

中央氣象局委託研究計畫成果報告

颱風路徑可預報度之探討

A Potential Vorticity Diagnosis of Typhoon Track

計畫類別：☒國內☐國外

計畫編號：CWB 87-2M-01

執行時間：86年7月1日至87年6月30日

計畫主持人：郭鴻基

執行單位：台灣大學大氣科學系

中華民國八十七年六月三十日

摘要

颱風是一個局部渦度集中類似泰勒柱(Taylor column)的系統，因此我們可將颱風視為幾近剛體並為大尺度的環境流場所帶動，即是所謂駛流的概念。然而駛流至今尚無明確的定義，而且哪些高度的動力在主宰颱風的運動也是眾說紛紜。駛流的決定在傳統上是對颱風做環狀深對流平均，例如 Chan and Gray (1982) 以距颱風中心 $5^{\circ} - 7^{\circ}$ 、850-300mb 的環狀深對流平均得到與颱風運動有最佳相關；Franklin (1996) 將颱風中心附近的水平風場作垂直氣壓權重平均後可解釋 80% 大西洋的 24 小時颱風運動。然而這些方法是經驗法則無法做太多動力上的探討。

在絕熱且無摩擦的情況下，位渦這個物理量將會是保守的，若再給予適當的邊界條件，我們可由位渦的分布反演求得三維的風場及溫度場資料。位渦反演的技術已被證實在了解中緯度及大尺度的動力上非常有用，並且也愈來愈常被用在熱帶地區。因此我們使用 Davis (1992) 發展出的片段位渦反演技術 (Piecewise Potential Vorticity Inversion Technique) 來診斷各位渦擾動片對颱風運動的貢獻。使用 Shapiro (1996) 之軸對稱基本場定義，反演的結果顯示西太平洋道格颱風(1994)的運動主要是由低層流場所主宰，初期是高層位渦擾動的貢獻大，而末期則是低層位渦擾動重要。在位渦擾動的貢獻方面，高低層位渦擾動皆幾乎貢獻在低層流場。並且我們也將高低層位渦擾動對颱風的運動的貢獻度作量化的討論。片段位渦擾動的結果亦顯示道格颱風主要受到太平洋高壓的主宰。然而同樣的方法應用在不同路徑形式的賴恩颱風卻較不理想，因此將來在運用此技術時要考慮颱風周圍大尺度流場的明顯程度。

我們亦使用了 Wu and Emanuel (1995) 的季節平均基本場於道格颱風之片段位渦反演上，研究顯示兩種基本場的結果基本上是一致的。但使用季節平均場所需要的切割數較多，討論高低層位渦擾動的貢獻時較不易。

這些研究的方法皆是首次運用在西太平洋颱風個案上，最終便是希望之後能對西太平洋的颱風運動有較定量的了解，並且能協助未來進行飛機觀測或數值運算實驗之用。

第一章、前言

1.1 颱風運動的概念

颱風是一個局部渦度集中垂直偶合相當好的三維渦旋，通常位處於一個均勻的大尺度背景流場。由眾多的觀測及理論顯示颱風運動與大尺度背景流場有相當密切的關係。因此傳統上有所謂的駛流的概念，即在考慮颱風如一泰勒柱(Taylor column)，熱帶氣旋的運動是被大尺度的環境流場所驅使。

而理論上我們可以將全部的风場分為三部份（如圖 1）：對稱於颱風中心的渦旋（即颱風本身的環流）、大尺度均勻環境流場（也就是所謂的駛流）、及非軸對稱的部份（即颱風北北東方的反氣旋式渦旋及南南西方的氣旋式渦旋）。此非軸對稱部份，可以由颱風環流和行星渦度梯度或大尺度環流交互作用所產生(Chan and Williams, 1987)，這部份非軸對稱流場在我們要使用之資料並無法被解析出來。對稱的渦旋對於颱風的運動沒有貢獻，因此颱風的實際運動是由大尺度環境流場及非軸對稱的部份的相疊加的結果。然而在實際的個案中我們無法區分出這三個部份，而熱帶海洋地區又相當缺乏觀測資料，因此如何定義出駛流場，並區隔出颱風渦旋，是一件相當困難的事。而事實上，至今對於駛流場的定義尚無定論。諸如哪一高度層是最佳的駛流層？環狀平均該如何定義？還有要以那個高

並非足以代表颱風的環境流場。

Franklin et. al.(1996)研究 1982-1992 十年大西洋的颱風個案，發現颱風運動與取距中心半徑 3° (約 333 公里) 之深對流平均 (DLM, Deep Layer Mean) 流場有非常好的相關，並且這樣的駛流場定義可解釋超過 90% 的颱風運動。

1.2.2 位渦概念(PV thinking)與反演原理之應用

位渦包含了三維的熱力及動力資訊。Hoskins et al. (1985) 對等熵面上的位渦的運用有相當詳細的說明，並指出位渦有下列重要的物理性質：(1) 保守原理：在無摩擦與非絕熱的情況下位渦會保守；(2) 反演原理：在適當的平衡動力及邊界條件下，可由已知的位渦分佈反演求得其所伴隨之平衡風場及溫度場。

對於位渦的概念及其反演，即方程式(4)、(5)及其變數(q 、 Φ 、 Ψ)可以與電磁學中的參數及方程式作物理上的相似，如表一。位渦(q)就如同電磁學中之點電荷(ρ)：位渦的存在會伴隨著所屬的風場及溫度場的存在；而在空間中有點電荷的存在，便會產生所屬之電場(E) (Griffiths, 1989)。而流方程(Ψ)及重力位(Φ)可分別表示成水平風場(v)及溫度場(θ)之旋度及梯度；電位(V)則是電場的梯度。位渦可表示成 Ψ 及 Φ 的函數，再加上 Ψ 及 Φ 滿足非線性平衡方程，因此配合邊界條件，由已知的位渦分佈可以反演求得風場及溫度場，即所謂的位渦反演原理；在物理上，點電荷及其電位滿足包桑方程(Poisson equation)，因此由已知的電荷分佈及適當的邊界條件，同樣可以反

而位渦反演理論運用在颱風運動方面，Wu and Emanuel (1995ab，後面簡稱為 WEM) 是最先將片段位渦反演技術運用在颱風運動的研究上。他們取季節平均值當作基本場，利於做不同颱風個案間的探討，在非線性平衡的條件下反演求得每個位渦擾動片之貢獻。而其颱風平流流場(advection flow)定義為除去颱風本身的正位渦擾動後的位渦擾動場反演所得的通過颱風中心之瞬時流場。他們研究 1991 及 1992 年大西洋颱風 Bob(1991)、Ana(1991)、及 Andrew(1992)共三個個案結果顯示前述之定義非常接近實際颱風運動，並且瞭解高層與低層位渦擾動對於颱風運動的貢獻皆重要。

接著，Shapiro (1996) 則提出將對颱風中心作環狀平均後的風場當作是基本場，如此的定義與颱風個案本身較有相關，也符合颱風這樣一個幾近對稱的渦旋，並且此平均風場對於駛流的求取不會有貢獻。Shapiro 研究 1985 年大西洋颱風 Gloria 個案，此個案擁有非常高解析度的風場及溫度資料，幾乎是有最詳盡資料的颱風個案。分析結果顯示 Gloria 颱風中心處於兩個較弱且相反旋轉的非軸對稱流場中間，並且取反演後通過颱風中心 1000-100 百帕之深對流平均流場則與實際運動 (6.2 m/s) 約小 1.0 m/s，可解釋約 5/6 的颱風運動。並且藉由片段位渦反演技術的幫助，得知對於 Gloria 颱風運動的主要貢獻來自於以颱風中心半徑 1000 公里，500 百帕以上圓柱形的位渦擾動。

1.3 研究動機

第二章、公式及原理

2.1 颱風運動動力方程

傳統上研究渦旋的運動是利用非輻散正壓模式，所使用的渦度方程為：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \bar{v}_\psi \cdot \nabla(\zeta + f) = 0$$

上式即為絕對渦度保守方程。其中 ζ 為相對渦度， $\bar{v}_\psi$ 為非輻散風， f 是科氏常數。

然而 Shapiro and Ooyama(1990)指出渦旋的移動和發展在淺水模式中當深度僅有 1 公里時不太受到輻散項的影響。但當流體的深度越厚時，輻散項的貢獻則不可忽略，此時使用位渦(PV)這個保守的物理量將最恰當。

利用位渦來診斷天氣系統的想法不僅是因為保守性（在無摩擦及無非絕熱情況下）與反演兩種特性外，並且更吸引注意的是它能給我們某一特殊位渦擾動所相關之風場及溫度場擾動，即所謂的片段位渦反演(Piecewise PV Inversion)。因此我們希望藉由位渦的這些特性，使用位渦來診斷颱風運動。

隨著風場與溫度場間的平衡條件之不同，目前有兩種位渦反演

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

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。

將 EPV 表示成高度場及流函數的函數，再加上非線性平衡方程，則可由 EPV 反演求得平衡之高度場及風場，並利用這兩種資訊進一步診斷颱風運動。詳細的 EPV 位渦反演方法將於下兩小節說明。

2.2 全部位渦反演(Total EPV Inversion)：

若假設風場為非輻散風下 ($\mathbf{V} = \mathbf{k} \times \nabla\Psi$)，及靜力平衡近似

($\theta = -\frac{\partial\Phi}{\partial\pi}$)，則(1)式可改寫成：

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

為求數學上的精簡討論，上面的(2)、(3)式可以算子符號表示如下 (Shapiro, 1996)：

側邊界條件則是事先給定 (prescribe)，如同觀測值：

$$\left. \frac{\partial \Phi}{\partial s} \right|_L = 0, \quad \left. \frac{\partial \Psi}{\partial s} \right|_L = 0$$

其中 L 表示側邊界(Lateral Boundary)。

並以觀測的重力位場資料當作是反演的初始猜測值。

2.3 片段位渦反演(Piecewise PV Inversion)

若將各變數 (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：

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

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

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

而基本場 $\overline{\Phi}, \overline{\Psi}, \overline{q}$ 亦滿足非線性平衡(4)、(5)式，即：

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

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

$$\left\{ \begin{array}{l} \nabla^2 \Phi'_i = \nabla \cdot (f \nabla \Psi'_i) + B(\bar{\Psi} + \frac{1}{2} \Psi', \Psi'_i) + B(\Psi'_i, \bar{\Psi} + \frac{1}{2} \Psi') \dots\dots\dots (15) \\ q'_i = L(\Phi'_i) + Q(\bar{\Psi} + \frac{1}{2} \Psi', \Phi'_i) + Q(\Psi'_i, \bar{\Phi} + \frac{1}{2} \Phi') \dots\dots\dots (16) \end{array} \right.$$

將位渦的擾動場分解成許多小片（即 q'_i ），並將 q'_i ， (Φ', Ψ') 及 $(\bar{\Phi}, \bar{\Psi})$ 代入上述之方程組可反演求得各小段位渦擾動（ q'_i ）所相對應的重力位擾動場及流函數擾動場（ Φ'_i, Ψ'_i ），各小段位渦擾動貢獻之線性疊加結果便是全部位渦擾動的貢獻，亦即：

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

而垂直及側邊界條件與初始猜測值如同全部位渦反演。

片段位渦反演的技術在 Davis (1992) 中有更為詳細的評估。利用此套反演工具我們可以求得某片特殊位渦擾動所對應之溫度及風擾動場，進而瞭解此段位渦對於某特定之天氣系統之貢獻程度。

WEM 及 Shapiro(1996)曾成功地將此片段位渦反演技術應用在大西洋的颱風運動診斷上。這兩作者之反演方法將於第三章中詳加敘述。

(2) 空間平均：

- Shapiro(1996)研究 1985 年 Gloria 颱風使用軸對稱平均之風場當作是其基本場，因此風場基本場對颱風運動沒有貢獻而對颱風運動有影響的則完全為擾動場的部份，而使用片段位渦反演方法所求得的擾動風場則不需再加上風場基本場。
- 季(1997)研究道格颱風侵台時位渦通量及水汽通量的變化時，使用的是單一值的空間平均而非時間平均，避免因時間平均後颱風移經的路徑上方為一片較低的高度平均場，而這單一空間平均值在其研究期間內變動不大，使得各時間的基準能達到一致。然而其單一值的空間平均並非滿足(10)式，而省略了(10)式中的 $B(\bar{\Psi}, \bar{\Psi})$ 以及 f 的梯度，即僅滿足地轉平衡： $\bar{\Phi} = f_0 \bar{\Psi}$ 。

總而言之，基本場與所要研究的天氣系統甚至於想探討的因素有關，因此在使用片段位渦反演技術時要特別小心基本場的定義。

帕之位溫擾動場)，及低層(L)包括 250 百帕及以下的位渦擾動（也包含 925 百帕之位溫擾動）。而低層(L)又再區分為颱風渦漩(LS)，這部份是主觀地決定颱風中心附近幾個網格點，以及扣除颱風渦漩之低層環境位渦擾動(LE)。將前述之三部份位渦擾動代入片狀位渦擾動的公式反演求得各自所對應之平衡風場。颱風中心為 LS 反演出之流場中風速趨近於零的那點，稱為平衡中心(balanced vortex center)。而 WEM 對於颱風運動的定義為通過颱風中心的氣候值(Mean)加上低層環境(LE)及高層(U)三部份反演的風場（即 Mean+LE+U）。

(b) 處理流程

1. 由(1)式算位渦場，並做重力位場及位渦場之氣候平均：

$$u_{obs}, v_{obs}, \theta_{obs} \xrightarrow{(1)} q_{obs}$$

$$\Phi_{obs}, q_{obs} \xrightarrow{Time\ Average} \bar{\Phi}, \bar{q}$$

2. 將氣候平均之位渦場帶入(4),(5)式做全部位渦反演並以氣候平均重力位場當初使猜測值，得到平衡之重力位及流函數氣候場：

$$\bar{q} \xrightarrow[\bar{\Phi} \text{ as a guess}]{(4),(5)} \bar{\Phi}_{NB}, \bar{\Psi}_{NB}$$

$$\text{and } \bar{q} = q_{Mean}$$

(a) 方法

Shapiro 定義基本場為軸對稱平均的風場，這樣的定義不需如同 WEM 得主觀地將颱風挖去，而且這樣的基本場對駛流的求取不會造成影響。颱風中心附近剩下不對稱的弱位渦擾動，符合準平衡 (quasigeostrophic) 的範疇。

Shapiro 研究 1985 年大西洋颱風 Gloria 個案，利用高解析度的風場及溫度場資料算三維位渦分佈，再經由全部位渦反演(4)，(5)式求得三維之平衡重力位分佈(Φ)。由於颱風是一個幾近對軸對稱的渦旋，且在做位渦反演時風場是假設非旋轉風，因此定義軸對稱流函數基本場為風場基本場，即對流函數做環狀平均：

$$\bar{\Psi} = \frac{1}{2\pi r} \oint \Psi r d\theta$$

如此不論是以通過颱風中心的瞬間風場為駛流場，或用環狀平均場當作駛流場基本場都不會有貢獻。流函數擾動定義則如同(7)式。

重力位基本場則是考慮颱風中心附近為梯度風平衡方程即（註，重力位基本場之求解請見附錄）：

$$\nabla^2 \hat{\Phi} = \nabla \cdot (f_0 \nabla \bar{\Psi}) + B(\bar{\Psi}, \bar{\Psi}) \dots (17)$$

$$u_{obs}, v_{obs}, \theta_{obs} \xrightarrow{(2)} q_{obs}$$

2. 將觀測位渦場代入方程組(4),(5)做全部位渦反演，並以觀測流方程場為初始猜測值，求得達非線性平衡之高度場及流函數：

$$q_{obs} \xrightarrow[\Psi_{obs} \text{ as a guess}]{(4),(5)} \Phi_{NB}, \Psi_{NB}$$

3. 對流函數做環狀平均當作流函數基本場，並由式(8)求得流函數擾動場：

$$\Psi_{NB} \xrightarrow{\text{Circular Average}} \bar{\Psi} \xrightarrow{(8)} \Psi'$$

4. 重力位基本場則是透過梯度風平衡(17)式求得，再由(7)式求出重力位擾動場：

$$\bar{\Psi} \xrightarrow{(17)} \hat{\Phi} \xrightarrow{(7)} \Phi'$$

5. 將高度基本場及流函數基本場代入方程式(18)求得位渦基本場，

中的第二個步驟改為：

2. 將觀測位渦場代入方程組(4),(5)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：

$$q_{obs}, \Phi_{obs} \xrightarrow{(4),(5)} \Phi_{NB}, \Psi_{NB}$$

步驟 1 及 3-7 與 3.1.2(b)一樣。颱風中心使用局部位渦極大值。而颱風之運動則是使用環狀平均而非通過颱風中心瞬時之風場（原因請見後文之討論）。

我們並將 WEM，Shapiro(1996)及本研究之資料與研究方法之比較整理成表二。

3.2 深對流平均

定義深對流平均 DLM（Deep Layer Mean）為：

$$DLM = \frac{\int_{P_1}^{P_2} V dP}{\int_{P_1}^{P_2} dP}$$

第四章、 資料

4.1 資料簡介

(a) 道格颱風個案：

使用 1994 年 8 月 ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) /ADVANCED 的全球資料，其水平解析度為 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ，垂直共使用 11 層包括：1000、925、850、700、500、400、300、250、200、150、100 百帕，時間則是選用 00Z 和 12Z。使用的水平資料範圍： 105°E - 150°E ， 6°N - 51°N 。所選用的變數為：重力位 (geopotential)、風場 (u, 東西向風；v, 南北向風)、溫度。而道格颱風個案分析的時間由 8 月 4 日 00Z 至 9 日 00Z。

由於後面的研究中需要做 1994 年 7 月至 9 月的季節平均，而現有 EC 資料中僅有 EC/BASIC 資料，因此 7 月及 9 月此兩個月是使用 EC/BASIC 資料。此資料之水平解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，垂直層數、時間解析度及使用變數、水平資料範圍皆與前述之 EC/ADVANCED 資料相同。

將高解析度的 EC/ADVANCED 資料作全部位渦反演時無法得到收斂的解，而原因可能是高解析度的資料解析到較為中小尺度的現象使得求解過程中雜訊過多，因而無法收斂，亦有可能是因自由度

道格颱風在 8 月 2 日 07Z 成為熱帶低壓(TD)，然後快速地於 3 日 18Z 增強為颱風(TY)，接下來的 48 小時系統持續地以每日 40 海哩的速度增強，直到 5 日 18Z 達其最大強度，之後便緩慢地削弱。

在掃過台灣的東北角後，道格先轉向北北東方前進，在 9 日 06Z 時道格減弱成熱帶氣旋(TS)，最後於 12 日 00Z 於上海附近消散。

(b) Ryan 颱風

賴恩颱風在關島聯合颱風警報中心 (Joint Typhoon Warning Center, GUAM, 後文中皆簡稱為關島) 的記錄中，是第一個在南中國海生成並發展成超強颱風的個案。颱風沿著反方向傾斜的季風槽 (reverse-oriented monsoon trough) 以 S 形的軌跡移動。另外有兩個颱風—奧斯卡及寶莉也都在這反方向傾斜的季風槽線中形成與賴恩連成一帶。

9 月 13 日季風槽從東南亞延伸到南中國海，此時賴恩還是一個熱帶擾動，直到 15 日 12Z 他變成一個熱帶低壓，16 日 00Z 形成熱帶氣旋。在 16 日到 19 日之間，賴恩先緩慢地向北走，接著轉向西方緩慢行進，接著在 19 日轉彎，並在 06Z 增強為颱風。在 20 日時賴恩轉向東北東方並加速行進，同時也持續增強中。直到 21 日 18Z 他達到最大強度(67m/sec)並掃過台灣的南方，再加速行進，最後以東北向向日本接近。

在 1978 到 1995 年之間在 37 個 S 形軌跡的颱風個案中有 25 個 (68%) 颱風當時是位於反方向傾斜的季風槽線旁。Lander(1996)說明

4.5 颱風之位渦分佈

由 EC 資料的風場、溫度場資料求得道格及賴恩颱風逐日之各等壓面上位渦場的分佈，颱風在位渦圖中呈現等值線密集的位渦極大值區與其他區域有明顯地分別（未圖示）。基本上，這兩個颱風的位渦分佈在 300 hPa 以下垂直分佈非常一致為位渦極大值區，250 hPa 以上的高度則無法辨識出位渦極大區，亦即颱風的環流結構以位渦的結構來區分的話可以分為 300 hPa 及以下之正位渦密集區(q'_L ，亦包括 100 hPa 之位溫擾動)，以及 250 hPa 及以上颱風高層外流區(q'_U ，亦包括 1000 hPa 之位溫擾動)³，高低層位渦的分法與 WEM 相同。因此後面之片段位渦擾動的高低層即採用前述定義。

³ $q'_T = q'_U + q'_L$ 。 q'_T : 1000-100 hPa 全部位渦擾動。

與實際颱風運動有最佳的相關。我們並計算其與實際颱風的向量誤差值，結果如表三。表三顯示向量平均誤差為每日約 177 公里。

Carr & Elsberry(1990)定義環境平均流場與颱風實際運動兩者之差為傳播向量(propagation vector, V_p)，即 $V_p = V_c - V_s$ (V_c 是颱風實際運動向量， V_s 是環境平均流場) 他們認為這個向量可能可以用來衡量渦旋運動與基本環境流場的偏離程度及方向。然而 Franklin(1990)認為颱風實際的運動與傳統方法之向量的差值與特定的求取過程較有關而較沒有物理含意。本文採用 Franklin (1990)的觀點不將此誤差稱為傳播向量。

圖 4a 則是前述方法求得的颱風運動向量和實際運動的時間序列圖，此圖亦顯示傳統方法與實際運動很接近，然而不如前人之研究，在 0400-0700 (0400 表示 4 日 00Z，後文以此推之) 時傳統方法皆偏向實際運動的左方，僅在 0800-0900 時偏向右方。

5.2 非線性平衡場

將全部位渦反演得到的平衡高度場與觀測高度場做比較，圖 5 中顯示全部位渦反演的結果顯示不論是單日或是季節平均大尺度的流場皆近似於非線性平衡。

由逐日之非軸對稱 1000-100 hPa 深對流平均非線性平衡風場(圖 6) 顯示基本上颱風主要受到東方之反旋式流場之導引效用，並且在颱風行進的方向之兩側各有相對之渦旋存在，右方為前述之巨大反旋式渦旋，左方則有較小的氣旋式渦旋。而東方之巨大的反旋式渦

5.3.1 基本場與擾動場的分佈

流方程基本場是軸對稱（圖 8a），因此風場基本場也會軸對稱，對於以通過颱風中心或用環狀平均風場來估計颱風運動時，風場基本場都不會有貢獻。重力位基本場（圖 8b）則是由(17)式求得，重力位基本場滿足梯度風平衡，在颱風中心附近幾乎是軸對稱的。位渦基本場（圖 8c）是由流方程與重力位基本場透過(18)式求得，位渦基本場並非完全地軸對稱，在颱風中心附近是對稱的，然而中心以外則包含有行星渦度梯度（即 f ）的效應。若是將位渦基本場直接由位渦場作環狀平均求得，則因未將 f 的效應包含進去，使得颱風北方的位渦擾動過大，而南方的位渦擾動過小，反演的結果颱風將向東移動（圖 9）。

5.3.2 全部位渦擾動片反演

表四即將片對位渦反演的風場對颱風中心作 2° 、 $2^\circ-4^\circ$ （即 3° ）、 4° 、 $4^\circ-6^\circ$ （即 5° ）、 6° 的環狀平均的結果，表中誤差量值最小值出現次數最多的為 4° 環狀平均，在 11 個時間的誤差平均上也是以 4° 環狀平均的量值為最小，大約是每日有 161 公里的誤差值，比使用傳統平均的每日約 177 公里的誤差值（ $5^\circ-7^\circ$ 的結果）略小，但比使用非線性平衡風場的每日 153 公里誤差（ 4° 的結果）略大。平均誤差以通過颱風中心的風場為最大（每日 398 公里）， 2° 環狀平均次之（每

將高低層及全部位渦擾動片(q'_U, q'_L, q'_T)經由片段位渦反演之向量圖(如圖 13)而其量化結果則整理為表四, 圖 13 及表五顯示了六種向量關係的結果。將圖表中的每個向量以二個大寫英文字母表示, 前一個字母代表位渦擾動片, 後一個字母代表不同高度的流場: T 表示全部, U 表示高層, L 表示低層。每個向量符號詳細說明如下:

UU: q'_U 對高層流場的貢獻

UL: q'_U 對低層流場的貢獻

UT: q'_U 對整個流場的貢獻

LU: q'_L 對高層流場的貢獻

LL: q'_L 對低層流場的貢獻

LT: q'_L 對整個流場的貢獻

TU: q'_T 對高層流場的貢獻

TL: q'_T 對低層流場的貢獻

TT: q'_T 對整個流場的貢獻

而這九種向量之間共有六種關係式即:

$$TU = UU + LU$$

$$TL = UL + LL$$

$$UT = UU * w_U + UL * w_L$$

$$LT = LU * w_U + LL * w_L$$

$$TT = TU * w_U + TL * w_L$$

$$TT = UT + LT$$

表五即為這九個向量六種關係式的整理。表中每一直欄(有兩

的流場在初期主要是由 q_U 所主宰，然後 q_U 對低層流場的影響逐漸減弱，同時 q_L 對低層流場的貢獻逐漸增強，至颱風末期低層流場反而由 q_L 所主宰。

$$(3) \quad UT = UU * w_U + UL * w_L$$

探討 q_U 分別對高低層流場的貢獻程度。表一中 $UU * w_U$ 欄的值遠大於 $UL * w_L$ 欄的值尤其是愈到末期，即表示在所有時間 q_U 主要是貢獻於低層流場，對於高層流場的貢獻量極少。

$$(4) \quad LT = LU * w_U + LL * w_L$$

與(3)相對， q_L 亦可分解為對高層流場及低層流場的貢獻程度。表一中所有時間 $LU * w_U$ 欄的值皆遠大於 $LL * w_L$ 欄的值，因此道格颱風的 q_L 最主要貢獻於低層流場，對於高層流場則幾乎完全沒有貢獻。

$$(5) \quad TT = TU * w_U + TL * w_L$$

q_T 對整個流場的貢獻可分解為 q_T 對高層流場的貢獻與 q_T 對低層流場的貢獻。由表五的數據顯示 q_T 主要貢獻於低層流場並隨時間略微變大，同時對高層流場的貢獻則隨時間略微變小。觀察(3)與(4)中位渦擾動對於高層與低層流場的貢獻量，可以發現與此結果是一致的。再者， $TL * w_L$ 欄的數字遠較 $TU * w_U$ 欄大表示低層流場在颱風運動上扮演比高層流場較重要的地位。

至 0900 的高低層片段位渦反演結果是否透露出颱風轉向的訊息。由於 0812 及 0900 以 6° 半徑平均結果最佳（表三），因此這兩時間則改用此半徑作平均。圖 13（0800）及圖 14 顯示在 0800 至 0900 期間 TL 向量由原本的西北向轉變成東北向，由於 TL 向量在此時是受到 LL 向量之主宰，因此 LL 向量也有同樣的結果。因此在我們的片段位渦反演中可清楚地瞭解道格颱風的轉向是受到低層位渦擾動的影響。

5.3.4 特定位渦擾動片段反演

使用片段位渦反演當作診斷颱風運動的最大好處就是可以將位渦擾動切割成各片，並可單獨反演求得各位渦擾動片的貢獻，而且結果可做線性疊加。前一小節已經探討高低層位渦擾動片對道格颱風運動的貢獻。此小節將討論其他特定位渦擾動片的影響。

5.3.4.1 半徑約為 1000 公里之圓柱形位渦擾動片

Shapiro(1996)研究 1985 年 Gloria 颱風發現距颱風中心半徑為 10° 以內，500 hPa 以上的圓柱形位渦擾動片反演之通過颱風中心的流場最為接近實際颱風運動，量值僅差 1.0m/s 約可解釋 5/6 的颱風運動。然而大於此半徑的位渦擾動對颱風運動的貢獻則幾微。仿照 Shapiro(1996)但改為 1000-100hPa 的垂直圓柱形位渦擾動作片段位渦反演，反演的結果顯示運動方向接近，量值卻很小（圖 15）。表示

5.4 季節基本場

選取 0700 這個時間的資料改用 1994 年 7-9 月的季節平均場當作是片段位渦反演的基本場（圖 5：重力位基本場，圖 17：位渦基本場）做反演。使用季節平均場做片段位渦反演時，如同 3.1 節所敘述，必須要將颱風的渦漩（即 LS）去除，在本個案 LS 的範圍是 17°N - 25°N ， 120°E - 128°E ，即 $8^{\circ}\times 8^{\circ}$ 之正方形區域，如圖 18 所顯示這樣的區域恰好能包括道格颱風的渦漩。LS 經由片段位渦反演所得到的流場幾乎是軸對稱於颱風中心的流場（圖 19），通過颱風中心的向量量值相當小（圖 20 中之 LS 向量）與 WEM 之結果符合。

如同 WEM 之方法，繪出通過颱風中心瞬間的各平衡風場分量（符號用法請參見 3.1 節），並且定義 Mean、U、LE 三個位渦擾動所反演得的 1000-100 hPa 的深對流平均平均流場的疊加，即圖 20 中的 Mean+U+LE 為其所謂的平流向量（advection vector）。然而若是將片段反演後的深對流平均風場仿照傳統方法做環狀平均，如圖 20b 所示，會發現環狀平均的結果比 WEM 他們所認為的通過颱風中心瞬時的流場（圖 20a）結果要更好，LS 向量也較小。

圖 21a 是高層位渦擾動（U，與本文之相同 q_u ）反演得高層流場，颱風為於東邊的反旋式渦漩及西邊的氣旋式渦漩的中間，受到此兩渦漩的流場向北的作用。U 反演得的低層流場（圖 21b），颱風則是位於北方巨大反旋式渦漩的南方受其導引向西方運動。

低層環境位渦擾動(LE)反演得的高層流場（圖 22a）是一個於颱

利用傳統的環狀平均方法，由圖 23a 的結果顯示直接用環狀平均的結果除了 2000 以外大致上還不錯，颱風的運動皆在實際運動的右方。而 2.5° - 5° ，850-200 hPa 環狀深對流平均觀測風場所得到的 5 個時間（2100-2200）的平均誤差約為每日 107 公里（表六）。接著，便是利用非線性平衡風做環狀平均的結果（圖 23b）顯示除了 2012 以外颱風的運動與實際運動非常接近，大致上與傳統方法一致都偏在實際運動的右方。而 5° ，700-100 hPa 環狀深對流平均非線性平衡風的 5 個時間的平均誤差為每日 133 公里（表六）。最後，則是利用片段位渦反演再反演一次，結果（圖 23c）顯示除了 2100 到 2200 還差強人意外，20 日的結果非常地不好，角度的誤差很大。颱風運動則變成偏向實際運動的左方。以上的結果顯示在此個案使用傳統方法及非線性平衡場的結果大致良好，但在使用片段位渦反演時，尤其是在颱風在比較南方時，結果非常不好。

我們並不十分的明確瞭解上述結果的原因，但由逐日的不對稱的非線性平衡場（圖 24），颱風在 20 日大致是在北方的槽線及東方的小型的反旋式氣旋之間，而這不對稱的反旋式氣旋系統在觀測高度場中並不明顯相當弱，直到 21 日以後颱風才較為進入北方的槽線旁，而同時東方的小型反旋式氣旋也拉長成東北-西南走向，而嘗試反演北方較為北方的渦度擾動片並未改善 20 日颱風運動的求取（未圖示），因此推論可能是在 21 日以後駛流的效應較為明顯，此時使用軸對稱基本場來做片段位渦反演才會比較合適。

與大尺度環境流場間的關係。而使用非線性平衡場做環狀平均得到的道格及賴恩颱風運動比直接使用觀測場來得佳。

位渦反演工具最大的優點便是可以用來研究各位渦擾動片的影響，並且各擾動的貢獻可做線性疊加。目前較高階的平衡流場(Rossby number 大於接近於 1 者)，例如溫帶氣旋及颱風所使用的是 Davis(1992)所發展的片段位渦反演工具(Piecewise PV Inversion Technique)。本研究便是使用此工具來診斷各位渦擾動片對颱風運動的貢獻，而基本場主要是仿照 Shapiro(1996)的軸對稱基本場。對道格颱風運動而言，各位渦擾動片的研究結果顯示：道格之運動主要是由低層流場所主宰，而低層流場同時受高低層位渦擾動的影響，初期高層(q'_u)重要，末期則是低層(q'_L)重要。高層流場則是幾乎由高層位渦擾動所影響。在位渦擾動的貢獻方面，高層位渦擾動幾乎貢獻於低層流場，而低層位渦擾動也是主要貢獻於低層流場。仿 Shapiro(1996)以距颱風中心半徑為 10° ，1000-100 hPa 之垂直圓柱狀位渦擾動片的反演結果，卻透露大於此圓柱區域之位渦擾動片的重要性，也就是說不同於 Shapiro(1996)的大西洋個案，我們發現位渦擾動在大於 10° （約 1100 公里）的區域之分布也是十分重要。最後則是將非軸對稱 1000-100hPa 深對流平均非線性平衡風場逐日圖（圖 6）中與颱風東側之巨大反旋式渦旋有關的位渦擾動片（應該就是太平洋高壓的一部份）做位渦反演，0700 之反演結果顯示此渦旋是最主要影響颱風運動的系統。以上的結果不僅顯示使用片段位渦反演以軸對稱風場為基本場可以成功地運用在太平洋的颱風個案上，並且可以將高低層的位渦擾動作量化的探討（如表五），及其他特殊位渦擾動片對颱風運動的影響。而 Shapiro(1996)僅分析大西洋 Gloria 颱風的一個時間個案，本文則是研究了道格颱風的整個颱風階段

們的研究發現以這些修改過的初始條件來做模式的初始化的確對 1993 年 3 月 14 日在墨西哥灣的超級氣旋(superstorm)之初期快速加深及路徑有明顯的改進。因此此研究顯示在測站較缺乏的地區，可利用現有的觀測資料使用片段位渦反演方法來改進短期 NWP 模式的初始條件。同樣地，Davis and Emanuel(1991)也提及利用反演技術來瞭解模式對初始條件誤差的敏感度。除了模式初始化過程外，位渦反演也能提供數值模式之其他診斷，例如 Bresky and Colucci(1996)之利用片段位渦反演研究旋生過程，發現更精確地解析對流層近乎不連續的位渦分佈，及適當地處理對流層內之潛熱釋放可以大幅度地改善 NWP 的結果。

道格颱風是太平洋颱風第一個利用片段位渦反演，量化得到的高低層位渦擾動對颱風運動的貢獻。我們希望這些高低層位渦擾動及流場對颱風運動的貢獻程度，能夠協助未來太平洋地區無人飛機觀測實驗，並且也能提供模式中 bogus 颱風時各高度的量值比例之參考。

圖說

表一：位渦的概念與電磁學的相似性。電磁學方程式摘自 Griffiths(1989)。

表二：WEM, Shapiro(1996)以及本研究之資料與研究方法之比較。

表三：道格颱風以傳統方法及非線性平衡場求取之颱風運動與實際運動間之誤差。傳統方法是使用 EC 資料作 5° - 7° , 1000-100hPa 環帶狀深對流平均。非線性平衡流場中, center 代表通過颱風中心瞬時的風, 2° ...等表示以距颱風中心 2° ...等做 1000-100hPa 環狀深對流平均。最下兩列為 11 個時間平均的結果。誤差之基準是相對於關島之 6 小時最佳路徑。

表四：同表三，但是以軸對稱基本場求取之颱風運動的誤差。

表五：將位渦擾動分為高低層及全部位渦擾動片(q'_U, q'_L, q'_T)經由片段位渦反演(以軸對稱風場為基本場)所得的各個向量的貢獻度的總表。向量符號及貢獻量的計算法請見文章內容。

圖 1：理想的颱風風場可區分為三部分：(a)對稱於颱風中心的渦旋，(b)大尺度均勻環境流場，及(c)非軸對稱部份。摘自 Elsberry(1995, fig. 4.14)。

圖 2：利用 EC 資料求得的局部位渦極大值定義出的颱風中心(S 符號, 實線, 時間以細體表示), (a)道格颱風(網格資料: 2° x 2°), (b)賴恩颱風(2.5° x 2.5°)。關島 6 小時最佳路徑以颱風符號表示並連以虛線而時間以粗體表示。

圖 3：距颱風中心 5° - 7° 環帶狀平均觀測風場隨氣壓的變化(以道格颱風 0700 為例)。

圖 4：道格颱風之 (a) 距颱風中心 5° - 7° , 1000-100hPa 環帶狀深對流平均觀測風, (b) 距颱風中心 4° , 1000-100hPa 環狀深對流平均非線性平衡風, (c) 將經片段位渦反演(軸對稱基本場)所得的風場做距颱風中心 4° , 1000-100hPa 環狀深對流平均之時間序列圖(0400-0900)。虛線：實際颱風運動(量值請見表三)。

圖 16：特殊區域位渦擾動片之反演，分別為：(1) 120°E - 150°E ， 10°N - 50°N ，(2) 120°E - 150°E ， 10°N - 40°N ，(3) 120°E - 140°E ， 10°N - 50°N ，(4) 120°E - 140°E ， 10°N - 40°N ，反演所得之風場並取距颱風中心 4° ，1000-100hPa 環帶狀深對流平均。圖中 Total 代表 q_T 反演的結果，而 Piece 則代表標題之區域反演之結果。

圖 17：1994 年 7-9 月位渦季節平均基本場(Mean) (a) 150hPa，(b) 700hPa。單位：0.01PVU。

圖 18：仿照 WEM 之方法定義出 LS(即與颱風環流有關的位渦擾動，以 500hPa 為例) 方框的範圍為 17°N - 25°N ， 120°E - 128°E ，而圖中顯示此 $8^{\circ}\times 8^{\circ}$ 方框已經幾乎包圍住正位渦密集區(亦即颱風環流)。單位：0.01PVU。

圖 19：LS(圖 18 中的方框區域)經由片段位渦反演的流場，(a) 150hPa，(b) 700hPa。

圖 20：仿 WEM 將 Mean+LE+U 反演的 (a) 為通過中心風場，及做 (b) 4° ，1000-100hPa 環狀深對流平均。GUAM：實際颱風運動。Mean+LE+U 即為 WEM 之平流向量(advection vector)。

圖 21：同圖 10，但使用季節平均場。

圖 22：同圖 11，但使用季節平均場且位渦擾動片改用低層環境位渦擾動(LE)。

圖 23：同圖 4，但為賴恩颱風個案，時間為 2000-2200，且使用的是 5° ，700-100hPa 環狀深對流平均。

圖 24：同圖 6，但為賴恩颱風，颱風時間為 2000-2200，且使用的是 5° ，1000-100hPa 環狀深對流平均。

- drowpwindsonde datasets. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 68-84.
- Fulton, S. R., W. H. Schubert, and S. A. Hausman, 1995: Dynamical adjustment of mesoscale convective anvils. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3215-3226.
- Griffiths, D. J., 1989: *Introduction to electrodynamics*, 2nd ed., Prentice-Hall.
- Guinn, T. A., and W. H. Schubert, 1993: Hurricane spiral bands. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3380-3403.
- Haltiner, G. J., and R. T. Williams, 1980: *Numerical Prediction and Dynamic Meteorology*. 2d ed. Wiley, 477pp.
- 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.
- Kuo, H.-C., and S.-W. Chen, 1993: Semigeostrophic invertibility experiments with TAMEX data. *TAO*, **4**, 179-200.
- Lander, M. A., 1996: Specific tropical cyclone track types and unusual tropical motions associated with a reverse-oriented monsoon trough in the western North Pacific, *Weather and Forecasting*, **11**, No. 2, 170-186.
- Schubert, W. H., and B. T. Alworth, 1987: Evolution of potential vorticity in tropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 147-162.
- _____, P. E. Ciesielski, D. E. Stevens, and H.-C. Kuo, 1991: Potential vorticity modeling of the ITCZ and the Hadley Circulation. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1493-1509.
- _____, _____, C. Lu, and R. H. Johnson, 1995: Dynamical adjustment of the trade wind inversion layer. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 2941-2952.
- Shapiro, L. J., 1992: Hurricane vortex motion and evolution in a three-layer model. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 140-153.
- _____, and K. V. Ooyama, 1990: Barotropic vortex evolution on a beta plane. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 170-187.
- _____, 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.
- Thorpe, A. J., 1985: Diagnosis of balanced vortex structure using potential vorticity. *J.*

Physical Analogue	
EPV in Atmospheric Sciences	Electrostatics
q (potential vorticity)	ρ (charge density)
$\mathbf{V} = \mathbf{k} \times \nabla \Psi$ (horizontal velocity) $\theta = -\frac{\partial \Phi}{\partial \pi}$ (potential temperature)	$\mathbf{E} = -\nabla V$ (electric field)
Ψ (stream function) Φ (geopotential)	V (electric potential)
Nonlinear elliptical equation (invertibility) $\begin{cases} \nabla^2 \Phi = \nabla \cdot (f \nabla \Psi) + B(\Psi, \Psi) \\ q = L(\Phi) + Q(\Psi, \Phi) \end{cases}$	Poisson equation (invertibility) $\nabla^2 V = -\frac{\rho}{\epsilon_0}$

表一：位渦的概念與電磁學的相似性。電磁學方程式摘自

Griffiths(1989)。

time (day/hour)	GUAM 6h best track	Traditional	Nonlinear Balanced Flow					
		5-7 degree	center	2 degree	3 degree	4 degree	5 degree	6 degree
0400	5.15	1.81	5.39	2.92	2.60	2.46	3.19	2.71
0412	3.86	0.57	3.87	2.77	1.86	0.95	0.89	0.54
0500	6.77	3.33	4.83	3.89	3.35	3.11	4.03	3.49
0512	6.99	2.21	4.77	3.69	2.87	3.01	4.04	3.42
0600	6.24	3.40	7.17	3.97	2.03	1.02	3.42	2.06
0612	6.21	1.45	2.65	1.31	1.26	1.62	2.74	2.18
0700	6.07	2.29	3.29	2.24	1.12	1.00	2.49	1.74
0712	6.03	3.79	8.25	3.02	1.31	1.78	3.96	2.84
0800	5.04	1.91	8.42	2.64	2.45	2.29	2.37	2.29
0812	4.09	0.67	3.12	1.84	1.42	1.01	0.83	0.37
0900	4.09	1.14	4.92	1.87	1.43	1.19	1.42	0.12
m/s		2.05	5.15	2.74	1.97	1.77	2.67	1.98
km/day		177.21	445.29	236.90	170.53	152.69	230.78	170.98

表三：道格颱風以傳統方法及非線性平衡場求取之颱風運動與實際運動間之誤差。傳統方法是使用EC資料作5-7度，1000-100 hPa環帶狀深對流平均。非線性平衡流場中，center代表通過颱風中心瞬時的風，2 degree...等表示以距颱風中心2度...等做1000-100 hPa環狀深對流平均。最下兩列為11個時間平均的結果。誤差之基準是相對於關島之6小時最佳路徑。

time(day/hr)	center	2 degree	3 degree	4 degree	5 degree	6 degree
0400	3.03	1.43	1.24	1.43	2.11	2.89
0412	3.19	2.34	1.55	1.00	0.78	1.13
0500	5.53	4.55	3.71	3.07	3.16	3.47
0512	7.03	5.13	3.95	3.33	3.27	3.50
0600	6.14	3.13	1.00	1.14	2.64	4.14
0612	2.84	1.96	1.49	1.26	1.76	2.29
0700	5.38	3.40	2.15	0.92	1.08	1.62
0712	6.72	3.01	1.04	1.28	2.31	3.40
0800	4.22	0.91	0.60	0.29	0.66	1.16
0812	2.16	3.64	3.19	2.74	1.97	1.36
0900	4.48	5.26	4.67	4.09	2.83	1.64
m/s	50.71	34.76	24.58	20.56	22.57	26.60
km/day	398.32	273.06	193.07	161.47	177.29	208.93

表四：同表三，但是以軸對稱基本場求取之颱風運動的誤差。

表二：WEM，Shapiro(1996)及本文資料與研究方法之比較

	Wu and Emanuel (1995)	Shapiro (1996)	本研究（以道格颱風個案為例）
平均場的定義	取 1991年7月至9月的氣候平均值(Mean)	以軸對稱非輻散風為流方程基本場及與流方程基本場達梯度風平衡之重力位基本場所求得的位渦擾動場	同Shapiro
位渦擾動片段的分法	U（高層）：250 hPa及以上， L（低層）：300 hPa及以下， 而在作反演的時候必須扣除颱風中心附近的流場(LS)	500 hPa以上且半徑為1000公里的圓柱形位渦擾動片	q'_U （高層）：250 hPa及以上 q'_L （低層）：300 hPa及以下 q'_T （全部）： $q'_U + q'_L$
資料的種類	NMC資料，水平解析度 2.5度x2.5度	颱風中心為都卜勒雷達觀測資料，環境為 omega dropwindsone，水平解析度為由中心2.5公里至最外圍150公里	EC/ADVANCED資料1度x1度以每兩點取一點的方式所濾出的2度x2度資料
颱風的中心定義	平衡渦度中心（balanced vortex center）	其精密資料所分析出的颱風中心	局部位渦極大值
颱風運動之取法	將Mean+LE+U反演得的通過颱風中心的風場，並做850-500 hPa深對流平均後內插到平衡渦度中心的風場	前述之圓柱形位渦擾動片反演後通過颱風中心的1000-100 hPa深對流平均風場	將整個位渦擾動片反演所得的風場取距颱風中心4度（約440公里），1000-100 hPa環狀深對流平均。

表五. Display of miscellaneous vector weighting by applying Shapiro's axis-symmetric basic field in piecewise PV inversion technique

date	TU (1)		TL (2)		UT (3)		LT (4)		TT (5)		TT (6)	
	UU	LU	UL	LL	UU*wU	UL*wL	LU*wU	LL*wL	TU*wU	TL*wL	UT	LT
0400	1.32	-0.31	0.70	0.30	0.31	0.68	0.10	0.92	0.22	0.78	0.89	0.11
0412	1.16	-0.15	0.60	0.40	0.33	0.66	0.05	0.96	0.22	0.78	0.75	0.25
0500	1.01	-0.01	0.64	0.36	0.34	0.64	-0.02	1.04	0.25	0.74	0.75	0.25
0512	0.96	0.04	0.65	0.35	0.37	0.61	0.03	0.99	0.29	0.71	0.75	0.25
0600	0.96	0.04	0.46	0.54	0.38	0.61	0.07	0.94	0.29	0.70	0.63	0.37
0612	0.87	0.13	0.52	0.47	0.31	0.67	0.09	0.92	0.24	0.75	0.61	0.39
0700	0.80	0.19	0.34	0.65	0.27	0.71	0.06	0.96	0.18	0.82	0.44	0.56
0712	0.30	0.68	0.24	0.76	0.06	0.93	0.05	0.96	0.05	0.96	0.25	0.75
0800	0.90	0.09	0.36	0.64	0.17	0.82	0.03	0.99	0.16	0.85	0.42	0.58
0812	0.92	0.08	0.37	0.63	0.20	0.77	0.02	1.00	0.12	0.87	0.45	0.55
0900	1.18	-0.18	0.38	0.61	0.19	0.78	0.04	0.97	0.07	0.92	0.44	0.56

(1) $TU = UU + LU$

$wL = 68750 / (68750 + 25000)$

(2) $TL = UL + LL$

$wU = 25000 / (68750 + 25000)$

(3) $UT = UU * wU + UL * wL$

* wL, wU pressure weighting calculated by trapezoid method between 1000-400mb and 300-100mb

(4) $LT = LU * wU + LL * wL$

(5) $TT = TU * wU + TL * wL$

(6) $TT = UT + LT$

表五：將位渦擾動分為高低層及全部位渦擾動片(q'_U, q'_L, q'_T)經由片段位渦反演（以軸對稱風場為基本場）所得的各個向量的貢獻度的總表。向量符號及貢獻量的計算法請見文章內容。

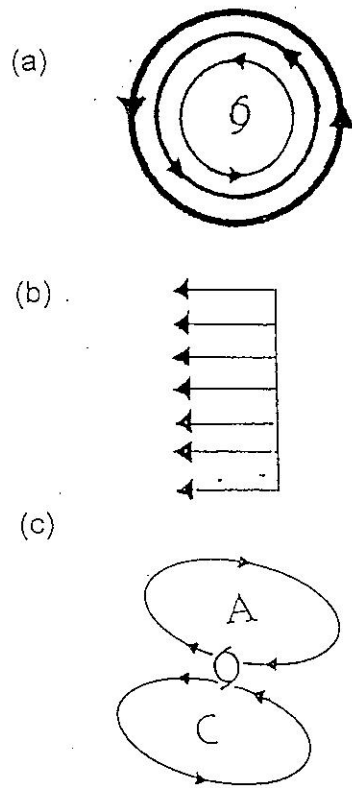


圖 1：理想的颱風風場可區分為三部分：(a)對稱於颱風中心的渦旋，(b)大尺度均勻環境流場，及(c)非軸對稱部份。
 摘自 Elsberry(1995, fig. 4.14)。

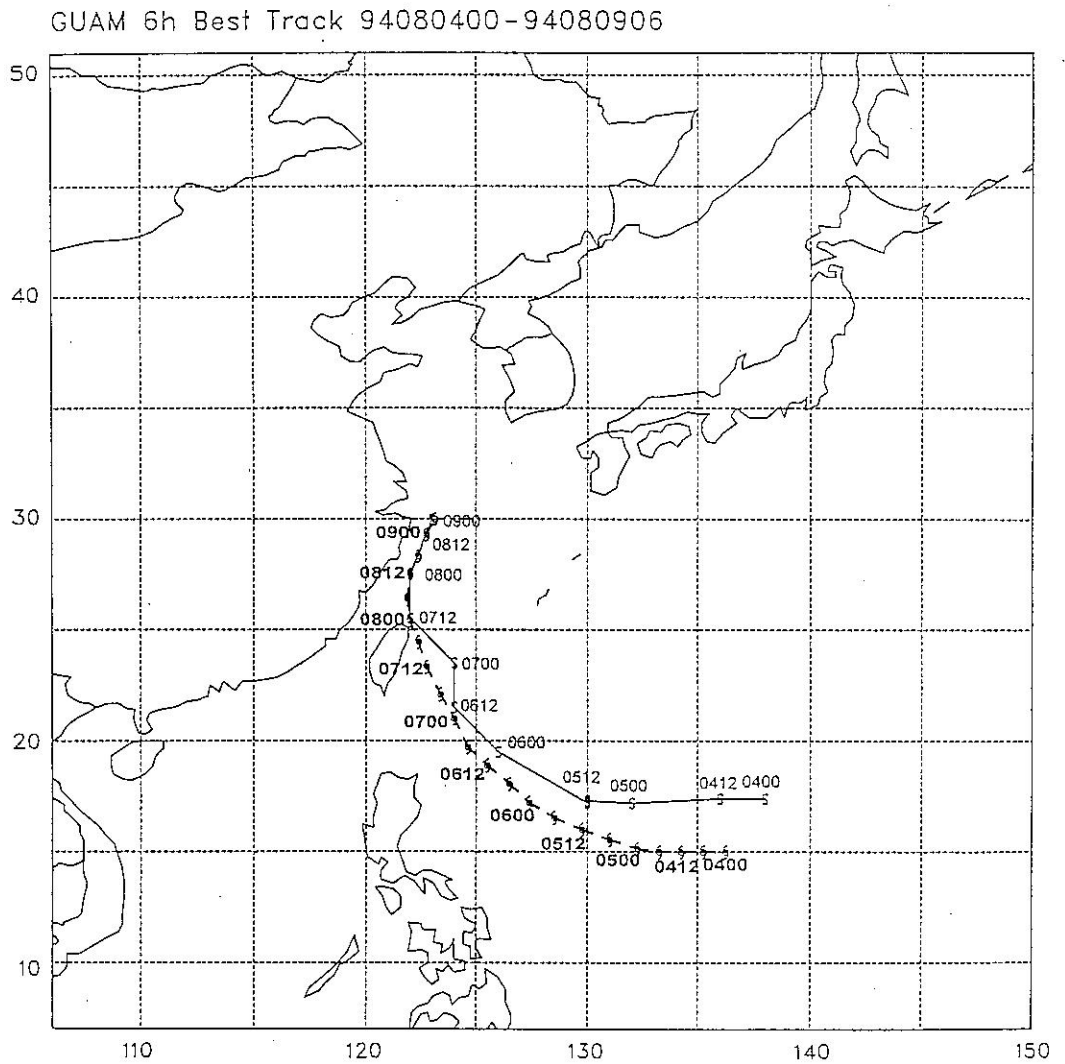


圖2：利用EC資料求得的局部位渦極大值定義出的颱風中心（S形符號，實線，時間以細體表示），(a)道格颱風(網格資料： $2^{\circ} \times 2^{\circ}$)。關島6小時最佳路徑以颱風符號表示並連以虛線而時間以粗體表示。

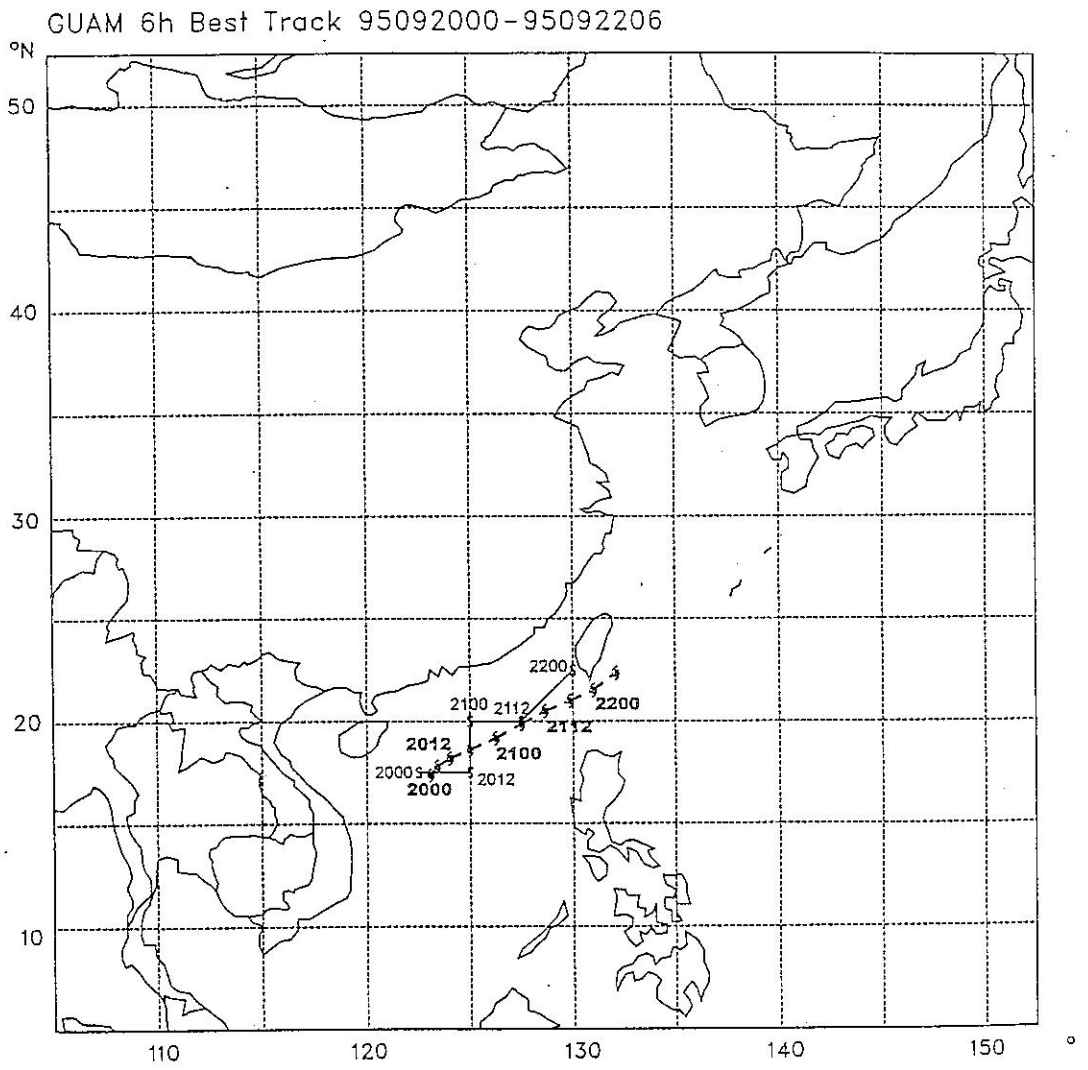


圖2：(續)，(b)賴恩颱風(2.5°x2.5°)。

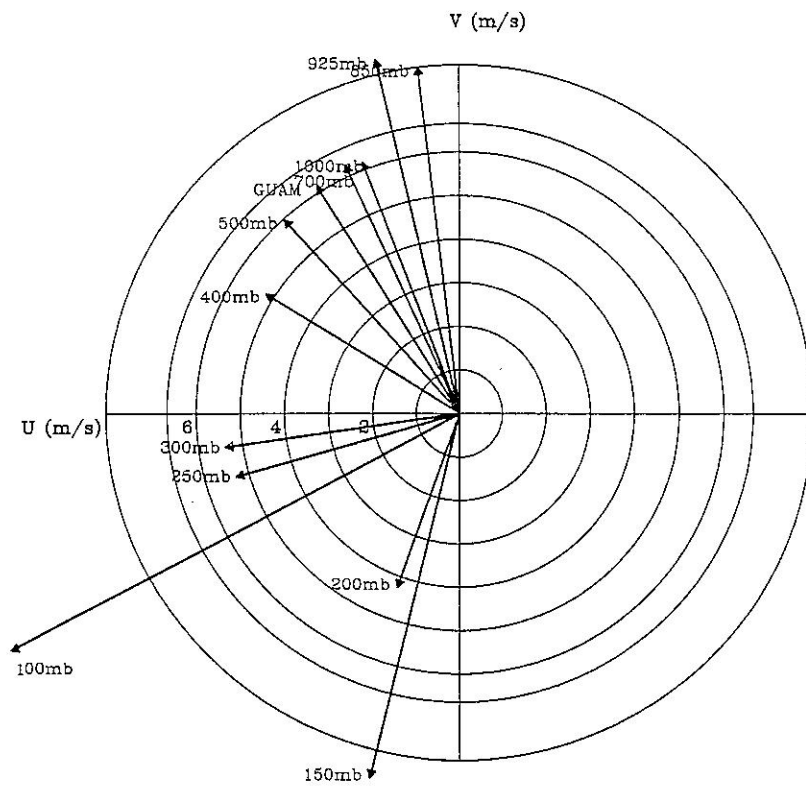
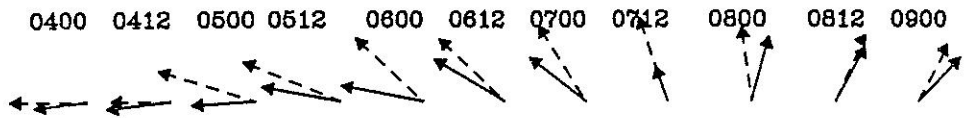
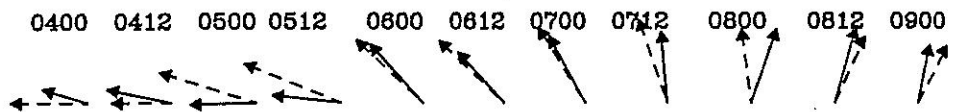


圖3：距颱風中心5-7度環帶狀平均觀測風場隨氣壓的變化
(以道格颱風0700為例)。

(a) Traditional method



(b) Nonlinear balanced flow



(c) Axial-symmetric basic state

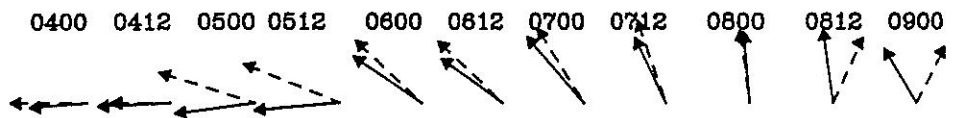
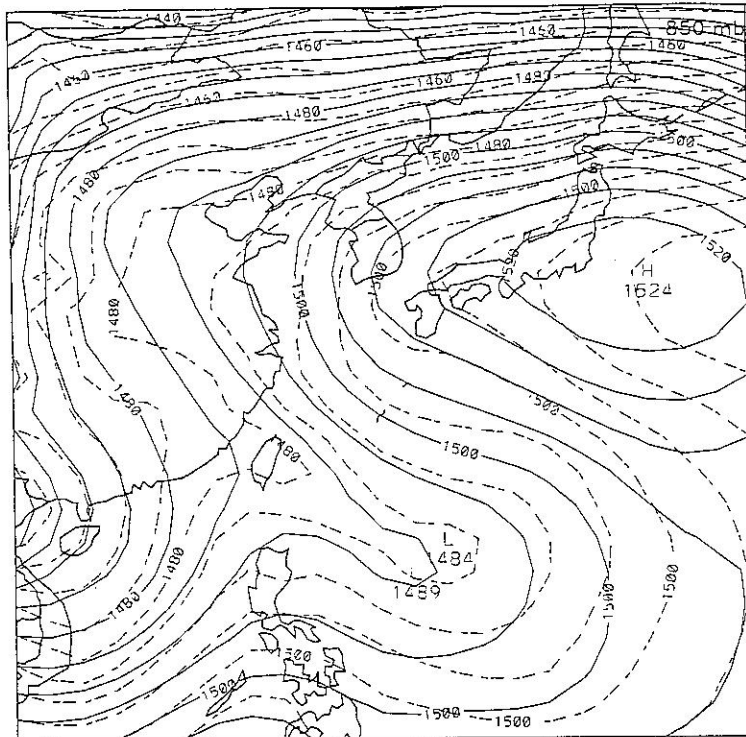


圖4：道格颱風之 (a) 距颱風中心 $5-7^\circ$ ，1000-100hPa環帶狀深對流平均觀測風，(b) 距颱風中心 4° ，1000-100hPa環狀深對流平均非線性平衡風，(c) 將經片段位渦反演（軸對稱基本場）所得的風場做距颱風中心 4° ，1000-100hPa環狀深對流平均之時間序列圖（0400-0900）。虛線：實際颱風運動（量值請見表三）。



94080700

BAL(SOLID) OBS(DASH)

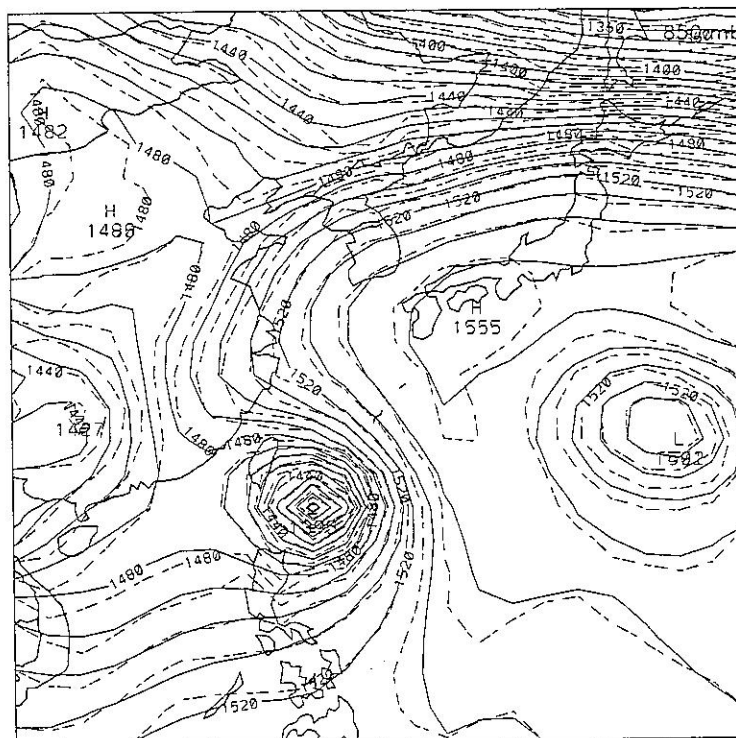


圖5：經由全部位渦反演所得1000-100hPa氣壓權重的非線性平衡重力位場。(a) 7-9月季節平均，(b) 0700。圖中實線為非線性平衡場，虛線為EC觀測場。單位：公尺。

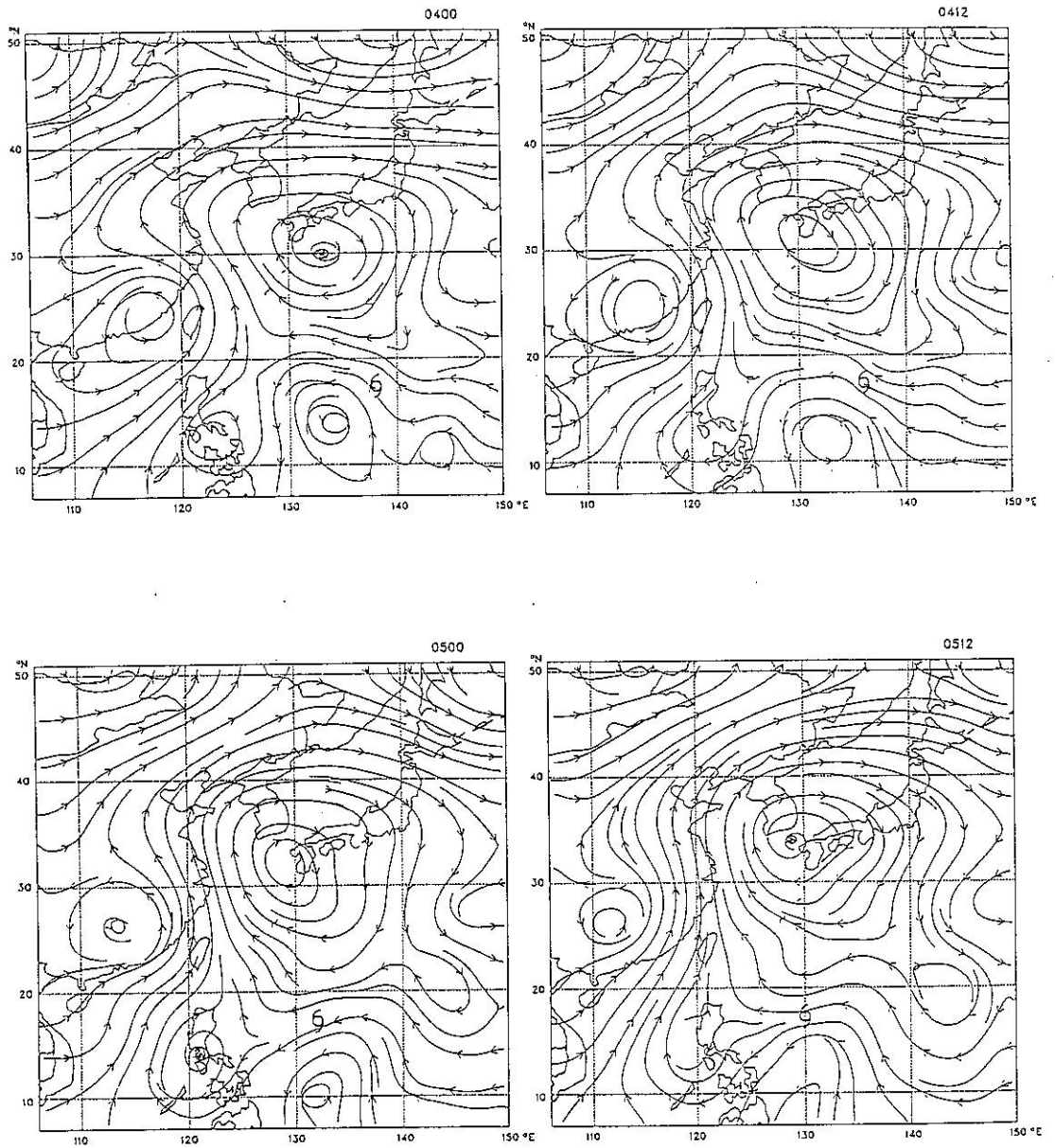


圖6：0700-0900逐日之非軸對稱1000-100hPa深對流平均的非線性平衡風場（非輻散風）。

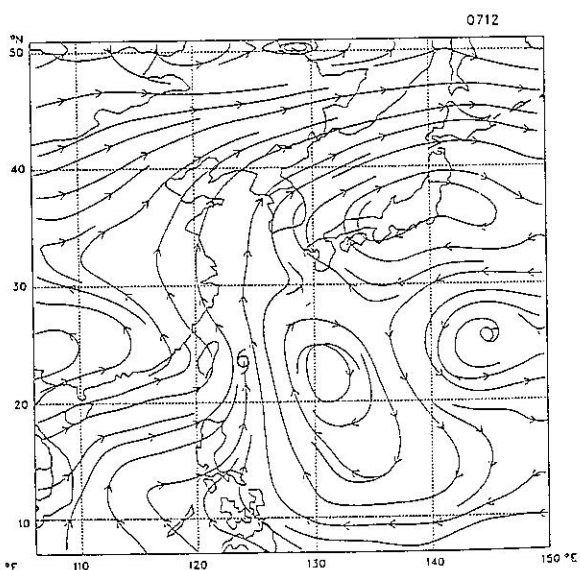
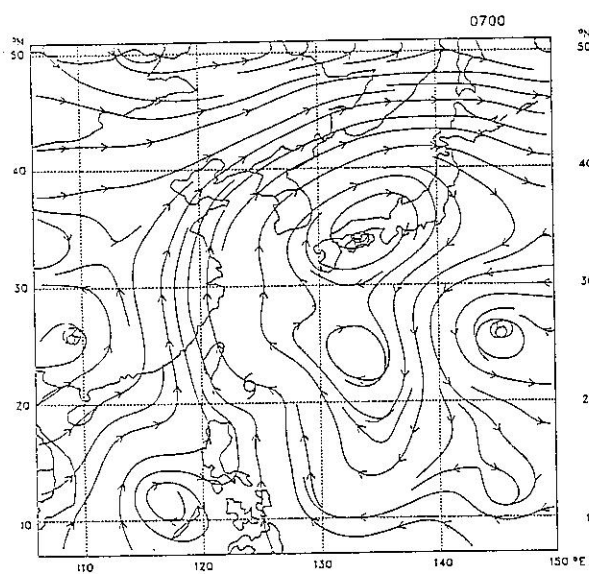
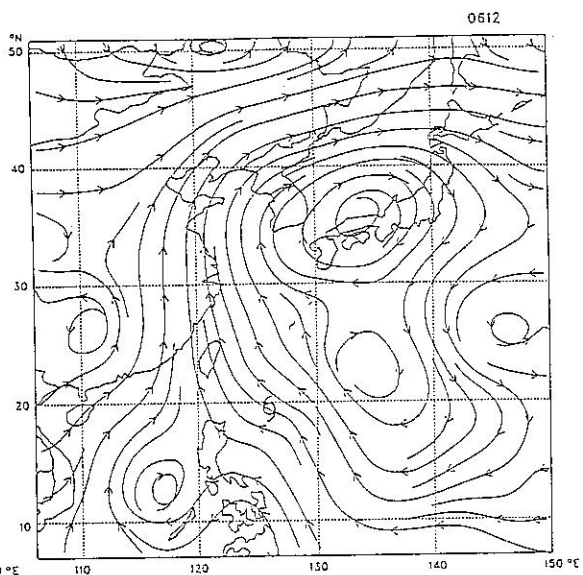
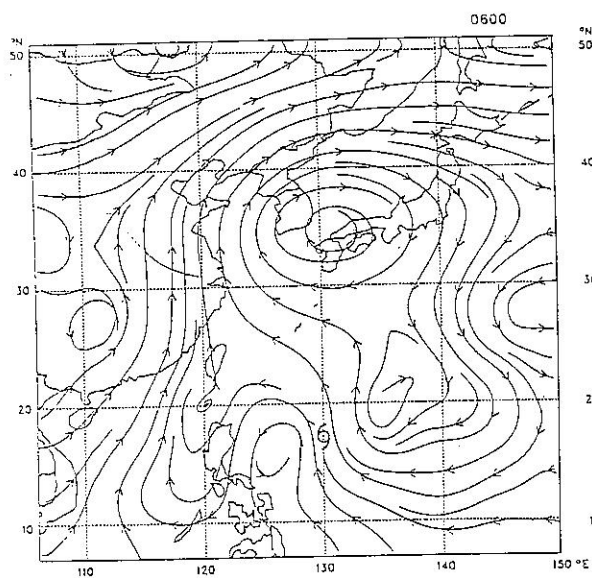


圖6：(續)

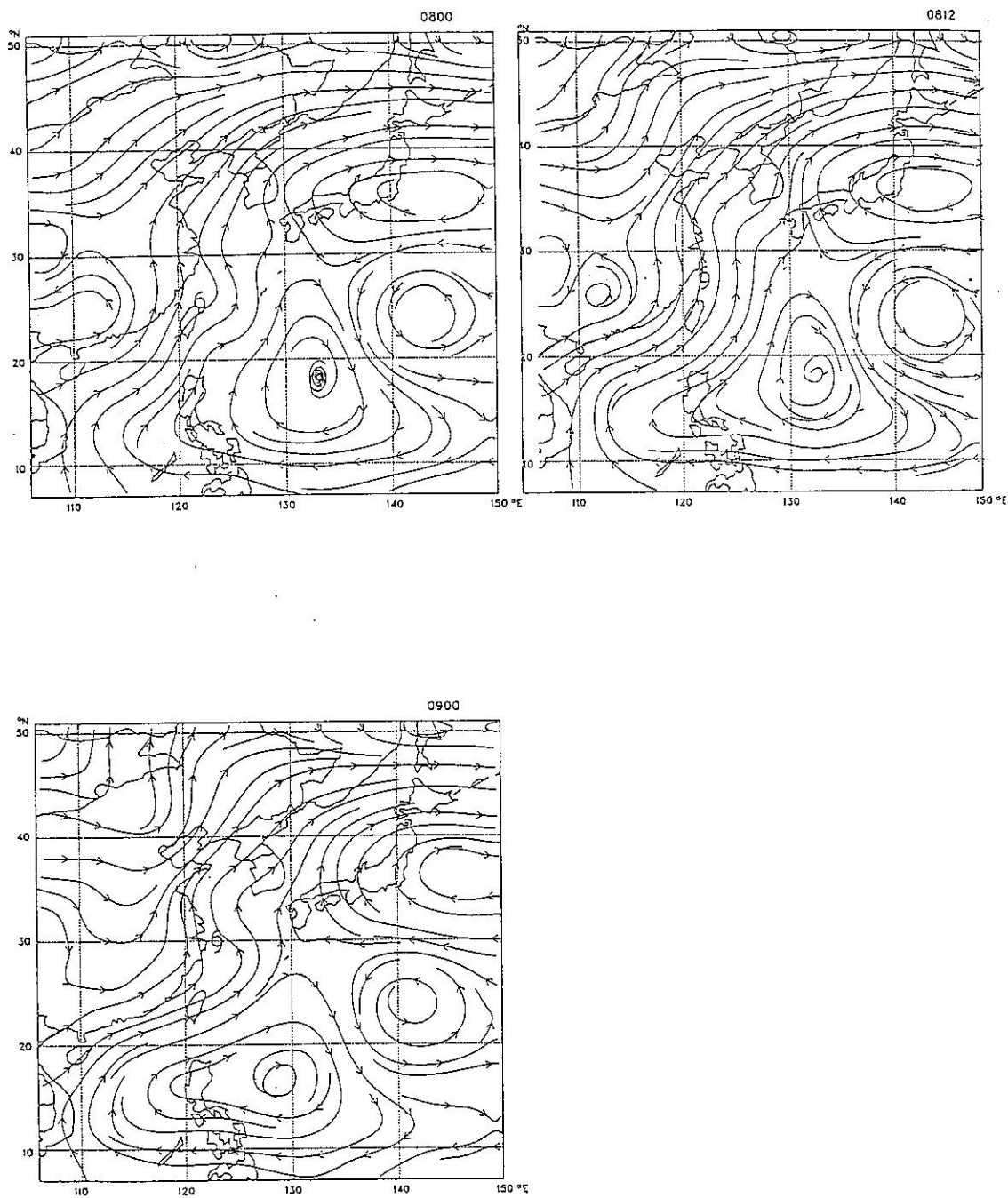
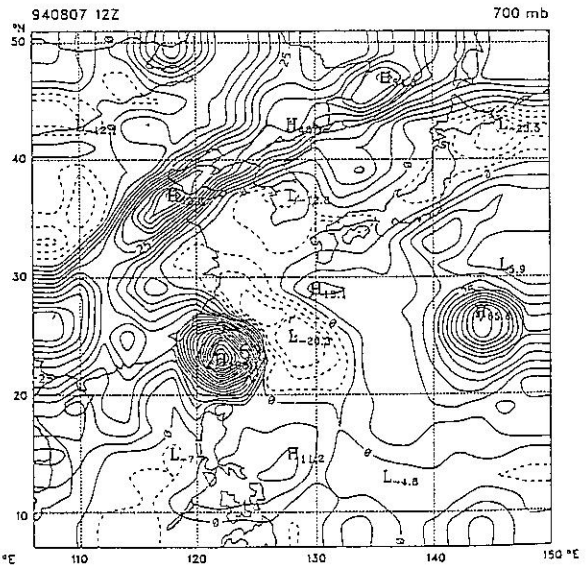


圖6：(續)

圖7：以軸對稱非輻散風為流方程基本場及與流方程基本場達梯度風平衡之重力位基本場所求得的位渦擾動場之逐日圖（0400-0900，以700hPa為例）。單位：0.01PVU。



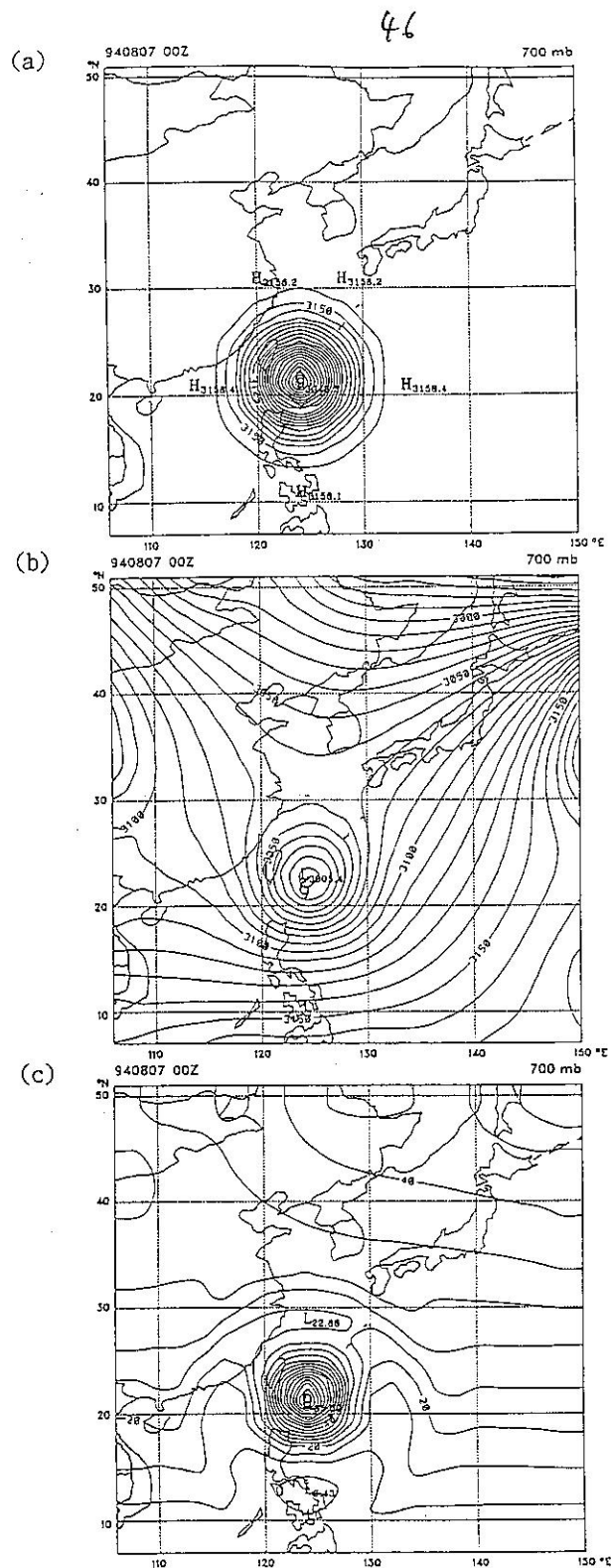


圖8：(a) 軸對稱流方程基本場（單位：公尺），(b) 與軸對稱流方程達梯度風平衡之重力位基本場（單位：公尺），(c) 由前述的流方程與重力位基本場求得的位渦基本場（單位：0.01PVU）。（以700hPa為例）。

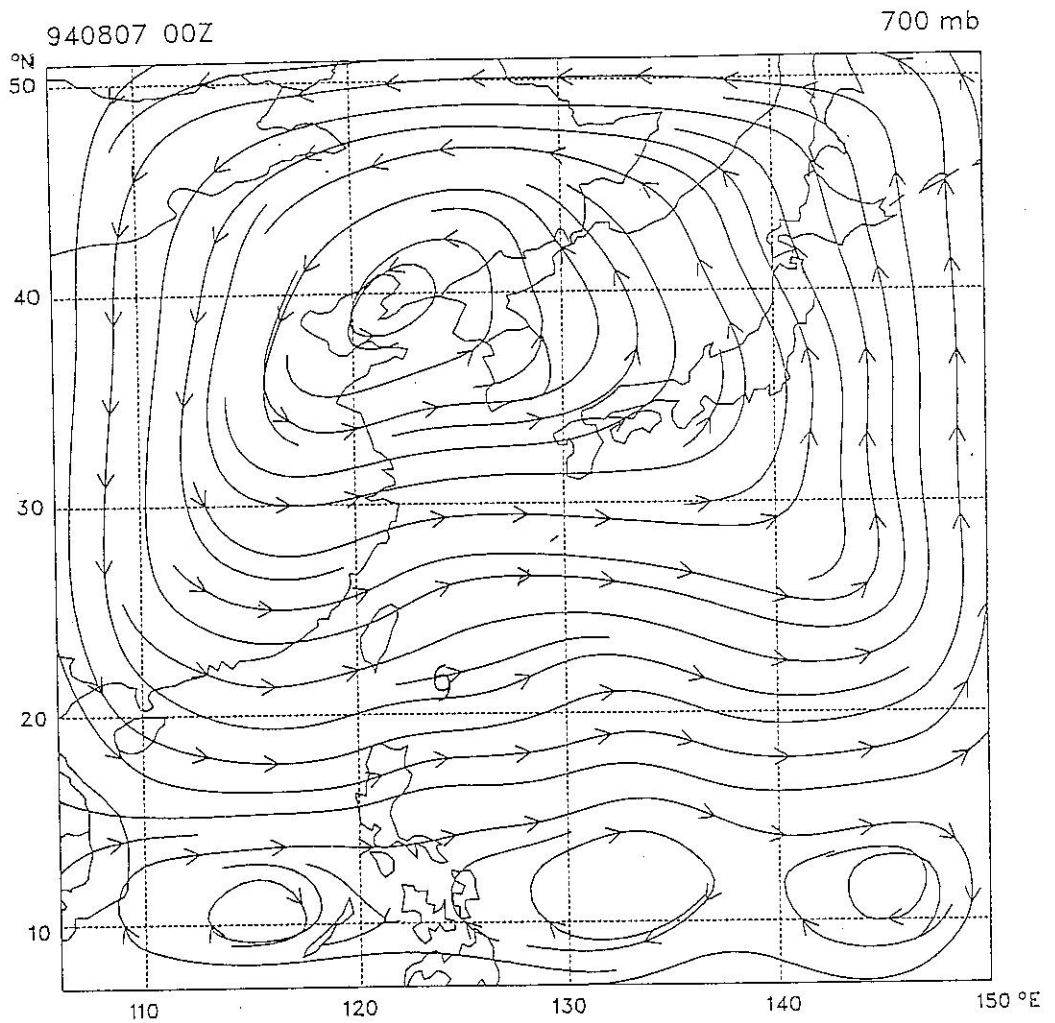


圖9：以軸對稱之流方程、重力位及位渦場當基本場用片段位渦反演方法求得的流場。圖中顯示道格颱風受到北方反旋式流場的影響而向東運動（以700hPa為例）。

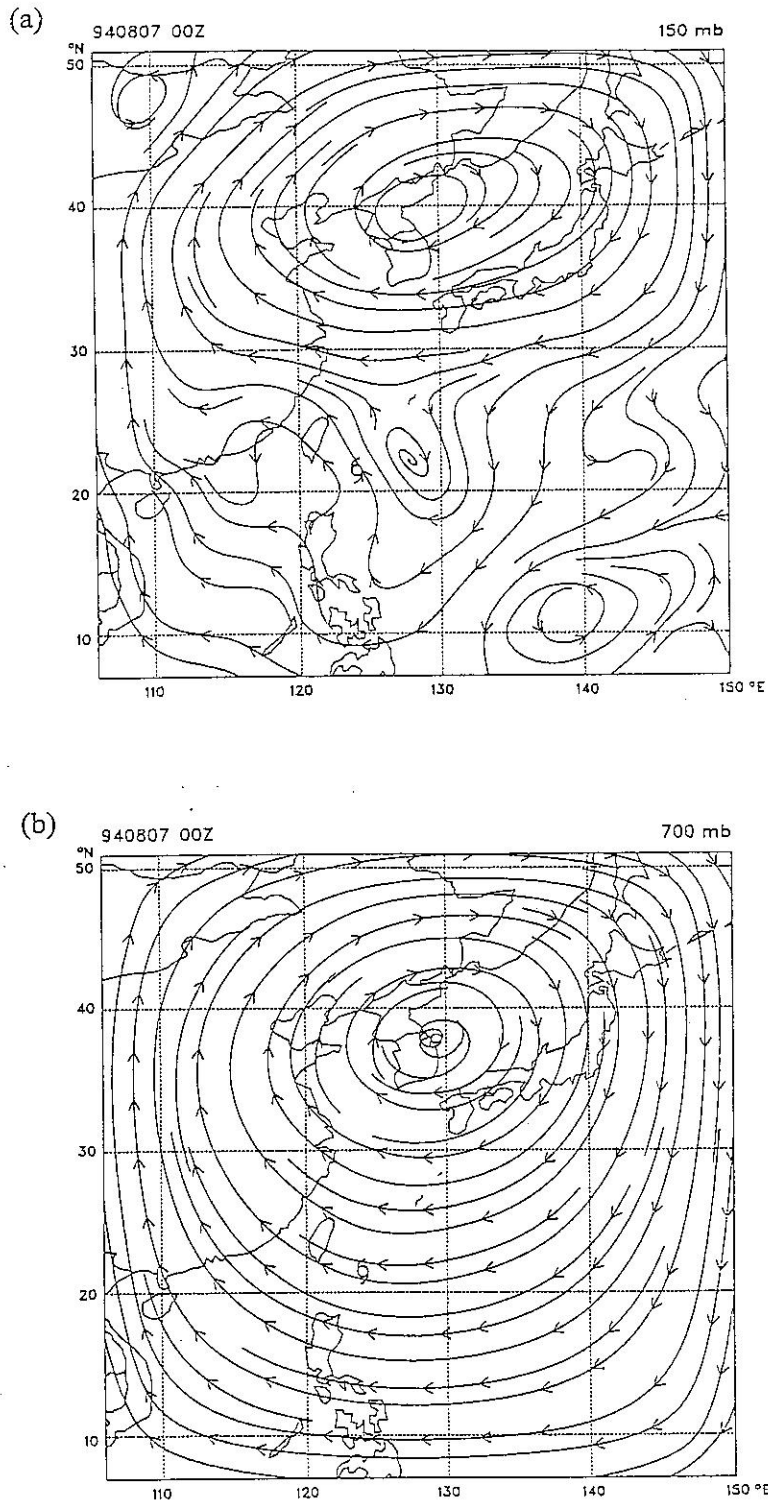
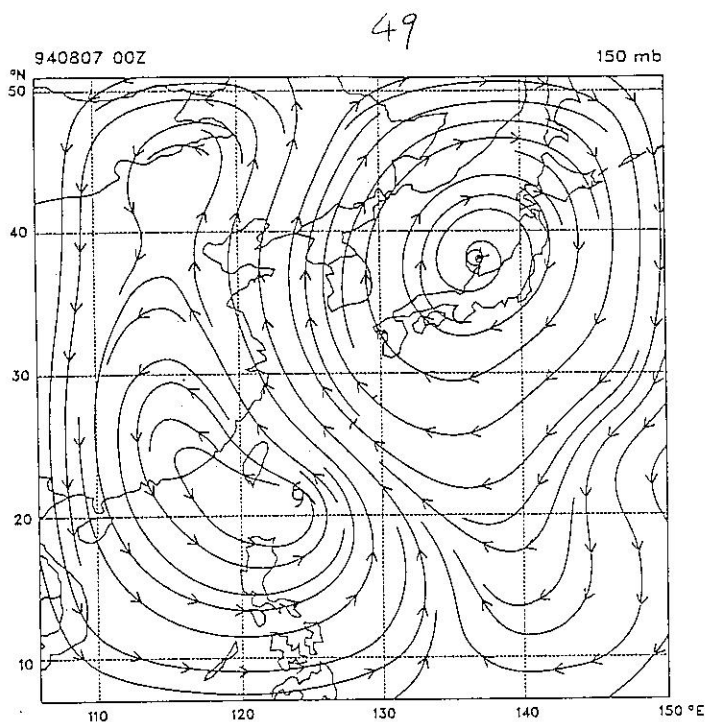


圖10：0700高層位渦擾動片以軸對稱風場為基本場經片段位渦反演所得之(a)高層(150mb)及(b)低層(700mb)流場。

(a)



(b)

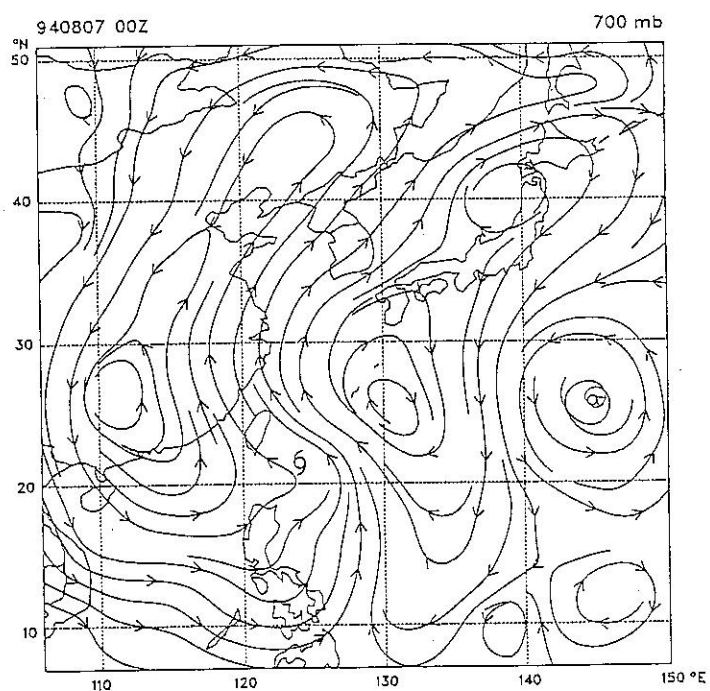
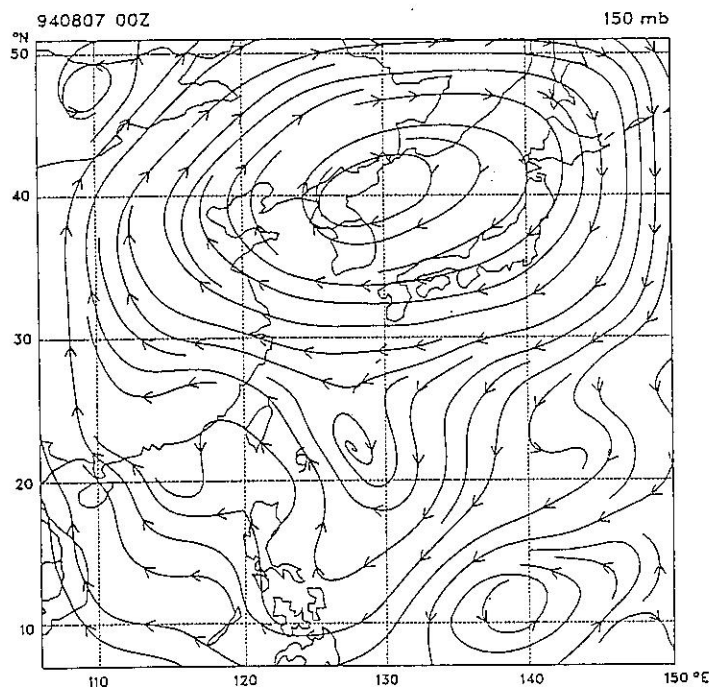


圖11：0700低層位渦擾動片以軸對稱風場為基本場經片段位渦反演所得之(a)高層(150mb)及(b)低層(700mb)流場。

(a)



(b)

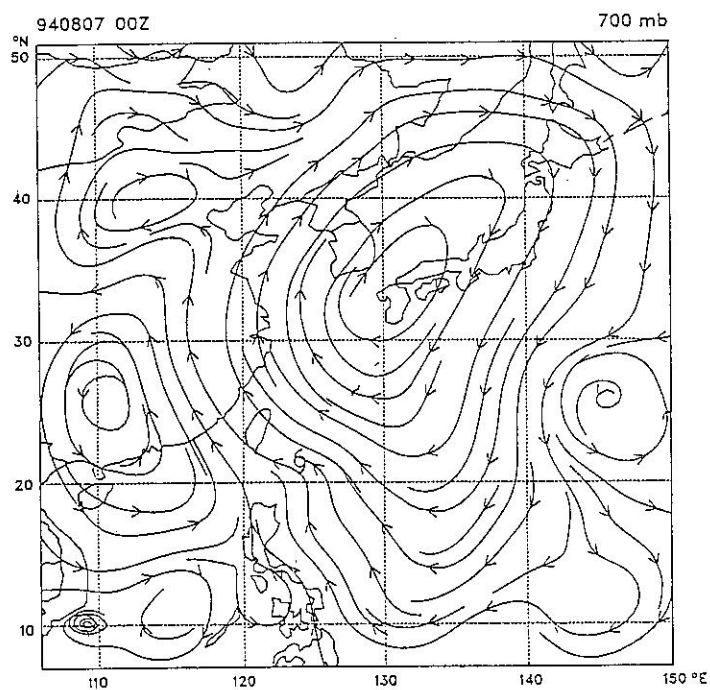
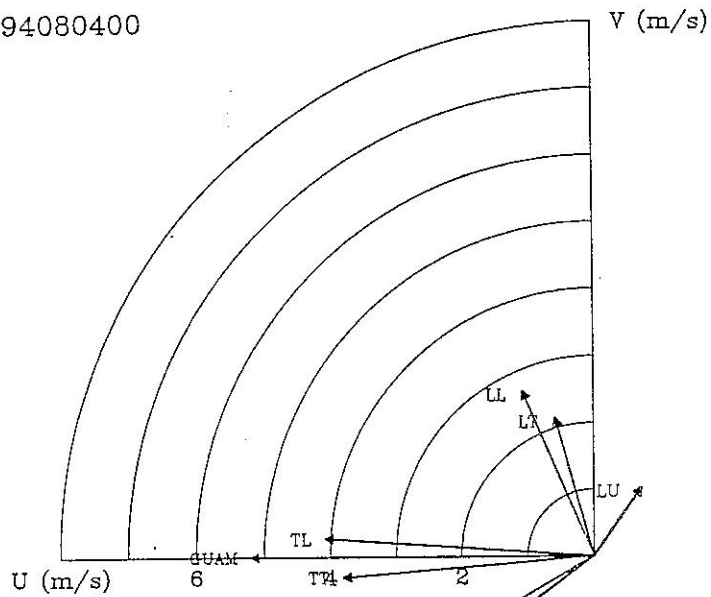


圖12：將1000-100hPa全部位渦擾動片以軸對稱風場為基本場經片段位渦反演所得之(a)高層(150mb)及(b)低層(700mb)流場。

94080400



94080412

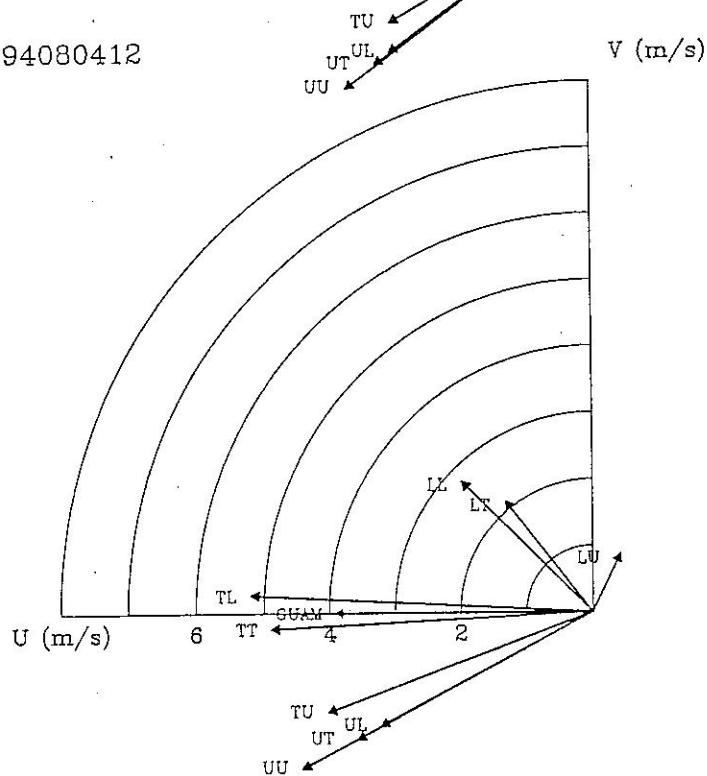


圖13：高低層位渦擾動以軸對稱風場為基本場經片段位渦反演所得之風場並取距颱風中心 4° ，1000-100hPa環帶狀深對流平均。時間由0400-0900。圖中GUAM代表實際颱風運動，其他之向量符號說明請見文章內容。

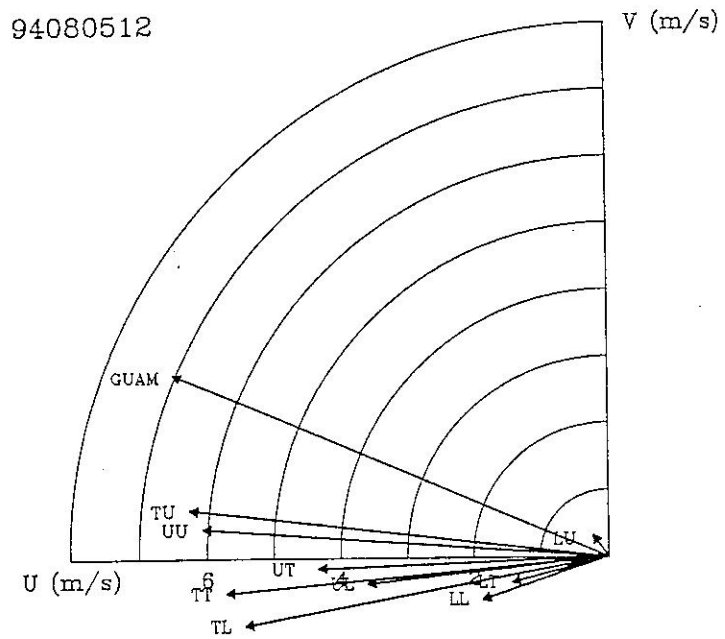
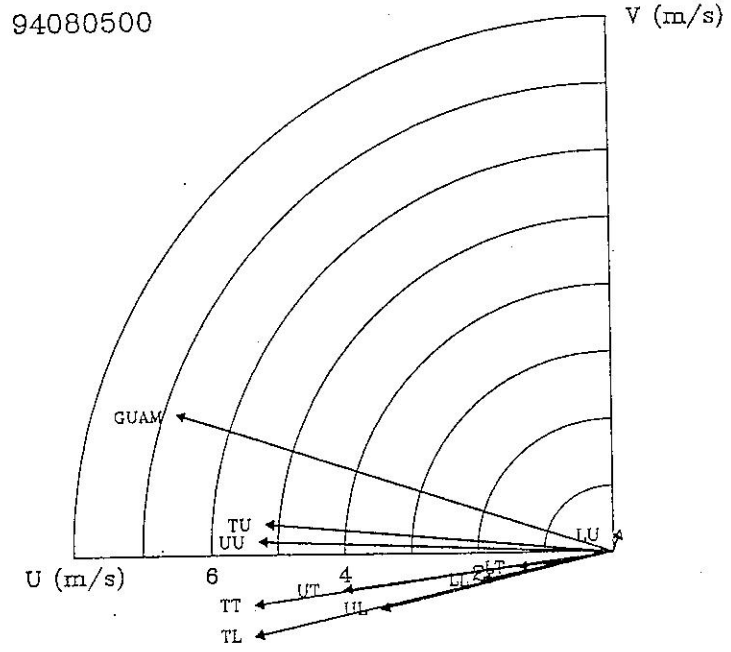
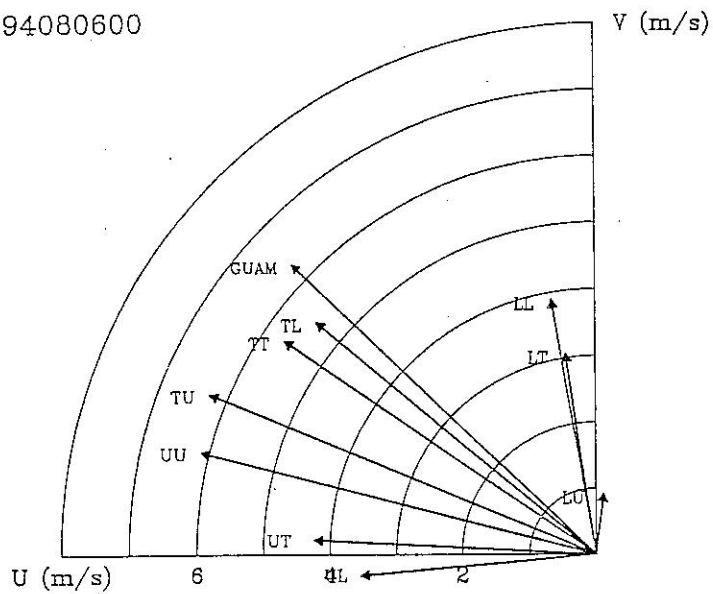


圖13：（續）

94080600



94080612

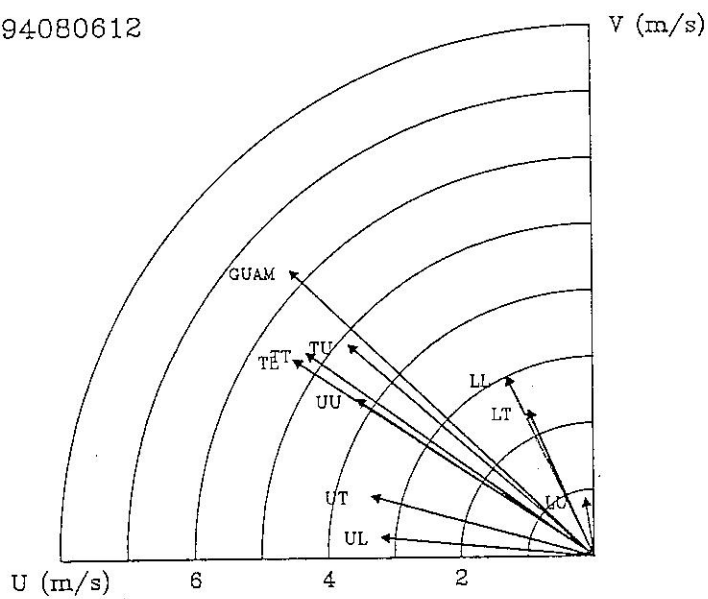
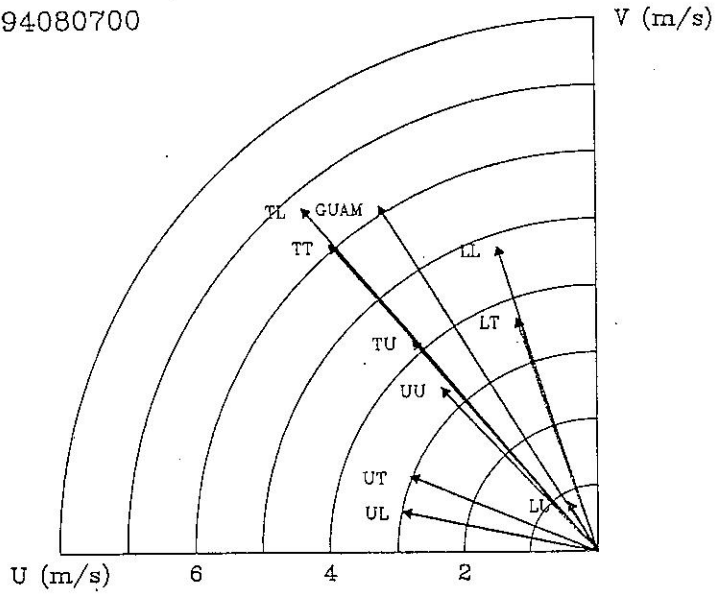


圖13：（續）

94080700



94080712

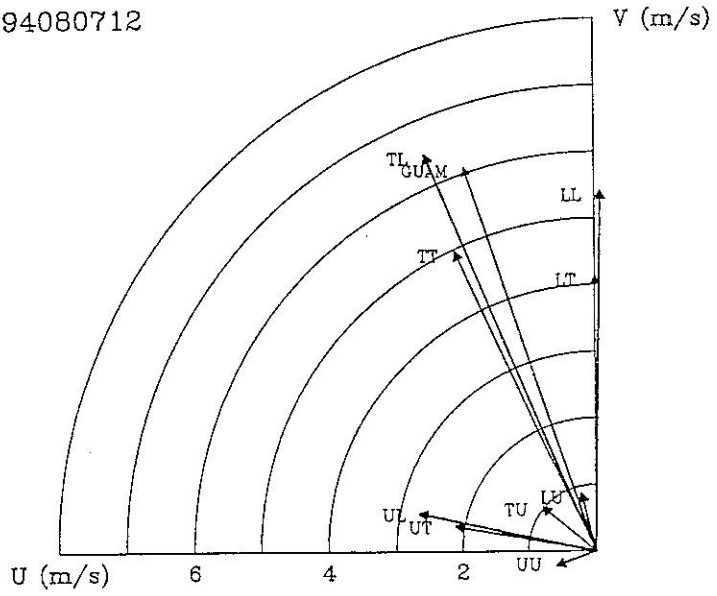
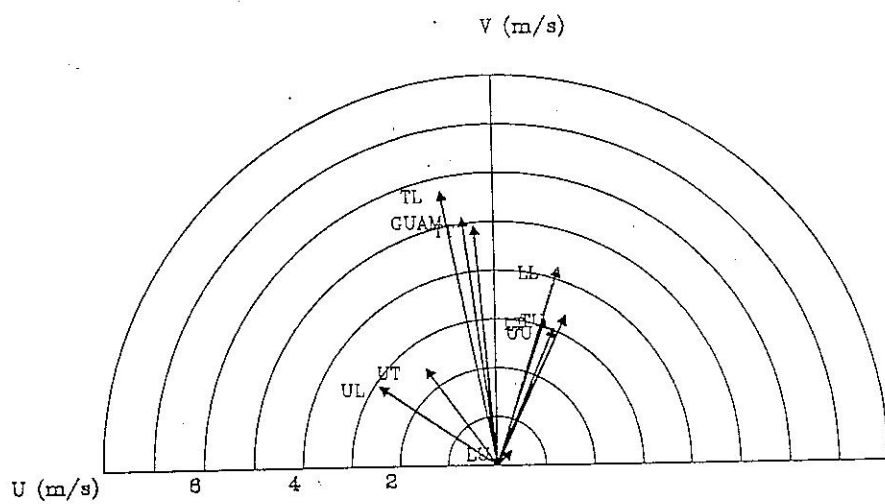


圖13：（續）

94080800



94080812

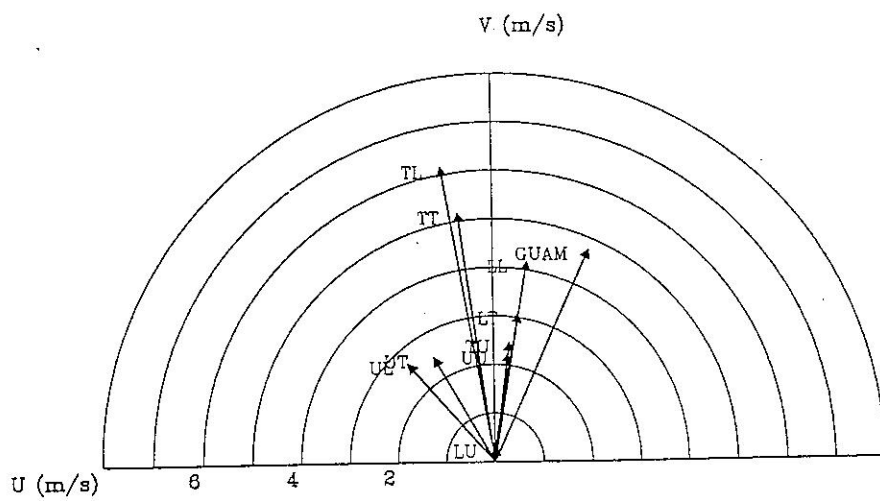


圖13：（續）

94080900

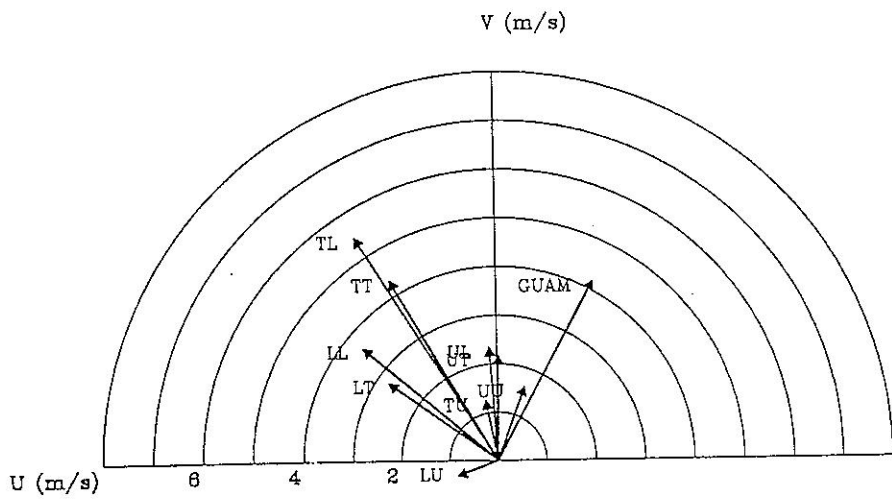


圖13：（續）

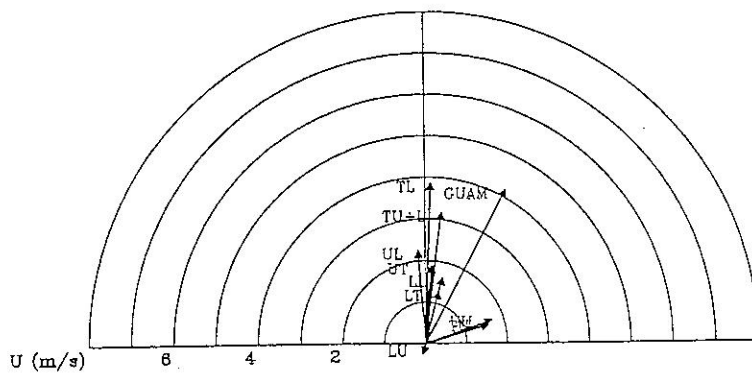
$V \text{ (m/s)}$  $V \text{ (m/s)}$ 

圖14：同圖12，但改為6度環狀平均，(a)為0812，(b)為0900。

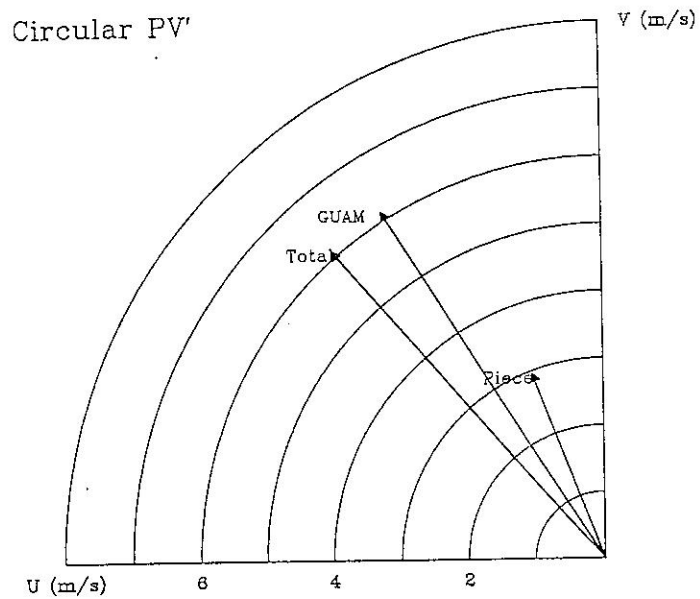
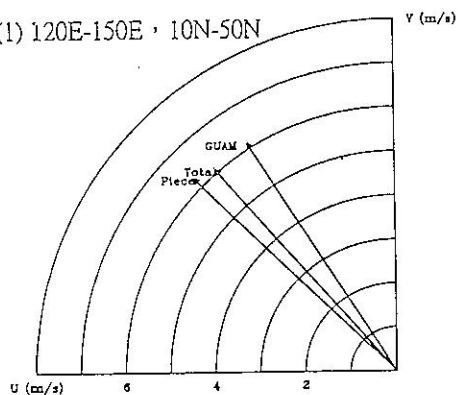
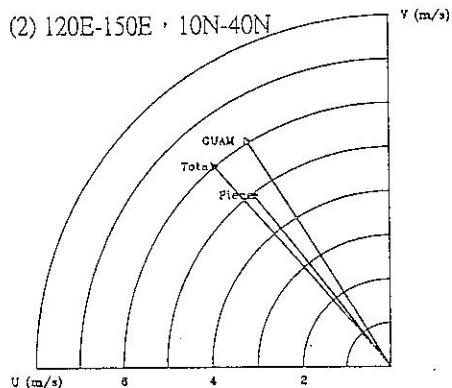


圖15：仿Shapiro(1996)使用半徑為10度，1000-100hPa之圓柱形位渦擾動片反演（用軸對稱基本場）所得的風場並取距颱風中心4度，1000-100hPa環狀深對流平均。圖中GUAM代表實際颱風運動，而Piece則代表圓柱形之區域反演之結果。

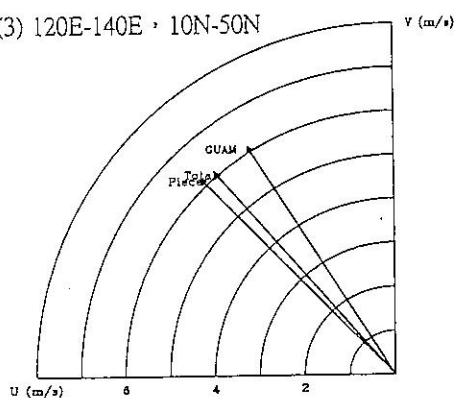
(1) 120E-150E, 10N-50N



(2) 120E-150E, 10N-40N



(3) 120E-140E, 10N-50N



(4) 120E-140E, 10N-40N

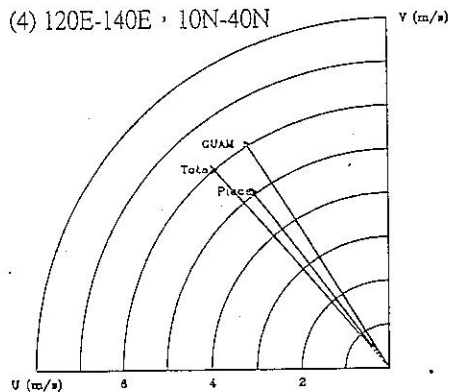


圖16：特殊區域位渦擾動片之反演，分別為：(1) 120E-150E, 10N-50N, (2) 120E-150E, 10N-40N, (3) 120E-140E, 10N-50N, (4) 120E-140E, 10N-40N, 反演所得之風場並取距颱風中心 4° , 1000-100hPa環帶狀深對流平均。圖中Total代表 q_r 反演的結果，而Piece則代表標題之區域反演之結果。

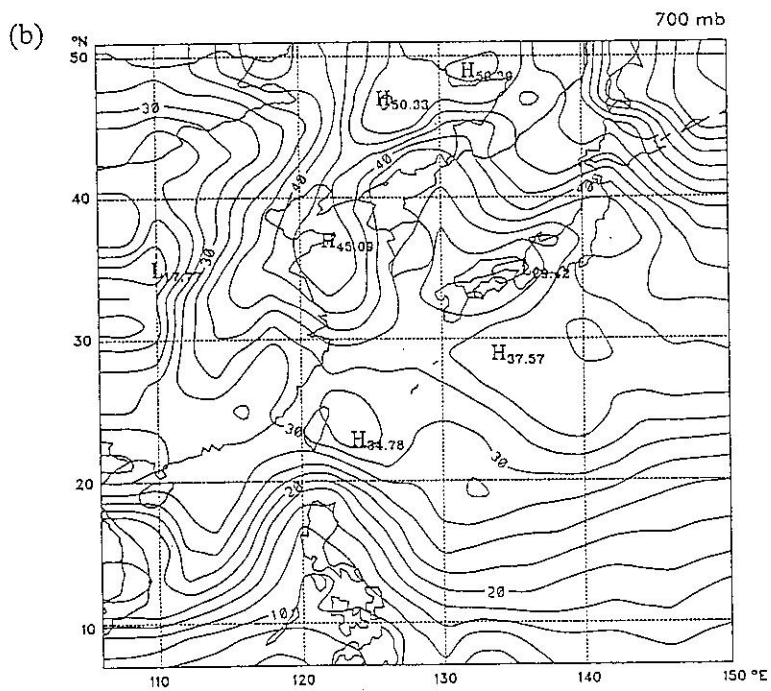
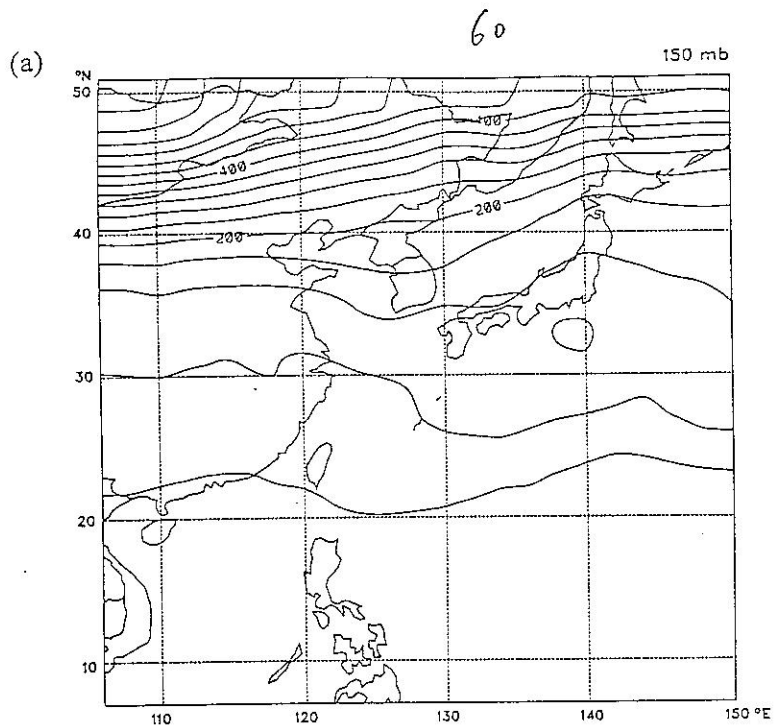


圖17：1994年7-9月位渦季節平均基本場(Mean) (a) 150hPa，
(b) 700hPa。單位：0.01PVU。

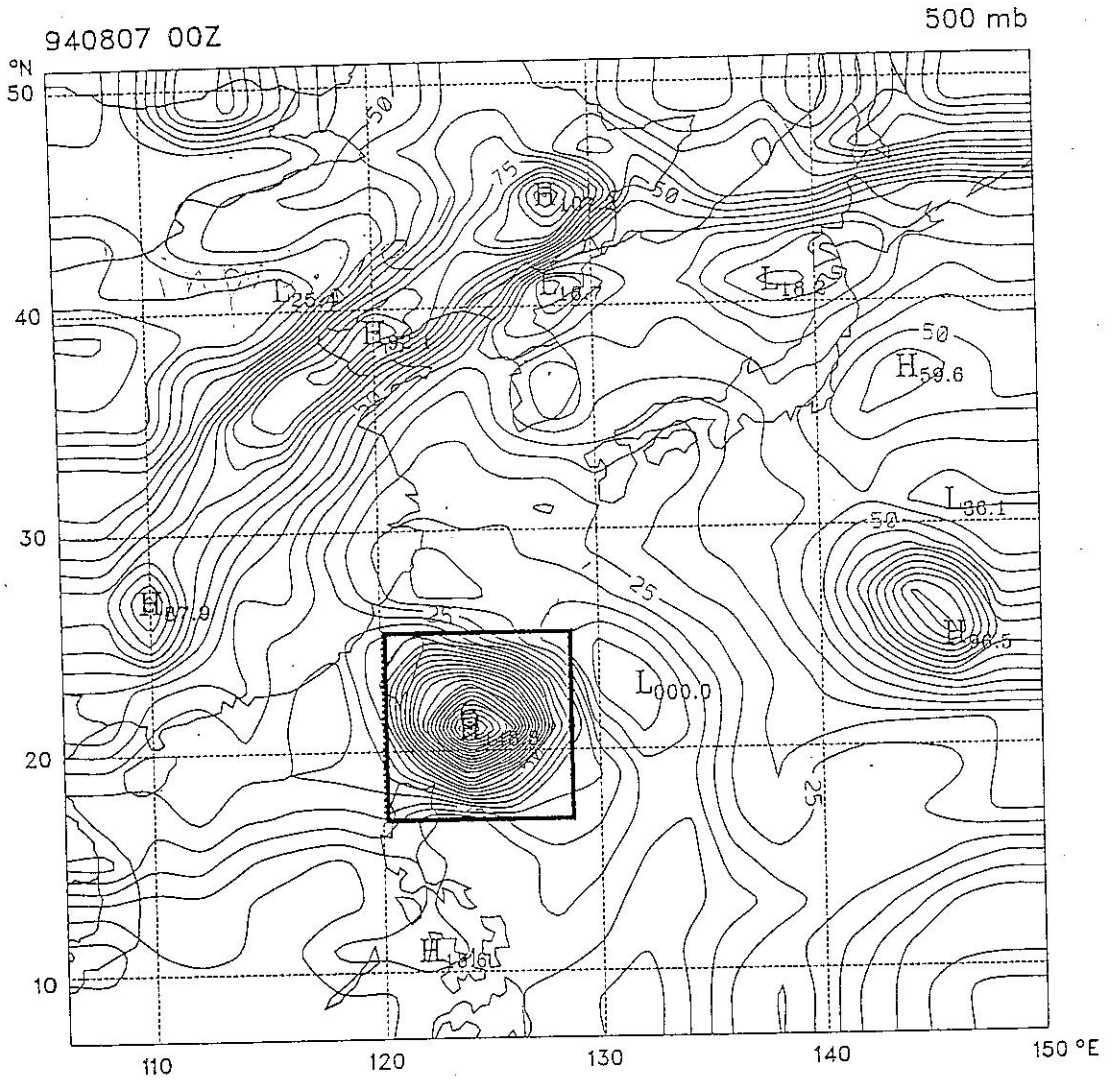


圖18：仿照WEM之方法定義出LS（即與颱風環流有關的位渦擾動，以500hPa為例）
 方框的範圍為17N-25N，120E-128E，而圖中顯示此8X8度方框已經幾乎包圍
 住正位渦密集區（亦即颱風環流）。單位：0.01PVU。

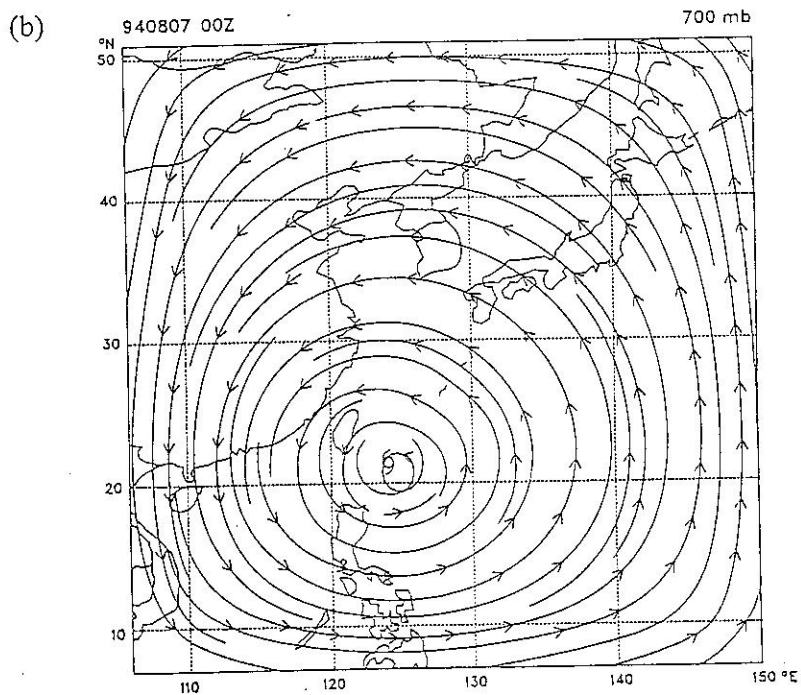
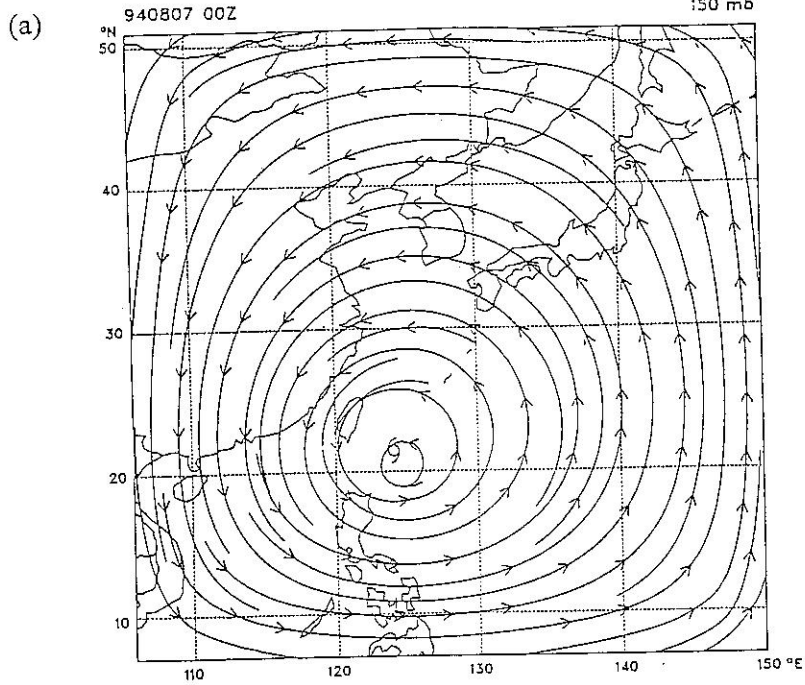


圖19：LS（圖18中的方框區域）經由片段位渦反演的流場，(a)150hPa，(b) 700hPa。

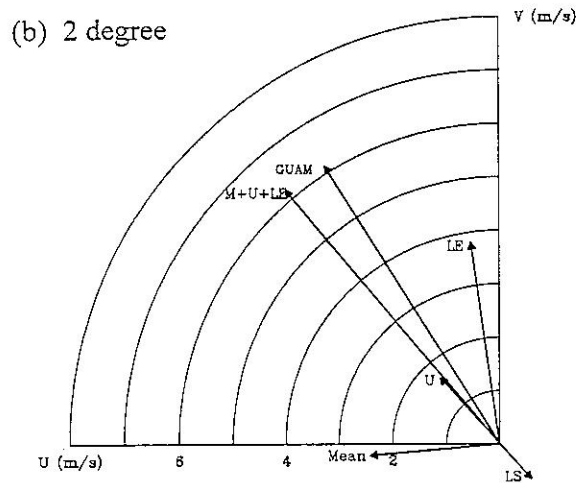
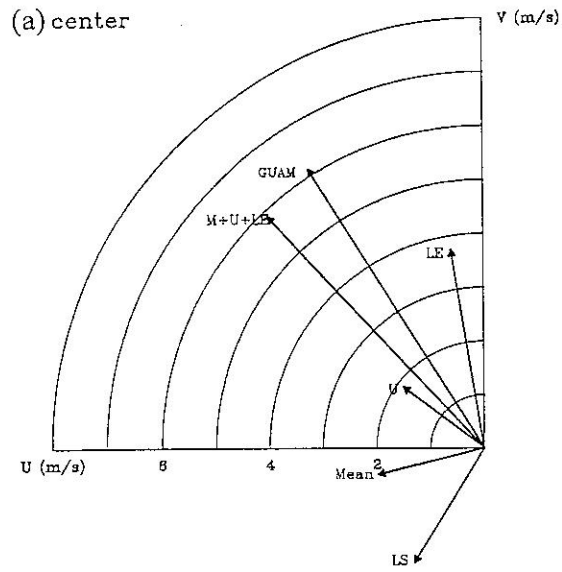
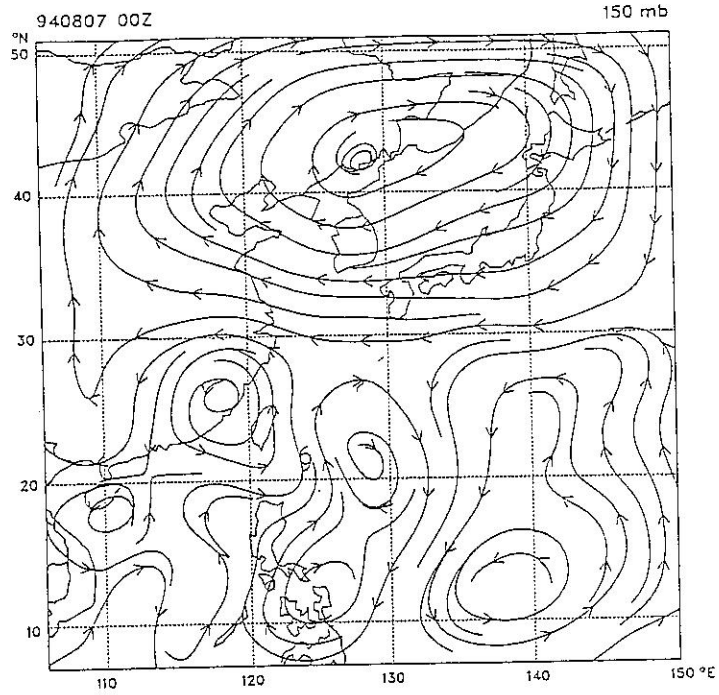


圖20：仿WEM將Mean+LE+U反演的 (a)為通過中心風場，及做 (b) 2° ，1000-100hPa環狀深對流平均。
GUAM：實際颱風運動。Mean+LE+U即為WEM之平流向量(advection vector)。

64

(a)



(b)

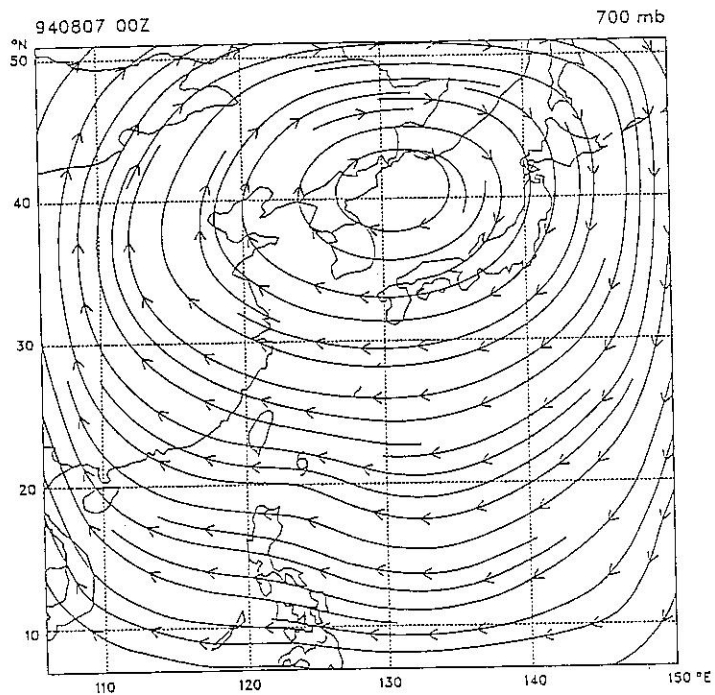
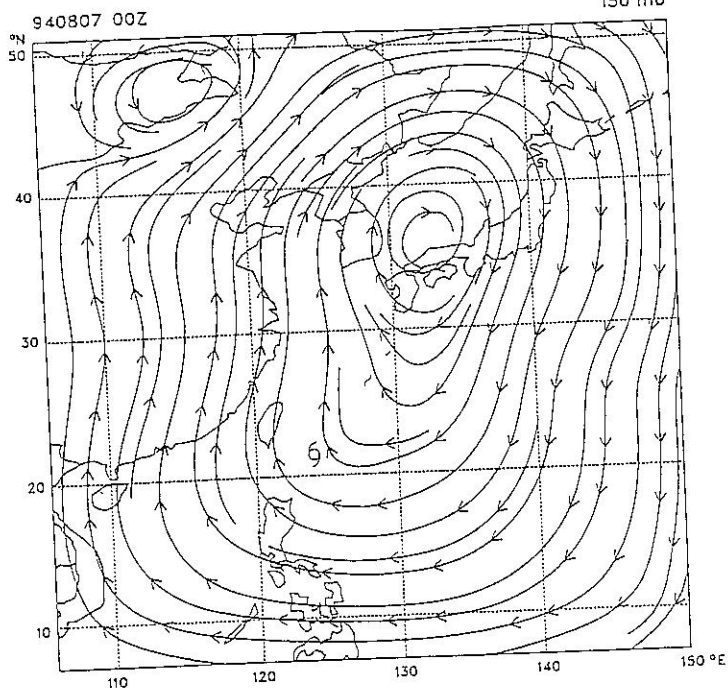


圖21：同圖10，但使用季節平均場。

(a)



(b)

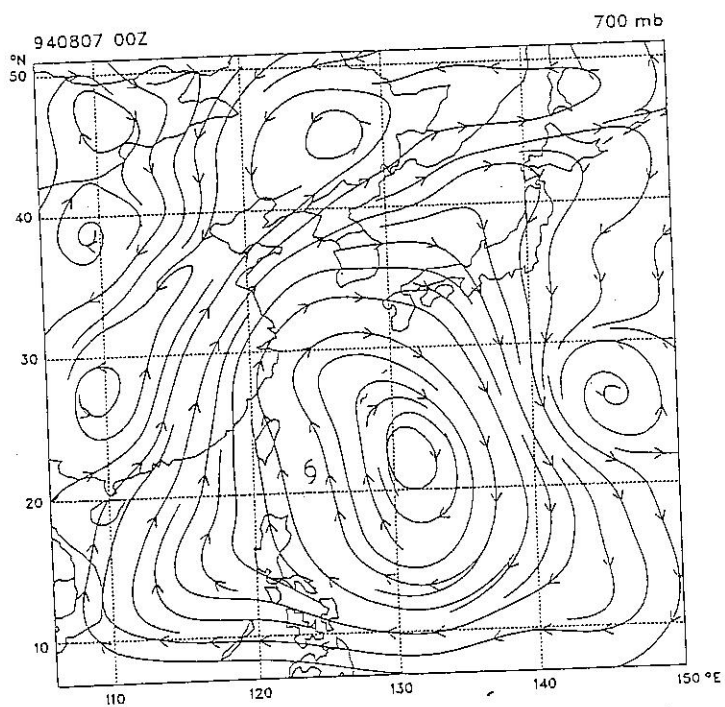
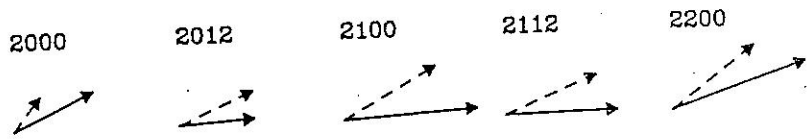
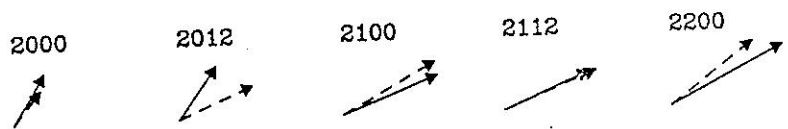


圖22：同圖11，但使用季節平均場且位渦擾動片改用低層環境位渦擾動(LE)。

(a) Traditional Method



(b) Nonlinear balanced flow



(c) Axis-symmetrical basic state

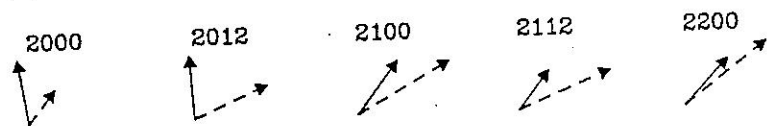


圖23：同圖4，但為賴恩颱風個案，時間為2000-2200，且使用的是 5° 700-100hPa環狀深對流平均。

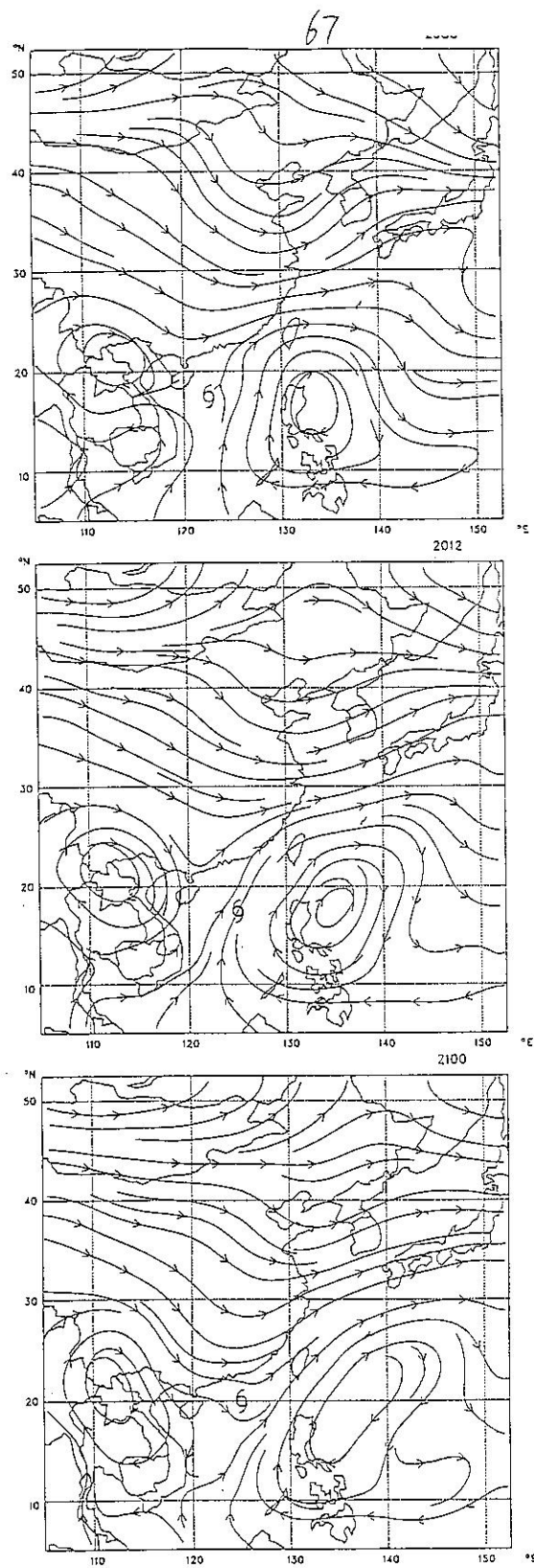


圖24：同圖6，但為賴恩颱風，時間為2000-2200，且使用的是 5° ，1000-100hPa環狀深對流平均。

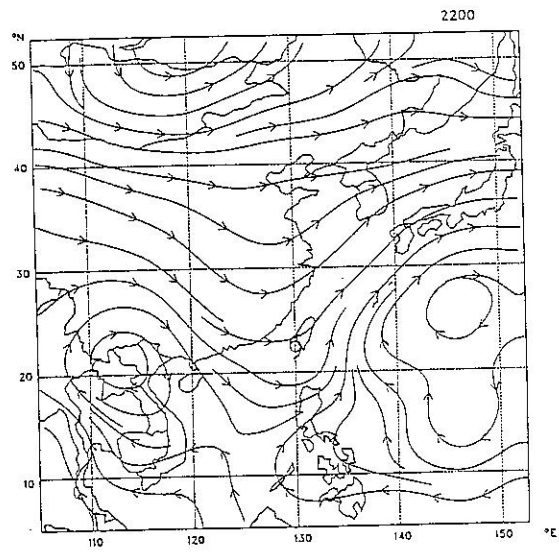
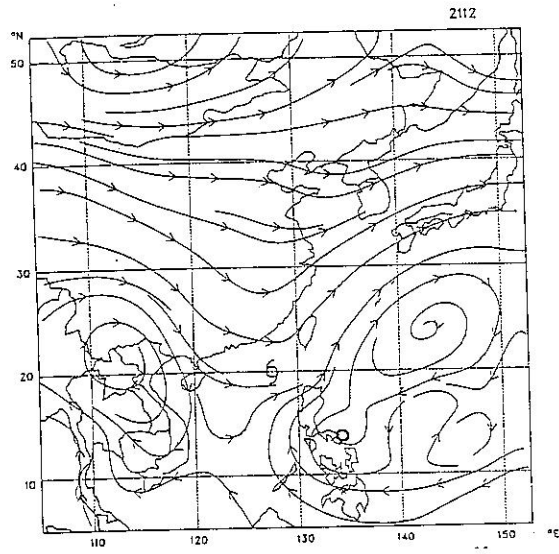


圖24：(續)

