

前線性雲バンドにみられる鎖状の渦列について

時 田 正 康*

1. はしがき

1979年9月3日、日本の東方海上を南下して停滞した前線性雲バンドの中に、鎖状の外観を呈した渦列が形成された（口絵写真1および2参照）。

気象衛星の写真が入手されるようになってから、種々のスケールの渦や渦列がみられているが、それらは寒気場内に形成されたもので、前線性雲バンドが変質してこのような渦列がみられたのは初めてであり、それ以来、再びこのような渦列はみられていない。そこで、これと

寒気場内に形成される渦や渦列の生成機構などと比較しながら若干の考察を行なった。

2. 寒気場内の渦列の形成について

2.1. 冬季に日本海の带状雲にみられる渦列

冬季に、日本海に北西の季節風が卓越すると、よく知られているように筋状の積雲列が発生する。寒気が強い場合にはその一部が带状となり、その中にいくつかの渦列が形成されることがある。写真3は1981年1月10日12

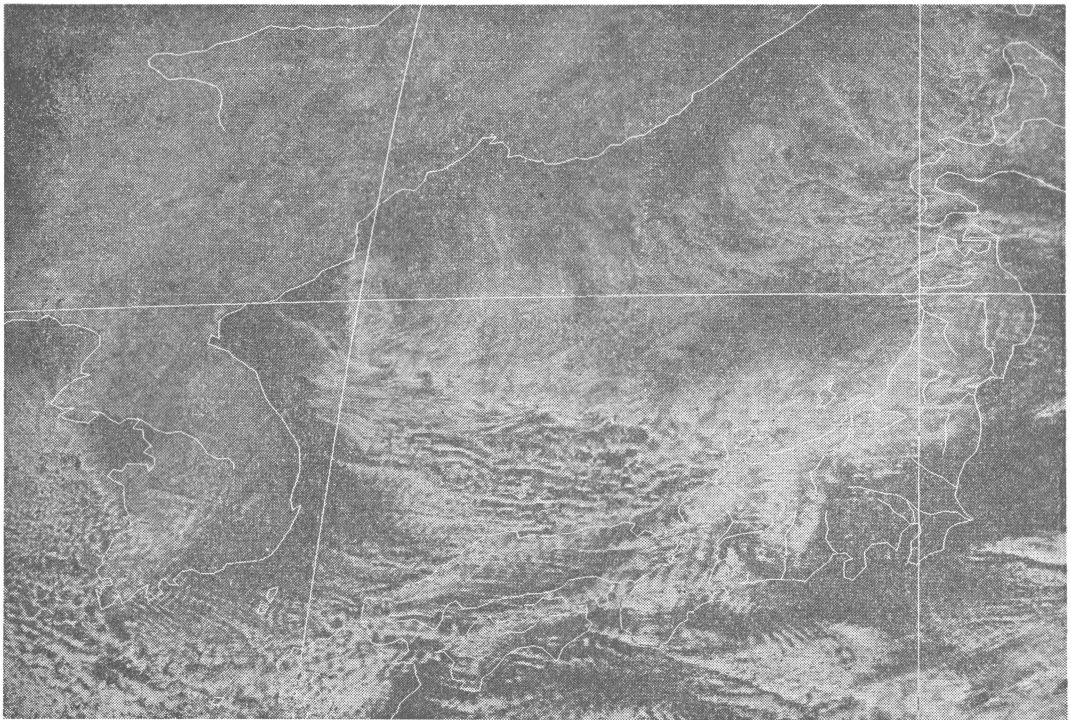


写真3 冬季に日本海の带状雲にみられる渦列（1981年1月10日12時の可視画像）。

* Masayasu Tokida, 気象衛星センター解析課。

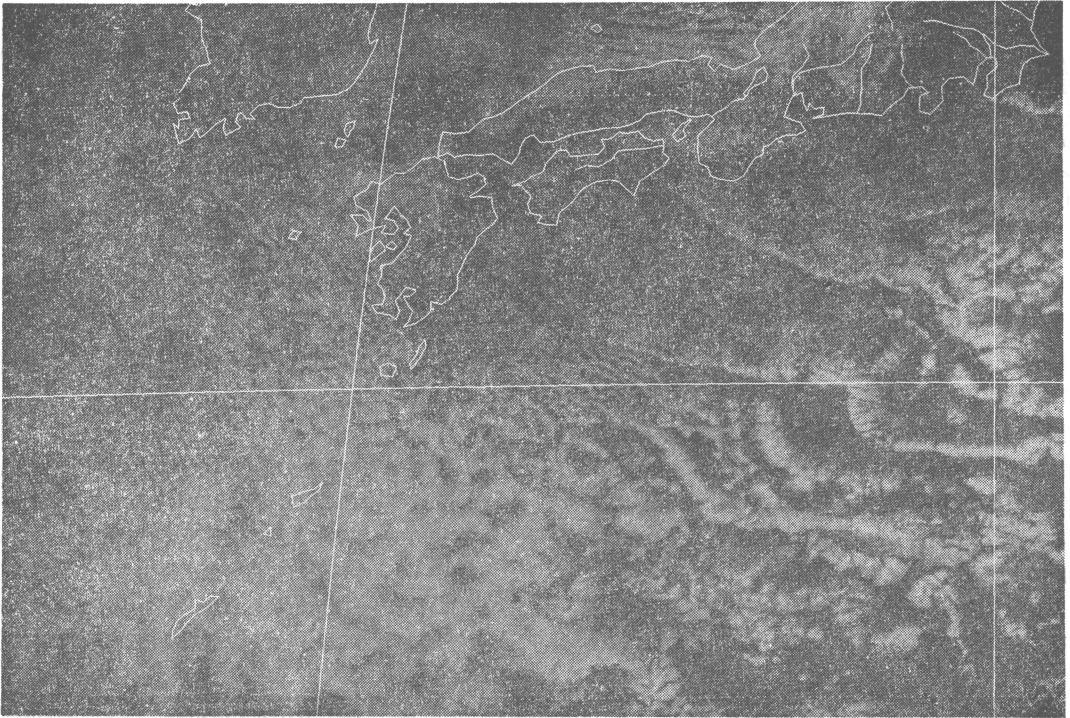


写真4 濟州島風下にみられるカルマン渦 (1981年2月8日09時の可視画像).

時の可視画像で、朝鮮半島の東海上から北陸に向ってのびる带状雲の中に、数10km規模の小渦が鎖状に数個並んでいるのがみられる。このときには、北陸地方に数10cmの大雪が降り、「昭和56年1月豪雪」を決定的なものにした。

この带状雲(収束雲とも呼ばれる)については、岡林・黒崎(1976)や植村(1980)など多くの人々によって解析され、形成機構が調査されている。それらによると、日本海にできた地上の気圧の谷線(不連続線)付近を中心として、700mb付近にある安定層の下に、下層収束と上層発散の中規模の対流環流が形成され、带状雲が発生維持されると考えられている。小渦の発生については必ずしも明確ではないが、上述のことから大気下層での風向の水平シアーが大きいことが形成原因と考えられている。

2.2. 濟州島風下にみられるカルマン渦

晩秋から早春にかけて、日本付近では濟州島や屋久島の風下にしばしばカルマン渦が形成される。写真4は1981年2月8日09時の可視画像で、濟州島からその南東へ島の両側から交互に、1つは右巻き、1つは左巻きにたなびいた見事な2列の渦列がみられる。このときの気

圧配置は弱い冬型で、大陸の高気圧の一部が上海付近にあってゆっくり東進していた。

カルマン渦については、Tsuchiya(1969)をはじめ Thomson *et al.*(1977)等多くの人々によって、カルマンの渦列の理論を実際の衛星写真を使って確かめる調査が報告されている。これらを総合すると、寒候期に層積雲や層雲におおわれた広い海面上に、比較的強い(10k以上)北系の風が持続し、海面上1km付近に顕著な逆転層があり、その逆転層を数100mつき抜ける障害(島の山岳)がある場合にカルマン渦が形成されるようである。

2.3. 寒帯前線の北側の積雲域内に発生する渦列

中規模または中間規模の鎖状パターンが、寒帯前線の北側(寒気場内)で発生することがあるらしい。このことについては、Anderson *et al.*(1974)の調査で報告されている。これによると、1969年6月のグリーンランド南東方洋上のものと、1970年3月のカムチャッカ半島南東に形成されたものについての記述がある。しかし残念ながら「ひまわり」では、3年半を経過した現在、まだこれらと同じ渦パターンを見ることができない。

この渦列の発生機構については、上層大気が冷たく風

が弱いときに、雲パターンを低気圧性に湾曲させる下層の水平シアアの効果が指摘されている。

以上渦列を発生させる3種の例についてそのあらましを述べたが、これらはいずれも寒気場内の積雲または層積雲の中に形成されたものであり、これらの例では雲頂を抑える下層の強い逆転と、持続的でやや強い下層風が必要条件となっている。

3. 前線性雲バンドに渦列がみられたときの気圧系の動きと雲バンドの変化等について

3.1. 地上の総観場

1979年9月1日、北海道のはるか東方洋上の低気圧から寒冷前線が南西にのび、関東の南海上では停滞性となっていた。低気圧は発達しながら北東に進み、前線は2日から3日にかけてほぼ北緯30度の線に停滞した。前線の後面にはオホーツク海から高気圧が南下した。一方、前線の南側には1日に切離された太平洋高気圧の一部が小さな高気圧として解析されていた。その後2日、3日には高気圧としては解析されないが、弱い高気圧性循環が残っていた。このことは第1図の南鳥島の下層の風の変化をみても、背の低い高気圧が同島の北側を通過したことがわかる。また、南鳥島の南西方には弱い熱帯低気圧があってほぼ停滞し、3日朝からは西進を始めた。

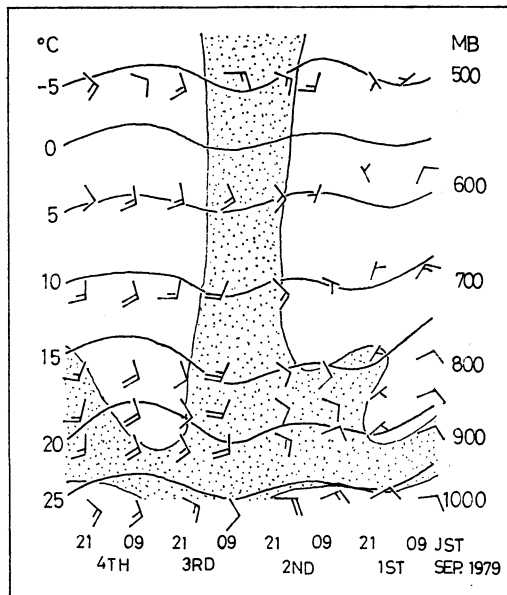
3.2. 850mb および 500mb 面の状況

天気図は省略したが、850mb 面での前線に対応する等温線はほぼ +15°C で、2日から3日にかけて日本の東方洋上の北緯30度線をゆっくり南下した。しかしこの海域に寒気が流入したのは2日がピークで、3日09時以降は +15°C 線は渦列形成海域を北上した。

また、これも図示しなかったが500mb 天気図によると、1日、2日はオホーツク海にリッジ、アリュージョン南方にトラフがあってそれぞれ東進、3日はこれらが南北に並んで東経170度付近で逆位相となった。しかし日本の南東海上には亜熱帯高気圧の一部がゆっくり東南東進して、問題の海域はほぼ -6°C 以上の暖域内に終始した。

3.3. 前線性雲バンドの変化

第2図は雲バンドの1日ごとの変化を示したもので、本稿に関係のない雲域は省略した。これによると、1日は低気圧の中心から南西にのびる雲バンドがほぼ北緯35度線にあって南下中であり、雲バンドには上層雲と発達した積乱雲がみられた。2日は雲バンドが北緯30度線まで南下し、バンド幅が狭くなり、同時に発達した積雲も

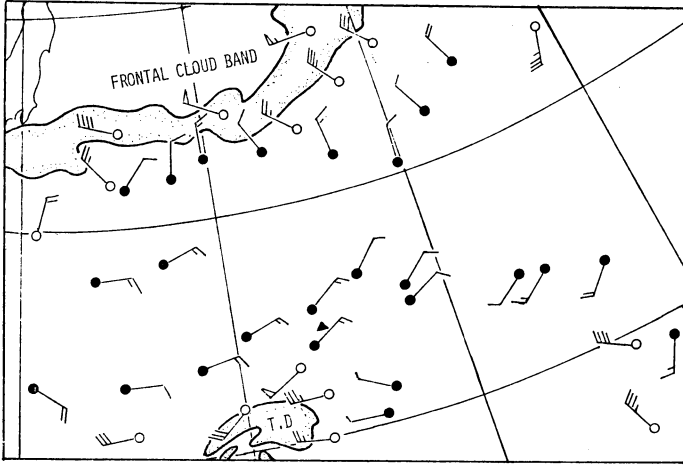


第1図 南鳥島の高層実況変化図(1979年9月1日09時～4日21時。風速の単位はkt, 細実線は温度, 点描部分は飽差3°C以内を示す)。

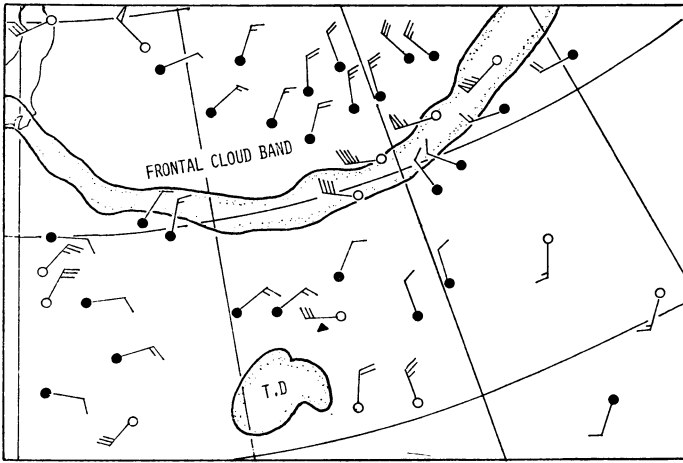
少なくなった。3日は雲バンドが更に南下し、活発な積雲はなくなって写真1のような層積雲と積雲からなる鎖状の渦列が形成された。写真2はこの渦列が形成される3日01時、03時、06時および09時の赤外写真を連続して示したものである。渦列を形成する雲の雲頂温度が高いため、通常の赤外写真ではわからないので、写真は高温域を強調表示したものである。これによると、雲バンドは徐々に南下しながら東経150度付近の雲はゆっくり西進し、逆に東経160度付近の雲はゆっくり東進して、渦パターンを形成しながら東西に伸長していることがわかる。4日は図を省略したが渦列のみられた雲バンドはその東方のしっかりした前線性雲バンドから切離され、渦状が消えて単なる不規則な雲の帯となり、次第に熱帯じょう乱の循環に巻きこまれ始めた。

3.4. GMS で算出された風ベクトルからみた雲バンド周辺の風速場

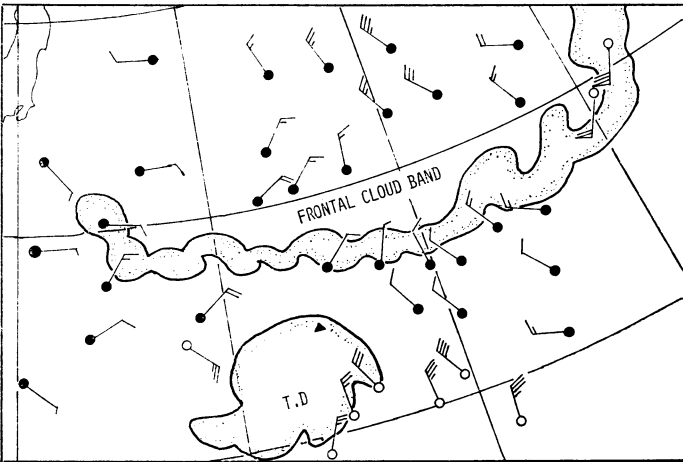
第2図に記入されている風資料は、「ひまわり」から得られた風ベクトルのうち代表的なものを選んである。これによると、1日は雲バンドのすぐ後面と雲バンドの上の上層の風ベクトルは雲バンドにはほぼ平行な西ないし西南西の風で、雲バンドのはるか後面では北西風となっている。下層の風ベクトル(風ベクトルの雲頂高度750～



(a) 1979年9月1日09時



(b) 1979年9月2日09時



(c) 1979年9月3日09時

第2図 前線性雲バンドの時間経過 (図中の風資料はGMSで算出された風ベクトルで、○印は高度200~300mbの上層風、●は高度700~850mbの下層風を示し、風速の単位はkt. 図中の▲印は南鳥島の位置を示す).

790mb; 以下同じ)は、雲バンド上では雲バンドに垂直な北西ないし北北西の風となっている。

2日は上層の風ベクトルは雲バンドの前面、後面ともこれに平行な西ないし西南西の風となり、下層の風ベクトル(720~640mb)は雲バンドにほぼ垂直な北風となった。1日、2日とも、ごく下層(800mb面以下)の風ベクトルが得られないので明確ではないが、雲バンド周辺の下層の風ベクトル(700mb付近)がおおむね発散場となっているので、ごく下層では雲バンド南辺付近は収束場になっていたと推測される。

3日は上層の風ベクトルが問題とする雲バンドの東部しか得られず、そこでは雲バンドを横切る形で南西の風となっている。下層の風ベクトル(730~850mb)は雲バンドの東部前面では北西ないし西北西の風、中心部では雲バンドに垂直な北の風、西部では北東ないし東北東の風となっている。下層の風ベクトルの流線を描いてみると、2日、3日とも問題とする雲バンド周辺は、おおむね低気圧性曲率から高気圧性曲率に大きく変わる領域と一致することがわかる。

3.5. 南鳥島の高層実況変化

第1図は9月1日09時から4日21時までの南鳥島の高層実況変化図である。南鳥島は北緯24度、東経154度であり、第2図の▲印で示すように、この期間は雲バンドと熱帯じょう乱の中間に位置していた。

第1図の気温と風の鉛直プロファイルから考察すると、1日は500mb面以下で北東風が卓越し、弱い寒気移流場となっていた。これは北にあった弱い高気圧性循環の影響とみられる。2日になると南西にあった熱帯じょう乱の発達に伴い風は南東風に変った。それが3日09時には700mb面以下では南ないし南南西の風となり、風速も強まって700~900mbでは20kt以上となり、このころから暖気移流が強まってきたことがうかがえる。また、第2図(c)で、南鳥島に近い雲バンド周辺の風は10kt前後の北東風となっており、渦列形成付近では850mb前後の高度で顕著なシアラインが存在したと推測される。

また、前述のように下層に強い逆転層があることが寒気場内の渦の生成に好条件とされている。今回の場合は渦列が衰弱期の前線帯に伴う雲バンド内に生成されたものであり、逆転層の存在の有無ははっきりしないが、南

鳥島の高層断熱図によると、3日09時には解消されているが、1日前の2日09時に792mbと825mbの間に弱い逆転層(1.8°Cの上昇)があった。南鳥島と渦列形成海域とは数100kmの距離、24時間の時間差があるが、もしこの弱い逆転層の位相が1日後に雲バンドの南へまで北上したと仮定すると、逆転層の存在が推測される。

4. まとめ

以上の調査結果から、今回の前線性雲バンドにみられた渦列の形成機構を考えると、寒気場内のもとは、若干気象条件が違うことがわかった。しかし大気下層に弱い逆転層があり、また水平シアーがかなり大きいことが推測されるので、これらの点では共通した形成機構となっていると思われる。シアラインの形成には熱帯じょう乱が関与していたようである。

そこで前線性雲バンドに鎖状の渦列が形成される気象状態を要約すると次のようになる。「暖候期に、比較的顕著な寒冷前線が日本の東方洋上を南下して停滞、前線の南と北の気団が均質化して前線が衰弱しはじめたころ、南方から熱帯じょう乱がゆっくり北上し、前線性雲バンド周辺に影響を与える。」

冒頭に述べたように、前線性雲バンドに渦列の発生をみたのは本調査の1回だけで、その後は出現していない。したがって1回だけの観測資料からは一般的な結論はだせないで、今後もう少し類例を集めて調査したいと考えている。

文 献

- Anderson, R.K. *et al.*, 1974: Application of Meteorological Satellite Data in Analysis and Forecasting, ESSA TECHNICAL REPORT NES-51.
岡林俊雄・黒崎明夫, 1976: 大雪時の雲パターン, 天気予報指針(実用編), 138-143.
Thomson, J.F. Gower and N.W. Bowker, 1977: Vortex Streets in the Wake of the Aleutian Island, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 873-884.
Tsuchiya, K., 1969: The Clouds with the Shape of Kármán Vortex Street in the Wake of Cheju Island, Korea, *J. Met. Soc. Japan*, 47, 457-465.
植村八郎, 1980: 冬期季節風下の日本海沿岸に大雪をもたらすじょう乱の構造と形成について, *天気*, 27, 33-44.