

2003年7月3日台灣海峽北部異常回波之個案研究

(一) 環境場分析

朱昌敏¹ 陳啟南^{2,3} 呂芳川¹ 汪建良²

¹ 南榮技術學院 ² 國防大學理工學院 ³ 陸軍官校

(中華民國九十五年十二月二十八日收稿；中華民國九十六年九月二十八日定稿)

摘 要

2003年7月3日夜間，五分山氣象雷達在台灣海峽北部觀測到寬約100 km、長約300 km且強度為45 dBZ的線狀回波。它近似滯留在同一地區長達12小時以上。雷達影像之柱狀結構類似於對流系統的垂直結構，但其回波強度在垂直方向卻顯示出不連續性。此外，均勻的頻譜寬表示該區大氣環境是穩定的且沒有顯著的亂流存在。

這段期間，水平解析度5 km的紅外線衛星並沒有觀測到這種長生命期且有組織的雲系。同樣現象的觀測，也無法在水平解析度5 km的熱帶降雨觀測計畫的降水雷達(Precipitation Radar of Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM/PR)或是在水平解析度1 km的中解析度影像光譜儀(Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS)等衛星中獲得。它們的觀測資料顯示台灣地區當時是晴空無雲且沒有降水。

依據美國環境預報中心每六小時之全球分析場(National Center of Environmental Prediction/ Global Final Analysis, NCEP/ FNL)，台灣鄰近地區的對流可用位能(convective available potential energy, CAPE)值相當的微弱且屬於微弱沉降的天氣型態。就綜觀天氣的觀點而言，大氣環境是相當穩定的。此外，從分析場的大氣折射效應診斷中，台灣地區確實有超折射層的存在。因此，大氣折射效應對雷達波偏折到海表面且造成異常回波扮演了生成機制。

關鍵字：氣象雷達、大氣折射指數

一、前言

台灣位於太平洋西側且隔著台灣海峽與中國大陸的福建省相鄰，境內有高聳的南北向山脈且四面環海，致使台灣天氣具有多變性的特徵。從乾、濕季節的特徵來看，冬季降水量較少、春夏季較多。造成雨季大量降水的系統主要有鋒面、梅雨、颱風與午後對流，當這些系統影響台灣地區時，常會帶來豪雨造成局部性的災害，而成爲氣象界與一般社會大眾所共同關切的氣象問題（陳與沈 1996；涂與余 1997）。近年來，中央氣象局發展短期定量降雨估計及預警系統（丘與陳 2003），並積極使用氣象雷達所提供的即時回波觀測資料，以提高降水預報能力。因此，雷達觀測資料的正確與否，對短期天氣預報是相當重要的。

根據中央氣象局五分山氣象雷達的觀測，於 2003 年 7 月 3 日 05 UTC 在雷達站東南方外海開始出現回波且向雷達站靠近（圖 1a）。回波於 07 UTC 時形成線狀結構（圖 1b），並於 10 UTC 時呈東北-西南走向，長軸約 120 km、寬度約 40 km（圖 1c）。此時，最大回波強度大於 40 dBZ。之後，回波強度減弱並於 14 UTC 接近雷達站時消失（圖 1e）。相對的在雷達站西北方 120 km 外海處，於 13 UTC 開始出現回波（圖 1d）。此回波於 14 UTC 時開始形成線狀結構（圖 1e），並於 19 UTC 寬度達到約 100 km（圖 1f）。於 21 UTC 時，長軸達到最大範圍（東北-西南走向約 300 km）且回波強度大於 40 dBZ（圖 1g）。之後，回波強度減弱並於 7 月 4 日 04 UTC 時在台灣海峽北部消失（圖 1h）。這段期間，回波在台灣海峽北部雖然稍微朝西北方向移動，但近乎停滯時間長達 12 小時。上述第一個時段中，位於花蓮北部與宜蘭山區陸地上的回波強度達到 40 dBZ，且有系統的向雷達站接近，然而地面降水觀測系統並沒有

任何降水紀錄，詳如圖 2 之累積雨量圖。沒有降雨記錄可能是高空水粒子並未降到地面，但也有可能是雷達觀測結果不正確。此外，上述兩個回波的範圍與強度都相當大，在一般情況下紅外線衛星雲圖（解析度爲 5 km）應該是可以觀測到。然而，相對於五分山雷達回波時間的紅外線雲圖（圖 3a~3h）分析得知，沒有任何線狀組織的雲系出現。由上述觀測資料的初步分析，我們推論這兩種觀測資料必定有一個是錯誤的。

周與李（2001）對五分山雷達非天氣回波型態進行分類，提出下列五種類別：(1)地形雜波、(2)海面回波、(3)非正常傳播、(4)干擾回波及(5)不明回波等五種類型，其中非正常傳播指的是大氣折射效應。由於雷達降雨量估計技術的發展迅速，若不了解大氣折射效應的影響，將導致預報的錯誤(Moszkowicz et al. 1994)。Borsum (1995)指出由於雷達波束異常傳播，而導致都卜勒雷達在 3.5°仰角以下觀測之 2,400 m 高山回波的訊號，被誤認爲是一塊發展高度達 11,000 m，且移速高達 18 m s⁻¹的雷雨雲。此外，Doviak and Zrnica (1993)也認爲在美國維吉尼亞州 Wallops Island 的都卜勒雷達因爲近地層強烈的逆溫造成雷達波束迅速偏折至海面，致使位於海灣的橋樑及海岸線都可被清楚的觀測到。薛(2000)分析 1994 年 1 月至 1999 年 9 月板橋探空資料，發現仰角誤差隨著季節呈現高斯分布，其中在夏季時低仰角的誤差最大；至於台灣地區大氣總路徑的遲延量分布則呈現韋伯分布的形態。夏季時，遲延量比較大，此變化趨勢與水氣造成的遲延量變化趨勢是一致的。

由於地面雷達站與高空氣象衛星觀測結果不一致，若從大氣折射的物理觀點來思考，衛星的觀測結果比較有可能是正確的。因爲，光（電磁

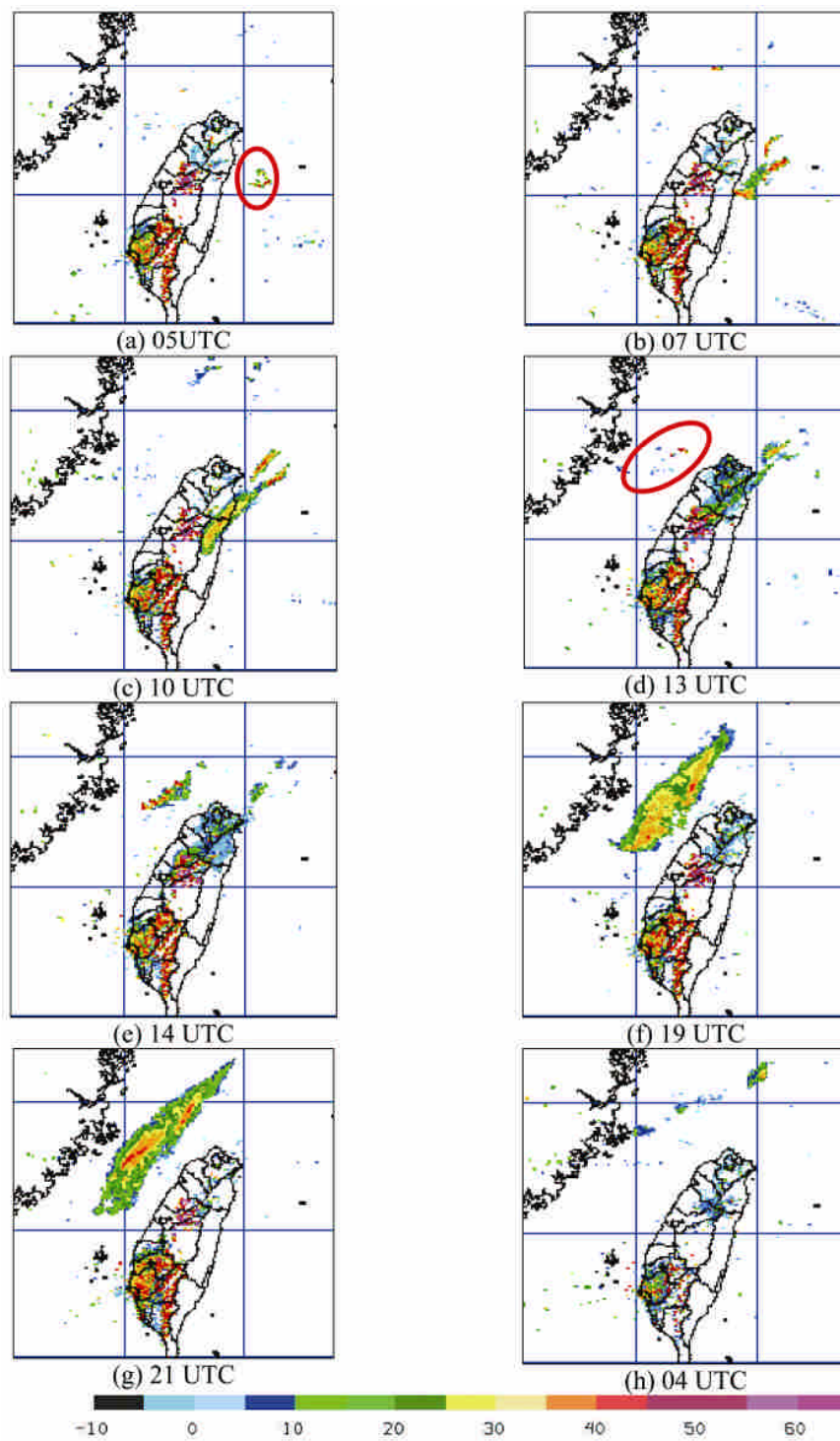


圖 1 2003 年 7 月 3~4 日雷達回波合成圖：(a) 05 UTC，(b) 07 UTC，(c) 10 UTC，(d) 13 UTC，(e) 14 UTC，(f) 19 UTC，(g) 21 UTC，(h) 4 日 04 UTC，回波值間隔為 5 dBZ，標示如圖，(a)、(d)圖中紅色圓圈分別表示為回波開始出現位置。(資料來源：中央氣象局)

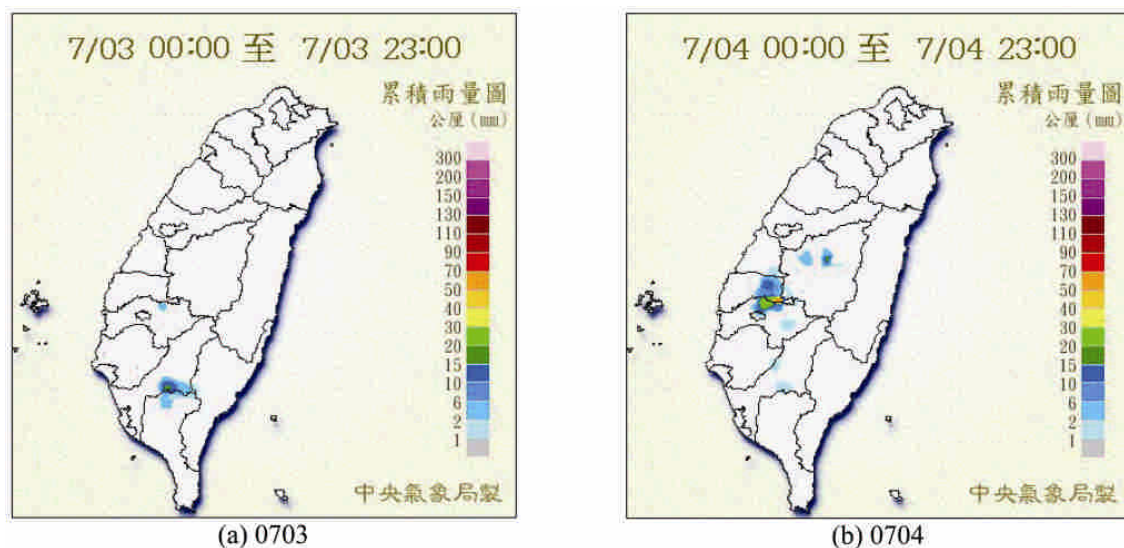


圖2 2003年7月3~4日累積雨量圖：(a)7月3日，(b)7月4日。(資料來源：中央氣象局)

波) 在行進中通過疏密不同的介質時，有一部分的光被反射回到原來的介質中，而其餘部分的光則透射進入另一介質中。透射光的行進方向與原先入射的方向不同，這是因為光波在行經不同介質時，速度不同而產生波長改變所致。光波折射率的定義為 $n = c/v$ ，即光在真空中的波速 c 與在介質中波速 v 的比值。光的折射現象必須滿足司乃耳定律(Snell's Law)，亦即 $n_1 \sin \theta_1 = n_2 \sin \theta_2$ ，其中 n_1 、 n_2 為折射率， θ_1 、 θ_2 分別為入射角及折射角。當光由較密的介質(折射率 n_1 值較大者，如玻璃)射入到較疏的介質(折射率 n_2 值較小者，如空氣)時，若折射角 θ_2 達到 90 度後，則光沒有進入較疏的介質中而全部反射回原入射的密介質中，這種現象就稱之為全反射(total reflection)(黃等 2002)。以圖 4 為例，在點光源 S 發出的單色光射在疏密不同介質上時，若入射角為零則光線垂直入射進入密介質，如射線 a 所示。若入射角逐漸增加則反射與折射角也增大，如射線 b 至 e 所示。對於射線 e 而言，折射角為

90 度且折射光線沿著介面行進，此即達到臨界角 θ_c 。當入射角大於 θ_c ，沒有折射線，所有光(如射線 f 與 g) 都被反射，這種現象即為全反射。以日本氣象廳的 MTSAT 同步氣象衛星為例¹，由於衛星距地面約 35,000 km，電磁波穿過大氣層之入射角與層狀大氣近乎垂直，所以折射效應不明顯。然而，地面氣象雷達以低仰角觀測且入射角較大，較易受到折射效應影響形成異常回波。

大氣是由許多氣體、液體、固體懸浮微粒所組成，大致按著空氣中粒子重量成層狀排列，而形成疏密介質不同的架構，基本上是密介質在下，疏介質在上，亦即是靜力穩定的標準大氣結構，這個架構會受到天氣演變而有所改變(Patterson et al., 1994、戚 2001)。一般而言，電磁波在對流層的傳播可藉由大氣折射指數 n (Atmospheric Refractive Index) 來界定其傳播的路徑。然而，大氣折射指數是溫度、壓力及水氣的函數，會隨時間與空間的變化，產生不同的傳播路徑。因為大氣折射指數通常介於 1.0001~

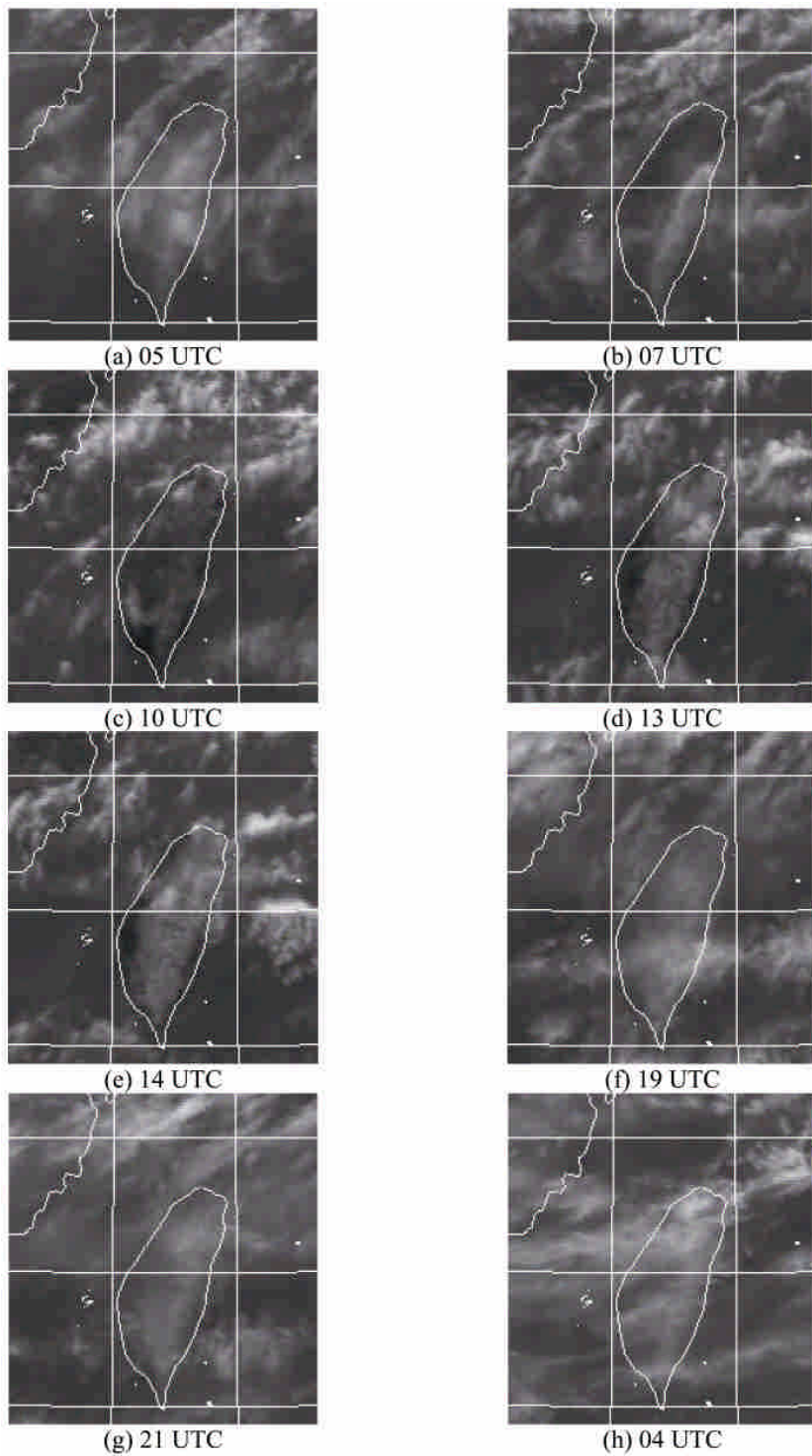


圖 3 2003 年 7 月 3~4 日紅外線衛星雲圖：(a) 05 UTC，(b) 07 UTC，(c) 10 UTC，(d) 13 UTC，(e) 14 UTC，(f) 19 UTC，(g) 21 UTC，(h) 4 日 04 UTC。(資料來源：中央氣象局)

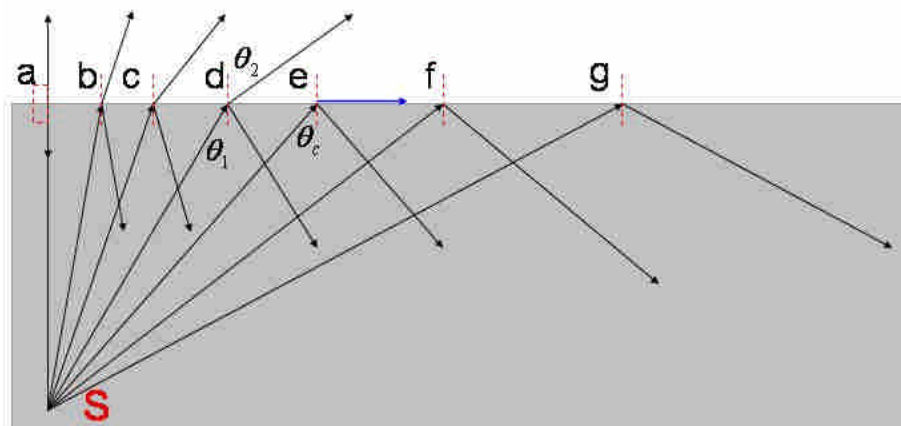


圖 4 光波反射與折射示意圖。(摘自黃等 2001)

1.0004 之間，不易突顯其變化程度。故改以折射率 N (Refractivity) 來詮釋(Bean and Dutton, 1968)，其方程式如下：

$$N = (n-1) \times 10^6 \approx \frac{77.6}{T} \left(p + \frac{4810e}{T} \right) \quad (1)$$

其中 T 是空氣溫度(K)， p 是大氣壓力(hPa)， e 是水氣壓 (hPa)。依據 Babin (1996)、Babin *et al.* (1997)之海上觀測實驗結果，頻率在 1~100 GHz 之間的無線電波會受到大氣導管效應的影響。目前廣泛應用於中尺度天氣觀測之氣象雷達，工作頻率介於 3~10 GHz (C-Band 波長 5cm, S-Band 波長 10 cm) (Rinehart, 1997、張 2001)，正好是在這個範圍之內。因此，當有溫度逆溫層、水氣分布不連續及空氣密度達到顯著的垂直向不連續時，雷達就有可能觀測到異常的回波。

為了考量電磁波傳播路徑與地球曲率之關係，於是 Bean and Dutton (1968)提出修正折射率 (Modified Refractivity, M)，定義為下式：

$$M(h) = \left[(n-1) + \frac{h}{a} \right] \times 10^6 = N(h) + \frac{h}{a} \times 10^6 \quad (2)$$

其中 a 為地球曲率半徑， h 為高度。若修正折射率垂直梯度(dM/dh)為 0，意謂著電波射線路徑(Ray Path)相對於地球表面將為直線。將實際地球半徑 (約 6400 km) 代入式(2)中，且對 M 作隨高度 h 的微分，可以得到

$$\frac{dM}{dh} \approx \frac{dN}{dh} + 157 \quad (3)$$

因此可利用 M 隨高度變化的曲線 (M -Profile) 來判斷大氣是否有折射效應存在。並將折射效應分為次折射(sub-refraction, $dM/dh > 157 M km^{-1}$)、正常(standard, $79 < dM/dh \leq 157 M km^{-1}$)、超折射(super-refraction, $0 < dM/dh \leq 79 M km^{-1}$)及陷捕(trap, $dM/dh \leq 0 M km^{-1}$)等四類。根據式(3)，當 $dM/dh \leq 0$ (即 $dN/dh \leq -157 N km^{-1}$) 時，電波射線之曲率將大於地球表面之曲率，電波向地球表面彎折而被陷捕。換言之，此時大氣將形成所謂的導波層(trapping layer)，導致大氣導管(atmospheric duct)的產生，此一層狀結構就像導波管(Waveguide)，電磁波將可能被侷限在導管層中向無限遠處傳播，直至導管層消失為止。電磁波

在上述折射狀況下的傳播路徑可由圖 5 表示 (Patterson et al., 1994)。

Babin et al. (1997)認為夏季期間之導管發展高度通常較高，但也因地理位置、季節及日夜變化而有所差異。Turton et al. (1988)提出五種天氣型態會產生大氣導管現象，如(1)洋面上的蒸發、(2)反氣旋沉降、(3)鋒面沉降、(4)夜間地表輻射冷卻及(5)平流。台灣地區夏季常出現的太平洋副熱帶高壓天氣型態正是屬於(2)反氣旋沉降。在高壓脊的籠罩下，會造成強烈的氣流下沉運動而產生逆溫層效應。如此，使得高層大氣的水氣含量少，低層水氣又不容易向上輸送，致使垂直向之水氣及溫度梯度增大，所以易於產生大氣導管現象。在氣象雷達介紹或電磁波傳播之相關書籍中，亦將大氣折射效應列為不可忽視的主題 (Battan 1973、黃 1978、Patterson et. al, 1994、Rinehart 1997、張等 2000)。如此可見，當以雷達回波應用在降水預報時，必須將大氣折射效應一併考量。

由於本個案發生在夜間且位於海面上，同時也不在高空觀測的時間附近，舉證相當不容易。因此，擬從第二節雷達的原始觀測資料著手，亦即分析雷達回波、徑向風場及頻譜寬，嘗試找出不合理之處。第三節則從熱帶降雨觀測計畫

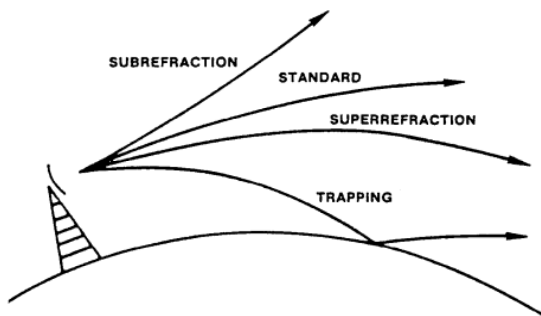


圖5 電磁波傳播示意圖。(摘自 Patterson et al., 1994)

(Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM)及中解析度影像光譜儀 (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS)等衛星的觀測資料計算，推估環境場的水氣與降水分布，來說明當時可能的大氣環境。第四節利用美國國家環境預報中心全球分析場 (National Center of Environment Prediction / Final Analysis, NCEP/FNL)，計算綜觀環境之大氣折射效應。最後，氣象觀測資料分析與折射效應計算結果與討論，會在最後一節說明。

二、雷達觀測資料分析

於個案發生期間五分山雷達是採用 VCP21 (Volume Coverage Patterns)策略進行掃描，共有 9 個掃描仰角，大約六分鐘完成一完整體積掃描 (林與謝 1997)。由圖 1 之雷達回波序列圖可以知道，高回波值位於南北兩端，且由其型態及空間尺度判斷，應該是屬於中尺度對流系統 (mesoscale convective system, MCS)。張 (1998)認為台灣地區的中尺度對流型態可簡單分為多胞型與超大型，其中，以線狀形態發展者幾乎佔全部 MCS 的一半。依據陳等 (1996)針對線狀對流型態的分類，本個案雷達回波與「無層狀降水區」最為類似。由於雷達與衛星之觀測資料差異懸殊，需對雷達的回波結構作進一步的剖析。

以 7 月 3 日 18 UTC 的回波觀測為例 (圖 6a)，在仰角 0.5°、1.5°及 2.4°的資料中，海峽北部有回波存在且最大強度為 40 dBZ，如圖 6b~c 所示。0.5°仰角的回波位置較偏北方，1.5°仰角的回波較偏南方且較寬。2.4°的仰角中，偏南的回波範圍較大而偏北的回波範圍較小。若以垂直剖面分別分析南北兩個回波，如圖 7 所示，在 AB 剖面中，距雷達站約 130 至 200 km 之回波發展高

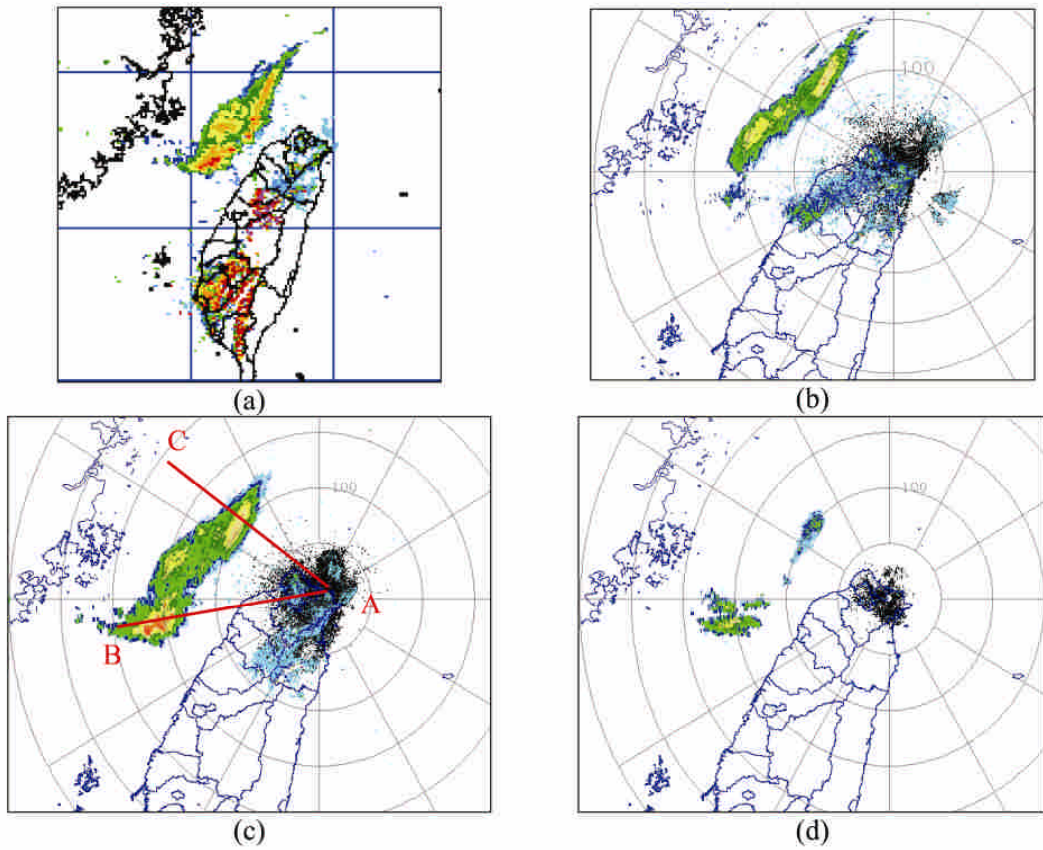


圖 6 2003 年 7 月 3 日 18 UTC 五分山雷達觀測資料:(a)雷達回波合成圖,(b) 0.5°, (c) 1.5°, (d) 2.4°仰角回波。回波值色階如圖 1, 間隔為 5 dBZ, 距離標示每一圈為 50 km。AB 與 AC 線段代表圖 6 的垂直剖面位置。(資料來源:中央氣象局)

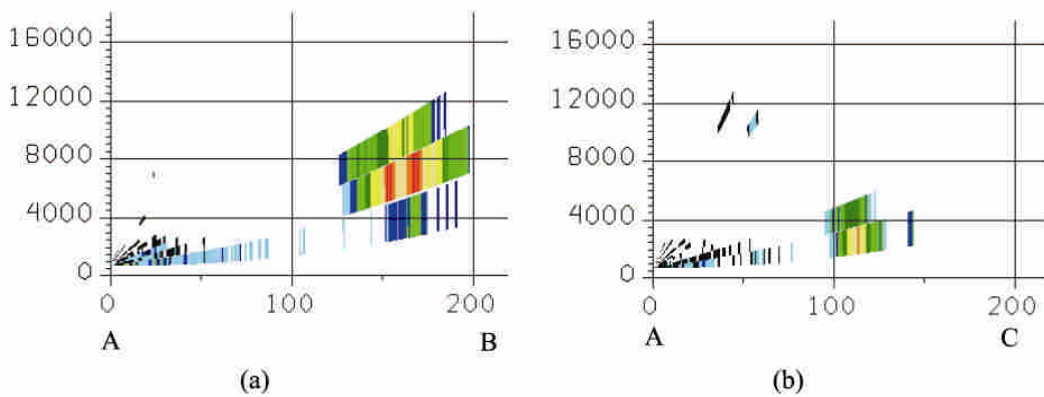


圖 7 圖 5b 之雷達回波剖面圖:(a) AB, (b) AC 剖面。垂直軸為高度(m), 水平軸為與雷達站距離(km), 回波值色階如圖 1, 間隔為 5 dBZ。

度較高，約 2000~10000 m，如圖 7a 所示。在 AC 剖面中，距雷達站約 100 至 130 km 處之的回波發展高度較低，約 2000~6000 m，且 2.4°仰角以上沒有任何回波出現，如圖 7b 所示。由於兩個剖面的回波沒有明顯的平整回波頂部及亮帶，此回波結構與層狀性降水特性不相符（Houze 1997、張等 2000）。若由圖 6 之強回波推估，該天氣系統的垂直發展高度應至少可達高對流層。然而，在圖 7a 的 AB 剖面圖中，0.5°與 1.5°仰角回波出現了位置上的垂直不連續。圖 7b 的 AC 剖面圖中，1.5°仰角回波與上下兩個仰角回波亦是出現了位置上的垂直不連續。這個現象與深對流性回波的結構明顯不同，意味著雷達資料的異常。

都卜勒氣象雷達係應用雷達所發射電磁波頻率與接收電磁波頻率之差，來推算目標物移動的速度，所產生的頻率差 f_D (Doppler Frequency Shift) 和目標物移動之徑向速度 v 關係，可由 $f_D = 2v/\lambda$ 方程式導算而得，其中 λ 為雷達波長（張等 2000）。圖 8 為 7 月 3 日 18 UTC 3 及 5 km 高度之回波、徑向風場(radial velocity)及速度頻譜寬(spectrum width)之平面顯示。一般而言，成熟的線狀對流系統在垂直剖面上會有明顯的回波且呈連續性的分布。然而，從圖 8a 與 8b 來看，回波的位置在垂直方向並沒有連續性。在 3 km 高度的徑向風場中（圖 8c），零值線與實際風向正交可以判斷出當時環境風場的風向是西南風（張等 2000），依據圖 1 雷達回波的時序觀測，此線狀回波僅稍微向西北方移動，近似停滯在同一地點停留長達 12 小時以上。此外，3 km 高度的徑向風場顯示出，風速是由西南向東北逐漸增強達到 10 m s^{-1} 。在 5 km 高度的徑向風場中（圖 8d），距雷達站西北方 100~125 km 處出現速度場的不連續。零值線位於方位角 270°及 295°之間且距雷

達站 125 km。在零值線區南北兩側均有正值的徑向風場，此一徑向風場分布，雖然徑向風場值介於 $-0.25 \sim 5 \text{ m s}^{-1}$ ，僅能推論 5 km 平面高度之風場狀況不穩定，顯示該區域之水粒子運動應有相當差異。

都卜勒速度頻譜寬表示脈波掃描體(pulse volume)內，不同大小粒子的速度偏離其平均值的程度。實際上，它是由具有不同徑向速度的散射粒子所造成的。對天氣觀測而言，影響速度頻譜寬的主要因素有四個：(1)垂直方向上的風切變；(2)因雷達天線移動造成橫向風效應；(3)大氣的湍流運動(Turbulence)；(4)不同直徑的降水粒子的下落終端速度(Terminal Velocity)。若每項因子對速度頻譜寬的貢獻近似互相獨立，則速度頻譜寬平方差 σ_v^2 為各項因子造成之方差之和，即 $\sigma_v^2 = \sigma_s^2 + \sigma_b^2 + \sigma_T^2 + \sigma_w^2$ ，其中 σ_s^2 、 σ_b^2 、 σ_T^2 、 σ_w^2 則為上述(1)至(4)項因子造成的方差，相關討論詳見 Rinehart (1997)及張等 (2000)。由於(1)、(2)項的貢獻相當小，當雷達以水平或低仰角掃描時，降水粒子的下落終端速度對頻譜寬沒有影響。因此，頻譜寬通常是用來判斷大氣湍流的程度。Doviak and Zrnic (1993)在其對龍捲風的研究個案中，當 1.5 km 高度徑向風場值介於 $-20 \sim 20 \text{ ms}^{-1}$ 之狀況下，在徑向風場平面梯度變化大的位置上其頻譜寬高達 14 ms^{-1} 。Bluestein and Jain (1985)曾將 1971-1981 年間春季發生於 Oklahoma 的颶線個案，依雷達回波形成型態分為四類，即破線型(broken line)，後造型(back building)、破面型(broken areal)及嵌面型(embedded areal)。其環境條件之合成分析顯示，所有型態颶線幾乎均處於條件性不穩定的對流層環境中。Fang et al. (2004)利用雷達觀測結果，探討頻譜寬與天氣型態之相關性，發現在白天好天氣、層狀雨、下雪等天氣

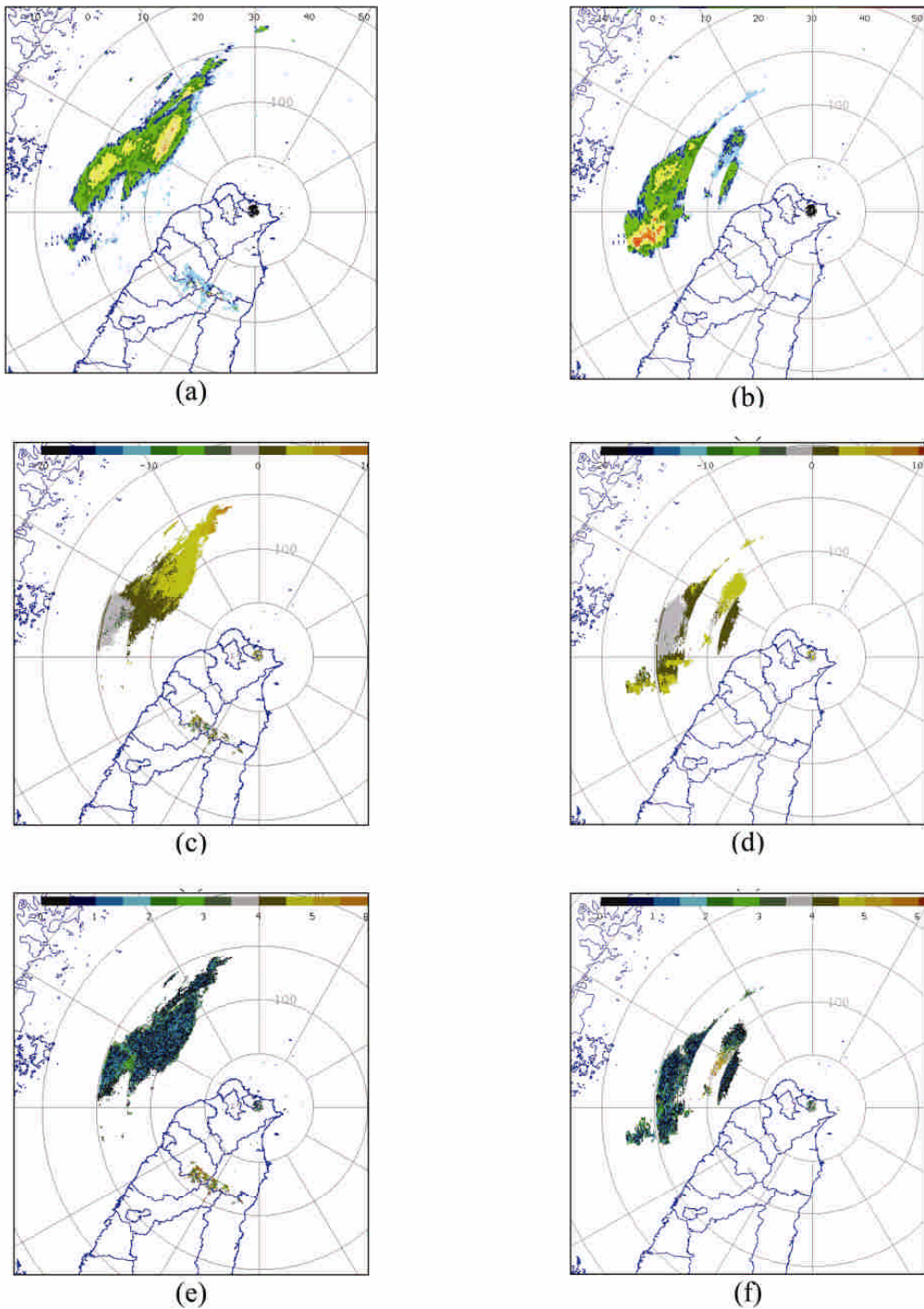


圖 8 2003 年 7 月 3 日 18 UTC 五分山雷達觀原始觀測資料：(a)、(c)、(e)分別為高度 3 km 之等高面(CAPPI)的回波強度、徑向風場與頻譜寬；(b)、(d)、(f)同(a)、(c)、(e)但為高度 5 km。回波場色階間隔同圖 1，徑向風場色階間隔 2.5 ms^{-1} ，頻譜寬色階間隔 0.5 ms^{-1} ，色標值如各圖所示，距離標示每一圈為 50 km。

的頻譜寬均小於 2 ms^{-1} ，具有最大頻譜寬的天氣是嵌面型颶線，介於 4.0 到 5.4 ms^{-1} 之間，強烈風暴及沿著破線型颶線的風暴，其頻譜寬則介於 2.1 到 3.0 ms^{-1} 。在本個案中，由 3 km 高的頻譜寬來看（圖 8e），回波區之數值相當均勻且均小於 2 ms^{-1} ，顯示出本層回波粒子各方向運動速度相當平均。亦即，本層上下之垂直方向上的風切變很小也沒有顯著的亂流。由 5 km 高的頻譜寬來看（圖 8f），在雷達站西北方 100 km 處有強度高達 $5\sim 6 \text{ ms}^{-1}$ 的頻譜寬，顯示出該層回波粒子有垂直方向上的風切變且有顯著的亂流可能，但是，回波強度卻不到 10 dBZ 。另外，該區的頻譜寬分布也顯示水平與垂直向的不連續與線狀對流特徵不吻合。

藍(2003)指出，當有大量鳥群出現時，雷達會對鳥群目標產生特別的訊號，容易與降水、地面雜波及異常回波加以區別。其利用地面調查及墾丁氣象雷達站之原始資料，監測赤腹鷹 (*Accipiter soloensis*) 出海後飛行動態，根據回波的空間分布，可以偵測出飛行高度帶約在 $166\sim 409 \text{ m}$ 間，渡海空域面寬可達 25 km 。飛行速度為 $19.5\sim 50.25 \text{ km hr}^{-1}$ ，每 $250 \text{ m}\times 250 \text{ m}\times 1^\circ$ 錐形體空域密度約有 $8.38\sim 120$ 隻。林 (2007) 針對鷺鳥遷移習性研究中，也得到回波值與鷺鳥類數量有 $2.2\text{dBZ}-50$ 的關係式，飛行速度約 50.88 km hr^{-1} ，高度則約 190 m 。藍(2003)亦指出猛禽的遷移儘量避免飛越水域，因為水域上熱氣流較陸地相對為小，長期飛行則需要耗費較多體力。但由圖 1 的時序圖可以知道回波位置並未明顯移動長達 12 小時以上；海峽上的回波高度均在 2000 m 以上，且要形成大範圍的回波所需要鳥禽數量是非常可觀的，故排除因為大量鳥禽遷移而造成本個案所觀測到的回波。

三、衛星觀測資料分析

為確認五分山氣象雷達觀測結果是異常，除了有先前的紅外線衛星雲圖的說明外，再加上 TRMM 與 MODIS 兩個繞極衛星的觀測資料作為佐證。雖然，衛星的解析度不像雷達這麼高，但長約 300 km 、寬約 100 km 的大範圍雷達回波，仍然可以被衛星觀測到。TRMM 衛星搭載有 TMI (TRMM Microwave Imager)、VIRS (Visible and Infra-Red Scanner)、PR (Precipitation Radar)、CERES (Cloud and Earth Radiant Energy Sensor)、LIS (Lightning Imaging Sensor) 等儀器，為大氣科學研究提供豐富的觀測資料 (摘自 TRMM 網站²)。陳等 (2006) 利用 Petty (1994) 所提出微波資料計算海上水氣含量的公式，反演台灣鄰近地區 2002 至 2004 年 7~10 月間的資料。他們發現在海上晴空無雨的情況下，由 TRMM/TMI (水平解析度為 10 km) 相同頻道資料求得水氣含量 (water content) 大約是介於 $37\sim 49 \text{ g m}^{-2}$ 之間。由個案期間通過台灣地區上空三個時段 (3 日 04、22 UTC 及 4 日 03 UTC) 的資料分析，相對於地面雷達回波 (長約 300 km 、寬約 100 km) 出現位置上空的水氣含量介於 $34\sim 38 \text{ g m}^{-2}$ 之間。以 7 月 3 日 22 UTC 為例，如圖 9 所示。圖 9a 為五分山氣象雷達觀測狀況，圖 9b 中紅點代表 TMI 觀測資料，梯形區域為雷達回波出現位置。衛星資料位於雷達回波區內共有資料 184 點 (黃色點)，水氣含量介於 $27.5\sim 34.0 \text{ gm}^{-2}$ 之間 (平均為 29.95 gm^{-2})，這表示該區域屬於晴空無雨的環境。上述三個時段之水氣頻道資料計算可知，在最低 14 層降水觀測中，該區的降水粒子含量 (precipitation water content) 都是 0 gm^{-3} 。圖 9c 藍色區域為 TMI 通過台灣地區位置，掃描寬度 (swath) 為 878 km ，在海面上的 14 層降水粒子含量均為 0 gm^{-3} 。

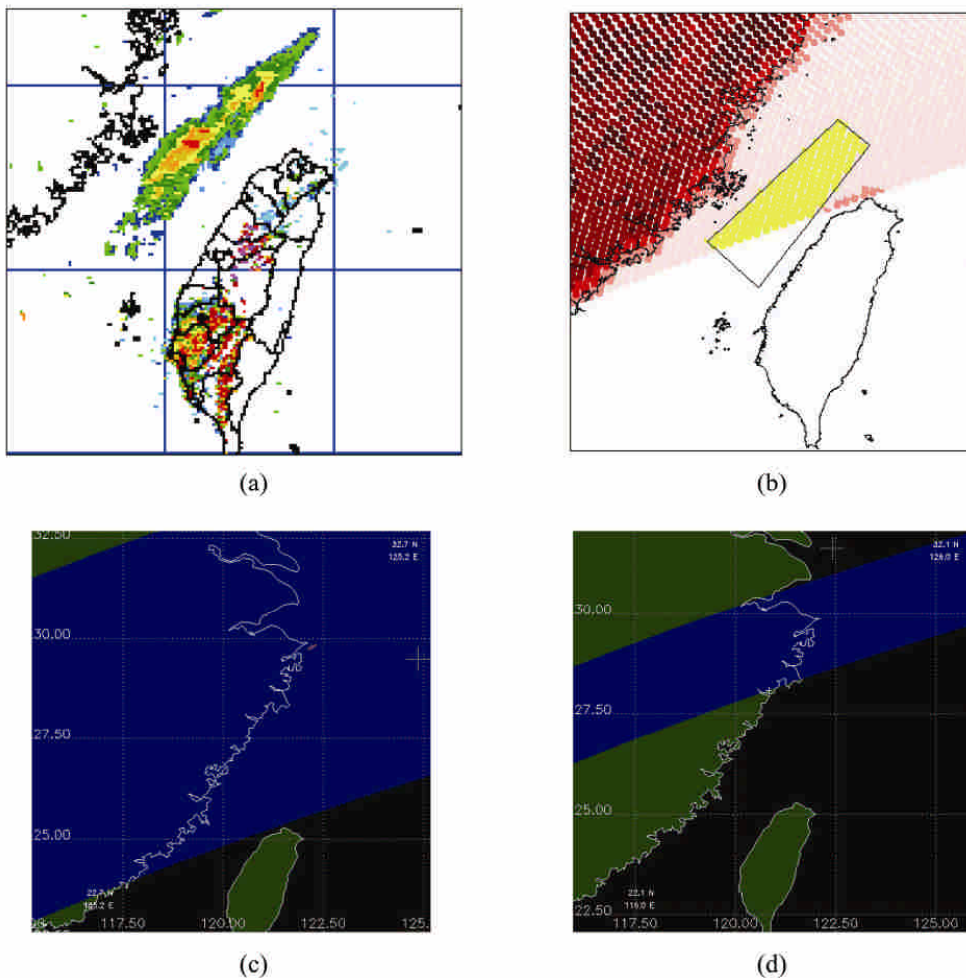


圖 9 2003 年 7 月 3 日 22 UTC 氣象觀測資料，(a)為五分山雷達回波合成圖，(b)、(c)、(d)為 TRMM 觀測資料，(b)為由 TRMM 水氣頻道推算所得之水氣含量，紅點代表 TMI 觀測資料，梯形區域為雷達回波出現位置，黃點為位於雷達回波位置之觀測點，(c)為降水粒子含量圖，藍色區域為掃描寬度(878 km)，顯示第一層降水粒子含量，其值為 0 gm^{-3} ，(d)為 PR 資料，藍色區域為掃描寬度(220 km)，海面上近地表降水回波值均為 0 dBZ。

此外，TRMM/PR 資料提供水平 5 km 與垂直 250 m 的解析度，可得到完整三維的降雨分布 (Kuroiwa et al., 1996)。蔡等 (2006) 利用台灣地區地面自動雨量站的觀測資料進行驗證，發現梅雨期間 PR 估算的降雨量與地面觀測站的降雨分佈二者較為一致，其相關係數為 0.66。Bolen and Chandrasekar (2000) 在其 8 個研究個案中，針對同一降水系統同時採用 TRMM PR 及地面 S-Band

的雷達觀測資料進行比較，發現 5~8 km 處有最大達到 10 dBZ 的誤差，仍然有 35 BZ。但在本個案 7 月 3 日 22 UTC 的雷達觀測中，仍然有 45 dBZ 的回波值，考量 10 dBZ 的誤差範圍。依據 7 月 3 日 22 UTC 的資料分析，因其掃描寬度僅為 220 km (如圖 9d 所示)，雖然在台灣海峽北部無觀測資料，但在近地面回波值為 0 dBZ，而其他兩個時間 TRMM 所掃描區域之地面回波值，在海面上

部份也都是 0 dBZ (圖未示), 更說明了個案期間, 地面雷達所觀測結果並非真正的天氣回波。

MODIS 是搭載於美國太空總署地球觀測系統 (Earth Observing System, EOS) 之 Terra 和 Aqua 衛星上的中解析度成像分光輻射度計, 觀測資料包含大氣穩定度、溫度及溼度垂直分布、水氣含量等資訊。其水平解析度介於 250~1000 m、垂直解析度自 1000 hPa 到 5 hPa 共有 20 層 (近地面層包含 950、920、850 hPa 等層, 摘自 MODIS

網站³)。個案發生期間, Terra 衛星通過台灣時間為 7 月 3 日 0320、1415 UTC 及 7 月 4 日 0225 UTC 等三時段, Aqua 衛星則是在 7 月 3 日 0450 UTC 及 7 月 4 日 0530 UTC 通過台灣。以氣象雷達回波位置區塊在 850 hPa 高度的溫度及露點溫度差分析, 其平均值介於 7.5 到 8.8°C 之間。以 7 月 4 日 02 UTC 為例, 如圖 10 所示, 在海峽北部有觀測到 20 dBZ 的回波值, 長 120 km, 寬 50 km (如圖 10a)。MODIS 通過台灣地區的觀測範圍

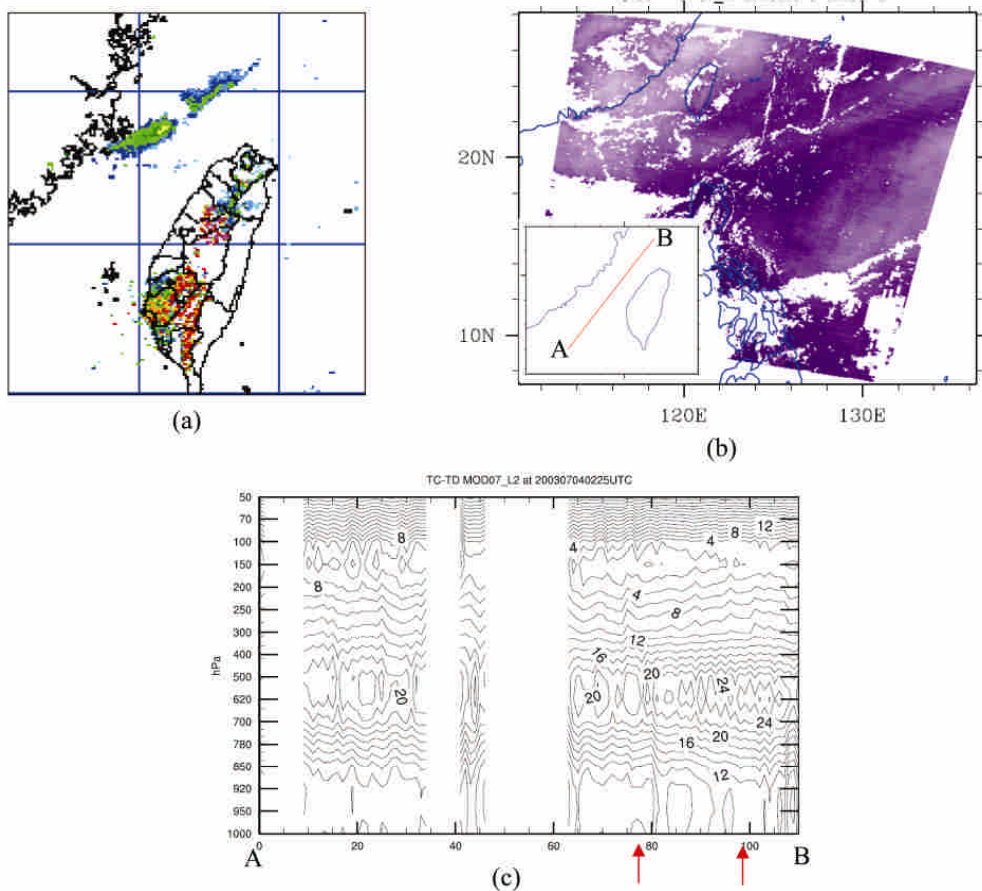


圖 10 2003 年 7 月 4 日 02 UTC 觀測資料。(a)為五分山雷達回波合成圖, 回波值色標如圖 1, 間隔 5dBZ, (b)為 MODIS 觀測資料範圍, 空白表示無資料, 左下角為圖(c)切線位置, (c)為剖面之溫度露點差(K), 等值線為溫度露點差, 間隔為 2 K, 垂直軸為壓力(hPa), 橫軸為觀測資料點數, 每一點間隔約 5 km, 空白部分無觀測資料, 回波出現概略位置標示於紅色箭頭範圍內。

如圖 10b，左下角圖代表台灣海峽中線溫度露點差垂直剖面相對位置。從圖 10c 垂直剖面圖中可以發現，在 920 hPa 以下海峽南部較北部為潮濕，但全區的溫度露點差都在 8 K 以上。在 850~400 hPa 之間的溫度露點差也都在 12 K 以上，海峽北部甚至高達 24 K。所以在這段時間台灣海峽上空非常乾燥，沒有充足的水粒子可以形成降水系統。

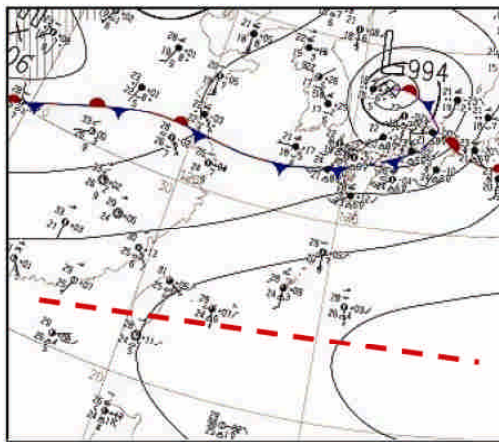
四、綜觀天氣分析

根據 2003 年 7 月 3 日 12 UTC 之日本氣象廳地面天氣分析圖，滯留鋒面系統位於 32°N 以北，離台灣甚遠且對台灣天氣影響不大。此時，太平洋副熱帶高壓 1012 hPa 等壓線相交於台灣東部，台灣位於副熱帶高壓脊的天氣型態。地面風場以東南風和南風為主，暖平流明顯，如圖 11a 所示。於 7 月 4 日 00 UTC 時，副熱帶高壓西伸的等壓線 1012 hPa 已東退，但仍是高壓籠罩的天氣型態，且台灣附近風速均小於 10 m s^{-1} ，如圖 11b 所示。850 hPa 等壓面上，於 3 日 12 UTC 在台灣東部海域之 1530 m 等高線，也於 4 日 00 UTC 時東退，如圖 11c 和 11d 所示。此外，在台灣地區的風速略有增強的趨勢，風向由原有的西南風轉為南南西風，風速仍小於 10 m s^{-1} 。另外，3 日 12 UTC 在台灣海峽之 700 hPa (3180 m) 等高線，也於 4 日 00 UTC 時東退（圖未顯示），風速亦些微增強，風向由原有的南風轉為東南風。若從上述兩時間之雷達回波觀測來看，3 日 12 UTC 時（如圖 11e），五分山東側陸地及海面有明顯的回波。而 4 日 00 UTC 時（如圖 11f），在台灣海峽北部則有 35 dBZ 的回波值。

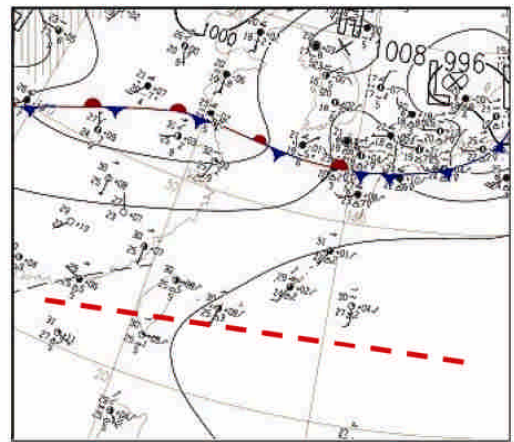
Chen and Chou (1993) 分析 1987 年 5~6 月 TAMEX 期間所觀測到的 6 個鋒前飆線個案後，

發現所有個案均於梅雨鋒面前發生且隨時間移離鋒面，移動速度平均為 10 m s^{-1} 、生命期為 11.4 小時。飆線形成期之環境於 3~4 km 高度存有低層噴流，並於 700 hPa 之下具有強烈的垂直風切。Houze (1997) 指出層狀性降水較常伴隨鋒面出現，但此時期北方鋒面系統距台灣至少 700 km，應不致對台灣造成影響。以下將進一步分析個案期間台灣地區是否具有對流系統發展的環境特徵。鄧與陳 (1990) 的個案分析中存在有不同高度之噴流，其所謂的噴流是定義在 850、700、500 hPa 分別有大於 20、40、50 kts 的強風速區。而在圖 11c、11d 中，僅在 30°N 以北、107°E 以西的 850 hPa 有超過 20 kts 的風速，但距台灣北部 (25°N、121°E) 都在 500 km 以外，而 700、500 hPa 均無明顯噴流存在（圖未示），在鄧與陳 (1990) 的個案中，850 hPa 的噴流軸係位於台灣上空。

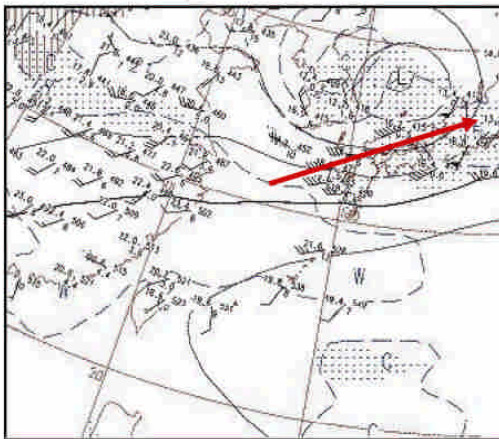
由於個案發生期間正好位於兩個高空觀測時間 (00 和 12 UTC) 之間且位於台灣海峽北部海面上，因此，利用水平解析度為 $1^\circ \times 1^\circ$ 經緯度、垂直 28 層、時間間隔 6 小時的 NCEP/FNL 資料，分析 7 月 3 日 12 UTC 至 4 日 00 UTC 之大氣環境趨勢。Mapes and Houze (1995) 分析熱帶海洋—全球大氣研究計畫的偶合海洋大氣反應實驗 (Tropical Ocean-Globe Atmosphere, Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment, TOGA COARE) 實驗期間，飛機上的雙都卜勒雷達資料，認為在太平洋熱帶地區所觀測到的 13 個強對流個案中，其地面至 14 km 高度的散度變化大約是在 $-2 \sim 2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ，亦即低層輻合，高層輻散，具有對流系統發展條件。選取相對於線狀回波之位置單一格點 (24.8°N、120.3°E)，並依據分析場所計算出的散度、渦度及風速剖面如圖 12 所示。由圖 12a 之散度來看，3 日 12 UTC 低層至 300 hPa



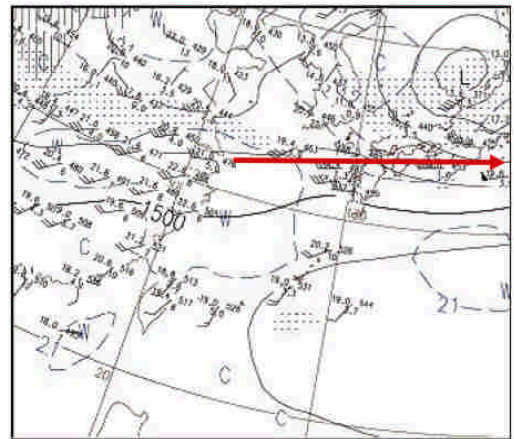
(a) 3 日 12UTC



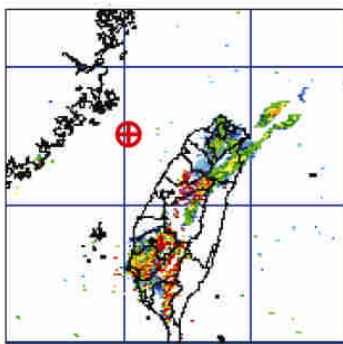
(b) 4 日 00UTC



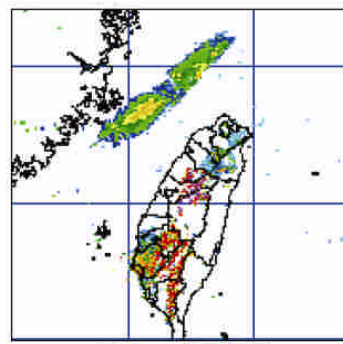
(c) 3 日 12UTC



(d) 4 日 00UTC



(e) 3 日 12UTC



(f) 4 日 00UTC

圖 11 2003 年 7 月天氣圖，(a)3 日 12 UTC 地面，(b)4 日 00 UTC 地面，其中紅色虛線為高壓脊位置；(c)3 日 12 UTC 850 hPa，(d)4 日 00 UTC 850 hPa，紅色箭頭為噴流軸位置。(e)3 日 12 UTC 雷達回波合成圖，紅點為全球分析場取樣點之格點位置 (24.8°N、120.3°E) (f) 4 日 00 UTC 雷達回波合成圖，回波值色階如圖 1。資料來源：日本氣象廳及中央氣象局。

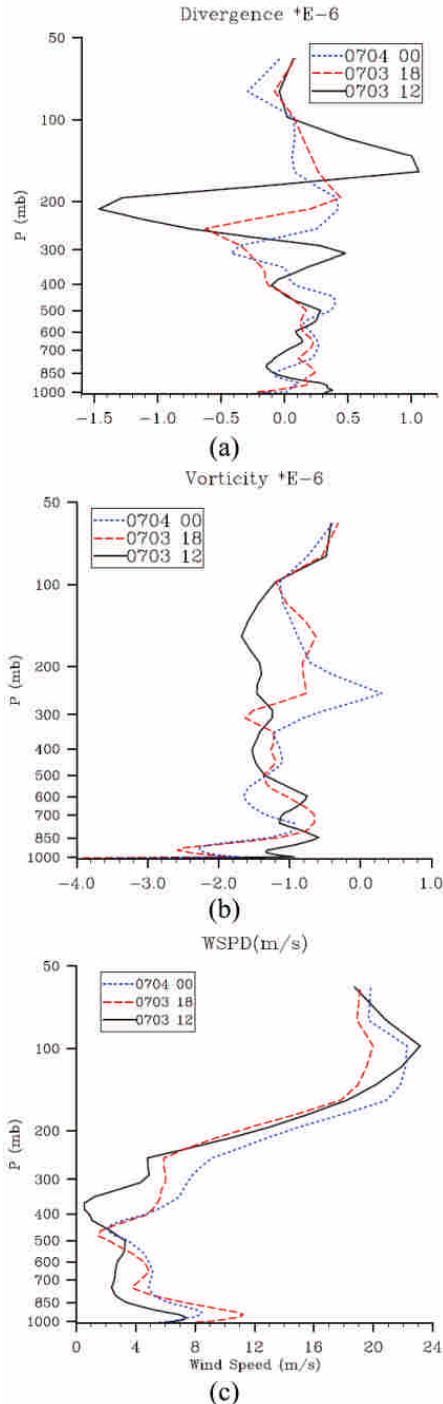


圖 12 回波位置動力場剖面圖，由左至右分別為(a)散度、(b)渦度及(c)風速，其中渦度及輻度為 10^{-6} s^{-1} ，風速單位為 ms^{-1} ，線條類型代表不同時間，實線為 7 月 3 日 12 UTC，虛線為 7 月 3 日 18 UTC，點線為 7 月 4 日 00 UTC。

為弱輻散區平均約 $0.2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。在 200 hPa 有明顯的輻合區，最大值為 $-1.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ，之後，180 hPa 處又轉為輻散。3 日 18 UTC 及 4 日 00 UTC 地面至 400 hPa 同樣是弱輻散，且其平均值約在 $0.1 \sim 0.2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ，400 hPa 以上方轉為輻合且其最大值約 $-0.6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ，這種環境不具有低層輻合、高層輻散之特徵。由於全球分析場並未包含垂直速度，故以平面風場所推算之渦度，來診斷大氣垂直運動。由圖 12b 之渦度來看，三個時段的值大部分為負值且平均在 $-1.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ，故大氣應為向下沉降運動。雖然，4 日 00 UTC 時在 250 hPa 處有 $0.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ，但整體而言，海峽北部的大氣環境不利於對流系統的發展。

根據林與陳 (1997) 的研究，不論是線狀或是非線狀對流都是在中高層盛行西南西風內形成、增強且低對流層垂直風切均大於中對流層垂直風切。線狀對流在較強的低對流層與中低對流層之垂直風切環境中形成與發展。由圖 12c 之風速剖面圖來看，三個時段低層最大風速大致位於 925 hPa，其中 3 日 18 UTC 的風速最大約 11 ms^{-1} ，於 4 日 00 UTC 時降低至 8 ms^{-1} 。平均而言，250 hPa 以下的風速平均約在 6 ms^{-1} ，而 250 hPa 以上風速隨高度增加變大，最大風速 24 ms^{-1} 約在 100 hPa 處。至於 700 及 500 hPa 的風速並沒有明顯的變化，這個變量遠小於鄧與陳 (1990) 颶線個案研究的風速變量 (約 50 kts)，且風場向量變化不大 (大致由南南西轉西南風)。在垂直風切分析方面，僅 850 hPa 與地面之垂直風切較大約為 $3.1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ($\partial V / \partial z$ ， V 為風速 ms^{-1} ， z 為高度 m)，其餘中低層垂直風切值均很小，介於 $0.5 \sim 1.6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。此處的垂直風切量相較於鄧與陳 (1990) 的研究結果 (地面~500 hPa 為 $3.4 \sim 8.6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) 也有明顯偏弱。由圖 12c 中亦可發現，最大風速多出

現於 950~925 hPa，故地面至 850 hPa 之間包括有位於最大風速層以上和以下的部分，在其之上部分為負風切，而以下部分的厚度則相當淺薄。整體而言，中低層為弱風切、風速小且為微弱下沉環境，應該不致有強的線狀對流系統生成。

上述動力分析已顯示出不利於線狀對流系統的生成，那熱力環境又是如何呢？圖 13 為相對於圖 12 位置的位溫 θ 、相當位溫 θ_e 及飽和相當位溫 θ_e^* 垂直剖面時間序列圖。圖 13 顯示各時段 700 hPa 以下之大氣為對流不穩定 ($\partial\theta_e/\partial z < 0$)，且自由對流高度(level of free convection, LFC)平均在 500 hPa 附近，近地表不穩定的空氣塊不易抬升到自由對流層而產生對流系統，僅在 0400 UTC 有 238 J Kg⁻¹ 的 CAPE 值。這個結果和 Chen and Chou (1993)個案研究 830 hPa 的 LFC 與 1004 J Kg⁻¹ 的對流可用位能 (convective available potential energy, CAPE) 明顯不同。林與陳 (1997) 個案中之線狀對流在過境板橋測站前、中、後的 CAPE 平均值分別為 834、1107、697 J Kg⁻¹。本個案的 CAPE 值也遠小於他們的 CAPE 值。此外，其他熱力因子諸如 LI、KI、TT 等，也都未達發展深對流之指標。對於雷達回波圖中發展超過 8 km 之線狀對流系統而言，在明顯回波出現前、中及後的動力與熱力場環境分析，均無法顯示台灣海峽北部有不穩定的大氣環境。

個案期間氣象雷達觀測結果具有高回波值、且出現時間長等特性，但經過數個衛星資料、雷達原始資料，以及動力與熱力的大氣環境比對，都指向雷達的回波是異常。因此，進一步探討大氣折射環境的可能性。假如雷達的回波是異常現象，則大氣折射效應最有可能出現的位置應該是在雷達所在位置的附近，以及回波與雷達站之間。利用分析場計算台灣北部通過五分山之綜觀

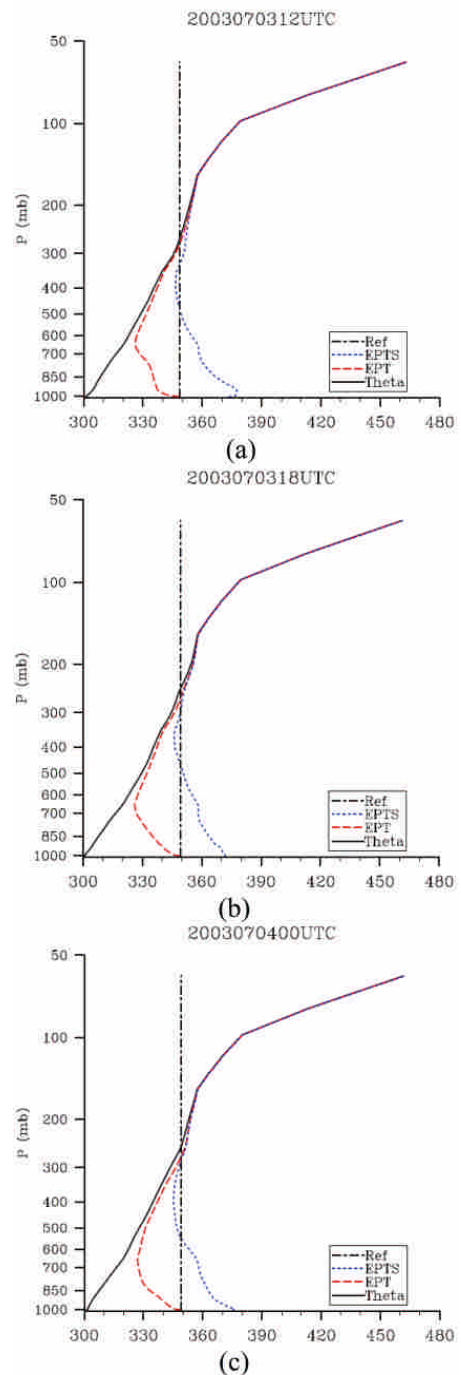


圖 13 回波位置熱力場剖面圖，由左至右分別為 7 月 3 日 12 UTC、18 UTC 及 4 日 00 UTC 之位溫 θ 、相當位溫 θ_e 及飽和相當位溫 θ_e^* 。線條類型代表不同溫度，實線為位溫，虛線為相當位溫，點線為飽和相當位溫，點線段為地面相當位溫參考線，單位為 K。

大氣折射效應剖面圖，如圖 14，五分山雷達站相對位置如紅色箭頭所示。於 7 月 3 日 12 UTC 時（圖 14a），可以診斷出陸地有 80 m 以上的超折射層，海陸交界地帶則有次折射層。在近海面處有較大的相當位溫垂直梯度且向上遞減，表示綜觀環境近地層溼度之垂直變化較明顯，且由 dM/dh 的計算可知，在海面上則有高度 500 m 以上的超折射層，甚至在部分海面亦可以診斷出陷捕層。3 日 18 UTC 時（圖 14b），五分山附近的超折射層超過 120 m，雷達西側陸地的次折射層明顯減少且台灣海峽上的陷捕層已消失，而雷達站東側陸地及海面仍有明顯的次折射及陷捕。7 月 4 日 00 UTC 時（圖 14c），五分山附近陸地仍有超折射層，東部海面仍有陷捕層，且超折射層高度仍維持在 500 m 以下。西部海面之陷捕層雖已消失，但仍有 100~400 m 之超折射層存在。這也就是說，本個案期間造成雷達回波異常的原因，應該是雷達站附近之低層大氣有連續及大範圍的陷捕層或是超折射層的出現。且雷達波傳播路徑中，也受到大氣折射效應影響，致使雷達波偏折到達海面，形成假回波。在綜觀環境資料分析中，雖然解析度不足，但仍可以診斷出低層大氣有折射效應的存在，但強度不夠，僅為超折射。如果可以利用中尺度數值模式增加低層垂直解析度，應可模擬出陷捕層的存在，我們將在第二篇論文詳細說明。

五、結論與未來研究方向

2003 年 7 月 3 日夜間，五分山氣象雷達觀測到強度高達 45 dBZ 的回波值。回波位於雷達站西北方約 120 km 之台灣海峽北部，且停留數小時之久。然而，從現有的觀測資料中發現有不吻合的現象：

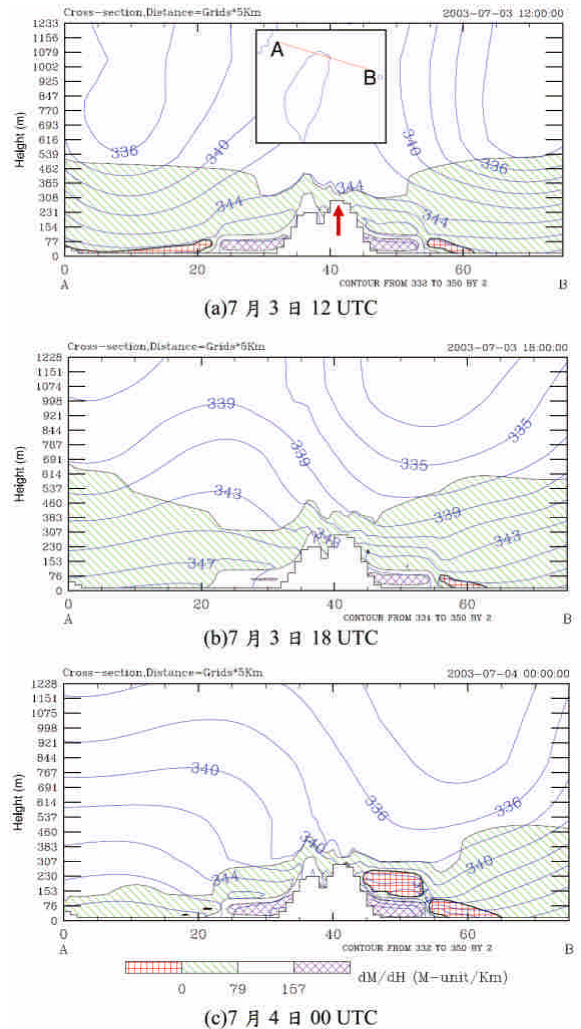


圖 14 2003 年 7 月 3、4 日全球分析場繪製台灣北部大氣折射效應，(a)7 月 3 日 12 UTC，(b)7 月 3 日 18 UTC，(c)7 月 4 日 00 UTC。折射效應閾值如色標所示，次折射為 $dM/dh > 157 \text{ M km}^{-1}$ 、正常為 $79 < dM/dh \leq 157 \text{ M km}^{-1}$ 、超折射為 $0 < dM/dh \leq 79 \text{ M km}^{-1}$ 及陷捕為 $dM/dh \leq 0 \text{ M km}^{-1}$ ，藍色線為相當位溫(K)，間隔為 2 K。切線位置如(a)圖所示，垂直軸為高度(m)，橫軸為格點數，每一格點 5km，圖中空白無資料部分為地形，五分山雷達站相對位置為紅色箭頭所示。

1. 雷達回波具有柱狀的高回波帶且無均勻的回波頂及亮帶，雖與對流系統結構類似，但其垂直向的回波卻顯示出不連續。徑向風場判斷出環境風場為西南風，但主要的線狀回波卻近似停滯不動，僅稍微朝向西北方移動。此外，整個回波之頻譜寬相當均勻且為 2 m s^{-1} 以下，顯示該區無顯著對流系統存在。
2. 紅外線衛星雲圖在海峽北部並未發現雷達觀測到對流系統，且從 TRMM 衛星的地面回波值為 0 dBZ 、降水粒子含量為 0 g m^{-3} 、水氣頻道的水氣含量在 $34\sim 38 \text{ g m}^{-2}$ 之間，都可以說明當時是晴空無雨的天氣狀況，且地面也沒有觀測到降水。另外，從 MODIS 的觀測資料中，台灣地區在個案期間高空的溫度露點差都在 8 K 以上，顯示高空是相當乾燥，並無充分的水粒子可以形成對流系統。
3. NCEP/ FNL 的觀測資料顯示低層至 400 hPa 均為弱輻散區，環境不具有低層輻合、高層輻散之特徵，也不容易產生對流。此外，渦度大部分為負值，海峽北部為沈降，亦不利於對流系統的發展。此外，中低層為弱風切、風速小且為微弱下沉環境，應該不致有明顯的對流系統生成。 700 hPa 以下之大氣為對流不穩定，且自由對流層平均高度在 500 hPa 附近，近地表不穩定的空氣塊不易抬升到自由對流層而產生對流系統。對於雷達回波圖中發展超過 8 km 之線狀對流系統而言，在回波出現前、中及後的動力與熱力場環境分析，均無法顯示台灣海峽北部有不穩定的大氣環境趨勢。

分析場雖可診斷出有 400 m 以上的超折射層，但是導管強度不夠。若是能夠利用中尺度數

值模式增加低層垂直解析度，應可模擬出陷捕層的存在，我們將在第二篇論文詳細說明。

誌 謝

本文感謝中央氣象局提供的五分山雷達資料，以及美國大氣科學研究中心免費提供之 WRF 數值模式。此外，本研究在國推會 NSC 93-2623-7-014-023、NSC 94-2623-7-232-001、NSC 95-2623-7-014-016 計畫經費補助下完成，在此一併感謝。最後也向審查委員提供鉅細靡遺的審查意見致上最高謝意。

註 釋

註 1：日本氣象廳 <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/satellite/index.html>。

註 2：TRMM 網站：http://trmm.gsfc.nasa.gov/overview_dir/instrumentfacts.html

註 3：MODIS 網站：<http://modis.gsfc.nasa.gov/index.php>

參考文獻

- 丘台光與陳嘉榮，2003：短時預報系統產品校驗。天氣分析與預報研討會論文集編，63-68。
- 林宏聖與謝信良，1997：五分山雷達特性簡介。天氣分析與預報研討會論文集編，119-121。
- 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。
- 林裕盛，2007：恆春半島鷺科鳥類之遷移研究。屏東科技大學野生動物保育研究所碩士論文，37 頁。

- 周仲島、李文兆，2001：台灣地區都卜勒雷達資料發展應用計畫(I)。中央氣象局委託計畫，90頁。
- 涂建翊與余嘉裕，1997：台灣地區降水之時空氣候特徵。氣象預報與分析，152，23-33。
- 張培昌、杜秉玉、戴鐵丕，2000：雷達氣象學，氣象出版社，499頁。
- 張茂興，1998：台灣中部山區中尺度對流系統之雷達分析。中正理工學院國防科學研究所博士論文，262頁。
- 張泉湧，2001：中尺度氣象學。國立編譯館，89-123。
- 黃崢瑜、陳應誠、姚柏宏、詹文皓編著，2002：物理。第六版，全華科技圖書股份有限公司，34章，16-21。
- 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。
- 陳泰然、周鴻祺、林宗嵩、楊進賢，1996：台灣海峽北部及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。
- 陳泰然與沈里音，1996：台灣梅雨季海峽北部與鄰近地區線狀對流之環流條件。大氣科學，24，233-247。
- 陳萬金、胡仁基、劉振榮、張茂興，2006：利用TMI微波頻道反演海上颶風定量降水之研究。大氣科學，34，67-88。
- 黃鐘洺，1978：電波傳播。聯經出版社，87-115。
- 戚啓勳，2001：大氣科學。第二版，大中國圖書公司，1-20。
- 蔡明達、陳萬金、方錫棋、劉振榮、李慶忠，2006：TRMM/PR 降雨估算之驗證及其應用—台灣陸地降雨之研究。大氣科學，34，1-26。
- 薛湘畚，2000：台灣北部地區大氣折射率之分析與應用。國立中央大學太空所碩士論文，38頁。
- 藍正裕，2003：氣象雷達在墾丁地區赤腹鷹過境行為研究之應用。國立屏東科技大學森林系碩士論文，79頁。
- Babin, S. M., 1996: Surface duct height distributions for Wallops Island. 1985–1994. *J. Appl. Meteor.*, 35, 86–93.
- Babin, S. M., G. S. Young, and J. A. Carton, 1997: A new model for the oceanic evaporation duct. *J. Appl. Meteor.*, 36, 193–204.
- Battan, L. J., 1973: Radar Observation of Atmosphere. University of Chicago Press, 324 pp.
- Bean, B. R., and E. J. Dutton, 1968: Radio Meteorology. Dover Publications, 435 pp.
- Bluestein, H. B. and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Server squall lines in Oklahoma during the spring. 42, *J. Atmos. Sci.*, 1711-1732.
- Bolen M. S. and V. Chandrasekar, 2000: Quantitative Cross Validation of Space-Based and Ground-Based Radar Observation. *J. App. Meteor.* Vol. 39, 2071-2079.
- Borsum, D. L., 1995: Doppler dilemma delineates danger from dirt. National Weather Service Western Region Tech. Attachment 95-07, 7 pp.

- Chen, G. T. J., and H. C. Chou, 1993: General characteristics of squall lines observed in TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 726-733.
- Doviak J. R. and D. S. Zrnic, 1993: Doppler Radar and Weather Observation. 2nd Edition, Academic Press, 410 pp.
- Fang, M., J.R. Dovia, V. Melnikov, 2004: Spectrum Width Measured by WSR-88D: Error Sources and Statistics of Various Weather Phenomena. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 21, 888-904.
- Houze A. R. Jr., 1997: Stratiform Precipitation in Regions of Convection: A Meteorological Paradox?. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2179-2196.
- Kuroiwa, H., T. Kawanishi, M. Kojima, K. Oikawa, and T. Koza, 1996: Precipitation Radar onboard TRMM Satellite. *IEEE.0-7803-3232-6*.
- Mapes, B. E. and R. A. Houze Jr., 1995: Diabatic divergence profiles in western Pacific mesoscale convective systems. *J. Atmos. Sci.*, 52, 1807-1828.
- Moszkowicz, S., G. J. Ciach, and W. F. Krajewski, 1994: Statistical detection of anomalous propagation in radar reflectivity patterns. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 11, 1026-1034.
- Patterson, W. L., C. P. Hattan, G. E. Lindem, R. A. Paulus, H. V. Hitney, K. D. Anderson and A. E. Barrios 1994 : Engineer's Refractive Effects Prediction System(EREPS). Technical Document 2648, 154pp.
- Petty, G. W., 1994: Physical Retrievals of Over-Ocean Rain Rate from Multichannel Microwave Imagery. Part II: Algorithm Implementation. *Meteorology Atmosphere Physical*, 54, 101-121.
- Rinehart E. R., 1997: Radar for Meteorologists. Third Edition, Rinehart Publications, 418 pp.
- Turton, J. D., D. A. Bennetts, and S. F. G. Farmer, 1988: An introduction to radio ducting. *Meteor. Mag.* 117, 245-254.

Case Study of Abnormal Radar Echoes in the Northern Taiwan Strait on July 3rd, 2003

Part I: Environment Analysis

Chang-Min Chu¹ Chi-Nan Chen^{2,3} Fang-Chuan Lu¹ Jian-Liang Wang²

¹ **Nan-Jeon Institute of Technology**

² **Chung-Cheng Institute of Technology, National Defense University**

³ **Republic of China Military Academy**

(Manuscript received 28 December 2006; in final form 28 September 2007)

ABSTRACT

During the night of July 3, 2003, a line echo was detected in the Northern Taiwan Strait by weather radar at Wufensan showing the size of 100 km in width, 300 km in length, and the maximum reflectivity intensity of 45 dBZ. Also, it stays there longer than 12 hours. The vertical column structures of radar image are similar to that of convective system, but its reflectivity intensity is not continuous vertically. In addition, the uniform radar spectrum width shows the stable environment over the Taiwan Strait without any significant turbulence.

In this period, the infrared satellite cloud image with 5 km horizontal resolution does not observe such long-lived and organized cloud system. Such phenomenon are also the same as those observed from the precipitation radar (PR) of tropical rainfall measuring mission (TRMM) and the moderate-resolution imaging spectroradiometer (MODIS), in which their horizontal resolutions are 10 and 1 km, respectively. Their retrieval data demonstrate the clear sky and no precipitation over Taiwan area.

According to every six hour diagnostic analysis from National Center for Environment Prediction/ Final Analysis (NCEP/ FNL), the convective available potential energy (CAPE) is rather weak and the environment is under subsidence around Taiwan area. From the synoptic point of view, the atmosphere is stable. Besides, with the calculation of atmospheric refractivity index, it does show the super refraction layer around Taiwan. Therefore, the effect of atmospheric refraction plays the formation mechanism to force the radar wave bending to the sea surface and to cause such abnormal echoes.

Key words: Weather radar, Atmospheric refractivity index