

# 寒冷前線に伴う帯状エコーの本州中部 付近における変化\*

村木彦磨\*\*

## 要 旨

帯状エコーは、日本海沿岸部で量、強度とも最大となり、本州上では強度が減少し、太平洋沿岸部で量が減少する。全体が洋上に出ると、量、強度とも増大する。850mb面で見ると、日本海上と本州の南の海上にあるときは暖域の中に存在するが、本州上にあるときは暖域から転移層の中にかけて存在する。

## 1. はじめに

1974年2月22日21時から23日21時にかけて寒冷前線が本州付近を通過した。この寒冷前線は、大きなスケールで見ると、ほぼ等速度で移動している。また、この期間は、850mb面で前線の北側には朝鮮北部～中部から、南側には東シナ海方面から空気が流入している。

本文は、この寒冷前線に伴う地上降雨の特徴と気象レーダでみた帯状エコーの変化を、本州中部付近の日本海上から太平洋上におよぶ領域で調べたものである。

第1図に、地形と観測点およびレーダの有効探知範囲(富士山レーダで半径400km, その他のレーダで200kmの円内とする)を示す。図の長方形の領域(430×830km<sup>2</sup>)は、いずれかのレーダの有効探知範囲にほぼ入っており、帯状エコーの量、強度の時間変化を調べるために前線の走向に直角方向に決定したものである。地上観測点はこの領域になるべく均一に分布するように選んである。地上の寒冷前線の通過時刻は、地上風と相当温位( $\theta_e$ )の急変する時刻とした。帯状エコーは、新潟、福井、東京、富士山の各レーダによる同時刻のエコーのスケッチ図を合成したものである。なお、新潟レーダではエコー強度は区別されていないので、強度変化の推定には3時間雨量分布図を用いた。

## 2. 500mb 面の渦度分布と地上天気図

数値予報天気図によれば、500mb面では解析期間中は、42～43°Nを中心としてモンゴルから中国東北区、

北日本、千島におよぶ東西に広がる正渦度域と、33～35°Nを中心としてほぼ東西に広がる負渦度域があって、それぞれの域内には500～1000km離れて極大がある。本州付近ではこの期間中正渦度の極大は日本海西部に、負渦度の極大は本州の南東海上にあって、それらの分布の変化は小さく、正渦度域の大きな南下はない。

一方、地上天気図(第2図)では、23日21時まで前線はその走向に直角方向に平均速度25km/hr(=600km/24hr)で、日本海沿岸から八丈島付近へ移動したが、その後停滞し前線上には低気圧が発生し、高気圧は大陸から北偏してはり出した。また、500mbの気圧の谷は日本海西部にあって23日21時までおよそ30km/hrで東進しているが、39°N以南では不明瞭になっていた。

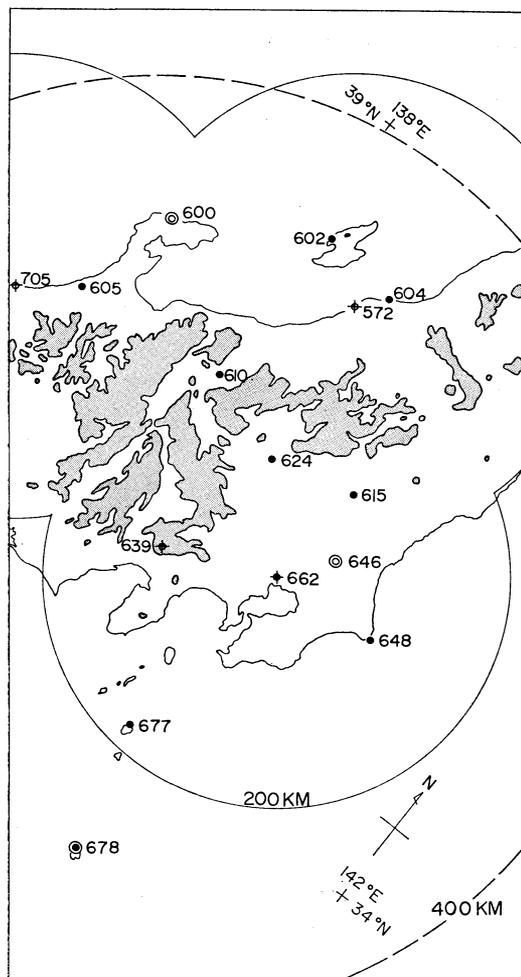
## 3. 地上降雨の特徴と帯状エコーの変化

第3図に、輪島から八丈島までの各地の地上気象要素の変化を示す。これから主要な降雨<sup>1)</sup>の開始時刻( $T_R$ )、地上の寒冷前線の通過時刻<sup>2)</sup>( $T_F$ )、最大降雨強度の起時

- 1) 降雨強度の自記紙でみて、降雨開始後強度が急激に大きくなり、その後10分間以上の止み間がなく連続する降雨、または降雨開始後強度が急激に大きくなるいくつかの短時間の降雨(それらの時間間隔は最大で1時間程度以内)から成る一群の降雨とする。
- 2) 宇都宮では通過時刻不明。前橋では北～北西の風がやや強くなると同時に $\theta_e$ は急昇し、その最大値は日本海沿岸部でみられた $\theta_e$ の急降直前の値にほぼ等しくなる。また、急昇前11時間は絹層雲または高層雲があり、風は非常に弱く煙霧があって、接地逆転層の存在を暗示する。これらのことから $\theta_e$ の急昇が前線の通過を示すと考えられる。新潟では $\theta_e$ が最大値を示す前に値が大きく変動(原因は不明)しているが、風の急変とともに $\theta_e$ が最大値から急降下した時刻を前線の通過時刻とした。

\* A Behavior of a Radar Rainband Associated with the Cold Front over the Central Part of Japan.

\*\* H. Muraki, 環境庁大気保全局。  
—1976年12月27日受領—  
—1978年9月4日受理—



第1図 地形と観測点。

●は地上気象観測点、⊕はレーダ観測点、◆は地上気象およびレーダ観測点、◎は高層気象観測点。破線は富士山レーダから400kmを示し、実線はその他の各レーダから200kmの線を連ねたもの。長方形はエコーの量、強度の変化を調べた領域。陰影部は海拔高度1000m以上の地形、数字は地点番号で、572: 弥彦山, 600: 輪島, 602: 相川, 604: 新潟, 605: 金沢, 610: 長野, 615: 宇都宮, 624: 前橋, 639: 富士山, 646: 館野, 648: 銚子, 662: 東京, 677: 三宅島, 678: 八丈島, 705: 東尋坊。

( $T_M$ )を読み取り、前線の通過時刻と降雨開始時刻の差( $T_F - T_R$ )および最大降雨強度の起時と前線通過時刻の差( $T_M - T_F$ )を求め第1表を得た。

これによると、日本海沿岸部では降雨強度が比較的大きく、降雨の初期には強度変化も大きくしゅう雨性の特

徴を示すが、その後地雨性としゅう雨性が共存し、長時間持続する。

内陸の長野から南では断続的な降雨となり、関東平野では強度は弱く複雑な特徴を示す。

しかし、太平洋沿岸部から南の海上(銚子、三宅島、八丈島)では強度は再び大きくなり、主としてしゅう雨性で、三宅島ではしゅう雨性の後に地雨性降雨がみられる(この傾向は東京にもみられる)。

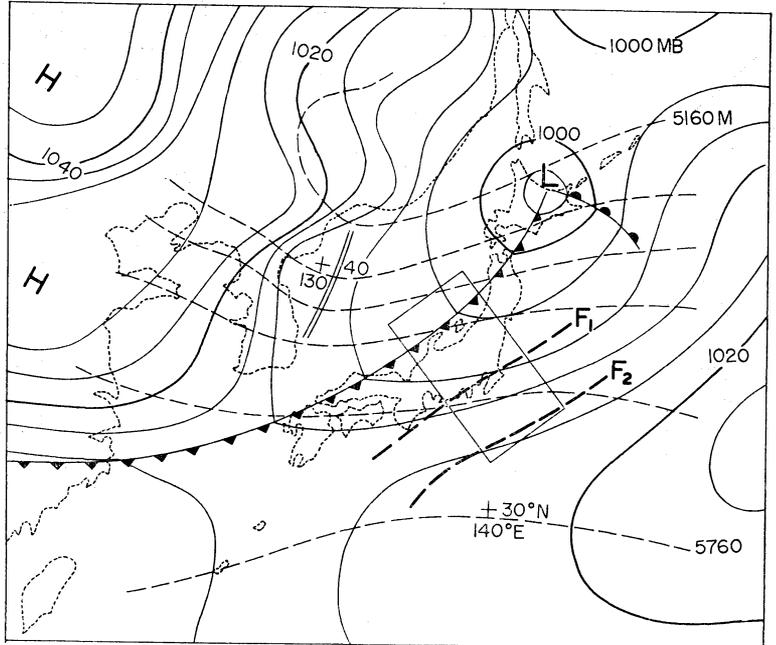
また、前線の通過時刻と降雨開始時刻との関係については、日本海沿岸部では前線の通過前に各地点とも主要な降雨が始まっているが、内陸では遅れ、太平洋沿岸部から南の海上(三宅島を除く)ではほぼ同時刻となっている。

次に、第4図に帯状エコーの3時間ごとの変化と軌道衛星の雲写真による雲域を示す。第1図の長方形の面積に対する領域内の帯状エコーの面積の百分率をエコー量とし、また3時間雨量分布図(省略)から長方形内の前3時間の降雨の総量を求め、第1表を用いて第5図を得た<sup>3)</sup>。第4、5図から帯状エコーが本州の中部付近を通過するときに次の特徴がみられる。

- (1) 前線が日本海沿岸部に接近した22日15時から18時にかけて散乱するエコーは団塊状にまとまり、エコーの量、強度が増大し、特に23日04時30分に能登半島の南西海上で強度が増大している。団塊状のエコーは混合エコーでその前部は対流性である。
- (2) 日本海沿岸部から中部山岳を通過する時刻に移動速度は小さく<sup>4)</sup>なり、23日04時30分から09時にかけて中部山岳の北側と関東北部を流れるエコー要素P、P'がみられ、09時から12時(東京レーダによれば特に09時から10時)にかけては関東地方の東海上(領域R)で量が急増<sup>5)</sup>している。エコー要素P'は
- 3) 横軸には前線に直角方向の直線上に投影した地点の位置と、前線の平均移動速度を25km/hrとして時間空間変換から決めた時間を示す。エコー域も25km/hrで移動したと仮定して輪島と八丈島の中心Cにおける時刻を、エコー域の中心線が通過する時刻としてある。
- 4) このような事例については、たとえば樫間・大平(1974)も示している。
- 5) 09時の局地天気図(省略)では前線は鹿島灘から関東の東海上に出ており、エコー量は東京レーダによる連続写真観測によれば、前線付近からその後方の海上で、1時間程度の間急速に増大している。このため長方形内の領域全体でみれば09時から12時にかけてエコー量の変化は小さくなっている。

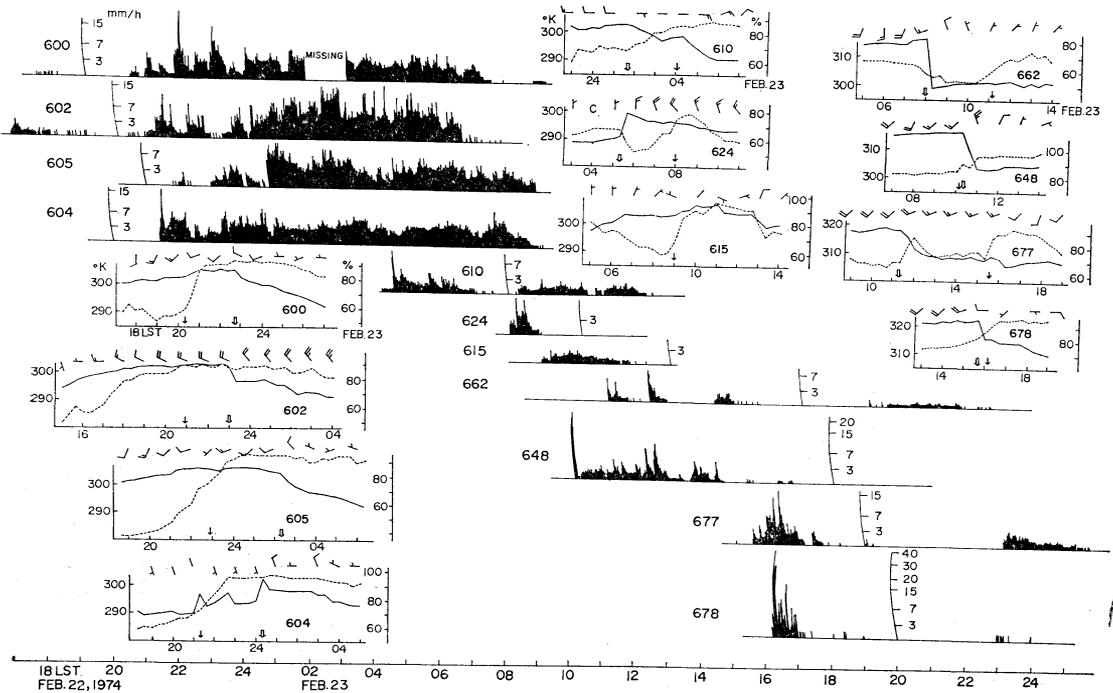
第2図 1974年2月22日21時の地上天気図。

実線は地上の等圧線, 細い破線は500mbの等高線, 二重線は500mbの気圧の谷, 太い破線  $F_1$ ,  $F_2$  はそれぞれ12時間, 24時間後の寒冷前線, 長方形は第1図に示した長方形に対応する。



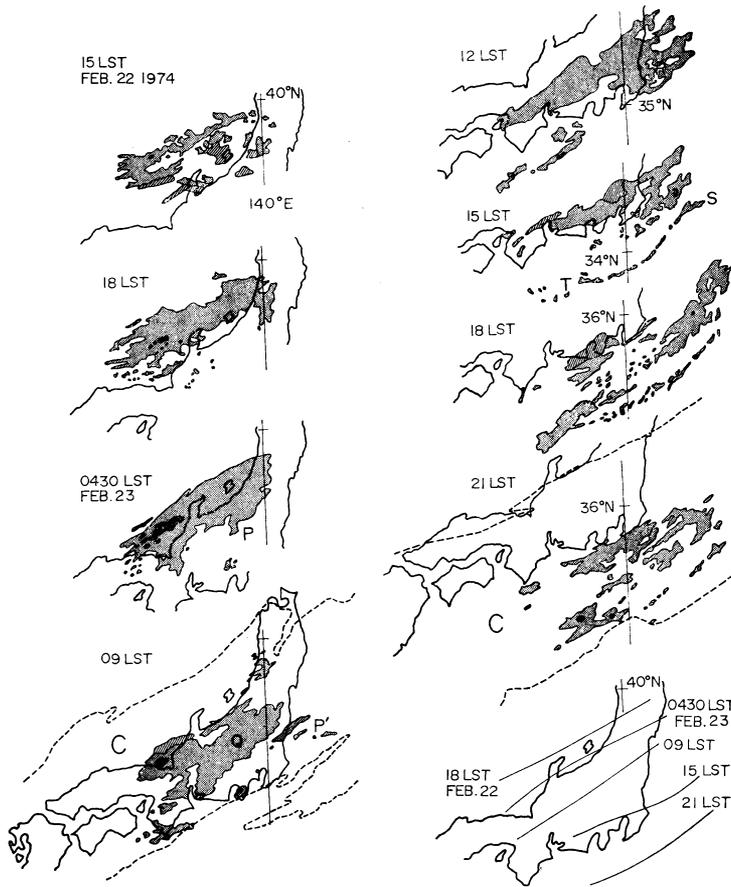
第3図 地上気象要素の時間変化

前線の走向に直角方向の直線上に投影された地上気象観測点 (600から678)における降雨強度の記録 (各地点ごとに縦軸は降雨強度, 横軸は時間で時間目盛は図の下に示す), および各地の20分ごとの相当温度 (実線), 相対湿度 (破線), 毎時の風 (Cは静穏)を示す. 矢印は主要な降雨の開始時刻, 二重の矢印は前線の通過時刻を示す。



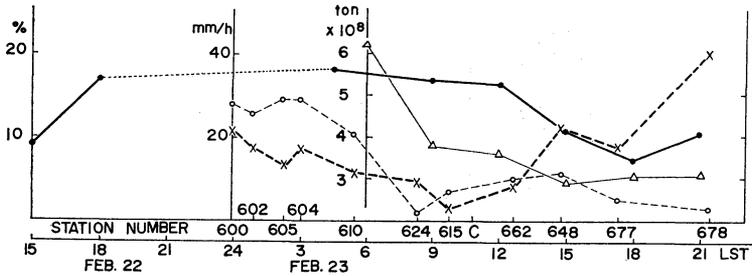
第1表 寒冷前線に伴う各地の降雨に関する諸量。—は不明。

地点	要素			地上の寒冷前線の通過時刻 ( $T_F$ )			最大降雨強度			$T_F - T_R$		$T_M - T_F$		主要な降雨の継続時間		
	主要な降雨の開始時刻 ( $T_R$ )	日	時 分	日	時 分	分	最大降雨強度 mm/h	日	時 分	時	分	時	分	時	分	
600	22	20	20	22	22	40	21	22	22	00	2	20	-0	40	11	00
602		20	55		23	00	17	23	02	45	2	05	3	45	10	05
605		22	55	23	02	20	13		01	05	3	25	-1	15	10	25
604		21	25		00	20	17	22	21	35	2	55	-2	45	11	35
610	23	04	05		01	40	11	23	04	35	-2	25	2	55	8	05
624		08	00		05	20	9		08	15	-2	40	2	55	0	45
615		09	00		—	—	3		09	55	—	—	—	—	2	45
662		11	10		08	00	8		12	25	-3	10	4	25	3	55
648		10	10		10	20	22		10	15	0	10	-0	05	4	30
677		15	35		11	20	17		16	30	-4	15	5	10	2	05
678		16	10		15	40	40		16	25	-0	30	0	45	1	05



第4図 寒冷前線に伴う帯状エコーの時間変化と雲域。

陰影部は強度W(弱)以下、黒塗部は強度M(並)以上の領域、斜線部は上空エコー。P, P' は中部山岳の北側、関東北部を流れるエコー、R(右上12LSTの鹿島灘付近)は急増したエコー域、S Tは海上で発生した線状エコー。23日09時と21時には破線で雲域(C)も示す。21時(I R写真のみ)の雲域の北西側の縁はI R, V I S写真から決定した09時の雲域の北西側の縁に対応する。図の右下にはエコー域の中心線の時間推移を示す。



第5図 寒冷前線に伴う降雨に関する諸量の時間変化。

太い実線と破線はそれぞれエコー量と最大降雨強度、細い実線と破線はそれぞれ前3時間の長方形(第1図参照)内の降雨総量と主要な降雨の継続時間を示す。縦軸には左からエコー量(%), 降雨強度(mm/hr), 重量(ton), 継続時間(h), 横軸には前線の走向に直角方向の直線上に投影した観測点の相対的な位置と時間空間変換による時間を示す。

対流性で、その西方に前線の走向に平行に広がるエコー(Q)は主として層状である。

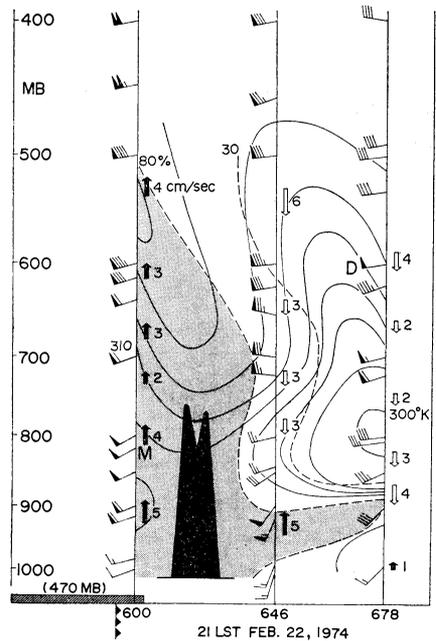
- (3) エコー域の中心線が日本海沿岸部から関東平野北部にある間(04時30分から12時)は量の変化は小さいが、強度は09時にかけて減少し、最大降雨強度も降雨の総量も急減している。
- (4) 12時から18時にかけて量は急減しているが、エコー域全体が海上に出た21時には増大し対流性エコーが主体を占めてくる。最大降雨強度は12時以後次第に増大し21時には非常に大きくなる。また、15時にやや強い線状エコーSTが出現している。

富士山レーダによれば、線状エコーSTは23日13時58分頃発生し、14時58分に八丈島の北で明瞭になる。八丈島にみられた強いしゅう雨性降雨(第3図参照)はエコーSTに対応するものである。

雲写真による前線に伴う雲域の中に占めるエコー域は雲域の南半分に集中している傾向がみられ、雲域中の降水エコーの占める割合(立平, 1972; 岡林, 1972)については、第1図の長方形内の各面積で比較して、エコー量では最盛期にある23日09時に雲域の面積の27%となっているが、21時には14%に減少している。

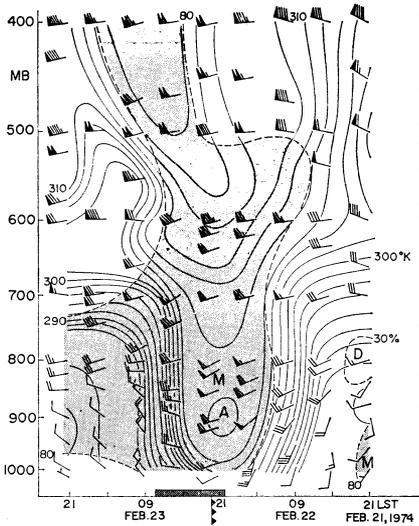
4. 大気の鉛直断面と850mb面でのみた帯状エコー

帯状エコーが日本海沿岸部にあるときの輪島、館野、八丈島を結ぶ線上の鉛直断面図(第6図)によると、湿潤暖気( $\theta_e$ が高く湿度80%以上の空気とする)が本州の日本海側で厚く太平洋側では下層にのみ流入し、輪島の910mbと館野の920mb付近に強風(下層ジェット)がある。これらの強風が中部山岳をはさんでどのように関連しているかは不明である。館野では910mb付近に



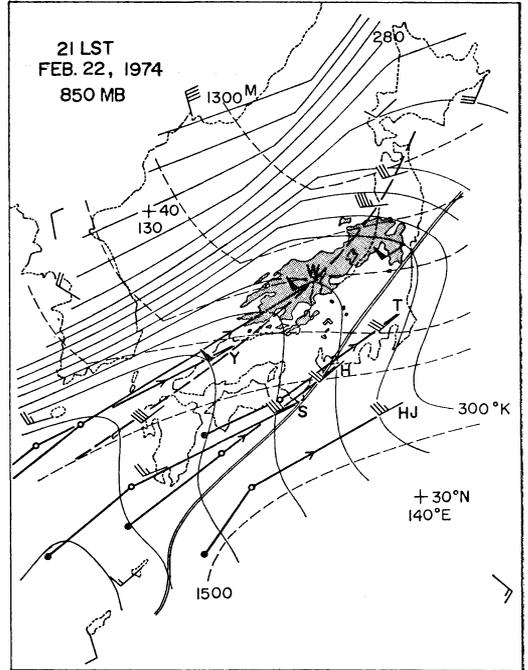
第6図 1974年2月22日21時の鉛直断面図。

実線は等相当温位線、破線は等湿度線で陰影部(M)は湿度80%以上の湿潤域、Dは30%以下の乾燥域、斜線部は輪島における地上の主要な降雨の継続時間を空間変換して得た降雨の存在する区間で、カッコ内には着目するエコーの18時(21時の観測値はない)における最大エコー頂高度を示す。寒冷前線の位置は地上前線の輪島における通過時刻を空間変換して決めてある。太い矢印は等温位面運動を仮定して求めた鉛直流(黒:上昇流, 白:下降流)、黒塗部は本州の中部山岳を示す。



第7図 輪島における鉛直時間断面図。

実線、破線、陰影部 (M), Dは第6図の説明を参照, Aは下層における $\theta_e$ の極大域, 斜線部は輪島における地上の主要な降雨の時間帯を示す。地上の前線の位置は輪島における前線の通過時刻から決めてある。

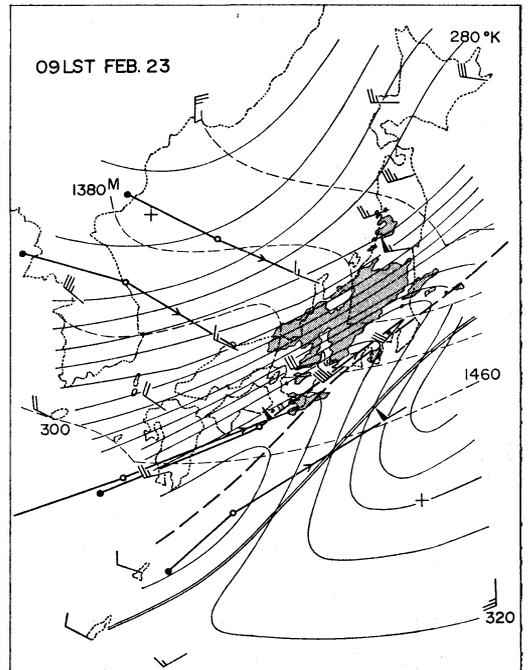


第8図 (a)

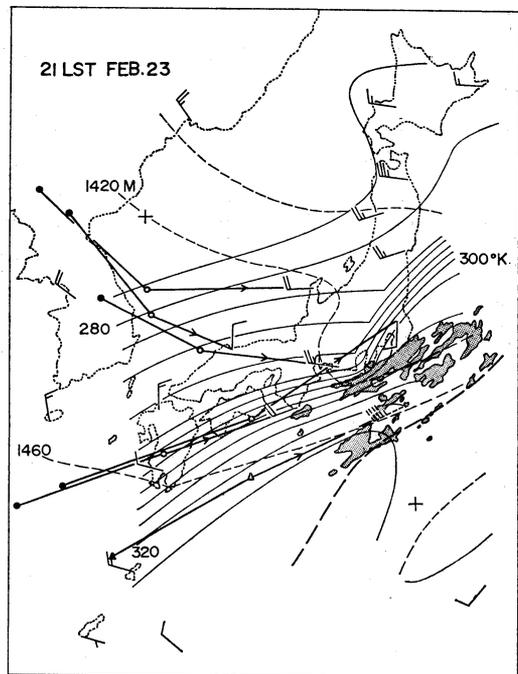
逆転層の底面があり、強風はその付近より下の薄い層に限られる。逆転層は本州東方海上にある大きな高気圧の北西側の縁辺にあたる館野、八丈島にあり、これらの地域では上昇流は下層だけでその上に下降流があり乾燥している。一方、輪島では厚い層にわたって上昇流が存在し、湿度が高く最大エコー頂高度も高い。

輪島における鉛直時間断面図 (第7図) は、前線近傍で $\theta_e$ の鉛直傾度が極端に小さく高湿度域が高い高度まで広がっており、対流活動の盛んなことを示している。700mb以下の前線近傍の $\theta_e$ の高い気塊は、後述する前線面前方に流入する湿潤暖気である。暖気核(A)の前方と後方では、 $\theta_e$ の値はほとんど同じでもその成因は全く異なる。前方では低湿度が意味するような沈降を伴うものであり、後方の気塊は雲域を伴う高湿度のものである。700 mb以上では $\theta_e$ の極大域の前方も後方も等 $\theta_e$ 線はほとんど鉛直に延び鉛直運動の盛んな領域であるが、前線帯の上空では激しい対流活動による水分の上方輸送の結果、高い $\theta_e$ を示すものと解釈される。

次に、エコー域が前線に対してどの位置にあるかを知るために、12時間ごとの850mb天気図 (第8図(a)~(c))を示す。これによると、帯状エコーが日本海上にあ



第8図 (b)



(c)

第8図 850mb天気図.

(a) 1974年2月22日21時 (b) 23日09時  
(c) 23日21時

細い実線と破線は、それぞれ等相当温位線、等高線、太い破線は地上の寒冷前線、太い実線は流跡線で、●と○はそれぞれ24時間、12時間前の気塊の位置(▲と△は風の推定値による)を示す。陰影部はエコー域。22日21時のエコー域は22日15時、18時および23日04時30分の観測から推定したもの。破線で示した風は推定値。図(a)(b)で二重線は湿度80%以上の領域の南縁を示す。図(c)では本州(浜松、仙台を除く)とその南の海上で湿度は80%以上である。W, Y, T, H, S, H Jはそれぞれ輪島、米子、館野、浜松、潮岬、八丈島。

るとき(図(a))は、エコー域は850mb面の前線帯<sup>(b)</sup>の傾度はおよそ $3 \times 10^{-2} \text{K/km}$ の前方の舌状に延びる湿潤暖気内にあり、地上の前線の前方から前線の後方に広がる。その前部は対流性で、エコー域の中には前述の強風があり、湿潤暖気は東シナ海方面から流入している。Warm conveyor belt (Browning, 1971)に相当すると思われるこの強風を伴った下層の湿潤暖気の北限は、850mb面では東北地方付近である。

6) 12時間ごとの前線帯の位置は、各地の気温、露点、風の鉛直分布と矛盾が少ないように決定してある。

帯状エコーが本州上に移動したとき(図(b))は、エコー域の主要部分は地上の前線の後方100km付近から後方に広がり、暖域から転移層の中にある。地上から850mb間の前線面の平均傾斜はおよそ $1/90$ で12時間前より大きくなっている。湿潤暖気は前と同じく東シナ海方面から流入し、寒気側の輪島、米子では空気は朝鮮北部~中部から流入し始めている。湿潤暖気内の強風は潮岬より下流に行くにつれ弱くなっている(館野における鉛直時間断面図でも湿潤暖気内の下層の風速は弱く極大はみられない)。

帯状エコーが本州の南海上に移動したとき(図(c))には、寒気は浜松まで達し、館野、潮岬では東シナ海方面からの湿潤暖気の流入が残っている。エコー域は地上の前線付近から後方に広がり、前線面上の暖域の中にある。前線面の平均傾斜はおよそ $1/190$ で再び小さくなっている。

### 5. まとめ

太平洋にある高気圧の北西側の縁辺で、東シナ海方面から南西風として流入する湿潤暖気と朝鮮北部~中部から北西風として流入する寒気境界領域に発生した帯状エコーが、本州を通過するとき本州中部付近でみられる特徴は、

(1) 帯状エコーが日本海上にあるとき

エコー域は地上の前線の前方から前線の後方に広がり、850mb面で見ると湿潤暖気の中にあって、エコー域の中に下層ジェットがみられる。地上から850mb間の前線面の平均傾斜は小さい。帯状エコーの接近により地上降雨ははじめ強度変化が大きくしゅう雨性であるが、後に地雨性としゅう雨性の共存する降雨の特徴を示し、エコーの特性とも矛盾しない。

エコー域が海上から沿岸部に近づくとともに散乱するエコーは団塊状にまとまり、量、強度が増大している。エコーの量、強度の増大は下層ジェットの強化(島田, 1963)に対応して起こっているかもしれない。

(2) 本州上にあるとき

はじめ強度が、次に量が減少する。地上の前線付近には対流性の小さなエコーがみられるが、エコー域の主要部分は地上の前線の後方およそ100kmから後方に広がっており、そこでは主として層状エコーである。前線面の平均傾斜は大きく(およそ $1/90$ )、エコー域は850mb面では湿潤暖気から転移層の中にある。湿潤暖気内の下層の風速は弱まり極大はみられな

い。地上降雨は地点によって異なり、しゅう雨性、弱い地雨性、弱いしゅう雨性の後に弱い地雨性降雨の三つの場合がみられる。

エコーと地上降雨の対流性の特徴が減少している主因として、前線面前方の下層に強風を伴う湿潤暖気の流入が地形により弱められる（下層で  $\theta_0$  の極大のある高度で水蒸気の流量は、輪島で  $211 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{m} \cdot \text{sec}^{-1}$  に対し館野では 111 でおよそ 1/2 となっている）ことが考えられる。また、南下する寒気の下部では本州の脊梁山脈（中部山岳を含む）が障壁となり、相対的に寒気の上部が前進するため前線面の傾斜が増大すると考えられる。

(3) 本州の南海上にあるとき

量、強度は増大する。エコー域は地上の前線付近から前線の後方に広がっていて主として対流性であり、850mb面で見ると湿潤暖気内にある。前線面の平均傾斜はおよそ 1/190 で小さくなっている。地上降雨は主としてしゅう雨性である。

エコーと地上降雨の特徴から、下層に強風を伴う湿潤暖気の流入域が海上に出て陸地の影響が小さくなり、対流活動が再び活発になると考えられる。

帯状エコーの量、強度の時間変化を調べるためには、エコーの生成・維持に関連をもつと考えられる総観場の条件（たとえば 立平, 1971）の変化も考える必要がある。また、本解析では、量、強度の変化を北西～南東の

方向に固定した領域内の変化でみていることにも注意する必要があるが、ここで着目する地域と時間、空間スケール内では地形の影響が大きく現われているといえる。

この調査は、金沢地方気象台において行なったもので、気象研究所地方共同研究の一部をなすものである。調査にあたり、前気象研究所 斎藤直輔 予報研究部長には有益な御助言を賜わり厚く御礼申し上げます。なお、地上およびレーダ資料の収集に御協力いただいた 気象衛星センター 小佐野慎悟 技官をはじめ、東京管区気象台管内の多くの気象官署の方々に深く感謝申し上げます。

## 文 献

- Browning, K. A., 1971: Radar measurements of air motion near fronts, *Weather*, **26**, 320-340.
- 櫃間道夫, 大平銀司郎, 1974: 寒冷前線に伴う大規模な帯状エコーの北陸における動向, 東京管区地方気象研究会誌, No. 7, 184-186.
- 岡林俊雄, 1972: 温帯低気圧, 前線系の雲パターン, 気象研究ノート, **113**, 70-72.
- 島田守家, 1963: 不安定線の構造と降雨の解析—1957年8月28日東北地方西部の豪雨について—, 研究時報, **15**, 793-826.
- 立平良三, 1971: 帯状エコーの生成・維持に必要な総観場の条件, 研究時報, **23**, 341-355.
- , 1972: 衛星資料との合成, 気象研究ノート, **112**, 121-125.