

# 温帯低気圧移行時の台風の子報実験\*

—T 8310 の場合—

三浦 信男\*\*

## 要 旨

偏西風帯の南北の温度傾度をもつ傾圧帯へ侵入した台風 (T 8310) の気象庁ルーチン微格子モデル (VFM) による36時間予報実験を行った。その結果、村松 (1983) の指摘した温帯低気圧化過程の特徴がシミュレートされ、地上気圧パタン・移動経路は良く予測できた。

しかし、下・中・上層で台風渦軸は分離し、下層では北東象限の降水域に対応した気圧の谷への台風渦度の侵入 (前線との合流)・再発達、その後の温帯低気圧化の特徴がみられた。一方、中・上層では水平移流によって傾圧帯の南縁を衰弱しながら移動し、300 mb の経路が最も実況に近かった。従って、予測された温帯低気圧は台風が変質したものではなく、傾圧帯への侵入によって再発達した下層の正渦度に対応する偏西風じょう乱であった。

## 1. まえがき

台風の移動については大河内 (1979) が数値モデルによる力学的予報を行っている。しかし、このモデルは台風を維持するため円対称の熱関数を用いた dry model であること (従って降水は予報していない) や、地形が入っていないなどの制約があり、台風の温帯低気圧への移行は扱っていない。

一方村松は GMS・高層・レーダ等のデータを用いて温帯低気圧化過程の特徴を示し、台風から温帯低気圧への構造の遷移を論じている。また、このとき温帯低気圧化と移動速度の密接な関係を指摘している。

そこで本論文では気象庁ルーチン微格子モデル (VFM) を用いて、1983年台風10号 (T 8310) を例に台風から温帯低気圧へ移行する過程の36時間予報実験を行った。その結論は以下の通りである。

(1) 地上気圧パタンおよび移動経路は良く予測された。このとき予報初期に台風前面の北東象限に降水域に対応して形成される気圧の谷 (風のシャライン、前線) が重要である。

(2) 台風渦軸は下・中・上層で分離する

(3) 下層では台風渦度の気圧の谷への侵入 (前線との合流)・再発達がみられ、その後地上気圧パタンの著しい非対称化・移動方向の変化と加速等の温帯低気圧化の特徴を示した。

(4) 中・上層では台風渦度は水平移流によって傾圧帯の南縁を通り、特に 300 mb の移動経路が最も実況に近かった。

(5) これらのことから予測された温帯低気圧は、傾圧帯への侵入 (前線との合流) によって再発達した下層の正渦度に対応する偏西風じょう乱で、初期場の台風が変質したものではなかった。

## 2. 実況の経路

村松の指摘に従って実況での台風から温帯低気圧への遷移をみる。すなわち、以下の点に着目する。

(1) 台風の温度場・湿度場の非対称化

(2) 降雨域の進行方向前方への移行

(3) 大気中・上層での台風循環の消滅

(4) 下層循環と前線の合流

(5) 後面の乾燥域化

ここで客観解析 (254 km 格子, FANL) をもとに、1983年 9月27日00Z~28日12Zの36時間について、台風から温帯低気圧への移行過程をみる。地上気圧・500 mb 高度 (第1図(a)~(d)) および 850 mb 気温・700 mb 露

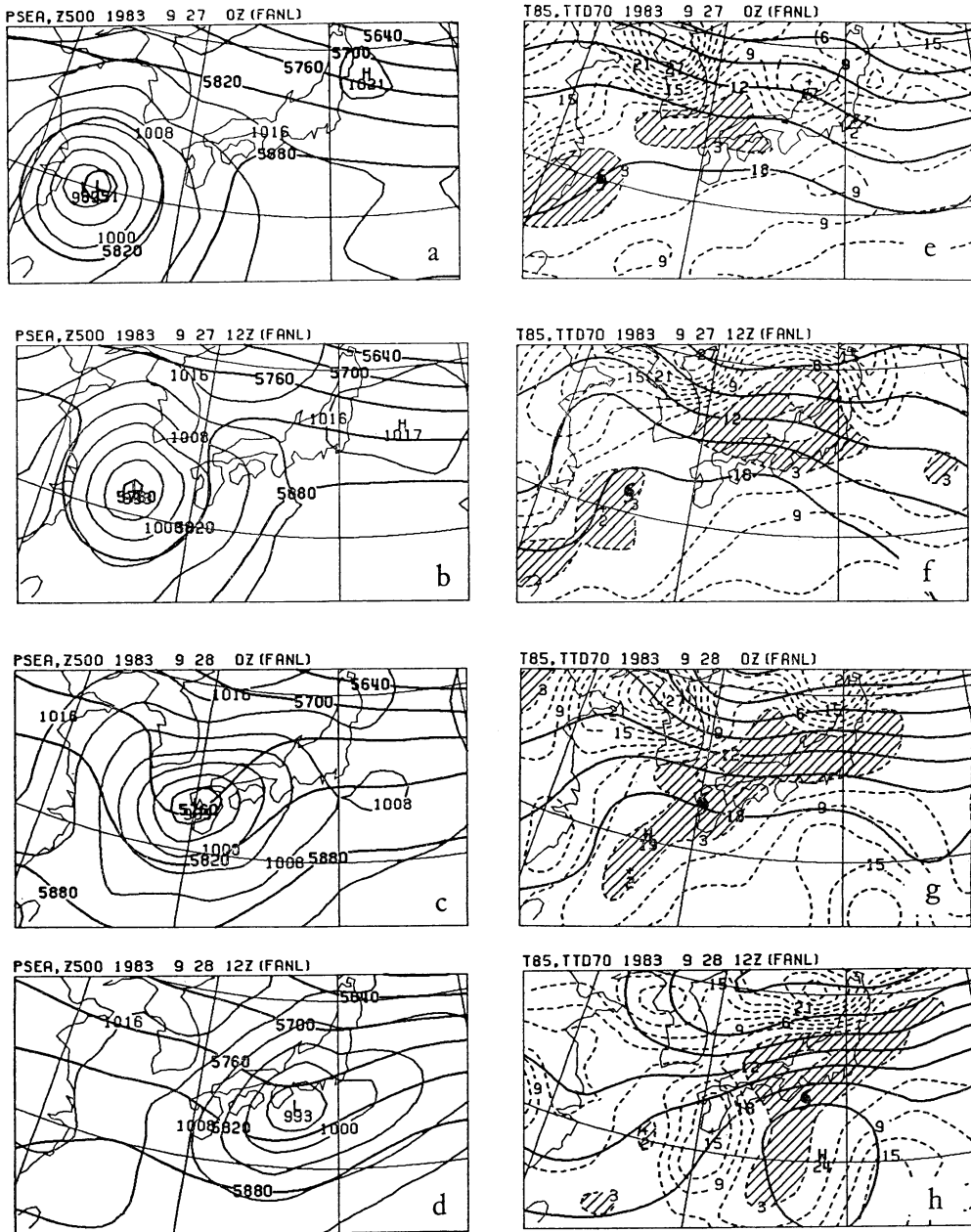
\* Forecast experiments of Typhoon transforming to extratropical cyclone.

—The case of T 8310—

\*\* Nobuo Miura, 気象庁数値予報課.

—1984年12月3日受領—

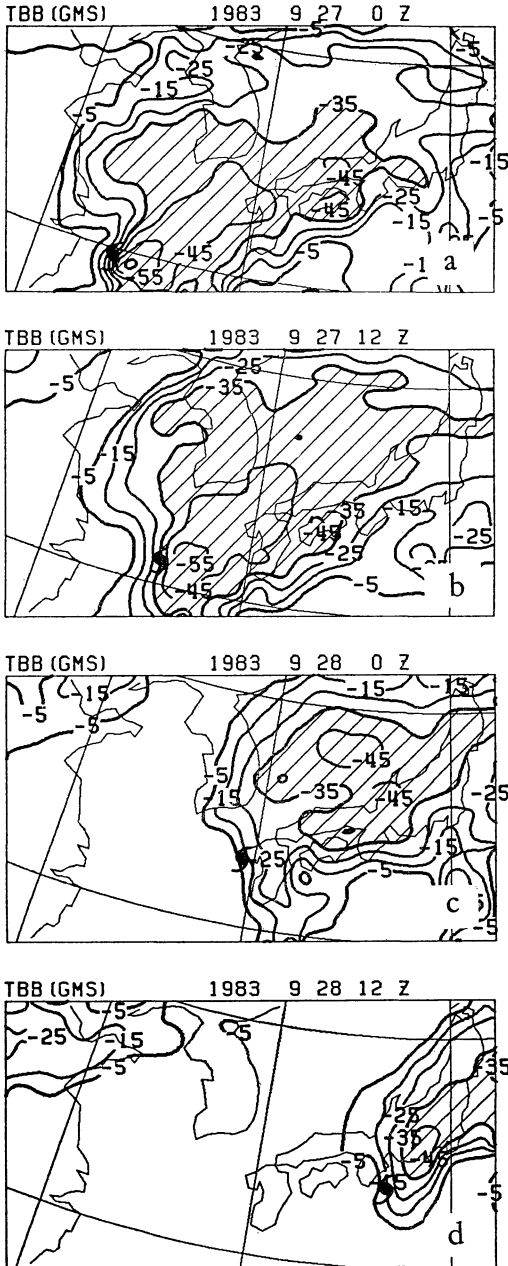
—1985年5月27日受理—



第1図 12時間毎の地上気圧・500 mb の客観解析 ((a)~(d)), 及び 850 mb 気温(実線)・700 mb 露点差(破線, 陰影は湿潤域, (e)~(h)).

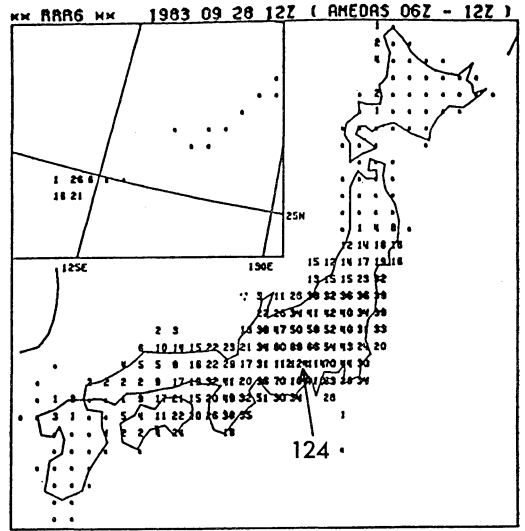
点差(第1図(e)~(h))の12時間毎の時間経過を示す。台風T8310は9月26日12Zに28°N, 124°E付近で転向した後偏西風帯へ侵入し, 南岸にあった前線と合流して九州を横断し本州・四国沖を加速しながら通過した。

500 mb 高度場でみると初期値である9月27日00Z(第1図(a))では台風循環は明瞭で渦軸もほぼ鉛直である。また, 温度場(第1図(e))から台風はまだ傾圧帯へ侵入していないことがわかる。しかし27日12Z付近から



第2図 12時間毎の CMS による TBB ((a)~(d), 陰影は  $TBB \leq -35^{\circ}C$  領域).

500 mb の台風循環場は崩れ始め (第1図(b)), 前面暖気・後面寒気移流を示している (第1図(f)). 露点差の分布から28日00Zには台風と前線の合流に対応して, 湿潤域 ( $T - T_d \leq 3^{\circ}C$ ) の結合がみられる (第1図(g)). 28日



第3図 アメダスによる降水実況 (63.5 km 格子で平均).

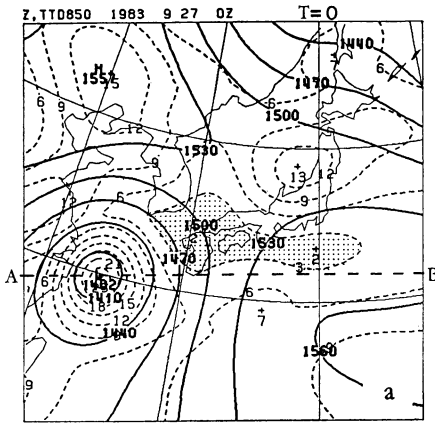
12Zには500 mb 高度場は偏西風擾乱の谷となり, 地上気圧場も著しく非対称化している (第1図(d)). 後面の九州付近は乾燥域化し, 温低に伴う前線に対応した温度場・湿潤域が形成されている (第1図(h)).

また, 傾圧帯の南北温度傾度は台風の侵入とともに前面で大きくなり, 前線 (温暖前線) が活発になったことを示している. このことは GMS による TBB の時間経過 (第2図(a)~(d)) にも現れており, 雲頂温度の低温域は初期の台風中心付近から移動方向前方へ移っている. アメダスによる実況 (第3図) でも28日12Zの前6時間降水域は, 前面の中部・東海地方 (最大 124 mm/6h) にある. 従って, 温帯低気圧化に伴い降水域は前方へ移行したことがわかる. 同様に, 移動経路 (第7図, 白丸) にも, 台風は27日18Zに進行方向を北東から東北東へ変え加速している, 等の特徴がみられ, 村松の指摘とよく一致していた.

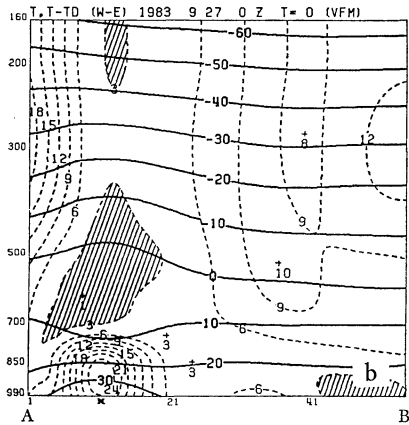
### 3. 初期場

地上と高層のデータ密度の違いから台風域を十分に客観解析することは困難である. 地上気圧場は船舶等の観測があり比較的詳しく解析されるが, 高層データが少ないため客観解析された台風域の高層の高度場は地上気圧場に比べて浅くなる欠点がみられる.

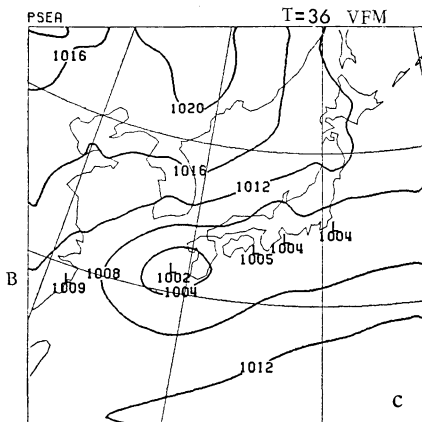
具体例として, 第4図に27日00Z客観解析された 850 mb 高度場・この高度場による層厚温度と客観解析され



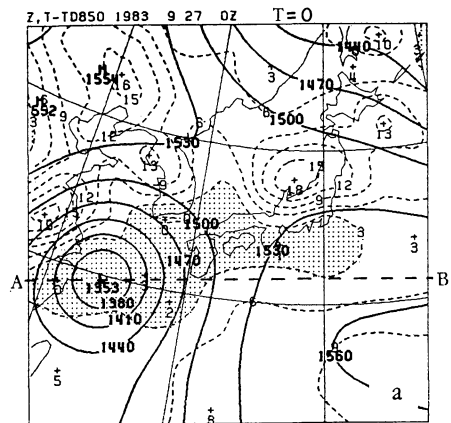
(a)



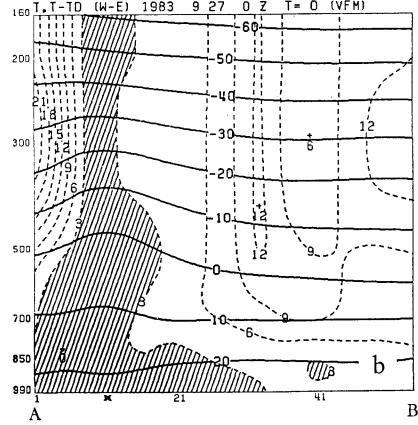
(b)



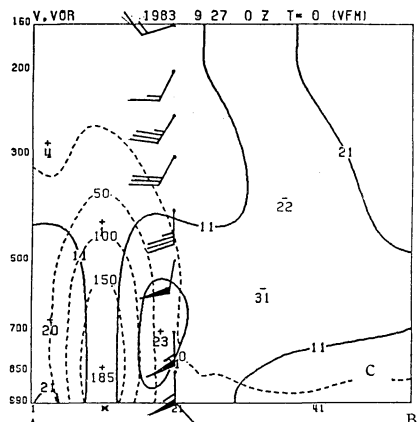
(c)



(a)



(b)



(c)

第4図 850 mb 高度場の客観解析 ((a), 実線) と初期場の露点差, 初期場における層厚温度 (実線) と露点差 (破線, (b)), 地上気圧の36時間予測パターン ((c)).

第5図 再解析後の場(第4図(a), (b)に同じ), 初期場における風速 (実線) と渦度 (破線,  $\times 10^{-6}s^{-1}$ ) の東西断面 ((c)).

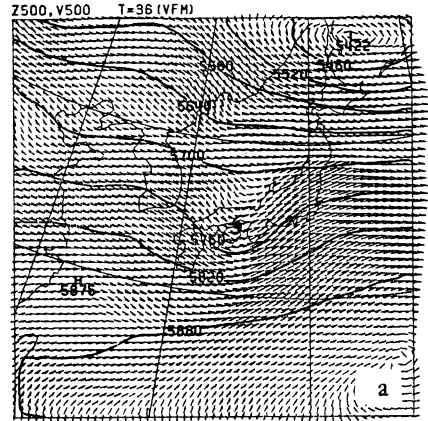
た露点温度との差（水蒸気の初期場となる、(a)）および東西断面における層厚温度と露点差の初期場(b)を示す。850 mb の中心高度 1402 m で、初期場の中心気圧 993 mb（観測は 935 mb）と比較するため地上と 850 mb の層厚温度を求めると約 308 K（35°C）となる。このため初期値を作成する際台風域の下層が異常な高温・乾燥（第4図(b)）となる問題が生じる。これは地上気圧に比べて台風域の 850 mb 高度場が浅いためである。参考のため、この初期値を用いた VFM による地上気圧の 36 時間予測パターン（第4図(c)）を示す。台風は九州の西にあり、中心気圧は 1002 mb で移動が極めて遅く衰弱している。初期場における台風域の乾燥によってモデルで降水が予測されず、台風を維持するための加熱がなかったためである。

上記欠点を除くため、本予報実験の前に台風域の高層（指定気圧面）の高度・風を再解析した（Appendix）。第5図に再解析後の場（(a), (b)）は第4図と同じ、(c)は風と渦の東西断面を示す。850 mb の再解析後の中心高度（第5図(a)）は 1353 m と深くなった。このため、地上と 850 mb の層厚温度は 297 K（24°C）となり、台風域下層の異常な高温・乾燥は除かれた（第5図(b)）、850 mb 露点差の分布も客観解析の湿潤域（第1図(e)、陰影部分）と初期場の湿潤域（第5図(a)、陰影部分）の対応が良くなった。

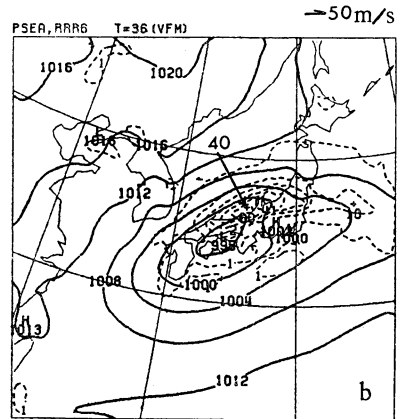
また、台風域の高度の水平プロファイルをしarpにしたため、渦度も大きくなっている。その極大は  $185 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$  で 850 mb 付近の下層にあり、台風場らしくなっている。しかし、高度・風の再解析を 400 mb までとしたため風・高度とも 500 mb より上層では急速に弱くなっている。名瀬の観測値（矢羽, knot）と比較して、地上から 500 mb までの対応は良いが、それより上層では弱過ぎると思われる。

4. 実験結果

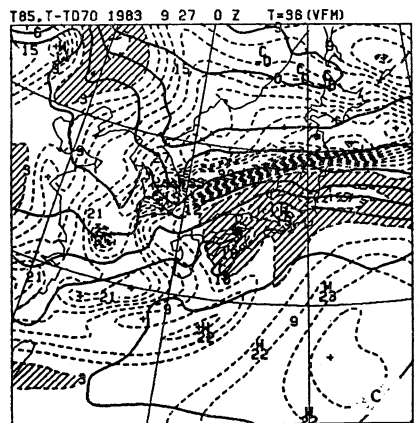
第6図に T=36 における 500 mb 高度・風(a)、地上気圧・前6時間降水(b)および 850 mb 気温・700 mb 露点差(c)を示す。第6図(a)から地上気圧パターンは進行方向へ長軸をもつ楕円状となり、非対称性が著しい。また、降水域は台風域から前方へ移動し、その極大域は山陰沖から若狭湾（40 mm/6 h）付近にある。アメダスによる実況（第3図）と比較して、降水域は北の日本海側に寄り、量も相当少ない。第6図(b)の 500 mb 高度・風の間からは台風循環は消滅し、偏西風じょう乱としての谷になっている。第6図(c)の気温・露点差のパターンでは、特



(a)

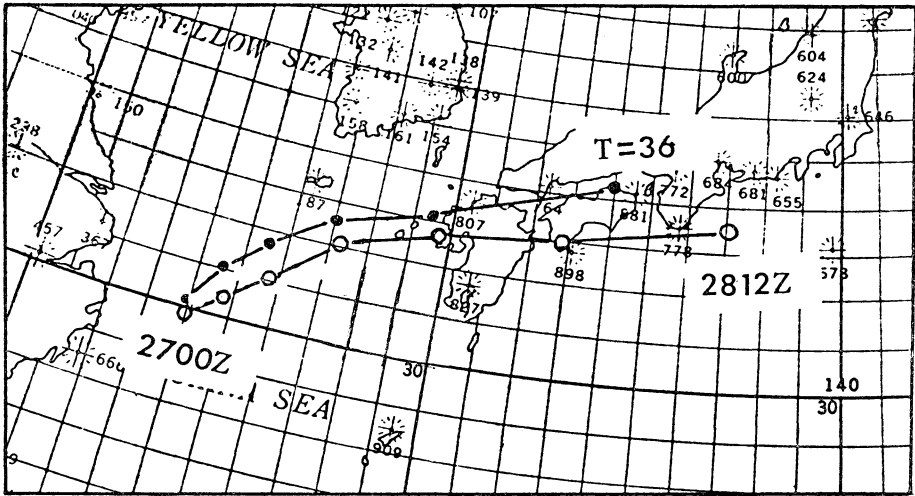


(b)



(c)

第6図 T=36 の (a)500 mb 高度・風, (b)地上気圧・前6時間降水, (c)850 mb 気温(実線)・700 mb 露点差(破線, 斜線部は湿潤域)。



第7図 6時間毎の移動経路の実況(白丸)と予測(黒丸)。

に北東象限に南北の温度傾度の大きい湿潤域が形成されており、活発な前線帯を示している。また、後面の東シナ海から九州は乾燥域化し、これらの特徴は客観解析(第1図(a)~(d))と良く一致している。

第7図に移動経路の予測(黒丸)と実況(白丸)を示す。予測は実況より北寄り(降水域とも対応)で、若干遅れている。しかし、移動方向の変化と加速は良く予測されたといえる。

第8図に850 mb 風の場の時間経過((a)~(d))を示す。

予報初期に北東象限の降水域に沿って山陰沖に風のシヤライン(第8図(b), 実線)が形成される。北東進した台風循環は、シヤラインと合流する(第8図(c))。この時点で台風循環は移動方向を東北東に変え、加速する。T=36には著しく非対称化して、その中心は若狭湾に達している(第8図(d))、これらの過程は、傾圧帯へ侵入した下層の台風循環が前面の前線と合流した後温帯低気圧化するとみることができ、村松の指摘と一致する。

## 5. 渦度場からの考察

前章では、台風は北東象限の降水域に対応して形成された気圧の谷へ侵入(前線との合流)して温帯低気圧化の特徴を示すことを指摘した。ここでは下・中・上層の渦度場から移動経路(速度・方向)と温帯低気圧化の関係を検討する。

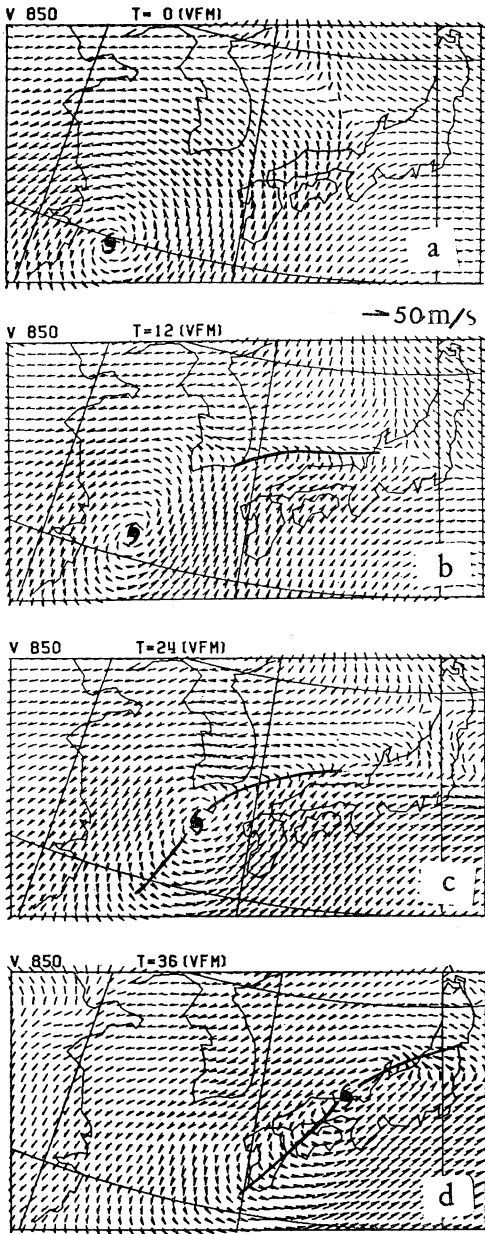
### 5.1. 各層渦度場の特徴

第9図に850・500・300 mb ((a)~(c))のT=36にお

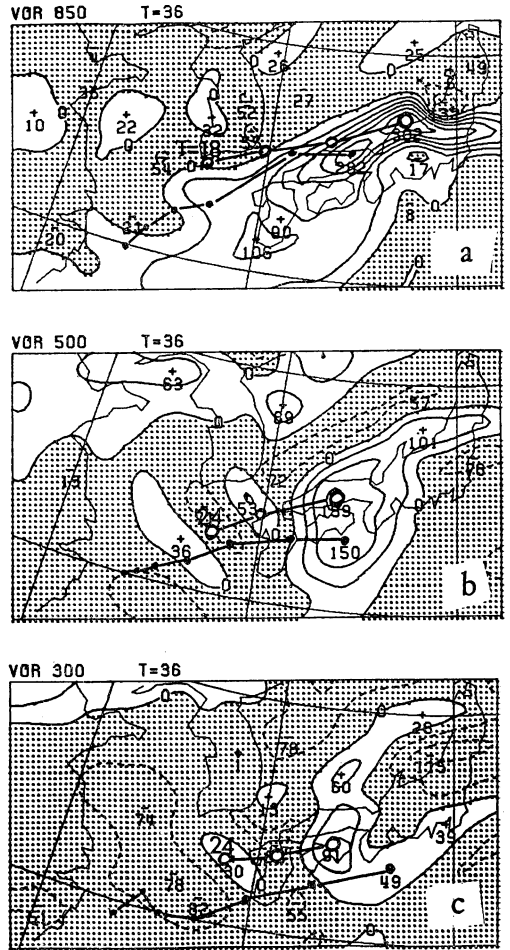
ける渦度場と正渦度極大域の軌跡を示す。各層で追跡可能な渦は2つあり、南側(黒丸)は初期場に与えた台風渦度、北側(白丸)はT=18~24で出現した正渦度である。下層(第9図(a))では南側の渦が北側へ接近(下層循環と前線との合流)し南西から北東へ伸長する帯状の正渦度極大域を形成するのに対し、中・上層(第9図(b), (c))では両者は分離したままである。予測された地上の温帯低気圧(台風)中心との対応をみると、下層では初期場の台風渦度中心にはほぼ一致しているのに対し、中・上層ではT=24付近で北側に出現した正渦度に近い。

一方実況の温帯低気圧中心とその移動経路は、中・上層ではむしろ南側の正渦度、すなわち初期場に与えた台風渦度の軌跡との対応が良く、特に300 mb 付近が指向流とみられる。この様に、台風の渦軸は各層で分離し、中・上層の渦度と予想された温帯低気圧中心は対応していないことがわかる。

また、850 mb では台風渦度は傾圧帯への侵入の前後(T=24~30)で $178 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ から $253 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ に増加し、地上気圧も997 mb から995 mb へ下がっていることから、温帯低気圧化の際再発達したとみられる。このことは中・上層の北側の正渦度極大域の出現が下層より若干遅れていることに対応している。すなわち、下層で再発達した渦が中・上層へ伸長したものと考えられる。このため予測された温帯低気圧は初期の台風が変質したものではないといえる。



第8図 12時間毎の850 mb 風の予想((a)~(d)) 実線は風のシャヤライン。



第9図 850・500・300 mb ((a)~(c)) の T=36 における渦度場(陰影は負渦度域,  $\times 10^{-6} s^{-1}$ )とその経路。

5.2. 温帯低気圧移行時の渦度変化

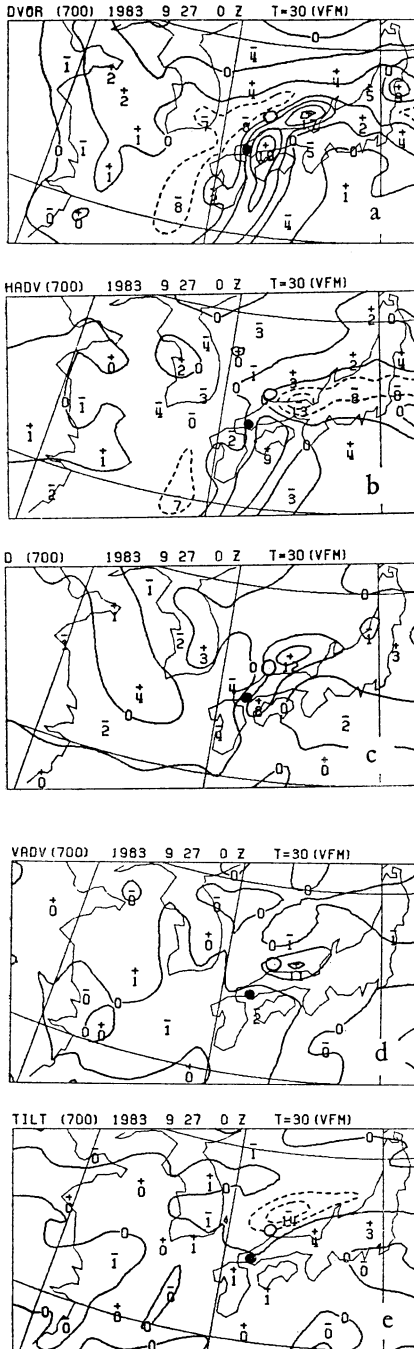
下層と中・上層の渦度場の時間経過には明確な違いがみられた。これについて傾圧帯侵入時の下層と中層の渦度変化のメカニズムを通して検討する。そのため、以下の渦度方程式各項を評価する。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \underbrace{-u \frac{\partial \zeta}{\partial x} - v \frac{\partial \zeta}{\partial y}}_{\text{水平移流項}} - \underbrace{\omega \frac{\partial \zeta}{\partial p}}_{\text{鉛直移流項}} - \underbrace{(\zeta + f) \cdot \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)}_{\text{発散項}}$$

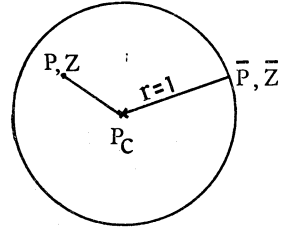
$$- \underbrace{\frac{\partial \omega}{\partial x} \cdot \frac{\partial v}{\partial p} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \cdot \frac{\partial u}{\partial p}}_{\text{立ち上り項}} - \underbrace{v \frac{\partial f}{\partial y} - u \frac{\partial f}{\partial x}}_{\beta \text{項}}$$

ただし、 $\beta$ 項 ( $10^{-8} \sim 10^{-9} s^{-2}$ ) は他項 ( $10^{-7} \sim 10^{-8} s^{-2}$ ) より1~2桁小さいので省略した。また、左辺 ( $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ ) は渦度の前1時間との差をとった。

下層と上層の渦度変化の関係をみるため、第10図に



第10図 T=30における(a)前1時間渦度変化,(b)水平移流項,(c)発散項,(d)鉛直移流項,(e)立ち上り項,黒丸・白丸は正渦度極大点(第9図に同じ), $\times 10^{-8} \text{ sec}^{-2}$ .



第11図 図の説明は本文 (Appendix) 参照.

700 mb の T=30 における渦度変化率  $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)$  ((a))と右辺各項 ((b)~(e)) の分布を示す.  $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)$  の場には正渦度極大域の軌跡(移動)に対応して若狭湾付近 ( $17 \times 10^{-8}$ ) と中国・四国地方 ( $19 \times 10^{-8}$ ) の2つの正渦度増加率極大域がみられる. 若狭湾付近のそれは, 鉛直移流項 ( $11 \times 10^{-8}$ , 第10図(d)) と発散項 ( $12 \times 10^{-8}$ , 第10図(c)) によることがわかる. 従って北東象限の前線に対応して出現した正渦度は下層の収束によって生成され, 中層へ鉛直移流されていることを示している.

一方, 中国・四国地方を縦断するそれには, 水平移流項 ( $9 \times 10^{-8}$ , 第10図(b)) と発散項 ( $8 \times 10^{-8}$ ) が寄与しており, 両者は瀬戸内海付近で重なっている. このため下層の両渦度(台風, 前線)が合流するとみられる. また, 水平移流項の極大域が四国の南岸にあることから, 中・上層の台風渦度は水平移流によって変化(移動)していると推察される. さらに, この付近では下層と中層の渦軸を結びつける働きの(黒丸の前面の鉛直移流項または立ち上り項(第10図(e))による正渦度生成)がほとんどないため, 初期の台風渦が各層で分離することがわかる.

以上から下層では前面北東象限の降水域に対応して生成された正渦度と台風の合流・再発達がみられるのに対し, 中・上層では水平移流のみが卓越するため両者の合流がないことが示された.

6. まとめ

偏西風帯内の南北の温度傾度をもつ傾圧帯へ侵入した台風 (T8310) の気象庁ルーチン微格子モデル (VFM) による36時間予報実験を行った.

その結果, 1) 降水域の進行方向前方への移行, 2) 大気中・上層での台風循環の消滅, 3) 温度場・湿度場の非対称化, 4) 移動方向の変化と加速. 5) 下層での台風循環と前線の合流, 6) 後面の乾燥域化, 等の温帯



低気圧化過程の特徴がシュレートの地上気圧パターン・移動経路は良く予測できた。

しかし、下・中・上層で台風渦軸は分離し、下層では北東象限の降水域に対応した気圧の谷への台風渦度の侵入（前線との合流）・再発達が見られ、その後の温帯低気圧化の特徴に対応しているのに対し、中・上層では台風渦は水平移流によって傾圧帯の南縁を衰弱しながら移動し、300 mb の移動経路は最も実況に近かった。従って、予測された温帯低気圧は初期場の台風が変質したものではなく、傾圧帯への侵入（前線との合流）によって再発達した下層の正渦度に対応する偏西風じょう乱であった。

謝辞

本研究の機会を与えていただいた多田利義数値予報課長、および有益な助言をいただいた山岸米二郎班長はじめ数値予報課数値予報班の皆様へ感謝します。

文献

大河内芳雄, 1979: 移動式多重格子系 (MNG) を用いた台風予報, 研究時報, 30, 173-198.  
 村松照男, 1983: 台風の温帯低気圧化の過程における移動速度の変化, 天気, 30, 447-460.  
 William, M.F., 1977: The Structure and Energetics of the Tropical Cyclone I. Storm Structure, Mon. Wea. Rev., 105, 1119-1135.

Appendix

台風域の地上気圧と気圧面高度の作成方法を説明する。詳細はWilliam, M.F. (1977) を参照。

(1) 地上気圧

台風域内の地上気圧分布 (第11図) を中心からの規格化された距離の関数として

$$P(r) = P_{\max} - \frac{\Delta P}{\sqrt{1 + \alpha r^2}} \cdot e^{-r^2} \quad \text{---(1)}$$

$$P(0) = P_c \text{ (中心気圧)}$$

$$P(1) = \bar{P} \text{ (周辺気圧)}$$

を与えて  $P_{\max}$ ,  $\Delta P$  を求め 台風域内各点の地上気圧を決定する。ここで  $\alpha$  は台風の水平プロファイルの sharp さ (集中性) を決定する定数である。本例では  $P_c = 993$  mb,  $\bar{P} = 1000$  mb,  $\alpha = 20$  とした。

(2) 気圧面高度

台風の眼

気圧面高度を  $Z = Z(P)$  ( $P = 850, 700, \dots$ ) とす

ると。

眼の上 ( $r=0$ ) で

$$Z(P) = -\frac{R}{g} \int_{P_c}^P T d(\ln p) \quad \text{---(2)}$$

台風周辺 ( $r=1$ ) で

$$\bar{Z}(P) = -\frac{R}{g} \int_{\bar{P}}^P \bar{T} d(\ln p) \quad \text{---(3)}$$

従って台風周辺と台風の眼での気圧面高度の偏差 ( $D$ -value) は

$$\Delta Z(P) = Z - \bar{Z} = -\frac{R}{g} \int_{P_c}^P (T - \bar{T}) d(\ln p) + \frac{R}{g} \int_{\bar{P}}^{P_c} \bar{T} d(\ln p) \quad \text{---(4)}$$

なお  $\bar{T}$  は台風周辺の気温で周辺の高度  $\bar{Z}$  より求める。従って (4) 式右辺第 2 項は中心気圧と周辺の気圧場、高度場から求めることができる。

ここで  $D$ -value の実験式として

$$\Delta Z(P) = C \frac{(x - x_0)}{(x - x_2)^2 + A} \cdot e^{B(x - x_1)^2} + \frac{R}{g} \int_{\bar{P}}^{P_c} \bar{T} d(\ln p) \quad \text{---(5)}$$

ただし,  $x_0 = \ln(P_c)$ ,  $x_1 = \ln(300)$ ,  $x_2 = \ln(150)$   
 $x = \ln(P)$ ,  $P = 850, 700, \dots$

を与える。

ここで (5) 式の係数  $A, B, C$  を以下の条件から決定する。

$$P = 150 \text{ mb で } \frac{d}{dx}(\Delta Z) = 0 \text{ (150 mb で温度偏差が 0)}$$

$$P = 300 \text{ mb で } \frac{d^2}{dx^2}(\Delta Z) = 0 \text{ (300 mb で温度偏差最大)}$$

$P_c = 0.1156 Z_{700} + 642.7309$  (中心気圧から 700 mb 面高度を決定)

台風域

$A, B$  は台風の眼と同じ値を求める。  $C$  は 150 mb の  $D$ -value はほぼ中心からの距離に比例して減少するという統計結果から求める。

即ち,

$$\Delta Z(150, r) = [\Delta Z(150, 0)] \cdot (1 - r) \quad \text{---(6)}$$

(1) 式と (5) 式から 台風域内各点 ( $r=r$ ) の地上気圧と気圧面高度を決めることができる。

(3) 風の場

台風域内の地上気圧と気圧面高度からバランス方程式・ $\omega$  方程式を解いて風の回転成分・発散成分を求める。