

影響颱風運動的空間尺度： 西北太平洋颱風個案之探討

李國豐 郭鴻基

國立台灣大學大氣科學研究所

摘要

颱風可視為一個剛體的泰勒柱，而颱風的運動主要為受環境駛流所影響。因此我們可以藉由了解控制駛流的空間尺度來了解颱風運動的特性在本論文中以氣壓層深層平均氣流當作颱風駛流，並使用 Shapiro(1999)所用片段位渦反演的技術來探討西北太平洋地區控制颱風運動的空間尺度之統計特性。

一、前言

一般而言，颱風運動可以視為受駛流影響，在這觀念下我們可以將颱風視為一個剛體泰勒柱，而颱風的運動則由駛流所驅使。一般而言，駛流的定義通常是指通過颱風中心的瞬時環境風場。不過在不同的研究中，駛流的定義仍或多或少會有些不同，再加上在熱帶地區的資料往往不是十分地完整。因此更增添了在討論駛流與颱風運動的困難。

討論颱風運動與駛流關係從 50 年代一直到現在已經有許多的研究報告出爐 (Miller 1958; George and Gray 1976; Gray 1977; Sanders and Burpee 1968; Neumann 1979; Brand et al. 1981; Dong and Neumann 1986)。在這些文章中大多數是利用中對流層的基本氣流或深層平均 (deep layer mean) 的氣流當作影響颱風運動的駛流。而在文章中也提到了颱風運動與駛流有偏向的問題，但是這些研究報告的結論並不是十分地一致。例如 Miller(1958)利用颱風中心 2-6 度的合成風場資料顯示：大西洋多數颱風會往中低層駛流的右邊偏。而 George and Gray(1976)利用合成的資料指出：在西北太平洋的颱風平均運動會向中對流層氣流的左邊偏。Gray(1977)將大西洋

風駛流的合成資料分類，而分類的依據除了颱風移動方向外，還有颱風的強度、緯度、速率等。由 Gray 的結論顯示：往西移的颱風，其颱風運動有偏向颱風附近 1-7 個緯度的平均 500mb 氣流的右邊。而向北移的颱風與其他的移向的颱風皆偏 500mb 氣流的左邊。還有 Brand et al. (1981)合成西北太平洋的颱風並提出：在中高緯度的颱風運動會偏向 500mb 氣流的左邊；但在低緯度則會偏向 500mb 氣流的右邊。Dong and Neumann (1986)的文章也顯示：就大西洋的颱風而言，向東移動的颱風與向西移動的颱風，其颱風的運動分別會偏向其環境氣流的左邊與右邊。而為什麼會有這樣的不一致性出現呢？以下提出一些可能的解釋。Elsberry(1995)將颱風附近的風場分解成三個部分：(1)軸對稱風場，(2)大尺度均勻環境流場（也就是所謂的駛流場）及 (3)非軸對稱風場的部分（即為 β -gyre）。對稱颱風中心的風場部分並不會對颱風的運動造成影響，只有大尺度均勻環境流場與非軸對稱部分會影響颱風運動。因此，颱風運動的方向與駛流的方向多半會有一些角度存在。即使在此觀念架構下，颱風運動與駛流關係仍有其不確定性，其不確定的原因一則來自於初始場在

海洋時的資料缺乏；二則來自於駛流定義的不明確。

雖然有這些不確定性存在，但是事後合理的駛流分析，一般而言是可能的。在這些分析中不同個案往往涉及不同範圍環狀平均。即使我們能定義駛流，駛流是受多大範圍的氣象因素所決定呢？本論文透過片段位渦反演的技術可以對影響駛流之氣象因素之空間尺度進行探討了解。

在 Hoskins(1985)的文章中曾提到，位渦具有保守性與反演性，也正因為這兩個特性，我們可以將位渦反演的技術運用於氣象研究上。位渦反演的原理主要是利用在適當的平衡動力與邊界條件下，由已知的位渦分佈反演求得伴隨的平衡風場與平衡溫度場。

Shapiro and Franklin (1995)以 1985 年的 Gloria 颱風為個案，分析其位渦的分佈。而在颱風運動方面，位渦的貢獻更為重要。在早期有關颱風運動的研究多半是利用原有的觀測風場加以研究。但是到了現在，我們對颱風運動與駛流的研究幾乎都是使用位渦反演的技術。如 Wu and Emanuel(1995ab)就利用片段位渦反演的技術來研究颱風運動，他們以季節平均值為基本場，然後對大西洋的 Bob(1991)、Ana(1991)及 Andrew(1992)三個颱風作分析，並了解到高層位渦擾動與低層位渦擾動對颱風運動皆很重要。

Shapiro(1996)則同樣利用片段位渦反演以軸對稱風場為基本場，對大西洋的 Gloria(1985)颱風做研究。這樣的基本場對颱風而言比較合理，因為在這種的基本場不會對颱風運動有所影響。而 Shapiro(1996)的結論指出；就 Gloria 而言，颱風運動主要的貢獻來自於半徑一千公里以內、500mb 以上的位渦擾動。而緊接著 Shapiro(1999)以相同的片段位渦反演技術，增加分析個案的數目，利用不同半徑的位渦塊所反演得到的風場與所訂出的最佳觀測駛流場做比較，進一步分類出颱風駛流受局部或大尺度所控制。而這

樣的分類將有助於我們更有效地將既有的觀測資源放在需要觀測的地方。

由於 Wu and Emanuel(1995ab)及 Shapiro(1996, 1999)等研究分析的颱風皆為大西洋為主，目前似乎較少有針對太平洋地區的颱風控制駛流因素作研究。本文的目的在於利用位渦反演的技術來診斷影響西北太平洋地區的颱風駛流氣象因子分佈之區域空間尺度，並進一步了解颱風駛流是受多大範圍的環境因素所影響，並增加對西北太平洋地區颱風運動的了解。

二、研究方法

在研究颱風運動與駛流中，除了我們在上一章中所提到的偏向問題外，另一個還有一個問題就是如何定義駛流的高度層。在之前的研究中，大致上可以分成兩類，一類以單一層的環境氣流為駛流，而這一類的研究多半以中對流層的環境氣流為駛流。例如 Franklin(1990)以 1984 年大西洋的 Josephine 颱風為個案，發現環境風場隨著距離颱風中心的半徑與高度有很大的差異。以 Josephine 而言，取距離颱風中心 5-7 度的 500 百帕氣壓層環境氣流與實際颱風運動方向垂直，而以同樣的半徑取法在 700 百帕的環境氣流則與實際颱風運動方向一致。另一類則以數層氣壓層做深層平均之後所得的氣流為駛流。例如 Franklin et al.(1996)研究 1982-1992 年的大西洋颱風個案，發現颱風運動與半徑 3 度的深層平均流場有良好的相關，而且這樣的駛流定義可以解釋超過 90% 的颱風運動。而不管是採取單一層或是使用深層平均來定義駛流，其駛流與颱風運動皆有良好的相關性。但是由於實際觀測的減少以及颱風本身為一個垂直耦合良好的天氣系統，再加上有些颱風的風場隨著高度有很大的變化。因此，在本研究中，我們採用深層平均的方式來定義颱風駛流。至於我們的深層平均定義將在下小一節做詳細介紹。

我們定義深層平均 (Deep Layer

Mean, DLM) 為：

$$DLM = \frac{\int_{P_1}^{P_2} V dP}{\int_{P_1}^{P_2} dP} = \frac{\sum_{i=1}^N V_i \times \delta P_i}{\sum_{i=1}^N \delta P_i}$$

也就是利用大氣的風場做垂直積分，然後再除於整層大氣的厚度。而在本文中所提到的整層流場則是指 1000-100hPa 的風場。其中 V 為風場，P 為壓力。

(一) 片段位渦反演

使用位渦反演的方法是近年所發展出來的技術。位渦反演的觀念最主要是利用位渦方程與平衡方程來求得大氣達平衡狀態時的位渦分佈。大氣本身具有自我調節的能力，假定大氣剛開始處於不平衡的狀態下，大氣也會透過某些作用（例如重力波等方式）來調節大氣，並使之平衡。如果我們假定這個作用時間很短且沒有外來的作用力影響，則我們可以利用初始場所伴隨的位渦，加上位渦反演的技術來求得達平衡的最終狀態（如圖 1）。

在 Davis and Emanuel (1991)發展出片段位渦反演 (Piecewise PV Inversion) 後，我們可以將一塊位渦擾動的相關風場與溫度場反演出來，進一步了解颱風運動受哪一特定位渦擾動影響較大。讓我們在研究上更加方便，以下介紹 (片段) 位渦反演的公式與原理：

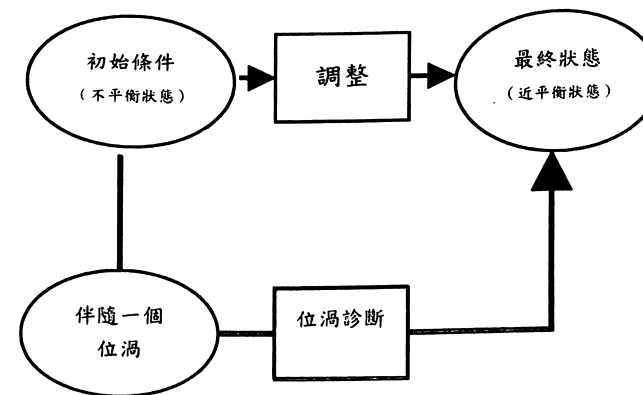


圖 1 位渦診斷示意圖。

(二) 公式與原理

一般而言，位渦反演的方法是指在給定適當的動力與邊界條件下，可以由已知的位渦分佈反演求得所伴隨的平衡風場與溫度場。除此之外位渦反演還有一個重要的特徵：每一個位渦擾動場所伴隨的平衡重力位場可以做線性的疊加，也就是說如果我們將所有的位渦擾動片之伴隨的平衡重力位場疊加，則總和將會等於全部的平衡重力位場。也由於這樣的關係，位渦反演允許我們將位渦切片，再進一步分析位渦片的貢獻。而這也就是所謂的片段位渦反演。

位渦反演隨著不同的平衡條件，所使用的位渦也會有所不同。其中常使用的位渦有兩種。分別為準地轉理論的假位渦 (Pseudo PV) 與 Ertel 位渦 (Ertel PV)，本研究所使用的為 Ertel 位渦。

Ertel 位渦 (一般簡稱為 PV 或稱為 EPV) 在斜壓且可壓縮的流體中可以表示為：

$$q = \frac{\zeta}{\rho} \cdot \nabla \theta$$

其中 ρ 為密度，θ 為位溫，ζ 為相對渦度。而當我們將 EPV 轉換到 π 座標時，EPV 可以改寫成下列式子 (1)：

$$q = -\frac{gk\pi}{p} \left[\eta \frac{\partial \theta}{\partial \pi} - \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \pi} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial u}{\partial \pi} \frac{\partial \theta}{\partial \phi} \right] \dots \dots \dots (1)$$

其中 κ=Rd/Cp, P 是氣壓，η 是絕對渦度的垂直分量，θ 是位溫，而 π 是 Exner function, a 為地球半徑，φ 是緯度，λ 是經度：

$$\pi = C_p \left(\frac{P}{P_0} \right)^\kappa$$

位渦反演的技術除了 Ertel 位渦方程式外，還需要一個平衡方程式，在此我們使用非線性平衡方程式 (Charney, 1955)。非線性平衡方程式在球面座標可以表示成下列式子：

$$\nabla^2 \Phi = \nabla \cdot (f \nabla \Psi) + \frac{2}{a^2 \cos^2 \phi} \left(\frac{\partial^2 \Psi}{\partial \lambda^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \phi^2} - \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \lambda \partial \phi} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \phi \partial \lambda} \right) \dots\dots\dots(2)$$

其中 Φ 是重力位， Ψ 是流函數， a 是地球半徑， ϕ 是緯度， λ 是經度， F 為科氏參數。

這樣的非線性平衡條件與熱帶地區的綜觀條件非常的相似，因此我們可以將位渦反演的技術應用在熱帶地區的研究上。

我們使用靜力平衡近似 (hydrostatic approximation) 的假設：

$$\theta = -\frac{\partial \Phi}{\partial \pi}$$

並假設風場為非輻散風場：

$$\bar{V} = \bar{K} \times \nabla \Psi$$

則式子 (1) 可以被改寫成：

$$q = \frac{gk\pi}{p} \left[(f + \nabla^2 \Psi) \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \pi^2} - \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \lambda \partial \pi} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \lambda \partial \pi} - \frac{1}{a^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \phi \partial \pi} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \phi \partial \pi} \right] \dots\dots\dots(3)$$

而上列的 (2)、(3) 兩式子為了以下探討方便可以分別簡化成下列方程組 (Shapiro, 1996)：

$$\begin{cases} \nabla^2 \Phi = \nabla \cdot (f \nabla \Psi) + B(\Psi, \Psi) \dots\dots\dots(4) \\ q = L(\Phi) + Q(\Psi, \Phi) \dots\dots\dots(5) \end{cases}$$

B 為 (4) 式之非線性運算子， L 為 (5) 式中之線性運算子， Q 為 (5) 式之非線性運算子。而在這組方程式中未知數為 Φ 、 Ψ ，已知數則為 q 。

透過上面的方程組 (4)、(5) 再加上適當邊界條件，則可以由已知位渦分佈求得未知的 Φ 、 Ψ ，然後再透過非輻散風的關係式：

$$u = -\frac{\partial \Psi}{\partial y}, \quad v = \frac{\partial \Psi}{\partial x}$$

求得位渦所伴隨的平衡風場 u 及 v 。

在解方程式組 (4) 與 (5) 時，我們需要加入適當的邊界條件。而在本研究中垂直邊界條件上，我們使用的是 Neumann 的假設：

$$\frac{\dot{Y}\Phi}{\dot{Y}\pi} = \theta \text{ and } \frac{\dot{Y}\Psi}{\dot{Y}\pi} = \frac{\theta}{f_0}, \quad (\pi = \pi_0; \pi = \pi_T) \dots\dots\dots(6)$$

其中下標 r 指上邊界，下標 o 指下邊界。我們以最高兩層 (150 及 100hPa) 平均位溫當作上邊界，最低兩層 (1000 及 925hPa) 平均位溫當作是下邊界。至於側邊界則是利用觀測值來加以限定：

$$\Phi_L = \Phi_{obs}, \quad \Psi_L = \Psi_{obs}$$

其中下標 L 表示側邊界 (Lateral Boundary)， obs 表示觀測值。

並以觀測的重力位場資料當作是反演的初始猜測值。

當然我們也可以將以上的各種變數 (Φ, Ψ, q) 分解成基本場 (以變數上之橫槓表示) 及擾動場 (以變數上之斜撇表示) 兩部份：

$$\Phi = \bar{\Phi} + \Phi' \dots\dots(7)$$

$$\Psi = \bar{\Psi} + \Psi' \dots\dots(8)$$

$$q = \bar{q} + q' \dots\dots(9)$$

而基本場 ($\bar{\Phi}, \bar{\Psi}, \bar{q}$) 與擾動場 (Φ', Ψ', q') 皆可以滿足位渦反演的方程組 (4)、(5)，也就是說方程組 (4)、(5) 可以分別改寫成滿足基本場的方程組 (10)、(11)：

$$\nabla^2 \bar{\Phi} = \nabla \cdot (f \nabla \bar{\Psi}) + B(\bar{\Psi}, \bar{\Psi}) \dots\dots(10)$$

$$\bar{q} = L(\bar{\Phi}) + Q(\bar{\Psi}, \bar{\Phi}) \dots\dots\dots(11)$$

與滿足擾動場的方程組 (12)、(13)：

$$\begin{cases} \nabla^2 \Phi' = \nabla \cdot (f \nabla \Psi') + B(\bar{\Psi}, \Psi') + B(\Psi', \bar{\Psi}) + B(\Psi', \Psi') \dots\dots\dots(12) \\ q' = L(\Phi') + Q(\bar{\Psi}, \Phi') + Q(\Psi', \bar{\Phi}) + Q(\Psi', \Phi') \dots\dots\dots(13) \end{cases}$$

上述之方程組仍然是一組非線性方程組，如果給定 $q', \bar{\Phi}, \bar{\Psi}$ 值，我們則可以求出 Φ', Ψ' 。若將擾動場線性分解，則上面之方程組會變成如下：

$$\begin{cases} \nabla^2 \sum_i \Phi'_i = \nabla \cdot (f \nabla \sum_i \Psi'_i) + B(\bar{\Psi}, \sum_i \Psi'_i) + B(\sum_i \Psi'_i, \bar{\Psi}) + B(\sum_i \Psi'_i, \sum_i \Psi'_i) \dots\dots\dots(14) \\ \sum_i q'_i = L(\sum_i \Phi'_i) + Q(\bar{\Psi}, \sum_i \Phi'_i) + Q(\sum_i \Psi'_i, \bar{\Phi}) + Q(\sum_i \Psi'_i, \sum_i \Phi'_i) \dots\dots\dots(15) \end{cases}$$

上面的方程組對於線性分解後的參數 (即某 I 項) 而言是非線性的，因此無法找到 q'_i 與 Φ'_i, Ψ'_i 的單一關係。但 Davis and Emanuel (1991) 成功地發展出片段位渦反演方法 (Piecewise PV Inversion Technique) 將 (14) 及 (15) 式非線性方程組中的非線性項：

$$B(\sum_i \Psi'_i, \sum_i \Psi'_i), \quad Q(\sum_i \Psi'_i, \sum_i \Phi'_i)$$

合併到前面的線性項內後，則可將非線性方程組改成一組線性可疊加的方程組，因此對於某片段位渦擾動 (q'_i) 可有下面之平衡方程組：

$$\begin{cases} \nabla^2 \Phi'_i = \nabla \cdot (f \nabla \Psi'_i) + B(\bar{\Psi} + \frac{1}{2} \Psi', \Psi'_i) + B(\Psi', \bar{\Psi} + \frac{1}{2} \Psi') \dots\dots\dots(16) \\ q'_i = L(\Phi'_i) + Q(\bar{\Psi} + \frac{1}{2} \Psi', \Phi'_i) + Q(\Psi', \bar{\Phi} + \frac{1}{2} \Phi') \dots\dots\dots(17) \end{cases}$$

也就是說我們可以將位渦擾動場分解成許多小片段 (即 q'_i)，並將 $q'_i, (\Phi', \Psi')$ 及 $(\bar{\Phi}, \bar{\Psi})$ 代入上述之方程組即可反演求得各片段位渦擾動 (q'_i) 所相對應之重力位擾動場及流函數擾動場 (Φ'_i, Ψ'_i)，而各片段位渦擾動貢獻的線性疊加結果即為全部位渦擾動之貢獻，亦即：

$$\begin{aligned} q' &= \sum_i q'_i \\ \Phi' &= \sum_i \Phi'_i \\ \Psi' &= \sum_i \Psi'_i \end{aligned}$$

這時候的側邊界條件為：

$$\Phi' = 0, \quad \Psi' = 0$$

而垂直邊界及與初始猜測值如同全部位渦反演。以下為我們做片段位渦反演的流程：

(三) 片段位渦反演流程

1. 將 EC 資料之風場、溫度場代入 Ertel 位渦方程式求得位渦分佈：

$$u_{obs}, v_{obs}, \theta_{obs} \xrightarrow{\text{Ertel 位渦方程式}} q_{obs}$$

$$q = -\frac{gk\pi}{p} \left[\eta \frac{\partial \theta}{\partial \pi} - \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \pi} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial u}{\partial \pi} \frac{\partial \theta}{\partial \phi} \right]$$

2. 將觀測位渦場代入 Ertel 位渦方程式與非線性平衡方程做全部位渦反演，並以觀測重力位場為初始猜測值，求得達非線性平衡之重力位場及流函數：

$$q_{obs}, \Phi_{obs} \xrightarrow{\text{Ertel位渦方程與非線性平衡方程}} \Phi_{NB}, \Psi_{NB}$$

$$q = \frac{gk\pi}{p} \left[(f + \nabla^2 \Psi) \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \pi^2} - \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \lambda \partial \pi} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \lambda \partial \pi} - \frac{1}{a^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \phi \partial \pi} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \phi \partial \pi} \right]$$

$$q = \frac{gk\pi}{p} \left[(f + \nabla^2 \Psi) \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \pi^2} - \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \lambda \partial \pi} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \lambda \partial \pi} - \frac{1}{a^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \phi \partial \pi} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \phi \partial \pi} \right]$$

$$\nabla^2 \Phi = \nabla \cdot (f \nabla \Psi) + \frac{2}{a^4 \cos^2 \phi} \left(\frac{\partial^2 \Psi}{\partial \lambda^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \phi^2} - \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \lambda \partial \phi} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \phi \partial \lambda} \right)$$

3. 將流函數做環狀平均當作流函數基本場，並將達非線性平衡之流函數分解成流函數基本場與流函數擾動場：

$$\Psi_{NB} \xrightarrow{\text{Circular Average}} \bar{\Psi} \xrightarrow{\Psi = \bar{\Psi} + \Psi'} \Psi'$$

4. 重力位基本場則是透過梯度風平衡求得，再將達非線性平衡之重力位分解成重力位基本場與重力位擾動場：

$$\bar{\Psi} \xrightarrow{\text{梯度風平衡}} \hat{\Phi} \xrightarrow{\Phi = \bar{\Phi} + \Phi'} \Phi'$$

$$\nabla^2 \hat{\Phi} = \nabla \cdot (f_0 \nabla \bar{\Psi}) + B(\bar{\Psi}, \bar{\Psi})$$

5. 將高度基本場及流函數基本場代入 Ertel 位渦方程求得位渦基本場，再並仿照上兩步驟求得位渦擾動場：

$$\hat{\Phi}, \bar{\Psi} \xrightarrow{\text{Ertel位渦方程}} \hat{q} \xrightarrow{q = \bar{q} + q'} q'$$

6. 將所欲反演之某片位渦擾動切割出來：

$$q' \longrightarrow q'_i$$

7. 將所欲反演之位渦擾動片段資料，高度與流函數基本場及非線性平衡場代入片段位渦反演方程組求得相對於此片位渦擾動場之平衡高度擾動場和流函數擾動場：

$$\begin{matrix} q'_i \\ \hat{\Phi}, \bar{\Psi} \\ \Phi_{NB}, \Psi_{NB} \end{matrix} \xrightarrow{\text{片段位渦反演方程組}} \begin{matrix} \Phi'_i, \Psi'_i \end{matrix}$$

$$\begin{cases} \nabla^2 \Phi'_i = \nabla \cdot (f \nabla \Psi'_i) + B(\bar{\Psi} + \frac{1}{2} \Psi', \Psi'_i) + B(\Psi', \bar{\Psi} + \frac{1}{2} \Psi') \\ q'_i = L(\Phi'_i) + Q(\bar{\Psi} + \frac{1}{2} \Psi', \Phi'_i) + Q(\Psi', \bar{\Phi} + \frac{1}{2} \Phi') \end{cases}$$

利用這樣的片段位渦反演技術，我們可以求得某一特定位渦擾動所對應之溫度擾動場與風擾動場，進而瞭解此一特定位渦擾動對我們要分析的天氣系統之貢獻程度。

(四) 分類方式

在本研究中，我們利用片段位渦反演的技術來診斷颱風駛流受到多大範圍的位渦所影響。並利用分類的方式來表達颱風駛流主要是受到大尺度的因素影響，還是局部的因素所影響。而這樣的分類方式則是引用 Shapiro(1999)所使用的方法。

以下為分類方式的簡單介紹。

1. 首先將 EC 資料的觀測風場，以颱風為中心分別以不同半徑做環狀平均。而這樣的計算可以讓我們得到一組由觀測風場所貢獻出的向量 (V_{obs})。

$$u_{Ec}, v_{Ec} \xrightarrow{\text{Circular Average}} V_{obs}$$

2. 利用步驟 1. 所求得的一組向量值與颱風實際運動的向量 (C) 做比較，並找出差值最小的向量。

$$|V_{obs} - C| < |V'_{obs} - C|$$

3. 在前述的方法所找到與颱風實際運動最相似的風場向量 (V'_{obs})，我們定義此半徑之觀測風場為最佳駛流場 (V_{best})，而此半徑為最佳駛流半徑 (r_{best})

$$\begin{aligned} V_{best} &\equiv V'_{obs} \\ r_{best} &\equiv r_{obs} \end{aligned}$$

4. 利用位渦反演的方式求得實際大氣達平衡後之位渦場，並將所要分析之位渦場分割出來，重新計算此位渦塊所貢獻的風場。

$$q \xrightarrow{\text{PV Inversion}} q' \xrightarrow{\text{piece PV Inversion}} u_{Inv}, v_{Inv}$$

5. 利用上述所得反演風場，我們取與最佳駛流場相同半徑的環狀平均可以得到一向量，換句話說，我們可以求得此位渦塊貢獻在最佳駛流場的向量 (V_{Inv})。

$$u_{Inv}, v_{Inv} \xrightarrow{\text{Circular Average at } r_{best}} V_{Inv}$$

6. 如果在 1500 公里內位渦所貢獻的風場 (V_{Inv}) 與最佳駛流場 (V_{best}) 相減後所得的絕對值小於最佳駛流場向量的 40%，則定義此時間的駛流主要受局部因素影響。反之，如果 2000 公里內位渦所貢獻的風場 (V_{Inv}) 與最佳駛流場 (V_{best}) 相減後所得的絕對值大於最佳駛流場向量

的 40%，則定義此時間的駛流主要受大尺度因素影響。

$$I \equiv \frac{|V_{Inv} - V_{best}|}{|V_{best}|}$$

If $I < 40\%$ and $r < 1500\text{km}$,

Then IFLAG = local control

Else if $I > 40\%$ and $r < 2000\text{km}$

then IFLAG = large scale control.

三、研究結果

在本研究中我們利用片段位渦反演的技術，對 9 個颱風作分析。在每一個颱風中，我們挑選幾個時間個案來做片段位渦反演，希望藉由此方式來了解颱風當時的駛流受大尺度或局部影響。以下為個案介紹：

(一) 道格颱風 (Doug)

道格為 1994 年西北太平洋六個強度到達超級颱風之熱帶氣旋中的第二個。圖 2 為關島颱風中心所定道格颱風的六小時平均最佳路徑圖。

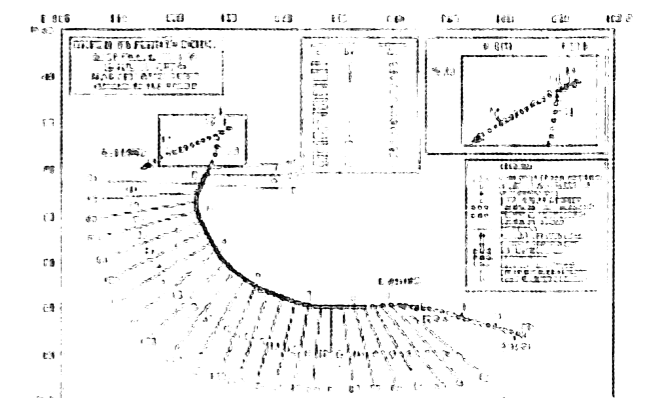


圖 2 1994 年道格颱風的發展與移動路徑圖，本研究分析時間為 8 月 6 日 00UTC 到 9 日 00UTC (摘錄自 Joint Typhoon Warning Center)

我們使用的資料為：

1. 1994年8月4日0000UTC到8月9日0000UTC的ECMWF(European Center for Medium-Range Weather Forecasts)/ADVANCE的全球資料。
2. 其水平的解析度為1°X1°。
3. 使用的垂直層數共11層分別為：1000、925、850、700、500、400、300、250、200、150、100百帕，時間的選用為0000UTC與1200UTC。
4. 水平資料的範圍：100°E-155°E，6°N-61°N。
5. 所使用的參數為重力位高度(geopotential)、風場、溫度。

在道格颱風方面，我們分析了7個時間，包括了6日0000UTC到9日0000UTC。由最佳駛流的分析(表一)可以發現，最佳駛流半徑在7日0000UTC到8日1200UTC的4個時間內以4度為主，在6日1200UTC與9日0000UTC則以5度為主。另外在駛流受局部或大尺度因素的影響分析(表二中顯示)：道格颱風於6日0000UTC到9日0000UTC的7個時間，於半徑1500公里內誤差皆大於最佳駛流的40%，因此道格颱風在這段時間內皆受大尺度因素所主宰，非受局部因素主宰。

當我們利用1° x 1°EC/ADVANCE的資料做全部位渦反演時，無法得到收斂解，其原因可能為高解析度的資料解析到中小尺度的現象，使得在求解過程中雜訊過

表一 道格颱風最佳駛流分析表

道格颱風 時間(UTC)	觀測風場向動與最佳駛流之差值(m/s)							
	1°	2°	3°	4°	5°	6°	7°	8°
0600	13.0	11.2	8.0	4.9	2.7	2.3	2.7	2.9
0612	11.6	9.6	6.4	3.2	1.5	2.3	3.0	3.0
0700	15.5	11.7	6.1	0.8	2.3	3.0	3.0	3.1
0712	22.7	15.6	7.8	1.8	2.7	4.0	4.5	4.6
0800	22.0	14.7	7.3	1.2	2.3	4.0	4.6	4.7
0812	15.5	9.0	3.0	0.5	1.3	3.2	4.0	4.4
0900	10.4	7.7	4.6	1.7	0.7	1.5	2.4	3.3

表二 道格颱風受局部或大尺度因素影響分析表

道格颱風 最佳駛流之40% (m/s)	時間 (UTC)	反演風場向動與最佳駛流之差值(m/s)					
		500km	750km	1000km	1250km	1500km	2000km
1.8	0600	4.9	4.8	4.7	4.4	4.0	2.8
1.9	0612	4.8	4.5	4.2	4.1	3.8	2.7
2.7	0700	5.7	5.1	4.7	4.1	3.6	2.6
2.2	0712	3.4	2.3	2.7	2.9	2.7	1.7
2.4	0800	5.6	4.9	4.6	4.3	3.4	2.6
2.0	0812	5.1	5.3	4.7	4.0	3.3	2.7
1.8	0900	5.6	6.5	6.2	5.4	4.0	3.1

多，因而無法收斂；亦有可能是因自由度過大，所以計算方法無法穩定。因此將1° x 1°的資料以每兩個網格點取一點資料的方式濾出2° x 2°的網格資料，此資料較為平滑而得以求得全部位渦反演的收斂解。

(二) 葛樂禮颱風(Gloria)

葛樂禮颱風的第一次熱帶低壓警報(TD09W)發佈於7月22日0000UTC，當時的駛流為TD09W北邊的副熱帶脊所影響。葛樂禮被預測將穩定向西北西移動，然後經過呂宋島。圖3為關島颱風中心所定葛樂禮颱風的六小時平均最佳路徑圖。

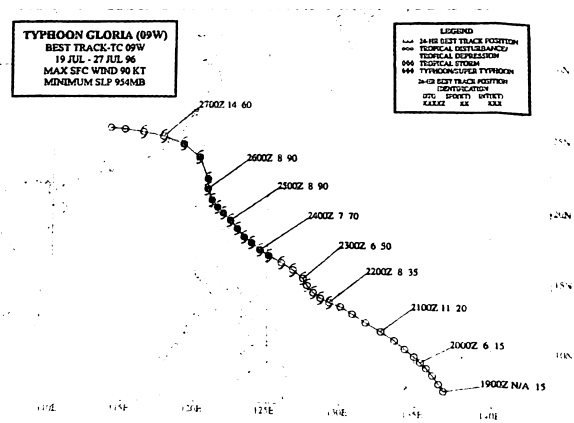


圖3 1996年葛樂禮颱風的發展與移動路徑圖，本研究分析時間為7月23日00UTC到26日12UTC(摘錄自 Joint Typhoon Warning Center)

我們使用1996年7月23日0000UTC到26日1200UTC的ECMWF/BASIC的全球資料，其水平的解析度為2.5°X2.5°，水平資料的範圍：160°E-90°E，75°N-5°N，其餘的設定例如使用的垂直層數、時間的選用與所使用的參數皆與道格颱風相同。

在葛樂禮颱風的8個時間個案(23日0000UTC到26日1200UTC)分析中(表三)，前兩個時間分別以5-7.5度與2.5度的環狀平均為主。接下來的兩個時間，則以7.5-10度為主，而其他4個時間則以7.5度為最佳駛流。在駛流受局部或大尺度影響的分析上(表四)，這8個時間內找不到局部因素影響的例子，也就是說駛流主要受大尺度所主宰。

表三 葛樂禮颱風最佳駛流分析表

葛樂禮颱風 時間(UTC)	觀測風場向動與最佳駛流之差值(m/s)										
	2.5°-5°	5°	5°-7.5°	7.5°	7.5°-10°	10°	10°-12.5°	12.5°	12.5°-15°	15°	
2300	3.5	3.0	2.6	0.4	1.9	3.1	4.3	4.3	4.3	4.3	
2312	0.8	0.9	1.1	1.2	1.3	1.0	1.0	1.9	3.0	3.0	
2400	3.6	3.1	2.6	2.2	1.8	1.3	1.4	2.1	2.9	3.2	
2412	5.9	5.2	4.5	3.3	2.1	0.4	1.6	2.4	3.2	3.2	
2500	8.0	5.6	3.5	2.3	2.0	2.2	2.4	2.8	3.3	3.3	
2512	8.5	6.3	4.2	1.8	1.1	2.0	3.0	3.3	3.6	3.6	
2600	8.6	7.2	5.7	3.5	2.1	3.0	4.3	4.9	5.4	5.4	
2612	6.7	6.3	6.0	5.2	4.8	5.3	6.0	6.6	6.6	6.6	

表四 葛樂禮颱風受局部或大尺度因素影響分析表

葛樂禮颱風 最佳駛流之40% (m/s)	時間 (UTC)	反演風場向動與最佳駛流之差值(m/s)					
		500km	750km	1000km	1250km	1500km	2000km
1.6	2300	4.1	4.2	5.5	6.0	5.7	5.5
2.1	2312	4.9	5.1	5.8	5.9	5.9	6.0
1.4	2400	3.4	3.4	3.7	3.9	3.9	3.4
1.4	2412	4.0	4.2	4.4	4.2	4.5	4.5
2.0	2500	5.3	5.5	5.5	5.6	5.6	5.6
2.5	2512	6.3	6.3	6.5	6.6	6.6	6.8
2.8	2600	6.8	6.7	6.8	7.0	6.9	7.2
2.1	2612	5.2	5.2	5.2	5.0	4.8	4.8

(三) 賀伯颱風(Herb)

當賀伯颱風形成時，它位處於三個颱風的最東邊，而這三個颱風當時正沿著季風槽的邊緣。其他兩個颱風分別為

Franklie(08w)、Gloria(09w)。圖4為關島颱風中心所定賀伯颱風的六小時平均最佳路徑圖。

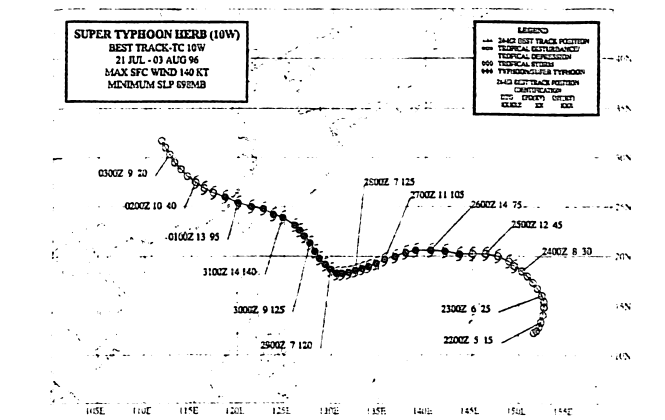


圖4 1996年賀伯颱風的發展與移動路徑，本研究分析時間為7月27日00UTC到30日12UTC。(摘錄自 Joint Typhoon Warning Center)

我們使用1996年7月28日0000UTC到30日1200UTC的ECMWF/BASIC的全球資料，水平資料的範圍為95°E-160°E，5°N-70°N。其餘的設定例如使用的水平的解析度、垂直層數、時間的選用與所使用的參數皆與葛樂禮颱風相同。

在賀伯颱風8個時間(27日0000UTC到30日1200UTC)的最佳駛流場半徑分析中(表五)，我們可以發現賀伯的最佳駛流沒有集中於某單一度數的環狀平均。至於駛流受局部或大尺度因素的分析上(表六)，8個時間內賀伯颱風的駛流皆受大尺度因素所影響。

表五 賀伯颱風最佳駛流分析表

賀伯颱風 時間(UTC)	觀測風場向動與最佳駛流之差值(m/s)										
	2.5°-5°	5°	5°-7.5°	7.5°	7.5°-10°	10°	10°-12.5°	12.5°	12.5°-15°	15°	
2700	8.0	5.5	3.9	3.2	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7	
2712	10.5	7.0	3.8	2.6	2.4	2.4	2.4	2.7	3.0	3.1	
2800	3.8	2.8	2.6	3.2	4.0	3.7	3.3	3.2	3.2	3.2	
2812	3.7	0.8	3.0	3.0	3.8	3.4	3.0	2.5	2.2	2.2	
2900	1.2	0.9	1.9	2.0	2.1	2.4	2.7	2.7	2.7	2.7	
2912	4.2	2.7	1.3	0.3	1.0	1.0	1.2	2.1	2.9	3.3	
3000	6.8	3.5	1.6	1.7	1.9	2.5	3.2	3.9	4.6	5.1	
3012	7.8	4.1	1.0	1.2	1.5	2.0	2.7	3.8	5.0	5.7	

表六 賀伯颱風受局部或大尺度因素影響分析表

賀伯颱風 最佳駛流值 40%(m/s)	時間 (UTC)	反演風場向量與最佳駛流場之差值(m/s)					
		500km	750km	1000km	1250km	1500km	2000km
1.1	2700	3.1	3.2	3.1	3.2	2.5	1.0
0.8	2712	2.3	2.1	2.5	2.4	1.5	1.0
1.2	2800	3.4	2.8	3.5	4.0	4.4	4.9
1.2	2812	4.9	5.4	5.9	6.7	7.6	6.6
1.4	2900	3.7	4.7	5.2	5.1	5.4	4.8
1.8	2912	4.8	5.4	5.1	5.0	5.2	4.0
1.2	3000	3.1	2.9	3.7	3.3	2.2	1.9
1.7	3012	4.4	4.3	4.5	3.9	2.8	2.4

(四) 菲力颱風 (Faye)

菲力颱風為 1995 年西北太平洋的第一個颱風。圖 5 為關島颱風中心所定菲力颱風的六小時平均最佳路徑圖。

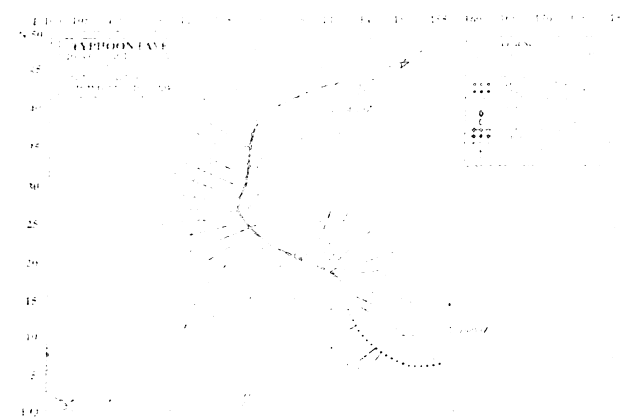


圖 5 1995 年菲力颱風的發展與移動路徑圖，本研究分析時間為 7 月 22 日 00UTC 到 23 日 12UTC。(摘錄自 Joint Typhoon Warning Center)

我們使用 1995 年 7 月 22 日 0000UTC 到 23 日 1200UTC 的 ECMWF/BASIC 的全球資料，水平資料的範圍：95 E-157.5 E，5 N-67.5 N，其餘的設定例如使用的水平的解析度、垂直層數、時間的選用與所使用的參數皆與葛樂禮颱風相同。

在菲力颱風方面，我們分析了 7 個時

間，由表七我們可以發現在 22 日 1200UTC 與 23 日 0000UTC 兩個時間，最佳駛流以 2.5 度為主，其他則以 5 度與 2.5-5 度為主。另外在駛流受局部或大尺度因素的控制分析方面(表八)，22 日 0000UTC 到 23 日 1200UTC 的四個時間中，22 日 0000UTC 影響颱風駛流的位渦範圍主要在 1250 公里內。另外 22 日 1200UTC 與 23 日 0000UTC 的分析中，影響颱風駛流的位渦半徑則內縮至 1000 公里內，至於 23 日 1200UTC 颱風駛流則主要受大尺度因素所主宰。

表七 菲力颱風最佳駛流分析表

菲力颱風 風場半徑 (緯度數)	時間 (UTC)	觀測風場向量與颱風運動 向量之差值(m/s)										
		2.5°	2.5°-5°	5°	5°-7.5°	7.5°	7.5°-10°	10°	10°-12.5°	12.5°	12.5°-15°	15°
2200	2200	2.4	1.1	0.7	1.6	2.7	3.4	4.1	4.6	5.0	5.1	5.2
2212	2212	1.1	1.9	3.3	4.4	5.9	6.9	7.9	7.7	7.5	6.8	6.4
2300	2300	2.5	3.2	3.9	5.1	6.5	7.1	7.7	7.9	8.2	8.3	8.6
2312	2312	3.5	3.2	3.3	4.0	4.8	5.3	5.9	6.5	7.0	7.4	7.7

表八 菲力颱風受局部或大尺度因素影響分析表

菲力颱風 最佳駛流值 40%(m/s)	時間 (UTC)	反演風場向量與最佳駛流場之差值(m/s)					
		500km	750km	1000km	1250km	1500km	2000km
1.9	2200	3.9	3.4	2.6	1.6	1.0	1.8
2.7	2212	5.7	4.3	2.1	1.7	2.6	4.1
2.6	2300	5.6	4.1	2.3	1.4	2.0	5.0
2.7	2312	6.6	6.2	6.0	5.8	6.6	7.4

(五) 波比颱風(Bobbie)

波比颱風為 1992 年西北太平洋的第二個颱風。波比颱風在 24 日 0600UTC 開始與位於菲律賓群島所形成的第三個颱風恰克 (Chuck) 有了雙颱交互作用 (binary interaction)，這樣的效應大概維持了三天，並影響到颱風的路徑。也就是說在 24 日 0600UTC 到 27 日 1200UTC 的時間裡，颱風的運動明顯地受到恰克颱風的影響因而有了輕微互繞的情形，而兩個颱風的距離在這段時間一直都維持

1400 公里左右。圖 6 為關島颱風中心所定波比颱風的六小時平均最佳路徑圖。

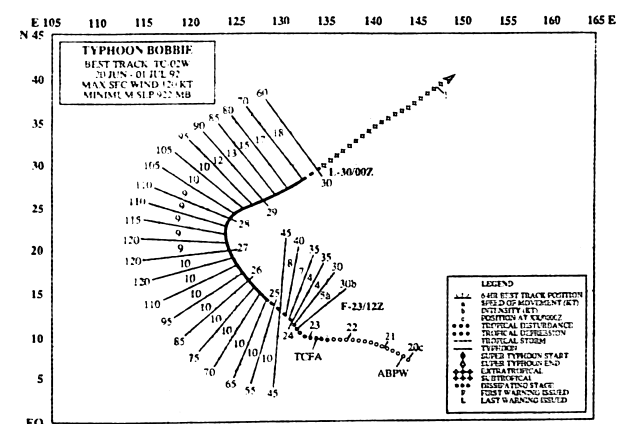


圖 6 1992 年波比颱風的發展與移動路徑圖，本研究分析時間為 6 月 26 日 00UTC 到 27 日 12UTC。(摘錄自 Joint Typhoon Warning Center)

我們使用 1992 年 6 月 26 日 00UTC 到 27 日 12UTC 的 ECMWF/BASIC 的全球資料，水平資料的範圍：95 E-157.5 E，5 N-67.5 N，其餘的設定例如使用的水平的解析度、垂直層數、時間的選用與所使用的參數皆與葛樂禮颱風相同。

在波比颱風四個時間個案 (26 日 0000UTC 到 27 日 1200UTC) 的分析中(表九)，我們發現最佳駛流半徑在 26 日 0000UTC 與 27 日 1200UTC 中以 5 度的環狀平均最接近颱風實際運動，在 26 日 1200UTC 與 27 日 0000UTC 則以 7.5 度為最接近。接著在颱風駛流受大尺度或局部影響分析方面 (表十)，我們可以發現在 26 日 0000UTC 到 27 日 1200UTC 中，前三個時間反演風場與最佳駛流場之誤差，在 1500 公里內可以小於最佳駛流的 40%，換句話說颱風駛流於 26 日 0000UTC、26 日 1200UTC 與 27 日 0000UTC 三個時間受局部因素所主宰。至於 27 日 1200UTC 到了 2000 公里誤差仍大於最佳駛流的 40%，因此在此時間內颱風駛流受大尺度因素所主宰。

表九 波比颱風最佳駛流分析表

波比颱風 風場半徑 (緯度數)	時間 (UTC)	觀測風場向量與颱風運動 向量之差值(m/s)										
		2.5°	2.5°-5°	5°	5°-7.5°	7.5°	7.5°-10°	10°	10°-12.5°	12.5°	12.5°-15°	15°
2600	2600	1.9	1.7	1.4	1.6	1.7	1.9	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
2612	2612	3.0	2.4	1.9	1.5	1.3	1.4	1.5	2.0	2.6	2.6	2.6
2700	2700	2.5	1.7	0.8	0.5	0.4	1.0	1.7	2.6	3.6	4.3	5.0
2712	2712	2.8	1.6	0.5	0.6	1.0	1.7	2.5	3.4	4.3	4.5	4.6

表十 波比颱風受局部或大尺度因素影響分析表

波比颱風 最佳駛流值 40%(m/s)	時間 (UTC)	反演風場向量與最佳駛流場之差值(m/s)					
		500km	750km	1000km	1250km	1500km	2000km
1.8	2600	4.4	4.5	3.4	2.0	0.2	1.6
2.0	2612	4.8	4.7	3.7	2.3	1.6	2.7
1.9	2700	4.7	4.5	3.6	2.2	1.5	2.3
1.7	2712	4.3	4.3	3.4	2.1	1.9	2.9

(六) 蒂娜颱風 (Tina)

發展成蒂娜颱風的熱帶擾動最先被發現於卡若來恩群島 (Caroline Islands) 東方的對流區域內。圖 7 為關島颱風中心所定蒂娜颱風的六小時平均最佳路徑圖。

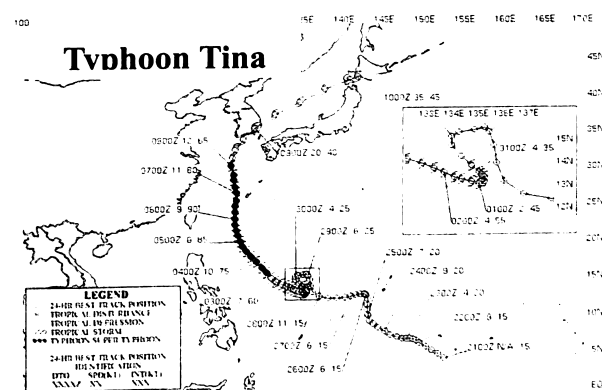


圖 7 1997 年蒂娜颱風的發展與移動路徑圖，本研究分析時間為 8 月 6 日 00UTC 到 7 日 12UTC。(摘錄自 Joint Typhoon Warning Center)

我們使用 1997 年 8 月 6 日 00UTC 到 7 日 12UTC 的 ECMWF/BASIC 的全球資料，水平資料的範圍：95 E-155 E，5 N-65 N 其

餘的設定例如使用的水平的解析度、垂直層數、時間的選用與所使用的參數皆與葛樂禮颱風相同。

在蒂娜颱風的四個個案中(表十一)(6日0000UTC到7日1200UTC),除了7日0000UTC的最佳駛流半徑為2.5-5度外,其餘三個時間皆集中於5度。另外由駛流受局部或大尺度的分析中(表十二)顯示,颱風駛流則皆受局部因素所主宰。而且除了6日0000UTC受1250公里內的位渦主宰外,其他三個時間1000公里內的誤差即可小於40%。

表十一 蒂娜颱風最佳駛流分析表

Table with 11 columns: 蒂娜颱風, 風場半徑(緯度數), 時間(UTC), and 10 columns of wind speed difference values (2.5°-15°).

表十二 蒂娜颱風受局部或大尺度因素影響分析表

Table with 8 columns: 蒂娜颱風, 最佳駛流值40%(m/s), 時間(UTC), and 6 columns of distance-based wind speed difference values (500km-2000km).

(七) 珍妮絲颱風(Janis)

發展成珍妮絲颱風的熱帶擾動形成於卡若來恩群島(Coroline Islands)的東方海域。圖8為關島颱風中心所定珍妮絲颱風的六小時平均最佳路徑圖。我們使用1992年8月6日00UTC到7日12UTC的ECMWF/BASIC的全球資料,水平資料的範圍:100°E-160°E,5°N-65°N其餘的設定例如使用的水平的解析度、垂直層數、時間的選用與所使用的參數皆與葛樂禮颱風相同。

在珍妮絲颱風的四個個案中(表十

三)(6日0000UTC到7日1200UTC),前兩個時間的最佳駛流半徑皆位於2.5-5度,7日0000UTC與7日1200UTC則分別以5度與2.5度為最佳駛流半徑。另外由駛流受局部或大尺度的分析中(表十四)顯示,珍妮絲颱風除了6日0000UTC外,其他時間皆受局部因素。而且除了6日1200UTC颱風受到1500公里以內的位渦主宰外,7日的兩個時間皆受到1250公里內的位渦所控制。

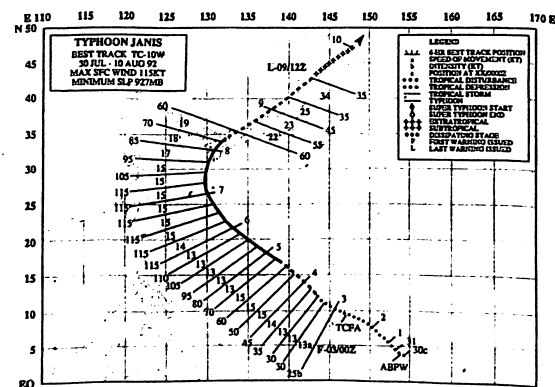


圖8 1992年珍妮絲颱風的發展與移動路徑圖,本研究分析時間為8月6日00UTC到7日12UTC。(摘錄自Joint Typhoon Warning Center)

表十三 珍妮絲颱風最佳駛流分析表

Table with 11 columns: 珍妮絲颱風, 風場半徑(緯度數), 時間(UTC), and 10 columns of wind speed difference values (2.5°-15°).

表十四 珍妮絲颱風受局部或大尺度因素影響分析表

Table with 8 columns: 珍妮絲颱風, 最佳駛流值40%(m/s), 時間(UTC), and 6 columns of distance-based wind speed difference values (500km-2000km).

(八) 凱颱風(Gay)

變成凱超級颱風的熱帶擾動被發現於11月13日,而發現的位置位於馬歇爾群島(Marshall Islands)附近的季風槽旁。圖9為關島颱風中心所定珍妮絲颱風的六小時平均最佳路徑圖。

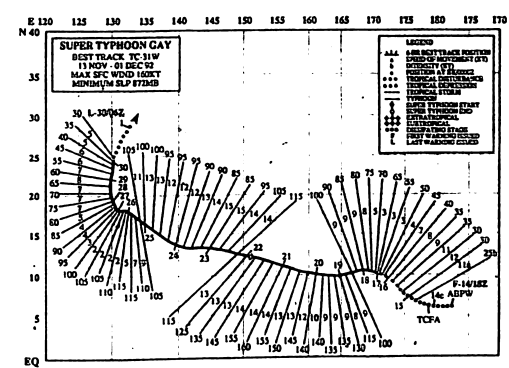


圖9 1992年凱颱風的發展與移動路徑圖,本研究分析時間為11月28日00UTC到29日12UTC。(摘錄自Joint Typhoon Warning Center)

我們使用1992年11月28日00UTC到29日12UTC的ECMWF/BASIC的全球資料,水平資料的範圍:100°E-160°E,5°N-65°N其餘的設定例如使用的水平的解析度、垂直層數、時間的選用與所使用的參數皆與葛樂禮颱風相同。

在凱颱風四個時間個案(28日0000UTC到29日1200UTC)的分析中(表十五),我們發現最佳駛流半徑在28日0000UTC與29日1200UTC兩個時間以5度的環狀平均最接近颱風實際運動,在28日1200UTC與29日0000UTC則分別以2.5度與2.5-5度的環狀平均和實際颱風最相似。接著在颱風駛流受到大尺度或局部因素影響的分析方面(表十六),我們可以發現在28日0000UTC到29日1200UTC中皆找不到值小於最佳駛流的40%,換句話說,在這段時期颱風駛流皆受到大尺度因素所控制。

表十五 凱颱風最佳駛流分析表

Table with 11 columns: 凱颱風, 風場半徑(緯度數), 時間(UTC), and 10 columns of wind speed difference values (2.5°-15°).

表十六 凱颱風受局部或大尺度因素影響分析表

Table with 8 columns: 凱颱風, 最佳駛流值40%(m/s), 時間(UTC), and 6 columns of distance-based wind speed difference values (500km-2000km).

(九) 彼得颱風(Peter)

彼得颱風為97年6月3個颱風中的其中一個,它的強度剛好到達颱風的最低限度。圖10為關島颱風中心所定彼得颱風的六小時平均最佳路徑圖。

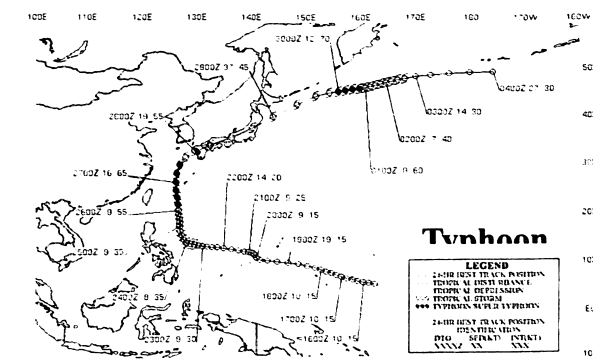


圖10 1997年彼得颱風的發展與移動路徑圖,本研究分析時間為6月26日0000UTC到27日1200UTC(摘錄自Joint Typhoon Warning Center)

我們使用1997年6月26日00UTC到27日12UTC的ECMWF/BASIC的全球資料，水平資料的範圍：100°E-160°E，5°N-65°N其餘的設定例如使用的水平的解析度、垂直層數、時間的選用與所使用的參數皆與葛樂禮颱風相同。

在彼得颱風四個時間個案（26日0000UTC到27日1200UTC）的分析中（表十七），我們發現前三個時間的最佳駛流半徑皆以5度環狀平均為最接近實際颱風運動。而27日1200UTC則以2.5-5度的環狀平均為最接近實際颱風運動。另外，由颱風駛流受局部或大尺度因素影響的分析（表十八），我們可以發現在這段時期內皆找不到1500公里內的值有小於最佳駛流值的40%，也就是說颱風在這段時間內受大尺度因素影響較大。

表十七 彼得颱風最佳駛流分析表

彼得颱風 時間(UTC)	觀測風場向量與最佳駛流之差值(m/s)										
	2.5°-5°	5°	5°-7.5°	7.5°	7.5°-10°	10°	10°-12.5°	12.5°	12.5°-15°	15°	運
2600	4.3	2.4	0.5	0.7	1.0	1.3	1.6	2.0	2.6	2.6	2.6
2612	4.0	2.4	0.7	0.8	0.9	1.7	2.4	3.5	4.6	5.8	7.0
2700	6.2	2.5	1.2	2.7	4.3	4.9	5.8	6.5	7.5	8.2	8.9
2712	1.8	0.6	1.0	1.8	2.7	3.8	5.3	6.6	7.9	1.8	9.1

表十八 彼得颱風受局部或大尺度因素影響分析表

彼得颱風 最佳駛流值 40%(m/s)	時間 (UTC)	反演風場向量與最佳駛流之差值(m/s)					
		500km	750km	1000km	1250km	1500km	2000km
2.1	2600	5.6	5.7	5.7	5.1	3.8	2.2
2.6	2612	7.3	7.2	6.4	5.2	3.0	1.7
3.5	2700	4.1	10.1	8.4	6.0	4.3	4.1
3.5	2712	8.7	8.9	7.9	6.2	4.8	3.9

四、結論與討論

在本論文中我們藉由了解控制駛流的空間尺度來明白颱風運動的特性，並使

用位渦反演的技術，得到颱風運動是受多大的空間尺度所影響。在本研究一共分析了47個時間個案，發現最佳駛流的半徑大小會隨著不同的颱風個案而有所變化；但最佳駛流的半徑皆小於10度的環狀平均。另外，在颱風運動受局部或大尺度因素影響的分析方面，我們定義當颱風運動受1500公里內的位渦所控制時，颱風運動受到局部因素所主宰；如果颱風運動不是受2000公里內的位渦所控制時，則颱風運動為受到大尺度因素所主宰。而在我們的分析中，颱風運動受大尺度因素主宰的時間個案共有34個，受局部因素主宰的時間則只有13個。颱風運動受局部或大尺度因素影響的個案分佈情況可以由圖11了解。

在所做的分析中，除了波比颱風的前3個時間個案外，颱風運動受局部因素影響的個案大多集中在一個區域內。而波比颱風的前3個時間個案（圖11中右下角三個受局部因素影響的個案）受局部因素影響的原因可能與雙颱風效應（binary interaction）有關。在分析波比颱風的四個時間個案中，在颱風的西南方約1400公里附近有一個恰克颱風（Chuck）的存在。恰克颱風與波比颱風兩者之間，由於兩者之間的距離較近，因此產生了互繞的效應，而互相影響的時間為24日0600UTC到27日1200UTC，正好為個案分析的時間。因此恰克颱風可能為影響波比颱風駛流的局部因素。此外在其他受局部因素影響的10個颱風中，其個案分佈的區域皆偏向於北緯22度以北的廣大海面上。

在實驗分析所得的34個受大尺度因素影響的個案中，其分佈位置較廣，不像受局部因素所主宰的個案那樣有明顯的規則可尋，但仍有一些脈絡可尋，例如相對於受局部因素控制的個案，我們可以發現受大尺度因素控制的個案其所屬的位置有偏向於較南邊的趨勢，但是仍有一些例外，如菲力颱風的第4個時間個案、彼得颱風的最後2個時間個案及道格颱風的最後3個時間個案。

在颱風與個案時間的選取方面，我們以下列幾個條件來作選取：(1) 季節：以不同月份的颱風作為我們所要分析的對象，而這樣的目的是為了了解在不同的大尺度環境下，颱風運動是受何範圍所影響；(2) 離陸地遠近：以距離陸地不同遠近的時間個案來了解此因素是否對颱風運動有影響；(3) 反向（recurve）：藉由颱風反向與否來了解颱風運動是否受到反向所影響。

而藉由上面的選取原則，我們可以發現一些脈絡，例如以季節選取原則為例，在道格颱風、葛樂禮颱風與賀伯颱風，3個為1996年連續發生的颱風，由於時間相近且大尺度的環境因素類似，再加上由我們分析的結果顯示：3個颱風的運動皆受大尺度因素所主宰，因此季節可能為影響颱風運動的因素之一。而這樣的結果我們可以由道格颱風、葛樂禮颱風與賀伯颱風的分析了解，颱風基本上皆沿著副熱帶高壓邊緣向西北方向移動。

在距離陸地遠近方面，由道格颱風最後3個靠近大陸沿岸的個案及菲力颱風最後一個位於陸地上的個案而言，這4個個案皆為大尺度因素所主宰。而由這樣的結果顯示，似乎距離陸地遠近對颱風運動有一定的影響。

另外以颱風的反向與否，我們選擇了颱風在反向後的時間個案例如菲力颱風、蒂娜颱風、珍妮絲颱風、凱颱風及彼得颱風，由以上的20個案，我們可以發現受大尺度因素影響的時間有10個個案，受到局部因素控制的亦有10個個案。而這10個個案的分佈區域皆較集中，這樣的結果亦可由圖11可以發現。

在這些分析中一共做了47個個案，而得到的結果有限，但是我們仍了解到一些脈絡，例如雙颱風效應可能是造成颱風運動受局部因素的因素之一。相近的月份可能會造成颱風運動皆受大尺度或局部因素所主宰。而這些類似規則的脈絡，在未來都需要再進一步進行天氣學上詮釋，以及分析更多的個案來加以證實。

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
- Bresky, W. C. and S. J. Colucci, 1996: A forecast and analyzed cyclogenesis event diagnosed with potential vorticity. *J. Atmos. Sci.*, **124**, 2227-2244.
- Chan, J. C.-L., and W. M. Gray, 1982: Tropical cyclone movement and surrounding flow relationships. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1354-1374.
- Charney, J. G., 1955: The use of primitive equations of motion in numerical prediction. *Tellus*, **7**, 22-26.
- Davis, C. A., and K. A. Emanuel, 1991: Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1925-1953.
- Dong, K., and C. J. Neumann, 1986: The relationship between tropical cyclone motion and environment geostrophic flows. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 115-122.
- Eliassen, A. 1952: Slow thermally or frictionally controlled meridional circulation in a circular vortex. *Astrophys. Norv.*, **5**, 19-60
- Elsberry, R. L., 1995: Tropical cyclone motion., Global Perspectives on Tropical Cyclones, *World Meteorological Organization Technical Document, Report no. TCP-38.*, 106-197
- Franklin, J. L., 1990: Dropwindsonde observations of the environmental flow of Hurricane Josephine (1984): Relationships to vortex motion. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2732-2744.
- Franklin, J. L., Lord, S. E. Feuer, J. Kaplan, and S. D. Aberson, 1996: Tropical cyclone motion and surrounding flow relationship: Searching for beta gyres in Omega dropwindsonde datasets.

- Mon. Wea. Rev.*, **124**, 68-84.
- George, J. E., and W. M. Gray, 1976: Tropical cyclone motion and surrounding parameter relationships. *J. Appl. Meteor.*, **15**, 1252-1264.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential-vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.
- Huo, Zonghui, D.-L. Zhang, and J. Gyakum, 1998: An application of potential vorticity inversion to improving the numerical prediction of the March 1993 superstorm. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 424-436.
- Miller, B. I., 1958: The use of mean layer winds as a hurricane steering mechanism. U.S. National Hurricane Research Project, Rep. No. **18**, 24 pp.
- Neumann, C. J., 1979: On the use of deep layer mean geopotential height fields in statistical prediction of tropical cyclone motion. Preprints. Sixth Conf. on Probability and Statistics in Atmosphere Sciences, Banff, Amer. Meteor. Soc., 32-38.
- Sanders, F., and R. W. Burpee, 1968: Experiments in barotropic hurricane track forecasting. *J. Appl. Meteor.*, **7**, 313-323.
- Schubert, W. H., and B. T. Alworth, 1987: Evolution of potential vorticity in tropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 147-162.
- Shapiro, L. J., and J. L. Franklin, 1995: Potential vorticity in Hurricane Gloria. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1465-1475.
- _____, 1996: The motion of hurricane Gloria: A potential vorticity diagnosis. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2497-2508.
- _____, L. J., and J. L. Franklin, 1999: Potential vorticity asymmetries and tropical cyclone motion. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 124-131.
- _____, L. J., and K. V. Ooyama, 1990: Barotropic vortex evolution on a beta plane. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 170-187.
- Wu, C.-C., and K. A. Emanuel, 1995a: Potential vorticity diagnostics of hurricane movement. Part I: A case study of hurricane Bob (1991). *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 69-92.
- _____, and _____, 1995b: Potential vorticity diagnostics of hurricane movement. Part II: tropical storm Ana (1991) and hurricane Andrew (1992). *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 93-109.
- 季明立, 1997: 颱風離台引進西南氣流探討。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文, 128 頁。
- 盧妙玲, 1998: 颱風運動的診斷。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文, 128 頁。
- 羅靜瑜, 1997: 颱風運動與其駛流關係之研究。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文, 104 頁。

The spatial scale of influence typhoon motion

Ryan Lee Kuo H. C.

Department of Atmospheric Sciences National Taiwan University

Abstract

Typhoon could be viewed as a Tyler column, and its movement is mainly affected by the environmental mean flow. Thus we can derive better understanding of the characteristic of typhoon movement through investigating the spatial dimension of the processes controlling the steering flow. In this study we took deep layer mean (DLM) flow as typhoon's steering flow, and Piecewise Potential Vorticity Inversion Technique (Shapiro, 1999) was used to investigate the statistical characteristic of the spatial dimension that typhoon movement was controlled in the northwestern Pacific.

We defined typhoon movement was "locally controlled" as it was mainly governed by potential vorticities within 1,500 kilometers in spatial scale. Otherwise, we defined typhoon movement was controlled by large-scale factor as it was not mainly governed by potential vorticities within 2000 Km. 47 cases were analyzed, while 34 cases were controlled by large-scale factor and only 13 cases were "local controlled". In these 13 cases, except the first 3 cases in Typhoon Bobbie, are located in the vast ocean north than 22N. And the 3 cases in Typhoon Bobbie are "locally controlled" might be related to Typhoon Chuck. In 34 cases controlled by large-scale factor, all cases are not clustered in some specific area like "locally controlled", and tend to be located more south. Through this analysis, we hope to derive the pattern of typhoon movement controlled locally or by large-scale factor in the northwest Pacific.