

山區雷雨系統之降水與運動場結構分析

周仲島¹ 張茂興² 何台華²

¹國立臺灣大學大氣科學研究所

²中正理工學院應用物理系

(中華民國八十六年五月二十九日收稿；中華民國八十六年十一月二十一日定稿)

摘 要

本文利用台灣地區中尺度實驗〔TAMEX〕期間NCAR CP4與NOAA TOGA都卜勒雷達高解析度體積掃描資料，分析山區雷雨系統的內部降水和運動場結構特徵，並討論地形對雷雨系統結構的影響。1987年6月20日(TAMEX IOP11)午後，在垂直風切微弱、對流不穩定的大氣條件下，於台灣中部山區形成一個由多個雷雨胞發展而成的組織性中尺度對流系統，其生命期長達約6小時。根據整體理查遜數的估計，該雷雨系統應歸類為非組織性多胞雷雨系統。本文主要是探討該組織性中尺度對流系統在發展前期的結構特徵與維持機制。

雙都卜勒合成分析發現，該雷雨系統在斜坡上形成，發展初期具孤立雷雨胞特性，含單一上沖流結構。雷雨胞移動前緣為強盛上衝流，最大值在4公里高度，氣流場結構低層為輻合，高層為輻散，顯示動力過程為此上衝流產生主要機制。後側為較微弱下衝流，和大回波區分離，且近地層未出現明顯冷空氣池，顯示該下衝流並非單純由降水拖曳過程所造成，未飽和環境空氣逸入過程可能扮演重要角色。之後，該雷雨系統往較高山區移動，此時系統內部同時含多股強度不一的上衝流，表示係由多個不同生命期雷雨胞合併而成。其中較成熟之雷雨胞含顯著下衝流，但並未伴隨顯著降水，顯示該下衝流之形成與降水拖曳關係不大。

進一步分析可知，本個案山區雷雨系統的維持，並非經由雷雨系統本身降水至地面發展外流邊界，與環境風場形成局部輻合，產生新雷雨胞予以維持；而是斜坡地形上不均勻加熱形成之上坡風提供必要舉升機制，使新雷雨胞在斜坡上發展，而後併入較高山區成熟之雷雨胞，形成較長生命期雷雨系統。此種過程的差異是山區雷雨系統產生不同行為的一

個重要原因。另外，午後由沿海地區深入之海風環流所提供之水氣，在山區雷雨系統的增強上扮演重要角色。

關鍵詞：山區雷雨系統，降水與運動場結構，雙都卜勒合成分析，地形不均勻加熱、海風環流，TAMEX 個案

一、前 言

有關氣團雷雨早期最重要的觀測研究是 1946 和 1947 年，在美國佛羅里達州及俄亥俄州所執行的雷雨計畫（Thunderstorm Project; Byers and Braham, 1949；以後簡稱 BB49）。該研究計畫的目的是希望透過對氣團雷雨系統內部降水及運動場結構的密集觀測，增進對雷雨特性及強度的瞭解。該研究探討的雷雨系統，大都是發生在對流不穩定的廣大氣團內，氣團的特性包括垂直弱風切與低層暖濕的大氣。由不同地區觀測的雷達回波分析顯示，氣團雷雨的生命期平均約 1 小時，可大略分為三個階段，包括：發展期（或積雲期），這時暖濕氣流緩慢的輻合，胞內全是上升氣流，雨滴粒子開始形成；成熟期，較暖的上升氣流和較冷的下沉氣流同時並存，降水到達地面，降水造成的冷空氣下衝形成一條陣風鋒面；最後為消散期，雷雨胞已經減弱，在整個胞內盛行微弱的冷下沉氣流。雖然上述的研究結果僅是對複雜的雷雨系統提供一些初步的看法，但是卻開啓了未來數十年氣象學者對此問題不間斷的研究工作。

Battan (1964), Browning et al. (1968), LeMone and Zipser (1980) 等分別以氣象飛機穿過雲層或以垂直指向都卜勒雷達觀測雷雨系統，對雷雨系統內部熱動力結構，上升與下沉氣流的特徵，進行進一步的分析。另一方面，Lhermitte and Gilet (1975) 以雙都卜勒雷達資料研究在弱風切環境下，氣團雷雨的內部氣流結構，結果發現在時間和空間資料解析度不足的情況下（雷達體積掃描時間為 7 分鐘，水平網格點間距 1.2 公里），並無法對雷雨系統內部結構的演變有完整的探討。Kropfli and Miller (1976) 針對美國中西大平原上的一個氣團雷雨，以都卜勒雷達分析成熟後期至消散期的結構，結果發現，有逆風切傾斜（upshear tilt）的上升氣流、中層冷空氣往下和降水拖曳形成的下沉氣流、以及近地層的陣風鋒面。這些結果與強風切環境下形成的風暴結構非常類似。Cunning et al. (1986) 利用多都卜勒雷達分析在美國佛州的兩個積雨雲系統，結果顯示邊界層的強迫力、上升速度強度及水滴負載，是決定積雨雲系統在垂直上發展的主因。Kingsmill and Wakimoto (1991；以後簡稱 KW91) 在弱風切、低層暖濕的大氣環境條件下，利用三個都卜勒雷達資料，分析雷雨胞在完整生命期的運動場及熱、動力場結構。結果顯示在降水回波及運動場的結構上，與 BB49 之概念模式是近似的，但在成熟期時，中層大氣因環境尾流

(wake flow) 進入雲內，形成強且深厚的下沉氣流，造成中層弱回波槽結構特徵，在消散期時，因系統微物理過程和環境特性，在近地層觀測到微爆流 (microburst)。

臺灣地區在暖季時，由於有充裕的日照，再加上海陸差異與複雜地形，午後於山區、斜坡、平原皆有很大的機率形成氣團性雷雨系統。利用 TAMEX 期間密集觀測資料，Johnson and Bresch (1991) 探討台灣地區局部環流與降水的關係，結果發現台灣地區梅雨期午後降水以山區為主，其形成與海陸風關係密切。Chen et al. (1991) 以中正機場雷達觀測資料和二維雲模式，研究 TAMEX IOP8 台灣北部山區雷雨系統造成局部山區豪雨的機制，發現在斜坡上持續生成雷雨胞，形成後東移與山區舊有雷雨系統合併，是引發局部山區強烈降水的主因。Chen and Chan (1994) 利用 TAMEX IOP11 觀測資料和雲模式研究臺灣中北部山區降水系統形成機制。結果顯示當地表加熱明顯，且自由對流高度低時，地形上不均勻加熱造成的上坡風 (upslope wind) 是中部山區降水系統形成的主要因子。Jou (1994) 以中正機場雷達資料，研究當地面鋒面距台灣仍有一段距離的情況下，台北盆地發生局部豪雨的原因。結果發現在山區發展的雷雨系統，受盛行風影響西行至台北盆地東方山腳，遭遇富含水氣的海風環流，因此得以快速發展成劇烈的雷雨複合體 (thunderstorm complex) 造成局部豪雨。雖然上述的許多研究對於台灣地區午後雷雨系統與局部環流的關係有較深入的認識，然而對於由地形引發之山區雷雨系統內部降水及運動場結構的研究，仍非常缺乏，也因此有關山區雷雨系統維持與發展的動力機制了解仍非常有限。

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，於台中與苗栗山區，發生生命期達6小時具組織性的中尺度對流系統。此中尺度對流系統的發展可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；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，併入舊有之線狀對流系統，此時整個對流系統呈現近似滯留狀態，造成局部地區大雨現象。本文的研究，主要是利用 NCAR CP4 與 NOAA TOGA 都卜勒雷達3~5分鐘就有一組的體積掃描，水平網格間距為500公尺的高時空解析度雷達資料，針對第一階段個別雷雨胞及雷雨胞合併現象進行系統內部降水和運動場結構分析。由於山區雷雨系統必須考慮下邊界複雜地形的影響，以及高層都卜勒雷達資料收集的完整性，使得本文在利用雙都卜勒分析計算三維風場時，較在海洋或平坦地形上增加了許多的困難度。

本文的內容安排如下，第二節說明資料的內容與處理方法，尤其針對地形回波的處理以及三維風場的計算分別予以詳細說明；第三、四節則討論該雷雨系統發生的綜觀環境條件以及雷雨系統降水回波的結構與演變；第五節利用雙都卜勒雷達合成風場及反演之擾動溫度與壓力場，分析雷雨系統內部運動場和熱動力場結構；第六節探討該雷雨系統得以維持的動力機制，第七節為結論。

二、資料與處理方法

(一) 資料內容

本文所使用的資料有日本氣象廳出版的東亞天氣圖，台灣中部地區常規氣象觀測資料。實驗期間特別施放的台中水滴探空，台中清泉崗機場 NOAA TOGA 與苗栗外浦 NCAR CP4 都卜勒雷達所觀測每 3~5 分鐘之雷達資料。圖 1 顯示實驗期間在台灣中部地區各種觀測站(含

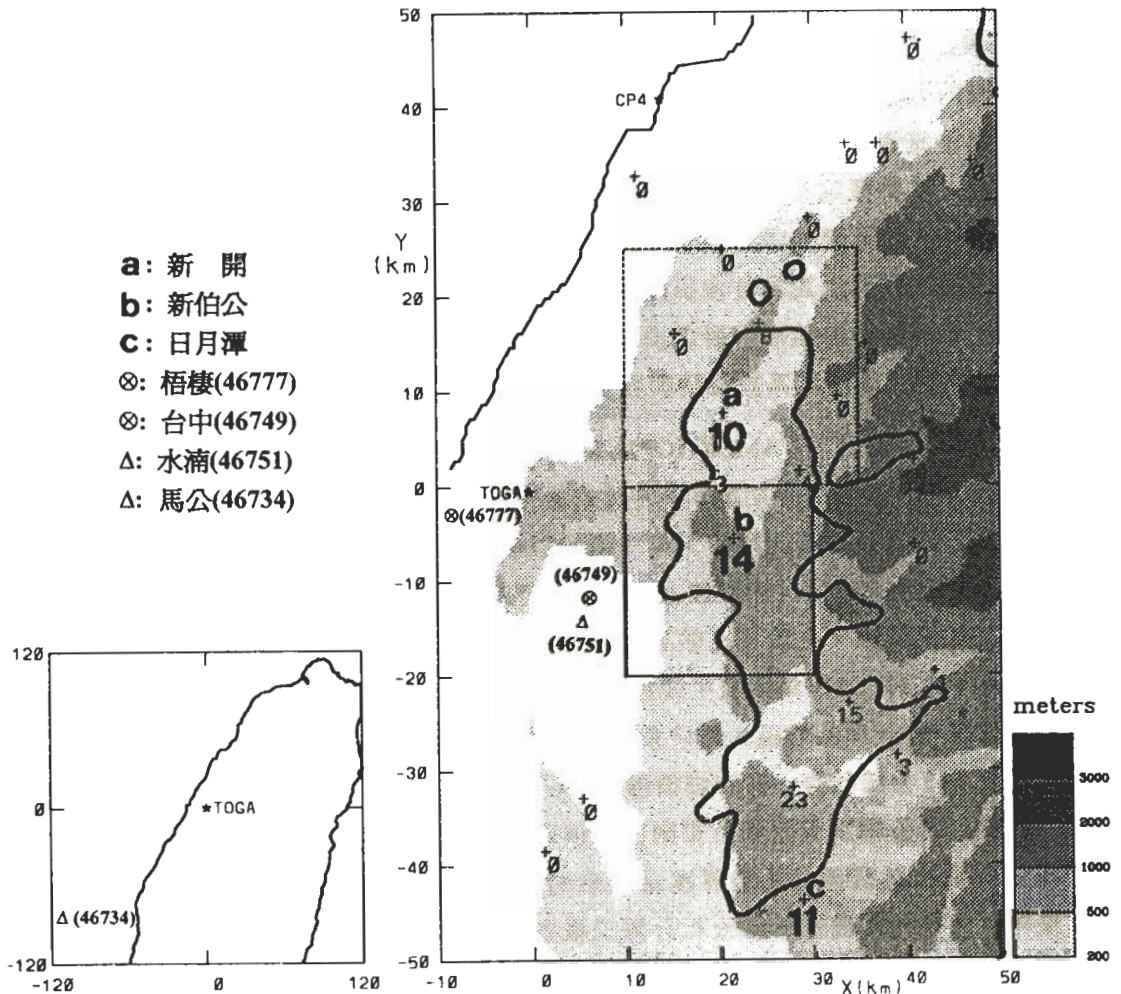


圖 1 台灣中部地區測站分布與地形高度圖。星號表示 CP4 與 TOGA 雷達位置，TOGA 雷達位置為座標原點。△ 表示馬公與水滴探空站，⊗ 表示梧棲 (46777) 與台中 (46749) 地面測站，+ 為自動雨量站。陰影深淺代表不同高度地形，無陰影處為高度小於 200 公尺，虛線正方形為本文圖 3 與 4 雷雨胞回波分析區域，實線正方形為雙都卜勒風場合成區域。粗實線為 1987 年 6 月 20 日 1300-1500LST 2 小時合成回波大於 30dBZ 範圍，雨量站數據為相同 2 小時累積雨量，單位為毫米。

雨量、地面、探空與雷達)的位置。圖中虛線方格為系統初期雷雨胞降水回波演變探討區域，實線方格為雙都卜勒合成範圍。雨量站資料為每 30 分鐘，地面測站為每小時，探空資料為每 3 小時一筆。

(二) 都卜勒雷達資料特性及處理

1. NCAR CP4 雷達

本個案所處理 CP4 的雷達資料是以國際標準格式儲存，而雷達大都以扇形掃瞄為主，約 3-5 分鐘完成一次扇形體積掃瞄，至少含有 20 個以上仰角的資料。CP4 是一個研究用的都卜勒雷達，雷達波束寬約為 1° ，每一波束上的一個距離單位 (gate) 為 150m，掃瞄半徑約為 115km，資料品質大抵說來是非常好的。但為使 CP4 的解析度與 TOGA 雷達觀測的相同，在 CP4 的 PPI 資料上，取徑向方向的資料作四點平均，使解析度放寬為約 500m。另外 CP4 雷達低仰角的資料，因受地形影響產生的地面雜波仍含在資料裡，所以首先需將地面雜波去除。去除地面雜波有許多不同的方法，本文利用長時間強回波區但持續為弱徑向風速做為去除地面雜波的主要條件。

2. NOAA TOGA 雷達

TOGA 雷達資料也是以國際標準格式儲存，在本個案選取時間內雷達也大都以扇形掃瞄為主，約 3-5 分鐘完成一次，一組扇形體積掃瞄也皆含有 20 個仰角資料。雷達波束寬約為 1° ，距離單位為 500m，每一波束有 225 個資料，掃瞄半徑約為 112km。TOGA 雷達資料在對外公開使用前已進行簡易的地形雜波去除工作，因此使用上較為便利。

不論是 CP4 或 TOGA 都卜勒雷達在資料處理過程中，由於雷達是以扇形方式掃瞄，其方位角及仰角都不是固定值，而且方位角有時由大至小，有時由小至大，所以下磁帶取回波與徑向風場資料時，必須先將每一波束之仰角、方位角及觀測時間予以記載，以利資料處理使用。CP4 與 TOGA 雷達徑向風場資料有雜訊、錯誤和折錯的情形，在本研究中，首先是由 PPI 資料將與地形雜波有關之徑向風場去除，然後利用主觀方式辨識不合理資料，如在一區域中會出現風切過高或顯著不一致的情形。不同仰角 PPI 資料完成除錯工作後，再以雙線性內插法內插至直角座標等高度網格座標系內，網格水平間距為 500 公尺，垂直間距為 1 公里。

3. 雙都卜勒風場合成

本研究選取三個時段的雷達資料作雙都卜勒分析，雷達掃瞄的時間如表一所示。由表一中可發現兩個雷達掃瞄的時間配合的相當好。文中合成之降水回波是取兩雷達在網格點上之最大值，所以可以利用距離雷雨系統較遠的雷達，獲取回波頂 (echo top) 高度。雙都卜勒雷達合成水平風場的原理及方法可參考周等 (1990)。本文分析的範圍雖大都在雙都卜勒合成最佳區域內，但 TOGA 雷達最高仰角所觀測雷雨系統，在分析的範圍內常有未達 12 公里高度的情形，尤其是徑向風場資料，對於垂直速度計算結果的準確度產生很大影響。

表一 CP4 與 TOGA 都卜勒雷達體積掃描起始時間（時/分/秒）和掃描中間時刻。

	CP4	TOGA
雷達掃描觀測時間	140802-141226	1408100-141218
掃描中間時刻	141014	141014
雷達掃描觀測時間	141231-141644	141225-141635
掃描中間時刻	141430	141437
雷達掃描觀測時間	142236-142649	142240-142649
掃描中間時刻	142442	142444
雷達掃描觀測時間	142659-143112	142656-143110
掃描中間時刻	142905	142903

本文垂直運動的計算方法是利用非彈性連續方程（anelastic continuity equation），由下邊界往上對水平輻散場積分，再以變分方法調整三維風場。在調整過程中，下邊界地形上的垂直速度，是由盛行風與地形斜率計算而得，上邊界則以同時滿足回波值小於 5dBZ 及輻散場不為啞值（dummy；代表無資料處的數值）者為上邊界，若在高層輻散場為啞值，則以回波值小於 5dBZ 的高度為上邊界，其積分的下一層為輻散場不為啞值的高度。若是因回波在高層資料也缺乏的狀況下，而無法定出小於 5dBZ 的回波頂高度時，則找出輻散場不為啞值的最高層高度，假設該層網格點上之回波值仍大於 10dBZ 以上，則再加 3km 的高度作為上邊界的高度，此時上邊界之垂直速度設為 0。經過變分法的調整，使三維風場平衡，再由下向上積分，可獲得垂直速度。在積分過程中，下邊界的垂直速度，以網格點上該地形高度上之水平風場，利用下式計算：

$$W_{sf} = u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y}$$

其中 u 及 v 為網格點地形高度上盛行風在東西向及南北向之水平風速，盛行風在不同高度之風向及風速，是由探空資料讀取， h 為地形高度， x 及 y 為東西向及南北向之座標， W_{sf} 為地形高度上之垂直速度。

本研究求取擾動氣壓場方法類似 Gal-Chen（1978）與 Lin et al.（1986），只能求得相對於水平平均的擾動氣壓場，求取方法可參考游（1995）。擾動虛雲位溫場反求程序與 Roux et al.（1984）相同，數值方法可參考游（1995）。由於大氣密度往上減小，Ray et al.（1980），Chong and Testud（1983）及 Lin et al.（1986）等都認為由上往下積分連續方程計算的垂直速度誤差較小，效果也較好。但本個案如上所述，若上層沒有完整而充裕的資料可供計算，則由上往下積分再經變分調整，結果會出現在數值上或結構上不合理的

垂直風場。而且經此求得的三維風場，將導致反演的擾動氣壓場，產生不合理的動力結構。因此本文採取由下往上積分計算垂直速度。

三、天氣概述

圖 2a 為 1987 年 6 月 20 日 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

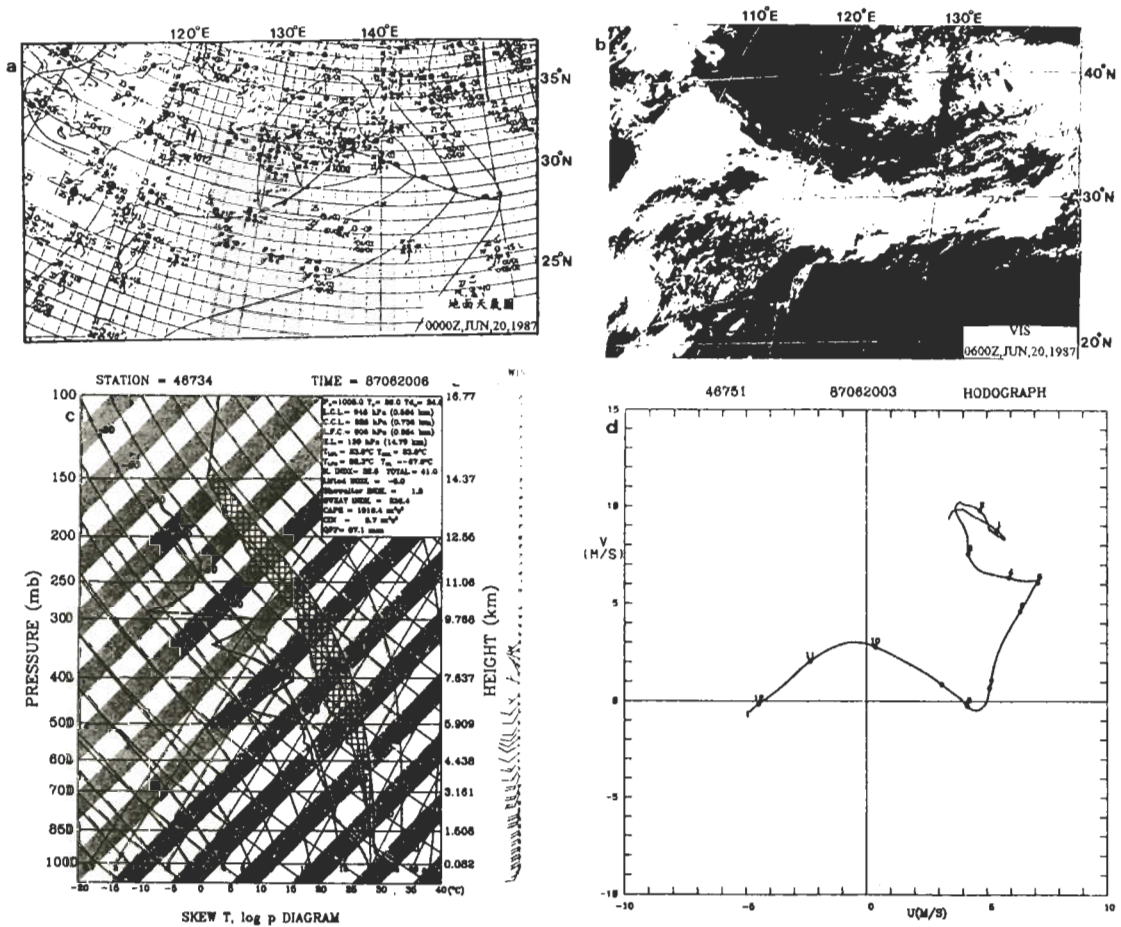


圖 2 1987 年 6 月 20 日 (a) 0000UTC 東亞地面天氣圖，(b) 0600UTC GMS 衛星可見光雲圖，(c) 0600UTC 馬公探空斜溫圖，(d) 0300UTC 水滴探空風徑圖，其中數字代表高度，單位為公里。

洋高壓脊經台灣本島西伸至福建江西，中對流層並無短槽接近，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。由當日 0600UTC 衛星雲圖（圖 2b）可見，伴隨鋒面系統有一明顯雲帶呈東西走向，而在台灣地區則有一條南北走向雲系，與台灣地形幾乎平行。

由圖 2c 馬公 0600UTC 探空資料顯示，700hPa 以下皆為偏南風，接著順轉為西南風，有顯著暖平流。由於日照和水氣充裕，溫度呈乾絕熱遞減之雲下層（subcloud layer）厚度約為 735m，空氣塊自近地面舉升，所得舉升凝結高度（LCL）為 584m，自由對流高度（LFC）為 964m，三者高度均相當的低，對流可用位能將近 $2000\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ，顯然大環境相當有利雷雨系統的發展。利用密度權重計算之整體理查遜數（bulk Richardson number, Ri）值大於 1000，根據 Weisman and Klemp（1982）由浮力與垂直風切探討風暴型態和 Ri 關係的討論，在此環境條件下有利於非組織性多胞雷雨系統的發展。圖 2d 為水滴機場探空站 0300UTC 之風徑圖，由地面至 6 公里為明顯之西南偏南風，風速沒有明顯變化，顯示垂直風切非常微弱。

四、山區雷雨系統之降水回波特徵

下面將藉由單都卜勒雷達降水回波資料對雷雨胞的生成位置、發展及移動情形進行討論。

（一）水平回波特徵

圖 3a-d 為 CP4 雷達 4km 高度的回波圖。6 月 20 日午後 1 時左右，CP4 雷達首先觀測到在苗栗山區有獨立的三個雷雨胞。更早的回波資料，在該山區並未觀測到任何降水回波。三個雷雨胞所在位置為高度 200~500m 斜坡，為討論方便分別命名為 A、B 與 C 胞。圖 3 顯示在這一段期間 B 胞由發展成熟逐漸進入消散狀態，其範圍大小若以雷達回波強度 10dBZ 為參考值，直徑約為 7-8 公里。C 胞則由發展期進入到成熟期，其回波範圍由直徑 4 公里發展至將近 10 公里。至於 A 胞在未得到充分發展前既逐漸減弱消散，最大範圍未超過 6 公里直徑。該三個雷雨胞回波結構都呈現高度對稱性，最大回波大都出現在降水回波的幾何中心，成熟期時其值大於 45dBZ。圖 4 為三個雷雨胞 4km 高度降水回波大於 30dBZ 之移動情形，圖左下方的長方格內顯示 1400LST 澎湖馬公探空高度 1、2、4 與 6km 之環境風場。A 胞與 B 胞大回波區之移動都和 4 與 6 公里高度環境風場相一致。而 C 胞之強回波並未明顯移動，只是持續擴大中。

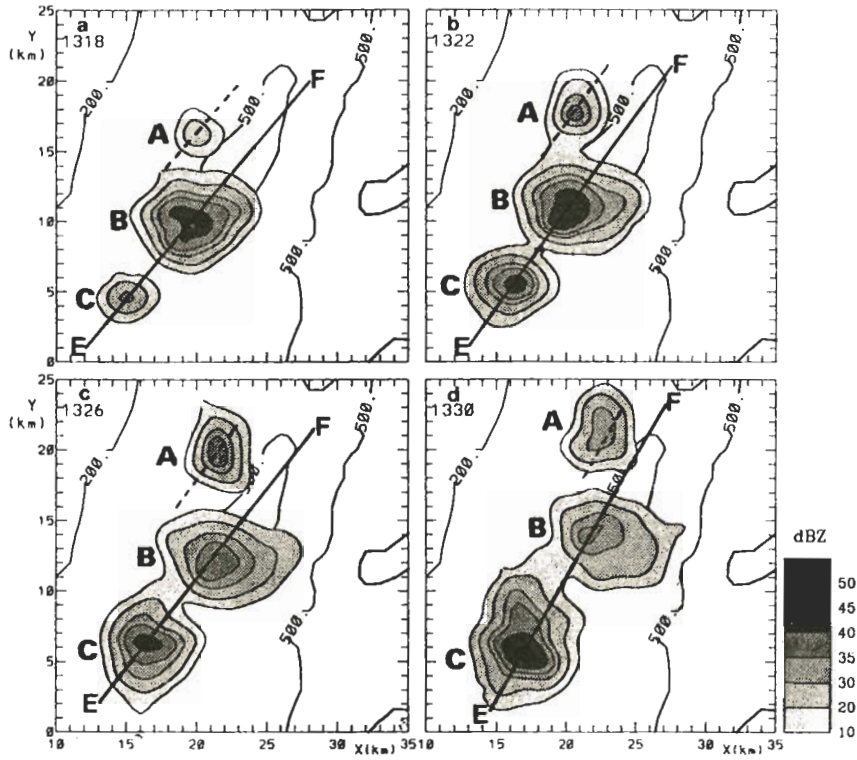


圖 3 CP4 雷達 4km CAPPI 回波圖，時間分別為 (a) 1318LST ， (b) 1322LST ， (c) 1326LST ， (d) 1330LST 。圖中在 A 胞顯示的虛線，是表示 A 胞往東平移而與 EF 線段重合的部份。陰影深淺代表不同強度回波，單位為 dBZ ，實線為地形高度，單位為公尺。

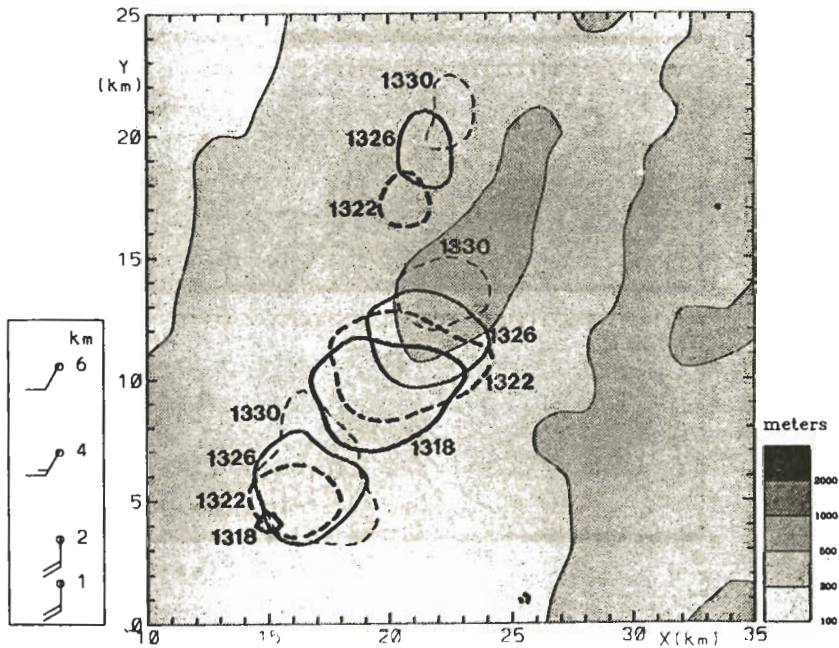


圖 4 4km 高度降水回波大於 30dBZ 範圍隨時間變化示意圖，其中數字代表當地時間。圖左下方長方格內顯示 1400LST 高度 1、2、4 和 6km 的馬公探空風場。

(二) 垂直回波特徵

圖 5a-d 為圖 3a-d 中 E-F 線段垂直剖面，此剖面方向與 4-6 公里盛行風平行。為節省篇幅，於圖 3 中將 A 胞以虛線標示的垂直剖面往東平移，使最強回波的位置，正好落在 EF 線段上，所以剖面中，可同時顯示三個雷雨胞回波垂直結構變化。C 胞為上風處之系統，雷達回波由 3-5km 高度開始往上下同時發展，最大回波位置保持在 3-4km 高度。降水回波逐漸擴展至地面但強度不大，而且地面回波最大位置在雷雨胞最大回波下風處，水平距離相差約有 3km。A、B、C 三個雷雨胞降水回波垂直發展都不深，僅達 7-8km 高度。由圖 5 可見在 1322LST 的 B 胞結構和 1330LST 的 C 胞結構非常相似，都是屬於雷雨胞發展至成熟

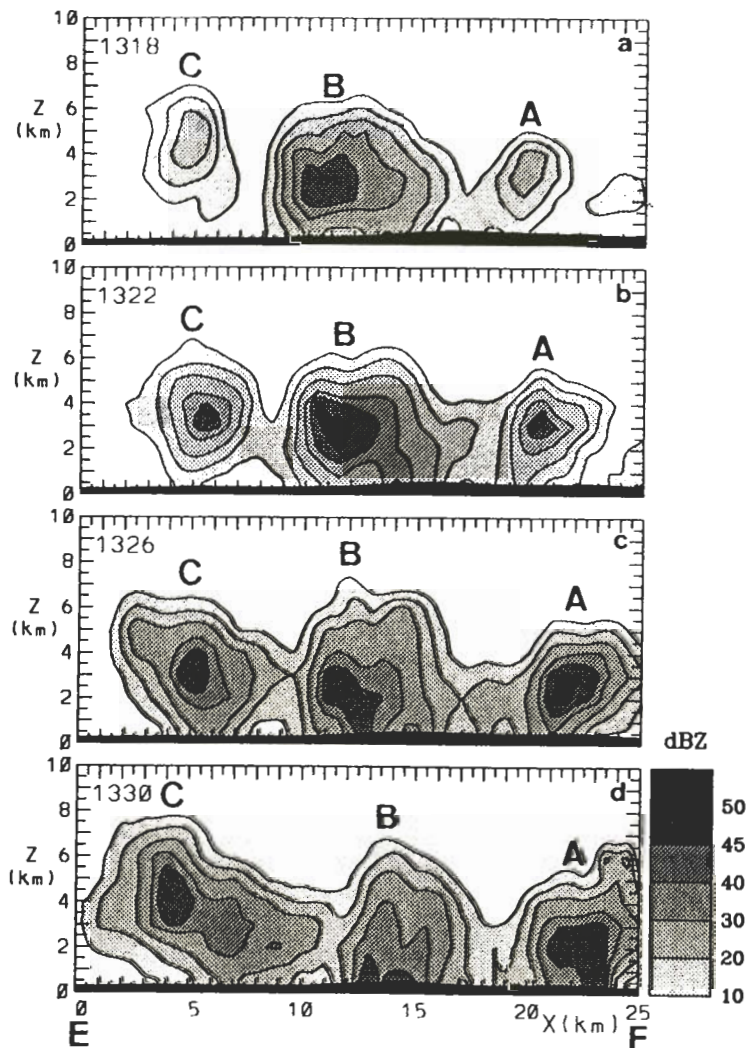


圖 5 不同生命期山區雷雨胞回波垂直結構剖面圖。此一剖面取自圖 3 之 EF，其中 (a) 為 1318LST，(b) 為 1322LST，(c) 為 1326LST，和 (d) 為 1330LST。圖中陰影深淺代表不同強度回波，單位為 dBZ，底層塗黑區為地形。

階段的特徵。B 胞之後的發展為最大回波區由 3-4km 往下移動，最後集中在近地面，同時回波頂高度降低，這些結果都顯示 B 胞正逐漸減弱消散中。

圖 5 中另一有趣的現象是，在 1318LST A 胞和 C 胞類似，都是正在發展的雷雨胞，強回波也是在高度 3~5km 最先把觀測到，然後向上下發展。C 胞在 12 分鐘之後發展至成熟特徵，但是 A 胞則呈現減弱特徵，最大回波區逐漸移至地面。此一結果顯示，台灣梅雨季山區雷雨系統其生命期由雷達觀測到回波開始至最大回波降至地面，時間可短至十幾分鐘。此一現象除說明此時期個別雷雨胞的生命期相當短暫外，亦隱含其降水過程是相當有效率的。

為了說明雷達所觀測山區雷雨胞降水回波和地面降水的關係，圖 6a 為利用 CP4 雷達於 1316-1349LST 的回波資料，選取苗栗新開雨量站上方水平範圍 3km × 3km 各高度最大降水回波所製作的時間高度剖面圖。新開雨量站的位置正好可以說明圖 3 中 B 和 C 胞地面降水情形。新開站於 1330LST 之前的降水是圖 3 中 B 胞所造成。接著，B 胞漸向北移而 C 胞原地不動一即兩胞逐漸分離，此一現象在降水回波亦清楚呈現。在 1330LST 後，C 胞開始北移併入衰減中之 B 胞，新開站上方降水回波又呈明顯大值。圖 6b 為新開雨量站因 B 與 C 雷雨胞影響，由 1300 至 1400LST 每半小時累積雨量，分別為 4mm 和 6mm。圖 6a 顯示 C 胞

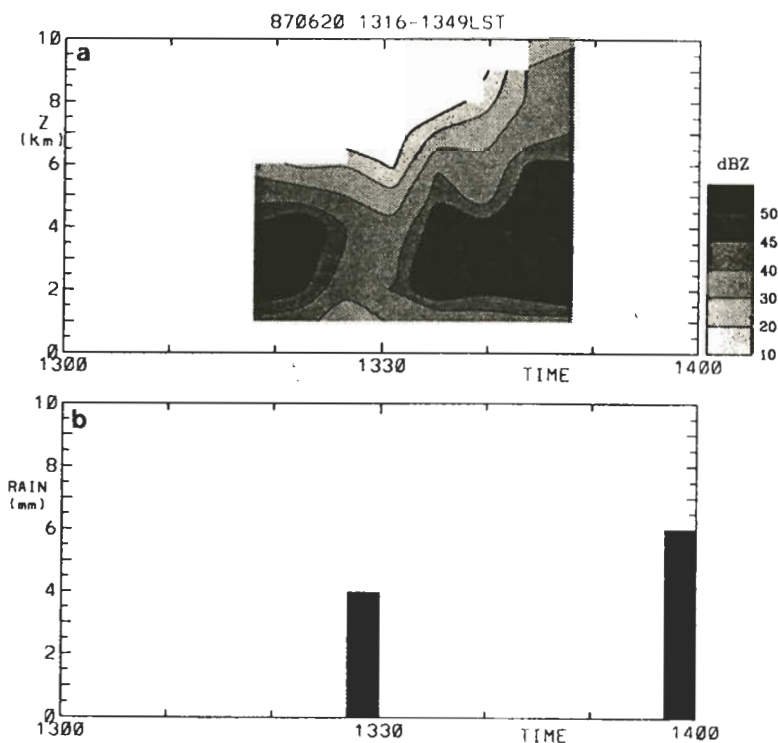


圖 6 1987 年 6 月 20 日 (a) 新開雨量站上方 3km × 3km 範圍 CP4 雷達觀測最強降水回波時間-高度剖面圖，時間由 1316 至 1349LST；(b) 新開雨量站由 1300 至 1400LST 每 30 分鐘累積雨量，單位為毫米。

降水回波發展高度較高，10dBZ 可達 10km，而 B 胞降水回波較淺，10dBZ 高度只達 6km。此一結果顯示雷雨胞的合併，不僅使得雷雨系統的生命期得以增長，並且使得雷雨系統降水回波垂直發展加深，大回波區高度往上升，伴隨較大的地面降水。

上述結果隱含另外一個值得注意的問題，台灣地區複雜地形上發展之雷雨系統所造成的降水在時空上具很高的變異性，現有雨量站分布並無法確實反應山區雷雨系統的實際降水強度，類似的情形也同樣發生在其他季節的降水系統，如夏季的颱風。

五、雙都卜勒分析

為瞭解山區雷雨系統內部運動場結構，本文進行三個時段的雙都卜勒風場合成分析。圖 7 是 1410LST 至 1428LST 該雷雨系統高度 4km 降水回波大於 30dBZ 的變化情形，其中 1414-1424LST 兩雷達皆沒有資料，圖左下方的長方格內顯示 1400LST 高度 1、2、4 及 6km 馬公探空風場。該雷雨系統初期在 100-200 m 高度地形上發展，大於 30dBZ 的降水中心其大小僅約 $1.5 \times 3 \text{ km}^2$ 。之後，逐漸往較高山區移動，由 1414LST 回波中心與 1424LST 回波中

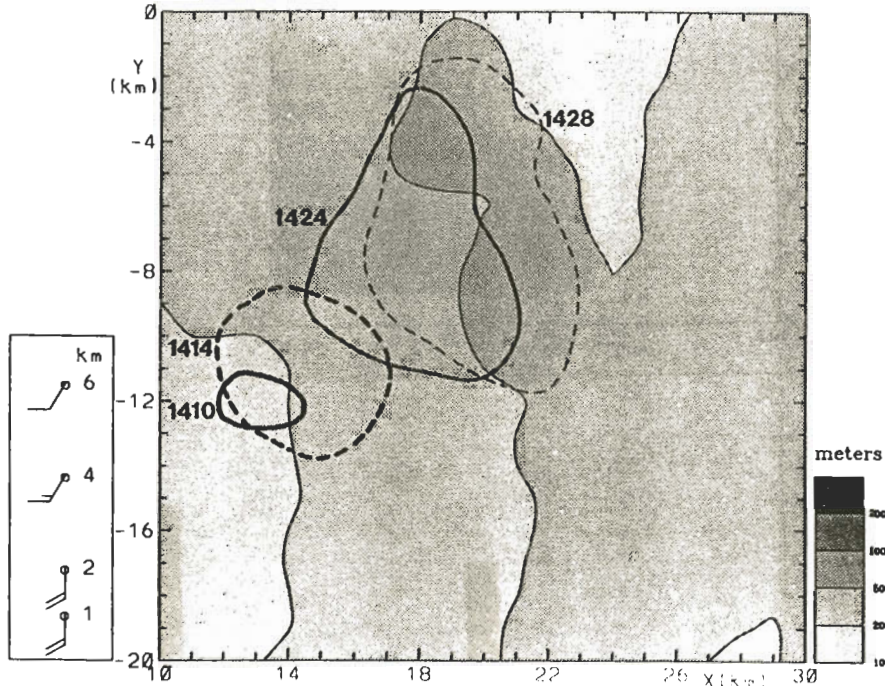


圖 7 高度 4km 分別是：粗實線為 1408-1412LST，粗虛線為 1412-1416LST，細實線為 1422-1426LST，細虛線為 1426-1431LST，大於 30dBZ 的降水回波圖。圖左下方長方格內顯示 1400LST 高度 1、2、4 和 6km 的環境風場。

心估計該雷雨系統的移動速度約為 7.5ms^{-1} ，其移動方向與速度和馬公探空 4km 風場相當一致。在 20 分鐘不到的時間，該雷雨系統大於 30dBZ 的降水中心已擴大到 $6 \times 10\text{km}^2$ ，位於 500 m 的地形上。由於上述時段 NCAR CP4 和 NOAA TOGA 雷達恰好有每 4 分鐘一組扇形體積掃描資料（見表一），對於了解台灣梅雨季山區雷雨系統發展的特性，提供相當有用的資料。本文即分析這段期間三個雙都卜勒風場合成結果，以了解雷雨系統由單一雷雨胞發展成多雷雨胞其運動場結構變化的特徵。

(一) 個別雷雨胞期

圖 8a-d 為 1412-1416LST 1、2、4 及 6 公里該雷雨系統之降水回波及合成水平風場。此一時期，降水回波水平分布以大回波為中心呈顯著對稱性，最大回波強度在 4 公里，其值略大於 40dBZ。水平風場以西南氣流為主，1 公里高度有顯著西風分量，氣流在進入大回波區明顯加速；6 公里高度大回波區風場有明顯輻散情形。為了清楚顯示相對於系統移動的氣流結構，圖 9a-d 為將各層風場減去系統移動速度（ 7.5ms^{-1} ， 210° ）的水平風場。相對於 4 公里大回波中心而言，環境的氣流大都是由東北方進入雷雨胞，而在低層內流層

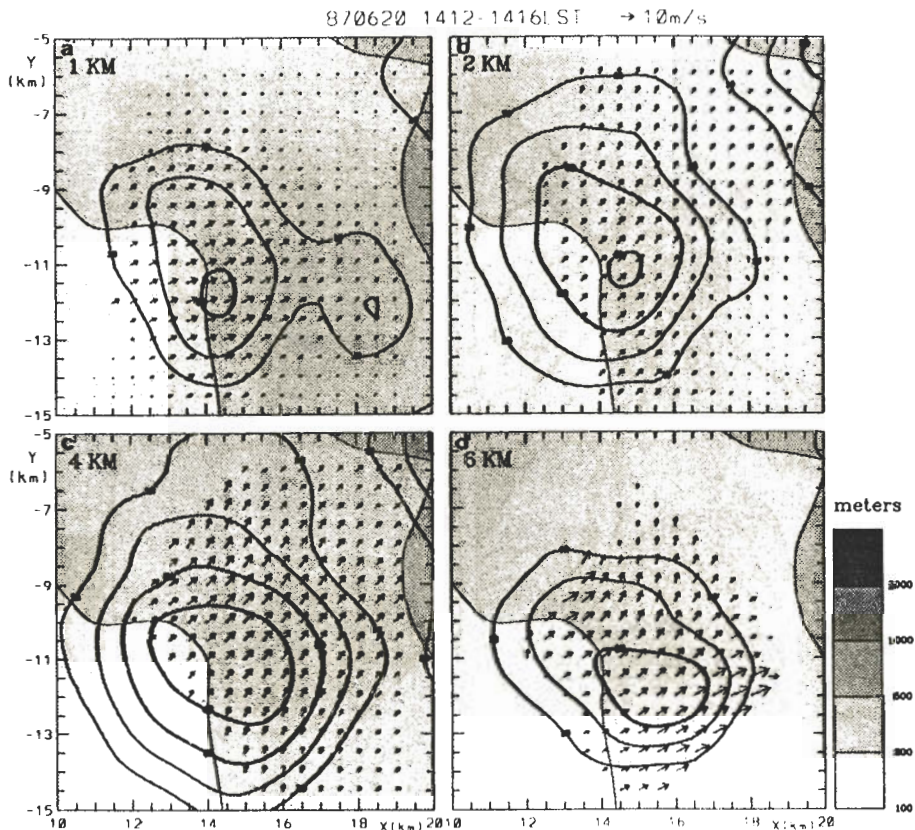


圖 8 圖 1 南邊實線方形區域內，時間 1412-1416LST 在高度 1、2、4 與 6km 之水平風場與降水回波分佈圖。陰影深淺代表不同之地形高度，實線為回波等值線，間距為 10dBZ。

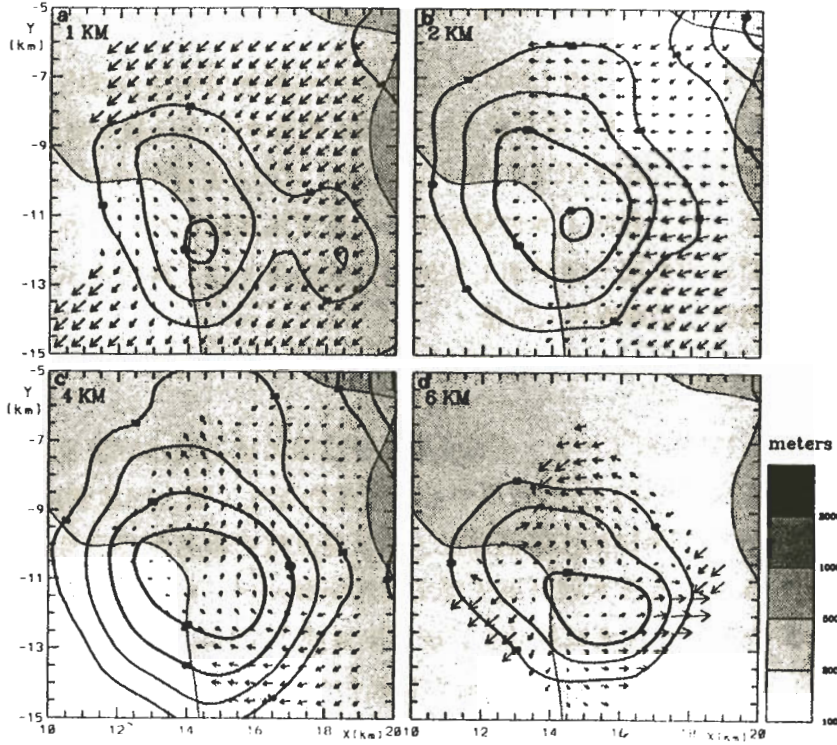


圖 9 同圖 8，但為相對於雷雨胞移動速度之水平風場。

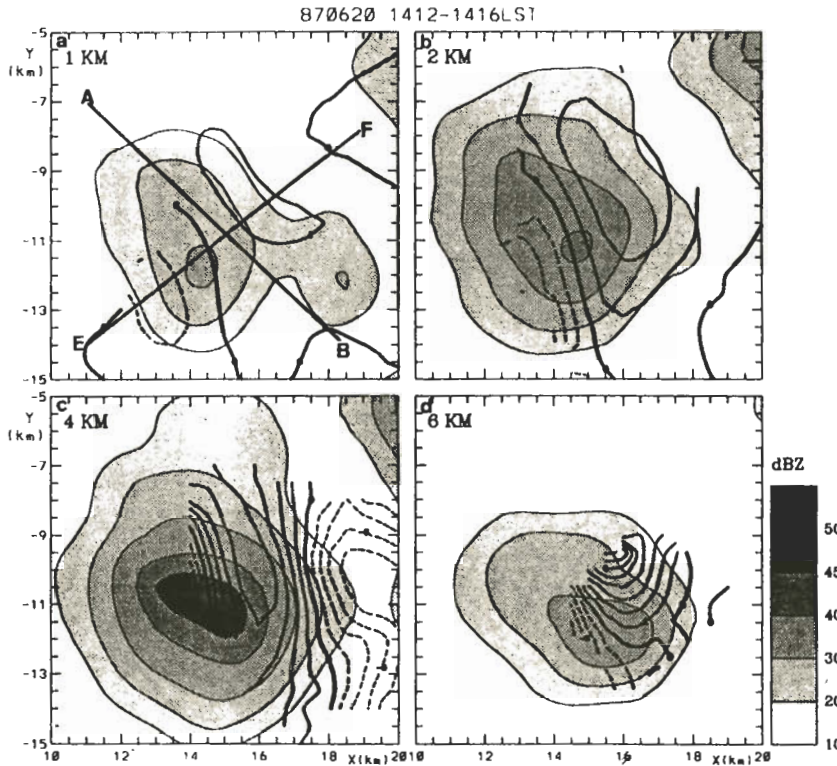


圖 10 同圖 8 的區域內，在高度 1、2、4 與 6km 之垂直風場與降水回波分佈圖。陰影深淺代表不同的回波值，實線為正的垂直速度等值線，虛線為負的垂直速度等值線，間距為 $1m^{-1}$ 。

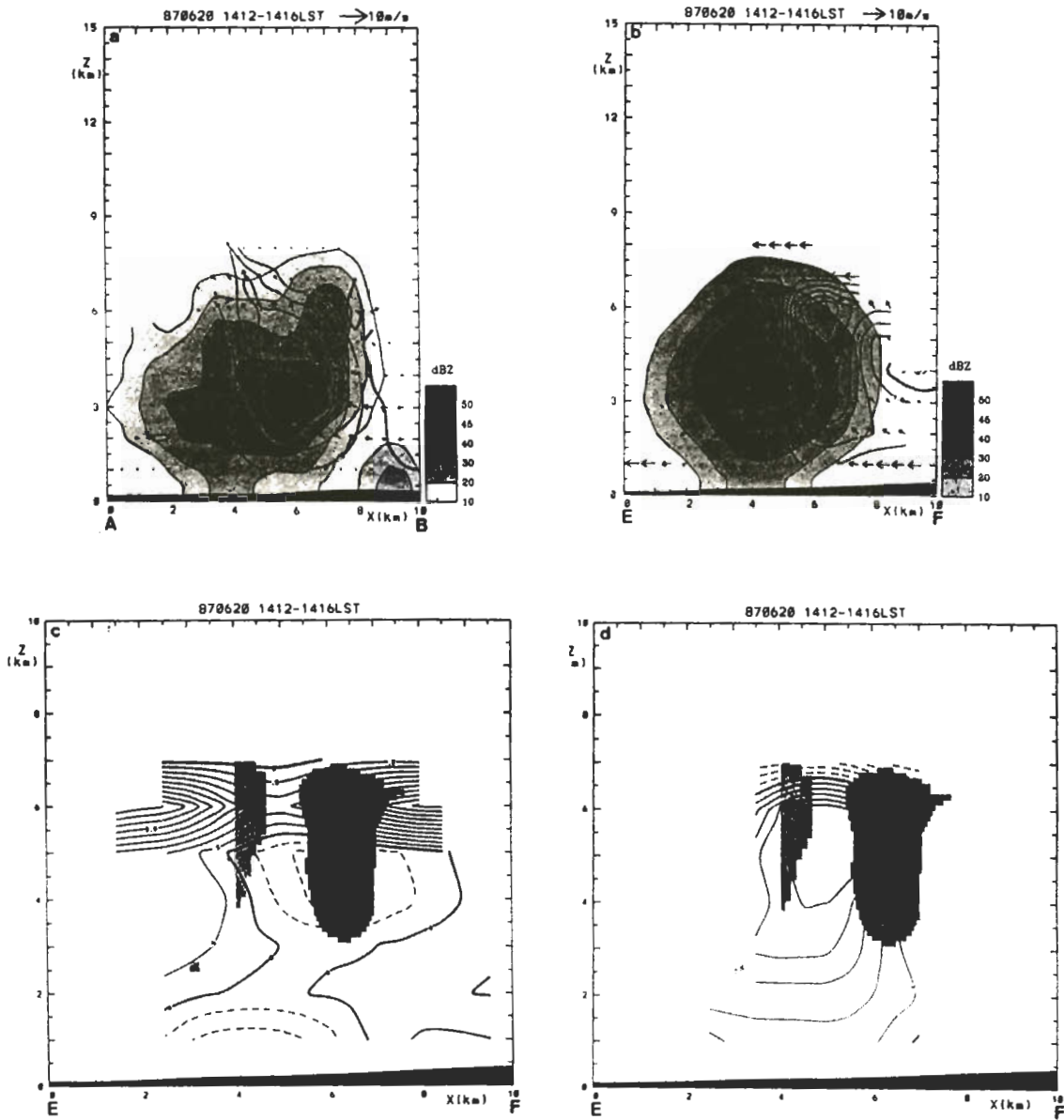


圖 11 (a) 為圖 10a A-B 線段，(b) 為圖 10a E-F 線段，垂直速度、降水回波與地形高度剖面圖。陰影深淺代表回波不同之強度，實線為上升速度，虛線為下沉氣流，等值線間距為 1m^{-1} ，底層塗黑區為地形高度。(c) 與 (d) 為圖 10a F-F 線段相同剖面的垂直運動場與熱、動力場垂直結構。(c) 與 (d) (c) 為擾動氣壓場，(d) 為擾動溫度場。實(虛)線分別表示正(負)的擾動氣壓及虛雲位溫等值線，擾動氣壓等值線間距為 0.05mb ，擾動虛雲位溫等值線間距為 0.1°C 。深陰影區代表垂直速度大於 3m^{-1} ，而淺陰影區代表垂直速度小於 -2m^{-1} ，底層塗黑區為地形高度。

(inflow layer) 氣流主要由西方和西北方進入，高層外流層 (outflow layer) 氣流主要由東南和西南方流出，另外在西南側低層有明顯輻散外流。圖 10a-d 為計算之各高度垂直速度場，主要的結構為東北側的上升運動區和西南側的下降運動區。分析範圍東方的下降運動，由於資料品質較差，尤其是高層資料，可信度不高。

為明顯表示該雷雨系統三度空間運動場結構，圖 11a 與 b 分別為圖 10a 所示 AB 和 EF 剖面。其中 AB 剖面與低層內流層平行並通過 4 公里最大上升運動區。此一剖面顯示，大回波中心東北側上升運動區是由相對於雷雨系統由西和西北側進入雷雨胞之低層氣流穿過弱回波與東北方氣流輻合所造成，此上升運動區位置在垂直方向沒有明顯傾斜，最大值約有 4ms^{-1} ，高度在 4 公里左右。回波中心東南側 (圖 11a 右側) 水平回波梯度大且伴隨顯著上升運動，顯示雷雨胞持續發展中，高層並有明顯輻散外流現象。EF 剖面幾乎與 AB 剖面垂直，和雷雨胞移動方向平行。回波中心東北側 (下風側) 為上升運動區，西南側 (上風側) 為下降運動區，由於系統的移動，低層西方和東北方入流輻合形成下風處之上升運動。上風處之下降運動由雷雨胞頂往下發展，最大值在 2 公里高度，低層伴隨輻散外流。該雷雨胞最大下降運動和最大回波中心並不在同一位置，顯示雨滴負載過程，並無法圓滿解釋該下降運動的形成。

圖 11c 與 11d 分別為與圖 11a 與 b 相同剖面的擾動氣壓、擾動虛雲位溫及垂直速度場。上升運動區伴隨著負的擾動氣壓場及正的擾動虛雲位溫，此結果符合氣塊抬舉上升凝結釋放潛熱的雲動力過程。圖 11c 顯示在 1km 高度上，於 $X=8\text{km}$ 處有水平相對性的中尺度高壓， $X=4\text{km}$ 處為中尺度低壓，中層 (2.5~5km) $X=6\text{km}$ 處有水平相對性的中尺度低壓， $X=2\text{km}$ 處有明顯的相對性中尺度高壓，此種中尺度高低壓之配置所伴隨的擾動氣壓梯度力，有利於低層氣流的舉升。11b 顯示在 $X=5\text{km}$ ，高度為 5km，有高於平均值達 1.8°C 的擾動虛雲位溫區，此高度也是接近平均上升速度最大的高度。有關雲內擾動氣壓和虛雲位溫場的計算結果與期待之雲動力過程一致，亦顯示本文所計算垂直速度的可信度。

(二) 多雷雨胞與雷雨胞合併

圖 12a-12d 為 1422-1426LST 雷雨胞之 1、2、4 與 6 公里高度的降水回波與相對於系統之水平風場分布。雷雨胞在接近 500m 高度發展。低層大於 30dBZ 的降水回波漸由原對稱圓形轉而呈南北線形。若比較不同高度回波結構可看出此一線形回波主要由兩個雷雨胞組成，一個在南側另一個在北側。此一現象可以由垂直運動場的分布已不再是單一的強上升區獲得證實 (圖 13a-d)。南側雷雨胞在 6 公里高度回波強度大於 40dBZ 的區域非常顯著，且整體呈圓形具高度對稱結構。北側雷雨胞則相對微弱，6 公里幾無明顯訊息。在風場結構方面，南側雷雨胞之氣流結構低層內流並無太大變化，主要仍以西側西北氣流為主，在西南側則為系統之低層外流所在。然而原本在 6km 之明顯風場輻散現象在此一時刻已無法辨識，代之為由西側進入之西風氣流且呈旋轉特徵，此一氣流特徵的改變可能是由於雷雨

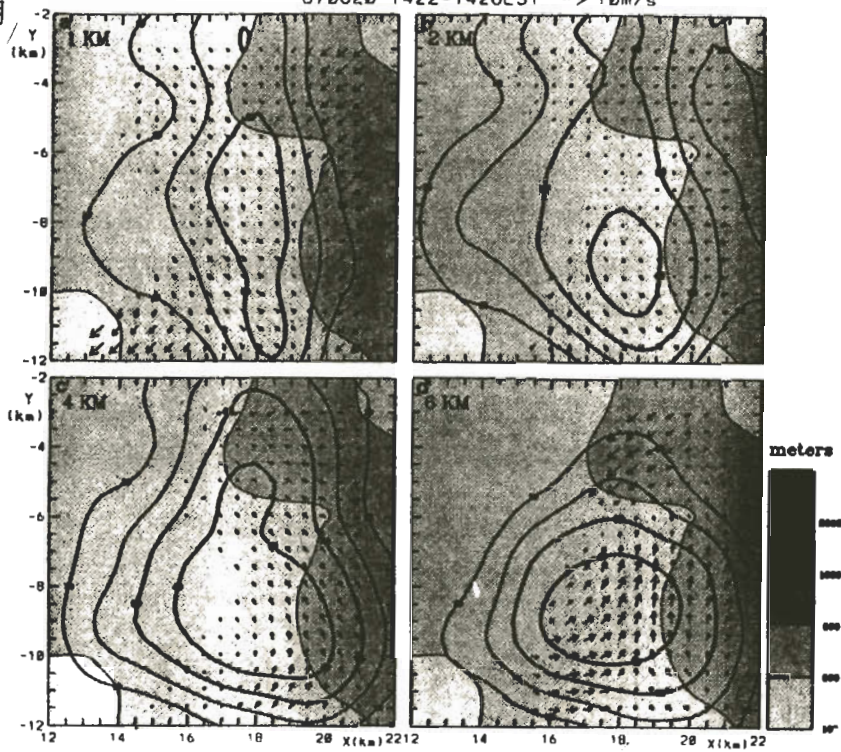


圖 12 時間 1422-1426LST 在高度 1、2、4 與 6km 之水平風場與降水回波分佈圖，水平風場相對於雷雨系統移動速度。陰影深淺代表不同之地形高度，實線為回波等值線，間距為 10dBZ。

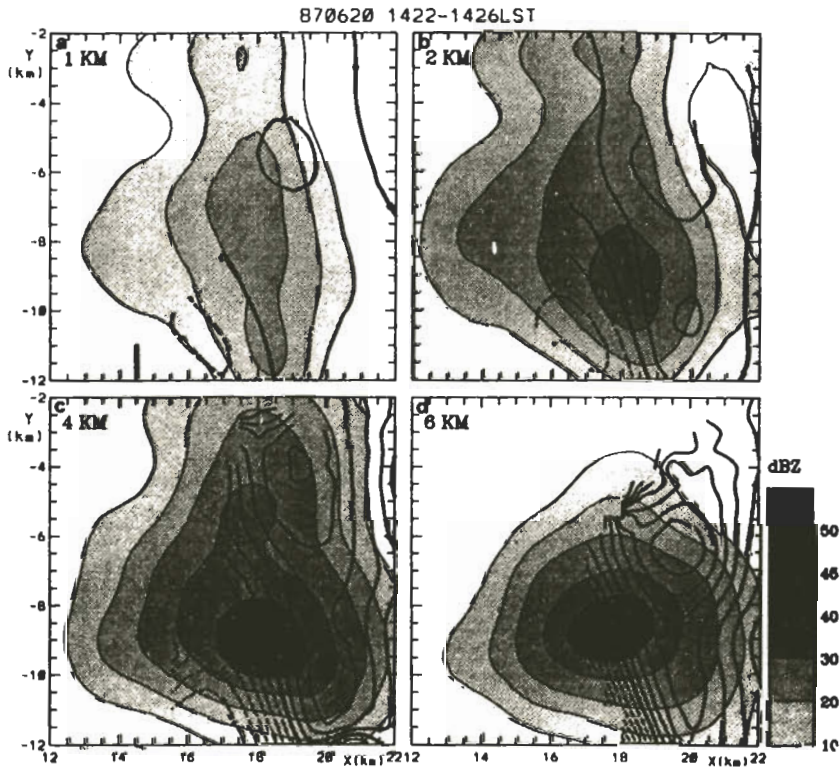


圖 13 同圖 12 的區域內，在高度 1、2、4 與 6km 之垂直風場與降水回波分佈圖。陰影深淺代表不同的回波值，實線為正的垂直速度等值線，虛線為負的垂直速度等值線，間距為 1 m^{-1} 。

胞強度增強之大量潛熱釋放及高層外流已提高至更高處所致。圖 14a-d 為雷雨系統在 1422-1426LST 1、2、4 與 6 公里高度的降水回波與相對系統之水平風場分布。此時回波場和風場特性與圖 12 所示類似，但是西南側低層外流由原 1 公里高度往上發展至 2 公里，且強度顯著增強。6 公里風場除了旋轉性特徵增強外，東南側之輻散外流特徵明顯。此一時間計算的垂直運動場與前一時間類似（圖 15a-d），雷雨胞在強降水回波區移動方向的前緣為上升運動區，後側為下降運動區，垂直速度場已明顯具有多上升區分布，在低層高度 1km 的上升區，可見被一微弱下沉運動區所分離情形。圖 16 為圖 15a E-F 線段垂直剖面，圖中顯示降水回波和氣流分步情形。降水回波清楚顯示有兩個雷雨胞的現象，一個發展較深，另一個較淺，且其相對伴隨的垂直運動也具相同弱性質。在此兩降水回波的上方，有一個較

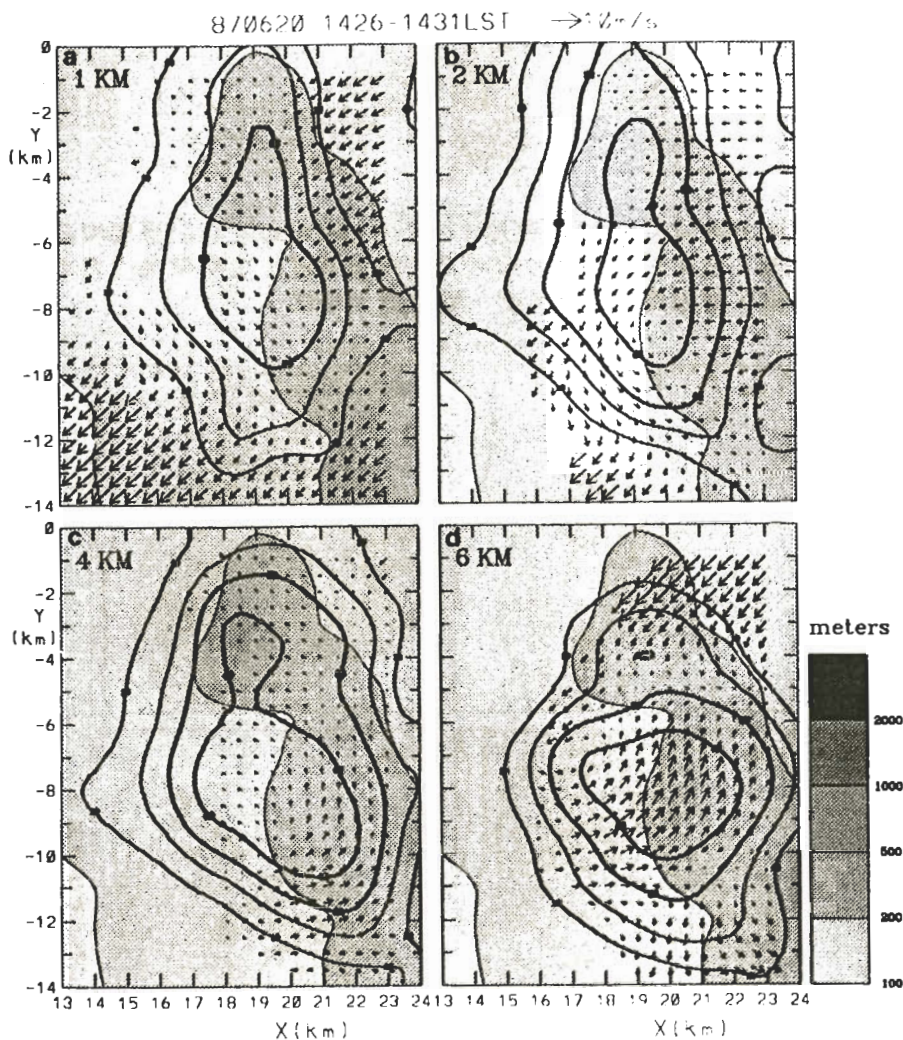


圖 14 時間 1426-1431LST 在高度 1、2、4 與 6km 之水平風場與降水回波分佈圖，水平風場相對於雷雨系統移動速度。陰影深淺代表不同之地形高度，實線為回波等值線，間距為 10dBZ。

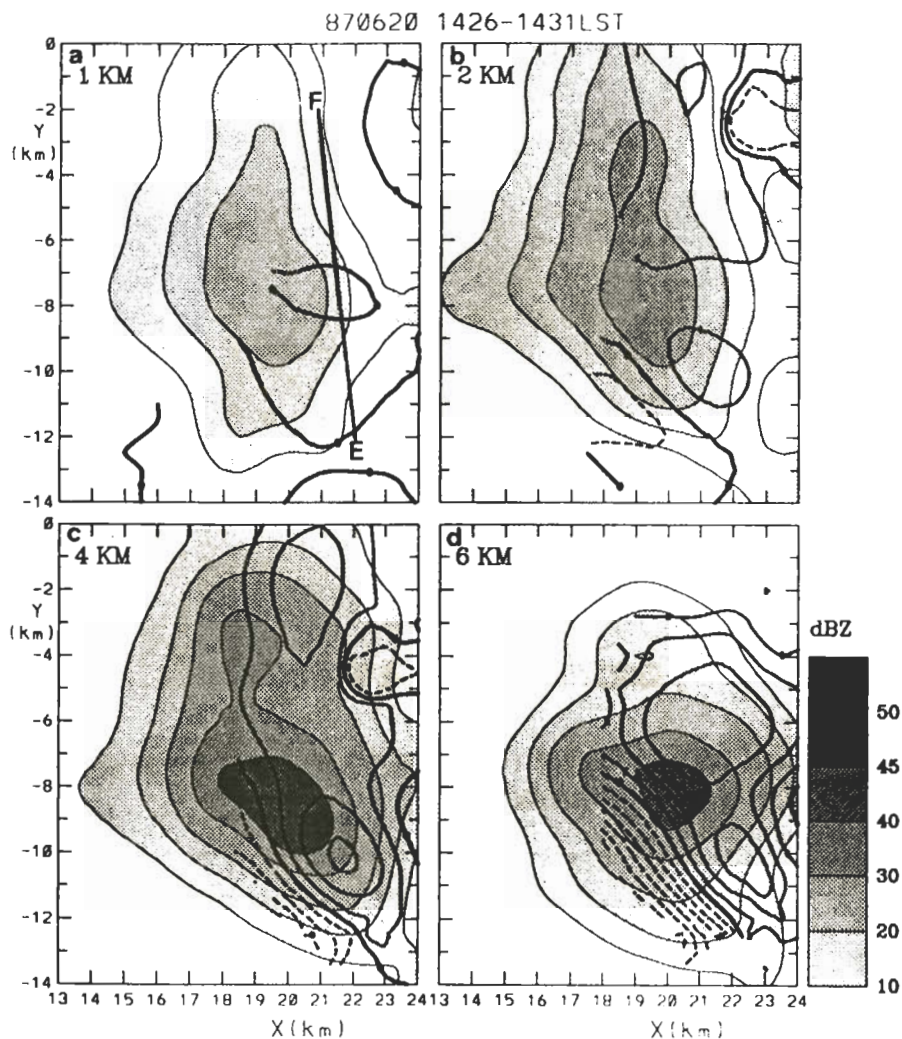


圖 15 同圖 14 的區域內，在高度 1、2、4 與 6km 之垂直風場與降水回波分佈圖。陰影深淺代表不同的回波值，實線為正的垂直速度等值線，虛線為負的垂直速度等值線，間距為 1m^{-1} 。

大的上升速度區，於高度 8km 處，其值為 5m^{-1} 。此一高層的強上升運動在前面的時間內並未被觀測到，其發生的位置又正好在兩個不同生命期的雷雨胞中間，之後，兩個雷雨胞結合成一個雷雨系統，回波呈長方形，這些觀測結果都顯示此一高層的強上升速度是兩個雷雨胞合併 (cell merge) 的一個結果。

(三) 平均結構

圖 17 是取 1426-1431LST 雙都卜勒分析範圍內，雷雨系統之平均回波、垂直運動速度及輻合輻散場剖線。圖中顯示各高度水平風場平均呈輻合，導致各高度的垂直速度場皆為上升氣流，且隨高度增加，降水回波最大值位於 4km 高度，沒有明顯亮帶 (bright band) 的特徵。此一剖面顯示一正在發展中的雷雨系統各氣象場分布情形，與 BB49 和 KW91 之結果相當一致。

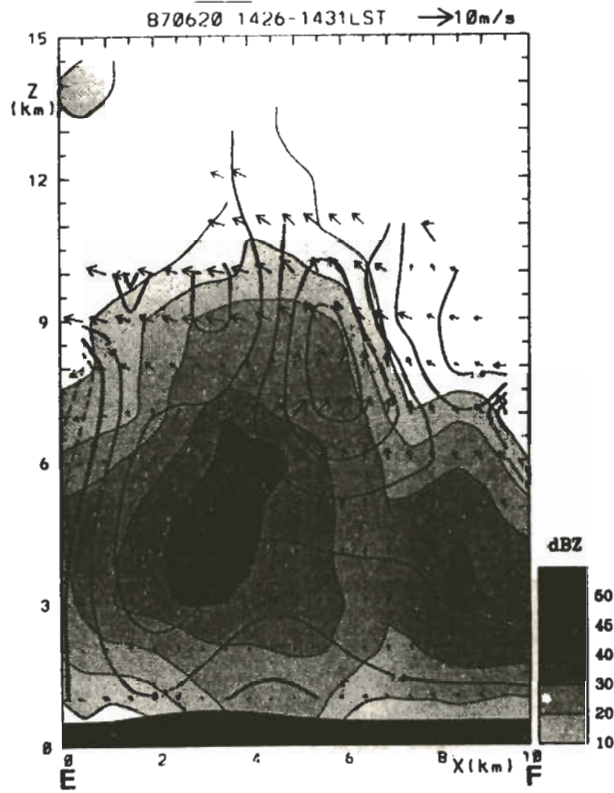


圖 16 1426-1431LST (取圖 15a E-F 線段) 的垂直速度、降水回波與地形高度剖面圖，圖說明如圖 10。

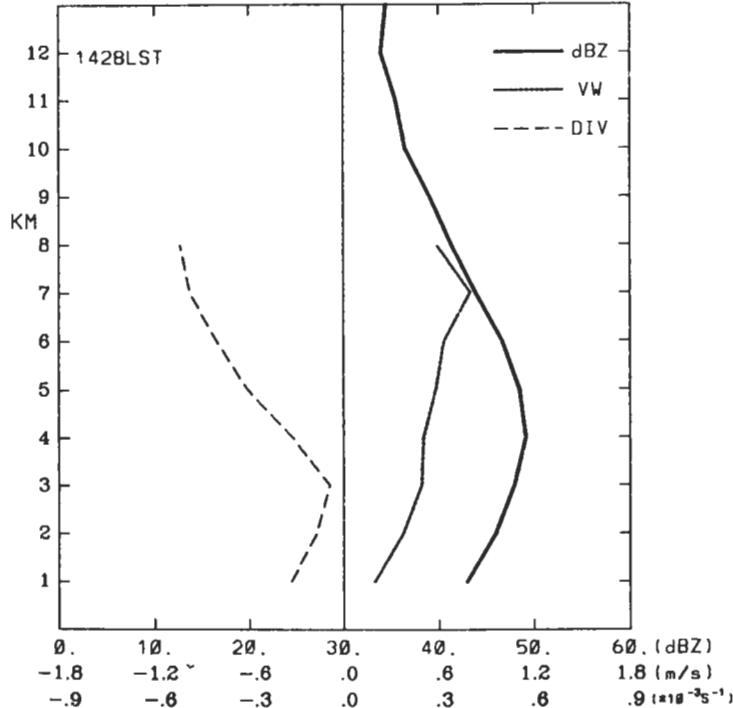


圖 17 1428LST 雷雨系統範圍內，各高度層平均的水平輻散場、垂直速度與降水回波最大值的垂直變化分佈圖。時間為雷達體積掃描中間時刻，dBZ 實線為最大回波曲線，單位為 dBZ，VW 點線為平均垂直速度，單位為 ms^{-1} ，DIV 虛線為輻散場，單位為 $10^{-3}s^{-1}$ 。

六、討 論

本研究利用 TAMEX IOP11 NCAR CP4 與 NOAA TOGA 都卜勒雷達高時空解析度資料，探討台灣中部山區雷雨系統的降水、運動場、及擾動壓力與溫度場結構。藉由個案探討，可對山區雷雨系統的生成、發展與組織有進一步的瞭解。

本個案綜觀環境條件顯示大環境受西太平洋副熱帶高壓影響，存在大尺度下沉運動，並不有利於組織性大範圍對流系統的發展。但是由於地面冷鋒的接近及太平洋高壓的逐漸東退，由探空資料得知，此時大氣熱力結構已顯示有潛在不穩定度的條件。由於低層大氣頗為潮濕，環境大氣之舉升凝結高度與自由對流高度均相當的低，大氣含有充足對流可用位能，因此氣塊受地形抬升的影響，易在山區形成對流雲。CP4 雷達在午後 1 時首先在苗栗山區高度為 200~500m 處觀測到零星散亂無組織的個別雷雨胞。由於雷達觀測到的降水回波都先在 3~5km 處出現，然後往上或下發展，所以追蹤 4km 等高面降水回波可清楚瞭解雷雨胞的演變情形。結果顯示個別雷雨胞的生命期非常短，由雷達觀測到降水回波訊息至最大降水回波落到地面，可以在短短的 15-20 分鐘內完成（見圖 5 之 A 胞）。

雷雨胞生命期的延續有很多過程，例如原有雷雨胞經由降水過程形成陣風鋒面，在與環境氣流交接處新雷雨胞不斷的生長，取代舊有雷雨胞的過程；或是前後不同時間發生的雷雨胞由於移動速度的差異產生胞間合併，使雷雨胞的生命期得以增長。前者的過程依據 Foote and Frank (1983) 的分類屬於強演變 (strong evolution) 過程，其中由於個別雷雨胞之上衝流所發生的時間不連續，可被清楚的分別；而後者的過程則屬於弱演變 (weak evolution) 過程，在完成胞間合併之前，可同時觀測到多股上衝流存在，合併後則又僅剩一股上衝流。前者垂直運動的演變較不連續而後者的演變則較為和緩連續，此種雷雨胞發展過程的差異主要取決於環境條件的差別。經由以往許多觀測研究以及數值模擬實驗的結果，可歸納出決定雷暴系統類別的主要環境氣象參數有二，一為對流可用位能，一為垂直風切。對流可用位能 (convective available potential energy: CAPE) 可詮釋為環境所擁有最大可能轉換成對流上衝流動能的位能量，而垂直風切可詮釋為平均環境風所擁有的動能和對流上衝流水平風所擁有的動能之差值。若將二者合併可定義整體理查遜數 (Ri)，此參數可粗略對雷暴系統的性質與以分類。本個案經由探空資料計算得到的 $Ri=1000$ ，顯示在此環境條件下發展之雷雨系統屬於較無組織之多胞雷雨系統。

經由雙都卜勒分析結果，本個案雷雨系統在發展時期較無組織，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，形成較長生命期雷雨系統，此一結果似乎隱含地形的存在對於重組原本較無組織的雷雨胞，進而發展成有組織雷雨系統可能扮演著重要角色。我們認為透過進一步的觀測分析與數值模擬研究以釐清地形在組織山區雷雨系統的角色是非常必要的。

在平均結構部分，本研究結果顯示，在個別雷雨胞期 3 公里高度以下為輻合，以上為輻散，此結果與 KW91 相似。垂直運動整層皆為上升，最大值位於 3 公里處。平均降水回波發展並不高，最大值也在 3 公里。在多雷雨胞期由近地面至 8 公里整層為輻合，最大上升速度由 3 公里提升至 7-8 公里處，最大回波也提升至 4 公里高度。此一顯著變化在雷雨胞間合併後發生，顯示胞合併過程已增強並延續雷雨系統的發展。

在雷雨系統內部結構部份，本研究分析結果顯示初期個別雷雨胞發展時，胞內已同時存在上升和下沉氣流，與 BB49 對成熟雷雨胞的定義較為相符。本個案雷雨系統是在較緩的斜坡上（高度 200m 處）形成，在雷雨胞移動的前緣是上升氣流，與強回波區同相位，而雷雨胞移動後側為下沉氣流。上升氣流主要是由西側進入的西北內流與東側進入的東風氣流輻合所形成。東風氣流是雷雨胞往斜坡上移動時被吸納入胞內的空氣，而相對於雷雨胞西側之西北氣流才是維持雷雨胞的主要內流空氣。參考圖 1 的海岸地形可發現，山區雷雨胞發展地區其海岸線和地形等高線皆呈東北西南走向，因此最有效率觸發對流的上坡風和海風的分量應是西北方向，此結果與雷達合成分析結果頗為契合。上衝流在垂直方向無明顯傾斜，在高層受環境東北風影響往西南稍微傾斜。雷雨胞之西南側伴隨下衝流，在低層有明顯外流現象。在擾動壓力場方面，雷雨前緣上升氣流的低層有一中尺度擾動高壓，此擾動高壓的形成似為氣流受地形抬升所產生之動力高壓所至，顯示此雷雨胞的激發過程為氣流機械抬升，熱力作用為較間接之原因。

當雷雨系統移至較高斜坡時（高度 500m），多股上升氣流同時存在於系統中，呈南北走向，顯示多胞雷雨系統結構。雖然如此，多雷雨胞期內流空氣的來源以及垂直運動的分布和前述單雷雨胞期皆大致相同（示意圖 18）。其中較大差異之處在於南側之雷雨胞在垂直方向的發展已由原先的 7-8 公里竄升至 12 公里以上。回波值大於 45dBZ 區域也伸展至 7 公里高度，此一結構與單雷雨胞期最大回波發生在 3 公里高度全然不同。在垂直上升速度方面，個別雷雨胞期最大值約 2m^{-1} 位於 4-5 公里處，而在多雷雨胞期最大值約 7m^{-1} 位於 7-8 公里處。這些差別都顯示南側雷雨胞發展的相當旺盛。若是比較圖 5 中 A、B、C 胞與圖 16 雷雨胞的結構，兩者差別甚大。

造成雷雨系統的增強有很多原因，然而水氣供應是否充足是一個非常重要的因子。圖 19a 和 b 顯示海岸測站梧棲和稍微內陸測站台中每 30 分鐘主要氣象變數時間序列。此二站最大的差別在於中午前後相當位溫和水氣混合比的變化。梧棲站在 11 時相當位溫和水氣混合比有清楚的上升訊息，但上升幅度有限，而台中站在午後 1 時至 1 時 30 分相當位溫增加 6 度，水氣混合比由 19g/kg 增加至 22g/kg 。若仔細檢驗地面風場的變化，梧棲站在早上 9 時至 9 時 30 分原西南風增強至 5m^{-1} ，在 10 時轉為偏西風，在 12 時 30 分風速增強至 7.5m^{-1} ，其後增強至 10m^{-1} ，到了夜間才再轉回西南風。此一風場的變化，正顯示海岸測站白天受太陽不均勻加熱影響形成海風環流的訊息。台中站距離梧棲站約 18 公里，台中站地面風的變化不僅在時間上不同，在變化振幅上也不大相同。清晨時為北風，隨後轉為南風，之後轉為

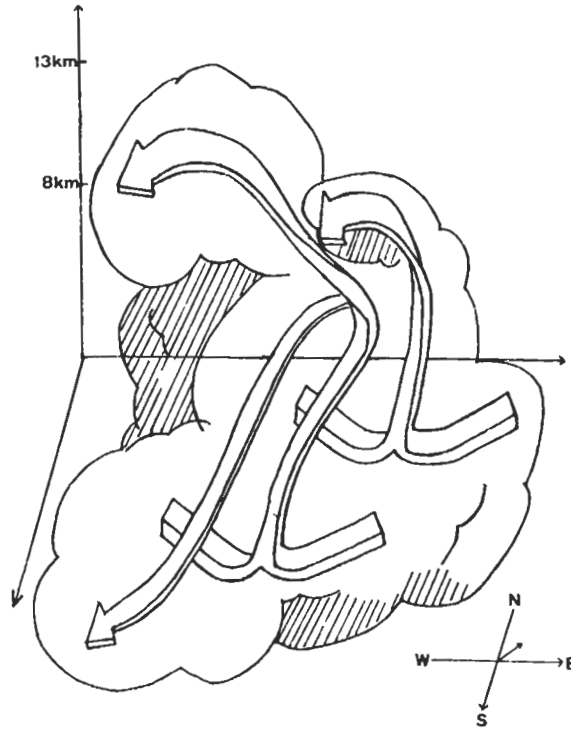


圖 18 多胞雷雨氣流概念模式示意圖，指向東北方的箭頭為雷雨系統移動的方向。

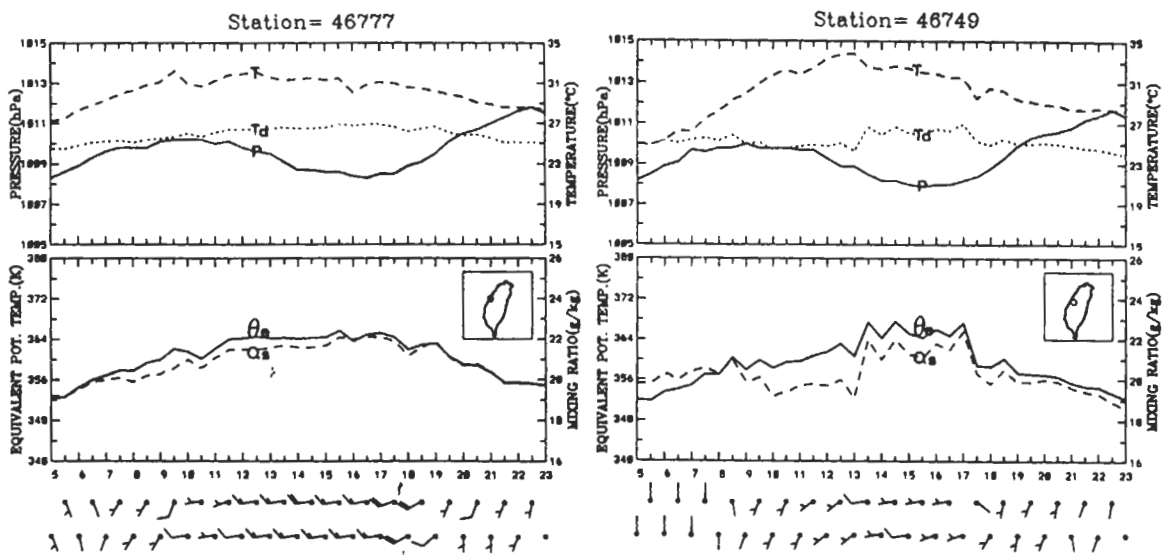


圖 19 1987 年 6 月 20 日 0500-2300LST (a) 梧棲 (46777) ， (b) 台中 (46749) 地面測站的氣壓、溫度、露點、相當位溫、混合比與風場的時間序列圖。

偏西南風、西風，此一順時鐘旋轉變化正好符合海陸風環流轉變的順序。在時間上，由西南風轉為偏西風為午後 1 時至 1 時 30 分，這時也是水氣混合比迅速增加時刻。上述結果顯示沿海測站在早上 10 時已建立海風環流，而內陸測站遲至午後 1 時 30 分才建立，若是粗略估計海風環流前緣移動速度大約為 2m^{-1} 。海風環流前緣通過後，一般伴隨溫度下降，露點上升，這些現象都在台中站清楚顯示。由上面討論可知，內陸地區雷雨系統發展的強度與海風環流的建立及帶來較充裕的水氣有非常密切的關係。然而進一步量化的計算則必須仰賴數值模擬的工作。

七、結 論

本文利用 CP4 與 TOGA 都卜勒雷達約 3~5 分鐘一組的雷達資料，經由降水回波及徑向風場之合成分析，瞭解中部山區雷雨胞生成、移動與發展的情形。我們所得主要結論如下：

- (一) 分析時段的初期以個別雷雨胞為主，雷雨胞移動前緣為強盛上衝流，最大值在 4km 高度。氣流場結構低層為輻合，高層為輻散，顯示動力過程為此上衝流產生的主要機制。後側為較微弱下衝流，和大回波區分離，且近地層未出現明顯冷空氣池，顯示該下衝流並非單純由降水拖曳過程所造成，未飽和環境空氣逸入過程可能扮演重要角色。
- (二) 當雷雨系統往較高山區移動，此時系統由多個不同生命期雷雨胞合併而成，內部同時含多股強度不一的上衝流，數個別雷雨胞的上升氣流在垂直方向上較無傾斜的，但在多胞成熟的雷雨系統中，其上衝流有較明顯傾斜現象。
- (三) 本個案山區雷雨系統的維持，並非經由雷雨系統本身降水至地面發展外流邊界，與環境風場形成局部輻合，產生新雷雨胞予以維持；而是斜坡地形上不均勻加熱形成之上坡風提供必要舉升機制，使新雷雨胞在斜坡上發展，而後併入較高山區成熟之雷雨胞，形成較長生命期雷雨系統。
- (四) 雷雨系統在發展初期，主要為個別雷雨胞以較無組織方式發展。之後，胞與胞間合併現象相當顯著，此時非組織性的雷雨系統逐漸形成組織性的多雷雨胞系統。此一組織性的多胞雷雨系統的形成與地形的關係密切，但兩者間交互影響的物理過程仍有待進一步釐清。

誌 謝

本研究在國科會專案研究計畫 NSC85-2111-M-014-002 AP6 及 NSC87-2111-M-002-008 AP6 支援下完成。

參考文獻

- 周仲島、洪景山與鄧秀明，1990：梅雨鋒面對流雨帶雙都卜勒雷達分析。大氣科學，18，239-264。
- 游政谷，1995：海上移動緩慢線狀對流雨帶結構與其伴隨之中尺度渦旋環流。國立台灣大學大氣科學研究所博士論文，122頁。
- Battan, L. J., 1964: Some observations of vertical velocities and precipitation sizes in a thunderstorm. *J. Appl. Meteor.*, **3**, 415-420。
- Browning, K. A., T. W. Harrold, A. J. Whyman and J. G. D. Beimers, 1968: Horizontal and vertical air motion and precipitation growth, within a shower. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **94**, 498-509。
- Byers, H. R., and R. R. Braham, Jr., 1949: The Thunderstorm: Report of the Thunderstorm Project. U.S Government Printing Office, Washington, D.C., 287 pp。
- 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, C. -S., and Y. E. Chan, 1994: On the formation of cloud and precipitation systems in Taiwan during TAMEX IOP #11. *TAO*, **5**, 137-168。
- Chong, M., and T. Testud, 1983: Three-dimensional wind field analysis from dual-Doppler radar data. Part III : The boundary condition: An optimum determination based on a variational concept. *J. Climate. Appl. Meteor.*, **22**, 1227-1241。
- Cunning, J. B., H. W. Poor and M. DeMaria, 1986: An investigation of the development of cumulonimbus systems over south Florida. Part II: In-cloud structure. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 25-39。
- 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。
- Gal-Chen, T., 1978: A method for the initialization of the anelastic equations: Implications for matching models with observations. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 587-606。
- Johnson, R. H., and J. F. Bresch, 1991: Diagnosed characteristics of precipitation systems over Taiwan during the May-June 1987 TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2540-2557。
- Jou, B. J. -D., 1994: Mountain-originated mesoscale precipitation system in northern Taiwan: A case study 21 June 1991. *TAO*, **5**, 169-197。
- 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。
- Kropfli, R. A., and L. J. Miller, 1976: Kinematic structure and flux quantities in a convective storm from dual-Doppler radar observations. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 520-529。
- LeMone, M. A., and E. J. Zipser, 1980: Cumulonimbus vertical velocity events in GATE. Part I: Diameter, intensity, and mass flux. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2444-2457。
- Lhermitte, R. M., and M. Gilet, 1975: Dual-Doppler radar observations and study of sea-breeze convection storm development. *J. Appl. Meteor.*, **14**, 1346-1361。

- Lin, Y. J., T. C. Wang, and J. H. Lin, 1986: Pressure and temperature perturbations within a squall-line thunderstorm derived from SESAME Dual-Doppler data. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2302-2327.
- Ray, P. S., C. L. Ziegler, W. Bumgarner, and R. J. Serafin, 1980: Singler and multiple-doppler radar observations of tornadic storms. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1607-1627.
- Roux, F., J. Testud, M. Payen, and B. Pinty, 1984: West-African squall-line thermodynamic structure retrieved from dual-Dopler radar observations. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 406-426.
- Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504-520.

The Precipitation and Kinematic Structures of A Mountainous Thunderstorm

Ben Jong-Dao Jou¹

Mou-Hsiang Chang² Tai-Hwa Hor²

¹Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

²Department of Applied Physics, Chung Cheng Institute of Technology

ABSTRACT

The precipitation and kinematic structures of a mountainous multicell thunderstorm were analyzed by using the high resolution Doppler data of NCAR CP4 and NOAA TOGA radars. The development and organization of the storm was analyzed and the possible effects of complex terrain and local circulation were discussed. In the early afternoon of 20 June 1987 (TAMEX IOP 11), several convective storms occurred at the sloping area in the central part of Taiwan. These storms merged from several individual thunderstorms and developed into an organized mesoscale convective system in the late afternoon. This mesoscale convective system lasted for more than six hours. The environment was with weak vertical wind shear and pronounced convective instability.

The radar reflectivity showed new thunderstorm cell formed over the sloping area around 500 m altitude and moving toward higher terrain. From dual-Doppler analysis, in the early stage, the isolated thunderstorm cell contained a single updraft. The updraft was located at front of the storm and with its maximum intensity of 4 ms^{-1} at 4km height. Low level convergence and upper level divergence was shown in the flow structure. Weak downdraft was found at rear portion of the storm and separated from the major echo region. No cold pool was observed at low level. These results

suggest that the downdraft was not caused by water loading. The entrained air from the unsaturated environment probably played the key role.

The system was organized by merging isolated convective cells at different life stages. The cell had distinct downdraft in its mature stage, but no pronounced precipitation accompanied, so as no pronounced gust front at the surface. These results suggest that the development of the storm was not owing to the local convergence between the outflows produced by the precipitating thunderstorm and the impinging moist environmental flow. It is suggested that the lifting mechanism for the new cell development is possibly due to the upslope motion caused by the uneven heating at the terrain slope. This is consistent with the observations that new cells developed first at the slope area.

In this paper, it is also suggested that the late-afternoon development of organized thunderstorm complex in central Taiwan is closely related to the penetration of sea breeze circulation from coastal area into sloping area and provided the extra moist air for storm intensification.

Key words: Mountainous thunderstorm system, Precipitation and kinematic structures, Dual-Doppler analysis, Upslope motion, Sea breeze circulation, TAMEX case study.