

屏東平原海風環流之雷達觀測特徵

修榮光¹ 周仲島¹ 李文兆²
國立台灣大學大氣科學研究所¹
美國國家大氣研究中心²

摘要

2008年6月20日在副熱帶高壓影響下，屏東平原發展出一多胞雷暴，帶來顯著局部降雨。當天早上除了有三小時探空外，NCAR S-POL對於此現象也有密集觀測資料，記錄了大氣邊界層發展、海風環流移入、以及雷暴激發和演變等過程。本文針對SPOL觀測之海風環流結構進行分析並和密集探空進行對比，探討屏東平原海風環流的演變特徵以及和雷暴激發的可能相關。海風環流在激發雷暴發展前，大氣邊界層內主要雷達回波反射物屬於生物(昆蟲或鳥類)，並非天氣回波，也是我們通稱的晴空回波。本文同時也探討利用SPOL雷達觀測之雙偏極化參數，處理晴空回波的方法。

關鍵字：SPOL、西南氣流實驗、雙偏極化參數、晴空回波、雷暴激發、海風環流。

一、前言

過去的研究雖然顯示，在個案綜觀環境下，臺灣地區雷暴的發生與海風環流有密切的關係，但是確切過程並不清楚，對於海風環流的結構與演變所知有限。2008年西南氣流實驗期間，NCAR-SPOL雷達對於屏東地區有許多雷暴激發相關個案的觀測，這是過去無法進行的研究分析工作。本研究針對2008年6月20日，發生在中央山脈南端山腳下發展的午後雷雨系統，利用密集探空和高解析度SPOL雷達資料，進行大氣邊界層演變以及海風環流結構和變化觀測分析研究，以了解海風環流和當地局部環流的關係，以及在激發午後雷暴的角色。

二、個案綜觀環境和大氣邊界層發展特徵

在6月20日當天副熱帶高壓籠罩整個台灣地區，天氣晴朗炎熱，如圖1所示，台灣地區各地沿地形上都有晴空積雲發展，但唯有屏東地區於午後1點半有雷暴發展(本文中以後都使用地方時)，時雨量達30mm，生命期超過4小時，有顯著落雷。由圖2早上8點屏東探空資料顯示在850至700hPa之間溫度變動大，在820至770百帕之間相對濕度大於80%顯示有薄雲的存在，主要逆溫層在770hPa附近，以上大氣溫暖乾燥，顯示太平洋高壓下沉運動顯著；氣塊若由地面抬升，CAPE也是相當有限，並不有利於午後雷暴發展。至於環境風場在850hPa以下為靜風或是微弱西南風，其上轉為東南風。早上11點探空顯示經過3小時強烈日照後，地面氣溫由27°C增暖為31°C，近地面800公尺溫度分布呈明顯非絕熱降溫

率，顯示對流混合邊界層持續在建立中，低層水氣垂直分布變化不大，但在1000和950百帕之間有高層變

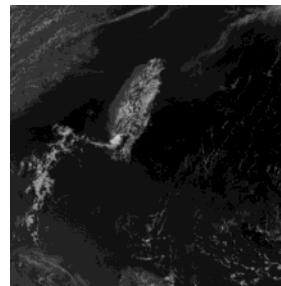


圖1. MTSAT 衛星 2008年6月20日15點之可見光雲圖。

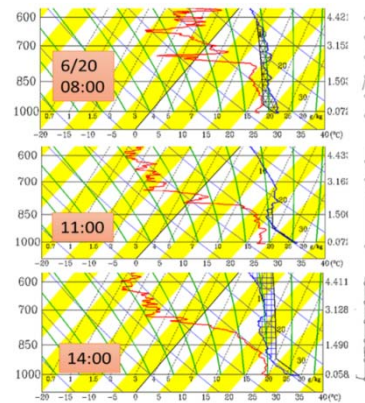


圖2. 6月20日8點、11點以及14點之屏東探空斜溫圖。

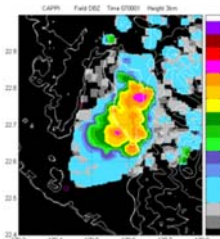


圖 3. S-POL 6 月 20 日 15 點之 3 公里高度雷達回波。乾、低層變濕的情形；此時逆溫層底從原本 770 百帕降低至 800hPa，露點也由原本 14°C 快速下降至接近 0°C，大氣層乾化非常明顯，表示太平洋高壓在過去 3 小時還有增強趨勢。風場方面在 690hPa 以上維持原本東南風，風速由原本 5kts 增強為 10kts；然而近地面風場資料有缺失，無去判斷這種變化是否有往下延伸。14 點探空顯示除了 850 百帕附近有略微升溫外，3 公里以下大氣邊界層都有顯著降溫現象，降溫幅度大約 1°C，850 百帕降溫可達 4°C；水氣方面則有略微增加，這個結果造成 800 百帕以下大氣相對濕度明顯升高，達 70% 以上，在 880 至 950 百帕之間甚至高達 90%，非常有利於雲的發展。風場方面，近地面為微弱西風(由海岸往內陸)，850hPa 附近為東風(由山區往海岸)，更高層有 10kts 的東南風。此時探空測站東南方約 15 公里處已有雷暴發展。此多胞雷暴發展高度達 17 公里高，衝過當時對流層頂。圖 3 為該雷暴系統 15 點水平回波分布，北邊與南邊各有大於 50dBZ 之對流胞，中間亦有 3 個大於 45dBZ 之對流胞。雷暴主體往西邊與北邊移動，但新生胞在西南側發展。在 15 點 30 分後此多胞雷暴西側有觀測到外流邊界產生。此雷暴大約於 18 點結束，生命期超過 4 小時，在 15 至 17 點間有明顯落雷。

三、SPOL 雷達資料處理

3.1 晴空回波的資料處理

本研究主要使用 SPOL 雷達資料，該資料在收集時已經採用 Clutter Mitigation Decision (CMD) 來濾波 (Hubbert et al. (2009))，但濾波後如圖 4 最左圖所示，顯現許多包括東邊中央山脈和西北邊大寮山區的地形雜波(其回波反射率因子大多介於 20~30dBZ)。本研究嘗試利用雙偏極化雷達觀測參數進行雜波濾除。首先利用 Normalized Coherent Power (NCP，亦稱為 signal quality index，其值介於 0~1 之間，可做為判斷訊號是否為雜訊的參數，值高表示為訊號的機率越高)。Wolff et al. (2009) 曾利用 NCP 為 0.2 或 0.4 來濾除飛機雷達雜波，結果顯示將 0.2 以下的值濾掉，就可以剔除大部分的雜訊。由於 SPOL 低層仰角回波訊號雜亂，本研究中將標準調高，將 NCP 小於 0.6 的部分濾除，由圖 4 左 2 圖可以看到移除了經 CMD 所處理後晴空回波中較為雜訊的部分，尤其是北側距離離遠的地方。另外也可濾除一些地形上與地反後被遮蔽區域的雜波。其次，使用交錯偏極化電磁波之相關係數 ρ_{hv} (註其為水平與垂直偏極化電場個別發射後接受到的反

射電場之時間序列相關性，通常其值大於 0.95 為純態水象粒子，介於 0.9 至 0.95 為混合態粒子，小於 0.9 則多為生物粒子或雜訊)。本研究中利用 $\rho_{hv}=0.3\sim 0.6$ 來測試，發現使用 0.4 當閾值可以對中央山脈上的地形雜波有最大的濾波效果，且可以留下較多平原上的晴空回波，如圖 4 右 2 圖所示，山邊大於 20dBZ 的回波大多被濾除。本研究中也嘗試使用單一波束上相鄰 7 個觀測區間的徑向速度場利用其標準差 SD [Vr] 進行濾波，研究中亦嘗試使用相鄰 5 或 9 個區間資料點來做標準差，但差異性不大。測試使用標準差為 3~7 來濾波，發現使用 6 可以濾除較多地形雜波且保留較多平原上的晴空回波(圖 4 中右圖)。不過這個濾波方式是以單一波束進行，常使得資料沿波束產生斷點，在晴空回波資料已經缺乏情況下變的更加不完整。此種情形在使用 ρ_{hv} 濾波器時若選取閾值大於 0.4 亦有類似結果。因此在本研究中並未使用徑向風場濾波器。

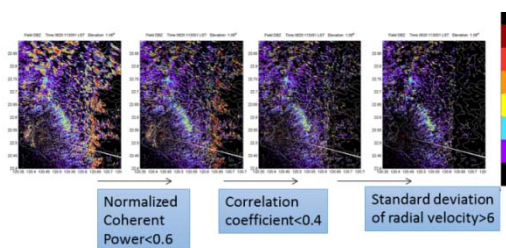


圖 4. 經過三種濾波處理後 SPOL 在屏東平原 1.1 度仰角 PPI 回波分布，綠色點為 SPOL 位置(請參閱圖 6 的等高線之值)。

3.2 SPOL 掃描策略

在 6 月 19 日晚上至 20 日午後雷暴發生之前，SPOL 雷達採用一組需時 7.5 分鐘共 9 層 360 度 PPI 掃描策略 (A)，另外配合一組也是需時 7.5 分鐘，最低 2 層 360 度 PPI 掃描以及 47 個垂直剖面 RHI 掃描，主要方向在雷達東北方陸地與南方海面 (B)，A 和 B 兩種掃描方式交錯使用。因此在雷暴發生前除了底層兩層 PPI 資料時間解析度為 7.5 分鐘之外，其餘同一層 PPI 或同一方位 RHI 之資料時間解析度為 15 分鐘。在午後兩點雷暴發展後，雷達採用的 C 掃描策略，一組也是 7.5 分鐘，除了最低兩層用 360 度 PPI 掃描外，另外在雷達東北方(雷暴發展區)進行 18 層 PPI 扇形掃描與 15 個方位角的 RHI 掃描。由於雷暴初生位置接近日本雷達所在位置 (JDOP，在屏東科技大學屋頂)，本研究使用 SPOL 在 JDOP 方位(方位角 57.5 度)進行 RHI 掃描觀測資料做分析。

四. 屏東平原的海風環流特徵分析

4.1 海風環流的地面觀測

地面測站資料顯示，屏東平原分析範圍內測站風向在 8 點時大多為微弱東北風，至 9 點海邊的測站轉為西南風，其後由西往東（海岸至內陸）各站逐漸轉為有偏西風分量（其中 12 點與 13 點在高雄市區為西至西北西風，屏東市以南的屏東平原大多為西南西風）。各地風向轉變有西風分量後，同時有風速增大露點溫度上升的情況。圖 5 為實驗期間加設在 SPOL 雷達旁地面測站（距海岸約 4 公里）的資料（時間解析度為每 10 秒）。資料顯示在 9 點 45 分至 10 點 15 分間，風速上升，風向由之前偏西南風轉為之後的偏西風，另外溫度下降，露點上升。在無顯著天氣系統影響下，此地面測站觀測氣象變化的變化和 Simpson (1994) 所提到海風鋒面通過的特徵相當吻合。因此，本研究利用屏東平原地面測站資料（除了作業用地面測站外，還包括實驗增設測站，有 SPOL 站、屏科大站、TEAMR 站、以及降雨觀測超級站等）；再配合經過濾波後之 SPOL 雷達 PPI 回波分布圖，將每小時海風鋒面所在位置予以定義出（見圖 6）。分析結果顯示海風鋒面成西北東南走向，南北長度約 30-50 公里，移動速度每小時約為 6-10 公里。海風鋒面約在 10 點過後通過 SPOL 測站，北段速度較慢，約在 11 至 12 點之間越過大寮山區（山區位於屏東平原北側，為南北走向，高度約 200 公尺）。海風鋒面南段於中午 12 點過後通過屏科大（JDOP 日本名古屋藍色都卜勒雷達所在地）附近山腳地區，到 13 點時影響至此邊降雨超級站（設在屏東廣興國小屋頂）。由於中央山脈內並無觀測站，而且雷達觀測受到地形阻擋影響，大都以雜訊出現，因此無法確認海風鋒面是否有爬山過程。不過此處中央山脈地形陡峭在短短不到 1 公里距離地形高度由 100 公尺快速增高到將近 2000 公尺，幾乎和海風環流的厚度一般，看來海風鋒面在此要爬過的機率並不大。雷暴系統大約於下午 1 點半左右在 JDOP 南側發展，並往北移動，與海風鋒面移動方向一致，但是時間落後約 1 個小時。因此，雷暴初生並非直接在海風鋒面抵達山腳時發生，而是有明顯滯後情形。另外值得一提的，山腳附近地面測站在海風鋒面通過時，有明顯溫度下降露點上升情形，但是並無明顯風速增加或風向轉變的情況。地形的影響需要進一步探討。

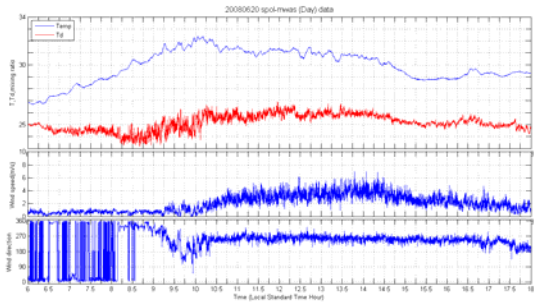


圖 5.6 月 20 日 SPOL 地面測站資料，由上往下為溫度、露點溫度、風速、以及風向。

4.2 SPOL 雷達觀測之海風環流

為說明 SPOL 雷達觀測屏東平原海風環流特徵，本文首先選用當天早上 11 點 29 分 RHI 觀測結果進行分析說明。圖 7(a)-(d) 分別為降雨回波(Zh)、徑向速度(Vr)、差分反射率(Zdr)、以及相關係數 (ρ_{hv}) 在方位角 57.5 度的 RHI 剖面。

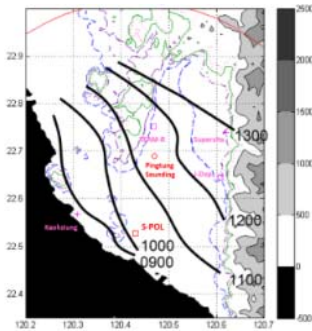


圖 6.6 月 20 日每小時海風鋒面與重要儀器位置圖，底色為高度，此外用藍色、紫色、綠色及粉紅色虛線代表 50、100、150、200 公尺之地形等高線。

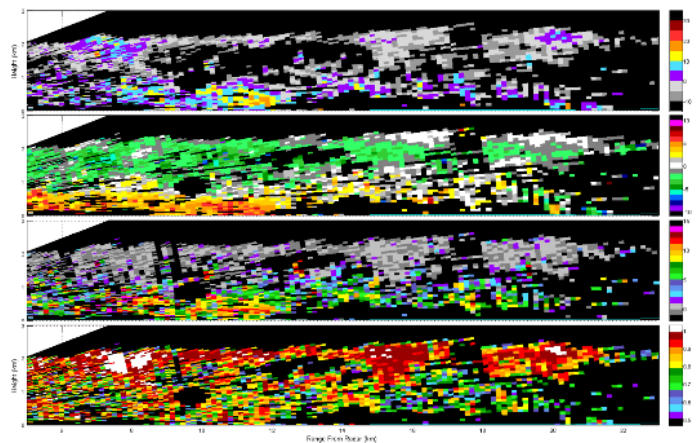


圖 7. SPOL 6 月 20 日 11 時 29 分之 57.5 度方位角 RHI 掃描，由上往下為(a)回波反射率因子、(b)徑向風場、(c)差分反射率、(d)相關係數。深藍色線為地形剖面。

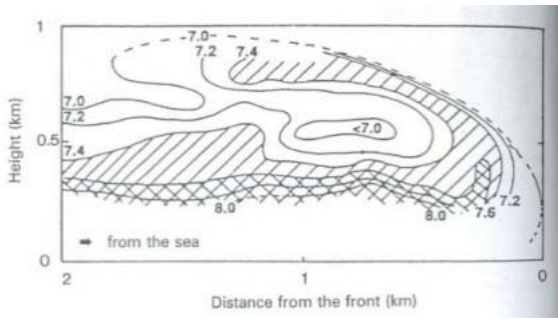


圖 8. 飛機在低空穿越海風鋒面濕度剖面，單位為 g/kg。(引自 Simpson 1994)

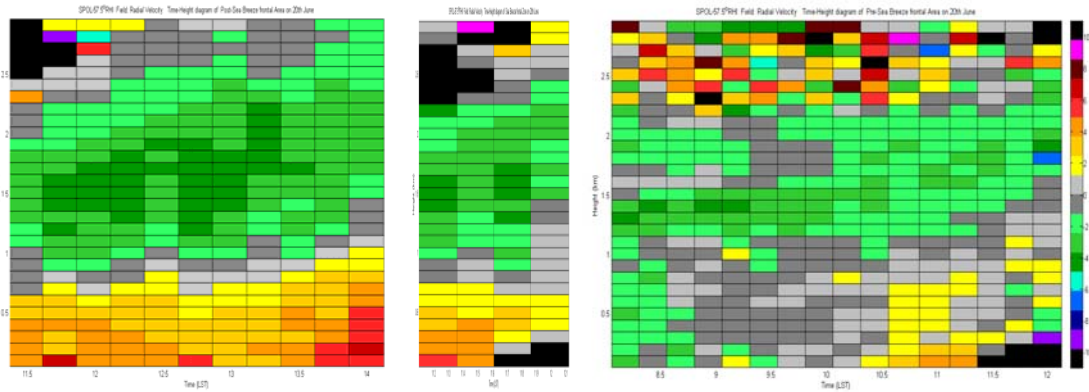


圖 9. SPOL 57.5 度方位角 RHI 平均徑向風場高度時間剖面，時間解析度為 15 分鐘，垂直解析度為 0.1 公里。由左到右分別為(a) 鋒後 (11:29~13:59)、(b) 鋒面 (11:14~12:59)、以及 (c) 鋒前區域 (08:11~11:59)。

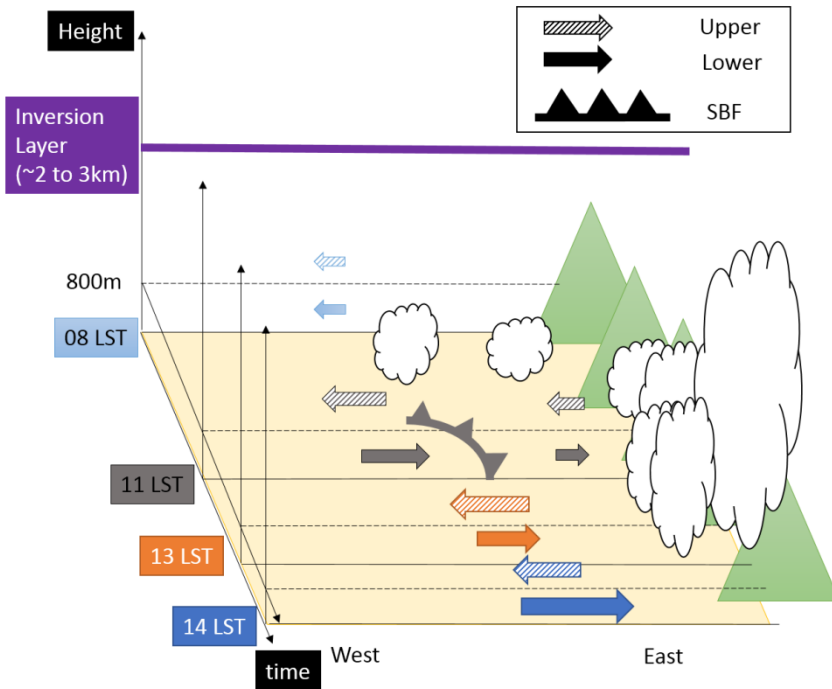


圖 10. 6 月 20 日在屏東平原南側之風場隨時間演變示意圖，虛線箭頭代表高於 800 公尺高的風，實心箭頭代表低於 800 公尺高的風，箭頭長短代表風速大小。逆溫層出現在 2~3 公里高，東邊中央山脈，最高處大約 2 公里高。海風鋒面自 10 點後往平原區推進，11 點時在平原中間，大約 12 點多接觸到山腳區域，海風鋒面主要往北邊移動。

由地面測站綜合分析結果顯示在 11 點 30 分左右，海風鋒面位於 SPOL 雷達東側約 11-13 公里處 (見圖 6)。依此我們逐

一檢視 SPOL 雷達觀測之各參數特徵。圖 7b 為徑向風場，吹離雷達的風 (暖色系，西風分量)自雷達連貫到距離雷達 12 公里處，高度大多在 0.8 公里以下，此訊號與之前探空與地面測站所看到的西風分量是一致的，顯示海風的厚度達 0.8 公里左右。另外在其前側 (距離大於 12 公里，高度在 1 公里以下部分)有冷暖色相間之徑向風場，代表其風場微弱且混亂。1 公里以上多為東風分量(冷色系)，而在 2 公里高度訊號頂部有一些接近於 0 的值。對應到圖 7a 回波反射率因子，高層發展的回波頂為 2.2 公里高，與探空逆溫層存在的範圍一致。0.8 公里高以下在海風前側有一較大值(10~20dBZ，其能量為 1 立方公尺內有 1mm 的粒子之 10~100 倍)，其餘大多介於 10~10dBZ(其能量為 1 立方公尺內有 1mm 的粒子之 0.1~10 倍)間，這顯示若此區域為粒子雷利散射所造成的回波，在海風前側的粒子密度較高或直徑較大。另外，圖 7c 為差分反射率 $ZDR(=10 \times \log_{10}(Z_{HH}/Z_{VV}))$ ，在海風前側部分大多為 5~10dB (垂直水平長度比約為 1:3.2~1:10)，最大值接近 12dB。由 Wilson et al.(1994)提到邊界層內的晴空粒子特性，ZDR 大於 5dB 的訊號可能是由扁平的昆蟲所導致(在相當直徑為 10mm 時，垂直水平長度比約為 1:3)，另外昆蟲是良好的被動式粒子，容易被吸入輻合區而集中，這顯示此區域內為密集的昆蟲被海風環流集中到其前側部分，而形成較強的回波，而其餘邊界層的部分亦是主要偵測到昆蟲粒子為主，但其密度較低而分散。此外，邊界層的相關係數(ρ_{hv})大多介於 0.7 至 0.9 間，顯示皆非水象粒子(圖 7d)。在高於 1 公里的高度，此區域有些部分 $ZDR \sim 0$ ， $\rho_{hv} \sim 1$ ，此為 Bragg scatter 的特徵，也就是主要由水氣梯度所造成的散射(Melnikov et al. 2011)；Bragg scatter 容易和小雨及毛雨的偏極化參數部分搞混(若為粒子雷利散射時， $ZDR \sim 0$ 代表垂直水平比接近於 1:1， $\rho_{hv} \sim 1$ 為均質狀態)，因此難以辨別是雲、毛雨造成的粒子雷利散射還是水氣梯度所造成的散射。而 Melnikov et al. (2011)提到使用 S 波段雷達，偵測 10 公里遠的樣本，若由 Bragg scatter 所反射的能量大約為 20dBZ 左右。但依據 Vivekanandan et al. (1999)，毛雨的 fuzzy logic 權重函數顯示其回波反射率因子大多介於 5~25 dBZ，雲為 5~5dBZ 最有可能，所以大於 0dBZ 的回波較可能為雲或毛雨，若大於 10dBZ 則最可能為毛雨。在 2 公里高度左右的部分大多為 10~0dBZ 的回波，還有一些中心發展至 0dBZ 以上的回波，這顯示可能有一些水象粒子在高層凝結發展。依照圖 8 海風鋒面之濕度剖面以及海風環流的概念模式，海風鋒面後側回流層可能由於海風鋒面區的輻合所提供的上升速度，助於空氣被舉升凝結形成雲。而圖 7(a)海風後側的 2 公里左右高有一區域出現 0~15dBZ 的回波，可能就是雲中有小雨滴的部分。

4.3 海風環流結構的時空變化

由於 SPOL 雷達每 15 分鐘有一組密集掃描資料，針對海風環流，本研究將垂直每 100 公尺，水平分布在 5~26 公里範圍內徑向風場資料 (避開近雷達雜訊區與地形區)，配合之前地面測站的中尺度分析 (圖 6)，依照其在海風環流的鋒前 (圖 9c)、鋒區 (圖 9b)、以及鋒後 (圖 9a) 進行水平平均，繪製成高度時間剖面，以探究海風環流不同區塊的時空變化。

首先針對鋒前結構進行討論 (圖 9c)。在早上八點時，可以看到風場似乎有三層結構，分別為 2.2~1.8、1.5~1 以及 0.9 公里高，皆為偏東風，隨著時間有減弱的趨勢，1 公里高以下逐漸轉為變成偏西風，從中尺度測站分析亦發現近山腳之地面站有西風分量在鋒前先出現的現象。1 至 2.2 公里高的風場也慢慢減弱，但是高度逐漸升高。在鋒區 (圖 9b)，可以看到風場呈現兩層結構，1 公里高以下是偏西風，隨著時間有減弱的趨勢。這顯示鋒面區接近山邊，有被地表加熱混合而減弱的情況。1 公里高以上是偏東風，也如同圖 9c 有逐漸減弱而升高的趨勢。在鋒後 9a 途中，可以發現徑向風場風速與鋒區相差不大，和鋒前相比，鋒後垂直風切較大且較為層化。在 0.7 公里高以下，由 11 點半到 12 點半有徑向風場之西風分量逐漸減弱且往下的趨勢，風速的減弱是地面測站沒辦法明顯看到的現象 (圖 5)，在 13 點後風速又逐漸增強，這點與地面測站資料吻合，最後在雷暴產生後進入此分析範圍時出現最強之西風分量。從圖 10 來做個總結：在 8 點時都是微弱東風分量的風場，到了 11 點時海風推進到平原區，在鋒面前側仍是微弱的風場，但 0.8 公里以下轉為西風分量，高層開始有些許積雲發展；在鋒面後側建立了風速較大的海風入流與流出區(分別在 0.8 公里之下及之上的高度)，海風後側之積雲發展最盛。13 點時，入流區風速較之前減弱，流出區較之前增強。13 點後隨著入流區的風速增加，同時山邊的積雲開始旺盛發展。

五、結論與討論

6 月 20 日副熱帶高壓影響下，屏東平原上有混合層逐漸發展之上有逆溫層存在，其下有些許雲層發展，之後海風鋒面進入屏東平原濕化邊界層，並提供上升運動，使得鋒區後側有利於雲的發展，但在逆溫層存在的情況下，海風鋒面並無法直接使得雷暴激發，而是要在海風環流進入山腳後，配合平原上有額外的舉升機制才有利雲在山腳激發。

誌謝

感謝美國國家大氣研究中心地球觀測研究室協助實驗期間 SPOL 雷達之正常運作以及教導資料處理、氣象局衛星中心王碧霞小姐協助提供高解析度可見光衛星雲圖資料，以及劉清煌教授在西南氣流實驗期間所設置 SPOL 雷達旁之地面測站資料。本研究在國科會研究計畫編號 NSC 101-2111-M-002-005 及 NSC 102-2111-M-002-002 的支持下完成。

參考文獻:

- Hubbert, J. C., M. Dixon, S. M. Ellis, G. Meymaris, 2009: Weather Radar Ground Clutter. Part I: Identification, Modeling, and Simulation. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 1165–1180.
- Melnikov, V. M., R. J. Doviak, D. S. Zmíc, D. J. Stensrud, 2011: Mapping Bragg scatter with a polarimetric WSR-88D. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **28**, 1273–1285.
- Simpson J. E., 1994: Sea breeze and local winds. Cambridge University Press, 234 pp.
- Vivekanandan, J., S. M. Ellis, R. Oye, D. S. Zmíc, A. V. Ryzhkov, J. Straka, 1999: Cloud Microphysics Retrieval Using S-band Dual-Polarization Radar Measurements. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 381–388.
- Wilson, J. W., T. M. Weckwerth, J. Vivekanandan, R. M. Wakimoto, R. W. Russell, 1994: Boundary Layer Clear-Air Radar Echoes: Origin of Echoes and Accuracy of Derived Winds. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11**, 1184–1206.
- Wolff, C. A., M. M., Bell, and W.-C. Lee, 2009: Automatic quality control of airborne Doppler radar data. *34th Conference on Radar Meteorology*, Williamsburg, VA, American Meteorological Society