

侵台颱風過山期間雨帶重建之初步研究

李清勝^{1,2} 鄭光浩¹ 陳柏孚¹ 謝宜桓¹ 鄧旭峰¹

¹國立台灣大學大氣科學系

²國家實驗研究院台灣颱風洪水研究中心

(中華民國一〇三年十月七日收稿；中華民國一〇四年一月二十日定稿)

摘 要

本研究利用中央氣象局之雷達回波合成圖，針對 2005~2010 年之 13 個西行且登陸台灣的颱風，以客觀方法計算選定強回波值面積在颱風內核區之比例，選取強回波（大於 30 dBZ）比例在過山前後期間有減弱後再度增加者為雨帶重建個案；除分析雨帶重建颱風之綜觀特徵外，亦利用中尺度數值模式(WRF)模擬凡那比颱風(2010)侵台期間之雨帶重建過程，探討對流之變化及導致雨帶重建的原因。分析結果顯示，大部分雨帶重建颱風在接近台灣時尚處於增強階段，但未重建者則均處於減弱階段。此外，雨帶重建之颱風在侵台期間的平均移速較無重建者緩慢，尤其在颱風過山期間之差異最為明顯。利用 NCEP-FNL 全球網格資料分析顯示，雨帶重建個案傾向發生在有較強之西南風、或西南風較弱但具有較強垂直風切的环境。

分析模擬結果顯示，在凡那比颱風過山後雨帶重建過程中，西南氣流所夾帶之水氣以氣旋式方向繞過颱風中心，由颱風中心西側的北風環流攜入重建雨帶區，並與低相當位溫之環境沉降空氣在海峽南部會合，形成類似鋒面的結構。輻合區對流受偏北垂直風切影響，隨高度向南方傾斜，形成後方入流且伴隨前方層狀降水區(rear-fed leading stratiform)之中尺度對流系統結構特徵，而有利對流胞之持續形成，最終重新發展為有組織的雨帶結構。

關鍵字：颱風、雨帶重建、WRF、凡那比颱風(2010)

一、前言

台灣地區每年均遭受颱風侵襲而造成嚴重災害損失，尤其是雨帶所伴隨之持續性豪雨所造成的災害更是值得注意。颱風伴隨的雨帶可分為主要雨帶 (principal rainband) 和外圍雨帶 (outer rainband) (Willoughby et al., 1984)；最近的研究更顯示，西北太平洋的颱風可能因與環境的交互作用而產生外圍 MCS 或遠距雨帶，而導致持續性的降雨(Lee et al., 2012)。

過去關於颱風雨帶的研究頗多，早年 Barnes et al. (1983)分析飛機穿越 Hurricane Floyd (1981) 雨帶之觀測結果顯示，邊界層內流之高相當位溫空氣於雨帶內受上衝流舉升，之後轉為徑向外流離開；中層環境較低相當位溫之空氣，則被雨帶下衝流帶至邊界層並流向颶風中心。他們的分析同時顯示，對流胞的強回波值區外圍會環繞較弱回波值之層狀降水區，並於融化層出現亮帶 (bright band) (Ryde, 1946)；之後的飛機穿越 Hurricane Josephine (1984)及 Earl (1986)的觀測資料中，亦顯示相似結構特徵(Powell, 1990a, b)。Houze et al. (2006)利用 2005 年 RAINEX (Hurricane Rainband and Intensity Change Experiment)計畫期間之機載都卜勒雷達 ELDORA(Electra Doppler radar)資料，分析 Hurricane Katrina (2005)及 Rita (2005)之雨帶結構；結果顯示此兩颱風之雨帶結構與 Barnes et al. (1983)及 Powell (1990a, b)所提出者相似。

除回波和對流特徵外，近年的研究顯示雨帶似有可能伴隨噴流之存在。Samsury and Zipser (1995)分析飛機觀測資料顯示，部分雨帶伴隨沿著雨帶軸線方向之水平風速極值 (secondary horizontal wind maximum, SHWM)；Hence and

Houze (2008)的分析結果亦顯示，Hurricane Katrina (2005)及 Rita (2005)的主要雨帶具此種噴流結構特徵。Hence and Houze 並未探討 SHWM 之初形成原因，但提出 SHWM 的維持機制；他們認為沿雨帶之噴流可能與中尺度流場有關，由於噴流下方的垂直風切 ($\partial v/\partial z > 0$, v 為切向風速) 伴隨有指向中心的水平渦度，當噴流下方指向中心之徑向內流轉為垂直上升時，會將水平渦度扭轉為垂直渦度，藉由垂直平流作用傳輸之渦度在上衝流減弱後會於中層累積，進而加速雨帶內部之噴流。

除了雨帶結構可能影響颱風伴隨的降雨外，環境垂直風切對颱風的降雨分布亦扮演重要角色。Corbosiero and Molinari (2002, 2003)分析 35 個大西洋颶風內的閃電分布顯示，距颶風中心 100 公里以內的內核區，閃電主要集中於環境垂直風切之下風切左側之位置；而距中心 100~300 公里的外圍雨帶，閃電則集中在環境垂直風切的下風切右側區域。後續研究亦顯示，颶風中之最大降雨率較常發生於下風切左側的位置(Chen et al., 2006; Ueno, 2007)；隨著垂直風切的增強，降雨分布的不對稱性亦增大(Wingo and Cecil, 2010)。

對台灣而言，颱風侵台期間的降雨分布與雨帶之強弱和移動關係密切；受台灣地形影響，侵台颱風伴隨的雨帶常受到嚴重破壞，但部分颱風之雨帶則有再重建的情形。對西行侵台颱風而言，若中心通過中央山脈後雨帶出現重建過程，則很可能於西半部平原區導致嚴重降雨災情；例如 2010 年 9 月侵台的凡那比(Fanapi)颱風，其中心過山後伴隨雨帶重建過程，除西南部山區受地形舉升的豪雨外，其重建之雨帶在西南部平原地區帶來劇烈降雨，造成台南、高雄及屏東等地嚴重

淹水災情。過去雖有頗多侵台颱風降雨的研究，但探討過山後颱風環流或對流結構重新建立的研究(Chou et al., 2011)相對較少。雖然中南部平原地區的豪雨可因颱風環流與外圍西南氣流的作用所導致(Chien et al., 2008, Lee et al., 2008)，但西行颱風過山後雨帶是否重建，與西半部平地豪雨的發生有更直接的關聯。此外，過去對颱風雨帶之研究，大多係針對結構較完整之海上颱風，故本研究將針對近年西行侵台颱風進行較系統性的分析，探討颱風過山後內核區(inner-core)之雨帶重建過程；分析重點包含此類型個案的綜觀環境與運動特徵，並利用 WRF 數值模式模擬凡那比之侵台過程，探討颱風雨帶之重建機制。

本研究共分為五節，第二節將說明本研究客觀挑選雨帶重建颱風個案之過程與結果，第三節分析颱風雨帶重建個案之綜觀環境與運動特徵，並與未重建者比較；第四節則針對凡那比(2010)颱風進行數值模擬分析，探討雨帶重建過程，第五節為討論與結論。

二、過山後雨帶重建西行侵台颱風之個案之挑選與結果

為分析西行過中央山脈後雨帶重新組織之颱風的特徵，首先針對 2005~2010 之西行侵台颱風，利用客觀方法選取其中伴隨雨帶重建之個案。為使選取的颱風個案具代表性，先剔除中心離開台灣陸地後在台灣海峽轉向東北遠離或登陸台灣後減弱為熱帶低壓的颱風；前者常在海峽北部時受高空槽線影響而轉向，並易受槽線影響使雨帶重建機制較為複雜，後者則因缺少減弱後之路徑定位資料而無法進行颱風中心分析。其次，利用中央氣象局侵台颱風資料庫所提供之台灣地區逐時最大雷達回波合成圖，撰寫程式客觀讀取 GIF

點陣圖中每像數(pixels)點之最大回波值；此雷達合成回波圖使用藍伯特投影法，圖像中心為 24°N、121°E，在經向和緯向上分別有 52 和 47~49 個像素，水平解析度約 0.02° (~2.2 公里)。圖像色階代表回波強度，範圍為 0~65 dBZ，間距為 5 dBZ，65 dBZ 以上則為白色色階。圖中經緯線、海岸線及縣市界使用白色線條，與 65 dBZ 以上的色階相同；但因回波強度達 65 dBZ 以上者甚少，故計算各色階像素數日時將白色像素視為無效值。由於圖像中各個回波強度使用的顏色互相獨立，故可藉由程式取得點陣圖中各像素的紅色、綠色及藍色值 (RGB 值)，進而獲得該像素對應的回波值強度。

分析時根據中央氣象局提供的三小時颱風最佳路徑，將颱風中心位置內插至逐時位置。為客觀判斷颱風是否過山，以 25.0°N、121.5°E 與 22.0°N、120.5°E 兩點間的連線代表中央山脈脊線，並以中心通過脊線後的第一筆定位資料時間為過山後第 0 小時。在決定颱風之內核區範圍時，參考 Lee et al. (2010)利用 QuikSCAT 海表面風場資料所分析的颱風暴風半徑；他們的統計結果顯示，西北太平洋中等大小的熱帶風暴之平均 15 ms⁻¹ 風速半徑為 1.1°~1.8°，故本研究取其中間值半徑 (或 1.5°) 做為颱風內核區的半徑，計算颱風內核區不同強度回波值的像素數目 (以 5 dBZ 為間距)，以及該像素數目佔內核區有效像素數目值之百分比。

由於不同颱風在侵台期間之移速均不同，故針對颱風經過山脈脊線東側 2°至西側 2° (即 25.0°N、123.5°E 與 22.0°N、122.5°E 至 25.0°N、119.5°E 與 22.0°N、118.5°E) 期間的位置，相對颱風中心位於脊線時之緯向距離進行標準化，獲得所有個案在相對於中央山脈脊線不同標準化距

離時的對流強度（不同個案之時間間距很可能不同）。為求客觀，本研究將颱風過山後，內核區回波值在 30 dBZ 以上之像數比例有明顯增加趨勢者、定義為有內核雨帶重建之颱風；再者，由於雨帶可能位於山坡、平地、岸邊或離岸近海等，而其激發與發展機制可能皆有不同，為求客觀分析結果之合理性，本研究將再以主觀方式審視中央氣象局雷達回波圖之變化，確認前述方式獲得之對流重新增強為颱風螺旋內核雨帶所貢獻 (Jorgensen and Willis, 1982; Barnes et al., 1983; Barnes and Stossmeister, 1986)。

根據前述方法，分析 2005~2010 年間 13 個西行之侵台颱風；結果顯示，內核雨帶有重建的颱風有 6 個，分別為龍王(2005)、碧利斯(2006)、卡玫基(2008)、鳳凰(2008)、莫拉克(2009)及凡那比(2010)；不符合內核雨帶重建定義之颱風有 7 個，分別為海棠(2005)、泰利(2005)、凱米(2006)、寶發(2006)、帕布(2007)、聖帕(2007)及柯羅莎(2007)。表 1 列出此 13 個颱風之重要資訊；其中 2008 和 2010 年的 3 個西行侵台颱風，皆有雨帶重建情形。

三、雨帶重建個案之特徵及環境條件分析

分析每個個案之雷達回波圖顯示，過山後內核區之雨帶重建現象主要發生在颱風之偏南側；以凡那比颱風(2010)為例(圖 1a)，其 1.5°半徑內之南半象限 30dBZ、35dBZ 及 40dBZ 以上回波像素比例，在颱風過山後皆有增加趨勢，而 40dBZ 以上回波像素比例變化量尤為明顯。雷達回波圖示(圖 2a 與 2b) 顯示凡那比颱風(2010)過山後，颱風內核區雨帶快速發展且相當活躍。圖 1b 顯示 6 個雨帶重建與 7 個未重建颱風、1.5°半徑內之南

半象限強回波(回波值大於等於 30 dBZ) 像數比例變化量(相對於通過中央山脈脊線時之比例)之時序圖。圖中顯示，大部分重建個案於中心過山後，內核區南側之強回波比例，於西行至 1°前有明顯增加；而大部分未重建個案於過山後，強回波比例呈現持續下降情形。值得一提的是，碧利斯(2006, 圖 2c 與 2d) 與莫拉克(2009)兩個雨帶重建個案，雖在過山後內核強回波比例有增加趨勢，但其外圍亦有長生命期中尺度對流系統發展(Lee et al. 2012)。以凡那比颱風(雨帶重建，過山時之強回波比例約占 83%) 與聖帕颱風(雨帶未重建，過山時之強回波比例約占 64%) 為例，凡那比颱風由 -2°位置(即山脈脊線東方 2°)西行至 -0.5°時，內核區南半象限強回波區佔總面積的比例約佔內核區之 68%；但在 -0.5°~0.0°期間，此比例顯著增加 20% 以上，佔內核區之 80% 以上、並維持至移動到 0.75°時(圖 1, 紅色實線)，雷達回波圖(圖 2b) 中亦顯示此南側雨帶之重建現象。對聖帕颱風而言，當其中心位於 0.0°~1.0°時持續減少，強回波區約佔總面積的 60% 以下(圖 1b, 灰色虛線)，雷達回波圖(圖 2f) 顯示，聖帕颱風過山後並未出現雨帶重建之現象。

上述分析顯示，本研究所指之颱風過山後的雨帶重建，主要係發生於近中心之南側，使強降雨區亦偏重於系統之南側。此外，過去研究亦指出(Wingo and Cecil, 2010)，熱帶氣旋內核區之強降雨區會往深層風切(200~850 hPa)的左側偏移，降雨率亦隨風切增強而變大；因此本研究亦計算颱風中心過山後 0~18 小時(雨帶重組時段)之垂直風切，計算時取半徑 2~6°之平均值，且除 200~850 hPa 垂直風切外，亦計算中低層(500~850 hPa)垂直風切。分析時，使用美國國家環境預報中心(National Centers for Environment Prediction,

表 1 本研究之颱風個案。(資料來源：中央氣象局)

颱風名稱	年份	近台最大 風速(ms^{-1})	陸上警報時間 (UTC)	登陸地點	中心過山 時間(UTC)	雨帶 重建
龍王(Longwang)	2005	51	09302130~ 10030030	花蓮豐濱	10012300	有
卡玫基(Kalmaegi)	2008	33	07161830~ 07181230	宜蘭南部	07171800	有
鳳凰(Fung-Wong)	2008	43	07261830~ 07290330	台東長濱	07280200	有
凡那比(Fanapi)	2010	45	09172130~ 09200630	花蓮豐濱	09190400	有
碧利斯(Bilis)	2006	25	07120030~ 07141830	宜蘭頭城	07131700	有 (外圍)
莫拉克(Morakot)	2009	40	08060030~ 08092130	花蓮市	08080200	有 (外圍)
海棠(Haitang)	2005	55	07161530~ 07191830	宜蘭東澳	07181000	無
泰利(Talim)	2005	53	08301230~ 09011530	立霧溪口	08312300	無
凱米(Kaemi)	2006	38	07231530~ 07251830	台東成功	07241900	無
寶發(Bopha)	2006	23	08080630~ 08090330	台東成功	08082200	無
帕布(Pabuk)	2007	28	08062130~ 08080330	恆春半島	08071900	無
聖帕(Sepat)	2007	53	08161230~ 08190630	秀姑巒溪口	08180000	無
柯羅莎(Krosa)	2007	51	10042130~ 10071230	宜蘭三貂角	10061700	無

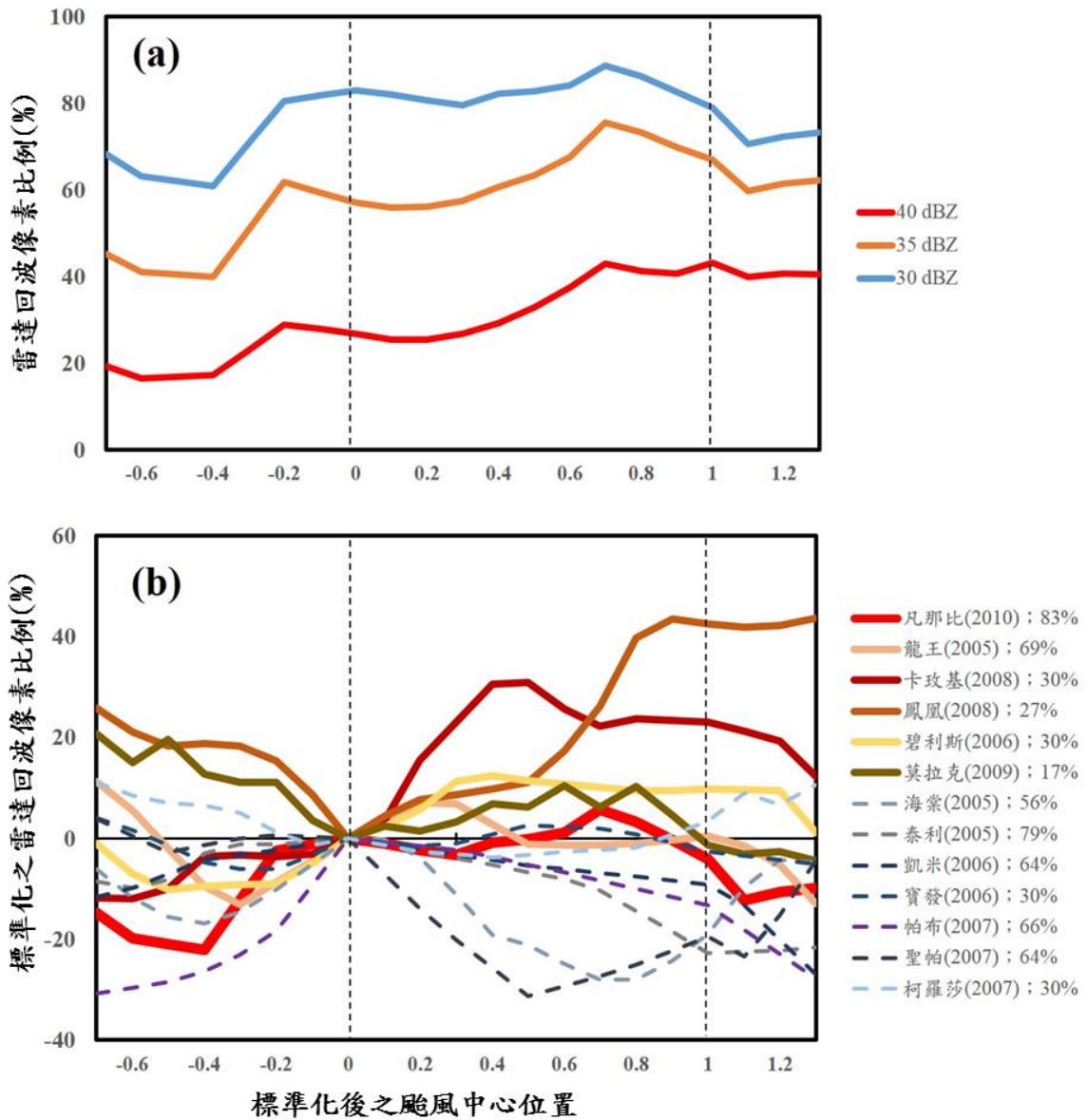


圖 1 (a) 凡那比(2010)侵台期間，南半象限半徑 1.5° 內回波值大於 30 dBZ、35 dBZ 與 40 dBZ 之像素比例變化圖。(b) 2005~2010 年間 13 個西行之侵台颱風 (6 個伴隨雨帶重建個案，暖色系實線；及 7 個未伴隨雨帶重建個案，冷色系虛線)，侵台期間南半象限半徑 1.5° 內回波值大於 30 dBZ 之標準化像素比例變化圖 (相對於通過中央山脈脊線時之比例，標示於個案名稱後方)。圖中橫軸為標準化後之颱風中心位置 (對應於山脈東側 200 公里至西側 200 公里區間)，中心過山前為負值、過山後則為正值。

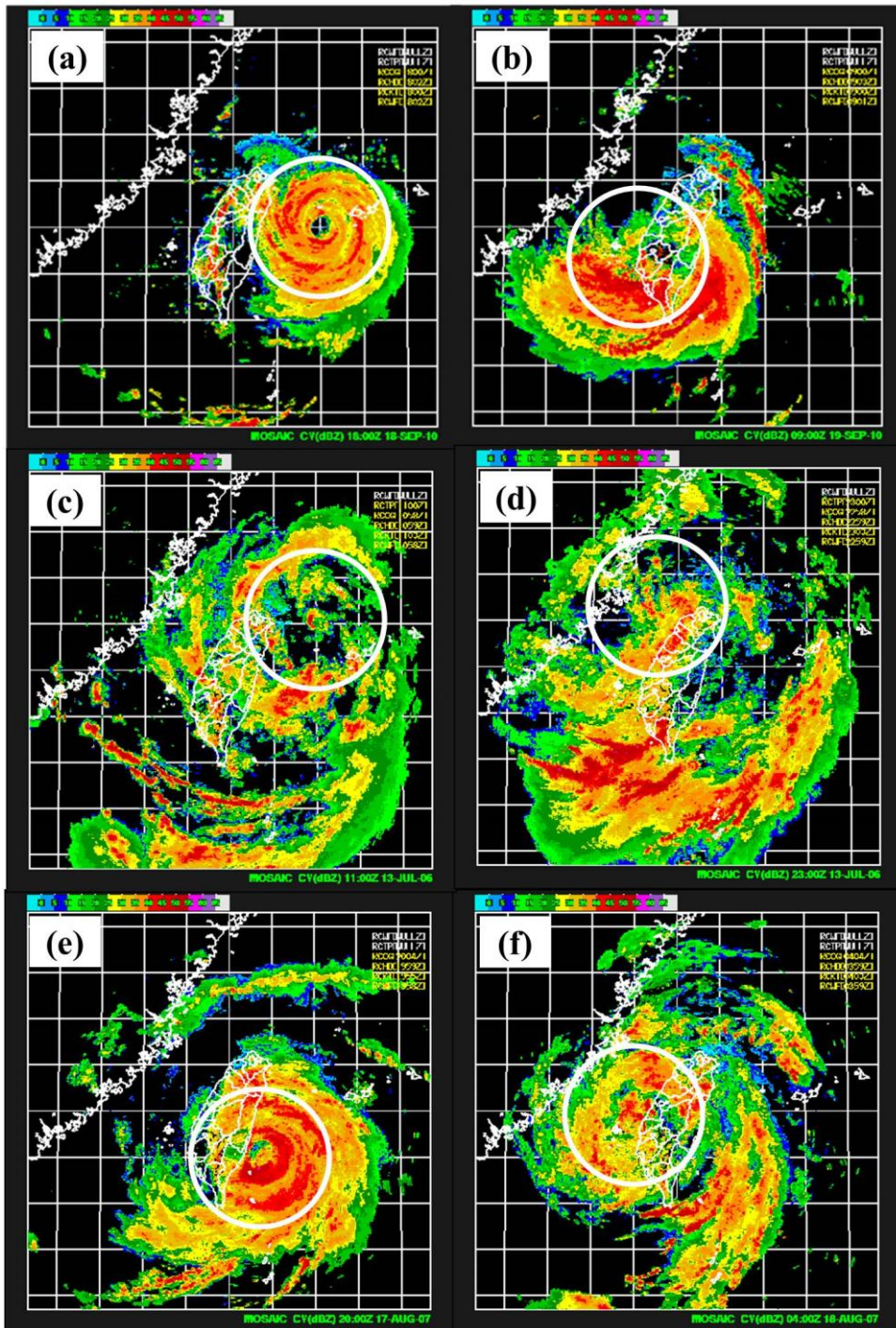


圖 2 (a)與(b)分別為凡那比颱風(2010)過山前 10 小時與過山後 5 小時之雷達回波圖 (色階於圖之左上角); (c)與 (d)碧利斯颱風(2006)過山前 6 小時與過山後 6 小時之雷達回波圖; (e)與(f)聖帕颱風(2007)過山前 4 小時與過山後 3 小時之雷達回波圖。白色圓圈標示為颱風內核區之範圍 (距颱風中心半徑 1.5°之範圍); 觀測時間標示於圖之右下角。。

NCEP)之 FNL (Final Operational Model Global Analysis)全球網格分析資料,下節模擬之初始場亦使用此資料;FNL 水平解析度為 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$,時間解析度為 6 小時,垂直方向共 26 層氣壓層及 1 層地表層。結果(圖 3a)顯示,重建個案之深層(200~850 hPa)垂直風切,最小者為龍王颱風(2005)的 2.0 ms^{-1} ,最強者為卡玫基颱風(2008)的 11.7 ms^{-1} ;而未重建個案則介於 $2.0 \sim 8.7 \text{ ms}^{-1}$ 間,兩組個案似無顯著差異。針對中低層(500~850 hPa)垂直風切而言,兩帶重建個案之垂直風切似較大;其中有 5 個個案(碧利斯、鳳凰、卡玫基、莫拉克、凡那比)的風切大於 3.5 ms^{-1} ,僅龍王之低層垂直風切小於 3.5 ms^{-1} 。整體而言,內核區兩帶重建與未重建個案之垂直風切似無明顯系統性差異;較值得注意的是兩帶重建個案的 200~850 hPa 垂直風切向量,主要分布在西北風至東北風風切之間,其下風切左側即為颱風中心的南側及東側,亦為兩帶重建時對流主要出現的象限,此結果與過去研究(Corbosiero and Molinari 2002, 2003; Chen et al. 2006; Ueno 2007; Wingo and Cecil 2010)一致。

過去的研究顯示,當颱風遠離台灣時若伴隨較強的外圍西南氣流,易在中南部地區形成有組織性的對流系統,進而產生持續性豪大雨(Chien et al., 2008; Lee et al., 2008; Chien and Kuo, 2011)。為瞭解颱風環境之西南風強弱與兩帶重建之關連性,本研究經多種半徑範圍之敏感度測試後,取颱風中心南半象限半徑 $2 \sim 5^{\circ}$ 之範圍為分析區域,計算中心過山前 6 小時~過山後 18 小時之平均 850 hPa 西南風分量,並與前述之 200~850 hPa 垂直風切以散布圖呈現(圖 4)。結果顯示,重建個案中西南風最強者為莫拉克颱風(2009),其風速達 28.7 ms^{-1} ,最弱者為凡那比颱風(2010),但風

速亦達 15.0 ms^{-1} ;兩帶未重建之個案,有 4 個的西南風風速小於 15.0 ms^{-1} 。值得注意的是,除龍王(2005)外,兩帶重建個案均位於圖 4 之右上半,即西南風分量較強與垂直風切較強之環境;此結果顯示颱風內核兩帶重建較可能在環境有較強西南風,或環境西南風稍弱但有較強垂直風切情況下發生。對碧利斯(2006)和莫拉克(2009)而言,則亦伴隨較寬廣之外圍環流和外圍強對流區。

分析颱風過山前後緯向移速變化結果顯示,過山前 15~3 小時,重建個案與未重建個案之平均移速相同(4.2 m s^{-1});但過山時和過山後之移速,兩者之平均移速則有顯著差異。對重建個案而言,在過山前 3 小時至過山後 3 小時之六小時期間,其平均移速維持 4.0 m s^{-1} ,但過山後 3~9 小時之六小時期間,其平均移速減慢至 2.9 m s^{-1} 。對未重建個案而言,其過山前 3 小時至過山後 3 小時之平均移速增加至 6.4 m s^{-1} ,而過山後 3~9 小時之六小時期間,其平均移速則仍維持過山前的移速(4.1 m s^{-1})。雖然颱風中心於過山期間常受地形破壞而產生定位誤差,但整體而言,重建個案在過山後移速有減慢趨勢,而未重建個案在過山後仍維持與過山前相當之移速;故過山後西移速度較慢的颱風,較有機會發生內核區之兩帶重建過程。

除了颱風移速外,颱風過山前的強度變化亦為值得注意的參數。為適當區隔出台灣地形破壞所造成的強度減弱,以中心通過中央山脈以東 2° 的時間定為參考時間,針對參考時間前 24 小時至後 12 小時期間,計算颱風強度與通過參考時間時之強度的差異。結果顯示,在通過參考時間前 12 小時之後,兩帶未重建個案的強度均未再增強;有 4 個個案(海棠、泰利、寶發及聖帕颱風)在接近台灣前已處在明顯減弱階段。兩帶重建個案

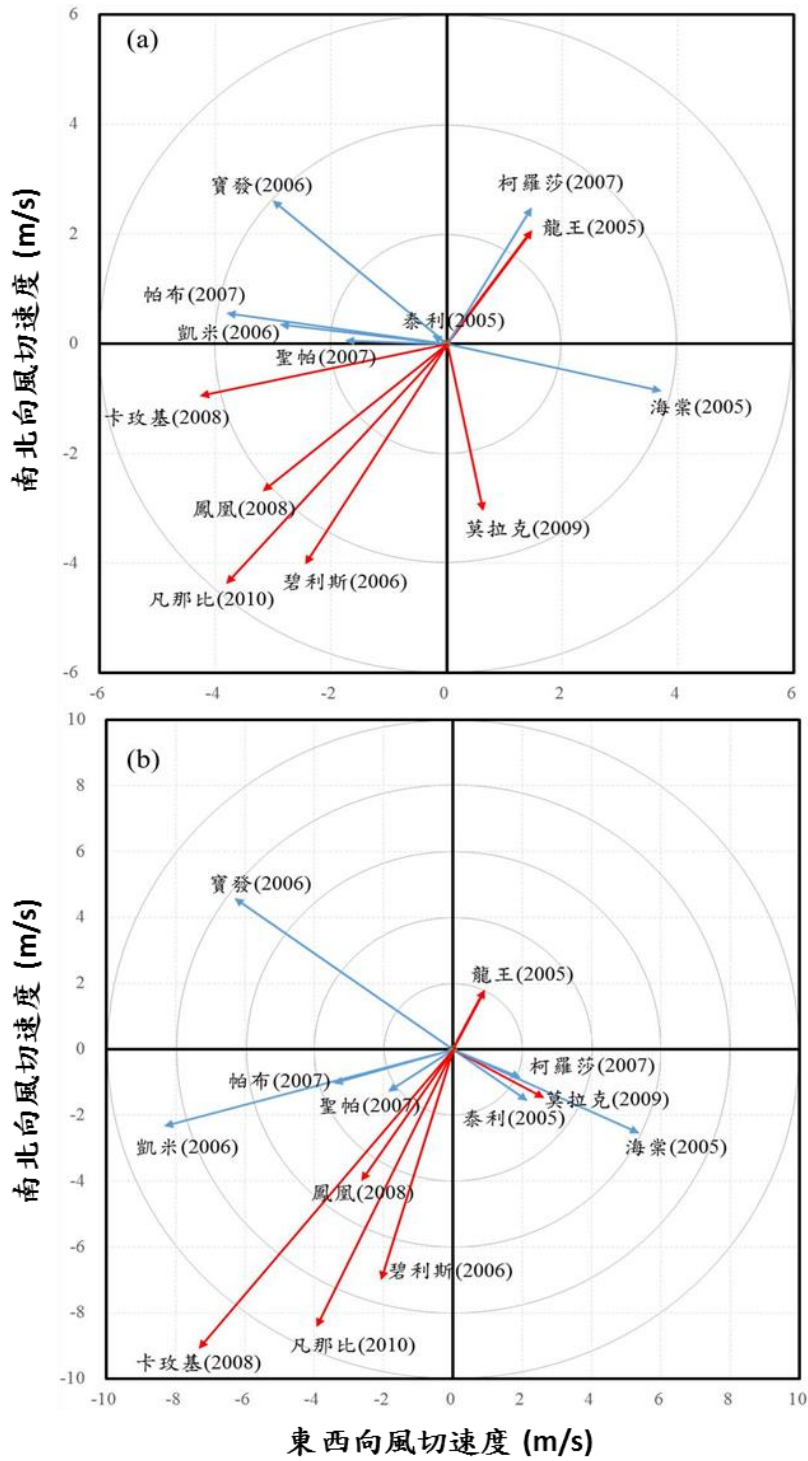


圖 3 13 個颱風在過山之後 0~18 小時之垂直風切向量，(a)為 200~850hPa (b)為 500~850hPa。風速平均值取樣距中心 2 至 6 度範圍，單位為(m/s)；雨帶重建個案為紅色，未重建個案為藍色。

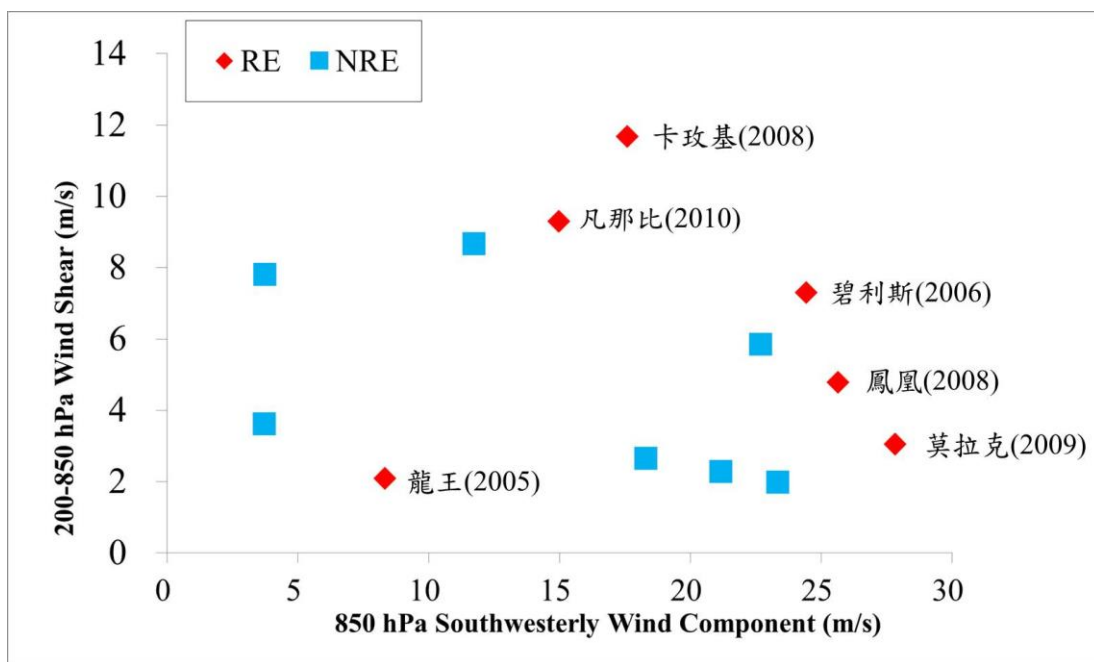


圖 4 颱風南半象限半徑 $2\sim 5^\circ$ 之 850 hPa 平均西南風分量 (橫軸, ms^{-1}) 與半徑 $2\sim 6^\circ$ 之 200~850 垂直風切 (縱軸, ms^{-1}) 之散佈圖; 雨帶重建個案為紅色, 未重建個案為藍色。

中, 有 3 個個案 (鳳凰、卡玫基及凡那比颱風) 在參考時間前 12 小時之後仍在增強。此結果顯示當颱風接近台灣時若持續增強 (即環境有利颱風發展), 則在中心過山後, 內核區環流結構較易重新建立。反之, 處於減弱階段之颱風 (環境已不利其發展), 受台灣地形破壞後則更不易重新組織其結構。

綜合上述分析, 若颱風於侵台期間, 其移速較慢且尚處於有利增強之環境, 並伴隨較強之西南氣流與垂直風切, 則颱風通過中央山脈脊線後較易有雨帶重建、對流重新組織的情形發生。然而, 受限於觀測資料之解析度, 無法分析雨帶之中尺度結構特徵及其中之重要機制, 故下節將利用高解析度數值模式 WRF, 針對 2010 年凡那比颱風之侵台過程進行模擬分析, 以協助瞭解雨帶重建過程。

四、凡那比颱風(2010)模擬結果與分析

本節針對近年西行經過中央山脈後雨帶重建的凡那比颱風(Fanapi 2010)進行模擬分析; 凡那比於 9 月 18 日 0000 UTC~9 月 19 日 0000 UTC 以西南至西南西方向接近台灣海岸, 於 19 日 01 UTC 登陸後轉向西越過中央山脈、並於台南出海 (圖 5)。中央氣象局自動雨量觀測記錄顯示, 凡那比侵台期間總累積雨量最高的五個平地測站 (海拔高度 500 公尺以下) 為岡山、溪埔、鳳雄、三地門及屏東, 凡那比警報期間 (9 月 17 日 1530 UTC~9 月 20 日 0630 UTC, 共 63 小時) 此五地之平均總累積雨量達 828.7 mm, 其中在颱風登陸期間 (9 月 19 日 0000 UTC~19 日 1200 UTC) 之 12 小時, 平均累積雨量即達 588.7 mm; 佔總累積

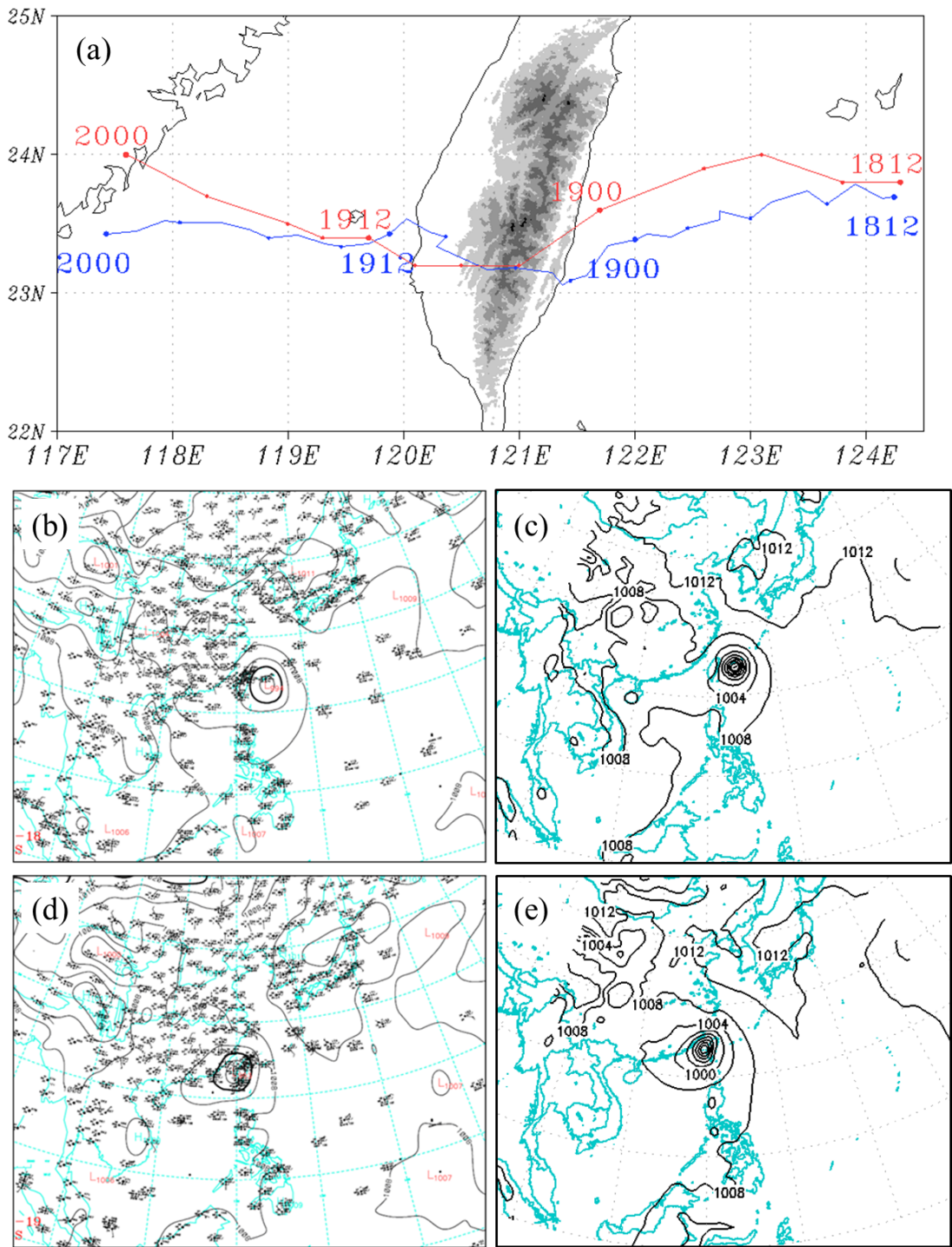


圖 5 9 月 18 日 1200 UTC~20 日 0000 UTC 之凡那比颱風路徑（中央氣象局每三小時定位資料，紅色；與模式第三層網格之逐時 850 hPa 環流中心，藍色）(a)及 18 日 1200 UTC (b, c)和 19 日 1200 UTC (d, e)之海平面氣壓場（hPa，等值線間隔 4 hPa），左為中央氣象局分析場，右為模式第一層網格地面氣壓場。

雨量的 71% 以上。上述雨量資料顯示，凡那比於高屏平地降下的豪雨是屬於短延時的劇烈降雨，且主要降雨時間為颱風中心通過中央山脈至中心仍在台灣海峽南部期間。值得注意的是此五個累積雨量較大的平地測站呈東—西走向分布，且與重建之雨帶位置大約一致；顯示此強降雨事件與重建雨帶似有密切關聯，並非單純由西南氣流所導致。

本研究使用 WRF-ARW Version 3.2.1 (Advanced Research version of the Weather Research and Forecasting) 進行模擬分析；模擬實驗採三層巢狀網格，水平解析度分別為 36、12 及 4 公里，涵蓋範圍依序為 5760 km × 5760 km (161 點 × 161 點)、2280 km × 2280 km (241 點 × 241 點) 及 1188 km × 828 km (298 點 × 208 點)。微物理參數化法使用 Lin et al. scheme (Lin et al., 1983)，長波輻射參數化採用 Rapid Radiative Transfer Model (Mlawer et al., 1997)，短波參數化採用 Dudhia scheme (Dudhia, 1989)，而積雲參數化法則使用 Kain-Fritsch scheme (Kain, 2004)、邊界層參數化採用 Yonsei University scheme (Hong et al., 2006)，其中第三層網格不使用積雲參數化法。模式初始場使用 NCEP FNL (Final) Operational Model Global Analysis 資料，水平解析度為 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 。模式開始積分時間為 2010 年 9 月 18 日 0000 UTC，即中心登陸前 24 小時，共積分 72 小時至 21 日 0000 UTC。

圖 5 為模擬與分析之凡那比侵台前後期間的路徑和海平面氣壓，顯示模擬結果能大致掌握凡那比颱風侵台期間之環境氣壓配置，模擬的路徑亦可大致掌握凡那比登陸前朝西南西方向移動之特徵；但在登陸前期，模擬之中心位置較觀測路徑稍偏南約 0.5° (圖 5a) 緯度。在登陸至離台期

間，模擬之路徑與觀測相當接近但稍偏慢。在雨量方面 (圖 6)，模式之降雨雖較觀測顯著，但仍可大致掌握主要降雨特徵，尤其是高屏平地地區於颱風登陸期間 (19 日 0100 ~ 1000 UTC) 之短延時降雨 (圖 6b)、及高雄沿海雨帶重建區域之總累積雨量 (圖 6e)；但因模擬颱風移速較慢，故模擬累積雨量落後觀測約 1 小時。在颱風之對流結構方面 (圖 7)，本研究之模擬可大致掌握凡那比颱風出海期間，高雄沿海地區之雨帶重建特徵，模擬之整體颱風對流結構與雷達觀測相似，但約落後 1 小時。於颱風出海階段，模式之地表風場分布亦與衛星觀測風場頗一致 (圖 7g-h)。整體而言，模擬之颱風路徑和環流、對流等重要特徵與觀測頗為相似，故本研究將使用此模擬結果進行進一步的分析與討論。

分析模擬結果顯示，9 月 19 日 0400 UTC 時，凡那比中心仍位在台東近海地區。0500 UTC 時，凡那比中心移近至中央山脈區域；西南部沿海之回波值增強至 50 dBZ 以上 (圖 8a)，925 hPa 風速亦增強至 40 ms^{-1} 以上，並伴隨出現一大於 $10 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 之強輻合區 (圖 9a)，高雄沿海風場亦由原先之西北風轉為偏西風。在颱風中心過山期間 (0600 ~ 0700 UTC)，原位於西南部沿海到近海之強回波區 ($>50 \text{ dBZ}$) 持續向外海延伸 (圖 8b)；在 925 hPa，嘉南地區仍為西北風、台南沿海風速減速，高雄沿海則轉為西南西風 (圖 9b)。此時內核雨帶重新發展，925 hPa 輻合區即雨帶對流胞形成處，該處並伴隨顯著之 700 hPa 上升運動 (圖 10b)。值得注意的是在強輻合區北側之絕對溼度較南側為高，且水氣伴隨颱風之低層北風環流進入雨帶輻合區 (圖 10b)。颱風中心於 0700 ~ 0900 UTC 由山脈地區西移至西部平原，原位於颱風南 ~ 西南方之強對流回波仍持續存在，但出現兩條平

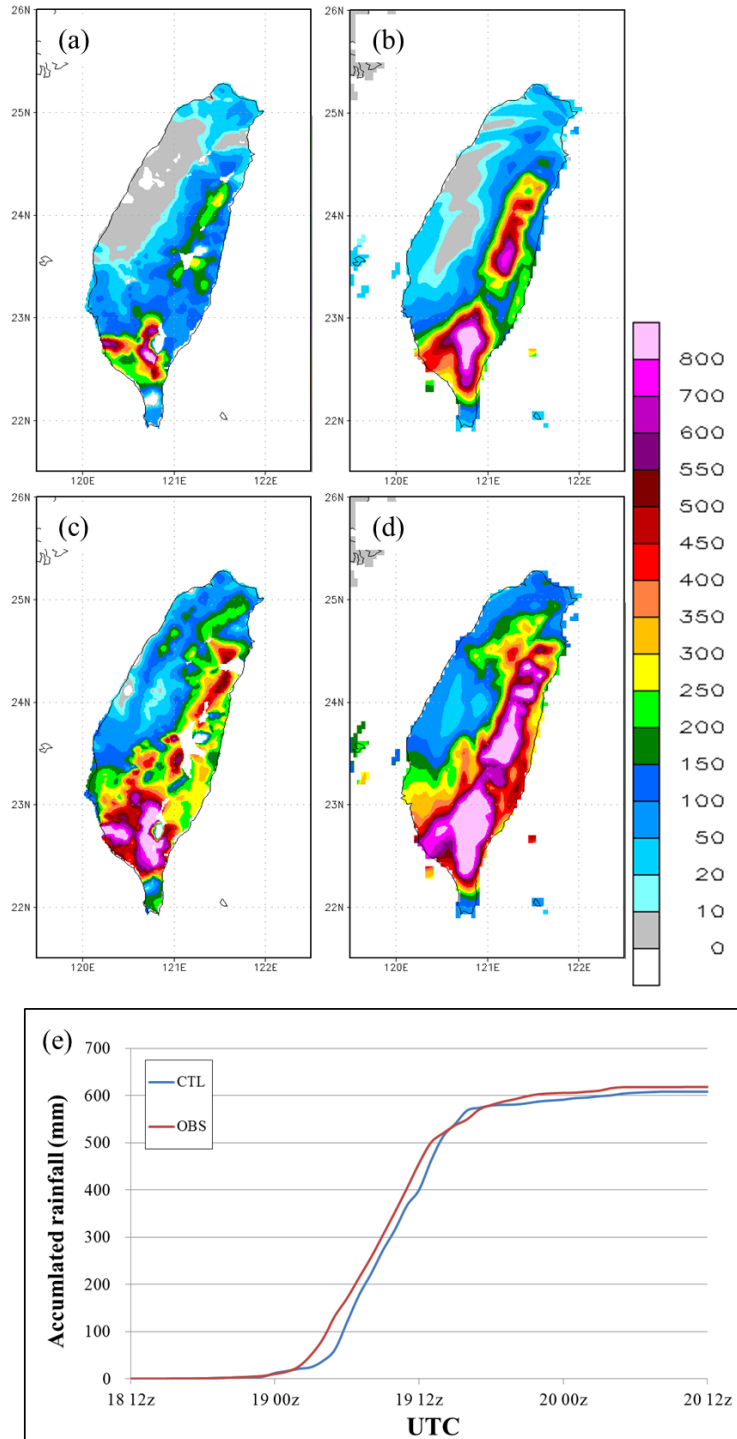


圖 6 凡那比颱風中心登陸期間 9 小時 (19 日 0100~1000 UTC ; a, b), 及颱風登陸前一天至颱風離陸後一天 (18 日 0100 UTC~20 日 1000 UTC ; c, d) 之累積雨量(mm), 左為中央氣象局觀測資料, 右為對應時間之模擬結果。(e)為凡那比颱風侵台期間高雄沿海地區 (22.5°N、120.2°E 與 22.9°N、120.5°E 所圍矩形區域) 平均之觀測 (紅色) 與模擬 (藍色) 累積雨量(mm)時序圖。

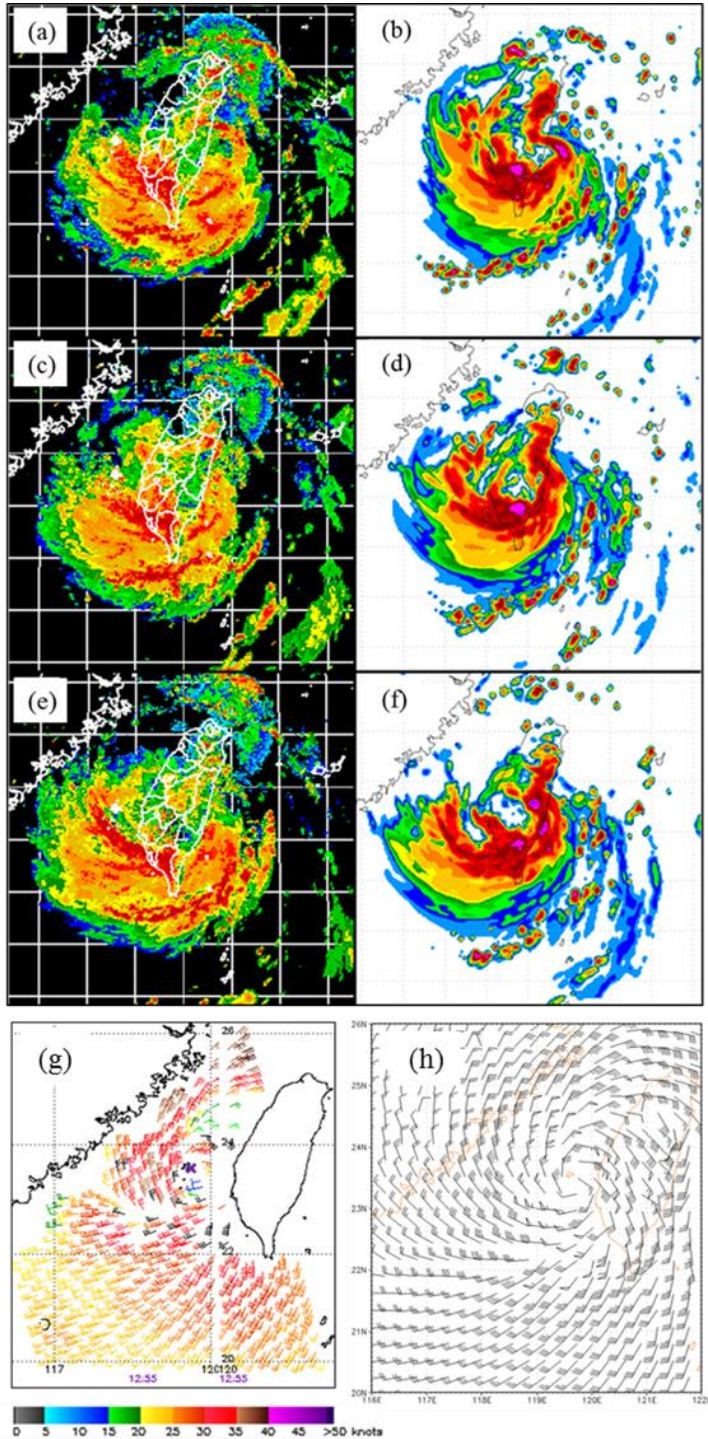


圖 7 侵台時之中央氣象局雷達合成回波圖(左)及為晚 1 小時對應時間之模式最大回波圖(右)，時間分別為 19 日 0400 UTC (a)，19 日 0500 UTC (b)，19 日 0500 UTC (c)，19 日 0600 UTC (d)，19 日 0600 UTC (e)，19 日 0700 UTC (f)。凡那比颱風(g)為 19 日 1255 UTC ASCAT 反演之 25 km 解析度海表面風場，紫色 X 標記表環流中心；(h)為控制組模擬之 19 日 1300 UTC 10 米風場。

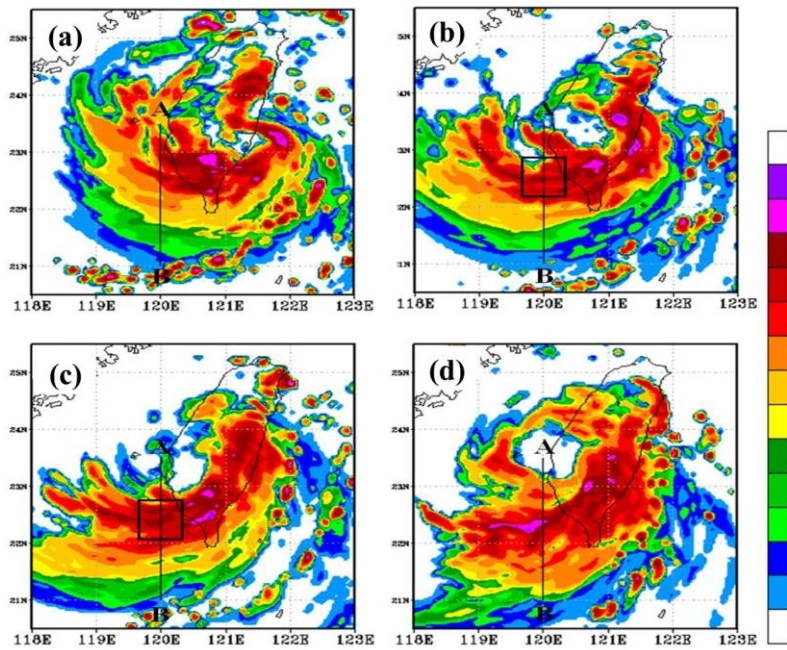


圖 8 模式模擬之最大回波(dBZ)。時間分別為 9 月 19 日 0500 UTC (a)、0700 UTC (b)、0900 UTC (c)及 1100 UTC (d)；A-B 線段為 120°E 剖面之位置，黑色方框為重建雨帶之位置。

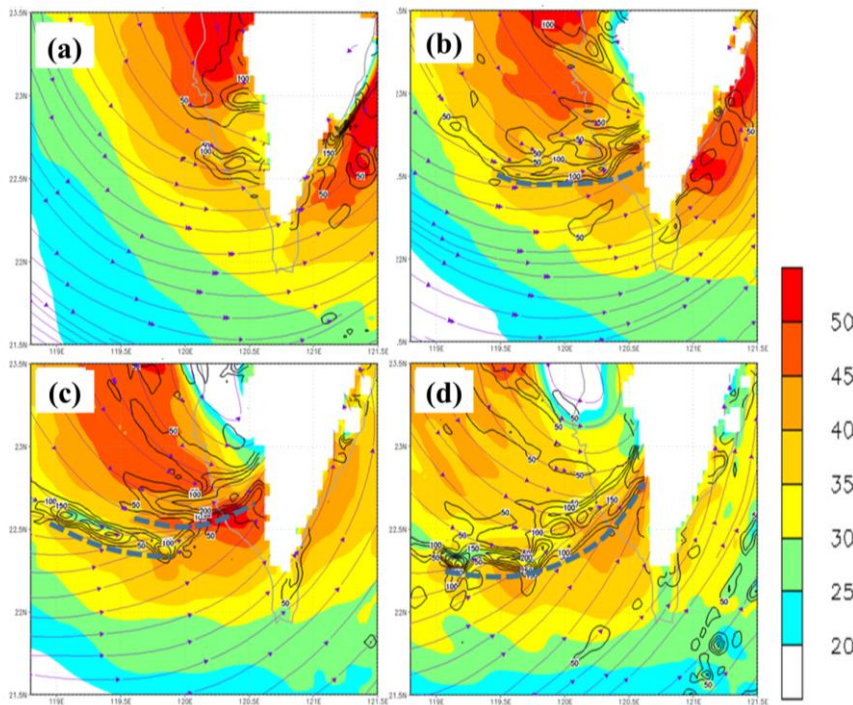


圖 9 925 hPa 等風速場 (ms^{-1} ，色階) 與輻合場 (等值線，間距 $5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ，標示大於 $5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) 及流線場。時間分別為 19 日 0500 UTC (a)、0700 UTC (b)、0900 UTC (c)及 1100 UTC (d)；藍色虛線為雨帶南側的強風速區位置。

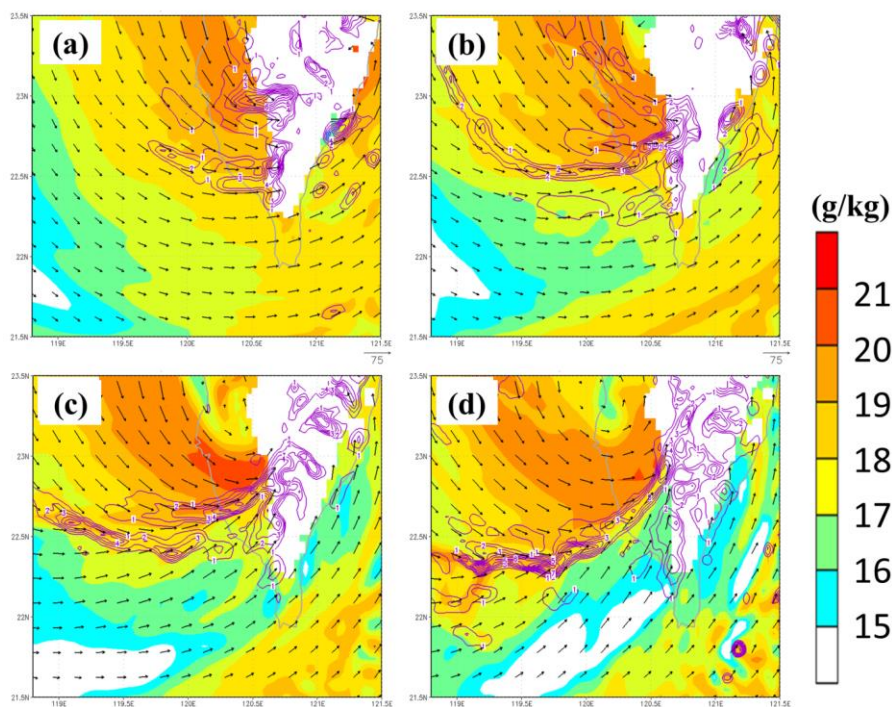


圖 10 925 hPa 絕對溼度 (g kg^{-1} , 色階) 與風場及 700 hPa 上升運動 (等值線, 間距 1 ms^{-1} , 標示大於 1 ms^{-1})。時間分別為 19 日 0500 UTC (a)、0700 UTC (b)、0900 UTC (c) 及 1100 UTC (d)。

行之明顯強回波帶 (圖 8c, 方框區); 值得注意的是, 北側之強風波帶於 0700 UTC 時已於高雄沿岸開始發展 (圖 8b, 方框區), 亦即新回波雨帶於原雨帶之北側形成並向低壓流場上游發展。在 925 hPa, 亦配合出現兩條強輻合帶, 台南地區低層風場轉為西風, 而高雄以南則轉為西南風; 南側之強輻合帶並向西北西延伸至 118.8°E (圖 9c), 而位於南側強輻合帶南側之強風帶, 與其東北方之颱風環流強風區則有明顯之區隔。須注意的是, 位於北側新發展的雨帶, 其發展所需之水氣仍是由伴隨颱風之低層北風環流提供 (圖 10c)。由 0900 至 1100 UTC, 颱風中心於台南地區出海, 颱風眼牆對流明顯重新建立 (圖 8d); 位於西南部陸地原大於 50 dBZ 之雨帶, 其回波有減弱趨勢, 而高雄外海之兩條平行強回波帶則有合併現象。

在 925 hPa, 大於 $10 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 強輻合帶由西南部陸地向西延伸至 118.8°E (圖 9d), 輻合帶南側風速值大於 35 ms^{-1} 之強風速區, 亦自西南部陸地向西延伸至 119.0°E 。重建之雨帶除伴隨 925 hPa 低層強風外, 850 hPa 之強風帶亦由西南部陸地向西延伸至 119.5°E 增強, 且風速達 45 ms^{-1} 以上 (圖未示)。颱風中心於 19 日 1300 UTC 移至澎湖東南方海域; 此時台南、高雄及屏東沿海風場的南風分量稍增加, 高雄地區仍有東北—西南走向之輻合帶, 其回波值達 55 dBZ , 但其輻合則明顯減弱 (圖未示)。

整題而言, 凡那比颱風之低層環流挾帶水氣繞過台灣東方後至台灣海峽提供了雨帶重建所需的水氣; 而雨帶重建過程中, 雨帶其南側伴隨有低層噴流發展。為更詳細呈現雨帶結構進一步分

析 19 日 0700、0900、及 1100 UTC 沿 120°E 通過雨帶之垂直剖面(圖 11);結果顯示,凡那比颱風之雨帶重建前後期間,雨帶北側為具有高相當位溫之暖溼空氣,南側空氣之相當位溫則相對偏低,尤其是中層。颱風過山期間(圖 11),雨帶北側高相當位溫空氣隨著偏北風移至海峽南部,與海峽南側之偏西風輻合而上升,使海峽南部相當位溫梯度較大區域的等相當位溫面往南升高;亦即暖溼空氣塊沿等相當位溫面向南移動過程中也同時上升,而可能有凝結。由於此對流之環境場具有指向南方的強垂直風切,故對流隨高度向南傾斜,層狀降水區發生在對流降水區的南側;亦即凡那比之重建雨帶的結構,與 Pettet and Johnson (2003) 所提出的 rear-fed leading stratiform 中尺度對流系統類似。另一方面,在雨帶南側約 1 km 高度位置有沿雨帶方向(向東)之相對強風區(圖 9 中之粗藍線),雖然其相對於雨帶的位置與 Hence and Houze (2008)之研究結果相似,但其所在之高度卻遠低於該研究之 3~4 km,兩者之間的機制可能有所差異。凡那比雨帶低層噴流產生的原因,推測可能為雨帶的水氣凝結所釋放的潛熱在低層產生局部低壓,因氣壓梯度力之作用而產生局部噴流;此外,中央山脈的存在及其高度,可能亦會影響噴流之發生高度,而使目前個案之噴流高度與前人研究結果出現顯著差異。

在另一方面,為瞭解雨帶重建期間西南氣流所夾帶水氣對雨帶重建之貢獻,並確認導致台灣海峽相當位溫北高南低分佈之原因,本研究利用模擬結果進行逆軌跡分析。結果顯示,海峽南部之空氣來源大致可分為三處(圖 12);在 900 hPa,主對流區北側 A 區之空氣塊源自颱風環流東南側約 1 km 以下之區域,該處空氣塊隨颱風向西移動而以氣旋式路徑旋入至颱風中心西南側。故西南

氣流所夾帶之水氣應是以氣旋式方向繞行颱風中心後,由颱風西側之北風環流送入雨帶重建處。主對流區南側 B 區之空氣,則源自颱風東北側約 2 km 以上區域,該處空氣塊以氣旋式軌跡環繞經颱風北側至福建沿海後,轉向東南進入海峽南部,且於 19 日 0600~0700 UTC 時有顯著下沉現象。主對流區南側更遠之 C 區的空氣塊,則源自華南沿海約 1.5~2 km 高度區域,該處空氣塊為颱風接近台灣後、才逐漸以氣旋式路徑由環境旋入颱風環流區並移至鵝鑾鼻西南方。由此顯示,導致台灣海峽南乾北濕配置之原因有(i)西南氣流所夾帶之水氣以氣旋式方向繞過颱風並由颱風西側之北風環流攜入重建之雨帶區,(ii)環境中層沉降的低相當位溫空氣則被傳送至雨帶南方所致。此類似鋒面的結構與 Pettet and Johnson (2003)所觀測的結果相似;此環境配置特徵,有利後續的對流系統之持續生成。

五、討論與結論

本研究利用中央氣象局之雷達回波合成圖,針對 2005~2010 年間共 13 個西行且登陸台灣的颱風,以客觀方法選取內核區強回波(大於 30 dBZ)比例在過山前後期間有減弱後再增加者為雨帶重建個案。經前述過程後共選取 6 個雨帶重建個案,分別為龍王(2005)、碧利斯(2006)、卡玫基(2008)、鳳凰(2008)、莫拉克(2009)及凡那比(2010)颱風。大部分雨帶重建個案在接近台灣時,尚處於增強階段,但未重建者則均處於減弱階段。再者,雨帶重建之颱風在侵台期間的平均移速較無重建者慢,尤其在颱風過山期間之差異最為明顯;上述分析顯示若環境有利颱風之發展且颱風通過台灣地形後移速較慢,則可能因停留於台灣海峽之時間較長,而較有利颱風結構之重整。

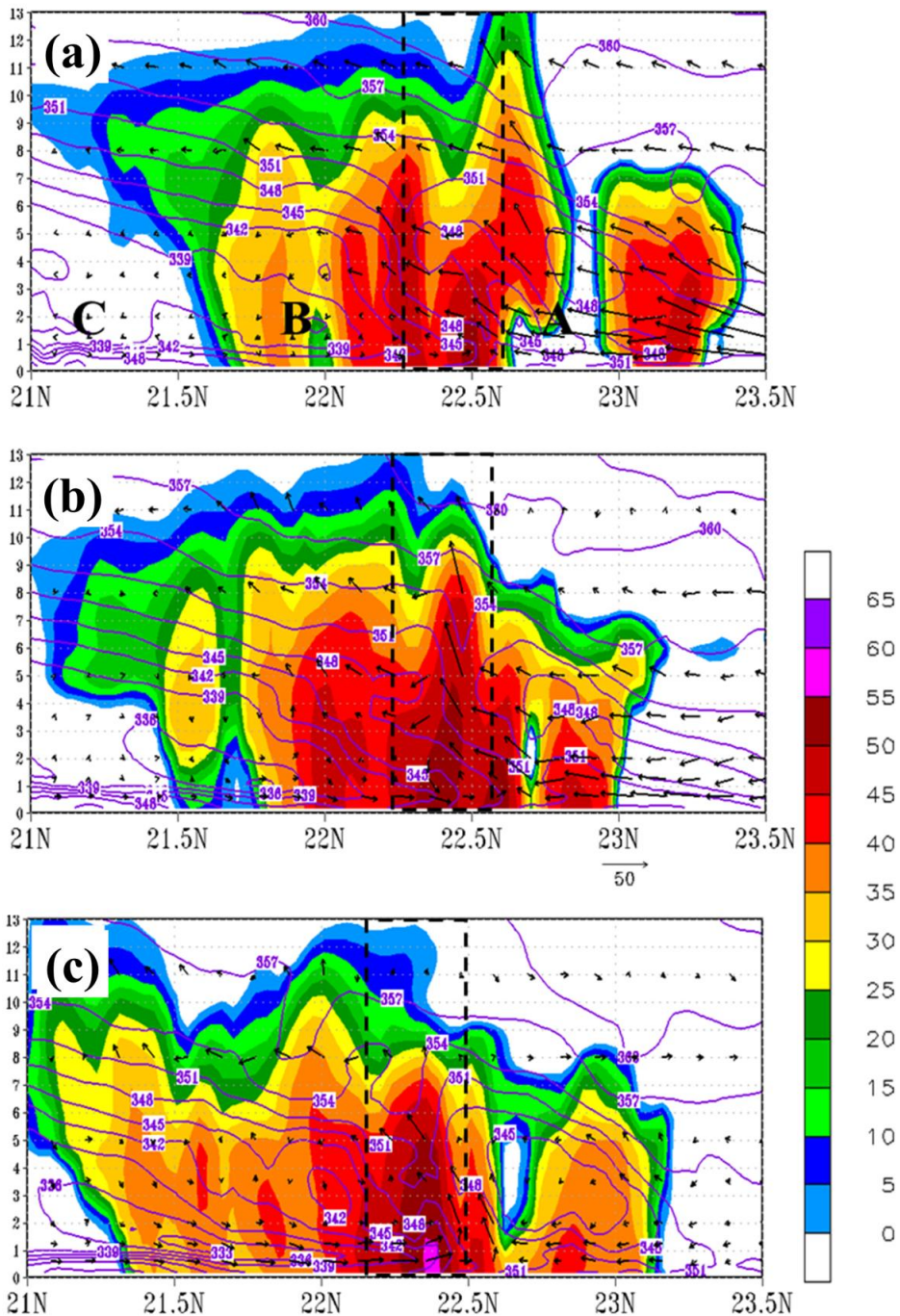


圖 11 時間分別為 0700 UTC (a)、0900 UTC (b)及 1100 UTC (c)之沿 120°E (圖 8 之 A-B 線段) 垂直剖面圖；色階為回波(dBZ)，等值線為相當位溫(K)，箭號為投影於剖面之風場 (ms^{-1} ，垂直速度 $\times 10$)；粗虛線標示雨帶強對流區位置，垂直軸為高度(km)，字母標記為軌跡線分析之區域。

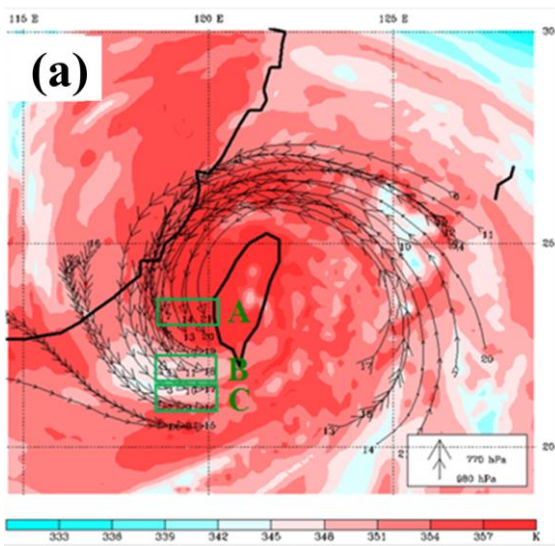


圖 12 逆軌跡分析後得模式 18 日 1500 UTC~19 日 0700 UTC 氣塊軌跡（箭頭大小表高度，箭頭越大表高度越高，箭頭間距為 1 小時）及 19 日 0700 UTC 之相當位溫（色階，K）；綠色框為三個不同性質空氣之位置，氣塊之初始高度為 900 hPa。

利用 NCEP 全球網格分析資料分析雨帶重建颱風的綜觀環境特徵，結果顯示，雨帶重建之颱風於侵台期間，中心南半象限半徑 $2\sim 5^\circ$ 範圍之平均西南風分量較雨帶未重建者強；距中心半徑 $2\sim 6^\circ$ 範圍之平均深層(200~850 hPa)垂直風切，亦有較強之傾向，且西南風風速與垂直風切強度之間有良好的關連性。整體而言，雨帶重建之個案傾向發生在環境有較強之西南風，或環境西南風較弱、但具有較強垂直風切者；前者表示環境較強西南風帶來較多的水氣，而有利於供應雨帶重建時所需之水氣供應；後者與 Wingo and Cecil (2010)分析熱帶氣旋降雨率及深層垂直風切強度的關聯相符，即環境有較強垂直風切時，有利於較強對流系統的出現。此結果似顯示，低層西南季風與環境垂直風切可能分別為雨帶重建之熱力與動力之有利條件。

利用中尺度模式 WRF 模擬凡那比颱風 (2010)之雨帶重建過程，結果顯示模式可大致模擬路徑和環境特徵，雨帶重建區的模擬亦頗合理，但落後觀測約 1 小時。分析模擬結果顯示，雨帶北方為暖濕空氣，南方空氣相對較乾，尤其是中層。逆軌跡分析顯示此乾溼配置係由於(i)西南氣流所夾帶之水氣以氣旋式方向繞過颱風、並於颱風西方由颱風北風環流攜入重建之雨帶區，(ii)環境中層沉降的低相當位溫空氣被傳送至雨帶南方所致。此外，由於垂直重建雨帶之區域垂直風切為偏北風風切，故使對流系統舉升產生向南傾斜，形成所謂的 rear-fed leading stratiform 的 MCS 特徵(Pettet and Johnson, 2003)，使對流系統有自我增強並維持的機制。雨帶對流重建的同時，低層輻合帶南側（即對流胞相對於颱風中心的外側）的 1~1.5 km 高度有沿雨帶方向之較強風速帶，此現象與 Hence and Houze (2008)的研究結果相似，但凡那比重建雨帶的較強風速帶所在之高度較該研究所觀測的 2~4 km 為低。推測凡那比兩帶低層噴流形成之原因，可能為雨帶強對流釋放的潛熱於低層加熱，而在雨帶內產生局部氣壓較低的區域，藉氣壓梯度力的作用而產生低層噴流。此外，由於噴流有延伸至中央山脈地區，故中央山脈的存在與否及其高度，亦可能與低層噴流出現的高度有所關連；未來可進一步從台灣的地形高度進行敏感度實驗，以瞭解此噴流與地形的關連性。再者，當颱風中心離開地形後，出現沿雨帶走向之低層噴流，亦可能有利於組織性強對流的形成與維持。

致謝

本文承蒙吳敏靜小姐協助文書處理，莊鎮豪先生協助整理附圖，特此致謝。本研究在科技部

支持下完成，計畫編號為 NSC98-2625-M-002-00、NSC99-2625-M-002-013-MY3 與 NSC102-2625-M-002-018。

參考文獻

- Barnes, G. M. and G. J. Stossmeister, 1986, The Structure and Decay of a Rainband in Hurricane Irene (1981). *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2590-2601.
- Barnes, G. M., E. J. Zipser, D. Jorgensen, and F. Marks, 1983, Mesoscale and Convective Structure of a Hurricane Rainband. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2125-2137.
- Chien, F. C., Y. C. Liu, and C. S. Lee, 2008, Heavy rainfall and southwesterly flow after the leaving of Typhoon Mindulle (2004) from Taiwan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 17-41.
- , and H. C. Kuo, 2011, On the extreme rainfall of Typhoon Morakot (2009). *J. Geophys. Res.*, **116**, D05104.
- Chen, S. Y. S., J. A. Knaff, and F. D. Marks, 2006, Effects of vertical wind shear and storm motion on tropical cyclone rainfall asymmetries deduced from TRMM. *Mon Wea. Rev.*, **134**, 3190-3208.
- Chou, K. H., C. C. Wu, and Y. Q. Wang, 2011, Eyewall Evolution of Typhoons Crossing the Philippines and Taiwan, An Observational Study. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **22**, 535-548.
- Corbosiero, K. L. and J. Molinari, 2002, The effects of vertical wind shear on the distribution of convection in tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2110-2123.
- and -----, 2003, The relationship between storm motion, vertical wind shear, and convective asymmetries in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 366-376.
- 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.
- Hence, D. A. and R. A. Houze, 2008, Kinematic structure of convective-scale elements in the rainbands of Hurricanes Katrina and Rita (2005). *J. Geophys. Res.*, **113**, D15108.
- Hong, S. Y., Y. Noh, and J. Dudhia (2006), A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes, *Mon. Wea. Rev.*, **134**(9), 2318-2341, doi: 10.1175 / Mwr 3199. 1.
- Houze, R. A., and Coauthors, 2006, The hurricane rainband and intensity change experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 1503-1521.
- Jorgensen, D. P. and P. T. Willis, 1982, A Z-R Relationship for Hurricanes. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 356-366.
- Kain, J. S., 2004, The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 170-181.
- Lin Y-L, Farley RD, Orville HD. 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud

- model. *Journal of Climate and Applied Meteorology* **22**: 1065-1092.
- Lee, C. S., Y. C. Liu, and F. C. Chien, 2008, The secondary low and heavy rainfall associated with Typhoon Mindulle (2004). *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 1260-1283.
- Lee, C. S., K. K. W. Cheung, W. T. Fang, and R. L. Elsberry, 2010, Initial Maintenance of Tropical Cyclone Size in the Western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 3207-3223.
- Lee, C.-S., B.-F. Chen, and R. L. Elsberry, 2012, Long-lasting convective systems in the outer region of tropical cyclones in the western North Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L21812, doi: 10.1029/2012GL053685.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997, Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **16**, 663-16 682.
- Pettet, C. R. and R. H. Johnson, 2003, Airflow and precipitation structure of two leading stratiform mesoscale convective systems determined from operational datasets. *Wea. Forecasting*, **18**, 685-699.
- Powell, M. D., 1990a, Boundary-Layer Structure and Dynamics in Outer Hurricane Rainbands .1. Mesoscale Rainfall and Kinematic Structure. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 891-917.
- Powell, M. D., 1990b, Boundary-Layer Structure and Dynamics in Outer Hurricane Rainbands .2. Downdraft Modification and Mixed Layer Recovery. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 918-938.
- RYDE, J. W., 1946, The attenuation and radar echoes produced at centimeter wave-lengths by various meteorological phenomena. Meteorological factors in radio wave propagation. *Physical Society and Royal Meteorological Society*, **168**.
- Samsury, C. E. and E. J. Zipser, 1995, Secondary Wind Maxima in Hurricanes - Air-Flow and Relationship to Rainbands. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3502-3517.
- Ueno, M., 2007, Observational analysis and numerical evaluation of the effects of vertical wind shear on the rainfall asymmetry in the typhoon inner-core region. *J Meteor. Soc. Jpn.*, **85**, 115-136.
- Willoughby, H. E., F. D. Marks Jr., and R. J. Feinberg, 1984, Stationary and moving convective bands in hurricanes, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3189-3211, doi:10.1175/1520-0469 (1984) 041 <3189: SAMCBI > 2.0.CO;2.
- Wingo, M. T. and D. J. Cecil, 2010, Effects of Vertical Wind Shear on Tropical Cyclone Precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 645-661.

A Preliminary Study on Rainband Reorganization after Typhoon Moved across the Central Mountain Range of Taiwan

Cheng-Sheng Lee^{1,2} Kuang-Hao Cheng¹ Buo-Fu Chen¹,
Yi-Huan Hsieh¹ Hsu-Feng Teng¹

¹Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

²Taiwan Typhoon and Flood Research Institute, National
Applied Research Laboratories, Taiwan

(manuscript received 7 October 2014 ; in final form 20 January 2015)

ABSTRACT

An objective methodology based on radar reflectivity images from the Central Weather Bureau was used to identify the reorganization of inner-core rainband for 13 westward-moving typhoons that affected Taiwan during 2005~2010. The ratio of the area with strong radar reflectivity (>30 dBZ) to the total area for the inner core region was considered in the case selection procedure. Results show that most of the reorganization cases usually keep intensifying when they were approaching Taiwan, however all non-reorganization cases were during their decaying stage. Furthermore, the average westward component of translation speed of the reorganization case is lower than that of non-reorganization cases. Analyses of NCEP-FNL data show that the reorganization cases are located in an environment with stronger 850-hPa southwesterly flow or stronger 200-850 hPa vertical wind shear.

The WRF model was used to simulate the rainband reorganization process of Typhoon Fanapi (2010) when it was affecting Taiwan. Analyses of the simulation results show that a frontal-type structure is analyzed at the rainband reorganization region. The high- θ_e air to the north of the re-organized rainband is attributed to the moist air associated with the monsoon flow that moves cyclonically around the typhoon center, and the low- θ_e air to the south of rainband is due to the mid-level environmental subsidence. Furthermore, because of the northerly vertical wind shear, the convections tilt southward with height which is similar to the characteristic structure of rear-fed leading stratiform mesoscale convective system. Such convective structure appears to be conducive to the continuous formation of convective cells leading to the reorganization of typhoon rainband.

Key Words: Typhoon, Rainband Reorganization, WRF, Typhoon Fanapi (2010)