

颱風運行之基本原理與七十二小時路徑預報

王 崇 岳

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國七十二年二月十六日收件，同年三月八日修正)

摘 要

按大氣運動方程，可導引控制颱風運行之基本力——外力與內力——。外力乃為氣象人員所熟知之駛流，而內力則與地球自轉有直接關係。

颱風環流與其中心軸對稱時，運行常穩定；但若環流為非軸對稱，則有向左或向右偏向、加、減速等現象，使正常之颱風路徑預報，有嚴重之誤差。

當颱風四周之駛流微弱，颱風路徑時有向左或右旋轉與蛇行等特殊現象。

四十八小時數值天氣預報圖中，其中緯度區預測圖型相當可靠，可作為七十二小時颱風路徑預報之重要參考資料。

一、前 言

近十年來，中緯度區之數值天氣預報已有長足之進步，其對於溫帶氣旋之發展及其位移方向與速度有相當可靠之預報能力；唯對於熱帶地區之颱風，因該區資料不全，精密網格點之應用於事無補，故對於直接預報颱風之位移，有其先天性之困難，無法克服，我國諸氣象學者雖曾作多方面之努力，力求改進，但進步仍屬遲緩，每次颱風來襲本省，時有令人不滿意之處。本文目的乃按大氣運動方程，分解颱風運行之各種因素與其原理，再配合中緯度區數值預報氣壓場之型態作為參考資料，對於二、三日之颱風路徑預報，可能有良好之效果。

二、颱風運行之基本原理

以直角座標軸之原點，固定於地球表面上的一點， x —軸指向東方， y —軸指向北方， z —軸指向天頂，如不考慮摩擦力，則地面上一空氣塊之運動方程如下(王，民67年)：

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\omega(v \sin\phi - w \cos\phi) \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - z\omega u \sin\phi \quad (2)$$

(式中之常用符號，於此不予解釋)

另以颱風中心所在點建立一新直角座標系($x'y'z't'$)，颱風中心對原座標移動之向量為 c ，則 $c = c_x i + c_y j$ 。因颱風四周氣流對颱風中心之相對速度各為 u' ， v' 與 w' ，

故 $u = c_x + u'$ ， $v = c_y + v'$ 與 $w = w'$ 以此 u ， v 與 w 代入(1)與(2)式，且重行排列

$$\begin{aligned} \text{得 } \frac{dc_x}{dt} - 2\omega c_y \sin\phi \\ = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\omega(v' \sin\phi - w' \cos\phi) - \frac{du'}{dt} \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{dc_y}{dt} + 2\omega c_x \sin\phi \\ = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\omega u' \sin\phi - \frac{dv'}{dt} \end{aligned} \quad (4)$$

(3)與(4)式各乘以 ρ ，且對整個颱風環流之體積 τ 求積分，即得作用於整個颱風環流之力：

$$\int_{\tau} \rho \left(\frac{dc_x}{dt} - 2\omega c_y \sin\phi \right) d\tau$$

$$= - \int_{\tau} \frac{\partial p}{\partial x} d\tau + 2\omega \int_{\tau} \rho (v' \sin \phi - w' \cos \phi) d\tau - \int_{\tau} \rho \frac{du'}{dt} d\tau \quad (5)$$

$$\int_{\tau} \rho \left(\frac{dc_v}{dt} + 2\omega c_x \sin \phi \right) d\tau = - \int_{\tau} \frac{\partial p}{\partial y} d\tau - 2\omega \int_{\tau} \rho u' \sin \phi d\tau - \int_{\tau} \rho \frac{dv'}{dt} d\tau \quad (6)$$

上兩式中之 ϕ 乃為涵蓋整個颱風環流區內之緯度變數，為便以計算，今以颱風中心所在之緯度 ϕ_0 為準，且 $\int_{\tau} \rho d\tau = M$ （總質量）。

$$\begin{aligned} \text{得 } M \left(\frac{dc_x}{dt} - 2\omega c_v \sin \phi_0 \right) &= - \int_{\tau} \frac{\partial p}{\partial x} d\tau - 2\omega \int_{\tau} \rho (w' \cos \phi_0 - v' \sin \phi_0) d\tau - \int_{\tau} \rho \frac{du'}{dt} d\tau \quad (7) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} M \left(\frac{dc_v}{dt} + 2\omega c_x \sin \phi_0 \right) &= - \int_{\tau} \frac{\partial p}{\partial y} d\tau - 2\omega \int_{\tau} \rho u' \sin \phi_0 d\tau - \int_{\tau} \rho \frac{dv'}{dt} d\tau \quad (8) \end{aligned}$$

由(7)與(8)式，可知作用於颱風整個環流之水平加速力有下列四種，茲分別討論如下：

(1) 如氣壓梯度平坦，並無外力存在，(7)與(8)式等號右側各項之和接近零，則僅有柯氏力(F)作用於颱風，即

$$\begin{aligned} F &= 2\omega \sin \phi_0 (c_v i - c_x j) \\ &= f_0 \hat{k} c \quad (9) \end{aligned}$$

柯氏力 F 與颱風位移方向向量向右偏 90° ，（北半球），因此當颱風移動時，其中心按順時鐘方向旋轉；但若颱風中心之右側另有一低壓中心，或有學生颱風存在，則颱風中心呈反時鐘方向旋轉。

(2) (7)與(8)式等號右側第一項代表駛流之強度(G)，

$$G = - \int_{\tau} \left(\frac{\partial p}{\partial x} i + \frac{\partial p}{\partial y} j \right) d\tau \quad (10)$$

(10)式之外力 G 可分解為 x 與 y 兩方向：

$$- \int_{\tau} \frac{\partial p}{\partial x} d\tau = - \int_s \int_0^{z_1} \frac{\partial p}{\partial x} dz ds$$

（式中之 s 代表水平截面積）

$$- \int_{\tau} \frac{\partial p}{\partial y} d\tau = - \int_s \int_0^{z_1} \frac{\partial p}{\partial y} dz ds$$

如採用地轉近視值，得：

$$\begin{aligned} - \int_{\tau} \frac{\partial p}{\partial x} d\tau &= - 2\omega \sin \phi_0 \int_0^{z_1} \bar{v} \int_s \rho ds dz \quad (11) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} - \int_{\tau} \frac{\partial p}{\partial y} d\tau &= 2\omega \sin \phi_0 \int_0^{z_1} \bar{u} \int_s \rho ds dz \quad (12) \end{aligned}$$

(11)與(12)式中之 \bar{u} ， \bar{v} 為颱風區域內局部之平均水平氣流場。如以 \bar{U}_m 與 \bar{V}_m 為大型氣流場內整層之平均值，則該兩式可簡化成下式：

$$\begin{aligned} - \int_{\tau} \frac{\partial p}{\partial x} d\tau &= -M \cdot 2\omega \sin \phi_0 \cdot \bar{V}_m \quad (13) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} - \int_{\tau} \frac{\partial p}{\partial y} d\tau &= M \cdot 2\omega \sin \phi_0 \cdot \bar{U}_m \quad (14) \end{aligned}$$

如僅考慮地轉偏向力與水平氣壓梯度達到平衡之條件，則

$$\begin{aligned} c_x &= \bar{U}_m \\ c_v &= \bar{V}_m \end{aligned}$$

即整個氣流層之駛流作用；換言之，颱風中心之位移，與颱風整個環流所在大氣層之平均駛流一致。

(3) 內力， I ：颱風環流內因地球自轉作用，產生不平衡力，稱為內力。颱風路徑預報之誤差，常由於內力所致，於此將詳予分析：

$$\begin{aligned} I &= - 2\omega \int_{\tau} \rho \{ (w' \cos \phi_0 - v' \sin \phi_0) i \\ &\quad + u' \sin \phi_0 j \} d\tau \quad (15) \end{aligned}$$

上式可分為 x 與 y 兩方向

$$I_x = -2\omega \int_{\tau} \rho (w' \cos \phi_0 - v' \sin \phi_0) d\tau \quad (16)$$

$$I_y = 2\omega \int_{\tau} \rho u' \sin \phi_0 d\tau \quad (17)$$

現將颱風整個環流作為一個圓柱體，且以圓柱座標 (r, θ, z, t) 為準，則

$$u' = v_r \cos \theta - v_\theta \sin \theta \quad (18)$$

$$v' = v_r \sin \theta + v_\theta \cos \theta \quad (19)$$

v_θ 表示相當於颱風中心之切向風速， v_r 表示徑向風速，且

$$f = f_0 + \beta y$$

$$= f_0 + \beta r \sin \theta \quad (20)$$

$$\left(\beta = \frac{\partial f}{\partial y} \right)$$

以(18)，(19)與(20)三式代入(16)與(17)式中，得

$$I_x = -2\omega \bar{w} \cos \phi_0 \cdot M$$

$$+ \int_{\tau} \rho f v' d\tau \quad (21)$$

而

$$\int_{\tau} f \rho v' d\tau$$

$$= \int_{\tau} \rho (f_0 + \beta r \sin \theta) (v_r \sin \theta + v_\theta \cos \theta) d\tau$$

$$= \int_0^{z_1} dz \int_0^{r_0} \int_0^{2\pi} \rho (f_0 v_r \sin \theta + f_0 v_\theta \cos \theta + \beta r v_\theta \sin \theta \cos \theta + \beta r v_r \sin^2 \theta) r d\theta dr \quad (22)$$

式中之 r_0 代表颱風半徑； z_1 ，颱風環流之厚度； \bar{w} ，為颱風區內之平均垂直氣流速度。現假設颱風中風速 v_r ， v_θ 是軸對稱（如呈不對稱，則於偏心颱風一節中討論），則(22)式右側第一二三項經 0 至 2π 積分後，都等於零，而

$$\int_0^{2\pi} \sin^2 \theta d\theta = \pi$$

，則得：

$$\int_{\tau} \rho f v' d\tau$$

$$= \int_0^{z_1} dz \int_0^{r_0} \beta \rho r^2 \bar{v}_r \pi d\tau$$

$$= \int_0^{z_1} dz (\rho \beta \bar{v}_r \pi) \int_0^{r_0} r^2 dr$$

$$= \rho \beta \bar{v}_r \pi \cdot \left(\frac{1}{3} r_0^3 \right) \cdot z_1$$

$$= \frac{1}{3} \beta \bar{v}_r \cdot r_0^3 \cdot M$$

故得 $I_x = -2\omega M \cos \phi_0 \left(\bar{w} - \frac{r_0 \bar{v}_r}{3a} \right) \quad (23)$

$$I_y = 2\omega M \cos \phi_0 \cdot \frac{r_0 \bar{v}_\theta}{3a} \quad (24)$$

a 為地球之半徑

因颱風環流中有上昇與輻合氣流，故 $\bar{w} > 0$ ， $\bar{v}_r < 0$ ，故 $I_x < 0$ ，有向西內力；又颱風環流為氣旋型， $v_\theta > 0$ ，故 $I_y > 0$ ，有向北內力。颱風中之總內力是指向北偏西方向。當颱風範圍大，氣旋型環流與輻合氣流愈強，颱風中之內力也愈大，於深厚之東風氣流中，颱風中心之位移常有偏北之分速度，此點乃為颱風環流中有內力存在之明證。

(4) 因颱風內部環流中運動量變化而產生之內力 N 如下：

$$N = \int_{\tau} \rho \left(\frac{\partial u'}{\partial t} i + \frac{dv'}{dt} j \right) d\tau \quad (25)$$

該式中加速項，於颱風迅速發展過程中較為顯著且甚複雜，故不易確定，於此不作深入之討論。

三、偏心颱風之路徑

若颱風環流並非軸對稱而呈偏心結構，如圖一所示，則可應用定量輸送之水平流線觀念處理之（王，六十七年）。颱風環流上下兩側各一點 U 與 D ，該兩點上之氣壓相等，其間距離為 $2\sigma_\rho$ 緯度， U 與 D 點上實測之風速各為 U_U 與 U_D 。當颱風中心位移 C 時，其 x ， y 方向之分速各為 C_x 與 C_y 。 U 與 D 兩點上之氣流對颱風中心之相對速度各為 U_U^t 與 U_D^t ；而 $U_U^t = U_U - C_x$ ， $U_D^t = U_D + C_x$ 。如以圓柱座標表示颱風環流內之梯度風，則

$$\frac{U_U^t{}^2}{r} + 2\omega \sin \phi' U_U^t = \frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta r}$$

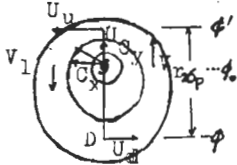
，或

$$\left(\frac{U_U^t}{r} + 2\omega \sin \phi' \right) U_U^t \rho \Delta r = \Delta p \quad (26)$$

與

$$\frac{U_b^2}{r'} + 2\omega \sin \phi U_b = \frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta r'} \quad \text{或}$$

$$\left(\frac{U_b}{r'} + 2\omega \sin \phi\right) U_b \rho \Delta r' = \Delta p \quad (27)$$



第一圖 偏心颱風

Δp 表示兩相鄰等壓線間之氣壓差，通常以 3 毫巴為準，故上兩式等於常數；又式中之 r 與 r' 表示颱風環流之曲半徑，與 $a \tan \sigma_\rho$ 近似，故可以 $a \tan \sigma_\rho$ 表示 r 與 r' ， a 為地球表徑。因此

$$\begin{aligned} & \left(\frac{U_b}{a \tan \sigma_\rho} + 2\omega \sin \phi'\right) U_b \rho \Delta r \\ & = \left(\frac{U_b}{a \tan \sigma_\rho} + 2\omega \sin \phi\right) U_b \rho \Delta r' \end{aligned} \quad (28)$$

當氣流通過 U 與 D 點附近兩相鄰等壓線間時，按定量輸送原理，

$$U_b \rho \Delta r = U_b \rho \Delta r'$$

因此 $\frac{U_b - U_b}{a \tan \sigma_\rho}$

$$\begin{aligned} & = -2\omega(\sin \phi - \sin \phi') \\ & \approx 4\omega \cos \bar{\phi} \sin \sigma_\rho \end{aligned} \quad (29)$$

$$\begin{aligned} \text{即 } U_b - U_b & = 4\omega a \cos \bar{\phi} \tan \sigma_\rho \sin \sigma_\rho \\ & \approx 4\omega a \sigma_\rho^2 \cos \bar{\phi} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{即 } U_v - U_v - 2C_v & = 4\omega a \sigma_\rho^2 \cos \bar{\phi} \\ 2C_v & = U_v - U_v - 4\omega a \sigma_\rho^2 \cos \bar{\phi} \end{aligned} \quad (30)$$

至於颱風中心左、右 (l, r) 兩側之氣流，因無緯度之差別，柯氏力相同，

$$\text{故 } 2C_v = V_r - V_l \quad (31)$$

由(30)與(31)兩式可知：如颱風環流不呈軸對稱，當颱風中心東北方之氣壓梯度特大時，颱風中心北側之氣壓雖低，颱風中心仍有向西北移動之實例；而當颱風西北側之氣壓梯度特大時，颱風中心有向

西南位移之情形。秋、冬季節中，每當西伯利亞高壓中心南下華南時，臺灣東南方近海之颱風常有轉向西南之實例。

四、颱風蛇行之成因

於均勻氣流場中，或長波槽區，其氣壓梯度甚小 ($\nabla p \approx 0$)，駛流不振，僅往北之內力 I_v 較為顯著，且設等於一常數 C ，則由(1)與(2)式得：

$$\frac{du}{dt} - fc_v = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + I_x = 0 \quad (32)$$

$$\frac{dv}{dt} + fc_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + I_v = C \quad (33)$$

由此得：

$$\frac{d^2 x_0}{dt^2} - f \frac{dy_0}{dt} = 0 \quad (34)$$

$$\frac{d^2 y_0}{dt^2} + f \frac{dx_0}{dt} = C \quad (35)$$

假設 f 不變，初始條件 $t = 0$ 時， $x_0 = y_0 = 0$ ， $u_0 = v_0 = 0$ 。則得下列兩微分方程：

$$x_0 = \frac{C}{f} \left(t - \frac{1}{f} \sin ft \right) \quad (36)$$

$$y_0 = \frac{C}{f^2} (1 - \cos ft) \quad (37)$$

即颱風中心 (0) 點之位移呈搖擺而有小振幅之正弦曲線。緩慢移動之路徑，常左右搖擺，實例頗多。

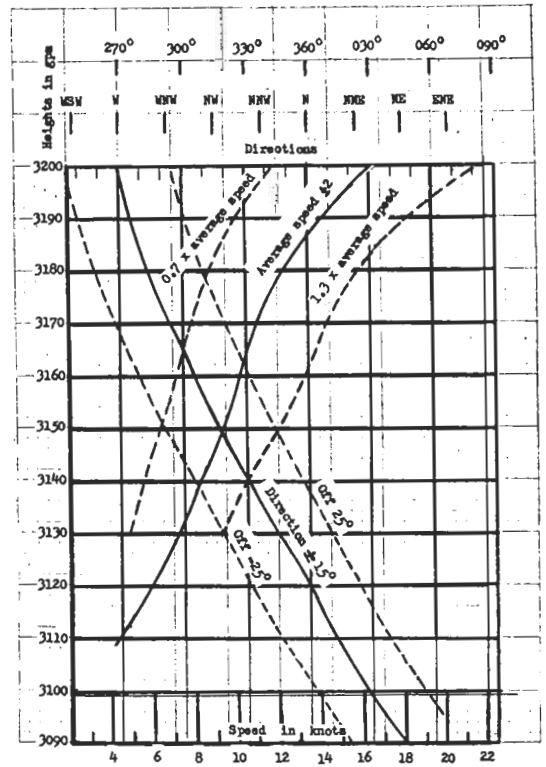
五、駛流強度之估計

颱風隨駛流運行之原理乃為氣象預報人員共同之認識，但該氣流之確定方法不一。仲夏季節之颱風環流，可由對流層之底部上展至 200 mb 面附近；而初夏與秋末冬初者，其環流僅及 300 mb 定壓面附近而已。因此導引颱風運行之駛流以 1000 至 300 mb 為最適宜。如取 1000 與 300 mb 面之平均氣流場作為駛流，應為一可信之近似值。1000 與 300 mb 面之高度平均圖，其型式與 700 mb 面上者相似，其高度僅較後者約高 5,000 重力位呎 (1500 gpm) 而已，故根據統計應用 700 mb 面圖預測颱風之運行，應為一最佳之選擇。

為遠離颱風環流但又須直接影響颱風運行之氣流場，故取與颱風中心各相距六百哩南、北、東、西四點，以北（*N*）點上 700 mb 面之高度減去南（*S*）點上 700 mb 面之高度，得與颱風環流附近東西（或西東向）向駛流速度成比例之地轉風速，即 U_m ；再以東、西兩點上 700 mb 面之高度差，得南北（或北南）向之平均駛流 V_m 。由上述兩平均駛流之向量和即可得颱風環流，因由外力而位移之概況，此種計算法則，可以四點法名之。

綜觀 700 mb 面天氣圖上實測之資料，赤道北側之測站稀少，有時不見可靠報告，因此颱風中心東、西、南三點上分析之數據，實有疑問，對於颱風位移預測之校驗，實難評估。為求統計簡易，筆者捨棄該三點，獨留 *N* 點 700 mb 上之高度作為颱風位移方向之參數。當颱風移動方向確定後，由颱風中心向左右各畫一線，與颱風中心移動之方向垂直，亦以 600 哩間距為準，得 *R*（右）與 *L*（左）兩點。*R* 點上之 700 mb 高度與颱風中心前移之速率成正比。*N* 與 *R* 兩點上 700 mb 之高度與颱風中心之位移速度如第二圖所示。該圖之 *y* 軸表示 *N* 與 *R* 兩點上 700 mb 面之高度，上側 *x* 軸表示颱風移動之方向，下側者表示速率，颱風移動方向線以粗線表示，由左上角向右下角傾斜，速率線由右上角向左下角傾斜；兩粗線之兩側各有兩細虛線，表示方向風與速率可能之偏差。例如：目前 *R* 點上之 700 mb 高度為 3160 gpm，其對應之移動方向是 300° ，速率為 10 節（*kt*），但根據數值天氣預報圖，太平洋高壓脊在繼續增強中，因此預報颱風路徑，按第二圖，應偏左 15° ，即 285° ；而速率則增加 2 節，即 12 節；如太平洋高壓脊減弱，其處理方式相反，即移動方向為 $315^\circ/08 \text{ kt}$ ，根據 1951—1981 三十一年西太平洋之颱風資料，颱風移動方向之誤差約於 $\pm 15^\circ$ 者，有 83% 之機率；速率誤差 $\pm 2 \text{ kt}$ 者，約有 71%。因 *R* 與 *N* 兩點之位置均接近中緯，或於中緯度區，其高度上昇與下降，均可由數值預報圖研判，相當客觀。至於 *L* 點上 700 mb 之高度可以校正速率。*L* 點上 700 mb 之高度約在 3120 - 3130 gpm 之間，如 *L* 點上 700 mb 之高度為估計，則颱風位移之速度不作修正；

如資料正確且與平均值差距 20 gpm 或以上時，應予考慮；凡 *L* 點上 700 mb 之高度比 3130 gpm 每高出 10 gpm，颱風前移之速率減 1 *kt*；若比 3120 gpm 小，則其高度每小一「10 gpm」單位，其前移之速率應加 1 *kt*。每當颱風中心由沖繩區向西接近台灣北部近海時，颱風向西移動之速度常增加，因台東與蘭嶼位於背風區，氣壓急降，*L* 點上 700 mb 之高度亦隨之而降，因此颱風加速運行，其原因即在此（偏心影響）。



第二圖 700 mb 面上 *N* 與 *R* 點之高度，與颱風中心移動之方向與速率

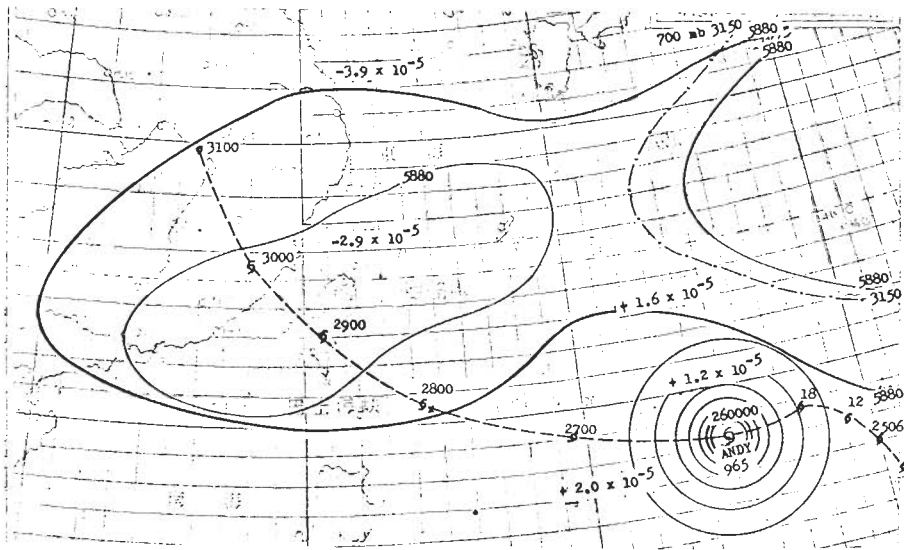
六、500 mb 數值預報圖之評估

本文所用之颱風預測法以 700 mb 為主，但目前日本氣象廳發佈之數值預報圖均以 500 mb 為準，故本文以 500 mb 數值預報圖作為預報颱風運行之基本資料，如應用得當，對於低緯度區之颱風預測，仍有相當應用之價值，茲分別討論如下：

(1)太平洋高壓脊增強型

如第三圖所示，颱風「安迪」曾有曲折之路徑，七月二十五日因受東方中度颱風「貝絲」迅速發展之影響，其東側之氣壓急降，西側者維持正常，故有向南之地轉風駛流，因此颱風「安迪」有短暫之西南西路徑。後因東側之颱風「貝絲」因遇其西北側短波槽之影響，呈短暫之滯留，颱風「安迪」即脫離「貝絲」牽制而回復至西向，轉西北西之行徑。按 260000 Z 高空圖，700 mb 面上之 3150 gpm 所圍之高壓脊位於颱風「安迪」中心之北；500 mb 等高線所圍之高壓區，一位於華南、台灣

與沖繩島上空，另一高壓脊位於「安迪」之東北側、日本東南方近海。按此種天氣圖型態，如太平洋高壓脊減弱，則「安迪」颱風有向右轉入兩高壓脊間鞍型場之可能。但根據數值預報圖，於未來 48 - hr 內，太平洋高壓將增強，兩高壓中心將會合併，因此 700 mb 面上颱風中心北側 *N*，與中心路徑右側 *R* 點上之高度亦上升，故「安迪」將維持其西北西 12 節之位移速度繼續前進。由此可知，「安迪」侵襲台灣本島之大勢於三日前即可確定。



第三圖 颱風「安迪」之移動與 700，500 mb 圖型之關係

圖四所示者乃為 24 - hr 後之天氣圖型態，「安迪」颱風之中心氣壓已降至 940 mb，繼續以西北西 12 節之速度位移，該時日本南方海面上之太平洋高壓脊已如數值預報者繼續增強，且向西伸展，48 - hr (粗實線) 將盤據長江口與浙江省；但華南地區由 5880 gpm 等高線所圍之分裂高壓將消失，48 - hr 後「安迪」颱風將轉向西北移動；其結果與預測者相符。

(2) 穩定型颱風路徑

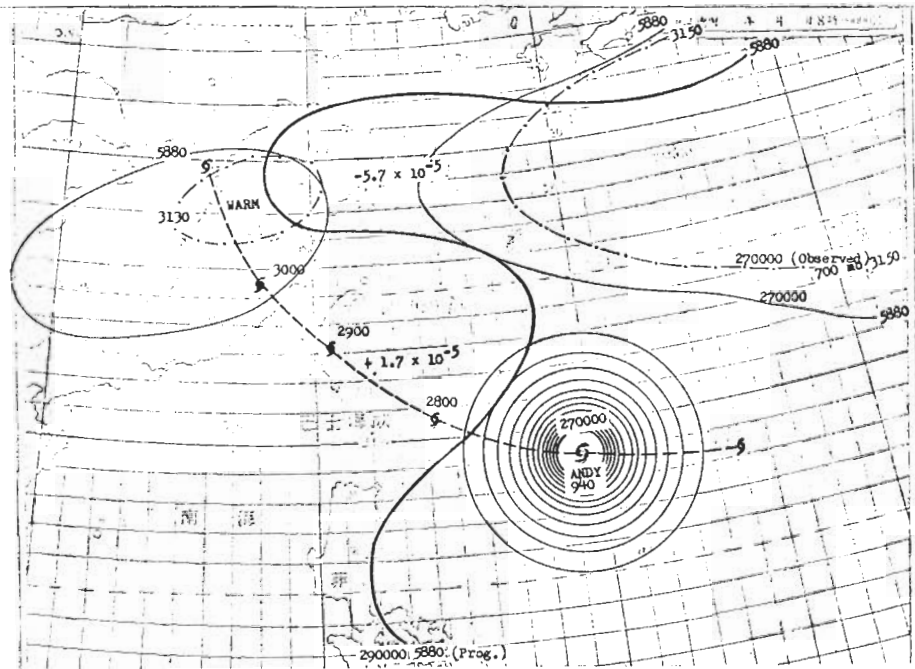
菲律賓呂宋島兩側之颱風，因距台灣近，其路徑又因地形影響常呈曲折，故預測困難，對台灣本島言，時有「突襲」現象，如民國四十一年十一月十三日之「貝絲」，六十八年七月二十五日之「賽

珞瑪」，突襲台灣西南部時，均有嚴重之生命與財產損失，故預測此北類颱風，應有一定模式可循，以防再有「突襲」颱風之發生。

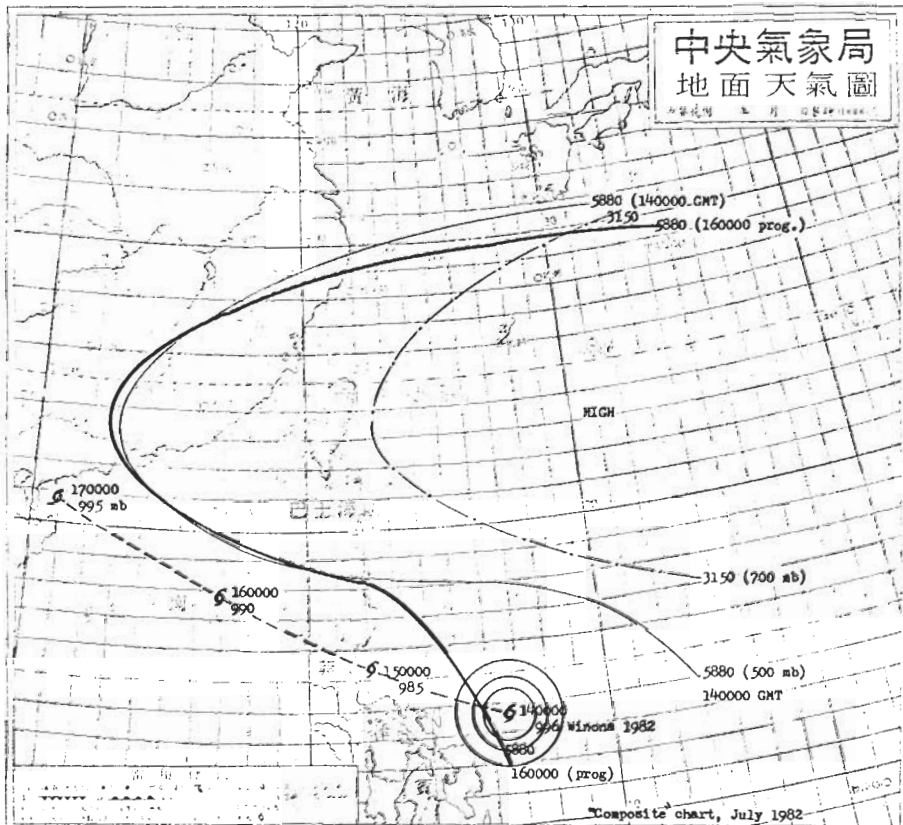
第五圖所示者為一穩定型之標準型態，颱風中心北側 10 緯度處 *N* 點上 700 mb 面之高度 (段點線) 約為 3160 - 3170 gpm 間，*R* 點上者亦與此相近，由第二圖可知該颱風最可能之移動速度是西北西 10 節。該圖中之細實線為 500 mb 面上 5880 gpm 等高線，粗實線為 48 - hr 數值預報之 5880 gpm 等高線，表示副熱帶高壓脊將繼續籠罩台灣與華南地區，颱風中心並無右轉之可能。

如強盛之太平洋高壓西展，700 與 500 mb 分裂高壓中心位於颱風環流之北側且維持強度不變，則颱風

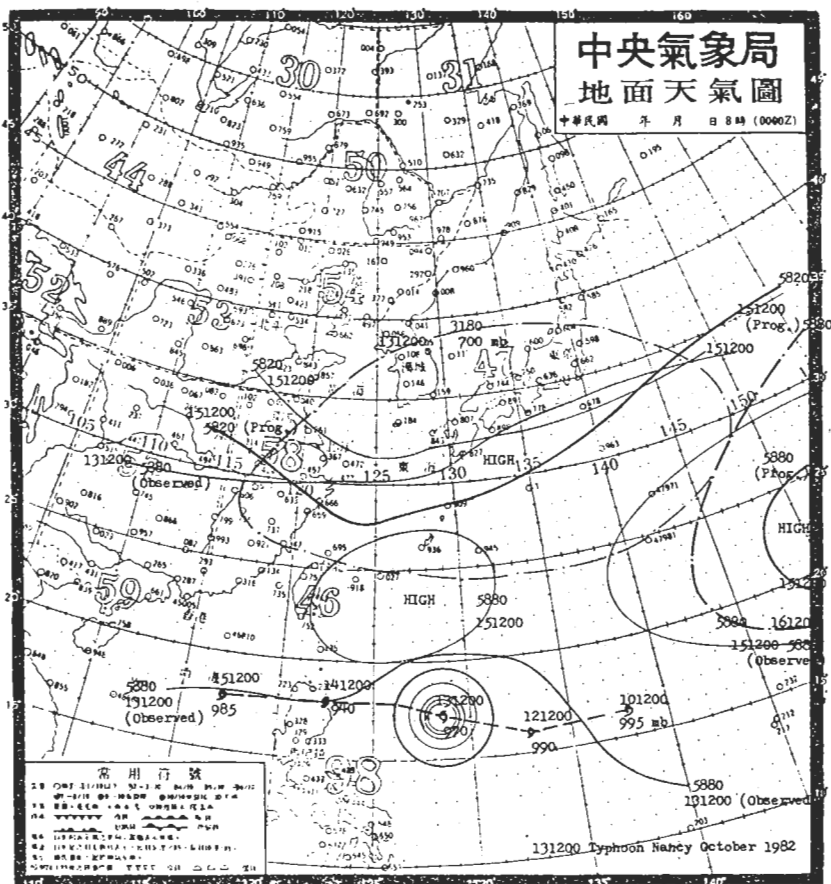
中心有繼續向西移動之可能，圖六所示者乃為一常見之實例。



第四圖 同第三圖，但日期不同



第五圖 穩定颱風路徑(-)



第六圖 穩定颱風路徑(二)

(3)右轉型颱風路徑

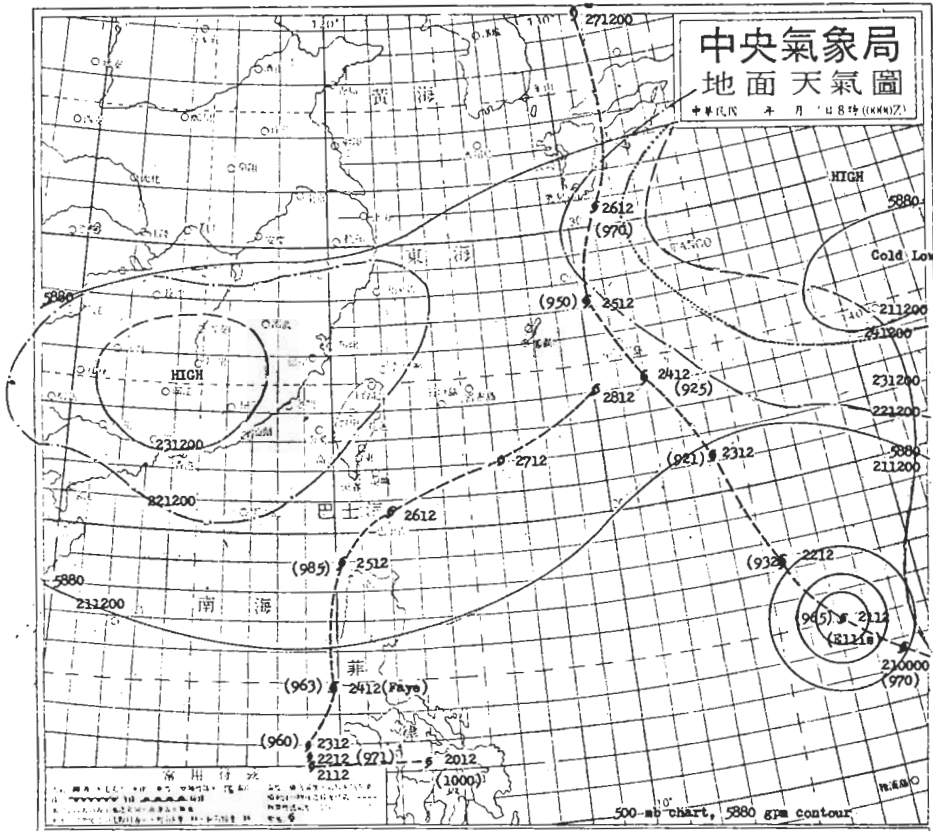
如太平洋高壓脊分裂，500 mb面5880 gpm等高線所圍之高壓區各位於日本南方海域與我國東南沿海，低壓槽位於日本西部與沖繩區，則關島西北方之颱風常有右轉至中、高緯度之可能。第七圖所示者乃為一右轉之實例，211200 Z時颱風「艾力士」循西北西方向位移，強盛之太平洋高壓脊位於日本西南方洋面，但根據數值預報圖，該高壓脊將分裂（圖省略），因此颱風路徑將轉向高緯度區。第八圖所示者為一秋季型颱風，太平洋高壓脊已分裂，5880 gpm所圍之高壓區，一位於臺灣與華南區，一位於中太平洋，根據數值報圖（實粗線），低壓槽將於48小時後出現於黃海與東海上空，華南高壓區消失，而中太平洋高壓脊則向西緩慢伸展，颱風中心將循高壓脊西側位移。

(4)左轉型颱風

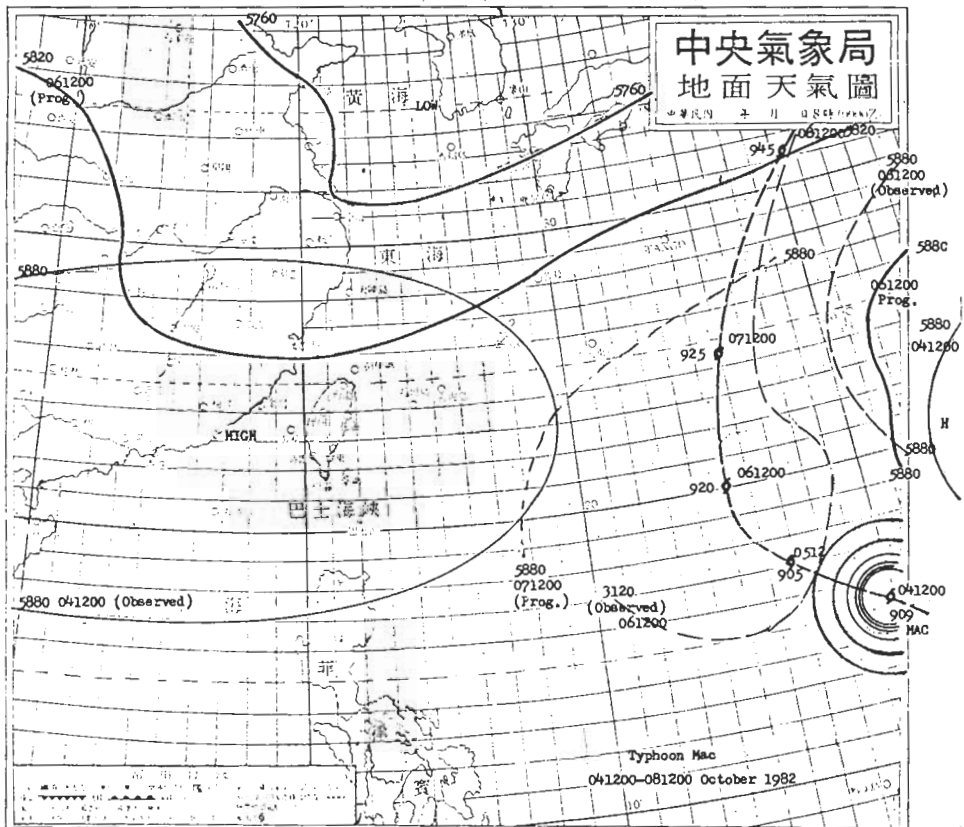
影響臺灣之颱風有不少屬本類型，如第九圖所示者，颱風「戴特」與「西仕」同時出現於西太平洋區。粗實線所圍之區域乃為48小時數值預測圖。此圖可表示數值預報之不足。因「戴特」颱風之北側與「西仕」颱風之南側，均有強盛之負渦旋度，故太平洋高壓脊於東海上空迅速發展，且向華南與華中區伸展（此點數值預報無顯示之能力），故「戴特」颱風路徑偏左，由西北西方向轉向西進。「西仕」颱風則因日本西部與南韓地區氣壓之急速上升，由北轉向北北西（偏心作用）。

(5)北向蛇行颱風

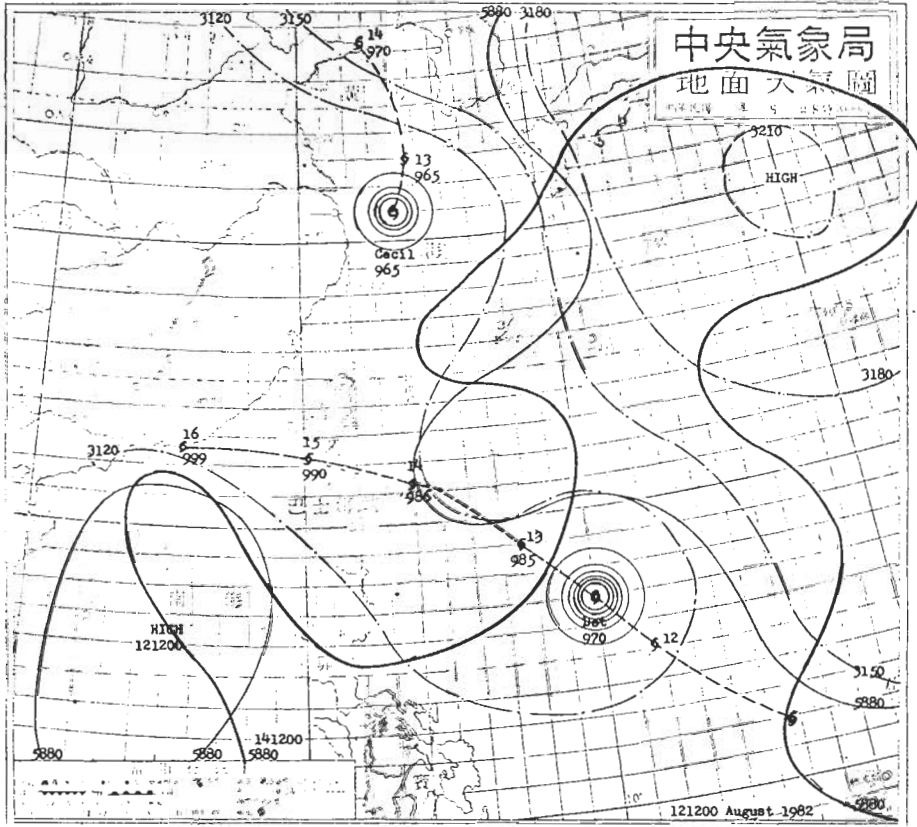
參閱第十圖，西太平洋高壓脊已分裂，呈西北/東南向，高緯度500 mb分裂高壓中心位於日本西部，低緯度區者位於西太平洋中部，華中、華南地



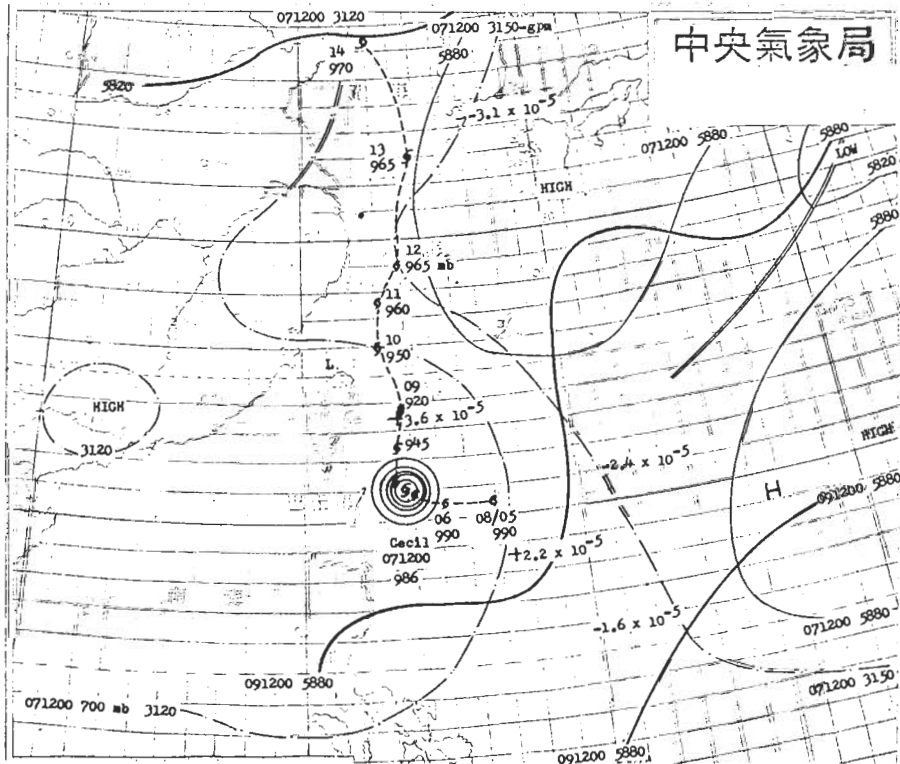
第七圖 右轉颱風路徑(一)



第八圖 右轉颱風路徑(二)



第九圖 左轉颱風路徑



第十圖 蛇行颱風路徑

區氣壓場平坦，故駛流不振，颱風「西仕」僅向西北西緩慢移動，根據 48 hr 數值預報圖，日本西部上空之高壓脊將消失，而西太平洋之高壓區則略向西延伸（粗實線），其西側 5880 gpm 等高線呈南北向排列，而華南地區之氣壓分佈，維持平坦，故颱風「西仕」向北位移乃為最佳之研判。「西仕」既向北，因其四周駛流微弱，故呈左右搖擺狀移動，直至黃海後，再轉向西北，直趨山東半島。

(6)不規則路徑

第十一圖所示之「肯恩」路徑為一不規則型。西太平洋高壓脊於東海上空似已分裂，但 5880 gpm 等高線亦可作連續之描繪，如 191200 段點線所示者然，但颱風「肯恩」西周駛流之強度相當微弱，因此該颱風於 191200 至 201200 間，以順時鐘方向旋轉兩周，然後循長波槽直趨日本。

七、結 論

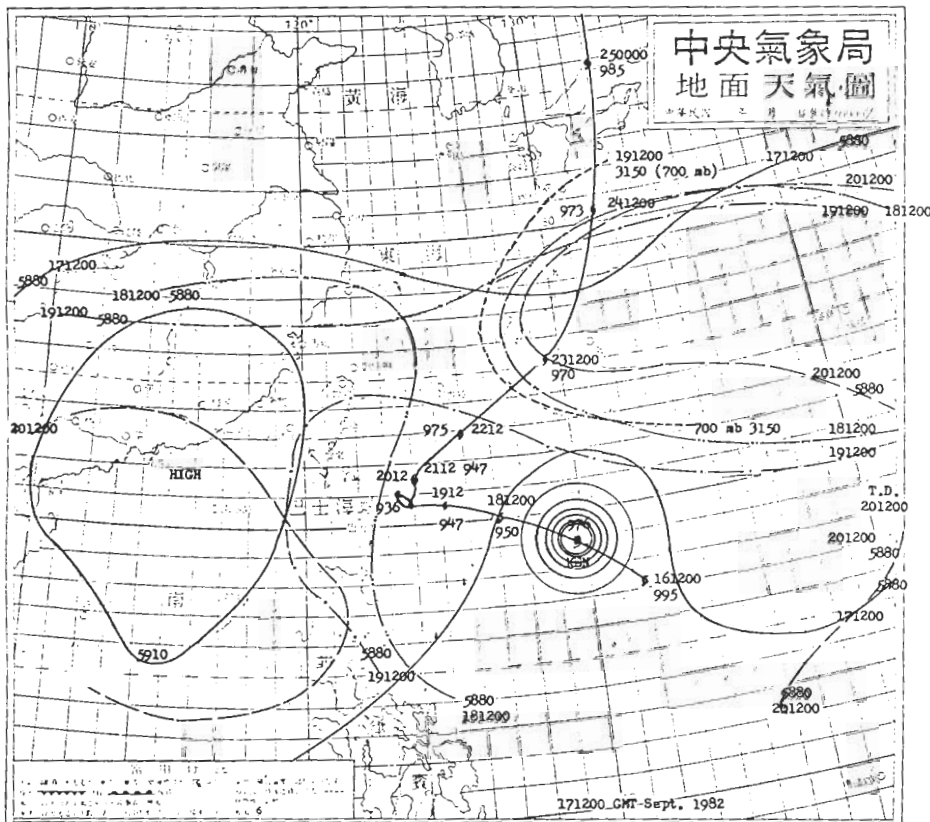
颱風路徑預報應根據其四周之駛流強弱而定，

當駛流強時，颱風移動穩定，研判較易；若駛流微弱，因颱風環流內之內力作用，路徑曲折，正確之路徑預報相當困難，所幸其位移之距離較短，有充分之時間作颱風預報之修正。

颱風環流呈非軸對稱時——偏心，正確之颱風路徑預報更行困難，故於分析天氣圖時，應力求正確，描繪出偏心之特徵，作為預報颱風轉向之依據，數值預報圖之應用，亦應考慮偏心之可能。每當颱風接近陸地，或大型島嶼時，因接近陸地一側之颱風環流被破壞，或副低壓之形成，皆足以使颱風環流呈偏心狀，以致右折左彎，難以掌握其正確動向。台灣本島附近不規則之颱風路徑，均屬偏心作用。

參 考 文 獻

王崇岳 六十七年 天氣學上P.294、下P.30
正中書局



第十一圖 不規則路徑颱風

The Basic Principles of Typhoon Movement and 72-hr Typhoon Track Forecasting

Griffith C.Y. Wang

Department of Atmospheric Sciences

National Taiwan University

ABSTRACT

Using the equations of motion we can analyze the movement of typhoons such as a steady straight forward motion, acceleration or deceleration, right or left turn, loop-ing and wavy tracks in detail. The strength of steering flow is determined by the height differences at two pairs of points, north-south, and west-east, each point with a distance of 10 degrees of latitude from the typhoon center.

When 700-mb data in the equatorial area are unavailable; the 700-mb heights at the points N, north, and R, ninety degrees to the right of typhoon track, each point with a distance of 10 degrees of latitude from the typhoon center, are used to determine the movement of typhoons.

The 500-mb numerical prognostic chart, a product of the 6-level Fine-mesh Limited Area Model, is used as a guide for 72-hr typhoon track forecasting.