

## 利用雙都卜勒雷達分析颱風雨帶之結構

蔡嘉倫<sup>1</sup> 游政谷<sup>2</sup>

<sup>1</sup> 中國文化大學地學研究所

<sup>2</sup> 中國文化大學大氣科學系

### 摘要

本研究利用地面都卜勒雷達觀測資料分析龍王颱風(2005)中的雨帶，研究雨帶起初與颱風中心的距離較為接近(約120公里)，隨著時間經過而持續的向外傳播發展，因而離颱風中心較遠(約200公里)。透過雙都卜勒合成風場資料，藉此分析此雨帶在不同時期的降雨及氣流結構。結果顯示，當颱風雨帶離颱風中心較接近的時期，降雨及運動場結構在沿著雨帶方向上的變化並不顯著，呈現出較為二維的特徵，而氣流結構與過去所研究的主要雨帶(Principal band)結構類似。在雨帶內地面氣溫持續而和緩地下降，其降幅約1.5°C。當颱風雨帶離颱風中心較遠時，降雨及運動場結構在平行雨帶的方向上之變化差異性很大，呈現出較為三維之特徵。此時颱風雨帶內的地面氣溫變化觀測到非常劇烈及顯著的下降，當雨帶通過時其地面氣溫可快速下降約4.5°C。

關鍵字：颱風雨帶，都卜勒雷達，雙都卜勒合成

### 一、前言

Barnes et al. (1983)利用機載都卜勒雷達來觀測颶風Floyd (1981)中的主要雨帶(Principal Band)，並分析當中的降雨、熱力與動力特徵。從雷達回波可發現主要雨帶的層狀降雨區內有胞狀對流存在其中，胞狀對流隨高度的增加向雨帶的外側邊界傾斜，當中有亮帶存在於雨帶外側約4公里高的位置。1公里以下相對於雨帶的氣流皆為內流，此內流自外邊界進入雨帶，在對流降雨區會被抬舉並且在約3公里高時轉變成外流，此現象稱之為Overturning updraft。另一支內流自外邊界約2.5公里高的地方進入雨帶並在對流降雨區下降至1公里以下，此氣流將中低層的乾冷空氣帶至近地面，因此當颱風雨帶通過時，雲底下的相當位溫 $\theta_e$ 可下降12°K，此代

表雲底與雲內對流尺度的垂直運動可能與胞狀對流的熱力修正作用有關係。Hence and Houze (2008)與Didlake and Houze (2009)在分析RAINEX(Rainband and Intensity Change Experiment)的颱風雨帶結構時，也發現具有類似主要雨帶的結構特徵，因此在颱風的主要雨帶中的低層大都是內流。

Yu and Tsai (2010)，利用高時間解析度的地面觀測與地面雷達資料，並搭配垂直指向觀測的微波降雨雷達 (Micro Rain Radar, MRR)，分析龍王颱風(2005)通過台灣北部兩個較外圍的颱風雨帶。當颱風雨帶通過數個地面測站時，其氣溫在雨帶中心軸線(颱風雨帶寬度一半的位置)附近開始下降。擾動氣壓在軸線之前為負值，之後上升轉變為正值。相對於雨帶之氣流在軸線之前為內流，之後

轉變為外流，這跟Barnes et al. (1983)、Hence and Houze (2008)與Didlake and Houze (2009)分析結果中颱風雨帶的低層皆為內流有明顯的不同。

Yu and Chen(2011)在研究結果中指出外圍雨帶跟內圍雨帶相比，可更有效的降低地面的相當位溫( $\theta_{e0}$ )，這樣的觀測特徵代表在外圍雨帶中透過強對流向下傳送較低的 $\theta_{e0}$ ，以及雲底下有顯著的降水蒸發冷卻。另外在外圍雨帶中的地面氣壓擾動、摩擦垂直速度與相對渦度跟內圍雨帶相比也有截然不同的變化特徵，意味著外圍雨帶和內圍雨帶可能有不同的生成機制。伴隨颱風雨帶的降雨與對流會影響低層的環境氣流，因此颱風雨帶的修正作用對於颱風的強度變化扮演著關鍵的角色(Shapiro and Willoughby 1982, Willoughby et al. 1982, Barnes et al. 1983)。

藉由過去的研究可大致瞭解颱風雨帶內及近地面的降雨、熱力與動力結構特徵，但是因颱風雨帶在整個颱風環流中的分佈位置不一，有可能會造成其結構特徵的差異。如外圍雨帶離颱風中心距離較遠，反應在觀測中的結構與在颱風內核區域內的雨帶會有極大的差異，此差異其實暗喻著位於不同區域的颱風雨帶可能有著不同的生成及維持機制，也可推論出颱風雨帶依離颱風中心的遠近，受著颱風內核環流控制的程度有所不同。受颱風內核控制的雨帶之生成可藉由波動的傳遞來解釋，但當颱風雨帶離颱風中心較遠時，在颱風雨帶內會同時出現具有波動與對流的交互作用(Yu and Tsai 2010)，因而呈現出颱風外圍環境與颱風內核之間的過渡性質。當颱風雨帶完全脫離颱風內核的控制時，其雨帶的結構特徵比較類似系統本身對流與環境的交互作用之下的結果，此過程有可能是外圍雨帶生成與維持的主要機制。

本研究將分析2005年龍王颱風中的雨帶，研究此個案是因為其雨帶通過有較密集

觀測網的臺灣北部區域，且通過時其結構並無受到地形明顯的破壞，因此可以清楚的定義出雨帶通過的時間。除此之外，此雨帶所在位置距離颱風中心約120~230公里，發展期間橫越了內核區域及外圍環境。本研究主要目的為利用地面及雷達觀測資料去瞭解此颱風雨帶的結構，透過雙都卜勒風場資料分析雨帶內的降雨及氣流特徵，並進一步瞭解颱風雨帶在早、後期因與中心距離遠近，其結構是否有所不同。

## 二、資料處理與研究方法

### (一) 資料來源

中央氣象局：五分山都卜勒氣象雷達資料，包含雷達回波及徑向風場資訊。花蓮都卜勒氣象雷達資料，包含雷達回波及徑向風場資訊。彭佳嶼局屬測站之地面參數觀測資料，主要參數項目包含有測站氣壓、氣溫、露點、風向、風速與降雨資訊。民用航空局：桃園機場都卜勒氣象雷達資料，包含雷達回波及徑向風場資訊，時間解析度因為颱風警報期間其觀測目的之需求，而有不同的掃描策略，約為五到十分鐘可記錄一個體積掃描。日本氣象廳：與那國島地面測站，主要參數項目包含有測站氣壓、氣溫、露點、風向、風速與降雨資訊。

### 1、五分山都卜勒氣象雷達

中央氣象局五分山雷達(Wu-Fan-San, WFS)為WSR-88D (Weather Surveillance Radar-1988 Doppler)的S-Band(10公分)都卜勒氣象雷達，其位置大約是在離臺灣東北部海岸線內約10公里的五分山山頂。由於天線高度的海拔高度為766公尺(位置如圖1a，詳細規格特徵如表1)，其位置居高臨下，不易受到地形或建築物的遮蔽而影響觀測。但當環境風速強勁時容易觀測到海面雜波，此類非氣象回波可透過資料處理來移除，以確保資料的正確性及品質。

五分山雷達的觀測方式為體積掃描式，雷達天線從最低仰角開始旋轉360°作方位角的觀測，仰角分別為0.4°、1.4°、2.3°、3.3°、4.2°、6.0°、9.8°、14.5°與19.5°，如此可觀測到一組三維空間體積的雷達回波與徑向風場資料，完成一次體積掃描需時約6分鐘，時間記錄使用世界標準時間(UTC)。

雷達觀測資料之除錯及折錯乃利用美國國家大氣研究中心(NCAR, National Center for Atmospheric Research)所研發之SOLO軟體(Nettleton et al. 1993)編輯，使之去除因非天氣現象所產生的雷達回波與徑向風場資料。為了分析需求，之後需將編輯過後的雷達資料依內插至水平1公里解析度的網格點上以供分析。

### 2、花蓮都卜勒氣象雷達

中央氣象局花蓮雷達為德國Gematronik所生產的METEOR 1000S S-Band(10公分)都卜勒氣象雷達，位於臺灣東部海岸線上，由於天線高度的海拔高度僅63公尺(位置如圖1a，規格特徵如表1)，加上西方有中央山脈阻擋，因此雷達站以西在低仰角的觀測中，會調整掃描策略，使其天線旋轉的方位角僅包含東部海面以避開中央山脈所造成之地形雜波。

花蓮雷達的觀測方式為體積掃描式，雷達天線從最低仰角開始旋轉360°作方位角的觀測，仰角分別為0.5°、1.4°、2.4°、3.4°、4.3°、6.0°、9.9°、14.5°與19.5°，如此可觀測到一組三維空間體積的雷達回波與徑向風場資料，約10分鐘可記錄一個體積掃描之雷達資料。與五分山雷達資料處理相同也將雷達資料內插至水平1公里解析度的網格點上以供分析。

### 3、桃園機場都卜勒氣象雷達

桃園機場都卜勒雷達是美國Baron Services所生產的C-Band(5公分)都卜勒氣象雷達，位於臺灣西北部的桃園國際機場內，主要任務為提供劇烈天氣現象的守視以增進

飛航安全。由於雷達站高度關係(位置如圖1b，規格特徵如表1)，地面建築物及地形所產生的雜波需特別小心處理，因為波長較短的影響，雷達回波衰減的現象也需特別注意。

桃園機場雷達的觀測方式為體積掃描式，雷達天線從最低仰角開始旋轉360°作方位角的觀測，整點與半點有11個仰角，分別是0.5°、1.0°、1.5°、2.0°、3.0°、4.0°、5.0°、6.0°、8.0°、10.0°及12.0°；05、20、35與50分有14個仰角，分別是0.3°、0.8°、1.3°、1.8°、2.5°、3.0°、4.0°、5.0°、6.0°、7.0°、9.0°、12.0°、15.0°及18.0°；10與40分有11個仰角，分別為0.5°、1.0°、2.0°、3.0°、4.0°、5.0°、6.0°、8.0°、10.0°、12.0°及15.0°，因此觀測時間解析度約為5~10鐘一筆。與五分山雷達資料處理相同也將雷達資料內插至水平1公里解析度的網格點上以供分析。

### (二) 地面測站資料的特性與處理

本研究所使用的地面觀測參數有測站氣壓、氣溫、露點、風向、風速與降雨率，資料時間解析度為1分鐘，由於資料來源分別從中央氣象局與日本氣象廳取得，其資料記錄時間為當地時間，因此要將時間轉換成世界標準時UTC。觀測資料有時會有缺漏，雨帶通過期間資料缺漏的時間皆少於3分鐘，當過資料缺漏時，則將缺漏部分的前後資料做線性內插將其補齊，以此確保分析資料的連續性。

當颱風逐漸接近或遠離測站時，測站氣壓會受其颱風系統本身低壓的影響而逐漸下降或上升，為去除測站氣壓受颱風低壓系統的影響，以突顯測站氣壓純粹受颱風雨帶影響的變化情況，因此將觀測到的逐分測站氣壓資料做60分鐘的滑動平均(因颱風雨帶通過測站的時間約為30~60分鐘)，再將逐分測站氣壓減掉上述之滑動平均值以得到擾動氣壓變化資料。

地面測站的水平風向風速可轉換成在

U(東西走向)與V(南北方向)方向的分量速度,將此U與V的分量速度投影至垂直與平行颱風雨帶走向的座標上後,再扣除颱風雨帶的移動速度,以求得相對於颱風雨帶的氣流。本研究將這垂直與平行於颱風雨帶的氣流速度分別定義為 $V_c$ (Cross-Band Flow)與 $V_a$ (Along-Band Flow)。

### (三) 雙都卜勒雷達風場合成

本研究利用雙都卜勒雷達風場合成法(Ray et al. 1980)可獲得三維風場資訊,藉此去分析颱風雨帶內的氣流結構特徵。因為龍王颱風雨帶自台灣東部經東北部至台灣北部區域的海面上,可利用五分山與花蓮(桃園機場)雷達合成風場分析通過東部(北部)海面的颱風雨帶,分析區域及範圍如圖1所示。針對颱風雨帶通過的時間進行風場合成,合成的基準時間與使用各雷達資料的時間如表2。

決定了分析的區域及時間後要進行雷達資料的處理及風場合成,其步驟如下:(1)首先將利用SOLO軟體將雷達資料的地形及海面雜波去除,並把折疊的徑向風場反折成正確數值,為了確保資料品質,在同一個位置上當雷達回波小於0dBZ的徑向風場資料也會移除。(2)經過SOLO軟體編輯過資料可利用NCAR的REORDER軟體(Oye et al. 1995)將極座標的資料內插至網格點資料,並進行系統移動速度的平移處理。網格點資料的設定為水平解析度為1公里、垂直解析度為0.25公里,自0.25~10公里共40層,影響半徑使用Cressman weighting function方式內插,水平的影響半徑設為1公里,垂直為1.5公里。(3)將經過上個步驟處理過後的網格資料透過NCAR的CEDEIC軟體(Mohr and Miller 1983)進行雙都卜勒風場合成,即可獲得三維風場資料,詳細的雙都卜勒風場合成說明請參考Yu and Cheng (2008)。

### 三、個案描述

#### (一) 龍王颱風

龍王(LONGWANG)颱風為2005年在北太平洋西部形成編號第19號的颱風,9月30日0000UTC於關島北方海面形成後,因受北方太平洋高壓影響持續向西移動及增加強度,至9月29日1200UTC時發展成為強烈颱風,其中心最低氣壓為925mb,近中心最大陣風為 $63\text{ms}^{-1}$ 。約於10月1日2100UTC左右自花蓮登陸後轉弱為中度颱風並持續向中國大陸移動,在10月3日0600UTC減弱成為熱帶性低氣壓,龍王颱風大致維持約 $22\text{--}25\text{ms}^{-1}$ 的速度向西前進。

由於龍王颱風自台灣東部登陸,颱風雨帶的移動受其環流影響,自台灣東部海面經東、北部陸地至北部海面上。當雨帶通過東、北部陸地到達北部海面時其帶狀結構特徵仍可清楚地由地面雷達所觀測,其結構並無明顯受到地形影響破壞,此時可利用北部地區密集的地面雷達及地面觀測站資料來完整的分析此颱風雨帶個案的演變及結構特徵。

#### (二) 龍王颱風雨帶之定義與演變

在利用雷達分析颱風雨帶之前,需先定義颱風雨帶。Barnes et al. (1983)指出颱風雨帶往往無法清楚的將其定義出來,因為常常有一些層狀降雨及不規則分佈的對流活動,因此利用雷達回波25dBZ的門檻值去定義出颱風雨帶的內外邊界,藉此可在雨帶中去除不必要的層狀降雨區並保留適度的層狀降雨區。Powell (1990a, b)也依循此門檻值利用25dBZ去定義出颱風雨帶的內外邊界。Skwira et al. (2005)利用32.5dBZ去定義出颱風雨帶的邊界,並定義出雨帶邊界兩側外需有相對較弱的回波值及雨帶形狀的長須大於寬,主要也是為了保留適度的層狀降雨區在雨帶的區域內。過去大約選用25-32.5dBZ去定義出颱風雨帶,但此門檻值之選用還是以能適當的定義出颱風雨帶為主。本研究初步使用30dBZ的雷達回波值去定義出颱風雨帶的內

外邊界,並利用五分山 $0.4^\circ$ 的雷達回波PPI(Plan Position Indicator)去分析龍王颱風中的雨帶。

圖1a與b為利用五分山雷達回波( $0.4^\circ$  PPI)分析雨帶分別在1819及2051UTC(如箭頭所指)的位置。1819UTC時雨帶位置在颱風中心北方約100公里處也就是在宜蘭外海附近,其長(寬)約200(40)公里,約呈東北東-西南西走向( $\sim 60\text{--}240^\circ$ ),並逐漸向西北方移動。雨帶內的雷達回波與其邊界處有明顯的梯度存在,當中大部分的區域為對流性降雨,甚至可觀測到大於50dBZ的強對流的存在。而層狀降雨區域範圍較小,雨帶並沒有出現如眼牆及主要雨帶接近同心圓型的結構,僅雨帶的西側和主要雨帶有所連接。2051UTC時仍可由雷達回波定義出分析雨帶之帶狀特徵,顯示整體結構並無明顯受到地形影響,並可發現分析雨帶與主要雨帶已經分離,此雨帶通過陸地的時間約為80分鐘左右。

根據前述雨帶定義條件,內邊界是較接近颱風中心的邊界,反之,外邊界是相較於內邊界較遠離颱風中心的邊界,雨帶內與外邊界的中間稱為雨帶中心軸線,內邊界自中心軸線區域稱為雨帶內側,中心軸線至外邊界區域稱為雨帶外側,雨帶內邊界外之區域稱為雨帶後方,雨帶外邊界外之區域稱為雨帶前方。自雨帶前方進入雨帶之氣流稱為內流,自雨帶後方進入雨帶之氣流稱為外流。

#### 四、颱風雨帶之觀測結構特徵

早期當分析雨帶位於台灣東部近海時,可利用五分山與花蓮雷達進行雙都卜勒風場分析其降雨及氣流結構,其範圍如圖1a中的黑實線所示,在1819UTC雨帶距離颱風中心約120公里遠。之後持續發展及移動至台灣北部海面時,可以利用五分山與桃園機場進行雙都卜勒風場分析,其範圍如圖1b黑實線所示,雨帶在2051UTC距離颱風中心約200公里

遠。

#### (一) 颱風雨帶早期的結構

圖2a為早期(1819UTC)颱風雨帶在雙都卜勒風場合成範圍中的雷達回波及氣流(1公里高)之水平結構。由於強對流(>40dBZ)主要位於雨帶內側,因而在此區域有明顯的回波梯度存在,雨帶的寬度約為40公里。受到颱風氣旋式環流影響,平行雨帶氣流( $V_a$ )明顯大於垂直雨帶氣流( $V_c$ ,正值為外流), $V_c(V_a)$ 強度平均為 $9(18)\text{ms}^{-1}$ 。雨帶內的外流區域僅侷限於其內側,強度約為 $9\text{ms}^{-1}$ ,大部分區域(自外邊界到雨帶內側對流區)皆為外流其強度與內流相當。圖中A-A'為垂直雨帶走向之剖面,其降雨及運動場結構如圖2b,由垂直剖面可知兩帶發展達約7公里高,對流區域位於中心軸線至內邊界之間的區域,可在此發現有著明顯的回波梯度存在。層狀降雨位於雨帶外側,在此約4公里的高度可觀測到亮帶。雨帶內2-3公里以下大部分為內流,自雨帶前方來的內流在內側對流區域遇到後方外流後被抬升,並在3-7公里間轉變為外流,因此雨帶中3公里以上的高度皆為外流,最強可達 $12\text{ms}^{-1}$ 。另外分析更多沿著雨帶的剖面(如圖2a中的 $X=20\text{km}$ 到 $X=50\text{km}$ 約30公里長的區域,無圖),其垂直的降雨及氣流結構並無顯著的變化,也都與A-A'類似,為底層內流並在對流區域抬升並轉變為外流。

#### (二) 颱風雨帶後期的結構

圖3為後期(2051UTC)颱風雨帶在雙都卜勒風場合成範圍中的雷達回波及氣流(1公里高)之水平結構。強對流(>40dBZ)範圍與早期(1819UTC)相比,位在較接近雨帶中心軸線的區域,雨帶寬度可自15到30公里左右。平行雨帶氣流較早期為弱(平行雨帶氣流最強約 $9\text{ms}^{-1}$ ,無圖),因此可發現沿著雨帶之垂直雨帶氣流變化較為顯著。由圖3可發現雨帶自 $X=0\text{km}$ 到 $X=30\text{km}$ 皆為內流,其強度約為 $9\text{ms}^{-1}$ 。雨帶內 $X=35\text{km}$ 到 $X=70\text{km}$ 的範圍,

在內邊界自中心軸線的區域為後方外流，其強度約為 $3\text{ms}^{-1}$ ，兩帶外側區域為內流，最強可達 $12\text{ms}^{-1}$ 。由水平結構可知，後期兩帶的氣流結構呈現較多樣性的變化特徵，為瞭解當中差異將沿著兩帶分別針對1.皆為內流的區域(如B-B')、2.雷達回波最強位置(如C-C')、3.外流最強區域(如D-D')與4.內流最強區域(如E-E')進行垂直結構分析。

圖4a為B-B'剖面之降雨及氣流結構，兩帶內的對流可發展至將近8公里高，層狀降雨位於兩帶外側，層狀降雨區內可發現有亮帶存在(高度約3-4公里)。兩帶內自底層到高層皆為內流，其強度約 $6-9\text{ms}^{-1}$ ，最小值 $3\text{ms}^{-1}$ 位於 $Y=14\text{km}$ 上約3-4公里高的位置，高層(4-7公里)的內流在對流區域有些微抬升並增強，中低層內流在兩帶內則無明顯抬升且逐漸減弱。

圖4b為C-C'剖面之降雨及氣流結構，兩帶內的對流發展僅約6公里高，且無亮帶存在，內流自兩帶前方進入經中心軸線至內邊界處，其內流的高度約3-4公里高，內流在兩帶內側抬升並在4公里以上轉變為外流。此一結構與主要兩帶中的Overturing updraft類似，兩帶後方區域為外流，其中高層(4-6公里高)的內流在兩帶內邊界處下沉，並在3公里處轉為內流。

圖4c為D-D'剖面之降雨及氣流結構，兩帶內的對流發展較高約7公里高，層狀性降雨不在兩帶區域內，而是在兩帶外 $Y=0-10\text{km}$ 與 $Y=48-60\text{km}$ 處。兩帶自中心軸線至兩帶後(前)方皆為外(內)流，僅兩帶前方5公里高的區域有外流，前方內流強度較外流強(最強為9)，內流在對流降雨區受上升氣流抬升並隨高度向兩帶內側傾斜，兩帶後方區域中高層(4-6公里高)的內流在兩帶內側與內流相遇而有些微下沉，此一剖面無顯著Overturing updraft現象。

圖4d為E-E'剖面之降雨及氣流結構，兩

帶內的對流發展約6公里高，兩帶前方與後方高約3-5公里處有亮帶存在。剖面內4公里以上皆為外流，內流在兩帶前方( $Y=42-58\text{km}$ )的高度為4公里左右，內流在進入兩帶外側區域時降低為3公里高，並在對流降雨區受抬升後轉變為外流，兩帶中低層外流與此內流在 $Y=30\text{km}$ 處相遇後有抬升。此結構與C-C'剖面相當類似，但不同的是，E-E'的內流最強達 $12\text{ms}^{-1}$ ，其抬升轉變為外流的位置在兩帶內側，且兩帶內側沒有出現內流。

### (三) 地面觀測特徵

颱風兩帶在通過臺灣北部陸地時，五分山的雷達回波可觀測到兩帶的結構，由於這兩個兩帶通過陸地後其帶狀結構依然可辨(如圖1)，說明這兩個兩帶並沒有顯著的受地形破壞。因此透過雷達回波( $\geq 30\text{dBZ}$ )與地面降雨( $\geq 10\text{mmhr}^{-1}$ )可定義出當兩帶通過測站的時間及其內外邊界，並可根據兩帶移速與時間計算出其空間距離。利用地面測站高解析度的資料(1分鐘)，可針對各觀測參數間細微的變化情形及相對關係進行分析。本研究分析的觀測參數有擾動氣壓、溫度、露點、水平風向、風速與降雨率，其中水平風向與風速可進一步計算成擾動氣壓與垂直( $V_c$ )與平行( $V_a$ )兩帶的氣流(計算方式說明於第二節中之測站資料的特性與處理)。

可利用與那國島與彭佳嶼測站來分析兩帶在早期與後期之地面觀測參數變化情形，以瞭解其差異程度。早期兩帶呈東西( $90-180^\circ$ )走向朝北方( $0^\circ$ )以 $4.66\text{ms}^{-1}$ 速度移動，並通過與那國島測站，當時地面觀測參數之變化如圖5a。兩帶通過的時間自1645-1708UTC共23分鐘，相對的空間距離自 $X=17-51\text{km}$ 約6公里寬。擾動氣壓在兩帶外側( $X=11-14\text{km}$ )為負值(最大值約 $-1.0\text{mb}$ )，在 $X=14\text{km}$ 之後開始轉變為正值，並在 $X=16\text{km}$ 出現正的最大值(約 $0.75\text{mb}$ )後逐漸下降，擾動氣壓在兩帶內呈現先下降後上升的趨勢。兩帶內氣溫自兩帶外邊界

開始緩慢下降至內邊界處共下降約 $1.5^\circ\text{C}$ ，兩帶外側較為內側區域乾燥，且皆為未飽和狀態。水平風向與風速在兩帶中心軸線附近有幅度不大的微弱順轉及增強，皆為內流，但於強降雨發生時( $X=16\text{km}$ )有顯著減弱約 $10\text{ms}^{-1}$ ，為氣旋式環流而無顯著變化。降雨率在兩帶內側出現最大值，其值可達約 $150\text{mmhr}^{-1}$ 。

後期兩帶呈 $60^\circ-240^\circ$ 走向朝 $330^\circ$ 以 $12.96\text{ms}^{-1}$ 速度移動，並有通過彭佳嶼測站，當時地面觀測參數之變化如圖5b。兩帶通過的時間自2031-2052UTC共21分鐘，相對的空間距離自 $X=25-41\text{km}$ 約16公里寬。擾動氣壓在兩帶外側( $X=25-33\text{km}$ )為負值(最大值約 $-0.75\text{mb}$ )，在 $X=33\text{km}$ 之後開始轉變為正值，並在持續維持約 $0.5\text{mb}$ 直到兩帶通過，擾動氣壓在兩帶內呈現先下降後上升的趨勢。兩帶內氣溫在外側 $X=27-30\text{km}$ 下降約 $1^\circ\text{C}$ ，而後在 $X=30-35\text{km}$ 的5公里內下降約 $3.5^\circ\text{C}$ ，兩帶內氣溫下降共約 $4.5^\circ\text{C}$ ，當氣溫驟降時，空氣呈現出飽和狀態(氣溫幾乎等於露點)。同時 $V_c$ 與 $V_a$ 皆有約 $10\text{ms}^{-1}$ 幅度的變化， $V_c$ 自內流( $-5\text{ms}^{-1}$ )轉變為外流， $V_a$ 雖皆為氣旋式環流，但在氣溫驟降時自 $10\text{ms}^{-1}$ 減弱至接近 $0\text{ms}^{-1}$ 。降雨率在兩帶開始通過時即有顯著增強其值平均約 $40\text{mmhr}^{-1}$ 。

## 五、結論

本研究利用高解析度的地面觀測及雷達資料分析2005年龍王颱風中的兩帶，主要利用雙都卜勒雷達分析兩帶內的降雨及運動場結構，並瞭解地面觀測參數在颱風兩帶通過時細微的變化特徵。

結果顯示颱風兩帶早期由於較接近颱風中心(兩帶與中心距離約120公里)氣流主要受到颱風氣旋式環流所影響。平行兩帶氣流為垂直兩帶氣流的兩倍強，垂直兩帶氣流在兩帶中的變化不顯著，對流降雨位於兩帶內側

接近內邊界處。層狀降雨則位於兩帶外側區域，垂直剖面分析可知內流自兩帶前方進入兩帶並延伸至對流降雨區域，內流在此被抬升至3-4公里高後轉變為外流，此一特徵與主要兩帶中的Overturing updraft(如圖6a)結構相當接近(Barnes et al. 1983, Hense and Houze 2008, Didlake and Houze 2009)，且沿著兩帶其他區域(約30公里範圍)進行剖面分析也發現其垂直結構並無顯著差異，因此早期颱風兩帶呈現較二維之結構。

後期颱風兩帶由於離颱風中心較遠(約200公里)，受颱風環流影響程度較早期弱。平行兩帶氣流兩垂直兩帶氣流強度相當，可明顯的觀察到垂直兩帶氣流在兩帶中的變化。對流降雨位於兩帶中心軸線處，層狀降雨則位於兩帶外側區域及兩帶兩側，沿著兩帶進行剖面分析可發現不同區域之垂直結構有所差異，大致可區分出四種類型(如圖6b、c、d、e)，這些垂直結構有時非常類似早期的結構，有時卻呈現出與早期不同的特徵。沿著兩帶約10-20公里左右即會呈現不同的垂直結構，代表後期颱風兩帶結構較為三維。颱風中心在後期尚未登陸，且颱風兩帶經過陸地後結構並未受到地形明顯破壞，因此推測颱風兩帶的結構差異主要可能受距離颱風中心遠近所致，距離颱風中心較近因受颱風內核渦旋影響程度較大，兩帶結構呈現與主要兩帶較為接近的特徵。反之，當離颱風中心越遠，受影響程度減小，颱風兩帶結構受本身對流發展所影響則相對增加，因此呈現出包含有颱風兩帶及類似颱風線(Houze 1977)的特徵。

比較兩帶早期通過與那國島及後期通過彭佳嶼時的地面觀測資料，可發現最大的差異在於氣溫的變化，早期兩帶內氣溫變化為緩降約 $1.5^\circ\text{C}$ ，但後期可迅速下降約 $4.5^\circ\text{C}$ 。

兩帶早期與後期的結構差異，在此階段的推論應是由距離颱風中心遠近所致，由

Houze (2010)將兩帶所處位置區分為兩大區塊，一為內核區(意指動力上受氣旋式環流所控制)，二為外圍環境，前者邊界約略為距颱風中心150公里同心圓範圍內，兩帶早期(後期)離颱風中心約120(200)公里。由圖2a其平行兩帶氣流明顯大於垂直兩帶氣流可知，早期兩帶的氣流結構應主要還受颱風氣旋式渦旋所控制。

與圖3相比較，兩帶後期平行兩帶氣流與垂直兩帶氣流的大小相當，代表此時受颱風環流影響的程度明顯變小，所以其對流的發展維持比較不受颱風環流影響，而呈現其多樣性，離颱風中心距離更遠的颱風兩帶可能具有類似胞線及超級胞(Benjamin 2011)的結構。但後期兩帶同時具有類似主要兩帶與胞線之特徵，位於此區的颱風兩帶顯現了其過渡的特性。此外，颱風中心及兩帶登陸也有可能對結構造成影響，後期兩帶雖通過陸地但其帶狀結構仍清晰可辨，且此時颱風中心尚未登陸，未來將會進一步釐清陸地對結構的影響程度。

## 六、誌謝

本研究由國科會NSC99-2111-M-034-00-2-MY3與NSC100-2628-M-034-001-MY3計畫支助進行。五分山雷達及彭佳嶼地面觀測站資料由中央氣象局提供，桃園機場雷達資料由民航局提供，嶼那國島地面測站資料由日本氣象廳(Japan Meteorological Agency)提供，感謝以上單位對於資料蒐集及說明上的協助。

## 七、參考文獻

- Barnes, G. M., E. J. Zipser, D. P. Jorgensen, and F. D. Marks, 1983: Mesoscale and convective structure of a hurricane rainband. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2125-2137.
- 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.
- Benjamin W. G., F. Zhang, and P. Markowski, 2011: Multiscale Processes Leading to Supercells in the Landfalling Outer Rainbands of Hurricane Katrina (2005). *Wea. Forecasting*, 26, 828-847.
- Didlake, A. C., and R. A. Houze, Jr., 2009: Convective-scale downdrafts in the principal rainband of Hurricane Katrina (2005). *Mon. Wea. Rev.*, 137, 3269-3293.
- Hamuro, M., and Coauthors, 1969: Precipitation bands of Typhoon Vera in 1959 (Part I). *J. Meteor. Soc. Japan*, 47, 298-309.
- Hence, D. A., and R. A. Houze, Jr., 2008: Kinematic structure of convective-scale elements in the rainbands of Hurricanes Katrina and Rita (2005). *J. Geophys. Res.*, 113, D15108, doi:10.1029/2007JD009429.
- Houze, R. A., Jr., 1977: Structure and dynamics of a tropical squall-line system. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1540-1567.
- Houze, R. A., Jr., 2010: Clouds in tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 293-344.
- Jorgensen, D. P., 1984: Mesoscale and convective-scale characteristics of mature hurricanes. Part I: General observations by research aircraft. *J. Atmos. Sci.*, 41, 1268-1285.
- Ligda, M. G. H., 1955: Hurricane squall lines. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 36, 340-342.
- Mohr, C. G., and L. J. Miller, 1983: CEDRIC—A software package for Cartesian space editing, synthesis, and display of radar fields under interactive control. Preprints, 21st Conf. on Radar Meteorology, Edmonton, AB, Canada, Amer. Meteor. Soc., 569-574.
- Nettleton, L., S. Daud, R. Neitzel, C. Burghart, W. C. Lee, and P. Hildebrand, 1993: SOLO: A program to peruse and edit radar data. Preprints, 26th Int. Conf. on Radar Meteorology, Norman, OK, Amer. Meteor. Soc., 338-339.
- Oye, R., C. Mueller, and S. Smith, 1995: Software for radar translation, visualization, editing, and interpolation. Preprints, 27th Conf. on Radar Meteorology, Vail, CO, Amer. Meteor. Soc., 359-361.
- Powell, M. D., 1990a: Boundary layer structure and dynamics in outer hurricane rainbands. Part I: Mesoscale rainfall and kinematic structure. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 891-917.
- Powell, M. D., 1990b: Boundary layer structure and dynamics in outer hurricane rainbands. Part II: Downdraft modification and mixed layer recovery. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 918-9938.
- Ray, P. S., C. L. Ziegler, W. Bumgarner, and R. J. Serafin, 1980: Single- and multiple-Doppler radar observations of tornadic storms. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1607-1625.
- Shapiro, L. J., and H. E. Willoughby, 1982: The response of balanced hurricanes to local sources of heat and momentum. *J. Atmos. Sci.*, 39, 378-394.
- Skwira, G. D., J. L. Schroeder, and R. E. Peterson, 2005: Surface observations of landfalling hurricane rainbands. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 454-4465.
- Ushijima, T., 1958: Outer rain bands of typhoons. *J. Meteor. Soc. Japan*, 36, 1-10.
- Wexler, H., 1947: Structure of hurricanes as determined by radar. *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, 48, 821-844.
- Willoughby, H. E., J. A. Clos, and M. G. Shoreibah, 1982: Concentric eye walls, secondary wind maxima, and the evolution of the hurricane vortex. *J. Atmos. Sci.*, 39, 395-411.
- Willoughby, H. E., F. D. Marks, Jr., R. J. Feinberg, 1984: Stationary and moving convective bands in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, 41, 3189-3211.
- Yu, C.-K., and L.-W. Cheng, 2008: Radar observations of intense orographic precipitation associated with Typhoon Xangsane (2000). *Mon. Wea. Rev.*, 136, 497-521.
- Yu, C.-K., and C.-L. Tsai, 2010: Surface pressure features of landfalling typhoon rainbands and their possible causes. *J. Atmos. Sci.*, 67, 2893-2911.
- Yu, C.-K., and Y. Chen, 2011: Surface fluctuations associated with tropical cyclone rainbands observed near Taiwan during 2000-08. *J. Atmos. Sci.*, 68, 1568-1585.

八、附表

表 1 五分山、花蓮與桃園機場雷達規格表。

	五分山	花蓮	桃園機場
經度	121.77°E	121.62°E	121.21°E
緯度	25.07°N	23.99°N	25.07°N
海拔高度	766 m	63 m	9 m
天線增益	45.6 dB	45.5 dB	44.9 dB
波長	10 cm	10 cm	5.3 cm
頻率	2.7 ~ 3.0GHz	2.7 ~ 2.9 GHz	5.6 ~ 5.65GHz
波束寬	0.95°	0.95°	0.89°
脈波往返頻率	318 ~ 1304 Hz	250 ~ 1302 Hz	250 ~ 1666 Hz
最大觀測範圍	230 km	230 km	100 km
脈波長	1.6 μs	0.5 μs	0.5 ~ 2.5 μs
最小接收訊號	-133 dBm	< -112 dBm	-114 dBm
空間解析度	1 km(回波) 250 m(徑向風)	1 km	1 km
最大旋轉速率	6 RPM	6 RPM	6 RPM
最大功率	750 kW	750 kW	350 ~ 350 kW
折錯速度	$\pm 26.55 \text{ m s}^{-1}$ $\pm 30.95 \text{ m s}^{-1}$	$> 100 \text{ m s}^{-1}$	$\pm 75 \sim 88.3 \text{ m s}^{-1}$

表 2 雙都卜勒風場合成的基準時間與所使用五分山、桃園機場與花蓮雷達資料之時間表。

基準時間 (REFERENCE TIME)	五分山雷達	花蓮雷達	桃園機場雷達
10/01/ 18:19:00	10/01/ 18:19:23	10/01/ 18:18:03	
10/01/ 20:51:00	10/01/ 20:51:01		10/01/ 20:50:12

(月/日/時:分:秒, UTC)

九、附圖

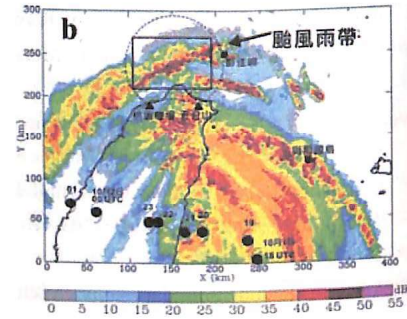


圖 1 雙都卜勒風場合成分析區域及雷達回波(五分山雷達, 0.4°仰角 PPI), 黑實線為五分山與花蓮雷達及五分山與桃園機場合成區域。黑虛線分別五分山-花蓮雷達與五分山-桃園機場雷達之電磁波波束相交角度(30-150°), 地面雷達站(三角形)與中央氣象局之颱風中心定位(颱風符號)也繪於圖中。時間為 (a) 1819 UTC, (b) 2051 UTC。

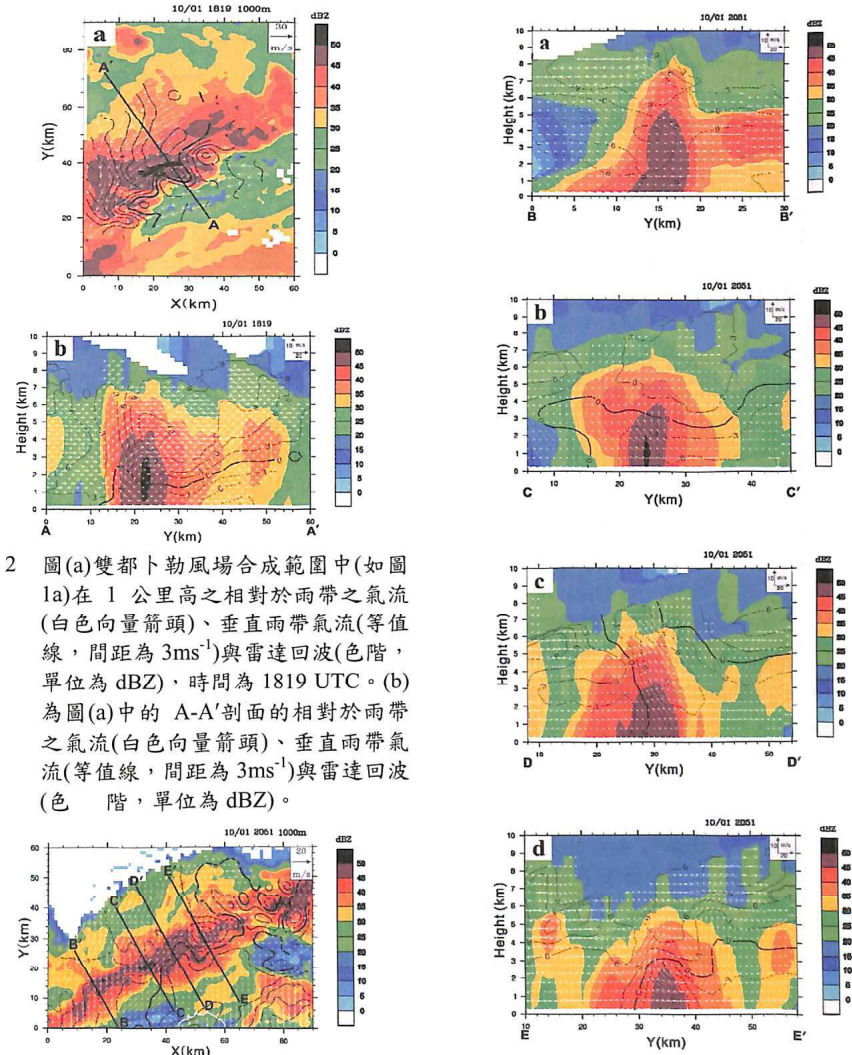


圖 2 圖(a)雙都卜勒風場合成範圍中(如圖 1a)在 1 公里高之相對於雨帶之氣流(白色向量箭頭)、垂直雨帶氣流(等值線, 間距為  $3 \text{ m s}^{-1}$ )與雷達回波(色階, 單位為 dBZ), 時間為 1819 UTC。(b) 為圖(a)中的 A-A'剖面的相對於雨帶之氣流(白色向量箭頭)、垂直雨帶氣流(等值線, 間距為  $3 \text{ m s}^{-1}$ )與雷達回波(色階, 單位為 dBZ)。

圖 3 雙都卜勒風場合成範圍中(如圖 1b)在 1 公里高之相對於雨帶之氣流(白色向量箭頭)、垂直雨帶氣流(等值線, 間距為  $3 \text{ m s}^{-1}$ )與雷達回波(色階, 單位為 dBZ), 時間為 2051 UTC, 圖中 B-B'、C-C'、D-D'與 E-E'剖面相對應於圖 4 a、b、c 與 d。

圖 4 圖 3 中各剖面之相對於雨帶之氣流(白色向量箭頭)、垂直雨帶氣流(等值線, 間距為  $3 \text{ m s}^{-1}$ )與雷達回波(色階, 單位為 dBZ)。圖(a)、(b)、(c)與(d)分別為 B-B'、C-C'、D-D'與 E-E'剖面相對應於圖 4 a、b、c 與 d。

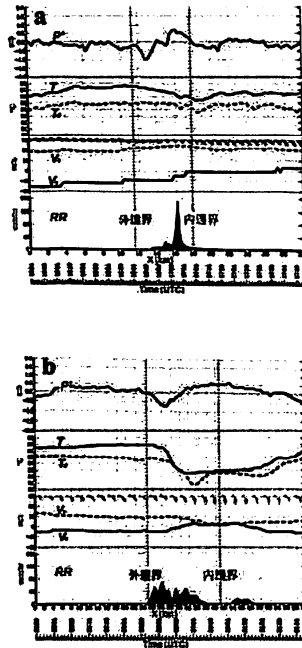


圖 5 圖(a)為雨帶通過嶼那國測站期間其擾動氣壓( $P$ )、氣溫( $T$ )、露點( $T_d$ )、垂直( $V_v$ )、平行( $V_p$ )雨帶氣流與降雨率( $RR$ )隨時間之變化，雨帶的內外邊界如黑點線所示，橫軸 X 為相對應之空間距離及時間(UTC)。圖(b)與圖(a)同，但為雨帶通過彭佳嶼測站。

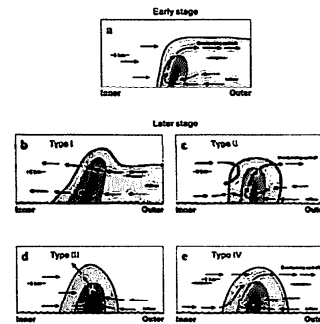


圖 6 雨帶早期(Early stage)與後期(Later stage)垂直降雨及氣流結構示意圖，箭頭為雙都卜勒風場合成之氣流結構，灰色色階為雨帶降雨結構(顏色較深代表較強的對流降雨)。

## Structures of a Typhoon Rainband Documented by Dual-Doppler Observations

Chia-Lun Tsai<sup>1</sup> AND Cheng-Ku Yu<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Graduate Institute of Earth Science, Chinese Culture University, Taipei, Taiwan

<sup>2</sup> Department of Atmospheric Sciences, Chinese Culture University, Taipei, Taiwan

### ABSTRACT

This study used ground-based dual-Doppler radar observations to document the structures of a rainband associated with Typhoon Longwang (2005) as it approached the Taiwan area. Initially, the target rainband had a closer distance ( $\sim 120$  km) to the typhoon center, and with time, it propagated outward and was located at  $\sim 200$  km away from the typhoon center. We had a good opportunity to utilize dual-Doppler syntheses to retrieve precipitation and airflow structures of the rainband at these two distinct periods. During the early period, the results indicated that the rainband had a relatively minor variation of precipitation and airflow structure along the band. Its structural characteristics were highly similar to those of the so-called "principal rainband" documented previously. Surface temperature fluctuations associated with the band were also observed to be very weak at this stage ( $\sim 1.5^\circ\text{C}$ ). During the later period, the precipitation and airflow structures of the rainband became more three-dimensional, and in particular, were not dominated by the principal-band-like airflow patterns. The surface fluctuations as the rainband passed by also show a dramatic drop in temperature ( $\sim 4.5^\circ\text{C}$ ).

**Keywords :** Typhoon Rainband, Doppler Radar, Dual-Doppler Syntheses