

台灣北部伴隨冰雹之春季颱風線個案研究

陳泰然¹ 周鴻祺² 楊進賢³ 陳熙揚⁴

¹ 台灣大學大氣科學研究所

² 民航局中正航空氣象台

³ 民航局台北航空氣象中心

⁴ 彰化師大地理系

(中華民國八十八年八月十三日收稿；中華民國八十八年九月八日定稿)

摘 要

1998年春、夏季在台灣地區出現多起罕見的冰雹或龍捲風等劇烈天氣事件，其中4月12日下午兩點左右，在北二高大溪-龍潭路段出現冰雹，當日北部地區亦出現豪大雨現象。本文即針對伴隨此次冰雹/豪雨事件之春季颱風線，分析綜觀天氣圖、地面測站資料、探空資料、自動雨量站的逐時雨量資料及單都卜勒雷達資料，以了解其綜觀環境和中尺度過程。

綜觀形勢顯示，12日0000 UTC鋒面位於華南，台灣受太平洋高壓邊緣微弱南南東風影響，CAPE大且中低對流層垂直風切顯著，午後颱風線於台灣西北部陸地和北部外海低層氣流輻合區形成。雷達降水回波圖顯示，颱風線呈北北東-南南西走向，最大長度可達200公里，形成類型屬於破線型。海陸和平地與地形之加熱差異，產生海風及/或上坡風，在颱風線形成與發展過程中伴演重要角色。隨後對流降水產生的下衝流冷空氣外流，與海風和盛行西南風在颱風線西南側產生輻合，使新對流胞不斷地在盛行氣流上游發展，颱風線因而由破線型轉變為後造型，使其生命期得以維持5小時之久。颱風線發展期在其南端發展一個強度可達60 dBz之強烈對流區，該區回波出現凹狀結構並有中尺度氣旋伴隨，此對流區產生降雹之劇烈天氣。此外，颱風系統內之對流，呈多單體對流胞的結構特徵。

關鍵詞：颱風線、海風、上坡風、輻合線、破線型、後造型。

一、前 言

中尺度對流系統為台灣地區春夏季節的重要天氣現象，常產生豪大雨並導致災害。產生豪大雨的中尺度對流系統，常呈現線狀對流形式或稱

為颱風線。陳等(1996)探討1988~1993年2~7月台灣北部與鄰近地區中尺度對流系統之氣候特徵，發現線狀對流系統主要發生在海峽北部與台灣西北部沿海一帶，於台灣西北部沿海進入成熟

期，並於北部地區與東北部沿海消散，平均生命期約為 7.6 小時。其形成型態以後造型最多，破線型次之。陳與沈 (1996) 研究 1988 ~ 1993 年 5 ~ 6 月梅雨季台灣海峽北部與鄰近地區不同類別線狀對流之環境條件，發現各類型線狀對流系統均發生在 850 hPa 梅雨鋒面南側之西南氣流內，850 ~ 700 hPa 之低層噴流提供低對流層強烈垂直風切，有利於線狀對流之形成與發展。他們並發現，各類型之對流理查遜數均顯示，鋒前型線狀對流系統之環境有利於多胞龍線形成。林與陳 (1997) 研究該區春夏季節不同類型之中尺度對流系統的環境條件，發現線狀對流較非線狀對流有較大不穩度和對流可用位能 (CAPE)，而破線型則兩者皆較後造型為大。

台灣地形複雜，中央山脈幾成南北走向貫穿全島，山脈以西坡度較緩，以東坡度陡峭，此獨特地形因海陸與地形斜坡之加熱差異，白天產生海風和上坡風等局部環流，常深深影響台灣北部地區之降水時空分佈。當環境條件適合時，此種局部環流常可引發斜坡低層輻合，有利於台灣西部地形斜坡上形成長生命期的組織性對流系統。Johnson and Bresch (1991) 分析 1987 年 5 ~ 6 月 TAMEX 期間午後對流性降水，發現降水主要發生在台灣西部 100 ~ 500 公尺高度的斜坡上，而高度較高之山區雨量反而較少，他們認為是因海風經西部平原後，遭遇斜坡地形舉升的結果。陳與陳 (1987) 利用模式模擬夏季白天斜坡地區低層輻合與垂直運動之演變，發現低層輻合與上升速度區會從山頂往坡度較緩的斜坡移動。林與郭 (1994) 模擬與分析南台灣夏季午後對流，認為過程相當複雜，上坡風、過山氣流、繞山氣流、海風環流及伴隨對流降水的冷空氣外流，都可能對對流系統之形成與演變有所貢獻。林與郭 (1996) 分析

與模擬南台灣夏季午後對流系統，發現在弱環境東風氣流之下，因地表加熱使東風氣流得以越過山脈與山脈西側的海風、上坡風輻合，形成一條約略與山脈平行的輻合帶，在輻合帶上激發對流胞，經由對流胞的分裂、合併過程，維持長生命期的對流系統。Jou (1994) 探討 1991 年 6 月 21 日台灣北部地區豪雨個案指出，對流系統首先在山脊形成，隨後沿山坡而下並西移增強，顯示海風環流的存在與對流增強有密切關連，並認為對流降水下衝流伴隨的冷空氣沿著較緩斜坡移動與上坡風發生輻合，而維持系統的長生命期。

1998 年春、夏季節在台灣地區出現多起罕見冰雹或龍捲風之劇烈天氣現象，其中 4 月 12 日於 1400 LST 左右在北二高龍潭一大溪路段出現冰雹，當天北部地區亦出現豪 (大) 雨現象。本文即針對伴隨此降冰雹對流胞之春季龍線做個案分析，利用綜觀天氣圖、探空與地面觀測資料以及民航局中正機場都卜勒雷達資料，以進行綜觀形勢與中尺度過程之探討。

二、資料與分析

利用綜觀地面與高空綜觀天氣圖以及板橋探空資料分析環境條件，並利用台灣北部地區逐時地面觀測資料 (包括氣壓、溫度、露點和風場) 與自動雨量站資料進行中尺度分析。同時，利用中正機場都卜勒氣象雷達所觀測之每 20 或 30 分鐘降水回波和徑向風場資料，以分析龍線結構與對流胞之演變特徵。雷達掃描半徑 120 公里時，徑向解析度為 1 公里，掃描半徑 60 公里時，徑向解析度為 500 公尺。所用降水回波資料主要為都卜勒型態所觀測之最大回波圖 (vertical maximum indicator, VMI) 與距高指示器

(range-height indicator ; RHI) 回波圖。

三、綜觀環境

4月12日0000 UTC 地面天氣圖顯示(圖1a), 低壓中心位於黃海, 冷鋒由此中心向西南延伸, 經江蘇、廣東至雷州半島。太平洋高壓脊由日本東南方海面向西南伸展至菲律賓東方海面, 台灣地區在鋒前太平洋高壓環流影響之下, 東部與其近海盛行南南東風, 西北部與其

近海則為鋒前之西南氣流, 台灣北部地區與鄰近海面處於低層氣流輻合區。高空天氣圖顯示之主要特徵如圖1b所示, 850 hPa 槽線呈波動型式, 南段緊臨在地面冷鋒後方, 台灣海峽盛行南南西風, 風速大於 15 m s^{-1} 之低層噴流 (low-level jet ; LLJ) 由大陸東南沿海向東北伸展經黃海至朝鮮半島。850 hPa-500 hPa 的槽線均十分顯著, 並隨高度向西偏移, 顯示此為一典型中緯度鋒面斜壓系統。地面鋒與 850 hPa 槽及鄰近地區之 850 hPa 上皆為潮濕區 ($T-T_d < 3^\circ\text{C}$)。此時, 台灣北部地區也屬一局部潮濕區, 顯示該區低層水氣供應充沛。200 hPa 氣流顯示, 台灣北部與以北地區高層具有分流現象, 此種低層輻合與高層輻散之結構有利對流發展。

此時, 板橋站之探空觀測顯示(圖2), 台灣北部地區的對流可用位能(convective available potential energy ; CAPE) 值為 $1471 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$, 風向由低層微弱偏東風順轉至高層之強烈西風, 顯示有明顯的暖平流。此時環境之 0°C 高度與 4 月氣候平均高度相近, 分別在 4.5 km 與 4.2 km, 舉升凝結層在 984 hPa, 對流氣塊之 0°C 溫度在 5 km 高度, 但氣塊對流可抵達 12.5 km, 超過對流層頂高度, 故有冰雹產生。4 月之氣候平均探空顯示, 環境大氣仍屬穩定, 但個別情況可出現不穩定環境。本個案顯示, 環境有很大的 CAPE, 可使氣塊對流達到超過對流層頂之高度, 因此有冰雹產生。低對流層 (SFC-700 hPa) 垂直風切為 $234^\circ 24 \text{ kt}$, 中低對流層 (SFC-500 hPa) 垂直風切為 $226^\circ 38 \text{ kt}$, 中對流層 (700 hPa-500 hPa) 垂直風切為 $214^\circ 15 \text{ kt}$, 中高對流層 (700 hPa -300 hPa) 向量平均風為 $230^\circ 35 \text{ kt}$ 。顯然, 中低對流層具有強烈垂直風切, 中

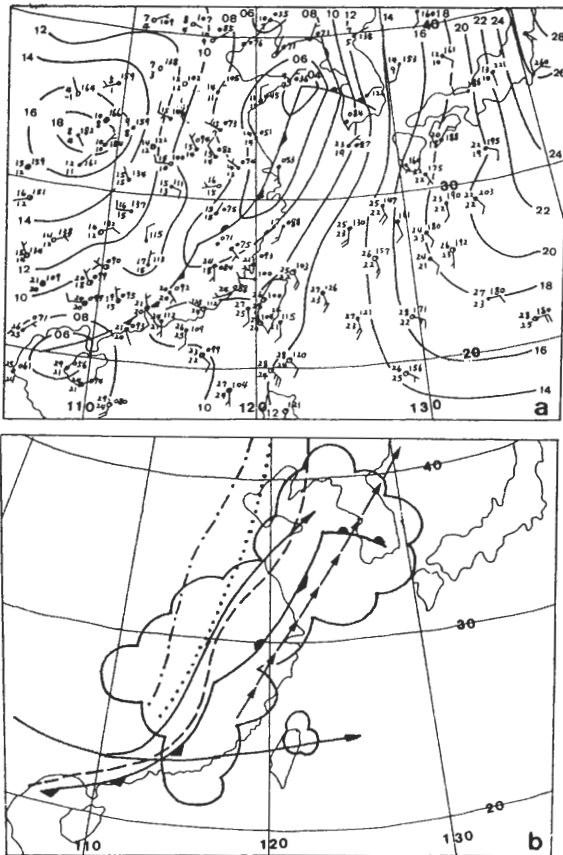


圖 1 1998 年 4 月 12 日 0000 UTC (a) 地面天氣圖與 (b) 地面鋒面與 850 (虛線)、700 (點線)、500 hPa (點虛線) 槽線。短箭頭為 850 hPa 上 15 m s^{-1} 之 LLJ, 長箭頭為 200 hPa 氣流線, 彎曲實線為 850 hPa 上 $T-T_d < 3^\circ\text{C}$ 之範圍。

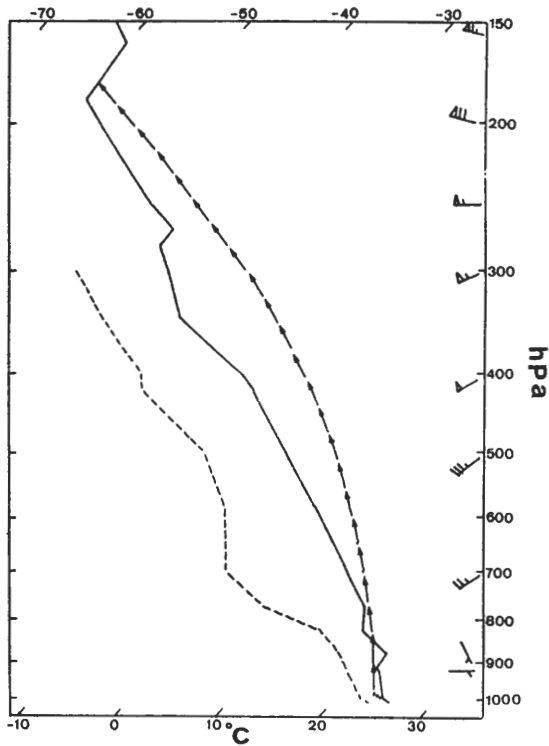


圖 2 1998 年 4 月 12 日 0000 UTC 填於斜溫圖之板橋探空站探空觀測。實線為溫度，虛線為露點，箭頭為氣塊過程曲線，點線為地面氣塊上升至 LCL 之路徑。風標短桿表 2.5 m s^{-1} ，長桿表 5 m s^{-1} ，三角旗表 25 m s^{-1} 。

對流層則較弱。對流查理遜數 (convective Richardson number; Ric) 為 CAPE 與垂直風切所提供之總能量比值 (Weisman and Klemp 1982)，因地面至 500 hPa 之中低對流層具有強烈垂直風切 38 kt，使得 Ric 值僅有 10。Weisman and Klemp (1982) 發現超大胞發生時，Ric 數值大都落在較小值之 15~35 之間，本個案之低 Ric 值，顯示大氣環境已具有一般超大胞發生之必要條件。

0600 UTC 時地面低壓中心向東北東移至朝鮮半島 (圖未示)，冷鋒則向東南東緩慢移動，鋒面距離台灣仍遠，台灣北部陸地和北方海面

仍處於鋒前西南風和副熱帶高壓邊緣南南東風之輻合區。由上述可知本飆線系統屬於鋒前型，CAPE 值與陳與沈 (1996) 鋒前型線狀對流之增強期相近，但較破線型和後造型為大，Ric 值明顯較小，乃因強烈中低層垂直風切所造成。

四、降水與局部環流

圖 3 為台灣中北部地區地形等高線與文內所討論雷達回波特徵有關地點之地理位置分佈，中央山脈緊鄰北方之雪山山脈呈東北-西南走向。圖 4 為 4 月 12 日台灣中北部地區各自動雨量站所測得之累積日雨量分佈，顯見當日主要降水集中於雪山山脈西北側山坡上，由北海岸的金山向西南延伸至苗栗地區，呈東北-西南走向，最大日雨量出現在台北盆地之新莊 (126 mm)，北部地區多處降水量已超過陳與楊 (1988) 所定義之豪雨標準。此外，彰化沿海一帶亦出現一次大降水中心，唯此降水系統並非本文探討對象。

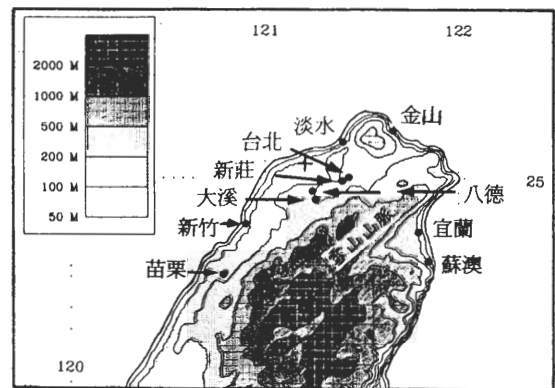


圖 3 台灣北部地區 1 公里網格間距地形高度經 5 公里 \times 5 公里勻滑之地形等高線與有關地點之位置分佈。“+”號表中正機場都卜勒雷達站位置。

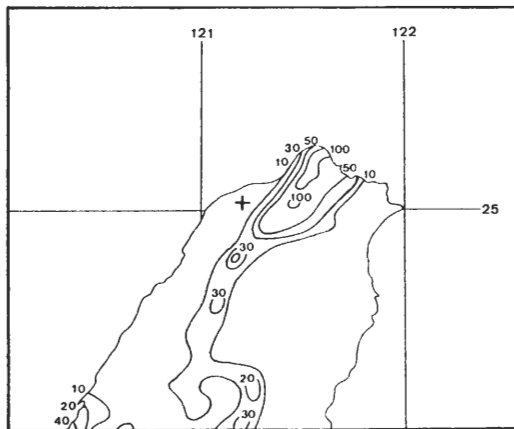


圖 4 1998 年 4 月 12 日 0000-2400 LST 台灣北部地區 24 小時累積雨量 (mm) 分佈。等雨量線分別為 10、20、30、40、50 及 100 $\text{mm} (24 \text{ h})^{-1}$ 。 “+” 號表中正機場都卜勒雷達站位置。

圖 5 為台灣北部地區地面中尺度氣流線與主要降水區之時雨量線分析。12 日 0000 UTC 時，台灣東部主要受太平洋副熱帶高壓邊緣偏南氣流所控制 (參見圖 1a)，東北部陸地氣流受蘭陽平原地形影響轉為偏東風，並於蘇澳附近出現氣旋式渦旋。西北部陸地與沿海地區仍受陸風影響吹偏東風，僅北海岸因由東側而來之偏南氣流繞山形成偏北氣流，且在台北盆地產生一局部氣旋式渦旋。0300 UTC 時，桃園以北地區已因海陸加熱差異之故，轉為吹海風 (西北氣流)，苗栗地區西南氣流也開始增強 (圖未示)。0600 UTC 蘇澳附近的氣旋式渦旋範圍擴

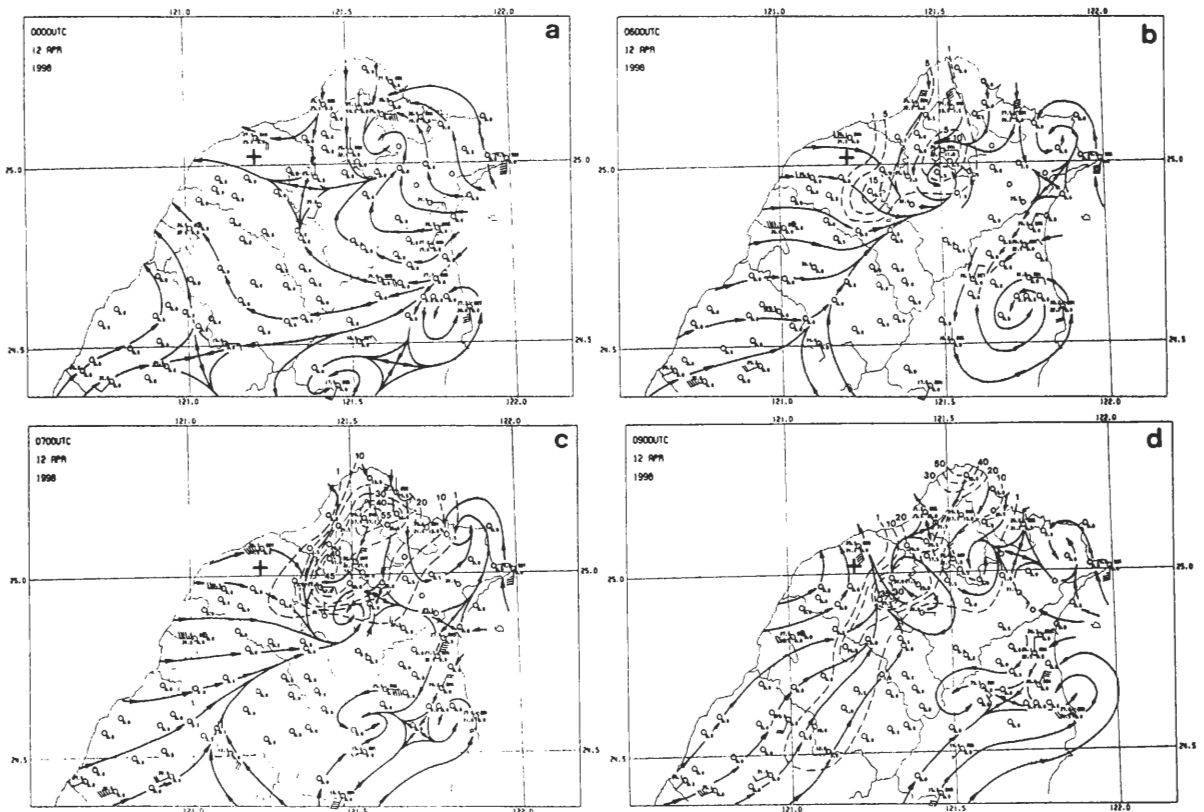


圖 5 1998 年 4 月 12 日 (a) 0000 UTC、(b) 0600 UTC、(c) 0700 UTC 及 (d) 0900 UTC 地面氣流線與等時雨量線 (虛線: mm) 之分佈。空心圓表測站位置，風標短桿為 0.5 ms^{-1} ，長桿為 1.0 ms^{-1} ，三角旗為 5.0 ms^{-1} 。“+” 號表中正機場都卜勒雷達站位置。

大，苗栗之盛行西南氣流與其北方之海風及由台灣東側而來之過山氣流於竹苗山坡上形成輻合，而竹苗以北之北部山坡則因北風和西風氣流產生輻合。此四支不同方向氣流形成一條輻合帶，由北海岸向南南西延伸，沿雪山山脈西北側山坡地分佈。此時，台北盆地與桃園地區均有顯著降水，台北盆地之降水中心位於台北站 (11.0 mm h^{-1})，桃園地區之降水中心位於八德 (19.5 mm h^{-1})。顯然，午後海陸以及平地與山坡地之加熱差異，產生的海風和上坡風與越過山脈之偏東風在山脈西側輻合，提供舉升機制以產生顯著降水。林與郭 (1996) 的觀測分析與模擬研究認為，午後地形加熱有助於微弱東風氣流越過山脈與山脈西側的海風或上坡風輻合，形成略與山脈平行的輻合帶。本個案亦有相似的結果，估計夫如數 (Froude number) 約在 $0.3 \sim 0.4$ ，故山脈東側微弱東風氣流，在白天地形加熱之情況下，亦可越過山脈至山脈西側。

0700 UTC 時，主要降水區北移，最大降水中心分別出現在竹子湖 (57.1 mmh^{-1}) 與新莊 (47.0 mmh^{-1})。新莊降水中心附近已出現伴隨下衝流的反旋式輻散氣流，此輻散外流與海風在降水區西側會合而產生局部輻合。台北原東風已轉為北風，可能乃因竹子湖降水中心伴隨下衝流之輻散外流之反映，苗栗之西南風明顯增強為 10 ms^{-1} 。0900 UTC 時，新竹以南原西南西之向岸風已逆轉為西南風，雪山山脈西北側山坡之輻合明顯減弱。降水區漸向由海風與下衝流輻散外流所產生之輻合區之西北側海岸方向偏移，降水中心出現在富貴角 (50.0 mmh^{-1}) 與八德 (37.5 mmh^{-1})。主要降水區出現反旋式渦旋之輻散外流，同時桃園以北沿海地區已受

伴隨降水輻散外流影響，而由原向岸風轉為離岸風。

五、雷達回波特徵

圖 6 為 4 月 12 日 1300 ~ 1800 LST 中正機場都卜勒氣象雷達以都卜勒型態觀測半徑 120 公里範圍內最大降水回波 (VMI) 分佈，觀測範圍內線狀組織性對流系統 (即飆線) 的演變十分顯著。1300 LST 時 (圖 6a)，午後對流在宜蘭山區和中正機場北方海面上生成、發展，中正機場雷達站南方約 23 公里處有一強度約 10 dBz 的對流降水回波 (A)，此時該區之對流胞應處於雷雨胞生命期之積雲期。中正機場北方海面上之對流降水回波，則呈現數個獨立單胞排列成一直線之線狀回波結構。30 分鐘後 (1330 LST ; 圖 6b)，宜蘭山區之對流並未發展且有逐漸減弱的趨勢，而原雷達站南方的對流與中正機場北方海面上的對流則迅速發展，組織成一條北北東-南南西走向的線狀對流，即為本文所興趣探討的飆線，長度約 130 公里、寬度約 20 公里。此飆線形成型態符合陳等 (1996) 所述之破線型線狀對流 (broken line)，且在雪山山脈西北側前述山坡上之輻合帶區域發展 (圖 5b)。此時，飆線的南南西方另有新對流胞形成，而原對流回波 A 已迅速發展為飆線內之大回波中心 A，且向東北移動，強度超過 50 dBz (最大 60 dBz)，其南側向北之凹狀回波清晰可見。此凹狀回波顯示，大回波中心 A 之南側有強烈對流尺度上衝流，以使該區呈現較弱回波，如同超大胞所形成勾狀回波附近，強烈上衝流形成之無回波穹窿 (echo-free vault) (Browning 1965)。4 月 12 日 1400 LST 左右在北二高龍潭-大溪路段出現的冰雹，即由此強烈對流產生。

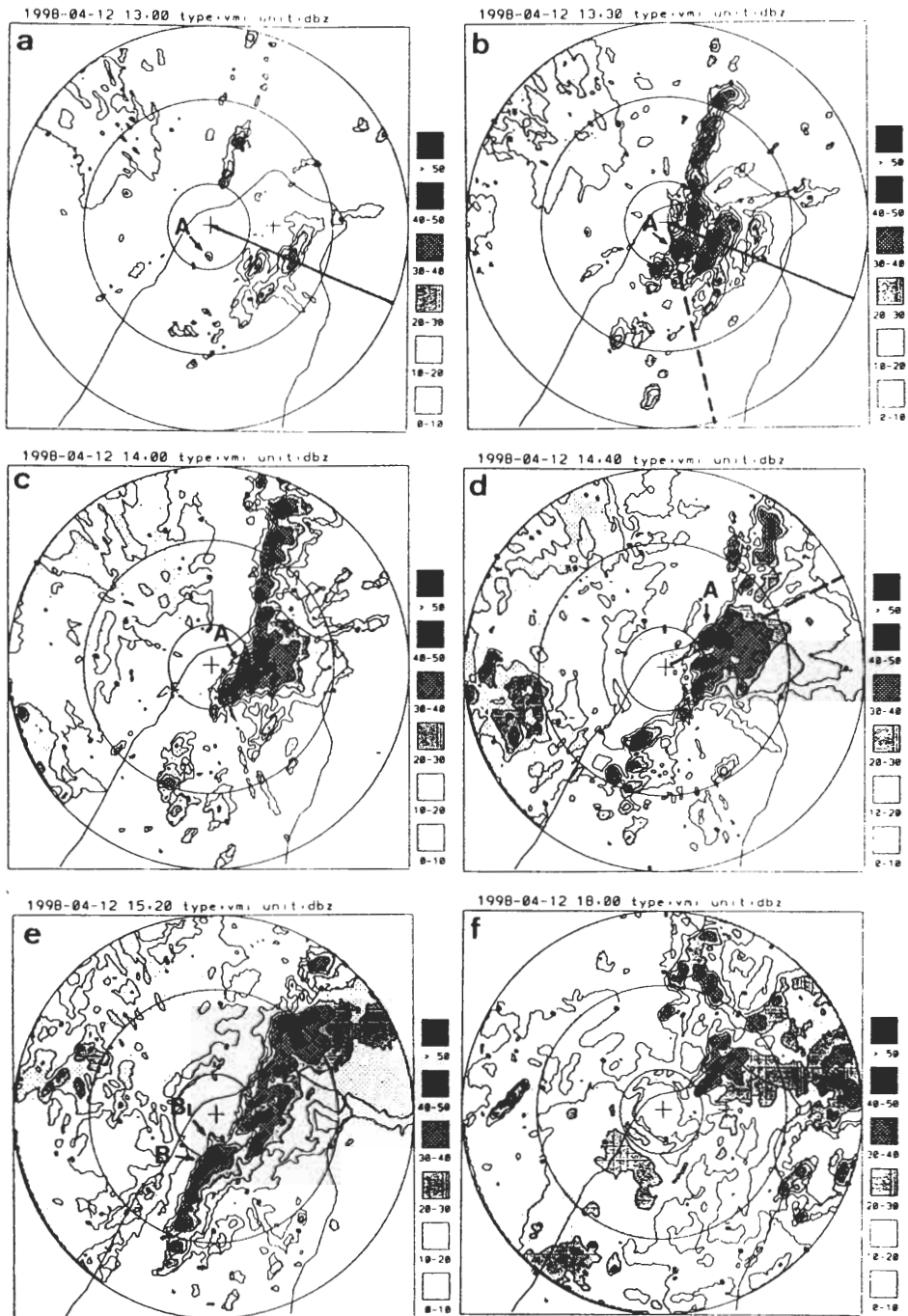


圖 6 1998 年 4 月 12 日 (a) 1300 LST、(b) 1330 LST、(c) 1400 LST、(d) 1440 LST、(e) 1520 LST 及 (f) 1800 LST 中正機場都卜勒雷達以都卜勒型態觀測半徑 120 公里範圍內之最大降水回波分佈。圖上所示時間為雷達做體積掃描的初始時間，內圈半徑分別為 25 與 75 公里。圖 a、b 內之粗實線為圖 8 所示之剖面，圖 b、d 內之粗虛線為圖 9 所示之剖面。A、B 及 B1 為文內討論之對流回波區。

此外，宜蘭山區對流區與飆線之間（台北南方）以及苗栗山坡，亦有對流發展。

1400 LST 時（圖 6c），位於海上之飆線北段向東移動，位於台灣北部陸地之南段則近似滯留，飆線內對流胞相互合併，發展成更具組織性之對流系統。飆線前方向東伸展強度較弱之層狀回波，乃高空強烈西風所造成（例如 200 hPa），此時飆線已達成成熟階段，地面亦有最大降水（圖 5b、c）。1440 LST 時（圖 6d），飆線北段位於海上部份已有減弱趨勢，飆線南段位於陸上部份之對流系統，則持續維持強度並向南南西發展。在飆線南南西方持續不斷有新對流胞形成，在低層盛行西南風之下，飆線的維持型態符合陳等（1996）所述之後造型線狀對流（back building），且在雪山山脈西北側山坡之輻合帶上發展（圖 5b、c）。此外，位於竹苗地區之個別對流胞北移發展，而沿苗栗山坡上亦不斷有新對流胞產生，使對流胞幾由北到南排列成一直線。

1520 LST 時（圖 6e），原飆線南段之組織性對流系統，因新對流胞持續在其南南西側產生，並向北北東移動且發展，而沿竹苗山坡帶之對流亦有顯著發展，因而形成一條沿山坡排列之線狀對流帶，並與前述飆線南段合併形成一條長度達 200 公里的飆線系統。飆線內各對流胞幾均向北北東移動，而線狀飆線系統則近似滯留。1600LST 之後，竹苗山坡地雖有新對流胞生成但已無顯著發展，顯示環境不穩度已獲得釋放。1700 LST（圖未示），線狀對流已明顯減弱，1800 LST 線狀結構消失（圖 6f），整個飆線系統的生命期約長達 5 小時。

圖 7 為 4 月 12 日 1300–1540 LST 期間，

各時間組織性對流系統在雪山山脈西北側的發展和移動情形，圖內除 1300 LST (30 dBz) 外，其餘時間選擇 40 dBz 以上之回波區代表飆線的主要降水回波。12 日 1300–1400 LST 的主要降水回波區顯示，降水回波最早出現在宜蘭山區，此主要乃因東風氣流由地形舉升的結果，唯強度不強且無後續發展。但 1330 LST 後，降水回波在雪山山脈西北部之桃園、台北縣的 200

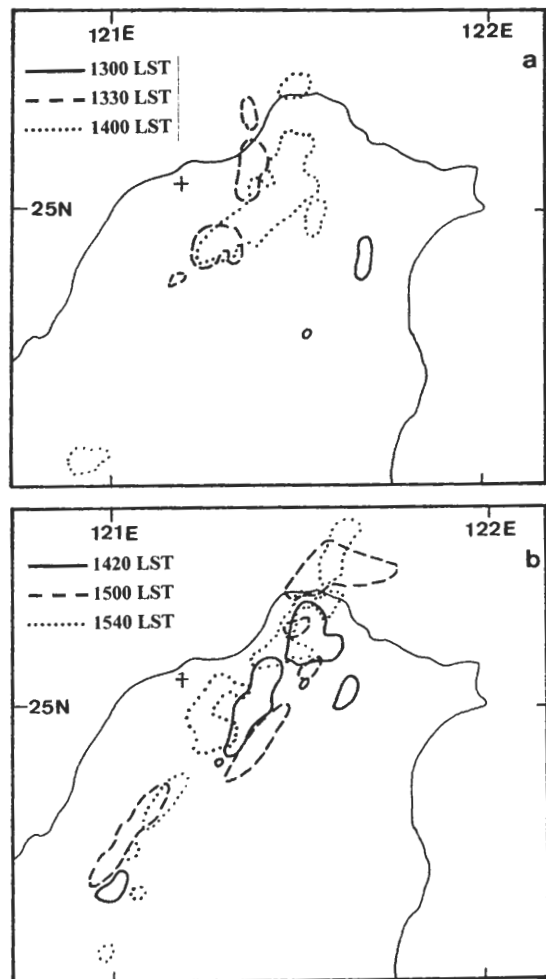


圖 7 1998 年 4 月 12 日 (a) 1300~1400 LST 與 (b) 1420~1540 LST 組織性對流系統在台灣北部地區的分佈。1300 LST 為 ≥ 30 dBz 範圍，其餘時間為 ≥ 40 dBz 範圍。

m 至 500 m 地形斜坡上迅速發展，呈現線狀排列，回波區內對流胞向東北移動且相互合併。1420–1540 LST 的主要降水回波區顯示，合併後的主降水回波向北北東移動，並於其南南西端產生新對流胞，主要降水回波區並開始分裂。1540 LST 時，主要降水回波向西北側之海岸移動至 200 m 的地形緩坡上。此時，竹苗 200 m 至 1000 m 地形斜坡上產生新的對流，隨後且沿著地形向北北東移動，範圍逐漸擴大，與前述回波合併，使降水回波呈現具組織性之線狀結構。

六、討 論

1998 年 4 月 12 日在弱綜觀強迫之偏南氣流環境下，午後 1300 LST 初期對流胞在雪山山脈東側形成，此乃偏東氣流遭遇山坡地形舉升的結果，唯這些對流維持的時間較短。圖 8 為中正機場雷達沿 111 度方位角之徑向速度之距離-垂直剖面 (RHI) 分佈，負 (正) 值代表氣流吹向 (遠離) 雷達站，零速度等值線代表低層輻合帶所在位置。1300 LST (圖 8a) 之剖面顯示，輻合帶位於雷達東方約 50 公里處，約侷限於離地 4~5 公里以下範圍之內，此與圖 5b 所示輻合線及圖 6a 所示回波形成區一致。1330 LST 雪山山脈西側山坡 (200~1000 公尺) 與北部海上，對流胞排列成北北東-南南西走向之飆線已形成且迅速發展 (圖 6b)，形成型態屬於破線型。板橋探空風場顯示 (圖 2)，中低層垂直風切顯著，中層垂直風切較弱，與林與陳 (1997) 之研究結果一致。

1330 LST 之後，飆線北段 (海面上) 東移減弱，南段 (西部山坡) 則持續增強，幾呈滯

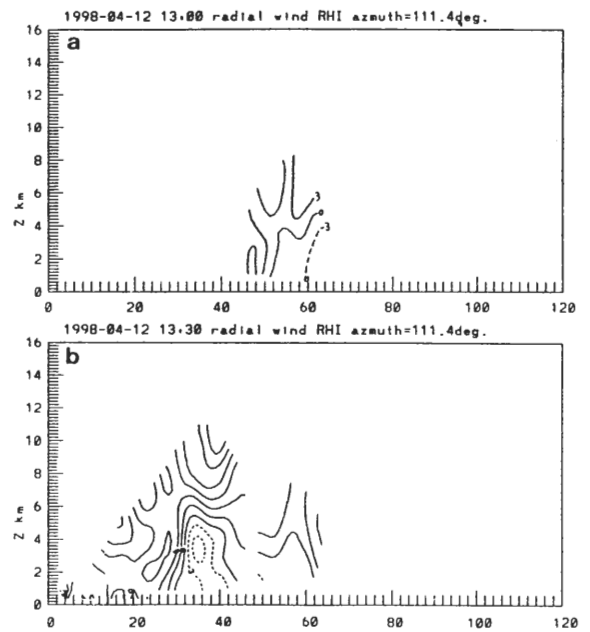


圖 8 1998 年 4 月 12 日 (a) 1300 LST 與 (b) 1330 LST 雷達沿方位角 111 度所觀測得之徑向速度 (m s^{-1}) 距離-垂直剖面分佈 (圖 6a、b 之粗實線)。負 (正) 值代表氣流吹向 (遠離) 雷達站。橫軸與縱軸數字為公里。

留狀態。1330 LST 之徑向速度 RHI (圖 8b) 顯示，輻合帶已較先前時間向西移動至雷達東方約 32 公里之西部山坡上，輻合帶仍侷限在離地 4~5 公里以下範圍之內。顯然海陸和平地與地形之加熱差異所造成之海風與上坡風，以及過山氣流與苗栗地區的西南風，在西部山坡上產生與山脈平行之輻合帶，在對流形成與發展過程中扮演重要角色 (圖 5b、c)。對流降水所產生的冷空氣輻散外流與地面之西風氣流產生的輻合，使飆線南南西側不斷產生新對流胞，因而飆線形成型態由原破線型轉變為後造型。同時，地面西風 (圖 5b) 與 850 hPa 微弱東南風 (圖 2) 所形成之低層垂直風切與對流降水下衝流形成之低層冷池間之平衡，可能是飆線維持之重要機制，飆線經由新對流胞不斷在上游發

展的過程，使其幾乎滯留不動且生命期長達 5 小時之久。

颶線內有一個發展特別強烈的對流回波區 A，在初期發展階段（1330 LST），其最大強度可達 60 dBz（圖 6b），且在該區南側出現凹狀或穹窿回波，超過 50 dBz 之回波區至少垂直發展到 6 公里高度（圖 9a），超過 0°C 層（約 4.5 公里；圖 2）的高度，顯示回波區 A 之對流相當劇烈，並在 1400 LST 左右造成北二高龍潭—大溪路段產生降冰雹的罕見天氣現象。

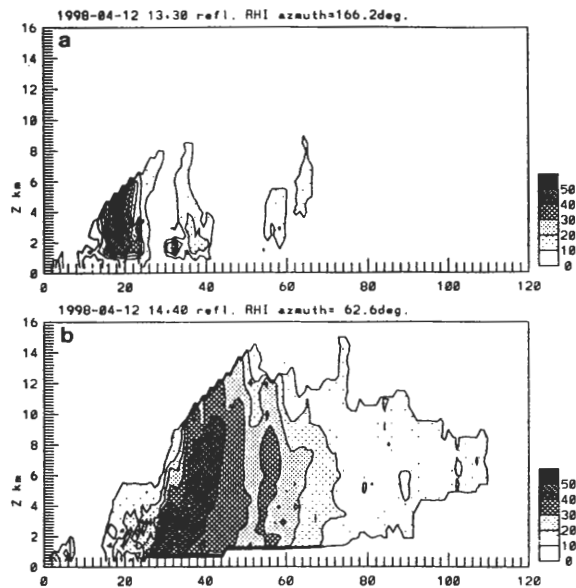


圖 9 1998 年 4 月 12 日 (a) 1330 LST 沿 166 度與 (b) 1440 LST 沿 63 度方位角之降水回波 (dBz) 距離-垂直剖面分佈 (圖 6b、d 之粗實線)。橫軸與縱軸數字為公里。

1425 LST~1545 LST 期間，解析度 500 m 以 20 分鐘間距觀測之最大降水回波分佈，如圖 10 所示。顯見，颶線系統的發展型態為標準的後造型，系統近似滯留，新胞不斷地在系統西南端生長，隨後向北北東移動。其中對流回波

區 A 向北北東移動過程中，強度仍持續增強（圖 6），其移動方向與雪山山脈平行且幾沿地面輻合帶移行（圖 5），移向與 500 hPa 層風向較一致，而在中高對流層平均風的左側（圖 2）。

對流回波區 A 形成之後強度增強、範圍擴大，於 1425 LST 之後已呈弓狀回波 (bow echo)（圖 10a、b）。此時，仰角 1.3 度的徑向速度場顯示（圖 11），伴隨對流回波區 A 之低層有一中尺度氣旋（即圖內 c 處），隨後氣旋中心並向北移動。1445 LST 時，對流回波區 A 的南側回波凹陷區之徑向速度有一正值中心（圖 10b、11b），其最大徑向速度達 9 ms^{-1} 以上，此應為對流胞之強烈上升內流區，所造成回波形狀的向北拱起；在北側則緊鄰一負值中心，最大徑向速度達 -6 ms^{-1} 以上，此中尺度氣旋僅存在於低對流層，在仰角 2.4 度以上已不可見。20 分鐘後低層中尺度氣旋已開始減弱，1545 LST 時則已消失。

颶線發展期間，其南段之對流系統南南西或西南邊有新對流胞形成、發展，地面氣流場和時雨量分析（圖 5c）顯示，降水中心與反旋式渦旋位置一致，對流降水的下衝氣流在地面層造成輻散外流，此向西之冷空氣外流與海風形成一條輻合帶，使地面主要降水區與降水中心向西北海岸方向移動（圖 5）。1425~1445 LST 之徑向速度分佈顯示（圖 11），在沿 90 度方位角且距離雷達站約 30 公里處，有一對正負速度中心，此為降水下衝流所引起低層輻散外流之表徵，此冷空氣外流沿山坡而下與海風產生輻合，使新對流胞生生不息地在低層西南風上游方向發展。圖 9b 為 1440 LST 沿方位角 63 度之降水回波距離-垂直剖面分佈，顯示對流系統呈現多胞 (multicell) 結構，新胞在系統西南邊

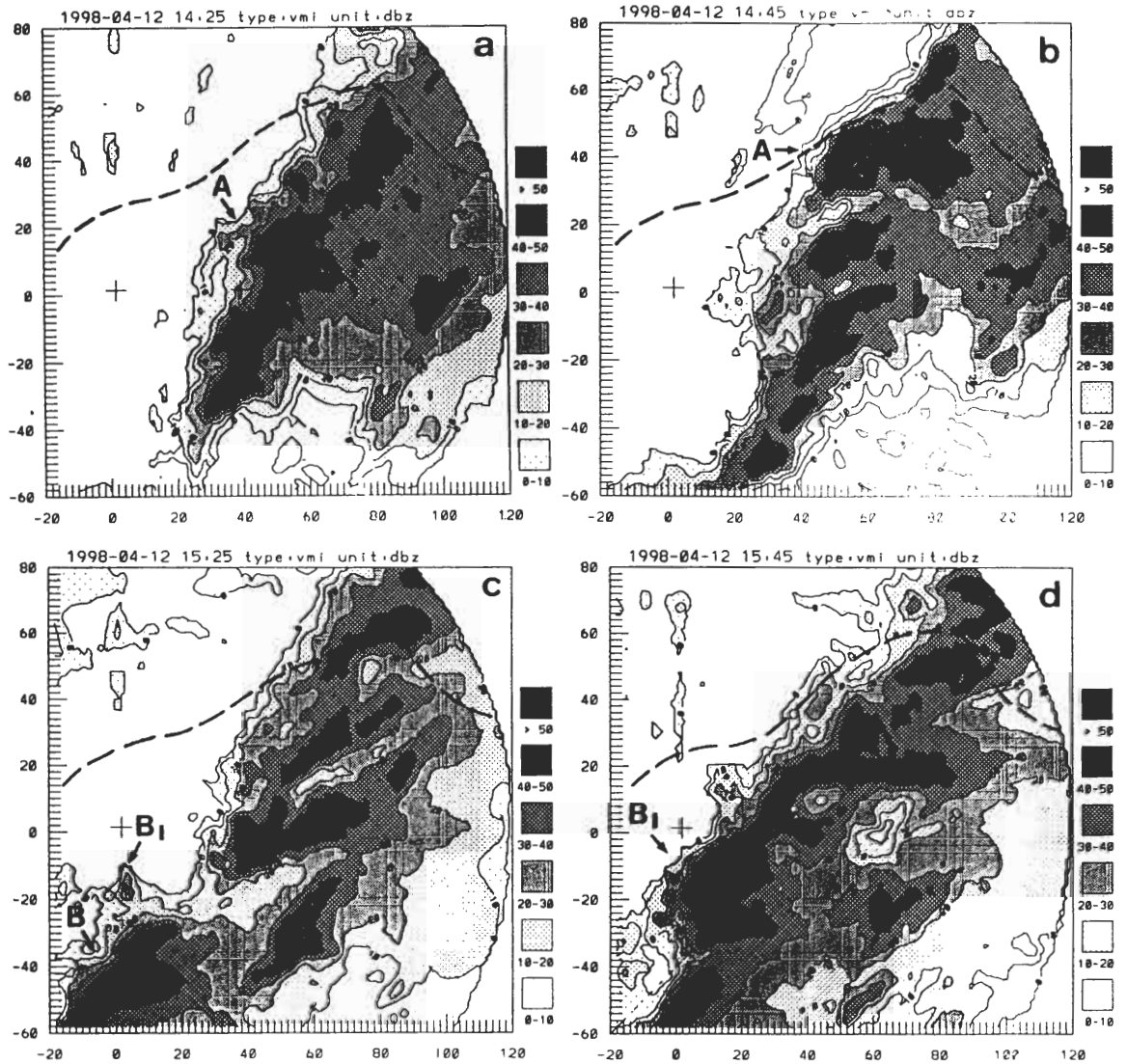


圖 10 1998 年 4 月 12 日 (a) 1425 LST、(b) 1445 LST、(c) 1525 LST 及 (d) 1545 LST 以都卜勒型態觀測半徑 60 公里 (解析度 500 公尺) 之最大降水回波分佈 (dBz)。“+” (0, 0) 為雷達站位置, 圖的範圍為 70 × 70 公里。橫軸與縱軸單位為 0.5 公里。虛線為台灣北部之海岸線。A、B 及 B1 為文內討論之對流回波區。

生長, 成熟胞緊鄰其後向東北邊移動, 而消散胞則併入更東北邊之層狀回波區內。

雖 Ric 僅約為 10, 即大氣環境已具超大胞形成之必要條件, 但此颶線系統內並無超大胞, 而均屬一般對流胞結構。過去對台灣地區對流

之環境條件研究顯示, 除 Chen and Chou (1993) 計算 TAMEX 成熟多胞颶線之 Ric 值大於 40 外 (大約 75), 其他如鄧與陳 (1990)、陳與沈 (1996) 等均發現此類鋒前型颶線之 Ric 均小於 35, 與本文之結果相似, 但均無超大胞發生。

在這種情況下，可能雖垂直風切較大而使 Ric 較小，但垂直之風向風切 (directional shear) 並未大到可以產生超大胞之條件。在本個案颶線

內之對流胞，又形成約與中低對流層垂直風切平行的較小線狀回波，且與颶線系統約呈 30 度交角 (圖 10)。

1520 LST 時新竹地區北移之對流回波區

B，其北邊產生新對流回波區 B1 (圖 6e、10c)，隨後 B 與 B1 結合迅速發展為圖 10d 之較大較強回波區 B1，此可能乃因對流回波區 B 與其東北方原颶線南段之對流，所產生之冷空氣外流與海風形成強烈輻合所造成，因此颶線中段回波便向海岸方向拱起 (圖 10d)。接近海岸地區，此種類型新對流區則不再形成，此乃因中正雷達站附近氣流已從原來之海風轉為伴隨降水之輻散外流之東南風，下衝流冷空氣輻散外流與海風產生的輻合機制已不存在。

1500 LST 時，地面主要降水區已出現輻散外流，1700 LST 時西北部沿海原有之海風已減弱或消失 (圖 5c、d)，使得雪山山脈西北側山坡之輻合帶明顯減弱，加上對流不穩度已獲得釋放，故颶線西南方新對流胞已不再形成發展。1700 LST 之後，線狀對流已明顯減弱，1800 LST 線狀結構消失 (圖 6f)。

七、總 結

本個案之綜觀形勢顯示，4月12日0000 UTC 地面鋒面仍位於華南，0600 UTC 台灣北部陸地和北部海面，處於鋒面前西南氣流和太平洋副熱帶高壓邊緣東南氣流交會輻合區。850 hPa 層以上盛行西南風，700 hPa 層以下暖溼氣流供應充沛，中低對流層具有顯著的垂直風切，高層有明顯的分流現象，這種低層輻合與高層輻散的風場結構有利於對流發展。經由雷達回波與地面局部環流的分析，本文針對台灣北部地區

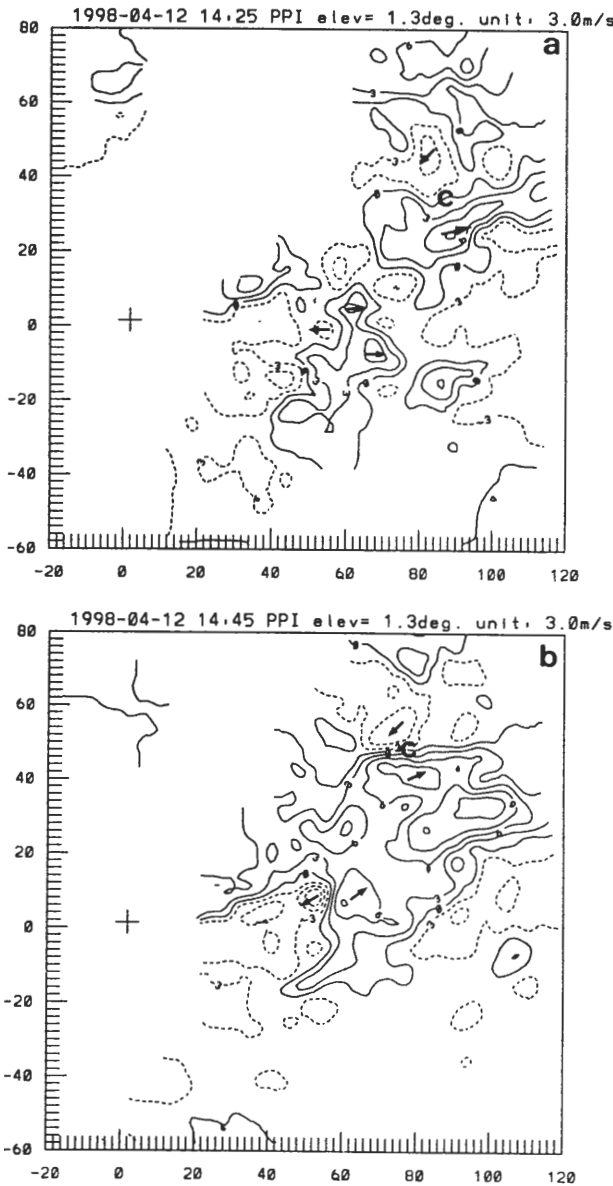


圖 11 1998 年 4 月 12 日(a)1425 LST 與(b)1445 LST 仰角 1.3 度之徑向速度分佈 (m s⁻¹)。負值 (虛線) 代表氣流吹向雷達站；正值 (實線) 代表氣流遠離雷達站。“+”符號為雷達站位置，“C”為氣旋中心。橫軸與縱軸單位為 0.5 公里。

伴隨冰雹之春季颶線個案研究，結果可摘述為以下數點：

1) 午後初期之對流在雪山山脈東側形成，乃偏東氣流遭遇山坡地形舉升的結果；線狀對流在山脈西北側山坡 (200~1000 公尺) 輻合帶與北部海面上形成，呈北北東—南南西走向，形成型態屬於破線型，環境風場之中低層垂直風切顯著。

2) 海面上的颶線東移減弱，但颶線在台灣北部地區陸上，因位於雪山山脈西側的海風、上坡風與苗栗地區的西南風及由山脈東側過山而來之東南氣流所形成的輻合帶上，其強度持續增強。顯然，海陸和地形加熱差異所形成的局部環流，在對流形成與發展過程中扮演重要角色。

3) 對流降水所產生的冷空氣輻散外流與海風和盛行西南風，在颶線西南側產生輻合，使新對流胞在低層盛行之西南風上游發展，因此颶線便由原破線型轉為後造型，並使颶線生命期得以維持 5 小時之久。

4) 環境有很大 CAPE，氣塊對流可超過對流層頂高度。颶線內產生降落冰雹的劇烈對流，對流強度最大強度可達 60 dBz，在最大回波區的南側出現凹狀或穹窿回波，大於 50 dBz 之回波區垂直發展超過 0°C 層的高度。對流回波區在向北北東移動過程中，範圍擴大且強度持續增強，在對流回波區內之徑向速度場出現一低層中尺度氣旋。

5) 對流胞移動方向雖與 500 hPa 層風向較一致，但山脈地形也可能是影響因子。因颶線西南側不斷有新對流胞產生，且幾沿山脈地形向北北東移動，使得颶線近似滯留。

6) 對流降水出現後，其下衝流所引起之低層輻散冷空氣外流，沿山坡而下與海風及/或上坡風產生一條輻合線，使新對流胞不斷地在輻合線上生成，如此，在颶線內之對流胞又形成與中低對流層垂直風切平行的較小線狀回波，且與颶線呈 30 度交角。

致 謝

感謝兩位審查者提供寶貴的意見和建議，本文之完稿在黃文亨、蘇瑋玲同學及王子軒先生協助下完成。本研究在國科會專案計畫 NSC89-2111-M-002-015 支援下完成。

參考文獻

- 林宗嵩與陳泰然，1997：台灣北部與鄰近地區春夏季節中尺度對流系統發展的環境條件探討。**大氣科學**，**25**，379-396。
- 林熹閔與郭鴻基，1994：南台灣夏季午後對流之分析與模擬。天氣分析與預報研討會(83)論文彙編，153—165。
- 林熹閔與郭鴻基，1996：1994 年南台灣夏季午後對流之研究。**大氣科學**，**24**，249-280。
- 陳泰然與沈里音，1996：台灣梅雨季海峽北部與鄰近地區線狀對流之環境條件。**大氣科學**，**24**，233-248。
- 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**，145-164。
- 陳泰然與楊進賢，1988：台灣梅雨季豪雨之時空分佈特徵。**大氣科學**，**16**，151-162。
- 陳景森與陳輝堂，1987：夏季白天斜坡地區低層輻合與垂直運動的數值探討-第一部分：模式介紹與試驗。**大氣科學**，**15**，149-164。
- 鄧仁星與陳景森，1990：台灣地區颶線之環境分析。**大氣科學**，**18**，149-158。

- Browning, K. A., 1965: Some inferences about the updraft within a severe local storm. *J. Atmos. Sci.*, **22**, 669-677.
- Chen G. T. J., and H. C. Chou, 1993: General characteristics of squall lines observed in TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 726-733.
- 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.
- Jou, B. J. -D., 1994: Mountain-originated mesoscale precipitation system in northern Taiwan: A case study 21 June 1991. *TAO*, **5**, 169-197.
- 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.

Case Study of a Spring Squall Line Accompanied by Hailstorm Occurrence in Northern Taiwan

George Tai-Jen Chen ¹

Hung-Chi Chou ² Jinn-Shang Yang ³ Shi-Yang Chen ⁴

¹ Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

² CKS Aeronautical Meteorological Station, Civil Aeronautical Administration

³ Taipei Aeronautical Meteorological Center, Civil Aeronautical Administration

⁴ Department of Geography, National Chang-Hwa Normal University

(Manuscript received 13 August 1999 ; in final form 8 September 1999)

ABSTRACT

A case of spring squall line accompanied by severe weather of heavy rain and hail occurrence on 12 April 1998 over northern Taiwan was selected in this study. Investigations were carried out by using synoptic weather maps, surface observations, radiosonde data, automatic raingauge data, and Doppler radar observations to understand the environmental conditions and mesoscale processes associated with the event.

Synoptic situation indicated that a front was located over southern China and Taiwan was influenced by the southwesterlies ahead of the front and the south-southeasterlies of the Pacific high pressure. The afternoon squall line formed in the low-level convergent zone over northern Taiwan and the adjacent ocean under a strong environmental vertical wind shear and large CAPE. Radar echoes indicated that a broken-line type squall line was oriented in a north-northeast and south-southwest direction with a maximum length of 200 km. The sea breeze and upslope wind driven by the differential heating over land/sea and plain/slope played an important role in triggering and maintaining the squall line system.

After the convective rainfall occurrence, the cold air outflow associated with downdraft encountered the sea breeze and prevailing southwesterlies over the southwest side of the squall line to produce convergence. This local convergence was responsible for the new convection to develop over the area. Thus, the squall line of the broken-line type was transformed to the back-building type with a lifetime of 5 hours. This is an ordinary-type squall line with multicell structure. Radar echoes also indicated that hail was produced by intense convection with a radar echo of 60 dBz which developed over the southern part of the squall line at its intensifying stage. This convective area had a concave echo pattern accompanied by a mesocyclone.

**Key words : Squall line, Sea breeze, Upslope wind, Convergent line, Broken-line type,
Back-building type**