

梅雨季竹苗豪雨個案之中尺度現象探討

陳泰然¹ 周鴻祺² 黃心怡¹ 楊進賢² 張子琦³

¹ 國立台灣大學大氣科學研究所

² 交通部民航局台北航空氣象中心

³ 私立東南科技大學環境管理系

(中華民國一〇一年八月十日收稿；中華民國一〇一年十二月三十一日定稿)

摘 要

2002年6月13日在梅雨鋒前強西南氣流影響下，苗栗至新竹沿海一帶形成之多胞雷雨，最後組織成東北東-西南西走向之線狀對流系統，該對流系統於0600~1700 LST間在台灣西北部新竹至苗栗沿海陸地降下豪雨，最大降雨量(190 mm)出現在新竹湖口地區。本文即針對此梅雨季豪雨個案，分析綜觀天氣形勢、地面與探空觀測資料、自動雨量站逐時觀測及都卜勒雷達資料，以探討對流系統發展之綜觀環境與伴隨之中尺度現象。

12日1200 UTC(即2000 LST)之板橋探空風場顯示，風向由低對流層之西南風隨高度順轉至500 hPa層之西風，垂直風切向量亦呈現順轉特徵，700 hPa層台灣北部地區有一低層噴流，使低對流層具有顯著垂直風切($6.7 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$)，有利扭轉過程於中低對流層形成氣旋式渦旋。北台灣稍弱的CAPE值僅約 $798 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ，但因中低對流層具有適中垂直風切，使Ric值約僅13，接近有利超大胞(supercell)雷雨發展區域。

第一波對流降水區係由數個孤立對流胞組成之東北東-西南西走向線狀對流系統而來，其強度和移動與對流系統南側風切輻合帶密切關連。分析結果顯示，環境暖濕西南氣流與對流下衝流降至近地面層所形成之輻散西北冷外流，以及低對流層強西南氣流遭遇雪山山脈阻擋部分順河谷而下轉吹之東南風迴流，三支屬性不同氣流於竹苗沿海陸地匯聚，形成一條東北東-西南南走向之風切輻合帶，有利新對流胞在舊胞西南側形成發展。因此，雖然個別對流胞向東北東移動，但降水中心則往南移動。

第二波對流降水主要發生於新竹湖口地區，且呈現滯留狀態。雷達資料顯示，在強烈對流胞區由對流下衝流下降至近地面層所造成之顯著輻散外流中吹向其西南方之冷外流部分，與強西南氣流匯聚產生近地面層輻合帶，有利此後造型對流系統之新對流胞在其西南側發展。當西南氣流與輻合帶強度減弱時，對流系統亦迅速減弱。此外，在對流系統裡 1~5 公里高度有一中尺度氣旋式渦旋發展，並於 4 公里高度達最強，此可能乃因在具有顯著低層垂直風切與強烈對流上衝流條件下，透過扭轉過程而來。渦旋之增強與中層輻合密切關連，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。

關鍵字：豪雨、垂直風切、超大胞雷雨、對流下衝流、對流上衝流、中尺度渦旋

一、前言

梅雨鋒面系統是台灣地區 5、6 月梅雨季造成季節性最大降水之主要原因，梅雨鋒面所伴隨之中尺度對流系統 (mesoscale convective systems; MCSs) 經常造成局部性豪 (大) 雨，引發嚴重水患 (陳 1994, 2000; Chen et al. 2006; Zhang et al. 2003)，而在梅雨鋒面南側經常伴隨之西南低層噴流 (low-level jet; LLJ)，則與豪雨密切關連 (Chen and Yu 1988; Li et al. 1997; Chen et al. 2005; Chen et al. 2006)。伴隨豪雨的中尺度對流系統，絕大多數呈現滯留或移速緩慢，而與中尺度對流系統有關之鋒面與輻合帶一般呈東西走向 (鄧等 1992; Lin et al. 1992)；此外，當對流系統形成並發展為後造型 (back building) 時，也易產生豪雨 (Chi and Scofield 1991; Chen et al. 2007)。

台灣西北部陸地一些梅雨季豪雨個案，與盛行低層西南氣流受到地形阻擋和偏向效應所造成之地形噴流和局部輻合作用有關 (Chi and Chen 1989; Trier et al. 1990; Yeh and Chen 2002)。Li and Chen (1998) 發現，TAMEX 期間地形噴流發生於地面鋒或低壓槽接近華南沿海時，在低層盛行西南氣流環境下，台灣西北部迎風面有跨越等壓線之等變壓風加速，因而形成地形噴流。Lin et al (1996) 利用 TAMEX IOP13 對流雨帶個案進行雙都卜勒雷達之合成風場分析，結果顯示雷雨胞

對流下衝流與鋒面前高 θ_e 空氣形成陣風鋒面，舉升暖濕空氣進入鋒前對流區，此鋒面之海上部份持續不斷形成新對流胞，且向東移入舊對流雨帶中，使對流系統維持長生命期。當鋒面前氣流遭遇地形阻擋時，在氣流減速區域產生強烈輻合，有利於新對流胞在風切線上形成並增強發展 (Li et al. 1997)。

Yeh and Chen (2002, 2003) 利用雷達資料分析與數值模擬研究 TAMEX IOP3 豪雨個案，發現強烈對流在台灣西北部沿海之地形強迫輻合區發展，而該輻合區乃次綜觀強迫 (如高層槽)、地形效應及對流反饋三者結合所造成。Wang et al. (2005) 曾針對發生在台灣海峽並造成台灣中北部地區豪雨之線狀對流個案，進行觀測診斷分析與模擬研究，結果發現中央山脈之地形阻擋效應，使地形迎風面上游之台灣海峽中北部，於盛行西南季風氣流裡可形成中尺度線狀輻合區，以激發、組織並增強線狀對流系統。Kerns et al. (2010) 研究發現台灣梅雨季西南氣流因中央山脈阻擋，在台灣西南部產生向北強地形噴流 (barrier jet)，並與局部地形產生之離岸風及盛行大尺度向岸氣流輻合，影響台灣中部及西北部沿海降雨。

中尺度渦旋常伴隨著熱帶或中緯度地區之中尺度對流系統發生，尤其在組織中尺度對流系統

與隨後對流系統發展，均扮演重要角色 (Bartels and Maddox 1991)，並使對流系統得以維持較長生命史。這些渦旋發生在中尺度對流系統成熟至衰減期層狀降水區內之中低對流層，水平尺度約 50~300 公里 (Smull and Houze 1985; Stirling and Wakimoto 1989; Verlinde and Cotton 1990; Brand 1990; Jorgensen and Smull 1993; Scott and Rutledge 1995; Chong and Bousquet 1999)。

Brand (1990) 研究直徑約 300 公里之中尺度渦旋，提出渦旋形成理論，即對流系統高層之中尺度上衝流與系統層狀區所伴隨之下沈後方內流噴流之間之斜壓性，在渦度之產生伴演重要角色。中層空氣因氣壓梯度而向系統內部加速，輻合以補償垂直輻散，當微弱絕對垂直渦度被伸展項加強時，渦旋即在中層輻合區形成。Chong and Bousquet (1999) 分析 TOGA COARE 實驗期間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，正渦度集中於後方內流與雲內向後氣流交界之最大輻合區，層狀區內伴隨昇華、融解與蒸發冷卻形成之中尺度下衝流，造成中尺度渦旋於下衝流後方內流區形成，此種結果與 Zhang (1992) 對中緯度地區颶線系統伴隨之中尺度渦旋形成機制的研究結果相似。

Verlinde and Cotton (1990) 探討尺度僅約 30 公里之渦旋偶，該渦旋偶在一個發展之中尺度對流系統之層狀區內形成，其結果顯示渦旋形成主要機制乃透過多胞對流上衝流，將低層動量傳送至中高對流層，使水平渦度經由對流上衝流扭轉成垂直渦度，隨後中層輻合使垂直渦度增強，但初始渦度的產生主要係來自水平風的顯著垂直風切。而 Jorgensen et al. (1997) 研究 TOGA COARE 實驗期間，一個具有“弓形”結構之熱帶颶

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。

台灣梅雨季眾多中尺度現象中，中尺度渦旋與產生劇烈天氣之強烈對流系統關係密切；1987 年 TAMEX 期間 6 月 16-17 日，在台灣東南方近海有一中尺度對流系統生成並發展，此系統呈線狀結構，且伴隨一長生命史之氣旋式中尺度渦旋環流 (Chen and Liang 1992; Yu et al. 1999)，Yu et al. (1999) 研究結果顯示，該渦旋與那些發展於成熟至衰減期中尺度對流系統層狀降水區內大且完整之渦旋環流不同，即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，渦旋水平尺度僅約 40-70 公里，有利該低層渦旋環流發展之主要機制為對流區內垂直伸展作用。Bluestien and Herbenach (1994) 則利用地面雙都卜勒雷達資料，分析此在台灣北部山區之中尺度對流系統，發現數個直徑約 20 公里、生命史約 1 小時之小尺度渦旋環流，位於減弱期對流系統內部層狀降水區。張等 (2000) 研究 1987 年 TAMEX 期間 6 月 20 日在台灣中北部山區產生由孤立對流胞發展至具組織性之中尺度對流系統，發現在近似滯留之中尺度對流系統內，具有明顯垂直渦度偶極型態，垂直渦度主要由扭轉項而來。

周等 (1998) 針對 1997 年 6 月 2 日午後發生於新竹打鐵坑之豪雨個案，分析單都卜勒雷達資料，發現組織性對流系統內發展出一 meso- γ 尺度氣旋式渦旋，存在於 1~7 公里高度，且隨高度向南南東方傾斜，但生命期很短僅約 1 小時。該渦旋與主要回波之相對位置隨時間不同而有顯著差異，但氣旋式渦度增加區域，回波強度亦增強，主要回波位於渦旋環流右側，此結果與 Chen and

Wang (1992) 針對中尺度低壓之合成研究結果相似。

2002 年 6 月 13 日在梅雨鋒面前強烈西南氣流影響下，於苗栗至新竹沿海一帶形成之多胞雷雨胞，最後組織成東北東—西南西走向之線狀對流，先以緩慢速度向東北東移動，移至新竹湖口附近後轉為近似滯留狀態，最後向較高山區移動並減弱。在新竹附近滯留期間，其內部之低對流層出現一中尺度渦旋環流，生命史約 2.5 小時，並於 1200~1700 LST 期間在湖口與鄰近地區降下豪雨，此五小時期間湖口累積降雨量高達 173 mm。本文分析綜觀環境、探空、地面觀測及桃園機場都卜勒氣象雷達資料，以探討中尺度對流系統形成之環境條件和中尺度系統之結構特徵，特別是對流胞在新竹苗栗地區組織成線狀對流系統，且在低對流層發展出中尺度渦旋環流之影響

因子與機制之探討。

二、資料與分析

利用中央氣象局 6 月 12 日 2000 LST (1200 UTC) 與 13 日 0800 LST (0000 UTC) 之東亞地區地面與高空天氣圖以及板橋探空站資料，分析綜觀環境條件、對流可用位能 (convective available potential energy; CAPE)、垂直風切、水氣垂直分布及 Ric (convective Richardson number; 對流理查遜數) 等參數，其中 Ric 為 CAPE 與垂直風切所提供之總能量比值 (Weisman and Klemp 1982)。本文分析日本 GMS-5 紅外線衛星雲圖，以了解對流雲帶之分布與發展。此外，利用中央氣象局逐時地面觀測 (包括氣壓、溫度和風場) 與自動雨量站資料，進行中尺度分析，其區域範圍、地理位置及地形分布如圖 1 所示。

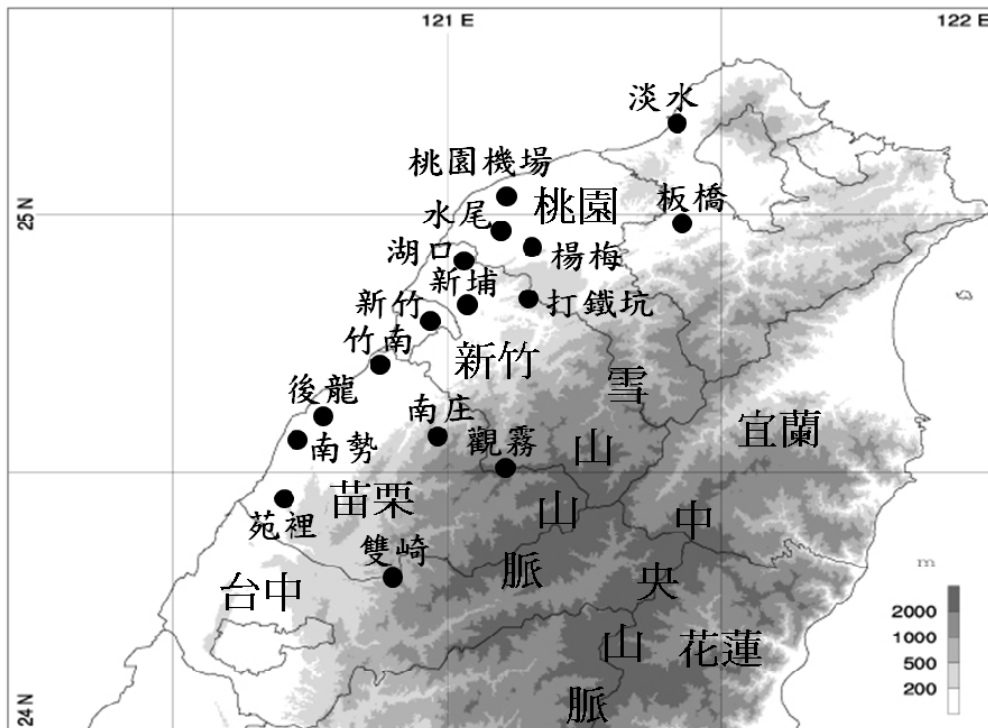


圖 1 臺灣中北部地區地理位置與地形高度，灰階度為公尺。

在對流特徵之分析方面，利用 6 月 13 日桃園機場 C 波段（波束寬為 0.86° ）都卜勒氣象雷達每 30 分鐘間距觀測資料，與當日 1230~1530LST 每 30 分鐘間距 10 個不同仰角之都卜勒模體積掃描資料（掃描半徑為 120 公里），在都卜勒模式下解析度為 1 公里，在 900Hz 與 1200Hz 之 PRF（Pulse Repetition Frequency）交替使用下，最大可測風速達 48 m s^{-1} ，風速摺錯（folding）現象不易發生，且雷達資料已去除地形雜波，對於降水回波與徑向速度異常資料亦主觀剔除。再將原始空域極座標資料內插至直角座標上，分析最大降水回波圖（vertical maximum indicator, VMI）、 $80 \text{ km} \times 80 \text{ km}$ 局部範圍且高度 2 公里之等高面平面位置顯示圖（Constant-Altitude PPI, CAPPI）與距離高度顯示圖（Range-Height Indicator, RHI）之降水回波和徑向速度場。對流回波區與層狀回波區採用陳等（1996）之定義，即回波值 $\geq 40 \text{ dBZ}$ 或在 10 公里水平內回波梯度至少 10 dBZ ，層狀回波區則為水平尺度超過 40 公里之任何非對流性降水區。

三、綜觀環境

6 月 13 日 0000 UTC（即 0800 LST）地面與高空綜觀形勢，如圖 2 所示。地面天氣圖顯示，有一低壓中心位於韓國東方海面，另一弱低壓中心位於日本九州東方海面，冷鋒由此中心向西南延伸經九州南方海面至東海，太平洋副熱帶高壓位置偏東，高壓脊向西伸展經巴士海峽至華南沿海，福建沿海與台灣海峽地區有一微弱小高壓，台灣地區處在低壓帶與副熱帶高壓邊緣之交界區，等壓線稀疏，除台灣北部和東部海面盛行西南風外，其它地區風速微弱、風向不定，在台灣東部海面出現背風低壓槽（圖 2a）。850 hPa 顯示

（圖 2b），低壓位於韓國地區，槽線由此中心向西南延伸經東海至台灣海峽，太平洋高壓脊向西伸展經巴士海峽至南海北部，台灣及鄰近地區盛行較地面為強之西南風，風速可達 17.5 ms^{-1} 。700 hPa（圖 2c）槽線因大氣斜壓性之故由 850 hPa 位置向西偏移，由韓國西方海面向西南延伸至華東沿海，台灣北部盛行強烈西南風，風速高達 25 ms^{-1} ，低層噴流軸從台灣北部向東北伸展至琉球那霸，唯華南地區處在微弱高壓區內風速僅約 10 ms^{-1} ，台灣北部 850 與 700 hPa 風場的局部加速與上下游之風向逆轉，顯示低層噴流可能乃因台灣局部地形引發之地形噴流。500 hPa（圖未示）槽線再向西稍偏移，並向南南西延伸經黃海至華東沿海，台灣北部地區位於槽前盛行西南風，但風速僅 10 ms^{-1} 。300 hPa 槽線與 500 hPa 槽線位置相近，顯示高對流層之高度場與溫度場已同相位，台灣地區盛行西北西風，台灣地區綜觀環境氣流出現分流現象，且沿氣流線之上下游並無明顯加速或減速現象，顯示高對流層具有輻散氣流（圖 2d）。

圖 3 為 6 月 12 日 1132 UTC（即 1932 LST）和 2332 UTC（即 13 日 0732 LST）之紅外線衛星雲圖，伴隨梅雨鋒面之雲帶於 1932 LST（圖 3a），由日本地區向西南延伸，經琉球、台灣至華南，對流雲區主要位於地面梅雨鋒面低壓帶與副熱帶高壓脊北方交界帶之西南氣流區域內。13 日 0732 LST 時（圖 3b），梅雨鋒面雲帶位置並無明顯變動，主要對流雲區則分別位於日本本州南方海面與琉球群島至台灣間之海面。綜觀尺度分析顯示，造成豪雨之中尺度對流系統顯然與梅雨鋒面帶及低對流層槽前西南強風區密切相關。

12 日 2000 LST 之板橋探空（圖 4a）顯示，對流系統發展前，環境風場由低對流層之西南

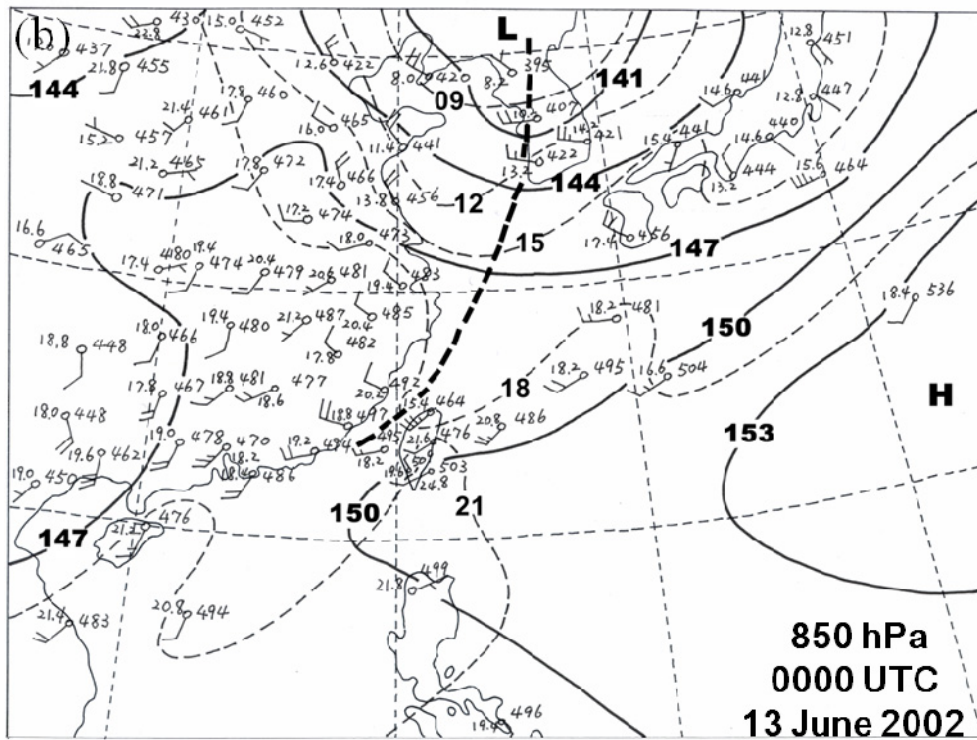
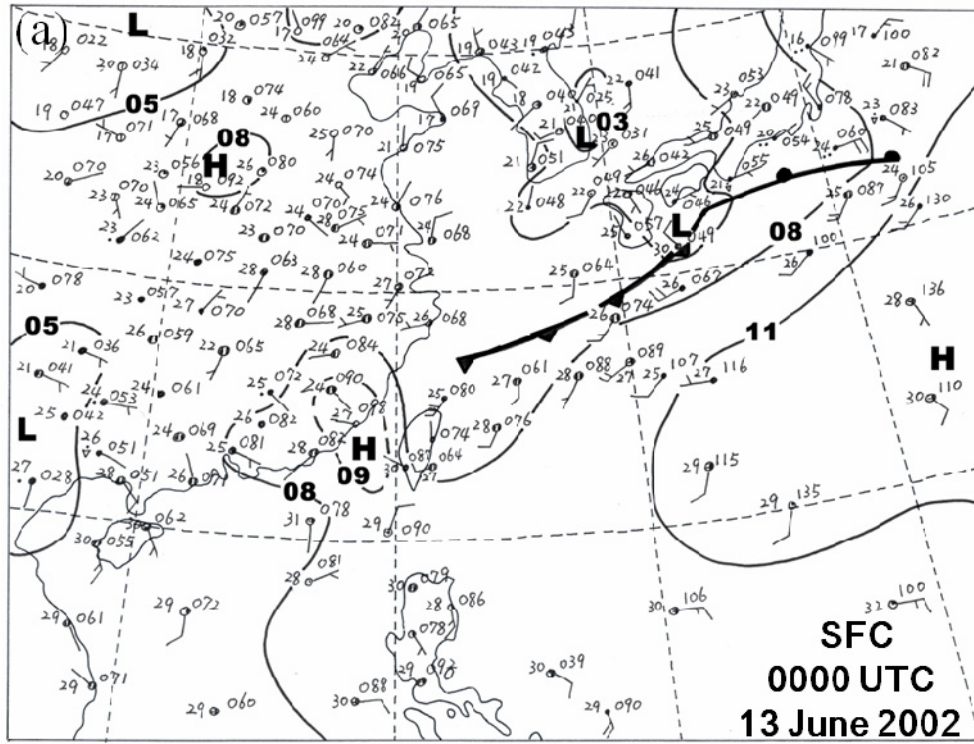


圖2 (待續)

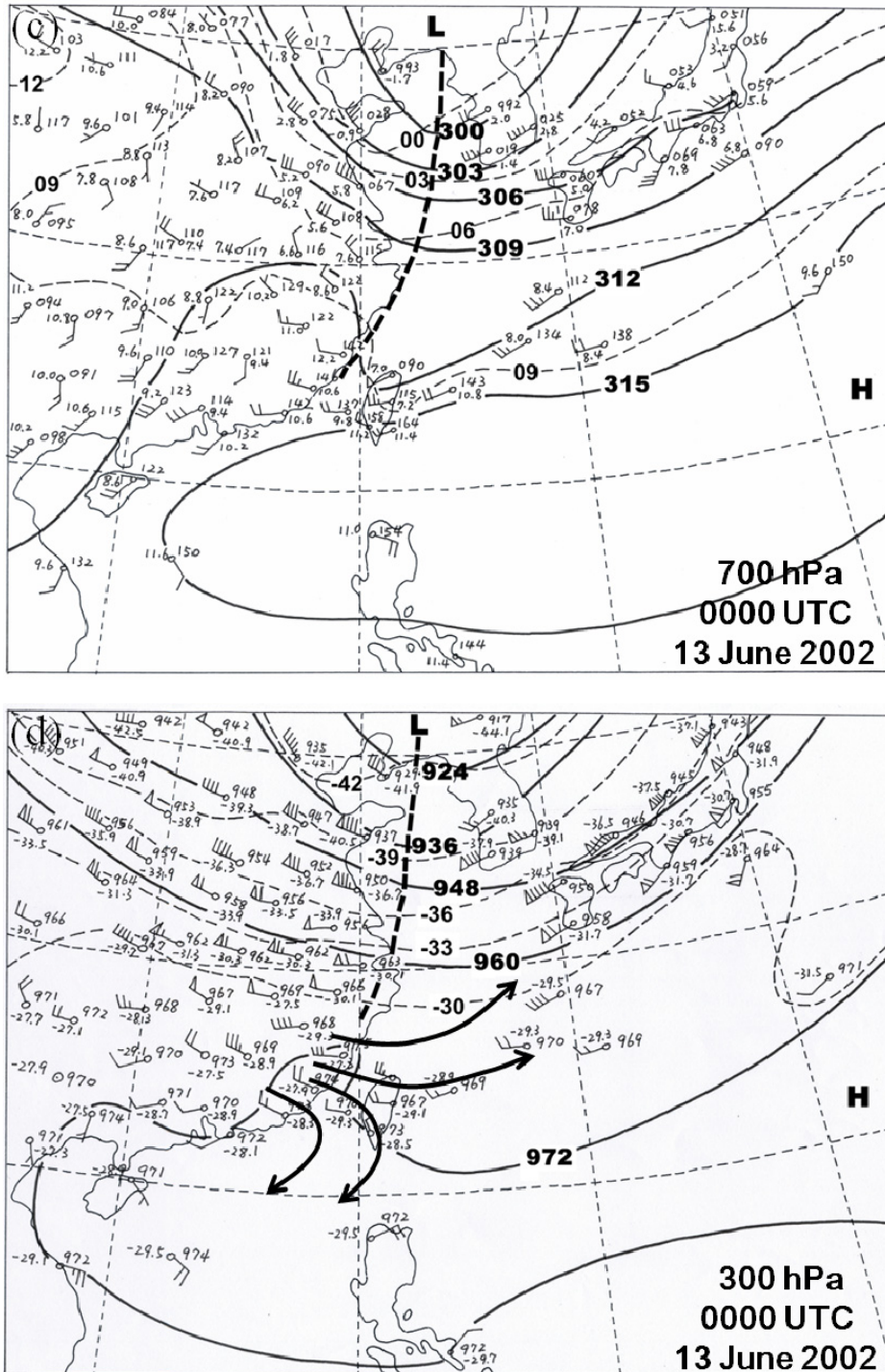


圖 2 2002 年 6 月 13 日 0000 UTC (a)地面、(b)850 hPa、(c)700 hPa 及 (d) 300 hPa 天氣圖。實線在地面圖為等壓線 (hPa, 略千位與百位), 其餘各等壓面層為等高線(dam); 虛線為等溫線(°C), 地面鋒與各層槽線 (粗虛線) 亦標示圖內。粗實線箭頭為氣流方向。

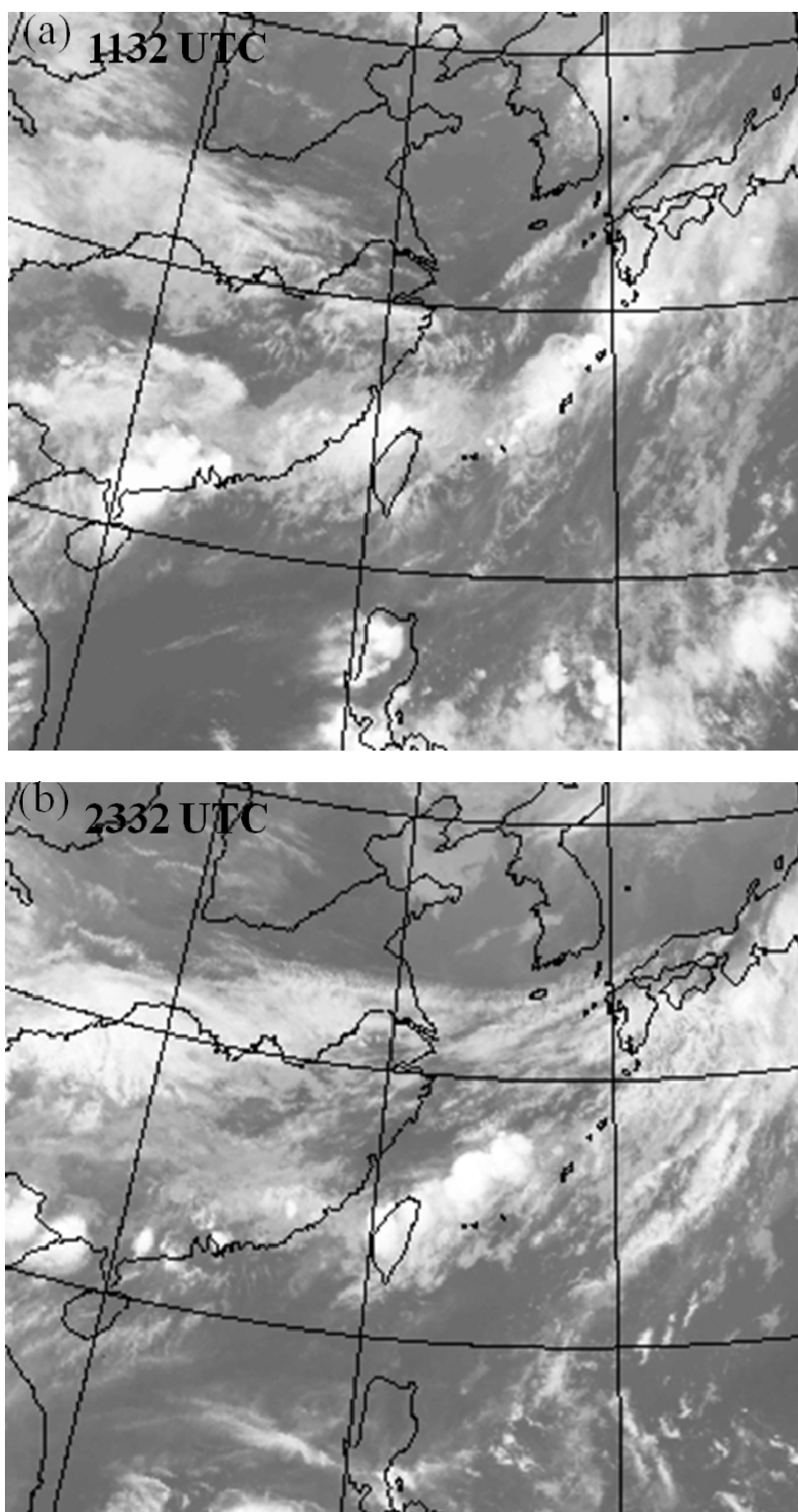


圖3 2002年6月12日(a)1132 UTC、(b)2332 UTC 日本GMS-5紅外線衛星雲圖。

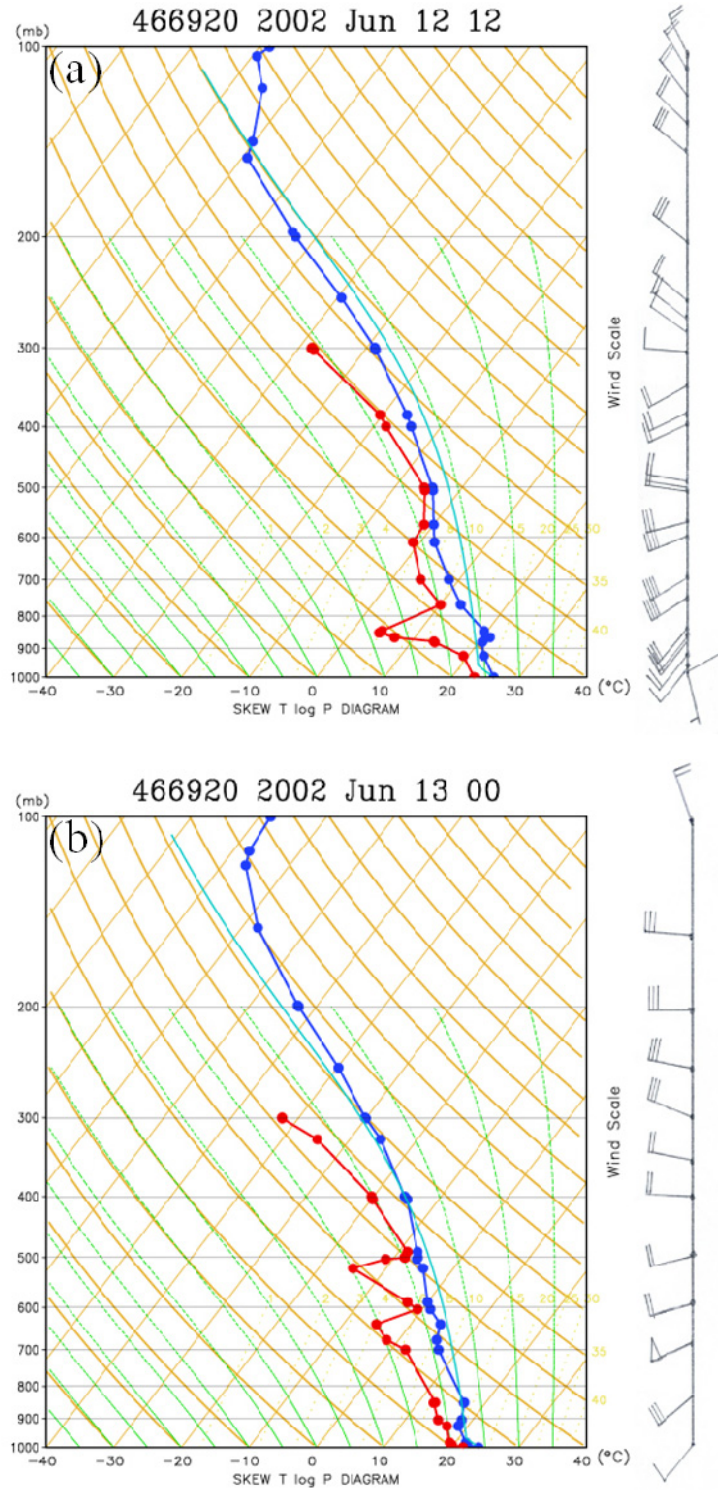


圖4 2002年6月(a)12日1200UTC與(b)13日0000UTC之板橋探空，風標之短桿、長桿及旗標分別為2.5，5.0及25ms⁻¹。

風，隨高度順轉至 500 hPa 之西風，顯示中低對流層有顯著暖平流，700 hPa 存在明顯的低層噴流，最大強度達 20 ms^{-1} ，高於世界氣象組織 (WMO) 之低層噴流標準 ($\geq 12.5\sim 15 \text{ ms}^{-1}$)，低對流層 (SFC-700 hPa) 垂直風切 ($6.7\times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) 之風切向量為風向 242° 、風速 20.5 ms^{-1} ，中低對流層 (SFC-500 hPa) 垂直風切 ($2\times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) 之風切向量為風向 272° 、風速 11.5 ms^{-1} ，垂直風切向量亦呈現隨高度順轉特徵，此低對流層風切向量向上順轉之現象，有利於伴隨氣旋式渦旋之風暴發展 (Klemp 1987)。此時之 CAPE 值約 $798 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ，略低於 TAMEX 鋒前飆線環境之 $910 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ (Chen and Chou 1993)，而 Weisman and Klemp (1982) 數值模擬顯示有利對流系統發展之垂直風切約 $0\sim 8\times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 、CAPE 約 $1000\sim 3500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ，本個案亦略低於中緯度數值模擬建議值。因此，中低對流層具有適中之垂直風切與 CAPE，使 Ric 值僅約 13。13 日 0800 LST 板橋探空顯示 (圖 4b)，風向由 850 hPa 之西南西風，隨高度順轉至中對流層之西風，500 hPa 以上盛行西北西風，700 hPa 之低層噴流強度增強為 25 ms^{-1} ，低對流層 (SFC-700 hPa) 垂直風切亦增強為 $8.0\times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，風切向量為風向 241° 、風速 23.5 ms^{-1} ，中低對流層 (SFC-500 hPa) 垂直風切 ($1.4\times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) 之風切向量為風向 244° 、風速 8 ms^{-1} ，此時之垂直風切向上順轉現象亦有利對流系統之發展。因受降水系統通過之影響，使中低對流層相當潮溼 ($T-T_d \leq 3^\circ \text{C}$)，CAPE 值極小，作為對流發展前之環境條件較不具代表性且不利對流發展，而當日對流系統上游之馬公站又缺探空資料，因此，將 12 日 2000 LST 之板橋探空視為對流系統發展前之環境條件。依據 Weisman and Klemp (1982) 之數值模擬結果，超大胞 (supercell) 雷雨發生時，

Ric 值約落在 15~35 之間，而本個案 Ric 僅約 13，接近有利超大胞雷雨發展區域。

四、降水與局部環流

台灣北部之顯著降水發生於 6 月 13 日 0600 LST 至 1700 LST 之間，分析台灣中北部地區各自動雨量站之 11 小時累積降雨量，如圖 5 所示。降水區 ($\geq 5 \text{ mm}$) 主要位於台中以北之北台灣地區，而降雨量 $\geq 20 \text{ mm}$ 之降水區則分為兩個區域，分別位於西北部之桃竹苗與中部河谷山區，其中後者之降水中心位於河谷地形的上游，顯係乃因低對流層強西南氣流沿河谷吹向中央山脈山區後，地形舉升作用在迎風面所產生之地形性降水，因而背風區的宜蘭南部山區和花蓮地區，降雨量就明顯減少。降雨量 $\geq 50 \text{ mm}$ 之降水區集中在桃園楊梅台地以南至苗栗西湖以北的西北部沿海陸地，即位於地形高度約 200 公尺之丘陵地西側沿海與平原地區。因此，選取桃園水尾到苗栗苑裡間西北部沿海陸地雨量站 (圖 1)，分析 0600 LST 至 1700 LST 之時雨量時空剖面分布 (圖 6)。顯然本個案之豪雨事件，第一波最大降雨強度發生在苗栗竹南至後龍、南勢一帶，且有降雨中心向南移動現象，於 0900-1200 LST 期間降下 146 mm，1100-1200 LST 期間南側苑裡與北側竹南之風場明顯反映了強降雨下衝流之輻散外流；第二波發生在新竹湖口強度更大，於 1300-1600 LST 期間降下 149 mm。

圖 7 為 6 月 13 日台灣中北部之逐時地面局部環流與時雨量分布，12 日夜間至 13 日清晨，因台灣地區處在高壓脊北側，環境西南風微弱 (圖 2a)，台灣中北部局部環流受微弱陸風所控制，主要吹離岸風。0600 LST 時 (圖 7a)，苗栗以北與台灣東北部地區主要為層狀雲降水，降雨強度

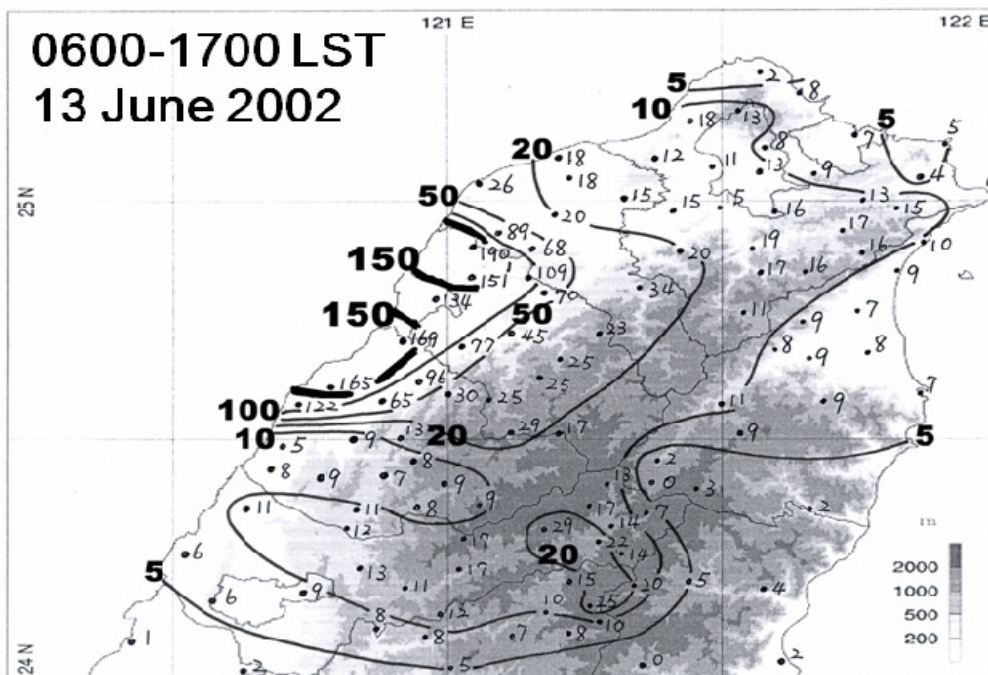


圖 5 2002 年 6 月 13 日 0600-1700 LST 中北部地區 11 小時累積雨量分布，單位為 mm。粗實線為最大累積降雨量。

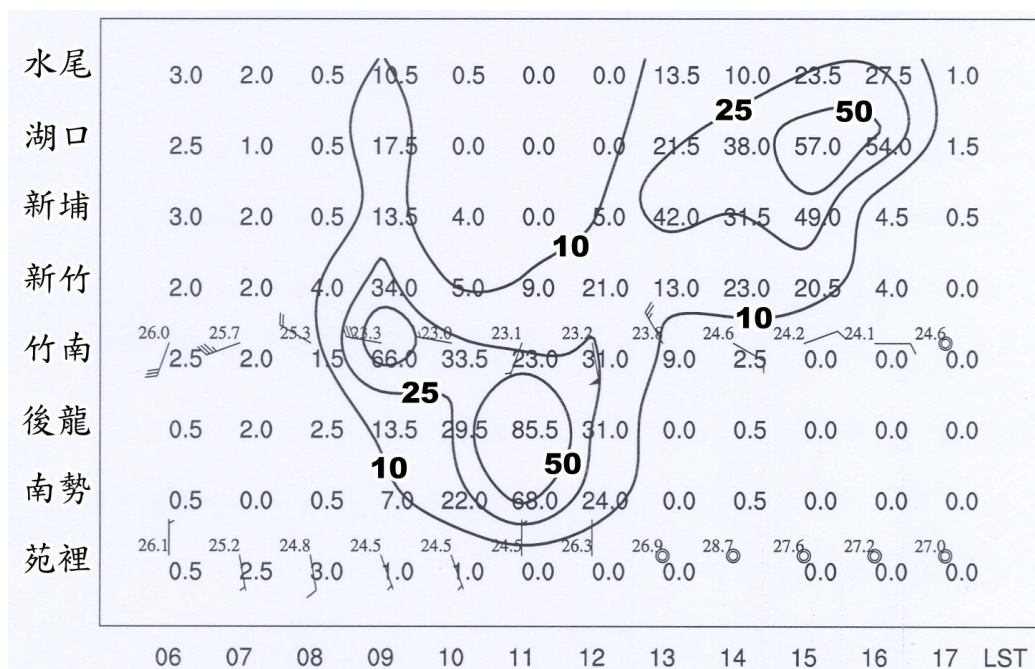


圖 6 2002 年 6 月 13 日 0600 至 1700 LST 桃園水尾到苗栗苑裡間西北部沿海陸地雨量站之時雨量時空剖面分布。其中竹南與苑裡另有溫度（測站左上， $^{\circ}\text{C}$ ）與風場。等雨量線分別為 10、25 與 50 mm h^{-1} 。風標半桿 0.5 ms^{-1} ，長桿為 1 ms^{-1} ，旗標為 5 ms^{-1} 。

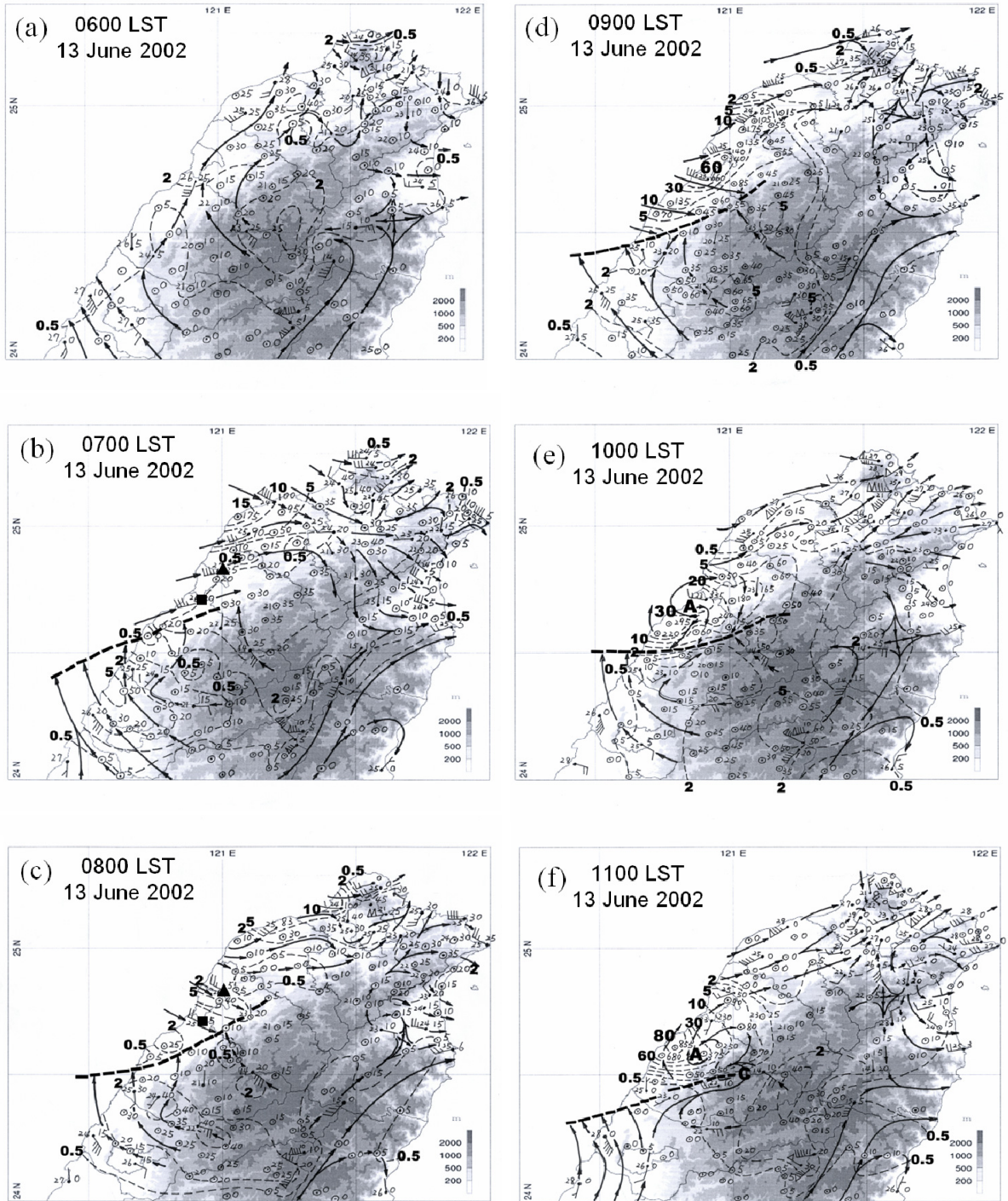


圖 7 (待續)

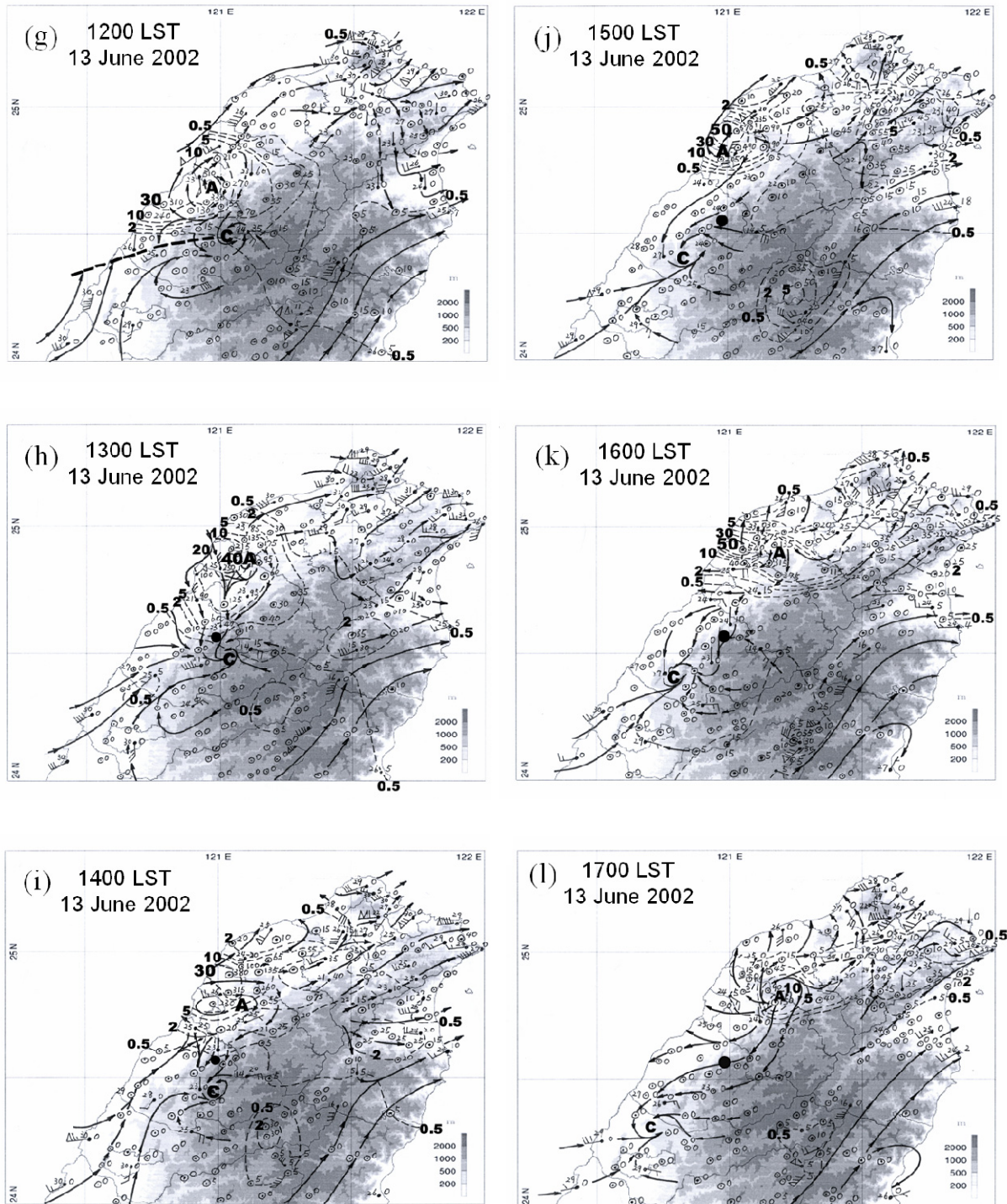


圖 7 2002 年 6 月 13 日(a) 0600 LST、(b) 0700 LST、(c) 0800 LST、(d) 0900 LST、(e) 1000 LST、(f) 1100 LST、(g) 1200 LST、(h) 1300 LST、(i) 1400 LST、(j) 1500 LST、(k) 1600 LST 及(l) 1700 LST 中北部地區地面氣流線與等雨量線(mm h^{-1})分析。風切線以粗虛線表示。風標半桿為 0.5 ms⁻¹，長桿為 1 ms⁻¹，旗標為 5ms⁻¹。A 為反旋式渦旋，C 為氣旋式渦旋。▲為新竹、■為竹南、●為南庄。

小，苗栗以北沿海之較強南南西或西南風，顯係台中和苗栗山區之東南風陸風與海峽北部地區對流降水下衝流外流（圖 7a）之合成風場。至 0700 LST 時（圖 7b），除桃園沿海地區因對流雨帶移入使降雨量增大外（圖 8b），其餘地區主要仍為層狀雲降水（ $<5 \text{ mm h}^{-1}$ ）。此時，桃園機場因受對流雨帶移入所伴隨下衝流外流影響，由原南南西風轉為西北西風，風速增強為 8 ms^{-1} ，桃園以南至苗栗竹南沿海西南風亦增強，值得注意的是台中平地與雪山山脈西北側之苗栗山坡仍持續吹東南風。因此，在苗栗沿海陸地至台中外海形成一條東北—西南走向之風切輻合帶。雪山山脈與中央山脈間的河谷上游盛行西南風，因此造成迎風面的台中山區產生明顯的地形降水，但背風面的花蓮則無降水。0800 LST 時（圖 7c），主要降水區位於桃園至淡水之間，最大降水中心位於淡水附近（ 10.5 mm h^{-1} ），乃對流雨帶持續向東北東移動所造成（圖 8b）。風場顯示桃園以北之北海岸吹西南西風，台中和苗栗山坡持續吹東南和東南東風，且苗栗山坡風速有增強趨勢，而新竹沿海則由原西南風轉為西北西風，顯係因新竹至苗栗外海之對流下衝流之輻散外流而來（圖 8b），兩股氣流在新竹至苗栗沿海地區匯聚，造成原風切輻合帶之增強。

0900 LST 時（圖 7d）竹苗沿海陸地因對流系統的移入而降下第一波豪雨，以竹南地區最大（約 66 mm h^{-1} ），另雪山山脈南側河谷位於低對流層盛行西南風之迎風面，有顯著降水。此時，風切輻合帶向南緩慢移動至新竹苗栗間之地形緩坡上（平行 200 m 等高線），風切線南方之苗栗山坡至台中地區仍吹東南風，但苗栗山坡之風速減弱。伴隨對流降水中心之輻散外流，則造成其北方之西南風增強，特別是桃園機場風速從原 3 ms^{-1} 增

強為 9.5 ms^{-1} 。1000 LST 時（圖 7e），降水中心緩慢向南移動，但強度減弱為 33.5 mm h^{-1} ，地形降水區仍位於雪山山脈南側河谷上游。此時，降水中心伴隨一反旋式渦旋發展，風切輻合帶則隨降水中心向南移動，其南方之東南風再度增強，其餘地區風場顯示陸風已消失，轉為海風與環境風場之西南風所控制。台中與苗栗山坡之東南風並未隨陸風之消失而轉吹環境風場之西南風，此山坡上之東南風可能乃係低對流層盛行之西南風，因雪山山脈阻擋而於迎風面沿地形而下之一股迴流，此為本個案最特殊之處。1100 LST 時（圖 7f），強降水中心向南移至苗栗沿海之後龍，最大降雨量增大至 85.5 mm h^{-1} ，降雨強度之增強可能部分乃因前一小時風切輻合帶南側之東南風增強，使輻合帶進一步增強而來。風切輻合帶隨降水中心向南移動，輻合帶北方為降水中心之輻散外流，緊鄰在此反旋式外流中心之東南東方則產生一氣旋式渦旋。受此渦旋影響台中地區之原東南東風轉為偏南風，山區迎風面的降水強度亦減弱。1200 LST 時（圖 7g），最大降水中心強度明顯減弱，並向北偏移至竹南。輻散外流中心隨降水中心向北移至竹南附近，風切輻合帶與氣旋式渦旋呈現滯留，輻合帶南方之台中地區轉為吹南南西風或西南風，風切輻合帶強度明顯減弱。

上述 0900-1200 LST 期間對流系統產生的第一波豪雨，主要集中在竹南至後龍、南勢間的沿海地區（圖 6），由時雨量分析可見此波降雨之局部性與劇烈性，對流降水的強弱與移動顯係與系統南邊的風切輻合帶有密切關係，風切輻合帶南方之東南風增強時，對流降水強度亦見增強。此外，雪山山脈河谷上游盛行西南風，因此造成迎風面產生持續性地形降水，而背風面之東部地區則無顯著降水。

1300 LST 時 (圖 7h)，強降水中心明顯轉移至新竹新埔 (42 mm h^{-1})，反旋式輻散外流中心出現在強降水中心右側，使降水中心北邊吹南南西風和西南風，南邊吹北北西風。此時，風切輻合帶減弱消失，唯氣旋式渦旋仍滯留在降水區南側之苗栗南庄附近，渦旋中心南邊之苗栗、台中沿海地區已轉為西南風，但 1000 m 以上山坡仍吹下坡風 (東南東/東北東風)，台中山區之地形降水持續存在。1400 LST 時 (圖 7i)，強降水中心在新埔、湖口附近呈現滯留，最大降雨量出現在湖口，約 38 mm h^{-1} ，降水中心之輻散外流使其北方之西南風增強，南庄附近之氣旋式渦旋開始向西南移動遠離降水區。1500 LST 時 (圖 7j)，降水中心強度增強 (57 mm h^{-1})，台中山區之地形性降水亦再度增強。降水中心伴隨之反旋式渦旋使其北邊之西南風持續增強，苗栗之氣旋式渦旋持續向西南移動，此對氣旋式-反旋式渦旋偶位置出現相互遠離現象。降水中心至 1600 LST 仍滯留於湖口 (圖 7k)，降水強度高達 54 mm h^{-1} ，與前一小時比較，氣流場型態並無明顯變化，唯降水中心北邊與氣旋式渦旋西南方台中沿海地區之西南風明顯減弱。1700 LST 時 (圖 7l) 降水中心向東移動至關西，降水區明顯縮小且強度迅速減弱至僅 15 mm h^{-1} ，降水中心之輻散外流亦隨之減弱。

1300~1600 LST 為對流系統造成的第二波豪雨，此對流系統滯留在湖口與新埔附近 (圖 6)，並非為產生第一波豪雨之對流系統北移而來，降水區較第一波更為集中且降雨量更為可觀，此更大強度之降雨或許亦與湖口北邊的楊梅台地 (等高線~200m) 地形有關。雪山山脈與中央山脈間之河谷上游山區，因盛行西南風在迎風面受地形舉升作用，此段期間亦形成持續性地形性降水。

五、雷達回波特徵

(一) 中尺度對流系統的水平結構

圖 8 為 6 月 13 日 0400~1600 LST 桃園機場都卜勒雷達之最大降水回波圖 (VMI)，分析對流系統在台灣西北部沿海地區之發展特徵。0400 LST 顯示 (圖 8a)，對流回波帶已從台灣海峽北部向東移動進入西北部外海，系統呈東北-西南走向，此線狀回波並未顯著發展，其前方為寬廣之層狀回波區，籠罩整個北台灣陸地。對流回波帶於 0700 LST 時 (圖未示) 已東移至桃園機場雷達站上空，在回波帶南段出現兩個對流胞在苗栗外海發展，且向東北東移動。0800 LST (圖 8b) 對流回波帶分為兩個區域，回波帶北段向東移至台灣東北部，強度明顯減弱，但南段之對流胞 (a) 與其南方之層狀回波區，於移入新竹和苗栗沿海陸地後強度顯著增強，同時在對流胞 a 之西南西方亦出現數個新對流胞 (a1、a2 與 a3)，前章分析之局部環流風切輻合帶緊靠在對流胞群之南側。0900 LST (圖 8c) 回波帶北段持續向東移動至台灣東北部外海，而新竹、苗栗沿海陸地至外海之間，對流胞群 (a1、a2、a3 與 b) 強度增強，合併形成一條長達 120 公里且呈東西走向之線狀回波，發展型態符合陳等 (1996) 所述之後造型線狀對流。其中對流胞 a 持續向東北移動接近雷達站，但明顯減弱為層狀回波，此時強回波區移近風切輻合帶。對流胞 (a、a1) 於 0800~0900 LST 期間緩慢移入新竹市與竹南之間，造成該地區罕見之豪雨，竹南時雨量高達 66 mm (圖 7d)。

1100 LST (圖 8d) 對流胞 a、a1 持續向東移動進入山區後，迅速減弱為層狀回波，緊隨在後之對流胞 (a2 與 a3) 強度增強，合併成一強度超過 50 dBZ 之強烈對流胞，並東移進入竹苗沿海陸

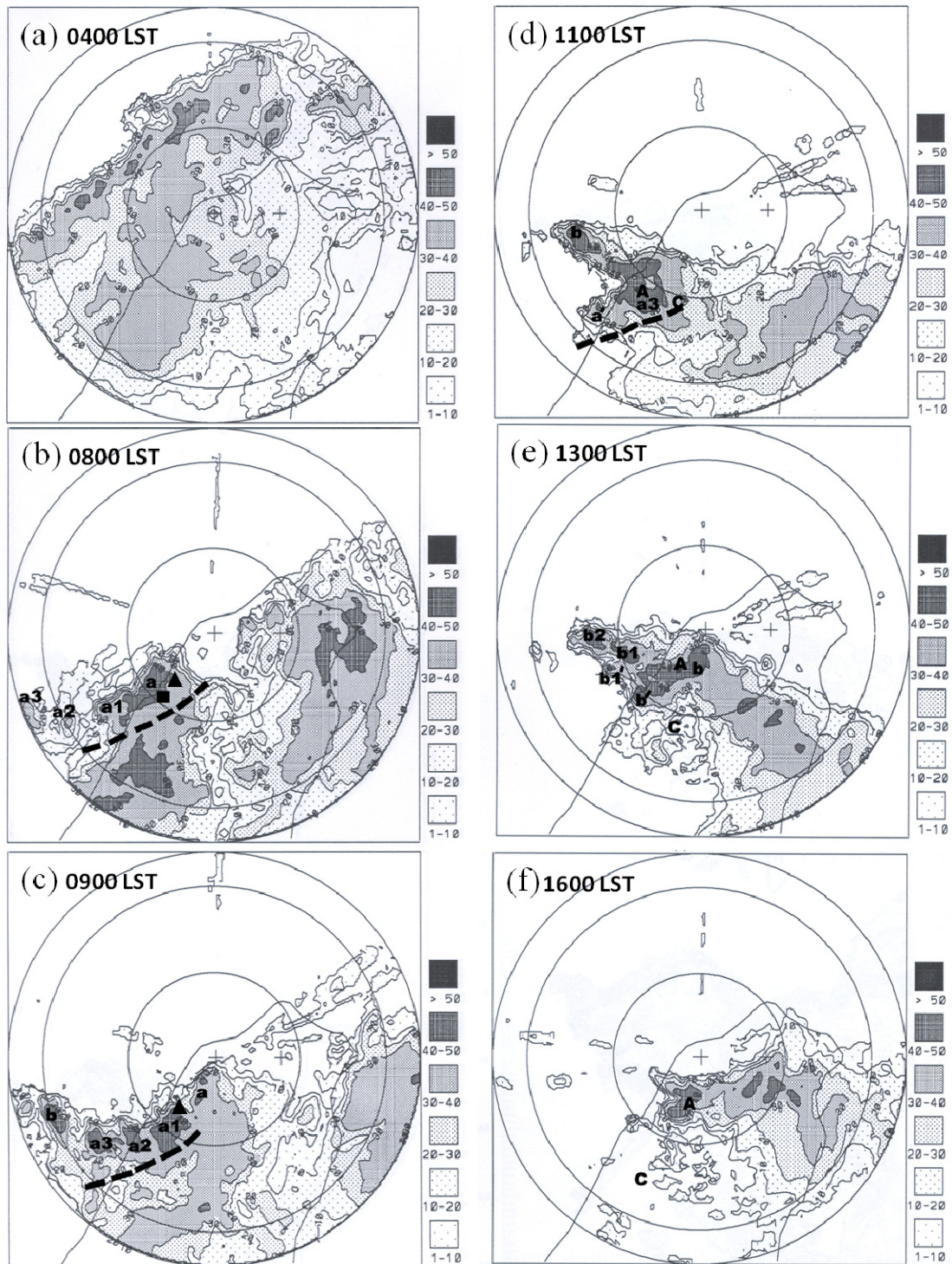


圖8 2002年6月13日(a) 0400 LST、(b) 0800 LST、(c) 0900 LST、(d) 1100 LST、(e) 1300 LST與(f) 1600 LST桃園機場都卜勒雷達最大降水回波圖(VMI)。圓圈距離雷達站分別為50、100和120公里。粗虛線為風切輻合帶。A為反旋式渦旋，C為氣旋式渦旋。▲為新竹、■為竹南。

地，此對流胞之西南方不斷有新胞發展 a'，因此造成苗栗竹南至後龍之沿海陸地於 0900~1200 LST 降下豪雨，線狀回波西端之對流胞 b 則向東北東移動至新竹外海，使線狀回波轉呈西北西—東南東走向。此為造成第一波豪雨對流系統之雷達回波演變過程，降水主要由對流胞群所組織成之線狀對流而來，對流系統南側風切輻合帶在造成此波豪雨之對流系統移近增強顯然扮演重要角色。從綜觀環境風場與局部環流分析顯示，強烈低層噴流提供對流發展所需的潮濕不穩定大氣，當對流降水所產生之冷下衝流輻散外流與苗栗之東南下坡風產生輻合時，促使對流胞在竹苗沿海陸地迅速增強。環境低層西南風與近地層冷外流所形成之輻合舉升，則使對流胞的西南側不斷有新胞發展，地面東南/東南東風和 700 hPa 西南西風（圖 4a）所形成之低層垂直風切與對流下衝流產生之低層冷池間之平衡，可能是對流系統維持之重要機制。

1300 LST（圖 8e）線狀回波分成兩個回波區，東段由對流胞 a3 向東移動進入山區後迅速減弱之層狀回波所組成，而由對流胞群（b、b1、b2）發展組成之西段線狀回波，強度增強且向東北東移動進入新竹沿海陸地，在其西南方形形成之新對流胞 b' 增強，且向東北移動併入對流胞 b 內，造成新竹沿海陸地降下豪雨（圖 7h）。此時，前章分析之局部環流地面氣旋式渦旋逐漸遠離線狀回波，僅伴隨零星層狀回波。1400~1530 LST 期間，對流胞群（b1 與 b2）與其西南方形形成之對流胞 b1' 合併發展為類似超大胞雷雨結構之對流系統，強度超過 50 dBZ，且滯留在湖口地區，造成湖口之豪雨（圖 6i、6j）。1600 LST（圖 8f）對流胞開始緩慢向東移動，但範圍與強度明顯減小，對流胞的西邊和西南邊亦無新對流胞發展。因減

弱之對流胞併入，使東段層狀回波區強度得以維持。

（二）中尺度渦旋的結構特徵

北台灣之降雨量分析顯示（圖 6），第二波豪雨主要侷限在新竹湖口地區，於 1300~1600 LST 短短三小時內降雨量高達 149 mm，此種時間急促性與空間侷限性十分罕見。從雷達回波分析得知，第二波豪雨乃線狀回波西段在湖口地區呈現近似滯留狀態，且持續時間長達 3 小時之久所造成，特別是在 1400~1530 LST 期間發展出類似超大胞雷雨結構之對流系統。因此，分析 1330~1500 LST 每 30 分鐘之 2 公里高度 CAPPI 之回波和徑向速度分布，如圖 9 所示。沿 217° 方位角之 RHI 回波和徑向速度分布，如圖 10 所示。

1330 LST 時（圖 9a），由強度 > 40 dBZ 之數個對流胞（b、b'、b1、b2）組成之線狀回波位於雷達站西南方，其中位於雷達站西南方約 28 公里處（新竹附近）之胞 b'，因風切輻合與地形效應，從 1300 LST（圖 8e）增強為主對流胞，最大強度超過 50 dBZ，而 b1 與 b2 之強度則仍維持不變。徑向速度場顯示 > -14 ms⁻¹ 負值中心（箭頭所示）位於線狀回波西南側，顯示低層盛行西南/南南西風，因西南氣流減速形成之速度輻合帶（粗虛線）位於強烈對流回波區之前緣，具有密集等速度線，在其後側伴隨強烈負速度中心。在系統中低層有一氣旋式渦旋在最強對流胞西側形成，且從 1 公里向上發展至 5 公里高度，徑向速度場出現一對正負極值中心，負極值中心位於 (-30, -30)，速度值約 -19 ms⁻¹，正極值中心受環境西南風影響轉成弱負值中心，位於 (-32, -18)，速度值約 -1 ms⁻¹。另一強負極值中心緊鄰在最強對流胞 b' 西南側，使其西南方之回波產生凹陷，

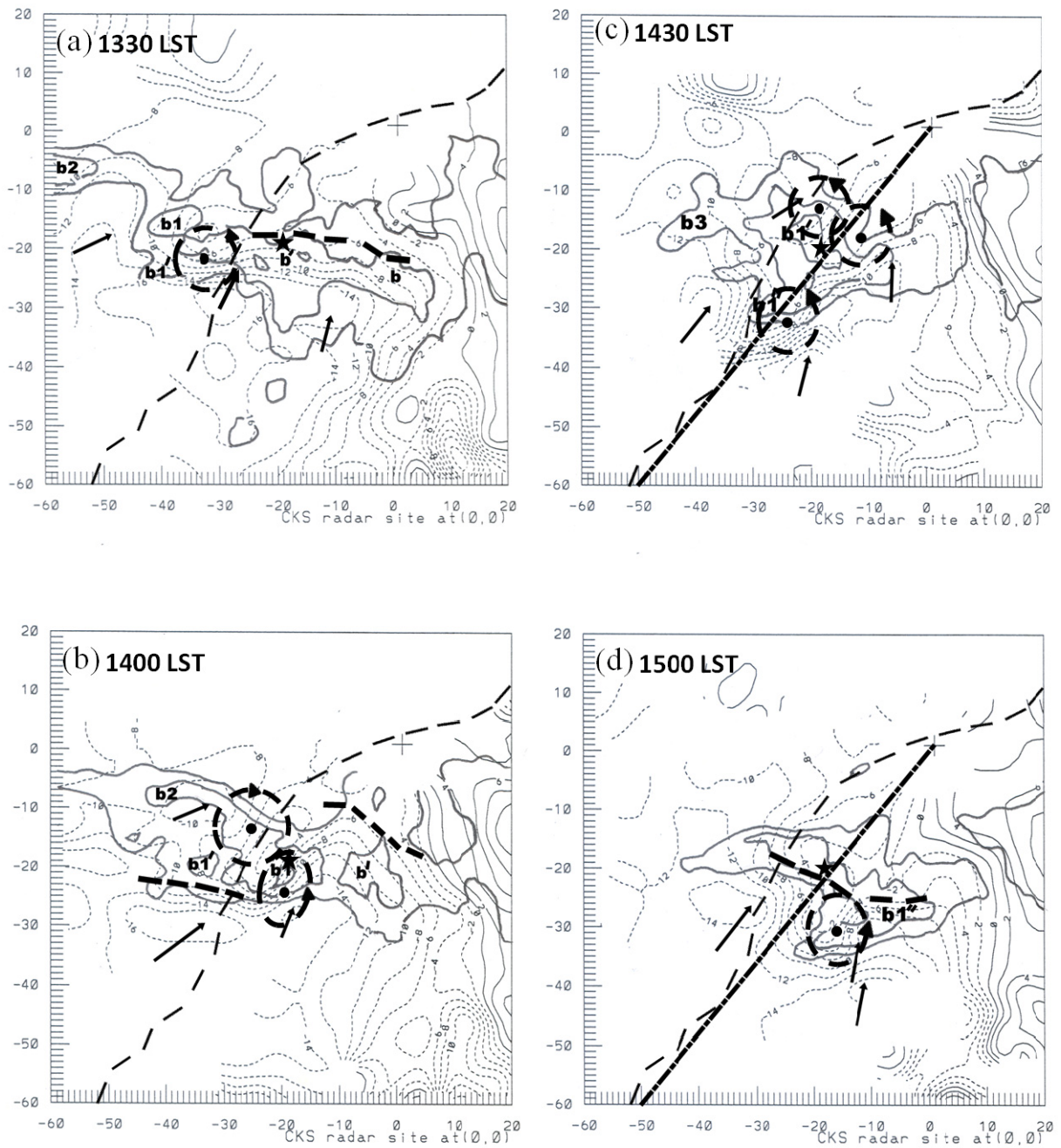


圖 9 2002 年 6 月 13 日(a) 1330 LST、(b) 1400 LST、(c) 1430 LST 與(d) 1500 LST，2 公里高度 CAPPI 降水回波和徑向速度分析圖 (80×80 公里)。回波等值線 (粗實線) 分別為 30、40 和 50 dBz。細實線和細虛線為徑向速度，間隔為 2 m s^{-1} ，粗虛線為速度輻合帶，點虛線為沿 217° 之方位角。虛線箭頭代表渦旋，實線箭頭為徑向風向，長虛線為海岸線，★為湖口。

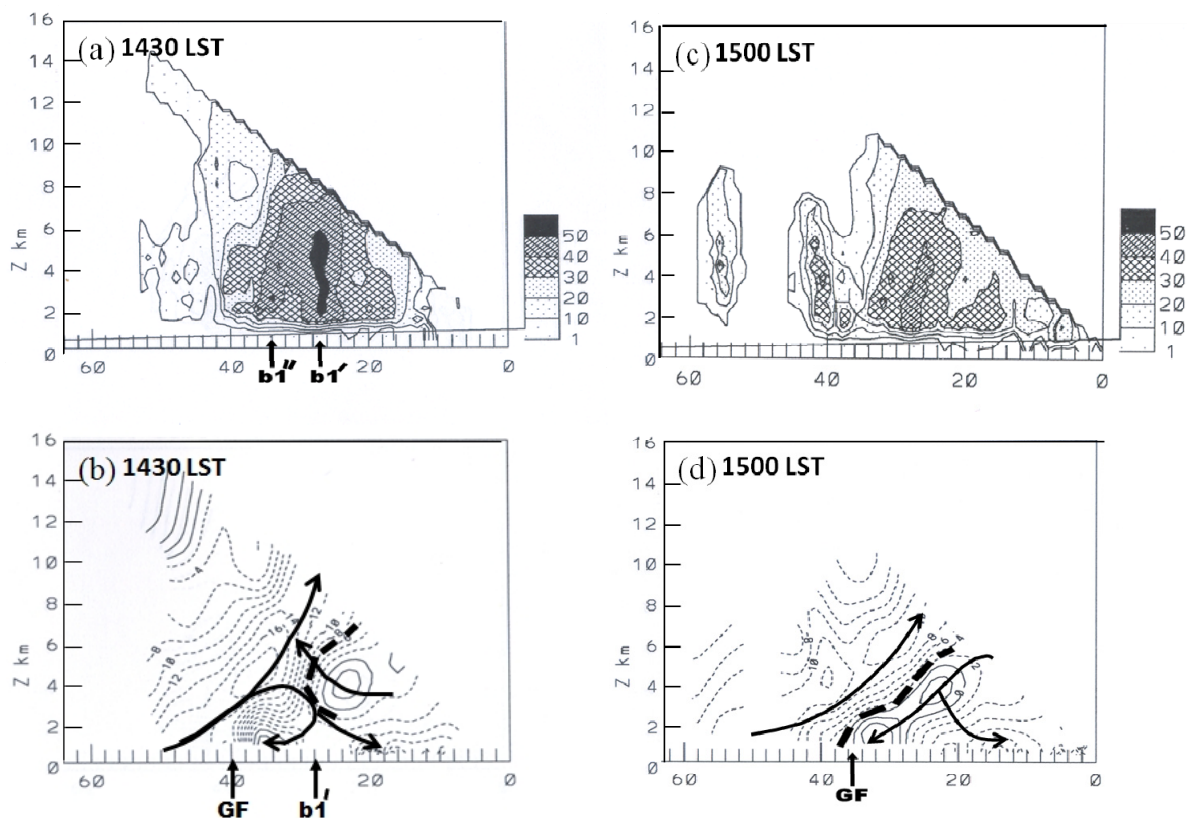


圖 10 2009 年 6 月 13 日 1430 LST 沿圖 8 所示點虛線 217° 方位角之 RHI (a) 降水回波 (dBZ)、(b) 徑向速度圖 (間隔為 2 m s^{-1})，及 1500 LST 之 (c) 降水回波、(d) 徑向速度圖。粗虛線為輻合區，實線箭頭為上、下衝流示意圖。GF 為陣風鋒面位置，b1' 與 b1'' 分別為原來與新發展之對流胞位置。X 軸為距雷達中心之距離，(0, 0) 為雷達站。Y 軸為垂直高度，單位為公里。

顯示速度輻合帶後方低層西南氣流攜帶暖濕、高動量空氣進入對流系統內。

1400 LST 時 (圖 9b)，整體回波型態仍呈線狀結構，孤立對流胞皆偏東移動，胞 b1 移入雷達站西南方約 30 公里處時強度增強，強度超過 50dBZ，但胞 b' 向東移動進入內陸後強度明顯減弱。徑向速度場顯示有一對渦旋偶在強回波區發展，氣旋式渦旋中心緩慢向東移動至雷達站西南方 (-20, -23)，負極值中心減弱為 -16 ms^{-1} ，正極值中心位於 (-26, -20)，速度值約 0 ms^{-1} ，渦旋直徑縮小為約 12 km，緊鄰在其西北方有一較弱反旋式渦旋形成，其負極值中心 (-33, -10)

約 -11 ms^{-1} 。在渦旋偶的西南側另有一強烈負極值中心 (-38, -30)，速度值約 -17 ms^{-1} ，因此在渦旋偶西南側另產生一條明顯速度輻合帶，胞 b1' 在此輻合帶發展，而位於線狀回波前緣之速度輻合帶則減弱。

1430 LST 時 (圖 9c)，胞 b1 與西南後側在速度輻合帶上發展之胞 b1' 合併，胞 b2 亦東移併入胞 b1' 內，對流系統之線狀結構消失，胞 b1' 合併發展為類似超大胞雷雨 (supercell) 之結構，最大強度超過 50 dBZ，近似滯留在雷達站西南方之湖口地區，在胞 b1' 的西南方仍有新胞發展，但其西側形成之新胞 b3 則沒有發展。徑向速度場顯

示，線狀回波前緣之風切輻合帶消失，渦旋偶持續向東移動，其強度與尺度更為減弱縮小，強回波區轉移至氣旋式渦旋中心西側，另在渦旋偶西南方有一新氣旋式渦旋正在新胞南側形成，唯結構尚不完整。

通過胞 $b1'$ 與渦旋偶正極值中心之 RHI 顯示 (圖 10a、b)，類似超大胞之胞 $b1'$ 發展至成熟期 (雷達站西南方約 27 公里處)，超過 50 dBZ 之強回波區從近地面層垂直向上發展至 6 公里高度，其西南後緣緊鄰處於加強期之新對流胞 $b1''$ 。徑向速度場顯示，在對流胞 $b1'$ 之強回波區為明顯中層輻合區 (粗虛線)，約在 2 至 6 公里高度，輻合帶後方為強烈西南風之負值區，最強中心位於 4.5 公里高度 (約 -19 ms^{-1})，在其前方之強回波區前緣 3~5 公里高度為正值區，最大值約 $+3 \text{ ms}^{-1}$ ，此中層輻合區是對流胞形成後迅速增強與維持之重要機制。中層強烈西南氣流從對流胞西南後側進入胞內與前方中層前向後內流於輻合帶相遇後，氣流一分為二，主要一支向上形成對流上衝流，造成回波後緣之回波穹窿與懸垂回波特徵；另一支則向下併入胞 $b1'$ 之對流下衝流內，在高度 1.5 公里下方產生輻散氣流，一支吹向雷達站使系統東北側之地面西南風增強 (圖 7h、i)，另一支吹向西南後方之冷外流，在約 40 公里處與強烈西南風輻合產生陣風鋒面，沿陣風鋒面之舉升機制乃新胞 $b1''$ 發展之原因。氣旋式渦旋之正極值中心位於 4 公里高度，顯示此渦旋在 4 公里高度達最大強度。

類似超大胞雷雨結構之對流系統在原地呈現近似滯留，且維持結構至 1500 LST (圖 9d)，此後對流系統開始減弱且向東緩慢移動，位於對流系統西南方之負值中心強度減弱為 -17 ms^{-1} ，此低層強烈西南風使對流系統產生顯著的回波凹陷

區。原渦旋偶已迅速減弱消失，而其西南方之新氣旋式渦旋則在強回波區的後緣發展。沿 217° 方位角之 RHI (圖 10c、d) 顯示，對流胞呈多胞排列，強度已明顯減弱，氣流結構產生明顯變化，系統前方中層由前向後內流與後方西南氣流匯聚形成傾斜之輻合區，中層由前向後內流於輻合區向下併入對流下衝流，造成 2 公里高度以下之輻散氣流，而低層西南氣流從系統後緣進入產生之對流上衝流呈傾斜向上。此種強回波區之輻合帶厚度的變淺與傾斜，造成對流胞強度減弱。冷池環流的增強及環境低層西南風的減弱，造成對流上衝流傾斜向上，乃對流系統無法發展與維持之主因。

上述分析顯示，對流系統從線狀回波發展成類似超大胞雷雨之結構，超過 50 dBZ 之強回波區於 1300LST 至 1600 LST 長時間滯留於新竹湖口地區，造成湖口於短短 3 小時內降下 149 mm 之豪雨。徑向風場顯示，在中低層有一對渦旋偶在強回波區附近發展，氣旋式渦旋較反旋式渦旋明顯，氣旋式渦旋存在於 1~5 公里高度，以 4 公里高度最強，生命史約 1.5 小時，且渦旋與強回波之相對位置隨時間不同而有顯著差異。

六、討論

台灣中北部地區 6 月 13 日 0600-1700 LST 之時雨量時空分析顯示，線狀對流系統造成豪雨之過程主要分為兩個階段，分別是發生於苗栗竹南至後龍間沿海地區之第一波豪雨，與發生於新竹湖口地區之第二波豪雨。雷達回波顯示 (圖 9c、d)，對流系統第一階段在新竹、苗栗沿海陸地及近海，由數個孤立對流胞發展組織成線狀回波結構，最強回波中心主要滯留在苗栗沿海陸地，但位於竹苗外海的強回波區則向東北東移動，使線

狀回波由東西走向轉為東南東-西北西走向。線狀對流系統移近台灣西北部外海時並沒有強烈發展，當其南段內之對流胞移入台灣西北部苗栗沿海時強度迅速增強（圖 9b），台灣海峽北部之低壓槽前低層噴流提供強烈暖濕西南氣流，有利於對流胞的發展（Chen et al. 2005），而新竹苗栗沿海之低層西南氣流減速，及其與因地形阻擋偏向之南南西風產生之輻合帶（圖 9a），則提供舉升機制（Lin 1993）。地面局部環流分析顯示（圖 7c），移入新竹、苗栗陸地之第一波對流降水的增強和移動，與對流系統南側之風切輻合帶密切關連，台中至苗栗山坡間因低對流層西南氣流受地形阻擋產生之持續性東南／東南東風迴流，乃本個案最特殊之處。

Johnson and Bresch (1991) 研究顯示台灣西部平原區的海風發展肇始於 0900 LST，並於一小時內開始移往內陸，林與盛 (1990) 研究 TAMEX 期間台灣地區海陸風特性亦有相似的結果。本個案台中至苗栗山坡間之夜間陸風東南／東南東風，應於 13 日早上開始減弱，但台中沿海陸地仍持續至 1200 LST 才轉為環境西南風，而雪山山脈山脊線西北側的雙崎和觀霧兩測站的下坡東南東風，則持續一整天。當日探空資料顯示（圖 4b），北台灣低對流層盛行西南西／西南風，位於 700 hPa 之噴流軸高度與雪山山脈主脊相當。使得西南氣流接觸雪山山脈後，受地形阻擋，在雪山山脈東側沿河谷地形（宜蘭河）吹西南風，但雪山山脈西北側的雙崎站，850 hPa 西南風遭遇地形阻擋後，沿大安溪中游河谷往西吹向下游，較高層西南風持續沿著大安溪谷向上游吹至觀霧（高度 2600 m）後轉為吹下坡的東南風，這支東南下坡風最後與環境西南氣流（sw）於新竹至苗栗沿海陸地匯聚，形成一條東北東-西南南走向之風切輻

合帶。環境暖濕地面西南氣流、對流下衝流輻散西北冷外流以及地形阻擋而來之東南下坡風迴流形成之輻合帶，如圖 11a 所示，東西垂直剖面之地形迴流對流系統發展及風切輻合帶，如圖 11b 所示。

當對流胞移近風切輻合帶時，強度迅速增強，且在竹苗沿海形成一條線狀回波，其中又以接觸陸地之對流胞最強烈，此可能乃因海陸摩擦差異產生之輻合作用而來（Li et al. 1997），而對流下衝流降至地面後所形成之輻散西北冷外流（NW，圖 11b），與前述之兩支氣流（西南風和東南風）相遇，造成竹苗沿海陸地之輻合帶增強，輻合帶並以緩慢的速度向南移動，新對流胞主要在舊胞的西南方形成且與舊胞合併，使對流系統得以持續發展與維持。在線狀回波西端形成之對流胞則向東北東移動，其發展和移動與上述的輻合帶無關，主要乃因低層西南氣流減速產生之速度輻合而來（圖 9a），因此，線狀回波最後轉變為東南東-西南西走向。Chen et al. (2007) 研究弓形回波系統顯示，當系統移入台灣西北陸地後，其西南端對流下衝流所產生之冷外流與環境暖濕西南氣流交匯而成的風切輻合帶，有利於新線狀對流回波發展，因而造成台灣西北部平地至地形緩坡一帶之豪雨，本文第一波豪雨之成因與該研究之結果相似。

Li et al. (1997) 研究 TAMEX IOP13 的豪雨個案發現，低層地形噴流與 850 hPa 風切線後的西風在台灣西部沿海匯合形成一條輻合帶，長生命期之鋒前對流雨帶即在此輻合帶上發展增強，在對流雨帶西南端處不斷有新生對流胞形成於風切線上，且沿著輻合帶向東北移動進入台灣西北部沿岸時強度增強。Yeh and Chen (2003) 之數值模擬研究結果顯示，次綜觀尺度強迫、地形效

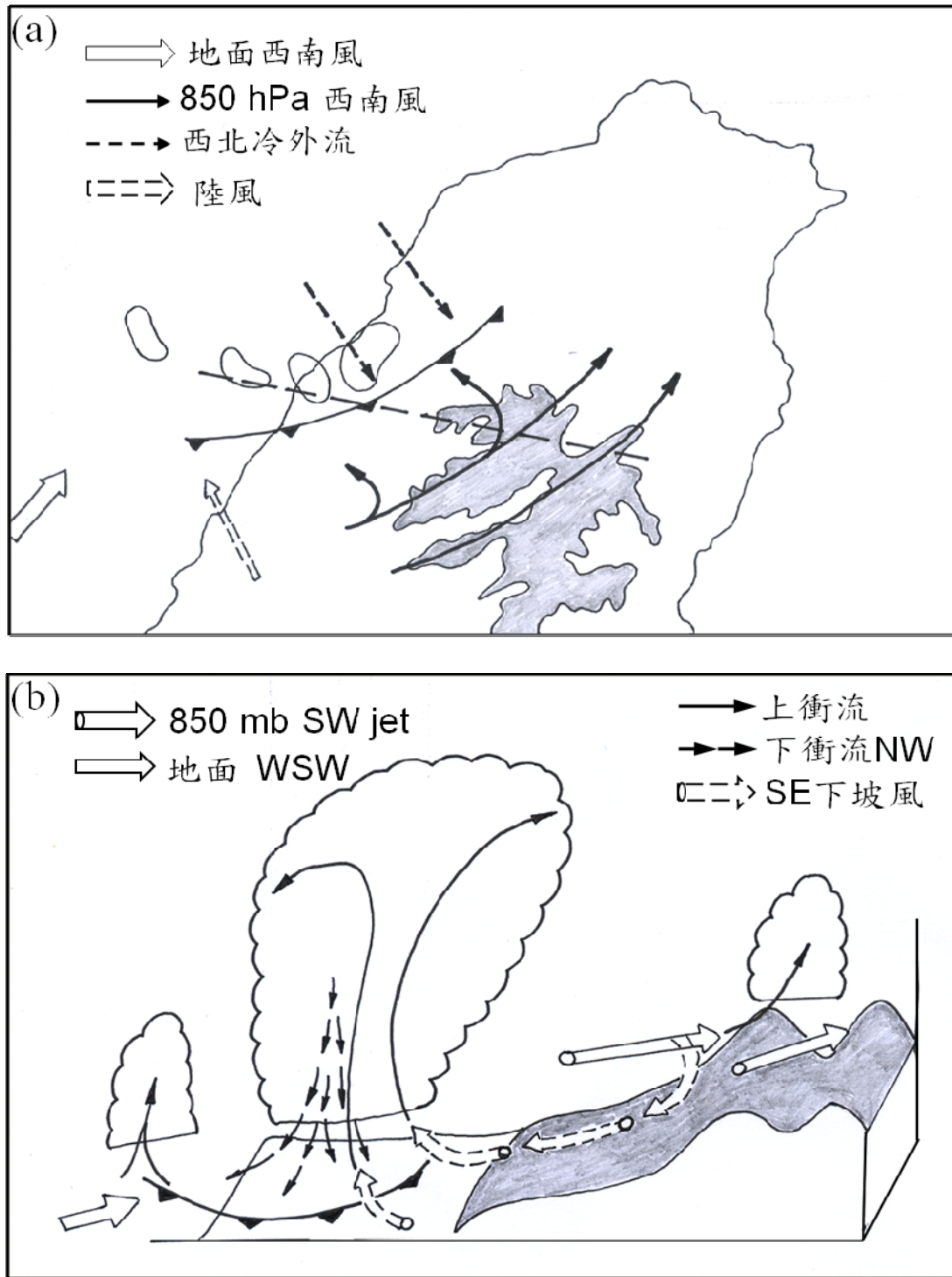


圖 11 (a)為地面中尺度氣流示意圖，虛線為(b)之垂直剖面；(b)為氣流垂直結構剖面示意圖。陰影區為高於 2000m 高度之山區，鋒面符號表示風切輻合帶。

應及對流回饋三者的結合，促使台灣西北部沿海產生風切輻合作用，而沿海風切輻合帶是造成西北部沿岸豪雨之重要原因。而本個案之地形效應與上述兩者略有不同，主要差異在於雪山山脈西北側地形斜坡上持續性之東南東至東南風，可能是乃因 850~700 hPa 之低層西南噴流受雪山山脈阻擋後，部分沿河谷或地形斜坡向下、向河口形成之下坡東南風，而非地形噴流之偏南風。Wang et al. (2005) 模擬研究顯示，當夫如數 (Froude number) $Fr = 0.25$ 且盛行西南氣流遭遇中央山脈阻擋產生較強之迎風區高壓時，形成之低層離岸風亦較強，因此造成輻合帶位於台灣西北部海岸之更上游處，對流帶於近海處達最大強度，使降雨量從沿海陸地逐漸向內陸遞減。本個案之夫如數約 0.4，因此台灣西北部低層之強烈離岸風 (東南風) 和降雨量分布也有相似結果 (圖 7c、11b)，此氣流之地形阻擋迴流現象與風切輻合帶和對流系統發展之關連，值得利用數值模擬方式進一步探討。

當接近中午時，隨著海風之增強與陸風之減弱消失，使得台中沿海陸地由東南風轉為西南風後，苗栗附近氣流場已被一個地面氣旋式渦旋取代，原有之風切輻合帶逐漸減弱，苗栗地區之對流系統亦開始減弱，但苗栗山坡因地形阻礙所產生之東南風迴流仍然存在。降水與局部環流分析顯示 (圖 7f)，在強降水區內由於對流下衝流降至地面層後，形成向外輻散之反氣旋式氣流，並在其東南方之苗栗南庄附近產生一個相對應的氣旋式渦旋中心，此地面渦旋似乎是氣流受局地形擾動所產生。反旋式渦旋中心隨著降水區向東北移動，但氣旋式渦旋中心則向西南移動且較為快速，此對地面渦旋偶的中心位置出現相互旋轉遠離現象。

線狀對流西端之對流胞 b 於 6 月 13 日 1330 LST 向東移動進入新竹湖口地區後 (圖 9a)，與其西南方持續不斷形成之新對流胞合併發展，並在原地呈現近似滯留，最後發展成類似超大胞雷雨的結構特徵 (圖 9c)，造成湖口於 1300~1600 LST 短短三小時降雨量高達 149 mm，此種降水時間和空間的侷限性，可能亦與湖口北邊的楊梅台地 (等高線~200m) 地形有關。周等 (1998) 所研究之豪雨個案，與本個案有許多相似之處，例如發生於梅雨季午後，系統從台中向東北移動至緊鄰湖口東邊打鐵坑，移速立即減緩甚至滯留，在打鐵坑北邊為高度 200~500 m 之地形斜坡，且在對流系統之中低對流層伴隨一中尺度 meso- γ 氣旋式渦旋，惟生命期僅約 1 小時。

Klemp (1987) 之理論研究顯示，當垂直風切不隨高度變化時 (維持向東)，垂直向渦度之產生，初期是透過積雲對流上衝流垂直運動，使環境垂直風切形成之水平渦管扭轉至垂直向，產生與垂直風切方向正交，南北對稱之兩個中尺度渦旋，氣旋式 (反旋式) 渦旋必然生成在上衝流面向風切方向之右 (左) 側。Klemp (1987) 指出垂直風切方向之垂直變化與對流產生之另一種動力交互作用，乃影響對流系統伴隨單一氣旋式或反旋式渦旋之主因。因此，當垂直風切隨高度向上順 (逆) 轉時，在面向風切方向之右 (左) 側產生向上 (下) 的低層垂直氣壓梯度，有利於伴隨氣旋式 (反旋式) 渦旋之劇烈對流發展，反旋式 (氣旋式) 旋轉之對流則會逐漸減弱。此種不對稱之渦度型態經常出現於觀測之個案分析中，研究顯示僅有 2% 的超大胞是屬於反旋式渦旋 (Davies-Jones 1985)。國內如 Chen and Chou (2006) 之冰雹個案即伴隨氣旋式中尺度渦旋，而 Chen and Tang (2004) 所分析之冰雹個案則為

反旋式渦旋。

雷達徑向風場分析顯示(圖 9),本個案氣旋式渦旋發展於系統對流區,初期在最強回波區左側形成,亦即強烈降水區主要位於渦旋環流右側,與周等(1998)之豪雨個案相似,但本個案渦旋生命期較長,約 2.5 小時,由 1 公里高度向上發展至 5 公里高度,在 4 公里高度具有最大強度,並伴隨一個較不明顯之反旋式渦旋。隨著氣旋式渦旋之發展,渦旋移動速度較對流系統為快,因此強回波區最後位於渦旋左側。過去研究結果顯示(Jorgensen et al. 1997; Yu et al. 1999),渦旋形成之主要機制為對流上衝流將環境水平渦度扭轉成垂直向,渦旋強度之增強則主要係自伸展項而來。本個案在強烈對流上衝流區附近,2 公里高度之中尺度輻合估計約 $1.4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ (圖 9a),上衝流強度估計約 2.1 m s^{-1} ,1000~700 hPa 垂直風切所伴隨之水平渦度約 $6.7 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,透過扭轉項求得之渦度產生率估計約 $2.7 \times 10^{-6} \text{ s}^{-2}$,由扭轉項產生之垂直渦度相當具有效率,僅需要約 9.3 分鐘的時間便能產生如圖 8a 所觀測之低層氣旋式渦度 $1.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。因此,低層中尺度渦旋之產生,主要可能乃透過對流上衝流之垂直運動,使環境垂直風切形成的水平渦管扭轉至垂直向。另徑向風場之垂直剖面顯示在中對流層具有強烈輻合(圖 10b),本個案之渦旋增強可能乃因中層輻合之伸展作用而來,當渦旋與對流系統脫離後,因缺乏強對流支持,渦旋強度亦迅速減弱。

因渦旋之發展與中層輻合作用造成對流系統之對流上衝流和下衝流增強,此種伸展效應又促使渦旋強度增強,並造成對流進一步發展與維持。對流下衝流降至近地面層後,產生輻散向外之冷外流,其中向後之冷外流氣流,在系統西南方與強烈暖濕西南氣流相遇產生明顯局部輻合

區,造成系統西南側不斷形成新對流胞,這些新胞亦不斷地併入系統內,形成類似“後造型”對流系統(圖 9c),中層輻合則是新胞形成後迅速增強與維持之重要機制,使得系統得以維持較長生命史。當這些新對流胞向東移動進入台灣西北部沿岸時發展至成熟期,加上移動緩慢,以致於造成台灣西北部地區之豪雨。

七、總結

本個案綜觀環境顯示,2002 年 6 月 13 日 0800 LST 台灣處在地面低壓帶與太平洋副熱帶高壓間的交界區內,綜觀天氣系統微弱,地面吹微弱西南風。低對流層低壓槽由北向南伸至台灣海峽,使台灣北部地區低對流層盛行槽前西南風,700 hPa 槽前之低層噴流更提供豐沛暖濕空氣,有利於劇烈對流系統發展。12 日 2000 LST 之板橋探空風場顯示,風向由低對流層之西南風隨高度順轉至 500 hPa 層之西風,垂直風切向量亦呈現順轉特徵,700 hPa 具有一地形低層噴流軸,使低對流層具有顯著的垂直風切($6.7 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$),這種低層強烈垂直風切及風切向量的隨高度順轉有利於伴隨氣旋式旋轉之雷暴發展(Klemp 1987)。此時北台灣的 CAPE 值約 $798 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$,中低對流層具有適中垂直風切,使 Ric 值約 13,接近有利超大胞雷雨發展區域。

本文針對苗栗、新竹地區 6 月 13 日 0600-1700 LST 之豪雨個案,利用雷達回波及地面局部環流分析,以探討此豪雨個案之中尺度現象,結果可摘述如下:

- (1) 本個案之豪雨乃由線狀對流系統而來,甚產生之強降水區,主要集中在台灣西北部的新竹苗栗沿海陸地,在地形高度約 200 公尺之丘陵

- 地西側，降雨區走向與雪山山脈平行。
- (2) 第一波豪雨發生在苗栗，對流系統之發展與降水中心南側之風切輻合帶密切關連。環境暖濕西南氣流、對流下衝流下降至近地面層所形成之輻散西北冷外流，以及低對流層強西南西氣流遭遇雪山山脈阻擋部分順河谷而下轉吹之下坡東南風迴流，三支屬性不同氣流於竹苗沿海陸地匯聚，形成一條東北東-西南南走向之風切輻合帶（圖 10a），有利於新對流胞在舊胞的西南側形成後，在風切輻合帶上增強發展（圖 10b）。當風切輻合帶減弱時，苗栗地區的對流系統亦減弱。
- (3) 地面局部環流顯示，在強烈降水區內由對流下衝流降至地面層後所形成之反旋式輻散外流，在其東南方之苗栗南庄附近產生一個地形性氣旋式渦旋擾動，反旋式渦旋隨著降水區向東北移動，而氣旋式渦旋則向西南移動，此對地面渦旋偶出現相互旋轉遠離現象。
- (4) 第二波豪雨發生在新竹地區，在強烈對流胞下方出現由對流下衝流下降至近地面層所造成之顯著輻散氣流，其中向後之冷外流空氣，在對流系統西南方與強暖濕西南氣流匯聚產生顯著輻合帶，有利於新對流胞在對流系統西南側不斷形成，這些新胞不斷地併入系統內，形成類似“後造型”對流系統。中層輻合則是新胞形成後迅速增強與維持之重要機制，使系統得以維持長生命史。這些對流胞在台灣西北部沿岸發展至成熟期，且呈現滯留狀態，因此，造成新竹湖口地區的第二波豪雨。
- (5) 第二波對流系統之對流區，有一對中尺度渦旋偶發展，以氣旋式渦旋為主，位於 1~5 公里高度，且在 4 公里高度具有最大強度。此氣旋

式渦旋可能因在具有顯著低層垂直風切與強烈對流上衝流條件下，透過扭轉過程於中低對流層形成，渦旋之增強則與中層輻合密切關連，當渦旋脫離對流核心區後，在缺乏強對流的支持下，渦旋迅速減弱。

致謝

感謝審查者寶貴的意見與建議，使本文更為完整充實，並感謝王子軒先生、吳連育先生及邱嫚君小姐之協助，本研究在國科會 NSC-100-2119-M-002-010 (II) 支持下完成。

參考文獻

- 林沛練，盛揚帆，1990：TAMEX 期間台灣地區海陸風特性之初步分析。*天氣分析與預報研討會論文彙編*，133-144。
- 周仲島、沈哇與許勝焞，1998：梅雨鋒附近中尺度渦旋之雷達回波與風場特徵：1997 年 6 月 2 日個案分析。*氣象預報與分析*，**157**，1-22。
- 陳泰然，1994：台灣梅雨季之豪雨研究。*大氣科學*，**22**，455-477。
- 陳泰然，2000：台灣豪雨研究回顧與展望。*科學發展月刊*，**28**，103-106。
- 陳泰然、周鴻祺、林宗嵩及楊進賢，1996：台灣海峽北部與鄰近地區春夏中尺度對流系統之氣候特徵。*大氣科學*，**24**，1455-164。
- 張茂興、周仲島及何台華，2000：台灣中部山區組織性對流系統渦度之分析。*大氣科學*，**28**，177-204。

- 鄧財文、陳景森及陳台琦，1992：1990年6月9日北部地區豪雨個案的綜觀環境及降水分析。 *大氣科學*， **20**， 97-118。
- Bartels, D. L., and R. A. Maddox, 1991: Midlevel cyclonic vortices generated by mesoscale convective system. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 104-118.
- Brands, E.A., 1990: Evolution and structure of the 6-7 May 1985 mesoscale convective system and associated vortex. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 109-127.
- Bluestein, H. B. and S. D. Hrebenach, 1994: Doppler radar analysis of vortices over the mountains of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 93-110.
- Chen, G. T. J., and H.C. Chou, 1993 : General characteristics of squall line observed in TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 726-733.
- Chen, G. T. J., and H.C. Chou, 2006 : A summertime severe weather event occurred in the Taipei Basin. *TAO.*, **17**, 3-22。
- , and C.-Y. Liang 1992: A midlevel vortex observed in the Taiwan area mesoscale experiment (TAMEX). *J. Meteor. Soc. Japan.*, **70**, 25-41.
- , and I. M. Tang, 2004: Formation and characteristics of summertime hailstorm over northern Taiwan. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **82**, 695-709.
- , and C. C. Wang, 1992: The composite structure of mesolows accompanying heavy rainfall in the Taiwan. *TAO.*, **3**, 533-556.
- , ——, and H. C. Chou, 2007 : Case study of a bow echo near Taiwan during wintertime. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 233-253.
- , ——, and D. T. W. Lin, 2005: Characteristics of low-level jets over northern Taiwan in Mei-yu season and their relationship to heavy rain events. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 20-43.
- , ——, and L. F. Lin, 2006: A diagnostic study of a retreating Mei-yu front and the accompanying low-level jet formation and intensification. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 874-896.
- , and C.-C. Yu, 1988: Study of low-level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-yu season. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 884-891.
- Chi, S. S., and G. T. J. Chen, 1989: A study on the MCS case of TAMEX IOP-13. Proc. Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei, 22-30 June, 14-21. [Available from the Dept. of Atmos. Sci., Natl. Taiwan Univ., Taipei, Taiwan, R.O.C.]
- , and Scofield, R.A., 1991: Study of the mesoscale convective system (MCS) propagation characteristics over subtropical China during Taiwan Mei-yu season. Proc. Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei, 3-6 Dec, 32-41. [Available from the Dept. of Atmos. Sci., Natl. Taiwan Univ., Taipei, Taiwan, R.O.C.]

- Chong, M., and O. Bousquet, 1999: A mesovortex within a near-equatorial mesoscale convective system during TOGA COARE. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 1145-1156.
- Davies-Jones, R. P., 1985: Dynamical interaction between an isolated convective cell and a veering environmental wind. *Preprints*. 14th Conf. on Severe Local Storms, Indianapolis, Indiana, *Amer. Meteor. Soc.*, 216-219.
- Johnson R.H. and J.F. Bresch, 1991: Diagnosed characteristics of precipitation systems over Taiwan during the May-June 1987 TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 2540-2557.
- 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.
- , 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.
- Kerns B. W.J., Y.-L. Chen, and M.-Y. Chang, 2010: The diurnal cycle of winds, rain, and clouds over Taiwan during the Mei-Yu, summer, and autumn rainfall regimes. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 497-516.
- Klemp, J. B., 1987: Dynamics of tornadic thunderstorms. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, **19**, 369-402.
- Li, J., Y. -L. Chen, 1998: Barrier jets during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 959-971.
- , ——, and W.-C. Lee, 1997: Analysis of a heavy rainfall event during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1060-1081.
- Lin, Y. J., R. W. Pasken, and H. -W. Chang, 1992: The structure of a subtropical prefrontal convective rainband. Part I: Mesoscale kinematic structure determined from dual-Doppler measurement. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1816-1836.
- Lin, Y. J., R. W. Pasken, J. G. Zilka and M. R. Martino, 1996: Further studies of a prefrontal convective rainband during TAMEX IOP13: Reflectivity history and cell evolution. *TAO.*, **7**, 61-87.
- Lin, Y.- L., 1993: Orographic effects on airflow and mesoscale weather systems over Taiwan. *Terrestrial Atmos. Oceanic Sci.*, **4**, 381-420.
- Robert Davies-Jones, 1985: Comments on "A Kinematic Analysis of Frontogenesis Associated with a Nondivergent Vortex", *J. Atmos Sci*, **42**, 2073-2075
- Scott, J. D. and Rutledge, 1995: Doppler radar observations of an asymmetric mesoscale convective system and associated vortex couplet. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3437-3457.
- Stirling, J., and R. M. Wakimoto, 1989: Mesoscale vortices in the stratiform region of a decaying midlatitude Squall line. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 452-458.

- Smull, J.M., and R.A. Houze, Jr., 1985: A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: Radar and satellite observations. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 117-133.
- Trier, S. B., D. B. Parsons, and T. J. Matejka, 1990: Observations of a subtropical cold front in a region of complex terrain. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2449-2470
- Verlinde, J., and W. Cotton, 1990: A mesoscale vortex couplet observed in the trailing anvil of a multicellular convective complex. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 993-1010
- Wang, C. C., G. T. J. Chen, T. C. Chen, and K. Tsuboki, 2005: A numerical study on the effects of Taiwan topography on a convective line during the Mei-yu season. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 3217-3242.
- 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.
- Yeh, H. C., and Y.-L., Chen, 2002: The role of offshore convergence on coastal rainfall during TAMEX IOP3. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2709-2730.
- , and ——, 2003: Numerical simulations of the barrier jet over northwestern Taiwan during the Mei-yu season. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1396-1407.
- Yu, C.-K., B. J. -D. Jou, and B. S. Smull, 1999: Formative stage of a long-lived mesoscale vortex observed by airborne Doppler radar. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 838-857.
- Zhang, D.-L. 1992: The formative of a cooling-induced mesovortex in the trailing stratiform region of a midlatitude squall line. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2764-2785.
- 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.

Mesoscale Phenomena of the Meiyu Heavy Rainfall Event Occurring in Hsinchu-Miaoli Area

George Tai-Jen Chen¹ Hon-Chi Chou²
Shin-Yi Huang¹ Jinn-Shang Yang² Lisa Tzu-Chi Chang³

¹ Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

² Meteorological Center, Civil Aeronautical Administration,
Ministry of Transportation and Communications

³ Department of Environmental Management, Tung-Nan Institute of Technology

(manuscript received 10 August 2011 ; in final form 31 December 2011)

ABSTRACT

Under the influence of the strong southwesterly flow in front of the Meiyu front, multi-cell thunderstorms formed along the coastal region of northwestern Taiwan and finally organized into an east-northeast–west-southwest linear convective system, which produced heavy rainfall on the land along the coastal region from Miao-li to Hsin-chu at 0600–1700 LST on June 13, 2002. The maximum precipitation of 190 mm occurred at Hu-kou, Hsin-chu. This paper aims at this heavy rainfall case of the Meiyu season, analyzing the synoptic situation, surface and sounding data, hourly rainfall and Doppler radar data, to investigate the synoptic environment for the convective system to develop and its accompanying mesoscale phenomena.

The wind field of Ban-chiao rawinsonde station on 1200 UTC, June 12 showed that the wind direction veered with the height from southwest at low troposphere to west at 500 h Pa, and the vertical wind-shear vector also showed the characteristic of veering. There was a low-level jet in northern Taiwan at the level of 700 h Pa, thus an obvious vertical wind-shear ($6.7 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) at low troposphere, which favored the twisting process' forming a cyclonic vortex at the middle-and-low troposphere. The weaker CAPE in northern Taiwan had a value of only $798 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$, but with the appropriate vertical wind-shear at the middle-and-low troposphere, the value of Ric was merely about 13, which approached the area favorable for the development of a supercell thunderstorm.

The area of the first phase of convective precipitation resulted from an east-northeast–west-southwest linear convective system, which was composed of several isolated convective cells. Its strength and movement had a close relationship with the wind-shear convergence zone to the immediate south of the convective system. The results showed that three airflows with different characteristics—warm and wet environmental southwestern airflow, divergent northwestern cold outflow resulting from convective downdraft when lowering to near-surface layer, and southeastern returning flow along the river valley turned from part of the strong southwestern airflow of low troposphere when encountering the block by the Snow Mountains—joined together at the coastal land in Miao-li and Hsin-chu and formed an east-northeast–south-southwest wind-shear convergence zone, which favored the formation and development of new convective cells to the southwest of the old cells. Therefore, though individual convective cells moved toward east-northeast, the center of precipitation moved toward south.

The second phase of the convective precipitation occurred mainly at Hu-kou, Hsin-chu and remained stationary. The radar data showed that part of the cold outflow that blew to the southwest out of the obvious divergent outflow resulting from the convective downdraft in the region of strong convective cells when lowering to near-surface layer joined together with strong southwest airflow and resulted in a near-surface convergence zone, which favored the development of the new convective cells to the southwest side of this back-building-type convective system. When the southwest airflow and the strength of the convergence zone weakened, the convective system weakened rapidly, too. Besides, in the convective system, there was a mesoscale cyclonic vortex developing at the height of 1-5 km, and reached strongest at 4 km high. It was possibly through the twisting process with the conditions of obvious low-level vertical wind-shear and strong convective updraft. The strengthening of the vortex had a close relationship with the middle-level convergence, therefore, after the vortex left the core region of the convection, it weakened rapidly for the lack of the support of strong convection.

Key Words: Heavy Rainfall, Vertical Wind-Shear, Supercell Thunderstorm, Convective Downdraft, Convective Updraft, Mesoscale Vortex