

2007 年梅雨季期間之飊線個案分析

吳慧玲 陳台琦

國立中央大學大氣物理研究所

摘要

本研究利用中央大學的雙偏極化都卜勒雷達資料深入探討梅雨個案之飊線結構，除了與文獻上飊線內部流場結構特徵比較外，並加上由偏極化雷達參數推導之雨滴粒徑分佈，針對梅雨鋒面做雲物理特性分析。

本文選取個案發生於 2007 年 6 月 6 日，地面天氣圖有一明顯的鋒面系統持續影響著台灣地區。中尺度對流在眾多有利發展的條件下，系統隨之發生。

由都卜勒風場發現飊線上對流胞的西南側有暖濕的西南氣流移入，此暖濕氣流為主要提供系統發展的入流，而在主對流胞的東邊吹的是非常淺的東北風，主對流胞西側較暖濕的西南氣流則會沿著較乾冷的東北下層氣流而向上爬升，維持中尺度對流系統。

本文主要利用雙偏極化雷達所觀測的偏極化參數來反演降雨粒徑分佈 DSD 參數標準化粒子濃度及中值粒徑參數，進而用這些參數來看飊線系統變化特徵。

關鍵字：雙偏極化雷達參數、Gamma DSD。

一、前言：

2007 年台灣的梅雨季降雨分佈較多在北部地區，針對各測站做累積降雨量統計，發現在 6 月 5 日至 6 月 10 日有明顯的持續降雨事件，北部地區當日最大累積降雨量達 170mm/day。又進一步配合其它氣象資料找出有興趣的個案，發現 6 月 6 日 2200LST 有一完整的飊線系統由大陸東南沿岸慢慢往台灣移動。

過去數十年有許多飊線系統研究，對其特徵有相當的瞭解。許多研究指出飊線中的對流行為會因為所處的環境的差異而呈現不同風貌，低層風場及環境不穩定為主要條件(Kessinger et al. 1987)。

鄧與陳(1990)對台灣地區飊線發生前之環境分析中得知利於其發展之大尺度條件，包含地面鋒前、低層噴流、500mb 短波槽、200mb 輻散區，再加上低層暖濕空氣平流、槽前上升氣流，使得大氣更加不穩定，易產生強對流之發展。

Wang et al. (1990)以及 Lin et al. (1990)針對再 TAMEX 期間的一飊線系統的雷達資料，提供較詳盡的副熱帶飊線系統的運動和熱動力結構分析，其結果顯示此副熱帶飊線系統與一些快速移動的熱帶飊線系統非常相似，伴隨在鋒前的低層噴流(LLJ)提供必需的環境低層強風切，在飊線前面，除了在 700hpa 有一淺的由後到前氣流(rear-to-front flow)外，在整個對流層內均為由前向後的氣流(front-to-rear flow)。在主要對流區內可見許多強對流胞，對流下降氣流發生在此些對流胞的中間及其後方，在強對流上升運動後方的對流下降氣流將中對流層中較冷的空氣向下傳輸到低層，一部分冷空氣向飊線前緣推進，在成熟對流胞前的陣風鋒面處與環境邊界層的暖濕空氣相遇產生輻合帶，進而輕的對流胞得以在此處生成並發展，為此系統可以維持的條件。在主對流區，低層

前向後入流(front-to-rear inflow)在飊線前緣被抬升產生主要上升氣流區，此抬升將空氣向上向西帶入中、高層後繼續移入層狀雲區，對流上升及下降氣流間的交互作用在維持飊線的三維環流中扮演著重要角色。

Lin et. al. (1989) 及葉(1990) 對 IOP#13 個案的降水結構分析，指出當對流胞之回波與風場顯現出三維結構時，可維持其較長生命期，並有深對流發生。而此種豪雨型態之對流胞維持原因除三維的旋轉動力特性外，其低層梅雨鋒面受地形強迫作用與台灣上空提供高層強大的輻散，均為不可或缺的要害。

Lin et. al (1992) 使用雙都卜勒雷達分析鋒前對流兩帶之運動結構，指出與對流兩帶平行之 LLJ 於低層盛行，且有助於低層鋒面輻合。而於中、上對流層之降雨中心會隨環境風切向量向東南延伸，造成鋒前廣大區域的降水。鋒前下層氣流與低層外流與環境西南風輻合促使新胞生成，其所產生之傳播速度與系統之平均移動速度相反，固產生近似穩定的降水系統，而於台灣中部地區造成大量降水。由其所提出的概念模式圖，可見由下降氣流所形成之外流於鋒前與西南氣流輻合，促使新胞的生成，而由於胞的傳播速度與系統移動速度相反，故產生近似滯留狀態的對流降水系統，引發大量的降雨。

本研究加入 C-POL 雙偏極化雷達，由雷達所觀測的偏極化參數 Z_a (reflectivity, 回波)、 Z_{DR} (Differential reflectivity, 差異反射率)及計算求得的 K_{DP} (Specific differential propagation Phase shift, 比差異相位差)來反演雨滴粒徑分佈(DSD)參數 N_0 (intercept, 截距參數)及 D_0 (Median volume diameter 中值體積直徑)，進而用此些參數來

看颶線系統再不同發展階段的特徵及主要雲物理過程。

二、資料來源與分析方法

本研究主要使用中央氣象局的縱觀天氣資料，其中包含高空與地面天氣圖、台灣北部地區氣象局所屬測候站、自動氣象站之逐時觀測資料、探空資料、雷達整合回波圖、MTSAT 紅外線衛星雲圖以及五分山雷達、桃園國際機場雷達、中央大學 C-Band 雙偏極化都卜勒雷達的觀測資料。

b. 分析方法

1. SPRINT & CEDRIC

SPRINT(Sorted Position Radar Interpolation) 主要功能是把從雷達座標 (r, θ, φ) 轉換到我們平常習慣用的卡氏座標 (x, y, z) 上。再利用 CEDRIC (Custom Editing and Display of Reduced Information in Cartesian space) 做資料的品質控管、修補資料、風場折疊、風場合成、統計、繪圖...。Ray et al. (1978) 的論文是 CEDRIC 有關都卜勒雷達風場合成的基礎理論。

2. RASTA

雙雷達風場合成主要使用鄧(1999)發展的台灣地區雷達分析系統(Radar Analysis System for Taiwan Area, 簡稱爲 RASTA); 此系統分為兩大部份, 第一部份爲雷達體積掃描的圓柱座標資料處理及顯示系統, 第二部份爲追隨地勢座標(或卡氏座標)下的處理及顯示系統。

3. JBT

首先將雷達原始資料(raw data)轉成通用格式 UF 檔的格式, 再利用紀(2007)所發展的雷達資料處理程式 JBT, JBT 主要分成兩個部份, 第一部份爲一般檔案處理, 第二部份爲累積雨量分析。本文只使用第一部份。首先, 將雷達體積掃描資料放入 JBT 第一部份, 進行去除地形, Z_H 、 Z_{DR} 的系統偏移修正, 能量衰減修正方法則使用最佳係數修正法(Brinigi and Chandrasekar (2001)), 之後也對資料作平滑(九點平滑), 再將資料內插到以中大雷達站爲原點的直角座標上, 最後爲反演出雨滴粒徑分布參數 N_w (Intercept 雨滴粒徑分布的截距參數)、 D_0 (Median volume diameter 中值體積直徑)。

三、個案簡介

a. 綜觀環境特徵

由氣象局屬測站每日累積雨量圖, 發現 6 月 6 日及 6 月 7 日兩天的降水多發生在新竹以北的地區, 且降水達到豪雨(130mm/day)的標準, 又剛好爲中大雷達所觀測的範圍內, 所以就颶線系統移進台灣至消散這段時間(6 月 6 日 1900LST 至 6 月 7 日 0900LST)來做分析, 其中降雨分布極大值多出現在台灣北部沿海

地區。

由氣象局紅外線衛星雲圖可以看到對流系統在 2007 年 6 月 6 日 1400LST 在大陸西南沿海生成之後, 慢慢往台灣西北方向移動, 發展成一線狀的颶線系統呈東北-西南走向, 直到 6 月 7 日 1000LST 才幾乎完全消失潰散, 屬於一個運動緩慢且長生命期的線狀對流系統。

綜合來說天氣圖顯示出, 對低層環境不穩定度大, 而高層有輻散, 再加上垂直的風向呈現出順轉的型態, 故可提供對流雨帶和中尺度對流系統發展的可利條件。

探空資料分析顯示, 颶線系統接近時, 由 6 月 6 日 2000 LST 的板橋探空(圖一)發現, 此時 0°C 高度約在 5.2 km 處, 比上個時間更往上層抬高, 舉升凝結高度(LCL)在 0.4km, 對流凝結面(CCL)在 0.9 km, 平衡面(EL)在 12.5km, 對流可用位能(CAPE)爲 $184\text{m}^2\text{s}^{-2}$, 負面積(CIN)爲 $61\text{m}^2\text{s}^{-2}$, 正面積大於負面積, 但可用位能仍不大, 判斷造成此降水非熱力過程。另外, 由低層到高層的風場, 可以看到風場順轉, 有暖平流存在。低層約 1 km 之下吹東北風, 高於 1 km 則吹西南風, 低層的東北風非常淺且風速也不大, 甚至不到 2.5ms^{-1} , 但在 1.5 ~3 km 處(即 850hPa 和 700hPa 之間) 風速卻達到 15ms^{-1} , 判斷此處存在低層噴流(Chen and Yu, 1987)。

四、颶線系統之氣流型態

描述縱觀天氣特徵之後, 本章加入了中央大學雙偏極化雷達的高時間、高空間解析度資料來進行中尺度分析, 也利用偏極化參數 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 來反演 Gamma 形式的雨滴粒徑分布參數 N_w 及 D_0 , 但因反演方法只適用於水相粒子, 故冰相區域較不討論, 只反演 5 km 以下的 N_w 及 D_0 。另外, 並使用五分山雷達及中正機場雷達資料做分析, 進而利用雙雷達資料來合成風場, 看其三維結構特徵及推測可能的雲物理過程。

a. 颶線水平回波場特徵

中大雷達在兩公里高度的回波(Z_H)時序圖, 時間由 2007 年 6 月 6 日 2043 LST 至 2007 年 6 月 6 日 2215 LST, 爲每 6 分鐘一筆的資料。線狀對流系統由台灣西北部外海慢慢往東南方向移動, 此線狀對流系統是由許多不同生命階段的對流胞所組成, 這些對流胞中有些增長, 有些消散。另外, 系統雖然往東南方向移動, 但我們卻發現對流胞有往東北方向增長的現象, 系統移速較快約 5ms^{-1} , 對流胞的增長速度較慢。起初這些對流胞在線狀系統內持續發展, 而後因爲對流胞的增長使得各對流胞慢慢的連在一塊, 形成一線狀颶線系統, 最後因爲碰到台灣的陸地及地形, 使系統逐漸潰散。

b. 颶線水平風場特徵

圖 2(a)、(b)爲中正機場雷達在時間 2050 LST、高度 2 km 平面上所看到的風場以及回波場, 此些圖是將 PPI(plan position indicator)資料經內插到卡氏座標上得到 CAPPI (constant- altitude plan position indicator)

的資料。就風場而言，負值(黑色虛線)代表風吹向雷達中心，反之，正值(黑色實線)代表風遠離雷達。由此平面圖判斷此時的風都為西南風，當然我們也好奇風是否在垂直剖面上也有同樣吹西南風的特徵。隨後，將對其做垂直剖面圖，如圖 2(a)、(b)上所標示的虛線，為我們對風場及回波場切垂直剖面的位置，圖 2(c)、(d)為對圖 2(a)、(b)虛線標示區域所做的風場和回波場的垂直剖面圖，從風場可清楚的看到低層和高層的風成反向的吹，低層吹的為東北風而高層吹的是西南風，圖中也可看到有一陣風鋒面存在，另外，值得一提的是黑色虛線框內區域中低層所吹的東北風在此有往上抬升的情形，對照回波場的相同位置，發現此時的回波出現極大值，可達 50 dBZ 左右，明顯有陣風鋒面的特徵。

由中正機場雷達的資料探討系統發展時的風場結構，在低層風場吹東北風，隨著高度增加慢慢轉呈西南風。

整合上列情形，判斷此對流系統的發展如下，主對流胞的西南側有較暖濕的西南氣流移入，而此暖濕氣流為主要提供系統發展的人流。另外主對流胞的東邊吹的是較乾冷的東北風，當此乾冷的東北風遇上主對流胞西南側較暖濕的西南氣流時，因為乾冷的空氣密度較大，暖濕的空氣密度相對較小，所以較暖濕的西南氣流則會沿著較乾冷的東北下層氣流而向上爬升，在此介面上因為氣流較不穩定，因而易有對流發展，形成新的對流胞。

另外，或許是因為地面有摩擦力的作用以及大氣為層化流體(上方有紊流)的關係所以造成此陣風鋒面在冷、熱空氣交會處有更複雜的情形發生，促使此介面為不規則的形狀，這兩種流體的界面並不是完全垂直的，而是有點傾斜，而重力流的前端會形成一個像鼻頭一樣的形狀，稱為 Nose(Droegemeier and Wilhelmson, 1987)。

隨即，也利用雙雷達合成風場來驗證單雷達所看到的風場是否判斷正確，在高於

1 km 處用五分山雷達及中正機場雷達做雙都風場的合成，低於 1 km 處則用中正機場雷達及中央大學雷達做風場的合成。由 0.25 km 高度的雷達合成風場(圖 3)看到，風都吹東北風，在中大雷達的東北方因為在雷達合成的基線上，合成的風場準確度是比較低的，此處也看到風場呈現較混雜的情形，應忽略不看。接著看到 0.5 km 高度的雷達合成風場，發現此時的風為東北風，此時低層東北風分量已漸漸趨緩，判斷此處為低層東北風及高層西南風交會處，使得東北風在此處較 0.25km 高度的東北風更小，高度 0.75km 處的風則幾乎都吹西南風，最後看到 1.0 km 高度的風也都轉吹西南風，且風速有增強的趨勢。

五、雲物理結構分析

颶線前緣對流之偏極化參數特徵與雲物理特性研究，圖 4a 為 2043 LST 中大雷達在 2.0 km 高度的水平回波圖，白色虛線為圖 4b 垂直剖面圖所經過的位置(由上至下的參數場分別為 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 及 ρ_{HV})。此白色

虛線經過回波最大區域，圖中可得到的資訊為，颶線系統在此時發展的很劇烈，40 dBZ 回波線最高可達到 10 km，判斷此對流系統發展高度超過 10 km。剖面圖的區域顯示出此颶線系統是由許多深對流所組成。另外， K_{DP} 值增加的地方也恰好和回波較強處重合， Z_{DR} 值也在強回波區出現較大值，之後將詳細探討之。

因為線狀對流系統是由許多不同生命階段的對流胞所組成，這些對流胞中有些增長，有些消散。之後將藉由雙偏極化雷達觀測參數的基本特性及其所反演的雨滴粒徑分布參數來了解此颶線系統中之雨滴粒徑在空間上的分布情形。

探討的時間為 2043、2049、2055 LST，圖 4a 標示出有興趣的區塊($x=-100\sim-70$; $y=-20\sim-5$)。

中大雷達的資料在對流區的後緣之相關係數(ρ_{HV})較低， Z_H 值梯度較大，得到之 Z_{DR} 相位差較低，故此區資料的可信度是較低的，雖可用相關係數加以濾除，但因為在冰水混相時相關係數有時會降至 0.85 所以如果用相關係數濾除可能也會濾掉好的資料，所以在此保留此區資料。另外，為了更清楚的看出各參數的數值，在特定範圍(當 $Z_H = 40$ dBZ、 $Z_{DR} = 1.5$ dB、 $K_{DP} = 1.5$ dB、 $\rho_{HV} = 0.9$ 、 $N_w = 4$ 、 $D_0 = 2$ dB 時)增加黑色實線。

較特別的是觀察發現 N_w 值極大處都有往北邊即系統發展的後緣偏移的情形，推斷前半段上升運動較強，小水滴不易往下掉，之後小水滴會隨著風場向上向後掉入後半段區域內，而後半段上升運動較弱，所以小的水滴就往下掉，使得後半段有較小且較多的水滴，和之前風場是符合的。

六、結論

2007 年梅雨季期間由氣象局雷達合成回波圖發現 6 月 6 日在台灣北部地區有一細長的颶線，本文利用中大雙偏極化雷達、五分山雷達、中正機場雷達進行中尺度分析，並探討可能的生成機制及雲物理過程。

綜觀天氣部分，地面天氣圖有一明顯的滯留鋒面存在，由西太平洋一直延伸至台灣北部地區。也發現 850hPa 至 700hPa 的風向有順轉的現象，可知此處存在著暖平流。500hPa 高空天氣圖看到台灣地區位於高空槽前方，此處有上升氣流利於對流發展。200hPa 天氣圖發現台灣海峽附近風場有分流情形，說明高層有輻散效應。以上特徵都與中緯度颶線或強烈風暴之大尺度有利條件非常相似。

風場的部份，發現此對流系統的發展為主對流胞的西南側有暖濕的西南氣流移入，此暖濕氣流為主要提供系統發展的人流，而在主對流胞的東邊吹的是較乾冷的東北風，當此乾冷的東北風遇上主對流胞西南側暖濕的西南氣流，因為乾冷的空氣密度較大，暖濕的空氣密度相對較小，所以較暖濕的西南氣流則會沿著較乾冷的東北下層氣流而向上爬升，在此介面上因為氣流較不穩定，因而造成對流，形成新的對流胞，圖 2(c)、(d)中 $X=-50\sim-20$ km 處，可以看出低層東北風往上衝所凸出的區域恰好也為回波發展較強區域。

颶線前緣對流之偏極化參數特性，由中大雷達 2

km 高度的 CAPPI 圖。觀察發現，對流胞持續往東北方向增長， Z_{DR} 值隨著時間先增加後減小，推測對流發展後期 Z_{DR} 有變小的情形發生。 K_{DP} 值也持續增長，相關係數一直很高。反演出的 D_0 參數變化都和 Z_{DR} 場一致，先增加後降低，而 N_w 場的值雖然一直都高，但極大值出現位置都會比 D_0 極大值出現更偏向對流發展後緣(即往東北方向偏移)。

另外，由垂直剖面圖發現隨著對流胞隨著時間慢慢增長， K_{DP} 較大的區域換 Z_{DR} 較大區域有錯開的情形，推測降雨較大的區域不一定雨滴粒徑就會較大。反演出的 N_w 、 D_0 極大值出現位置有反相的情形發生，有些區域 N_w 值較小時 D_0 反而較大，抑或有相反的情形發生。較特別的是觀察發現 N_w 值極大處都有往北邊即系統發展的後緣偏移的情形，推斷前半段為(由後向前) rear-to-front flow 的入流區，上升運動較強，小水滴不易往下掉，而後小水滴會隨著風場向上且向後掉入後半段區域內，後半段上升運動為較弱的情形，所以小的水滴就往下掉，使得後半段有較小且較多的水滴，此結果和之前風場是符合的。

本文利用 C-POL 雙偏極化雷達所得之參數 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 反演出經標準化之 Gamma DSD 參數 N_w 和 D_0 ，發現反演的 DSD 參數 N_w 及 D_0 和偏極化參數之特性一致。

七、未來展望

經過以上分析之後，發現此飆線系統的發展是非常複雜多變的，日後會再延續使用上面介紹的方法去分析飆線系統隨時間的發展，也會加入水象粒子分類方法，讓我們能夠更清楚飆線內部的結構及其變化情形。

在雲物理方面，期盼能加入一維雲模式進行模擬，進而得知雨滴粒徑分佈隨時間的變化為碰撞合併、碰撞分裂、蒸發凝結亦或沉降效應所造成的結果。

參考文獻

- Kessinger, C. J., 1987: The Oklahoma squall line of May 1977. Part I: A multiple Doppler analysis of convective and stratiform structure., *J. Atmos. Sci.*, 44, 2840-2864
- Lin, Y. J., T-C C. Wang, R. W. Pasken, H. Shen, and Z. S. Deng, 1990: Characteristics of a Subtropical Squall Line Determined from TAMEX Dual-Doppler Data. Part II: Dynamic and Thermodynamic Structures and Momentum Budgets. *J. Atmos. Sci.*, 47, 2382-2399.
- Lin, P. L., T-C C. Wang, and C.C. Yeh, 1989: Doppler observation study of the rainband observed in

TAMEX IOP-13. *Meteor. Res.*, 12, 91-119.

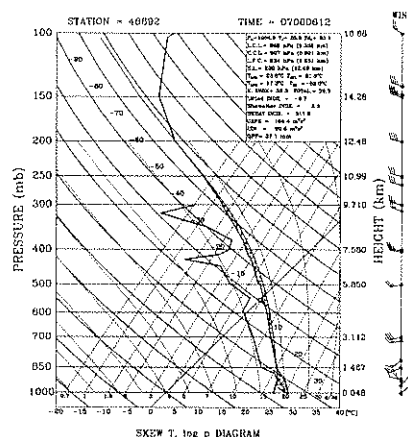
Lin, Y. J., R. W. Pasken, and H.W.Chang, 1992: The Structure of a Subtropical Prefrontal Convective Rainband. Part I: Mesoscale Kinematic Structure Determined from Dual-Doppler Measurements. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1816-1836.

Wang, T.-C. C., Y.-J. Lin, R. W. Pasken, and H. Shen, 1990:

Characteristics of a subtropical squall line determined from TAMEX dual-Doppler data. Part I: Kinematic structure. *J. Atmos. Sci.*, 47, 2357-2381.

鄧仁星、陳景森，1990:台灣地區飆線系統之環境分析。 *大氣科學*，18，149-158。

葉青青，1990: TAMEX IOP # 13 長生命期雨帶的降水結構分析。國立中央大學碩士論文，121pp.



圖一: 2007年6月6日板橋測站 2000LS 之探空斜溫圖。風標為水平峰隨著高度的變化，長桿風標表 5ms^{-1} ，短桿為 2.5ms^{-1} 。

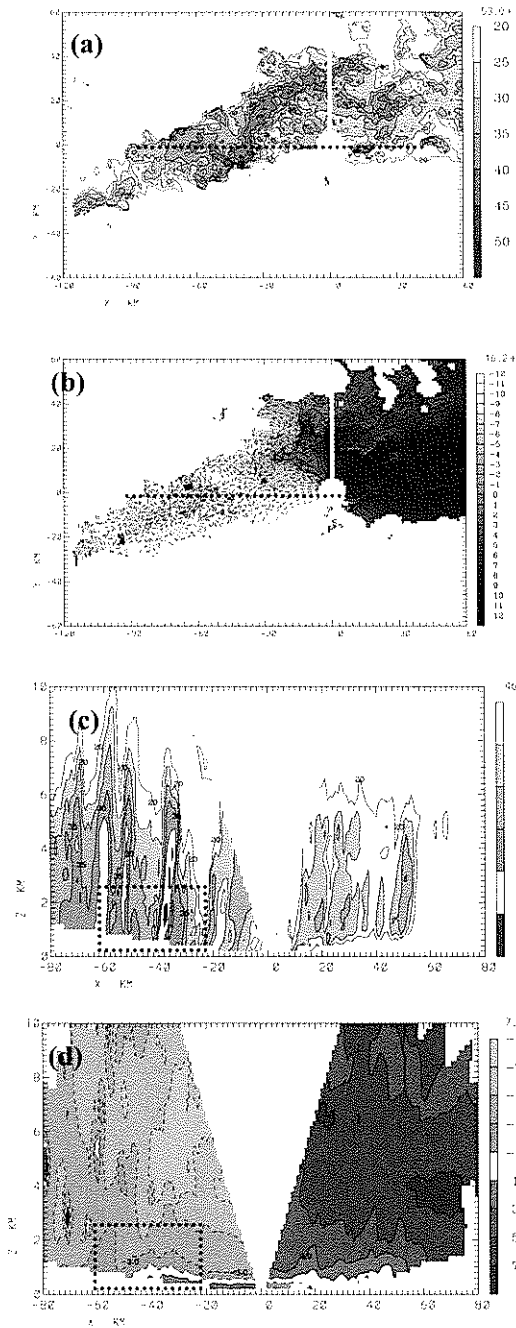


圖 2·2007 年 6 月 6 日 2050UTC 中正機場雷達的風場和回波場(a)2km 高度平面上的風場，(b)2km 高度平面上的回波場。(c)沿著圖 2a、2b 上虛線所標示出位置之風場垂直剖面圖(d)回波場垂直剖面圖。

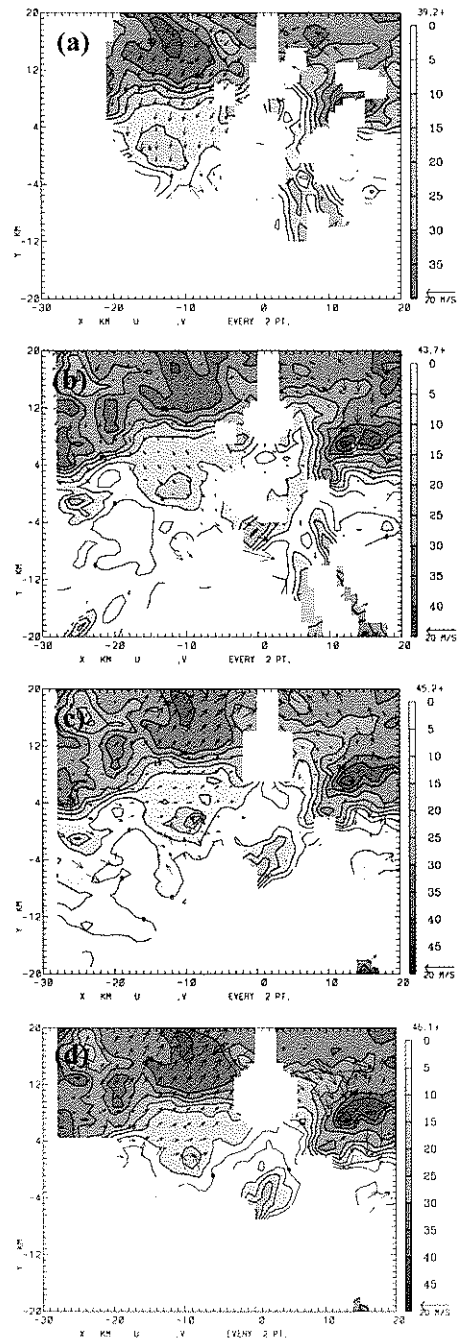


圖 3·2007 年 6 月 6 日 2050 LST 中正機場和中大雷達低層的風場合成圖，箭頭代表風向及風速，底圖則為回波場(a) 0.25km (b) 0.5km (c) 0.75km (d) 1.0km。(0, 0)為中大雷達位置，中正機場雷達於(1.593, 10.874)。

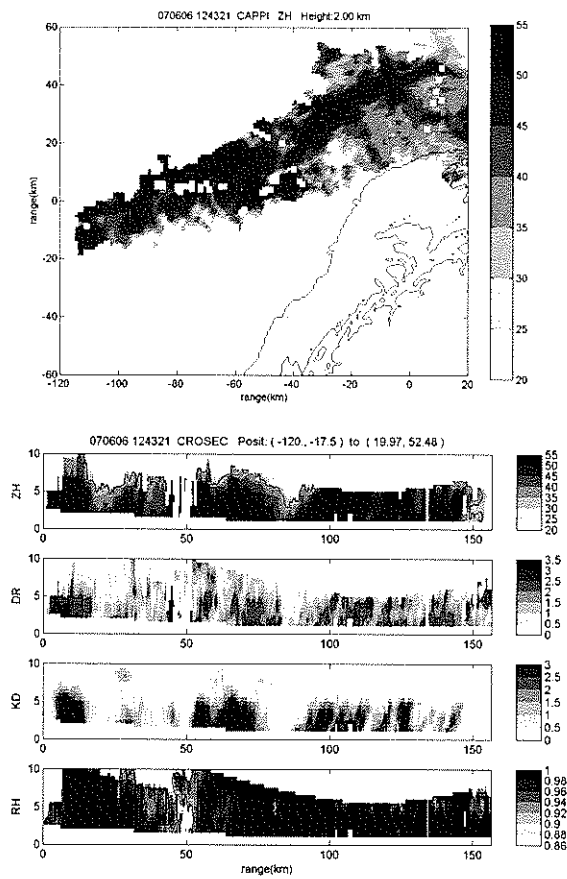


圖 4、2007 年 6 月 6 日 2043 LST (a)雷達在 2.0km 高度之水平回波圖(b)沿著回波最強處所畫出的垂直剖面圖(a 圖中白色虛線所經過位置)。