

本州南岸沖を西進して発達する中規模の雲域

櫃 間 道 夫*

1. はじめに

ここに紹介する雲は、端的に言えば「関東沖に発生した線状の雲域（幅数十km 長さ数百km）が本州の南岸沖をゆっくり西進しながら紀伊半島沖ないし四国沖で発達し、やがて東に引き返す（この間3日～5日）」もので、本州南岸に思わぬ雨をもたらすため、予報技術の面からも重要である。

過去1年間弱で筆者が気付いたのは秋・冬に数例だが、これが寒候期に限られる現象か否かは未確認である。当面の疑問点は、(1)なぜ発生するか (2)なぜ西進するか (3)なぜ発達するか であり、以下そのような観点から1978年10月16日～19日の事例を主体に述べる。

2. 発生

現象が明瞭になるのは既に発達し始めた雲域が東海道沖を西進する頃だが、時間的にさかのぼると多くの場合、寒気吹出しの雲に行きつく（写真2bの矢印）。しかも典型的な強い吹出しではなく、むしろ弱い状態または吹出しの最盛期を過ぎた頃に、関東沖にできる線または帯状の雲が源となるらしい。このとき同時に紀伊半島沖や四国沖にも線状雲のあることが多いが、これらに比較して関東沖のものは規模の大きいのが特色である。また、前二者は雲の線をたどるとそれぞれ大峰山地と剣山付近に行き着くのに対し、関東沖のものは風上が房総半島のこともあり、伊豆半島のこともあり、一定ではない。むしろ、巨視的に本州中部の山地と見るのが妥当かと思われる。

一方、問題の海域は第1図に見るように、海面水温分布が寒・暖の境界線またはその暖水側であり、これらから次のような推察ができる。つまり、大陸に源を発して日本海を渡って来る下層寒気は、本州中部山地のため南北二つの流れに分けられる。前者は琵琶湖付近を通して

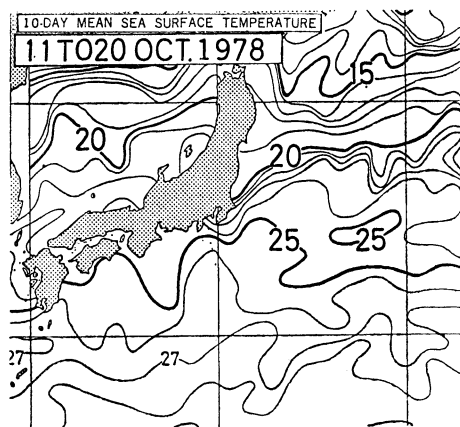
暖水域に出るため充分暖められるのに対し、後者は東北地方を通して冷水域（もちろん寒気よりは暖かいが）に出るため僅かしか暖まらない。かくて再び相接した両者間の温度・湿度の差や、また山の風下で渦が作られ易いことなどのために雲が作られる、というものである。

もちろん、この推察については今後多くの吟味が必要である。実際、寒気吹出しがこの雲域発生之源ではなく、単に発生までの過程だとする見解もある。

なお、この段階での雲の高さは、衛星・レーダとも3kmと観測している。

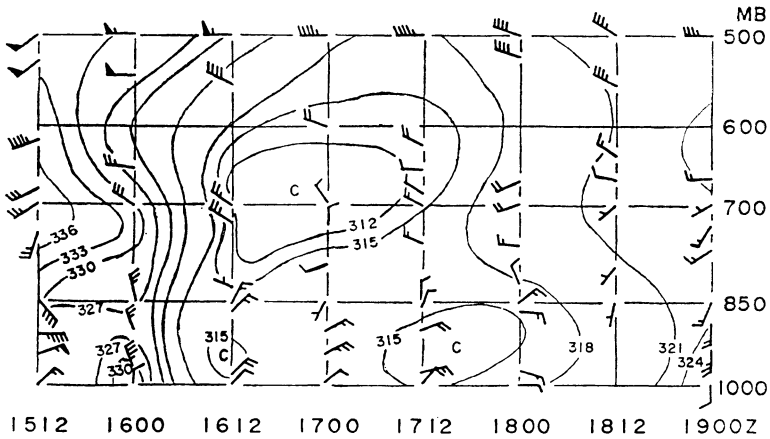
3. 西進

生成された雲域はゆっくり西進する。西進速度は、この事例では2日間に約300kmだが、5日間で四国沖まで行った事例や、2日間で東海道沖までしか行かないものもある。ただしいずれの場合も、特定の1本の雲列が移動するのではなく、南西側に新しく雲が発生する形で南西方に動くようである（写真2のc, d）。この過程での特徴は、(1)それまで直線だった雲列が南西側にふく

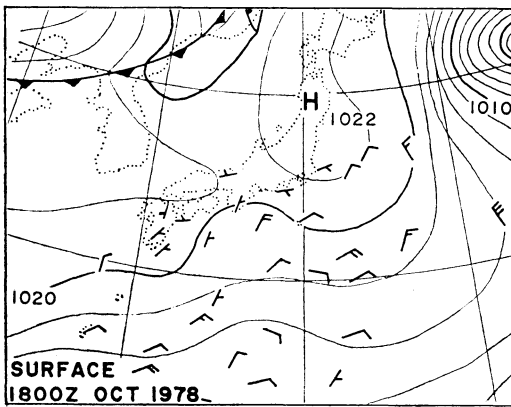


第1図 海面水温図、10月11日～20日の平均、単位は℃。

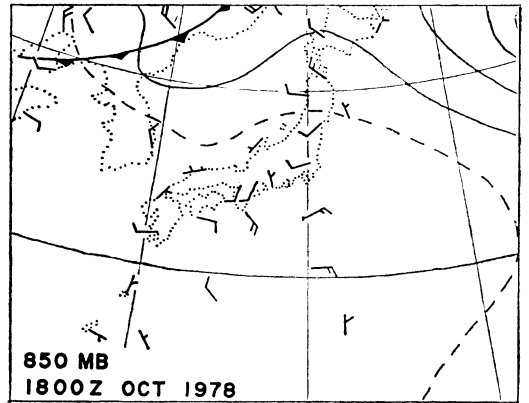
* M. Hitsuma, 気象庁予報課。



第2図 八丈島の時空断面図。等値線は偽相当温位で単位は $^{\circ}\text{K}$ 。



第3図 写真1に対応する18日00時(Z)の地上天気図。



第4図 写真1, 第3図に対応する850 mb面。等高線は60 m ごとだが、中間値を破線で部分的に入れた。

らみ、あるいは折れ曲ることが多い (2)雲域の西側縁が明瞭な対流性を示す (3)雲域は発達するが、必ずしも中規模擾乱として組織化された形にまでは至らないなどである。

雲の高さ(17日夜)は、衛星による総観雲頂高度(約100 km 四方の雲域での平均値と標準偏差)で、 $2,300 \pm 900$ m、レーダでは(雲域のごく一部しか探知されていないが)5 km 前後である。

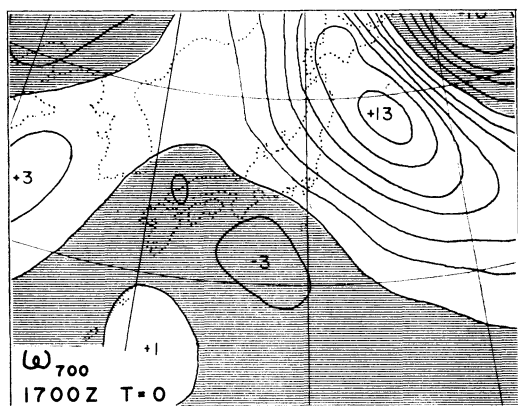
この段階での西進の機構を考えるため、八丈島の高層気象観測の時間経過を第2図に示す。雲域におおわれていた16日00時(Z)と雲域が西にいった同日12時以降とでは、下層の風や偽相当温位に明瞭な差があり、冷たく

乾いた北東流の気団に押されるようにして、問題の雲域が南西進したことが推定される。また、東海道沖の下層にこのような気団が侵入したと考えることは、上に述べた雲域の特徴と矛盾しない。

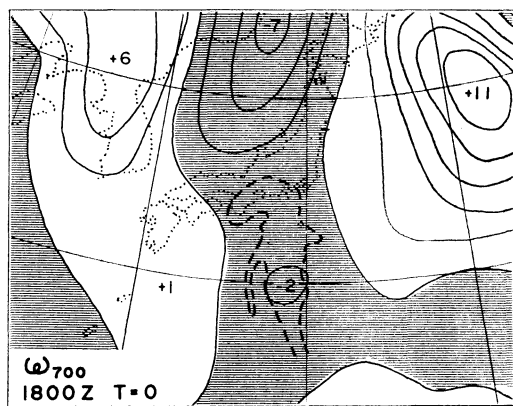
4. 発達と東進

西進過程で少しずつ発達した雲域は、紀伊半島沖か四国沖で急速に発達し、やがて東に引き返す。この事例では、写真1(18日朝)の後さらに発達し、夜から翌朝にかけて急速に関東地方の南岸に進んだ(写真2のe, f)。

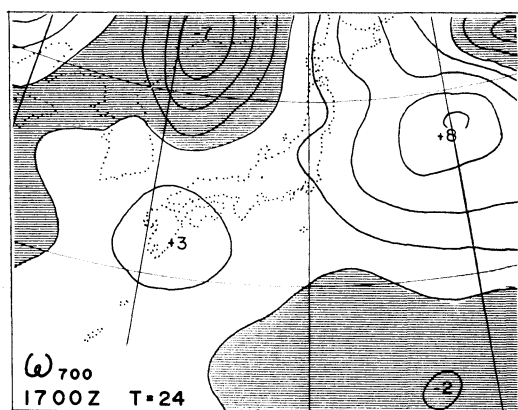
雲は明らかに活発な対流性を示し(雲頂高度は衛星・レーダとも約6 km)、雲域の形も組織性を示すものとなっている。しかし興味深いことに、この段階でもなお



第5図(a)



第5図(c)



第5図(b)

第5図 6層ファインメッシュモデルによる鉛直流速分布. 等値線は 2 mb/hr ごと. 上昇流域をハッチした.
(a) 17日00時(Z)の解析値.
(b) 17日00時を初期値とする24時間予報値.
(c) 18日00時の解析値で, 写真1に対応. 破線は雲域の概略を示す.

(船舶のデータがかなり密にあるにも拘らず) 地上気圧場に低気圧の存在は確認し難い(第3図).

また, 850 mb(第4図)でも問題の海域には顕著な収束帯がなく, さらに, 500 mb(図略)では本州中北部に弱い気圧の谷があるものの関東以西の太平洋沿岸は西北西流で, 総観規模の擾乱が発達し難いとされている場である.

一方, 数値予報の計算する鉛直流速分布を見ると(第5図), 紀伊半島沖の700 mbは17日朝(写真2のcに対応)弱い上昇流域で, 24時間後に下降流域と予想されるが実際には弱い上昇流場は続く(第5図b, c). また, 雲域の動向とは逆に上昇流域は東進している. 900 mbの上昇流域や, また擾乱がさらに発達する18日~19日に

かけての各等圧面でもこの傾向は大同小異であり, 現在の数値予報の格子間隔では当然の事ながら, 初期値, 予想値ともこの擾乱を充分に表現できない.

ただ, 発達に関して明瞭なことは日本海に進んで来る上昇流域の存在であり, この他の事例から見ても, この種の擾乱が発達する時には中国東北部に気圧の谷が東進して来ることが多いように思われる. すなわち, 問題の海域も擾乱を助長されるような場に入るのかも知れない.

また, それまでの西進傾向が急に東進に転ずる理由としては, 擾乱の発達で雲の背が高くなることにより, 対流圏中~上層の運動量を得る効果が考えられよう.

5. おわりに

上述のように, この雲については未だ不明のことが多い. しかし, わが国の天気予報で長年の課題となっている「土佐沖低気圧や北東気流」も, その一部はこの雲に関連するものと思われるので, さらに研究が必要である.