

台灣地區登陸颱風降雨結構之雷達觀測

周仲島 顏建文 趙坤

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國九十三年二月三日收稿；中華民國九十三年七月十四日定稿)

摘 要

中央氣象局全省都卜勒雷達網於 2001 年建置完成，都卜勒雷達所量測的降雨回波和徑向速度數據資料，提供了一個前所未有的機會，進行台灣地區降雨系統內部降雨和運動場結構的研究。本文利用位於瑞芳鄉五分山雷達回波資料探討侵台颱風降雨結構的特徵，並以納莉颱風 (0116) 為例，分析颱風登陸前後降雨分佈以及降雨率變化特性。同時利用 TRMM 衛星降雨雷達和微波成像器資料分析納莉颱風登陸前後眼牆區深對流的發展情形。本文同時提出颱風定量降雨預報除了瞭解其降雨強度 (rainfall intensity) 特性外，也應該重視降雨壯度 (rainfall strength) 的特徵，對於侵台颱風降雨延時 (duration) 以及影響範圍的估計都有重大意義。

關鍵詞：颱風降雨，雷達回波，降雨強度，降雨壯度，定量降雨預報。

一、前 言

雷達 (RADAR: RADio Detection And Ranging) 的基本功能為利用無線電波傳播和反射原理，確定目標與測距。天氣雷達在颱風的監測始自二次世界大戰後期，然而數據化雷達資料在颱風研究和作業應用，則遲至 70 年代才漸漸展開。70~80 年代主要是利用機載雷達 (airborne radar) 進行颱風結構特徵的觀測研究 (Black et al. 1972; Jorgensen 1984a&b; Marks 1985; Marks et al. 1992; Willoughby et al. 1982;

Willoughby et al. 1984)。直到 80 年代，NOAA 颶風研究小組 (Hurricane Research Division: HRD) 才在隸屬於國家氣象局 (National Weather Service: NWS) 的地基雷達 (WSR-57) 加裝移動式資料擷取機收集數據，進行登陸颶風降雨結構分析工作 (Parish et al. 1982; Burpee and Black 1989)。在這之前，海洋上颱風降雨結構的觀測主要依賴氣象衛星和氣象飛機的儀器。

近年來高解析度長距離都卜勒雷達 (所謂下一代雷達 Next Generation Radar: NEXRAD)

在海岸地區大量架設，該觀測儀器不但成爲作業單位監測登陸颱風最重要設備之一，拜計算機快速發展之賜，其所收集的數據，也成爲學術單位認識瞭解登陸颱風風雨分佈特徵最主要的資料來源 (Stewart and Lyons 1996, Blackwell 2002)。台灣地區自 1987 年開始架設長距離高解析度都卜勒雷達，至今包括 S 波段和 C 波段總共有七座作業用和一座大學研究用都卜勒雷達。這些雷達將天氣監測由本島往海上推出近 500 公里，大大的增加了劇烈天氣預警的功能 (周 2001)。

二十世紀末期主動式雷達觀測也進入衛星承載階段。在熱帶降雨量度衛星計畫 (Tropical Rainfall Measuring Mission: TRMM) 中，美國和日本合作將一 X 波段 (波長 2.2 公分) 降雨雷達 (Precipitation Radar: PR) 裝置在低軌道衛星上，配合微波成像器 (TRMM microwave imager: TMI) 監測熱帶海洋降雨系統的類別與特徵 (Kummerow et al. 2000)，以及熱帶氣旋降雨特性 (Cecil and Zipser 1999)，獲得相當的成功。

台灣地處副熱帶，正當西北太平洋颱風主要行經路徑，長年遭受颱風侵襲，不僅經常造成個人生命財產的重大損失，有時更造成國家社會整體的不安。2001 年連續的幾個颱風 (重創澎湖的奇比颱風，潭美颱風造成高雄市大淹水，桃芝颱風造成花蓮南投山崩活埋和土石流，以及水淹大台北縣市的納莉颱風)，已使得全台居民聞風變色，尤其是颱風所帶來的豪雨。林與徐 (1988) 對於 1950 到 1985 年侵襲本省的 119 個颱風作雨量分析，結果顯示台灣地區颱風降雨分佈以北部山區、中央山脈東麓、以及中央山脈西麓三大區域最顯著；同時指出颱風強度、颱風路徑與移動速度、以及季節性綜觀系統，

對各地區降雨量多寡都有明顯的影響。陳等 (1993) 歸納出颱風影響台灣期間，各地降雨之分佈主要受到四個因素的影響：(1) 颱風之結構—包括環流大小、眼牆和螺旋狀雲系 (包括中小尺度對流胞) 特徵，(2) 颱風之移速，(3) 環境氣流特徵，以及 (4) 台灣地形。有關颱風豪雨相關的研究文獻相當的多，尤其是不同路徑颱風對本島降雨強度和分佈都有不少研究。然而，對於侵台颱風本身降雨結構的研究論文相對甚少 (李與蔡 1995；許 1991)。本文的目的即在利用新建置之環島都卜勒雷達和 TRMM 衛星資料，針對台灣地區登陸颱風降雨結構和變化特徵進行分析討論。

二、海上颱風之降雨結構特徵

70 年代末期 Adler and Rodgers (1977) 和 Rodgers and Adler (1981) 利用衛星承載被動式微波輻射計 (satellite passive microwave radiometer) 觀測數據，估算西北太平洋颱風降雨結構和強度的特性。他們的分析結果顯示：當颱風加強時，強降雨率* (面積平均降雨率大於 5 mmh^{-1}) 所佔面積比例明顯增加，且強降雨區往中心集中。近颱風中心區非絕熱加熱最大值的發生經常領先颱風最大強度 1~2 天。他們並比較熱帶擾動、熱帶低壓、熱帶風暴、以及成熟颱風之間降雨總量的差異，結果顯示成熟颱風的總降雨量大約是熱帶低壓的兩倍。(*註：本文中降雨率指的是 rainfall rate，一種降雨強度的量度方式，單位爲 mm h^{-1} 。)

Rodgers et al. (1994a) 利用裝置在國防氣象衛星的特殊微波成像感應器 (DMSP-Special Sensor Microwave/Imager: SSM/I) 資料探討加強中颱風和減弱中颱風降雨結構的差異，結果發現降雨率在颱風近中心區 (<222km) 增強、

在外圍區 (222~444km) 減弱的趨勢。另外對快速移動颱風而言，近中心區強降雨主要在移動方向前方象限，對緩慢移動颱風，強降雨主要發生在移動方向的右後象限。

Parish et al. (1982) 利用北美海岸雷達針對往北移動之颶風 Frederic (1979) 登陸期間降雨特徵進行分析。他們計算該颶風在登陸前 22 小時主要降雨區是在風暴移動的前緣偏左的方位。當風暴近中心環流接觸海岸線後，在北側眼牆有快速發展對流區的出現，此快速發展對流區是降雨極大值發生的主要原因。之後 Marks (1985) 利用 NOAA P3 飛機雷達資料，針對颶風 Allen (1980) 進一步探討颶風降雨結構。Burpee and Black (1989) 整合 Marks (1985) 研究結果，加入另外兩個颶風 Alicia (1983) 和 Elena (1985) 進行不同移動速度颶風降雨分佈特徵的分析工作，結果發現移動速度較慢的颶風主要降雨區出現在颶風移動方向的前半部，而移動較快的出現在移動方向的右半部。由上面的討論可以看出早期對於熱帶氣旋降雨分佈特徵研究結果相當分歧，可能肇因於所使用資料解析度、個案數多寡，以及各種觀測儀器限制的差異。

Corbosiero and Molinari (2003) (以後簡寫成 C&M) 針對熱帶氣旋降雨分佈特徵和移動方向以及垂直風切的關係作了詳細整理。結果發現不論是由地面雨量站資料 (Frank 1977)，衛星資料 (Rodgers et al. 1994a)，飛機資料 (Marks et al. 1992)，或是地面雷達資料 (Burpee and Black 1989) 都顯示，在熱帶氣旋內核區 (距中心 100 公里半徑範圍) 最大降雨區主要出現在風暴移動方向的前緣或右手側，左後象限降雨強度最弱。他們進一步利用閃電資料探討強對流區出現象限和颶風移動方向以及垂直風切

三者間的關連，結果發現垂直風切在強對流區的配置，具有較大的影響力，強對流區主要發生在垂直風切的下游區。他們分析結果清楚指出，當颶風移動所造成的降雨不對稱和垂直風切所造成的降雨不對稱相互抵觸時，垂直風切具有較大的影響力。

颶風降雨分佈特徵和強度也有密切關係，研究顯示包括颶風雙眼牆替代循環特徵 (Willoughby et al. 1984)、眼牆內縮、以及螺旋雨帶出現頻率與傳播速度等，都和颶風強度變化有關，然而彼此間確切關聯仍存在甚多不確定性。Rodgers et al. (1994b) 利用 SSM/I 資料探討颶風降雨率大小特徵以及環境條件的影響時，發現海面溫度、中低層水氣通量輻合、高層角動量通量輻散、以及垂直風切，都是可能影響颶風降雨率的環境因子。但對於降雨結構而言，環境垂直風切的大小和方向具有重大影響。

由上面的討論我們可以發現海上颶風降雨結構特性和環境條件有密切關連，但是明確的關係迄今並不清楚。衛星的觀測顯示颶風在加強或減弱時，降雨結構確實有明顯的變化，譬如強降雨區的內縮，雙眼牆的出現等，可以作為強度趨勢預報的重要指標。然而，受限於可用的資料，過去這些研究對於登陸中颶風降雨結構變化特徵的探討著墨甚少。

Geerts et al. (2000) 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 日登陸希斯盤紐拉島 (多明尼加共和國) 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，除了中心氣壓快速增加強度減弱外，還觀測到眼牆砧狀

雲下沉、眼牆內冰晶濃度減少、以及颶風眼消失由深對流所取代等降雨結構特徵。伴隨此深對流之高層上衝氣流強度達 20 ms^{-1} ，發生的時機和颶風眼移到島上主要山脈吻合，顯示地形在登陸颶風所扮演的重要角色。另外文中也指出，喬治登陸後雷達回波垂直剖面顯示，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加強作用。這可能是第一篇利用高解析度儀器探討當颶風和複雜地形交互作用時降雨和氣流結構變化的特徵，對於登陸颶風之定量降雨預報意義重大。

納莉颶風於 2001 年 9 月 16 日登陸台灣北部，由於其行動緩慢且降雨密集，造成北台灣重大洪災。納莉颶風接近台灣和登陸期間，氣象局五分山都卜勒雷達有非常完整的觀測，TRMM 衛星降雨雷達和微波成像器也有部分的觀測。本研究利用這組資料，分析納莉颶風登陸前後降雨結構變化的特徵，並探討台灣地形對納莉颶風降雨結構改變的影響。除此之外，本文也簡略探討利用相同研究方法針對其他登陸颶風（見表一）所分析的降雨結構特徵，並比較其間的差異。

表一 本文所分析之侵台颶風的一些特徵

編號名稱	日期	路徑走向/登陸地點	強度(中心最低氣壓/最大風速)	移動速度#	200-850hPa 垂直風切*
9608 賀伯	96/7/31	由東往西/宜蘭	940hPa/120kts	8.0m/s	6.4m/s
0108 桃芝	01/7/29	由東南轉西/花蓮	944hPa/100kts	5.1m/s	5.8m/s
0116 納莉	01/9/16	由東北往西南/台北縣	954hPa/85kts	2.7m/s	0.8m/s
0119 利奇馬	01/10/16	由東南往西北/台東	949hPa/95kts	3.3m/s	4.7m/s

此為雷達分析時段的平均移動速度，各颶風雷達資料分析時段分別為：賀伯颶風 1996/7/31 0602-1320UTC；桃芝颶風 2001/7/29 0801-1559UTC；納莉颶風 2001/9/16 0003-1800UTC；利奇馬颶風 2001/9/25 1800UTC-9/26 0258UTC。

*垂直風切是使用 ECMWF 再分析資料，依據 Hanley et al. (2001) 所建議的方法，由再分析資料取離颶風中心半徑 500 公里範圍內平均風場之垂直差異計算而得。

三、納莉颶風登陸前後降雨結構變化特徵

(一) 納莉颶風簡述

納莉颶風的生命期相當長。2001年9月6日

0000UTC在台灣東方約220公里處(25N, 124.7E)形成熱帶低壓，之後緩慢朝琉球那霸移動。7日橫越沖繩島後，速度減慢並增強為熱帶風暴，8日調頭轉向西北西和偏西方向，對台灣北部海面構成威脅，10日再次回頭東移至琉球那霸近海打轉兩天。根據聯合颶風警報中心

(Joint Typhoon Warning Center: JTWC) 資料，納莉颱風於11日1200UTC發展至最大強度，估計最大海面風速接近100海里，中心最低海平面氣壓為944hPa。13日此颱風再次調頭緩慢移向台灣，氣象局也在14日1845UTC發佈海上陸上颱風警報。依據氣象局颱風警報單，納莉颱風登陸前為中度颱風，七級風暴風半徑約150公里。納莉颱風在16日1340UTC左右在台北縣三貂角一帶登陸，在台灣陸地停留約49小時後，由台南安平附近進入台灣海峽南部，並在19日進入南海北部，且加速向西移動進入廣東內陸並減弱為熱帶低壓。納莉颱風生命期長達15天，並創下多項紀錄，包括滯留台灣本島時間最長（超過48小時）、氣象局發布警報次數最多、

多站單日降雨量創歷史新高等，同時也是第一個由東北進西南出的颱風。

由納莉颱風登陸前同步衛星紅外線影像可以明顯觀察到颱風眼，整體颱風雲系結構相當緊密，登陸後所帶來的降雨不但量大且範圍廣大。侵台期間氣象局台北、新竹、以及嘉義所測得的單日降雨量均突破三站建站以來最高紀錄，嘉義站15至19日的累積雨量高達1065公厘，陽明山集水區鞍部測站高達1095公厘，竹子湖測站更高達1305公厘，而且基隆河水位遠遠超過象神颱風來襲時最高紀錄。這些破記錄的降雨讓當地防救災單位措手不及，造成極大的人員與財物損失。

200109160534

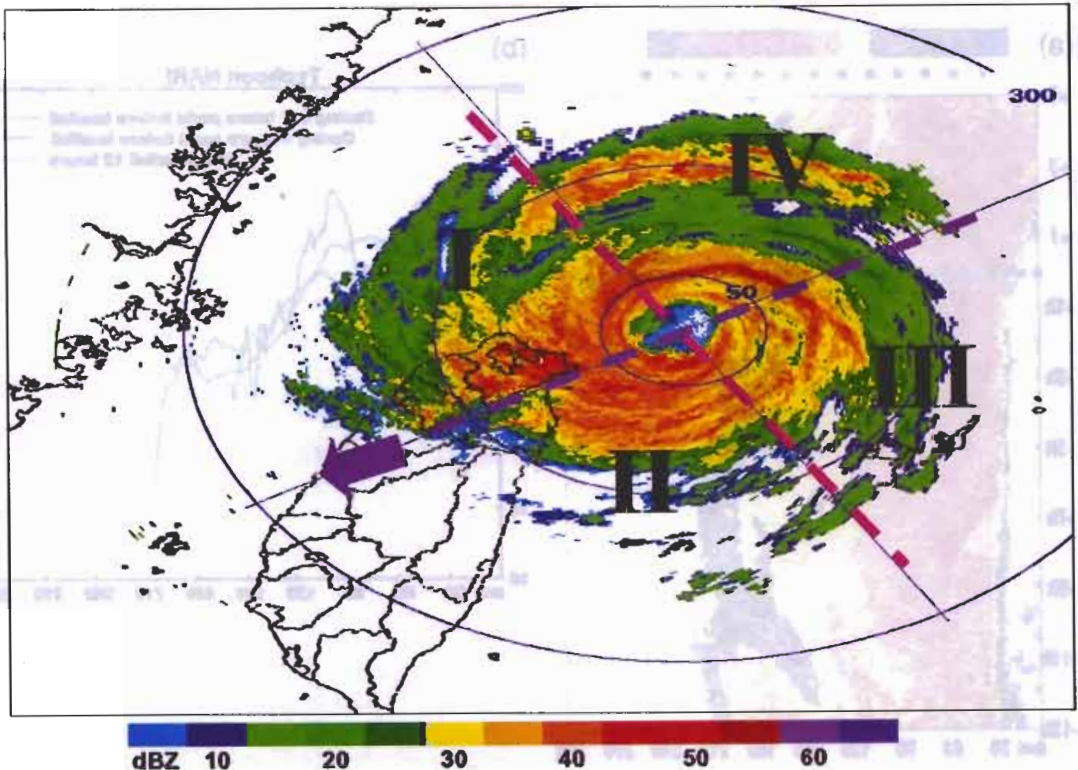


圖1 中央氣象局五分山雷達觀測之4公里高度降雨回波分佈，時間為2001年9月16日0534UTC，也就是納莉颱風登陸台灣北部之前8小時。途中箭頭指向為颱風移動方向，移動方向右前方象限定為第一象限（I），其他依序為左前方（II），左後方（III），以及右後方（IV）。環狀平均回波表示距颱風中心等半徑回波平均值。

(二) 雷達資料

圖1為納莉颱風登陸前8個小時(2001年9月16日 0534UTC) 4公里高度雷達回波圖, 圖中箭頭表示颱風移動方向, 颱風眼區回波甚為微弱, 之外為眼牆以及外圍螺旋雨帶。本文分析納莉颱風時間為2001年9月16日0000UTC~1800UTC, 共約18個小時, 其中有5個小時資料是納莉颱風登陸後的數據(登陸時間大約在1340UTC)。雷達資料仰角共有9層, 每層平均約有360條雷達束, 每個雷達束所收集之距離單元數依序由最低仰角的460減少至最高仰角的70。回波資料空間解析度大約為1公里, 時間解析度為6分鐘。為方便分析工作進行, 本文所使用之雷達資料都將原始極座標降水回波

資料內插至以颱風中心為原點之圓柱座標。由於台灣地形平均高約三千公尺, 為避免地形雜波和冰雪溶解所形成的回波亮帶(颱風季節平均高度約5.5公里), 本文採用4公里高度等高面回波資料為分析重點。另一方面, 在進行資料轉換前需決定颱風中心位置, 本文採用弱回波幾何中心定位法。所謂弱回波區域定義為回波值小於等於10dBZ所涵蓋範圍。由Z-R關係式, 不論是 $Z=200R^{1.6}$ (Marshall and Palmer 1948) 或是 $Z=300R^{1.4}$ (原始氣象局五分山雷達使用之公式), 10dBZ所推估之降雨量都等於或小於 0.1 mmh^{-1} 。

(三) 環狀平均回波之時空變化

為了對納莉颱風登陸期間降雨結構有個粗

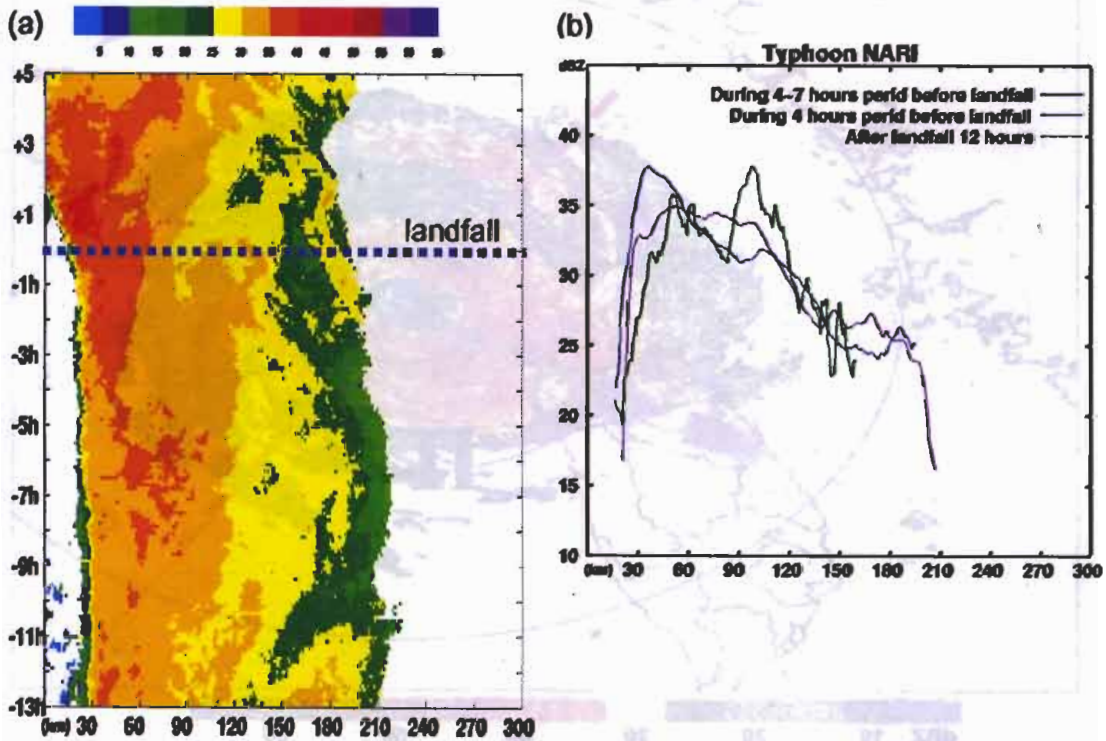


圖 2 (a) 納莉颱風環狀平均回波哈莫圖, 縱軸為時間, 單位為相對颱風登陸前(-)後(+)
幾小時, 橫軸為相對颱風中心之距離, 單位公里。(b) 納莉颱風登陸前 4-7 小時、登陸前
0-4 小時, 以及登陸後第 12 小時環狀平均回波之變化。納莉颱風登陸時間為 2001 年 9 月 16
日 1340UTC。

略的認識，首先計算環狀平均回波(annular-mean reflectivity)。也就是使用4公里高度回波值，以颱風中心為原點，取固定半徑資料點做平均，求得所謂環狀平均回波。為顯示颱風平均降雨結構隨時間變化特徵，再利用哈莫圖(Hovmöller diagram)，以時間為縱軸，以相對颱風中心距離為橫軸(單位公里)，呈現每6分鐘一組環狀平均回波分佈(圖2a)。納莉颱風環狀平均回波顯示，大於10dBZ回波範圍約為200公里，範圍並不算大，但結構卻相當密實，距颱風中心110公里半徑內幾乎平均回波都大於30dBZ。颱風中心弱回波區約20公里寬，颱風眼範圍清楚辨

識。登陸前4個小時，距颱風中心30公里到60公里眼牆區之回波有明顯增強情形。由JTWC資料顯示納莉颱風在登陸前13小時達到過去四天內最強階段，最大風速為每小時90海里，中心最低氣壓為954hPa。颱風強度得以維持至登陸前1個小時，才開始減弱(最大風速每小時85海里，最低海平面氣壓958hPa)，故本文所分析的時間為納莉颱風強度達到最強，以及接近並登陸台灣開始減弱的階段。

為清楚表示環狀平均回波隨時間變化特徵，將登陸前7-4小時平均，4-0小時平均，以及登陸後12小時之環狀平均回波在圖2b顯示。在

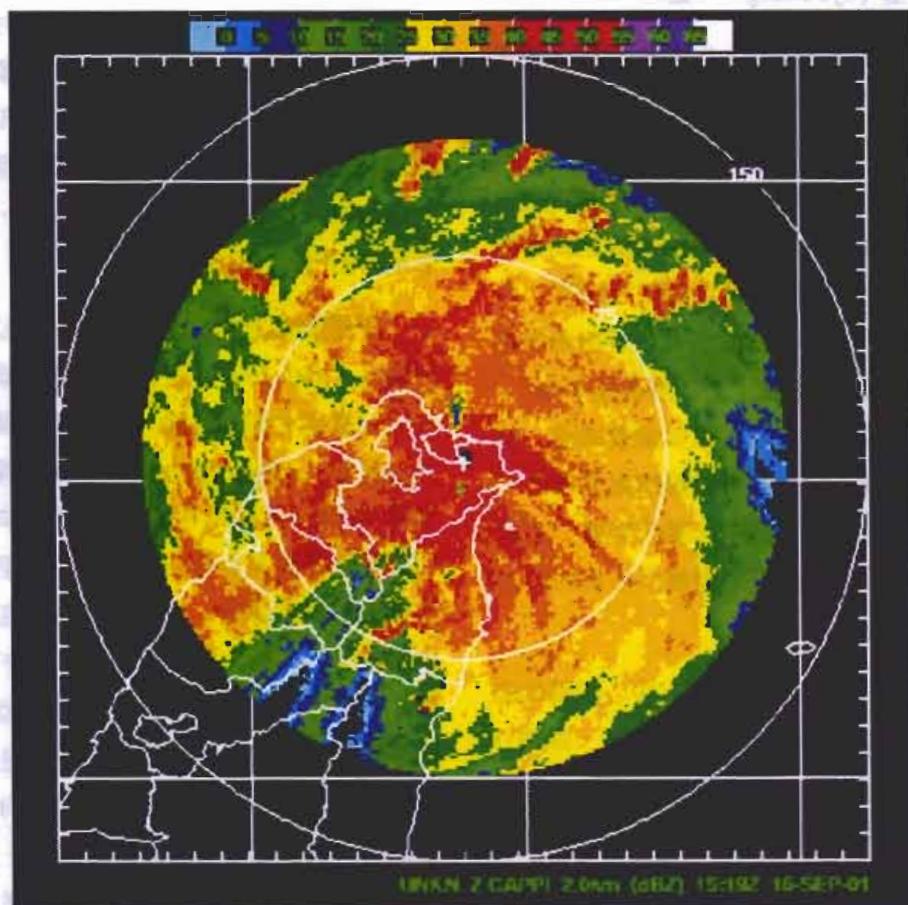


圖3 2001年9月16日1519UTC 2公里等高面降雨回波。此圖為納莉颱風登陸後不到2小時雷達回波圖。颱風登陸後颱風眼弱回波區不再清晰，為強回波所覆蓋，此一現象稱為眼填塞(eye filling)。

登陸前7-4小時，大於30dBZ範圍由距中心30公里往外延伸至110公里。在登陸前4-0小時，60公里外的平均回波明顯減弱，但60公里內的回波卻明顯增強，顯示強回波區不但有內縮情形且明顯增強。值得特別注意的是此種內縮且增強現象，可以清楚回溯至納莉颱風登陸前4至5小時就可以被偵測到。颱風登陸12小時後，平均回波呈雙峰形式，最大值區移至距中心約100公里處，次極大值則位在50-60公里處。納莉颱風登陸後回波變化甚為顯著，初期可以觀測到颱風眼有明顯強回波的出現，此強回波持續由眼牆往內縮，直到整個眼都充滿，此種現象可稱之為眼填塞 (eye filling) (圖3)。

由衛星觀測顯示 (Geerts et al. 2000) 颶風喬治 (Georges 1998) 登陸多明尼加時，颶風眼因為深對流在眼內快速發展而在衛星影像上消失，此種現象和納莉颱風有頗多相似之處。另一方面，由89GHz頻道之微波成像器觀測到喬治颶風眼內之深對流微波亮度溫度低於100K，表示此深對流有大量冰晶存在。且由垂直指向都卜勒雷達量測到高層垂直上升速度高達 20ms^{-1} 。由深對流所在位置、強度、以及演變過程，都顯示高聳地形在激發此深對流扮演重要角色。台灣地形對於納莉颱風降雨結構的影響，尤其是登陸後深對流強降雨區之發展所扮演的角色頗值得深入討論。

納莉颱風在登陸2小時後，中心眼區的強環狀平均回波才逐漸減弱。在此同時，眼牆外圍生成一強回波區，且逐漸往外移動。檢視TRMM衛星降雨雷達回波圖可以發現 (參見圖7)，納莉颱風登陸後在台灣北部沿海地區形成一弧狀雨帶，此弧狀雨帶伴隨閃電雷雨，對於北部地區降雨影響很大。但是由於該雨帶僅出

現在颱風移動方向的右側，經過環狀平均之後所顯示的回波強度並無法有效的表示確切強度，這是使用環狀平均回波圖必須注意的地方。

(四) 降雨率之時空變化

依據 C&M 研究結果顯示，相較颱風移動而言，環境垂直風切對於颱風結構和降雨率時空分佈具有更大的影響。圖 4a 和 b 為依據 200-850 hPa 垂直風切方向 (垂直風切計算方法可參考 Hanley et al. 2001, 簡略說明參見表一)，在納莉颱風登陸前約 13 小時 (0916 0030UTC) 和登陸後 5 小時 (0916 1800UTC) 所計算的四象限面積平均降雨率分佈情形。圖中短矢代表風切方向，長矢代表移動方向，文中討論之象限係以風切方向為依據分區的結果。象限一和二分別為下風切右側和左側，象限三和四則為上風切左側和右側。納莉颱風登陸前垂直風切方向為西南，與移動方向幾乎反相位，登陸後兩者呈同相位，方向都是東北。

納莉颱風登陸前內核區 (100 公里內) 和外圍區 (100~200 公里) 的降雨率都是以象限三 (上風切左側) 最強，也就是颱風移動方向的右前方，這個結果和 C&M 分析結果很相似。依據 C&M，當同時考量颱風移動方向和垂直風切對颱風降雨非對稱結構影響時，垂直風切的影響是較為重要的，也就是說內核區最強降雨會落在下風切的左側，外圍區則在下風切的右側。然而，當風切弱時，主要控制因子轉為颱風移動速度和方向，也就是說不論是內核區或是外圍區最強降雨都會落在移動方向的右側，這正是納莉颱風登陸前發生的情形。納莉颱風登陸台灣前正處於鞍形流場，垂直風切很弱，大約只有 1ms^{-1} 。

此種降雨分佈在納莉颱風登陸前 3-4 小時，都保持類似的結構特徵，直到登陸才有明顯的變化。依據 ECMWF 每 6 小時的分析資料，納莉颱風的垂直風切方向從登陸前的西南轉為西，登陸後再轉為東北，與颱風移動方向呈同相位，不過風切仍然很弱。納莉颱風登陸後降雨分佈有很大的改變（圖 4b），此時內核區和外圍區最大降雨都發生在象限四，也就是風切和移動方向的右後方。此一分佈結果和 Frank（1977）利用西北太平洋島嶼雨量站資料所合成的颱風降雨結構相近，但是和其他利用遙測資料所觀測的海洋颱風降雨結構很不相同（見第二節）。Frank（1977）使用島嶼雨量站資料，其所合成的颱風降雨結構可能包含了陸地或是地形的影響，納莉颱風登陸後降雨結構顯著的變化，顯示台灣地形對颱風降雨結構確實有非常顯著的影響。Chen and Yau（2003）以 MM5 模擬登陸颱風降雨結構的變化指出，在未登陸前最大降雨區位在移動方向的右側，接近陸地時，由於移動方向前緣地表粗糙度增加，摩擦效應增強，導致低層空氣輻合增強，使得最強降雨區移至移動方向的正前方。Wu et al.（2002）模擬賀伯颱風（9608）登陸台灣降雨之分佈，發現適當的模擬颱風外圍環流和地形舉升機制對於登陸後颱風降雨分佈至為重要。

爲了清楚表示納莉颱風登陸期間降雨分佈隨時間變化特性，我們依據納莉颱風移動方向，重新計算近中心 100 公里各象限平均降雨率（圖 5）。納莉颱風在登陸期間，近中心強降雨區由移動方向前側（象限 I+II）順時鐘旋轉至移動方向右側（象限 I+IV），再旋轉至移動方向後側（象限 III+IV）。整個過程的改變，納莉颱風所處之環境垂直風切都非常微弱（小於 1 ms^{-1} ），影

響應該甚微。合理的推測此種變化的原因可能肇因於移動速度的改變和台灣地形影響所造成。複雜地形如何影響降雨我們的瞭解甚爲有限（Banta 1990），在颱風系統下此一過程更是複雜。納莉颱風遠離陸地時，大降雨區出現在運動方向的前方象限，此一結果可以由 Shapiro（1983）的模擬計算詮釋。也即是颱風運動方向右側有較大低層輻合，導致較大的垂直上升運動，而較大降雨區則發生在最大垂直運動區的下風處，也就是運動方向的前方象限。當颱風接近陸地時，最明顯的變化是第二象限的降雨率快速減弱，而第一象限的降雨率則繼續增強，此一現象可能是受台灣北部地形影響，迎風面降雨持續增強而背風面則明顯減弱的結果。納莉颱風登陸後主要降雨發生在沿海地區，登陸後初期中心附近仍有較大回波，但是較大回波區很快的外移，登陸數小時之後最大回波區已在離中心 100 公里以外。此種大回波區在沿海地區發展而未緊隨颱風近中心環流移動，顯示大回波區的發生和颱風近中心環流無關，可能與颱風外圍環流和海岸地形交互作用比較有關。詳細的過程有待進一步資料分析或利用模式模擬予以釐清。

在定量降雨分佈方面，圖 4 也提供了很有趣的數據。首先我們針對總降雨率（考慮各環所佔的面積比例）進行討論。圖 4a 爲納莉颱風登陸前降雨分佈，各環（爲方便討論，定義半徑 100 公里=內核區，面積單位 1，100-200 公里=外圍 1 區，面積單位 3，200-300 公里=外圍 2 區，面積單位 5）單位時間降雨總量所佔比率分別爲 47%，50%，以及 3%。這個結果顯示納莉颱風是個降雨分佈相當平均的一個颱風，內核區降雨量和外圍區降雨總量幾乎相同。

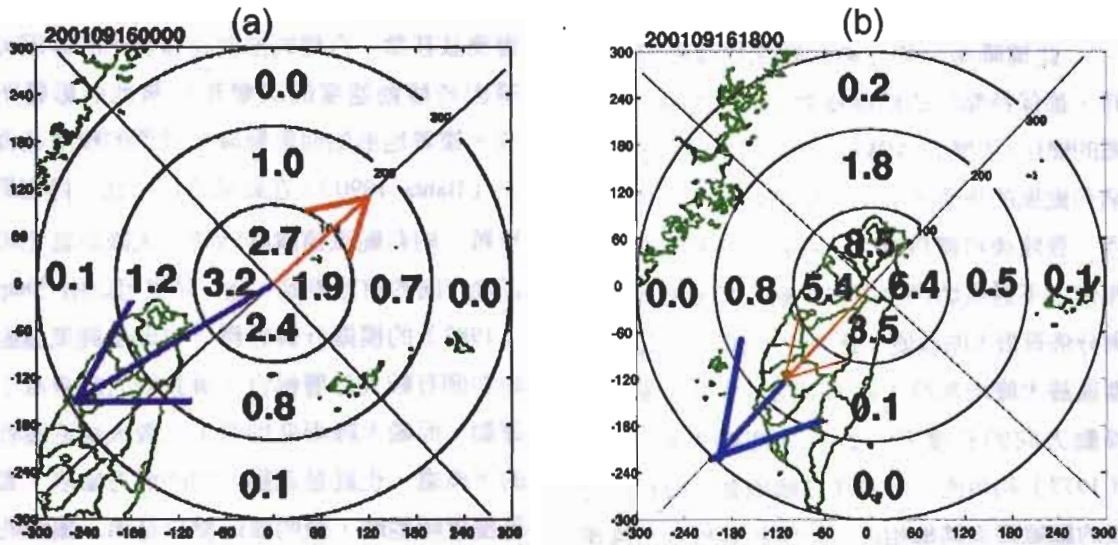


圖 4 納莉颱風登陸前後降雨結構特徵。長矢表示颱風移動方向，短矢表示 200-850hPa 垂直風切方向，數據代表各環形區域不同象限由雷達回波轉換之面積平均降雨率，單位為 mmh^{-1} 。
 (a) 登陸前，2001 年 9 月 16 日 0000UTC；(b) 登陸後，2001 年 9 月 16 日 1800UTC。

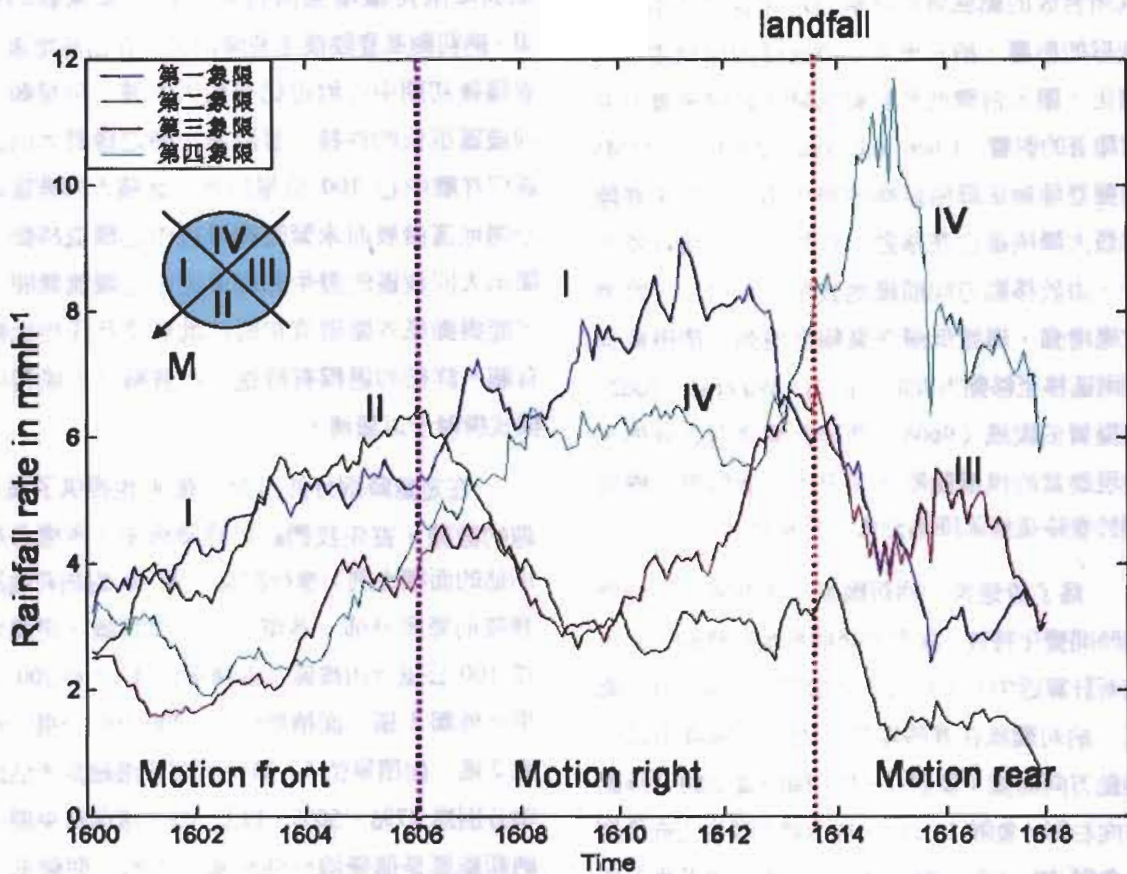


圖 5 納莉颱風依颱風運動方向區分之內核區 (<100KM) 四象限平均降雨率隨時間 (0916 0000-1800UTC) 變化情形。大降雨區由原先在移動方向前緣順時鐘旋轉至右側，在旋轉至移動方向後側。登陸後，第四象限有特大降雨率產生。

Marks (1985) 利用飛機雷達資料分析海上颶風 (Allen) 111 公里範圍內降雨結構發現, 眼牆的降雨率 (11.3 mmh^{-1}) 雖然較其他地區大約 6 倍, 但是總降雨量僅佔 40%, 這是因為眼牆所佔面積相對而言較小的緣故 (寬度僅約 12-15 公里)。同樣的道理, 圖 4a 所計算的內核區平均降雨率 (2.55 mmh^{-1}) 大約是外圍 1 區 (0.93 mmh^{-1}) 的 3 倍, 而外圍 1 區的面積也正好是內核區的 3 倍, 因此計算結果兩個區域所佔比例相當。至於外圍 2 區由於平均降雨率甚低, 降雨總量所佔比例也就相對很小。

圖 4b 為納莉颱風登陸後的降雨分佈, 此時單位時間總降雨量所佔比率內核區, 外圍 1 區, 以及外圍 2 區分別為 68%, 28%, 以及 4%。此一結果顯示內核區在將近 15 小時內總降雨量由 47% 增加到 68%, 增加約 45%。相對的, 外圍 1 區由 50% 減少到 28%, 減少約 44%。這種結果顯示納莉颱風在登陸初期, 強降雨區有往中心集中的現象。內核區降雨增強外圍區降雨減弱的現象, 在海上增強的颱風也有類似的現象 (Rodgers et al. 1994a)。然而, 納莉颱風在登陸後, 強度持續減弱, 因此強降雨朝內核區集中的現象並非納莉颱風強度增強所造成。

為了進一步澄清這種強降雨朝內核區集中和颱風增強的關係, 我們計算從 0916 0000UTC 至 1800UTC 總共 18 小時, 每 6 分鐘一組資料, 內核區, 外圍 1 區, 以及外圍 2 區各區在 300 公里半徑範圍內總降雨量佔有率隨時間變化情形。圖 6 曲線 A 為內核區, 曲線 B 為外圍 1 區, 以及曲線 C 為外圍 2 區。內核區降雨量佔有率由原本 42% 持續增加到 78% 之後再減少為 53%, 而外圍 1 區則是由原本 55% 減少到 18% 再增加為 42%, 外圍 2 區變化則不大, 不過登

陸後有緩慢增加的趨勢。內核區和外圍區除了佔有率互有增減之外, 值得注意下列幾個特徵。在 0916 1300UTC 以前 (也就是登陸前大約 1 個小時), 內核區降雨總量佔有率的增加速率大約是每小時 2%。但是之後的 1 個小時 (1300-1400UTC) 增加速率卻高達 8%, 為之前的 4 倍之多。外圍 1 區降雨總量佔有率的減少速率也有同樣的情形發生, 在登陸期間短短 1 小時, 其佔有率減少更高達 10%。此種內核區降雨總量佔有率暴增而外圍區暴減的現象, 在過去海上增強的颱風研究中並未被提及。合理的推測是此種快速往內核區集中之強降雨量的形成, 可能肇因於颱風內核區接近並登陸初期受陸地和地形影響, 地表粗糙度的增加以及地形爬升所產生的額外氣流輻合結果 (Chen and Yau 2003; Wu et al. 2002)。

另一個值得注意的現象是, 納莉颱風登陸後, 強度雖然持續在減弱中, 由雷達回波所估計的降雨總量不但沒有減少, 且有大量增加的情形 (0916 0000UTC 至 1800UTC 300 公里半徑範圍之平均降雨率由 2.48 增加至 3.88 mmh^{-1} , 增加約 57%)。此一結果和 1998 年侵襲中美洲宏都拉斯造成當地大洪災與土石流死亡人數超過 5000 人的密契颶風 (Mitch, 1998 年 10 月) 非常相似。密契颶風在登陸後停留約兩天, 雖然強度減弱為熱帶風暴 (也就是相當於我們的輕度颱風), 但是大部分的降雨也是登陸後發生的 (Ferraro et al. 1999)。此點說明即使登陸後颱風強度已減弱許多, 但是仍然能夠有效的輻合低層水氣, 尤其是被溫暖海面所環繞的陸地, 宏都拉斯、多明尼加、以及台灣都有慘痛的經驗。因此, 瞭解颱風登陸期間低層氣流結構以及水氣輻合變化特性, 是極為迫切的工作。

Typhoon Nari (0116)

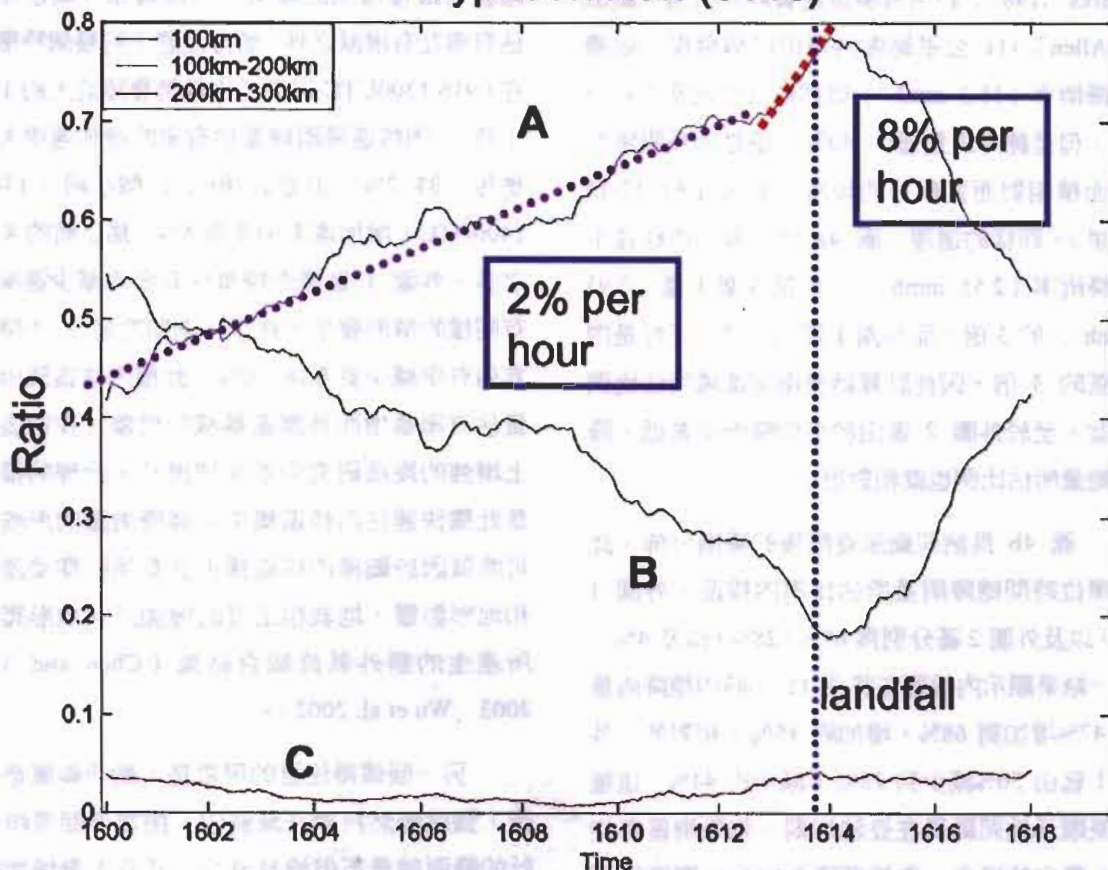


圖 6 納莉颱風登陸前後共 18 小時內核區 (曲線 A)、外圍 1 區 (曲線 B)、以及外圍 2 區 (曲線 C) 降雨總量佔有率分佈之變化。橫軸為時間由 2001 年 9 月 16 日 0000UTC 至 1800UTC，縱軸為佔有率，0.6 表示 60%。

(四) TRMM 衛星觀測結果

納莉颱風登陸後，不但降雨總量有顯著的增加，對流強度也有顯著的變化。圖 7 為 TRMM 衛星降雨雷達觀測納莉颱風登陸前 (0915 0028UTC) 後 (0916 1739UTC) 對流降雨區回波剖面。有關 TRMM 降雨雷達特性以及和地面 NEXRAD 雷達之比較可參考 Schumacher and Houze (2000)。納莉颱風接近和登陸台灣期間，TRMM 正好有幾次通過觀測，本文選擇兩組時間進行分析。首先利用 Steiner et al. (1995) 發

展的對流降雨和層狀降雨分離法區分出對流降雨和層狀降雨區。(註：對流降雨過程和層狀降雨過程有明顯差異，兩者同一回波值所對應之降雨率也有顯著差異。) 將屬於對流降雨區的各層回波資料予以顯示，得到合成之對流降雨區回波垂直剖面。圖中顯示納莉颱風在登陸前近海面 (2 公里) 最大回波值約 42dBZ，登陸後同一高度的回波增強至 50dBZ。若是由降雨強度的觀點，利用五分山雷達使用的 Z-R 關係 $Z = 300R^{1.4}$ ，降雨率的變化從 17.0 增加為 63.4 mmh^{-1} 。除了最大回波值增大之外，整個垂直剖

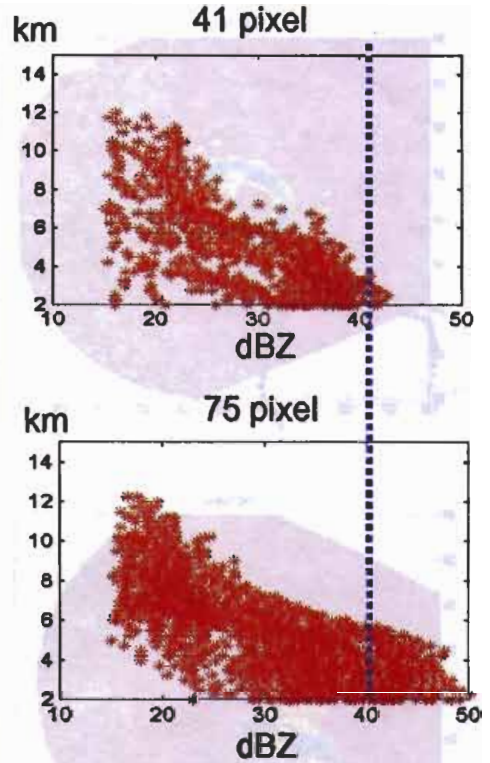
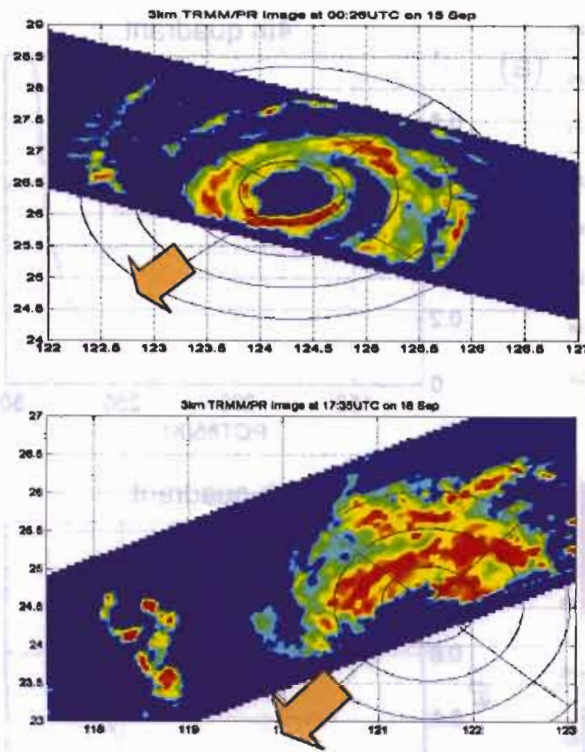


圖 7 納莉颱風登陸前後 TRMM 衛星降雨雷達 (PR) 回波影像以及依颱風移動方向第一象限對流降雨區回波隨高度分佈。(a) 登陸前 2001 年 9 月 15 日 0028UTC，(b) 登陸後 2001 年 9 月 16 日 1739UTC。

面回波分佈在 6 公里以下都有非常明顯的增強，這組資料很明顯看見納莉颱風登陸後對流降雨顯著增強情形。

TRMM 衛星上有多頻道微波成像器，其中 85GHz 對於雨滴大小的冰晶粒子導致的散射相當敏感 (Spencer et al. 1989)。當高層大冰晶粒子增加時，85GHz 微波的亮度溫度會有明顯被抑制的情形，因此可以由微波亮度溫度的變化來量測高對流層大冰晶粒子的變化。不過在使用亮度溫度資料時，仍然需要區別低亮度溫度是因為高層大冰晶粒子散射之故還是因為具有較低發射率的海洋面所造成。Spencer et al. 定義一個極化修正溫度 (Polarization corrected

temperature: PCT)，同時考慮垂直極化和水平極化頻道之 85GHz 微波亮度溫度，修正後的亮度溫度對於降雨區的辨別和種類有很好的鑑別率。當 PCT 落在 250-260K 之間時，降雨率大約為 3 mmh⁻¹ 的中度降雨，當 PCT 低於 225K 時表示可能有積雨雲之對流存在 (降雨率大約為 10 mmh⁻¹ 的強烈降雨)，當 PCT 低於 200K 時，有大量的閃電存在 (Mohr and Zipser 1996)，也就表示有伴隨劇烈深對流降雨系統。因此由 PCT 的分佈，可以估計衛星所監測降雨系統的對流發展強度。圖 8 為 TRMM 85GHz 微波成像器觀測納莉颱風登陸前後 PCT 分佈之變化。在登陸前主要對流區在移動方向的前緣 (PCT 最

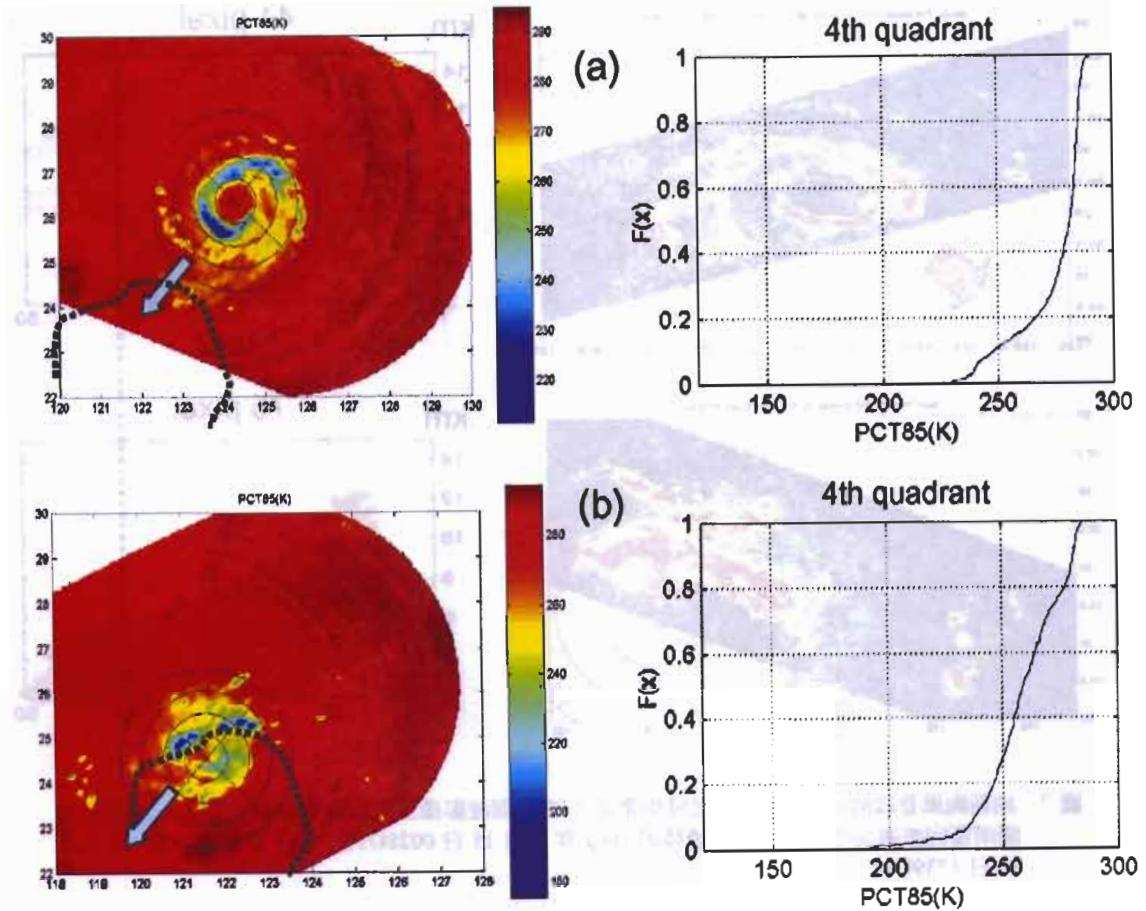


圖 8 納莉颱風登陸前後 TRMM 衛星微波成像器 (TMI) 頻道 85GHz 亮度溫度影像以及依颱風移動方向第四象限極化修正亮度溫度累積頻率分佈。(a) 登陸前 2001 年 9 月 15 日 0028UTC，(b) 登陸後 2001 年 9 月 16 日 1739UTC。點線代表北台灣海岸線。

低值約 220K 左右)，垂直風切方向的左後側，這個結果和五分山雷達分析結果一致。登陸後，主要對流區移至移動方向的右側，PCT 最低值達 180K。雖然發生率不高，僅有大約 1% 左右（移動方向右前象限），但是這個 1% 所在的區域也就是預期將有最顯著降雨的區域。由之後的地面雨量資料以及雷達資料都可以清楚看到這個強降雨的現象。另一方面，由台灣北部有人地面氣象測站資料顯示，納莉颱風登陸後，有明顯之閃電雷聲被觀測到，且持續一段時間。

很明顯的，納莉颱風在登陸階段降雨的特性由原本較弱的對流降雨系統發展成甚為強烈的深對流系統，此種現象不但由地面雷達回波的增強觀測到，也從 TRMM 衛星上的降雨雷達回波以及微波成像器觀測到。登陸颱風雖然環流減弱，但是對流活動增強的現象也曾經在其他地區被觀測過。Geerts et al. (2000) 針對颶風喬治 (Georges) 的觀測就顯示類似的現象，只不過在喬治颶風登陸後深對流是發生在颶風眼經過多明尼加境內高山區 (Cordillera Central

平均海拔達 3000 公尺)，其 89GHz 微波亮度溫度低達 100K，高層垂直速度高達 20 ms^{-1} 。而納莉颱風深對流發展區域卻是在眼牆之外，主要在台灣本島的海岸地區，尤其是北部和西北海岸地區。因此兩者深對流的激發過程是否相似值得進一步探討。

四、不同颱風間降雨結構特徵之比較

由過去的許多研究指出，不同颱風間降雨結構差異甚大，甚至同一個颱風在不同發展階段差異也不小。然而，由於缺乏長效性觀測設備監測颱風，過去以具體量化方式表達颱風降雨特徵並無法有效率進行。自從氣象局建構全省高解析度長距離都卜勒雷達網後，這個工作已經可以有系統的進行，尤其是對登陸的颱風。除了前面所討論的納莉颱風之外，本文選擇了另外三個不同強度不同路徑的侵台颱風進行環狀平均回波比較分析。表一所示為本文所選取的颱風名稱和編號（賀伯 9608，桃芝 0108，納莉 0116，利奇馬 0119）、日期、大約所走路徑、登陸前強度、資料分析時間內平均移動速度、

以及資料分析時間內 200-850hPa 平均垂直風切大小。圖 9 為各颱風環狀平均降雨回波時空變化哈莫圖，縱軸所示為各颱風登陸前的時間，單位為小時，各圖中僅顯示颱風登陸前的變化。賀伯颱風登陸前是一個強烈颱風，眼大且眼牆結實，環流影響範圍大，外圍雨帶很早就影響到台灣本島，其外圍環流經地形抬升所形成的地形雨帶甚為顯著，這些現象在環狀平均回波哈莫圖中都清楚的呈現。眼牆回波強度（35-40dBZ）以及範圍（寬度約 30-40km）在登陸前相當穩定變化不大，登陸前 1 小時眼牆回波強度有顯著加強情形，此一現象在張等（2002）討論賀伯颱風眼牆環流以及回波變化論文中已有特別提及。另一方面值得注意的是，賀伯颱風登陸前 4 個小時，離中心約 90-150 公里範圍有一顯著弱回波區存在，而且相當持續，很類似一般文獻所稱的颱風回波壕溝區（moat）。在此區域回波為相對極小值，經常在此區域外緣有最大降雨區，尤其是當有同心眼牆（concentric eyewall）發生時。由於賀伯颱風沒有同心眼牆現象，因此最大回波也沒有發生在此區的外緣。在 150 公里外有一範圍寬廣的雨帶持續往中心

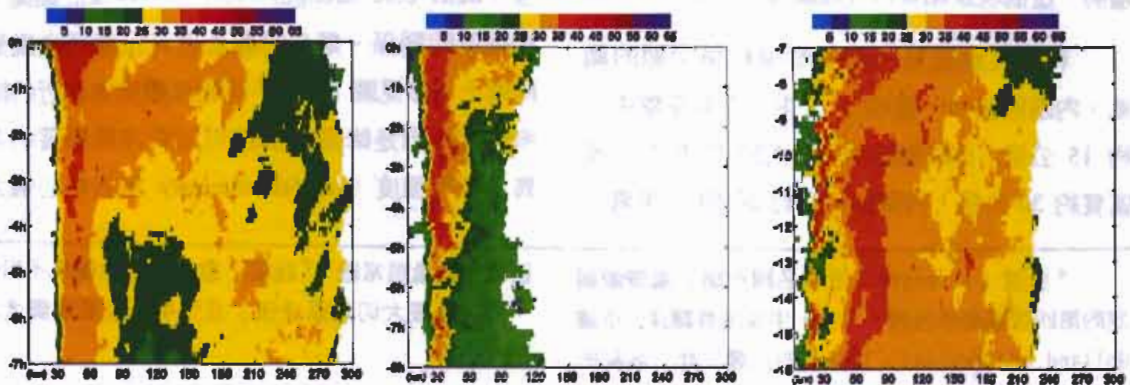


圖 9 不同颱風 4 公里高度環狀平均回波哈莫圖。由左而右分別為賀伯（9608），桃芝（0108），以及利奇馬（0119）颱風。

移近，直到登陸前 2-3 小時，此外圍雨帶才和自眼牆發展出來外移的雨帶逐漸合併，在 120-150 公里區域形成較顯著降雨區。因此若是考慮離海岸較遠賀伯颱風的結構，雖然由切向風環流強度和中心最低海平面氣壓的角度，賀伯颱風是一個強烈颱風，但是從降雨的角度，賀伯颱風本身降雨主要集中在近中心 30-60 公里眼牆內，外圍的雨帶相當稀疏，形成頗大範圍低回波區。反倒是賀伯颱風外圍環流經地形舉升產生的地形雨帶，範圍寬廣且強度甚強。

桃芝颱風環狀平均回波範圍甚小，平均僅 100 公里，大於 30dBZ 之強回波區更僅有 20 公里不到的範圍，不過以強度的觀點，桃芝颱風的環狀平均回波最大值超過 45dBZ，是四個颱風中最大的。這個結果和地面雨量站所觀測到桃芝颱風登陸後降雨情形非常一致，也就是桃芝颱風的降雨相當集中且強度大。根據 JTWC，桃芝颱風在登陸後 2 小時達到最大強度（最大風速每小時 100 海里，最低海平面氣壓 944hPa），因此文中所分析的時段是桃芝颱風還在增強的情形。另外，桃芝颱風回波的範圍在即將登陸前，眼牆有內縮以及外圍回波擴大的趨勢，這個現象和其他登陸颱風相當類似。

利奇馬颱風是一個雙眼牆結構明顯的颱風，內眼牆很窄，寬約 5 公里，內側距離中心約 15 公里，外眼牆範圍大，大於 35dBZ 回波區寬約 30 公里，內側距中心約 50-60 公里處。

由個別時段回波可以看到，利奇馬颱風的內眼牆主要發生在移動方向的左後側，移動方向的右側反倒都是弱回波區，呈現顯著不對稱結構，但是外眼牆卻沒有這種現象存在。本文所分析的時間是利奇馬達到最大強度（最大風速每小時 95 海里，最低海平面氣壓 949hPa）的時段。在即將登陸前，外眼牆減弱，內眼牆外擴並取代外眼牆，形成單一的眼牆結構。值得注意的是，此時颱風強度快速減弱，颱風眼有急速擴大趨勢。利奇馬颱風在即將登陸前快速的減弱，因此登陸後所帶來的降雨也較預期的要少很多，從雷達回波的角度，這個現象在登陸前大約 8-9 小時就可以見到端倪。

Merrill (1984) 最早提出壯度^f (strength) 的概念，他發現幾乎相同強度 (intensity) 的颱風（一般強度指的是最大風速或者是最低海平面氣壓而言），最大風速半徑外某一環區平均風速 (壯度的定義) 經常有很大的不同。Weatherford and Gray (1988a&b) 利用飛機所觀測資料，討論不同強度颱風和外核壯度 (outer core strength: OCS, 1-2.5°, 111-278km 範圍) 的關係，Croxford and Barnes (2002) 則討論內核壯度 (inner core strength: ICS, 65-140km 範圍) 和強度的關係。類似的概念也可以應用在颱風降雨上 (參見圖 10)。不同颱風雖然有相近的降雨強度，但是降雨結構卻可以有非常顯著的差異。降雨強度 (rainfall intensity 指近中心最大

^f 壯度 (strength) 這個名詞在國立編譯館編定的第四版氣象學名詞 (1998) 中並沒有翻譯。依據 Holland and Merrill (1984) 的定義，此一名詞的意義在表示最大切向風速半徑之外，某一環狀區域內平均切向風速數值的大小。假如颱風的結構類似一個阮肯渦旋 (Rainkine vortex)，則最大風速半徑外的切向速度和半徑成反比 (constant/r)，也就是此一

區域角動量為常數。^g 壯度」愈大，表示颱風不但強 (指的是最大切向風速值) 且強風所及範圍廣大之意。

此一構想並不新奇，Lonfat et al. (2004) 已經利用 TRMM 衛星 TMI 資料進行全球各大海域熱帶氣旋降雨特性綜合整理分析，並據此發展出各海域熱帶氣旋降雨之氣候統計模式。

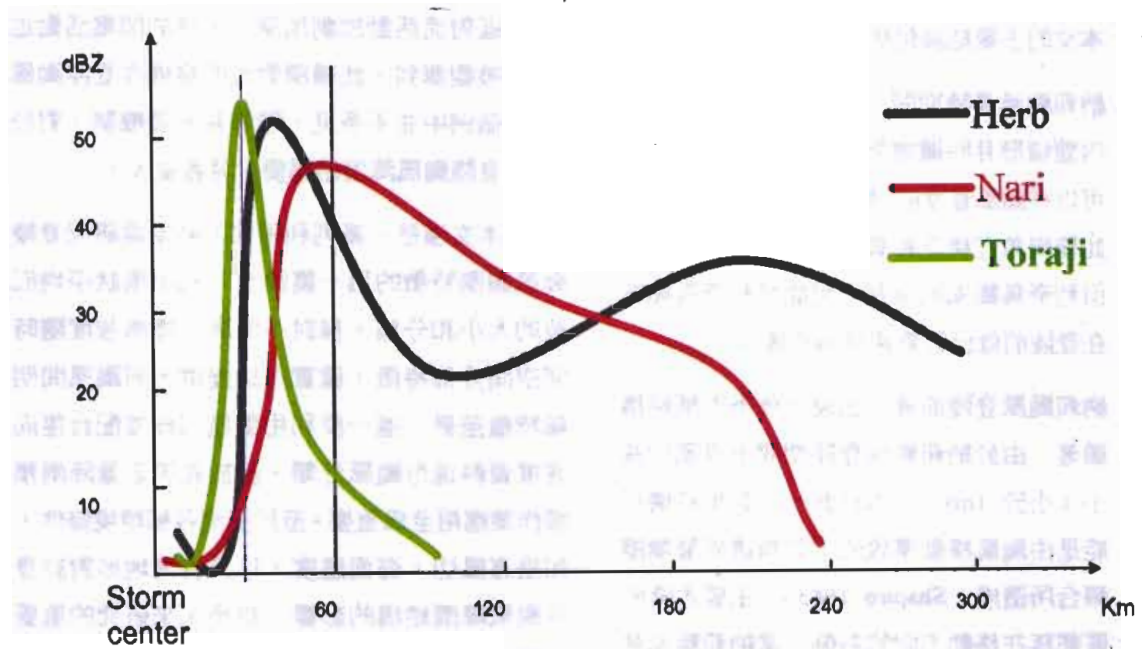


圖 10 不同強度颱風軸對稱平均回波分佈示意圖。三個颱風的降雨強度 (rainfall intensity) 接近，但是降雨壯度 (rainfall strength) 確有很大差異。

環狀平均回波) 相同的颱風，其降雨壯度 (rainfall strength 指最大環狀平均回波半徑外某一環區平均回波值) 可以有相當大的差異。納入個別颱風降雨結構特性，區分不同颱風降雨強度和降雨壯度的特徵，應可以有效改進現有颱風降雨氣候模式的表現⁺。

五、結 論

過去許多研究指出侵台颱風降雨和颱風路徑有明顯相關 (俞 1970; 魏等 1971; 王等 1985; 林與徐 1988; 許 1991; 陳等 1993; 謝等 2000)，並據此發展出颱風降雨氣候預報模式。利用歷史資料，依據颱風中心所在位置統計各氣象測站降雨數據，發展出簡易颱風降雨氣候預報方法，對於侵台颱風降雨量的預估已有不錯的基礎 (Chang et al. 1993)。但是對於颱風降雨的強

度、延時、以及影響範圍尚有很大改進的空間。侵台颱風個別降雨結構的特徵以及登陸前和登陸期間降雨特性的變化，在過去大量使用氣候統計模式時是較少被強調的。中央氣象局 2001 年剛建置完成的長距離高解析度都卜勒雷達，有系統收集的降雨回波資料，提供了難得的機會，得以進行過去無法深入探討的問題。由不同颱風環狀平均回波哈莫圖可以清楚看出，不同颱風不僅瞬間之雷達回波在空間分佈的特徵上有相當大的差異，即使同一颱風在登陸前後，也有很大的差異。本文首先利用地基都卜勒雷達回波配合 TRMM 衛星降雨雷達和微波成像器資料，探討納莉颱風登陸前後降雨分佈和強度變化特性。之後使用環狀平均回波哈莫圖，說明不同颱風降雨強度和降雨壯度的差異以及對登陸颱風定量降雨預報的含意。

本文的主要結論包括以下幾點：

1. 納莉颱風登陸期間，眼牆強回波區不但有內縮情形且明顯增強，此種內縮增強現象可以在颱風登陸前 4-5 小時就被偵測到。此種現象在桃芝和賀伯颱風也被觀測到，但利奇馬颱風則沒有，可能是利奇馬颱風在登陸前就已經急速減弱的緣故。
2. 納莉颱風登陸前降雨回波分佈不對稱結構顯著，由於納莉颱風登陸期間垂直風切甚小（小於 1ms^{-1} ），因此此一不對稱結構可能是由颱風移動導致的不對稱邊界層摩擦輻合所造成（Shapiro 1983），主要大降雨區都落在移動方向的右側。當納莉颱風登陸後降雨分佈產生明顯變化，主要大降雨區移至運動方向的右後側，可能與移動速度改變以及台灣地形和颱風環流交互作用有關。確切的過程，需要藉助高解析度數值模擬實驗予以澄清。
3. 納莉颱風降雨範圍大約 200 公里半徑寬，在登陸前內核區和外圍區降雨總量約各佔 50%。而登陸期間內核區（外圍區）佔有率快速增加（減少），此一結果和眼牆強回波區急速內縮且增強之觀測結果相當一致。
4. 納莉颱風登陸後強度雖然快速減弱，但是由雷達回波所估計的降雨總量不但沒有減少且有大幅增加情形（約 50% 增加率）。此一結果顯示颱風登陸後雖已減弱，但若是環境條件有利（譬如鄰近海表面溫度甚高），降雨量可能不減反增，這種現象有必要進一步深入瞭解。
5. TRMM 資料顯示納莉颱風登陸後，局部地

區對流活動加劇加深，大量的閃電活動也被觀測到，此種深對流的發展在登陸颱風個例中並不多見，瞭解其激發機制，對於登陸颱風降雨結構變化意義重大。

本文僅是一系列利用都卜勒雷達研究登陸颱風觀測特徵的第一篇論文。利用環狀平均回波的大小和分佈，探討不同颱風降雨強度隨時間空間分佈特徵，確實可以提供不同颱風間明顯特徵差異。進一步利用雷達回波並配合徑向速度資料進行颱風分類，對於颱風定量降雨預報作業應用至為重要。至於釐清各種環境條件，如垂直風切、海面溫度、以及台灣地形對於登陸颱風降雨結構的影響，也是未來研究的重要主題。

致 謝

本文在國科會專題研究計畫 NSC-91-2111-M-002-023-AP4、交通部中央氣象局專題研究計畫 MOTC-CWB-92-2M-03、以及中華發展基金會資助下完成。感謝助理陳珮瑤與廖育英小姐在打字編排和製圖上的協助。

參考文獻

- 王時鼎、陳泰然、謝信良，1985：台灣颱風降雨特性及其預報研究（二），行政院國家科學委員會防災科技研究報告，73-47 號，100 頁。
- 李清勝、蔡德攸，1995：利用 CAA 都卜勒雷達資料分析四個侵台颱風伴隨雨帶之特徵。大氣科學，23，209-235。
- 周仲島，2001：台灣天氣研究計畫與綠島中尺度實驗簡介。科學發展月刊，29，568-578。
- 林雨我、徐晉淮，1988：侵襲台灣颱風之分析研究。氣象學報，34，4，196-215。
- 許皓淳，1991：雷達回波資料應用於颱風結構分析研究。氣象學報，37，128-146。

- 俞家忠, 1970: 颱風侵襲下台灣各地雨量及台北盆地水災之初步分析。氣象預報與分析, **45**, 1-22。
- 陳泰然、李清勝、王時鼎、紀水上、周仲島, 1993: 豪雨預報技術改進之研究—颱風部分研究計畫。交通部中央氣象局 82 年度委託研究計畫報告, CWB82-2M-10。
- 張保亮、周仲島、李文兆, 2002: 賀伯颱風(1996)中尺度分析: 第一部份: 眼牆環流結構。大氣科學, **30**, 201-216。
- 謝信良、王時鼎、鄭明典、葉天降、丘台光, 2000: 建立台灣地區颱風預報輔助系統之研究(第三階段之二)。中央氣象局專題研究報告 CWB88-1M-01, 449 頁。
- 魏元恆、謝信良、林民生, 1971: 颱風特性與台灣雨量之研究。氣象學報, **17**(3), 1-17。
- Adler, R. F., and E. D. Rodgers, 1977: Satellite-observed latent heat release in a tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 956-963.
- Banta, R. M., 1990: The role of mountain flows on making clouds. Atmospheric Processes over Complex Terrain, Meteorological Monograph, Vol.23, Amer. Meteor. Soc., 229-284.
- Black, P. G., H. V. Senn, and C. L. Coutright, 1972: Airborne radar observations of eye configuration changes, bright band distribution and precipitation tilt during the 1969 multiple seeding experiments in hurricane Debbie. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 208-217.
- Blackwell, K. G., 2002: The evolution of hurricane Danny (1997) at landfall: Doppler-observed eyewall replacement, vortex contraction/intensification, and low-level wind maxima. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 4002-4016.
- Burpee, R. W., and M. L., Black, 1989: Temporal and spatial variations of rainfall near the centers of two tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2204-2218.
- Cecil, D. J., and E. J. Zipser, 1999: Relationship between tropical cyclone intensity and satellite-based indicators of inner core convection: 85GHz ice-scattering signature and lightning. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 103-123.
- Chang, C. P., T. C. Yeh, and J. M. Chen, 1993: Effects of Terrain on the Surface Structure of Typhoons over Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 734-752.
- Chen, Y. and M. K. Yau, 2003: Asymmetric structures in simulated landfalling hurricane. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 2294-2312.
- Corbosiero, K. and J. Molinari, 2002: The effect of vertical wind shear on the distribution of convection in tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2110-2123.
- Corbosiero, K. and J. Molinari, 2003: The relationship between storm motion, vertical wind shear, and convective asymmetries in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 366-376.
- Croxford, M. and G. M. Barnes, 2002: Inner core strength of Atlantic tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 127-138.
- 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, Trans. Amer. Geophys. Union*, **80**, 505-514.
- Frank, W. M., 1977: The structure and energetics of the tropical cyclone. Part I: Storm structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1119-1135.
- Geerts, B., G. M. Heymsfield, L. Tian, J. B. Halverson, A. Guillory, and M. I. Mejia, 2000: Hurricane Georges's landfall in the Dominican Republic: Detailed airborne Doppler radar imagery. *Bull. Ame. Meteor. Soc.*, **81**, 999-1018.
- 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.
- Holland, G. J., and R. T. Merrill, 1984: On the dynamics of tropical cyclone structural changes. *Q. J. Royal Meteor. Soc.*, **110**, 723-745.
- Jorgensen, D. P., 1984a: Mesoscale and convective-scale structure of mature hurricanes. Part I: General observations by research aircraft. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1268-1285.

- Jorgensen, D. P., 1984b: Mesoscale and convective-scale structure of mature hurricanes. Part II: Inner core structure of hurricane Allen (1980). *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1287-1311.
- Kummerow, C., and 23 coauthors, 2000: The status of the Tropical Rain Measuring Mission (TRMM) after 2 years in orbit. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1965-1982.
- Lonfat, M., F. D. Marks, Jr., and S.-S. Chen, 2004: Precipitation Distribution in Tropical Cyclones Using the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Microwave Imager: A Global Perspective. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1645-1660.
- Marks, Jr. F. D., 1985: Evolution of the structure of precipitation in hurricane Allen (1980). *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 909-930.
- Marks, Jr. F. D., R. A., Houze Jr., and J. F. Gamache, 1992: Dual-aircraft investigation of the inner core of hurricane Norbert. Part I: Kinematic structure. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 919-942.
- Marshall, J. M. and W. M., Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165-166.
- Merrill, R. T., 1984: A comparison of large and small tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1408-1418.
- Mohr, K. I., and E. J. Zipser, 1996: Mesoscale convective systems defined by their 85GHz ice scattering signature: Size and intensity comparison over tropical oceans and continents. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2417-2437.
- Parish, J. R., R. W. Burpee, F. D. Marks, Jr., and R. Grebe, 1982: Rainfall pattern observed by digitized radar during the landfall of hurricane Frederic (1979). *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1933-1944.
- Rodgers, E. B., and R. F. Adler, 1981: Tropical cyclone rainfall characteristics as determined from satellite passive microwave radiometer. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 506-521.
- Rodgers, E. B., S. W. Chang, and H. F. Pierce, 1994a: A satellite observational and numerical study of precipitation characteristics in western north Atlantic tropical cyclones. *J. Appl. Meteor.*, **33**, 129-139.
- Rodgers, E. B., J.-J. Baik, and H. F. Pierce, 1994b: The environmental influence on tropical cyclone precipitation. *J. Appl. Meteor.*, **33**, 573-593.
- Schumacher, C., and R. A. Houze Jr., 2000: Comparison of radar data from the TRMM satellite and Kwajalein oceanic validation site. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2151-2164.
- Shapiro, L. J., 1983: Asymmetric boundary layer flow under a translating hurricane. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1984-1998.
- Spencer, R. W., H. M. Goodman, and R. E. Hood, 1989: Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: Identification and characteristics of the scattering signal. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **6**, 254-273.
- Steiner, M., R. A. Houze Jr., and S. E. Yuter, 1995: Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1978-2007.
- Stewart, S. R., and S. W., Lyons, 1996: A WSR-88D radar view of tropical cyclone Ed. *Wea. Forecasting*, **11**, 115-135.
- Weatherford C. L., and W. M. Gray, 1988a: Typhoon structure as revealed by aircraft reconnaissance. Part I: Data analysis and climatology. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1032-1043.
- Weatherford C. L., and W. M. Gray, 1988b: Typhoon structure as revealed by aircraft reconnaissance. Part II: Structural variability. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1044-1056.
- Willoughby, H. E., J. Clos, and M. Shoribah, 1982: Concentric eyewalls, secondary wind maxima and the evolution of the hurricane vortex. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 395-411.
- Willoughby, H. E., F. D. Marks, and R. J. Feinberg, 1984: Stationary and moving convective bands in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3189-3211.
- Wu, C. C., T. H. Yen, Y. H. Kuo, and Y. Wang, 2002: Rainfall simulation associated with typhoon Herb (1996) near Taiwan. Part I: The topographic effect. *Wea. Forecasting*, **17**, 1001-1015.

Radar Observations of Precipitation Structure of Landfall Typhoons in the Taiwan Area

Ben Jong-Dao Jou Chien-Wen Yen Kun Zhao

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 03 February 2004 ; in final form 14 July 2004)

ABSTRACT

The Doppler weather radar network of Taiwan has been completed in 2001 by Central Weather Bureau. The reflectivity and radial velocity data collected by this network provides an unprecedented opportunity to study the precipitation structure and kinematic motion field of the mesoscale precipitation systems in the Taiwan area. In this study, the reflectivity data observed by Wu-Feng-San radar located at Re-Fang (Northern Taiwan) has been analyzed to reveal the temporal and spatial variations of rainfall structure of typhoon Nari (0116) before and after it made landfall. TRMM PR and TMI data were also used to indicate the occurrence of severe convective activity during the landfall period of Nari.

The results showed that in a weakly shear environment, the rainfall distribution of Nari while still far from landmass can be attributed to the influence of translating motion. The maximum rainfall intensity was found to locate at the right front quadrant. As the storm approached the island, possibly due to differential friction and terrain lifting, the maximum rainfall intensity shifted to the rear half of the storm. From the annular mean rainfall rate analysis, it is found the rainfall rates in the inner core (in the radius range of 100 km) of the storm just before landfall increased more than 50% compared to that 6 hours before landfall. This result indicates that Taiwan topography plays an important role on enhancement of the rainfall just prior to the storm made landfall.

From different cases study, it has been shown that different typhoons may possess similar rainfall intensity, however, quite different rainfall strength. This difference is important to the determination of the duration and the possible affected area of the storm and should be emphasized in developing the quantitative precipitation forecasting techniques for landfall typhoons.

Key words: Typhoon rainfall, Radar reflectivity, Rainfall intensity, Rainfall strength, Quantitative precipitation forecasting

Corresponding author: Ben Jong-Dao Jou, Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University, jou@webmail.as.ntu.edu.tw