

冬期日本海における帯状雲のメソ構造*

——啓風丸の特別観測の解析——

メソ気象調査グループ**

要 旨

季節風吹き出し時、日本海上に発生して大雪を降らす帯状雲のメソ構造を知るため、観測船啓風丸によってこの横断観測を行った。正時毎の海上気象観測のほか6時間毎の高層気象観測、レーダ観測等を行った。その解析の結果、帯状雲を横切る断面図として第9図を得た。その結果つぎのような事が明らかとなった。

- 1) 沿海州を經由した気塊と朝鮮半島を經由した気塊がぶつかり合って不連続面を形成する。前者の気塊の方が冷い。
 - 2) C_b ラインはこの不連続面の接地点のほぼ真上の位置に存在する。その東方に存在する横モードの雲の列は1000~800 mb 間の風のシャアの方向に並ぶ。
- われわれと異なった方法で得た他の断面モデル(北大モデルと気象研モデル)と比較し、それらについて論じた。

1. はじめに

冬期季節風吹き出しのとき、気象衛星写真における日本海上の雲は、良く知られた特徴的分布をする。それはおおそつぎのような雲系から構成されている。(1) 中北部において一般風(NW風)に沿った筋状の雲(longitudinal mode cloud)、(2) 長白山脈の山陰から発し、南東方に伸びて日本の北陸地方に至る「帯状雲」——その西端を縁どる太い積乱雲列とその北東側において風向とほぼ直交する雲列(transverse mode cloud)——、(3) その南西側に分布する、開細胞型の対流雲と longitudinal mode の雲列。

このような雲系の特徴は岡林(1969)によってESSA 8号の写真により初めて指摘され、その後数多くの研究が行われている。内田(1979)はひまわりの写真によって日本海沿岸の大雪との関係について論じた。八木ら(八木1985, 八木他1986, 八木1986)は、衛星写真および日本列島沿いの高層観測などを用いて多方面から帯状雲の研究をしている。Hozumi and Magono(1984)や遠藤他(1985)は、札幌・福岡間の定期便からの写真観測の解析(ステレオ)によってこれら雲系の立体構造について示唆に富んだ報告をしている。

これらの研究において用いられた資料は、ほとんど陸上または海岸沿いのものであって、それ故日本の地形に影響されたものと解される。われわれは、地形によって乱される以前の雲系のメソ構造を知るため観測船啓風丸により日本海上において帯状雲の横断観測を実施した。本論文はこの観測と解析の結果に関するレポートである。

本論文でいう帯状雲についてはまだ定まった呼び名がない。岡林は「収束雲」と呼び、内田は「V字型雲」、八木は「Cu-Cb ラインとTモードの雲」、遠藤、穂積らは「日本海収束帯状雲」など研究者毎に違った呼び方をしている状況である。本論文では、通常気象庁の予報現

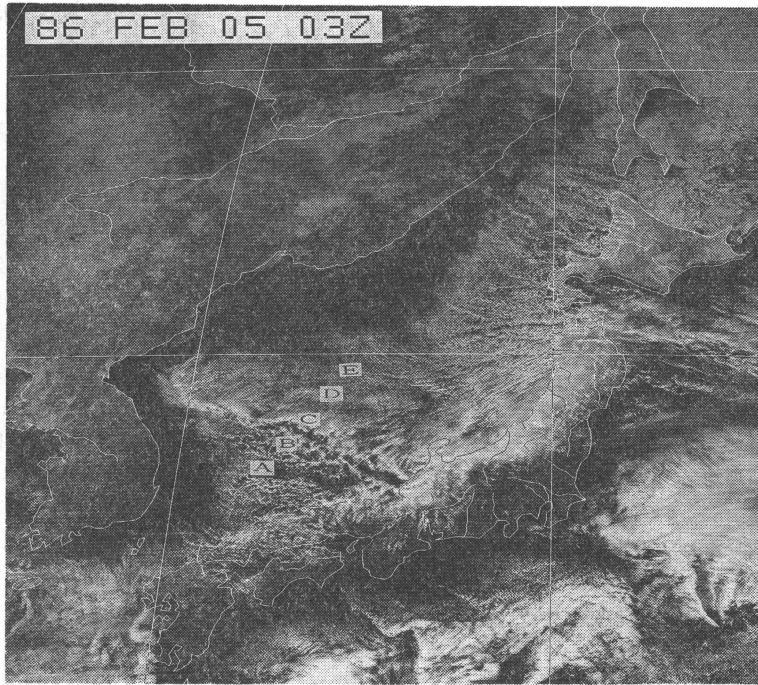
* On the mesoscale structure of the cloud band system over Japan Sea in winter monsoon period.—A mesoscale observation on board R/V Keifu-Maru.

** Research group on mesoscale meteorology of Marine Department, JMA, 気象庁海洋気象部。

** 荒川正一, 立平良三, 磯崎一郎, 宮内正厚, 羽鳥光彦, 松本次男以下啓風丸観測員, 松野正治以下啓風丸乗組員。

——1987年4月7日受領——

——1987年12月25日受理——



第1図 横断観測時の気象衛星写真 (61.2.5.03Z) と啓風丸による観測コース

業で使い慣らされている“帯状雲”を用いた。早い機会に用語が統一されることを希望するものである。

また“transverse modeの雲”, “longitudinal modeの雲”という術語は、内外の文献にみられる用語であるが、英字を避けてカナ書きにするとどちらも長い言葉になるので、“横モードの雲”, “縦モードの雲”と呼ぶことにした。

2. 啓風丸による帯状雲の横断観測

海洋気象観測船啓風丸は、その季節において日本の気象に最も重要な影響をもつ海域に向向き、気象観測・通報を行っている。例えば、6～7月には梅雨前線監視のため東シナ海へ、8～9月には台風監視のため南方海上へ、また1～2月には大雪予報に資するために日本海へ出向いている。われわれはこれらの観測航海の中において、観測船の機動性を活かしたメソ現象の横断観測を計画した。その手始めとして、冬期日本海上の帯状雲の横断観測を行うこととした。

啓風丸は予め綿密な打合せをした後1986年1月18日定期観測航海に出航した。2月4日、第1図のような帯状

雲が出現したので、陸上からの指令のもとに横断観測を実施した。観測実施状況はつぎのとおりである。

期間：1986年2月4日21時～5日21時、

コース：第1図中のA点からE点まで約300 km、ほぼ帯状雲の列と直交

観測種目と頻度：

海上気象観測 毎正時、及び日記記録

高層気象観測 6時間毎 (レーウィソング)

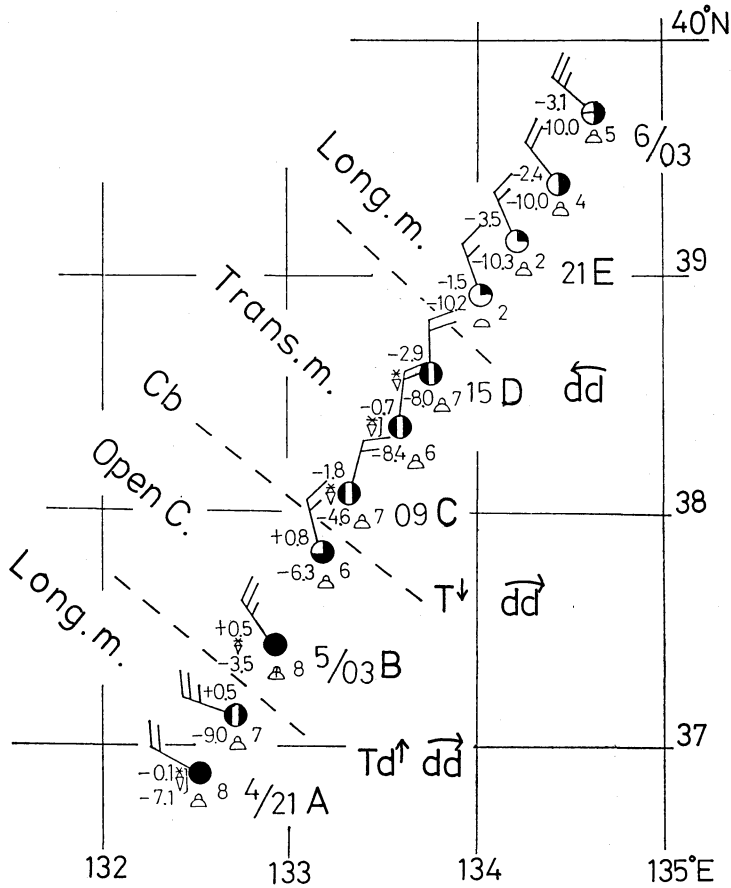
レーダ気象観測 6時間毎

その他 海洋観測、波浪観測等

観測終了後は、日本海中部定点 (40°N, 135°E) へ向い、そこにて6日9時より定点観測に移る。

移動観測中、観測線周辺で帯状雲は100 km 以内で南北に振動していたが、概ね一定の位置に存在し、啓風丸はそれにはほぼ直交する方向に横断した。しかし6日の3時になると帯状雲の位置は大きく変化した。

高層観測中、啓風丸は停止せねばならぬので、2時間停止、4時間運航 (約40 mile) を繰り返しながら1昼夜の特別観測を行った。幸い船体着氷もなく計画どおり観測が進められた。



第2図 観測コース上の地上気象の変化と雲系の変化。

第1表 海上気象要素のシフトと雲システムの変り目の関係

No.	時間帯 日/時	気象要素のシフト	雲システムの変化
1	5/0~3	風向 ↘, 露点 UP	縦モード→開細胞
2	5/6~7	風向 ↘, 気温 DN	C _b ライン (開細胞→横モード)
3	5/16~17	風向 ↙, 露点 DN	横モード→縦モード

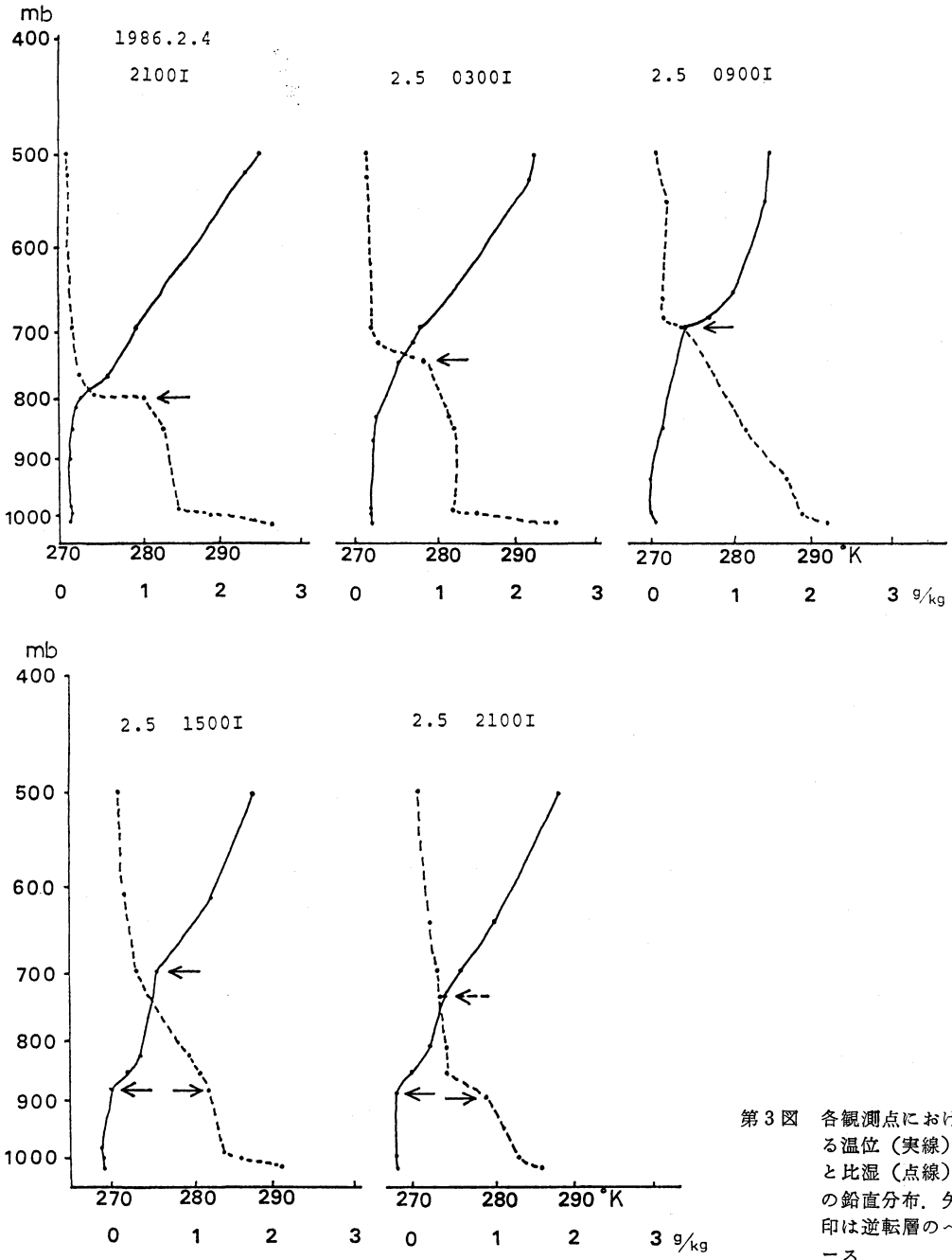
3. 解析結果

3.1 海上気象観測

観測コース上の海上(地上)気象の変化(3時間毎)を第2図に示す。コースに沿って3つの気象要素のシフトが存在する。これらのシフトの時間帯(自記紙より決めた)や内容は第1表のとおりである。第1表から分かるように、これらのシフトはそれぞれ雲システムの変り目に対応している。No. 2 のシフトがやや顕著で、あ

第2表 高層気象観測点における雲システムの特徴

観測点	観測時刻 日/時	雲システム
A	4/21	縦モード
B	5/03	開細胞雲(複合型)
C	5/09	C _b ライン(带状雲)
D	5/15	横モード(同上)
E	5/21	縦モード

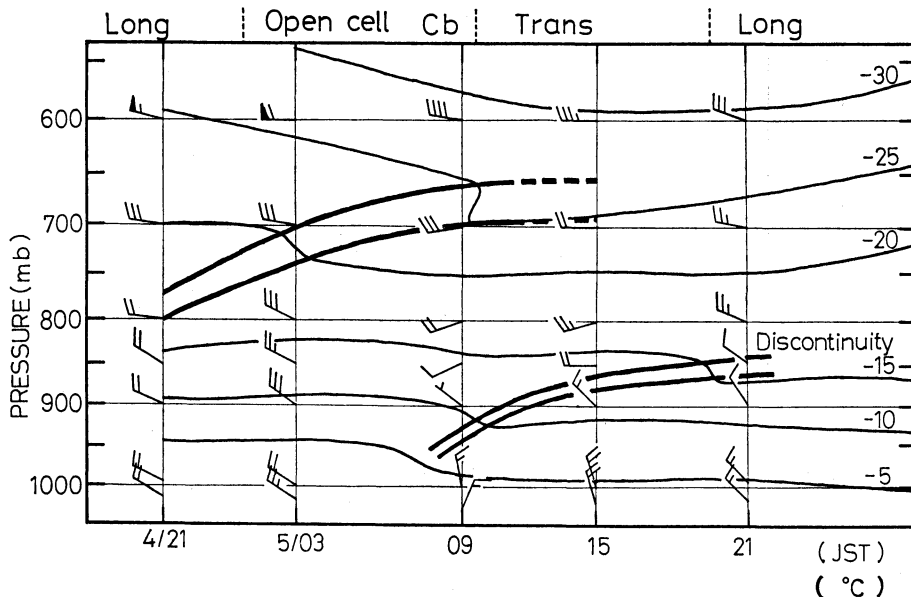


第3図 各観測点における温位(実線)と比湿(点線)の鉛直分布. 矢印は逆転層のベース.

とで分るようにこれは弱いながら不連続の構造をもっており、带状雲の構造・成因に重要な役割をもつものである。

3.2 高層断面図

第1図および第2表に示したように、高層観測の実施位置は、幸いにもそれぞれ特徴的な雲の中にあった。従って以下に示す断面図は带状雲のメソ構造を効率的に表



第4図 带状雲を横切る気温(実線)と風の断面図。風向は上方が北、風速は国際通報式による。

わしていると思われる。以下の断面図を空間断面図としてみるためには、もちろん場が定常でなければならない。観測期間中 C_b ライン付近で若干の変動があったが、それ以外の場はほぼ定常と考えられる。

a) 温位と比湿の鉛直分布

各観測時の温位と比湿の鉛直分布を第3図に示す。観測点 A, B, C, D においてはそれぞれ 800 mb, 730 mb, 700 mb, 700 mb の高さに逆転層が存在する。これを上層の逆転層と呼ぶ。上層の逆転層は積雲を伴った混合層のトップに当るもので、AMTEX の際、東シナ海の黒潮海域で観測されたものと同じ特徴をもっている (Ebel *et al.* 1981)。すなわち、B において最も明らかなように、下層から接地境界層、混合層 (温位、比湿一定)、雲層 (温位上方へ向いてゆっくり増加、比湿急減) のような構造をなしている。

観測点 C, D, E では上とは別の逆転層が、それぞれ 940 mb, 870 mb, 870 mb の高さにあつて、C と D では逆転層の二重構造をなしている。この逆転層は下層の逆転層または後述の理由から PK 不連続面と呼ぶことにする。

b) 気温と風の断面

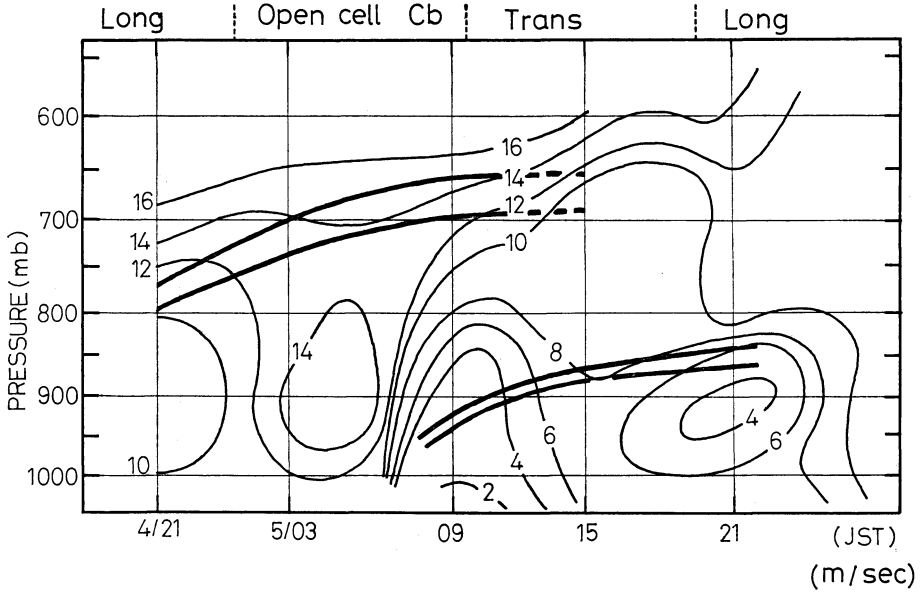
上の解析にもとづいて描いた気温と風の航路沿いの断面図を第4図に示す。横軸は水平距離に比例させ、観測

時刻を目盛っている。a) で決めた2つの逆転層は図の如く分布している。図から分るように下層の逆転層は5日3時と9時の間で最も海面に近づき、第1表の No. 22の弱い不連続線を形成している。また、下層の逆転層の上ではWよりの風であるがその下ではNよりの風となっていて、逆転層の上下で強い鉛直シャーが存在する。これは下層の逆転層が履歴を異にする2つの気塊から構成されていることを示唆する。c) で述べるように、沿海州方面を通ってくる気塊 (寒気) と朝鮮半島を通過してくる気塊 (暖気) とがぶつかり合ってきたものと解される。二つの気塊の経路上にある地名 Primorski と Korea の頭文字を組合わせて、ここでは PK 不連続面と呼ぶことにする。

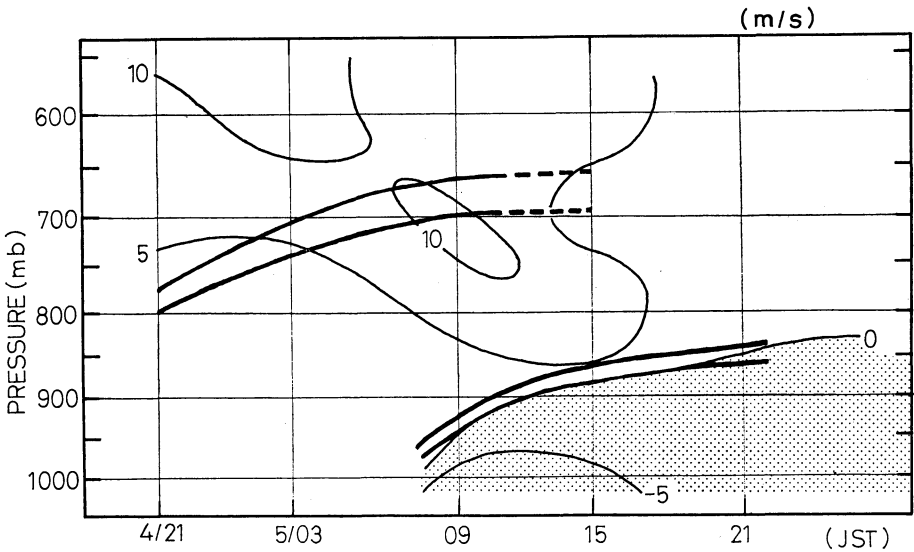
PK 不連続面は、地上において弱い風のシフトと気温差を伴う程度で、弱い不連続線の形をとっている。

c) 断面内の風の分布

断面に垂直な成分風と沿った成分風の断面図を第5図、第6図に示す。観測コースが主風向にほぼ直交していたことから推察されるように、断面に垂直な成分風の方が圧倒的に強い。垂直な成分風では、開細胞域で約900 mb の高さを中心をもつ強風核が最も強く、PK 不連続面下の寒気内と C_b ラインの直ぐ北側の下層で弱い。開細胞域における強風核は激しい対流活動による上



第5図 断面に垂直な成分風, m/sec, 紙面から手前に向けて正.



第6図 断面に沿った成分風, m/sec, 左から右に向けて正.

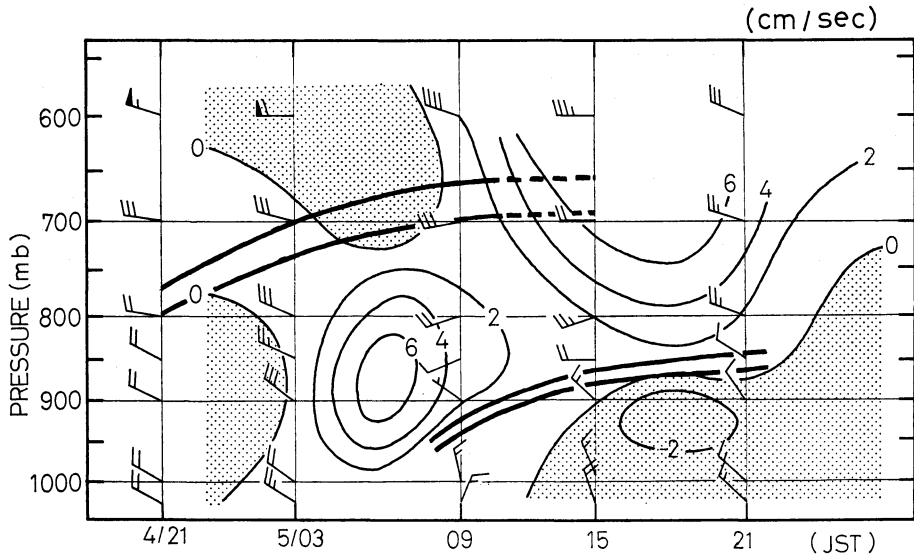
下の運動量交換の結果生じたものと思われる。

断面に沿った成分風では PK 不連続面を境に暖気側で南西より、寒気側で北東よりの成分となっていて、不連続線のところで両気塊が強くぶつかり合っている。

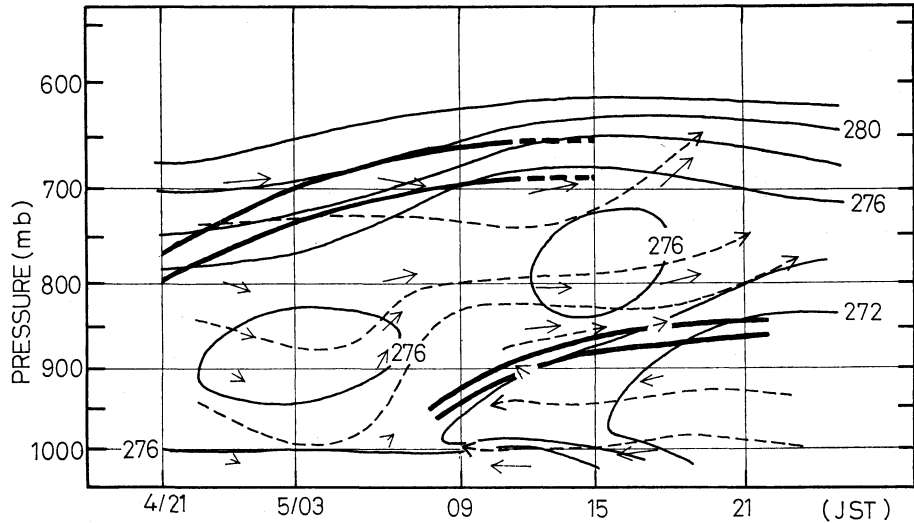
断面内の成分風から水平収束を求め、それをもとに連

続の式によって上昇流を計算した* (第7図)。PK 不連

* 断面に垂直な方向には事象の一様性 (2次元性) を仮定してある。なおこのような方法で求めた上昇速度の精度は不連続面付近では落ちると考えられる。



第7図 断面内の水平収束から求めた上昇速度, cm/sec.

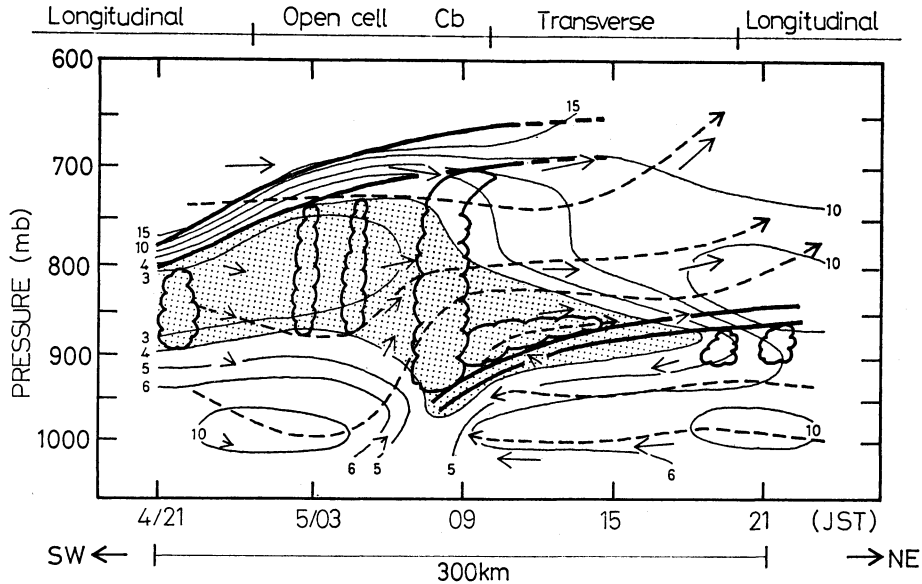


第8図 断面内の成分風と上昇流から求めた流線(破線)と等相当温位分布(実線).

続面を境にして寒気側で下降流, 暖気側で上昇流が存在する. 両気塊のぶつかり合いから期待されるように, C_b ラインの直ぐ南西側の暖気内に最も強い上昇域が存在する.

断面に沿った成分風と鉛直流を合成して断面内の流線を描いたのが第8図である. 西(図の左側)からの暖気が C_b ラインの直ぐ南西側で強く上昇し, その後 PK 不

連続面に沿って這い上っている. 一方東(図の右側)からの寒気は沈降しながら C_b ラインの下部に向っている. 図には等相当温位線もひいてあり, これによると, 暖気塊は西の端から横モードの雲域の途中まで層厚200~100 mb の相当温位一定層となっていて, 対流性混合層の特徴を示している. また暖気内の流線はほぼこの混合層内に閉じ込められた形で PK 不連続面上を滑昇している.



第9図 雲の模図を含めた合成断面図。流線(破線), 等湿数線(細い実線), 陰影域は湿数 4°C 以下の湿潤域。

d) 雲を含めた合成断面図

雲の模図を含めた合成断面図を第9図に示す。この断面図には上で決めた逆転層, 流線のほか, 湿数(T-TD)の等値線も描いてあり, 湿数4度以下の高湿域に陰影を付した。図の枠外上部に気象衛星写真から決めた雲の種類とその範囲を示した。

図中の雲の模式図はこの雲種を考慮しながら高湿層内に描いたものである。すなわち図の左側から縦モードの雲, 開細胞*, C_b ライン, 横モードの雲, 縦モードの雲の順の配列である。 C_b ラインは PK 不連続面の南西端の上ほぼ 950 mb から 700 mb までの厚い湿潤層内に存在すると考えられる。目視とレーダによればこの領域で高さ 3 km 程度の C_b や C_u が観測されている(第10図)。

横モードの雲の領域では湿潤層が PK 不連続面に沿って暖気側にあることから, 横モードの雲はこの湿潤層内にあると考えられる。横モードの雲は PK 不連続面上の滑昇流と深く関係していると思われるが, これに関しては次節で論じたい。

第9図右端の縦モードの雲は, 岡林(1982)による衛

* 5日3時, B点においては第1図にみられるような典型的開細胞ではないが, それに準じた雲形とみなされる。

星写真解析, Hozumi ら(1984)による航空機観測を考慮し, また第9図における湿潤層の伸び具合などからみて PK 不連続面を雲頂とするように分布すると考えられる。この縦モードの雲列は, 日本海の中北部全域に亘って存在する縦モード雲に連なるもので, これは沿海州から吹き出す寒気団の混合層内に生じた対流雲とみなされている。この混合層トップの西縁が PK 不連続面と連なっていると解される。

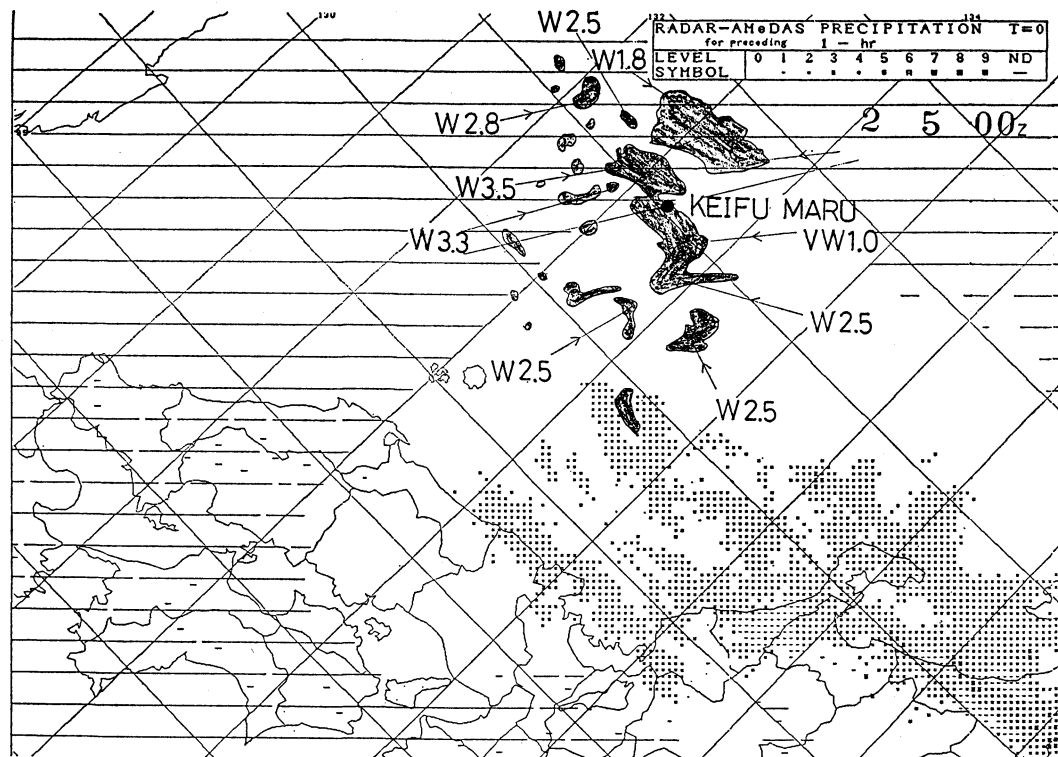
4. 考察

4.1 他のモデルとの比較

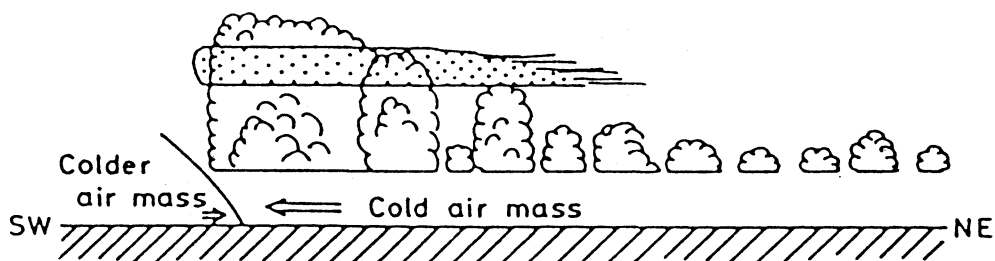
前節で啓風丸の観測にもとづき带状雲を横切る断面内のメソ構造について論じたが, これを他の研究者が提案した断面図モデルと比べてみる。これまでの断面解析はすべて日本列島の日本海沿岸沿いのものである。その大部分はルーチンの高層観測資料を使ったものであるが, それ以外の手法を使ってメソ構造を論じたものが2つある。その1つは遠藤・穂積らの北大グループによるものであり(Hozumi-Magono, 1984, 遠藤他, 1986), 他は永田らの気象研グループによるものである(永田他, 1985)。

(a) 北大モデル

北大グループは, 札幌・福岡間の定期便からの観測と



第10図 啓風丸によるレーダ・エコー図、レーダ・アメダス合成図と組合わせた。



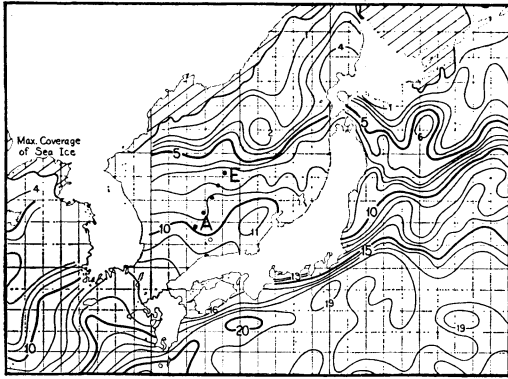
第11図 帯状雲断面の北大モデル。

写真のステレオ解析から、帯状雲の断面モデルを提案した(第11図)。それによると“収束帯状雲の南西端は高い塔状積雲が層状雲から突き出ている。この層状雲は南西端で厚く、北東へ向って薄かつ低くなっている。収束帯状雲の北東端では層状雲の下に沢山の低い積雲が散在している。従来 transverse mode の雲は高い塔状積雲から発する anvil と思われていたが、この観測では anvil は皆無かあっても極く僅かであった”。

以上のモデルはわれわれの今回の観測(雲の直接観測

ではないが)と良く符号するもので、第9図の雲の模図にも参考にさせてもらった。しかし次の点で両者は喰い違っている。

1) PK 不連続面の向き: すなわち寒気と暖気の位置が逆である。北大グループのは朝鮮半島側の気塊の方が冷いが、われわれのは沿海州側の方が冷い。このことは日本海の水温図(第12図)からも推察される。すなわち、沿海州側からやってくる気塊の方が朝鮮半島から来るものより冷い水面を渡ってくるからである。



第12図 日本海および日本周辺海域の海面水温。
(1986. 2月上旬)

2) 層状雲 (横モードの雲): 南西側で厚く北東へ向かって薄くなっている点は両者一致しているが、その雲底は、北大のは水平であり、われわれのは PK 不連続面に沿い東方へ上昇している。また北大モデルでは、層状雲の下に積雲の列 (縦モードの雲) を描いている (これは飛行機からの観測では不確かということであった)。そしてこの積雲列は東方の縦モードの雲と同系統のものとして扱っているようだ。わがモデルでは、横モードの雲の下に積雲はない。不連続面が低すぎて凝結高度に達しない故と考えている。横モードの雲の切れるあたり、すなわち不連続面が適当な高さに達したあたりから積雲列が生じ、雲頂は不連続面で抑えられると考えられる。これは「層状雲の北東端では、それより雲頂高度の低い積雲群が見られた」という北大グループの観測と一致する。

(b) 気象研モデル

永田ら (1985) は、日本列島の日本海沿岸沿いの高層観測値 (兩津と金沢の臨時観測を加えて) の解析と数値予想微格子モデルによるシミュレーションの結果とから、日本海沿岸沿いの鉛直断面モデルを提唱した (第13図)。逆転層の二重構造、PK 不連続面の存在、断面内の流線分布などはわれわれのモデルに近い。気象研モデルでは対流圏中層の乾湿域が示されているだけだが、われわれのばあいには、対流圏中下層全層の乾湿分布が求められた。この分布の特徴は、高湿域が PK 不連続面上を這い上っていること、またその北東側では PK 不連続面の下の方が高湿となっていることなどである。

気象研モデルにおいても PK 不連続面の下に積雲が描かれているが、これに関しては、今後の問題となると

ころであろう。

4.2 横モードの雲について

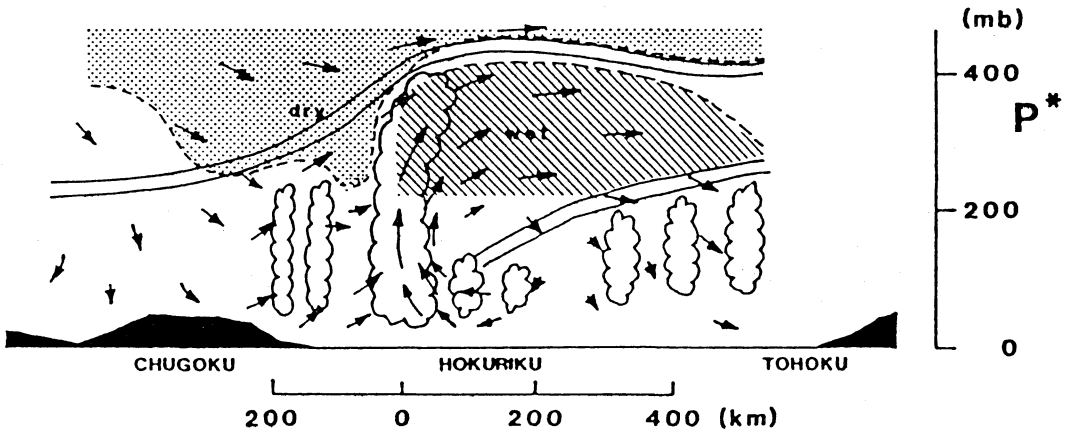
これまでの带状雲に関する論文の中で、最も解りにくいものの1つが横モードの雲である。われわれのモデルでは、横モードの雲は PK 不連続面上に存在する湿潤層内にあると考えたが、この湿潤層に含まれる水分は、長時間に亘って定位置にとどまる PK 不連続線への水蒸気収束によって補給されていると考えられる。PK 不連続線に収束する水蒸気は一部積乱雲として鉛直上方へ運ばれ、一部は一般流に乗って不連続面上を滑り横モードの雲を形成していると考えられる。

横モードの雲列の向きが、雲層上下間の風のシャーが関係しているということはひろく知られているしているところである。第14図に示す高層風の hodograph によれば、横モード雲域では (5日15時) 地上から 800 mb までの厚い層内で、風のシャーが SW から NE に向き、雲列と同じ向きであることが分る。他の観測場所でこれほど顕著なところはない。横モードの雲列が風のシャーの方向に向くことの原因として、縦モードの雲と共にシャー流中の対流雲の発達理論から説明するものもあるが (八木 1985)、この事例の横モードの雲については以下のように別のメカニズムを考えることができる。

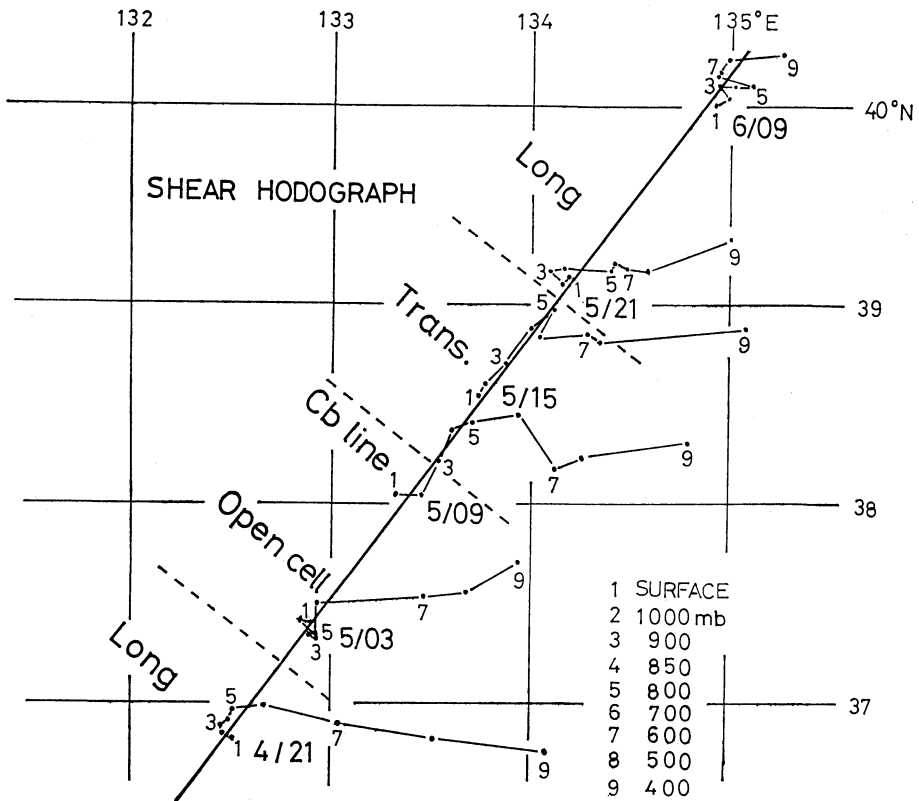
GMS や NOAA の多数の画像を見てみると、横モードの雲の南西端は積乱雲列を形成する個々の C_b に繋がっているように見えるものが多い。個々の C_b には第9図から推察されるように下層風が流入している管で、その移動は 1,000~950 mb の風速に近いものと考えられる。また第9図から、この C_b の風下側は一種のかたと雲のように風下に伸び、PK 不連続面上を這上がって横モードの雲列を形成しているのではないかという推測も可能である。

不連続面上での雲の動きは、第9図から 850~800 mb の風に近いものと考えられ、従って個々の C_b から伸びる横モードの向きは (1000~950 mb) と (850~800 mb) の間のシャーに沿うことになる。第14図のシャー hodograph (5日15時) からみてこの高度のシャーが横モードの雲列の向きと一致していることは前に述べたとおりである。

横モードの雲列には、上述の C_b から伸びているように見えるもののほかに、もっと狭い間隔で規則的に並んでいるばあいもある。これはどちらかといえば山岳性波状雲の形状をしていて、長白山脈の風下に作られた波状雲が関係しているのではあるまいかとも考えられる。



第13図 带状雲断面の気象研モデル



第14図 各観測点における高層風のホドグラフ。

いずれにしても雲画像のマルチセグメント観測などにより、横モード雲の形成過程や移動速度などを調査し、上記の仮説を調べる必要があると考える。

謝 辞

本観測の実施ならびに結果の解析に際して、気象庁予報課および気象衛星センターの関係者の方々から多くの御援助、御教示をいただいた。記して謝意を表する。

文 献

Ebel, U., H. Kraus and E. Schaller, 1981: The inversion capped ABL of the winter monsoon over the East China Sea during AMTEX. *Jour. Met. Soc. Japan* 59, 739-752.

遠藤辰雄, 穂積邦彦, 若浜五郎, 1985: 冬期の日本海における雲の形態と分布, 昭和57~59年度科研費補助金(総合研究A)研究成果報告書 p 35~46.

Hozumi, K. and C. Magono, 1984: The cloud structure of convergent cloud bands over the Japan Sea in winter monsoon period. *Jour. Met. Soc. Japan*, 62, 522-533.

永田 雅, 猪川元興, 吉住禎夫, 吉田泰治, 1985: 冬季日本海の収束雲帯の形成と構造についての数値的研究. 気象研究所昭和60年度研究発表会, 発表会誌 p 62~71.

Nagata, M., M. Ikawa, S. Yoshizumi and T. Yoshida, 1986: On the formation of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter. Numerical experiments. *Jour. Met. Soc. Japan*, 64, 841-855.

岡林俊雄, 1969: 昭和44年1月上旬の日本海側大雪のときの気象衛星写真, 天気, 16, 35-36.

———, 1982: 気象衛星資料の利用(I), 測候時報, 49, 1, 1-50.

内田英治, 1979: V字型の雲パターンと日本海沿岸の大雪, 天気, 26, 287-298.

八木正允, 1985: 冬期の季節風の吹き出し方向に対して, おおよそ直交する方向にロール軸をもつ大規模な雪雲, 天気, 32, 175-187.

———, 村松照男, 内山徳栄, 黒川信彦, 1986: 大陸沿岸の地形の影響を受けた日本海上の带状収束雲と Cu-Cb ライン, 天気, 33, 453-465.

———, 1986: 日本海の組織的な雪雲の解析, 気象研究所昭和61年度研究発表会, 発表会誌, 21-32.

昭和63年度トヨタ財団研究助成の公募のお知らせ

トヨタ財団では、「新しい人間社会の探求」を基本テーマとして、研究助成を行います。特に本年度は次の課題に重点をおいて助成いたします。

- ①高度技術社会への対応
- ②多文化社会への対応

斬新な発想による研究計画の応募をお待ちしております。

助成の概要

1. 助成の対象

・上記の基本テーマに関する研究で第Ⅰ種研究(個人奨励研究), 第Ⅱ種研究(予備的研究), 第Ⅲ種研究(総合研究)の三つの研究種別があります。詳しくは応募要項をご参照ください。

2. 助成金額・期間

- ・助成金額は合計2億円程度です。
- ・助成期間は本年11月1日より1~2年間とします。

3. 助成の決定

・研究助成選考委員会(委員長 飯島宗一)にて慎重厳正に選考の上, 9月末の理事会にて決定いたします。

応募期間・方法

・応募期間は本年4月1日から5月31日(火), (当日消印有効)までとします。

詳細は下記にお問い合わせ下さい。

〒163 東京都新宿区西新宿2丁目1番1号

新宿三井ビル38階私書箱236号

TEL. 03-344-1701

財団法人 トヨタ財団研究助成係