

颱風運動物理機制之模擬與分析

簡國基^{1,2} 李清勝¹

國立台灣大學大氣科學研究所¹

中央氣象局預報中心²

摘要

颱風運動的診斷分析,大都由(1)質量場(P 或 Φ)、(2)動量場(V)或(3)位渦(PV)著手,重點皆在尋求導引颱風運動的駛流場(Steering flow)。根據以往學者的研究,求取“非對稱環流”(Asymmetric flow,即扣除颱風環流)的作法各有不同,甚至在求得非對稱風場後,其對於颱風所貢獻之駛流速度及方向,定義上亦有所不同;本文將分別嘗試由質量場及風場推算駛流場;其中,在質量場的計算上,將試圖補充或進一步說明“非對稱風場與質量場之間的相互關係”,並且將嘗試利用運動學觀點,定義任意非均勻背景風場,對於近似剛體旋轉的颱風(不論大或小)造成的定量駛流速度及方向。

透過 f 面上包含背景氣流之數值模擬結果顯示,背景氣流在接近高慣性穩定度之颱風環流時,無法直接穿越颱風中心附近,形成如同接近障礙物之繞流現象,同時,颱風運動的速率相當接近區域平均氣流;包含斜壓過程的模擬與分析結果顯示,利用傳統之正壓概念,不論使用質量場或速度場,大致均可掌握颱風運動的方向,但利用質量場診斷分析颱風運動的速率則有明顯低估的現象,因此,颱風個案中若存在顯著之斜壓過程,不能僅考慮正壓之運動機制;透過運動學觀點亦顯示,颱風運動不單取決於背景氣流,颱風本身結構(渦度集中程度)亦為影響因素。

一、前言

“駛流場”的概念,是診斷分析颱風運動的物理基礎;可綜合描述為“視颱風近似一個剛體旋轉系統,除颱風本身環流外的氣流,即是平流颱風運動的駛流場”。

雖然概念上直接且明確,但是颱風環流亦為大氣流場的一部份,且颱風本身結構複雜,如何從中正確地將颱風部份流場扣除,是尋求駛流場必要的工作之一;不過,至今還尚未有一個較統一的方法或步驟。綜合過去的研究,定義駛流的方法,大致可歸納為利用(1)動量場(V)、(2)質量場(P 或 Φ)或(3)位渦(PV)來計算。例如:George and Gray (1976) 共合成分析西北太平洋 10 年的探空資料,結果發現,颱風運動方向與半徑 1~7 度之 500hPa 風場(不含颱風)有最好的相關性,而速率與 700hPa 有最高相關性;Chan and Gray (1982) 亦使用合成分析的方法,認為半徑 5~7 度,位於

700~500hPa 間的風場最可代表駛流場。其實,颱風的強度,亦會影響最佳駛流層(或場),況且,合成分析的結果與所選取的個案或方法有關;因此,可能產生不一樣的結果,例如:George and Gray (1976)與 Chan and Gray (1982) 的結果顯示,北半球颱風向駛流左側運動,速度略大於駛流速度約 1m/sec,但 Miller (1958) 得到的卻是向右偏;Brand *et al.* (1981) 則認為,在低緯區颱風移向 500hPa 氣流偏右側,而中或高緯則偏向左側。

無論是透過何種定義方法,上述的駛流場皆是針對颱風中心(通常使用 JTWC 的位置),將對稱部份的切向風場自觀測風場中扣除,因此,我們必須了解到,所解得的風場並非純粹的駛流場,因為其中亦包含颱風本身的徑向環流(尤其是低層)。Kurihara *et al.* (1995) 利用濾波方法,搭配使用 GFDL 颱風預報系統實際作業期間所求得的經驗條件,將颱風環流自環境場中濾除,求出駛流場;此法可降低颱風路徑預報的誤差,但是他們亦指出,經驗條件可能隨颱風個案而有所不同,

而且，由此方法所得的駛流場，應用於路徑預報，不一定都可得到較好的結果。

Brand *et al.* (1981) 也曾利用濾波的方法，濾除颱風部份的高度場，並將所得之非颱風部份高度場以地轉近似估計出駛流風場，結果顯示，大部份個案運動方向均偏向駛流左側，僅於低緯區略偏右側；Chan and Williams (1987) 與 Fiorino and Elsberry (1989) 利用非輻散正壓模式，透過流函數進行數值模擬，並修正了傳統的 β 效應理論，他們認為在靜止的環境中，非線性項才是導致渦旋運動的主因， β 項主要是使系統產生向左變形，本身並不直接影響運動；Fiorino and Elsberry (1989) 進一步對非對稱環流做收支分析，結果顯示，在靜止大氣中，於渦旋兩側之一對反方向旋轉（右側順時針、左側逆時針）的非對稱環流 (gyres)，主要是由 β 項產生（因此稱之為 β -gyres），但是，真正平流渦旋向西北運動的是“非對稱環流的平流作用”，非對稱風場即是由非對稱部份流函數，經地轉近似估計所得；他們並進一步分析發現，半徑 300 公里內之平均非對稱風場大致與渦旋運動速度向量一致；同時透過敏感度測試結果，渦旋本身外側（300~800km）結構變化，對後續產生之非對稱環流的影響比內側為大，因而影響渦旋運動的程度亦較大。綜而言之，利用質量場估計非對稱風場的作法是：(1)以 (P 或 Φ) 的相對極小值處定為颱風中心、(2)濾除颱風部份及(3)剩餘之非對稱部份以地轉近似估計風場，視為颱風之駛流場；本研究亦將針對這份理論，做進一步的補充說明。

由於在絕熱與無摩擦作用下的位渦是保守量，因此，相當適合用以診斷分析大氣動力；Davis and Emanuel (1991) 更進一步發展“片段位渦反演法”，可針對某特定位渦擾動場做位渦反演，且各層所得的結果可以線性疊加。Wu and Emanuel (1995a,b) 首先使用“片段位渦反演法”診斷分析颱風運動，Shapiro (1996) 亦使用相似方法對 Gloria (1985) 颱風的運動進行診斷分析；Wu and Emanuel (1995) 使用 300hPa 以下颱風之正位渦部份所反演出來的平衡對稱風場當作颱風環流，而平衡風場中風速為“0”處，即定義為颱風中心；Shapiro (1996) 則直接由探空及都卜勒雷達所得之高解析度資料，定義出颱風中心及颱風環流，在扣除颱風環流部份後，針對各層做位渦反演風場，結果顯示，高層的動力機制對於颱風運動有顯著貢獻。

綜合上述的研究，目前仍尚未對駛流場有較統一的定義方法，甚至在已知駛流風場下，其對於颱風所造成的運動，各種定義方式及計算方法

亦有所不同；本研究的目的之一即試圖利用運動學觀點，定義任意水平分布的駛流風場，對颱風所造成之定量運動速度，同時亦嘗試尋求駛流風場的方法。第二節將詳述本研究之理論架構及研究方法；第三節為數值模擬結果及 TCM-90 資料中 FLO (芙蘿) 颱風個案分析；第四節為討論。

二、理論架構與研究方法

(1) 由駛流風場定量估計颱風運動

透過觀測資料診斷分析及數值模擬的結果顯示，扣除颱風環流後的駛流場通常是不均勻的，其對近似軸對稱剛體旋轉的颱風所平流的速度，有許多不同的定義方法（如：Fiorino and Elsberry, 1989 以颱風中心半徑 300 公里內的平均氣流表示），本研究利用運動學的觀點來探討：若颱風以速度 c 移動，以渦度描述可表示如下，

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -c \cdot \nabla \zeta \quad (1)$$

考慮颱風受駛流風場 (V') 作用下造成 c_w 的運動速度，則颱風環流內（若共有 n 個單位）個別空氣質點的運動可描述為，

$$\sum_{i=1}^n \frac{\partial \zeta_i}{\partial t} = -\sum_{i=1}^n V'_i \cdot \nabla \zeta_i \quad (2)$$

真實大氣中的颱風，眼牆內具有強深對流，並近似剛體旋轉，在運動過程中常可保持系統的對稱性，因此，就駛流風場 (V') 對颱風造成 c_w 運動速度的整合效應而言，可以下式表示，

$$\sum_{i=1}^n \frac{\partial \zeta_i}{\partial t} = -c_w \sum_{i=1}^n \nabla \zeta_i \quad (3)$$

若考慮颱風運動中可維持其環流結構的條件下（成熟颱風通常滿足），(2)與(3)式中等號左邊相等，因此 c_w 可估計如下，

$$c_w = \frac{\sum_{i=1}^n V'_i \cdot \nabla \zeta_i}{\sum_{i=1}^n \nabla \zeta_i} \quad (4)$$

上式的物理意義可描述為，除了駛流場 (V') 外，颱風本身的結構對運動亦有貢獻，對於小且強的颱風而言，颱風中心附近背景駛流風場對運動的貢獻較大；而對於半徑大但是結構較鬆散的颱風，影響其運動的駛流風場範圍較廣；綜合言之，背景駛流場對颱風所造成的運動，與颱風環流的強度、大小密切相關；颱風環流相對渦度梯度趨近於零所在半徑以內的範圍，可定義為駛流場對運動有實質貢獻的區域。

(2) 估計背景駛流場

本研究分別利用風場及質量場（氣壓或重力位高度）估計駛流場，利用風場估計方面，根據以往學者的作法，大都以最佳路徑位置定為颱風中心，並將對稱部份風場自觀測風場中扣除；本研究亦使用相同作法（但颱風中心定義為氣壓最低處）。利用質量場估計方面，若先考慮簡單的正壓大氣，渦度方程可描述如下：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -V \cdot \nabla \zeta - \beta v \quad (5)$$

其中 v 代表南北方向風分量；若將各變數分為對稱（颱風部份）及非對稱部份，則(5)式可改寫為：
 $\zeta = \bar{\zeta} + \zeta'$ 、 $V = \bar{V} + V'$ 及 $v = \bar{v} + v'$ ；“-”代表對稱（颱風）部份

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} + \frac{\partial \zeta'}{\partial t} &= -\bar{V} \cdot \nabla \bar{\zeta} - \bar{V} \cdot \nabla \zeta' - V' \cdot \nabla \bar{\zeta} - V' \cdot \nabla \zeta' - \beta \bar{v} - \beta v' \\ &= \underbrace{-\bar{V} \cdot \nabla \zeta'}_{(A)} - \underbrace{V' \cdot \nabla \bar{\zeta}}_{(B)} - \beta \bar{v} \quad (6) \end{aligned}$$

Fiorino and Elsberry (1989) 曾利用(6)式做深入探討，結果顯示，(C)項在靜止大氣下是 β gyres 的主要產生項，且透過(A)項使 β gyres 產生氣旋式旋轉，而真正導致渦旋運動則是(B)項，亦是 Chan and Williams (1987) 所提之非線性作用；若將之與前述(1)式對照，可知 V' 即是導引颱風運動的駛流場，Fiorino and Elsberry (1989)曾由質量場透過地轉關係估計駛流場，利用氣壓可表示為，

$$u' = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad v' = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (7)$$

Ooyama (1982) 曾指出，颱風環流內由於相對渦度的貢獻，使得羅士培半徑有效降低，因此，風場可滿足梯度風平衡，

$$fV + \frac{V^2}{r} = -\frac{1}{\rho} \nabla P \quad (8)$$

若將 V 及 P 分為對稱（颱風部份）及非對稱部份，則(8)式可寫為：

$$\begin{aligned} V &= \bar{V} + V', \quad P = \bar{P} + P' \\ f\bar{V} + fV' + \frac{(\bar{V} + V')^2}{r} &= -\frac{1}{\rho} \nabla \bar{P} - \frac{1}{\rho} \nabla P' \quad (9) \end{aligned}$$

將(9)式中對稱風場滿足梯度風平衡部份扣除，則可表示為：

$$fV' + \frac{2\bar{V}V'}{r} + \frac{V'^2}{r} = -\frac{1}{\rho} \nabla P' \quad (10)$$

其中 $\frac{2\bar{V}V'}{r} \gg \frac{V'^2}{r}$ ，因此 V' 可依下式估計，

$$V' = -\frac{1}{(f + \zeta_{0,r})} \cdot \frac{1}{\rho} \nabla P' \quad (11)$$

上式中 V' 的估計方式與(7)式的差異在於颱風環流平均相對渦度對駛流場的影響，其所蘊含的物理意義可描述為：由於颱風是一快速旋轉體，具有很高的慣性穩定度，因此，氣流不易直接穿越颱風中心附近，換言之，颱風本身的結構會影響駛流風場的分布，由慣性穩定度的觀點來說，通常 V' 的值在颱風中心附近會比外圍區域為小。

三、結果與分析

本文模擬的工具為 *CSU-RAMS* (Trembact *et al.*, 1985; Tripoli *et al.*, 1982)，水平網格解析度為 20 公里，模擬水平區域為 4000 公里 × 4000 公里，垂直方向共 12 層；模式變數依 Arakawa-c 交錯網格放置；模擬上邊界條件使用固定式邊界，配合兩層 (Rayleigh friction) 吸收層，側邊界使用 Klemp-Wilhelmson 側邊界條件，所使用之外傳波速為 300m/sec，雲雨過程採用 Kuo 氏積雲參數化；下邊界為具有 301k 之均勻分布海溫，下邊界與模式最底層之溫度差值為 0.9k，水汽差值為 1.5g/kg，藉以計算向上之水汽及熱量通量；模擬初始之背景太氣為近似對流中性的環境。

(1) 植入初始渦旋

初始渦旋之三維風場結構，在水平方向上採用修正過後的 Chan and Williams (1987) 之形式（若未修正，模式渦旋會產生慣性不穩定，在探討運動時易造成困擾，後詳述），垂直結構則與 Frank (1977) 的合成分析結果相似，可表示為：

$$V(r) = V_0 \left(\frac{r}{r_0}\right) \exp\left\{\frac{1}{b} \left[1 - \left(\frac{r}{r_0}\right)^b\right]\right\} \left(\frac{3(\sigma/\hat{\sigma})}{2(\sigma/\hat{\sigma})^3}\right) \quad (12)$$

(當 $r \leq 2^{1/2} \cdot r_0$)

(12)式中 V_0 為最大風速值、 r_0 為最大風速半徑、 b 為風速水平分布控制參數、 $\sigma = P/P_0$ ($P_0 = 1013.25$ hPa)、 $\hat{\sigma}$ 為垂直方向上最大風速所在高度；如上所述，(12)式中風場水平分布在半徑大於 $r_0 \cdot (2^{1/2})$ 處的相對渦度因曲率項不及補償風切渦度效應而產生負值，同時在 $r_0 \cdot (b+2)^{1/b}$ 處將出現相對的極小值，因此，在該半徑附近將可能因 $(\zeta + f) < 0$ 而產生慣性不穩定的擾動，造成分析上的困擾，本文乃針對半徑大於 $r_0 \cdot (2^{1/2})$ 的風場進行修正，原理是藉 V_{2r_0} 的數值使半徑大於 $r_0 \cdot (2^{1/2})$ 區域之相對渦度趨近於零，因而決定之風速可表示為以下之(13)式

$$V = V_{2r_0} \cdot \frac{C_r + rtr}{C_r + \left[\frac{(r-C_r/r_0)}{\Delta d} + 1\right] \cdot rtr} \cdot \frac{[C_r + \frac{(r-C_r/r_0)}{\Delta d} \cdot rtr] \cdot r_0}{r} \cdot \left(\frac{3(\sigma/\hat{\sigma})}{2(\sigma/\hat{\sigma})^3}\right) \quad (\text{當 } 2r_0 < r < r_{out}) \quad (13)$$

其中 $C_r = 2r_0$ 、 $rtr = \frac{\Delta d}{r_0}$ 、 Δd 為模式網格間距、 r 為欲決定風速之半徑、 r_0 為(12)式中決定之最大風速半徑、 V_{2r_0} 為(12)式中 $r = 2r_0$ 處之風速、 r_{out} 本文中設定為 800 公里。半徑大於 r_{out} 區域的風場則依下式決定，

$$V = V_{2r_0} \cdot \frac{C_r + rtr}{C_r + \left[\frac{(r-C_r/r_0)}{\Delta d} + 1\right] \cdot rtr} \cdot \left\{ \frac{[C_r + \frac{(r-C_r/r_0)}{\Delta d} \cdot rtr] \cdot r_0}{r} \right\}^5 \cdot \left(\frac{3(\sigma/\hat{\sigma})}{2(\sigma/\hat{\sigma})^3}\right) \quad (\text{當 } r > r_{out}) \quad (14)$$

本文中所使用的初始風場即由(12)、(13)及(14)式，配合一組 (V_0 、 r_0 、 b 及 $\hat{\sigma}$) 參數決定，理論上及數值模擬結果顯示，依此法決定的風場為穩定渦旋，其可滿足慣性穩定的條件。初始渦旋的氣壓場及溫度場則依風場利用梯度風平衡及熱力風平衡決定，由於植入之初始渦旋未包含徑向環流場，因此，需將上述渦旋置於靜止之 f 面上積分一段時間 (本文為 18 小時)，可得到近似於真實颱風環流的渦旋結構，並以之為模擬實驗之初始颱風環流。

(2) 理論驗證： f 面上初始緯向東風測試

由於颱風環流為大氣流場中的一部份，因此，如何決定通過颱風環流的“駛流場”是相當困難的；本研究的作法是將初始緯向東風 (如(15)式所示) 放置於初始颱風環流的右側，亦即開始積分時並沒有緯流通過颱風中心半徑 800 公里內的環流，由模式積分決定通過或導引颱風運動的氣流：

$$u = -\frac{25}{\sqrt{2\pi}} \cdot \exp\left(-0.5 \cdot \left(\frac{x-x_r}{23}\right)^2\right) \quad (15)$$

(x_r ：模式右側邊界值)

為了便於了解初始緯流東風在模式積分過程中之調整過程，本研究以不含颱風環流之緯流東風積分結果為背景氣流對照組，模擬初期所激發之重力波約 2~3 小時即可完全移出模式邊界，之後可調整出約 4~5 m/sec 之東南東風 (圖 1a 為積分 12 小時的結果)。

f 面上敏感度測試，本研究共設計四組初始渦旋 (如表一)，探討相同初始緯向東風對不同結構颱風所造成運動之異同。綜而言之，模式中的颱風環流於 f 面上隨著平均背景氣流向西北西方向移動，平均移動速度約 2~3 m/sec，圖 1b 為控制組積分 12 小時後的結果，渦旋本身在運動過程

中出現北及東北側較強之不對稱結構，積分至 60 小時後，由於背景氣流逐漸調整為東南風 (約 4m/sec)，模式中颱風環流則向西北方向移動。圖 1c 為圖 1b 中將軸對稱部份風場扣除後的結果，背景風場大都呈現東至東南東風，但當氣流接近颱風中心半徑約 300 公里處，則出現類似接近“障礙物”所造成之分流的現象，而在半徑 300 公里以內之氣流則較為凌亂，由於颱風環流具有不對稱性，因此，雖已扣除軸對稱風場，但仍存餘有部份颱風風場 (尤其是東側及北側)。圖 2 為半徑 1200 公里區域之氣流平均值，如下式所示：

$$\bar{V} = \frac{1}{A} \int_{-1200}^{1200} \int_{-1200}^{1200} V(x,y) dy dx \quad (A \text{ 為區域面積}) \quad (16)$$

藉由(16)式可將對稱部份風場濾除，而僅保留其餘部份風場之平均值，結果顯示，不含颱風環流之背景氣流對照組，區域平均氣流值 (約 3.5~5 m/sec) 比模式中颱風運動平均速率 (僅約 2~3 m/sec) 快約 1.5~2 m/sec，顯示背景氣流無法直接穿越颱風環流而平流系統運動，若計算含颱風環流控制組之區域平均氣流 (圖 2 之“back”線)，則與颱風運動速率極為相近，如上節(11)式所述，颱風本身具有很大的慣性穩定度，背景氣流在感受到颱風存在後，與颱風環流交互作用達成另一平衡狀態，若大致扣除颱風環流，結果即如圖 1c 所示。

(3) 伴隨斜壓過程之颱風運動

由於第二節中由質量場估計駛流場 (見(11)式)主要是架構在正壓大氣的假設下，因此，並未包含輻合 (散) 效應等斜壓過程，本節實驗及分析目的在探討颱風本身若具有或位於斜壓過程交互作用情況下，(11)式的適用性；透過三維雲水過程靜止大氣中 β 面上渦旋積分模擬結果 (圖 3)，及 TCM-90 資料中 FLO (芙蘿) 個案分析結果顯示 (圖 4)，無論使用速度場或質量場診斷分析，均可大致掌握颱風動的方向，但若利用(11)式估計颱風運動速率，數值模擬及 FLO (芙蘿) 個案均出現低估的現象；顯然地，颱風運動亦會受到斜壓過程影響 (例如：輻合(散)、中緯度槽線系統...等)，至於其定量影響之分析則為未來工作的重點。圖 3a 為積分 12 小時利用質量場診斷運動的結果 (實心箭號為實際颱風運動速度，空心箭號為質量場診斷駛流場後，利用(4)式計算而得之結果)；圖 3b 為利用速度場診斷；圖 3c 及 3d 為各層逐時之運動方向及速率診斷分析結果 (real 為颱風實際運動速度，pdia 及 vdia 則分別為利用質量場及動量場診斷的結果。圖 4 與圖 3 相同，但為 TCM-90 資料中之 FLO (芙蘿) 颱風。

四、討論

估計颱風的駛流場，至今尚未有較公認之定義方法，甚至在求得扣除颱風環流之背景氣流場後，駛流對於颱風所導引之運動，各種計算方法及定義方式亦有所不同，本文嘗試利用運動學的觀點，定量計算任意非均勻流場對颱風所造成之運動速度 ((4)式)，並藉由 f 面上數值模擬結果，探討氣流接近颱風環流時，慣性穩定度快速增加，造成如同接近“障礙物”之繞流現象 ((11)式) (此與傳統之駛流概念並不相同)，同時，本文亦初步測試若存在斜壓過程，傳統之正壓概念的適用性，透過數值模擬及 FLO (芙蘿) 個案分析顯示，仍有許多過程及機制有待進一步探討，這亦是未來努力的重點。

參考文獻：

- 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., and R. T. Williams, 1987: Analytic and numerical studies of the beta-effect in tropical cyclone motion. Part 1: Zero mean flow. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1257-1264.
- Chan, J. C. L., and W. M. Gray, 1982: Tropical cyclone movement and surrounding flow relationships. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1354-1374.
- Davis, C. A., and K. A. Emanuel, 1991: Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1925-1953.
- Fiorino, M., and R. L. Elsberry, 1989: Some aspects of vortex structure related to tropical cyclone motion. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 975-990.
- Frank, W. W., 1977a: The structure and energetics of the tropical cyclone. Part I: Storm structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 119-135.
- George, J. E., and W. M. Gray, 1976: Tropical cyclone motion and surrounding parameter relationships. *J. Appl. Meteor.*, **15**, 1252-1264.
- Miller, B. I., 1958: A comparison of hurricane steering levels. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **41**, 59-63.
- Ooyama, 1982: Conceptual evolution of the theory and modeling of the tropical cyclone. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 369-379.
- Shapiro, L. J., 1996: The motion of hurricane Gloria: A potential vorticity diagnosis. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2497-2508.
- Wu, C.-C., and K. A. Emanuel, 1995: Potential vorticity diagnostics of hurricane movement. Part 1: A case study of hurricane Bob(1991). *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 69-92.

表一 各組實驗參數；單位： V_0 (m/s)、 r_0 (km)、 SST (k)。

	V_0	r_0	b	σ	SST	特性
a	35	100	1	0.861	301	控制組
b	35	100	0.5	0.861	301	環流大
c	35	100	1	0.861	303	強度強
d	35	100	1	0.35	301	結構深

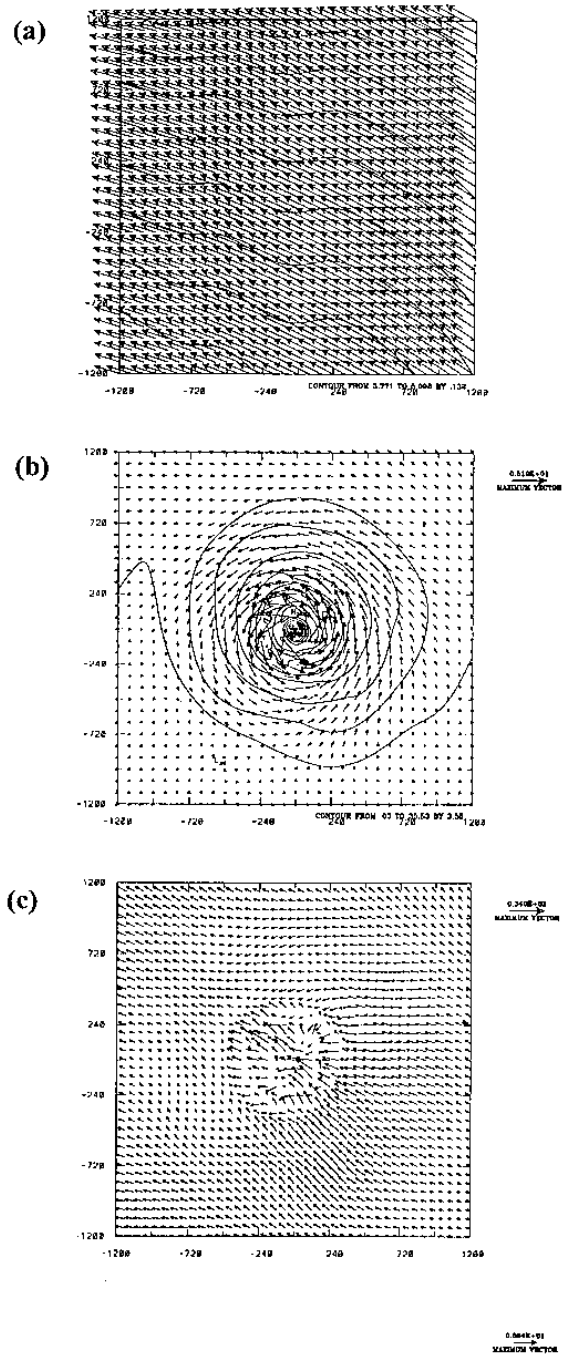


圖 1 f 面模擬積分 12 小時結果。(a)背景氣流對照組、(b)颱風模擬之控制組、及(c)為(b)扣除切向平均風場之氣流。

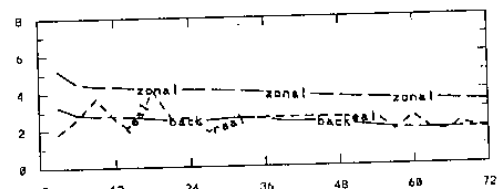


圖 2 颱風控制組運動速率(real)及區域平均速度值。zonal：背景氣流對照組、back：颱風控制組。

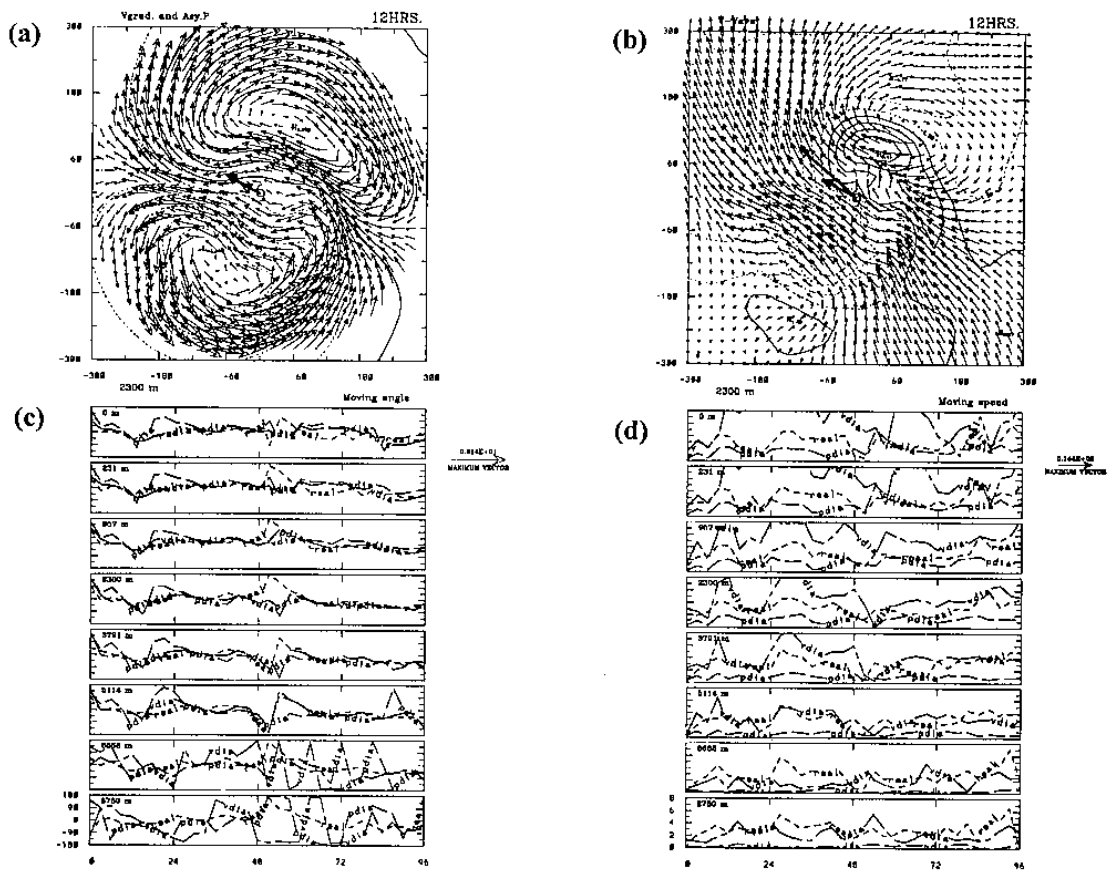


圖 3 β 面控制組模擬結果。(a)質量場診斷結果、(b)速度場診斷結果、(c)各層逐時運動方向診斷分析、及(d)同(c)但為速率。real：實際運動速度、pdia：由質量場診斷、vdia：由速度場診斷。

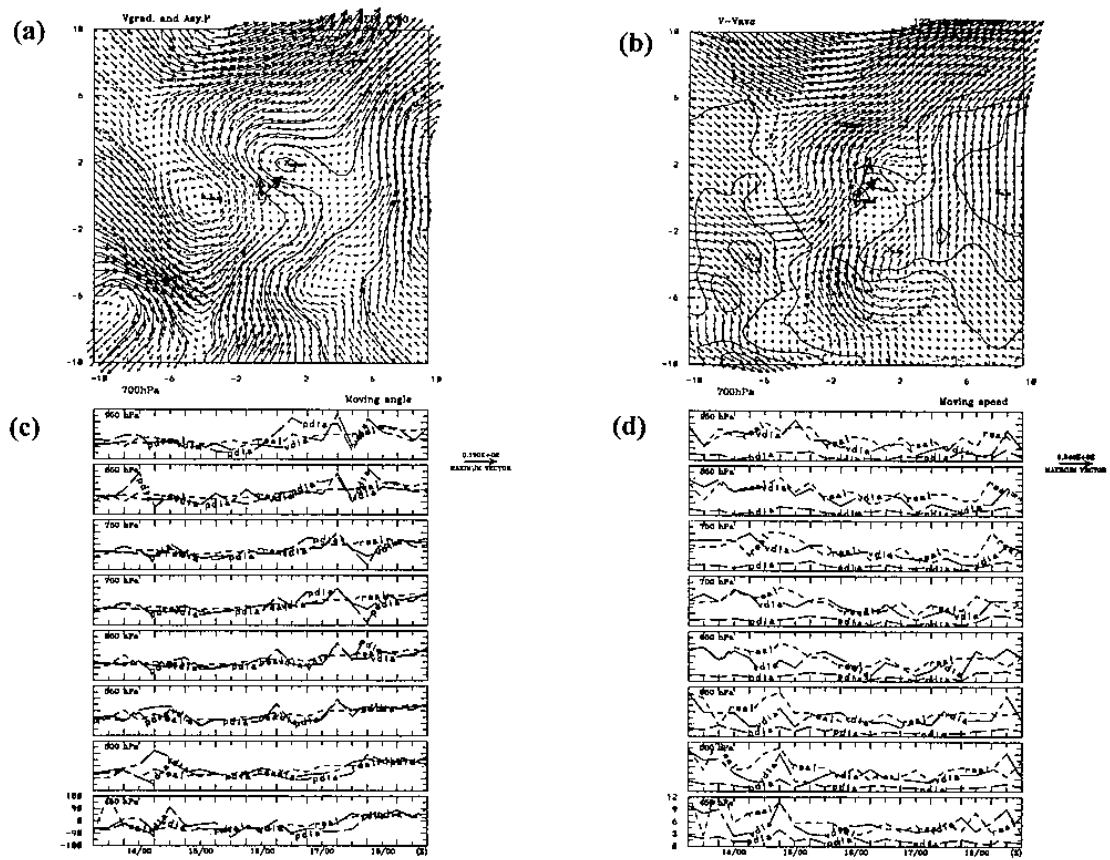


圖 4 同圖 3 但為 TCM-90 資料 FLO (芙蘿) 颱風。