

國立臺灣師範大學地球科學研究所
碩 士 論 文

指導教授：王重傑 博士

哈格比颱風(2008)雨帶結構與演變之模擬研究

A numerical study on rainband structure and
evolution of Typhoon Hagupit (2008)

研究生：蘇南州 撰

中華民國 106 年 2 月

致謝

碩士生活即將畫上句點，回顧過往，這段日子讓我成長許多，受到許多人的幫助，因為有你們，我才能夠順利完成碩士論文、完成碩士學業。

首先要感謝的就是指導老師 王重傑 教授，在我還是大學生時，就已經跟著老師學習，從此進入大氣科學的領域。四年多來從老師身上學習到許多做研究的技能以及精神，讓我更上一層樓。十分感謝老師的細心指導，當我對研究方向感到迷惘時，總是很有耐心地和我討論並給我建議和協助，讓我能夠順利地繼續走下去。謝謝老師花這麼多時間和心力來指導我完成這篇論文。感謝口試委員簡芳菁教授和游政谷教授的參與，讓我的論文更加完整。感謝李文兆博士撥空和我討論，給我研究的方向。感謝各位師長們的指導。

感謝心怡、怡文、智昇、璧瑜、鑫浩、茂正、炳魁、伯勳等學長姐們在程式和各種研究工具的指導。謝謝建宇、怡秀、家輝、耀立、奕叡、彧珉、建彰、陳蔚、奕嘉、宗維等好朋友們，你們是我心靈的支柱，陪我走過無數的焦躁和迷惘，走出情緒的低潮，你們的陪伴讓生活增添更多色彩。並且，感謝我的家人們，謝謝你們在背後默默地支持，讓我免去許多煩惱，我才能夠順利完成碩士學位。

需要感謝的人太多，恕我無法一列舉，南州在此對於曾經幫助我的人獻上誠摯的感謝，因為你們，才有今日的我，謝謝你們！

蘇南州
Feb. 2017

摘要

過去的研究顯示，機載雷達所觀測的 2008 年哈格比颱風，其主雨帶具有較不一樣的結構特徵。為了對其有進一步的了解，本研究利用 CReSS 模式對本個案進行模擬，重現哈格比颱風雨帶的結構與演變，並探討其生成的機制。模擬的結果顯示，主雨帶的風場結構同時具有內、外雨帶的特徵；對流結構與外雨帶相似，向上向內傾斜，層狀降水區域則發生在雨帶內側。雨帶在徑向的移動上，於生成初期，並沒有明顯的移動；雨帶發展成熟後，則明顯向外移動，速度為 $4.72\sim 6.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

本研究個案的三個雨帶，具有類似的生成機制。舊有內雨帶外側的下沉氣流，使得空氣於近地表處堆積，造成近地表水平輻散。雨帶和其外側輻散區隨著時間相對於颱風中心向外（東）移動的過程中，氣流向外加速，並且輻散區的前緣亦使得氣流向外加速。向外加速的風場與環境氣流產生合流，進一步產生輻合，並激發出雨帶。由於雨帶走向主要為切向方向，本研究從圓柱座標的徑向運動方程，討論各作用力對於徑向風速加速的貢獻，結果顯示，不論擾動氣壓梯度力，離心力和科氏力，皆在雨帶生成之前，對於徑向風的加速產生正的貢獻。綜合以上顯示，雨帶之間的交互作用是影響雨帶發展的重要因素之一。

關鍵字：哈格比颱風、颱風雨帶、雨帶生成、主雨帶

目錄

致謝	I
摘要	II
目錄	III
圖表目錄	V
第一章 前言	1
1.1 文獻回顧	1
1.2 研究動機	5
1.3 論文架構	7
第二章 資料來源與研究方法	8
2.1 資料來源	8
2.2 研究方法	9
2.3 模式簡介	12
2.4 模式設定	17
第三章 個案簡介	18
3.1 哈格比颱風簡介	18
3.2 哈格比颱風的主雨帶	19

第四章 模擬結果	22
4.1 颱風路徑與風速	22
4.2 颱風雨帶發展	23
第五章 雨帶的分析	27
5.1 雨帶簡介	27
5.2 雨帶的徑向移動	28
5.3 雨帶的垂直結構	30
5.4 雨帶的底層輻合輻散	32
第六章 雨帶的生成	33
6.1 雨帶的生成機制	33
6.2 西風加速與作用力的關係	42
第七章 結論	53
參考文獻	56
圖表	61

圖表目錄

圖 1.1	Willoughby et al. (1984) 對靜止雨帶分類的示意圖。 線條為氣流線。	63
圖 1.2	Houze (2010) 根據 Willoughby et al. (1988) 所做的 雨帶分類示意圖。虛線圓圈表示颱風渦旋環流動力作用的 影響範圍。	64
圖 1.3	哈格比颱風主雨帶與內/外雨帶的結構比較。灰階由淺 至深表示回波值 10, 25, 35 dBZ。(a) 內雨帶及過去認知的 主雨帶 (b) 外雨帶 (c) 哈格比颱風主雨帶。(取自 Tang et al., 2014)	65
圖 2.1	CReSS 模式冷雨過程中各種水(冰)相粒子間轉換之 雲物理過程示意圖。(取自 Kazuhisa Tsuboki 及 Atsushi Sakakibara, 2007)	66
圖 2.2	中央氣象局之哈格比颱風(2008)每六小時最佳路徑 資料。不同顏色代表不同的颱風分級。紅色虛線為 CReSS 的模擬範圍。(取自中央氣象局)	66
圖 3.1	哈格比颱風靠近期間之累積雨量圖(mm)。(取自中 央氣象局)	67
圖 3.2	在衛星微波頻道底下的哈格比颱風以及主雨帶的結 構。時間為 21 日 (a) 2108 UTC (b) 2252 UTC (c) 2259 UTC (d) 2342 UTC。(取自 Tang et al., 2014)	68
圖 3.3	在紅外線頻道下的哈格比颱風以及主雨帶的結構。時 間為 21 日 (a) 2057 UTC (b) 2130UTC (c) 2157 UTC (d) 2257 UTC。(重製於 NRL)	69
圖 3.4	機載雷達於 9 月 22 日 0010 UTC 至 0110 UTC 對哈格	

比颱風主雨帶中段的觀測結果。(取自 Tang et al., 2014)	70
--------------------------------------	----

圖 3.5 ECMWF YOTC 於 (a) 9 月 21 日 1800 UTC (b) 9 月 22 日 0000 UTC 之氣流線，顏色為風速 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)。	70
--	----

圖 4.1 哈格比颱風於 9 月 21 日 1200 UTC 至 9 月 23 日 0000 UTC 之路徑。藍線表示中央氣象局，紅線表示日本氣象廳，綠線為模擬路徑。每小時一圓點，0000 UTC、0600 UTC、1200 UTC、1800 UTC 為方框。	71
---	----

圖 4.2 哈格比颱風於 9 月 21 日 1200 UTC 至 9 月 23 日 0000 UTC 之風速 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)，橫軸為模擬時間 (hr)。藍線表示中央氣象局，紅線表示日本氣象廳，綠線為模擬風速。	71
--	----

圖 4.3 模擬期間前段衛星微波頻道與模式模擬比對。左圖為美國海軍研究室繪製的衛星微波頻道圖，時間為 21 日 1441 UTC，右圖為模式降水粒子（雨、雪、雹）混合比 ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$) 在垂直方向的最大值，時間為 21 日 1445 UTC。	72
--	----

圖 4.4 同圖 4.3，但為模擬期間中段。左圖時間為 21 日 2342UTC，右圖時間為 21 日 2315UTC。	73
---	----

圖 4.5 同圖 4.3，但為模擬期間後段。左圖時間為 22 日 1815 UTC，右圖時間為 22 日 1815 UTC。	73
---	----

圖 4.6 (a) 機載雷達於 9 月 22 日 0010 UTC 至 0110 UTC，距離地面 3 km 的回波值 (dBZ)，內灰色虛線圓圈為估計的最大風半徑 (RMW)，外圈則為三倍最大風半徑 (修改自 Tang et al., 2014) (b) 模式模擬於 9 月 22 日 0100UTC，高度 2893 公尺的降水粒子混和比 ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$)，灰色虛線為模擬的三倍最大風半徑。相對應的區域以黑色實線圓圈標記。	74
--	----

圖 4.7 機載雷達於 9 月 22 日 0010 UTC 至 0110 UTC，色階為距離地面 10 公里高的回波值 (dBZ)，範圍為圖 4.6a 的白色方框。(取自 Tang et al., 2014)75

圖 5.1 模式模擬於 9 月 21 日 1800 UTC 至 9 月 22 日 0230 UTC 之 $q_3\text{max}$ ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)。橫軸為 x 方向相對於颱風中心的距離，縱軸為 y 方向相對於颱風中心的距離。21 日 (a) 1800 UTC (b) 1830 UTC (c) 1900 UTC (d) 1930 UTC (e) 2000 UTC (f) 2030 UTC (g) 2100 UTC (h) 2130 UTC (i) 2200 UTC (j) 2230 UTC (k) 2300 UTC (l) 2330 UTC，22 日 (m) 0000 UTC (n) 0030 UTC (o) 0100 UTC (p) 0130 UTC (q) 0200 UTC (r) 0230 UTC。79

圖 5.2 模擬的 $q_3\text{max}$ 。黑色虛線表示做扇形平均的範圍。(a) 角度為 -45° 至 -15° ，時間為 21 日 2115 UTC (b) 角度為 0° 至 30° ，時間為 21 日 2115 UTC (c) 角度 -45° 至 -15° ，時間為 21 日 2300 UTC。80

圖 5.3 9 月 21 日 1900 UTC 至 9 月 22 日 0300 UTC 之 $q_3\text{max}$ ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) 隨時間的演變。扇形平均的角度選取範圍從負 45 度至負 15 度。橫軸為相對於颱風中心的距離 (km)，縱軸為時間 (UTC)。81

圖 5.4 同圖 5.3，但扇形平均選取角度為 0° 至 30° 。81

圖 5.5 雨帶的垂直結構，扇形平均的選取角度為 -45° 至 -15° ，時間為 21 日 2300 UTC。橫軸為相對於颱風中心的距離 (km)，縱軸為高度 (m)，色階為 $q_3\text{max}$ ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)，箭頭表示風場 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)，為保持氣流在畫面相對於對流的角度，垂直速度乘上橫軸與縱軸的尺度比例。82

圖 5.6 機載都卜勒雷達觀測的主雨帶垂直結構，色階為回波值 (dBZ)，箭頭為雙都雷達反演的風場，白色等直線為垂直於雨帶走向的風速 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)。(取自 Tang et al., 2014) 82

- 圖 5.7 雨帶的地表輻合輻散，時間為 21 日 2300 UTC。色階表示輻合輻散 ($10^3 \cdot s^{-1}$)，紅色表示輻合，藍色表示輻散，黑色虛線表示 q_{3max} 等於 $2g \cdot kg^{-1}$ 的等值線，代表雨帶位置。橫（縱）軸代表 x (y) 方向相對於颱風中心的距離 (km)。83
- 圖 6.1 模式模擬之 q_{3max} ($g \cdot kg^{-1}$)，橫（縱）軸為 x (y) 方向相對於颱風中心的距離 (km)。(a) 21 日 1900 UTC；(b) 21 日 2100 UTC；(c) 21 日 2300 UTC。三個黑色圓圈皆位於相對於颱風中心相同的位置。84
- 圖 6.2 模擬結果做扇形平均選取角度 -50° 至 -35° 的徑向風速擾動值 ($m \cdot s^{-1}$)。基準值為扇形平均選取角度 360° 。橫軸為相對於颱風中心的距離 (km)，縱軸為高度 (m)。虛線的位置則大略是雨帶的生成位置。85
- 圖 6.3 距離颱風中心東側 0 km 至 270 km 以及南側 100 km 至 300 km 範圍之輻合輻散 ($10^3 \cdot s^{-1}$) 的模擬結果。時間為 21 日 1700 UTC 至 2330 UTC，每張間隔 30 分鐘。黑線為圖 6.4、圖 6.5 及圖 6.6 剖面的位置。87
- 圖 6.4 (a) ~ (c) 為 A 雨帶生成前，(d) 為生成時，東西走向剖面的風場。色階為 u 風風速 ($m \cdot s^{-1}$)，箭頭為垂直速度 ($m \cdot s^{-1}$)，橫軸上三角形為依據 (d) 所標記的雨帶大略生成位置。橫軸為 x 方向相對於颱風中心距離 (km)，縱軸為高度 (m)。(a) 1715 UTC (b) 1745 UTC (c) 1815 UTC (d) 1845 UTC。88
- 圖 6.5 同圖 6.4，但為 B 雨帶。(a) 2000 UTC (b) 2015 UTC (c) 2030 UTC (d) 2045 UTC。89
- 圖 6.6 同圖 6.4，但為 C 雨帶。(a) 2130 UTC (b) 2145 UTC (c) 2200 UTC (d) 2215 UTC。90

圖 6.7 21 日 1645 UTC 至 1800 UTC，即 A 雨帶生成之前，西風風速在 30 分鐘內的變化量 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)，紅色表示西風增強，反之，為藍色。橫軸為 x 方向相對於颱風中心的距離 (km)，縱軸為高度 (m)。虛點線為雨帶的生成位置，帶箭頭虛線表示風速增加的前緣。91

圖 6.8 同圖 6.7，但為 B 雨帶生成之前，21 日 1930 UTC 至 2030 UTC。92

圖 6.9 同圖 6.7，但為 C 雨帶生成之前，2115 UTC 至 2215 UTC。93

圖 6.10 A、B、C 三條雨帶的生成機制。右側大箭頭分別表示當地氣流和環境氣流，灰色表示原始狀態，紅（藍）色表示改變後。虛線大三角形表示內雨帶原始位置，實線表示新的位置，黑色實線箭頭表示下沉運動，黑色虛線箭頭表示雨帶或空氣堆積區（輻散區）的移動，紅色小箭頭表示西風加速，藍色小箭頭表示西風減速。94

圖 6.11 A 雨帶生成前（時），單位質量的離心力 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$)，正值表示力的方向指向外，橫軸為相對於颱風中心的距離 (km)，縱軸為高度 (m)，三角形為雨帶的生成位置：距離颱風中心 315 km。(a) 1715 UTC (b) 1745 UTC (c) 1815 UTC (d) 1845 UTC。95

圖 6.12 同圖 6.11，但為 B 雨帶生成之前（時）。三角形為雨帶的生成位置：距離颱風中心 295 km (a) 2000 UTC (b) 2015 UTC (c) 2030 UTC (d) 2045 UTC。96

圖 6.13 同圖 6.11，但為 C 雨帶生成之前（時）。三角形為雨帶的生成位置：距離颱風中心 255 km (a) 2130 UTC (b) 2145 UTC (c) 2200 UTC (d) 2215 UTC。97

圖 6.14 為颱風於 21 日 1600 UTC 至 22 日 0345 UTC， 360° 各個半徑的單位質量氣壓梯度力平均值 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$)，負值表

示力指向內，橫軸為相對於颱風中心的（距離），縱軸為高度（m）。98

圖 6.15 A 雨帶生成前（時），單位質量的擾動氣壓梯度力（ $\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$ ），正值表示力的方向指向外，橫軸為相對於颱風中心的距離（km），縱軸為高度（m），三角形為雨帶的生成位置：距離颱風中心 315 km。(a) 1715 UTC (b) 1745 UTC (c) 1815 UTC (d) 1845 UTC。99

圖 6.16 同圖 6.15，但為 B 雨帶生成前（時）。三角形為雨帶的生成位置：距離颱風中心 295 km。(a) 2000 UTC (b) 2015 UTC (c) 2030 UTC (d) 2045 UTC。100

圖 6.17 同圖 6.15，但為 C 雨帶生成前（時）。三角形為雨帶的生成位置：距離颱風中心 255 km。(a) 2130 UTC (b) 2145 UTC (c) 2200 UTC (d) 2215 UTC。101

圖 6.18 A 雨帶生成前（時），單位質量的科氏力（ $\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$ ），正值表示力的方向指向外，橫軸為相對於颱風中心的距離（km），縱軸為高度（m），三角形為雨帶的生成位置：距離颱風中心 315 km。(a) 1715 UTC (b) 1745 UTC (c) 1815 UTC (d) 1845 UTC。102

圖 6.19 同圖 6.18，但為 B 雨帶生成前（時）。三角形為雨帶的生成位置：距離颱風中心 295 km。(a) 2000 UTC (b) 2015 UTC (c) 2030 UTC (d) 2045 UTC。103

圖 6.20 同圖 6.18，但為 C 雨帶生成前（時）。三角形為雨帶的生成位置：距離颱風中心 255 km。(a) 2130 UTC (b) 2145 UTC (c) 2200 UTC (d) 2215 UTC。104

第一章 前言

1.1 文獻回顧

對生活在臺灣的人們而言，最常致災的天氣系統就是颱風，平均每年受到 3.7 個颱風侵襲 (Wu and Kou, 1999)，並且，颱風是具有破壞性的天氣系統，颱風帶來了強風及豪雨，強降雨所帶來的水災和土石流時常造成人命與經濟的重大損失。颱風中最大風速以及降水通常發生於眼牆附近區域，而除了眼牆以外，另一個帶來強降水的區域即是雨帶。雨帶，顧名思義，表示其為颱風中呈現帶狀並且帶來明顯降水的區域。受限於觀測技術，早期人們對於颱風於海上時的雨帶發展和結構不甚了解，對於颱風雨帶的了解僅能依靠地面的觀測，但是，颱風在接觸陸地後，其雨帶結構與發展開始受到地形的影響。從 1980 年代開始，由於機載雷達開始用於颱風雨帶的觀測，因此對於雨帶於海上時的結構有了初步的認識，並開始依據不同特徵將雨帶分類。Willoughby et al. (1984) 研究與分析了機載雷達的觀測資料，發現雨帶呈現螺旋狀的型態，並且有些雨帶位置相對於颱風而言是準靜止的 (quasi-stationary)，如圖 1.1 所示，他將這些靜止的雨帶分為：一. 主雨帶 (principal band)，其對流發展範圍較為廣闊，為颱風中最明顯的雨帶；二. 次雨帶 (secondary band)，

其位於主雨帶與眼牆之間，較主雨帶小；三. 連接雨帶（connecting band），其連接眼牆與主雨帶。主雨帶和次雨帶的發展走向和氣流線平行，連接雨帶的走向則橫越了氣流線（圖 1.1）。

Houze（2010）沿用 Willoughby et al.（1988）對於雨帶的分類，並統整了過去的研究表示，若雨帶距離颱風中心的位置超過颱風渦旋環流動力作用的影響範圍，歸類為遠距雨帶（distant rainband），在影響範圍內則有主雨帶和次雨帶，如圖 1.2 所示。主雨帶則大致位於此影響邊界，並由內而外橫跨了此邊界；次雨帶的生命期較短，並可能跟主雨帶或眼牆合併，而次雨帶的特性可能跟渦旋羅斯貝比波（vortex Rossby wave，簡稱 VRW）的傳播有關；遠距雨帶有時候會發展出弧形回波（arc-shaped radar-echo lines），類似於弓狀回波（bow echo）特徵（Fujita, 1978; Lee et al., 1992; Jorgensen and Smull, 1993; Weisman, 2001; Davis et al., 2004; Wakimoto et al., 2006a,b 及 Yu and Tsai, 2013）。

Wang（2009）更進一步地量化了這個颱風渦旋環流動力作用的影響邊界，為最大風半徑（radius of maximum wind，簡稱 RMW）的三倍，在邊界以內歸類為內雨帶（inner rainband），邊界以外則為外雨帶（outer rainband），將此分類與圖 1.2 比對顯示，主雨帶與次

雨帶屬於內雨帶，而遠距雨帶則屬於外雨帶。Li and Wang (2012) 利用模式進行了一個理想實驗模擬，來探討內雨帶和外雨帶的差異，包含了動力和熱力等特徵的不同。在雨帶的徑向移動上，該研究得到內雨帶具有 $7.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 向外的移動速度，並與渦旋羅斯貝比波的傳播相關；外雨帶則依其內不同對流胞而有不同的移動特徵，該研究分析的兩個對流胞的徑向移動速度為：向內 $0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 及向外 $2.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

在過去的研究中，已有不同研究針對不同的雨帶進行觀測並提出雨帶的垂直結構。過去許多研究顯示，主雨帶有著和內雨帶的相同特徵：垂直發展受到較大的限制，並且對流向上向外傾斜 (Barnes et al. 1983; Powell 1990; May 1996; Hense and Houze 2008)，因此普遍被歸類於內雨帶。Barnes et al. (1983) 及 Hense and Houze (2008) 根據機載雷達的觀測結果，得到內雨帶以及主雨帶的垂直結構，如圖 1.3a 所示，雨帶低層氣流方向為流向颱風中心，在對流降水區抬升後翻轉，於高層外側（距離颱風中心較遠的那側）轉為外流（離開雨帶的氣流），為上衝流翻轉（overtaking updraft），雨帶對流結構向上向外傾斜，層狀降水區域位於雨帶外側。而 Yu and Tsai (2013) 針對 2005 年龍王颱風 (Longwang) 中，兩個雨帶的地面雷達觀測結果進行分析，得到了外雨帶的垂直

結構，如圖 1.3b 所示，雨帶底層外側為內流（進入雨帶的氣流），低層內側為內流（圖 1.3b 中標示的 rear- to- front flow），於中高層內側產生外流，雨帶對流結構向上向內傾斜，層狀降水區域位於雨帶內側。

在 Tang et al. (2014) 的研究中，分析了機載都卜勒雷達對 2008 年哈格比颱風 (Hagupit) 主雨帶中段的觀測結果，亦發現了類似颱風線的結構。根據 Rotunno et al. (1988) 的分析（簡稱為 RKW 理論），該雨帶符合長時間維持的最佳狀態 (optimal state)。並且，雨帶的垂直結構同時具有內雨帶和外雨帶的部分特徵，如圖 1.3c 所示，中低層的結構與外雨帶相似，並且對流發展較高，在高層則出現了上衝流翻轉的現象，這樣的結果與過去對主雨帶結構認知較不相同，可能原因之一，此時哈格比颱風主雨帶具有特殊性，還需要更進一步的研究。

然而目前對於雨帶的生成機制仍沒有一致的結論，可能為颱風中向外傳遞的波動（例如重力波）所導致 (Senn and Hiser, 1959; Kurihara, 1976; Willoughby, 1977)，亦可能為邊界層與深對流的交互作用所造成 (Gall et al., 1998; Braun 2002)。對於準靜止 (quasi-stationary) 雨帶（例如主雨帶）的生成機制，Willoughby et al.

(1984b) 和 Willoughby (1988) 認為是颱風渦漩的風場與環境產生的交互作用有關，不過仍沒有足夠多的證據確定此事。而以上顯示，雨帶的生成方式很可能非常多樣，位於不同的颱風半徑和不同環境的情況下，不同的機制皆能夠激發出雨帶。

1.2 研究動機

颱風時常對台灣造成災害，因此對於颱風有更多的了解是相當重要的，並且對台灣而言，颱風所帶來的豪雨更是造成災害的主因。颱風雨帶，是颱風中除了眼牆以外帶來強降水的區域，並且，過去部分研究指出，雨帶對颱風的發展和維持可能扮演著重要的角色 (Willoughby et al., 1982; Shapiro and Willoughby, 1982; Willoughby, 1990; May and Holland, 1999; Houze et al., 2006; Wang, 2009)。但是，過去對於颱風的研究大多著重在路徑、眼牆與環流結構以及與地形的交互作用等，對颱風雨帶的研究則相對來說較少。因此，如果能夠更加了解並掌握雨帶的特性，對於未來颱風強降水的預報和防災，均能夠有所的幫助。

當雨帶登陸時，可利用地面雷達和測站資料，對於雨帶在地面的特徵和結構進行分析 (Yu and Tsai, 2010; Yu and chen, 2011)，然而現今對颱風在海上時的雨帶觀測，多使用衛星和機載雷達資料。衛

星的觀測能夠獲得整個颱風的雨帶分布情形，但無法得知雨帶的垂直結構（星載雷達除外），並且資料解析度較低，不容易了解更細部的發展情形。因此，為獲得較高空間解析度的資料，機載雷達成為研究雨帶的重要觀測手段。然而機載雷達的觀測距離有限，無法獲得較大範圍的觀測結果，且隨著觀測距離增加，空間解析度也會下降，同時，近地表的資料也因觀測手段的限制而不易取得；再者，由於飛機的飛行速度和距離有限，在時間上常僅能獲得片段的資訊。因此，採用模式模擬，則能夠解決以上觀測技術所遇到的限制。

由於一. Tang et al. (2014) 相當詳細地分析了機載雷達對哈格比颱風主雨帶的觀測，並表示其主雨帶的結構與過往認知不盡相同，此難得的細部觀測，可做模式模擬結果的比對。二. 哈格比颱風生命期位於 ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) YOTC (Year of Tropical Convection) 密集觀測實驗期間，可取得此分析資料作為模式模擬的初始場及邊界條件；相較於其他資料，此分析資料包括有較多的實際觀測，且具有高空間解析度，能夠給予模式更加真實的初始場。三. 哈格比颱風生成後直至中國廣東省才登陸，在此之前未嚴重受到地形的影響，颱風和雨帶的結構維持良好，故為理想的研究對象。

不過，由於颱風中有大量的對流以及雨帶分佈於各處，雨帶中的作用並不如地形強迫強烈，也不如西南氣流或太平洋高壓的大尺度，對模式做實際個案模擬而言是個挑戰，本研究亦想了解 CReSS 模式（Cloud-Resolving storm Simulator）對於颱風雨帶的掌握程度。因此，本研究希望能夠藉由模擬重現哈格比颱風雨帶的結構與演變，並且使用模擬結果，進一步地分析，以了解此颱風雨帶的特徵。

1.3 論文架構

本文共分為六章，第一章為前言，包含文獻回顧和研究動機。第二章介紹了資料來源以及研究方法，並對本研究使用的雲解析風暴模式（CReSS）進行簡介，以及本研究所使用的參數設定。第三章則對本研究模擬的個案：哈格比颱風，及其雨帶進行介紹。第四章為模式模擬結果與觀測資料的比對。第五章針對模擬結果的雨帶進行分析，包含了雨帶的特徵，移動速度和垂直結構等。第六章則探討模擬中三個雨帶的生成機制，並分析不同作用力和雨帶生成的關係以及貢獻。第七章為本文結論。

第二章 資料來源與研究方法

2.1 資料來源

本研究使用的資料整理如下：

1. 歐洲中期天氣預報中心（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts，簡稱 ECMWF）熱帶對流年（Year of Tropical Convection，簡稱 YOTC）之全球分析格點資料，此資料開始於 2008 年 5 月 1 日至 2010 年 4 月 30 日止。本研究選取 2008 年 9 月 18 日至 9 月 25 日做為 CReSS 模擬之初使以及邊界條件資料，資料時間解析度為 6 小時（0000、0600、1200 及 1800 UTC），水平空間解析度為 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ，垂直層共 25 層（1000、950、925、900、850、800、700、600、500、400、300、250、200、150、100、70、50、30、20、10、7、5、3、2 及 1 hPa）。氣象變數包含了重力位高度（geopotential, Φ ）、東西向風速（u component of wind）、南北向風速（v component of wind）、溫度（temperature, T）及相對溼度（relative humidity, RH）。
2. 美國國家海洋大氣總署（National Oceanic and Atmospheric Administration，簡稱 NOAA）之最佳插值（optimum interpolation）海表溫度（Sea Surface Temperature）格點資料第二版，簡稱 OI SST

v2，作為模式模擬期間所需之海溫資料。水平解析度為 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ，時間解析度為一星期。

3. 中央氣象局（Central Weather Bureau，簡稱 CWB）網頁所提供之哈格比颱風路徑圖、颱風警報單等颱風資訊。

4. 日本氣象廳（Japan Meteorological Agency，簡稱 JMA）網頁所提供之哈格比颱風資訊。由於各氣象單位對於颱風的分析可能不盡相同，因此可和中央氣象局的分析結果交互比對。

5. 美國海軍實驗室（United States Naval Research Laboratory，簡稱 NRL）所製作之國防氣象衛星計畫（Defense Meteorological Satellite Program，簡稱 DMSP）與熱帶降水測量任務（Tropical Rainfall Measuring Mission，簡稱 TRMM）衛星之微波（microwave）頻道產品，以及日本氣象廳氣象多功能運輸衛星（Multi-functional Transport Satellite，簡稱 MTSAT）紅外線及可見光頻道雲圖產品。

2.2 研究方法

本研究希望以模式哈格比颱風雨帶的結構與演變，並對其進行分析討論；由於 CReSS 對於中小尺度對流有著相當不錯的掌握能力（Shimizu et al., 2008; Akter and Tsuboki, 2012; Wang et al., 2012;

Wang et al., 2013)，因此選用其作為本研究使用的模式。提供給模式好的初始資料對於模擬結果的影響亦相當大，而 ECMWF YOTC 擁有高空間解析度以及包括了較多觀測資料的特性，因此本研究選用其作為模式的初始場以及側邊界條件。不過由於資料本身有些格點相對濕度超過 100 %，因此本研究將相對濕度超過 100 % 的格點皆修改為 100 %。本研究並依據 Tang et al. (2014) 以及颱風的位置，決定模擬的時間和模擬的範圍。本研究根據以上進行模式模擬，其餘模式設定請參考 2.4 節。

對於模擬結果的可信度檢驗，本研究以氣象局和日本氣象廳所提供的資料，檢視模擬結果對於颱風的路徑以及強度的掌握程度；對於雨帶的模擬檢驗，本研究先參考前人的研究 (Tang et al., 2014; Wang, 2009; Houze, 2010)，並檢視美國海軍實驗室所繪製的衛星微波和紅外線頻道，對哈格比颱風的雨帶發展有初步的了解後，再檢視模擬結果中颱風各個雨帶發展的位置以及大小；最後，以 Tang et al. (2014) 中所分析之機載雷達觀測結果，比對模擬結果中，颱風東（東北）象限雨帶的發展位置與配置。

本研究將模擬結果根據 850hPa 環流場定出每 15 分鐘之颱風中心位置，再針對每個時間的模擬結果，將各自的颱風中心放置於畫

面中心，這樣做使得每個時間點颱風中心都保持在畫面中心不再隨時間一直改變，能夠更方便觀察雨帶相對於颱風的發展情形。風場則扣除颱風的平均移動速度，也就是相對於颱風移動的風場，意即跟隨颱風移動的準拉氏座標（quasi- Lagrangian）。由於時間解析度為 15 分鐘，颱風中心實際上會有震盪的現象發生，但周邊的雨帶和對流並不會隨颱風中心做如此高頻率擺盪，因此本段上述所使用的颱風中心做過平滑處理，使得周邊雨帶和對流的移動為合理的。

接下來以颱風中心為基準，選取一個扇形範圍，此扇形的半徑為 500 km，計算扇形中各個資料點相對於颱風中心的距離。其後，以 1 km 為間距，將資料點分類，對位於同類（半徑相近）的資料點再做平均，可得到各變數之平均值隨半徑的變化。若將資料對時間做圖，可得到雨帶隨時間的演變情形，對高度做圖則得到範圍內雨帶的平均垂直結構。將扇形的角度取為 360 度時，可得到颱風各半徑的背景值。選取此種做法，其結果相當於在扇形內，由圓心取許多不同方位之剖面的平均，但在資料處理上卻直接許多。

然而，本研究發現三個雨帶的生成位置十分接近，並且發現雨帶內側東移的輻散區可能影響了雨帶的生成，為了進一步瞭解雨帶的生成原因，本研究切了一個東西走向的剖面來進行生成機制的分

析與探討。由於雨帶走向主要在切線方向，伴隨生成的低壓輻合作用主要在逕向，故為了瞭解徑向方向風場加速與作用力的關係，本研究利用了圓柱（極）與高度（z）座標下的徑向運動方程式

（2.2.1）加以討論，其中 V_θ 為切向風風速（逆鐘向為正）， V_r 為徑向風風速（向外為正）， $\frac{dV_r}{dt}$ 為單位質量的加速度，等號右側的力也皆為單位質量下的力， $-\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial r}$ 為氣壓梯度力， fV_θ 為科氏力， $\frac{V_\theta^2}{r}$ 為離心力， F_r 為摩擦力。然而，經過尺度分析後，認為逕向方向的摩擦力影響非常小，並且可能含有較大的計算誤差，本研究認為討論摩擦力的意義不大，因此並不討論摩擦力所造成的影響。

$$\frac{dV_r}{dt} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial r} + fV_\theta + \frac{V_\theta^2}{r} + F_r \quad (2.2.1)$$

2.3 模式簡介

本研究使用日本名古屋大學（Nagoya University）太空地球環境研究所（Institute for Space-Earth Environmental Research，簡稱ISEE），即之前的地球水循環研究中心（Hydrosphere Atmosphere Research Center，簡稱HyARC）所發展的雲解析風暴模式（Cloud-Resolving Storm Simulator，簡稱CReSS），第2.3版來進行哈格比颱風模擬。此模式對於中小尺度對流與劇烈天氣現象的模擬能力有相

當的水準 (Shimizu et al., 2008; Akter and Tsuboki, 2012; Wang et al., 2013)，期望藉由高度真實的 CReSS 模擬結果，對哈格比颱風雨帶進行深入的探討。

CReSS 模式採用非靜力、完全可壓縮的方程式系統，水平座標採用卡式座標 (Cartesian coordinate)，垂直座標使用以高度為基礎的追隨地勢座標 (terrain-following curvilinear coordinate, ζ)，其定義為：
$$\zeta(x, y, z) = \frac{z_t[z - z_s(x, y)]}{z_t - z_s(x, y)}$$

其中， $z_s(x, y)$ 為地表高度， z_t 為模式頂高度。變數的配置在水平方向為 Arakara-C，垂直方向為 Lorenz 交錯網格。

模式中所使用的方程式包括：靜力方程式、狀態方程式、運動方程式、氣壓擾動方程式、位溫擾動方程式、水氣與水粒子混和比方程式、水粒子數量密度方程式等，各方程式如下：

A. 靜力方程式 (equation of hydrostatic equilibrium)：

$$\frac{\partial \bar{p}}{\partial z} = -\bar{\rho}g$$

其中， $p = \bar{p} + p'$ ， $\rho = \bar{\rho} + \rho'$ ， g 為重力加速度 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$)

B. 狀態方程式 (equation of state)：

$$\rho = \frac{p}{R_d T} \left(1 - \frac{q_v}{\varepsilon + q_v} \right) (1 + q_v + \sum q_x)$$

其中， T 為溫度 (K)， ε 為水氣與乾空氣之分子量比 (0.622)， R_d 為

乾空氣之氣體常數 ($287.05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)， q_v 為水氣， q_x 為各種水、冰相粒子之混合比，在模式中包含雲水 (q_c)、雲冰 (q_i)、雨水 (q_r)、雪 (q_s) 及軟雹 (q_g) 共五種。

C. 運動方程式 (equation of motion)：

$$\begin{aligned}\frac{\partial \bar{\rho} u}{\partial t} &= -\bar{\rho} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \right) - \frac{\partial p'}{\partial x} + \bar{\rho} (f_s v - f_c w) + \text{Turb.} u \\ \frac{\partial \bar{\rho} v}{\partial t} &= -\bar{\rho} \left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} \right) - \frac{\partial p'}{\partial y} - f_s \bar{\rho} u + \text{Turb.} v \\ \frac{\partial \bar{\rho} w}{\partial t} &= -\bar{\rho} \left(u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} \right) - \frac{\partial p'}{\partial z} - \bar{\rho} \text{Bouy.} w + f_c u + \text{Turb.} w\end{aligned}$$

其中， f_s 、 f_c 分別為水平方向與垂直方向的科氏參數 ($f_s = 2\Omega \sin \varphi$ 、 $f_c = 2\Omega \cos \varphi$ ， φ 為緯度， Ω 為地球自轉角速度)， Turb. 與 $\text{Bouy.} w$ 分別表示亂流混合作用以及 z 方向的浮力項。

D. 氣壓擾動方程式 (equation of pressure perturbation)：

$$\begin{aligned}\frac{\partial p'}{\partial t} &= - \left(u \frac{\partial p'}{\partial x} + v \frac{\partial p'}{\partial y} + w \frac{\partial p'}{\partial z} \right) + \bar{\rho} g w - \bar{\rho} c_s^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \\ &\quad + \bar{\rho} c_s^2 \left(\frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dt} - \frac{1}{Q} \frac{dQ}{dt} \right)\end{aligned}$$

其中， c_s 為大氣中的聲速， $Q = 1 + 0.61q_v + \sum q_x$ 。

E. 位溫擾動方程式 (equation of potential temperature perturbation)：

$$\frac{\partial \bar{\rho} \theta'}{\partial t} = -\bar{\rho} \left(u \frac{\partial \theta'}{\partial x} + v \frac{\partial \theta'}{\partial y} + w \frac{\partial \theta'}{\partial z} \right) - \bar{\rho} w \frac{\partial \theta}{\partial z} + \text{Turb.} \theta + \bar{\rho} \text{Src.} \theta$$

其中， Src. 表示非絕熱作用的來源項。

F. 水氣與水粒子混和比（即質量保守）方程式（equations of mixing ratio of water vapor water contents）：

$$\begin{aligned}\frac{\partial \bar{\rho} q_v}{\partial t} &= -\bar{\rho} \left(u \frac{\partial q_v}{\partial x} + v \frac{\partial q_v}{\partial y} + w \frac{\partial q_v}{\partial z} \right) + Turb. q_v + \bar{\rho} Src. q_v \\ \frac{\partial \bar{\rho} q_x}{\partial t} &= -\bar{\rho} \left(u \frac{\partial q_x}{\partial x} + v \frac{\partial q_x}{\partial y} + w \frac{\partial q_x}{\partial z} \right) + Turb. q_x + \bar{\rho} Src. q_x \\ &\quad + \bar{\rho} Fall. q_x\end{aligned}$$

G. 水粒子數量密度方程式（equation of number density of water contents）：

$$\begin{aligned}\frac{\partial N_x}{\partial t} &= -\bar{\rho} \left[u \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{N_x}{\bar{\rho}} \right) + v \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N_x}{\bar{\rho}} \right) + w \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{N_x}{\bar{\rho}} \right) \right] + Turb. \frac{N_x}{\bar{\rho}} \\ &\quad + \bar{\rho} Src. \frac{N_x}{\bar{\rho}} + \bar{\rho} Fall. \frac{N_x}{\bar{\rho}}\end{aligned}$$

其中，*Turb.*、*Src.*及*Fall*分別代表亂流混合作用、雲物理過程之來源以及降水所造成的時間變率。

由於以上的方程式包括了大氣中的各種波動，而這些不同種類的波動在相速上有很大的差異，為了增加計算效率，使用了 time-splitting scheme（Klemp and Wilhelmson, 1978）將積分步距分為大（ Δt ）、小（ $\Delta \tau$ ）兩種來積分不同速度的波。

CReSS 對於雲微物理過程完全採用外顯計算，而不使用積雲參數化方法，雲微物理的參數化方法以 Lin et al.（1983）、Cotton et al.（1986）、Murakami（1990）、Ikawa and Saito（1991）及 Murakami

et al. (1994) 等人的總體參數方法 (bulk parameterization) 為基礎，共有暖雲與冷雲兩種總體過程可供選用。雲物理現象之雲微物理相關轉換過程 (冷雲過程) 示於圖 2.1，其中 q_c 、 q_r 、 q_i 、 q_s 、 q_g 分別代表雲水、雨、雲冰、雪、雹之混合比， NUA_{vi} 代表吸收核化 (deposition or sorption nucleation)、 NUC_{ci} 代表接觸核化 (contact nucleation)、 NUH_{ci} 代表同質核化 (homogeneous nucleation)、SP 代表冰晶二次核化 (secondary nucleation of ice crystals)、VD 代表氣相沉積、蒸發、與昇華 (vapor deposition, evaporation, and sublimation)、CL 代表合併收集 (collection)、AG 代表凝集 (aggregation)、CN 代表粒子間轉換 (conversion)、ML 代表融解 (melting)、FR 代表凍結 (freezing)、SH 代表液態水剝離 (shedding)。

次網格亂流混合參數化方法有 1 和 1.5 階閉合可供選用，而後者包含了渦流動能 (turbulent kinetic energy，簡稱 TKE) 的計算。在其他的次網格作用裡，本模式考量了地表輻射、動量與能量通量的作用交換，但不考慮雲的長波輻射作用。另外，CReSS 模式也包含了地溫預報模式。

2.4 模式設定

本研究使用 CReSS 第 2.3 版的多核心版本進行模擬，總計使用 64 核心。模式模擬的參數設定參考表 2.1，模式初始場以及邊界條件的使用為 2.1 節所述之 ECMWF YOTC 全球分析資料，水平解析度為 0.25° ，垂直層 25 層，時間解析度 6 小時。海溫資料則使用 NOAA OI SST v2；水平解析度 1° 。

本研究的模式模擬時段為 2008 年 9 月 21 日 1200 UTC 至 2008 年 9 月 23 日 0000 UTC，共計 36 小時，模擬結果的輸出頻率則為每 15 分鐘一筆。在空間的設定上，模擬範圍如圖 2.2 所示，約為東經 114° 至 130° ，北緯 12° 至 27° ，水平解析度為 1km，水平網格點數為 1600 乘 1600（東西向與南北向），總計 2,560,000 個格點；垂直方向選用伸展網格，每層平均間隔為 400 m，共 60 層，總厚度約 24 km，各層高度如表 2.2 所示。積分時間步距的設定上，大步距為 3.0 s，小步距為 0.5 s。雲微物理過程選用冷雲過程，次網格亂流混合作用參數化計算則選用 1.5 階閉合。

第三章 個案簡介

3.1 哈格比颱風簡介

本研究挑選的颱風個案為哈格比（Hagupit），是 2008 年西北太平洋的第 14 號颱風，根據中央氣象局和日本氣象廳的資料，最大強度為中度颱風等級，最低氣壓 935 hPa，最大風速為 $45 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。哈格比颱風由 9 月 14 日位於關島以北海域並在東風波影響下的熱帶擾動所組織而來（Bell and Montgomery, 2010），日本氣象廳於 9 月 17 日將其升格為熱帶性低氣壓（Tropical Depression），9 月 19 日升格為熱帶風暴（Tropical Storm）並命名為哈格比，隔日，9 月 20 日升格為颱風（Typhoon）。

圖 2.2 為中央氣象局所訂之颱風最佳路徑圖。哈格比於菲律賓東方海上生成為熱帶低壓後，其路徑大致向西南西移動，於 9 月 19 日中央氣象局將哈格比認定為輕度颱風，並於 9 月 20 日時轉西北方向移動，其整個生命期僅有此時段有較明顯的向北移動分量。持續大約一天半後，哈格比增強為中度颱風，並且轉向西北西的方向移動。哈格比颱風於 9 月 24 日登陸中國廣東省，最後於 9 月 25 日在越南北方邊境消散。哈格比颱風對臺灣影響不大，暴風圈於 9 月 22

日 1700 LST 進入恆春半島後，僅 9 個小時後即脫離恆春半島，颱風中心並未登陸臺灣本島。此颱風僅在靠近臺灣期間，其外圍雨帶為東半部帶來降水（圖 3.1），因此對臺灣而言並無重大災情發生。

3.2 哈格比颱風的主雨帶

圖 3.2 為 DMSP 與 TRMM 的衛星微波頻道圖。這些圖顯示了 85- 91GHz 波段的亮溫。這個波段能夠反應出大量水項凝結粒子（雨，雲水）以及深對流現象（Spencer et al., 1989），由於能夠穿透高層卷雲的特性，因此此類觀測被大量使用於眼牆和螺旋雨帶結構的研究（Lee et al., 2002; Houze et al., 2006; Wimmers and Velden, 2007）。Tang et al.（2014）研究中所認定的主雨帶如圖 3.2 上中的標示，可以看到在 9 月 21 日 2108 UTC，主雨帶從北側與眼牆連接處開始向南、向外延伸，為整個颱風中最大最明顯的雨帶，最強的對流區發生在颱風的東南象限（圖 3.2a）。隨著時間演變，主雨帶相對於颱風中心逐漸逆鐘向往北移動，強對流區移到颱風的東北象限（圖 3.2d）。圖 3.4 為 Tang et al.（2014）中分析 9 月 22 日 0010 UTC 至 0100 UTC 機載雷達的觀測結果，而此僅為主雨帶的中段部分，圖中顯示，雖然在微波頻道下所見主雨帶的強對流區寬闊廣大且連續，但從解析度更高的雷達觀測可看到，其中又包含了許多子

雨帶（線狀對流），以及較為離散的個別強對流胞之區域。圖 3.2d 中可看到主雨帶中段存在一個對流較弱的區域，亦可能為上述結果：寬闊的主雨帶本身強對流並不如微波頻道所見如此連續。

然而在這大約三小時的時間內，從微波頻道可以看到主雨帶的強度逐漸減弱，而西南象限區域內的雨帶則逐漸增強。為了更加確認此現象，本研究再進一步比對紅外線雲圖（圖 3.3），結果顯示主雨帶區域的雲頂溫度逐漸升高，而西南象限的雲頂溫度則逐漸降低，這代表了主雨帶的對流發展可能正在減弱，而西南象限的雨帶發展則應正在增強。Tang et al. (2014) 的研究中，由機載雷達對哈格比颱風主雨帶中段，於 9 月 22 日 0010 UTC 至 0110 UTC 的觀測，得到該雨帶相對於颱風中心以 $4.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的速度向外移動，逐漸遠離 3 倍 RMW 的範圍。因此，本研究認為此時哈格比颱風主雨帶正處於發展為外雨帶的過渡期。

主雨帶的形成，可能為颱風環流與環境的某種交互作用所產生（Willoughby et al., 1984b、Willoughby et al., 1988 及 Hence and Houze, 2010），因此本研究檢視 ECMWF YOTC 分析場 9 月 21 日 1800 UTC 及 9 月 22 日 0000 UTC 的風場（圖 3.5），結果顯示，此時段底層有較多的環境氣流從颱風西側流向颱風中心，而在颱風東

南方輻合的氣流則較少（圖 3.5），因此推測主雨帶的強度改變與環境風場的改變有相當程度的關係。而環境風場的改變，則可能受颱風位置不同，以及臺灣、菲律賓及中國地形阻擋的影響。不過由於模擬的範圍大小不足以討論綜觀尺度氣流，因此接下來本研究不再對此做更進一步的討論。



第四章 模擬結果

4.1 颱風路徑與風速

本研究使用 CReSS 進行個案模擬，模擬時間從 21 日 1200 UTC 至 23 日 0000 UTC，範圍從東經 114° 至 130°，北緯 12° 至 27° (圖 2.2)。在做進一步的分析之前，必須先針對模擬結果進行初步的比對，確認模式對於哈格比颱風的掌握能力。首先要比對的是颱風的路徑 (圖 4.1)，藍線表示中央氣象局，紅線表示日本氣象廳，綠線為模擬路徑。模擬的颱風中心定位方式為根據 850 hPa 的環流中心決定，而此颱風在垂直方向的發展並未明顯傾斜，且在這段期間並未登陸，因此不同高度層所定出的颱風中心差異並不大。而日本氣象廳的定位與氣象局十分相近，僅在 22 日 0000 UTC 偏南，模擬的路徑亦接近於兩個氣象單位的定位，除了一開始由於分析場的颱風中心位置較偏西南方，導致模擬路徑在前 18 小時稍微偏西南方，前 6 小時大約 100 km 誤差，在這之後誤差持續縮小，十分接近兩個氣象單位所定出的路徑，皆為穩定向西北西的方向移動。根據每 6 小時的移動距離，整個模擬期間颱風的移動速度也與觀測資料大致相同。以上結果顯示模擬對於颱風的移動掌握相當良好。

颱風強度亦是檢視模擬掌握程度的重要指標，而各國氣象單位

將颱風強度分級時幾乎都使用風速來做為標準，因此本研究以風速來檢視颱風的強度（圖 4.2），藍線表示中央氣象局，紅線表示日本氣象廳，綠線為模擬風速。中央氣象局與日本氣象廳在這段期間內對颱風風速的估計差不多，而模擬的風速值也與觀測十分的接近。由於初始場的空間解析度較低，導致初始風速較低，模式需要時間調整，因此模擬開始後的三小時風速有較明顯的落差。而接下來的時間到模擬結束，模擬風速與觀測十分接近，大部分時間與觀測差異都在 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以內，並且風速隨時間的趨勢亦跟觀測十分相似，同樣呈現緩慢上升的趨勢。因此模式對於颱風的強度掌握也是相當合理的。

4.2 颱風雨帶發展

本研究總模擬時間為 36 小時，以下分為前、中、後三個時段來檢視雨帶的模擬情形（圖 4.3、4.4 與 4.5）；由於 85 (91) -GHz 的衛星微波頻道能夠穿透高層卷雲並反應出大量水相凝結粒子與深對流的現象（Spencer et al., 1989），因此適合用於判斷眼牆和雨帶的位置與發展。圖 4.3 為 21 日 1441 UTC 的衛星微波頻道觀測與模擬 21 日 1445 UTC 的 $q_{3\max}$ （降水粒子混合比在垂直方向的最大值），此時間為模擬開始後 165 分鐘，是整個模擬的前段。從微波頻道可以

看到對流和雨帶的發展集中在颱風南方及西南方，對流發展旺盛且寬廣並延伸到了菲律賓，而這些旺盛的對流區與眼牆中間存在對流不活躍區域，可能為下沉氣流存在的區域。颱風西北以及東側並沒有明顯的雨帶發展，對流也較弱且零星。眼牆則是在東北方發展較弱。以上的特徵在模擬結果都能找得到，然而較不相同的地方是在颱風的東南東距離中心大約 400 km 處，模擬結果有較明顯的外圍雨帶和對流發展，在微波頻道上則無，也可能在衛星觀測範圍之外。

圖 4.4 為 21 日 2342 UTC 的衛星微波以及 2315 UTC 模擬的

q3max，這時段位於本研究的重點探討時段。從衛星微波頻道上可看到主雨帶為整個颱風中最明顯的雨帶，長度和寬度都較大，如圖中實線箭頭所指，可以看到主雨帶從颱風北側眼牆外開始，螺旋狀順鐘向向外延伸到颱風東南側，雨帶中段與眼牆中間亦存在了對流不活躍區域，並且主雨帶尾端的內側接著另一條帶狀的降水區域。模擬的結果也表現了上述的特徵，但並不像微波頻道下的主雨帶那麼地寬廣連續，可以看到相對應的區域由兩個（或更多）較明顯的雨帶以及部分零星對流所組成，並且可以看到下風處的雨帶對流較弱，上風處的雨帶對流較強；雨帶的尾端內側也存在了另一個對流發展（虛線箭頭所指），該對流接下來則發展為雨帶。在這個區域雨帶的排列有著下風處雨帶接在上風處雨帶尾端內側的特徵。從衛星

微波頻道和模擬的 $q3_{max}$ 皆可看到在颱風西以及西南側有兩條走向相近的雨帶發展，從颱風西南側開始順鐘向向外延伸；若從微波頻道比較，這兩條雨帶並不向主雨帶那麼寬廣且連續。因菲律賓地形而產生的對流在衛星微波以及模擬上都能看到。而眼牆的部分，從微波和模擬皆可發現哈格比颱風的眼牆結構並沒有很札實，並且在東北側有開口。到了整個模擬期間的後半段，圖 4.5 為 22 日 1815 UTC 的衛星微波以及模擬 $q3_{max}$ 。此時的對流分佈多集中在颱風的南側以及西南，在此處形成廣大的對流區域，然而颱風北側的對流則僅限於距離颱風中心約 20 km 以內。模擬的結果亦是如此，不同的地方在於模擬在颱風北側較遠處，有著受臺灣地形影響而出現並且呈現帶狀的對流。

Tang et al. (2014) 在高解析度的機載都卜勒雷達下所觀測的主雨帶結構有著與微波頻道不同的特徵，對此我們比對模擬結果（圖 4.6）。機載雷達於 9 月 22 日 0010 UTC 至 0110 UTC 時，對主雨帶其中一段的觀測結果顯示，強回波區並沒有如同微波頻道那般連續，而是以更窄小的線狀和零星對流所組成，畫面中有一大約 140 km 的線狀強對流區，走向為西北—東南，在線狀對流的下風處外側有對流的極值區域，而在雨帶上風處的內側有一較短的線狀對流區域，模擬的結果與此相同，相對應的區域在圖上以黑色實線圈圈表

示。然而，模擬的雨帶位置位於三倍最大風半徑外緣，雷達的觀測結果中，主要的線狀對流橫跨了三倍最大風半徑，一半在邊界內一半在邊界外，其餘兩處一樣位於邊界外緣。模擬的線狀對流相對於左圖的雷達觀測結果較不連續，然而這並不是模擬誤差，圖 4.7 為同時間雷達對於距離地面 10 km 的觀測結果，結果顯示線狀對流區域也並不連續，而是由多個胞狀的對流所組成，模擬的結果與之相符合。

整體而言，模式成功掌握到了 21 日 1200 UTC 至 23 日 0000 UTC 颱風中雨帶的位置、相對強度和發展演變。



第五章 雨帶的分析

5.1 雨帶簡介

本研究想了解在颱風中雨帶的結構與演變，但颱風中心隨時間會一直移動，使得雨帶的觀察與分析產生眾多困擾，因此本研究對於模式模擬結果定出每個時間的颱風中心位置，再切一個 1001×1001 個格點的方形，每個時間點都將颱風中心放置此範圍的中心，如此一來颱風中心將不再隨著時間移動。但是颱風中心實際上會發生較高頻率的震盪，而周圍的對流並不會有此現象，因此為了讓對流以及雨帶隨時間的移動能更加合理，本研究對颱風中心做了平滑處理，平滑的基準時間範圍為 21 日 1600 UTC 至 22 日 0400 UTC，此段時間颱風並沒有大角度轉彎或大幅度加速減速，穩定向西北西移動。本研究接下來的風場都為跟隨颱風移動的準拉氏座標，而颱風此段時間的平均移動速度為向西 $4.75 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，向北 $2.56 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。圖 5.1 為模式模擬 9 月 21 日 1800 UTC 至 9 月 22 日 0300 UTC 之 $q_3\text{max}$ ，在這段期間內颱風東側有三個雨帶生成，根據生成順序將其分別命名為 A、B 及 C 雨帶（圖 5.1d、f、h）。A 雨帶於颱風東南側生成後，隨著颱風環流逆鐘向逐漸向北移動，於 2030 UTC 至 2130 UTC 與原本位於颱風北側的雨帶連接成為一個雨帶，雨帶

的走為颱風的切線方向，最後於颱風東北側逐漸消散。B 雨帶於颱風東南側生成後，隨著颱風環流逆鐘向逐漸向北移動，最後幾乎停滯於颱風東北側逐漸減弱。C 雨帶於颱風東南側生成後，隨著颱風環流逆鐘向逐漸向北移動，最後幾乎停滯於颱風東北側逐漸減弱。位於上風處的雨帶，該雨帶的下風處位於下風處另一條雨帶的內側（如圖 5.1j，B 雨帶的下風處位於 A 雨帶的上風處），而這樣的空間配置與衛星微波頻道以及機載雷達所看到的雨帶配置相似，但微波和雷達資料的觀測結果由於時間解析度不足，無法確認雨帶的生成前後，但從模擬的結果來看，下風處雨帶為較早生成的雨帶，上風處的雨帶為較新的雨帶。並且值得注意的一點是，三個雨帶一開始的生成位置非常接近，這可能代表了這三個雨帶可能具有相似的生成機制，並且這個機制持續了一段時間，此部分於第六章進行討論。A、B、C 三個雨帶中，C 雨帶的強度最弱，並且於 C 雨帶生成後，颱風東側就不再出現明顯雨帶了，這顯示了這區域原本有利於雨帶和對流發展的條件可能正在漸漸消失。

5.2 雨帶的逕向移動

接下來本研究將 1001×1001 的結果再選取一個扇形範圍，扇形半徑為 500 km，如圖 5.2 黑色虛線所示，計算扇形中各資料點相對

於颱風中心的距離，再分別針對位於相同半徑的資料點做平均，得到在這扇形範圍內位於不同半徑資料的平均值（一維資料），而此資料解析度為 1 km。為了方便起見，以上這個方法在接下來皆簡稱為「扇形平均」。

對選取角度 -45° 至 -15° （共 30° ）的範圍做扇形平均（如圖 5.2a 所示）後，再對時間做圖得到圖 5.3，橫軸為相對於颱風中心的距離，縱軸則為時間，色階為 $q_{3\max}$ 。選擇這個扇形範圍的原因在於三個雨帶在通過此區域時都為生成初期，可得到雨帶生成初期的移動。結果顯示，A、B 及 C 三個雨帶生成的位置逐漸往颱風中心靠近，並且可以看到三個雨帶在生成初期的移動，在逕向方向並沒有明顯地相對於颱風中心有靠近或遠離，僅 B 雨帶中其中一段些微向颱風中心靠近，速度為 $3.06 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，顯示以颱風半徑為基準，此時 B 雨帶的走向正在改變（前、後段擁有不同的移動）。圖 5.4 同圖 5.3 之做法，但選取角度改為 0° 至 30° （共 30° ）的範圍做扇形平均（如圖 5.2b 所示），選取這個範圍的原因是三個雨帶在通過此區域時都已經是成熟期，可了解雨帶發展成熟後的移動。結果顯示三個雨帶都明顯地在逕向方向遠離颱風中心，有向外傳播（outward propagation）的現象，A、B 及 C 三個雨帶的向外移動速度分別為 4.72、5.56 及 6.1（或 2.78） $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，C 與帶一開始有較明顯的向外移

動，而後來則減少。不過總體而言，三個雨帶在發展成熟的階段，逕向方向擁有大約 $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的向外移動速度。Li and Wang (2012) 使用理想模式所獲得內雨帶擁有 $7.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 向外移動速度，外雨帶則為 $0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 向內或 $2.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 向外，而本研究獲得的雨帶移動速度介於 Li and Wang (2012) 所獲得的內外雨帶移動速度之間。由圖 5.3 和圖 5.4 可得知雨帶在生成初期與成熟階段的移動存在明顯差異，生成初期並沒有明顯向外移動，甚至向內移動，在雨帶發展成熟之後則改為明顯向外移動。

5.3 雨帶的垂直結構

想要了解雨帶的垂直結構，將做完扇形平均的資料對高度做圖即可得到圖 5.5，扇形平均的角度選取為 -45° 至 -15° ，時間為 21 日 2300 UTC，色階為降水粒子（雨、雪、雹）。從降水粒子的分佈可看到層狀降水（stratiform region）的區域出現在雨帶的內側（靠近颱風中心），而對流的發展接近垂直略向內傾斜。此特徵與機載都卜勒雷達觀測結果相符合（圖 5.6），並且相似於外雨帶的結構。從風場的角度來看，底層於雨帶的外側有一支強的內流（流向雨帶的氣流），此內流在底層產生輻合，而輻合的作用帶來了強烈的上升運動，而此可能為維持雨帶發展的重要因素。於大約 2 km 高的地方，

雨帶的內側有內流，大多在進入雨帶之後下沉，可能為蒸發冷卻和降水拖曳作用所造成，而這支內流則對應到了外雨帶的 rear-to-front flow (圖 1.3b)。而氣流從底層上升之後，一部分大約在高度 5 km 到 11 km 於雨帶的內側離開雨帶，另一部份則在大約 10 km 高的地方發生氣流反轉後於 12 km 到 14 km 高的地方於雨帶的外側離開雨帶，而這樣的氣流結構與內雨帶的上衝流翻轉相似 (圖 1.3a)，但發生高度不同。整體而言，模擬的結果降水粒子分佈與中低層的氣流結構與外雨帶相似，而在更高的地方出現了上衝流翻轉類似於內雨帶的結構，以上結果都跟 Tang et al. (2014) 的分析結果相同 (圖 1.3 & 圖 5.6)。然而，模擬結果於大約 10 km 高處雨帶的外側有內流，在雷達的觀測結果上並沒有明顯地看到這支氣流，對此推測可能環境風場差異所造成。從上層開始發生氣流翻轉的地方可看出模擬的對流高度較雷達觀測結果高，而這可能與挑選的雨帶有關係。綜合以上結果，從垂直結構的角度來看，雨帶的結構與飆線有相當程度的相似。

綜合 5.1、5.2 及 5.3 小節，最晚生成的 C 雨帶的強度較弱，並且於 C 雨帶生成之後已沒有較明顯的雨帶生成，顯示原本利於雨帶生成的有利條件可能正逐漸消失；並且，A、B、C 三個雨帶於發展成熟後，在逕向方向的移動上都有明顯的向外移動特徵，表示三個雨

帶距離颱風渦旋環流動力作用的影響邊界越來越遠，其結構特徵亦可能因此和外圍雨帶較像。因此，本研究認為，哈格比颱風主雨帶的垂直結構較特殊的可能原因為，此主雨帶正處於轉變為外圍雨帶的過渡階段。

5.4 雨帶的底層輻合輻散

從上一段的垂直結構顯示，雨帶底層的輻合帶來強烈的上升運動，對雨帶的發展扮演著重要角色，因此本研究想了解底層的輻合輻散結構的特徵，圖 5.7 為 21 日 2300 UTC 地表的輻合輻散，圖中紅（藍）色色階表示輻合（散），由上至下兩條雨帶分別為 A 跟 B。結果顯示，輻合的地區位於雨帶的外側，並且非常集中和窄小，呈現線狀的結構；輻散則相反，位於雨帶的內側，並且分佈較為寬廣。並且，B 雨帶下風處與 A 雨帶上風處在逕向方向重合的區域，由於 A 雨帶在外側，阻擋了外側的內流，使得 B 雨帶外側輻合減弱，進而使得 B 雨帶下風處的對流發展受限。這樣的結果顯示雨帶之間彼此會產生交互影響。

第六章 雨帶的生成

6.1 雨帶的生成機制

圖 6.1 中三個黑色圓圈皆位於同樣的相對於颱風中心位置，因此可以發現三個雨帶的最早生成位置十分接近，皆在黑色的圓圈之中，而這樣的結果顯示了三個雨帶的生成主要原因可能相似，並且這個機制在此持續作用了一段時間，不禁令人好奇，三個雨帶的生成機制是否相同？那麼此機制又是什麼？以 21 日 1745 UTC 做選取角度為 360° 的扇形平均，其結果作為基準值（或稱背景值），計算 -50° 至 -35° 範圍的徑向風風速擾動值（圖 6.2），因此此擾動值的意義為相對於颱風其他區域而言，此區域有什麼樣的差異，而雨帶生成位置大約在 310 km 處（虛線所畫）。上一章提到維持一個雨帶的發展，底層的外側內流是重要的因素，因此原本預期在雨帶生成處相對於颱風其他地方，會有指向颱風中心的擾動徑向風速，然而從結果上顯示並非如此，擾動風速值皆為向外，也就是相對於颱風的其他地方，這個雨帶生成的區域，底層流向颱風中心的氣流是相對較弱的，而這樣的結果顯示了，雨帶內側氣流的改變可能是造成這個區域輻合並激發出雨帶的原因。

6.1.1 西風風速與垂直運動

圖 6.3 顯示了從 21 日 1700 UTC 至同日 2300 UTC 每隔 30 分鐘的輻合輻散值，範圍從颱風東側 0 km 至 270 km，南側 100 km 至 350 km。A、B、C 三個雨帶都在畫面的偏右側生成並逆鐘向隨著颱風環流移動，而畫面左上角，也就是較靠近颱風中心的地方，為 A、B、C 雨帶的內側，存在了另一個舊有的雨帶，代號為 Q。Q 雨帶走向為東北—西南，隨著時間逆鐘向且向東移動，並且，在這段期間內 Q 雨帶正快速地減弱（圖 5.1）。然而 Q 雨帶的地面輻合輻散特徵，與前章所探討的 A、B、C 三個雨帶特徵明顯不同，Q 雨帶輻合的區域較為零散不連續，有平行也有垂直於雨帶的輻合線，可能因為其正在消散階段；並且輻合區域多數集中在 Q 雨帶內側，廣大的輻散區域則分佈在雨帶的外側，輻散數值多落在 $0.05 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 至 $1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 之間，分佈特徵與 A、B、C 雨帶相反，而這樣的輻合輻散分佈特徵，可能起因於 Q 雨帶位於較小的颱風半徑，屬於內雨帶，內雨帶的垂直結構為向外傾斜，層狀降水區域位於雨帶的外側（圖 1.3）。而 Q 雨帶外側的這些輻散區亦隨著時間逐漸向東移動，持續東移的同時，A、B、C 雨帶在輻散區東側前緣生成，顯示了 Q 雨帶東側至 A、B、C 雨帶西側這個的範圍，與 A、B、C 三個雨帶的生成有相當大的關連性。

為了瞭解 A、B、C 三個雨帶的生成原因，本研究切了一個東西走向的剖面，此剖面 x 方向距離颱風中心以東 20 km 至 240 km，y 方向距離颱風中心以南 250 km，範圍如圖 6.3e 上黑線所示。圖 6.4、圖 6.5 及圖 6.6 為剖面上的東西向風速以及垂直速度。圖 6.4 顯示了 A 雨帶生成之前，（圖 6.4d 為雨帶生成時）的風速和垂直速度，圖 6.4a~d，時間從 21 日 1715 UTC 到 1845 UTC，每張圖間隔 30 分鐘，橫軸上標記的三角形大略為雨帶生成位置，約在 x 方向距離中心 195 km 處。在這個範圍內，強風軸的高度大約在 500 m 至 2500 m 之間，並且風速逐漸往東遞減，另一強風軸發生在高度 5000 m 至 7000 m 之間，但大約於 x 方向距離颱風中心 100 km 處，隨著距離增加，風速大幅降低。x 方向距離中心 180 km 至 200 km 處，於 21 日 1715 UTC 時底層的風速梯度大約 $0.05 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$ （圖 6.4a），1 小時後（1815 UTC，圖 6.4c），風速梯度已達 $0.28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$ ，是 1 小時前的 5.6 倍。x 方向距離中心 180 km 處，於 1715 UTC 時風速約為 $12.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ （圖 6.4a），而 1 小時後則增加為 $15.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ （圖 6.4c），1 小時內西風風速增加了約 $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，以上結果顯示在雨帶生成之前，於雨帶西側，西風風速和風速梯度皆增加。而雨帶的外側，在 x 方向距離颱風中心 220 km 處，於 1715 UTC 時風速約為 $10.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ （圖 6.4a），1815 UTC 時風速約為 $8.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ （圖

6.4c)，1 小時內風速減少了 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，西風減弱。雨帶西側的垂直速度，中低層幾乎都是下沉氣流，並且範圍廣大，從 x 方向距離中心 20 km 處至雨帶發展位置的垂直運動方向都是向下（圖 6.4b~d），僅 1715 UTC（圖 6.4a）因為距離雨帶生成時間太久，此現象較不明顯；並且越西側下沉氣流的速度也就越大，也就是越靠近 Q 雨帶的外緣處，有較強的下沉氣流。

圖 6.5 則顯示了 B 雨帶生成之前（圖 6.5d 為雨帶生成時）的風速和垂直速度，圖 6.5a~d 時間從 21 日 2000 UTC 至 2045 UTC，每張圖間隔 15 分鐘，橫軸上標記的三角形大略為雨帶生成位置，約在 x 方向距離中心 185 km 處。強風軸的高度大約在 500 m 至 3000 m 之間，並且風速逐漸往東遞減，於 A 雨帶生成前存在於高度 5000 m 至 7000 m 之間的強風軸，在此時已經較不明顯。x 方向距離中心 160 km 至 185 km 處，於 21 日 2000 UTC 時底層的風速梯度大約 $0.18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$ （圖 6.5a），30 分鐘後（2030 UTC，圖 6.5c），風速梯度達 $0.24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$ 。x 方向距離中心 170 km 處，於 2000 UTC 時風速約為 $13 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ （圖 6.5a），而 30 分鐘後則增加為 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ （圖 6.5c），30 分鐘內西風風速增加了約 $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，以上結果顯示在 B 雨帶生成之前，於雨帶西側，西風風速和風速梯度皆增加，此結果與 A 雨帶生成之前相似。然而，在雨帶生成處的東側，並不像 A 雨帶

生成前有西風減弱的現象。在雨帶生成處的西側約 10km 內，雨帶生成 45 分鐘前，高度 1000 m 以下就有微弱的上升運動產生（圖 6.5a~c），但從 x 方向距離颱風中心 20 km 至 160 km，中低層幾乎都是下沉運動，範圍十分廣大，並且越靠近西側下沉運動的速度也就越大。因此 B 雨帶生成前，西側的垂直運動特徵與 A 相似，僅於西側 10 km 內，B 雨帶生成前，低層已先有微弱的上升運動。

圖 6.6 則顯示了 C 雨帶生成之前（圖 6.6d 為雨帶生成時）的風速和垂直速度，圖 6.6a~d 時間從 21 日 2130 UTC 至 2215 UTC，每張圖間隔 15 分鐘，橫軸上標記的三角形大略為雨帶生成位置，約在 x 方向距離中心 130 km 處。強風軸的高度大約在 500 m 至 3000 m 之間，並且風速逐漸往東遞減，與 B 雨帶生成前相似，原存在於高度 5000 m 至 7000 m 之間的強風軸已經較不明顯。x 方向距離中心 110 km 至 120 km 處，於 21 日 2130 UTC 時底層的風速梯度大約 $0.05 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$ （圖 6.6a），30 分鐘後（2200 UTC，圖 6.6c），風速梯度為 $0.075 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$ ，增加幅度並不大。x 方向距離中心 110 km 處，於 2130 UTC 時風速約為 $17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ （圖 6.5a），而 30 分鐘後則增加為 $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ （圖 6.5c），30 分鐘內西風風速增加了約 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，增加幅度小。以上結果顯示在 C 雨帶生成之前，於雨帶西側，西風風速和風速梯度皆增加，此結果與 A、B 雨帶生成之前相似，但增加幅

度較小，然而 C 雨帶最後的發展強度也明顯較弱。在雨帶生成處的東側，與 B 雨帶相同，雨帶生成前並沒有有西風減弱的現象。雨帶西側的垂直速度，x 方向距離颱風中心 20 km 至 120 km，中低層幾乎都是下沉運動，範圍十分廣大，並且越靠近西側下沉運動的速度也就越大。因此 C 雨帶生成前，西側的垂直運動特徵與 A、B 相似，皆為下沉運動。

綜合以上結果，A、B、C 三個雨帶生成於風速梯度極值的東側；且 A、B、C 三個雨帶生成之前，風場變化有許多相似之處，皆為雨帶生成位置西側底層，西風風速及風速梯度增加，增加幅度以 C 雨帶最小；而在垂直速度的部分，三個雨帶的生成位置西側廣大範圍，皆以下沉運動為主，並且越靠近西邊，下沉運動的速度越大。

6.1.2 西風加速

圖 6.7 顯示了 A 雨帶生成之前（21 日 1645 UTC 至 1800 UTC），x 方向距離颱風中心 60 km 至 240 km 的西風風速在 30 分鐘內的變化量，紅色表示西風增強，高度則著重在 900 m 以下的範圍內，黑色虛點線表示雨帶的生成位置，約在 x 方向距離颱風中心 195 km 處，每張圖的時間點由上而下遞增，時間間格 15 分鐘。結

果顯示，雨帶生成位置的西側，高度 900 m 以下，大範圍持續都是西風風速增強，30 分鐘內增加的風速約為 $0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 至 $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，亦有大於 $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的區域，但範圍較小；若以 30 分鐘西風風速改變量為 $0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 來作為參考值，1645 UTC 時西風風速增強的東邊前緣，位於 x 方向距離颱風中心 165 km 位置，1 個小時後，也就是 1745 UTC，此前緣推進到了 185 km 的位置，1800 UTC 時更是到了 190 km，十分接近雨帶的生成位置，1 小時內朝雨帶生成位置推進了 20 km。雨帶生成處東側則為西風減弱區，風速減弱的幅度在 $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以內，若以 $-1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 作為參考值，1645 UTC 時，西風減弱區的西側前緣，落在 220 km 的位置，75 分鐘後，到了 1800 UTC 則位於 195 km 處，為雨帶的生成位置，此段時間內，該前緣更是曾經向西延伸到 185 km 處。以上結果顯示，在 A 雨帶生成之前，其生成位置的西側的西風持續地加速，並且西風加速的前緣隨時間向東向雨帶生成位置靠近，而雨帶生成位置的東側則是西風減弱區，隨著時間則大致上向西向雨帶靠近。

圖 6.8 顯示了 B 雨帶生成之前（21 日 1930 UTC 至 2030 UTC），x 方向距離颱風中心 60 km 至 240 km 的西風風速在 30 分鐘內的變化量，黑色虛點線表示雨帶的生成位置，約在 x 方向距離颱風中心 185 km 處。雨帶生成位置的西側，高度 900 m 以下，亦大部分為西

風加速區域，30 分鐘內西風風速增加約 $0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 至 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，最大值則超過 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，若以 30 分鐘西風風速改變量為 $0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 來作為參考值，1930 UTC 時西風風速增強的東邊前緣位於 x 方向距離颱風中心 165 km 位置，45 分鐘後，也就是 2015 UTC，此前緣推進到了 180 km 的位置，45 分鐘內向西向雨帶靠近了 15 km。於 2030 UTC 時，在 x 方向距離颱風中心約 140 km 處，其東側為西風加速區，西側為西風減速區，對應到圖 6.5c 相同位置，結果顯示該位置有較強的下沉運動，下沉運動導致近地表的輻散，使得 140 km 處東西兩側，有著西風加速減速的明顯對比。而 B 雨帶東側則不同於 A 雨帶東側，並沒有西風減弱前緣向西推進的現象，於 1930 UTC 時，x 方向距離颱風中心 220 km 附近為輻散區，東側西風增強，西側西風減弱，而隨著時間此輻散區逐漸向東移，於 2015UTC 及 2030 UTC 西風有增強的現象，補回原本所減弱的西風。

圖 6.9 顯示了 C 雨帶生成之前（21 日 2115 UTC 至 2215 UTC），x 方向距離颱風中心 60 km 至 240 km 的西風風速在 30 分鐘內的變化量，黑色虛點線表示雨帶的生成位置，約在 x 方向距離颱風中心 130 km 處。雨帶生成位置的西側，高度 900 m 以下，於 2115 UTC 開始就存在西邊加速東側減速的配置（約位於 80 km 處），若以 30 分鐘西風風速改變量為 $0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 來作為參考值，2115 UTC 時西風風

速增強的東邊前緣位於 x 方向距離颱風中心 80 km 位置，1 小時後，也就是 2215 UTC，此前緣推進到了 130 km 的位置，1 小時內向西向雨帶靠近了 50 km。於 2130 UTC 時，在 x 方向距離颱風中心約 190 km 處，其東側為西風加速區，西側為西風減速區，對應到圖 6.6a 相同位置，顯示該位置有較強的下沉運動，下沉運動導致近地表的輻散，使得 190 km 處東西兩側，有著西風加速減速的明顯對比。C 雨帶東側不同於 A 雨帶東側，並沒有西風減弱前緣向西推進的現象，從 2115 UTC 開始，雨帶生成位置東側就存在西風減速區域，並且隨著時間逐漸東移。

綜合以上結果，僅 A 雨帶生成前，存在其雨帶生成位置東側，西風減速區的西側前緣，逐漸向西向雨帶靠近的現象，B、C 雨帶生成前雖然其東側亦存在西風減速區，但隨著時間是逐漸向東移動的。而 A、B、C 三個雨帶的共通點則為，雨帶生成前其西側都存在著西風加速區域，而這些西風加速區域的東側前緣隨時間逐漸向東向雨帶生成位置靠近。

6.1.3 小結

綜合 6.1 小節和 6.2 小節的結果，本研究發現 A、B、C 三個雨帶生成的重要關鍵機制。由於主雨帶幾乎位於颱風渦旋影響的邊界

(圖 1.2)，接下來為了方便起見，將雨帶生成位置的東側氣流，稱為環境氣流。圖 6.10 為示意圖，三個雨帶生成之前，底層環境氣流的西風分量減弱，因此氣流向西偏轉。而與此同時，西側存在一舊有的雨帶 Q 正逐漸消散並且向東移動，Q 雨帶的東側有大範圍下沉運動，並且越靠近雨帶處的下沉運動越強，下沉運動使得空氣於底層堆積，堆積的空氣則在近地表處產生水平輻散，這使得 Q 雨帶的東側近地表多數為輻散區。由於 Q 雨帶隨著時間亦向東移動，因此堆積的空氣則往東邊移動，並且，輻散區東側前緣亦使西風加速，使得逆鐘向的氣流向東偏轉，遇到環境氣流後產生合流，進一步產生較強的輻合，並激發 A、B、C 三個雨帶。

不過，並非所有雨帶的生成皆為此單一機制，以上僅為眾多生成機制之一。然而，這樣的結果也表示，新雨帶的生成很可能與舊雨帶以及環境氣流有相當大的關係，在本研究的個案中，舊有的內雨帶外側輻散區前緣，與環境氣流的交互作用產生合流，進一步激發了新的雨帶。

6.2 西風加速與作用力的關係

由上一小節已知雨帶生成的重要因素為西風加速，而接下來本研究想知道使得西風加速的作用力為何？然而，由於雨帶走向主要

在切線方向，伴隨生成的低壓輻合作用主要則在逕向，逕向風速的增加亦代表了西風風速的增強，故為了瞭解逕向方向風速加速和作用力的關係，本研究利用了圓柱（極）與高度（ z ）座標下的逕向運動方程式（2.2.1）來討論造成逕向方向風場加速的原因，其中 V_θ 為切向風風速（逆鐘向為正）， V_r 為徑向風風速（向外為正）， $\frac{dV_r}{dt}$ 為單位質量的加速度，等號右側的力也皆為單位質量下的力， $-\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial r}$ 為氣壓梯度力， fV_θ 為科氏力， $\frac{V_\theta^2}{r}$ 為離心力， F_r 為摩擦力，單位皆取國際標準單位（SI）制， $\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$ 。由式中得知，單位質量跟隨著氣塊的風速變化受到氣壓梯度力、科氏力、離心力及摩擦力的影響。

而為了估計摩擦力的大小，利用切向方向的運動方程式（2.2.2）估計切向摩擦力，後再依據內流角換算成為逕向方向摩擦力，其中 $\frac{dV_\theta}{dt}$ 為單位質量的加速度， $-\frac{1}{r\rho}\frac{\partial P}{\partial \theta}$ 為氣壓梯度力， $-fV_r$ 為科氏力， $-\frac{V_r V_\theta}{r}$ 為 V_r 貢獻項， F_θ 為摩擦力，假設切向方向加速度以及氣壓梯度力忽略不計，並依（2.2.2）計算，得到切向方向的摩擦力。接下來根據 $\frac{V_\theta}{V_r}$ （內流角）將切向的摩擦力轉為逕向方向，根據計算結果顯示，大小約為 $1\times 10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ ，經過尺度分析後，認為逕向方向的摩擦力影響非常小；並且摩擦力的計算並非直接來自於資料，而是間接由方程式經過假設計算而來，其結果亦存在較多計算誤差，因此本研究認為討論摩擦力的意義不大，接下來將不討論摩擦力所

造成的影響。

$$\frac{dV_r}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} + fV_\theta + \frac{V_\theta^2}{r} + F_r \quad (2.2.1)$$

$$\frac{dV_\theta}{dt} = -\frac{1}{r\rho} \frac{\partial P}{\partial \theta} - fV_r - \frac{V_r V_\theta}{r} + F_\theta \quad (2.2.2)$$

6.2.1 離心力

圖 6.11 為扇形平均選取角度 -50° 至 -35° 範圍（即包含雨帶生成的範圍），離心力於 A 雨帶生成之前（1715 UTC、1745 UTC、1815 UTC）及雨帶生成時（1845 UTC）的分佈情形，正值表示力的方向指向外，橫軸為相對於颱風中心的距離，三角形為 A 雨帶的生成位置，距離颱風中心 315 km。結果顯示，在高度上，極值位於 500 m 至 2000 m 之間；在距離颱風中心上，則是越靠近颱風中心，離心力越大。而雨帶生成於地表離心力梯度極大值的外側（圖 6.11d），在相對於颱風中心距離 280 km 至 300 km 之間，近地表於 1715 UTC 時梯度為 $1.5 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{km}^{-1}$ ，1815 UTC 時梯度則為 $3.0 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{km}^{-1}$ ，為 1 小時前的兩倍。在相對於颱風中心距離 280 km 處，近地表於 1715 UTC 時離心力約為 $1.3 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，於 1815 UTC 時離心力約為 $1.7 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，離心力增加 $4 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。顯示在 A 雨帶生成之前，於其內側，離心力明顯增加，對於西風的加速有正貢

獻。

圖 6.12 相似於圖 6.11，但為離心力於 B 雨帶生成之前（2000 UTC、2015 UTC、2030 UTC）及雨帶生成時（2045 UTC）的分佈情形，正值表示力的方向指向外，三角形為 B 雨帶的生成位置，距離颱風中心 295 km。結果顯示，在高度上，極值位於 500 m 至 2500 m 之間；在距離颱風中心上，則是越靠近颱風中心，離心力越大。而雨帶生成於近地表離心力梯度極大值的外側（圖 6.12d），在相對於颱風中心距離 270 km 至 290 km 之間，於 2000 UTC 時近地表離心力梯度為 $2.25 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{km}^{-1}$ ，2045 UTC 時梯度則為 $3.0 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{km}^{-1}$ ，為 45 分鐘前的 1.3 倍。在相對於颱風中心距離 280 km 處，於 2000 UTC 時近地表離心力約為 $1.3 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，於 2045 UTC 時離心力約為 $1.6 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，離心力增加 $3 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。顯示在 B 雨帶生成之前，於其內側，離心力明顯增加，對於西風的加速有正貢獻。

圖 6.13 相似於圖 6.11，但為離心力於 C 雨帶生成之前（2130 UTC、2145 UTC、2200 UTC）及雨帶生成時（2215 UTC）的分佈情形，正值表示力的方向指向外，三角形為 C 雨帶的生成位置，距離颱風中心 255 km。結果顯示，在高度上，極值位於 500 m 至 2500

m 之間；在距離颱風中心上，則是越靠近颱風中心，離心力越大。而雨帶生成於地表離心力梯度極大值的外側（圖 6.13d），而雨帶外側約 65 km 處有舊有的對流存在，因此該處亦有另一個梯度極值。在相對於颱風中心距離 220 km 至 240 km 之間，於 2130 UTC 時近地表離心力梯度為 $1.5 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{km}^{-1}$ ，2215 UTC 時梯度則約為 $2.25 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{km}^{-1}$ ，為 45 分鐘前的 1.5 倍。在相對於颱風中心距離 240 km 處，近地表於 2130 UTC 時離心力約為 $2.0 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，於 2215 UTC 時離心力約為 $2.3 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，離心力增加 $3 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。顯示在 C 雨帶生成之前，於其內側，離心力明顯增加，對於西風的加速有正貢獻。

綜合以上結果發現，A、B、C 三個雨帶的生成位置都位於離心力梯度極值的外側，並且於雨帶生成處內側的離心力皆在雨帶生成前有所增加，雨帶生成之前 45 至 60 分鐘內，離心力的增加幅度約為 $3 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 至 $4 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，作用力本身大小約 $1.8 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，顯示離心力對於三個雨帶生成前的西風加速有正的貢獻。

6.2.2 擾動氣壓梯度力

接下來本研究要探討氣壓梯度力和西風加速（雨帶生成）的關係，不過，由於颱風本身的氣壓梯度力指向颱風中心，並且強度很

強，為了方便分析，因此本研究接下來使用擾動的氣壓梯度力來做探討。本研究以颱風於 21 日 1600 UTC 至 22 日 0345 UTC 期間， 360° 各半徑的氣壓梯度力平均值做為基準（背景）值，以此做為計算擾動氣壓梯度力的基準（圖 6.14）。圖 6.15 為扇形平均選取角度 -50° 至 -35° 範圍（即包含雨帶生成的範圍），擾動的氣壓梯度力於 A 雨帶生成之前（1715 UTC、1745 UTC、1815 UTC）及雨帶生成時（1845 UTC）的分佈情形，正值表示力的方向指向外，橫軸為相對於颱風中心的距離，三角形為 A 雨帶的生成位置，距離颱風中心 315 km。1715 UTC 及 1745 UTC 較看不出擾動氣壓梯度力對雨帶生成的影響，可能因為時間還太早，而從 1815 UTC 及 1845 UTC 則可看到雨帶生成處以及其內側，近地表出現較明顯的正值，1815 UTC 在距離颱風中心 290 km 處，近地表的擾動氣壓梯度力約為 $6 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，而 1845 UTC 在距離颱風中心 285 km 至 315 km 之間，近地表的擾動氣壓梯度力值皆落在 $5 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 至 $1 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 之間。若以時間的變化量來看，近地表擾動氣壓梯度力，在雨帶內側，距離颱風中心 300km 處，於 1745 UTC 時小於 $3 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，於 1815 UTC 時為 $5 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，有明顯地增加，於 1845 UTC 時則為 $7 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。擾動氣壓梯度力正比於西風的加速，因此，A 雨帶生成前其內側所增加的擾動氣壓梯度力能夠使得西風加速。

圖 6.16 相似於圖 6.15，但為擾動的氣壓梯度力於 B 雨帶生成之前（時）（2000 UTC、2015 UTC、2030 UTC）及雨帶生成時（2045 UTC）的分佈情形，正值表示力的方向指向外，三角形為 B 雨帶的生成位置，距離颱風中心 295 km。於雨帶生成之前，2000 UTC、2015 UTC、2030 UTC，雨帶生成位置皆落於正的擾動氣壓梯度力作用範圍，而極值位於生成位置內側。於 2000 UTC、2015 UTC 及 2030 UTC 時，位於距離颱風中心 280 km 至 295 km 處，擾動氣壓梯度力值大於 $1 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。以上顯示了在 B 雨帶生成之前，有正的擾動氣壓梯度力持續地在作用，對西風加速產生正貢獻。

圖 6.17 相似於圖 6.15，但為擾動的氣壓梯度力於 C 雨帶生成之前（時）（2130 UTC、2145 UTC、2200 UTC）及雨帶生成時（2215 UTC）的分佈情形，正值表示力的方向指向外，三角形為 C 雨帶的生成位置，距離颱風中心 255 km。於雨帶生成之前，2130 UTC、2145 UTC、2200 UTC，雨帶生成位置內側近地表皆有正的擾動氣壓梯度力存在，擾動氣壓梯度力值大於 $1 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，甚至出現 $1.5 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。以上顯示了在 C 雨帶生成之前，有正的擾動氣壓梯度力持續地在作用，對西風加速產生貢獻。

綜合以上結果，A、B、C 三個雨帶生成前，近地表其內側都持

續有正的擾動氣壓梯度力作用，作用力的大小大約為 $1 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，對於西風加速有正的貢獻。

6.2.3 科氏力

最後，本研究討論科氏力的分佈對西風加速（雨帶生成）的影響。圖 6.18 為扇形平均選取角度 -50° 至 -35° 範圍（即包含雨帶生成的範圍），科氏力於 A 雨帶生成之前（1715 UTC、1745 UTC、1815 UTC）及雨帶生成時（1845 UTC）的分佈情形，正值表示力的方向指向外，橫軸為相對於颱風中心的距離，三角形為 A 雨帶的生成位置，距離颱風中心 315 km。分布特徵在高度上，科氏力的極值位於 500 m 至 1500 m，在相對於颱風中心距離上，隨著距離減少，科氏力越大，而雨帶生成的位置位於梯度極值的外側（圖 6.18d）。距離颱風中心 280 km 至 310 km 之間，於 1715 UTC 時，科氏力梯度為 $3.33 \times 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{km}^{-1}$ ，於 1815 UTC 時，同個範圍科氏力梯度則變為 $6.66 \times 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{km}^{-1}$ ，1 個小時內，梯度增加 1 倍。在 280 km 於 1715 UTC 時，科氏力大小為 $8.5 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，1 小時後，1815 UTC 時，科氏力大小為 $9.5 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，增加了 $1 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。顯示在 A 雨帶的內側，於雨帶生成之前，科氏力大小的增加，對於西風加速有正的貢獻。

圖 6.19 與圖 6.18 相似，但為科氏力於 B 雨帶生成之前（2000 UTC、2015 UTC、2030 UTC）及雨帶生成時（2045 UTC）的分佈情形，正值表示力的方向指向外，三角形為 A 雨帶的生成位置，距離颱風中心 295 km。分布特徵在高度上，科氏力的極值位於 500 m 至 1500 m，在相對於颱風中心距離上，隨著距離減少，科氏力越大，而雨帶生成的位置位於梯度極值的外側（圖 6.19d）。位於距離颱風中心 270 km 至 290 km 範圍，從圖中已較難估計 2000 UTC 至 2030 UTC 梯度的改變量，但由高度 0 m 至 500 m 色階邊界線的斜率增加仍可得知，科氏力梯度是增加的。在 280 km 於 2000 UTC 時，科氏力大小為 $8 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，30 分鐘後，2030 UTC 時，科氏力大小為 $8.5 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，增加了 $5 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。顯示在 B 雨帶生成之前，雨帶的內側，科氏力大小的增加，對於西風加速有正的貢獻。

圖 6.20 與圖 6.18 相似，但為科氏力於 C 雨帶生成之前（2130 UTC、2145 UTC、2200 UTC）及雨帶生成時（2215 UTC）的分佈情形，正值表示力的方向指向外，三角形為 A 雨帶的生成位置，距離颱風中心 255 km。分布特徵在高度上，科氏力的極值位於 500 m 至 1500 m，在相對於颱風中心距離上，隨著距離減少，科氏力越大，而 C 雨帶並沒有明顯地處於近地表科氏力梯度極值的外側。於

2130 UTC 至 2200 UTC 之間，在雨帶內側近地表處的科氏力雖有增加，但並不明顯。因此，科氏力對於 C 雨帶內側的西風加速可能並沒有太大貢獻。

綜合以上結果，A、B 雨帶在生成前，其內側近地表科氏力皆有增加，對於西風加速有正貢獻，且 A、B 雨帶生成位置於科氏力梯度極值的外側。科氏力大小約為 $9 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，而雨帶生成前的 30 分鐘／60 分鐘，科氏力增加了 $5 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ／ $1 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。C 雨帶則無以上明顯特徵。

6.2.4 小結

綜合以上結果發現，A、B、C 雨帶生成位置大致位於近地表離心力梯度極大值的外側，且 A、B 雨帶也位於近地表科氏力梯度極大值的外側。而作用力本身大小，離心力約為 $1.7 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，擾動氣壓梯度力約為 $1 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，科氏力約為 $9 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，為離心力大於擾動氣壓梯度力大於科氏力；然而若考慮雨帶生成前的變化為主要影響，則一小時內離心力變化了 $4 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，科氏力 $1 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，而擾動氣壓梯度力因本身已具有變化的性質（擾動），因此以作用力大小代表 $1 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ；結果顯示，近地表擾動氣壓梯度力對於雨帶生成前的短時間西風加速，貢獻最大，而離心力次之，約

為擾動氣壓梯度力的一半，而科氏力最後，約為離心力的 4 分之

1。以上結果代表了，在雨帶生成前近地表不論離心力、擾動氣壓梯度力和科氏力，皆於雨帶內側對逕向方向的風速，有著指向外側的加速作用，即對於西風加速有正貢獻，為雨帶的生成提供有利的條件。



第七章 結論

颱風時常對臺灣造成災害，而其所帶來的豪雨更是致災的主要原因。颱風雨帶是颱風中除了眼牆以外帶來強降水的區域，對其有更進一步的了解，對於颱風強降水的預報和防災均能有所幫助。本研究藉由模擬重現哈格比颱風雨帶的結構與演變特徵，並對其做進一步的討論。過去研究對於雨帶的生成原因提出許多不一樣的解釋，顯示其機制可能非常多樣，本研究亦藉由模擬來了解 A、B、C 三個雨帶的生成原因和機制。

模擬的結果顯示，A、B、C 三個雨帶以 C 雨帶的強度最弱，而三個雨帶生成後之間的排列方式為：新雨帶的下風處位於舊雨帶上風處的內側；雨帶生成初期皆相對於颱風中心沒有明顯的靠近或遠離，雨帶發展成熟之後，三個雨帶則出現明顯遠離颱風中心的移動，其速度分別為 4.72 、 5.56 及 $6.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。雨帶的地表輻合輻散結構為：輻合區集中在雨帶的外側並呈現線狀的結構，而輻散區發生在雨帶的內側，並且發生範圍較為寬廣。在雨帶的垂直結構上，模擬的結果與 Tang et al. (2014) 的觀測結果相似，對流向上向內傾斜，層狀降水區發生在雨帶的內側，與外雨帶相似；而氣流結構同時具有內、外雨帶的特徵，於底層外側為內流，低層的內側為內

流，於模擬高度 10 km 內側為外流，而上升的氣流發生上衝流翻轉的現象，在模擬高度 12 km 至 14 km 雨帶外側為外流。這樣的垂直結構相對於過去的觀測較為特殊，然而其可能原因為正處於主雨帶過渡至外雨帶的階段。從雨帶的徑向移動速度來看，雨帶正遠離颱風渦旋環流動力作用的影響邊界，並且從紅外線衛星雲圖以及模擬結果皆顯示此區域的對流正逐漸減弱。

A、B、C 三個雨帶的生成位置十分接近，並且有類似的生成機制。三個雨帶生成前，環境氣流方向向西偏轉，並且在三個雨帶的內側存在舊有的內雨帶 Q，Q 雨帶的地表水平輻合輻散結構與 A、B、C 相反，Q 雨帶外側的大範圍下沉氣流，使得空氣於近地表處堆積，因此 Q 雨帶的外側近地表為大範圍的水平輻散區。Q 雨帶與這些輻散區隨著時間逐漸向東移動，使得堆積的空氣向東加速，並且輻散區的東側前緣亦使得西風加速。加速的西風使得原本的氣流方向向東偏轉，與環境氣流產生合流，並進一步產生強輻合而激發出雨帶。由於雨帶主要走向為切線方向，逕向方向的風場加速則很大一部份會使得西風加速，因此本研究利用圓柱和高度座標的徑向運動方程來討論作用力的大小。而結果顯示，各作用力（離心力、擾動氣壓梯度力、科氏力）於雨帶生成前，對於雨帶內側的西風加速皆為正貢獻，作用力本身大小由大至小排列為，離心力、擾動氣壓

梯度力、科氏力，但若從雨帶生成前的改變量來看，則以擾動氣壓梯度力的影響最大，離心力次之，約為擾動氣壓梯度力的一半。

總結過去的研究以及本研究的結果顯示，雨帶的特徵和形成原因十分多樣，甚至具有相當程度的差異，颱風中的雨帶以各式各樣的形式存在於颱風中的不同地方，不同的環境形成不一樣的雨帶結構，並且，從本研究的結果顯示，雨帶之間交互作用亦是影響雨帶發展的重要因素之一。



参考文献

- Akter, N., and K. Tsuboki, 2012: Numerical simulation of Cyclone Sidr using a Cloud-Resolving model: Characteristics and formation process of an outer rainband. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 789–810.
- 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.
- Bell, M. M., and M. T. Montgomery, 2010: Sheared deep vertical convection in pre-depression Hagupit during TCS08. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L06802.
- Braun, S. A., 2002: A cloud-resolving simulation of Hurricane Bob (1991): Storm structure and eyewall buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1573–1592.
- Cotton, W. R., G. J. Tripoli, R. M. Rauber and E. A. Mulvihill, 1986: Numerical simulation of the effects of varying ice crystal nucleation rates and aggregation processes on orographic snowfall. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 1658–1680.
- Davis, C., and L. F. Bosart, 2001: Numerical simulations of the genesis of Hurricane Diana (1984). Part I: Control simulation. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1859–1881.
- Fujita, T. T., 1978: Manual of downburst identification for project NIMROD. Satellite and Mesometeorology Research Paper 156, Dept. of Geophysical Sciences, University of Chicago, 104 pp.
- Gall, R., J. Tuttle, and P. Hildebrand, 1988: Small-scale spiral bands observed in Hurricanes Andrew, Hugo, and Erin. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1749–1766.
- 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.
- Houze, R. A., Jr., 2010: Clouds in tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 293–344.
- Houze, R. A., Jr., and Coauthors, 2006: The hurricane rainband and intensity change

- experiment: Observations and modeling of Hurricanes Katrina, Ophelia, and Rita. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 1503–1521.
- Ikawa, M. and K. Saito, 1991: Description of a nonhydrostatic model developed at the Forecast Research Department of the MRI. *Technical Report of the MRI*, **28**, 238pp.
- Jorgensen, D. P., 1984: Mesoscale and convective-scale characteristics of mature hurricanes. Part II: Inner-core structure of Hurricane Allen (1980). *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1287–1311.
- Klemp, J. B., and R. B. Wilhelmson, 1978: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1070–1096.
- Kurihara, Y., 1976: On the development of spiral bands in a tropical cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 940–958.
- Lee, T. F., F. J. Turk, J. Hawkins, and K. Richardson, 2002: Interpretation of TRMM TMI images of tropical cyclones. *Earth Interact.*, **6**, doi:10.1175/1087-3562(2002)006,0001:IOTTIO.2.0.CO;2.
- Lee, W.-C., R. M. Wakimoto, and R. E. Carbone, 1992: The evolution and structure of a “bow-echo-microburst” event. Part II: The bow echo. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2211–2225.
- Li, Q., and Y. Wang, 2012: A comparison of inner and outer spiral rainbands in a numerically simulated tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 2782–2805.
- Lin, Y. L., R. D. Farley and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1065–1092.
- May, P. T., 1996: The organization of convection in the rainbands of Tropical Cyclone Laurence. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 807–815.
- May, P. T., and G. J. Holland, 1999: The role of potential vorticity generation in tropical cyclone rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1224–1228.
- Murakami, M., 1990: Numerical modeling of dynamical and microphysical evolution

- of an isolated convective cloud - The 19 July 1981 CCOPE cloud. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 107–128.
- Murakami, M., T. L. Clark and W. D. Hall 1994: Numerical simulations of convective snow clouds over the Sea of Japan; Two-dimensional simulations of mixed layer development and convective snow cloud formation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 43–62.
- Powell, M. D., 1990: Boundary layer structure and dynamics in outer hurricane rainbands. Part II: Downdraft modification and mixed layer recovery. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 918–938.
- Rotunno, R., J. B. Klemp, and M. L. Weisman, 1988: A theory for strong long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 463–485
- 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.
- Shimizu, S., H. Uyeda, Q. Moteki, T. Maesaka, Y. Takaya, K. Akaeda, T. Kato, and M. Yoshizaki, 2008: Structure and formation mechanism on the 24 May 2000 supercell-like storm developing in a moist environment over the Kanto Plain, Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2389–2407.
- Spencer, R. W., H. M. Goodman, and R. E. Hood, 0: Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: Identification and characteristics of the scattering signal. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **6**, 254–273.
- Tang, X., W. -C. Lee, M. Bell, 2014: A squall-line-like principal rainband in typhoon Hagupit (2008) observed by airborne doppler radar. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 2733–2746
- Wakimoto, R. M., H. V. Murphey, A. Nester, D. P. Jorgensen, and N. T. Atkins, 2006a: High winds generated by bow echoes. PartI: Overview of the Omaha bow echo 5 July 2003 storm during BAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2793–2812.

- Wakimoto, R. M., H. V. Murphey, C. A. Davis, and N. T. Atkins, 2006b: High windgenerated by bow echoes. Part II: The relationship between the mesovortices and damaging straight-line winds. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2813–2829.
- Wang, C.-C., H.-C. Kuo, T.-C. Yeh, C.-H. Chung, Y.-H. Chen, S.-Y. Huang, Y.-W. Wang, and C.-H. Liu, 2013: High-resolution quantitative precipitation forecasts and simulations by the Cloud-Resolving Storm Simulator (CReSS) for Typhoon Morakot (2009). *J. Hydrol.* (2013), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.02.018>
- Wang, Y., 2009: How do outer spiral rainbands affect tropical cyclone structure and intensity? *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1250–1273.
- Weisman, M. L., 2001: Bow echoes: A tribute to T. T. Fujita. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 97–116.
- Willoughby, H. E., 1977: Inertia-buoyancy waves in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1028–1039.
- Willoughby, H. E., 1988: The dynamics of the tropical cyclone core. *Aust. Meteor. Mag.*, **36**, 183–191.
- Willoughby, H. E., 1990: Temporal changes of the primary circulation in tropicalcyclones. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 242–264.
- Willoughby, H. E., F. D. Marks, and R. Feinberg, 1984: Stationary and moving convective bands in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3189–3211.
- Willoughby, H. E., J. A. Clos, and M. G. Shoreibah, 1982: Concentric eyes, secondary wind maxima, and the evolution of the hurricane vortex. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 395–411.
- Wimmers, A. J., and C. S. Velden, 2007: MIMIC: A new approach to visualizing satellite microwave imagery of tropical cyclones. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 1187–1196.
- Wu, C. -C., and Y. -H. Kuo, 1999: Typhoons affecting Taiwan: current understanding and future challenges. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 67–80.

- 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 arcshaped radar echoes along an outer tropical cyclone rainband. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 56–72.



圖表

模式	CReSS v2.3
初始場及邊界條件	ECMWF YOTC, $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$, 25 levels, 6 h
海溫資料	NOAA OI SST v2, $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, 1 level
初始時間	2008 年 9 月 21 日 1200 UTC
模擬時間	36 hr
輸出頻率	900 sec
模擬範圍	$114^{\circ}\text{E} - 130^{\circ}\text{E}$, $12^{\circ}\text{N} - 27^{\circ}\text{N}$
水平解析度	1 km
水平網格點數	1600×1600 (total 2,560,000)
垂直層	$400\text{ m} \times 60\text{ levels} \cong 24\text{ km}$
積分間距	3.0 s , 0.5 s
次網格亂流混合參數化	1.5 order closure with TKE
雲物理過程	bulk cold rain

表 2.1 CReSS 模擬參數設定。

層數	高度	層數	高度	層數	高度
1	30	21	5214	41	12491
2	107	22	5553	42	12954
3	218	23	5893	43	13440
4	359	24	6233	44	13951
5	528	25	6573	45	14489
6	722	26	6913	46	15058
7	938	27	7253	47	15660
8	1174	28	7594	48	16278
9	1428	29	7936	49	16896
10	1698	30	8279	50	17514
11	1981	31	8625	51	18132
12	2275	32	8975	52	18749
13	2580	33	9329	53	19367
14	2893	34	9689	54	19985
15	3213	35	10055	55	20602
16	3538	36	10430	56	21220
17	3868	37	10815	57	21838
18	4202	38	11212	58	22455
19	4538	39	11622	59	23073
20	4875	40	12048	60	23691

表 2.2 為 CReSS 模擬之各層高度列表，高度單位為公尺（m）。

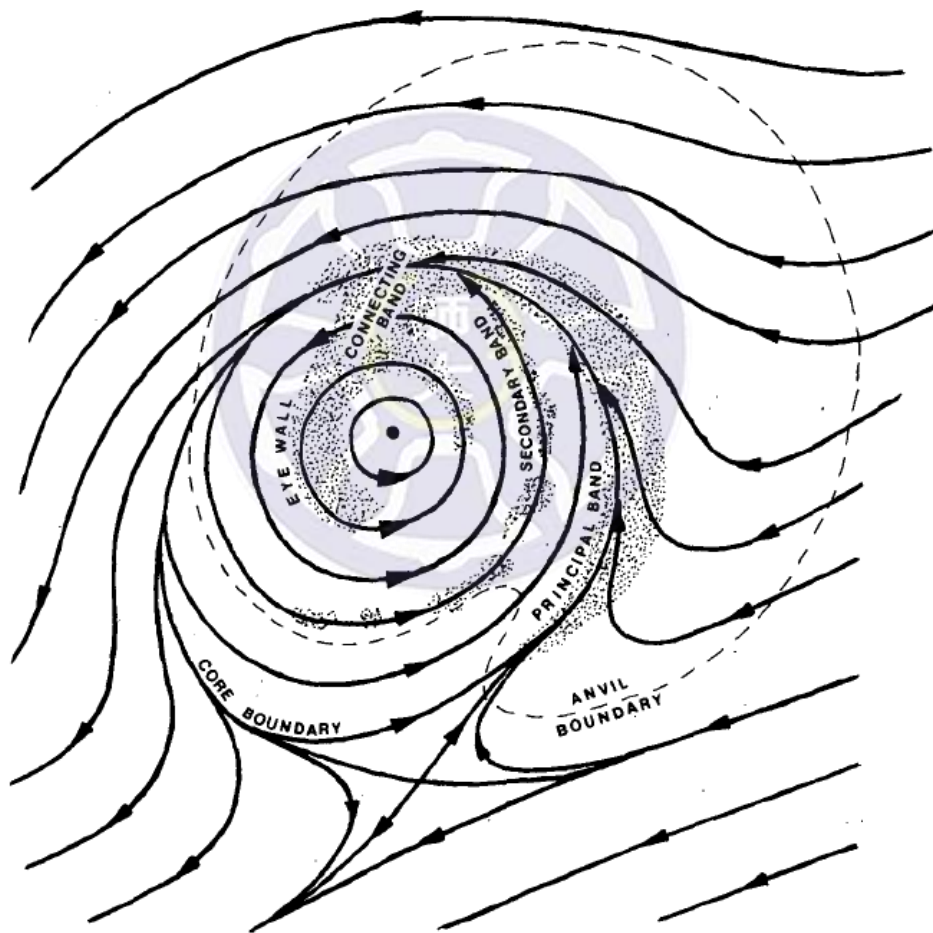


圖 1.1 Willoughby et al. (1984) 對靜止雨帶分類的示意圖。線條為氣流線。

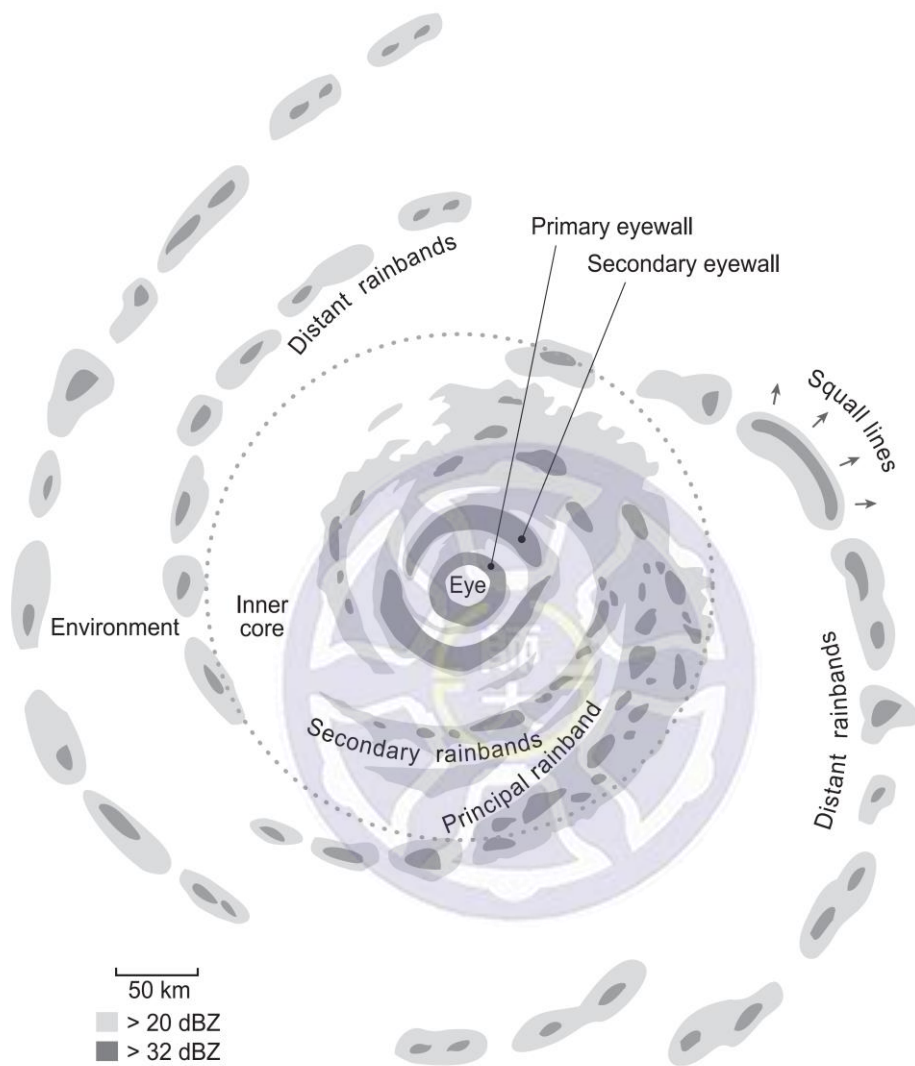


圖 1.2 Houze (2010) 根據 Willoughby et al. (1988) 所做的雨帶分類示意圖。虛線圓圈表示颱風渦旋環流動力作用的影響範圍。

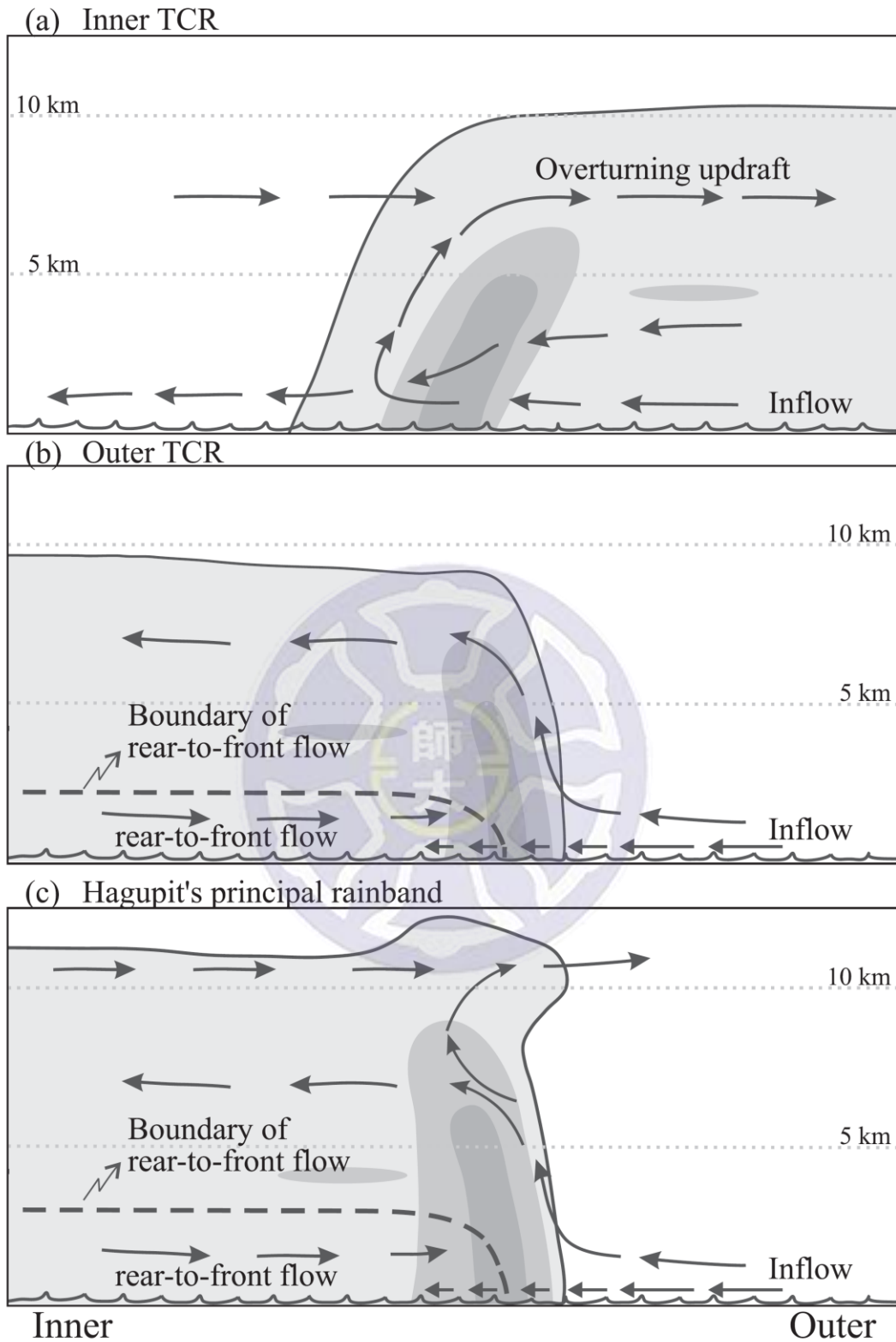


圖 1.3 哈格比颱風主雨帶與內/外雨帶的結構比較。灰階由淺至深表示回波值 10, 25, 35 dBZ。(a) 內雨帶及過去認知的主雨帶 (b) 外雨帶 (c) 哈格比颱風主雨帶。(取自 Tang et al., 2014)

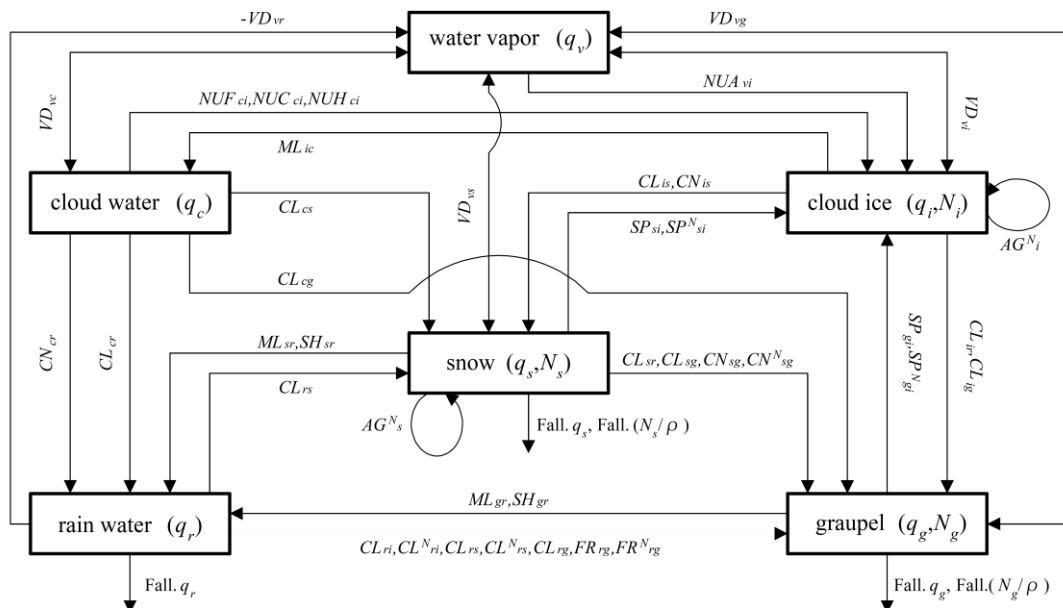


圖 2.1 CReSS 模式冷雨過程中各種水（冰）相粒子間轉換之雲物理過程示意圖。（取自 Kazuhisa Tsuboki 及 Atsushi Sakakibara，2007）

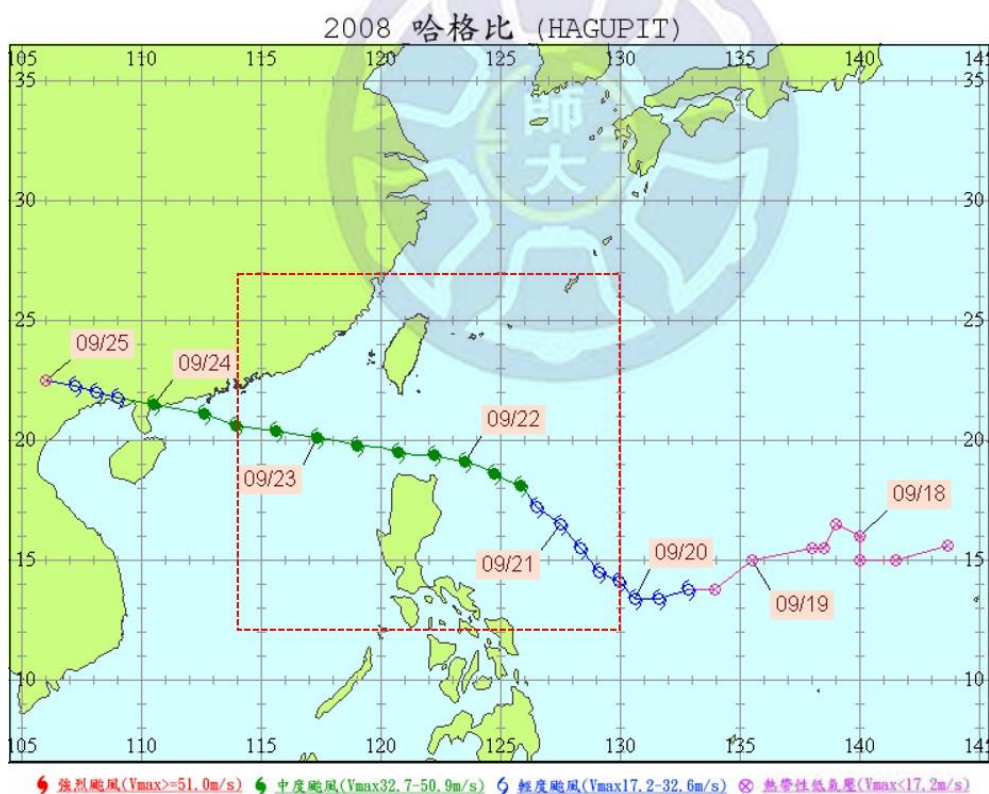


圖 2.2 中央氣象局之哈格比颱風（2008）每六小時最佳路徑資料。不同顏色代表不同的颱風分級。紅色虛線為 CReSS 的模擬範圍。（取自中央氣象局）

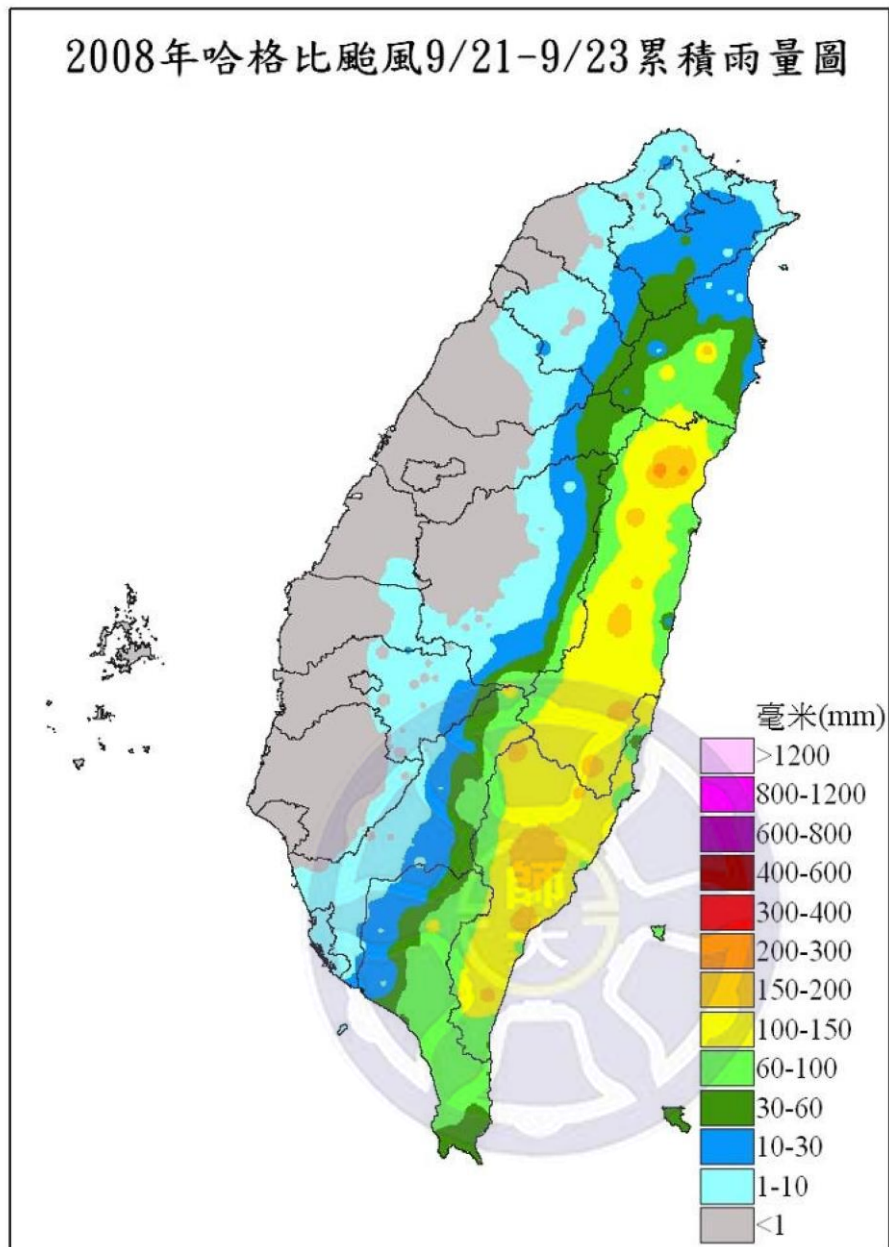


圖 3.1 哈格比颱風靠近期間之累積雨量圖 (mm)。(取自中央氣象局)

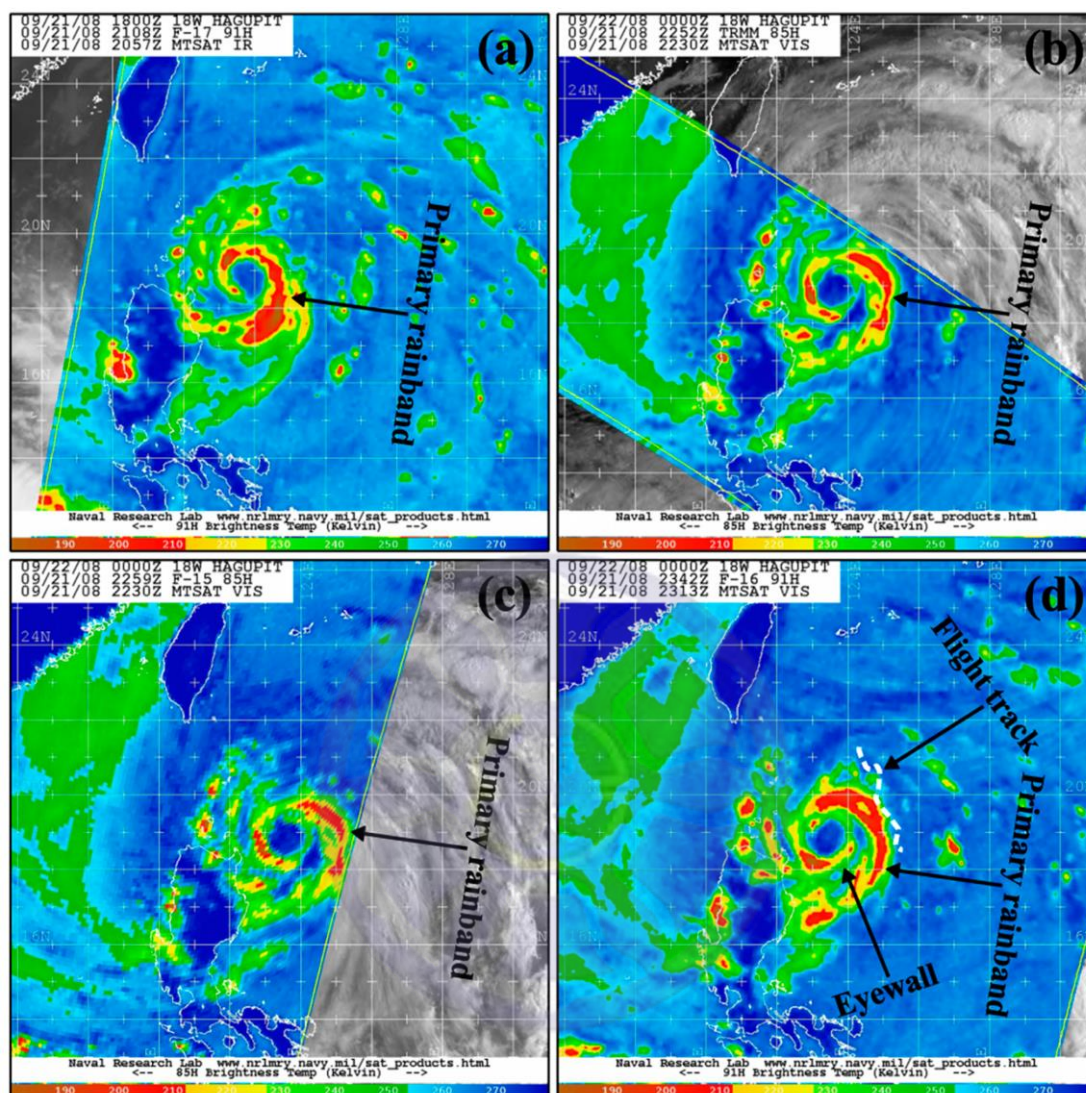


圖 3.2 在衛星微波頻道底下的哈格比颱風以及主雨帶的結構。時間為 21 日 (a) 2108 UTC (b) 2252 UTC (c) 2259 UTC (d) 2342 UTC。(取自 Tang et al., 2014)

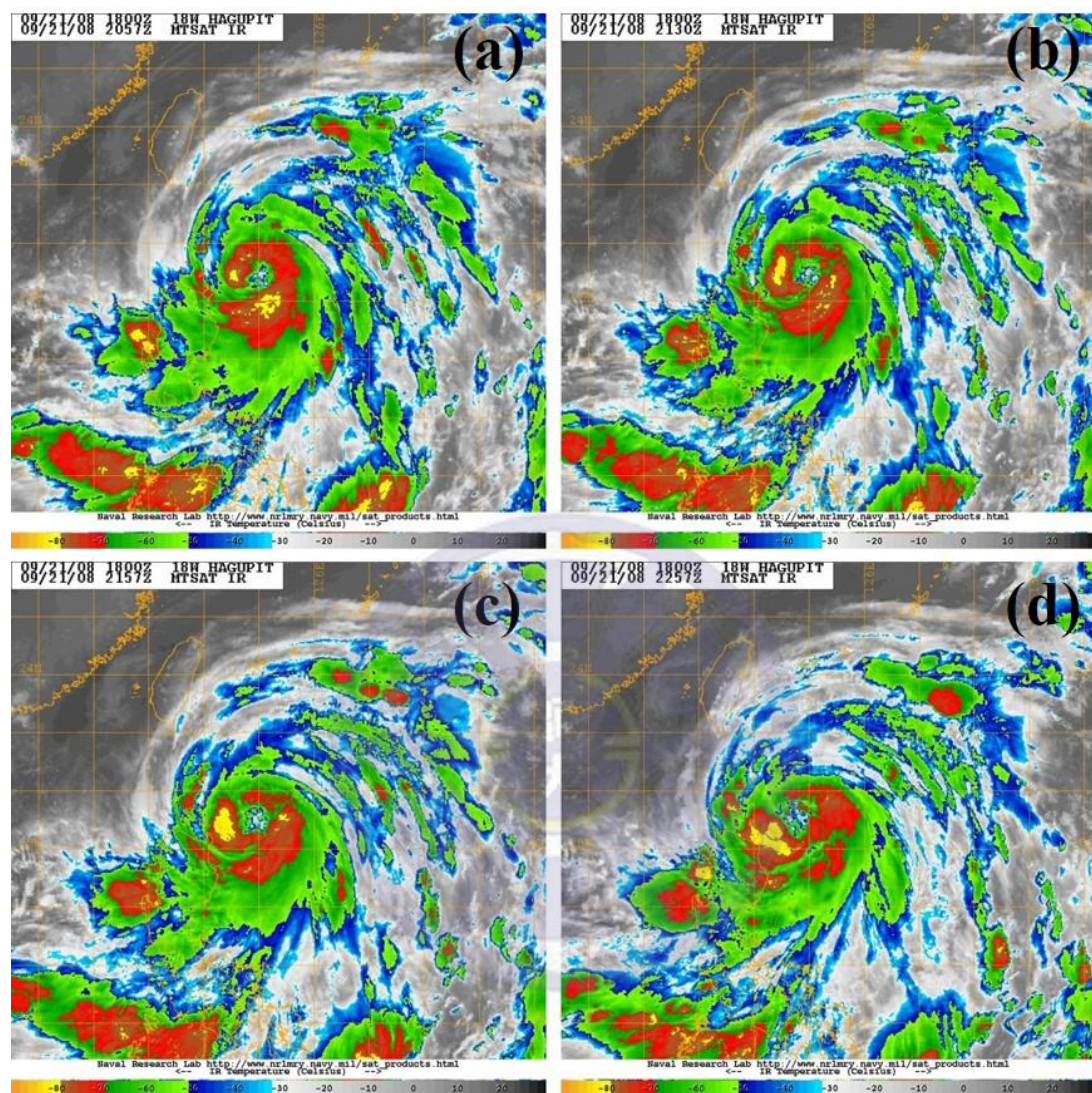


圖 3.3 在紅外線頻道下的哈格比颱風以及主雨帶的結構。時間為 21 日 (a) 2057 UTC (b) 2130UTC (c) 2157 UTC (d) 2257 UTC。(重製於 NRL)

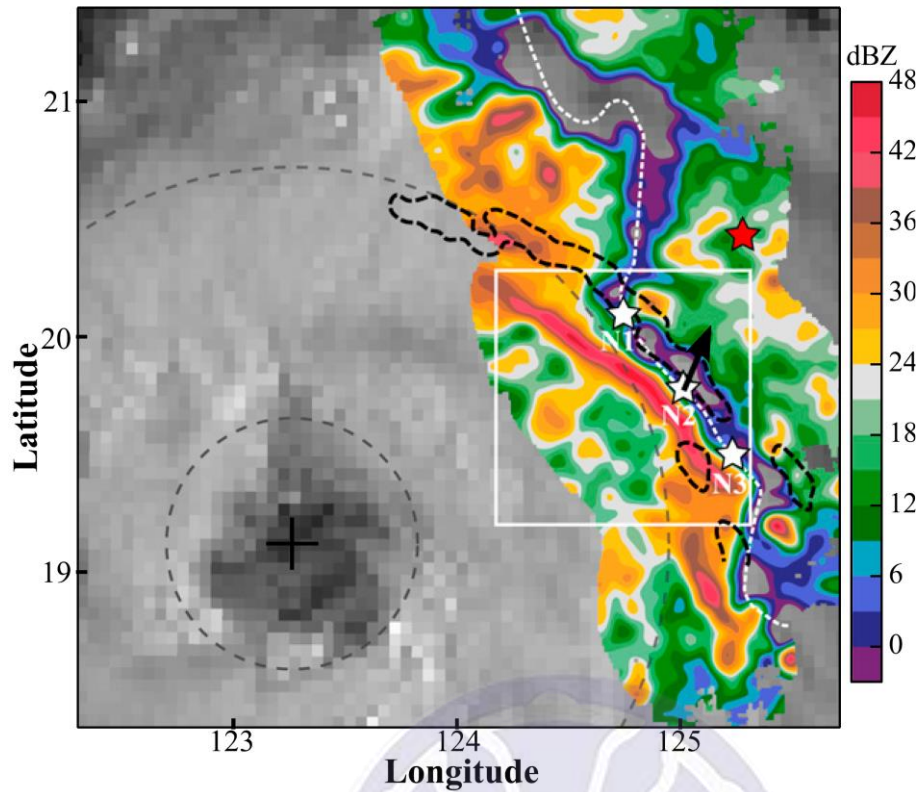


圖 3.4 機載雷達於 9 月 22 日 0010 UTC 至 0110 UTC 對哈格比颱風主雨帶中段的觀測結果。(取自 Tang et al., 2014)

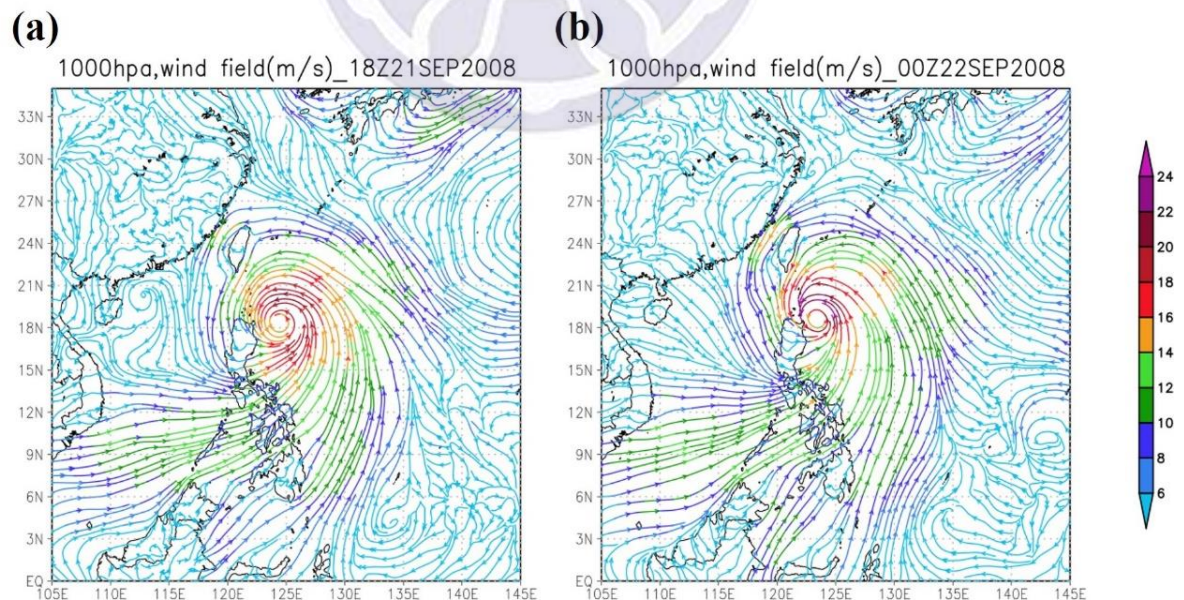


圖 3.5 ECMWF YOTC 於 (a) 9 月 21 日 1800 UTC (b) 9 月 22 日 0000 UTC 之氣流線，顏色為風速 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)。

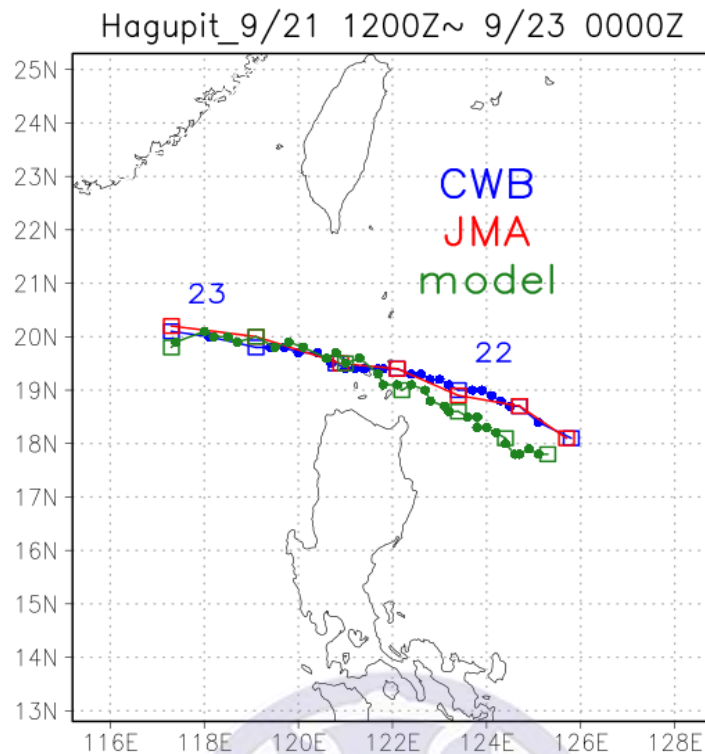


圖 4.1 哈格比颱風於 9 月 21 日 1200 UTC 至 9 月 23 日 0000 UTC 之路徑。藍線表示中央氣象局，紅線表示日本氣象廳，綠線為模擬路徑。每小時一圓點，0000 UTC、0600 UTC、1200 UTC、1800 UTC 為方框。

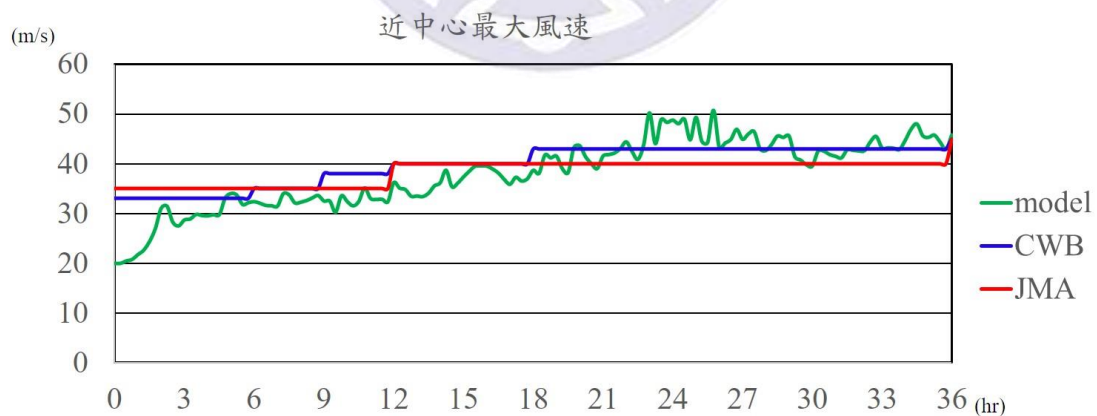


圖 4.2 哈格比颱風於 9 月 21 日 1200 UTC 至 9 月 23 日 0000 UTC 之風速 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)，橫軸為模擬時間 (hr)。藍線表示中央氣象局，紅線表示日本氣象廳，綠線為模擬風速。

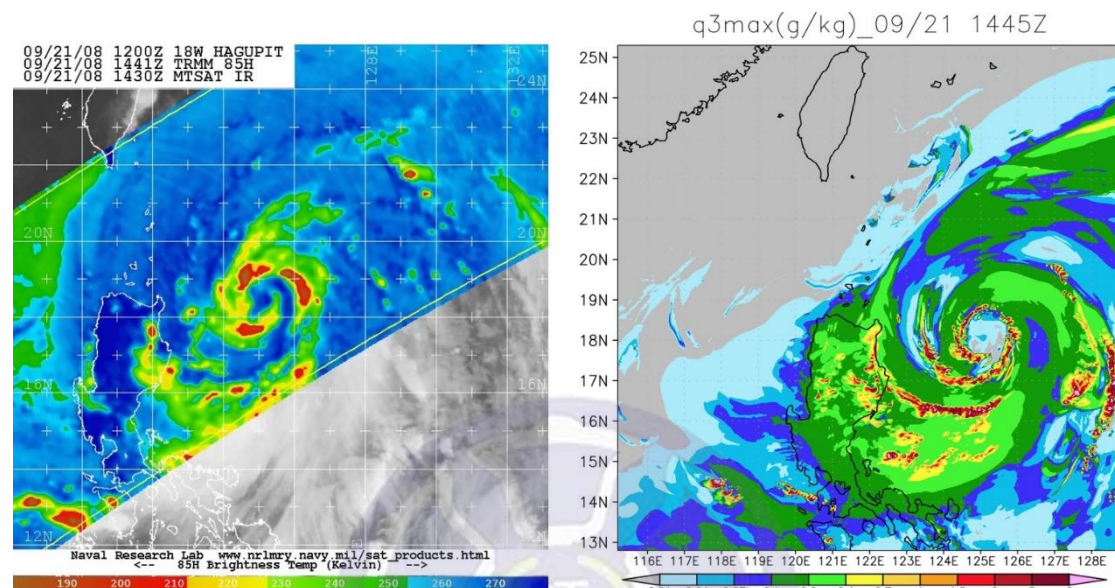


圖 4.3 模擬期間前段衛星微波頻道與模式模擬比對。左圖為美國海軍研究室繪製的衛星微波頻道圖，時間為 21 日 1441 UTC，右圖為模式降水粒子（雨、雪、雹）混合比 ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) 在垂直方向的最大值，時間為 21 日 1445 UTC。

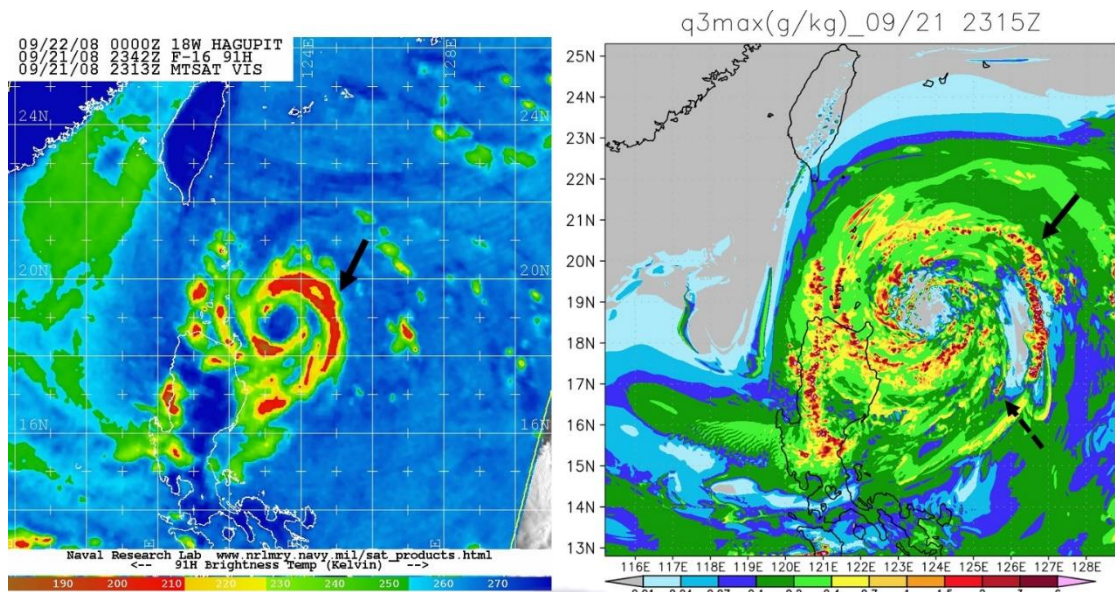


圖 4.4 同圖 4.3，但為模擬期間中段。左圖時間為 21 日 2342UTC，右圖時間為 21 日 2315UTC。

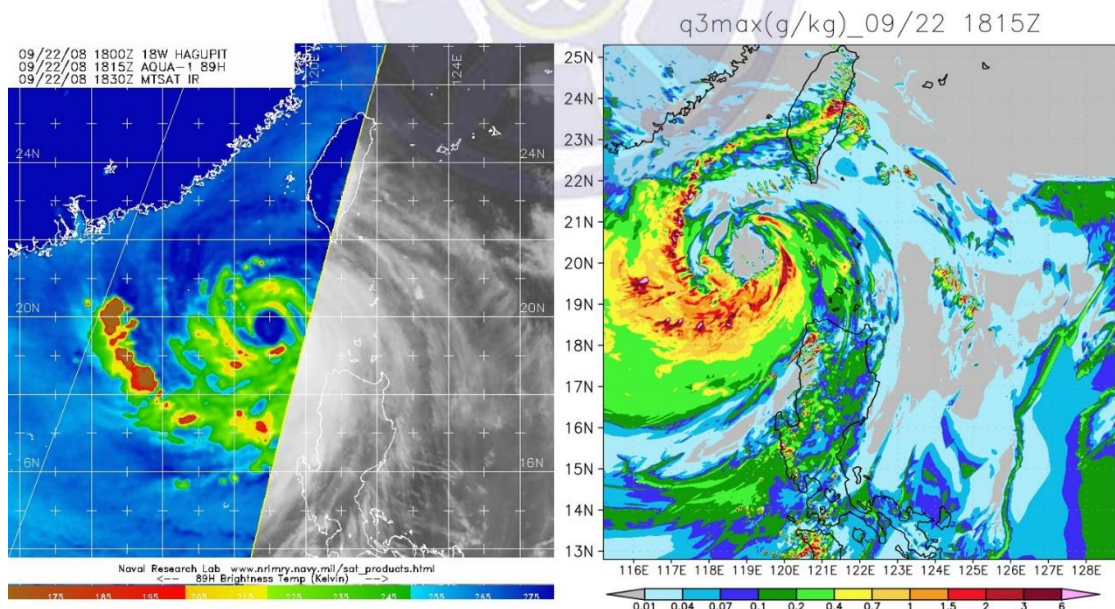


圖 4.5 同圖 4.3，但為模擬期間後段。左圖時間為 22 日 1815 UTC，右圖時間為 22 日 1815 UTC。

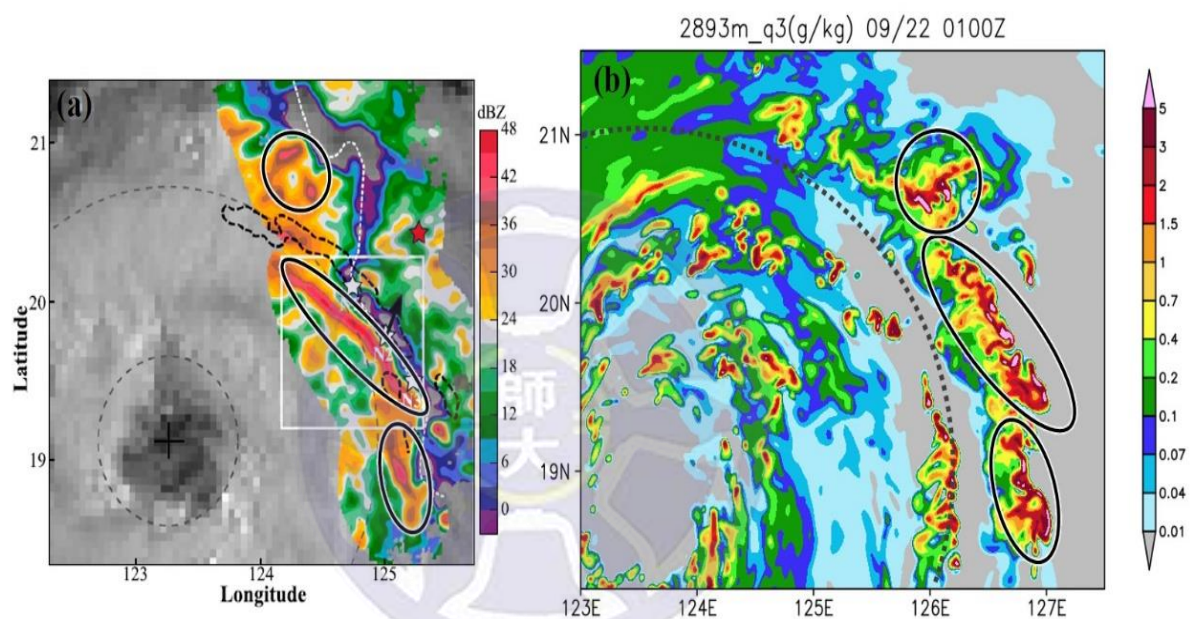


圖 4.6 (a) 機載雷達於 9 月 22 日 0010 UTC 至 0110 UTC，距離地面 3 km 的回波值 (dBZ)，內灰色虛線圓圈為估計的最大風半徑 (RMW)，外圈則為三倍最大風半徑 (修改自 Tang et al., 2014)

(b) 模式模擬於 9 月 22 日 0100UTC，高度 2893 公尺的降水粒子混和比 ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)，灰色虛線為模擬的三倍最大風半徑。相對應的區域以黑色實線圓圈標記。

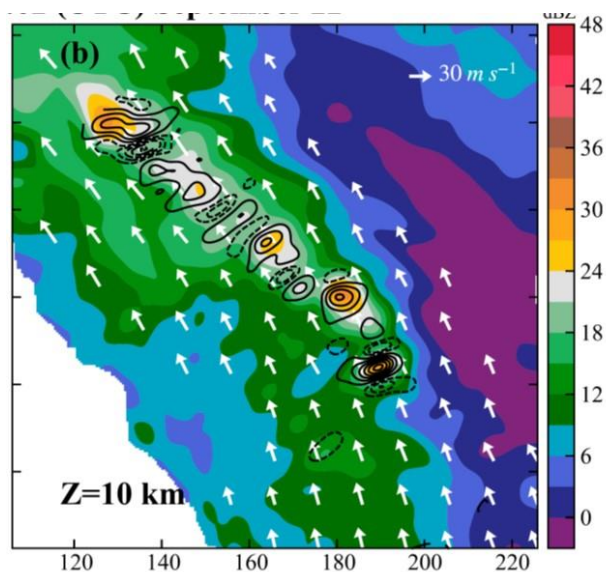


圖 4.7 機載雷達於 9 月 22 日 0010 UTC 至 0110 UTC，色階為距離地面 10 公里高的回波值 (dBZ)，範圍為圖 4.6a 的白色方框。(取自 Tang et al., 2014)

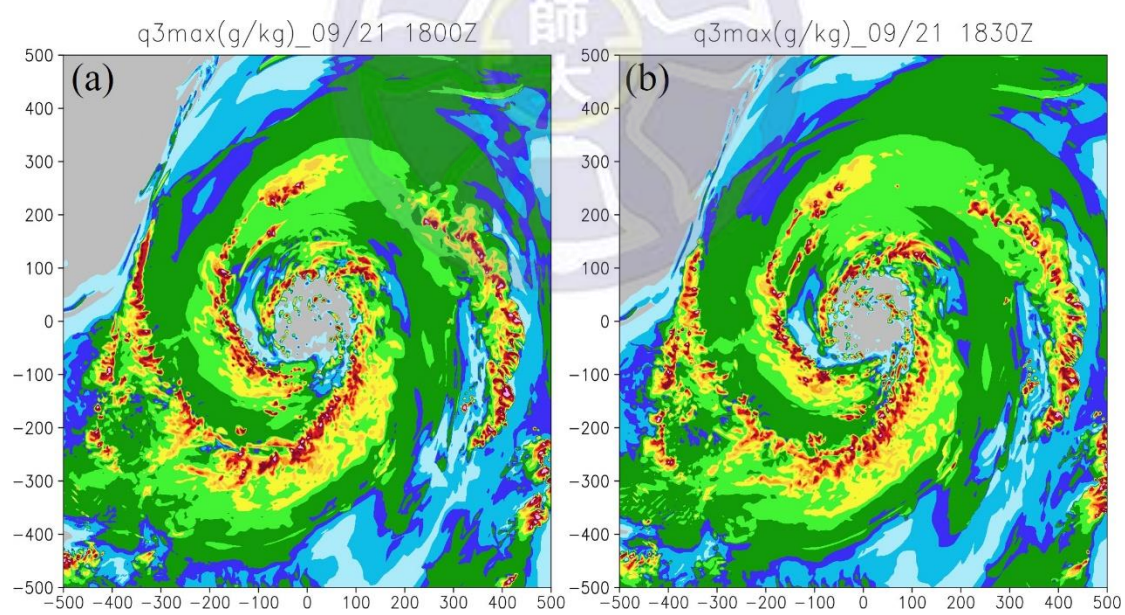


圖 5.1 (續)

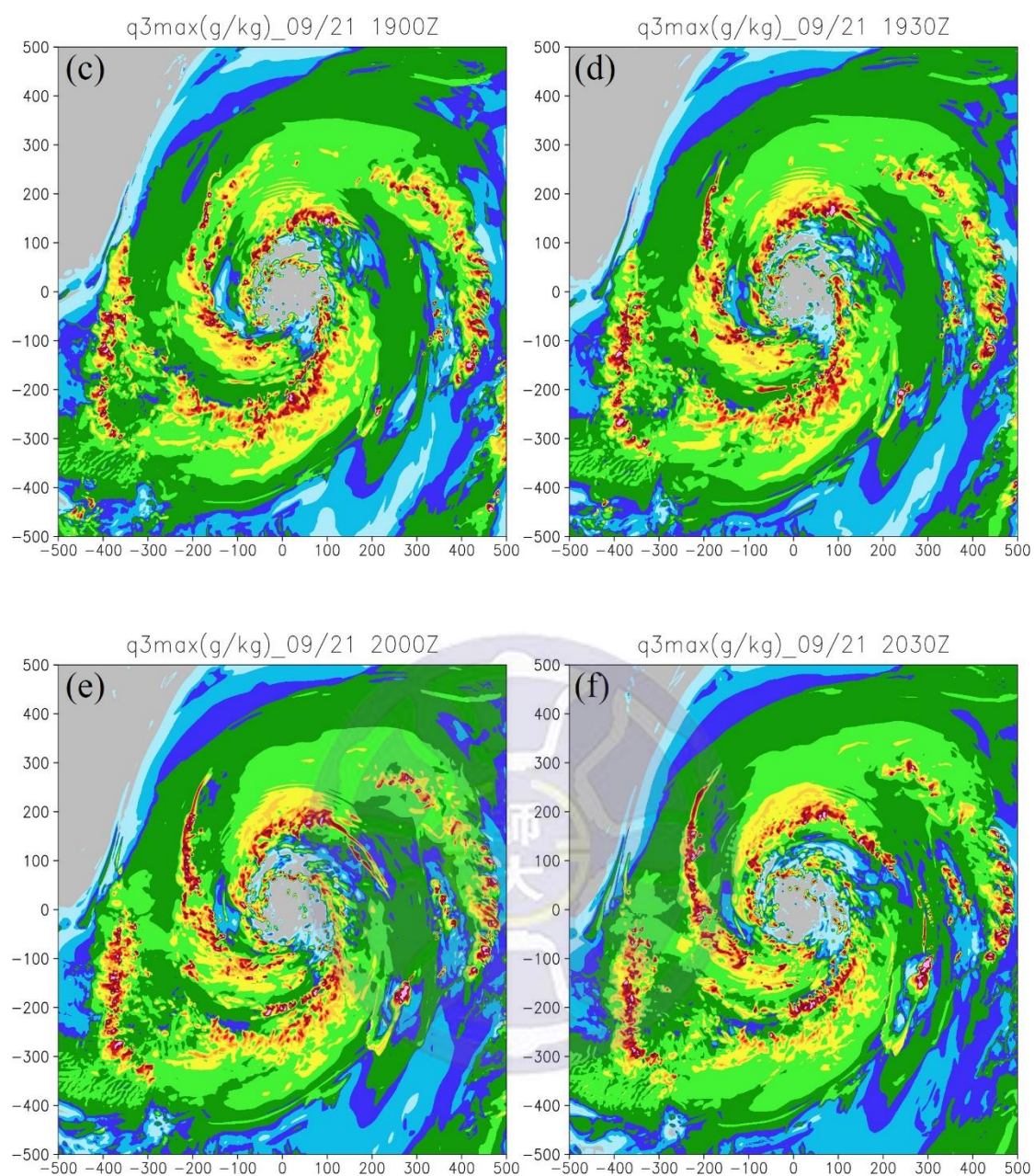


圖 5.1 (續)

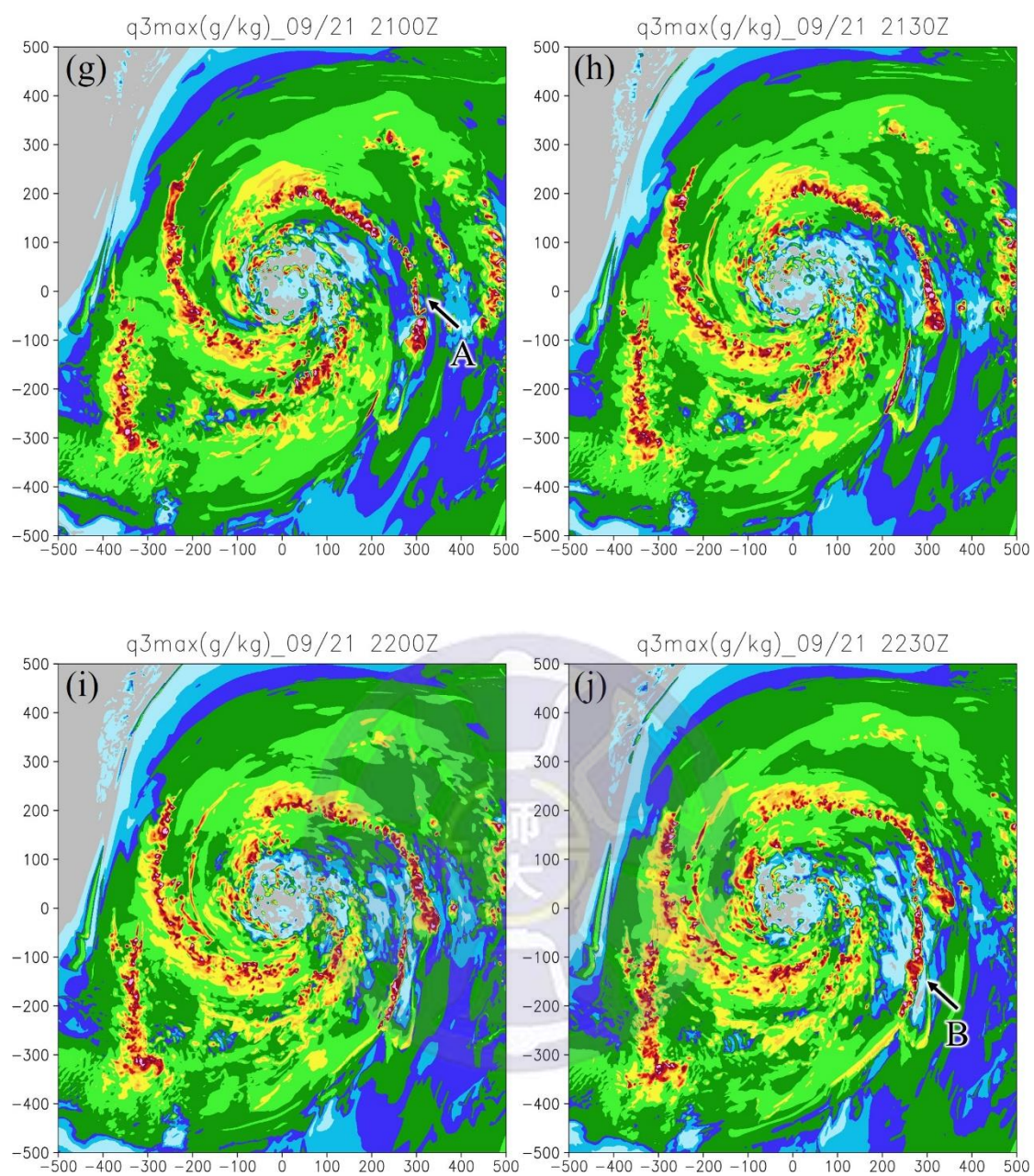


圖 5.1 (續)

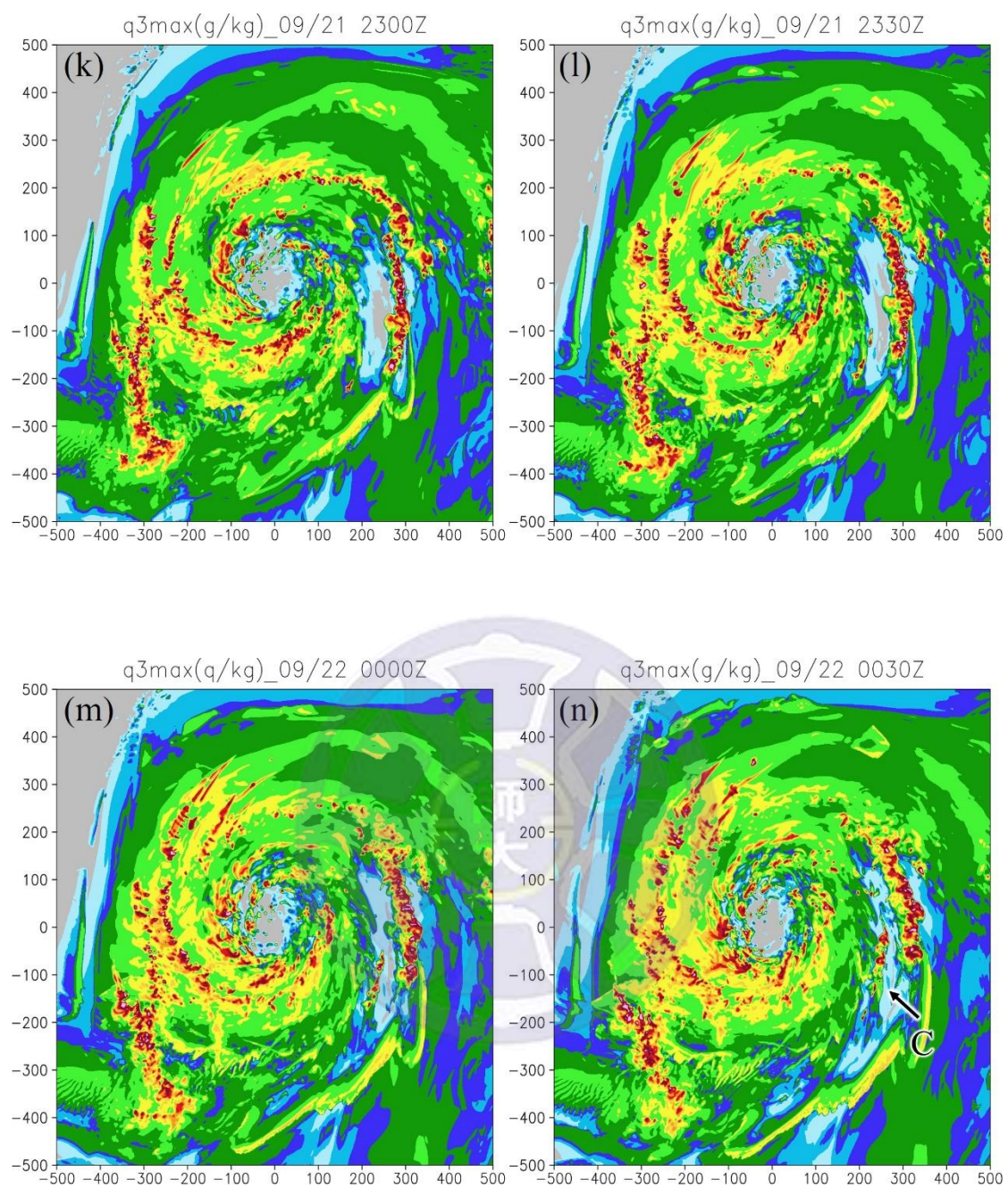


圖 5.1 (續)

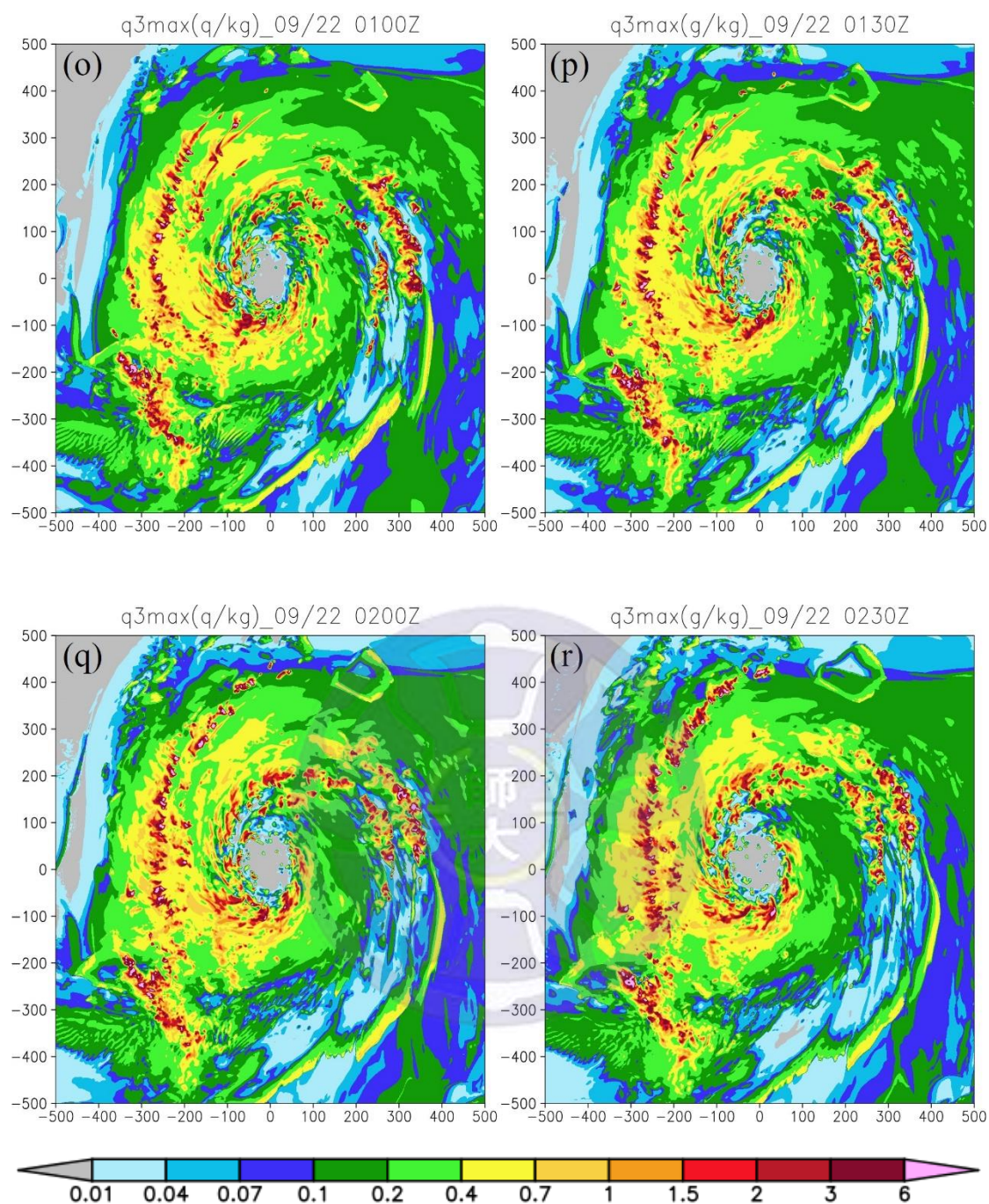


圖 5.1 模式模擬於 9 月 21 日 1800 UTC 至 9 月 22 日 0230 UTC 之 $q_{3\max}$ ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)。橫軸為 x 方向相對於颱風中心的距離，縱軸為 y 方向相對於颱風中心的距離。21 日 (a) 1800 UTC (b) 1830 UTC (c) 1900 UTC (d) 1930 UTC (e) 2000 UTC (f) 2030 UTC (g) 2100 UTC (h) 2130 UTC (i) 2200 UTC (j) 2230 UTC (k) 2300 UTC (l) 2330 UTC，22 日 (m) 0000 UTC (n) 0030 UTC (o) 0100 UTC (p) 0130 UTC (q) 0200 UTC (r) 0230 UTC。

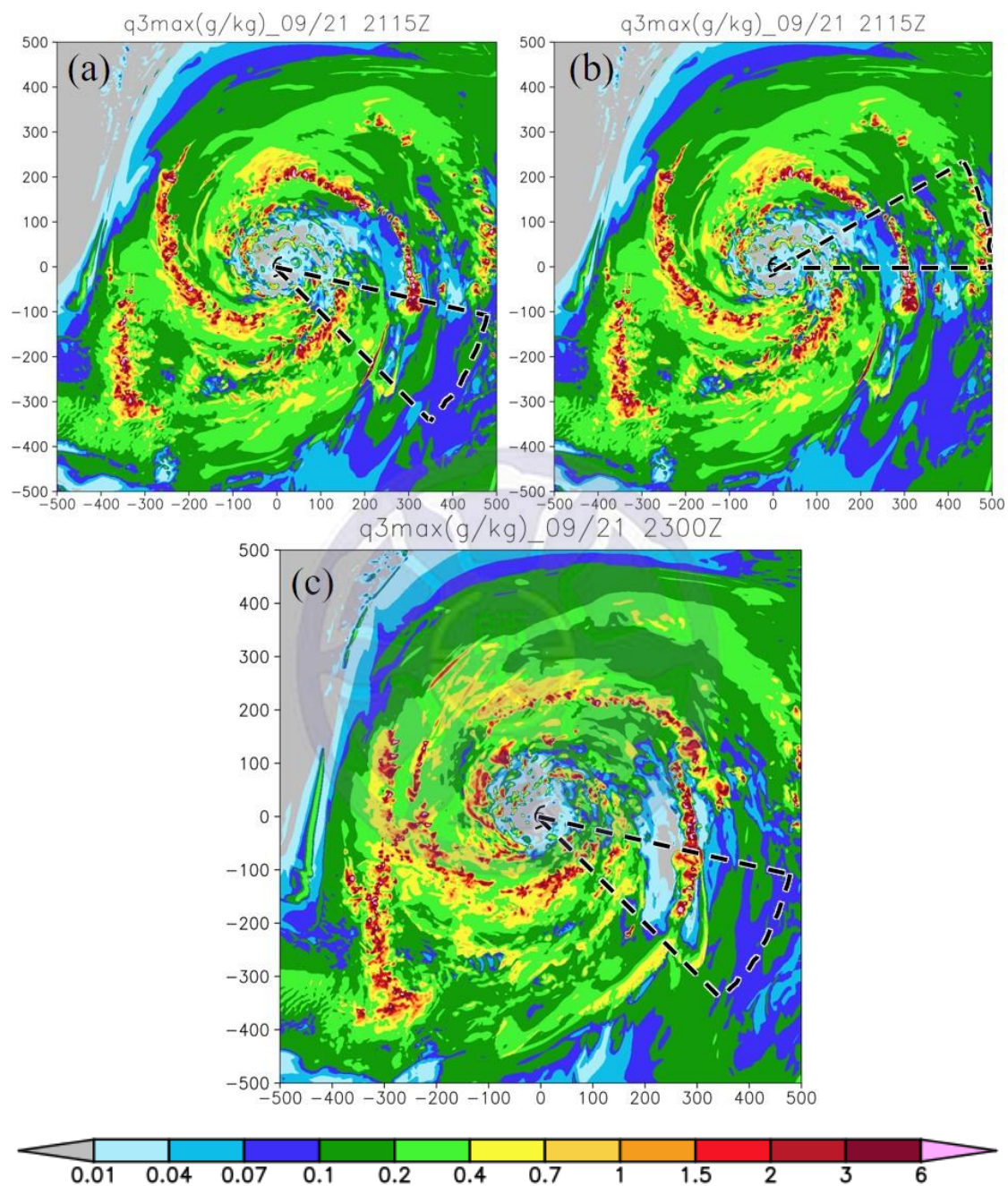


圖 5.2 模擬的 $q3_{\max}$ 。黑色虛線表示做扇形平均的範圍。(a) 角度為 -45° 至 -15° ，時間為 21 日 2115 UTC (b) 角度為 0° 至 30° ，時間為 21 日 2115 UTC (c) 角度 -45° 至 -15° ，時間為 21 日 2300 UTC。

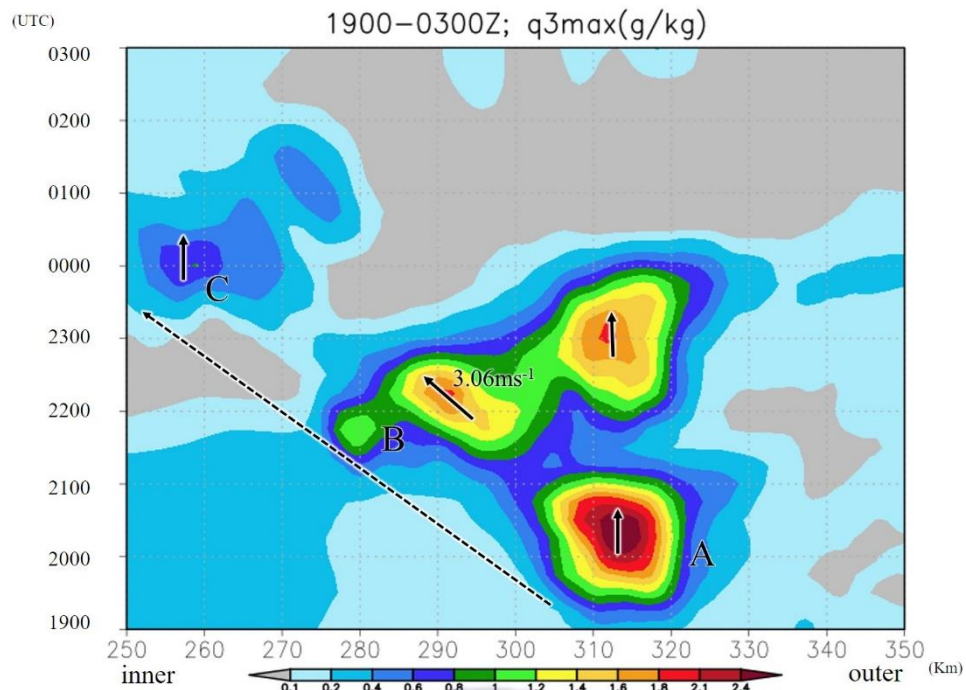


圖 5.3 9 月 21 日 1900 UTC 至 9 月 22 日 0300 UTC 之 $q_{3\max}$ ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) 隨時間的演變。扇形平均的角度選取範圍從負 45 度至負 15 度。橫軸為相對颱風中心的距離 (km)，縱軸為時間 (UTC)。

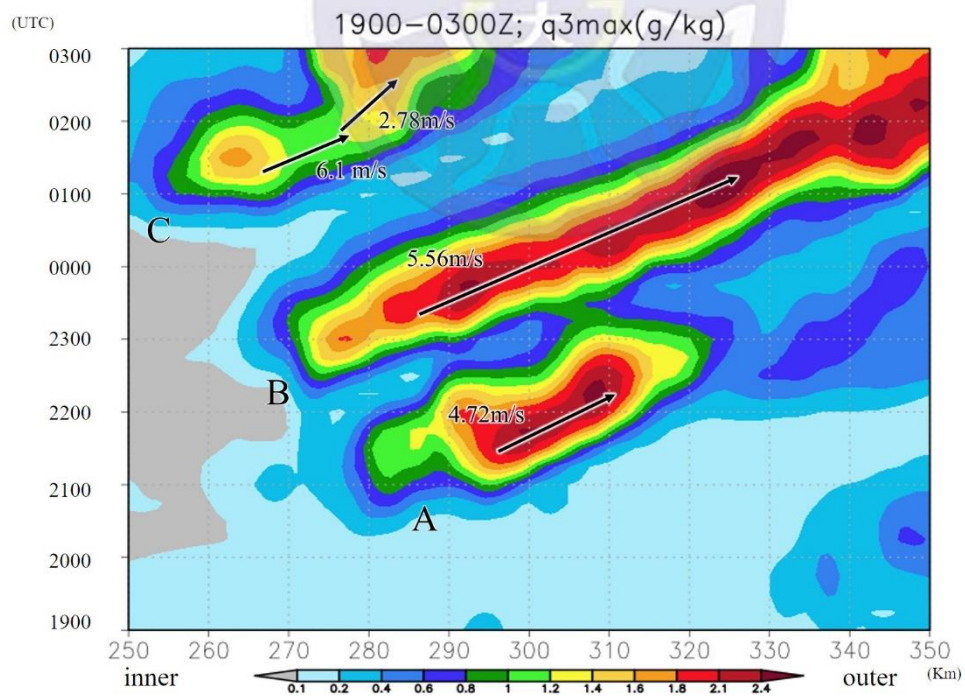


圖 5.4 同圖 5.3，但扇形平均選取角度為 0° 至 30° 。

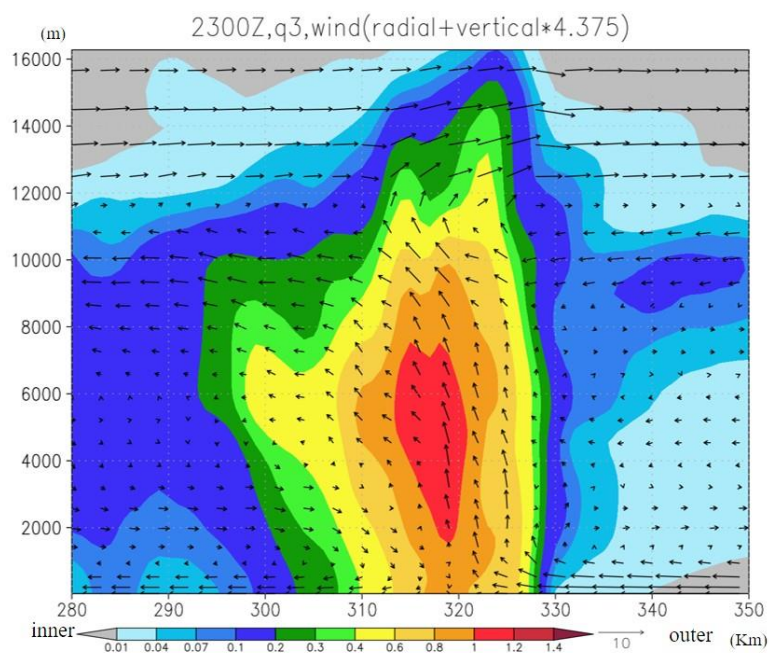


圖 5.5 雨帶的垂直結構，扇形平均的選取角度為 -45° 至 -15° ，時間為21日2300 UTC。橫軸為相對於颱風中心的距離 (km)，縱軸為高度 (m)，色階為 $q3_{\max}$ ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)，箭頭表示風場 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)，為保持氣流在畫面相對於對流的角度，垂直速度乘上橫軸與縱軸的尺度比例。

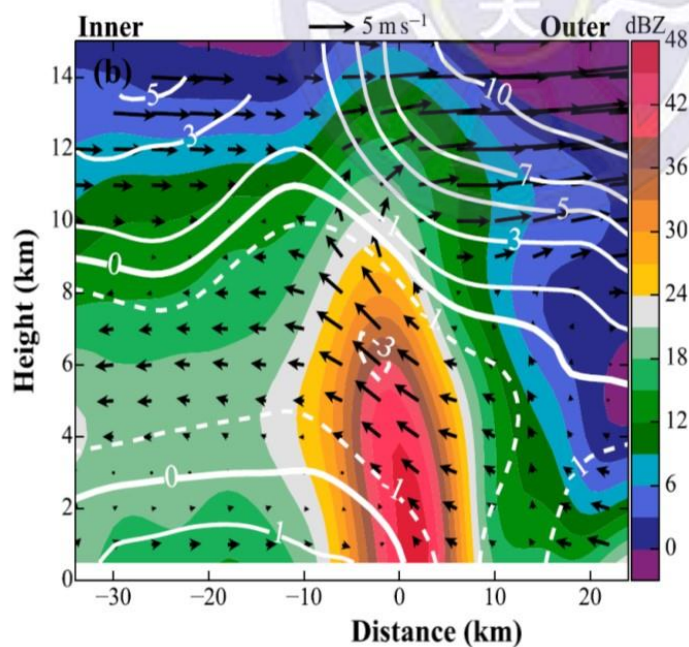


圖 5.6 機載都卜勒雷達觀測的主雨帶垂直結構，色階為回波值 (dBZ)，箭頭為雙都雷達反演的風場，白色等直線為垂直於雨帶走向的風速 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)。(取自 Tang et al., 2014)

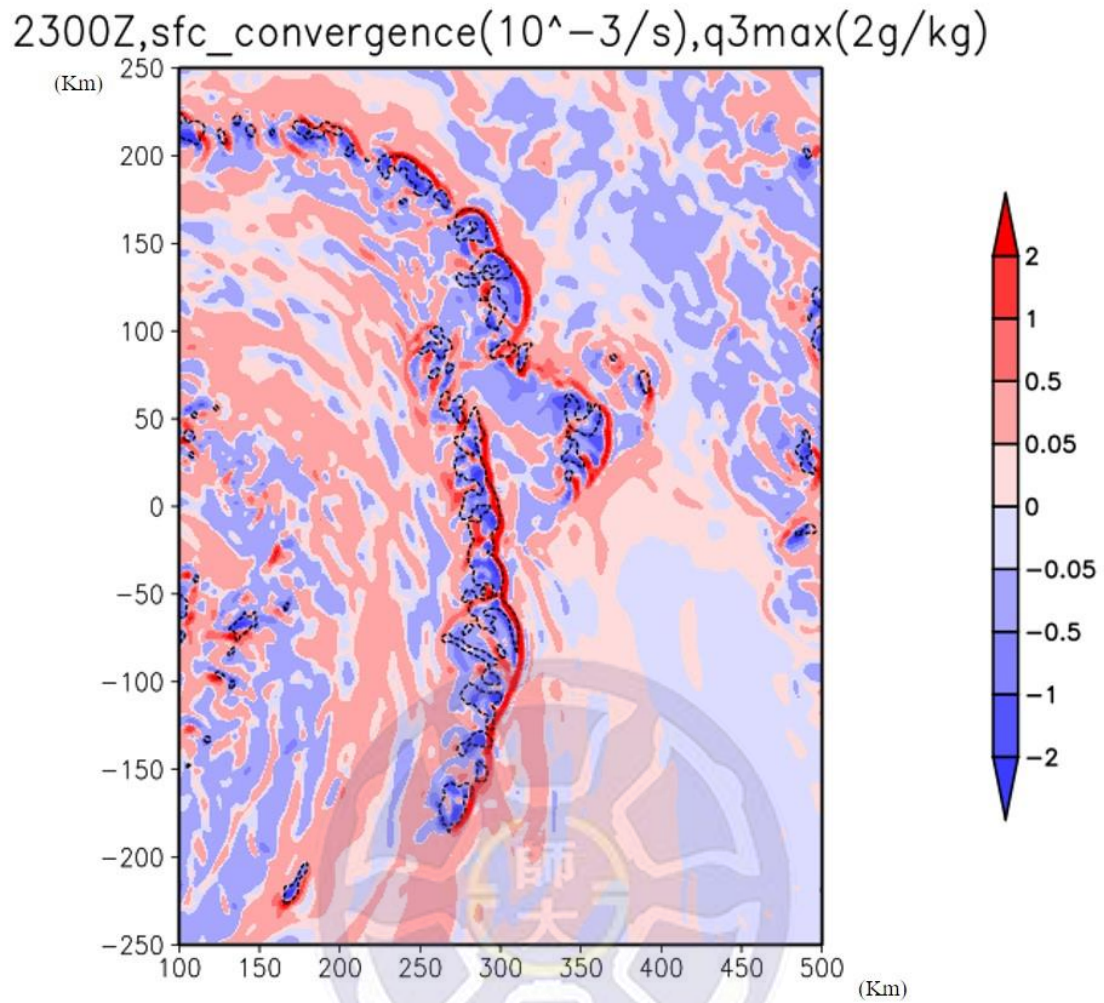


圖 5.7 雨帶的地表輻合輻散，時間為 21 日 2300 UTC。色階表示輻合輻散 ($10^3 \cdot s^{-1}$)，紅色表示輻合，藍色表示輻散，黑色虛線表示 $q3max$ 等於 $2g \cdot kg^{-1}$ 的等值線，代表雨帶位置。橫（縱）軸代表 x (y) 方向相對於颱風中心的距離 (km)。

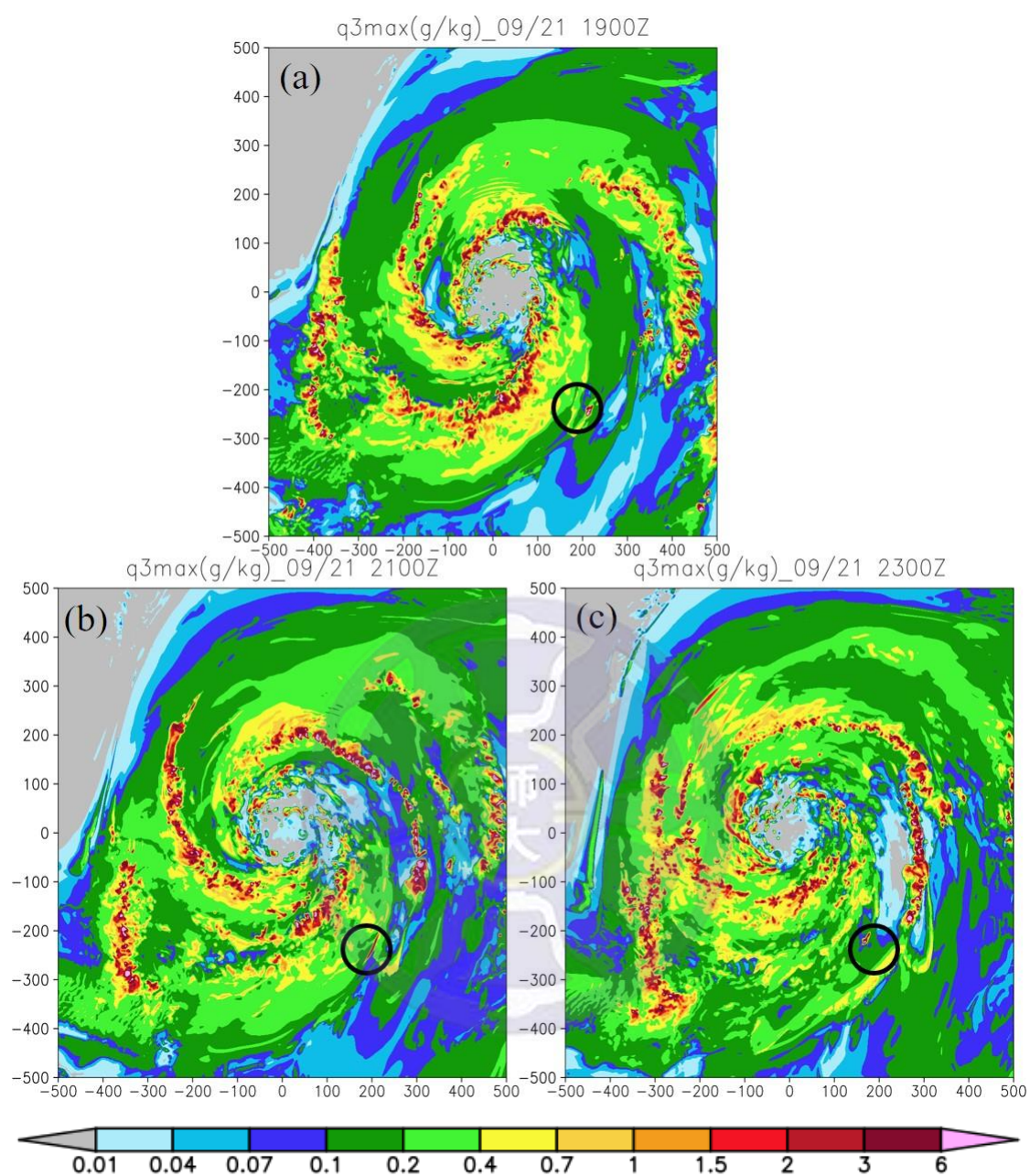


圖 6.1 模式模擬之 $q3_{\max}$ ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)，橫（縱）軸為 x (y) 方向相對於颱風中心的距離 (km)。(a) 21 日 1900 UTC；(b) 21 日 2100 UTC；(c) 21 日 2300 UTC。三個黑色圓圈皆位於相對於颱風中心相同的位置。

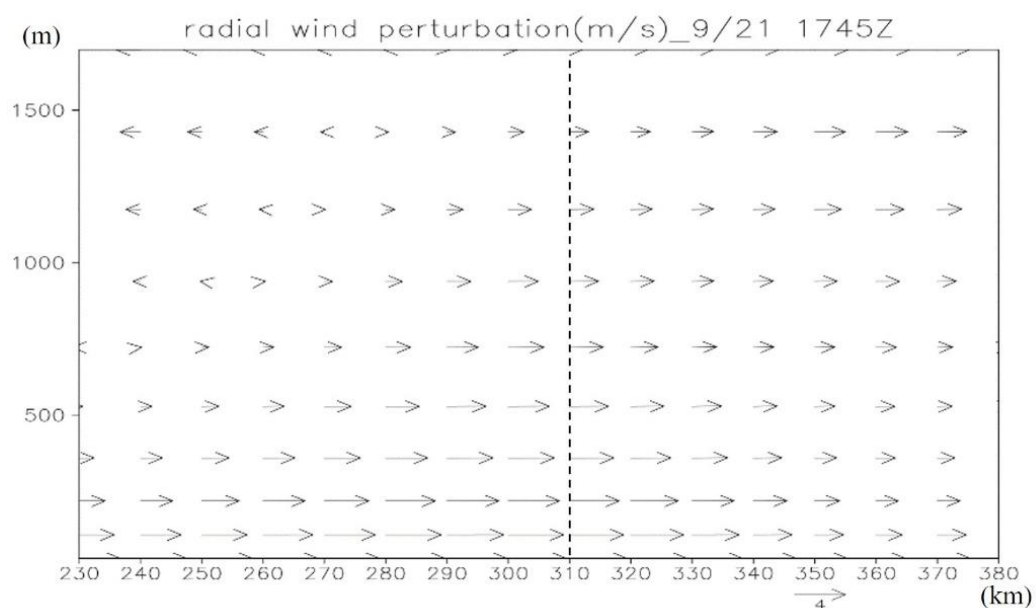


圖 6.2 模擬結果做扇形平均選取角度 -50° 至 -35° 的徑向風速擾動值 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)。基準值為扇形平均選取角度 360° 。橫軸為相對於颱風中心的距離 (km)，縱軸為高度 (m)。虛線的位置則大略是雨帶的生成位置。

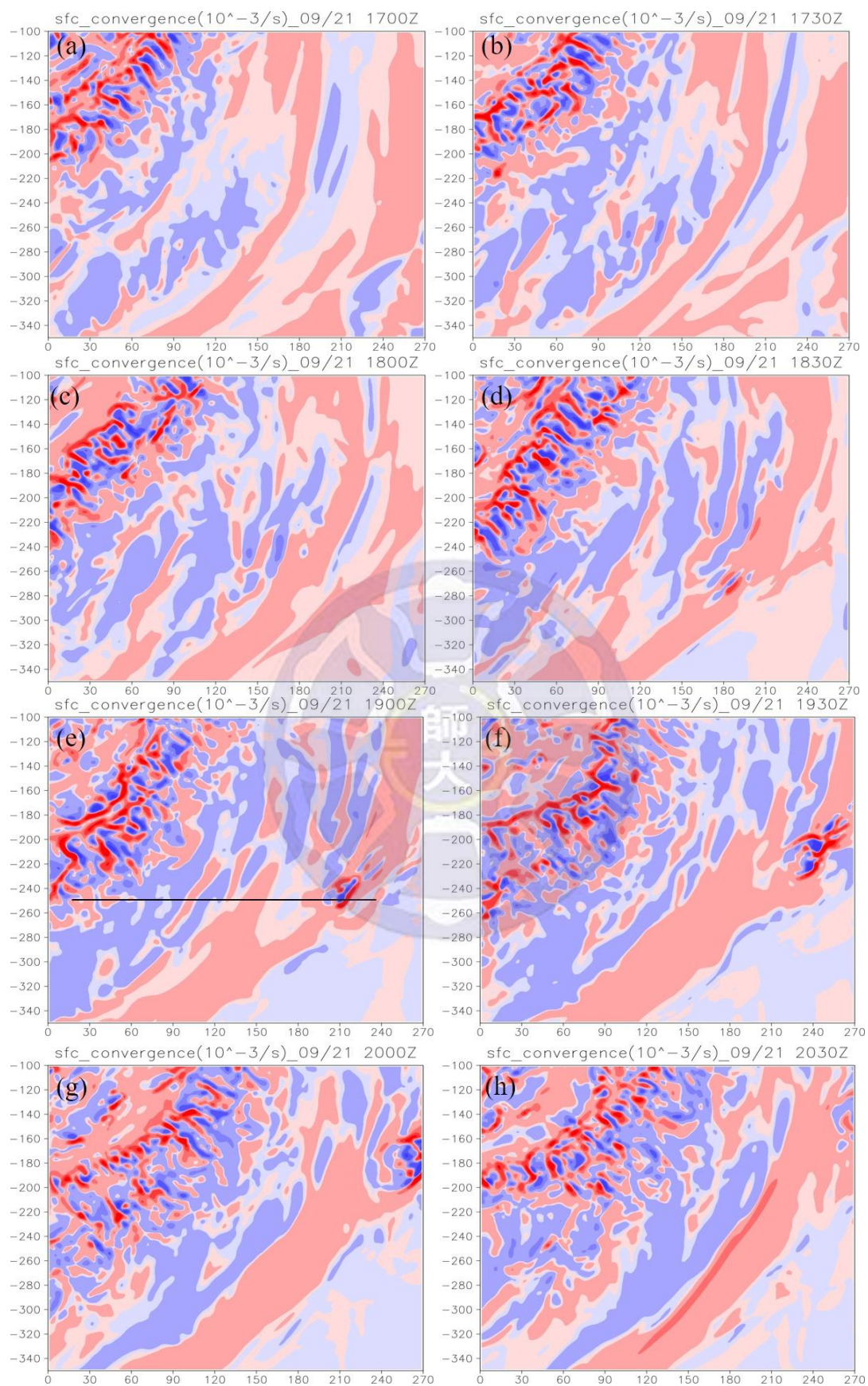


圖 6.3 (續)

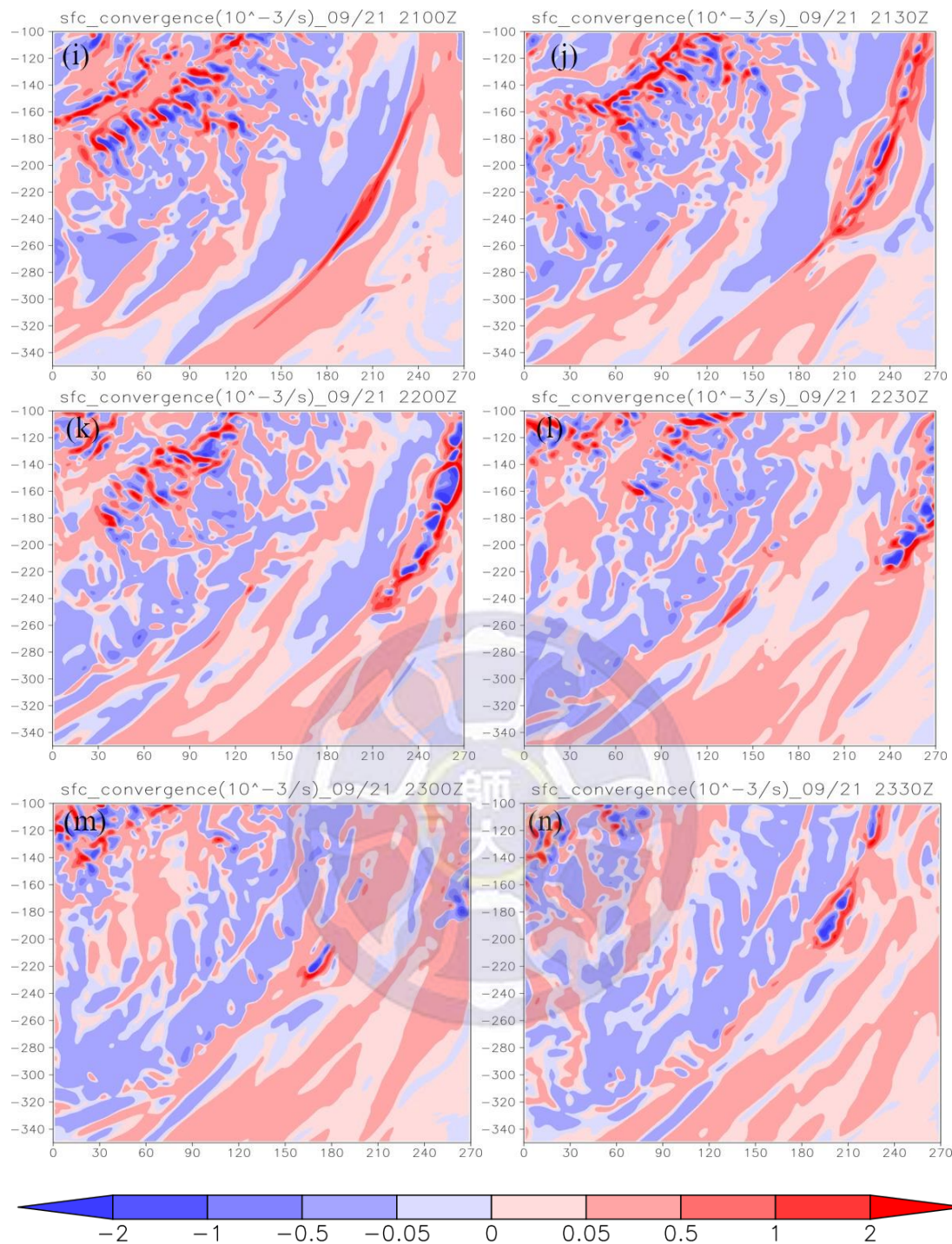


圖 6.3 距離颱風中心東側 0 km 至 270 km 以及南側 100 km 至 300 km 範圍之輻合輻散 ($10^3 \cdot s^{-1}$) 的模擬結果。時間為 21 日 1700 UTC 至 2330 UTC，每張間隔 30 分鐘。黑線為圖 6.4、圖 6.5 及圖 6.6 剖面的位置。

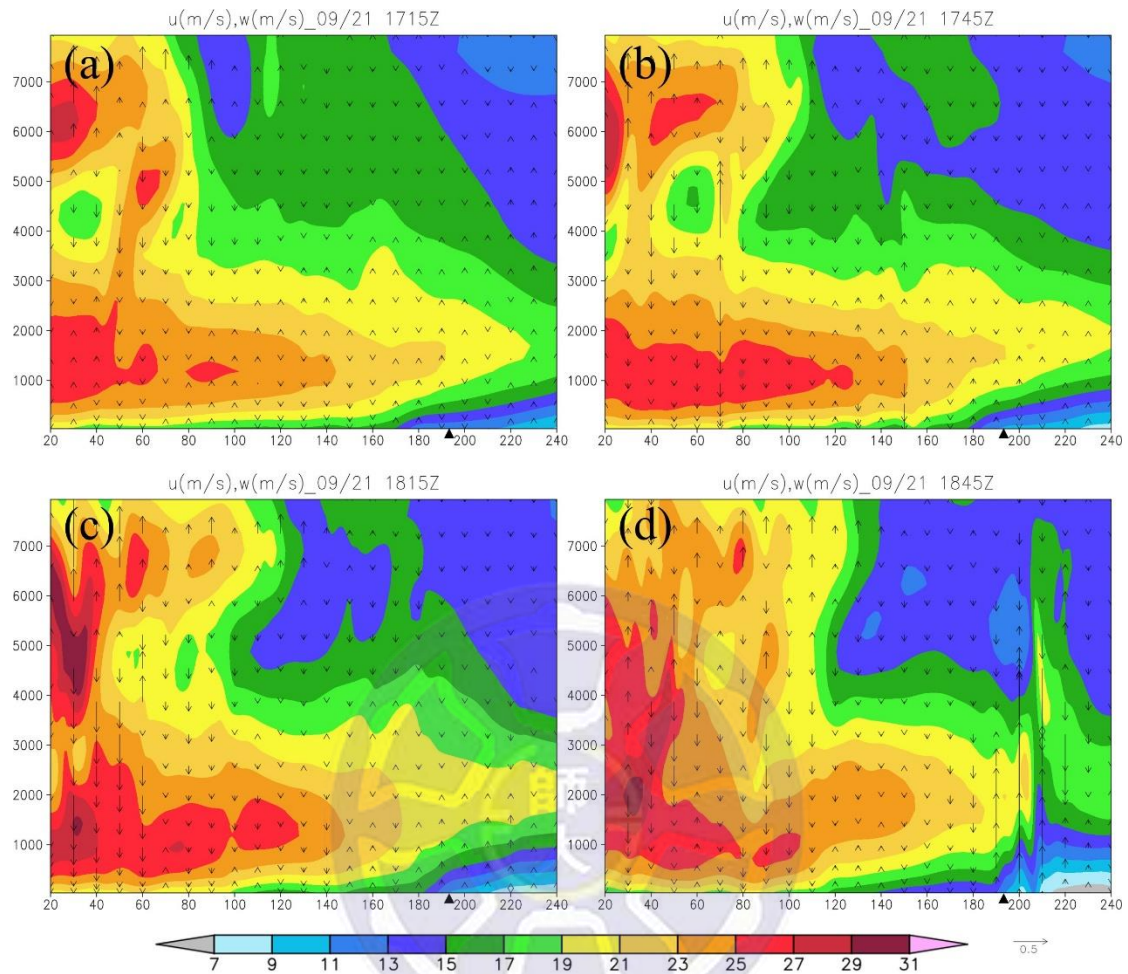


圖 6.4 (a) ~ (c) 為 A 雨帶生成前，(d) 為生成時，東西走向剖面的風場。色階為 u 風風速 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)，箭頭為垂直速度 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)，橫軸上三角形為依據 (d) 所標記的雨帶大略生成位置。橫軸為 x 方向相對於颱風中心距離 (km)，縱軸為高度 (m)。(a) 1715 UTC (b) 1745 UTC (c) 1815 UTC (d) 1845 UTC。

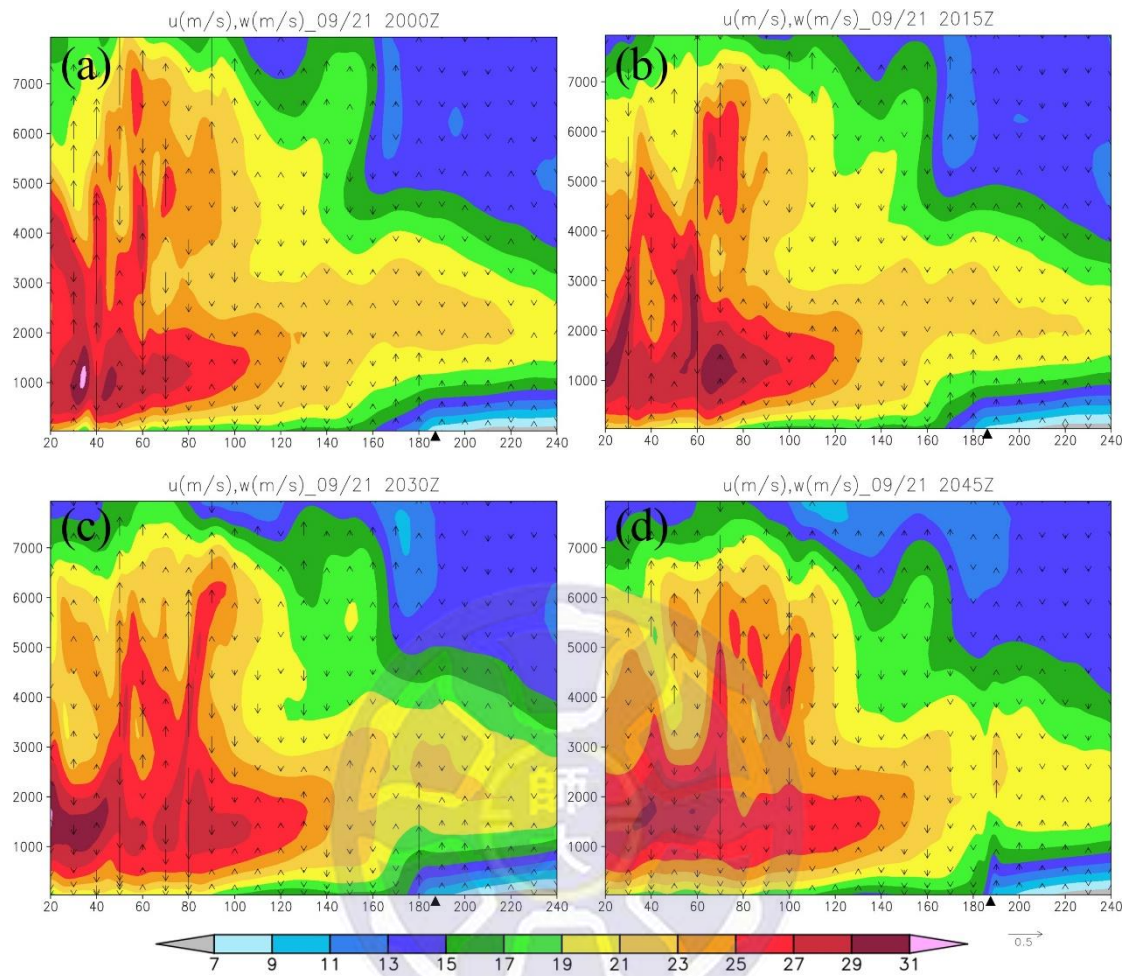


圖 6.5 同圖 6.4，但為 B 雨帶。(a) 2000 UTC (b) 2015 UTC (c) 2030 UTC (d) 2045 UTC。

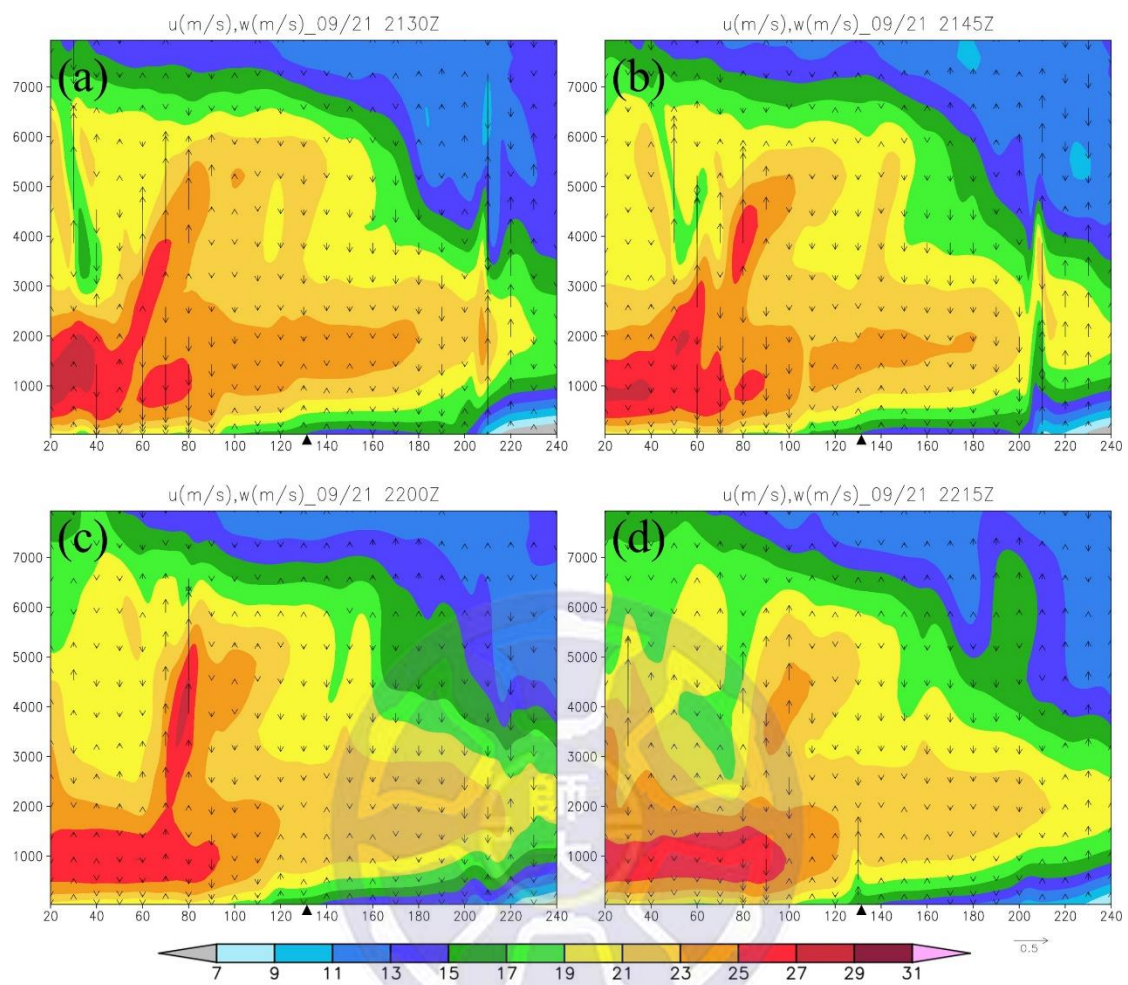


圖 6.6 同圖 6.4，但為 C 雨帶。(a) 2130 UTC (b) 2145 UTC (c) 2200 UTC (d) 2215 UTC。

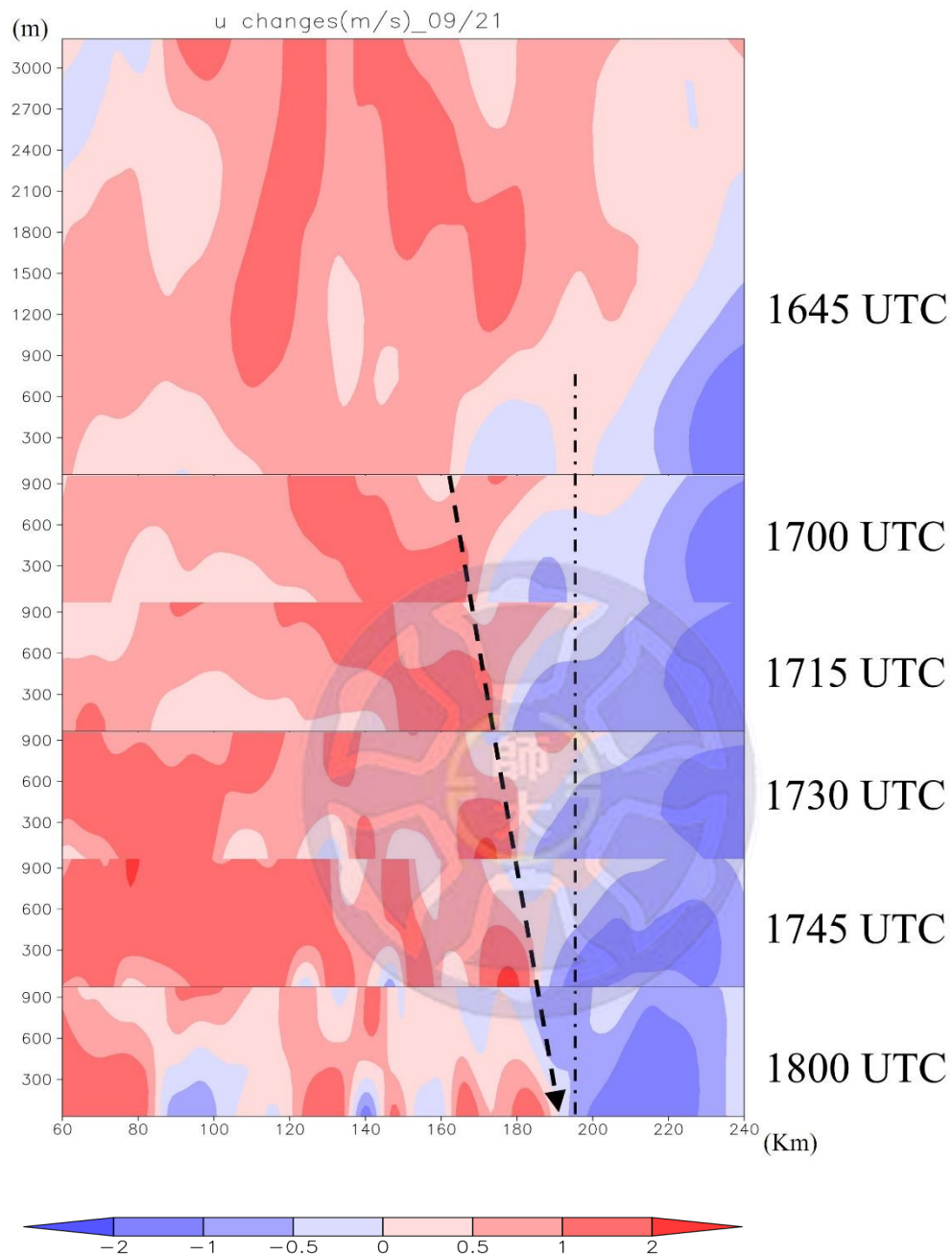


圖 6.7 21 日 1645 UTC 至 1800 UTC，即 A 雨帶生成之前，西風風速在 30 分鐘內的變化量 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)，紅色表示西風增強，反之，為藍色。橫軸為 x 方向相對於颱風中心的距離 (km)，縱軸為高度 (m)。虛點線為雨帶的生成位置，帶箭頭虛線表示風速增加的前緣。

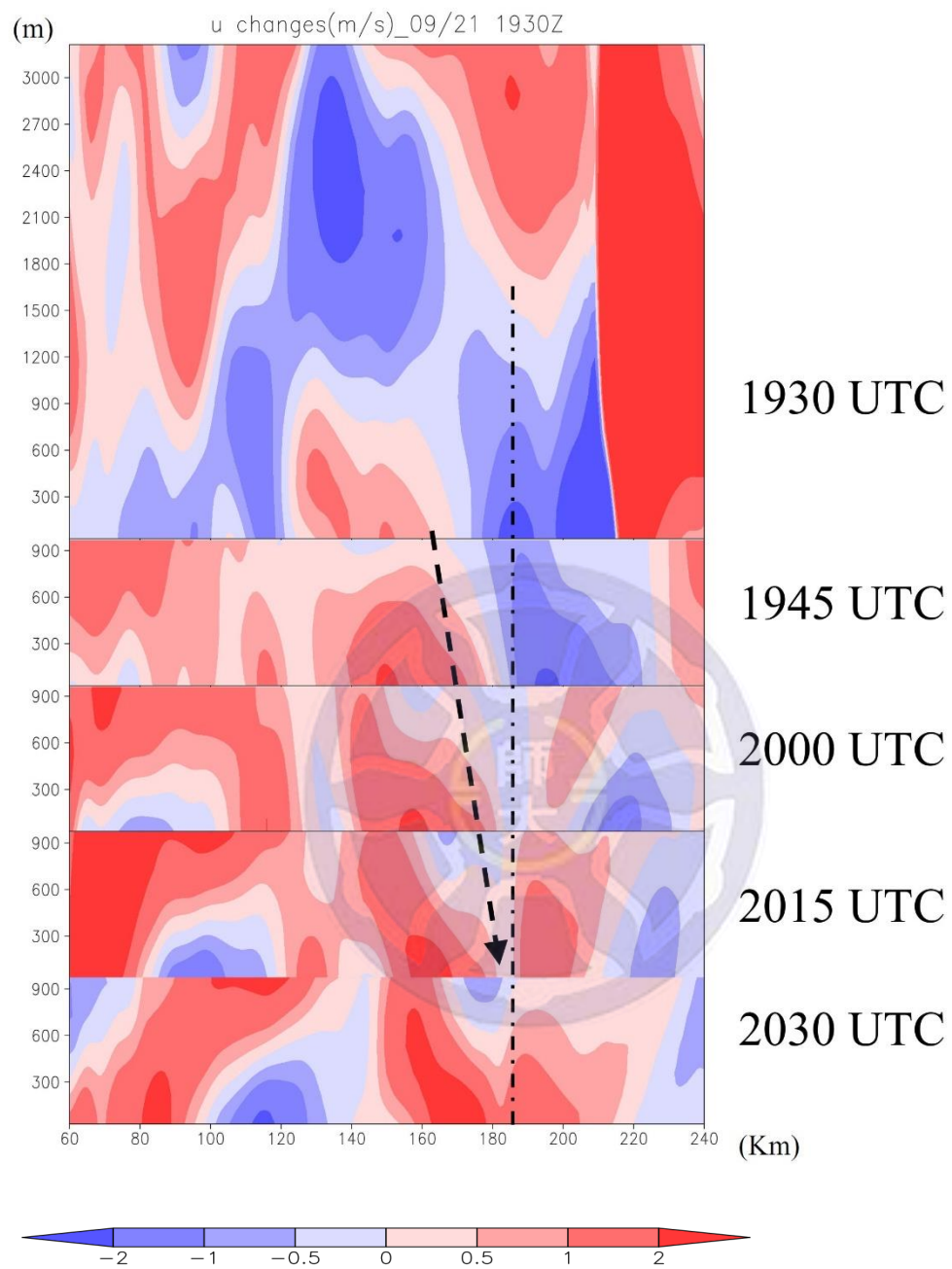


圖 6.8 同圖 6.7，但為 B 雨帶生成之前，21 日 1930 UTC 至 2030 UTC。

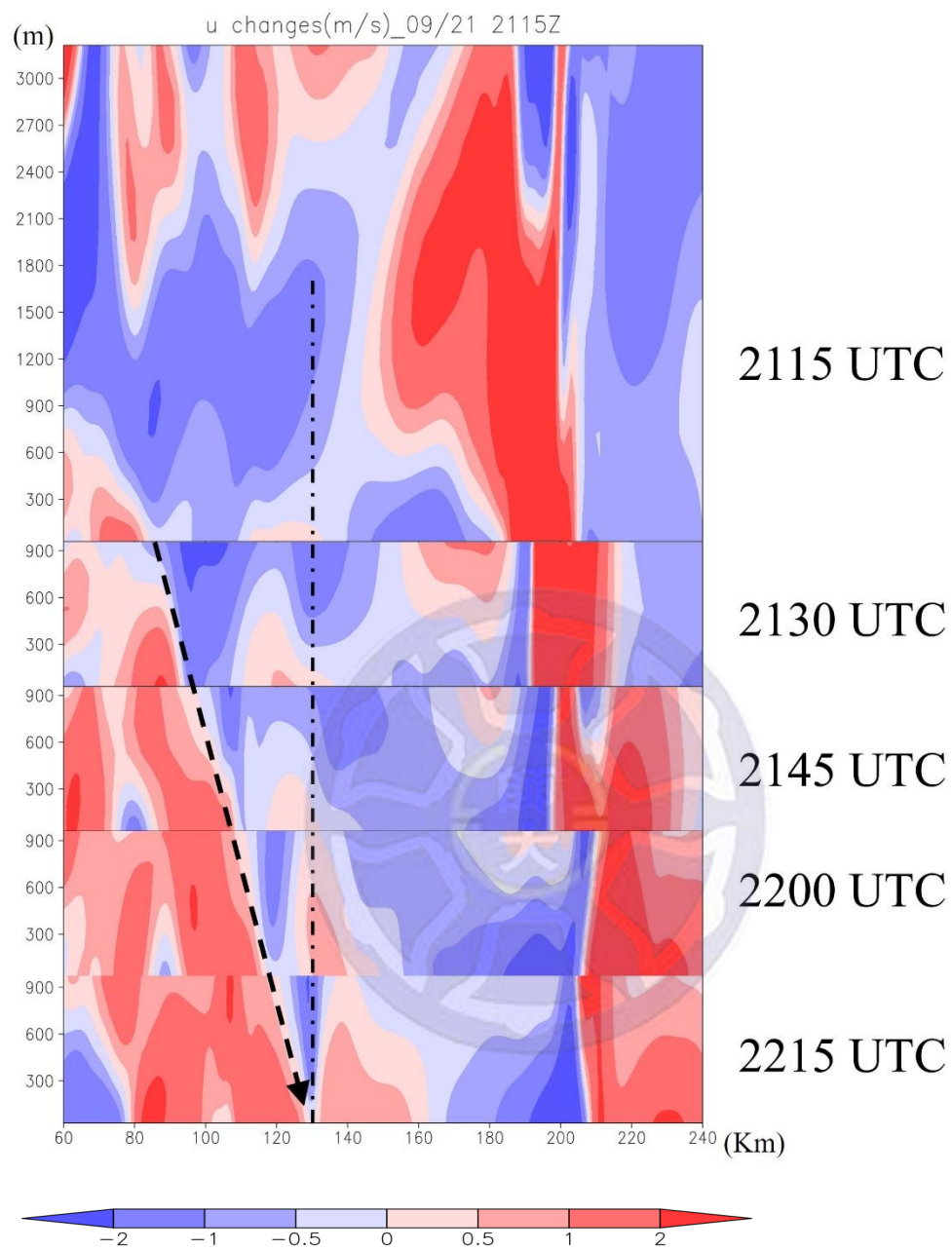


圖 6.9 同圖 6.7，但為 C 雨帶生成之前，2115 UTC 至 2215 UTC。

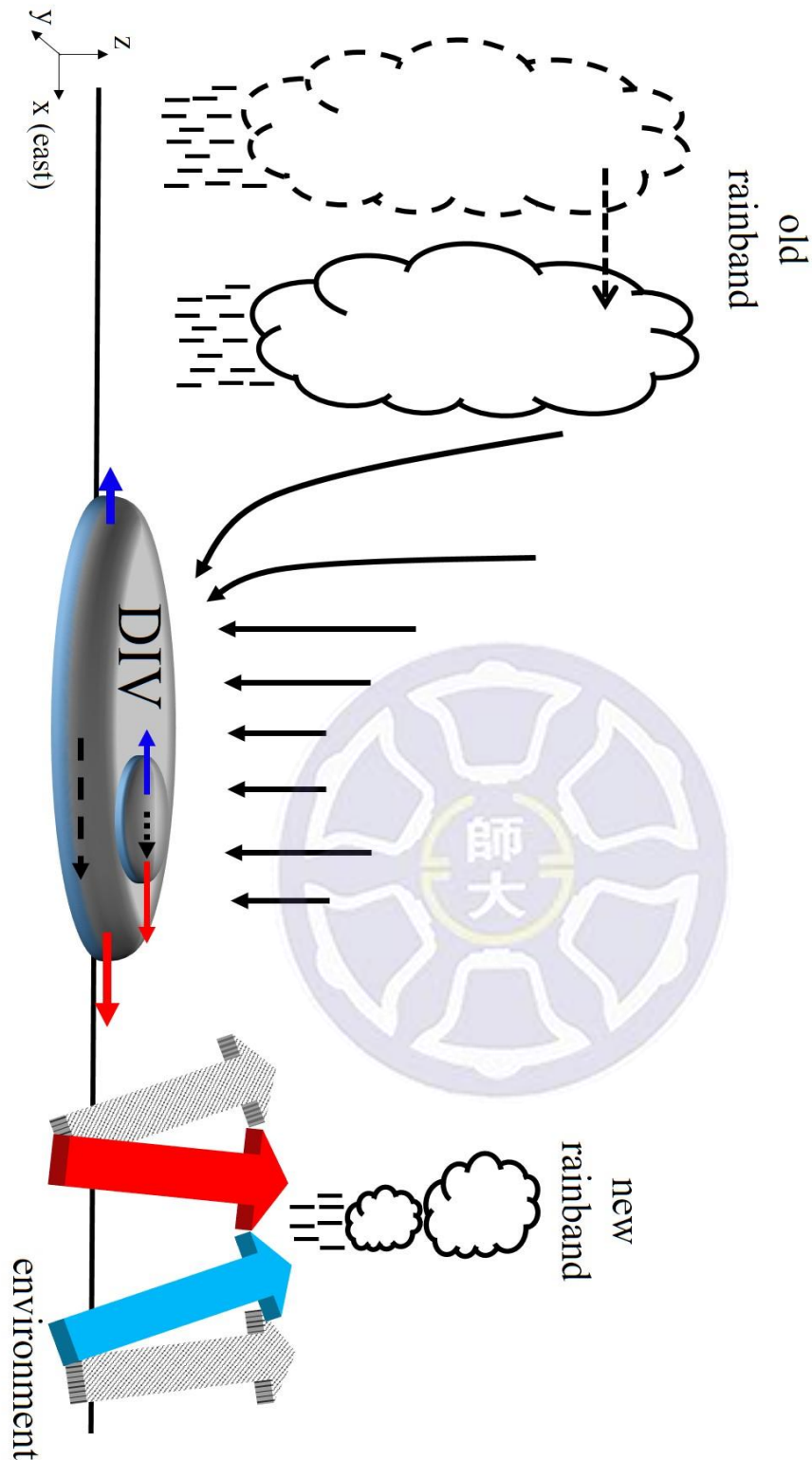


圖 6.10 A、B、C 三條雨帶的生成機制。右側大箭頭分別表示當地氣流和環境氣流，灰色表示原始狀態，紅（藍）色表示改變後。虛線大三角形表示內雨帶原始位置，實線表示新的位置，黑色實線箭頭表示下沉運動，黑色虛線箭頭表示雨帶或空氣堆積區（輻散區）的移動，紅色小箭頭表示西風加速，藍色小箭頭表示西風減速。

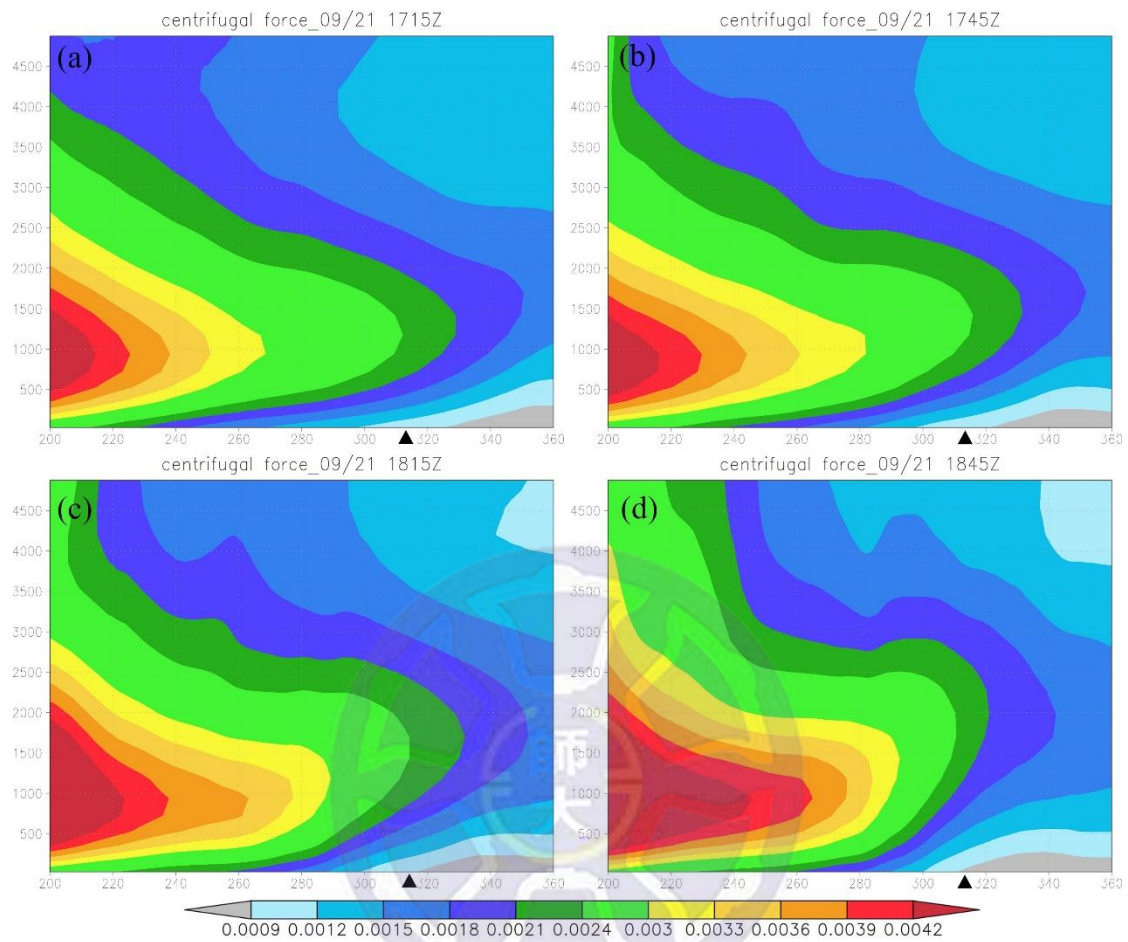


圖 6.11 A 雨帶生成前 (時)，單位質量的離心力 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$)，正值表示力的方向指向外，橫軸為相對於颱風中心的距離 (km)，縱軸為高度 (m)，三角形為雨帶的生成位置：距離颱風中心 315 km。(a) 1715 UTC (b) 1745 UTC (c) 1815 UTC (d) 1845 UTC。

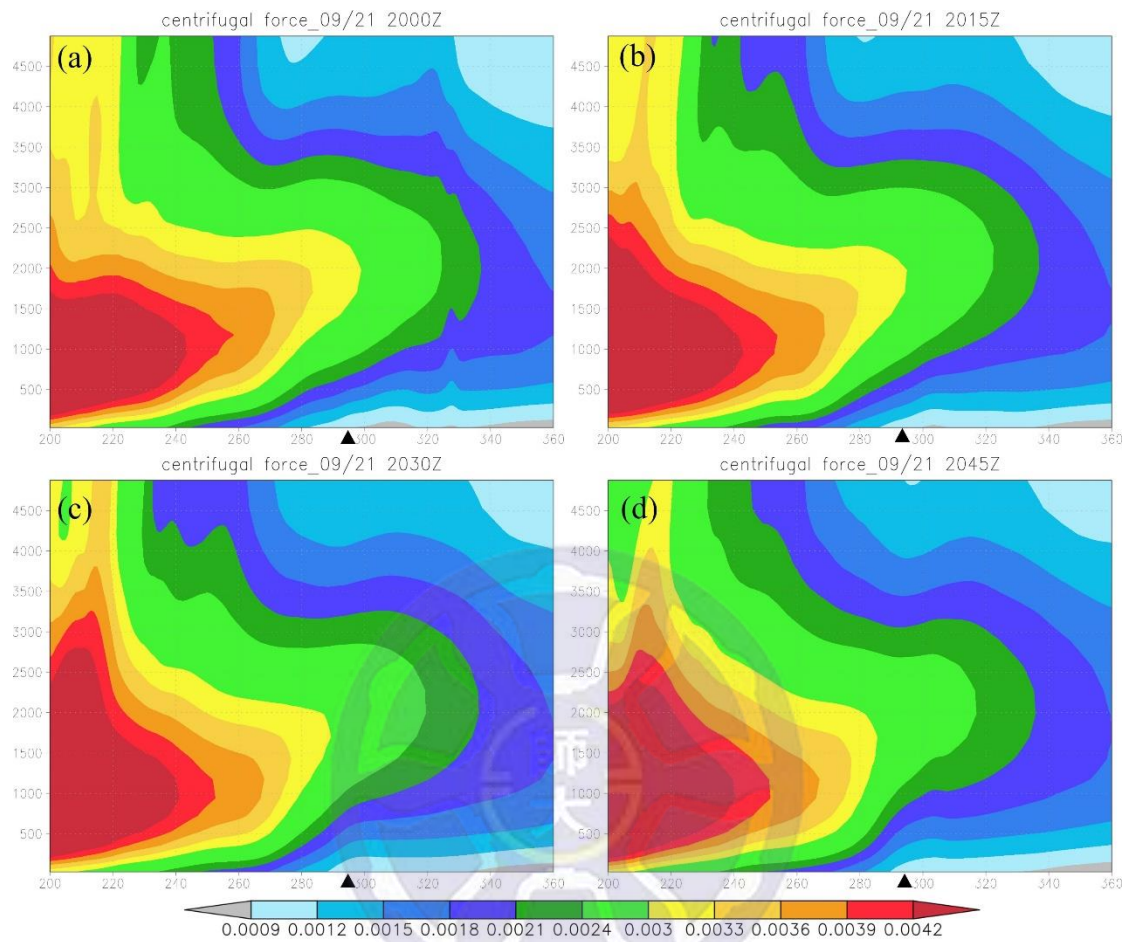


圖 6.12 同圖 6.11，但為 B 雨帶生成之前（時）。三角形為雨帶的生成位置：距離颱風中心 295 km (a) 2000 UTC (b) 2015 UTC (c) 2030 UTC (d) 2045 UTC。

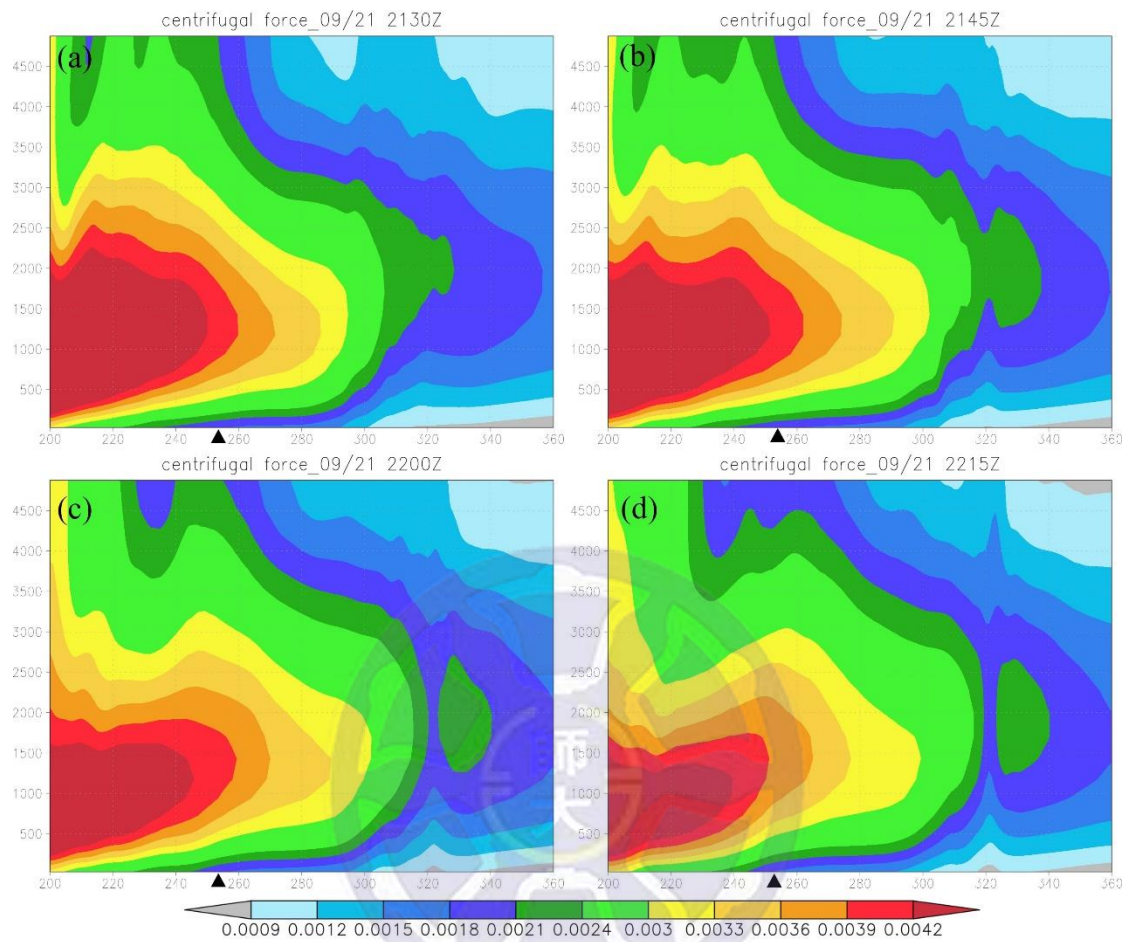


圖 6.13 同圖 6.11，但為 C 雨帶生成之前（時）。三角形為雨帶的生成位置：距離颱風中心 255 km (a) 2130 UTC (b) 2145 UTC (c) 2200 UTC (d) 2215 UTC。

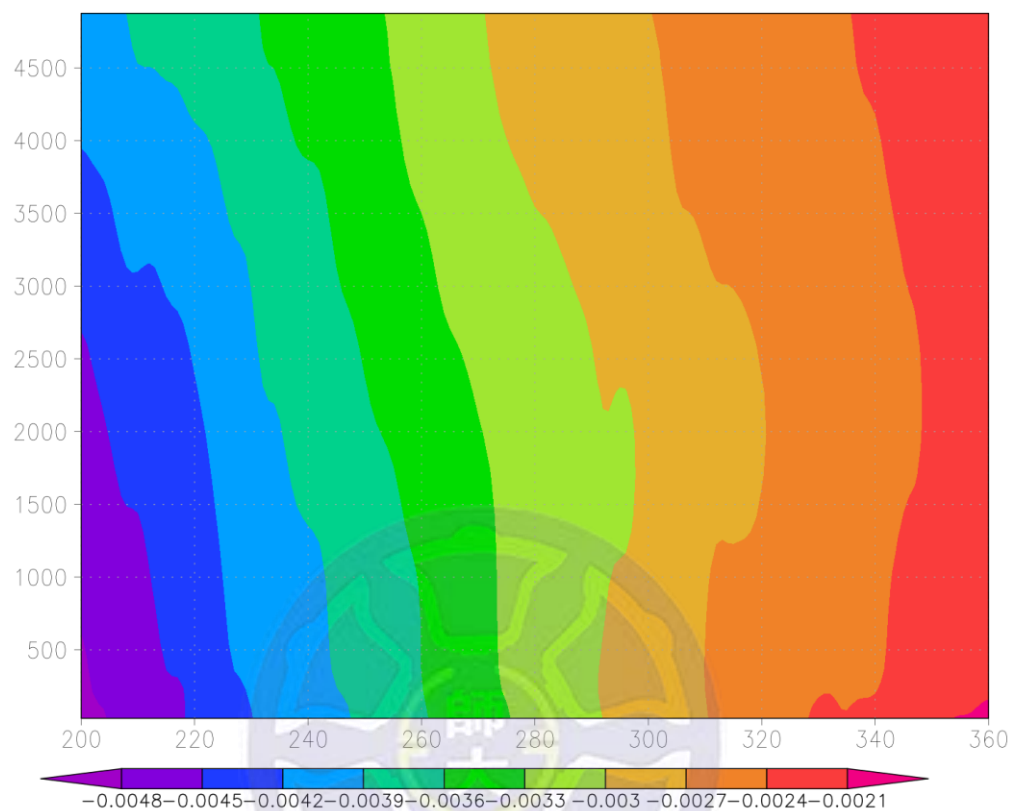


圖 6.14 為颱風於 21 日 1600 UTC 至 22 日 0345 UTC，360° 各個半徑的單位質量氣壓梯度力平均值 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$)，負值表示力指向內，橫軸為相對於颱風中心的（距離），縱軸為高度（m）。

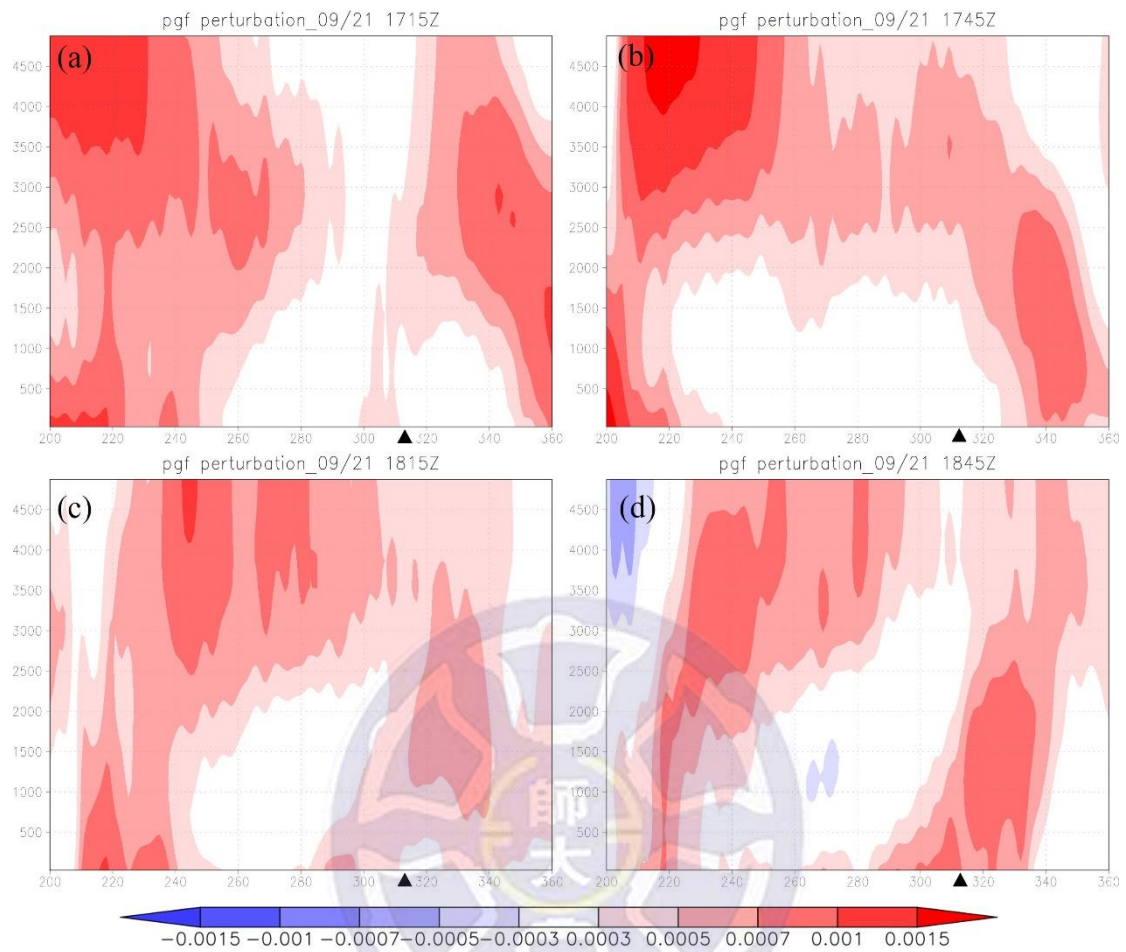


圖 6.15 A 雨帶生成前 (時)，單位質量的擾動氣壓梯度力 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$)，正值表示力的方向指向外，橫軸為相對於颱風中心的距離 (km)，縱軸為高度 (m)，三角形為雨帶的生成位置：距離颱風中心 315 km。
(a) 1715 UTC (b) 1745 UTC (c) 1815 UTC (d) 1845 UTC。

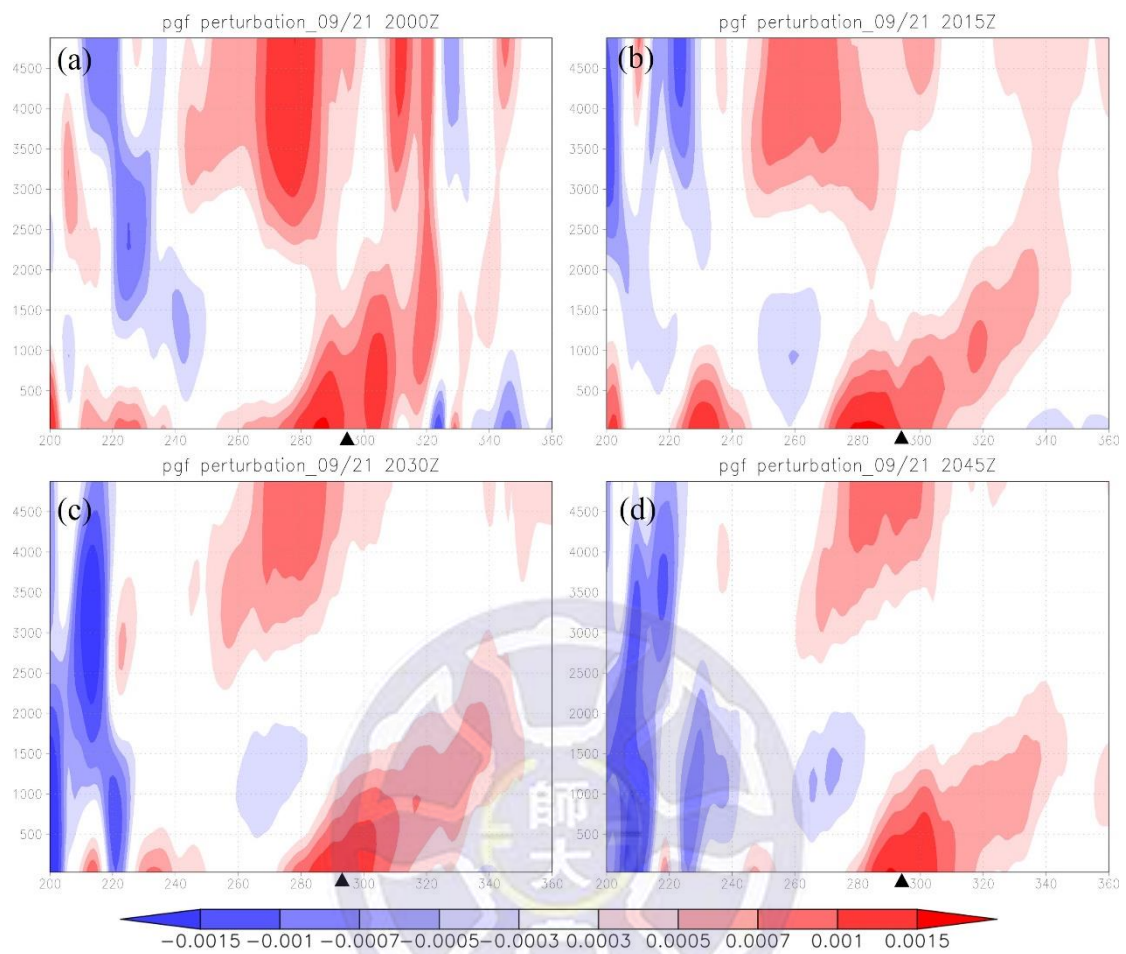


圖 6.16 同圖 6.15，但為 B 雨帶生成前（時）。三角形為雨帶的生成位置：距離颱風中心 295 km。(a) 2000 UTC (b) 2015 UTC (c) 2030 UTC (d) 2045 UTC。

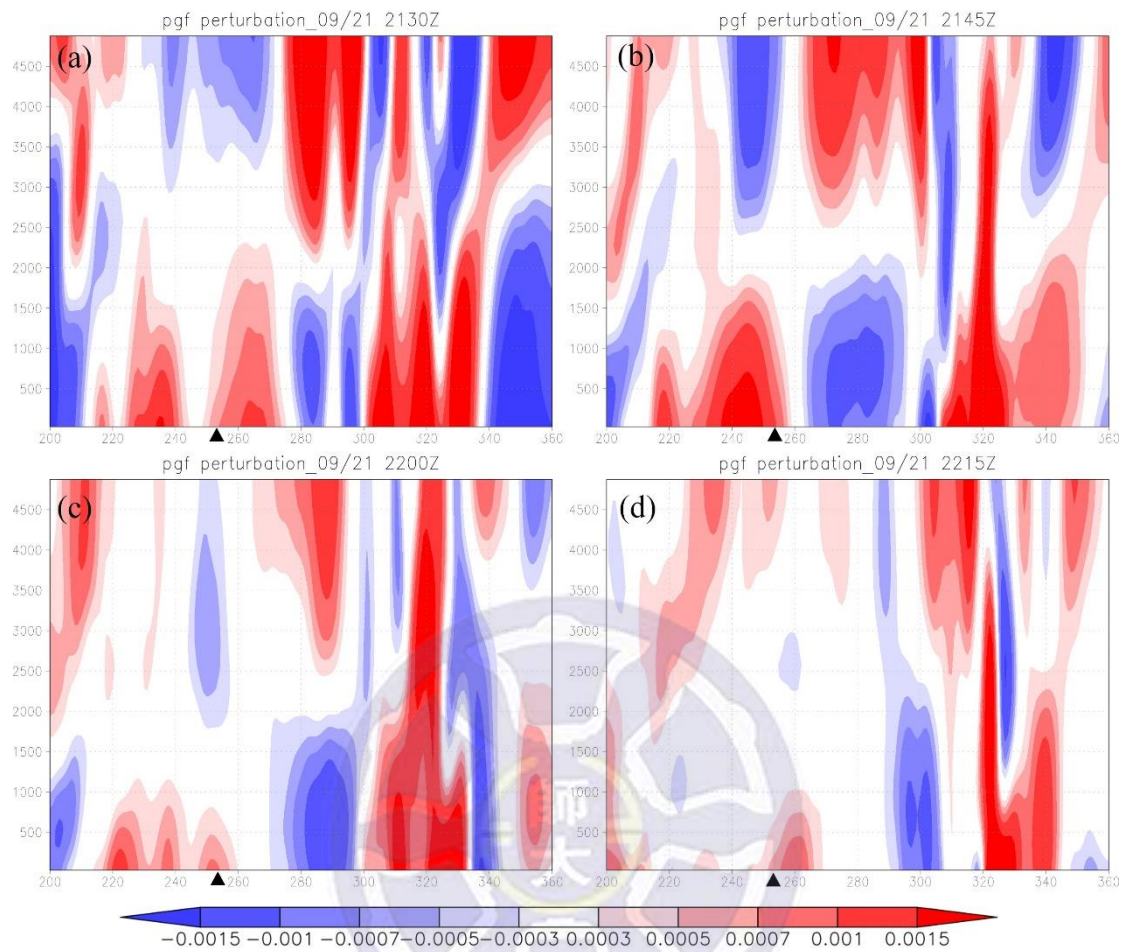


圖 6.17 同圖 6.15，但為 C 雨帶生成前（時）。三角形為雨帶的生成位置：距離颱風中心 255 km。(a) 2130 UTC (b) 2145 UTC (c) 2200 UTC (d) 2215 UTC。

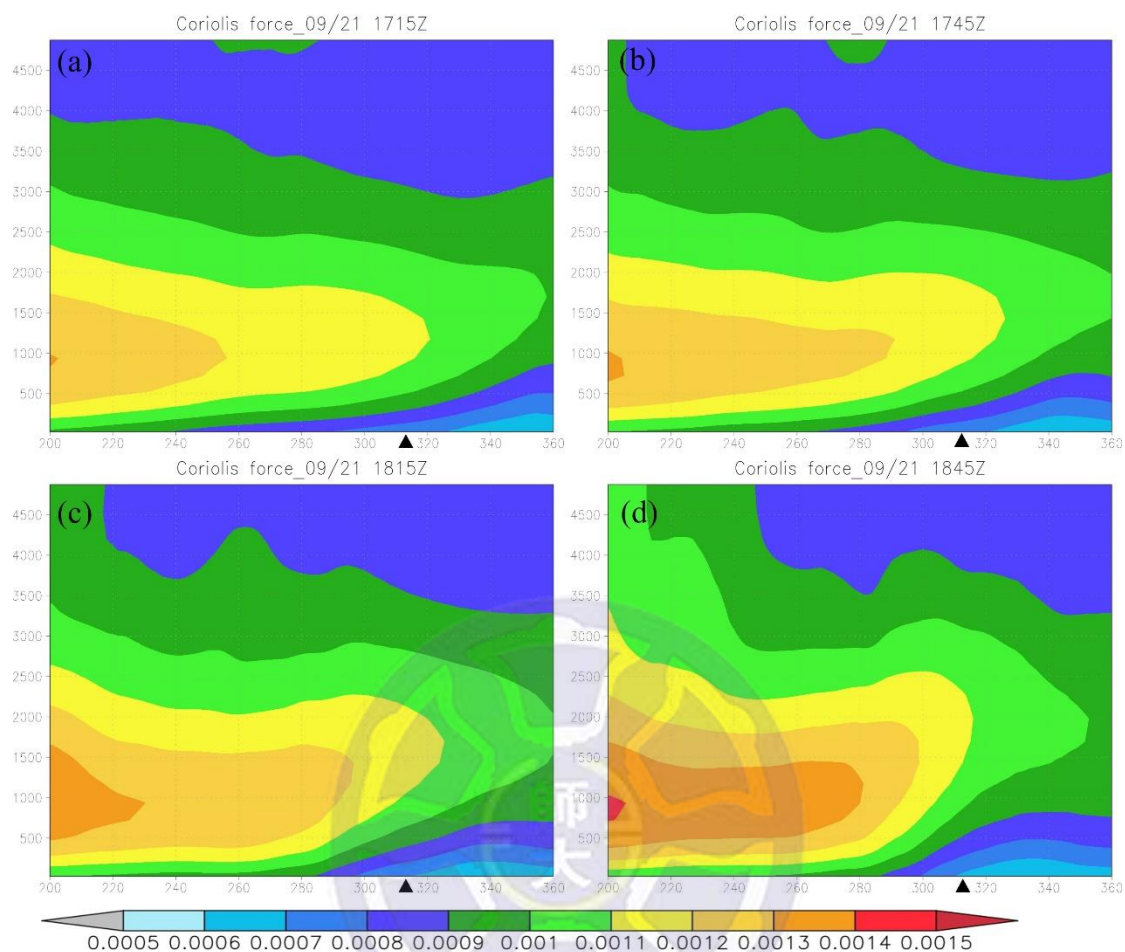


圖 6.18 A 雨帶生成前 (時)，單位質量的科氏力 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$)，正值表示力的方向指向外，橫軸為相對於颱風中心的距離 (km)，縱軸為高度 (m)，三角形為雨帶的生成位置：距離颱風中心 315 km。(a) 1715 UTC (b) 1745 UTC (c) 1815 UTC (d) 1845 UTC。

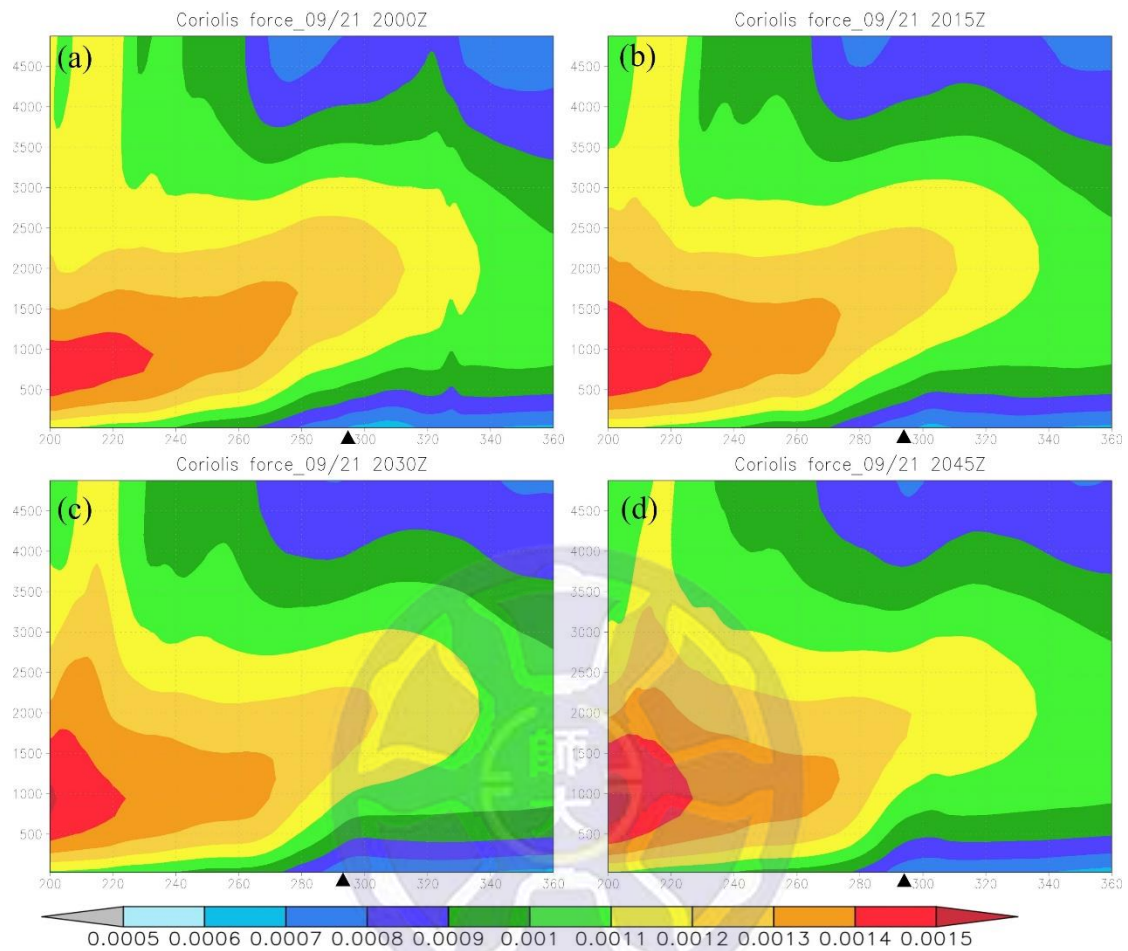


圖 6.19 同圖 6.18，但為 B 雨帶生成前（時）。三角形為雨帶的生成位置：距離颱風中心 295 km。(a) 2000 UTC (b) 2015 UTC (c) 2030 UTC (d) 2045 UTC。

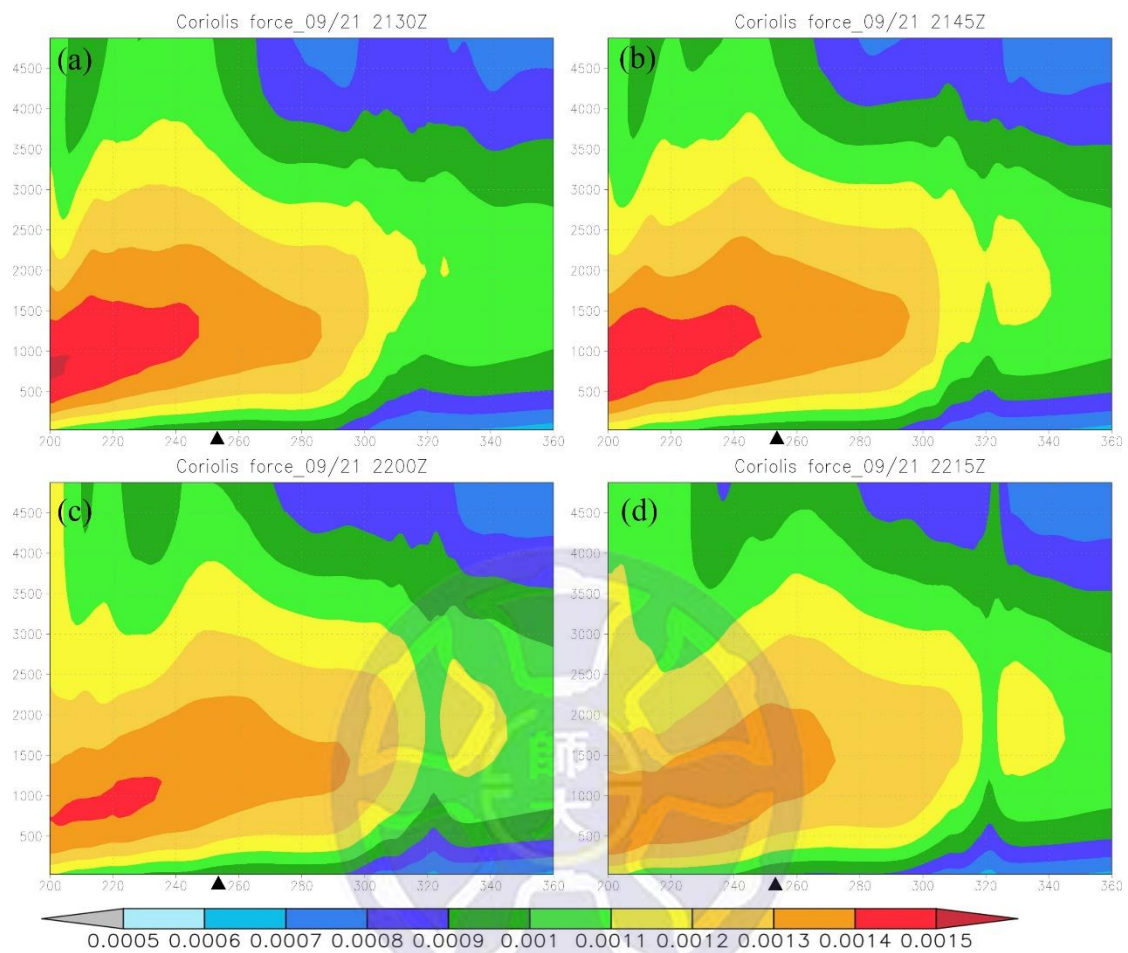


圖 6.20 同圖 6.18，但為 C 雨帶生成前（時）。三角形為雨帶的生成位置：距離颱風中心 255 km。(a) 2130 UTC (b) 2145 UTC (c) 2200 UTC (d) 2215 UTC。