

伴隨梅雨鋒海洋性中尺度渦旋不對稱對流的角色

賴曉薇 周仲島

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國一〇二年九月二十七日收稿；中華民國一〇三年七月十六日定稿)

摘 要

本研究個案為 2008 年 6 月伴隨梅雨鋒在臺灣海峽上發展的中尺度渦旋。此中尺度渦旋有明顯的氣旋式環流並伴隨中尺度低壓，具有不對稱的對流雨帶。本研究著重於分析診斷此中尺度渦旋渦度演變特徵。利用 2008 年西南氣流實驗期間加密探空及飛機海上投落探空儀觀測資料進行分析診斷，結果顯示觀測期間中尺度渦旋之氣旋式渦度呈現增強、增厚的趨勢，渦度正貢獻同時來自於拉伸項和擾動渦度通量。受到觀測資料限制，對於其細微結構及渦度演變則進一步利用 WRF 模式模擬結果進行診斷。

根據渦旋發展情況，本研究將中尺度渦旋生命期分為四個階段。第一階段『加強期』有顯著對流爆發，持續時間約 5 小時。經由輻合集中背景渦度，初始渦旋快速發展；通過深對流濕化中高層大氣，羅士比變形半徑(LR)逐漸減小，對流所釋放的潛熱始得保存於系統中。『成熟期(約 4 小時)』時渦旋雨帶中同時具有上衝流和下衝流，對流活動持續加熱大氣，亦藉著對流拉伸作用形成局部渦度核。然而，自渦旋後側中層逸入乾空氣，LR 增大，加熱效率逐漸減低。此時低層的渦度增加速率高於中層，最大渦度發生的高度降低。『再增強期(約 5 小時)』中層後側入流絕熱增溫更為顯著，中尺度低壓加深，然而中對流層渦度向外輻散，拉伸項呈現負貢獻。另一方面，中尺度渦旋南側之西南氣流沿低層冷區舉升、激發對流，並藉由擾動渦度通量向內核區傳送渦度，抵消部分中層拉伸項影響，低層渦度亦得以持續增加。在『減弱期』乾空氣隨著後側中層環流持續流入渦旋，內核區的對流受到抑制，渦旋逐漸減弱。

關鍵字：西南氣流實驗、中尺度渦旋、不對稱對流、羅士比變形半徑

一、前言

臺灣地處副熱帶，位於亞洲地區最顯著之季風區。春末夏初時，由歐亞大陸中高緯度來的乾冷氣團和從亞洲南方熱帶海域來的暖濕氣團在華南及臺灣附近區域相遇，產生了臺灣的梅雨。梅雨鋒最主要的特徵包括：在地面天氣圖有一滯留鋒，溫度梯度不明顯，而是在 850 hPa 以風切線形式出現，中低層呈現顯著水氣梯度；在衛星雲圖常可觀測一道明顯濃密雲帶伴隨地面鋒面，由日本南方海面往西南延伸經臺灣至華南地區。此梅雨鋒雲帶內經常有組織良好並伴隨較大過度的中尺度對流系統，常帶來劇烈降水，造成重大災害。在這些相關的中尺度現象中，中尺度渦旋與產生劇烈天氣之強烈對流系統密切相關。

在華南長江中下游一帶，中尺度渦旋常伴隨著梅雨鋒中尺度對流系統發生，其水平範圍約 50—300 km，渦旋環流在約 850—650 hPa 的中對流層較為明顯(Chen and Chang, 1980; Akiyama 1984a, b; Kuo and Horng 1994; Du and Cho 1996; Chen et al., 2008)。渦旋的發展主要與對流的潛熱加熱有關，環境的過度帶亦提供約 20%的貢獻(Tao and Ding 1981; Wu and Chen 1985; Wang et al. 1993)。梅雨鋒西南端生成的中尺度渦旋在移至南海海面時有機會進一步發展、增強。Zhang et al. (2003) 模擬在梅雨鋒中尺度對流系統之層狀降雨區所生成的中尺度渦旋，認為低層噴流提供水氣，高層噴流提供外流輻散能使中尺度渦旋得以加強。部分於海面上發展的中尺度渦旋甚至會形成熱帶氣旋，Lee et al. (2006) 稱之為鋒面型熱帶氣旋，並認為其生成環境關鍵在於鋒後的東北風與南邊的西南季風產生強且持續的風切過度，配合上層較強的輻散及弱垂直風切等綜觀條件才

有機會形成。

由於缺乏(副)熱帶洋面上的常規觀測，藉著密集觀測實驗所蒐集的資料，得以解析中尺度渦旋的熱動力結構，並有助於進一步了解影響其生命發展的中尺度動力過程。1987 年台灣地區中尺度實驗(Taiwan Area Mesoscale Experiment, TAMEX)期間在 6 月 16~17 日台灣東南方近海有一中尺度對流系統生成、發展，其中伴隨一明顯的中尺度渦旋環流(Chen and Liang 1992; Yu et al. 1999)。Yu et al. (1999)分析機載雷達的觀測，結果顯示該中尺度渦旋環流形成於發展期中尺度對流系統內之對流區，渦旋水平尺度約 70 km，垂直深度約 6 km，此渦旋沿著臺灣東海岸北上，生命期約 24 小時；而診斷發現：對流區內的垂直拉伸作用是其低層渦旋環流得以發展的主要機制。2002 年 6 月 13 日在梅雨鋒前的西南氣流影響下，苗栗至新竹沿海一帶形成之多胞雷暴，陳等(2011)分析發現有一中尺度氣旋式渦旋生成於對流系統中，氣旋在 5 km 高度以下發展，最大過度發生在 4 km，此渦旋可能是在具有顯著低層垂直風切與強烈對流上衝流條件下透過扭轉機制而發展的；因此當渦旋脫離對流核心區後，在缺乏強對流支持下，迅速減弱，生命期約 2.5 小時。在熱帶的 TOGA COARE 實驗期間亦有觀測到海洋性的中尺度渦旋。Chong and Bousquet (1999)分析一個熱帶中尺度對流系統內之中尺度渦旋，結果顯示渦旋發生於對流系統成熟至衰減期之層狀降水區後緣，層狀區內伴隨昇華、融解與蒸發冷卻形成之中尺度下衝流，正過度集中於下衝流後側入流，與雲內向後氣流在交界處產生最大輻合，形成中尺度渦旋。Jorgensen et al. (1997)研究另一個具有弓狀結構之熱帶飈線系統，發現在鄰近對流區之尾端伴隨一個氣旋式渦旋，而非在層狀降

水區，此中尺度渦旋環流係由對流區傾斜向後之上衝流，與層狀降水區之中尺度下衝流交互作用而來。

西南氣流與季風豪雨實驗 (Southwest Monsoon Experiment/Terrain-influenced Monsoon Rainfall Experiment, SoWMEX/TiMREX; Jou et al. 2010) 由台美雙方科學家共同提出並獲得周邊國家支持，於 2008 年 5~6 月間在臺灣進行將近 50 天的氣象密集觀測與豪雨預報實驗，增加南海和臺灣海峽大氣探空觀測（包括機載投落送），分析研究南海西南氣流的熱動力性質，加強對臺灣地區梅雨季天氣系統的多重尺度特徵及其與環境間的交互作用的了解。在西南氣流實驗第六次密集觀測期間（2008 年 6 月 4 日 1800 UTC 至 6 月 5 日 1200 UTC），於臺灣海峽首次以飛機投落探空觀測到海洋性中尺度渦旋案例。2008 年 6 月 4~5 日，梅雨鋒由臺灣中部經臺灣海峽延伸至香港附近，存在一條長水平風切帶，中低層具有明顯氣旋式渦度和水氣梯度。6 月 4 日 1800 UTC，衛星觀測到一中尺度對流系統迅速發展，逐漸形成逗點狀雲系，在中尺度對流系統的北側發現螺旋狀雲帶。Lai et al. (2011) 使用飛機投落送觀測針對伴隨該中尺度對流系統的氣旋式渦旋的結構進行分析，結果顯示渦旋的水平尺度約 200 km，發展高度約為 6 km，呈現些微向東傾斜的特徵；渦旋中心附近的大氣具有條件性不穩度及潛在不穩度，在其北側有明顯的水氣梯度。隨著對流系統發展，降雨回波演變成不對稱型態，並顯示出渦旋前側潮濕、後側逐漸乾化的強烈對比，強降水的低層及其前側有冷池，中低層伴隨有中尺度低壓（圖 1，取自 Lai et al. 2011 之圖 13）。在較強的線狀對流雨帶中，雷達徑向風場亦觀測到一個對流尺度渦旋，直徑大約 30 km，最大的風切渦度

可達 $3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，生命期達 5 小時（參考 Lai et al. 2011 之圖 17）。相關的劇烈降水在 3 小時內為高雄沿海區域帶來約 200 mm 的累積雨量。

本文使用前述探空資料進行同一個案之中尺度渦度分析，發現在相隔 6 小時的兩次探空觀測之間渦度是增強的，而主要貢獻同時來自於拉伸項及擾動渦度通量。然而，由於本個案的中尺度對流系統相當不對稱，探空觀測多分布於強對流附近，且系統變化較快，觀測取樣受到時空解析度之限制，不易掌握對流尺度細微結構變化，可能造成診斷偏差。因此本研究進一步以 WRF (Weather Research and Forecasting Model) 模式模擬個案的渦旋發展。我們發現本個案渦度的發展受到局部對流型態和加熱效率的影響。雖然曾有大範圍的輻散不利於渦旋增強，然而，在內核區外緣雨帶中與對流相關的渦度核仍能藉著擾動通量向內傳送，維持渦旋發展。另一方面，中層因對流所導致之濕化過程、或後側乾空氣逸入則是影響系統的加熱剖面 and 暖心結構演變，亦能影響渦旋的環流結構和強度 (Willoughby, 1990; Chen and Yau, 2003; McFarquhar et al., 2012)。本研究將探討不對稱對流如何影響中尺度渦旋的演變。

以下第二節簡介分析之資料、方法及模式設定。第三節使用探空觀測資料進行中尺度渦旋發展的渦度收支分析。第四節顯示中尺度渦旋中的不對稱降雨結構與渦度診斷；第五節則以渦旋行進方向將中尺度渦旋內核區分為四個象限，分析其不對稱結構隨時間的變化。第六及第七節分別為討論及總結。

二、分析資料、方法及模式設定

本研究分析 2008 年 6 月 4~5 日梅雨鋒於臺灣海峽上生成的中尺度渦旋個案，使用西南氣流

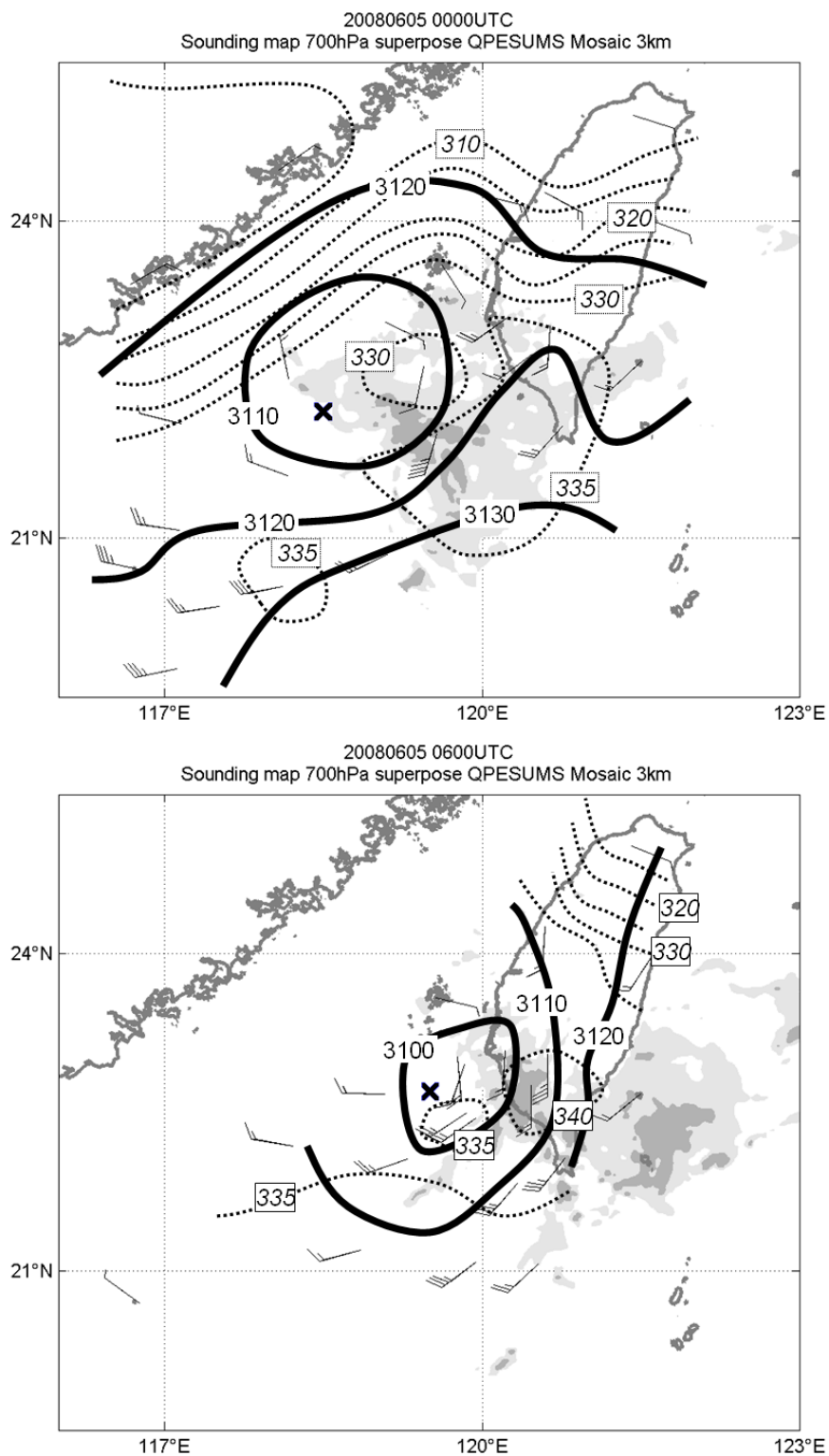


圖 1 700hPa 探空分析及 3km 合成回波（淺灰色為大於 20 dBZ，深灰色為大於 35 dBZ；風標為水平風，實線為高度場，虛線為相當位溫。X 指出渦旋中心）。上圖為 6 月 5 日 00Z，下圖為 06Z。（圖取自 Lai et al. 2011）

實驗期間地面探空及投落探空資料分析中尺度渦旋渦度的演變，並採用 WRF 模式進行模擬和渦度收支分析，以診斷影響渦度發展的機制。

本研究使用地面探空為經過校正之氣象局板橋、花蓮測站，空軍馬公、屏東及綠島測站，及實驗期間台中、六龜、恆春加密探空觀測 (Ciesielski et al. 2010)。投落探空資料來自於第 8 次及第 9 次飛行任務，飛行的平均高度約 13 km，第一筆資料平均約為 170 hPa。第 8 次飛行任務施放 14 顆投落探空儀，施放期間為 6 月 4 日 2145–2347 UTC，此段期間中尺度渦旋位於台灣海峽上，以七股氣象雷達風場定位氣旋中心來計算移動速度，約為 5.7 m s^{-1} (251° 來向)，再據此對投落探空進行時空修正至 6 月 5 日 0000UTC 的位置。第 9 次飛行任務施放 10 顆探空儀，施放期間為 6 月 5 日 0516–0629 UTC，中尺度渦旋已靠近陸地，中心定位不易；又因時間跨度較短，並未做進一步的時空修正。在資料品質方面，有問題或判定為壞的資料約有 5%，資料遺失率約有 26%，其中，在第 8 次飛行任務中有 19% 的風場資料遺失，第 9 次飛行任務中有 10% 的相對濕度資料遺失。

渦度診斷方法取自 Davis and Galarneau (2009)，是以環流的型式計算一塊區域內相對渦度的改變。由於本個案具有極度不均勻渦度分布，以環流型式來討論乃為了要檢驗在複雜對流系統區域中的淨中尺度環流，它可由計算封閉區域中沿氣旋式路徑垂直邊界的分量獲得環流的演變趨勢。

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\oint \eta \mathbf{V} \cdot \hat{\mathbf{n}} dl + \oint \omega \left(\hat{\mathbf{k}} \times \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \right) \cdot \hat{\mathbf{n}} dl + \oint (\hat{\mathbf{k}} \times \mathbf{F}) \cdot \hat{\mathbf{n}} dl \quad (1)$$

其中 C 表示環流， $C \equiv \zeta \cdot \Delta A$ ，即某區域面積 (ΔA)

內的渦度 (ζ)。 $\oint \hat{\mathbf{n}} dl$ 為沿著選取區域邊界做線積分

($\hat{\mathbf{n}}$ 為沿氣旋式環流之法線方向，即為垂直區域邊界向外側方向)。右手邊第一項其中 η 為絕對渦度， $\mathbf{V}$ 為水平風場（以下風場計算皆為扣除系統移速之風暴相對速度）。此項的意思是：垂直於積分路徑（區域邊界）的水平氣流向內運動將渦度輻合會使環流增大，反之，向外運動將渦度輻散會使環流減小。右手邊第二項為扭轉項，其中

ω 為氣壓座標下的垂直運動速度， $\hat{\mathbf{k}} \times \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p}$ 為水平

渦度。第三項為摩擦混合項，其中 $\mathbf{F}$ 為磨擦力。

Davis and Galarneau (2009) 將右手邊第一項分解成為平均項及擾動通量項，其目的是要將渦度拉伸效應及水平渦度平流效應分開來討論。

因此(1)式變為以下型式：

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\bar{\eta} \tilde{\delta} A - \oint \eta' \mathbf{V}' \cdot \hat{\mathbf{n}} dl + \oint \omega \left(\hat{\mathbf{k}} \times \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \right) \cdot \hat{\mathbf{n}} dl + \oint (\hat{\mathbf{k}} \times \mathbf{F}) \cdot \hat{\mathbf{n}} dl \quad (2)$$

在右手邊第一項為平均輻合所造成的拉伸效應，即垂直選取區域 (A) 水平輻散／輻合 ($\tilde{\delta}$) 對區域邊界上平均絕對渦度 ($\bar{\eta}$) 的傳送沿著封閉路徑的線積分。右手邊第二項為擾動通量，討論區域邊界上之渦度擾動 (η') 與垂直於邊界上之水平風擾動 ($\mathbf{V}'$) 之間的關係；在計算上，擾動風場為邊界上之垂直邊界的平均速度減去各格點的速度，擾動渦度之計算亦類似。此項的意思是，當相對內流傳送正擾動渦度、或者相對外流傳送負擾動渦度皆能增加區域內的環流（參考圖 14），此項將有助於釐清邊界內外渦度傳送對系統

發展所造成的影響。(2)式之第二項及第三項皆是沿選取區域邊界做線積分；第四項摩擦混合項在本文中忽略不討論。

進行探空分析時是將探空資料客觀內插到 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 格點上。利用連續方程（設定下邊界為 0 m s^{-1} ，計算至 200 hPa）估計格點間之垂直運動速度 ω 。由於此中尺度對流系統尺度約為 400 km，較顯著的氣旋式環流約為 200 km（Lai et al. 2011），因此輻散場及渦度診斷選取的計算範圍以渦旋為中心 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 之區域。

中尺度模式選用 WRF 模式 3.1 版。初始及邊界資料來自於美國國家環境預報中心(National Center for Environmental Prediction, NCEP)六小時一筆的最終分析場。模式設定如下：使用藍伯特地圖投影，模擬的範圍使用三層巢狀網格（圖 2），第一層、第二層和第三層的水平解析度分別為 27、9 和 3 km，模擬的初始時間分別為 6 月 4

日 00 Z、06 Z 和 12 Z，隨後的分析討論均使用模式第三層網格之模擬結果和積分時間來說明。初始之中尺度渦旋大約在最細網格積分後 3 h（即 6 月 4 日 15 Z）開始形成並發展。雲微物理過程選用 Thompson scheme (Thompson et al. 2004)，積雲參數法為 Betts-Miller-Janjic scheme (Janjic 1994)，邊界層參數為 YSU scheme (Hong and Pan 1996)。中尺度渦旋中心路徑追蹤以最低海平面氣壓為主，亦參考 850–700 hPa 平均環流中心。平均移動方向約為正東，與觀測相符。渦度分析區域為追隨各時步之渦旋中心、範圍為 270 km x 270 km 的區域（參考圖 5 之紅色虛線方框）。

三、中尺度渦旋發展的渦度收支

圖 3 為 2008 年 6 月 5 日 00 Z 和 06 Z 的探空分析區域平均之中尺度輻散場及渦度場的垂直剖面。在 00 Z 時，最強的輻合出現在 800-900 hPa

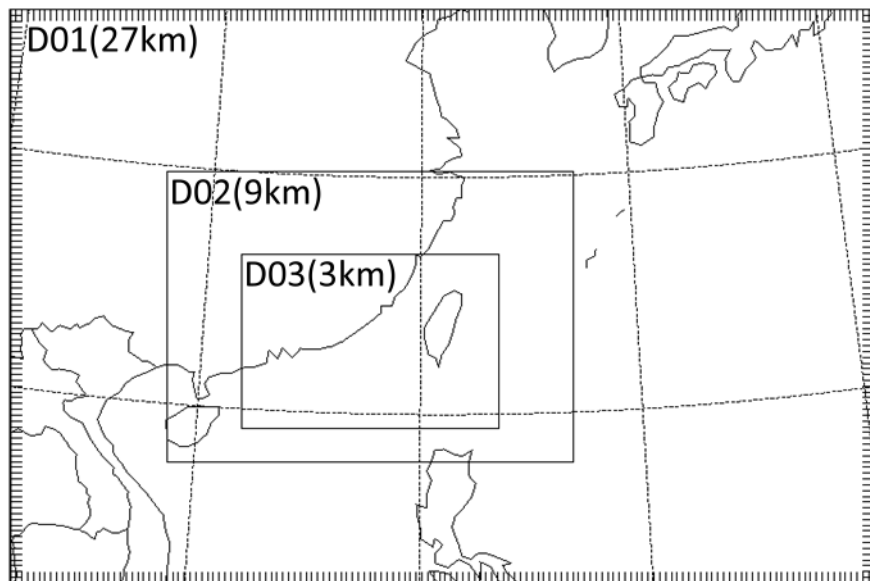


圖 2 WRF 模式模擬之三層巢狀網格範圍，第一層、第二層和第三層的水平解析度分別為 27、9 和 3 km，模擬的初始時間分別為 6 月 4 日 00 Z、06 Z 和 12 Z。

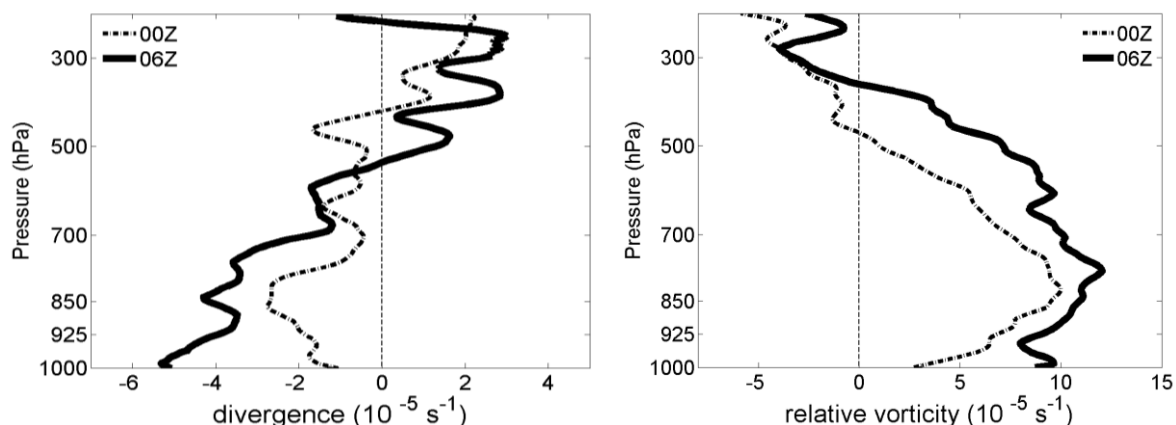


圖 3 探空中尺度分析垂直剖線。左圖為以渦旋為中心 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 之區域內之平均輻散場，右圖平均渦度場。點虛線為 6 月 5 日 00Z，實線為 06Z。

之間，輻散則發生在 400 hPa 以上。6 小時之後，低層的輻合和中高層的輻散都增強，大約以 500 hPa 為界；最強的輻合則下降至近地層。在中尺度渦度場方面，最大的正渦度發生在 700–800 hPa 之間。這 6 小時之間，正渦度增強、增厚，最大的增量發生在 800 hPa 和近地層，並由 500 hPa 左右增厚至 400 hPa（約 7.5km）以上。在此區域內平均的渦度約為 10^{-4} s^{-1} 。使用 00 Z 的探空分析計算渦度增加的各項貢獻（圖 4）顯示：拉伸項為增加深層渦度的主要貢獻者（約佔渦度貢獻之 51%），在 400–1000 hPa 之間乎都有正貢獻，這個結果與 400 hPa 以下輻合場的趨勢一致。渦度擾動通量的貢獻程度幾乎與拉伸項相仿，約為 46%，其正趨勢發生在 600–1000 hPa 之間，其最大值高度與渦度最大值高度一致（825hPa）。扭轉項僅在 700–650 hPa 間有正貢獻。然而，將渦度診斷方程此三項貢獻相加，若增強趨勢維持不變，與 6 小時後實際觀測的渦度相比，除了 850 hPa 附近增強的量值較大，亦未能顯示出近地層渦度增強的來源。為了解此中尺度渦旋發展的細節，接下來則使用 WRF 模式模擬的結果進行進

一步分析。

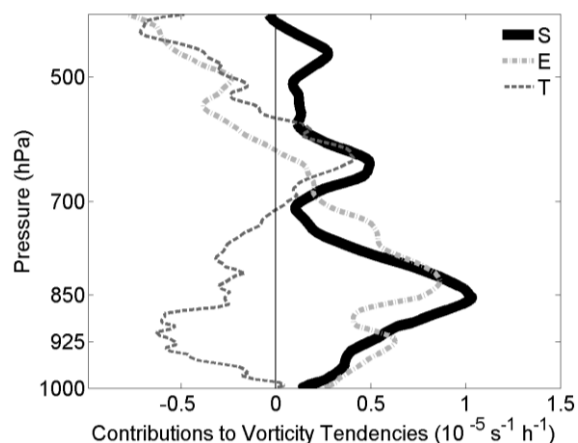


圖 4 6 月 5 日 00Z 探空中尺度分析渦度收支方程各項的垂直剖線。粗實線為拉伸項，點虛線為擾動通量項，虛線為扭轉項。

四、中尺度渦旋中的不對稱降雨結構與渦度診斷

WRF 模式模擬的回波分布與雷達觀測相仿，初始的中尺度對流系統大約於積分時間 3 h 在台灣海峽上形成，隨後逐漸發展為不對稱降雨，中尺度對流系統北側的前導對流逐漸形成弓

狀回波的特徵，與雷達觀測類似(圖 5a 及 Lai et al. 2011 之圖 10)，此時的中尺度渦旋環流亦開始建立。較強的對流上衝流是發生在南側的雨帶上，前導對流前的層狀降雨區則是相同尺度的下沉區。模式亦模擬出，當渦旋環流開始建立後，西北側西風區域內的乾空氣隨著環流進到對流系統內，渦旋中心西側及南側回波逐漸減少。15 h 時，除了渦旋中心附近有顯著上衝流之外，下沉運動遍布於強回波區域中，南側大範圍雨帶逐漸遠離內核區，並減弱潰散(圖 5b,c)。但當系統靠近陸地時，前側對流再度加強(圖 5c)。

圖 6 顯示在 300 K 等熵面上風場穿越不同等高線的情形。在早期等熵面之高度場大約呈現南低北高(圖 6a)，即南暖北冷之意。在對流系統南側海面上有很大的東西向等高線梯度，且東南側的氣流有最大穿越等高線的角度，表示氣流有較大分量的等熵“準水平”滑升至冷區之上。根據 Lai et al. (2011) 之圖 9 投落探空顯示，海面上的自由對流高度很低，有些甚至低於 200 m 海拔高度，意味著南側低層的水平氣流在等熵面上的運動即可達到自由對流高度(> 200m)並釋放其不穩定度，也證明了系統的對流大致發生在其南側的原因。與此同時，亦可發現系統西側穿越等高線下沉的西北風氣流，但角度較小。15 h 時渦旋中心等熵高度降低，顯示形成暖心結構(圖 6b)。當中尺度渦旋接近陸地時(圖 6c)，海岸附近有相對的冷區，南風氣流能以沿著較大的高度梯度(上升角度)舉升並產生風場輻合，而激發海岸邊的顯著降水。此模擬結果亦與探空分析相符(Lai et al. 2011, Davis and Lee, 2012)。

為要分析中尺度渦旋的發展，接下來皆採用跟隨渦旋中心的座標或選定範圍之平均場。由相對渦度場可見整個中尺度渦旋發展期間綜觀環境

皆存在著背景正渦度(圖 7 為 900 hPa, 700hPa 圖未示，但特徵相仿)，由環流場視之，南至東南象限一直存在著較強的西—西南風，指出此背景渦度主要來自於梅雨鋒水平風切。積分 6 h 後，中尺度氣旋式環流發展的較為對稱，而其平均渦度的增加主要則來自於對流尺度的渦度核。這些渦度核呈現裙帶的特徵，靠近渦旋中心附近時則被拉長成帶狀(Kossin et al, 2002; Kuo et al., 2012)，大致位置與強對流一致(圖 5)。

圖 8 顯示區域平均相對渦度隨時間的變化。在初期，綜觀環境所提供的背景渦度主要出現在 850—600 hPa，與西南氣流低層噴流相關的垂直風切帶高度一致。強渦度層由 750 hPa 隨時間向上、下增厚，而最大平均渦度的高度則是由 750 hPa 往地面降低。中尺度渦旋發展到約 14 h 左右到達最大強度，約維持 3 小時。低層的強渦度隨後開始減弱，但約維持在 14 h 之前相同的強度。

同樣的將各渦度貢獻項分別做高度—時間的分析(圖 9)。拉伸項在中尺度渦旋發展增強期間為主宰項；整期加總，渦度擾動通量項和扭轉項的數量級大約為拉伸項的一半。在 3-12 h 間拉伸項在 650 hPa 以下為正貢獻，主要與渦旋中心附近的大範圍西南風入流輻合背景渦度至對流系統內有關(圖 5a)；然而，在接下來的 5 h，拉伸項在 700-900 hPa 間一度出現弱的負貢獻。渦度擾動通量項在 17 h 之前 600 hPa 至近地面之間大致為正貢獻，表示持續有擾動渦度從外圍傳送至渦旋內部；約在 17 h 之後，渦旋靠近地形，擾動通量項在 850 hPa 以下有較明顯的負貢獻。渦旋發展前期扭轉項在最大渦度高度以下為負貢獻，這是由於系統附近大範圍為氣旋式風場，在最大渦度高度以下(圖 8)，垂直風切為氣旋式風切，即南側為西風風切，東側為南風風切，而平均而言

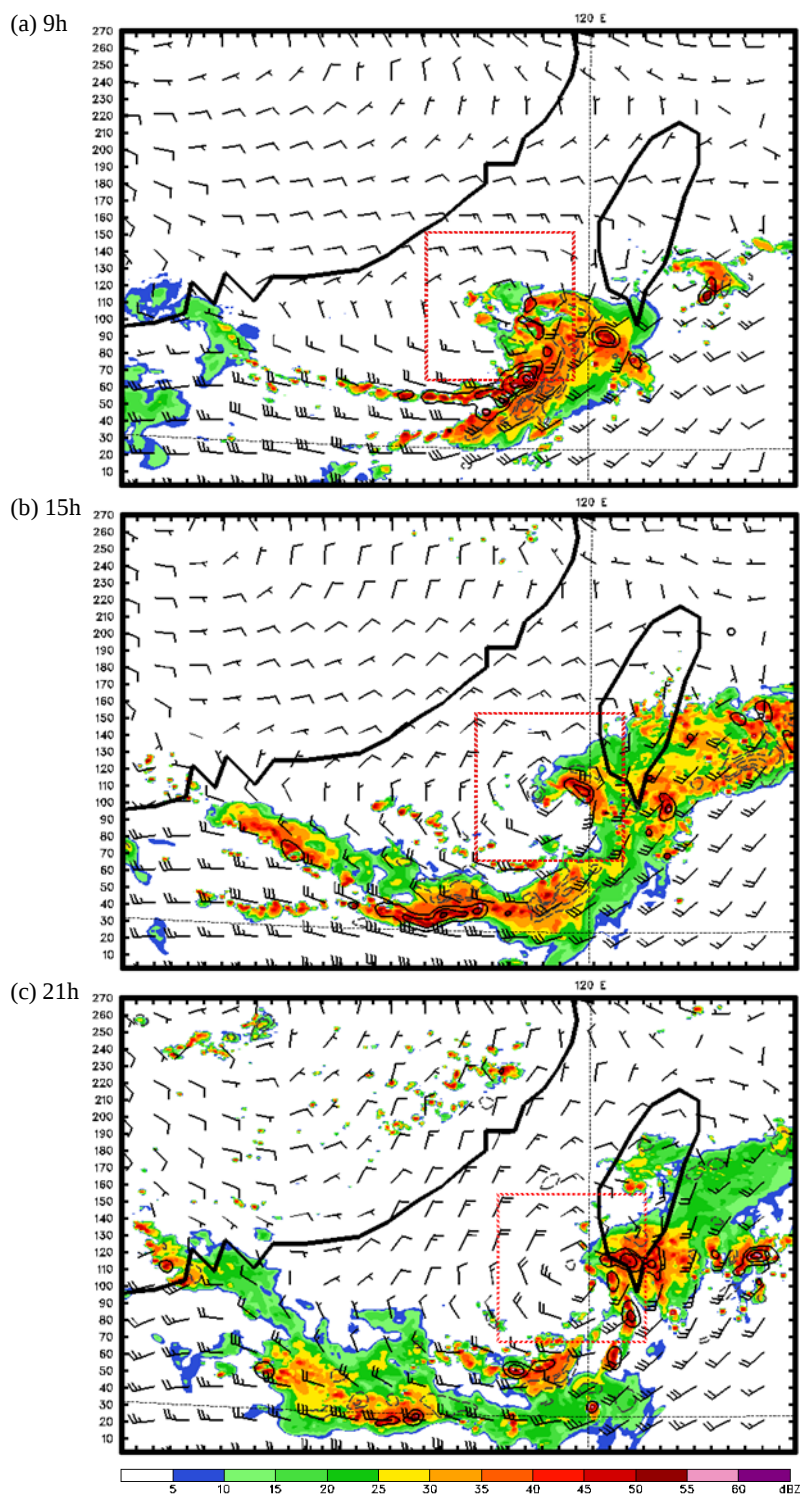


圖 5 WRF 模擬之 3km 高度雷達回波，700hPa 垂直運動速度（實線為正，間距為 50 cm s^{-1} ；虛線為負，間距為 10 cm s^{-1} ）及 850hPa 水平風場（風標）。(a)為模擬 9h、(b)15h 及(c)21h。紅色虛線方框為圖 8 及圖 9 之渦度分析範圍。

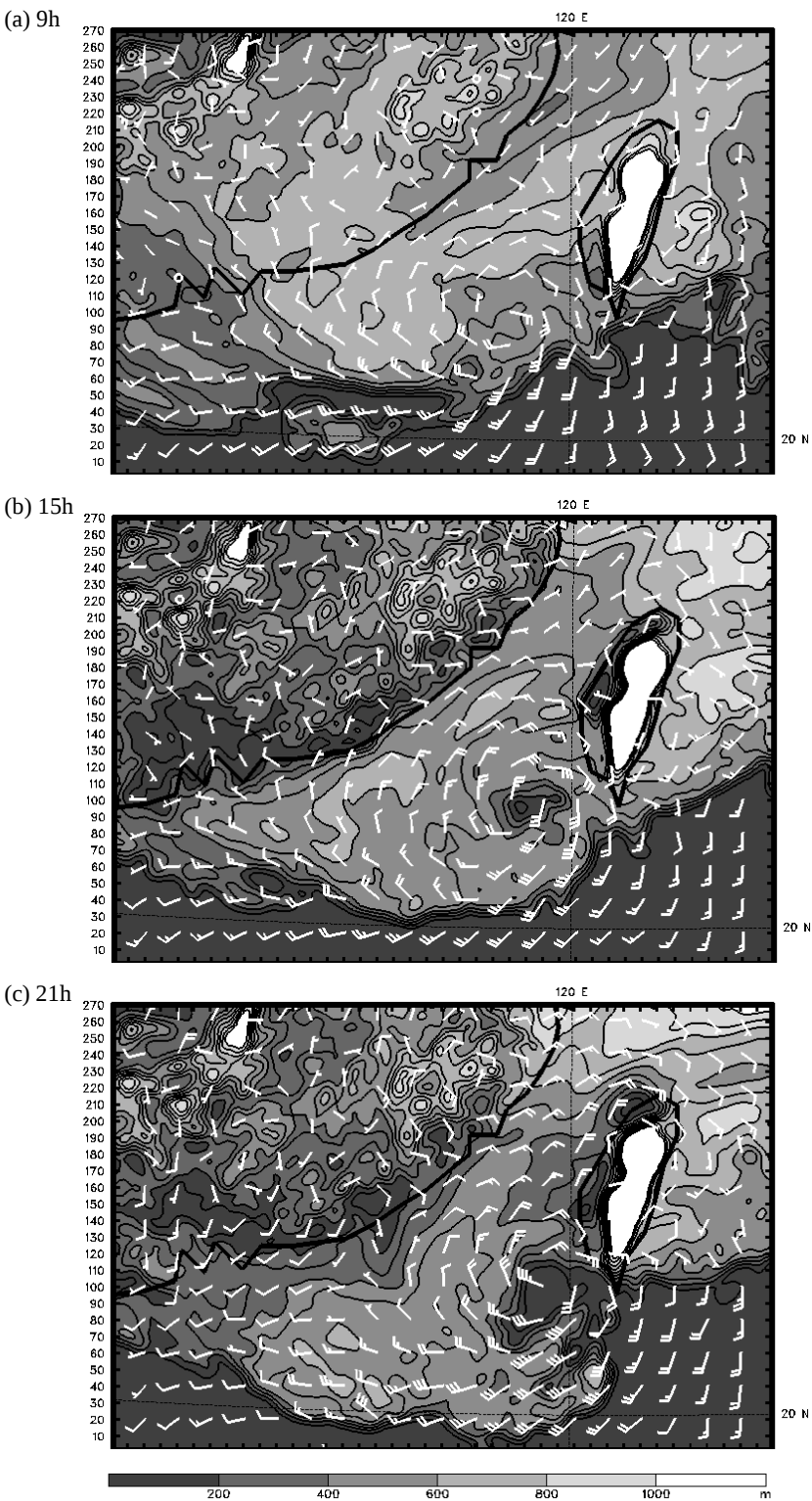


圖 6：同圖 5 但為 300K 等熵面之高度場及水平風場。

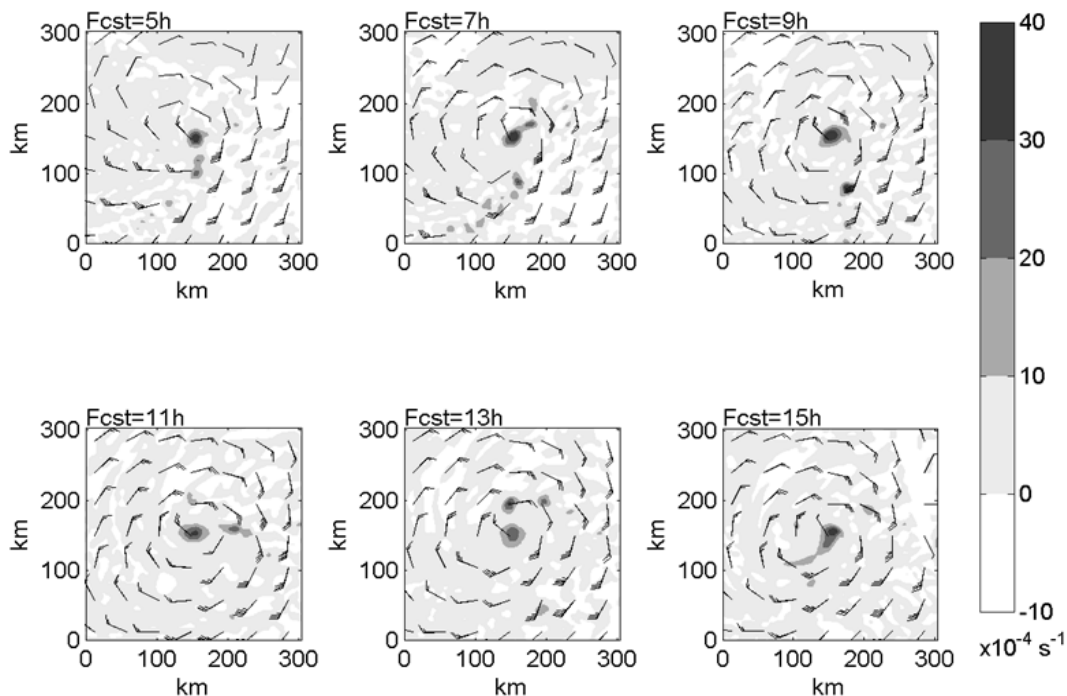


圖 7 WRF 模擬 5、7、9、11、13、15 小時跟隨氣旋中心 300 km x 300 km 範圍之 900hPa 相對渦度和水平風場。

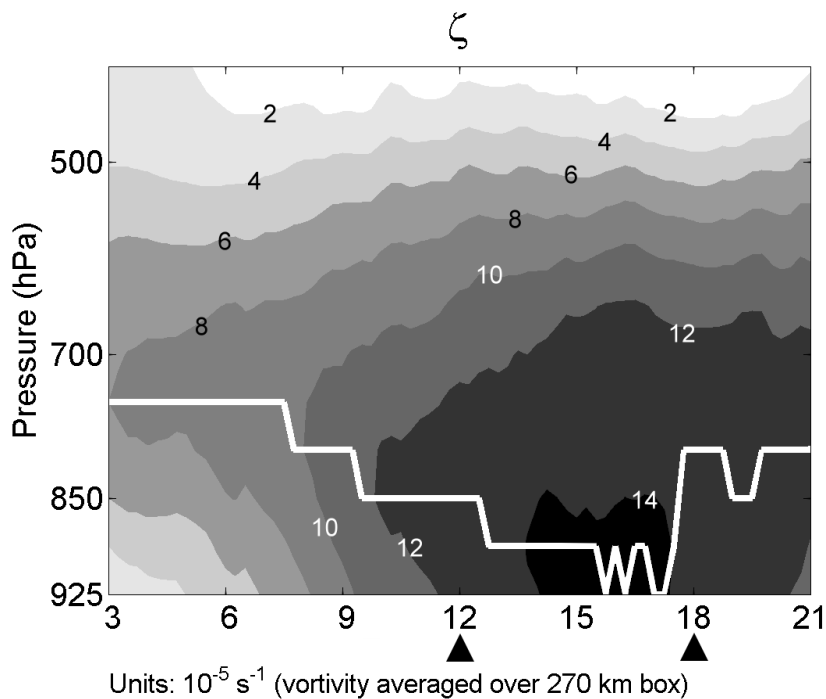


圖 8 WRF 模擬區域平均相對渦度之時間高度序列，橫軸為模擬時間，縱軸為氣壓，單位為 10^{-5} s^{-1} 。白色粗線表示最大相對渦度的高度。三角形標示圖 3 之兩次探空分析的對應時間。

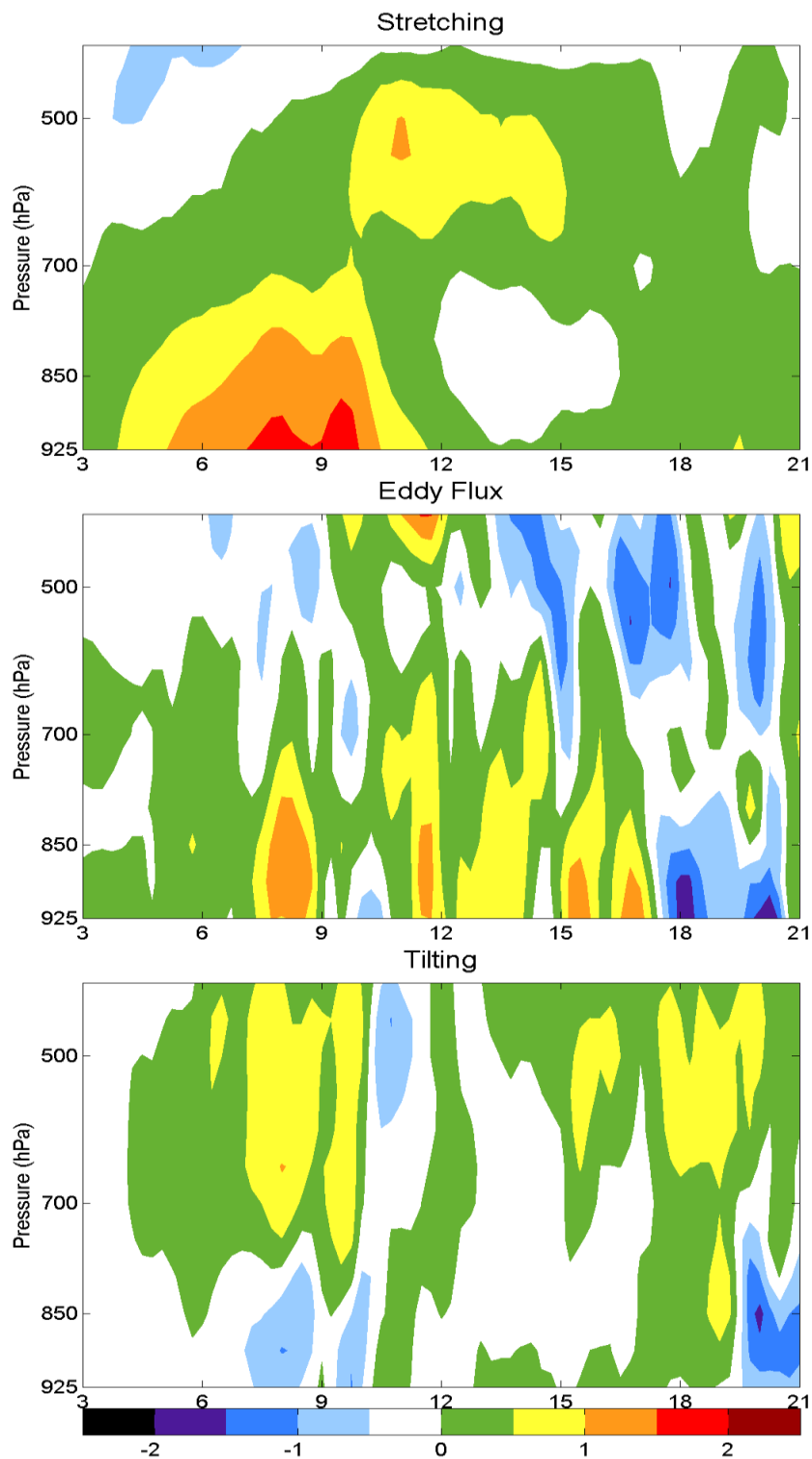


圖9 同圖8，但為渦度收支方程各項的區域平均，單位為 $10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1}$ 。由上而下分別為拉伸項、擾動通量項及扭轉項。

系統在中層以下皆為上升運動，且南側和東側邊界附近有較強之中尺度上升運動（圖 5），因此扭轉貢獻為負；反之，在最大渦度高度以上扭轉項貢獻為正（圖 9）。而在 13h 之後，最大渦度高度降至低層，系統整體變為反旋式風切，此時中層大範圍平均垂直運動轉為下沉，因此扭轉項在中低層為負貢獻，但由於下沉運動較弱，因此其數量級較小。

五、中尺度渦旋象限平均分析

接下來為探討系統之不對稱對流結構和加熱率對渦旋演變的影響，將中尺度渦旋之內核區劃分為四個象限（100 km x 100 km）及渦旋前（東）側的區域（100 km x 200 km），分析各區域之對流活動、增溫率以及相當位溫隨時間的變化，並依據對流分布特徵將中尺度渦旋發展的生命期分為四個階段（圖 10—圖 12）。第一階段為『加強期』（3-8 h），隨後為『成熟期』（8-12 h），『再增強期』（12-17 h）和之後的『減弱期』。整體而言，從相當位溫高度平均隨時間的變化顯示整個生命期大氣普遍具有潛在不穩定度（圖 12）。在整個中尺度渦旋發展期間，西北象限上幾乎沒有對流活動，平均為下沉運動（圖 10）。

初生深對流起始於南側的兩個象限（圖 10～圖 12 之 c 和 d），中尺度上衝流可達到 12 km，最大的上升運動速度發生在 10-11 km，深對流向東傳播到渦旋前側區域。從增溫剖面來看，3-6 h 之初生深對流發展期間，南側區域的中高層大氣增溫並不顯著；反而是環流下游區域（圖 11a 和 b）或深對流後期（6-8 h，圖 11c 和 d）中低層有較明顯增溫。初生的強對流區對應著深厚的潮濕邊界層（相當位溫大於 346 K 的厚度大於 3 km），顯示深對流為潛在不穩定度釋放的結果。

『成熟期』（8-12 h）平均上升速度稍減，最大的上升運動仍發生在 9 km 以上（圖 10—圖 12 之 d 和 e）。對流區在 3-5 km 高度有較發展期明顯的增溫，中低層之高相當位溫亦增厚。比較圖 5a 顯示此時期同時存在有中尺度上衝流和下衝流，使平均速度減弱。而 6 km 以上中高層出現冷卻的現象，西側較東側明顯，可能因為後側入流或下衝流使環境空氣逸入造成對流雲內的蒸發冷卻。在近地層出現微弱下沉，應為降雨造成的拖曳有關，也有些許的低層冷卻，西南側 3 km 以下亦呈現相當位溫隨時間降低。

『再增強期』（12-17 h）階段對流主要存在於東側象限及前側區域（圖 10—圖 12 之 b、d 和 e），圖 5b 亦顯示近中心之強對流發生區域縮小。平均最大垂直速度發生位置較低，大約在 6 km 左右，但其深度亦可發展至 12 km。東側象限邊界層相當位溫顯著降低，呈現中性大氣特徵，暗示降雨後冷池的發展。東南象限的低邊界層空氣沿著冷池舉升至東北象限，此時期不像發展期有較大的不穩定度，因此上升速度較弱。然而這段期間，6 km 以下有較大的增溫率，持續時間也較長。

隨著中層乾空氣順著氣旋式環流由西北象限逐漸侵入南側及東側三個象限，南側象限更可見到中層相當位溫持續降低，12 小時內溫差超過 20 K。隨著中對流層乾化，17 h 之後的『減弱期』渦旋內核區對流發展受到抑制，甚至大範圍平均垂直運動亦轉為下沉，只有渦旋前側區域的對流仍持續至 21 h。

六、討論

本文研究伴隨中尺度對流系統的中尺度渦旋個案，首先使用兩次飛行任務之探空資料經由時

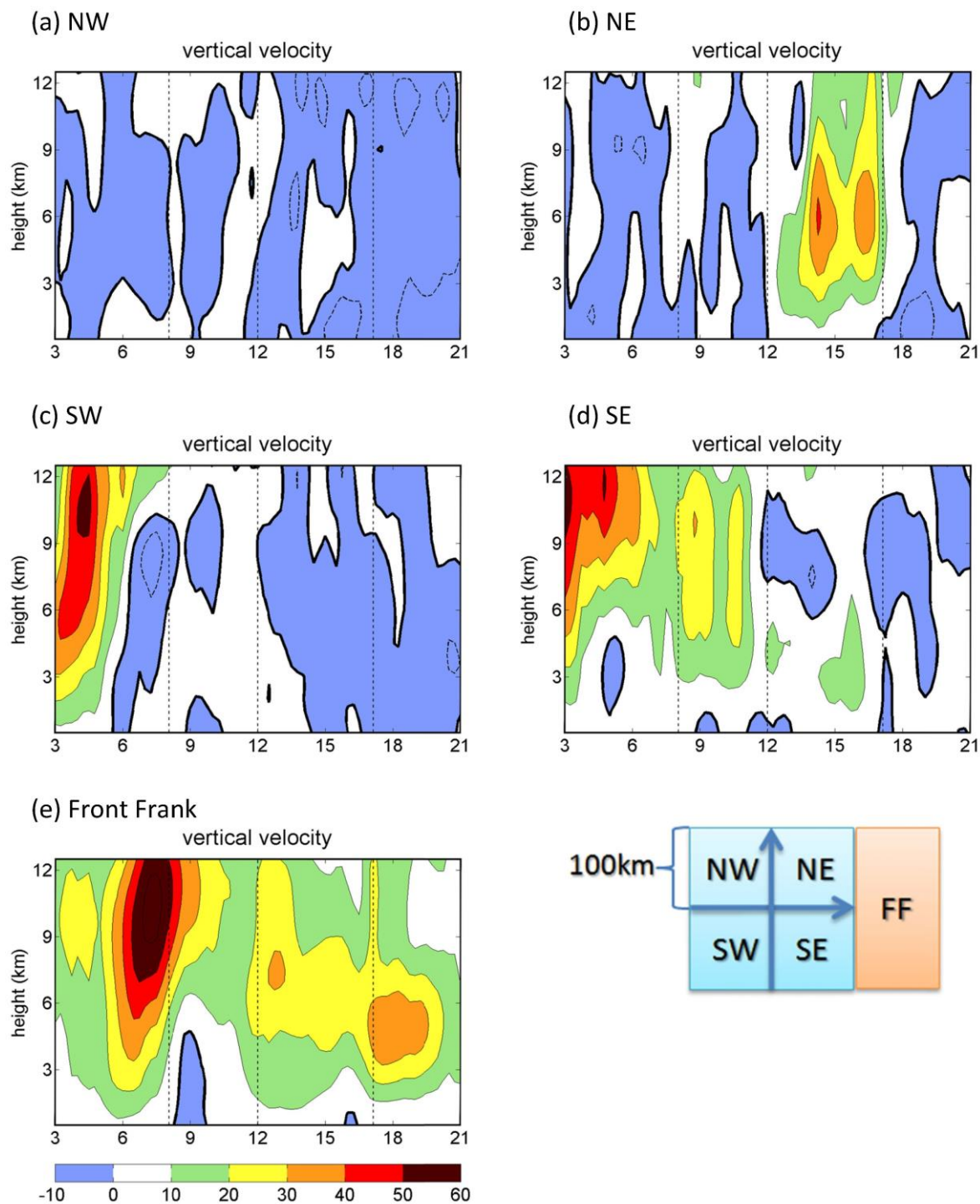


圖 10 區域平均之垂直運動速度隨高度-時間變化 (單位為 cm s^{-1})，橫軸為模擬時間，縱軸為高度。以氣旋中心劃分內核區為四象限 $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ 的區域，(a)為西北區域，(b)為東北區域，(c)為西南區域(d)為東南區域，以及(e)為氣旋內核區前側 $100 \text{ km} \times 200 \text{ km}$ 之區域。

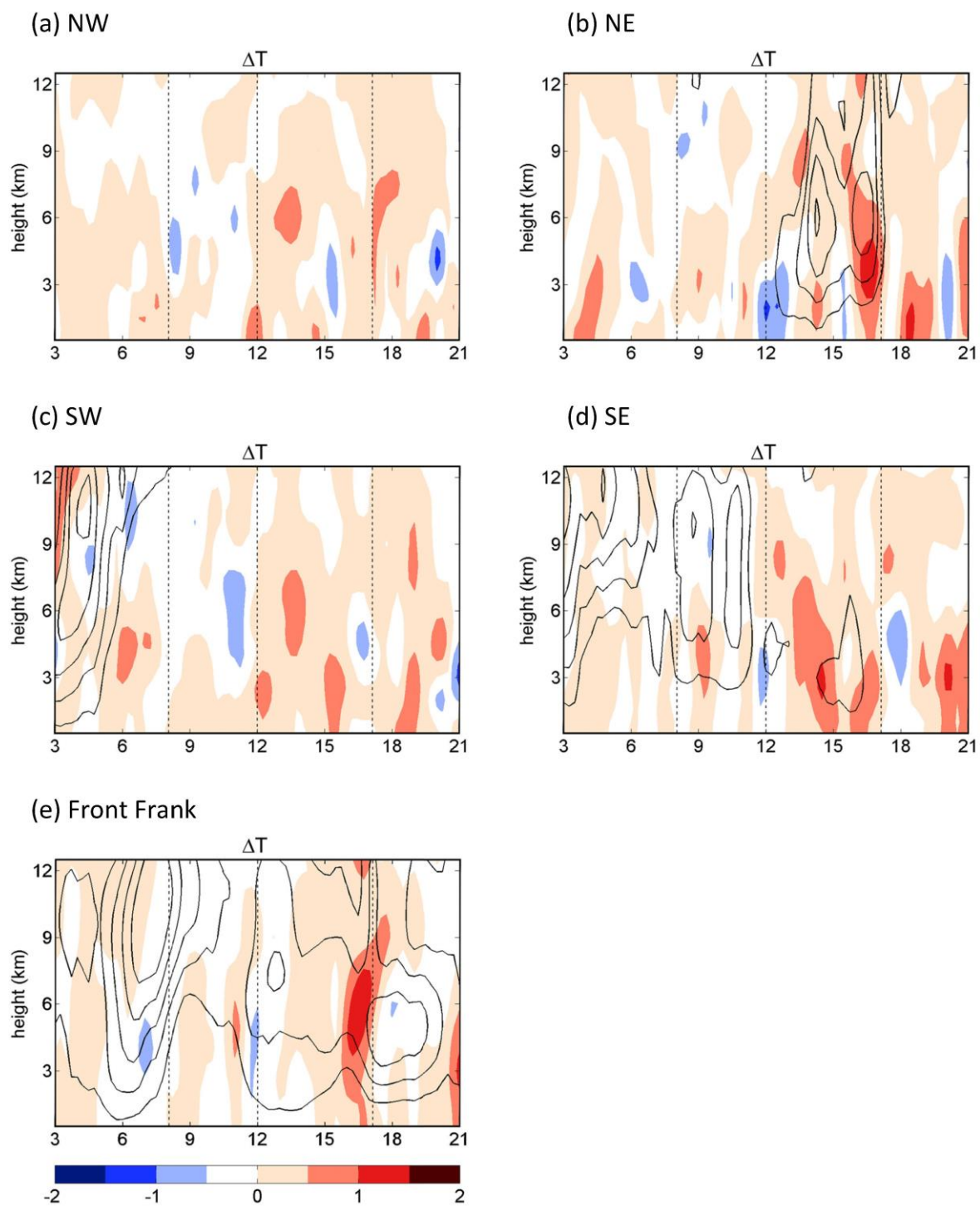


圖 11 同圖 10，但為區域平均增溫率（單位為 $^{\circ}\text{C}/\text{hr}$ ）。黑實線為圖 10 之區域平均垂直運動速度大於 10 cm s^{-1} 部分（間格為 10 cm s^{-1} ）。

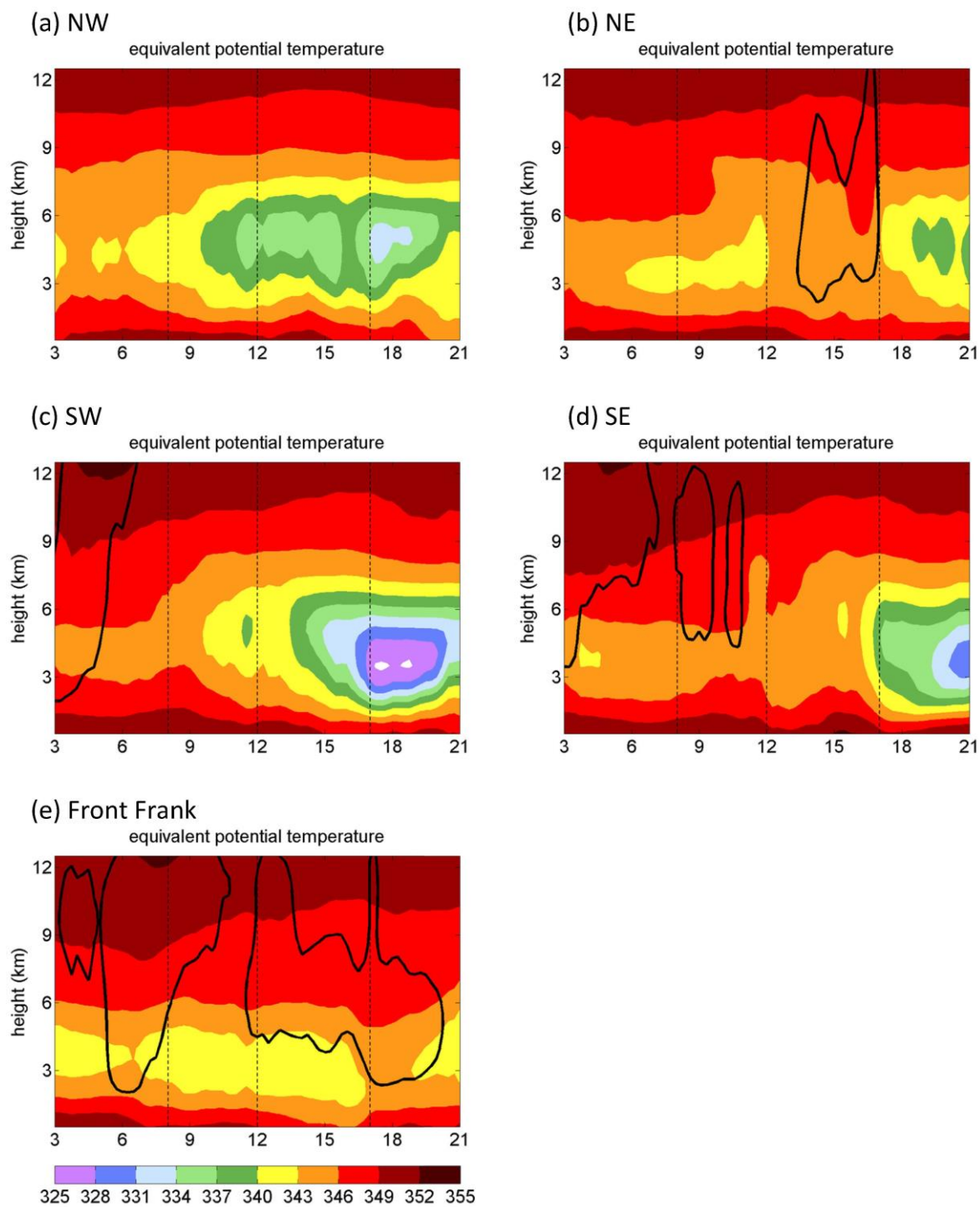


圖 12 同圖 10，但為區域平均相當位溫（單位為 K）。黑實線圈出圖 10 之區域平均垂直運動速度大於 20 cm s^{-1} 部分。

空修正至 6 月 5 日 00 Z 和 06 Z 的分析，進行中尺度渦度診斷，發現其渦度增強同時來自於拉伸項和擾動渦度通量的貢獻（圖 4）。由於受到海峽中線觀測的限制，大部分的觀測落在降雨區域附近，而此中尺度渦旋顯示出極不對稱的降水結構，在較少降雨的西北側則是相對缺乏觀測的；加上觀測的時間解析度超過 6 小時，每一次飛行取樣之時間約 2 小時，必需經過時間－空間之修正調整至同一時間，觀測分析對於細微結構及渦度演變的分析尚有不足，在發展變化較快的對流系統中亦可能造成在診斷上偏差。本研究進一步以 WRF 模式模擬個案的渦旋發展。

本研究根據模擬對流的特性將此中尺度渦旋的發展分為四個時期，即加強期（5 小時），對流成熟期（4 小時），再增強期（5 小時）及隨後的減弱期。並由於其不對稱對流結構，本研究將渦旋按照其行進方向（向東）將內核區分為四象限，探討不對稱加熱對於中尺度渦旋在各階段演變的影響。

第一階段初生對流起始於南側的兩個象限（圖 10），最大上升運動位置超過 9 km，此時低層存在深厚的暖濕空氣，深厚對流主要為釋放空氣的對流不穩度而形成（圖 5 及圖 12）。過去有研究顯示(Jorgensen et al. 1997; Yu et al. 1999)，對流上衝流將環境水平渦度扭轉成垂直向為中尺度渦旋形成之主要機制，渦旋強度之增強則來自於拉伸項。本個案 6 km 以下環境垂直風切弱，上衝流所造成的扭轉項並不顯著。雖然在這個階段雖然有旺盛的對流爆發，平均垂直運動速度也較大，然而潛熱釋放在剛開始並未有效加熱中層大氣（圖 11），相反的，在強對流較為減弱之後（5-8 h）6 km 以下有較明顯的增溫率。Chen and Frank (1993)提到，受到長時間降雨影響，中層的濕化

會降低濕浮力震盪頻率(Nm, Moist Brunt-Vaisala Frequency)而使得羅士比變形半徑 (L_R) 減小，有助於對流所釋放的潛熱保存在內核區中，加強中低層渦旋。Nolan (2007)亦指出中尺度對流系統較早期的對流濕化過程有利於使之發展成為熱帶風暴。根據 Durran and Klemp (1982)之(32)式計算此時期的 4 km 高度的 Nm，在 4 小時內由 $9.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 降低至 $7.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，而 L_R 由 245 km 減小至 156 km（圖 13）。歸納此時期渦旋之增強因素主要來自於對流爆發，一方面濕化中層大氣，降低羅士比變形半徑，保存對流所釋放的潛熱，氣壓持續降低，另一方面，當低壓逐漸形成時，大範圍輻合將中層環境的風切渦度集中，初始渦旋得藉由拉伸過程增強。

至第二階段『成熟期』（8-12 h）時，在這個階段環流已經初步建立，風速增加可引發表層熱交換(wind-induced surface heat exchange, WISHE)造成大量的方位上不對稱性，在南側低層有較高的相當位溫（圖 12c 和 d），有利於短暫性高浮力對流發生(Molinari et al., 2004)。700 hPa 面的垂直運動分布（圖 5a）顯示在近中心東側及南側的兩帶上有明顯的對流，同時也伴隨有中尺度下衝流。系統的對流活動藉著拉伸作用，將中低層的環境渦度集中至內核區（圖 9）。在低層已具有相對渦度的環境中，對流尺度過程可以有效率的集中周圍的正渦度，形成渦度熱塔(vortical hot tower, VHT; Hendricks et al. 2004)。這些正渦度中心通常與從邊界層拉伸，並與向上平流的渦度結合，而成為具氣旋式旋轉的深度上衝流(Houze et al. 2009)；七股雷達風場觀測到本個案強對流回波裡伴隨有尺度約 30 km 的渦旋(Lai et al., 2011)；唯渦旋較靠近雷達，並無觀測到回波頂。渦度核形成裙帶狀進一步加強旋生（圖 7; Kossin et al. 2002;

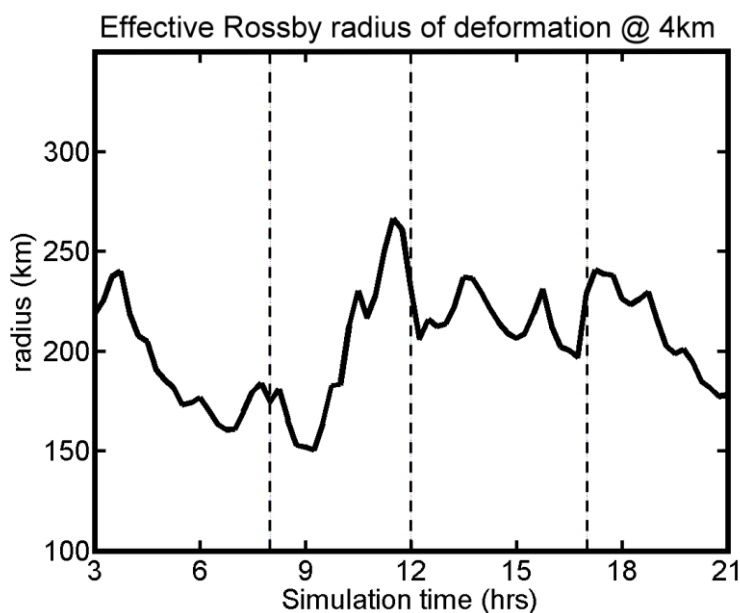


圖 13 4 km 高度之羅士比變形半徑（單位為 km）。

Kuo et al., 2012)。

在『成熟期』，雖然平均上升速度較弱，但加熱效率較『加強期』為高（圖 11），相對渦度加強、增厚（圖 8）。McFarquhar et al. (2012)認為潛熱加熱主要來自於較弱垂直運動的貢獻，而不是來自於強對流；該篇研究指出中層水象粒子通量的增加乃與持續性的中等強度對流有關，換句話說，對流雖然較弱，但若範圍大且持續時間長，其釋放的潛熱反而能更有效率地加熱大氣，而造成渦旋快速增強。另外，渦旋之東側及南側因著中尺度上衝流和下衝流同時存在，大氣對流垂直混合使得相當位溫（濕熵）剖面逐漸呈現濕中性；與此同時，後側的中層亦因低濕熵空氣逸入而逐漸變乾，平均之 N_m 增加，4 km 之 L_R 逐漸增加至 250 km（圖 13），加熱效率開始減低，中層的渦度增強速率減緩，最大渦度發展的高度降低。

在『再增強期』（12-17 h）間，中尺度渦旋

之暖心結構增強至低層（圖 6b），其周圍及台灣西南部沿岸附近存在相對的冷區，西南風環流沿著冷空氣舉升而加強了東側及前側持續的對流；由於空氣是沿著冷池舉升，主要輻合發生在近地層，相對於『加強期』，對流的最大垂直運動速度高度較低，平均的垂直速度亦較小（圖 10b），然而其持續時間超過 5 小時，仍然造成台灣西南部海岸區域豪雨成災。在此段時間拉伸項為負貢獻，由圖 5b 可見到對流區從內核區向外擴散。另一方面，如同觀測分析，模擬亦顯示在此時之渦旋加強主要是來自於擾動通量項的貢獻：由圖 7 可見在『再增強期』階段有強的渦度核分布於中尺度渦旋的東側和南區之對流區內，隨著對流區的外擴，這些對流相關的渦度核大約分布於內核區的邊緣附近；以 850 hPa 上模擬時間 13 h 時之計算範圍南側邊界為例（圖 14），在邊界上有對流尺度的正負渦度生成，強的正渦度擾動在東南側受到向內的擾動風場往內核傳送，有助於增加

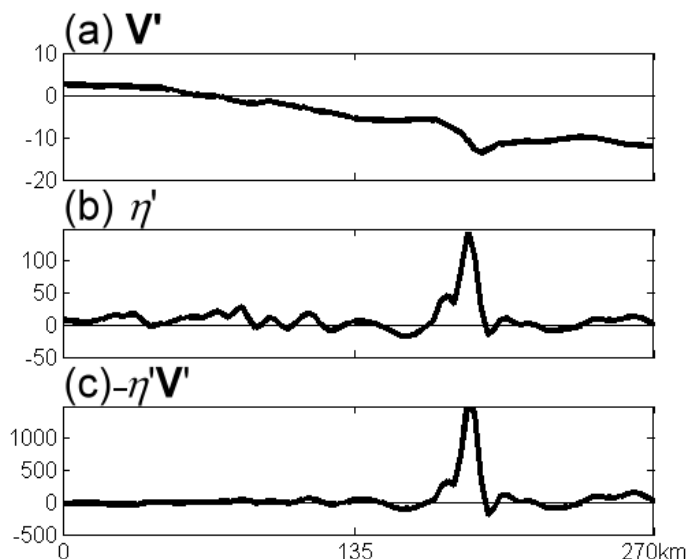


圖 14 模擬時間 13h 時，850hPa 上垂直計算範圍南側邊界之(a)擾動流場（單位為 m s^{-1} ）、(b)擾動渦度場（單位為 10^{-5} s^{-1} ）及(c)渦度通量（單位為 10^{-5} m s^{-2} ）。

內核區的環流。然而拉伸項與擾動通量項在中層是相抵消的，渦旋的再加強只在 850 hPa 以下的低層較為明顯。

受到長時間降雨影響，渦旋東側之中對流層再度濕化，呈現中性大氣特徵（圖 12b），羅士比變形半徑較前期稍有減小，此時期 4 km 的 L_R 平均為 216 km（圖 13），有助於前述之對流所釋放的潛熱保存在內核區（圖 11b 和 d）。因此在『再增強期』，中尺度氣旋式環流在近地層最強，隨著高度減弱。同時期低濕熵的中層後側入流持續侵入渦旋近中心，造成絕熱下沉增溫（圖 12c），當渦旋中層變暖，有利於其下氣旋式環流增強，在靜力平衡下，中尺度低壓加深（圖 6b），梯度風增加，加強了中低層之氣旋式環流，與熱帶氣旋中心氣壓下降的過程相似(Willoughby, 1990)。

由於此個案的綜觀環境具有相當大的水氣梯度，不僅使對流形成不對稱型態，甚至乾空氣顯著環流遍及整個對流系統並侵入渦旋中心。17 h

之後的『減弱期』，3-6 km 高度持續被低濕熵的後側入流侵入渦旋內核區（圖 12），濕絕熱遞減率增加，4 km 的 L_R 變小（圖 13），因暖心結構的加強使中層渦度有短暫的維持。但乾空氣隨著環流持續的入侵，抑制了近中心對流的發展，雨帶由內核區向外擴散（圖 5c 及圖 10e）。隨著潛熱加熱源徑向向外移出，渦旋便逐漸減弱(Braun et al., 2012)。

七、總結

本文研究個案為 2008 年 6 月間梅雨鋒中尺度對流系統在臺灣海峽上發展的中尺度渦旋。綜觀環境具有明顯南北水氣梯度，對流系統降雨呈現不對稱結構，對流雨帶在潮濕側的南區和東區較為旺盛。此中尺度對流系統有明顯的氣旋式環流並伴隨中尺度低壓。在系統東移的過程中，對流雨帶為臺灣南部帶來短延時的強降雨。

本研究利用西南氣流實驗期間，兩組飛機投

落探空儀觀測資料分析在海上發展的中尺度渦旋渦度特徵。經由時空修正至 6 月 5 日 00 Z 及 06 Z 的探空分析渦度診斷發現：在這段期間中尺度渦旋呈現增強的趨勢，並由 500 hPa 發展至 400 hPa 高度，平均的渦度約為 10^{-4} s^{-1} 。由渦度方程診斷渦度增加的主要的貢獻來自於拉伸項（佔 51%）；擾動通量亦傳送了邊界上的正渦度至渦旋內核區，約佔 46% 的正貢獻。

比較 WRF 模式模擬的渦度趨勢，初生中尺度渦旋隨著時間由 750hPa 向上、下增厚並加強，渦度收支亦顯示渦旋發展的主要貢獻來自拉伸項。然而在『再發展期』時拉伸項在中層出現負貢獻，使得中層之渦度短暫減弱，最大渦度的高度從 750hPa 下移到近地層。這樣的演變在兩次的觀測取樣期間（約 6 小時）是難以解析並進行診斷的。雖然飛機投落探空的觀測取樣有其時空限制，這組寶貴的資料仍為我們提供了第一手的觀測分析，有助於隨後的模擬校驗。

我們認為在本個案中局部強對流潛熱釋放和集中的渦度核是渦旋發展的主要因素，而中層之對流混合濕化或後側入流乾化則藉著改變羅士比變形半徑來影響內核區的加熱效率。因此本研究將渦旋的內核區劃分為四個象限，探討不對稱的對流分布對系統的發展的影響，並根據其對流特徵將系統生命期分為四個階段。

『加強期』內核區有顯著的對流爆發，藉由大範圍輻合將綜觀環境的風切渦度集中；雖然初期之加熱效率效低，但藉著對流濕化中高層大氣，使得羅士比變形半徑（ L_R ）減小，對流所釋放的潛熱逐漸得以保存在系統的內核區，雖然隨後對流稍微減弱，但加熱效率增加，渦旋持續發展，初始渦旋得以形成。『成熟期』同時具有中尺

度上衝流和下衝流，對流活動藉著局部的拉伸作用將中低層的中尺度渦度集中成為渦度核，然而大氣之垂直混合使得相當位溫剖面逐漸呈現濕中性，西側的中層因低濕熵空氣逸入而變乾，整體的 L_R 逐漸增加，中層加熱效率減低，最大渦度發生的高度向下移。『再增強期』渦旋南風環流沿著低層冷空氣舉升，使對流有機會再加強，並藉著擾動渦度通量增加內核區的渦度；受到長時間降雨影響，前側之中對流層再度濕化， L_R 稍微減小，有助於中低層潛熱保存。另一方面，中層後側則存在入流絕熱下沉，所造成之渦度輻散使中對流層拉伸項呈現負貢獻。然而近中心附近之絕熱增溫，加強近中心暖心結構，中尺度低壓加深，中尺度氣旋式環流在近地層增強。此個案的環境具有相當大的水氣梯度，不僅造成不對稱的對流，甚至乾空氣順著環流遍及整個系統並侵入渦旋中心。在『減弱期』，暖心結構的加強使中層渦度有短暫的維持，但後側入流持續逸入乾空氣，對流受到抑制並開始向外擴散，潛熱加熱源徑向外移出高渦度的內核區，渦旋便逐漸減弱。

歸納此中尺度渦旋發展主要受到兩個機制的影響。第一是伴隨對流活動之局部渦度核的發展，藉著大範圍輻合及擾動通量集中渦度至內核區。第二個機制是中層加熱效率，藉著強對流垂直混合的濕化或後側入流之乾化過程改變了系統的羅士比變形半徑，而影響了不同時期對流潛熱加熱效率。

此中尺度渦旋是一個沒有發展為成熟熱帶氣旋的個案。由觀測分析和模擬診斷發現，它的生命史中從初生、發展、減弱至再加強各階段受到複雜熱動力過程的相互影響，特別是伴隨局部強對流的渦度核，其上衝流的強度和位置在不同的背景渦度和穩定度的影響下所產生的加熱效率，

以及一開始補償性下沉所造成的冷卻和逸入沉降增溫加強暖心，冷區提供的低層對流激發等，再次顯出加熱剖面在熱帶氣旋生過程中的重要角色，而至今仍缺乏直接的觀測。西南氣流期間 S 波段偏極化雷達提供了空中水滴粒子的觀測，將有助於學者進一步了解水象粒子通量和其相位變化時所可能造成之加熱效應，是接下來值得研究的方向。

致謝

感謝兩位審查者提供諸多詳細且寶貴意見，使得本文更具學術研究參考價值。感謝尤心瑜小姐、修榮光先生及李晨光先生協助校稿。本研究在國科會 NSC102-2811-M-002-159 與 NSC 101-2111-M-002-005 支持下完成。

參考文獻

- 陳泰然，周鴻祺，黃心怡，楊進賢及張子琦，2011：梅雨季竹苗豪雨個案之中尺度現象探討。《大氣科學》，**39**，343-372。
- Akiyama, T., 1984a: A medium-scale cloud cluster in a Baiu front. Part I: Evolution process and a fine structure. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 485-504.
- , 1984b: A medium-scale cloud cluster in a Baiu front. Part II: Thermal and kinematics fields and heat budget. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 505-520.
- Braun, S. A., J. A. Sippel, D. S. Nolan, 2012: The impact of dry midlevel air on hurricane intensity in idealized simulations with no mean flow. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 236-257.
- Chen, G. T. J., and C.-P. Chang, 1980: The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (mei-yu) over southeastern China and Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 942-953.
- , and C.-Y. Liang 1992: A midlevel vortex observed in the Taiwan area mesoscale experiment (TAMEX). *J. Meteor. Soc. Japan.*, **70**, 25-41.
- , C. C. Wang, and S. W. Chang, 2008: A diagnostic case study of Meiyu frontogenesis and development of wave-like frontal disturbances in the subtropical environment. *Mon. Wea. Rev.* **136**, 41-61.
- Chen, S. S., and W. M. Frank, 1993: A numerical study of the genesis of extratropical convective mesovortices. Part I: Evolution and dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2401-2426.
- Chen, Y., M. K. Yau, 2003: Asymmetric structures in a simulated landfalling hurricane. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 2294-2312.
- Chong, M., and O. Bousquet, 1999: A mesovortex within a near-equatorial mesoscale convective system during TOGA COARE. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 1145-1156.
- Ciesielski, P. E., W.-M. Chang, S.-C. Huang, R. H. Johnson, B. J.-D. Jou, W.-C. Lee, P.-H. Lin, C.-H. Liu and J. Wang, 2010: Quality controlled upper-air sounding dataset for TiMREX/SoWMEX: Development and corrections. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **27**, 1802-1821.

- Davis, C. A., W.-C. Lee, 2012: Mesoscale analysis of heavy rainfall episodes from SoWMEX/TiMREX. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 521-537.
- , and T. J. Galarneau Jr., 2009: The vertical structure of mesoscale convective vortices. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 686-704.
- Du, J., and H.-R. Cho, 1996: Potential vorticity anomaly and mesoscale convective systems on the Baiu (Mei-Yu) front. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 891-908.
- Hendricks, E. A., M. T. Montgomery, and C. A. Davis, 2004: On the role of “vortical” hot towers in formation of Tropical Cyclone Diana (1984). *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1209-1232.
- Hong, S.-Y., and H.-L. Pan, 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2322-2339.
- Houze, R. A., Jr., M. Bell, and W.-C. Lee, 2009: Convective contribution to the genesis of Hurricane Ophelia (2005). *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2778-2800.
- Kossin, J. P., B. D. McNoldy, and W. H. Schubert, 2002: Vortical swirls in hurricane eye clouds. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 3144-3149.
- Kuo, Hung-Chi, Chih-Pei Chang, Ching-Hwang Liu, 2012: Convection and Rapid Filamentation in Typhoon Sinlaku during TCS-08/T-PARC. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 2806-2817.
- Lai, H.-W., C. A. Davis, B. J.-D. Jou, 2011: A subtropical oceanic mesoscale convective vortex observed during SoWMEX/TiMREX. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 2367-2385.
- Lee, C.-S., Y.-L. Lin and K. K.-W. Cheung, 2006: Tropical cyclone formations in the South China Sea associated with the Mei-Yu front. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2670-2687.
- McFarquhar, G. M., Br. F. Jewett, M. S. Gilmore, S. W. Nesbitt, T.-L. Hsieh, 2012: Vertical velocity and microphysical distributions related to rapid intensification in a simulation of Hurricane Dennis (2005). *J. Atmos. Sci.*, **69**, 3515-3534.
- Molinari, J., D. Vollaro, K. L. Corbosiero, 2004: Tropical Cyclone Formation in a Sheared Environment: A Case Study. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2493-2509.
- Nolan, D. S., 2007: What is the trigger for tropical cyclogenesis? *Aust. Meteor. Mag.*, **56**, 241-266.
- Janjic, Z. I., 1994: The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes, *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 927-945.
- Jorgensen, D. P., B. F. LeMone, and S. B. Trier, 1997: Structure and evolution of the 22 February 1993 TOGA COARE squall line: Aircraft observations of precipitation, circulation, and surface energy fluxes. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 1961-1985.
- Jou, B. J.-D., W. C. Lee, and R. H. Johnson, 2010: An overview of SoWMEX/TiMREX. Selected Papers of the Fourth International Monsoon

- Workshop, C. P. Chang, Ed., World Scientific, 1-16.
- Kuo, H.-C., and C.-H. Horng, 1994: A study of finite amplitude barotropic instability. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **5**, 199-243.
- Tao, S.-Y., and Y.-H. Ding, 1981: Observational evidence of the influence of the Qinghai Xizang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **62**, 23-30.
- Thompson, G., R. M. Rasmussen, and K. Manning, 2004: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 519-542.
- Wu, G. X., and S. J. Chen, 1985: The effect of mechanical forcing on the formation of a mesoscale vortex. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 1049-1070.
- Wang, W., Y. H. Kuo, and T. T. Warner, 1993: A diabatically driven mesoscale vortex in the lee of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2542-2561.
- Willoughby, H. E., 1990: Temporal changes of the primary circulation in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 242-264.
- Yu, C.-K., B. J.-D. Jou, and B. F. Smull, 1999: Formative stage of a long-lived mesoscale vortex observed by airborne Doppler radar. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 838-857.
- Zhang, Q.-H., K.-H. Lau, Y.-H. Kuo, and S.-J. Chen, 2003: A numerical study of a mesoscale convective system over the Taiwan Strait. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1150-1170.

The Role of Asymmetric Convection on Oceanic Mesovortex Associated with Meiyu Front

Hsiao-Wei Lai and Ben Jong-Dao Jou

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(manuscript received 27 September 2013 ; in final form 16 July 2014)

ABSTRACT

The study examines the vorticity budget of a mesovortex observed during the Southwest Monsoon Experiment/Terrain-influenced Monsoon Rainfall Experiment (SoWMEX/TiMREX). The mesovortex was associated with Meiyu front developed in the Taiwan Strait on 4-5 June 2008. The mesovortex exhibited cyclonic circulation, a mesolow, and the asymmetric convective rainband. Using dropsonde data, the vorticity budget calculation showed the strengthening and deepening of the mesovortex during the two flight missions (6 hours apart) was mainly contributed both by stretching and by eddy vorticity flux. In this study, WRF model simulation result was also used to perform the detailed vorticity budget and the role of asymmetric convection on mesovortex development was discussed.

Based on the evolution of the vorticity, the mesovortex development is divided into four stages. In the early developing stage (about 5 h), concentrated convection burst within the core of the mesovortex. The mid-to upper- troposphere was humidified and resultant in a much smaller Rossby radius of deformation. The concentrated heating induced low-level convergence and vortex stretching and led to a stronger vortex. In the mature stage (about 4 h), the mesovortex showed pronounced mesoscale updrafts and downdrafts. The convective heating in the mid-troposphere was largely balanced by the dry rear inflow entrained into the vortex from the northwest. At this stage, the vorticity at low levels developed much faster than that in the mid- and upper- troposphere. In the re-intensifying stage (about 5 h), the south-southwesterly was lifted by the colder air in the low troposphere and the convection re-intensified. Eddy flux continually transported the vorticity on the edge into the vortex core region. At the same time, the rear-descended dry air induced adiabatic warming and led to a strengthened mesolow. At the last stage, the convection was suppressed near the vortex core and the mesovortex weakened.

Key Words: Southwest Monsoon Experiment/Terrain-influenced Monsoon Rainfall Experiment (SoWMEX/TiMREX), mesovortex, Asymmetric convection, Rossby radius of deformation.