

2. 降雪雲の動的構造*

若 濱 五 郎**

1. はじめに

石狩平野など北海道の日本海側地方は冬期しばしば集中的な大雪に見舞われ、大きな被害を蒙る。これら大雪をもたらす気象条件や発生要因については古くから研究が行われてきたが、その後、気象レーダー、さらに衛星画像が利用できるようになるとその研究は益々盛んになり、北海道西岸沖小低気圧、西岸沖帯状収束雲などの中規模擾乱に関する知見が増大した(例えば、長谷川, 1949; 八木, 1972; 岡林, 1972; 村松他, 1974; 村松, 1976; 小林他, 1987参照)。

しかし当時のレーダーや衛星情報では降雪雲全体の動きや定性的なことは得られるものの、降雪雲の構造やその時空変化を高分解能で立体的、定量的、連続的に調べることができなかつたため観測結果の解釈は推測の域を出なかつた。

1981年、北大低温科学研究所に降雪物理学部門が創設されたのを機に、降雪観測用高速三次元ドップラーレーダーが設計、製作された(藤吉他, 1986)。本レーダーの特徴の第一は、アンテナを30 rpmで高速回転させながら仰角を1°ずつ上げつつ、2~3分の短時間内に全方位における三次元的なエコー強度分布を定量的かつ高い分解能(最高で62.5 m)で収集しうるASIモード(Arbitrary Section Indicating)を有することである。

1984年12月、本ドップラーレーダーが完成、低温研屋上に設置されて以来、特殊ゾンデ観測、地上での降雪観測、衛星画像の受信・解析等の方法を併用しつつ降雪雲の動的構造を調べてきた。本報告ではそのうち、1985年1月26日、石狩地方に大雪をもたらした帯状収束雲を例にとり、レーダーエコー構造、力学的構造について述べる。

1. 1985年1月26日、西岸帯状雲出現時の気象概況

1985年1月21日、北海道南岸を通過した低気圧は22日



第1図 北海道西岸沖の帯状収束雲(1985年1月26日12時、静止衛星可視画像)

にはカムチャッカ半島沖に達した。北海道西岸はこの低気圧後面の流れの場にあった。同日午前、沿海州のシホタ山脈の風下、日本海上に中規模の渦状擾乱が発生し、23日以降ゆっくりと南東に移動した。その中心が寿都湾に上陸後、北海道西岸沖に幅の広い帯状収束雲が現われた(第1図)。この収束雲が石狩平野に上陸する直前の26日12時頃から、それがほぼ消滅して季節風による通常の筋雲の侵入にとって代られるまでの約3時間、上述のレーダーで収束雲の動的構造を観測した。

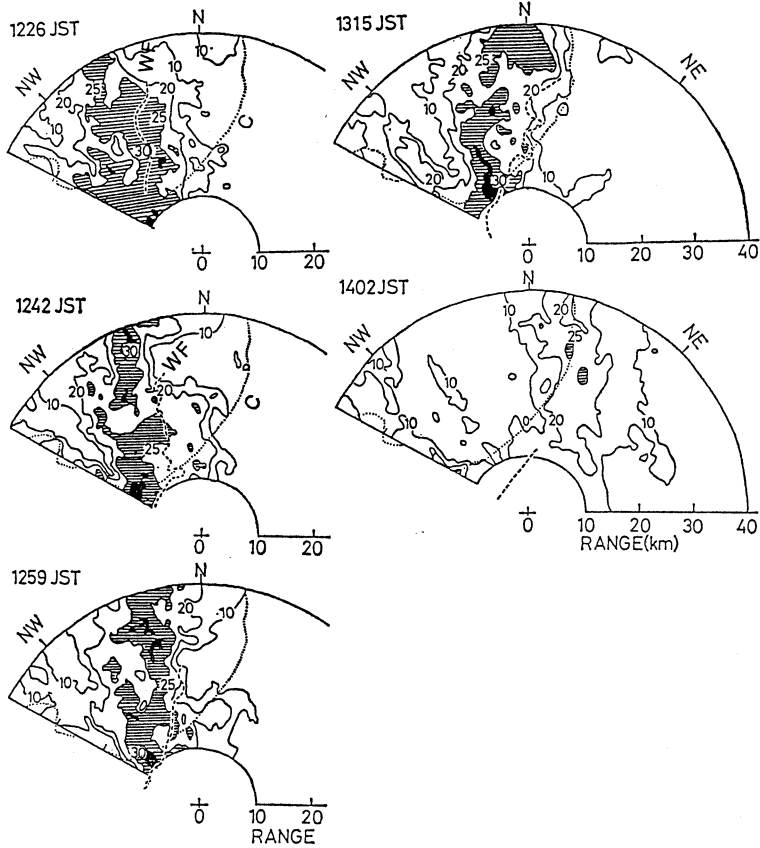
高層天気図によると、1月21日~26日には500 mbで-40°C以下の強い寒気が北海道上空に侵入し、25日には小さな寒冷渦が稚内上空に存在していた。前述の中規模擾乱は、この寒冷渦の接近と共に南下し、寒冷渦の中心が北海道上空に達すると共に消滅した。高層および地上天気図から判断すると、この渦状擾乱は、村松(1976)の分類の中で「明瞭な小低気圧循環のうち、500 mb泡状循環型(季節風末期)」に最も近い。

3. 帯状収束雲のエコーとその力学的構造

渦状擾乱に伴った帯状収束雲が顕在化した1月26日の12時30分ころから14時すぎまでのPPI(仰角1°)エコー強度の例を第2図に示す。図中の点線は石狩海岸で

* Dynamic structure of snow cloud.

** Gorow Wakahama, 北海道大学低温科学研究所.



第2図 石狩湾上の帯状収束雲の PPI 画像 (1985年1月26日, 図中の数値は dBZ 単位のエコー強度, 点線 C は石狩海岸線, 太い破線 WF は風の不連続線)

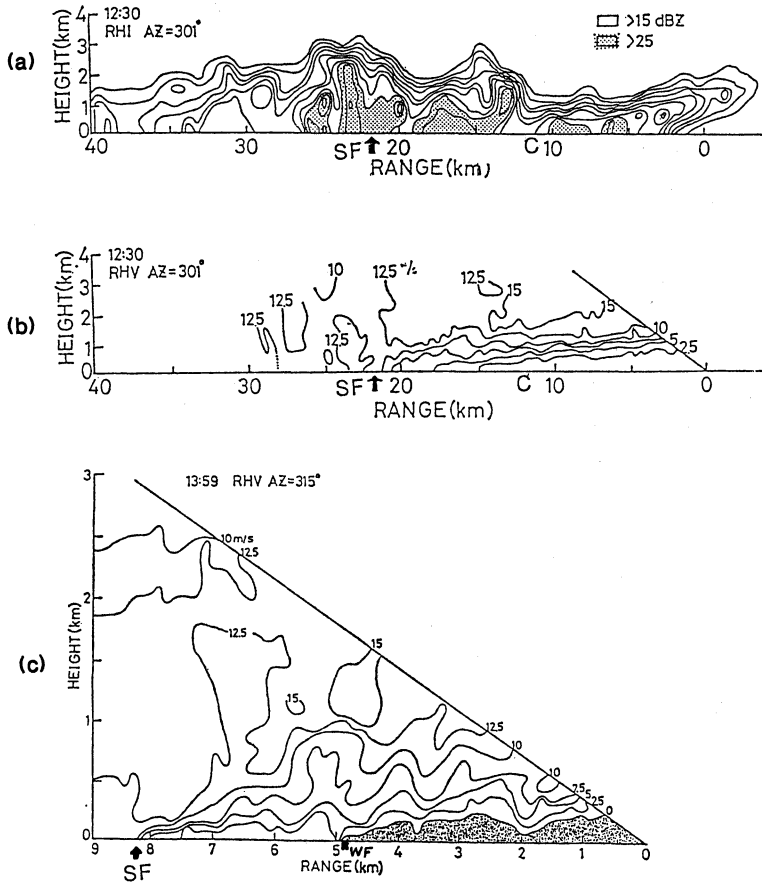
ある。12時26分で強いエコー (斜線部) が2本ほぼ南北に平行に伸びている。この帯状雲内に記した太い破線は、ドップラー速度から検出された風の不連続線 (以後 WF と記す) である。

帯状エコーの中の個々のセル状エコーは、10~14 m/s で南東進するが、帯状エコー全体としては東に移動し、WF を越えると急速に衰弱した。同時にすぐ西側のエコーが強度を増しながら東進し、WF を越えると弱まり、以後これと同じことが繰り返されるのが見られた。

第3図 a は RHI 鉛直断面 (方位 301°) である。図に C と印したところが石狩海岸である。また第3図 b には仰角 20° 以下のドップラー速度を示す。図中の数値は水平風速成分 (m/s) である。図の SF (距離 22 km 地点) を境にして風の鉛直構造が異なっている。SF 点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-は小さい。一方、SF点より近くでは、地上約500mまでは風が弱く (弱風層)、500~1,500 m 上空はシアアの強い層 (シアア層)、1,500 m 以上では風の強い層 (強風層) の三層からできている。ここで風の鉛直構造が急に変る SF 点をシアアフロントと名付けた。

ここで第3図の a と b を対比させてみる。エコーの背はシアアフロント (以後 SF と略記する) の 3 km 手前で最高に達し、それ以前のエコートップより 1 km も高い。しかしエコーの背は SF を越えると次第に低くなる。一方、SF の前方ではほぼ鉛直に立っていたエコーは、SF を越えた以後は急激に前傾する。これらのエコーの幅は約 10 km であるが、それぞれの内部は発達段階の異なる幅 2 km 程度の複数の対流セルで構成されている。内部のセルの数は SF を越えると減少し、上陸後はセル内にもはや対流構造は認められない。



第3図 (a); 第2図の左上とはほぼ同時刻のRHI画像。横軸に示したC, SFは夫々、石狩海岸線、シアーフロントの位置、(b); RHV画像から求めたドップラー速度。图中的数值は水平風速成分 (m/s)。風の三層構造がみられる。(c); 同日13時59分の分解能62.5mでとったドップラー速度の鉛直分布を示す。シアー層上面は波長約1kmで波打っている。WFは風の不連続線の位置を示す。

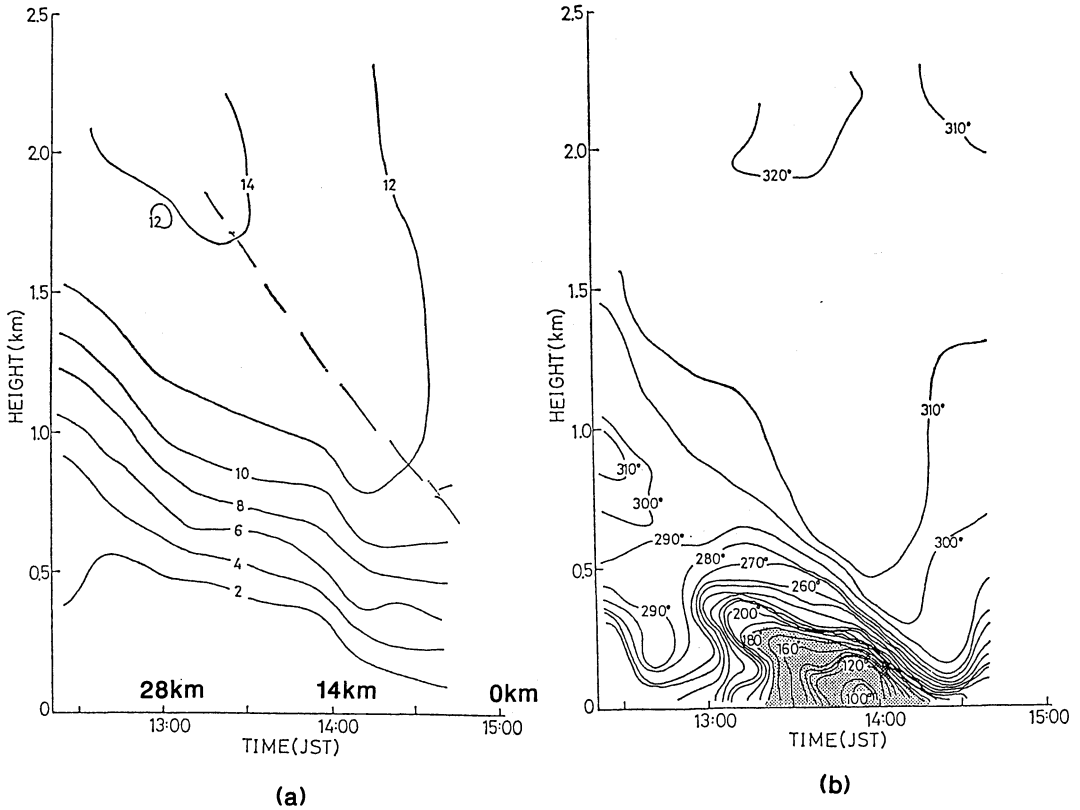
第3図cに13時59分のドップラー速度の鉛直分布(方位315°, 仰角20°以下)を示す。第3図bが分解能250mに対し、本図は62.5mである。この時点でSFは距離8km付近に、また風の不連続線WFは5km付近にある。SFから約3kmまでの間のシアー層の上面は比較的滑らかで、平均傾斜14°の楔状の形をしている。強風層の水平速度成分はこの領域で減少している。これはSF前面の急傾斜に沿って気流が上昇するため、水平速度成分が減少したのであろう。

SFから約3km辺りからのシアー層の上面は傾斜が小さくなり(平均1.4°)、また、波長約1km、振幅0.5

kmで波打っている。この波はシアー層上面での風速と同じ10/m/sで後方に移動したが、不安定K-H波と考えられる。

4. 帯状収束雲通過時の時間・高度断面

第4図aにVAD操作で得た観測点上空の水平風速を、第4図bに風向の時間・高度断面を示す。風の不連続線WFの移動速度4m/sを用いて時間を距離に換算した値を時間軸に併記した。収束雲内の風構造の定常性を仮定すると、この図は収束雲の走向に垂直な東西断面を示すことになり、図の右側が西の日本海側、左側が東



第4図 带状収束雲内の風向・風速の時間・高度断面。(a) VADモードで得た水平風速分, (b) 風向断面。

陸側のに対応する。この図にも前述の弱風層, シアー層, 強風層の三層構造が見られる。弱風層, シアー層ともその上面の傾斜は約 1° で, 上面は時間と共に下降している。シアー層内では傾きに沿って風速はほぼ一定で, 鉛直シアーの強さは約 $1.5 \times 10^{-2} \text{s}^{-1}$ である。以上のことは第3図cで得た値と一致する。一方, 強風層の風速はシアー層の上方約 500m の上空で極大を示し, 風速は SF から遠ざかるにつれて増加している。

次に, 風向の高度断面の第4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変化している。風向の変化はシアー層内の特に SF 付近で大きい。また, 東寄りの風は13時40分から14時までのごく限られた時間帯にしか現われていない。

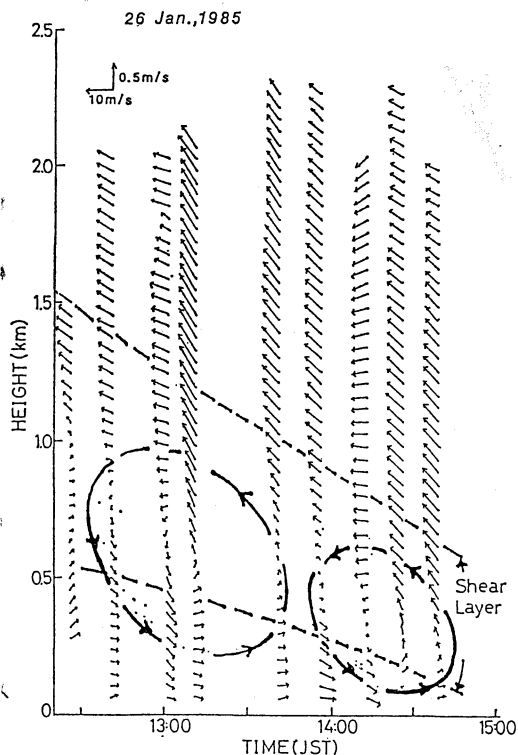
以上の風のデータを用いて水平風の収束・発散をみると, 弱風層と強風層内は発散であり, 収束はシアー層のみにみられ, 特に強い収束がその下面で生じている。

第4図とドップラー速度の鉛直成分から得た鉛直流を

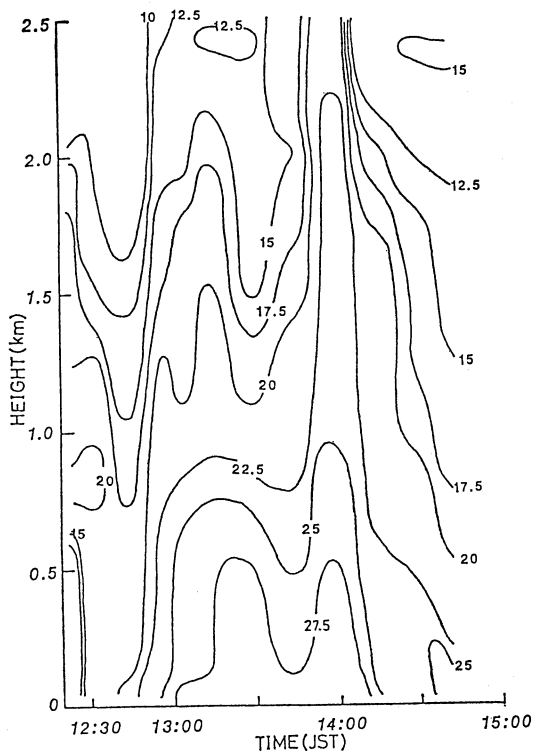
基に, 風ベクトルの時間・高度断面を作ったのが第5図aである。但し風の不連続線 WF に対する相対的な風の流れを見るために, 水平風速から WF の移動速度 4 m/s を差し引いてある。予想されたように, 弱風層では風は SF に向って (図の左から右) 吹き, 強風層ではシアーの上面の傾きに沿って吹き上げている。

一方, シアー層と弱風層にまたがって, 約1時間周期, 波長10~15 km 程度の2つの明瞭な循環がみられる。循環の大きさはシアー層の厚みに比例して大きくなっている。この図を第3図bと重ねてみると, 循環の上昇域では高度が増すにつれて風向は北寄りとなり, 逆に下降域では高度の低下と共に風向が南寄りとなっている。これ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。

第5図bは, エコーの進行方向に平行なエコー強度の時間・高度断面図である。図にみられるように, SF 付近 (14時ころ) には強いエコーが上空 2 km 以上に達し,



(a)



(b)

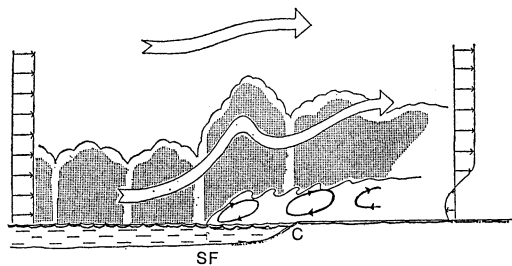
第5図 (a) 風ベクトルの時間・高度断面。シア層、弱風層にまたがって2つの明瞭な循環がみられる。
(b) エコー強度の時間・高度断面

その強度は高度 1~2 km の間ではほとんど値が変わらない。また、エコー強度のピークは上層から下層まではほぼ同時に出現している。この強い対流性エコーは第3図 a の SF 附近の対流セルに対応する。このとき地上では、濃密雲粒付き放射樹枝、イガグリ状の小アラレ、小アラレの併合した雪片など強い対流を反映する降雪粒子が観測された。

一方、13時から13時30分の間にもうひとつの強いエコーがみられる。前述のエコーとは異なり、このエコーでは高度の低下と共に強度が増加し、しかも、上層から下層に向って強度の出現時間がずれている。これは雲内の対流が弱まり、層状化しつつあることを示す。この時、地上では濃密雲粒付きの放射樹枝の雪片が観測された。このエコーは第3図 a の SF を通過した後に前傾した雲に対応している。

図では明瞭でないが、12時29分から14時14分の間では弱風層の上面以下の高度でエコー強度が減少している。

1988年3月



第6図 带状収束雲の鉛直断面の模式図

これは、降雪粒子が乾燥した弱風層に入ると蒸発することを示唆するものである。

5. 带状収束雲の構造の模式図

以上述べた風構造、エコー強度を基に、带状収束雲の鉛直断面を模式的に示したのが第6図である。中規模渦擾乱に向って陸側(東)から海上に張り出した乾燥、

寒冷な厚さの薄い気流と、海上を渡ってきた相対的に温暖、湿潤な西寄りの気流との間には風の不連続線が形成される。同時にこれらの気流の間にはシアー層ができ、シアーフロント SF を形成する。中規模擾乱に伴い西風によって東進してきた降雪セルは、次々に SF 前面で強制上昇し、背の高い対流性の雪雲に成長する。こうして、石狩沖には下層の弱風層、その上にシアー層、更にその上に西からの強風層からなる三層構造ができる。シアー層の上面には不安定 K-H 波と思われる波動が発生し、陸側に向かって移動する。このとき上層の風と下層の風との間にシアー層を通じて運動量の交換が行われる。シアー層内には直径10 km 程度の循環がみられ、その上昇流域は強いエコー域に対応して現われている。

下層の相対的に乾燥・寒冷な大気は、シアー層内での上下混合によって、より湿潤・温暖な大気と混合一様化し、結果として SF は陸側に向かって後退する。これはいわば温暖前線型の過程である。

6. おわりに

近年、北大低温研屋上に設置された高速三次元ドップラーレーダーは、従来その観測が困難であった降雪雲の構造とその時間空間変化（動的構造）の研究を可能にした。そこで、本レーダーを用い、石狩湾から侵入して大雪をもたらす帯状収束雲の動的構造を観測した結果を例をもって示した。本報では観測結果とその解析についてのみ記したが、その物理的解釈や詳しい考察については

近く発表される藤吉他（1987）にゆずる。また、本報の例の他に、多くの観測・解析例があるが、それについては別の機会に発表する。

本報告を記すに当たり、多大の協力を惜しまなかった低温研降雪研究グループの方々には深く感謝する。また、多くの資料をいただいた札幌管区气象台の方々には深謝致します。

文 献

- 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・坪木和久・小西啓之・若濱五郎, 1987: 北海道西岸帯状収束雲のドップラーレーダー観測 (I)—不連続線後退型—. 天気, 34, 投稿中.
- 長谷川徳太郎, 1949: 北海道西海岸に発生す副低気圧に就いて. 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帯状収束雲の研究 (I). 北大地球物理学研究報告, 49, 341-357.
- 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.
- 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.
- 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.
- 八木正允, 1972: 北海道西岸地方の小低気圧について. 大気, 7, 45-54.

1051 (小低気圧)

3. 北海道西岸における小低気圧*

木 部 俊 一 郎**

1. はじめに

冬期発達した低気圧の後面や冬型の気圧配置が緩んだ時、北海道の西海岸に小さな低気圧や袋状の低圧部が形成される。この低気圧や袋状の低圧部は、一般にはその南側から西側にかけて活発な対流雲列を伴い、これらの対流雲列が流入する陸上部に大雪をもたらすし、しばしば

暴風雪となって大きな災害を引き起こす。

西岸小低気圧（以後西岸小低気圧といえ袋列の低圧部を含むものとする）による大雪は幅10~50 kmの狭い地域に集中し、これによる降雪量が1 mにも達する場合がある。特にその降雪域が札幌周辺に集中することから、雪害対策上古くから関心が持たれてきた。

本研究では、西岸小低気圧の歴史を概観するとともに、最近著しく充実した静止気象衛星 (GMS) の画像に現れた収束帯に伴う帯状雲やうず状雲の形態の分類の試

* Small scale low in the vicinity of the west coast of Hokkaido Island

** Shun-ichiro Kibe, 札幌管区気象台予報課.