

# 納莉颱風登陸後內核中低層環流結構變化特徵

周仲島<sup>1</sup> 高聿正<sup>1</sup> 李文兆<sup>2</sup>

<sup>1</sup> 國立台灣大學大氣科學研究所

<sup>2</sup> 美國國家大氣研究中心

(中華民國九十五年十月十一日收稿；中華民國九十六年十二月二日定稿)

## 摘 要

本文利用中中和五分山都卜勒雷達合成風場，分析 2001 年納莉颱風登陸台灣後內核(inner core)中低層環流結構變化特徵。結果顯示，納莉颱風登陸初期內核環流結構仍是以軸對稱分量為主，隨後軸對稱及非軸對稱分量隨著時間減弱，軸對稱分量減弱趨勢明顯大於非軸對稱分量，非軸對稱分量在環流結構中所佔比列逐漸增加。剛登陸時颱風的動能主要都集中在軸對稱分量，但隨著地形影響時間愈久，動能逐漸轉移到非軸對稱波數 1~4 的分量上。在徑向風部份，軸對稱及非軸對稱分量都是呈現減弱的趨勢，在大部份的時間當中，軸對稱分量較非軸對稱波數 1、2 分量小。此一結果顯示颱風登陸後，內核環流結構已不具典型渦旋結構（切向風遠大於徑向風）。納莉颱風登陸後中低層相對渦度和輻合最大值也由原本最大風速內側內縮至颱風中心，強度明顯減弱，顯示颱風中心填塞過程。由近中心 30 公里內平均渦度值估計其旋消時間尺度約 180 分鐘。本文並比較利用 GBVTD 反演之內核風場和雙都卜勒合成風場兩者差異，結果顯示 GBVTD 所反演之颱風主環流強度有高估的情況。

關鍵詞：登陸颱風，渦旋旋消時間尺度，雙都卜勒合成風場，GBVTD。

## 一、前言

1998 年颶風密契(Mitch)侵襲中美洲宏都拉斯和尼加拉瓜，造成重大洪水和土石流災害，死亡人數超過九千，失蹤不知去向將近萬人(Pasch et al. 2001)，兩國原本就已脆弱之經濟建設倒退二十年。1999 颶風佛洛伊德(Floyd)侵襲美國北卡羅來納州，造成大範圍內陸洪水，引發沿海各州居民恐慌。在台灣，颱風所帶來的災害更是耳熟能詳。1996 年 7 月賀伯颱風，帶來破紀錄的山區降雨；2001 年連續多個颱風（潭美，桃芝，納莉）以及 2004 年敏督利颱風之豪大雨所導致的洪水與土石流，不但造成全台灣經濟建設重大創傷，更撼動整個社會導致全民不安。世界各國政府對於熱帶風暴登陸所造成的重大災害和影響不但有深刻的認識，也了解到更多相關研究的迫切性(Elsberry 2002)。

現階段我們對登陸颱風行為的了解非常有限，尤其是中小尺度相關過程(Marks et al. 1998; Wu and Kuo 1999)。Geerts et al. (2002)利用機載都卜勒雷達(美國航空太空總署所擁有，裝置在 ER2 垂直指向之 X 波段都卜勒雷達)，針對 1998 年 9 月 22 日登陸加勒比海西斯盤紐拉島的喬治(Georges)颶風進行登陸前後降雨和氣流變化觀測研究。結果顯示喬治登陸後，除中心氣壓快速填塞強度減弱外，還觀測到眼牆砧狀雲高度下降、眼牆內冰晶濃度減少、以及颶風眼由深對流取代等降雨結構特徵。伴隨此深對流之高層上衝流強度達 20m/s，發生的時機和颶風眼移到島上主要山脈吻合，顯示地形在颶風登陸後行為變化扮演重要角色。另外該文也指出，喬治颶風登陸後雷達觀測之回波垂直剖面顯示，回波強度在溶解層以下仍然隨高度遞減而增加，這個結果和颶風登

陸前很不相同，顯示地形舉升對於低層降雨有顯著增強作用。另一方面，Ferraro et al. (1999)指出由衛星影像估計發現，造成宏都拉斯大洪水的颶風密契雖然在登陸前為一個五級強烈颶風，登陸後很快減弱成熱帶低壓，但是大部份的降雨卻都是在密契登陸以後發生的。這個結果很明顯說明熱帶風暴登陸後即使強度快速減弱，也能夠很有效率地繼續大量輻合水氣，尤其是登陸地區周圍有暖洋面存在時。此一觀察和侵襲台灣的颱風有相當多吻合之處（例如 Lin et al. 2001; Wu et al. 2002），颶風登陸後低層水氣輻和並未停止，有時會引入大量西南氣流，造成巨大洪災。

為了對登陸後颱風降雨問題有較清楚的掌握，對於其氣流結構特徵的變化必須深入了解。1997 年 7 月 19 日發生在墨西哥灣的丹尼颶風(Danny)提供一個有趣的案例。丹尼在登陸前僅達輕度颱風標準的下限，登陸前在阿拉巴馬州摩拜灣(Mobile Bay)滯留超過 1 天以上，移動速度緩慢，且明顯增強。Blackwell (2000)利用海岸 WSR-88D 都卜勒雷達的回波和風場資料分析顯示，丹尼在摩拜灣具同心眼牆結構（一般較常在強烈颶風出現，Willoughby et al. 1982）；之後，外眼牆內縮取代內眼牆，完成一次眼牆取代過程(eyewall replacement cycle, Willoughby 1990)。丹尼登陸前，經歷一次快速的環流轉變過程，從原先高度軸對稱結構轉變為不對稱。在此期間於西側眼牆發展出一個中尺度渦旋，直徑約 4~6 公里。此一眼牆內發展之中尺度渦旋不但加強局部對流發展，並造成丹尼路徑的擺動。Blackwell 指出，丹尼在登陸期間雷達觀測最強風出現在離地表大約 600~700 公尺高度且非常不對稱，東側微弱西側顯著，可能和中尺度渦旋的發展有關，而降雨的分布也呈現類似的型態。作者指出準確低

層風場資訊的掌握，對於風暴的強度和降雨預報都非常重要。

周等(1994)和 Lee et al. (1999)針對海岸都卜勒雷達觀測颱風時徑向速度場經常具明顯偶極特徵，利用幾何關係以及傅氏級數轉換，發展地速度軌跡顯示法(GBVTD)反演颱風內核環流結構。近年來，此一方法已應用在一些登陸颱風個案分析研究上(周等 1996；Lee et al. 2000；周 2001；張等 2002；楊 2003；高 2003)，希望對登陸颱風內核中尺度環流結構及其變化有較深入的認識。但是 GBVTD 方法因著本身的假設和限制，有其適用性，尤其是在登陸中的颱風(參見 Lee et al. 1999)。登陸中颱風因受地表摩擦和地形影響，其環流結構常和一般理論上討論之軸對稱渦旋特徵有明顯差異，也就是切向風分量並不遠大於徑向風分量，且成高度不對稱結構。

2001 年 9 月 16 日在台灣北部登陸的納莉颱風(NARI 編號 0116)，由於其超長滯留期(滯留本島超過兩天時間)和特殊移動路徑(由北往南幾乎貫穿全島)，提供一個絕佳機會利用北部雷達網資料，進行颱風登陸後內核環流和降雨結構變化特徵分析。有關降雨部份已在周等(2004)發表，本文針對其低層環流進行分析。納莉颱風登陸後，內核區正好進入五分山雷達和中正機場雷達的雙都卜勒分析範圍。前後約 3 個小時，近地面到 8 公里高度三度空間風場都可以完整計算求得。本文將針對納莉颱風登陸後環流強度的變化以及內核環流結構特徵的改變進行分析。另一方面，也利用此一難得機會，針對雙都卜勒合成風場和 GBVTD 反演風場進行比較，探討兩者差異。第二節針對颱風登陸後內核環流結構變化進行分析，第三節則是 GBVTD 反演風場和雙都卜勒合成風場的比較，第四節為總結與討論。

## 二、登陸後颱風近中心環流結構變化特徵

納莉颱風於當地時間 9 月 16 日晚間 9 時左右在台北縣三貂角附近登陸。在納莉登陸約 1 小時後，颱風內核環流進入中正機場和五分山雷達雙都卜勒合成分析區域(如圖 1 所示)。本研究分析了隨後 3 個小時(09162230~09170130LST)的資料，每筆資料時間間隔為 15 分鐘，共 12 個分析時間(缺 09170000LST)。

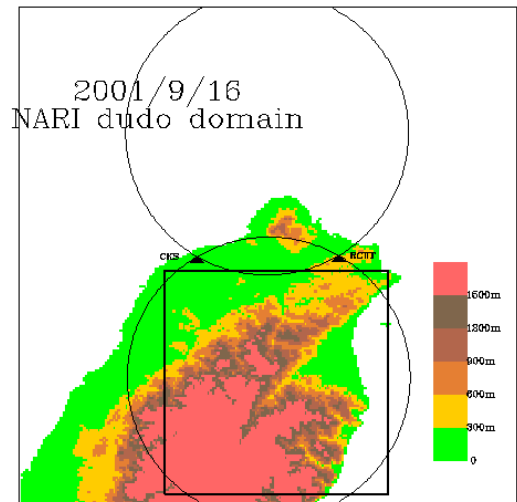
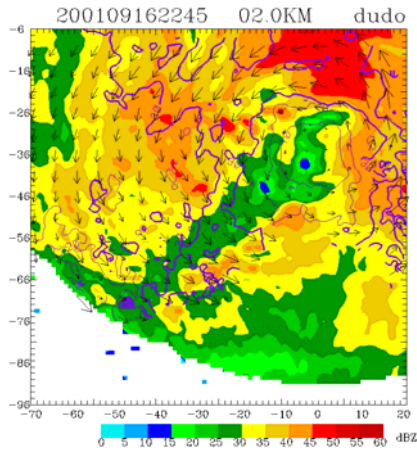


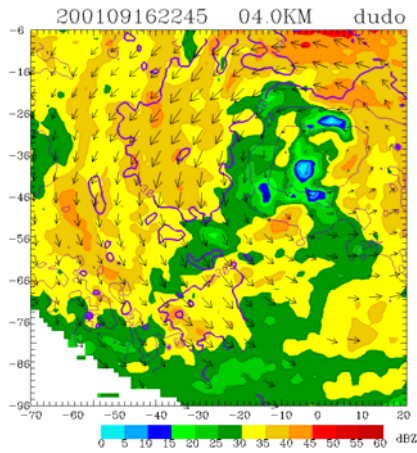
圖 1 雙都卜勒雷達風場合成範圍。左邊和右邊三角形分別代表民航局中正機場及氣象局五分山都卜勒雷達位置，合成區域大小為 90kmx90km。色階表示地形高度。

### (一)雙都卜勒雷達合成風場特徵

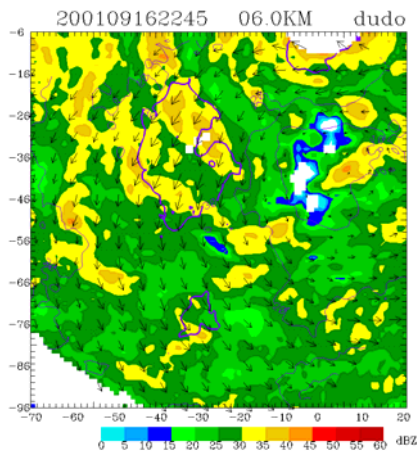
圖 2 和圖 3 分別為 9 月 16 日 2245LST 與 9 月 17 日 0130LST 兩個分析時間，高度 2、4、6 公里回波以及合成水平風場。箭頭代表風向、等值線代表風速值(風速值大於 30m/s 以粗實線表示)、色階表示回波。納莉颱風進入蘭陽平原後，沿著雪山山脈東側往西南方緩慢移動。在登陸後約 1 個小時(2245LST)，4 公里高度颱風內核環流



(a)

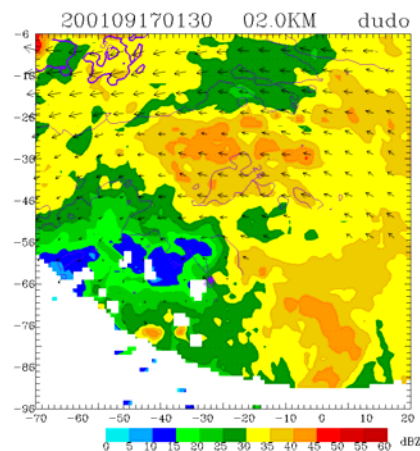


(b)

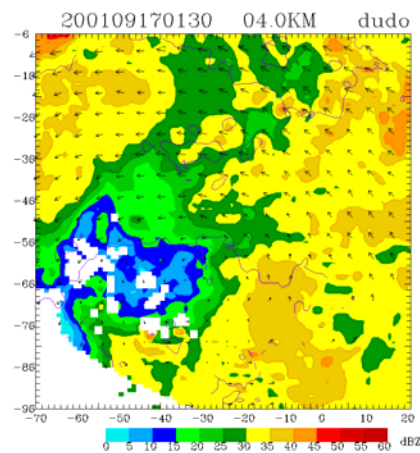


(c)

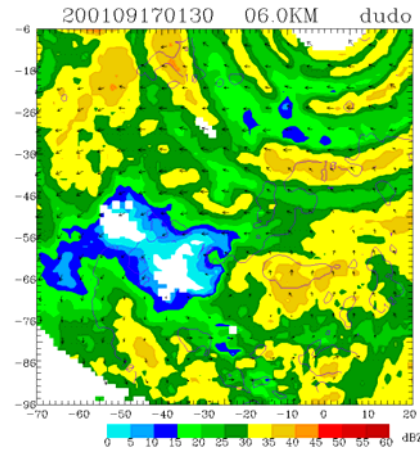
圖 2 納莉颱風登陸後 09162245LST，回波及雙都卜勒雷達合成風場空間分佈。等值線表示合成風場，風速大於 30m/s 以粗實線表示；色階表示回波。高度分別為(a) 2 公里、(b) 4 公里以及 (c) 6 公里。



(a)



(b)



(c)

圖 3 納莉颱風登陸後 09170130LST，回波及雙都卜勒雷達合成風場空間分佈。等值線表示合成風場，風速大於 30m/s 以粗實線表示；色階表示回波。高度分別為 (a) 2 公里、(b) 4 公里以及 (c) 6 公里。

顯示，颱風眼內弱風速區(<5m/s)呈長橢圓形，東西向長軸約 20 公里南北向短軸約 10 公里（面積約 200 平方公里）。弱風速區往下在 2 公里高度以及往上在 6 公里高度都很明顯。眼牆大風速區(>35m/s)則位於中心西北偏西（行進方向的東北象限）約 25~40 公里處。在西南方 30~40 公里處有另一較大風速區(>30m/s)，由於接近分析區域邊緣，較難確定範圍大小，不過此一大風速區在 6 公里高度不復存在。

經過 3 小時後(09170130LST)，颱風中心已由蘭陽平原進入中央山脈，此時分析區域內各高度風速都減弱甚多，颱風眼弱風速區域擴大約 2 至 3 倍，颱風中心已很難直接由風場資料判斷。大於 20m/s 較強風速出現在離中心正北方約 80 公里，顯示整個颱風眼牆往外擴張已經不明顯，環流也已經減弱許多。這三個小時期間，宜蘭測站地面氣壓值由 985 百帕上升至接近 1000 百帕，顯示颱風強度明顯減弱。

## (二) 颱風近中心環流分析

納莉颱風登陸後不但環流強度變化顯著，其環流結構特徵也和登陸前差異甚大。為清楚顯示變化特徵，本研究進一步對颱風水平環流進行風場分解（切向風及徑向風部份）分析。

### 1. 颱風相對環流

颱風相對環流指的是相對於移動颱風的水平環流，在進行風場分解分析之前，需先扣除系統移動速度(Willoughby and Chelmon 1982)，求取颱風相對環流風場。系統移動速度計算方式為在各別分析時間中（12 個分析時間），以水平風場流函數奇異點定出颱風中心。中心定出後再利用一次方程式擬合出 2 公里及 4 公里最佳颱風路徑，分別求取 2 公里高度及 4 公里高度上在分析

時間中颱風平均移動速度。在 2 公里高度上颱風移動方向為 225.4°（東北往西南移動），平均移速為 4.54m/s；在 4 公里高度上颱風移動方向為 223.65°（東北往西南移動），平均移速為 5.06m/s。將 2 公里及 4 公里高度之水平風場扣除系統平均移速即可得到颱風相對環流（如圖 2 所示）。

### 2. 水平平均風

將扣除系統平均移速的颱風相對環流，同樣利用水平風場流函數奇異點再次定出颱風中心，接著將網格點上的風場資料轉換至以颱風中心為原點的圓柱座標上。計算在某一半徑內（具有完整資料之最大半徑  $\gamma_{\max}$ ）的面積平均風速

$$(\bar{V}_r(Z) \equiv \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\gamma_{\max}} V_r(r, \lambda, z) dr d\lambda) \text{ (Marks et al. 1992).}$$

表一為 09162245LST 高度 1~6.5 公里所計算之平均風速值以及最大計算半徑。圖 4 為 09162245LST 高度 1~6.5 公里，間隔 0.5 公里之平均風速值。圖中顯示在 6.5 公里高度以下，平

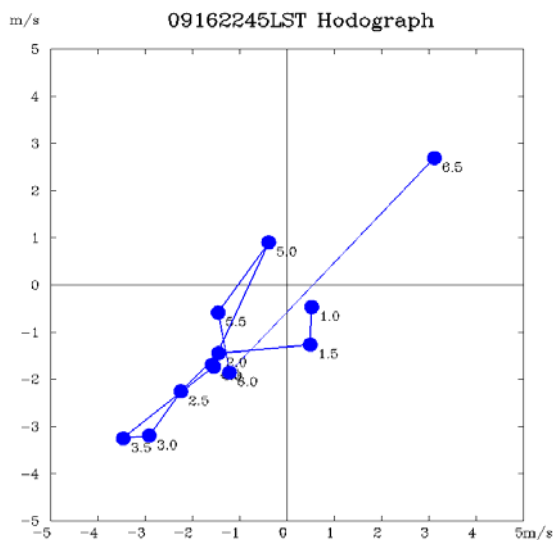


圖 4 納莉颱風登陸後 09162245LST 風徑圖。圖中顯示高度 1~6.5 公里，間隔 0.5 公里之平均風速值。

表一 09162245LST 高度 1~6.5 公里所計算之平均風速值以及最大計算半徑。

09162245LST 面積平均風				
高度	u	v	Vtotal	最大計算半徑
1.0 公里	0.52	-0.46	0.69	9
1.5 公里	0.49	-1.26	1.35	9
2.0 公里	-1.45	-1.44	2.04	19
2.5 公里	-2.25	-2.25	3.18	25
3.0 公里	-2.92	-3.19	4.32	26
3.5 公里	-3.47	-3.25	4.75	26
4.0 公里	-1.55	-1.73	2.32	24
4.5 公里	-1.59	-1.69	2.32	23
5.0 公里	-0.39	0.91	0.99	20
5.5 公里	-1.46	-0.58	1.57	22
6.0 公里	-1.22	-1.85	2.22	24
6.5 公里	3.12	2.7	2.22	21

表二 09162000LST 以 ECMWF 全球網格資料所估算之各高度層之環境平均風。並與 09162245LST 雙都計算之環境平均風比較。

高度	09162000LST 平均風(EC)			09162245LST 平均風(雙都)		
	u	v	Vtotal	u	v	Vtotal
1.5 公里	-4.47	-3.87	5.91	0.49	-1.26	1.35
2.0 公里	-1.03	-1.38	1.72	-1.45	-1.44	2.04
2.5 公里	-0.14	0.04	0.15	-2.25	-2.25	3.18
3.0 公里	-0.73	0.32	0.80	-2.92	-3.19	4.32
4.0 公里	-3.09	-0.98	3.24	-1.55	-1.73	2.32
5.0 公里	-3.94	-2.57	4.70	-0.39	0.91	0.99
7.0 公里	-2.06	-1.48	2.54	*	*	*
8.5 公里	-1.62	-1.28	2.06	*	*	*
9.2 公里	-1.89	-0.7	2.02	*	*	*
10.0 公里	-1.41	-0.42	1.47	*	*	*

均風向以東北風為主，面積平均風速值約為 2.33m/s。同時我們也利用歐洲中期天氣預報中心 (ECMWF) 每 6 小時全球網格 (1.125 度) 天氣數據資料，計算跨越風暴環境平均風 (Hanley et al. 2001)。表二為在 09162000LST 所估算各高度層

之環境平均風與雙都計算之環境平均風比較結果。兩者皆顯示在 5 公里高度以下環境平均風以東北風為主。在 2、4 公里高度上兩者計算之環境風向風速值相當接近。



### 3. 切向風及徑向風特徵

將雙都合成風場扣除系統移速及水平平均風速，利用水平風場流函數奇異點定出颱風中心，將直角座標水平風場內插至以颱風中心為原點之極座標上，分解出切向風( $V_t$ )和徑向風( $V_r$ )分量，並利用傅立葉分解，將切向風和徑向風分解出軸對稱及非軸對稱（至波數 4）分量。切向風及徑向風最大可分析半徑約為 28 公里左右，在 28 公里以外因缺乏資料不予分析。

圖 5(a)為 09162245LST，高度 0~7 公里軸對稱切向風以及回波環狀平均垂直結構。圖中顯示平均切向風最大值（風速值約 33m/s）出現在高度 2 公里以下，半徑 20 公里以外的區域中。而在半徑 10 公里之外的區域，可以發現軸對稱切向風等值線有隨高度向外傾斜的情況；而在回波垂直結構部份，較大回波值也是出現在高度 2 公里以

下，半徑則是在 32 公里以外區域。同樣在半徑 10 公里之外的區域中較大回波值也有向外傾斜的情況。圖 5(b)則是高度 0~7 公里軸對稱徑向風以及回波環狀平均垂直結構。圖中顯示最大出流出現在高度 4 公里，半徑約 23 公里處，且同樣在半徑 10 公里之外較大出流軸線也有隨高度向外傾斜的現象。在半徑 0~7 公里，高度 4 公里以下範圍內則是入流區，最大值入流約 2m/s，出現在高度 2 公里，半徑 5 公里處。另外在半徑 25 公里左右，高度 1.5~2 公里之間則是有入流的訊號存在，唯在半徑 25 公里以外無較完整之分析資料，所以無法進一步確認此一入流之大小及分佈範圍。

經過兩個小時之後(09170045LST)，可以發現所有分析半徑上的軸對稱切向風明顯減弱許多（如圖 6a 所示）。在高度 5 公里以下，半徑 15

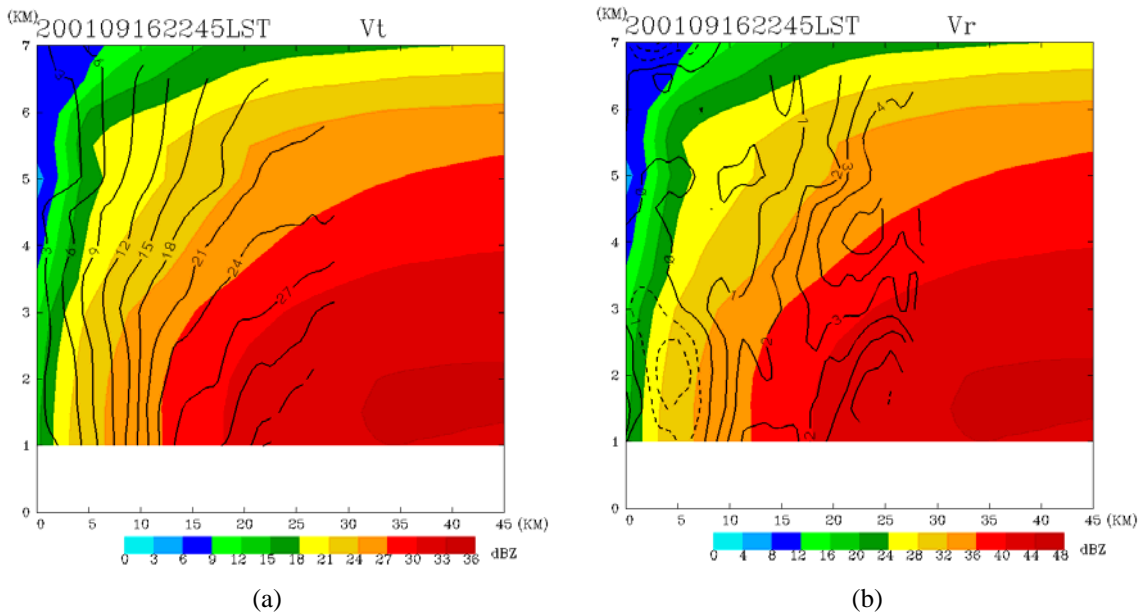


圖 5 09162245LST 軸對稱切向風、軸對稱徑向風及回波環狀平均垂直結構分佈圖。橫軸為與颱風中心距離，縱軸為高度。圖(a)等值線為軸對稱切向風速值，色階部份則是代表回波值。圖(b)等值線為軸對稱徑向風速值，正值代表出流，負值代表入流，色階部份則是代表回波值。

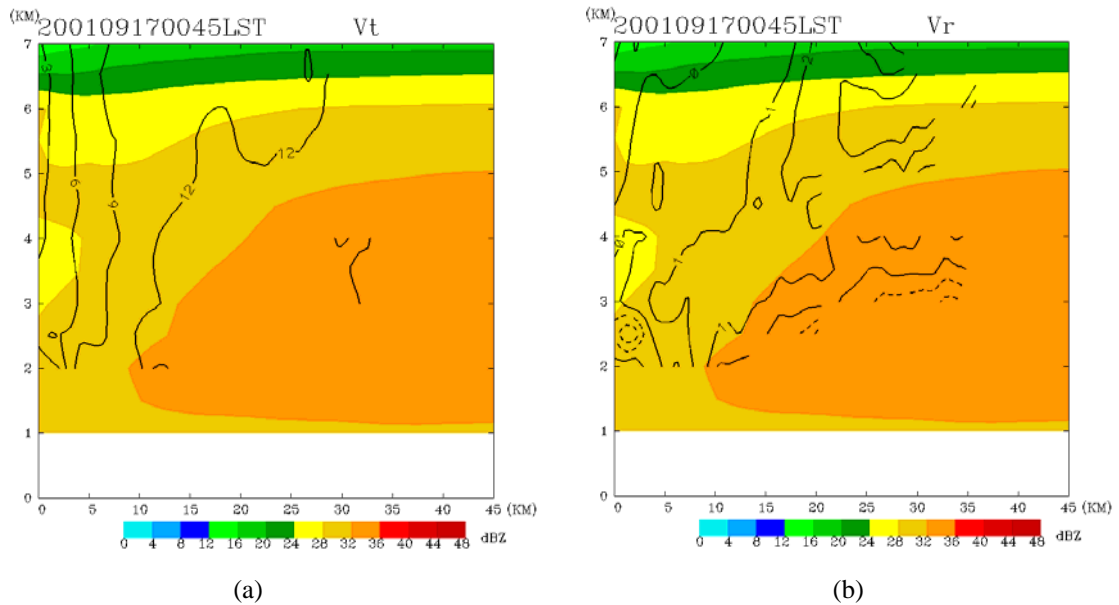


圖 6 09170045LST 軸對稱切向風、軸對稱徑向風及回波環狀平均垂直結構分佈圖。橫軸為與颱風中心距離，縱軸為高度。圖(a)等值線為軸對稱切向風速值，色階部份則是代表回波值。圖(b)等值線為軸對稱徑向風速值，正值代表出流，負值代表入流，色階部份則是代表回波值。

公里以內區域，軸對稱切向風速值已降到 15m/s 以下。另外由軸對稱回波值之分佈也清楚顯示颱風眼填塞特徵，原位於颱風眼之弱回波區逐漸被較大回波值所取代。除此之外半徑 10 公里以外區域之大回波值也減弱許多（平均回波值小於 36dBZ）。低層徑向入流厚度增加且區域範圍向颱風中心延伸。徑向入流分布區域由半徑 35 公里向內延伸至 17 公里，高度可達 3 公里（如圖 6b 所示）。在低層徑向入流區域之上則是徑向外流區，不過此時徑向外流之強度也已經減弱。

圖 7 為 09162245LST，4 公里高度切向風和徑向風之軸對稱(wave 0)和非軸對稱(wave 1-4)分量在近颱風中心隨半徑變化情況。在切向風方面（如圖 7a 所示）有幾個明顯特徵：(1)軸對稱分量由颱風中心往外遞增，最大值(26.9m/s)出現在離颱風中心 30 公里附近。(2)25 公里內非軸對稱

波數 1 振幅明顯大於其他非軸對稱分量，在半徑 11 公里之內，其振幅與軸對稱分量接近，而在半徑 15 公里之外其振幅則迅速遞減，在半徑 25~30 公里範圍波數 1 振幅已小於波數 3 振幅。(3)其餘波數的振幅相較軸對稱和波數 1 都來得小。整體而言，納莉颱風登陸之後切向風環流結構在半徑 30 公里內仍以軸對稱分量為主，非軸對稱波數 1 分量次之。在徑向風部份（如圖 7b 所示）其特徵有：(1)軸對稱分量由颱風中心往外遞增，最大外流(5.8m/s)出現在離颱風中心 30 公里附近。(2)在半徑 30 公里內，非軸對稱波數 1 分量較其他非軸對稱分量大，甚至在大部份分析半徑中比軸對稱分量大。

為了解切向風和徑向風各分量隨時間變化情況，將各分析時間軸對稱分量最大值以及非軸對稱分量最大振幅予以圖示（如圖 8 所示）。在切向



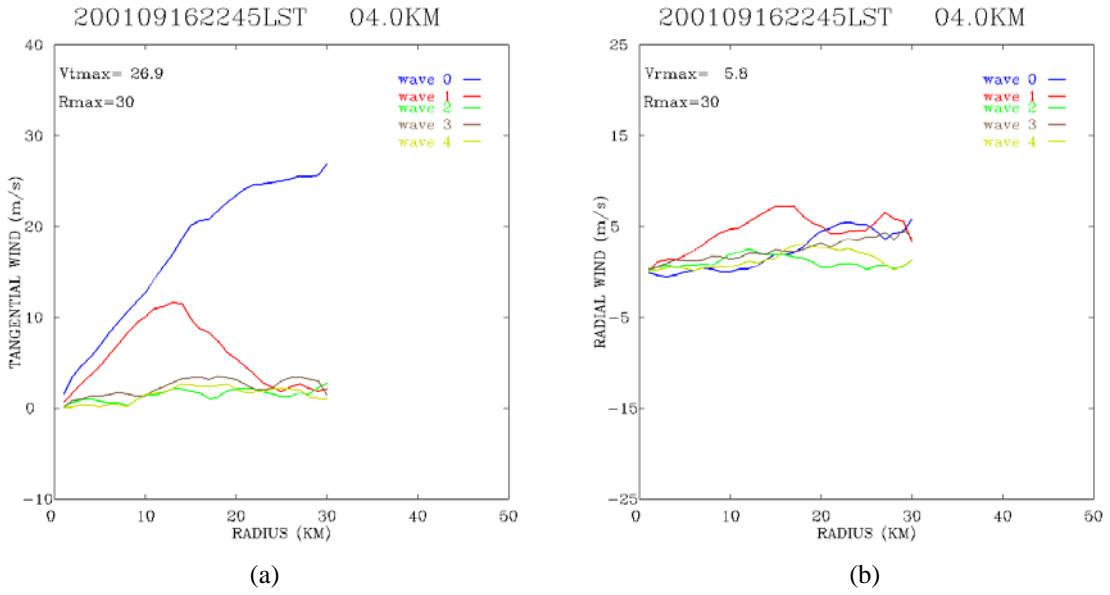


圖 7 09162245LST 在 4 公里高度上切向風及徑向風軸對稱和非軸對稱分量在近颱風中心隨半徑變化情況。橫軸為與颱風中心距離，縱軸為風速值。圖(a)為切向風分量，圖(b)為徑向風分量。

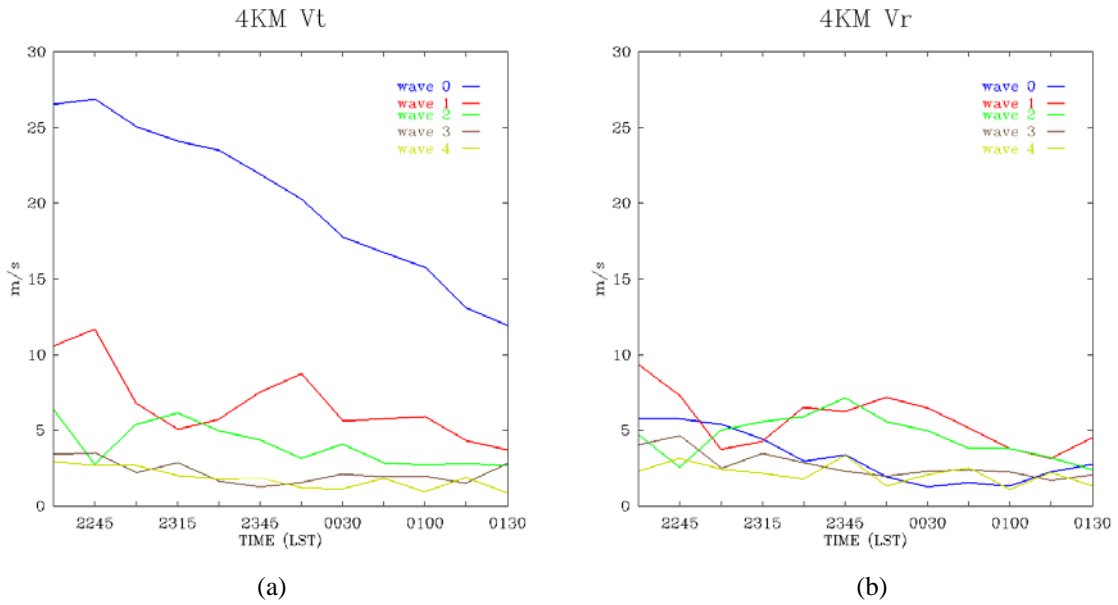


圖 8 切向風及徑向風軸對稱和非軸對稱分量最大值隨時間變化趨勢。橫軸為與時間，縱軸為風速值。圖(a)為切向風分量，圖(b)為徑向風分量。

風分量部份，颱風登陸後約一個半小時後(09162300LST)，切向風軸對稱分量快速減弱(如圖 8a 所示)，非軸對稱分量在分析時間當中也是呈現減弱的趨勢，不過非軸對稱分量減弱的程度不若軸對稱分量明顯，因此非軸對稱分量在颱風環流中所佔比例，將隨著時間愈來愈顯著，此一結果和一些最近的數值模式模擬結果相近(Chen and Yau 2003)。徑向風部份，軸對稱及非軸對稱分量都是呈現減弱的趨勢，不同於切向風的是在大部份的時間當中，軸對稱分量較非軸對稱波數 1、2 分量小。

### (三) 登陸颱風環流減弱特徵

為了解納莉颱風登陸後垂直分量渦度場和輻散場變化特徵，利用 4 公里高度經由傅立葉分解所得到的軸對稱切向風和徑向風，計算圓柱座標下的渦度和散度分佈。方程式(1)、(2)分別為圓柱

座標下軸對稱分量之渦度和散度計算公式，

$$\bar{\zeta}_r = \bar{v}_r / r + \partial \bar{v}_r / \partial r \quad (1)$$

$$\bar{D}_r = \bar{v}_r / r + \partial \bar{v}_r / \partial r \quad (2)$$

圖 9a 為納莉颱風登陸後軸對稱渦度場隨時間變化趨勢。在納莉颱風剛登陸時，平均最大渦度值出現在離中心約 22 公里處，此最大渦度值隨時間快速往颱風中心內縮，在颱風登陸 125 分鐘之後(2345LST)，最大渦度值已經集中在颱風中心。在半徑 50 公里範圍內，軸對稱渦度大都為氣旋式渦度，中間偶有雜夾一些相當微弱的負渦度區。對照輻散場隨時間變化趨勢(如圖 9b 所示)可以發現，近颱風中心處較大幅合值同樣有隨時間往颱風中心內縮的現象。在 2300LST 時最大幅合值出現在半徑約 8 公里處，隨後開始明顯減

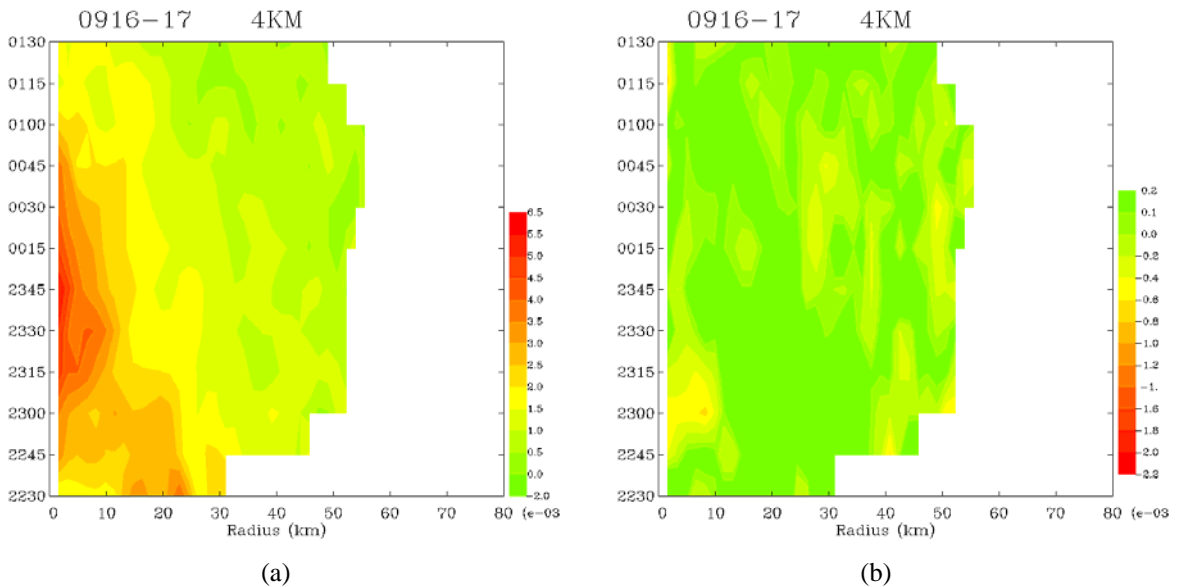


圖 9 圖 a 為軸對稱渦度場隨時間變化趨勢。圖 b 為軸對稱輻散場隨時間變化趨勢。橫軸為與颱風中心距離，縱軸為時間。

弱，並向颱風中心集中，在 2345LST 最大輻合值出現在颱風中心。從此一結果可以看到納莉颱風登陸後，在短時間內渦度場和輻合場都往中心集中，最終僅集中在眼區，顯示登陸颱風其眼快速填塞情形。很明顯的大氣邊界層地表摩擦在此扮演重要角色。

我們進一步將半徑 30 公里內渦度予以平均，並將此內核平均渦度隨時間遞減情形予以量化。從初始時間(2230LST)的渦度值約  $2.39 \times 10^{-3} s^{-1}$ ，到渦度值減弱為初始渦度值的  $e^{-1}$  倍(約  $0.88 \times 10^{-3} s^{-1}$ ) 所需時間(簡稱渦旋旋消時間 vortex spin-down time) 約為 180 分鐘。渦度的減弱在分析時間前 30 分鐘快速減弱，隨後 30 分鐘渦度值並無明顯變化，之後渦度值才又開始明顯減弱。這種情形是否發生在每一個登陸颱風，值得進一步了解。

### 三、GBVTD 反演風場與雙都合成風場之比較

GBVTD 風場反演方法在過去的一段時間中，應用在許多不同個案的颱風分析中，但一直以來始終沒有完整、獨立的颱風環流觀測資料能夠與 GBVTD 反演結果進行比對。雖然過去也有一些颱風的地面雙都卜勒分析，但由於雙都卜勒分析區域相對於整個颱風環流而言範圍太小，所以主要都是針對颱風螺旋雨帶進行雙都卜勒合成分析。當納莉颱風登陸後，颱風內核環流於某一段時間正好位於台灣北部雙都卜勒雷達合成區域，且颱風環流也有縮小趨勢，因此雙都卜勒合成結果可以被視為一組較接近真實情況的風場，如此可以用來和 GBVTD 反演結果進行比對，了解兩者之差異。

納莉颱風登陸之後由於太靠近五分山雷達，因此五分山雷達觀測資料並不適合進行 GBVTD 風場反演，因此本文選用中正機場雷達資料進行 GBVTD 反演風場計算(如圖 10 所示)。進行 GBVTD 分析之颱風中心位置為在 4 公里高度上，尚未扣除系統移速及環境平均風之雙都合成風場利用流函數所定出之颱風的中心位置。在 GBVTD 反演風場中，大風速區出現在颱風中心的西邊、北北西與東南方向，在東南邊的大風速區範圍較大。最大風速值約達 40~45m/s。比較在雙都卜勒合成分析區域內之 GBVTD 反演風場(圖 10)與雙都卜勒合成風場(圖 2b)，可以發現 GBVTD 反演風場之大風速區所在位置與雙都卜勒合成風場大風速區相當接近，唯 GBVTD 反演風場之風速值有高估的情況。在雙都卜勒合成風場最大風速值約 30~35m/s，而在 GBVTD 反演風場最大風速值則可達 40~45m/s。同時計算

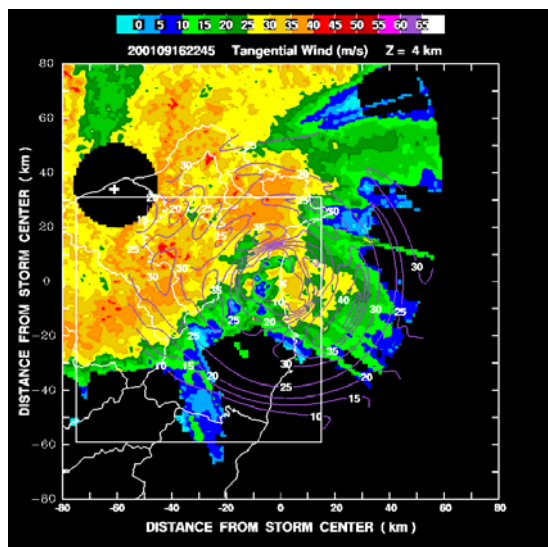


圖 10 09162245LST 在 4 公里等高面上的 GBVTD 風場反演結果。色階部份為回波值，等值線部份則是 GBVTD 反演風場，正方形區域為雙都卜勒合成分析範圍。

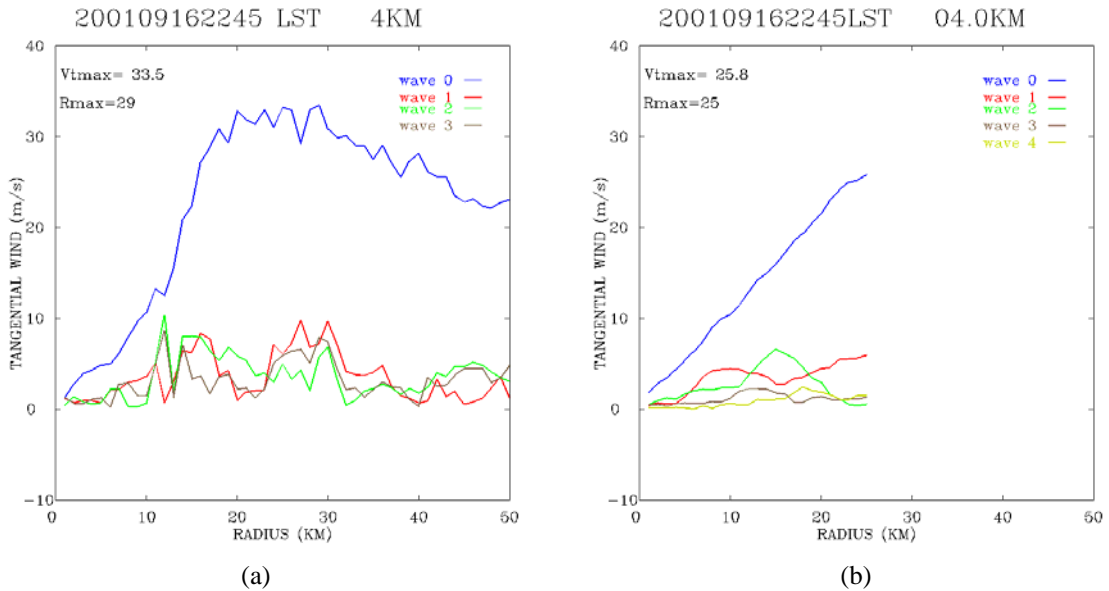


圖 11 09162245LST 在 4 公里高度上 GBVTD 反演風場 (a) 與雙都合成風場 (b) 切向風分量之。

GBVTD 反演風場和雙都卜勒合成風場兩者的均方差(Root mean square error)為 8.77m/s,此一結果顯示 GBVTD 反演風場平均而言較雙都卜勒合成風場為大。

除了合成風場的比較之外,我們更進一步針對 GBVTD 反演風場所得到的非軸對稱分量分佈特徵與雙都卜勒雷達計算結果進行比對工作。圖 11 為 GBVTD 反演風場與雙都合成風場切向風分量之各波數振幅隨半徑變化情況。比較半徑 25 公里以內區域之軸對稱分量可以發現,在半徑 0~10 公里範圍內兩者相當一致,而在半徑 10 公里之外區域,GBVTD 所反演之軸對稱分量,隨半徑增加的趨勢明顯大於雙都合成風場。雙都合成風場之軸對稱切向風最大值為 25.8m/s,出現在半徑 25 公里處,而 GBVTD 反演之軸對稱切向風在半徑 25 公里處,風速值則已達 30m/s 以上。在非軸對稱分量部份,比較 GBVTD 反演風場與雙

都合成風場波數 1-2 在半徑 20 公里以內之分佈,可以發現在半徑約 6~12 公里範圍內,雙都合成風場波數 1 分量較波數 2 分量大,而在 12~18 公里範圍內波數 2 分量較波數 1 分量大。此一特徵同樣存於在 GBVTD 反演風場中,唯在 12~18 公里範圍內波數 1 分量與波數 2 分量接近,波數 2 分量振幅只些微大於波數 1 分量振幅。

#### 四、總結與討論

納莉颱風在宜蘭附近登陸後,沿著雪山山脈的東側往西南方移入中央山脈。本文針對這段時間颱風內核環流結構的變化所進行的雙都卜勒合成分析。結果顯示,納莉颱風登陸初期內核環流結構仍是以軸對稱分量為主,隨後軸對稱及非軸對稱分量隨著時間減弱,軸對稱分量減弱趨勢明顯大於非軸對稱分量,非軸對稱分量在環流結構中所佔比列逐漸增加。剛登陸時颱風的動能主要

都集中在軸對稱分量，但隨著地形影響時間愈久，動能逐漸轉移到非軸對稱波數 1~4 的分量上。在徑向風部份，軸對稱及非軸對稱分量都是呈現減弱的趨勢，在大部份的時間當中，軸對稱分量較非軸對稱波數 1、2 分量小。納莉颱風登陸後中低層相對渦度和輻合最大值也由原本最大風速內側內縮至颱風中心，強度明顯減弱，顯示颱風中心填塞過程。由近中心 30 公里內平均渦度值估計其旋消時間尺度約 180 分鐘。

Chen and Yau (2001)的數值模擬實驗中也曾針對熱帶氣旋的旋消過程進行討論。他們指出在忽略對流的過程下，颱風強度將會因邊界層的摩擦效應(Eliassen and Lystad,1997)以及位渦的混合作用(Schubert et al. 1999)線性的快速遞減。但是若也考慮對流，颱風的強度會因海洋邊界層的摩擦效應增強海氣交互作用而得以維持。納莉颱風登陸之後由於低層潛熱通量的補充遭到阻斷，對流無法維持，此時颱風強度受到地形摩擦影響快速減弱，除此之外渦度的混合作用在這裡似乎也扮演著重要的角色。納莉颱風剛登陸時，平均最大渦度值出現在半徑 22 公里處，但隨後此最大渦度分佈快速內縮，若對應輻散場隨時間的變化同樣可以發現最大輻合區內縮的情況。由渦度守恆的觀點，在沒有考慮科氏力、力管項、扭轉項以及平流項的情況下，平均渦度隨時間的變化可以視為水平輻合輻散項以及摩擦項所主宰。但颱風登陸後，渦度方程中的其他因素對渦度變化的貢獻可能都很重要，但此一分析已超越本文可以討論範圍。

Lee et al. 2000 利用 GBVTD 方法針對 1987 年登陸北台灣之亞力士(Alex)颱風，進行颱風環流結構特徵分析。分析結果指出亞力士颱風在登陸之後，颱風眼快速填塞。眼牆環流迅速減弱，

在約一個半小時期間(07270517LST~07270632LST)，2 公里高度上，最大軸對稱切向風速由 45m/s 降為 37m/s。此外伴隨著軸對稱切向風速的減弱，原本隨高度向外傾斜之軸對稱回波分佈結構，由強度較弱且隨高度為層狀分佈之回波結構取代。從本文的分析結果中可以發現納莉颱風在登陸之後，具有與亞力士颱風類似的特徵變化。納莉颱風在分析時間當中同樣經歷颱風中心填塞過程。眼牆環流受地形影響迅速減弱，在約三個小時期間(09162230LST~09170130LST)，4 公里高度上，最大軸對稱切向風速由 26.6m/s 降為 11.9m/s。同時環狀平均回波值也隨時間減弱，原隨高度向外傾斜之軸對稱回波分佈結構也漸不明顯。亞力士颱風在登陸後低層徑向入流厚度明顯增厚，且入流區域範圍向內延伸至颱風中心處。此徑向內流區域範圍擴大之特徵，也出現在納莉颱風之分析結果中(圖 5b、6b)，不同於亞力士颱風的是，在納莉颱風分析時間中，徑向內流只有向內延伸至距離颱風中心約 17 公里處。

初步比較此兩個移動路徑不同，但登陸之後皆受到北台灣地形影響之颱風其結構變化特徵，在定性上可以歸納出幾個共通點。(1)颱風登陸之後皆經歷眼牆填塞過程。(2)颱風主環流結構受地形影響快速減弱。(3)低層徑向內流區域範圍隨時間逐漸擴大。

納莉颱風登陸後我們也比較了 GBVTD 反演風場和雙都卜勒合成風場兩者間的差異，結果發現兩者間在分佈上頗為相似，但在數值上則有一些差距，GBVTD 反演風場有高估的情況。造成此結果的原因可能是由於 GBVTD 方法本身待求的變數較方程式來的多，為了解，假設徑向風非軸對稱分量遠較切向風分量來得小，將非軸對稱徑向風分量予以忽略。而當納莉颱風登陸之

後，其環流結構遭地形破壞，從分析結果中我們可以發現，不論是切向風或是徑向風的軸對稱分量隨時間快速減弱，颱風非軸對稱分量愈來愈明顯。因此 GBVTD 反演風場和雙都卜勒合成風場間存在差異是可以理解的。

## 誌 謝

本文在國科會專題研究計畫編號 NSC92-2111-M-002-023-AP4 支持下完成，感謝陳佩瑤和廖育英小姐在打字校稿的協助。

## 參考文獻

- 周仲島、張保亮、與李文兆，1994：都卜勒雷達在颱風環流中尺度結構分析的應用。大氣科學，22，163-187。
- 周仲島、鄧秀明與張保亮，1996：都卜勒雷達在颱風中心定位與最大風速半徑決定的應用。大氣科學，24，1-24。
- 周仲島、顏健文、與趙坤，2004：台灣地區登陸颱風降雨結構之雷達觀測。大氣科學，32，183-204。
- 周晉民，2001：登陸颱風之中尺度特徵分析。台灣大學大氣科學研究所碩士論文，共 94 頁。
- 高聿正，2003：納莉颱風近中心環流結構特徵分析。台灣大學大氣科學研究所碩士論文，共 105 頁。
- 張保亮、周仲島、與李文兆，1994：都卜勒雷達在颱風環流中尺度結構分析的應用。大氣科學，22，163-187。
- 楊三吉，2003：登陸颱風之中心定位與中尺度結構-起得颱風各案研究。台灣大學大氣科學研究所碩士論文，共 94 頁。
- 顏健文，2003：侵台颱風降雨結構之時空變化特徵。台灣大學大氣科學研究所碩士論文，共 112 頁。
- Blackwell, K. G., 2000: The evolution of Hurricane Danny(1997) a landfall: Doppler-observed eyewall replacement, vortex contraction/intensification, and low level wind maxima. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 4002-4016.
- Chen, Y., and M. K. Yau, 2001: Spiral bands in a simulated hurricane. Part I: Vortex Rossby wave verification. *J. Atmos. Sci.*, 58, 2128-2145.
- Elsberry, R. L., 2002: Predicting Hurricane Landfall Precipitation: Optimistic and Pessimistic Views from the Symposium on Precipitation Extremes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83, 1333-1340.
- Ferraro, R., G. Vicente, M. Ba, A. Gruber, R. Scofield, Q. Li, and R. Weldon, 1999: Satellite techniques yield insight into devastating rainfall from Hurricane Mitch. *EOS, Amer. Geophys. Union*, 80, 505-514.
- Geerts, B., G. M. Heymsfield, L. Tian, J. B. Halverson, A. Guillory, and M. I. Mejia, 2000: Hurricane Georges' landfall in the Dominican Republic: Detailed airborne Doppler radar imagery. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81, 999-1018.
- Lee, B.J.-D. Jou, P.-L. Chang, and S.-M. Deng, 1999: Tropical cyclone kinematic structure retrieved from single-Doppler radar observation. Part I: Interpretation of Doppler velocity patterns and GBVTD technique. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 2419-2439.
- Lee, B.J.-D. Jou, P.-L. Chang and F. D. Marks, 2000: Tropical cyclone kinematic structure retrieved



- from single-Doppler radar observation. Part III: Evolution and structure of Typhoon Alex(1987). *Mon. Wea. Rev.*, 128, 3982-4001.
- Lin, Y.-L., S. Chiao, T.-A. Wang, M. L. Kaplan, R.P. Weglarz, 2001: Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Wea. Forecasting*, 16, 633-660.
- Hanley, D. E., J. Molinari, and D. Keyser, 2001: A composite study of the interactions between tropical cyclones and upper tropospheric troughs. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 2570-2584.
- Marks, F. D., R. A. Houze, Jr., J. F. Gamache, 1992: Dual-Aircraft Investigation of the Inner Core of Hurricane Norbert. Part I: Kinematic Structure. *J. Atmos. Sci.*, 49, 919-942.
- Marks, F. D., L. K. Shay, and Coauthors, 1998: Land-falling tropical cyclones: Forecast problems and associated research opportunities. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 305-323.
- Pasch, R. J., L. A. Avila, and J. L. Guiney, 2001: Atlantic Hurricane Season of 1998. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 3085-3123.
- Willoughby, H. E., 1990: Temporal Changes of the Primary Circulation in Tropical Cyclones. *J. Atmos. Sci.*, 47, 242-264.
- Willoughby, H. E., J. A. Clos, and M. G. Shoreibah, 1982: Concentric eyewalls, secondary wind maxima, and the evolution of the hurricane vortex. *J. Atmos. Sci.*, 39, 395-411.
- Wu, C.-C., T.-H. Yen, Y.-H. Kuo, 1999: Typhoons affecting Taiwan: Current understanding and future challenge. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 67-80.
- Wu, C.-C., T.-H. Yen, Y.-H. Kuo, and W. Wang, 2002: Rainfall simulation associated with Typhoon Herb (1996) near Taiwan. Part I: The Topographic Effect. *Wea. Forecasting*, 17, 1001-1005.

# The Mid- and Low Level Inner Core Circulation of Typhoon Nari (0116) after Landfall

Ben Jong-Dao Jou<sup>1</sup> Yu-Cheng Kao<sup>1</sup> Wen-Chau Lee<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Department of Atmospheric Science, National Taiwan University

<sup>2</sup>National Center for Atmospheric Research

(manuscript received 11 October 2006 ; in final form 2 December 2007)

## ABSTRACT

In this study, the mid- and low level inner core circulation of typhoon Nari (0116) after landfall is analyzed by using Dual-Doppler wind synthesis technique. RCWF and RCTP radial wind data are used for the synthesis.

The result showed, in the earlier period of landfall, the inner core circulation of Nari revealed pronounced axisymmetric structure. As time went by, both the axisymmetric and the asymmetric components (wave number 1-4) weakened. At the end of analysis time, the asymmetric component possessed a larger component than axisymmetric indicating a weakening storm. This result also suggested that the inner core circulation no longer possessed a typical vortex structure, i.e., the tangential wind was no longer stronger than the radial wind, after Nari made landfall.

The inner core maximum of mid- and low level relative vorticity and convergence also shrank from the inner side of radial maximum wind to the center indicating an eye filling process. In the study, the storm spin down e-folding time has been estimated (180 minutes) using vorticity averaged within 30 km of the center. In the study, the difference of circulation structure derived from GBVTD and dual-Doppler synthesis is compared and it shows that the GBVTD has a tendency to retrieve stronger mean tangential wind component.

**Key words:** Landfall typhoon, Vortex spin-down time, Dual-Doppler wind synthesis, GBVTD