

國立臺灣大學理學院大氣科學所

碩士論文

Department of Atmospheric Sciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis



颱風外核結構如何影響兩種眼的形成—

深化成眼和雲捲成眼

How does the Outer-core Structure Affect the Two Types
of Typhoon Eye Formation:

Deepening Formation and Banding Formation?

陳約禮

Yueh-Li Chen

指導教授：吳俊傑 博士

Advisor: Chun-Chieh Wu, Ph.D.

中華民國 109 年 8 月

August, 2020



致謝

轉眼間，在 TDRC 的日子踏入第四個年頭，而兩年的碩班生活，從起初的躍躍欲試、很快大致完成第一部分結果；隨即初嘗摸索模式的挫敗，暑假勉強完成文獻回顧後度過首次 Seminar，接著又經歷數不盡的失敗實驗；到最終成果一點一滴地浮現、心中的疑問逐漸獲得解答、眼看著論文如拼圖般一步步被填滿，終也順利邁向尾聲。

首先，十分感謝指導教授吳俊傑老師為實驗室帶來自由開放的研究風氣，不排斥任何可能的題目與方法，我才能在這個有些天馬行空但身為風迷的我所好奇的主題上細心鑽研，並最終獲得解答；也感謝老師提供豐沛的研究資源，使得一次次的失敗實驗不足以影響進度；最後感謝老師適時提供一些寶貴的建議，讓這份研究和論文內容更趨完善。

感謝父母自由與開明的態度，讓我從小能充分追尋喜愛的事物，很早便理解到對於大氣的喜歡；感謝一直以來父母的支持與鼓勵，偶爾聽聽我的苦水或吹牛，讓我對於選擇大氣這條道路，以及往後面臨的起起伏伏，都能更堅定而踏實。

感謝 TDRC 的大家，怡萱學姊、忠權學長與我多次討論，讓我對於研究、Seminar 及論文都更有方向；自雄學長、Peter 學長在 Pre-Seminar 時提供的大量建議，讓我的報告更趨完善；傳杰、志祺、欽旋在位溫收支、渦旋植入和平衡方面提供了受用無窮的建議，使我的研究迅速步入正軌；國峰、俊燁在 WRF 和 Python 方面給予我的巨大幫助，讓我在實驗和 coding 上少走了好多冤枉路；傑仁、冠捷、里治、宗勇、宜萱、禹安、建軒、顥瑄、浩廷，有你們在的實驗室除了充滿歡笑以外，也不乏天氣及科學上的討論，讓我始終沒有忘記是因著對天氣的著迷而出現在這裡。

感謝我的口試委員連國淵老師、陳維婷老師、劉千義老師，給予了許多論文及衛星分析上的建議，除了讓我的研究架構更為完整，也提供了很好的未來延伸方向。

其實做研究的大多數時間裡都是苦悶的，最後要感謝我的偶像奕儒 Ezu 和子安，是你們的歌聲和琴聲伴我度過一個又一個數不盡的自我懷疑，讓我在危機四伏而壓力巨大的碩二依然充滿動力，也維持著相信所有困難終會解決的正向心態。

碩班生活只是人生的一小部分，但相信對往後的影響極為深遠，謝謝有你們一同寫下這精彩和充實的兩年。



摘要

颱風快速增強時伴隨最顯而易見的特徵當屬颱風眼形成，透過衛星觀測，我們將眼的形成過程分為兩類，由中心密集雲區形成的深化成眼(Deepening Formation, DF)和由彎曲雲帶形成的雲捲成眼(Banding Formation, BF)；過去研究探討影響颱風眼形成的因素時，多只集中於綜觀環境，颱風自身的初始結構角色仍不明朗。因此本研究目標為分析 DF 和 BF 伴隨的颱風特徵差異，探討颱風初期結構差異如何導致兩種不同的颱風眼形成過程，並分析眼形成時內核結構的改變。

本研究第一部分首先以衛星資料將 2007 至 2019 年西北太平洋的颱風區分為 DF 和 BF 兩類，並使用最佳路徑資料分析其特徵差異。結果顯示，DF 數量為 BF 數量的 3 倍，DF 相較 BF 在颱風眼形成時有顯著較高的強度和增強速率、較小的眼，颱風眼形成前則有較小的暴風半徑，颱風生成和眼形成的位置略為偏東和偏南，移動方向則顯著偏西。此外，DF 和 BF 分別好發於秋季和夏季。

第二部分以 WRF 模擬 2015 年颱風蘇迪勒(Typhoon Soudelor) 不同的外核風場結構，觀察颱風初期結構差異如何影響颱風眼形成。結果顯示所有敏感性實驗均為 DF，但外核風場較大者(A04)，仍具有更接近 BF 的特徵，與外核較小者(A08)相較，增強速率小，最大風速半徑(Radius of Maximum Wind, RMW)內縮較慢，颱風成熟時具有更大的 RMW 和因此而更大的眼。A08 外核的慣性穩定度小，低層輻合及其引發的上升對流位置有更大一部份落於 RMW 以內，讓潛熱加熱更有效率，激發眼牆更強烈的對流，另外也讓 RMW 內縮較快並形成較小的眼。眼牆更活躍的對流過衝現象，使得低平流層接受更多補償性下沉增溫，被增溫的空氣隨著對流過衝本身的輻散流向颱風中心並下沉。A08 更小的眼區面積，會進一步產生更強烈的下沉及絕熱增溫，最終使 A08 暖心增暖更快，地面氣壓下降更快。另外，A08 的 DF 特徵使得眼區有更多水相粒子被蒸發，會干擾中層暖心的建立。

關鍵字：颱風眼形成；深化成眼；雲捲成眼；快速增強；暖心；位溫收支

Abstract



Eye formation is the most distinct structure transformation of tropical cyclone (TC) associated with rapid intensification (RI). Eyes can evolve from the central dense overcast (CDO) or the curved band patterns. In this study we define the two types of eye formation as “Deepening formation (DF)” and “Banding formation (BF)” respectively. Synoptic environment-related factors of TC eye formation have been identified in recent studies. However, the roles of TC structure-related factors remain unclear. The objectives of this work are to identify the TC characteristic associated with the DF and BF processes; to investigate how initial TC structure leads to the two different eye formation processes; and to examine the evolution of the inner-core structure during eye formation.

In the first part of this study, the satellite imagery and best-track dataset are used for the observational analysis of typhoons named in western North Pacific from 2007 to 2019. Results show that the number of DF cases is three times more than that of BF cases. TCs with DF have significantly higher intensity, higher intensification rate and smaller eyes during eye formation, smaller size before eye formation and with more westward tracks, and are more likely formed to the southeast region. Meanwhile, DF and BF TCs tend to occur in autumn and summer, respectively.

In the second part of this study, sensitivity experiments of Typhoon Soudelor (2015) with various idealized outer-core structure are conducted. Storm with stronger outer core (larger storm, e.g., A04) behaves more BF-like features even though all storms can be categorized as DF in simulated IR. The smaller storm (e.g., A08) has higher intensification rate, higher contraction rate of radius of maximum wind (RMW) during RI, and smaller RMW and eye in mature stage. The convergence and diabatic heating in A08 are more concentrated inside the RMW, which may lead to stronger secondary circulation, faster contraction of RMW, and thus leading to a smaller eye. With more active convective overshooting in the eyewall of A08, the lower stratosphere beyond the eyewall significantly warms due to the compensating subsidence near the overshooting convection. The warm air flows into the storm eye with the divergence flow of the overshooting convection, and subsides to troposphere. The closer updraft area to the center in A08 limits the extent of eye, and further enhances the subsidence and adiabatic warming in the upper-level center, resulting in a smaller and stronger warm core, eventually with a higher intensification rate. On the other hand, the evaporation and sublimation of hydrometeor in the denser anvil cloud in A08 can offset the adiabatic warming and eddy radial potential temperature advection, hindering building the mid-level warm core.

Keywords: eye formation; deepening formation; banding formation; rapid intensification; warm core; potential temperature budget

目錄



致謝	I
摘要	I
Abstract.....	II
目錄	III
表目錄	VII
圖目錄	VIII
第一章 前言	1
1.1 研究背景	1
1.2 文獻回顧	2
1.2.1 颱風眼的特徵及眼形成時伴隨的颱風特徵	2
1.2.2 颱風眼對於暖心及強度的影響.....	3
1.2.3 颱風眼形成的機制	4
1.2.4 颱風眼形成的過程	5
1.3 研究動機與目的.....	7
第二章 資料與方法	9
2.1 衛星資料分析.....	9



2.1.1	衛星資料.....	9
2.1.2	颱風個案選取及最佳路徑資料.....	9
2.1.3	颱風眼及颱風眼形成方式的定義.....	10
2.1.4	統計的變數及各變數考慮的時間範圍.....	11
2.2	實驗設計.....	12
2.2.1	模式介紹.....	12
2.2.2	模式設定.....	12
2.2.3	控制組實驗.....	14
2.2.4	敏感性實驗.....	14
2.2.5	敏感性實驗流程.....	15
第三章	研究結果 I—衛星資料分析.....	17
3.1	個數、強度與結構.....	17
3.2	颱風與颱風眼的生成位置及移動方向.....	18
3.3	季節分布.....	18
3.4	討論.....	19
3.5	概念假說.....	20
第四章	研究結果 II—控制組實驗.....	22



4.1	2015 年颱風蘇迪勒(Typhoon Soudelor)簡介	22
4.2	模擬結果與觀測比較	23
4.3	綜觀環境分析	24
第五章	研究結果III—敏感性實驗	25
5.1	路徑、強度、RMW 演變與颱風眼形成過程	25
5.2	軸對稱結構	27
5.2.1	低層輻合	27
5.2.2	中層潛熱	27
5.2.3	颱風內核結構與次環流	28
5.2.4	暖心分布	31
5.2.5	位溫收支	32
5.3	非軸對稱結構	36
5.3.1	對流過衝探討	37
5.3.2	低平流層的水平擾動冷平流	38
5.3.3	垂直質量通量	38
5.4	小結	39
第六章	總結與未來工作	43

6.1 結論與討論	43
6.2 未來工作	46
參考文獻	47
表格	52
圖片	55





表目錄

表 2.1	深化成眼和雲捲成眼示意表，其中當眼區條件不滿足時，將不予判斷眼牆條件，表格中以「-」表示。颱風眼形成時間為「+0」，以綠色網底標示，另將深化成眼與雲捲成眼特徵不同的時間，以橘色網底標示。.....	52
表 3.1	無眼、深化成眼、雲捲成眼個案之統計資料，其中 R34 來自 JTWC，RE 由計算得到，其餘數據均來自 JMA 的 BST。單尾 P-value 則由深化成眼和雲捲成眼比較得到。.....	53
表 5.1	觀測與模擬之颱風蘇迪勒的中心最低氣壓(P_M)、最大 24 小時氣壓下降率 $[(\Delta P)_M]$ 、颱風眼形成前 12 小時的暴風半徑(R30)及眼形成時的眼半徑(RE)，其中觀測之 RE 由計算得到，其餘之觀測數據均來自 JMA 的 BST。.....	54



圖目錄

圖 1.1 颶風 Dennis (2005)自 7 月 5 日 1800Z 至 7 月 7 日 1200Z 每 6 小時的模擬低層回波反射率(色階)，可見 Dennis 形成眼的過程。此圖重製自 Rogers (2010)。	55
圖 1.2 2016 年颱風尼伯特的紅外線雲圖，色階為雲頂溫度($^{\circ}\text{C}$)，(a)~(f)依序為颱風眼形成前 7.5、6、4.5、3、1.5 小時及颱風眼形成時。	56
圖 1.3 2015 年颱風杜鵑的紅外線雲圖，色階為雲頂溫度($^{\circ}\text{C}$)，(a)~(f)依序為颱風眼形成前 5、4、3、2、1 小時及颱風眼形成時。	57
圖 2.1 眼區條件示意圖。黑點為 BST 中的中心位置，綠點為內插的中心位置，綠色半透明圓形則為綠點半徑 40 公里內範圍，紅點為上述範圍內 T_B 最高的格點且 $\geq -30^{\circ}\text{C}$ 。	58
圖 2.2 眼牆條件示意圖。紅點為眼區條件中找到的最暖網格，黃色圓形代表距紅點 300 公里以內範圍，藍色色塊為 $T_B \leq -54^{\circ}\text{C}$ 的冷雲範圍，圓圈或交叉符號代表滿足條件與否。	59
圖 2.3 敏感性實驗的初始似瑞金渦旋，切向風隨半徑的變化。	60
圖 2.4 敏感性實驗的初始似瑞金渦旋，相對渦度隨半徑的變化。	61
圖 2.5 渦旋強度係數(I，藍線)及垂直混合比重(M_V ，橘線)隨 η 層的變化。	62
圖 2.6 水平混合比重(M_H)隨半徑的變化。	63
圖 2.7 敏感性實驗於正式積分前，10 公尺高軸對稱切向風隨半徑的變化。	64
圖 3.1 首次形成颱風眼前 24 小時至連續 6 小時未出現颱風眼特徵期間的中心最低氣壓(P_M)盒狀圖。交叉符號為平均值，圓圈為極端值，定義為第 1 四分位數減去 1.5 倍四分位距以下或第 3 四分位數加 1.5 倍四分位距以上的值。	65
圖 3.2 圖說同圖 3.1，但為最大風速(V_M)。	66
圖 3.3 圖說同圖 3.1，但為最大 24 小時氣壓下降率 $[(\Delta P)_M]$ 。	67
圖 3.4 圖說同圖 3.1，但為最大 24 小時風速上升率 $[(\Delta V)_M]$ 。	68
圖 3.5 首次形成颱風眼前 12 小時，JMA 估計之 30 節風速半徑(R30)盒狀圖。	69
圖 3.6 首次形成颱風眼時，眼的半徑(RE)盒狀圖。	70
圖 3.7 颱風眼半徑(RE)與最大 24 小時氣壓下降率 $[(\Delta P)_M]$ 之散布圖與迴歸線，橘色與綠色分別代表 DF 和 BF 個案。	71
圖 3.8 熱帶氣旋被 JMA 命名時的位置分布，十字的交點為平均位置，十字自中心到端點的長度代表一個緯度或經度的標準差。(a)為沒有形成眼的個案，(b)為有形成眼的個案，橘色和綠色分別為 DF 和 BF。	72

圖 3.9	圖說同 3.8b，但為颱風眼形成的位置。	73
圖 3.10	颱風從命名至形成眼期間經度和緯度位移量散布圖，橘色和綠色分別為 DF 和 BF 個案。藍線代表位移角度為 135 度。	74
圖 3.11	颱風從命名至形成眼期間之位移角度盒狀圖，此角度為數學角，90 度和 180 度分別代表向北和向西。	75
圖 3.12	颱風生成個數之季節分布，長條圖上的比例為該種個案占該季節所有颱風的比例。	76
圖 4.1	颱風蘇迪勒觀測之雲頂溫度(°C)，由(a) ~ (f)依序為 8 月 1 日 1200Z、8 月 2 日 0000Z、8 月 2 日 1200Z、8 月 3 日 0000Z、8 月 3 日 1200Z 及 8 月 4 日 0000Z。	77
圖 4.2	觀測與模擬之颱風蘇迪勒於 2015 年 8 月 1 日 0000Z 至 2015 年 8 月 4 日 0600Z 的路徑比較，圓點代表每 6 小時的位置。灰線、黑線、紅線、橘線、綠線分別為 JMA 最佳路徑資料、控制組、A04、A06、A08。	78
圖 4.3	觀測與模擬之颱風蘇迪勒於 2015 年 8 月 1 日 0000Z 至 2015 年 8 月 4 日 0600Z 的中心海平面氣壓時序圖，倒三角形、正三角形及交叉符號分別代表颱風增強開始、增強結束及颱風眼形成，灰線、黑線、紅線、橘線、綠線分別為 JMA 最佳路徑資料、控制組、A04、A06、A08。	79
圖 4.4	圖說同圖 4.1 但為 CTL 之雲頂溫度(°C)。	80
圖 4.5	模擬之半徑 200-800 公里之間的海溫時序圖，黑線、紅線、橘線、綠線分別為控制組、A04、A06、A08。	81
圖 4.6	圖說同 4.5，但為 200 hPa 與 850 hPa 間的垂直風切。	82
圖 4.7	圖說同 4.5，但為 700 hPa 至 850 hPa 的平均相對溼度。	83
圖 5.1	A04 之雲頂溫度(°C)，由(a) ~ (f)依序為其眼形成前 9、7、5、3、1 小時及眼形成時。	84
圖 5.2	圖說同圖 5.1，但為 14 公里高回波反射率(dBZ)。	85
圖 5.3	圖說同圖 5.1，但為 A08。	86
圖 5.4	圖說同圖 5.2，但為 A08。	87
圖 5.5	圖說同 4.2，但為 RMW 的 1.5 小時滑動平均。	88
圖 5.6	1.5 公里以下軸對稱平均的輻散(色階, s^{-1})、慣性穩定度(等值線, s^{-2} ，藍線、綠線、深紅線分別代表 10^{-8} 、 10^{-7} 、 10^{-6})之半徑-時間圖，黑線為 750 公尺高切向風的 RMW，紫線為颱風開始增強的時間，(a)及(b)分別為 A04 及 A08。	89
圖 5.7	2.5 至 7.5 公里高軸對稱平均的潛熱加熱率(色階, $K h^{-1}$)、慣性穩定度(等值線, s^{-2} ，藍線、綠線、深紅線、粉紅線分別代表 10^{-8} 、 10^{-7} 、 10^{-6} 、 10^{-5})之半徑	

-時間圖，黑線為 5 公里高切向風的 RMW，兩條紫線分別代表颱風開始增強和結束增強的時間，綠線為颱風眼形成的時間，(a)及(b)分別為 A04 及 A08。	90
圖 5.8 第一階段(颱風增強開始前 6 小時)軸對稱平均的回波反射率(色階, dBZ)、徑向風與 10 倍垂直風之向量(箭頭)、垂直速度(等值線, $m s^{-1}$, -0.1 以下每 0.2 一條)之半徑-高度圖, 白線為該期間切向風 RMW 的平均, (a)及(b)分別為 A04 及 A08。	91
圖 5.9 圖說同 5.8, 但為第二階段(颱風增強開始後 6 小時)。	92
圖 5.10 圖說同 5.8, 但為第三階段(颱風眼形成前 6 小時)。	93
圖 5.11 圖說同 5.8, 但為第四階段(颱風眼形成後 6 小時)。	94
圖 5.12 第一階段(颱風增強開始前 6 小時)軸對稱平均的位溫(等值線, K)及與模式初始時間的差異(色階, K)之半徑-高度圖, (a)及(b)分別為 A04 及 A08。	95
圖 5.13 圖說同 5.12, 但為第二階段(颱風增強開始後 6 小時)。	96
圖 5.14 圖說同 5.12, 但為第三階段(颱風眼形成前 6 小時)。	97
圖 5.15 圖說同 5.12, 但為第四階段(颱風眼形成後 6 小時)。	98
圖 5.16 A04 於第一階段時, 軸對稱平均的(a)位溫變化量(色階, K), (b)-(h)均為位溫收支中各項於此期間累積總和(色階, K), 分別為位溫傾向、長波輻射、短波輻射、潛熱、水平平流、垂直平流及誤差項的半徑-高度圖。	99
圖 5.17 圖說同 5.16, 但為第二階段。	100
圖 5.18 圖說同 5.16, 但為第三階段。	101
圖 5.19 圖說同 5.16, 但為第四階段。	102
圖 5.20 圖說同 5.16, 但為 A08。	103
圖 5.21 圖說同 5.17, 但為 A08。	104
圖 5.22 圖說同 5.18, 但為 A08。	105
圖 5.23 圖說同 5.19, 但為 A08。	106
圖 5.24 半徑 100 公里以內 16 公里高的垂直速度頻率(色階, %)之垂直速度-時間圖, 兩條紫線分別代表颱風增強開始和結束的時間, 綠線為颱風眼形成的時間, (a)及(b)分別為 A04 及 A08。	107
圖 5.25 半徑 100 公里以內 16 公里高每平方公里的總垂直位溫平流(色階, $K hr^{-1}$)之垂直速度-時間圖, 兩條紫線分別代表颱風增強開始和結束的時間, 綠線為颱風眼形成的時間, (a)及(b)分別為 A04 及 A08。	108

- 圖 5.26 半徑 100 公里以內 16 公里高的每平方公里對流貢獻的垂直位溫平流(色階, $K hr^{-1}$)之垂直速度-時間圖, 白色區域表示不存在該垂直速度的格點, 兩條紫線分別代表颱風增強開始和結束的時間, 綠線為颱風眼形成的時間, (a)及(b)分別為 A04 及 A08。..... 109
- 圖 5.27 16 至 17.5 公里高平均的期間累積垂直位溫平流(色階, K)、期間平均位溫(等值線, K)及期間平均水平風場向量(箭頭), (a)、(c)、(e)分別為 A04 的第一、二、三階段, (b)、(d)、(f)亦同, 但為 A08。..... 110
- 圖 5.28 5 公里高切向風的 RMW(橘線)、兩倍此範圍內 15 公里高的上升網格面積(藍實線)及下沉網格面積(藍虛線), 兩條紫線分別代表颱風開始增強和結束增強的時間, 綠線為颱風眼形成的時間, (a)及(b)分別為 A04 及 A08。A04 於 8 月 2 日 0200Z 之前因 RMW 過於不穩定而不予計算。..... 111
- 圖 5.29 兩倍 5 公里高切向風 RMW 範圍內的上升(橘實線)和下沉(橘虛線)總質量通量絕對值, 及平均上升(藍實線)和下沉(藍虛線)速度絕對值, 兩條紫線分別代表颱風開始增強和結束增強的時間, 綠線為颱風眼形成的時間, (a)及(b)分別為 A04 及 A08。A04 於 8 月 2 日 0200 UTC 之前因 RMW 過於不穩定而不予計算。..... 112

第一章 前言



1.1 研究背景

儘管颱風的路徑預報在這 40 年間已有長足進展，強度預報卻仍進展有限，這是因為颱風路徑主要由綜觀環境支配而較為單純。颱風強度變化卻涉及多重尺度的交互作用而較為複雜，除綜觀環境外，自身渦漩結構、對流或紊流尺度，均有可能顯著影響颱風強度(Wang and Wu 2004)。而強度預報中，關於快速增強(Rapid Intensification, RI)的預報更是極具挑戰性的一環。一般而言，快速增強時常被定義為颱風近中心最大風速在 24 小時內增加 30 kt (15.4 m s^{-1})以上(Kaplan and DeMaria 2003)，或氣壓下降 42 hPa 以上(Holliday and Thompson 1979)，而快速增強時伴隨最顯著的颱風特徵改變當屬颱風眼形成，眼的出現通常也代表颱風強度達到「颶風」(近中心最大風速大於 32.6 m s^{-1})的標準(Dvorak 1984; Kimball and Mulekar 2004; Vigh et al. 2012)。因此西北太平洋颱風在缺乏飛機穿越觀測及繞極軌道衛星掃描頻率不高，以致缺乏低層結構資料的情況下，強度的估計往往仰賴同步衛星觀測颱風最上層結構的德沃夏克分析法(Dvorak 1975, 1984)，這使得衛星雲圖上觀察到眼形成前後，強度的評估常出現明顯變化，並高估增強速率(Olander and Velden 2007; Bhatia et al. 2018; Olander and Velden 2019)。

此外，關於影響颱風眼形成的因素，過去研究多只侷限於環境相關，Vigh et al. (2012)發現眼形成時，環境通常伴隨高海溫、暖溼低層、低垂直風切、高層輻散以及對流不穩定的環境。但關於颱風自身結構的因子，一些研究僅有統計出眼形成時颱風的強度(Kimball and Mulekar 2004; Vigh et al. 2012)和最大風速半徑(Radius of Maximum Wind, RMW) (Vigh et al. 2012)的情形，至今我們對於颱風結構如何影響眼的形成，依然所知有限。

本研究將探討颱風初期時的結構和擾動型態如何影響往後颱風眼的形成，並以眼形成時內核結構變化的觀點，探討快速增強的過程。



1.2 文獻回顧

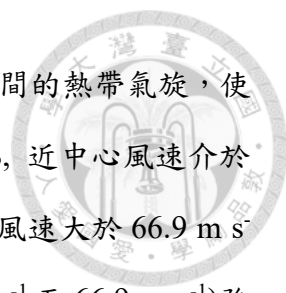
儘管統計上颱風眼在颱風接近「颶風」強度時就會開始出現，並隨著強度越強，眼出現的比率越高(Knapp et al. 2016, 2018)，然而颱風的增強階段是我們比較注重的，故本研究著重探討颱風眼形成的過程，以下將分別回顧眼的特徵與眼形成時伴隨的颱風特徵、眼對暖心及下沉的關係、眼形成的機制與過程。

1.2.1 颱風眼的特徵及眼形成時伴隨的颱風特徵

颱風的眼為成熟颱風中心被眼牆環繞的無雲區，眼的大小亦跟隨眼牆隨高度向外傾斜而具有在高層比低層大的特徵。眼中僅邊界層附近較為潮濕而有時出現低雲，中高層空氣因下沉而暖乾，兩者間存在明顯的逆溫層(Jordan 1952; Willoughby 1998)。

Vigh et al. (2012)針對北大西洋 1989 – 2008 年間的熱帶氣旋(Tropical Cyclone, TC)，使用機載雷達觀測和同步衛星的紅外線波段觀測，分別定義低層強回波首次繞成半圈時，以及 TC 中心出現高亮溫網格被低亮溫的網格封閉且滿足其他特定條件時為颱風眼形成。結果顯示 TC 達到上述兩個不同的標準時，強度中位數分別為 58 kt (29.8 m s^{-1})與 62.5 kt (32.2 m s^{-1})，這意味著低層較高層更早形成眼，而 RMW 及眼半徑的中位數則分別為 32、41 公里與 17、24 公里。Vigh (2010)也針對相同資料，發現無論是雷達或衛星所見的眼形成時，通常對應 TC 增強速度最快的時期，但已屆 RMW 內縮階段的後期，故眼形成後 TC 仍會繼續增強，但 RMW 則傾向不再內縮。

Kimball and Mulekar (2004)使用美國國家颶風中心(National Hurricane Center, NHC)提供的 Extended Best-Track 資料庫，統計北大西洋 1988 – 2002 年間的熱帶氣旋，結果顯示 TC 強度達薩菲爾-辛普森颶風等級(Saffir-Simpson Hurricane Wind Scale)的一級颶風標準時，最容易形成眼，此外眼形成時眼的半徑平均約為 20 公里，眼的半徑在增強階段會比穩定階段小。



Weatherford and Gray (1988b)針對西北太平洋 1980–1982 年間的熱帶氣旋，使用飛機穿越時的觀測資料，發現眼在熱帶風暴(Tropical Storm, TS, 近中心風速介於 17.2 m s^{-1} 至 32.6 m s^{-1})與超級颱風(Super Typhoon, STY, 近中心風速大於 66.9 m s^{-1})強度時較小，而在颱風(Typhoon, TY, 近中心風速介於 32.6 m s^{-1} 至 66.9 m s^{-1})強度時較大且分布較離散，可能是因為眼在颱風發展後期形成的會比在初期形成的大。颱風眼的大小也與外核壯度(Outer Core Strength, OCS, 距颱風中心 1-2.5 個緯度範圍內平均切向風)相關，強度相同下，眼大小和壯度成正相關；壯度相同下，眼大小和強度成負相關。另外，颱風在同樣強度下，增強階段有眼的機率比減弱階段高。

1.2.2 颱風眼對於暖心及強度的影響

颱風的強度—中心海平面氣壓，在靜力平衡下為其上方整層空氣柱的質量積分，方程式為：

$$P_0 = P_t \exp\left(\frac{gZ_t}{R_d \overline{T}_v}\right) \quad (1-1)$$

其中， P_0 為海平面氣壓， P_t 及 Z_t 分別為 P_0 上空某一參考點(這裡可為接近大氣層頂的某一點或模式中的最頂層)之氣壓及高度， g 為重力加速度， R_d 為理想乾空氣常數， \overline{T}_v 為海平面至參考點間空氣柱的平均虛溫。由此可知，若颱風中心有暖心的存在，會使得整層空氣柱增暖，在模式頂或接近大氣層頂處的高度與氣壓幾乎不變(即體積幾乎不變)之下密度會下降，令中心海平面氣壓下降，因此暖心的建構及強化對於颱風強度發展至關重要。有關暖心增暖的原因，在早期我們便知道僅依賴眼牆的潛熱釋放並不足以加熱高對流層大氣，讓地面氣壓下降至觀測值的水準(Malkus 1958)，必須要有高層的下沉將平流層高位溫的空氣帶至對流層，才能在高空產生足夠強的暖心，並使地面氣壓下降至吻合觀測值的程度(Anthes 1982)。

藉由靜力平衡關係可知，因為高層溫度較低，相同程度的暖化將使得高層的空氣膨脹較多，故暖心發生在高層會比低層有利於地面氣壓下降。然而關於暖心發生




的高度一直未有定論，觀測方面，飛機穿越(La Seur and Hawkins 1963; Hawkins and Rubsam 1968; Hawkins and Imbembo 1976)、投落送(Halverson et al. 2006)、繞極衛星 (Chen and Zhang 2013)資料分析的結果顯示暖心分布從 240 至 600 hPa 均有。模式方面，無論是理想化模式(Emanuel 1986; Stern and Nolan 2012; Stern and Zhang 2013)或真實個案模擬(Liu et al. 1997; Chen and Zhang 2013; Chang and Wu 2017)中，暖心高度差異都相當大，範圍遍及 200 至 500 hPa。一些研究(Hawkins and Imbembo 1976; Stern and Zhang 2013; Chang and Wu 2017)也發現颱風可能同時存在中層及高層兩個暖心，後兩者研究透過位溫收支分析均發現，中層和高層的暖心形成機制分別為水平擾動位溫平流和垂直位溫輸送，後者即為下沉增溫，此外 Chang and Wu (2017)也利用(1-1)式診斷出較高層的暖心對於地面氣壓下降較有幫助。

由此可知，颱風要發展到足夠強，中心必須要有來自平流層的高位溫且乾燥的空氣下沉到上對流層，抑制中心對流外也使得雲冰或雲水蒸發，成為颱風中心的無雲區—颱風眼。因此，颱風眼也可說是中心下沉、高層暖心建立與否及颱風強度是否足夠的指標，Weatherford and Gray (1988b)統計了西北太平洋颱風的飛機穿越觀測資料也發現，颱風要增強到氣壓低於 950 hPa 以下必定伴隨眼的形成，颱風眼形成期間也往往與快速增強期間重疊(Mundell 1990; Willoughby 1990; Vigh 2010; Rogers 2010)。

1.2.3 颱風眼形成的機制

關於颱風眼中心下沉形成機制的研究有很多。早期的研究傾向低層觀點，Malkus (1958)計算角動量收支，指出颱風中心低層空氣會與眼牆的高角動量空氣混合，導致中心低層氣塊角動量過高，而出現梯度力無法平衡離心力的超梯度風，造成低層輻散及上方的下沉。Kuo (1959)認為低層入流在進入中心前，就會因為角動量守恆，導致離心力過大而無法繼續流入，氣塊被迫在較外側堆積並舉升，形成眼牆，中心部分由下沉補充。



就高層觀點而言，許多觀測和模擬均表明，眼牆強烈的對流爆發(Convective Burst, CB)，或稱熱塔(Hot Tower, HT)，在突破對流層頂後(即對流過衝，Convective Overshooting)，颱風中心會伴隨來自平流層的補償性下沉。Heymsfield et al. (2001) 分析飛機穿越颶風 Bonnie (1998)時觀測到的兩個對流爆發，發現其中一個 CB 在靠近颶風中心側存在來自平流層、速度約 5 m s^{-1} 的下沉，颱風眼於此 CB 衝入平流層後 6 小時形成，另一個 CB 的下沉則發生在對流胞之中，作者認為零星發生的 CB 似乎不足以在颶風中心造成穩定的下沉，眼牆的蒸發冷卻、垂直氣壓梯度均有可能扮演角色。Guimond et al. (2010)利用飛機穿越颶風 Dennis (2005)時都卜勒雷達的觀測，發現其快速增強時，眼牆出現上升速度達到 20 m s^{-1} 且雲頂突破 16 公里高的熱塔，HT 靠近颶風中心側則出現速度達 10 m s^{-1} 的強烈下沉，清空了中心雲層而形成眼，作者認為 HT 釋放的潛熱及補償性下沉雙雙增強了暖心，從而使颶風快速增強。Chen and Zhang (2013)以模式模擬颶風 Wilma (2005)的快速增強過程，發現 RI 前雖有大量 CB 出現，但高層輻散層之上相對颶風的水平風場(Storm-Relative Flow, SRF)較強，故 CB 旁的下沉不易落在颶風中心，即便形成了暫時的暖心也因慣性穩定度不高而容易以重力波形式散失；待高層 SRF 減弱及慣性穩定度上升後，下沉增溫較易集中於颶風中心而不易散失，即便此時 CB 數量大幅減少，暖心仍能迅速加強，颶風始得快速增強。

另外就整層觀點而言，當潛熱持續於眼牆釋放時，利用 Sawyer-Eliassen equation 可得到中心出現強迫性下沉的反應(Willoughby 1979; Shapiro and Willoughby 1982; Schubert et al. 2007)。Smith (1980)認為由於颶風水平氣壓梯度會隨高度減少，原本在環境垂直上接近靜力平衡的大氣，在颶風中心就會因為向上的氣壓梯度力減少，靜力不平衡下產生下沉；此外就幾何而言，若對流上升區呈彎曲狀(即眼牆)，周圍補償性下沉容易集中於彎曲對流的內側，故下沉更易集中於眼牆內側的眼區(Willoughby 1979, 1990)。

1.2.4 颶風眼形成的過程

颶風眼形成的過程可分別以低層和高層觀點加以分析，從 1.2.1 小節中可知 Vigh et al. (2012) 分別統計北大西洋機載雷達和紅外線衛星雲圖觀測到颶風眼形成時的強度，發現前者要明顯弱於後者，由於機載雷達和紅外線雲圖分別能觀測到颶風低層和高層結構，因此我們可以推測低層眼會先於高層眼形成。

就低層角度而言，Vigh et al. (2012) 統計北大西洋颶風飛機穿越任務時有被回報過雨帶(banding)和眼(eye)兩種狀態的個案，65%的個案是雨帶先於眼形成；另外無論是模擬中所見的低層回波 (Rogers 2010)、底層微波掃描(Kieper 2008)、或者是機載雷達(Willoughby 1990; Rogers 2010)，都可發現眼是由眼牆上偏於某一側的對流胞逐漸在切向上集結並傳遞(圖 1.1)，最後將中心完全包圍所形成，而不是一大片單一的對流形成後，中心部分再慢慢減弱形成。

就高層角度而言，Dvorak (1975)和 Dvorak (1984)提出的德沃夏克分析法嘗試以同步衛星的觀測估計颶風強度，其中包含以紅外線衛星雲圖將颶風雲型(Cloud Pattern)分為 4 大類：切離型(Shear)、彎曲雲帶型(Curved Band)、中心密集雲區型(Central Dense Overcast, CDO)、眼型(Eye)。切離型為深對流沒有覆蓋颶風中心，且因為風切關係缺乏螺旋組織；彎曲雲帶型為深對流以螺旋型態環繞中心但未能環繞一圈，且沒有覆蓋中心；中心密集雲區型為具螺旋型態的深對流非常接近中心導致其被冷雲覆蓋；眼型即為颶風最終型態，深對流不覆蓋中心，而是將其完整環繞一圈。其中彎曲雲帶型在周遭深對流完整環繞中心一圈後就會形成眼，中心密集雲區型的颶風繼續發展，中心部分冷雲會逐漸清空，最後形成眼，至於切離型的颶風則無法直接形成眼。2015 年的 Cyclone Center 計畫(<http://www.cyclonecenter.org/>)邀請許多氣象學家或氣象愛好者，將千餘個熱帶氣旋總共近十萬張衛星雲圖歸類為上述幾種雲型，Knapp et al. (2016)整理上述結果，發現當一個颶風被歸類為眼型時，前 3 小時如果並沒有眼的話，約有 85%的機率為中心密集雲區型，約有 10%的機率為彎曲雲帶型。

由以上可知颶風形成低層眼的過程通常沒有明顯區別，但高層風眼的形成過程差異就比較大，可分為由彎曲雲帶形成和由中心密集雲區形成。另外因為西北太


平洋的颱風幾乎沒有飛機實測資料，形成眼時又往往位於遠洋，而缺乏雷達觀測，加上繞極衛星的掃描頻率不足，時間解析度亦不高，只有同步衛星的紅外線頻道能提供穩定且高時空解析度的觀測。故本研究將以高層觀點，透過同步衛星資料深入探討兩種颱風眼形成過程的差異。

從 CDO 階段形成眼的颱風以 2016 年的颱風尼伯特(Typhoon Nepartak)為例，圖 1.2a 可看出起初強烈對流集中於颱風中心附近，中心處亮溫隨時間越來越高(圖 1.2b - d)，顯示雲頂逐漸降低，最後凹陷成為颱風眼(圖 1.2e、f)。後續章節將把這種颱風眼形成方式稱為「深化成眼(Deepening Formation, DF)」；從彎曲雲帶形成眼的例子以 2015 年的颱風杜鵑(Typhoon Dujan)為例，圖 1.3a 可看出強對流起初較偏離中心，之後逐漸在切向上集結並傳遞(圖 1.3b、c)，最後完全環繞中心形成風眼(圖 1.3d - f)，類似低層眼的形成，中心自始至終都很少或甚至沒有雲，由於這種過程兩帶雲捲的特徵明顯，所以在後續章節稱其為「雲捲成眼(Banding Formation, BF)」。

1.3 研究動機與目的

快速增強是颱風發展中極難事先掌握的現象，而你又與颱風眼的形成密不可分，然而從文獻回顧我們可以知道，較少有研究直接探討颱風眼形成的過程，所以我們希望透過深入分析颱風眼形成前後內核結構的改變，了解其與快速增強的關係。此外，颱風眼形成過程在衛星的觀測上可以分為差異明顯的兩大類，即深化成眼和雲捲成眼，但少有研究強調這一部份，故本研究將深入分析這兩種眼形成過程中除了外觀以外伴隨什麼樣的颱風特徵差異，例如強度、增強速率、颱風半徑及颱風生成的時空分布等等。

關於影響颱風眼形成的因素，文獻中只有 Vigh et al. (2012)統計出眼形成時通常伴隨的環境條件，然而渦旋自身結構的角色仍然不清楚，因此本研究將更強調渦旋初始結構與擾動型態如何影響眼形成與否以及透過何種方式成眼。



本研究會分為兩大部分，首先以同步衛星資料將西北太平洋颱風形成眼的過程分為上述兩類，接著以日本氣象廳(Japan Meteorology Agency, JMA)和美軍聯合颱風警報中心(Joint Typhoon Warning Center, JTWC)提供之最佳路徑資料(Best Track, BST)，統計兩類成眼過程在強度、增強速率、颱風和颱風眼半徑、颱風和颱風眼形成的時空分布、移動路徑上的差異，並針對統計結果提出假設模型。第二部分則是以模式驗證前述假設，由於本研究較強調渦旋初始結構的角色，故我們針對 2015 年的颱風蘇迪勒(Typhoon Soudelor)，植入不同的最大風速半徑(Radius of Maximum Wind, RMW)以外(即外核)切向風衰減係數的理想初始渦旋，藉由敏感性實驗分析其能否產生不同的眼形成過程，伴隨的颱風特徵是否對應第一部分的統計結果，並探討不同風眼形成過程的內核結構演變差異，及分析導致其不同的動力因素。

本論文後續內容如下：第二章為使用之衛星和最佳路徑資料，颱風眼及其形成方式的定義與統計方法，也包含模式介紹與設定，敏感性實驗的設計與流程；第三章為衛星資料分析結果，並基於統計結果提出概念假設；第四章為控制組實驗結果，將簡單回顧 2015 年蘇迪勒颱風的生命期，並將模式結果與觀測比較；第五章為敏感性實驗結果，除了分析不同颱風眼形成過程的內核結構演變差異，也將探討初始結構的角色。第六章為總結和未來展望，含結論、討論與未來延伸之工作。

第二章 資料與方法



2.1 衛星資料分析

本研究第一部分以衛星資料及最佳路徑，分析深化成眼和雲捲成眼的颱風特徵差異，以下分別介紹所採用的衛星資料、颱風個案及其最佳路徑資料，另也將說明颱風眼與其形成方式的定義，和我們欲探討的變數與其被考慮的時間範圍。

2.1.1 衛星資料

本研究使用日本千葉大學環境與遙測中心資料庫所提供多功能運輸衛星系列 (Multi-functional Transport Satellite, MTSAT) 的新一號 (MTSAT-1R)、二號 (MTSAT-2) 及向日葵八號 (Himawari-8) 的衛星亮溫 (Brightness Temperature, T_B) 資料來判斷颱風雲型。採用 MTSAT-1R 和 MTSAT-2 的期間分別為 2007 年 1 月至 2010 年 6 月和 2010 年 7 月至 2015 年 6 月，選擇波段為 10.8 微米的 IR1 頻道，解析度為 4 公里；而採用向日葵八號的期間則為 2015 年 7 月至 2019 年 12 月，波段為 10.4 微米的 13 頻道，解析度為 2 公里。儘管向日葵八號衛星可提供每 10 分鐘一筆的高頻率觀測資料，但為顧及資料分析的一致性，三個衛星資料的使用頻率均為 30 分鐘一次 (整點及半點各一次)，若某時刻衛星因故缺乏數據，則以最接近該時刻的觀測資料取代。

2.1.2 颱風個案選取及最佳路徑資料

本研究統計之颱風個案為 2007 年至 2019 年間所有被 JMA 命名之颱風，唯上述衛星資料庫中 MTSAT-1R 在 2009 年 1 月至 8 月的資料僅有 1 小時 1 筆，故該段期間不予統計，不過該期間形成的 11 個颱風平均強度相對不強，根據 JMA 最佳路徑資料，僅 1 號颱風柯吉拉 (Typhoon Kujira)、8 號颱風莫拉克 (Typhoon Morakot)、10 號颱風梵高 (Typhoon Vemco) 生命期中心最低氣壓落於 950 hPa 以下，初步從衛星資料研判僅 1 號和 10 號颱風有形成眼的可能，因此應對統計結果影響不大。

上述選取個案之最佳路徑是使用 JMA 和 JTWC 的資料，包含颱風中心位置經緯度、近中心最大風速、中心最低氣壓、JMA 定義之 30 kt 風速半徑與 JTWC 定義之 34 kt 風速半徑。



2.1.3 颱風眼及颱風眼形成方式的定義

要區分深化成眼和雲捲成眼這兩種颱風眼形成過程前，需先定義颱風眼。早期的德沃夏克分析法(Dvorak 1975, 1984)將衛星的紅外線波段所測得的亮溫(T_B)分為 9 類：CDG(≤ -81 °C)、CMG(-80 至-76 °C)、W(-75 至-70 °C)、B(-69 至-64 °C)、LG(-63 至-54 °C)、MG(-53 至-42 °C)、DG(-41 至-31 °C)、OW(-30 至 9 °C)、WMG(> 9 °C)，若颱風被歸類為「眼型」則根據眼牆及眼區不同的亮溫組合判定颱風強度，然而「眼型」之認定依然仰賴人工主觀歸類；近期則發展出進階德沃夏克分析技術(Advanced Dvorak Technique, ADT)，能以電腦演算法自動化判斷颱風雲型並估計強度(Olander and Valden 2007, 2019)，但其判斷眼的方式較為複雜，包含以傅立葉分析將亮溫的密度分布轉換為多個波，並以波的頻率及數量估計眼型的可能性，這導致計算量龐大，且結果未必符合我們所需。因此，本研究試圖以颱風眼在紅外線衛星雲圖上看起來呈現亮溫較高的眼區被亮溫低的眼牆完全包圍的特徵，參考並修改自 Dvorak (1984)中眼區及眼牆的亮溫和寬度對應強度的規範，我們定義眼牆須滿足 LG(因其為上述亮溫分類的中間值)或以下亮溫，眼區則因亮溫須高於眼牆一定量值而選擇 OW 或以上為標準。眼區和眼牆兩個條件的詳細說明如下：眼區條件為某一時刻以 BST 內插的中心附近 40 公里內(Velden 1998)最暖格點 $T_B \geq -30$ °C(即 OW 或以上之標準)，圖 2.1 即為滿足眼區條件的示意圖，若不滿足則不繼續判斷眼牆條件；眼牆條件為以上述的最暖格點為中心 300 公里內，中心任意方向均存在 $T_B \leq -54$ °C的冷雲，且其徑向上寬度大於或等於 44 公里，並且在切向上相連將中心完全封閉，因此圖 2.2a-c 分別因為未在任意方向找到冷雲、冷雲在切向上未相連及冷雲雖有相連但過於狹窄，而均不滿足條件，僅圖 2.2d 滿足條件，此時冷雲區定義為眼牆。若某一刻眼區條件和眼溫條件同時滿足，則該時間颱風具

有眼的特徵，為了避免偶然形成的雲洞被判定成眼，我們限制颱風必須連續出現眼的特徵達 3 小時(連續 6 張衛星雲圖)，始判定該颱風為有形成風眼的個案，而兩個條件同時滿足的第 3 個小時(第 6 張衛星雲圖的時間)，即定義為眼形成的時間。

定義完颱風眼之後，便可區分兩種颱風眼形成過程，從眼形成時往前回溯整段滿足眼區條件的期間，如果眼牆條件均滿足，表示眼區亮溫突破 -30°C 時眼牆已完全環繞且封閉中心，即為「深化成眼」；反之，若該期間內任一時刻未滿足眼牆條件，意味眼區的雲清空時，眼牆仍未封閉中心，即為「雲捲成眼」。從表 2.1 可看出兩者差別在於，當深化成眼個案滿足眼區條件，眼牆條件亦達標，持續 3 小時後確認為形成颱風眼；雲捲成眼個案則為甫滿足眼區條件時，未能滿足眼牆條件，而是之後才達標，再持續 3 小時後，確認為形成颱風眼。

2.1.4 統計的變數及各變數考慮的時間範圍

對於有形成眼的個案，為觀察颱風眼形成時伴隨的特徵，最大強度【風速(V_M)及氣壓(P_M)】和最大 24 小時增強速率【風速 $[(\Delta V)_M]$ 及氣壓 $[(\Delta P)_M]$ 】考慮形成眼前 24 小時至連續 6 小時未出現眼的特徵的這段期間。為觀察眼形成前結構的角色，颱風半徑(R_{30} 及 R_{34})考慮眼形成前 12 小時。颱風眼半徑(Radius of Eye, RE)定義為眼區條件中找出之最暖網格至眼牆條件定義之眼牆內緣的軸對稱平均距離，考慮時間為眼形成時。另外，我們也以熱帶氣旋被 JMA 命名時定義為颱風生成，探討其季節和空間分布，是否與初始擾動型態如季風槽、季風環流圈或東風波相關，因此季節分布上我們將南海西南季風開始活躍至其逐步退出南海中部的期間(Wang et al. 2004)，即 6 月至 9 月上半月定義為夏季；西南季風不活躍但大氣海洋環境仍適合颱風發展的 9 月下半月至 12 月，定義為秋季；颱風數量開始大幅減少的月份至季風肇始前，即 1 月至 5 月，定義為春季。本研究也將探討颱風的生成位置[包含緯度($G\phi$)及經度($G\lambda$)]，颱風眼的形成位置[包含緯度($E\phi$)及經度($E\lambda$)]，及此期間的移動方向(θ ，以數學角表示，向北為 90°)。若颱風在生命期中多次形成眼，則只考慮第一次，故上述所有變數，每個颱風只會有一個。

至於沒有形成颱風眼的個案，我們只針對其生命期中的最大強度、生成位置和生成季節之特性加以分析。



2.2 實驗設計


綜合第一部份的研究結果和前人研究，我們認為颱風初期 RMW 以外的結構對颱風眼形成的影響相當重要，故本研究第二部分將針對 2015 年颱風蘇迪勒 (Typhoon Soudelor) 的前身，人為植入理想之似瑞金渦旋 (Rankine-like Vortex, Stern and Nolan 2011)，並改變渦旋 RMW 以外的風速衰減係數 α ，探討其對眼形成的影響。以下分別介紹所使用的模式、模式設定、控制組實驗與敏感性實驗。

2.2.1 模式介紹

本研究使用由美國國家大氣研究中心 (National Center for Atmospheric Research, NCAR) 開發的 Advanced Research core of the Weather Research and Forecasting Model (WRF-ARW) 4.0.3 版進行真實個案實驗模擬。WRF 模式使用三維可壓縮流體與非靜力平衡假設下的尤拉 (Euler) 方程作為原始方程，並以三階 Runge-Kutta scheme 進行時間積分，空間離散法則使用二階或六階 Runge-Kutta scheme。垂直座標採用地勢追隨座標 (η 座標)。水平網格採用 Arakawa C-grid 之交錯網格，並提供隨渦旋中心移動之多重巢狀網格 (vortex-following moving nest) 的選項。WRF 模式也包含多種雲微物理、積雲、邊界層以及輻射參數化方案供使用者依據個別模擬所需做選擇。

2.2.2 模式設定

模式的正式積分由 2015 年 8 月 1 日 0000Z 至 2015 年 8 月 4 日 0600Z，78 小時的期間完整涵蓋蘇迪勒颱風命名前 6 小時至達到顛峰強度後 6 小時，使用三層巢狀網格，水平解析度由外而內分別為 9、3、1 公里，格點數分別為 616×430 (5535×3861 公里)、 517×517 (1548×1548 公里)、 778×778 (777×777 公里)，積分時



步分別為 45、15、5 秒，網格間交互作用均為雙向，其中最內層的兩個網格跟隨渦旋中心移動。垂直層數為 50 層¹，模式頂邊界為 50 hPa。大氣場初始條件、邊界條件及初始海溫均使用 ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) 的再分析資料，變數包含水平風、重力位、溫度、相對溼度、海平面氣壓、海表面溫度，其資料的空間解析度為 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ，垂直層面有 38 層²和 4 層土壤層，其中邊界條件的時間解析度為 1 小時，海溫則固定不變。

參數化設定部分，三層網格的邊界層參數化方案均使用 MYJ (Mellor-Yamada-Janjic TKE) scheme (Janjic 1990, 1994)，雲微物理參數化方案使用 Thompson Scheme (Thompson et al. 2008)，長波及短波輻射參數化方案均使用 RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) Scheme (Mlawer et al. 1997)。積雲參數化方案使用 Kain-Fritsch Scheme (Kain and Fritsch 1990)，僅在最外層網格使用。參數化以外，正式積分前使用數位濾波法(Digital Filter Initialization, DFI)初始化(Lynch and Huang 1992)，以讓模式初始場更為平衡。

除正式積分外，敏感性實驗部分為令質量場及溫度場配合給定的動量場，正式積分前將進行每次 2 小時共 5 次的平衡積分，詳細流程參考 2.2.5 節。本部分積分只使用最外層網格，避免產生小尺度擾動；不使用積雲參數化以免出現不必要之對流；不使用微物理參數化，避免水氣凝結產生的水氣擾動和釋放潛熱產生的氣壓擾動；另因為水氣不會再凝結，故將表面熱通量和水氣通量關閉，以免水氣在大氣中累積。其餘設定同正式積分，每次平衡前也會使用 DFI 進行初始化。

¹ 50 層 η 層分別為：1.000、0.994、0.986、0.976、0.964、0.948、0.929、0.906、0.879、0.847、0.811、0.771、0.728、0.682、0.635、0.586、0.541、0.499、0.460、0.424、0.390、0.358、0.329、0.302、0.277、0.254、0.232、0.212、0.193、0.176、0.160、0.145、0.131、0.118、0.106、0.094、0.084、0.074、0.065、0.057、0.049、0.042、0.035、0.029、0.023、0.017、0.013、0.008、0.004、0.000。

² 38 層垂直層分別為：表面層、1000、975、950、925、900、875、850、825、800、775、750、700、650、600、550、500、450、400、350、300、250、225、200、175、150、125、100、70、50、30、20、10、7、5、3、2、1 hPa。



2.2.3 控制組實驗

本研究為探討颱風初始結構對颱風眼形成的影響，從颱風形成到其眼形成這段期間排除受陸地及環境干擾的個案，故以環境相對單純，在海上發展的 2015 年颱風蘇迪勒為例，分析其眼形成時的內核結構演變。為探討渦旋外圍初始結構差異對眼形成的影響，必須在渦旋有一定強度時開始模擬，但也須避免模式 spin-up 時期與颱風快速增強時期重疊，因此選擇於 2015 年 8 月 1 日 0000Z 開始模擬，此時 JMA 評估其為熱帶低壓(TD)，近中心最大風速為 15 m s^{-1} ，距離快速增強尚有 18 小時。我們以控制組實驗的路徑、強度及模擬的颱風雲型表現，與觀測比較，並評估颱風蘇迪勒於模擬期間綜觀環境的影響。

2.2.4 敏感性實驗

透過第一部分的研究結果和前人研究，我們認為初始渦旋 RMW 以外的慣性穩定度對於颱風眼形成的影響至為重要，慣性穩定度的物理意義同絕對渦度，而在不改變科氏力的情況下，改變該區絕對渦度的最好方法就是改變 RMW 以外風速隨半徑變化，本研究將在初始時間植入不同外圍切向風速剖面的似瑞金渦旋。似瑞金渦旋之切向風(V_t)方程式如(2-1)式所示：

$$V_t = \begin{cases} \frac{r}{RMW} V_{max} & (r \leq RMW) \\ \left(\frac{RMW}{r}\right)^\alpha V_{max} & (r > RMW) \end{cases} \quad (2-1)$$

因此，其相對渦度(ζ)的方程式就會如(2-2)式所示：

$$\zeta = \begin{cases} \frac{2V_{max}}{RMW} & (r \leq RMW) \\ \frac{RMW^\alpha}{r^{\alpha+1}} (1 - \alpha) V_{max} & (r > RMW) \end{cases} \quad (2-2)$$

其中， V_{max} 為最大風速， r 為與中心之距離， α 代表切向風在 RMW 以外之衰減係數，為本敏感性實驗的控制變因，可控制渦旋在 RMW 以外的切向風和相對渦度剖面，本研究將 α 設定為 0.4、0.6、0.8，實驗代號分別為 A04、A06、A08，

α 越小表示 RMW 外切向風衰減越慢，即外核風速越大，所以 A04 是初始壯度最大的實驗。渦旋植入範圍為半徑 800 公里，RMW 為 108 公里， V_{\max} 為 15 m s^{-1} ，三個敏感性實驗的初始理想似瑞金渦旋，其切向風及相對渦度剖面即分別如圖 2.3 及 2.4 所示。另在低層(第 11 層 η 層以下，約為 800 hPa 以下層面)根據初始再分析場植入相同但軸對稱的徑向風(V_r)，RMW 參考自初始再分析場最低層， V_{\max} 則取自 JMA 的最佳路徑和初始場邊界層中的最大切向風速。

控制組及敏感性實驗原則上均為 30 分鐘輸出一筆，唯往後部分分析將比較敏感性實驗於相同颱風發展階段時的結構異同，考慮到不同實驗發展的時間及速度不同，為觀察颱風增強開始前後的變化，我們以各實驗氣壓下降速率定義增強開始前、後 6 小時為第一、二階段；而為觀察颱風眼形成前後變化，以眼形成前、後 6 小時為第三、四階段，亦約略等於颱風增強的中、後期，此部分分析特別加密時間解析度至 3 分鐘輸出一筆。另外，模式輸出的資料以美國大氣科學研究大學聯盟 (University Corporation for Atmospheric Research, UCAR)開發之 wrf-python 模組執行後處理，將垂直上 50 層 η 座標內插為 51 層³高度座標。

2.2.5 敏感性實驗流程

第一步驟為令上述設定之渦旋與環境混合，在初始場中植入新的緯向風和經向風。為讓渦旋更符合真實情況，較弱熱帶氣旋下強上弱的垂直結構，我們將渦旋乘以一個隨高度遞減的強度係數(I)，使其在第 11 層 η 層(含)以下及第 28 層 η 層(含)以上分別為 1 及 0，第 12 至 27 層之間則為線性遞減(圖 2.5)；熱帶氣旋初期環

³ 若無特別說明，皆以等高面為輸出層，單位為公尺，詳細層面資訊由低層至高層如下：10, 250, 500, 750, 1000, 1250, 1500, 1750, 2000, 2250, 2500, 2750, 3000, 3250, 3500, 3750, 4000, 4250, 4500, 4750, 5000, 5500, 6000, 6500, 7000, 7500, 8000, 8500, 9000, 9500, 10000, 10500, 11000, 11500, 12000, 12500, 13000, 13500, 14000, 14500, 15000, 15500, 16000, 16500, 17000, 17500, 18000, 18500, 19000, 19500, 20000。

流僅侷限於中低層，高層風場仍受環境支配，故設定渦旋與初始場混合的比例(M_V)亦隨高度減少，使其在第 16 層 η 層(含)以下及第 28 層 η 層(含)以上分別為 0.9 及 0，第 17 至 27 層之間則為線性遞減(圖 2.5)；另外為使渦旋外圍與周遭環境差異不要過大，故在渦旋外圍風場也需額外與環境混合，其混合比重(M_H)也隨半徑減少，使其在半徑 560 公里以內為 1，向外至渦旋邊緣(半徑 800 公里)則遞減為 0(圖 2.6)。(2-3)式即以緯向風為例，說明植入初始場中新的緯向風(U)，如何由初始場中原始緯向風(U_i)、(2-1)式中求得的切向風中所貢獻的 U 分量(U_t)、初始場中的徑向風所貢獻的 U 分量(U_r)以及各係數求得，經向風亦同。

$$U = M_H(M_V(IU_t + U_r) + (1 - M_V)U_i) + (1 - M_H)U_i \quad (2-3)$$

將風場植入初始場後，第二步驟進行 2 小時的平衡積分，令模式中的質量場、溫度場、水氣場自行積分配合給定的風場，此階段模式的設定可參考 2.2.2 節。

第三步驟為將平衡積分後的結果(模式時間為 8 月 1 日 0200Z)，包含風、重力位、氣壓、溫度、水氣植回執行第一步驟前的初始場(模式時間為 8 月 1 日 0000Z)，範圍同樣為半徑 800 公里。

反覆執行第一至第三步驟五次，藉由每次給定相同的風場，讓渦旋的質量場、溫度場和水氣場能逐漸與之平衡後，才進行為時 3 天 6 小時的正式積分。正式積分前，三個敏感性實驗的軸對稱切向風剖面如圖 2.7 所示，可看出經過數次平衡後 α 越大(小)者依然維持外核風速較小(大)、壯度較小(大)的特徵。

第三章 研究結果 I—衛星資料分析



3.1 個數、強度與結構

2007 年至 2019 年間(除去 2009 年 1 月至 8 月)西北太平洋共有 301 個熱帶氣旋被 JMA 命名，沒有形成眼的個案有 195 個(65%)，深化成眼(DF)的個案有 79 個(26%)，雲捲成眼(BF)的個案有 27 個(9%)。由於使用 JMA 和 JTWC 最佳路徑資料的分析結果相去不遠，故本章節中所有分析若未特別說明則均以 JMA 的結果呈現。

強度部分，結果顯示無形成眼、DF 型和 BF 型個案的平均中心最低氣壓(P_M)分別為 983.4、925.6、937.2 hPa，無眼颱風強度明顯弱於其他兩者，幾乎無達到 950 hPa 以下的個案(圖 3.1)，符合 Weatherford and Gray (1988b)的結果，足見眼在颱風發展扮演重要角色。就有形成眼的個案而言，DF 型強度明顯比 BF 型強(單尾 P -value = 0.0015)， V_M 結果也顯示大於 100 kt (51.4 m s^{-1} ，約相當於中央氣象局定義之強烈颱風)之個案幾乎只來自 DF 型(圖 3.2)。

最大增強速率部分，DF 型個案的 $(\Delta P)_M$ 和 $(\Delta V)_M$ 平均為 -40 hPa day^{-1} 和 31 kt day^{-1} ($15.9 \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$)，而 BF 型個案則分別為 $-30.2 \text{ hPa day}^{-1}$ 及 24.1 kt day^{-1} ($12.4 \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$)，DF 型在颱風眼形成時增強速度明顯較 BF 型快(圖 3.3 和圖 3.4)，若要達到 Holliday and Thompson (1979)針對中心氣壓定義的 RI 標準(-42 hPa day^{-1})，DF 型約有 43%經歷 RI，BF 型則僅 15%；若以 Kaplan and DeMaria (2003)針對一分鐘平均風速定義的 RI 標準，DF 型個案約有 93%可達 RI 標準，BF 則只有 61%經歷 RI (圖未顯示)。

R30(圖 3.5)分析結果顯示，DF 型在眼形成前的暴風半徑小於 BF 型，兩者平均分別為 319.6 公里及 401.5 公里。颱風眼半徑(RE)的結果(圖 3.6)也同樣是 DF 形成的眼明顯小於 BF。若觀察 RE 和 $(\Delta P)_M$ 關係(圖 3.7)，可看出約略有眼越小，增強速度越快的趨勢，且在 BF 個案中較 DF 明顯，唯 DF 及 BF 的相關係數分別為 0.26 及 0.53，均不算高。



3.2 颱風與颱風眼的生成位置及移動方向

颱風的生成位置是否影響其形成眼及透過何種機制形成？圖 3.8a 為 JMA 將熱帶氣旋命名時的位置分布，結果顯示無眼的個案生成位置明顯偏西、偏北，集中於南海和東經 150 度以西的菲律賓東方近海。有形成眼的颱風生成位置較平均分散在菲律賓以東洋面(圖 3.8b)，兩圖比較亦可見南海生成之颱風幾無可能形成眼，東經 150 度以東的遠洋所生成的颱風有過半機會可形成眼，颱風能否形成眼顯然與颱風後續可發展的空間大有關係。DF 個案的生成位置則較 BF 略為偏東和偏南，單尾 P-value 分別為 0.0586 及 0.0291，顯著性均不若前述幾項性質來得高。


圖 3.9 則顯示颱風眼的形成位置主要集中在菲律賓及台灣東方近海，也極少有颱風在南海形成眼。兩種成眼過程相比，DF 型較 BF 型略為偏東而顯著偏南，單尾 P-value 分別為 0.1742 及 0.0015。

DF 型和 BF 型相比，儘管生成位置和眼形成位置皆偏東和偏南，但偏東情形在生成時較明顯，偏南情形則是在眼形成時較明顯，是否暗示了 DF 個案在此期間移動方向更為偏西，BF 個案則更為偏北行進呢？單就颱風從命名到颱風眼形成時的北行量及西行量而言(圖 3.10)，兩者都幾乎看不出差異，但若合併換算為位移角度(θ)就有顯著差異(圖 3.11)，DF 颱風行進方向明顯偏西，BF 則偏北， θ 的單尾 P-value 為 0.0035。若以位移角度 135 度以上和以下分別作為西行颱風和北行颱風標準，可看出儘管 DF 個案是 BF 個案的 3 倍，但在北行颱風中仍有過半為 BF 個案(圖 3.10)。

3.3 季節分布

DF 和 BF 型個案在生成位置、颱風眼形成位置及此期間移動方向的差異或許意味著綜觀尺度系統如副熱帶高壓、季風槽等配置的不同，而影響這些配置最明顯的因素就是季節變化，故以下我們將再探颱風的季節分布差異。

季節分布顯示(圖 3.12)，個數方面，春季(1 至 5 月)、夏季(6 至 9 月上半月)、秋季(9 月下半月至 12 月)分別為 32、159、110 個。雖然夏季形成最多颱風，但能



夠形成眼的比例僅 29 %，為三個季節中最低；秋季颱風形成眼的比例則最高，達 44 %，故秋季形成了最多個有眼的颱風，意味著秋季颱風的平均強度較高。DF 型數量在三個季節都多於 BF 型，在秋季比例最高，分別佔所有個案和有眼個案的 36 %及 82 %，夏季則最少，分別佔所有個案和有眼個案的 18 %和 62 %；BF 個案則在夏季比例最高，分別佔所有個案和有眼個案的 11 %和 38 %，而進入秋季後，儘管颱風形成眼的比例上升，BF 數量卻不增反減。


3.4 討論

Lee et al. (2008)曾將西北太平洋颱風初始擾動型態區分為東風波和季風相關系統，發現前者通常只伴隨一個 MCS，且位置較集中在中心，擾動階段的發展時間也較短。Lee et al. (2010)則沿用上述結果，進一步發現若將西北太平洋颱風分類為小型、中型及大型，小型颱風多來自東風波系統，傾向出現西北西至西北路徑，中至大型颱風多來自季風相關系統，傾向出現西北至北北西路徑。

Stern et al. (2015)利用理想化模擬發現初始渦旋越小(無論是 RMW 越小或 RMW 外風速衰減越快)，會使 RMW 內縮速率越快，最終穩定後的 RMW 越小，增強速度大致上也越快，但最終強度則無系統性變化。

本研究第一部分的結果顯示(表 3.1)，深化成眼的個案數量約是雲捲成眼的 3 倍，前者在眼形成時強度較強，增強速率較快，眼形成前具有較小的半徑，之後則會形成較小的眼，生成和眼形成的位置較偏東和偏南，移動方向顯著偏西，好發於秋季，雲捲成眼則好發於夏季。

綜合我們的結果和前人研究，可發現深化成眼的颱風與東風波初始擾動，雲捲成眼颱風與季風槽初始擾動，分別具有密切關聯。DF 在颱風眼形成前半徑小，可能就是因為來自尺度較小的東風波擾動，DF 型可能經歷與 Stern et al. (2015)的實驗類似的過程，導致其增強時的眼牆更為接近中心，形成半徑較小的眼，也讓 DF 型在眼形成時增強較快，在真實世界有限的生命期中，能達到較高的強度。至於 DF 和 BF 分別傾向出現於秋季和夏季，可能是因為夏季西北太平洋上季風槽活躍，更



多颱風由較大尺度的季風槽或環流圈誕生，故 BF 在夏季比例較高；而秋季西南季風逐漸退出菲律賓以東的西北太平洋，由季風誕生的颱風數量減少，來自東風波擾動的 DF 比例上升，也部分解釋了多來自季風槽的夏季颱風因為發展較慢，故形成眼比例最低，秋季則相反。就空間分布及移動方向而言，生成位置較東南的 DF 除了可用其好發於副高脊線較南的秋季解釋外，東風波擾動也較常出現於穩定副高的南側，令其出現偏西路徑；反之，分布較西北的 BF 好發的夏季副高脊線較北，季風槽或環流圈也經常出現於副高的西側，使其出現偏北路徑，這導致了颱風眼形成位置的南北差異遠較東西差異明顯。然而在個數方面，值得注意的是 Lee et al. (2008)分析的夏季擾動中，東風波型態個數遠較西南季風相關型態少，本研究的結果卻是 DF 型多於 BF 型，意味著可能有部分規模較小的季風槽擾動經歷 DF 過程；而西南季風相關擾動的數量在 10 月以後大幅下降，大致對應 BF 型數量在秋季減少。關於初始擾動型態與 DF、BF 的關係，有待進一步針對颱風生成時再分析資料或風場掃描的分析。

3.5 概念假說

Rogers et al. (2013) 以增強速率將北大西洋 TC 分為增強組和穩定組，發現前者對流爆發(CB)傾向發生於 RMW 以內，後者則多發生於 RMW 以外，而增強組 RMW 以外的渦度較穩定組小，作者認為增強組的 TC 就是因為外圍渦度小，慣性穩定度低，低層入流較容易進入 RMW 以內才減速輻合並舉升，導致 CB 可以發生在慣性穩定度更高的內核，潛熱加熱效率更好，讓 TC 增強較快。

至此我們提出一個概念假說，深化成眼的颱風可能源自東風波等半徑小的擾動，反映的是 RMW 以外風速遞減得快，令外圍渦度及慣性穩定度低，並透過 Rogers et al. (2013)提及的過程，加熱效率更高造成更強的次環流，也會使得眼區下沉更強，另一方面，集中於 RMW 以內的加熱有利 RMW 內縮(Shapiro and Willoughby 1982)，導致 Stern et al. (2015)的結果，眼牆更為接近中心，較小的眼區下沉面積可能進一步增強下沉增溫，暖心增暖速度更快，最終使地面氣壓下降更快。而在 DF 的眼形

成前，眼牆對流較接近中心，且次環流較強，有利於砧狀高雲遮蔽中心，隨後中心高層的下沉將高雲清空，反映出的即深化成眼的特徵。

雲捲成眼則相反，可能源自較大尺度的季風槽或環流圈，外圍慣性穩定度較大，使對流上升區遠離中心，導致中心下沉微弱，較慢增強的暖心對應較低的增強速度。較弱、較遠離中心的眼牆對流共同讓高層砧狀雲在眼形成前不能覆蓋中心，衛星上所見即為高雲或深對流先分散於眼牆，再逐漸環繞中心一圈的雲捲成眼過程。

上述假說猜測了颱風初始結構影響颱風眼的形成及增強過程，然而 DF 和 BF 的差異，是否又會影響增強過程？接下來的實驗模擬即為檢驗上述假說及問題，針對原本為深化成眼的 2015 年蘇迪勒颱風，於其仍為熱帶低壓時植入不同外圍切向風衰減係數 α 的渦旋，來改變 RMW 以外的慣性穩定度，觀察是否能產生不同的颱風眼形成過程及內核結構。

第四章 研究結果 II—控制組實驗



4.1 2015 年颱風蘇迪勒(Typhoon Soudelor)簡介

2015 年第 13 號颱風蘇迪勒，為該年西北太平洋颱風季最強烈的熱帶氣旋，台灣中央氣象局(Central Weather Bureau, CWB)、香港天文台(Hong Kong Observatory, HKO)、JMA 及 JTWC 分別評估其達最大強度時風速為 58 m s^{-1} 、 240 km hr^{-1} 、115 kt 及 155 kt。蘇迪勒的前身為一股自 7 月 28 日起於太平洋高壓南側的東風波，JTWC 於當日 0600 Z 將其編號為擾動 93W。隨著南側跨赤道氣流匯入使得東風波環流漸趨封閉，93W 於 7 月 29 日至 30 日先後被 JMA、CWB 及 JTWC 升格為熱帶低壓，並被 JTWC 編號為 13W。

13W 於 30 日入夜後中心對流轉趨旺盛，因此 JMA 及 CWB 於 1200Z 將其升格為熱帶風暴和輕度颱風，並命名為蘇迪勒。唯因初期颱風發展不佳，JMA 的最佳路徑事後將升格時間延後至 8 月 1 日 0600Z，而本研究的實驗設計與結果比較均參考 JMA 的最佳路徑。環境方面，在深厚副熱帶高壓的導引下，蘇迪勒整個生命期大致穩定向西北西行進，且直到其達到巔峰前，幾乎都位在低垂直風切與深厚暖水層海域。8 月 1 日晚間起隨著對流於接近中心位置爆發(圖 4.1a)，蘇迪勒開始為時 2 天的快速增強，8 月 2 日 0600Z，JMA 及 JTWC 將蘇迪勒升格為颱風級別，CWB 則於 1200Z 升格為中度颱風，此時雲圖上可見一細小的颱風眼(圖 4.1c)。8 月 3 日起蘇迪勒逐漸發展出雙眼牆，對應 BST 顯示增強速度略有放緩，並於半天後完成眼牆置換，產生一較大颱風眼(圖 4.1e)，8 月 3 日 1200Z 蘇迪勒進一步增強至 CWB 及 JTWC 的強烈颱風及超級颱風標準，並於 8 月 3 日 1800Z 達到巔峰強度。隨著颱風於 8 月 4 日逐漸進入低海水熱含量海域及捲入乾空氣，眼牆對流逐漸鬆脫並產生雙眼牆，再度發生眼牆置換，強度也隨之減弱。

根據 JMA 的最佳路徑，蘇迪勒在快速增強階段(8 月 1 日 1800Z 至 8 月 3 日 1800Z)，中心氣壓下降 90 hPa，風速則上升 65 kt，雙雙達到 Holliday and Thompson (1979)與 Kaplan and DeMaria (2003)分別以中心氣壓及風速定義之快速增強標準。

本研究為觀察渦旋初始結構的角色，故從 8 月 1 日 0000Z，JMA 仍評估其為熱帶低壓時開始模擬，並完整涵蓋其快速增強、颱風眼形成階段，直到颱風達到巔峰強度後的 8 月 4 日 0600Z 結束模擬。



4.2 模擬結果與觀測比較

路徑方面，圖 4.2 顯示控制組實驗(CTL)與 BST 的差異不大，自始至終誤差不大於 100 公里。強度方面，圖 4.3 顯示，CTL 在快速增強前強度與 BST 差異不大，而在發展階段也與 BST 一樣經歷了眼牆置換才達到巔峰，CTL 在眼牆置換前(後)的增強速率較 BST 大(小)。由於 CTL 的第一階段的增強遠較第二階段明顯，僅前者達到快速增強標準，且兩階段的間隔較久，因此我們僅將 CTL 第一階段的發展視作颱風的增強階段。

圖 4.1 及圖 4.4 則比較了觀測及 CTL 每 12 小時的紅外線衛星雲圖，模擬之雲頂溫度由模式輸出之向外長波輻射(Outgoing Longwave Radiation, OLR)計算得到，與衛星觀測的亮溫值有所差異，但我們針對颱風眼和眼形成方式判斷時，依然沿用先前針對觀測資料時的定義。從 CTL 的雲圖可看出颱風初期雨帶分布(圖 4.1a 及圖 4.4a)與內核 CDO 形狀(圖 4.1b 及圖 4.4b)，及颱風在眼牆置換後強度接近巔峰時的外圍雨帶分布、眼與眼牆大小(圖 4.1e、f 及圖 4.4e、f) 大致掌握得宜。唯在颱風開始增強至眼牆置換期間(圖 4.1c、d 及圖 4.4c、d)，觀測中的蘇迪勒形成一個細小的颱風眼後便很快填塞，隨即進入眼牆置換階段，置換後形成一個較大的眼，至 8 月 3 日 1030Z 才被我們的定義判斷為深化成眼；CTL 則是直接於 8 月 2 日 1130Z 形成較大的眼，同樣滿足深化成眼的定義，儘管之後也經歷眼牆置換，雲圖上所見的眼依然維持到模擬結束。

整體而言，CTL 對於路徑、強度趨勢掌握不錯，颱風雲型如颱風雨帶分布、內核及眼牆置換後的颱風眼亦大致掌握得宜，顯示這樣的參數設定下颱風雲型頗為接近真實。颱風於眼牆置換前的雲型掌握不佳，可能是因為颱風眼對於內核的變化

極為敏感，而模式又對快速增強及眼牆置換時的內核模擬不易所致，但亦不影響敏感性實驗間彼此比較。



4.3 綜觀環境分析

接著我們參考 Kaplan and DeMaria (2003)，分析颱風中心 200 至 800 公里平均的環境參數變化，圖 4.5 可見所有實驗綜觀整個模擬時間都處在海溫大於 29.5°C 以上的海域，且未隨時間明顯變化。接下來我們計算 200 hPa 平均風場減去 850 hPa 所得之垂直風切量值，圖 4.6 可發現所有實驗的垂直風切在大多數時間均小於 5 m s⁻¹，應不致對颱風發展產生影響。圖 4.7 則可見颱風周遭環境 700 – 850 hPa 的相對溼度幾乎都在 80 % 以上，乾空氣對於颱風發展的影響有限。

整體而言，蘇迪勒發展階段的綜觀環境佳且未隨時間變化太多，代表蘇迪勒受到的環境干擾不多，接下來的敏感性實驗我們可以更好地觀察颱風結構的角色與內核演變。

第五章 研究結果Ⅲ—敏感性實驗




5.1 路徑、強度、RMW 演變與颱風眼形成過程

本研究的敏感性實驗以 RMW 外的切向風衰減率為控制變因，評估其對颱風眼形成過程、強度、結構的影響。路徑方面，圖 4.2 顯示敏感性實驗與 CTL 路徑差異較大，而敏感性實驗之間的比較可發現，切向風衰減係數 α 越大者(即初始渦旋壯度越小者)的路徑較偏北，但差異不大；此外透過圖 4.5 - 4.7 可知敏感性實驗間的綜觀環境如海溫、垂直風切與環境溼度等均無太大差距，意味著颱風初始結構的角色能夠更好地被檢驗。

首先我們觀察颱風眼的形成方式是否有所不同，圖 5.1 為 A04 在颱風眼形成前數小時期間的雲頂溫度變化，可看出眼形成前 9 小時(8 月 3 日 0330 UTC)，颱風中心附近 200 公里內完全被雲頂溫度低於 $-54\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的冷雲覆蓋(圖 5.1a)，此後中心處雲頂溫度逐漸上升(圖 5.1b - d)，最後突破 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ (圖 5.1e)，並於 8 月 3 日 1230Z 達到颱風眼形成的標準(圖 5.1f)，因此 A04 是個「深化成眼」的颱風，然而細看從眼形成前 9 小時至前 7 小時(圖 5.1a、b)，仍可發現中心首先存在一個 $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的相對暖區，周遭眼牆區 $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下的冷雲的分布較不對稱且未封閉中心，帶有部分「彎曲雲帶型」的特徵，稍後才逐漸軸對稱(圖 5.1c)，完整環繞一圈且封閉中心(圖 5.1d、e)。14 公里高的回波反射率亦顯示 A04 的高層眼形成過程有中心先清空(圖 5.2a、b)，眼牆再完整環繞中心的特徵(圖 5.2c - f)。因此 A04 仍存在一些由彎曲雲帶型轉變為眼的「雲捲成眼」性質。

A08 颱風眼形成過程較單純，內核首先被溫度低於 $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$ 且較為對稱的冷雲覆蓋(圖 5.3a)，具有「CDO 型」特徵，稍後中心雲頂溫度上升、雲頂逐漸降低(圖 5.3b - e)，最終形成眼(圖 5.3f)，A08 因而被判定為一「深化成眼」颱風。14 公里高的回波反射率(圖 5.4)亦顯示中心先被回波所覆蓋，隨後逐漸被清空，此期間眼牆均相較 A04 對稱。



若沿用先前針對兩種眼形成方式的定義，所有的實驗都會被判斷為深化成眼，然而雲頂溫度由模式輸出之 OLR 計算得到，此一變數對於長波輻射參數化和雲微物理參數化較為敏感，計算出來的雲頂溫度未必能與真實世界比較，以真實世界觀測值設計出的定義亦未必能套用在模式的世界，不過為了定量化颱風眼形成的時間以方便後續分析，我們依然沿用此套標準。而模式結果間的比較也仍是可行的，雖然 A04 裡雲頂溫度的絕對數值未能符合我們預期，但從紅外線雲圖與高層回波反射率仍可看出和 A08 比擁有較多雲捲成眼的特徵。

強度方面，圖 4.3 可看出敏感性實驗與 CTL 比較，前者的 3 個實驗強度在所有時間都弱於後者，開始增強的時間也較晚，這可能與敏感性實驗直接植入新的渦旋導致初期與環境有不平衡有關。敏感性實驗間比較，3 個實驗的最大強度差不多(表 5.1)，而增強速率無論在風速(圖未顯示)或氣壓上均分別達到了 Kaplan and DeMaria (2003)及 Holliday and Thompson (1979)定義之快速增強標準，但亦可發現初始壯度越小(α 較大者)的颱風較早開始增強，增強速率也越大，這樣的結果頗符合我們於 3.5 節中提出之假設。4 個實驗在形成眼時均在快速增強階段的中期，即颱風眼形成後仍會繼續增強，符合 Vigh (2010)的結果。由於 A04 和 A08 強度變化的差距最大，故往後的分析以比較這兩個實驗的差別為主。

圖 5.5 則為 3 個敏感性實驗的 RMW 隨時間變化，可發現颱風眼形成時均以屆 RMW 的穩定階段，亦符合 Vigh (2010)的結果。實驗間比較可看出即便我們並無改變初始渦旋的 RMW，較瘦的颱風有較快的內縮速率，且最終颱風達到成熟，RMW 穩定下來後也是越瘦的颱風 RMW 越小，符合 Stern et al. (2015)的理想化實驗，這也導致越瘦的颱風在形成眼時，擁有越小的 RMW 和眼。

綜合以上結果，我們無法明確區分敏感性實驗間颱風眼形成的方式，但仍可看出較壯的颱風(如 A04)具有較多雲捲成眼的特徵；強度發展方面則有顯著差別，A04 增強得較晚和慢，RMW 內縮的速度較慢，最終穩定態的 RMW 也較大，另因為颱風傾向於 RMW 穩定時形成眼，故 A04 擁有較大的眼，此外 A04 環流較大的特徵在發展過程亦得到保留，使其在眼形成前具有較大的暴風半徑(R30)(表 5.1)。



5.2 軸對稱結構


接下來我們針對 A04 和 A08 的內核比較，探討初始結構對於颱風之後發展造成顯著差別的原因，首先以軸對稱角度觀察低層輻合和中層潛熱釋放隨時間變化，接著以 3 分鐘一筆的高時間解析度輸出，分別探討颱風發展的四個階段(颱風增強開始前後 6 小時及颱風眼形成前後 6 小時)，回波反射率、次環流、暖心與位溫收支的結構。

5.2.1 低層輻合

RMW 以外區域的慣性穩定度不同，是否導致低層內流減速且輻合的位置不同？圖 5.6 為兩個實驗 1.5 公里高以下平均輻合與慣性穩定度分布隨半徑和時間之變化，可發現開始模擬後的首 6 小時，兩個實驗的主要輻合區均發生在慣性穩定度 10^{-8} s^{-2} 等值線到其內側 100 公里之處，顯然內流減速輻合的位置受到慣性穩定度支配，但因為 A04 於 RMW 以外的慣性穩定度較高，使其輻合區較 A08 更外側，而大部分落於 RMW 之外；A08 的輻合區則有一半以上落於 RMW 以內，另因為慣性穩定度的徑向梯度較大(即慣性穩定度在外核較 A04 小，在內核卻與 A04 相若)，輻合區亦有過半落於慣性穩定度大於 10^{-7} s^{-2} 的範圍。到了開始模擬後的 6 至 12 小時，A04 的輻合區仍較散亂，甚至遠在距中心 200 公里處仍有輻合；A08 則已明顯集中於 RMW 以內，即使 A08 的 RMW 已經縮得更小。往後的 24 小時裡，A04 的輻合更趨集中於 RMW 以內，但強度均弱於 A08，同時 A08 的內核區發展出更強的慣性穩定度，這將導致 A08 的輻合上升區持續擁有更高的慣性穩定度，更有效率的潛熱加熱又會繼續增強渦度和慣性穩定度的正回饋，此部分將於下一小節說明。

特別的是，兩個實驗在開始增強前的輻合呈現截然不同的景象，A08 的輻合比 A04 強上許多，且其分布和 RMW 均要內縮得比 A04 更小才開始增強。

5.2.2 中層潛熱




兩個實驗在初期潛熱釋放最為明顯的高度層面約位於 2.5 至 7.5 公里高，圖 5.7 即為該層面軸對稱平均的潛熱加熱與慣性穩定度分布隨半徑和時間之變化，與上一小節探討的輻合區類似，最初 6 小時兩個實驗潛熱釋放的位置都在慣性穩定度 10^{-8} s^{-2} 等值線內側，其分布約與低層輻合區類似。對於 A04 而言，潛熱加熱落於距中心較遠的 100 至 150 公里處、慣性穩定度較低的區域，值得一提的是，A04 在初期 5 公里高的結構尚未完整，距中心 100 公里以外的切向風幾乎不隨半徑改變，故此時 RMW 震盪劇烈，討論 A04 潛熱加熱位置與 RMW 的關係意義不大；A08 就同樣因為慣性穩定度的徑向梯度大，使其潛熱加熱區更能集中於慣性穩定度更高(大於 10^{-7} s^{-2})的內核區。此後一直到颱風開始明顯增強的期間，A08 的中層潛熱釋放區域更為集中於 RMW 附近，潛熱加熱量也較高，代表 A08 被有效加熱的眼牆激發了更強烈的上升氣流，有利更多潛熱釋放。上述的正回饋在兩個實驗中的差異，將持續影響往後颱風的發展，包含增強與颱風眼的形成過程，因此下一小節將比較兩個實驗從颱風增強前 6 小時到颱風眼形成後內核次環流與結構的變化。

5.2.3 颱風內核結構與次環流

關於敏感性實驗改變了 RMW 以外慣性穩定度，直接使得初期低層輻合位置、中層潛熱加熱位置及效率不同的部分已於前兩小節討論，然而我們更關心的是潛熱加熱率對內核次環流的影響如何導致不同的颱風發展過程，因此本小節將進一步比較兩個實驗中，自颱風增強前 6 小時至成熟期，眼牆上升運動、眼內下沉運動和內核結構的差異，為討論突破對流層頂的強烈上升運動，即對流過衝現象 (Convective Overshooting)，我們根據垂直溫度直減率判斷對流層頂約在 16 公里高，此一高度幾乎不隨時間、空間和不同的實驗明顯變化。另外為公平比較不同颱風相同的發展階段，我們以 2.2.4 小節劃分的四個階段分別討論之，並特別以 3 分鐘一筆的高時間解析度資料分析。


圖 5.8 至 5.11 為兩個實驗於四個階段軸對稱平均的回波反射率與次環流剖面。颱風增強開始前 6 小時，A04 相較 A08 最強的低層上升位置雖位於更內側(圖 5.8a)，



強度卻弱很多，且未能與高層上升區對應，應為局部的淺對流，另外上升區也分散在半徑 80 公里以內，應與低層入流自半徑 90 公里處就開始減速輻合有關；A08 的低層入流則較強(圖 5.8b)，到達 RMW 附近才明顯減速，使得上升運動集中於 RMW 附近，其垂直發展遍及整個對流層，上升速度幾乎都在 1 m s^{-1} 以上，即便以 6 小時期間和軸對稱平均後仍可看到 16.5 公里高存在對流過衝現象。另外，圖 5.7 所示的中層潛熱的強度和分布也與上升區相若，A04 弱而分散，A08 強而集中。回波反射率顯示，A04 低層大於 30 dBZ 的強回波除出現在 RMW 附近外，也伴隨上述淺對流出現在距中心十餘公里處；A08 的低層回波強度和 A04 相若，且集中於 RMW 上，低層中心已無回波，顯然低層眼正在逐漸形成中，至於高層(12.5 至 15 公里高)中心和 RMW 附近的回波則強於 A04，也代表 A08 更具有深化成眼的特徵，即高層中心在衛星上所見的颱風眼形成前被雲所覆蓋。另外，此階段 A08 的高層中心出現些許來自平流層的微弱下沉。

颱風增強開始後 6 小時的軸對稱剖面結構(圖 5.9)顯示，A04 的上升運動變得明顯(圖 5.9a)，高低層逐漸一致，但仍較 A08 弱，中低層上升位置主要在 RMW 內，但仍遠較 A08 分散；A08 的上升運動明顯較強且集中(圖 5.9b)，對流過衝現象也更明顯。回波反射率顯示，A04 的中低層大於 30 dBZ 的強回波分布相當廣泛，分布在眼牆到距中心 80 公里處，應為外圍雨帶更活躍所致，另外低層中心回波已經清空，代表此階段 A04 也正在形成低層颱風眼，高層中心回波值很低，但距離高層颱風眼形成尚有 10 小時，顯示其具有中心先清空眼牆再完整環繞的雲捲成眼性質；A08 的強回波區較窄，眼牆回波顯示其發展的較為垂直，其值與 A04 相比在低層相似，中層較弱，高層較強，另外 A08 高層中心的回波值較高，代表其持續具有更多深化成眼的特性。A04 中高層中心出現約 0.1 m s^{-1} 的下沉，A08 則出現大面積來自平流層的下沉，強度達 0.3 m s^{-1} 。最後，A08 高層外流處上方的低平流層存在內流，會對暖心的建立產生影響，此部分將於後續位溫收支探討。

從圖 5.10 可看出颱風眼形成前 6 小時，亦約略為颱風增強階段中期的結構，A04 的低層入流已可順利流入 RMW 內(圖 5.10a)，上升運動變得更為垂直、集中，



且強度大致已與 A08 相若；A08 的上升運動仍然強烈(圖 5.10b)，對流過衝現象比 A04 明顯。A04 眼牆的回波強度與 A08 雖差不多，但垂直發展上仍較為傾斜，高度也較低，大於 30 dBZ 強回波的分布仍然較廣，值得一提的是，雖然此期間眼尚未形成，但兩個實驗的回波值均可見中心已完全清空，這是因為颱風眼形成時間的定義乃「中心清空、眼牆封閉中心等眼的特徵(詳細定義可參考第二章)，連續出現的第 3 小時」，故此期間已包含 3 小時的颱風眼特徵，導致時間平均後高層中心幾乎已不存在回波。眼內的下沉方面，A04 的下沉發生在眼牆與眼交界，強度達到 0.5 m s^{-1} ，應為冰晶昇華冷卻造成的下沉；A08 的下沉較上一時期略有減弱，眼牆與眼的交界同樣由於昇華冷卻而有較強的下沉，達到 0.3 m s^{-1} ，中心的另一股下沉機制也可能類似，由於潛熱吸收的冷卻和下沉增溫會互相抵消，故蒸發昇華造成的下沉對暖心的貢獻有待進一步的位溫收支評估。

颱風眼形成後 6 小時或颱風增強階段後期的結構(圖 5.11)顯示，兩個實驗中眼牆的上升運動基本維持不變，回波則都有所增強，另外因為高層颱風眼已完全形成，故回波分布不再如先前一樣有高層邊緣往內凸的特徵，而是完整從下而上往外傾斜，傾斜程度依然是 A04 較大。兩實驗中，眼區高層的下沉都集中於眼和眼牆交界，於 A04 中達到 0.7 m s^{-1} ，遠較 A08 強，同樣地，冷卻造成的下沉是否真有利暖心的增強需要進一步評估位溫收支。

整體而言，增強開始前，A04 的低層輻合、上升運動、潛熱釋放較弱而分散，垂直發展尚不完整；上述特徵在 A08 較強而集中，由於 RMW 附近強烈的對流過衝現象，中心附近來自平流層的補償性下沉，對於高層暖心建立為重要的第一步。增強開始後 6 小時，A04 的 RMW 附近上升運動增強且高低層漸趨一致，中低層強回波因雨帶活躍而分布廣泛，另高層中心開始出現下沉；A08 的 RMW 附近仍有較強、集中且垂直的上升運動，高層中心回波值較高，代表著較多的深化成眼性質，該處則出現大面積較強的下沉。眼形成前 6 小時，A04 的眼牆上升運動與回波值的集中程度和強度都已與 A08 相仿，但仍較傾斜，而外圍雨帶持續活躍，高層中心下沉主要以眼牆邊緣蒸發昇華冷卻造成的為主，並有少許直接來自平流層；

A08 眼牆的對流過衝現象仍然較明顯，高層下沉略減弱，亦主要集中於眼和眼牆交界。眼形成後 6 小時，颱風已臻至成熟，結構與上一時期差不多，A04 的眼牆仍較 A08 傾斜，高層下沉則都侷限於眼與眼牆交界，雖然 A04 的眼牆邊緣下沉非常強，但在潛熱吸收下能為暖心帶來多少貢獻有待進一步位溫收支評估。

5.2.4 暖心分布

颱風的強度—中心海平面氣壓，由其上方整層空氣柱的平均溫度(若考慮水氣則為虛溫)所決定，暖心越強，分布位置越高，會使得颱風中心海平面氣壓越低，因此本小節將以位溫相較模式初始時間的變化量(以下簡稱暖化量)比較兩個實驗的暖心強度與位置，圖 5.12 至 5.15 為四個時期軸對稱平均暖化量及位溫剖面。颱風增強開始前 6 小時，A04 於 10 公里高產生了一個初步的暖心(圖 5.12a)；A08 於此期間中心整層的暖化量較 A04 大(圖 5.12b)，起初暖心遍布於 4 到 15 公里高間，到了增強前 2 小時才於 7.5 公里高出現一個較為主導的中層暖心(圖未顯示)。值得注意的是，16 公里至 17 公里高和 17 公里高以上層面分別出現冷卻和暖化，此現象水平向分布均勻且颱風增強時幾乎未隨時間變化，應為模式初始時間位溫出現擾動所致，與颱風本身動力關係不大。颱風增強開始後 6 小時，A04 的暖心約在 7 至 9 公里高之間(圖 5.13a)；A08 中層(7 公里高)暖心增強並繼續取得主導(圖 5.13b)，高層(15 公里高)暖心亦有增強，整體暖化量大於 A04，暖心的水平分布較 A04 窄。颱風眼形成前 6 小時，A04 高層暖心出現(圖 5.14a)，位於 12.5 至 15 公里高空；A08 的高層暖心自此已比中層暖心強上許多(圖 5.14b)，高層暖心強於 A04，中層則略弱於 A04。颱風眼形成後 6 小時，A04 的高層暖心在 15 公里高(圖 5.15a)，位溫達到約 370 K，並有 16 K 以上的暖化量，中層(6 公里高)另有一個較弱暖心存在；A08 高層暖心的位溫達到 380 K(圖 5.15b)，有 24K 以上的暖化量，中層雖持續有增暖，但在中高層大幅增暖下，中層暖心稍微變得不明顯。

整體而言，兩個實驗於增強前中心部分都已有偏暖，A08 首先出現中層暖心，增強階段時高層暖心出現並迅速增暖，使得增強後期中層暖心不明顯；A04 增強時

高層同樣開始增暖，但到了增強中期才有明顯的中層和高層暖心，持續到颱風成熟。另外，A08 中心於四個階段的暖化量均大於 A04，第二階段開始後 A08 的暖心均較 A04 窄。中高層分別出現兩個暖心的結果在過去許多觀測與模擬中均有出現，值得注意的是，兩個實驗中的增強階段均與高層暖心增暖的期間吻合，特別是 A08 在第一階段後期時已形成中層暖心，但強度仍未明顯增強，顯然高層暖心的強化對於颱風增強更有幫助，與 Chang and Wu (2017) 靜力平衡診斷的結果相符。

5.2.5 位溫收支

兩個敏感性實驗的增強速率不同，意味著暖心增暖的速率不同。從前面的討論中，我們已發現兩個實驗中與暖心有關的機制如中層眼牆潛熱釋放及高層中心的下沉，在不同颱風發展階段均有所差異，從而導致了不同的暖心樣貌，因此我們將進行位溫收支分析，探討支配暖心強化的機制為何，並釐清兩個實驗中是什麼機制的不同導致了不同的暖心增暖速率，以了解深化成眼和雲捲成眼的颱風會經歷什麼不同的增強過程。我們參考 Stern and Zhang (2013) 及 Chang and Wu (2017) 分別針對理想化及真實個案模擬所做的位溫收支，其公式為：

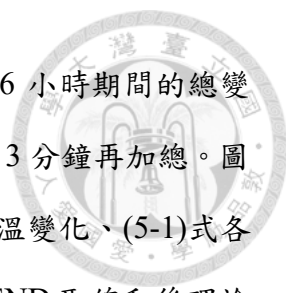
$$TTEND = ADV + LH + LW + SW \quad (5-1)$$

其中 TTEND 為位溫傾向，ADV 為總平流項，LH 為潛熱加熱率，LW 為長波輻射加熱率，SW 為短波輻射加熱率，以上各項均為模式直接輸出的瞬時結果，並令誤差項(Err)為等式左邊減去右邊的差。我們欲探討下沉對暖心的影響，必須將總平流項(ADV)拆分為水平平流(HA)與垂直平流(VA)，考慮到水平解析度為 1 公里，垂直解析度約為 500 多公尺，但垂直向的垂直速度變異大於水平向的水平速度變異，垂直向位溫梯度變化也遠大於水平向，因此我們先計算水平位溫平流(HA)：

$$HA = u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} \quad (5-2)$$

垂直位溫平流(VA)由總平流(ADV)減去水平平流(HA)得到：

$$VA = ADV - HA \quad (5-3)$$



為了將每 3 分鐘一筆、模式直接輸出的瞬時資料，推廣為 6 小時期間的總變化量，我們將 121 筆資料的首筆和末筆乘以 1.5 分鐘，其餘乘以 3 分鐘再加總。圖 5.16 – 5.19 與圖 5.20 – 5.23 分別為 A04 與 A08 在四個階段的位溫變化、(5-1)式各項以上述方式加總所得的累積量與誤差項。高時間解析度的 TTEND 取總和後理論上會接近此期間的位溫變化($\Delta\theta$)，實際情形可見 TTEND 加總後的雜訊稍微多一些，但大部分時候暖化及冷卻的分布都有很好的掌握，我們所關注的暖心、眼牆與高層外流區的暖化量，TTEND 也和 $\Delta\theta$ 相當一致，而 Err 僅在颱風成熟時的眼牆稍大，代表本位溫收支各項可相當程度解釋主要暖化部分的位溫變化。

A04 於第一階段時的位溫變化 $\Delta\theta$ 顯示此階段颱風中心無明顯加熱(圖 5.16a)，低平流層有均勻的冷卻，TTEND 掌握得不錯(圖 5.16b)。低平流層冷卻主要來自雲頂長波輻射冷卻(圖 5.16c)及水平冷平流(圖 5.16f)，並部分被垂直暖平流(即下沉增溫)抵銷(圖 5.16g)，其中水平平流在軸對稱平均下因切向平流為零，故可直接視為徑向平流，但在圖 5.8a 中可見該處並沒有明顯的徑向風，因此該水平冷平流應為相對軸對稱的擾動(eddy)所致，此部分將於 5.3 節討論。此階段颱風中低層的結構未臻完善，故以 RMW 代稱眼牆的位置，圖 5.16e 可見潛熱釋放位置相當零散，潛熱量雖大但幾乎都被垂直冷平流(圖 5.16g)抵銷，中高層來自 RMW 的外流帶來些許水平暖平流，共同造成 TTEND 的 RMW 附近暖化，但在 $\Delta\theta$ 則不明顯。另外，短波輻射項(圖 5.16d)因為適逢夜晚而為零。

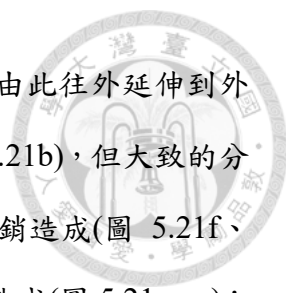
A04 的第二階段， $\Delta\theta$ 顯示颱風中心處的高層(15 至 16 公里高)開始明顯增暖(圖 5.17a)，並延伸到外圍，中心的中層(5 至 7 公里高)也有所增暖，而 TTEND 均有很好的掌握(5.17b)。首先，高層中心增暖主要來自低平流層下沉增溫(圖 5.17g)；第二，高層外圍亦有增暖，延伸至半徑 80 公里處，對流層頂之上有較強的下沉增溫和較弱的水平擾動冷平流(圖 5.17f)，以下則有高層外流區帶來的較弱的上升冷卻和較強的水平暖平流，共同使得外圍對流層頂附近淨增暖，從圖 5.9a 仍可看出該水平冷平流具擾動性質；最後，高層暖心以下部分亦有增暖，顯示微弱下沉範圍

遍布眼區。另外，此時已屆日出，高雲造成的短波與長波輻射效應互相抵銷(圖 5.17c、d)。

A04 的第三階段， $\Delta\theta$ 顯示半徑 80 公里以內的對流層頂、5 至 10 公里高的眼區均有增暖(圖 5.18a)，TTEND 也都大致掌握到(圖 5.18b)。對流層頂附近的增暖仍為下沉增溫被擾動水平冷平流部分抵銷，和高層外流被上升冷卻部分抵銷所致(圖 5.18c、d)；中層中心部分的增暖主要為水平暖平流，透過圖 5.10a 我們可以發現該暖平流為擾動所致，也吻合 Stern and Zhang (2013)與 Chang and Wu (2017)的結果；眼與眼牆之間，蒸發或昇華造成的冷卻下沉仍造成淨增暖(圖 5.18e、g)，可能透過上述的擾動水平平流傳入中層暖心。此階段眼牆結構漸趨成熟，可見眼牆大量的潛熱釋放和吹向外側的暖平流(圖 5.18e、f)，幾乎都被上升冷卻平衡(圖 5.18g)，另外 A04 的高層眼逐漸形成，故長波輻射冷卻僅出現於眼牆以外(圖 5.18c)，短波加熱因為入夜而消失(圖 5.18d)。

A04 的第四階段， $\Delta\theta$ 顯示 15 至 16 公里高的眼區、眼牆上方的低平流層及 5 至 10 公里高的眼區均有增暖(圖 5.19a)，TTEND 對於三者位置的掌握都有所偏離，在高層中心甚至正負相反(圖 5.19b)，故此期間僅討論後兩者。低平流層暖化為下沉增溫被擾動水平冷平流部分抵銷所致(圖 5.19f、g)，值得注意的是，該擾動水平平流從第一階段流入中心轉為只侷限於眼牆以外；5 至 10 公里高的中心增暖則似乎與擾動水平暖平流及下沉增溫有關(圖 5.19f、g)。另外，眼與眼牆交界，蒸發昇華造成的下沉同樣造成淨增暖(圖 5.19e、g)。

A08 於第一階段時的位溫變化 $\Delta\theta$ (圖 5.20a)顯示颱風中心的對流層頂之上及之下分別為增暖及冷卻，7.5 公里高處也有增暖，TTEND 雖有掌握到上述分布，但高估其值，其餘地方也有很多雜訊(圖 5.20b)。中心高層的位溫變化來自水平擾動冷平流和下沉增溫的互相競爭(圖 5.20f、g)，令暖化和冷卻的位置混雜，平均而言位溫無明顯變化；中層增暖，同樣透過 5.8b 和 5.20f 可知其為水平擾動暖平流造成，並被高雲下方的蒸發冷卻部分抵銷(5.20e)。另外，此時約為中午，短波與長波輻射效應互相抵銷(5.20c、d)。




A08 的第二階段， $\Delta\theta$ 顯示颱風中心 16 公里高處急遽暖化，由此往外延伸到外圍和往下延伸到 5 公里高處(圖 5.21a)，TTEND 雖量值高估(圖 5.21b)，但大致的分布吻合。16 公里高的暖化由下沉增溫被水平擾動冷平流部分抵銷造成(圖 5.21f、g)；中心 9 至 15 公里高的暖化由下沉增溫被蒸發冷卻部分抵銷造成(圖 5.21e、g)；中心 5 至 9 公里高的暖化則由水平擾動暖平流被蒸發冷卻部分抵銷所致(圖 5.21e、f)。另外隨著逐漸入夜，輻射冷卻為 16 公里高帶來淨冷卻(圖 5.21c)。

A08 的第三階段， $\Delta\theta$ 顯示颱風中心 15 公里高處持續快速增暖，外側對流層頂附近和 5 至 15 公里高的眼區也繼續暖化(圖 5.22a)，TTEND 都有不錯的掌握(圖 5.22b)。圖 5.22g 顯示下沉持續加熱高層暖心；外側對流層頂暖化原因與上一時期相同，而外流暖平流也有些許貢獻(圖 5.22f)，另可見此時水平冷平流僅侷限於眼牆上方(圖 5.22f)；眼區 15 公里以下的增溫主要為水平擾動暖平流，伴隨些許下沉(圖 5.22f、g)。此時已屆颱風眼形成，長短波輻射對於眼區的影響逐漸下降(圖 5.22c、d)。

A08 的第四階段， $\Delta\theta$ 結果與上一時期差不多，增暖位置為中心 13 至 15 公里高、外圍對流層頂、中層眼區(圖 5.23a)，在 TTEND 中雖有小幅偏移，但大致掌握得宜(圖 5.23b)。中層和高層中心的暖化均來自下沉增溫(圖 5.23g)，外圍對流層頂暖化機制同前一時期。

無論 A04 或 A08，都可以發現增暖位置主要為 14 至 16 公里高的中心、5 至 10 公里高的中心、14 至 17 公里高的眼牆以外區域。颱風增強開始前，內核上方的對流層頂已有來自平流層的下沉增溫，但都被水平擾動冷平流抵銷，此一高層外流區以上的水平擾動風場在 Chen and Zhang (2013) 中亦有發現，他們認為此一相對颱風的風場(Storm-Relative Flow, SRF)帶來的通風效應不利於高層暖心建立，而在他們的實驗中 SRF 減弱對應快速增強的肇始，與我們的結果相符。增強開始後，垂直暖平流增強，水平冷平流減弱並逐漸遠離中心，使高層暖心開始建立；另就高層 RMW 以外而言，對流層頂以上的垂直暖平流略強於水平冷平流，對流層頂以下颱風高層輻散區則帶來水平暖平流，共同造成 14 至 17 公里高的 RMW 以外區域增



暖。接下來的第三和第四階段，高層暖心繼續因垂直暖平流而增強，水平擾動冷平流僅侷限於眼牆附近，不再影響高層暖心；眼牆以外的對流層頂同樣依循前述機制增暖；另外，眼與眼牆交界受蒸發昇華引致的強烈下沉帶來淨增暖，但增暖量與純粹的下沉差不多，且很多時候沒有反映在 $\Delta\theta$ 。眼區其餘高度(尤其 5 至 10 公里高)的增暖，由水平擾動暖平流和垂直暖平流共同產生，但兩者有時未必同時出現；眼牆部分的暖化量不多，這是因為眼牆的潛熱釋放量雖極大，但幾乎全被上升冷卻抵銷，不過平流後的結果可能讓其他區域暖化；長短波輻射效應在日間會互相抵銷，夜間的長波輻射冷卻就可能冷卻高層輻散區或低平流層，間接對高層暖心或對流強度產生影響，這部分則視乎雲頂高度，有待未來進一步分析。

兩個實驗的差別在於，A08 在四個階段都具有更強的對流層頂下沉增溫、水平冷平流，中層眼區的水平暖平流也更明顯，這也使得增強開始後的所有階段都具有更高的暖化量。而 A08 在第一、二階段的潛熱釋放位置明顯較 A04 集中，與 5.2.2 小節結論一致；值得注意的是，A08 在此二階段的中層眼區有潛熱冷卻，A04 卻無此現象，我們認為這是因為 A08 的深化成眼特徵，使下沉出現於眼區時須先蒸發掉較雲捲成眼型颱風更多的雲水和雲冰，稍微阻礙 5 至 10 公里高的增暖，讓 A08 中層暖心較早出現但到了第四階段時的強度卻與 A04 相若。

我們的位溫收支雖大致解釋了暖心建立的機制，及 A04 和 A08 的差異，但依然有些問題待釐清。首先，如果來自平流層的下沉是由旁邊的對流過衝所致，那麼何以對流層頂附近全為垂直暖平流？第二，SRF 如何產生擾動冷平流？第三，A08 眼區下沉質量通量與 A04 相比有無差別，又是否因為眼區面積小而產生更強下沉？這些問題以軸對稱角度思考顯有不足，故以下將以非軸對稱角度繼續深入探討。

5.3 非軸對稱結構

本節將以非軸對稱角度，分析穿越對流層頂的對流過衝現象如何產生補償性下沉增溫，並隨著低平流層的擾動冷平流流入中心，以及眼區的大小如何影響下沉速度，進而影響高層暖心建立，另也將探討上述過程在兩個實驗中的差異。

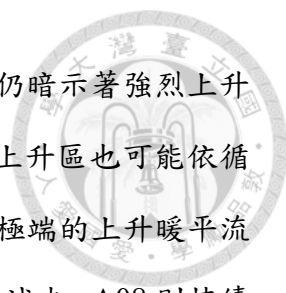


5.3.1 對流過衝探討

圖 5.24 為距颱風中心 100 公里內 16 公里高 (即對流層頂)的垂直速度頻率隨時間變化,其中在颱風增強開始前 6 小時至颱風眼形成後 6 小時後的期間特別以 3 分鐘一筆的資料加密時間解析度。圖中顯示上升與下沉的網格數似乎無太大差別,而極端上升與下沉(垂直速度大於 5 m s^{-1})的對應關係非常明顯,兩者幾乎同時出現,此外極端上升的強度也較極端下沉強,代表下沉運動由強烈的對流過衝引發。極端垂直運動頻率與增強的關係也頗為顯著,增強開始前和開始時,極端垂直運動頻率達到最高,增強開始後逐漸下降,符合 Chen and Zhang (2013)與 Chang and Wu (2017)的結果。A08 幾乎在所有時間都擁有比 A04 更強烈的垂直運動,A08 在增強開始前後數小時的垂直運動比其他階段更活躍,而差異較 A04 明顯。

雖然穿越對流層頂的上升和下沉網格數量看不出差別,位溫收支卻顯示該層的垂直平流皆為正,且我們想知道強與弱的垂直運動何者對於垂直平流影響更大,故我們再來觀察垂直速度和垂直平流的關係,圖 5.25 為距颱風中心 100 公里內 16 公里高各垂直速度所貢獻的總垂直位溫平流,但除以半徑 100 公里的圓面積。圖中顯示幾乎在所有時間,相同垂直速度的下沉所產生的暖平流比上升產生的冷平流強,意味著上升區域的穩定度較下沉區域低,此外強上升的面積雖比強下沉多,但造成的總垂直平流卻比下沉弱;因為面積的差異,貢獻最多垂直平流的垂直速度多在 $\pm 1 \text{ m s}^{-1}$ 以內;另外,綜觀颱風發展,上升或下沉造成的總垂直平流強度似乎無隨時間系統性變化,但下沉的暖平流減去上升冷平流的剩餘似乎在颱風增強開始前至增強開始時較大。A08 也在大部分時間都擁有較 A04 更強的垂直平流(無論冷或暖),而貢獻最多垂直平流的垂直速度也較 A04 大,代表著 A08 除了垂直運動活躍外,強烈垂直運動主導平流的角色也較 A04 明顯。

接著我們觀察平均單一對流格點貢獻的垂直平流差異,圖 5.26 為距颱風中心 100 公里內 16 公里高在各垂直速度下,平均一個對流格點所產生的垂直位溫平流。對於下沉而言,越強的下沉無疑地產生越強的暖平流,但對於上升而言,弱上升平均可造成弱冷平流,強烈的上升卻反而產生很強的暖平流,儘管根據圖 5.25 我們



已知這些極端上升運動的格點不多，並不影響整體位溫趨勢，但仍暗示著強烈上升區可能因為對流層瞬間釋放的大量潛熱而存在絕對不穩定，弱上升區也可能依循此機制降低穩定度減少冷平流，潛熱的貢獻可見一斑。上述這些極端的上升暖平流在兩個實驗的颱風開始增強前出現，A04 開始增強後此現象開始減少，A08 則持續到颱風眼形成；另外，A08 在相同垂直速度下，相較 A04 擁有更強的垂直平流，代表穩定度更大。

5.3.2 低平流層的水平擾動冷平流

圖 5.27 為兩個實驗於第一至第三階段時，16 至 17.5 公里高的平均於該期間的累積垂直位溫平流、該期間的平均位溫及水平風場。圖中我們可發現位溫收支中所見的水平擾動冷平流實由眼牆的過衝對流將低位溫空氣帶入平流層，再由個別對流本身的輻散和部分環境風吹入颱風中心，由於過衝對流在空間上分布零散，使其引致的輻散(對於颱風本身而言是吹向中心)無法在軸對稱風場中見到，時間分布上亦非常不均勻，時間平均的位溫與風場並未與水平平流對應良好。雖然 A08 在第一、二階段時有較強冷平流，但吹向中心的過程中亦不斷接受過衝對流旁的補償性下沉而升溫，而從位溫收支中我們知道該處垂直暖平流比水平冷平流更強，這表示對流過衝現象整體對於颱風高層暖心有幫助，因此隨時間過去，環境風減弱和颱風高層氣旋式環流建立可能導致 SRF 減弱，颱風中心附近的位溫也逐漸升高，即使第三階段以後仍有微弱水平風吹向中心，冷平流也已減弱而不再影響高層暖心。由此可知對流較弱的 A04，雖具有較弱的水平擾動冷平流，但也因此使得能帶來巨大增暖效果的補償性下沉較弱，導致暖心建立較慢。

5.3.3 垂直質量通量

透過位溫收支可知，對流層頂以上的垂直暖平流遍及眼區和眼牆上方，對流層頂之下則僅侷限於眼區，非軸對稱分析後我們發現前者區域實存在擾動形式的入流與下沉，整體淨增暖的空氣最後於眼區匯集並下沉到 15 公里高，建構出高層最

為明顯的暖心。比起低平流層，15 公里高較能明顯區分眼區和眼牆，接下來我們將透過觀察眼區下沉與眼牆上升運動的質量通量、面積與速度的關係，來驗證最後一個假設—A08 是否因為眼牆較靠近中心使眼區面積較小，導致更為強烈下沉和垂直暖平流？

圖 5.28 為兩個實驗 5 公里高切向風的 RMW，及在兩倍 RMW 範圍內 15 公里高上升和下沉網格的面積，不直接使用 15 公里高的 RMW 劃分是因為初期颱風高層結構未臻完善，高層 RMW 十分不穩定，而兩倍中層 RMW 已可涵蓋主要的眼牆上升區及颱風眼下沉區。兩個實驗的上升和下沉面積在增強期間維持差不多的比例，A08 的下沉面積約為 A04 的一半。

圖 5.29 為上述範圍內的上升及下沉的總質量通量及速度，其中單位面積的質量通量公式為：

$$Mass\ Flux = \rho w \quad (5-4)$$

其中 ρ 為空氣密度， w 為垂直速度，此外於本實驗中密度隨空間和時間僅有約 10 % 的變異，故總質量通量的變化幾乎由垂直速度及面積造成。眼牆上升的空氣不會全部都在眼區下沉，所以兩個實驗的上升通量都較下沉通量多，不過增強階段時 A04 的上升通量是 A08 的 1.5 倍，兩者的下沉通量卻很相近，代表 A04 眼牆上升的質量只有較少部分在眼區下沉，這可能與 A04 眼牆較傾斜有關。15 公里高的上升速度較下沉強，對應關係也非常良好，代表下沉同樣由上升運動引發；而 A08 擁有較 A04 強的上升代表更強的眼牆對流，在下沉通量相近的情況下，A08 的下沉較強，代表較小的下沉面積(亦即較小的颱風眼)確能進一步產生更強的下沉，絕熱增溫現象會更明顯，高層暖心增強得更快。

5.4 小結

本研究的敏感性實驗針對一個原本為深化成眼的個案—蘇迪勒颱風，改變其仍為熱帶低壓階段時外核的切向風衰減率，雖未能使外核風場較廣的 A04 產生定義上的雲捲成眼，但從兩者模擬的紅外線雲圖和高層回波反射率，甚至是位溫收支




中所見颱風甫增強時眼區的潛熱吸收量比較，均暗示了 A04 與 A08 相比具有更接近雲捲成眼的特徵。其餘颱風特徵則頗為符合第一部分的分析結果和概念假說，A08 與 A04 相比，較早開始增強，增強速率較大，RMW 內縮速率較大，颱風成熟時也具有更小的 RMW 和因此而更小的眼。

在颱風初期發展階段，A08 的慣性穩定度徑向梯度較大，使得颱風低層入流能夠更進入更接近中心的位置才減速，低層輻合及對流上升區大多落在慣性穩定度更高的 RMW 以內，中層潛熱加熱因而更有效率，被有效加熱的 RMW 附近除能激發更強烈的上升氣流外，也會在中低層產生更多渦度(Chang and Wu 2017)，繼續增加內核的慣性穩定度，近一步增加潛熱加熱效率；相形之下，A04 的低層輻合及對流上升區則散布於慣性穩定度較低區域，使得上述正回饋較弱，令颱風較晚開始快速增強。

兩個實驗均於 5 至 7.5 公里高和 15 公里高分別產生兩個暖心，颱風強度與高層暖心暖化量較相關。透過位溫收支我們發現水平擾動暖平流和垂直暖平流共同強化了中層暖心；眼牆突破對流層頂的強烈對流雖會將對流層的低位溫空氣帶至低平流層，並吹向颱風中心，帶來擾動水平冷平流，但途中的補償性下沉增溫則會抵消之並帶來淨增暖，流向眼區後進一步下沉，建立並強化 15 公里高的暖心。眼牆的潛熱加熱量極大，但幾乎全為上升冷卻抵銷，使得眼牆的淨加熱不多，但潛熱重要性在於令對流層頂的上升區穩定度較下沉區更低(甚至在少數極強烈的對流上升區出現絕對不穩定)，亦等同於對流過衝將眼牆釋放的潛熱平流至低平流層，使得每次對流過衝事件都能幫助高層暖心建立。

接著我們將兩個實驗分為颱風開始增強前後 6 小時，及颱風眼形成前後 6 小時等 4 個階段，以 3 分鐘一筆的高時間解析度資料，比較兩個實驗相同階段時內核結構和次環流，並與位溫收支連結，解釋暖心的建立與增強過程。A08 於第一階段的 RMW 附近有更強烈、集中、垂直對齊的上升氣流，和較明顯的對流過衝現象，導致了更強烈的低平流層垂直暖平流和水平擾動冷平流，唯這兩股平流相互抵消，造成高層中心暖化和冷卻夾雜；中層因為水平擾動暖平流被潛熱吸收抵銷而有



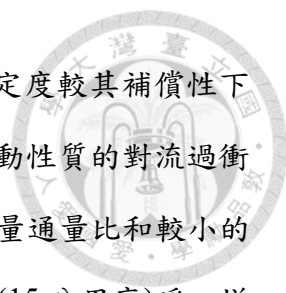
少許增暖，中心整體而言無明顯增暖，不過此時低層中心回波反映低層眼已逐漸形成，高層中心回波則較 A04 強，反映出深化成眼的特徵，其降雨可能導致上述中層潛熱吸收。相形之下 A04 的對流區較分散而弱，對流過衝也不明顯，使得低平流層的水平擾動冷平流和垂直暖平流均較弱，整體仍是互相抵銷；中層亦無水平擾動暖平流，整層中心均無明顯增暖。

進入第二階段，15 公里的高層開始增暖，對應颱風開始顯著增強，此時低平流層的 SRF 減弱，且颱風中心周遭因為下沉而持續增暖，導致水平擾動冷平流減弱，高層暖心得以增強。A08 的對流過衝較 A04 更明顯，導致了低平流層更大的淨增暖，擾動平流進入眼區後則因為較小的面積進一步增加了下沉速度和垂直暖平流；中層則因水平擾動暖平流被潛熱吸收部分抵銷而小幅暖化。A04 則因較弱而分散的上升氣流和較不明顯的過衝對流，及較大的眼區，使得高層暖心增暖較慢；而中層暖心則由眼內的下沉增溫而來；A04 雲捲成眼的特徵反映在眼尚未形成但已十分稀少的高層回波，及不若 A08 於 10 公里高存在蒸發雲水和雲冰的潛熱吸收。

到了颱風眼即將形成的第三階段，同樣因為低平流層 SRF 減弱及下沉增暖，水平擾動冷平流僅侷限於眼牆附近，使得高層暖心持續增暖；中層則有水平擾動暖平流和垂直暖平流繼續增強暖心。A08 的高層中心回波可看出深化成眼的性質，對流過衝現象依然比 A04 明顯，使眼牆上方的低平流層增暖較多，眼區較小的下沉面積持續於 15 公里高造成更強的垂直暖平流，令高層暖心增暖更多。

進入颱風眼形成後 6 小時的第四階段，颱風已屆成熟，低平流層的水平擾動冷平流和垂直暖平流都有所減弱，但依然令高層暖心淨增暖，此一現象仍然是在 A08 較明顯，而中層暖心也依循上一階段的機制繼續小幅增暖。

整體而言，A08 因外核慣性穩定度低使低層入流能進入慣性穩定度更高的 RMW 以內才減速輻合，上升區和潛熱釋放位置因此擁有更高慣性穩定度，被有效加熱的內核能在中低層產生更多渦度，可能透過 Kuo (1959)提及的機制使得低層眼較早形成。此外被有效加熱的內核也能進一步促成更多潛熱釋放和更強烈的上



升運動及對流過衝現象，由於潛熱釋放使得對流過衝區域的穩定度較其補償性下沉區低，越多、越強的對流過衝會使得低平流層增暖更多，具擾動性質的對流過衝造成的輻散流入颱風眼後繼續下沉，而 A08 較高的下沉/上升質量通量比和較小的眼區面積又進一步增強眼內 15 公里高的下沉，如此一來使高層(15 公里高)暖心增暖速率遠高於 A04，最終令 A08 擁有較高的增強速率。中層(5 至 7.5 公里高)暖心則由水平擾動暖平流和垂直暖平流共同產生，唯兩項機制未必同時出現，雖然 A08 的中層暖心於第一階段就已出現，但其深化成眼的特性使其高層颱風眼形成前需先將其中高層的雲水或雲冰蒸發，特別是在第二階段吸收的潛熱略為抵銷了中層暖心，使得最終 A08 中層暖心強度與 A04 相若。

敏感性實驗的結果大致讓我們了解颱風眼形成時內核發生的變化，以及深化成眼和雲捲成眼過程內核的差異，亦大致符合衛星資料的分析結果和概念假說，不過這些分析仍留下一些問題待討論。首先，颱風增強中後期的下沉多發生於眼和眼牆交界，這種蒸發或昇華引致的下沉雖然造成淨增暖，但淨增暖量似乎於眼區其他區域差不多，且未能反映於 $\Delta\theta$ 之中，因此這種下沉扮演的角色有待未來探討。第二，夜間雲頂的長波輻射冷卻雖然與收支中其他項相比量值不大，但卻接近 $\Delta\theta$ 的數量級，代表其他項彼此互相抵消後，輻射冷卻仍可能扮演一定角色，不過其隨雲頂高度而可能分布於低平流層或高對流層，可能降低眼牆穩定度產生更強烈的對流(Lee 2019)，或使得低平流層降溫、加強該處水平冷平流而不利高層暖心，且夜間可能發生於不同的颱風發展階段，這些都使得輻射效應難以預估，這部分亦有待進一步檢驗。

第六章 總結與未來工作




6.1 結論與討論

快速增強是颱風發展中極難預測的過程，而其又與颱風眼的形成密不可分，因此本研究以分析眼形成前後內核改變的角度探討增強的過程；我們發現颱風眼的形成過程從衛星觀測上可以明顯區分為深化成眼和雲捲成眼，故本研究以衛星及最佳路徑資料，分析兩者的特徵差異；由於探討颱風結構如何影響眼形成的研究相當缺乏，因此我們也設計改變初始渦旋外核風場的敏感性數值實驗，探討後續增強及颱風眼形成過程的差異。

本研究第一部分以 Himawari-8、MTSAT 等衛星資料與 JTWC、JMA 等最佳路徑資料，統計分析 2007 年至 2019 年間西北太平洋颱風之中，深化成眼和雲捲成眼伴隨的特徵差異。分析結果顯示大部分颱風並無形成眼，深化成眼數量則約為雲捲成眼的 3 倍，前者在眼形成時強度較強，增強速率較快，眼形成前具有較小的半徑，之後則會形成較小的眼，颱風生成和眼形成的位置較偏東和偏南，移動方向顯著偏西，好發於秋季，雲捲成眼則好發於夏季。

分析深化成眼和雲捲成眼的特徵，分別與 Lee et al. (2008, 2010) 中的東風波和季風槽相關擾動對應，我們認為不同的初始擾動，伴隨的不同結構差異，特別是渦旋外核風場的不同，可能是導致後續颱風發展和颱風眼形成差異的原因，因此本研究第二部分的實驗模擬即設計一組改變初始渦旋外核風場的敏感性實驗，針對一個原本為深化成眼的個案—2015 年颱風蘇迪勒，植入不同外核切向風衰減係數 α 的理想渦旋，並分析後續增強及颱風眼形成過程的差異。除了敏感性實驗以外，第二部分尚包含一個不更動初始場，直接進行數值模擬的控制組實驗。

控制組實驗對於路徑、強度趨勢的掌握得宜，大致能模擬出接近真實之颱風眼、內核及雨帶的雲型。此外綜觀分析顯示颱風周遭環境有利颱風發展且變化不大，對於探討結構的角色與內核的演變較容易。



敏感性實驗結果顯示，各實驗的路徑及綜觀環境差異相當有限，代表往後發展的差異，主要能歸因於颱風初始結構的影響。三個敏感性實驗的颱風眼形成方式均為深化成眼，不過從模擬的紅外線雲圖和高層回波反射率，以及位溫收支中颱風開始增強時中心的潛熱吸收量，均多少可看出較壯的颱風(A04)相較於較瘦的颱風(A08)擁有更多雲捲成眼的特徵，但無法被先前針對觀測資料設計的定義分辨出來，可能與數值模式之亮溫數值和真實衛星觀測之間無法直接對應有關。其餘颱風特徵則頗為符合第一部分的結果和假設。即 A08 與 A04 相比，較早開始增強，增強速率較大，RMW 內縮速率較大，颱風成熟時也具有更小的 RMW 和因此而更小的眼。

在 A04 和 A08 仍為熱帶低壓至熱帶風暴階段，我們發現兩者的低層輻合區和中層潛熱釋放區大致落於慣性穩定度 10^{-8} s^{-1} 等值線以內一定距離的範圍，顯示低層內流減速輻合的位置大致受到慣性穩定度支配，但 A04 因為外核慣性穩定度較大，使得多數低層輻合區和中層潛熱釋放位置反而無法落在慣性穩定度更高的 RMW 以內；相反地，A08 因為慣性穩定度的徑向梯度大，輻合區和潛熱釋放位置反能深入慣性穩定度更高的內核，後者因而擁有被有效加熱的眼牆，除能加強次環流，帶來更多潛熱加熱以外，因非絕熱加熱增加的渦度及慣性穩定度也能進一步增加加熱效率。

A04 及 A08 均於 5 至 7.5 公里高和 15 公里高分別生成兩個暖心，其中高層暖心支配了颱風強度發展。透過高時間解析度(每 3 分鐘輸出一筆)的位溫收支，我們發現中層暖心來自於水平擾動暖平流和垂直暖平流，而 A08 深化成眼的特徵使得中高層眼區更多的雲水或雲冰被蒸發，吸收的潛熱略為干擾了中層暖心，令 A08 增強時中層暖心的增暖速率低於 A04。高層暖心的成因較為複雜，我們發現眼牆的對流過衝會將對流層的低位溫空氣帶至低平流層，隨著上升運動逐漸減弱產生輻散並吹向颱風中心，帶來擾動水平冷平流，但對流過衝旁的補償性下沉卻會抵消之而帶來淨增暖，最後流向眼區並於 15 公里高進一步下沉，增強高層暖心，因此 A08 更強烈的眼牆次環流和對流過衝現象，以及更小的眼區下沉面積，均能導致更強烈

的絕熱增溫，使 A08 高層暖心增暖速率遠大於 A04，最終令 A08 地面氣壓下降更快。

實驗結果大致能符合我們於 3.5 節提出的概念假說。最後，我們綜合觀測分析和實驗模擬，提出一個能解釋深化成眼和雲捲成眼機制的概念模型。風場較小、對流較集中的初始擾動如東風波，在西南季風已退出西北太平洋的秋季比例最高，因為秋季副熱帶高壓分布偏南且東風波通常誕生於高壓南側，使得生成位置偏南而移動方向偏西行進。東風波擾動的風場較小，可能反映外核風速隨半徑衰減較快，使得外核慣性穩定度小(即慣性穩定度的徑向梯度大)，低層內流輻合及其引發的上升對流位置有更大一部份落於 RMW 以內，一方面使得潛熱加熱更有效率，激發更強烈的眼牆次環流和對流過衝現象，另一方面也使得 RMW 內縮較快，颱風眼形成時因而擁有較小的 RMW 和眼。更頻繁的對流過衝現象及更小的眼區下沉面積，能在高層眼區產生更強的垂直位溫平流，促進高層暖心增暖，導致更強的增強速率；另一方面，眼牆更為接近中心，及更強的眼牆—眼區次環流，眼牆對流產生的高層砧狀雲較容易完全覆蓋中心，隨著高層中心下沉出現，中心的雲層被清空，衛星上於是反映出深化成眼的特徵，但因為中心有更多的雲水和雲冰被蒸發，潛熱吸收將部分抵消下沉增暖及水平擾動位溫暖平流對中層暖心的貢獻。

雲捲成眼的颱風可能來自風場較大、對流分散的季風相關擾動，如季風槽或季風環流圈，在西南季風活躍於西北太平洋的夏季較頻繁出現，夏季副熱帶高壓分布偏北，且季風槽或環流圈通常活躍於東退高壓之西側，使得生成位置偏西北而移動方向較偏北行進。此類季風相關擾動風場較大，代表外核慣性穩定度大，並經歷一系列與上述深化成眼相反的過程，導致了較緩慢的增強。另由於距中心較遠的眼牆和較弱的次環流，眼牆對流產生的高雲不易擴散至中心，反映出從衛星上所見，眼牆逐漸鞏固並環繞中心的同時，中心雲層不多的雲捲成眼特徵。

本研究從衛星雲圖上將颱風眼形成過程分為深化成眼和雲捲成眼，透過分析衛星和最佳路徑資料，歸納出兩者伴隨的特徵差異；我們進一步假設並驗證，僅僅初始擾動結構的不同，就略為影響颱風眼的形成過程，並使增強速率有顯著差異；

從中我們再觀察颱風快速增強和眼形成時，內核(特別是對流層頂至低平流層)的演變，了解對流過衝、相對於颱風的風場(SRF)於各階段的角色，也發現不同的初始渦旋結構，確產生了後續不同的發展過程。



6.2 未來工作

本研究以比較深化成眼和雲捲成眼個案伴隨的特徵，及參考過去研究中各初始擾動的特徵，歸納出我們的個案分別可能屬於何種初始擾動。在未來工作中我們將針對深化成眼和雲捲成眼個案，直接以再分析資料觀察其擾動時的流場特徵，是否符合過去研究中東風波或季風槽擾動的定義，另外亦將以我們分類出的個案做資料合成分析(Composite Analysis)，繼續觀察颱風初期結構演變的差異，及釐清兩者配合的環境因子(如海溫、溼度、垂直風切等等)是否有所不同。

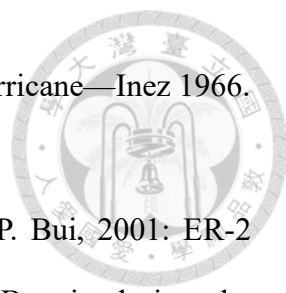
此外，本研究改變原本為深化成眼個案的外核風速，未來我們也將針對原本為雲捲成眼的個案(如 2016 年颱風梅姬)實驗，觀察能否於控制組實驗中產生雲捲成眼的特徵，及在敏感性實驗產生系統性不同的颱風眼形成過程。

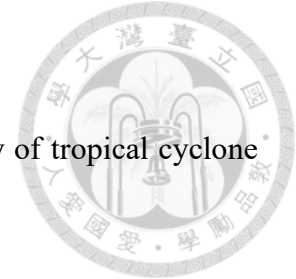
最後，在颱風眼與眼牆交界，蒸發冷卻引致的強烈下沉，在許多觀測及模擬中均有被發現，但對於眼區的增暖是否具有幫助？而夜間雲頂的輻射冷卻位置隨颱風雲頂高度而異，且夜間可能發生於不同的颱風發展階段，是否影響眼牆對流活躍度及高層暖心建立？這些問題都有必要於未來工作中加以釐清。

參考文獻

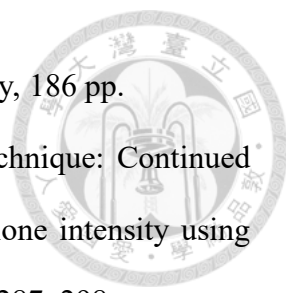


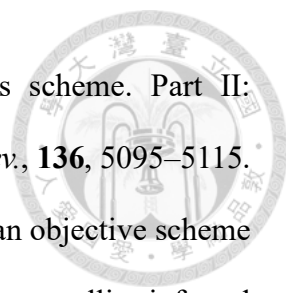
- Anthes, R. A., 1982: Tropical cyclones: Their evolution, structure, and effects. Meteor. Monogr., No. 41, Amer. Meteor. Soc., 208 pp.
- Bhatia, K., G. Vecchi, H. Murakami, S. Underwood, and J. Kossin, 2018: Projected response of tropical cyclone intensity and intensification in a global climate model. *J. Climate*, **31**, 8281–8303.
- Chen, H., and D.-L. Zhang, 2013: On the rapid intensification of Hurricane Wilma (2005). Part II: Convective bursts and the upper-level warm core. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 146–162.
- Chang, C.-C., and C.-C. Wu, 2017: On the processes leading to the rapid intensification of Typhoon Megi (2010). *J. Atmos. Sci.*, **74**, 1169–1200.
- Dvorak, V. F., 1975: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 420–430.
- , 1984: Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. NOAA Tech. Rep. NESDIS 11, 47 pp.
- Emanuel, K. A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 585–605.
- Guimond, S. R., G. M. Heymsfield, and F. J. Turk, 2010: Multiscale observations of Hurricane Dennis (2005): The effects of hot towers on rapid intensification. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 633–654.
- Halverson, J. B., J. Simpson, G. Heymsfield, H. Pierce, T. Hock, and L. Ritchie, 2006: Warm core structure of Hurricane Erin diagnosed from high altitude dropsondes during CAMEX-4. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 309–324.
- Hawkins, H. F., and D. T. Rubsam, 1968: Hurricane Hilda, 1964: II. Structure and budgets of the hurricane core on October 1, 1964. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 617–636.

- 
- , and S. M. Imbembo, 1976: The structure of a small, intense hurricane—Inez 1966. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 418–442.
- Heymsfield, G. M., J. B. Halverson, J. Simpson, L. Tian, and T. P. Bui, 2001: ER-2 Doppler radar investigations of the eyewall of Hurricane Bonnie during the Convection and Moisture Experiment-3. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1310–1330.
- Holliday, C. R., and A. H. Thompson, 1979: Climatological characteristics of rapidly intensifying typhoons. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1022–1034.
- Janjić, Z.I., 1990: The step-mountain coordinate: physical package. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1429–1443.
- , 1994: The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 927–945.
- Jordan, C. L., 1952: On the low-level structure of the typhoon eye. *J. Meteor.*, **9**, 285–290.
- Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784–2802.
- Kaplan, J., and M. DeMaria, 2003: Large-scale characteristics of rapidly intensifying tropical cyclones in the North Atlantic basin. *Wea. Forecasting*, **18**, 1093–1108.
- Kieper, M., 2008: A technique for anticipating initial rapid increases in intensity in tropical cyclones, using 37 GHz microwave imagery. Poster, AMS 28th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Wyndham Orlando Resort, Orlando, FL, 28 April – 2 May.
- Kimball, S. K., and M. S. Mulekar, 2004: A 15-Year climatology of North Atlantic tropical cyclones. Part I: Size parameters. *J. Climate*, **17**, 3555–3575.
- Knapp, K. R., J. L. Matthews, J. P. Kossin, and C. C. Hennon, 2016: Identification of tropical cyclone storm types using crowdsourcing. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 3783–



- 3798.
- , C. S. Velden, and A. J. Wimmers, 2018: A global climatology of tropical cyclone eyes. *Mon. Wea. Rev.*, **146**, 2089–2101.
- Kuo, H.-L., 1959: Dynamics of convective vortices and eye formation. *The Atmospheric and Sea in Motion*, B. Bolin, Ed., Rockefeller Institute Press, 413–424.
- La Seur, N. E., and H. F. Hawkins, 1963: An analysis of Hurricane Cleo (1958) based on data from research reconnaissance aircraft. *Mon. Wea. Rev.*, **91**, 694–709.
- Lee, C.-S., K. K. Cheung, J.S. Hui, and R.L. Elsberry, 2008: Mesoscale features associated with tropical cyclone formations in the Western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2006–2022.
- , ——, W.-T. Fang, and R.L. Elsberry, 2010: Initial maintenance of tropical cyclone size in the Western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 3207–3223.
- Lee, J.-D., 2019: Investigation of potential mechanisms for the rapid intensification of tropical cyclones: Polygonal eyewalls and diurnal variation of the convective area and eye size. Ph.D. dissertation, National Taiwan University, 176 pp.
- Liu, Y., D.-L. Zhang, and M. K. Yau, 1997: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part I: Explicit simulation and verification. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3073–3093.
- Lynch, P., and X.-Y. Huang, 1992: Initialization of the HIRLAM Model using a digital filter. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1019–1034.
- Malkus, J. S., 1958: Tropical weather disturbances—Why do so few become hurricanes. *Weather*, **13**, 75–89.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long wave. *J. Geophys. Res.*, **102** (D14) 16663–16682.
- Mundell, D. B., 1990: Prediction of tropical cyclone rapid intensification events. M.S.

- 
- thesis, Dept. of Atmospheric Science, Colorado State University, 186 pp.
- Olander, T. L., and C. S. Velden, 2007: The Advanced Dvorak Technique: Continued development of an objective scheme to estimate tropical cyclone intensity using geostationary infrared satellite imagery. *Wea. Forecasting*, **22**, 287–298.
- , and ———, 2019: The Advanced Dvorak Technique (ADT) for estimating tropical cyclone intensity: Update and new capabilities. *Wea. Forecasting*, **34**, 905–922.
- Rogers, R., 2010: Convective-scale structure and evolution during a high-resolution simulation of tropical cyclone rapid intensification. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 44–70.
- , P. Reasor, and S. Lorsolo, 2013: Airborne Doppler observations of the inner-core structural differences between intensifying and steady-state tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 2970–2991.
- Schubert, W. H., C. M. Rozoff, J. L. Vigh, B. D. McNoldy, and J. P. Kossin, 2007: On the distribution of subsidence in the hurricane eye. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 595–605.
- Shapiro L. J, Willoughby H. E. 1982. The response of balanced hurricanes to local sources of heat and momentum. *J. Atmos. Sci.* **39**: 378–394.
- Smith, R. K., 1980: Tropical cyclone eye dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1227–1232.
- Stern, D. P., and D. S. Nolan, 2011: On the vertical decay rate of the maximum tangential winds in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 2073–2094.
- , ———, 2012: On the height of the warm core in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 1657–1680.
- , and F.-Q. Zhang, 2013: How does the eye warm? Part I: A potential temperature budget analysis of an idealized tropical cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 73–90.
- , J. L. Vigh, D. S. Nolan, and F. Zhang, 2015: Revisiting the relationship between eyewall contraction and intensification. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 1283–1306.
- Thompson, G., Field, P. R. Rasmussen, R. M., and Hall, W. D., 2008: Explicit forecasts

- 
- of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 5095–5115.
- Velden, C. S., T. L. Olander, and R. M. Zehr, 1998: Development of an objective scheme to estimate tropical cyclone intensity from digital geostationary satellite infrared imagery. *Wea. Forecasting*, **13**, 172–186.
- Vigh, J. L., 2010: Formation of the hurricane eye. Ph.D. dissertation, Colorado State University, 538 pp.
- , J. A. Knaff, and W. H. Schubert, 2012: A climatology of hurricane eye formation. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1405–1426.
- Wang, B., LinHo, Y. Zhang, and M.-M Lu, 2004: Definition of South China Sea monsoon onset and commencement of the East Asia summer monsoon. *J. Climate*, **17**, 699–710.
- Wang, Y. and C.-C Wu, 2004: Current understanding of tropical cyclone structure and intensity changes - A review. *Meteor. Atmos. Phys.*, **87**, 257–278.
- Weatherford, C. L., and W. M. Gray, 1988b: Typhoon structure as revealed by aircraft reconnaissance. Part II: Structural variability. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1044–1056.
- Willoughby H. E. 1979: Forced secondary circulations in hurricanes. *J. Geophys. Res.*, **84**, 3173–3183.
- , 1990: Temporal changes of the primary circulation in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 242–264.
- , 1998: Tropical cyclone eye thermodynamics. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 3053–3067.

表格



表 2.1 深化成眼和雲捲成眼示意表，其中當眼區條件不滿足時，將不予判斷眼牆條件，表格中以「-」表示。颱風眼形成時間為「+0」，以綠色網底標示，另將深化成眼與雲捲成眼特徵不同的時間，以橘色網底標示。

時間 (小時)	深化成眼		雲捲成眼	
	眼區條件	眼牆條件	眼區條件	眼牆條件
命名	X	-	X	-
...
-4.5	X	-	X	-
-4	X	-	V	X
-3.5	X	-	V	X
-3	X	-	V	X
-2.5	V	V	V	V
-2	V	V	V	V
-1.5	V	V	V	V
-1	V	V	V	V
-0.5	V	V	V	V
+0	V	V	V	V
+1	V	V	V	V
...



表 3.1 無眼、深化成眼、雲捲成眼個案之統計資料，其中 R34 來自 JTWC，RE 由計算得到，其餘數據均來自 JMA 的 BST。單尾 P-value 則由深化成眼和雲捲成眼比較得到。

		深化成眼		雲捲成眼		無眼		單尾 P-value
數量 (比例)		79 (26 %)		27 (9 %)		195 (65 %)		
變數	單位	平均值	標準差	平均值	標準差	平均值	標準差	
V_M	kt	100.3	11.7	91.5	10.6	52.0	14.6	0.0004
P_M	hPa	925.6	19.3	937.2	15.5	983.4	15.1	0.0015
(ΔV)_M	kt day ⁻¹	31.0	10.0	24.1	7.3	-	-	0.0002
(ΔP)_M	hPa day ⁻¹	-40.0	14.0	-30.2	9.5	-	-	0.0002
R30	km	319.6	91.2	401.5	125.0	-	-	0.0020
R34	km	170.9	46.8	214.7	84.5	-	-	0.0141
RE	km	19.4	6.9	32.8	14.0	-	-	0.0000
Gφ	°N	13.3	5.1	15.1	3.5	17.6	5.7	0.0291
Gλ	°E	144.2	10.8	140.1	11.5	130.9	15.4	0.0586
Eφ	°N	17.0	4.9	19.9	3.9	-	-	0.0015
Eλ	°E	135.2	9.7	133.0	10.4	-	-	0.1742
θ	°	156.7	21.9	138.0	30.6	-	-	0.0035

表 5.1 觀測與模擬之颱風蘇迪勒的中心最低氣壓(P_M)、最大 24 小時氣壓下降率 $[(\Delta P)_M]$ 、颱風眼形成前 12 小時的暴風半徑(R30)及眼形成時的眼半徑(RE)，其中觀測之 RE 由計算得到，其餘之觀測數據均來自 JMA 的 BST。

變數	單位	A04	A06	A08	CTL	OBS
P_M	hPa	925.9	931.0	927.4	912.8	900
$(\Delta P)_M$	hPa day ⁻¹	-45.9	-48.2	-48.7	-54.1	-50.0
R30	km	435	282	240	210	289
RE	km	23	13	15	14	23



圖片

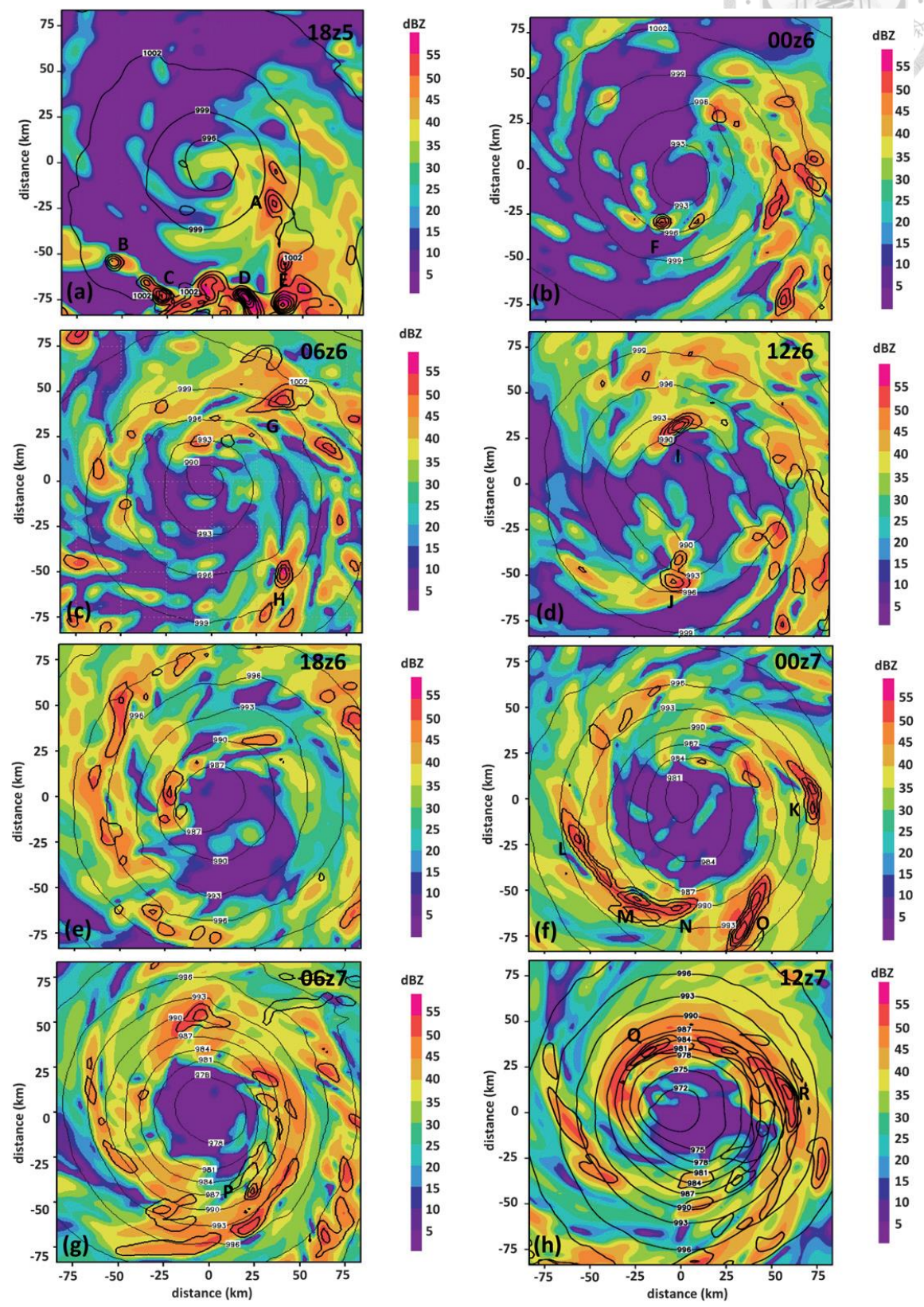


圖 1.1 颶風 Dennis (2005) 自 7 月 5 日 1800Z 至 7 月 7 日 1200Z 每 6 小時的模擬低層回波反射率(色階)，可見 Dennis 形成眼的過程。此圖重製自 Rogers (2010)。

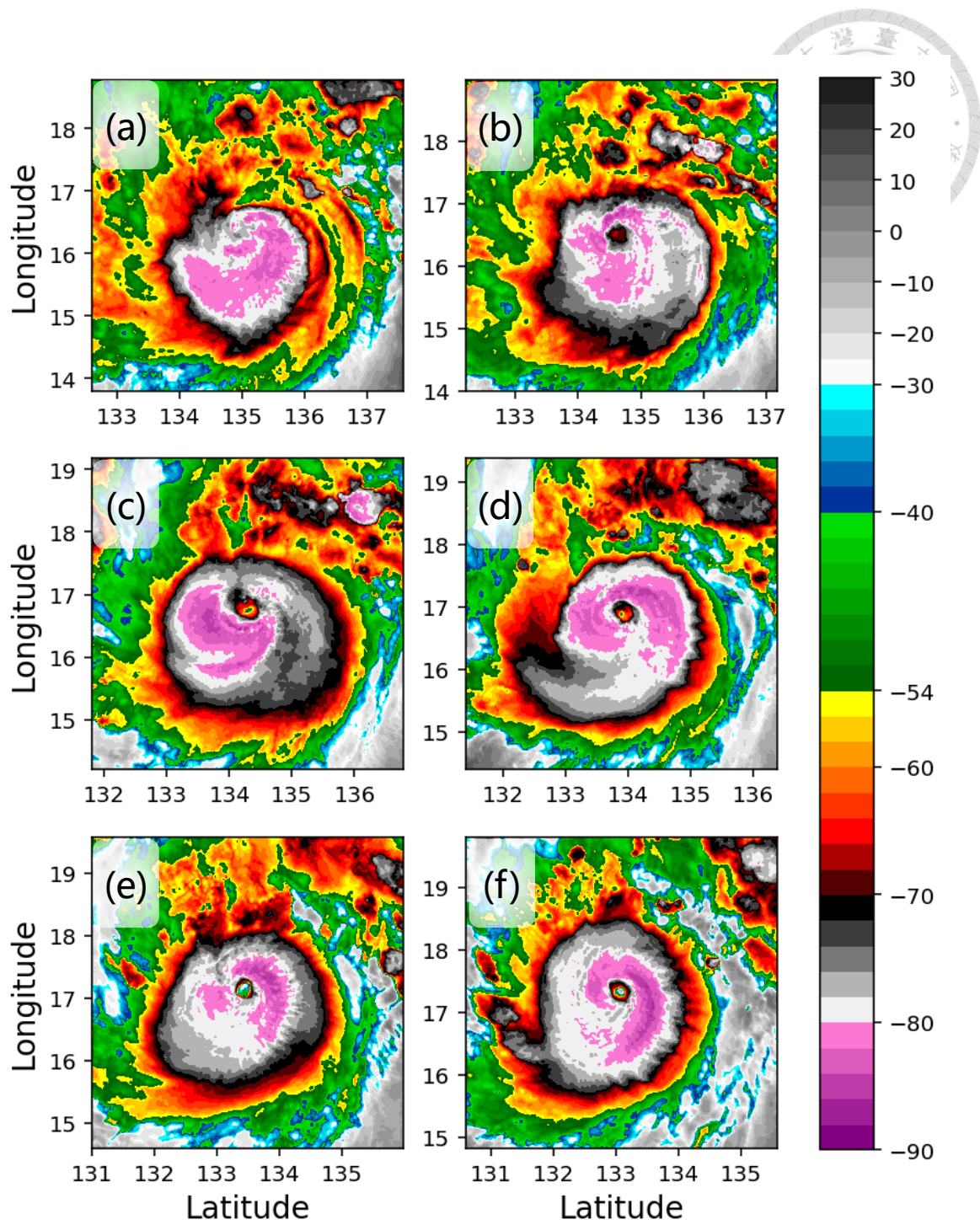


圖 1.2 2016 年颱風尼伯特的紅外線雲圖，色階為雲頂溫度(°C)，(a)~(f)依序為颱風眼形成前 7.5、6、4.5、3、1.5 小時及颱風眼形成時。

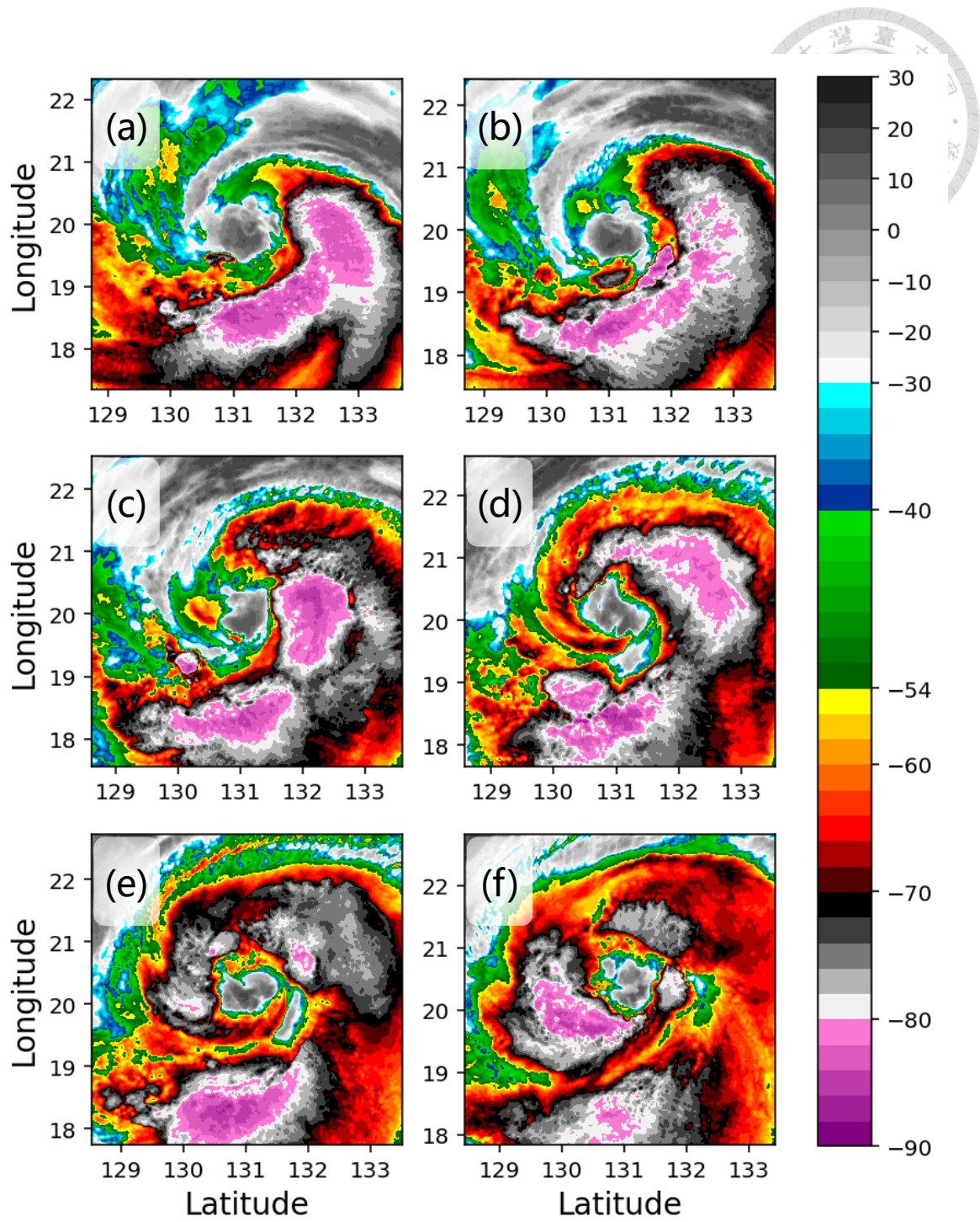


圖 1.3 2015 年颱風杜鵑的紅外線雲圖，色階為雲頂溫度(°C)，(a)~(f)依序為颱風眼形成前 5、4、3、2、1 小時及颱風眼形成時。

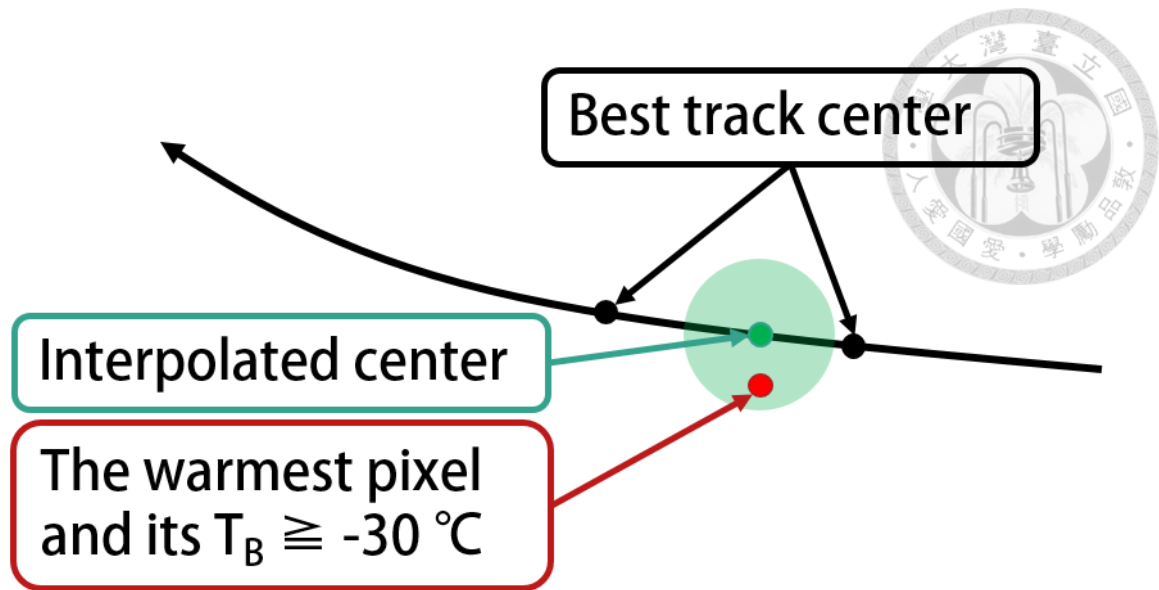


圖 2.1 眼區條件示意圖。黑點為 BST 中的中心位置，綠點為內插的中心位置，綠色半透明圓形則為綠點半徑 40 公里內範圍，紅點為上述範圍內 T_B 最高的格點且 $\geq -30^\circ\text{C}$ 。

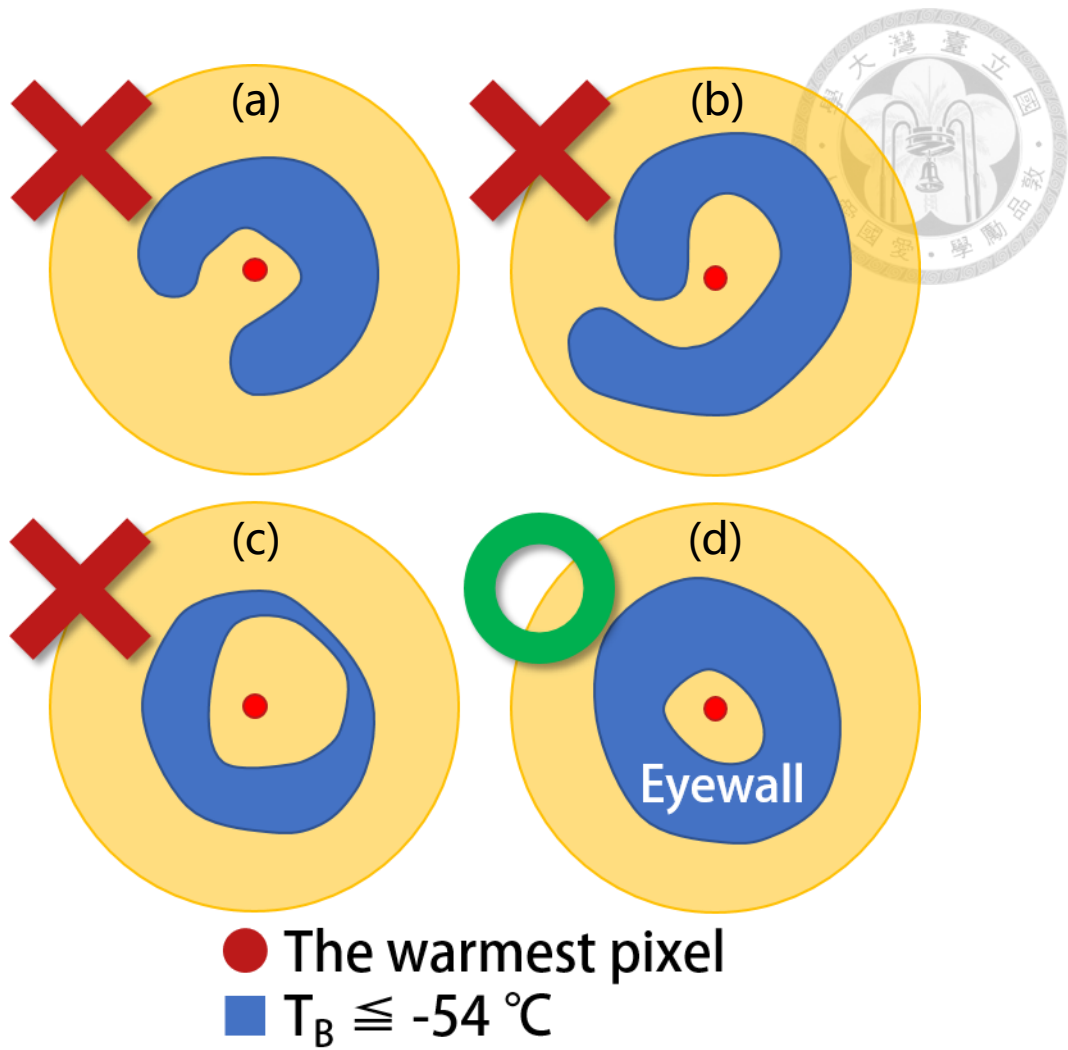


圖 2.2 眼牆條件示意圖。紅點為眼區條件中找到的最暖網格，黃色圓形代表距紅點 300 公里以內範圍，藍色色塊為 $T_B \leq -54\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的冷雲範圍，圓圈或交叉符號代表滿足條件與否。

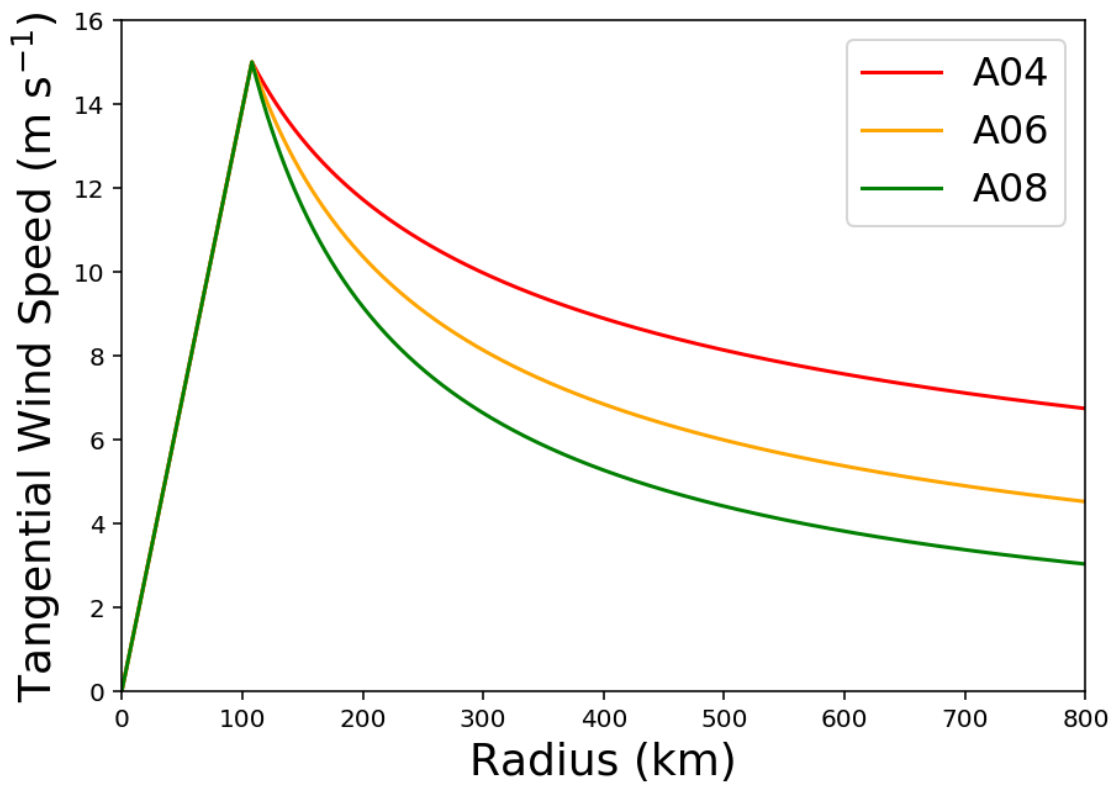


圖 2.3 敏感性實驗的初始似瑞金渦旋，切向風隨半徑的變化。

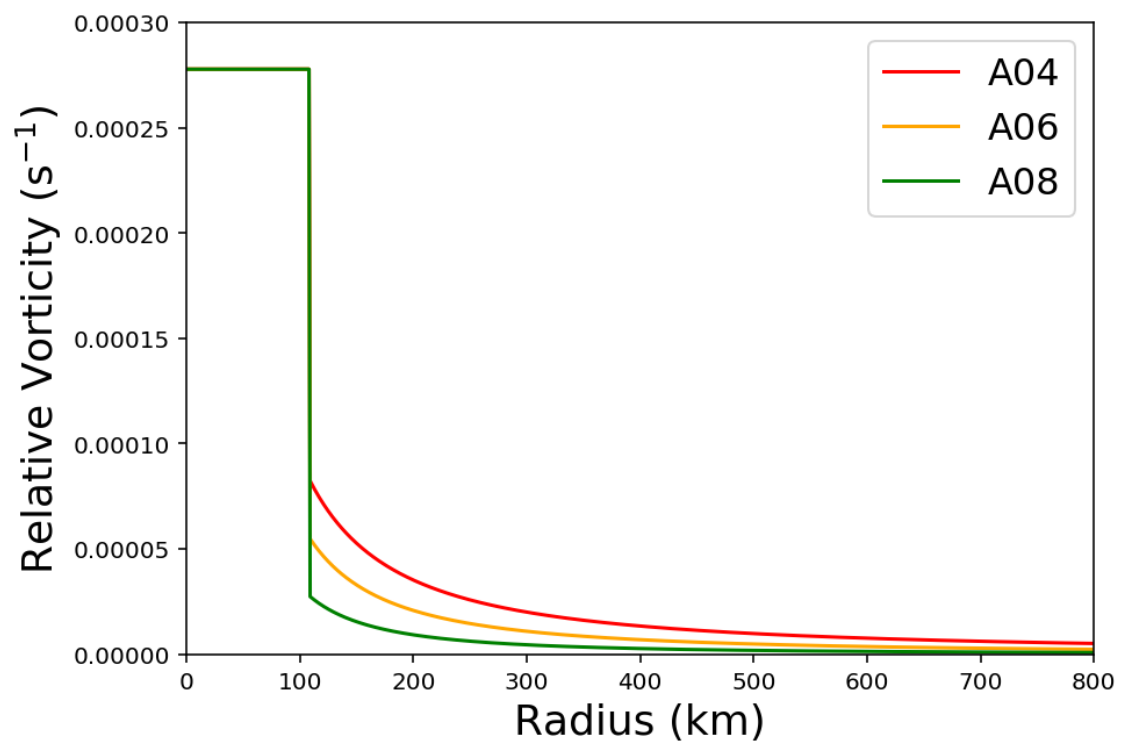


圖 2.4 敏感性實驗的初始似瑞金渦旋，相對渦度隨半徑的變化。

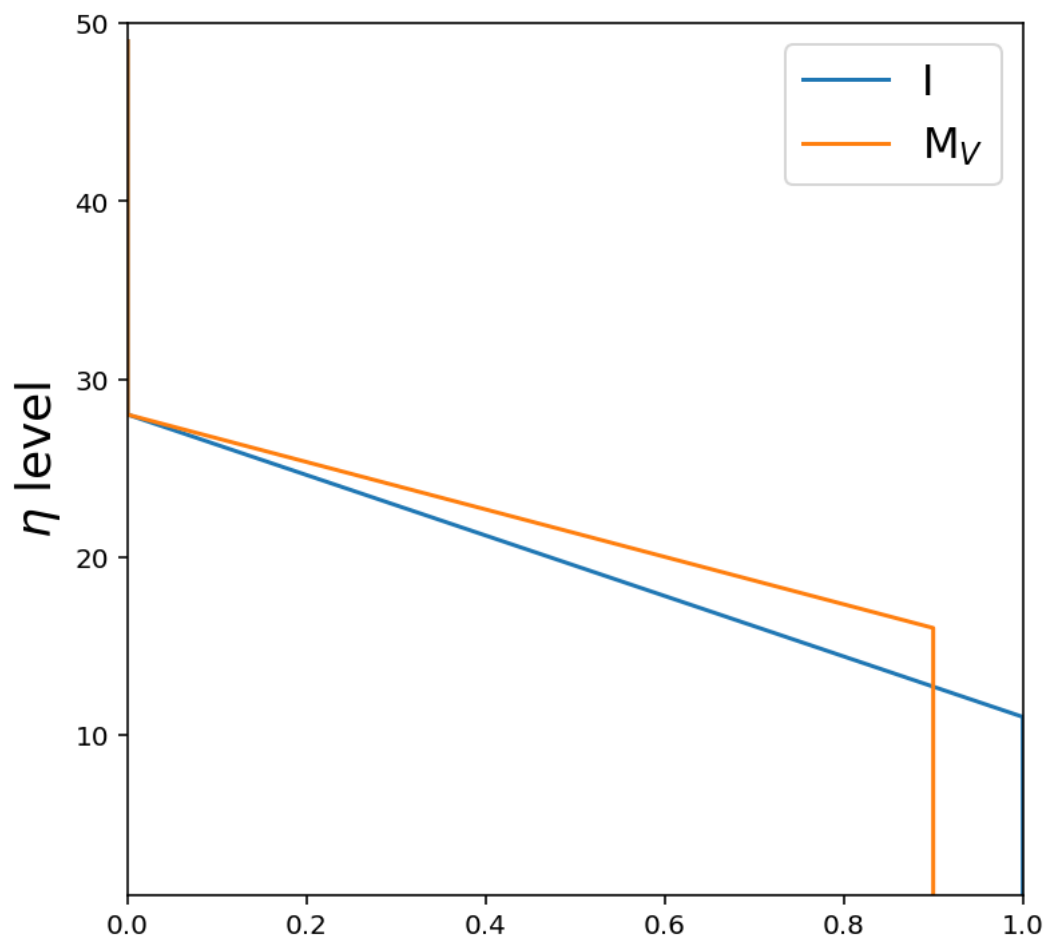


圖 2.5 渦旋強度係數(I, 藍線)及垂直混合比重(M_V , 橘線)隨 η 層的變化。

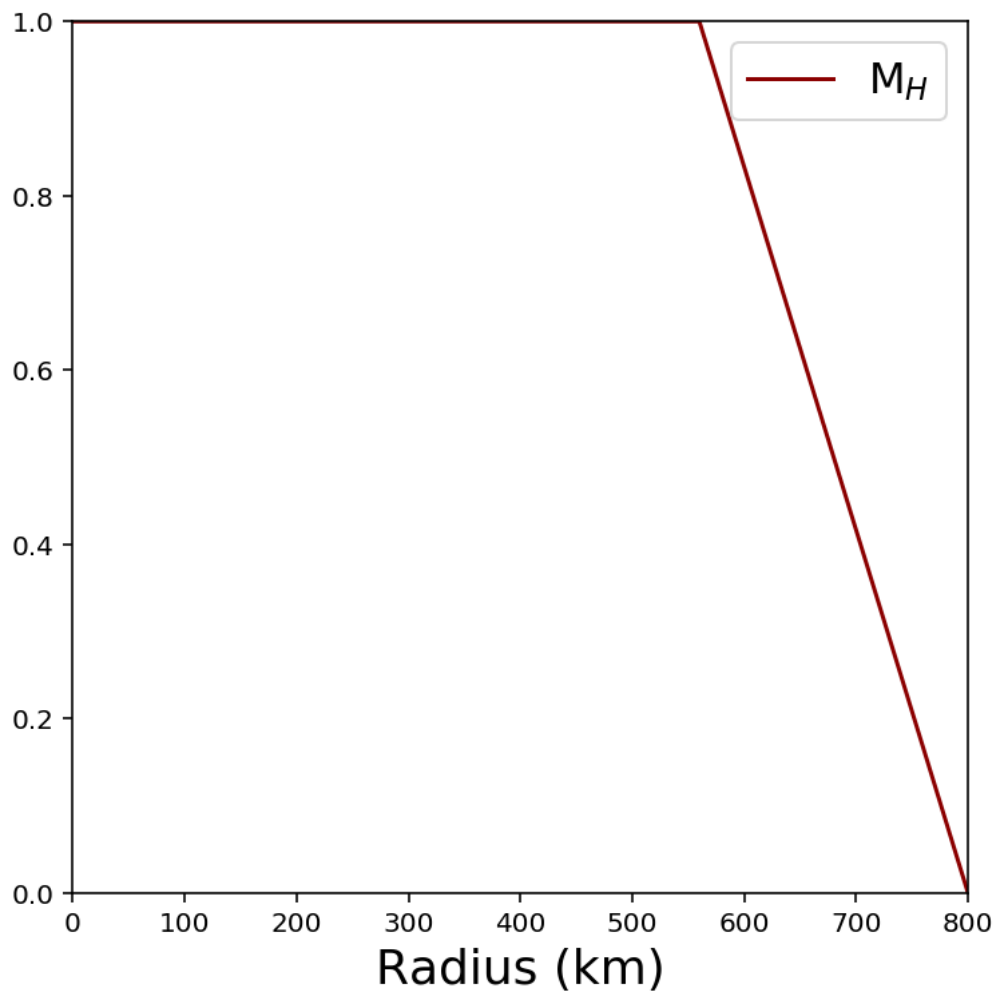


圖 2.6 水平混合比重(M_H)隨半徑的變化。

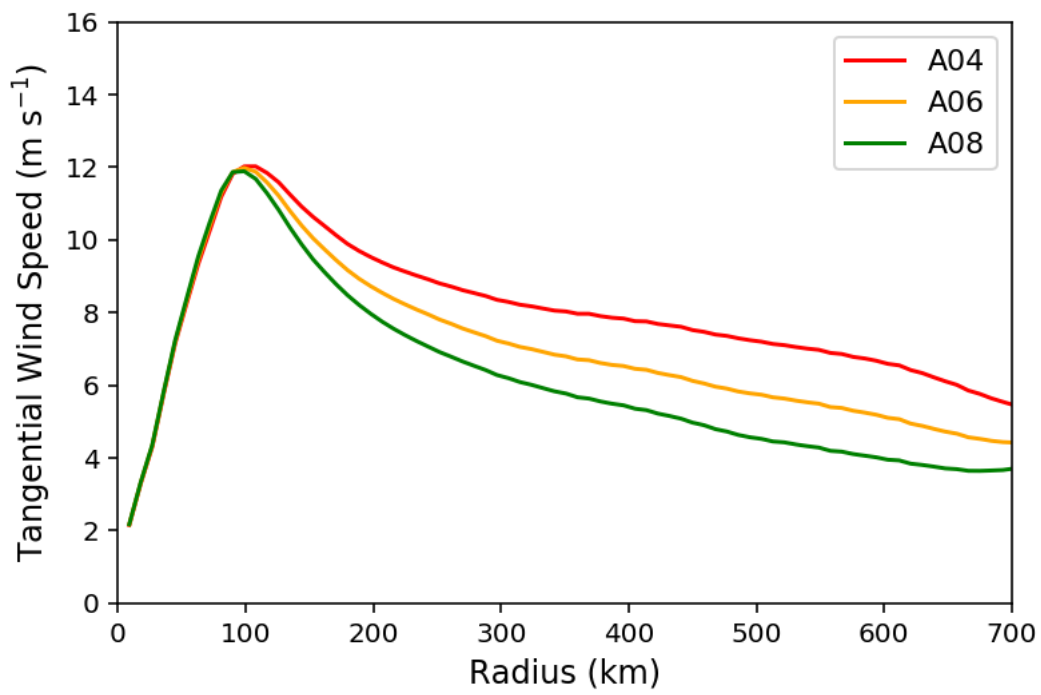


圖 2.7 敏感性實驗於正式積分前，10 公尺高軸對稱切向風隨半徑的變化。

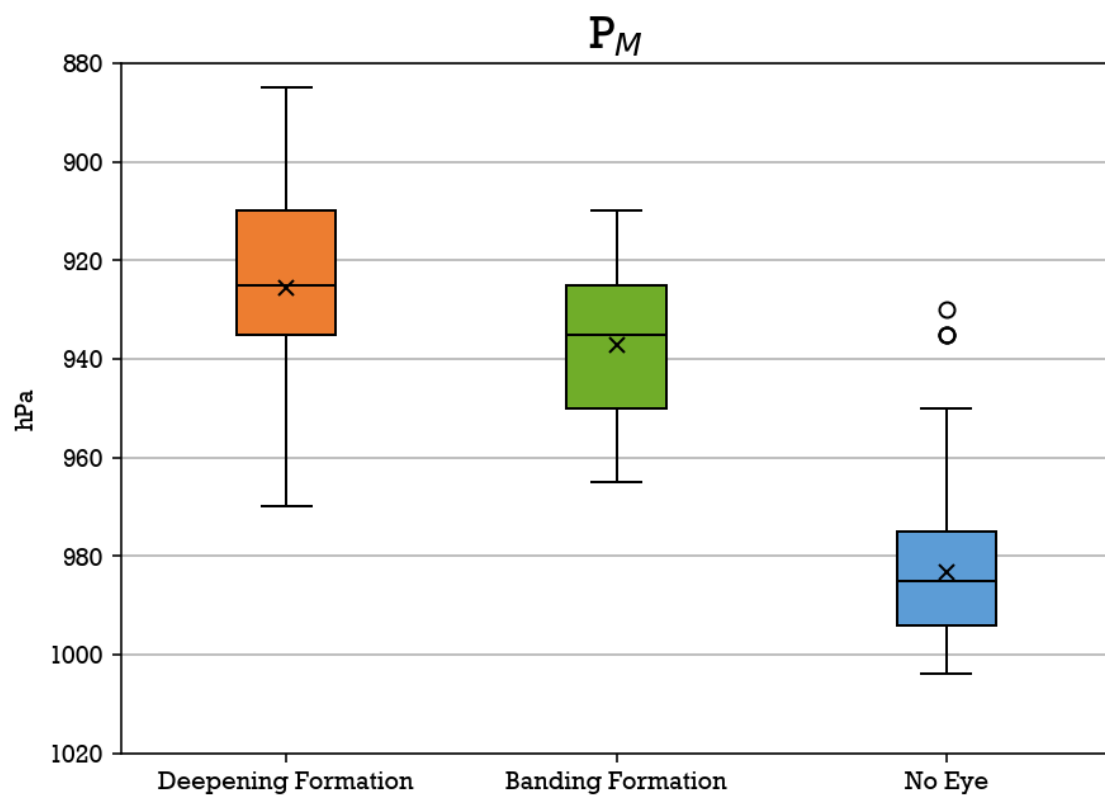


圖 3.1 首次形成颱風眼前 24 小時至連續 6 小時未出現颱風眼特徵期間的中心最低氣壓(P_M)盒狀圖。交叉符號為平均值，圓圈為極端值，定義為第 1 四分位數減去 1.5 倍四分位距以下或第 3 四分位數加 1.5 倍四分位距以上的值。

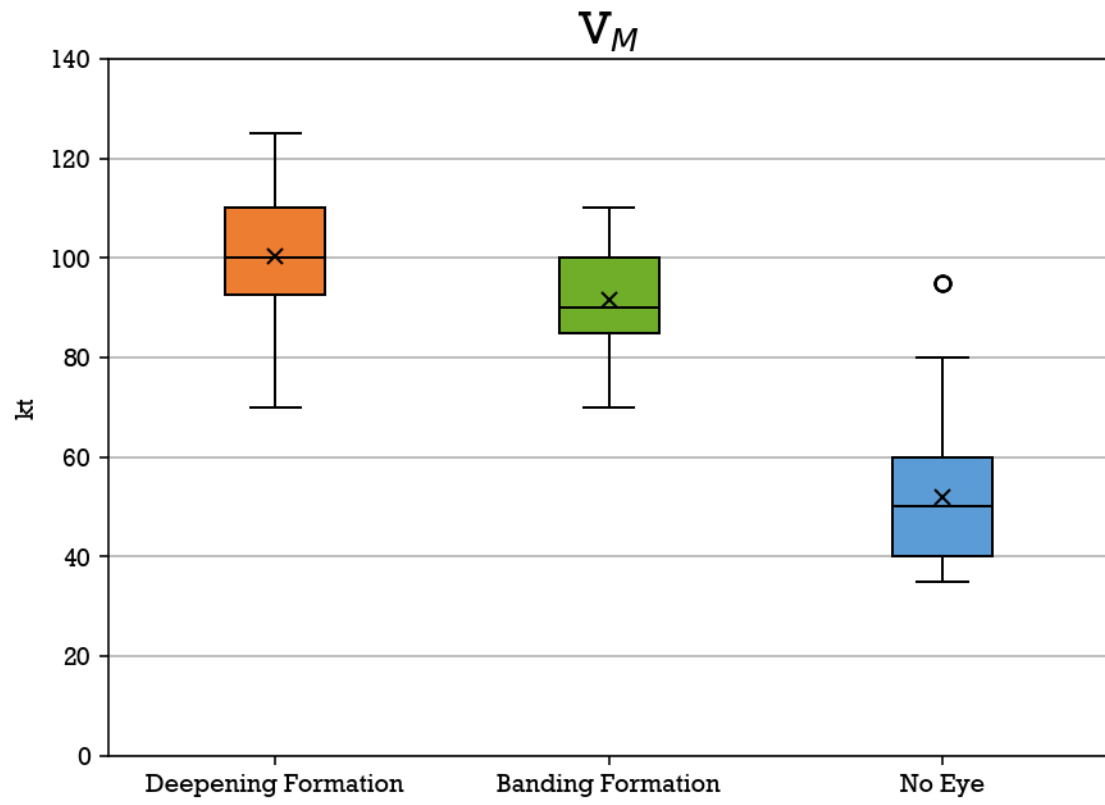


圖 3.2 圖說同圖 3.1，但為最大風速(V_M)。

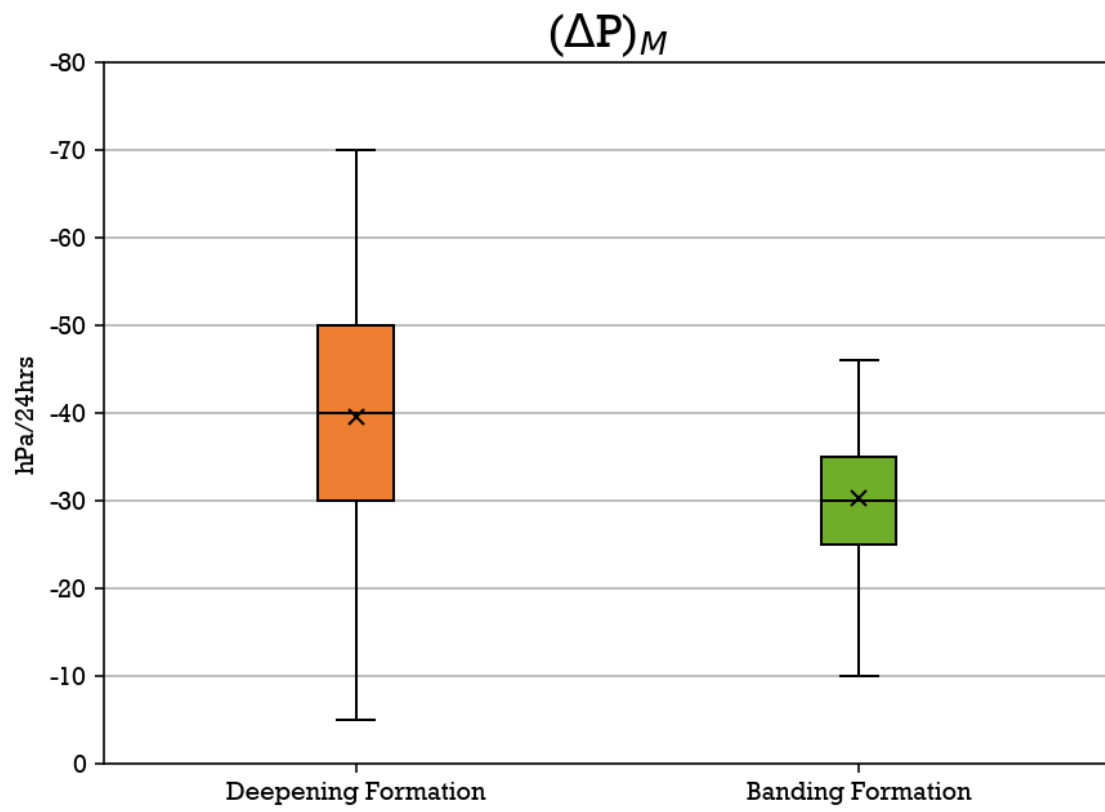


圖 3.3 圖說同圖 3.1，但為最大 24 小時氣壓下降率 $[(\Delta P)_M]$ 。

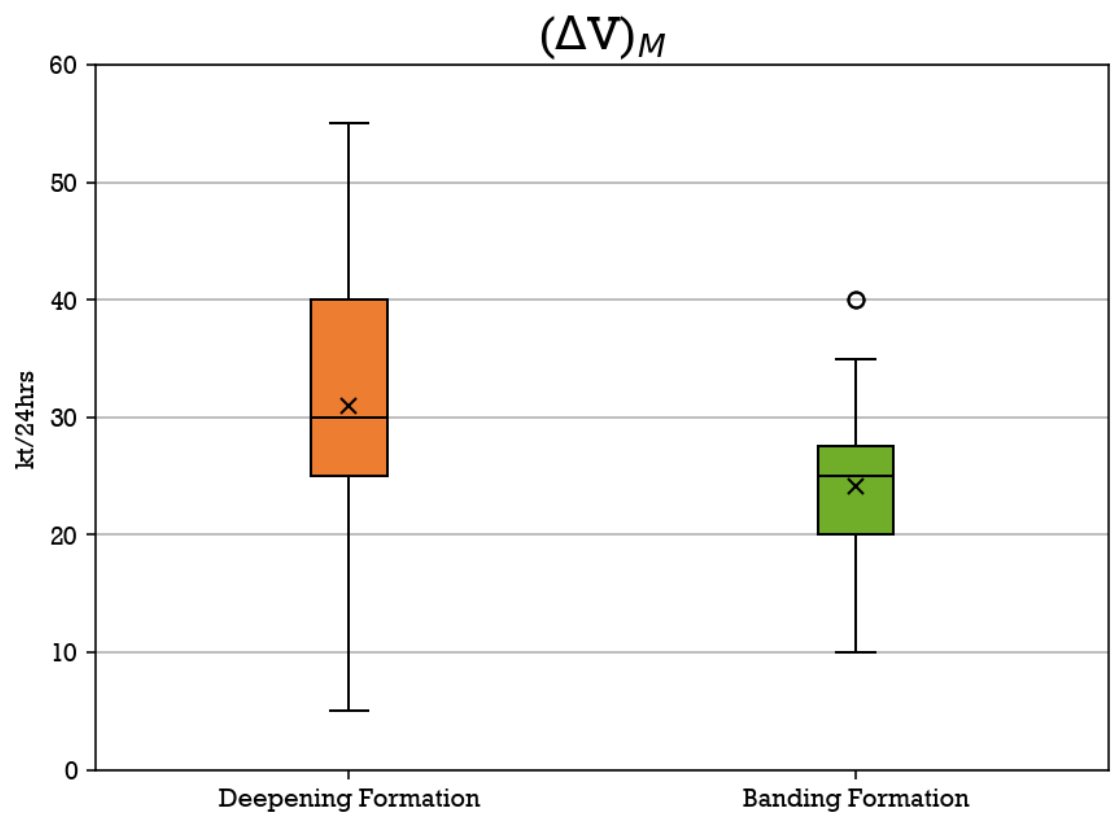


圖 3.4 圖說同圖 3.1，但為最大 24 小時風速上升率 $[(\Delta V)_M]$ 。

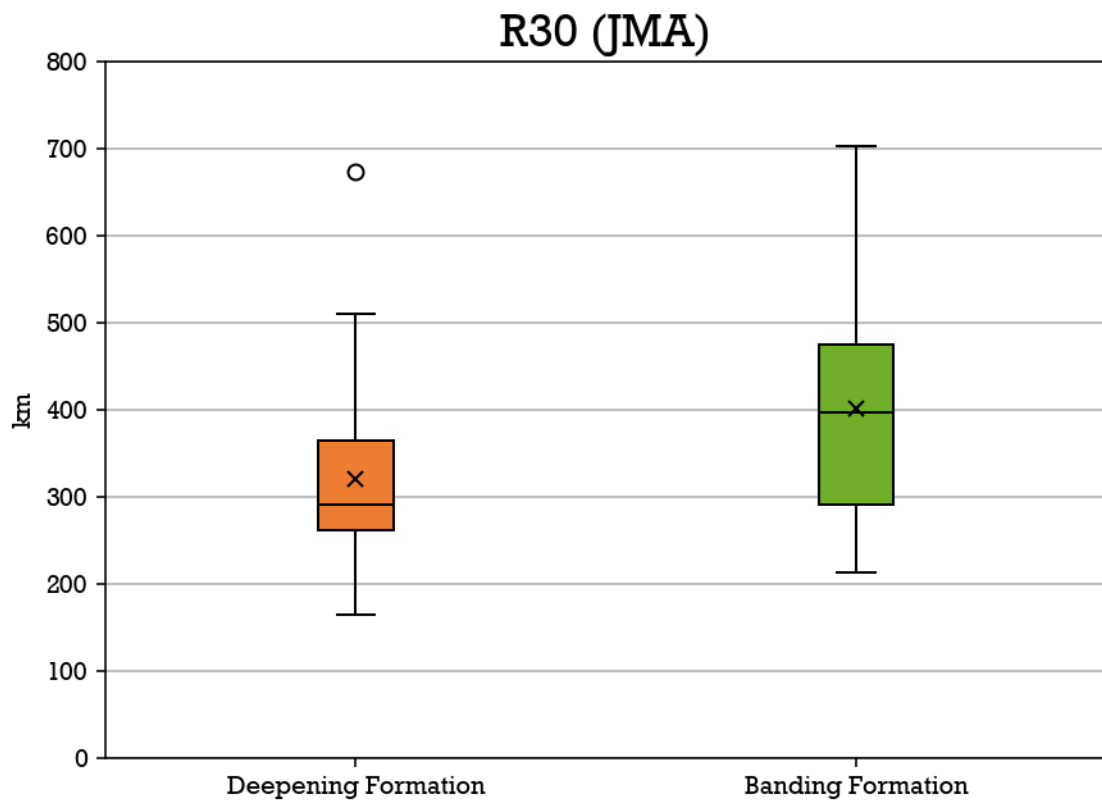


圖 3.5 首次形成颱風眼前 12 小時，JMA 估計之 30 節風速半徑(R30)盒狀圖。

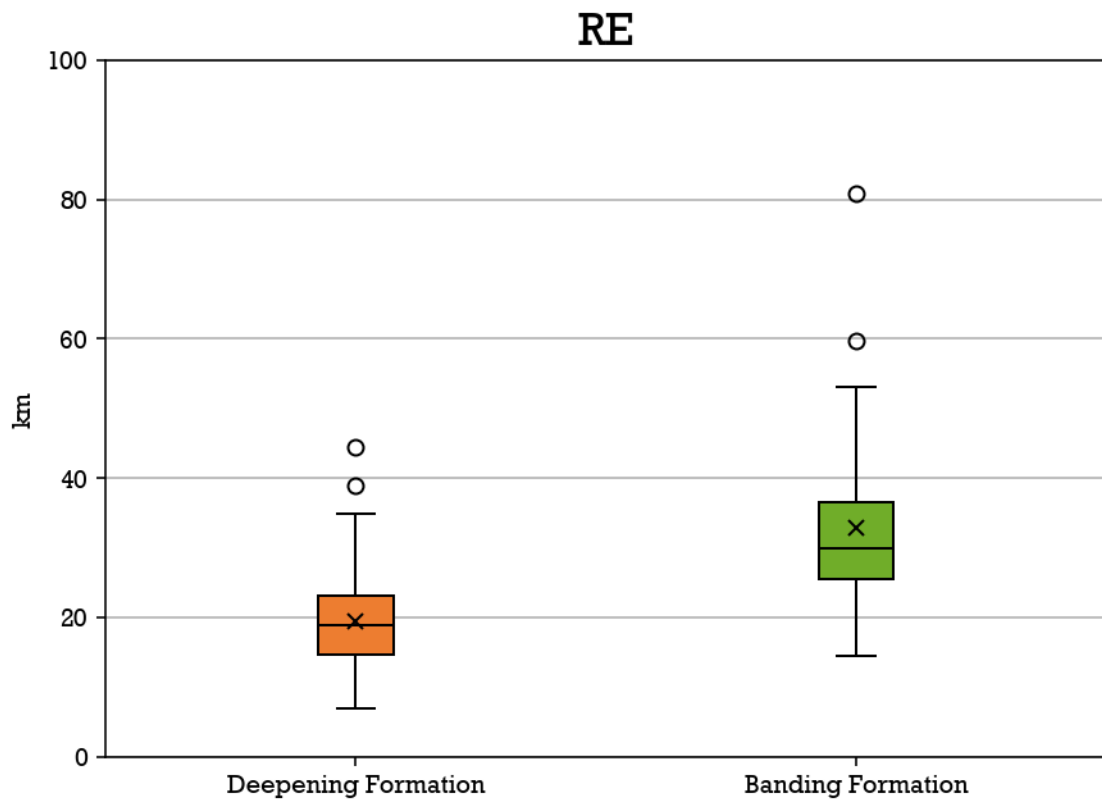


圖 3.6 首次形成颱風眼時，眼的半徑(RE)盒狀圖。

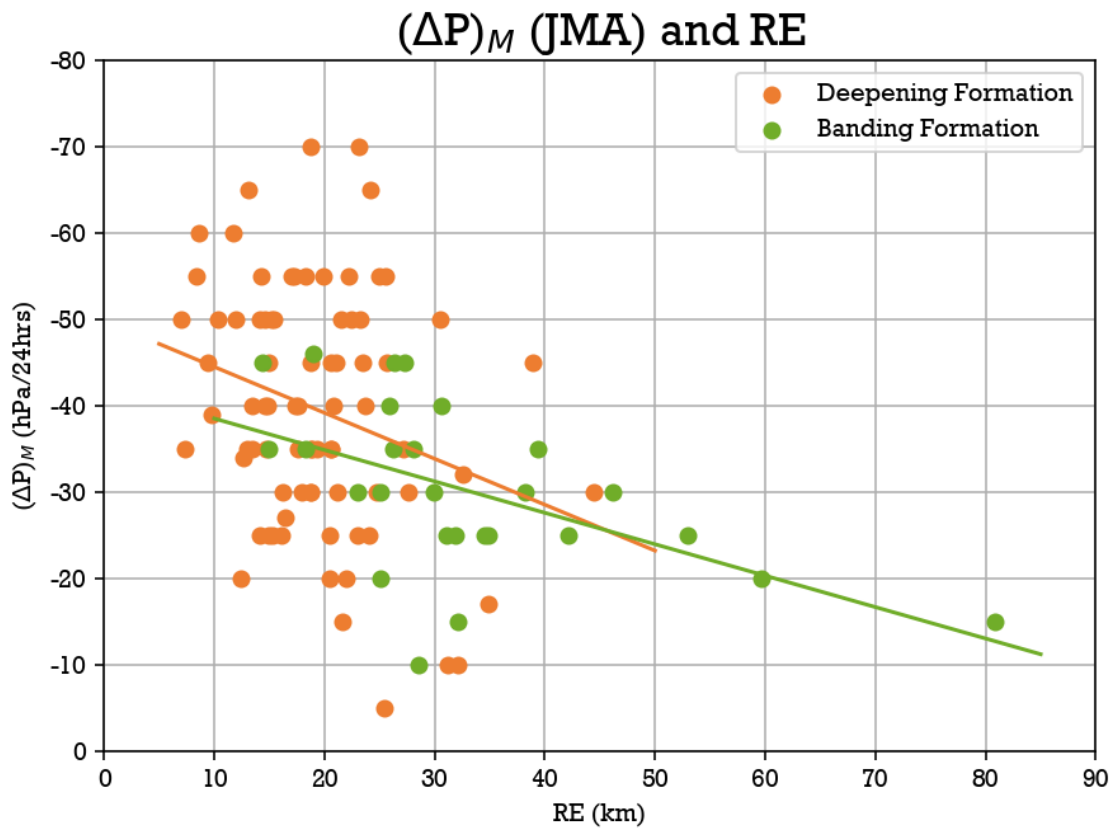
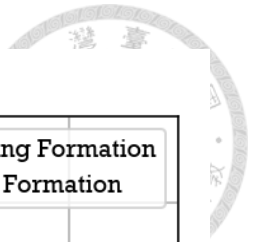


圖 3.7 颱風眼半徑(RE)與最大 24 小時氣壓下降率[(ΔP)_M]之散布圖與迴歸線，橘色與綠色分別代表 DF 和 BF 個案。

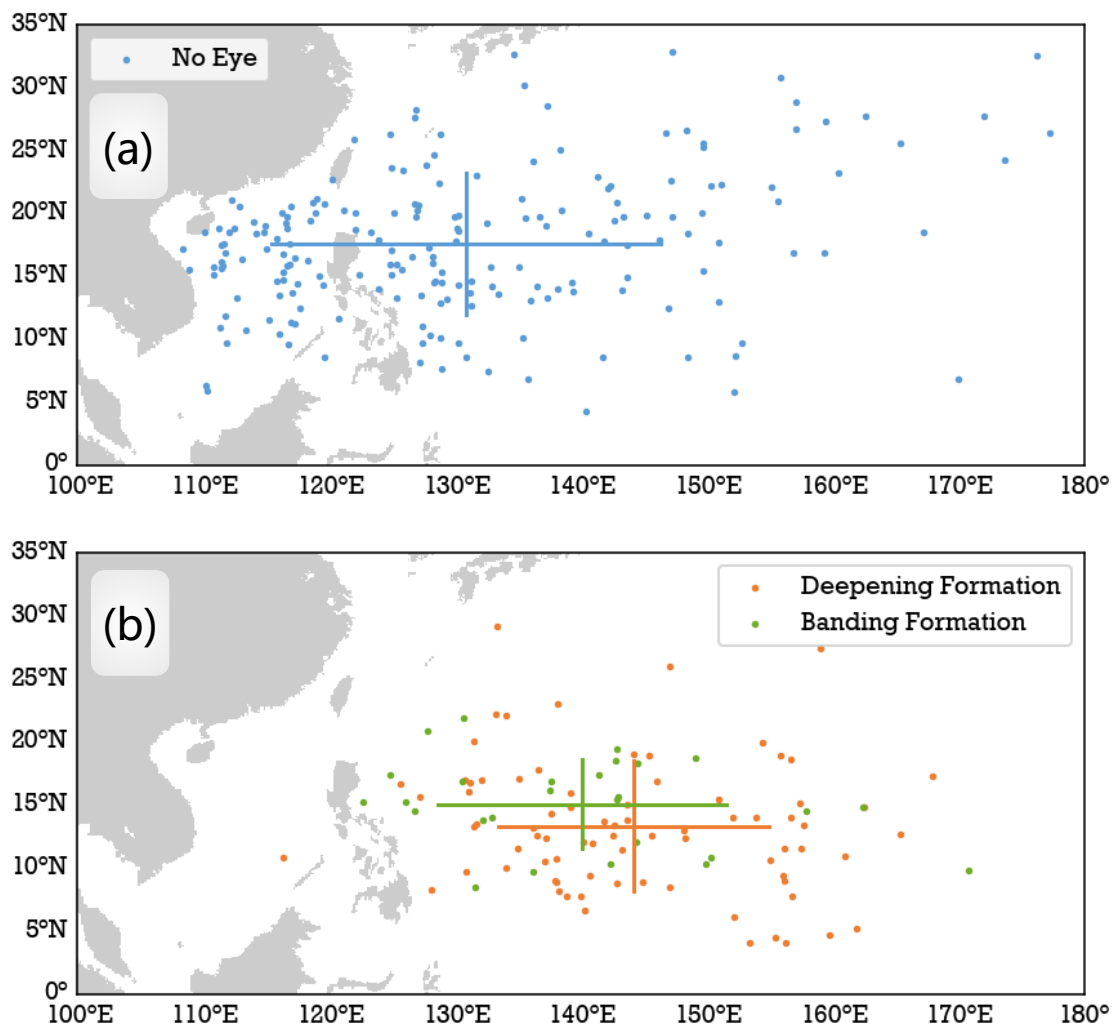


圖 3.8 熱帶氣旋被 JMA 命名時的位置分布，十字的交點為平均位置，十字自中心到端點的長度代表一個緯度或經度的標準差。(a)為沒有形成眼的個案，(b)為有形成眼的個案，橘色和綠色分別為 DF 和 BF。

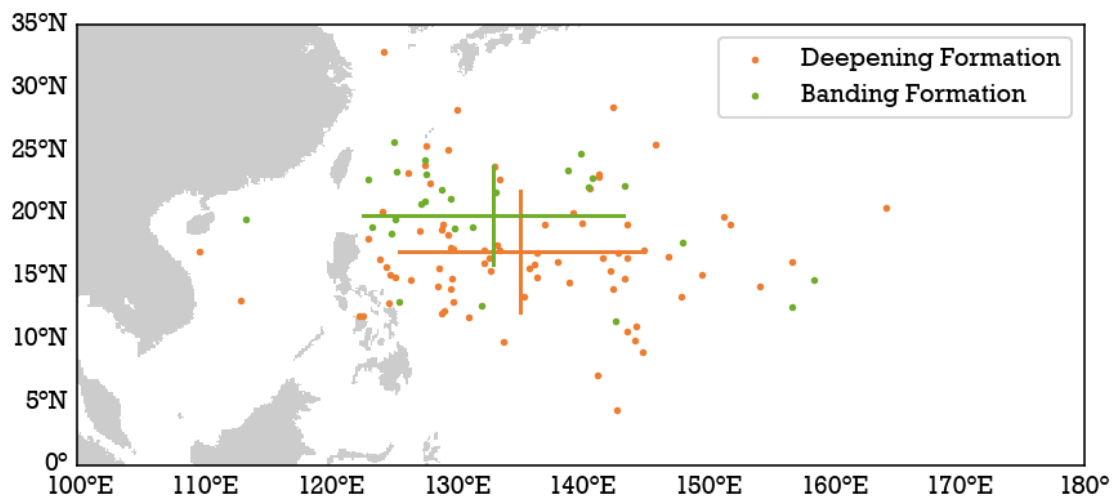


圖 3.9 圖說同 3.8b，但為颱風眼形成的位置。

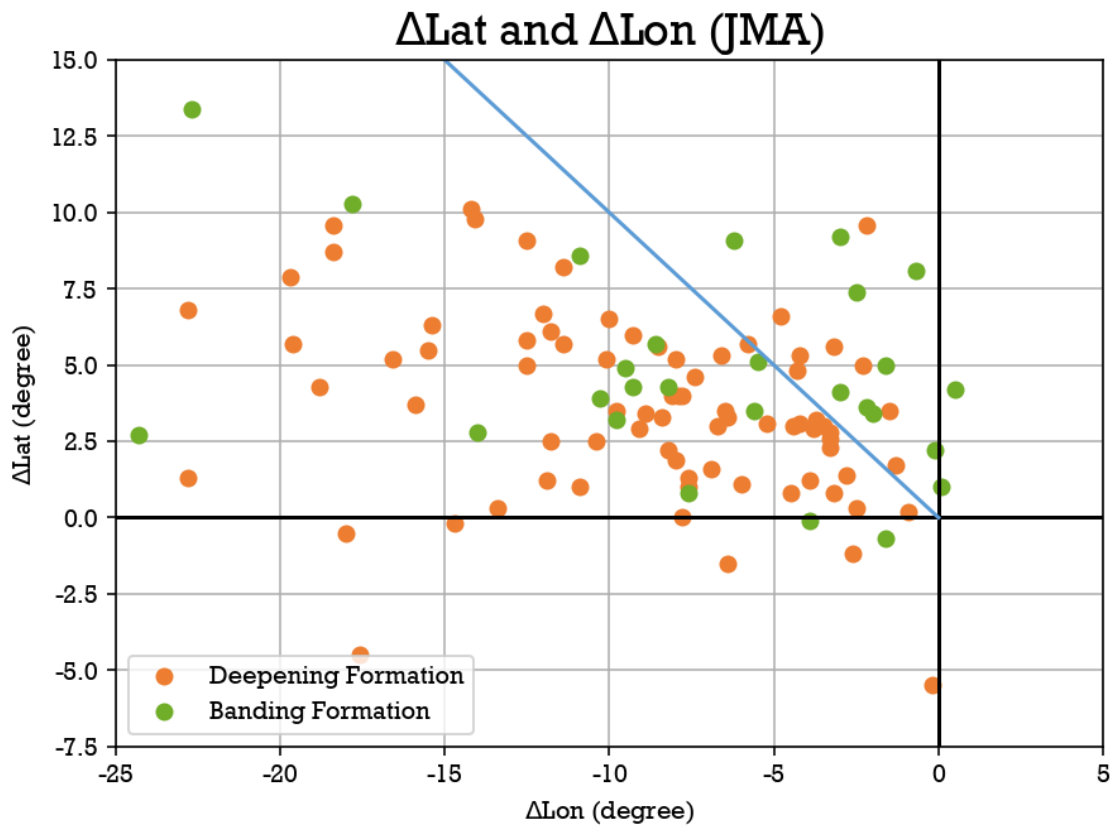


圖 3.10 颱風從命名至形成眼期間經度和緯度位移量散布圖，橘色和綠色分別為 DF 和 BF 個案。藍線代表位移角度為 135 度。

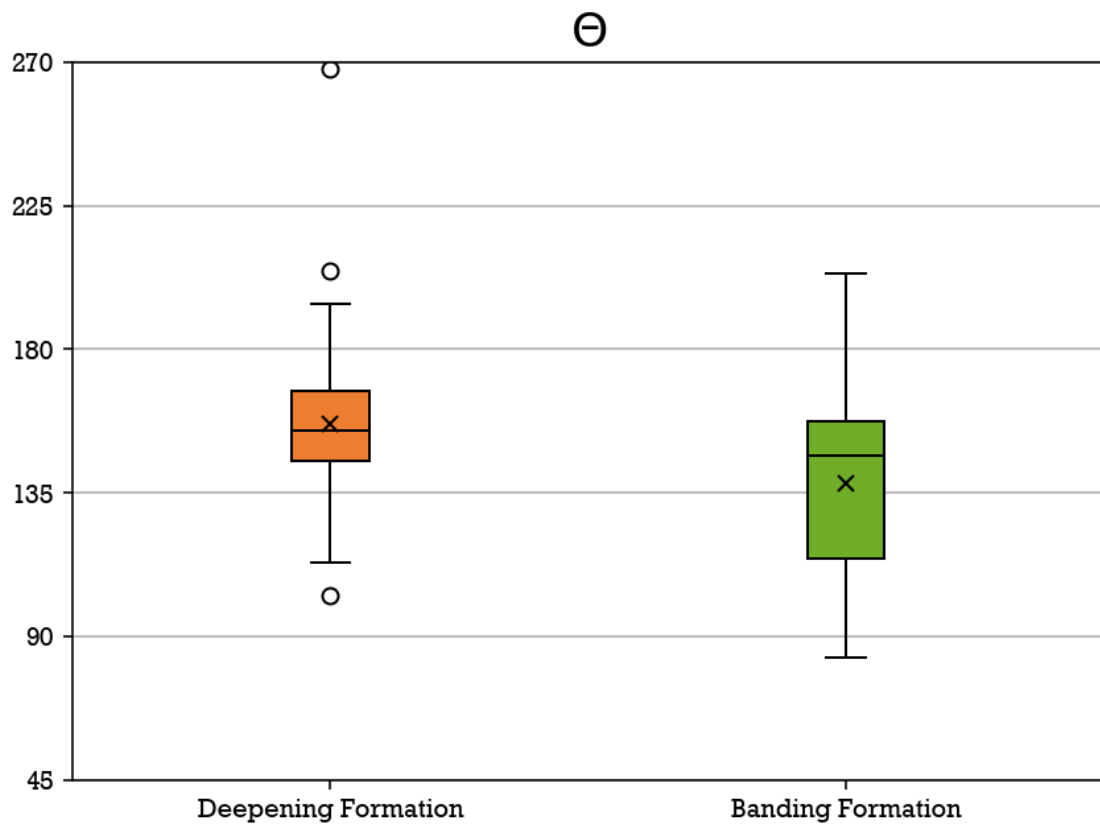
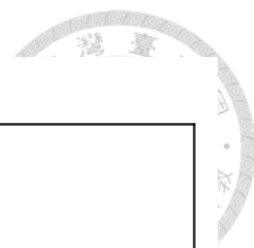


圖 3.11 颱風從命名至形成眼期間之位移角度盒狀圖，此角度為數學角，90 度和 180 度分別代表向北和向西。

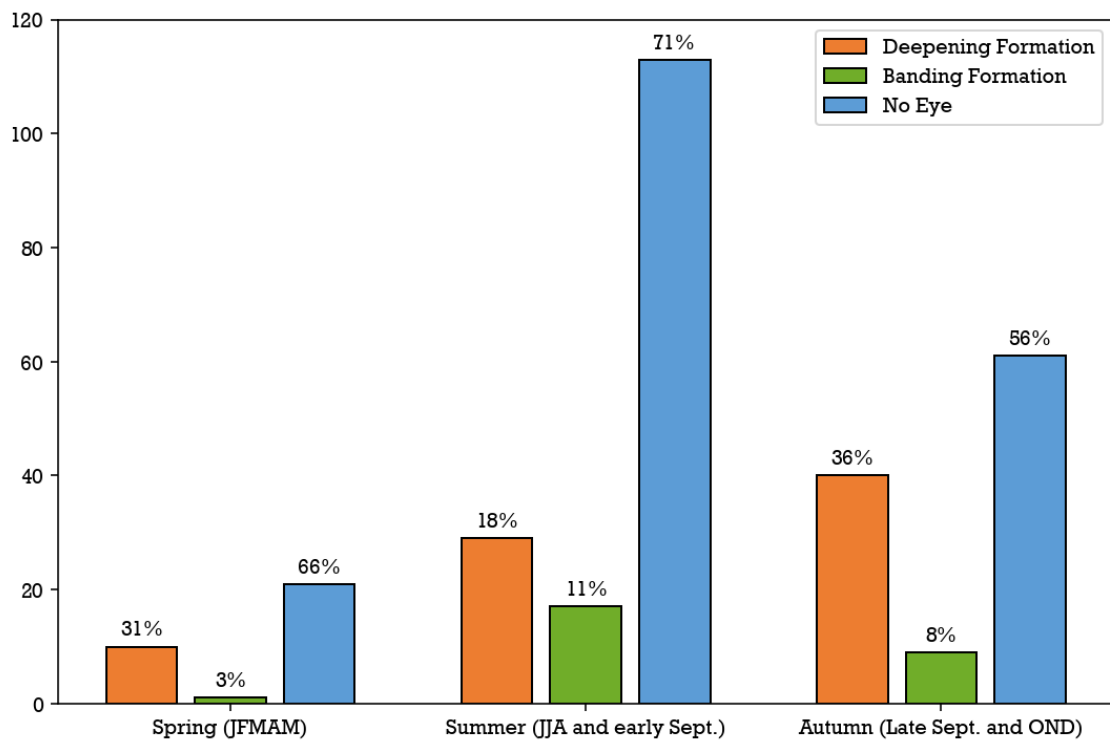


圖 3.12 颱風生成個數之季節分布，長條圖上的比例為該種個案占該季節所有颱風的比例。

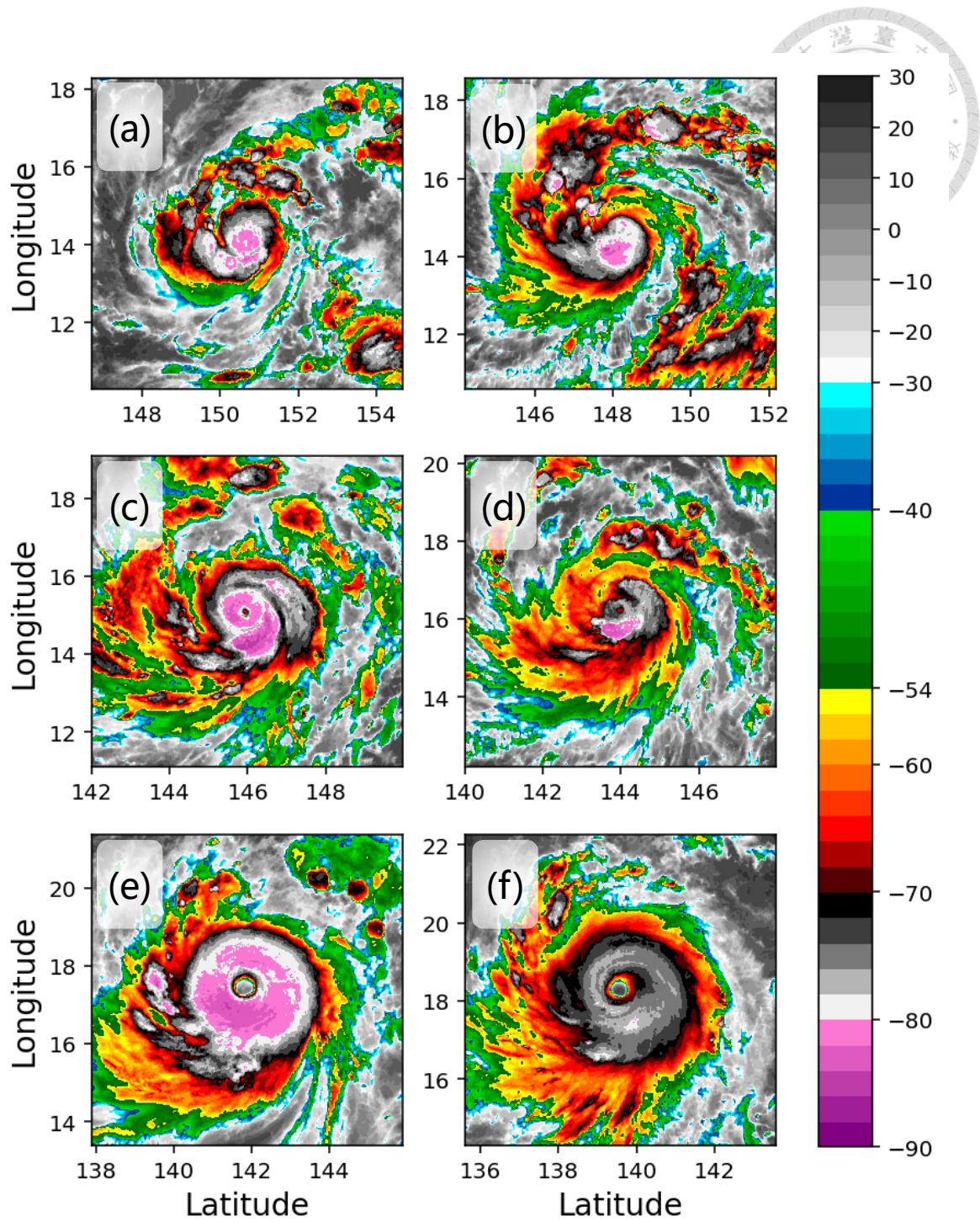


圖 4.1 颱風蘇迪勒觀測之雲頂溫度(°C)，由(a) – (f)依序為 8 月 1 日 1200Z、8 月 2 日 0000Z、8 月 2 日 1200Z、8 月 3 日 0000Z、8 月 3 日 1200Z 及 8 月 4 日 0000Z。

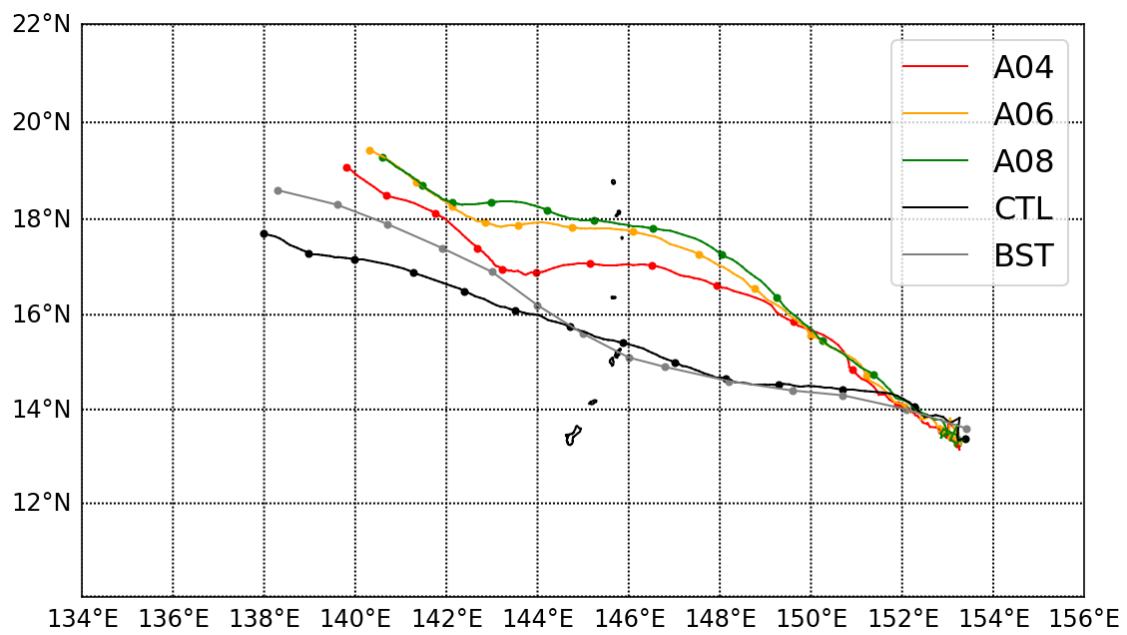


圖 4.2 觀測與模擬之颱風蘇迪勒於 2015 年 8 月 1 日 0000Z 至 2015 年 8 月 4 日 0600Z 的路徑比較，圓點代表每 6 小時的位置。灰線、黑線、紅線、橘線、綠線分別為 JMA 最佳路徑資料、控制組、A04、A06、A08。

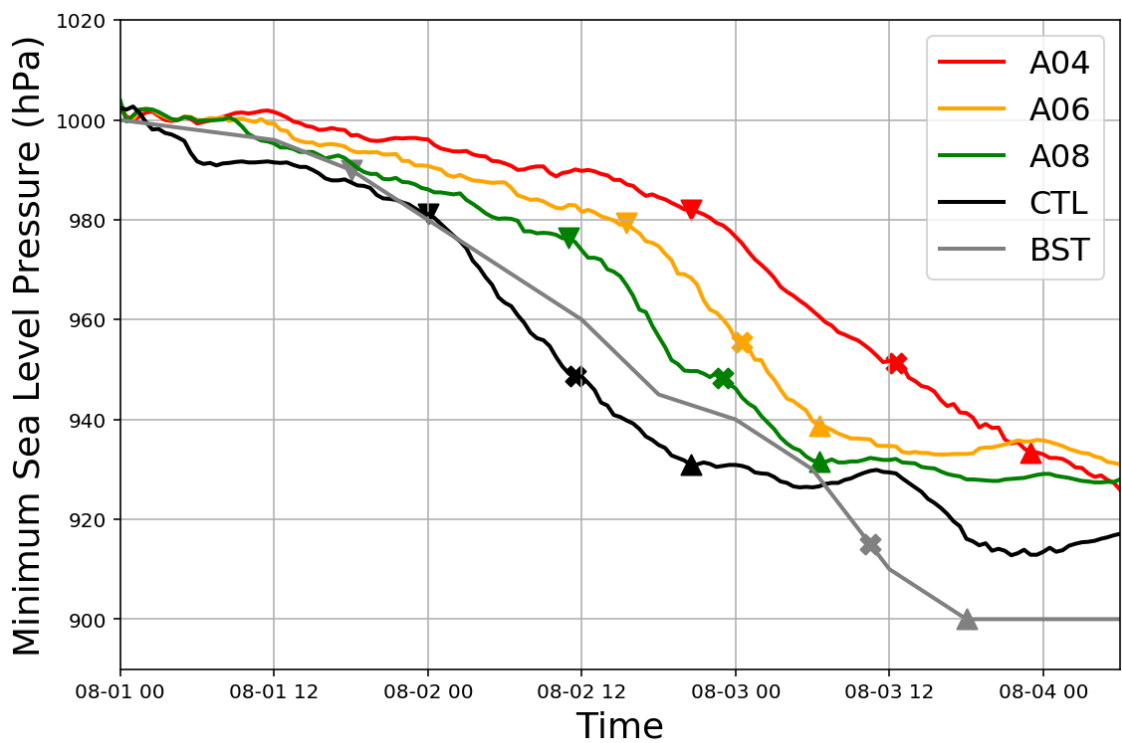


圖 4.3 觀測與模擬之颱風蘇迪勒於 2015 年 8 月 1 日 0000Z 至 2015 年 8 月 4 日 0600Z 的中心海平面氣壓時序圖，倒三角形、正三角形及交叉符號分別代表颱風增強開始、增強結束及颱風眼形成，灰線、黑線、紅線、橘線、綠線分別為 JMA 最佳路徑資料、控制組、A04、A06、A08。

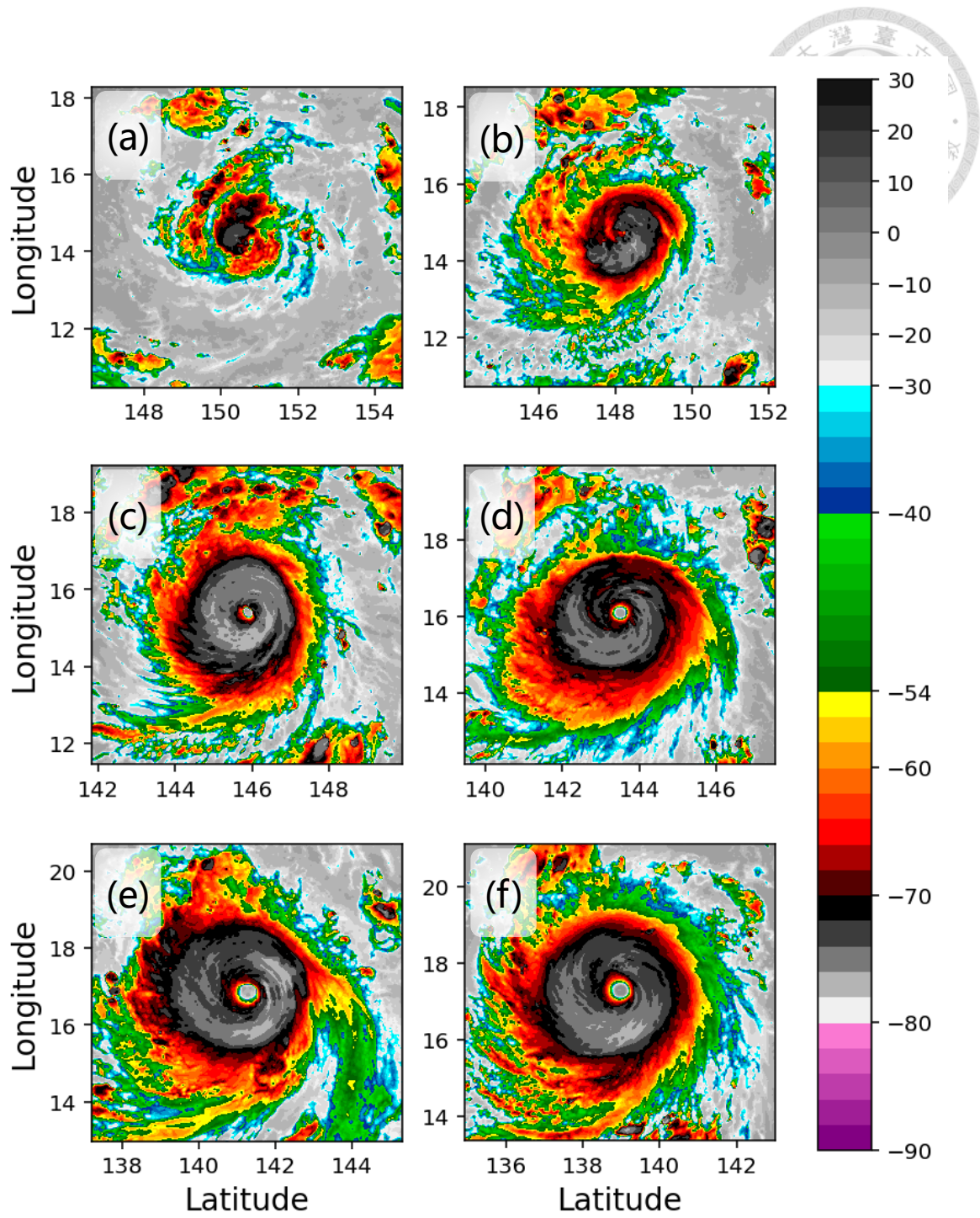


圖 4.4 圖說同圖 4.1 但為 CTL 之雲頂溫度(°C)。

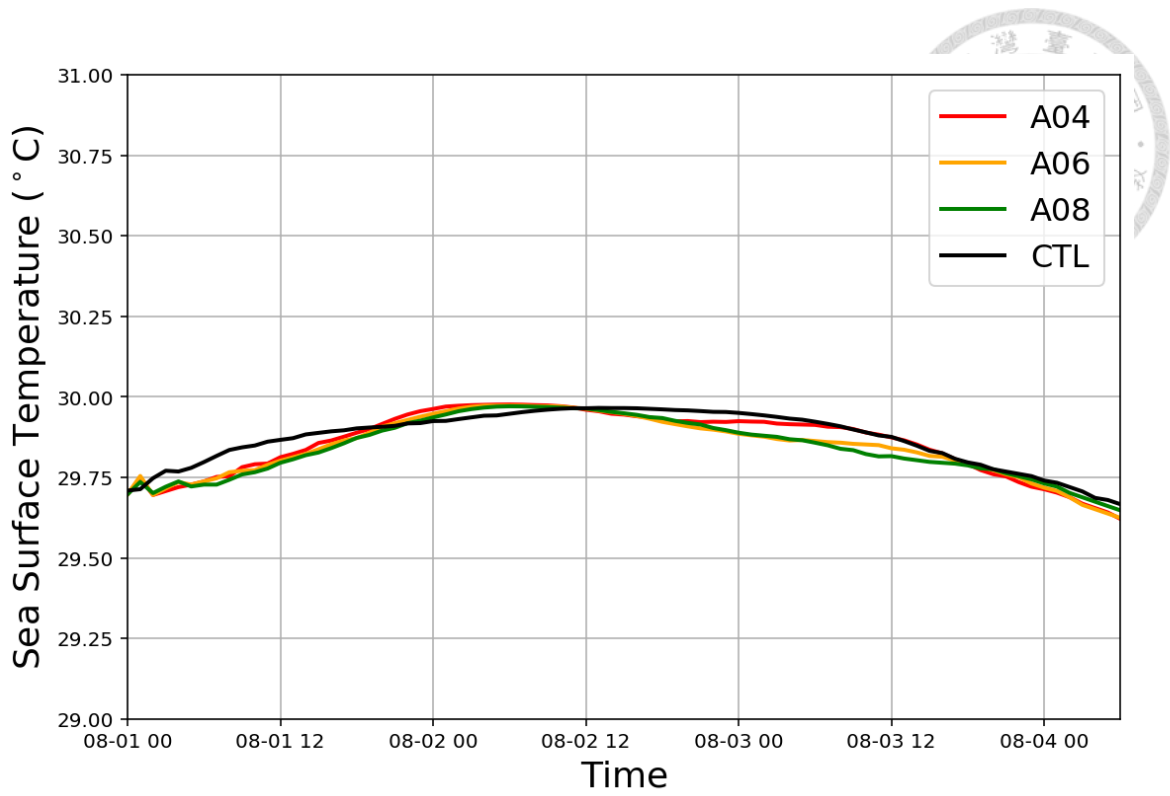


圖 4.5 模擬之半徑 200-800 公里之間的海溫時序圖，黑線、紅線、橘線、綠線分別為控制組、A04、A06、A08。

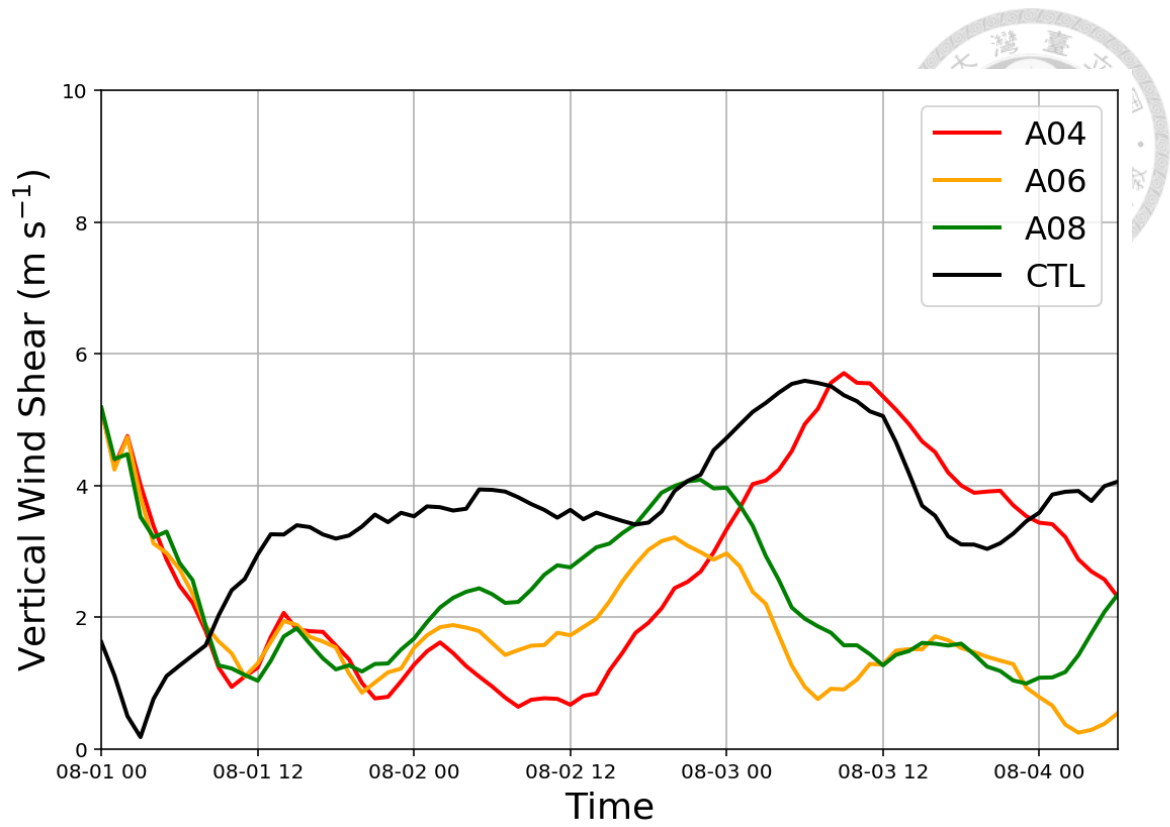


圖 4.6 圖說同 4.5，但為 200 hPa 與 850 hPa 間的垂直風切。

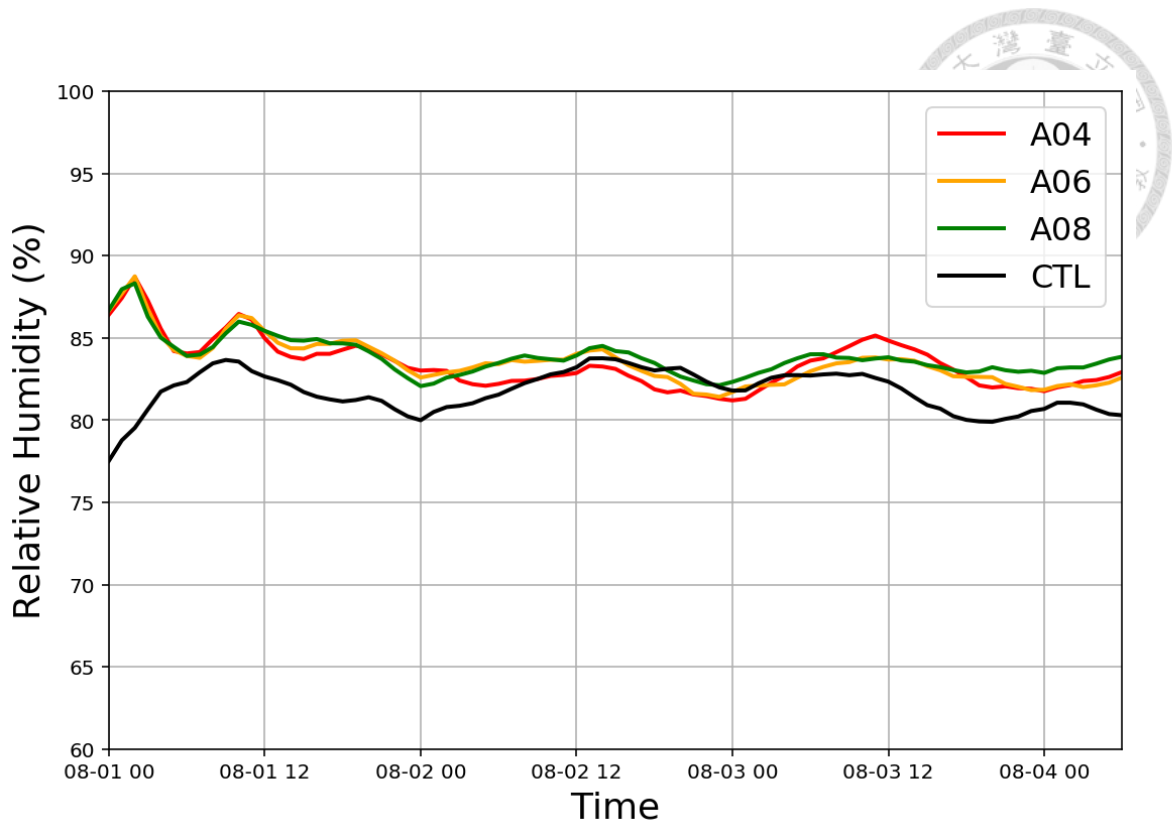


圖 4.7 圖說同 4.5，但為 700 hPa 至 850 hPa 的平均相對溼度。

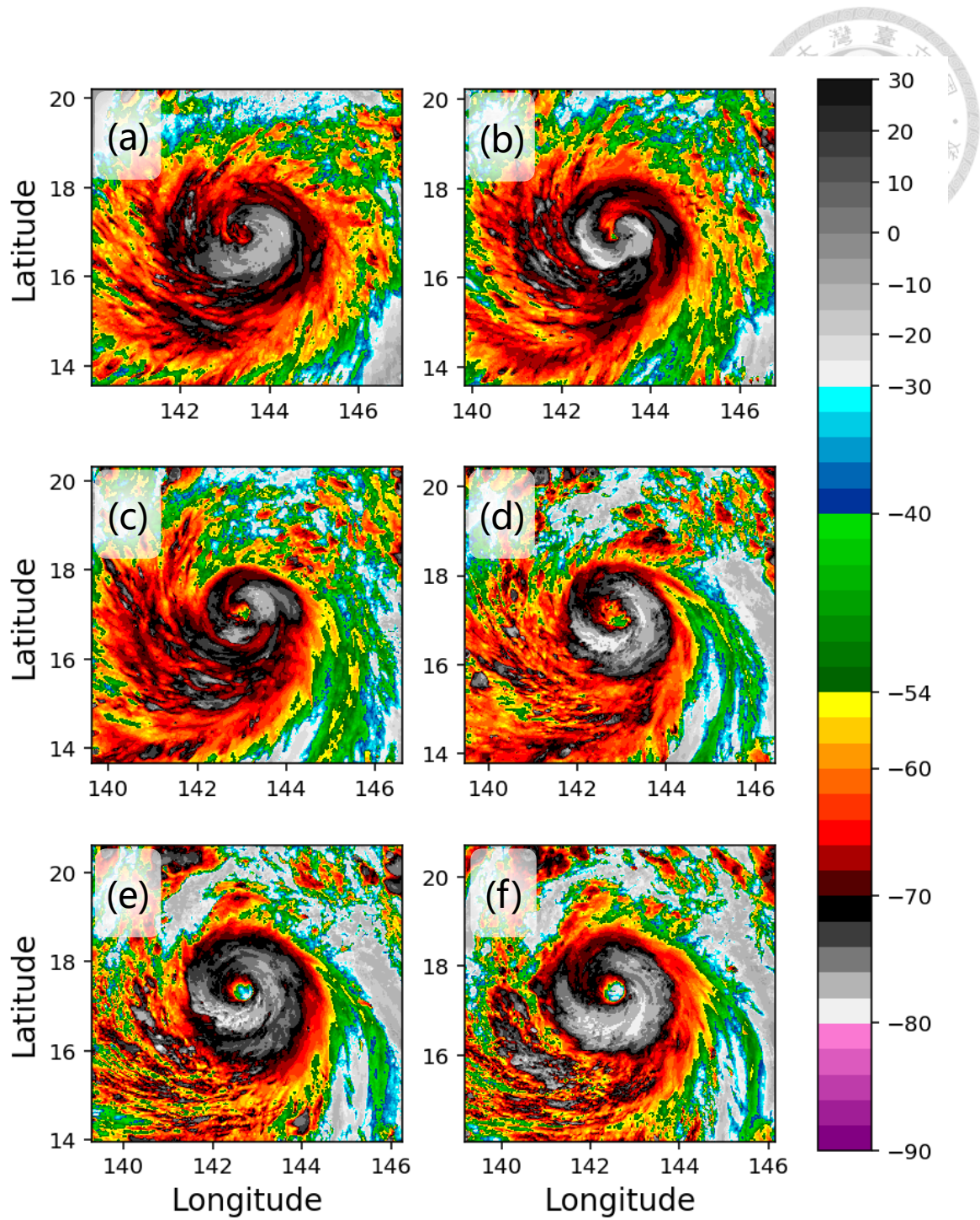


圖 5.1 A04 之雲頂溫度(°C)，由(a) – (f)依序為其眼形成前 9、7、5、3、1 小時及眼形成時。

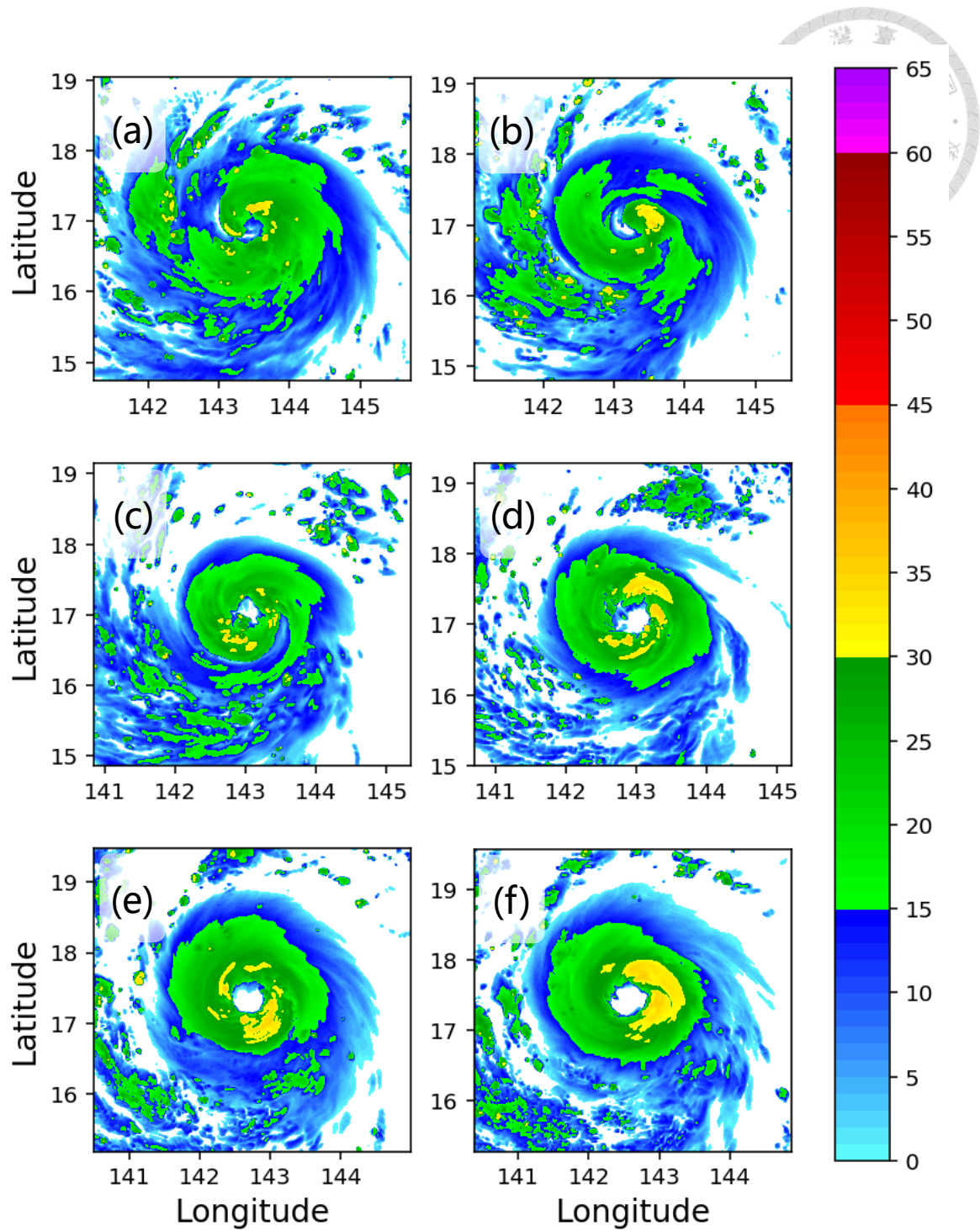


圖 5.2 圖說同圖 5.1，但為 14 公里高回波反射率(dBZ)。

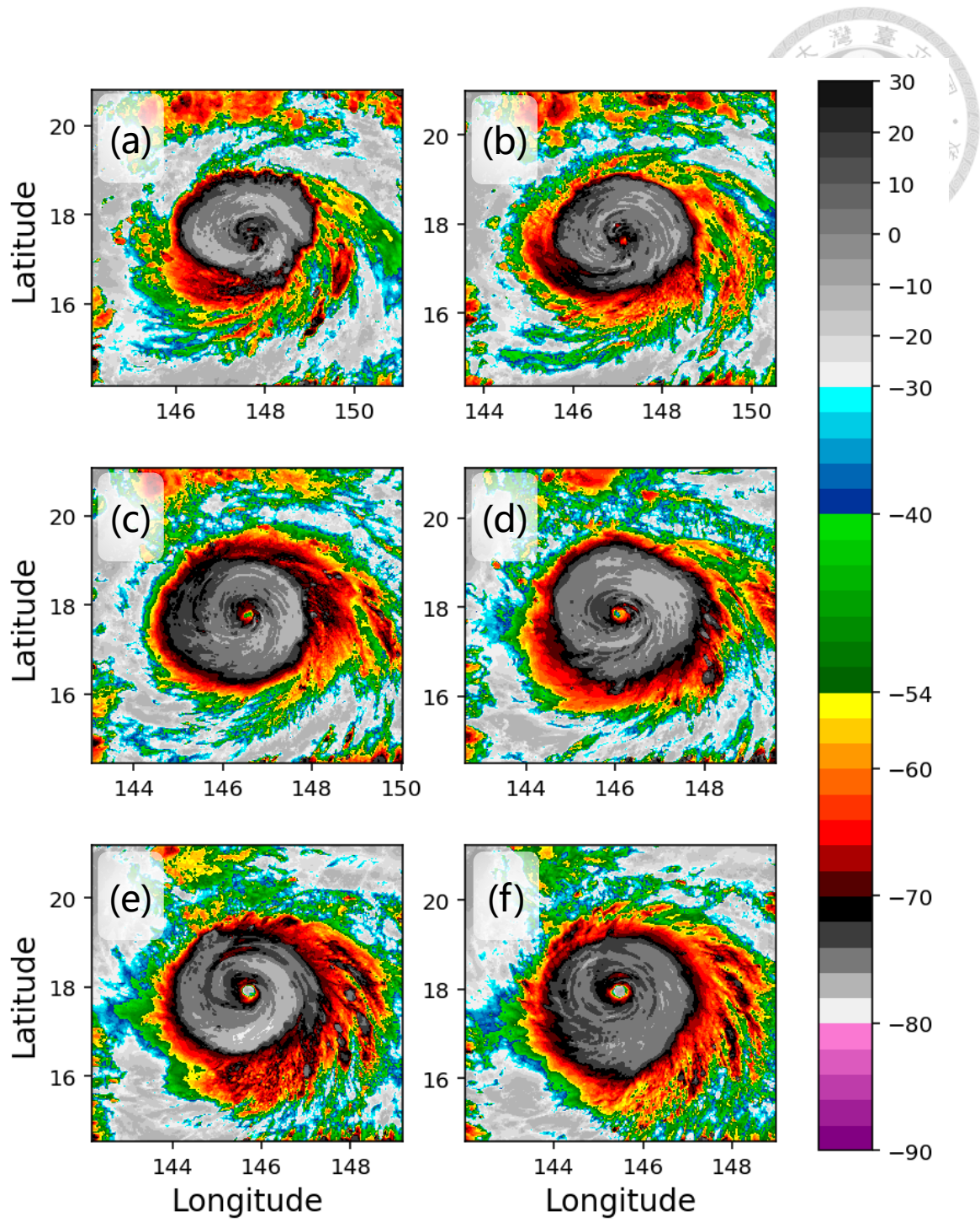


圖 5.3 圖說同圖 5.1，但為 A08。

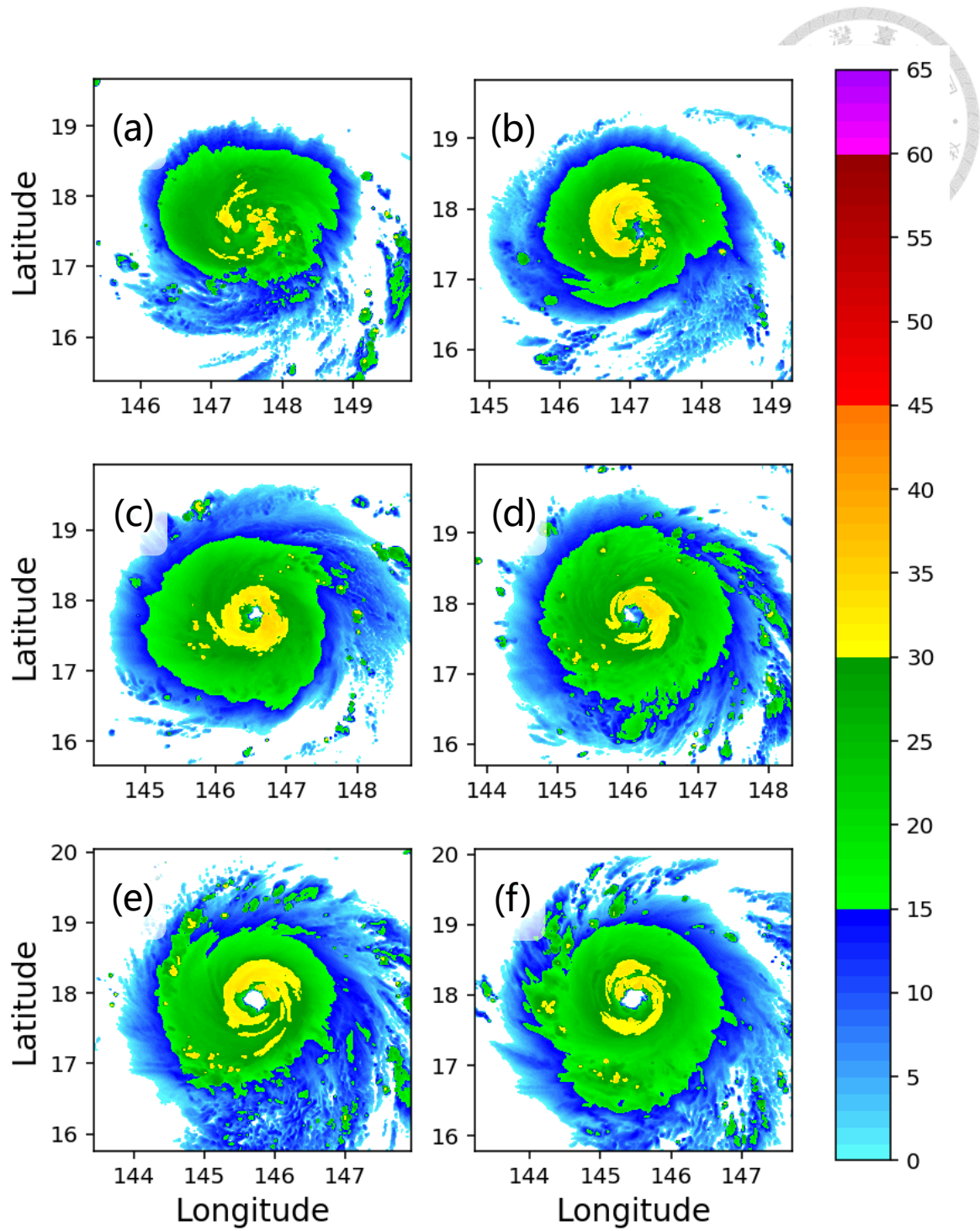


圖 5.4 圖說同圖 5.2，但為 A08。

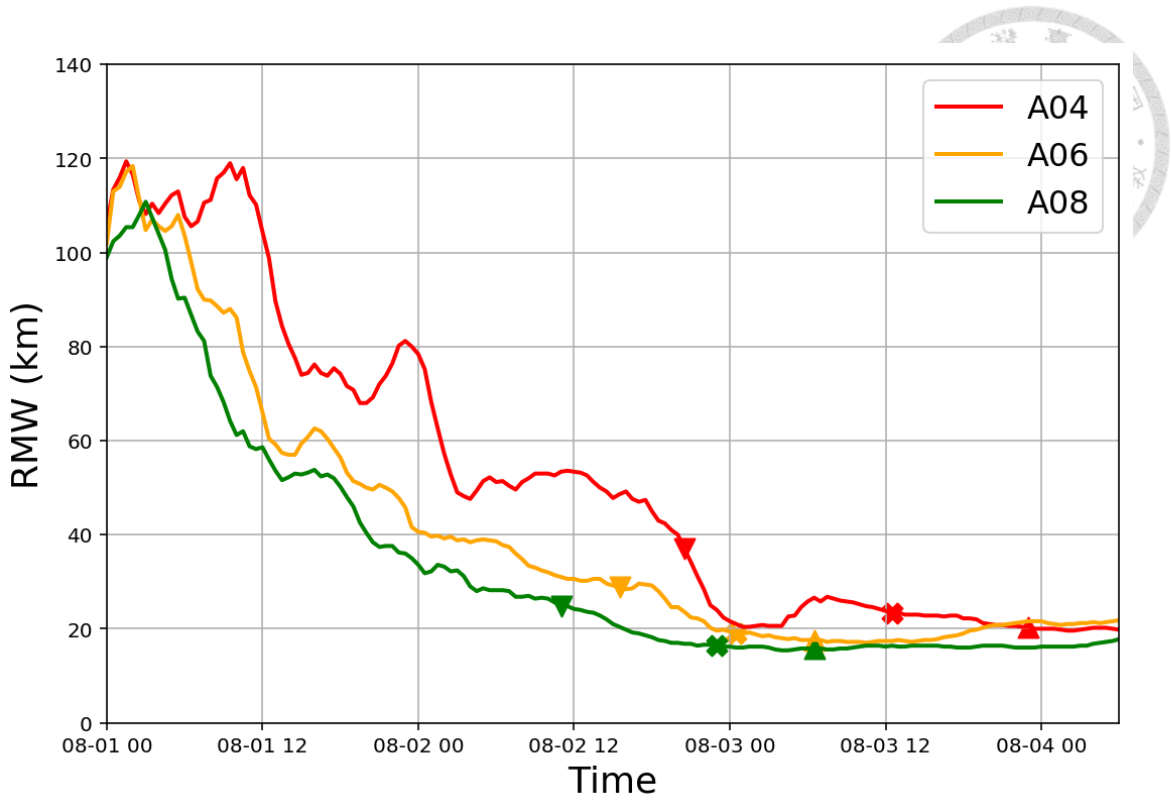


圖 5.5 圖說同 4.2，但為 RMW 的 1.5 小時滑動平均。

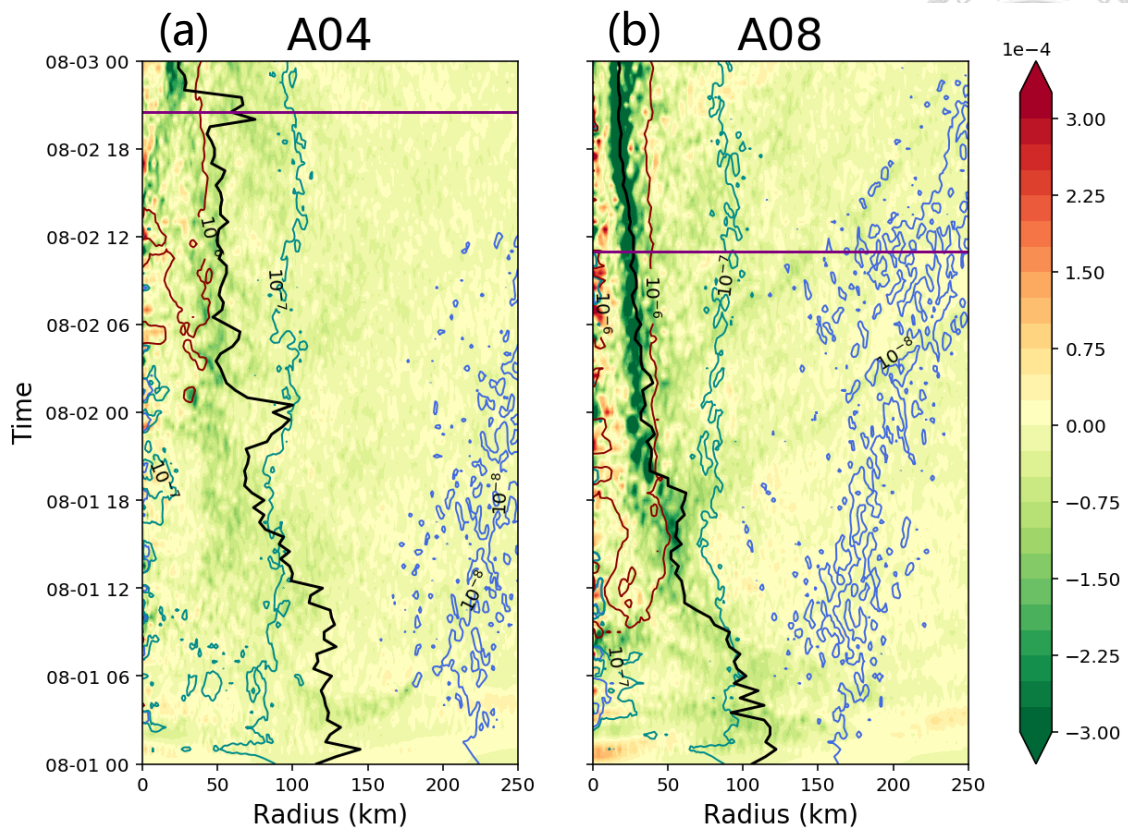


圖 5.6 1.5 公里以下軸對稱平均的輻散(色階, s^{-1})、慣性穩定度(等值線, s^{-2} , 藍線、綠線、深紅線分別代表 10^{-8} 、 10^{-7} 、 10^{-6})之半徑-時間圖, 黑線為 750 公尺高切向風的 RMW, 紫線為颱風開始增強的時間, (a)及(b)分別為 A04 及 A08。

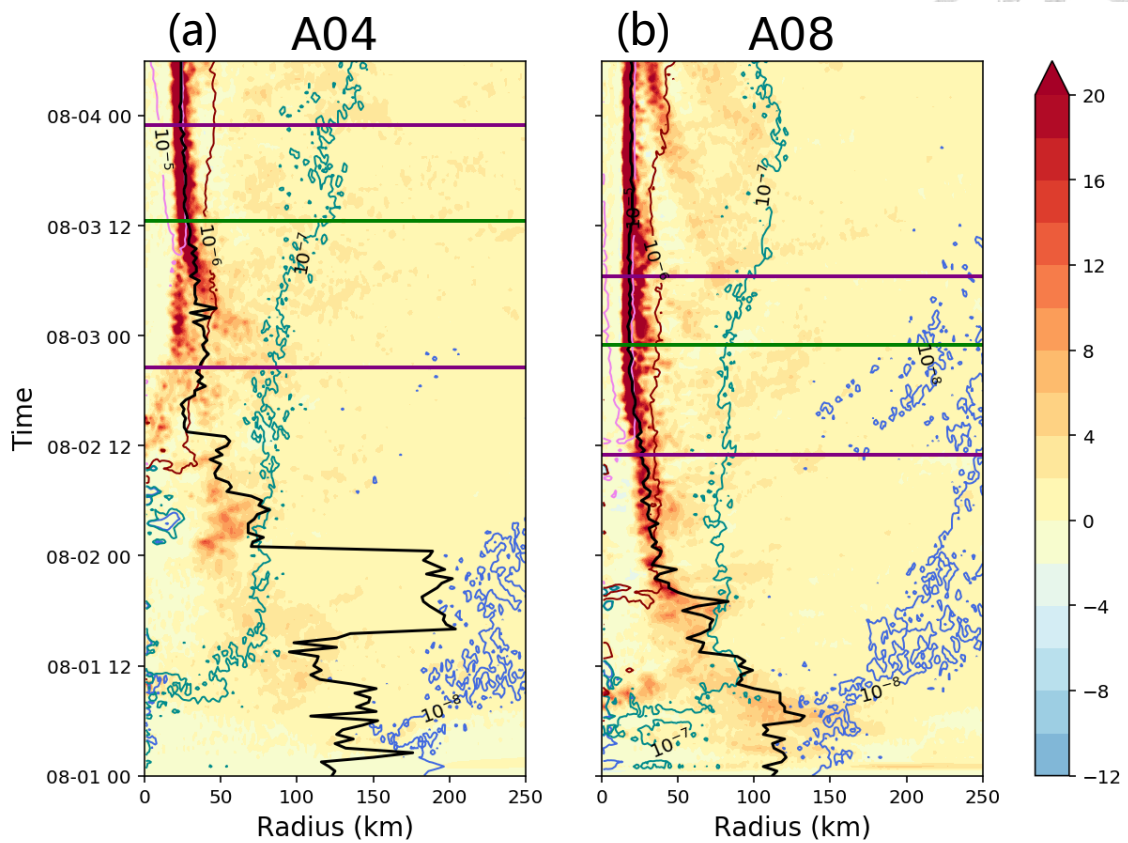


圖 5.7 2.5 至 7.5 公里高軸對稱平均的潛熱加熱率(色階, K h^{-1})、慣性穩定度(等值線, s^{-2} , 藍線、綠線、深紅線、粉紅線分別代表 10^{-8} 、 10^{-7} 、 10^{-6} 、 10^{-5})之半徑-時間圖, 黑線為 5 公里高切向風的 RMW, 兩條紫線分別代表颱風開始增強和結束增強的時間, 綠線為颱風眼形成的時間, (a)及(b)分別為 A04 及 A08。

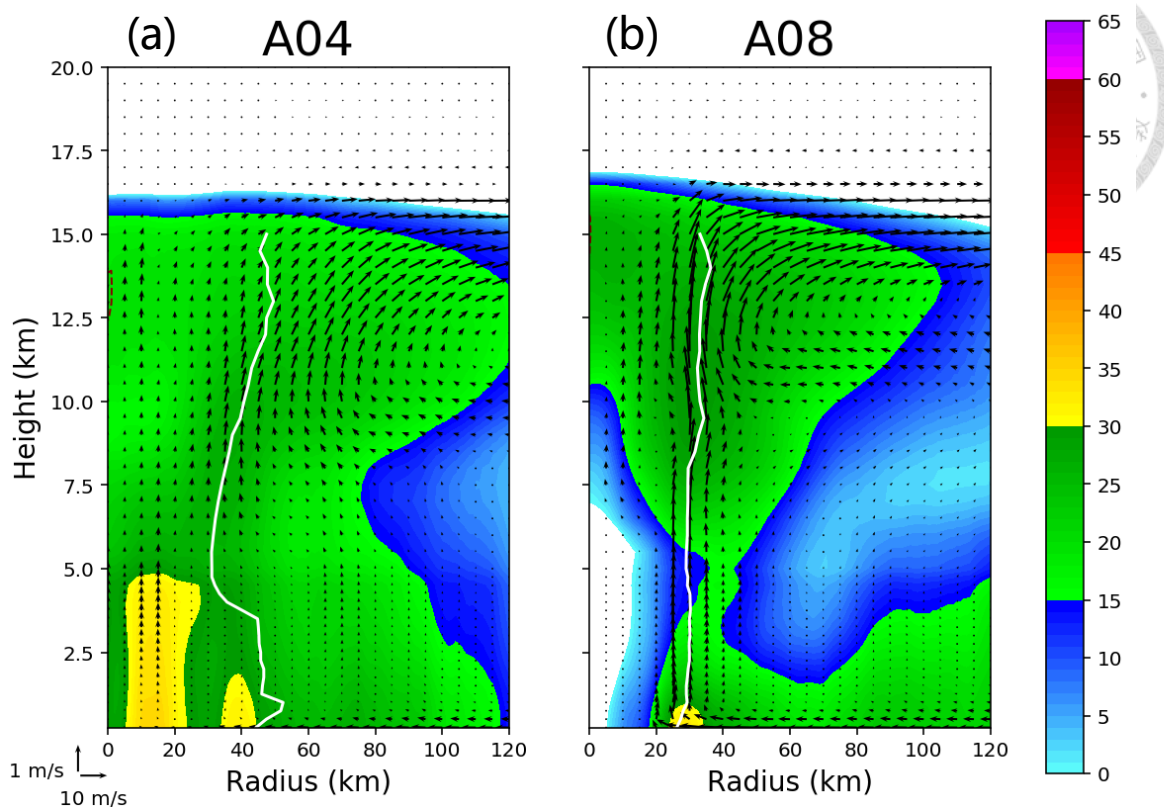


圖 5.8 第一階段(颱風增強開始前 6 小時)軸對稱平均的回波反射率(色階, dBZ)、徑向風與 10 倍垂直風之向量(箭頭)、垂直速度(等值線, m s^{-1} , -0.1 以下每 0.2 一條)之半徑-高度圖, 白線為該期間切向風 RMW 的平均, (a)及(b)分別為 A04 及 A08。

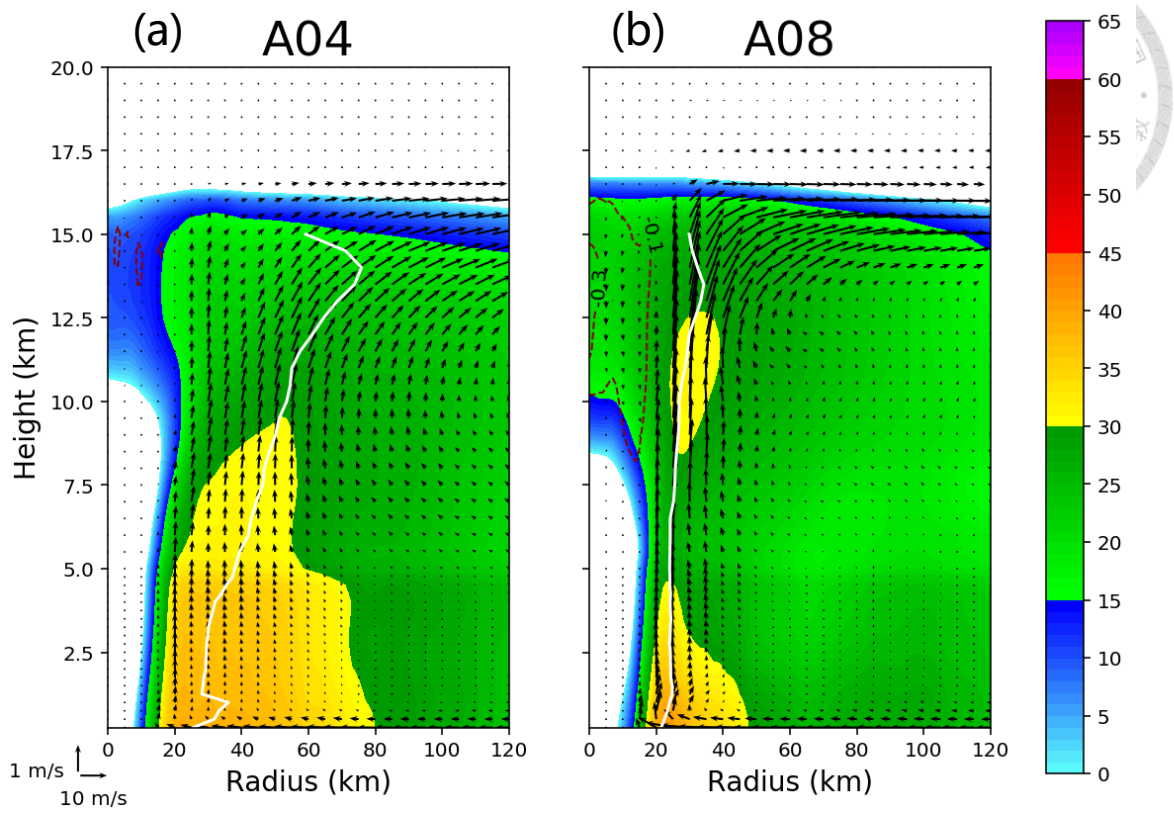


圖 5.9 圖說同 5.8，但為第二階段(颱風增強開始後 6 小時)。

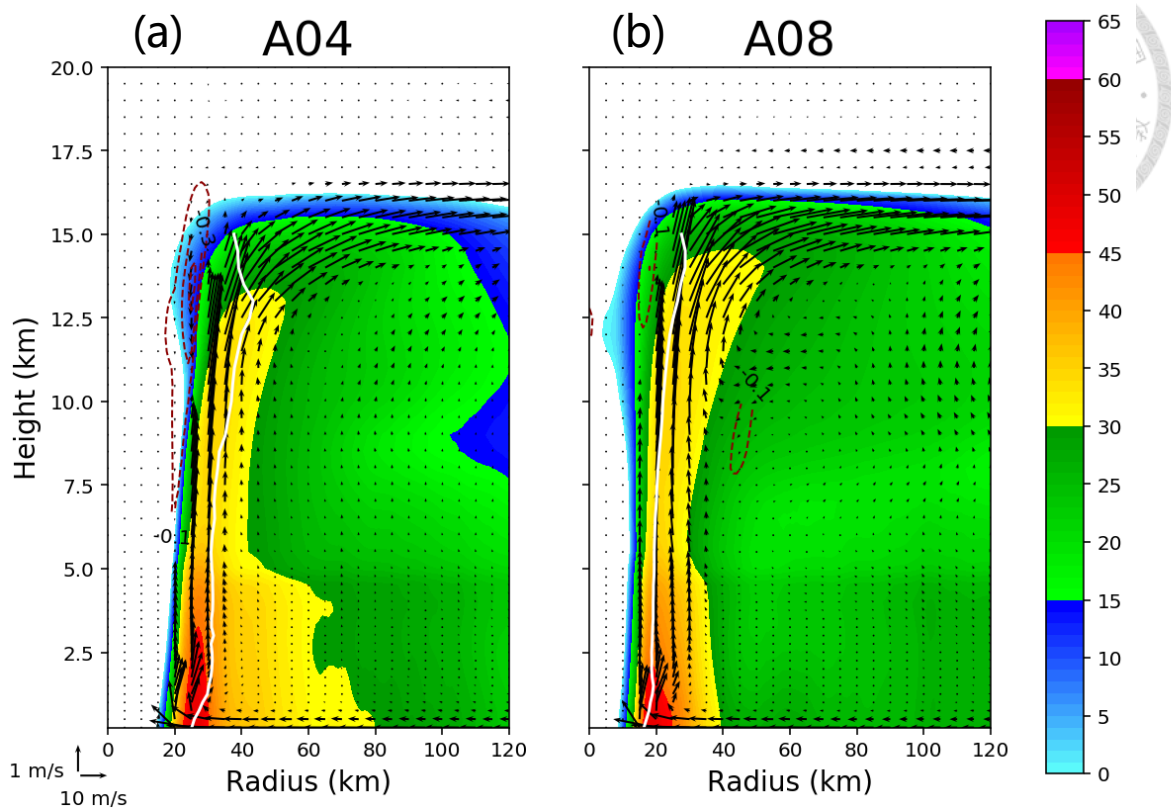


圖 5.10 圖說同 5.8，但為第三階段(颱風眼形成前 6 小時)。

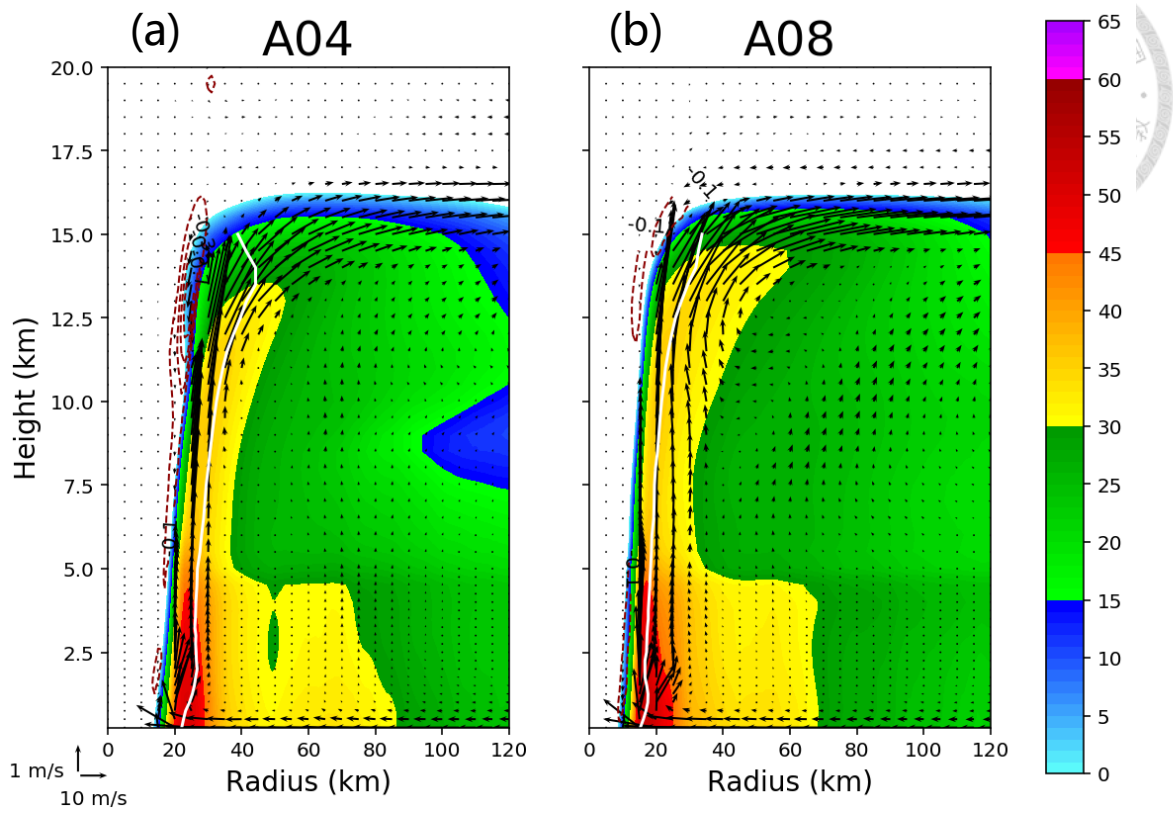


圖 5.11 圖說同 5.8，但為第四階段(颱風眼形成後 6 小時)。

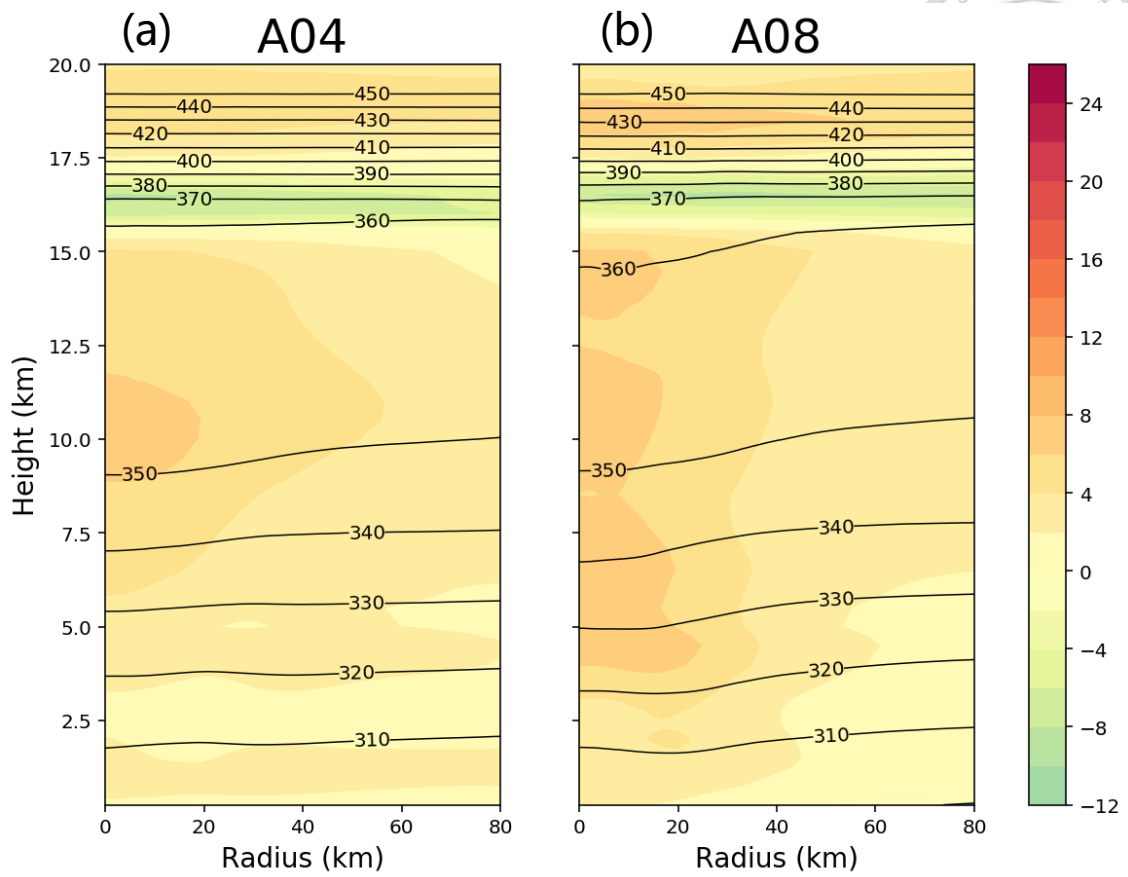


圖 5.12 第一階段(颱風增強開始前 6 小時)軸對稱平均的位溫(等值線, K)及與模式初始時間的差異(色階, K)之半徑-高度圖, (a)及(b)分別為 A04 及 A08。

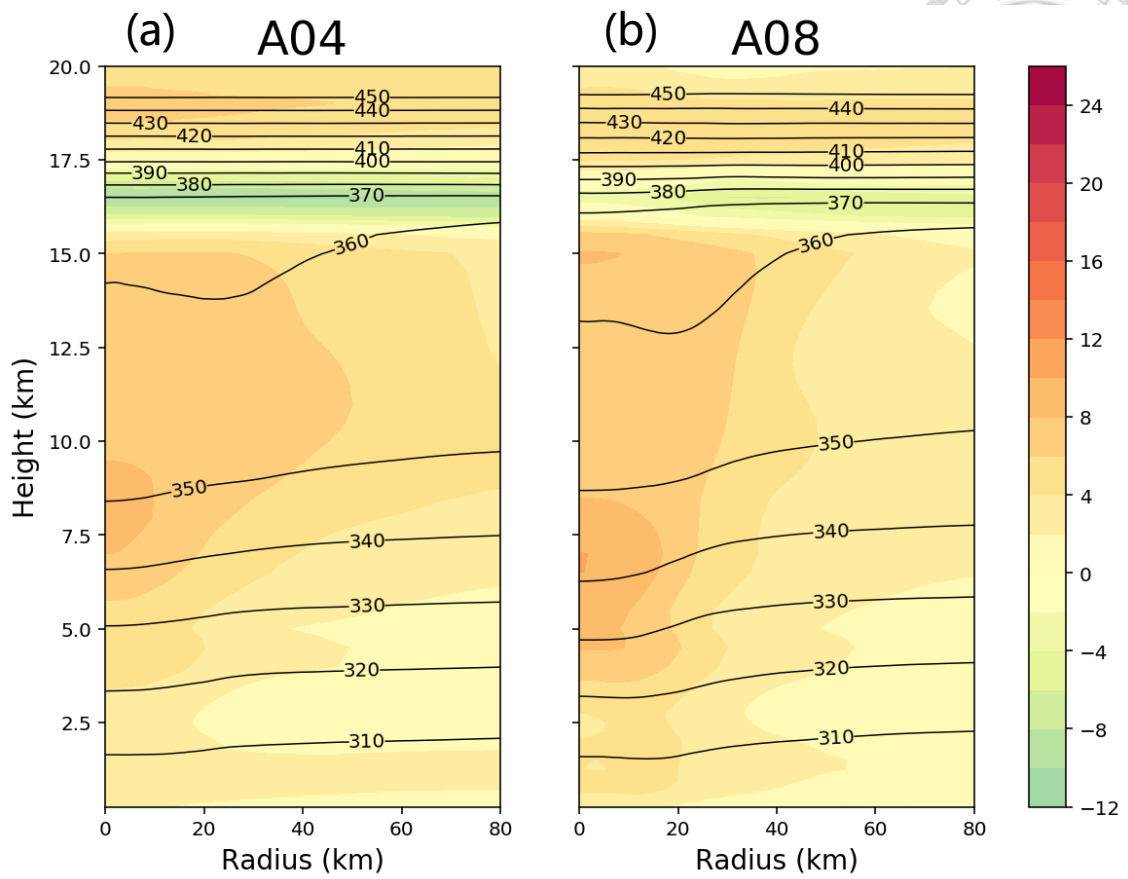


圖 5.13 圖說同 5.12，但為第二階段(颱風增強開始後 6 小時)。

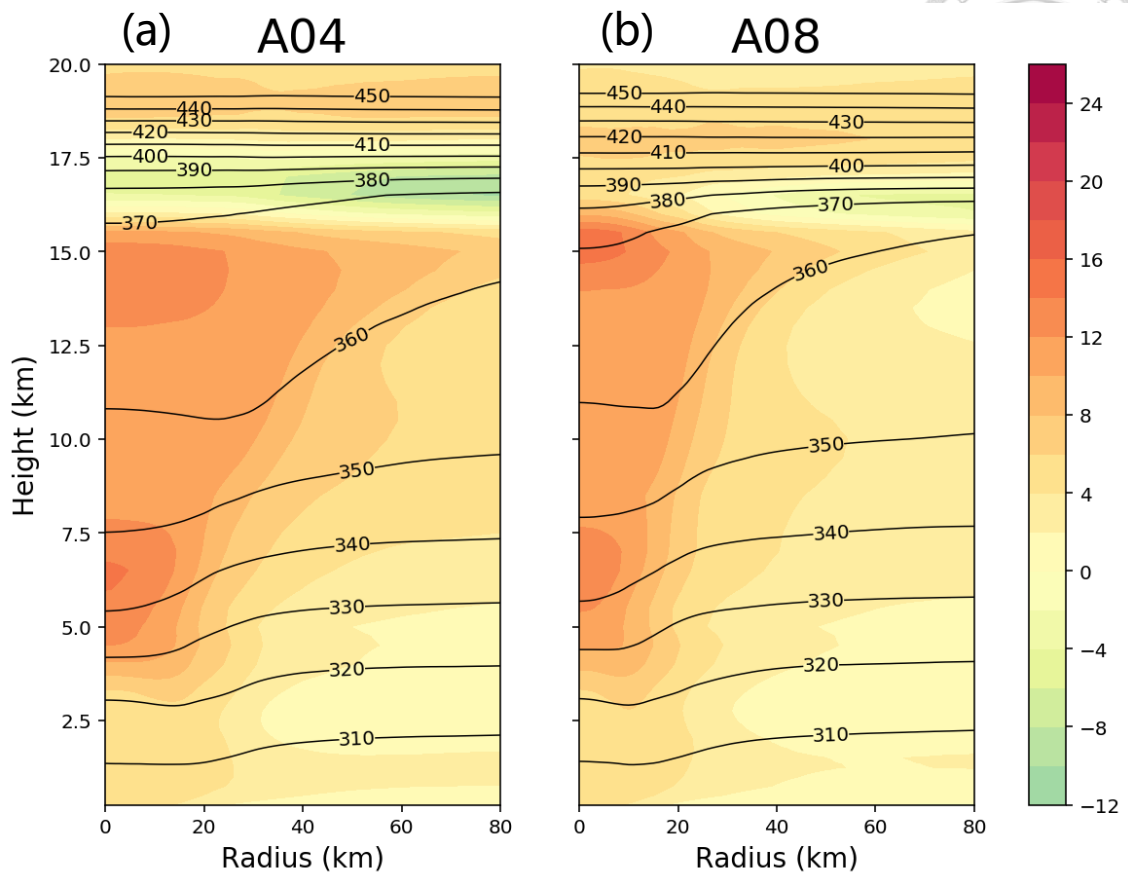


圖 5.14 圖說同 5.12，但為第三階段(颱風眼形成前 6 小時)。

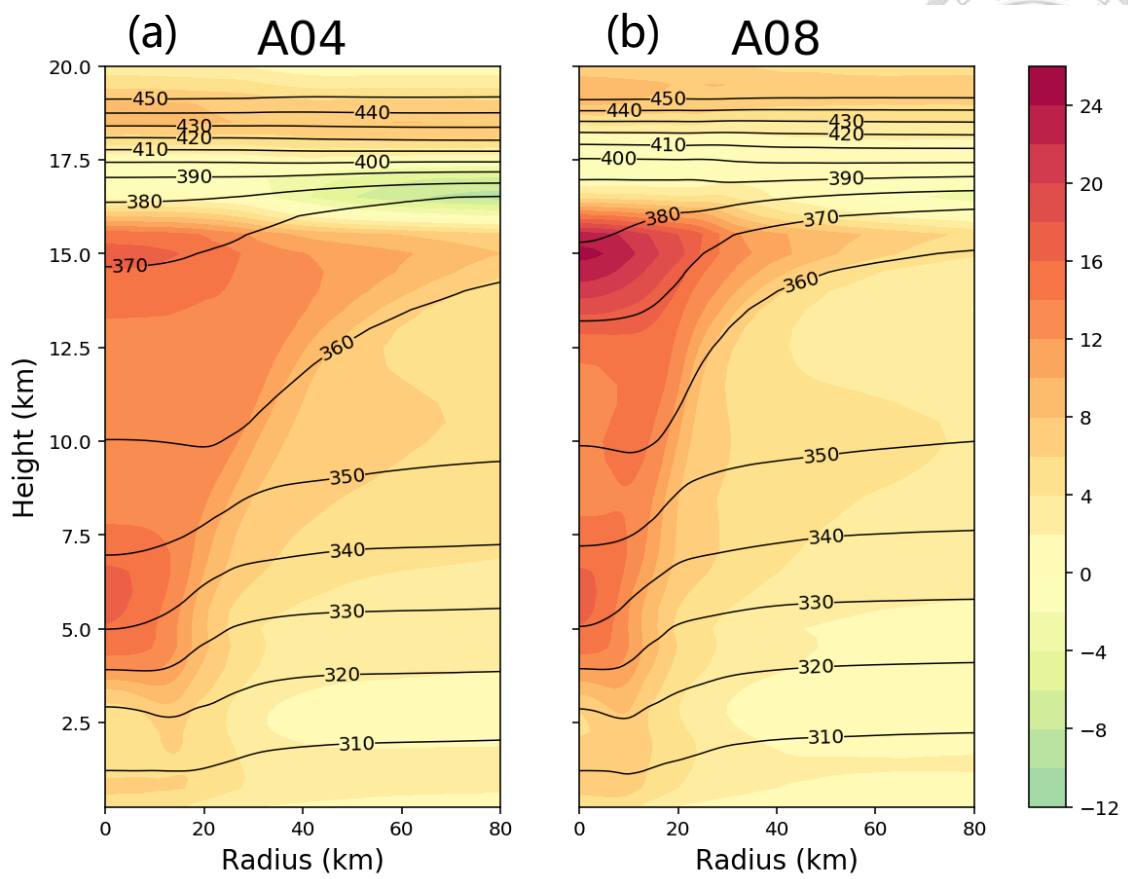


圖 5.15 圖說同 5.12，但為第四階段(颱風眼形成後 6 小時)。

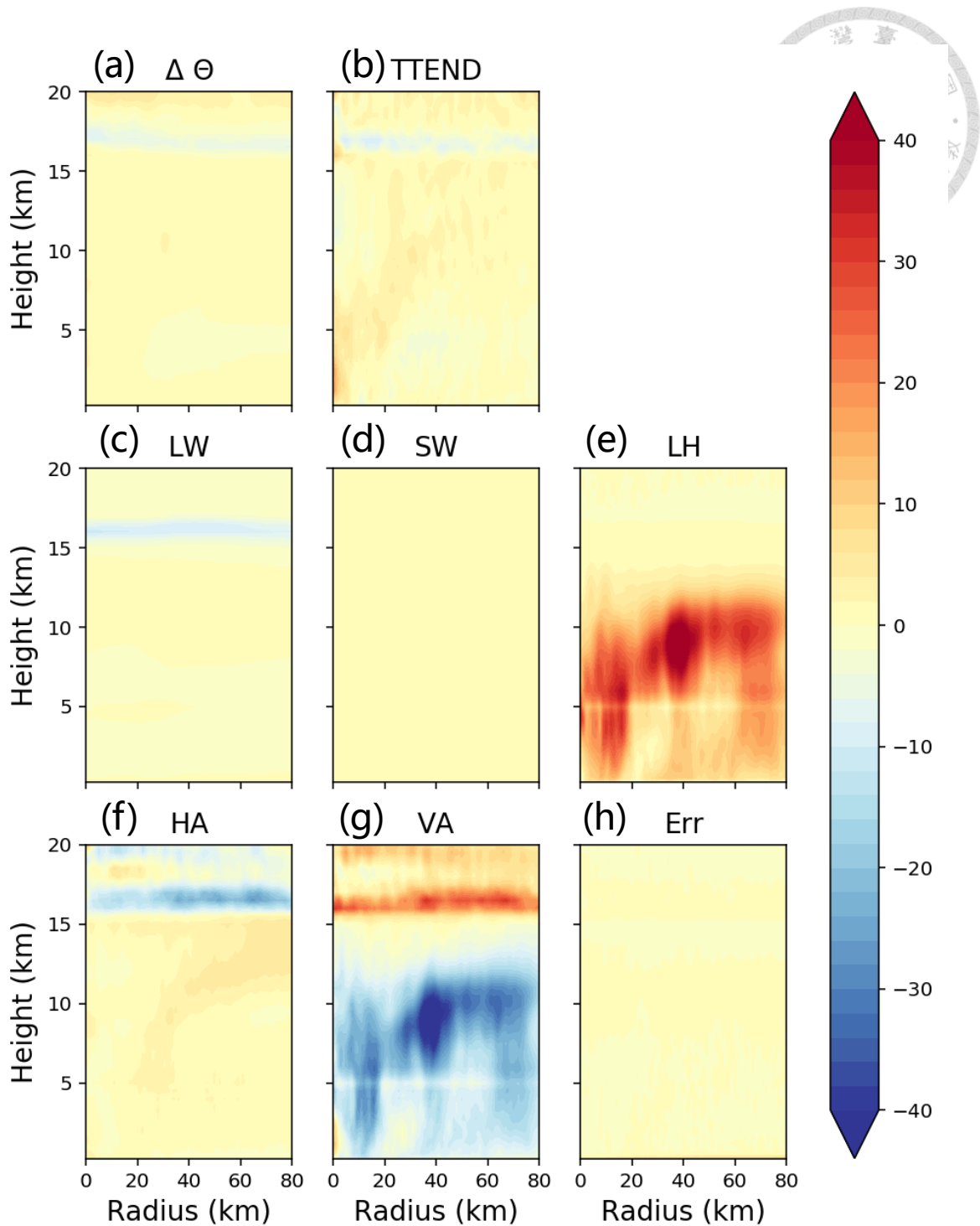


圖 5.16 A04 於第一階段時，軸對稱平均的(a)位溫變化量(色階, K)，(b)–(h)均為位溫收支中各項於此期間累積總和(色階, K)，分別為位溫傾向、長波輻射、短波輻射、潛熱、水平平流、垂直平流及誤差項的半徑-高度圖。

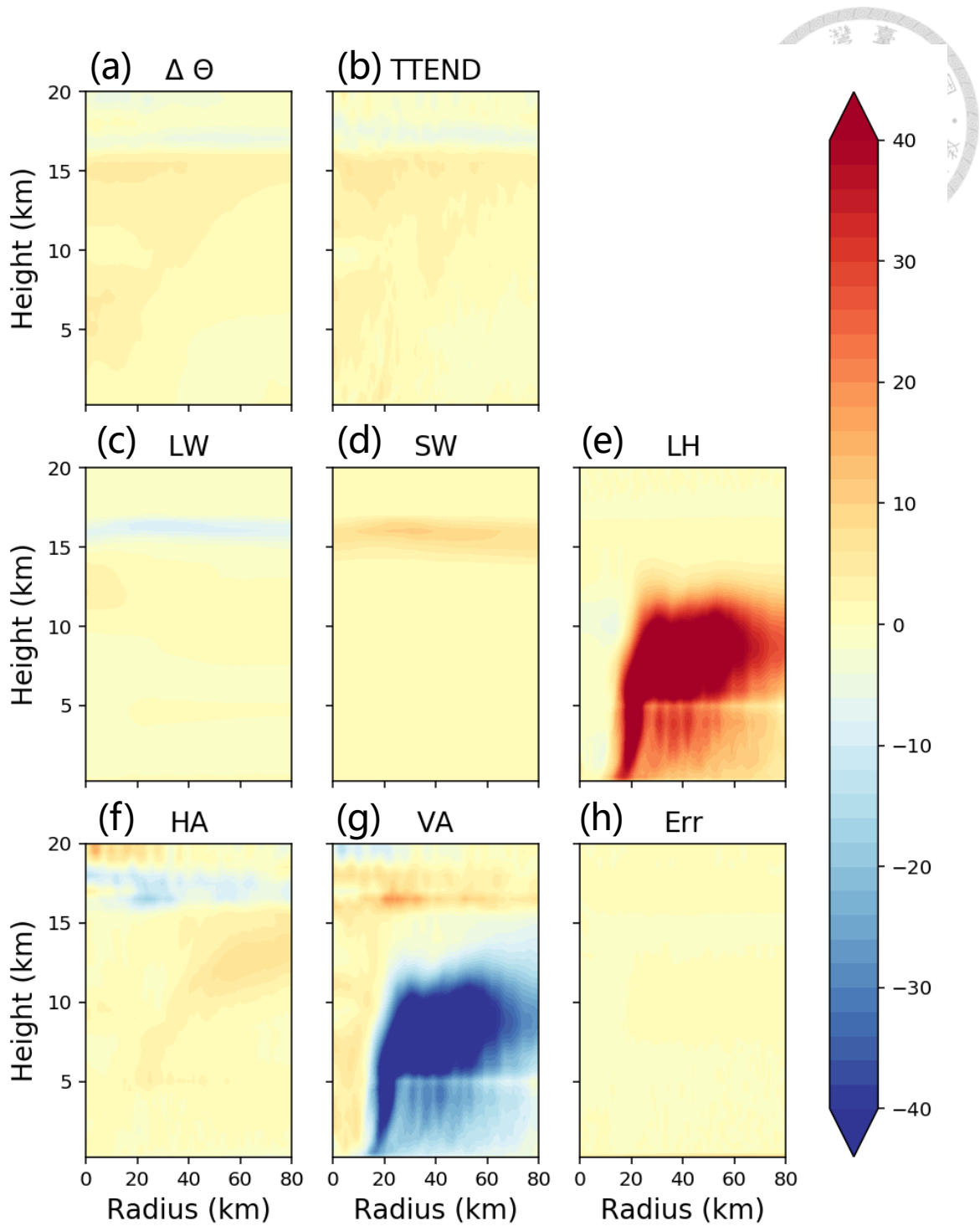


圖 5.17 圖說同 5.16，但為第二階段。

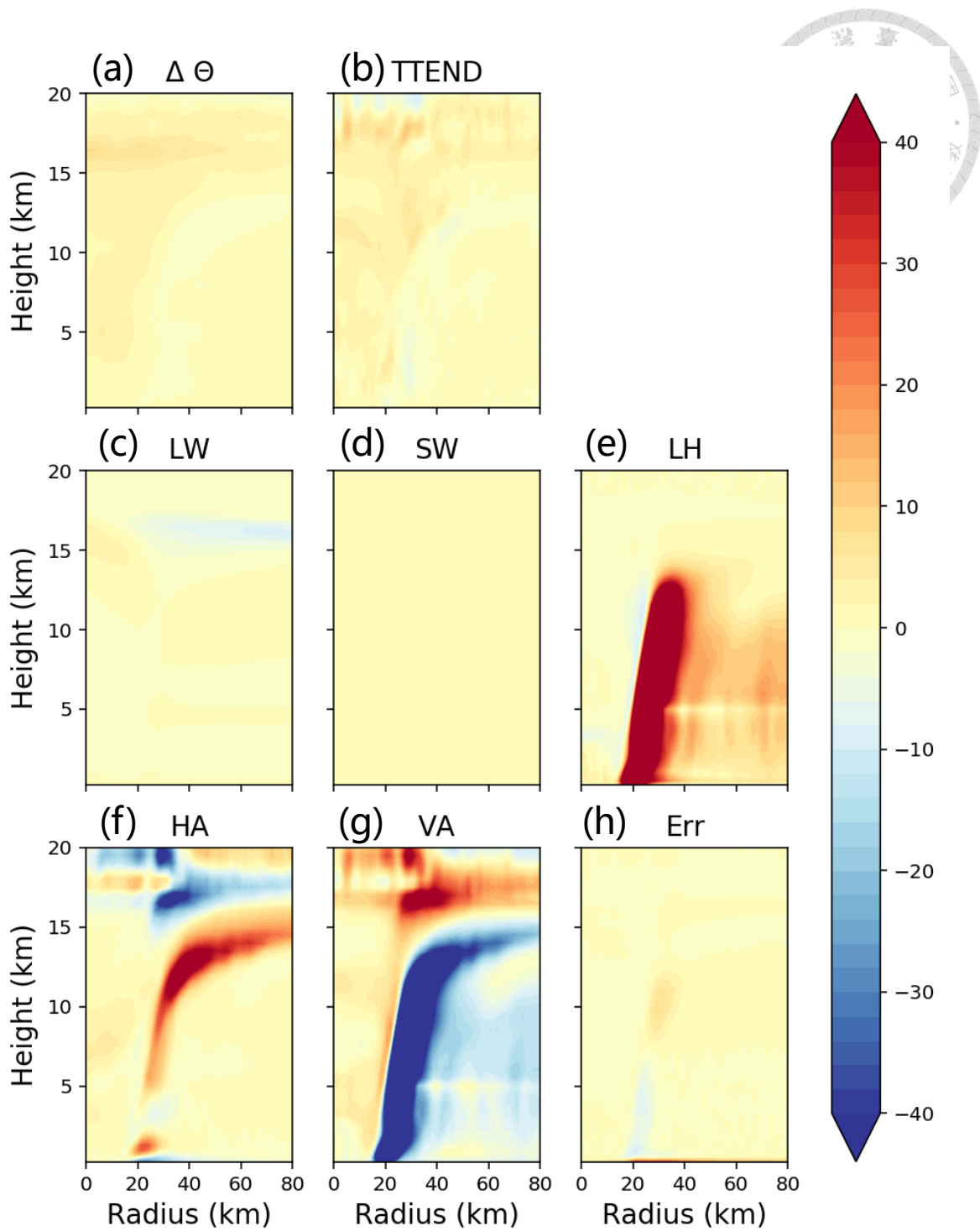


圖 5.18 圖說同 5.16，但為第三階段。

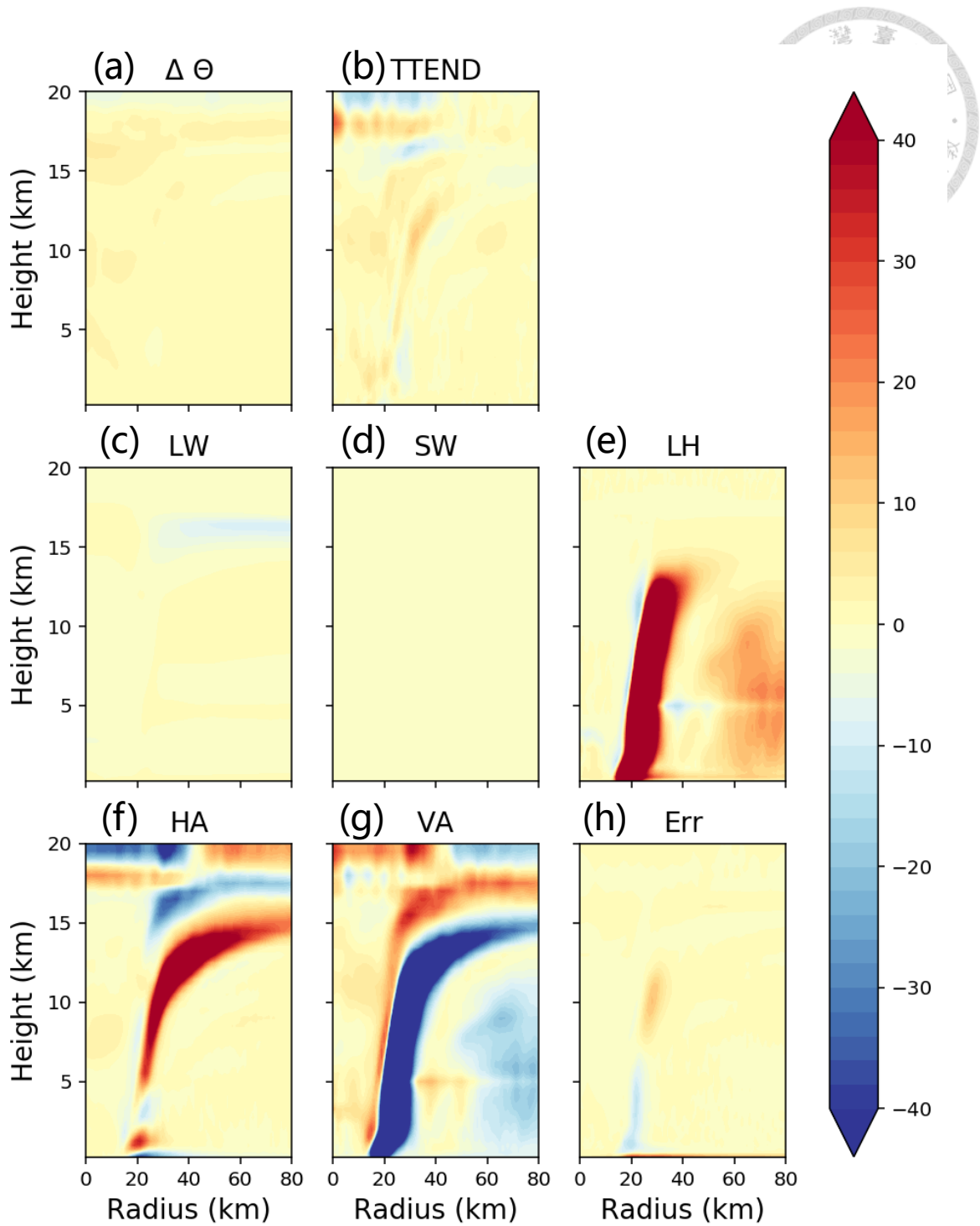


圖 5.19 圖說同 5.16，但為第四階段。

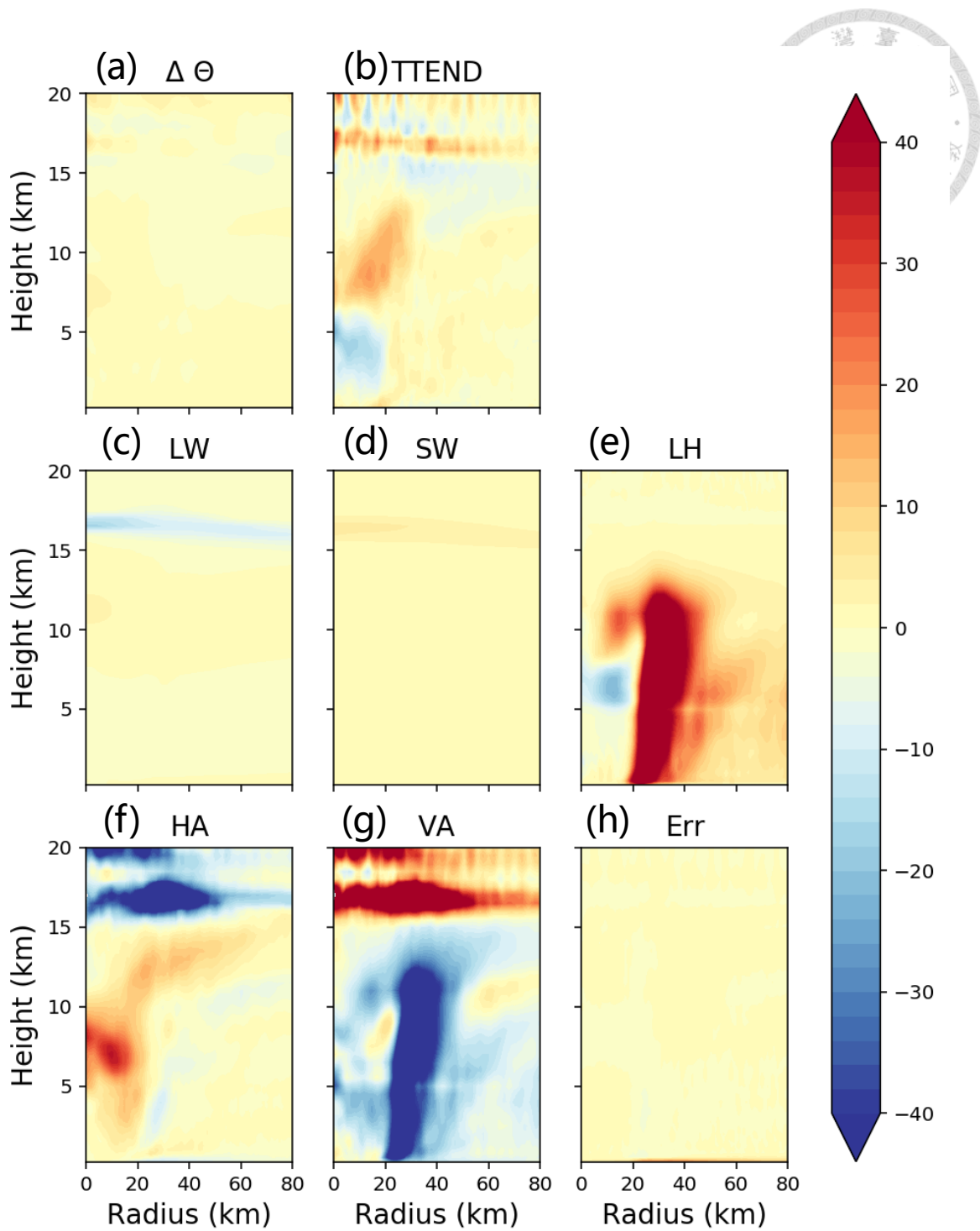


圖 5.20 圖說同 5.16，但為 A08。

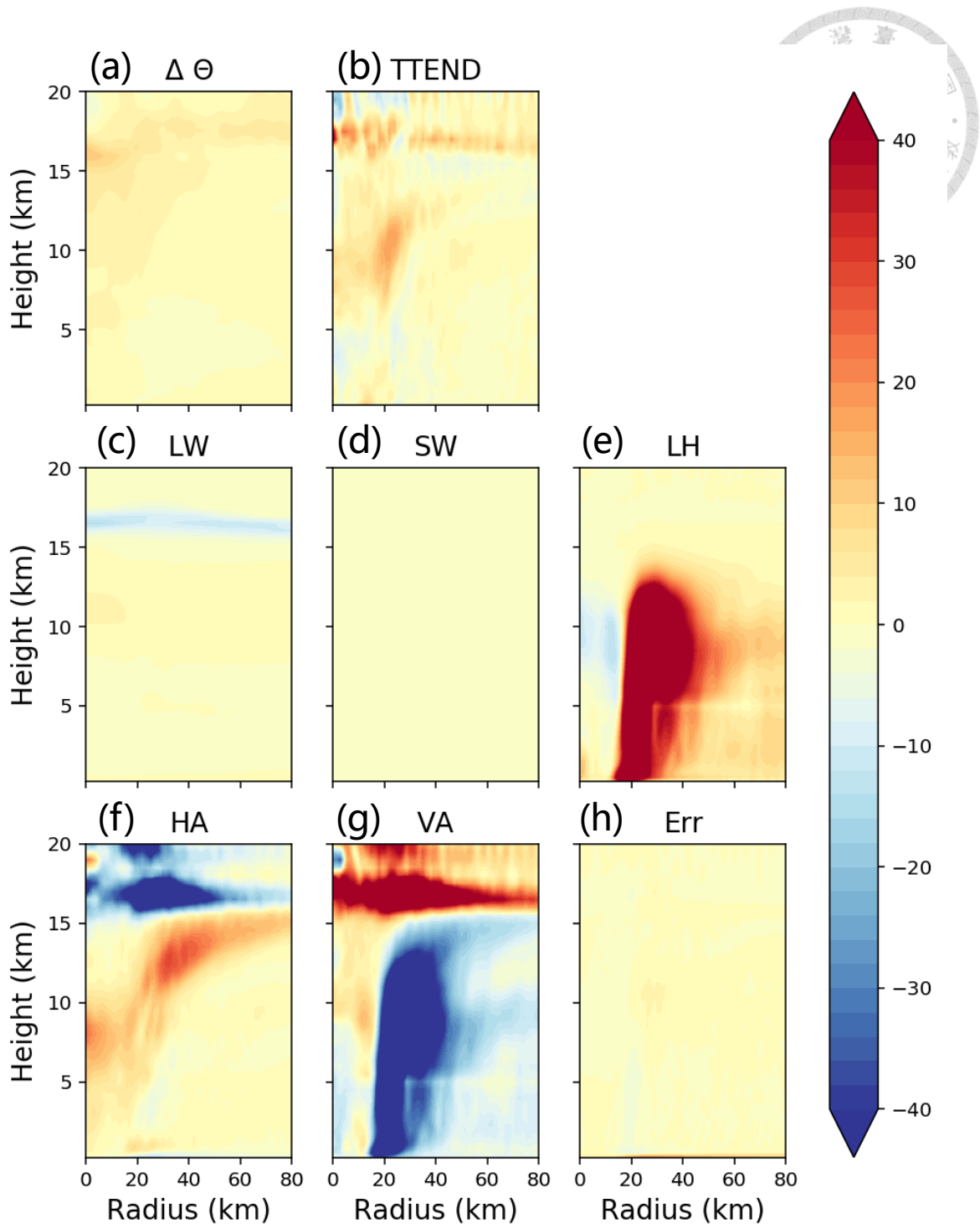


圖 5.21 圖說同 5.17，但為 A08。

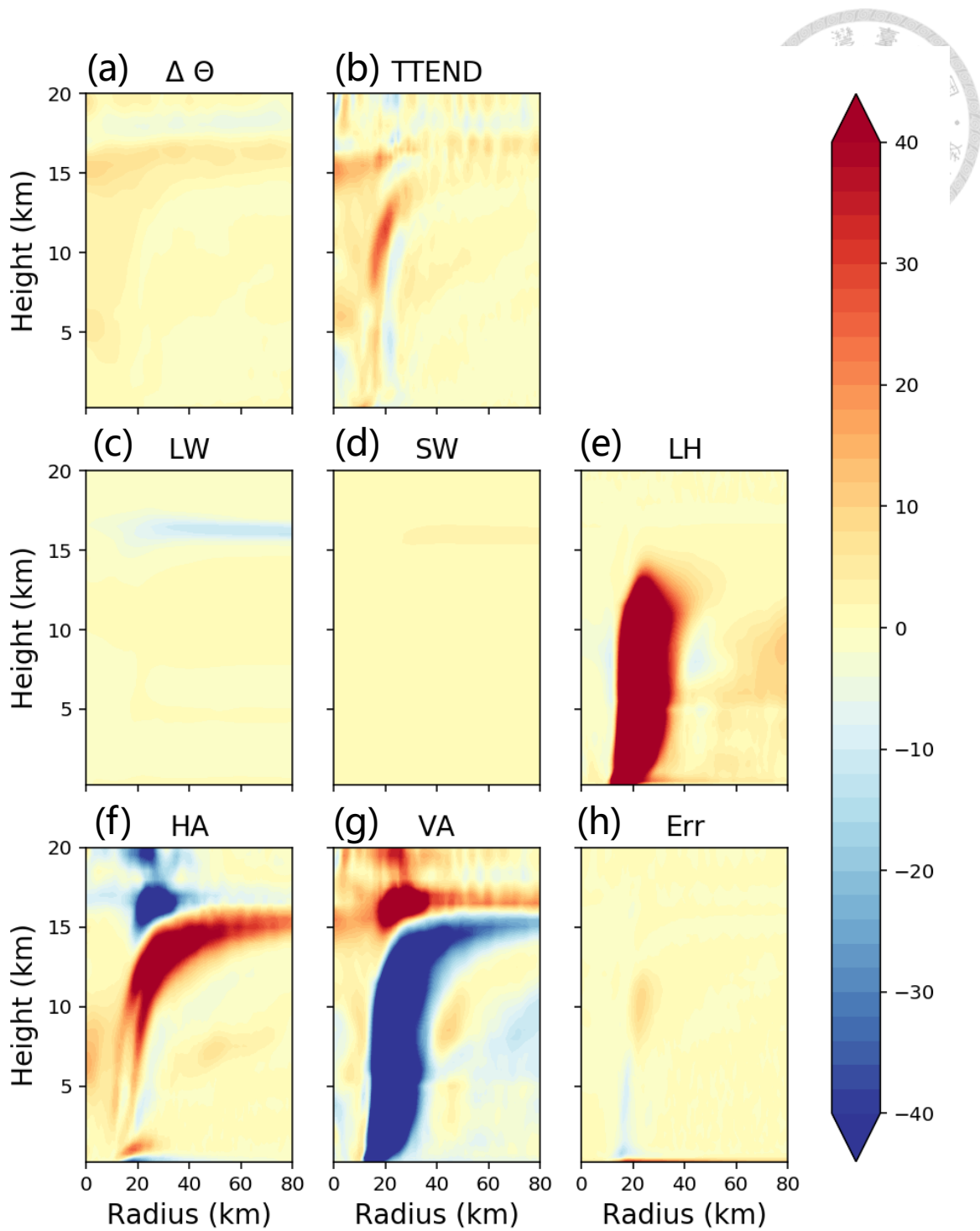


圖 5.22 圖說同 5.18，但為 A08。

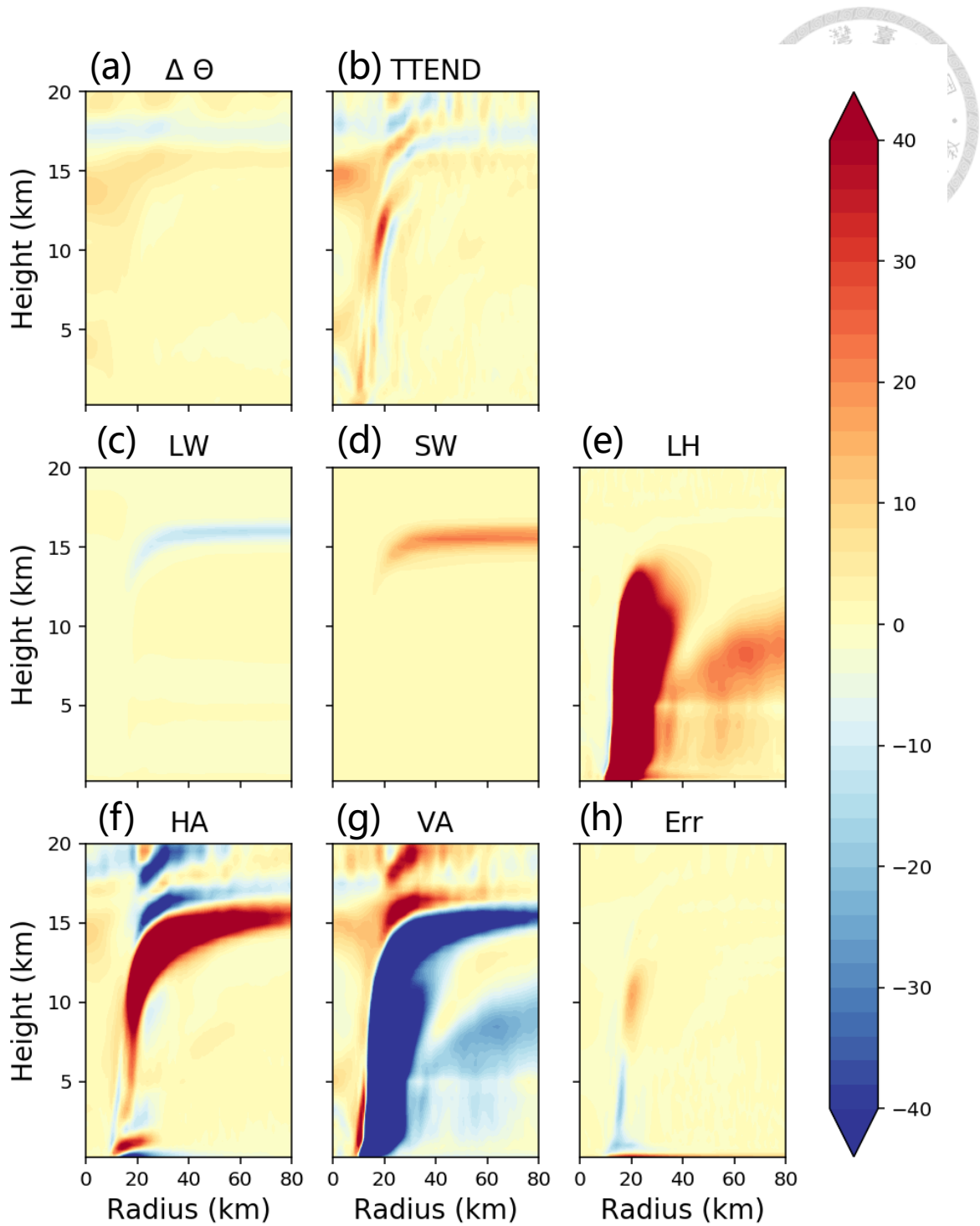


圖 5.23 圖說同 5.19，但為 A08。

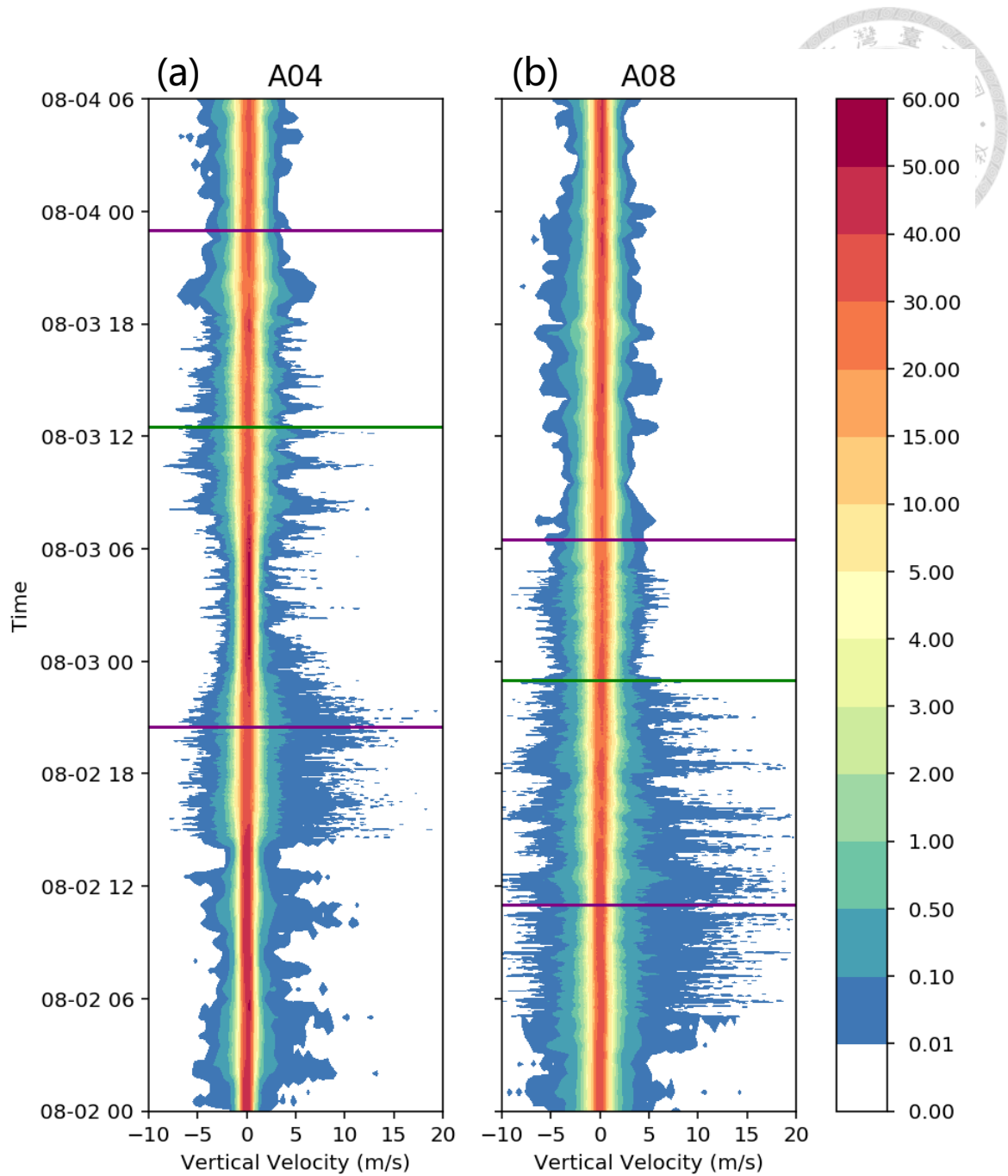


圖 5.24 半徑 100 公里以內 16 公里高的垂直速度頻率(色階, %)之垂直速度-時間圖, 兩條紫線分別代表颱風增強開始和結束的時間, 綠線為颱風眼形成的時間, (a) 及(b)分別為 A04 及 A08。

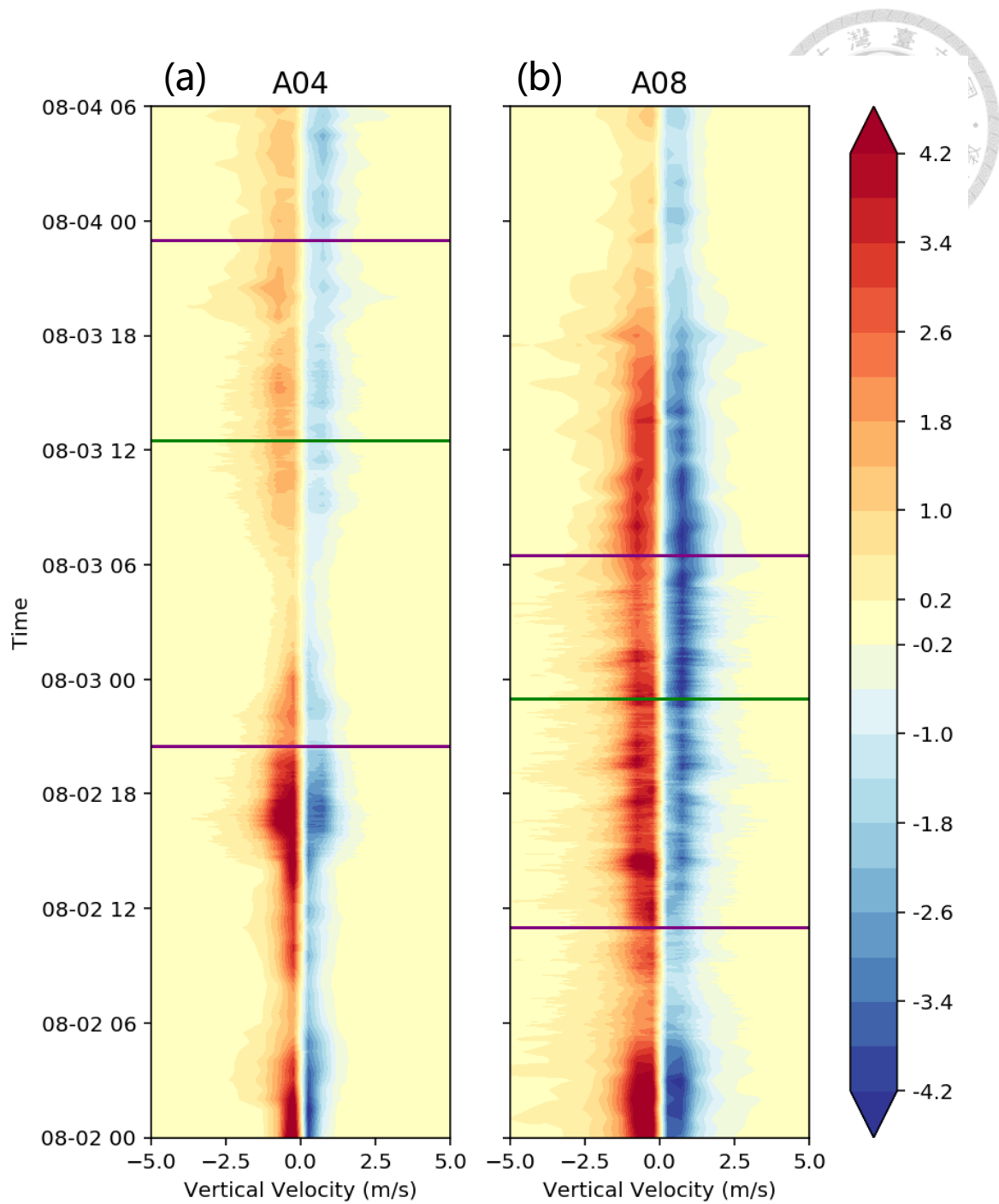


圖 5.25 半徑 100 公里以內 16 公里高每平方公里的總垂直位溫平流(色階, K hr^{-1}) 之垂直速度-時間圖, 兩條紫線分別代表颱風增強開始和結束的時間, 綠線為颱風眼形成的時間, (a)及(b)分別為 A04 及 A08。

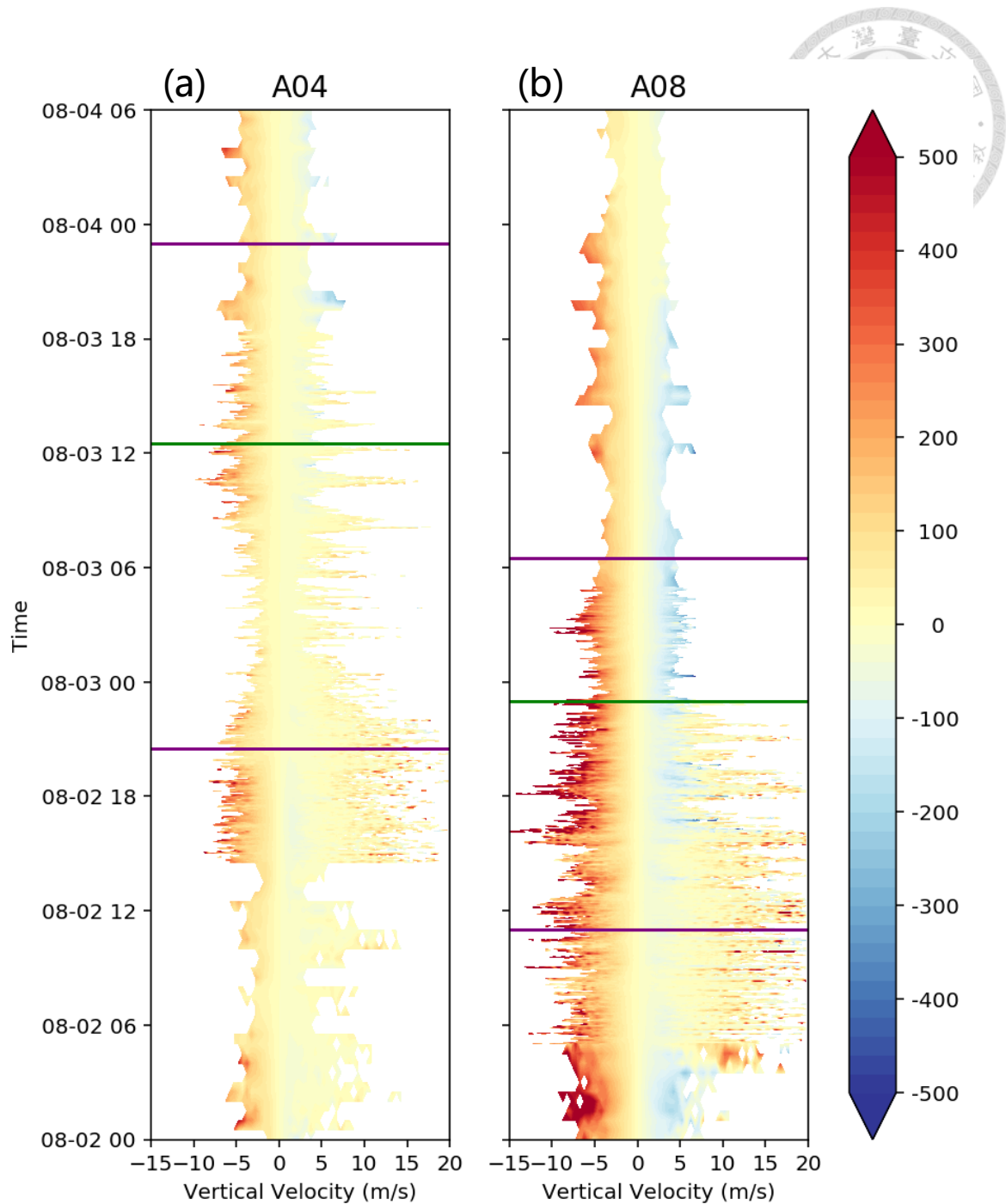


圖 5.26 半徑 100 公里以內 16 公里高的每平方公里對流貢獻的垂直位溫平流(色階, K hr^{-1})之垂直速度-時間圖, 白色區域表示不存在該垂直速度的格點, 兩條紫線分別代表颱風增強開始和結束的時間, 綠線為颱風眼形成的時間, (a)及(b)分別為 A04 及 A08。

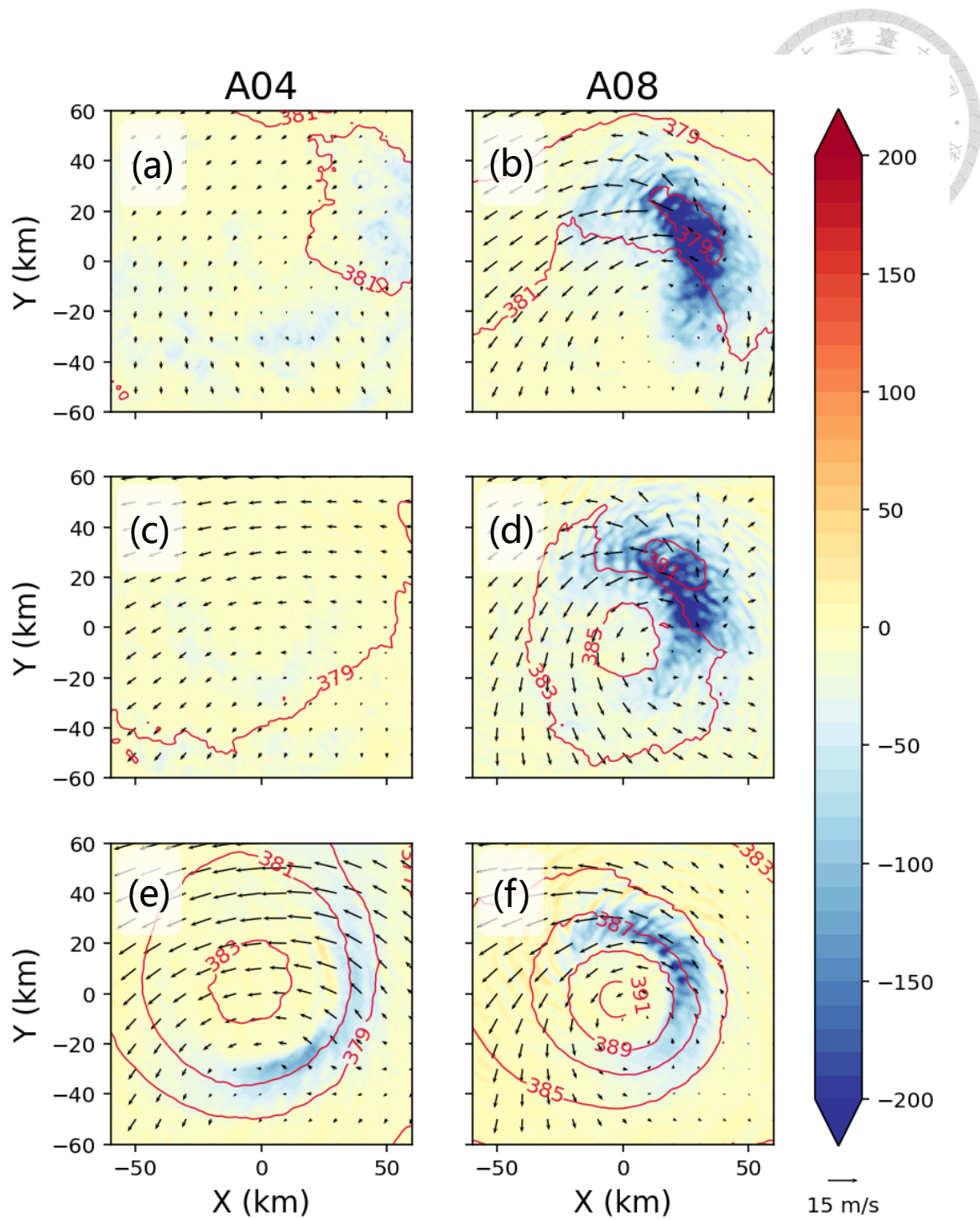


圖 5.27 16 至 17.5 公里高平均的期間累積垂直位溫平流(色階, K)、期間平均位溫(等值線, K)及期間平均水平風場向量(箭頭), (a)、(c)、(e)分別為 A04 的第一、二、三階段, (b)、(d)、(f)亦同, 但為 A08。

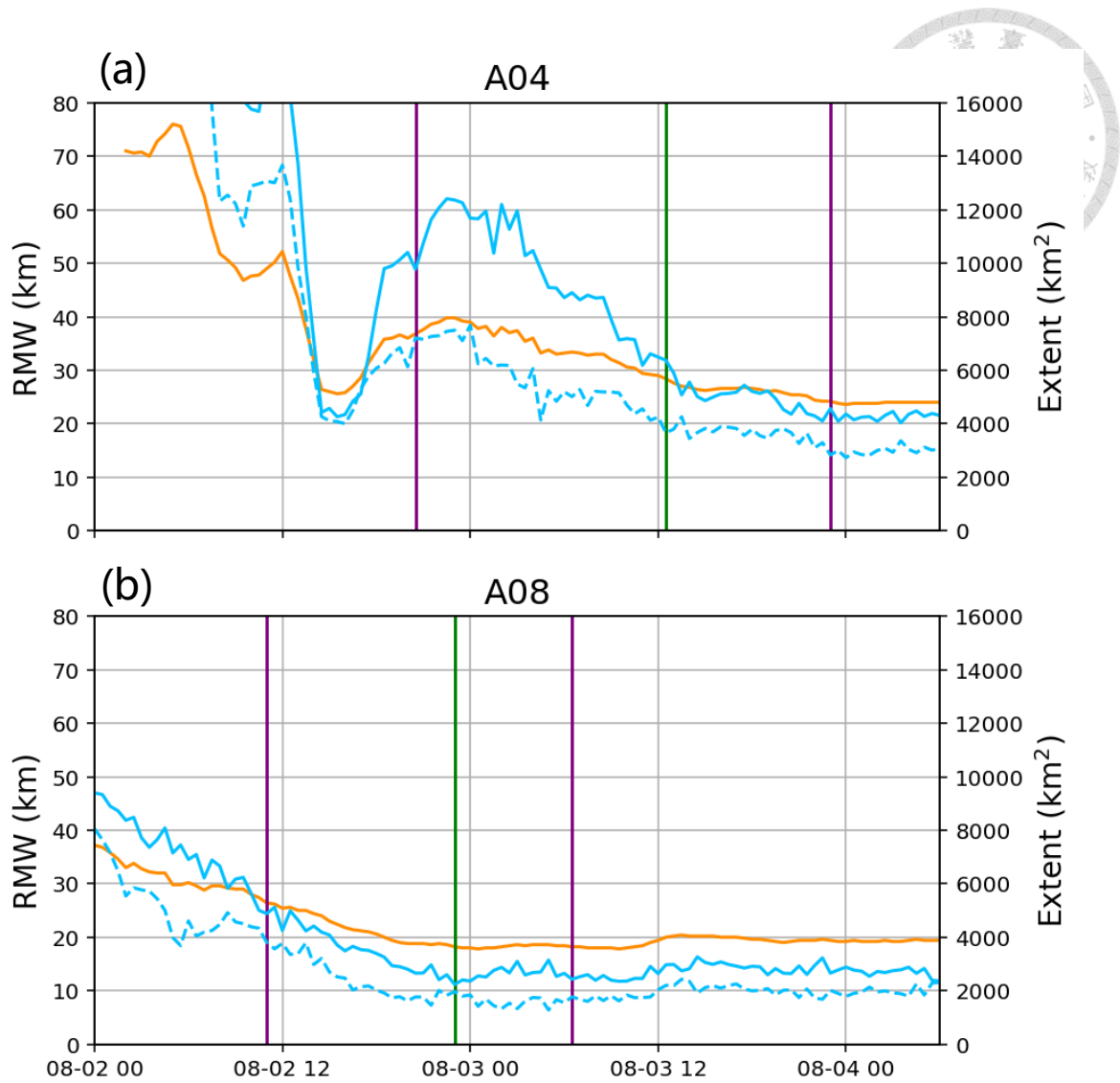


圖 5.28 5 公里高切向風的 RMW(橘線)、兩倍此範圍內 15 公里高的上升網格面積 (藍實線)及下沉網格面積(藍虛線)，兩條紫線分別代表颱風開始增強和結束增強的時間，綠線為颱風眼形成的時間，(a)及(b)分別為 A04 及 A08。A04 於 8 月 2 日 0200Z 之前因 RMW 過於不穩定而不予計算。

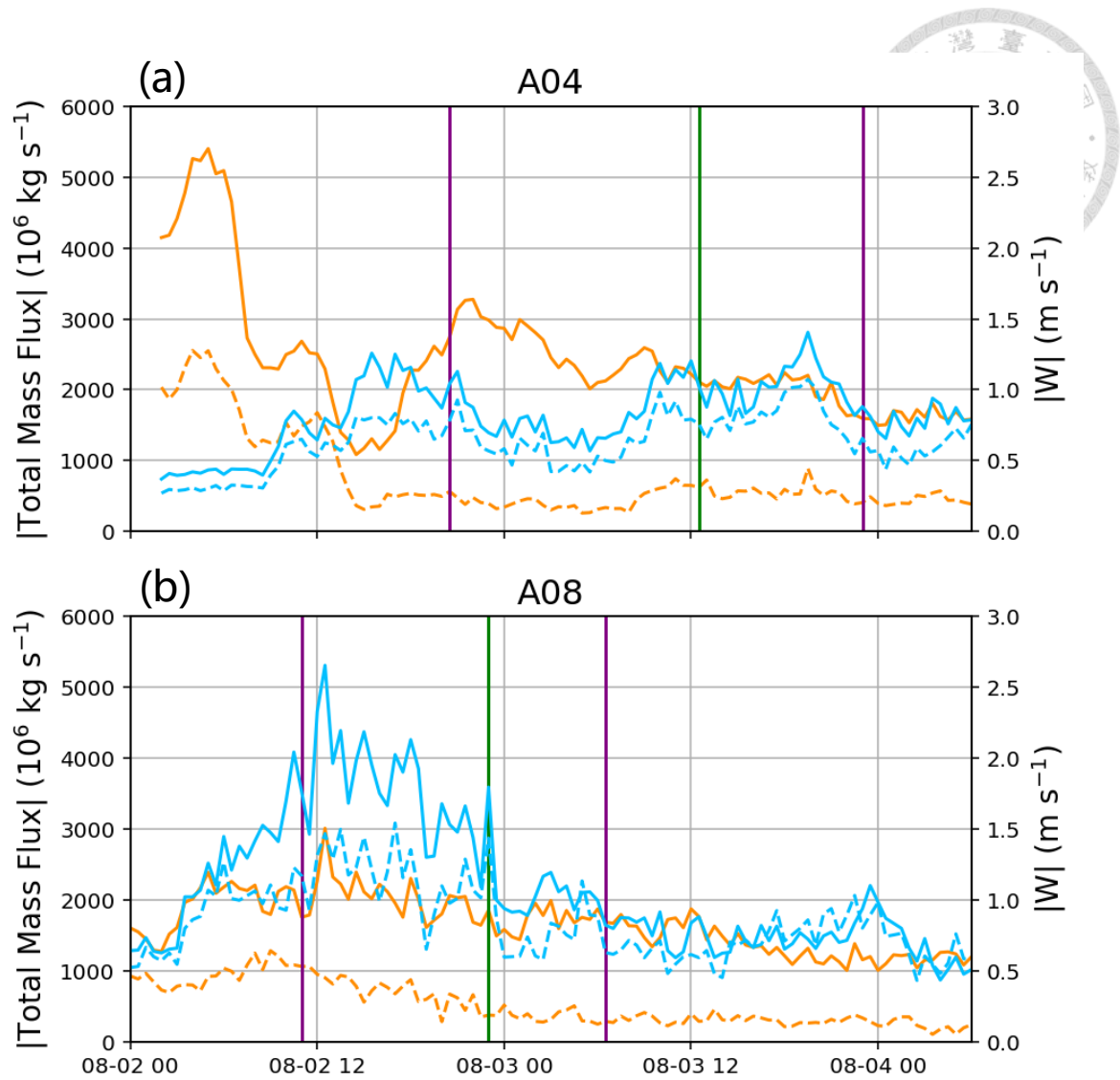


圖 5.29 兩倍 5 公里高切向風 RMW 範圍內的上升(橘實線)和下沉(橘虛線)總質量通量絕對值，及平均上升(藍實線)和下沉(藍虛線)速度絕對值，兩條紫線分別代表颱風開始增強和結束增強的時間，綠線為颱風眼形成的時間，(a)及(b)分別為 A04 及 A08。A04 於 8 月 2 日 0200 UTC 之前因 RMW 過於不穩定而不予計算。