

# 颱風的運動

陳正改

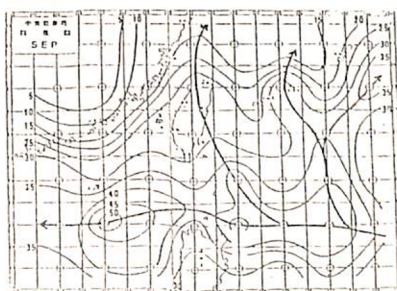
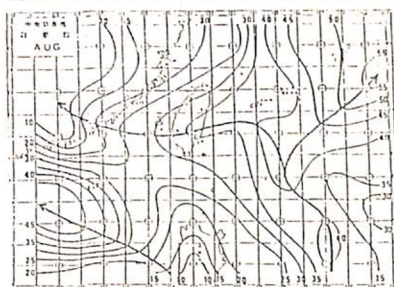
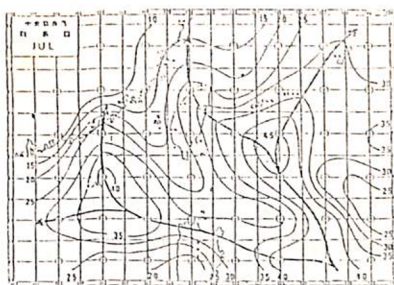
中央氣象局

## 摘要

颱風的運動受制於水平地轉偏向力(科氏力)，水平氣壓梯度力(外力)，地球自轉所產生的內力，以及颱風內部動量變化所產生的內力等四種作用力。其中最主要的為：(1)氣壓梯度力所導致的外力，使颱風沿駛流場方向移動；(2)地球轉動所引起的內力，使颱風受到氣旋式環流和輻合運動之作用，而往北偏西移動。

## 一、前言

西北太平洋和南海的颱風生成後，即以各種複雜的路徑移動。其主要的移動路徑可分為西進、西北、轉向和異常等四類(詳見圖一)；而颱風預報之問題中，最重要的乃是路徑之預報。然颱風的移動是受到各種內力和外力之綜合作用，故討論颱風的運動時，乃將颱風當作大型環流場中一個軸對稱的渦旋(Vortex)來考慮。



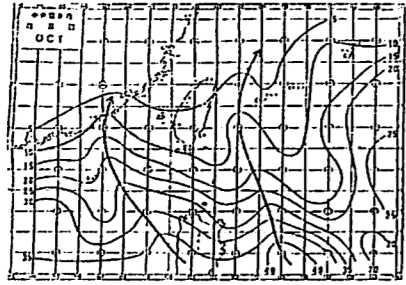


圖 1. 五至十月份颱風的主要移動路徑(粗實線)

### 二、颱風運動的控制方程

在固定坐標(x·y·z·t即Eulerian Coordinate)若不考慮摩擦作用,則颱風運動的控制方程:

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2\Omega(v \sin \varphi - w \cos \varphi) \quad (1) \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2\Omega u \sin \varphi \quad (2) \end{aligned} \right\}$$

其中 $\Omega$ 為地球自轉角速度, $\varphi$ 為緯度。

現設移動坐標(x'·y'·z'·t'即Lagrangian Coordinate)其原點位於颱風中心,並與颱風一起移動,其移動速度為

$$C = C_x i + C_y j \quad (3)$$

$$u = C_x + u'; \quad v = C_y + v'; \quad w = w' \quad (4)$$

$u'$ 、 $v'$ 、 $w'$ 為空氣質點相對於颱風中心的速度分量

,於是(1)(2)式可改寫

$$\left. \begin{aligned} \frac{dC_x}{dt} - 2\Omega C_y \sin \varphi &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2\Omega(v' \sin \varphi - w' \cos \varphi) - \frac{du'}{dt} \quad (5) \end{aligned} \right\}$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{dC_y}{dt} + 2\Omega C_x \sin \varphi &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2\Omega u' \sin \varphi - \frac{dv'}{dt} \quad (6) \end{aligned} \right\}$$

若考慮對整個颱風作用的力,並對體積( $\tau$ )求積分,由(5)(6)式可得:

$$\left. \begin{aligned} \int_{\tau} \rho \left( \frac{dC_x}{dt} - 2\Omega C_y \sin \varphi \right) d\tau &= - \int_{\tau} \frac{\partial P}{\partial x} d\tau + 2\Omega \int_{\tau} \rho (v' \sin \varphi - w' \cos \varphi) d\tau - \int_{\tau} \rho \frac{du'}{dt} d\tau \quad (7) \end{aligned} \right\}$$

$$\left. \begin{aligned} \int_{\tau} \rho \left( \frac{dC_y}{dt} + 2\Omega C_x \sin \varphi \right) d\tau &= - \int_{\tau} \frac{\partial P}{\partial y} d\tau - 2\Omega \int_{\tau} \rho u' \sin \varphi d\tau - \int_{\tau} \rho \frac{dv'}{dt} d\tau \quad (8) \end{aligned} \right\}$$

設 $\varphi_0$ 為颱風中心所在之緯度,而 (mark1) 為整個颱風(渦旋)的質量。

由(7)(8)式可得

$$\left. \begin{aligned} M \left( \frac{dC_x}{dt} - 2\Omega C_y \sin \varphi_0 \right) &= - \int_{\tau} \frac{\partial P}{\partial x} d\tau - 2\Omega \int_{\tau} \rho (w' \cos \varphi_0 - v' \sin \varphi_0) d\tau - \int_{\tau} \rho \frac{du'}{dt} d\tau \quad (9) \\ M \left( \frac{dC_y}{dt} + 2\Omega C_x \sin \varphi_0 \right) &= - \int_{\tau} \frac{\partial P}{\partial y} d\tau - 2\Omega \int_{\tau} \rho u' \sin \varphi_0 d\tau - \int_{\tau} \rho \frac{dv'}{dt} d\tau \quad (10) \end{aligned} \right\}$$

上兩式所代表之物理意義為:颱風的水平加速

度  $\left( \frac{dc}{dt} \right)$  是由下列四種作用力予以決定:

- (一) 水平地轉偏向力 $\vec{F}$  (科氏力)
- (二) 水平氣壓梯度力 $\vec{G}$  (外力)
- (三) 因地球自轉而產生的內力 $\vec{I}$
- (四) 颱風內部動量變化所產生的內力 $\vec{N}$

### 三、影響颱風運動作用力

- (一) 水平地轉偏向力(科氏力)

$$F = 2\Omega \sin \varphi_0 (C_y i - C_x j) \quad (11)$$

在自轉的地球上,且無外力(氣壓梯度力為0)之情況下,一個空氣質點若受到衝量而向北運動時

,此時因科氏力( $\vec{F}$ )之作用,則質點之運動軌跡於北半球,將是順時針方向的近似圓,此即為慣性圓。

事實上,當颱風處於均勻的氣壓場(無外力之作用),又無大的內力(颱風較弱、較小)或外力與內力相互抵消時,由於受到科氏力( $\vec{F}$ )之作用,颱風即呈慣性圓運動,而作順時針(向右偏轉)方向移動。

### (二) 水平氣壓梯度力(外力)

$$\vec{G} = - \int_{\tau} \left( \frac{\partial P}{\partial x} i + \frac{\partial P}{\partial y} j \right) d\tau \quad (12)$$

氣壓梯度力( $\vec{G}$ )可分解為:

$$- \int_{\tau} \frac{\partial P}{\partial x} d\tau = - \int_0^{z_1} \int_0^S \frac{\partial P}{\partial x} dz dS \quad (13)$$

$$- \int_{\tau} \frac{\partial P}{\partial y} d\tau = - \int_0^{z_1} \int_0^S \frac{\partial P}{\partial y} dz dS \quad (14)$$

其中 $z_1$ 為颱風的垂直厚度, $S$ 為颱風的水平面積。於地轉近似時

$$- \int_{\tau} \frac{\partial P}{\partial x} d\tau = -2\Omega \sin \varphi_0 \int_0^{z_1} \int_0^S v \rho dz dS \quad (15)$$

$$- \int_{\tau} \frac{\partial P}{\partial y} d\tau = 2\Omega \sin \varphi_0 \int_0^{z_1} \int_0^S u \rho dz dS \quad (16)$$

$\bar{u}$ 、 $\bar{v}$ 為颱風暴風範圍內平均水平風速。

設 $\bar{u}_m$ 、 $\bar{v}_m$ 為環境氣流場內的平均風速,則由(15)(16)可得:

$$- \int_{\tau} \frac{\partial P}{\partial x} d\tau = -M \cdot 2\Omega \sin \varphi_0 \cdot \bar{v}_m \quad (17)$$

$$- \int_{\tau} \frac{\partial P}{\partial y} d\tau = M \cdot 2\Omega \sin \varphi_0 \cdot \bar{u}_m \quad (18)$$

若祇考慮 $F$ 及 $G$ 之作用,平衡,由(9)及(17)

$$\begin{aligned} \text{式} \quad -M \cdot 2\Omega \cdot C_y \cdot \sin \varphi_0 &= -M \cdot 2\Omega \cdot \sin \varphi_0 \cdot \bar{v}_m \\ C_y &= \bar{v}_m \quad (19) \end{aligned}$$

由(10)及(18)式:

$$M \cdot 2\Omega \cdot C_x \cdot \sin \varphi_0 = M \cdot 2\Omega \cdot \sin \varphi_0$$

$$C_x = \bar{u}_m \quad (20)$$

(19)(20)兩式,表示:颱風的移動速度( $C_x, C_y$ )就是環流場(駛流場)的平均速率,此即駛流的原理,亦即由於颱風受到周圍環境氣流場之導引而運動。

若與東風帶、西風帶和副熱帶高壓等綜觀尺度系統相比較,是可將颱風當作一個質點。由於周圍環境氣流場的水平氣壓分布不均勻,就有一個氣壓梯度力( $\vec{G}$ )作用在颱風上,並與科氏力( $\vec{F}$ )相平衡,於是颱風就沿著地轉風之方向移動。

1. 當颱風位於東風帶中(圖2),由於氣壓梯度力( $\vec{G}$ )向南,科氏力( $\vec{F}$ )向北,於是颱風將往西移動。

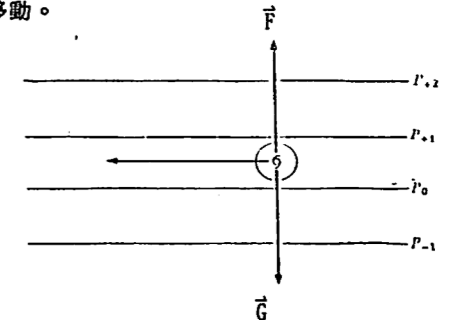


圖 2. 於東風帶中颱風之移動方向

2. 當颱風位於西風帶中(圖3),因氣壓梯度力( $\vec{G}$ )向北,科氏力( $\vec{F}$ )向南,於是颱風將往東移動。

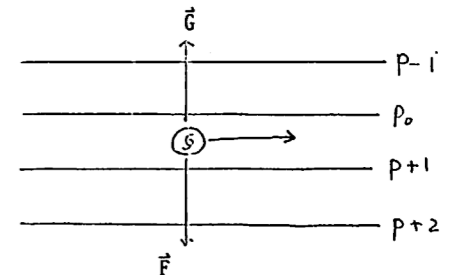


圖 3. 於西風帶中颱風之移動方向

但因受到地球自轉及動量變化之影響,當颱風

於東風帶中西移時，則有偏向駛流場右側(高壓)之趨勢；於西風帶東移時，有偏向駛流場左側(低壓)之趨勢(Chan 1984)。

Chan (1985) 並以合成法討論颱風之運動方向與駛流之關係(詳見表 1)，得知：

1. 颱風之運動傾向於700MB氣流的右側，或400MB的左側。

2. 颱風之移動速度比700MB駛流快20%。

至於各運動方向與駛流之關係，詳見表1及圖

4。

Stratification		700 mb deviation		400 mb deviation	
		Direction	Speed (m s <sup>-1</sup> )	Direction	Speed (m s <sup>-1</sup> )
Westward	(265-285°)	-7	-1.7	-7	-1.5
Northward	(305-015°)	13	-1.7	30	-2.3
Northeastward	(025-055°)	-25	-2.2	27	2.0

表 1. 颱風之運動方向與駛流之關係

(+) { 向左(西) } (一) { 向右(東) }  
 慢 快

至於駛流場之選取，最好是取整層平均氣流，但事實上是不可能的，而祇以某一層的氣流作為代表。一般是以500MB作為導引(駛流)層。據NOMOLO (1976)之研究，在西北太平洋上六至十一月時，於15°N以北之地區，颱風的移動與700/500MB的氣流較一致。於10°N以南，則與300或200MB的氣流較一致，故駛流層之選取，應依颱風當時之位置及季節而有所區別。而在國內之作業單位，則依颱風之強弱而決定，即當颱風較弱時，採用850/700/50MB三層之平均氣流(mean flow)；作為颱風移動的駛流場。

(三)因地球自轉而產生的內力

$$I = -2\Omega \int \rho [w' \cos\phi - v' \sin\phi] \hat{i} + u' \sin\phi \cdot \hat{j} d\tau \quad (21)$$

內力(I)在X及Y方向的分力

$$I_x = -2\Omega \int \rho (v' \cos\phi - w' \sin\phi) d\tau \quad (22)$$

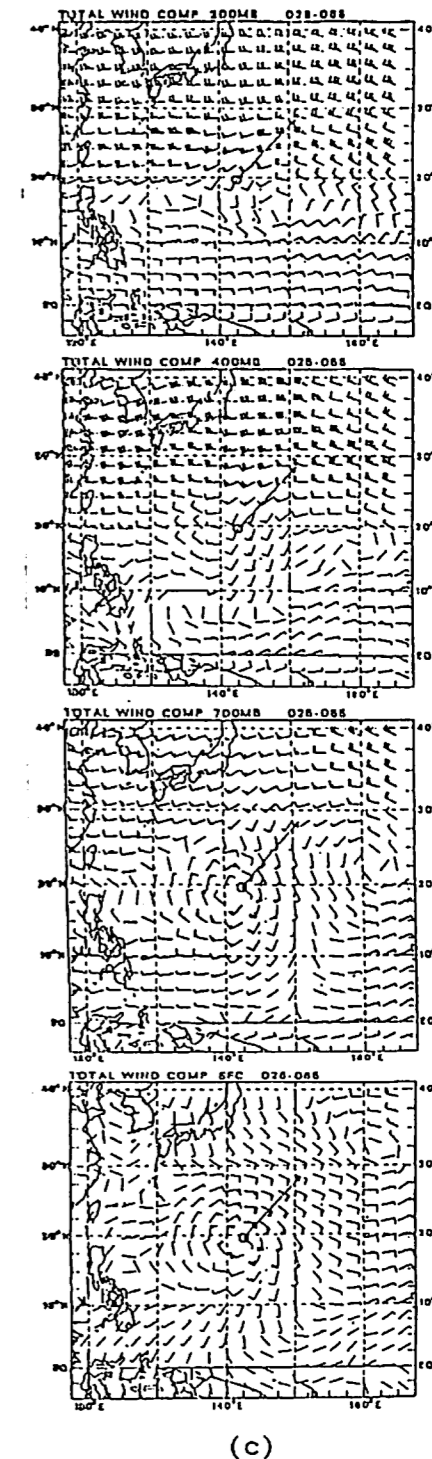
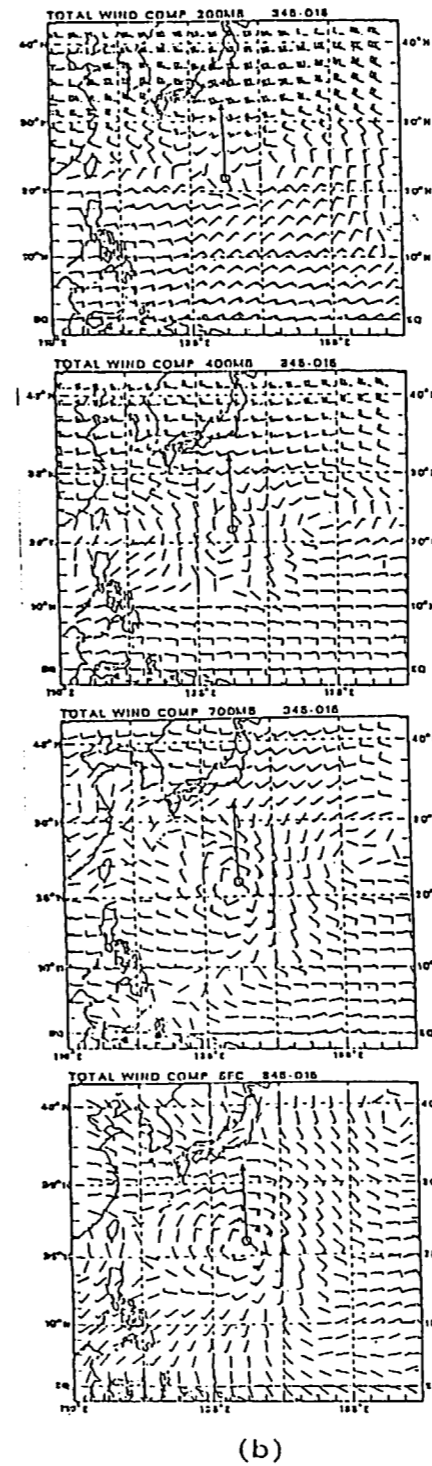
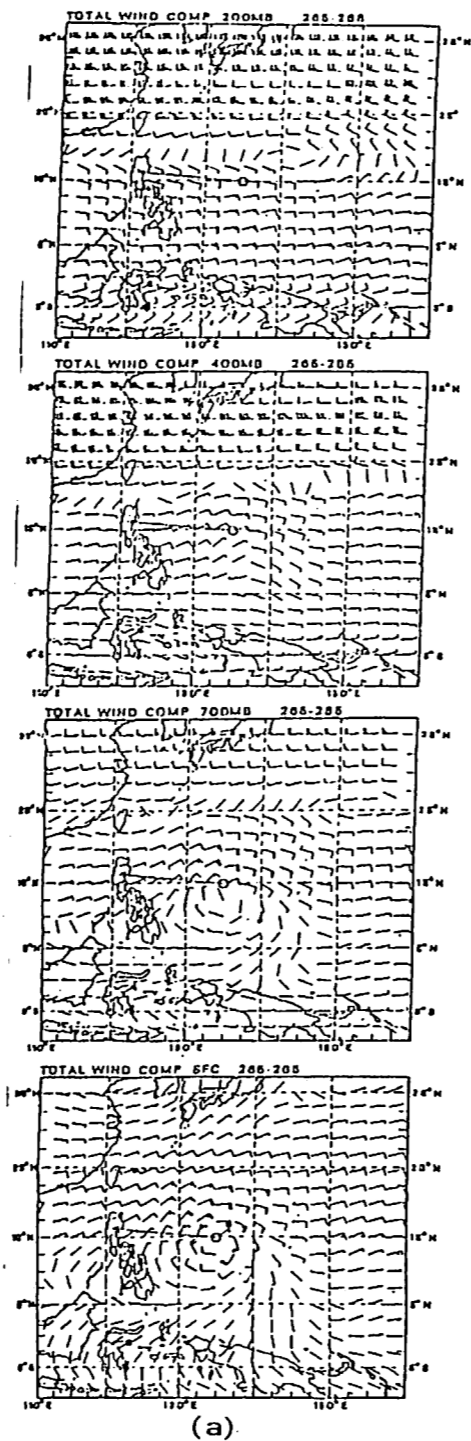


圖 4. 颱風向西(a)，向北(b)，向東北(c)移動時，SFC, 700 (400和200 MB)之合成風場(取自CHAN 1985)

$$I_y = 2\Omega \int_0^r \rho u' \sin r dr \quad (23)$$

將颱風當作軸對稱的圓柱體，取圓柱坐標(τ、θ、z、t)，則

$$u' = v_r \cdot \cos\theta - v_\theta \cdot \sin\theta \quad (24)$$

$$v' = v_r \cdot \sin\theta + v_\theta \cdot \cos\theta \quad (25)$$

其中 $v_\theta$ 為切線速度， $v_r$ 為徑向速度， $r$ 為颱風內任一點距中心的距離， $\theta$ 為 $r$ 與X軸(向東為正)之夾角。

經過簡化之後，可得

$$I_x = -2\Omega \cdot M \cdot \cos\phi_0 \left( \omega - \frac{r\omega v_r}{3R} \right) \quad (26)$$

$$I_y = 2\Omega \cdot M \cdot \cos\phi_0 \frac{r\omega v_\theta}{3R} \quad (27)$$

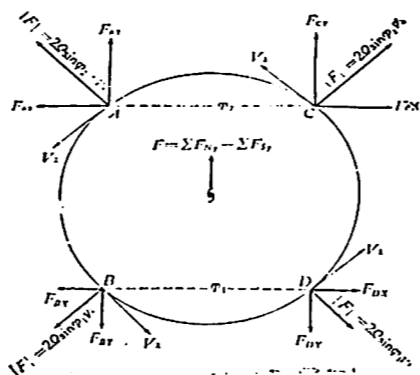
其中 $R$ 為地球半徑， $\bar{\omega}$ 為颱風內的平均垂直速度。

由於颱風為氣旋式渦旋(即 $v_\theta > 0$ )，由(27)式知， $I_y > 0$ ，表示颱風有向北的內力，又由於颱風有上升運動( $\omega > 0$ )和輻合運動( $v_r < 0$ )由(26)式知 $I_x < 0$ ，表示颱風有向西的內力(此為β效應)，所以颱風的總內力是向西並偏北，即西北方向。

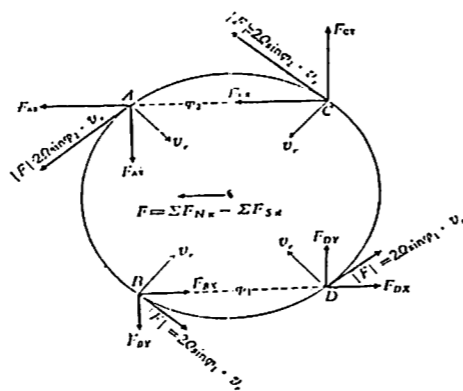
颱風的範圍愈大，氣旋式環流( $v_\theta$ )及輻合運動( $v_r$ )也愈顯著，表示颱風的強度愈強，則內力就愈大。

至於旋轉運動( $v_\theta$ )對颱風內力之作用，可用圖5(a)來說明：

假設颱風的旋轉速度為對稱，於東西方向，因同緯度，於是作用於颱風之科氏力的數值相等，即 $|F_{Ax}| = |F_{Cx}|$ ， $|F_{Bx}| = |F_{Dx}|$ ，但方向相反，表示東西方向的合力為0；而在南北方向，由於科氏力隨緯度之增大而增大，所以作用在颱風北側的科氏力比南側為大，即 $\Sigma F_{Ny} > \Sigma F_{Sy}$ 。對整個颱風而言，由於科氏力之緯度效應的作用，氣旋式環流就



(a) 旋轉運動



(b) 輻合運動

圖 5 . 颱風的內力

產生一個向北的淨內力( $F = \Sigma F_{Ny} - \Sigma F_{Sy}$ )

而輻合運動( $v_r$ )對颱風內力之作用[詳見圖5(b)]；因 $\Sigma F_{Nx} > \Sigma F_{Sx}$ ，表示輻合運動將產生向西的淨內力( $F = \Sigma F_{Nx} - \Sigma F_{Sx}$ )。

但往北的內力比向西的內力為大，因此，由颱風內部對稱平均氣流場所引起的內力之合力，是指向北偏西(亦即NW~NNW)，颱風範圍愈大，風速愈強，則颱風的內力也愈大。

1. 偏心

若颱風內部結構不是軸對稱，即某一側之風速較另一側為大，即呈偏心結構(如圖6)。

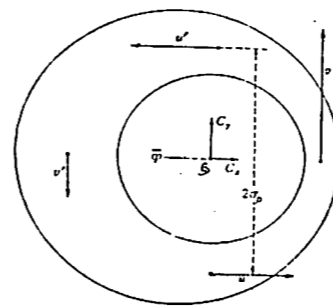


圖 6 . 颱風的偏心

若梯度風方程

$$\left( \frac{v^2}{R} + fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} \right)$$

並設兩等壓線之間不同等截面的流量相等，則由偏心作用所導致颱風移速與風速分布之關係式為：

$$C_x = \frac{1}{2} (u - u' - 4 \Omega R \sigma_r \cos\phi) \quad (28)$$

$$C_y = \frac{1}{2} (v - v') \quad (29)$$

其中 $C_x$ 為颱風東西向的移速(向東為正)， $C_y$ 為颱風南北向的移速(向北為正)，而 $u$ 、 $v$ 為颱風內風速的正值分量(即西風及南風)， $u'$ 、 $v'$ 為颱風內風速的負值分量(即東風及北風)。

$$\sigma_p = \frac{r' - r}{2} \quad \text{為颱風暴風範圍的平均半徑}$$

(以弧度表示)， $R$ 為地球半徑， $\Omega$ 為地球自轉角速度。

當颱風緯度( $\phi$ )及暴風半徑( $\delta_r$ )已知，則(28)式之  $4\Omega R \delta_r^2 \cos\phi = \text{const} = K$

$\phi \backslash \sigma_p$	1	5	10	20
90	0	0	0	0
70	0.2	2.5	9.9	78
50	0.4	9.1	36.6	146
30	0.5	12.3	49.4	198
10	0.6	23.6	55.6	

(28)(29)式表示：當颱風東北象限之風速最大，則颱風將往西北方移動；若颱風西北象限之風速最大，則颱風將往西南方移動；若颱風西南象限之風速最大，則颱風往東南方移動；若颱風東南象限之風速最大，則颱風往東北方移動，亦即颱風之運動是受到最大風速之導引，此與觀測結果相當一致(Nomoto, 1976)至於颱風偏心之物理機制及對路徑之影響，則可以參考以下實例：

7203 颱風(莉泰颱風)於琉球海面打轉之後，於1972年7月26日突然轉向西北(圖7)，此乃因當時位於日本海的副熱帶高壓突然增強，颱風東北方的風速增強到50 哩/時，其他為30-40哩/時，顯示偏心是位於颱風的東北象限，即 $v > v'$ ， $u > u'$ ，由(28)(29)式知 $C_y > 0$ ， $C_x < 0$ ，所以莉泰颱風往西北方向移動。

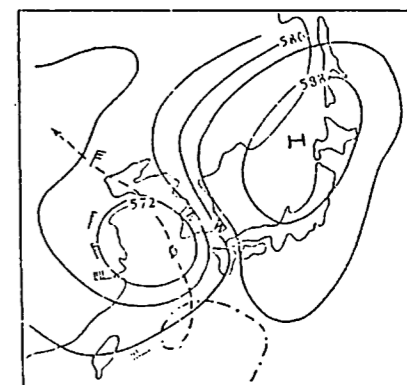


圖 7 . 颱風偏心之實例(1972年7月26日 0000Z 500MB 莉泰颱風)

2. 蛇形(擺動)

在均勻或穩定的氣流場中(如兩高壓之間的鞍形場內)，由於氣壓梯度力( $\nabla P$ )為0，即 $G=0$ 表示無外力之導引作用。此時，颱風如已發展成熟，因徑向速度( $v_r$ )=0，於是颱風的運動主要為切線分速，(即 $v_\theta = r\omega$ ， $r$ 為距中心之距離， $\omega$ 為颱風旋轉的平均角速度)，由(26)(27)式，得颱風的內力， $I_x=0$ ， $I_y=C$ ，表示颱風有向北的內力。此時，颱風的運動方程

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} - fC_y = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + I_x = 0 \end{aligned} \right\} \quad (30)$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{dv}{dt} + fC_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + I_y = 0 \end{aligned} \right\} \quad (31)$$

可表示成二次的線性微分方程式

$$\left. \begin{aligned} \frac{d^2x_0}{dt^2} - f\frac{dy_0}{dt} = 0 \end{aligned} \right\} \quad (32)$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{d^2y_0}{dt^2} + f\frac{dx_0}{dt} = 0 \end{aligned} \right\} \quad (33)$$

設 f 不變，初始條件 t=0，即 x<sub>0</sub>=y<sub>0</sub>=0，u<sub>0</sub>=v<sub>0</sub>=0，則(32)(33)之解為

$$x_0 = \frac{c}{f} \left( t - \frac{1}{f} \sin ft \right) \quad (34)$$

$$y_0 = \frac{c}{f^2} (1 - \cos ft) \quad (35)$$

此為擺線方程，表示發展成熟的颱風，在氣壓場分布均勻的地區容易出現搖擺的運動，即為蛇形路徑。

1974年9月的范迪颱風(圖 8)及1982年8月導致五股及林口嚴重水災的西仕颱風(圖 9)即為蛇形運動的實例。

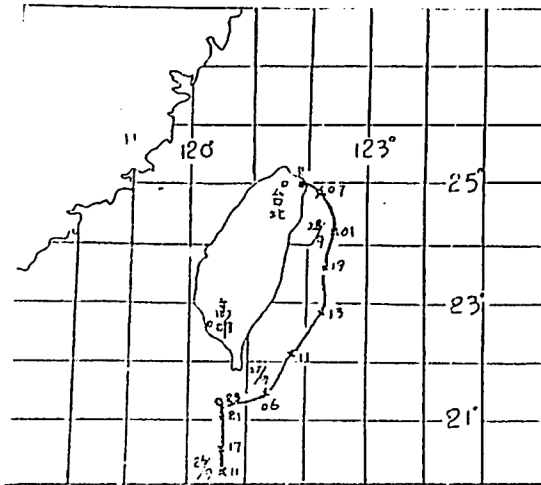


圖 8. 雷達所測得范迪颱風路徑圖(圖示, 26日 11Z- 27日 06Z: 高雄雷達站所測, 27日 11Z- 28日 10Z: 花蓮雷達站所測, 28日 11Z: 石垣島雷達站所測。)

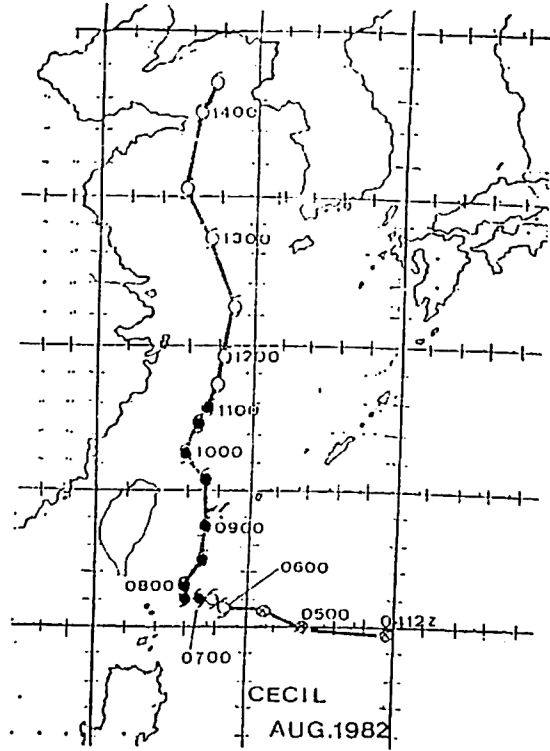


圖 9. 佳仕颱風最佳路徑圖

(四) 渦旋內部動量變化產生的內力

$$N = \int_V \rho \left( \frac{du'}{dt} i + \frac{dv'}{dt} j \right) d\tau \quad (36)$$

此作用力比較複雜，不易確定，一般均不計算和討論。

四、結語

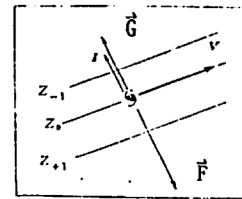
由上述之討論得知，影響颱風移動的主要作用力有二：

第一是地球轉動所產生的內力：當颱風內部的氣流場為對稱時，由於受到氣旋式環流(切向)和輻合運

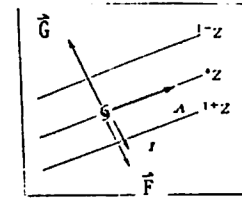
動(徑向)之作用，終使颱風往北偏西移動。若颱風內部的氣流場為不對稱時，即偏心，則將使颱風往最大風速之去向移動。

第二是氣壓梯度力所導致的外力：颱風在綜觀尺度環境場中，受外力之導引，而沿環境場的地轉風方向移動。

一般而言，颱風的內力較小，變化亦不大，於一~二天內可當作穩定而少變；但周圍的環境場就相當的複雜且多變。事實上，颱風之運動，乃是由內力和外力綜合作用，亦即內力(I)、氣壓梯度力(G)和科氏力(F)三力達平衡之結果，可用圖10作說明。



(4) 西風帶拋物線路徑移向與氣流場一致



(5) 東風帶拋物線路徑移向與氣流場一致

圖10. 颱風的移向與基本氣流之關係

(1). 當颱風位於東風帶的環境場中，氣壓梯度力(G)指向南，內力(I)指向西北，為達到三力平衡，則科氏力(F)指向東北。由於F應在颱風移動方向的右側，並與移速(v)垂直，故颱風應向西偏北方向移動，即偏向駛流場之右側(高壓區)。

(2). 當颱風轉向進入西風帶後，將偏向駛流場之左側(低壓區)。

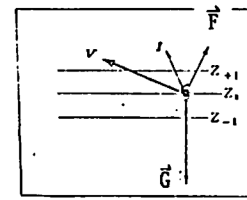
(3). 若颱風在南北向環境氣流場內向北移動，將偏向高壓一側(當颱風移入台灣北部海面、東海、黃海並向北移動時，大部分均右偏轉向，少部分則西折並登陸大陸)。

(4). 氣壓梯度力(G)與內力(I)同一方向(指向西北)，當科氏力(F)與(G及I)平衡時，颱風的移動方向與氣流一致，偏差最小。

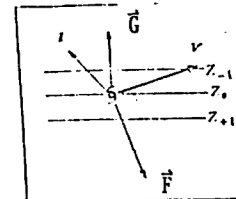
(5). 氣壓梯度力(G)與內力(I)方向相反，(即G指向南)，颱風將沿駛流場，以拋物線移動，偏差也最小。

若駛流場相同，亦即氣壓梯度力相等時，則颱風於(2)、(3)、(4)情況中之移速將大於(1)、(5)之情形(因(2)、(3)、(4)之科氏力較大)。

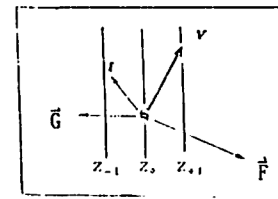
因此在探討颱風的運動時，必須考慮周圍的大



(1) 東風帶偏向高壓



(2) 西風帶偏向高壓



(3) 北上偏向高壓

氣環流和天氣系統對其之影響，此有待作進一步之探討。

### 參考文獻

- Abe, S., 1987 : The looping motion and the asymmetry of tropical Cyclone, *J. Meteor. Soc. Japan*, 65,2,247-258.
- Brand, S., C.A.Buenafe and H.D.Hamilton, 1981 : Comparison of tropical Cyclone motion and environmental steering, *Mon. Wea. Rev.*, 109,908-909.
- Chan, J.C.L., 1982 : On the physical processes responsible for tropical cyclone motion. *Atmos. Sci. Paper No. 358*, Colorado State University, Ft. Co. 80523 20099.
- Chan, J.C.L. and W.M.Gray, 1982 : Tropical cyclone movement and surrounding flow relationships, *Mon. Wea. Rev.*, 110,1354-1384.
- Chan, J.C.L. 1985 : Identification of the steering flow for tropical cyclone motion from objectively analyzed wind field, *Mon. Wea. Rev.*, 113,106-116.
- Chan, J.C.L. and R.T.Williams, 1987 : Analytical and numerical studies of the beta effect in tropical cyclone motion. Part I, Zero mean flow. *J. Atmos. Sci.*, 44, 1257-1264.
- Demaria, M., 1985 : Tropical cyclone motion in a nondivergent barotropic model. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1199-1210.
- Elsberry, R.L., 1986 : Lectares in tropical cyclones analysis and tropical cyclone motion, NWP short course 1986-1.
- Elsberry, R.L., 1989 : Lectures in typhoon motion studies, NWP short course 1989-4.
- George, J.E. and W.M. Gray, 1976 : Tropical cyclone motion and surrounding parameter relationships, *J. Appl. Meteor.*, 15, 1252-1264.
- Holland, G.J. 1983 : Tropical cyclone motion : Environmental interation plus a beta effect, *J. Atmos. Soi.*, 40, 328-342
- Holland, G.J., 1984 : Tropical cyclone motion : A comparison of theory and observation, *J. Atmos. Sci.*, 41, 68-75.
- Nomoto, S.K., 1974 : Forecasting manual for Typhoon, *J.M.A.*, 1974.
- Neuman, C.J. and J.M. Pelissier, 1981 : Models for the prediction of tropical cyclone motion over the North Atlantic : An operation evaluation, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 522-538.
- Sadler, J.C. 1976 : Tropical cyclone initiation by the tropical upper tropospheric trough, *Mon. Wea. Rev.*, 104, 1266-1278.
- Sadler, J.C. 1978 : Mid-season typhoon development and intensity changes and the tropical upper tropospheric trough, *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1137-1152.

### 天氣轉陰時海水爲什麼會冒泡、變髒？

海水中本來就含有一些氣體，在天氣好的時候，氣壓較高，這些氣體能溶解在水中，不會冒泡。一旦氣溫降低，天氣轉陰雨，水中容納不了較多的氣體，就形成氣泡浮到水面上來。另外，淺海的海底，常沉積有魚蝦等腐敗物，當氣泡浮到水面上時，也就把海底的髒穢和腥臭帶到水面上來了。如果遠處出現了暴風雨，那麼由暴風雨引起的湧浪會波及淺海，使海水產生垂直運動或潮流發生急劇轉變，這時海水冒泡、變髒、發臭和泛腥的現象就更加明顯了。

摘自“氣象常識”