

中國文化大學理學院地學研究所
博士論文

Doctoral Dissertation
Graduate Institute of Earth Science
College of Science
Chinese Culture University

龍王颱風(2005)雨帶結構及其地面觀測特徵

Observational study of structures and surface fluctuations of
typhoon rainbands of Longwang (2005)



指導教授：游政谷 教授
Advisor: Professor Cheng-Ku Yu

研究生：蔡嘉倫
Graduate Student: Chia-Lun Tsai

中華民國 102 年 6 月

June 2013

中國文化大學

博士學位論文

龍王颱風(2005)雨帶結構及其地面觀測特徵

研究生：蔡嘉倫

經考試合格特此證明

口試委員：
陳文琦
郭鴻基
毛俊傑
廖宇慶
游政谷
毛俊傑
游政谷

指導教授：游政谷

所長：李載進

口試日期：中華民國 102 年 06 月 06 日

摘要

螺旋雨帶為颱風中主要的特徵之一，然而颱風雨帶的形態相當多元及複雜，因此對雨帶有更完整認識是相當重要的。本文利用高解析度的地面測站及雷達資料，針對龍王颱風(2005)當中通過臺灣北部的兩個雨帶(R1 與 R2)進行研究。主要目的為瞭解 R1 與 R2 內各種地面參數細微之變化特徵，並使用多都卜勒雷達分析雨帶內的氣流及降雨結構特徵，以及探討其發展及維持的可能機制。

由高時間解析度的地面觀測資料顯示，R1 與 R2 在通過各測站時所觀測到的氣象參數變化相當類似。地面擾動氣壓會先在雨帶外側下降並在內側上升，氣溫在雨帶中心軸通過後會有顯著的下降。垂直雨帶氣流(V_c)在擾動氣壓開始上升同時會有明顯的減速。降雨集中在雨帶內側區域，此區的相對濕度會有些微增加，但大都是未飽和的狀態。早期資料受觀測技術限制，僅能對雨帶地面參數變化進行粗略且模糊的定性描述。但透過本研究，對於雨帶內各地面參數產生變化的確切時間、位置及擾動程度，已有詳細的定量分析探討。

利用三都卜勒雷達風場合成可分析降水與三維氣流結構資料。結果顯示，R1 與 R2 的寬度約為 15~30 公里， V_c 在雨帶前方與外側皆為內流，後方低層有外流存在並延伸至雨帶內側，平行雨帶氣流(V_a)的最大值出現在中心軸附近約 3 公里高。主要對流降雨區中的垂直速度大部分為正值，在兩側邊界外的融解層以下為負值。

本研究利用擾動氣壓診斷方程來估計對流效應在 R1 與 R2 內觀測擾動氣壓的貢獻程度。診斷結果顯示，對流效應對擾動氣壓的貢獻僅佔實際觀測值約 30%~57%。由地面觀測資料顯示擾動氣壓隨時間會有著規律的週期與振幅變化，當 R1 與 R2 通過地面測站時其振幅會有顯著的放大。結合這些診斷分析可推論 R1 與 R2 內的擾動氣壓變化，應來自對流與大氣波動交互作用之結果。

透過詳細的雙都卜勒分析顯示，R1 在不同時期的降雨及氣流結構會有顯著差異。R1 在前期離颱風中心較近，結構特徵較為二維。但在後期距離中心較遠時，則呈現多樣性的三維結構。地面觀測資料顯示氣溫與降雨率在不同時期也會有明顯的差異，前期的氣溫下降趨勢較為平緩且強降雨集中在雨帶內側，但在後期氣溫可驟降約 4.5°C，降雨區則位於外邊界附近且相對較弱。這些前後期結構差異主要可能與環境條件的改變有關，而環境條件會因為 R1 與颱風中心距離不同而有所差異。

除了上述的分析之外，本研究也探討 R1 在登陸期間的結構特徵。由雷達觀測顯示 R1 的帶狀降雨回波結構並無受地形破壞而消散，在開始遭遇到地形時其回波強度會些微增強，但隨即會逐漸減弱，離開地形時其對流會重新組織且增強，並維持帶狀組織持續向外傳播發展。登陸前的內流邊界隨高度向外側傾斜發展，通過地形時內流邊界則變為平緩且無傾斜，但在離開地形時又會重新開始出現向外側傾斜的結構。透過此分析結果可知臺灣北部地形對 R1 內降雨及氣流結構的發展有相當程度的影響。

本研究更針對 R2 內的弧形雷達回波 (ASREs) 特徵進行詳細的降雨及氣流結構探討。分析結果顯示 ASREs 的前緣為對流降雨區，此區為前方內流與後方外流(rear-to-front flow)輻合的位置，在後方外流區西(東)側可發現水平尺度約為十公里之氣旋式(反氣旋式)的渦旋結構。前方內流與後方外流在對流降雨區抬升並隨高度向後方傾斜，後方外流的邊界約為 3 公里高，內側主要為層狀的降雨。透過地面資料與雙都卜勒分析顯示，在 R2 內所觀測到的弧形回波結構特徵可能主要與冷池發展有關。綜合以上探討發現 ASREs 的降雨及氣流結構與颱風線相當類似，但與典型 principal band 卻有明顯的差異存在。

致謝

在多年的研究所生活中，最要感謝是我的指導教授游政谷老師，老師總是在研究上盡心盡力與不厭其煩的鞭策著我。除此之外，也時常在日常生活上給予幫助及鼓勵，使我能夠一路順利的走過來而取得學位，再度感謝游老師。感謝陳台琦老師、郭鴻基老師、吳俊傑老師、廖宇慶老師、葉天降老師與王重傑老師擔任我的口試委員，經過各位老師對於此論文的深入評閱及建議，將會使其內容更豐富及完整，而突顯出本研究的貢獻及價值，再度謝謝各位口試委員。

接著要感謝這一路走來始終陪伴在我身邊的鍾佳慧。陪我哭、陪我笑，全盤接收我的任性。即使如此，妳仍默默的不顧一切支持我，八年來的研究生涯，就是妳給的這鼓勵力量，深切且真實的刻劃在我心裡。之後，也請妳繼續陪著我一起走過未來的每個日子吧！

感謝我的爸爸、媽媽一路的栽培，我總算不辜負您們的期待取得學位。感謝姊姊、哥哥與姊夫在各方面的支持也讓我無後顧之憂的努力。謝謝爭氣的乳牛參加了我的畢業典禮，我一定會繼續照顧妳一輩子的。樂樂，雖然你早些離開我們，但我永遠不會忘記你這 14 年陪伴著我們的日子。

感謝哲佑讓我寫第一支程式，謝謝凌文在研究上及雜事上的協助，當然也包含吃喝玩樂都在一起。感謝瑩薰、陳澄、西瓜與之翰在各種事物上的幫忙，也謝謝方婷、美伶、文軒與孝儒的支持。謝謝振瑋學長、惠雯、金門還有在研究路上給予我協助的所有老師及朋友們。

蔡嘉倫

2013.6.19 文化大學

目錄

摘要.....	I
致謝.....	III
目錄.....	IV
圖表說.....	VII
第一章 前言.....	1
(一) 研究動機.....	1
(二) 文獻回顧.....	2
(三) 研究問題.....	5
第二章 資料與研究方法.....	7
(一) 資料.....	7
1. 資料來源.....	7
2. 都卜勒雷達資料的特性與處理.....	8
3. 地面測站資料的特性與處理.....	11
(二) 都卜勒雷達風場合成及反演.....	12
1. 雙都卜勒雷達風場合成.....	12
2. 地形上雷達資料之處理.....	14
3. 三都卜勒雷達風場反演.....	14
第三章 個案描述.....	16
(一) 龍王颱風.....	16
(二) 龍王颱風雨帶.....	16
1. 颱風雨帶之定義與演變.....	17
2. 颱風雨帶之移動特徵.....	19

第四章	地面觀測特徵與診斷分析	21
(一)	颱風雨帶之地面觀測特徵.....	21
1.	雨帶一(R1).....	21
2.	雨帶二(R2).....	22
(二)	三都卜勒風場分析.....	24
1.	雨帶一(R1).....	24
2.	雨帶二(R2).....	25
(三)	擾動氣壓之診斷分析.....	26
(四)	對流與波動之交互作用.....	28
第五章	颱風雨帶之降雨及氣流結構	31
(一)	雨帶一(R1)之結構變化.....	31
1.	降雨及氣流結構之改變.....	31
2.	地面觀測特徵的變化差異.....	34
3.	地形對雨帶結構演變之影響.....	36
(二)	雨帶二(R2)之弧形回波觀測特徵.....	38
1.	弧形回波之降雨及氣流結構.....	38
2.	弧形回波之地面觀測特徵.....	40
(三)	討論.....	41
1.	環境條件對雨帶結構演變之影響.....	41
2.	弧形回波之擾動氣壓診斷分析.....	43
3.	弧形回波內冷池動力之探討.....	44
第六章	結論與未來工作	46
(一)	結論.....	46
(二)	未來工作.....	49
	參考文獻	51
	表	58

圖..... 61

附錄.....107



圖表說

表 1 五分山、花蓮與桃園機場雷達規格表。	58
表 2 微波降雨雷達規格表。	59
表 3 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。	59
表 4 利用式(5)所估計 R1 與 R2 通過台北及板橋測站時其各項的數 值，本表為正值擾動氣壓平均總和及實際觀測的擾動氣壓平均。	60
表 5 同表 4，但為負值擾動氣壓平均。	60
圖 1.1 Houze (2010)依據 Willoughby et al. (1984)定義的颱風雨帶種類 示意圖。	61
圖 1.2 颱風通過時地面觀測參數(由上至下分別為降雨、氣壓、溫度、 濕度、風速與方向)的變化特徵，箭頭所指的虛線為颱風雨帶通 過的時間(此圖摘錄自 Ushijima 1958)。	62
圖 1.3 (a)為颱風雨帶垂直之雷達回波、相當位溫、中尺度與對流尺度 氣流之結構特徵示意圖。(b)為機載氣象雷達所觀測到颱風雨帶平 面的胞狀、層狀降雨、150 公尺高度的氣流與相當位溫之結構特 徵示意圖(此圖摘錄自 Barnes et al. 1983)。	63
圖 1.4 當外圍颱風雨帶通過時地面觀測參數(T' ，擾動氣溫； T_d' ，擾 動露點； RH' ，擾動相對溼度； θ_e' ，擾動相當位溫； P' ，擾動氣 壓； V_c' ，擾動垂直雨帶氣流； V_a' ，擾動平行雨帶氣流； W_s' ，擾 動風速； W_d' ，擾動風向； RR ，降雨率)的變化特徵， $X=-0.5(0.5)$ 為雨帶的外(內)邊界(此圖摘錄自 Yu and Chen 2011)。	64
圖 1.5 與圖 1.4 同，但為內圍雨帶。	65

- 圖 2.1 本研究所使用之臺灣北部、東部及外海區域的測站位置分佈與地形結構圖。色階部分為地形高度，單位為公尺。三角形符號為五分山、桃園機場與花蓮都卜勒雷達。正方形為嶼那國島、板橋、台北、彭佳嶼、基隆與竹子湖地面觀測站。圓形為中國文化大學微波降雨雷達之位置。66
- 圖 2.2 (a)為微波降雨雷達照片，位於中國文化大學校園內其位置如圖 2.1。(b)為微波降雨雷達之觀測架構方塊圖(此圖摘錄 Löffler-Mang et al. 1999)。67
- 圖 2.3 雙都卜勒風場合成範圍(黑實線)，D1 為五分山與花蓮雷達的合成區域，D2 為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，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。68
- 圖 3.1 龍王颱風行進路徑圖(中央氣象局每三小時之最佳路徑)。 ...69
- 圖 3.2 R1(如箭頭所指)之雷達回波演變圖(五分山雷達， 0.4° 仰角 PPI)，地面測站(正方形)與雷達(三角形)之位置也標於圖中，時間自 1819 到 2051 UTC。70
- 圖 3.3 同圖 3.2，但為 R2。A1、A2 與 R2 的位置如箭頭所指，時間自 2039 到 2259 UTC。71
- 圖 3.4 台北測站上方五分山雷達回波(色階部份，單位為 dBZ)與台北測站降雨率(黑色區塊部份，單位為 mm h^{-1})隨時間之垂直變化圖。橫軸為時間(自 10 月 1 日 14 時到 2 日 04 時，單位為 UTC)，縱軸為海拔高度，單位為公里。72
- 圖 3.5 龍王颱風雨帶與颱風中心的距離隨時間之變化。(a)為 R1，(b)為 R2，實(虛)線為雨帶外(內)邊界，橫軸為時間(UTC)。縱軸為雨帶與颱風中心的距離，單位為公里。73

- 圖 4.1 (a)為 R1 通過板橋測站期間其擾動氣壓(P')、氣溫(T)、露點(T_d)、垂直(V_c)、平行(V_a)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)。 (b)與(a)同，但為 R1 通過台北測站。74
- 圖 4.2 (a)為 R2 通過板橋測站期間其擾動氣壓(P')、氣溫(T)、露點(T_d)、垂直(V_c)、平行(V_a)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)。 (b)與(a)同，但為 R2 通過台北測站。76
- 圖 4.3 為 R1 與 R2 通過板橋、台北、基隆與竹子胡測站期間其擾動氣壓(P')、擾動氣溫(T)、擾動露點(T_d')、擾動垂直(V_c')、平行(V_a')雨帶氣流、雷達回波(Ref)與降雨率(RR)隨時間變化之合成圖。雨帶的內外邊界如黑點線所示，橫軸 X 為標準化後之相對應空間。78
- 圖 4.4 R1 通過中國文化大學期間，垂直方向之雷達回波(色階部分，單位為 dBZ)、(a)垂直雨帶氣流(等值線，間距為 2 m s^{-1})、(b)平行雨帶氣流(等值線，間距為 2 m s^{-1})與(c)垂直空氣速度(等值線，間距為 1 m s^{-1})隨時間的變化。粗黑虛線為雨帶的內外邊界，時間為 1912-2022 UTC。79
- 圖 4.5 同圖 4.4 但為 R2，時間為 2050-2247 UTC。80
- 圖 4.6 台北、板橋與嶼那國島地面測站 14 個小時的地面擾動氣壓變化。R1 與 R2 通過時期以灰色陰影表示，正的擾動氣壓高(低)值則以 H(L)標示之。81
- 圖 4.7 地面擾動氣壓受雨帶對流及大氣波動交互作用影響之概念模式圖。灰色色階為雨帶降雨結構(顏色較深代表較強的對流降雨)，黑實線為大氣波動，H(+)[L(-)]代表正(負)的擾動氣壓區域。82
- 圖 5.1 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)。時間為(a)1819 UTC，(b)2051 UTC，(c)2212 UTC，(d)2218 UTC，(e)2230 UTC，(f) 2235 UTC。.....83
- 圖 5.2 (a)雙都卜勒風場合成範圍中(如圖 5.1a)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 m s^{-1})與雷達回波(色階，單位為 dBZ)，時間為 1819 UTC。(b)為(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 m s^{-1})與雷達回波(色階，單位為 dBZ)。....84
- 圖 5.3 雙都卜勒風場合成範圍中(如圖 5.1b)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 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 5.4 a、b、c 與 d。.....85
- 圖 5.4 圖 5.3 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 m s^{-1})與雷達回波(色階，單位為 dBZ)。(a)、(b)、(c)與(d)分別為 B-B'、C-C'、D-D'與 E-E'。.....86
- 圖 5.5 (a)為雙都卜勒風場合成範圍中(如圖 5.1a、b) 平均垂直雨帶氣流的垂直分佈圖;(b)則為其平均空氣垂直速度之垂直分佈圖。灰線代表前期，黑線代表後期。.....88
- 圖 5.6 (a)為 R1 通過嶼那國島測站期間其擾動氣壓(P')、氣溫(T)、露點(T_d)、垂直(V_c)、平行(V_a)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)。(b)與(a)同，但為 R1 通過彭佳嶼測站。.....89
- 圖 5.7 R1 前期(Early stage)與後期(Late 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)。.....91
- 圖 5.8 R1 前緣通過臺灣北部地形期間之位置圖(時間為 UTC)。黑色框線為雙都卜勒風場合成之分析範圍，三角形符號為地面雷達站(WFS 為五分山、HL 為花蓮、TY 為桃園機場雷達)，正方形符號為局屬地面測站。色階為地形高度，單位為公尺。.....92

圖 5.9 (a)為 R1 在 2.5 公里高之相對於雨帶氣流(黑色向量箭頭)與雷達回波(色階, 單位為 dBZ), 時間為 1806UTC。(b)為相對於圖(a)中 A-A'剖面區域(黑點線)之平均垂直雨帶氣流(V_c , 黑色向量箭頭與等值線, 間距為 3 m s^{-1})與雷達回波, 黑色區域為平均地形高度。.....	93
圖 5.10 與圖 5.9 同, 但為 1848UTC, 且為 B-B'剖面區域之垂直平均。.....	94
圖 5.11 與圖 5.9 同, 但為 1929UTC, 且為 C-C'剖面區域之垂直平均。.....	95
圖 5.12 與圖 5.9 同, 但為 1941UTC, 且為 D-D'剖面區域之垂直平均。.....	96
圖 5.13 雙都卜勒風場合成範圍中(如圖 5.1c)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 m s^{-1})與雷達回波(色階, 單位為 dBZ)。A1 位置如箭頭所指。(a)範圍如圖 5.1c, 時間為 2212 UTC。(b)範圍如圖 5.1d, F-F'剖面相對應於圖 5.14a, 時間為 2218 UTC。(c)範圍如圖 5.1e, G-G'剖面相對應於圖 5.14b, 時間為 2230 UTC。(d)範圍如圖 5.1f, 時間為 2235 UTC。.....	97
圖 5.14 (a)為圖 5.13b 中 F-F'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 m s^{-1})與雷達回波(色階, 單位為 dBZ)。(b)與(a)同, 但為圖 5.13c 中 G-G'剖面。.....	99
圖 5.15 (a)為雙都卜勒風場合成範圍中在 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 m s^{-1})與雷達回波(色階, 單位為 dBZ), 時間為 2300 UTC。(b)為(a)中的 H-H'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 m s^{-1})與雷達回波(色階, 單位為 dBZ), A2 位置如箭頭所指。.....	100
圖 5.16 A2 通過彭佳嶼測站期間其擾動氣壓(P')、氣溫(T)、相當位溫	

- (θ_e)、露點(T_d)、垂直(V_c)、平行(V_a)雨帶氣流與降雨率(RR)隨時間之變化。色階部分為測站上方五分山的垂直雷達回波隨時間之變化圖。橫軸 X 為相對應之空間距離及時間(UTC)。.....101
- 圖 5.17 板橋測站之探空資料斜溫圖，時間為 2005 年 10 月 1 日 1800UTC。每一風標為 5 m s^{-1} ，半風標為 2.5 m s^{-1} 。右上角為其風徑圖。.....102
- 圖 5.18 NCEP-CFSR 相對於颱風中心 100~200 km 之平均徑向氣流的垂直分佈圖。虛線為 10 月 1 日 0000 UTC，實線為 1800 UTC。負值為內流，正值為外流，單位為 m s^{-1} 。.....103
- 圖 5.19 氣壓診斷方程中〔式(5)〕B 項、D 項與 B+D 項隨時間的變化圖(時間相對應於圖 5.16)。灰線為觀測之擾動氣壓值。.....104
- 圖 6.1 R1 登陸期間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)，黑色為地形。.....105
- 圖 6.2 (a)為弧形回波之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)。(b)為 principal band 之垂直降雨及氣流結構示意圖(參考 Barnes et al. 1983 與 Hence and Houze 2008 繪製而成)。.....106

第一章 前言

(一) 研究動機

雨帶、颱風眼及眼牆為颱風主要的結構特徵，當颱風來臨時，令人們感受最深刻的莫過於其伴隨而來之強風豪雨。颱風中通常最大風速及降雨發生在眼牆附近的區域，因此颱風路徑預報之準確度對於災害預防有重要的影響。早期研究大都在探討颱風的移動路徑與強度及眼牆的降雨及氣流結構，針對颱風雨帶的分析其實相對較少。但是，颱風雨帶涵蓋了整個颱風大部分的區域，而雨帶也會伴隨著相當程度的強風及豪雨，因此對雨帶結構有更廣泛的瞭解，相信會是一件非常重要且有價值的工作。

過去許多研究已指出，雨帶對於颱風的強度、移動甚至是發展及維持皆可能扮演著相當重要的角色。如颱風為低壓中心之氣旋式環流，低層的輻合氣流可將水氣傳輸至颱風內核區域(inner-core region)，雨帶的存在對水氣輸送應該會有不同程度的影響。雨帶內的降雨或對流會使地面觀測參數產生變化，因此分析各種地面參數更細微的擾動及其關係，並搭配雷達觀測資料分析，將可協助我們深入對雨帶內熱力及動力特徵的討論。

颱風雨帶在整個颱風環流中的位置分佈不一，有些雨帶在發展過程中與颱風中心的距離會維持類似靜滯狀態，但有些颱風雨帶有時會具有向外傳播發展(outward propagation)的特性。當雨帶離中心的距離增加時，其環境條件會有所改變，因此也可能會影響雨帶的結構發展。此外，地形也會影響颱風雨帶的結構發展，但到底地形會使颱風雨帶增強、減弱？其實需要仔細的研究才能瞭解。

颱風雨帶具有如此多樣且特殊的特徵，過去雖有少量的研究文獻記錄，但仍無法完整涵蓋所有類型雨帶的探討。由於臺灣位置特殊，

地勢高聳，且常有颱風侵襲，往往因此造成嚴重災損。為此我們更應該進行有關颱風雨帶的研究，透過地面氣象雷達及高解析的測站觀測資料，使我們可以分析經過臺灣的颱風雨帶，藉此可彌補對於颱風雨帶瞭解的不足。

(二) 文獻回顧

早期在 1950 年代可透過氣象雷達觀測颱風中的雨帶特徵，並由地面觀測得知當雨帶通過時其氣壓會有明顯的擾動變化(Ligda 1955)。之後在 1980 年代時廣泛的利用機載雷達來觀測颱風雨帶，因此對於颱風雨帶的結構有初步認識及其定義存在。在颱風環流之中其降雨的區域會呈現如帶狀之分佈，如此的帶狀降雨範圍則定義為颱風雨帶。Willoughby et al. (1984) 利用機載雷達發現颱風雨帶呈現出螺旋狀的型態，並將其分類成三種類型：1.principal band (主雨帶)，2.secondary band (次雨帶)，3.connecting band (連結雨帶)。principal band 通常有較強的對流且其雨帶走向平行於氣流線，位置大都分佈在颱風行進方向的東側。secondary band 則有相對較弱的對流活動且位於 principal band 與眼牆之間。connecting band 具有更弱的對流與層狀降雨，並橫越氣流線和眼牆與 principal band 有所連結。

近期的觀測研究認為當雨帶離颱風中心的距離大過於受颱風氣旋式渦旋環流所影響的範圍時，則稱作為遠距雨帶(distant rainbands)，由於雨帶位於距離颱風中心較遠的外圍環境中，其對流會與大尺度的低層風合流並旋進颱風的渦旋中，有時會觀測到類似飆線(squall line)的結構特徵(Houze 2010)。在接近颱風中心的範圍則稱為颱風渦旋區域(vortex region)，在此區域中雨帶有 principal band 與 secondary rainbands 的存在。Principal band 大部分位在颱風渦區域內，因此 principal band 中的對流會受更接近颱風中心的內核渦旋動

力(dynamics of inner-core vortex)所控制，並有其獨特的結構。secondary rainbands 也位於颱風渦旋區域內，與 principal band 相比其寬度與長度較窄且短，secondary rainbands 會迅速地以不同角度向外發展，通常會跟 principal band 與眼牆合併在一起(如圖 1.1)。

利用三倍 RMW (Radius of Maximum Wind) 的徑向距離也可將颱風雨帶分成兩種類型(Wang 2009)，在此距離外之颱風雨帶稱為外圍雨帶(outer rainbands)，反之則稱為內圍雨帶(inner rainbands)。Yu and Chen (2011) 分析 37 個颱風中的 263 個雨帶，其中有 157 個外圍雨帶，53 個內圍雨帶，大部份內圍雨帶分佈在距離颱風中心約 150 公里的範圍內。

颱風為低壓中心之氣旋式環流，Frank (1977)分析長達十年的西北太平洋探空資料，研究結果指出相對於颱風中心的徑向氣流在低層(約 800 mb 以下)皆為內流(氣流由颱風外圍進入颱風中心，反之則為外流)，並且隨著離颱風中心的徑向距離變小而逐漸增強，其強度大約可由 0.5 m s^{-1} 增強到 8 m s^{-1} 。外流最強的位置大約是在距中心距離約 500 公里內的高層(約 200 mb)，其強度可達 4 m s^{-1} (Gray 1979)。颱風的切向氣流大都為氣旋式環流，最強切向風出現在接近颱風中心的低層，其強度可達 24 m s^{-1} 。在 100 mb 的高空中則有反氣旋式的氣流存在，最大可達 12 m s^{-1} 。

當颱風雨帶通過地面測站時，通常可觀測到地面參數有一些共同變化，如氣壓會降低、風向會改變、風速增加、氣溫下降與強降雨等現象發生[Wexler 1947, Ligda 1955, Ushijima 1958 (如圖 1.2), Hamuro et al. 1969 與 Skwira et al. 2005]。機載都卜勒雷達可用來觀測海洋上的颱風雨帶(Barnes et al. 1983, Jorgensen 1984, Barnes and Stossmeister 1986, Powell 1990a, b)，觀測及研究結果讓我們可大致瞭解颱風雨帶中的降雨、熱力與動力結構特徵，但是由於飛機往往因為安全的問題需要與洋面維持一定的距離，因此颱風雨帶中較低層與近地面的觀測資料較不易獲得。

Barnes et al. (1983)利用機載都卜勒雷達來觀測颶風 Floyd (1981) 中的 principal band，並分析當中的降雨、熱力與動力特徵(如圖 1.3)。從雷達回波可發現 principal band 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 km 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，此結構稱之為 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，因此當颶風雨帶通過時，雲底下的相當位溫(θ_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) 的颶風雨帶結構時，也發現具有類似 principal band 的結構特徵，因此在颶風 principal band 中的低層大都是內流。

螺旋雨帶往往出現在接近眼牆附近的強輻合區，颶風中向外傳遞的重力波有可能為雨帶生成的解釋之一(Senn and Hiser 1959，Willoughby 1977)。Anthes (1982)在觀測資料中發現颶風雨帶的最大中尺度上衝流落後於最小擾動氣壓有 90 度的相位差，與淺水重力波的相位關係類似。有些研究利用數值模式來探討颶風雨帶的生成與發展(Romine and Wilhelmson 2006)，Kurihara (1976) 與 Willoughby (1978) 透過模擬的結果認為波動傳遞為雨帶的生成機制。但是 Gall et al. (1998)與 Braun (2002)也透過模擬的結果表示邊界層與深對流的交互作用，可能是雨帶生成的另一個機制。不過目前對於雨帶的生成機制其實仍沒有定見。

藉由對流可用位能(Convective Available Potential Energy, CAPE) 離颶風中心距離遠近之大小關係得知，較大的 CAPE 大都出現於離颶風中心較遠的位置(Bogner et al. 2000 與 Houze 2010)。從閃電資料也

顯示了遠距雨帶有其獨特電子過程，這種過程與常見的積雲相當類似。因此遠距雨帶與颱風內核區之雲雨相比之下，遠距雨帶更具有典型對流的特性。在遠距雨帶中有時還可觀測到類似弓狀回波(bow echo)的弧形對流線與超級胞。Lee et al. (2008) 與 Eastinn and Link (2009)分別利用地面及機載都卜勒雷達去觀測颶風卡翠娜(Katrina 2005)中的外圍雨帶(outer rainband)，在外圍雨帶的環境內觀測到了較大CAPE、渦度與垂直風切，在當中存在著伴隨中尺度氣旋式環流的超級胞。

外圍雨帶跟內圍雨帶相比，地面相當位溫(θ_e)的下降相當顯著，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 θ_e ，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(圖 1.4)跟內圍雨帶(圖 1.5)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(Yu and Chen 2011)。伴隨颱風雨帶的降雨與對流會影響低層的環境氣流，因此颱風雨帶之修正作用對於颱風強度變化扮演著關鍵的角色(Shapiro and Willoughby 1982, Willoughby et al.1982, Barnes et al. 1983)。

(三) 研究問題

本研究分析 2005 年龍王颱風中的兩個雨帶個案，因為此兩個雨帶通過有較密集地面觀測站的臺灣北部區域，且通過時其結構並無受到地形明顯的破壞，可利於地面雷達觀測及清楚的定義出雨帶通過時間。本個案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，有利於分析雨帶結構在不同時期及位置之發展與變化。

因此，利用地面及雷達觀測資料去分析龍王颱風雨帶的結構，對

於想要探討及瞭解的科學問題有：1. 颱風雨帶內細微的地面擾動特徵，並藉由診斷分析探討其變化的原因為何？2. 瞭解當颱風雨帶向外傳播發展時(與颱風中心距離會有所變化)，其降雨、氣流結構及地面觀測的特徵會如何發展及改變？3. 地形在雨帶結構演變過程中之角色為何？4. 分析雨帶中所發現之獨特弧形回波結構及其地面觀測特徵，並瞭解此現象與典型 principal band 結構的差異程度。



第二章 資料與研究方法

(一) 資料

本研究主要利用地面雷達與測站觀測資料分析 2005 年龍王颱風中的颱風雨帶，使用的資料分佈位置如圖 2.1 所示。共計使用到四個氣象都卜勒雷達，六個地面觀測站的資料，其範圍涵蓋了臺灣北部地區及基隆與花蓮外海的島嶼。觀測資料分別由中央氣象局、民用航空局、中國文化大學與日本氣象廳取得，以下為各類觀測資料的來源、特性與處理方式之說明。

1. 資料來源

- (1) 中央氣象局：五分山與花蓮都卜勒氣象雷達資料，包含雷達回波及徑向風場資訊。台北、板橋、基隆、竹子湖與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。板橋測站探空氣球觀測資料，可觀測垂直的氣壓、氣溫、露點、風向、風速。
- (2) 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。
- (3) 中國文化大學：微波降雨雷達，垂直觀測之都卜勒氣象雷達，觀測資料包含雷達回波及雨滴落速等。
- (4) 日本氣象廳：嶼那國島地面測站，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。

2. 都卜勒雷達資料的特性與處理

(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 (波長 10 cm)都卜勒氣象雷達，其位置大約是在離臺灣東北部海岸線約 10 km 的五分山之頂部。由於天線高度的海拔高度為 766 公尺(詳細規格特徵如表 1)，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。龍王颱風雨帶自臺灣東部海面經東北部海面及陸地最後移至北部海面上，五分山雷達即使以都卜勒模式觀測其最大範圍仍可達半徑 230 公里，可完整的紀錄颱風雨帶的發展及移動過程。

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°作不同方位角的觀測，當完成一周掃描後再抬高一個仰角重複旋轉一周觀測。此雷達先以非都卜勒模式掃描第一與第二個仰角，之後再開啓都卜勒模式從第一個仰角開始掃描至第九個仰角(如表 1)。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)。

自氣象局取得的資料為 LEVEL II 的體積掃描資料，處理方式為利用氣象局提供之程式碼將其轉換成我們需要的雷達回波與徑向風場兩個檔案。接著將以上兩個檔案合成為 UF (Universal Format)格式之雷達資料。為了去除地形、建築與海面所造成的雜波，將 UF 的資料再轉換成 Swp 格式之檔案，並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後，再將資料轉回成 UF 格式。為了分析需求，之後將編輯過後的 UF 雷達資料內插至水平 1 公里解析度的網格點上以供

分析。

(2) 花蓮卜勒氣象雷達

中央氣象局花蓮雷達為德國 Gematronik 所生產的 METEOR 1000S S-Band (10 cm)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 m (規格特徵如表 1)。且在雷達站西方有中央山脈阻擋，因此在低仰角西邊的觀測中，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，當完成一周掃描後再抬高一個仰角重複旋轉一周觀測。此雷達先以非都卜勒模式掃描第一與第二個仰角，之後再開啟都卜勒模式從第一個仰角開始掃描至第九個仰角(如表 1)。時間解析度約 10 分鐘記錄一個體積掃描之雷達資料。

自氣象局取得的資料為 LEVEL III 的體積掃描資料，處理方式與五分山相同，並也將資料內插至水平 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 cm)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(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，當完成一周掃描後再抬高一個仰角重複旋轉一周觀測，此體積掃描皆使用都卜勒模式。由於飛航安全緣由，雷達操作在颱風侵襲期間期需適時調整及靈活運用，因此其天線仰角有在每一小時會有三種不同的掃描策略(如表 1)，觀測時間解析度約為 5~10 分鐘一筆。

自民航局取得的資料為 RAW 資料，處理方式為利用 NCAR 的程式碼將其轉換成 UF 格式之雷達資料。之後將 UF 的資料轉換成 Swp 格式之檔案，再利用 SOLO 軟體去除非氣象雷達回波與徑向風場資料，將資料轉換回 UF 格式。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。

(4) 微波降雨雷達

微波降雨雷達 (Micro Rain Radar, MRR) 是由德國 METEK 所生產的 Ka-Band (波長 1.25 cm) 垂直觀測之都卜勒氣象雷達(規格特徵如表 2)，自 2005 年 9 月起建置在臺灣北部山區的中國文化大學中(外觀如圖 2.2a)。圖 2.2b 為 MRR 的觀測架構圖，使用者在操作及控制介面(interface)設定觀測的時間及空間解析度後，電磁波訊號在訊號處理器裡(signal processor)發射。電磁波訊號經過鋸齒狀的訊號產生器(sawtooth generator)到達槍形的調波器(mixing diode)後藉由天線反射至大氣中觀測目標物。當電磁波遭碰到目標物後，天線接收其後向散射訊號，再透過訊號放大器(amplifier)後傳回訊號處理器，藉由訊號處理器比較其頻率相位的差異，計算後可知目標物速度。

MRR 使用調頻連續波段(frequency modulated-continuous wave, FM-CW)去觀測大氣中水相粒子在垂直方向上的都卜勒頻率之變化，此技術的優點在於可以獲得高空間與高時間解析度的資料，藉此可觀測到垂直方向的粒徑分佈(drop size distribution, DSD)、雨滴落速與降雨回波，可反演出液態水含量與降雨率。MRR 可觀測到的徑向速度範圍為 $0\sim 12.285\text{ m s}^{-1}$ ，DSD 的資料可解析大小直徑為 $0.246\sim 5.03\text{ mm}$ 的水滴，其相對應的速度為 $0.78\sim 9.34\text{ m s}^{-1}$ 。Löffler-Mang et al. (1999) 比對 MRR 與撞擊式雨滴譜儀的降雨率，其相關係數可達 0.94，因此 MRR 的資料品質具有其一定的可信度。

本研究主要使用降雨回波與雨滴落速資料，雨滴落速主要是由都卜勒頻率之變化所得，並可進一步反演出 DSD。MRR 可直接量測及透過 DSD 的訂正計算而得到降雨回波，此兩種類型的雷達回波皆會

分別記錄於資料當中以供分析利用。雨滴落速由式 (1)求得，式中 λ 為波長， $\eta(f)$ 為都卜勒頻率能量， f 為都卜勒頻率。

$$W = \frac{\lambda}{2} \int_0^{\infty} \eta(f) f df / \int_0^{\infty} \eta(f) df, \quad (1)$$

降雨回波透過式(2)可得，其中 D 為雨滴粒徑，單位為 mm。 $N(D)$ 為單位體積內某一粒徑的雨滴數量。

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD, \quad (2)$$

MRR 於每 10 秒可記錄一筆資料，本研究使用資料為 1 分鐘的平均，垂直解析度為 200 m，因此最高可觀測至海拔約 6400 m 的資料。由於資料記錄方式為文字(ASCII)格式，可直接讀取其處理方式較為單純。

3. 地面測站資料的特性與處理

(1) 地面觀測

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，資料時間解析度為一分鐘。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，本研究分析之雨帶通過期間其資料缺漏的時間皆少於三分鐘。當遇資料缺漏時，則利用缺漏部分的前後資料進行線性內插將其補齊，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與上升。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六十分鐘的滑動平均(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。若利用其他時間長度來進行滑動平均並計算出擾

動氣壓，則無法突顯出雨帶通過時的變化。經過測試後發現 60 分鐘最能突顯雨帶之變化，且也約略與本研究所分析之雨帶通過測站的時間相當接近。

地面測站觀測之相對於地面的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 的分量扣除颱風雨帶的移動速度後，再投影至垂直與平行颱風雨帶走向的座標上以求得相對於颱風雨帶的氣流。本研究將此垂直與平行於颱風雨帶的氣流速度分別將其名稱定義為 V_c (cross-band flow) 與 V_a (along-band flow)。

(2) 板橋探空資料

板橋探空站在龍王颱風侵襲期間增加了施放探空氣球的頻率，因此板橋探空資料的時間解析度為六小時一筆。垂直方向的解析度為五秒記錄一次，記錄的參數有氣壓、溫度、濕度、高度、風向、風速、儀器移動的仰角與方位角等資訊。從施放開始到最後一筆所需時間約為 48 分鐘，最高至少可記錄到 100 mb (約一萬六千多公尺) 高度的資料。探空資料在準備施放時，會進行地面觀測資料確認。此時會記錄地面的各氣象參數資料，但這些記錄並非探空氣球正式升空所觀測之正確資料，這些錯誤的觀測有時會存在於資料當中。因此，在進行探空資料分析時會將此類的可能不良數據移除。

(二) 都卜勒雷達風場合成及反演

1. 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，藉此分析颱風雨帶內的氣流結構特徵。因為龍王颱風雨帶自臺灣東部經東北部至北部區域的海面上，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 2.3 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 3。

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)首先將各雷達的 UF 資料轉成 Swp 格式，再利用 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 0 dBZ 的徑向風場資料也會移除。(2)經過 SOLO 軟體編輯過的 Swp 資料可利用 NCAR 的 REORDER 軟體(Oye et al. 1995)將雷達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訂正。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。由於颱風雨帶系統移動快速，需透過系統平移以獲得更準確的合成風場。平移方式可在 REORDER 中的"REFERENCE TIME"設定基準時間，並在"ADVECTION"設定颱風雨帶的移動方向與速度後，執行 REORDER 即可完成雷達資料的內插及平移。(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。

CEDRIC 設定需先設定邊界條件，本研究使用之邊界條件為：當最大回波值大於 10 dBZ 時，其值為 0.25 m s^{-1} 。若最大回波值小於 10 dBZ，其值為 0 m s^{-1} 。然後給定一個基準時間後設定系統的移動方向與速度，以此進行第一次平移修正。水平風場的調整則使用向下積分調整方式，上邊界之垂直速度初始值設定為上述之邊界條件。水平風場之輻合輻散值以三個網格點的資料進行計算，並將輻合輻散值利用變分法做積分。此變分法積分也使用上述之邊界條件，之後執行 CEDRIC 即可獲得三維風場資料。雙都卜勒風場合成及設定則參考 Yu and Cheng (2008)。

2. 地形上雷達資料之處理

當氣象雷達電磁波觀測到非氣象之目標物時(如建築物、地形、海浪與昆蟲等)，其觀測資料會記錄不正常的回波及徑向速度場。本研究分析的龍王颱風雨帶通過臺灣北部區域，而中央山脈及雪山山脈皆位於此區域中，且其高度最高可達約 2000 公尺以上。若使用五分山及桃園機場雷達的資料，勢必需將因地形所造成的雷達雜波去除才能進行分析。本研究的處理方式分為兩步驟，首先利用客觀的方式進行第一次地形雜波的去除，在第一步時即可去除大部分由地形所造成的雜波。而後再使用 SOLO 軟體進行風場反折及主觀的去除其他雜波。

本研究所使用的地形資料為行政院農委會補助計畫「臺灣地區數值地形模型資料(DTM, Digital Terrain Model)」，由林務局農林航空測量所執行，中央大學太空及遙測研究中心負責保管。水平資料解析度為 40 公尺，垂直解析度為 1 公尺。

首先計算地形高度在每一雷達觀測體積(即為每一仰角、方位角及觀測區間)中的資料之遮蔽率，計算方式為觀測體積中的最高波束的高度減去在此體積中的地形高度再除以最高波束高度減去最低波束高度後乘上百分比。即為地形高度在每一觀測體積遮蔽的比例，本研究為適當保留可用資料及去除地形雜波，當遮蔽率大於 0% 則將此觀測體積的雷達資料除去，若當遮蔽率大於 50% 則除了將此觀測體積的雷達資料去除外，還將與此體積同一方位角後的所有觀測資料去除。之後將每一仰角的雷達存為 SWP 格式的檔案，再進行第二次的徑向風場的反折及雜波去除，最後將處理好的 SWP 格式資料依上一小節的流程進行雙都卜勒風場合成。

3. 三都卜勒雷達風場反演

雙都卜勒合成風場的獲得是利用非彈性連續方程並做向下積

分，再利用變分法調節垂直速度，因此在風場合成過程中利用了許多的假設(Doviak et al. 1976)。MRR 提供垂直方向的觀測，可直接量測到降水粒子的落速，若再配合五分山雷達與桃園機場雷達的觀測資料，可進行三都卜勒風場反演，而無需經過多的假設即可求得三維風場。由於三個雷達觀測時間解析度的不同，在進行三都卜勒風場計算時，首先要將 MRR 位置上之五分山及桃園機場的資料資料取出，並內插訂正至與 MRR 一致的垂直(0.2 公里)和時間(1 分鐘)的解析度上。空氣垂直速度的求法為將 MRR 觀測到的雨滴落速減去其終端速度，終端速度可由與雷達回波之間的關係(Jorgensen et al. 1991)利用五分山雷達資料求得。當雷達回波出現亮帶時，會影響終端速度的估計而低估空氣的垂直速度，因此在有亮帶出現的時間，其雷達回波資料會利用 3 與 6 公里的雷達回波去內插出新的數值以取代原先有亮帶的估計值(Roux 1998)。

在 MRR 位置上空所觀測到的五分山(桃園機場)雷達徑向風場資料 V_{R1} (V_{R2})等於式(3)中的等號右側，

$$\begin{aligned} V_{R1} &= u \sin\phi_1 \cos\theta_1 + v \cos\phi_1 \cos\theta_1 + w_p \sin\theta_1 \\ V_{R2} &= u \sin\phi_2 \cos\theta_2 + v \cos\phi_2 \cos\theta_2 + w_p \sin\theta_2, \end{aligned} \quad (3)$$

u 與 v 分別代表水平風在東西與南北方向上的分量， w_p 為雨滴在垂直方向上的速度， θ_1 (θ_2)與 ϕ_1 (ϕ_2)分別為五分山(桃園機場)雷達的仰角與方位角，為求得水平 u 與 v 的分量因此將式(3)移項成式(4)，再將觀測到的 V_{R1} 、 V_{R2} 與 w_p 代入即可算出水平的 u 與 v 向量。

$$\begin{aligned} u &= \frac{(V_{R1} - w_p \sin\theta_1) \cos\phi_2 \cos\theta_2 - (V_{R2} - w_p \sin\theta_2) \cos\phi_1 \cos\theta_1}{\sin\phi_1 \cos\theta_1 \cos\phi_2 \cos\theta_2 - \cos\phi_1 \cos\theta_1 \sin\phi_2 \cos\theta_2} \\ v &= \frac{(V_{R1} - w_p \sin\theta_1) \sin\phi_2 \cos\theta_2 - (V_{R2} - w_p \sin\theta_2) \sin\phi_1 \cos\theta_1}{\cos\phi_1 \cos\theta_1 \sin\phi_2 \cos\theta_2 - \sin\phi_1 \cos\theta_1 \cos\phi_2 \cos\theta_2}, \end{aligned} \quad (4)$$

第三章 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之編號第 19 號的颱風。9 月 30 日 0000 UTC 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。9 月 29 日 1200 UTC 時發展為強烈颱風，其中心最低氣壓為 925 mb，近中心最大瞬間陣風為 63 m s^{-1} 。約於 10 月 1 日 2100 UTC 左右自花蓮登陸後減弱為中度颱風並持續向中國大陸移動，在 10 月 3 日 0600 UTC 減弱成為熱帶性低氣壓。接近臺灣時其行進路徑如圖 3.1，龍王颱風大致維持約 $22\sim 25 \text{ km h}^{-1}$ 的速度向西前進。

龍王颱風影響期間為臺灣東部及北部帶來強風豪雨，北部地區累積降雨量可達 200 毫米及出現 10 級以上強陣風，東部地區可達 650 毫米以上及 17 級以上陣風。花蓮測站則觀測到有史以來(至 2005 年 10 月)的最強風力紀錄，因此花蓮雷達站約在 10 月 1 日 2000 UTC 時受強風影響，雷達無法正常運作，自此時起花蓮雷達資料在龍王侵襲期間有所缺漏直到颱風遠離。

由於龍王颱風中心自臺灣東部登陸，颱風雨帶的移動受其環流影響，從臺灣東部海面經東、北部陸地至北部海面上。其中有些雨帶通過東、北部陸地後到達北部海面時其帶狀特徵仍可清楚地由地面雷達所觀測到，其結構並無明顯受到地形影響破壞。

(二) 龍王颱風雨帶

2005 年有海棠、泰利及龍王三個強烈颱風先後侵臺，但 MRR 被海棠的強風所破壞，直至龍王颱風侵臺前才恢復正常觀測。龍王颱風

自花蓮登陸，其颱風雨帶會自東部海面經臺灣北部地區移至北部海面上。在龍王颱風之中可由五分山雷達觀測到許多大大小小、形狀各異的雨帶及對流，有些雨帶在到達可分析研究區域之前就已經減弱或消散，也有些雨帶在通過臺灣北部陸地時受到地形破壞，以致於帶狀特徵不明顯而無法定義出雨帶通過地面測站的確切時間。因此對於選取本研究所分析的雨帶個案其主要原因有：所分析之兩個雨帶在通過北部地形時其帶狀降雨回波結構組織依然清晰可辨，與其他颱風雨帶相比，並未明顯受到地形影響而減弱及消散，因此有助於雨帶邊界之定義及分析。此二個雨帶通過五分山、花蓮及桃園機場雷達可進行雙都卜勒風場合成分析之區域，以及微波降雨雷達也建置在此區域，再加上臺灣北部區域陸地及海面上有較高密度的局屬測站，可提供高解析度的觀測資料分析。綜合以上各點，因此本研究主要著重在分析龍王颱風中的兩個雨帶。

1. 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) 指出在颱風環境中常常有一些層狀降雨及不規則分佈的對流活動，因此要定義出颱風雨帶有時非常困難，利用雷達回波為 25 dBZ 的門檻值去定義出颱風雨帶的內外邊界，藉此可適度保留在雨帶中的層狀降雨區。Powell (1990a, b) 也依循此門檻值(25 dBZ)來定義出颱風雨帶的內外邊界。Skwira et al. (2005) 則利用 32.5 dBZ 定義出颱風雨帶的邊界，並指出雨帶邊界外需有相對較弱的回波值，以及符合長大於寬的帶狀結構。

過去大約選用 25~32.5 dBZ 定義出颱風雨帶，此門檻值之選用會受不同個案的環境因素影響，但還是需因時制宜的定義出颱風雨帶為主要目的。因此本研究使用 30 dBZ 的雷達回波值去定義颱風雨帶的內外邊界，並利用五分山 0.4° 的雷達回波 PPI (Plan Position Indicator)

分析龍王颱風中的雨帶。經過篩選後可在颱風中心接近北部陸地時定義出兩個颱風雨帶，這兩個雨帶分別稱作為雨帶一 (Rainband 1, R1) 與雨帶二(Rainband2, R2)。

圖 3.2a-i 為利用五分山雷達回波(0.4° PPI)分析 R1 (1819-2051 UTC, 如箭頭所指)自臺灣東部海面經過陸地到北部海面的演變移動過程。1819 UTC 雨帶位置在颱風中心北方約 100 公里處即在宜蘭外海附近,其長(寬)約 200 (40)公里,約呈東北東-西南西走向(60-240°),並逐漸向西北方移動。雨帶的邊界處有明顯的雷達回波梯度存在,雨帶內大部分的區域為對流性降雨,可觀測到大於 50 dBZ 的強對流回波。而層狀降雨區域範圍較小,雨帶並沒有如眼牆或 principal band 明顯的彎曲(類似同心圓)的結構出現,雨帶的西側和 principal band 有所連接。1854 UTC 時 R1 西側部分區域開始接近東北部陸地,在 1911 UTC 登陸,直至 1946 UTC 時 R1 西側有一半的區域是在北部的陸地上,之後逐漸遠離陸地。在 2051 UTC 時仍可由雷達回波定義出 R1 之帶狀特徵,顯示整體結構並無明顯受到地形影響,此時可發現 R1 與 principal band 已經分離,R1 通過陸地的時間約為 80 分鐘左右。

圖 3.3a-i 為利用五分山雷達回波(0.4° PPI)分析 R2 (2039-2259 UTC, 如箭頭所指)自臺灣東部海面經過陸地到北部海面的演變移動過程。2039 UTC 雨帶位置在颱風中心東北方約 100 公里處也就是在宜蘭及花蓮外海附近,其長(寬)約 200 (30)公里,並逐漸向西北方移動,約呈東南-西北(135-315°) 走向。與 R1 類似,雨帶內的雷達回波與其邊界處也有明顯的梯度存在,大部分的區域為對流性降雨,層狀降雨區域範圍較小。R2 與 principal band 連接區域的角度較 R1 小。2114 UTC 時 R2 西側部分區域開始登陸,此時 R2 與 principal band 連接區域的角度逐漸變大。在 2131 UTC 時可觀測雨帶西側部分在陸地上且呈東-西(90-270°)走向。2149-2206 UTC 時在 R2 外邊界發現有兩個弧形回波突出(如箭頭所指),直至 2224 UTC 逐漸遠離陸地。在 2259 UTC 時仍可由雷達回波定義出 R2 之帶狀特徵,顯示其結構也無明顯

受到地形影響。雷達回波資料顯示，R2 與弧形回波區域在降雨與氣流結構上有所差異，將會在第四章分析討論。R2 通過陸地的時間約為 50 分鐘左右。

從台北測站上五分山雷達回波隨時間的垂直變化分析中(圖 3.4)發現，R1 與 R2 其發展的高度可達海拔 6~8 公里高，且兩個雨帶的降雨率也都高於 60 mm h^{-1} ，顯示雨帶所具有的對流特性。在 R1 與 R2 出現之前(1700 UTC)也有觀測到大於 30 dBZ 的對流，但可發現其降雨率較弱，可能是因組織較弱的雨帶或屬過渡性質的對流胞通過所致。因此若要以地面測站來分析颱風雨帶，不僅僅使用雷達回波大於 30 dBZ 的條件還需要搭配地面降雨率來定義雨帶邊界。當降雨率達 10 mm h^{-1} 時代表了降雨系統有其顯著對流性降雨的性質，因此在本研究中，對於颱風雨帶邊界的定義為不僅其雷達回波需達 30 dBZ，同時降雨率也需達 10 mm h^{-1} 。

根據前述雨帶定義條件，內(外)邊界是較接近(遠離)颱風中心的邊界，在雨帶內、外邊界的中間稱為雨帶中心軸。內(外)邊界自中心軸區域稱為雨帶內(外)側。雨帶內(外)邊界外之區域稱為雨帶後(前)方。本研究所分析之氣流皆是已扣除系統移速的相對雨帶氣流(band-relative flow)，在垂直雨帶氣流(V_c)中，自雨帶移動方向的前方進入雨帶內至後方之氣流皆稱為前方內流(front-to-rear flow，為負值)，反之則稱為後方外流(rear-to-front flow，正值)。在平行雨帶氣流(V_a)中，與颱風氣旋式環流同向為正值，反之為負值。

2. 颱風雨帶之移動特徵

颱風雨帶的移動方向及速度基本上受颱風本身移動及其氣旋式環流所主導，但 R1 與 R2 屬於離颱風中心距離較遠的雨帶，其移動方向及速度可能同時受颱風環流、外圍環境及雨帶本身對流影響而有較為特別的行為特徵。本研究利用雨帶之外邊界去估計 R1 與 R2 的

移動方向與速度，自 1829-2051 UTC (27 筆資料) R1 平均移動的方向為 275.07° 、速度為 25.88 m s^{-1} 。R2 自 2039-2259 UTC(24 筆資料)的平均移動方向為 310.37° 、速度為 17.2 m s^{-1} 。透過五分山最低仰角資料可定義出之雨帶內外邊界，並沿著可定義之雨帶內外邊界計算每一資料點與颱風中心之距離，將所計算出之距離平均後即為雨帶邊界與颱風中心之距離，此平均距離隨時間之變化如圖 3.5。圖 3.5a 與 b 為 R1 與 R2 內外邊界相對於颱風中心距離隨時間的變化，。R1(R2)約在三(二)個小時期間其距離約自 120(170)公里移動至 200(230)公里，此兩個雨帶離颱風中心的距離隨時間增加，顯示 R1 與 R2 雨帶具有向外傳播發展的特徵，並可估計此兩個雨帶向外傳播發展的速度約 $3\sim 5 \text{ m s}^{-1}$ 。

R1 與 R2 的位置在 2~3 倍的 RMW 之外，依照本研究之定義為外圍雨帶，由上述分析顯示有向外傳播發展的特徵。依據不同的颱風雨帶個案分析顯示，有些雨帶會向外傳播發展，但也有些會呈現靜滯傳播發展的特徵(Senn and Hiser 1959, Barnes et al.1983, Willoughby et al. 1984, Barnes and Stossmeister 1986, Gall et al. 1998)。但是由於過去研究對於雨帶的定義相當模糊，並無法歸納出外圍雨帶是否就會具有向外傳播發展的特徵之結論。

第四章 地面觀測特徵與診斷分析

(一) 颱風雨帶之地面觀測特徵

R1 與 R2 在通過臺灣北部陸地時，五分山雷達回波可清楚觀測到雨帶的結構(如圖 3.2f 與 3.3d)。由於這兩個雨帶通過陸地後其帶狀結構依然可辨(如圖 3.2i 與 3.3h)，說明這兩個雨帶並沒有顯著的受地形破壞。因此透過雷達回波(≥ 30 dBZ)與地面降雨(≥ 10 mm h⁻¹)可定義出當雨帶通過地面測站的時間及其內外邊界，並根據雨帶移速與時間計算出其空間距離。本章節利用地面測站高解析度資料(1 分鐘)，針對 R1 與 R2 內氣象參數間細微的變化情形及相對關係進行分析。本研究所探討的氣象參數有擾動氣壓、溫度、露點、地面風向、風速與降雨率，其中地面風向與風速可計算成垂直(V_c)與平行(V_a)雨帶的氣流(計算方式已於第二章說明)。

1. 雨帶一(R1)

當 R1 通過臺灣北部陸地時其走向為 60-240°(正北為 0°)並以 14.4 m s⁻¹的速度朝 328°的方向移動。圖 4.1a 為 R1 通過板橋測站時其地面觀測參數之變化，雨帶通過的時間自 1933-2009 UTC 共 36 分鐘，相對的空間距離為 X=20~51 km 約 31 公里寬。擾動氣壓在雨帶外側(X=20~30 km)為負值(最大值約-1.0 mb)，在 X=30 km(雨帶中心軸前)之後轉變為正值，並在 X=35 km 出現正的最大值(約 1.5 mb)後開始下降至約 0.5 mb，因此擾動氣壓在雨帶內呈現先下降後上升的趨勢。氣溫在雨帶中心軸附近有顯著下降，下降幅度約為 2°C，由溫度與露點的差值可發現，雨帶外側較內側區域乾燥，但基本上為未飽和狀態。地面風也在雨帶中心軸附近有風向的轉變，在此處風向自東北東風轉變為偏東風(順轉)，風速有略為增強。 V_c 皆為內流，但於雨帶

中心軸附近有些微減弱(從-15 減弱至-10 m s^{-1})。 V_a 皆為氣旋式環流(正值)且無顯著變化。由降雨率可知當雨帶通過時降雨率逐漸變大，在雨帶中心軸出現最大值，其值可達約 60 mm h^{-1} ，在內邊界處逐漸下降變小。

圖 4.1b 為 R1 通過台北測站時其地面觀測參數之變化，雨帶通過的時間自 1930-2010 UTC 共 40 分鐘，相對的空間距離為 $X=17\sim 51 \text{ km}$ 約 34 公里寬。擾動氣壓在雨帶外側($X=17\sim 31 \text{ km}$)為負值(最大值約 -1.0 mb)，在 $X=31 \text{ km}$ 之後轉變為正值，並在 $X=35 \text{ km}$ 出現正的最大值(約 1.25 mb)後開始下降至約 0.5 mb，擾動氣壓在雨帶內呈現先下降後上升的趨勢。氣溫在雨帶中心軸附近有顯著下降，下降幅度約為 1°C ，雨帶外側較內側區域乾燥，且皆為未飽和狀態。地面風在雨帶中心軸附近有風向的轉變，風向自東北風轉變為偏東風，風速無顯著變化。 V_c 皆為內流，於雨帶中心軸附近也有些微減弱(減弱幅度約 5 m s^{-1})， V_a 為氣旋式環流而無顯著變化。降雨率在雨帶中心軸處有最大值，其值可達約 90 mm h^{-1} 。由以上觀測結果發現，R1 通過板橋與台北測站時，各項地面觀測參數相當類似且接近。

2. 雨帶二(R2)

當 R2 通過臺灣北部陸地時其走向為 $90\text{-}270^\circ$ 並以 8.6 m s^{-1} 的速度朝正北 (0°) 的方向移動，圖 4.2a 為 R2 通過板橋測站時其地面觀測參數之變化。雨帶通過的時間自 2111-2153 UTC 共 42 分鐘，相對的空間距離為 $X=21\sim 42 \text{ km}$ 約 21 公里寬。擾動氣壓在雨帶外側($X=21\sim 26 \text{ km}$)為負值且皆小於 0.5 mb。在 $X=27 \text{ km}$ 到 $X=37 \text{ km}$ 之間為正值，其值平均約 0.5 mb 左右。因此由資料顯示，擾動氣壓在雨帶呈現出先下降後上升，待上升到最大值時則開始下降。氣溫在 $X=25 \text{ km}$ 開始下降，直至接近雨帶內邊界為止下降約為 1°C ，雨帶內空氣皆為未飽和，但在開始降雨時空氣較為潮濕(由溫度與露點的差值較小

可得知)，濕度的增加應來自於降雨蒸發冷卻的效應。地面風向也在擾動氣壓開始上升時自東北東風轉變為偏東風，風速有略為減弱。 V_c 皆為內流，自雨帶外側至中心軸的區域有減弱但幅度不大($< 5 \text{ m s}^{-1}$)。 V_a 皆為正值的氣旋式環流且變化情形與 V_c 類似，皆在雨帶外側至中心軸的區域有些微減弱，因此 R2 中 V_c 與 V_a 皆無較大幅度的變化。降雨率在擾動氣壓為正時較大，平均約有 40 mm h^{-1} 。

圖 4.2b 為 R2 通過台北測站時其地面觀測參數之變化，雨帶通過的時間自 2108-2153 UTC 共 45 分鐘，相對的空間距離為 $X=21\sim 42 \text{ km}$ 約 23 公里寬。擾動氣壓在雨帶外側接近中心軸附近出現負的最大值(約 0.5 mb)，之後轉變為正值直到雨帶通過內邊界。正的最大值出現在 $X=34 \text{ km}$ 其值約為 1 mb ，擾動氣壓在雨帶外側為負值，經過中心軸後轉變為正值。氣溫在 $X=31 \text{ km}$ 時開始下降，至雨帶內側為止下降約為 1°C ，降幅與板橋測站相同。雨帶內空氣皆為未飽和且濕度變化不大。地面風向也在雨帶內側為東北東風，之後在中心軸處有些微順轉成為東風，在接近內邊界時逆轉成為東北東風，風速有略為減弱現象。 V_c 皆為內流，自 $X=27 \text{ km}$ 時開始減弱但幅度不大($< 5 \text{ m s}^{-1}$)。 V_a 皆為氣旋式環流且在 $X=27 \text{ km}$ 時也有些微減弱。降雨率在 $X=31 \text{ km}$ 開始增加，因此最大值出現在雨帶內側其值可達 80 mm h^{-1} 。由 Yu and Chen (2011)的分析顯示，統計上外圍雨帶通過測站時其擾動氣壓振幅約為 1 mb 。由此可知，R2 內擾動氣壓變化雖然較小，但已達統計上雨帶內的擾動氣壓變化程度。

R1 與 R2 在通過不同的地面測站時，呈現出相當類似但又些微不同的變化特徵，因此為了瞭解地面觀測參數在颱風雨帶通過時其共同的變化特徵，本研究將這兩個雨帶通過臺灣北部各局屬地面測站(包含板橋、台北、基隆與竹子湖測站)之觀測參數合成如圖 4.3。在此主要分析颱風雨帶內的擾動氣壓(P')、擾動氣溫(T')、擾動垂直雨帶氣流(V_c')、擾動平行雨帶氣(V_a')、雷達回波(Ref)與降雨率(RR)。雨帶外(內)邊界的位置如 $X=-0.5(0.5)$ 。擾動氣壓自外邊界開始為負值且最大負值

達約 0.7 mb，隨後自 $X=-0.2$ 開始上升，最大正值出現在 $X=0\sim 0.25$ 之間其值約為 0.5 mb，上升幅度約為 1 mb。因此中心軸至內邊界皆為正的擾動氣壓。擾動氣溫自雨帶前方至中心軸變化不大(皆在 $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右)，但在 $X=0$ 時有顯著的下降，直到內邊界處共約下降 $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。 V_c' 在雨帶通過初期為內流且無太大變化(約為 -2 m s^{-1})，直到 $X=-0.2$ 時有明顯減弱，減弱位置與擾動氣壓開始上升一致，減弱幅度為 4 m s^{-1} 。內流在雨帶內側轉變成外流， V_a' 則無顯著變化。降雨率在雨帶外側約為 20 mm h^{-1} ，最大值出現在雨帶內側可達 60 mm h^{-1} 。雷達回波則是在中心軸時大於 40 dBZ ，與降雨率相同皆可發現在 $X=-0.2$ 前即有開始增強之趨勢。

(二) 三都卜勒風場分析

本研究使用五分山雷達在 MRR 上之雷達回波觀測資料，透過三都卜勒風場反演，求得雨帶的氣流與空氣垂直速度。藉以分析當雨帶一(R1)與雨帶二(R2)通過 MRR 時其垂直的降雨和氣流結構之變化特徵，並將此資料運用在診斷分析上。

1. 雨帶一(R1)

圖 4.4 為 R1 通過 MRR 時其降雨和 V_c 、 V_a 與垂直速度的垂直結構隨時間變化圖。由於 WFS 最低仰角資料通過 MRR 的高度為 1 公里，最高可至 9 公里左右，而 MRR 的觀測資料範圍為 0.6 到 6.4 公里高，所以可在 1 到 6.4 公里之間分析雨帶內的氣流結構。透過 R1 通過 MRR 的時間與其移動的速度可計算出相對應之空間距離。從圖 4.4 知 R1 通過 MRR 的時間為 1932 至 2004 UTC，在此時間內 R1 平均移動的方向與速度分別為 328° 與 14.4 m s^{-1} ，可推算出雨帶的寬度約 30 公里。

雨帶垂直發展約 7 公里高，較強的對流性降雨(> 40 dBZ)位於雨帶的內側。雨帶前方自底層到高层之 V_c 大部分為內流(負值)，其速度約 -16 m s^{-1} 。當內流進入到雨帶內側對流降雨區域時逐漸減弱為 -2 m s^{-1} ，並持續延伸至雨帶後方一公里以下的區域。雨帶後方在 2~3 公里高有外流，並在內邊界約 2 公里高進入雨帶內側，速度約為 2 m s^{-1} 。雨帶中的 V_a 主要受到颱風環流影響，皆為氣旋式的氣流(正值)， V_a 在雨帶內 $X=27 \text{ km}$ 上方 2 公里處有最大值(42 m s^{-1} ，圖 4.4b)。雨帶內的空氣垂直速度皆為上升氣流(圖 4.4c)，在對流降雨區的上升速度最強可達約 6 m s^{-1} ，雨帶邊界外的 1~3 公里高的區域則有下沉氣流其速度約為 -1 m s^{-1} 。

2. 雨帶二(R2)

圖 4.5 為 R2 通過 MRR 時其降雨和 V_c (圖 4.5a)、 V_a (圖 4.5b) 與垂直速度(圖 4.5c) 的垂直結構隨時間變化情形。從圖 4.5 發現 R2 通過 MRR 的時間為 2133 至 2200 UTC，R2 的移動的方向與速度分別為 0° 與 8.6 m s^{-1} ，雨帶的寬度約 15 公里。

雨帶垂直發展到約 8 公里高，較強的對流性降雨位於雨帶的中心軸區域。雨帶前方到外側中低層(約 1~3 公里高)之 V_c 大都為內流，其速度約 $-8\sim-12 \text{ m s}^{-1}$ 。當內流進入到雨帶對流降雨區域時逐漸減弱並轉變為外流，在 4 公里以下僅 $X=35\sim50 \text{ km}$ 為外流區域，雨帶在 4 公里高以上皆為內流，其速度最強可達 -22 m s^{-1} (圖 4.5a)。雨帶中的 V_a 和 R1 類似，主要受到颱風環流影響，皆為氣旋式方向的氣流， V_a 在雨帶中對流區域最強($X=30 \text{ km}$ 高 3.5 公里處，約 36 m s^{-1})。雨帶中的空氣垂直度皆為上升氣流，在對流降雨區中 2-5 公里高的區域其速度都在 5 m s^{-1} 以上，雨帶邊界外的 1~4.5 公里高的區域則有下沉氣流其速度約為 $-1\sim-2 \text{ m s}^{-1}$ 。

(三) 擾動氣壓之診斷分析

由地面觀測資料結果顯示，擾動氣壓開始上升同時其 V_c' 也同時有減速變化，擾動氣溫的下降則落後於擾動氣壓的上升。強對流回波發生在最大擾動氣壓之前(圖 4.3)。由此分析顯示，擾動氣壓與 V_c' 有正相位的關係，且氣溫對於擾動氣壓的上升貢獻不顯著，為釐清擾動氣壓在颱風雨帶內的變化特徵原因為何，將在此針對地面擾動氣壓進行診斷分析。

颱風雨帶內地面氣壓的變化與氣流和降雨相關，為了瞭解地面氣壓變化受影響的程度，可將垂直動量方程改寫如下：

$$p'_s = \underbrace{\int_0^{Z_T} \rho_0 \left(\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} \right) dz}_A + \underbrace{\int_0^{Z_{LCL}} -\rho_0 g \frac{T'_v}{T_{v0}} dz}_B + \underbrace{\int_{Z_{LCL}}^{Z_T} -\rho_0 g \frac{T'_v}{T_{v0}} dz}_C + \underbrace{\int_0^{Z_T} \rho_0 g q_r dz}_D, \quad (5)$$

藉由式(5)來計算及診斷地面擾動氣壓受氣流及對流影響的程度，並與實際觀測的擾動氣壓比較。式(5)中 p'_s 為受對流效應影響之地面擾動氣壓， ρ_0 與 T_{v0} 為平均的空氣密度與虛溫，可由板橋測站的資料求得， T'_v 為擾動虛溫， g 為重力， q_r 為液態水混和比， Z_T 為對流發展頂部的高度， Z_{LCL} 則為舉升凝結高度(Lifting Condensation Level, LCL)。等號右邊各項為對流效應對地面擾動氣壓的貢獻程度，A 為非靜力項，B 與 C 分別為雲底與雲內的非絕熱加熱及冷卻項，D 為雨滴拖曳項。三維風場可由三都卜勒風場合成所得，由於颱風雨帶結構接近二維的變化，假設其平行雨帶的變化不大，可將 $\partial w / \partial y$ 忽略。此外由於颱風雨帶經過測站時其移動速度並無快速及顯著的改變，因此忽略 $\partial w / \partial t$ ，代表垂直加速的 A 項之貢獻主要來自於 V_c' 與垂直速度。B 項中由地面測站觀測資料求得虛溫，LCL 的高度則利用測站氣溫與

露點計算，是由 Wilde et al. (1985)所提出之方法來計算其高度。D 項中 q_r 則透過五分山雷達回波資料由 Hauser and Amayenc (1986)所提出的經驗式求得。

由於地面測站無法提供雲內的熱力場觀測資料，因此 C 項會有估計上的困難，本研究將觀測的垂直速度代入式(6)以估計出雲內非絕熱加熱及冷卻效應，用以代表 C 項對地面擾動氣壓的貢獻程度。

$$\bar{\rho}_0 \int_{Z_{LFC}}^{Z_w} -g \frac{T'_v}{T_{v0}} dz \approx -\frac{1}{2} \bar{\rho}_0 W_{max}^2, \quad (6)$$

式(6)中 Z_w 為雨帶中觀測到最大垂直速度的高度， Z_{LFC} 為自由對流高度， $\bar{\rho}_0$ 為從地面到 Z_w 的平均空氣密度， W_{max} 為觀測到最大的垂直速度。本研究使用式(6)來代表式(5)中的 C 項，最後利用式(5)來估計 R1 與 R2 通過地面測站時之擾動氣壓大小。為了將系統誤差降至最低，在此分別計算颱風雨帶內地面擾動氣壓正與負值區域的平均值，並分別與實際觀測到的地面擾動氣壓平均做比較。

颱風雨帶內地面擾動氣壓平均正值的估計及觀測數值如表 4。由估計結果可知當 R1 通過時，正的擾動氣壓平均值為 0.16~0.19 mb，其中大部分來自於 D 項(水滴拖曳項)的貢獻。測站所觀測到正的擾動氣壓平均值為 0.52~0.54 mb，估計對流效應對正的擾動氣壓之貢獻約為 30%~36%。R2 的估計值為 0.13~0.17 mb，對於正的擾動氣壓之貢獻約為 54%~57%。由 R1 與 R2 的估計顯示出正的擾動氣壓區中對流效應的貢獻僅約一半。R1 與 R2 中負的擾動氣壓平均估計值約為 0.1 mb 左右(如表 5)，因此無法完全解釋所觀測到之負的擾動氣壓平均(約 -0.15~ -0.67 mb)。原因可能是在負的擾動氣壓區域，降雨系統大都非對流性降雨，因此使用式(5)無法準確估計出其對流效應的貢獻。

由以上分析可知，在估計與實際觀測的擾動氣壓之間可能存有其誤差。式(5)當中的 A 項由於使用了許多觀測的參數來進行計算，此項所造成的誤差相對會較大，而 C 項由於有較多假設在其中，因此也

在估計及觀測之間有其誤差存在。以 A 項來說，大部分的誤差來源應來自於雷達觀測。為了估計此誤差，將假設由雷達所反演之垂直雨帶與垂直速度所造成的基本誤差分別為 1 與 0.5 m s^{-1} 。估計此項所造成的最大誤差值約為 0.08 mb。然而由表 4 與 5 可知，此一誤差值難以解釋整體上在估計與觀測之間明顯較大的差值(0.11~0.83 mb)。

由 C 項所造成之誤差是較難估計的，但由 R1 與 R2 內皆為對流之向上運動得知，C 項對於擾動氣壓的影響必為負貢獻。因此難以去解釋正的擾動氣壓區中的誤差值(表 4)，但相反的此項在負的擾動氣壓區中卻可能相當重要。由觀測可知有微弱的上升速度存在於雨帶的外側區域，因此在此區域將難以有較強的雲內潛熱釋放。根據式(6)由垂直速度所估計之擾動氣壓之差值為-0.23~ -0.83 mb(表 5)，其相對應的垂直速度估計需達到約 $7\sim 13 \text{ m s}^{-1}$ ，實際的觀測(約 $1\sim 2 \text{ m s}^{-1}$)遠小於此垂直速度之估計。

由以上討論可知，對流效應的貢獻或修正作用並無法單獨用來解釋雨帶內擾動氣壓之觀測。因此雨帶內應該尚有其他物理作用的貢獻存在，此作用在地面擾動氣壓變化也有其重要的角色存在。儘管如此，此診斷分析的結果仍可提供影響颱風雨帶內擾動氣壓變化可能因素之一。

(四) 對流與波動之交互作用

由颱風雨帶通過地面測站所觀測到之參數變化發現，擾動氣壓與擾動 V_c 有正相關，此與過去在中尺度對流系統中之重力波的行為特徵類似(Koch and Golus 1988, Schumacher 2009)。透過先前分析可知 R1 及 R2 與颱風中心的距離隨時間經過而增加(圖 3.5)，並可藉由內重力波之觀點來解釋此向外傳播發展之行為特徵(Diercks and Anthes 1976, Kurihara 1976, Willoughby 1977)。由此可知大氣中可能有類似

波動的性質存在，推論雨帶中地面擾動氣壓的變化與大氣波動應有所關聯。

為證實此一論點，本研究分析包含 R1 與 R2 經過測站時共 14 個小時地面測站擾動氣壓隨時間之變化(如圖 4.6，測站有台北、板橋及外海的嶼那國島)。分析結果顯示擾動氣壓的變化約 1.5 小時(等同於約 40~ 60 公里的距離)會有一次正負的振盪週期(如圖中 L 與 H 之標示)，其振盪幅度平均約為 1 mb (-0.5~ 0.5 mb)，規律的擾動氣壓振盪變化顯示大氣中存在著波動特徵。

當 R1 與 R2 通過測站時(圖中以陰影表示雨帶通過期間)，可發現擾動氣壓變化特別顯著，可知雨帶加強了其振盪的變化，尤其是雨帶內正的擾動氣壓最高達 1.5 mb 左右。此結果可與診斷分析之結果相互結合驗證，雨帶內對流效應提供了約 30%~ 57% 的貢獻在正擾動氣壓之中，並與波動之貢獻結合，最後表現在實際觀測到的擾動氣壓變化上，而在雨帶通過時之形成顯著的振盪。類似的過程也加強了 R1 內的負擾動氣壓值，但是對流效應於 R2 內負擾動氣壓之貢獻則相對較小有時甚至有負貢獻(圖 4.6 中的台北與板橋測站)。可知波動與對流之間交互作用其實是相當複雜的且重要的(Einaudi et al. 1987, Koch et al. 1988)。

此外，地面擾動氣壓可能會受臺灣地形之影響，但是由嶼那國島(離陸地約 120 公里遠)的分析顯示，在分析的時間中也呈現出與陸地上測站相同之振盪，由觀測資料中可知地形效應對此波動並無顯著影響。此分析利用觀測之觀點來解釋颱風雨帶中擾動氣壓的變化特徵，結果顯示颱風雨帶內擾動氣壓之顯著振盪，主要是透過對流與大氣波動之間的交互作用所致。

雨帶中對流與波動之交互作用可由示意圖(圖 4.7)來瞭解，原先在大氣中預先存在著波動，當 R1 通過時因內側的對流降雨較強，雲底蒸發與水滴拖曳對於正的擾動氣壓有正貢獻。而外側的對流降雨較弱，其所釋放出的潛熱對於負的擾動氣壓有貢獻。當對流效應與大氣

波動交互作用後則為實際所觀測到之擾動氣壓，因此在 R1 其擾動氣壓會呈現較大幅度的振盪。

R2 的寬度相較於 R1 較窄，其對流效應的影響大部分在大氣波動中的正值區[如圖中 H(+)]。強對流降雨加強了正的擾動氣壓區域，但同時弱對流降雨區之潛熱對則有負貢獻存在，而對負的擾動氣壓則無顯著貢獻，因此 R2 中負的擾動氣壓在觀測中所顯示之振幅與 R1 相比較不明顯。



第五章 颱風雨帶之降雨及氣流結構

(一) 雨帶一(R1)之結構變化

R1 在發展的過程中，降雨及氣流結構會有所改變，在結構發生變化之前，當位置接近臺灣東部近海時，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，範圍如圖 2.3 中的 D1。R1 在 1819 UTC 時的位置如圖 5.1a，此時 R1 距離颱風中心約 120 公里遠，此時稱為雨帶結構改變之前期(early stage)。當 R1 持續發展及移動至臺灣北部海面時，可以利用五分山於桃園機場進行雙都卜勒風場分析，範圍如圖 2.3 中的 D2。R1 在 2051 UTC 時其位置如圖 5.1b，此時 R1 距離颱風中心約 200 公里遠，稱為雨帶結構改變之後期(late stage)。

1. 降雨及氣流結構之改變

圖 5.2a 為 R1 前期(1819 UTC)在 D1 中雷達回波及氣流在 1 公里高度的水平結構。由於強對流(> 40 dBZ)主要位於雨帶內側接近內邊界處，因此有明顯的回波梯度存在，其雨帶的寬度約為 40 公里。受到颱風環流影響， V_a 明顯大於 V_c ， V_a 強度平均約為 18 m s^{-1} 。外流區域僅侷限於雨帶內邊界處，其強度約為 9 m s^{-1} ，大部分區域(自外邊界到雨帶內側對流區)皆為內流，其強度與外流相當。

圖中 A-A' 為垂直雨帶走向之垂直剖面，其降雨及運動場結構如圖 5.2b，由垂直剖面知雨帶可發展到約 7 公里高。對流降雨位於中心軸至內邊界之間的區域，可在此發現明顯的回波梯度存在。層狀降雨位於雨帶外側，在此區內約 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

上皆為外流，最強可達 12 m s^{-1} 。分析更多 R1 的剖面(如圖 5.2a 中的 $X=20 \text{ km}$ 到 $X=50 \text{ km}$ 約 30 公里長)可發現，其垂直的降雨及氣流結構並無顯著的變化，皆與 A-A'剖面接近(底層內流在對流區域被抬升並轉變為外流)，此特徵與 principal band 中的 overturning updraft 相當類似。

圖 5.3 為 R1 後期(2051 UTC)在 D2 中雷達回波及氣流在 1 公里高度的水平結構，強對流($>40 \text{ dBZ}$)範圍與前期(1819 UTC)相比，位在較接近雨帶中心軸的區域，雨帶寬度可自 15 到 30 公里左右。 V_a 較前期弱(最強約 9 m s^{-1})。由圖 5.3 可發現雨帶自 $X=0 \text{ km}$ 到 $X=30 \text{ km}$ 左右皆為內流，強度約為 -9 m s^{-1} 。雨帶內 $X=35 \text{ km}$ 到 $X=70 \text{ km}$ 的範圍，在雨帶內邊界自中心軸的區域為後方外流，其強度約為 3 m s^{-1} 。雨帶的外側區域大都為內流，最強可達 -12 m s^{-1} 。由水平結構可知，後期 R1 的氣流結構呈現較多樣性的變化特徵，為瞭解當中的差異，分別針對沿著雨帶(1)皆為內流的區域(B-B')、(2)雷達回波最強位置(C-C')、(3)外流最強區域(D-D')與(4)內流最強區域(E-E')進行垂直結構分析。

圖 5.4a 為 B-B'剖面之降雨及氣流結構，雨帶內的對流可發展至近 8 公里高。層狀降雨位於雨帶外側，層狀降雨區內有亮帶存在(高度約 3~4 公里)。雨帶內自底層到高層皆為內流，其強度約 $-6 \sim -9 \text{ m s}^{-1}$ ，最小值 -3 m s^{-1} 位於 $Y=14 \text{ km}$ 上 3~4 公里高。高層(4~7 公里)的內流在對流區域有些微抬升並增強，中低層內流在雨帶內則無明顯抬升且逐漸減弱。

圖 5.4b 為 C-C'剖面之降雨及氣流結構，雨帶內的對流發展僅約 6 公里高，且無亮帶存在。內流自雨帶前方進入至內邊界處，其內流垂直高度約 3~4 公里高，內流在雨帶內側抬升並在 4 公里以上的高度轉變為外流，此一結構與 overturning updraft 類似。雨帶後方區域為外流，中高層(4~6 公里高)的內流在雨帶內邊界處下沉，並在 3 公里處轉為外流。在 Katrina 和 Rita (2005) 颶風的 principal band 中也可在內

邊界接近 5 km 高之處觀測到下沈氣流，Hence and Houze (2005)稱為 upper-level-downdraft，而 upper-level-downdraft 之形成與雨帶內對流在中高層的潛熱釋放有關。由此可知，颱風的外圍雨帶(如 R1)有時也會觀測到與 principal band 相當類似的氣流結構特徵，顯示出外圍雨帶結構的多樣性特徵。

圖 5.4c 為 D-D'剖面之降雨及氣流結構，雨帶內的對流發展較高(約 7 公里高)。層狀性降雨不在雨帶內，而是在雨帶外 $Y=0\sim 10$ km 與 $Y=48\sim 60$ km 處。雨帶自中心軸至雨帶後(前)方皆為外(內)流，僅雨帶前方 5 公里高的區域有外流，前方內流強度較外流強(最強為 -9 m s^{-1})。內流在對流降雨區受上升氣流抬升並隨高度向雨帶內側傾斜。雨帶後方區域中高層(4~6 公里高)的內流在雨帶內側與外流相遇而有些微下沉，此一剖面無顯著 overturning updraft 現象。

圖 5.4d 為 E-E'剖面之降雨及氣流結構，雨帶內的對流發展約 6 公里高。亮帶存在於雨帶前方與後方區域中高約 3~5 公里之處，雨帶內 4 公里以上皆為外流。雨帶前方($Y=42\sim 58$ km)在高度 4 公里左右為內流，內流在進入雨帶外側區域時高度降至 3 公里高，並在對流降雨區抬升轉變為外流。雨帶中低層外流與內流在 $Y=30$ km 處相遇後抬升，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 m s^{-1} 。抬升轉變為外流的位置在雨帶內側，且雨帶內側沒有出現內流。

R1 前期沿著雨帶約 30 公里的範圍中，其降雨及氣流結構之垂直剖面皆相當類似而無顯著變化，呈現出二維的特徵。而後期沿著雨帶約 45 公里的垂直剖面分析中，R1 的結構變化較為多元，呈現出較為三維的特徵。雖然觀測資料僅能提供雨帶內某區域的分析，但在有限的部分分析區域中仍然可呈現出 R1 在前後期的差異程度。前期 R1 離颱風中心的距離較為後期近，其氣流結構可能會受到颱風內核渦旋動力的影響較顯著。圖 5.5a(b)為 R1 在雙都卜勒分析區域中前期跟後期的 V_c 與空氣垂直速度隨高度之變化分佈。在前期有明顯的低(高)

層為內(外)流結構差異，分別約為-8 與 9 m s^{-1} ，然而 R1 後期低層與高層並沒有顯著的差異。後期的上升及下沉氣流皆大於前期，上升(下沉)氣流差異約為 $0.75(-0.25) \text{ m s}^{-1}$ 。由此可知雨帶內的結構差異可能與不同的環境條件息息相關。未來也將會持續探討 R1 中各種類型的結構其後續的變化情形，期以對即時的天氣預報有所助益。

根據 Yu and Chen (2011)利用三倍 RMW (Radius of Maximum Wind) 的徑向距離 (Wang 2009)可將雨帶分成外圍及內圍雨帶，研究指出大部份內圍雨帶分佈在距離颱風中心約 150 公里的範圍內。而 R1 前期距離颱風中心約 120 公里遠，後期則距離約 200 公里遠。由此可知，R1 或許在大於三倍 RMW 的徑向距離或距離颱風中心約 150 公里之外會呈現出三維結構特徵。反之，其雨帶結構會較為二維。

2. 地面觀測特徵的變化差異

利用嶼那國島與彭佳嶼測站來分析 R1 在結構改變之前與後期之地面觀測參數變化情形。在前期 R1 呈東西($90-180^\circ$)走向以 4.66 m s^{-1} 速度朝北方(0°)移動，並通過嶼那國島測站，當時地面觀測參數之變化如圖 5.6a。雨帶通過的時間自 1645-1708 UTC 共 23 分鐘，相對的空間距離為 $X=17\sim 51 \text{ km}$ 約 6 公里寬。擾動氣壓在雨帶外側($X=11\sim 14 \text{ km}$)為負值(最大值約 -1.0 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 mb)後逐漸下降，擾動氣壓在雨帶內呈現先下降後上升的趨勢。氣溫在雨帶自雨帶外邊界開始緩慢下降至內邊界處共下降約 1.5°C ，雨帶外側較為內側區域乾燥，且皆為未飽和狀態。地面風向與風速在雨帶中心軸附近有幅度不大的微弱順轉及增強。 V_c 皆為內流，但於強降雨發生時($X=16 \text{ km}$)有顯著減弱約 10 m s^{-1} ， V_a 為氣旋式環流而無顯著變化。降雨率在雨帶內側出現最大值，其值可達約 150 mm h^{-1} 。

R1 在後期以 $60-240^\circ$ 走向及 12.96 m s^{-1} 速度朝 330° 移動，並通

過彭佳嶼測站，當時地面觀測參數之變化如圖 5.6b。雨帶通過的時間自 2031-2052 UTC 共 21 分鐘，相對的空間距離為 $X=25\sim 41$ km 約 16 公里寬。擾動氣壓在雨帶外側($X=25\sim 33$ km)為負值(最大值約 -0.75 mb)，在 $X=33$ km 之後開始轉變為正值，並在持續維持約 0.5 mb 直到雨帶通過，擾動氣壓在雨帶內呈現先下降後上升的趨勢。雨帶內氣溫在外側 $X=27\sim 30$ km 下降約 1°C ，而後在 $X=30\sim 35$ km 的 5 公里內下降約 3.5°C ，雨帶內氣溫下降共約 4.5°C 。當氣溫驟降時，空氣呈現出飽和狀態(露點等於氣溫)，同時 V_c 與 V_a 皆有約 10 m s^{-1} 幅度的變化。 V_c 自內流(-5 m s^{-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 m s^{-1} 減弱至接近 0 m s^{-1} 。降雨率在雨帶開始通過時即有顯著增強，其值平均約 40 mm h^{-1} 。由地面測站分析顯示，擾動氣壓的變化幅度為先下降後上升，與前述雨帶內擾動氣壓變化類似，其變化幅度約在 $-1.0\sim 1.5$ mb 之間。但是氣溫的變化卻如此明顯，由此可知氣溫並無顯著影響擾動氣壓的變化，氣溫的驟降可能與冷池的發展有關。

圖 5.7 為 R1 結構變化示意圖，颱風雨帶較接近颱風中心時，降雨及氣流結構受到颱風環流的影響較顯著。其特徵與 principal band 中的 overturning updraft (如圖 5.7a) 結構相當接近(Barnes et al. 1983, Hence and Houze 2008, Didlake and Houze 2009)。且沿著雨帶的其他區域進行剖面分析也發現其垂直結構並無顯著變化，呈現較二維之結構。

當颱風雨帶由於離颱風中心較遠時，受颱風環流影響程度較弱。因此雨帶內之垂直結構會有所差異，大致可區分出四種類型(如圖 5.7b、c、d、e)，這些垂直結構有時非常類似 principal band 的結構，有時卻呈現出相當不同的特徵，代表此時颱風雨帶結構較為三維。

推測颱風雨帶的結構差異主要可能受距離颱風中心遠近所致。雨帶距離颱風中心較近時，因受颱風內核渦旋影響程度較大，雨帶結構呈現與 principal band 較為接近的特徵。反之，當離颱風中心越遠，

受影響減小，颱風雨帶結構受本身對流所影響程度則相對增加，因此呈現出同時具有颱風雨帶及類似 squall line (Houze 1977)的特徵。

3. 地形對雨帶結構演變之影響

臺灣地形相當複雜且險峻，主要是由中央山脈貫穿南北，另有東部的海岸山脈及北部的雪山山脈。因此當颱風接近臺灣甚至是登陸時，其路徑、強度與環流會受到地形的影響而有所改變。Wu et al. (2002)利用 MM5 模擬賀伯颱風(1996)接近臺灣時的路徑及降雨分佈發現，臺灣地形對此颱風之路徑影響較小但是對於降水的分佈扮演著重要的角色，地形上最大垂直速度之發生主要與颱風環流與地形舉升氣流的交互作用有關。Yang et al. (2008)與 Tang et al. (2012)也利用模式分析納莉颱風(2001)登陸臺灣時其結構受地形影響之變化特徵。結果指出颱風的徑向內流受地形的摩擦影響而增強，且向上延伸發展距地面約 5 公里之高，地形上的切向風也增強。並指出切向風與中央山脈的交互作用使遠距雨帶更易產生對流胞並影響其移動。

由於地形對於颱風整體的影響顯著，更遑論地形對颱風雨帶演變之重要性。因此本小節將透過雙都卜勒合成風場來分析 R1 通過臺灣北部地形(即為中央山脈及雪山山脈北段)時其降雨及氣流結構的變化特徵。由圖 5.8 可知 R1 約在 1842 UTC 登陸，在登陸前的結構為五分山與花蓮雷達的雙都卜勒分析資料(區域如圖 5.8)，登陸後則為五分山與桃園機場雷達。為確保資料不受地形影響及其正確性，雷達資料的處理方法如第二章第二節所述。

圖 5.9a 為 R1 接近臺灣北部之水平結構，由圖可知 R1 的內邊界有明顯的回波梯度存在，而雨帶外側主要為層狀降雨區，層狀降雨區有內流進入雨帶，但受颱風氣旋式環流影響在雨帶內主要仍呈現平行雨帶之氣流結構。圖 5.9b 為圖 5.9a 中 A-A' 沿著平行於地形走向(黑點線)至黑實線範圍內的雷達回波及 V_c 的平均垂直剖面圖，若無 V_c 資料則

僅對雷達回波進行平均計算。由於此分析之重點為 R1 在地形上的結構變化，雙都卜勒分析範圍已涵括了大部分 R1 在地形上的時間及區域，因此藉由此觀測資料的分析應可代表此區域地形對 R1 之影響程度。由圖 5.9b 知內流的邊界隨高度向外側傾斜，且其高度可延伸至約 8 公里高。雨帶對流區域($X=128\sim 142$ km)在一公里高之上為外流，因此雨帶呈現出類似於 overturning updraft 之結構特徵。

當 R1 開始遭遇地形時(圖 5.10a)在地形上的降雨回波逐漸增強，由平均的垂直結構(圖 5.10b)可知雨帶內最強回波可達 45 dBZ，雨帶的寬度增加，雨帶內大部分的降雨回波強度約為 35 dBZ。內流邊界隨高仍向外側傾斜，但隨後顯示出較平緩之傾斜特徵。雨帶內之對流也不如登陸前有明顯之傾斜，反而呈現出較為筆直之結構。雨帶整體仍有 overturning updraft 之特徵，但較為平緩且高度較低。R1 登陸後期(圖 5.11a)在地形上的降雨回波明顯減弱。由圖 5.11b 也可看出雨帶變窄、對流區域縮小，內流邊界更為平緩且無明顯隨高度傾斜，其高度降至約 2 公里高。高層的外流增強且其最大值位於雨帶外側約 5 公里高之處。當 R1 開始離開地形時(圖 5.12a)其寬度變得更窄，但其對流區域開始重新組織有逐漸增強之趨勢，並向外持續傳播發展。內流邊界開始隨高度向外側傾斜且高度增加至約 3 公里高。對流降雨區中其底層為內流而高層為外流結構，重新呈現出 overturning updraft 之特徵。

此章節主要分析 R1 通過地形時有著明顯結構變化之階段，更完整且連續(約 5~15 分鐘解析度)之降雨及氣流結構變化圖則如附錄。在完整的分析圖(如附錄)中可發現當 R1 在接觸地形前約 40 分鐘(1755~1836 UTC)，其降雨及氣流結構並無顯著的改變，但當 R1 登陸及接觸到地形時(1836 UTC 以後)其結構開始有所改變。因此可發現地形對雨帶的結構演變應有其角色存在，而為何地形會影響雨帶結構則需更仔細的分析研究。

R1 在地形上的發展過程與 Frame and Markowski (2006)模擬

squall line 在理想的地形上其結構演變特徵相當類似。Teng et al. (2000)分析 squall line 與臺灣地形的交互作用中指出，系統的移動發展在山谷與山脊速度不一，其垂直速度分佈主要與地形起伏相關，較高的地形會使系統前低層環境風切高度快速降低及轉變為較乾燥的環境。Squall line 在臺灣地形上的觀測分析已有初步的瞭解，但颱風雨帶與地形的關係相對缺乏觀測上之分析。

(二) 雨帶二(R2)之弧形回波觀測特徵

1. 弧形回波之降雨及氣流結構

由五分山雷達的資料發現 R2 在通過臺灣東北部附近的海面時，在雨帶中可觀測到兩個弧形的雷達回波(Arc-Shaped-Radar-Echoes, ASREs)，本研究分別將這兩個弧形雷達回波稱為 A1(ASREs-1)與 A2(ASREs-2)。自 2114 UTC 開始到 2247 UTC 為止，可清楚地觀測到 A1 的存在(圖 3.3c-h)，其生命期約 90 分鐘。A2 出現時間較 A1 晚，自 2149 到 2322 UTC 為止(圖 3.3e-i)。其生命期與 A1 相差不多，A1 與 A2 的空間尺度約 30~50 公里。自 2200 到 2300 UTC 約 1 小時之中，A1 通過可做雙都卜勒風場合成分析的區域，但可較完整的分析 A1 的結構特徵時間分別是 2212、2218、2230、2235 UTC (如圖 5.1c、d、e、f)，相對應之雙都卜勒風場分析為圖 5.13a、b、c 與 d。

圖 5.13a 為 A1 在 2212 UTC 之 1 公里高度的降雨及氣流結構，由雷達回波可知 A1 中較強的對流靠近其外邊界(相當於 A1 的北側邊界)，在外邊界北側與西側存在著顯著的雷達回波梯度。A1 西側自原本雨帶(R2)突出約 10 公里的距離，層狀降雨區域位於此強對流後方的區域，有一後方外流(rear-to-front flow)在此層狀降雨區內向前推進至 A1 前緣，此氣流的速度約為 $9\sim 12\text{ m s}^{-1}$ 。在後方外流的左側與右側(西側與東側)分別有著氣旋與反氣旋式的渦旋存在，這兩個渦旋的

空間尺度約 10 公里左右。

A1 在 2218 UTC(圖 5.13b)時因為向西北西方移動,因此可更完整的觀測到 A1 的結構特徵。此時氣旋與反氣旋式的渦旋依然存在,A1 西側自原本雨帶突出約 10 公里左右的距離,東側的突出約 5 公里,後方外流的速度與 2212 UTC 相比較為慢(約為 $6\sim 9\text{ m s}^{-1}$)。氣旋式的渦旋在 2230 UTC(圖 5.13c)逐漸減弱,已沒有顯著的旋轉結構特徵,反氣旋式的渦旋甚至已經不存在,此時 A1 的結構也逐漸消失。其中 A1 東側突出於原雨帶的距離也縮短為 5 公里左右,後方外流更減弱為 $3\sim 6\text{ m s}^{-1}$,顯示出 A1 正開始進入減弱階段。氣旋與反氣旋式的渦旋在 2235 UTC 已不存在(圖 5.13d),A1 逐漸被原雨帶所沒入,後方外流減弱至 $< 3\text{ m s}^{-1}$,此時 A1 已減弱而無顯著的弧形回波結構存在。

圖 5.14a 與 b 分別為 2218 與 2230 UTC 時 A1 的垂直結構圖,剖面位置如圖 5.13b 與 c 中的 F-F'與 G-G'。對流降雨區在 2218 UTC 時位於 A1 的外邊界處,從雷達回波可發現 A1 前緣有較大的梯度存在。對流降雨發展至約 7 公里高並隨高度些微地向內側傾斜,其中大於 45 dBZ 的雷達回波可發展至約 5 公里的高度。層狀降雨則位於 A1 的內側區域,後方外流的高度約為 3 公里高,並在對流降雨最強的區域與來自 A1 前方的內流輻合。後方外流與前方內流相遇後抬升向上並在約 3~4 公里高度向後方成為內流。A1 中的對流降雨在 2230 UTC(圖 5.14b)依舊可維持到約 6 公里高,而強對流($> 50\text{ dBZ}$)位在 2 公里以下。後方外流的速度與與 2218 UTC 相比,不僅開始減弱且其高度也降低至 2 公里左右,因此 2 公里以上皆為內流。

在 2300 UTC 時 A2 的西半側有通過雙都卜勒合成範圍,因此本研究選定此時間進行分析。圖 5.15a 為 A2 西半側在 1 公里高度的降雨與氣流結構。A2 與 A1 相似,其較強的對流位於外邊界內,並有顯著的雷達回波梯度。後方外流自 A2 後方層狀降雨區域向前緣推進,由於分析範圍限制,無法清楚地在 A2 中觀測到氣旋與反氣旋式

的渦漩存在，後方外流的速度約 $0\sim 3\text{ m s}^{-1}$ 。

由過去文獻可知，在線狀對流系統當中會形成氣旋與反氣旋式的渦漩，此與環境垂直風切所產生的水平渦度受對流抬舉之傾側效應有關(Weisman 1993, Trier et al. 1997, Weisman and Davis 1998)。此個案中可以觀測到近地面有明顯的相當位溫降低，因此雨帶中在冷池與上升氣流之交界處所產生水平的渦度，主要是受浮力梯度所影響。A1 大致為東西走向，由浮力梯度所產生的水平渦度向量為東。在 A1 中較強的上升氣流存在於強降雨回波之區域，此上升氣流將此水平渦度抬舉傾側成垂直方向，因此可以在弧形回波中觀測到氣旋與反氣旋式的渦漩存在。

圖 5.15b 為 2300 UTC 時 A2 的垂直降雨及氣流結構圖，剖面 H-H' 的位置如圖 5.15a 所示。A2 外側的對流降雨區與邊界外也存有明顯的梯度，對流發展達 6 公里高，大於 40 dBZ 的回波隨高度有些微的向內側傾斜。亮帶出現在對流降雨後的內側區域(高度約 4~5 公里高)，後方外流的強度約 3 m s^{-1} ，其高度約 4 公里高，後方外流與內流相遇並抬升至 4 公里處轉變為內流。由以上分析結果顯示，ASREs 內的降雨及氣流結構與 squall line 相當類似。

2. 弧形回波之地面觀測特徵

A2 約在 2242 UTC 通過彭佳嶼測站並以 26 m s^{-1} 的速度朝 312° 的方向移動，相對應的垂直(平行)雨帶氣流為 $17.6\text{ (}19.4\text{) m s}^{-1}$ ，因此可使用高時間解析度的地面觀測資料來分析颱風雨帶內弧形回波之地面觀測特徵。圖 5.16 為 A2 通過彭佳嶼測站時垂直雷達回波隨時間變化與擾動氣壓(P')、氣溫(T)、露點(T_d)、相當位溫(θ_e)、垂直(V_c)、平行(V_a)雨帶氣流與降雨率(RR)的變化情形。觀測資料顯示，在 A2 外邊界相較於內側有較大的回波梯度存在，且對流的發展隨高度而向雨帶後方傾斜，發展的高度約為 6 公里，A2 後方為層狀降雨區域。

擾動氣壓在 A2 前方($X=0\sim 16$ km)皆在 $-0.5\sim 0$ mb 之間變化，但當 A2 通過時其值驟升約 2 mb。因此在 A2 中皆為正的擾動氣壓，最大值出現在 $X=18\sim 20$ km 之間其值為 1.5 mb。在擾動氣壓驟升同時，氣溫出現驟降變化，約自 26°C 降至 22°C ，其降幅達 4°C 。由氣溫與露點差可知雲底是未飽和的環境，配合降雨的環境應會有蒸發冷卻之效應存在。然而由對流後方的露點溫度下降及無明顯回復特徵可知，絕對濕度並無增加，此代表蒸發冷卻的效應並不明顯，因為若由蒸發冷卻所造成的降溫其濕度會增加，推測應該還有下沉氣流將較高層之乾冷空氣向下傳輸的效應存在。 θ_e 在 A2 前方即開始緩慢降低，在 16 公里之間($X=0\sim 16$ km)降低約 12 K，當 A2 通過時 θ_e 在 5 公里之間再下降了 12 K，降幅相當大且快速。

地面風向在 A2 通過時有些微順轉、風速略為增強。 V_c 在 A2 前方為內流，其強度為 $-11\sim -12\text{ m s}^{-1}$ 之間，當 A2 通過時 V_c 在 $X=16$ km 有明顯減弱(自 -12 減弱為 -6 m s^{-1})。 V_a 在 A2 通過時無顯著變化僅有約 $\pm 2\text{ m s}^{-1}$ 的振幅。降雨率在 A2 前方幾乎為 0 mm h^{-1} ，但在 $X=16$ km 時降雨率突然變大，在兩公里內可從 0 增加到 60 mm h^{-1} 。A2 後方降雨率平均約有 45 mm h^{-1} 。由以上地面觀測參數可知，當 A2 經過時擾動氣壓、氣溫、 θ_e 、 V_c 與降雨率皆有比典型雨帶通過時更顯著的變化特徵，但卻略小於 squall line 的變化。

(三) 討論

1. 環境條件對雨帶結構演變之影響

由於本研究所分析之雨帶與颱風中心距離隨時間的變化顯著，約可自 130 至 230 公里。若以 Yu and Chen (2011)之觀測統計結果得知，約略距中心 150 公里外為颱風之外圍區域。本研究雨帶恰巧橫跨颱風之內圍及外圍區域，因此可進推論不同的環境條件對分析之雨帶結構

應有影響。本小節將透過探空及 NCEP-CFSR(National Centers for Environmental Prediction-Climate Forecast System Reanalysis)等資料來探討分析之颱風雨帶之環境條件為何。

圖 5.17 為 10 月 1 日 1800 UTC 之板橋探空資料，其低層呈現出較為乾燥的環境，相對濕度約為 74%。在乾燥環境之中若有降水的發生，其水滴之蒸發可使環境降溫，在此環境條件之中可有利於冷池之發展。此環境條件和 Frank (1977) 與 Yu and Chen (2011)之分析相當一致，皆是颱風外圍環境較內圍乾燥且有較強的冷池存在。同時由同風徑圖可知環境風切向量是平行雨帶走向的，若由環境風切所造成的水平渦度難以解釋弧形回波中東-西分佈的渦旋，由此可知由浮力梯度所形成的水平渦度對於雨帶結構影響較為顯著。並透過與冷池之關係可幫助解釋雨帶之對流隨高度向內側傾斜之結構特徵(Rotunno et al. 1988)。

內圍雨帶的氣流結構受到颱風低壓中心之影響，其底層為輻合高層為輻散，而呈現出底層為徑向內流高層為外流之結構特徵。若環境氣流受到強烈的改變，此 overturning updraft 結構特徵可能也隨之產生變化。本研究分析之雨帶垂直結構特徵與內圍雨帶有所差異，可推論因環境氣流產生變化而影響其結構。

颱風登陸前(10 月 1 日 0000 UTC) NCEP 資料在離中心 100~200 km 的平均徑向氣流(已扣除颱風移動速度)之垂直分佈情形(圖 5.18)，由圖知在 950 mb 以下皆為內流(inflow)，900~ 350 mb 氣流的平均徑向氣流皆相當微弱(接近於 0 m s^{-1})，在 350 mb 以上的高度則皆為外流(outflow)。登陸前的徑向氣流特徵與 Frank (1977)之分析類似，呈現出底層內流、高層外流的特徵。但在 1800 UTC 時其結構特徵呈現出顯著之差異(圖 5.18)，資料顯示此時的高層外流減弱，而中低層的外流增強。此氣流之改變會影響垂直風切之變化，使中低層的風切向量向颱風中心方向傾斜，分析之雨帶位於此環境條件中，有利於發展出隨高度向內側傾斜的對流結構。本研究在環境氣流發生顯著變化

時(1800 UTC)，颱風及雨帶陸續登陸，因此相信地形對於環境垂直氣流及雨帶結構之改變應也有影響。

2. 弧形回波之擾動氣壓診斷分析

當弧形回波通過彭佳嶼地面測站時，可觀測到氣壓急遽的上升與溫度之驟降(如圖 5.16)，相當類似陣風鋒面與 squall line 前緣通過時的特徵(Wakimoto 1982, Roux 1984)。由於在溫度下降與氣壓上升的同時，其降雨率也明顯地增加，因此可知水滴的拖曳效應及對流所產生的冷池可能對其氣壓的上升有所貢獻。為了證明此觀點，可使用式(5)來進行診斷分析。由於雨帶前緣為明顯的對流，在雲內的上升速度大部分皆為正值，向上的速度造成其潛熱釋放使得在雲內對於氣壓的貢獻為負，因此初步將 C 項忽略。

診斷的結果如圖 5.19 所示，其氣壓的變化來自於雲底蒸發冷卻(B 項)之貢獻程度大於水滴的拖曳(D 項)，B 項最大(0.7 mb)，而 D 項較小，其最大值約為 0.3 mb。若將兩項結合其最大值約為 1 mb，僅約為實際觀測氣壓值的六成。由圖 5.13-15 可知動力因素(如地面的內流與垂直方向的加速度)之非靜力效應對氣壓有相當程度的貢獻。為了估計其效應，由氣流的加速與減速對於氣壓的變化(Yu et al. 2001)可由式(7)表示，本研究僅保留此項項是因為地面的垂直速度較弱，且由觀測資料發現氣流有明顯的減速，以及預期其他項的貢獻較小等。

$$\nabla^2 P'_d \approx -\rho_0 \left[\left(\frac{\partial v_c}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v_a}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 \right], \quad (7)$$

式中 x、y 與 z 分別代表垂直、平行雨帶及垂直之方向，應用非彈性近似之三維動量方程可由微分運算子($\nabla \cdot$)來表示(Rotunno and Klemp 1982)。等號右側代表等比例之動能 Laplace 分佈，其物理上之意義近似於白努力效應(Bernoulli effect, Yau 1979)。假設其氣壓僅在橫越雨帶的方向上有顯著變化可將式(7)改寫成下式：

$$\frac{\partial^2 P'_d}{\partial x^2} \approx -\rho_0 \left[\left(\frac{\partial V_c}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial V_a}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 \right], \quad (8)$$

透過有限差分商(finite difference quotients)的近似可將式(8)改寫成下式：

$$\frac{P'_{d(n-1)} - 2P'_{d(n)} + P'_{d(n+1)}}{h^2} \approx -\rho_0 \left(\frac{\Delta V_c^2}{h^2} + \frac{\Delta V_a^2}{h^2} + \frac{\Delta w^2}{h^2} \right), \quad (9)$$

式中 h 為格點空間， ΔV_c 、 ΔV_a 與 Δw 分別代表在 h 上的垂直、平行兩帶及垂直分量上的風速差異。從此式可發現速度的變化主要是表現在格點之中間的位置，且相對在兩側之外有較弱之變化，因此是可以忽略的。最後可將式(9)改寫成下式：

$$P'_{d(n)} \approx \frac{1}{2} \rho_0 (\Delta V_c^2 + \Delta V_a^2 + \Delta w^2), \quad (10)$$

由式(10)可知動力上氣壓的變化程度與三個方向的速度梯度平方相關，此與簡化的白努力效應類似(Newton 1963; Wakimoto 1982)。由圖 5.14-16 可估計 ΔV_c 與 Δw 分別為 6 與 5 m s^{-1} ，平均的地表空氣密度約為 1.15 kg m^{-3} 。由此所估計之動力氣壓為 0.35 mb，此值約略大於水滴拖曳效應對於所觀測氣壓的貢獻。最後透過此診斷分析可知，此弧形回波中的氣壓之驟升除了與蒸發冷卻、水滴拖曳之效應相關，由動力因素之非靜力效應對氣壓貢獻或許也是相當重要的因素之一。

3. 弧形回波內冷池動力之探討

由以上分析可發現弧形回波的結構特徵與 squall line 相當類似，因此可知冷池的動力在弧形回波的結構及發展過程中相當重要。根據 Rotunno et al. (1988)的研究可知，由跨越冷池前緣的浮力梯度與環境垂直風切所造成的水平渦度之相對強度，會影響其前緣上升氣流的傾斜結構。因此由浮力所產生的渦度 C 可寫為式(11)，其中 θ_0 為常態位溫， $\Delta\theta_{\min}$ 為冷池與環境的溫度差值， H 為冷池的厚度。

$$C = \sqrt{\frac{g}{\theta_0} \Delta\theta_{\min} H}, \quad (11)$$

環境垂直風切所引發之渦度可用 Δu 來表示。由地面觀測資料可計算出 $\Delta\theta_{\min}$ 為 3.8 K (圖 5.16), θ_0 則為系統前緣外區域近似於平均的位溫(299.5 K)。並由圖 5.14、5.15 可知後方氣流之厚度約 1~3 km, 由此可計算出 C 值的範圍為 11~19 m s^{-1} , 利用雙都卜勒所合成之風場計算系統前緣外區域的 Δu 為-0.6~ 2.3 m s^{-1} 。計算結果顯示本研究之 $C > \Delta u$ 即為所謂的次理想型之狀態(suboptimal state, Rotunno et al. 1988), 在此條件下系統的前緣上升速度會較弱且會隨高度增加向系統後側傾斜, 此與在 A2 內所觀測冷空氣前緣的較弱垂直上升速度(約 3~5 m s^{-1})且向雨帶後側傾斜相符。

此外, 本研究中弧形回波向外發展傳播的速度相當接近實驗室之中的密度流(density current, Simpson 1969), 透過觀測資料可計算密度流的速度。當大氣中冷池的氣流受到密度流發展傳播影響時, 可將其傳播速度(V_{cp})近似如下式(Simpson and Britter 1980)。

$$V_{cp} = k \left[\frac{gH(\rho_c - \rho_e)}{\rho_e} \right]^{1/2} + bV_0, \quad (12)$$

H 為冷空氣的厚度, ρ_c 與 ρ_e 分別為冷池及環境的密度, V_0 為在冷池前緣外橫越雨帶的氣流。 k 與 b 為經驗常數, 分別為 0.9 與 0.6。以本個案而言, 假設 H 的範圍為 1~3 公里, ρ_c 與 ρ_e 分別為 1.165 及 1.145 kg m^{-3} 。 V_0 則利用 2250 UTC 的雙都卜勒合成風場資料, 可知 A2 前緣外 1~3 公里的平均 V_c 為 4.3~ 4.9 m s^{-1} 。由此可算出 V_{cp} 為 14~22.7 m s^{-1} , 此與 A2 的移動速度(17.6 m s^{-1})相當接近。結果顯示 ASREs 的結構與密度流應有其相關性。

第六章 結論與未來工作

(一) 結論

本研究利用高解析度的測站觀測及雷達資料分析龍王颱風(2005)的兩個雨帶(R1 與 R2)，主要目的為瞭解 R1 與 R2 通過臺灣北部陸地時地面參數之細微變化，再透過都卜勒合成分析雨帶內氣流及降雨結構特徵，以及探討其發展與維持的可能機制，藉以拓展我們對於颱風雨帶的瞭解。整合以上章節分析結果，主要的結論如下：

1. 由高時間解析度的地面資料顯示，R1 與 R2 在通過各測站時所觀測到的氣象參數變化相當類似。地面擾動氣壓會在雨帶外側下降而後在內側上升，其變化幅度平均為 $-0.5\sim 0.5$ mb。氣溫在雨帶中心軸通過後開始顯著下降約 1.5°C 。垂直雨帶氣流(V_c)在擾動氣壓開始上升同時有明顯減速，平行雨帶氣流(V_a)則無顯著變化。降雨率之最大值出現在雨帶內側，其值可達將近 60 mm h^{-1} 。相對濕度在雨帶內側會有些微增加，但大都是未飽和的狀態。早期資料受觀測技術限制，僅能對雨帶地面參數變化進行粗略且模糊的定性描述。但透過本研究，對於雨帶內各地面參數產生變化的確切時間、位置及擾動程度，已經能進行詳細的定量分析探討。
2. 透過三都卜勒分析可獲得接近於真實的風場資料。結果顯示 R1(R2)寬度約為 30(15)公里， V_c 在雨帶前方與外側自底層到高層(約 1~6 km)皆為內流，後方低層(約 3 km 以下)為外流並延伸至雨帶內側。 V_a 最大值在雨帶中心軸附近約 3 公里高，其值可達約 42 m s^{-1} 。雨帶內垂直速度皆為正值，最大上升速度可達約 5 m s^{-1} ，兩側邊界外的融解層下方有下沉運動(約 -1 m s^{-1})。

3. 本研究利用擾動氣壓診斷方程來估計對流效應對 R1 與 R2 內觀測擾動氣壓的貢獻程度，診斷結果顯示對流效應對擾動氣壓的貢獻僅佔實際觀測值約 30%~57%。由雨帶向外傳播發展及各地面觀測參數變化關係顯示出大氣中具有類似波動之性質。由地面測站 14 小時的擾動氣壓觀測發現，在 R1 與 R2 通過之前後存在著規律的振盪變化(週期約 1.5 小時，其振幅約為-0.5~0.5 mb)。當 R1 與 R2 通過時擾動氣壓之振幅有顯著變化(平均約為-1.0~1.0 mb，圖 4.6)。藉此可推論 R1 與 R2 內擾動氣壓的變化主要來自於對流與大氣波動之交互作用(Yu and Tsai 2010)。
4. 透過雙都卜勒分析顯示，R1 在不同時期的降雨及氣流結構有顯著差異。在前期 R1 較接近颱風中心時會呈現二維的特徵，其垂直結構與 overturning updraft 類似。但後期當 R1 持續向外傳播發展時，距離颱風中心較遠，則會出現多樣性的三維結構。R1 內地面氣溫與降雨率在前後期之間也有顯著的改變，在前期的地面氣溫下降趨勢較為平緩(~1.5°C)，且強降雨率集中在雨帶內側，最大可達 150 mm h⁻¹。在後期氣溫可驟降約 4.5°C，但降雨主要發生在雨帶外邊界附近且相對較小(~40 mm h⁻¹)。這些前後期結構差異主要可能與環境條件的改變有關，而環境條件會因為 R1 與颱風中心距離不同而有所差異。
5. 雷達回波觀測顯示 R1 在通過地形時並沒有受到顯著的破壞，在登陸前其降雨及氣流的垂直結構特徵與 principal band 較為類似。在登陸初期開始遭遇到地形時其回波強度有些微增強，但隨即逐漸減弱，當雨帶離開地形時其對流又重新組織及增強，且維持帶狀組織並持續向外傳播發展。由雙都卜勒資料分析結果顯示，R1 在登陸前其內流邊界隨高度向外側傾斜，登陸時受地形影響其內流邊界逐漸變為平緩，在離開地形時又重新出現向外側傾

斜的結構。由此可知地形對 R1 內降雨與氣流的發展及維持有所影響，圖 6.1 為雨帶通過地形時不同階段的結構變化示意圖。

6. 本研究利針對 R2 內的弧形回波 (ASREs) 特徵進行詳細的降雨及氣流結構探討。雙都卜勒分析結果顯示 ASREs 的前緣 (接近外邊界處) 為對流降雨區，此區為前方內流與後方外流 (rear-to-front flow) 輻合的位置，在後方外流西 (東) 側可發現水平尺度約為十公里之氣旋式 (反氣旋式) 的渦旋結構。當後方外流減弱及渦旋結構鬆散後，ASREs 結構開始不明顯而逐漸消散。
7. 由 ASREs 垂直結構分析顯示，前方內流與後方外流在對流降雨區相遇後抬升並隨高度向後方傾斜，後方外流邊界約為 3 公里高，內側主要為層狀降雨 (如圖 6.2a)。典型的 principal band 底層為內流，此內流在對流降雨區抬升後在高層轉為外流 (overturning updraft，如圖 6.2b)。地面觀測資料顯示擾動氣壓上升共約 2 mb (-0.5~1.5 mb)，溫度下降約 4°C，前方內流在降雨時有明顯減速。透過擾動氣壓診斷方程估計顯示，ASREs 內正擾動氣壓 (~1.5 mb) 來自於非靜力效應 (~0.35 mb)、雲底蒸發冷卻 (~0.7 mb) 及水滴拖曳項 (~0.3 mb) 的貢獻。由以上探討指出 ASREs 內降雨、氣流結構及非靜力效應對擾動氣壓的貢獻等特徵，皆與 squall line 相當類似，但卻與 principal band 有明顯的差異存在。
8. 根據地面觀測及雙都卜勒分析顯示冷池會影響 ASREs 的發展，而呈現對流隨高度向後方傾斜的結構。對流前方的內流有利於後方層狀降雨區發展，此區受蒸發冷卻等效應影響使冷池逐漸增強，當空氣密度差異變大時會形成類似像密度流性質的後方外流，此外流會使 R2 出現向外邊界突出的弧形結構。由此分析顯示，R2 內獨特的 ASREs 結構特徵可能主要是受冷池發展所影響。

過去研究對於颱風雨帶的生成、發展及維持普遍認為與波動有關，但本研究提供了冷池在颱風雨帶內的對流激發及結構發展也是相當重要的新概念。因此颱風雨帶不僅僅與颱風內的波動息息相關，由於環境條件之差異，颱風雨帶內對流降雨、冷池發展及地形等效應也有其顯著的角色存在。

(二) 未來工作

綜合以上結論可增加我們對龍王颱風雨帶(R1 與 R2)內結構及地面特徵的認識，但其實仍有許多的問題需要釐清。分析結果顯示地形會對颱風雨帶結構產生影響，但較為確切的發展及維持機制仍不清楚。過去有些研究分析颱風的路徑、強度降雨及氣流結構受臺灣地形的影響，但卻很少有針對颱風雨帶如何受地形影響的研究。因此，如颱風雨帶通過地形時為何會先增強、再減弱並重新組織發展等問題等，仍值得進一步探討。目前正在進行的工作為分析 R1 通過雪山山脈及中央山脈北側的觀測資料，並更深入的瞭解其降雨及氣流結構的演變。

此外 R2 在發展期間出現 ASREs，其結構特徵非常類似弓狀回波 (bow echoes)，Rebecca and Johnson (2010)指出冷池與高壓對 bow echoes 的結構發展相當重要。由 Klimowski et al. (2004)利用雷達資料分析發現，bow echoes 有 45% 會由組織較弱的對流胞發展而成，40% 由 squall line、15% 由超級胞所發展。由此可知，對於颱風雨帶內所發展的弧形回波結構其實鮮少受到討論。其實由本研究的結果顯示，冷池對於雨帶內的對流結構發展相當重要。能瞭解颱風雨帶內冷池如何影響弧形回波的生成、發展及維持機制是相當有趣的研究。

Kuo et al. (2012) 分析辛樂克(2008)颱風中 filamentation (成絲過程) 的時間與對流發展之關係。主要研究結果指出，在颱風環境中

filamentation 可能對螺旋雨帶的組織生成及抑制深對流發展相當重要。目前本研究已有完整的風場資料，未來也有利於分析 filamentation 對於颱風雨帶自海洋移至陸地及地形上的過程，藉此可對登陸的颱風雨帶之對流發展有更深入的瞭解。

因此，為繼續增進對颱風雨帶的認識，將蒐集更多雨帶與 ASREs 的分析個案，並主要針對 1.地形與雨帶的交互作用。2.弧形回波的生成及發展過程。3.環境條件對雨帶結構之影響等議題，進行更深入的探討以期更瞭解颱風雨帶共同特徵及其演變機制。



參考文獻

- Anthes, R. A., 1982: Tropical cyclones: Their evolution, structure, and effects. *Meteor. Monogr.*, **19**, Amer. Meteor. Soc., 208 pp.
- 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.
- Bogner, P. B., G. M. Barnes, and J. L. Franklin, 2000: Conditional instability and shear for six hurricanes over the Atlantic Ocean. *Wea. Forecasting*, **15**, 192-207.
- Braun, S. A., 2002: A cloud-resolving simulation of Hurricane Bob (1991): Storm structure and eyewall buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1573-1592.
- 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.
- Diercks, J. W., and R. A. Anthes, 1976: Diagnostic studies of spiral rainbands in a nonlinear hurricane model. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 959-975.
- Doviak, R. J., S. R. Peter, G. S. Richard, and L. Miller, 1976: Error Estimation in Wind Fields Derived from Dual-Doppler Radar Measurement. *J. Applied Meteor.* **15**, 868-878.

- Eastin M. D., and M. C. Link, 2009: Miniature supercells in an offshore outer rainband of Hurricane Ivan (2004). *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2081-2104.
- Einaudi, F., W. L. Clark, D. Fua, J. L. Green, and T. E. VanZandt, 1987: Gravity waves and convection in Colorado during July 1983. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1534-1553.
- Frame, J., and P. Markowski, 2006: The interaction of simulated squall line with idealized mountain ridges. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1919-1941.
- Frank, W. M., 1977: The Structure and energetics of the tropical cyclone. Part I: Storm structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1119-1135.
- Gall, R., J. Tuttle, and P. Hildebrand, 1998: Small-scale spiral bands observed in Hurricanes Andrew, Hugo, and Erin. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1749-1766.
- Glen, S. R., G. S., and R. B. Wilhelmson, 2006: Finescale spiral band features within a numerical simulation of Hurricane Opal (1995). *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1121-1139.
- Gray, W. M., 1979: Tropical cyclone intensity determination through Upper-Tropospheric aircraft reconnaissance. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **60**, 1069-1074.
- Hamuro, M., and Coauthors, 1969: Precipitation bands of Typhoon Vera in 1959 (Part D). *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.
- Jorgensen, D. J., M. A. LeMone, and B. J.-D. Jou, 1991: Precipitation and kinematic structure of an oceanic mesoscale convective system. Part I: Convective line structure. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2608-2637.
- Klimowski, B. A., M. R. Hjelmfelt, and M. J. Bunkers, 2004: Radar observations of the early evolution of bow echoes. *Wea. Forecasting*, **19**, 727-734.
- Koch, S. E., and R. E. Golus, 1988: Mesoscale gravity wave event observed during CCOPE. Part I: Multiscale statistical analysis of wave characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2527-2544.
- Koch, S. E., R. E. Golus, and P. B. Dorian, 1988: Mesoscale gravity wave event observed during CCOPE. Part II: Interactions between mesoscale convective systems and the antecedent waves. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2545-2569.
- Kuo, H.-C., C.-P. Chang, C.-H. Liu, 2012: Convection and Rapid Filamentation in Typhoon Sinlaku during TCS-08/T-PARC. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 2806-2817.
- Kurihara, Y., 1976: On the development of spiral bands in a tropical cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 940-958.
- Lee, W.-C., M. M. Bell, and K. E. Goodman, Jr., 2008: Supersells and mesocyclones in outer rainbands of Hurricane Katrina (2005). *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L16803. doi:10.1029/2008GL034724.
- Ligda, M. G. H., 1955: Hurricane squall lines. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **36**, 340-342.
- Löffler-Mang, M., K. Michael, and S. Willi, 1999 : On the performance of low-cost K-band Doppler radar for quantitative rain measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**, 379-387.

- 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.
- Newton, C. W., 1963: Dynamics of severe convective storms. *Severe Local Storms, Meteor. Monogr.*, No. 27, Amer. Meteor. Soc., 31-55.
- 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.
- Rebecca, D. A.-S., and R. H. Johnson, 2010: Mesoscale surface pressure and temperature features associated with bow echoes. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 212-227.
- Rotunno, R., and J. B. Klemp, 1982: The influence of the shearinduced pressure

- gradient on thunderstorm motion. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 136-151.
- Rotunno, R., J. B. Klemp, and M. L. Weisman, 1988: A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 463-485.
- Roux, F., 1998: The oceanic mesoscale convective system observed with airborne Doppler radars on 9 February 1993 during TOGA COARE: Structure, evolution and budgets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 585-614.
- Schumacher, R. S., 2009: Mechanisms for quasi-stationary behavior in simulated heavy-rain-producing convective systems. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1543-1567.
- Senn, H. V., and H. W. Hiser, 1959: On the origin of hurricane spiral rain bands. *J. Meteor.*, **16**, 419-426.
- 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.
- Simpson, J. E., 1969: A comparison between atmospheric and laboratory density currents. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **95**, 758-765.
- Skwira, G. D., J. L. Schroeder, and R. E. Peterson, 2005: Surface observations of landfalling hurricane rainbands. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 454-4465.
- Tang X-D, Yang M-J, Tan Z-M. 2012. A modeling study of orographic convection and mountain waves in the landfall typhoon Nari (2001). *Q.J.R. Meteorol. Soc.* **138**: 419-438. DOI:10.1002/qj.933
- Teng, J.-H., C.-S., Chen, and T.-C. C. Wang, 2000: Orographic effects on a squall line system over Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1123-1138.
- Trier, A. B., W. C. Skamarock, and M. A. LeMone, 1997: Structure and evolution of the 22 February 1993 TOGA COARE squall line: Organization mechanisms inferred from numerical simulation. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 386-407.
- Ushijima, T., 1958: Outer rain bands of typhoons. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **36**, 1-10.

- Wakimoto, R. M., 1982: The life cycle of thunderstorm gust fronts as viewed with Doppler radar and rawinsonde data. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1060–1082.
- Wang, Y., 2009: How do outer spiral rainbands affect tropical cyclone structure and intensity? *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1250-1273.
- Weisman, M. L., 1993: The Genesis of severe, long-lived bow echoes. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 645-670.
- Weisman, M. L., and C. A. Davis, 1998: Mechanisms for the generation of mesoscale vortices within quasi-linear convective systems. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2603-2622.
- Wexler, H., 1947: Structure of hurricanes as determined by radar. *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, **48**, 821-844.
- Wilde, N. P., R. B. Stull, and E. W. Eloranta, 1985: The LCL zone and cumulus onset. *J. Appl. Meteor.*, **24**, 640-57.
- Willoughby, H. E., 1977: Inertia-buoyancy waves in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1028-1039.
- Willoughby, H. E., 1978: A possible mechanism for the formation of hurricane rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 838-848.
- 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.
- Wu, C.-C., T.-H. Yen, Y.-H. Kuo, and W. Wang, 2002: Rainfall simulateon associated with Typhoon Herb (1996) near Taiwan. Part I: The topographyc effect. *Wea. Forecasting*, **17**, 1001-1015.
- Yang, M.-J., D.-L. Zhang, and H.-L. Huang, 2008: A modeling study of Typhoon Nari

- (2001) at landfall. Part I: Topographic effects. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 3095–3115.
- Yau, M.-K., 1979: Perturbation pressure and cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 690-694.
- Yu, C.-K., B. J.-D. Jou, and D. P. Jorgensen, 2001: Retrieved thermodynamic structure of a subtropical, orographically influenced, quasi-stationary convective line. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1099-1116.
- 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.
- Yu, C.-K., and C.-L. Tsai, 2013: Structural and surface features of arc-shaped radar echoes along an outer tropical cyclone rainband . *J. Atmos. Sci.*, **70**, 56-72.

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	250 – 350 kW
仰角	0.4、1.4、2.3、 3.3、4.2、6.0、 9.8、14.5、19.5°	0.5、1.4、2.4、 3.4、4.3、6.0、 9.9、14.5、19.5°	0.5、1.0、1.5、 2.0、3.0、4.0、 5.0、6.0、8.0、 10.0、12.0° (0 與 30 分) 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、18.0° (5、20、35 與 50 分) 0.5、1.0、2.0、 3.0、4.0、5.0、 6.0、8.0、10.0、 12.0、15.0° (10 與 40 分)

表 2 微波降雨雷達規格表。

經度	121.54°E
緯度	25.14°N
海拔高度	416 m
天線直徑	60 cm
波長	1.25 cm
頻率	24.1 GHz
波束寬	2°
折錯速度	12.3 m s ⁻¹
空間解析度	10 – 1000 m (30 個觀測區間)
時間解析度	10 – 3600 sec
重量	12 kg

表 3 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 (WFS)	花蓮雷達 (HL)	桃園機場雷達 (TY)
10/01/18:06:00	10/01/18:06:42	10/01/18:08:06	10/01/18:05:10
10/01/18:19:00	10/01/18:19:23	10/01/18:18:03	10/01/18:20:10
10/01/18:48:00	10/01/18:48:33	10/01/18:48:04	10/01/18:50:07
10/01/19:29:00	10/01/19:29:22		10/01/19:30:17
10/01/19:41:00	10/01/19:41:02		10/01/19:40:06
10/01/20:51:00	10/01/20:51:01		10/01/20:50:12
10/01/22:01:00	10/01/22:01:00		10/01/22:00:27
10/01/22:06:00	10/01/22:06:49		10/01/22:05:13
10/01/22:12:00	10/01/22:12:38		10/01/22:10:13
10/01/22:18:00	10/01/22:18:28		10/01/22:20:11
10/01/22:30:00	10/01/22:30:07		10/01/22:30:25
10/01/22:35:00	10/01/22:35:57		10/01/22:35:11
10/01/22:41:00	10/01/22:41:46		10/01/22:40:11
10/01/22:47:00	10/01/22:47:34		10/01/22:50:10
10/01/22:59:00	10/01/22:59:13		10/01/23:00:22

(月/日/時:分:秒，UTC)

表 4 利用式(5)所估計 R1 與 R2 通過台北及板橋測站時其各項的數值，本表為正值擾動氣壓平均總和及實際觀測的擾動氣壓平均。

	A 項	B 項	C 項	D 項	估計擾動氣壓 (A+B+C+D)	觀測 擾動氣壓
R1(台北)	0.01	0.06	-0.16	0.25	0.16	0.54
R1(板橋)	0.01	0.10	-0.16	0.24	0.19	0.52
R2(台北)	0.14	0.03	-0.18	0.18	0.17	0.30
R2(板橋)	0.14	0.04	-0.18	0.13	0.13	0.24

表 5 同表 4，但為負值擾動氣壓平均。

	A 項	B 項	C 項	D 項	估計擾動氣壓 (A+B+C+D)	觀測 擾動氣壓
R1(台北)	0.09	-0.07	-0.12	0.22	0.12	-0.67
R1(板橋)	0.09	-0.14	-0.12	0.23	0.06	-0.77
R2(台北)	0.07	-0.02	-0.04	0.09	0.10	-0.24
R2(板橋)	0.07	-0.02	-0.04	0.07	0.08	-0.15



圖

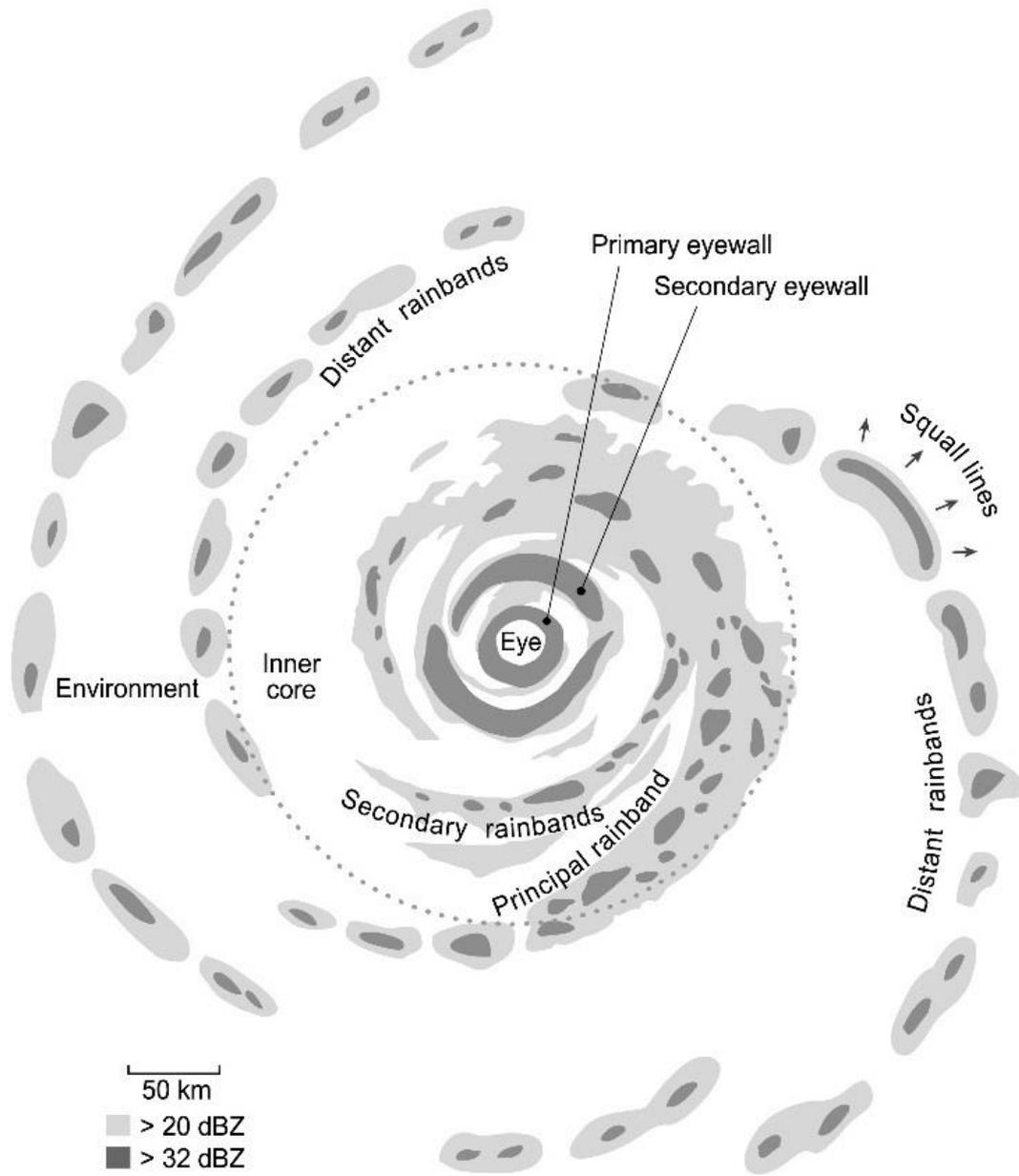


圖 1.1 Houze (2010)依據 Willoughby et al. (1984)定義的颱風雨帶種類示意圖。

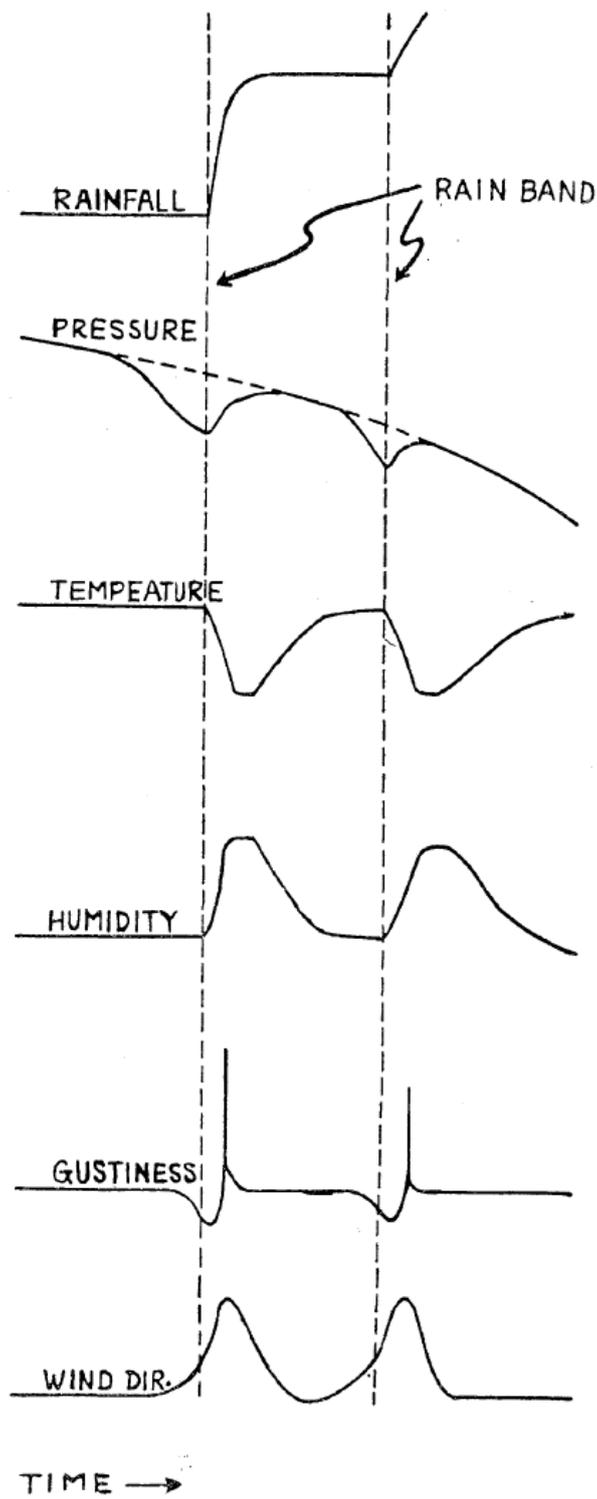


圖 1.2 颱風通過時地面觀測參數(由上至下分別為降雨、氣壓、溫度、濕度、風速與方向)的變化特徵，箭頭所指的虛線為颱風雨帶通過的時間(此圖摘錄自 Ushijima 1958)。

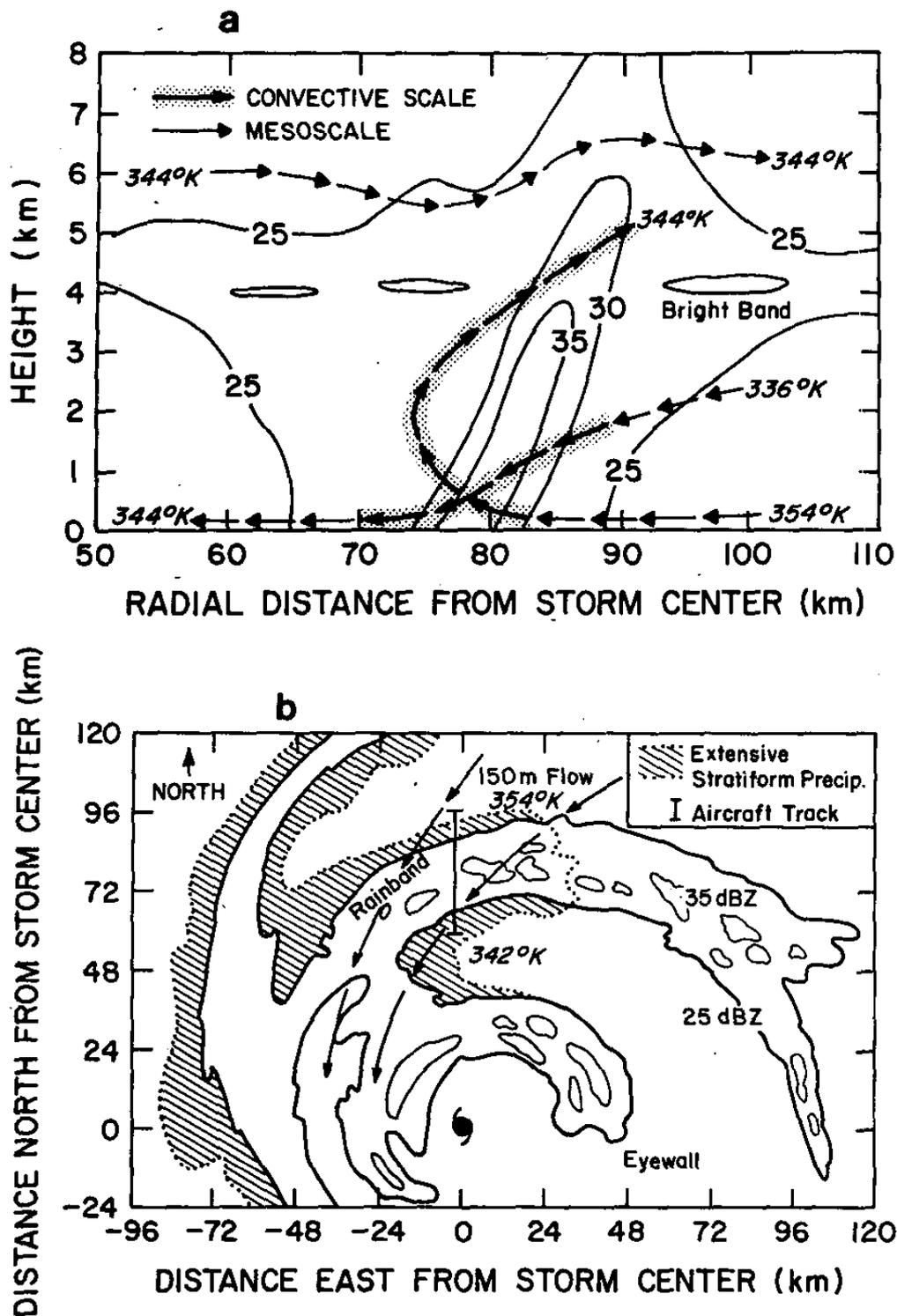


圖 1.3 (a)為颱風雨帶垂直之雷達回波、相當位溫、中尺度與對流尺度氣流之結構特徵示意圖。(b)為機載氣象雷達所觀測到颱風雨帶平面的胞狀、層狀降雨、150公尺高度的氣流與相當位溫之結構特徵示意圖(此圖摘錄自 Barnes et al. 1983)。

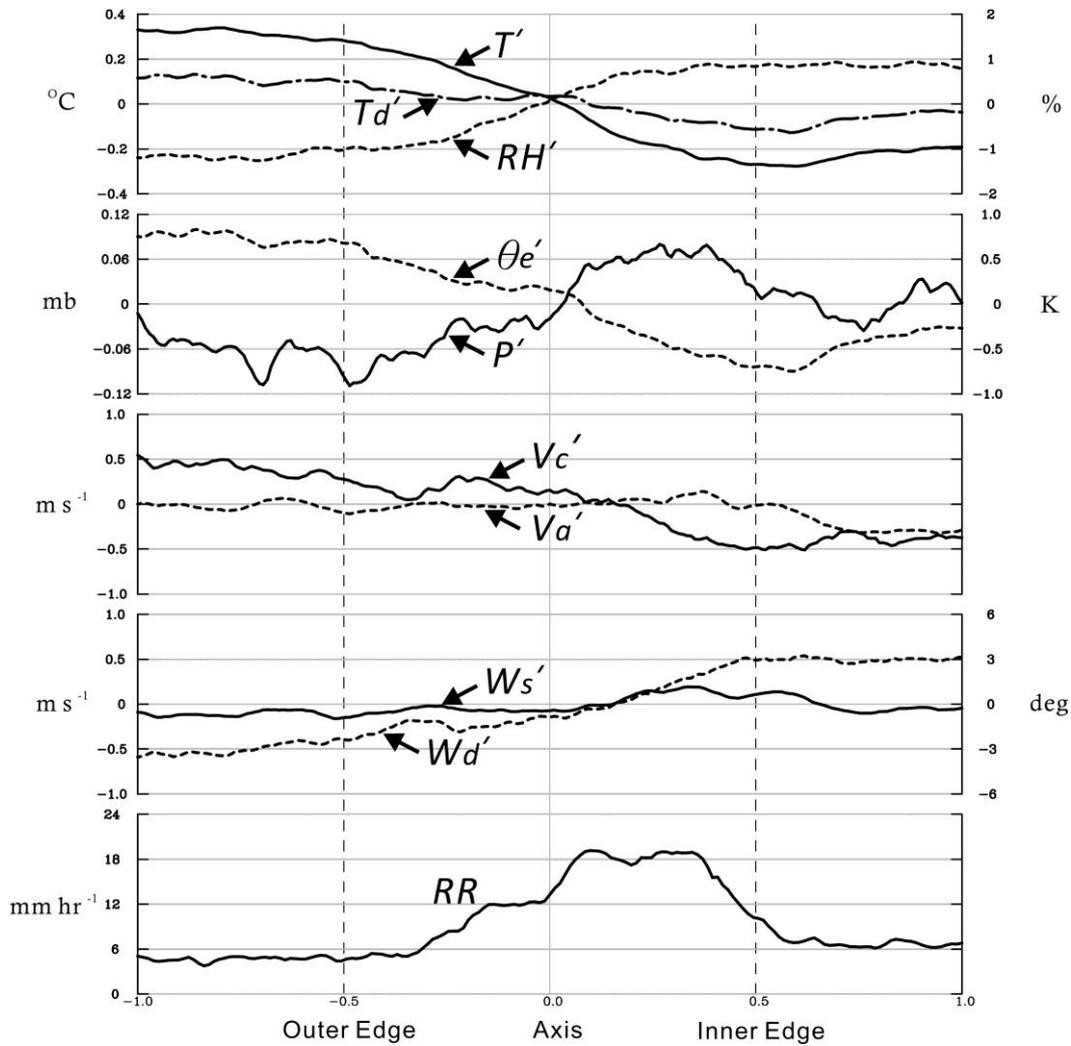


圖 1.4 當外圍颱風雨帶通過時地面觀測參數(T' , 擾動氣溫; T_d' , 擾動露點; RH' , 擾動相對溼度; θ_e' , 擾動相當位溫; P' , 擾動氣壓; V_c' , 擾動垂直雨帶氣流; V_a' , 擾動平行雨帶氣流; W_s' , 擾動風速; W_d' , 擾動風向; RR , 降雨率)的變化特徵, $X=-0.5(0.5)$ 為雨帶的外(內)邊界(此圖摘錄自 Yu and Chen 2011)。

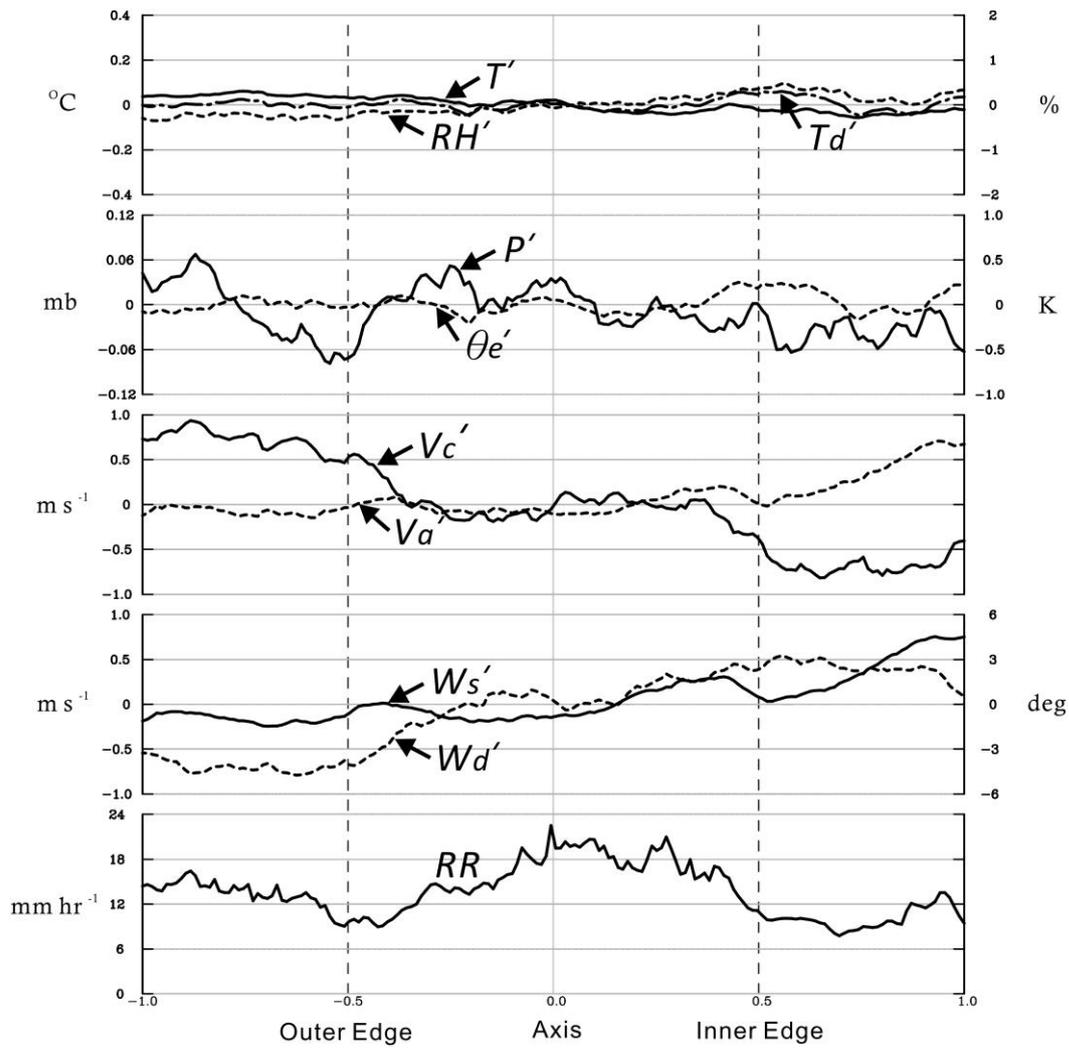


圖 1.5 與圖 1.4 同，但為內圍雨帶。

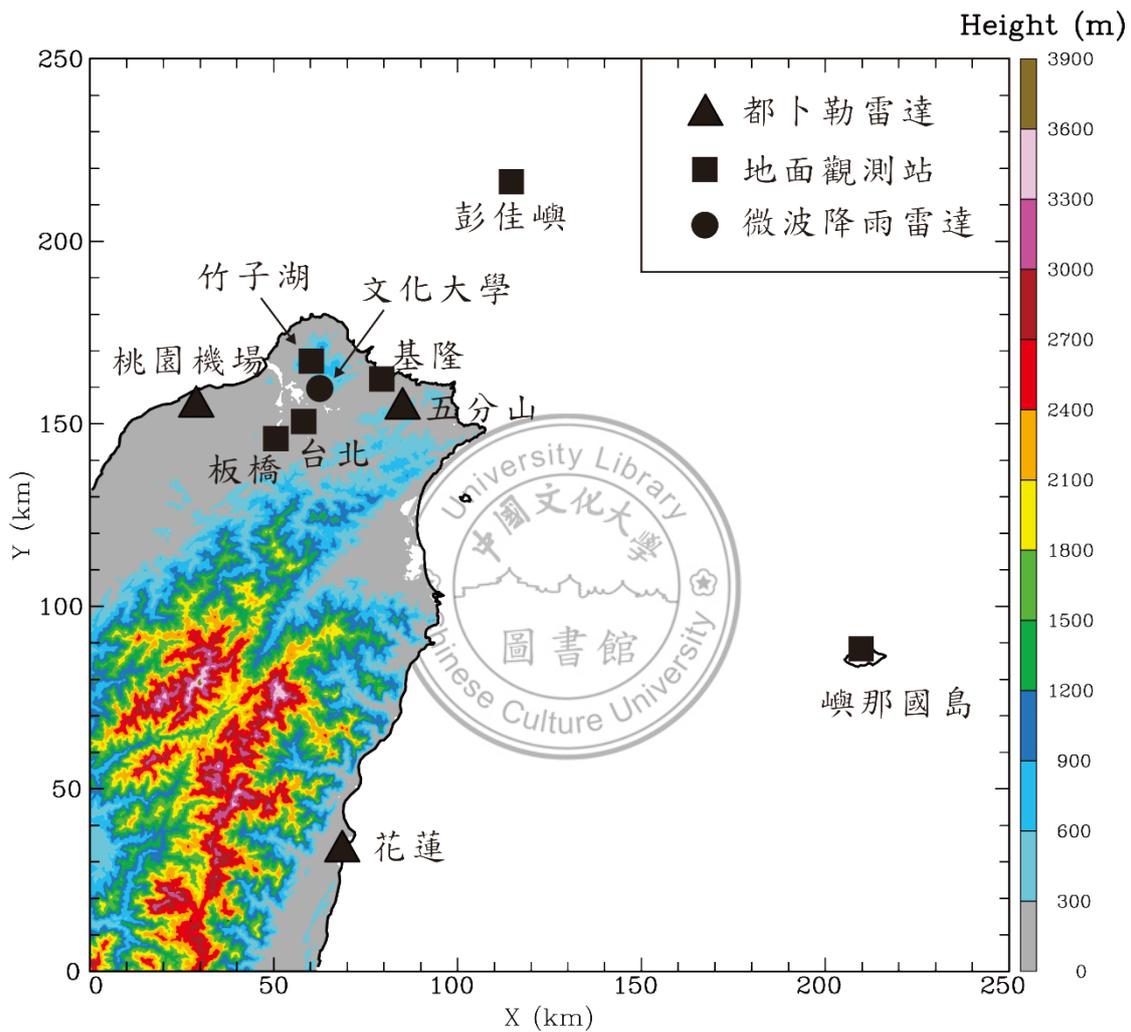


圖 2.1 本研究所使用之臺灣北部、東部及外海區域的測站位置分佈與地形結構圖。色階部分為地形高度，單位為公尺。三角形符號為五分山、桃園機場與花蓮都卜勒雷達。正方形為嶼那國島、板橋、台北、彭佳嶼、基隆與竹子湖地面觀測站。圓形為中國文化大學微波降雨雷達之位置。

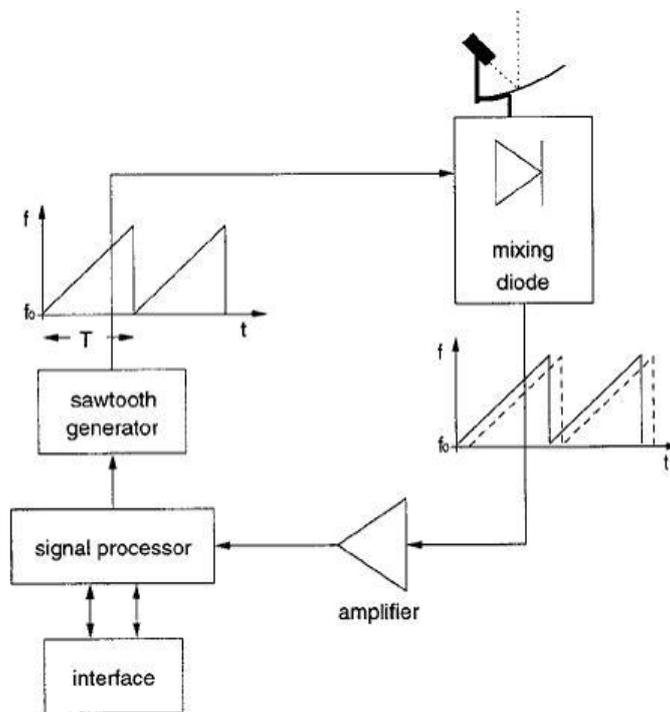


FIG. 1. Block diagram of the 24-GHz FM-CW Doppler radar (MRR).

圖 2.2 (a)為微波降雨雷達照片，位於中國文化大學校園內其位置如圖 2.1。(b)為微波降雨雷達之觀測架構方塊圖(此圖摘錄自 Löffler-Mang et al. 1999)。

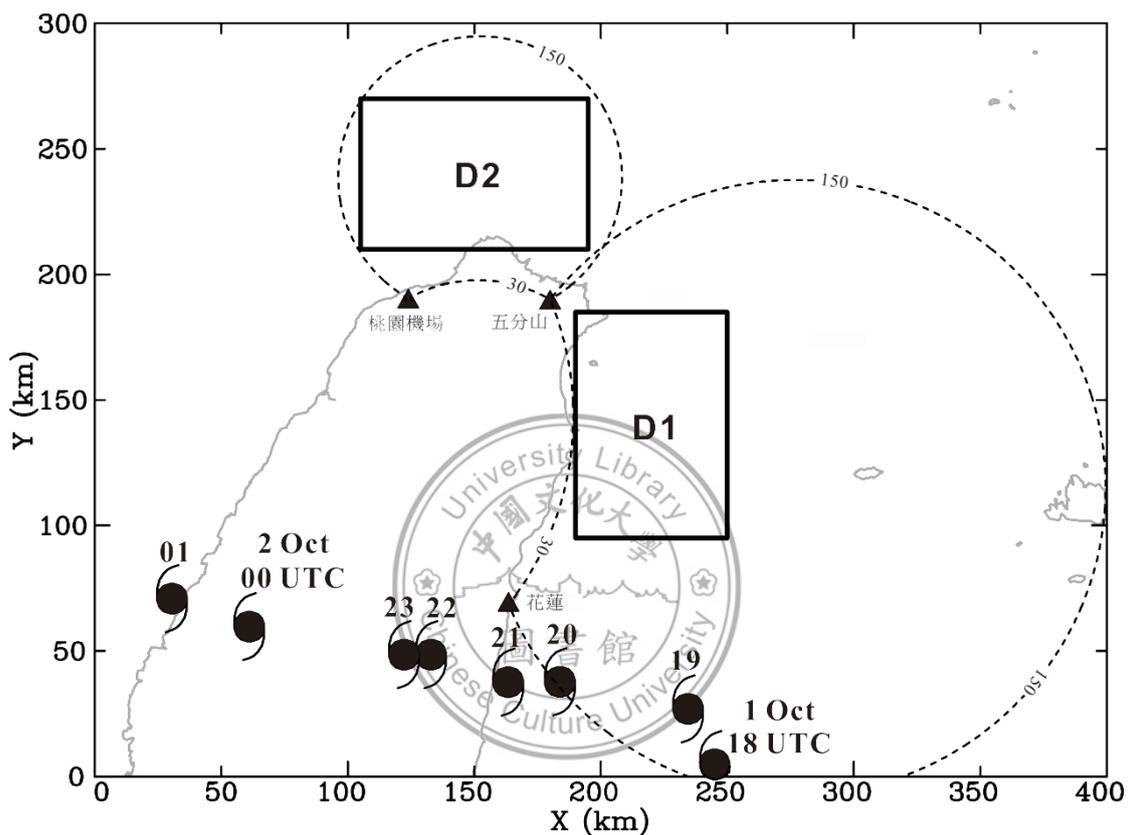


圖 2.3 雙都卜勒風場合成範圍(黑實線)，D1 為五分山與花蓮雷達的合成區域，D2 為五分山與桃園機場合成區域。黑虛線分別五分山-花蓮雷達與五分山-桃園機場雷達之電磁波波束相交角度，地面雷達站(三角形)與中央氣象局之颱風中心定位(颱風符號)也繪於圖中。

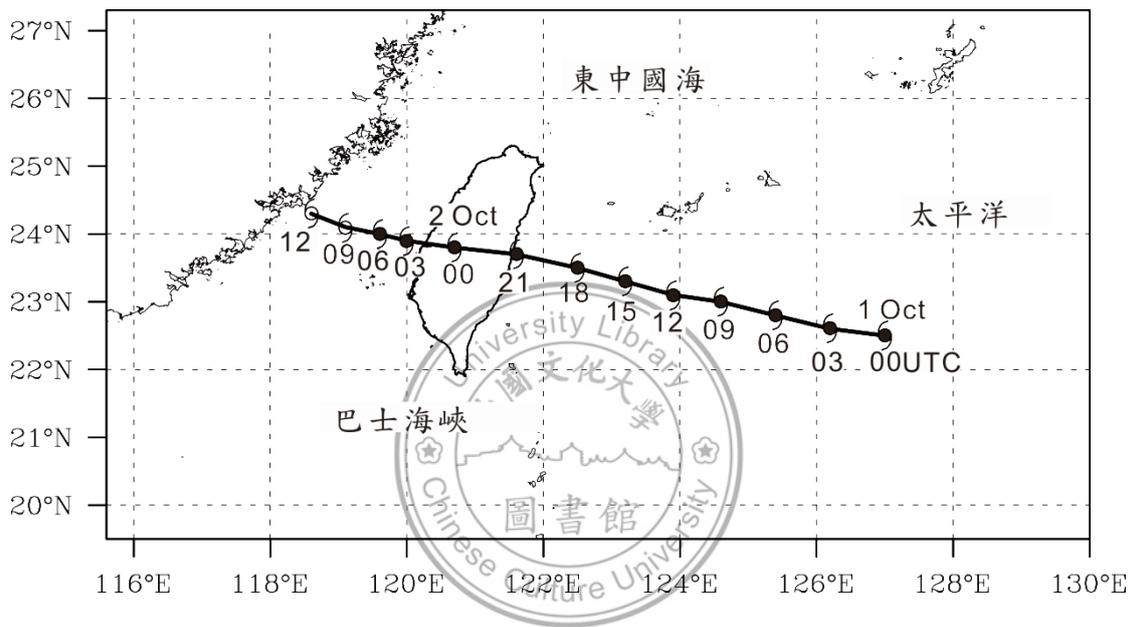


圖 3.1 龍王颱風行進路徑圖(中央氣象局每三小時之最佳路徑)。

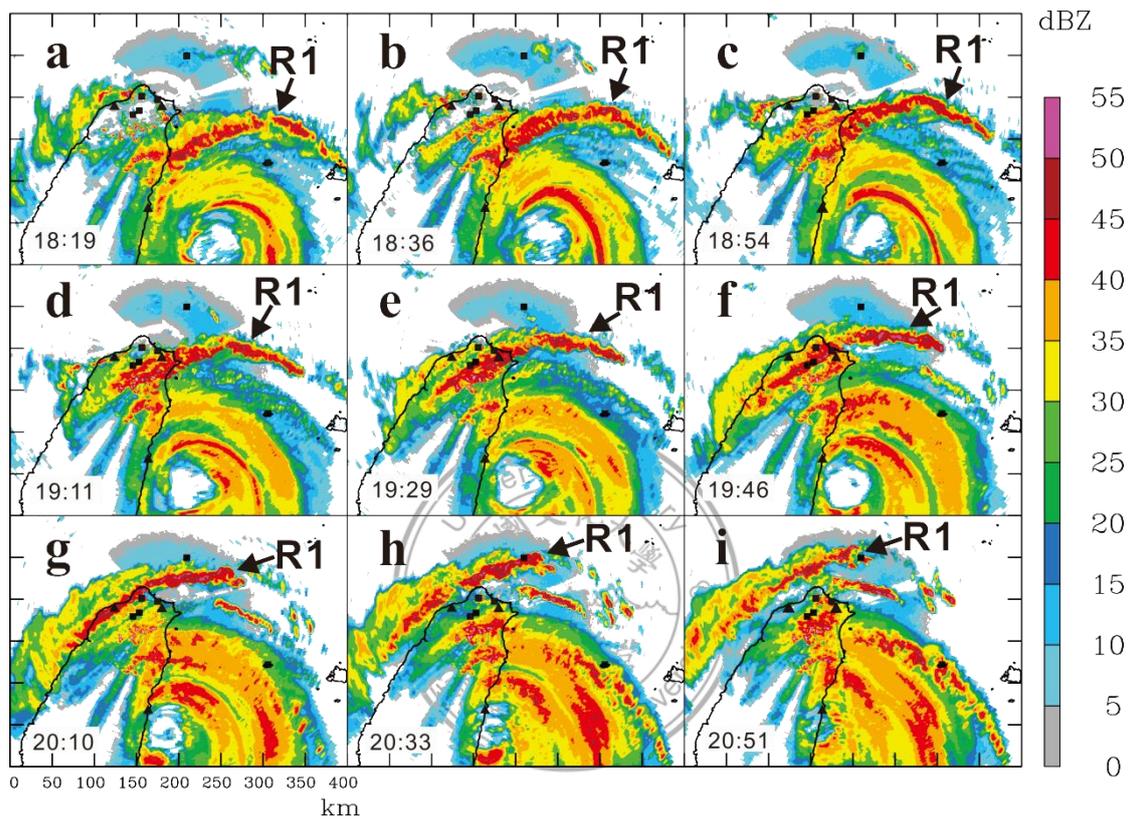


圖 3.2 R1(如箭頭所指)之雷達回波演變圖(五分山雷達, 0.4°仰角 PPI), 地面測站(正方形)與雷達(三角形)之位置也標於圖中, 時間自 1819 到 2051 UTC。

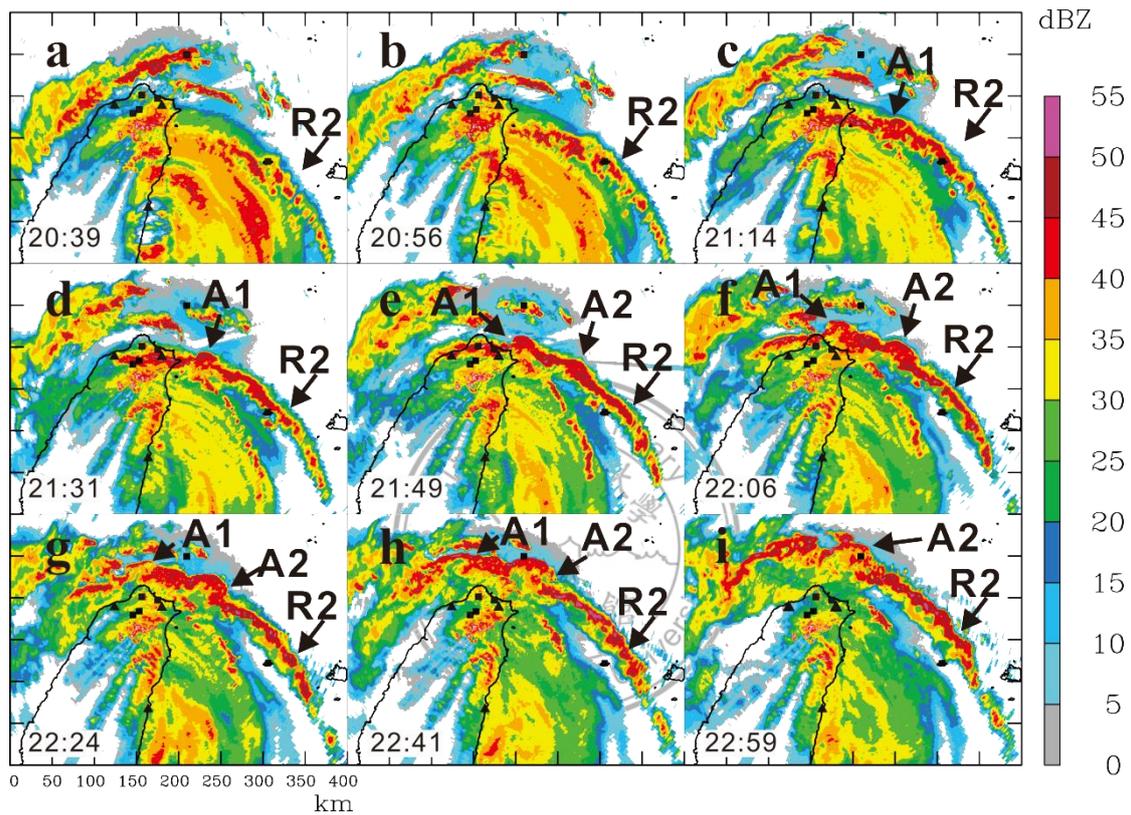


圖 3.3 同圖 3.2，但為 R2。A1、A2 與 R2 的位置如箭頭所指，時間自 2039 到 2259 UTC。

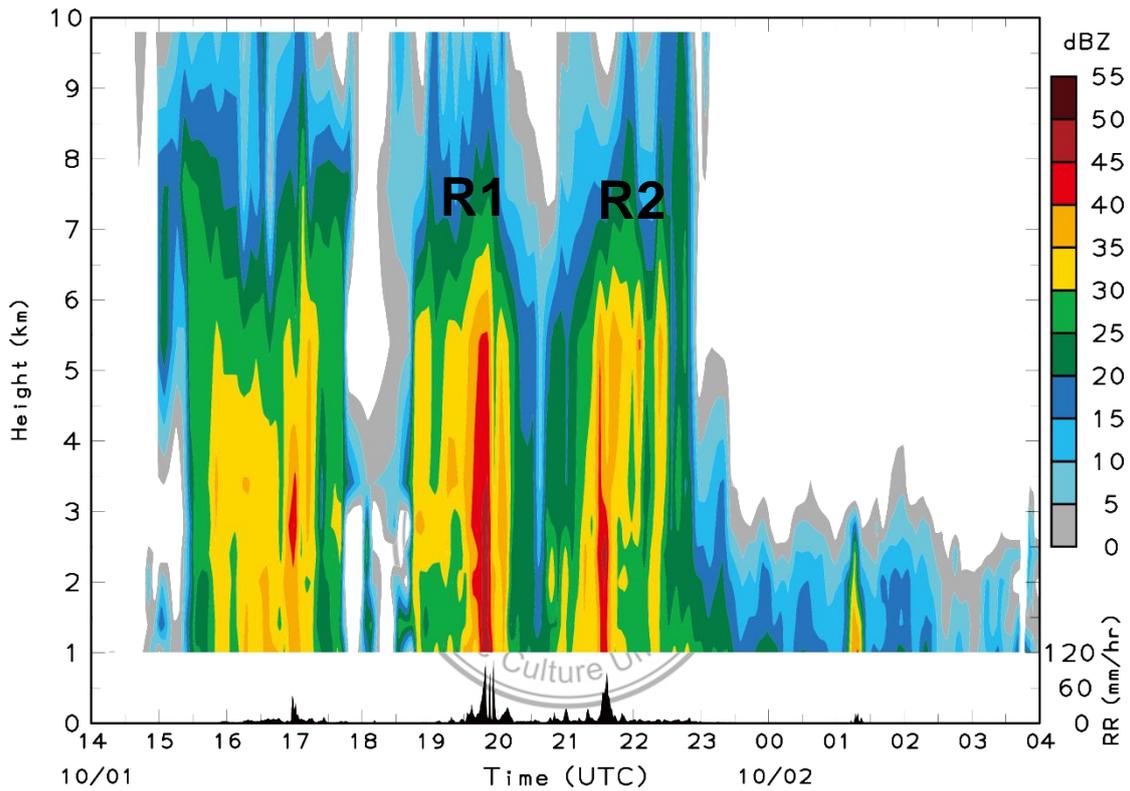


圖 3.4 台北測站上方五分山雷達回波(色階部份，單位為 dBZ)與台北測站降雨率(黑色區塊部份，單位為 mm h^{-1})隨時間之垂直變化圖。橫軸為時間(自 10 月 1 日 14 時到 2 日 04 時，單位為 UTC)，縱軸為海拔高度，單位為公里。

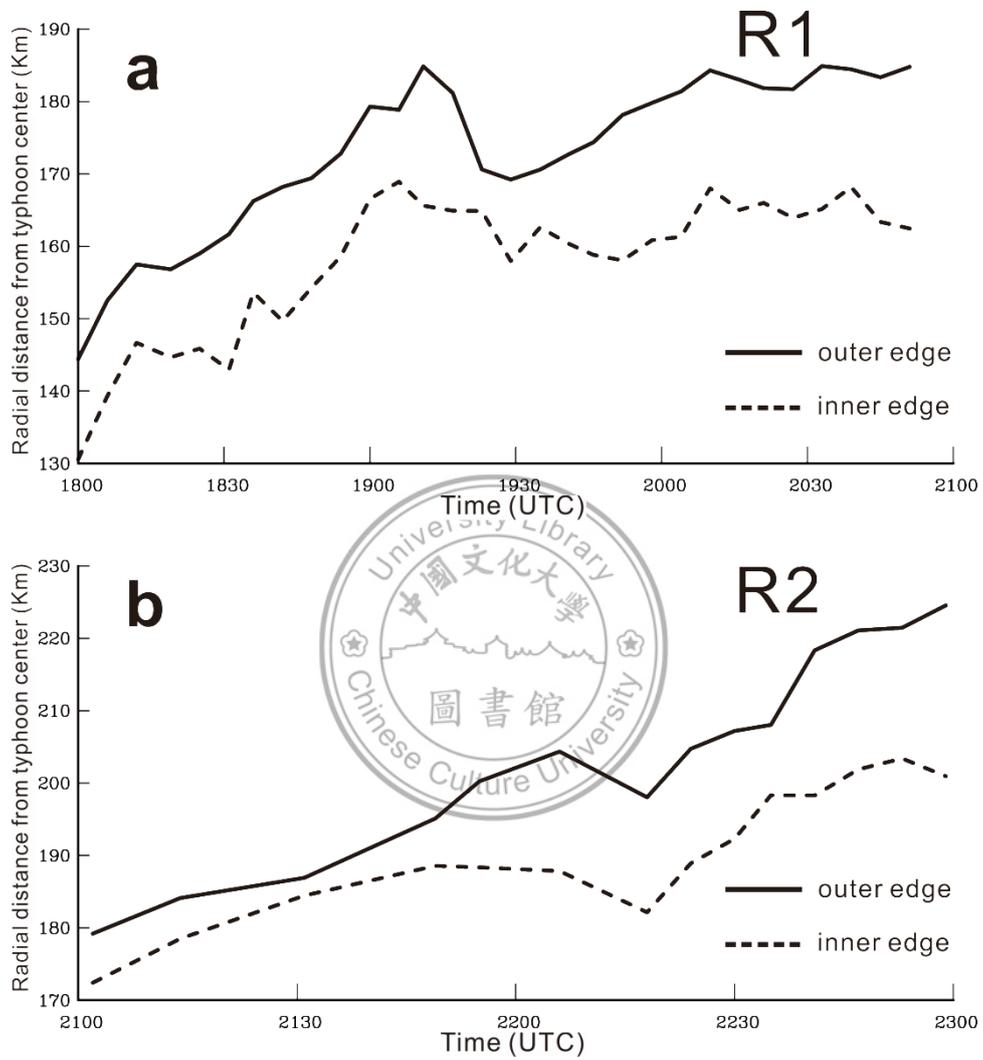


圖 3.5 龍王颱風雨帶與颱風中心的距離隨時間之變化。(a)為 R1，(b)為 R2，實(虛)線為雨帶外(內)邊界，橫軸為時間(UTC)。縱軸為雨帶與颱風中心的距離，單位為公里。

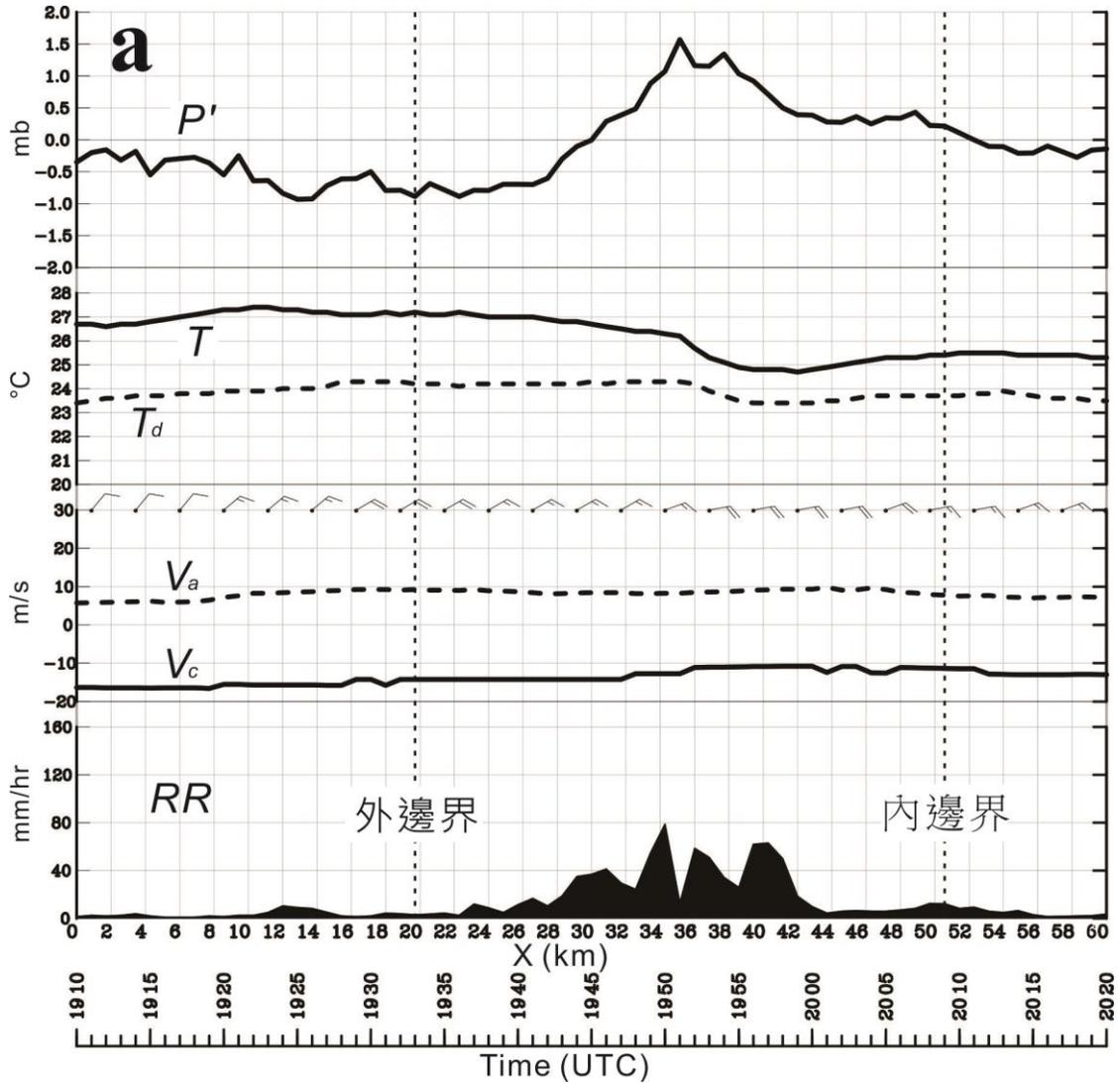


圖 4.1 (a)為 R1 通過板橋測站期間其擾動氣壓(P')、氣溫(T)、露點(T_d)、垂直(V_c)、平行(V_a)雨帶氣流與降雨率(RR)隨時間之變化。雨帶的內外邊界如黑點線所示，橫軸 X 為相對應之空間距離及時間(UTC)。(b)與(a)同，但為 R1 通過台北測站。

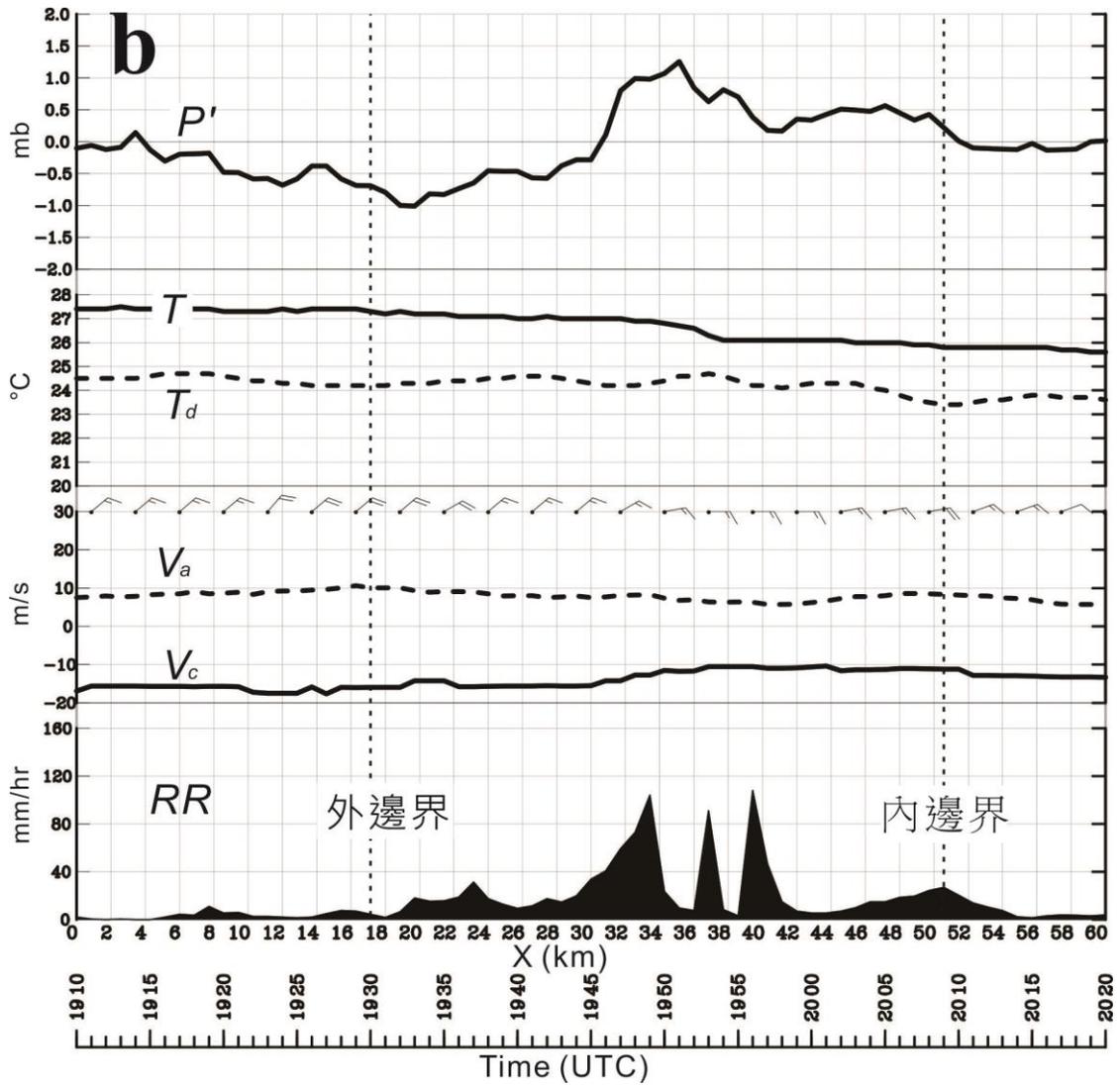


圖 4.1(續)

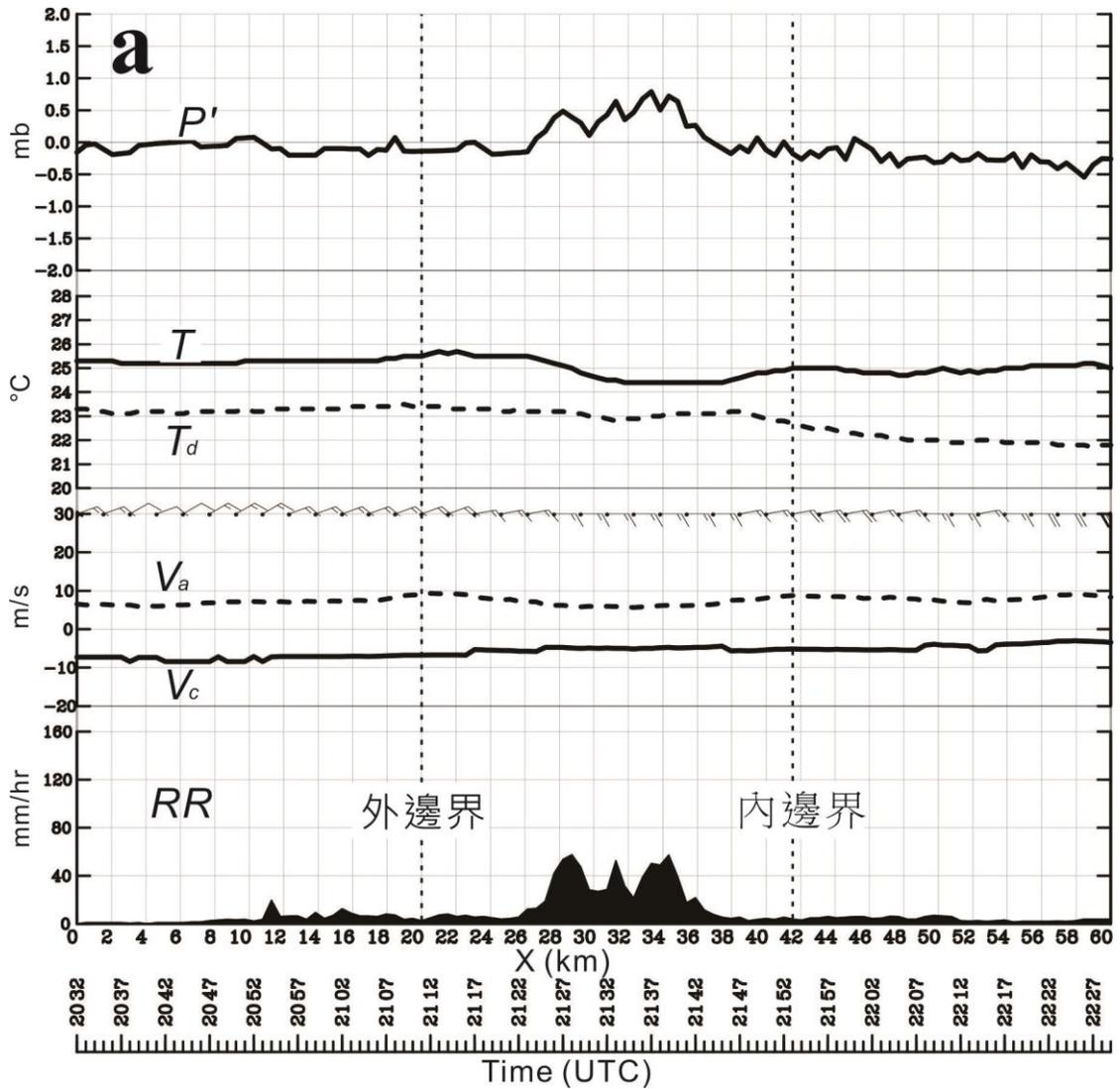


圖 4.2 (a)為 R2 通過板橋測站期間其擾動氣壓(P')、氣溫(T)、露點(T_d)、垂直(V_c)、平行(V_a)雨帶氣流與降雨率(RR)隨時間之變化。雨帶的內外邊界如黑點線所示，橫軸 X 為相對應之空間距離及時間(UTC)。(b)與(a)同，但為 R2 通過台北測站。

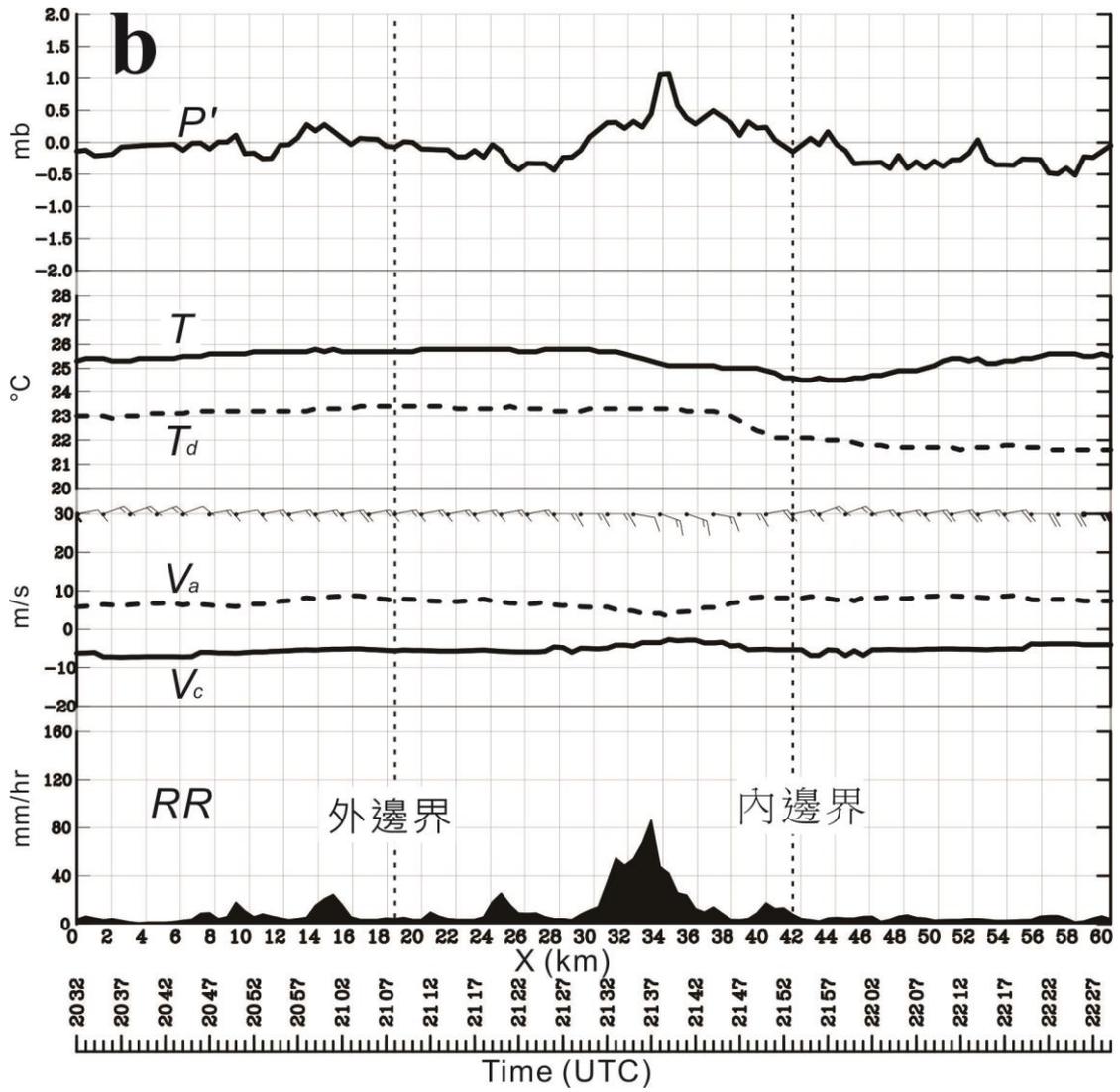


圖 4.2(續)

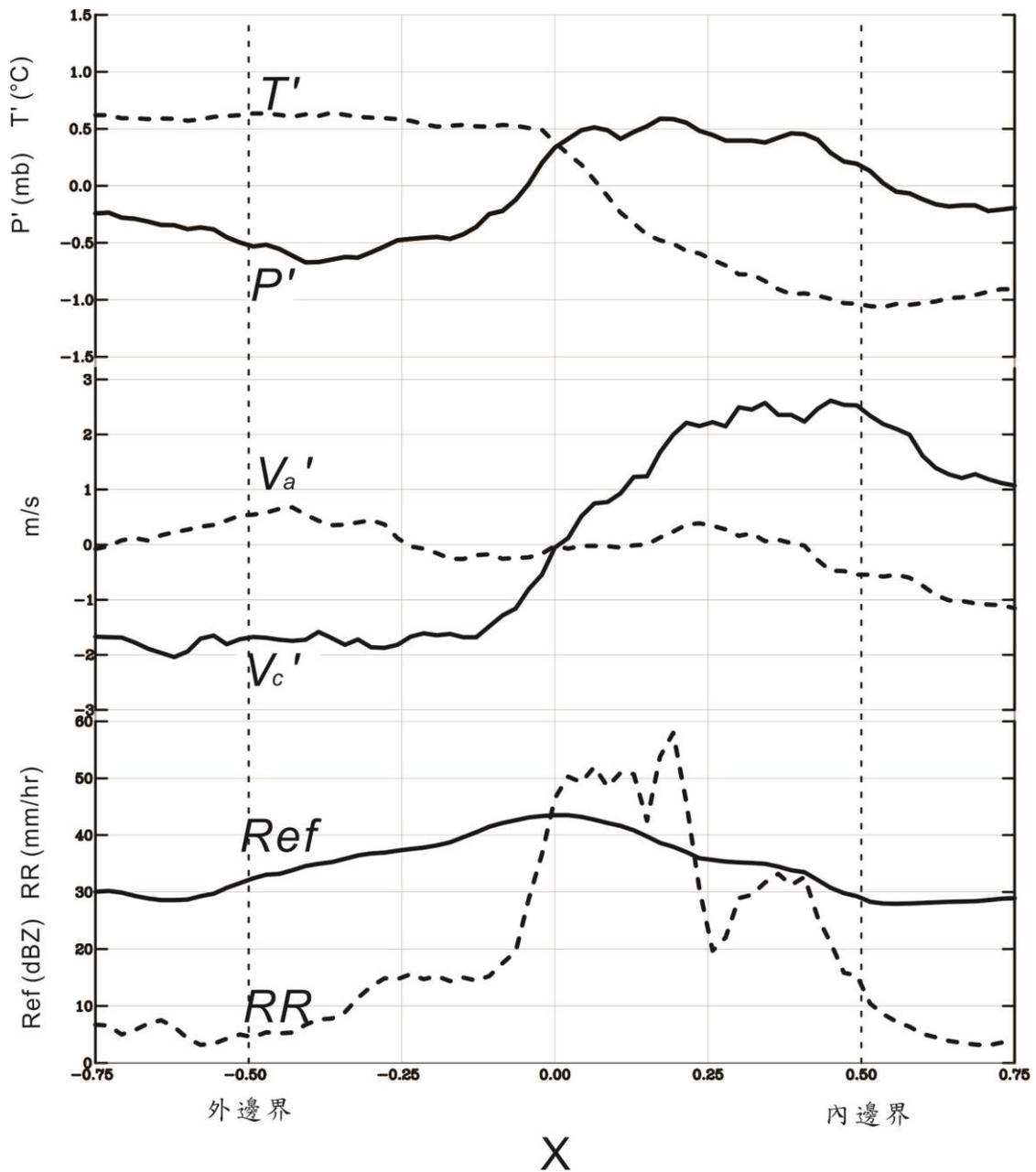


圖 4.3 為 R1 與 R2 通過板橋、台北、基隆與竹子胡測站期間其擾動氣壓(P')、擾動氣溫(T')、擾動露點(T_d')、擾動垂直(V_c')、平行(V_a')雨帶氣流、雷達回波(Ref)與降雨率(RR)隨時間變化之合成圖。雨帶的內外邊界如黑點線所示，橫軸 X 為標準化後之相對應空間。

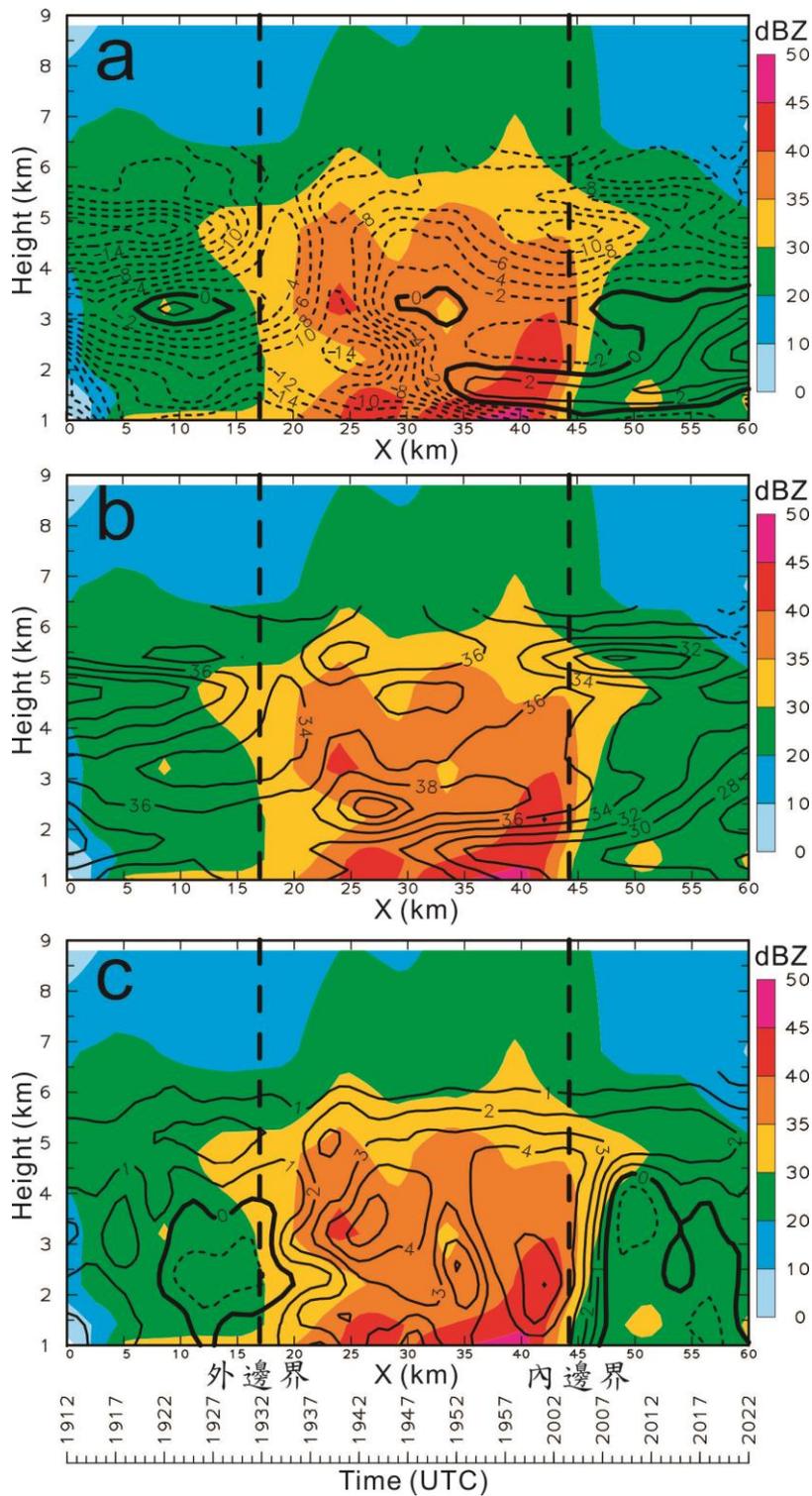


圖 4.4 R1 通過中國文化大學期間，垂直方向之雷達回波(色階部分，單位為 dBZ)、(a)垂直雨帶氣流(等值線，間距為 2 m s^{-1})、(b)平行雨帶氣流(等值線，間距為 2 m s^{-1})與(c)垂直空氣速度(等值線，間距為 1 m s^{-1})隨時間的變化。粗黑虛線為雨帶的內外邊界，時間為 1912-2022 UTC。

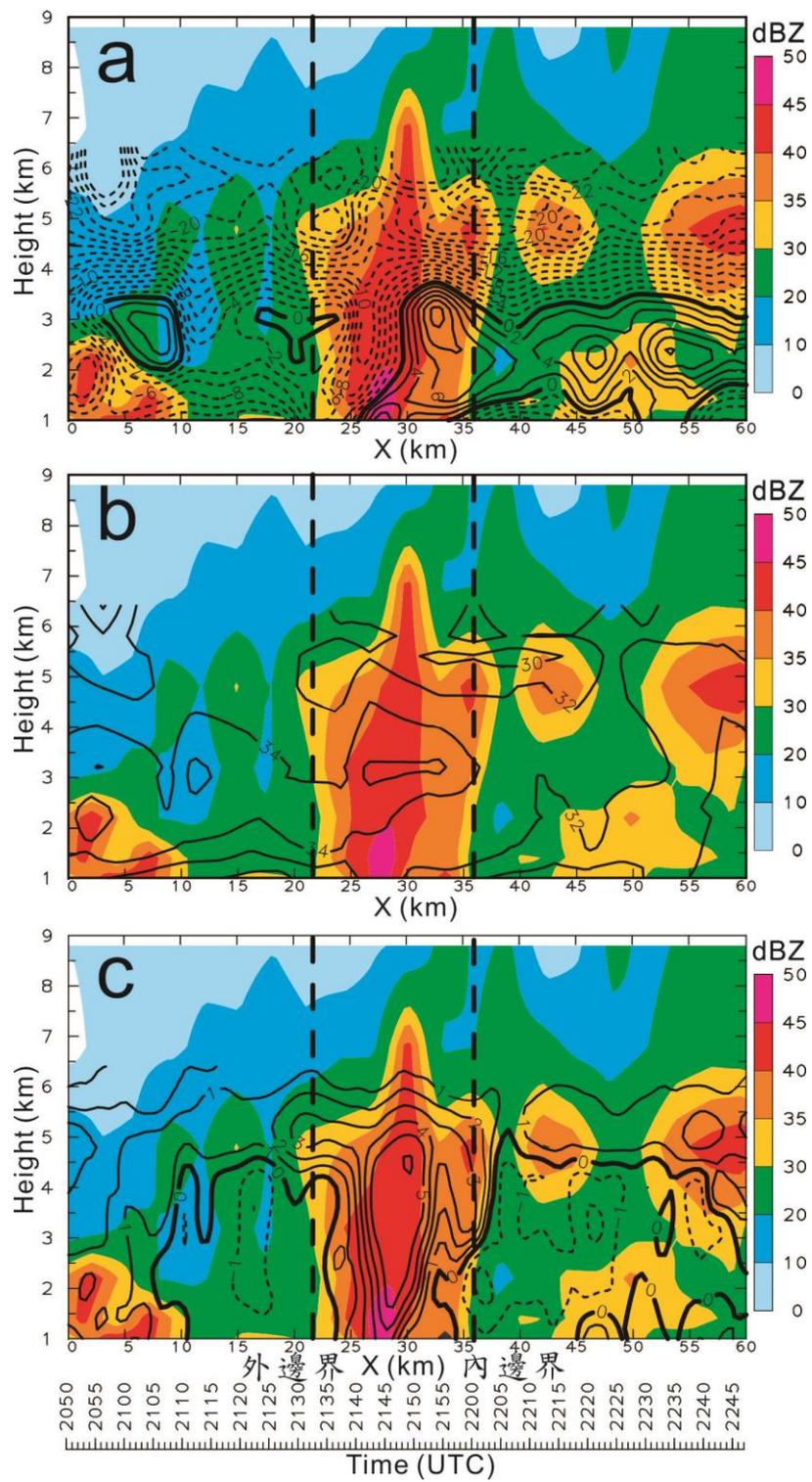


圖 4.5 同圖 4.4 但為 R2，時間為 2050-2247 UTC。

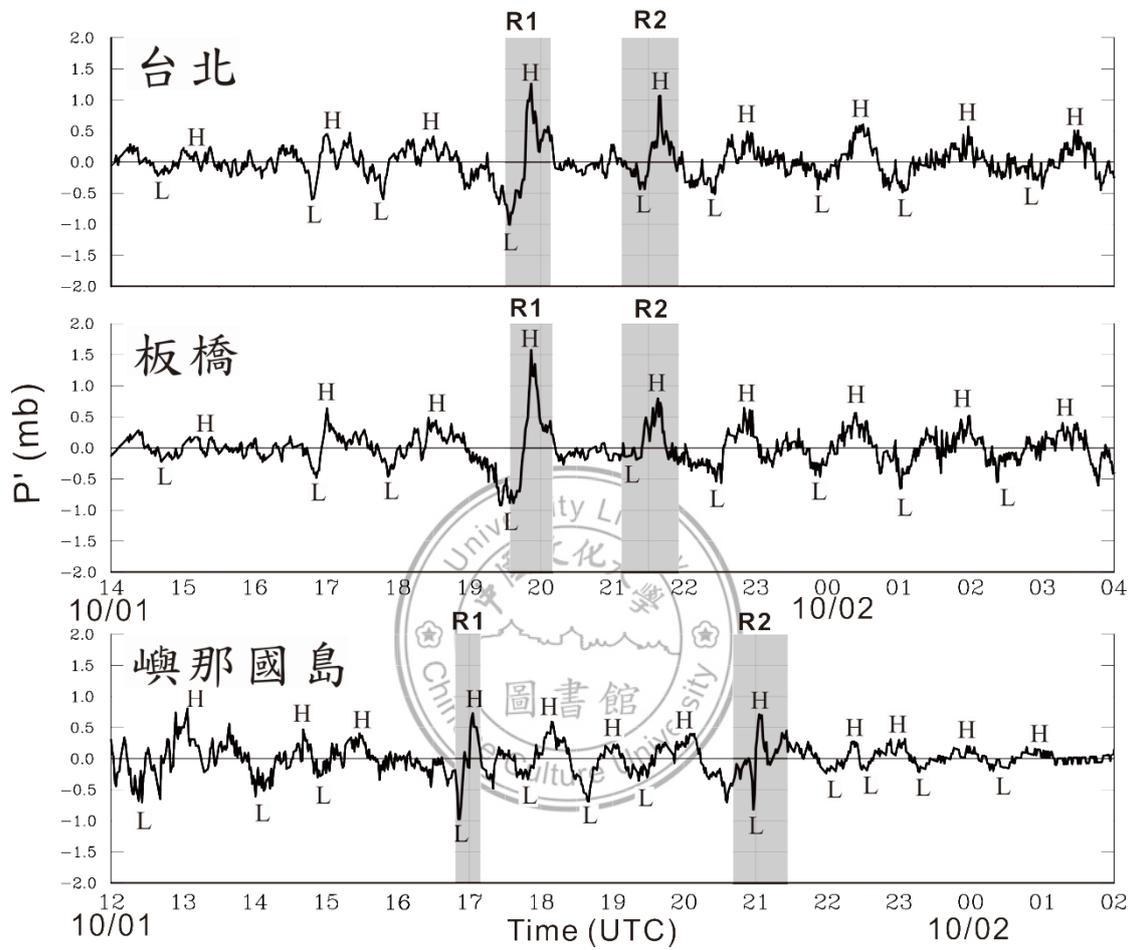


圖 4.6 台北、板橋與嶼那國島地面測站 14 個小時的地面擾動氣壓變化。R1 與 R2 通過時期以灰色陰影表示，正的擾動氣壓高(低)值則以 H(L)標示之。

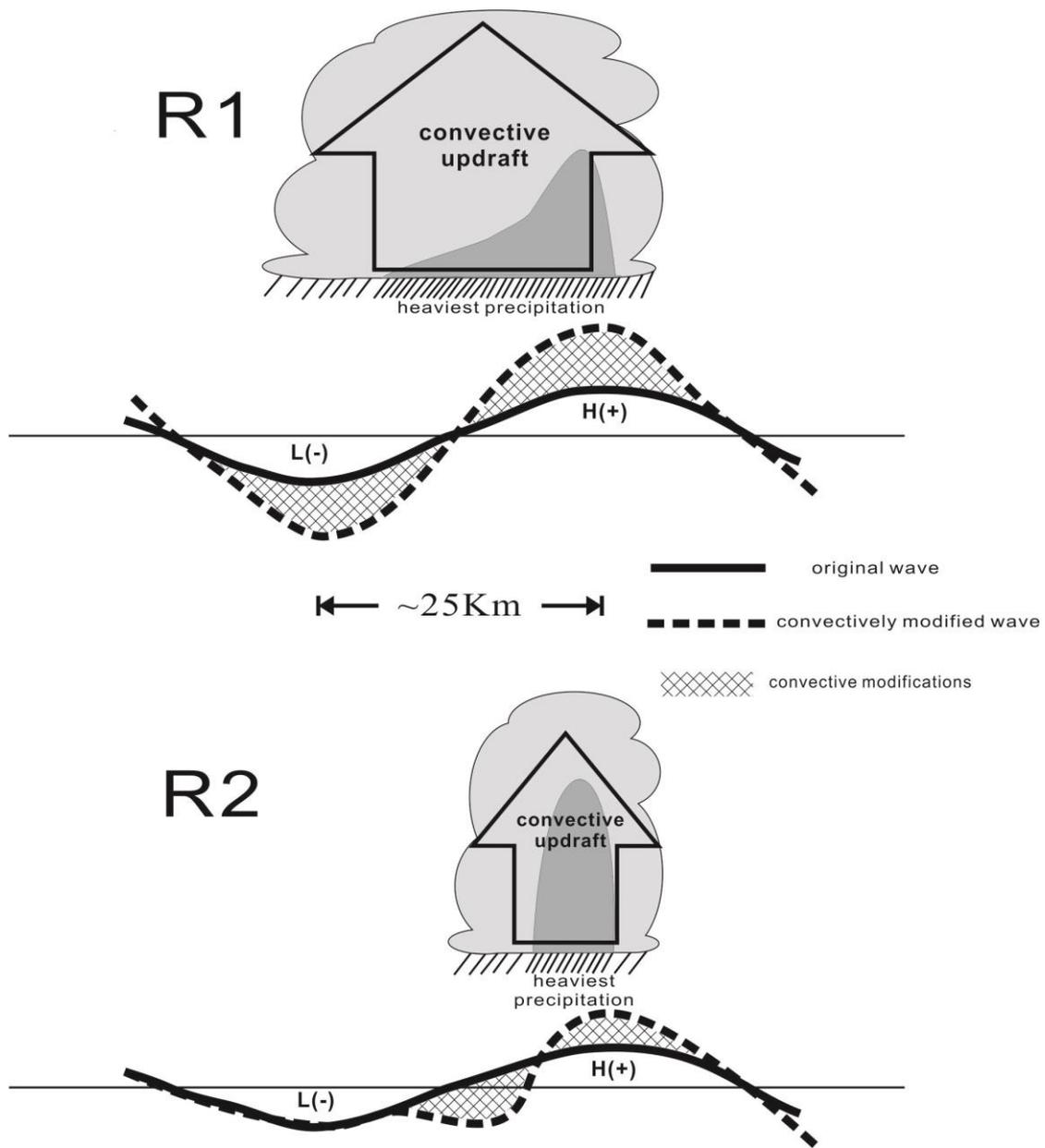


圖 4.7 地面擾動氣壓受雨帶對流及大氣波動交互作用影響之概念模式圖。灰色色階為雨帶降雨結構(顏色較深代表較強的對流降雨)，黑實線為大氣波動，H(+)[L(-)]代表正(負)的擾動氣壓區域。

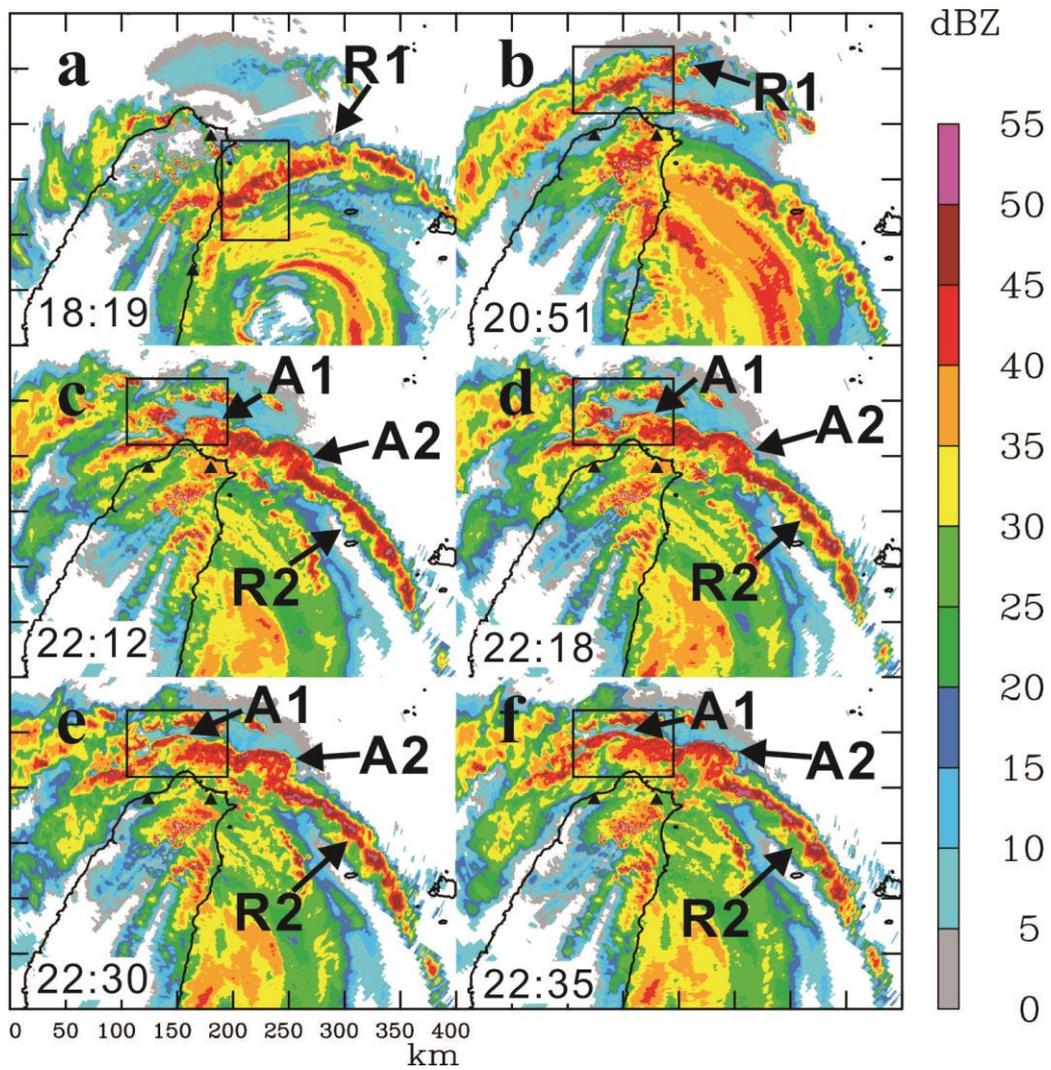


圖 5.1 雙都卜勒風場合成分析區域及雷達回波(五分山雷達, 0.4°仰角 PPI)。時間為(a)1819 UTC, (b)2051 UTC, (c)2212 UTC, (d)2218 UTC, (e)2230 UTC, (f) 2235 UTC。

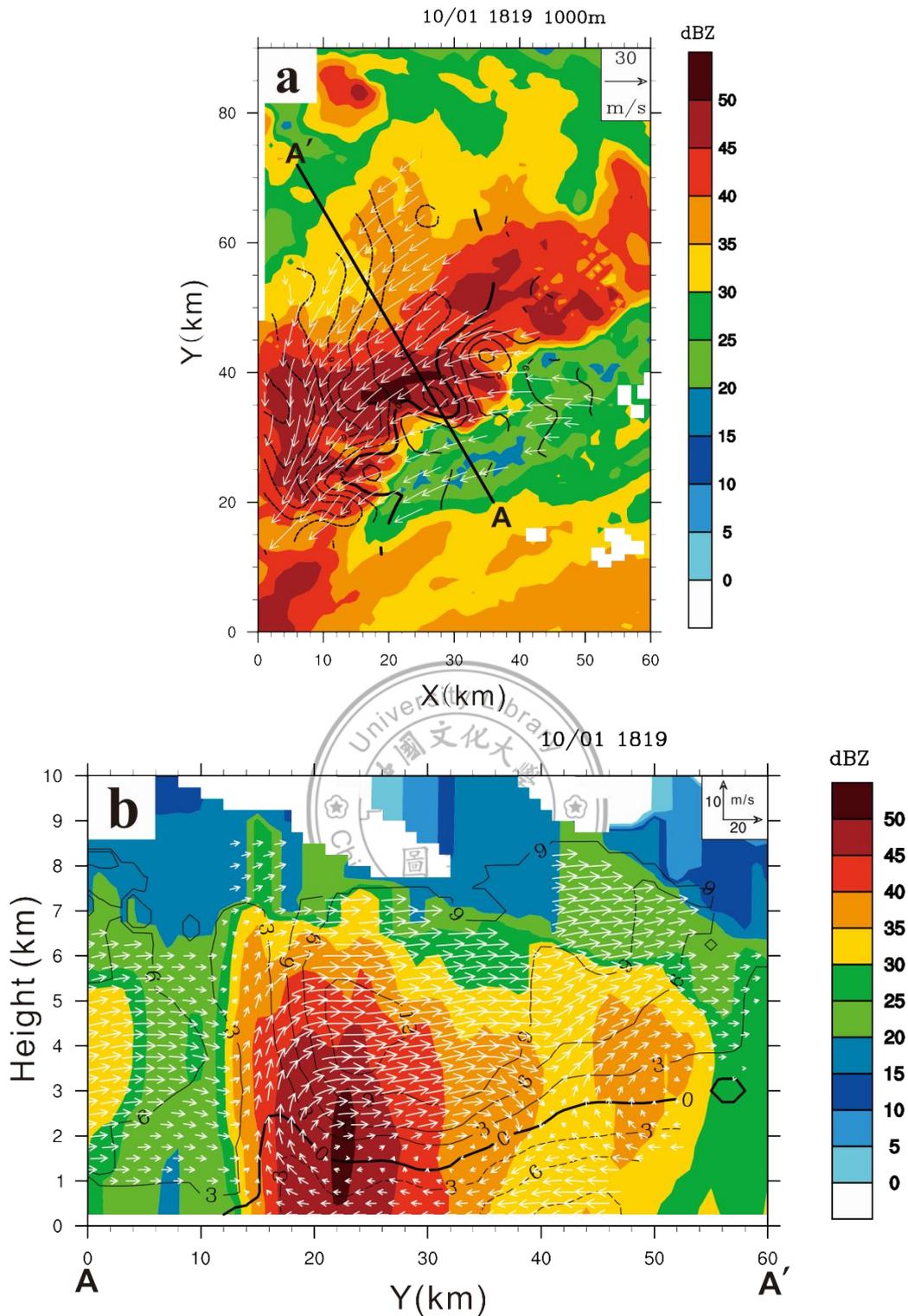


圖 5.2 (a)雙都卜勒風場合成範圍中(如圖 5.1a)在 1 公里高之相對於雨帶之氣流(白色向量箭頭)、垂直雨帶氣流(等值線, 間距為 3 m s^{-1})與雷達回波(色階, 單位為 dBZ), 時間為 1819 UTC。(b)為(a)中的 A-A'剖面的相對於雨帶之氣流(白色向量箭頭)、垂直雨帶氣流(等值線, 間距為 3 m s^{-1})與雷達回波(色階, 單位為 dBZ)。

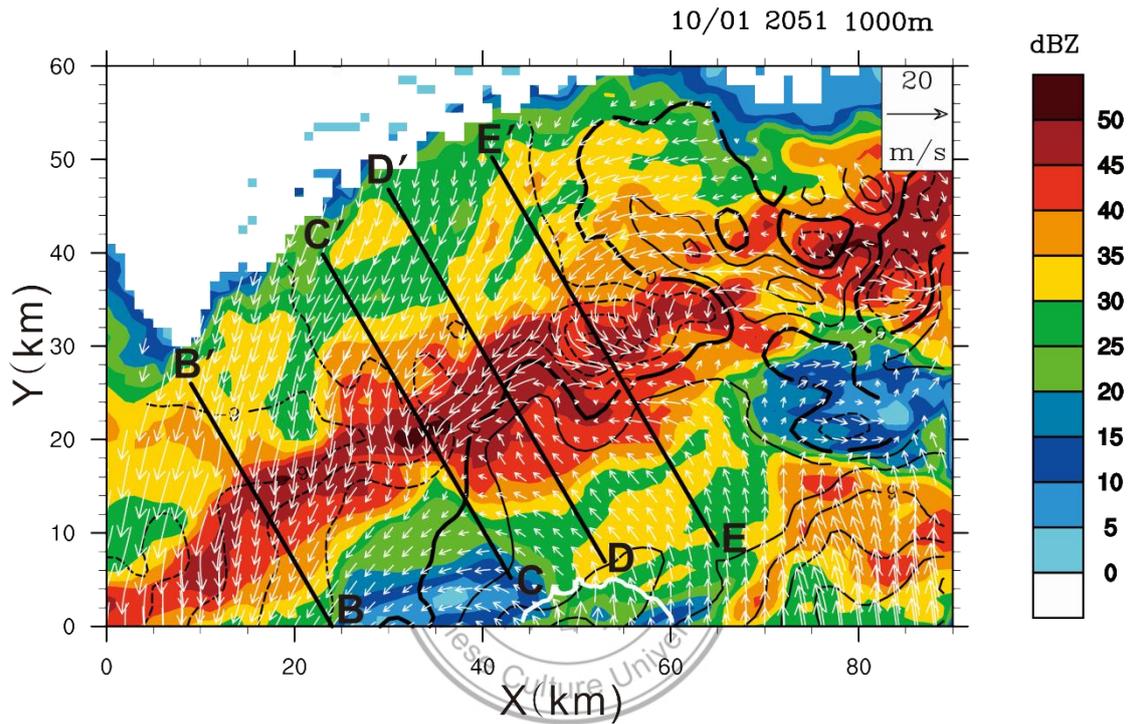


圖 5.3 雙都卜勒風場合成範圍中(如圖 5.1b)在 1 公里高之相對於雨帶之氣流(白色向量箭頭)、垂直雨帶氣流(等值線，間距為 3 m s^{-1})與雷達回波(色階，單位為 dBZ)，時間為 2051 UTC。圖中 B-B'、C-C'、D-D'與 E-E'剖面相對應於圖 5.4 a、b、c 與 d。

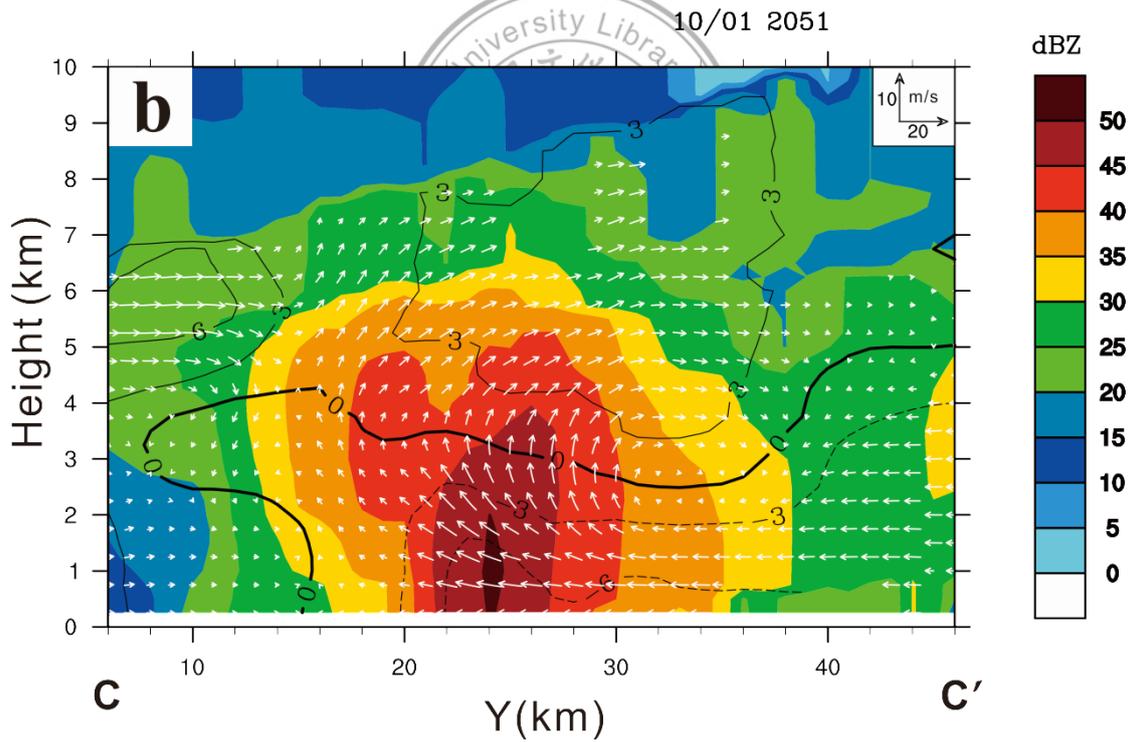
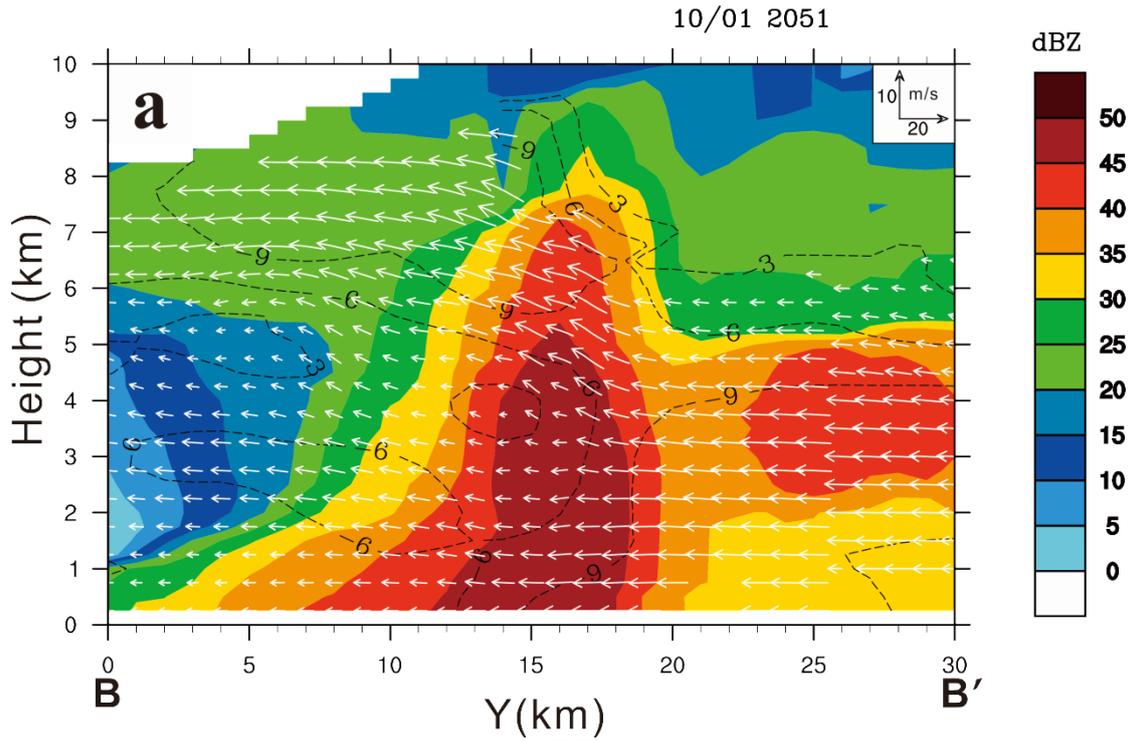


圖 5.4 圖 5.3 中各剖面之相對於雨帶之氣流(白色向量箭頭)、垂直雨帶氣流(等值線，間距為 3 m s^{-1})與雷達回波(色階，單位為 dBZ)。(a)、(b)、(c)與(d)分別為 B-B'、C-C'、D-D'與 E-E'。

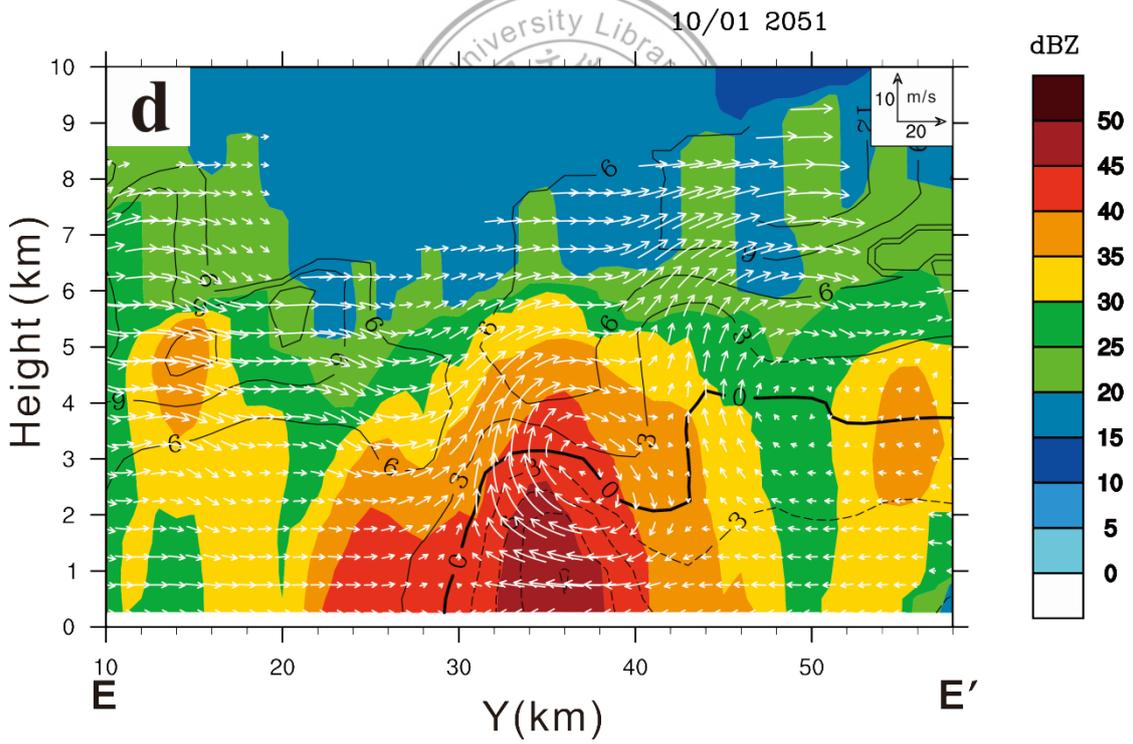
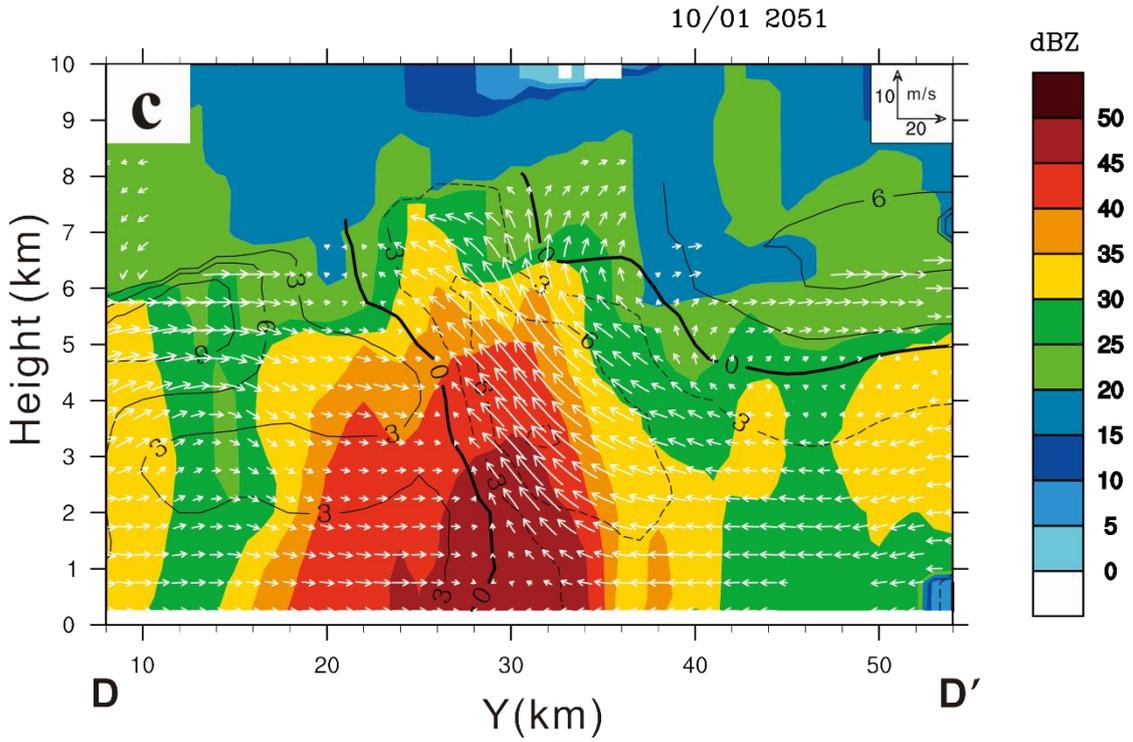


圖 5.4(續)

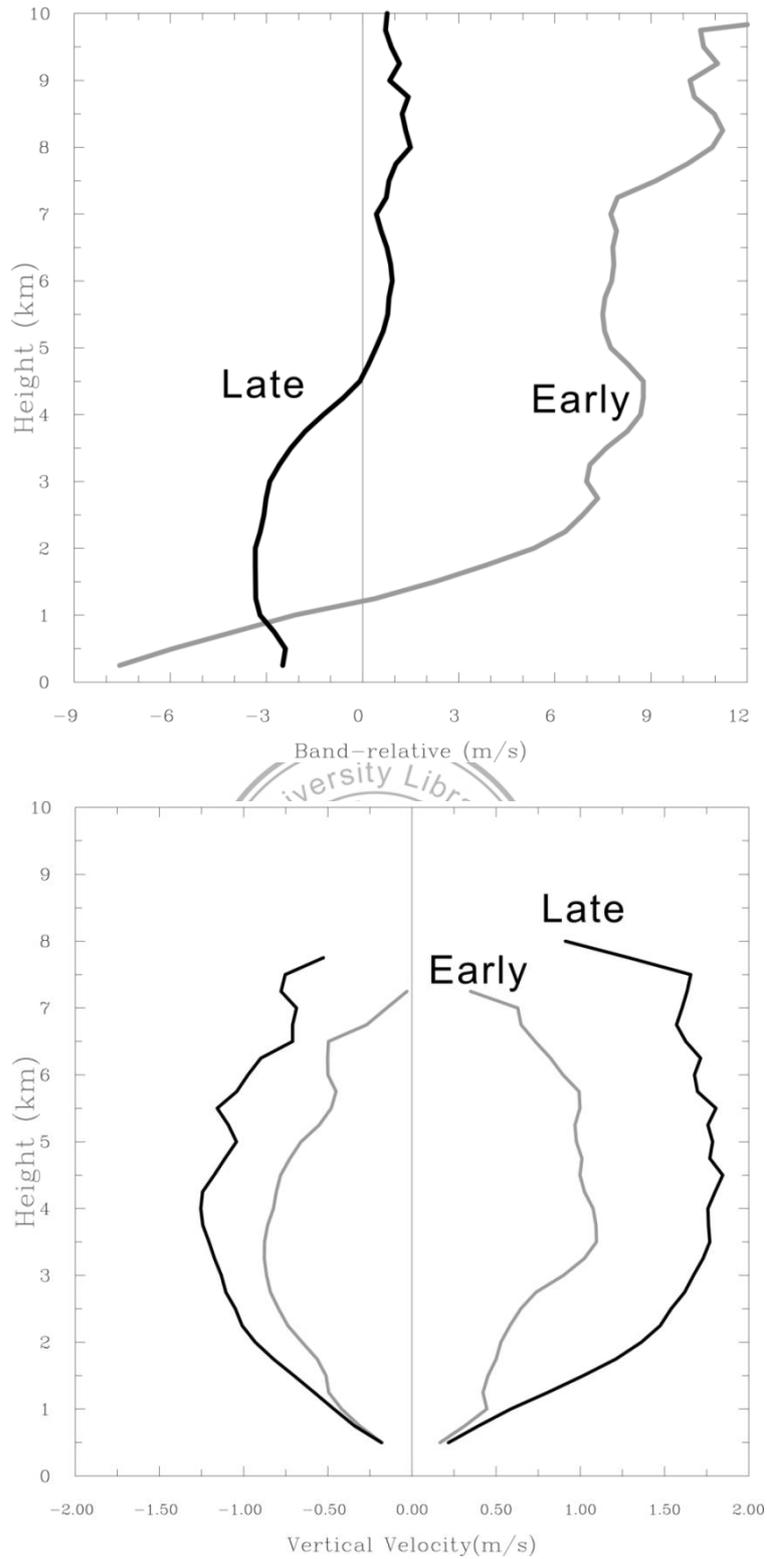


圖 5.5 (a)為雙都卜勒風場合成範圍中(如圖 5.1a、b) 平均垂直雨帶氣流的垂直分佈圖; (b)則為其平均空氣垂直速度之垂直分佈圖。灰線代表前期，黑線代表後期。

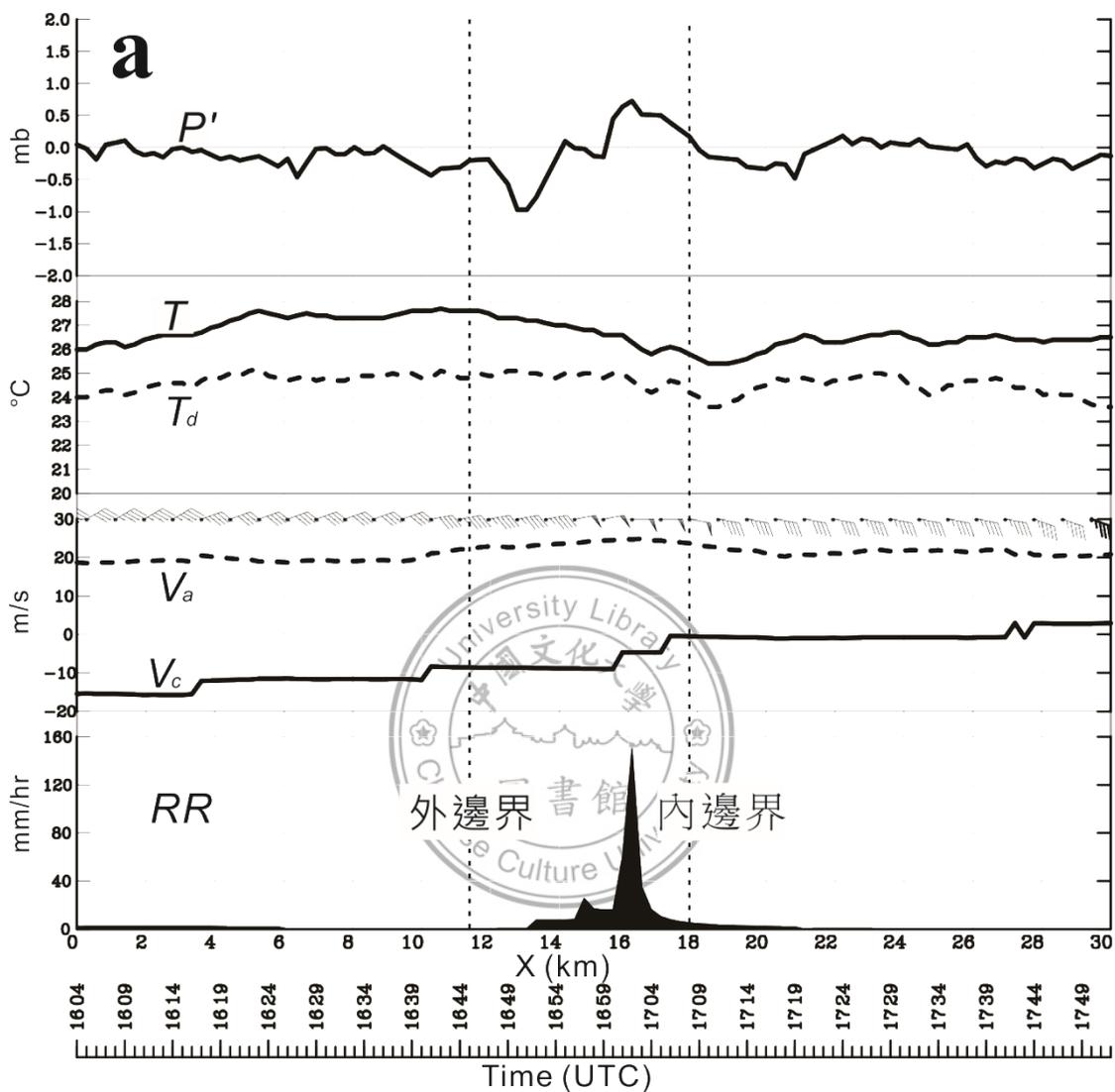


圖 5.6 (a)為 R1 通過嶼那國島測站期間其擾動氣壓(P')、氣溫(T)、露點(T_d)、垂直(V_c)、平行(V_a)雨帶氣流與降雨率(RR)隨時間之變化。雨帶的內外邊界如黑點線所示，橫軸 X 為相對應之空間距離及時間(UTC)。(b)與(a)同，但為 R1 通過彭佳嶼測站。

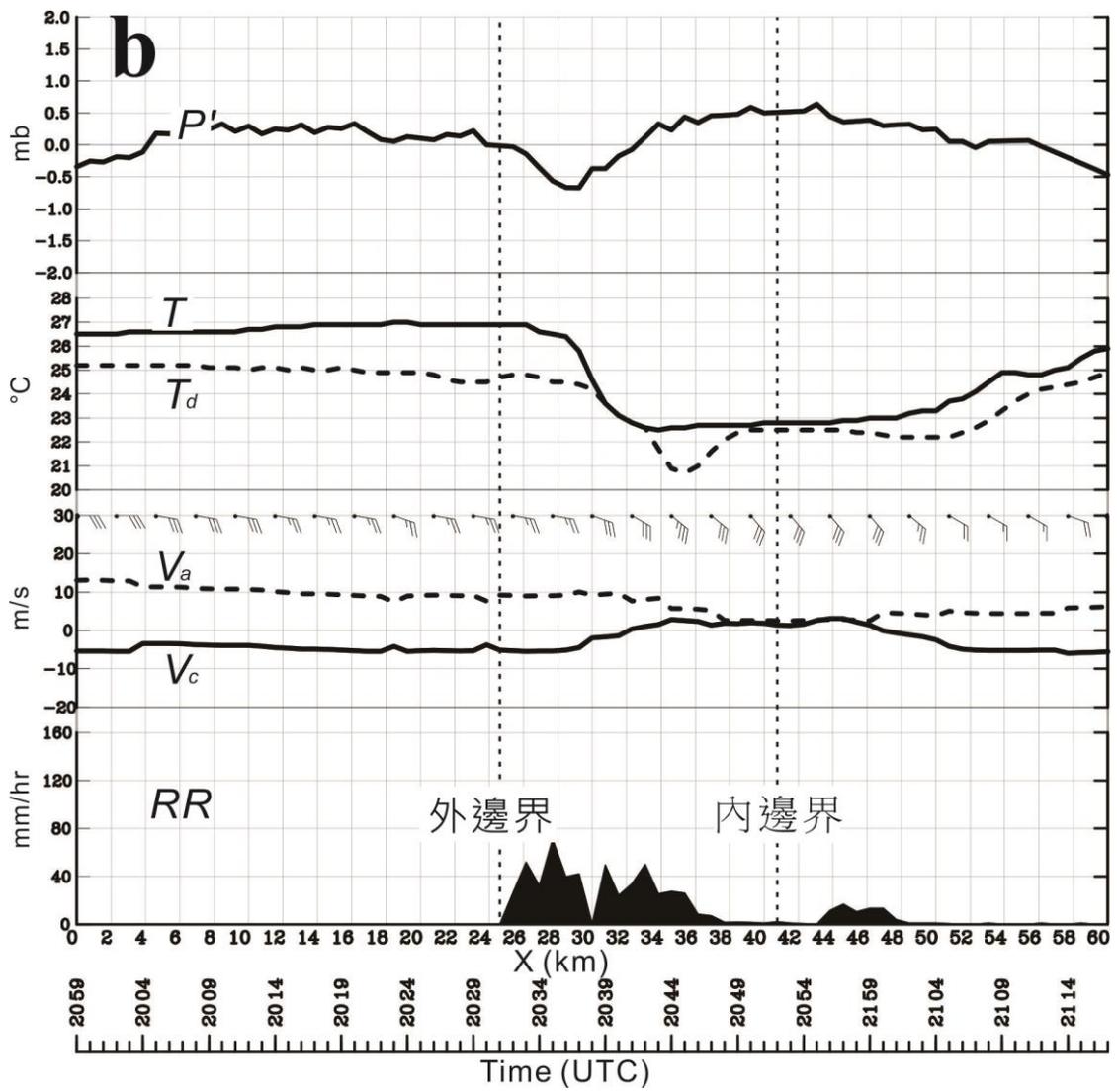


圖 5.6 (續)

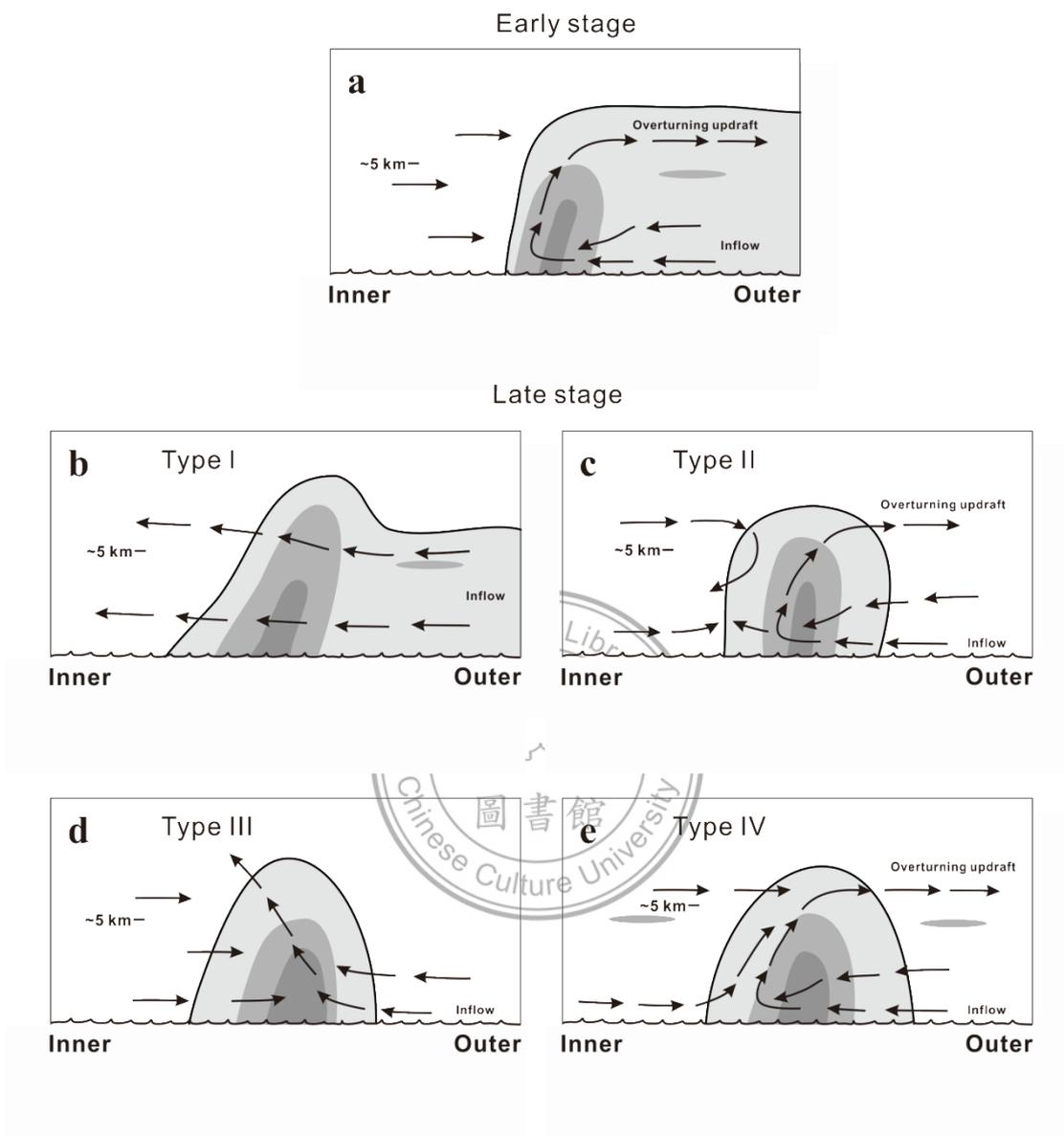


圖 5.7 R1 前期(Early stage)與後期(Late stage) 垂直降雨及氣流結構示意圖。箭頭為雙都卜勒風場合成之氣流結構，灰色色階為雨帶降雨結構(顏色較深代表較強的對流降雨)。

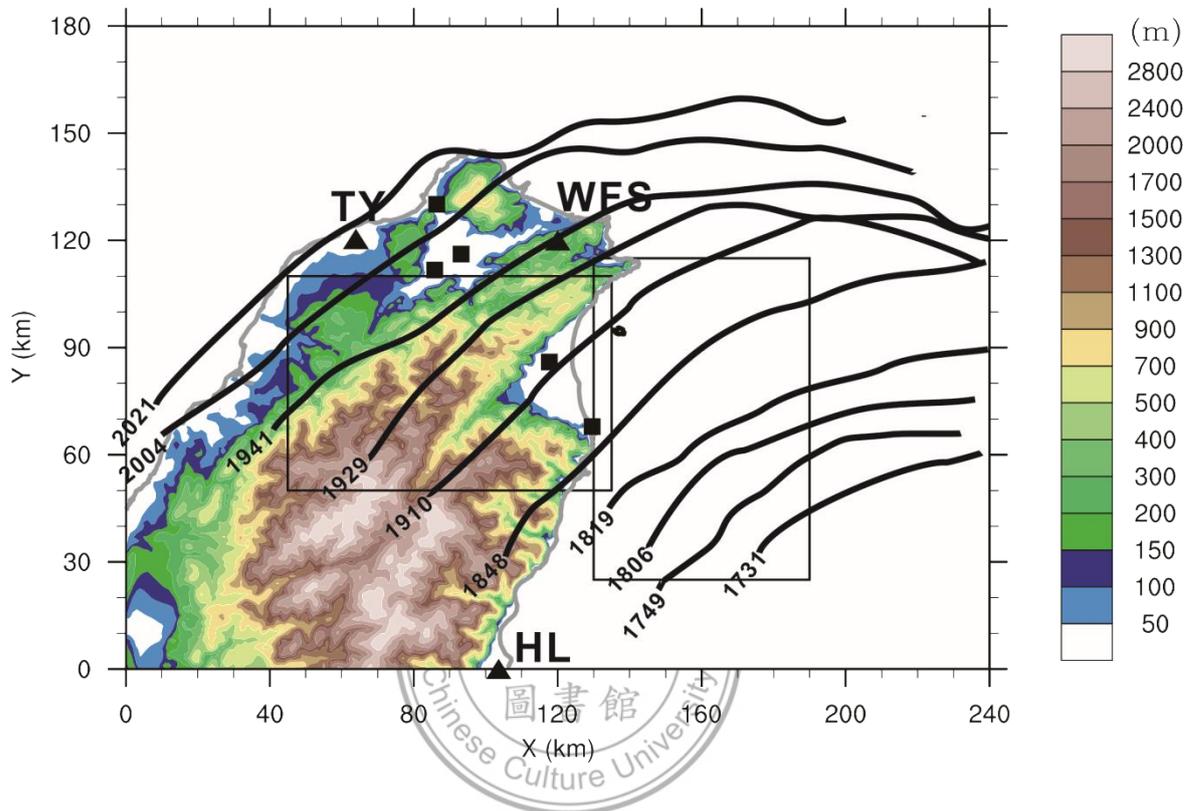


圖 5.8 R1 前緣通過臺灣北部地形期間之位置圖(時間為 UTC)。黑色框線為雙都卜勒風場合成之分析範圍，三角形符號為地面雷達站(WFS 為五分山、HL 為花蓮、TY 為桃園機場雷達)，正方形符號為局屬地面測站。色階為地形高度，單位為公尺。

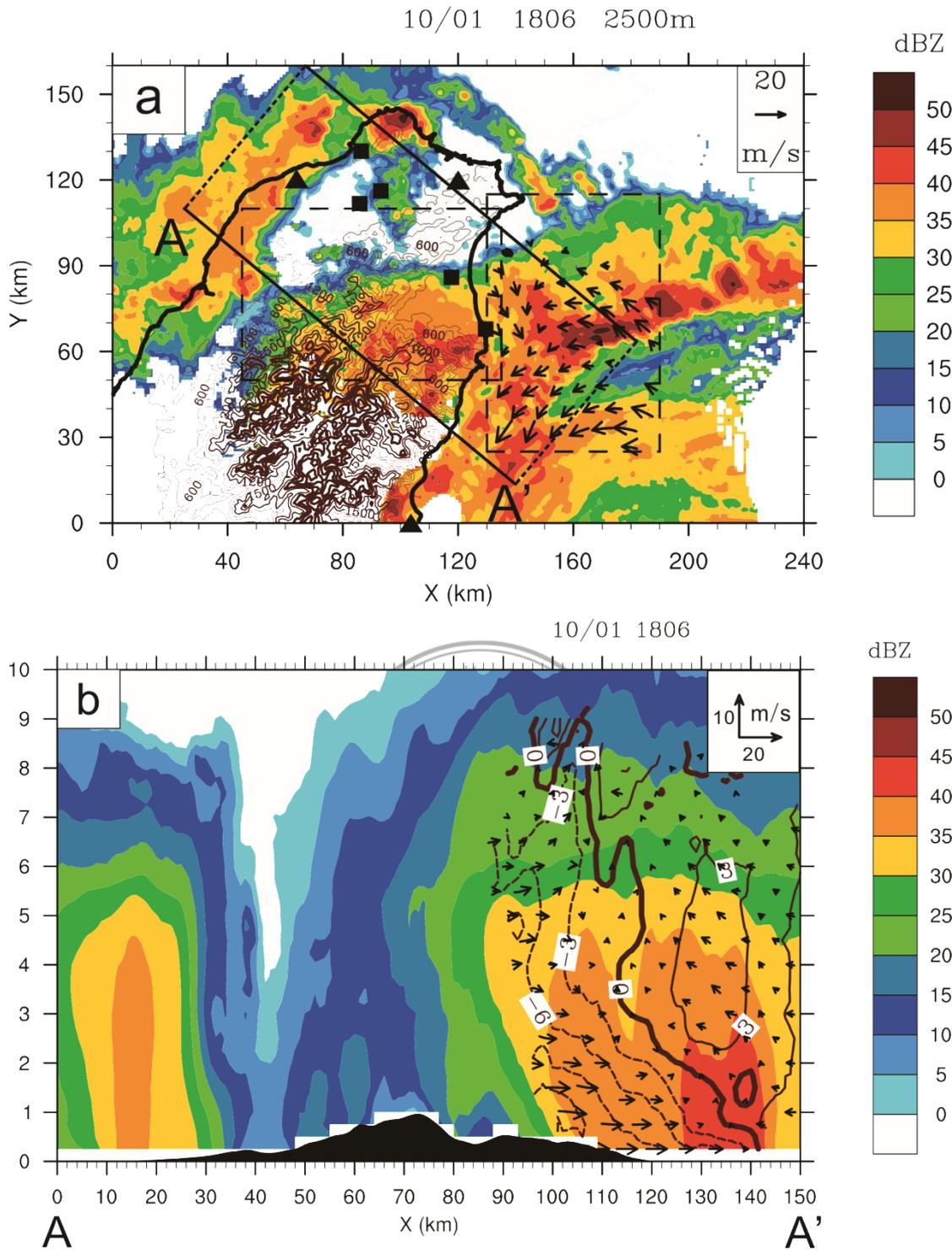


圖 5.9 (a)為 R1 在 2.5 公里高之相對於雨帶氣流(黑色向量箭頭)與雷達回波(色階, 單位為 dBZ), 時間為 1806UTC。(b)為相對於圖(a)中 A-A'剖面區域(黑點線)之平均垂直雨帶氣流(V_c , 黑色向量箭頭與等值線, 間距為 3 m s^{-1})與雷達回波, 黑色區域為平均地形高度。

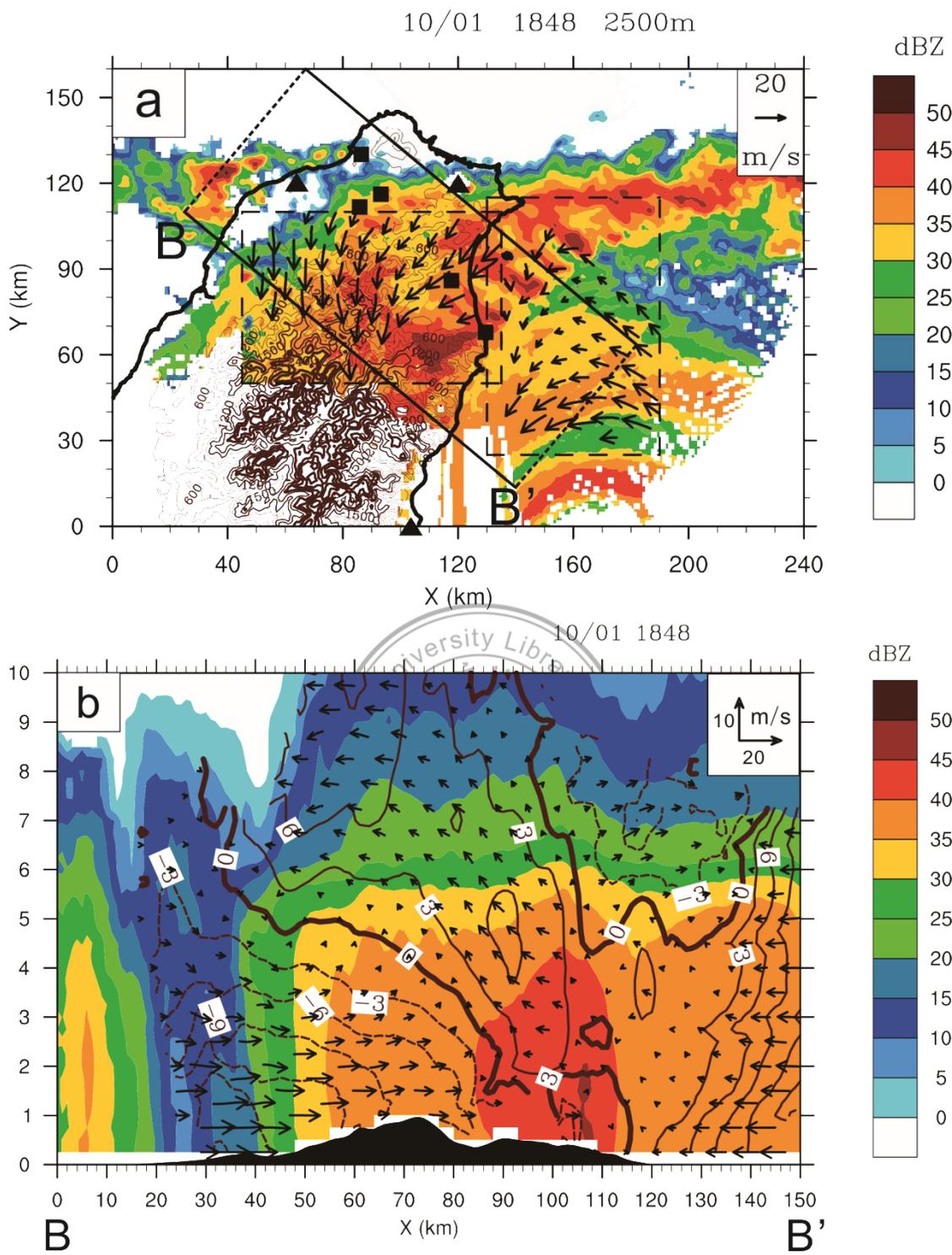


圖 5.10 與圖 5.9 同，但為 1848UTC，且為 B-B'剖面區域之垂直平均。

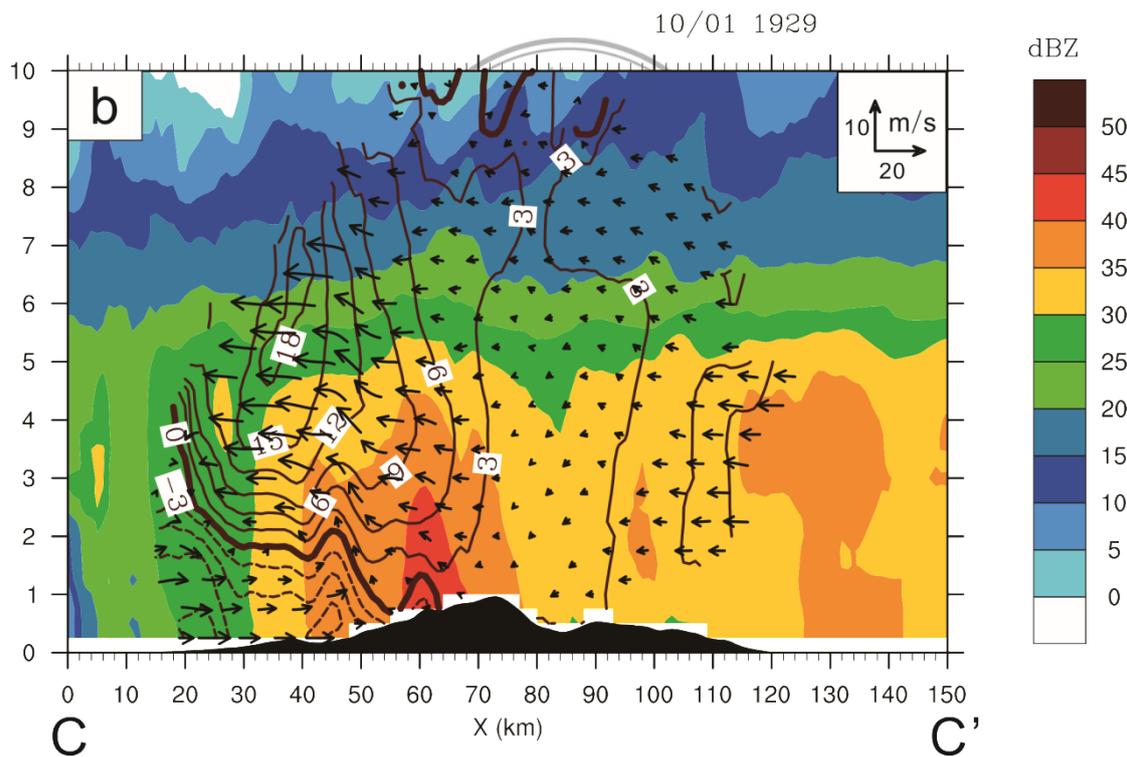
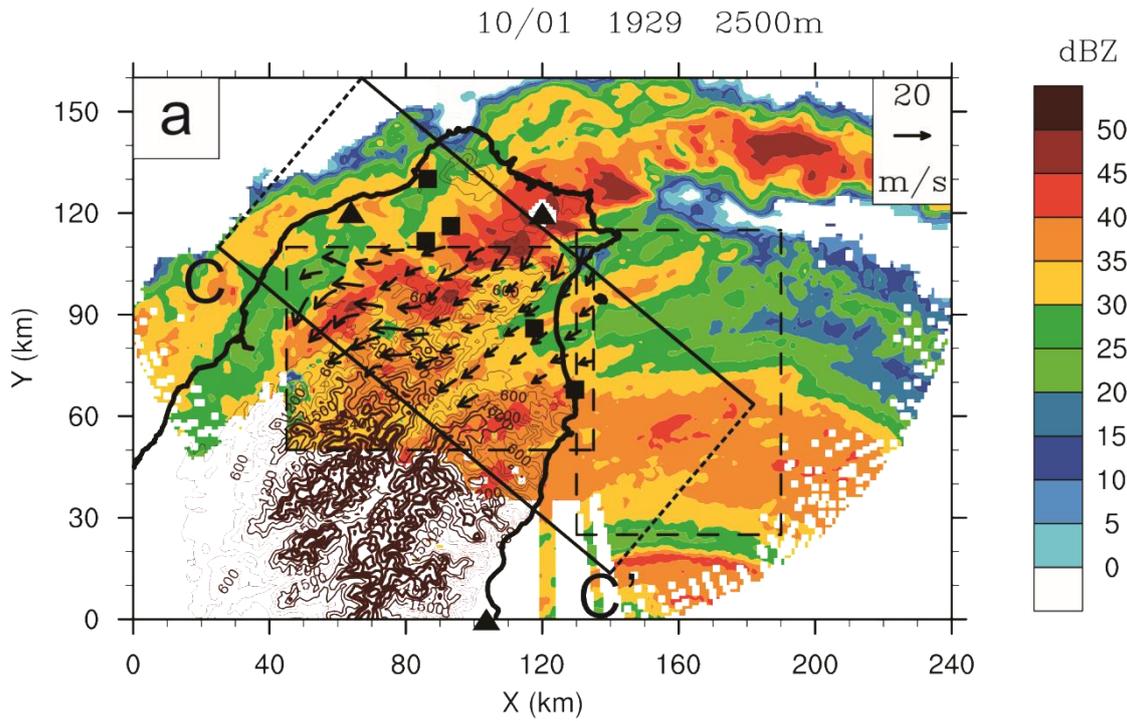


圖 5.11 與圖 5.9 同，但為 1929UTC，且為 C-C'剖面區域之垂直平均。

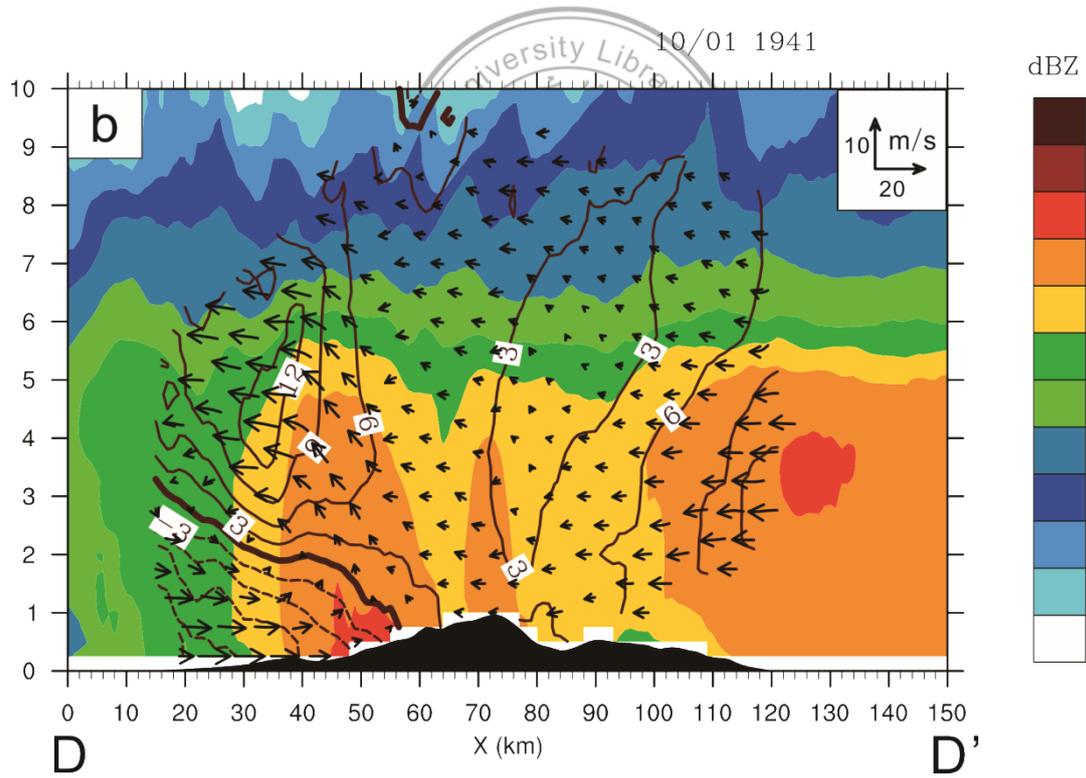
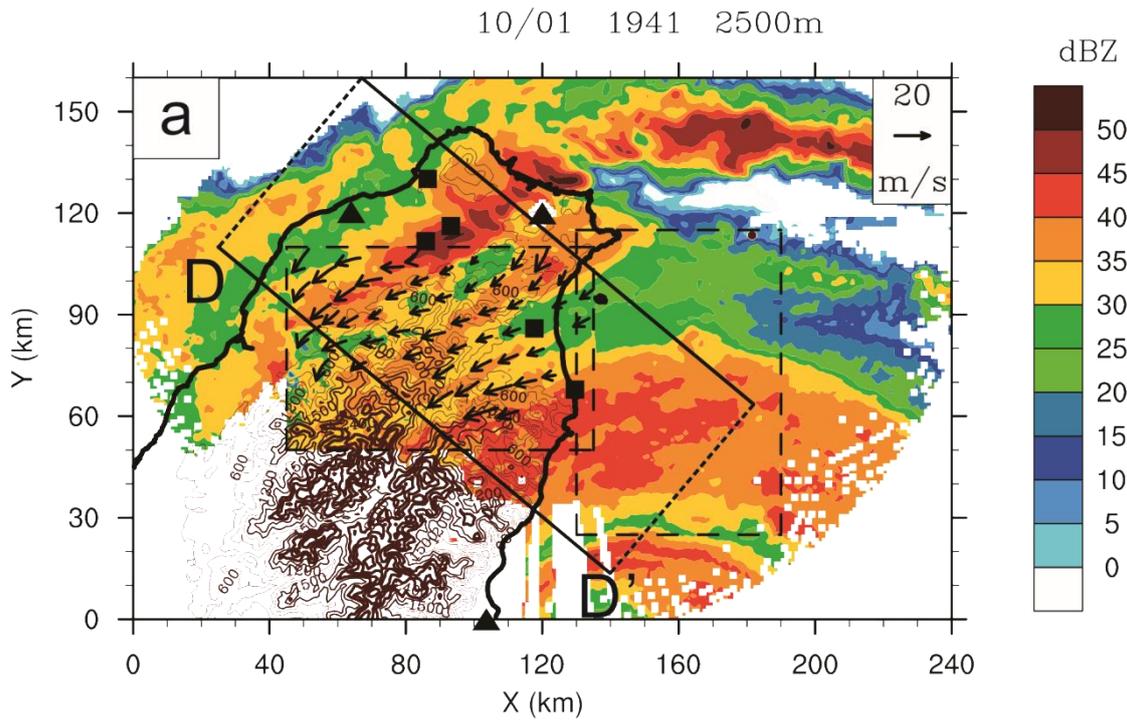


圖 5.12 與圖 5.9 同，但為 1941UTC，且為 D-D'剖面區域之垂直平均。

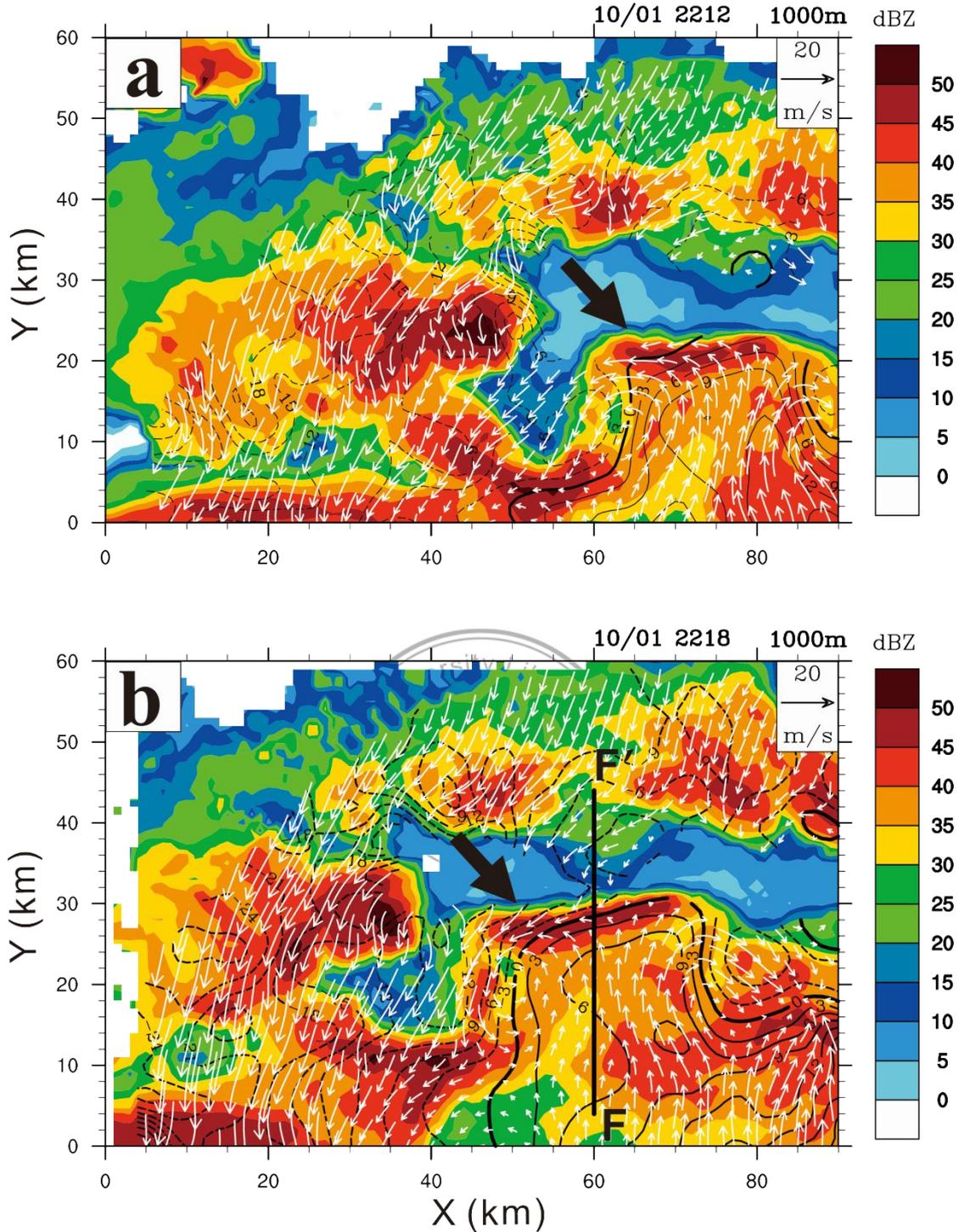


圖 5.13 雙都卜勒風場合成範圍中(如圖 5.1c)在 1 公里高之相對於雨帶之氣流(白色向量箭頭)、垂直雨帶氣流(等值線, 間距為 3 m s^{-1})與雷達回波(色階, 單位為 dBZ)。A1 位置如箭頭所指。(a)範圍如圖 5.1c, 時間為 2212 UTC。(b)範圍如圖 5.1d, F-F'剖面相對應於圖 5.14a, 時間為 2218 UTC。(c)範圍如圖 5.1e, G-G'剖面相對應於圖 5.14b, 時間為 2230 UTC。(d)範圍如圖 5.1f, 時間為 2235 UTC。

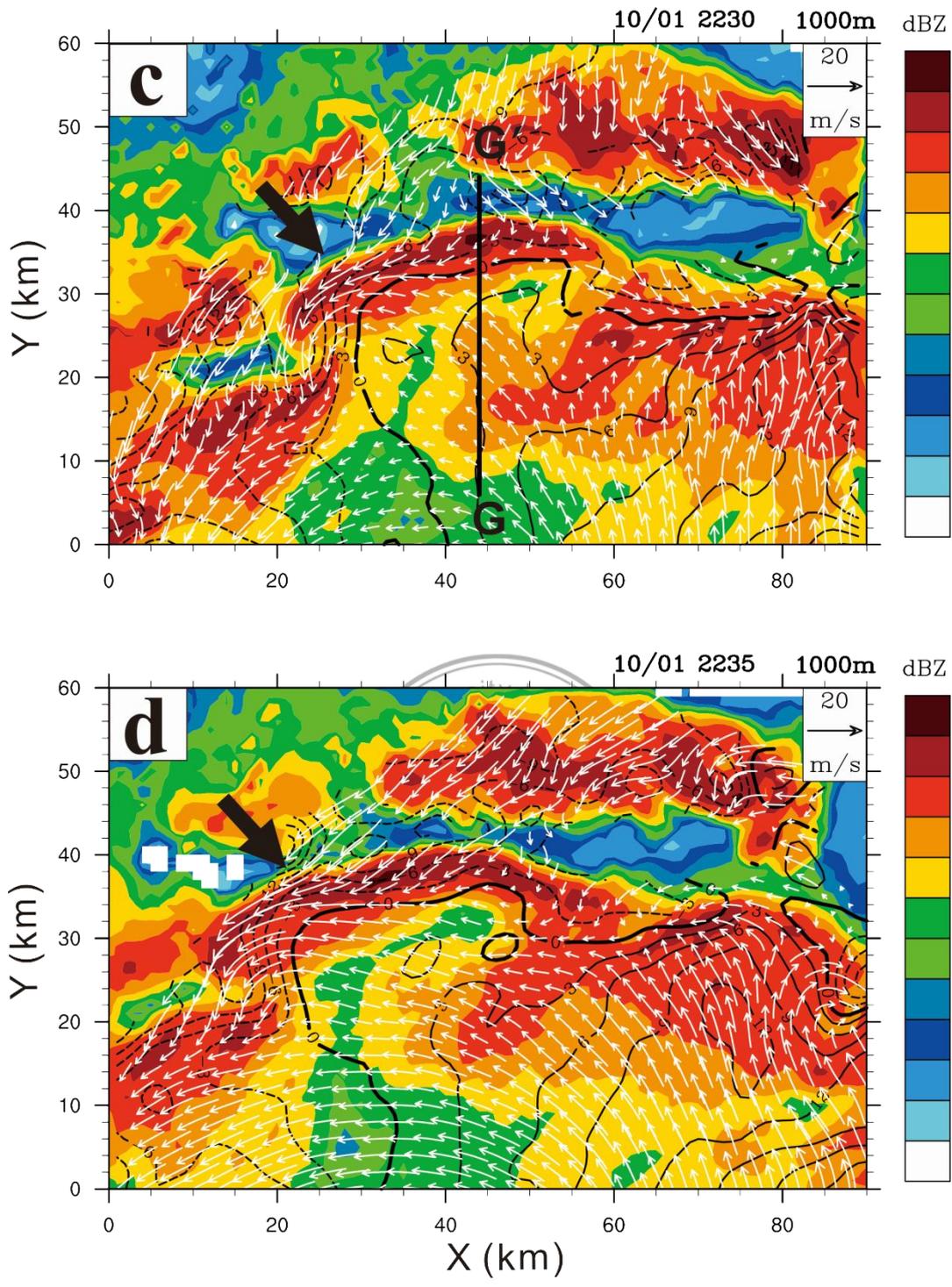


圖 5.13(續)

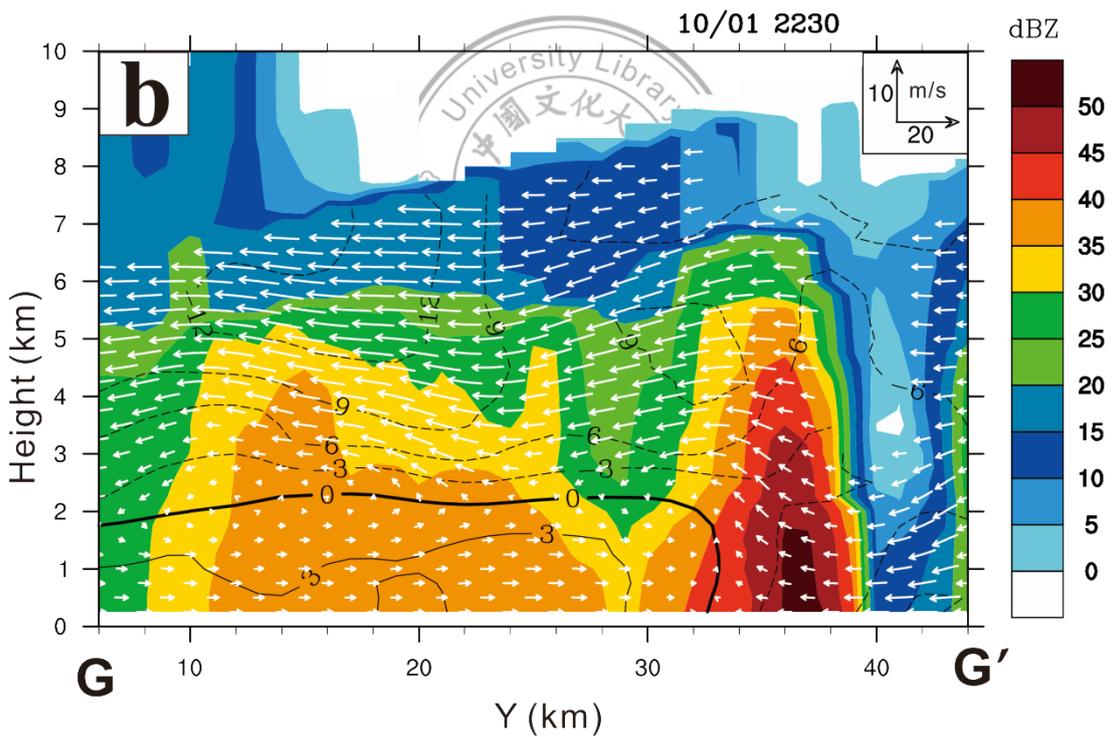
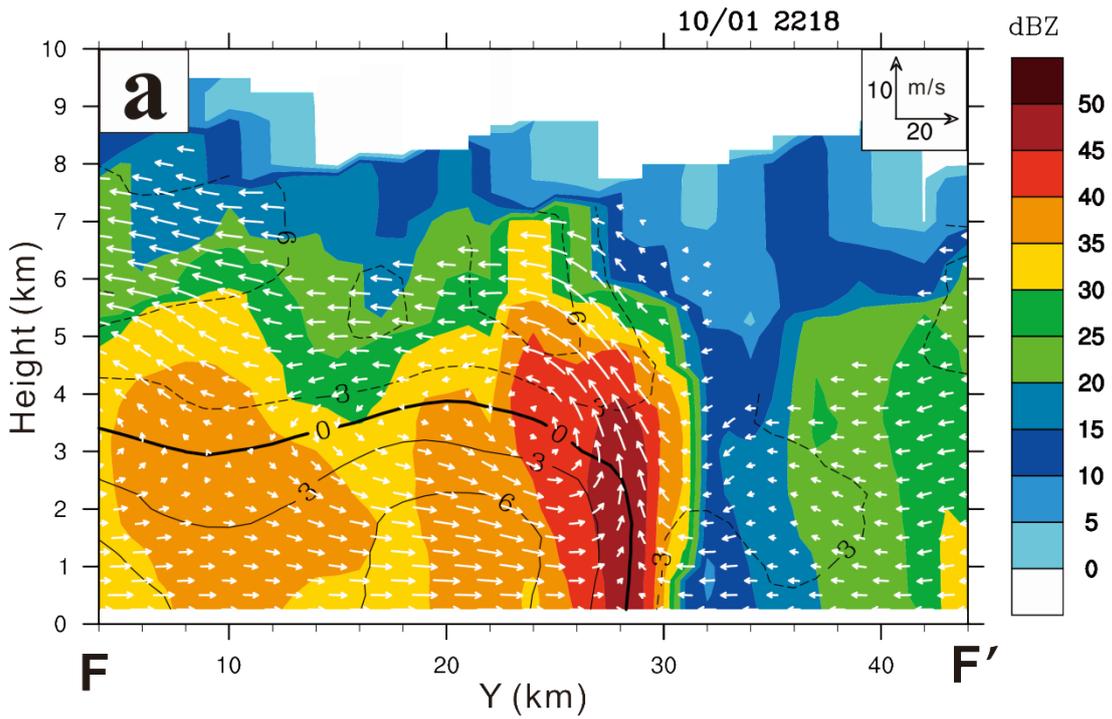


圖 5.14 (a)為圖 5.13b 中 F-F'剖面之相對於雨帶之氣流(白色向量箭頭)、垂直雨帶氣流(等值線, 間距為 3 m s^{-1})與雷達回波(色階, 單位為 dBZ)。(b)與(a)同, 但為圖 5.13c 中 G-G'剖面。

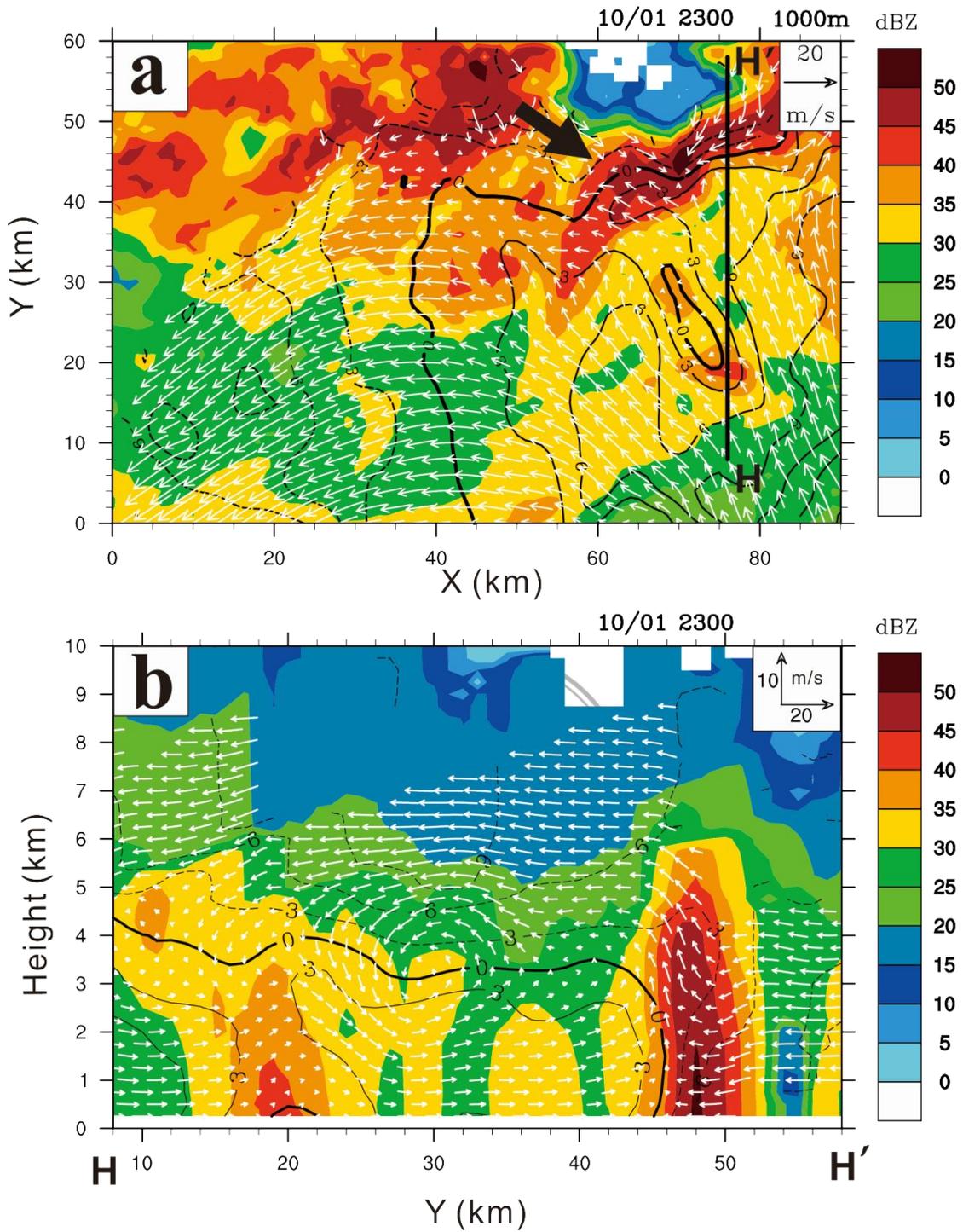


圖 5.15 (a)為雙都卜勒風場合成範圍中在 1 公里高之相對於雨帶之氣流(白色向量箭頭)、垂直雨帶氣流(等值線，間距為 3 m s^{-1})與雷達回波(色階，單位為 dBZ)，時間為 2300 UTC。(b)為(a)中的 H-H'剖面之相對於雨帶之氣流(白色向量箭頭)、垂直雨帶氣流(等值線，間距為 3 m s^{-1})與雷達回波(色階，單位為 dBZ)，A2 位置如箭頭所指。

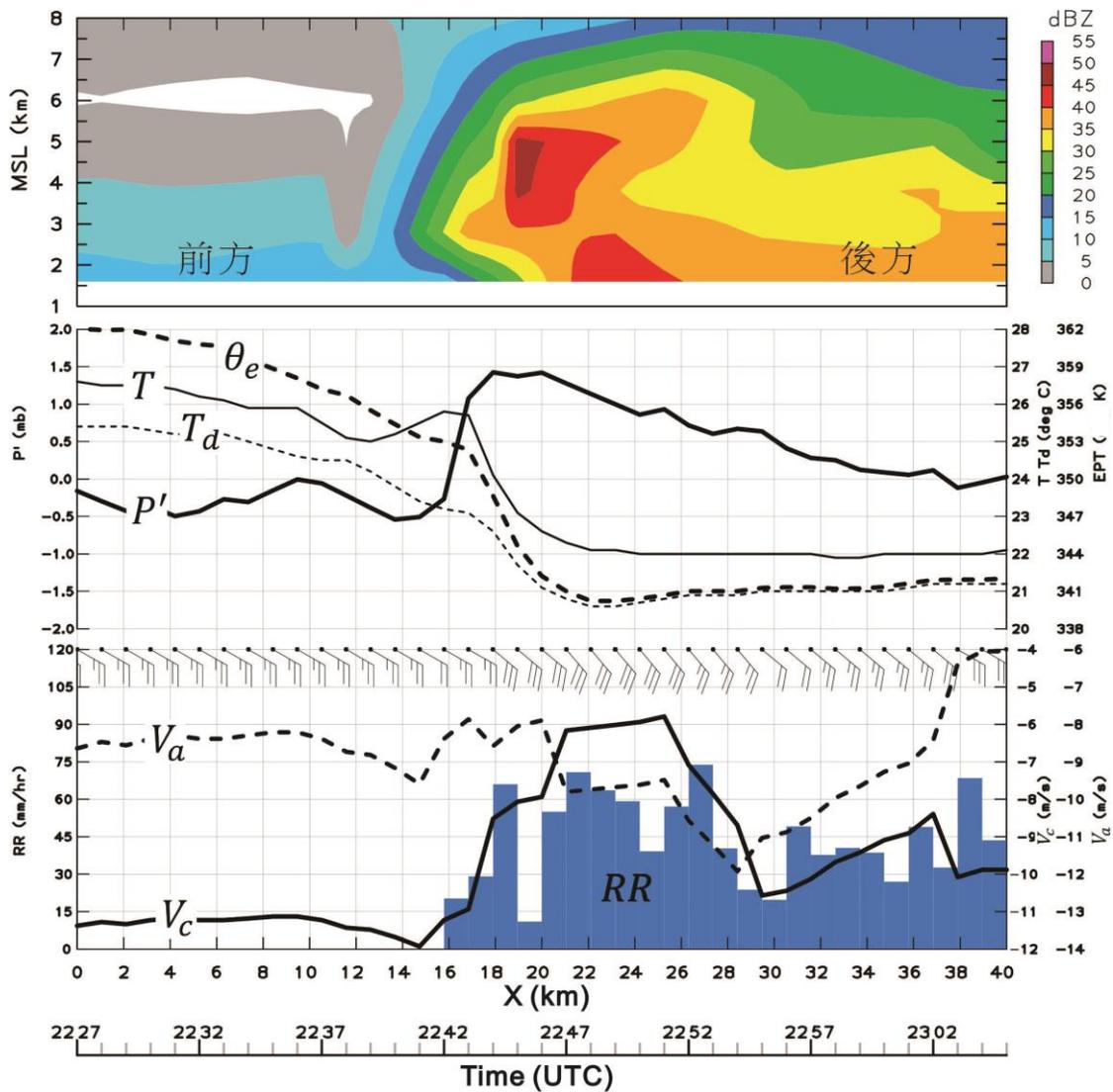


圖 5.16 A2 通過彭佳嶼測站期間其擾動氣壓(P')、氣溫(T)、相當位溫(θ_e)、露點(T_d)、垂直(V_c)、平行(V_a)雨帶氣流與降雨率(RR)隨時間之變化。色階部分為測站上方五分山的垂直雷達回波隨時間之變化圖。橫軸 X 為相對應之空間距離及時間(UTC)。

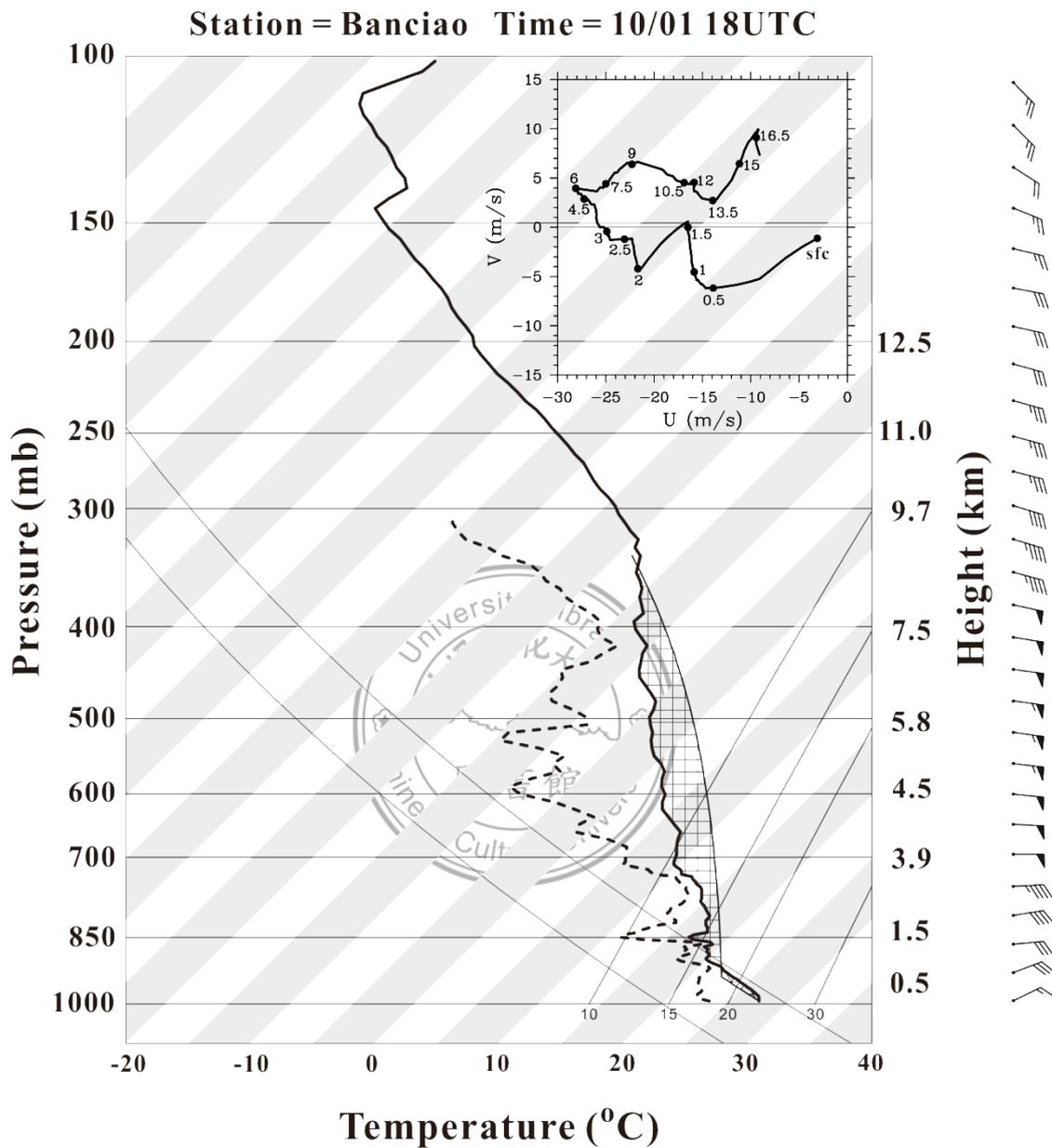


圖 5.17 板橋測站之探空資料斜溫圖，時間為 2005 年 10 月 1 日 1800UTC。每一風標為 5 m s^{-1} ，半風標為 2.5 m s^{-1} 。右上角為其風徑圖。

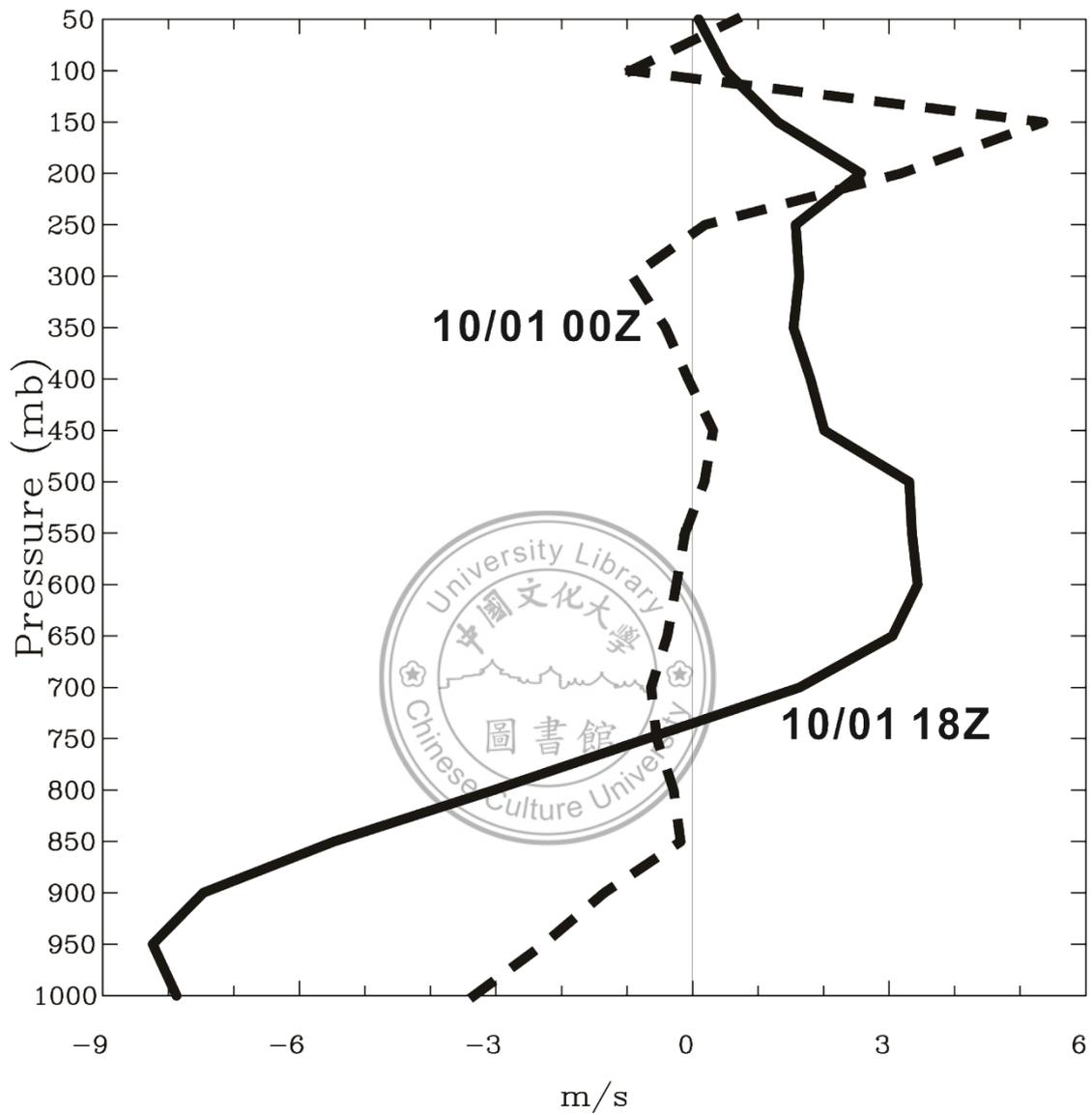


圖 5.18 NCEP-CFSR 相對於颱風中心 100~200 km 之平均徑向氣流的垂直分佈圖。虛線為 10 月 1 日 0000 UTC，實線為 1800 UTC。負值為內流，正值為外流，單位為 m s^{-1} 。

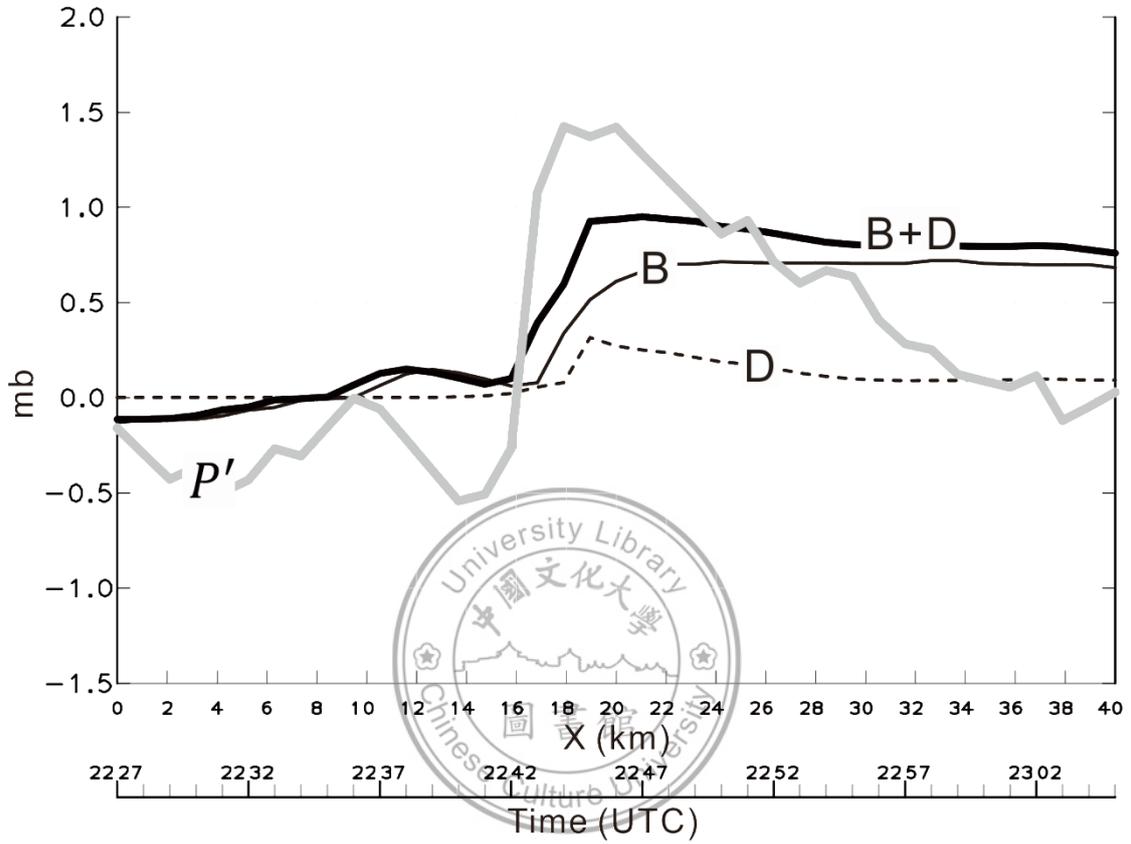


圖 5.19 氣壓診斷方程中〔式(5)〕B 項、D 項與 B+D 項隨時間的變化圖(時間相對應於圖 5.16)。灰線為觀測之擾動氣壓值。

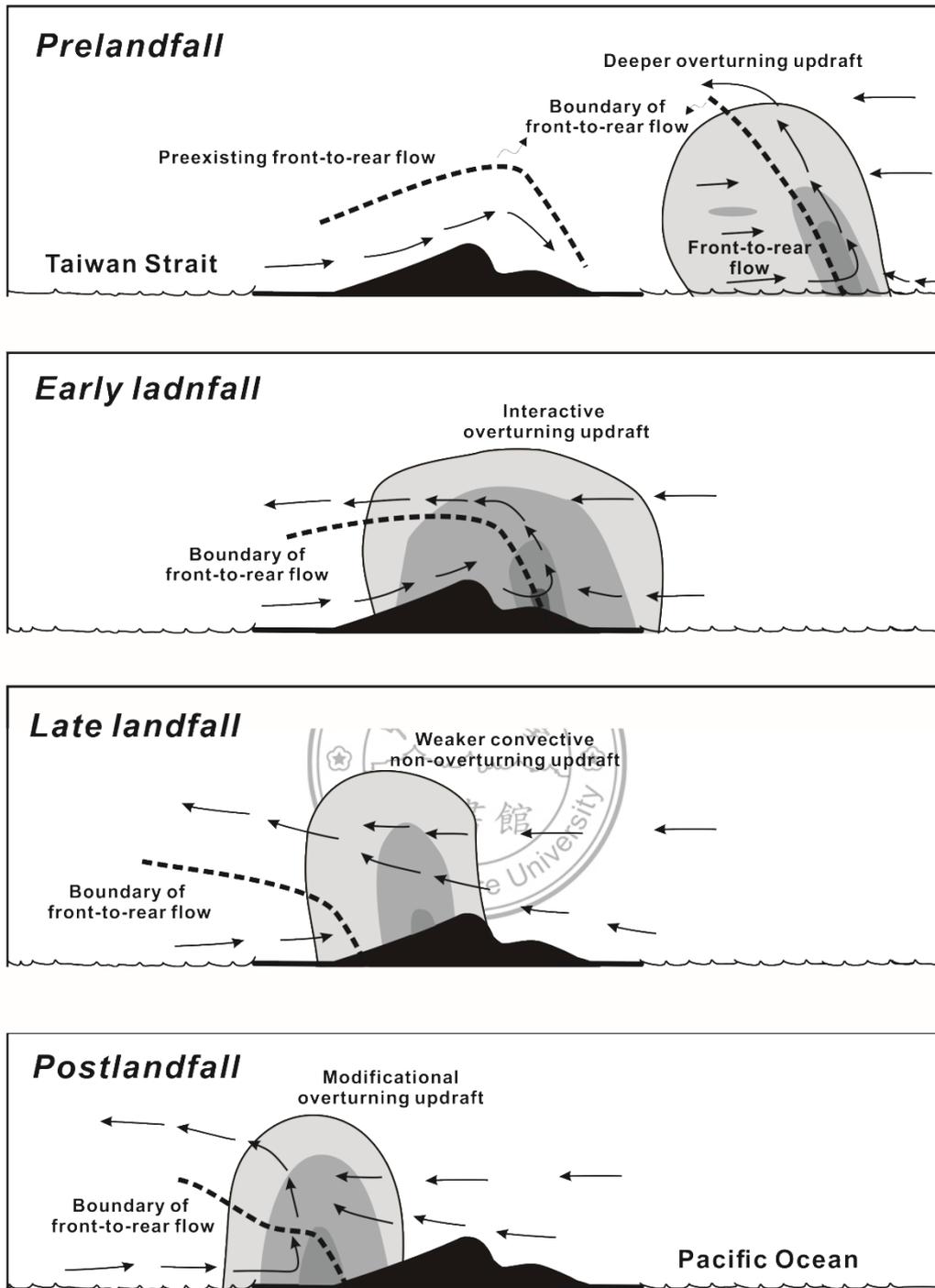


圖 6.1 R1 登陸期間垂直降雨及氣流結構示意圖。箭頭為雙都卜勒風場合成之氣流結構，灰色色階為雨帶降雨結構(顏色較深代表較強的對流降雨)，黑色為地形。

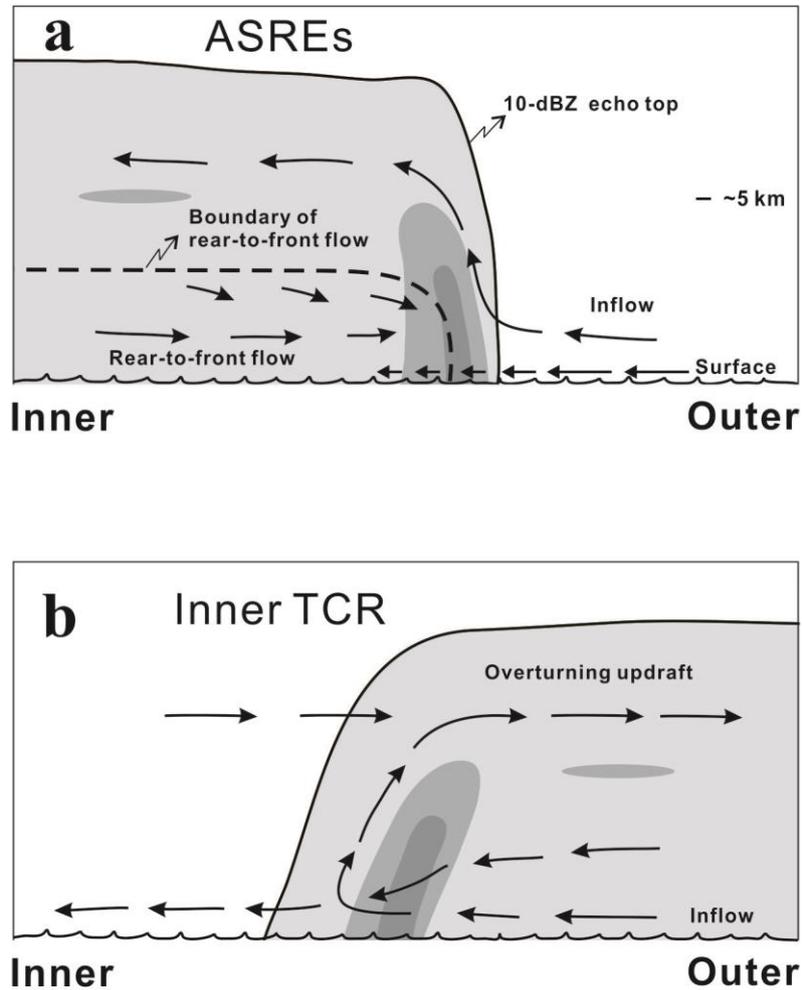
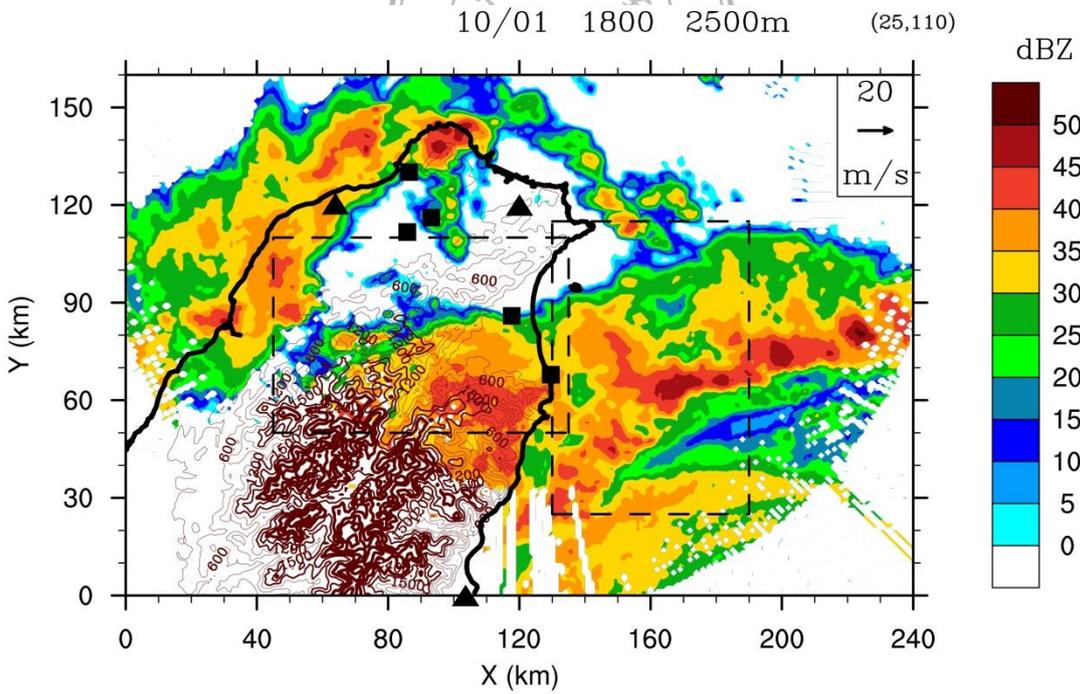
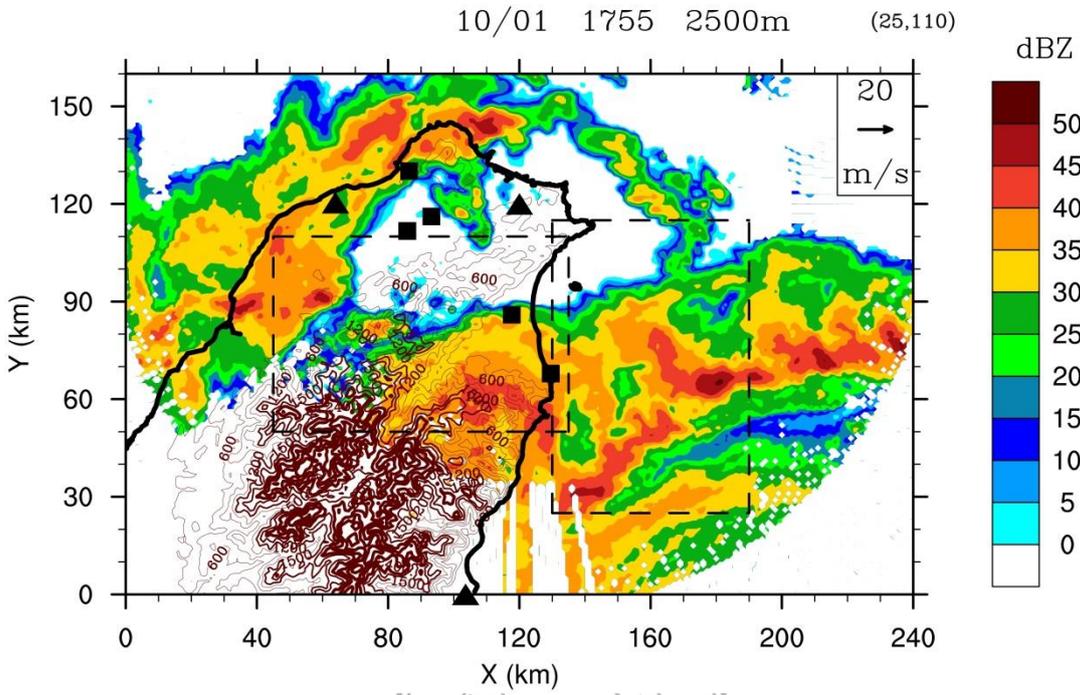
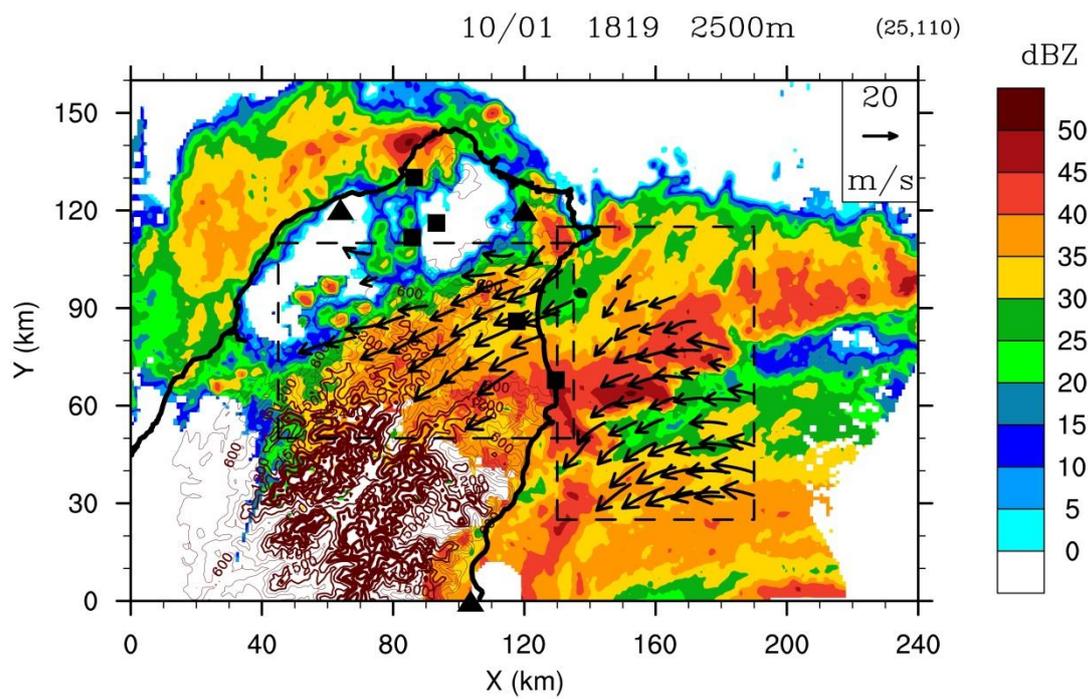
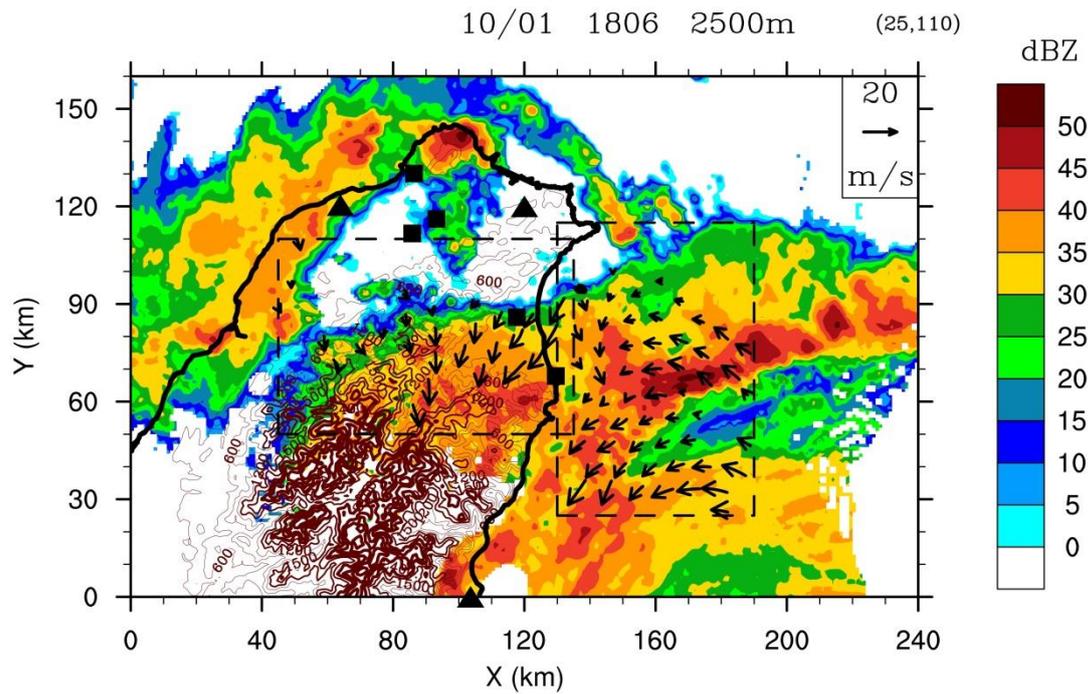
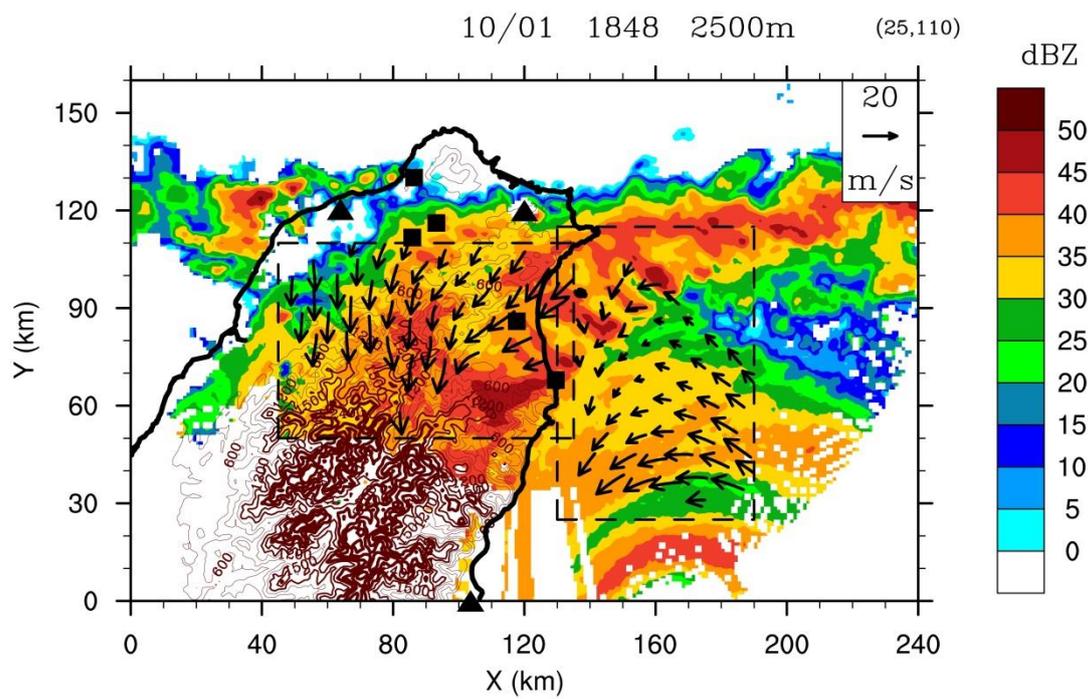
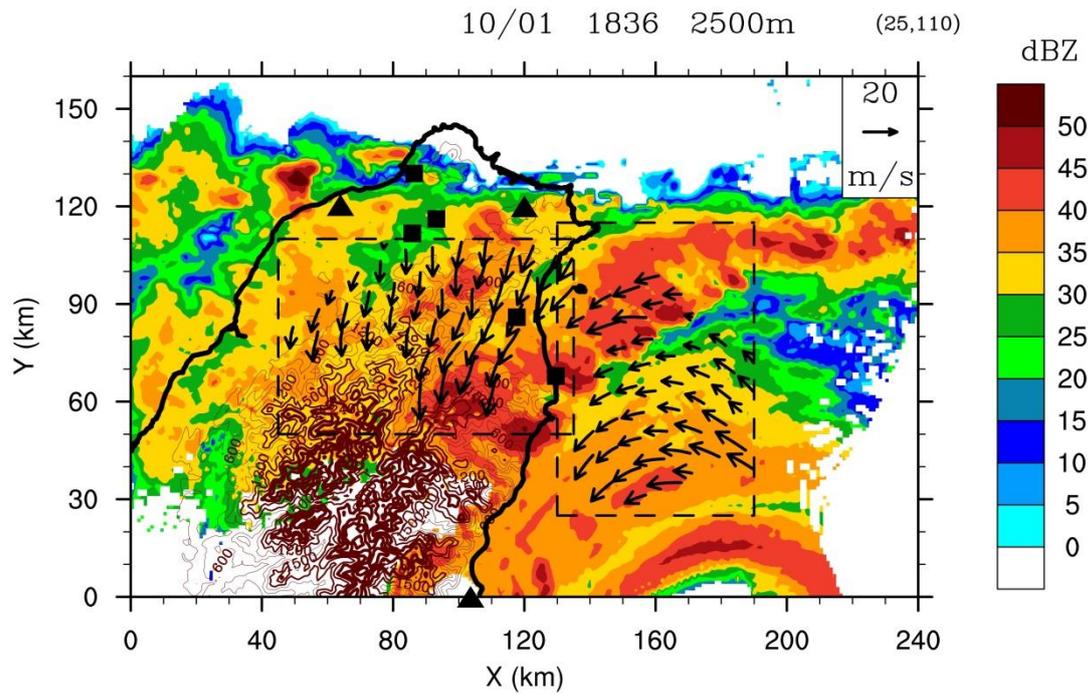


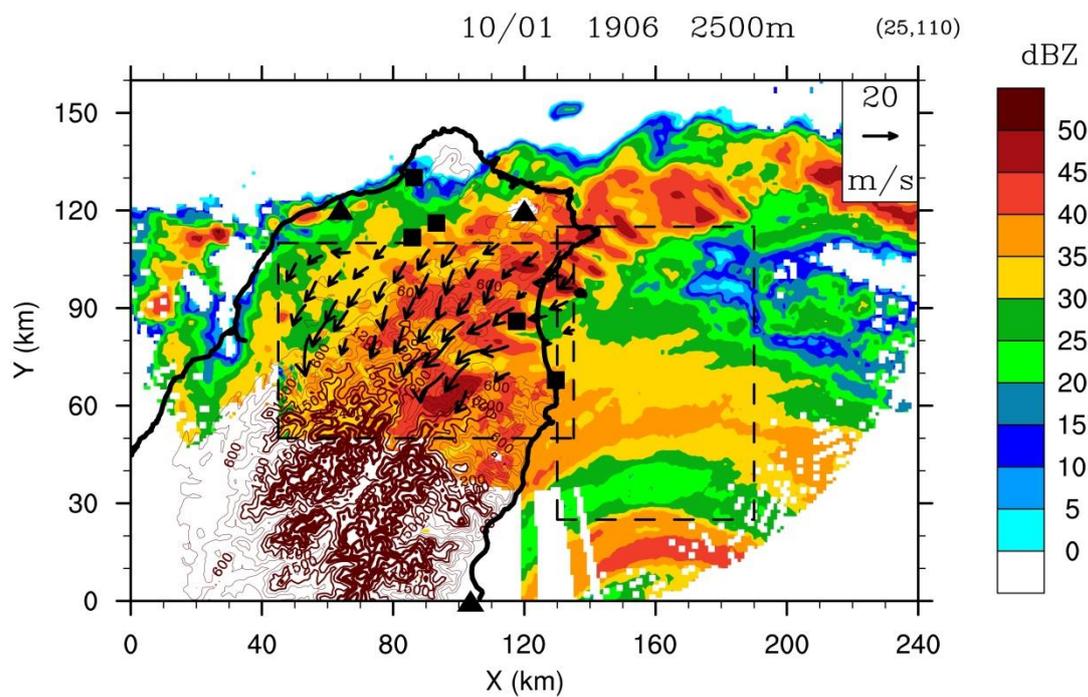
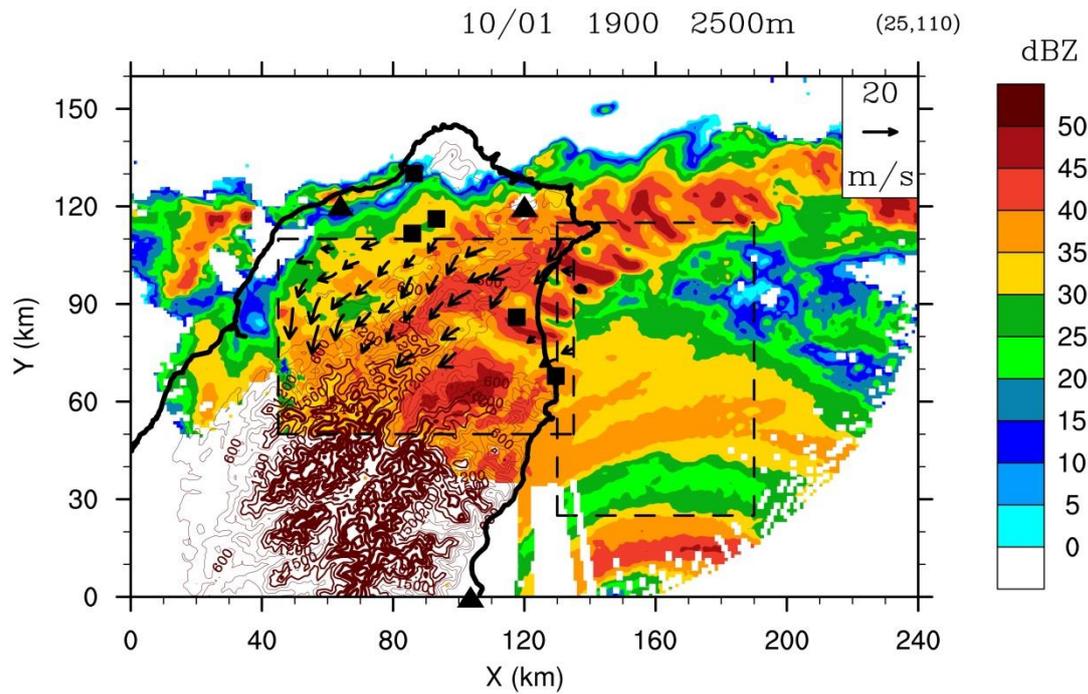
圖 6.2 (a)為弧形回波之垂直降雨及氣流結構示意圖。箭頭為雙都卜勒風場合成之氣流結構，灰色色階為雨帶降雨結構(顏色較深代表較強的對流降雨)。(b)為 principal band 之垂直降雨及氣流結構示意圖(參考 Barnes et al. 1983 與 Hense and Houze 2008 繪製而成)。

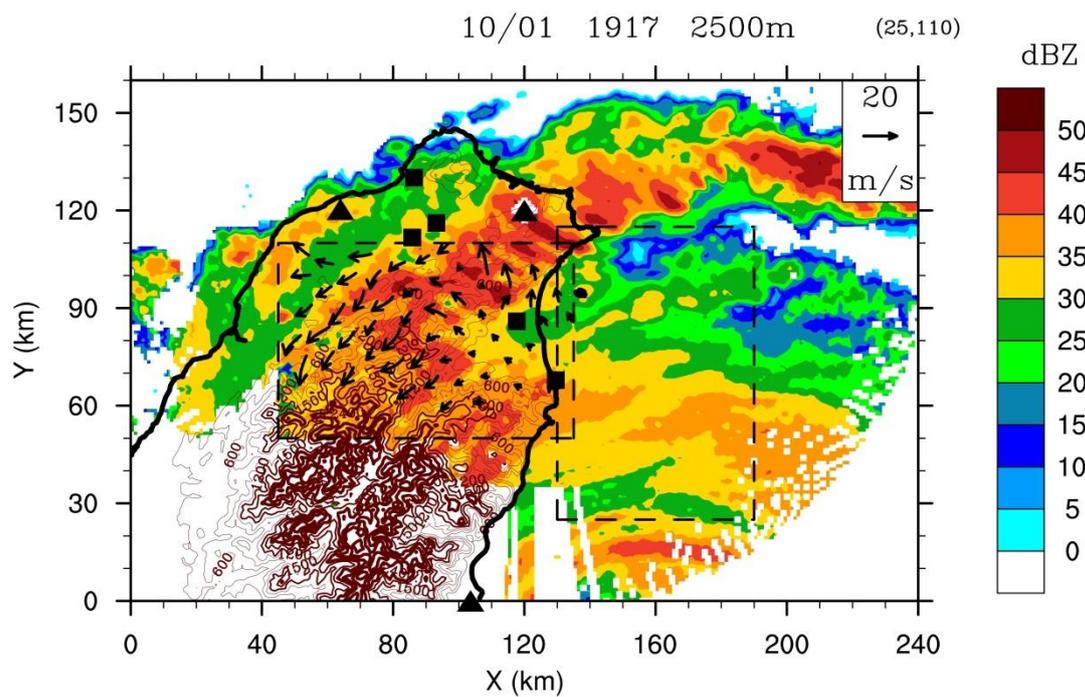
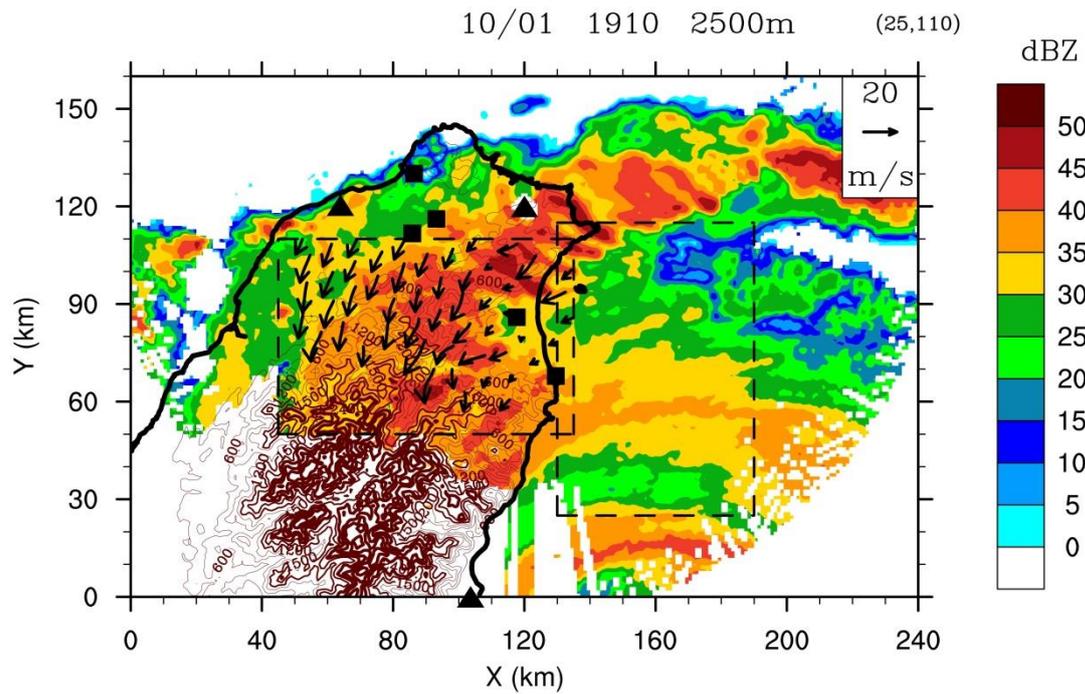
附錄

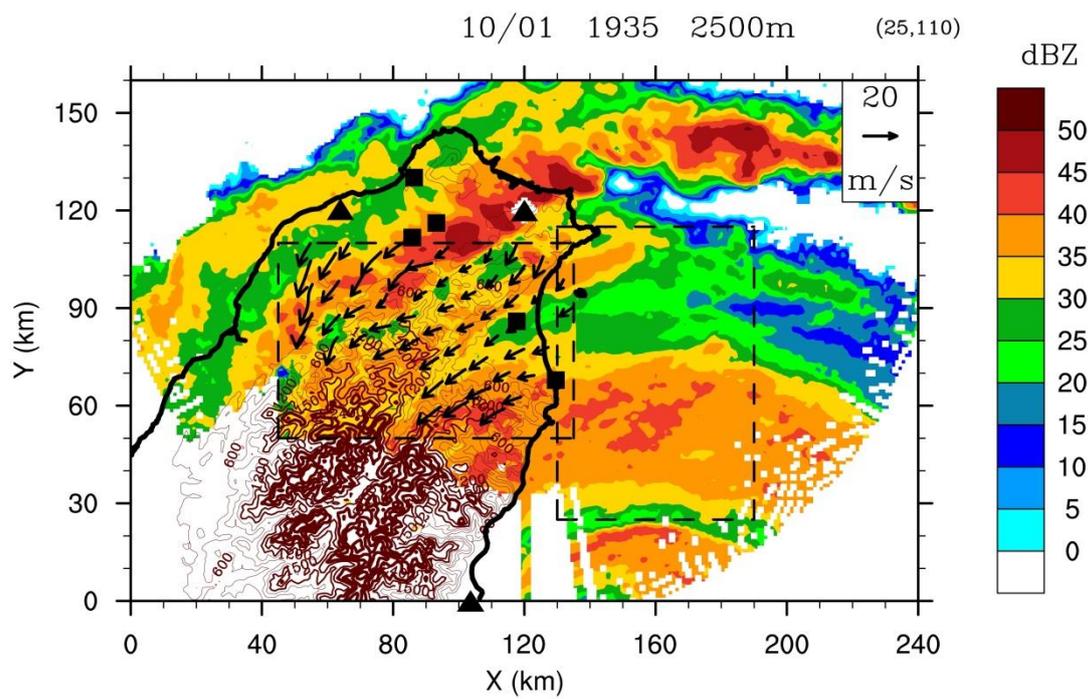
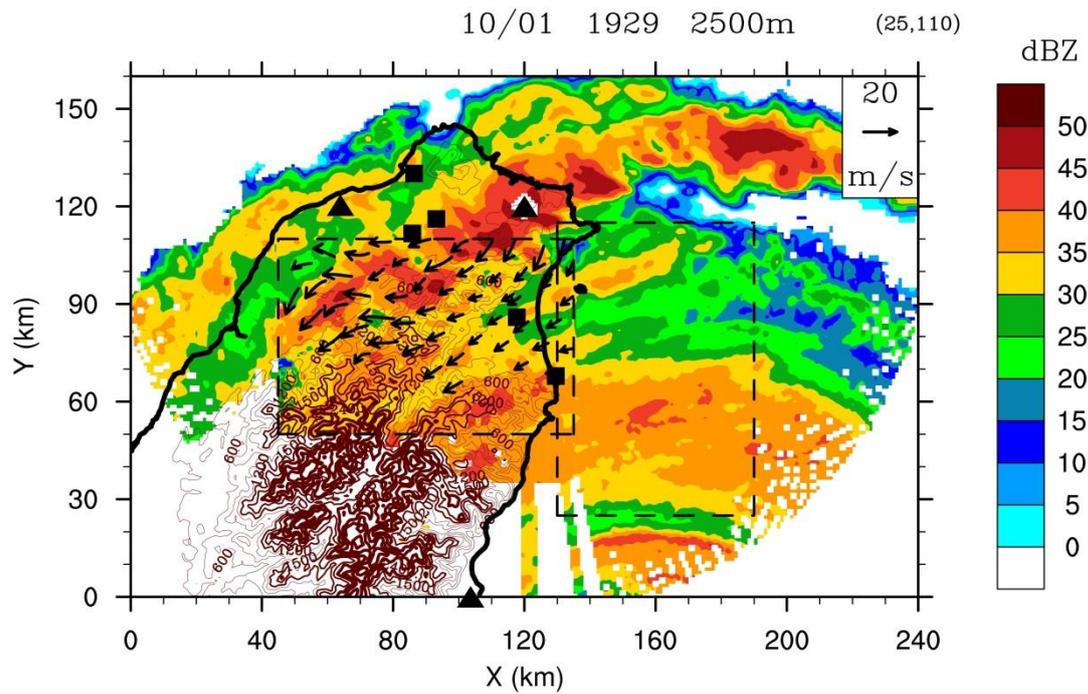


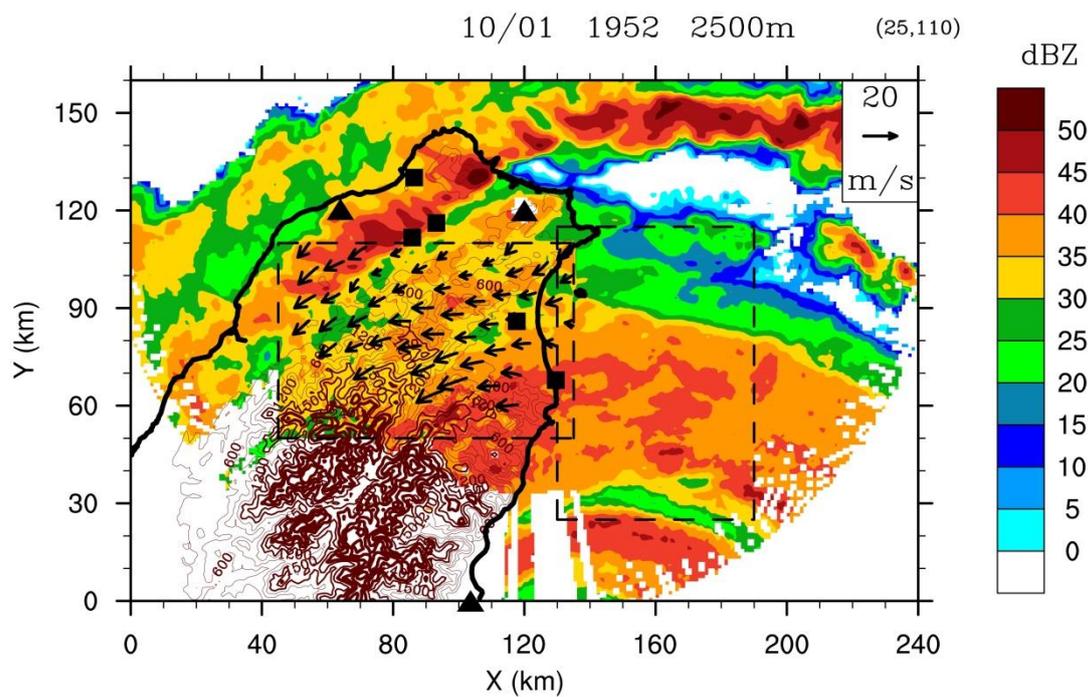
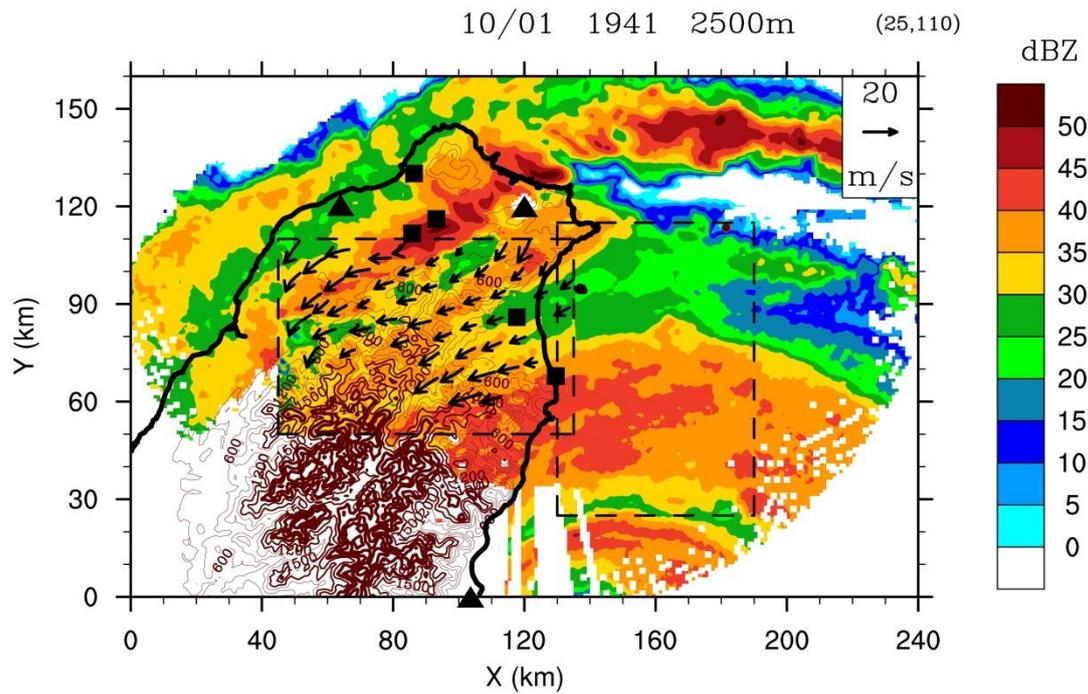


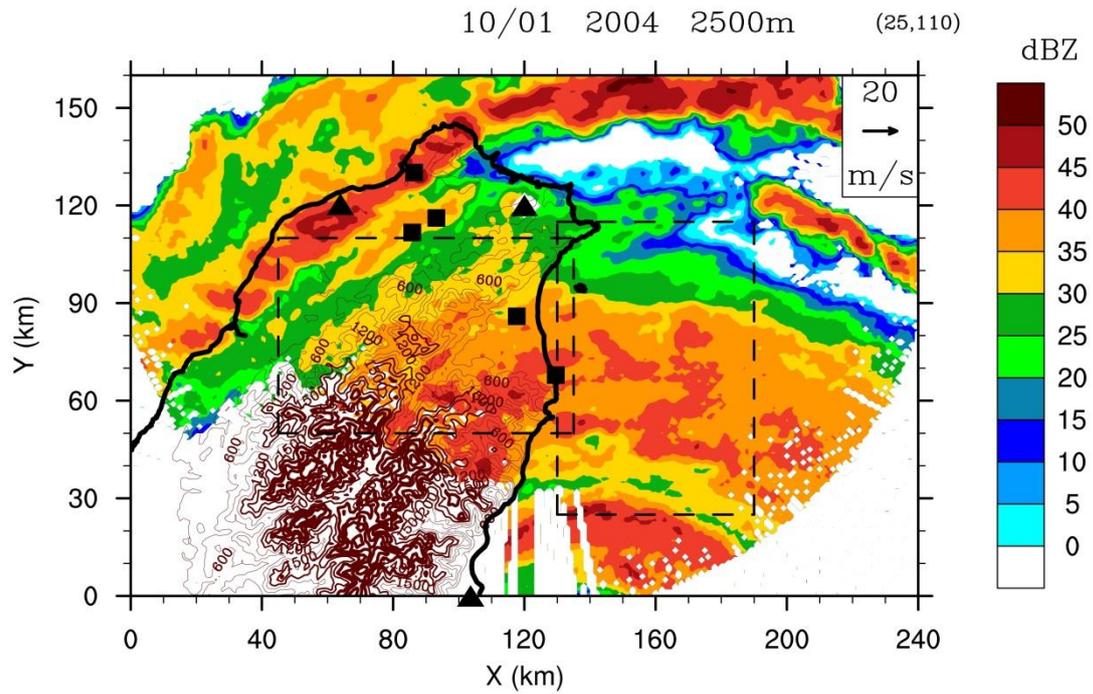
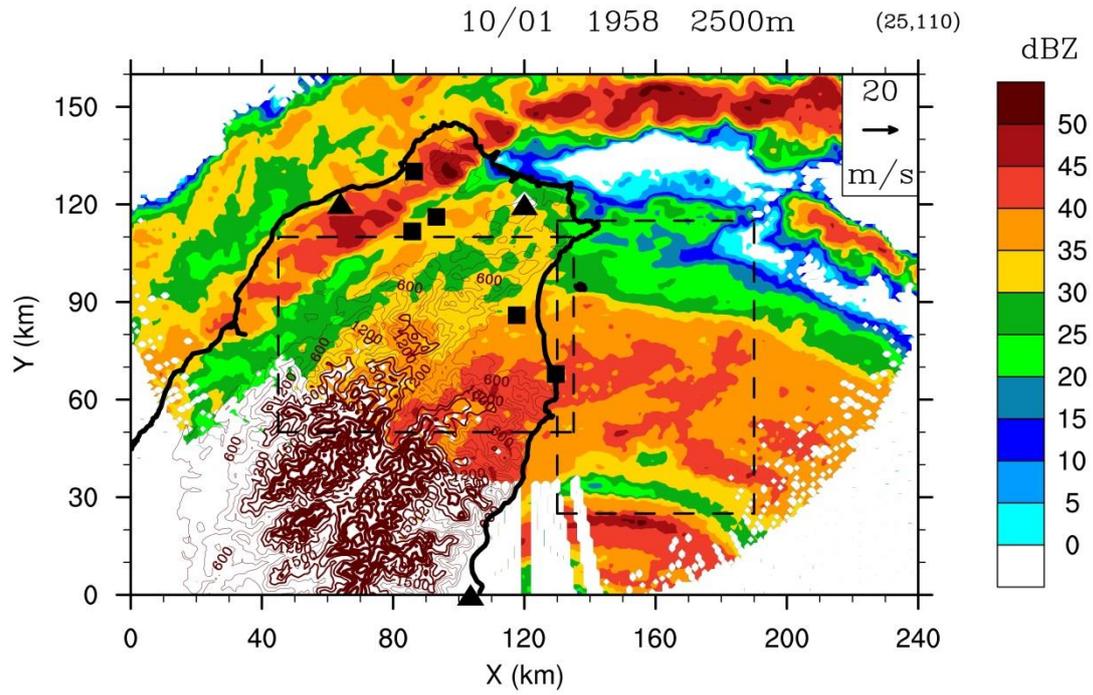


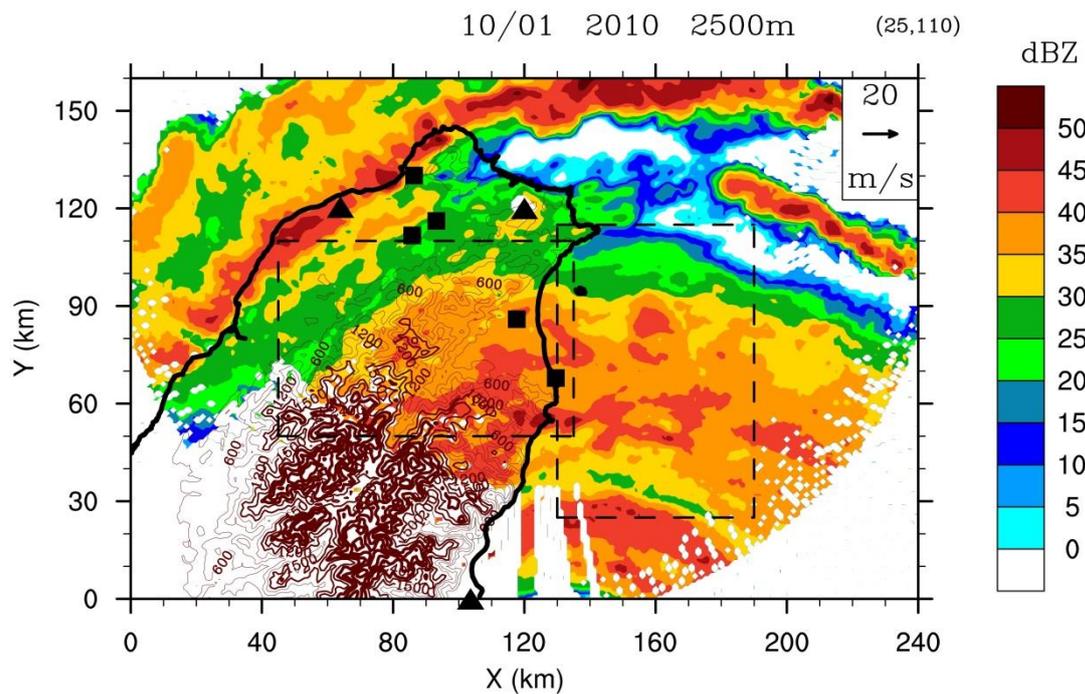






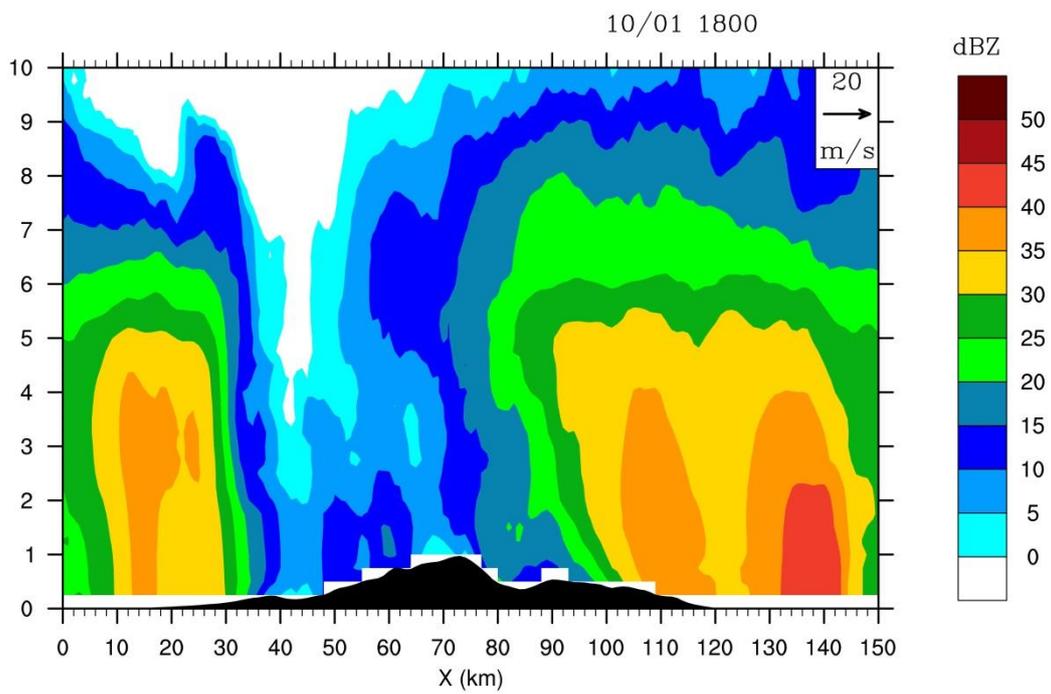
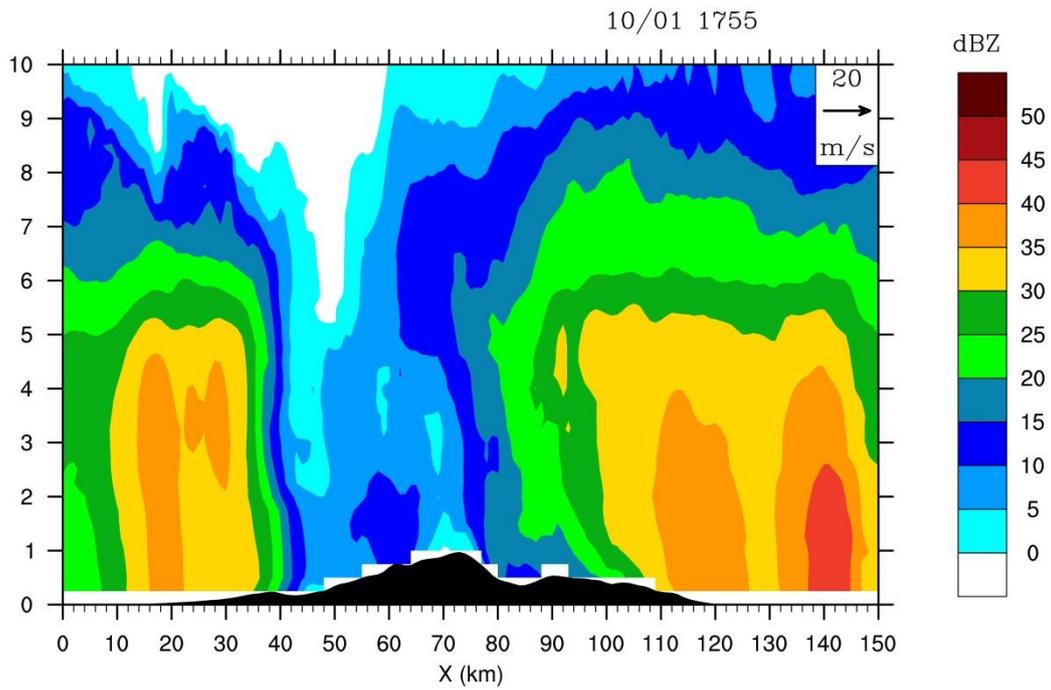


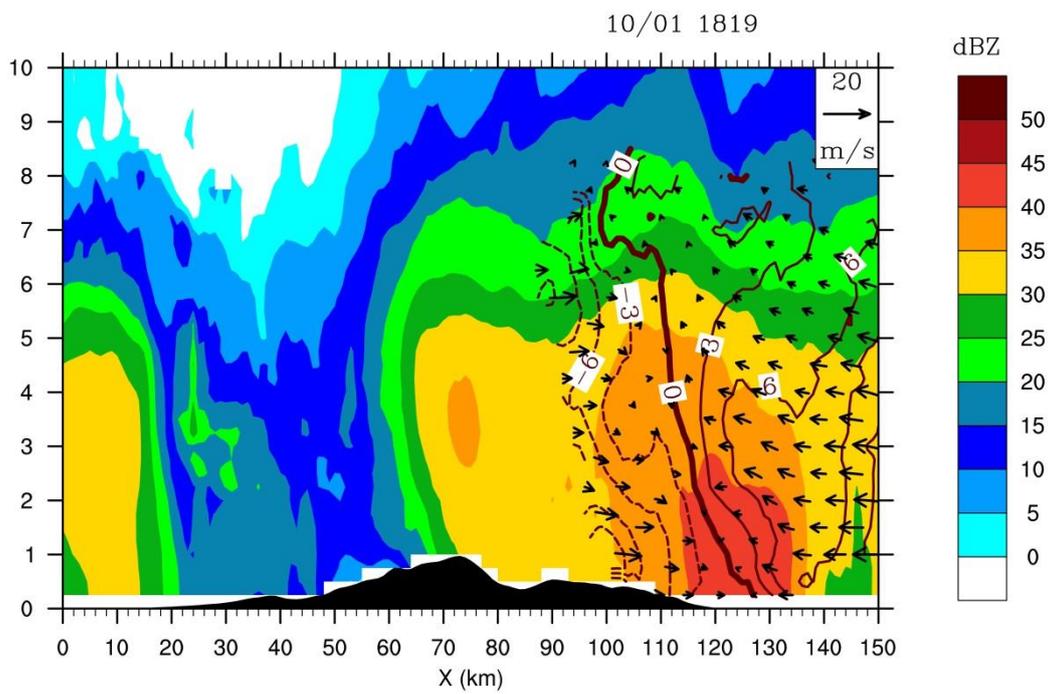
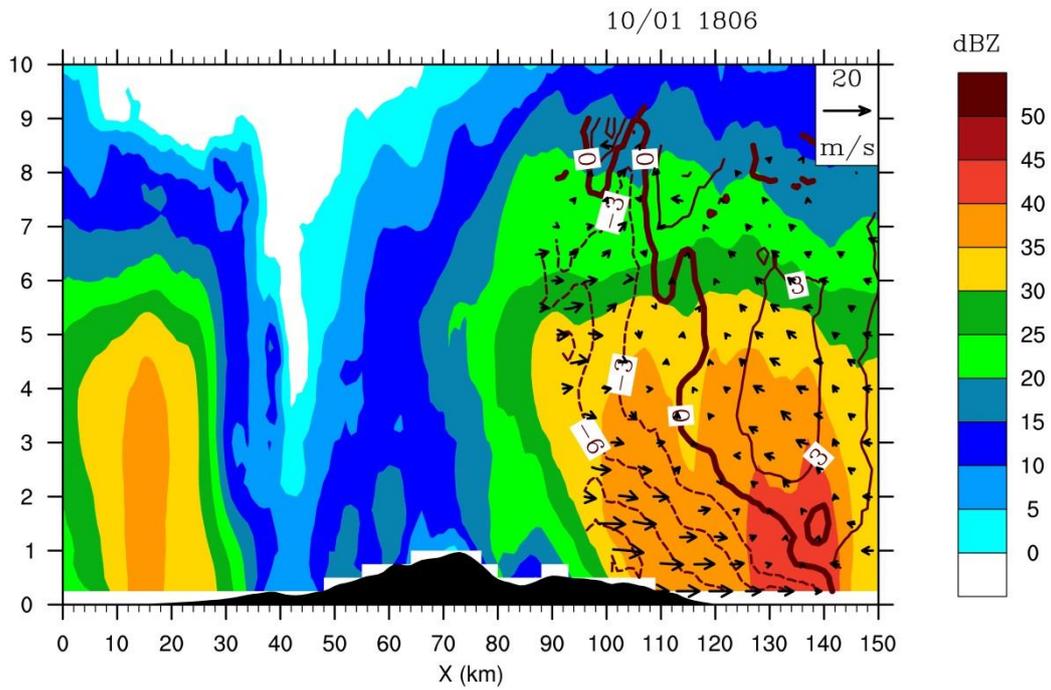


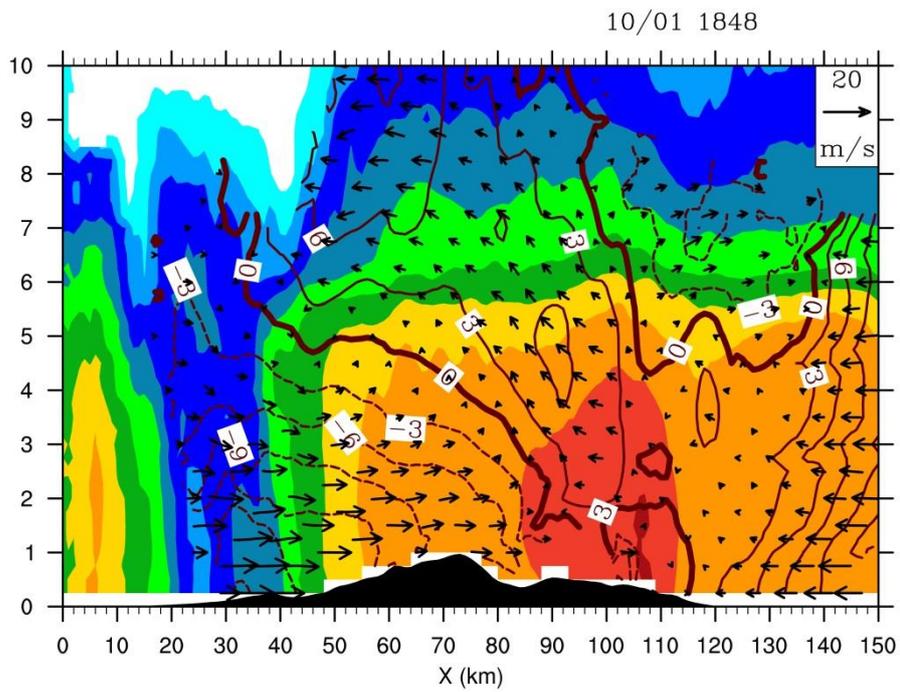
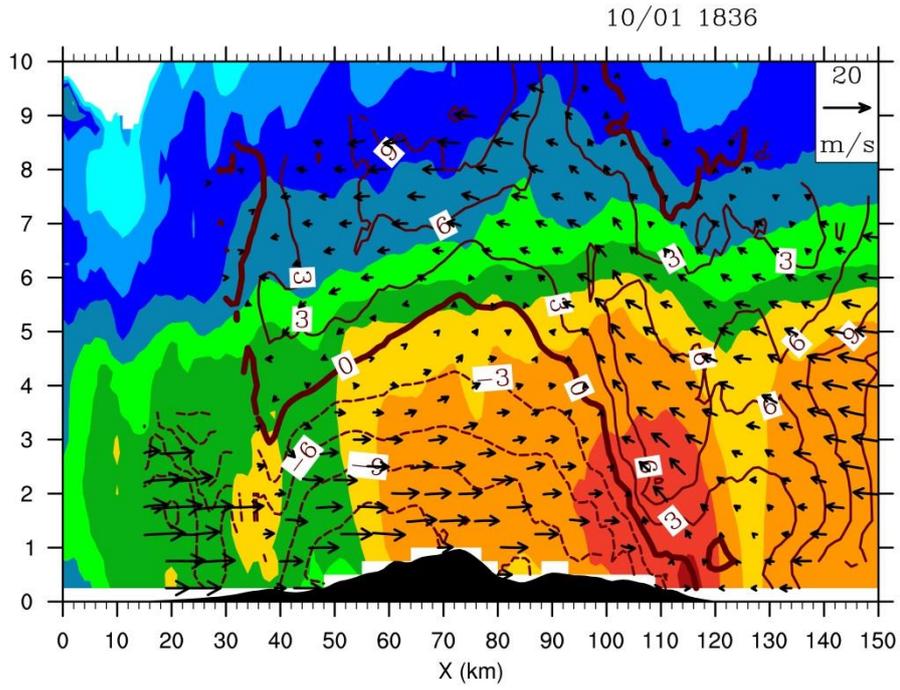


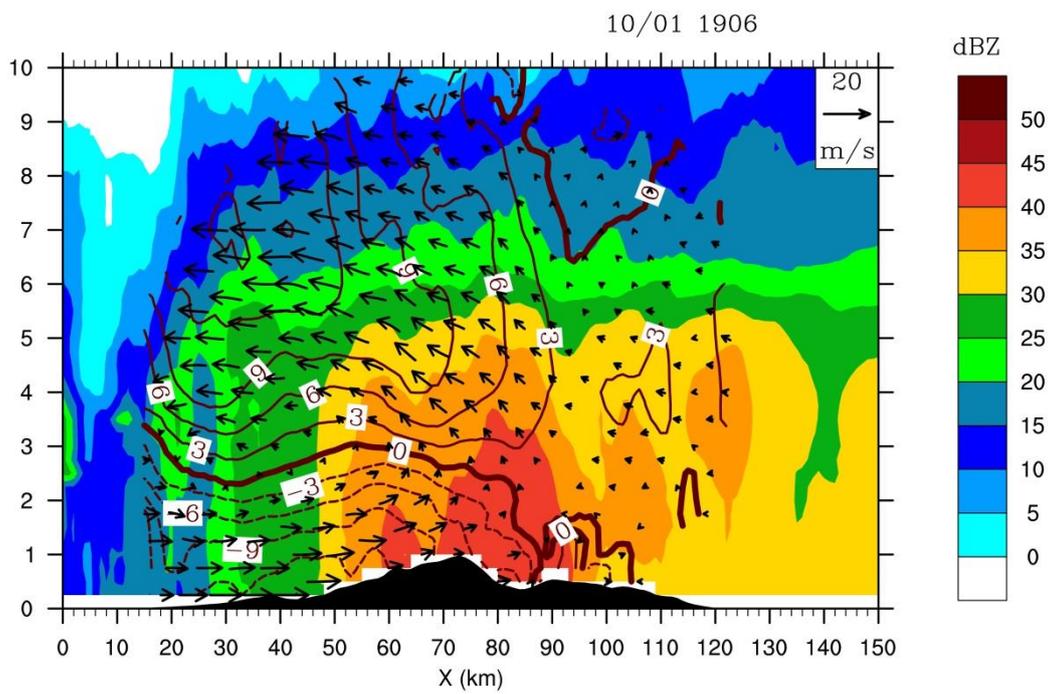
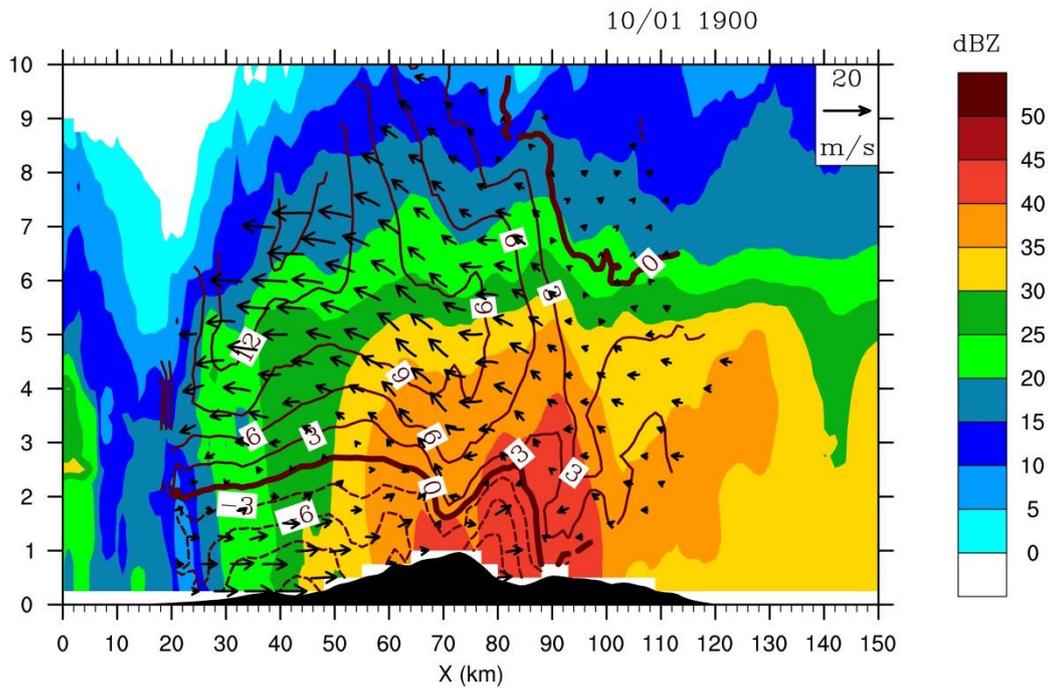
附圖 1 R1 在 2.5 公里高之相對於雨帶氣流(黑色向量箭頭)與雷達回波(色階, 單位為 dBZ), 時間為 10 月 1 日 1755 至 2010 UTC。

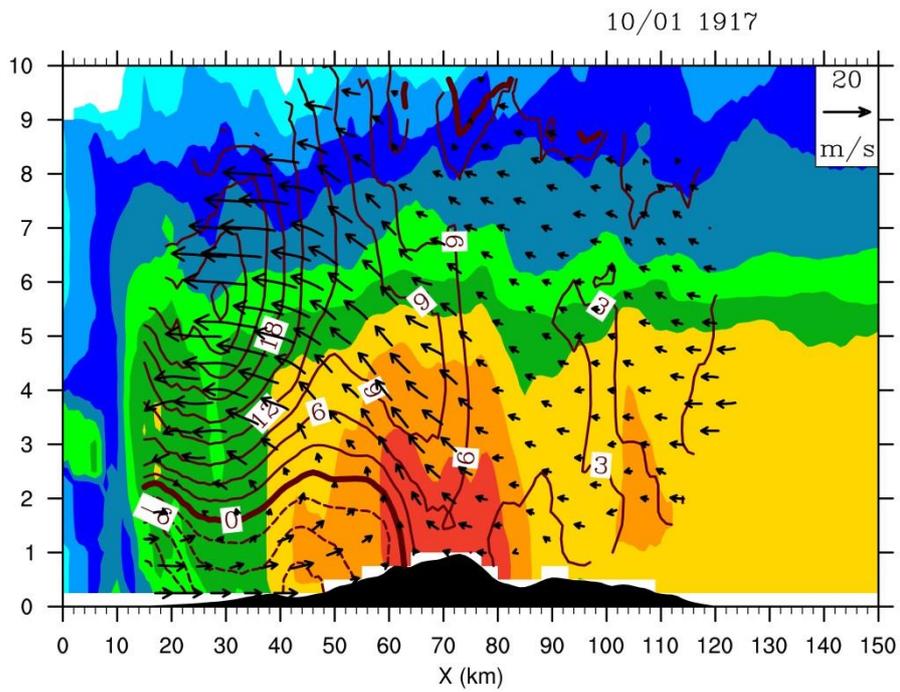
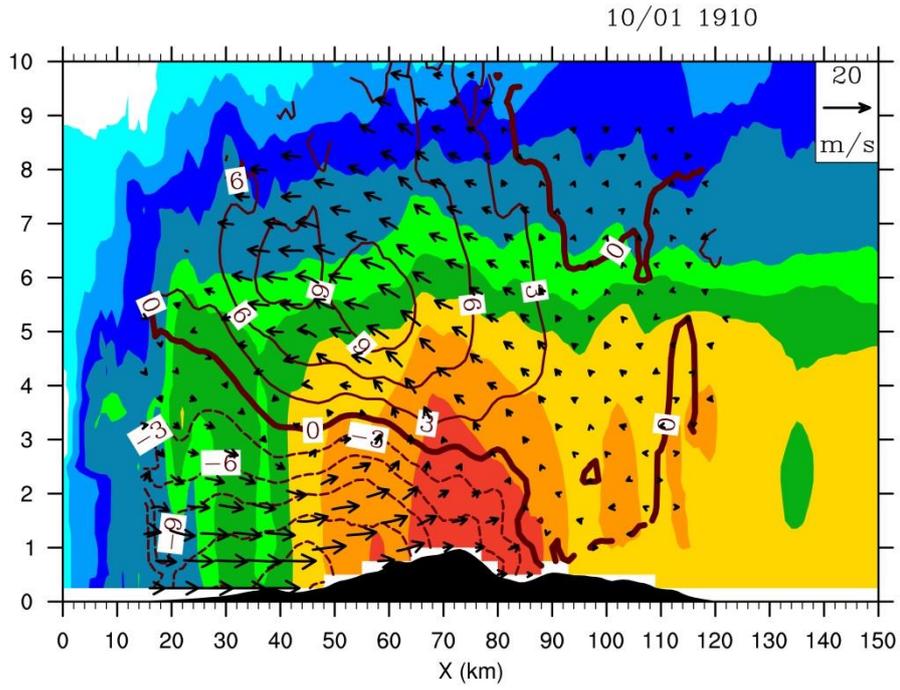


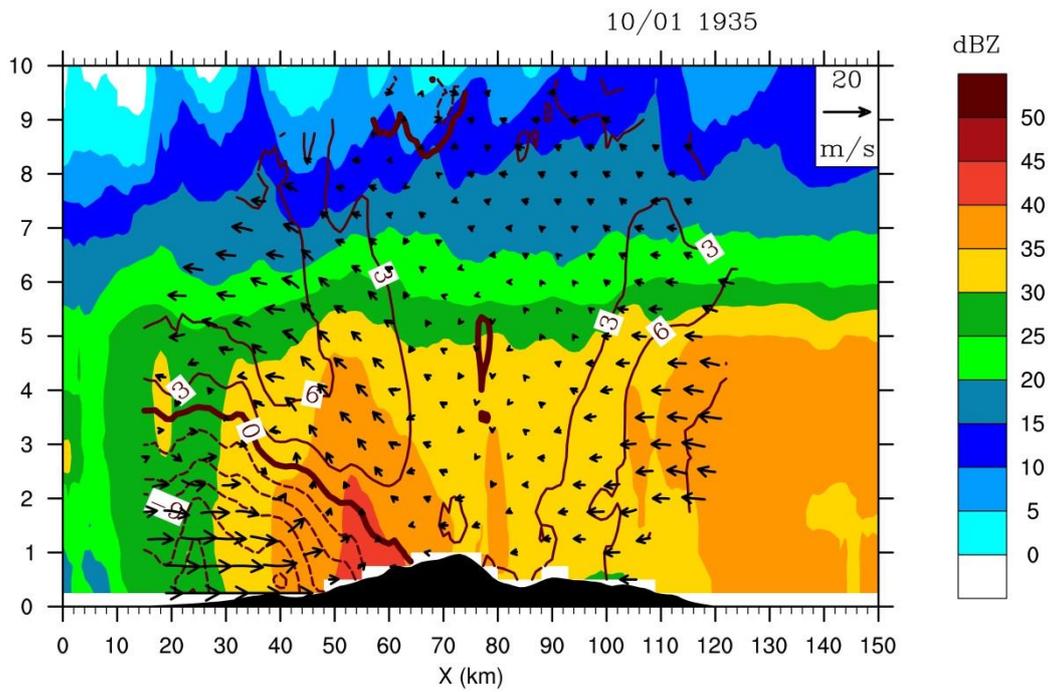
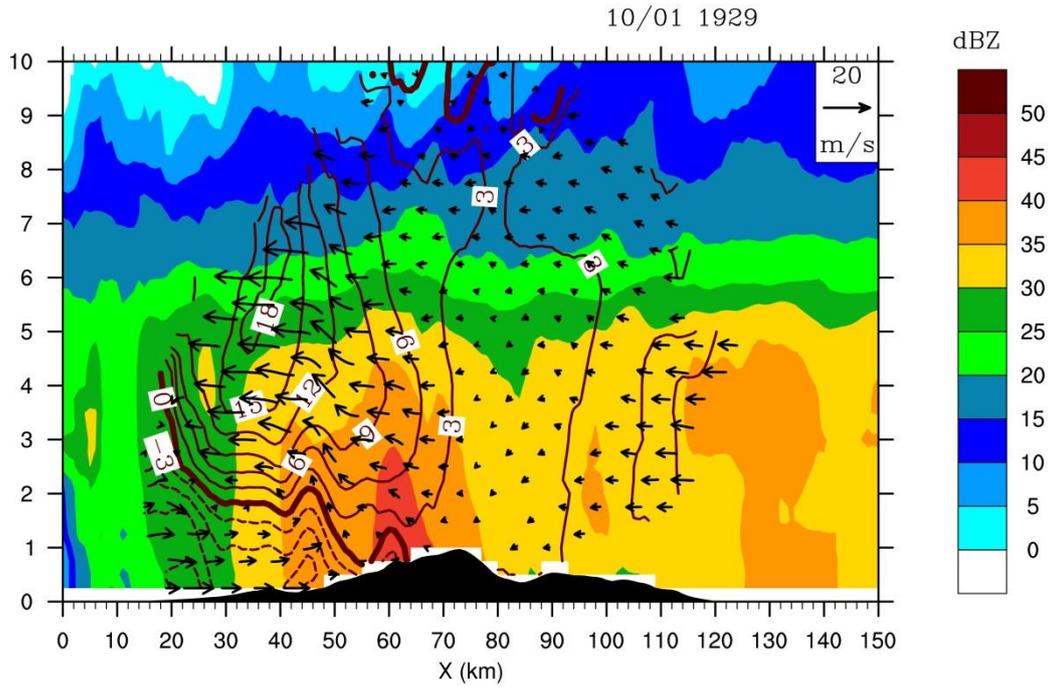


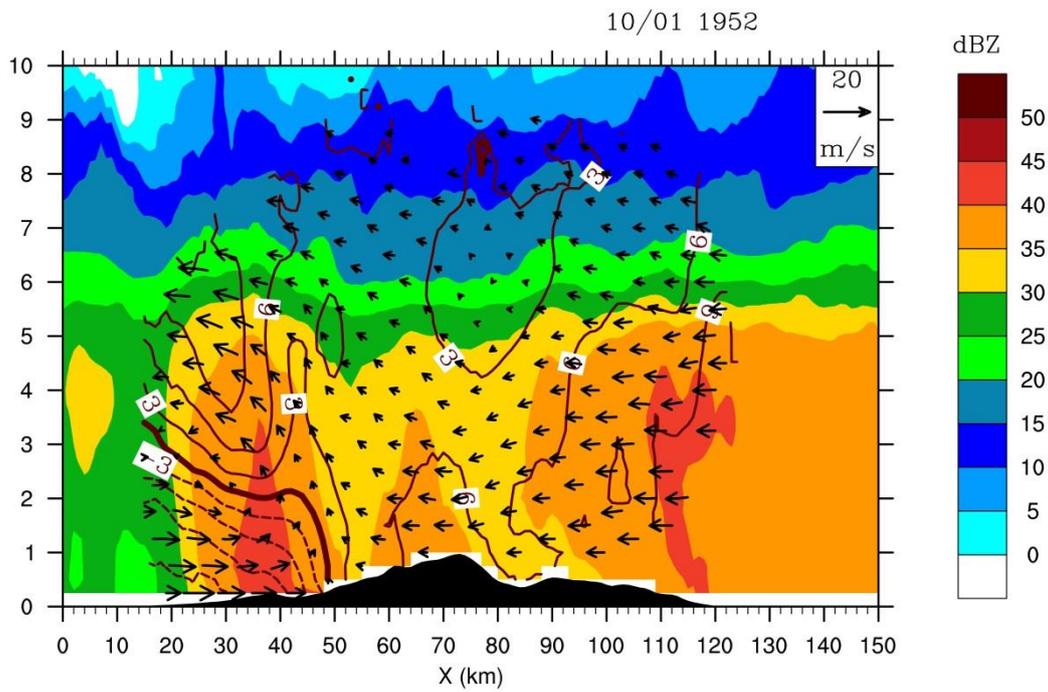
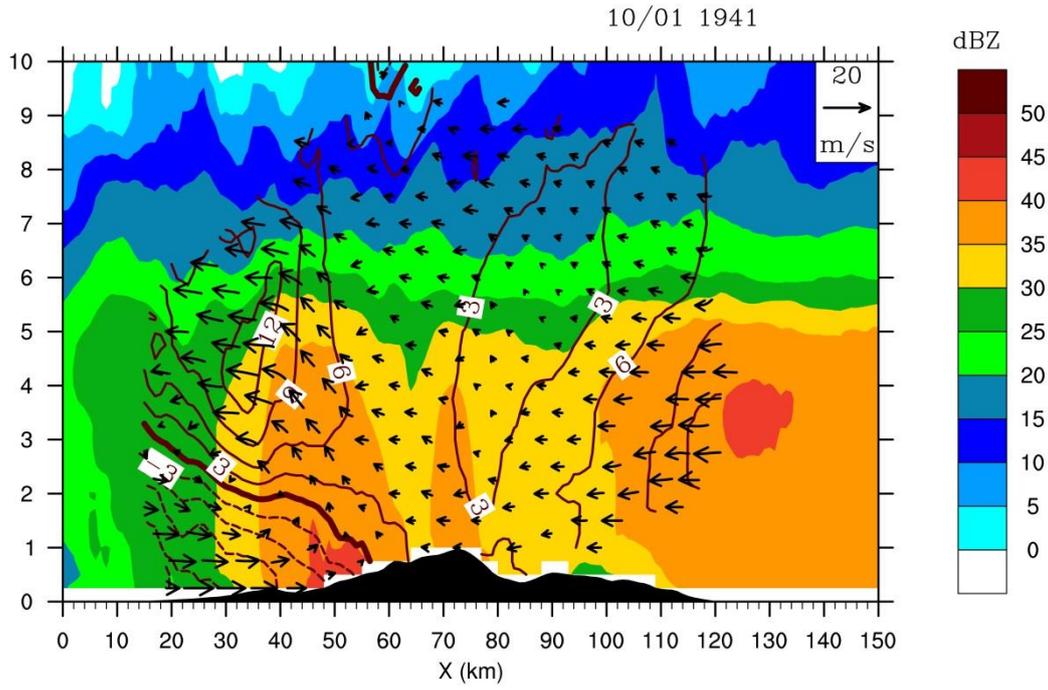


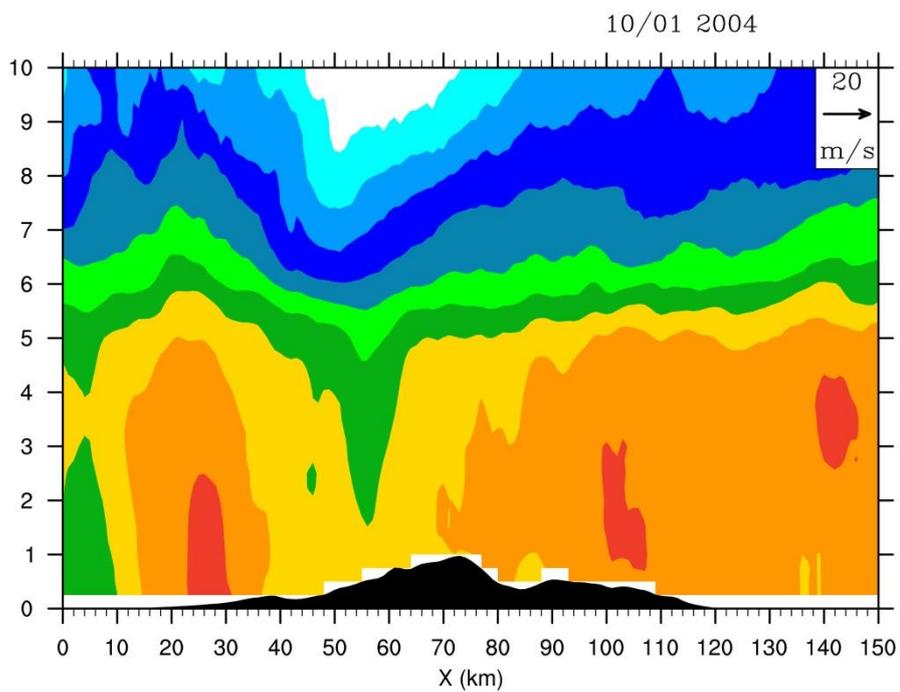
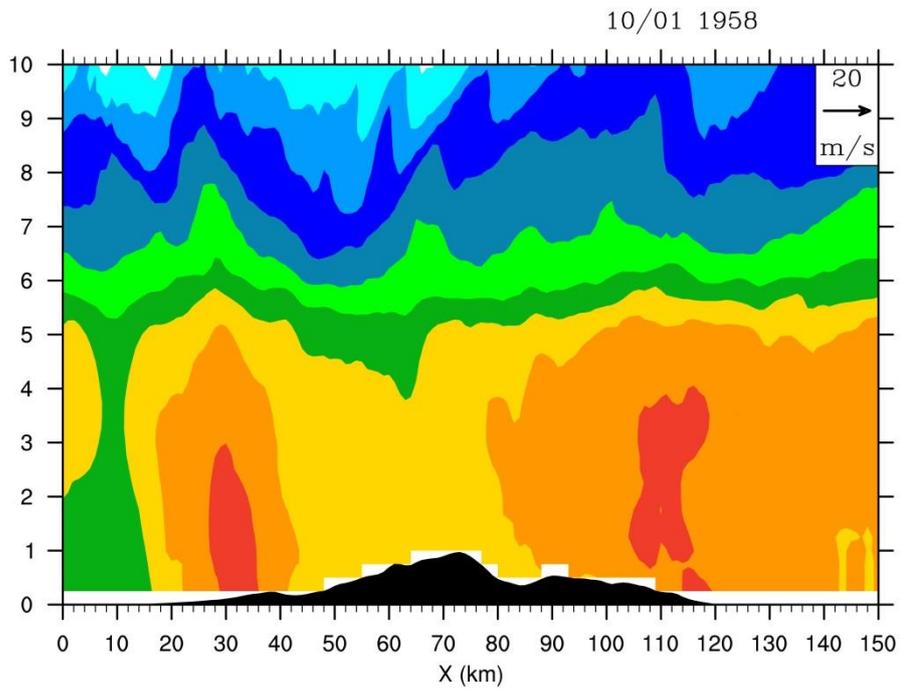


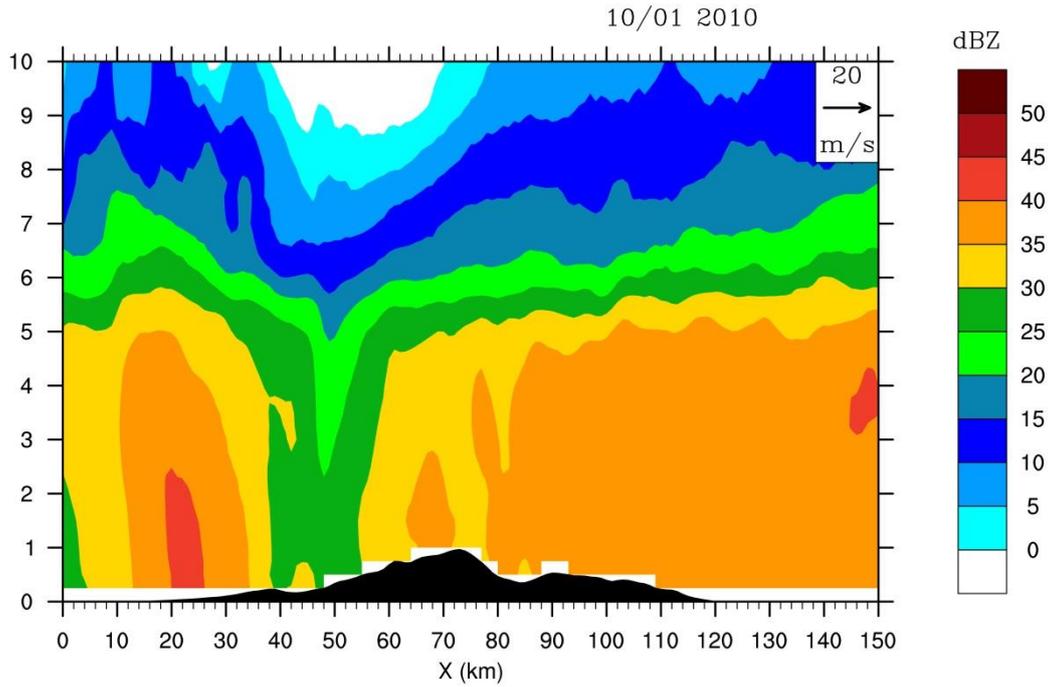












附圖 2 相對應於圖 1 中各時間剖面區域之平均垂直雨帶氣流(V_c ，黑色向量箭頭與等值線，間距為 3 m s^{-1})與雷達回波，黑色區域為平均地形高度。

