

賀伯颱風(1996)螺旋雨帶伴隨 之擾動結構特徵分析

張保亮^{1,2} 周仲島² 李文兆³

中央氣象局五分山氣象雷達站¹ 台灣大學大氣科學研究所²
美國國家大氣研究中心³

摘要

本研究利用中央氣象局五分山及民用航空局中正機場都卜勒雷達觀測資料，以雙都卜勒雷達合成分析方法，探討賀伯颱風（1996）登陸台灣北部時，其伴隨之螺旋雨帶擾動結構的特性。

分析結果顯示，雨帶內之對流降水區域，回波有隨高度往外傾斜的現象，在層狀降水區則有亮帶結構。由雙都卜勒雷達風場合成分析顯示，雨帶成熟期之內流氣流來自於靠近颱風中心的雨帶內側，而雨帶區上升運動的產生，主要來自於相對於颱風中之內、外氣流的輻合效應。由熱動力反演結果發現，在靠近颱風中心的雨帶內側為相對低壓/高溫區，在遠離颱風中心的雨帶外側則為相對高壓/低溫區。此外，垂直運動場、擾動溫度場及擾動氣壓場出現明顯的波動結構特徵，波長在 10-25km 左右。進一步由分析發現，高度 2km 處氣象場出現明顯的相位關係，即 u' 及 θ' 與 w' 有 90 度相位差，且與 p' 反向。此波動具有線性侷限重力波的特性，為反氣旋式方向往颱風內側傳播，但隨颱風氣旋式環流往下游方向移動。

一、前言

颱風所帶來的充沛雨量往往由螺旋雨帶所導致，而其對於颱風路徑及強度的影響(Willoughby et al 1984 ;Powell 1991ab)，也是颱風研究的重要問題。Barnes et al. (1983)利用飛機資料分析開放洋面上的颱風雨帶結構，發現雨帶內側（靠近颱風中心）的對流不穩定度較外側為小，雨帶外側之低層高相當位溫氣流進入雨帶區輻合上升後，轉為傾斜往外的氣流走向，此氣流配置與眼牆區相當類似，且雨帶對流區表現出對於內流氣流產生屏障 (barrier) 的作用，傾斜之雨帶對流區為層狀降水區所包圍，層狀降水區並有亮帶結構的出現，而雨帶對流往颱風外側傾斜的現象，與眼牆對流之傾斜一致。Willoughby et al.(1984)則利用雷達降水回波，依雨帶之準靜止特性定義 SBC (Stationary Band Complex)雨帶，SBC 包括主要雨帶 (principal)、連接雨帶 (connecting) 以及次雨帶 (secondary)之雷達回波外觀結構，其中主要雨帶之性質較類似於一般的線狀對流帶，主要為大尺度環境氣流輻合所造成。Barnes and Stossmeister (1986)在分析消散中之颱風次雨帶(secondary band)結構時發現，其結構與主要雨帶不同，跨雨帶氣流以及雨帶的發展，明顯受到眼牆區下降氣流的影響。Ishihara et al. (1986)利用雙都卜勒雷達分析登陸之颱風雨帶發現，最大輻合區出現於雨帶內側，隨高度往外往雨帶外側傾斜，

而下衝氣流與低層暖濕氣流的輻合作用，對於雨帶的維持扮演相當重要的角色。Powell (1990ab)則利用邊界層高度的觀測資料，探討雨帶之邊界層氣流對流不穩度的回復對於颱風強度的影響，指出雨帶發生位置(距颱風中心)對於進入颱風眼牆的氣流的位溫回復有顯著的影響。

除上述準靜止雨帶(相對於颱風中心)研究外，仍有許多不同移動特性的颱風雨帶被探討。Willoughby et al.(1984)分析 Hurricane David 螺旋雨帶時發現，該螺旋雨帶呈螺旋外移的特性，且移動速度較平均氣流為快，並認該雨帶為往外傳播之內重力波所造成(Kurrihara 1976;Willoughby 1977)。Matsumoto and Okamura(1985)分析移動之颱風雨帶發現，明顯之中尺度擾動氣壓槽的出現與重力波有關。Gall et al.(1998)分析颱風的小尺度螺旋現象(small-scale spiral feature)時發現，其水平尺度約 10km、垂直尺度約 5km，隨氣流往下游移動，其垂直運動場、擾動溫度場的相位分布顯示，該波動擾動的特性不滿足非重力波，其特性類似於邊界層的動力不穩定過程所產生，其相對平均氣流而言，為一準靜止的結構。就螺旋雨帶外觀特性而言，Guinn and Schubert(1993)說明雨帶可能透過位渦波破碎的眼牆軸對稱化過程產生雨帶。

賀伯颱風接近台灣陸地時，除其橢圓形眼牆及旋轉特徵外，其眼牆環流結構變化也相當明顯(張等 2000)。在此登陸階段，台灣北部海面有一明顯之螺

旋雨帶出現，由於此雨帶部份區域，可利用五分山及中正機場雷達資料進行雙都卜勒合成分析，這對於登陸中颱風的相關分析而言，為難得的機會。本研究計劃以此三度空間資料，來探討賀伯颱風螺旋雨帶之中尺度結構以其擾動結構的特徵。

二、雙都卜勒雷達分析

本文分析之賀伯颱風螺旋雨帶，位於台灣北部近海，其生成於眼牆強對流長軸區，隨時間朝逆時鐘方向往颱風外側移動。本文針對此雨帶，進行小範圍的雙都卜勒雷達合成分析。為降低幾合上的分析誤差，本文設定之雙都卜勒雷達分析範圍為 $90 \times 60 \text{ km}$ ，分析區域如圖 1。由於五分山雷達站資料時間間距約 6 分鐘，而中正機場雷達時間間距約為 15 分鐘，針對適合雙都卜勒雷達分析的區域，本研究選取分析雨帶形成後間隔 15 分鐘的七個分析時段。相關處理程序可參閱鄧(1992)。

2.1 運動場分析

2.1.1 水平風場

圖 2a 為 20:01 LST 時，高度 2km 之水平風速分布，圖中風場已扣除颱風移動速度。圖中顯示最大風速區發生於雨帶內側約 10 - 15km 處，約距颱風中心 95km，其最大風速值達到 44m/s 以上。距颱風中心 120km-140km 的西北側區域，風速出現強弱相間的分布，如以波動觀點，其波長約 15-25km 之間，擾動振幅約 1-2m/s。由風向分布也可發現，水平風向由上風處的東北東風轉為下風處的北北東風，呈現氣旋式旋轉的氣流型態。在雨帶內側，風向明顯與颱風切線方向有交角存在，交角約 15-30 度，意謂著有明顯之外流存在，雨帶外側之風向走向則接近於與颱風切線方向，顯示相對於颱風之內、外氣流並不明顯。此外，由前述之雨帶移動速度(切線方向 30m/s)可發現，雨帶移動速度明顯較水平風為慢，顯示通過雨帶之氣流，主要來自於颱風內部。圖 2b 為 20:01LST 高度 6km 之水平風速分布。圖中顯示，其最大風速區由高度 2km 之雨帶內側 5-10km，移往雨帶北側內側約 5km 處，最大風速值可達 38 m/s，強風區走向幾與雨帶強回波區平行，雨帶內、外側均為外流氣流(相對於颱風中心)，而高度 2km 處發現之類似波動訊號，在此高度相對較為微弱，其擾動波長在 20-30km 之間，擾動振幅則在 2-5m/s 之間。

原始都卜勒速度場中是否顯示出波動擾動訊號？由中正機場 20:01LST 高度 2km 處之都卜勒分布(圖 3a)可發現，在雨帶區外側(粗虛線區)，都卜勒速度等值線出現相當明顯的波動擾動結構。高度 6km 處(圖 b)，雨帶區外側之波動擾動訊號更加顯著，雨帶區中並出現明顯因強風速區所造成的槽線分布。此都卜

勒速度場分析顯示，雨帶區與其外側存在明顯之波動結構的擾動訊號，間接印證了風場分析結果的正確性，也意謂著此波動訊號，並非雙都卜勒分析所隱含之分析誤差所造成。

2.1.2 垂直運動場

圖 4a 為 20:01 LST 高度 4km 之垂直運動場分布圖，最大值達 3 m/s 以上，高度 4km 處(圖 b)，最大上升運動區位於雨帶內側，且幾乎與主要雨帶區域(雷達回波值大於 40 dBZ)平行，但較高度 2km 處更接近雨帶區(圖未示)，最大上升運動區域位於雨帶中側內側，最大上升運動值達 4 m/s 以上，位於雨帶北側內側，存在一最大上升運動區，最大值達 10m/s，主要雨帶區處明顯為下降運動所含蓋，最大值達 2.0m/s，位於雨帶區中側處。整體而言，在雨帶區中側、北側，距颱風中心約 110km-140km 之區域，沿氣流往下游處出現上升、下降的擾動結構，其值位於 -1 - 1 m/s 之間，波長約 15 - 20 km，呈出北北西-南南東走向的等相位走向，且與氣流方向幾乎垂直，與風速與輻散場出現波動象位置一置。

整體而言，雨帶區在七個分析時間(20:01LST-21:31LST，間隔 15 分鐘)均明顯呈出波動的結構，特別是位於雨帶區附近與外側，其特徵為波動之等相位幾乎垂直氣流方向，波動波長約為 10 - 25 km，擾動振幅在 0.5m/s-4m/s 之間。

2.2 擾動氣壓與溫度場

由於都卜勒雷達觀測技術的發展，提供了中小尺降水系統的詳細的三維風場資料，但並無法直接量測到三維的熱力場變數，對於降水系統的研究有其不足之處。本研究進一步利用此反演法(Gal-Chen 1978)求取擾動氣壓與溫度場。

2.2.1 擾動氣壓場

圖 4b 為 4km 高度之擾動氣壓場分布，20:01 LST 時(圖 a)，圖中顯示靠近颱風中心之雨帶內側為一低壓區域，最低擾動氣壓區位於雨帶南方內側區域，其最低值達到 -6 mb 以上，而雨帶外側則為一相對高壓區，其最高值可達 3 mb 以上；因此在這 4km 高度上，最大水平氣壓梯度可達 9 mb/100km，圖中顯示於雨帶中至北側，其擾動氣壓場分布如同垂直運動場出現波動的結構。換言之，緊靠雨帶之強對流區(回波值大於 40dBZ)為一相對低壓區，而外側則為相對高壓區，區域向左右延伸仍可清楚分辨另一相對高壓、低壓的配置。位於較遠離主要雨帶區的氣流下游處，亦呈現類似垂直運動場的等相位走向，但訊號可能因環境的影響而顯的較為微弱，波動振幅在上風處由約 1.5mb 降至下風處的 0.5mb 以下。

2.2.2 擾動溫度場

圖 4c 為 4km 高度處之擾動溫度場分布, 20:01 LST 時(圖 a), 圖中顯示靠近颱風中心方向之雨帶中側內側為一相對高溫區, 最大值達 6 °C, 而雨帶外側則為相對低溫區, 其值及梯度均相當微弱, 最低值約 -4 °C。於雨帶北側, 擾動溫度場亦有波動的現象, 波長約為 15 - 20 km, 與垂直運動場及擾動氣壓場所顯現的波長接近, 振幅約 2°C-3°C, 而在雨帶區外側, 波動訊號相對較為微弱, 振幅約 1°C, 波長約 20km。

2.3 垂直剖面分析

由於上述之等高面分析可知, 雨帶區存在明顯之波動結構, 特別是在氣流走向方向, 為進一步了解其在垂直方向上的特徵, 本文針對氣流方向進行垂直剖面分析。圖 5 為沿

圖 4a 中曲線 AA' 方之回波與垂直運動場剖面圖, 其主要為平行於氣流方向。圖中已扣除雨帶之移動速度, 分析高度為 1 - 10km, 水平距離約 70-80km。由 20:01LST 圖 a 中可發現, 在此平行於氣流方向之剖面, 明顯出現約 5 組上升、下降的波動組合, 波長約 15km, 最大上升運動值約 3.5m/s, 且在垂直方向上並無顯著的傾斜現象, 而位於圖中 65km 附近之強回波區, 則有隨高度往下游傾斜的現象, 位於 20-40km 附近則為水平回波梯度較弱的層狀降水區, 位於雨帶內側有明顯來自於颱風中心方向的氣流, 而雨帶外側則有微弱往雨帶的氣流存在。由回波的垂直分布來看, 主要雨帶對流區之回波大於 40dBZ 發展高度可達 6km, 且回波隨高度有些微往外側傾斜的現象; 層狀降水區域位於高度 5-6km 則有明顯亮帶 (bright band) 產生, 對照 31 日 12Z 板橋的探空可發現(圖未示), 亮帶發生的高度與結冰層高度(約 5.8km)一致。此外, 由探空的分析也可發現, 當時雨帶區的環境相當的潮濕, 從地面到 300mb 幾乎呈現飽合的現象, 且顯示了相當低(接近中性)的對流不穩定度。

2.4 波動特性

為進一步了解螺旋雨帶各氣象場間的波動現象與相位關係, 本文以相關係數方法(Gall et al.1998)處理雨帶雙都卜勒分析區求得之氣象場, 包括風速、垂直運動場、擾動氣壓場、擾動溫度場, 圖 6 a 為高度 2km 垂直運動場之相關係數場分布, 圖中呈現出明顯的帶狀波動結構, 在分析區域右側較高的相關係數區的呈現東北、西南走向, 而在左側則逐漸轉為西北、東南走向, 此與風向的分析結果一致(圖 2a), 也將是高的相關係數區與風向垂直, 進一步說明則是波動方向與風向垂直, 而波動之波長在 15-20km 之間。圖 b

為擾動壓力場的分布, 圖中可見, 在距颱風中心約 110-140km 區域, 帶狀的波動結構相當明顯, 等相位線為西北、東南走向, 波長也在 15-20km 之間, 而位於雨帶區(半徑約 100km 處)內側則較不明顯。此氣象場相關係數分析, 其振幅已標準化(其值介於-1 至 1 之間), 此量化資料, 並可進一步分析雨帶區各氣象間的相位關係。經由相位圖分析, 即可辨識氣象場間是否存在特定的相位關係, 這將有助於對於波動結構特性的詮釋。當資料點在相位圖中呈圓形分布時, 表示此兩氣象場具有 90 度的相位差, 而當資料點分布呈對角分布時, 並位於第一、三象限, 表示兩氣象場間具有相同相位的關係; 位於第二、四象限時, 則存在相反的相位。圖 7 為 20:01LST 高度 2km 的相位關係分布圖, 由圖中可看出, 在高度 2km 處風場與擾動壓力場呈現出二、四象限的直線分布, 顯示兩氣象場間有相反相位關係的存在(圖 a), 而風場與擾動溫度場呈現出一、三象限的直線分布(圖 b), 顯示兩氣象場間具相同相位關係。圖 c 為垂直運動場與擾動氣壓場的分布, 圖中可清楚發現, 資料點呈現幾近圓形的分布, 亦即此兩氣象場存在 90 度之相位差。由上述之相位關係可發現, 風場與擾動動氣壓場存在相反相位, 與擾動氣壓場間存在相同相位, 且垂直運動場與擾動溫度場存在 90 度相位差。

由波動結構及相位分析可發現, 在低、中層之垂直運動場等相位線隨高度並無傾斜發生。在低層, 溫度場、動量場與垂直運動場存在 90 度相位差, 且與氣壓場有 180 度相位差。此性值與 Yang and Houze(1995)模擬多胞龍線結構時指出的內重力波相當類似。Yang and Houze(1995)同時指出, 在對流層頂以上之開放邊界, 波動性質為自由傳播的內重力波, 中對流層則因垂直風切的明顯增大, 導致了侷限(trapped)重力波的發生, 低層則由於地面邊界反射的作用, 也將產生侷限的現象。當侷限現象發生時, 垂直方向之垂直運動場波動傳播將受到限制, 其等相位線隨高度便無傾斜發生, 但其它氣象場之相位關係將隨高度發生改變。為進一步討論上述波動特性, 在不考慮旋轉及不可壓大氣之條件下, 由內重力波之二維線性化方程(Hotton 1992), 針對侷限重力波動而言, 垂直運動場可假設為:

$$w' = f(z) \cos(kx - ct) \dots (1)$$

在低層 $f(z)$ 可表示為:

$$f(z) \propto \sin(z\pi / 2z_{\max}) > 0 \dots (2)$$

假設波動與平均氣流反向($c < 0$)條件下: 可導出下列關係式:

$$w' \propto \cos(kx - ct) \quad , \quad u' \propto -\sin(kx - ct)$$

$$p' \propto \sin(kx - ct) \quad , \quad \theta' \propto -\sin(kx - ct)$$

由上述之關係式可發現，當波動傳播與平均氣流反向時， u' 及 θ' 相位將領先 w' 90度，且與 p' 反向。由分析區內高度2km之平均切線環流分析(圖未示)發現，其切線風速(35-42m/s)較雨帶之移動速度(30m/s)為快，顯示雨帶的移動，除受平均氣流影響外，尚有其它影響雨帶移動的機制存在。其中又以波動傳播的影響為最為可能，且其波動傳播方向需與平均氣流相反。此外，由前述之波動分析顯示，其相位關係與上述之線性分析一致。因此，可推論雨帶區之低層波動現象，朝反氣旋式方向傳播，且具有侷限重力波的特性。其相位關係與傳播示意圖如圖8所示。圖中可見，對於反鐘向移動之波動，在低層透過輻合作用產生上升運動，因上升冷卻作用成爲一相對低溫區。

三、討論

上述雨帶運動場分析顯示，雨帶降水回波在成熟階段，可明顯區分出對流性與層狀性降水的分布，層狀降水區並有亮帶結構的出現雨帶，對流降水回波則隨高度有往颱風外側傾斜的現象，同時伴隨著傾斜上衝流的發生。而雨帶區相對於颱風的內、外流氣流加強輻合作用，使雨帶對流達最強。這些結構特徵與 Barnes et al. (1983)及 Powell (1991a)的分析結果相當類似，但相對於雨帶區的氣流走向與移動特性則有明顯不同。

隨雨帶往颱風外側移動，其最大內、外流區強度大幅減弱，並進一步造成雨帶對流的減弱。由本文之水平及垂直結構分析同時顯示，雨帶區附近存在顯著的擾動波動結構。且分析區中擾動波動結構具有侷限內重力波的特性，波長在 15-25km 左右，朝氣流之上游方向傳播(順鐘向)。就螺旋雨帶的形成機制而言，過去學者有許多理論的探討，其中內重力波雨帶即是一重要的觀點。Anthes(1972)利用三維模式指出，雨帶的結構與特性和重力波相當類似，而由模式中的螺旋狀上升帶，是由於質量場與風場之間的不平衡所造成，此種不平衡的結果，便以重力波的方式輻散能量。Willoughby (1977)則進一步利用梯度風平橫的正壓渦旋爲基本狀態，探討擾動的發展過程以及它們隨半徑/時間等的變化，指出颱風中雖然有向外傳播/發展的慣性重力波(Kurihara 1976)，但是由於發生時其視頻率太高，也就是預期發生的雨帶旋轉速度太快(>100m/s)，在自然界中並不易發現，反之向內傳播的慣性重力波的特徵與實際觀測到的螺旋雨帶吻合。Lewis and Hawkins(1982)曾說明雨帶的生成在颱風扮演的角色，他說明多邊型眼牆以及雨帶的形成是重力波的干涉所造成，並指出內側與外側雨帶的差異，在內側雨帶區其氣流接近於平形雨帶方向，而外側雨帶其氣流則爲通過雨帶區域，內、外側雨帶的區隔，則被連接雨帶分離開來(Willoughby et al. 1984)。上述具理論基礎的重力波雨帶，在觀測中是否存在?Matsumoto and Okamura(1985)分析颱風中尺度擾

動結構發現，該擾動伴隨明顯的中尺度氣壓槽與雨帶的存在，且由其地面風場及雲量的分布，顯示該擾動具有內重力波的特性，擾動波長約 90km。Willoughby et al.(1984)則由雷達資料中，推論外移內重力波雨帶可能存在。但 Barnes et al. (1983) 與 Ishihara et al. (1986)，以及 Powell (1991a)的分析中，由帶的移動及地面氣壓的改變，並無顯示重力波雨帶的特性，而 SBC(Willoughby et al 1984)雨帶，則是大尺度氣流輻合所造成，與 Willoughby (1977)所描述的重力波雨帶亦無明顯關聯。

本文雨帶區波動結構分析顯示，其回波與垂直運動場等相位線有明顯交角存在，顯示雨帶之形成應與重力波並無直接關係，其形成機制可能另有其它原因。由渦度水平分析結果顯示，眼牆區附近有細長的渦度帶產生，其外觀的形成與位渦波的軸對稱化過程(Guinn and Schubert 1993)類似，由於缺乏溫度場觀測資料，此現象是否意謂著分析雨帶的形成與正壓過程有關，仍有待釐清。此外，由於分析區域的限制，環境風場的計算並不易估計，加上位於對流區中的探空，所求得之垂直穩定度產生的誤差可能過大，均使波動特性的探討受到限制。而侷限重力波的產生原因，以及對於雨帶之生成或影響所扮演的角色，現有分析資料中並無法給予答案，這些問題在未來都有待進一步澄清。

四、結論

本文利用中央氣象局五分山都卜勒雷達與民用航空局中正機場都卜勒雷達資料，利用雙都卜勒合成分析方法，探討賀伯颱風(1996)接近台灣陸地時，台灣北部海面螺旋雨帶的中尺度擾動結構特徵變化。以下爲本文的主要分析結果：

- 台灣北方海面之近中心螺旋雨帶，由眼牆強對流長軸處逐漸由分離而出，並隨颱風之移動，朝逆時鐘方向往颱風外側移動，並在過程中達到最大的強度，其最大回波強度達 45dBZ。此近中心雨帶，在颱風登陸前約 2.5-3 小時即產生，其外觀的形成與位渦波的軸對稱化過程(Guinn and Schubert 1993)較爲類似。
- 雨帶在成熟期階段，大於 40dBZ 之雨帶強回波區回波發展可達 5km 高度，且隨高度並也往颱風外側傾斜的現象，傾斜角約 50-60 度，類似於登陸前之眼牆回波傾斜現象，在其外側同時伴隨明顯的亮帶結構。此降水結構相當類似於過去的個案研究 (Barnes et al. 1983; Powell 1991a)。雨帶在消散階段，回波結構轉變爲涵蓋範圍較廣，且水平梯度明顯變較弱。此外，由相關係數方法分析，雨帶區中之小尺度擾動結構波長約 15-20km 之間，且排列之帶狀結構最大長度達 120km 以上，隨分析時間明顯往氣旋

式方向移動(相對於颱風中心),其移動速度介於15-30m/s之間。

- 運動場分析顯示,雨帶成熟階段,其內流空氣來自於靠近颱風中心的雨帶內側,而颱風外流氣流產生的輻合作用,則是維持雨帶區上升運動的重要原因。此與 Barnes et al. (1983) 與 Powell (1991ab)分析之 SBC 雨帶,在性質有明顯差異,SBC 為大尺度環境之內流氣流輻合所造成。本文之氣流結構較類似於 Barnes and Stossmeister (1986)分析之消散中的颱風雨帶,其內流氣流亦來自於雨帶內側。
- 由熱力反演分析顯示,在靠近颱風中心的雨帶內側為相對低壓/高溫區,在遠離颱風中心的雨帶外側則為相對高壓/低溫區,顯示雨帶區之氣壓及溫度場,為颱風環境場所影響。
- 雨帶區及其內、外側,在風速場、垂直運動場、擾動氣壓場、擾動溫度場,均可發現雨帶區波動結構的存在,波長約 10- 20km 左右。波動等相位線由雨帶內側(上游處)的南、北走向漸轉為外側(下游處)的西北、東南走向,等相位線與風向交角均大於 60 度以上。且分析之波動現象與雨帶回波等相位線存在明顯交角,顯示本文分析雨帶應非 Willoughby (1977)所描述的重力波雨帶。
- 高度 2km 處,風場及擾動溫度場與垂直運動場有 90 度相位差,且與擾動氣壓場呈相反相位,由線性化的波動分析顯示,其特性類似於侷限重力波。由於分析區域的限制,不易計算環境風場,對於侷限原因仍需進一步加以探討。

致謝

本文得以完成,感謝交通部民航局飛航服務總台提供雷達資料。本研究部份經費支援由國科會提供,計畫編號為 NSC-89-2111-M-002-018-。

參考文獻

- Anthes,R.A. ,1972:The development of asymmetries in a three-dimensional numerical model of tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 461-476.
- 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.
- ,and G. J. Stossmeister,1986: The structure and decay of a rainband in Hurricane Irene(1981). *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2590-2601.
- Gal-Chen, T., 1978: A method for the initialization of the anelastic equations: Implications for matching models with observations. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 587-606.
- Gall, R., J. Tuttle, and P. Hildebrand, 1998: Small-scale spiral bands observed in Hurricanes Andrews, Hugo, and Erin. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1749-1766.
- Guinn, T. and W. Schubert,1993: Hurricane spiral bands. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3380-3404.
- Hotton,J.R.,1992:An Introduction to Dynamic Meteorology. 3d ed. Academic Press,507 pp.
- Ishihara,M., Z.Yanagisawa, H.Sakakibara, K. Matsuura and J.Aoyagi ,1986:Structure of a typhoon rainband observed by two Doppler radars.*J.Meteor.Soc.Japan*,**64**,923-938.
- Kurihara ,Y.,1976: On the development of spiral bands in a tropical cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 940-958.
- Lewis,B.M.,andH.F.Hawkins,1982:Polygonal eye walls and rain bands in hurricanes. *Bull.Amer.Meteor.Soc.* ,**63**,1294-1300.
- Matsumoto,S. and H.Okamura,1985:The internal gravity wave observed in the Typhoon T8124(Gay). *J.Meteor.Soc.Japan*,**63**,37-51.
- 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.
- , 1990b: Boundary layer structure and dynamics in outer hurricane rainbands. Part I: Downdraft modification and mixed layer recovery. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 918-938.
- Willoughby, H. E.,1977: Inertia-buoyancy waves in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3189-3211.
- ,F. D. Marks, Jr., and R. J. Feinberg, 1984: Stationary and moving convective bands in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3189-3211.
- Yang, M.-J., and R. A. Houze, Jr., 1995: Multicell squall-line structure as a manifestation of vertically trapped gravity waves. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 641-661.
- 張保亮、周仲島與李文兆, 2000: 賀伯颱風(1996)近中心環流結構分析。投稿天氣分析預報研討會(88)。
- 鄧秀明, 1992: 梅雨鋒面對流之中尺度動力與熱力結構演化: TAMEX個案研究。國立臺灣大學大氣科學研究所博士論文, 196頁。

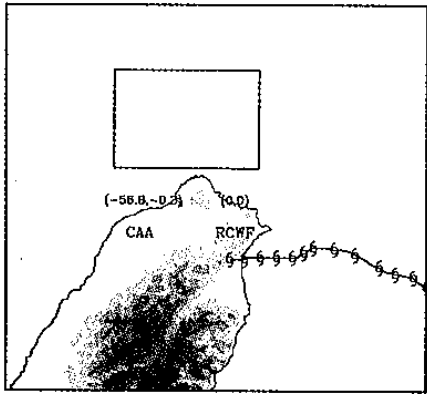


圖1 雙都卜勒分析區域(90 Km × 60Km)圖。賀伯颱風路徑為利用雷達回波數值小於10dBZ之弱回波幾何中心所定出。

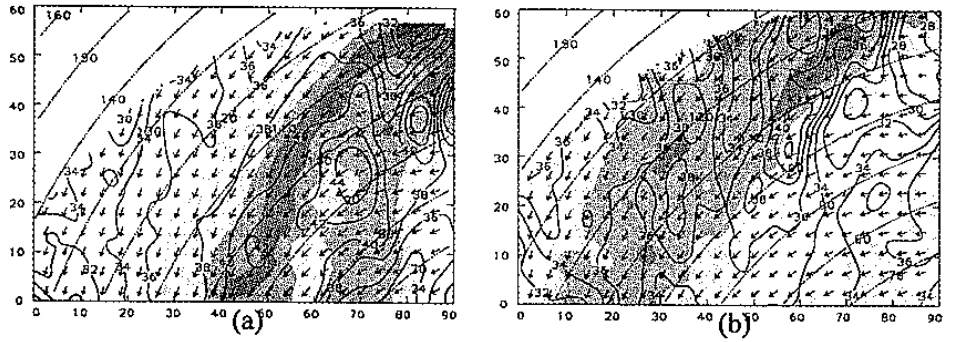


圖2 20:01LST水平風速分布。圖中等值線間距 2ms^{-1} ，陰影區為回波強度，開始色階為25 dBZ間隔5dBZ，同心圓線為相對於颱風中心，數字表示距離(km)。圖a為高度2km。圖b為高度6km。

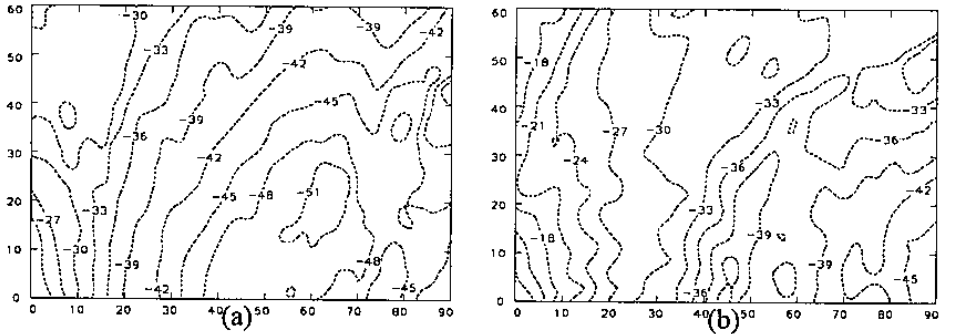


圖3 賀伯颱風都卜勒速度場分布。圖a為CAA雷達高度2km之分析資料，圖b為高度6km，等值線間距 5m/s 。

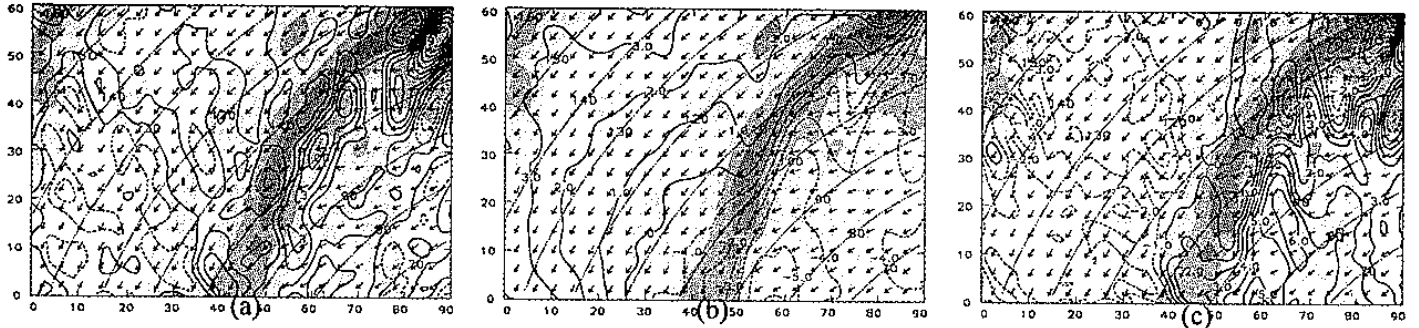


圖4 20:01LST高度4公里分析場。圖a為垂直運動場分布，等值線間距 1.0ms^{-1} 。圖b為擾動氣壓場分布，等值線間距 1.0mb 。圖c為擾動溫度場分布，等值線間距 $1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

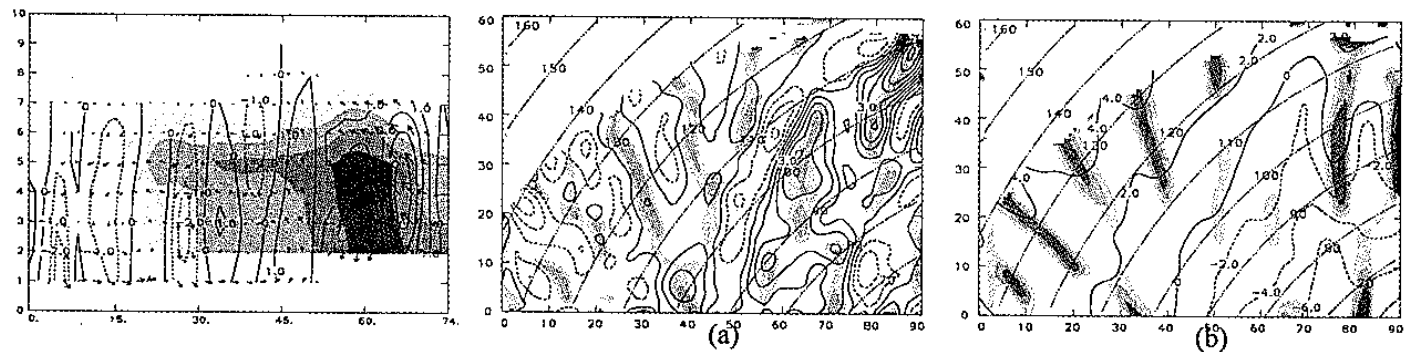


圖5 沿圖4a之AA'垂直運動場剖面圖。圖中已扣除雨帶之移動速度，等值線間距 0.5ms^{-1}

圖6 20:01 LST高度2km垂直運動場(a)與相關係數場分析(見內文)，等值線間隔 1ms^{-1} ，陰影為相關係數大於0.3區域，間隔0.2。圖b同圖a，但為擾動氣壓場，等值線間隔 2.0mb 。

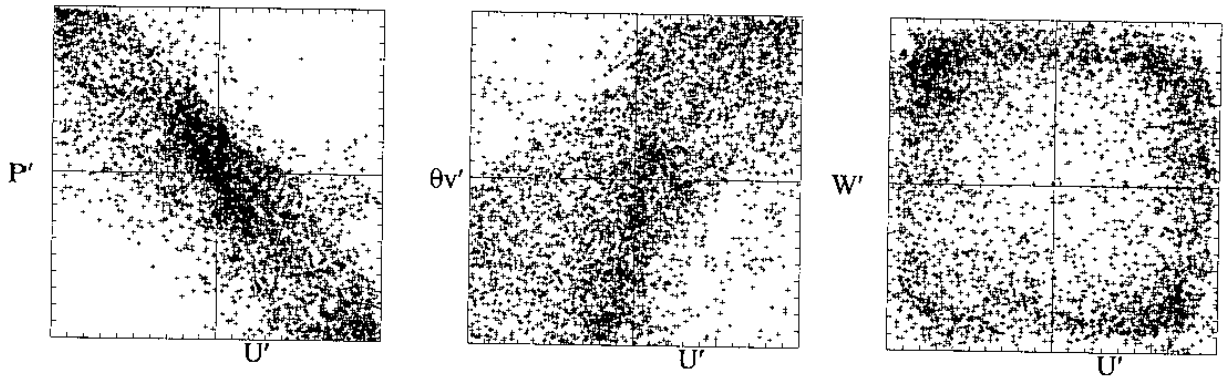


圖7 20:01LST高度2km相位關係圖，圖a之x軸為水平擾動速度場，y軸為擾動氣壓場，x軸與y軸之範圍均為-1至1之間。圖b之x軸為水平擾動速度場，y軸為擾動溫度場。圖c之x軸為水平擾動速度場，y軸為垂直運動場。

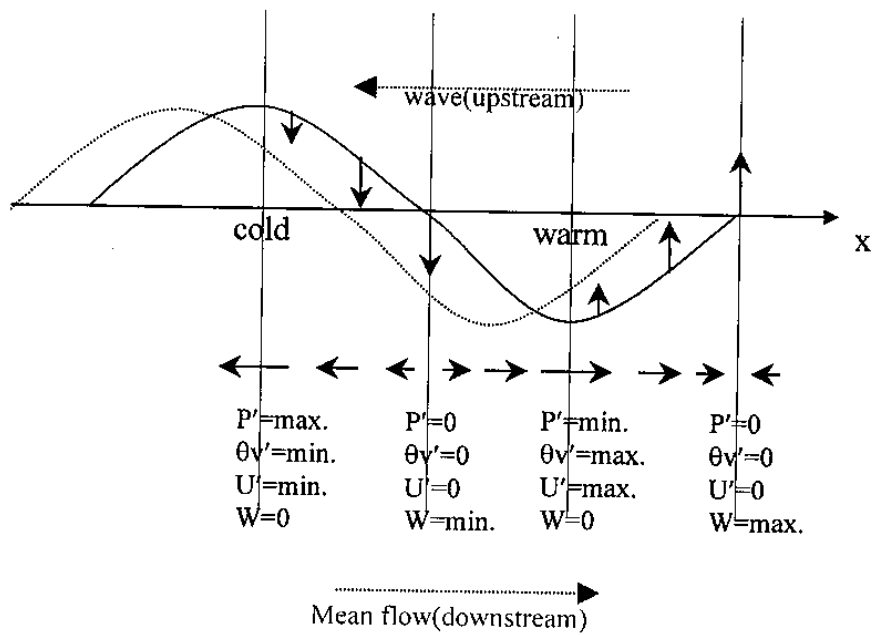


圖8 侷限重力波傳播示意圖。細實線代表擾動氣壓振幅，粗箭頭代表垂直運動，細箭頭為水平擾動速度場。