

北海道西岸帯状収束雲のドップラーレーダー観測*

(I) 一温暖前線型一

藤吉康志**・坪木和久**・小西啓之***
若濱五郎**

要旨

1985年1月26日の12時から15時にかけて札幌を通過した帯状収束雲を、1台のドップラーレーダーによって観測した。主な観測結果は、以下のようにまとめられる。

- (1) 強いエコー域は、風の不連続線のすぐ西側を中心に不連続線とはほぼ平行に存在し、西から東へ移動して行った。ただし、個々のエコーセルはほぼ北西から南東方向へ移動していた。
- (2) 帯状収束雲に伴う降雪域では、厚さ約500mの弱風層と、その上の厚さ約700mのシア層及び更にその上の強風層の三層構造を示していた。
- (3) シア層の上部には、波長約1km、振幅0.5kmのKelvin-Helmholtzの不安定によって生じたと思われる波動がみられた。更に、シア層から弱風層にかけて、この波とは別の周期約1時間のより大きな水平スケールを持つ循環が存在した。
- (4) シアフロントに到達するまでの対流雲は、複数個の対流セルから構成されているが、シアフロントから更に内陸に入るとつれて対流構造は急速に失われる。降雪粒子は、弱風層内では蒸発し、下層の気塊を冷却することによって、北西風との間の密度差を大きくする役割を果たす。

1. はじめに

北海道西岸小低気圧は、局地的な大雪を北海道西岸にもたらす。その発生原因については、長谷川(1949)以来多くの人々によって調べられており、これらの研究については、八木(1972)や村松(1976)によりレビューされている。

西岸小低が発生しているときの雲を気象衛星で眺めると、ほぼ南北に伸びた巾の太い弧状雲が北海道西岸沖に見られる(岡林・里見, 1971)。この弧状雲は、北西寄りの相対的に暖く湿った風と、北東寄りの相対的に冷えた乾いた風との収束線上に発生する収束雲と考えられ、

北海道西岸帯状収束雲と呼ばれている(岡林, 1972; 村松他, 1974; 小林他, 1986)。

西岸小低に伴うレーダーエコーには、弧状エコーと渦状エコーの2つのタイプがあることが知られている(村松, 1976)。村松他(1974)は、弧状エコーへ北西季節風による線状エコーが吸収・併合される様子を観測し、弧状エコーはエコー幅の約2倍の範囲の気流系を変化させていると述べている。しかしながら、これらの研究は水平方向のエコーセルの動きを追跡するのみで、風の不連続線とエコー分布との正確な位置関係、エコー強度の定量的取り扱い、更に収束雲の鉛直構造や力学的構造についてはほとんど触れられていない。その主な理由は、海上及び陸上も含めて、水平及び鉛直方向の風とエコー強度の分布を、定量的に長時間連続して測定する手段がなかったためである。ドップラーレーダーは、まさにこのようなデータを得るのに最適の測器である。

本論文では、ドップラーレーダーによって1985年1月26日に観測された帯状収束雲のレーダーエコー構造及び力学的構造について報告する。

* Doppler Radar Observation of Convergence Band Cloud Formed on the West Coast of Hokkaido Island (I)—Warm Frontal Type—

** Yasushi Fujiyoshi, Kazuhisa Tsuboki, Gorow Wakahama. 北海道大学低温科学研究所。

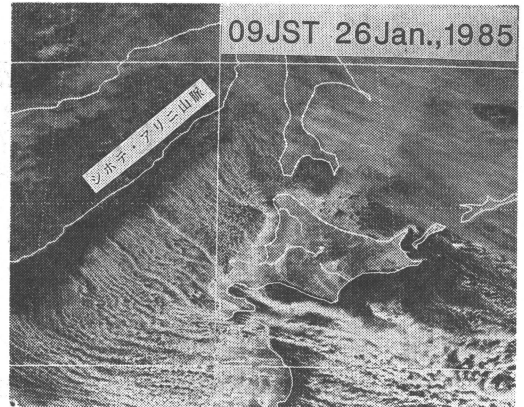
*** Hiroyuki Konishi, 大阪教育大学地学教室。

—1987年10月22日受領—

—1988年3月24日受理—

第1表 レーダー諸元

送信周波数:	9,445 MHz
送信尖頭出力:	40 KW
送信パルス幅:	0.5 μ S
繰り返し周波数:	2,000 PP ^s
ビーム幅:	水平, 垂直共 1.1°
アンテナ直径:	2 m
最小受信感度:	-110 dBm
アンテナ駆動速度:	水平 1/15/30 rpm 垂直 6°/18°pS
データ処理範囲:	水平 \pm 40 km 高度 20 km
入力距離分解能:	62.5/250/500 m
ドップラー処理:	パルスペア方式
速度入力レンジ:	0.125 \pm 16 m/s



第1図 北海道西岸帯状収束雲の可視画像

2. 解析に用いたデータ

観測に用いた本研究所のドップラーレーダーについては、藤吉他 (1986) に詳しく述べてあるので、ここでは主要性能のみを第1表に示した。本レーダーは、エコー強度のみ検出用の PPI 及び RHI の他に、ドップラー速度検出用の VAD 及び RHV 走査モード (走査モードの詳細は立平 (1972) を参照) を有している。ドップラー速度の分解能は、12.5 cm/s である。データ解析の方法は、主に Browning and Wexler (1968) を参考にした。

気象衛星「ひまわり」の画像は、本研究所の“ひまわり受信受画装置 (JRC 製)” に印画されたものと、気象衛星センターで接写したものとを用いた。レーダ観測点における、プロベラ型風向・風速計 (光進電機製)、白金抵抗とポリマー薄膜フィルムを用いた気温・湿度計 (CHINO 製)、ステンレスダイヤフラムを用いたひずみ計を利用した気圧計 (ST 研究所製)、及び透過率型の視程計 (明星電気製) からの測定値は、1分間毎に1分間の平均値を連続測定してパソコンに収録したものをを用いた。降雪粒子の結晶型や雲粒付着の程度は、適時黒いビロード布を貼った板で雪を受け、拡大鏡で観察した。その他用いたデータは、AMeDAS 資料、Aerological Data、及び印刷天気図である。

3. 気象衛星“ひまわり”から見た帯状収束雲の発現過程と総観場の変化

低気圧の中心は、1月22日06時にはカムチャッカ半島の南にあり、北海道西岸は、主低気圧の後面の流れの場

の中にあった。1月22日15時にソビエト連邦のシホテ・アリス山脈東側の日本海上に、中規模渦状擾乱が発生した。この渦状擾乱は、1月23日06時頃までほぼ同じ位置に留まり、発達を続けたが、09時以降南東方向に移動した。

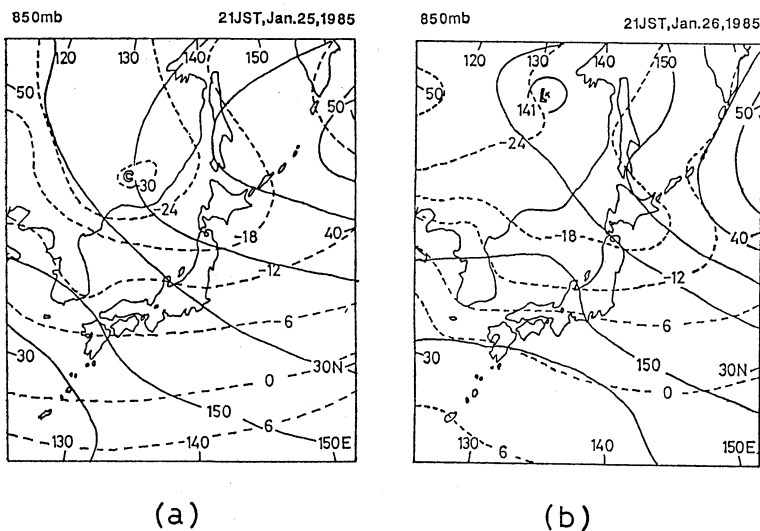
擾乱の中心が寿都湾に上陸した1月26日09時になると、北海道西岸とほぼ平行な太い帯状雲が現われた (第1図)。この帯状雲は1月26日12-15時の間に札幌を通過した後急速に衰え、その後北西の季節風による筋雲が北海道に上陸した。我々がドップラーレーダーによって観測したのは、この帯状収束雲が上陸する直前から、季節風による筋雲が侵入するまでの、12時30分から15時までである。

第2図a, bは、850 mb の高層天気図である。850 mb の循環の中心位置は、1月22日以降カムチャッカ半島の南東にあつた。寒気は、1月25日に最も南下し、1月25日から26日の間で急速に弱まった。

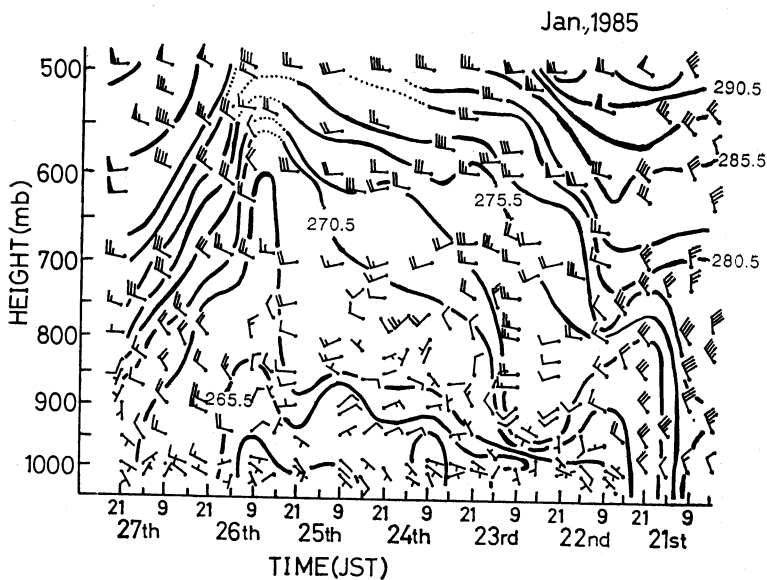
気象衛星画像と比較すると、1月22日18時-23日15時まで、シホテ・アリス山脈東側の日本海上に発生した中規模渦状擾乱は、500 mb での寒冷渦が日本海上に到達する以前に発生し、寒冷渦の接近と共に南下し、寒冷渦の中心が北海道に達すると共に消滅した (図は省略)。

4. 札幌市上空の気象要素の変化

第3図は、1985年1月21日から27日までの札幌市上空の飽和相当温位と風向・風速の時間変化を示したものである。図より、中規模渦状擾乱が徐々に南下をはじめてから消滅するまでの、1月23日21時以降、26日9時まで



第2図 850 mb の高層天気図.



第3図 札幌市上空における飽和相当温位 (°K) と風向・風速 (ノット) の時間・高度断面図.

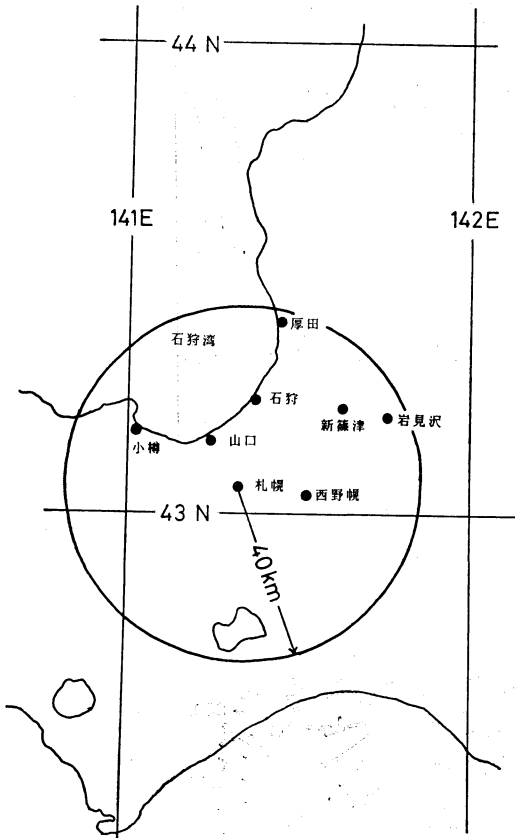
の間は、極めて背の高い寒気が存在していたことが分る。主低気圧による季節風の吹き出しがあった1月21日21時までには、全層にわたり北西風であった。寒気の侵入が始まった1月22日21時以降26日3時までには、700 mb 高度以上で西風であり、850 mb 高度以下では東風が卓

越している。

5. 風の不連続線と降雪域

5. 1. 水平構造

第4図には、レーダーの観測範囲 (半径 40 km) と、



第4図 用いたレーダの観測範囲と解析に用いた AMeDAS 観測点。

AMeDAS 観測点を示した。第5図には、1985年1月26日に観測した、仰角 1° のPPIレーダーエコーパターンの時間変化を示した。図中に示した風の不連続線(太い点線で示してある)は、仰角 1° で得た水平風速のドップラー速度成分の正負の符号が反転する場所で定義したものである。この領域が風向の不連続線域になっていることは、RHV画像と、二点法(Schoenberger, 1984)を用いて水平風の水平分布を作ることにより確かめた。

図から分るように、強いエコー域は不連続線のすぐ西側を中心に、不連続線とはほぼ平行に存在している。一方、不連続線より東側では、急速に強度が小さくなっている。第5図aから分かるように、強いエコー域は南北に1本ではなく、約10 km 間隔にほぼ平行に2本あり、東側の強いエコー域のセルが不連続線を越えて弱まると、西側のエコー域のセルが強くなる、というように

入れ代わり、強いエコー域はフェーズとして西から東へ移動している。その速さは不連続線の動きとほぼ一致し、東方向に約4 m/sであった。この強いエコー域が、気象衛星で見た带状収束雲に対応するエコーである。ほぼ南北に伸びた強いエコー域は、内陸に入るにつれて急速にエコー強度が弱くなり、その後は北西から南東に走向を持つバンド状エコーが顕在化した(第5図e, f)。

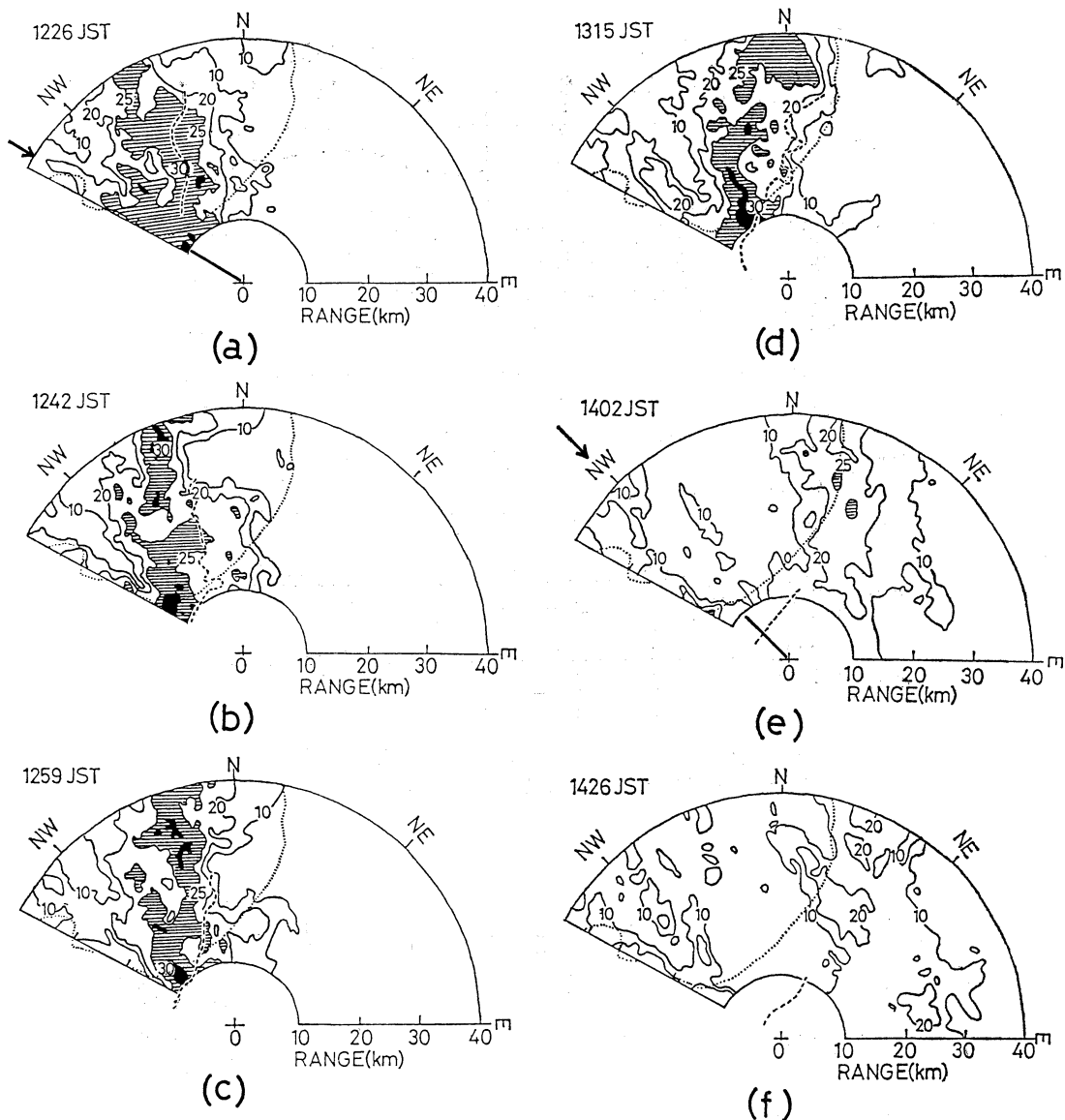
一方、全体としては不連続線と平行に強いエコー域が存在するが、より細かく見ると、北西から南東に走向を持つエコー域が存在する。このエコーは、気象衛星で見た带状収束雲の西側に存在する筋雲によるものである。強いエコー域の移動方向はほぼ西から東であるが、個々のセルの動きは不連続線に対して斜めでかつ速く、 $300\text{--}330^\circ$ の方向から9-14 m/sの速さで移動していた。

気象衛星及びレーダー画像を見ると、海上でみられたような顕著な带状収束雲は上陸後急速に消滅する。これは、相対的に暖かく湿った北西気流は、冷氣塊と混合しながら上陸するため、内陸にはいるにつれて冷氣塊との温度差が小さくなるためと考えられる。このことは、第6図に示した1985年1月25日1時から1月26日24時までの、第4図に示した各地点での気温と風向・風速の時間変化にも現れている。即ち、厚田、石狩、山口、小樽の海岸近くの各観測点では、带状収束雲の通過前後(1月26日15時頃)に於ける気温及び風向変化は明らかであり、風向が変化した前後で平均 2.3°C の温度上昇がみられた(図中矢印部分)。一方、内陸に入った新篠津、岩見沢、西野幌では、気温及び風向とも带状収束雲通過前後における変化は不明瞭である。札幌でも通過前後で風向は変化しているが、気温変化は不明瞭である。

5. 2. 鉛直構造

第7図a, bに、エコー強度とドップラー速度の鉛直分布の例を示した。方位は 301° であり、第5図aに矢印でこの方位を示した。第7図bには、仰角 20° 以下のドップラー速度を示してあるので、図中の値は水平風の、この断面内の風速成分と考えて良い。第7図bより、水平距離で22 km 付近を境にして、風の鉛直構造が異なっていることが分る。22 km 以遠では、地上から上空まで速度がほぼ同じで、風速の鉛直シアが小さい。一方、22 km 以内では、弱風層(地上から500 m 位まで)、シア層(500 m から1500 m 位まで)及び強風層(1500 m 以上)の三層に分けられる。

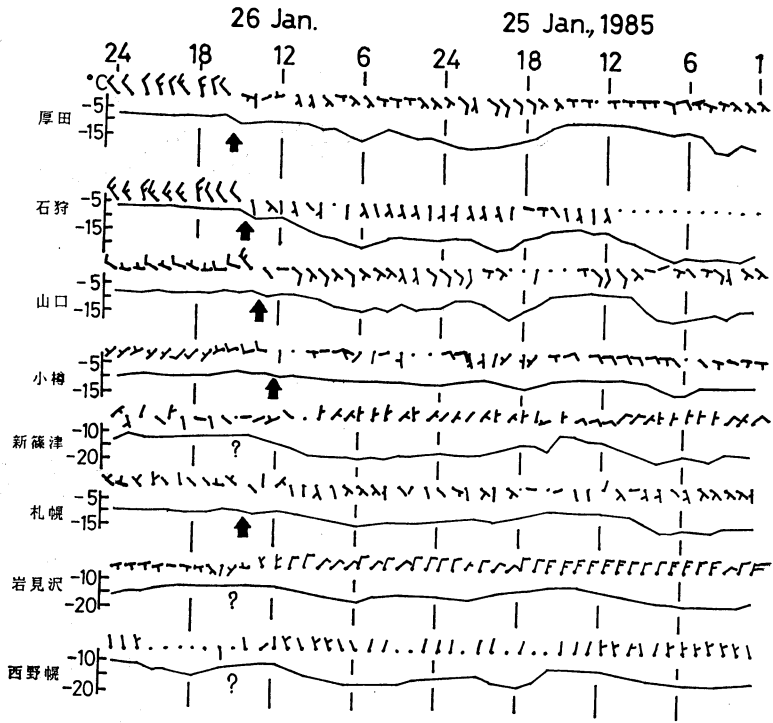
ここで、風の鉛直構造がその点の前後で異なる22 km 付近をシアフロント(図中黒矢印部分)と名付ける



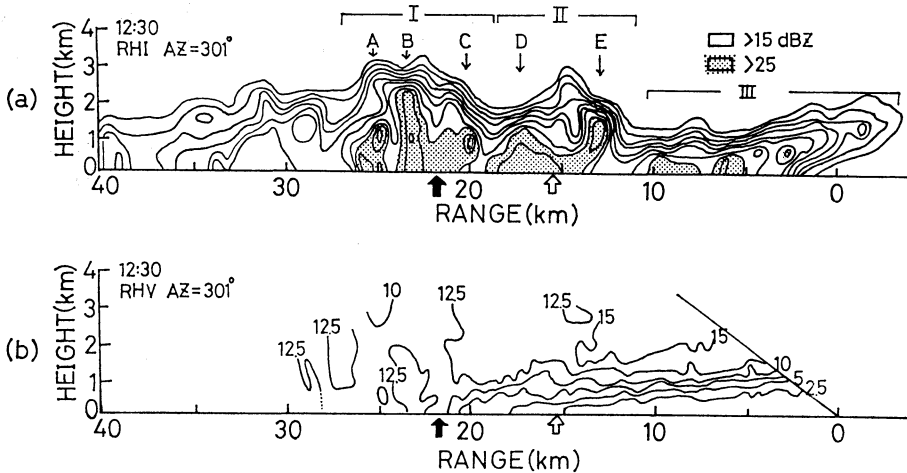
第5図 仰角 1° で得た半径 40 km 以内のレーダーエコーの水平断面図。単位は dBZ である。図中、海岸線は点線で、風の不連続線は太い点線で示してある。図に示した領域以外は、地形の影響でエコーが見えにくい場所である。(a), (e)の矢印については、本文参照。

と、第7図aより、シアーフロント上空のエコーは、それよりも遠方のエコーに比べ、約 1 km 背が高いことが分る。また、エコートップは、シアーフロントよりも内陸部では次第に低くなっている。エコーの傾きを見ると、シアーフロントよりも遠方ではほぼ鉛直であるが、より内陸に入ると急速に傾き始める。

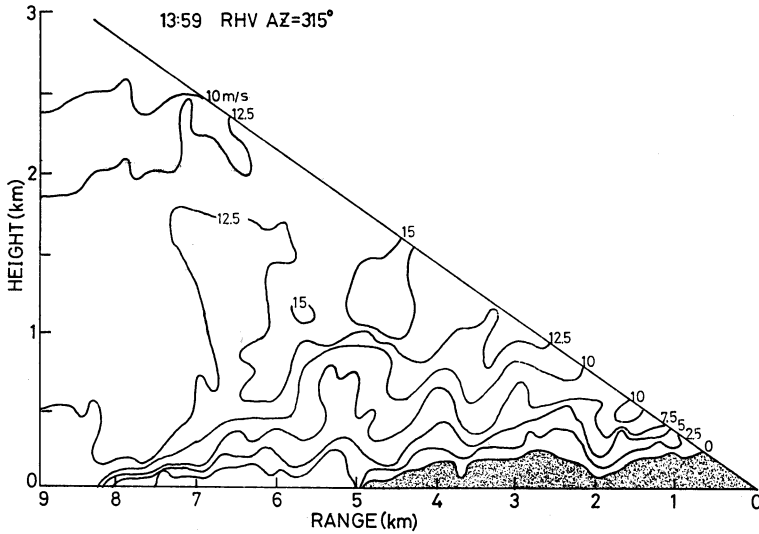
エコーの内部構造を見ると、約 10 km 巾のセルが約 10 km 間隔に並んでいる。更にそのセルは、シアーフロント上空のセルに顕著に見られるように、発達段階の異なる巾 2 km 程度の複数の対流セルから構成されている。この内部対流セルの数は、シアーフロントを越えると減り、第7図aの場合には、シアーフロント上空のセ



第6図 各地点における風(ノット)と気温の時間変化. 太い矢印は, 带状収束雲が通過したと思われる時間を示している.



第7図 (a)方位301°方向のレーダーエコーの鉛直断面図.
(b)同じ面内のドップラー速度の分布. 単位は, m/s.
図中白矢印は, 海岸線を示す.



第8図 方位315°方向のドップラー速度の鉛直断面図. 単位は m/s.

ル(I)では3個(A,B,C)があるが、10-20 kmの範囲に存在するセル(II)では2個(D,E)となり、0-10 kmでは、もはやセル(III)内に対流構造は認められない。

第7図bに、ドップラー速度の鉛直分布の例を示したが、この図はデータのサンプリング間隔が250 mでとったものであるため、詳しいシア層の構造を見るのには不適當である。そこで、シアフロントが観測点により近づいた13時59分に、62.5 m 間隔でサンプリングして得たドップラー速度の鉛直断面図を第8図に示した。方位は、個々のエコーセルの進行方向にはほぼ平行な315°であり、第5図eに矢印でこの走向を示した。第7図bと同様に、仰角20°以下のみを示してある。

図ではシアフロントは8 km 付近にあり、風の不連続線は5 km 付近に存在する。シアフロントから2-3 kmの間は、シア層の上端は比較的滑らかで、楔状を示している。シア層の上端の平均的な傾きはこの領域で大きく、約14°である。強風層の水平速度成分も、この領域で少し小さくなっている。これは、この領域で傾きが急なため、空氣の動きが水平方向から斜め上方に変化し、水平速度成分が減少したためと考えられる。

シアフロントから2-3 km 以上内陸に入ると、シア層の上端は波長約1 km で波状に激しく変化する。しかし、上端の平均的な傾きは小さく、約1.4°である。この波は、時間の異なった2枚の RHV 画像を比較す

ることにより、シア層上端の風速にほぼ等しい約10 m/s で移動していることが分かった。

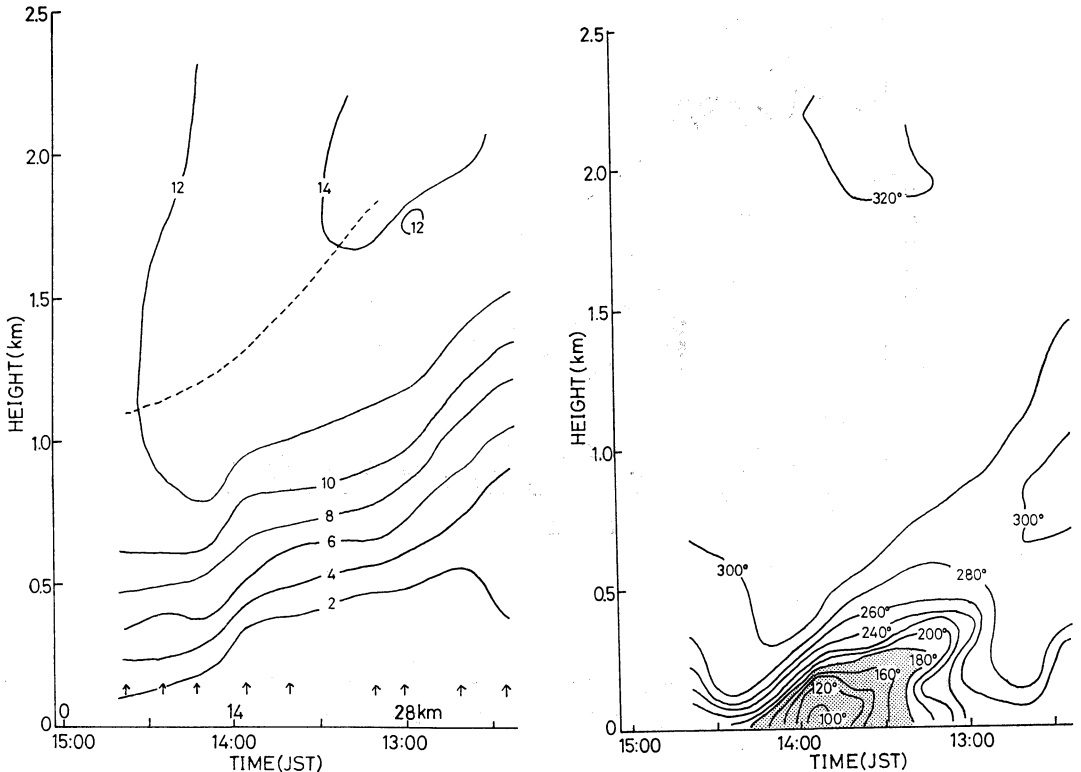
これまで述べてきた水平風の鉛直構造は、図に示した方位の断面内での水平風成分の特徴であり、この断面内で風向が変化している場合には、實際の風速変化とは若干異なっている可能性がある。しかしながら、1台のドップラーレーダーのみの情報からでは、観測点上空以外の領域の風向・風速を測定することは困難である。今回の観測では、带状収束雲が観測点上空を通過したので、上空の風と時間変化を追うことによって、不連続線を挟んだ領域の風の変化を詳しく調べることが出来た。以下ではその結果を示す。

6. 観測点上空のデータを用いた带状収束雲のエコー及び力学的構造

6. 1. 風向・風速の時間・高度断面

第9図に、仰角20°のVAD操作によって得た、観測点上空の水平風速(a)と風向(b)の時間・高度断面図を示した。VAD操作を行った時間は、時間軸上の矢印で示してある。仰角が20°であるので、図中の風は半径5 km 程度の円内の平均値と考えられる。

収束雲内の風構造の定常性が仮定できるとすると、時間軸は距離に置き換えられる。風の不連続線の移動速度は約4 m/sであったので、この値を使って時間を距離に



第9図 (a)仰角 20° のVAD操作によって得た観測点上空の水平風速の時間変化。単位はm/s。
 (b)同じく水平風向の時間変化。風向が 180° 以下の領域に影をつけてある。

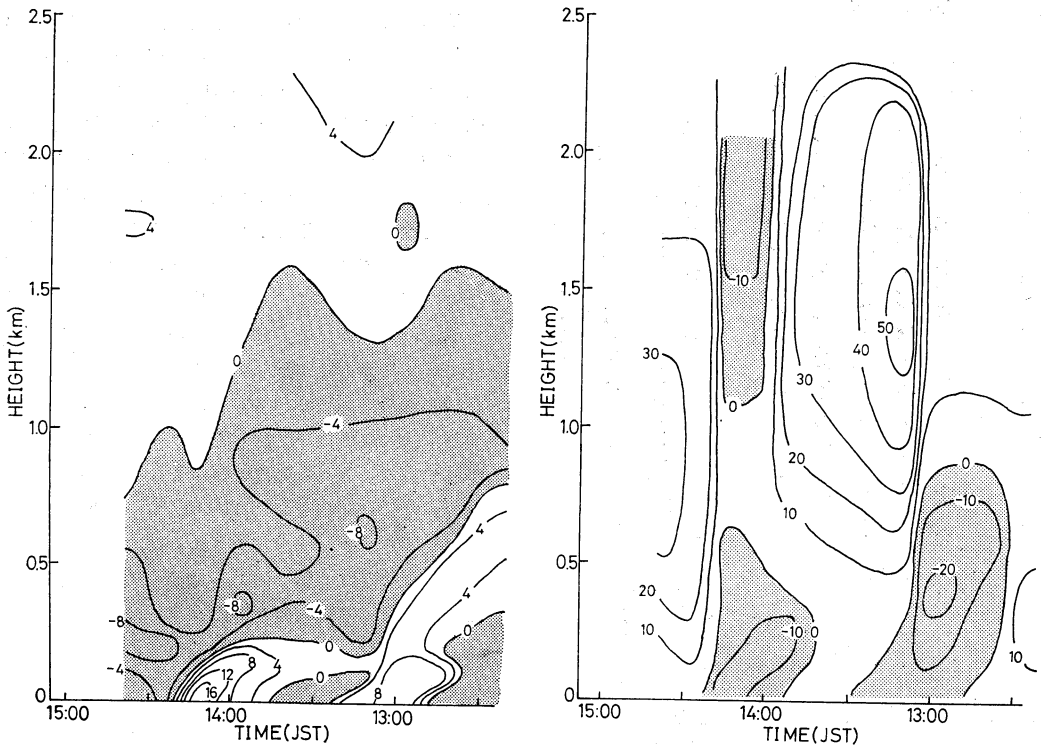
換算した値を、時間軸の上に目盛った。このように定常性を仮定したときには、収束雲がほぼ西から東に動いていたので、第9図は収束雲の走向に直角な東西断面を示すことになり、図の左側が西（日本海側）、右側が東（陸側）に対応する。

前節でも示したように、風の鉛直構造は、第9図aから、弱風層、シア層、強風層の三つの層に分けることが出来る。強風層及びシア層の何れの上端も時間と共に下降している。その傾きは、定常性を仮定すれば約 1.0° である。シア層内では、この傾きに沿って風速はほぼ一定であり、鉛直シアの強さは、約 $1.5 \times 10^{-2} \text{s}^{-1}$ である。又、シア層の厚さは約700mである。これらの値は第8図で求めた値とほぼ一致する。一方、強風層の風速は、シア層の上端から約500m上空で極大値を示し（図中点線で示してある）、その値は時間と共に減少している。言い換えれば、シアフロントから離れるにつれて増加している。

第9図bを見ると、風向は平均的には、高度が下がるにつれて、北西方向から反時計回りに風向が変化している。風向変化は、弱風層からシア層の下部にかけて大きい。又、シアフロント近く（図中左側）の方が、風向変化が急である。更に、北東から南東の間の風向を持つ風は、13時40分から14時10分頃までの、極く限られた時間帯でのみ現れている。高度500m以下で、12時30分頃から13時、及び14時から14時30分頃の2ヶ所で、前後の時間帯に比べて風向が北寄りになっている。この点については後で再び述べる。

6. 2. 水平風の収束・発散、及び鉛直流の時間・高度断面

第10図aに示した水平風の収束・発散値の分布を見ると、収束は弱風層の上部からシア層で生じ、弱風層の下部及び強風層内では発散している。それらの大きさは、 10^{-4}s^{-1} のオーダーである。特に強い収束は、シア層の下端に生じている。第10図bは、仰角 20° の



第10図 (a)第9図と同じ操作によって得た水平発散の時間変化単位は $10^{-4}s^{-1}$. 収束域には影をつけてある。
 (b)同じく風の鉛直速度の時間変化. 単位は cm/s. 下域に影をつけてある.

VAD 走査によって求めたドップラー速度の鉛直成分から、平均的な雪粒子の落下速度 1 m/s を引いて得た鉛直流を示したものである。図から分かるように、下降流がシア層から弱風層にかけてと、シアフロント上空の強風層の3ヶ所で生じている。上昇速度は、シアフロントから遠ざかるにつれて速度を増し、最大 0.5 m/s に達するが、下層で東寄りの風が存在しない13時10分以前では値が急速に小さくなっている。第9図aと比較して分かるように、この時に強風層内の水平風速の極大値も最大となっている。

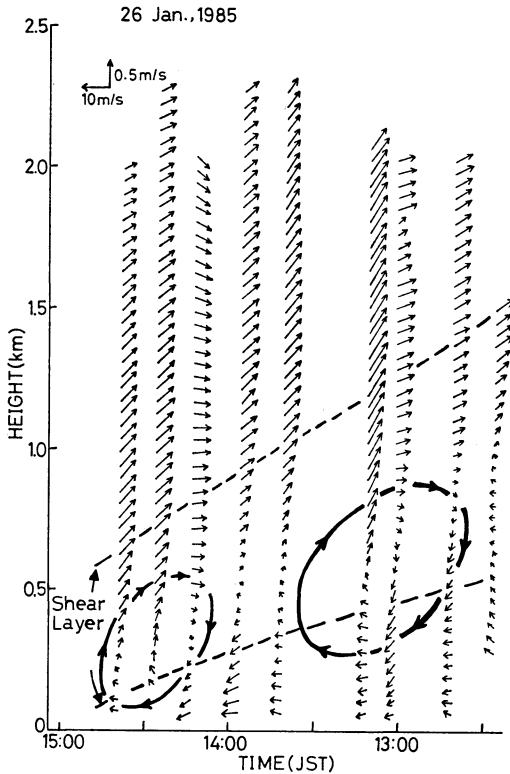
6. 3. 帯状収束雲の東西鉛直断面内の風の二次元分布
 第9図a, bを基に、風速の東西成分を求め、それと第10図bの鉛直速度とから風ベクトルの時間・高度断面を作製したものが、第11図である。但し、風の不連続線に対して相対的な風の流れを見るために、水平風速から、不連続線の移動速度 4 m/s を差し引いてある。

予想されたように、弱風層では風はシアフロントに

向かって（図中右から左）吹き、強風層ではシア層の上端の傾きにはほぼ沿う形で、シアフロントから遠ざかる方向（図中左から右）に吹いている。一方、シア層と弱風層にまたがって、約1時間周期の二つの明瞭な循環が見られる。循環の鉛直及び水平スケールは、シア層の厚みに比例して大きくなっている。この図と第9図bの風向変化とを重ねてみると、循環の下降域で、シア層及び弱風層の風向が前後の時間に比べて北寄りになっている。このことは、この循環によって上層と下層の運動量が交換されていることを示している。

6. 4. レーダーエコー強度の時間・高度断面

第12図aは、レーダーエコーの進行方向にほぼ平行な方位の RHI データから、観測点を中心として前後 5 km の距離にわたって平均して得た、レーダーエコーの時間・高度断面図である。第12図bは、同じく平均値の各時間毎の鉛直分布を示したものである。第12図aから分かるように、シアフロント付近（14時頃）では強



第11図 水平風の東西成分と風の鉛直成分とを合成した、シアーフロントに相対的な風ベクトルの時間変化。

いエコーが上空まで存在し、エコー強度は 1 km 以上ではほとんど値が変わらず、かつ強いエコーが出現する時間は、下層から上層までほぼ同時である。このことは強い対流性エコーの存在を意味し、第 7 図 a で示したシアーフロント付近の強い対流セルに対応する。このとき地上では、濃密雲粒付きの放射樹枝と、イガグリと呼ばれる小さいアラレに短い枝が伸びたもの、及び小アラレが併合した雪片が降っていた。

一方、13時から13時30分頃に現れたもうひとつの強いエコー域は、前のエコーに比べて高度が下がるにつれて次第にエコー強度も増加し、かつ上空と下層とでエコー強度のピーク値の出現時間がずれている。このことは、雲の対流が弱まり、やや層状化しつつあることを意味している。このとき地上では、濃密雲粒付きの放射樹枝の雪片が観測されている。この雲は、第 7 図 a で示した、シアーフロントからやや内陸に入った領域に存在する雲

に対応する。

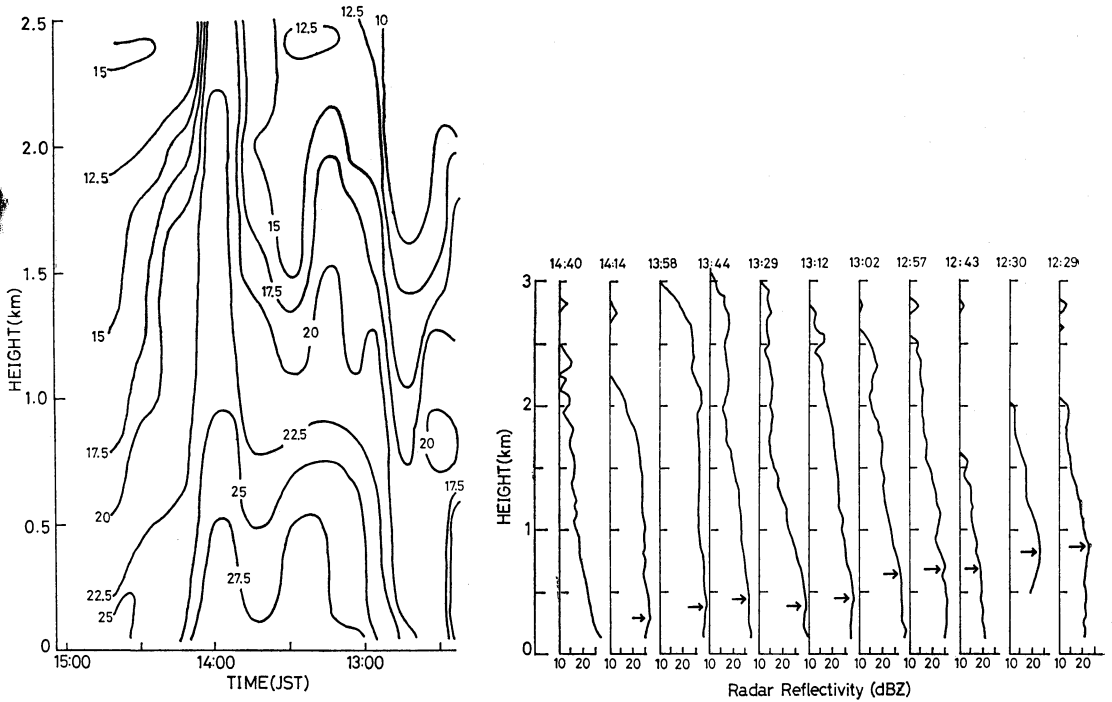
第12図 b に示したエコー強度の鉛直分布を見ても、13時58分及び14時14分のように、強い対流性エコー内では、エコートップとその下約 500 m までの間でエコー強度が急速に増大し、その高度より下（但し、13時58分では地上 1 km まで、14時14分では地上 600 m まで）では、ほとんどエコー強度が変化せず、降雪粒子が上下に良く混合されている様子がうかがえる。一方、13時29分と13時44分では、エコー強度がほぼ一定と見なせる高度は約 1.7 km までで、その高度以下では、エコー強度は次第に増加している。13時12分以前は、下層を除いて全層でエコー強度は増加している。

12時29分から14時14分までは、下層でエコー強度が減少し、この高度以下で降雪粒子が蒸発していることを示唆している。エコー強度が減少を始める高度（図中矢印部分）は、14時14分では 300 m、12時29分では 800 m と、シアーフロントから遠ざかるにつれて高くなっている。この高度は、第 9 図 a と比較すると、弱風層の上端によく一致する。14時40分のエコーは、筋雲によるものであり、シアーフロントより前方であるため、このようなエコーの減少は見られない。

7. 考 察

今回のドップラーレーダー観測によって得られた、帯状収束雲の、走向に直角な鉛直断面内における気流系は、Browning and Harrold (1970) 及び Carbone (1982) が寒冷前線上の降雨帯について得たもの；Charba (1974) がスコールラインのガストフロント内で得たもの；及び Britter and Simpson (1978), Simpson and Britter (1979) が室内実験によって密度流の先端部分で得たものと極めて良く似ている。但し、これらの観測及び実験は、高密度流体が低密度流体中へ進行して行く、言わば寒冷前線型であるが、今回我々が観測を行ったのは、下層の冷気塊が混合によって消耗しつつ後退して行く、言わば温暖前線型という違いがある。

そのため、前述の論文の中では顕著であった冷気塊の外側に凸な形をした head は不明瞭であり、逆に内側にえぐられたような形をしている。この形は、密度流が表面上を滑る条件で得た head の形 (Britten and Simpson, 1978) に近い。密度流の先端部分の傾きが急なほど、又、シアーフロント中の水平収束が大きいほどこの部分での低密度流体の上昇速度は速くなる。我々の観測では、 14° 、 10^{-4} s^{-1} 、 0.5 m/s であり、何れも前掲の論文中的



第12図 (a) RHI レーダーエコーを基に、観測点を中心とした水平距離 5 km 以内のレーダーエコーの平均値の時間・高度断面図。単位は dBZ。
 (b)(a)の値の各時間毎のレーダーエコーの鉛直プロファイル。

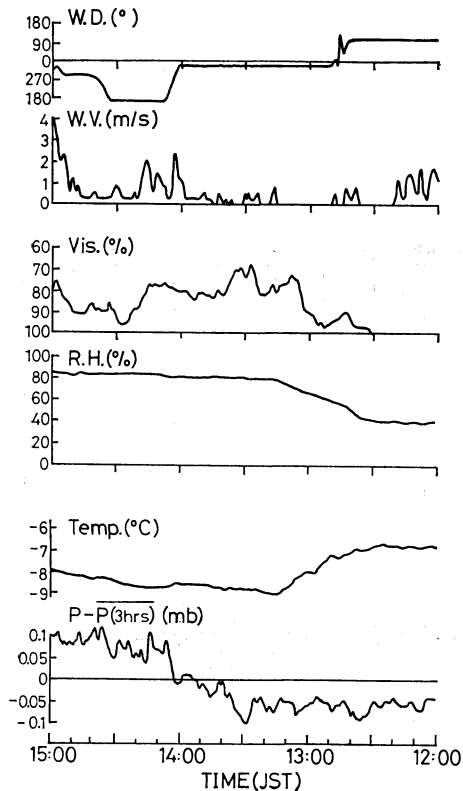
値と比べて小さい。これらの値の差も、温暖前線型のためと考えられる。

低密度流体と、その下を進行する高密度流体との境界では、Kelvin-Helmholtz 不安定が生じ、二つの流体の混合が行われている (Thorpe, 1973; Britter and Simpson, 1978)。我々の観測では、K-H 不安定波と思われる波は、波長と振幅がそれぞれ、約 1 km と 0.5 km であった (第 8 図)。この波は、シア層上端の風速とほぼ等しい約 10 m/s で、海側から陸側へと移動して行った。一方、この波とは別に、周期約 1 時間 (距離に換算すると約 15 km) の循環がシアフロントよりも内陸側に現れている (第 11 図)。このような循環は寒冷前線上の狭い降雨帯の後方にも見出されている (Carbone, 1982) が、そのサイズは 3-4 km と小さい。K-H 不安定による、比較的小さい規模で生ずる混合の他に、この、より大きな規模を持つ循環による混合が重要であることは、第 10 図 b に示した風向変化からも明らかである。この循環がシア層中で主に生じていること、周期が約 1 時間と長

いことから、この波は、密度の異なる流体の境界層に発生する内部重力波であることが予想される。

このような循環は我々が行った他の観測例でも現れており、降雪粒子の平均落下速度を 1 m/s と仮定したことによって現れた見かけの循環ではないと考えている。但し、降雪粒子に対して適正な落下速度を与える方法は今の所なく、現在我々は、ドップラーソーダーとドップラーレーダーを組み合わせて降雪粒子の落下速度を適正に与える方法を検討中である。

次に带状収束雲内の降雪形成過程について考察を行う。大雑把に言えば、シアフロント近くでは、強制上昇により対流雲内の対流活動が強まった結果、雲粒付着による成長が卓越してアラレないしはアラレ状粒子卓越型の雪片が降り、内陸にはいるにつれて一様上昇流中での昇華成長と併合成長が卓越し、非アラレ状粒子卓越型雪片が降り、より内陸にはいると、下層の冷気塊との混合が大きくなり、雲は消滅する。第 13 図に示した地上で測った各気象要素の時間変化のうち、透過率型の視程



第13図 北大低温研の屋上で測定した風向(W.D.), 風速(W.V.), 視程(Vis.), 相対湿度(R.H.), 気温(Temp.)及び微気圧変動(P-P(3 hrs))の時間変化。

計の出力を見ると、14時から14時30分までのシアーフロント近くの方が、レーダー反射強度が大きいにも拘らず、それ以前に比べて視程が良く（即ち値が大きくなる）っている。このことは、シアーフロント近くの方がアラレ状粒子であり、離れた部分では雪片状であったと考えると説明がつく（藤吉他、1983）。

第7図aに見られるように、シアーフロント上空を通過中の、幅約10kmの対流雲はマルチセル構造を示している。このような雲内では、発達段階の異なる複数個の対流セル内で形成された雪粒子同士が相互に関係し合っていることが藤吉（1985）によって示されている。

循環の下降流は、雪粒子によって形成された可能性もある。その理由としては、第12図bに示したレーダーエコー強度の鉛直分布から、冷気塊中での雪粒子の蒸発が

示唆されているからである。第13図に示した地上の気温と湿度変化を見ても、降雪がはじまると急速に湿度が高くなり、次第に気温も下がりはじめ、湿度がほぼ飽和すると同時に気温の下降も止んでいる。しかしながらこの様な降雪粒子の蒸発はシアーフロントより内陸ではどこにでも生じており、特に循環を生じさせる領域に限られているわけではない。更に、強い降雪域と下降域とが一致するのはシアーフロント付近のみであり、より内陸の循環では一致していない。従って、循環によって降雪が強められた結果、強い降雪エコーが循環に対応して現れたと考えた方が説明がつく。ただし、降雪粒子の弱風層内における蒸発は、下層の気塊を冷却し、北西風との間の密度差を大きくする役割を果たすと考えられる。

第13図に示した風速の時間変化を見ると、12時30分から14時までは1m/s以下と弱い。しかし、シアーフロント近くの14時から14時30分の間では、一時的に2m/s程度の風が吹いている。このとき、気温はほとんど変化しないが、気圧は約0.1mb程の微気圧上昇を示している。このことは、シアーフロント近くでは降雪粒子によるガストが存在し、シアーフロント近くの循環の下降流を強化していることを示唆している。このようなことが起こり得たのは、降雪粒子がアラレ状粒子であったためと考えられる。

8. まとめ

相対的に暖湿な北西気流は、冷乾な気塊の上に乗りに上がる。この密度の異なる気塊の境界には、厚さ約700mの風速の鉛直変化が大きいシアーフロントが存在する。シアーフロントには、波長約1kmのKelvin-Helmholz不安定波と考えられる波が存在すると同時に、周期約1時間、波長約15kmのより大きな水平スケールを持つ循環が存在する。シアーフロントの傾きは、シアーフロント近くで大きく約 14° であり、それから更に内陸に入ると約 1.4° と緩やかになる。シアーフロント付近の勾配が大きいため、北西気流中に形成される筋雲を構成する対流雲は急速に発達する。その結果、エコートップは1km程高くなり、アラレないしはアラレ状粒子からなる雪片がこの領域に集中して降る。この粒子によって下層の循環の下降流は強化され、シアーフロント近くに弱いガストを形成する。

シアーフロント付近の強風層中の上昇流域の後方には下降流域があり、一旦降雪が弱まる。更に内陸にはいるにつれて上昇速度は再び大きくなり、最大値が現れる領

域は、下層の循環の上昇流域に一致する。風の水平収束は弱風層の上部からシア層にかけて主に生じ、その極大はシア層の下端に存在する。シアフロントに到達するまでの対流雲は、幅 2 km 程の複数個の対流セルから構成されているが、シアフロントよりも更に内陸に入ると対流構造は急速に失われる。シアフロントから更に内陸に入ったこの領域では、雲粒付着過程が卓越したシアフロント近くの対流雲に比べて、シア層の上端に沿った暖やかな上昇流中での昇華及び併合成長が卓越する。一方、弱風層内にまで落下した降雪粒子は、その層内で蒸発し、気塊を冷却することによって、北西風との間の密度差を大きくする役割を果たす。

今回の観測例では、小低気圧の中心は寿都湾に上陸したため、渦状擾乱そのものについては解析できなかった。また、海上に存在した不連続線も、時間と共に後退して行く言わば温暖前線型であり、带状収束雲の構造としてはもっとも単純な例であると思われる。藤吉・若濱(1987)による衛星解析によれば、不連続線が海上に進出して行く、言わば寒冷前線型のときに带状収束雲内に渦状擾乱が現れ易いことが指摘されている。本論文に続いては、主に寒冷前線型の带状収束雲の解析結果を報告する予定である。

9. 謝 辞

ゾンデ資料の収集にあたって、札幌管区气象台の皆様が大変お世話になりました。心よりお礼を申し上げます。気象衛星資料は、気象庁の提供によった。

文 献

- Britter, R.E. and J.E. Simpson, 1978: Experiments on the dynamics of a gravity current head, *J. Fluid. Mech.*, **88**, 223-240.
- Browning, K.E. and T.W. Harrold, 1970: Air motion and precipitation growth at a cold front, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **96**, 369-389.
- Browning, K.E. and R. Wexler, 1968: The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar, *J. Appl. Met.* **7**, 105-113.
- Carbone, R.E. 1982: A severe frontal rainband.

- Part 1: Stormwide hydrodynamic structure. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 258-279.
- Charba, J., 1974: Application of gravity current model to analysis of squall-line gust front, *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 140-156.
- 藤吉康志, 若濱五郎, 遠藤辰雄, 入川真理, 小西啓之, 竹内政夫, 1983: 札幌における一冬間の降雪強度と視程の同時観測, *低温科学, 物理篇*, **42**, 119-130.
- 藤吉康志, 1985: 雪片構成要素の短時間変動(序), *低温科学, 物理篇*, **44**, 119-130.
- 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.
- 藤吉康志, 若濱五郎, 1987: “ひまわり”画像による北海道西岸带状収束雲の発現過程の分類, *低温科学, 物理篇*, **46**, 171-178.
- 長谷川徳太郎, 1949: 北海道西海岸に発生する副低気圧に就いて, *研究時報*, **1**, 207-212.
- 小林文明, 菊地勝弘, 元木敏博, 1987: 冬季北海道西岸に発生する带状収束雲の研究(I), *北海道大学地球物理学研究報告*, **49**, 341-357.
- 村松照男, 小林尚治, 小倉士郎, 渡辺正雄, 1974: 大雪をもたらす帯状エコーの成因と構造, *大気*, **9**, 40-50.
- 村松照男, 1976: 石狩湾小低気圧による大雪, *札幌気象100年記念論文集*, 31-49.
- 岡林俊雄, 里見 穂, 1971: レーダーと気象衛星による雪雲の研究(I) (北海道石狩湾付近の小低気圧を中心として), *天気*, **18**, 573-581.
- 岡林俊雄, 1972: 気象衛星からみた雪雲と降雪についての研究への利用, *気象研究ノート*, **113**, 74-106.
- Shoenberger, L.M. 1984: Doppler radar observation of a land-breeze cold front. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2455-2464.
- Simpson, J.E. and R.E. Britter, 1979: The dynamics of the head of a gravity current advancing over a horizontal surface, *J. Fluid. Mech.*, **94**, 447-495.
- 立平良三, 1972: 気象ドップラーレーダ, *気象研究ノート*, **112**, 129-170.
- Thorpe, S.A. 1973: Experiments on instability and turbulence in a stratified shear flow, *J. Fluid. Mech.*, **61**, 731-751.
- 八木正允, 1982: 北海道西岸地方の小低気圧について(I), *大気*, **7**, 45-54.