

北台灣夏季雹暴之雙都卜勒雷達分析

林品芳 周仲島 游政谷

國立台灣大學大氣科學研究所

(中華民國九十二年六月九日收稿；中華民國九十二年九月十八日定稿)

摘 要

冰雹事件於副熱帶地區相當罕見，根據過去台灣地區 38 年(1961~1999)地面測站紀錄顯示，只有 6 次發生於夏季，其中在 1999 年 8 月 28 日至 8 月 31 日連續四日於台北地區午後降下冰雹。這些雷暴系統先在台北南方的斜坡山區形成，而後發展成具組織性之多胞對流系統，到達平地時降下冰雹。本文針對 8 月 29 日之雹暴個案，利用台灣北部中央氣象局五分山都卜勒雷達及民用航空局中正機場都卜勒雷達資料進行雙都卜勒風場反演，探討此雹暴之運動場及降水結構特徵。

綜觀環境顯示在台灣東方有一高層冷心低壓，伴隨高層較強東北風，具環境風切隨高度順轉之綜觀環境條件與美國中西大平原類似，有利劇烈風暴發展。除此之外，融解層較台灣地區相同季節之氣候值 5200 公尺低約 350 公尺。

回波資料顯示大於 55 dBZ 之回波值初始發生於高度 5~6 公里，於 30 分鐘之內先向上發展至高度 10 公里，然後往下延伸至近地面。回波拱腔(vault)及胚核簾(embryo curtain)特徵位於雹暴移動方向之前緣。由雙都卜勒風場分析得知，上衝流位於系統移動方向的前緣，此傾斜上衝流之最大垂直速度位於高度 7 公里處，達 18 m s^{-1} 。藉由地面觀測資料指出，此上衝流是由局部環流之海風及因降水之下衝流配合地形所形成的下坡冷外流之輻合所維持。

關鍵詞：雹暴、都卜勒雷達、回波拱腔、胚核簾、局部環流、地形效應。

一、前 言

自 70 年代中期，透過雙都卜勒雷達觀測了解雷暴系統的內部結構，尤其是系統內部的三維風場(Ray et al. 1975)，發現雹暴風場具有

氣旋式環流特徵，上衝流位於弱回波區。Chisholm and Renick(1972)觀測發現雹暴回波場主要有兩個特徵，一為回波拱腔(vault)，也就是弱回波區，根據觀測通常小於 20 dBZ，且經常小於 5 dBZ；另一則為胚核簾(embryo

curtain)，主要存在於系統移動方向的前緣。另外，弱回波區具有最強上衝流，且有扭轉之特性，會隨高層風轉向形成雲砧。Foote and Frank(1983)也利用觀測得到雹暴內部氣流結構最主要的特徵為上衝流具有氣旋式扭轉之特徵。Marwitz(1973)追蹤氣塊指出雹暴主要上衝流之內流(inflow)源於接近地表，垂直速度的最大值通常存在於弱回波區，大小介於 $10\sim 25\text{ m s}^{-1}$ 之間，平均最大上衝流為 18 m s^{-1} 。

Chisholm and Renick (1972) 及 Browning (1977)將過去對雹暴所做的研究，利用對雹暴動力及其微物理結構的認知，將雹暴分為多胞雹暴及超級胞(單胞)雹暴兩種。沿著多胞雹暴移動方向，做一氣流與冰雹成長軌跡之垂直剖面，可指出胞在四個不同的發展階段，依序為：子雲(daughter cloud)階段；具有初回波(first echo)特徵階段；具有強上衝流及最強回波的成熟階段及具有弱下沉運動的消散階段。每一階段時間間隔約 15~17 分鐘，而新胞會在雹暴前方發展，舊胞在雹暴後方消散。

雹暴結構上最重要的特徵是傾斜上衝流，即上、下衝流分離，此與環境垂直風切大小相關。早期觀測研究結果(Chisholm and Renick 1972；Marwitz 1972；Browning 1977)指出垂直風切是決定對流發展型態和劇烈程度的主要原因之一。若為弱垂直風切環境，易形成單胞風暴或無組織性多胞風暴，在此種風切下出現冰雹的機會相當少。若強垂直風切方向隨高度無明顯改變，較容易形成具良好組織性之多胞雹暴。同樣為強垂直風切環境，但垂直風切方向隨高度順轉，則有利於超級胞雹暴發展。因此，要產生雹暴之劇烈對流天氣現象，先決條件是環境場的垂直風切須達到相當程度的大小。

Weisman and Klemp(1982)利用三維數值雲模式模擬證明對流風暴的型態與環境參數間的相關，發現在強垂直風切和對流可用位能大的環境條件下，可發展出具有長生命期的強上衝流和中尺度氣旋的劇烈對流風暴或超大胞。在具有方向變化之垂直風切的條件下模擬超級雷暴，Klemp and Wilhelmson(1978)證明了若環境風切向量隨高度順轉，將會促使具氣旋式的右移風暴加強。在風切向量的右側有利於產生向上加速度，左側則有利於產生向下加速度，造成上、下衝流的分離。將此概念應用在多胞風暴，則是新胞會逐次在舊胞右側形成，使整個對流系統往右傳播(Marwitz 1972)。

Klemp(1987)整理多年研究結果，認為劇烈對流風暴內之中尺度氣旋是由環境垂直風切形成的水平方向渦管經對流發展的扭轉(tilting)作用而造成。他模擬超級風暴之運動場結構，在準恆定狀態下，低層有一輻合區(陣風鋒面)，為暖濕低層內流與系統降水外流(outflow)交互作用所造成。中層上衝流區具有明顯的氣旋式旋轉氣流，且此氣流在高層轉向下游方向形成砧狀雲。強的舉升上衝流通常是由此低層強輻合所維持。Rotunno et al.(1988)亦利用模擬結果指出環境低層風切和因降水、對流系統後緣往前緣的冷乾氣流或蒸發形成的冷池效應之間的交互作用有利持續激發新的對流胞，使得中尺度對流系統發展更持久。

周等(1997)利用雙都卜勒雷達資料得知在對流不穩定的環境條件下，台灣中部山區雷雨胞是氣流受地形舉升而形成，局部環流所帶進的水氣對雷雨胞的發展相當重要。且因地形的存在，可使雷雨系統發展成組織性的對流系統。根據發生雹暴條件之統計分析顯示，由熱力強迫的中尺度環流，包括海陸風及山谷風，

對於雷暴的發展有很大的幫助(Cotton and Anthes 1989)。Jou(1994)則以中正機場都卜勒雷達資料，指出鋒面的對流系統首先在台北東方山脊形成，隨後沿山坡而下並西移至台北盆地東側明顯增強，顯示富含水氣的海風環流與雷暴增強有密切關係。

冰雹事件在副熱帶地區相當罕見，根據過去台灣地區 38 年(1961~1999)地面測站紀錄顯示，只有 6 次發生於夏季，其中在 1999 年 8 月 28 日至 8 月 31 日連續四日於台北地區午後降下冰雹。這些雷暴系統先在台北南方的斜坡山區形成，而後發展成具組織性之多胞對流系統，到達平地時降下冰雹。本文針對 8 月 29 日之雹暴個案，利用台灣北部中央氣象局五分山雷達及民用航空局中正機場雷達資料進行雙都卜勒風場反演，探討此雹暴之運動場及降水結構特徵。本個案較不同的地方是盛行風及海風環流提供豐沛水氣，讓底層空氣非常潮濕，加上又處於台灣北部複雜地形的斜坡上，存在有加熱不均的地形效應，這兩點與發生典型雹暴之美加地區的環境條件不同。所以本研究除了對台灣夏季午後發生罕見雹暴系統感興趣外，同時利用五分山及中正機場之雙都卜勒雷達資料，了解其內部運動場的結構特性。

第二節說明資料來源、雷達資料處理流程、雙都卜勒雷達風場合成方法、氣塊軌跡運算方法以及用回波強度所定義之雹暴。第三節分析環境條件及描述此個案中雷達回波隨時間的演變特徵。第四節利用雙都卜勒雷達風場的合成結果探討此雹暴系統的內部運動場結構，再以三維風場資料分析雹暴內部空氣塊的運動軌跡，幫助了解在台灣夏季午後所發生之雹暴系統內部氣流結構。第五節與第六節分別為討論與結論。

二、資料來源與處理

本文資料來源為中央氣象局五分山都卜勒雷達每 6 分鐘降水回波場及徑向風場；板橋每 12 小時探空圖及地面觀測站分鐘資料。民用航空局中正機場都卜勒雷達每 30 分鐘降水回波場及徑向風場。日本氣象廳每 6 小時的地面天氣圖及每 12 小時的高空天氣圖，日本 GMS-5 衛星每小時紅外線及水氣雲圖。

本文中有關中正機場都卜勒雷達的資料處理過程基本上是沿用 Jou and Deng(1989)的方法，而有關五分山都卜勒雷達的資料處理過程除了刪除距雷達中心 2 公里以內的資料點及將徑向風場解析度由 250 公尺調降為 1 公里之外，其餘皆同處理中正機場都卜勒雷達資料的修正標準。而有關在卡式座標下進行雙都卜勒雷達風場的合成與計算均使用 CEDRIC(Custom Editing and Display of Reduced Information in Cartesian Space)軟體，Ray et al.(1978)為 CEDRIC 有關雙都卜勒風場合成的理論基礎，另參考周等(1990)之方法。另外，氣塊軌跡運算則是依據 Lin and Wang(1980)、Foote(1984)及游(1995)之方法。

本文所分析之雙都卜勒風場合成區域如圖 1 所示。水平解析度 1 公里，垂直解析度 0.5 公里，由 1 公里到 16 公里共計 31 層。垂直運動的計算為不論上邊界回波值大小皆令 $w=0$ 向下積分而得。由於本文中雙都卜勒風場合成區域因與雷達相對位置過近而無法觀測到回波頂，因此分別以不同回波頂高度為上邊界向下積分求出其所對應的垂直速度場，檢視兩者的相關(附錄)。

利用五分山都卜勒雷達每六分鐘等高面 3 公里回波場定義出雹暴系統內部的主要對流

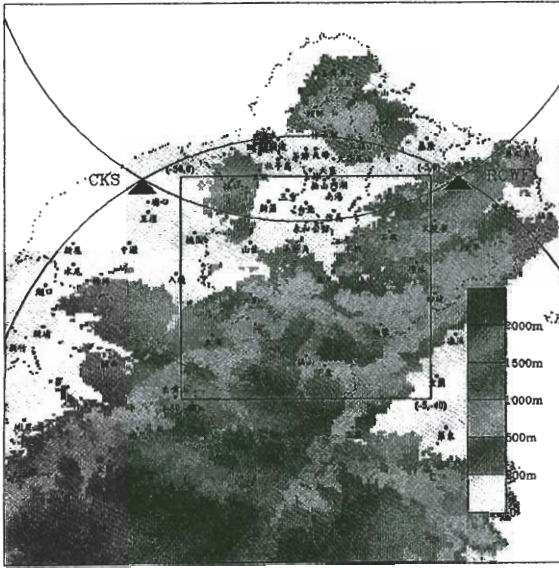


圖 1 1999 年 8 月 29 日雷暴雙都卜勒雷達風場合成區域圖，合成時間為 1500 LST。陰影區表地形高度。圓形區域為雙都卜勒風場合成最佳區域，橢圓形區域為基線(baseline)區域，不利風場合成。所標示地點為北台灣所有測站。五分山雷達位於(0,0)處(圖右側三角形頂點處)。

storm 2(圖未示)及 storm 3(圖 2)，會如此定義主要是因為由高度三公里回波場隨時間的演變(圖未示)來看，分別具有多個對流中心。

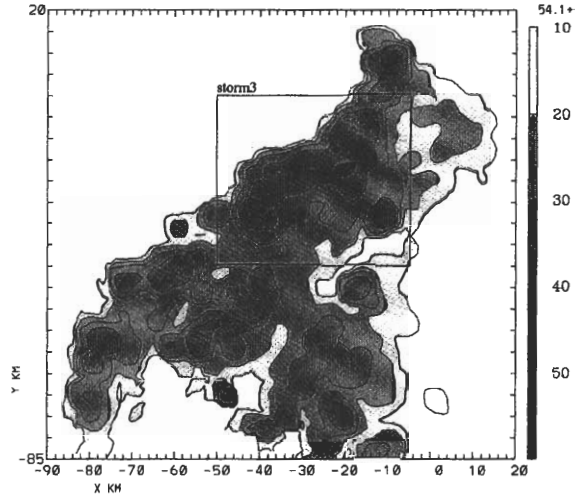


圖 2 1999 年 8 月 29 日 1500 LST storm 3 的 3 公里高度回波場。回波等值線(> 10 dBZ)間隔為 10 dBZ，五分山雷達位於(0,0)處。storm 3 區域同圖 1。

區，追蹤其強度變化，了解雷暴系統回波的演變及發展。針對 8 月 29 日之雷暴個案，主要對流區的定義條件如下：

1. 雷暴系統回波強度大於 40 dBZ 以上的封閉曲線；
2. 等高面 3 公里與 6 公里皆存在回波強度大於 40 dBZ 的封閉曲線；
3. 在 1. 與 2. 條件下所定義出的對流區，其生命期必需連續出現 6 個時間序列(30 分鐘)以上。

以上的嚴格條件是爲了能濾除掉在時間及空間尺度上皆小的新生對流。根據上述條件所定義出的主要對流區有三個，分別定義爲 storm 1、

三、環境條件與雷達回波隨時間的演變特徵

(一) 環境條件

由 1999 年 8 月 29 日台灣地區紅外線衛星雲圖顯示(圖未示)，1200 LST 以前台灣北部地區並無明顯對流發展，1300 LST 對流開始逐漸生成，1400~1600 LST 台灣北部地區之對流逐漸增強且往北發展，1600~1800 LST 台灣北部地區的對流逐漸消散。由圖 3a 知鋒面距離台灣地區仍遠，初步判斷地面鋒面系統對於午後所發生之雷暴並無直接影響。圖 3b 及 1500 LST 水氣頻道雲圖(圖未示)顯示台灣東側存在一冷心低壓，受此冷心低壓西支的影響，台灣北部地區高層風向已轉爲東北風。

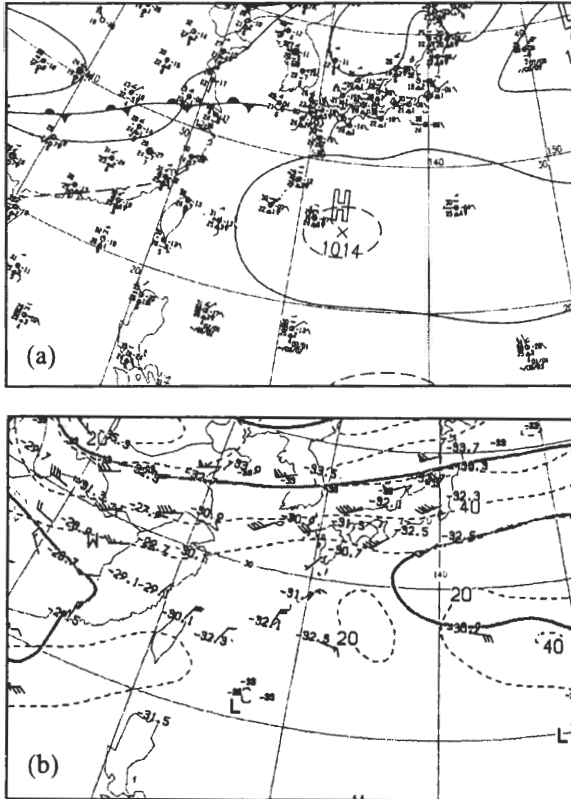


圖3 1999年8月29日日本氣象廳(a) 1400 LST 地面天氣圖；(b) 0800 LST 300 hPa 高空天氣圖。

圖 4a 為 1999 年 8 月 29 日劇烈對流發展前 0800 LST 的板橋探空，顯示 500 hPa 以下為西南風，而 400 hPa 以上則為東北風，這主要是受高層冷心低壓環流影響所致，風向隨高度順轉。對流可用位能 (CAPE) 為 $1405.3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ，高度 6 公里以下的風速及風向並沒有明顯變化，垂直風切微弱，經過計算，總理查遜數值(Bulk Richardson number:

$$Ric = \frac{CAPE}{1/2[(\bar{U}_6 - \bar{U}_{0.5})^2 + (\bar{V}_6 - \bar{V}_{0.5})^2]} \text{。其中}$$

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} g \left(\frac{\theta_c - \theta_{env}}{\theta_{env}} \right) dZ \text{ 為單位質量氣}$$

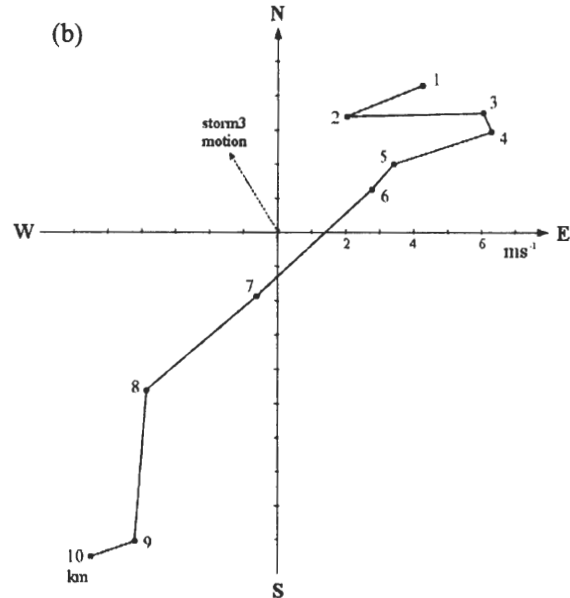
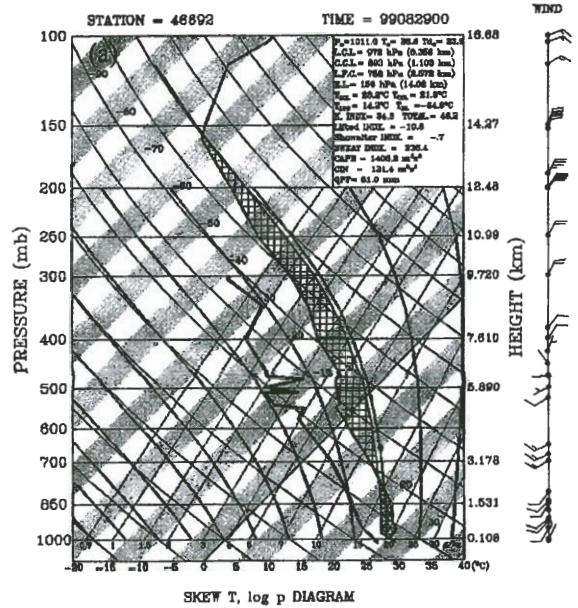


圖 4 1999 年 8 月 29 日 0800 LST (a)板橋測站探空斜溫圖；(b)風徑圖，實線為垂直風切，點線為欲分析雙都卜勒合成風場之雹暴(storm 3)移動方向。座標軸表示方向及垂直風切大小。

塊自自由對流高度至平衡高度時，環境對其所做的淨功，即對流可用位能； Z_{EL} 、 Z_{LFC} 分別為平衡高度、自由對流高度； θ_c 、 θ_{env} 分別為地面氣塊位溫、未飽和環境位溫； $(\cdot)_6$ 與 $(\cdot)_{0.5}$ 分別為高度 6 公里與 0.5 公里以下之氣壓權重平均，即依上、下兩層壓高求出欲算之壓高； U 與 V 分別為東西向與南北向之風分量) 為 109，顯示當時環境大氣為有利多胞劇烈對流長成之環境(Weisman and Klemp 1982)。另外，自由對流高度(LFC)相當高，約 2572 公尺 (752 hPa)，需要足夠的地面加熱或局部環流強迫舉升以形成對流。0 °C 高度為 4842 公尺，較陳等(1995)針對 1981~1993 年(缺 1983、1987、1989 年)台灣地區所算出的 8 月平均融解層高度 5200 公尺低約 350 公尺，高層冷心低壓的存在可能是使融解層高度較氣候值為低的原因。另外，根據風徑圖(圖 4b)可見中低對流層高度 8 公里以下的環境風切向量隨高度順轉，有利於使上、下衝流分離(Klemp and Wilhelmson 1978)。雖然板橋探空無法具體描述混合邊界層在午後的發展趨勢，但已呈現一些有利雷暴發展之環境條件。

為了解北台灣地區海陸風的轉變，利用了台北地面觀測站氣象參數的分鐘資料(圖 5)，可見其風向在 0900~1000 LST 間由東南風轉為西北風，風速約由 $1 m s^{-1}$ 增強為 $3 m s^{-1}$ ，露點溫度則由 22 °C 上升至 25 °C。淡水地面觀測站的氣象參數分鐘資料(圖未示)也顯示風向在 0900~1000 LST 間由東南風轉為西北風，風速由 $2 m s^{-1}$ 增強為 $5 m s^{-1}$ ，露點溫度由 21 °C 上升至 25 °C。另外，由基隆地面觀測站的氣象參數分鐘資料(圖未示)，風向在 0900~1000

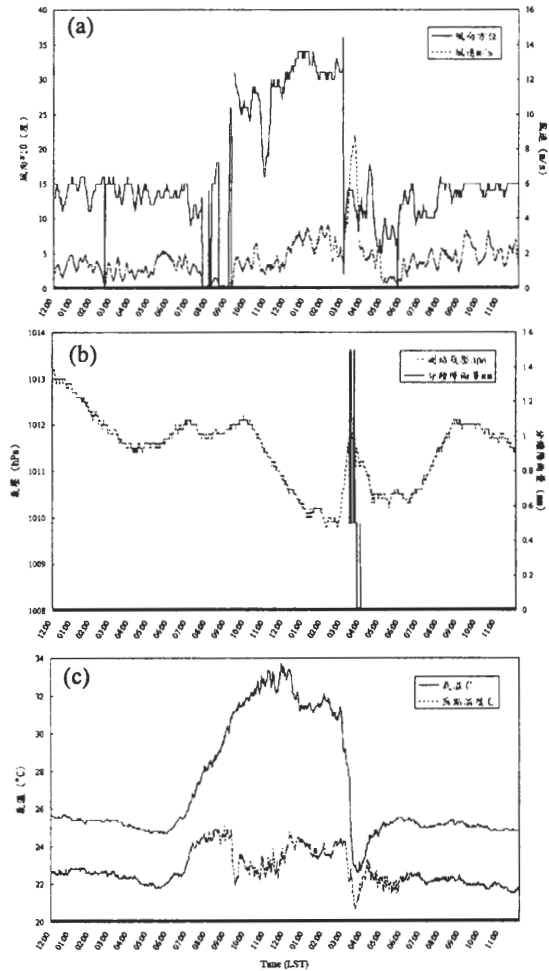


圖 5 1999 年 8 月 29 日台北站(a)風向、風速；(b)氣壓、雨量強度；(c)氣溫、露點溫度等氣象參數隨時間的變化。橫軸為時間(LST)，縱軸為各氣象參數大小。

LST 間則是由西南風轉為東北風，風速由 $1 m s^{-1}$ 增強為 $5 m s^{-1}$ ，露點溫度由 23 °C 上升至 24 °C。此三個地面觀測站資料皆顯示了海風環流於 0900~1000 LST 間建立，沿淡水河及基隆河都有海風進入，對於雷暴的發展有很大的幫助(Cotton and Anthes 1989)。另外，台北站、淡水站及基隆站的氣溫變化分別為 25 °C 上升至 33 °C，26 °C 上升至 32 °C，以及 26 °C

上升至 31 °C，午後地面溫度的明顯升高，有助於對流混合層的建立及增大對流不穩度。

(二) 雹暴之降水回波的時空演變特徵

依據對流區的定義，storm 1 於 1354~1448 LST 期間被定義出(圖未示)，回波場在 1418 LST 時，於高度 5~6 公里間開始存在大於 55 dBZ 的回波中心，顯示有特大粒子出現。在 1436 LST 時，根據其空間分佈，分別在 4~6 公里和 7~8 公里高度具有大於 55 dBZ 的回波中心。至 1448 LST 時已不見大於 55 dBZ 的回波值，但回波強度仍強烈，在各高度上其回波值仍大於 50 dBZ。Storm 1 的回波強度在水平及高度範圍呈現強度震盪的情況。在該時段也定義出 storm 2 (圖未示)，於 1400 LST 時，同樣在高度 5~6 公里間開始出現大於 55 dBZ 的回波中心，大回波區在高度 4~7 公里間發展，也有多個強回波中心及其強度上震盪的情況出現。

Storm 1 與 storm 2 於 1454 LST 逐漸合併成一個對流系統，無法以大於 40 dBZ 來區分，故令為 storm 3，其左半部為 storm 1，右半部為 storm 2(圖 6)。圖 6 為 storm 3 在 1454~1530 LST 期間，其回波場在各高度上隨時間的變化。在合併之後 18 分鐘內(1512 LST)發展至 10 公里高度，再 12 分鐘後(1524 LST)，大於 55 dBZ 回波值往下延伸至近地面 1 公里高度(開始降雹：周 2001 表 3.1)，甚至出現大於 60 dBZ 的回波值，持續至 1530 LST 隨即減弱。回波場在 storm 1 與 storm 2 合併(1454 LST)之後顯著加強，顯示對流系統間的合併可能有利於對流系統的增強(Changnon 1976；Westcott 1984；Westcott and Kennedy 1989)。根據雷達回波 3

公里高度回波場在大於 50 dBZ 的條件下，計算出最大回波值隨時間的移向移速，做為主要對流區的移向移速，得 storm 3 在 1448~1512 LST 期間系統移動速度為以 $3.3 m s^{-1}$ 的速度往西北方向移動。

圖 7 為 1500~1530 LST 期間回波場的垂直剖面隨時間的變化，垂直剖面位置如圖 6 所示，主要為沿著 storm 3 移動方向(西北方)。1500 LST(圖 7a)時，存在有多個大於 55 dBZ 的回波中心，此時有些微回波拱腔的特徵出現。至 1518 LST(圖 7d)為止，回波拱腔及胚核簾的特徵逐漸明顯，且大於 55 dBZ 的回波值在高度上先後往上及往下延伸，且發展出大於 60 dBZ 的回波值，而且回波有隨高度往系統移動方向傾斜之特徵。1524~1530 LST(圖 7e~f)期間，大於 55 dBZ 的回波值已達近地面 1 公里處，為成熟期階段，此時間也與地面觀測到冰雹的時間一致。由回波場的垂直剖面隨時間的變化看來，storm 3 為 1524~1530 LST 期間發生降雹的雹暴發展期。圖 7 指出回波場主要有回波拱腔及胚核簾之特徵，存在於系統移動方向的前緣，且此弱回波區小於 20 dBZ，與 Chisholm and Renick(1972)觀測結果一致。

四、雹暴發展期運動場結構與氣塊運動軌跡

本文所探討之雹暴，1530 LST 於台北盆地降下冰雹。根據圖 6，雙都卜勒雷達風場合成最理想分析時間為 1524~1530 LST 之雹暴成熟期階段，最能夠有效掌握發生雹暴時，其內部結構運動場特徵。但因為此時雹暴系統正好處於雙都卜勒雷達基線(baseline)區域，無法進行

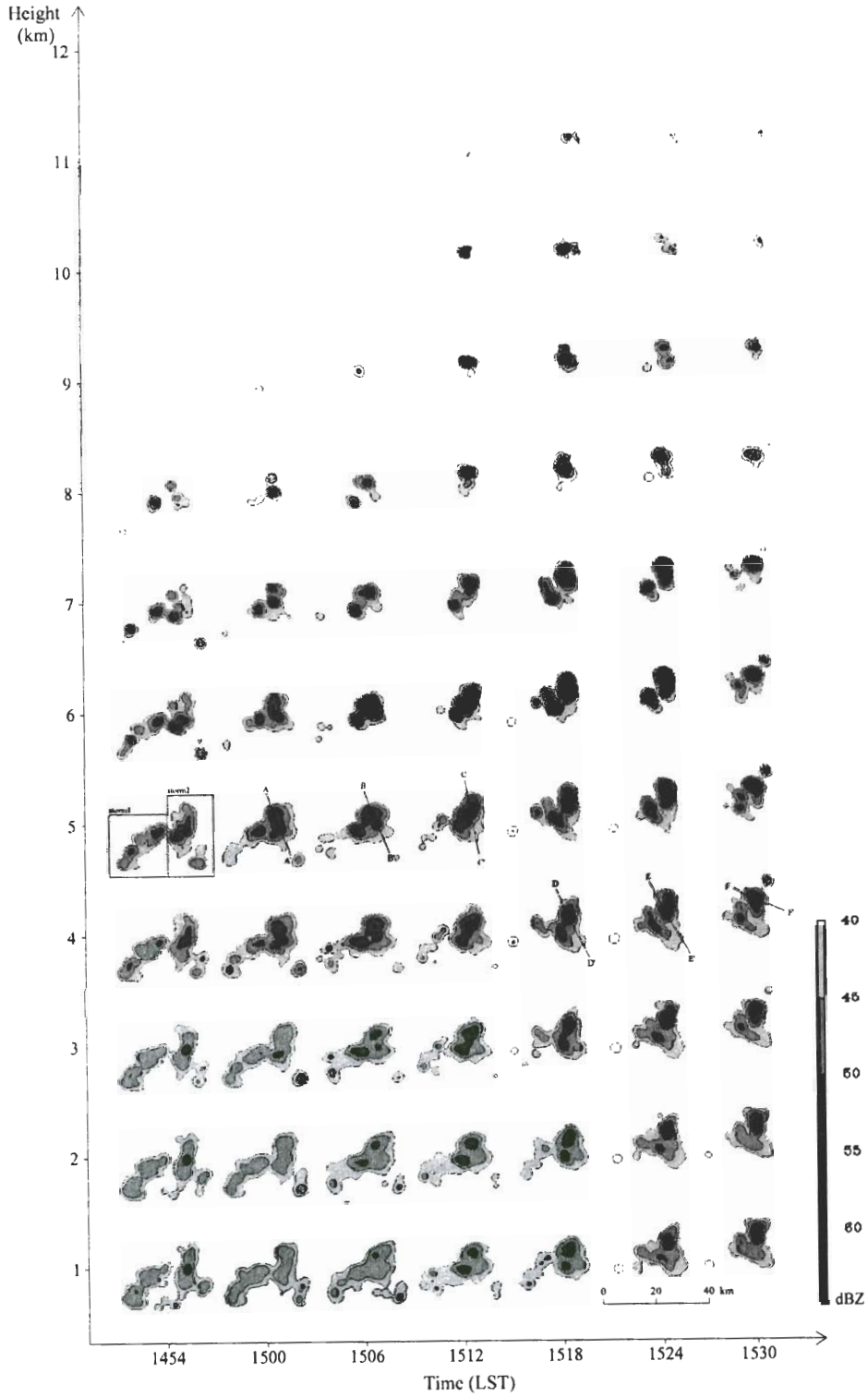


圖 6 1999 年 8 月 29 日 storm 3 在 1454~1530 LST 期間，其五分山雷達回波場在各高度上隨時間的變化。橫軸為時間(LST)，縱軸為高度。回波等值線(> 40 dBZ)間隔為 5 dBZ。

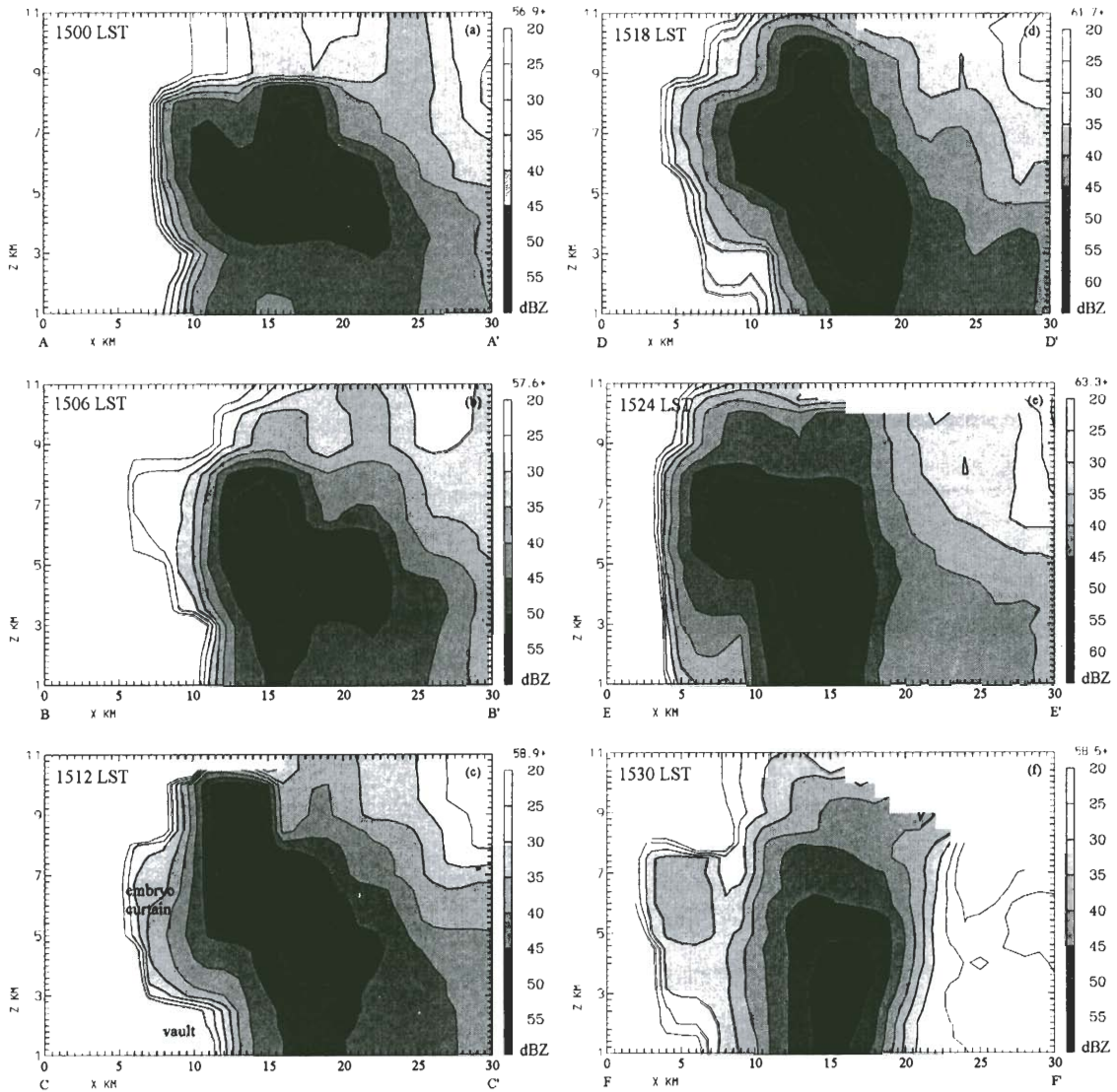


圖 7 1999 年 8 月 29 日 storm 3 在 1500~1530 LST 期間，其回波場垂直剖面隨時間的變化。剖面位置如圖 6 所示。回波等值線(> 20 dBZ)間隔為 5 dBZ。垂直尺度為水平尺度的兩倍。

雙都卜勒風場的合成，但我們仍可針對較接近
 雹暴成熟期之屬於雹暴發展期的 storm 3(1500
 LST)加以探討，尤其是對於處於複雜地形的北
 台灣地區雹暴其內部結構有更進一步了解的必
 要。

(一) 雹暴發展期的運動場結構

圖 8 為 storm 3 的地面風場與高度 1、3、5、
 7、9 公里等不同高度的雙都卜勒雷達反演出的
 三維風場與回波場結構。根據台北站(圖 5)、
 淡水站及基隆站(圖未示)等各站氣象參數隨時
 間的變化顯示，地面風場所顯示明顯的輻合主
 要是由海風環流所形成。低層高度 1 公里水平
 風場(-30,-10)處有明顯的輻合場，配合地面地

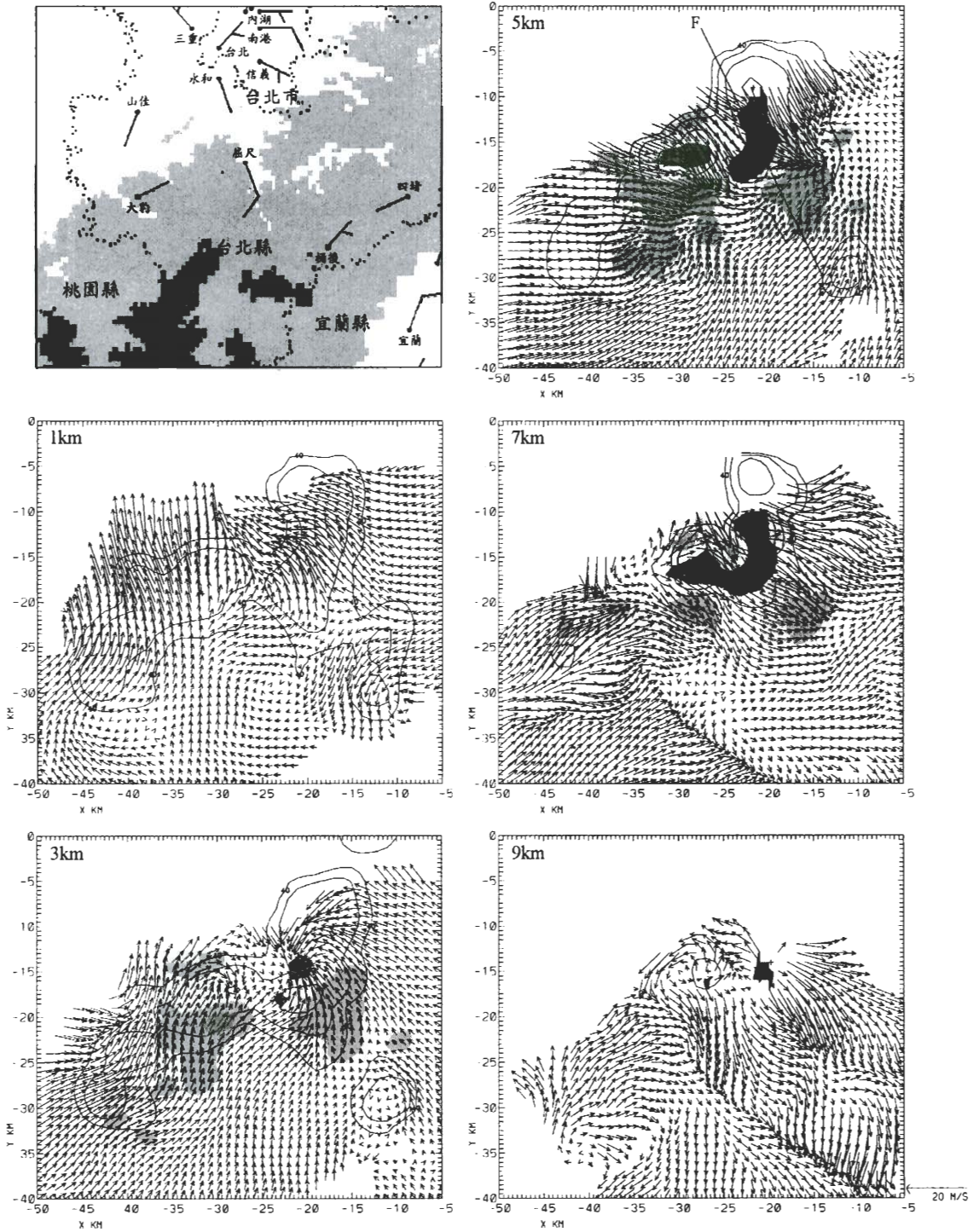


圖 8 1999 年 8 月 29 日 1500 LST storm 3 所處地形高度、雙都卜勒雷達反演相對於 storm 3 回波走向之三維風場和回波結構，高度分別為 1、3、5、7、9 公里。回波等值線(> 40 dBZ)間隔為 5 dBZ，深陰影區為上升運動速度大於 $5 m s^{-1}$ 之區域，淺陰影區為下降運動速度大於 $2 m s^{-1}$ 之區域，間隔皆為 $3 m s^{-1}$ 。座標(0,0)為五分山都卜勒雷達位置。地形陰影區表示間隔 300 公尺之地形高度。風標長桿為 $5 m s^{-1}$ ，短桿為 $2.5 m s^{-1}$ 。

形，主要為沿著地形的下坡風輻合。高度 3 公里水平風場的輻合區約位於(-20,-15)，較 1 公里高度的輻合區稍微往東南偏，風場大多為盛行西南風。高度 5 公里水平風場的輻合區則約位於(-15,-17)，也較 3 公里高度的輻合區往東南偏，風場則為盛行西南風及西風。從 3 公里及 5 公里高度分析圖可見下降運動區主要位於上升運動區的東南側，而下降運動區位於地形斜坡上且伴隨大於 40 dBZ 的回波值，因此，在低層 1 公里高度形成輻合區的南風及東南風可能是系統降水遇地形所形成的下坡風。高度 7 公里水平風場已不見輻合區，但仍可見明顯的上升及下降運動區，且有輻散場出現。高度

9 公里的水平風場則是明顯的輻散場。Storm 3 的上升運動區水平尺度約 10×10 公里，與 Chisholm and Renick(1972)定義上衝流的水平範圍 5~12 公里相當。Storm 3 中垂直速度大於 $5 m s^{-1}$ 的主要上升運動區在高度 2 至 10 公里間，最大值在 7 公里高度，達 $18 m s^{-1}$ ，與 Marwitz(1973)所觀測到的雹暴垂直速度相當。由於 storm 3 無法看到回波頂高度，垂直速度場會有低估的情形，利用附錄之結果(附圖 1)，且依據板橋探空(圖 4a)，對流可用位能存在高度約達 14 公里高度，保守估計回波頂高度為 14 公里的情況下，觀測回波頂高度為 11.5 公里的 storm 3，其最大垂直運動速度在定性估計下可

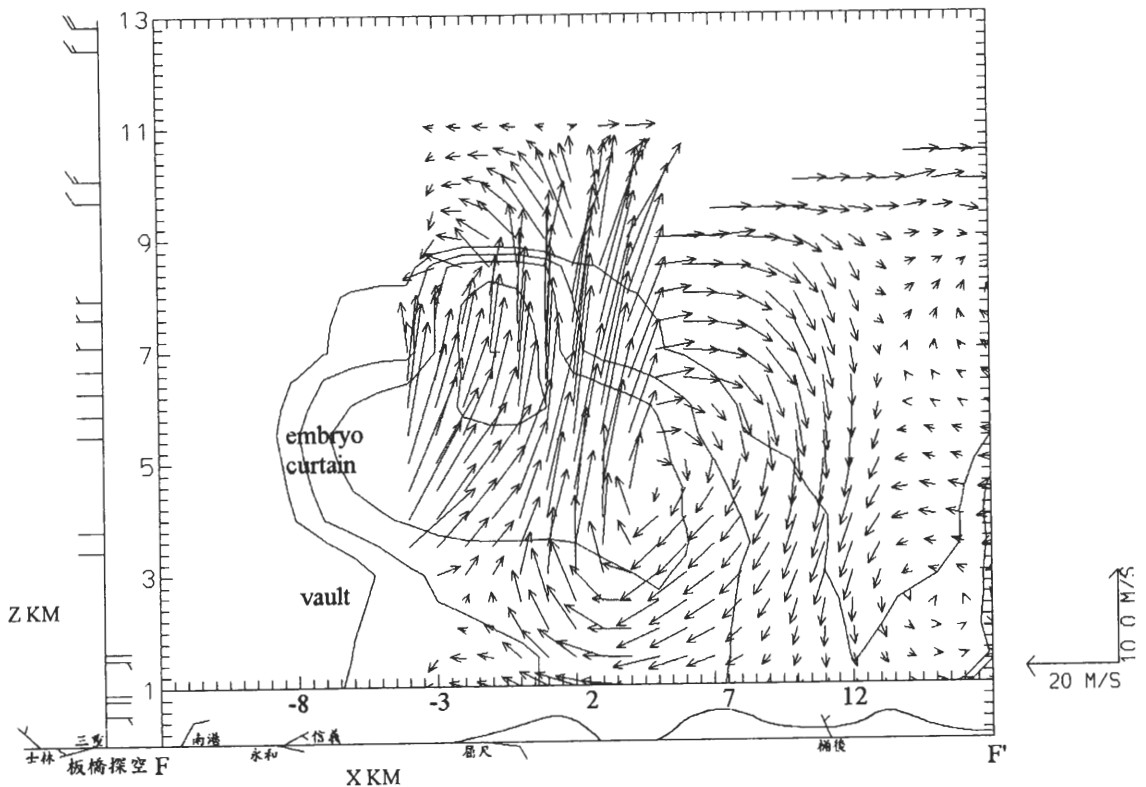


圖 9 1999 年 8 月 29 日 1500 LST 垂直於 storm 3 回波走向之垂直剖面。圖底部的風場為地面風場及地形高度剖面。垂直剖面位置如圖 8 所示。垂直尺度為水平尺度的兩倍。圖左側的風場為板橋探空投影到此垂直面上的環境風場。回波等值線(> 40 dBZ)間隔為 5 dBZ。風標長桿為 $5 m s^{-1}$ ，短桿為 $2.5 m s^{-1}$ 。

達 23 m s^{-1} 的強度，而且其所在高度會比 7 公里高度來得高。而垂直速度大於 3 m s^{-1} 的主要下降運動區則在 2 至 8.5 公里間，最大值在 6 至 6.5 公里間，達 6 m s^{-1} 。同樣的，定性估計下約可達 9 m s^{-1} ，其所在高度也會比 6.5 公里高度來得高。而大於 55 dBZ 的回波值正好位於上衝流中心的上方，此點則與 Chisholm and Renick(1972)及 Marwitz(1973)的弱回波區具有最強上衝流不同。

圖 9 為沿 storm 3 回波走向之西北-東南垂直剖面。主要上升運動區除了有傾斜特徵外，還對應至大回波區，且底層具有至少達 40 dBZ 的回波值，顯示主要降雨於地形斜坡上，且屈尺站風場顯示下坡風可能為降雨所形成，與 Browning et al.(1976)及 Foote and Frank(1983)觀測結果相同。因為雷達與 storm 3 相對位置之限制，無法觀測到進入 storm 3 主要上衝流中心的底層內流，但由 storm 3 前緣的地面站各氣象參數隨時間的變化(圖 5)顯示內流主要來自海風環流，提供低層所需的水氣。另外，由板橋探空投影到此垂直剖面上的風場得知，storm 3 前緣中層進入主要上衝流區的空氣來源，可能是由環境風場所提供。再依據 storm 3 的所在地理位置由西北方至東南方分別選取淡水、台北、信義、屈尺及坪林等站，由其地面風場逐時變化(圖 10)可見台北站風場從東南風轉變為西北風的時間較淡水站延遲，顯示了海風環流的建立及吹入台北盆地。斜坡上測站的風向轉為具東風分量的時間依序為坪林、屈尺、信義，此點顯示了下坡風的建立，可能是由系統降水遇地形所造成，也表示可能有外流的形成。針對這一點，再由屈尺及信義兩站等各氣象參數隨時間的變化(圖 11)可見在

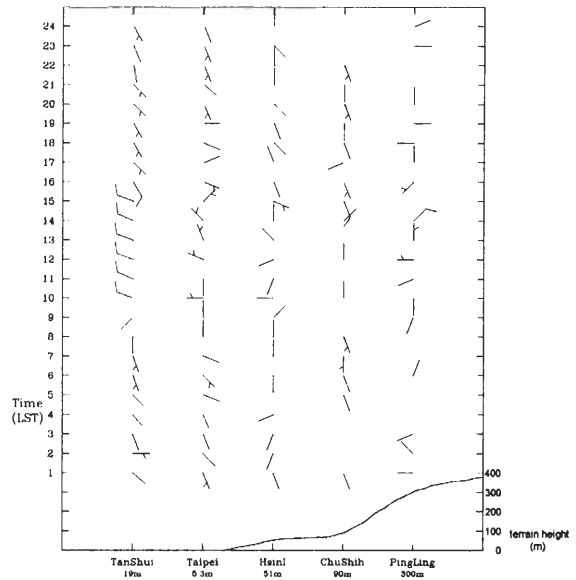


圖 10 1999 年 8 月 29 日沿圖 9 剖面上的測站風場逐時變化。測站由左至右為由西北方向東南方排列，測站名稱下方為測站所在高度。圖底部實線為地形剖面。圖右方之縱軸表地形高度，圖左方之縱軸表時間(LST)。風標長桿為 5 m s^{-1} ，短桿為 2.5 m s^{-1} 。

1500~1600 LST 期間有顯著降水、溫度驟降及風向明顯轉變等現象，可知此即為 storm 3 之外流。另外再由中正機場雷達高度 1 公里及 2 公里的徑向風場資料(圖 12)更可以確定外流的建立。圖 10~圖 12 皆指出因為系統降水造成外流的建立，與海風形成在 storm 3 前緣低層的輻合，可能為對流胞自我發展的一個重要物理過程(Banta 1990 ; Lin 1993)。

(二) 氣塊運動軌跡

由於 storm 3 較北側已進入雙都卜勒雷達基線區域，無法進行風場合成，所以假設電暴內部的風場為穩定狀態(steady state)，利用 1500 LST 雙都卜勒雷達反演出的三維風場來分析電

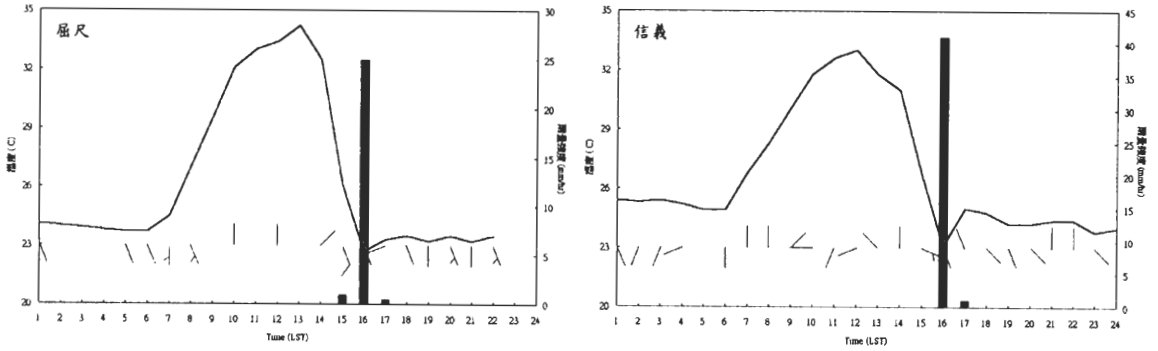


圖 11 1999 年 8 月 29 日屈尺站及信義站各氣象參數隨時間的變化。實線為溫度(°C)，長條圖為時雨量，圖較底部為風標。橫軸為時間(LST)，縱軸為各氣象參數大小。風標長桿為 $5 m s^{-1}$ ，短桿為 $2.5 m s^{-1}$ 。

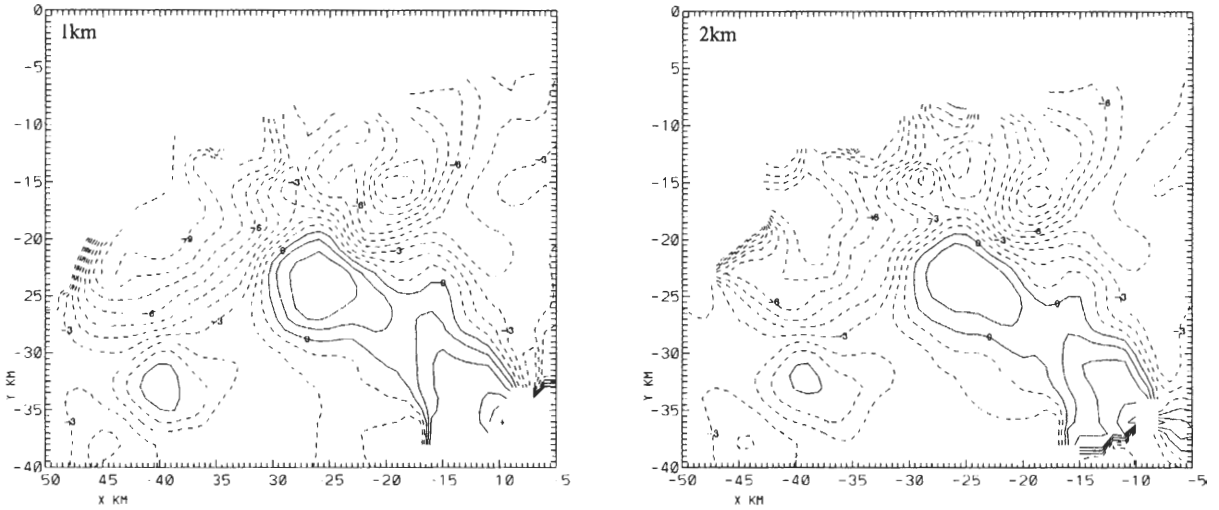


圖 12 1999 年 8 月 29 日 1500 LST 中正機場雷達觀測 storm 3 於高度 1 公里及 2 公里的徑向風場。等值線間隔為 $1 m s^{-1}$ 之徑向速度場。實線與虛線分別為遠離及吹入雷達的徑向風。中正機場雷達的座標為(-57,0)。

暴對流系統內部空氣塊的運動軌跡(Lin and Wang 1980 ; Foote 1984 ; 游 1995)。電暴內部細微結構變化相當快，但因地面雷達觀測的限制，個別雙都卜勒風場合成時間差距為 30 分鐘，雖然如此長的時間間隔無法描述一空氣塊在電暴內完整的歷史，但相信能幫助了解在台灣夏季午後所發生之電暴系統發展期的內部結

構。

圖 13 為經過 storm 3 主要上、下衝流中心的空氣塊運動軌跡。圖 13a 中，軌跡 1 由 storm 3 前緣低層進入主要上衝流中心後舉升，至高層隨高層風轉向離開對流系統。軌跡 2 先後進入上升運動區及主要下衝流中心，然後再進入上升運動區。軌跡 3 則是在分別經過上升及下

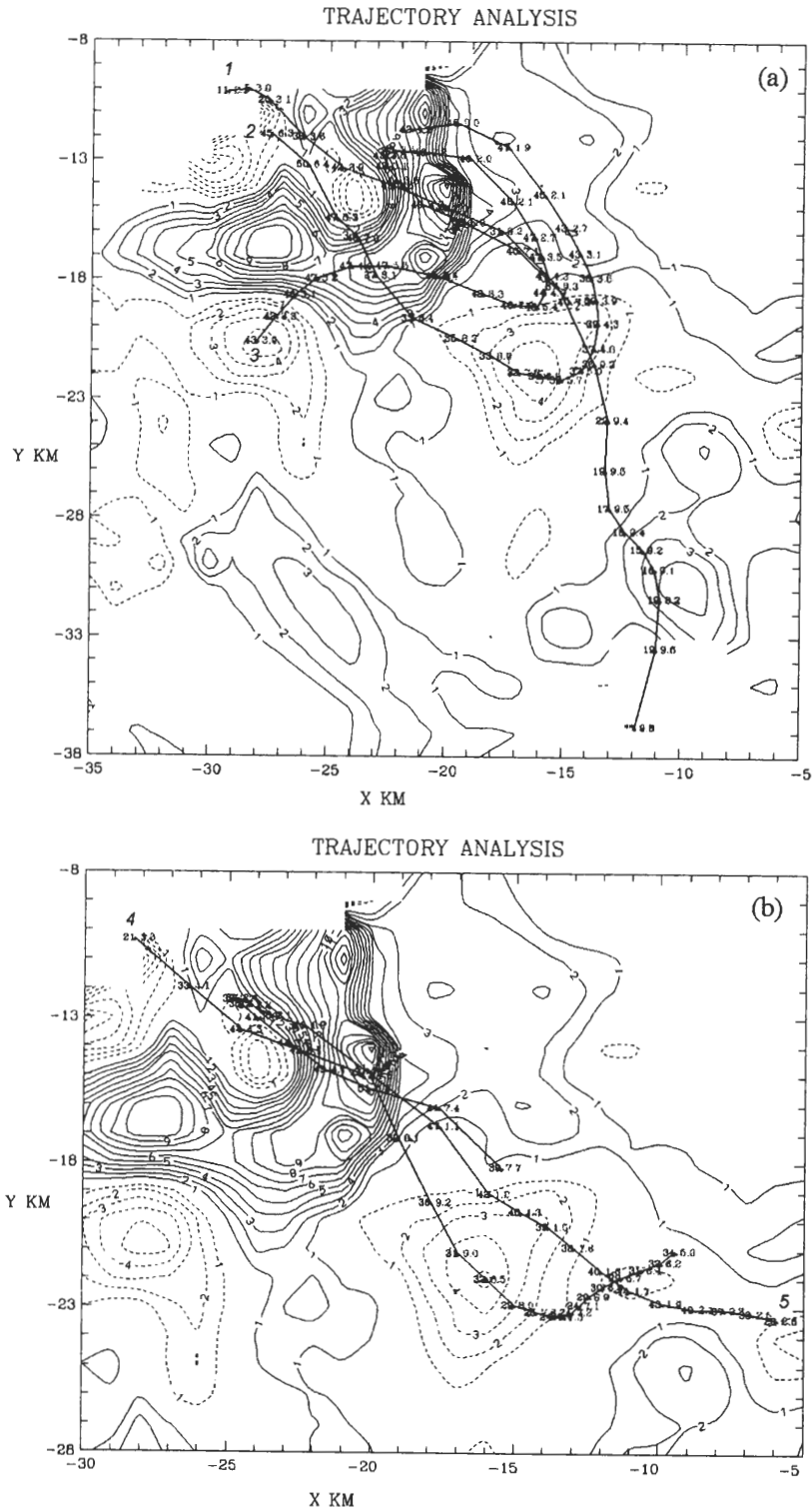


圖 13 1999 年 8 月 29 日 1500 LST 經過 storm 3(a)主要上衝流及(b)主要下衝流的空氣塊軌跡。黑色三角形為空氣塊初始釋放位置，灰色圓點為每積分 5 分鐘後的位置，粗黑線為空氣塊運動軌跡，灰色及黑色數字分別為空氣塊所在高度及其所具回波值，斜體數字為軌跡標號。等值線為 7 公里高度上間距 $1 m s^{-1}$ 之垂直速度場，實線為正值，虛線為負值。座標(0,0)為五分山雷達位置。

降運動區的過程中，具有氣旋式旋轉的特性。圖 13b 中，軌跡 4 由 storm 3 前緣中低層進入主要上衝流中心便舉升至高層離開對流系統，軌跡 5 則是由 storm 3 東側的地形較高處而來，由測站資料分析(圖 9~圖 11)可知此為 storm 3 之外流，經過主要下降運動區之後便進入主要上衝流中心，在上升運動區中以螺旋式軌跡運動。在釋放多個氣塊之後，對所有的氣塊軌跡(圖未示)歸納為四類，繪成一示意圖(圖 14)。軌跡 A 的氣塊來自於 storm 3 前緣中低層，分別進入主要上、下衝流中心之後，會再次進入系統西北緣上升運動區舉升而離開系統。軌跡 B 的氣塊來自於 storm 3 西緣中層，進入主要上衝流中心便舉升至高層隨高層風而離開系統。軌跡 C 的氣塊主要是源於主要上衝流中心的底層，直接舉升至高層離開系統。軌跡 D 的氣塊則是來自於 storm 3 東側具有地形之較高處，進入下降運動區後再進入上升運動區。除了軌跡 B 直接舉升至高層外，其餘的氣塊在經過上、下衝流中心時，皆有氣旋式螺旋軌跡之特徵，尤其在上升運動區域特別明顯。從氣塊軌跡分析得知，氣塊具有不只一次的上升運動過程，即有“再循環”的特徵，而且不論是在上升或下降過程中，皆有氣旋式螺旋軌跡之特徵，表示上、下衝流有扭轉的特性，此點與 Chisholm and Renick(1972)、Foote and Frank(1983)、Klemp(1987)及 Ray et al.(1975)的觀測結果相同。

根據各測站氣象參數隨時間的變化及氣塊運動軌跡分析，得知 storm 3 的內流主要來自其移動方向的前緣，為海風環流之一支；外流則是對流系統降水後所形成，遇斜坡地形形成下坡風，此後緣往前緣因蒸發冷卻形成的冷池

效應與海風環流兩者之間的交互作用有助於對流發展，使系統持續時間更久(Jou 1994；Klemp 1987；Rotunno et al. 1988；周等 1997)。

五、討 論

溫帶地區發展劇烈雹暴的有利環境條件(Cotton and Anthes 1989)經綜合整理主要有以下五點：1)具有熱力不穩度；2)高層有噴流條及具有垂直風切；3)融解層高度降低；4)影響冰雹形成的雲凝結核及冰核分佈；以及 5)具有熱力強迫的中尺度環流，包括山谷風及海陸風。而在本文中所探討的副熱帶地區之雹暴，其環境條件特徵主要有：

1. 高層冷心低壓的存在，使原本底層增溫已不穩定的情況下，對流不穩度更大；
2. 中低對流層存在有方向風切，高度 2~8 公里間的垂直風切隨高度順轉，可使上、下衝流分離(Klemp and Wilhelmson 1978；Klemp 1987)；
3. 融解層高度較台灣地區八月份的平均融解層高度低約 350 公尺(陳等 1995)，高層冷心低壓的存在可能為使融解層高度較氣候值為低的原因；
4. 具有熱力強迫的中尺度環流，即海陸風。

針對上述第三點，考慮回波的衰減效應，利用五分山雷達回波資料進行其所具終端速度大小的估計，如下：

當高度大於 5 公里時，利用 Atlas et al.(1973)之經驗式：

$$V_{ii} = (\rho_0 - \rho)^{0.4} 0.817Z^{0.063}$$

為公尺。

$$2. V_i \approx 386.6D^{0.67} \quad m \ s^{-1}$$

Atlas and Ulbrich(1977)

其中 D 的單位為公尺。

$$3. V_i = 3.62D^{0.5} \quad m \ s^{-1}$$

Matson and Huggins(1980)

其中 D 的單位為公釐。

所計算出來的冰雹粒子大小依序為 2.26、2.51 及 3.74 公釐，冰雹粒子皆小，掉落 350 公尺所需的時間卻需 50 秒，足以讓小冰雹在掉落至地面前融化為雨滴。因此， 0°C 層較氣候值低 350 公尺對延緩冰雹融化的影響非常大。

於 1972 年 6 月 21 日發生於美國中西大平原 Colorado 之雹暴個案(Browning and Foote 1976)探空顯示 $CAPE$ 值為 $1596 \ m^2 \ s^{-2}$ ， 0°C 高度約 4423 公尺， Ric 值為 16，顯示在 $CAPE$ 值與本文探討之個案差距不大的情況下，美國中西部高度 6 公里以下的垂直風切較強。1996 年美國境內 426 個雹暴個案(Edward and Thompson 1998)之平均探空顯示 $CAPE$ 值為 $3872 \ m^2 \ s^{-2}$ ，遠大於此個案， 0°C 高度約 4740 公尺，整層大氣也較本個案潮濕。垂直風切在高度 7 公里之下的風場隨著高度順轉，而 7 公里高度之上的風場隨高度逆轉，使大氣的潛在不穩度增加，更容易產生劇烈對流。不論是由單一個案之探空，或者是平均探空，其環境條件都較台灣地區更利於雹暴發展。在台灣地區夏季，鮮少有雹暴發生，雖然有盛行西南風及局部環流可提供低層暖濕空氣，但常因近地層溫度太高，冰雹還未落至地面便已融解，因此，高層冷心低壓的存在有利劇烈對流的發生。再由對流發展的時間及位置，可知除了綜

觀環境條件外，海風環流與降水系統外流產生的低層輻合也扮演重要的角色。

副熱帶地區(台灣地區)雹暴(storm 3)與溫帶地區(美加地區)雹暴在環境條件方面，垂直風切隨高度順轉是形成劇烈對流的主要原因之一(Marwitz 1972; Klemp 1987)，垂直風切需達到一定的強度才可能產生雹暴。除此之外，垂直風切可以決定冰雹是否形成(Phanindramohan 1962)，而低層風切的大小更可以決定對流發展的型態，尤其是底層 2 公里的垂直風切(Chisholm and Renick 1972; Browning 1977)。本個案若不考慮 1 公里高度受局部環流影響之風場，則在高度 8 公里以下的垂直風切皆隨高度順轉(圖 4b)。依據本個案中低層垂直風切隨高度順轉的型態，可能較偏向會發展成超級胞雹暴之環境，而實際上卻是發展為具組織性對流之多胞雹暴，可能原因為垂直風切較小之故。

本個案中大回波區所存在的高度，與 Heymsfield et al.(1980)模擬冰雹成長過程所存在高度 5~8 公里相當，探空(圖 4a)顯示此區域溫度範圍約介於 $-19\sim-5^\circ\text{C}$ ，與 Foote(1984)所指出雹胚核(embryo)成長時大部分是發生在溫度介於 $-25\sim-10^\circ\text{C}$ 之間的差異不大。由圖 7a~c 可見胚核簾約介於高度 3~9 公里，根據探空此高度範圍約介於溫度 $-24\sim-11^\circ\text{C}$ 間，因此推測雹胚核在本個案中可能在胚核簾的較高層形成。依據地面觀測資料及氣塊軌跡分析得知，進入主要上衝流的空氣主要源自系統前緣的低層弱回波區，在進入主要上衝流之後，部分會進入上衝流外圍較弱上衝流的底部，然後再進入上衝流區，Browning and Foote(1976)認為此主要上衝流外圍較弱上衝流的底部為最有利雹胚核成長的區域。本個案中氣塊軌跡的“再循環”及

經過上、下衝流中心的氣旋式螺旋軌跡等特徵可能對大的降水雨滴及冰雹的成長有所助益，如此才有較長的時間聚合過冷水，形成高層之強回波區，直至上升氣流不足以支撐而掉下。Foote and Frank(1983)也指出上衝流中心與兩側較弱上衝流所形成的寬大上衝流，能夠使冰粒有足夠的時間去長成較大的粒子，以致於掉落至地面時還不至於完全溶解。所以，強上衝流並不適合早期冰雹成長，即產生雹胚核的階段。另外，Chisholm and Renick(1972)及Browning(1977)對於冰雹的形成也指出還未發展出強上衝流的子雲是多胞雹暴裡最有利於雹胚核長成冰雹的區域，也就是雹胚核於子雲內產生，當上衝流較強時，雹胚核在較高層形成冰雹，然後跟著進入雹暴中的上衝流往後進入下衝流區而降至地面。因此，雹胚核在本個案中可能於系統移動方向前緣的胚核簾較高層形成，進入主要上衝流後，氣塊軌跡分析得知部分會進入上衝流外圍較弱上衝流的底部，然後再進入上衝流區，如此才有足夠的時間聚合過冷水，長成冰雹，然後進入系統後緣下衝流區而降至地面。而且本個案中下衝流較不明顯，因此冰雹不至於快速下落至低層，且水平速度夠大，可使冰雹再度回到上衝流區，加上上衝流區範圍大，冰雹可以被持續往上帶，維持成長，此結果也說明為什麼持續有大回波區存在4~8公里高度的緣故。

六、結 論

1999年8月28日至8月31日在北台灣地區不斷有非常罕見的劇烈且伴隨冰雹之雷暴活動。本研究利用中央氣象局五分山與民航局中正機場雙都卜勒雷達資料合成三度空間風場，

分析1999年8月29日雹暴發展期的內部運動場結構。

綜觀環境顯示，當時有利劇烈對流發展的環境條件包括：1)高層冷心低壓的存在，讓原本底層增溫已不穩定的情況下，使對流不穩度更大；2)中低對流層有方向風切：高度8公里以下的垂直風切隨高度順轉；3)0°C高度較氣候值低約350公尺，有利冰雹在下降過程中不致融化成雨滴；以及4)海風環流與對流系統降水造成的外流，兩者產生的低層輻合有助於對流發展。

Storm 1、storm 2最初出現大回波(>55 dBZ)區的高度皆介於5~6公里間，分別在4~8公里及4~7公里間發展，於1454 LST合併成storm 3，上衝流有傾斜特徵，最大垂直運動速度達 18 m s^{-1} ，因此對流胞之間的合併或是對流胞與對流系統之間的合併是產生劇烈天氣現象及組織性對流系統發展的一個重要因素。回波場在沿storm 3系統移動方向的前緣有回波拱腔及胚核簾之特徵，且在弱回波區中的回波值小於20 dBZ。內流來自storm 3移動方向的前緣，為海風環流之一支；而外流則是因系統降水配合斜坡地形所形成的下坡冷外流，此後緣往前緣因蒸發冷卻形成的冷池效應與海風環流兩者之間的交互作用有助於對流的發展與維持。

在本個案中，因為環境場提供劇烈對流發展的有利條件，對流系統間的合併以及系統與環境間交互作用形成的自我維持，使在副熱帶的北台灣地區能發展出罕見的雹暴。此後希望能藉由本文所計算的三度空間風場，反演雹暴系統內部的氣壓場與溫度場，而進一步探討台灣地區冰雹成長的重要物理過程，並比較溫帶與副熱帶雹暴兩者間的差異。

致 謝

本研究在國科會自然處專題研究計劃 NSC 91-2111-M-002-023-AP4 經費資助下完成。

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。
- 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。
- 周政弘，2001：北台灣夏季午後雹暴之雷達分析。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文。92 頁。
- 陳泰然、柳中明、周仲島與陳正平，1995：台灣地區人造雨評估與規畫研究計畫。交通部中央氣象局委託研究計畫。159 頁。
- 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。
- Atlas, D., R. C. Srivastava, and R. S. Sekhon, 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **11**, 1-35.
- Atlas, D., and C. W. Ulbrich, 1977: Path-and area-integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1-3cm band. *J. Appl. Meteorol.*, **16**, 1322-1331.
- Banta, R. M., 1990: Atmospheric process over complex terrain, P.323, Edited by William Blumen, Meteorological Monographs, Boston.
- Browning, K. A., 1977: The structure and mechanisms of hailstorms. *Meteor. Monogr.*, **N. 38**, 1-43.
- Browning, K. A., and G. B. Foote, 1976: Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 499-533.
- Browning, K. A., J. C. Fankhauser, J-P. Chalon, P. J. Eccles, R. C. Strauch, F. H. Merrem, D. J. Musil, E. L. May, and W. R. Sand, 1976: Structure of an evolving Hailstorm. Part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 603-610.
- Changnon, S. A., 1976: Effects of urban areas and echo merging on radar echo behavior. *J. Appl. Meteor.*, **15**, 561-570.1-570.
- Ch. J., and J. H. Renick, 1972: The kinematics of multicell and supercell Alberta hailstorms, Alberta Hail Studies, 1972. Research Council of Alberta Hail Studies Rep. No. 72-2, 24-31.
- Cotton, W. R., and R. A. Anthes, 1989: Storm and cloud dynamics. Edited by R. Dmowska and J. R. Holton. Academic Press, Inc. 540-558pp., 463-472pp., 883pp.
- Edwards, R., and R. L. Thompson, 1998: Nationwide comparisons of hail size with WSR-88D vertically integrated liquid water and derived thermodynamic Sounding data. *Wea. Forecasting*, **13**, 277-285.
- Foote, G. B., 1984: A study of hail growth utilizing observed storm conditions. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **23**, 84-101.
- 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.
- Heymsfield, A. J., A. R. Jameson and H. W. Frank, 1980: Hail growth mechanisms in a Colorado storm. Part II: Hail formation processes. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1789-1807.
- Jou, B. J.-D., 1994: Mountain-originated mesoscale precipitation system in northern Taiwan: A case study 21 June 1991. *T. A. O.*, **5**, 169-197.
- Jou, B. J.-D., and S. M. Deng, 1989: A preliminary study of convective frontal rainband during TAMEX. *Proc. TAMEX Workshop*, 1989. Taipei, Taiwan, June 22-30, 82-89.
- Klemp, J. B., 1987: Dynamics of tornadic thunderstorms. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, **19**, 369-402.

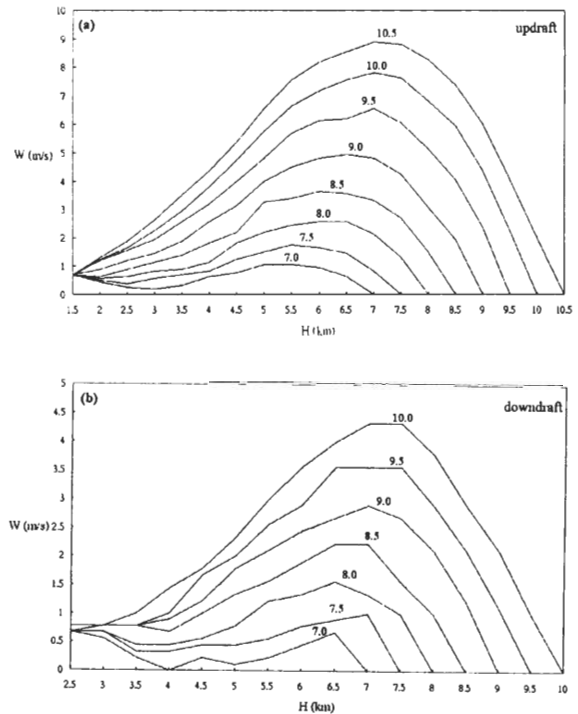
- Klemp, J. B., and R. B. Wilhelmson, 1978: Simulation of right- and left-moving storms produced through storm splitting. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1097-1110.
- Matson, R. J., and A. W. Huggins, 1980: The direct measurement of size, shape, and kinematics of falling hailstones. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1107-1125.
- Lin, Y. J., and T. C. Wang, 1980: A numerical study of thunderstorm-environment interactions determined from perturbation pressure gradient forces. Part II: Trajectory calculations. *P. M. R.*, **3**, 17-30.
- Lin, Y. L., 1993: Orographic effects on airflow and mesoscale weather systems over Taiwan. *T. A. O.*, **4**, 381-420.
- Marwitz, J. D., 1972: The structure and motion of severe hailstorms. Part II: Multi-cell storms. *J. Appl. Meteor.*, **11**, 180-188.
- Marwitz, J. D., 1973: Trajectories within the weak echo regions of hailstorms. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 1174-1182.
- Phanindramohan, D., 1962: Influence of wind shear on the growth of hail. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 407-414.
- Ray, P. S., K. K. Wagner, K. W. Johnson, J. J. Stephens, W. C. Bumgarner, and E. A. Mueller, 1978: Triple-doppler observation of a convective storm. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 1201-1212.
- Ray, P. S., R. J. Doviak, G. B. Walker, D. Sirmans, J. Carter, and B. Bumgarner, 1975: Dual-doppler observation of a tornadic storm. *J. Appl. Meteor.*, **14**, 1521-1530.
- Rotunno, R., J. B. Klemp, and M. L. Weisman, 1988: A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 463-485.
- 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.
- Westcott, N. E., 1984: A historical perspective on cloud mergers. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **65**, 219-226.
- 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.

附錄：雙都卜勒雷達垂直速度場與回波頂高度之相關

雙都卜勒雷達風場合成所得的垂直速度場乃利用非彈性連續方程對水平輻合場進行向下積分，再利用變分法調節，求取垂直速度場。本文中雙都卜勒風場合成之 storm 3 因與雷達相對位置過近而無法觀測到對流回波頂，因此垂直速度場計算結果的準確度很難估計。

同樣在 1999 年 8 月 29 日 1430 LST，另外選取五分山及中正機場雷達皆可看到回波頂之雷暴(圖未示)，先從回波頂高度令垂直速度為零向下積分，求出垂直速度場。假設雷達無法完全採樣，回波頂高度逐一減少 0.5 公里，直至減少至高度 7 公里為止，探討垂直速度場與不同回波頂高度的相關。垂直速度場所選取的標準為主要上、下衝流之平均垂直速度。

附圖 1 為此雷暴平均垂直速度與回波頂高度之相關。回波頂高度為 10.5 公里時，所具有的最大平均上升運動速度達 8.88 m s^{-1} ，位於 7 公里高度。當回波頂高度依間隔 0.5 公里逐一降至 7 公里時，所具有的最大平均上升運動速度也逐漸降至 1.06 m s^{-1} ，所在高度也降為 5 公里(附圖 1a)。同樣的，對平均下降運動速度而言，回波頂高度為 10 公里時，所具有的最大平均下降運動速度為 4.33 m s^{-1} ，位於 7 公里高度；當回波頂高度依間隔 0.5 公里逐一降至 7 公里時，所具有的最大平均下降運動速度也逐漸降至 0.67 m s^{-1} ，所在高度也降為 5 公里(附圖 1b)。因此，當回波頂高度每降低 0.5



附圖 1 1999 年 8 月 29 日 1430 LST 之對流胞各高度中，(a)平均上升垂直速度與回波頂高度之相關；(b)平均下降垂直速度與回波頂高度之相關。橫軸為高度，縱軸為平均垂直速度大小。曲線上所標示之數字為所計算的平均垂直速度場之回波頂高度。

公里，平均上升運動速度減小約 1 m s^{-1} ，平均下降運動速度則約減小 0.6 m s^{-1} ，而最大平均上升及下降運動速度之所在高度也會因回波頂高度的降低而降低。所以，若雷達無法觀測到對流回波頂，不論是對上升運動速度或是對下降運動速度而言，在大小及所在高度上皆會有低估的情況出現。

Summer Hailstorm Observed by Doppler Radars in Northern Taiwan

Pin-Fang Lin Ben Jong-Dao Jou Cheng-Ku Yu

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 09 June 2003 ; in final form 18 September 2003)

ABSTRACT

Occurrence of hailstorm in subtropical oceanic region is unusual. According to the surface station record, in the past 38 years (1961~1999), there was only 6 hail events occurring in Taiwan in summer time. During 28-31 August 1999, hailstorms occurred in Taipei every afternoon. Thunderstorms over the sloping area south of Taipei organized into a multicell convective system and produced hails while reached foothill and plain area. In this study, the kinematic and precipitation structure of the hailstorm occurring on August 29 is examined by using data taken from the dual-Doppler radar network operated by Central Weather Bureau and Civil Aeronautic Administration of Taiwan.

The synoptic conditions showed a cold-core low existed on the east of Taiwan and associated with an upper level northeasterly jet streak. The veering of the wind with pronounced vertical wind shear suggested an environment similar to that of severe storms developing in west plain of US. In addition, the melting layer was about 350 meters (i.e. 4.8 km) lower than the climatological value in the same season.

The reflectivity data showed echoes greater than 55 dBZ occurred first at 5-6 km height and penetrated upward to 10 km, and then developed downward to the ground within 30 minutes. The signature of the vault and embryo curtain were identified near the leading edge of the storm. From dual-Doppler wind analysis, a pronounced updraft was found at the leading edge of the storm. The tilting updraft possessed its maximum value of 18 m s^{-1} at 7 km height. With the help of the surface mesonet observations, near-surface dual-Doppler wind analysis indicated the leading-edge updraft was maintained by the convergence between the upslope sea breeze and the down slope precipitation cold outflow.

Key words : Hailstorm, Doppler radar, Vault, Embryo curtain, Sea breeze, Terrain effect