

台灣中部山區組織性對流系統渦度之分析

張茂興¹ 周仲島² 何台華¹

¹國防大學中正理工學院應用物理系

²國立台灣大學大氣科學系

(中華民國八十八年十月十一日收稿；中華民國八十九年五月二十三日定稿)

摘 要

本文是利用台灣地區中尺度實驗(TAMEX, 1987)期間密集的(每 4-5 分鐘完成一次扇形掃描)雙都卜勒氣象雷達觀測資料, 探討台灣中部山區近似滯留之中尺度對流系統內, 降水與運動場結構之特徵。1987 年 6 月 20 日(TAMEX IOP11)午後, 在垂直風切微弱與明顯對流不穩定的大氣條件下, 於台中與苗栗山區產生由孤立雷雨胞發展至具組織性的中尺度對流系統, 生命週期近 6 小時。此系統發展初期(1316L-1412L)較無組織, 主要以個別雷雨胞或多胞狀之雷雨系統發展為主, 降水回波強度大於 10dBZ 的高度可發展至 12 公里, 最大垂直上升值 7m/s, 且位於高度 7-8 公里處。系統發展後期(1622L-1655L)為本文探討重點, 此時已形成具組織性的中尺度對流系統, 降水回波強度大於 10dBZ 的高度可達 18 公里, 最大垂直上升速度增強至 18m/s, 高度在 8-10 公里處。另外, 發現於此近似滯留之中尺度對流系統內, 明顯具有組織性之垂直渦度偶極型態。

經由垂直渦度收支的分析, 此組織性中尺度對流系統發展初期, 低層(高度 2km 以下)垂直渦度的主要貢獻, 來自輻散項與傾斜項, 其餘各高度以傾斜項為主; 在最成熟階段, 整層均以傾斜項為主; 於成熟後期, 在高度 7km 以下以傾斜項為主, 但高於 7km 的高度, 顯示輻散項與垂直平流項的貢獻較為重要。綜合上述的結果, 顯示垂直運動場、水平運動場及渦度偶極場先後組織及加強的可能機制為: 對流系統中的潛熱釋放首先增加垂直上升運動速度, 而垂直運動場在水平面上產生梯度, 且形成局部低壓, 使得水平風場在各高度層有不同的加速與傾斜效應, 同時垂直渦度偶極主要也藉由傾斜作用而產生。

關鍵詞: 組織性中尺度對流系統, 渦度偶極, 渦度收支

一、前言

近十幾年來有關中尺度渦旋環流(mesoscale convectively generated vortex: MCV)之研究，發現其常伴隨於中尺度對流系統，在熱帶與中緯度地區皆會生成及發展，且在組織中尺度對流系統上扮演著重要角色(Zhang and Fritsch, 1987; Menand and Fritsch, 1989)。

而過去有關中尺度對流系統之層狀雲區的觀測研究指出，在中低對流層常會發展出氣旋式渦旋環流(Gamache and Houze, 1985; Smull and Houze, 1985; Leary and Rappaort, 1987; Brandes, 1990; Bartels and Maddox, 1991; Biggerstaff and Houze, 1991a, 1991b; Jorgensen and Smull, 1993; Chong and Bousquet, 1999)。在不同的個案研究中，也分別提出中尺度渦旋環流可能的生成或發展機制。Biggerstaff and Houze (1991a, 1991b)的研究過程中，發現在中高對流層層狀降水區之相對性垂直渦度呈組織性帶狀，同時具有氣旋式與反氣旋式渦度，帶狀方向是平行於飢線主對流軸。主對流區為氣旋式渦度帶，反氣旋式渦度位於主對流區與層狀強降水區之間，另一氣旋式渦度帶在層狀降水區離線狀主對流區更遠之處。該研究認為由於層狀降水區的中尺度下衝流，將水平渦度傾斜到垂直渦度；即傾斜項的作用，是垂直渦度增強及組織的主要物理過程。Chong and Bousquet(1999)針對 TOGA(Tropical Ocean Global Atmosphere) COARE (Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment) 實驗期間，利用氣象飛機機載都卜勒雷達量測資料，強調中尺度渦旋環流的形成是層狀降水區蒸發冷卻形成中尺度下衝流，將層狀降水區的水平渦度傾斜到垂直渦度。雖然這些中尺度渦旋環流有助於中尺度對流系統增長其生命期，卻經常在

對流系統成熟期至消散期時才可觀測到。此渦旋環流水平尺度(直徑)大約由 50 至 300 公里，於中尺度上衝流或下衝流處發展(Leary and Rappaort, 1987; Johnson et al., 1989; Bartels and Maddox, 1991; Johnson and Bartels, 1992; Brandes and Ziegler, 1993; Chong and Bousquet, 1999)。

層狀降水區對於中尺度渦旋環流的生成與維持，其物理過程如蒸發冷卻、中尺度下衝流或潛熱釋放的輻合等都顯得相當重要。但並未直指層狀降水區是產生中尺度渦旋環流或增強的唯一必要條件。雖然限於觀測上解析度的一些困擾，仍有少許的例外個案被觀測，如 Verlinde and Cotton (1990) 利用雙都卜勒雷達合成資料，探討在美國中部地區於中尺度複合體(MCC)內部所伴隨的中尺度渦旋環流(尺度約為 30km)結構，結果認為垂直渦度可經由對流尺度上衝流，將低層水平動量傳遞至中高對流層，形成組織性之垂直渦度帶。由渦度產生的物理過程中，瞭解其來源是來自對流區，而不是來自對流區後緣的層狀降水區。最近，Jorgensen et al. (1997) 也針對 TOGA COARE 實驗期間，利用氣象飛機機載都卜勒雷達和原位量測資料，分析飢線內部對流系統之演變狀況；飢線原呈線狀對流系統，之後，發展至具弓狀(bow-shaped)結構時，於鄰近對流區之尾端，伴隨一逆時鐘旋轉的垂直渦度。此中尺度渦旋環流主要是由對流區傾斜向後方的上升氣流，與層狀降水區中尺度下沉由後方往前之氣流，交互作用而形成。

台灣梅雨季產生豪雨之中尺度對流結構的研究中，TAMEX(Taiwan Area Mesoscale Experiment) 提供了許多彌足珍貴的高解析度資料。如 1987 年 6 月 16-17 日(TAMEX IOP 10)

期間，於台灣東南方海域有一中尺度對流系統生成並發展，此系統具高度的線狀結構，且伴隨著一個氣旋式的中尺度渦旋環流(Yu et al., 1999)。Chen and Liang (1992) 利用密集地面探空與 P3 氣象飛機的觀測資料，分析此中尺度渦旋環流往北移時的結構與演變。Bluestein and Herbqach(1994) 則利用地面 TOGA 與 CP4 雙都卜勒雷達資料，分析當中尺度對流系統在北部山區時，其內部層狀降水區所伴隨較小尺度渦旋環流(直徑約 20km)的結構。Yu et al.(1999) 利用 P3 氣象飛機機載都卜勒雷達資料作雙都卜勒合成，分析中尺度對流系統內部中尺度渦旋環流初生期的結構與探討可能的發展機制。Yu et al.(1999) 研究結果顯示，此個案是目前有觀測證據，證實存在於中尺度對流系統中之長生命的中尺度渦旋環流，其初始生成機制是源自對流區，而不是以往探討較多的層狀降水區。

以上有關中尺度渦度環流研究中，除 Verlinde and Cotton(1990)探討的個案生命期較短，約為 1~2 小時，且未明顯影響中尺度渦旋環流所存在較大尺度的環流系統外，其餘皆為長生命期的中尺度渦旋環流。台灣地區中尺度實驗(TAMEx)研究成果中，有關中尺度對流系統之結構特性已有豐碩的探討及分析結果。然而利用雙都卜勒雷達的資料，探討因地形、區域環流與環境風場的影響下，形成組織性中尺度的對流系統，並分析其內部降水與運動場結構的研究，是非常缺乏的。尤其，在組織性的中尺度對流系統內，發展出短生命期的垂直渦度偶極場之結構與演變，國內無人深入研究討論。

1987 年 6 月 20 日 (TAMEx IOP11) 在垂直風切微弱與對流不穩定的大氣條件下，於台

灣台中與苗栗山區，產生生命期達 6 小時，由孤立雷雨胞至具組織性的中尺度對流系統。此中尺度對流系統的發展，張等(1996)由降水回波分布區分為三個特性不同的階段。第一階段以個別雷雨胞及雷雨胞間之合併為主，發生區域為地形高度 200-500 公尺的斜坡上。周等(1997)利用雙都卜勒雷達合成資料，分析此階段雷雨系統之降水與運動場結構，結果顯示此階段系統未有明顯之強水平風速或垂直上升速度區，也未發現具組織性的垂直渦度區。第二階段為南北多個雷雨胞在斜坡上合併組織，形成南北線狀之對流系統。之後，往較高山區移動並減弱。第三階段，新的雷雨胞在線狀對流系統西南側 100-200 公尺斜坡區生成後，併入原有之線狀對流系統，此時整個對流系統呈現具組織性之近似滯留狀態，造成局部地區大雨現象。本文主要是藉由 3~5 分鐘就有一組體積掃描，水平網格間距為 500 公尺的高時空解析度的雙都卜勒雷達資料，探討第三階段組織性對流系統內部降水及運動場的結構，期望能對在山區發展成組織性對流系統之過程中，針對其水平強風速帶、垂直上升速度的增加與垂直渦度帶的建立及組織，能對其結構與演變有深一層的瞭解，而組織性的垂直渦度偶極場，及其對中尺度對流系統發展的影響，也有必要進一步的診斷分析，瞭解其形成的機制，此觀測研究的結果，在台灣地區屬於首創。

本文的內容安排如下，第二節說明雷達資料特性，尤其對垂直渦度收支分析原理將予以詳細說明；第三節則討論組織性對流系統發生前後綜觀環境條件的變化；第四節即利用雙都卜勒雷達合成風場分析對流系統降水回波與內部運動場的結構與演變；第五節分析對流系統組織性垂直渦度之收支狀況；第六節探討對流

系統的降水與運動場結構特性，及組織性垂直渦度得以形成與維持的機制；第七節為結論

二、都卜勒雷達資料特性與垂直渦度收支分析原理

(一) 都卜勒雷達資料特性與運動場求取方法

本文研究所選用主要為位於台灣苗栗外埔海灘及台中清泉崗的 CP-4 和 TOGA 都卜勒雷達資料。圖 1 顯示實驗期間在台灣中部地區各種觀測站(含雨量、地面、探空與雷達)的位置。雨量站資料每筆為 30 分鐘，探空資料為每 3 小時 1 筆。圖中實線方格為雙都卜勒合成範圍，近似滯留的對流系統大降水回波(回波值大於 35dBZ)區，大都落於此分析範圍內。台中象鼻與雙崎及苗栗新開與卓蘭等雨量站資料顯示，2 小時累積雨量都大於 15 毫米，台中新伯公更高達 59 毫米，所以此雙都卜勒分析範圍內，明顯為一大降雨區。如圖 1 所示，雙都卜勒雷達資料合成時，以 TOGA 雷達位置為原點 (0km,0km)，CP-4 雷達位置則位於 (14.7km, 41.3km) 處。CP-4 與 TOGA 雷達基本資料請參閱周等(1997)。一般 CP-4 與 TOGA 雷達皆取 20 個仰角資料，仰角角度由 0.3° 至約 23.5° 左右。檢訂資料的方式，除了利用客觀方式將不合理及受雜波影響資料去除後，在電腦工作站上，不同仰角之扇形圓錐面，以不同顏色表示徑向速度，並同時在工作站螢幕上讀取一個區域的徑向風場數據資料，接著以主觀方式判別，將資料不連續部份：即不合理的資料剔除。當每一仰角上之徑向風場資料修訂後，再以雙線性內差方式將資料內插至網格點上，水平網

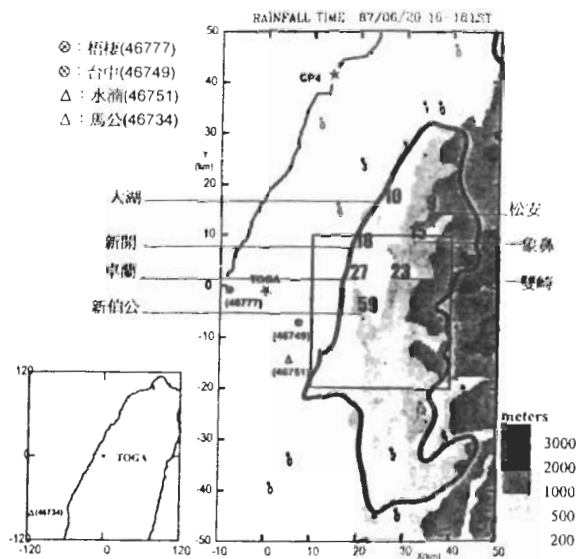


圖 1 台灣中部地區測站分布與地形高度圖。星號表示 CP4 與 TOGA 雷達位置，TOGA 雷達位置為座標原點。 Δ 表示馬公與水湳探空站， $\otimes$ 表示梧棲(46777)與台中(46749)地面測站，+為自動雨量站。陰影深淺代表不同高度地形，無陰影處為高度小於 200 公尺，實線正方形為組織性對流系統雙都卜勒風場合成區域。粗實線為 1987 年 6 月 20 日 1300-1900LST 6 小時合成回波大於 35dBZ 範圍，雨量站數據為 1600LST-1800LST 2 小時累積雨量，單位為毫米。

格點距東西向及南北向皆為 500m，垂直間距為 1000m。經考慮了山區地形與雷達資料品質，雙都卜勒雷達合成水平風場的原理及方法可參考周等(1997)。

(二) 垂直渦度收支分析原理

忽略摩擦力及次網格效應的直角座標之垂直渦度方程可寫成：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) - w \frac{\partial \zeta}{\partial z} - (\zeta + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

LC HADV VADV DIV

$$- \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right) \quad (1)$$

· TILT SOL

其中 u 、 v 與 w 分別為東西、南北與垂直風場分量， ζ 為相對渦度(relative vorticity)的垂直分量： $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ 。LC 為垂直渦度

隨時間的局部變化率。HADV 為水平平流項；代表水平風場將渦度作水平的傳送。VADV 為垂直平流項；代表垂直運動將渦度作垂直傳送。DIV 為輻散項；即透過水平的輻散或輻合將原先存在的垂直渦度加強或減弱。TILT 為傾斜項；代表因垂直速度不均勻的水平分布，將水平渦管傾斜而獲得垂直渦度。SOL 為力管項；代表透過因密度與氣壓不均勻的水平分布而產生之渦度。(1) 式等號右邊各項可經由三維都卜勒風場資料與熱動力反演，將每個網格點上的數量計算出來，然後每項分別再將分析範圍內，同高度的每個網格值加起來作水平平均，而獲得各高度各項的貢獻情形。LC 項可由 (1) 式等號右手邊各項相加而獲得，但力管項計算的結果比其它各項小 2-3 個數量級，在其它個案中如 Skamarock et al.(1994)，Yu et al.(1999)與 Chong and Bousquet(1999)等研究也同樣發現可忽略力管項，所以力管項的結構將不在討論的圖中顯示。

三、綜觀環境概述

周等(1997)已概述 1987 年 6 月 20 日之天氣狀況，由 0000UTC 地面天氣圖顯示低壓中心位於日本九州島東南方沿海，鋒面自此低壓中心往西南延伸，距台灣北部海面大約 200 公里，此時台灣地區天氣型態主要受太平洋高壓影響，大多吹偏南風。同一時間 850hPa 及 500hPa 天氣圖顯示太平洋高壓脊經台灣本島西伸至福建江西，中對流層沒有短槽接近，低層也沒有噴流存在。整個華南地區高對流層非常溫暖，400hPa 以上高壓中心位於華南，台灣地區為顯著的東北風。12 小時以後，1200UTC 地面天氣圖(圖 2)顯示位於日本九州島外海之低壓系統加深並向東北移行，而位於台灣北部外海的滯留鋒，受太平洋高壓脊西伸的影響，隨著低壓系統北退，同時在台灣地區中高層並無任何明顯槽脊系統存在，高對流層台灣地區仍為顯著的東北風。由馬公 0600UTC 探空資料的分析，瞭解大環境相當有利於雷雨系統的發展(周等，1997)。然而為顯示雙都卜勒分析範圍環境風場的變化，由圖 1 可看出水湳探空測站較具代表性。圖 3a 與 3b 為水湳機場探空站 6 月 20 日 0300UTC 與 0900UTC 之風徑圖，由地面至 6 公里皆為明顯之西南偏南風，在時間不同的狀況下風場沒有明顯的變化，垂直風切

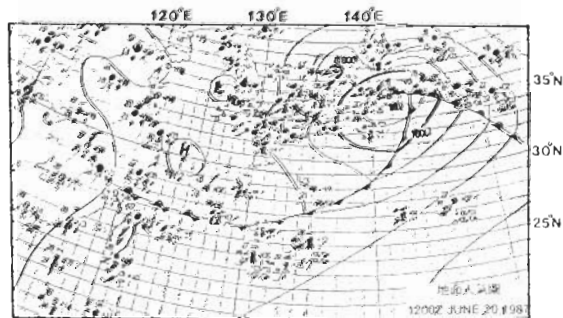


圖 2 1987 年 6 月 20 日 1200UTC 東亞地面天氣圖

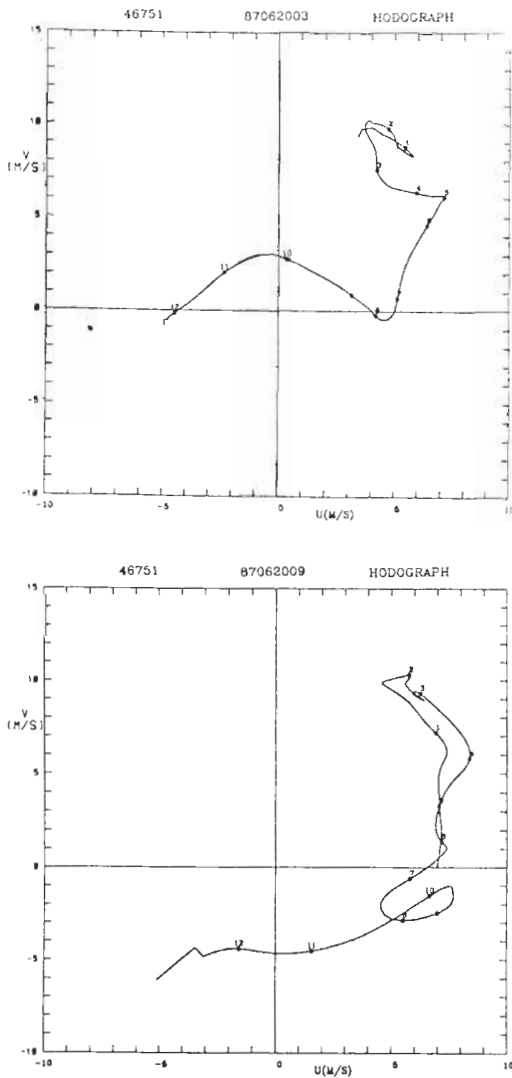


圖 3 1987 年 6 月 20 日 (a) 0300UTC, (b) 0900UTC 水滴探空風徑圖，其中數字代表高度，單位為公里。

也都非常微弱。此外，個案研究中，孤立雷雨胞至組織性近似滯留對流系統，發生與發展的時分約由 0500UTC 至 1000UTC，所以由風徑圖結果，顯示中尺度對流系統生成與發展的環流，並未對環境大尺度環流產生明顯的改變。

四、組織性對流系統之結構分析

(一) 水平回波特徵

1987 年 6 月 20 日 (TAMEX IOP11) 1316LST 左右，CP4 雷達首先在苗栗山區與南投日月潭附近觀測到三個孤立雷雨胞與多雷雨胞的形成，之後，孤立雷雨胞或雷雨系統經合併在 500m 地形線附近發展。有關此苗栗山區雷雨胞及雷雨系統之降水與運動場結構詳見周等 (1997)。張等 (1996) 分析此個案降水回波之演變，發現當苗栗與台中山區雷雨系統合併發展時，在南投山區的雷雨胞同時也在 500m 地形線附近發展，並移向北邊。於是苗栗、台中與南投山區雷雨系統合併，形成南北向較具組織性的對流系統，降水系統整體性的向東北方向的較高山區移行，此部份以降水回波特性，歸類為中尺度對流系統的第二階段。

張等 (1996) 同時也發現往東北方向移動至中央山脈較高處的對流系統，降水回波呈快速減弱的現象，惟在 500m~1000m 的地形上仍存在著強降水回波，然而此時在 200m~500m 地形斜坡上，甚至低於 200m 地形高度上不斷的有新胞生成。圖 4a 與 4b 於 $x=10\text{km}$ 、 $y=-22\text{km} \sim -24\text{km}$ 處即為新胞位置，圖 4c 新胞發展並向東北方向移行。圖 4d-4f 顯示大於 40dBZ 降水回波值已合併，但更強之降水回波中心仍呈多胞型式，圖 4a-4f 中以 30dBZ 的強降水回波等值線來看，對流系統仍具組織性，主軸方向顯然由第二階段之南北向 (張等，1996)，改呈東北-西南向，範圍在南北向的 -20km 至 10km ，東西向由 10km 至 40km 處，呈近似滯留，明顯的較大降水回波是在上風處發展 (圖

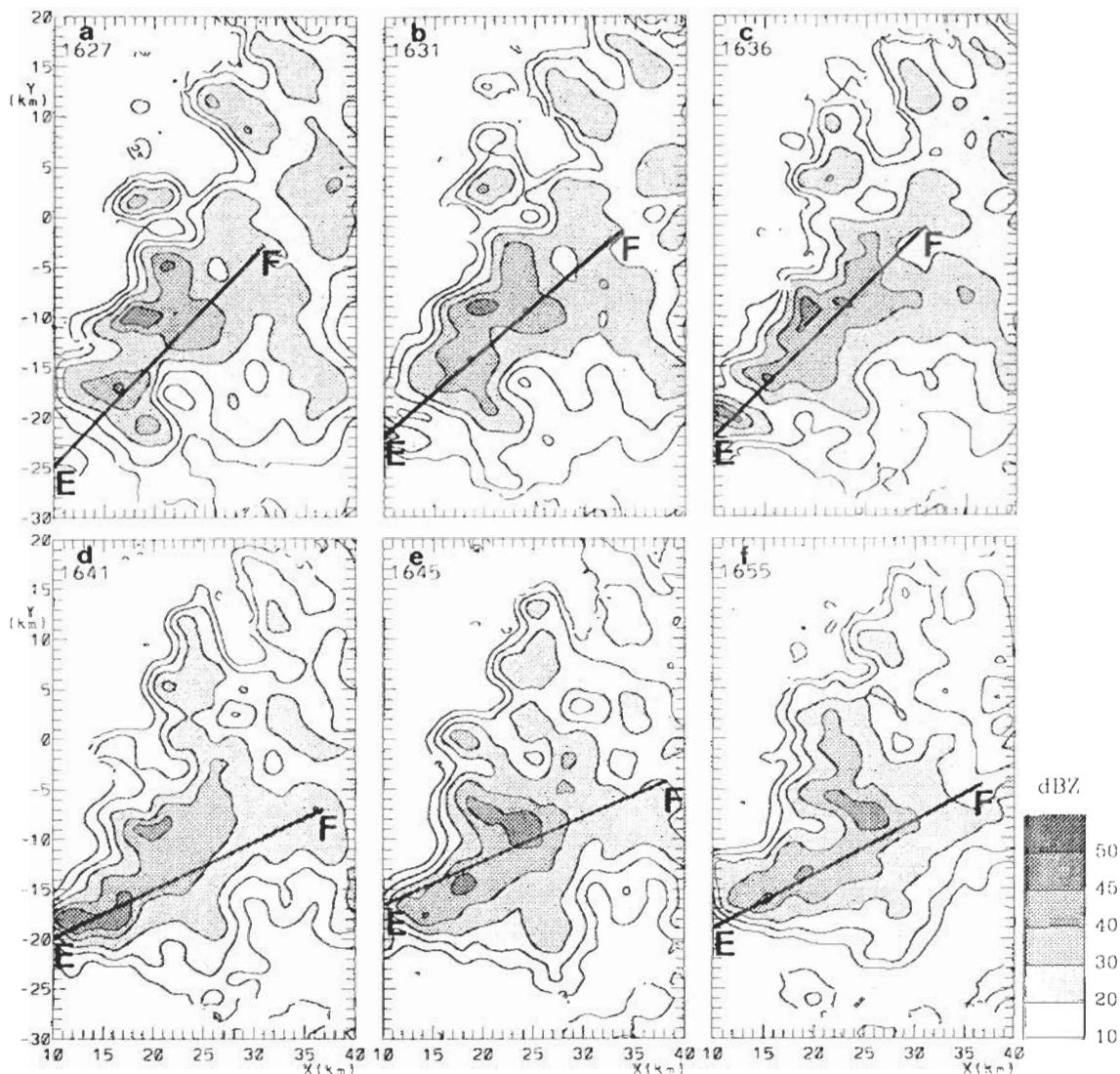


圖 4 TOGA 與 CP4 雷達合成之 4km CAPPI 回波時間序列圖，時間 (雷達掃描觀測中間時刻) 分別為 (a) 1627LST, (b) 1631LST, (c) 1636LST, (d) 1641LST, (e) 1645LST, (f) 1655LST 回波單位為 dBZ, X-Y 座標請參考圖 1。

4a-f)，此種情形約維持了近 1 小時多，而此段時間發展的降水回波也造成新伯公(約位於圖 4 $x=22\text{km}$, $y=-5\text{km}$ 處)1600LST-1800LST 的累積雨量達 59 毫米。圖 5 是取 1627、1636、1645 與 1655LST 四段時間，為高度 4km 降水回波大於 35dBZ 的變化情形，圖左下方的長方格內

顯示 1700LST 高度 2、4、6 及 8km 水滴探空的風場，初期對流系統的強降水回波是處於分離狀況，在後兩段時間降水回波則合併在一起，整體而言，降水中心似乎並沒有明顯的移動，其軸向大致呈東北-西南向分布，但值得注意的是 1655LST 在東北方向的回波，似乎朝逆

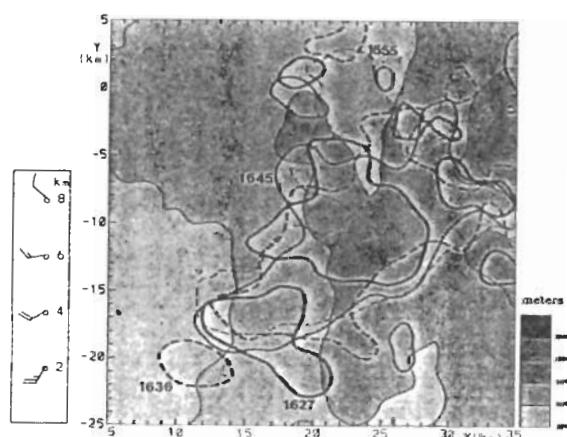


圖 5 圖 4 之 (a)、(c)、(e) 與 (f) 組織性對流系統於 4km 高度降水回波大於 35dBZ 範圍隨時間變化示意圖，其中數字代表雷達掃描觀測中間時刻，粗實線為 1627LST，粗虛線為 1636LST，細實線為 1645LST，細虛線為 1655LST，陰影深淺代表不同之地形高度，X-Y 座標請參考圖 1。圖左下方長方格內顯示 1700LST 高度 2、4、6 和 8km 的水滴探空風場，風標長桿表 5m/s，短桿表 2.5m/s。

時鐘方向旋轉，使得北段的降水回波是較為南北向，而南段仍屬東北-西南走向，看起來很像肘狀之排列。

(二) 垂直降水回波與運動場結構

當強降水回波呈近似滯留，而軸向為東北-西南向時，為更進一步瞭解組織性對流系統的降水與運動場結構。吾人選取雙都卜勒雷達觀測資料分析的時間(由 1619LST 至 1655LST)，其中除了 1645LST 至 1655LST 為間隔十分鐘的資料外，由 1622LST 至 1645LST 為連續的 4~5 分鐘資料。圖 6a-f 是圖 4a-f 內 E-F 線段之 X-Z 的降水回波與垂直速度剖面圖，以 10dBZ 作為對流系統頂部的高度，發現大多超過 15km 的高度，但為配合運動場，圖中的高度只顯示

至 15km。其垂直降水回波的結構，由圖 6a 與 6b 可發現新胞在地形高度較低之西南上風處生成，回波高度如雷雨胞生成時所顯示的高度一樣，10dBZ 回波值高度皆低於 7km(周等，1997)。然而在地形高度較高之下風處(約位於 $x=12-18\text{km}$) 的原有對流系統中，其 30dBZ 降水回波值發展的高度可高於 13km。於圖 6c 與 6d 可見新胞與原有對流系統合併發展的過程，發展中的新胞，其降水回波發展的高度增加，強度也增大，高層並與向西南方延伸之層狀雲合併，整個合併過程使得在分析的剖面範圍內，強降水回波(以大於 40dBZ，甚至大於 45dBZ 的區域為主)發展較廣且深厚，圖 6d 大於 40dBZ 的回波雖已合併，但由圖 4d 高度 4 公里的水平回波圖，顯示對流系統仍為多胞型式。圖 6e 與 6f 為對流系統發展成熟階段的後期，但大於 30dBZ 回波的範圍增大，且部份地區高度可超過 15km 以上(如圖 6e， $x=12-18.5\text{km}$ ，圖 6f， $x=15.5-19\text{km}$ 處)。

在垂直剖面運動場結構部份，圖 6a 顯示位於 $x=0.5\text{km}$ 處新生雷雨胞的上風處(圖中左下角，即地理上的西南方)仍為下降運動區，而其較大上升運動區有二區，一位於 $x=12.5\text{km}$ ，高度為 4km 處，上升速度約大於 4m/s，但整個分析剖面上最強的上升運動區則位於高度 10km ($x=18\text{km}$) 處，其最大上升速度大於 8m/s。圖 6b 較強的上升運動區同樣也有兩區，一在高度 6km ($x=12\text{km}$) 處，垂直上升速度大於 10m/s，另一在高度 10km ($x=18\text{km}$) 處，垂直上升速度大於 6m/s。圖 6c-d 顯示強上升運動區合併增強，形成單一強上升區域的型式，在高度 8-10km， $x=9-18\text{km}$ 間有很強的上升運動區，發生於強降水回波區的東北上方

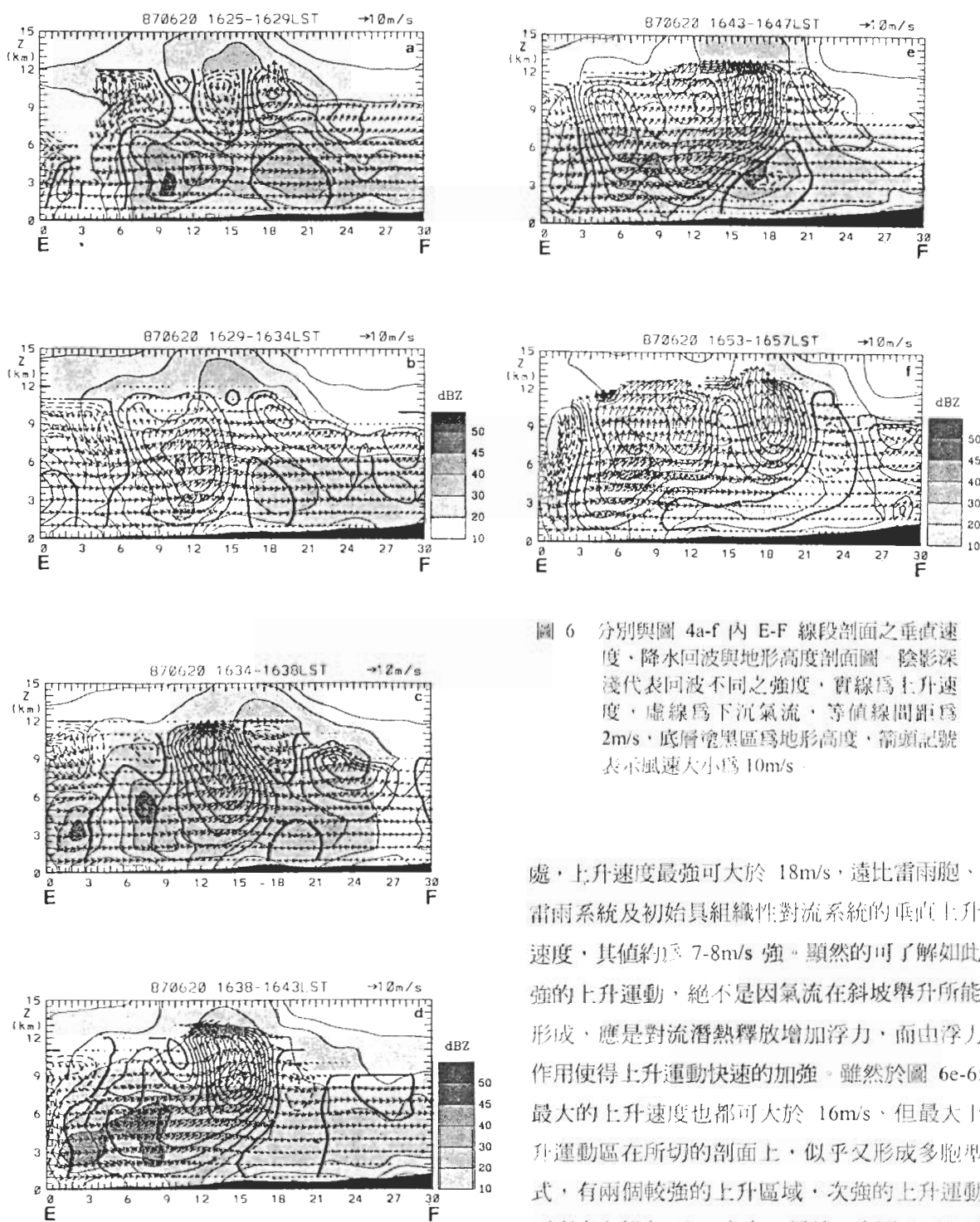


圖 6 分別與圖 4a-f 內 E-F 線段剖面之垂直速度、降水回波與地形高度剖面圖。陰影深淺代表回波不同之強度，實線為上升速度，虛線為下沉氣流，等值線間距為 2m/s，底層塗黑區為地形高度，箭頭記號表示風速大小為 10m/s。

處，上升速度最強可大於 18m/s，遠比雷雨胞、雷雨系統及初始具組織性對流系統的垂直上升速度，其值約為 7-8m/s 強。顯然的可了解如此強的上升運動，絕不是因氣流在斜坡舉升所能形成，應是對流潛熱釋放增加浮力，而由浮力作用使得上升運動快速的加強。雖然於圖 6e-6f 最大的上升速度也都可大於 16m/s，但最大上升運動區在所切的剖面上，似乎又形成多胞型式，有兩個較強的上升區域，次強的上升運動區高度也都在 7km 左右。另外，由圖 6a-6f 可見位於新胞與原有對流系統之間或對流系統之

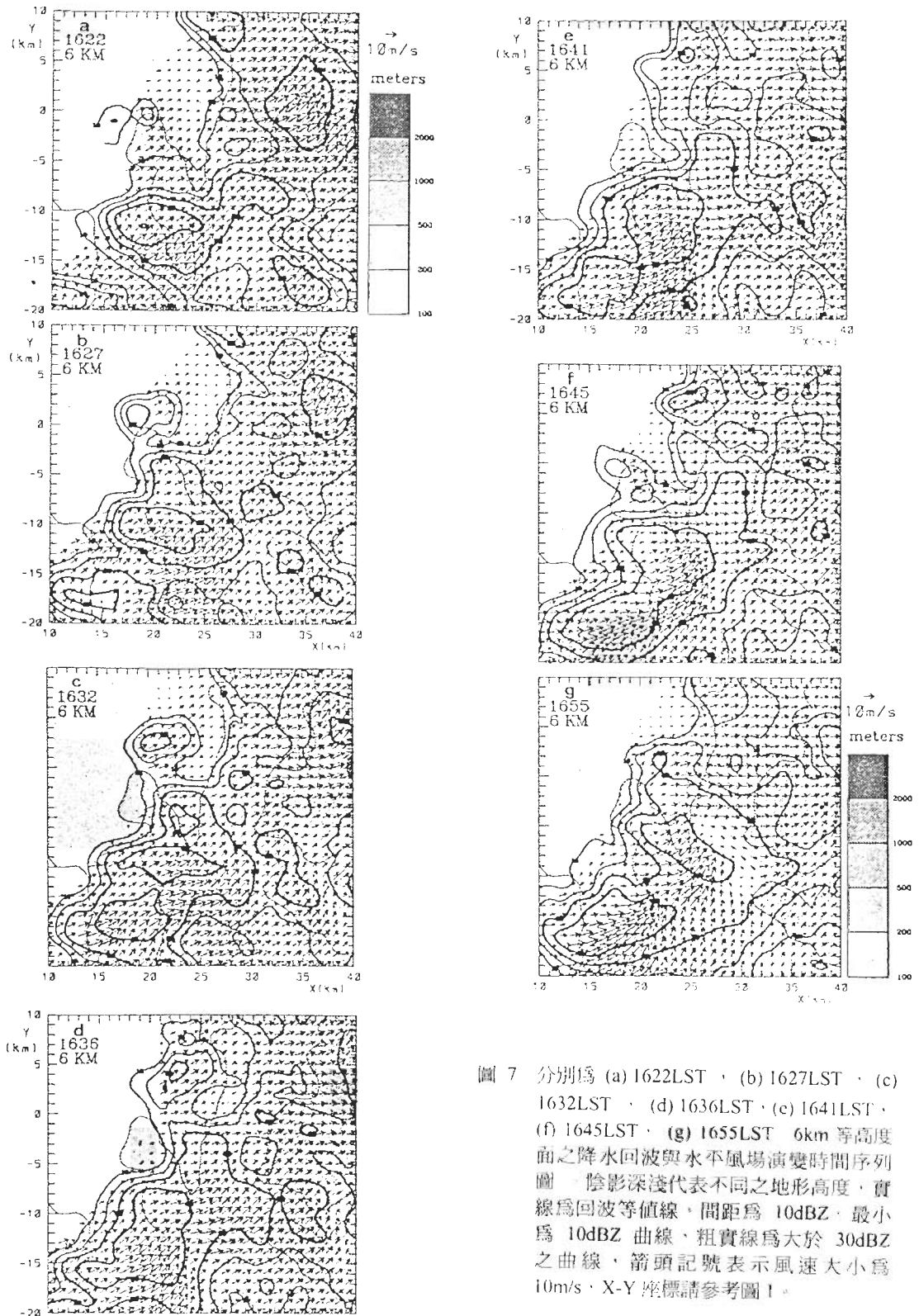
西南側之上風處為下降運動區，於圖 6b 最強之下沉氣流可大於 8m/s ，這類似於 Kingsmill and Wakimoto(1991) 所提於其探討個案成熟期時，中層大氣因環境尾流進入雲內，形成強且深厚的下沉氣流，而這些下降運動區的降水回波也是較弱的區域。

(三) 水平運動場結構

有關組織性對流系統的降水回波與水平運動場結構，以下所列圖示時間分別是雷達合成掃描的中間時刻。圖 7 分別為七個時段 6km 等高度面上之降水回波及水平風場演變圖。圖 7a 與 7b 左下角 200m 地形高度線附近顯示有新胞正在生成發展中，以大於 30dBZ 回波值為參考值，定為所謂的強回波區，圖 7a 有三個強回波區域，分別位於圖中的西南角落（即圖左下角）、呈東北-西南向於圖的中央地區與圖右上角區域（為地理上之東北方）。圖 7a 與 7b 西南角落的新胞與圖中央的原有對流系統為分離狀態，但於圖 7c 已明顯可觀測到合併與發展的情形，圖 7d-7g 圖右上角的強回波區已漸移向東邊高山區，所以大於 30dBZ 強回波區於分析範圍內，大致呈單一強降水中心，回波強度逐漸增強及範圍也在擴大，但至對流系統發展後期，以更強之降水中心（大於 40dBZ ）來看，如圖 7g 又顯示為多胞的型態。圖 7 水平風場在強回波區的西南方或南邊主要以西南風為主，圖 7a 在分析範圍內幾乎以西南風及西風為主，東北邊強降水回波區之東北方及西南方轉為西風為主，但最強之水平風仍位於圖中央強降水回波區，其值為 13.5m/s 。圖 7b 與 7c 顯示東北邊強降水回波漸向東北高山區移動後，在分析範圍出現明顯的西風區域，這也正在圖中央強降水回波之東北方，最大水平風約為

14m/s ，於圖 7a-7c 可見在強降水回波區有強水平風速區，而在離開強降水回波區有減速現象。圖 7d-7g 在強降水回波區的強風速帶漸被建立起來，其水平風也在逐漸增強，最大風速於圖 7g 中達 19.5m/s ，這比環境高度 6km 的水平風場（圖 3b）約 7.2m/s 強了許多。圖 7d-7g 單一強降水回波區北邊及東北邊的回波減弱，而且呈現的以西風為主，強降水回波區伴隨的強西南風速帶，到達分析範圍北邊及東北邊的西風區，因幅合而有減速的現象。另外，圖 7d-7g 於強降水回波區的東邊可分析出明顯的南來氣流（如圖 7d， $x=25\sim 28\text{km}$ ， $y=-20\sim -15\text{km}$ 處，圖 7g， $x=29\sim 34\text{km}$ ， $y=-20\sim -10\text{km}$ ）。圖 7a-7f 顯示強風速區原在強降水回波區的南邊或西南方，隨著時間序列逐漸移向與強降水回波區的位置一致（圖 7g 所示），這可能是南來氣流逐漸增強，西南與南來氣流幅合的區域向北移所致。

圖 8 分別為七個時段 6km 等高度面上之垂直速度場圖。圖 8a 與 8b 雖已可見系統具組織性的垂直上升區，其最大垂直上升速度皆大於 6m/s ，這些強上升運動區，都伴隨著圖 7a 與 7b 所示水平西南風速較大的區域，而位於新胞或原有對流系統之西南後緣處，皆為下降運動區，這與雷雨胞或雷雨系統的垂直運動場結構是相似的（關等，1997）。圖 8b-8g 垂直上升運動區帶狀的型式在時間序列上是愈加明顯，其強度與範圍也都增加了，圖 8c-8g 最大的垂直上升速度都增加至約 11m/s 。圖 8a-8g 顯示垂直上升運動區的帶狀是呈東北-西南走向，配合圖 7a-7g 發現在最強之垂直上升運動區是水平西南風減速的區域，也就是說水平西南強風速帶與垂直強上升運動區位置是有偏移現象，水平西南強風速帶大致上都位於垂直上升運動



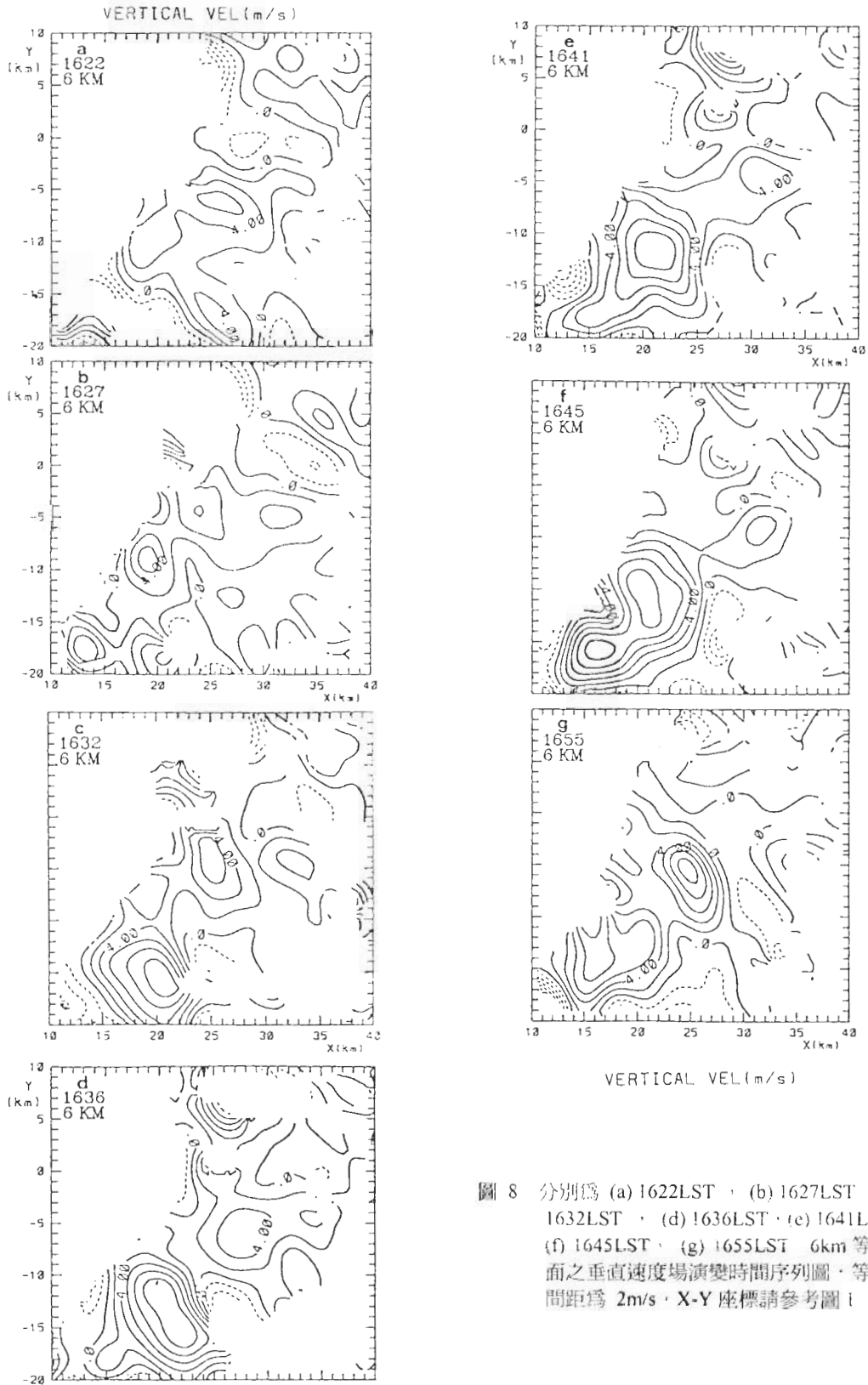


圖 8 分別為 (a) 1622LST, (b) 1627LST, (c) 1632LST, (d) 1636LST, (e) 1641LST, (f) 1645LST, (g) 1655LST 6km 等高度面之垂直速度場演變時間序列圖, 等值線間距為 2m/s, X-Y 座標請參考圖 1

區的南邊，以大於 6m/s 的垂直上升速度值來看，圖 8b 與 8c 為二個上升運動中心，圖 8d-8f 為單一的上升運動中心，圖 8g 又顯示為二個上升運動中心，與降水回波的型態是很吻合的。此外，由圖 6 的垂直運動場的垂直剖面圖中，顯示最大的上升運動區的高度大致是在 $8\sim 10\text{km}$ ，並非在 6km 的高度上，所以於圖 8 中未見到上升速度達 18m/s 之區域。

圖 9 分別為七個時段 6km 等高度面上之水平輻散場圖。此高度輻合區大都是屬於西南風與偏南來氣流匯合及西南強風帶風場加速的區域，所以西南強風速帶及輻合區位於強垂直上升運動區的南邊區域。圖 9a 微弱輻合場(圖中標示虛線位置)的位置仍粗略與上升運動區一致(圖 8a)，圖 9b-9e 輻合場雖然也呈南北帶狀，但強輻合區與強上升運動區的位置有偏移現象，並不是在相同區域上。另外，由於強水平風速帶(圖 7b-7e 所示)隨高度相對於強降水中心有向南傾斜的現象，所以輻合區隨高度相對於強回波區也有向南傾斜的現象，如圖 9f 與 9g 輻合帶狀是呈東北-西南向傾斜的，強度明顯的增加，最大輻合區由圖 9a 原 $-1 \times 10^{-3}\text{S}^{-1}$ 增大至圖 9g 的 $-4 \times 10^{-3}\text{S}^{-1}$ 。在低層高度 2km 垂直運動場與輻散場(圖未示)的分析，發現輻合區與垂直上升運動有直接的關聯，但在高層尤其以圖 8f 與 8g 及圖 9f 與 9g 的最後兩個掃描時段為例，卻顯示輻散場的梯度與垂直上升運動較有關係。

圖 10 分別為七個時段 6km 等高度面上之垂直渦度場圖。圖 10a 於 $x=13\sim 28\text{km}$ ， $y=-20\text{km}\sim 0\text{km}$ 之間垂直上大都為微弱之氣旋式渦度，在新龜($x=12\text{km}$ ， $y=-18\text{km}$ 處)或強風區之右側($x=25\text{km}$ ， $y=-15\text{km}$ 附近)為反氣旋式渦

度。圖 10b-10d 相似在新對流胞或強風區之右側(西南方向)有負(反氣旋式)渦度區，圖 10c 與 10d 反氣旋式渦度(圖 10c 中心約位於 $x=21.5\text{km}$ ， $y=-17\text{km}$ 。圖 10d 中心約位於 $x=25\text{km}$ ， $y=-17\text{km}$)強度或範圍呈增加的趨勢。圖 10a-10d 配合圖 7a-7d 發現在水平強風速區大都屬正(氣旋式)的垂直渦度區，由圖 10a-d 已明顯可看出正與負的垂直渦度帶大致同時存在。圖 10e-10g 垂直上之正與負渦度帶；圖 10e 位於 $x=15\sim 30\text{km}$ ， $y=-20\sim -6\text{km}$ ；圖 10f 位於 $x=12\sim 32\text{km}$ ， $y=-20\sim -7\text{km}$ ；圖 10g 位於 $x=11\sim 31\text{km}$ ， $y=-20\sim 2\text{km}$ 處，強度逐漸被增強及組織性的偶極帶狀更加明顯。由圖 7 與圖 10 比對之後粗略看起來，正的垂直渦度帶在強風軸帶的左邊被建立，而負的垂直渦度帶在強風軸帶的右邊被建立起來，圖 10g 顯示最大的垂直正渦度值可大於 $5 \times 10^{-3}\text{S}^{-1}$ ，最大的負渦度值大於 $-3 \times 10^{-3}\text{S}^{-1}$ 。張(1998)分析垂直渦度偶極性的被建立，就時間與空間上而言，都是在高層(高度 $6\sim 8\text{km}$) 先被建立，然後接著才在中低層發展。如由圖 10d 雙都卜勒分析的中間時刻 1636LST，高度 6 公里上，才可界定出垂直渦度具組織性的偶極帶狀，張等(1999)則發現高度 4 公里，需至 1641LST 才可明顯界定出垂直渦度具組織性的偶極帶狀。雖然圖 7 顯示在 1632LST 已初具強風速區，但明顯也是在 1641LST 之後狹窄的風速帶才可清楚的被界定出來。相似的，高度 4 公里的組織性垂直渦度偶極帶，與強水平風速帶被界定是在相同的觀測時間(張等，1999)。所以顯然組織性垂直渦度偶極帶，不是因強水平風速帶風切效應形成。而是有其它效應造成，更進一步分析圖 8 的垂直速度分布，發現高度 6 公里具組織性型態的觀測時間為 1627LST，較可清楚界定出組織性

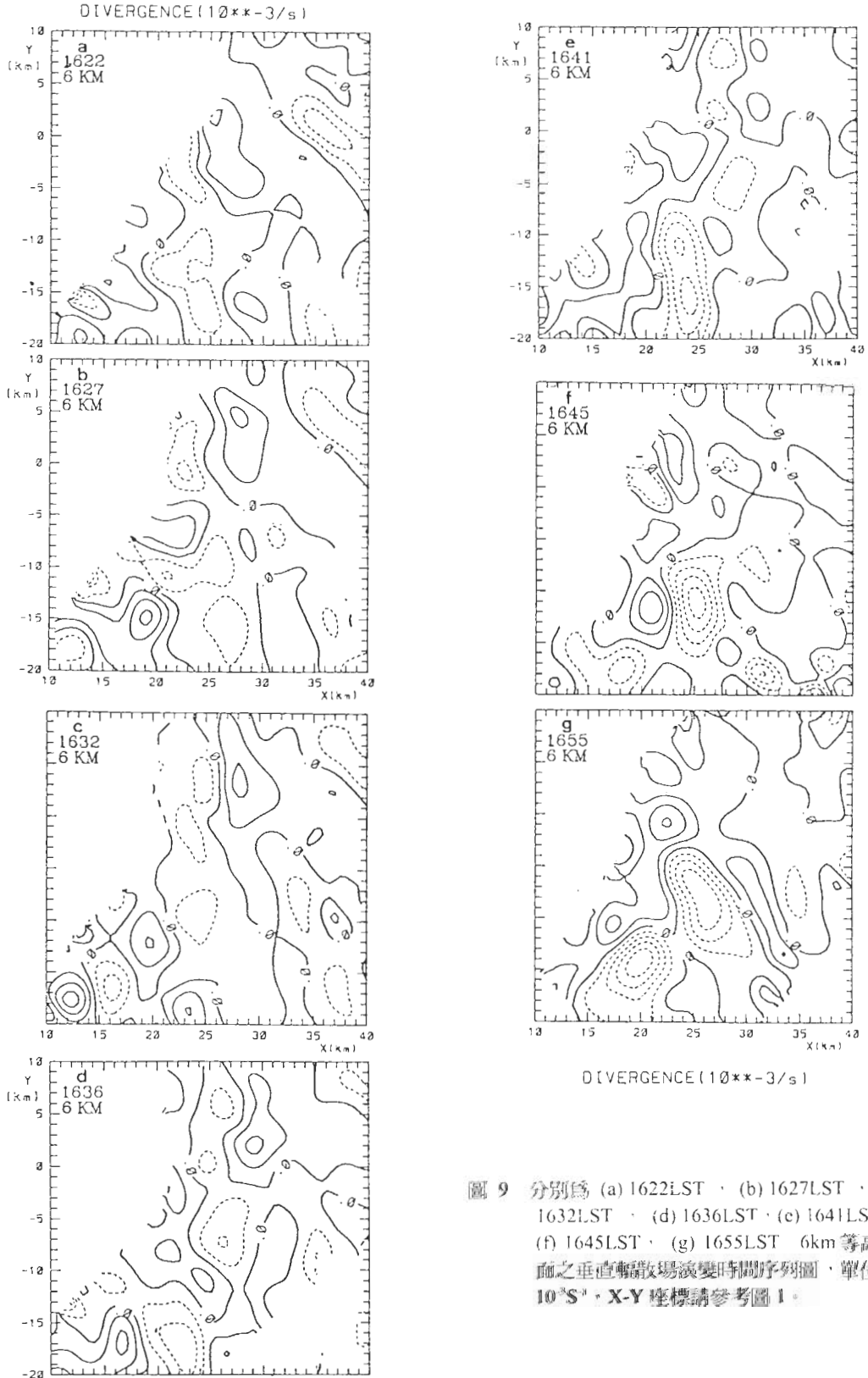


圖 9 分別為 (a) 1622LST · (b) 1627LST · (c) 1632LST · (d) 1636LST · (e) 1641LST · (f) 1645LST · (g) 1655LST 6km 等高度面之垂直輻散場演變時間序列圖，單位為 10^{-3} s^{-1} ，X-Y 座標請參考圖 1。

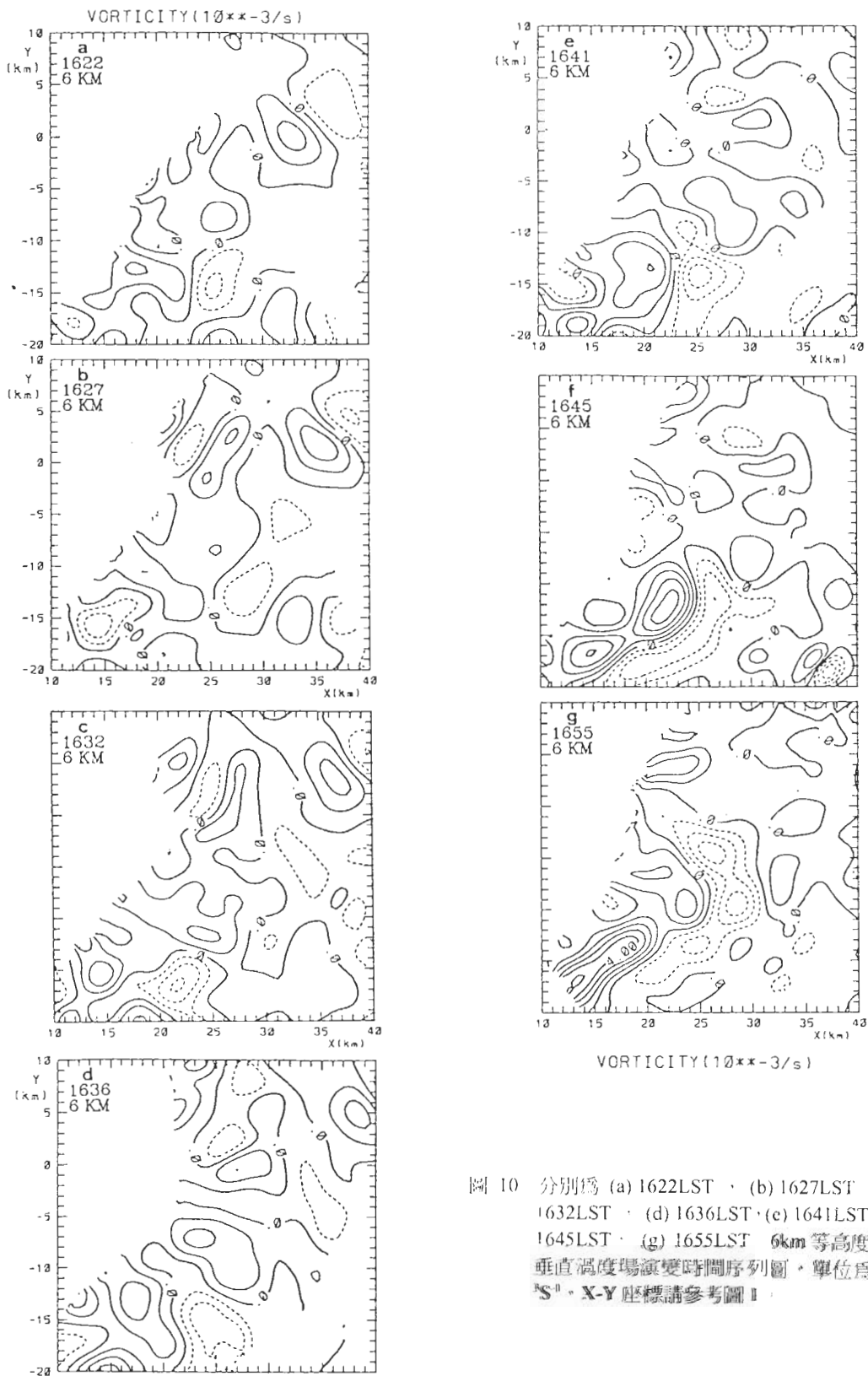


圖 10 分別為 (a) 1622LST , (b) 1627LST , (c) 1632LST , (d) 1636LST , (e) 1641LST , (f) 1645LST , (g) 1655LST 6km 等高度面之垂直渦度場演變時間序列圖, 單位為 $10^{-3}/s$ 。X-Y 座標請參考圖 1。

垂直渦度偶極帶與狹窄的強水平風速帶的時間皆早。同樣的這結果也發生在不同高度上，例 4km 高度上(張，1998)。此外，組織性垂直渦度偶極帶強度上明顯的也是在高度 6~8km 為最強。

(四) 平均結構

為瞭解發展成熟之雷雨系統與組織性對流系統結構的差異性，圖 11a-11c 取 1622LST、1636LST 與 1655LST 三個雙都卜勒分析的時間與範圍內，滯留性對流系統之平均回波、垂直運動速度及輻合輻散場剖線。圖中顯示降水回波發展的高度很高，強度也很大，但隨高度的

變化並不明顯，圖 11a 與 11b 最大值的高度位於 5km，而圖 11c 最大值的高度則位於 2km，可能此時段已有大的降水達較低層所致；不過最大的回波值都大於 50dBZ，而在高度 12km 仍有大於 40dBZ 的降水回波，可見此些時段對流系統發展的高度非常高。在三個時段中，平均的垂直上升運動皆為上升氣流，幾近於隨高度的增加而增大，於圖 11a (1622LST) 的觀測時段中，垂直上升運動在 7km 高度上達到最大，平均約為 1.1m/s，於圖 11b (1636LST) 的觀測時段中，垂直上升運動在 11km 高度上達到最大，平均約為 2.5m/s，於圖 11c (1655LST) 的觀測時段中，垂直速度在 12km 高度上達到

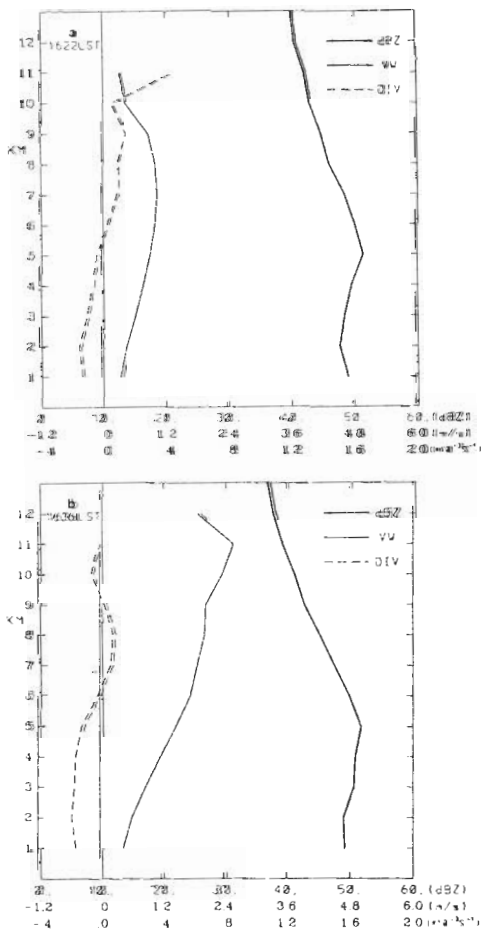


圖 11 分別為 (a) 1622LST，(b) 1636LST，(c) 1655LST 對流系統範圍內，各高度層平均的水平輻散場、垂直速度與降水回波最大值的垂直變化分析圖。時間為雷達體積掃描中間時刻，dBZ 實線為最大回波曲線，單位為 dBZ，VW 點線為平均垂直速度，單位為 m/s，DIV 虛線為輻散場，單位為 $10^{-5} s^{-1}$ 。

最大，平均約為 5m/s；隨著對流系統的發展，平均的垂直上升運動最大值的高度也隨之增高，另外，垂直速度場的強度都遠大於成熟雷雨系統的 0.8m/s (周等, 1997)。平均輻散場，於新對流胞與原有對流系統合併的過程中，如圖 11a 於高度 5.5km 以下各高度水平風場平均呈輻合，高度 5.5km 以上的各高度水平風場平均呈輻散，主要是平均的分析範圍內，包含在西南邊的新胞，使得中高層以上各高度水平風場有明顯的輻散外流現象；且高層（5.5km 以上）各高度水平風場的輻合強度比輻散微弱，致使高層各高度平均呈輻散現象。圖 11b 為發展中的對流系統，底層輻合高度增加，高層雖有些高度水平風場為輻散，但厚度及強度都減小了，當對流系統達最成熟狀態時，圖 11c 整層大氣各高度水平風場幾乎為輻合的，但低層輻合的情形是較微弱的。

圖 12 為 1622LST、1645LST 與 1655LST 對流系統範圍內，平均之垂直渦度場。在初始新胞與東北方之原有對流系統合併時，各高度平均的垂直渦度顯示皆為正的垂直渦度，而當對流系統發展至成熟期時，其底層高度上呈現負的渦度，中高層各高度平均的正渦度強度不強的原因，是因正與負的垂直渦度帶在各高度上是同時並存的，但正的垂直渦度帶是較負渦度帶的範圍及強度稍大，所以中高層各高度平均的結果仍顯示為微弱的正垂直渦度。

五、渦度收支分析

圖 13a 為 1627LST 渦度方程各項水平平均值隨高度變化圖。高度 1.5km 至 7km 渦度隨時間變率都大於零 ($LC > 0$)，其餘高度為負

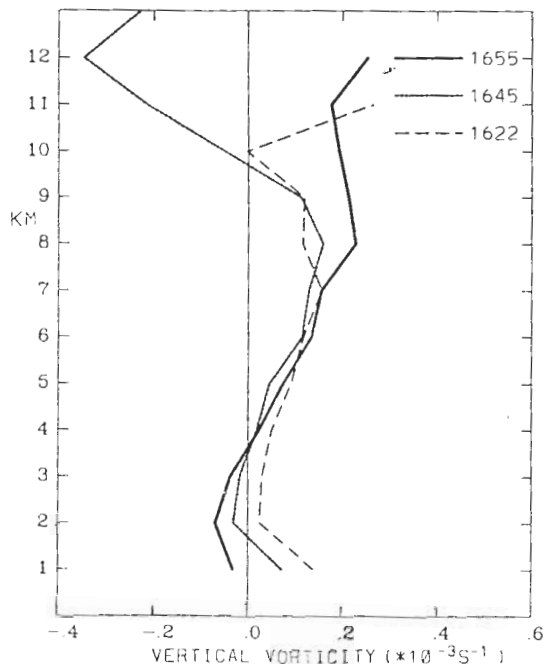


圖 12 為組織性對流系統範圍內，1622LST、1636LST 及 1655LST 之各高度層平均的垂直渦度場，單位為 $10^{-3}S^{-1}$ 。

值。在高度 2km 以下主要的貢獻來自輻散項及傾斜項，除了 4km 高度上垂直平流項為該高度較重要之貢獻項外，2km 高度以上顯示幾乎是以傾斜項為主，這由渦度場、垂直速度場及輻散場的結構分析，可初略有所了解，高度 2km 以上 10km 以下，垂直速度場隨高度增強與較具組織性，垂直速度場在水平上之梯度也愈加的明顯，故傾斜項扮演著較重要的角色。另外，由張等(1999)分析發現在 4km 高度上，渦度場為最具組織性之正渦度，且在該高度之垂直渦度梯度為最大，於是使得垂直平流項成為最重要之貢獻項。輻散場在高層（高度 6km 以上）有輻散外流，使得負渦度有增加的趨勢。圖 13b 為 1636LST 渦度方程各項水平平均值隨高度變化圖。圖中顯示渦度隨時間變率幾乎都是大於零，而主要的正貢獻來自傾斜項，這

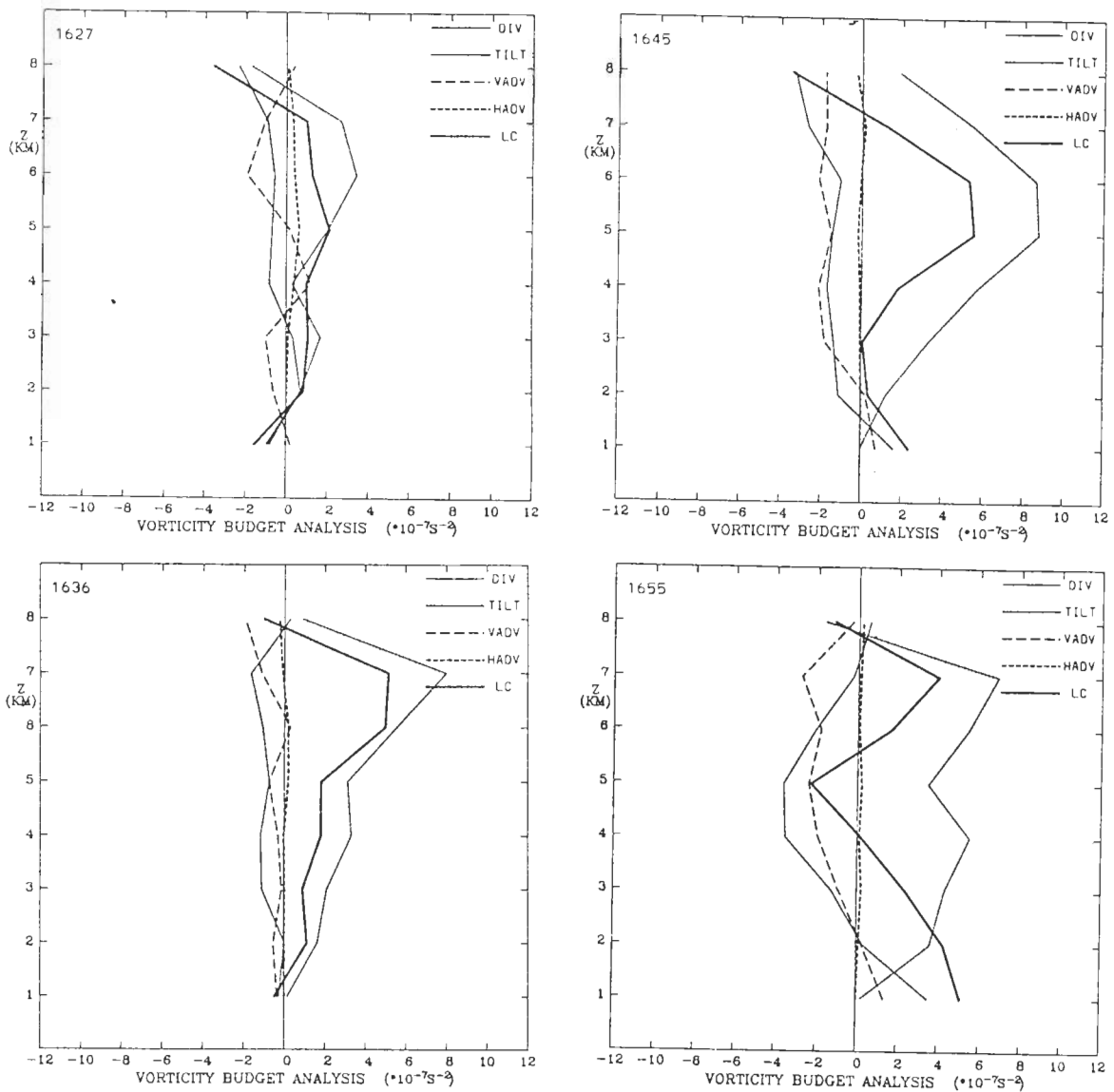


圖 13 垂直渦度方程各項，分別在雙都卜勒分析雷達掃描的中間時刻為：(a) 1627LST，(b) 1636LST，(c) 1645LST，(d) 1655LST 對流系統分析範圍內，所獲得的平均值隨高度變化圖，單位為 10^{-7} s^{-2} 。粗實線為 LC 項，細實線為 DIV 項，粗長虛線為 VADV 項，粗短虛線為 HADV 項，細點線為 TILT 項。

主要是垂直速度在此時段為最強及最有組織性。另外，輻散項與垂直平流項顯示都是負趨勢，這是因為在各高度層以輻合及正渦度增加為主，使得輻散項與垂直平流為負渦度變率的

貢獻項，但兩項的和仍不如傾斜項來的重要。

圖 13c 為 1645LST 渦度方程各項水平平均值隨高度變化圖。圖中除了高度 7km 以上外，渦度隨時間變率在高度 7km 以下皆大於

零。在高度 1km 顯示輻散項與垂直平流項為正渦度變率的貢獻項，於高度 2km 傾斜項與垂直平流項為正貢獻，而輻散項為負貢獻項，高度 2km 至 7km 傾斜項為正貢獻，輻散項與垂直平流項為負貢獻，但整體而言，在高度 2km 至 7km 都以傾斜項的貢獻為主，使渦度隨時間變率在此高度間都大於零。高度 7km 以上輻散項與垂直平流項的貢獻，使得渦度隨時間變率小於零，這主要是在此時段內，垂直速度場在高度 8km 以上增加的上升速度非常大，輻合及正渦度場皆很明顯，所以使得輻散項與垂直平流項為負渦度變率的貢獻項，而這兩項的和又比傾斜項的正值大，致使高度 7km 以上渦度隨時間變率小於零。圖 13d 為 1655LST 渦度方程各項水平平均值隨高度變化圖。高度 4~5.5km 與 7.5km 以上渦度隨時間變率小於零外，在其它高度則大於零。在高度 1km 也顯示了輻散項與垂直平流項為正渦度變率的主貢獻項，於高度 2km 傾斜項為主正貢獻項，而輻散項與垂直平流項幾乎沒有任何貢獻，高度 2~4km 傾斜項為正貢獻，輻散項與垂直平流項為負貢獻，整體而言，是以傾斜項的貢獻為主，使渦度隨時間變率在此高度間都大於零，高度 4~5.5km 以輻散項與垂直平流項的貢獻為主，使得渦度隨時間變率小於零，而 5.5km 高度以上又以傾斜項對渦度變率為主。

六、討 論

利用都卜勒雷達高時空解析度資料，追蹤 4 公里等高面降水回波，可清楚瞭解組織性對流系統演變情形。本個案的對流系統在發展時期確實較無組織，主要以個別雷雨胞方式發展。

之後，胞與胞間合併現象相當顯著，形成較長生命期的雷雨系統。由於新的雷雨胞或雷雨系統，會向高山區移行，但似乎無法跨越過高地形的阻擋，約在 500m 地形線上，南北原有的雷雨系統合併發展，逐漸形成南北向具組織性的對流系統；此一結果顯示因地形的存在，對於重組原本散亂無組織雷雨胞，進而發展成有組織線狀對流系統的重要性。而除了地形的存在外，仍需配合海風帶來水氣的供給，與雷雨胞及對流系統的合併，這是第三階段對流系統，能夠持續的發展成近似滯留且具組織性對流系統的主因。當然這也造成雷雨胞與組織性對流系統各自發展的高度，有明顯的差異，以 10dBZ 高度設為對流系統頂部，初期雷雨胞新生成時發展的高度祇達 7-8 公里，胞與胞合併發展後的雷雨系統竄升至 12 公里以上，當海風環流深入內陸山區時，提供充足的水氣，使得組織性對流系統可發展到 18 公里以上的高度。

在斜坡上不斷生成新胞的位置，及其移行方向與速度，對於新雷雨胞與對流系統的合併發展及維持，扮演著相當重要的角色。由等高面降水回波的演變過程中，發現形成新胞的斜坡地形高度，有朝向在地形高度較低的斜坡上生成之趨勢，雷雨胞的生成是氣流受斜坡地形抬升所造成，在第一階段雷雨胞形成的斜坡高度為 200~500m，而較接近 500m 的地形線上，第二階段新胞是在高過 200m 地形高度附近生成，第三階段新雷雨胞生成的地形高度則降到低於 200m 的斜坡上。周等（1997）探討雷雨胞發展移動時，在相對雷雨胞移動後緣；即氣流的上風處有下降運動，而下降運動於低層會造成大氣輻散外流現象，但由新胞生成的位置，又可推得外流並未在與環境氣流交接處產生新

雷雨胞。所以依據 Foote and Frank (1983) 的分類這是屬於弱演變過程，新胞生成在斜坡上的高度有下降的趨勢，明顯應是海風環流深入內陸，其帶來之水氣改變低層斜坡之大氣特性，增加其不穩定性，故隨著時間的增加，在較低的地形斜坡上更容易因氣流受舉升而形成新胞。

配合著降水回波的演變，本個案的降水現象，首先是在地形高度低於 500m 的斜坡上有一波小降水，至 1530~1630LST 在地形高度高過 500m 的高山區，量測到一波明顯的降水之後，地形高度低於 500m 的斜坡上在 1630~1730LST 量測到一波最強的大降水，所以降水系統的分布在時空上確實與地形高度有相當密切之關係(張，1998)。Chen et al.(1991) 發現引發局部山區強烈降雨的成因，是在斜坡上持續生成雷雨胞，向高山區移動與山區原有雷雨系統合併所產生。Chen(1990)利用一隨地形座標的雲雨模式，模擬結果顯示降水系統如聽線，移入山區其強度將會減弱，山的高度愈高，抑制聽線的效應也愈大。蔡等 (1985) 分析降水型式，發現降水的型式會在迎風面的山區與平原之間移動。經本個案降水回波與雨量站資料的分析，發現降水型式的確會在高山區與較緩的斜坡來回移動。由每筆接近四分鐘高解析度的雷達回波資料，可清楚瞭解降水型式在斜坡不同高度遊走之原因，新胞首先在約 500m 的斜坡高度上受地形抬升，所以先在此高度的雨量站量測到第一波的降雨。之後，新胞仍不斷的在地形高度較低斜坡上生成，並移向東北高山區與原有對流系統合併。系統向較高的山區移動，在高山區產生大降水，然後在高山區的對流系統降水後部份逐漸消散。新胞在

更低的斜坡上持續生成，與高度較低斜坡上尚未消散的原對流系統，合併而發展為成熟的對流系統，於是在較緩的斜坡上，產生了最強的一波降水。

第三階段的組織性對流系統形成近似滯留狀，地形與高層環境風應扮演著相當重要之角色。由圖 3b 水滴探空風徑圖，發現於 1700LST(0900UTC) 12 公里以上的環境風是吹著東北風，而對流系統發展的高度可達 18 公里以上，此時明顯對流系統高層已受環境風的影響，因由降水回波剖面圖，顯示高層回波皆向西南方傾斜。而對流系統初期之雷雨胞或雷雨系統發展的高度祇達 12 公里，降水回波剖面高層並未明顯向西南傾斜，且雷雨系統隨 4 公里環境風移動(周等，1997)，所以高層環境風似乎對雷雨系統的移動，並沒有顯示直接的關係，隱含當對流系統發展的高度足夠高時，環境高層風場才會對系統的移動有明顯的影響。另外，Verlinde and Cotton(1990)探討中尺度渦旋環流的短生命期個案中，中尺度渦旋環流並未明顯影響其所存在較大尺度環境特性，在本個案的研究中，組織性的垂直高度及水平強風速帶的生命期也祇約為 1 小時左右，由水滴探空資料的顯示，同樣中尺度對流系統的環流，也未對大環境的風場造成明顯影響。然而要釐清地形與環境風場在組織山區對流系統的影響，進一步的觀測分析與數值模擬研究是非常必要的。

由垂直運動場結構的分析，雷雨系統與初期組織性對流系統最大上升運動的高度是在 7~8km，強度上約為 7m/s，而在第三階段組織性的對流系統，最大的上升運動提高在 8~10km 的高度上，強度增強至 18m/s 以上。純由地形

的抬升是無法獲得如此強的上升速度，而是透過對流潛熱釋放增加浮力，浮力作用導致上升運動的加速效應。此外，對流可用位能的計算對地面的露點或高度 500m 以下平均的混合比非常敏感，混合比增加 1gkg^{-1} 則對流可用位能會增加 20% (Bluestein, 1993)，海風環流到達台中地面測站時，水氣混合比增加了 3gkg^{-1} (周等, 1997)，但在第三階段的組織性對流系統呈滯留狀態時，對流可用位能才完全或大部份轉換成對流上升流的動能，所以降水回波大於 30dBZ 的高度可達 15km，及垂直上升運動強度可達 18m/s 以上。

組織性對流系統，所以能夠持續發展使得生命期增長，主要是在原有對流系統之西南及西邊上風處不斷生成新胞，之後向東北高山區移動，併入原有對流系統所造成。其合併的方式與 Westcott and Kennedy (1989) 提出回波合併的第二種機制相似；為新胞與舊胞分離的狀況下，新胞在上風處生成追上舊胞合併發展，由降水回波與垂直運動場的剖面圖中，發現在新胞與對流系統之間，在合併前為下降運動區，新胞與原對流系統合併發展之後，則分析的強降水回波範圍內，都轉為垂直上升運動區。

在平均結構部分，在個別雷雨胞期，3 公里高度以下為輻合，3 公里以上為輻散，雷雨胞合併成雷雨系統期，由近地面至 8 公里整層為輻合。在第三階段組織性對流系統，粗略可分為三個時期，初期如圖 11a 所示為新胞與對流系統合併期，與個別雷雨胞雷同，但輻合高度由地面至 5 公里；中期如圖 11b 所示為合併發展期，6 公里高度以下及 9 公里高度以上為輻合，其餘高度為輻散；後期如圖 11c 所示為成熟期，雖然 11 公里以下整層為輻合，但在近地

面的輻合強度很微弱。三個時期垂直運動整層皆為上升，初期最大值位於 7 公里處。這與雷雨系統的高度是接近的，但之後的二個期間，最大上升速度提高至 11-12 公里處，強度可達 5m/s，遠大於成熟雷雨系統的 0.8m/s。平均降水回波發展高度皆很高，於高度 12 公里仍維持大於 40dBZ 以上，初、中期最大值在 5 公里。後期可能大降水已達近地層，所以最大回波也降至 2 公里高度。整體來看，可見由新胞與對流系統合併發展至成熟階段的平均特性是有很大的差異性。

由第三階段近似滯留對流系統運動場的結構，發現在不同高度與時間裡，分別觀測到具組織性的水平強風軸、垂直上升運動場與垂直渦度偶極。就時間與空間的分布而言，高層（高度 6~8km）垂直上升運動場首先組織加強（張, 1998）。之後，水平強風軸與渦度偶極在雷達掃描觀測相同的時間同時建立，而在其它高度層，雖在時間上有些落差，但仍會觀測到組織性的垂直渦度型式。張等(1999)發現高度 4km 觀測到組織性垂直上的渦度偶極時間，是較水平風軸建立的時間早。所以顯示渦度偶極建立的原因，不是待水平強風速帶形成後產生了水平風切所造成，而是在更早時間的觀測資料，已分析逐漸增強及具組織的垂直上升運動，在水平面上的梯度，與水平風場在垂直上之風切有較大的關連。另外，在中、高層水平強風速帶隨高度的增加，向強降水回波的南邊傾斜，而風場輻合區也隨高度增加向南邊傾斜，但風場輻合區與水平強風速區分布並不是在相同位置上，風場輻合帶與水平強風速帶反而有明顯的夾角，甚至是成垂直的。降水回波與垂直上升運動區在垂直上無明顯傾斜情形，所以水平強

風速帶與風場輻合區是在垂直上升運動區的邊緣地區被觀測到；這隱含中，高層各高度的強上升運動的維持不是因水平風場輻合，由動力因素所造成，而是對流潛熱釋放增強浮力，由浮力項作用使得垂直上升運動加速，形成垂直渦度與水平強風速帶的加強與組織，水平強風軸帶建立後，水平風場輻合的強度也明顯的增強。張(1998)針對低層（高度 2km）運動場的分析，發現組織性的垂直上升運動區仍先被建立，但由結果顯示其形成的特性是與中、高層不同的，在此高度的垂直上升運動區明顯的與水平風場輻合區是在相同位置上，這顯示低層水平風場輻合在動力上對垂直上升運動的組織及加強都扮演了重要角色，與高層相同的是組織性垂直渦度與水平強風速帶被建立的時間是相同，但都落後於垂直上升運動加強及組織的時間。

大多數強烈的龍捲風與上升氣流相結合，上升氣流明顯的旋轉主要限於超級雷雨胞，右移強超級雷雨胞(SR)的上升氣流是氣旋式旋轉，左移強超級雷雨胞(SL)是反氣旋式旋轉的上升氣流。水平上不均勻的垂直運動，使得因垂直風切而生成的水平渦度分量將傾斜而產生垂直渦度分量，這會引起上升氣流兩側出現旋轉方向相反的渦度偶極，水平輻合使渦管伸長，使得垂直向的渦度增加 (Kessler, 1985)。由本個案先前的研究與討論中，發現垂直渦度偶極是與上升運動有很密切之關係，但由降水回波之分析，對流系統卻是屬多胞系統，而非屬超級雷雨胞。所以地形在此扮演的可能影響角色，乃是使得多胞無組織的雷雨胞，形成組織性的對流系統，配合高層環境東北風的作用，對流系統形成近似滯留，加上海風環流提供的

水氣，使得在對流系統中潛熱釋放之熱量，於對流發展最成熟階段，可完全的釋放出來。如同超級雷雨胞的特性，可產生強烈的垂直渦度，而氣旋式垂直渦度並未發展成具破壞性的劇烈天氣系統；如龍捲風，可能是海風環流已減弱，且無法持續提供對流系統充裕的水氣，以致氣旋式的垂直渦度無法持續發展。

至於在上升氣流兩側出現旋轉方向相反的垂直渦度偶極，是否因水平渦度分量因傾斜作用而趨向形成垂直渦度，或水平的輻合使渦管伸長，並使得垂直向的渦度增加，需以渦度收支來探討垂直渦度產生的原因。由垂直渦度收支的分析，組織性對流系統初期低層高度 2km 的垂直渦度主要的貢獻，來自輻散項與傾斜項，其餘各高度以傾斜項為主。在對流完全發展為最成熟階段（利用雷達獲得之三維風場與降水回波反演之溫度場，知對流系統此時為增暖最高期）；即所分析組織性對流系統時段的中期時，整層各高度以傾斜項為主。當後期有明顯降水現象時，雖然在高度 7km 以下垂直渦度隨時間變率平均值仍大於零，並且以傾斜項為主，但更高的高度上已顯示出輻散項與垂直平流項的貢獻較為重要。這都驗證有關運動場討論中所提的觀點，也就是對流潛熱釋放增強浮力項，浮力作用首先增加垂直上升運動速度，垂直運動場在水平面產生梯度，再加上水平風場在各高度層有不同的加速與傾斜效應，於是垂直渦度主要由傾斜項產生並加強組織起來。

圖 14 為激發垂直渦度偶極之概念模式示意圖。圖內之各高度平均水平風場是利用雙都卜勒雷達資料，分析此對流系統內部結構所獲得。中、低層以西南風為主，高度在 5km 的風速最強，向上及向下遞減。高度在 10km 以上，

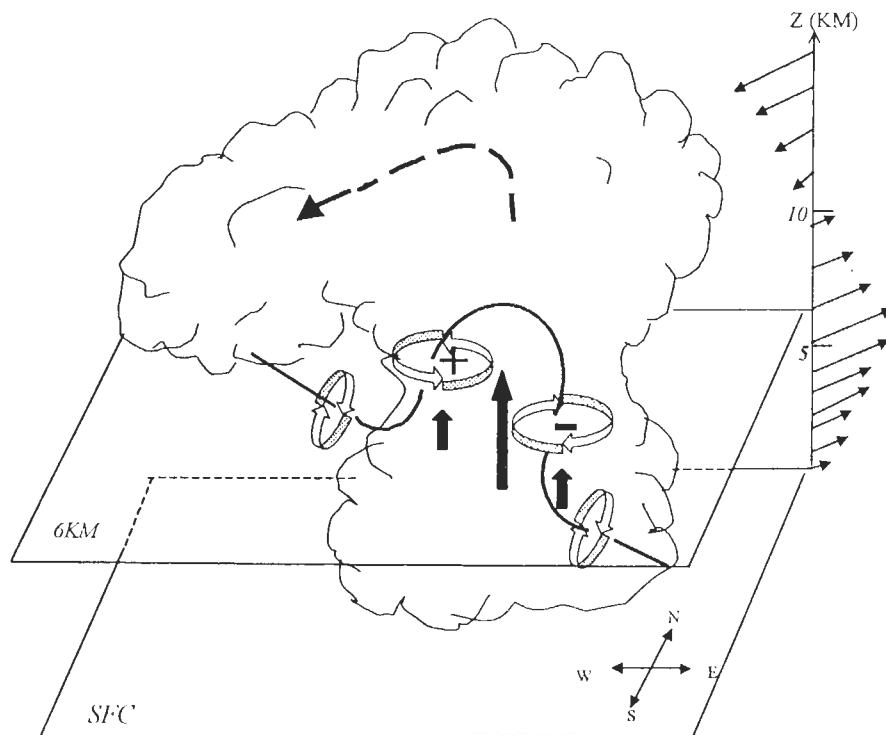


圖 14 激發垂直渦度偶極之概念模式示意圖。圖右之細箭頭代表雙都卜勒雷達資料分析的對流系統內部平均風場大小，實線為渦管線，旋轉方向如箭頭所示，正、負號分別代表渦管傾斜造成的氣旋式和反氣旋式旋轉。垂直向之粗黑箭頭表示上升流的強度，虛線箭頭表示高層受東北風作用，雲層向西南方向傾斜。

風向轉為東北風，故雲層向西南方向傾斜。以 6km 高度為例，其渦度偶極形成之機制，是由於對流內部水平風場有明顯的垂直風切，首先產生水平渦管，配合上升流在水平面上出現明顯的梯度（圖 8 所示），促使傾斜效應發生，造成水平渦管扭轉成垂直向。此傾斜效應的發生，可由圖 13 顯示在高度 5~7 公里處，數值最強，作用也最明顯。最後，藉由圖 8 與圖 10 的發現，在最強上升運動區之西北方，產生氣旋式之渦度，而於東南方產生反氣旋式之渦度，其正、負渦度強度相當。

七、結 論

本個案中，在不同階段的對流系統，其組織發展過程與移行狀況，顯然是完全不同的。尤其是在呈滯留狀的組織性對流系統時，與孤立雷雨胞發展之環境比較，並沒有明顯的改變。但經雙都卜勒雷達合成之資料，除了 1645LST 至 1655LST 的觀測間距為十分鐘外，由 1622LST 至 1645LST，CP-4 與 TOGA 是連續的以 4~5 分鐘扇形掃描方式，密集觀測此組織性對流系統的演變，惟由此高解析度的資料，才能分析在此階段（約 50 分鐘裡）由多

胞系統，發展加強為單胞強對流型式，之後，又演變為多胞型式的對流系統。在此組織性的中尺度對流系統內，發展出短生命期的組織性之垂直渦度偶極，在台灣山區這為首次利用都卜勒雷達資料，所分析出的現象。經過度收支的診斷分析，瞭解其形成的機制。故對此組織性對流系統降水與運動場結構的分析研究，可讓我們獲得以下幾點結論：

1. 雷雨胞的生成是氣流受斜坡地形抬升所形成，所以初期雷雨胞形成的斜坡高度為 200~500 m。之後，海風環流深入內陸提供充裕水氣，改變低層斜坡之大氣特性，使更適合於新胞的產生。對流系統後期，新胞生成的地形高度則降低低於 200m 的斜坡上。所以新雷雨胞是隨時間序列會在愈低的斜坡地形上生成，而新胞不斷的生成併入原有對流系統內，是使對流系統形成生命重要的原因之一。
2. 組織性強降水回波區的兩側為下降運動區，而強降水回波區為上升運動區。當原分離的兩強降水中心合併時，強回波區之上升運動區漸被組織成帶狀及持續的發展，持續的上升與下降運動，在組織性線狀對流系統中同時存在，這是維持對流系統發展的一個重要原因。
3. 初期雷雨系統最大上升運動的高度是在 7~8km，強度上約為 7m/s。而在近似滯留的組織性對流系統階段，最大的上升運動高度提升在 8~10km，強度上也可增強至大於 18m/s，顯示第三階段組織性對流系統的垂直上升運動，氣流受地形斜坡的抬升祇是一小部份的因素，顯然最重要的是對流可用位能在此階段，藉由潛熱釋放能量，且大部份

轉換成對流系統上衝流的動能。

4. 近似滯留具組織性對流系統運動場的結構中，發現在不同高度與時間裡，分別觀測到具組織性的水平強風軸，垂直上升運動場與垂直渦度偶極結構。就時間與空間的分布而言，高層（高度 6~8km）垂直上升運動場首先被組織加強。水平強風軸與渦度偶極在雷達掃描觀測相同的時間同時建立，雖在其它高度層時間上有些落差，但仍會觀測到組織性的垂直渦度型式。觀測到組織性垂直上的渦度偶極時間，是較水平風強風軸建立的時間相似或更早，所以顯示垂直渦度偶極被建立的原因，不是待水平強風速帶形成後產生的水平風切所造成，而是在更早時間的觀測資料中，日分析顯示垂直運動場在水平面上的梯度以及水平風場在垂直上之風切，是與垂直渦度偶極建立有較大之關連。
5. 由垂直渦度收支的分析，組織性對流系統初期低層（高度 2km）的垂直渦度主要的貢獻，來自輻散項與傾斜項，其餘各高度以傾斜項為主。在對流系統發展為最成熟階段；即分析組織性對流系統時段的中期，整層以傾斜項為主。當後期有明顯降水現象時，雖然在高度 7km 以下垂直渦度隨時間變率平均值仍大於零，並且以傾斜項為主，但高於 7km 的高度上顯示出輻散項與垂直平流項的貢獻較為重要。這顯示了對流潛熱釋放，首先增加垂直上升運動速度，而垂直運動場在水平面上產生梯度，再加上水平風場在各高度層有不同的加速與傾斜效應，於是垂直渦度主要藉由傾斜項產生，形成明顯的渦度偶極現象。

誌 謝

本研究得以完成，感謝國立台灣大學大氣科學系 P-3/中尺度實驗室在資料處理軟硬體上的協助。本文在國科會專案研究計畫 NSC85-2111-M-014-002 AP6、NSC87-2111-M-002-008 AP6、NSC89-2111-M-014-001 AP6 及 NSC89-2111-M-002-019 AP6 支援下完成。

參考文獻

- 周仲島、張茂興與何台華，1997：山區雷雨系統之降水與運動場結構分析。大氣科學，25，483-510。
- 張茂興，1998：台灣中部山區中尺度對流系統之雷達分析。中正理工學院國防科學研究所博士論文，266 頁。
- 張茂興、何台華與周仲島，1996：TAMEX 期間台灣中部山區長生命對流系統之研究：回波演化分析。天氣分析與預報研討會，台北，411-417。
- 張茂興、周仲島與何台華，1999：台灣中部山區組織性對流系統渦度之分析。海峽兩岸災變天氣學術研討會，台北，188-198。
- 蔡清彥、滕春慈與宋樹才，1985：台灣地形降水的數值模擬。大氣科學，12，33-40。
- Bartels, D. L., and R. A. Maddox, 1991: Midlevel cyclonic vortices generated by mesoscale convective system. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 104-118.
- Biggerstaff, M. I., and R. A. Houze, 1991a: Kinematic and precipitation structure of the 10-11 June 1985 squall line. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 3035-3065.
- Biggerstaff, M. I., and R. A. Houze, 1991b: Midlevel vorticity structure of the 10-11 June 1985 squall line. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 3066-3079.
- Bluestein, H. B., 1993: Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Vol. II, Oxford University Press, New York, p594.
- Bluestein, H. B., and S. D. Hrebenach, 1994: Doppler radar analysis of vortices over the mountains of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 93-110.
- Brandes, E. A., 1990: Evolution and structure of the 6-7 May 1985 mesoscale convective system and associated vortex. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 109-127.
- Brandes, E. A., and C. L. Ziegler, 1993: Mesoscale downdraft influences on vertical vorticity in a mature mesoscale convective system. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 1337-1353.
- Chen, C.-S., 1990: A numerical study of the terrain effects on a squall line. *TAO*, 1, 73-89.
- Chen, C.-S., W.-S. Chen, and Z. Deng, 1991: A study of a mountain-generated precipitation system in northern Taiwan during TAMEX IOP 8. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2574-2606.
- Chen, G. T.-J., and C.-Y. Liang, 1992: A midlevel vortex observed in the Taiwan Area Mesoscale Experiment(TAMEX). *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 25-41.
- Chong, M., and O. Bousquet, 1999: A mesovortex within a near-equatorial mesoscale convective system during TOGA COARE. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 1145-1156.
- Foote, G. B., and H. W. Frank, 1983: Case study of a hailstorm in Colorado. Part III: Airflow from triple-Doppler measurements. *J. Atmos. Sci.*, 40, 686-707.
- Gamache, J. F. and R. A. Houze, Jr., 1985: Further analysis of the composite wind and thermodynamic structure of the 12 September GATE squall line. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1241-1259.
- Johnson, R. H., and D. L. Bartels, 1992: Circulation associated with a mature-to-decaying midlatitude mesoscale convective system. Part II: Upper-level features. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1301-1320.
- Johnson, R. H., S. Chen, and J. J. Toth, 1989: Circulation associated with a mature-to-decaying midlatitude mesoscale convective

- system. Part I: Surface features-Heat bursts and mesoscale development. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 942-959.
- Jorgensen, D. P., and B. F. Smull, 1993: Mesovortex circulations seen by airborne doppler radar within a bow-echo mesoscale convective system. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 74, 2146-2157.
- Jorgensen, D. P., M. A. 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.
- Kessler, E., ed. 1985: *Thunderstorm Morphology and Dynamics*. Norman: University of Oklahoma Press, 411pp. 2nd ed.
- Kingsmill, D. L., and Wakimoto, R. M., 1991: Kinematic, dynamic and thermodynamic analysis of a weakly sheared thunderstorm over northern Alabama. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 262-297.
- Leary, C. A., and E. N. Rappaport, 1987: The life cycle and internal structure of a mesoscale convective complex. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1503-1527.
- Menard, R. D., and J. M. Fritsch, 1989: A mesoscale convective complex-generated inertially stable warm core vortex. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1237-1261.
- Skamarock, W. C., M. L. Weisman, and J. B. Klemp, 1994: Three-dimensional evolution of simulated long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2563-2584.
- Smull, B. F., and R. A. Houze, Jr., 1985: A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: Radar and satellite observation. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 117-133.
- Verlinde, J., and W. R. Cotton, 1990: A mesoscale vortex couplet observed in the trailing anvil of a multicellular convective complex. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 993-1010.
- Westcott, N. E., and P. C. Kennedy, 1989: Cell development and merger in an Illinois thunderstorm observed by Doppler radar. *J. Atmos. Sci.*, 46, 117-131.
- 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, D. L., and J. M. Fritsch, 1987: Numerical simulation of the meso- β scale structure and evolution of the 1977 Johnstown flood. Part II: Inertially stable warm-core vortex and the mesoscale convective complex. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2593-2612.

Analysis on Dipole Vortex of an Organized Convective System over the Mountain Range in the Central Part of Taiwan

Mou-Hsiang Chang¹ Ben Jong-Dao Jou² Tai-Hwa Hor¹

**¹Dept. of Applied Physics, Chung Cheng Institute of Technology,
National Defense University**

²Dept. of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 11 October 1999 ; in final form 23 May 2000)

ABSTRACT

The precipitation and kinematic structures of an organized convective system over the mountain range in Taiwan were analyzed by using the high spatial and temporal resolution Doppler data of NCAR CP4 and NOAA TOGA radars. In the early afternoon of 20 June 1987 (TAMEX IOP 11), several convective storms occurred at the sloping area over the central part of Taiwan. These storms were merged from several individual thunderstorms and developed into an organized mesoscale convective system in the late afternoon. This mesoscale convective system lasted for about six hours. Its environment had weak vertical wind shear and pronounced convective instability. The results featured that the growth of the isolated thunderstorm cells appeared disorganized, and moved roughly with the mean wind. The merged cells had the maximum updraft intensity of 7 ms^{-1} at the 7-8 km height. The height of precipitation echoes greater than 10 dBZ could reach 12 km. The organized mesoscale convective system in the later stage showed the system was quasi-stationary. The height of precipitation echoes greater than 10 dBZ was more than 18 km, and the maximum intensity of vertical velocity was 18 ms^{-1} with altitude between 8-10 km. It also demonstrated that the horizontal wind field, vertical motion and relative vorticity in the strong precipitation center became more intense and well organized, especially accompanying the feature of a well-defined vorticity dipole.

In order to understand the possible triggering mechanisms of the relative vorticity in the quasi-steady, organized convective system, a vorticity budget was formulated by evaluating various terms in the vorticity equation using three-dimensional wind fields derived from the dual-Doppler synthesis. In the first stage, below 2km, both divergence and tilting were dominant, while above 2km it was only due to tilting. In the mature stage, tilting had the primary contribution to maintain the positive vorticity in the entire system. The net vorticity tendency with positive value was dominated by tilting below 7km, when the significant precipitation occurred during the mature-to-decaying stage. But stretching and vertical advection were the most important effects above 7km. Conclusively, it is suggested that the latent heat release inside the convective system intensified the vertical velocity first. Then the vertical velocity gradient was produced horizontally and a local mesolow was formed, initiating the acceleration and tilting of horizontal winds at different levels. Also, the vorticity dipole was triggered simultaneously, primarily due to the tilting effect.

Key words: Organized mesoscale convective system, Vorticity dipole, Vorticity budget.