

伴隨強跨赤道流之熱帶氣旋形成的初步研究

李清勝 侯嘉榮

國立台灣大學大氣科學研究所

(中華民國九十三年二月十六日收稿；中華民國九十三年六月十四日定稿)

摘 要

本文分析西北太平洋地區，於形成時伴隨強跨赤道流之熱帶氣旋的氣候特徵，並利用 MMS 進行個案之模擬與分析，探討強跨赤道流在熱帶氣旋形成過程中的作用。結果顯示，伴隨強跨赤道流的熱帶氣旋形成個案佔全部之 19.4%；此類個案大多集中在七~九月，其形成之位置平均較為偏南。分析 ECMWF 850hPa 流場顯示，大部份個案的強跨赤道流出現在擾動中心之西南方，且大部份個案之北方同時有東風存在。此外，約有四分之一的個案，在形成過程中，其低層曾具有兩個中尺度渦旋。

本研究模擬兩個南方有強跨赤道流、而北方有顯著東風的熱帶氣旋形成個案，其中葛樂禮 (1996) 850hPa 初始風場有兩個中尺度渦旋，而歐珀 (1997) 則僅有一個。積分 12 小時後，兩個個案皆有兩個中尺度渦旋出現；此中尺度渦旋具顯著氣旋式環流，並有地面低壓中心配合。隨積分時間，兩個中尺度渦旋皆增強並向上發展，而且互繞、相互接近並合併。在渦旋合併時，就低層渦度場而言，較弱的系統逐漸變形並被捲入較強的系統中；然而，就近地面流場而言，則恰相反。此外，近地面流場顯示的合併時間，較低層渦度場顯示之合併時間為早。兩系統合併後，系統渦度顯著增強，並有水平收縮、垂直拉伸的現象。

最後，為驗證伴隨強跨赤道流之熱帶氣旋形成過程中，是否常具有雙渦旋合併過程，本研究亦分析 NSCAT 風場和其他個案的低層流場特徵。結果顯示，歐珀 (1997)、羅絲 (1997) 及艾薇 (1993) 颱風，在發佈 TCFA 前，低層流場亦具有雙渦旋特徵，但 ECMWF 風場並不能完全解析此種中尺度環流特徵。因此，我們認為在此種熱帶氣旋形成個案中，有可能有中尺度渦旋的合併過程出現；此渦旋合併過程在系統渦度增強上，扮演重要的角色。

關鍵詞：熱帶氣旋、熱帶氣旋形成、跨赤道流、渦旋合併

一、前 言

早期, Riehl and Malkus (1961) 與 Yanai (1961a、b) 即認為熱帶氣旋發展的能量, 主要是來自積雲深對流所產生的潛熱釋放。Ooyama (1964) 與 Charney and Eliassen (1964) 提出第二類條件不穩度理論 (Conditional Instability of Second Kind, CISK) 以解釋熱帶氣旋發展的能量機制; 他們認為在具條件不穩定的熱帶地區, 可經由積雲尺度的對流系統與熱帶氣旋環流間之正反饋交互作用, 提供熱帶氣旋發展所需的能量。在兩種尺度系統的交互作用過程中, 積雲尺度系統之潛熱釋放, 造成氣旋系統中心的增暖以降低中心氣壓, 加強低層徑向氣壓梯度; 而氣旋尺度環流則因邊界層輻合提供徑向次環流, 使暖溼空氣往系統的中心輻合, 增強積雲對流與其伴隨的潛熱釋放, 維持熱帶氣旋之發展。

Yamasaki (1983) 與 Hack and Schubert (1986) 曾成功的應用非線性 CISK 理論, 模擬出熱帶氣旋之發展過程。一般而言, 熱帶地區由於具對流不穩度, 易形成對流; 但因羅士比變形半徑很大, 加熱效率很低, 故熱帶擾動不易發展。所謂有利熱帶氣旋形成的環境條件, 僅表示在該情況下熱帶氣旋形成的機率較高, 熱帶氣旋形成與否乃是隨機發生, 故 Ooyama (1982) 稱之為隨機過程。若環境場改變使擾動系統的相對渦度增加 (或是風速增強), 則羅士比變形半徑將隨之減小, 加熱效率將會增加且為非線性的增加, 系統的發展則可能由隨機階段, 進入 CISK 主宰之物理決定的階段。

觀測分析顯示, 在熱帶氣旋形成前, 常伴隨一些大尺度風場的變化特徵, 此種環境風場很可能有利於熱帶氣旋的形成 (Sadler, 1976 ;

Love, 1985 ; Lee, 1986 ; Briegel and Frank, 1997 ; Ritchie and Holland, 1999 ; Chang et al., 2003) 。Sadler (1976) 指出熱帶高對流層槽線 (TUTT) 可在高層產生一個反旋式環流, 增加熱帶擾動的高層外流, 並減少擾動中心的垂直風切, 幫助系統增強。Love (1985) 認為在熱帶雲簇增強至熱帶氣旋的過程中, 會受到來自相反半球之跨赤道氣流的影響; 這種大尺度風場的作用, 使得擾動的角動量輸入量增加, 使系統達形成點 (genesis point) 。Lee (1986, 1989a、b) 的分析顯示, 熱帶氣旋在形成前, 其南方或北方的低層風場有增強的現象, 此大範圍環境風場伴隨顯著渦流渦度通量, 導致系統風速增強並伴隨對流爆發 (convection burst) ; 在熱帶氣旋形成過程中, 低層流場由非軸對稱的氣流型態 (具顯著風切渦度), 逐漸變成對稱性環流型態 (具顯著曲率渦度) 。Zehr (1992) 認為熱帶氣旋在形成時, 會伴隨兩次的大尺度風場爆發; 第一階段的風場爆發由外在強迫對流 (Externally Forced Convection, EFC) 之內流強風造成, 使中層集中的渦度得以發展。第一階段所產生的初期渦旋, 必須等待第二次的環境強迫輻合作用, 以激發另一波的風場旋轉加速, 並使系統向上發展; 在無不利系統發展的綜觀環境條件下, 可使初期渦旋發展成熱帶氣旋。

近年來, 透過密集觀測實驗, 得以了解較多熱帶氣旋形成時的中尺度結構特徵。Simpson et al. (1997) 、Ritchie and Holland (1997) 及 Hare et al. (1996) 之分析結果顯示, 在熱帶氣旋形成前, 熱帶擾動中的一些中尺度對流系統 (Mesoscale Convective System, MCS) 會在中層產生中尺度渦旋 (Mesoscale Convective Vortices, MCV) ; 在熱帶氣旋形成過程中, MCV 間的交互作用, 可能扮演相當重要的角色。

Ritchie and Holland (1997) 由觀測資料發現，Irving 颱風 (1992) 前期擾動在發展成熱帶低壓 (Tropical Depression, TD) 前，地面在同一時間出現二個環流中心，且於隨後合併；在中層，則有多個 MCV 同時存在。在系統達 TD 強度後，對流發展更為活躍，且在中層常伴隨有 MCV；他們認為不同尺度環流間及中、低層渦旋間的交互作用，在熱帶氣旋的形成過程中，扮演重要角色。

雖然 Love (1985)、Lee (1986) 和 Lee and Lee (1999) 的研究結果顯示，強跨赤道流可能影響熱帶氣旋的形成過程，但強跨赤道流在熱帶氣旋形成過程中所扮演的角色，至今仍無法完全了解；例如，在所有熱帶氣旋形成個案中，到底有多少比例與強跨赤道流有關？或者，此類個案於形成過程中之中尺度結構變化特徵等？因此，本研究將利用歐洲中期預報中心 (ECMWF) 之網格資料與美軍聯合颱風警報中心 (JTWC) 之颱風最佳路徑資料，分析伴隨有顯著強跨赤道流的熱帶氣旋形成個案，以瞭解其氣候特徵；並針對所選取的個案，利用 MM5 進行模擬，分析模式中系統之中尺度結構變化，探討強跨赤道流在熱帶氣旋形成過程中所扮演的角色。

二、伴隨強跨赤道流之熱帶氣旋形成個案的氣候特性

Love (1985) 提出強跨赤道流可能影響熱帶氣旋的形成過程，而強跨赤道流的產生，是因冬半球寒潮爆發時，強盛冷空氣移向低緯地區，並跨過赤道到夏半球而形成。為瞭解西北太平洋地區夏季 (6 月至 11 月) 跨赤道流的特性，本研究使用 1986~1998 年 ECMWF 850hPa 風場資料，分析 100° 至 180° E 赤道上，南北

向風場分量 (v) 的空間與時間分佈特徵 (圖 1)。結果顯示，在 105° E、 125° ~ 130° E 和 145° ~ 155° E 這三個區域，其 v 值相對較大；當考慮 6~11 之個別月份時，此特徵依然存在 (圖未示)。圖 1 同時顯示，若赤道區或其南-東南方有陸地，其對應的 v 值相對較低；上述 v 值較大處皆位於二個地形缺口之間，亦即地形分佈影響強跨赤道流出現的區域。

雖然 Ooyama (1982) 指出熱帶氣旋的形成為一連續的過程，很難定義一個形成時間點；但在本研究中，為了氣候統計之個案選取需求，以 JTWC 發佈熱帶氣旋形成警報 (Tropical Cyclone Formation Alert, TCFA) 之時間為參考時間。分析時，以參考時間前三天之內之風場變化特徵為分析重點；若系統中心東西各 10 個經度範圍內，有來自南半球的顯著跨赤道氣流，其東西方範圍大於 7.5 個經度，且 850hPa 風場滿足下列兩條件中之一，則認為該颱風形成個案伴隨有顯著跨赤道流：

1. 赤道上 7.5 個經度平均風速大於 7.5ms^{-1} ，且持續 24 小時以上。
2. 赤道上 7.5 度經度平均風速較前 12 小時大一倍，且風速大於 5ms^{-1} 並持續 24 小時以上。

在此，我們認為當 JTWC 發佈 TCFA 時，系統應已有開始發展之徵兆；若此發展是由環境風場變化所導致，則 TCFA 前的風場變化，應為考慮之重點，故分析 TCFA 前三天之內之風場。根據 JTWC 最佳路徑資料，當 JTWC 發佈 TCFA 時，系統之強度可為熱帶低壓 (TD) 或熱帶風暴 (TS)。此外，若有一個以上之 TCFA 發佈，則以最後一個 TCFA 之發佈時間當作形成參考時間；若發佈 TCFA 之時間晚於擾動達 TS 強度

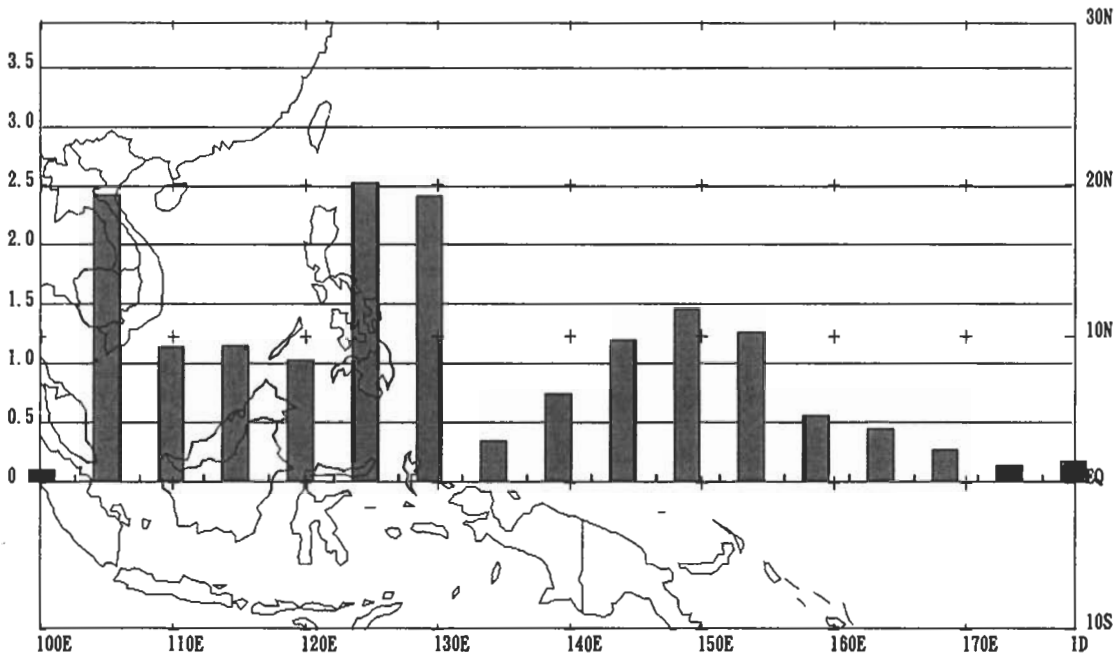


圖 1 1986 至 1998 年、6~11 月平均之赤道 850hPa 風場的南北風分量，每點間距為五個經度，底圖同時顯示陸地分佈。

的時間，則以強度達 TS 之時間為參考時間。

在 1986~1998 年間，西北太平洋地區共有 418 個熱帶氣旋形成，而符合上述條件的熱帶氣旋共有 81 個，約佔全部個案的 19.4%。每年平均有 6.2 個，但最多的 1997 年有 11 個，占該年西北太平洋總颱風數（31 個）的三分之一；最少為 1988 和 1998 年之 3 個，占該年總數（26 和 27 個）之 11~12%。此種個案大都發生在七、八、九月（南半球冬季），佔了選取個案的 81%。個案於參考時間之位置大部份在 20°N 以南，平均較其他個案者偏南，且大都介於 125~155°E 間，與上述較強跨赤道流出現之經度相互配合。

分析此種熱帶氣旋形成個案之 850hPa 強跨赤道流特徵，可大致分為圖 2 所示之三種類型；

(I) 強跨赤道流自擾動的西南方跨越赤道，

由系統中心南方繞向系統之東方，北方伴隨有東風（圖 2a）。

(II) 強跨赤道流自擾動的東南方跨越赤道後，由系統東方繞至系統北方，北方伴隨有東風（圖 2b）。

(III) 熱帶擾動的東方鄰近地區有熱帶氣旋，氣流跨越赤道的位置較 (I) 者偏東，且和東方熱帶氣旋的環流相結合（圖 2c）。

結果顯示（表一），第 I 類的個數最多，有 66 個，佔所有個案的 81.5%。第 II 類和第 III 類則僅各佔 11.0% 和 7.5%。就系統由 TCFA 到達 TS 之強度變化而言，第 I 和 III 類最大風速每 12 小時平均的變化率為 2.5~2.6 kt/12hr；第 II 類強度增加速率最慢，僅約 1.4 kt/12hr。

結果同時顯示，第 I 類和第 II 類分別有 17

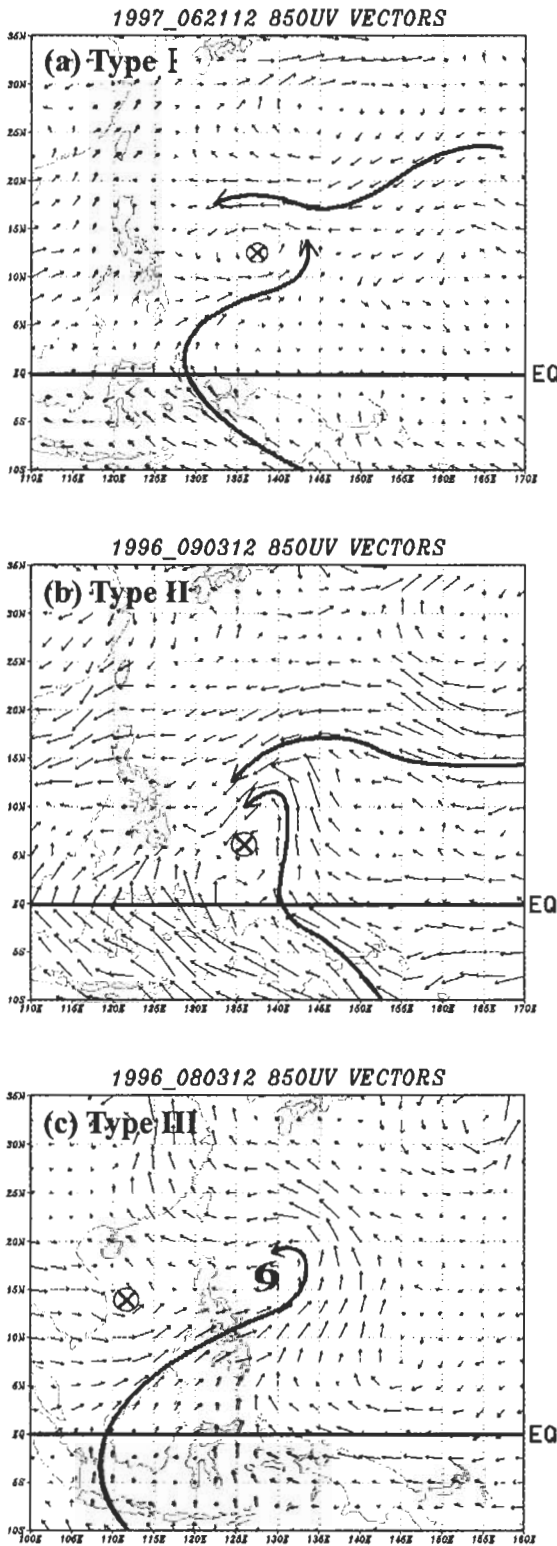


圖 2 850hPa 風場所顯示的三種跨赤道流特徵。

和 2 個個案，其 850hPa 流場顯示在擾動附近有兩個中尺度渦旋存在，占該類型之比例分別為 26.6%及 22.2%，平均約為四分之一。在 Lee and Lee (1999) 對伴隨有顯著跨赤道流個案 (Betty, 1987) 所進行的數值模擬與分析中，並未提到有類似的情形出現。以上之分析顯示，強跨赤道流對熱帶氣旋形成的影響情形，其過程可能有很大的個案差異性，且可能與其他作用 (如 MJO) 同時影響系統之形成。因此，本文將只針對個案數較多的第 I 類個案，選出在熱帶氣旋形成前，其 ECMWF 850hPa 的風場有出現和沒有出現兩個中尺度渦旋的兩個個案，進行數值模擬與分析。

三、數值模擬與結果分析

本研究使用 PSU/NCAR 所發展的五代中尺度模式 (MM5, Fifth-generation Penn. State / NCAR Mesoscale Model, Version 3) 進行數值模擬。模式架構採用 two-way interactive 兩層巢狀網格，粗網格水平間距為 60 公里，涵蓋範圍為 9000 公里 × 9000 公里 (151 點 × 151 點)，網格中心依個案而定；細網格水平間距 20 公里，涵蓋範圍為 3600 公里 × 3600 公里 (181 點 × 181 點)。在垂直方向使用 σ 座標，共有 23 層；上邊界採用輻射邊界條件，下邊界為 Blackadar 邊界層參數化 (Blackadar, 1979; Zhang and Anthes, 1982)。積雲參數化使用 Betts-Mill 法 (Betts, 1986; Betts and Miller, 1986; Betts and Miller, 1993)，並使用淺對流參數化；雲微物理過程則使用 Simple Ice (Dudhia, 1989)。

模式中所使用的初始場為 EC TOGA BASIC $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的全球網格分析資料，並

表一 選取個案的分類個數百分比，其由 TCFA 至 TS 間的強度變化率（和標準差）及 850hPa 有兩個渦旋的個數（括弧內數目為和占該類型之百分比）。

類型	Type I	Type II	Type III	Total
個數（和百分比%）	66(81.5)	9(11.0)	6(7.5)	81(100.0)
平均強度變化 （和標準差） （kt/12hr）	2.6 (1.8)	1.4 (0.9)	2.5 (1.4)	2.5 (1.6)
850hPa 有兩個渦旋的個數(%)	17(26.6)	2(22.2)	0(0)	19(23.5)

採用 NCEP 週平均海溫。由於本研究主要在透過模擬與分析，探討熱帶氣旋形成時，強跨赤道流所引發之低層動量強迫作用之影響；初始擾動相當微弱，故不需任何之初始渦旋植入的步驟。然而，因 ECMWF 資料所解析的低層環流常有誤差，易使模式中初始渦旋的位置與觀測有顯著差異，而影響後續模擬結果；因此，不易獲得合理的模擬結果。本研究選取的兩個個案，均為與觀測比較後較合理之個案，分別為 1996 年的葛樂禮 (Gloria) 和 1997 年的歐珀 (Opal) 颱風。此兩個案均為第 I 類個案，在 JTWC 發佈 TCFA 前，兩個案之綜觀環境場頗為相似。

（一）葛樂禮颱風 (Gloria, 1996)

根據 JTWC 熱帶氣旋年度報告 (JTWC, 1996)，葛樂禮颱風在菲律賓東方海上的季風低壓區中發展，其路徑如圖 3a 所示；在初期 (7 月 20 日 0000 UTC)，擾動的對流沒有明顯組織的趨勢 (圖 4a)。21 日 1200 UTC，擾動的對流系統開始變的較有組織 (圖 4b 為 21 日 0000 UTC 之衛星雲圖)；JTWC 於 20 日 1830 UTC 針對此

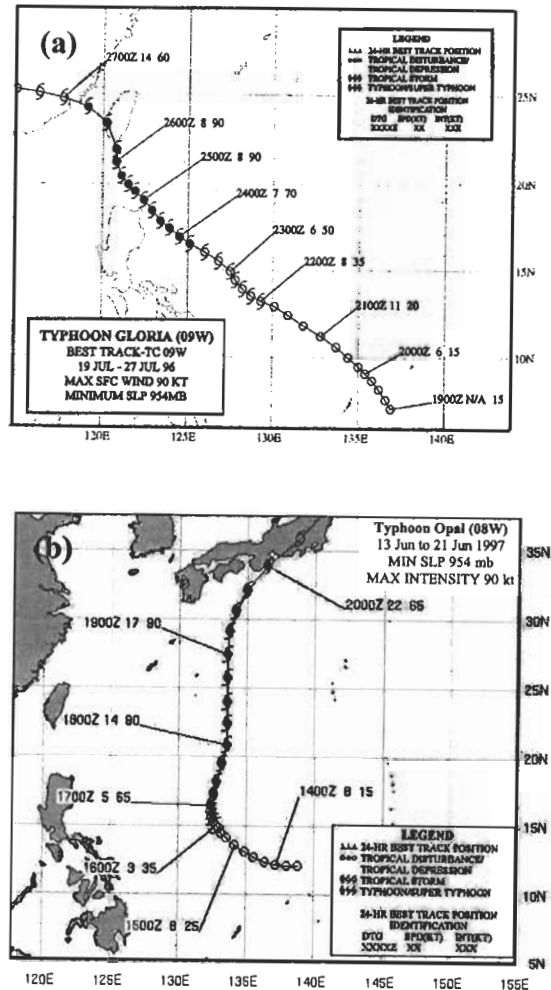


圖 3 JTWC 颱風報告中之葛樂禮(1996, a)和歐珀(1997, b)最佳路徑圖。

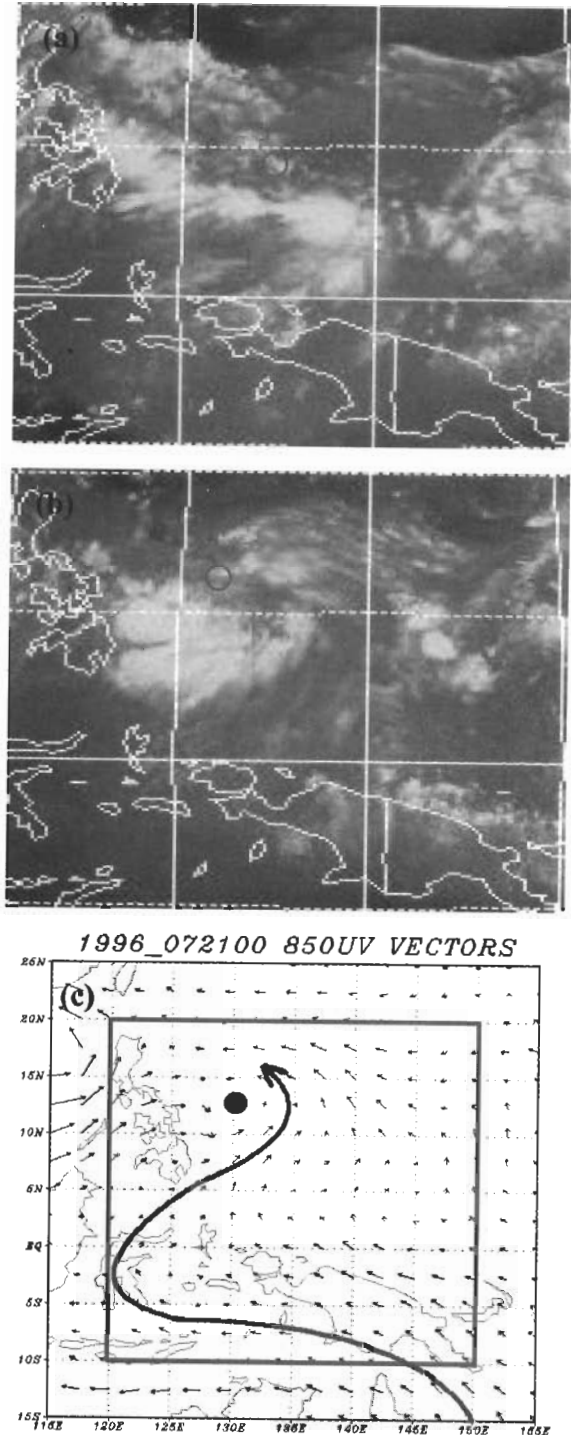


圖 4 1996 年 7 月 20 日 0000UTC(a)和 21 日 0000UTC(b)之紅外線衛星雲圖、及 21 日 0000UTC 850hPa 風場(c)，圖中圓圈為 JTWC 最佳路徑之擾動中心位置，黑點為 850hPa 環流中心位置。

熱帶擾動發佈第一次的 TCFA，並於 21 日 1830 UTC 發佈第二次 TCFA。850hPa 風場顯示，21 日 0000 UTC 時，顯著跨赤道氣流由擾動中心西南方跨越赤道後，向東北流至擾動中心之東方（圖 4c）；擾動中心之東南方亦有顯著跨赤道流。值得注意的是，此時 ECMWF 850hPa 風場所解析的環流中心位置（圖 4c 中黑點），與 JTWC 最佳路徑之擾動中心位置（圖 4b 中之圓圈），有明顯偏差。此系統在 22 日 1200 UTC 時增強為輕度颱風；本研究以 7 月 19 日 1200 UTC（第一次 TCFA 前 30.5 小時）為模式之初始時間，模擬 72 小時至 7 月 22 日 1200 UTC（達 TS 時間）。

模式之近地面（ $\sigma=0.995$ ）風場顯示（圖 5），在初始時間，擾動區存在有兩個中尺度渦旋（圖中標示為 A_1 和 A_2 ）； A_2 的氣旋式環流結構較完整且附近有一低壓中心，而 A_1 的環流中心則較難定位。積分 24 小時後， A_2 的環流結構逐漸變形， A_1 的環流結構則發展得較 A_2 為完整，但是其氣旋式環流區域較小；此時兩個環流系統皆有地面低壓中心配合，具較完整渦旋結構特徵。隨著積分時間，兩個系統逐漸的互相接近；且就近地面流場特徵而言， A_2 似乎有併入 A_1 的趨勢（圖 6）。積分 48 小時時，兩個系統已合併成一個渦旋系統，海平面之中心最低氣壓則由 998.4hPa 降至 995.5hPa。

模式初始時間之 850hPa 風場顯示（圖未示）， A_2 西南方有顯著強跨赤道流出現，其北方亦有顯著東風。積分 12 小時時（圖 7a），跨赤道流顯著增強（風速皆大於 5ms^{-1} ），且風速大於 10ms^{-1} 之西南風亦抵兩系統中心附近，但風速大於 15ms^{-1} 之區域僅達 A_2 之西南方； A_2 北側的最大風速則大於 15ms^{-1} 。積分 24 小時時（圖

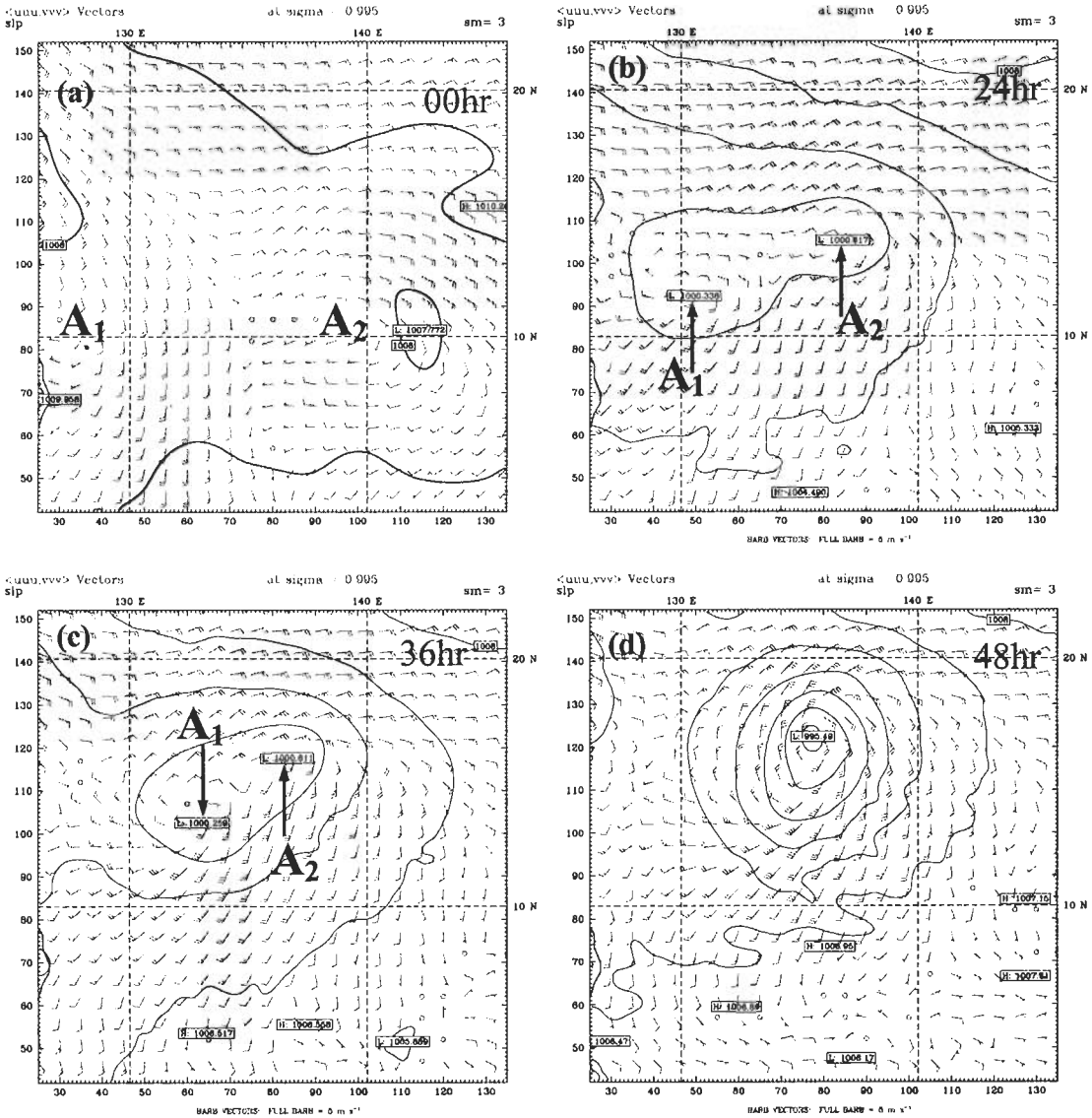


圖 5 模式所模擬之葛樂禮颱風(1996)個案的近地面($\sigma=0.995$)風場和地面氣壓場，圖中
 右上角標示模擬積分時間， A_1 和 A_2 標示兩個渦旋之近地面環流中心位置 (00hr)
 或地面低壓中心位置 (24, 36 及 48hr)。

7b)，跨越赤道氣流有減弱的趨勢，但 15ms^{-1} 之強風區已延伸之 A_2 中心之南側； A_2 北側的強東風依舊。積分 36 小時後，雖然跨赤道氣流明顯減弱，但系統仍持續發展。

950hPa 的渦度場 (圖 8) 顯示， A_1 之渦度值於積分 12 小時開始增加；而 A_2 原為近似圓形的強渦度區則漸變形，且於積分 36 小時變

成帶狀；此時，雖然 A_1 的渦度值比 A_2 小，但其結構特徵卻維持得較完整。在積分 48 小時時，近地面層的風場 (圖 5d) 雖顯示兩個中尺度渦旋之環流已經合併，但由圖 8d 仍可勉強辨認出兩個渦度中心，且兩渦旋於 48 至 54 小時持續氣旋式互繞。至積分 60 小時時，較弱的渦旋 (A_1) 逐漸變形，並於積分 72 小時併入較強的

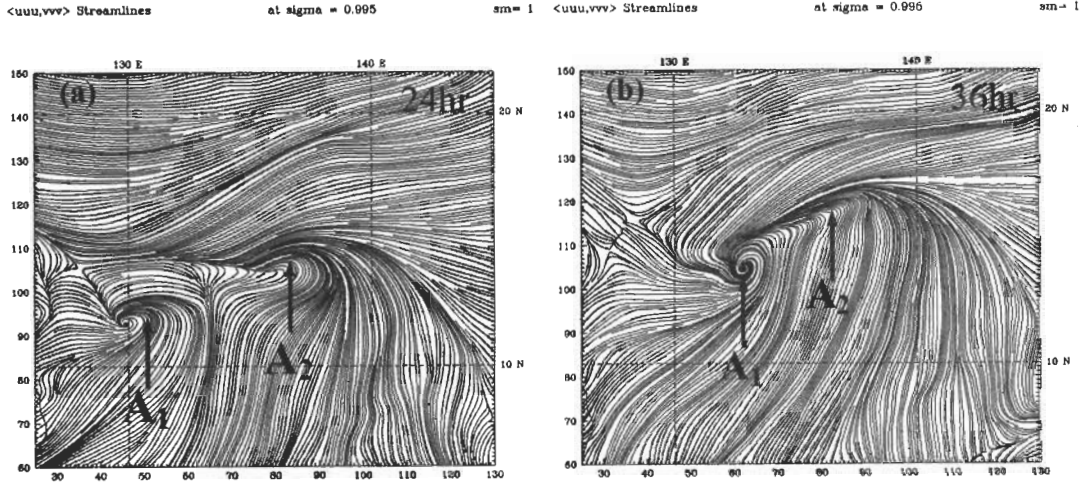


圖 6 模式所模擬之葛樂禮颱風(1996)個案之近地面($\sigma=0.995$)流場，圖中右上角標示模擬積分時間， A_1 和 A_2 標示地面低壓之中心位置。

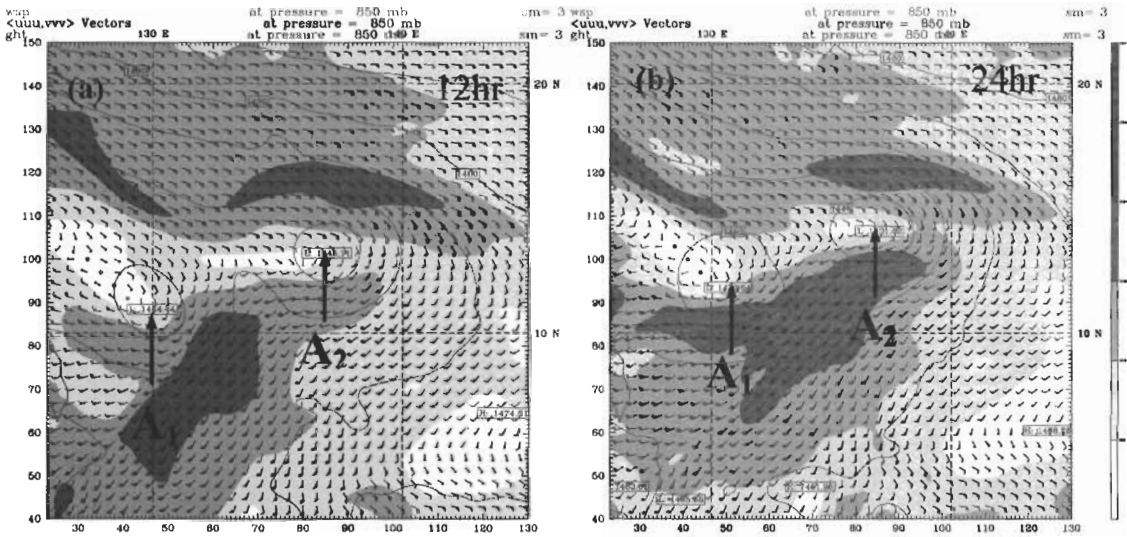


圖 7 模式所模擬之葛樂禮颱風(1996)個案的 850hPa 風場(風速以灰階表示，間距為 5.0ms^{-1})和高度場(等值線間距為 10hPa)，圖中右上角標示模擬積分時間， A_1 和 A_2 標示兩渦旋之地面低壓中心位置。

渦旋內 (A_2)，此時亦是系統達 TS 強度之時間。

上述分析結果顯示，就近地面 ($\sigma=0.995$) 流場而言，兩個中尺度渦旋系統的合併過程，似乎是由 A_2 併入 A_1 ；但就低層 (950hPa) 渦度場而言，則是 A_1 的渦度區逐漸變形而併入 A_2

內。此外，近地面環流的合併，較低層強渦度區的合併，早了約 24 小時。

(二) 歐珀颱風 (Opal, 1997)

JTWC 於 1997 年 14 日 2000 UTC 時，對歐珀颱風前身之熱帶擾動發佈 TCFA；約一天之

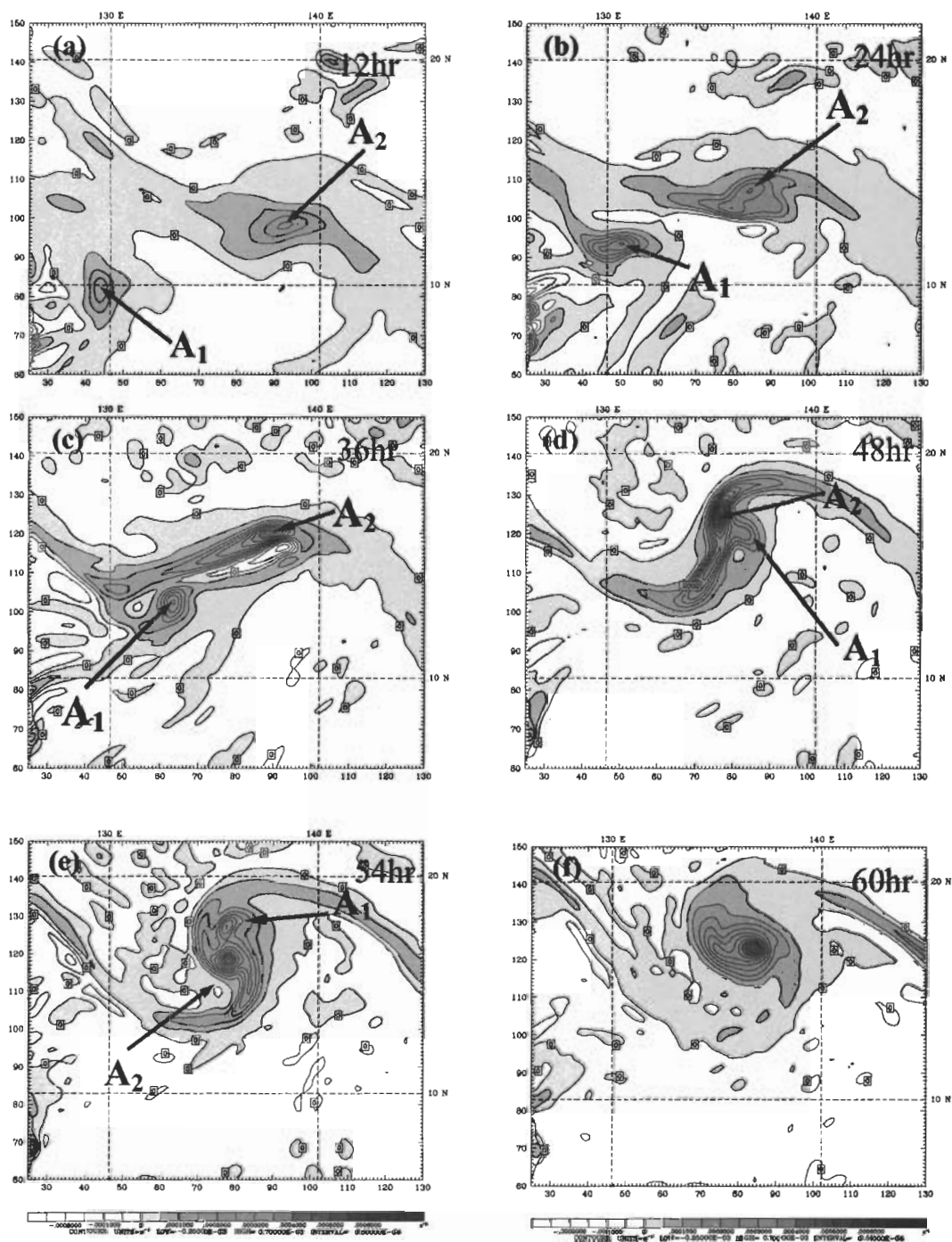


圖 8 模式所模擬之葛樂禮颱風(1996)個案的 950hPa 相對渦度場，等值線間距為 $5.0 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，圖中右上角標示模擬積分時間，A₁ 和 A₂ 分別標示兩渦旋之渦度中心。

後(16日 0000 UTC),系統發展至輕度颱風(TS)強度,圖 3b 為 JTWC 之歐珀路徑圖。本研究以 6 月 13 日 1200 UTC (或 TCFA 之前 32 小時)為模擬之初始時間,模擬 72 小時至 6 月 16 日 1200 UTC (達 TS 後 12 小時)。

模式之近地面層 ($\sigma=0.995$) 風場 (圖 9) 顯示,初始時間擾動僅有一環流中心,但於積分 12 小時 (圖未示) 出現兩個明顯的中尺度渦旋(較西方的為 B_1 , 東方的為 B_2), 兩系統皆有地面低壓中心配合。隨積分時間,兩系統呈

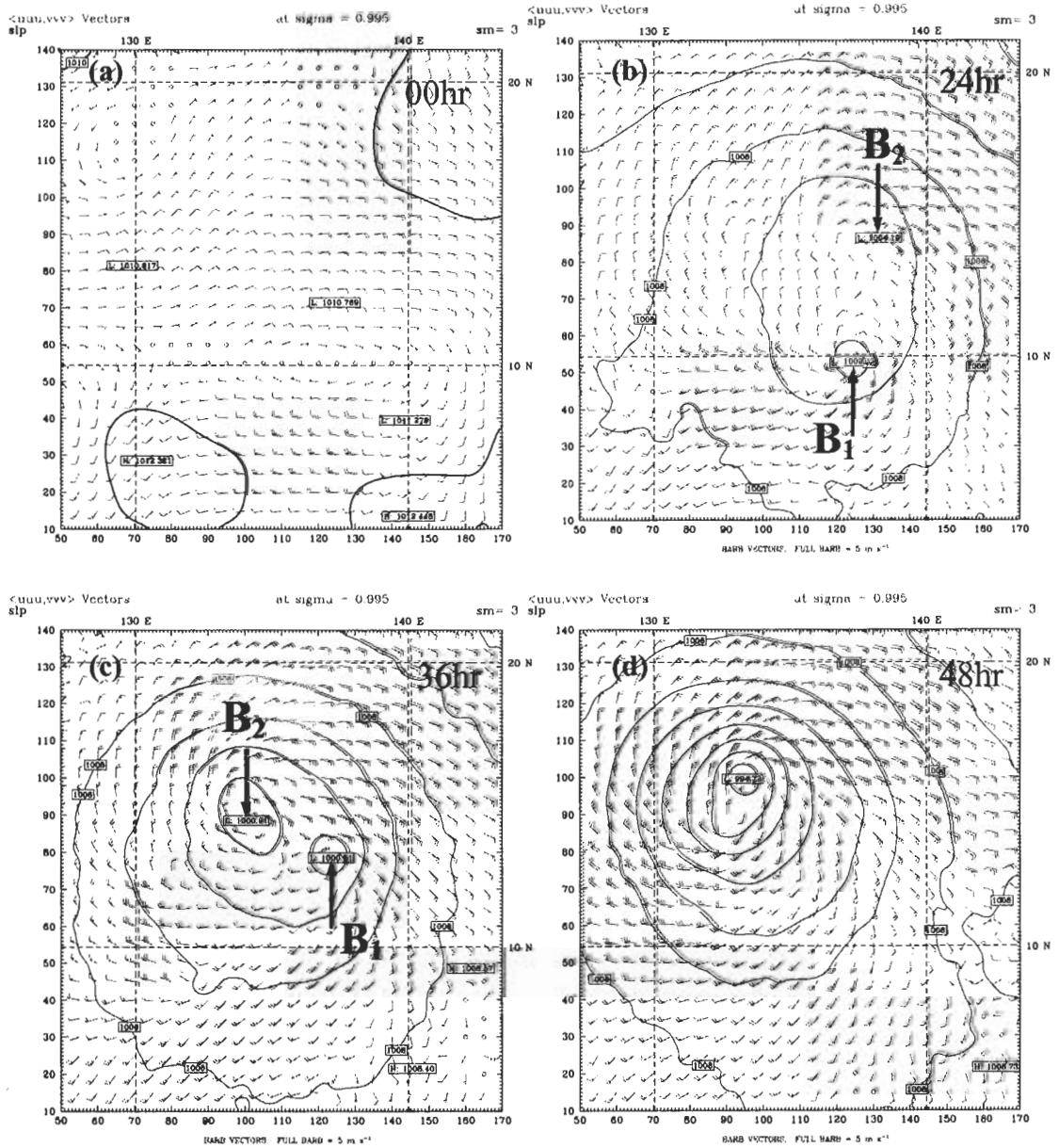


圖 9 模式所模擬之歐珀颱風(1997)個案的近地面 ($\sigma=0.995$) 風場和地面氣壓場, 圖中右上角標示模擬積分時間, B_1 和 B_2 標示兩渦旋之地面低壓中心位置。

氣旋式互繞並逐漸接近，其互繞情形較葛樂禮更為顯著；至積分 24 小時時（圖 9b）， B_1 之氣旋式環流結構比 B_2 完整。之後， B_2 往西移動，且其氣旋式環流構變得更顯著，而 B_1 在往北方移動時，其氣旋式環流結構開始變形，且於積分 36 小時時，變形成一合流區（圖 9c）。積分 42 小時時， B_1 及 B_2 的海平面中心最低氣壓值分別為 998.7hPa 和 1000.5hPa；之後，最大風速之增加和中心氣壓之下降，更為明顯。積分 48 小時時（圖 9d），近地面的流場顯示，兩個系統已

合併成一個氣旋式環流系統，海平面中心最低氣壓值下降為 994.7hPa。

850hPa 風場資料顯示，模式初始時間前 24 小時（12 日 1200 UTC），擾動中心南方附近的跨赤道流非常的弱。24 小時後（模式初始時間，圖 10a），JTWC 最佳路徑資料之擾動中心（ $12.1^\circ N, 138.8^\circ E$ ）西南方的跨赤道流明顯的增強，此時擾動的東北方亦伴隨有明顯的強東風，最大風速出現於擾動東北東方之東風與南來氣流交會處。圖 10a 同時顯示，ECMWF

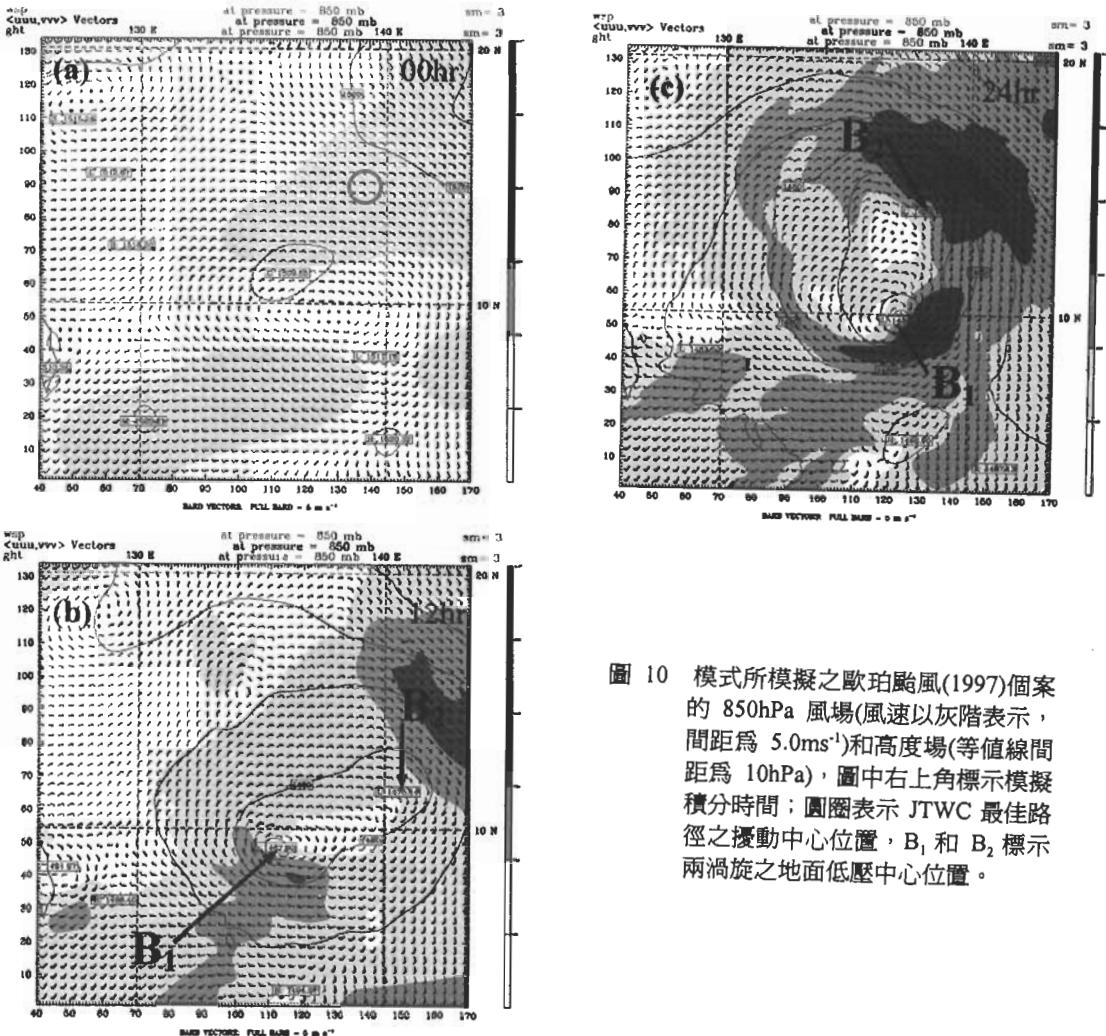


圖 10 模式所模擬之歐珀颱風(1997)個案的 850hPa 風場(風速以灰階表示，間距為 5.0ms^{-1})和高度場(等值線間距為 10hPa)，圖中右上角標示模擬積分時間；圓圈表示 JTWC 最佳路徑之擾動中心位置， B_1 和 B_2 標示兩渦旋之地面低壓中心位置。

資料所解析的系統中心位置，與 JTWC 最佳路徑中心位置有顯著差異；如前所述，此種差異常造成數值模擬的困難。積分 12 小時時， B_1 環流西南方的跨赤道流之風速增強至 10ms^{-1} 以上，強風區延伸至 B_1 中心附近，且與擾動環流結合； B_2 東北方之強風區亦有增強的現象。積

分 24~36 小時， B_1 南方的跨赤道氣流持續增強，且與原擾動東北方的風場合流。

950hPa 的相對渦度場（圖 11）顯示，在積分 12 小時， B_1 的最大渦度值（值約 $45 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ）比 B_2 者（值約 $20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ）要大。隨著積分時間，兩個中尺度渦旋的渦度

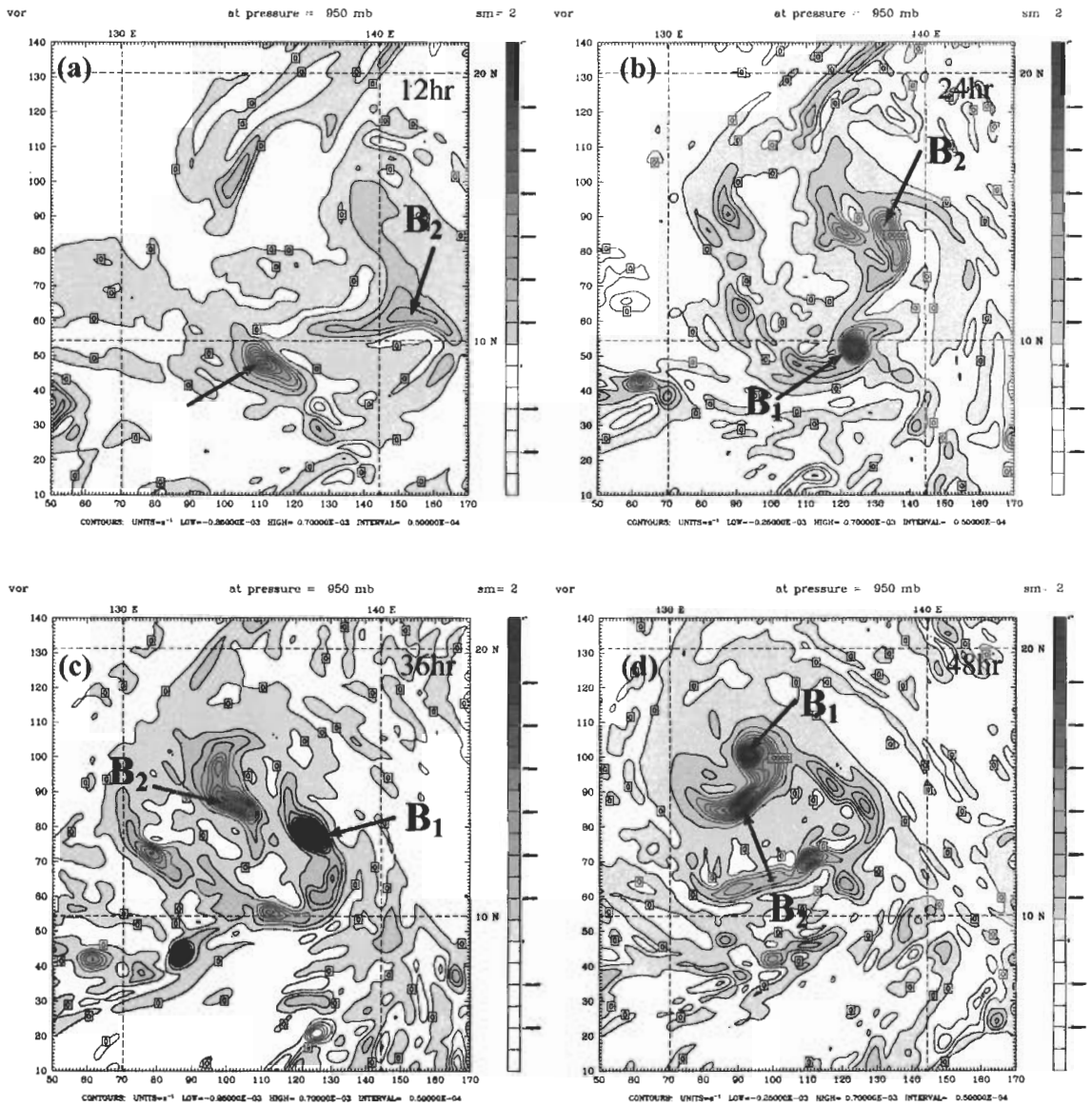


圖 11 模式所模擬之歐珀颱風(1997)個案的 950hPa 相對渦度場，等值線間距為 $5.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，圖中右上角標示模擬積分時間， B_1 和 B_2 分別標示兩渦旋之渦度中心。

值都有增加，但 B_1 的渦度值始終較大。在積分 48 小時時， B_2 的強渦度區變形，之後被捲入 B_1 之中。整體而言， B_1 與 B_2 的合併過程，和葛樂禮颱風之模擬實驗結果相當類似；亦即就渦度場而言，渦度較強的系統 (A_2 、 B_1)，其強渦度區的形狀較渦度較弱的中心 (A_1 、 B_2) 更接近

圓形，且會把渦度較弱的渦旋捲入其中；然而，就近地面流場特徵變化而言，則恰好相反。

四、雙環流合併過程之分析

根據 Guinn and Schubert (1993) 正壓模擬實驗結果顯示，在雙渦旋合併過程中，位渦

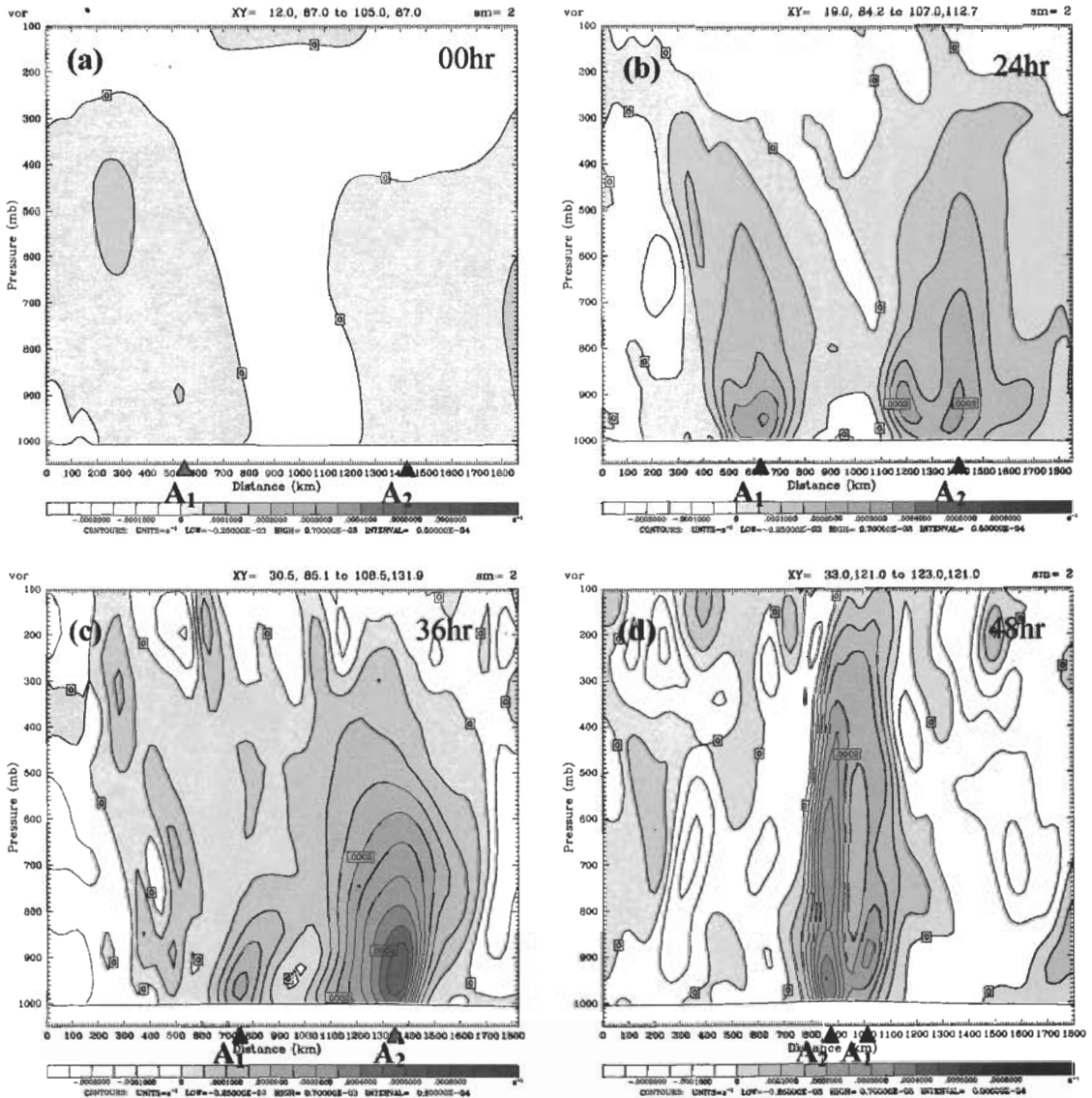


圖 12 模式所模擬之葛樂禮颱風(1996)個案的相對渦度垂直剖面圖，剖面通過兩渦旋之 950hPa 渦度中心（位置以 A_1 、 A_2 表示），渦度等值線間距為 $5.0 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，圖中右上角標示模擬積分時間。

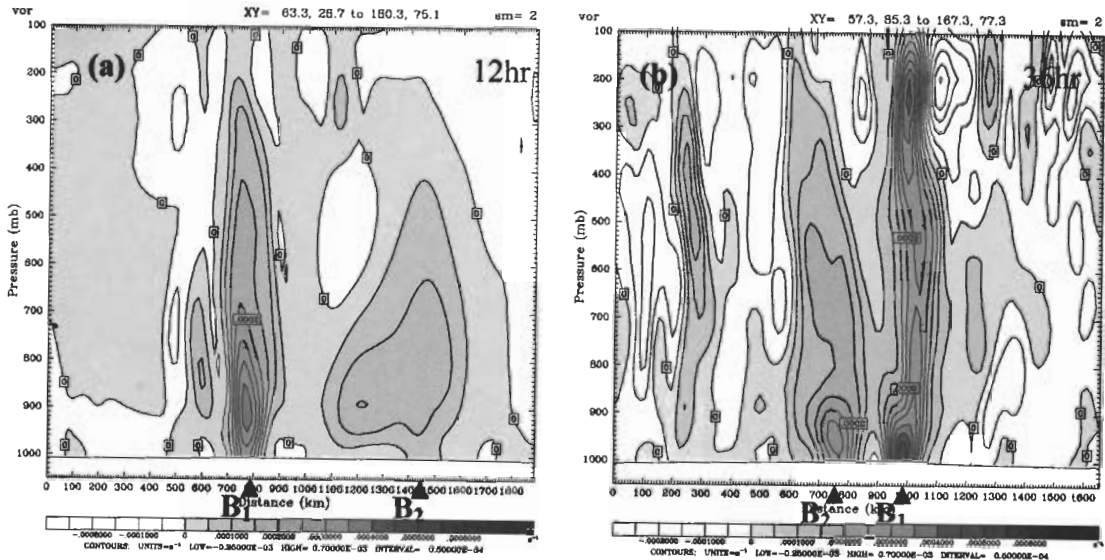


圖 13 模式所模擬之歐珀颱風(1997)個案的相對渦度垂直剖面場，剖面通過兩渦旋 (B_1, B_2) 之 950hPa 渦度中心 (位置以三角形表示)，渦度等值線間距為 $5.0 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，圖中右上角標示模擬積分時間。

較弱的渦旋會逐漸變成狹長狀，被位渦較強的渦旋捲入；而位渦較強的渦旋，大致上還能保有其原來的形狀。在葛樂禮與歐珀個案模擬中，二個環流系統合併的過程和 Guinn and Schubert (1993) 的正壓模擬實驗、及李和朱 (1997) 利用 RAMS 探討雙渦旋合併的結果相當類似。

為進一步了解本研究之兩個案中，兩個中尺度渦旋合併過程之結構變化，分析經過兩系統 950hPa 渦度中心之渦度垂直剖面 (圖 12 和 13)。結果顯示，在葛樂禮個案中，於初始時間，兩系統之低層渦度皆相當弱，其值大都小於 $5.0 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。隨積分時間，兩系統低層的渦度逐漸增加且強渦度區均往上發展；但最大渦度之高度均維持於 900~950hPa 左右，且 A_2 之最大渦度值均較 A_1 者大。積分 24 小時時， A_2 在 900~950hPa 出現兩個渦度最大值區 (圖 8b 中亦顯示此現象)，此兩最大值區於積分 36 小時合併為一，且 A_2 之最大渦度值顯著增加。在

24~36 小時間， A_2 之發展相當迅速，但 A_1 則相對受到壓制，其較大渦度值區僅向上延伸至 700~800hPa。積分 48 小時，近地面風場 (圖 5) 顯示， A_1 和 A_2 之環流已經合併，但圖 12d 仍顯示 800~950hPa 有兩個強渦度中心。結果同時顯示， A_2 在渦度增強之同時，亦迅速往垂直方向拉伸，使低層強渦度區範圍有收縮的現象。在積分 60 小時 (圖未示)，兩渦旋已完成合併，強渦度區且逐漸向外擴展。

歐珀個案中，擾動的初始相對渦度在垂直方向亦沒有明顯的梯度，且渦度亦大都小於 $5.0 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。12 小時後， B_1 最強渦度區出現在 900hPa 處， B_2 低層的渦度值也有增加，但其值較小且範圍較廣 (圖 13a)。之後，兩個系統的底層渦度值快速增加並向上延伸，且以 B_1 尤甚。積分 36 小時時，兩渦旋均維持相當完整的正渦度區，但 B_1 之渦度值仍舊比 B_2 要大 (圖 13b)。在 48 小時時，兩渦旋合併成為一個渦旋；之後，系統的強渦度區往上發展且逐漸的外擴。

整體而言，葛樂禮和歐珀之雙渦旋合併過程相當類似；在初始時間，中尺度渦旋的最強渦度區都出現在低層，而後逐漸增強且往高層發展；渦度較強的中尺度渦旋（ A_2 、 B_1 ），其發展速率均比渦度較弱者（ A_1 、 B_2 ）快。此外，就渦度收支而言（圖未示），兩個案之結果亦相當類似；系統的移動與增強，分別受到水平平流效應與輻散項的影響。有系統渦度之增加，本研究結果與 Lee and Lee (1999) 分析 Betty (1987) 個案的結果類似，即低層擾動區輻散項可有效使局部渦度增加。至於兩個渦旋呈現氣旋式互繞，則為水平渦度平流的效應；此結果與 Wang and Holland (1995) 及李和朱 (1997) 之分析結果類似。

上述模擬分析結果顯示，伴隨強跨赤道流之熱帶氣旋形成過程中，低層可能會出現兩個（或以上）渦旋；此兩個渦旋會互繞並合併，合併後系統渦度顯著增強。因此，中尺度渦旋合併過程在此種熱帶氣旋形成過程中，似扮演相當重要的角色 (Simpson et al., 1997; Ritchie and Holland, 1997, 1999)。為驗證上述在模式中出現之環流特徵，本文同時利用一些其它可獲得的觀測資料，探討模擬結果之合理性；此外，並嘗試分析其它具類似綜觀環境的熱帶氣旋形成個案，是否也具類似的環流特徵。圖 14 為葛樂禮颱風達生成參考點前二天的紅外線衛星雲圖，圖中擾動中心附近並疊上 ECMWF 850hPa 的流線場；結果顯示，圖中標示 C_1 、 C_2 與 C_3 處，流場有顯著輻合且有顯著之雲區出現。因此，上述分析雖然無法明確由雲圖判斷低層是否伴隨有氣旋式環流，但是以 ECMWF 分析資料與雲區的配置推測，低層出現兩個（或以上）中尺度渦旋是可能的。

歐珀颱風個案中，雖然 ECMWF 850hPa

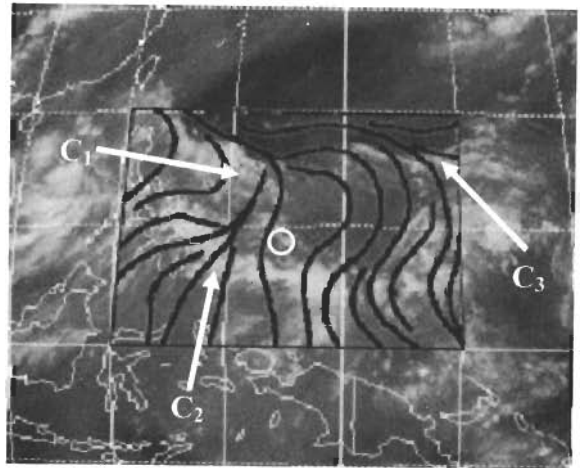


圖 14 1997年6月20日0000 UTC之IR衛星雲圖，圖上亦顯示ECMWF資料之850hPa流場； C_1 、 C_2 和 C_3 箭頭指向顯著合流區，圓圈為JTWC之擾動中心位置。

的流場顯示，初期並沒有兩個中尺度渦旋，但積分 12 小時後卻出現兩個渦旋；故在此分析 NASA 所提供的 NSCAT 全球網格點資料的海面風場資料 (圖 15)，以驗證存在兩個中尺度渦旋的可能性。此份資料範圍為北緯 75 度至南緯 75 度，網格點解析度為 0.5 度，時間解析度為 12 小時；風速值的誤差約為 2ms^{-1} ，風向的誤差約為 10% (JPL, 1997)。結果顯示，1997 年 6 月 14 日 0000 UTC 時 (圖 15a)，JTWC 分析的擾動中心位置 (12.2°N , 137.2°E) 與資料所解析的擾動位置 (圖中左方的圓圈) 接近；而在此擾動東方，南來跨赤道流與東風交會處 (13°N , 141°E)，同時存在一微弱的中尺度渦旋 (右方圓圈)。14 日 1200 UTC 時 (圖 15b)，靠東方之擾動 (13.1°N , 140.5°E) 的氣旋式環流結構變得較為明顯。比較 NSCAT 風場所解析的渦旋與模式中兩個渦旋的位置 (圖中以虛線圓圈表示)，結果顯示兩種資料所解析之系統位置雖不完全一致，但仍具相似性。在圖 15a 中，兩個中尺度渦旋大約相距 400 公里，和模式中積分 12

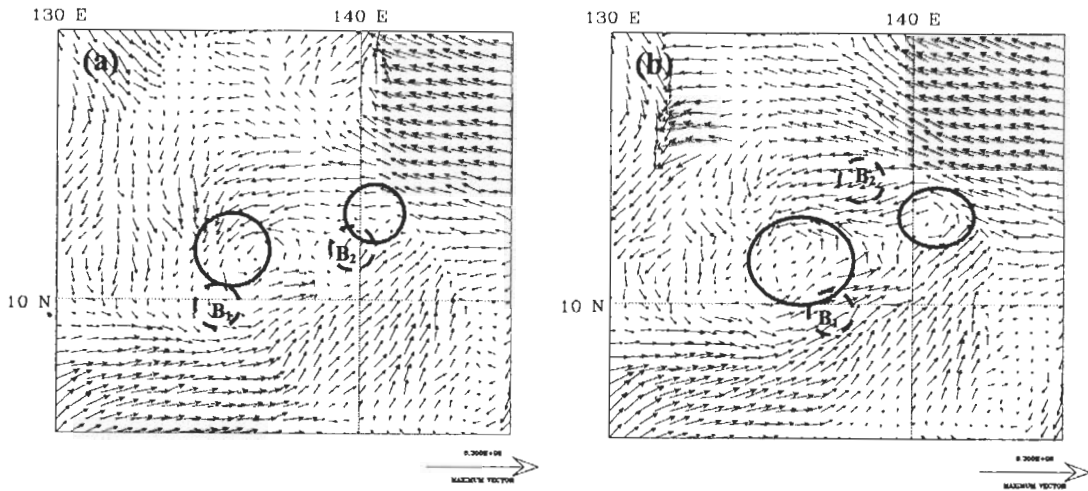


圖 15 NSCAT 的近地面風場，時間為 1997 年 6 月 14 日 0000 UTC(a)和 14 日 1200 UTC(b)，圖中實線圓圈為 NSCAT 資料所解析的擾動位置，虛線圓圈為模式中的擾動（標示 B_1 和 B_2 ）位置。

小時(14日 0000 UTC)時、近地面兩個系統(B_1 、 B_2)的距離相近(圖 9)；但模式中的系統位置，較 NSCAT 風場所解析的系統位置，稍微偏西、偏南 $2 \sim 3^\circ$ 左右。模式積分 24 小時(14日 1200 UTC)的系統位置與 NSCAT 中的環流位置差異較大，此乃因為模式中系統的移速較快所致。需注意的是，在模式中所使用的初始場為 ECMWF BASIC $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的資料，故所解析的系統位置出現偏差是可以理解的；此偏差也可能是導致模式中，兩個渦旋互繞速度偏快的原因。值得重視的是，模式中反映此類綜觀環境下，低層出現兩個中尺度渦旋的現象，和 NSCAT 海面風場資料所顯示者，有相當大的相似性。

此外，符合選取條件的羅絲颱風 (Rosie, 1997)，其綜觀環境場和葛樂禮颱風亦有些類似；JTWC 於 1997 年 7 月 18 日 1400 UTC，針對羅絲前期擾動發佈 TCFA，一天後此系統發展成輕度颱風。圖 16 為 17 日 0000 UTC (TCFA

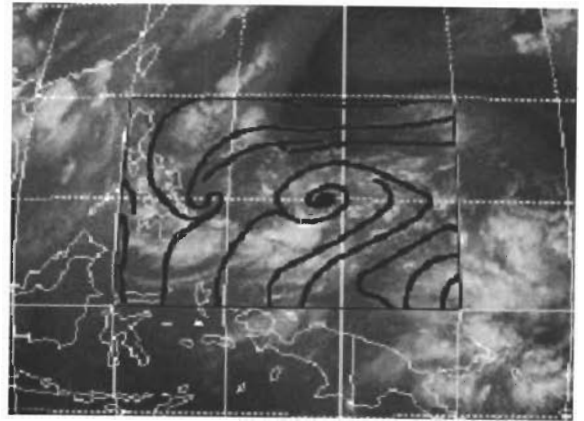


圖 16 1997 年 7 月 17 日 0000UTC 之紅外線衛星雲圖和 ECMWF 資料之 850hPa 流場，圖中央右方之環流為羅絲颱風 (Rosie, 1997) 之初始擾動。

前 38 小時)的紅外線衛星雲圖，圖中同時顯示 ECMWF 850hPa 的流場；結果顯示，擾動中心的西南方有強跨赤道流，北方有東風，且低層有兩個氣旋式環流中心出現(分別位於圖中央之左、右方)。Ritchie and Holland (1997) 亦發現艾薇颱風 (Irving, 1993) 在形成熱帶氣旋前，

同一時間（1992年7月29日0000 UTC）在地面有兩個環流中心出現。24小時後，地面則僅剩下一個環流中心，接著，系統發展成TD；因此，他們認為低層兩個渦旋極可能有合併的現象。比較ECMWF的分析場和Ritchie and Holland所分析的低層流場（圖未示）顯示，兩種分析場所解析的環流位置並不完全一致，但綜觀環流型態則大致相似。亦即，ECMWF BASIC 網格點資料在解析中尺度系統有相當的困難度；但ECMWF資料若能解析中尺度環流時，則大致特徵應不會有太大的出入。因此，就上述的個案而言，ECMWF資料所解析的主要環流特徵，應有相當程度的可信度。

五、討論與結語

冬半球的寒潮爆發時，冷鋒後的強烈冷空氣向赤道流動時常跨越赤道，形成顯著的跨赤道流；若氣流跨越赤道至北半球，則變成西南氣流並加強季風槽之渦度場，而可能有利季風槽中擾動的發展。Love（1985）首先提出，來自相反半球的強跨赤道流，很可能與熱帶氣旋的形成有關。本研究統計西北太平洋地區，於形成時伴隨顯著跨赤道流之熱帶氣旋的氣候特徵，分析此種熱帶氣旋形成的動力機制，並探討強跨赤道流在熱帶氣旋形成過程中可能扮演的角色。然而，由於觀測資料不足，研究中所採用的ECMWF網格點資料，並無法解析熱帶氣旋形成過程中的中尺度結構變化特徵。因此，本研究亦採用包含完整物理過程的MM5中尺度模式，針對發展過程相似的兩個熱帶氣旋，模擬熱帶氣旋形成過程中大範圍環流與擾動的中尺度結構變化，並利用模擬結果進行診斷分析，以協助瞭解強跨赤道流對熱帶氣旋形成的影響。

分析結果顯示，1986~1998年於西北太平洋形成之418個熱帶氣旋，有81個於形成時伴隨有顯著跨赤道流，佔所有個案之19.4%。此種個案大多集中在七~九三個月，且其形成位置大多集中在 20° N以南、 125° E至 155° E之地區，與強跨赤道流發生的經度相當的吻合。

此種個案之環境流場特徵可分為三類，但絕大部份為第I類型，佔全部之81.5%。第I類型個案之強跨赤道流於擾動的西南方跨越赤道後，由系統中心南方向東繞向系統之東方再轉向北方，同時北方伴隨有東風。第II類型（佔11%）和第I類型相似，但強跨赤道流在系統之東南方，且北方同時有東風。因此，本研究所挑選之個案中，南來的氣流通常和北方的東風形成一個季風槽（monsoon trough），單純僅伴隨有強跨道流的熱帶氣旋形成個案並不多。此外，分析ECMWF 850hPa的流場顯示，第I類和第II類中，約有四分之一左右的個案（分別佔了26.6%及22.2%），在達形成參考點前，低層會出現兩個中尺度渦旋。

模擬結果顯示，兩個個案在初始時間皆伴隨有顯著的強跨赤道流，隨著積分時間，南來的氣流逐漸增強，並伴隨顯著氣旋式風切渦度與地面低壓中心；擾動中心北方東風之增強，則亦可能伴隨或增加低層之氣旋式渦度和低層環流。結果同時顯示，葛樂禮個案的初始近地面流場有兩個中尺度渦旋，而歐珀個案則僅有一個；然而積分12小時後，兩個個案均有兩個具氣旋式環流的中尺度渦旋，且均有地面低壓中心配合。此兩渦旋隨積分時間逐漸發展，並互繞且相互接近，最後合併成一個系統；合併後，系統渦度顯著增加。

近地面流場與 950hPa 相對渦度場分析結果顯示，近地面環流中心的合併時間，比 950hPa 渦度中心的合併時間來的早，此與李和朱（1997）的結果相似。就渦度場而言，渦度較弱的渦旋 (A_1 、 B_2)，在合併過程中會逐漸變形，而併入渦度較強的渦旋 (A_2 、 B_1)，此與 Guinn and Schubert (1993) 的結果相似。然而，就近地面流場而言，其結果則剛好相反；渦度較強的渦旋，其氣旋式環流似乎有先變形再併入渦度較弱渦旋的趨勢。分析經過兩個渦旋中心的垂直剖面圖顯示，兩個模擬個案皆有類似的渦度變化特徵，即中尺度渦旋的最大渦度區先出現在低層，隨後逐漸增強並往上發展；而在兩個渦旋合併時，系統的強渦度區水平範圍有收縮的現象，在垂直向則同時拉伸使渦度向上發展；合併後，渦度顯著增強且強渦度區逐漸的向外擴展。

雖然模式初始場顯示，歐珀颱風之近地面流場僅有一中尺度渦旋；但分析 NSCAT 的海面風場則顯示，歐珀颱風在形成前，低層確有兩個中尺度渦旋存在。就葛樂禮颱風而言，除 ECMWF 資料外，並無法獲得其它更直接的資料，以証實模式初始場中，低層確實出現兩個中尺度渦旋；但由雲圖和 ECMWF 流場分析，可間接證明其可能性。再者，在與其綜觀環境場類似的羅絲颱風個案中，ECMWF 850hPa 的流場則清楚顯示低層具有兩個環流中心。綜合而言，伴隨此種綜觀環境場的熱帶氣旋，在其形成前，低層很有可能兩個（或以上）中尺度渦旋，而渦旋的合併亦可能為此種熱帶氣旋形成的重要過程之一。

觀測顯示，在一活躍的季風槽中，常有大量的中尺度渦旋產生 (Lander and Holland,

1993)，在某些中尺度的交互作用後，有些會發展成熱帶氣旋；因此中尺度渦旋在某些熱帶氣旋形成的過程中，可能扮演相當重要的角色 (Ritchie and Holland, 1999)。而在熱帶地區，羅士比變形半徑很大，加熱效率並不顯著；此時若有大範圍的動量強迫風場，將可能有效激發擾動區的對流，並增加低層的渦度，提高擾動發展成熱帶氣旋的機率。而強跨赤道流，即很可能在某些熱帶氣旋形成個案中，扮演關鍵角色。

綜合本研究的結果，我們提出伴隨強跨赤道流場特徵下，熱帶氣旋形成前環境場和渦旋配置的簡單示意圖 (圖 17)，圖中顯示，強跨赤道流可能與偏西之氣流輻合，而使合流區之風速增強；合流區之氣旋式風切處易出現較強渦度區，而可能有中尺度渦旋發展 (圖中左下方黑點)。此外，跨赤道流與北方東風的合流區附近，亦可能形成另一處強渦度區而有中尺度渦旋發展 (圖中右上方黑點)。此兩中尺度渦旋的渦度若夠強且距離夠近，則可能隨後發展、合併，進一步發展而形成熱帶氣旋。

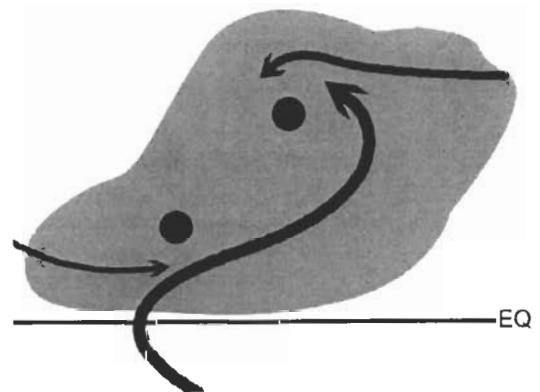


圖 17 伴隨顯著跨赤道流形成颱風前，低層環境風場和渦旋相對位置示意圖；淺陰影區表擾動區，黑點標示中尺度渦旋位置，較粗流線則為強跨赤道流。

最後必需強調的是，雖然本研究利用 MM5 可模擬兩個熱帶氣旋的形成過程，而模式中熱帶擾動亦發展達熱帶氣旋的強度；但因初始資料的誤差與模式的限制，對某些中尺度特徵，模式並無法完全的掌握。此外，由於本文只針對兩個熱帶氣旋個案進行模擬與分析，因此並無法回答，在伴隨有類似的綜觀環境場下，是否一定會在低層導致有兩個渦旋出現？若答案是否定的，其中的差異為何？這些問題在未來仍值得再進一步的研究。

致 謝

本文承蒙黃琬鈺小姐協助文書處理，羅英哲先生協助整理附圖，特此誌謝。本研究在國科會支持下完成，計劃編號為 NSC91-2111-M002-016、NSC92-2111-M-002-010-AP1 與 NSC92-2625-Z-002-011。

參考文獻

- 李清勝與朱昱璉，1997：雙中尺度渦旋交互作用之初步模擬。大氣科學，**25**，547-568。
- Betts, A. K., 1986: A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 677-692.
- Betts, A. K., and M. J. Miller, 1986: A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX, and Arctic air-mass data sets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 693-709.
- Betts, A. K., and M. J. Miller, 1993: The Betts-Miller scheme, Chapter 9 in *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models of the Atmosphere*. (Eds. K. A. Emanuel and D. J. Raymond.) *Amer. Meteor. Soc., Meteor. Mon.* **24** No. 46, 107-121.
- Blackadar, A. K., 1979: High resolution models of the planetary boundary layer. *Advances in Environmental Science and Engineering*, 1, No. 1. Pfafflin and Ziegler, Eds., Gordon and Breich Sci. Publ., New York, 50-85.
- Briegel, L. M., and W. M. Frank, 1997: Large-scale influences on tropical cyclogenesis in the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **125** 1397-1413.
- Chang, C.-P., C.-H. Liu, and H.-C. Kuo, 2003: typhoon Vamei: An equatorial tropical cyclone formation. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1150, doi:10.1029/2002GL016365.
- Charney, J. G., and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 68-75.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077-3107.
- Guinn, T. A., and W. H. Schubert, 1993: Hurricane Spiral Bands. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3380-3403.
- Hack, J. J., and W. H. Schubert, 1986: Nonlinear response of atmospheric vortices to heating by organized cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1559-1573.
- Harr, P. A., and R. L. Elsberry, 1996: Structure of a Mesoscale Convective System Embedded in Typhoon Robyn during TCM-93. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 634-652.
- Joint Typhoon Warning Center, 1996 : 1996 annual tropical cyclone report, U.S. Naval Oceanography Command Center, 331pp.
- , 1997 : 1997 annual tropical cyclone report, U.S. Naval Oceanography Command Center, 216pp.
- JPL, 1997: NSCAT science data product user's manual, version 1.1, JPL D-12985, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA.
- Lander, M., and G. J. Holland, 1993: On the interaction of tropical - cyclone - scale vortices. I: Observations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **119**, 1347-1361.

- Lee, C. S., 1986: An observational study of tropical cloud cluster evolution and cyclogenesis in the Western North Pacific. Dept. of Atmos. Sci. Paper No.403, Color. State Univ., Ft. Collins. Co. 250pp.
- , 1989: Observational analysis of tropical cyclogenesis in the Western North Pacific. Part II: Budget analysis. *J. Atmos. Sci.*, **46**,2580-2598.
- , and C. H. Lee, 1999: A numerical simulation of the environmental momentum influences on typhoon formation. Proceedings of the Fourth Conference on East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate. World Scientific, Singapore. 12pp.
- Love, G., 1985: Gross equatorial interactions during tropical cyclone genesis. *Mon Wea Rev.*, **113**,1499-1509.
- Ooyama, K. V., 1964: A dynamical model for the study of tropical cyclone development. *Geophys. Int.* **4**,187-198.
- ,1982: Conceptual evolution of the theory and modeling of the tropical cyclone. *J. Meteor. Soc. Japan.*,**60**,369-380.
- Riehl, H. and J. S. Malkus, 1961: Some aspects of Hurricane Daisy, 1958. *Tellus*, **13**, 181-213.
- Ritchie, E. A. and G. J. Holland, 1997: Scale interaction during the formation of Typhoon Irving. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1377-1396.
- and -----, 1999: Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the western Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2027-2043.
- Sadler, J. C., 1976: The role of the tropical upper-troposphere trough in early season typhoon development. *Mon Wea. Rev.*, **104**, 1266-1278.
- Simpson, J. and Ritchie, E., and Holland, G. J., and Halverson, J., and Stewart, S, 1997: Mesoscale Interactions in Tropical Cyclone Genesis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2643-2661.
- Wang, Y., and G. J. Holland, 1995: On the interaction of tropical-scale-vortices. IV: Baroclinic vortices. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **119**, 1363-1379.
- Yamasaki, M., 1983: A further study of tropical cyclone without parameterizing the effects of cumulus convection. *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 222-259.
- Yanai, M., 1961a: A detailed analysis of typhoon formation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **39**, 187-213.
- , M., 1961b: Dynamical aspects of typhoon formation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **39**, 283-309.
- Zehr, R.,1992: Tropical cyclogenesis in the western north pacific. *NOAA Technical Report NESDIS 16*,181pp.
- Zhang, D. L., and R. A. Anthes, 1982: A high-resolution model of the planetary boundary layer – sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1594-1609.

A Preliminary Study on Tropical Cyclone Formation Associated with Strong Cross-Equatorial Flows

Cheng-Shang Lee Jia-Rong Hou

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 16 February 2004 ; in final form 14 June 2004)

ABSTRACT

This paper analyzed the climatology of those tropical cyclones formed in the western North Pacific and while the strong cross-equatorial flows (SCEF) occurred. Case simulations using MM5 were performed and the results were analyzed to address the role of SCEF on tropical cyclone formation. Results show that 19.4% of all tropical cyclones formed while SCEF occurred. Most of these cases occurred in July ~ September and at lower latitudes. The ECMWF 850hPa streamlines showed that for most of such cases, the SCEF occurred at places to the southwest of the disturbance center. The easterly also prevailed to the north of the system center. In addition, a quarter of such cases appeared to have two meso-vortices during their formation stage.

Two cases with SCEF to the south and significant easterly to the north were simulated. The initial 850hPa flows showed that one case (Gloria, 1896) had two meso-vortices while the other (Opal, 1997) had only one. However, both cases had two meso-vortices after 12-hour integration. These meso-vortices had pronounced circulation and low pressure center at the surface. Both systems intensified and developed upward at later time periods. They also rotated, moved closer with respect to each other and then merged. During the merging process, the weaker system deformed and was wrapped into the stronger system according the vorticity pattern. However, the process appeared to be different for the surface flow pattern. In addition, the merging was earlier for the surface flow pattern than for the vorticity pattern. After the merging process, the vorticity of the system increased significantly. The vortex also contracted horizontally and extended vertically.

Finally, NSCAT flow field and the low-level circulation of some other cases were examined to address if the vortex-merging a common feature during the tropical cyclone formation stage. Results showed that low-level flow pattern appeared to have two vortices prior to the issue of TCFA for Opal (1997), Rosie (1997) and Irving (1993). However, the ECMWF grid point data could not resolve such mesosclae flow feature. Therefore, we concluded that the merging of meso-vortices might have occurred for some tropical cyclones and such process appeared to be crucial to the formation of these cases.

Key words: Tropical cyclone, Tropical cyclone formation, Cross-equatorial flow, Vortex merging.