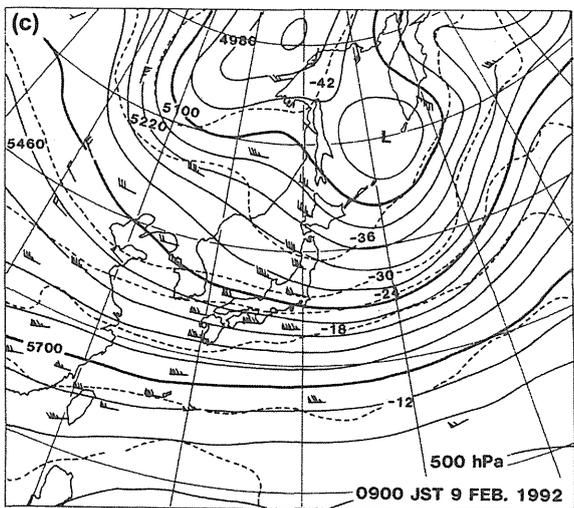
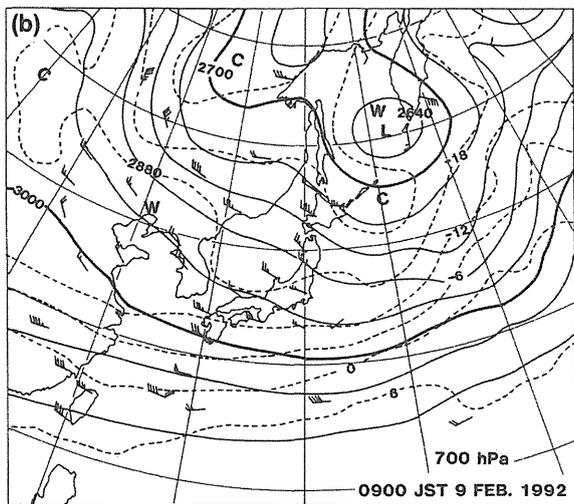
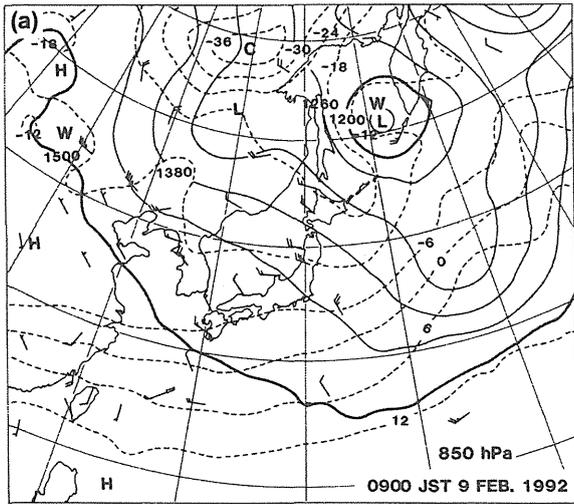
バンド状降雪雲が観測された 1992 年 2 月 9 日 11 時～16 時（以後、時刻は全て日本標準時）は、第 8.2.1 図に示すように移動性高気圧が張り出しつつあり、第 8.2.2 図に示した 2 月 9 日 9 時の 850、700、500 hPa の等温線からも分かるように、850 hPa では暖気移流、700 hPa では、9 日日中弱い寒気移流のあとと暖気移流の場となっていた。

この節で取り扱うバンド状降雪雲群は、図 8.2.1 b に示されるように西南西から東北東に伸びる移動性高気圧の先端部付近に発生した局所的な低圧部で形成さ

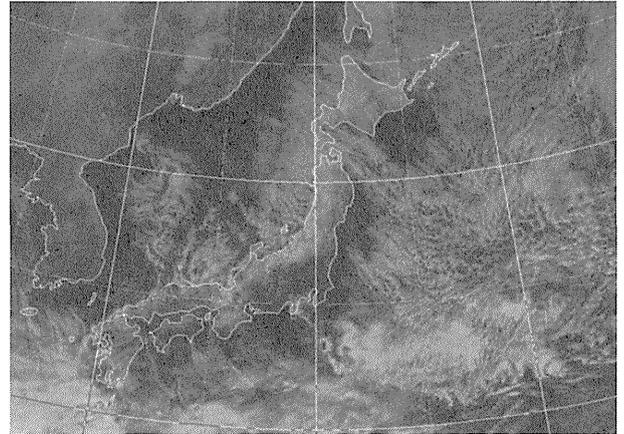


第 8.2.1 図 1992 年 2 月 9 日 09 時(a)と 21 時(b)の地上天気図。

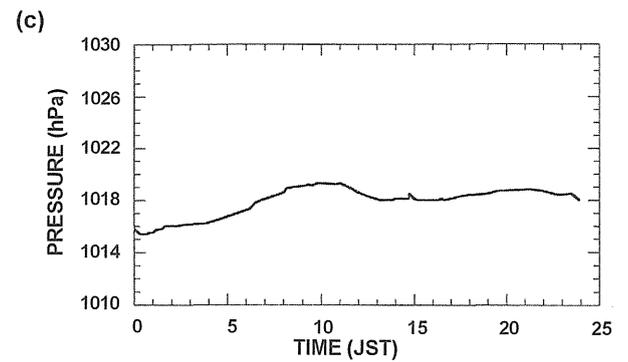
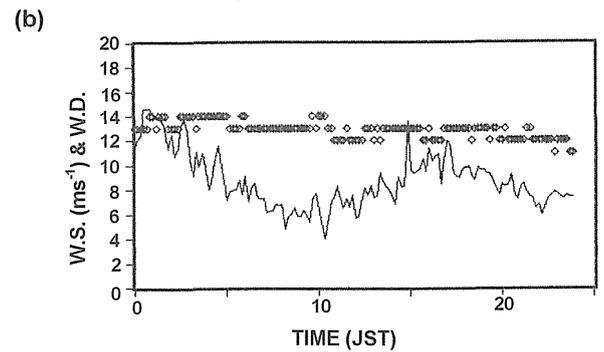
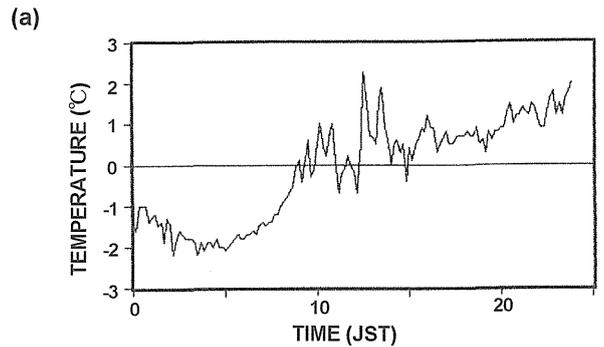
* 村上正隆：物理気象研究部



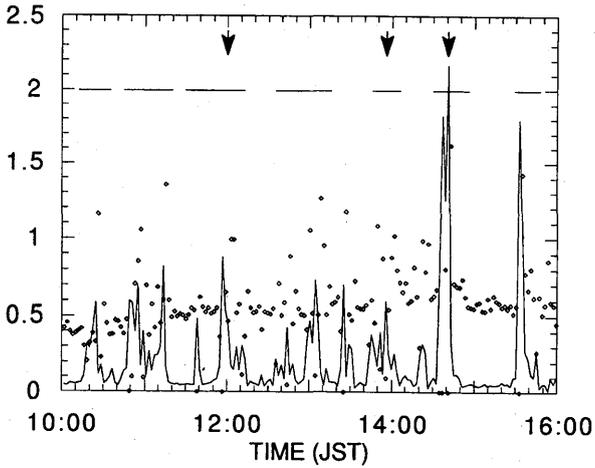
第 8.2.2 図 1992 年 2 月 9 日 09 時の (a) 850 hPa, (b) 700 hPa, (c) 500 hPa の高層天気図。実線と破線はそれぞれ高度と気温を示す。



第 8.2.3 図 1992 年 2 月 9 日 12 時の静止気象衛星の可視画像。



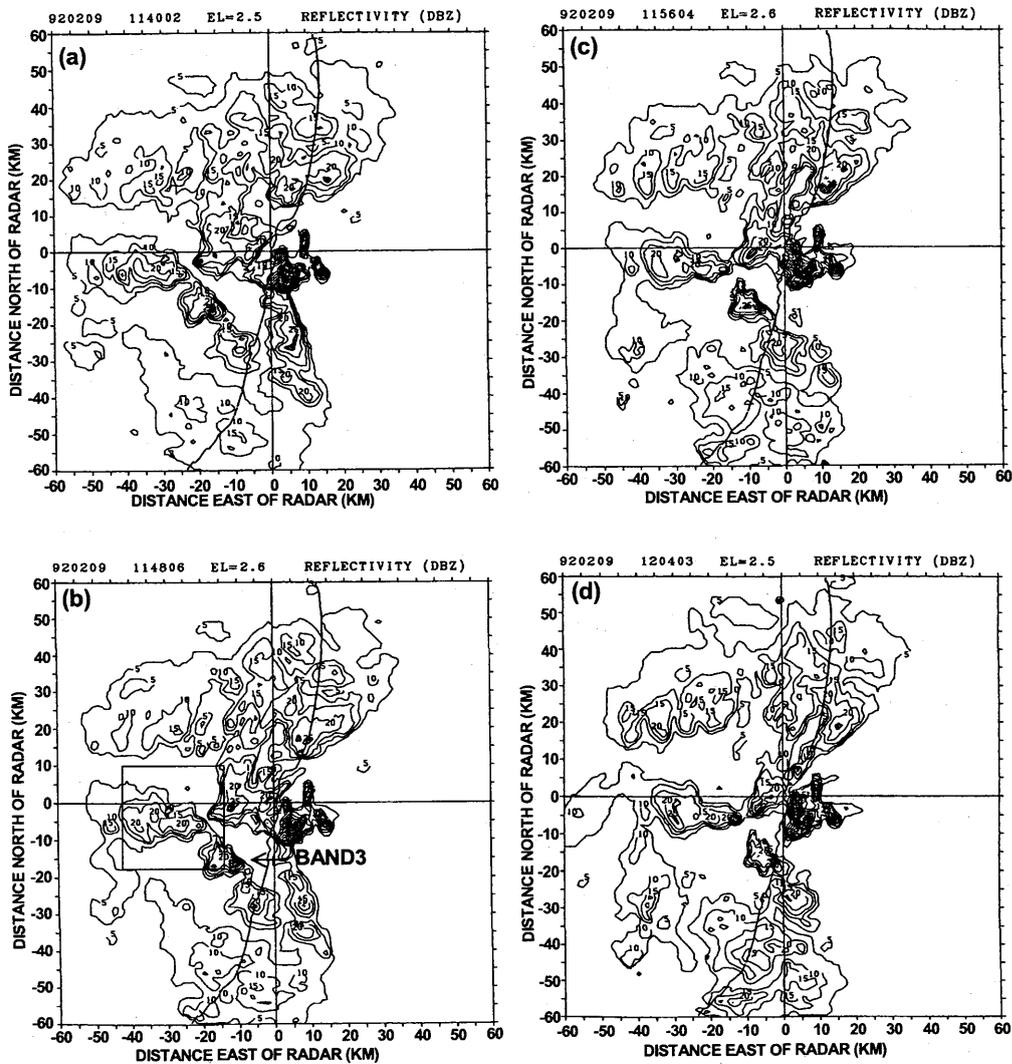
第 8.2.4 図 1992 年 2 月 9 日の飛島における (a) 地上気温, (b) 風向 (◇; 16 方位)・風速 (—; ms^{-1}), (c) 地上気圧 (—; hPa) の時間変化。



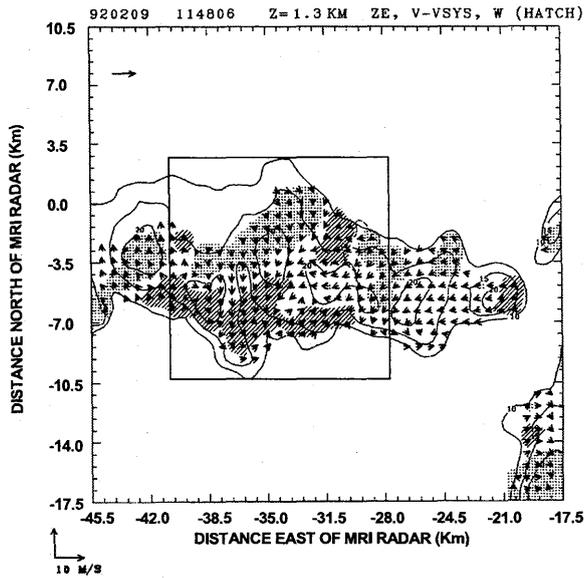
第 8.2.5 図 1992 年 2 月 9 日の飛島における積分雲水量 (細実線; mm) と積分水蒸気量 (\diamond ; cm) の時間変化. ただし, アンテナは天頂から北西方向に 45° 傾けてある. 太い横線は SNOW BAND の通過時間, 矢印は HYVIS の飛揚時刻を示す.

れたものであった. このバンド状降雪雲群は第 8.2.3 図の衛星写真に示されるように, 幅 $10\sim 20$ km, 長さ $100\sim 200$ km で北西-南東方向に $30\sim 40$ km 間隔で並んでおり, 衛星の雲画像や気象庁レーダ合成図でも $2\sim 3$ 時間追跡できるほど定常的なものであった. このバンド状降雪雲の北側 (第 8.2.3 図で 40°N 以北) には, 走向は同じであるが寒気吹き出しに伴うバンド幅及び間隔の狭い典型的な L モードの筋状降雪雲が見られる. 両者の中間 (遷移領域) には, 北西-南東の走向とそれにほぼ直交する走向をもった構造が重畳していた.

飛島における地上気象要素の時間変化から, バンド状降雪雲群が形成した環境場をより詳細に調べる. 気温 (第 8.2.4 a 図), 風向・風速 (第 8.2.4 b 図) は, 飛島のアメダス観測点のデータで, 気圧 (第



第 8.2.6 図 8 分毎のレーダ反射因子の PPI. 高度角は 2.5 度. $11:40$ (a), $11:48$ (b), $11:56$ (c), $12:04$ (d). 飛島の位置は $x=-30$ km, $y=-2$ km.



第 8.2.7 図 11:48 におけるレーダ反射因子（等値線），移動する降水システムに相対的な水平風（矢印）と上昇流（斜線域）・下降流（点域）の高度 1.3 km の CAPPI. 左上の矢印は降水システムの移動速度，(x=-30 km, y=-2 km) の点線は飛島の輪郭。

8.2.4 c 図) は約 1 km 離れた気象研究所のゾンデ受信点で観測されたものである。気温は 1992 年 2 月 9 日 5 時以後，上昇しており，若干の日変化成分を考慮しても，暖気移流場内にあったことは明白である。10 時から 16 時までみられる短周期で $\pm 1.5^{\circ}\text{C}$ 程度の気温変動は，降水に伴う空気塊の入れ換わり或いは降水の昇華蒸発による冷却によるものである。図に示した 24 時間，風向は北西でほぼ一定であったが，風速は，9 時から 16 時まで平均 6 m s^{-1} から 11 m s^{-1} に増加しており， $2.3 \times 10^{-4}\text{ s}^{-1}$ 程度の収束場内にあったことが示唆される。この収束場は，5~6 時間持続しており，このときの混合層内の平均風速を考慮すると，空間スケール $\sim 200\text{ km}$ 程度であったと考えられる。気圧は，第 8.2.1 図で示された移動性高気圧の張り出しに対応して 11 時頃まで増加傾向を示したが，その後 16 時頃まで減少しており，この期間にバンド状降雪雲が観測された。

第 8.2.5 図は，2 月 9 日 10 時から 16 時までのマイクロ波放射計で測定した積分雲水量（細実線：mm 単位）・積分水蒸気量（可降水量）（◇印：cm 単位），レーダエコーから決めたバンド状降雪雲が飛島上空を通過した時間（太い水平線）及び，HYVIS を飛揚した時刻（矢印）を示す。ただし，マイクロ波放射計のアンテナは，風上（北西）方向に天頂から 45 度傾け

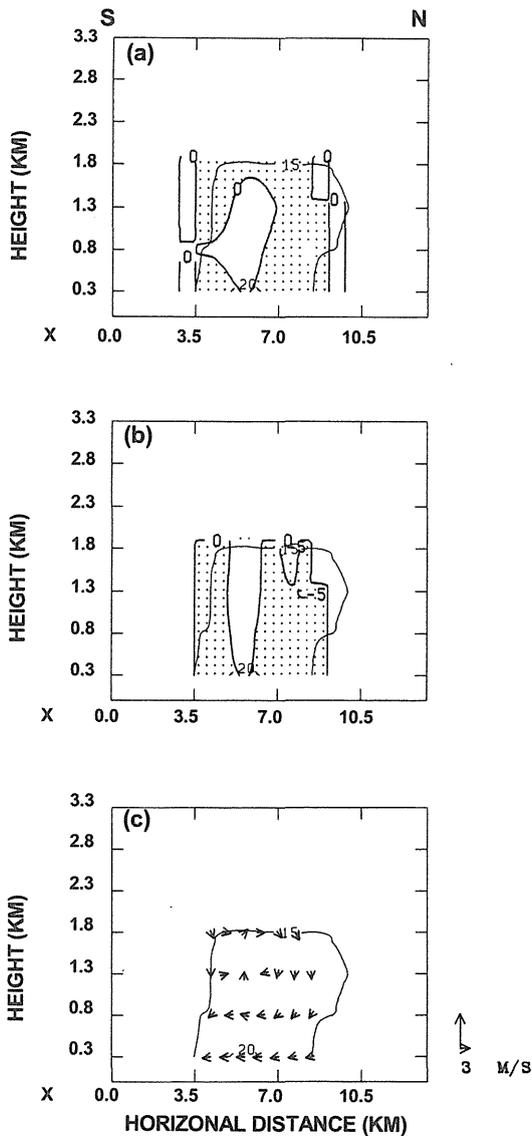
てあり， $\cos 45^{\circ}$ を剰じた値が鉛直積分量に対応する。10 時から 16 時の間に，7 本のバンド状降雪雲が 40~60 分間隔（30~40 km 間隔）で飛島上空を通過したことが分かる。また，この図から，高濃度の雲水域はバンド状降雪雲の前面付近に存在することが多いことも分かる。このうち，SNOW BAND 3, 5 及び 6 について HYVIS 観測を実施したので，その結果をデュアルドップラーレーダの解析結果と合わせて記述する。

8.2.4 バンド状降雪雲の構造

8.2.4.1 SNOW BAND 3

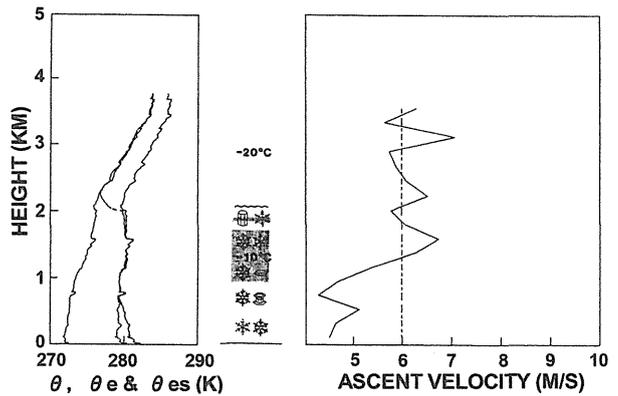
第 8.2.6 図は，11 時 40 分から約 8 分毎に高度角 2.5° の PPI を示す。HYVIS の放球時刻は 11 時 59 分だったので，第 8.2.7 c 図から分かるように HYVIS は SNOW BAND 3 を構成する対流セルの一つから風上方向（BAND の進行方向に対して後面）に形成された雪雲内を観測した。第 8.2.5 図のマイクロ波放射計のデータが示すように，SNOW BAND 3 の前面よりも，バンドの後面に広がった雪雲の中に高濃度の過冷却雲粒が存在していた。第 8.2.6 図の中で四角形のワクで囲んだ部分のデュアルドップラーレーダ解析の結果を第 8.2.7 図に示す。第 8.2.7 図は，11 時 48 分の高度 1.3 km におけるレーダ反射因子，システムに相対的な水平風及び上昇流・下降流域を示す。雪雲の南側で上昇，北側で下降流となっていた。なお，飛島の西側にある小さな上昇流域は，飛島が低高度角のドップラー速度測定に与える誤差が反映したものである。四角のワクで囲んだ部分の南北方向の平均鉛直断面図を第 8.2.8 図に示す。弱い収束が雪雲の中層に存在し，雲の南側の中・上層に弱い上昇流が存在した。システムに相対的な流れは，下層で北側から流入し，上層で北側へ吹き出す構造となっていた。

次に，11 時 59 分に飛揚した HYVIS によって得られた雪雲内の微物理及び熱力学的構造を述べる（第 8.2.9 図）。雲頂高度（温度）は 2.1 km (-17.4°C) でその上は乾燥して安定な成層となっていた。地上付近の空気塊の持ち上げ凝結高度は $\sim 0.4\text{ km}$ であり，それに対応して若干の過冷却雲水が $\sim 0.5\text{ km}$ 付近より上で観測されたが，過冷却雲水の本体は，0.8 km 以上に存在した。これは，降雪粒子の昇華凝結・雲粒捕捉成長によって消費されたものと考えられる。雪雲内の熱力学的安定度は全層ほぼ中立であった。ゾンデの上昇

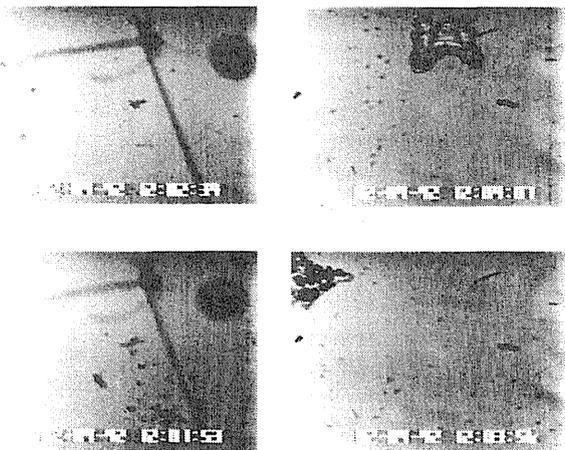


第 8.2.8 図 第 8.2.7 図中の四角の枠で囲んだ部分の南北方向の平均鉛直断面図。(a) レーダ反射因子 (細実線) と発散量 (太実線), (b) レーダ反射因子 (細実線) と鉛直流 (太実線), (c) レーダ反射因子 (細実線) と降水システムに相対的な風の vw 成分 (矢印). 発散量と鉛直流の負値域は点域で示す.

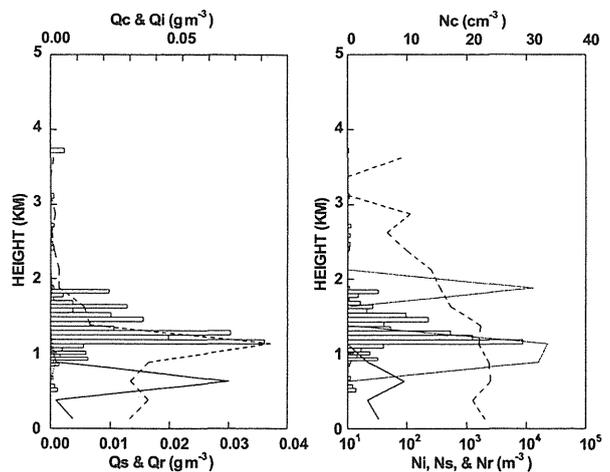
速度の変化から雪雲の下層に弱い下降流, 中・上層に弱い上昇流が存在していたことが示唆される. これは, デュアルドップラーレーダ観測の結果とも一致している. この雪雲内で観測された降雪粒子は, 第 8.2.10 図に示すように, 雲粒付きの雪結晶が卓越しており, 雪雲の中・下層ではそれらが数個付着併合した小さな雪片も観測された. これらを構成する個々の雪の結晶形は, 樹枝状結晶や角板状結晶が主であった. 雲水量の最大値は 0.09 g m^{-3} で, 断熱凝結量よりかなり小さく, 数濃度も 30 個 cm^{-3} と最盛期を過ぎた雪雲の代表



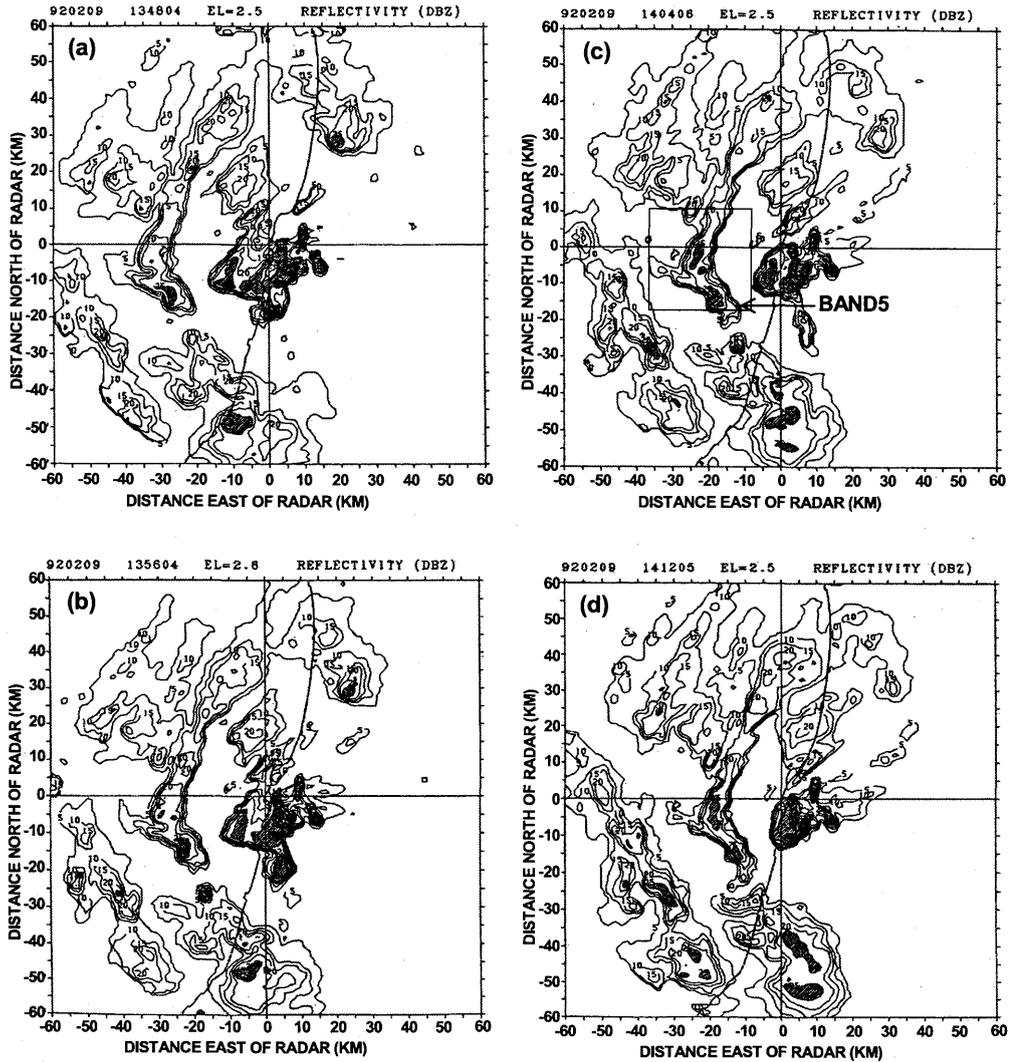
第 8.2.9 図 11:59 の HYVIS 観測から得られた左側; 温位・相当温位・飽和相当温位, 中央; 卓越する結晶形・雲頂 (波線)・過冷却雲粒域 (陰影部) と右側; ゾンデ上層速度の鉛直分布.



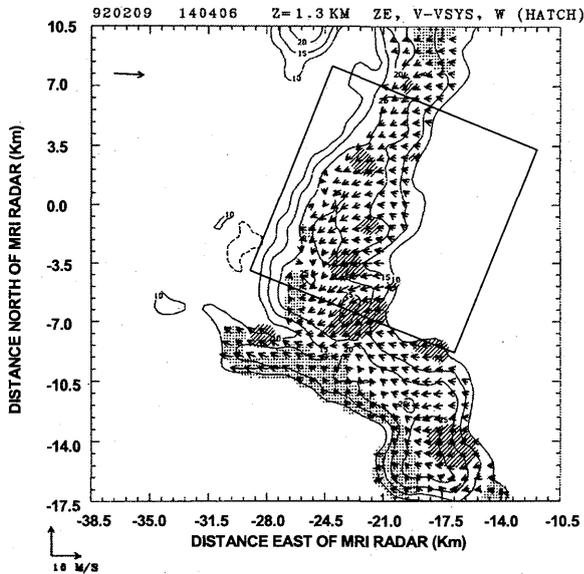
第 8.2.10 図 11:59 の HYVIS 観測から得られた降水粒子の接写画像 (左側) と雲粒子の顕微鏡画像 (右側).



第 8.2.11 図 11:59 の HYVIS 観測から得られた雲粒 (横棒), 氷晶 (点線), 雪粒子 (破線) と雨滴 (実線) の鉛直分布. 左図が質量濃度, 右図が数濃度.



第 8.2.12 図 第 8.2.6 図と同様. ただし, 13:48(a), 13:56(b), 14:04(c), 14:12(d).

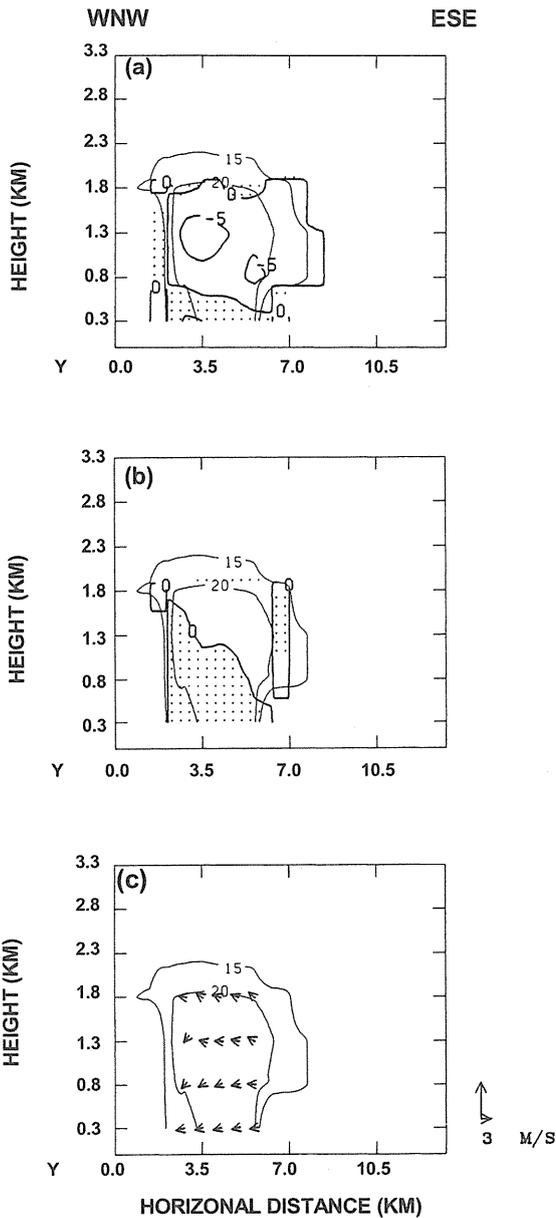


第 8.2.13 図 第 8.2.7 図と同様. ただし, 14:04 におけるレーダ解析図.

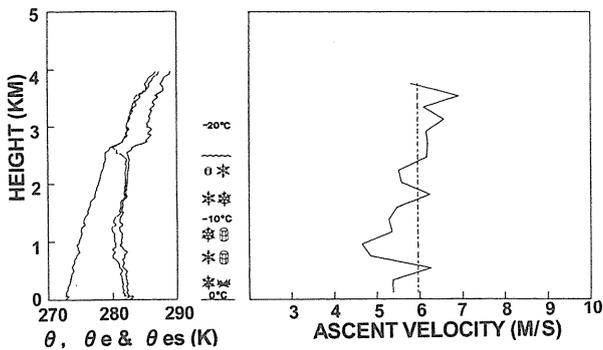
的値を示した. 氷晶濃度は数 10 L^{-1} , 降雪粒子は数個 L^{-1} であった (第 8.2.11 図) .

8.2.4.2 SNOW BAND 5 の構造

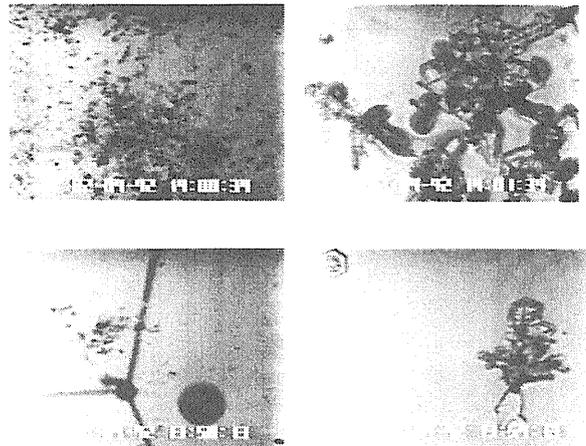
第 8.2.12 図に, 13 時 48 分から 8 分毎に高度角 2.5° の PPI を示す. この時期には, 観測領域南側の北西-南東の走行を持つバンド状降雪雲の他に, 北側にこれとはほぼ直交する走行を持つバンド状降雪雲がはつきりと見えはじめた. 西から移動してくる北西-南東の走行を持つ強いバンド状降雪雲は, これとはほぼ直交する弱いバンド状降雪雲と融合して, くの字形 (アーチ状) の降雪雲となって上陸した. HYVIS を放球したのは 13 時 56 分で, 第 8.2.12 b 図に示されるように, HYVIS はバンド状降雪雲の後面を観測した. 四角形のワクで囲んだ部分のデュアルドップラーレーダ解析の結果を第 8.2.13 図に示す. 高度 1.3 km では,



第 8.2.14 図 第 8.2.8 図と同様. 第 8.2.13 図中の四角の枠で囲んだ部分の平均鉛直断面図.



第 8.2.15 図 第 8.2.9 図と同様. ただし, 13:56 の HYVIS 観測から得られた鉛直分布.

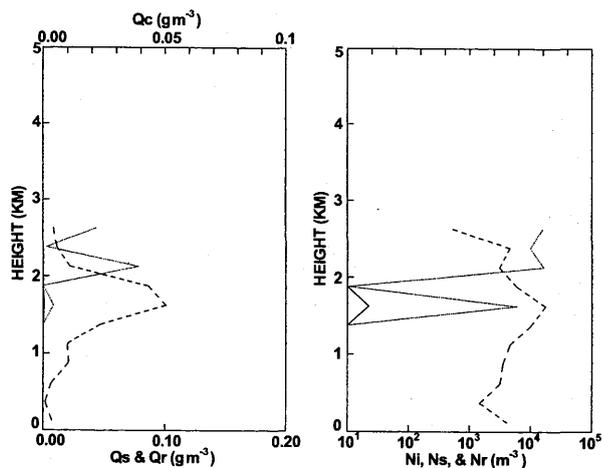


第 8.2.16 図 第 8.2.10 図と同様. ただし, 13:56 の HYVIS 観測から得られた粒子画像.

周囲の空気がバンド状降雪雲の前面から入り, 上昇流域も前面に存在した. 一方, 後面には下降流域が存在し, バンド状降雪雲の前面 (進行方向) に向かう流れが見られる. 反射因子の最大値は 25 dBZ と, SNOW BAND 3 よりも若干発達していたが, 上昇流の最大値は 1.5 m s^{-1} と SNOW BAND 3 とほぼ同じであった. バンド状降雪雲の形状, レーダ反射強度, 上昇・下降流域の分布及び上昇流の大きさは, 観測領域内では大きな変化を示さず, ほぼ定常的であった.

第 8.2.13 図の四角形で囲んだ部分の西北西-東南東方向の平均鉛直断面図を第 8.2.14 図に示す. 雲の中層に収束域があり (第 8.2.13 a 図), 下層の上昇流域はバンド状降雪雲の前面に存在するが, 高度とともに上昇流域の占める面積が増加し, 上層では, ほぼ全面弱い上昇流域となっている. 下層は全面発散域となっており, 特に後面に比較的強い発散域が存在した. これに対応して, バンド後面の中・下層は下降流域となっていた. バンド状降雪雲内の平均的な気流構造は, 前面中層から周囲の空気が流入し, 上層ではほぼ全域に広がる弱い上昇流域を形成していた. 後面には下降流域が存在するが, 前方に向かう成分はさほど強くない, 前面から流入する一般流との間に顕著な収束域を形成していなかった.

13 時 56 分に放球した HYVIS で観測したバンド状降雪雲の後面部分における熱力学パラメータとゾンデ上昇速度の鉛直分布を第 8.2.15 図に示す. 雲頂高度 (温度) は 2.6 km (-18.2°C) で, 安定層で抑えられており, それより上方は非常に乾燥していた. 地上付



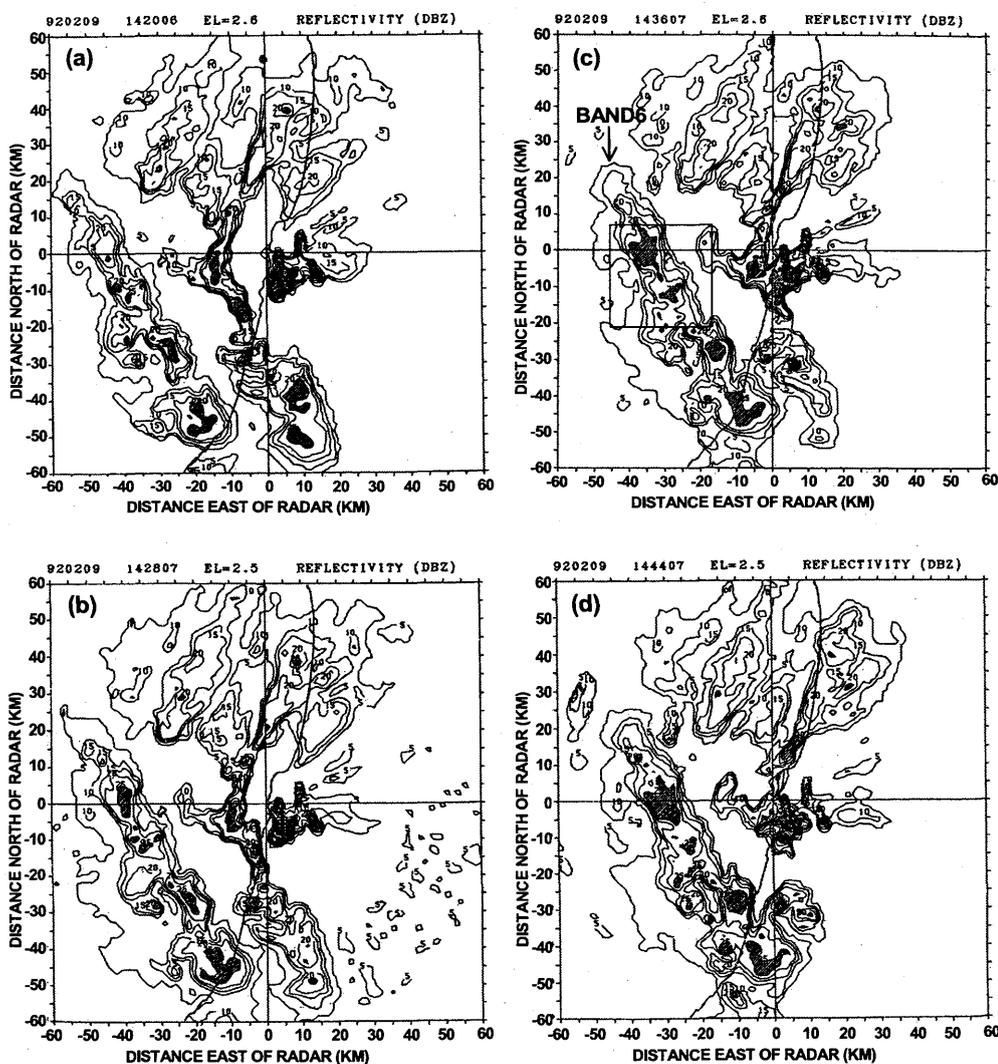
第 8.2.17 図 第 8.2.11 図と同様。ただし、13:56 の HYVIS 観測から得られた粒子濃度の鉛直分布。

近の空気塊の持ち上げ凝結高度から推定した雲底高度 (温度) は 0.2 km (-1.2°C) であった。雲内の相当温位の最大値は~282 K で中・下層で若干対流不安定

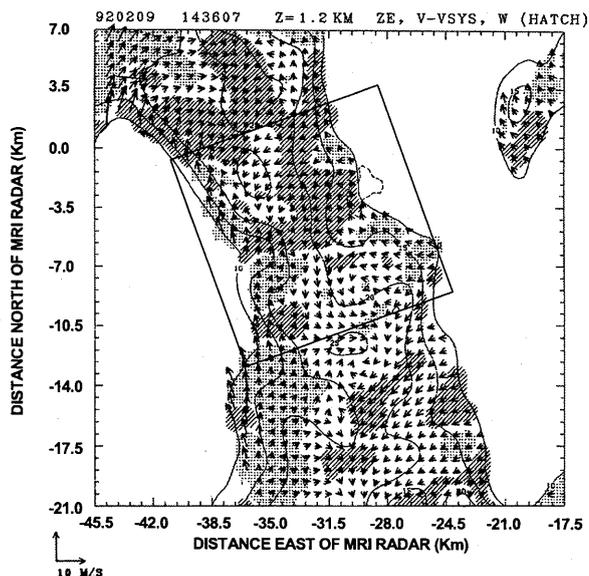
な成層をしていた。ゾンデの上昇速度から、中・下層に弱い下降流、上層に弱い上昇流が存在していたことが示唆される。これは、デュアルドップラーレーダ観測の結果ともよく符合する。HYVIS で観測された降雪粒子のタイプは、下層で小さな雪片、中層で大きな雪片、上層で樹枝状結晶であった (第 8.2.16 図)。雪片を構成する粒子は、雲粒の付いていない或いは少し雲粒付きの樹枝状結晶が主で、若干の角板状結晶も見られた。第 8.2.17 図に示すように降雪粒子の数濃度は最大で 10 個 L⁻¹ 程度であった。雪水量も最大で 0.1 g m⁻³ 程度で、中層に存在した。氷水量の最大はこれより若干上方に存在し、0.04 g m⁻³ 程度であった。過冷却雲粒は観測されなかった。

8.2.4.3 SNOW BAND 6 の構造

SNOW BAND 6 は 7 本の SNOW BAND の内で最も



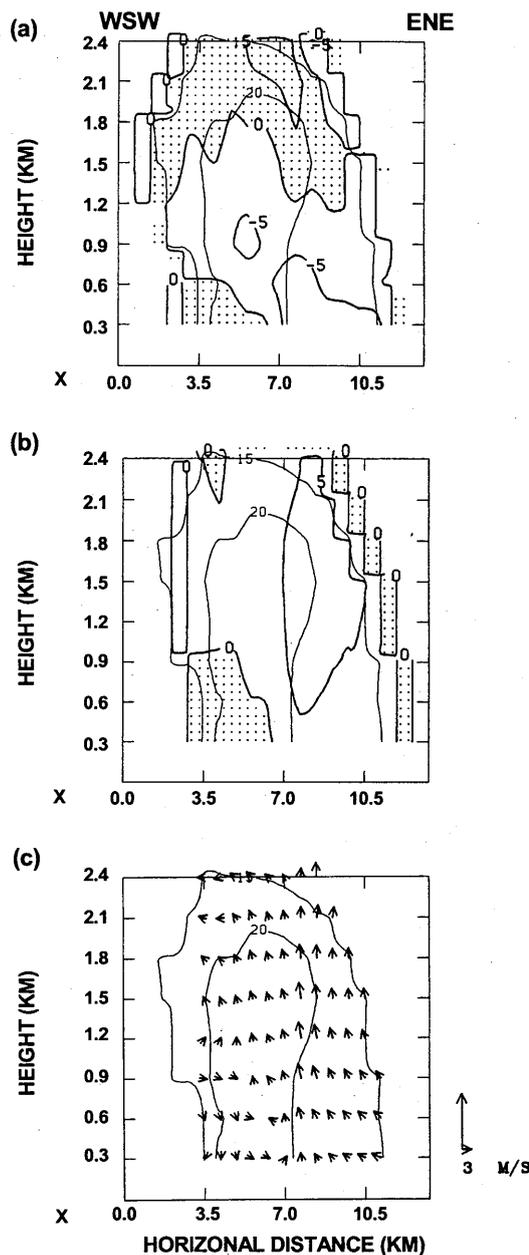
第 8.2.18 図 第 8.2.6 図と同様。ただし、14:20 (a), 14:28 (b), 14:36 (c), 14:44 (d)。



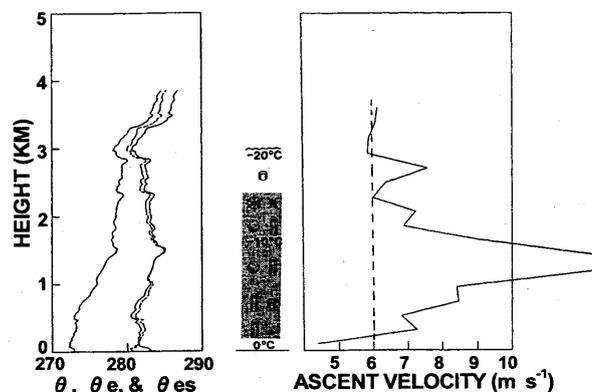
第 8.2.19 図 第 8.2.7 図と同様. ただし, 14:36 におけるレーダ解析図.

発達したもので, ほぼ北西-南東の走行を持ち, 幅~15 km 長さ~100 km で, レーダ反射因子も最大 35 dBZ に達する所もあった. 14 時 41 分に飛揚した HYVIS で観測したのは, この SNOW BAND の前面付近であった (第 8.2.18 c 図). 四角形のワクで囲んだ部分の, デュアルドップラーレーダ解析の結果を第 8.2.19 図に示す. 14 時 36 分 (HYVIS 放球 5 分前) に高度 1.2 km では, 上昇流域が SNOW BAND の前面に, 下降流域が後面に位置していた. 最大上昇流は 2.5 m s^{-1} で SNOW BAND 3 及び 5 の 1.5 m s^{-1} より大きな値を示した.

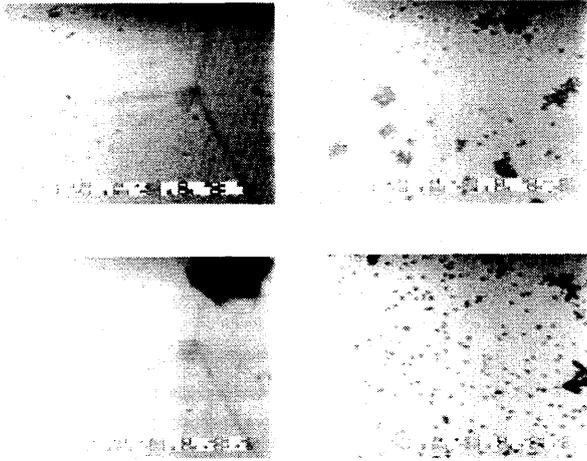
主な上昇流域では, 若干の北成分を持った後方向かう流れが卓越しているのに対して, 下降流域では強い南よりの成分を持った前方に向かう流れとなっていた. 観測領域内では, このような構造はほとんど変化せず, 定常状態にあったと考えられる. 四角形で囲んだ部分における西南西-東北東方向の平均鉛直断面を第 8.2.20 図に示す. 比較的強い収束域は中層 (高度 1 km 付近) と, 下層の前面付近に存在する. 一方, 発散域は上層全域と, 下層の後面付近に見られる. 収束場に対応して, 下層後面を除く SNOW BAND のほぼ全域で上昇流域となっており, 特に前面付近で平均 0.5 m s^{-1} と比較的強い上昇流域が存在した. 鉛直断面内の平均流 ($v'w'$ 成分) から分かるように, この強い上昇流は, 前方から流入する一般流と後面で降水に伴って形成された前方に向かう下降流が SNOW



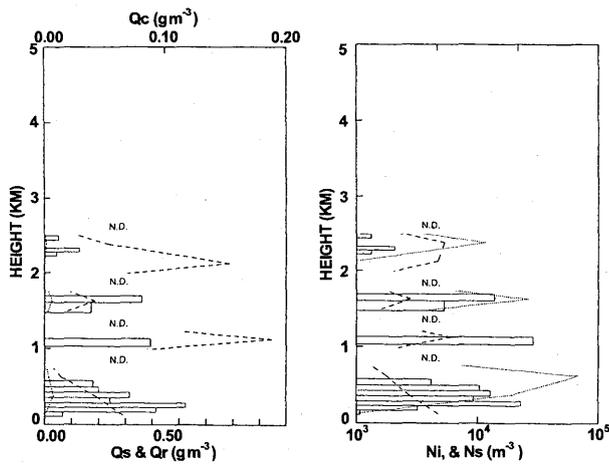
第 8.2.20 図 第 8.2.8 図と同様. 第 8.2.19 図中の四角の枠で囲んだ部分の平均鉛直断面図.



第 8.2.21 図 第 8.2.9 図と同様. ただし, 14:41 の HYVIS 観測から得られた鉛直分布.



第 8.2.22 図 第 8.2.10 図と同様。ただし、14:41 の HYVIS 観測から得られた粒子画像。



第 8.2.23 図 第 8.2.11 図と同様。ただし、14:41 の HYVIS 観測から得られた粒子濃度の鉛直分布。N.D. はフィルム送り不調のため粒子濃度などの定量的データが取得できなかった部分を示す。

BAND の前面付近で収束することによって形成されていた。さらに、後面中層からの流入がこの主な上昇流を強めるとともに、上昇流域を SNOW BAND 後面にまで拡大するのに寄与していた。

14 時 41 分に飛揚した HYVIS によって観測された SNOW BAND 6 の内部構造を次に示す。第 8.2.21 図は温位、相当温位、飽和相当温位（左）、降雪粒子（中央）及びゾンデ上昇速度（右）の鉛直分布を示す。雲頂高度（温度）は 2.9 km (-22.0 °C) で、地上付近の空気塊の持ち上げ凝結高度から推定した雲底高度（温度）は ~0.2 km (-0.6 °C) であった。相当温位は中層（1.5 km 付近）に最大値 284 K をもち、それより上方で対流不安定な成層となっており、それより下方

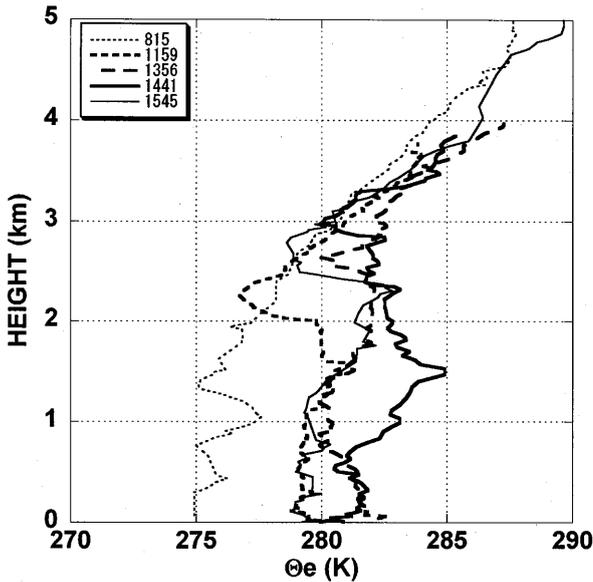
では安定した成層となっている。0.2 km 付近から上で全層過冷却雲粒が存在することから、何らかの強制（外）力が働いて、下層の空気塊を 1.5 km 付近まで持ち上げていたと考えられる。ゾンデ上昇速度から、1~1.5 km 付近では 6 m s^{-1} を越す上昇流が存在していたことが示唆される。観測された降雪粒子は第 8.2.22 図に示すように 6 mm にも達する六角あられ、4~5 mm 程度の塊状あられが卓越しており、雲頂付近では ~100 μm 程度の氷晶がすでに雲粒捕捉成長を開始していた。過冷却雲粒は降雪雲内の 0.2 km~2.5 km に及ぶ厚い層に分布し、最大雲水量は 0.13 g m^{-3} で、断熱雲水量と比べるとはるかに小さな値となっていた（第 8.2.23 図）。この理由は、あられ粒子の急速な成長（主に雲粒捕捉）に費やされたためと考えられる。近傍のあられ粒子の急速な成長が開始していない部分（HYVIS が観測した部分より前方と考えられる）では、マイクロ波放射計の測定が示すように（第 8.2.5 図）、約 2.5 km の雲層に平均 0.6 g m^{-3} 程度の過冷却雲水が存在していたと推定される。

雲内の氷晶温度は数 10 個 L^{-1} 、降雪粒子濃度は ~10 個 L^{-1} (0.1 g m^{-3}) であった。降雪粒子濃度は数濃度・質量濃度ともに雲頂付近から高度 1 km 付近までは顕著な増加傾向にあり、あられ粒子の急速な成長を反映している。高度 1 km 以上では、HYVIS は風の鉛直シアの影響で上昇流コアの部分を通り、それより上空では、徐々に上昇流コアから降水コアの部分に移動したと考えられる。雲水量の鉛直分布が高度とともに大きく変化しない、或いは下層ほど若干大きい値を示すのは、SNOW BAND 6 のように組織化され長続きするバンド状降雪雲の降水コア付近の代表的分布と考えられる。寿命の短い対流性降雪雲の場合は、雲水量分布は、中・上層付近にピークを持つことが多い (Murakami *et al.*, 1994)。

8.2.5 考察

8.2.5.1 バンド状降雪雲の形成と強化

気圧傾度もゆるみ（寒気吹き出しもゆるみ）、移動性高気圧にカバーされつつある時に、バンド状降雪雲を形成した原動力は、8.2.3 でも述べたように $2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 程度のメソスケールの中・下層の気流収束であった。この収束は、第 8.2.24 図の相当温位の時間変化に示されるように、暖気移流を伴っており、雲層



第 8.2.24 図 相当温位の鉛直分布の時間変化.

の不安定化を促進した。8.2.4 で示した SNOW BAND 3, 5, 6 の例からも分かるように、観測領域を通過した SNOW BAND は時間と共に強化されていた。ただし、SNOW BAND 7 は例外で、地上にはほとんど降水をもたらさない上空エコーであった。これは下層収束がほぼ終了したことに対応していると考えられる。第 8.2.1 表に示すように、SNOW BAND 3, 5, 6 と時間と共に雲頂温度（高度）が低下（上昇）し、雲底温度も上昇している。その結果、雲層も厚くなり、雲内中・下層の温暖化により成層も不安定化して、上昇流も強化された。

特に SNOW BAND 6 が発達した理由として、10 時頃から始まった暖気移流による中・下層収束に加えて次の 2 点が考えられる。一つは 14 時以降に開始した上層の寒気移流による不安定化の促進、もう一つは、ほぼ同時に進行した下層風の増加である。

しかし、上述したメソスケール（～200 km）の収束やそれ以下のスケールの温度移流や収束場の変動がどのようにしてもたらされたかは、ゾンデ及びドップラーレーダ観測だけでは不明である。

8.2.5.2 あられ形成の条件

第 8.2.1 表の地上降雪粒子のタイプにも示したように、SNOW BAND 3 では雲粒付雪結晶から雲粒のほとんど付いていない雪結晶、SNOW BAND 5 では雲粒付雪結晶から大雪片、SNOW BAND 6 では最大 6

第 8.2.1 表 SNOW BAND 3, 5, 6 の力学、熱力学、微物理学の特徴.

	SNOW BAND 3 1159	SNOW BAND 5 1356	SNOW BAND 6 1441
Cloud Top	2.1km -17.4°C	2.6km -18.2°C	2.9km -22.0°C
Cloud Base (LCL)	0.4km -3.9°C	0.2km -1.2°C	0.2km -0.6°C
Wmax radar sonde	1.5 m/s 1~2 m/s	1.5 m/s 1~2 m/s	3.0 m/s 6 m/s
dBZ max	25	25	35
CAPE	10	44	113
Qc	0.08 g/m ³	—	>0.13 g/m ³
Ni	23 /1	16 /1	64 /1
Ns	3 /1	17 /1	6 /1
Precip Type (surface)	raimed snow unrimed snow	raimed snow aggregates	graupel rimed snow

mm に達するあられから雲粒付結晶へと、雪雲の通過に伴って変化している。これらの SNOW BAND が準定常状態にあったので、SNOW BAND 前面から後面への空間変化とも考えられる。3つの SNOW BAND に共通して云えることは、程度の差こそあっても、前面で雲粒付き結晶やあられ等、主に雲粒捕捉で成長した降水粒子、後面で雲粒のほとんど付いていない昇華凝結によって成長した粒子が卓越していたことである。これに符合して、前面には比較的強い上昇流と豊富な過冷却雲水が存在した。

降水粒子の型が対照的だった SNOW BAND 5 と 6 の降水機構を比較する。SNOW BAND 5 では、バンド後面の上層の弱い上昇流域で生成される余分な水蒸気を消費して成長（昇華凝結成長）した雪結晶が、粒子の落下速度と同程度の上昇流域で Accumulation zone を形成し、効率的に大雪片を生成していたと考えられる。

一方、6～7 m s⁻¹ の上昇流を含む SNOW BAND 6 の前面では、豊富な過冷却雲水を含み（雲粒子ゾンデ観測ではフィルム送り不調のため雲水量は部分的にしか測定できず、0.13 g m⁻³ 程度の値しか示さなかったが、マイクロ波放射計のデータからは、雲層を 2.5 km と仮定すると、前面付近には、平均 0.6 g m⁻³ の雲水が存在したと推定される）、活発にあられ形成が起きてい

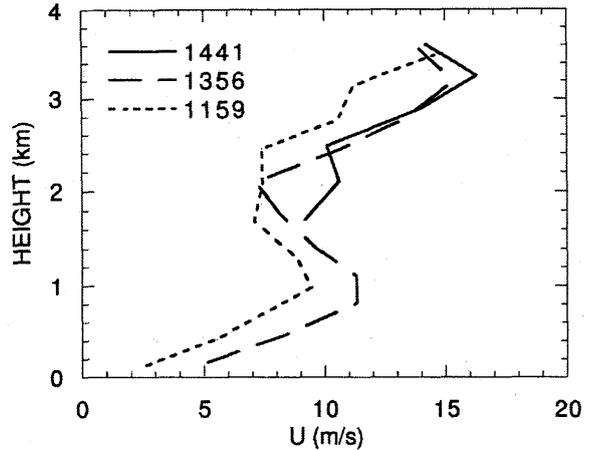
た. Matsuo *et al.* (1994) は、一次元微物理モデルを用いて、あられ生成の条件を調べ、過冷却雲粒に関しては、雲水量 0.4 g m^{-3} 以上、雲粒の直径 $10 \mu\text{m}$ 以上があられ生成の必要条件であることを示した。雲水量に関しては、数値実験と観測の結果が良い一致を示した。雲粒サイズについては、冬季日本海上に出現する降雪雲は、比較的低濃度 (300 個 cm^{-3} 以下) で大粒径 (平均粒径 $15 \mu\text{m}$ 以上) の雲粒から成っており、いずれの SNOW BAND についてもこの条件は満たされていた。また、SNOW BAND 6 では中層の 4 m s^{-1} 以上の強い上昇流域に 3 mm をこえる (最大 6 mm) あられが多数観測された。あられの落下速度は通常 4 m s^{-1} 以下であるので、これらあられ粒子は上昇流によって上方に運ばれていたことになり、一旦、上昇流中で成長したあられ粒子が、比較的上昇流の弱い部分を落下し、再び強い上昇流によって上方に運ばれながら成長を続けていたと考えられる。このような、Recirculation によって 6 mm にも達するあられ粒子が成長したと考えられる。これは、雪雲中で、1 回の上昇ではあられ粒子は高々 $2\sim 3 \text{ mm}$ 程度までしか成長しないという Matsuo *et al.* (1994) の結果とも矛盾しない。

SNOW BAND 6 は、あられ域に対応すると考えられる比較強い反射強度 (35 dBZ) を持続したこと、この SNOW BAND から飛鳥、余目、象潟の広範囲に渡って大粒のあられ粒子観測されたことから、この SNOW BAND は準定常的で広範囲に持続してあられを降らせたと推定される。

8.2.5.3 SNOW BAND の走向

観測された SNOW BAND は、ほぼ、北西-南東の走向を持っていた。一般に、混合層内に形成されるロール状対流の走向については、Asai (1972) が水を含まない線型理論から、雲層内 (雲底-雲頂間) のシアベクトルの方向に沿うものが卓越モードとなることを示した。Yagi *et al.*, (1985) は衛星写真や高層データ等を用いて、冬季寒気吹き出し時に出現する L モード及び T モードの筋状降雪雲について、上述の関係が成り立つことを報告している。

本節で扱った SNOW BAND は、八木らに取り扱った典型的な T モード、L モードの筋状降雪雲と比較すると、メソスケールの収束場内に発生した点が異なっている。これらの SNOW BAND について、雲層内の



第 8.2.25 図 水平風の SNOW BAND に直交する成分の鉛直分布。

シアベクトルを見ると、西南西-東北東から南西-北東の向きで、SNOW BAND の走向とはほぼ直交している。また、地上風 (飛鳥) や高層風の時間変化から、雲の中・下層の最大収束線の方向にほぼ直交しており、メソスケールの収束の影響が SNOW BAND の走向にも強く反映していると思われる。

SNOW BAND に直交する断面内の水平風成分を見ると (第 8.2.25 図)、左向きに凸のジェットを持つシアの形になっており、Takeda (1971) による持続するタイプの水平風シアになっている。このシアによって上昇流域と降水域の分離がなされていること、降水によって上空から相対的に強い西風成分を持った運動量が輸送されることによって SNOW BAND 前面に局所的な強い収束域を形成していたことが、広範囲に持続してあられを降らせる SNOW BAND 6 の構造に寄与していたと考えられる。

8.2.6 まとめ

1992 年 2 月 9 日、山形県酒田市沖を $30\sim 40 \text{ km}$ 間隔 ($40\sim 60 \text{ 分間隔}$) で通過した SNOW BAND 群を HYVIS, デュアルドップラーレーダ, マイクロ波放射計等を用いて、その内部構造を調べた。これらの SNOW BAND は、幅 $10\sim 20 \text{ km}$ 長さ $\sim 100 \text{ km}$ で、ほぼ北西-南東の走向を持ち、静止気象衛星の雲画像や、レーダ合成図で $2\sim 3$ 時間追跡できるほど準定常的なものであった。移動性高気圧の先端部付近に発生したメソスケール ($\sim 200 \text{ km}$) の擾乱に対応するもので、雲層の中・下層への暖気移流による気層の不安定化と

$2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 程度の気流収束によって、SNOW BAND 群が形成された。

通過する SNOW BAND は次第に強化され、SNOW BAND 6 では、6 mm に達するあられが形成されていた。SNOW BAND 6 の通過時付近には、一時的な下層収束の強まりと、上層への寒気流入による不安定化があり、これが SNOW BAND 6 の強化の原因となっていたと考えられる。

バンド前方から流入し、バンド前面で上昇し、後面で下降するという平均的な気流構造がほとんど全てのバンドで見られた。これに対応して、高雲水域もバンド前面に存在し、前面でより雲粒付きの程度の大きい粒子を降らせることが多かった。

SNOW BAND 5 と 6 は、大雪片と大粒のあられと対照的な微物理構造を示した。SNOW BAND 5 では、雪雲上層の弱い上昇流域で主に昇華凝結成長で生成された雪結晶が、降雪粒子とほぼ同程度の大きさの上昇流域で accumulation zone を形成し、付着併合により大きな雪片を形成していた。一方、SNOW BAND 6 は、その前面に $6 \sim 7 \text{ m s}^{-1}$ にも達する上昇流域が存在し、厚さ 2.5 km、平均 0.6 g m^{-3} の過冷却雲水が存在した。そこで活発なあられ形成が行われ、recirculation によって 6 mm を越すあられ粒子が形成されていた。雪雲内の風の鉛直シアは中層にジェットを持った構造となっており、上昇流域と降水域が明瞭に分離されていた。また、降水に伴う大きな運動量を持った下降流が前方から侵入する一般流との間に強い収束域を形成していた。これらが、持続してあられを降らせる雪雲の気流構造に寄与していたと考えられる。

参考文献

- Asai, T., 1972: Thermal instability of a shear flow turning the direction with height. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 525-532.
- Ishihara, M., H. Sakakibara, and Z. Yanagisawa, 1989: Doppler radar analysis of the structure of mesoscale snow bands developed between the winter monsoon and the land breeze. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 503-520.
- Matsuo, T., H. Mizuno, M. Murakami and Y. Yamada, 1994: Requisites of graupel formation over the Sea of Japan. *Atmos. Res.*, **32**, 55-74.
- Murakami, M., T. Matsuo, H. Mizuno and Y. Yamada, 1994: Mesoscale and microscale structure of snow clouds over the Sea of Japan. Part I: Evolutions of short-lived convective snow clouds. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 671-694.
- Murakami, M., Y. Yamada, T. Matsuo, K. Iwanami, J.D. Marwitz and G. Gordon, 2003: The precipitation process in convective cells embedded in deep snow bands over the Sea of Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 515-531.
- Nagata, M., 1987: On the structure of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter: A prediction experiment. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 871-883.
- Okabayashi, T., 1969: Photograph of heavy snowfall on Japan Sea side on Jan. 2, 1969, taken by ESSA. *Tenki*, **16**, 79-80 (in Japanese).
- Takeda, T., 1971: Numerical simulation of a precipitating convective cloud: The formation of a "long-lasting" cloud. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 350-376.
- Yagi, S., 1985: Large scale snow clouds with roll axes roughly perpendicular to the direction of winter monsoon burst: Observational studies of convective cloud roll axes and some theoretical consideration. *Tenki*, **32**, 175-187 (in Japanese).
- Yamada, Y., M. Murakami, H. Mizuno, T. Matsuo, Y. Fujiyoshi and K. Iwanami, 1996: Mesoscale and microscale structures of snow clouds over the Sea of Japan. Part III: Two types of circulations in snow bands associated with a wind-speed-increase zone preceding cold-air outbreaks. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 593-615.

8.3 低気圧後面の背の高いバンド状降雪雲*

8.3.1 はじめに

冬季寒気吹き出し時に日本海上空に出現する、メソスケールに組織化された雪雲の代表的なものは、日本海寒帯気団収束帯に伴う幅の広い带状降雪雲と比較的幅の狭いTモード・Lモードの筋雲 (cloud streets) である。

収束雲は、異なる気団変質を受けた2つの気団が合流する所(収束域)に発生し、背が高く(5~7 km)幅の広い(30 km以上) SNOW BAND である。この SNOW BAND が日本列島に上陸する場所に局所的な豪雪をもたらすことは良く知られている。Lモードの SNOW BAND は最も出現頻度が高い雪雲で、寒気吹き出しの最盛期または後期に出現することが多い。北西の季節風に沿った、幅の狭い(30 km未滿)筋状の雪雲で、一般的にはさほど背は高くなく、雲頂高度は2 km(日本海北部)から3.5 km(日本海中部,南部)程度である。Tモードの SNOW BAND は北西の季節風にはほぼ直交する方向に伸びた筋雲で、雲頂高度やバンド幅等は、Lモードの SNOW BAND と大差ない。

衛星写真解析によるこれら日本海上の SNOW BAND の形成に関する研究(Okabayasi, 1966; Yagi *et al.*, 1985; Yagi *et al.*, 1986; Miura, 1986)や、数値モデルを用いた研究(Aasai, 1965; Nakamura and Asai, 1985; Nagata *et al.*, 1986; Nagata, 1987; etc)はいくつかなされているが、観測的研究は数少ない。著者らの知る限りでは、このプロジェクトが実施されるまで、日本海降雪雲に関して種々の測器を搭載した研究用航空機と複数のドップラーレーダによる、メソスケールからマイクロスケールをカバーする総合的観測研究はなされていなかった。

この節では、研究用航空機及びデュアルドップラーレーダを用いて、観測した低気圧後面の背の高い SNOW BAND のメソスケール・マイクロスケール構造を記述する。この SNOW BAND は、平均風の風向(西風)に沿ったLモードの SNOW BAND で比較的背も高かった。寒気吹き出し時に見られる背の低い典型的なLモードの SNOW BAND (streets) とは異なるが、低気圧後面に比較的頻繁に出現する雪雲である。

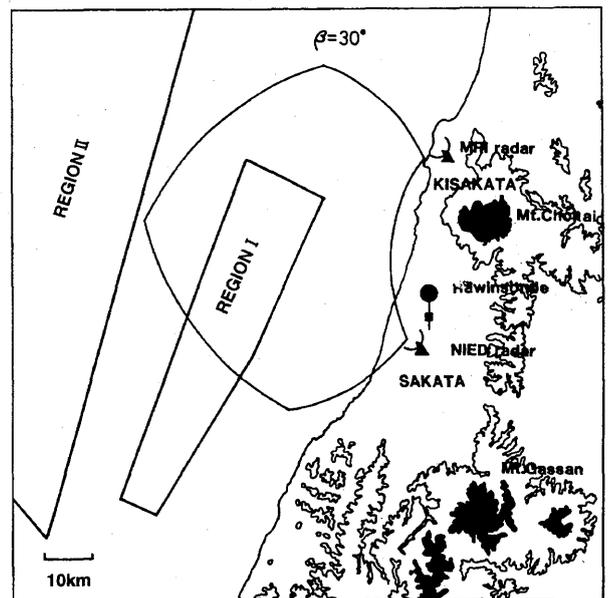
8.3.2 では観測体制と使用したデータソースについて、

8.3.3 では、天気図・衛星写真・高層観測・ルーチンレーダデータ等を用いて、この SNOW BAND が出現した時の総観場・メソスケール場の特徴を記述する。

8.3.4 ではデュアルドップラーレーダ観測による SNOW BAND 内の気流構造、8.3.5 では、航空機観測による微物理量・熱力学量・気流に関するマイクロスケールの構造を記述する。航空機とデュアルドップラーレーダの結果を組み合わせ、SNOW BAND の構造と降水機構を8.3.6で議論し、8.3.7で結論をまとめる。なお、この節の内容は、Murakami *et al.* (2003 b) の抄訳をもとにしている。

8.3.2 観測体制とデータ

1993年の観測で用いた測器の配置と、航空機観測領域を第8.3.1図に示す。種々の観測装置を搭載した研究用航空機(ワイオミング大学の King Air 機)を用いて、雲の微物理・熱力学及び気流構造を測定した。観測飛行が許可された空域は領域Iと領域IIである。領域Iは30 km×50 kmの平行四辺形で、限られたスペースではあるが、デュアルドップラーレーダの観測域とオーバーラップしている。一方、領域IIは100 km



第8.3.1図 観測領域周辺の地形と観測機器の配置。等値線は海岸線と標高400 m、陰影部は1400 m以上の部分を示す。5本の曲線で囲んだ部分がデュアルドップラーレーダ解析領域、REGION I, IIは航空機観測空域を示す。MRIレーダサイト、NIEDレーダサイトとゾンデ観測サイトの位置も示す。

* 村上正隆：物理気象研究部

×200 km の四辺形で、スペースは広いが、デュアルドップラーレーダ観測域の外側に位置している。通常のレーダの観測レンジは 200 km で、この領域 II をほぼカバーしている。

この節で取り扱う 2 つの SNOW BAND は、いずれも領域 I で観測されたものである。限られた空域のため、 $10\sim 20\text{ m s}^{-1}$ で移動する SNOW BAND の場合、追跡しながら鉛直断面を観測するだけの十分な時間がないうこともあった。2 つの SNOW BAND のうち、最初のケースは領域の制約のため、高度 2 km 以下の鉛直断面観測ができなかった。

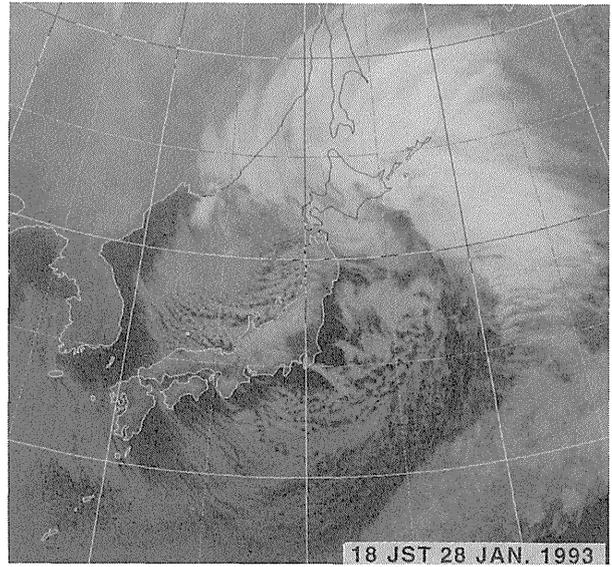
デュアルドップラーレーダ観測は気象研究所の 3 cm ドップラーレーダ（象潟）と防災科学研究所（酒田）の 3 cm ドップラーレーダで行った。2 台のレーダの探知距離はともに 64 km である。太い破線は、デュアルドップラーレーダ観測域で、2 台のレーダビームのはさむ角が $30^\circ \leq \theta \leq 150^\circ$ の所である。航空機は、気象研究所レーダサイト及び酒田測候所と交信可能な無線を装備していた。酒田測候所では、探知距離 200 km の通常レーダの CAPPI が 7 分間隔で入手可能であった。航空機は気象研究所レーダサイトのオペレータあるいは酒田測候所のプロジェクトディレクターによって観測領域内の SNOW BAND へ誘導された。

1993 年冬の観測では航空機・デュアルドップラーレーダの他に、名古屋大学の HYVIS・レーウィンゾング観測（余目）・凝結核・氷晶核観測（酒田海岸）・秋田大学の地上降雪観測・気象研究所のマイクロ波放射計観測（酒田）を実施した。

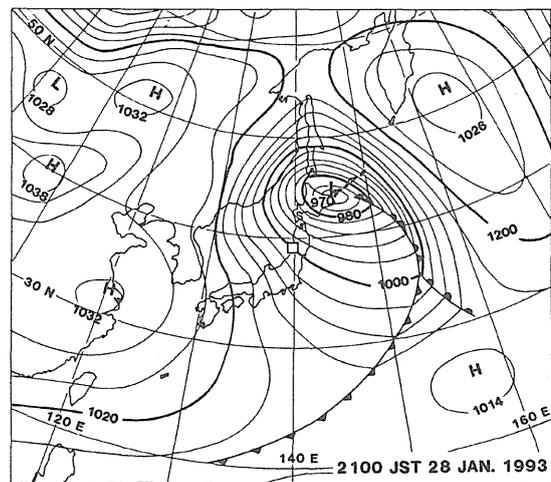
本節では主に航空機のデータとデュアルドップラーレーダのデータを用いるがその他に、総観スケール・メソスケールのデータソースとして、気象庁が提供している天気図・衛星写真・アメダスデータ・レーダ合成図等も用いた。

8.3.3 総観スケール・メソスケール場の特徴

ゆっくり東北東進し、1993 年 1 月 27 日夜、日本列島を通過した低気圧は、28 日 21 時には太平洋沿岸を北東進し急速に発達したもう一つの低気圧と北海道東部で合体し、その最低中心気圧 970 hPa を示した。28 日 15 時頃、それまで観測領域にかかっていた低気圧に伴う背の高い（雲頂温度 -40°C 以下）層状性の雲が東方に移動し、雲層の平均風にはほぼ平行な（東西方向



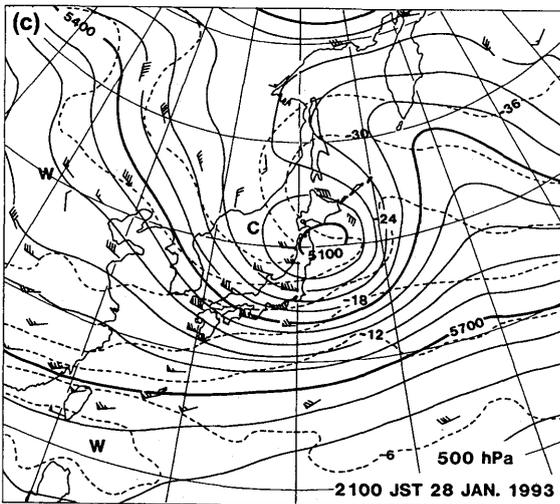
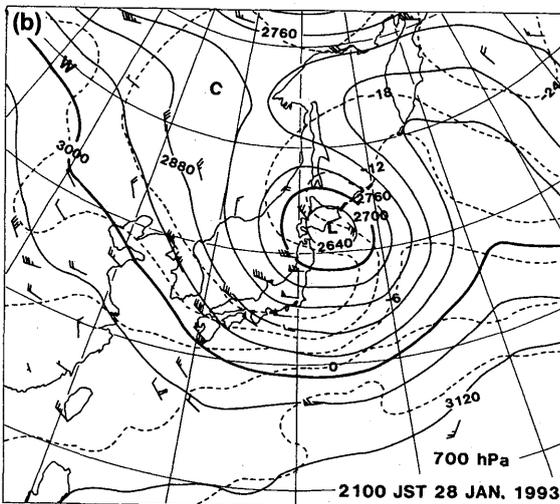
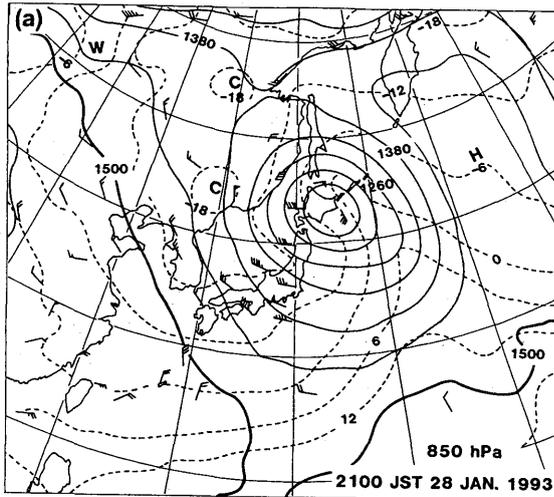
第 8.3.2 図 1993 年 1 月 28 日 18 時の静止気象衛星の赤外画像。



第 8.3.3 図 1993 年 1 月 28 日 21 時（日本時間）の地上天気図。観測領域を長方形で示す。

の走向をもつ) SNOW BAND が観測領域に現れ始めた（第 8.3.2 図）。その後、28 日夜半には典型的な T モードの SNOW BAND に、29 日明け方には典型的で活発な L モードの SNOW BAND へと変化した。

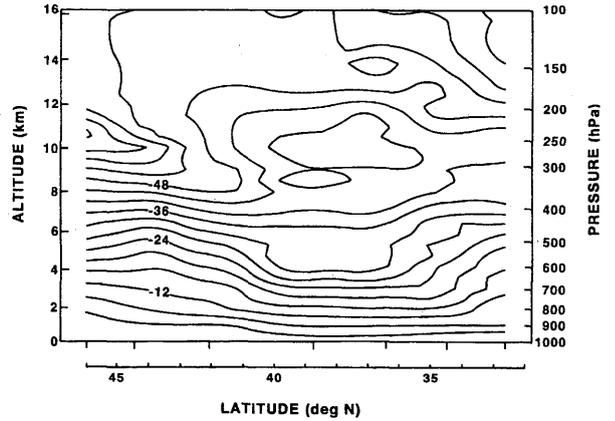
航空機による低気圧後面の SNOW BAND の観測を行った時間帯（16～18 時）には、第 8.3.3 図に示すように、猛烈に発達した低気圧は北海道東部に位置し、閉塞していた。低気圧後面に北西から（大陸から）流入した寒気は東経 140° 付近では北に傾いた構造をしており、850 hPa で寒気軸は $\sim 38^\circ\text{N}$ 、500 hPa では $\sim 40^\circ\text{N}$ に位置していた。下層（850 hPa）では、 $\sim 38^\circ\text{N}$ を境にして、北側では低気圧北側を回り込んできた西



第 8.3.4 図 1993 年 1 月 28 日 21 時の (a) 850 hPa, (b) 700 hPa, (c) 500 hPa の高層天気図。実線と破線はそれぞれ高度と気温を示す。

風による暖気移流, 南側では大陸からの西風による寒気移流場となっていた (第 3.3.3 図)。

第 8.3.5 図の日本海岸に沿った断面図からも, 38°



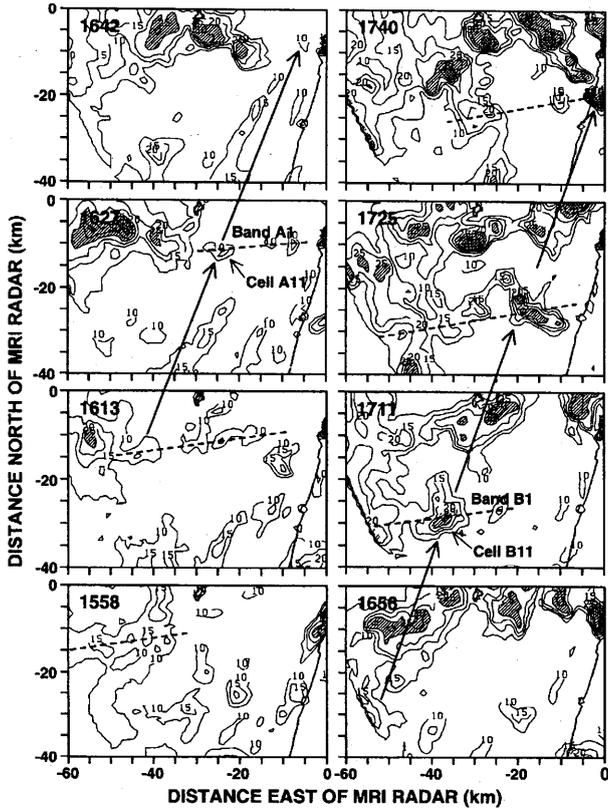
第 8.3.5 図 1993 年 1 月 28 日 21 時の日本海岸に沿った気温の鉛直断面図。

N 以北で, 気温分布が逆転 (北暖・南冷) しており, 上述のことが示されている。観測領域付近の大気鉛直構造は, 低気圧の北側を回り込んできた下層の比較的暖かい西風と, 低気圧後面に大陸から吹き込んできた中・上層の寒冷な南西風によって不安定な成層から形成され, 背の高い (~4.5 km) 対流性降雪雲の発生に適していた。

8.3.5 航空機観測の結果

8.3.5.1 SNOW BAND A

SNOW BAND A1 は, 第 8.3.6 図の高度 2 km の CAPPI にも示すように, 幅 ~5 km, 長さ ~30 km で, バンドの走向は 260° から 80° で, 雲の存在する高度での平均風に並行であった。SNOW BAND A1 は, 22 m s⁻¹ で東進 (~80°) していた。デュアルドップラーレーダで観測可能な期間 (1605, 1613, 1627, 1637) については, 各時刻, 各高度の CAPPI を調べたところ, レーダの反射強度, 気流系に大きな変化はなく, 準定常状態にあった (図は省略)。第 8.3.7 図に, 1627 における高度 0.5, 1.0, 2.0, 3.0 km の CAPPI を示す。エコーの最大強度は 15 dBZ と弱く, エコー域も北東側に傾いていた (上層でエコーが北東側に広がっていた)。移動するバンド状降雪雲に相対的な水平風は, 2.0 km より下方では東からバンド内に侵入し, 2.0 km 以上では北又は北東側へ吹き出していた。1612~1628 に, 研究観測用航空機のポインターシステムを使用して, 移動する SNOW BAND A1 の同一鉛直断面内をいくつかの高度で水平飛行し測定を行った。第 8.3.8 a 図は地面に相対的な飛行経路を

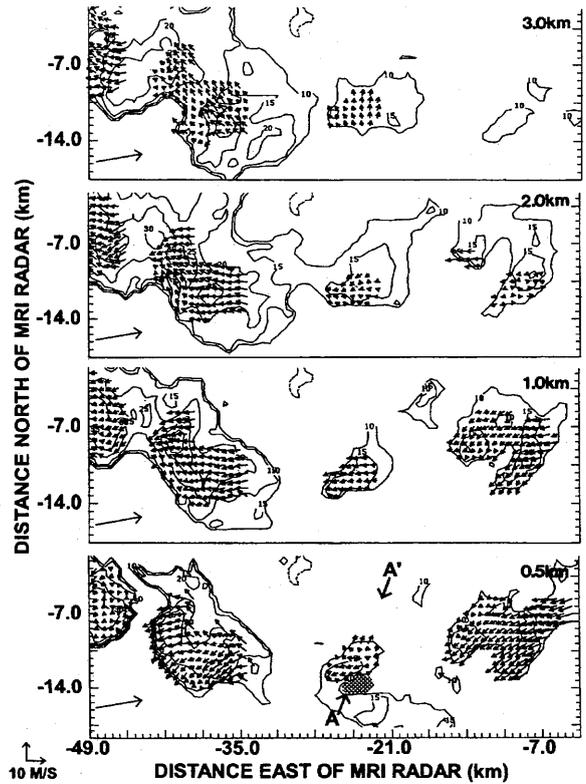


第 8.3.6 図 1558 から 15 分間隔で表示した仰角 1.5° のレーダ反射強度の PPI. 等値線は 10 dBZ から 5 dBZ 間隔で 20 dBZ および 30 dBZ 以上の部分はそれぞれ薄い陰影部と濃い陰影部で示す. 弱く組織化した SNOW BAND A1 と B1 を破線で示す. 細い矢印はそれぞれの SNOW BAND に含まれる対流セル A11 と B11 を示す. 太い矢印は対流セルの移動を示す.

示す. SNOW BAND A1 の走向に直交する方向 (10° - 190°) ではなく 20° - 200° の断面をとったのは, 観測飛行空域の形の制約による. また, 鉛直断面観測中は, 雲頂から高度約 2 km までの 6 高度でのデータを得た直後に SNOW BAND A1 が空域外に出て行ったため, 高度約 2 km 以下のデータは取得できなかった.

第 8.3.9 図に鉛直断面観測の直前 (1545 - 1601) に測定した大気鉛直プロファイルを示す. 雲底・雲頂高度 (温度) は, それぞれ, ~4.3 km (~-33°C) と ~1.4 km (~-11°C) で, 雲頂は逆転層でおさえられている. 水平風は, 下層で ~17 m s⁻¹ の西風・上層で ~26 m s⁻¹ の南西風になっていた. 温度成層は, 下層 800 m で絶対不安定, 下層 2500 m までは対流不安定になっていた.

第 8.3.10 図の相当温位分布からも分かるように地上から持ち上げられた空気塊は 4.3 ~ 4.5 km まで到達する浮力を有し, 航空機による観測結果と一致してい



第 8.3.7 図 1627 の高度 0.5, 1.0, 2.0 および 3.0 km におけるレーダ反射強度とシステム移動に相対的な水平風. システムの移動ベクトルをそれぞれのパネルの左下に表示.

る. また, そのときの CAPE は 141 J kg⁻¹ と, 日本海上で寒気吹き出し時に見られる高々数 10 J kg⁻¹ と比べるとかなり大きな値になっていた.

第 8.3.11 図に, SNOW BAND A1 の走向にほぼ直交する 170° - 350° 鉛直断面内のシステムに相対的な風の VW 成分・雲水量・雲粒の数濃度・2D-C で測定した氷晶濃度・2D-P で測定した降雪粒子濃度を示す. 主要な上昇流はバンドの南側に位置し, 北側 (DOWNSHEAR) に傾いている. 観測領域の制約から高度 2 km 以下のデータはないが, デュアルドップラーレーダ観測の結果やこの鉛直断面観測の前後に観測した大気鉛直分布 (例えば, 第 8.3.9 図) から, この上昇流は地上付近では相対的に弱い北よりの成分を持ち, 風速も小さく相当温位の高い下層の空気塊が東 (東北東側) から流入することにより形成され, 下層では UPSHEAR に傾いていたと考えられる. 中・上層では強いシア (相対的に南よりの成分) により, DOWNSHEAR (北側) に傾いていた. BAND 内で観測された最大上昇流 (6 秒平均; ~500 m 平均) は ~5

$m s^{-1}$ であった。また、2次的な上昇流は雲の中層・北側にも見られた。これら2つの上昇流の間は弱い下降流域となっていた。

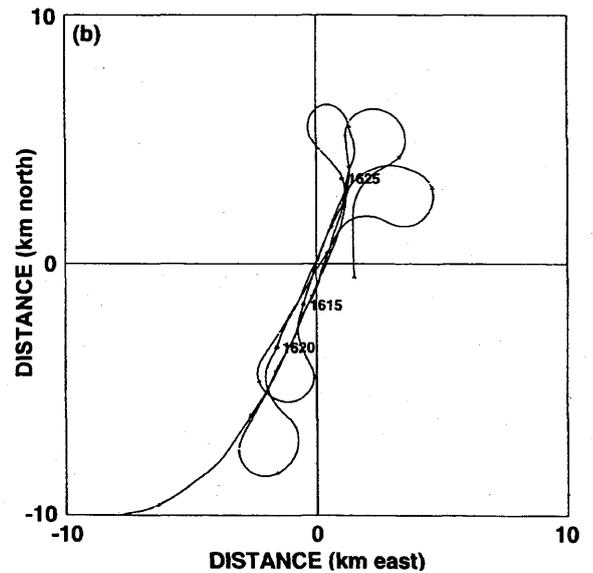
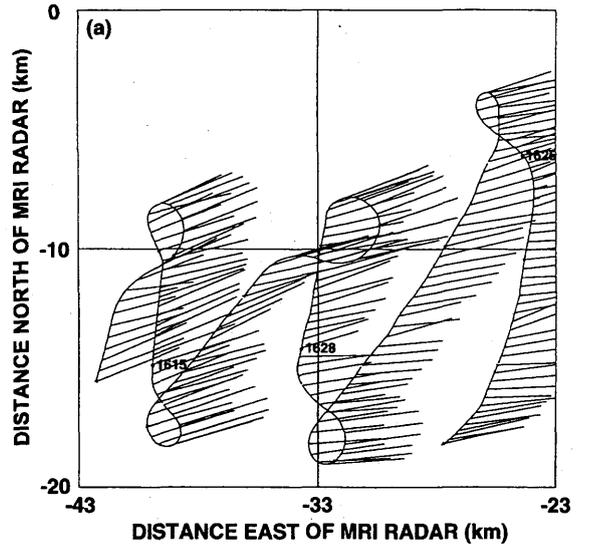
雲水量の分布は、上昇流域とほぼ対応しており、雲頂付近で最大値 $1.5 g m^{-3}$ となっていた。この値は、断熱凝結量とほぼ一致していた。また、雲粒数濃度は、最大で $300 個 cm^{-3}$ 程度で、高さとともにほとんど変化しておらず、平均粒径が $10 \mu m$ から $17 \mu m$ へと増大していた。2D-C で測定した氷晶はバンドの中央～北側に分布しており、最大で $100 個 L^{-1}$ 程度であった。2D-P で測定した降雪粒子も、氷晶とほぼ同じように分布していたが、氷晶より少し下方に分布していた。最大値は $\sim 8 個 L^{-1}$ 程度であった。

降水コアは、高度 $4 \sim 3 km$ 付近では、雲水量の多い領域とほぼ一致しており、降雪粒子は急速に成長したが、それより下方では、高雲水領域からはずれたため、その成長速度は減速した。降雪粒子の形は、濃密雲粒付き結晶或いはあられで、あられの最大径は $2 mm$ 程度と比較的小粒であった。比較的高濃度の降雪粒子域の雲粒は、 $20 \sim 25 \mu m$ 付近にピークを持ち、上昇流の中心部の雲粒の粒径分布と比較すると、平坦な粒径分布を示しており、Murakami *et al.* (1994) の雪雲のHYVIS 観測の結果とも一致している。北側の低濃度の雲水域は、弱い上昇流・下降流を伴っており、降雪粒子の荷重によってつぶされつつある部分と考えられる。

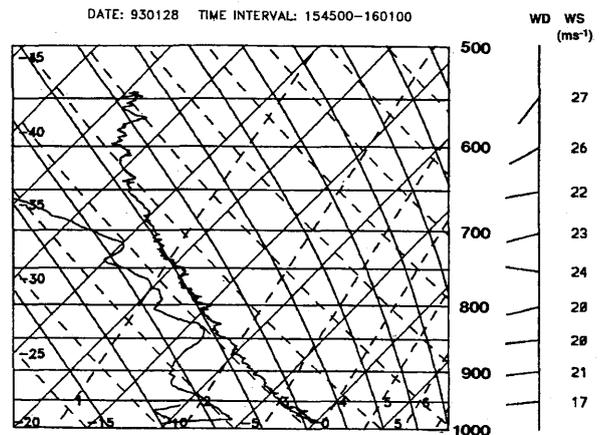
雲内で観測された氷晶・降雪粒子の特徴は、全層を通じて、樹枝状或いは星状結晶がほとんど見られなかったことである。雲頂付近では、上昇流のすぐ右側で、角柱・つつみ状結晶の他、 $200 \mu m$ の微水滴、 $\sim 1 mm$ のあられが見られた。上昇流の中央或いは左側では、あられは見られなかった。降雪粒子は高濃度の雲水域で急速に成長し、 $1 \sim 2 mm$ 程度のあられに成長した。その後は雲水量が小さいため、ゆっくりと成長していた。

8.3.5.2 SNOW BAND B

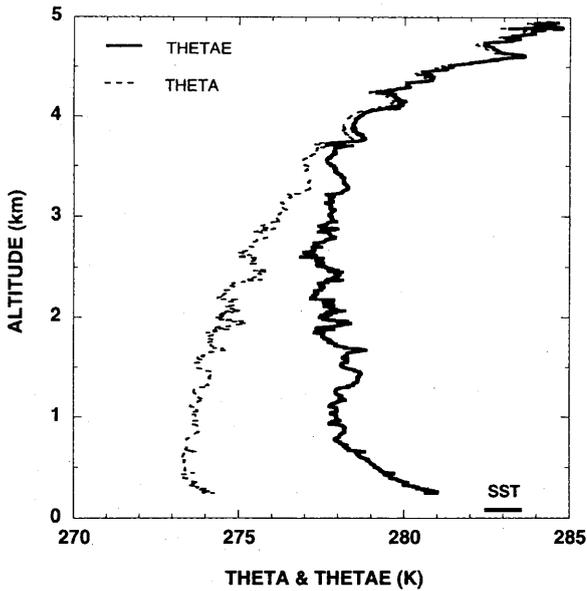
1658-1725 に研究観測用航空機のポインターシステムを用いて鉛直断面を観測した。SNOW BAND B1は、幅 $\sim 10 km$ 、長さ $\sim 40 km$ であった。その走向はほぼ東西であったが、時間とともに（海岸に近づくにつれて）、北西-南東の走向を持つSNOW BANDが卓越



第 8.3.8 図 地面に相対的な観測用航空機の航跡と 6 秒平均の水平風 (a) と移動するシステムに相対的な航跡 (b)。



第 8.3.9 図 1545-1601 に航空機で観測された気温、露点温度、風向風速の鉛直分布。



第 8.3.10 図 1545-1601 に航空機で観測された温位と相当温位の鉛直分布と海面温度。

するようになった。この SNOW BAND の幅は ~ 10 km、長さは ~ 50 km であった。このように、この時間帯のレーダーエコーは、東西方向と北西-南東方向に伸びる SNOW BAND が重畳しており、複雑なパターンを示した。デュアルドップラーレーダで観測可能な期間については (1705 \sim 1725)、今注目している SNOW BAND 中のセルはレーダ反射因子や気流系にも大きな変化はなく準定常状態にあった。また、各高度での CAPPI をよく調べると、中・下層では東西の走向が、中・上層では北西-南東の走向が卓越していることが分かる。観測した雪雲 B11 は最大で 30 dBZ のエコー強度を維持し、 $80^\circ/20\text{ m s}^{-1}$ で移動した。この雪雲は、北側の雪雲より移動速度が大きく、SNOW BAND の走向は西北西-東南東へと、時間とともに傾いてきた (第 8.3.6 図)。

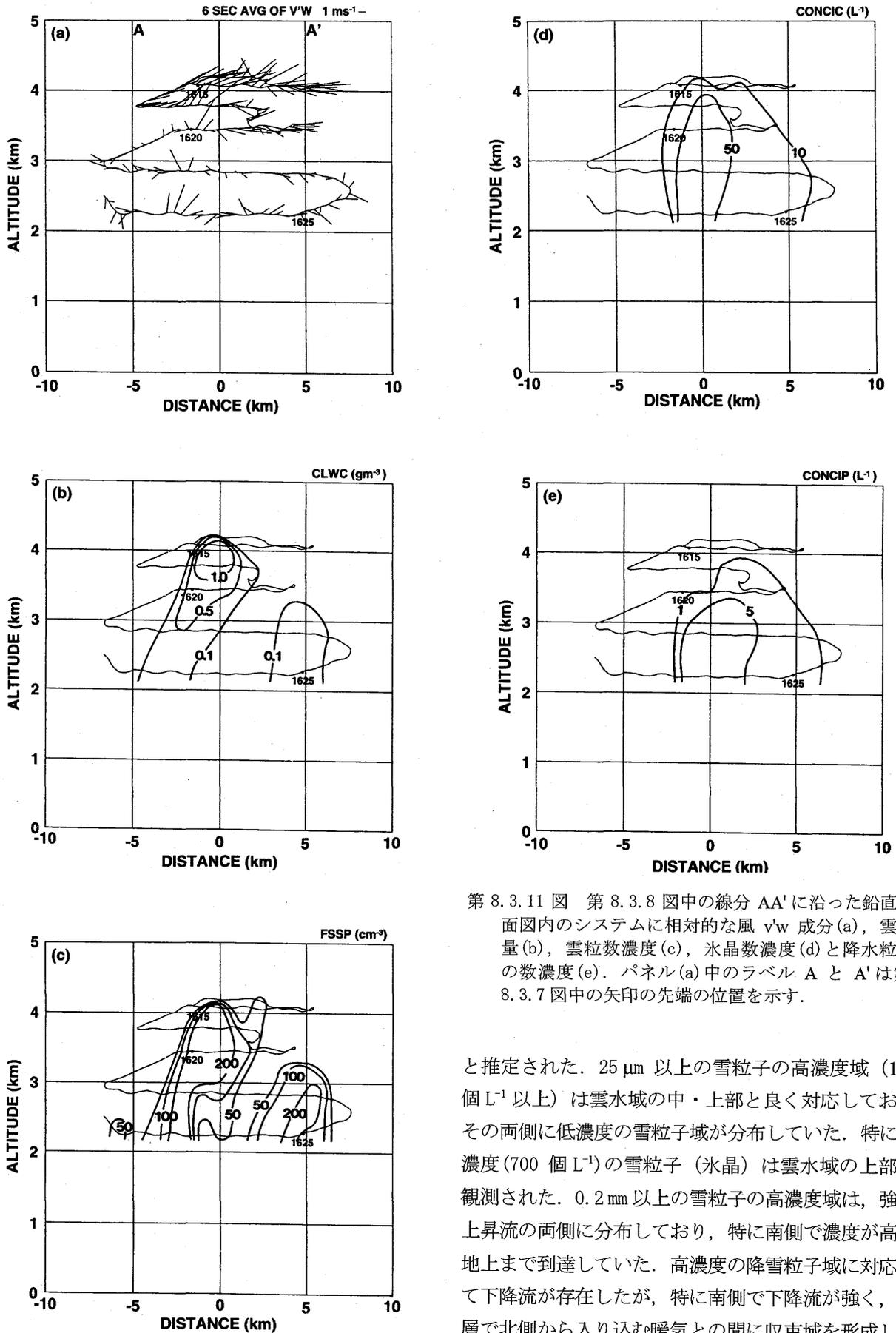
第 8.3.12 図に、高度 0.8 km、2.8 km、4.3 km におけるレーダ反射因子、システムに相対的な風、上昇流・下降流域を示す。最大の反射因子は ~ 30 dBZ で、セルはほぼ直立していた。下層では dBZ の大きな領域のすぐ北東側でセルの北側から侵入してくる気流と進行方向 (東) に向う気流系の間収束域、dBZ の大きな領域の南東側に弱い発散域が存在した。収束・発散場に対応して上昇・下降流域も存在した。下層では収束域は北西-南東方向を向っていたが、高度 0.8 \sim 1.8 km では、それにほぼ直交する方向に伸びていた。高度 2.3 km より上空では、次第にセルの中心付近は発

散場となり、高度 3.3 km 以上では全域発散場となった。一方、上昇流は 2.3 km 以上ではセル (高 dBZ 域) と一致し、顕著な (0.5 m s^{-1} 以上) の下降流域は、高度 2.3 km 以上では見られなかった。セルに相対的な水平風に関しては、1.8 \sim 2.8 km で、強い上昇流を迂回する流れが顕著で、3.3 km 付近では四方に発散する流れが、3.8 km 以上では、北側に吹き出す流れが卓越していた。

第 8.3.13 図に、第 8.3.12 図、中の直線 BB' に沿った断面を示す。これは航空機による鉛直断面観測の位置にもほぼ対応している。下層ではセルの中心部の北東側から流入した空気塊が上昇流を形成し、この上昇流は高度とともに、セル中心とほぼ一致するようになっていた。最大上昇流は 2.3 \sim 2.8 km 付近にあり、 6 m s^{-1} 程度であった。上層では、北東側に吹き出していた。一方、比較的強い下降流 ($\sim 1.5\text{ m s}^{-1}$) はセル中心の南西側の高度 1.8 km 以下にあり、この下降流が地表付近で北東方向に広がる気流を形成していた。この気流と北東側から雲の中に流入する気流との間に収束域を作ることにより、長続きする構造となっていた。

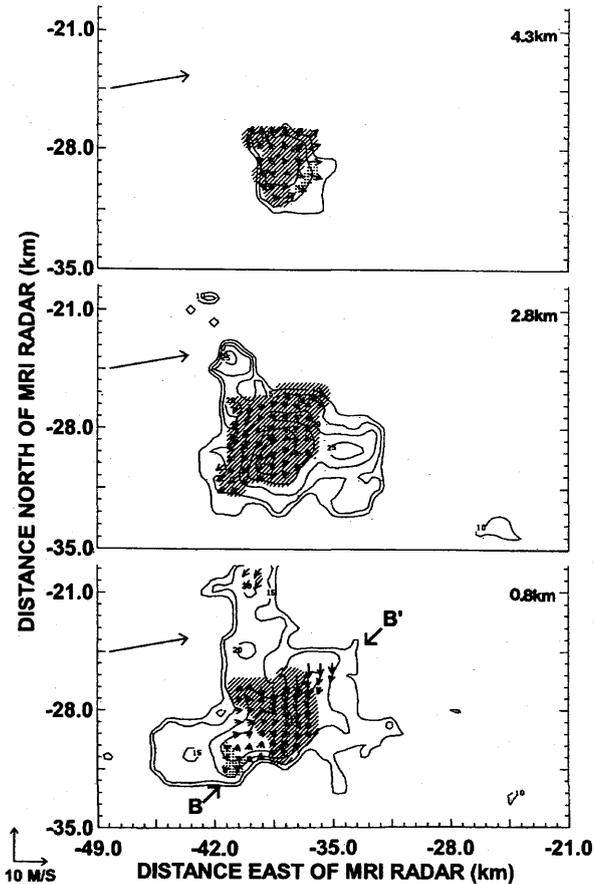
航空機観測から得られた大気鉛直分布から、雲頂高度 (温度) と雲底高度 (温度) はそれぞれ、4.6 km (-35°C) 1.3 km (-10°C) であった。下層では西 (265°) の風で風速は $\sim 22\text{ m s}^{-1}$ であった。大気の熱力学的成層は、下層 1 km に $\Delta\theta_e = 3\text{ K}$ の対流不安定が存在し、地上から自由対流高度まで持ち上げられた空気塊は ~ 4.5 km に到達するだけの浮力を有していた。これは実測された雲頂高度とよく一致していた。CAPE の値は SNOW BAND A1 の場合とほぼ同程度で、冬季日本海上における寒気吹き出し時の典型的な値 (数 \sim 数 10 J kg^{-1}) より大きかった。

第 8.3.14 図に SNOW BAND B1 の走向に直交する $350^\circ - 170^\circ$ 鉛直断面を示す。システム (SNOW BAND) の移動に相対的な風の VW 成分を示す。図から分かるように、収束流は下層でバンドの北側から入り、強い上昇流を形成してバンド中央を吹き上がっている。この上昇流は、雲頂付近では風のシアによって北側 (DOWNSHEAR) に抜けている。上昇流 (6 秒平均) の最大値は 7 m s^{-1} であった。雲水域は、この上昇流域とほぼ対応しており、雲水量の最大値 $\sim 0.6\text{ g m}^{-3}$ は雲水域の中心部 (上昇流の強い部分) で見いだされた。雲底高度は航空機からの目視観測で ~ 1.3 km



第 8.3.11 図 第 8.3.8 図中の線分 AA' に沿った鉛直断面図内のシステムに相対的な風 $v'w$ 成分 (a), 雲水量 (b), 雲粒数濃度 (c), 氷晶数濃度 (d) と降水粒子の数濃度 (e). パネル (a) 中のラベル A と A' は第 8.3.7 図中の矢印の先端の位置を示す.

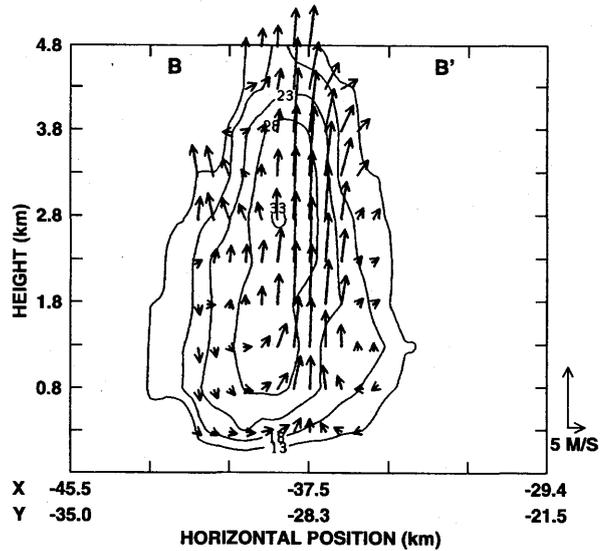
と推定された. $25 \mu\text{m}$ 以上の雪粒子の高濃度域 (100 個 L^{-1} 以上) は雲水域の中・上部と良く対応しており, その両側に低濃度の雪粒子域が分布していた. 特に高濃度 (700 個 L^{-1}) の雪粒子 (氷晶) は雲水域の上部で観測された. 0.2mm 以上の雪粒子の高濃度域は, 強い上昇流の両側に分布しており, 特に南側で濃度が高く, 地上まで到達していた. 高濃度の降雪粒子域に対応して下降流が存在したが, 特に南側で下降流が強く, 下層で北側から入り込む暖気との間に収束域を形成していた.



第 8.3.12 図 1711 の高度 0.8, 2.8, 4.3 km のレーダ反射強度の CAPPI. システムに相対的な水平風と上昇流域 (斜線部) と下降流域 (点描部) も示す. システムの移動ベクトルはそれぞれのパネルの左上部に表示してある.

上昇流域の相当温位 θ_e は 278 K 以上で, 特に下層では 280 K 以上であった. 一方, 下降流域の θ_e は 278 K 以下であった. 相当温位の分布から, 高度 2~3 km の周囲の空気塊が降雪粒子の蒸発によって冷却されながら下降してきたと考えられる. 温位差 ($\Delta\theta \propto$ 浮力) も, 雲の全層で平均 0.5 K, 最大で 1.0 K 程度雲内の方が高く, 下層では水蒸気密度差 (ΔQ_v) も大きくなっていった.

雲粒の数濃度は大部分の領域で 100 個 cm^{-3} 以下で, 雲頂付近で極大値を示すものの, 全体的には高さとともに減少していた. 一方, 雲粒の平均粒径は, 雲底付近で 10 μm 未満, 雲頂付近で 20 μm 程度と高さとともに増大する傾向が見られたが, 中層では 15~30 μm と大きく変動していた. 雲水量は, 極大値をもつ雲頂付近を除くと, 雲の中~上層では, ほぼ一定か, 高さとともにやや減少する傾向がみられた. 雲水量の絶対値は, 断熱凝結量よりかなり小さな値を示した. これら



第 8.3.13 図 第 8.3.12 図中の線分 BB' に沿った鉛直断面内のレーダ反射強度とシステムに相対的な風の v'w 成分. ラベル B と B' は第 8.3.12 図中の矢印の先端の位置を示す.

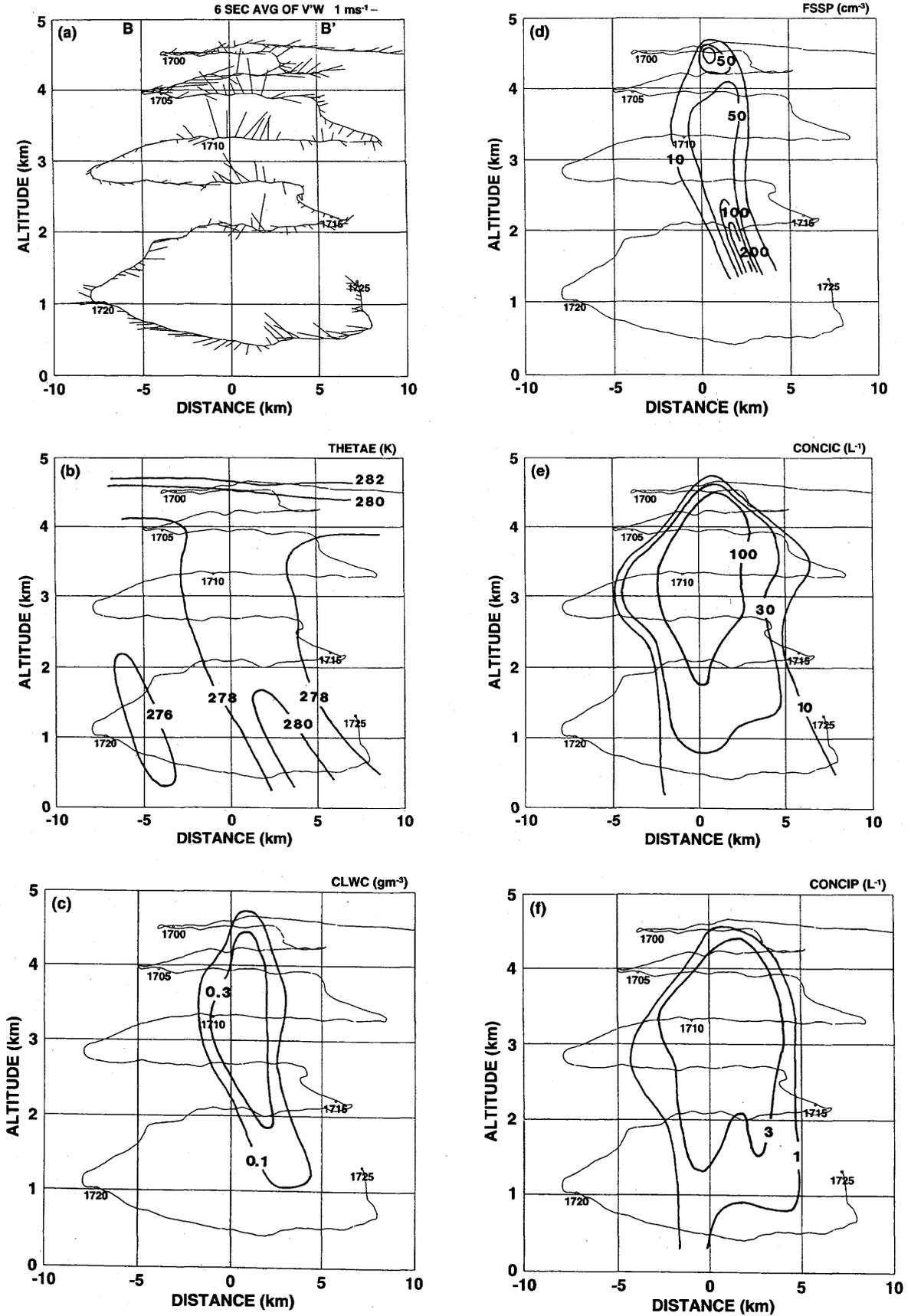
の観測結果は, 雲粒が, 降雪粒子の riming 成長に費やされていることを示唆している.

氷晶・雪粒子の結晶形は, 雲頂付近では角柱状結晶と結晶形が判別できない濃密雲粒付結晶が大半をしめていた. 雲全層であられ粒子と濃密雲粒付結晶が卓越したが, 高度 2 km 以下では, 雲粒付の立体樹枝状結晶も観測された. これは特にバンドの北側で多くみられ, 南側ではあられが卓越していた.

8.3.6 考察

8.3.6.1 降水能率

雲頂付近に雲粒の併合成長によって形成された霧雨滴 (drizzle drops) が若干見られたが, SNOW BAND A1, B1 とともに, 本質的には雪粒子の雲粒捕捉成長が主な降水形成機構であった. 両 SNOW BAND はともに, レーダ観測領域内では準定常状態にあり (SNOW BAND A1 は若干, 衰退気味ではあったが), 比較的長続きした. この 2 つのバンド状降雪雲はほぼ同じ領域に出現し, 観測された時刻も, 1 時間程度のずれしかなかったにもかかわらず, SNOW BAND A1 は降水能率が低く, レーダ反射因子も最大で ~15 dBZ であったのに対して, SNOW BAND B1 は降水効能率が良く, レーダ反射強度も最大 ~30 dBZ に到した. 第 8.3.15 図の模式図に示すように SNOW BAND A1 では強い上昇流 ($\sim 5 \text{ m s}^{-1}$) によって生成された雲水域



第 8.3.14 図 第 8.3.12 図中の線分 BB' に沿った鉛直断面図内のシステムに相対的な風 v'w 成分 (a), 相当温位 (b), 雲水量 (c), 雲粒数濃度 (d), 氷晶数濃度 (e) と降水粒子の数濃度 (f). パネル (a) 中のラベル B と B' は第 8.3.12 図中の矢印の先端の位置を示す.

とあられの芽或いはあられ粒子の落下する場所がずれており、あられ粒子が効率よく雲水を消費して成長することが出来なかった。このため、あられ粒子は、最大でも $\sim 2\text{mm}$ までしか成長しなかったと考えられる。

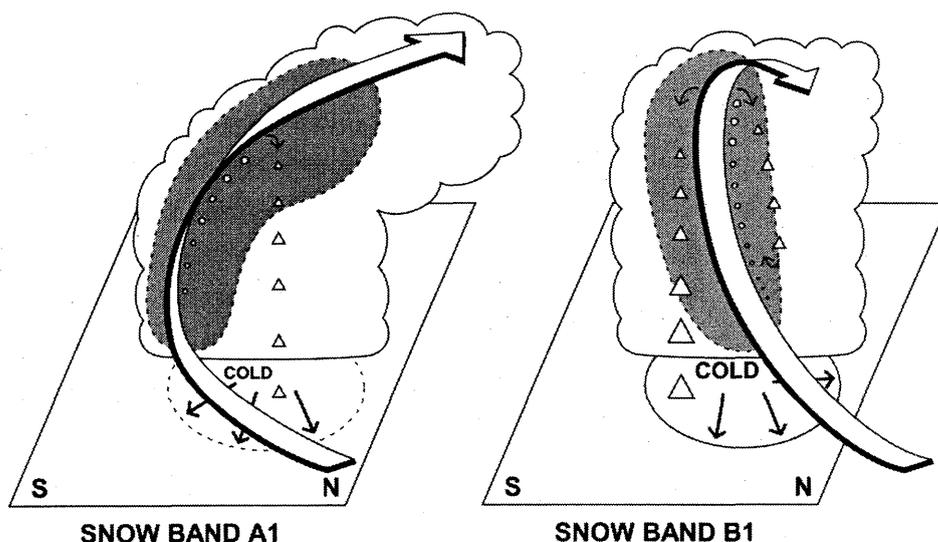
一方、SNOW BAND B1 では、あられ粒子が、強い上昇流 ($\sim 6\text{ m s}^{-1}$) で生成された雲水域を落下し、過冷却雲粒を捕捉して効率良く成長した。SNOW BAND B1 内では $5\sim 6\text{ mm}$ に成長したあられ粒子が観測された。あられ粒子が $5\sim 6\text{ mm}$ まで成長したもう一つの理由として、あられ粒子 (あるいはあられの芽) の上昇流域への再進入 (recirculation) が重要であったと考えられる。雲底付近の上昇流域 ($>5\text{ m s}^{-1}$) にミリサイズのあられ粒子が多数観測されており、これらの粒子が再び上昇流域 (高雲水量域) で成長を続けることによって $5\sim 6\text{ mm}$ のあられ粒子が形成されると考えられる。雲底付近の過冷却雲粒中で発生した氷晶が、平均上昇流 5 m s^{-1} 、平均雲水量 2 g m^{-3} の上昇流中で成長したと考える (観測値と比較すると、 2 g m^{-3} は $2\sim 3$ 倍過大な見積もり)。Takahashi & Fukuta (1988) の鉛直風洞を用いた過冷却雲粒共存下での雪粒子の成長実験の結果によれば、 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 前後で発生した等方形結晶 (角柱または、厚角板; 彼らの実験結果によると、最もあられになり易い結晶形) は、10 分間で最大でも $\sim 0.3\text{ mm}$ の濃密雲粒付結晶にしか成長しない。このときの落下速度は $\sim 35\text{ cm s}^{-1}$ で、氷晶発生から 10 分間の空気に相対的な落下距離は $\sim 100\text{ m}$ と無視できるほど小さい。従って、雲底から雲頂付近までの 1 回の上

昇 (高度差 $\sim 3000\text{ m}$ ・所要時間 10 分) では、強い上昇流とバランスするほどの大きな落下速度を持つあられ粒子にまで成長することは期待できない。

SNOW BAND B1 の方が、上昇流によって生成された過冷却雲粒を効率よく消費してあられ粒子が成長していることは、上昇流域の雲粒数濃度、雲水量の鉛直分布にも顕著に反映されている。SNOW BAND A1 ではあられ粒子が効率よく雲粒を捕捉していないため、雲粒数濃度は高さとともに顕著な減少を示さず、雲頂付近の雲水量も断熱凝結量に近い値となっている。一方、SNOW BAND B1 では、雲粒数濃度は高さとともに減少し、最大雲水量も断熱凝結量よりかなり小さい値となっている。

このような降水能率 (機構) の違いは、主に風の鉛直シアによってもたらされていたと考えられる。SNOW BAND A1 では、下層に 17 m s^{-1} の西風、中層 $\sim 3\text{ km}$ で西南西の風 26 m s^{-1} 、上層で 26 m s^{-1} の南西風となっており、雲層に強いシアが存在した。この強いシアは、中・上層の上昇流域を北側 (DOWNSHEAR) に大きく傾かせ、上昇流域で形成したあられの芽や小粒のあられ粒子を上昇流域 (雲水域) の北側に吹き飛ばし、さらなる生成を妨げていた。

一方、SNOW BAND B1 では、中層の寒冷な西南西風の層が上下方向に広がり、強い南西風は消え、下層にも $1\sim 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 低い 21 m s^{-1} の西風が入っていた。結果的にシアが弱まり、中層に少し大きめの風速をもつジェットのような形をしたシアを形成し、少し UPSHEAR



第 8.3.15 図 SNOW BAND A1 と B1 に含まれる対流セル内における降水メカニズムを示す概念図。○と△はそれぞれあられのエンブリオとあられ粒子を示す。

に傾いた上昇流域を形成した。上昇流中で成長したあられの芽や小粒のあられ粒子は上昇流コアの近傍の高雲水量域を落下しながら成長を続け、その一部が再び上昇流に入り、さらなる成長をすることを可能にしていた。

SNOW BAND B1 の場合、降水粒子の荷重によって、高度 2~3 km から雲の周囲の乾燥した (θ_e の低い) 空気塊が引き下ろされ、上昇流の南側に主要な下降流が形成されていた。下降流中で降水粒子が昇華蒸発することにより冷却され、地表付近にコールドドームを形成した。このコールドドームから広がる冷気流と北側から侵入する暖気流との間に収束場を形成し、長続きする循環となっていた。SNOW BAND A1 の場合、高度 2 km 以下は観測されていないが、デュアルドップラーレーダ観測や SNOW BAND A1 の鉛直断面観測前後に行った周囲の SOUNDING 等から、地表付近のコールドドームが SNOW BAND B1 ほど顕著でないこと、従ってコールドドームから流れ出す冷気と北側から侵入する暖気の間で収束が少し弱いこと、コールドドームと下層の上昇流が東西に少しずつずれていることを除くと、下層では SNOW BAND B1 の気流構造に類似していたと推測される。

8.3.7 まとめ

低気圧後面に出現した 2 つの比較的背の高い (~ 4.5 km) バンド状降雪雲を、各種観測機器を装備した航空機とデュアルドップラーレーダを用いて日本海上で観測した。2 つのバンド状降雪雲は北海道東部 (観測領域の北東約 600 km) に中心をもつ低気圧 (中心示度 970 hPa) の北側を回り込んできた下層の比較的暖かい西風と、大陸から低気圧後面に吹き込んできた中、上層の寒冷な西南西風によって形成された不安定成層中に発達したもので SNOW BAND A1 は 1993 年 1 月 28 日 16:00 頃、SNOW BAND B1 は 17:00 頃に観測された。

レーダ観測の結果から、両 SNOW BAND とも準定常状態にあり比較的長続したが、レーダ反射因子は BAND A1 が 15 dBZ であったのに対して、BAND B1 は 30 dBZ を示し、その発達に大きな差があることが示された。

航空機観測の結果から、両 SNOW BAND とも雪粒子の雲粒捕捉成長が主な降水形成機構であることが示

された。また、風の鉛直シアは降水能率に大きな影響を及ぼしていたことも強く示唆された。BAND A1 では、シアが強すぎたため、雲の中、上部で上昇流域が DOWNSHEAR に傾いており、上昇流中で発生した氷粒子 (降水粒子の芽) は、雲上部で北側 (DOWNSHEAR) へ吹き飛ばされ、高濃度の過冷却雲水域 (上昇流の近傍) を落下しないため、2~3 mm のあられ粒子にしか成長しなかった。一方、BAND B1 では、上昇流が下層で UPSHEAR に傾き、中・上層でもほぼ直立していたため、上昇流中で発生した降水粒子の芽は高濃度の過冷却雲水域を落下しながら、雲粒捕捉により効率的に成長することに加えて、それらのあられ粒子の一部が Recirculation することにより 5~6 mm のあられ粒子を形成した。

両ケースとも、2D-C プロブで測定した高濃度の氷晶は雲の中でも過冷却雲水域に存在し、雲粒凍結が氷晶発生の有力なメカニズムであることを示唆した。また、極端に高濃度 (500 個 L^{-1} 以上) の氷晶は、BAND B1 の比較的高濃度のあられ粒子の存在する領域で見出され、あられ粒子と雲粒付き雪粒子間の衝突による 2 次氷晶発生の可能性が示唆された。

参考文献

- Asai, T., 1965: A numerical study of the air mass transformation over the Japan Sea in winter. *J. Meteor. Soc. Japan*, **43**, 1-15.
- Miura, Y., 1986: Aspect ratios of longitudinal rolls and convection cells observed during cold air outbreaks. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 26-39.
- Murakami, M., T. Matsuo, H. Mizuno and Y. Yamada, 1994: Mesoscale and microscale structure of snow clouds over the Sea of Japan. Part I: Evolutions of short-lived convective snow clouds. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 671-694.
- , Y. Yamada, T. Matsuo, K. Iwanami, J.D. Marwitz and G. Gordon, 2003: The precipitation process in convective cells embedded in deep snow bands over the Sea of Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 515-531.
- Nagata, M., 1987: On the structure of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter: A prediction experiment. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 871-883.
- , 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.
- Nakamura, K. and T. Asai, 1985: A numerical experiment of airmass transformation processes over warmer sea. Part II: Interaction between small-scale convections and large-scale flow. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 805-827.
- Okabayashi, T., 1969: Photograph of heavy snowfall on Japan Sea side on Jan. 2, 1969, taken by ESSA. *Tenki*, **16**, 79-80 (in Japanese).
- Takahashi T. and N. Fukuta, 1988: Supercooled cloud tunnel studies on the growth of snow crystals between -4 and -20 °C. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 841-855.
- Yagi, S., 1985: Large scale snow clouds with roll axes roughly perpendicular to the direction of winter monsoon burst: Observational studies of convective cloud roll axes and some theoretical consideration. *Tenki*, **32**, 175-187 (in Japanese).
- , T. Muramatsu, T. Uchiyama and N. Kurokawa, 1986: "Convergent band cloud" and "Cu-Cb line" over Japan Sea affected by topographic features in the coast of the Asian continent. *Tenki*, **33**, 453-465 (in Japanese).

8.4 筋状降雪雲*

8.4.1 はじめに

衛星写真によって、冬季寒気吹き出し時に種々の形態のバンド状降雪雲が出現することが明らかになった。中でも、代表的なものは、雲層の平均風向にほぼ平行な L モードの筋状降雪雲、平均風向にほぼ直交する T モードの筋状降雪雲、それと2つの性質の異なる気団が合流するところに形成される収束雲である。

L モードと T モードの筋状降雪雲については Asai (1972) が乾燥対流に関する線型理論から雲層シアベクトルに平行なロール状対流が発達し易いことを指摘した。その後、八木等 (1985) が、衛星写真と高層観測データから、冬季日本海上に発生する筋状降雪雲にも Asai (1972) の指摘した関係が成り立っていることを報告している。

L モードの筋状降雪雲のアスペクト比については、Miura (1986) が衛星写真の雲画像を解析して乾燥対流の理論よりはるかに水平方向に扁平な構造であることを報告している。

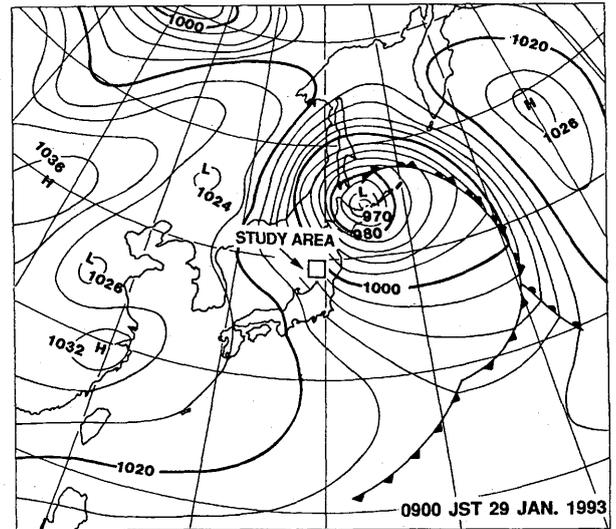
筋状降雪雲内の対流活動は乾燥対流ではなく、水物質の相変化によって放出される潜熱や降水粒子の荷重が対流活動に大きな影響を及ぼしていると考えられる。これらの効果も降雪雲の対流形態を決定するメカニズムを解明する際に考慮されなければならない。

一方、背の低い筋状降雪雲は、その出現頻度が大きいことと、比較的雲頂温度が高く雲内氷晶濃度が低いことから、自然の状態では降水能率が悪いと考えられ、種まきによる人工調節の可能性が高い雲であると考えられる。しかし、これまで背の低い筋状降雪雲内の微物理構造と気流構造を同時に観測した例はなかった。

この節では、1993年1月29日の航空機とデュアルドップラーレーダによる観測結果に基づいて、背の低い筋状降雪雲内部の微物理構造と気流構造について記述する。

8.4.2 総観場

背の低い筋雲の航空機観測を実施した時刻より 2～3 時間前の 1993 年 1 月 29 日 09 時の地上天気図を第 8.4.1 図に示す。中心気圧が 970 hPa の非常に発達し



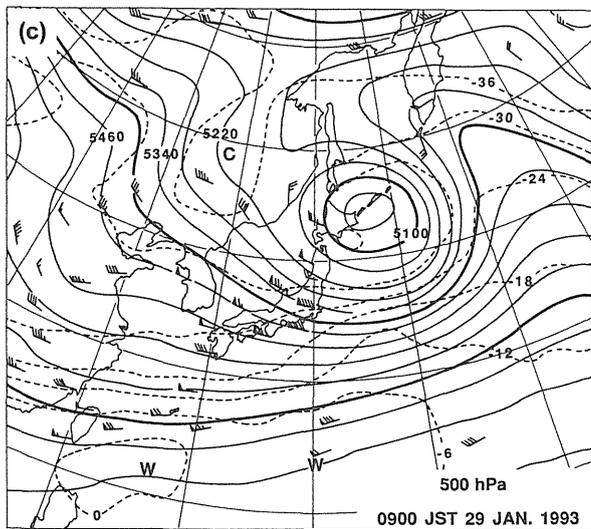
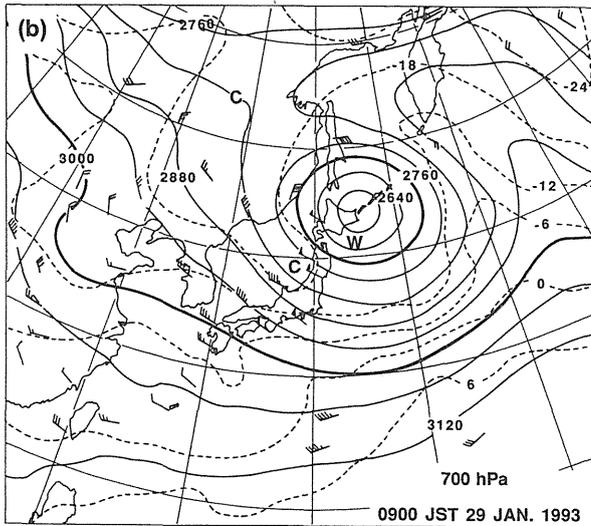
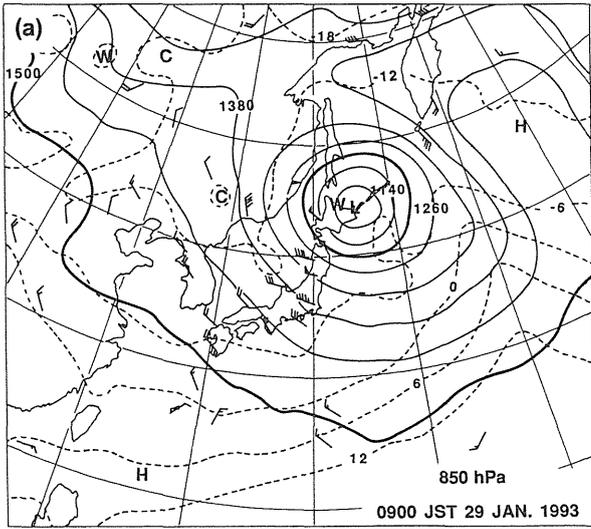
第 8.4.1 図 1993 年 1 月 29 日 09 時 (日本時間) の地上天気図。観測領域を長方形で示す。

た低気圧が北海道東部にあり、観測域付近では等圧線が北西-南東方向に傾き、等圧線の間隔も混んでいた。850, 700, 500 hPa の高層天気図 (第 8.4.2 a, b, c 図) を見ると、風向に沿った気温勾配は比較的小さく、この段階では寒気移流が弱まっていたことを示している。700 hPa 高度で少し寒気移流が見られる程度である。気温分布で特徴的なことは、南冷北暖と通常とは逆の分布になっていることである。これは、北海道東部に位置する発達した低気圧の北側をまわり込む太平洋起源の暖湿な空気塊により形成されたものである。

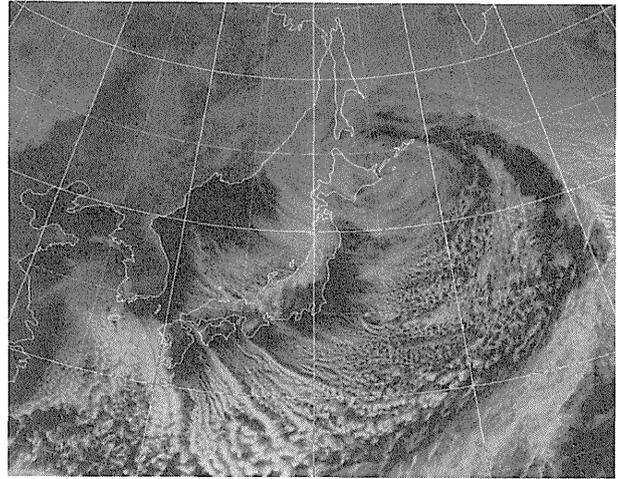
低気圧後面の日本海上に広がった雲を静止気象衛星可視画像 (第 8.4.3 図) で見ると、寒気吹き出しに伴う雲は大陸東岸から約 300 km 離れた所で発生しており、寒気吹き出しが弱かったことを示している。また、雲雲の筋状の構造もさほど顕著ではなく、層積雲に近い外見をしている。

気温、湿度、風の鉛直分布を見ると、770 hPa 付近に強い逆転層があり、対流を抑えている。それより上空では、高気圧性の沈降により大気は非常に乾燥している。これから、平均的な雲頂高度 (温度) は～2.5 km (～-15℃)、雲底高度 (温度) は～1.0 km (～-7℃) と推定される。相当温位の分布から下層に対流不安定が存在したことが分かる。雲層の上部で風速が減少しているが、風は全層で西北西の風である。雲層内の弱いシアベクトルは西北西方向で、通常と逆方向 (180°向きが違う) である (第 8.4.4 図)。これは上

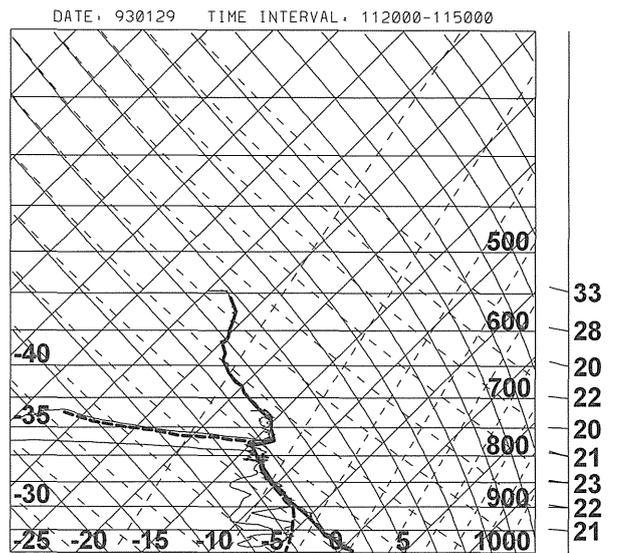
* 村上正隆：物理気象研究部



第 8.4.2 図 1993 年 1 月 29 日 09 時の (a) 850 hPa, (b) 700 hPa, (c) 500 hPa の高層天気図。実線と破線はそれぞれ高度と気温を示す。実践と破線はそれぞれ高度と気温を示す。観測領域を長方形で示す。



第 8.4.3 図 1993 年 1 月 29 日 12 時の静止気象衛星の可視画像。

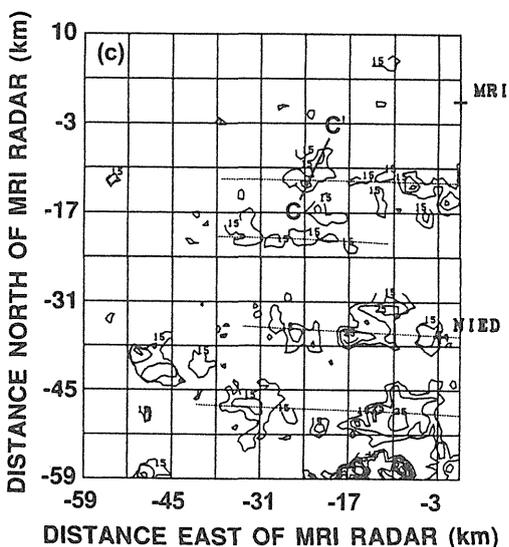
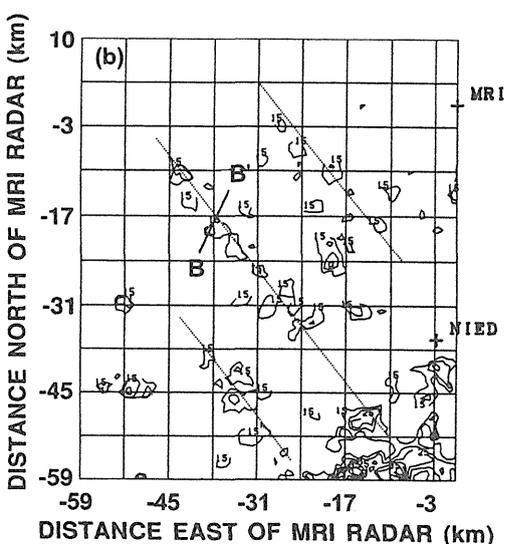
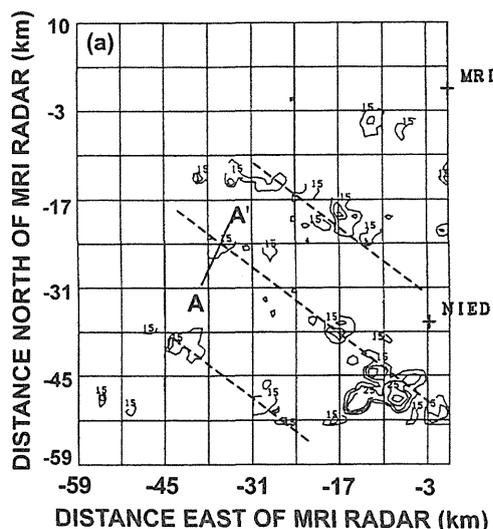


第 8.4.4 図 1122-1140 に航空機で観測された気温，露点温度，風向風速の鉛直分布。

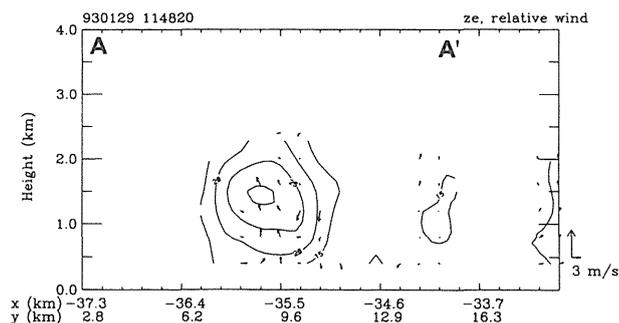
述した南冷北暖の温度分布を反映したものである。

8.4.3 観測体制

背の低い筋雲の観測は，ワイオミング大学の雲観測用航空機キングエアと，2 台のドップラーレーダを用いて，観測領域 I 内（第 8.3.1 図）で実施した。1 台は象潟に設置した気象研究所のレーダで，もう 1 台は酒田に設置した防災科学技術研究所のレーダである。その他に，酒田では，気象研究所のマイクロ波放射計による鉛直積分雲水量観測，名古屋大学水圏科学研究所による HYVIS，レーウィンゾンデ観測，秋田大学による地上降雪粒子観測が実施された。



第 8.4.5 図 1148, 1217, 1246 の仰角 1.5° のレーダ反射強度の PPI.



第 8.4.6 図 第 8.4.5 a 図中の線分 AA' に沿った鉛直断面内のレーダ反射強度とシステムに相対的な風の v' w 成分. ラベル A と A' は第 8.4.5 a 図中のラベル A と A' の位置を示す.

本節では上述のデータの他に、気象庁が提供する地上・高層天気図、衛星写真、高層観測、アメダスデータ等を使用した。

8.4.4 観測結果

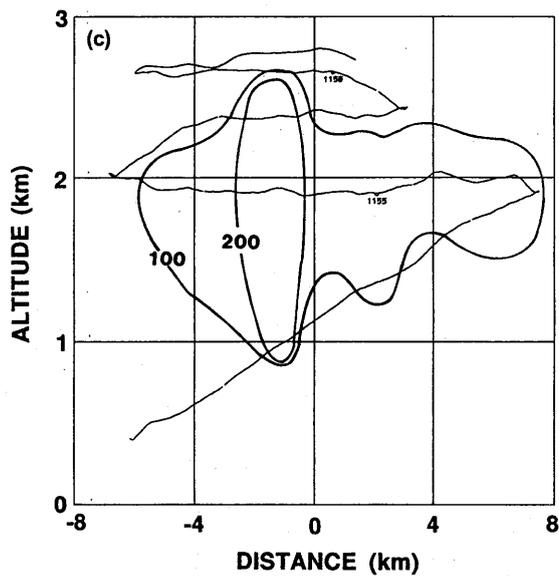
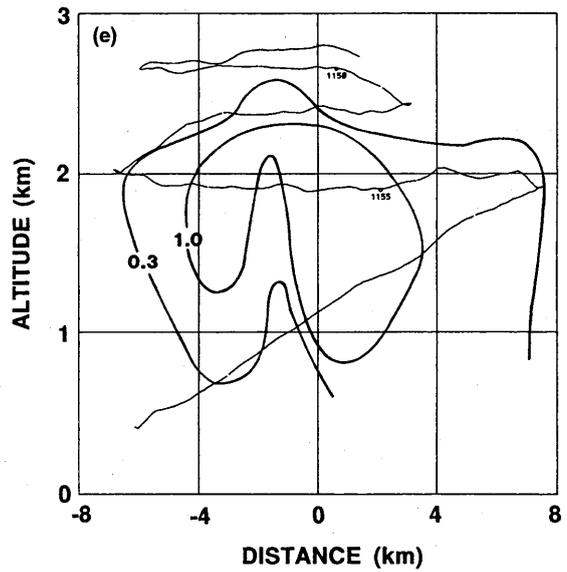
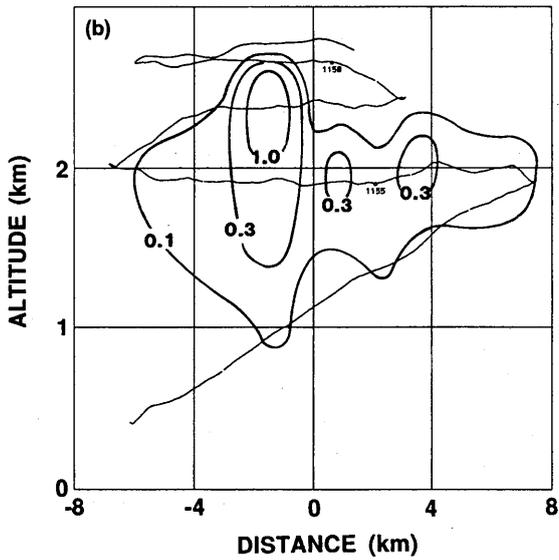
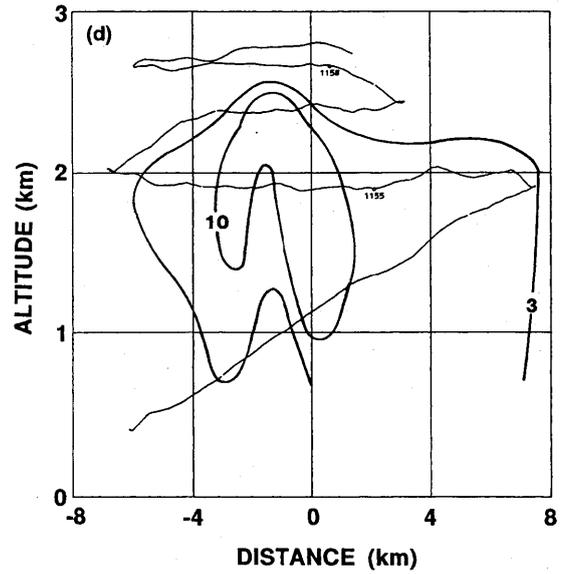
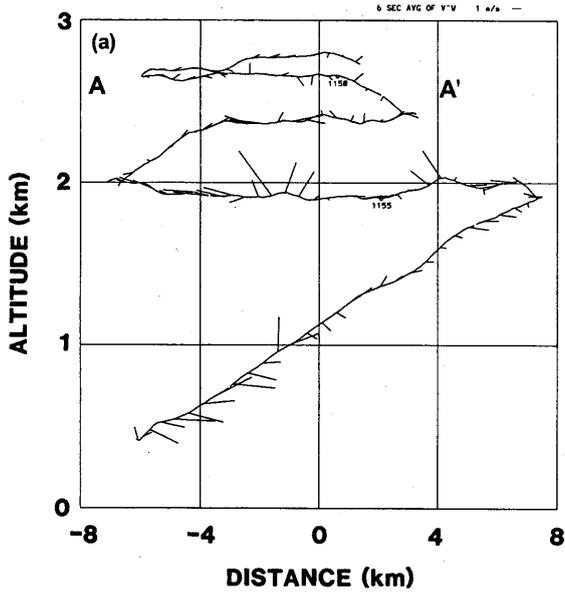
1993 年 1 月 29 日明け方には、発達した L モードのバンド状降雪雲が形成されたが、航空機観測を実施した 11~13 時までには背の低い L モードの筋状降雪雲に変化した。

本節では、航空機とデュアルドップラーレーダの同時観測を行った 3 ケースについて、その内部構造を記述する。いずれのケースも、レーダエコー上では筋雲を構成するセル構造がはっきりとした、“ゆるやかに組織化された” L モードの筋雲であった (第 8.4.5 図)。

ケース 1 (11 時 48 分) とケース 2 (12 時 17 分) の筋雲の走向は、雲層内の平均風向から 30°~40° 右にずれていたが、ケース 3 (12 時 46 分) の筋雲は平均風向にほぼ平行な走向であった。航空機観測の時間帯では、走向が 30°~40° 右にずれた筋雲が卓越モードで、時々ケース 3 のような平均風向に平行な筋雲も見られた。

8.4.4.1 ケース 1

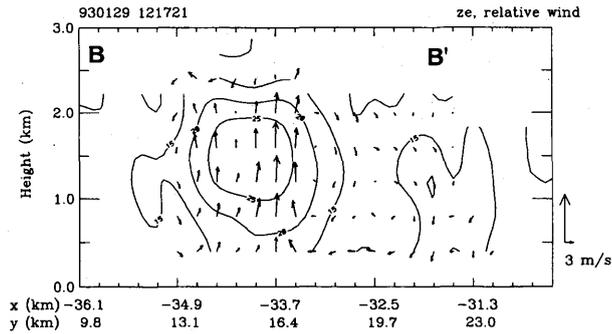
11 時 48 分にデュアルドップラーレーダ観測により得られた筋雲に関して、走向に直交する鉛直断面内における、システムに相対的な気流と反射因子の分布を第 8.4.6 図に示す。エコー頂高度は 2.3 km で、セルの幅は約 5 km であった。若干上昇流コアが降水コア (反射因子コア) より右側に位置しているが、ほぼ両



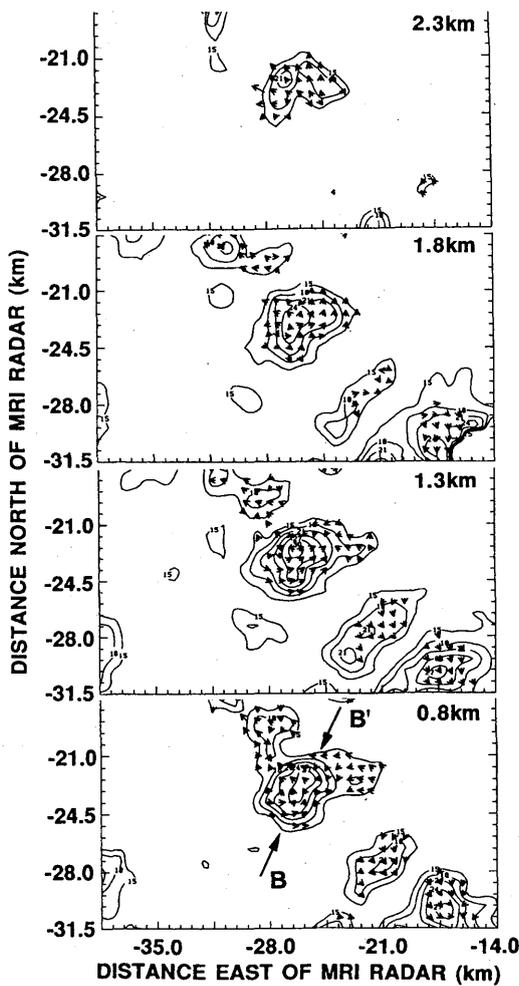
第8.4.7図 第8.4.5 a 図中の線分 AA' に沿った鉛直断面図内のシステムに相対的な風の $v'w$ 成分(a), 雲水量(b), 雲粒数濃度(c), 氷晶数濃度(d)と降水粒子の数濃度(e). パネル(a)中のラベル A と A' は第8.4.5 a 図中のラベル A と A' の位置を示す.

者は一致していた。下層で左側からの流入がある点のぞくとほぼ左右対称な構造になっている。エコー域が小さいため、平滑化と境界の影響で上昇流が小さめになっていることとセルの両側に大きめの下降流が出ていることを除くと、定性的には雲内の気流系を良く表現しているものと思われる。

航空機によって 11 時 47 分から 11 時 59 分に観測された筋雲の走向にほぼ直交する断面内 ($40^\circ \sim 220^\circ$ 鉛直断面) のシステムに相対的な風, 雲水量, 2D-C



第 8.4.8 図 第 8.4.5 b 図中の線分 BB' に沿った鉛直断面内のレーダ反射強度とシステムに相対的な風の v/w 成分。ラベル B と B' は第 8.4.5 b 図中のラベル B と B' 矢印の先端の位置を示す。



第 8.4.9 図 1224 の高度 0.8, 1.3, 1.8 および 2.3 km におけるレーダ反射強度とシステムの移動に相対的な水平風。システムの移動ベクトルをそれぞれのパネルの左下に表示。

で測定された 25 μm 以上の粒子数濃度（氷晶数濃度），2D-P で測定された 200 μm 以上の粒子数濃度（降雪粒子数濃度），FSSP で測定された雲粒数濃度を第

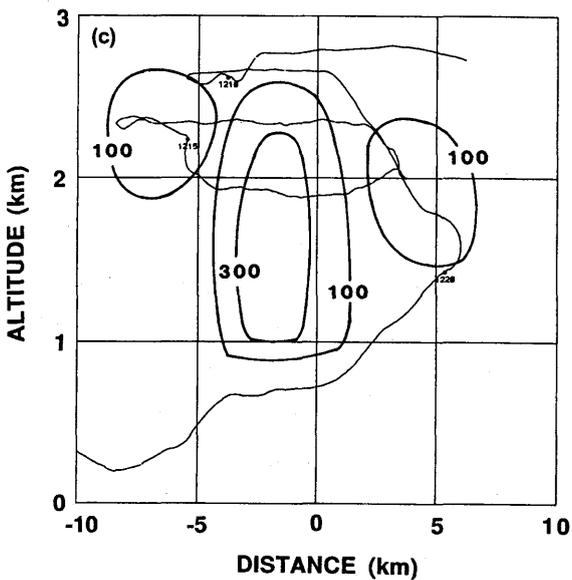
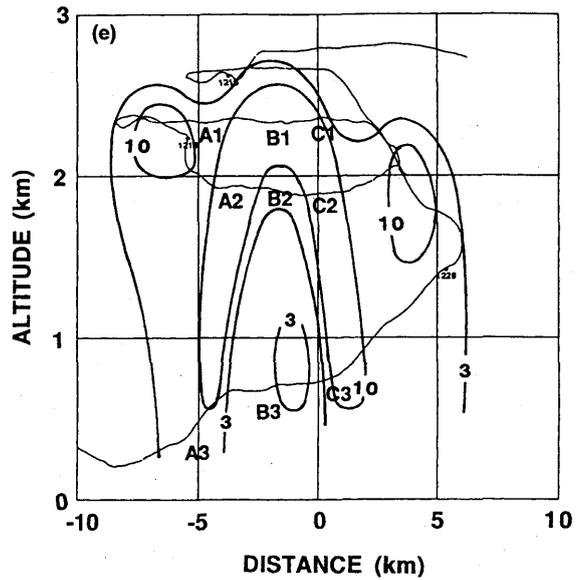
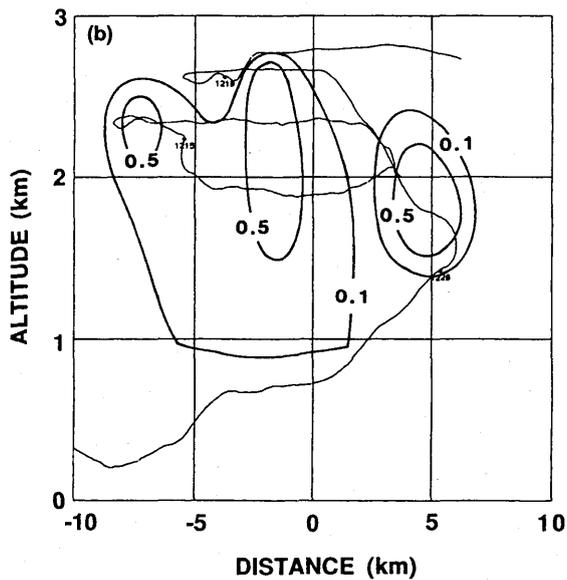
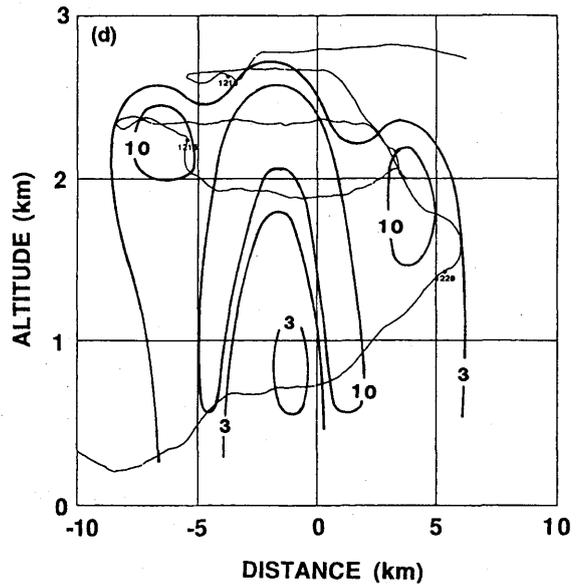
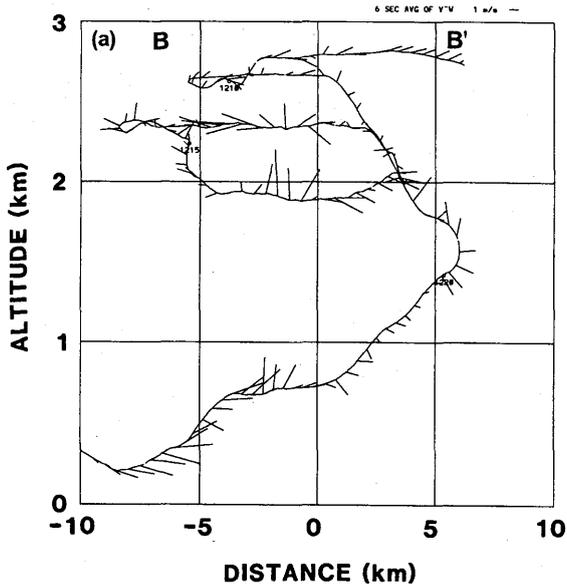
8.4.7 a~e 図に示す。第 8.4.7 a 図から、上昇流域は直立しており、高度 2 km 付近に 3~4 m s^{-1} の最大上昇流（6 秒平均）が存在していることが分かる。下層では左側から流入する気流が顕著であるが、2 km 以上では左右対称に発散する気流構造となっている。上昇流コアの両側、特に下層に 1 m s^{-1} 程度の下降流が見られる。上昇流域に対応して雲水域が存在し、雲頂・雲底高度はそれぞれ 2.7 km, 0.9 km であった。雲水量の最大値は 1.5 g m^{-3} で、雲の上部に存在した。また、上昇流コア中での雲粒数濃度の変化が小さいことが分かる。氷晶と降雪粒子は、ほぼ同様に分布していた。上昇流域で数濃度が低く、その両側と上部で高くなっており、左右対称の分布をしていた。氷晶濃度の最大値は 20~30 個 L^{-1} 、降雪粒子の最大値は 2~3 個 L^{-1} であった。

8.4.4.2 ケース 2

12 時 17 分のデュアルドップラーレーダ観測から得られた筋雲の走向にほぼ直交する鉛直断面内のレーダエコー反射因子とシステムに相対的な気流の VW 成分を第 8.4.8 図に示す。エコー域は直立しておりエコー強度はセル全域で 20 dBZ 以上（最大で 27 dBZ）で、エコー頂高度は 2.8 km 程度であった。上昇流域はエコー域の中央に位置し、上昇流の最大値は 3 m s^{-1} 程度であった。鉛直断面内の気流系は、下層の左側からの流入を除くとほぼ左右対称で、1.3 km 以下で水平収束、1.3 km 以上で発散が見られる。

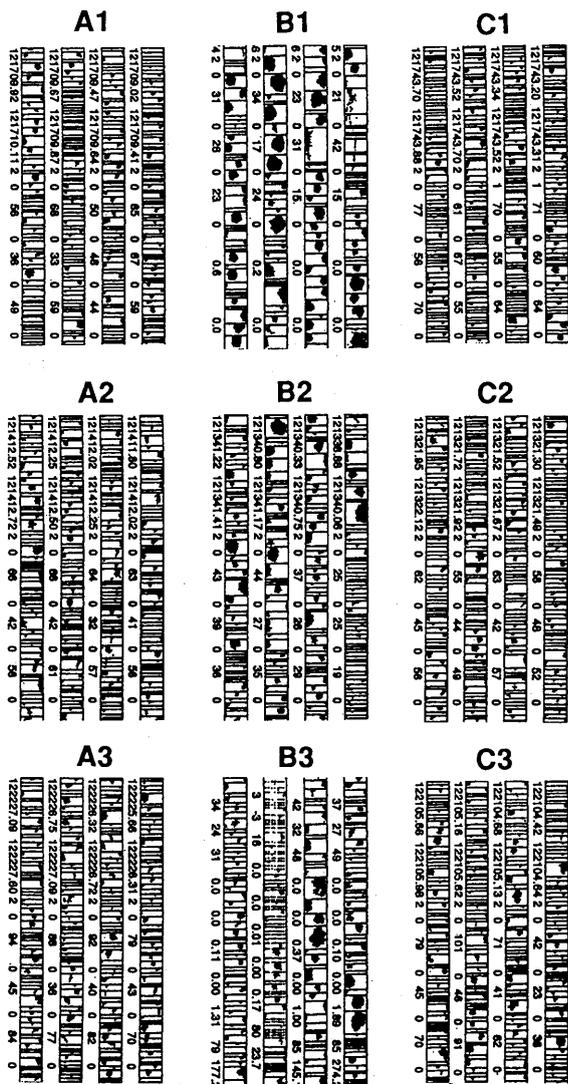
第 8.4.9 図に 0.8, 1.3, 1.8, 2.3 km 高度におけるレーダ反射因子とシステムに相対的な水平風を示す。下層では気流がエコーセルの中心に向かって収束、1.8 km 以上ではエコーセルの中心から周囲に向かって発散しており、エコーセルの中心に対してほぼ対称的な構造をしていた。

12 時 08 分から 12 時 24 分に実施した航空機観測から得られた筋雲の走向にほぼ直交する 40°~220°鉛直断面内のシステムに相対的な風の VW 成分、雲水量、雲粒数濃度、氷晶数濃度、降雪粒子数濃度を第 8.4.10 a~e 図に示す。下層で左側（南西側）からの流入を除くと、ほぼ左右対称な気流構造をしており、高度 2 km 付近で上昇流は最大（3~4 m s^{-1} ）となっている。雲上部での左右対称な発散流が顕著である。主要な上昇流域の両側に弱い下降流域が存在する。それ



第 8.4.10 図 第 8.4.5 b 図中の線分 BB' に沿った鉛直断面図内のシステムに相対的な風の v_w 成分(a), 雲水量(b), 雲粒数濃度(c), 氷晶数濃度(d)と降水粒子の数濃度(e). パネル(a)中のラベル B と B' は第 8.4.5 b 図中のラベル B と B' の位置を示す.

より外側の左右両端にも弱い上昇流域が存在している。これら上昇流域に対応して、雲水域が分布しており、中央の雲水域では最大 $0.7\sim 0.8 \text{ g m}^{-3}$ の雲水量を含んでいる。雲粒数濃度の最大値は 300 個 cm^{-3} 程度で、高度とともに雲粒数濃度の最大値は 300 個 cm^{-3} 程度で高度とともに減少する傾向があった。氷晶の高濃度域は、中央の主要な上昇流域の上部と両側に分布し、上昇流域の中・下部は一般的には低濃度域となっている。しかし、部分的には雲底下に高濃度 (3 個 L^{-1} 以上) の



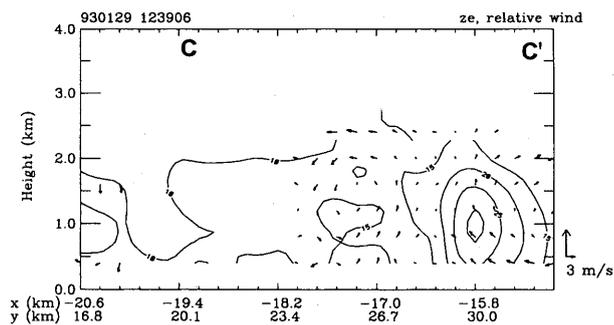
第 8.4.11 図 第 8.4.10 e 図中の A1~C3 地点で観測された 2D-P イメージ。

領域も見られる。降雪粒子の分布は氷晶の分布とほぼ同様である。左右両端の弱い上昇流域では、上昇流域、雲水域、氷晶域、降雪粒子域がほぼ重なっている。

中央の上昇流コアの中心付近とその両側の 3 高度 (第 8.4.10 e 図に A1~C3 の記号で示した地点) における 2D-P イメージを第 8.4.11 図に示す。これからも分かるように上昇流コア中では粒子の数濃度は低い、大粒 (5~6 mm) のあられ粒子が存在し、反射因子コアと上昇流コアが一致するというレーダ観測の結果と矛盾しない。

8.4.4.3 ケース 3

12 時 39 分にデュアルドップラーレーダで観測された、筋雲の走向にほぼ直交する鉛直断面内のレーダエ



第 8.4.12 図 第 8.4.5 c 図中の線分 CC' に沿った鉛直断面内のレーダ反射強度とシステムに相対的な風の v'w 成分。ラベル C と C' は第 8.4.5 c 図中のラベル C と C' の位置を示す。

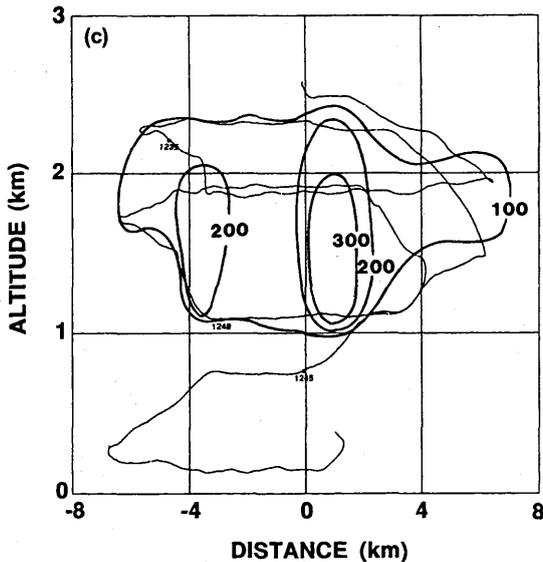
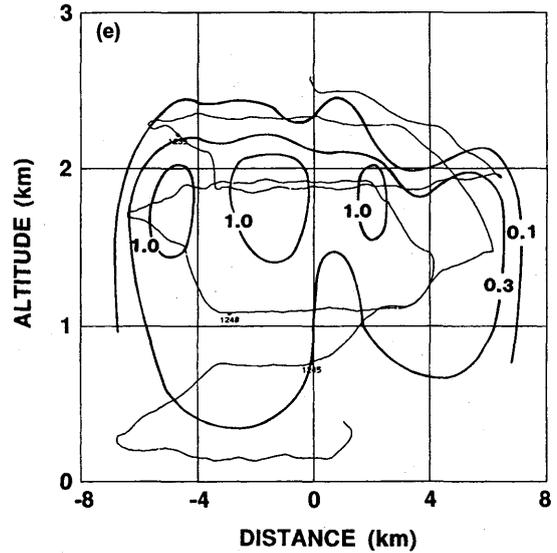
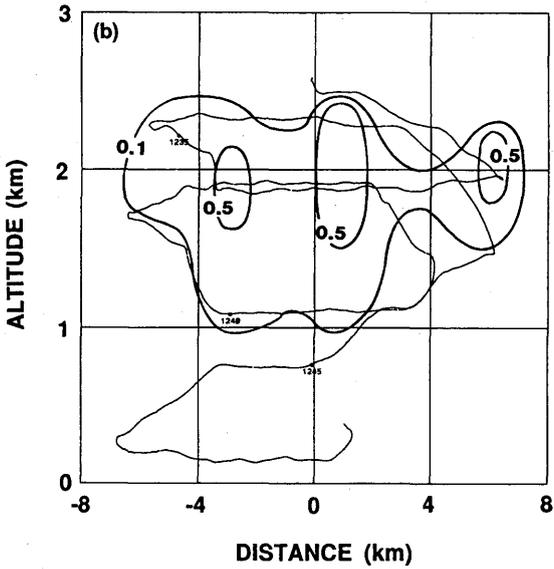
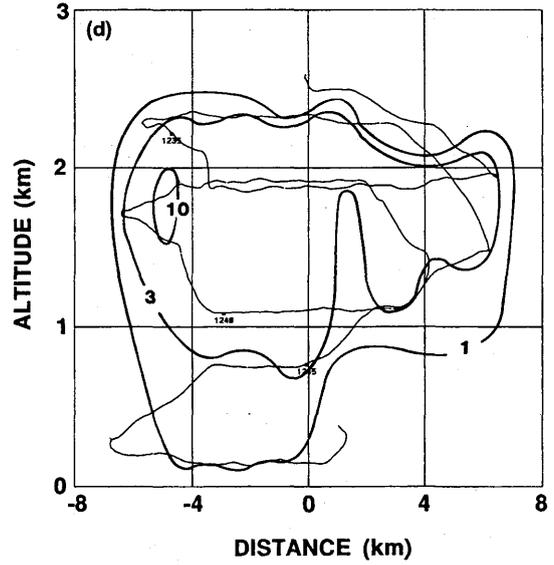
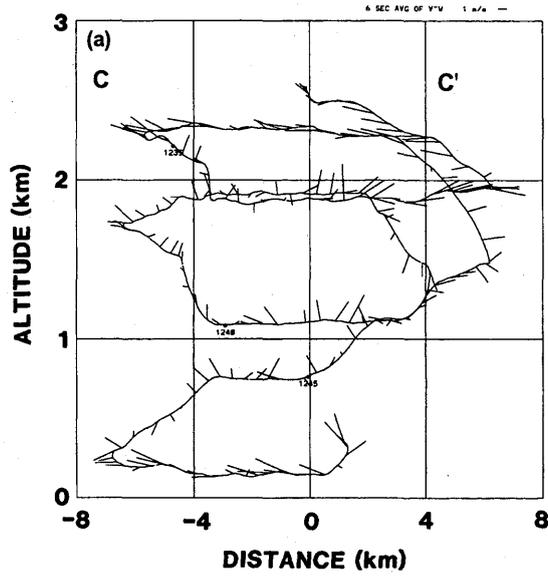
コーと、システムに相対的な気流の VW 成分を第 8.4.12 図に示す。エコーの中央部を見ると、上昇流コアと反射因子コアがほぼ一致しており、気流系も左右対称となっている。両側のエコーから発生した下降流が、注目している中央のエコーセルの下層に収束域を形成していることが示される。

12 時 30 分から 12 時 49 分の航空機観測によって得られた、筋雲の走向に直交する鉛直断面内のシステムに相対的な風の VW 成分、雲水量、雲粒数濃度、氷晶数濃度、降雪粒子数濃度を第 8.4.13 図に示す。上昇流域は直立し、ほぼ左右対称な気流構造であった。上昇流の最大値は $2\sim 3\text{ m s}^{-1}$ で、高度 2 km 付近に存在した。両隣に 4~5 km 間隔で弱い上昇流域が存在し、上昇流域の間では弱い下降流が存在した。雲水域は上昇流域と対応しており、雲水量の最大値は $0.6\sim 0.7\text{ g m}^{-3}$ で雲の上部に存在した。氷晶数濃度は中央の上昇流域の上部と両側で高くなっており、上昇流の中・下部では低くなっていた。このような分布は、降雪粒子についても同様であった。氷晶数濃度は上昇流コアの両側で数個 L^{-1} 、降雪粒子は 1 個 L^{-1} 程度であった。雲粒数濃度の最大値は 300 個 cm^{-3} 程度で、高度の増加とともに若干減少する傾向があった。

8.4.5 考察

8.4.5.1 筋状降雪雲の走向

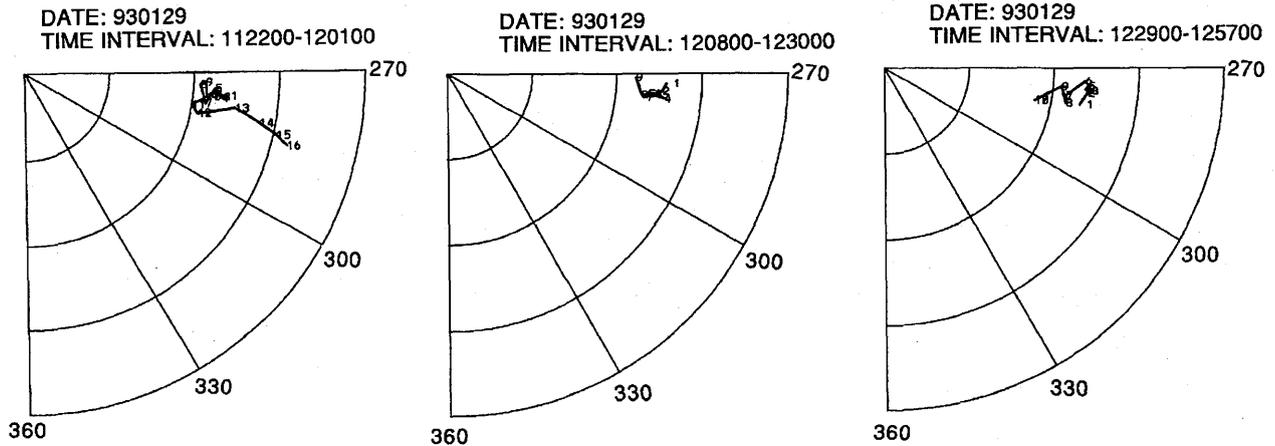
ケース 1, 2 では筋状降雪雲の走向は、雲層の平均風向から右に $30^\circ\sim 40^\circ$ ずれていたが、ケース 3 では平均風向とほぼ一致していた。航空機観測を実施した時間帯には、700 hPa より下層では北海道東部で非常に発達した低気圧の循環の影響を強く受けて観測域付



第 8.4.13 図 第 8.4.5 c 図中の線分 CC' に沿った鉛直断面図内のシステムに相対的な風の v/w 成分 (a), 雲水量 (b), 雲粒数濃度 (c), 氷晶数濃度 (d) と降水粒子の数濃度 (e). パネル (a) 中のラベル C と C' は第 8.4.5 c 図中のラベル C と C' の位置を示す.

近は南冷北暖の気温分布になっていた. この特殊な下層の熱力学的構造が時間とともに解消されつつあった.

ケース 1, 2 では雲層でのシアベクトルは温度風の関係から, 筋状降雪雲の走向にほぼ平行で逆向き (310°), ベクトルの絶対値は $\sim 3 \text{ m s}^{-1}$ と小さかった (第 8.4.14 図). Asai (1972) の線型理論や, 八木等 (1985) の解析から, 典型的な L モード・T モードの筋雲の走向とシアベクトルの関係が論じられ, 両者が良く一致することが示されているが, 著者の知る限り逆方向 (180° ずれる) の例についての報告はない.



第 8. 4. 14 図 1122-1201, 1208-1230, 1229-1257 に航空機観測から得られた SNOW BAND 周辺のホドグラフ。

一方、ケース 3 の場合のシアベクトルは、ケース 1, 2 と較べると、その絶対値もさらに小さくなり、方向も西 (280°) に変化していた。この例は、雲層の平均風向に平行な走向を持つ典型的な L モードの筋状降雪雲といえる。

ケース 1, 2 のように平均風向から 30°~40° ずれる例は、五大湖の影響で形成された雪雲について報告されている (Kelly, 1982) が、筋雲の走向とシアベクトルの方向が一致しない場合もあり、そのメカニズムは現在のところ良く分かっていない。

8. 4. 5. 2 対流セルの軸比

レーダエコーを見る限り、3 ケースとも筋雲の間隔は 10~20 km で、対流の深さが 2.5~3.0 km であるから、軸比は 4 : 1~8 : 1 となり、Miura (1986) の結果とほぼ一致する。しかし、航空機観測から求めた上昇流または雲水量の鉛直断面図では、4~6 km 間隔で対流セルが埋め込まれており、このような対流に着目すると軸比は 1 : 1.5~1 : 2 となる。

一本一本の筋状降雪雲は、2 次元的なロール状でもなく、セルが一行に規則正しく並んだような単純な構造でもなかった。一本の筋状降雪雲は、不規則に配置された多数の対流セルで構成されていた。

8. 4. 5. 3 あられ形成とリサーキュレーション

雲層 1~1.5 km, 6 秒平均の最大上昇流が 3~4 m s⁻¹ の雪雲から 4~5 mm のあられ粒子が生成されていることが示された。上昇流中で氷化・成長した小粒のあられ粒子 (あられの芽) や雲粒付結晶の大部分は、雲の

上部で発散流により上昇流コアの周囲に輸送され、そこで数濃度が最大となっていた。これらの粒子の一部分は、雲底付近で再度上昇流コアに取り込まれ、更に成長を続け、4~5 mm のあられ粒子にまで成長している。このように、雲層が浅いにもかかわらず、大粒のあられ粒子が生成されるのには、あられ粒子や雲粒付結晶のリサーキュレーションが重要な働きをしていると考えられる。このような浅い雪雲の上昇流中で、1 回の上昇・下降中に成長するあられ粒子は高々 1~2 mm までしか達しないことが、Matsuo *et al.* (1994) によって詳細な雲の微物理過程を組み込んだ 1 次元モデルの結果から示されている。

8. 4. 6 まとめ

1993 年 1 月 29 日に、発達した低気圧後面の気圧傾度の強い場に出現した背の低い筋雲を、航空機・デュアルドップラーレーダ等を用いて観測した。

航空機観測の時間帯 (10 時~13 時) には、走向が平均風向から右に 30°~40° ずれた筋状降雪雲 (卓越モード) と、平均風向にほぼ平行な筋状降雪雲が出現した。航空機とデュアルドップラーレーダを用いて、平均風向から右に 30°~40° ずれた走向を持つ筋状降雪雲を 2 例 (ケース 1, 2) と平均風向に平行な筋状降雪雲 1 例 (ケース 3) の内部構造を測定した。

ケース 1, 2 では、移動する雲に相対的な気流系を見ると、上昇流域は直立しており、下層の左側 (南西側) から流入する気流を除くと、ほぼ左右対称となっていた。一方、ケース 3 では、上昇流は直立しており、下層も含めて左右対称な気流系となっていた。3 ケー

スとも、6秒平均の最大上昇流は $3\sim 4\text{ m s}^{-1}$ で、高度2 km付近に存在し、それより上方では上昇流は弱まり、水平発散が見られた。

筋雲の走向はケース1, 2, 3ともに、雲層内のシアベクトル(いずれの場合もその絶対値は小さいが)にほぼ平行であることが示された。また、レーダエコーに基づいて求めた対流セルの軸比は $1:4\sim 1:8$ となり従来の研究結果と一致したが、航空機観測に基づく対流セルの軸比は $1:1.5\sim 1:2$ と小さな値となっていることが分かった。

上昇流域(コア)では氷晶、降雪粒子の数濃度は低い、 $5\sim 6\text{ mm}$ 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。また、上昇流コアの雲底付近に落下速度の大きさが上昇流の大きさより小さな降雪粒子が多数存在した。これらの観測事実は、降雪粒子のリサーキュレーションが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を強く示唆した。

参考文献

- Asai, T., 1972: Thermal instability of a shear flow turning the direction with height. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 525-532.
- Kelly, R., D., 1982: A single Doppler radar study of horizontal-roll convection in a lake-effect snow storm. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1521-1531.
- Miura, Y., 1986: Aspect ratios of longitudinal rolls and convection cells observed during cold air outbreaks. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 26-39.
- Matsuo, T., H. Mizuno, M. Murakami and Y. Yamada, 1994: Requisites of graupel formation over the Sea of Japan. *Atmos. Res.*, **32**, 55-74.
- Yagi, S., 1985: Large scale snow clouds with roll axes roughly perpendicular to the direction of winter monsoon burst: Observational studies of convective cloud roll axes and some theoretical consideration. *Tenki*, **32**, 175-187 (in Japanese).