

# 日本之颱風預報評介

廖 學 鎰

國立中央大學大氣物理系

## 內 容

- 一、颱風預報簡史
- 二、颱風移動理論
- 三、颱風行徑預報
- 四、颱風降水預報
- 五、颱風暴風預報
- 六、颱風發展衰減預報
- 七、颱風之地型分裂

## 參考文獻

### 一、颱風預報簡史

1883年5月26日東京氣象台發佈暴風警報以來已近百年，其間隨氣象觀測技術及天氣預報技術之進步，颱風預報法有着實的發展。容後分爲四期敘述其簡史：

(一) 地面天氣圖分析時代(1930年代至1945年)

在此年代，日本在東亞區域設置觀測所及充實船舶氣象觀測，完成地面氣象觀測網，克服已往東亞區缺乏氣象資料之困難點。則在駐外領事館及殖民地擴張氣象觀測網，其範圍包括千島列島(9站)，庫頁島(14站)，韓國(22站)，中國大陸(53站)，台灣及南海島嶼(16站)，西北太平洋島嶼(26站)等，設置測候所共有140處。

當時高空及探空資料很少，故颱風預報法，其主體爲地面天氣圖爲基礎之綜觀氣象學的預報法，爲

補助高空及探空資料之不足，使用由地面資料計算所得之所謂高空推算天氣圖(Fujiwara and Sekiguchi 1919.)。當時之颱風預報法Daidoji(1946)歸納成下述各點：

(1) 颱風將看北太平洋高壓爲右邊，有循繞其邊緣運動之趨勢。

(2) 颱風之等壓線，通常在移動方向較密。

(3) 描出颱風外緣之1008 mb或1005 mb等壓線之連續圖，可以看出颱風之移動方向及速度。

(4) 颱風向氣壓降低最大區域移動，故氣壓變化圖分析，對颱風移動預報有貢獻。

(5) 強烈颱風之前面常有高壓部之生成。此高壓之早期發現對颱風移動方向及速度判斷有幫助。

颱風衰減時，此高壓即消失，對此種高壓之發見，500 m推算天氣圖之24小時變化圖很有效。

(6) 向西北移動之颱風轉向時，移動速度之向西分量將消失。故移動速度分解爲向北分量及向西分量，而考察其時間變化，可以作轉向時間之預報。

(7) 颱風移動速度通常在每小時20至24公里間，轉向東北後加快。秋季颱風轉向後常與高壓平行移動而兩者之移動速度大略一致。

(8) 颱風有沿日平均等溫線稍偏左方向移動之趨勢(看暖區爲右邊)。其速度與氣溫水平梯度成正比例。

(9) 由日平均氣溫距平圖之48小時變化圖(即 $\frac{\Delta(T-T)}{\Delta t}$ 分佈圖， $\Delta t=48$ 小時)可以看出，颱風有向其暖區進行之趨勢，又颱風前面有寒區時颱風將轉向暖區移動。

(10) 颱風之東方或東北方有顯著偏北東風系時，颱風未能轉向東北移動。

(11) 颱風有沿水汽壓力之不連續線移動之趨勢。

(12) 颱風東方發展有偏南風系時，颱風即增加北移分量。

(13) 颱風接近日本，而其前面有鋒面時，颱風有沿鋒面移動之趨勢。

(14) 颱風有向豪雨區移動之趨勢。

(15) 颱風呈現異常行徑時，下次颱風有取相同異常行徑之趨勢。

(16) 颱風受高層駛流之沖動而移動，又颱風與 2000 m 或 3000 m 推算等壓線平行移動之趨勢。

(17) 颱風東方之氣溫異常高時，颱風有向北方移動之趨勢。

(一) 飛機偵察觀測之開始與大氣動力學觀念之引進 (1946 年至 1950 年代末)。

此時期因探空觀測網之逐漸發展，有資料可以做高空圖分析，又第二次世界大戰終止後，美軍開始執行颱風之飛機偵察觀測，一日可以有數次飛機偵察報告，報導颱風之正確位置等資料。對於天氣預報法之改進，不斷有大氣動力學觀念之引進。此時代之颱風預報法，有兩種基本觀念。一為颱風受一般流沖動之所謂駛流 (Steering current) 觀念。另一為颱風指向輻合區或變壓趨勢 (isallobaric tendency) 最大區移動之觀念。

以方法而言，此時代常用之颱風預報法為外延法，氣候類比法，駛流法，相對輻散法，氣壓及高度變化法，厚度圖法等，但所有計算均由手計算完成。可以參照 JMAFD (1961, 1964, 1974) 及 Takenaga and Shimamura (1973) 文章。

(二) 數值預報之發展與氣象雷達觀測網之完成 (1960 年代)。

大容量高度速度電子計算機之引進，導致颱風數值預報法之開發，以及經常預報業務上應用。颱風數值預報法大致可以分為駛流法及積分法之二大類。又利用電子計算機之統計預報法，例如荒川法 (1961, 1964) 是此時代之成果。同時有氣象雷達觀測網之完成，促進使用雷達資料之天氣報技術發展。

(三) 情報處理技術之進步與氣象衛星資料之利用 (1970 年代)。

此時代使用氣象衛星資料之颱風預報法進入實用階段。又電子計算機之利用愈來愈活躍，雖然預報法繼續使用 1960 年代開發之方法，但由各種預報方法求得之預報值，加以統計的處理，而求得綜合的最好預報值。例如 MOS 法及 perfect-prog 法是其主要方法。

現在氣象廳在經常颱風預報作業上使用之預報方法，主要為外延法，數值預報法，統計預報法 (荒川法)，及統計的力學的方法 (SNT 法) 等，可以

參照 Kume (1961), Fujii (1974) Ichizawa (1974), 及 Nomoto and Okamura (1976)。

至於各種觀測資料，無論是地面資料，高空探空資料，雷達資料，飛機偵察資料，及氣象衛星圖片及資料等。由於觀測儀器之限制以及觀測條件之不同，有特點也有缺點，更免不了有些誤差。根據此種資料來做颱風位置鑑定，颱風強度之決定以及颱風生成之判定時，由於資料之不同或由方法之不同，得有不同結果。此種鑑定值仍是颱風預報之基本資料，影響颱風預報成果甚大，需要使用適當方法加以綜合整理。

晚近對此種作業上，引進情報處理技術，並借用高速度電子計算機之幫助，求得最好鑑定值之方法逐漸被開發，而在颱風預報經常作業上發揮其偉力。這次「颱風作業實驗 (TOPEX)」計劃中，日本氣象廳提出之主實驗作業，均採用此種作業程序 (Typhoon Committee 1979)。中央氣象局已有翻譯 (CWB 1980) 請參閱。

## 二、颱風移動理論

### (一) 二維理論

研討颱風移動之最簡單大氣模式，是忽略大氣運動之垂直風切效應，而看成二維模式。如果再假定無輻散及無粘滯性，渦旋度方程可以寫成

$$\frac{d}{dt}(\zeta + f) = 0 \quad (1)$$

式中  $\zeta$  代表相對渦旋度，而  $f$  代表科氏參數。此方程意義絕對渦旋度保存定律，關於颱風移動之各種公式，大部份可以由此定律導出來。如果使用流函數  $\psi$ ，風場  $(u, v)$  及相對渦旋度可以寫成

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad v = \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (2)$$

$$\zeta = \nabla^2 \psi \quad (3)$$

包桑方程(3)之一般解，可以使用格林函數寫成

$$\psi(x, y, t) = \frac{1}{2\pi} \iint_D \zeta(x', y', t) \log r \, dx' dy' + \bar{\psi}(x, y, t) \quad (4)$$

式中  $D$  代表面積； $\bar{\psi}$  代表由  $D$  之邊界條件求得之流函數，意義一般流之流函數；而

$$r^2 = (x - x')^2 + (y - y')^2 \quad (5)$$

如果有初期資料之天氣圖時，其渦旋度分佈代入(4)式可以計算流函數，再由(3)式算出風場。這些資料再代入(1)式可以算出渦旋度時間變化，即此初期值問題可以完全解答，而作颱風移動預報。

(二) 颱風系之移動理論

通常颱風渦旋半徑為數百公里，而沖動颱風一般流之水平尺度為數千公里。則颱風尺度較小，故颱風可以渦旋絲 (Vortex filament) 處理之。Sasaki (1955) 使用此模式，使用變分原理展開 n 個颱風系之移動理論。

如果天氣圖分割成小面積  $\Delta S_i$  ( $i=1, 2, \dots, n$ )，而  $\Delta S_i$  內之平均渦旋度以  $\zeta_i$  表示， $\Delta S_i$  之中心位置以  $(x_i, y_i)$  表示，即循環量  $\Gamma_i$  可以寫成

$$\Gamma_i = \zeta_i \Delta S_i \quad (6)$$

於此假定每一個  $\Delta S_i$  內各有一個颱風時，此系為 n 個颱風系。如果(4)式右邊面積積分以 n 個離散值之總和近似，可以寫成

$$\psi(x, y, t) = \frac{1}{2\pi} \sum_{j=1}^n \Gamma_j \log r_j + \bar{\psi} \quad (7)$$

式中  $r_j = (x - x_j)^2 + (y - y_j)^2$  (8)

對第 i 個颱風而言， $\Gamma_i$  對本身移動不會產生影響，故對第 i 個颱風移動有關的流函數以  $\psi_i(x_i, y_i)$  表示，即可以求得

$$\psi_i(x_i, y_i) = \frac{1}{2\pi} \sum_{j \neq i} \Gamma_j \log r_{ij} + \bar{\psi}_i \quad (9)$$

式中  $r_{ij}^2 = (x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2$  (10)

$$\bar{\psi}_i = \bar{\psi}(x_i, y_i) \quad (11)$$

如果以  $u_i, v_i$  來表示渦旋絲之移動速度，由(2)可以求得

$$\frac{dx_i}{dt} \equiv u_i = -\frac{\partial}{\partial y_i} \psi_i(x_i, y_i) \quad (12)$$

$$\frac{dy_i}{dt} \equiv v_i = \frac{\partial}{\partial x_i} \psi_i(x_i, y_i) \quad (13)$$

再由(1)式可以看出，由

$$\bar{\Gamma}_i = \Gamma_i + \int \psi(x_i, y_i) \Delta S_i \quad (14)$$

定義的量  $\bar{\Gamma}_i$ ，對渦旋絲之移動有保存性。通常颱風之渦旋度  $\zeta_i$  之空間變化，比較  $\Gamma_i$  之空間變化很大，故上述之保存量  $\bar{\Gamma}_i$  可以由  $\Gamma_i$  來近似。使用此近似  $\Gamma_i$  可以看成時間之不變量處理。於此引進下述之罕米吞函數 (Hamiltonian) H

$$H = -\frac{1}{2\pi} \sum_{i,j} \Gamma_i \Gamma_j \log r_{ij} - \sum_i \Gamma_i \bar{\psi} \quad (15)$$

即此力學系之正則方程 (Canonical equation) 可以寫成

$$\Gamma_i \frac{dx_i}{dt} = \frac{\partial H}{\partial y_i}, \quad \Gamma_i \frac{dy_i}{dt} = -\frac{\partial H}{\partial x_i} \quad (16)$$

使用(15)及(16)式可以導出下述，關於 n 個颱風系之四個運動定律：

$$\begin{aligned} \text{I} \quad \frac{dH}{dt} &= \sum_i \left( \frac{\partial H}{\partial x_i} \frac{dx_i}{dt} + \frac{\partial H}{\partial y_i} \frac{dy_i}{dt} \right) \\ &= \sum_i \Gamma_i \left( -\frac{dy_i}{dt} \frac{dx_i}{dt} + \frac{dx_i}{dt} \frac{dy_i}{dt} \right) = 0 \end{aligned}$$

此方程意義 H 為保存量。

$$\text{II} \quad \sum_i \Gamma_i \frac{dx_i}{dt} = -\sum_i \Gamma_i \frac{\partial \bar{\psi}_i}{\partial y_i}$$

$$\sum_i \Gamma_i \frac{dy_i}{dt} = \sum_i \Gamma_i \frac{\partial \bar{\psi}_i}{\partial x_i}$$

此方程系以  $\Gamma_i$  作權重之方程，意義 n 個颱風重心受一般流沖動狀態。 $\Gamma_i$  與質量有相似性質，因此  $\Gamma_i/2\pi$  常稱之為渦旋質量 (Vortex mass)

$$\text{III} \quad \frac{d}{dt} \sum_i \Gamma_i (x_i^2 + y_i^2) = 2 \sum_i \Gamma_i \left( \frac{\partial \bar{\psi}_i}{\partial x_i} y_i - \frac{\partial \bar{\psi}_i}{\partial y_i} x_i \right)$$

此式表示二次能率之時間變化，如果沒有一般流時，二次能率變成保存量。

$$\text{IV} \quad \sum_i \Gamma_i \left( x_i \frac{dy_i}{dt} - y_i \frac{dx_i}{dt} \right) = \frac{1}{2\pi} \sum_{i,j} \Gamma_i \Gamma_j + \sum_i \left( \frac{\partial \bar{\psi}_i}{\partial x_i} x_i + \frac{\partial \bar{\psi}_i}{\partial y_i} y_i \right)$$

此方程表示角動量之時間變化。

於此應用此定律，討論雙颱風之運動。簡便計取兩颱風之連結線為 X 軸，而取重心為原點，沒有一般流時，定律 IV 可以改寫成

$$\Gamma_1 x_1^2 \Omega + \Gamma_2 x_2^2 \Omega = \frac{1}{2\pi} \Gamma_1 \Gamma_2 \quad (17)$$

式中  $\Omega$  為繞重心之颱風運動角速度。令 R 為兩颱風距離，即  $R = X_1 - X_2$ 。由定律 III 可以看出 R 為時間不變量。又由定律 II 可以求得  $\Gamma_1 x_1 = \Gamma_2 x_2$ 。由此三個方程消去  $X_1$  及  $X_2$ ，得

$$\Omega R^2 = \frac{1}{2\pi} (\Gamma_1 + \Gamma_2) \quad (18)$$

此方程為計算雙颱風之同轉角速度  $\Omega$  之公式。

總之，颱風看成渦旋絲時，其運動可以由上式四定律敘述之。如果考慮颱風之水平尺度時，未能使用渦旋絲模式。

(三) 駛流理論

考察一個颱風，而其天氣形勢之流函數，分解成爲圓對稱之颱風場  $\psi^*$  及一般流場  $\bar{\psi}$ ，即

$$\psi = \bar{\psi} + \psi^*$$

同理  $\zeta = \bar{\zeta} + \zeta^*$ ,  $\nabla = \bar{\nabla} + \nabla^*$  (19)

如果颱風之水平尺度以 L 表示，颱風渦旋度  $\zeta^*$  與颱風流函數  $\psi^*$  中有下述關係

$$\zeta^*(r) \equiv -\frac{1}{L^2} \psi^*(r) \quad (20)$$

(19) 代入(1)得

$$\left\{ \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} + \bar{\nabla} \cdot \nabla (\bar{\zeta} + f) \right\} + \left\{ \frac{\partial \zeta^*}{\partial t} + \bar{\nabla} \cdot \nabla \zeta^* + \nabla^* \cdot \nabla (\bar{\zeta} + f) + \nabla^* \cdot \nabla^* \zeta^* \right\} = 0 \quad (21)$$

在颱風中心附近通常  $\bar{\zeta} \ll \zeta^*$  及  $\bar{\nabla} \ll \nabla^*$ ，又

$$\nabla^* \cdot \nabla \zeta^* = k \times \nabla \zeta^* \cdot \nabla \zeta^* = 0$$

故(2)式可以由下述近似式代替：

$$\frac{\partial \zeta^*}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla (\zeta^* + f) + \bar{V} \cdot \nabla \zeta^* = 0 \quad (22)$$

(20)代入(22)式，並令

$$\bar{V}_f = L^2 k \times \nabla f \quad (23)$$

$$\bar{V}_\zeta = L^2 k \times \nabla \zeta \quad (24)$$

可以求得

$$\frac{\partial \psi^*}{\partial t} + (\bar{V} + \bar{V}_f + \bar{V}_\zeta) \cdot \nabla \psi^* = 0 \quad (25)$$

此方程意義颱風以  $(\bar{V} + \bar{V}_f + \bar{V}_\zeta)$  之速度移動。

即考慮颱風之水平尺度時，一般流  $\bar{V}$  以外尚有兩種效應對颱風移動有關。第一種為渦旋度方程  $\beta$  項導致之效應  $\bar{V}_f$ ；另外一種是一般流中渦旋度分佈導致之效應  $\bar{V}_\zeta$ ，前者有誘致偏向西方移動之趨勢。通常此兩項比一般流  $\bar{V}$  較小。

#### (四) 二維不平衡理論

上述理論採用二維無輻散模式，並假定氣壓場與風場常在平衡狀態下求取。但 Syono (1951) 以不平衡狀態討論此問題，求得有興趣之結果。假定颱風為圓形渦旋而其半徑為  $a$ ；經向風速為  $v_r$ ，流速為  $u, v$ ；氣壓為  $p$ 。令面積平均量為

$$U = \frac{1}{\pi a^2} \int_0^{2\pi} \int_0^a u r dr d\theta$$

$$V = \frac{1}{\pi a^2} \int_0^{2\pi} \int_0^a v r dr d\theta$$

$$P = \frac{1}{\pi a^2} \int_0^{2\pi} \int_0^a p r dr d\theta$$

即各種物理量，可以分解為  $u = U - v_a \sin \theta$ ,

$$v = V + v_a \cos \theta$$

$$p = P + p'$$

取運動方程之面積平均可以求得

$$\frac{dU}{dt} - 2\omega \sin \phi_0 V = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}, \quad (26)$$

$$\frac{dV}{dt} + 2\omega \sin \phi_0 U = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + G \quad (27)$$

$G$  項是使用地球半徑  $R$  作近似展開， $\sin \theta \approx \sin \phi_0 + \frac{r}{R} \sin \theta \cos \phi_0$ ，由科氏力項得之。

$$G = \frac{2\omega}{a^2 R} \cos \phi_0 \int_0^a v_a r^2 dr \quad (28)$$

式中  $U, V$  是颱風區域之平均流速，因而可以看成颱風之移動速度。 $G$  值通常為正值，故  $G$  代表加速颱風向北移動之一種力，通常稱之為羅士培效應 (Rossby 1948)。此項效應為科氏參數之南北差引起之一種慣性力，與渦旋度方程中之  $\beta$  效應，完全不同。是由風場與氣壓場之不平衡生成，而在中緯度風場有到達地轉風平衡之性質，因此此種不平衡力將在中緯度消失。

於此假定沒有一般流並假定  $G$  及  $f$  為一定不變。

可以求得(26)及(27)之解為

$$\begin{aligned} x &= \frac{G}{f} \left( t - \frac{1}{f} \sin ft \right) \\ y &= \frac{G}{f} (1 - \cos ft) \end{aligned} \quad (29)$$

此解意義一種反氣旋性之慣性回轉運動，其週期為

$$T = \frac{2\pi}{f} = \frac{\pi}{\omega \sin \phi} = \frac{12}{\sin \phi} \text{ 時} \quad (30)$$

此種慣性運動與颱風行徑之蛇行現象相似，於第一圖中表示理論值與實測值之比較。(Syono,

Watanabe and Iida 1952; Syono 1955; Futi 1956)。

### 三、颱風行徑預報

颱風行徑預報，根據方法分類，大略可以分為下列五大類：

1. 外延法 (Persistence)
2. 綜觀氣象學的預報法 (Synoptical Forecasting)
3. 統計的預報法 (Statistical Forecasting)
4. 數值預報法 (Numerical Forecasting)
5. 統計動力預報法 (Statistical-Dynamical Forecasting or Statistical-Numerical Forecasting)

容後分節說明之。

#### (一) 外延法

颱風移動狀況完全由廣範圍天氣形勢以及其他外力所控制。如果此種控制外在條件不改變，颱風之運動方向及速度繼續維持現狀。使用此種颱風運動之持續性為基礎之預報方法，稱之為外延法。外延法有兩種，第一種為單純外延法，第二種為考慮加速度的外插法。前者主要應用在低緯度區域；後者主要應用在颱風轉向前後及進入中緯度西風帶時成績較好。

預報作業上，使用飛機偵察報告之颱風位置行徑圖，對速度及加速度計算較方便。

單純外延法在 12 小時以內預報，其正確度很好。延長預報時間至 24 小時，正確度尚好，但再延長預報時間誤差有急激增加之趨勢。於第一表所示者，於 1973 年登陸或接近日本列島颱風之單純外延法預報誤差。

第一表 單純外延法颱風預報誤差(度)

預報時間(小時)	12		24		36		48	
颱風預報緯度	緯度	經度	緯度	經度	緯度	經度	緯度	經度
經度方均根誤差(度)	0.8	0.8	1.7	1.7	2.9	4.1	4.3	6.6

## (一) 綜觀氣象學的預報法

根據綜觀氣象學之主觀颱風行經預報法，有兩個基本觀念。一為颱風受一般流沖動而移動之所謂駛流觀念；另一為颱風通常指向輻合區或變壓極大區移動之觀念。前者為基礎之預報法，有駛流法，追綜副熱帶高壓脊線之颱風轉向預報法等；後者為基礎之預報法，有輻散圖法，等變壓線圖法等；兩者混合之預報法，有風徑圖法，厚度圖法等。

### 1. 駛流法

據 Takenaga, et al. (1974) 之定義，一般流為某一高度風場中，抽掉颱風渦旋之修勻風場；而駛流為颱風移動有關之一切效應之總和，即導引颱風之效應。因此駛流之選擇與颱風尺度及強度有關，通常在溫暖渦旋之頂端，颱風循環消失之高度選擇為駛流層較好。在較發展之颱風，其高度在 300mb 以上，而較微弱颱風，即在 500mb 以下。Yasuda (1972) 對北緯三十度以北，至日本列島間颱風，調查颱風中心氣壓，1000mb 等壓線半徑，及駛流高度間關係，得如第二圖之關係。即強度愈強盛颱風，其駛流層高度愈高。

平均而言，颱風行經與 500mb 面等高線有平行之趨勢。於第三圖中所示者，為 1965 年至 1972 年 7 年間 (1966 年除外) 登陸或接近日本之 48 個颱風之 194 例平均之 500mb 平均高度場及平均路經。颱風大略沿 5820 gpm 或 5850 gpm 等度線移動。

容後於數值預報法項中所述之空間平均法，可以稱是駛流法之一種，但以數值預報法為基礎，故不分類於綜觀氣象的預報法中。

FDMO (1955) 考慮羅士培效應，作一般流與颱風行經間關係得下述結果：

(A) 颱風移動速度在每小時 20 哩時，行經將偏向高壓方向約 20 度。速度加快時偏角將減小。

(B) 西進颱風比較北進颱風，偏角較大。

(C) 颱風在加速時，行經將偏向低壓方向，而在減速時，行經將偏向高壓方向。

(D) 颱風在發展時，行經將偏向西方，而在衰減時，行經將偏向東方。

### 2. 輻散圖法

Tamura (1961) 使用 700mb 飛機實測資料，以 Ballamy 圖解法計算水平輻散量，調查輻散分佈與颱風路徑之關係。得如下述關係 (第四圖)：

(A) 如果有輻合帶，由 700mb 高度颱風中心，舌狀的延伸出來，颱風通常沿此輻合帶進行。

(B) 颱風前面 400 至 800 公里附近如果有出現輻合極大區域。颱風將指向最近輻合極大區域進行。

(C) 颱風不能指向大輻散區進行，如果進行方向前面有強烈輻散區時，颱風將改變其進行方向。

(D) 輻散區圍繞颱風時，颱風將滯留並進行衰減。

使用 Ballamy 圖解法計算輻散量時，應注意下述三點。計算用三角形面積盡量取小，且各三角形面積盡量取相同。三角形形狀愈近於正三角形愈好。颱風附近強風域，不能當成資料計算。

### 3. 等變壓線圖法

此方法之基本觀念是，颱風指向氣壓或高度變化之負極大區移動，例如第五圖中所示。此方法是最古老之預報方法，資料較多時可以得到良好結果，但在資料較小的海上區域，難得到良好預報成果。在地面天氣圖上常用 12 或 24 小時變壓圖，而在高空圖上常用 24 小時變壓圖。Oka and Ueki (1958) 使用二重高度變化，改良此方法。

### 4. 厚度圖法

Sasaki, R (1955) 根據 Sutcliffe 之發展理論方程

$$f(\text{div}_p \mathbf{V} - \text{div}_{p_0} \mathbf{V}_0) = -V' \frac{\partial}{\partial \sigma} (f + 3' + 23_0), \quad (31)$$

使用 850 至 500 mb 厚度圖，計算  $-2V' \frac{\partial \sigma_0}{\partial \sigma}$  及  $-V' \frac{\partial \sigma'}{\partial \sigma}$  各項而作分析求得；前者與颱風有關，而後者與颱風發展有關之項。

Shibayama (1960, 1961) 使用 Sutcliffe 方程，檢討颱風路經與厚度分佈之關係。於 (31) 式中取  $p_0 = 1000 \text{ mb}$ ， $p = 500 \text{ mb}$ ，並假定 500mb 面為無輻散層高度，即  $\text{Div } \mathbf{P}\mathbf{V} = 0$ ，又忽略  $\frac{\partial f}{\partial \sigma}$  項，得

$$\text{div } \mathbf{V}_0 = \frac{1}{f} V' \frac{\partial}{\partial \sigma} (3_{\sigma+10}) \quad (32)$$

式中  $3_{\sigma+10}$  代表 500 mb 高度及 1000 mb 高度總和，而  $3_{\sigma+10}$  代表由  $3_{\sigma+10}$  計算之渦旋度。(32) 式意義  $3_{\sigma+10}$  沿厚度線之變化量與溫度風，可以求得 1000 mb 面 (近似海平面) 之輻散圖。Shibayama 將厚度分佈與颱風路經之關係，分類為 12 種得如第六圖之關係。

Yamashita (1964, 1966)，使用 1959 年至 1961 年之日本南方海面颱風資料，檢討厚度平流與颱風移動之關係，得下述結果：

(A) 颱風通常指向暖氣平流區中央移動，颱風愈強正確度愈好。使用此方法之預報成績，6，9，10 月較好，7，8 月較差。

(B) 使用 500~100 mb 厚度圖之預報成績，比較使用 500~850 mb 厚度圖之預報成績要好。

(C) 颱風移動方向前面有暖氣平流時，颱風移動速度將加速，相反的如果颱風前面僅有小量暖氣平流，颱風將減速。

## 5. 風經圖法

Tanaka (1961, 1963) 描製地面至 15 公里高度之風經圖，並分類為暖氣平流層及冷氣平流層。發見颱風將通過暖氣平流之左側，通過冷氣平流之右側移動，如第七圖中所示。此方法對緯度 30 度以及其以北之北移颱風，其預報正確度最當好。

## 6. 使用雷達回波分佈之颱風移動預報

氣象雷達可以測得降水粒子之生成、成長、及空中儲蓄量。另一方維持颱風之能源是水汽凝結時釋放之潛熱，而凝結量與其生成之地點與颱風內外氣流系有密切關係。一般而言大氣氣流系是支配颱風之發展、衰減、以及運動之主因，故雷達回波分佈之顯著變化，應該與颱風之各種變化有組織的關係。根據此種觀念，做颱風行經與雷達回波分佈間關係之研究，有 Ueki and Kuroiwa (1961)，Shiino (1968)，Ochimizu (1971)，Kadowaki, Kiryu and Nogiwa (1968)，Tatehira and Itakura (1966)，Kadowaki (1971, 1974) 等，綜合其成果，簡敘如下。

颱風降水回波有帶狀組織，但颱風循環內之回波與颱風四週之回波，其性質及運動狀態有顯著之差異。故為分析方便起見將颱風雷達回波分解為內域回波及外域回波兩類。

通常颱風之雷達回波，對颱風中心成非對稱之分布。此種雷達回波之不均勻狀態，可以偏向向量定量的表示出來。自颱風中心 400 公里內範圍，以方位角 10 度，半徑 50 公里，割分成 288 個扇形面積，而對每一個扇形面積內回波量數值化。以此數值做扇形位置向量之計權平均，所得之向量就是偏向向量。於第八圖中所示者，1970 年 8 月之颱風葛萊拉行經，每隔三小時之富士山雷達回波，以及回波偏向向量（粗矢印）與颱風中心移動速度（細矢印）之變化圖。由此圖可以看出下述特徵：

(A) 由颱風中心看，颱風有指向內域回波密集方向移動之趨勢。

(B) (A) 之原則被破壞後 6 至 9 小時，颱風將轉變移動方向。

(C) 颱風保持一定速度移動時，其基本回波分布

不改變。此時尚有些小尺度大氣擾動固有生命史之回波變化。此種回波之短時間變化，屢誤導颱風移動預報，應忽略不計。

(D) 颱風向西北移動時，內域回波呈現 6 字型，而轉向時呈現圈餅型，轉向後即呈現 9 字型。

(E) 新回波細胞之發生，主要在颱風進行方向之右側。

(F) 颱風前面之外域回波，通常與颱風移動方向同方向移動速度可以大也可以小。如果颱風改變移動方向時，外域回波將改變其移動方向。例如颱風原先向西北移動，後改變東北移動時，外域回波將對颱風中心作反鐘向轉動後，一時呈現滯留狀態。

(G) 颱風後面之外域回波，通常自颱風中心之進行右側延伸至後方，呈現尾形帶狀（常稱之為 feeder 或 trailing tail band）。在颱風後面之外域回波通常呈現直線狀，而對颱風相對位置隨颱風之移動向可以保持一定關係。

(H) 颱風眼之形狀及直徑變化與颱風行經變化間，沒有顯著關係。

## 7. 使用氣象衛星資料之颱風移動預報

氣象衛星雲圖中，覆蓋在颱風循環上部之上層雲分佈狀態，呈現沖動颱風之一般流狀態。因此追跡其變化可能當做預報颱風移動依據使用。根據此種觀念之研究有 Kamiko and Okano (1966)，Okabayashi (1972, 1974)，Kadowaki (1976)，容後簡敘其成果。

(A) 雲分佈形勢呈現鈎狀時，颱風指向與尾狀雲相反方向移動。

(B) 雲分佈形勢對颱風中心形成對稱狀態，並有多方向之卷雲外流，屢表示颱風運動有持續現況之趨勢。

(C) 向北伸長卷雲區，暗示颱風運動之向北分量。

(D) 深厚對流雲群在颱風雲系前面時，颱風朝向對流雲群移動。當深厚對流雲群出現於颱風雲系後面，則颱風運動將減速。又颱風呈現無積雨雲區時，颱風將滯留或不繼續向原先方向移動。

(E) 當颱風雲區伸長形成橢圓形時，颱風將改變移動方向，指向其長軸方向移動。

(F) 雲分佈形勢有小尺度大氣運動誘發之短週期變化，屢誤導颱風移動之預報。

Okabayashi 提出第九圖所示之颱風行經與雲分

佈形勢模式。但此模式實際能使用上，限制較嚴，如雲壽命引起之殘存效應，與環境大氣之相互作用等需要考慮在內，故未能充分發揮預報效果。綜合晚近研究成果，於第十圖。使用圖中A至D可以訂定颱風移動之趨勢，而E可以當做微調使用。

### (三) 統計的預報法

颱風行經之統計的預報法，是使用已往颱風行經資料以及有關天氣形勢之各種物理量，加以統計處理，以類比式或回歸方程式來作預報之方式。有

Hashimoto (1958)，Arakawa (1961, 1964) 等研究成果。其中 Arakawa 之方法較好，被採用在經常預報作業上。關於 Arakawa 之方法已有威啓勳之詳細介紹。晚近 Aoki (1977, 1979) 開發所謂 PC 法。

### (四) 數值預報法

#### 1. 正壓模式

根據第二章所述之二維颱風移動理論，可以完成颱風之數值預報。大氣無輻散層中可以使用(1)式，首先使用此層之高度場初期值，解答平衡方程求流函數及渦旋度之初期值 $\psi_0$ 及 $\zeta_0$ 。此種初期值代入(1)式做時間積分，可以求得 $t$ 時間後之 $\psi_t$ 及 $\zeta_t$ 。最後使用平衡方程，由 $\psi_t$ 值求得 $t$ 時間後高度場完成數值預報計算。颱風區域內有強盛渦旋，因此使用普通方格網做數值計算時，所誘致之誤差最當大，需要籌劃減小誤差之計算方法。現在已有多種計算法，但可以分爲駛流法與積分法兩大類。

駛流法是從大氣高度場或流函數場，抽掉颱風場而求得一般流場，來做時間積分完成數值預報之方法。則由(19)及(21)求取較大尺度之一般場渦旋度方程

$$\frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla (\bar{\zeta} + f) = 0. \quad (33)$$

此方程中已經沒有關於強盛渦旋之項，所以使用普通方格網做數值計算，不會誘致大誤差。由(25)式颱風移動可以由駛流( $\bar{V} + \nabla \psi + \nabla \zeta$ )求得之。但此方法有些困難點，第一爲颱風場與一般流場之分離方法有技術上困難；第二爲本模式中未能考慮颱風場與一般流場之相互作用效應。因此駛流法至今未能被採用於經常預報作業上。

積分法是不作颱風場與一般流場之分離，使用包含兩者之初期場，做運動方程之積分完成計算。但爲避免計算誤差之生成，颱風附近採用細方格網(fine mesh)，或颱風以溫帶低溫程度之渦旋代替，而計算此渦旋移動等方法。後者有時候稱之

爲修勻法(Smoothing method)，主要由 Masuda (1957, 1958)，Ito and Nitta (1962) 開發，已在經常預報作業上使用將近20年之久。此種平衡正壓模式預報結果最大之缺點，是一般流與颱風之相互作用所引起的颱風沿進行方向伸長之現象，即颱風變成長軸與進行方向一致的橢圓形。此現象發生原因可能是渦旋度方程平流項計算時之剪斷誤差，由於平衡正壓模式中沒有保持颱風爲圓形之物理的維持過程，故颱風生成形變後無法使他回復圓形。平衡正壓模式之另一缺點是駛流固定在500mb高度，因觀測資料顯示，駛流層不一定爲500mb高度。由1959年至1960年之20個颱風行經預報誤差列如第二表。

第二表 平衡正壓模式颱風數值預報誤差

預報時間(小時)	24	36	48
預報平均誤差(公里)	179	284	342
預報次數	52	48	25

#### 2. 三維模式

爲改進平衡正壓模式缺點，Ookochi (1978) 開發三維模式。此模式採用固定在颱風中心之Multi-Nested方格網，應用在 $\sigma$ 坐標之三層原始方程模式中，積雲對流效應採用Harrison型圖對稱熱函數，而時間積分採用Euler-backward法。數值實驗結果，對平衡正壓模式，預報誤差較大之颱風，三維模式預報有顯著改善。現在已採用於經常預報作業上。

#### 3. 空間平均法

使用數值預報理論，但以圖解法代替一切數值計算之預報法，稱之爲空間平均法。此方法應用於颱風行經預報上，主要由Nishimoto (1960)，Fujinari and Fukunaga (1963)，Suzuki and Yoshida (1974) 所開發。

首先由圖解法求颱風半徑及颱風渦旋，再由500mb高度圖抽掉颱風渦旋求取一般流場後，以颱風半徑當成網格間隔求其空間平均圖。然後使用駛流法由空間平均圖做颱風行徑預報。此種方法對於無電子計算機氣象台，有實用上價實。

#### (五) 統計動力預報法(簡稱SNT法)

使用MOS法(Model Output Statistics)。

或 perfect-prec 法，之預報方法，是在1970年代急激發展之方法，則由數值預報計算出來之氣壓、高度、渦旋度、流線等預報值當作預報因子 (Predictors)，主要由選別法 (Screening Procedure) 求取重回歸式或重判別式，綜合而得預報目標 (Predictands) 之預報法。對颱風行經預報而言，在美國首先由 Neumann and Lawrence (1973, 1975) 開發成功，而在日本由 Nomoto, Takenaga, Shimamura and Hara (1974, 1976) 開發。此方法之發展性大，將來可能會被重用之方法。

(六) 各預報法之比較及檢討

根據 Takenaga, et al. (1974) 及 Nomoto and Okamura (1976) 之調查，對1973年之13例，1974年之22例，使用 SNT 法，荒川法，平衡正壓模式數值預報法 (簡寫 BB 法)，空間平均法，外延法作颱風行經預報，求取預報誤差得如第三表之結果。由表中可以看出統計力學預報法 (SNT 法) 比其他方法有顯著良好之正確度。

第三表 各種預報法之預報誤差比較表

年次 (例次)	預報 時(小時) 間	颱風預報誤差 (度)					
		荒川法	B B 法	S N T 法	空間 平均 法	外 延 法	
1973年 (13例)	12	緯度	-	2.0	0.6	-	0.8
		經度	-	1.3	0.8	-	0.8
	24	緯度	1.5	2.6	1.4	-	1.7
		經度	1.9	2.6	1.9	-	1.7
	36	緯度	-	-	2.2	-	2.9
		經度	-	-	3.4	-	4.1
	48	緯度	3.4	4.2	2.5	-	4.3
		經度	6.2	5.7	3.0	-	6.6
1974年 (22例)	24	緯度	1.8	2.2	1.7	1.6	-
		經度	2.6	2.2	1.5	2.1	-

又取預報誤差較大之16次颱風，加以分析，得如下述之結果

(A) 颱風在副熱帶高壓脊，即所謂轉向點附近而誘致預報不正確者有5次。

(B) 颱風作蛇行運動而誘致預報不正確者有3次。

(C) 颱風附近有較小尺度高壓，而產生相互作用者有3次。茲1971年8月之颱風崔絲 (Tris) 及1973年7月之颱風畢莉 (Billie) 之例，列入第十一圖中。

(D) 兩個颱風接近而生成藤原效應者有2次。其有一次是颱風附近有寒冷渦旋而使預報不正確；有一次颱風是作小圓形運動；另一次是颱風緩慢北移之狀態。未能發見異常運動之原因。

### 四、颱風降水預報

#### (一) 降水之開始及終止預報

選擇類似颱風來做颱風降水預報之依據，是颱風降水之最古老方法。已往相似類型颱風之路經及強度已有分類，並且已有每一類型颱風之總雨量可利用時，才可以採用。於第十二圖中所示者，為根據颱風路經，位置之平均颱風強度統計圖，可以使用此圖及颱風預報行徑以求得降水開始時間，降水最盛期以及降水終止時間。

#### (二) 颱風降水量預報

颱風所導致降雨可以分為四類：

- (1) 颱風中心部之渦旋降雨。
- (2) 地形性降雨。
- (3) 颱風外帶所導致之降雨。
- (4) 鋒面所導致之降雨。

容後分別研討之。

#### (1) 颱風中心部之渦旋降雨

Syono (1950) 以理論導出大氣邊界層中正渦旋度區之上昇氣流，並此種效應導致之颱風降雨強度 (R)，以地表面梯度風渦旋度 (ε) 函數表示得

$$R(r) = \frac{g\beta}{2} \frac{\sin \phi}{\cos(\phi + \frac{\pi}{2})} \frac{\bar{\epsilon}(r)}{\sqrt{f + \bar{\epsilon}(r)}} = A \frac{\bar{\epsilon}(r)}{\sqrt{f + \bar{\epsilon}(r)}} \quad (34)$$

式中 ν 代表粘滯係數；φ 為地面等壓線與地面風間夾角；g 為絕對濕度。Syono 命名此種降雨為渦旋降雨。關於此方程之導出已有中文詳細介紹請參閱 (Liao, 1959)。Ishihara (1962) 使用34個颱風訂定東京之 A 值，得平均值 0.543，標準偏差 0.28。



Sugiura and Fuse (1971) 求得颱風中心部降雨強度 ( $R$ : mm/hr) 之實驗公式:

$$R = 0.8 \times V_{max} \times \exp\left\{-\frac{50}{V_{max}} \times \left(\frac{r}{100}\right)^2\right\}, \quad (35)$$

式中  $V_{max}$  代表颱風之最大風速;  $r$  為颱風中心距離 (km)。此模式之缺點為降雨量, 對颱風中心形成對稱分佈。

Hoshina (1974), 為改良 Sugiura-Fuse 模式之缺點, 使用梯度風渦旋度之時間變化, 意圖計算颱風中心部雨量。渦旋度方程

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \cdot \nabla \zeta + \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \zeta D = 0, \quad (36)$$

通常地上之  $\omega$  為零, 又  $\nabla \cdot \nabla \zeta$  僅有改變雨量分佈而對總雨量影響較小, 故忽略移流項  $\{\nabla \cdot \nabla \zeta + \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p}\}$  得

$$D = -\frac{1}{\zeta} \frac{\partial \zeta}{\partial t} \quad (37)$$

故使用絕對渦旋度  $\zeta$  變化, 可以計算水平輻散量 ( $D$ )。於此假定水平輻散隨高度線型的減少, 並取上昇速度在表面及 200mb 高度消失而在 600mb 高度最大。使用此種大氣模式計算飽和氣凝結量得如第十三圖之結果。如果由地面天氣圖計算水平輻散, 並由探空資料求取 850mb 高度氣溫, 可以由第十三圖可以算出降雨強度。

## (2) 地形性降雨

地形性降雨是地形強迫大氣上昇導致之降雨, 雨量可以使用下式計算之:

$$R = -\int_{p_0}^0 F \omega \frac{dp}{g} = 0.2 \int_{p_0}^0 F \omega_s \frac{dp}{g} \quad (38)$$

其中 
$$F = \left(\frac{\partial q^*}{\partial p}\right)_T - \Gamma_p \left(\frac{\partial q^*}{\partial T}\right)_p \quad (39)$$

$\omega$  為地形導致之垂直速度, 於地表面以  $\omega_s$  代表

$$\omega_s = -P g \nabla \cdot \nabla H \quad (40)$$

$F$  為凝結率,  $q^*$  為飽和比濕,  $\Gamma_p$  為  $P$  坐標之絕熱直減率,  $H$  為地形高度。取計算用方格間隔為  $d$ ; 地圖比例因數為  $m$ ; 得

$$\omega_s = \frac{g m^2}{4+d} (\Delta H_x \Delta \beta_x - \Delta H_y \Delta \beta_y). \quad (41)$$

Sugiura and Fuse (1970), 取地表面之露點為  $25^\circ C$  方格間隔為 10 Km, 來計算地形性降水之面積雨量。即颱風徑經預報出來後, 採用颱風區之風分佈為

$$V = V_{max} - (V_{max} - 10) \times \frac{r}{r_{15}}. \quad (42)$$

( $V$  為風速, m/sec;  $V_{max}$  為最大風速 m/sec;  $r$  為颱風中心距離, Km;  $r_{15}$  為風速 15 m/sec 半徑), 由 (41) 式計算後, 代入 (38) 式計算地形性雨量

此作業每隔一小時計算一次, 後求取地形性總雨量。Sugiura-Fuse 使用此模式, 即颱風中心部渦旋降雨及地形性降雨兩項之總和看成颱風雨量。使用 1946 年至 1956 年之 124 次颱風, 作日面積雨量計算與實測雨量, 得如第十四圖中所示之結果。預報成果在西部及北部較好, 但在平野較差。又於第十四圖中所示者為 1951 年 7 月 22 日之例, 實測值與預報值之相關係數達 +0.870, 是一次優良預報例子。一般而言對 7、8 月夏季颱風, 預報成績較好, 但對春、秋兩季颱風, 預報成績較差。此為春、秋兩季, 鋒面降雨所導致結果。

Hoshina (1973) 對地形性降雨計算, 地面露點溫度採用實際觀測值計算, 而颱風之風分佈採用

$$\nabla = \text{地轉風} + 0.5 \times \text{變壓風}$$

來計算。使用 Hoshina 模式, 以渦旋降雨與地形降雨之總和來做預報值, 稍有改善 Sugiura-Fuse 模式之缺點, 提高預報正確率。(第十五圖)

## (3) 颱風外帶所導致之降雨

颱風外側約 500 至 800 公里, 進行方向右半圓中生成強烈對流性雲區或雲帶, 而誘致豪雨成災是颱風雨預報上, 應注意之現象, 於第十六圖所示者, 1974 年 9 月 1 日 7 時 45 分, 颱風玻莉 (Polly) 侵襲日本四國島之例, 由此氣象衛星雲圖可以看出, 玻莉颱風東方約 800 公里處有很發展之對流性雲區 A。左邊之可視光線雲圖及右邊之紅外線雲圖比較, 清楚的可以看出 A 雲區發展到相當高度。此雲區滯留達三天之久, 在關東地方誘致豪雨成災。第十七圖中所示者, 1974 年 7 月 7 日 8 時颱風吉達 (Giida) 之氣象衛星雲圖, 當時有一熱帶低壓在菲律賓東方海面, 北雨風暴雖然離開有約 3000 公里, 但有明顯的對流性雲帶連接其間。此雲帶中以 O 字表示之部份為降水強度最大地點。此豪雨區是 7 月 6 日發生在九州東部, 而沿日本本州島東移, 至 7 月 8 日抵達東京附近, 共三日在日本西部誘發水災, 在德島縣彰平觀側總雨量竟達 1065 mm。第十九圖左圖中所示者為 6, 7, 8 日三日雲帶之移動及颱風行經, 可見颱風與雲帶時常維持 500 至 600 公里之距離。第十九圖右圖為 7 日 9 時之雷達回波合成圖, 明顯的可以看出豪雨區。第二十圖中所示者為 1975 年 8 月 16 日 7 時 54 分之雲圖。颱風費莉絲 (Phyllis) 在日本南方海面向北北西進行, 而其東北方約 600 公里處有強盛對流雲區, 並帶有豪雨。

總之颱風外側之強盛對流雲區豪雨，是颱風降雨預報上應特別注意加以分析。因為此種局部性豪雨是中尺度大氣現象，很難作預報之問題。最近 Tatehira and Saito (1973)，開發一種中尺度大氣擾動之雨量預報方法。首先定義兩種指數 BBM 及 BBS，兩者均稱之為黑箱指數，而使用此指數之雨量預報法稱之為黑箱法。Tatehira 使用 1973 年 10 月至 1974 年 5 月之 24 小時數值預報格子點資料檢證結果，以  $BBM \geq 3.8$  及  $BBS \geq 2.0$  為大雨 (20mm/3hr 以上) 之預報標準，大雨次數之 81% 可以在 20% 正確率下完成預報。通常中尺度擾動生成之機會較小，故假定中尺度擾動一定會生成，此種條件下之黑箱法預報落空機會即較多，但與其他之大雨預報法比較，是正確度較好的一種預報法。1974 年 6 月再加以修改成為： $\omega_0$  (900mb 高度之  $\omega$ )  $< 0$ ， $\theta_{e0}$  (900mb 高度之相當位溫)  $\geq 340^\circ K$  (寒候期  $330^\circ K$ )， $BBM \geq 3.8$ ， $BBS \geq 2.0$ ，即滿足此四條件之地區，稱之為大雨位區域，成為經常預報作業上之軌範。

於第二十一圖中所示者為 1975 年 7 月 13 日 20 時之 12 小時預測 BBM 及 BBS 預報圖。實在的大雨區大體上與  $BBM \geq 4$ ， $BBS \geq 4$  相一致。

## 五、颱風暴風預報

### (一) 數值計算

颱風之氣壓分佈有較好之模式，因此以數值計算所做的風速預報很有效。定量的預報颱風風場之作業是，颱風行經與颱風中心氣壓預報完成後開始。首先需要訂定颱風之氣壓剖面。如果離開颱風中心  $r$  公里處之氣壓以  $P(r)$  表示，並假定

$$P(r) = A + B e^{-cr} \quad (44)$$

其中， $A = 1100 - \frac{P_0}{10}$ ； $B = 1.1 P_0 - 1100$ ； $C = \left\{ \left( \frac{P_0}{10} - 100 \right) / (1.1 P_0 - 1100) \right\} \frac{1}{R}$ ； $R$  代表颱風中心氣壓 (mb)； $R$  為圍繞颱風之 1000mb 等壓線之半徑 (Km)，訂定離開颱風中心無限遠處之氣壓為

$$P(\infty) = 1000 + \frac{1000 - P_0}{10}$$

移動中颱風之中心附近風場之分佈，受變壓風之影響很大。使用 20 公里之格子間隔及 1 小時時間間隔 (44) 式之颱風氣壓剖面，計算地衡風及變壓風，以 1 比 1/2 之比例相加，採用為颱風之風場，即

$$\nabla = \frac{1}{\rho f} k \times \nabla p - \frac{1}{\rho f} \nabla \frac{\partial p}{\partial t} \times 0.5 \quad (45)$$

於此，變壓風計算時使用 30 分前及 30 分後之格子

點氣壓值，而係數 0.5 是一種經驗值。第二十二圖之颱風模式風場是，取中心氣壓為 910mb，1000mb 等壓線半徑為 600 Km，移動速度為每 3 小時 1 度緯度之場合，粗線代表流線，細線代表等風速線。此颱風風場中，颱風進行方向右半圓之強風區以及左半圓之弱風區，清楚的表明出來。

於第二十二圖中所示者，是使用 1959 年 9 月 26 日之薇拉 (Vera) 颱風行經及中心氣壓計算出來的風，與名古屋實際風之比較。計算值比觀測值大，但其變化趨勢相當符合。

茲提醒關於飛機偵察報告中之最大風速注意事項。大家都知道飛機之颱風偵察之地面最大風速，是觀測員在飛行高度觀察海面狀態而推定。故推定風速之誤差，大體上風速 50 Kt 以下時約 10 Kt 以下，風速 100 Kt 以下時在 10 至 20 Kt 間，風速 100 Kt 以上約 25 Kt，誤差相當大。故依據此種觀測資料之關島美軍聯合颱風預報中心 (JTWC) 颱風警報最大風速，是一分鐘最大風速因而命名為 Maximum sustained wind，氣象廳觀測規定是以十分鐘風程平均為正式觀測資料。當然兩者間有所不同，因此氣象廳使用第三表之換算標準。

第三表 JTWC 與氣象廳之最大風速之換算標準 (KNOT)

JTWC	70	80	90	100	110	120	130
氣象廳	70	70	80	80	90	100	110
JTWC	140	150	160	170	180	190	200
氣象廳	110	120	130	130	140	150	150

## 六、颱風發展衰減預報

熱帶低氣發展之問題，有 CISK 之引進以來，在其數值模擬中有驚異的進步。但此種成果在預報技術上未能反映出來。以美國國家颱風中心之颱風發展預報程序來看 (參閱 Wang, 1980)，從已往大家熟知的，綜觀氣象學的發展相關現象中，選擇九項準則使用電子計算機，加以校驗並期望建立統計法的預報技術。此次颱風作業實驗計劃中，日本又提出與美國相似之處理方法 (GWB, 1980)。

颱風發展預報技術未能開發，主要原因是發展理

論之不穩固。此外尚有熱帶地區之氣象資料之缺乏也有很大之關係，近年來由於氣象雷達及同步氣象衛星資料之增加，對此方面之分析研究有很大之幫助。

根據雷達回波分析，可以看出有些颱風發展及衰減之預兆：

(a) 當颱風眼之半徑縮小，但颱風之對流區之間波強度維持不變，則颱風將發展。

(b) 颱風中心附近回波發展時，表示颱風中心附近對流增加，故促進颱風發展。

(c) 颱風在發展或維持其強盛威力時，帶狀回波螺旋結構呈現規律性。

(d) 當雲層回波減小其厚度而愈呈層狀，是表示颱風內對流之減弱，颱風將衰弱。

(e) 當颱風眼形狀呈不清晰，颱風中心附近回波減少，回波螺旋結構愈呈不規則時，颱風將衰弱。

(f) 當颱風中心附近回波形狀，呈9或厂字形時，颱風將轉變成溫帶氣旋。

颱風逐漸離開熱帶海洋，接近陸地或進入中緯度，由於摩擦之增加，熱與水汽供應之減少，以及西風帶之影響，呈現各種變化。

(g) 向中緯度進行之颱風中，經海上之颱風未抵達鋒面以前，長期可以保持其特徵。經陸上之颱風在短期間即衰弱。雖然海面已經不是發生地區及發展地區那麼高溫，陸上之消滅效應遠比海面大。

(h) 颱風進入溫帶後通常變成溫帶低氣壓，由溫帶低氣壓吸收，或完全消滅。

(i) 颱風遭遇到冷鋒及上層西風槽時，屢受氣旋性渦旋度平流效應而發展。又溫帶低氣壓變換過程中，颱風中心將偏向溫度梯度較大地區，並其移動速度將加快。附帶有冷鋒及暖鋒之颱風，實質上是颱風渦旋及溫帶低壓之複合體，而颱風趨於衰減而溫帶低壓在發展，但溫帶低壓發展較快，故在複合體僅看其發展。至於颱風外表完全變換成爲溫帶低氣壓後，中心附近強度，眼狀態，以及大雨狀態尚帶有熱帶低氣壓之特徵。

(j) 有些颱風遭遇到冷鋒就會衰減，此種現象是颱風進行上層西風槽後面時發生。則上層氣流爲反氣旋性，或氣旋性微弱，此種阻抗迫使颱風衰減。

颱風未達鋒面前，進入上層氣流爲反氣旋區域時，移動變成緩慢或滯留性而衰減。

(k) 熱帶低氣壓進入切斷地壓循環內時，將急激衰減，此爲颱風進入冷氣流中之後果。

## 七、颱風之地型分裂

颱風受山脈之地形影響，中心附近等壓線生成形變或分裂現象是常體驗之事實。引起此現象之原因，據 Takenaga (1956, 1972, 1974) 之研究有三種，即斜面效應，摩擦效應以及斜壓效應等。容後分別討論之。

### (1) 斜面效應之渦旋度變化

渦旋度方程爲

$$\frac{d\zeta}{dt} = -\frac{2w \cos \varphi}{a} v - (3 + 2w \sin \varphi) \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (46)$$

平地至氣流不受山影響之高度爲  $D_0$ ，平均風速爲  $V_0$ 。又山坡任意點至氣流不受山影響之高度爲  $D$  平均風速爲  $V$ ，即由質量不變原理得， $D_0 V_0 = DV$ 。水平輻散採用極坐標表示並考慮其對稱性時，可得

$$\nabla \cdot \nabla = \frac{1}{r} \frac{\partial v_r}{\partial r} = V_0 \frac{D_0}{D^2} \frac{\partial D}{\partial x} \sin \varphi \quad (47)$$

使用此兩方程可以求得渦旋度方程式之近似式爲

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{2w \cos \varphi}{a} V_0 \cos \varphi - (3 + 2w \sin \varphi) V_0 \frac{D_0}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \sin \varphi \quad (48)$$

故氣流爬山時生成渦旋度之減少，氣流下山時生成渦旋度之增加，故颱風過山時，可生成如第二十四圖中所示之中心分裂現象。如果颱風沿山脈之西側北移時，將生成如第二十五圖中所示之形變。

### (2) 摩擦效應

考察邊界層中之颱風渦旋，可以使用定常圓對稱之極坐標運動方程討論之

$$V_r \frac{\partial V_r}{\partial r} - \frac{V_r^2}{r} - f V_\theta = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + \nu \frac{\partial^2 V_r}{\partial z^2} \quad (49)$$

$$V_r \frac{\partial V_\theta}{\partial r} + \frac{V_r V_\theta}{r} + f V_r = \nu \frac{\partial^2 V_\theta}{\partial z^2} \quad (50)$$

故由(50)式可以求得

$$V_r = \frac{\nu \frac{\partial^2 V_\theta}{\partial z^2}}{\frac{\partial V_\theta}{\partial r} + \frac{V_\theta}{r} + f} \quad (51)$$

而渦旋度以極坐標表示得  $\zeta = \frac{\partial V_\theta}{\partial r} + \frac{V_\theta}{r}$ ，故在颱風中(51)式之分母爲正值。大氣邊界層中風之垂直變化使用 Deacon 剖面， $\frac{dV}{dz} = \alpha e^{-\beta z}$  即可以求得  $\frac{d^2 V}{dz^2} = -\alpha \beta e^{-\beta z}$ 。故(51)式分子常爲負值。故(51)式意義摩擦之影響，將生成向颱風中心之風速增加。至於  $\nu$  之數值，在海面、海岸、平野、山岳地帶等，隨地面及地勢應有變化。一般而言其數

值在山岳地帶最大，而在海面最小。因此摩擦效應將生成如第三六圖之形變。

### (3) 斜壓效果

颱風進入中緯度時，有時候在颱風區域內生成很大之水平溫度梯度。故在此種條件下考察颱風地形形變時，需要考慮斜壓效應。斜壓大氣模式之渦旋度方程。據 Holmboe (1948) 可以寫成

$$\frac{f}{g} \frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\nabla \cdot \nabla \eta - A^2 \nabla_T \cdot \nabla \zeta_T \quad (52)$$

式中  $\zeta$  代表絕對渦旋率， $\nabla \eta$  為溫度風， $\zeta_T$  為溫度風絕對渦旋度， $A^2$  是隨溫度風之高度變化之量。上式右邊第二項代表渦旋度之溫度風平流，故有暖氣平流處即生成渦旋度之增加，因而誘致下層氣壓之降低。相反的在冷氣平流區將生成下層氣壓之升高。因此東西向山脈有颱風接近時，斜壓效應可以引起，如第二十七圖中所示之形變。

第二十八圖中所示者，1969年8月22日12時，寇拉颱風侵襲日本時天氣圖及颱風路徑圖。可以明顯的看出颱風中心地形分裂之狀況。據高空圖分析，在850 mb 高度颱風受地形影響已很小，颱風路徑已呈現通順路徑。

## 參考文獻

- Aoki, T., 1979 ; A Statistical Prediction of the Tropical Cyclone Position based on Persistence and Climatological factor in the Western North Pacific ( the PC method ). Geophys. Mag, 38 , 17-28.
- Aoki, T and S. Nomoto, 1977: A statistical Prediction of Tropical Cyclone Position based on Persistence and Climatological Factor ( The P C Method ). J. Met. Soc Japan , 55,
- Arakawa, H. 1961 , 荒川秀俊：統計的數值預報法による伊勢灣颱風の進路及中心氣壓の預報。研究時報，13，304-305。
- Ardkawa , H. 1964: Statistical Method to Forecast the Movement and the Central Pressure of Typhoon in the Western North Pacific. J. Appl. Met , 3 524-528.
- C W B , 1980 , 中央氣象局：「颱風作業實驗」主實驗一般程序指南。
- Daidoji, S. 1946 , 大道寺重雄：颱風預報，天氣預報指針，中央氣象台，31-37
- F D M O, 1955, 福岡管理區氣象台：昭和29年度全國預報技術檢討會資料。
- Fujii; T. 1974, 藤井辰男：質疑 應答，颱風の進路はどのようになら預報するのですか。天氣，21，454。
- Fujinori, A. and M. Fukunaga, 1963; 中、小型の颱風の進路予想について，天氣，10，159-164。
- Fujiwara, S. and Sekiguch, 1971, 藤原咲平，關口：推定300等壓線と我國の天氣，氣象集誌，第38年第8號
- Futi, H, 1956: On the Oscillatory Inertia Motion of the Atmosphere and the Meandering Movement of Typhoons, Geophys. Mag., 27, 105.
- Hashimoto, M, 1958: On the Forecasting of the Typhoon. Memories of the Ko ke Marime Oksevatory, 12, No 1.
- Holmboe. J. G. E. Forsythe, and W. Gustin , 1945: Dynamic Meteorology . Wiley, New York, pp. 363.
- Hoshina, M. 1974, 保科正男，颱風に伴う雨量の數值計算(主として地形性降雨) 電力 氣象
- Ichizawa, N. 1975, 市澤成介：颱風預報の現状について，天氣，22，281-286。
- Ishihara, K. 1962, 石原健二：颱風のうずによる雨，第19回水氣象全國研究會資料，pp. 36
- Ito, H. and T. Nitta, 1962: Typhoon Movement in the Balanced Barotropic Forecast over the Northern Hemisphere. Proceedings of

International Symposium on  
Numerical Weather Prediction.  
in Tokyo, 309-327.

J M A F D, 1961, 1963, 氣象廳預報部：全國預報技術檢討會資料，昭和35年度，昭和37年度

J M A F D, 1974 氣象廳預報部：預報作業指針，5，颱風預報。pp.182.

Kadowaki, S., S. Kiryu, and S. Nogiwa, 1968; Radar Observation of Typhoon Opal ( NO, 6722 ) by Mt. Fuji Wea. Radar, Proc. 13th Radar Meteor. Conf., 92-93.

Kadowaki, S. 1971, 門脇俊一郎：レーダーから見た颱風・レーダー情報利用の手引，東京管區氣象台。87 - 115。

Kadowaki, S. 1974, 門脇俊一郎：颱風の勢力，運動變化と Echo Pattern-Radar による颱風の短時間予測，預報作業指針，5，颱風預報，氣象廳預報部 57-163

Kadowaki, S. 1976, 門脇俊一郎：北太平洋西部における颱風観測，氣象研究 1-1, 137 - 189。

Kamiko, T. and M. Okano, 1966, 神子敏朗，岡野光也：人工衛星雲寫真による衰弱中の熱帯低気圧 Kathy の解析，研究時報，18, 1 - 2。

Kume, Y. 1961, 久米庸孝：颱風の進路予想・伊勢灣颱風調査報告，氣象廳技術報告，第7號，858 - 863。

Liao, S.Y. 1959; 民國四十八年颱風報告，第一號，颱風畢莉，氣象學報，第五卷第四期 台灣省氣象所。

Masuda, Y. 1957; On a Method for solving the balance equation in typhoon region. Pap. Met. Geophys., 8, 55-64.

Masuda, Y. 1958; The Barotropic Forecast of Typhoon Movement by Making Use of Stream Function. J. Met. Soc. Japan, 36, 15-18.

Nishiruoto, S. 1960; A Dynamic Theory on the Displacement of a Circular

Model Perturbation at the Non-divergent Level and Its Application to Forecasting of Displacement of Typhoon. J. Met. Soc. Japan, 38, 305-313.

Nomoto, S., K. Takenaga, and T. Hara, 1974 野木眞一，竹北一雄，原達也：統計的進路預想法，預報作業指針，5，颱風預報，氣象廳預報部，70 - 89。

Nomoto, S., K. Takenaga, M. Shimanura, and T. Hara, 1976; A Statistical Prediction for Typhoon Movement Using Numerically Forecasted Data as Predictors. J. Met. Soc. Japan, 54, 99-104.

Nomoto, S. and T. Okamura, 1976, 野木眞一，岡本存：颱風の進路とその預報，氣象研究 1-1, 第 129 號，191 - 236。

Ochimigu, T. 1971, 落水敏秀；Outer Band から見た颱風の動きについて，福岡管區氣象研究會誌。

Oka, C. and K. Ueki, 1958, 岡千束，植木九州男：700mb 面天氣圖の資料から求めた颱風の24時間進路予想，研究時報 10, 591-596.

Okakayashi, T. 1972 岡林俊雄：颱風(3) - 颱風の進行方向と雲パターンとの關係，船と氣象 第 130, 131 合併號，日本氣象協會。

Okakayashi, T. 1974, 岡林俊雄：氣象衛星による颱風の進路予想，預報作業指針，5，颱風預報，氣象廳預報部，163-169.

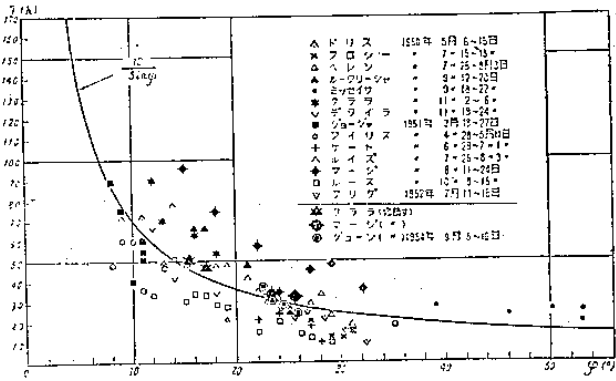
Ookochi, Y. 1978; Preliminary Test of Typhoon Forecast With a Moving Multi-Nested Grid. J. Met. Soc. Japan. 56, 571-582.

Rossby, C. G. 1948; On the displacement and Intensity Changes of Atmospheric Vortices. J. Mar. Res., 7, 175

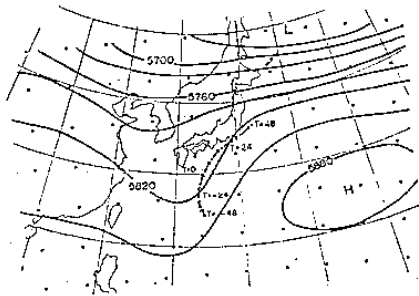
Sasaki, R. 1955, 佐佐木良一：颱風 15 號の發達，研究時報，7, 462 - 471

Shiino, J. 1968, 椎野純一：レーダーから見た颱風の進路變更時に見られる二，三の特徴について(第一報 6807 の場合) 四國地區氣象研究會誌。

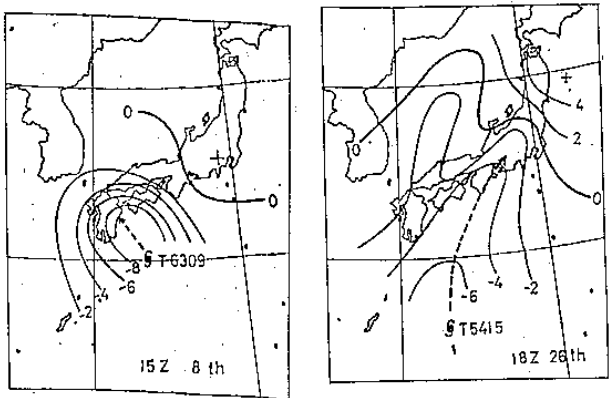
- Shibayama, T. 1960, 柴山武: 500 ~ 1000mb 層厚圖による颱風の進路預報, 研究時報, 12, 509 - 517.
- Shibayama, T. 1961, 柴山武: 颱風が北緯30度付近に達した時の500 ~ 1000mb 層厚圖による進路預報。研究時報, 13, 881 - 888.
- Sugiura, S. and Y. Fuse, 1971, 杉浦茂, 普世泰吉: 颱風に伴う雨量預想の計算プログラムについて, 研究時報 23 卷 1 號 21 - 28.
- Suzuki, Y. And K. Yoshida, 1974, 鈴木義男, 吉田一男: 圖式による空間平均法, 預報作業指針, 5, 颱風預報, 氣象廳預報部 57-69.
- Syono, S. 1950: On the vortical rain. Geophys. Notes, 3, No.25, Tokyo Univ.
- Syono, S. 1951: On the motion of a Vortex in a Non-uniform Pressure Field, Par. Met. Geophys., 2, 117.
- Syono, S., T. Watanabe, and M. Iida, 1952, 正野重方, 渡邊次雄, 飯田睦次郎: 颱風進路の蛇行性. 科學, 22, 311.
- Sypno, S., 1955: On the Motion of a Typhoon ( I ). Journ. Met.Soc. Japan, 33, 245.
- Takenaga, K. and H. Yamagnchi, 竹永一雄, 山口弘一, 1956: 颱風中心域の地形變形について, 研究時報, 8 卷 5 號.
- Takenaga, k. 1972, 竹永一雄: 大気低氣壓の地形分裂について, 天氣, 19, 121 - 124.
- Takenaga, K. and K. Shimamura, 1973, 竹村一雄, 山島村克: 颱風預報, 氣象大學校
- Takenaga, K, S. Nomoto, I. Komatsu, y. Suzuki, T. Nakayama, N. Ichizawa, and T. Hara, 1974, 竹永一雄, 野本眞一, 小松巖, 鈴木義男, 中山嵩, 市澤成介, 原達也: 颱風預想法の補正の仕方精度の比較および扇形角度の檢正, 預報作業指針, 5, 颱風預報, 氣象廳預報部, 134 - 156.
- Tamura, K. 1961, 田村邦雄: Ballamy 發散法線 颱風預報。昭和35年度全國預報技術檢討會資料。氣象廳預報部。131 - 137.
- Tanaka, B. 1961, 田中文治: Hodograph の颱風預報への利用。昭和35年度全國預報技術檢討資料, 氣象廳預報部, 170 - 177.
- Tauaka, B. 1963: Thermal Advection arround Typhoon and the High Steering Level. Proceedings of the Inter-regional Seminar on Tropical Cyclones in Tokyo, 189-193.
- Tatehira, R. and H. Itakura, 1966: Radar Observation of Typhoon Lucy by Mt. Fuji radar. Proc. 12th Wether Radar Conf. 432-435.
- Tatehira, R. and N.Saito, 1973: 豪雨預想の方法, 研究時報, 25, 31 - 42. Typhoon Committee, Economic and Social Commission for Asia and the Pacific, 1979: Typhoon Operational Experiment, Guide on the Common Procedures of the Core Experiment, pp.72
- Ueki, K. and N. Kuroiwa, 1961, 植木九州男, 黒岩信久: レーダーの天氣預報への利用について(第一報) 研究時報, 13, 829-844.
- Wang, P. 1980, 王博義: 赴美國研習颱風預報報告, 中央氣象局, pp. 43.
- Yamaslita, H. 1964 山下洋: 對流圈上部の層厚移流と颱風の移動, 研究時報, 16, 467 - 471.
- Yamashita, H. 1966, 山下洋: 對流圈上部の層厚分布ならびにその移動と颱風の移動. 研究時報, 18, 490 - 497.
- Yasuda, H. 1972, 安田浩: 颱風の移動について. 研究時報, 24. 277 - 282.



第一圖 颱風行徑之蛇行週期與緯度之關係。



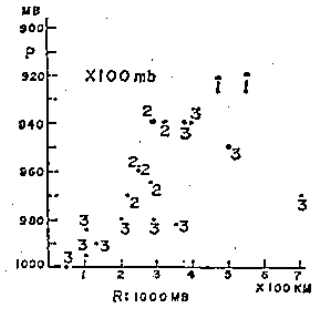
第三圖 颱風在日本南方海面時 500mb 平均高度與颱風平均行經 (1965 年至 1972 年之 194 例平均)。



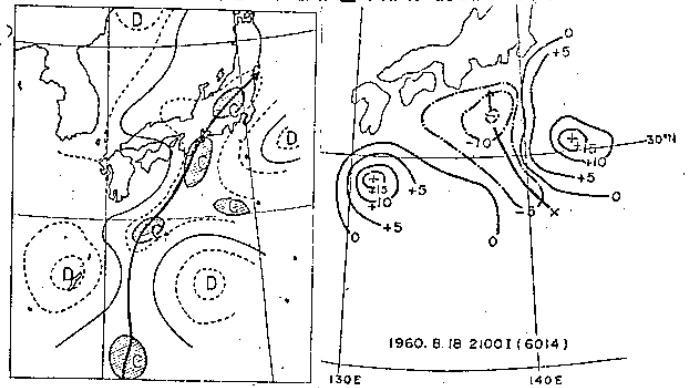
第五圖 十二小時氣壓變化與颱風行經。



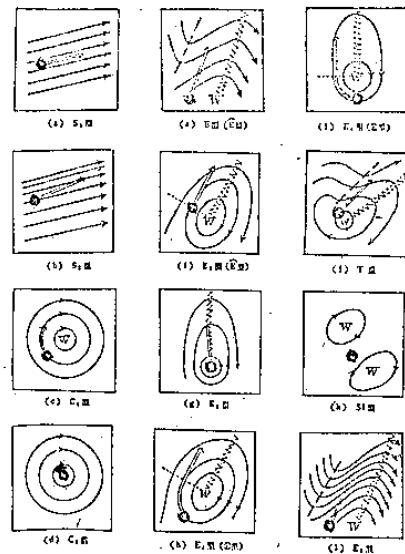
第七圖 颱風行經與溫度平流之關係 (● 暖氣平流; ○ 冷氣平流; ⊗ 無平流)。



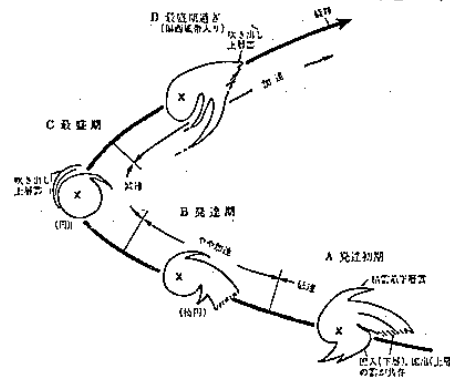
第二圖 颱風之規模與噴流高度 (mb)。



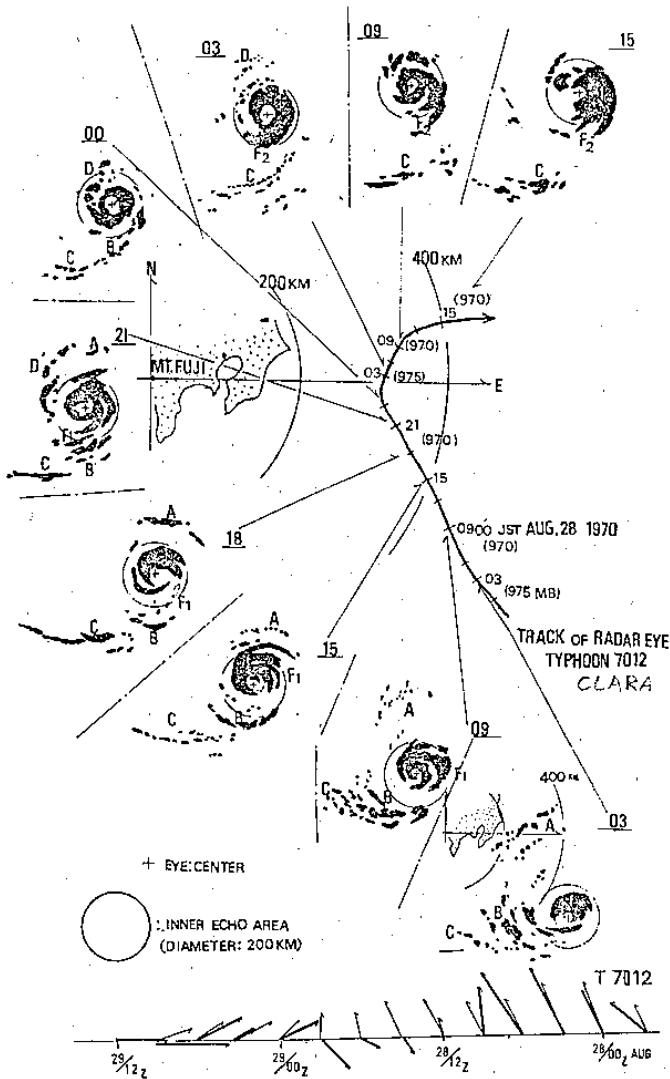
第四圖 使用 Bellamy 計算法所得之水平輻散與颱風行經。



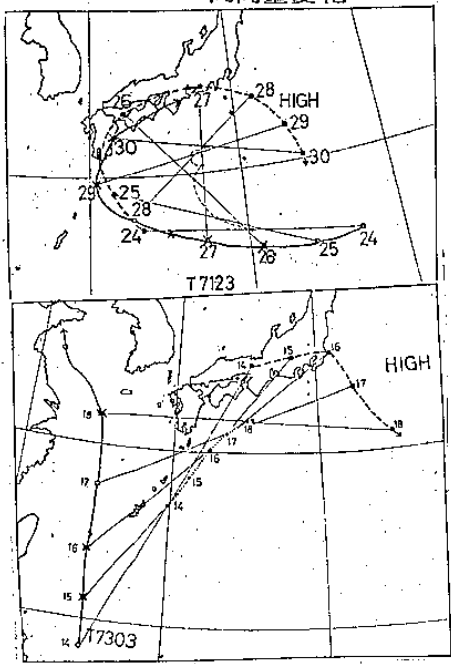
第六圖 厚度圖與颱風行經之關係。



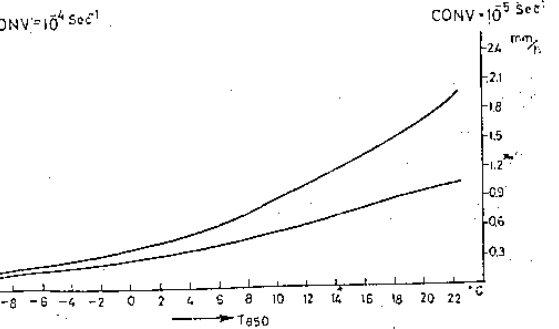
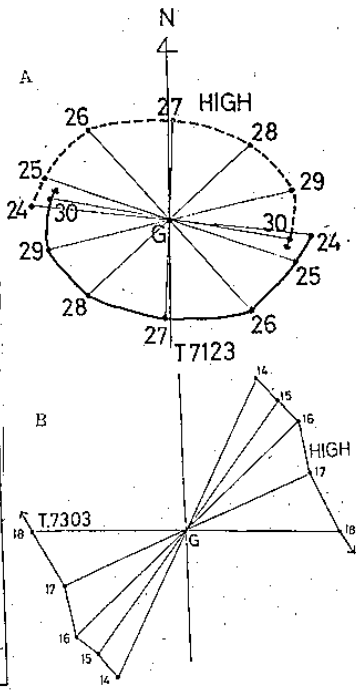
第九圖 颱風行經與雲分佈形勢模式。



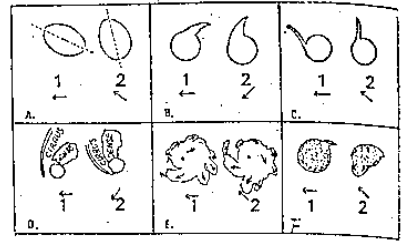
第八圖 颱風葛來拉之行經，雷達回波及回波之偏向向量變化。



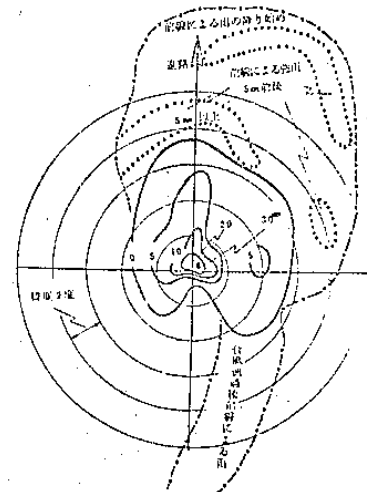
第十一圖 颱風與高氣壓之相互作用  
(A) 崔絲颱風 (B) 畢莉颱風



第十三圖 地面水平輻散，850mb氣溫以及雨量強度之關係。

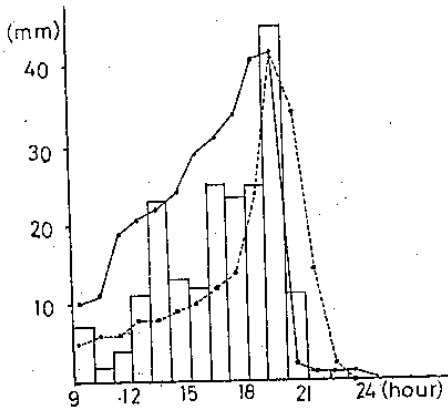


第十圖 颱風二十四小時預報用雲分佈形勢改變(圖中數字 1.2 代表 24 小時間隔雲分佈形勢，矢即代表颱風移動方向)。  
A：橢圓形雲分佈形勢之轉動。  
B： "clear slot" 之轉動。  
C：帶狀對流雲區之轉動。  
D：Dense Overcast 之轉動。  
E：卷雲列轉動。  
F：紅外線雲貌之轉動。



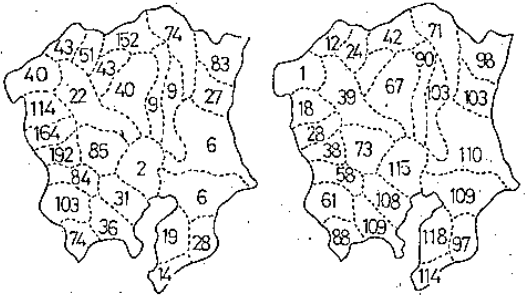
第十二圖 颱風位置與御前崎降雨 (1950 ~ 1961 年，30 例平均)。





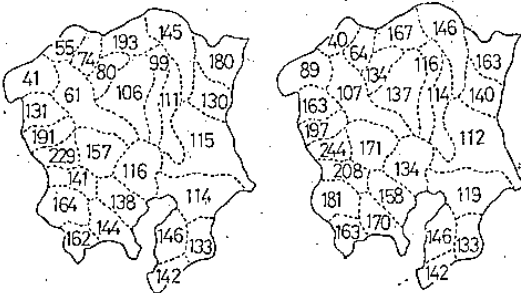
第十五圖 尾鷲之每時雨量杉浦・普世模式與保科模式預報值之比較。

地形性降雨(計算)      中心の降雨(計算)



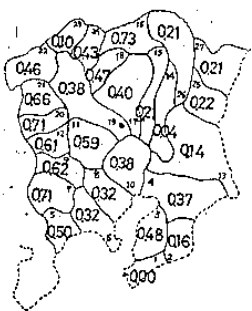
合計(計算)

実況



昭和16年7月22日

第十四圖 颱風日面積雨量



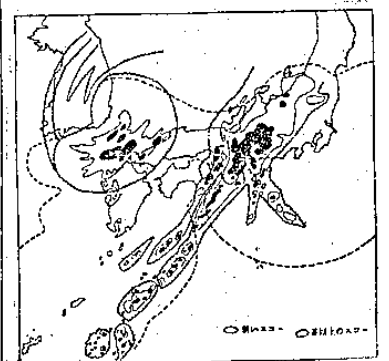
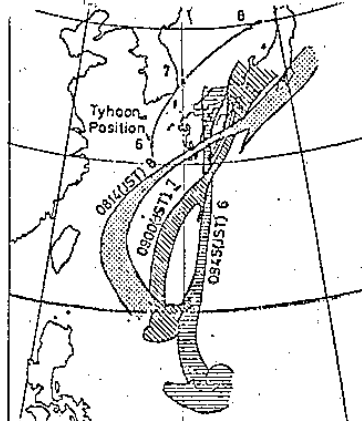
第十六圖 1974年9月1日7時45分之雲圖，左邊爲 VIS VHRR NOAA-3，右邊爲 IR VHRR NOAA-3。

A: 豪雨區; B: 颱風玻莉(Polly)



第十七圖 1974年7月7日8時之雲圖，左邊爲 VIS VHRR NOAA-3，右邊爲 IR VHRR NOAA-3。

A: 颱風吉達(Gilda); O: 豪雨區

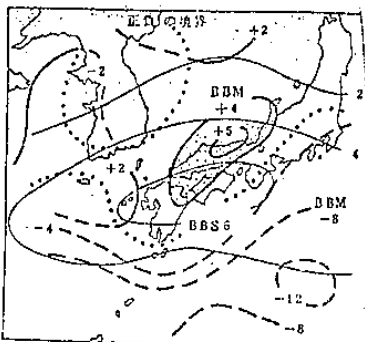


第十九圖 左圖爲1974年7月6、7、8日之雲帶位置及颱風吉達行經。右圖爲7日8時之雷達回波合成圖。



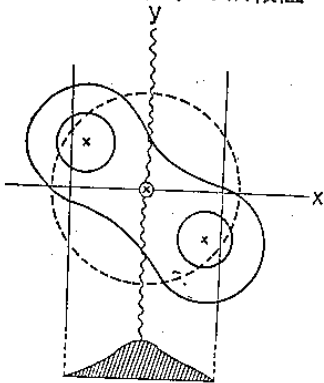
第二十圖 1975年8月16日7時54分雲圖：

IR VHRR NOAA - 4。



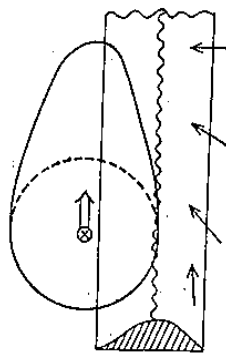
第二十一圖 1975年7月13日20時BBM及

BBS 12小時預報圖。



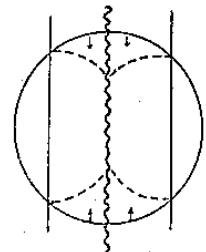
第二十四圖

颱風中心受山脈分裂之模式圖。



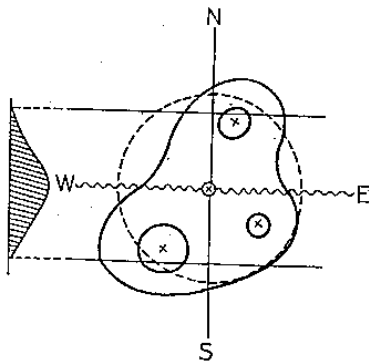
第二十五圖 颱風沿山脈西側

北移時之形變模式圖。

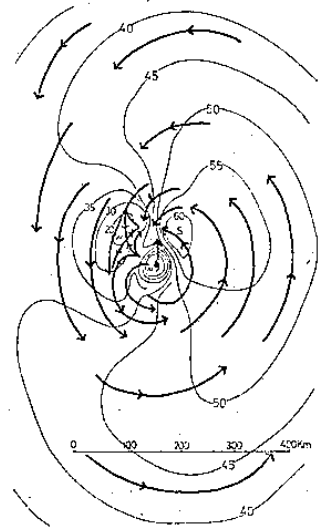


第二十六圖 摩擦效應引起之

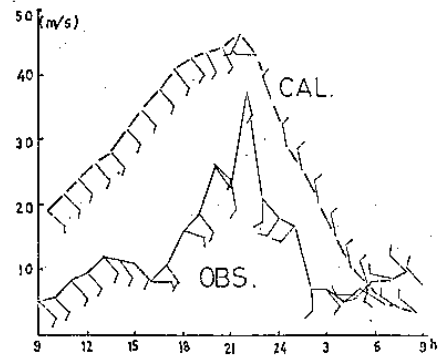
颱風形變模式圖。



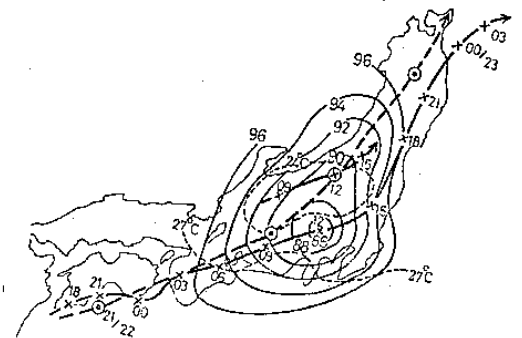
第二十七圖 斜壓效應引起之颱風形變模式圖。



第二十二圖 颱風模式風場 (m/sec)，粗線代表流線；細線代表等風速線；W代表弱風區；S代表強風區。



第二十三圖 薇拉颱風之名古屋每小時風觀測值與計算值。



第二十八圖 1969年8月22日12時地面天氣圖

，表示颱風寇拉之地形分裂，實粗線表示颱風地面路徑，點粗線表示850 mb高度颱風路徑。