



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	石狩湾上における帯状雲の三次元風速場と発達過程 : 1992年1月31日の事例解析
Author(s)	牛山, 朋来; USHIYAMA, Tomoki; 佐藤, 晋介 他
Citation	低温科学. 物理篇, 51, 123-137
Issue Date	1993-03-25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18618
Type	departmental bulletin paper
File Information	51_p123-137.pdf



石狩湾上における帯状雲の三次元風速場と発達過程*

— 1992年1月31日の事例解析 —

牛山 朋来・佐藤 晋介

(北海道大学大学院理学研究科)

遠 藤 辰 雄

(低温科学研究所)

藤吉 康志・武田 喬男

(名古屋大学水圏科学研究所)

(平成4年11月受理)

Abstract : In winter of 1992 observations of snow cloud were carried out using three Doppler radars in Ishikari Bay, Hokkaido. Three Doppler radars covered all of the bay area for the first time, and the three-dimensional wind field of the snow cloud was clarified. A typical band cloud was chosen, and the following results were obtained. 1) A front is formed where the land breeze mainly from Hamamasu meets with the north-westerly winter monsoon. 2) The monsoon ascends at the land breeze front, and descends at the edge of the land breeze. 3) A new echo is generated at the west of the front. 4) A band echo is composed of small cells, which are moving with the north-westerly monsoon, and the echo itself moves independently to the monsoon field, keeping the same relative position with the land breeze front. This result agrees with past studies.

要旨 : 1992年の冬、北海道石狩湾では初めて、湾内全域をカバーする3台のドップラーレーダーによる観測が行われ、降雪雲内の三次元風速場が明らかになった。この中で顕著な帯状雲が現れた事例について解析したところ、以下の結果が得られた。1)陸風が主に浜益付近から西方海上に流れ出し、北西からの季節風と衝突して陸風前線を形成する。2)北西季節風は陸風前線で上昇し、東からの陸風の流れの上を越えた後下降する。3)陸風前線の西側にも新しいエコーを発生させるメカニズムがある。4)帯状エコーは幾つかのセルによって構成され、これらは北西季節風によって流されている。しかし陸風前線ではセルが次々に発生するため、帯状エコーは陸風前線に対して一定の位置関係を保っており、その結果帯状エコーは一般場の風に流されずにゆっくりと移動する。結果の4)は過去の研究の結果と一致している。

Key words : Doppler radar, band cloud, land breeze front

* 北海道大学低温科学研究所業績 第3632号

キーワード：ドップラーレーダー，帯状雲，陸風前線

I. はじめに

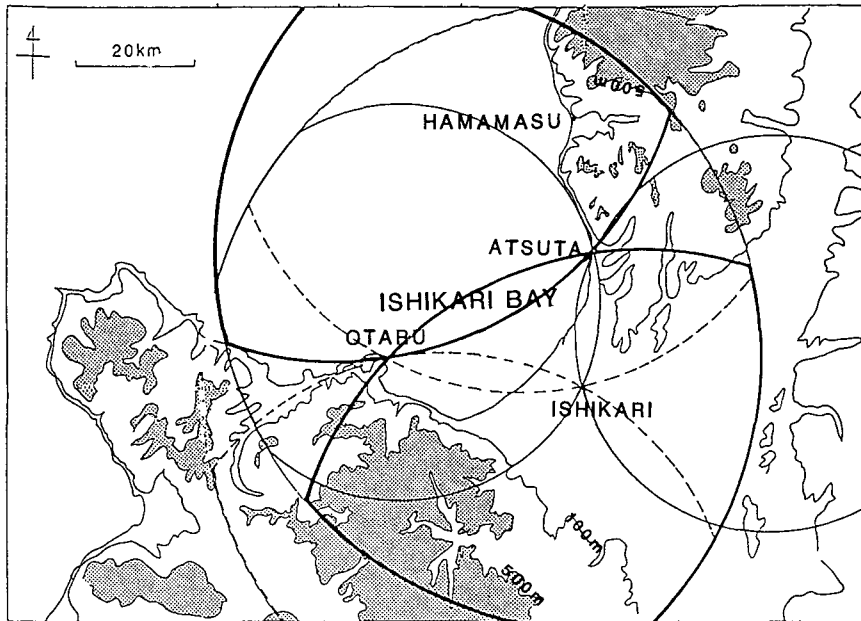
日本列島の日本海側では冬季季節風によって大量の降雪がもたらされる。特に北海道石狩湾付近ではしばしば局地的に大雪が降る。この付近には札幌という大都市があり社会的影響が大きかったため、局地的大雪については古くから研究が行われてきた。気象衛星や地上観測点などのデータによる研究¹⁻³⁾では、メソ- α スケールの大規模な場について議論が行われ、特徴のある帯状雲（これまでの研究では帯状収束雲とよばれていた）や渦状雲によって局地的大雪が降ることが明らかにされた。帯状雲は、日本海上で陸風の吹出しによって季節風との間に不連続線が形成され、ここで大陸からの寒気の吹出しによる筋雲が堰き止められて形成される降雪雲である。この帯状雲が陸上に上陸した場合に局地的な大雪となる。近年ではレーダーの出現によって観測の分解能が飛躍的に向上し、メソ- β ~ γ スケールでの議論が可能になった。これにより帯状雲の詳細な内部構造や発達過程が明らかになった。さらに最近では、ドップラーレーダーの出現により雲内の風速場が測定できるようになり、帯状雲の動的構造も明らかにされつつある。

ドップラーレーダーは、1台では風速の1成分しか測定できないため、ある面の風速場を得るには少なくとも2台のドップラーレーダーによる観測が必要である。藤吉等(1988)⁴⁾、Tsuboki *et al.*(1989)⁵⁾等の1台のドップラーレーダーによる研究は、レーダーの真上を帯状雲が通過した事例について、場の定常性を仮定することにより帯状雲の二次元的構造について論じている。また Satoh *et al.*(1992)⁶⁾の2台のドップラーレーダーによる研究では、帯状雲内部の風速場が明らかになり、季節風と陸風の衝突によって陸風前線が形成され、エコーが発生するという帯状雲の三次元的構造を示している。しかしこの研究ではデュアル解析が可能な範囲が限られており、帯状雲の一部分の風速場しか得られなかったため、帯状雲全体の三次元的構造について議論することができなかった。

本研究では1992年1月~2月にかけて行われた集中観測のデータを用いた。この観測では3台のドップラーレーダーを用いることによって、初めて石狩湾内全域でデュアル解析が可能になり、帯状雲全体の風速場を得ることができた。本研究では今回の集中観測の中で、最も顕著な帯状雲が出現した1月31日の事例についてエコー強度と風速場を求め、エコーの発達過程や帯状雲の構造などについて詳しく解析したので報告する。

II. 観測および解析方法

1992年1月17日から2月8日にかけて降雪現象の特別集中観測が行われた。この中で名古屋大学水圏科学研究所と北海道大学低温科学研究所所有の3台のドップラーレーダーや、レーウィンゾンデなどによる降雪雲の観測が行われた。本研究はこの集中観測の中で、石狩湾上に



第1図 3台のドップラーレーダーの配置とデュアル解析可能範囲
太実線, 細実線, 破線の円弧は3つのレーダーの3種類の組合せによるデュアル解析可能範囲である

最も顕著な帯状雲が現れた1月31日午前4時から7時の事例について, 主に3台のドップラーレーダーのデータについて解析を行った。ドップラーレーダーの配置とデュアル解析可能範囲を第1図に示す。水圏研レーダーは厚田および小樽の高島岬に設置され, 低温研レーダーは石狩美登位に設置された。これらのドップラーレーダーは降雪粒子の観測に最適な3 cmの波長を有している⁷⁾。

ドップラーレーダーによる観測は, 風速場を求めるため幾つかの仰角についてレーダーを円錐走査することによって三次元的な場を測定した。この方法では走査時間内にエコーが移動することによって実際の形との間にずれが生じて誤差が発生する。従って誤差を最小限に押さえるため, 1回の走査はできるだけ短時間でを行う必要がある。このため仰角の間隔を低仰角では $0.5^{\circ}\sim 1^{\circ}$ 間隔, 高仰角のときは $1^{\circ}\sim 2^{\circ}$ 間隔というふうに変化させ, 全部で $0.3^{\circ}\sim 9^{\circ}$ の仰角について観測した。その結果走査回数は計8~9回, 所用時間は約3分30秒となり, この程度の時間であれば誤差は無視できると考えられる⁸⁾。また, エコーの移動速度から逆算して, エコーの形状を補正した。3台のドップラーレーダーは ± 10 秒以内の精度で同時に走査を行った。

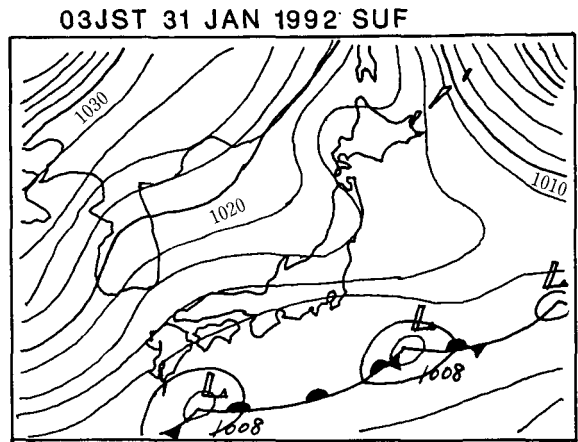
観測によって得られたドップラー速度データから風速場を求めた。方法は佐藤等(1992)⁹⁾に準じた。風速の算出は, 3台のドップラーレーダーのうち最良の精度となる2台の組合せによってデュアル解析を行い, 水平風速場を求めた。これらのドップラーレーダーのデュアル解析可能範囲は第1図に示してある。しかし解析可能範囲内であっても, 低い仰角で走査した場合に電波が山にかかって届いていない範囲があり, まったく無意味な風速場が結果として出ている

こともあるので注意する必要がある。図のように今回の観測は石狩湾内のほぼ全域でデュアル解析が可能となった。鉛直風は水平風速の発散を鉛直方向に積分することによって求めた^{8,9)}。この方法は、境界条件をエコー頂で $w=0$ として下向きに積分する方法と地上で $w=0$ として上向きに積分する方法の2種類がある。佐藤等(1992)⁹⁾によれば、下向き積分の方が実際の風速を正確に表すことが示されている。従って本研究では下向き積分による計算方法を用いた。

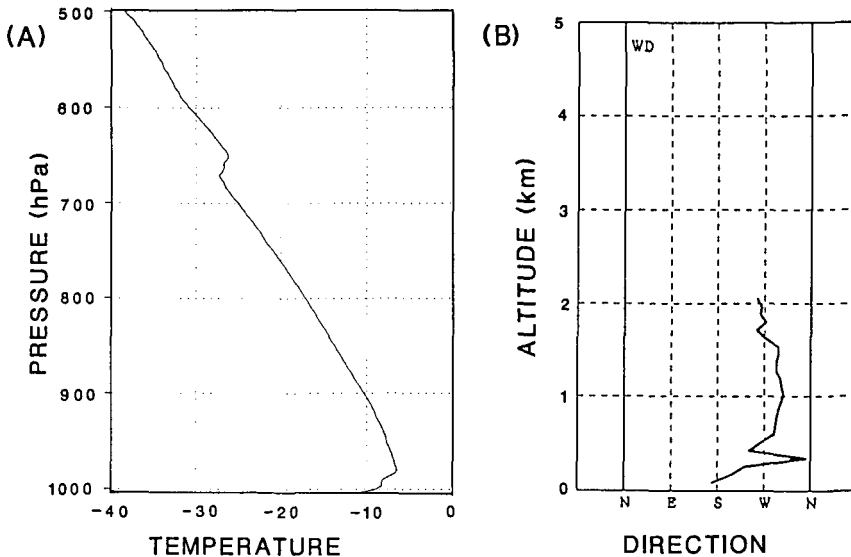
III. 結 果

レーダーエコーによると、1992年1月31日午前4時から7時にかけて顕著な帯状エコーが現れていた。このときの地上天気図を第2図に示す。この図から、この時間は等圧線の間隔が大きく広がり、季節風の吹出しが弱まっていたことがわかる。

第3図に4時30分に石狩美登位で放球したレーウィンゾンデによる気温プロファイルと、ドップラーレーダーデータによる風向プロファイルを示す。温度プロファイルによると高度

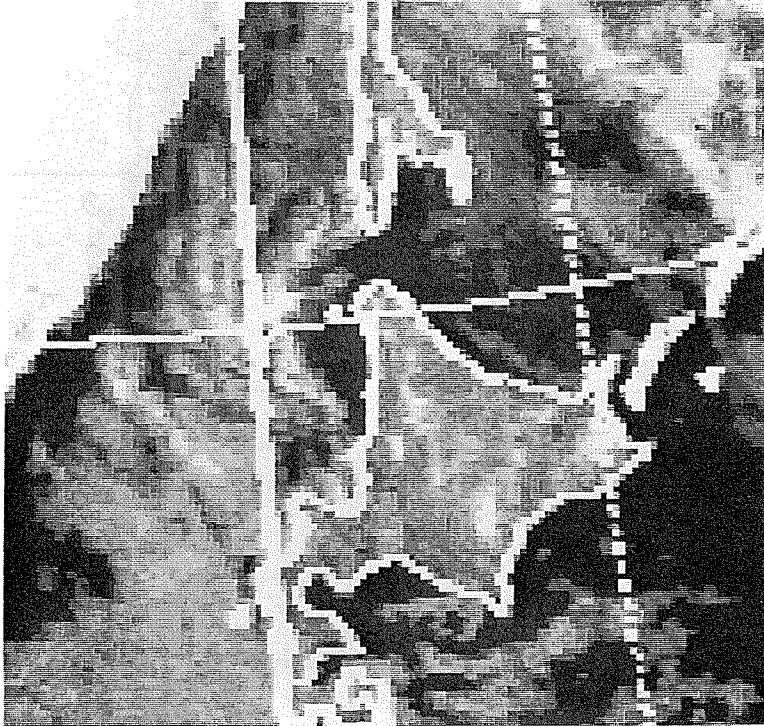


第2図 1992年1月31日3時の地上天気図



第3図 石狩美登位における気温プロファイルと風向プロファイル
(A)はラジオゾンデによる気温プロファイルで縦軸は気圧である。気圧を高度に変換すると高度300 m以下と3000 m付近に逆転層がある。高度500 m以下で風向が著しく変化している

04JST 31 JAN 1992 GMS-4



第4図 気象衛星ひまわりの画像（1月31日4時赤外画像）

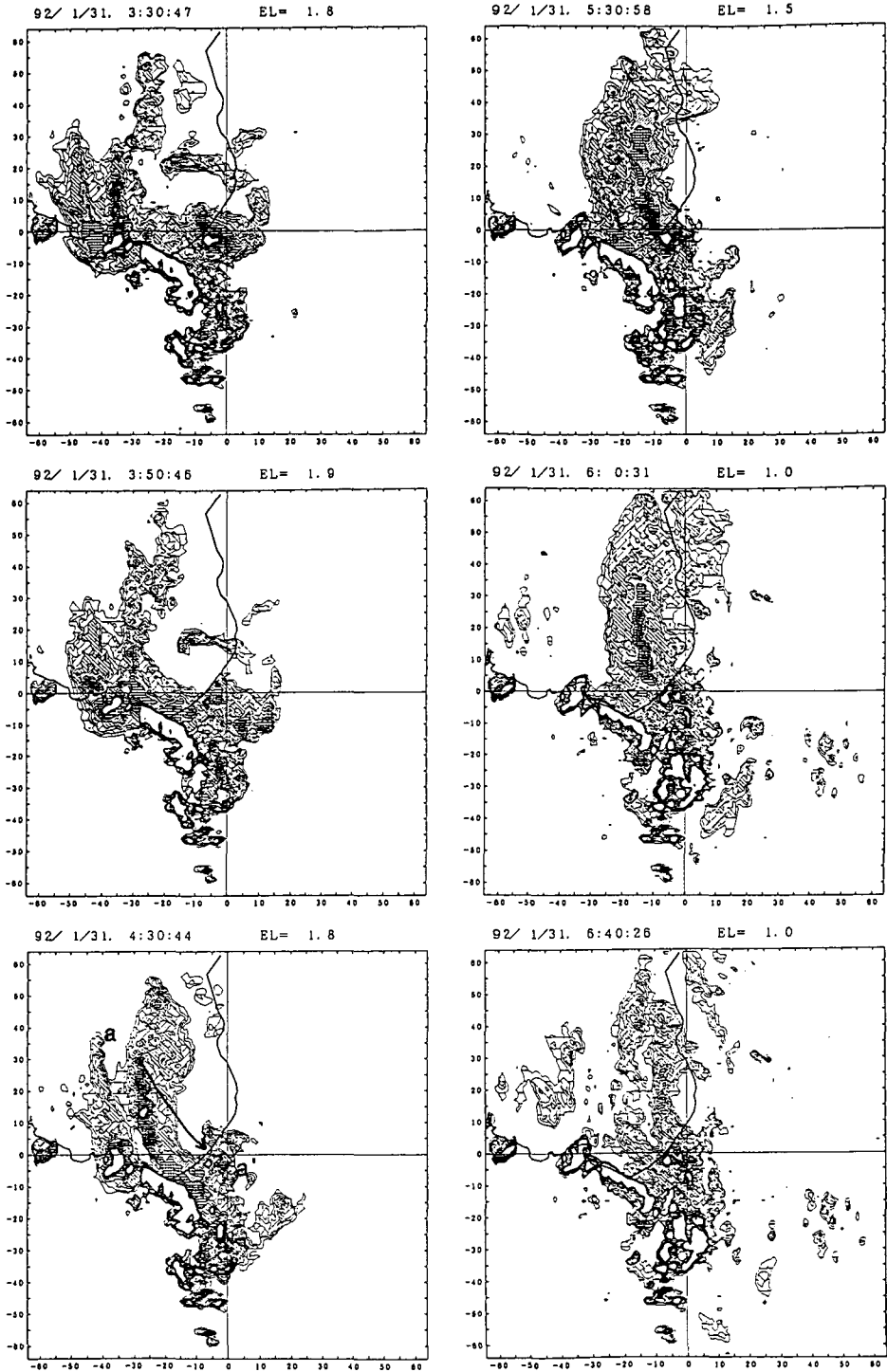
3100 m 付近と 300 m 以下に逆転層が現れている。また高度 300 m 以下に見られる顕著な風向の変化と冷気の内容は陸風が吹いていたことを示唆している。

次に第4図に1月31日4時の気象衛星ひまわりの画像を示す。この図から、日本海上のサハリン南部から北海道雄冬岬にかけて顕著な弧状の帯状雲が現れている。しかし石狩湾内では、はっきりとした雲の構造はこの図からは見ることはできない。

次に第5図に仰角1~2°のPPIによるレーダーエコーの水平分布の時間変化を示す。縦横軸は、石狩レーダーサイトを中心とした距離(km)を表し、影の濃度はエコー強度の大きさを表している。3時30分にはエコーは不規則に配置していたが、その後南北に並び始め、4時30分には2列の帯状エコーが南北に並んでいる。帯状エコーの内部の、エコー強度が大きい黒い部分も1列に並んでいる。5時30分にはこの2本のエコーは合体して1本の太い帯状エコーとなるが、帯状エコー内部のエコー強度の大きい部分は不規則な配置である。しかし6時00分には再び1列に並んだ。6時40分には全体のエコー強度が弱まり衰退している。

帯状エコーは4~5個のセルによって構成されている。第5図の4時30分の枠内に寿命の最も長かった1つのセルの動きを実線で示す。これらのセルは季節風に流されて主に南東方向に移動している。

このセルの動きに沿った a-a' (第5図の4時30分の枠内に示してある) 上の鉛直断面の時間

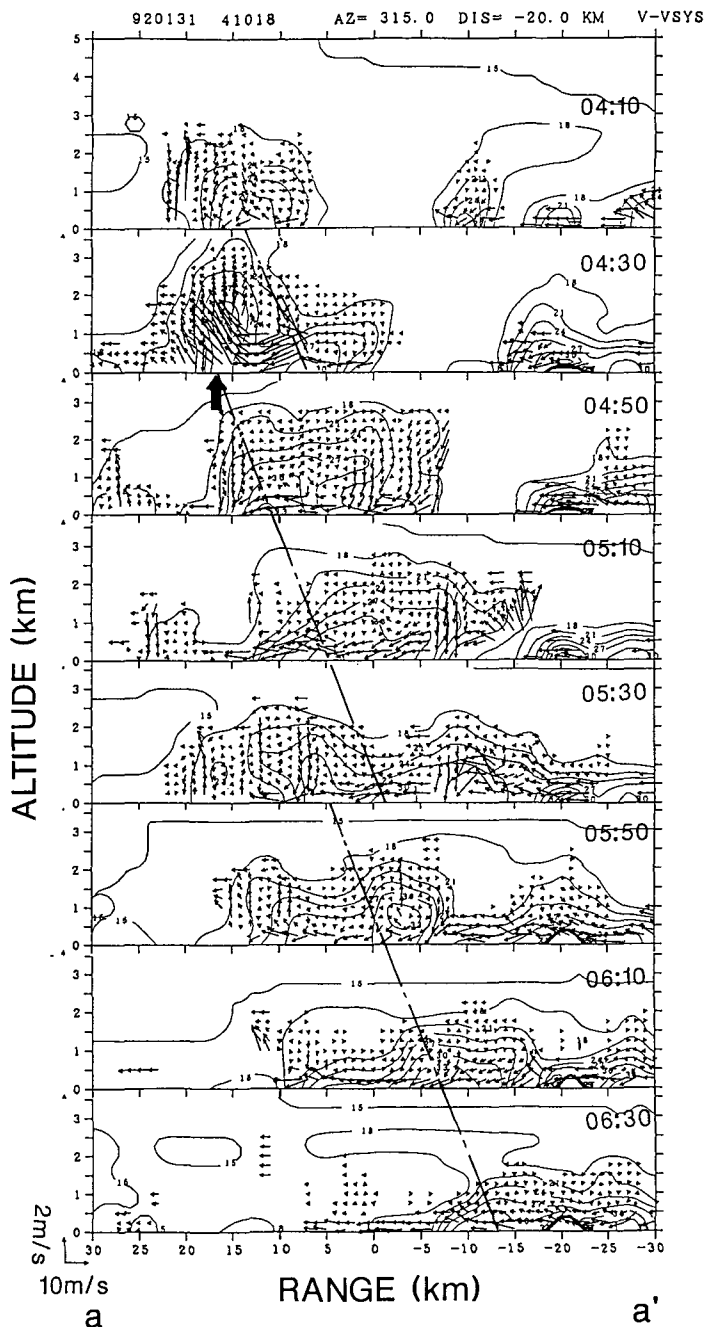


第5図 PPIによるレーダーエコーの時間変化

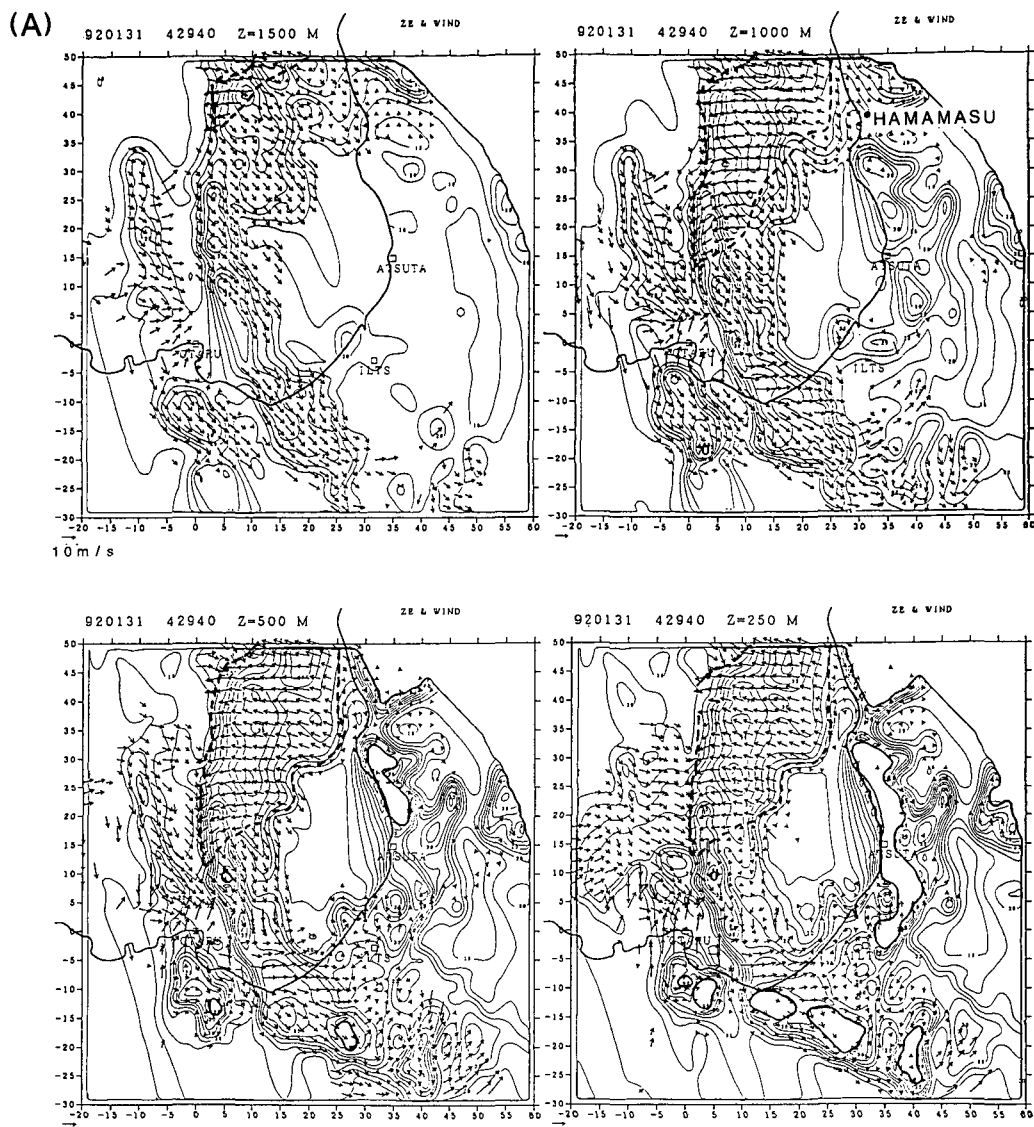
濃い影のところほどエコー強度が強いことを示す。枠の左上に時刻を示す。縦横軸は石狩美登位を中心とした距離 (km) を表している。4時30分の枠内に示した矢印は、最も寿命の長かったセルの動きを示している

変化を第6図に示す。枠内の右上の数字は時刻を表し、20分毎の時間変化を示している。図の矢印は、断面内の矢印の根元における風を表している。風はセルに対して相対的な風（セルの動きは南東方向に7.5 m/sとした）である。また対応するセルを一点鎖線で結んである。4時30分には図の太矢印付近でセルが発生し、図の右方向に移動していたことがわかる。このセルは5時30分には消滅し、このとき図の中でその左側に新しいセルが発生している。この様に帯状雲の左端では、次々にセルが発生して右方向に流されていったことがわかる。その結果帯状エコーの主力となるセルは5時30分頃に交代している。また高度300 m~1000 m以下に図の右から左へ向かう陸風成分の風が現れている。

次に高度250 mから1500 mの水平断面の風の場とエコー強度を第7図に示す。(A)はセルが発達期にある4時30分、(B)はそのセルが衰退した5時20分の断面である。尚、このあとの図に



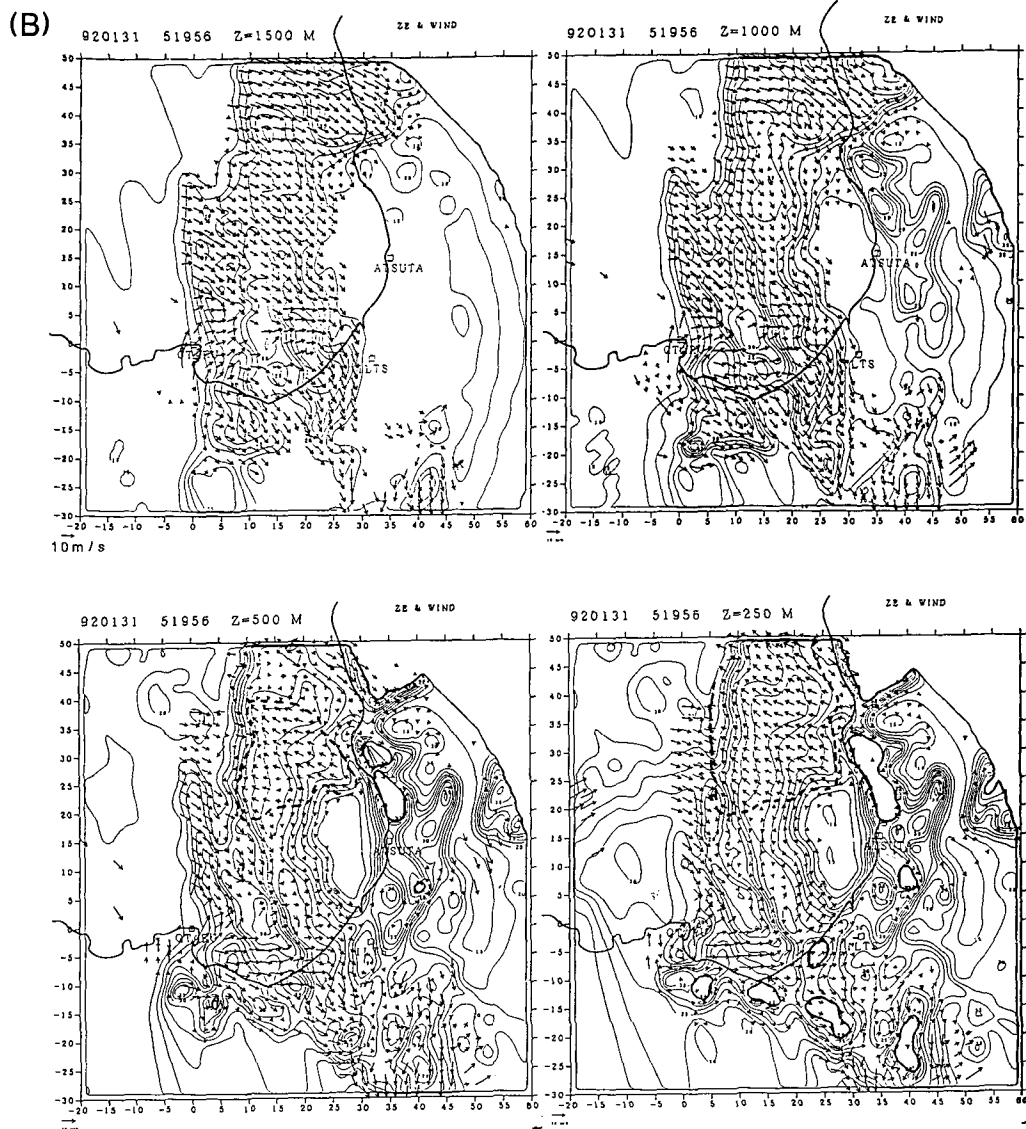
第6図 帯状エコーの鉛直断面の時間変化
 この断面は第5図の4時30分の枠内に示したa-a'における鉛直断面である。図の下に示したa-a'が、第5図のa-a'に対応している。風は、セルに相対的な風を表している。枠内の右上の数字は時刻を示している対応するセルを一点鎖線で結んでいる。4時30分の太矢印で示した場所は陸風前線である。ここでは新しいセルが発生している



第7図 高度250 m, 500 m, 1000 m, 1500 mの水平断面における風速場とエコー強度
 (A)は4時30分, (B)は5時20分の断面である。コンタラインは2.5 dBZ毎のエコー強度を表す。矢印はその根元におけるrealな風を表しており、そのスケールは枠の左下に示した。矢印の無い領域はエコーが無いため風が測定できない領域である。枠の左上に時刻と高度を示す。太い破線で囲まれた領域は陸風が吹いている領域を表す。縦横軸は、小樽サイトを原点とした距離(km)を表している

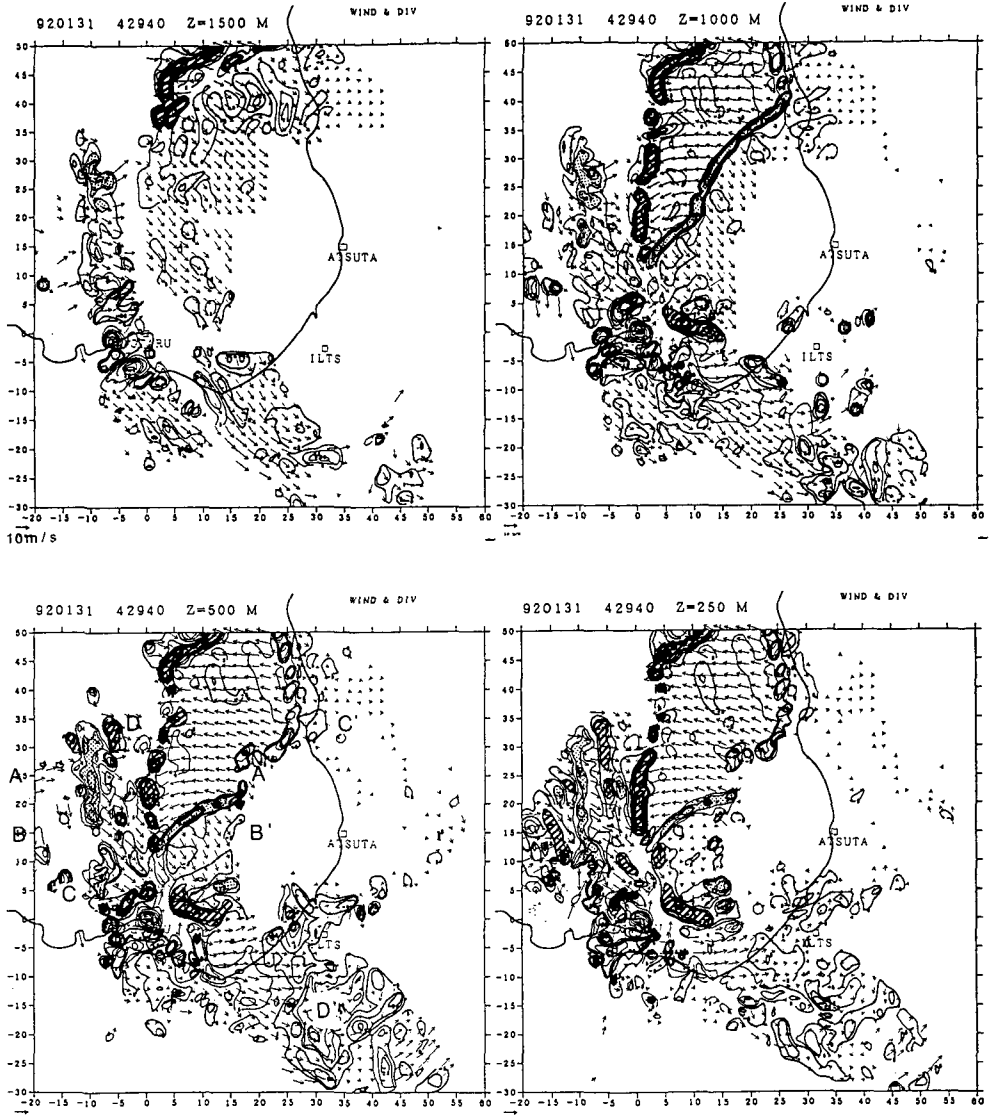
示す風はすべてrealな(実際の速度をそのまま表した)風である。また風速を示す矢印が無い部分は、エコーが無いために風速データが得られなかった領域である。縦横軸の数字は小樽レーダーサイトからの距離(km)を示している。

(A)では高度1500 mで北西の季節風がほぼ全域で吹いている。一方高度1000 m以下では、太い破線で囲まれた領域で風速10 m/s程度の陸風(東風)が吹いている。この陸風は風下で扇型



に広がっており、季節風と衝突して陸風前線を形成している。また陸風が吹いている領域の南側では、高度 1000 m と 500 m では北西風が吹いており、高度 250 m ではよどんでいる。これらの風の境界線では、風が不連続的に変化しているのがわかる。またエコーの中心は陸風前線のすぐ東側に分布している。帯状エコーと厚田サイトの間の海域では、エコーの無い領域が広がっている。

次に(B)の 5 時 20 分では、高度 1500 m と 1000 m ではほぼ全域で季節風が卓越しており、(A)のような陸風(東寄りの風)は見られない。一方高度 500 m と 250 m では陸風が見られるが、風速は 6~8 m/s 程度と(A)に比べて弱く、風向も東南東と異なっている。高度 250 m では顕著

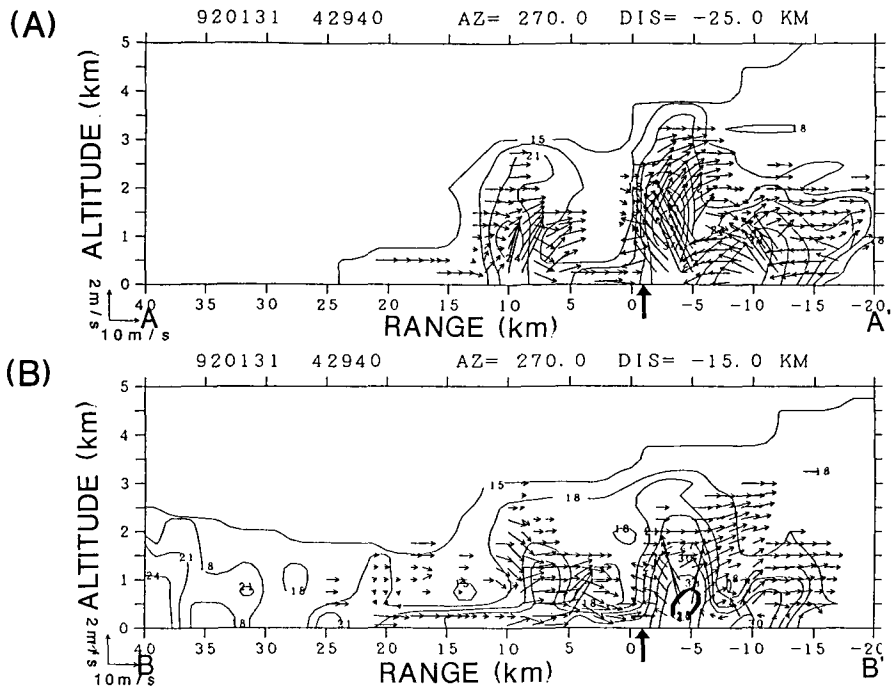


第8図 水平断面内の収束・発散の分布 (4時30分)

斜線部は収束，薄い影は発散を表す。枠の左上に時刻と高度を示す。風の速度を表す矢印や縦横軸は第7図と同じものである

な陸風前線があり，その東側に発達した帯状エコーが分布している。また(A)と同様にエコーの無い領域が帯状エコーと厚田サイトの間に広がっている。

次に水平風速場から計算した収束・発散域の分布を第8図に示す。時刻は第7図(A)と同じ4時30分である。薄い影を付けた部分が発散を，斜線を付けた部分が収束を示している。高度1000 m以下の断面図で，風系の境界に沿って顕著な収束および発散域が分布している。収束域は主に陸風前線付近から小樽レーダの東海上にかけて分布している。一方発散域は，陸風領



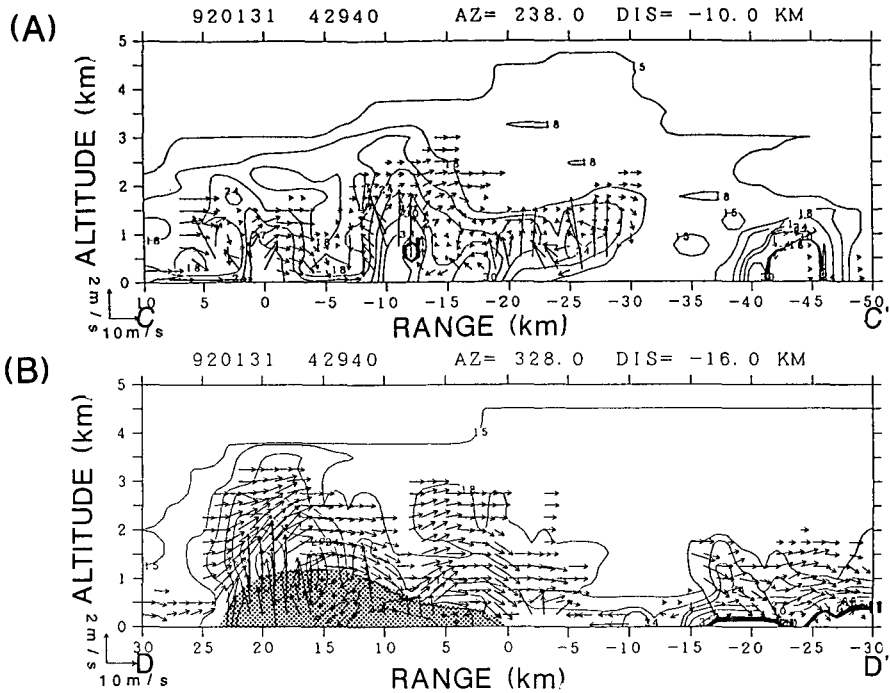
第9図 陸風前線付近の東西断面

(A)は第8図の高度500mの図に示したA-A'断面、(B)はB-B'断面を表す。図の縦軸(高さ方向)は、横軸(水平方向)に比べて拡大してある。また風速も、枠の左下に示したように鉛直方向を5倍拡大している。横軸の太い矢印は陸風の位置を表している

域と南側の北西風領域、またはよどんでいる領域の境界線に分布している。そして高度250mでは陸風前線の西側にも収束・発散域が交互に分布しているのが注目される。

次にこれらの収束・発散域の構造を詳しく見るため、この時刻について様々な方向から切った鉛直断面図を第9図、第10図に示す。第9図の(A)、(B)はそれぞれ第8図の高度500mの図に示したA-A'、B-B'上の東西断面である。(A)、(B)ともに太い矢印で示したところに陸風前線がある。この付近ではエコーは直立して典型的な発達期の形状を示している。特に(A)ではエコーは高度3.7kmにまで達している。またこのエコーの西側にも新しいセルが発生している。図の太矢印より右側では図の右から左に向かう陸風が見られるが、(A)と(B)では陸風の高度が異なっており、(A)が1000mまで達しているのに対し、(B)は300m程度であった。

次に第8図に示したC-C'、D-D'上の鉛直断面をそれぞれ第10図(A)、(B)に示す。まず陸風が吹いている領域の南側の境界線に分布する発散域に対して、平行に切った断面(A)では、一部に季節風成分(図の左から吹いている風)が見られる程度で、断面内では顕著な流れは無い。これに対して発散域に直交するD-D'上の断面(B)では、図の左から吹いている季節風が卓越している。D-D'断面は季節風とも平行な関係にあり、季節風は影を付けた領域を乗り越えるように、端に沿って上昇した後下降している。この影を付けた領域は陸風が吹いている領域に一致する。



第10図 石狩湾中央部の発散域に平行な断面(A)と垂直な断面(B)
 (A)は第8図の高度500 mの図に示したC-C'断面, (B)はD-D'断面を表す。図のスケールは第9図と同様である。(B)の影を付けた部分は陸風が吹いている領域である

IV. 考 察

今回解析を行った1992年1月31日4時から6時にかけて発生した帯状エコーは、第6図、第7図に見られるように、主に陸風と季節風の衝突による陸風前線の東側で、幅20 km長さ60 km以上にわたって顕在化し、時間とともに東進した。帯状エコーを構成するセルは主に陸風前線付近で発生し、季節風とともに南東に進み、陸風前線から離れるにしたがって衰退した。一方陸風前線付近では次々にセルが発生したので、帯状エコーは季節風に直接流されずに、陸風前線と一定の位置関係を保っていた。また第8図から分るように、手稲山地付近の西寄りの風と季節風が衝突して、ここでも収束場となっておりエコーが発達していた。その結果帯状エコーは、陸風前線から手稲山地の東にかけて顕在化していたと考えられる。

また第7図の(A)、(B)の風速場を比べてみると、高度250 mの下層の風系は、いずれも季節風領域、陸風領域、風がよどんでいる領域の3つの区域に分れており、これらの関係は時刻によって変化しなかった。また帯状エコーと陸風前線はいつも決まった配置となっていた。これらの

ことから帯状エコーが顕在化していた時は、全体として定常な風速場になっていたと考えられる。

では陸風前線はどの様に形成されたのか、そしてどの様に変化したのかをしてみる。この陸風前線形成の重要因子である陸風は、今回解析した中で第7図(A)の4時30分に到達高度が1500 mと最も高く、風速も約10 m/s程度と極めて大きなものであった。それでこの時刻に注目して見てみると、各高度の陸風領域(太い破線で囲まれた領域)は、4つの水平断面内で風下に向かって扇型に広がっていた。そして上空に行くほどその分布面積は小さくなり、高度1500 mでは枠内の北端にわずかにあるだけである。風向は、高度1000 mと500 mでは浜益(第7図で縦軸のRange 37 km, 横軸のRange 32 km, 高度1000 mの枠内に示してある)付近の西では東風で、それより南側ではやや北寄りになっている。この様にこの陸風は浜益付近から吹出して、広がっていったと理解される。また浜益付近は第1図のようにはっきりとした谷になっており、その北部には増毛山塊という標高1400 mを越える山地がある。この山地付近において寒気が生成され、浜益の谷を滑降して海上に流れ込んだと考えることができる。これに対して高度500 m以下では風向は南東寄り、陸風領域も大きくなっており、高度1000 mの風速場とは性格が異なっていた。高度500 m以下では、陸風は浜益付近からだけでなく陸地全体から吹き出していたように見える。また第7図(B)では、主に高度250 mにしか陸風が見られなかった。また図には示さないが、その他の時刻についても高度250 mでは陸風が吹いていたが、それより上空では認められなかった。従って高度250 mでは常に陸風は吹いていたが、それより上空では4時30分を除いて陸風は吹いていなかったと言える。そして第7図(A)にあるように、4時30分に上層まで達していた陸風は、浜益付近の谷からの寒気が加わったため、この様な上層まで達していたと考えることもできる。これらのことをまとめると、主に浜益付近から吹出した陸風は約30 km沖の海上で季節風と衝突して陸風前線を形成する。ここで陸風の一部は上昇し、一部は進行方向の左右に広がって扇型の形状になる。陸風は主に高度250 m以下で吹くが、稀に強い寒気が合流すると上空1000 m付近にまで達することがあると考えられる。

次にこの第7図(A)の高度500 mと1000 mの平面図では、陸風領域の南側で北西風が吹いていた。この付近の鉛直構造は第10図(B)の断面図に詳しく見ることができる。この断面図では、季節風は影を付けた部分の上に乗って上昇し、その後下降していた。この影を付けた部分は陸風の領域と一致していた。従って第7図(A)の平面図に見られた北西風は、季節風が陸風の上を越えて下降してきたものであると推測される。季節風はさらに風下側で下降することによって雲を消滅させ、その結果エコーの無い領域が広がっていたと考えることができる。

さらに第8図に見られるように、陸風前線の西側では収束・発散域が交互に分布しており、それに対応して小さな帯状エコーが発生していた。これらは、これまで論じてきた陸風前線による収束域とはまったく異なったものである。この新たなエコーを発生させる波状の収束発散域の成因については、陸風前線から風上伝播効果によって重力波等のエネルギーが伝わった可能性があると考えられる。

これらの点を総合し、この時刻には陸風と季節風という主に2つの起源を持つ風が、三次元的にからみあうことによって風速場を形成していたと考えられる。今回は空気塊の熱的なポテ

ンシャルなどについては調べなかった。これらの定量的な議論は今後の課題としたい。

V. おわりに

今回初めて石狩湾において3台のドップラーレーダーによる観測が行われ、広い範囲の風速場が明らかになった。この結果今まで推測の域を出なかった帯状雲内の風速場やその構造、収束・発散域の分布などが初めて明らかになった。これらは石狩湾全域をカバーする観測によって初めて可能になったものである。

陸風前線の構造や、帯状エコーとセルの関係などについては過去の研究の結果と一致していた。しかし浜益付近から吹出したと思われる陸風の構造や、それを取り巻く季節風の流れなど、今までの観測では本質的に予測不可能なことも明らかになった。その他、陸風前線の風上側でのエコーの発生などの新しい発見があった。

今後、風の鉛直成分が正確に見積ることが可能になれば、帯状エコーの内部の上昇下降流とセルの発達過程との関係についても詳しく議論できるであろう。また今回は、ほとんどが定性的な議論となってしまったが、定量的な検証を行ってこれらの仮説の真偽を明らかにするのも今後の課題である。

この研究の経費の一部は文部省科学研究費重点領域研究「自然災害の予測と防災力」「都市の豪雪災害の予測と軽減・防除に関する研究」課題番号 03201104（研究代表者：菊地勝弘北大教授）によって行われた。観測においては北大低温研の立花義裕、伊藤進一、松村寛一郎、荒井美紀、大井正行、竹内謙介、名大水圏研の三隈良平、越田智基、吉本直弘、気象研の岩崎博之、東大海洋研の坪木和久、川島正行の方々の御協力をいただいた。また気象衛星データは、気象庁提供によるものを ATP 受信機で受信したものである。これらを記してここに深く感謝の意を表します。

文 献

- 1) 村松照男 1971 石狩湾小低気圧による大雪 札幌気象 100 年記念論文集
- 2) 小林文明, 菊地勝弘, 元木敏博 1986 冬季北海道西岸に発生する帯状収束雲の研究 (I) 北海道大学地球物理学研究報告, 49, 341-357.
- 3) 藤吉康志, 若濱五郎 1987 気象衛星“ひまわり”画像による北海道西岸帯状収束雲の発現過程の分類, 低温科学, 物理篇, 46, 171-178.
- 4) 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.
- 5) Tsuboki, K., Y. Fujiyoshi and G. Wakahama, 1989 Doppler radar observation of convergence band cloud formed on the west coast of Hokkaido Island. II: Cold frontal type. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 757-770.
- 6) Satoh, S., Y. Fujiyoshi, G. Wakahama, R. Shirooka and H. Uyeda, 1992 Dual Doppler radar observation of convergence band cloud. In Proc. 11 th Int. Conf. on clouds and Precipitation, 628-931.
- 7) 藤吉康志, 遠藤辰雄, 山田知充, 若濱五郎 1986 降雪観測用高速三次元ドップラーレーダー 低温科学, 物理篇, 45, 133-137.

- 8) 佐藤晋介, 他 1992 3 台のドップラーレーダーによる降雪雲内の風速場の解析 1992 年 日本気象学会春期大会予稿集 P 51.
- 9) 佐藤晋介, 若濱五郎 1991 2 台のドップラーレーダーによる 3 次元風速場の推定 低温科学, 物理篇, **50**, 23-35.