

101 年天氣分析與預報研討會

中華民國 101 年 9 月 17 日(星期一)至 20 日(星期四)，于中央氣象局、集思臺大會議中心

2012 Conference

on

Weather Analysis and Forecasting

Sep 17-20, 2012 Central Weather Bureau, Taipei

大氣監測與分析

張保亮 林品芳 雙都卜勒雷達合成風場在颱風環流之應用分析	1
蒲金標 黃榮輝 邵懿 西北太平洋颱風活動與月球赤緯變化之分析研究	7
劉崇治 陳良德 衛星影像處理技術在颱風強度估算之應用研究	24
曾吉暉 鳳雷 新型一維雷射式雨滴譜儀及二維光學式雨滴譜儀之雨滴譜粒徑分佈觀測比較	28
戴志輝 張培臣 林博雄 臺灣地區午後對流閃電空間特性初步分析	32
王安翔、陳泰然、張智昇、龔楚嫻 台灣梅雨季之北中南區降雨規模與水氣通量分析比較	38
許皓淳 黃維智 陳志鵬 臺灣地區防災降雨雷達網建置計畫	44
程維毅 林博雄 高述國 以數位相機進行松山機場盛行能見度測定之探討	51
梅可忠 林博雄 利用台北 101 金融大樓探討都市邊界層特性之初探	57
柳再明 農業氣象觀測網的日射量觀測	63
張儀峰 陳世嵐 近 30 年之氣象局探空觀測與資料初步檢視	66
呂高森 陳萬金 汪建良 結合衛星微波及紅外線資料估算 2009 年莫拉克颱風即時定量降水	82

雙都卜勒雷達合成風場在颱風環流之應用分析

張保亮 林品芳

中央氣象局氣象衛星中心

摘要

本研究利用中央氣象局都卜勒雷達與空軍雙偏極化雷達資料，透過雙都卜勒雷達合成方法進行颱風反演風場之應用分析。由分析結果發現，雙都卜勒合成風場對於颱風環流中心位置、颱風近中心強度與外圍雨帶區域的環流強度之變化趨勢等，均能提供預報作業值得參考的資訊。

由 2008 年辛樂克(Sinlaku)與薔蜜(Jangmi)颱風於與那國島(Yonagunijima)的風力垂直剖面分析顯示，與那國島之陣風風速與高度 3 公里雙都卜勒反演風速接近，比值分別約 0.93 與 0.84，而平均風速與高度 3 公里雙都卜勒反演風速比值則為 0.66 與 0.56。在颱風徑向剖面分析方面，由 2010 年凡那比(Fanapi)颱風之徑向-時間風速分析，顯示颱風登陸前環流結構相當完整，具有開放洋面上的特徵，颱風登陸後，近中心環流強度減弱快速，外圍環流部分的變化相對較為緩和，颱風出海後，環流開始重整，最大平均風速開始增強，但最大風速半徑明顯較登陸前為大。

一、前言

颱風降雨與颱風環流及地形交互作用的關係密不可分，若要提升颱風降雨預報的能力，首先需了解颱風的環流結構，尤其是在台灣複雜地形影響下，其局部環流所造成的局部劇烈降雨往往是最難掌握的部分。然而，除了陸地上的地面測站觀測分析外，要獲得大範圍的颱風環流觀測資料，在實際作業中具有相當的困難度，也影響了颱風風雨預報的準確性。都卜勒雷達除了可提供具有較大空間尺度的侵台颱風天氣系統之大範圍即時降雨觀測外，亦能提供都卜勒速度的觀測。如何利用這些觀測資料進行颱風環流的分析，一直以來都是雷達氣象科學家努力的目標。

地面都卜勒雷對於其它傳統觀測而言，對於颱風鄰近陸地時之颱風環流強度能提供高解析度的面的觀測，且可全天候作業，但受限於雷達無法量測到近地面或近海面風的都卜勒速度分量，在進行近地表風力預估時仍存在不確定性。本研究目的為利用侵台颱風個案進行雷達都卜勒風場反演分析，並與島嶼測站及地面風力觀測的進行比較與相關分析，最後應用於海面及地面風力的推估。

台灣地區有完整的都卜勒雷達觀測網，現階段作業化之氣象雷達除了包含中央氣象局(Central Weather Bureau, CWB)所屬之五分山(RCWF)、花蓮(RCHL)、七股(RCCG)、墾丁(RCKT)等四座 S-band 都卜勒氣象雷達外，另包含空軍於 2008 年底完成架設之清泉崗

(RCCK)和馬公(RCMK)等兩座 C-band 雙偏極化都卜勒氣象雷達，構成更完整之雷達觀測網，其觀測範圍包括整個台灣地區及其鄰近海域。雙都卜勒雷達風場合成雖能夠提供完整的三維風場資料，但卻有最佳分析區域之限制，因此透過環島雙都卜勒雷達合成分析風場之整合，將可提供大量風場分析資料，有助於改善台灣本島及鄰近海域風場觀測資料不足的問題，以提升對於侵台颱風中心位置與整體環流結構之特徵與變化的掌握，同時也可作為颱風侵台時之風雨預報作業的重要參考依據。

二、雙都卜勒雷達分析

本研究之重要目標之一，為提供雙都卜勒合成及整合風場做為預報作業時的重要參考依據，藉由即時進行的雙都卜勒整合風場分析，提供相關颱風環流的資訊，以應用於颱風風雨預報之相關作業上。

(一)、雙都卜勒雷達風場合成

本研究雙都卜勒雷達風場的合成與計算主要在卡式(Cartesian)座標下進行，根據克式權重函數(Cressman weighting function)在影響半徑 1 km 將徑向風場及回波場資料由極座標內插至解析度為 1 km 之網格點座標，並藉由幾何關係計算出三維風場，更進一步以變分法調整風場，其原理及方法可參考 Ray et al. (1978)及 Ray et al. (1980)。

為充份利用雷達風場資料，且考量其兩座雷達距離過近會使最佳分析區域受限及過遠將影響資料品質等因素下，本研究進行之都卜勒雷達風場合成之雷達組為：RCWF-RCHL, RCWF-RCCK, RCCG-RCCK, RCCG-RCKT, RCCG-RCMK, RCCK-RCMK 及 RCKT-RCHL 等 7 組。由於雙都卜勒雷達風場合成最佳分析區域之限制，藉由整合各雙都卜勒雷達合成風場，可彌補當天氣系統位於任一組雙都卜勒雷達風場合成之最佳分析區域外之不足。整合風場時，由於各組雙都卜勒合成風場作業時間依各雷達掃描時間並非一致，為降低風場隨時間之變化量，整合雙都風場時間間距限定於十分鐘內始進行風場整合。若有兩組以上雙都合成風場對同一網格點皆有合成風速，將以較大合成風速為主。

(二)、合成風場校驗

由於雙都卜勒風場合成是在部分物理條件假設下所進行，包含假設兩雷達觀測之都卜勒速度場為同時以及垂直速度場計算之相關設定等，因此所反演推估出的合成風場必定與實測值有所誤差，為評估其誤差範圍並了解未來使用合成風場的不確定性，本研究也進一步進行與其它觀測儀器之實測風場的比對。

日本與那國島(Yonagunijima)的剖風儀(wind profiler)可以量測觀測點上空的大氣風向及風速，因此可利用在 RCWF-RCHL 雙都卜勒風場最佳分析區域內的合成風場與剖風儀資料來驗證合成風場的正確性，並比較兩者間的觀測差異特徵，以做為未來實際作業的參考及實際風速的推估。同時，也將利用中央氣象局板橋及花蓮探空站的高空風原始觀測資料，進行與雙都卜勒反演風場的差異特性析。此外，dropsonde 觀測也是比對雙都卜勒風場相當好的資料來源，故本研究也選取 2010 年 SoWMEX/TiMREX 期間，在台灣海峽區域的 dropsonde 觀測資料，來進行雙都卜勒風場的比對。本研究使用之探空站、剖風儀以及 dropsonde 觀測點如圖 1 所示，用以進行比對校驗之資料筆數則如表 1 所示。

本研究使用之剖風儀資料為日本氣象廳所屬之與那國島站，距離台灣東部海岸約 125 公里(圖 1)，該剖風儀資料為每 10 分鐘觀測，觀測高度自高度 424 公尺至高度約 9000 公尺，垂直解析度約 300 公尺。同時利用雙都卜勒風場分析得定高面資料(1 至 10 公里，垂直解析度為 1 公里)做為比對基礎，由於雙都卜勒風場在該站位置之最低可分析高度已達 3 公里左右，因此比對之資料為高度 3-10 公里間。圖 2 為辛樂克(Sinlaku, 2008)、薈蜜(Jangmi,

2008)及莫拉克(Morakot, 2009)颱風於高度 3-10 公里間之雙都卜勒反演風速與與那國島剖風儀風速觀測散布圖。圖中顯示為雷達反演風場與剖風儀在東西風分量與南北風分量均相當接近，其均方根誤差(RMSE)分別為 2.6 m/s 與 3.2 m/s。此結果與 Park and Lee (2009)相當類似，但本研究之 RMSE 明顯較低，可能原因應與 Park and Lee (2009)研究中空間與時間解析度不同有關，在 Park and Lee (2009)的研究中以 1 小時取平均，空間解析度 5 公里為比較基準，而本研究中則使用每 10 分鐘、空間解析度約 1.3 公里的資料，因此有較佳的比對結果。

本研究所使用的探空觀測包括莫拉克(2009)颱風期間中央氣象局板橋和花蓮探空站資料，計有 26 筆不同高度之風場資料可供比對；另有 2010 年 SoWMEX/TiMREX 期間空軍馬公與屏東探空站資料，計有 67 筆可供比對(表 1)。表 2 為總結雙都卜勒反演風場與剖風儀、探空以及 dropsonde 之比較結果，整體而言，雙都卜勒反演風場與其它觀測工具的風速觀測值具有相當程度的一致性，特別是與剖風儀的觀測比對，顯示本研究發展之雙都卜勒風場反演具有相當的準確性，這有助於未來本研究後續研究的進行，包括颱風風力垂直剖面分析、海面風力的推估、颱風環流中心定位等相關研究的發展。

(三)、合成風場作業應用

由於雙都卜勒合成風場及其整合過程計算量相當龐大，其相關延伸產品的開發，均需進行作業化的前期規劃與設計，以確保現行作業系統能提供穩定的風場分析資訊。由 2010 年的上線測試發現，中央氣象局劇烈天氣監測系統(QPESUMS)相關運算主機，在現有的都卜勒雷達網連的密度下，其計算資源已能產生即時每 10 分鐘更新之雙都卜勒風場分析產品，同時傳送至政府單位的 QPESUMS 系統，提供防、救災決策判斷使用。由 2010 年颱風個案萊羅克(Lionrock)、莫蘭蒂(Meranti)、凡那比(Fanapi)、2011 年南瑪都(Nanmadol)，以及 2012 年蘇拉(Saola)等颱風的作業測試顯示，雙都卜勒風場合成分析提供颱風近中心、外圍兩帶區域的環流特性，亦可提供颱風中心位置、強度與暴風範圍的變化趨勢等值得參考的資訊。測試同時也發現，當颱風強度超過都卜勒雷達折錯速度以上時，如反折錯程序處理失敗，將產生明顯不合理之風場分析。由於雙都卜勒雷達合成風場作業化，徑向速度場的品質控制為一項相當重要的資料處理過程。未來可進一步配合 Rankine-vortex like 的假設，將中心定位資訊與颱風都卜勒速度反折處理程序

進行整合，以進一步提升都卜勒速度場反折錯處理的成功率。

三、颱風環流之應用分析

(一)、颱風風力垂直剖面分析

由於雷達無法量測到近地面或海面風的都卜勒速度分量，因此，雙都風場反演結果並無法直接應用於近地面風力的推估，因此在實際作業中，近地面或海面的風力預估仍存在不確定性。近地表與海面風力的推估，最早始於利用飛機飛行高度資料來進行海面風力的估計，經由飛機飛行高度資料與海面測站之風力觀測的統計分析，即可推導出兩者間之相關，並可進一步應用於實際作業上(Powell et al. 1996)。由已完成之 2008 年辛樂克與薔蜜颱風的雙都卜勒風場合成風力，與日本與那國島剖風儀地面風力觀測的個案關係分析(圖 3)顯示，在辛樂克(2008)颱風侵襲期間，與那國島的瞬間風力則與平均風力差距在 5–10 m/s 左右，在最大陣風(63 m/s)發生時，兩者差距達 18 m/s (圖 3a)。而由與那國島上方的雙都卜勒雷達的分析結果則顯示，整體而言，除了兩者於高度 3 公里的觀測風速接近外，亦與與那國島之陣風風速觀測相近，但隨時間有 5–10 m/s 的偏差存在(圖 3a)。於薔蜜(2008)颱風個案中，與那國島測站的陣風風速高於平均風速約 7 m/s 至 20 m/s 左右(圖 3b)，且隨風速的增加而增加。而剖風儀高度 3 公里與與那國島之測站之陣風風速觀測接近，但隨時間有 5–10 m/s 的偏差存在(圖 3b)，此與辛樂克(2008)颱風的分析類似，此現象可能與眼牆隨高度的傾斜有關，使得地面與高空觀測到的最大風速的差距隨時間出現改變的現象。另外，剖風儀高度 3 公里的觀測資料與雙都卜勒分析之風力有很好的相關，在辛樂克(2008)與薔蜜(2008)颱風的眼牆與雨帶區都有很好的相關性，與那國島測站之陣風風速與高度 3 公里雙都卜勒反演風速接近，比值分別約 0.93 與 0.84，而平均風速與高度 3 公里雙都卜勒反演風速比值則分別約 0.66 與 0.56 (圖 4)。

(二)、颱風環流中心分析

一般而言，中等強度以上的颱風在登陸前，經常呈現相當完整的眼牆或眼的結構，因此，雷達回波可以提供相當準確的颱風中心定位參考，利用妥善的方法設計更可進行自動化中心定位。Chang et al. (2009)曾針對 1996 至 2008 年間共 14 個侵台颱風個案進行中心定位，其研究結果發現，平均而言，可自動追蹤颱風中心達十數小時，最長可達近 40 小時，

但在颱風登陸後，由於其結構受到破壞，利用雷達降水回波進行颱風中心定位面臨很大的挑戰。本研究利用雙都卜勒反演之颱風風場，進一步透過不同高度的風場整合，提供台灣本島及鄰近海域大範圍的風場資訊，對於颱風環流中心的定位有很好的參考價值，特別是在颱風登陸階段。此大範圍的反演風場，除可應用於主觀的中心定位分析外，亦可發展環流中心的自動定位技術來輔助作業的需求。圖 5 為凡那比(2010)及蘇拉(2012)颱風登陸前後的高高度整合之反演風場及環流中心，其中環流中心為在颱風中存在最大風速半徑的基本假設下，透過 GBVTD-simplex (Lee and Marks 2000)的搜尋程序所求得。

(三)、颱風徑向風力分析

颱風徑向風力分析除了提供最大風速半徑與環流強度外，亦可提供暴風範圍的大小，透過時間上的變化分析，有助於對於颱風環流強度演變趨勢的掌握，進而改善短時間的颱風風雨預報。圖 6 為凡那比(2010)颱風登陸前(9 月 18 日 2200 UTC)之徑向剖面風速分析，由圖中可見，在颱風登陸前，最大風速半徑約位於半徑 30–40 km，最大平均風速值接近 60 m/s，在半徑 < 80 km，不同高度之風速平均差值大致 < 10 m/s，半徑 > 80 km 差異較大，可達 20 m/s 以上。在颱風登陸(9 月 19 日 0000 UTC)後，最大風速半徑明顯往外擴大至半徑 > 100 km (圖 7)，且不同高度之風速平均差值約 > 20 m/s (圖未示)，其風速在徑向上的分布與登陸前後存在明顯差異，顯示登陸後，颱風近中心的環流強度明顯減弱，外圍環流的強度減弱則較為緩和。圖 7 為凡那比(2010)颱風登陸前至出海階段高度 4 公里相對於颱風中心之風速(m/s)分布圖，圖中可見登陸前最大風速半徑約 40 km，最大平均風速約 55 m/s，在登陸時已降至約 30 km，最大平均風速降至約 40 m/s，颱風登陸後，最大風速半徑並不明顯，半徑 80 km 以內之風速值明顯減弱，半徑 80 km 以外之風速明顯較近中心區域為強，但最大風速值並不強，約介於 20–25 m/s。颱風出海(9 月 19 日 1030 UTC)後，最大風速半徑出現在半徑約 120–130 km 附近，最大平均風速值約 35 m/s，且最大風速半徑隨時間有些微減弱的趨勢。此分析結果顯示，颱風登陸前環流結構相當完整，具有開放洋面上的特徵，颱風登陸後，近中心環流強度快速減弱，外圍環流部分的變化相對較為緩和，颱風出海後，環流開始重整，最大平均風速開始增強，但最大風速半徑明顯較登陸前為大。

四、小結與未來工作

本研究利用中央氣象局都卜勒雷達與空軍雙偏極化雷達資料，透過雙都卜勒雷達合成方法進行颱風反演風場之應用分析。由分析結果發現，雙都卜勒合成風場對於颱風環流中心位置、颱風近中心強度與外圍雨帶區域的環流強度之變化趨勢等，均能提供預報作業值得參考的資訊。由 2008 年辛樂克與薔蜜颱風的風力垂直剖面分析顯示，與那國島之陣風風速與高度 3 公里雙都卜勒反演風速接近，比值分別約 0.93 與 0.84，而平均風速與高度 3 公里雙都卜勒反演風速比值則分別為 0.66 與 0.56。顯示利用雷達反演之高空風場進行近地表的風力推估，在作業上有其可行性。由 2010 年凡那比颱風徑向-時間風速分析顯示，颱風登陸前環流結構相當完整，具有開放洋面上的特徵，颱風登陸後，近中心環流強度減弱快速，外圍環流部分的變化相對較為緩和，颱風出海後，環流開始重整，最大平均風速開始增強，但最大風速半徑明顯較登陸前為大。

在未來工作方面，本研究將持續進行颱風環流中心之自動化定位技術的發展，並進行颱風徑向與垂直風力剖面分析，同時透過高空與地表風力經驗公式的建立，將雙都卜勒風場的反演結果應用於海面與地面風力的推估，藉以提供颱風風雨預報作業與數值模式資料同化更多的風場參考資訊。

致謝：

感謝中央氣象局提供本研究所需相關資料及電腦資源。本研究於國科會計畫 NSC 99-2625-M-052-004-MY3 支助下完成。

參考文獻：

- Chang, P. L., B. J.-D. Jou, and J. Zhang, 2009: An algorithm for tracking eyes of tropical cyclones. *Wea. Forecasting*, **24**, 245–261.
- Lee, W. C., and F. D. Marks, 2000: Tropical cyclone kinematic structure retrieved from single-Doppler radar observations. Part II: The GBVTD-simplex center finding algorithm. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1925–1936.
- Park, S. G., D. K. Lee, 2009: Retrieval of high-resolution wind fields over the southern Korean peninsula using the Doppler weather radar network. *Wea. Forecasting*, **24**, 87–103.
- Powell, M. D., S. H. Houston, and T. A. Reinhold, 1996: Hurricane Andrew's landfall in south Florida. Part I: Standardizing measurements for documentation of surface wind fields. *Wea. Forecasting*, **11**, 304–328.
- Ray, P. S., C. L. Ziegler, and W. Bumgarner, 1980: Single- and multiple-Doppler radar observations of tornadic storms. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1607–1625.
- , 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.

表 1 雙都卜勒反演風場校驗所使用之剖風儀、探空站及 dropsonde 觀測資料筆數。

Categories	Sinlaku (2008)	Jangmi (2008)	Morakot (2009)	Mei-yu (2010)	Total
Windprofier	295	221	523	113	1152
Soundings	-	-	26	67	93
Dropsonde	-	-	-	25	25

表 2 雙都卜勒反演風場與剖風儀、探空站及 dropsonde 觀測之均方根誤差(RMSE)與標準差(STD)值。

Categories	Typhoons				Mei-yu fronts			
	U		V		U		V	
	RMSE (m/s)	STD (m/s)	RMSE (m/s)	STD (m/s)	RMSE (m/s)	STD (m/s)	RMSE (m/s)	STD (m/s)
Windprofier	2.6	1.6	3.2	1.9	2.2	1.2	2.2	1.3
Soundings	1.9	1.2	4.7	2.3	2.2	1.4	2.6	1.5
Dropsonde	-	-	-	-	1.9	1.2	2.0	1.1

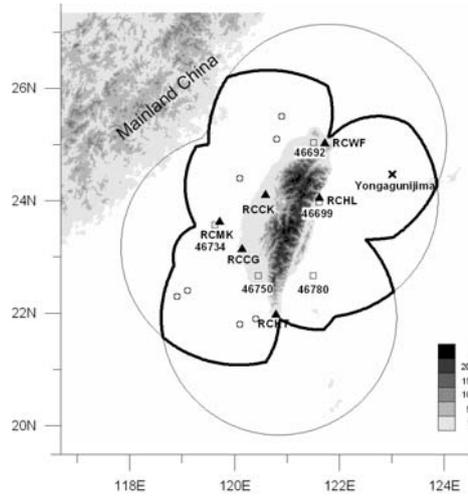


圖 1 單都卜勒觀測區域(細實線)與雙都卜勒風場合成較佳分析區域(粗實線)涵蓋範圍。三角形符號表示雷達站位置，方形符號表示探空站，圓形符號表示 2010 年 SoWMEX/TiMREX 期間 dropsonde 觀測點，x 符號表示與那國島(Yonagunijima)剖風儀位置。灰階為地形高度。

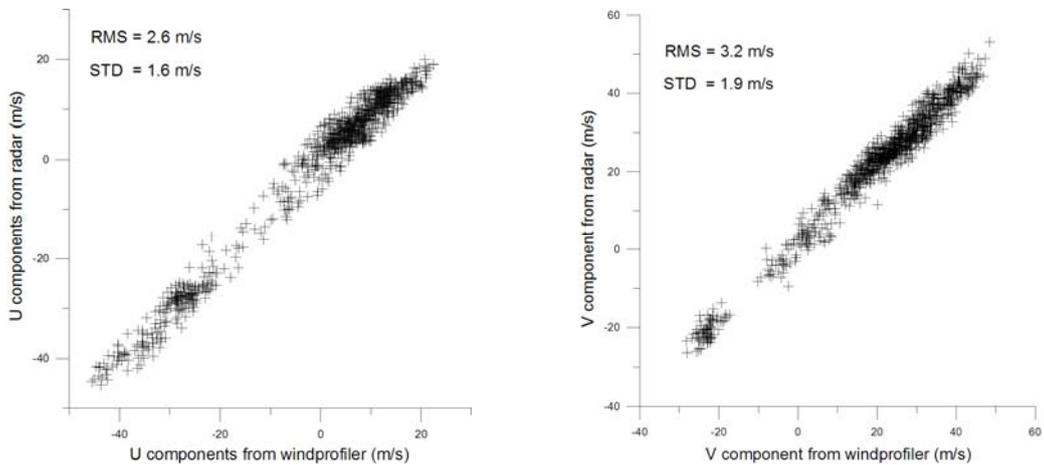


圖 2 辛樂克(2008)、薔蜜(2008)及莫拉克(2009)颱風所有分析高度之雙都卜勒反演風速與與那國島剖風儀風速觀測散布圖，(a)為東西風分量，(b)為南北風分量。

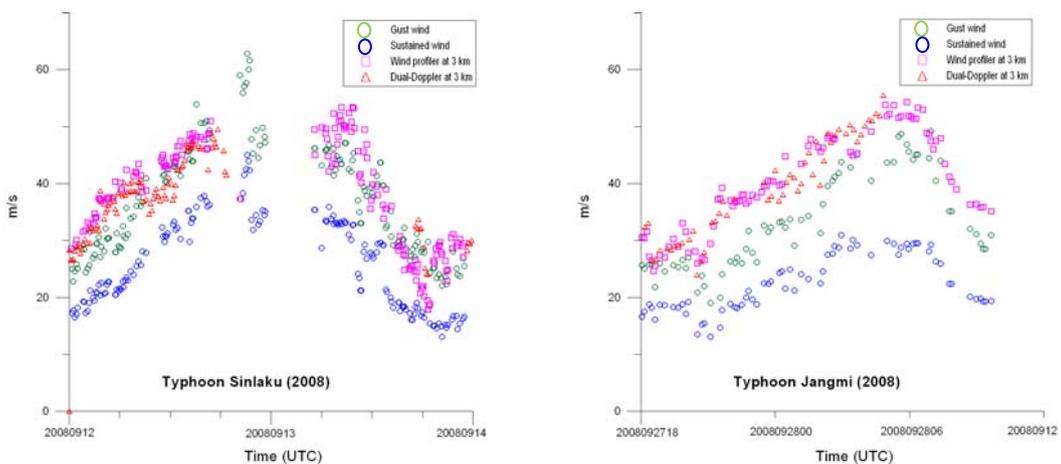


圖 3 2008 年(a)辛樂克與(b)薔蜜颱風期間平均風速觀測時間序列圖。綠色與藍色點分別為與那國島測站之陣風與平均風力觀測，桃紅色與紅色點分別代表與那國島上方 3 公里高度之剖風儀風速觀測與雙都卜勒之合成風速值。

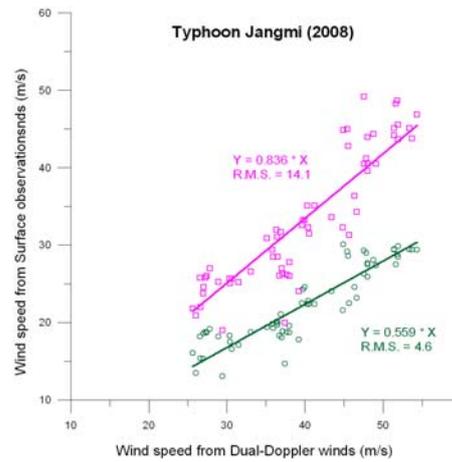
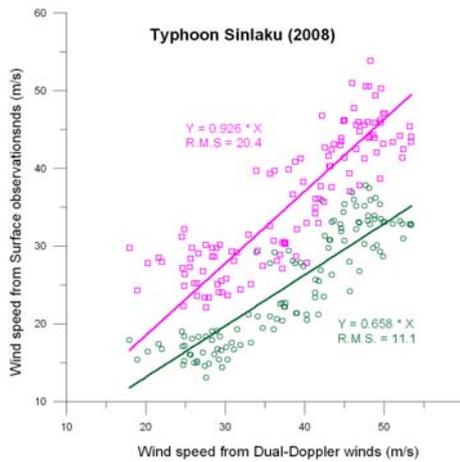


圖 4 2008 年(a)辛樂克與(b)薔蜜颱風高度 3 公里雙都卜勒反演風速與與那國島地面陣風(桃紅)與平均風(綠色)觀測風速散布圖。

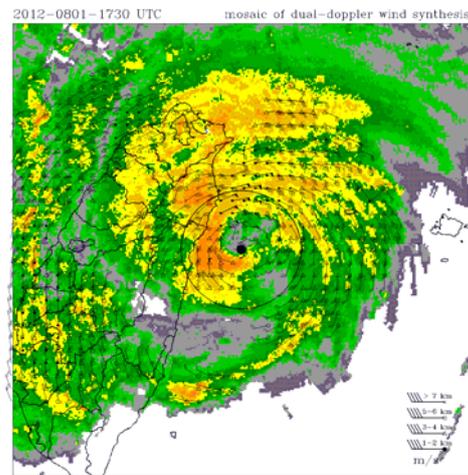
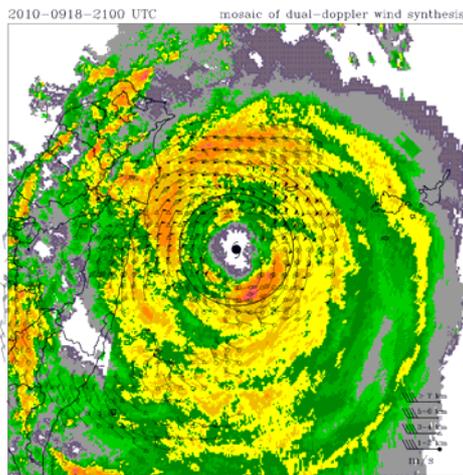


圖 5 (a)凡那比(2010)與(b)蘇拉(2012)登陸前之風場合成圖。圖中分析範圍為 400×400 km，並以颱風環流中心為顯示範圍中心。實心圓點代表雙都風場分析資料為 1-2 公里，三角符號為 3-4 公里，圓形符號為 5-6 公里，符號 x 則代表高度 7 公里以上。風標長桿為 10 m/s，短桿為 5 m/s。圖中颱風環流中心為利用自動定位方法 GBVTD-simplex (如內文所述)所決定。

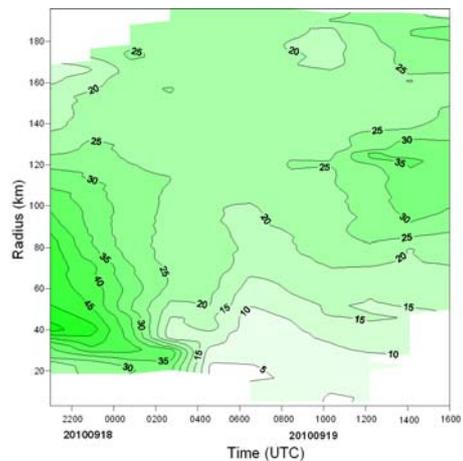
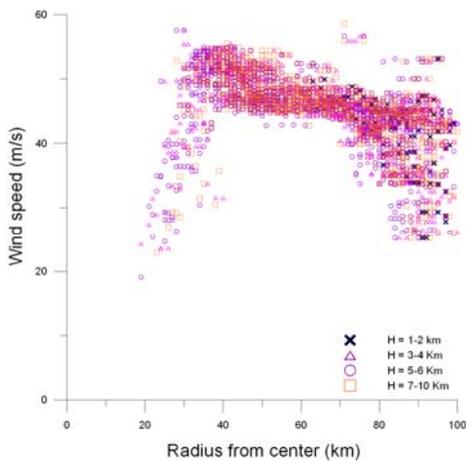


圖 6 凡那比(2010)颱風登陸前(9 月 18 日 2200 UTC)之不同高度之半徑-風速剖面圖。圖中不同符號與顏色代表不同之分析資料高度。

圖 7 凡那比(2010)颱風登陸前至出海階段高度 4 公里相對於颱風中心之風速(m/s)隨時間分布圖。

西北太平洋颱風活動與月球赤緯變化之分析研究

蒲金標* 黃榮輝** 邵潔**

*中國文化大學大氣科學系 **中國科學院大氣物理研究所

摘要

本文分析 1945-2010 年西北太平洋颱風活動與月球赤緯之相關，在西北太平洋整區、台灣、漳北和漳南等區域，每年平均分別有 25.2 個、4.4 個、2.6 個和 6.3 個颱風形成或通過，其生命期或通過時間分別為 5.3 日、1.1 日、0.8 日和 1.7 日。該等區域颱風活躍期(陽曆)分別為 4-12 月、6-10 月、6-10 月和 6-11 月；鼎盛期分別為 5-12 月、6-9 月、7-9 月和 6-11 月。

颱風觀測數波動振幅都隨颱風強度而增大，在西北太平洋整區、台灣和漳州以北都有明顯的兩高和兩低波段現象，兩高波段多數落在朔望日，兩低波段多數落在上下弦日。但是在漳州以南(包括中國南海)則相反。

朔望日與上下弦颱風觀測數之比較，在西北太平洋整區兩者相當接近，唯強烈颱風朔望日略多。在台灣和漳州以北有大幅增多，且隨颱風強度增強而增多。在漳州以南兩者亦相當接近，但中度颱風朔望日兩者反而略少。漳州以南與其他三個區域有很大的差異性，更說明南海地區的颱風有其特殊性。

西北太平洋颱風活動觀測數之譜分析，沒有明顯的優勢振盪週期，而其 5 年移動平均有譜密度接近標準譜。1966 年以後，台灣颱風年觀測數觀測波峰高區和赤緯波谷(低區)與赤緯波峰高區(低區)一致，且其颱風活動的優勢週期為 20 年，它與月球赤緯的活動周期 18.6 年相近。

月球年最高和最低赤緯與颱風年觀測數間之關係，在西北太平洋、台灣、漳州以北和漳州以南等區域分別呈現反比例、正比例(1969 年以後)、反比例(1950 年)/正比例(2006 年)和正比例關係。

關鍵詞：朔望日、上下弦日、月球年赤緯、颱風觀測數

一、前言

大氣太陰潮在海平面比起其他天氣現象之振幅甚小，地面氣壓之太陰半日潮變化在赤道觀測到最大振幅約為 0.07hPa，而在赤道之太陽半日潮是太陰半日潮的 20 倍，約為 1.4hPa。儘管如此，太陰潮振盪仍可擬於低邊界層大氣之振盪(Geller, 1970)。陰曆朔望月(the lunar synodical cycle month)與降水有相關且可估計其影響的大小(Brier and Bradley, 1964)，太陽大氣和太陰潮引潮力(the solar and lunar tidal force)雖小，但可能是扮演引發降水之重要角色(Brier, 1965)。王(1971)研究顯示月球引發引潮力與颱風及反常氣候有關。

Lethbridge(1970; 1981)和 Markson(1971)研究顯示月相可調整雷雨頻率。同時又認為月球可能引發磁氣層的擾動而影響到全球或廣大區域對流層的異常反應。Carpenter(1972)統計研究顯示北大西洋和西太平洋颱風形成頻率在朔望日附近比在上下弦月多 20%。Hanson(1987)研究發現月相(the phase of the lunar)與美國降水空間分布有相關，春季最大降水在美國西北部滿月時首先發生，隨後在中西部下弦月時發生，最後在東部新月時發生。Yaukey(2010)研究顯示大西洋颱風快速增強開始於朔望月之頻率大於上下弦月者。

蒲(2008)研究顯示朔日和望日颱風可能侵襲松山機場或颱風在其附近之機會比上弦和下弦者為大，前者約為後者的 4 倍。蒲(2010)研究顯示颱風之形成、發展和路徑與月球的赤緯位置所引發的最大引潮力有相關，月球的赤緯和最大引潮力緯度位置越高，颱風形成的緯度也越高；反之，颱風形成的緯度則越低。最大引潮力可以作為改善預測颱風消長之指標。

月球的赤緯最大變化在南北緯 28°35' 間，而最小變化在南北緯 18°17' 之間，其變動週期約為 18.6 年。而太陽的赤緯的變化為 22.5°-24.5°間，其變動週期約 40,000 年，目前太陽的赤緯則維持在南北緯 23°26' 之間(郭與林，1992)。月球的赤緯緯度越高，最大引潮力緯度位置越高，相反地，最大引潮力緯度則越低。本文資料採用美國國家氣候資料中心 IBTrACS 資料，以 1884-2010 年西太平洋颱風歷史資料，分析颱風觀測數陽曆分布、陰曆月相颱風觀測數分布、朔望日和上弦日颱風觀測數之比較以及月球年赤緯與颱風年觀測數相關分析。

二、 研究成果

(一) 陽曆颱風觀測數之月分布

颱風的生命期長短不一，用颱風個數來做統計，恐怕會失真，因此，以美國國家氣候資料中心 IBTrACS 資料中，颱風期間每日 0000, 0600, 1200, 1800UTC 颱風觀測數來統計，比較正確。本節分別分析 1945-2010 年朔望日與上下弦日西北太平洋整區、台灣、漳州以北和漳州以南颱風觀測數分布，以期了解該等區域兩者之差異性。

1945-2010 年西北太平洋整區共有 1,670 個颱風形成，觀測次數有 35,301 次，平均每年有 25.3 個颱風，每個颱風觀測次數為 21.1 次，每個颱風生命期約為 5.3 日。66 年總計陽曆每個月份都有過颱風發生，其中以 1 月、2 月和 3 月較少發生，各月份都少於 540 觀測數，又以 2 月僅 134 次為最少；4 月至 12 月各月份都高於 1000 觀測數，是西北太平洋颱風活躍期，5 月至 12 月尤甚，各月都高於 1500 次，如圖 1a。

1945-2010 年共有 291 個颱風影響到台灣，66 年颱風觀測數總計 1447 次，平均每年有 4.4 個颱風，每個颱風觀測次數為 5.0 次，每個颱風影響台灣時間約為 1.2 日。66 年總計陽曆 1 月、2 月和 3 月不會有颱風影響到台灣；其餘各月份都有過颱風影響，其中以 4 月、5 月、11 月和 12 月較少，各月份都少於 70 觀測數；6 月-10 月各月份都高於 120 次，是台灣颱風的活躍期，其中 7 月至 9 月尤甚，各月都高於月平均數 280 次，如圖 1b。

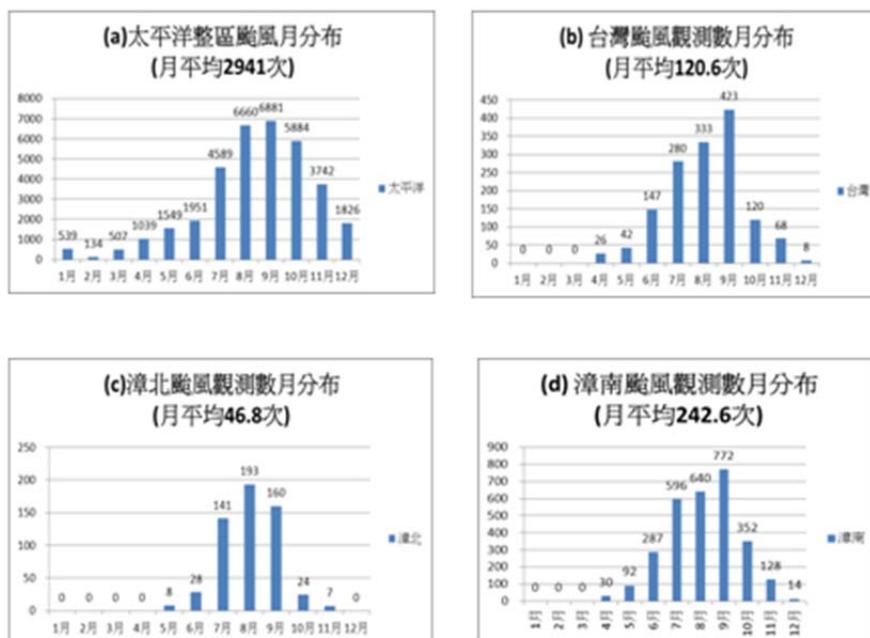


圖 1 1945-2010 年陽曆西北太平洋颱風觀測數之月分布，橫坐標為陽曆月份，縱坐標為颱風觀測數。

(a) 西北太平洋整區 (b) 台灣 (c) 漳州以北 (d) 漳州以南

1945-2010 年通過漳州以北颱風共有 169 個，66 年颱風觀測數總計 561 次，平均每年有 2.6 個颱風，每個颱風觀測次數為 3.3 次，每個颱風經過時間約為 0.8 日。66 年颱風總計，1 月至 4 月和 12 月不會有颱風經過漳州以北；其餘各月份都有過颱風通過，其中以 5 月和 11 月較少，各月份都少於 10 觀測數；6 月-10 月各月份都高於 20 次，是漳州以北颱風的活躍期，7 月、8 月和 9 月尤甚，各月都高於 140 次，如圖 1c。

1945-2010 年通過漳州以南颱風，包括中國南海，共有 419 個，66 年颱風觀測數總計 2911 次，平均每年有 6.9 個颱風，每個颱風觀測次數為 6.9 次，每個颱風經過時間約為 1.7 日。1 月、2 月和 3 月不會有颱風形成或經過漳州以南；其餘各月份都有颱風形成或經過，其中以 4 月、5 月和 12 月較少，各月份都少於 100 觀測數；6 月至 11 月各月份都高於 100 次，是漳州以南颱風的活躍期，6 月至 10 月尤甚，各月都高於 280 次，如圖 1d。

綜合而言，西北太平洋整區、台灣、漳北和漳南等區域，每年平均分別有 25.3 個、4.4 個、2.6 個和 6.9 個颱風形成或通過，其生命期或通過時間分別為 5.3 日、1.2 日、0.8 日和 1.7 日。該等區域颱風活躍期(陽曆)分別為 4-12 月、6-10 月、6-10 月和 6-11 月；鼎盛期分別為 5-12 月、7-9 月、7-9 月和 6-11 月。

(二) 陰曆颱風觀測數之月相距平分布

1. 西北太平洋整區

1945-2010 年西北太平洋整區全部颱風共有 1,670 個形成，66 年總觀測次數為 35,301 次，除了陰曆有三十日的觀測數 585 次之外，其餘觀測數為 34,716 次，平均陰曆初一至二十九日每日觀測數為 1197.1 次，其觀測數之月相距平(初一至二十九日)分布如圖 2a。圖中 2 日移動平均曲線顯示兩段高距平(二十九、初一和初二；二十、二十一和二十二)和兩段低距平(初五、初六、初七、初八和初九；二十三和二十四)現象，其中第一段最高距平(初二；正距平；69.9)與最低負距平(初五；負距平；-78.1)，兩者差距為 148 次，占平均每日觀測數 1197.1 之 12.4%。

1945-2010 年西北太平洋整區中度(強烈)颱風總觀測次數為 11396 次(5946 次)，除了陰曆第三十日觀測數 177 次(107 次)之外，其餘觀測數為 11219 次(5839)，平均陰曆初一至二十九日每日觀測數為 386.9 次(201.3 次)，其觀測數之月相距平(初一至二十九日)分布如圖 2b(圖 2c)。圖 2b 中 2 日移動平均曲線(中度颱風)顯示兩段高距平(初七至十五日(十一日除外)；二十、二十一日和二十二)和兩段低距平(十六至十九日；二十六至初四)現象，其中最高距平(二十一和二十二日；正距平；41.1)與最低負距平(二十八日；負距平；-64.9)，兩者差距為 106 次，占平均每日觀測數 386.9 次之 27.4%。圖 2c 中 2 日移動平均曲線(強烈颱風)顯示兩段高距平(初一至初三；十日至十三日)和三段低距平(初五至初九；十四日至十八日)現象，其中最高距平(初二；正距平；47.7)與最低負距平(初六；負距平；-31.3)，兩者差距為 79 次，占平均每日觀測數 201.3 次之 39.2%。

以上分析顯示，西北太平洋整區颱風、中度颱風和強烈颱風觀測數最高與最低距平分別相差小於 12.4%、27.4%和 39.2%。三者都有兩高和兩低波段觀測數，全部颱風和強烈颱風之最高波段落在朔日，最低波段落在上弦日。且振幅隨颱風強度增大。

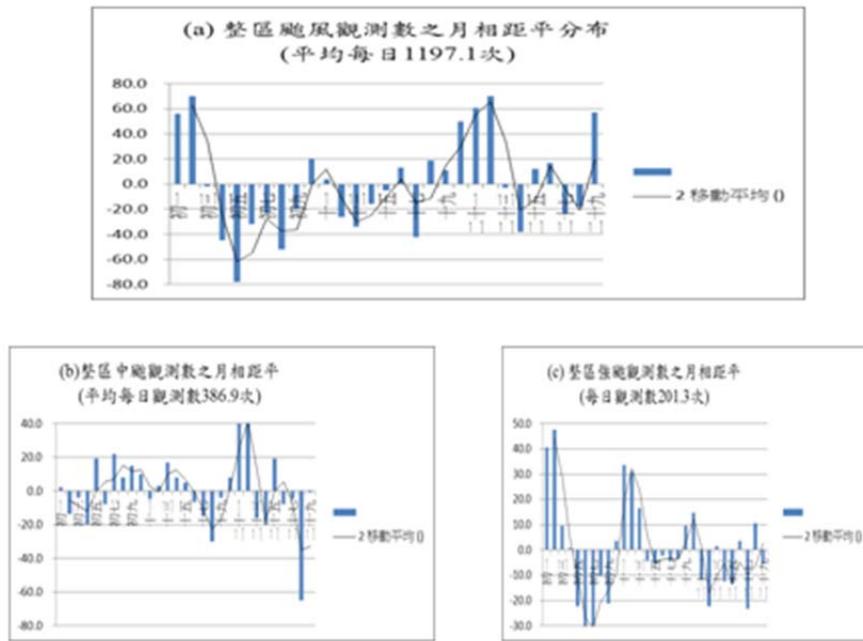


圖 2 1945-2010 年西北太平洋颱風觀測數之月相距平分布，
 橫坐標為陰曆初一至二十九日，縱坐標為颱風觀測數距平值。
 (a) 全部颱風 (b) 中度颱風 (c) 強烈颱風

2. 台灣

1945-2010 年有 291 個颱風通過台灣，66 年總觀測次數為 1447 次，除了陰曆有三十日的觀測數 15 次之外，其餘觀測數為 1432 次，平均陰曆初一至二十九日每日觀測數為 49.4 次，其觀測數之月相距平(初一至二十九日)分布如圖 3a。圖中 2 日移動平均曲線顯示兩段高距平(二十九、初一和初二；十二至十六日)和兩段低距平(初三至十一日(初八除外)；二十至二十四日(二十二日除外))現象，其中最高距平(初一；正距平；40.6 次)與最低負距平(二十日；負距平；-23.4 次)，兩者差距為 64 次，占平均每日觀測數 49.4 次之 129.6%。

1945-2010 年台灣中度(強烈)颱風總觀測次數為 556 次(240 次)，除了陰曆有三十日的觀測數 9 次(0 次)之外，其餘觀測數為 547 次(240 次)，平均陰曆初一至二十九日每日觀測數為 18.9 次(8.3 次)，其觀測數之月相距平(初一至二十九日)分布如圖 3b(圖 3c)。圖 3b 中 2 日移動平均曲線(中度颱風)顯示兩段高距平(二十九日和初一；初九至十七日(十一日和十四日除外))和兩段低距平(初四至初八；二十至二十四日)現象，其中最高距平(二十九日；正距平 18.1 次)與最低負距平(初七；負距平；-11.9 次)，兩者差距為 30.0 次，占平均每日觀測數 18.9 次之 158.7%。圖 3c 中 2 日移動平均曲線(強烈颱風)顯示其分布比較凌亂，唯最高正距平(二十六日；正距平 9.7 次)，最低負距平有初三、二十一日和二十五日，都是負距平-6.3 次。兩者差距為 16.0 次，占平均每日觀測數 8.3 次之 192.8%。

以上分析顯示，台灣全部颱風、中度颱風和強烈颱風觀測數最高與最低距平分別相差分別為 129.6%、158.7%和 192.8%。前兩者都有兩高和兩低波段觀測數，兩高波段集中落在朔望日，兩低波段多數落在上下弦日，且振幅隨颱風強度增大。但強烈颱風因觀測數少，上述現象則不明顯。

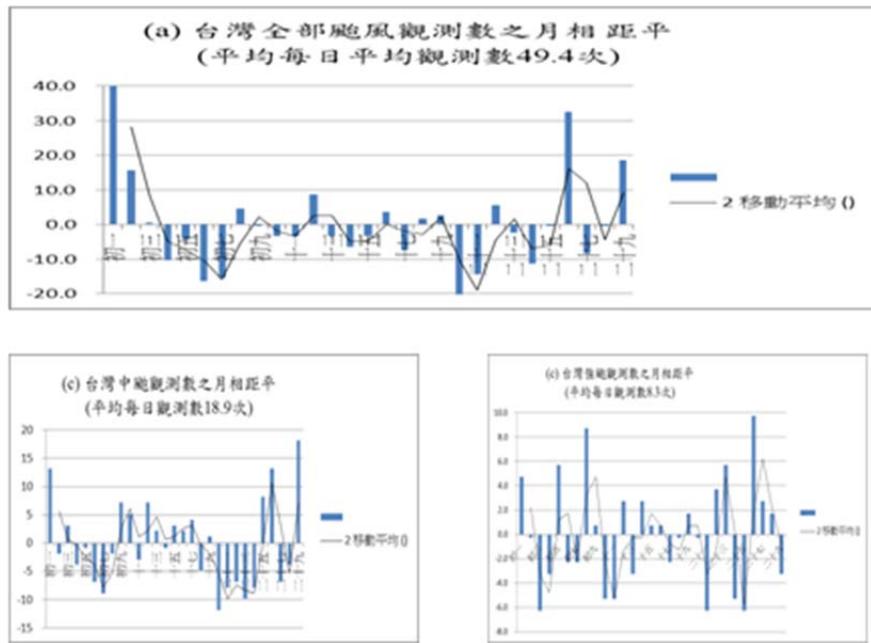


圖 3 1945-2010 年台灣颱風觀測數之月相距平分布，橫坐標為陰曆初一至二十九日，縱坐標為中度颱風觀測數距平值。
 (a) 全部颱風 (b) 中度颱風 (c) 強烈颱風

3. 漳州以北

1945-2010 年漳州以北共有 169 個颱風形成，66 年總觀測次數為 561 次，除了陰曆有三十日的觀測數 17 次之外，其餘觀測數為 544 次，平均陰曆初一至二十九日每日觀測數為 18.8 次，其觀測數之月相距平(初一至二十九日)分布如圖 4a。圖 4a 中 2 日移動平均曲線顯示兩段高距平(二十六至初二(二十八和二十九日除外)；十五至十六日)和兩段低距平(初三至初六；十八至二十五)現象，其中最高距平(十六；正距平；21.2 次)與最低負距平(十九和二十日；負距平；-8.8 次)，兩者差距為 30 次，占平均每日觀測數 18.8 次之 159.5%。

1945-2010 年漳州以北中度(強烈)颱風總觀測次數為 144 次(21 次)，除了陰曆有三十日的觀測數 4 次(0 次)之外，其餘觀測數為 140 次(21 次)，平均陰曆初一至二十九日每日觀測數為 4.8 次(0.7 次)，其觀測數之月相距平(初一至二十九日)分布如圖 4b(圖 4c)。圖 4b 中 2 日移動平均曲線(中度颱風)顯示兩段高距平(二十九日至初一；十四至十六日)和兩段低距平(初四至初七；十八至二十三日)現象，其中最高距平(十五和二十九日；正距平；6.2 次)與最低負距平(初六、十八和二十日；負距平；-3.8 次)，兩者差距為 10.0 次，占平均每日觀測數 4.8 次之 208.3%。圖 4c 中 2 日移動平均曲線(強烈颱風)顯示比較凌亂，唯最高正距平有初八(正距平 4.3 次)，最低負距平有很多日子從來沒有強烈颱風通過或發生，其中以初九至十五日為連續最長日子沒有強烈颱風觀測數。

以上分析顯示，漳州以北全部颱風和中度颱風觀測數之最高與最低距平分別相差 159.5% 和 208.3%。兩者都有兩高和兩低波段觀測數，兩高波段集中落在朔望日，兩低波段多數落在上下弦日，且振幅隨颱風強度增大。但強烈颱風因觀測數少，上述現象則不明顯。

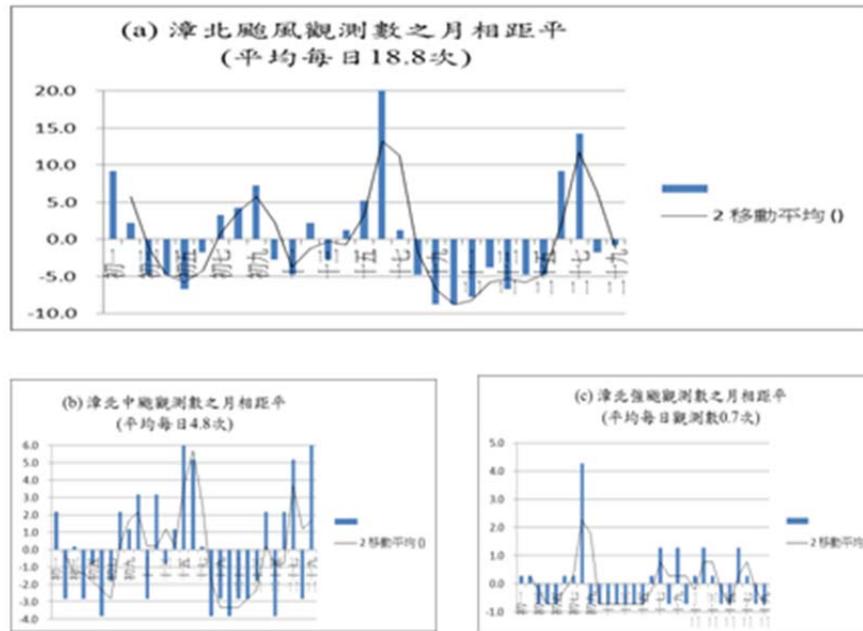


圖 4 1945-2010 年漳州以北颱風觀測數之月相距平分布，橫坐標為陰曆初一至二十九日，縱坐標為中度颱風觀測數距平值。
(a)全部颱風 (b)中度颱風 (c)強烈颱風

4. 漳州以南(包括中國南海)

1945-2010 年通過漳州以南颱風，包括中國南海，共有 419 個，66 年颱風觀測數總計 2911 次，除了陰曆有三十日的觀測數 33 次之外，其餘觀測數為 2878 次，平均陰曆初一至二十九日每日觀測數為 99.2 次，其觀測數之月相距平(初一至二十九日)分布如圖 5a。圖 5a 中 2 日移動平均曲線(全部颱風)顯示兩段高距平(初七至十一；十五至十六日)和兩段低距平(十二至十四日；十七至十九日)現象，其中最高距平(十日；正距平；34.8 次)與最低負距平(十三日；負距平；-41.2 次)，兩者差距為 76.0 次，占平均每日觀測數 99.2 次之 76.6%。

1945-2010 年漳州以南，中度(強烈)颱風總觀測次數為 953 次(142 次)，除了陰曆有三十日的觀數 8 次(4 次)之外，其餘觀測數為 945 次(138 次)，平均陰曆初一至二十九日每日觀測數為 32.6 次(4.8 次)，其觀測數之月相距平(初一至二十九日)分布如圖 5b(圖 5c)。圖 5b 中 2 日移動平均曲線(中度颱風)顯示兩段高距平(初四至十一日；十五至十六日)和兩段低距平(十二至十四日；二十二至二十七日)現象，其中最高距平(初八日；正距平；22.9 次)與最低負距平(十三日和二十五日；負距平；-15.6 次)，兩者差距為 38.0 次，占平均每日觀測數 32.6 次之 116.6%。圖 5c 中 2 日移動平均曲線(強烈颱風)顯示兩段高距平(二十三至二十七日；初九至十五日，十二和十三日除外)和兩段低距平(二十八至初八，初一除外；十六至二十二日，十九日除外)現象，其中最高距平(二十六日；正距平；8.2 次)與最低負距平(二十一日；負距平；-4.8 次)，兩者差距為 13.0 次，占平均每日觀測數 4.8 次之 270.8%。

以上分析顯示，在漳州以南(包括中國南海)全部颱風、中度颱風和強烈觀測數最高與最低距平分別相差為 99.2%、116.6%和 270.8%。三者都有兩高和兩低波段觀測數，兩高波段不一定

落在朔望日，兩低波段也不一定落在上下弦日，惟其振幅隨颱風強度增大。

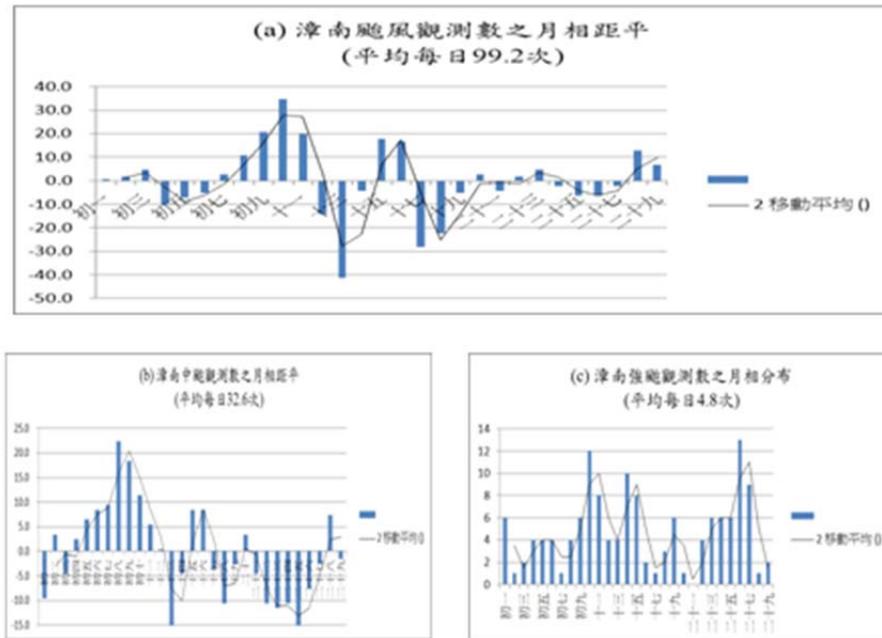


圖 5 1945-2010 年漳州以南颱風觀測數之月相距平分布，橫坐標為陰曆初一至二十九日，縱座標為中度颱風觀測數距平值。
(a)全部颱風 (b)中度颱風 (c)強烈颱風

綜合分析西北太平洋整區、台灣、漳州以北和漳州以南等區域颱風觀測數，顯見在前三個地區都有明顯的兩高和兩低波段觀測數，兩高波段多數落在朔望日，兩低波段多數落在上下弦日。但是在漳州以南波段則相反。其波動振幅，隨颱風強度而增大；在漳州以北者振幅最大，台灣次之，漳州以南(包括中國南海) 次次之，最小者為在西北太平洋整區。

(三) 朔望日與上下弦日颱風觀測數之差數比

1. 西北太平洋整區

1945-2010 年西北太平洋整區共有 1,670 個颱風形成，觀測次數有 35,301 次，其中陰曆初一有 351 個颱風，佔總個數的 21.0%；觀測數 1252 次(3.2%)。初一和十五日(A2)觀測數為 2,445 次，初八和二十二日(B2)觀測數為 2412 次，初一、初二、十五日和十六日(A4)觀測數為 4,922 次，初八、初九、二十三和二十四日(B4)觀測數為 4,783 次，A2 比 B2 多 1.4%，A4 比 B4 多 2.9%，但兩者的比例接近；其中中度颱風，A2 和 B2；A4 和 B4 兩者的比例分別為-5.1%和-3.9%，但同樣兩者亦相當接近，唯強烈颱風，A2 比 B2 多 18.4%，A4 比 B4 多 17.6%，如圖 6a。

以上分析顯示西北太平洋整區颱風總觀測數和中度颱風觀測數，A2 和 B2，A4 和 B4 朔望日比上下弦都相當接近，唯強烈颱風朔望日比上下弦多出約 18%。

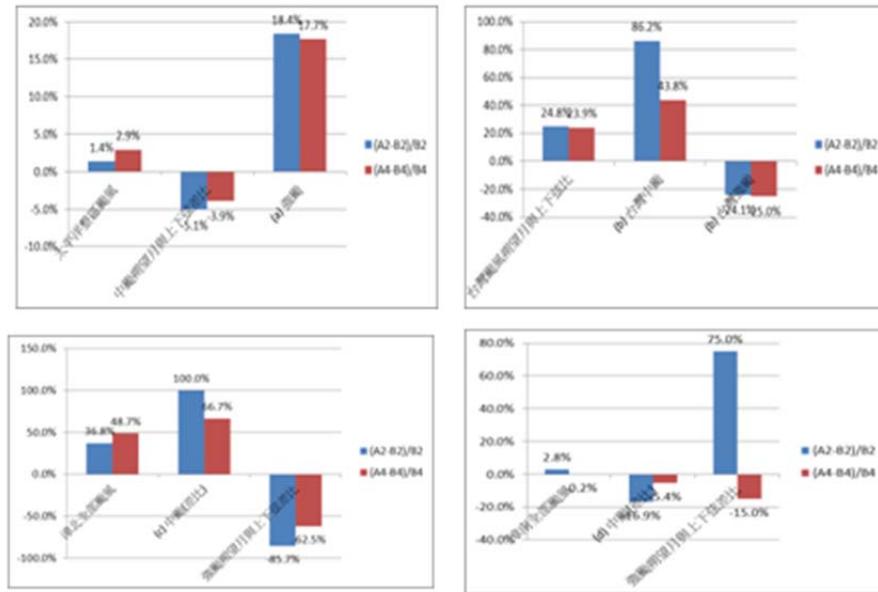


圖 6 1945-2010 年朔望日語上下弦日颱風觀測數之差數比，其中 A2 表示初一和十五日颱風觀測數之合；B2 表示 初八和二十二日颱風觀測數之合；A4 表示初一、初二、十五和十六日颱風觀測數之合；B4 表示 初八、初九、二十二日和二十三日颱風觀測數之合。

(a) 西北太平洋整區 (b) 台灣 (c) 漳州以北 (d) 漳州以南

2. 台灣

台灣颱風的區域為 20°-27°N 和 118°-124°E，1945-2010 年陰曆初一台灣颱風的總觀測數 90 次。初一和十五日(A2)總觀測數為 136 次，初八和二十二日總觀測數為 109 次，初一、初二、十五日和十六日(A4)總觀測數為 254 次，初八、初九、二十二和二十四日(B4)總觀測數為 205 次，A2 比 B2 多 24.8%，A4 比 B4 多 23.9%。中度颱風 A2 比 B2 多 86.2%，A4 比 B4 多 43.8%。唯強烈颱風，A2 比 B2 少 24.1%，A4 比 B4 少 25.0%。強烈觀測數少，代表性不佳，如圖 6b。顯示台灣颱風觀測數，朔望日比上下弦多出 24.8%，中度颱風分別多出 86.2%。

3. 漳州以北

漳州以北的範圍為 24.5N 以北, 122E 以西，1945-2010 年陰曆初一漳州以北出現颱風的總觀測數 28 次。初一和十五日(A2)總觀測數為 52 次，初八加上二十二日(B2)總觀測數為 38 次，初一、初二、十五日和十六日(A4)總觀測數為 113 次，初八、初九、二十二和二十三日(B4)總觀測數為 76 次，A2 比 B2 多 36.8%，A4 比 B4 多 48.7%。中度颱風 A2 比 B2 多 100.0%，A4 比 B4 多 66.7%。唯初一和十五日(A2)強烈颱風僅出現 1 次，初八和二十二日(B4)強颱風出現 7 次，代表性不佳，A2 比 B2 少 85.7%，A4 比 B4 少 62.5%。顯示漳州以北總颱風觀測數，朔望日比上下弦多 36.8%，中度颱風多出 100%。唯強烈颱風朔望日比上下弦少 85.7%，如圖 6c。

4. 漳州以南(含中國南海)

漳州以南的範圍為 18-24.5N, 120E 以西，1945-2010 年陰曆初一漳州以南出現颱風的總觀測數 100 次。初一和十五日(A2)總觀測數為 217 次，初八和二十二日總觀測數為 211 次，初一、初二、十五日

和十六日(A4)總觀測數為 434 次，初八、初九、二十二和二十三日(B4)總觀測數為 435 次，A2 比 B2 多 2.8%，A4 和 B4 觀測次數相同。中度颱風 A2 比 B2 少 16.9%，A4 比 B4 少 5.4%。唯初一和十五日強烈颱風 A2 比 B2 多 75.0%，A4 比 B4 少 15.0%，如圖 6d。顯示漳州以南颱風朔望日比上下弦多 2.0%，中度颱風少 16.9%。漳州以北和以南，有很大的差異性，更說明南海地區的颱風有其特殊性。

綜合以上分析顯示，西北太平洋整區颱風總觀測數和中度颱風，朔望日和上下弦之觀測數都相當接近，唯強烈颱風朔望日比上下弦多出約 18.4%。台灣颱風觀測朔望日比上下弦多出 24.8%，中度颱風分別多出 86.2%。漳州以北總颱風觀測數，朔望日比上下弦多約 36.8%，中度颱風多出 100%。漳州以南颱風朔望日比上下弦多 2.0%，中度颱風少 16.9%。漳州以北和以南，有很大的差異性，更說明南海地區的颱風有其特殊性。

(四) 颱風與年赤緯

本節以 1945-2009 年西北太平洋颱風歷史資料，來分析颱風觀測數與月球年赤緯變化相關情形。

1. 西北太平洋整區颱風觀測數

美國國家氣候資料中心 1884-2010 年西太平洋颱風歷史資料中，包括熱帶性低壓，本節僅選擇颱風部分來分析颱風觀測數與赤緯變化。由於 1945 年以前資料沒有中心最大風速，無法從資料中挑選颱風部分，所以只能使用 1945-2010 年西北太平洋颱風觀測數，來分析兩者變化情形。

1945-2010 年西北太平洋颱風觀測數與月球年赤緯變化之分布，如圖 7。該 66 年月球年赤緯的變化有 4 個波數，而颱風觀測數的變化則有 2 個波數，2 個觀測波峰高區皆落在赤緯波低谷區，如圖 7a。強烈颱風的變化亦然，唯強烈颱風觀測數變化波數振幅略有加大，如圖 6b。

1970-2009 年間西北太平洋颱風活動觀測數之譜分析，雖然可以看到 40 年/20 年的週期上譜值達到峰值，但是沒有通過標準譜檢驗，所以我們可以認為其沒有明顯的優勢振盪週期，如圖 8。1970-2009 年西北太平洋颱風觀測數功率率分析，5 年移動平均有譜密度接近標準譜。

年赤緯與西北太平洋颱風變化

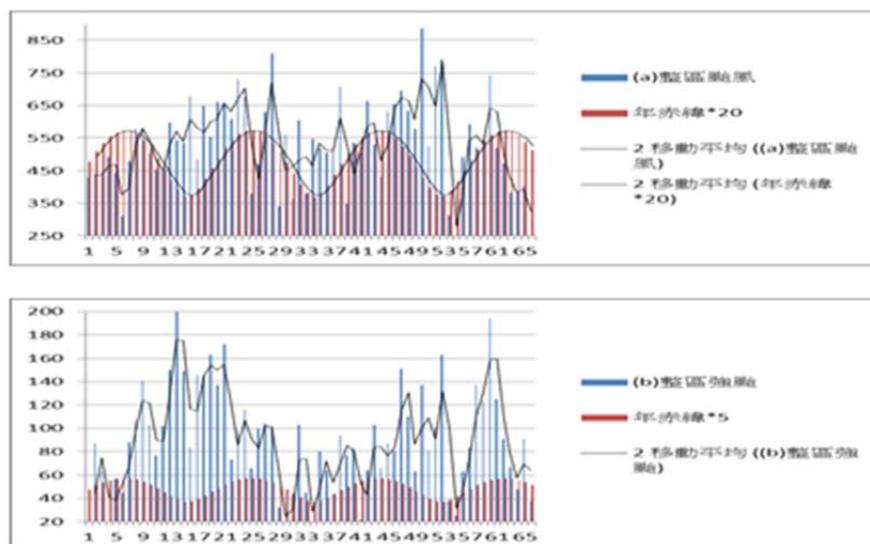
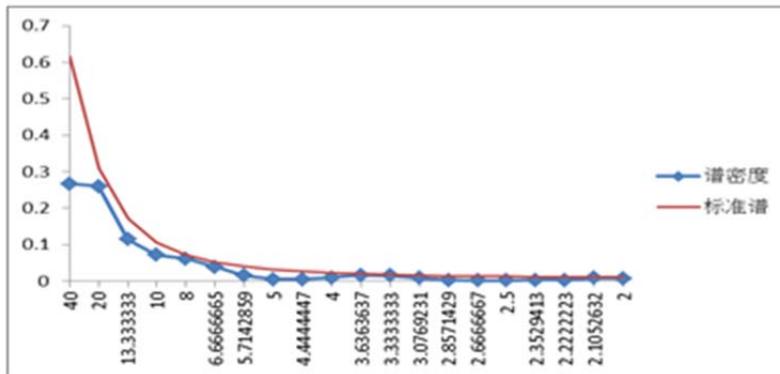


圖 7 1945-2010 月球年赤緯與西北太平洋颱風活動之分布

(a) 整區所有颱風 (b) 整區強烈颱風

1970-2009年西太平洋颱風觀測數功譜率分析(五點平滑)
40年/20年



2011/9/11

中國科學院大氣物理研究所

35

圖 8 1970-2009 年西北太平洋颱風觀測數功譜率分析(五點平滑)

1945-2010 年月球最大年赤緯 28.7N 的年代計有 1950, 1969, 1987, 2006 年, 西北太平洋颱風觀測數分別為 312, 380, 531, 474 次。月球最小年赤緯 18.6N 的年代計有 1959, 1978, 1997 年, 其颱風觀測數分別為 536, 548, 793 次, 如圖 9a。1945-2010 年西北太平洋月球最大年赤緯 1950, 1969, 1987, 2006 年強烈颱風觀測數分別為 45, 66, 103, 91 次, 如圖 9b。顯示月球最大年赤緯越高時, 颱風觀測數越少, 反之, 年赤緯越低時, 颱風觀測數越多, 成反比例。尤其是強烈颱風更甚。

月球最高和最低年赤緯與西北太平洋颱風觀測數

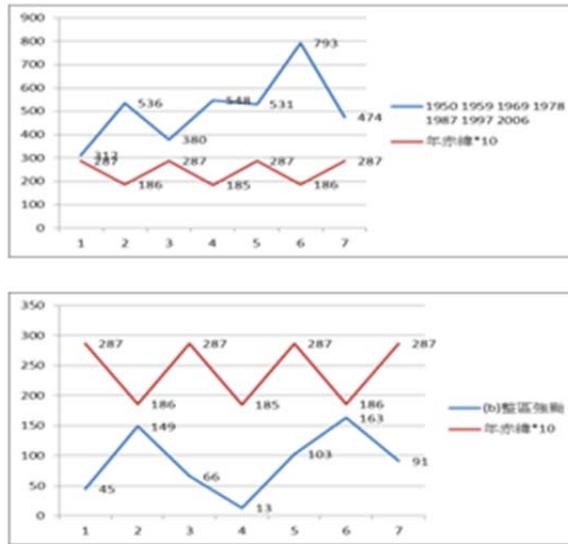


圖 9 1945-2010 年間月球年赤緯最高和最低年代與西北太平洋颱風年觀測數，月球最大年赤緯 28.7N 的年代計有 1950,1969,1987,2006 年，月球最少年赤緯 18.6N 的年代計有 1959,1978,1997 年。

(a) 整區全部颱風年觀測數 (b) 強烈颱風年觀測數

2. 台灣

1945-2010 年台灣颱風年觀測數與月球年赤緯之變化，如圖 9，月球年赤緯 4 個波數，而颱風觀測數僅有 3 個波數。前 1 個觀測波峰高區落在赤緯波谷低區，後 2 個(1966-2010 年)觀測波峰高區(低區)和赤緯波谷高區(低區)一致，如圖 10a。強烈颱風的變化亦然，唯強烈颱風觀測數變化波數振幅略有加大，如圖 6b。

月球年赤緯與台灣颱風年觀測數

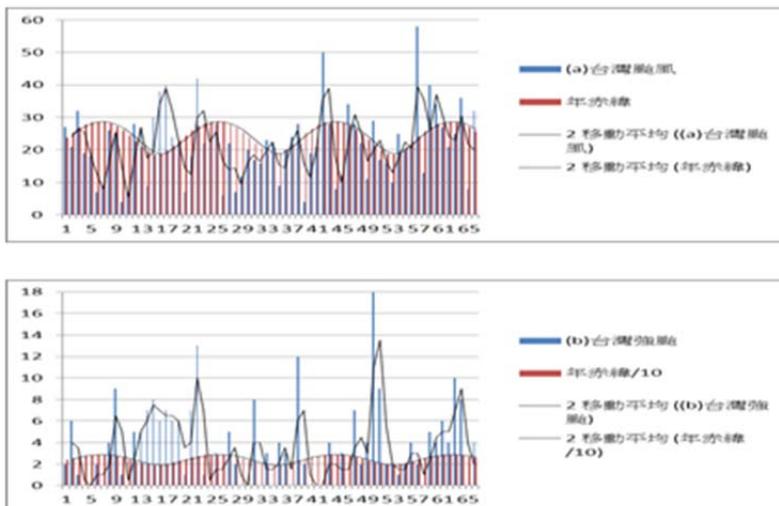
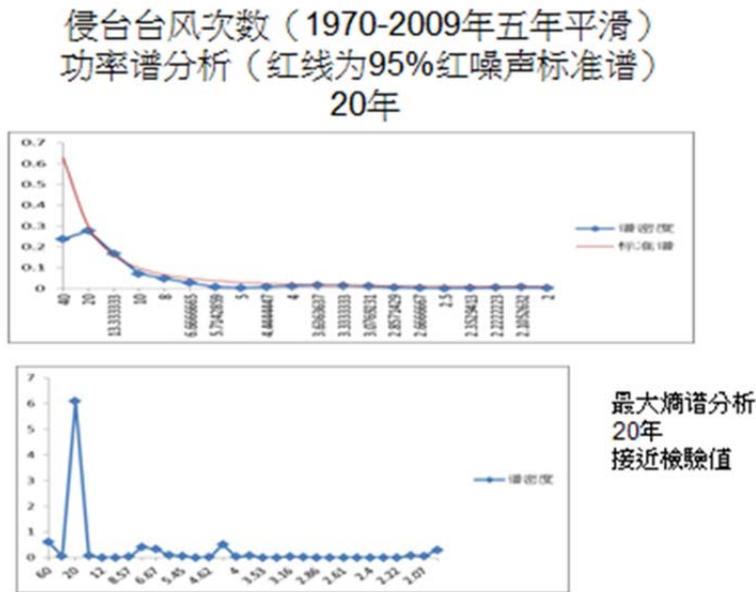


圖 10 1945-2010 年月球年赤緯與台灣颱風年觀測數之分布。

(a) 全部颱風年觀測數 (b) 強烈颱風年觀測數

1970-2009 年台灣颱風觀測數功率譜分析顯示，台灣颱風活動的優勢週期為 20 年，這一點在最大熵譜分析中可以看到，這與月球赤緯的活動周期 18.9 年相近，出現兩者間有密切相關，如圖 11。



2011/9/11

中國科學院大氣物理研究所

38

圖 11 1970-2009 年月球年赤緯與台灣颱風年觀測數之分布。

上圖為 20 年颱風觀測數，下圖為 20 年颱風觀測數之最大熵譜分析。

1945-2010 年間月球最大年赤緯 1950,1969,1987,2006 年，其颱風觀測數分別為 7,28,28,21 次。月球最小年赤緯 1959,1978,1997 年，其颱風觀測數分別為 30,22,10 次，如圖 12a。顯示台灣颱風除了 1950 和 1959 年之外，月球最大年赤緯，台灣颱風年觀測數多；月球最小年赤緯，颱風年觀測數少，成正比例分布。

月球年赤緯最高和最低年代與台灣颱風年觀測數

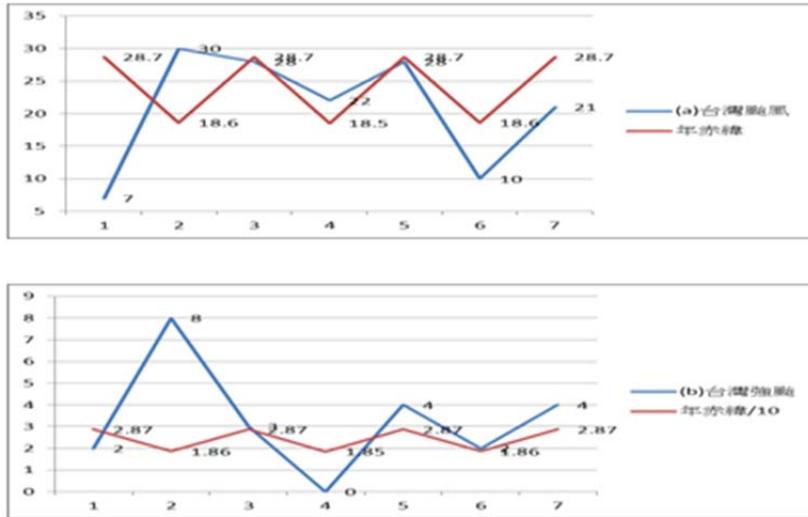


圖 12 1945-2010 年間月球年赤緯最高和最低年代與台灣颱風年觀測數，
 月球最大年赤緯 28.7N 的年代計有 1950,1969,1987,2006 年，月球
 最小年赤緯 18.6N 的年代計有 1959,1978,1997 年。
 (a) 全部颱風年觀測數 (b) 強烈颱風年觀測數

3. 漳州以北颱風觀測數

1945-2010 年漳州以北颱風年觀測數與月球年赤緯之變化，如圖 12a。月球年赤緯 4 個波數，而颱風觀測數
 僅有 3 個波數。前 1 個觀測波峰高區落在赤緯波谷低區，後 2 個觀測波峰高區和赤緯波谷低區一致。然而，因
 強烈颱風年觀測數太少，不具代表性，未能分析兩者的關係，如圖 13b。

月球年赤緯與漳北颱風年觀測數

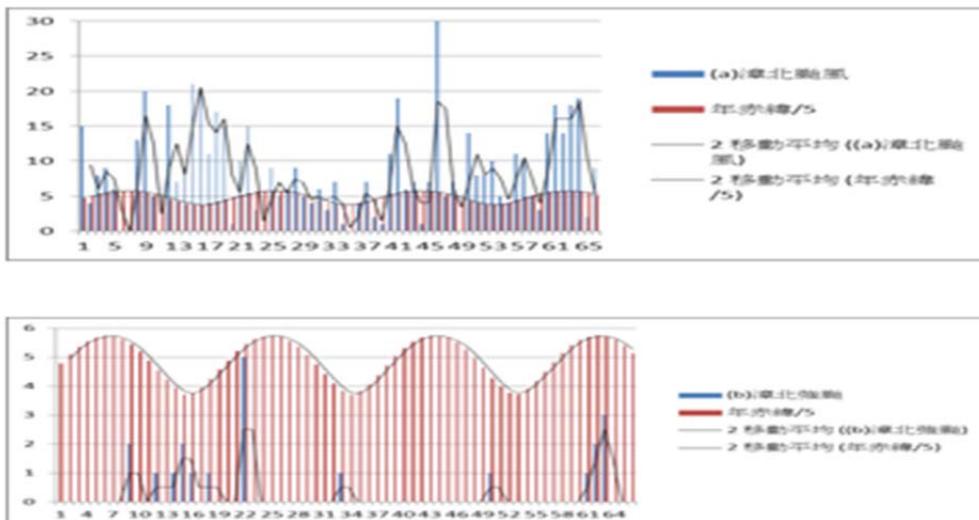


圖 13 1945-2010 年月球年赤緯與颱風漳北年觀測數之分布。

(a) 全部颱風年觀測數 (b) 強烈颱風年觀測數

1945-2010 年間月球最大年赤緯 28.7N 的年代計有 1950,1969,1987,2006 年,漳州以北颱風年觀測數分別為 0, 9, 7, 14 次。月球最小年赤緯 18.6N 的年代計有 1959,1978,1997 年,其颱風觀測數分別為 21, 1, 10 次,如圖 13a。1945-2010 年西北太平洋月球最大年赤緯 1950, 1969, 1987, 2006 年強烈颱風觀測數分別為 0,0,0, 2 次, 月球最小年赤緯 1959,1978,1997 年,其颱風觀測數分別為 2,0,0 次如圖 14b。強烈颱風年觀測數前者 and 後者分別為 0,0,0,2 次和 2,0,0 次。顯示漳州以北颱風, 月球赤緯最高年(1950 年)時, 颱風年觀測數少, 月球赤緯最小年(1959 年)時, 颱風年觀測數多, 成反比例關係。其餘或因年觀測數少, 比例關係不明顯。

月球年赤緯最高和最低年代與漳北颱風年觀測數

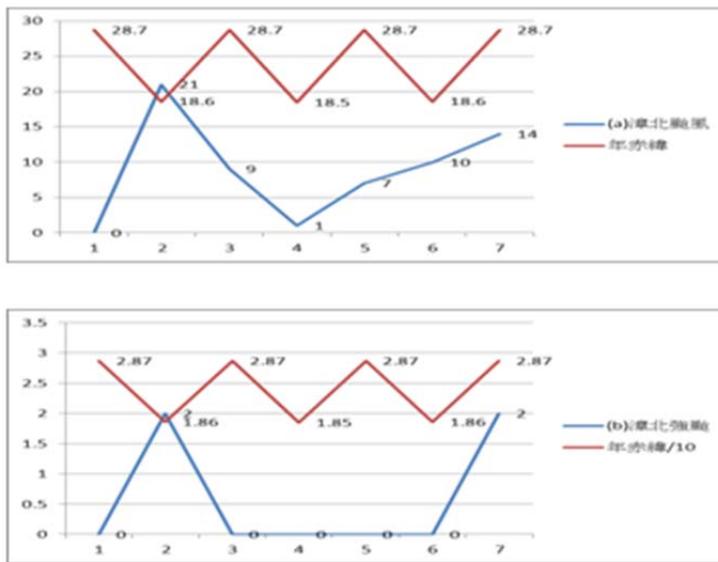


圖 14 1945-2010 年間月球年赤緯最高和最低年代與漳州以北颱風年觀測數, 月球最大年赤緯 28.7N 的年代計有 1950,1969,1987,2006 年, 月球最小年赤緯 18.6N 的年代計有 1959,1978,1997 年。

(a) 全部颱風年觀測數 (b) 強烈颱風年觀測數

4. 漳州以南颱風觀測數

1945-2010 年漳州以南的颱風共有 421 個, 66 年總觀測次數為 2911 次, 平均每年有 44.1 次。其颱風年觀測數與月球年赤緯之變化, 如圖 15。月球年赤緯 4 個波數, 而颱風觀測數僅有 3 個波數。前 2 個觀測波峰高區和赤緯波谷低區一致, 後 1 個觀測波峰高區落在赤緯波谷低區, 如圖 14a。強烈颱風年觀測數之變化亦然, 如圖 15b。

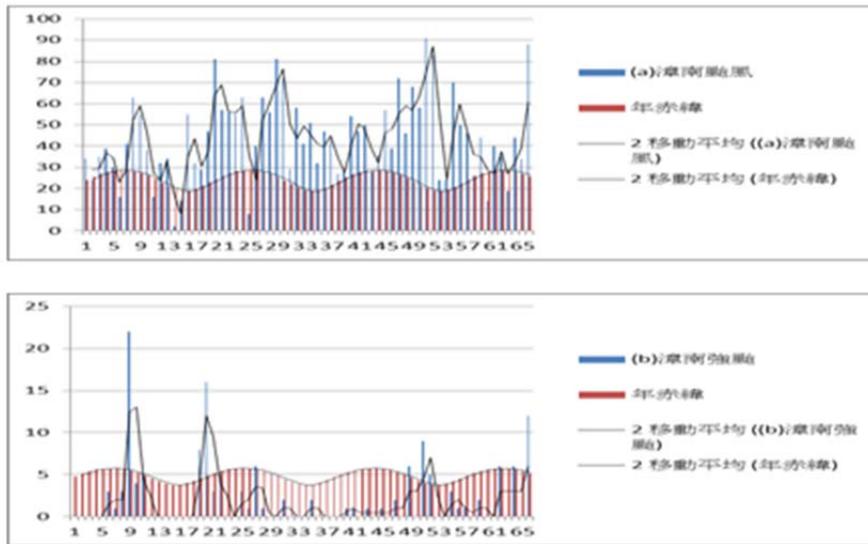


圖 15 1945-2010 年月球年赤緯與颱風漳南(含中國南海)年觀測數之分布。

(a) 全部颱風年觀測數 (b) 強烈颱風年觀測數

這段期間月球最大年赤緯 28.7N 的年代之颱風年觀測數分別為 16, 8, 28, 35 次。月球最小年赤緯 18.6N 的年代計有 1959, 1978, 1997 年，其颱風觀測數分別為 14, 51, 24 次。顯示 1950 年最高赤緯、1959 年最低赤緯、1997 年低赤緯和 2006 年最高赤緯，與其颱風年觀測數呈現正比例關係；而 1969 年最高赤緯、1978 年低赤緯和 1978 年最高赤緯，與其颱風年觀測數呈現反比例關係，如圖 16a。然而強烈颱風年觀測數與月球最高和最低年赤緯都呈現正比例關係，如圖 16b。

月球年赤緯最高和最低年代與漳南颱風年觀測數

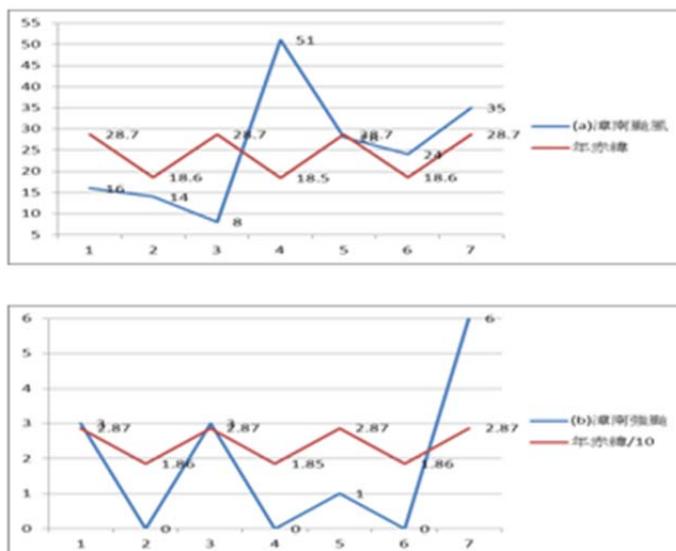


圖 16 1945-2010 年間月球年赤緯最高和最低年代與漳州以南(含中國南海)

颱風年觀測數，月球最大年赤緯 28.7N 的年代計有 1950,1969,1987,2006 年，月球最小年赤緯 18.6N 的年代計有 1959,1978,1997 年。

(a) 全部颱風年觀測數 (b) 強烈颱風年觀測數

綜合以上分析西北太平洋，其颱風活動觀測數之譜分析，沒有明顯的優勢振盪週期，而其 5 年移動平均有譜密度接近標準譜。1966 年以後，台灣颱風年觀測數觀測波峰高區和赤緯波谷(低區)和赤緯波谷高區(低區)一致，且其颱風活動的優勢週期為 20 年，它與月球赤緯的活動周期 18.9 年相近。月球年赤緯與颱風年觀測數間之關係，西北太平洋、台灣、漳州以北和漳州以南分別呈現反比例、正比例(1969 年以後)、反比例(1950 年)/正比例(2006 年)和正比例。

三、 結論

本文分析 1945-2010 年西北太平洋颱風活動與月球赤緯之相關，獲得一些成果：

- (一) 西北太平洋整區、台灣、漳北和漳南等區域，每年平均分別有 25.2 個、4.4 個、2.6 個和 6.3 個颱風形成或通過，其生命期或通過時間分別為 5.3 日、1.2 日、0.8 日和 1.7 日。該等區域颱風活躍期(陽曆)分別為 4-12 月、6-10 月、6-10 月和 6-11 月；鼎盛期分別為 5-12 月、7-9 月、7-9 月和 6-11 月。
- (二) 颱風觀測數波動振幅都隨颱風強度而增大，在西北太平洋整區、台灣和漳州以北都有明顯的兩高和兩低波段現象，兩高波段多數落在朔望日，兩低波段多數落在上下弦日。但是在漳州以南(包括中國南海)則相反。
- (三) 朔望日與上下弦颱風觀測數之比較，在西北太平洋整區兩者相當接近，唯強烈颱風朔望日略多。在台灣和漳州以北有大幅增多，且隨颱風強度增強而增多。在漳州以南兩者亦相當接近，但中度颱風朔望日兩者反而略少。漳州以南與其他三個區域有很大的差異性，更說明南海地區的颱風有其特殊性。
- (四) 西北太平洋颱風活動觀測數之譜分析，沒有明顯的優勢振盪週期，而其 5 年移動平均有譜密度接近標準譜。1966 年以後，台灣颱風年觀測數觀測波峰高區和赤緯波谷(低區)和赤緯波谷高區(低區)一致，且其颱風活動的優勢週期為 20 年，它與月球赤緯的活動周期 18.6 年相近。
- (五) 月球年赤緯與颱風年觀測數間之關係，在西北太平洋、台灣、漳州以北和漳州以南分別呈現反比例、正比例(1969 年以後)、反比例(1950 年)/正比例(2006 年)和正比例關係。

四、 致謝

本文係在中國科學院大氣物理研究所季風系統研究中心和中國科學院大氣物理研究所大氣科學與地球流體動力學數值模擬國家重點實驗室(LASG)以及季風系統研究中心(CMSR)的支助下完成。作者感謝台灣中央氣象局張博雄、張定祺、鄭振豐、何佩勳以及民航局飛航服務總台台北航空氣象中心副主任陳海根和台北氣象中心退休同仁林清榮等先生和女士協助處理資料。

參考文獻

- 王崇岳，1971:漲潮力與颱風及反常氣候，「氣象預報與分析」空軍氣象聯隊編印，第 47 期，1~10。
- 郭瑞濤和林政宏，1994：地球科學概論，第 2 章地球的運動和第 3 章地月系，新學識文教出版中心，P.60-115。
- 蒲金標，1973：近七十六年來侵襲台灣颱風之分析與研究。中國文化大學地學研究所碩士論文，PP. 92。

蒲金標, 2008: 月相對松山機場海平面氣壓影響之分析研究---西元 1978 年 2 月 7 日至 2008 年 2 月日。大氣科學, 36 (4), 275-286。

蒲金標, 2010: 月球赤緯與颱風發展之個案研究。飛航天氣, 第十五期, 1-19。

蒲金標, 2011: 月球赤緯與颱風發展之個案研究, 中央氣象局建國百年天氣分析預報與地震研討會。

美國國家氣候資料中心: 颱風資料 IBTrACS 資料*網址為:
<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/ibtracs/index.php?name=ibtracs-data>

Brier G. W. and D. A. Bradley, 1964: The Lunar Synodical Period and Precipitation in the United States. J. Atmos. Sci., 386-395.

Brier G. W., 1965: Diurnal and Semidiurnal Atmospheric Tides in Relation to Precipitation Variations. Mon. Wea. Rev., 93, 93-100.

Carpenter, T. H., R. L. Holle and J. J. Fernandez-Partagas, 1972: Observed Relationships between Lunar Tidal Cycles and Formation of Hurricanes and Tropical Storms. Mon. Wea. Rev., 100, 451-460.

Geller, M.A., 1970: An Investigation of the Lunar Semidiurnal Tide in the Atmosphere. J. Atm. Sci., Vol. 27. 202-218.

Hagan, M.E., J.M. Forbes and A. Richmond, 2003: Atmospheric Tides, Encyclopedia of Atmospheric Sciences.

Hanson, K. 1987: Precipitation and the Lunar Synodical Cycle: Phase Progression Across the United States. Journal of Climate and Applied Meteorology., Vol. 26. 1358 - 1362.

Lethbridge, M. D., 1981: Cosmic rays and thunderstorm frequency. Geophys Res. Lett., 8, 521.

Yaukey, P. H., 2010: Neap-spring Tidal Patterns in Atlantic Tropical Cyclones. 29th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology. P2.152.

衛星影像處理技術在颱風強度估算之應用研究

劉崇治

陳良德

明新科技大學自然科學教學中心

摘要

颱風雲系結構和颱風強度有直接的關係，一般來說當颱風雲系結構密實，並且具有軸對稱的特徵時，颱風的中心最大風速常常較大，強度也越強。基於這個事實，本研究利用地球同步衛星紅外線數據資料，發展一個可以用來描述颱風雲系結構及颱風強度的客觀參考指標。本研究使用GMS-5_IR1及MTSAT_IR1紅外線數據資料分析1996至2011年期間12個強烈颱風的個案，並且利用Sobel's template計算MTSAT_IR1影像的水平及垂直亮度溫度梯度，然後以颱風中心為參考點計算衛星紅外線影像中每一個像元的位置向量，然後將梯度向量與位置向量的角度差值定義為變異角度(Variation Angle)，最後透過分析此變異角度在颱風各個強度階段的分佈特性，建立颱風強度的客觀判斷法。研究結果顯示：此客觀指標和12個強烈颱風的JTWC最大風速值具有很高的相關性，由於此颱風強度判斷指標的產生可以完全由計算機產出，非常具有客觀性，因此特別在當颱風還在海面上發展，一般傳統觀測資料不足時，可以做為颱風作業單位研判颱風強度的參考。

關鍵字：颱風、衛星遙測、變異角度

一、前言

颱風是最具破壞力的天然災害之一，大部份的颱風都是位在海面上，然而海上的傳統觀測資料卻很少(Gray 1979, McBride 1995, Liu et al 2009)，因此具有高時空解析能力的衛星遙測資料便扮演著重要的氣象觀測角色。早期Dvorak (1975, 1984)曾經利用主觀的雲型識別技術來決定熱帶氣旋的強度，此法後來被很多作業單位廣泛使用，不過其缺點是此法是建立在所謂「T值」的經驗法則，因此太過主觀。Olander and Velden (2007)則提出一個客觀的雲型識別法。Mueller等人(2006)也利用衛星紅外線頻道發展客觀方法，Kossin等人(2007)利用衛星紅外線資料推導各級風(34, 50, and 64kts)的暴風半徑及地面之二维風場。Pineros等人(2008)則利用衛星紅外線資料來量化熱帶氣旋的對稱性，並發現此對稱性和熱帶氣旋的強度有關。Liu等人(2009)觀察龍王颱風(2005)高層雲系結構及其變化，發現其與颱風強度有很大的關係。Piñeros 等人(2011)更進一步提出一個近似即時的客觀方法來估算熱帶氣旋強度，此法以獨立的兩個颱風進行驗證發現，可以得到13 kts 及15 kts的均方根誤差。本研究的目的是要發展一個無因次的颱風強度(Typhoon Intensity; TI) 客觀指標，期望對氣象作業單位在判斷海上颱風強度上提供一個參考的因子。

二、資料

本研究所使用的衛星資料是地球同步衛星GMS-5及MTSAT之紅外線長波觀測資料，資料時間從1996至2011年，其間共包含12個發生在西太平洋之強烈颱風，為了將研究的重點放在颱風發展階段，衛星影像資料的收集時間從早期的熱帶低壓階段到其發展到達強烈颱風階段為止，共計有1260筆衛星影像。另颱風的觀測資料則使用美軍颱風聯合預警中心(The Joint Typhoon Warning Center; JTWC)之最佳路徑資料，然後利用差分技巧得到逐時觀測資料。

三、方法

本研究利用邊緣偵測技術來客觀地找出衛星影像中灰階有劇烈變化之邊界，在梯度之計算方面則是透過遮罩對影像進行旋積而得到近似結果(Gonzales and Woods, 2002)，其中遮罩分別表示如下：

$$M_y = \begin{bmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad M_x = \begin{bmatrix} -1 & -2 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 2 & 1 \end{bmatrix}$$

在計算的過程中，是以移動視窗的方式對影像中每 3×3 的小視窗進行旋積計算得到水平及垂直方向之梯度值如下：

$$G_x = f(x, y)M_x = \begin{bmatrix} x_1 & x_2 & x_3 \\ x_4 & x_5 & x_6 \\ x_7 & x_8 & x_9 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} -1 & -2 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 2 & 1 \end{bmatrix}$$

$$G_y = f(x, y)M_y = \begin{bmatrix} y_1 & y_2 & y_3 \\ y_4 & y_5 & y_6 \\ y_7 & y_8 & y_9 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -1 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

然後以颱風中心當作參考點，分別計算前述移動視窗中心點相對於參考點的位置向量及梯度向量，並定義此位置向量與梯度向量的夾角為變異角。最後透過變異角與颱風強度的關係分析，建立颱風強度客觀指標。

四、討論

將本研究12個強烈颱風個案，按照其強度分為熱帶低壓、輕度颱風、中度颱風及強烈颱風四個階段，並且以颱風中心為參考點，得到 $400 \times 400 \text{ km}^2$ 範圍內平均衛星紅外線影像圖(如圖1a~d)，由圖中可知，颱風越強，颱風雲系結構越對稱，圖2是圖1a~d四個颱風階段之平均變異角度分佈圖，由圖中可知，颱風強度越強，變異角度之標準差越小，而其出現之機率密度越大，因此本研究結合衛星紅外線影像之變異角度分佈特性，推得標準差及機率密度，進而建立客觀颱風強度估算指標(詳細討論將於研討會中報告)。圖3是客觀颱風強度與JTWC颱風最佳路徑的颱風風速散佈圖，由圖可知兩者的相關系數為0.89。圖4則是Typhoon Jangmi (2008)在到達輕度、中度及強烈颱風階段時衛星紅外線影像，圖5是由變異角度分佈推估之颱風風速，JTWC的風速與變異角度推估的風速差值分別為2.1 (輕度)，-0.5 (中度)，及 11.8 m/s (強烈)。

五、結論

本研究利用地球同步衛星紅外線數據資料，發展一個可以用來描述颱風雲系結構及颱風強度的客觀參考指標。研究結果顯示：此客觀指標和12個強烈颱風的JTWC最大風速值具有很高的相關性，由於此颱風強度判斷指標的產生可以完全由計算機產出，非常具有客觀性，因此特別在當颱風還在海面上發展且一般傳統觀測資料不足時，可以做為颱風作業單位研判颱風強度的參考。

六、致謝

感謝中央氣象局颱風資料庫及國科會大氣研究資料庫提供颱風相關研究資料。本研究由國科會專題研究計畫「NSC 100-2111-M-159-001」資助下完成。

七、參考文獻

- Dvorak, V. F., 1975: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from imagery. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 420–430.
- Dvorak, V. F., 1984: Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. NOAA Tech. Rep. NESDIS 11, 47 pp. [Available from NOAA/NESDIS, 5200 Auth Rd., Washington, DC 20233.]
- Gray, W.M., 1979: Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation *Meteorology Over Tropical Oceans*, D. B. Shaw (Ed.), Roy. Meteor. Soc., James Glaisher House, Grenville Place, Bracknell, Berkshire, RG12 1BX, pp.155-218
- Kossin, J. P. and others, 2007: Estimating Hurricane Wind Structure in the Absence of Aircraft Reconnaissance. *Wea. Forecasting*, 22, 89-101.
- Liu C. C., Tian-Yow Shyu, Chun-Chieh Chao and Yu-Feng Lin, 2009: Analysis on Typhoon Longwang Intensity Changes over the Ocean via Satellite Data, *Journal of Marine Science and Technology*, Vol. 17, No. 1, pp. 23-28.
- McBride, J., 1995: Chapter 3. Tropical cyclone formation. A global view of tropical cyclones. R. Elsberry, ed., WMO Technical Report No. TCP-38, pp. 63-105.
- Mueller, K. J., M. DeMaria, J. A. Knaff, J. P. Kossin, and T. H. Vonder Haar, 2006: Objective estimation of tropical cyclone wind structure from infrared satellite data. *Wea. Forecasting*, 21, 907 – 922
- Olander, T. L., and C. S. Velden, 2007: The advanced Dvorak technique: Continued development of an objective scheme to estimate tropical cyclone intensity using geostationary infrared satellite imagery. *Wea. Forecasting*, 22, 287 – 298.
- Piñeros, M. F., E. A. Ritchie, and J. S. Tyo, 2008: Objective Measures of Tropical Cyclone Structure and Intensity Change From Remotely Sensed Infrared Image Data. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 46, 3574-3580.

Piñeros, Miguel F., Elizabeth A. Ritchie, J. Scott Tyo, 2011: Estimating Tropical Cyclone Intensity from Infrared Image Data. *Wea. Forecasting*, 26, 690–698.

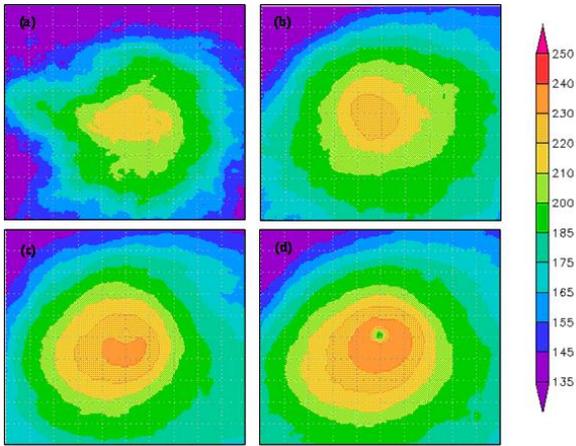


圖 1 本研究 12 個強烈颱風個案之平均衛星紅外線影像圖。(a)熱帶低壓 (b)輕度颱風 (c)中度颱風 (d)及強烈颱風四個階段。

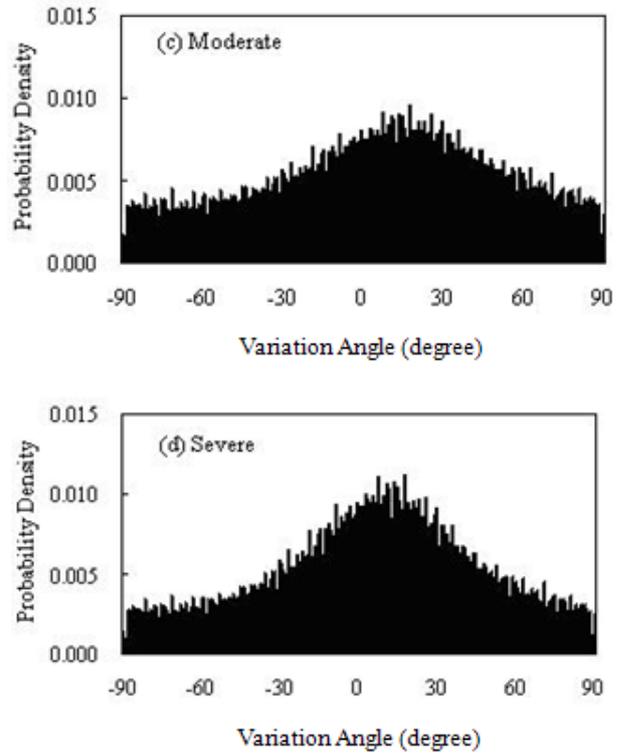


圖 2 圖 1a~d 四個颱風階段之平均變異角度分佈圖。

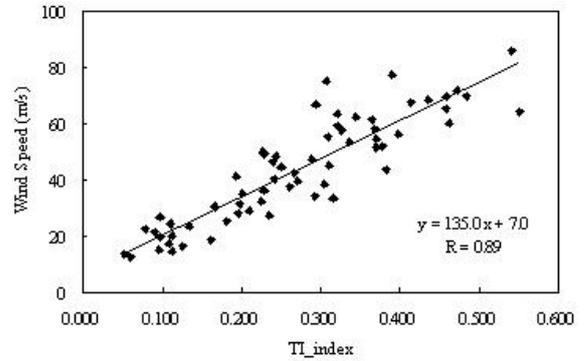
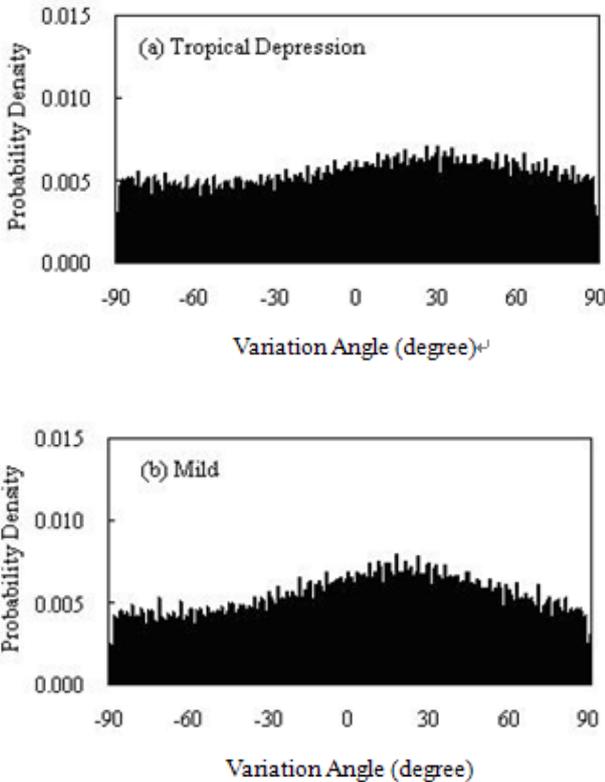


圖 3 客觀颱風強度與 JTWC 颱風最佳路徑的颱風風速相關圖。

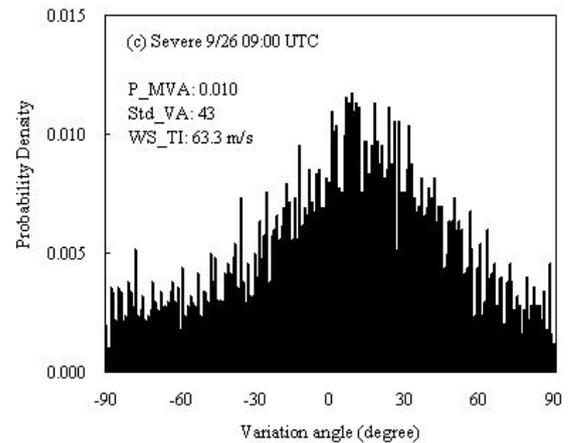
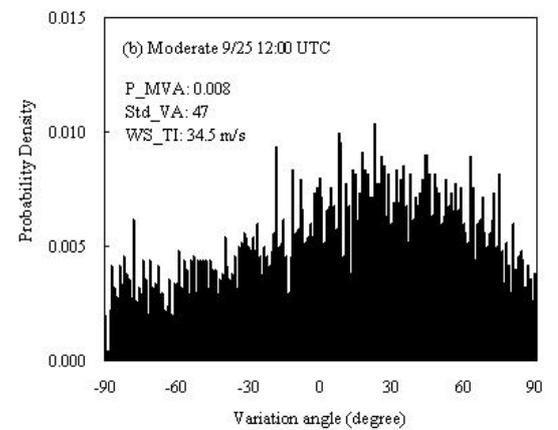
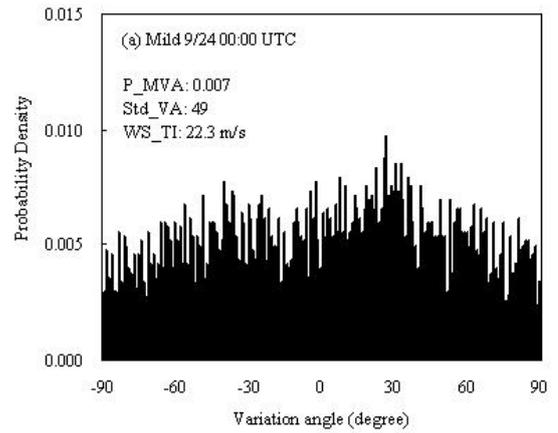
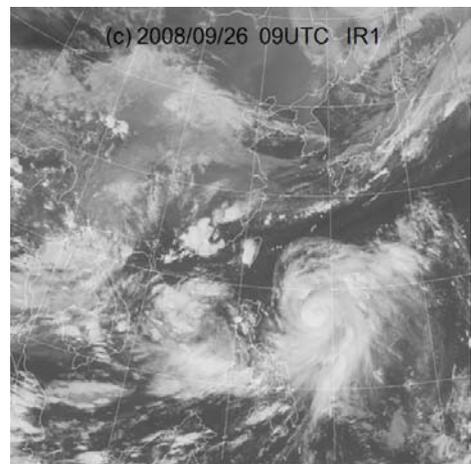
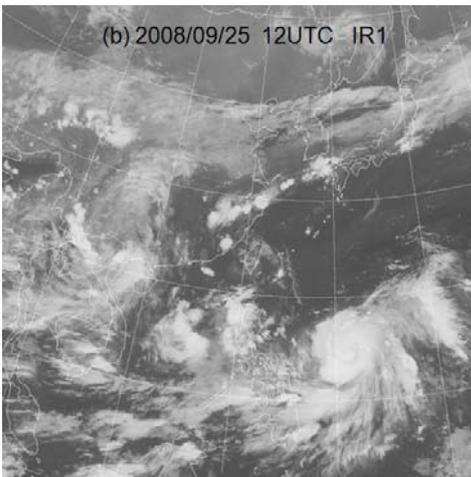
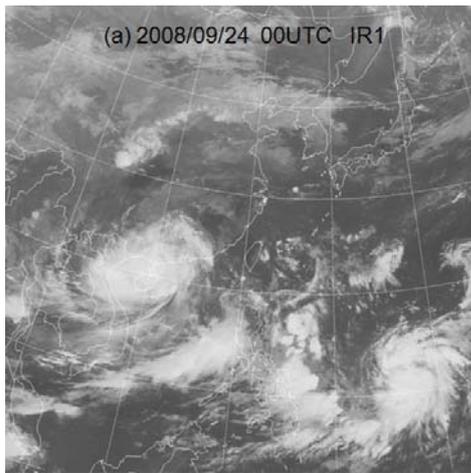


圖4 颱風 Jangmi (2008) (a) 9月24日 0000UTC 強度到達輕度 (b) 9月25日 1200UTC 強度到達中度 (c) 9月26日 0900UTC 強度到達強烈階段時衛星紅外影像。及由變異角度分佈推估之颱風風速。

圖5 颱風 Jangmi (2008) (a) 9月24日 0000UTC 強度到達輕度 (b) 9月25日 1200UTC 強度到達中度 (c) 9月26日 0900UTC 強度到達強烈階段時變異角度分佈及推估之颱風風速。

新型一維雷射式雨滴譜儀及二維光學式雨滴譜儀之雨滴譜粒徑分佈觀測比較

曾吉暉 鳳雷
台灣颱風洪水研究中心

摘要

本文利用颱風中心兩部一維雷射式雨滴譜儀(Parsivel)及一部最新一代二維光學式雨滴譜儀(2DVD)於去年(2011)汛期間分別安裝至嘉義及阿里山等地區，並於十一月後全部架設於中央大學觀測坪進行觀測實驗。期間經歷午後對流、南瑪都颱風、鋒面過境等多種天氣系統。本文即利用上述觀測資料分析兩種新型雨滴譜儀所觀測到的雨滴譜粒徑分佈特性。

綜合個案統計後發現，Parsivel及2DVD所觀測到的降雨率相當接近，但與傾斗式自記測站之特性則有明顯不同。終端落速分析則指出在小雨滴時，Parsivel所觀測到的終端落速較高，2DVD所觀測到的終端落速則較低。由於終端落速的差異使得兩者所觀測到的雨滴粒徑分佈有著相當明顯的不同，Parsivel由於觀測到的小雨滴終端落速較大，使得單位空間中的雨滴數(N(D))較少。2DVD則由於所觀測到的小雨滴終端落速小，使得單位空間中的雨滴數較多，與Parsivel所觀測到的數目相距很大。

由於單位空間中雨滴數的不同，應當會造成兩者所觀測到的降雨率產生相當的差異，然而觀測結果卻沒有發現這樣的情形。同時，我們也發現Parsivel所觀測到的最大雨滴以及單位空間中的大雨滴數通常都大於2DVD。這可能是兩者之間所觀測到之降雨率差異不大的原因之一。

雨滴譜儀是了解雨滴粒徑分佈的重要設備，透過雨滴粒徑分佈，我們可以瞭解雨滴譜的變化，推測雲微物理的過程，甚至進一步判斷系統的發展。颱風中心的雨滴譜儀亦將配合即將建置完成的氣象雷達，對於台灣局部地區進行中長期的觀測，經由更多的個案資料蒐集，希望能對於局部地區特定型態的天氣系統發展能有更佳描述。

關鍵字：雨滴譜、粒徑分佈、終端落速

一、前言

雨滴譜(Drop Size Distribution)觀測是對雲及降水物理觀測的重要項目之一。分析其微物理結構特徵，對於降水機制能更加瞭解，對於進行人工增雨，可以進行驗證，對於數值模式，也可以提供合宜的數值內容進行模擬。因此，其分析工作有重要的實用價值，如 Zhang et. al(2011)。

雨滴譜研究有兩個主要的應用。一是對於特定地區不同時間採取多次降雨過程的雨滴譜資料進行分析研究。這對於瞭解一個地區的降雨特徵與形成機制有重要的幫助。另一是對特定的天氣系統進行分析研究，通常經由相同的天氣系統在不同水平地點的雨滴譜儀觀測資料分析，對於整個系統的微物理變化過程可以有所瞭解。

颱風中心於 2011 年中起投入兩部一維雷射式雨

滴譜儀(Parsivel)及一部最新型二維光學式雨滴譜儀(2DVD)進行觀測，本文即對於此些雨滴譜儀之觀測資料進行初步分析。

二、資料來源與處理

從一部 Parsivel 雨滴譜儀及一部 2DVD 於 2011 年 5 月底至 7 月初架設於氣象局嘉義氣象站開始，至 2011 年 10 月底之後則架設於中央大學觀測坪至今。雨滴譜儀經歷過多種天氣系統的觀測，包括有午後對流、南瑪都颱風及鋒面過境等。雨滴譜儀觀測資料的取樣頻率均設定為 1 分鐘，參數有雨滴粒徑分佈及終端落速。原始資料經過過濾排除較明顯的非氣象資料後，用以計算降雨率及統計雨滴譜與終端落速分佈。

三、降雨率觀測資料

利用雨滴譜分佈可以計算出降雨率，圖 1 是多個

不同個案的降雨率比較，可以看出兩種雨滴譜儀所統計出來之降雨率相當類似。圖 2 則是加入了傾斗式雨量計的比較，將雨滴譜儀的取樣時間放寬為 10 分鐘來比較，可以發現利用雨滴譜儀推算之降雨率與傾斗式雨量計之資料有較大的差距。傾斗式雨量計有明顯的變化反應較晚且變化趨勢較緩的情況。

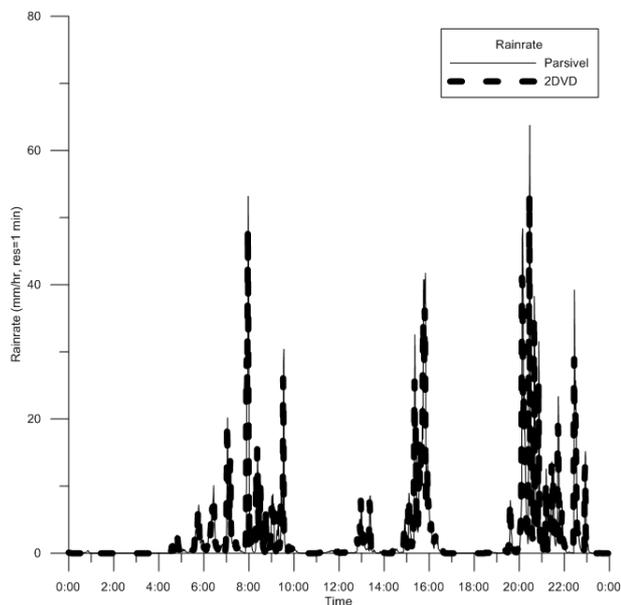


圖 1(a) 2012/02/25 Parsivel 及 2DVD 降雨率變化圖

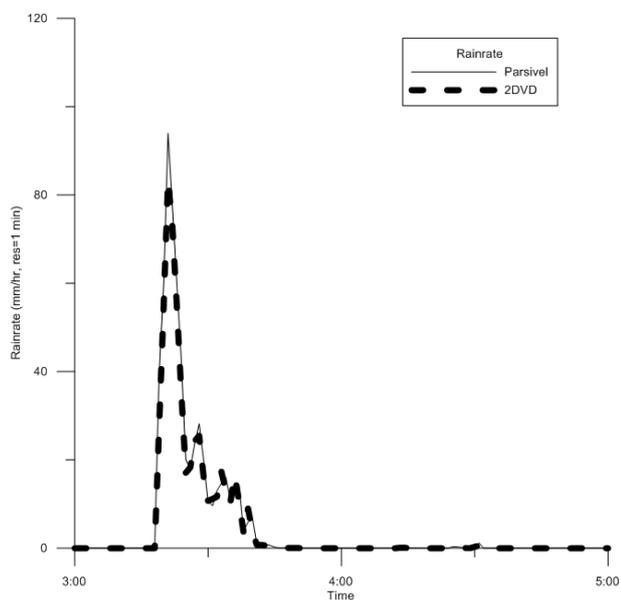


圖 1(b) 2012/05/10 Parsivel 及 2DVD 降雨率變化圖
原因可能在於傾斗式雨量計需要累積一定量的降雨量之後才会有反應之故。在使用這兩種觀測設備的降雨率資料，尤其是統計較短時間的降雨率時，應注意此差異的存在。

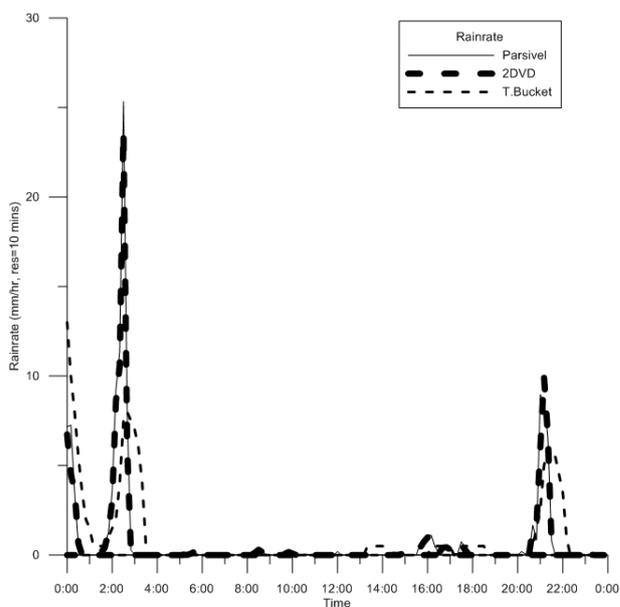


圖 2(a) 2012/05/19 雨滴譜儀及傾斗式雨量計降雨率變化圖

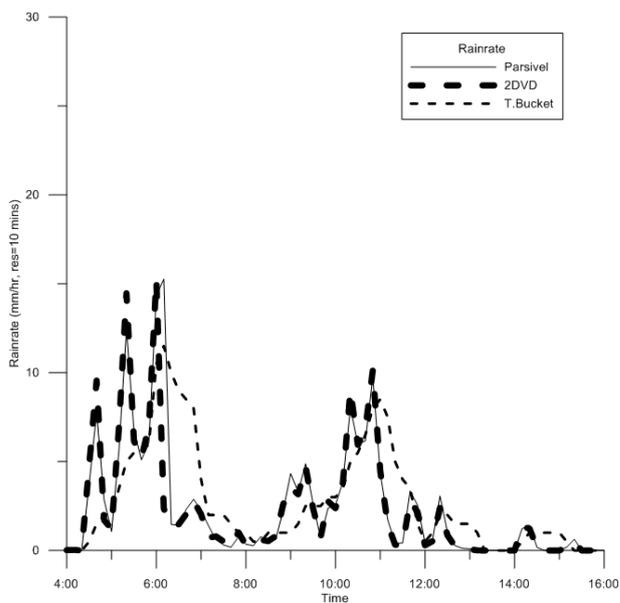


圖 2(b) 2012/05/20 雨滴譜儀及傾斗式雨量計降雨率變化圖

四、 雨滴譜觀測資料

雨滴譜分佈是雨滴譜儀最重要的觀測資料之一。由於兩種雨滴譜儀設計上的不同，2DVD 的雨滴粒徑觀測並無分類，而 Parsivel 的雨滴粒徑觀測則由小到大分為 30 類。因此，本研究中將 2DVD 的雨滴粒徑觀測資料仿照 Parsivel 分為 30 類，同時捨棄觀測粒徑值小於 0.25mm 的資料。換算為單位空間中的數量(N(D))後，圖 3(a)及(b)分別是 2012/02/25 及

2012/05/02 的雨滴譜分佈比較。由圖中可以看出 2DVD 觀測到的小雨滴數比 Parsivel 觀測到的多很多，中間粒徑部份的數量類似，大雨滴部份則 Parsivel 觀測到較多的數量。

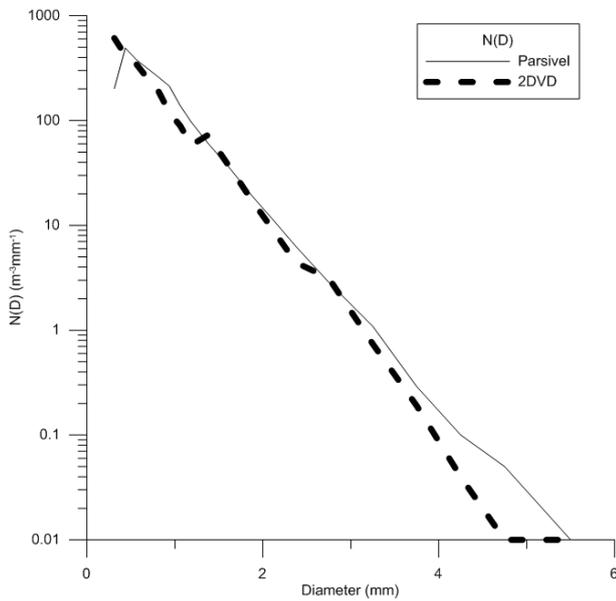


圖 3(a) 2012/02/25 Parsivel 與 2DVD 雨滴譜分佈圖

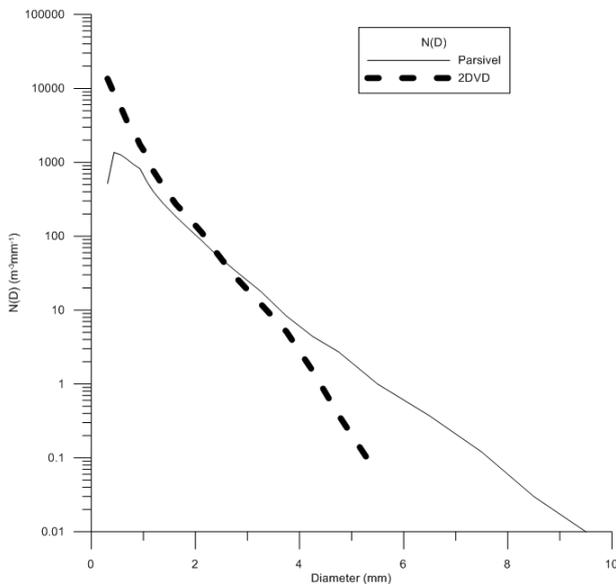


圖 3(b) 2012/05/02 Parsivel 與 2DVD 雨滴譜分佈圖

圖 4 顯示以不同降雨系統的雨滴譜分佈，由圖中可以看出，冬天鋒面降水靠最左側，亦即其雨滴分佈偏小。南瑪都颱風期間於阿里山山麓量測到的雨滴譜分佈較中間，發現的最大雨滴在 4mm 左右。夏天午後對流降水則分佈偏向右側，有較大的雨滴存在，發現的最大雨滴約 5-6mm。

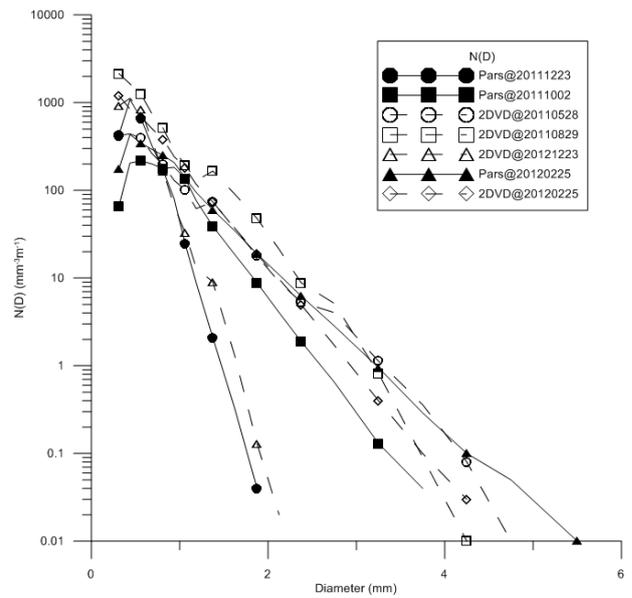


圖 4 不同天氣系統的降雨率分佈

五、終端落速觀測資料

雨滴的終端落速是另一個重要的觀測量，亦是影響降雨率的因素之一。與雨滴譜資料類似，兩種雨滴譜記錄的方式也因為設計上的關係而不同，因此，本研究中終端落速亦使用如同雨滴譜的處理方式，將 2DVD 的終端落速觀測資料分為與 Parsivel 相同的 32 類。圖 5 是 2012/05/02 的終端落速比較。由圖中可以看出，在小雨滴時，Parsivel 所觀測到的終端落速較高，甚至高於 Gunn et. al.(1949)與 Atlas et. al(1973) 等兩種理論值。2DVD 所觀測到的終端落速則較低，甚至低於理論值。

由於終端落速的影響，使得雨滴譜也有相對的變化。Parsivel 所觀測到的小雨滴終端落速較大，使得其單位空間中的雨滴數較少。2DVD 則由於所觀測到的小雨滴終端落速較小，使得其單位空間中的雨滴數較多。兩者之間常有相當大的差距。由於單位空間中雨滴數的不同，應會造成兩者所觀測到降雨率不同的情況，然而實際觀測中卻沒有發現這樣的狀況。另一方面，雖然 Parsivel 觀測到的小雨滴數少很多，卻也同時發現到其所觀測到的最大雨滴粒徑及大雨滴數通常都較多。這可能是兩者之間所觀測到之降雨率差異不大的原因之一。

六、結論

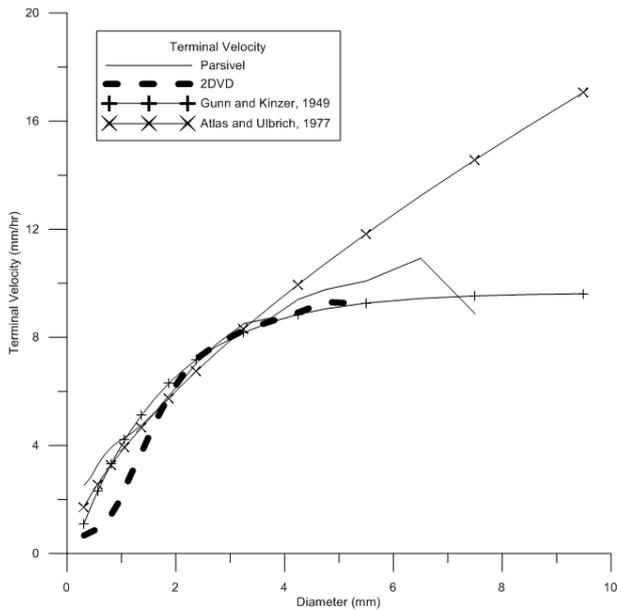


圖 5 2012/05/02 Parsivel 與 2DVD 終端落速分佈

Parsivel 與最新型 2DVD 都是現今最好的雨滴譜儀之一，經過多個不同天氣系統的觀測資料統計後發現。兩種雨滴譜儀所觀測到的降雨率相近，但是與傾斗式雨量計的資料則有較大的不同。雨滴譜資料則發現 2DVD 觀測到的小雨滴數量較多，而 Parsivel 觀測到的小雨滴數量較少。終端落速資料分析則指出 Parsivel 所觀測到小雨滴終端落速偏高，而 2DVD 所觀測到的小雨滴終端落速偏低。由於終端落速的差異使得兩者所觀測到的雨滴粒徑分佈有著相當明顯的不同，Parsivel 由於觀測到的小雨滴終端落速較大，使得單位空間中的雨滴數(N(D))較少。2DVD 則由於所觀測到的小雨滴終端落速小，使得單位空間中的雨滴數較多。Parsivel 所觀測到的小雨滴數較少，但同時大雨滴的數目通常較多，這可能是使得 2DVD 與 Parsivel 觀測得的降雨率相近的原因之一。

雨滴譜儀是了解雨滴粒徑分佈的重要設備，透過雨滴粒徑分佈，我們可以瞭解雨滴譜的變化，推測雲微物理的過程，甚至進一步判斷系統的發展。如圖 6(a)是 2012/05/02 19:00-19:10 的 Parsivel 雨滴譜變化，圖 6(b)則是相對應的降雨率變化。該個案是一個向後建造(back-building)機制的中尺度強降水個案。由圖中可以看出小雨滴變少但大雨滴變大且數量變多，表示雨滴有碰撞結合的情況發生，對應降雨率則發現此時降雨率同時變大。

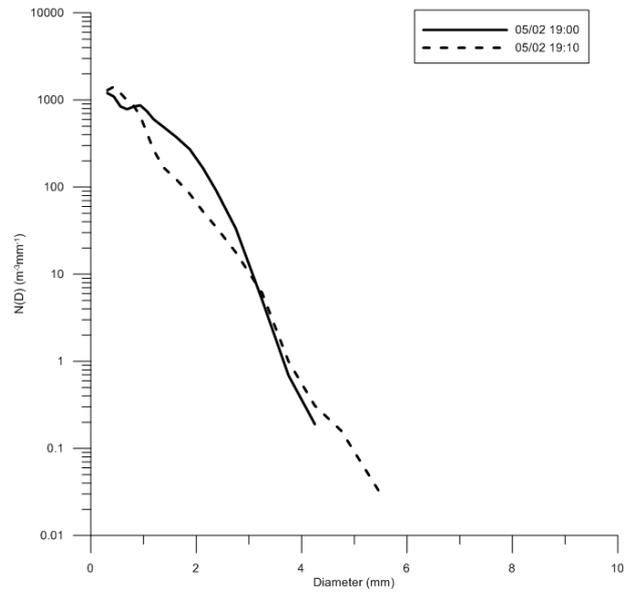


圖 6(a) 2012/05/02 19:00-19:10 雨滴譜變化

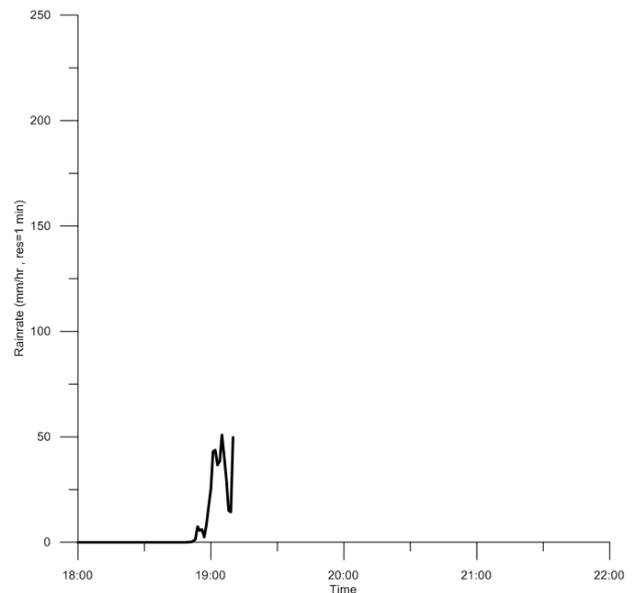


圖 6(b) 2012/05/02 19:00-19:10 降雨率變化

飈洪中心的雨滴譜儀將配合即將建置完成的氣象雷達，對於台灣局部地區進行中長期的觀測，經由更多的個案資料蒐集，希望能對於局部地區特定型態的天氣系統發展能有更佳描述。

參考文獻

Zhang, Guifu, Sean Luchs, Alexander Ryzhkov, Ming Xue, Lily Ryzhkova, Qing Cao, 2011: Winter Precipitation Microphysics Characterized by Polarimetric Radar and Video Disdrometer Observations in Central Oklahoma. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **50**, 1558–1570.

臺灣地區午後對流閃電空間特性初步分析

戴志輝¹ 林博雄¹ 張培臣²
台灣大學大氣科學系¹
空軍氣象聯隊²

摘要

台灣電力公司的全閃電偵測系統（Total Lightning Detection System, TLDS），可記錄在對流發展前期的雲中及雲間（Intra / Inter Cloud, IC）閃電，以及在對流成熟階段才出現的雲地（Cloud to Ground, CG）閃電，這意味著還未發展至成熟階段的對流，也可以被系統捕捉到，這使得全閃電資料適合用來診斷對流系統。針對2007至09年間，共計248個午後對流個案，初步分析結果及未來可進行之調查為：（一）中央山脈左側坡地上，存在4處IC熱區及2處CG熱區，山脈東側雖少有閃電出現，但仍存在2處IC相對熱區，其原因可就各區平地面積大小及綜觀氣流風向調節兩方面進行調查；（二）個案全閃電總次數的差異，應與對流分布的空間範圍有關；（三）一般建議CG與IC之比值為0.053~0.111，調查中約26%符合此範圍，小於0.05者約為61%，過半數午後對流個案出現低CG與IC比值的意義值得調查。

關鍵字：午後對流閃電、TLDS、熱區、CG與IC之比值

一、前言

相對於其他天氣系統，午後對流的時、空間尺度較小，可預報度也較低，預報人員在面對午後對流的潛在威脅時，多以即時的診斷與預警為主；閃電、雷達回波及短時距累積雨量等資料，因具有相當高的時、空解析度，成為即時分析午後對流所不可或缺的工具；儘管閃電與降水的物理過程不同，但由過去的研究成果，午後對流、雲對地閃電與降雨參數之間的關連性，是已經被建立起來的(洪，2002；林，1999)。

2003年，台灣電力公司以全閃電偵測系統（Total Lightning Detection System, TLDS）取代了舊系統之後，除了雲地（Cloud to Ground, CG）閃電之外，又多了雲中及雲間（Intra / Inter Cloud, IC）閃電訊息可供參考。一般而言，伴隨對流的IC，多在初生至成熟階段，也就是在發展過程中出現，在對流的成熟至消散階段，CG的出現頻率顯著增高，而IC迅速減少；而IC就會逐漸減少，因此，診斷出IC的趨勢，就相當於了解發展中的對流；這個想法，使得全閃電較CG更具有應用上的價值。類似TLDS的系統早就廣為其他國家建置，並且運用於改善對超級胞這一類危害天氣的預警（Goodman et al. 2005）；最近的研究認為，藉由全閃電趨勢的判讀，伴隨雷暴的嚴重天氣現象，預警時間可以獲得大幅的提前（Schultz et al. 2011；Gatlin and Goodman 2010）。

國內全閃電資料的應用研究雖不多，但在敏督利颱風侵襲期間，全閃電與雨量的相關性相當高（Liao and Wang, 2006），而台灣北部午後對流閃電與綜觀尺度氣流風向也有相關性（戴等，2008）等，均說明全閃電資料不論對於即時的災害性天氣預警，或是午後雷暴的中尺度氣候之探討，都較單獨使用CG具有更好的效果。本文使用空軍氣象聯隊所提供之TLDS資料。

二、個案選擇

將2007至09年間的5至10月份，每一天都區分為本地時間00至06、06至12、12至18及18至24 LST等第1至第4個時段，再比較同一天內各時段內的全閃電空間分布情況，以決定該日是否可歸類為午後對流日；被標記為午後對流的個案需滿足以下條件：（一）在第二時段內必須沒有自海面上移向陸地的記錄，以排除直接受其他天氣系統影響的個案；（二）如果第三時段內在海面上也有記錄，這些記錄必須是自陸地上移出出去的；（三）第四時段後陸地上仍有記錄的個案也要考慮（若僅在第四時段內的陸地上有記錄，則可能是受其他較為複雜的機制激發，這類個案均去除）。

經過以上條件的篩選，2007至09年間共計有248個午後對流個案，其中2007、08及09年各有81、98及69次個案，受限於篇幅，本文省略個案日期的逐一表列，直接於下一章分析與討論TLDS資料，在這些個案所呈現的特性。

三、資料分析

(一)全閃電的空間分布

以 1 km^2 為單位(1 km 為TLDS偵測範圍內,解析閃電位置的最大誤差),針對每一個午後對流個案,分析在此 1 km^2 內出現的次數,若在此 1 km^2 內,某個案出現1次(含)以上的閃電次數,就將此 1 km^2 特別標記起來,意義為在此 1 km^2 範圍內曾出現過1次午後對流個案;圖1為2007至09年之間,針對雲間、雲中及雲地閃電,所計算出的午後對流個案數分布。

雲中及雲間閃電(圖1左、中)均顯示,有4處午後對流熱區,自北向南沿著中央山脈左側坡地分布,分別位於(1)新竹-台北、(2)台中-苗栗、(3)彰嘉-南投及(4)台南-屏東等四塊區域。雲地閃電則有2處午後對流熱區,分別位於(1)新竹-台北,以及(2)彰投-屏東等兩塊區域。此外,中央山脈右側是午後對流甚少出現的區域,但(1)蘭陽平原週邊坡地及(2)花東縱谷的南段,仍是在中央山脈右側是相對較常出現午後對流的位置,可視為2處相對熱區。

比對IC與CG的熱區,可以看出在新竹-台北這一塊區域,CG的熱區位置較IC略向北延伸,嘉義-屏東也有類似情形;此外,在台中-苗栗及彰嘉-南投兩區,儘管是IC的熱區,但幾乎看不出CG具有熱區特性。

(二)CG與IC之次數

將248個案依全閃電總次數大小排列(圖2)顯示,個案間IC次數的差異性十分明顯,從最少的28次到最多可達36,182次,CG也有類似情況,但最少(0次)與最大(2,188次)差距縮小;雲中/雲間放電的相關係數為0.96,雲中/雲地放電的相關係數為0.68,雲間/雲地放電的相關係數為0.65;此外,IC的Q3、Q2、Q1及平均值分別為5,429、2,279、574及4,592次,CG的Q3、Q2、Q1及平均值分別為196、69、23及170次(表1),不論是IC或是CG的次數,其平均值均遠大於Q2,顯然大部分個案的閃電次數並不多,但卻有少數個案伴隨了相當高的閃電次數。

(三)CG與IC之比值

一般而言,在對流的生命期裡,CG與IC的比值(比例),約略為0.053至0.111(5:95至10:90)之間。在本文感興趣的248次午後對流個案中,CG與IC的比值界於0至0.628之間;觀察CG與IC比值之頻率分布(圖3,比值放大100倍),比值落在0.05至0.11之間者,共計有64次(約26%)個案,比值小於0.05的個案數為152次(約61%),即比值偏小的個案為數不少;又CG與IC比值之平均值約為0.058。

四、討論

現有TLDS的資料,經常受到輕微的干擾(圖1),最明顯的是在台南-屏東之間,存在一條狹長的資料空窗帶,另在東北部、新竹、南投、台南、屏東及花蓮等外部監測站附近,也有圓形的資料空窗。其原因雖未經確認,但範圍有限,應不影響判讀,以下對前一章各節的分析結果進行綜合討論。

平坦海島的午後對流,會在兩側向內陸推進的海風鋒面之間出現(Crook 2001)。在臺灣,海風應無法在內部輻合,但谷風卻會被建立;因此,平地與山區的比例(圖4),可能是臺灣午後對流熱區存在的原因之一。圖4依熱區及相對熱區將臺灣劃分6塊區域,並標示海拔500公尺以下(平地),佔全區面積之百分比。

比對圖1、4,對IC而言,百分比越大(小)處越具(不具)熱區特徵;而在IC的熱區裡,百分比最高的南、北2處,則具有CG的熱區特徵。以上特徵的合理推測是,平原越寬闊,平地-山地熱力對比越明顯,越有利於坡地午後對流的發生與發展,IC數量也越多;百分比最大的區域,平地-山地熱力對比最明顯,對流發展至成熟的可能性最大,CG數量也就最多。

逐一觀察個案閃電,有時廣布於西部,如2008年8月15日,但部分僅限於局部,如2008年6月16日在新竹-台北、2007年9月11日在台南-屏東、2009年9月15日在台中-嘉義;此4例綜觀氣流分別為西南、南、北及東向風(圖5)。以上差異性的推論是,臺灣附近的綜觀氣流風向,會隨太平洋高壓調整而改變,致過/繞山及分/合流行為也跟著變動,並與熱力驅動的局部環流,共同調節午後對流的發生及發展(林與郭,1996;戴等,2008)。可見對午後對流空間分布的討論,不能忽略動力因素。而綜觀氣流的平流作用,可能是CG熱區偏離IC熱區的原因,未來需藉由時間分析加以釐清。

(二) CG與IC之次數

上節所列2008年8月15日,閃電遍布4個熱區,IC及CG各為15,492及1,265次,均遠高於Q3;本文逐一審視全閃電總次數排序位於前20的個案,都具有閃電分布範圍廣(跨越3處以上熱區)的特性,且部分個案時間持續至第4時段。但另3例局部性的個案,2008年6月16日的IC及CG各為1,858及13次、2007年9月11日的IC及CG各為1,899及111次、2009年9月15日的IC及CG各為4,941及9次,均位於Q3至Q1間或低於Q1;經審視全閃電總次數排序位於Q2前20的個案,大致上都只分布在1至2處熱區內。另觀察全閃電總次數排序位於後20的個案,則多半僅集中於單一熱區內的某個小範圍內。又閃電的演變與對流內部垂直運動的發展有關,故應有機會找出全閃電總次數與對流強度的連結,未

來如依空間分布情況，歸納分類閃電次數的規律性並進行大氣環境的合成，應有助於午後對流分布與強度影響因素的了解。

(三) CG與IC之比值

在所調查的248次個案中，有39%個案的CG與IC比值符合建議值。上節所列的2008年8月15日，IC與CG比值為0.089；但在全閃電總次數排序位於前20的個案中，IC與CG比值小於0.05（0.0017至0.0424）多達19次，如2009年6月27日，CG與IC分別為92與20,993次，比值約為0.004（總數為21,085次，在248個案中排序第8）。上一節所列的另外3次局部性個案，其中2007年9月11日，IC與CG比值各為0.0585；而審視全閃電總次數排序位於Q2前20的個案，其中12次個案之比值小於0.05（0.0041至0.0444）。至於全閃電總次數排序位於後20的個案，其中8次個案的比值小於0.05，不過在總次數較低的情況下，比值對CG數量的變動十分敏感，討論較不具意義。

當對流內部的垂直運動加強，冰相過程出現以後，CG便開始活躍，所以高頻率CG的出現，可被當作是對流發展進入成熟階段的指標；但有些發展劇烈的氣團雷暴，IC數量很大但CG數量極少，以致表現出偏低的CG與IC比值（Lang and Rutledge 2002），這類系統的結構，是閃電應用研究頗感興趣的對象之一。本文討論的個案中，有多少可歸類於未發展成熟的對流？又有多少是屬於Lang and Rutledge所提醒的類型？在何種大氣環境下會有這樣的結果？這也是區別午後對流類型所必需瞭解的。

五、未來展望

午後對流在台灣十分常見，在可預報度尚未獲得有效提高以前，中尺度氣候的了解十分重要，而全閃電資料的應用是不錯的選擇。本文運用2007至09年的TLDS資料，初步分析結果及未來可進一步調查之建議如下：

- (一) 中央山脈左側坡地上，存在4處IC熱區及2處CG熱區，山脈東側雖少有閃電出現，但仍存在2處IC相對熱區；其原因可就各區平地面積大小及綜觀氣流風向調節兩方面進行調查。
- (二) 個案全閃電總次數的差異，初判應與對流分布的空間範圍有關。
- (三) 一般建議CG與IC之比值為0.053~0.111，調查中約26%符合此範圍，小於0.05者約為61%；過半數午後對流個案出現低CG與IC比值的意義值得調查。

以上若得到具體成果，則可應用於：

- (一) 了解有利於各區域發生午後對流的天氣型態與大氣環境，甚至有機會根據季節、強度來分類。
- (二) 針對午後對流施作人工增雨的地面暖雲增雨站網規劃。

六、參考文獻

- 林熹閔，1999：雲對地閃電與降水關係之研究。大氣科學，27，1，75-98。
- 林熹閔、郭鴻基，1996：臺灣南部夏季午後對流個案模擬。大氣科學，24，4，249-280。
- 洪景山，2002：雲對地閃電和雷達回波參數之相關：個案研究。大氣科學，30，1，21-34。
- 戴志輝、林得恩、賴世運，2008：臺灣北部午後對流閃電與綜觀氣流風向之關係。大氣科學，36，3，179-196。
- Crook, N. A., 2001: Understanding Hector: The dynamics of island thunderstorms. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 1550-1563.
- Lang, T. J., and S. A. Rutledge, 2002: Relationships between convective storm kinematics, precipitation, and lightning. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2492-2506.
- Liao, S. -A., and K. -Y. Wang, 2006: The applications of lightning-rainfall prediction on transmission lines disaster prevention. The IERE Eastern Asia Forum, Environmental Sustainability and High-Quality Power Systems in the Eastern Asia Region Proceedings papers, Nov. 14-15, 2006 Taipei, Taiwan, PP. FS2-11 to 16.
- Goodman, S. J., and Coauthors, 2005: The North Alabama Lightning Mapping Array: Recent severe storm observations and future prospects. *Atmos. Res.*, 76, 423-437.
- Gatlin, P. N. and S. J. Goodman, 2010: A total lightning trending algorithm to identify severe thunderstorms. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 27, 3-22.
- Schultz, C. J., W. A. Petersen, and L. D. Carey, 2011: Lightning and severe Weather: A comparison between total and cloud-to-ground lightning trends. *Wea. Forecasting*, 26, 744-755.

表1 2007至09年248次午後對流個案之IC、CG、IC+CG次數與CG/IC比值統計數據

	IC	CG	IC+CG	(CG/IC)*100
avg	4,591.569	170.3347	4,761.903	5.82843905
max	36,182	2,188	37411	62.7906977
Q3	5,428.75	196	5,754	6.8817829
Q2	2,279	69	2,378	3.89133455
Q1	574	22.75	620.5	2.17829211
min	28	0	34	0

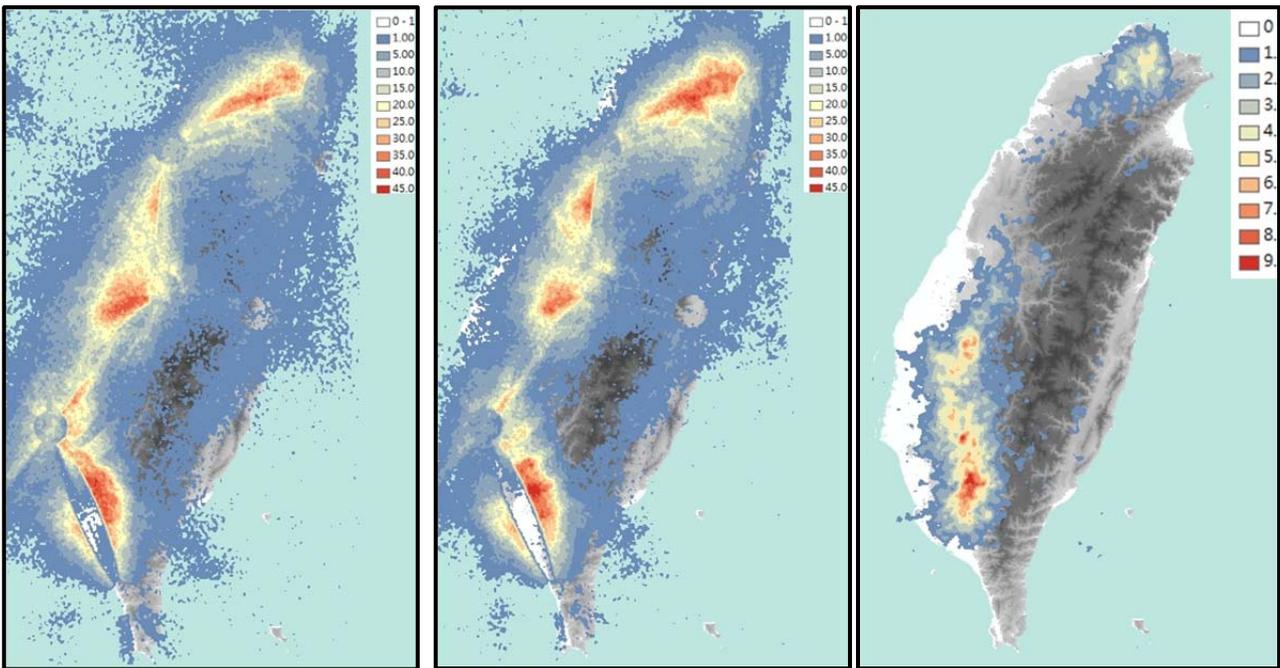


圖1 2007至09年間，針對(左)雲中、(中)雲間及(右)雲地閃電所分析之午後對流個案數；注意右圖色階間距與左、中2圖不同。

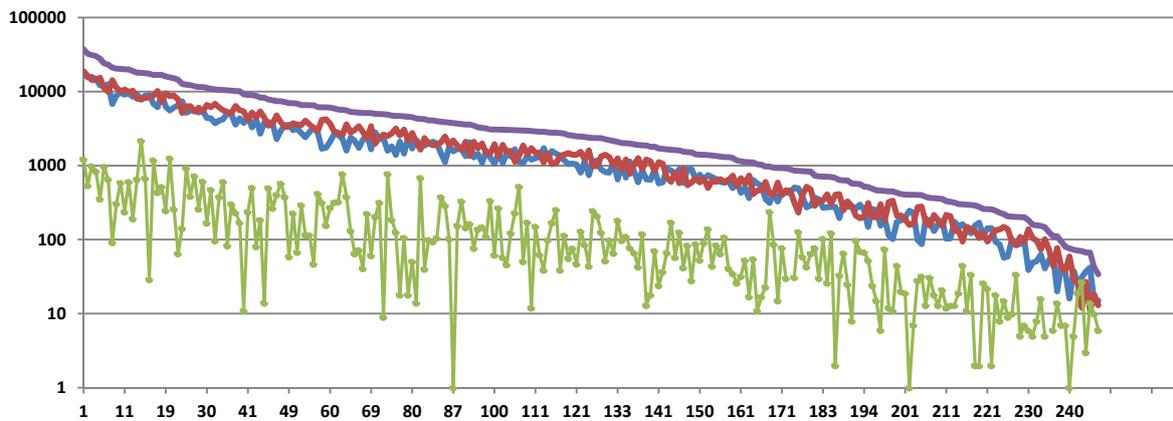


圖2 2007至09年248次午後對流個案之全閃電(紫色)總次數排序。紅、藍及綠色各為相伴的雲間、雲中及雲地閃電次數(縱軸，對數刻度)。

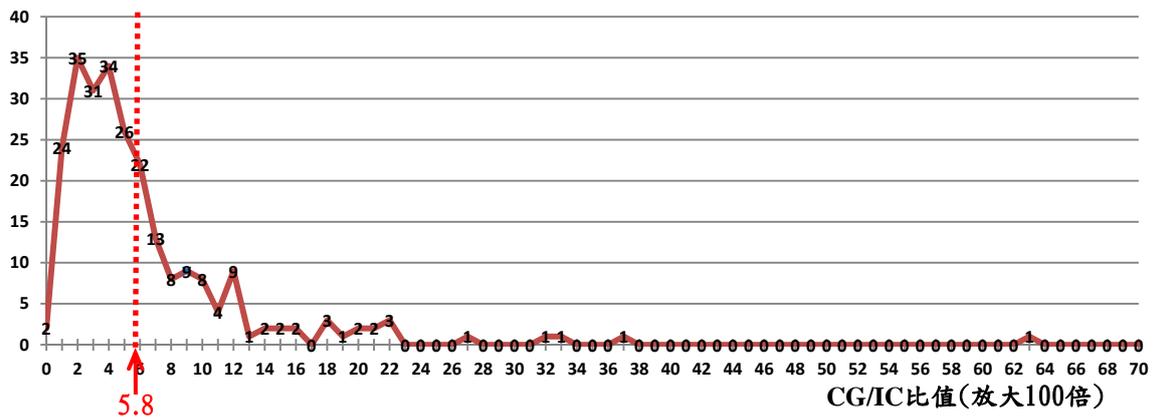


圖3 2007至09年248次午後對流個案之CG/IC比值(橫軸，放大100倍)與次數(縱軸)分布；紅色點線為平均比值。

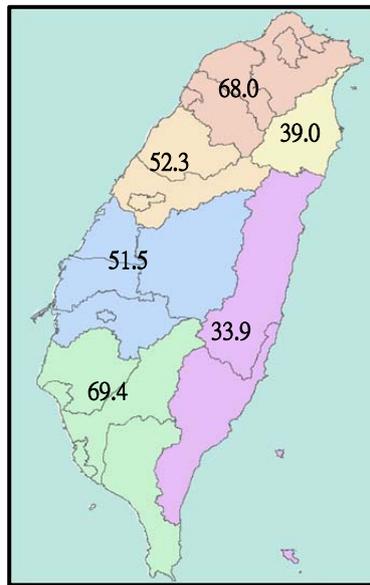


圖4 臺灣午後對流熱區(棕色:新竹-台北、橘色:台中-苗栗、藍色:彰化-嘉義、綠色:台南-屏東)及相對熱區(黃色:宜蘭、紫色:花蓮-台東)範圍示意。數字為各區海拔500公尺以下(平地)面積佔全區域面積之百分比。

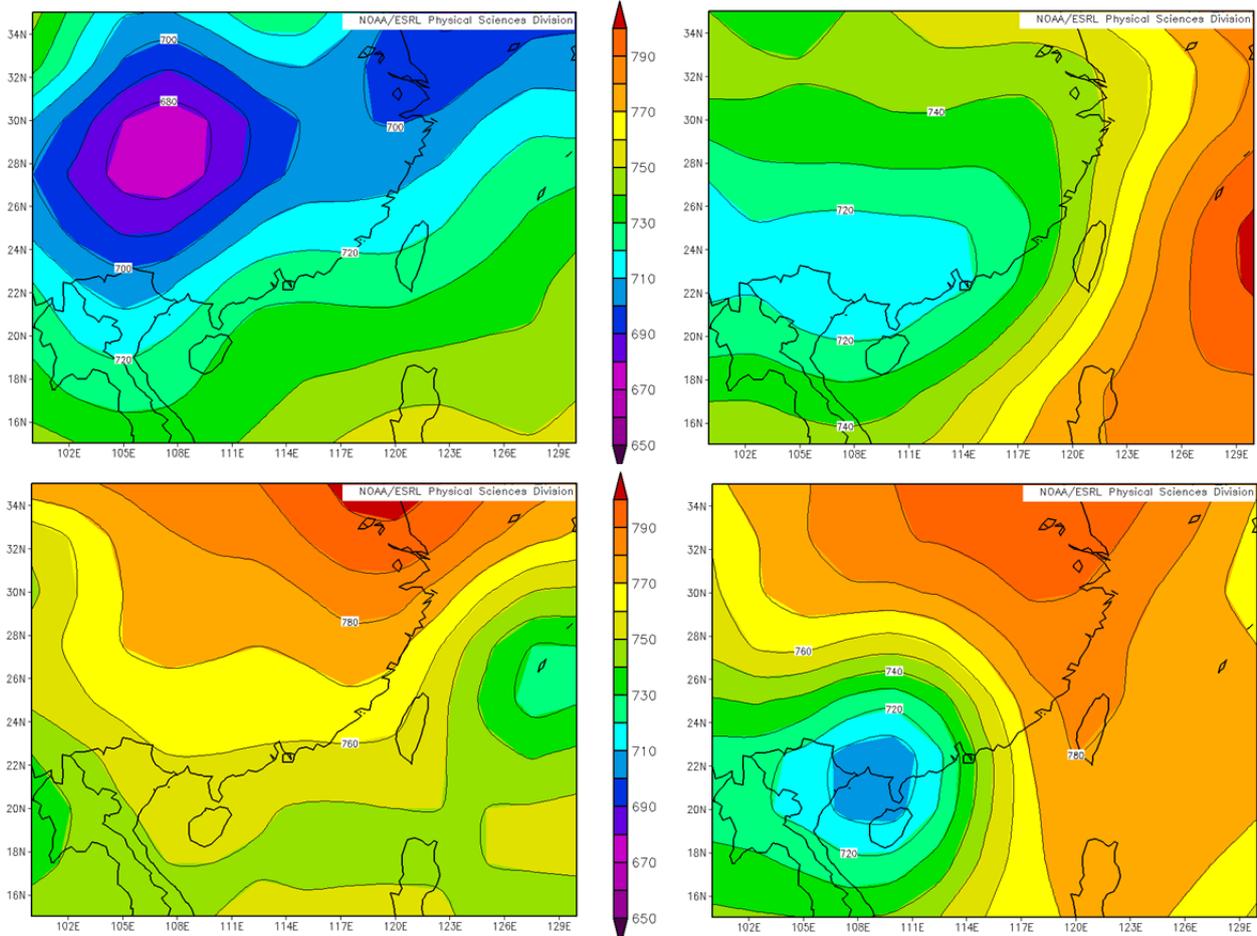


圖5 (左上)2008年8月15日、(右上)2008年6月16日、(左下)2007年9月11日及(右下)2009年9月15日之925 hPa 重力位高度。

台灣梅雨季之北中南區降雨規模與水氣通量分析比較

王安翔¹ 陳泰然² 張智昇¹ 龔楚媛¹

¹國家災害防救科技中心

²國立台灣大學大氣科學系

摘要

本研究分析 1993-2010 年台灣地區梅雨季 5、6 月大豪雨等級個案之降雨規模、低對流層水氣通量，及降雨分佈差異。使用地面雨量觀測資料和地面天氣圖，及歐洲中期天氣預報中心(ECMWF)之熱帶海洋全球大氣(TOGA)1.125°x1.125°網格資料進行個案挑選、降雨規模訂定、北中南區上游低對流層水氣通量分析，及各分區前後期降雨分佈比較。

依據平均日降雨規模統計，將 1993-2010 年分為前期(1993-2001 年)和後期(2002-2010 年)，並進行前後期降雨規模、水氣通量及降雨分佈比較。結果顯示北區之前後期的降雨規模與 850hPa 水氣通量，並沒有明顯差異，但在南區後期之降雨規模、水氣通量和風速，較前期有明顯增加趨勢。而中區降雨規模和水氣通量變化不如南區為大。同時，前後期之降雨分佈差異分析顯示，各分區在平地 and 山區降雨都有增加之趨勢。

一、前言

近年由中央災害防救委員會對於台灣天然災害之損失統計，顯示梅雨季豪大雨事件導致的經濟損失僅次於颱風，佔第二位。而今年發生的 610 豪雨淹水事件，就造成農業損失逾 5 億 434 萬以上(資料來源：消防署災害應變處置報告)。

而 Liu et al. (2009)的研究指出因全球氣溫上升，使降雨有增加的趨勢。同時，陳與王(2010)對於梅雨季台灣西南部的降雨分析研究，顯示台灣西南部豪(大)雨發生頻率與強度，在近年有增加的趨勢。而張等(2008)之研究顯示劇烈降雨事件與水氣通量有相當關聯性。

因此，本研究選取 1993-2010 年在台灣地區梅雨季達大豪雨等級之劇烈降雨個案依據氣象局所定義之北中南區，進行各分區降雨規模與上游低對流層水氣通量，及降雨空間分佈差異分析，希冀相關研究成果可做為防災預警

之參考。

二、資料來源與分析方法

本研究使用氣象局 1993-2010 年 5、6 月之地面雨量觀測資料和每天 4 次之地面天氣圖做為日累積雨量計算和梅雨鋒面位置分析，而北、中、南分區是依據氣象局之分區定義。另外，定義可用測站為 1993-2010 年皆有觀測資料之測站，各區測站數量與分佈(表 1 和圖 1 所示)，此結果將做為各區降雨規模計算與個案選取使用。

網格資料則使用 1993-2010 年之歐洲中期天氣預報中心(European Center for Medium-Range Weather Forecast)每天 4 筆之 1.125°x1.125°熱帶海洋全球大氣(Tropical Ocean and Global Atmosphere, TOGA)經緯網格資料進行水氣通量計算。而其中 1994 年的資料為 1.0°x1.0°網格和 1998 年為 0.5°x0.5°網格，皆使用數值方法(距離反比平方法，Inverse distance weighting)重置為 1.125°x1.125°網格資

料，以方便計算與分析。

在個案選取方面，有下列 2 項定義，同時滿足者，才納入個案進行分析：

1. 先進行日累積雨量計算，若日累積雨量大於 200mm 以上 (含 200mm)，則定義當天為大豪雨個案，並記錄當日達到 200mm 以上之測站數。
2. 採用陳(1988)所定義之鋒面影響範圍(21°-26°N, 118°-123°E, 如圖 2 中 A 區所示)。由地面天氣圖所分析出之梅雨鋒面在此範圍內持續存在 12 小時，則定義當天為受鋒面影響之個案。

而 Chang and Chen (1995)判定西南風爆發以 850hPa 風場來定義。因此，選用 850hPa 高度層之每日 00Z 和 12Z 平均風場與比濕計算水氣通量，式 1 中 M_f 表水氣通量($g\ kg^{-1}\ m\ s^{-1}$)， q 為比濕($g\ kg^{-1}$)， v 表風速($m\ s^{-1}$)。

$$M_f = q \cdot v \quad (1)$$

另外，北、中、南各分區之上游水氣通量區域的選取，是由符合各分區選取個案之平均水氣通量分佈減去受梅雨鋒面影響時間之平均水氣分佈所得的距平結果，進行各區水氣通量上游之選取範圍(圖 2 所示)。

降雨規模之計算，如式 2 所示，RS 表降雨規模(%)， R_e 表符合個案選取之測站數量， R_t 為各分區中可用測站總數。

$$RS = (R_e / R_t) \times 100\% \quad (2)$$

在時間前後期之劃分方面，採 1993-2010 年 5-6 月期間，符合個案選取標準之當日測站數與日雨量達 200mm 之天數進行平均計算，再以距平計算迴歸趨勢。由此結果定義 1993-2001 年為前期，2002-2010 年為後期(圖 3 所示)，表 2 為各區符合個案選取定義之天數統計表。最後，在降雨空間分佈則使用各測站累積雨量，再經由數值方法計算降雨空間分佈。

三、分析結果

各分區在前後期之日雨量大於 200mm 的天數(表 2)，沒有明顯的前後期差異，但在降雨規模上(圖 3)，後期之平均日降雨規模較前期為大。在趨勢分析上，中區和南區之平均日降雨規模都有明顯增加的趨勢，唯北區不明顯。

而各分區之前後期的降雨規模與水氣通量比較(圖 4)，顯示北區前後期的降雨規模與 850hPa 水氣通量，並沒有明顯差異，但在南區後期降雨規模和水氣通量，較前期有明顯增加趨勢，而中區降雨規模和水氣通量變化不如南區為大。由於南區前後期的差異最大，因此，進一步分析南區之比濕和風場差異(圖 5a-c)，結果顯示在後期之風速明顯增強，而水氣場之變化不大。

表 3 為各分區前後期之水氣通量、比濕及風場平均，顯示在各分區後期皆較前期為大。唯水氣場以中區增加量較大外，其他物理量皆以南區增加量較北區與中區為高。因有此差異存在，而各分區前後期之降雨空間分佈又將有何差異性？圖 6a 為北區前後期之平均日降雨差異分佈，結果顯示北區後期之平均降雨較前期為高，但在苗栗平地之平均降雨為負值，且山區降雨又有明顯增加的情況。中區的降雨增加較大區域分別在台中與嘉義山區(圖 6b)，平地地區也有增加但不如山區為多。在南區之前後期平均日降雨差異中(圖 6c)，降雨極值分佈在台南與高雄山區，南區平地地區則在台南有明顯增加，而在恆春半島則出現減少的情況。

北區與中區的前後期降雨規模和水氣通量分析，顯示不論水氣通量多寡，其降雨規模多在 30%以下，僅中區有一個案降雨規模接近 90%，而南區存在明顯的降雨規模與水氣通量差異。因此，為了解其所造成的降雨分佈差異，選取南區之後期平均水氣通量值($166.4\ g\ kg^{-1}\ m\ s^{-1}$)和降雨規模 30%做為門檻值，進行降雨空間分佈差異比較。圖 7a 為降雨規模小於

30%且低於平均水氣通量個案之平均日降雨分布，而圖 7b 為降雨規模大於 30%且高於平均水氣通量個案之平均日降雨分布。比較圖 7a 與 b，顯示前者之降雨極值分布在台南、高雄及屏東山區，平地降雨則集中在高雄平地地區。而後者在山區之降雨明顯較前者為高，且分佈區域更廣。同時，平地降雨區域除了高雄外，台南之平地地區與靠近沿海的地區雨量也增加許多。圖 7c 為兩者之降雨分佈差異，與圖 6c 所示之南區前後期降雨差異分佈情形類似，但平地與山區之降雨差值較高。由上述分析，顯示水氣通量增加，不僅是山區降雨增加，在平地降雨也相對提高，且降雨範圍也從高雄地區擴張至台南地區。

四、結論

本研究分析 1993-2010 年台灣地區梅雨季 5、6 月北、中、南區大豪雨個案之降雨規模與低對流層水氣通量，及降雨分佈差異。使用地面雨量觀測資料和地面天氣圖，及歐洲中期天氣預報中心(ECMWF)之熱帶海洋全球大氣(TOGA)1.125°x1.125°網格資料進行個案挑選、降雨規模訂定和北中南區上游低對流層水氣通量分析，以及各分區前後期降雨分佈比較，主要結論歸納如下：

1. 由前後期降雨規模與水氣通量比較，結果顯示北區之前後期的降雨規模與 850hPa 水氣通量，並沒有明顯差異，但在南區後期降雨規模和水氣通量，較前期有明顯增加趨勢，而中區降雨規模和水氣通量變化不如南區為大。
2. 南區在後期之風速明顯較前期為大，但水氣場沒有明顯變化。
3. 前後期之降雨分佈差異顯示，各分區在平地和山區降雨都有增加之趨勢。

4. 在南區之水氣通量與降雨規模的降雨分佈差異比較，顯示當水氣通量增加時，不僅是山區降雨增加，在平地之降雨也相對提高，且降雨範圍也明顯增大。

而在防災應用上，未來可透過預報模式結果，先對於南區上游區域之水氣通量變化進行監測，以推估可能之降雨規模或分佈範圍，做為預警之參考。另外，由各分區之水氣通量、水氣場及風場分析發現，在後期各物理量都有明顯增加的趨勢，而苗栗平地與山區平均降雨之增減現象，這些議題都值得日後進一步探討。

參考文獻

- Chang, C. -P. and G. T. -J. Chen, 1995: Tropical circulations associated with southwest monsoon onset and westerly surges over the South China Sea. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3254-3267.
- Liu, S. -C., Congbin Fu, Chein-Jung Shiu, Jen-Ping Chen, and Futing Wu, 2009: Temperature dependence of global precipitation extremes. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L17702.
- 陳泰然，1988：東亞梅雨鋒面之綜觀氣候特徵研究。《大氣科學》，**16**，435-446。
- 陳泰然與王子軒，2010：梅雨季台灣中南部地區極短期(3-12 小時)定量降雨預報中尺度氣候法之建立(I)。行政院國家科學委員會防災科技研究報告。163 頁。
- 張智昇、于宜強、陳永明、林李耀、周仲島，2008：台灣梅雨季豪雨事件與西南氣流關係之初步研究。《2008 年天氣分析與預報研討會論文集編》，台北，199-195。

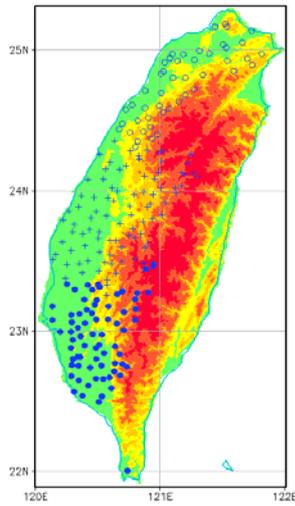


圖 1 台灣地區之各分區可用測站分佈，圖中○表北區，+表中區，及●表南區測站位置，地形高度如色標尺所示。

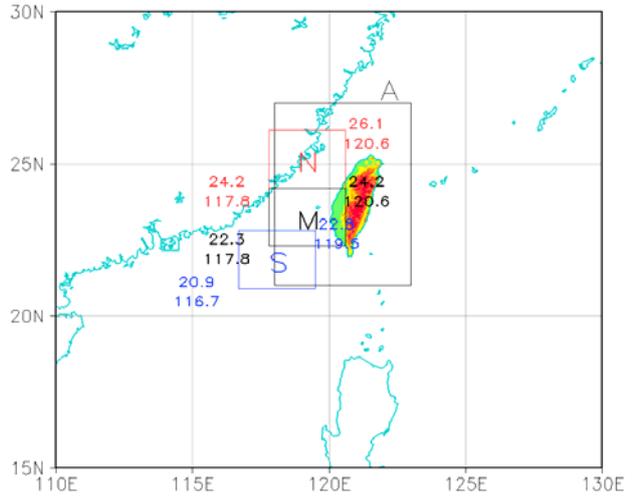


圖 2 梅雨鋒面選取範圍(A 區)與台灣北中南區水氣通量選取區域，N、M 及 S 區，分別表示北、中及南區。

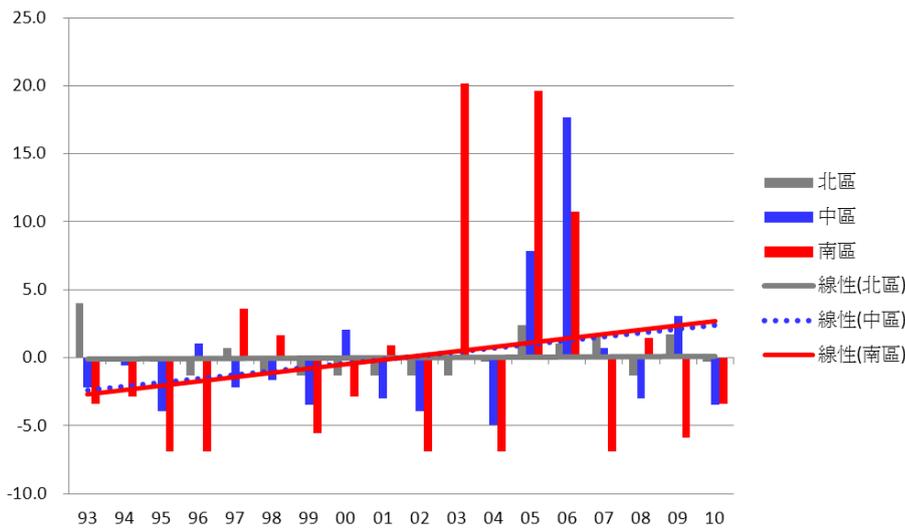


圖 3 1993-2010 年台灣地區之北、中、南區降雨規模距平。灰色、藍色及紅色分別表北、中、及南區之結果。圖中縱軸為日降雨規模距平值，橫軸為年份。

表 1 台灣地區北、中、南區可用測站數

	北區	中區	南區
測站數	47	90	72

表 2 1993-2010 年 5、6 月北、中、南區達到大豪雨之日數統計

	北區	中區	南區
前期	7	23	19
後期	9	20	19
總計天數	16	43	38

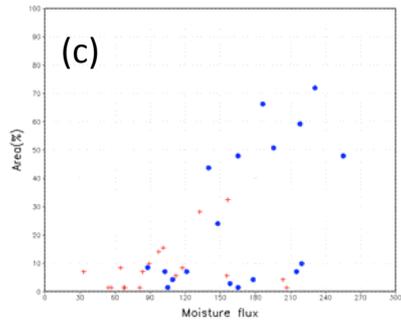
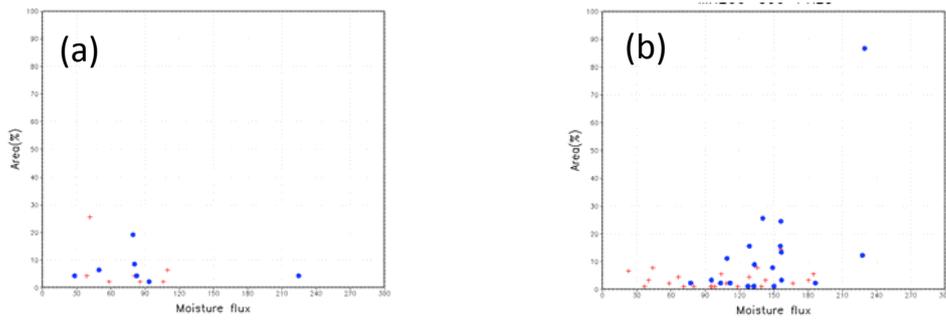


圖 4 水氣通量與降雨規模分佈，(a)北區，(b)中區，及(c)南區。圖中+表前期個案，●表後期個案。

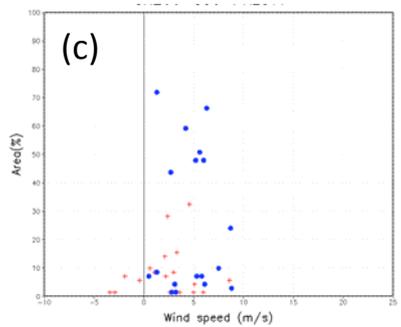
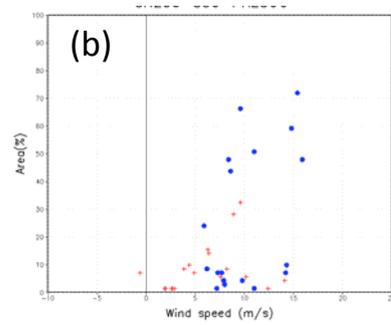
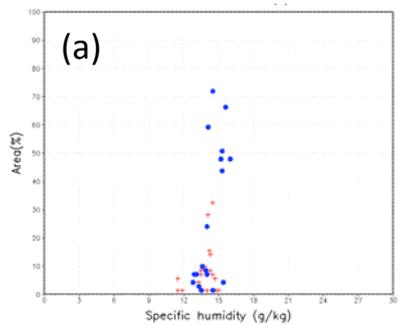


圖 5 南區個案之(a)比濕(g kg^{-1})，(b)東西向平均風(m s^{-1})，及(c)南北向平均風(m s^{-1})。圖中+表前期個案，●表後期個案。

表 3 各分區之前後期物理參數平均和差異比較
(表中 mf 表水氣通量，q 表比濕，U、V 表風場)

區域	物理參數	前期	後期	後期-前期
北區	mf	74.5	85.1	10.6
	q	12.3	13.0	0.7
	U	2.9	4.4	1.5
	V	1.9	2.6	0.7
中區	mf	104.7	142.0	37.3
	q	13.0	14.3	1.3
	U	5.4	8.8	3.4
	V	3.3	3.6	0.3
南區	mf	104.7	166.4	61.7
	q	13.7	14.2	0.5
	U	6.0	10.2	4.2
	V	2.3	4.5	2.2

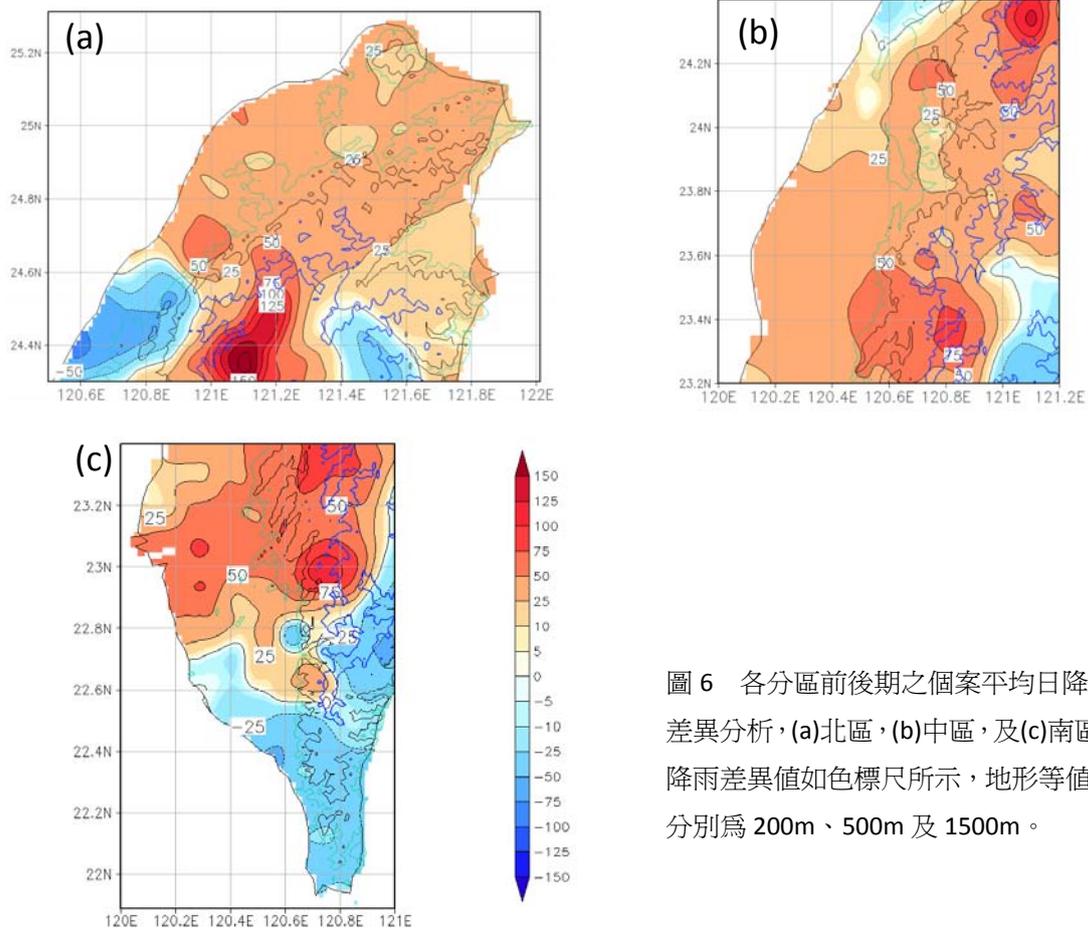


圖 6 各分區前後期之個案平均日降雨差異分析，(a)北區，(b)中區，及(c)南區。降雨差異值如色標尺所示，地形等值線分別為 200m、500m 及 1500m。

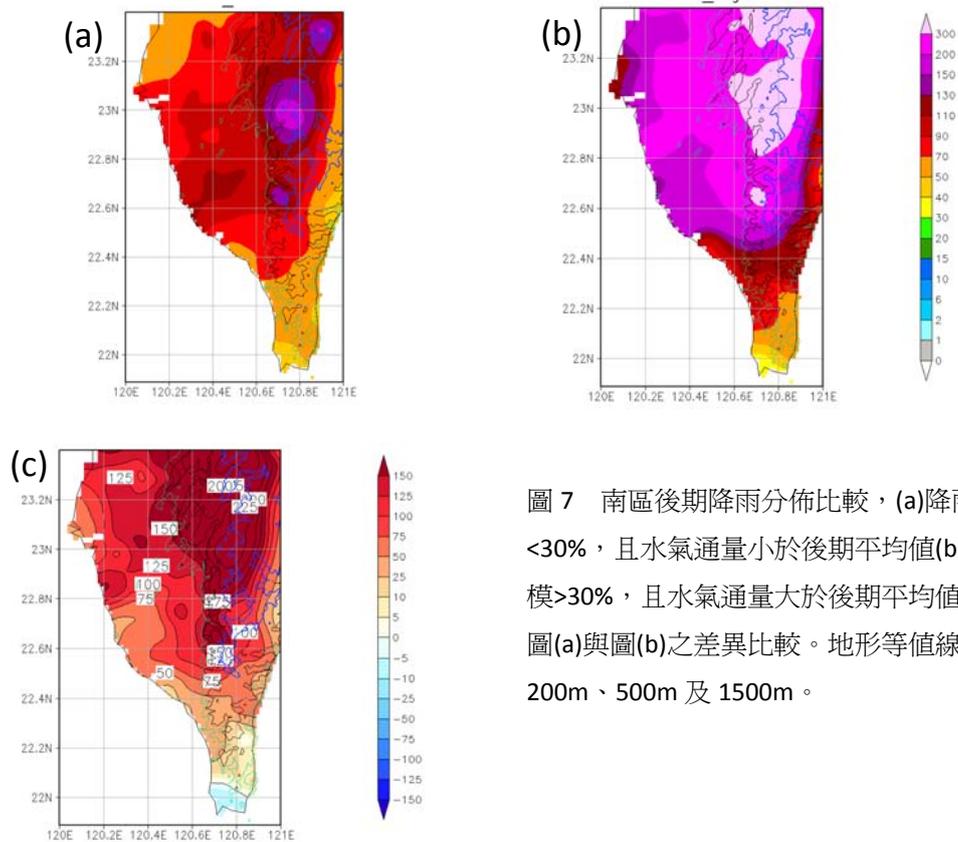


圖 7 南區後期降雨分佈比較，(a)降雨規模 < 30%，且水氣通量小於後期平均值(b)降雨規模 > 30%，且水氣通量大於後期平均值，(c)為圖(a)與圖(b)之差異比較。地形等值線分別為 200m、500m 及 1500m。

臺灣地區防災降雨雷達網建置計畫

許皓淳¹ 黃維智²、陳志鵬²

中央氣象局

氣象衛星中心¹、第四組²

摘要

行政院於 99 年 11 月 8 日核定經濟部水利署提報之「水災災害防救策進計畫 (100~104 年)」，預計以 5 年期程執行五項目標。其中第一項計畫：「建置區域降雨雷達網及水災災情監控網，精進降雨及淹水預警能力」中，有關「防災降雨雷達站規劃、測設與興建(含用地取得)」乙案，奉行政院函示由中央氣象局辦理。

行政院復於 100 年 5 月 25 日舉行之中央災害防救會報第 18 次會議中，主席特別裁示：「北、中、南三區域 3 部防災降雨雷達及雲嘉南、宜蘭低溼地區建置 2 部雷達，請同步進行，經費行政院全力支應，因為水為重中之重，儘早完成，把好事辦好最重要，此部分請交通部依計畫進度建置」，是以建置臺灣地區 5 部區域防災降雨雷達已是政府既定政策。

本文將簡略說明整個計畫期程、5 個防災降雨雷達預計建置的地點及其涵蓋範圍，並針對防災降雨雷達的特性及掃描策略的設計做進一步的說明，提供氣象學界將來接收資料、分析研究、後端衍生產品規劃時之參考。

關鍵字：防災降雨雷達、雙偏極化都卜勒雷達、掃描策略。

一、前言

依據行政院災害防救委員會之台灣地區天然災害損失統計顯示，近 10 年來颱風災害之生命與財產損失合計有 1169 人死亡、251 人失蹤、1975 人受傷及 6217 棟房屋倒塌。其中 97 年即有卡玫基、鳳凰、辛樂克及薔蜜颱風等颱風釀成重大災害，全台多處地區嚴重淹水及橋樑斷橋；而 98 年 8 月，莫拉克颱風在台灣中、南、東部帶來近 3000 毫米

的雨量，導致嚴重災情，造成 675 人死亡、24 人失蹤、45 傷，更是讓人始料未及。在在顯示颱風豪雨災害嚴重威脅臺灣地區民眾的生命與財產安全。

中央氣象局目前位於五分山、花蓮、墾丁及七股等 4 部 S 波段都卜勒氣象雷達，其主要功能係針對台灣地區及鄰近海域、半徑 460 公里內之颱風、梅雨、豪大雨等天氣系統進行大範圍的監測作業。在站址的選擇上必須盡可能屏除地形阻擋，且可與鄰近 S 波段雷達相互涵蓋、彌補觀測死角。所以在

站址的選擇上，盡可能分布在台灣東南西北等四個角落，其中五分山雷達站則受限於地形而不得不設於海拔 750 公尺高的五分山頂。

中央氣象局 4 部 S 波段都卜勒氣象雷達掃描仰角均由 0.5 度起，依不同掃描策略規劃，抬升至 19.5 度。完成一次體積掃描(CV)的時間約在 6~7.5 分鐘之間，雷達解析能力則在 250 公尺~1100 公尺之間。雷達資料及其衍生產品則透過網路提供防救災單位加以利用。

然而，近年來由於天然災害頻傳，各級防救災單位深感目前的研判資料密度仍顯不足，紛紛透過各種管道希望相關單位能提供更精密的雷達分析研判資料，以加強防救災之預警能力。

因此，主辦水利防災之經濟部向行政院提報「水災災害防救策進計畫 (100~104 年)」，並獲行政院 99 年 11 月 8 日以院臺經字第 0990059939 號函復准予執行。預計以 5 年期程執行五項目標，以策進水災防救工作，包括：

- (一)建置區域降雨雷達網及水災災情監控網，精進降雨及淹水預警能力。
- (二)各水情中心維護與擴充、落實移動式抽水機與防汛器材管理，俾強化地方防汛管理及應變指揮調度功能。
- (三)推動「全民防災」觀念，提昇社會大眾防災意識與知識，建立正確的風險觀念，於災害來臨時能自救與救人。
- (四)更新水災災害緊急應變作業系統，深化跨部會防災資訊傳遞與防汛整備工作。
- (五)透過相關法令之增、修訂，加強土地使用管制、建築物防洪能力補強及集水區洪水出流管制等作為，俾使人民遠離水患之威脅等五項工作。

其中第一項目標，「建置區域降雨雷達網及水災災情監控網，精進降雨及淹水預警能力」中有關「降雨防災雷達站規劃、測設與興建(含用地取得)」乙案，奉行政院函示由中央氣象局辦理。

另一方面，台灣四面環海，海平面上升造成海岸線後退加劇、低窪地區遭海水淹沒、海岸水利構造物損壞機率增加，又因海岸濕地生態平衡破壞、海水入侵範圍加劇、地下水超抽導致地層下陷及土壤鹹化範圍加大等因素，均使海岸災害擴大加劇。例如 99 年 10 月梅姬颱風伴隨著東北季風在北臺灣降下豪雨，造成宜蘭地區淹水、土石流及蘇花公路多處坍方等嚴重災情，計有 38 人死亡，農損逾 13 億元。因此，於雲嘉南及宜蘭低窪地區建置相關即時監測系統與正確、迅速的傳遞氣象資訊，亦屬防災、減災戰役中，刻不容緩且最關鍵的環節。

是以行政院於 100 年 5 月 25 日中央災害防救會報第 18 次會議中，主席特別裁示：「北、中、南三區域 3 部防災降雨雷達及雲嘉南、宜蘭低窪地區建置 2 部雷達，請同步進行，經費行政院全力支應，因為水為重中之重，儘早完成，把好事辦好最重要，此部分請交通部依計畫進度建置」。

二、防災降雨雷達站址規劃

依據行政院災害防救辦公室的規劃，「水災災害防救策進計畫」所建置之北、中、南三部防災降雨雷達將以都會區防洪、減災為主要目標，至於雲嘉南、宜蘭兩部防災降雨雷達則以低窪地區淹水預警為主要目標。

依據以上需求，中央氣象局規劃之 5 部防災降雨雷達站址有以下幾項重點：

- (一) 雷達站址以愈貼近目標區地表愈佳，最高以不超過海拔 300 公尺為原則。
- (二) 雷達涵蓋半徑以 60~75 公里為原則，並盡可能涵蓋鄰近河川流域及災害潛勢區。
- (三) 完成一次體積掃描(CV)的時間必須控制在 120 秒內完成，才能提供幾近自動雨量測站之數據資料。
- (四) 為提供精密之雨滴型態觀測能力，雷達儀將採購 C 波段雙偏極化都卜勒氣象雷達。
- (五) 雷達資料解析能力必須能達到 150 公尺，並能提供多種資料格式。
- (六) 雷達站台採無人進駐、遠端遙控、多路傳遞之模組化雷達設計，以減輕未來維護經費及人力。

站址選勘過程包括初勘、定位、套圖、電腦模擬、複勘、蒐集地籍資料、民情探訪等，並透過水利署了解當地河川局對入水利及水文需求意見後，整理出一份完整建置計畫後，再正式向當地縣市政府做簡報並聽取縣市政府各局處首長的意見。

5 個區域防災降雨雷達預定站址、涵蓋範圍及模擬圖分述如下：

- (一) 北部雷達：站址位於新北市樹林區。預計有效涵蓋範圍為大台北盆地，包括台北市全區，新北市之淡水、蘆洲、五股、樹林、永和、中和、新店及三峽局部地區。

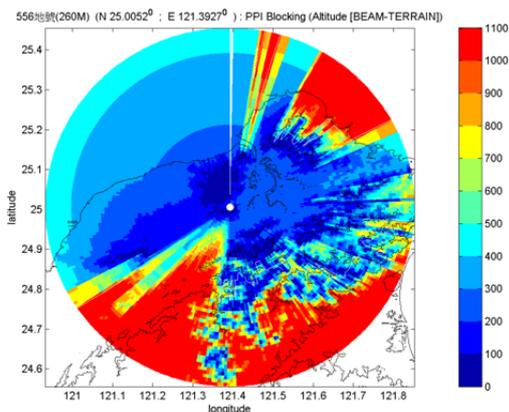


圖 1：北部防災降雨雷達涵蓋範圍模擬圖

- (二) 中部雷達：站址位於台中市大肚區。預計有效涵蓋範圍為大台中盆地(北至豐原區，南至烏日區，西至臺灣海峽，東至大坑山區)，以及烏溪流域，大甲溪部分流域。

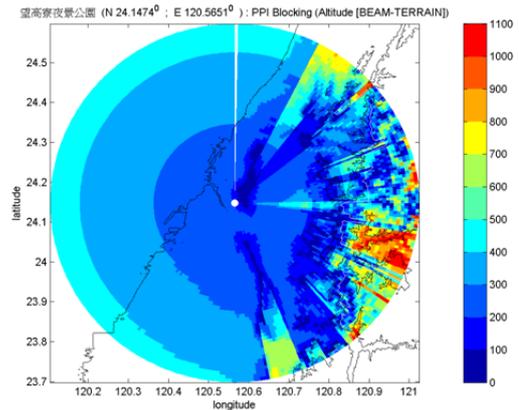


圖 2：中部防災降雨雷達涵蓋範圍模擬圖

- (三) 南部雷達：站址位於屏東縣新園鄉。預計有效涵蓋範圍為北屏東主要地區，包括高屏溪、荖濃溪、林邊溪、東港溪及下游易淹水之林邊鄉、佳冬鄉等地區。次要涵蓋範圍包括高雄市林園區及旗山溪流域。

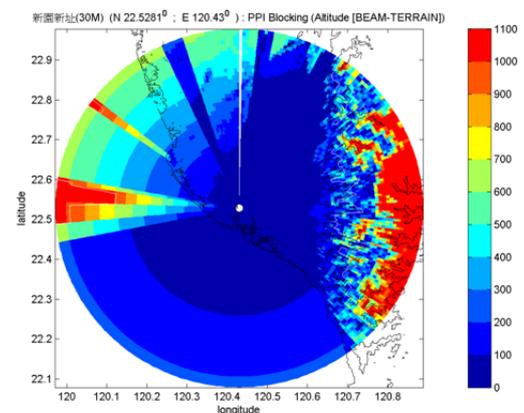


圖 3：南部防災降雨雷達涵蓋範圍模擬圖

(四)宜蘭雷達：站址暫定於宜蘭縣頭城鎮。預計有效涵蓋範圍為蘭陽平原全部，蘭陽溪上游部分及蘇花公路北段局部地區。

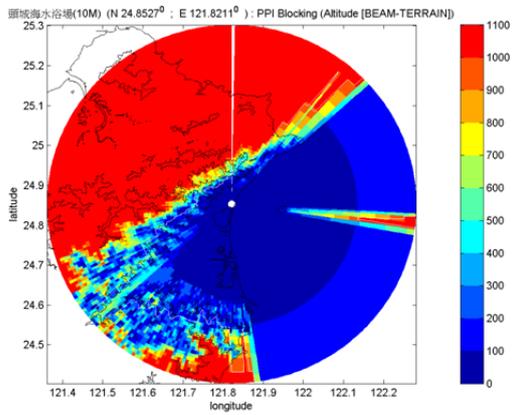


圖 4：宜蘭地區防災降雨雷達涵蓋範圍模擬圖

(五)雲嘉南雷達：站址暫定於雲林縣四湖鄉與口湖鄉濱海交界處。預計有效涵蓋範圍包括彰化縣、雲林縣及嘉義縣濱海地區，台南市北端部分地區。

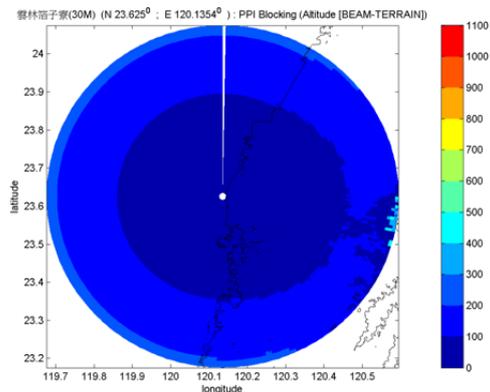


圖 5：雲嘉南地區防災降雨雷達涵蓋範圍模擬圖

三、雷達站房規劃

5 個防災降雨雷達均採無人駐守之站房規劃，在空間設計上亦採用模組化概念。除非當地環境不許可，否則 5 個站房均以同樣空間及樓層配置方式設計，僅在必要之雷達塔上做高度變化，以節省將來站房維護經費及人力。

站房主要空間配置說明如下：

- (一)雷達發射/接收機房(不設於 1 樓)，地板平整度需在 0.5% 以下，空間面積：8 ~ 10 坪。
- (二)通訊/監控機房(不設於 1 樓)，空間面積：8 ~ 10 坪。
- (三)地震室(含地震台)，空間面積：5 坪。
- (四)自動氣象觀測資料接收/監控室(不設於 1 樓)，空間面積：3 坪。
- (五)機電設施 (需含配電室、發電機室、空調室、UPS 室及其他應有機電設備空間)，空間面積：主設施地板面積 × 3 倍。
- (六)備用空間室，空間面積：10 ~ 16 坪。
- (七)廁所面積(男、女生各 1 間)，空間面積：3 ~ 5 坪。



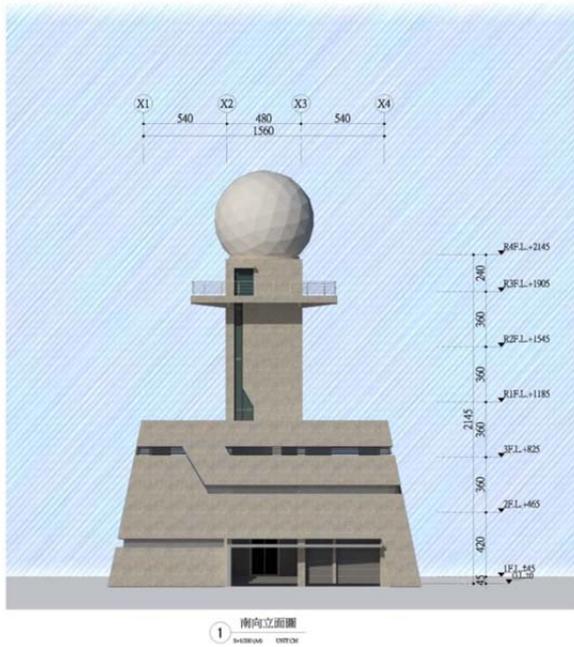


圖 6：模組化雷達站房及雷達塔外觀示意圖。

雷達重要輔助機電設施說明如下：

- (一) 照明設備優先採用單相 220V 電源之照明設備。插座則一律採用接地型插座。
- (二) 天線罩、電信、電力避雷設備需分開，並採用放電式避雷設施。
- (三) 設置 30KW 柴油發電機組兩部，並採用專用迴路設計。
- (四) 發電機儲油槽容量可連續供應 7 天運轉，並能外接運油車卸油。
- (五) 空調設備使用有自動除濕功能之分離 / 氣冷式空調機組。且雷達發射 / 接收機房需設有獨立兩組空調設備，可將溫度調控到攝氏 18 度以下，濕度維持在 40% ~ 60% 之間。
- (六) UPS 容量為 20 KVA，至少能提供 30 分鐘電源。

四、雷達儀功能需求

防災降雨雷達預計採購 C 波段、雙偏極化都卜

勒氣象雷達儀，採公開招標採購方式辦理。其主要之功能需求簡述如下：

(一)系統定義：雙偏極化都卜勒 C-band coherent chain (STALO/COHO)脈波氣象雷達，角分辨率小於/等於 1 度。雙偏極化電磁波發射的方式必須是水平及垂直電場偏極化電磁波同時發射模式(STAR, Simultaneous Transmit and Receive)。

(二)資料輸出模式：包括回波場(Z)，亂流場(W)速度場(V)，差異回波場 differential reflectivity (ZDR)，傳播相位差異場 differential propagation phase (PhiDP)，比差相位場 specific differential phase (KDP) 及相關係數場 correlation coefficient (RhoHV)。

(三)資料品質要求：

- 1、單一 PRF 錯折風速至少達 24 m/sec。
- 2、使用相參的相位調變技術來清除一次回波距離(1st trip distance)內之二次折返回波或三次折返回波(2nd trip echo and 3rd trip echo)影響。
- 3、使用 GMAP (Gaussian Model Adaptive Filter) 來清除地形回波，或其他使用頻譜方式來清除地形回波並能保留最多氣象回波，並能定義不做清除地形回波區域的設定。
- 4、使用雙偏極化參數做回波 Z 衰減校正。

(四)雷達產品包含基本氣象產品(Basic Meteorological Products)、雙偏極化產品(Dual Polarization Products)、水文-氣象產品(Hydro-meteorological Products)、亂流及風切產品(Turbulence and Combined Shear Products)、預報及現象檢測產品(Forecasting and Detection Products)、以及整合其他氣象觀測產品(Integration of

other meteorological sensors)等至少 38 項。

五、雷達掃描策略

由於在雷達偵測上將以「防災降雨」為任務目標，因此在設計掃描策略時，也特別考慮了水利、水文計算上的需求，因此規劃了以低仰角、短時距、高密度資料為主的雷達掃描策略。

- (一) 3~4 個仰角：將一次完整體積掃描(CV)時間控制在 105 秒內，以期能在每 2 分鐘提供一筆雷達資料供下游產品或使用者計算之用。
- (二) 採用單一 PRF 作業模式：僅採用一組 High PRF 進行水文模式掃描。
- (三) 掃描範圍：最大範圍不超過 75 公里，提供高解析、高密度之雷達數值資料。
- (四) 水文模式掃描策略請參閱附件一。

六、結論

在行政院經濟部水利署原先規劃的期程，是希望中央氣象局能協助於 104 年年底前完成北、中、南 3 個都會區的防災降雨雷達建置案。中央氣象局在陳報雲嘉南及宜蘭兩個低溼地區建置防災降雨雷達案，則配合水利署計畫的推動，希望能於 106 年年底前完成臺灣地區防災降雨雷達網的建置。

不過有幾個因素將會影響整個計畫是否能順利完成：

- (一) 土地取得：預定站址雖已優先選定公有地，但地目變更編定，公有地撥用、開發，建築物遮蔽率、容積率等等相關法令規章仍必須遵守。這些困難必須逐一克服才能取得土地開發許可及房屋建築執照。

- (二) 民意溝通：一般民眾「談磁變色」，必須透過當地民意領袖，結合地方政府，舉辦「建站說明會」，透過與當地民眾的面對面溝通，來消除民眾對雷達電磁波的疑慮，並取得民眾的支持。

- (三) 預算編列：近年來國家財政相對窘迫，各項重大建設均需大批經費支持。另一方面，防災降雨雷達網除了硬體的建置外，還需要編列未來 20 年的作業及維護經費。倘若無法適時編列各年度所需建置及維護經費時，防災降雨雷達網勢必無法達成原先計畫之目標。

- (四) 人力進用：近年來政府進行組織再造，並精簡人力。然而，中央氣象局以現有人力維護 4 部 S 波段都卜勒氣象雷達，已呈現窘迫狀況。倘若無法適度增加適當的防災降雨雷達網維護人力與操控人力，將難以達到預期之防災降雨雷達測報妥善率。

參考文獻

- 1、經濟部(2010)。水災災害防救策進計畫(100~104 年)。
- 2、中央氣象局(2012)。雲嘉南及宜蘭低溼地區建置防災降雨雷達暨區域防災降雨雷達網維運計畫(草案)。
- 3、中央氣象局(2012)。區域預防災降雨雷達站土木建築工程委託規劃設計及建造服務計畫書。

附件一：雷達掃描策略 VCP 1.1(水文模式)

VCP 1.1(水文模式)	Elevation 1	Elevation 2	Elevation 3	Elevation 4
Estimate sweep time (sec)	26	27	26	26
Estimate time (sec)	26	53	79	105
sweep time/Rotation time	1.27	1.27	1.27	1.27
Angel	0 deg	1.0 deg	2.0 deg	3.0 deg
transmit mode	H/V	H/V	H/V	H/v
1st Range	75km	75km	75km	75km
2nd Range	150km(option)	150km(option)	150km(option)	150km(option)
Range Step	0.15km	0.15km	0.15km	0.15km
Range Sampling	2	2	2	2
High PRF	2000	2000	2000	2000
Low PRF	NONE	NONE	NONE	NONE
Staggering mode	NONE	NONE	NONE	NONE
Pulse Width	> 0.8 μ s	> 0.8 μ s	> 0.8 μ s	> 0.8 μ s
Clutter Filter Mode	GMAP	GMAP	GMAP	GMAP
Clutter bypass map	Yes	Yes	Yes	Yes
Bypass map Generation	User define	User define	User define	User define
FFT- Clutter filter	NONE	NONE	NONE	NONE
FFT- CF width	NONE	NONE	NONE	NONE
Antenna Speed	17.6 deg/sec	17.6 deg/sec	17.6 deg/sec	17.6 deg/sec
Selection Time sampling	64	64	64	64
Data Az-Angle step	0.5 deg	0.5 deg	0.5 deg	0.5 deg
CSR	User define	User define	User define	User define
SQI	User define	User define	User define	User define
LOG	User define	User define	User define	User define
Coherent phase code	SZ phase code	SZ phase code	SZ phase code	SZ phase code
Estimate velocity range	\pm 25 m/sec	\pm 25 m/sec	\pm 25 m/sec	\pm 25 m/sec
Spectrum width Range	0.1 to 25 m/sec	0.1 to 25 m/sec	0.1 to 25m/sec	0.1 to 25m/sec
Streaming Rays Raw data	ON	ON	ON	ON
PPI Raw data	ON	ON	ON	ON
Volume Raw data	ON	ON	ON	ON

以數位相機進行松山機場盛行能見度測定之探討

程維毅¹ 林博雄¹ 高述國²

¹臺灣大學大氣科學系

²民用航空局飛航服務總台

摘要

氣象測站現行盛行能見度觀測是經由觀測員目測並佐以能見度目標圖加以目視記錄，或是使用能見度儀(Visibility meter)透過水氣或氣膠對於陽光散射程度來推估能見度。本研究首先探討松山機場氣象台之人工觀測能見度和AWOS系統能見度儀數位記錄的一致性程度，接著藉由本研究在松山氣象台所架設的RECONYX戶外型數位相機，進行10號跑道方向影像自動拍攝之影像，嘗試建立一套影像分析方法來測試數位影像中指定建築物輪廓之辨視能力，透過人工觀測之紀錄加以驗證。

在人工觀測與AWOS系統能見度儀數位記錄一致性比較方面，後者的效益顯著偏低，因此在本文影像分析比對時，是採用人工觀測能見度資料作為主要參考依據，不過我們也發現人工觀測紀錄有某幾類能見度距離的群集現象。

數位影像分析方面，本研究分別在頻域(frequency domain)上使用Gaussian High-Pass Filter(GHPF)以及在時域(spatial domain)上使用Sobel Mask(SM)作用在影像中選定的建築物區塊上，擷取出高頻的像元資訊來計算其能見度指標(index value)，最後將這指標和同時時間的人工觀測能見度距離進行比對。分析結果發現，兩者的線性相關係數約在0.4~0.6之間，其中以太陽天頂角對於影像記錄有相當顯著的影響，在適當時間(天頂角小)的最佳相關係數可達0.8或更高。若能在相機架設時改善太陽天頂角影響問題，並透過GHPF和SM參數值的更改，將能提高影像分析的能見度指標和實際能見度的相關性。

關鍵字: 數位相機、松山機場、能見度

一、前言

大氣能見度是影響人們生活品質最直接的參數之一，對於公路交通以及飛航起降等安全議題都是相當重要的參數。中央氣象局以及民用航空局盛行能見度(prevaling visibility)主要仍透過人工目視觀測，配合當地能見度目標圖比對參考的方式加以紀錄，這種方法相當耗費人力也很主觀，現今的能見度儀(visibility meter)透過一對光學感測器偵測大氣懸浮微粒和水氣等對於光學能量接收的散射或衰減來推算視障物濃度與對應的能見度距離(Williams et al.,1981)；雖然能見度儀逐漸被採用，但由於設備昂貴且時有誤判，能見度的客觀觀測方法仍有改進空間。

由於近年來數位影像技術不斷進步，若能建立一套空間影像處理機制，將數位影像自動拍攝記錄與分析，藉以取代人眼辨別目標物

的流程，是一種值得測試與簡便客觀的能見度觀測方式。Lou et al. (2005)提出利用 Sobel Operator 和傅立葉濾波的方法，擷取出數位影像中高頻的資訊而得到 index value，來與能見度進行比對。但由於影像分析常會和其影像中的建築物距離、顏色、陰影以及太陽天頂角有關(Horvath,1981)，個案差異可能很大。

本研究引用 Luo et al. (2005)的方法，測試 Sobel Mask (SM) 和 Gaussian High-Pass Filter(GHPF)概念，但進一步擷取影像中某些特定建築物再進行分析，最後和同一地點的人工觀測能見度資料進行比較，以了解數位影像分析的適用性與改進方向。

二、資料蒐集與分析方法

本節說明本研究所引用的能見度資料來源，包括台北松山機場松山氣象台 AWOS 能見

度儀，氣象台人工觀測能見度流程和本研究安裝的 RECONYX 數位相機影像記錄。影像處理方面，本研究參考採用 Luo et al. (2005)的 SM 以及 GHPF 方式來進行影像邊緣檢測，最後所換算出的 index value 再與人工目視觀測(能見度距離)進行比對。

2.1 能見度資料來源

2.1.1 AWOS

松山氣象台航空氣象觀測系統(Aviation Weather Observing System, AWOS)結合了氣象觀測儀器自動感測紀錄與傳輸展示，每秒鐘輸出的氣象參數包括風向、風速、陣風、能見度、跑道視程、背景光、天氣現象、雲高、溫度、露點、濕度、高度表撥定值、氣壓高度、海平面氣壓、降水之發生與累積等。能見度儀是 Vaisala PWD20 visibility sensor，有效觀測範圍是 10 m ~ 20 km。

2.1.2 RECONYX 相機

本研究自 2010 年 11 月 1 日起至 2011 年 6 月 30 日為止，在松山氣象台陽台欄杆架設一套 300 萬像素 RECONYX 戶外型數位相機，鏡頭面向 10 號跑道端(280 度方位)，自每天 06:00LST 到 18:00LST 進行每 5 分鐘間距自動拍攝。

2.1.3 能見度人工觀測

松山氣象台觀測員使用能見度目標圖(氣象台周圍建築物的對照參考位置距離)，依照以下規範進行盛行能見度觀測與記錄：

- 早上六點到晚上十二點每半小時記錄一次
- 凌晨零點至早上六點每一小時記錄一次
- 能見度有顯著變化時視情況追加紀錄

2.2 數位影像分析

數位影像是將圖像以畫素(pixel)方式記錄，每一個畫素都含有 R、G、B 三個參數，分別表示影像中三原色紅、綠、藍色彩深淺之影像資訊。在進行影像分析之前，首先將影像 (M*N 矩陣)上的每一畫素 RGB 值透過以下公式

轉換成灰階值：

$$\text{Gray} = 0.299 * R + 0.587 * G + 0.114 * B$$

----- (1)

轉換完後之此一 M*N 灰階影像矩陣 A 可表示如下：

$$A(x, y) = \begin{bmatrix} A(0,0) & \dots & A(0, N-1) \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ A(M-1,0) & \dots & A(M-1, N-1) \end{bmatrix}$$

----- (2)

矩陣第一個元素定義為 A(0,0)，以方便接下來在運算時的符號表示。這一 A(x, y) 矩陣再利用以下方法進行運算得到 index value，最後與能見度距離進行比對。

2.2.1 Sobel Operator

Sobel Operator 是由 SM 以 2D convolution 方式作用在要處理的灰階影像上。SM 分為水平和垂直方向，分別估算影像矩陣的水平和垂直方向的數值梯度：

$$G_x = \begin{bmatrix} G_x(-1, -1) & G_x(0, -1) & G_x(1, -1) \\ G_x(-1, 0) & G_x(0, 0) & G_x(1, 0) \\ G_x(-1, 1) & G_x(0, 1) & G_x(1, 1) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -1 & -2 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 2 & 1 \end{bmatrix}$$

----- (3)

$$G_y = \begin{bmatrix} G_y(-1, -1) & G_y(0, -1) & G_y(1, -1) \\ G_y(-1, 0) & G_y(0, 0) & G_y(1, 0) \\ G_y(-1, 1) & G_y(0, 1) & G_y(1, 1) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

----- (4)

M*N 矩陣 R 是灰階影像矩陣 A 經過 SM 運算的結果，可表示為：

$$R_x(m, n) = G_x(m, n) * A(m, n) = \sum_{j=-1}^1 \sum_{i=-1}^1 G_x(i, j) \cdot A(m-i, n-j)$$

----- (5)

$$R_y(m, n) = G_y(m, n) * A(m, n) = \sum_{j=-1}^1 \sum_{i=-1}^1 G_y(i, j) \cdot A(m-i, n-j)$$

----- (6)

其中 $0 \leq m \leq M-1$, $0 \leq n \leq N-1$ 。

影像每一個畫素的(橫向及縱向)梯度值，再用以下公式來估算：

$$T(m, n) = \sqrt{R_x(m, n)^2 + R_y(m, n)^2}$$

----- (7)

其中 $T(m, n)$ 表示位於影像矩陣中 (m, n) 處之影像梯度值，最後計算出矩陣 T 之所有元素之算術平均數作為 **index value**。

2.2.2 Gaussian High-Pass Filter

首先將原始的灰階影像透過 Fast Fourier Transform (FFT)將時域上的資訊轉換到頻域上，並將低頻資訊平移到圖形中央(稱之為頻譜平移)。之後再利用 Gaussian High-Pass Filter 轉移函數作用在頻域的影像上：

$$H(u, v) = 1 - e^{-D^2(u,v)/2D_0^2}$$

----- (8)

其中 D_0 是濾波半徑，可以藉由 D_0 控制需要擷取的高頻資訊範圍，而 $H(u, v)$ 則是轉移函數。而 D 是指距離影像中心位置距離的函數，可以表示為：

$$D(u, v) = \left[\left(u - \frac{M-1}{2} \right)^2 + \left(v - \frac{N-1}{2} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

----- (9)

藉此函數可以表示出所濾掉的波頻資訊是隨頻率增加而呈現 exponential 衰減，最後從影像矩陣中計算出算術平均數作為 **index value**。

三、資料分析

本節我們將討論 AWOS 資料中的跑道能見度(RVR)、能見度(V)和人工觀測記錄能見度(Vo)三種紀錄之間的差異與相關性，另外也會針對能見度人工觀測(Vo)的特性、日變化等趨勢加以分析。

3.1 AWOS資料分析

AWOS 資料 RVR 數據大都在 1600 以上，並且幾乎不太變動，我們向民航局氣象中心求證後，發現 RVR 只用於能見度(V)低於 2 km 時的輔助資訊，因此兩者無法探討相關性，僅確認 V 值偏低時，對應的 RVR 也會偏低。

當我們進一步比對人工記錄能見度(Vo)與 AWOS 能見度(V)時，可以觀察出在兩資料

間相當離散且沒有相關性，因此我們選取其中部分個案透過數位影像來判斷何種資料紀錄後，我們認為人工觀測記錄比 AWOS 能見度紀錄較為符合現況，因此之後的影像分析是以人工觀測之能見度資料做為真實大氣能見度的依據。

3.2 人工觀測能見度資料分析

我們討論松山氣象台所觀測之能見度在一日內的週期性變化情形，其中白天的能見度一般是優於晚上的，並且此一特性在冬季時更為明顯。此外，一天內能見度最差的時候通常在清晨時段。

在能見度季節變化特性方面，夏季的能見度普遍高於冬季，日平均能見度在夏季時較集中於 10000 m 以上，並且日平均能見度在 18000 m 以上的天數也較多。一般而言，影響能見度變化之季節因子主要是來自中尺度天氣系統。

四、影像分析能見度

第二節所說明的影像分析流程，是將原始數位影像透過 Sobel Operator 和 Gaussian High-Pass Filter 轉換成只保有邊界資訊和高頻資訊的影像。為使數位影像能見度分析方法逼近人工目視觀測，本研究並不選取整張影像，而是比照能見度目視圖概念，針對不同距離的建築物影像區塊計算 **index value**，以評估該建築物之輪廓是否足以被影像分析流程所分辨。選取的建築物目標具有以下特性：

- 建築物在影像上佔據較大的空間。
- 影像上建築物背景為天空、且建築物顏色與天空之反差明顯。
- 盡量位於同一方位。

從這些條件我們從數位影像中選取了三棟不同的建築物，如表 1 的 S_1 、 S_2 、 S_3 。

由於本研究架設於松山氣象台之數位相機在 12 月份進入冬季之後受到強風侵襲而稍

有晃動，以及該相機鏡頭也因長期陽光曝曬與降水影響開始出現影像邊緣模糊現象，因此以下分析只先針對 11 月份影像資料進行處理和討論。圖 1 是 $S_1 \sim S_3$ 的 index value 與人工觀測能見度(V_0)的散佈圖，相關係數分別是 0.51、0.52、0.54；若以 Gaussian High-Pass Filter 擷取 $S_1 \sim S_3$ 高頻資訊並計算其 index value，其與 V_0 相關係數則分別是 0.57、0.44 和 0.65(圖 2)。

$S_1 \sim S_3$ 不同建築物之間的相關係數表現有所不同，本研究中 S_1 的表現最為穩定，這是因為 S_1 在影像中所佔據的畫素面積最大，使得在計算 index value 的過程最為穩定，反之 S_2 在濾波的表現上則較不理想。整體而言， S_3 的區間大小在三者之中是最合適影像分析的；此外， S_3 的環境背景相較於 S_1 和 S_2 有更多的天空背景，因此這也可能造成影像分析上的優勢。

另外圖 1 和圖 2 的 index value 對 V_0 的散佈圖具有以下特性：

(1)該圖顯示 Index Value 之上限略呈線性分佈，即此一方法所計算之 index value 與能見度可能有單向相關：index value 高則 V_0 高，index value 低則 V_0 未必低。

(2)散佈圖上在 $V_0=20000$ 時的 index value 下限常較低，通常較 $V_0=18000$ or 19000 時的底限更低。

由此推斷其可能是由於光影之變化，致使在能見度極佳時，反而因受陽光曝曬，影響演算法對於影像中建築物之輪廓之辨識。為了確認光影變化之影響，我們再分析不同白晝時間的 index value 與 V_0 相關係數變化(圖 3)，發現相關係數在中午時表現最佳，常可到達 0.8 以上，而在清晨時表現最差；推斷可能是因清晨時背陽，放大了影像中建築物和背景之間的差異，使得此時 index value 時常過高，這一現象與第三節所闡述的松山機場能見度在清晨較差的事實並不吻合，也因此造成相關係數明顯偏低。當太陽位置過午逐漸西移，造成影像有向光現

象，此時亦可能因鏡頭過分曝光造成畫面中的建築物邊緣難以辨識。這兩種情形下 index value 都不能反應人工目視所記錄的能見度情形。

五、總結

為了能利用數位影像鑑別能見度，本研究分別採用了 Sobel Mask 以及 Gaussian High-Pass Filter 擷取出影像中之邊界及高頻資訊，且為了使分析時之影像區域能更具代表性，也從影像中選取出較符合條件之建築物，而非直接對整張影像進行影像分析，但此舉之缺點在於一般建築物在數位影像上所佔據之畫素格數少，使得所架設之相機在因外力晃動的情形下建築物邊界易有移位的情形，對於影像分析相當不利。因此從數據中觀察，可知所選取之建築物影像區間越大，在分析上越具有穩定性，但若選取過大之區間，仍有可能增加誤差的來源。此外，影像容易受到太陽天頂角的日變化而有不同的誤差，其中兩種主要的誤差是在相機處於背光情境(本研究的清晨時段)，當日照強烈時會放大建築物邊界與天空的對比；其次是相機鏡頭受到陽光直射(本研究的下午時段)，使得建築物輪廓會因為過分曝光而顯得模糊。光強度(晴天或陰天)也會造成影像分析建物邊緣的效果，因此 index value 用以鑑別真實大氣能見度的過程，仍有改進的必要。

參考文獻：

- Horvath, H. , 1981 : Atmospheric visibility , *Atmospheric Environment*,15
- Luo, C .H. , C .Y .Wen , C .S .Yuan , J .J . Liaw , C .C .Lo ,and S .H .Chiu,2005 : Investigation of Urban Atmospheric Visibility Using Haar Wavelet Transform," *Aerosol and Air Quality Research* , 5 , 39-47

Williams, M., L. Y. Chen and R. Lewis, 1981 : 15,2151-2170.
 Validation and Sensitivity of a Simulated-photograph Technique for Visibility Modeling. *Atmos. Environ.*
 孫延麒，2007，“高通濾波器量測大氣能見度指標之研究”，碩士論文，朝陽科技大學網路與通訊研究所。

表 1: S₁、S₂、S₃之建築物名稱、距離以及在畫面中所佔據之畫素。

編號	目標物名稱	距離(m)	畫素
S ₁	磚色大樓	3530	15*56
S ₂	明日帝國大樓	4940	8*22
S ₃	長庚醫護社區	16700	10*26

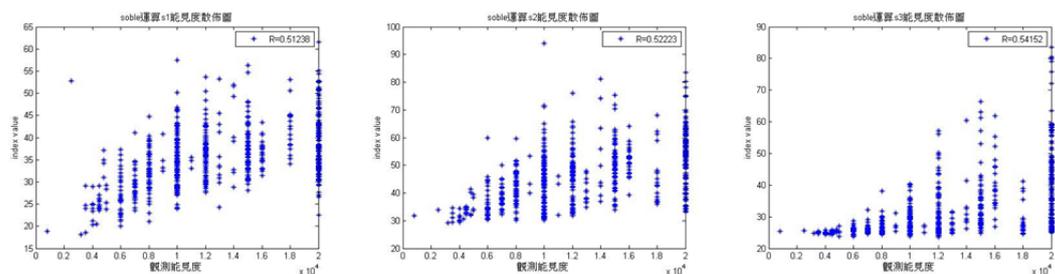


圖 1: Sobel Operator 分別作用在 S_1 、 S_2 、 S_3 上所得出之 index value 與人工觀測能見度的散佈圖。

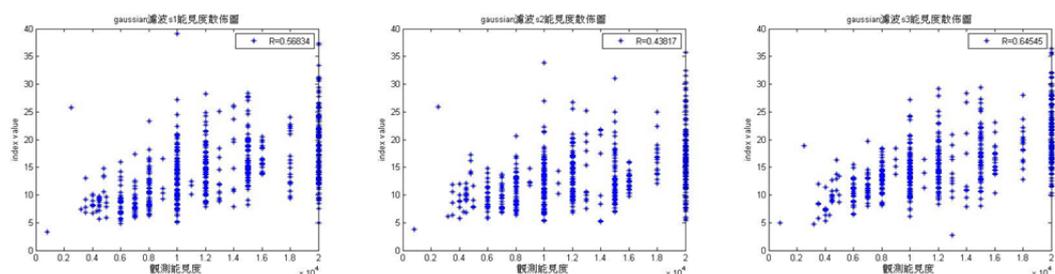


圖 2: Gaussian High-Pass Filter 分別作用在 S_1 、 S_2 、 S_3 上所得出之 index value 與人工觀測能見度的散佈圖。

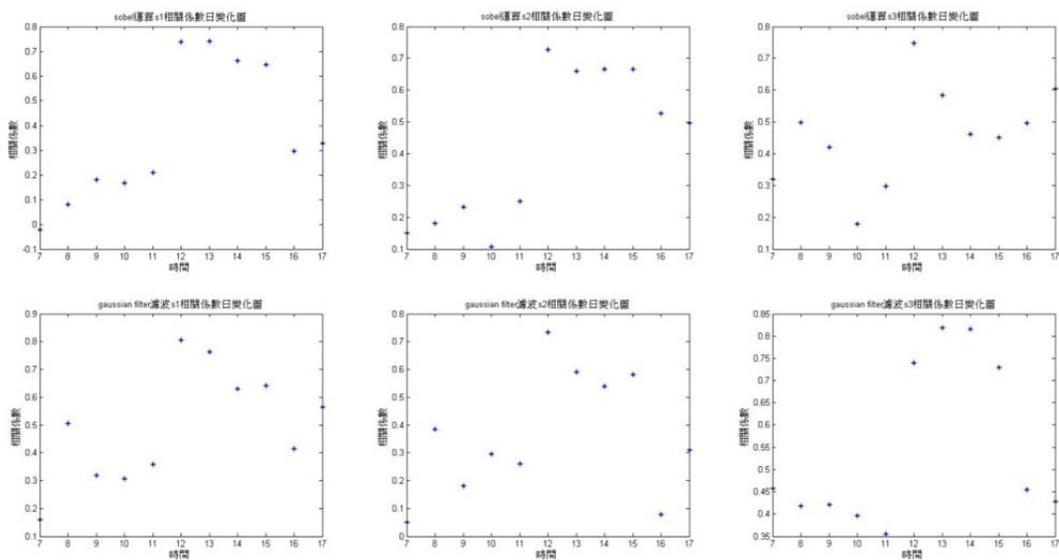


圖 3: Sobel Operator 和 Gaussian High-Pass Filter 運算後所得之相關係數的日週期變化情形。

利用台北 101 金融大樓探討都市邊界層特性之初探

梅可忠 林博雄

臺灣大學大氣科學系

摘要

高層建築與摩天大樓是都市的地標，也是都市微氣象研究可利用的平台。從 2011 年 1 月開始，本研究在台北 101 大樓的 34F (151 公尺) 和 82F (352 公尺) 的露台上安裝 WXT520 微型氣象感測器，進行長時間的都市垂直方向的定點密集觀測。此外，我們也在臺灣大學校園施放了 34 次探空氣球觀測 (距台北 101 金融大樓 3 公里) 加以同步比較。數據分析結果顯示，34F 和 82F 之間的逐時氣象差值顯示了日變化和季節變化特徵，並觀測到 34F 層風速大於 82F 風速；從相同高度的探空氣球資料也發現，自由大氣的風速大於 101 大樓的風速。除此之外，不少的探空資料確實顯示台北盆地 350 公尺處有低層強風的現象，同時，我們也分析了 2011 年的近地面逆溫現象與個案。本研究也透過 AutoCAD 軟體以及高空間解析度的計算流體力學數值模式 (Cradle Stream Model) 來模擬 101 大樓周圍大規模的風場。模擬結果顯示，建築群會使得迎風面與背風面風速降低，而在大樓的兩側與上方風速增加，但是觀測和模擬的風速遞減比例有所不同。

關鍵字:台北 101、都市邊界層

一、前言

針對都市大氣邊界層的研究在台灣並不多見，除了垂直方向的定點氣象資料不易取得之外，數值模式在空間上的解析度也是一大考驗。本研究藉由國科會計畫「台灣巨型城市環境研究(I): 二次有機氣膠之環境衝擊－都市與郊區邊界層大氣環境剖面量測分析」，自 2011 年 2 月起，在台北 101 金融大樓的 34 樓(標高 151.2m)與 82 樓(標高 352.8m)架設微型氣象站進行觀測，同時也藉由在臺灣大學無線電探空儀施放進行比較。另一方面，本研究使用日本 CRADLE 公司 STREAM model，設定 40m 的地形空間解析度，並利用 Auto CAD 軟體在模式中加入建築物，以進行高解析度的風場模擬，比起一般的中尺度天氣數值模式，STREAM model 有更高的解析度且更能呈現局部地形與建築物對於風場分布的情形，希望藉由觀測跟模擬的配合，來呈現台北 101 金融大樓周遭環境的大氣邊界層特徵。

Cermak(1974)曾經針對都市風場進行風

洞煙流擴散模擬研究，利用工程風洞設備來模擬都市模型的風場變化，可是這類工程風洞實驗當時並沒有加入熱力效應，也無法和天氣與氣候議題上有所聯結。Barlow et al. (2010)在英國倫敦電信塔(BT-tower)高度 190 公尺架設氣象儀器觀測長達兩年進行。無論是氣候測量或是風工程的研究上，高解析度的風場資料是必須也是罕見的，Barlow 等人藉由定點觀測大樓頂端風場的三維變化並與風洞實驗結果比較，解釋風洞實驗可全面解釋風場運動情形。前述這些文獻報告的都市微氣象觀測，儀器架設高度偏低，尚無法超越邊界層高度(~300m以上)，對於都市邊界層議題的討論上尚有不足之處。此外，高塔或是高樓的單點觀測，無法完整呈現整個城市氣候的垂直結構與變化。

Chen et al.(2006)曾經利用台北 101 金融大樓的建築模型進行周邊的風洞實驗。主要結果表明 101 大樓梯形部分的不連續性設計使得建築物表面氣壓有震盪與跳動的情形，周圍建築物的相對位置對 101 大樓的風場也有強烈影響。但單純的風洞實驗議題並未能與台北盆地的

氣候議題聯結，本研究將以台北 101 金融大樓的 34 樓與 82 樓為觀測基地，收集長時間的定點氣象觀測資料，嘗試探討 101 大樓附近的風場情形以及台北盆地近地面逆溫發生頻率，透過這一摩天高樓的地標建物做為台北盆地邊界層現場(in situ)觀測的基礎。

二、研究方法

本研究從 2011 年 1 月開始，在 101 金融大樓的 34 樓(標高 151.2m)與 82 樓(標高 352.8m)架設芬蘭 Vaisala 公司出產的 WXT-520 微型氣象站。WXT-520 微型氣象站所能觀測到的參數包括風向、風速、氣壓、氣溫、相對濕度、累積雨量、降雨時數、降雨強度。本研究同時也藉由在臺灣大學以及中央氣象局板橋測站的氣球探空無線電探空儀觀測資料進行比較。

本研究利用 AutoCAD 繪製台北 101 金融大樓及鄰近建築物的立體圖形，將高度有可能影響 101 金融大樓周遭風場的建築物一併考慮進去。其中，鄰近建築物包括中國信託大樓，ATT 4 FUN 大樓，世貿三館，君悅飯店，世貿中心以及最高的世貿大樓。考慮到建築物之間以及模擬範圍內的比例問題，本文先以固定比例的二維地圖當作底圖，再將三維建築物置放在地圖上面，以求得正確的相對位置與相對距離，之後將建築物模型與地形匯入模式裡，並調整成合適的比例來當做 STREAM model (CFD 流體力學模式)的地表邊界條件。

本研究使用日本 Cradle 公司 STREAM Model，空間網格解析度和地形解析度在個案中皆為 40m，水平方向有 200 x 200 個網格點；垂直方向則為 75 層，但在敏感度測試中則會提高網格點數來進行不同的比較。邊界條件的設定，則以真實或理想的風場垂直剖面輸入模擬邊界以進行高解析度的風場模擬。

三、觀測資料與分析

台北 101 金融大樓所進行的長期氣象紀錄是從 2011 年 1 月 20 日開始，本研究將分析 2011 年 2 月至 2012 年 1 月完整一年的資料；期間由於位於 34F 感測器在 2011 年 11 月中旬遭煙火施工人員撞毀維修 2 個月，因此我們以 82F 的氣象資料來分析各項氣項參數的逐時與逐月變化特徵。

觀測結果顯示 82F 的逐時氣溫在日出之後開始升高，並在中午達到極值，不同月份最高氣溫出現的時間軸隨季節有些微傾斜；此外，由於儀器架設在 101 大樓東北角，使得冬季太陽易受到 101 自身遮蔽，使得冬季的最高溫發生時間比夏季延遲。兩層樓高度(相差 200m)在日出前有最小的溫差，日出之後持續受到日照影響，在接近中午時刻出現溫差最大值。82F 逐時相對濕度有明顯日低夜高的日變化；夏季中午氣溫較高，相對溼度降低的幅度大於冬季白晝，兩層樓面的相對濕度逐時差值也有顯著的日變化。風速方面，無論 34F 還是 82F 高度，夏季風速較低而冬季風速較高。82F 所量測的逐時風向變化在經過月平均之後沒有明顯的日變化，主要的風系為東風偏南。夏季風向較不規則，主要為東北風或是北風。由於氣象儀器架設位置位在 101 大樓東北角落，因此西南風分量會受到建物顯著影響。101 大樓與探空氣球兩層高度的氣溫與風速相關係數分別為 0.98~0.99(圖 1)以及 0.71~0.88(圖 2)。其中，探空資料風速又比 101 大樓風速觀測來的大，34F 與 82F 的迴歸曲線斜率分別為 0.54 與 0.58。

個案分析方面，我們透過 2011 年 2 月 8 日以及 2 月 23 日這兩天的密集施放探空資料加以討論。2 月 8 日為晴天微風之天氣個案，2 月 23 日則是冬季典型陰天風速較大的天氣個案；四套探空儀升空時間分布為 00UTC、04UTC、08UTC 及 12UTC。資料分析結果發現，無論是 2 月 8 日與 2 月 23 日，在黃昏(08UTC)與夜間(12UTC)的探空風速剖面都顯示 150m 高度(101 大樓 34F 高度)有低空強風現象；2 月

8 日的 00UTC 和 04UTC 仍然有低空較強風速的現象，這與 101 大樓的風速觀測一致。

從台北 101 上下兩層氣溫資料可發現不少逆溫現象，我們再次探討 2011 年 2 月 8 日以及 2 月 23 日資料，來分析台北都市冬季逆溫(2 月 8 日)與非逆溫(2 月 23 日)天氣情境下的微氣象與 PM2.5 空間分布特徵。結果顯示，2 月 8 日 350m 高度(00UTC)和 200m 高度(12UTC)都有發生明顯逆溫，2 月 8 日 12UTC 甚至還有貼近地面的輻射冷卻逆溫；相對地，2 月 23 日 500m 高度以下全天都沒有明顯逆溫。相對溼度剖面也可以明顯看到，由於 2 月 8 日 00UTC 和 12UTC 低空逆溫現象使得大氣相對穩定，水氣(相對溼度)梯度和逆溫高度相當吻合。2 月 23 日由於是密雲陰天天氣狀況，近地面水氣均勻混合，相對溼度一致地隨高度而遞增，低空 500m 上下都沒有顯著濕度梯度發生。風速剖面部分，無論 2 月 8 日或是 2 月 23 日，在夜晚(08UTC 與 12UTC)的探空剖面皆可看到在 150m 附近有強風軸出現；風向剖面方面，由於 2 月 8 日近地面風速較小，使得風向較為凌亂；反觀 2 月 23 日 400 公尺高度以下的風向，整日大多集中在東風。

四、數值模式模擬

4.1 理想流場模擬

風場與邊界的條件部分，本研究考慮台灣北部冬季是盛行東北季風，並且架設在台北 101 大樓上的 WXT520 感測器所收集到的風向也大多是東風偏北，因此本節乃以東北風流場來進行流場模擬。輸入的風速為 5ms^{-1} ，東面、西面、南面及北面的邊界皆為東北風，上邊界為自由邊界，網格解析度與地形相同為 40 公尺，模式在建築物附近會自動增加網格數以提高解析度，網格點最細可切至邊長為 1m。至於地表邊界處理則假設 STREAM Model 內所有地表植被均為一致，各處摩擦力也相同；其

中，摩擦風速= 0.44ms^{-1} ，粗糙長度= 3.14m ，作為地表摩擦處理，讓近地面的風速模擬更接近真實情況。

當東北風從邊界吹進模式範圍時，會受到地形影響而有加速或是減速的情形，從模式結果可以清楚看到在建築物的迎風面與背風面都有減速的情形(圖 3)，而在建築物的兩側則有加速的情形。另一方面，風場在距離建築物一段距離便開始減速，背風面風速遞減較迎風面大，近地面則是受到地表摩擦而風速偏低，建築物頂端則有加速的情形發生。

4.2 探空真實流場模擬

我們選用了 2012 年 2 月 8 日以及 2 月 23 日的探空資料加以匯入 Stream Model，這兩個案(2 月 8 日與 2 月 23 日)當天都施放了四顆探空氣球，其時間分別為 00UTC、04UTC、08UTC 及 12UTC。真實流場模擬的邊界設定與上一節大致相同，差別只在於邊界風場部分，改成將探空氣球所得到的真實風場匯入模式。模式的上邊界仍為自由邊界，網格解析度與地形相同為 40 公尺，地表邊界處理仍假設模式內所有地表植被均為一致，各網格點摩擦力全部相同。

在真實流場模擬之中分別以 2 月 8 日和 2 月 23 日進行模擬比較；2 月 8 日當日晴天，白天時太陽加熱顯著，近地面混和均勻，因此 $z=150\text{m}$ 與 $z=350\text{m}$ 的風場模擬大致接近。其中，00UTC 的風場較為零亂，風速也較弱，在 101 大樓附近的風向為西南風；受到太陽加熱影響，04UTC 以及 08UTC 的風場就較為一致，風速也較大，在 101 大樓附近的風向轉為西風；到了夜晚 12UTC 時，風場又變得較為零亂，風速也有下降的趨勢，在 101 大樓附近的風向再轉為南風。2 月 23 日為陰天，太陽加熱偏低，在 $z=150\text{m}$ 截面上，風場呈現較 2 月 8 日來的零亂，但整體的風速較 2 月 8 日大了許多。由於 2 月 23 日混合層高度較低的影響，兩層樓面的風場特徵差異也較 2 月 8 日明顯，這兩天

風場都有向上逆轉的情形發生。在比較探空氣球、101 大樓觀測資料與模式模擬的風速時，探空氣球所量測到的風速大致都比 101 大樓觀測資料數值來的大，建築物對於風速的影響在模式的模擬表現上則不盡一致；在 2 月 8 日中可以看出模式輸出的建築物東北角風速比 101 大樓來的大，但在 2 月 23 日中卻反而比 101 大樓來的小，這樣的現象可能來自於模式對於熱力的模擬尚未成熟，使得晴、陰兩天的情況相差甚遠，也可能是受到電腦效能影響，解析度不足，無法有效呈現單點資料。

4.3 理想流場模式敏感度測試

爲了解不同的風向受到建築物的影響之後在東北角所呈現的情形，因此本節將設定八種方位的風向，分別以 5ms^{-1} 與 10ms^{-1} 兩種風速進行流場模擬，並且不匯入地形以簡化問題。若將匯入的風速因次視爲 $1(V=10\text{ms}^{-1})$ ，我們利用內插計算出不同風向的均勻流場在建物東北角所得的風速相對比例值。結果顯示，匯入西北風(或東南風)的比值最大(0.75~0.9)，西風與南風的比值最小(0.07~0.17)。當測試風速降低成 5ms^{-1} ，其結果與匯入 10ms^{-1} 風場的結果相當接近。整理歸納之後可看出，迎風面的東北風與背風面的西南風對於東北角風速的貢獻並不大，西風與南風則貢獻最小，至於東風、北風、西北風與東南風則能有效貢獻在東北角的風速數值。由此可知，東北角的氣象感測器對於風速資料的收集與實際風向有密切的關係。當提高 Stream Model 網格解析度之後，不論是迎風面或是背風面的迴流都相當明顯，而迴流對 34F 與 82F 兩個高度皆有影響；這一結果或許能夠解釋爲何 34F 的觀測風速幾乎都大於 82F 數值，其原因可能是受到了建築物後方渦流撥離與風場鞍點形成的因素，使得建築物下方樓層的特定區域風速反而偏大。

五、總結與展望

本研究透過盆地地形的台北城市地標台北 101 金融大樓的 34F(151m)與 82F(353m)，進行一整年的定點氣象觀測來藉以探討摩天大樓應用在巨型城市大氣邊界層研究的可行性。2011 年秋天到 2012 年夏天密集觀測期間，在臺灣大學總校區收集了 34 筆可用探空資料，與 101 大樓的氣象資料比對後，發現 101 大樓與探空氣球兩層高度的風速相關係數分別爲 0.71 以及 0.88，顯示自由大氣的風速在建築物邊緣會受到影響而降低。在一整年氣象資料當中，利用兩層樓高度的分鐘平均氣溫的差距來探究都市邊界層逆溫現象，結果顯示 151m 到 353m 之間的逆溫現象相當頻繁。利用 2 月 8 日以及 2 月 23 日兩天分析台北都市冬季逆溫(2 月 8 日)與非逆溫(2 月 23 日)邊界層特徵，結果顯示 2 月 8 日 350m 高度(00UTC)和 200m 高度(12UTC)都有發生明顯逆溫；相對地，2 月 23 日 500m 高度以下全天都沒有明顯逆溫。

爲了討論都市邊界層的日夜變化，本文選用 2011 年 2 月 8 日以及 2 月 23 日這兩天密集施放的探空資料加以分析。資料分析結果發現，無論是 2 月 8 日與 2 月 23 日，在黃昏與夜間的探空風速剖面都顯示 150m 高度(101 大樓 34F 高度)有低空強風現象；2 月 8 日的 00UTC 和 04UTC 仍然有低空較強風速的現象，這與 101 大樓的風速觀測一致。

參考文獻

- Barlow, J.F., J. Harrison, A. G. Robins and C. R. Wood, 2011: A wind-tunnel study of flow distortion at a meteorological sensor on top of the BT Tower, London, UK. *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.* **99**, 899 – 907.
- Cermak, J., 1974: Applications of Fluid Mechanics to Wind Engineering. A Freeman Scholar Lecture, the American Society of Mechanical

Engineers.
Chen L. C., C. C. Chen, C. Y. Chen, S. W. Yeh, S.
K. Zen and J. H. Chou, 2006: The wind
features of Taipei 101 Financial Building. The

Fourth International Symposium on
Computational Wind Engineering
(CWE2006), Yokohama, 2006.

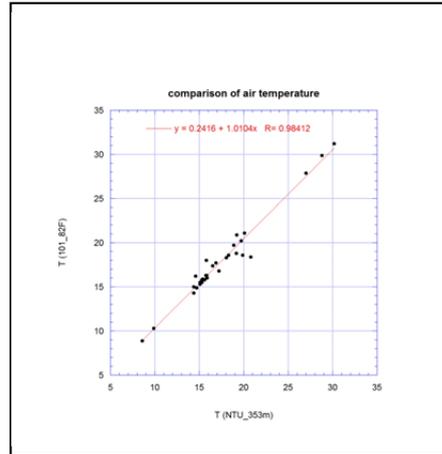
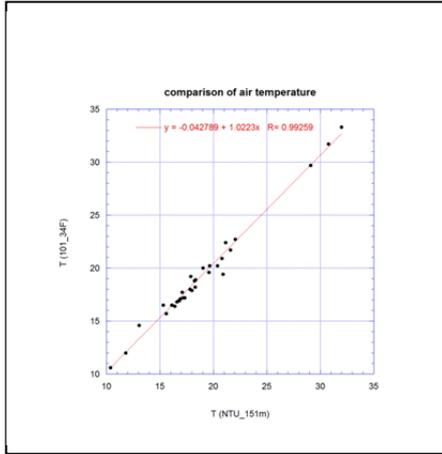


圖 1: 台北 101 大樓氣溫與無線電探空儀觀測的散布圖(左, 34F; 右, 82F)

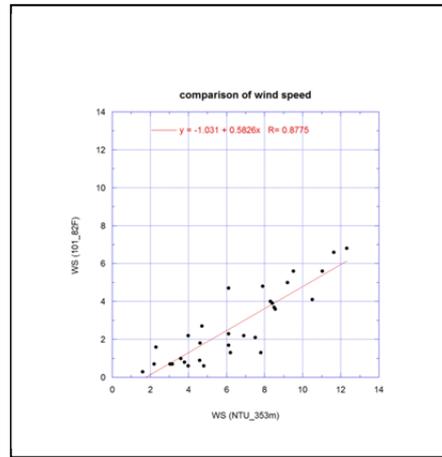
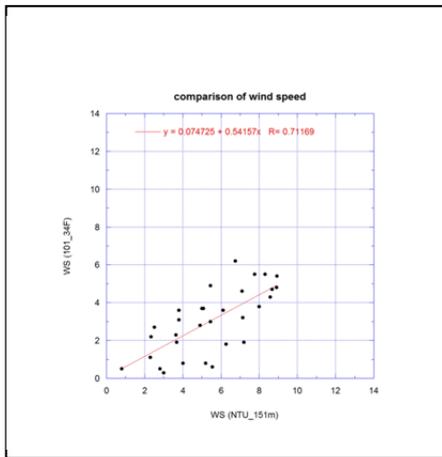


圖 2: 台北 101 大樓風速與無線電探空儀觀測的散布圖(左, 34F; 右, 82F)

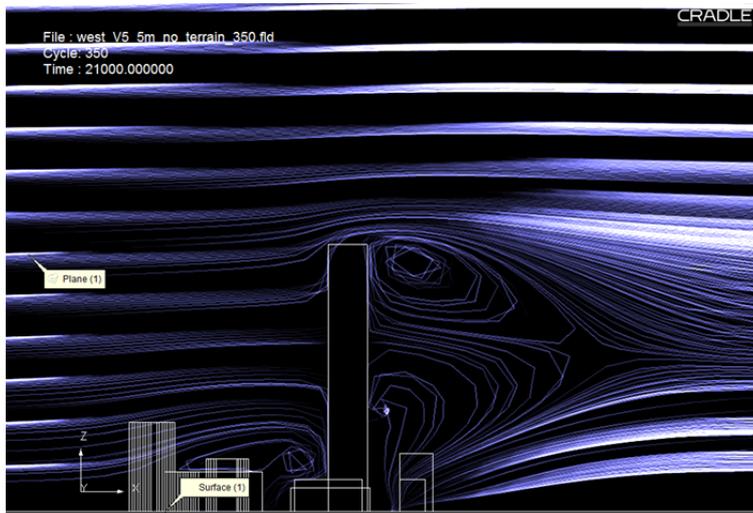


圖 3: STREAM 輸出結果, 可看出台北 101 大樓與周遭建物迎風面與背風面的迴流。

農業氣象觀測網的日射量觀測

柳再明
中央氣象局

摘要

本文整理農業氣象觀測網1987~2011約25年的日射量(全天空日射量;Global radiance)月觀測資料。日射量之月觀測資料,可過濾短時間中小系統雲遮的影響清楚呈現季節變化,7月是極大值(約600~700 Mj/m^2)、12~1月是極小值(約200~300 Mj/m^2) ,全年夏季與冬季有2~3倍的差距。初步結果指出,就桃園、臺中及高雄三站而言,北部的桃園其日射量有較大的季節變化(約200~600 Mj/m^2) ,臺中與高雄2站的日射量月觀測資料數值相近,其季節變化較北部的桃園為小(約250~450 Mj/m^2)。若再加上苗栗與臺南2站,就這5站日射量月觀測資料數值而言,日射量不若溫度的觀測資料有明顯的南北分佈。

相對溫度而言,日射量的觀測數值較不為我們所熟悉,我們較無法洞悉觀測數據的誤差,基於這個因素,我們校驗臨近測站的數值,我們假定緯度相近、高度相近且距離不遠的測站,其日射量月觀測資料數值應相近。基於這樣的假設,我們在(桃園區農業改良場、茶業改良場)、(臺中區農業改良場、農業試驗所)與(臺東區農業改良場斑鳩分場、臺東區農業改良場賓朗果園)這3組測站得到和假設十分接近的結論。然而(高雄區農業改良場、水產試驗所東港生技研究中心)與(畜產試驗所、臺南區農業改良場)這2組測站雖然距離相近符合我們的假定,然而資料分析結果迥異,其中東港生技研究中心位於海邊,可能是其資料和高雄區農業改良場全然不同的主因。另外對於無地緣關係的測站,我們發現(臺中區農業改良場、高雄區農業改良場)、(畜產試驗所、臺南區農業改良場雲林分場)與(臺東區農業改良場斑鳩分場、花蓮區農業改良場)兩兩數值相近,其中臺中區農業改良場與高雄區農業改良場2者直線距離有150公里之遠、臺東區農業改良場斑鳩分場與花蓮區農業改良場2者直線距離超過百公里,而畜產試驗所與其北面的臺南區農業改良場雲林分場,2者直線距離也有50公里,相隔如此遙遠的測站,確有相近的日射量月觀測資料數值,原因值得再進一步探討。

如此的資料比對,是基於日射量的觀測空間分佈不足。因此如何就現有日射量的觀測,進一步廣泛應用在沒有日射量觀測的地區,是本文的重點課題。初步我們認為臺灣東部地區,可運用台東區農業改良場斑鳩分場與花蓮區農業改良場2者的資料。

關鍵字：全天空日射量

一、前言

本文整理農業氣象觀測網1987~2011約25年的日射量(全天空日射量;Global radiance)月觀測資料。日射量月觀測資料可過濾短時間中小系統雲遮的影響,清楚呈現季節變化,7月是極大值(約600~700 Mj/m^2) ,12~1月是極小值(約200~300 Mj/m^2) 有2~3倍的差距。相對溫度而言,日射量的觀測數值較不為我們所熟悉,我們較無法洞悉觀測數據的誤差。

國內有關日射量的研究有姚銘輝等(2002)溫度估算日射量之可行性評估。其文中說明作物模擬模式的開發或驗證常需要日射量此項氣象資料,但受限於感測器較昂貴及自動紀錄等因素,日射量的累積資料或各測站點的分布均不如溫度密集,因此,其文探討利用日最高溫及最低溫的溫差推估日射量的可行性。以農業試驗所氣象站資料分析溫差及輻射量在不同年際及季節間的差異,發現降雨狀態會影響溫差估算日射量的準確度,尤其是每年6月至10月較多雨的季節,但若將降雨量納入迴歸式可降低誤差值。依據不同氣候狀態及海拔高度分別選取6個測站的資料作分析,利用迴歸式估算日射量,在均值平方根偏差的範圍為1.02-6.08 $\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$,均值偏差為2.33 $\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 。另外蕭鋒等(2011)由MTSAT衛星影像和數位地形資料估算臺灣地表太陽輻射量。其研究結果發現,由晴空個案之下的SDEM (Satellite-Based DSI Estimation Model;其中DSI為向下太陽輻射通量(Downward Solar Irradiance))估算值與中央研究院環境變遷中心DSI地面觀測值進行比對,兩者相關係數可達0.93以上,有雲個案之相關係數也達0.81以上。SDEM估算值與中央氣象局氣象站觀測之DSI小時累積量比對,在低海拔的測站之相關係數可超過0.9,與高海拔測站的相關係數稍低(~0.8),MTSAT pixel解析度以及次網格的雲霧都是造成

SDEM估算DSI失準的原因。以上所引用的參考文獻，都明白指出日射量的觀測站不足的事實，針對此項事實本文也將提出幾個具體建議。

一、結果分析

圖1 是桃園、臺中及高雄3個農業改良場1987~2012日射量月觀測資料，北部的桃園其日射量有較大的季節變化（約200~700 Mj/m^2 ），臺中與高雄2站的日射量月觀測資料數值十分相近，此結果值得進一步探討，臺中與高雄2站的季節變化較北部的桃園為小（約250~450 Mj/m^2 ）。由這3站而論，沒有明顯的南北變化。日射量和溫度的氣象觀測因子特性迥然不同，日射量僅是白天短波幅射的觀測，而溫度是24小時日夜變化的觀測數值。圖1明顯指出夏季時，北部的桃園農業改良場較之中南部的臺中及高雄2個農業改良場，有較大的日射量觀測，隨年份不同差距不同，2003年之前差距約50~150 Mj/m^2 ，2004年之後差距擴大約200~300 Mj/m^2 。冬季時，3個農業改良場日射量觀測的差距很小，尤其是2004年之後差距不明顯。中南部的臺中及高雄2個農業改良場，20多年來的日射量觀測有些微逐漸減少的趨勢。

1987~2012日射量月觀測資料

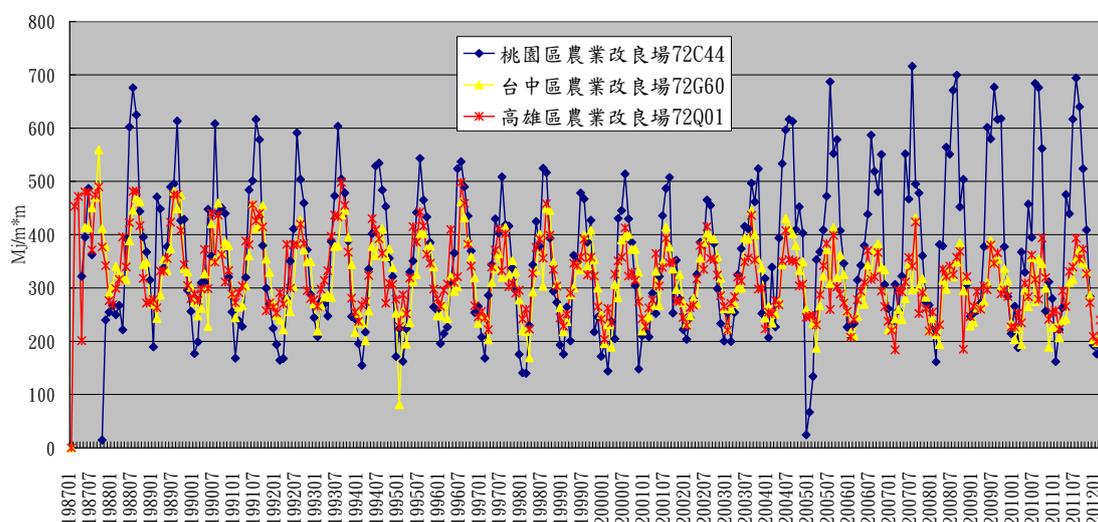


圖1 是桃園、臺中及高雄3 農業改良場 1987~2012 日射量月觀測資料。

圖2 是桃園、苗栗、臺中、臺南、高雄及花蓮6個農業改良場2011年日射量月觀測資料。在夏半年6站之間有明顯差距，大致上北部的桃園其日射量數值最高，苗栗與臺南2站夏季之後的季節有相近的數值，臺中與高雄2站數值最小，在6~8月夏季時其數值約為其他4站的一半（300與600 Mj/m^2 ）。花蓮站有較大的季節變化，夏季約和苗栗與臺南2站相近，其他季節與臺中與高雄2站相近。圖1與圖2的分析結果迥異於預期，我們懷疑臺中農業改良場能否代表中部地區，然而同樣位於中部地區之臺中區農業改良場，與農業試驗所の日射量月觀測資料十分相近的結果，又打消我們的懷疑。因此初步我們認為臺中與高雄地區有相近的日射量月觀測。

相對溫度而言，日射量的觀測數值較不為我們所熟悉，我們較無法洞悉觀測數據的誤差，基於這個因素，我們校驗臨近測站的數值，我們假定緯度相近、高度相近且距離不遠的測站，其日射量月觀測資料數值應相近。這樣的假設，我們在（桃園區農業改良場、茶業改良場）、（臺中區農業改良場、農業試驗所）與（臺東區農業改良場斑鳩分場、臺東區農業改良場賓朗果園）這3組測站得到和假設十分接近的結論。然而（高雄區農業改良場、水產試驗所東港生技研究中心）與（畜產試驗所、臺南區農業改良場）這2組測站雖然距離相近符合我們的假定，然而資料分析結果迥異，其中東港生技研究中心位於海邊，可能是其資料和高雄區農業改良場全然不同的主因。另外對於無地緣關係的測站，我們發現（臺中區農業改良場、高雄區農業改良場）、（畜產試驗所、臺南區農業改良場雲林分場）與（臺東區農業改良場斑鳩分場、花蓮區農業改良場）兩兩數值相近，其中台中區農業改良場與高雄區農業改良場2者直線距離有150公

里之遠、台東區農業改良場斑鳩分場與花蓮區農業改良場2者直線距離超過百公里，而畜產試驗所與台南區農業改良場雲林分場2者直線距離也有50公里，相隔如此遙遠的測站，確有相近的日射量月觀測資料數值，原因值得再進一步探討。

如此的資料比對，是基於日射量的觀測空間分佈不足。因此如何就現有日射量的觀測，進一步廣泛應用在沒有日射量觀測的地區，是本文的重點課題之一。初步我們認為臺灣東部地區，可運用台東區農業改良場斑鳩分場與花蓮區農業改良場2者的資料。

2011年日射量月觀測資料

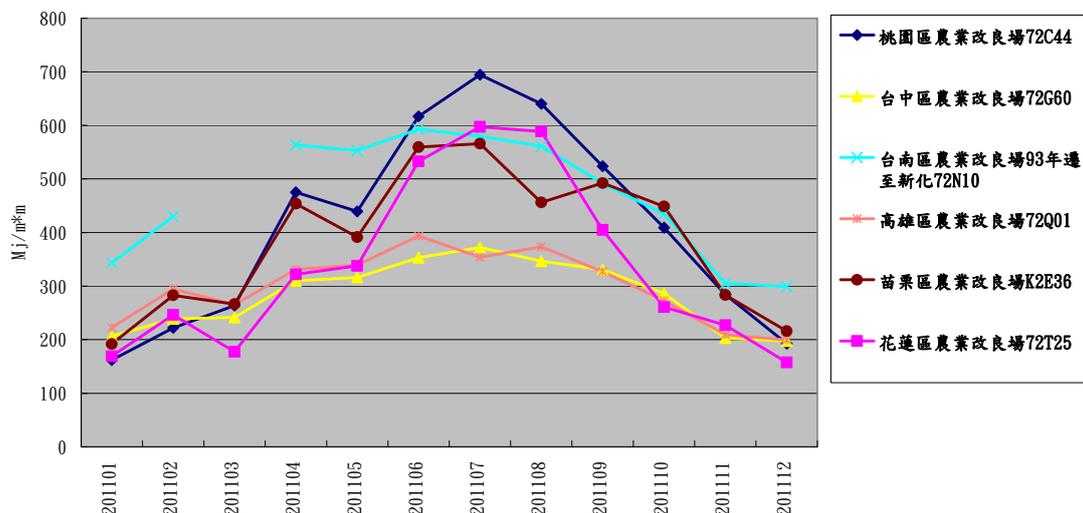


圖 2 是桃園、苗栗、臺中、臺南、高雄及花蓮 6 個農業改良場 2011 年日射量月觀測資料。

參考文獻

- 姚銘輝、陳述、漆匡時、蔡金川，2002：溫度估算日射量之可行性評估。中華農業研究 51(4): 73-83。
- 蕭鋒、林博雄、賴彥任，2011：由 MTSAT 衛星影像和數位地形資料估算臺灣地表太陽輻射量。大氣科學 39 卷 1 期，53-67。

近 30 年之氣象局探空觀測與資料初步檢視

張儀峰¹ 陳世嵐²
氣象科技研究中心¹ 花蓮氣象站²
中央氣象局

摘 要

近二十多年來全球暖化現象明顯，氣候變遷受到科學界及社會大眾的普遍重視，對探空觀測資料的需求越來越大，但有關探空資料的完整性與正確性之紀錄不多，為協助使用者對資料有一概略了解，本文針對中央氣象局第三組保有之臺北1985-2011年及花蓮1987-2011年探空觀測原始資料進行初步檢視，結果發現(1)花蓮無論在作業停工或各定壓層缺漏情形均較臺北為高；(2)兩地在1993-1997年間為探空作業缺漏現象最少的時期；(3)夜間12Z比日間00Z較易遭受信號干擾；(4)近地層1000hPa資料漏失情形反比850及700hPa為多；(5)近幾年100hPa高度層干擾較其上下層嚴重；(6)高空風速過大或為0之極端現象集中在2000年以後某一時期出現；(7)部份時期250hPa高度以上露點因設定不予計算而無資料。

目前探空資料主要用在數值天氣預報，建議氣象局資訊中心對臺灣地區探空電碼品控結果，及探空站的自我修正結果能交由第三組隨原始檔提供使用者參考。此外，建議儘早開始規劃並進行1984年以前探空資料數位化，以有助於氣候研究。

關鍵字：臺北探空、花蓮探空、空軍探空站

一、前言

氣象科學使用高空觀測則始於 1749 年蘇格蘭利用風箏攜帶儀器進行高空溫度觀測，及至 1895 年美德法等國發明和改進探空氣象儀，才開始利用氣球載送儀器實施觀測，次年在歐洲組織國際間的探空氣球探測試驗，是高空氣象觀測站網的雛型。1918 年嘗試讓氣球攜帶發報機將觀測之氣象紀錄轉為電波訊號發送到地面，可惜未能成功。1923 年美國陸軍氣象學家布賴爾爾繼續試驗，地面收到 20 分鐘的訊號，這是無線電探空第一次獲得成功。1927 年德國氣象學家艾德拉格首次收到發自平流層的訊號。1932 年芬蘭維薩拉發明了著名的無線電探空儀，即便在惡劣天氣影響下，也可獲得不同高度的氣象資料，此探空儀現今已廣為世界各國所採用。

為方便資料的整合，世界氣象組織規範各探空觀測站每日於 00Z 及 12Z 進行常態性觀測作業，觀測結果透過通用的傳輸程序和格式與國際間進行交換，以分享觀測結果；遇有颱風等擾亂天氣系統臨近或影響時，抑或進行研究性實驗觀測時，各國得自行視需要增加探空作業之時間或空間密度。

目前全球探空觀測站約有 900 餘個，其中約三分之二每天進行 00、12Z 兩次觀測，100-200 個測站每天觀測一次，另有 100 個測站可依需求臨時加入觀測網。因此透過全球氣象通信系統 GTS (Global Telecommunication System) 每次可獲得約 620-650 不等的探空觀測資料。

臺灣地區的高空探測先有經緯儀氣球測風（高空風觀測），再發展到無線電探空。前者始於 1931 年的花蓮，臺北則在 8 年後的 1939 年開始，迄於 1971 年。其他澎湖、臺東、恆春、臺中、永康等地於 1961 至 1968 年間亦曾有氣球測風

的觀測任務。無線電探空觀測開始於 1940 年的臺北測站，花蓮則遲自 1987 年 8 月才開始執行探空作業。

空軍在 1949 年由大陸轉進來臺後，為因應噴射機航行需求，將二次大戰末期在大陸因故尚未完成架設之美軍軍援探空裝備轉運來臺，設置桃園、馬公、恆春等 3 處探空站，於 1952-1953 年陸續觀測。恆春站於 1957 年遷往東港。此外，空軍於 1950-1999 年間在臺中、嘉義、臺南、屏東、花蓮、金門、馬祖等地機場執行經緯儀高空風觀測。

目前臺灣地區有 8 處無線電探空站，屬於中央氣象局的有臺北、花蓮、臺南永康、東沙島及南沙島等 5 處，其中永康不定期觀測，東沙及南沙委託海軍執行觀測。空軍則有馬公、屏東及綠島等 3 處。前述中央氣象局及空軍探空站遞增及裝備演進概況彙整詳如表 1 及表 2。

臺北、花蓮每次探空觀測之「即時資料」透過高空壓溫電碼 (TEMP) 經全球氣象通信系統對外廣播，「原始資料」則送至中央氣象局第三組資料處理科永久保存，並自 1955 年開始編印高空觀測報告，數位資料也自 1985 年開始建立迄今。測站原始資料及月報資料在觀測系統電腦化初期，採製成 3.5 碟片每月寄達氣象局；隨著電腦科技與通信進步，數位化發展至今，觀測同時已同步將資料即時送到氣象局相關的作業中心。

探空作業所觀測的資料是否精準無誤，牽涉的因素很多，例如氣球灌製後淨浮力影響上升速率，對氣壓與溫度就有所影響；又如探空儀施放前的地面基線校驗，訊號弱穩定性的檢測，甚至接收系統頻率的校準，皆能決定觀測資料是否精準。探空儀在空中飄行的過程中，遇低溫結水問題、探空儀感測元件風力過大受損等，其在研發製造過程均已充

分考慮，預先均有對應之作爲與防範；然而天氣狀況卻是無法意料的，例如探空儀進入雷雨區，或颱風外圍環流時，相對濕度驟降、驟升，甚至因下沉氣流產生氣壓未降反升，或長時間持平，此時觀測作業人員，必須依經驗判斷資料是否正確，是否持續作業或保存資料，都是極大的考驗。

以往探空資料的主要用途在天氣分析與預測，但近二十多年來全球暖化現象明顯，氣候變遷受到科學界及社會大眾的普遍重視，臺灣地區上空之各種氣象因子是否也因而發生變化，影響之高度及程度有多少，都是極爲重要的問題，高空觀測資料是最重要的儀器探測紀錄，欲確保獲得正確之研究結果，資料的完整性與正確性自是決定關鍵。爲協助研究者在使用資料之前詳於探空觀測與歷史紀錄有一了解，本文針對中央氣象局第三組保有之臺北 1985-2011 年及花蓮 1987-2011 年高空觀測原始資料的一些明顯問題進行整理，包括資料的缺漏、極端風速及露點紀錄的檢查，本文亦嘗試推測可疑資料發生原因，並提出建議作法。

二、臺灣地區高空觀測與資料

2.1 探空觀測儀器與作業時間

無線電探空系統分爲探空儀（俗稱發射機）及接收機二大部分，探空儀發射機內有氣壓、溫度、濕度（即 P.T.U.）等感應元件。發射機攜在填充氦氣之探空氣球上，以每分鐘 300-350 公尺之速度上升，測得各高度之氣壓、溫度、濕度資料，依序發出信號，由地面之接收機接收。風向及風速則由氣球之移動方位角及仰角計算而得。

早期作業之無線電探空系統，須由人工抄收無線電探空儀發送之模爾斯符號所代表的觀測資料，之後發展出可接收資料之地面裝備及記錄器，由人工透過記錄器上之軌跡進行核算，並轉換爲絕熱圖，以做爲定壓層、特性層及對流層頂選面與編碼等工作，風場資料則經由飄行軌跡圖計算而得。1982 年 3 月換裝爲半自動高空氣象探測系統；1984 年 7 月再更新爲全自動高空氣象觀測系統，可於升空過程中同時以文字及圖形顯示各要素的垂直變化，並具有自動繪製絕熱圖、列印報表、分析特性層、定壓層、自動編送電碼、調整觀測層密度等功能。2004 年以前探空系統將碟形天線接收之訊號轉換爲 8 位元數據，經作業主機處理運算。2005 年換裝矩陣式天線，接收信號數位化之高空氣象觀測系統。2010 年 7 月起採用加裝 GPS 定位之接收系統，直接將 GPS 定位資料無線數位化傳送至系統進行處理，以提高資料之準確度。

由於探空觀測之發射機耗材昂貴，臺北站 1955 年至 1956 年每日於 03Z 觀測一次，1957 年配合國際觀測年每日觀測 4 次(00,06,12,18Z)，1960 年起減爲 2 次，1970-1974 年間 12Z 之觀測資料較不完整，自 1975 年 6 月至 1984 年每日施放一次，以 12Z 之資料爲主，1985 年起迄今均有一日兩次之完整觀測紀錄。花蓮站 1987 年 8 月開始作業迄今也保有每日 00,12Z 兩次觀測紀錄（蕭長庚,2007）。另依不成文的規定，

若探空觀測高度未達 100hPa，但仍在規定時間之內，則須重新施放。

空軍曾於 1954 年間每日觀測 4 次，1955 年起減爲 2 次，當時馬公探空站執行 09,21Z 觀測，桃園及恆春則執行 03,15Z 之觀測。1957 年 4 月起桃園執行 00,12Z，馬公執行 06,18Z 觀測，恆春當年 9 月遷至東港後改爲 00,12Z 觀測。馬公於 1967 年 8 月至 1970 年 12 月只執行 00Z 觀測，1971 年 1 月起才執行 00,12Z 觀測。桃園於 1975 年 1 月起只執行 00Z 觀測，1981 年馬公與東港只執行 12Z 觀測，1982 年起又恢復 00,12Z 二次觀測。此外，1981 年中央氣象局鑒於板橋探空站與桃園探空站位置接近，與空軍協議當（1981）年 3 月起板橋只執行 12Z 觀測，桃園仍維持 00Z。此項分攤協議於 1984 年 12 月 20 日桃園探空站移編綠島而告終止。空軍氣象聯隊資料組（現稱氣候科）除每年印製各探空站高空觀測資料年報表外，自 1967 年起並以人工輸入之方式將探空觀測資料數位化之前各探空站每日之 TEMP 電碼建立電子檔儲存運用，但因建檔過程並沒有優先考慮資料品控，日後氣候研究之需，使用資料之前仍須認真評估資料品質。上述中央氣象局與空軍所屬探空站歷年觀測時間易動概況彙整於表 3。

2.2 作業停工及資料中斷

探空作業中，各站偶有接收系統故障維修，或零組件缺件待料，導致時有停工數天甚或數月未觀測的資料空缺現象發生，例如花蓮 1998 年 11 月換裝爲美製 8065 型裝備前，日製明星系統即因老化干擾故障頻仍而在 1998 年 9-11 月間暫停觀測 61 天，等待汰換，創該站停工最長紀錄。空軍除前述因素造成作業停工外，也常因探空儀（俗稱發射機）、氫氣、氣球等器材之採（外）購流程冗長緩慢、外島測站後勤運補受天候延宕而導致停工。

除停工未觀測外，觀測時遭探空氣球上升之探空儀所發射之感測信號偶有遭受干擾，或信號因電池電力不足而減弱，導致地面探空站接收系統無法受信而造成某些層資料中斷空缺之情形。此外，當上升中之探空氣球因故障提早爆破而升空結束時，也會導致爆破以上各層之資料空缺。圖 1 爲臺北 1985-2011 年與花蓮 1988-2011 年間停工未作業天數，臺北 00,12Z 分別停工 76 及 66 日，其中以 2008 年停工最長，00,12Z 分別停工 39 及 30 日；花蓮 00,12Z 分別停工 176 及 177 日。兩地停工日期詳見附錄之附表 1 及附表 2。

2.3 資料整理步驟

目前中央氣象局（第三組資料處理科）保有之探空資料有 1940-1954 年高層氣象原簿，1955 年迄今之高空氣候資料年報，及 1985 年迄今之逐日高空數位資料。本次整理之探空觀測資料，係使用氣象局前研技中心技正蕭長庚先生在 2007 年進行「1987-2006 台北與花蓮上空對流層頂之氣候分析」時所蒐錄 2006 年以前之資料，2007-2011 年資料也經由局網「氣候資料查詢系統」下載補上。1984 年及以前之資料因爲需由紙本高空氣候資料年報中以人工逐一轉錄，故本文未予採用。

探空資料包括定壓層及特性層兩項，本次整理僅針對定壓層，計有 1000、925、850、700、500、400、300、250、200、150、100、70、50、30、20、10hPa 等 16 層，找出每一層資料空缺之日期並予以登記，再以 Excel 工作表分年逐日標記並統計，表 4 為臺北及花蓮各定壓層缺漏百分比，兩地在 200hPa 到 850 hPa 之間的漏失率不大，除臺北站 300hPa 漏失率在 2.18-2.35% 相對較高之外，其餘各層大都在 0.84-0.98% 之間，花蓮站則約在 2.12-3.13% 之間。當氣球飄昇至 2 萬公尺 50hPa 以上高度時，訊號因距離拉長而相對微弱，資料中斷情形較為顯著，尤其在 3 萬公尺以上之 10hPa，常有高達 75-80% 的資料中斷漏失，甚至有全年 365 天缺收之現象。整體觀之，花蓮除了 1000 及 10hPa 兩層缺漏情形較臺北為低之外，其餘各定壓層缺漏情形均較臺北為高，100hPa 以下平均約高出 1.54%，100hPa 以上約高出 8.43%。兩地各定壓層資料缺漏日數統計表詳見附錄之附表 3 至附表 6。

臺北與花蓮兩地在 1993-1997 的 5 年探空作業缺漏現象最少，以 100hPa 以下而言，一年當中頂多 1-2 次缺漏，甚至有連續 3-4 年無缺漏者。此時期臺北使用美製 Weatherromics 8065 接收系統第 9-13 年及 RS II 80MB 探空儀，花蓮則使用日本明星 MOR-22 接收系統第 6-10 年及 RS2-80MB/RS2-85MB 探空儀。由於探空儀每年採購，兩站開始探空觀測以來未曾因探空儀中斷而停工作業，經與觀測人員討論結果，此與當時裝備性能與妥善狀況正達高峰，加以觀測人員未異動，對探空作業及儀器操作穩定熟練一定有關，惟在相同裝備妥善及人員熟練之狀況下，某些年卻有較多之缺漏，是否與自然因素有關，是一值得深入探討之課題。

三、資料缺漏與不合理

在資料整理中除針對資料缺漏探查原因外，也發現一些不合理之處，包括部分高空風風速過大或為零之極端現象，此外，也發現 250hPa 及以上高度層露點與相對濕度設定不予計算，臺北花蓮兩地各有 2 個不同起迄的時期。

3.1 信號中斷漏失方面

探空信號中斷漏失除因施放距離拉長訊號相對微弱所造成外，其他客觀因素還包括天線形狀、周圍環境、電池電力不足、探空儀自身結構、組裝是否確實牢固、特殊天候等因素。傳統碟形天線有接收角度的限制，易使信號中斷漏失；周圍建物能使信號產生反射現象或強風、碰撞等干擾，在昇空飛行中遇不可測之外力，亦將使探空儀受損信號減弱或消失；此外，如遭遇積水、雷雨、下爆氣流...等特殊天氣現象，皆可使感測元件受損或脫落，造成資料中斷。

檢視缺漏日數統計表及逐日標記圖發現，兩地測站中高層 300hPa 以上均有夜間 12Z 比日間 00Z 較易遭受信號干擾之情形。據作業人員表示，夜間溫度一般都比白天低，探空儀在 300hPa 以上空域遭遇積水機率亦較大，故而信號干擾較多。

另發現在近地層 1000hPa 資料漏失情形反比 850 及 700hPa 還多（參閱表 4），經與觀測人員討論後認為應該是在開始放球時，因氣球急速升空而天線一時追從不到，無法鎖定探空儀所致，此現象在臺北站較花蓮略多，是否與當地近地風的特性或測站周圍地形建物有關，尚待查證。

值得注意的是，花蓮 2005-2011 年和臺北 2010-2011 年間，在 100hPa 高度層的干擾情形特別嚴重，導致該層資料缺漏情形較其上下層顯著增多（如圖 2），單就與其上層 70hPa 及 50hPa 比較，約高出 4-6 倍，甚而有高達 12 倍者。造成此現象之原因不明，由於 100hPa 附近正好是對流層頂所在之高度，是否與對流層頂高度的變動有關，尚待有興趣者進一步深入探討。

3.2 部分高空風風速過大

冬季位於華中、日本一帶的高空西風噴流，高度約在 250-200hPa（1-1.2 萬公尺），最大風速可達 200-300kts，華南一帶也有一支噴流，但其最大風速較北支小，約在 150-200kts 之間，劉廣英等（1985）利用 1956-1981 年探空資料作出桃園站逐月高空風場氣候平均時空分布圖顯示，高空西風最強的時期約在 12 月至 1 月之間，強風中心高度約在 200hPa。檢視臺北和花蓮兩地高空風場，發現部分風速高達 300m/s（600kts）甚至有 485m/s（970kts）者，且風速大於 200m/s 的資料將近 90% 出現在 400hPa 以下，超乎常理。兩地風速達 150m/s（300kts）以上者共 24 筆，風速在 120-149.9m/s（約 240-300kts）者 17 筆，100-120m/s 者也有 25 筆，詳如表 5 及表 6。

單就兩地高達 100m/s 以上超大風速而言，臺北的 32 筆中有 75%（24 筆）集中在 2004 年，次為 2003 年 7 筆、2010 年 1 筆；花蓮的 34 筆超大風速則分布在 1999-2007 年間，其中 2003 年最多，有 16 筆幾佔總數的 50%，其他年份分別出現 1-4 筆不等，詳如圖 3 所示。

此外，也有風速太低未達 100m/s 的可疑資料，例如台北 2000 年 12 月 3 日 925hPa 及 2003 年 6 月 4 日 500hPa 的風速分別為 84.6m/s 與 93.6m/s；花蓮 1990 年 6 月 10 日 850hPa 及 2002 年 11 月 26 日 700hPa 的風速分別為 77.3m/s 與 96.8m/s 等均屬此類現象，相對其高度層而言，該風速顯然是突兀而不合常理的。推測造成高空風風速過大之可能原因如下：

- (1) 傳統軌跡追蹤的 MOR-22、芬蘭...等探空設備，皆須在氣球施放升空後的 1 至 2 分鐘以輔助追蹤器牽引天線追上探空儀，鎖定目標後才能自動追蹤。開放放球之前，判斷氣球上升之際將吹往那一方位極為重要，若判斷正確，追蹤器可先行轉到正確方位等待，讓天線不須大幅度翻轉追蹤，否則就會在近地層出現風速過大的資料。
- (2) 天氣差雲層低厚時，無去追到已入雲的探空儀，追尋過程中會大幅度翻轉輔助追蹤器，因而造成近地層風速過大的資料。

- (3)升空中之探空儀若信號減弱或消失，會改由手動方式，將天線重新追蹤鎖住後，再改回自動追蹤，此期間也會出現風速過大等之不合理資料。
- (4)類此誤差集中在某些年發生的奇特現象，是否與當時裝備狀況、程式設定或觀測作業人員之操作經驗（例如新手）有關，尚待進一步探討。

3.3 部分高空風風速為零

除部份高空風速過大之外，另發現兩地都有高空風速為零之情形，臺北 89 筆，花蓮則高達 531 筆。花蓮有 96% (510 次) 出現在 2005-2011 年間；臺北有 60.7% (54 次) 出現在 2010-2011 年間，27% (24 次) 出現在 1985-1992 年間，詳如圖 4 所示。

請教幾位有實務經驗之前輩，均表示 1000hPa 因近地層尚有可能出現風速為零，其餘各層幾乎不可能為零，在他們的工作經驗中也未曾見過高空風速為零之資料。推測高空風速出現 0.0 值之可能原因如下：

- (1)1987 年日本明星探空儀係以 4~6 秒之間隔依序傳送觀測資料，探空系統的風速計算是前後 30 秒內差平滑算得；反觀 2005 年芬蘭 VIASALA 系統，風速的計算則係以 2 秒前後計算，且兩者計算小數是不同的，前者小數 1 位，後者小數 2 位；再者，由後者的接收原始資料可見，又因四舍五入進位，因此後者易得 0.0 的值。
- (2)在檢視風速出現 0.0 時之上下層風向，有些是呈現明顯的反向改變，而出現的位置並無特定高度，所以當探空儀遇風向改變時，由遠離施放地點反轉成回頭朝施放地點接近，造成所謂探空儀「過天頂」的現象，此時則易出現風速 0.0 值。

3.4 部份時期 250hPa 及以上露點與相對

濕度設定不予計算

臺北和花蓮 1992 年 9 月以前，及臺北 2002 年 1 月至 2010 年 7 月、花蓮 2002 年 2 月至 2004 年 12 月探空系統均設定在 250hPa 及以上高度水氣稀少空域不計算露點及相對濕度。露點資料兩度不予計算，又兩度恢復計算，經比對相關時期之探空觀測系統，顯示與探空系統之換裝並無關聯，純屬人為主觀決定。臺北和花蓮兩地 250hPa 以上定壓層露點及相對濕度之概況請參見附錄之附表 9 及附表 10。

四、探空資料品質檢定

4.1 氣象資訊中心之品控

江火明等 (1984) 指出，氣象資料的錯誤可分為系統性錯誤、隨機錯誤、粗糙錯誤等三類，系統性錯誤主要是觀測儀器誤差，特殊地理環境或作業過程的持續錯誤所造成，這類誤差值不大，但需長期仔細分析才能歸納出來；隨機錯誤值也不大，故不易偵測；粗糙錯誤主要是人為疏失所造成，

出現頻率雖不高，但錯誤值卻很大且離譜，容易被偵測修正，故一般品控系統主要目的即在偵測粗糙錯誤。

針對粗糙錯誤資料之修正，可分成「可肯定修正」及「不可肯定修正」兩大類，後者因資訊不夠而無法肯定修改，故只標示有問題或錯誤的品控指示碼，而不修正。

中央氣象局資訊中心數值預報小組每日針對全球探空資料進行品控，何傳忠等 (2009) 表示，2009 年新版探空資料品控系統 CQCHT (Complex Quality Control of rawinsonde Height and Temperature) 正式上線取代舊版品控系統 CHQC (Comprehensive Hydrostatic Quality Control)，新系統除包含過去既有的偵錯與修正錯誤外，主要改進是透過不同檢定反覆偵測修正，使原先無法肯定修改的資料儘可能變成可確定或修改。新舊系統均提供資料狀況統計之功能，除即時提供資料品控狀況，並可做為爾後資料品控系統改進之參考。

此外，何傳忠等將探空資料的誤差型態區分為通訊誤差、計算誤差及觀測誤差三種型態，CQCHT 針對不同的資料層型態歸納出七種不同之資料誤差型態，檢定 2008 年 11 月全球探空資料顯示，錯誤型態發生最多的是觀測誤差，其錯誤發生比率佔錯誤總數的 57.6%，亦即探空資料最可能發生的錯誤是觀測誤差，此類型態錯誤皆不可被修正，只標示有問題或錯誤。

4.2 探空站自我檢查

探空作業結束後，系統可產生絕熱圖 (P,T)、高空風徑圖及飄行軌跡圖，若有類似風速過大等不合理之錯誤資料，可經由該等圖中查出，也可由系統列出之觀測原始資料挑檢出錯誤之部分。

例如，臺北 2004 年 2 月 13 日 00Z 觀測原始資料 (見附錄圖 1) 近地層 1000hPa 風速為 386.4m/s，850hPa 風速更高達 485.2m/s，至 300hPa 風速也還有 197.7m/s，這些出現在中低層，甚且在近地層的超大風速，明顯與常理不合，觀測人員於檢視風徑圖及觀測原始資料時便能輕易挑出，並判定其為錯誤。又如花蓮 2003 年 1 月 14 日 00Z 觀測原始資料 (見附錄圖 2) 在 200、150、100、70、50hPa 等定壓層之超大風速隨高度由 105.3m/s 增強到 200.9m/s，然而其上下高度之特性層風速卻都在 50m/s 以下，顯然那些超大風速都是錯誤的，這可由臺北同時同空域之風速比對而獲得確認。

在高空風速為 0 方面，舉花蓮 2006 年 4 月 12 日 00Z 為例，由該次觀測之原始資料 (見附錄圖 3) 發現，由 517.7hPa 開始直到 80.8hPa 氣球爆炸結束，風向風速都呈現一成不變的靜風 (00000)，此種不合理現象觀測人員應該會判定其為錯誤資料。

由於觀測資料原始檔無法以人工手動進行錯誤資料之修改，但是所編發之 TEMP 高空壓溫電碼 (探空電碼) 則允許觀測作業人員將該筆錯誤資料改以「不明」(/////) 編報，以避免發給廣播之後被誤用。

五、結語與建議

本文針對臺北與花蓮高空觀測原始資料進行整理，除列出作業停工及各定壓層缺漏之日期外，並發現以下現象：(1) 花蓮無論在作業停工或各定壓層缺漏情形均較臺北為高；(2) 兩地在 1993-1997 間為探空作業缺漏現象最少的時期；(3) 夜間 12Z 比日間 00Z 較易遭受信號干擾；(4) 近地層 1000hPa 資料漏失情形反比 850 及 700hPa 為多；(5) 近幾年 100hPa 高度層干擾較其上下層嚴重；(6) 高空風速過大或為 0 之極端現象集中在 2000 年以後某一時期出現；(7) 部份時期 250hPa 高度以上露點因設定不予計算而無資料。

上述現象有些是作業中無可避免的，有些應可改進。對於一些誤差集中在某些年發生的特殊現象，是否與當時裝備狀況、程式設定、或觀測作業人員之操作經驗（例如新手）有關，值得業務主事者進一步探究原因，了解有無避免發生的可能。

雖然中央氣象局資訊中心數值預報小組於日常作業中已針對含括臺灣地區在內的 GTS 全球探空電碼即時資料進行品控及修正，以做為數值預報之初台場資料，但負責對外提供研究所需氣象觀測資料之氣象局第三組保存的僅有未經品控之原始資料檔，若資訊中心可彙整臺灣地區探空站品控資料，包括修正過的結果及無法肯定修正的標示資料，交由第三組隨原始檔提供使用者參考，對於研究工作將有莫大助益。

此外，若各探空測站於自我檢查時發現觀測原始檔內有錯誤資料，並在編碼時有做了修改，亦應彙整一份報表隨原始檔送氣象局第三組，以提供供給使用者參考。目前這些由測站修改過的電碼僅提供至 GTS，資訊中心品控收到的是修改過的電碼，但氣象局資料處理科保存的原始檔內仍是修改前的錯誤資料。

再者，氣象局之探空觀測雖起自 1940 年，但數位資料卻直到 1985 年才開始，對氣候研究而言，二十多年的資料似嫌不足，建議儘早開始規劃並進行 1984 年以前探空資料數位化，以有助於氣候研究。

致謝

本文之完成承蒙前科技中心技正蕭長庚先生提供其所蒐整之探空測站觀測資料檔及參考文獻，並惠予指導；空軍氣象聯隊參謀長范綱治上校提供所屬探空測站遞嬗及裝備演進狀況；科技中心主任研究員盧孟明博士的鼓勵與熱心指導，並於百忙中撥冗審閱斧正，在此致上十二萬分謝忱。

參考文獻

- 中央氣象局，1955-2010：氣候資料年報—高空資料，中央氣象局，P.1-200
- 空軍氣象中心，1955-1998：桃園、馬公、恆春、東港、綠島逐日高空風垂直變化剖面圖
- 喬鳳倫等，1985：台灣地區氣象資料目錄之編纂，國科會 NSC74-0414-P052-02 研究報告 143 號，P.26
- 劉廣英、葉文欽、張儀峰，1985：臺灣區探空氣象因子量氣候參考值之分析，空軍氣象聯隊研究報告第 013 號，P.1-132
- 劉廣英，1992：空軍氣象聯隊史蹟文獻集，P.1-397
- 江火明、陳雯美，1994：中央氣象局更新之探空資料品控系統，天氣分析與預報研討會論文集編，P.107-114
- 蕭長庚，2007：1987-2006 臺北與花蓮上空對流層頂之氣候分析，天氣分析與預報研討會論文集編，P.236-241
- 何傳忠、黃麗玫，2009：中央氣象局全球探空資料品控系統之更新，天氣分析與預報研討會論文集編，P.144-149
- 維基百科網站，無線電探空儀
- 中文百科在線網站，高空氣象觀測

表 1 中央氣象局台北與花蓮氣象站無線電探空裝備之演進概況表

項目 易動時間	台北 (1972 年 3 月遷至板橋)		花蓮	
	接收系統	探空儀	接收系統	探空儀
1955	X	日製 COM S50-L	X	X
1974	芬蘭 VIASALA	RS2-56T 及 RS2-76T	X	X
1982 年 3 月	日本明星 D55B	RS2-56T	X	X
1984 年 7 月	美 Weatherromics 8065	RS2-80MB	X	X
1987 年 8 月	---	---	日本明星 MOR-22	RS2-80MB/ RS2-85MB
1988	---	---	---	RS2-80MB
1998	---	---	美 Weatherromics 8065	RS2-80MB
2005	日本明星 RD-65A3	RS2-80MB	芬蘭 VIASALA RT20A	RS80-67
2010 年 7 月	---	---	芬蘭 VIASALA MW31(GPS)	RS92-SGPD(數位)

註 1：X 表示無； ---表示同上

註 2：引用蕭長庚(2007)，並增列 2007 年以後之異動

表 2 空軍桃園、馬公、東港、屏東、綠島探空站無線電探空裝備之演進概況表

項目 易動時間	桃園	馬公	恆春	東港	綠島	屏東	探空儀 (俗稱發射機)
	1952-1984 遷移綠島	1952-迄今	1953-1957 遷移東港	1957-1999 遷移屏東	1985-迄今	1999-迄今	
	接收系統	接收系統	接收系統	接收系統	接收系統	接收系統	
1952	美援裝備	美援裝備	X	X	X	X	1072-12
1953	---	---	美援裝備	X	X	X	---
1957	---	---	---	美援裝備	X	X	---
1958	AN/GMD-1	AN/GMD-1	X	AN/GMD-1	X	X	RS80-15N/16N
1985	X	---	X	ART-1	AN/GMD-1	X	RS80-15N/16N
1988	X	明星 RD-65A	X	明星 RD-65A	明星 RD-65A	X	RS80-15N/16N
1992	X	AIR	X	---	---	X	RS80-15N/16N、MK-2
1993	X	---	X	AIR	AIR	X	MK-2
1999	X	---	X	---	---	AIR	MK-2
2007	X	芬蘭 RT20	X	X	芬蘭 RT20	芬蘭 RT20	RS80-67
2012	X	---	X	X	---	---	RS80-92

註 1：X 表示無； --表示同上

註 2：1952 及 1953 年由大陸轉運來台之美軍軍援探空裝備型號不詳

註 3：AN/GMD-1 為美軍制式探空裝備，其記錄器為 AN/TMQ-5

註 4：ART-1 為 AN/GMD-1 之改良型，係運用 GMD-1 之天線，並將接收機真空管改為 IC

註 5：部分資訊參考劉廣英(1992) 空軍氣象聯隊史蹟文獻集

表 3 中央氣象局與空軍所屬探空站歷年觀測時間易動概況表 (世界時)

年/月	臺北	桃園	馬公	恆春	東港	花蓮	綠島	屏東	備考
1952	03	03,15	09,21	03,15	X	X	X	X	1. 空軍曾於 1954 年間 實施每日 4 次觀測， 惟另 2 次觀測時間不詳 2. 1972 年 3 月臺北高空 觀測施放點由市中心 公園路遷至板橋大觀路
1957/4	00,06,12,18	00,12	06,18	00,12	00,12	X	X	X	
1960	00,12	---	---	X	---	X	X	X	
1967/8	---	---	00	X	---	X	X	X	
1968	---	---	--	X	---	X	X	X	
1971	---	---	00,12	X	---	X	X	X	
1975/6	12	00	---	X	---	X	X	X	
1981	---	---	12	X	12	X	X	X	
1982	---	---	00,12	X	00,12	X	X	X	
1985	00,12	X	---	X	---	X	00,12	X	
1987	---	X	---	X	---	00,12	---	X	
1999	---	X	---	X	X	---	---	00,12	

註 1：參考喬鳳倫等 1985 台灣地區氣象資料目錄之編纂，國科會 NSC74-0414-P052-02 研究報告 143 號，p26

註 2：參考空軍氣象中心各探空站逐日高空風垂直變化剖面圖，1955-1998

表 4 臺北及花蓮探空各定壓層資料缺漏百分比

定壓層 hPa	台北 1985-2011 年總觀測日數為 9861 天				花蓮 1988-2011 年總觀測日數為 8676 天			
	00Z		12Z		00Z		12Z	
	缺漏 筆數	缺漏 百分比	缺漏 筆數	缺漏 百分比	缺漏 筆數	缺漏 百分比	缺漏 筆數	缺漏 百分比
10	7537	76.43%	7983	80.96%	6069	69.23%	6917	78.91%
20	2259	22.91%	3536	35.86%	2705	30.86%	3897	44.46%
30	1211	12.28%	2513	25.48%	1733	19.77%	3075	35.08%
50	575	5.83%	1854	18.80%	969	11.05%	2390	27.26%
70	374	3.79%	1157	11.73%	665	7.59%	1672	19.07%
100	448	4.54%	560	5.68%	1484	16.93%	1677	19.13%
150	114	1.16%	116	1.18%	283	3.23%	319	3.64%
200	97	0.98%	90	0.91%	235	2.68%	274	3.13%
250	86	0.87%	89	0.90%	221	2.52%	250	2.85%
300	215	2.18%	232	2.35%	257	2.93%	262	2.99%
400	94	0.95%	80	0.81%	209	2.38%	214	2.44%
500	95	0.96%	90	0.91%	214	2.44%	206	2.35%
700	93	0.94%	83	0.84%	196	2.24%	200	2.28%
850	95	0.96%	84	0.85%	190	2.17%	186	2.12%
925 ^註	82	1.17%	70	1.00%	187	2.66%	181	2.57%
1000	295	2.99%	325	3.30%	243	2.77%	235	2.68%

註：925 hPa 於 2003 年 10 月 1 日開始編報，至 2011 年觀測日數共計 7031 天

表 5 臺北高空風大於 100 m/s (200kts) 一覽表

年份	日期	時間	定壓層 (風速 m/s)	筆數
2003	07.24	00Z	30 (126.5)、20 (184.9)	2
	08.01	12Z	150 (109.1)、100 (153.5)、70 (117.0)	3
	10.05	00Z	925 (148.9)、850 (193.2)	2
2004	01.13	12Z	150 (121.7)	1
	01.14	00Z	150 (152.9)	1
		12Z	150 (105.3)	1
	01.20	00Z	150 (140.1)	1
	01.24	00Z	250 (118.9)	1
	01.27	12Z	250 (111.1)	1
	01.28	00Z	200 (100.8)	1
	01.29	00Z	200 (103.8)	1
	02.13	00Z	1000 (386.4)、925 (276.4)、850 (485.2)、700 (259.5)、500 (379.6) 400 (295.5)、300 (197.7)、50 (159.6)	8
	02.29	12Z	200 (105.5)、100 (122.0)	2
	03.04	00Z	200 (100.8)	1
	03.05	00Z	250 (112.7)	1
		12Z	150 (102.1)	1
	04.02	12Z	500 (172.8)、300 (133.5)	2
12.31	00Z	850 (166.9)	1	
2010	02.19	12Z	150 (103.3)	1
合 計				32

表 6 花蓮高空風大於 100 m/s (200kts) 一覽表

年份	日期	時間	定壓層 (風速 m/s)	筆數
1999	06.06	00Z	400 (101.0)	1
	10.19	12Z	925 (170.6)	1
2001.	03.01	12Z	925 (135.7)	1
2002.	11.26	00Z	925 (190.5)、850 (186.1)、500 (151.9)、400 (124.7)	4
2003	01.14	00Z	200 (105.3)、150 (126.0)、100 (154.1)、70 (177.8)、50 (200.9)	5
	01.17	12Z	200 (128.4)	1
	01.18	00Z	250 (101.4)	1
	03.13	12Z	400 (147.4)	1
	03.15	00Z	200 (108.5)	1
	03.23	00Z	200 (114.4)	1
		12Z	250 (104.8)、200 (137.3)	2
	03.24	00Z	150 (108.1)	1
	04.06	12Z	70 (163.9)、50 (147.7)	2
	08.29	12Z	925 (244.3)	1
2004.	12.27	12Z	100 (142.1)	1
2005	01.01	12Z	400 (121.2)	1
	11.12	00Z	150 (104.9)	1
	12.03	12Z	300 (108.0)	1
	12.09	00Z	300 (106.7)	1
2006	01.10	12Z	400 (104.7)	1
	02.21	12Z	250 (104.9)、200 (162.2)	2
2007	01.18	12Z	400 (128.7)	1
	04.23	00Z	200 (102.6)	1
	08.12	00Z	50 (134.1)	1
合計				34

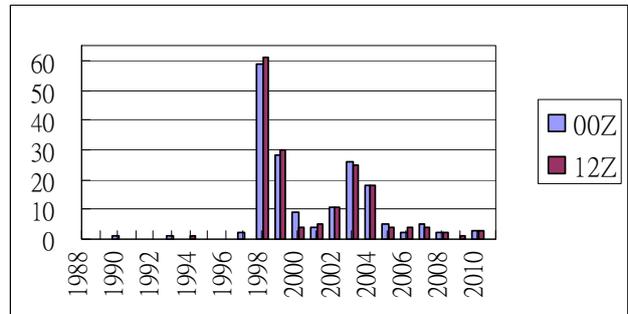
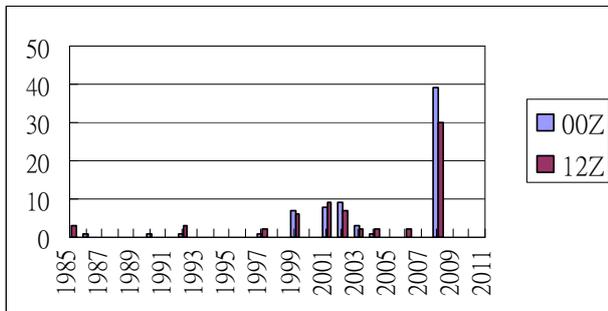


圖 1 臺北 1985-2011 年(左)與花蓮 1988-2011 年(右)未施放探空 (未作業) 天數

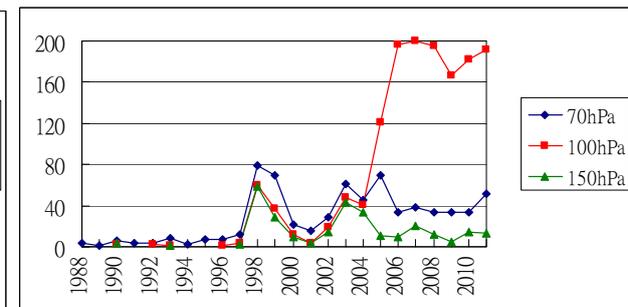
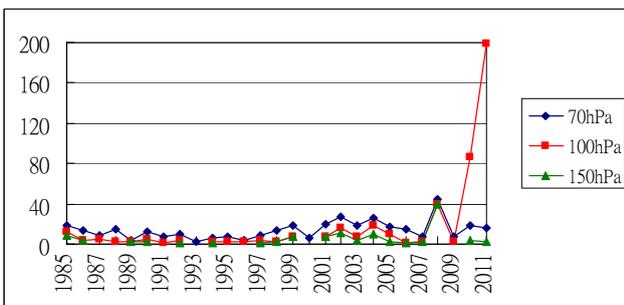


圖 2 臺北 2010 年起(左)與花蓮 2005 年起(右) 100hPa 高度層干擾較其上下層嚴重

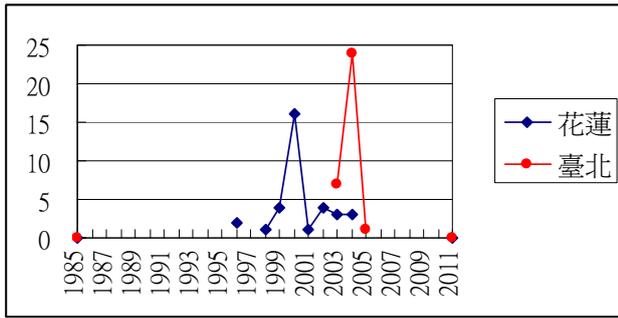


圖 3 臺北與花蓮高空風速達 100 m/s 以上之次數

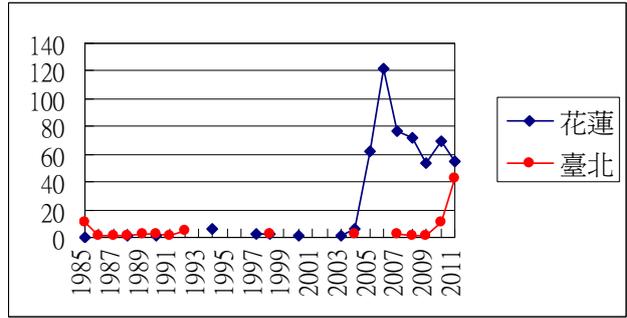


圖 4 臺北與花蓮高空風速為 0 m/s 之次數

附錄

附表1 1985-2011年台北站未施放探空(未作業)日期

年	00Z		12Z	
	天數	未施放日期	天數	未施放日期
1985	6	9/25; 10/8; 10/10~13	3	9/24; 10/10、12
1986	1	7/18		
1987				
1988				
1989				
1990	1	8/19		
1991				
1992	1	7/20	3	5/11; 7/19、20
1993				
1994				
1995				
1996				
1997	1	5/31	2	5/30、31
1998				
1999	7	10/22~28	6	10/22~27
2000				
2001	8	9/18; 12/25~31	9	6/12; 12/24~31
2002	9	1/1~4; 2/20; 3/7、20、22; 11/29	7	1/1~5; 3/7、19
2003	3	1/29; 10/3; 12/14	2	10/3、12
2004	1	2/29	2	1/20; 11/14
2005				
2006			2	10/2、4
2007				
2008	39	8/20~28; 12/1~6、8~31	30	12/1~5; 12/7~31
2009				
2010				
2011				
合計	76		66	

附表2 1987-2011年花蓮站未施放探空(未作業)日期

年	00Z		12Z	
	天數	未施放日期	天數	未施放日期
1987		8月1日開始正式作業		8月1日開始正式作業
1988				
1989				
1990	1	9/8		
1991				
1992				
1993	1	11/20		
1994			1	7/10
1995				
1996				
1997	2	8/15、29		
1998	59	9/7~11/4	61	9/6~11/5
1999	28	1/1~5; 2/18~3/9、28; 4/1、7/14	30	1/1~4、6; 2/18~3/8、26、28、29; 6/22; 7/12、13
2000	9	8/3; 9/12~15、18; 10/10、31 12/26	4	9/11~14
2001	4	2/3、27; 12/1、17	5	3/8; 5/25; 6/20; 9/25; 11/13
2002	11	1/30、31; 4/27; 6/26; 11/9、12/19、27~31	11	1/31; 6/6、25; 11/26; 12/16; 26~31
2003	26	1/11、13、15、16、19、21、24、25、28、29、31; 2/3~7、11~13; 3/7、8; 9/19; 10/4、5; 12/28、29	25	1/4、5、14、21、27; 2/2、4、5、10、11、12; 3/6、7、8; 8/21; 9/18、24、29、30; 10/2、3、4、7; 12/27、28
2004	18	6/12~26; 12/15、17、30	18	6/12~25; 9/27; 12/16、19、29
2005	5	1/14; 3/31; 6/28; 7/18; 10/2	4	1/9; 6/27; 8/19; 9/24
2006	2	2/14; 6/25	4	2/8; 5/16; 6/16、24
2007	5	2/25; 5/16; 8/17; 9/5; 11/23	4	4/24; 5/12; 9/4、6
2008	2	9/6; 12/19	2	6/6; 9/22
2009			1	12/8
2010	3	1/29; 6/25; 9/19	3	3/5、10; 5/27
2011			4	2/21; 3/27; 5/2、29
合計	176		177	

附表 3 台北探空 00Z 各定壓層資料缺漏日數統計表

10	355	339	315	273	262	285	269	256	242	162	200	184	286	262	256	292	354	342	293	299	295	325	321	353	317	236	164
20	135	118	68	40	27	93	69	77	56	26	49	44	75	104	109	88	180	156	105	151	101	73	44	65	44	90	72
30	48	64	43	32	14	49	30	45	27	11	25	20	44	57	59	37	110	75	58	83	55	36	29	52	23	43	42
50	21	22	18	24	8	19	6	18	11	7	10	7	16	25	29	17	46	36	31	47	22	23	12	47	17	16	20
70	18	14	9	15	4	12	7	10	3	6	8	4	9	14	18	6	20	27	19	26	17	15	7	44	8	18	16
100	12	4	5	3	2	5	1	4		2	2	2	4	2	8		8	16	8	19	10	1	3	39	3	86	199
150	9	4			2	3		1		1			1	2	7		8	11	4	10	2	1	3	39		4	2
200	7	5	1			1		1					1	1	7		8	9	4	7	1	1		39	1	1	2
250	6	2			1	1		1					1		7		8	9	4	3	1	1		39		1	1
300	40	21	11	4	4	2	7	4			1		1		7		9	13	8	10	6	4	8	43	7	5	
400	6	1			1	1	1	1					1		7		8	9	4	2	1	1		40	4	3	3
500	7	2				1	1	1					2		7		8	9	5	1	1	2	1	40	2	5	
700	7	2		2	2	1		1					1		7		8	9	5	2		1		40	1	2	2
850	8	2	1			2	1	1					1		7		8	10	3	3	2	1	1	39	2	3	
925	/	/	/	/	/	/	/	/					1		7		8	11	3	3			2	40	3	3	1
1000	17	4	9	6	11	13	6	11	2	8		4	6	1	20	8	15	20	7	16	12	12	16	50	12	5	4
西元	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11

附表 4 台北探空 12Z 各定壓層資料缺漏日數統計表

10	360	341	330	314	310	314	305	282	278	201	248	239	315	305	302	318	356	339	306	312	305	292	262	326	276	229	218
20	187	127	126	138	118	123	110	123	131	65	109	83	149	217	190	146	213	186	115	199	165	88	77	66	54	111	120
30	95	79	91	124	93	99	55	77	93	43	83	65	112	169	145	105	152	117	69	155	113	57	62	58	40	75	87
50	68	60	63	113	78	77	44	57	79	34	61	45	90	115	102	75	98	70	35	102	73	41	48	53	31	67	75
70	43	39	34	81	48	56	24	35	55	17	22	21	72	62	67	34	61	46	17	68	46	27	25	44	25	34	54
100	11	15	7	27	10	9	5	9	14	5	2	4	21	14	16	2	13	23	7	30	10	5	1	31	3	86	180
150	8	8		2	1	2	2	4	1		1	1	3		6		10	9	3	12		3	1	31	1	3	4
200	7	4				2	1	4					2		7		9	8	2	8		2		31	2		1
250	5	3		2		1		3					2		7		9	8	2	6		2		31	1	2	5
300	45	24	15	4	3	6	5	9			1		2		7		9	15	9	8	7	7	7	35	7	4	3
400	3	1					1	3					2		6		9	8	2	3		3	1	32	1	2	3
500	5	3	2		1		1	3					2		6		9	8	3	3		3		33	1	3	4
700	5	2	1					5					2		6		9	7	2	2	1	6		32		1	2
850	6						1	3					2		6		9	8	4	2	3	3		31	1	4	1
925	/	/	/	/	/	/	/	/					2		6		9	9	3	2	1	3	1	32	1		1
1000	24	5	9	4	14	15	10	13		11	1	6	11	5	26	13	18	19	4	16	11	17	16	40	15	2	
西元	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11

附表 5 花蓮探空 00Z 各定壓層資料缺漏日數統計表

10	317	244	238	212	235	190	218	233	278	281	341	364	365	335	365	365	326	287	140	127	185	209	190	165	176
20	227	13	22	59	28	66	39	34	45	70	127	279	313	126	216	305	224	117	120	74	93	86	51	95	103
30	221	6	8	30	16	31	25	19	26	31	61	199	243	79	124	170	126	79	92	52	64	64	52	59	77
50	215	6	6	14	6	12	12	5	10	17	26	108	121	40	26	63	74	56	78	39	49	48	41	49	63
70	213	3	1	6	3	4	8	2	7	7	12	79	70	21	15	29	61	46	69	34	38	33	33	33	51
100	213			2		2	1			1	3	60	37	12	4	19	48	41	121	197	200	195	167	182	192
150	213			3			1				2	59	29	9	4	14	43	34	11	10	20	12	5	14	13
200	212			2			1				2	59	28	9	4	11	34	24	7	8	12	8	5	11	10
250	212			2			1				2	59	28	9	4	11	28	18	7	10	11	9	4	9	9
300	214		2	7	5	3	2				2	59	28	9	4	18	36	27	5	7	13	7	3	12	8
400	212		2	2	1	1	1				2	59	28	9	4	12	29	18	5	6	10	7	2	5	6
500	212		1	3	1		1				2	59	28	9	4	11	27	18	6	8	10	8	1	8	9
700	212		1	1	2		1				2	59	28	10	4	12	26	19	6	4	7	3		3	8
850	212	1	2	1	1		1				2	59	28	9	4	13	26	18	6	5	6	4	1	3	
925	/	/	/	/	/	/	1				2	59	28	9	4	11	28	18	6	3	5	2	1	4	6
1000	212			2	3	1	1				2	59	28	9	4	25	33	41	9	6	5	3	1	4	7
西元	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11

附表 6 花蓮探空 12Z 各定壓層資料缺漏日數統計表

10	332	295	309	293	321	278	270	307	330	312	354	364	365	347	364	365	337	284	192	170	207	201	193	214	245
20	245	89	93	110	124	126	97	101	125	114	189	321	335	190	222	322	268	165	151	122	137	111	100	134	151
30	234	72	69	81	102	87	75	82	92	71	148	269	308	148	160	222	213	125	138	92	112	95	81	117	116
50	228	63	60	64	85	60	50	58	67	50	111	213	235	123	82	129	169	97	119	75	99	80	85	103	113
70	224	38	38	42	54	31	27	32	30	26	61	156	177	93	46	86	136	74	93	58	78	67	67	77	85
100	214	3	3	2	2	1	1	3	1	1	10	75	74	25	17	39	90	52	122	179	195	179	185	205	213
150	212	1		1	1			1				61	30	5	5	17	65	36	6	12	19	15	15	17	12
200	212							1				61	30	5	5	16	45	33	8	11	13	10	13	14	9
250	213			1	1			1				61	30	5	5	12	35	24	6	11	18	11	10	11	8
300	213	4	6	4	6	6	2	1				61	30	5	5	17	33	23	6	9	11	11	5	11	6
400	212	1						1				61	30	5	5	12	26	19	8	11	9	6	8	4	8
500	212	1	1			1		1				61	30	5	5	13	26	18	7	8	8	5	6	4	6
700	212	1	1		2	4		1				61	30	4	5	12	26	19	7	6	5	3	3	6	4
850	214		2		1			1				61	30	4	5	12	25	19	4	5	5	3	1	4	4
925	/	/	/	/	/	/	1	1				61	30	4	5	11	27	18	5	4	4	2	1	3	4
1000	212	2	1		2		1	1			1	61	31	4	5	28	32	37	5	4	4	4	4	3	5
西元	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11

附表 7 臺北各定壓層高空風為 0 m/s 之歷年 (1985-2011) 年份分布,「/」左右側分別為 00,12Z 次數

	1000	925	850	700	500	400	300	250	200	150	100	70	50	30	20	10	00/12Z 小計	合計
1985			0/1	0/1	0/1	0/1	0/1	0/1	0/1	0/2	0/1	0/1					0/11	11
1986									1/0								1/0	1
1987	0/1																0/1	1
1988	1/0																1/0	1
1989	1/0							1/0				0/1					2/1	3
1990	1/0								0/1								1/1	2
1991										1/0							1/0	1
1992							0/1	0/1	1/1	1/0							2/3	5
1993																		
1994																		
1995																		
1996																		
1997																		
1998	3/0																3/0	3
1999																		
2000																		
2001																		
2002																		
2003																		
2004		1/0										0/1					1/1	2
2005																		
2006																		
2007	1/2																1/2	3
2008	0/1																0/1	1
2009	1/0																1/0	1
2010	5/3	0/1		0/1			1/0										6/5	11
2011	16/6	3/5	0/3	0/1		1/1	2/1	1/0				0/1	2/0				25/18	43
小計	29/13	4/6	0/4	0/3	0/1	1/2	3/3	2/2	2/3	2/2	0/1	0/4	2/0				45/44	
合計	42	10	4	3	1	3	6	4	5	4	1	4	2					89

附表 8 花蓮各定壓層高空風為 0 m/s 之歷年 (1988-2011) 年份分布,「/」左右側分別為 00,12Z 次數

	1000	925	850	700	500	400	300	250	200	150	100	70	50	30	20	10	00/12Z 小計	合計
1988	0/1																0/1	1
1989																		
1990														1/0			1/0	1
1991																		
1992																		
1993																		
1994									1/0	1/0	1/0	1/0	1/0	1/0			6/0	6
1995																		
1996																		
1997							0/1	0/1									0/2	2
1998							0/1	0/1	0/1								0/3	3
1999																		
2000			1/0														1/0	1
2001																		
2002																		
2003	0/1																0/1	1
2004		0/2	0/3												1/0		1/5	6
2005	0/1	13/7	12/9	0/1		2/0			0/1	0/1			1/1	1/1	1/1		29/33	62
2006	0/8	19/19	19/18	7/4	3/2	3/2	1/1	1/0	2/1	4/1	1/0	0/1	3/0	0/2			63/59	122
2007	0/8	10/15	7/11	4/7	0/3	2/2	2/0	1/1				2/0	0/1			0/1	28/49	77
2008		10/15	17/13	4/2	1/1	1/0	1/0	0/1				3/0		0/3			37/35	72
2009		12/10	13/7	4/2	0/1	1/0		1/0				1/0		1/0			33/20	53
2010		17/15	20/10	0/1	0/1			1/0				1/0	1/1	0/1			40/29	69
2011		11/11	10/10	1/4	2/0	0/1	0/1			0/1				2/1			26/29	55
小計	0/29	92/94	99/81	20/21	6/8	9/5	4/4	4/4	3/3	5/3	2/0	8/1	6/3	5/8	2/1	0/1	265/266	
合計	29	186	180	41	14	14	8	8	6	8	2	9	9	13	3	1		531

附表 9 臺北站 250hPa 以上定壓層露點及相對濕度無資料一覽表

							9/30 以前缺								1/1 以後缺							7/31 以前缺			
10	X	X	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X/○	○
20	X	X	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X/○	○
30	X	X	X	X	X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X/○	○
50	X	X	X	X	X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X/○	○
70	X	X	X	X	X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X/○	○
100	X	X	X	X	X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X/○	○
150	X	X	X	X	X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X/○	○
200	X	X	X	X	X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X/○	○
250	X	X	X	X	X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X/○	○

西元 85 86 87 88 89 90 91 92 93 94 95 96 97 98 99 00 01 02 03 04 05 06 07 08 09 10 11

附表 10 花蓮站 250hPa 以上定壓層露點及相對濕度無資料一覽表

						10/5 以前缺								2/1 以後缺		12/14 以前缺								
10	X	X	X	X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	○/X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	○
20	X	X	X	X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	○/X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	○
30	X	X	X	X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	○/X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	○
50	X	X	X	X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	○/X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	○
70	X	X	X	X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	○/X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	○
100	X	X	X	X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	○/X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	○
150	X	X	X	X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	○/X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	○
200	X	X	X	X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	○/X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	○
250	X	X	X	X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	○/X	X	X/○	○	○	○	○	○	○	○	○

西元 87 88 89 90 91 92 93 94 95 96 97 98 99 00 01 02 03 04 05 06 07 08 09 10 11

測站:466920 臺北 時間:2004.02.13 00Z

NO	Si	P (hPa)	H (gpm)	T (°C)	U (%)	Td (°C)	WD (360°)	WS (m/s)
1	01	1019.2	00011	16.6	78	12.8	80	2.8
61	10	1000.0	79571	17.1	75	12.6	145	386.4
62	02	971.3	79820	16.3	71	11.0	145	380.0
63	10	925.0	80233	13.4	74	8.8	234	276.4
64	10	850.0	80941	9.7	78	6.0	249	485.2
65	02	829.6	81142	8.4	71	3.5	241	515.2
66	02	824.1	81197	8.9	45	-2.4	246	482.5
67	02	818.3	81256	8.8	38	-4.7	250	447.6
68	02	782.6	81623	6.3	43	-5.4	270	327.0
69	02	741.9	82058	3.0	63	-3.3	279	284.1
70	02	701.0	82515	0.0	45	-10.5	285	259.7
71	10	700.0	82526	-0.1	45	-10.6	285	259.5
72	02	660.4	82989	-3.9	52	-12.3	285	260.0
73	02	635.5	83291	-6.8	68	-11.7	282	266.1
74	02	621.0	83471	-7.9	51	-16.2	279	273.5
75	02	608.9	83626	0.7	26	-16.6	276	281.6
76	02	606.3	83660	1.0	26	-16.3	275	283.4
77	02	539.3	84595	-2.9	27	-19.3	266	353.7
78	10	500.0	85189	-7.9	28	-23.2	266	379.6
79	02	495.0	85266	-7.5	27	-23.3	266	378.4
80	02	428.4	86381	-13.3	27	-28.4	270	331.4
81	10	400.0	86900	-16.7	28	-30.9	268	295.5
82	02	301.2	88972	-29.5	28	-42.3	261	198.6
83	10	300.0	89001	-29.7	28	-42.3	260	197.7

附圖 1 臺北 2004 年 2 月 13 日 00Z 300hPa 以下之探空資料，此等出現在中低層，甚且在近地層的超大風速，觀測人員於檢視觀測原始資料時便能挑出，並可判定其為錯誤

測站:466990 花蓮		時間:2003.01.14 00Z						
NO	Si	P (hPa)	H (gpm)	T (°C)	U (%)	Td (°C)	WD (360°)	WS (m/s)
40	10	<u>300.0</u>	09567	-33.3	34	-43.8	268	<u>73.5</u>
41	10	<u>250.0</u>	10815	-44.8	999	999.9	268	<u>88.1</u>
42	02	205.3	12114	-53.2	999	999.9	268	103.3
43	10	<u>200.0</u>	12281	-54.7	999	999.9	268	<u>105.3</u>
44	04	179.4	12504	999.9	999	999.9	303	<u>49.2</u>
45	02	165.1	13475	-64.7	999	999.9	268	119.2
46	06	160.7	13627	999.9	999	999.9	244	<u>38.9</u>
47	10	<u>150.0</u>	14059	-66.7	999	999.9	268	<u>126.0</u>
48	10	<u>100.0</u>	16458	-74.8	999	999.9	268	<u>154.1</u>
49	04	90.1	17054	999.9	999	999.9	248	<u>25.8</u>
50	02	86.2	17307	-79.9	999	999.9	268	164.0
51	06	84.6	17404	999.9	999	999.9	252	<u>21.7</u>
52	02	76.4	17995	-79.8	999	999.9	268	172.0
53	02	71.5	18373	-79.9	999	999.9	268	176.5
54	04	70.5	18470	999.9	999	999.9	286	<u>10.6</u>
55	10	<u>70.0</u>	18490	-79.0	999	999.9	268	<u>177.8</u>
56	06	66.1	18833	999.9	999	999.9	292	<u>10.9</u>
57	04	54.7	19940	999.9	999	999.9	271	<u>26.1</u>
58	10	<u>50.0</u>	20467	-65.6	999	999.9	268	<u>200.9</u>
59	04	48.4	20547	999.9	999	999.9	267	<u>29.1</u>
60	20	41.3	21653	-60.6	999	999.9	268	214.8

測站:466920 臺北		時間:2003.01.14 00Z						
NO	Si	P (hPa)	H (gpm)	T (°C)	U (%)	Td (°C)	WD (360°)	WS (m/s)
35	10	<u>300.0</u>	09518	-34.8	37	-44.4	266	<u>58.6</u>
36	05	267.8	10369	999.9	999	999.9	270	62.5
37	10	<u>250.0</u>	10761	-45.6	999	999.9	270	<u>62.5</u>
38	04	250.0	10788	999.9	999	999.9	271	62.5
39	10	<u>200.0</u>	12216	-55.5	999	999.9	260	<u>57.0</u>
40	10	<u>150.0</u>	13990	-66.7	999	999.9	251	<u>56.1</u>
41	02	149.9	13996	-66.7	999	999.9	251	56.1
42	06	135.3	14607	999.9	999	999.9	256	53.8
43	04	121.1	15303	999.9	999	999.9	260	49.5
44	02	106.7	16028	-72.4	999	999.9	260	42.5
45	10	<u>100.0</u>	16409	-74.2	999	999.9	259	<u>37.7</u>
46	02	92.9	16832	-77.3	999	999.9	259	32.5
47	02	89.0	17084	-76.4	999	999.9	259	29.3
48	02	75.7	18011	-77.2	999	999.9	265	20.3
49	10	<u>70.0</u>	18462	-71.9	999	999.9	269	<u>16.3</u>
50	02	65.9	18816	-70.4	999	999.9	272	13.5
51	02	56.2	19761	-69.3	999	999.9	272	6.9
52	04	53.7	20061	999.9	999	999.9	270	5.3
53	02	51.8	20263	-59.8	999	999.9	267	4.1
54	10	<u>50.0</u>	20485	-60.3	999	999.9	262	<u>2.9</u>
55	06	48.0	20740	999.9	999	999.9	254	1.4
56	06	45.4	21084	999.9	999	999.9	109	0.9
57	06	40.8	21776	999.9	999	999.9	86	5.1
58	02	30.5	23594	-57.5	999	999.9	81	12.9
59	10	<u>30.0</u>	23700	-57.9	999	999.9	82	<u>13.1</u>

附圖 2 花蓮(上) 2003 年 1 月 14 日 00Z 300hPa 以上之探空資料，定壓層超大風速與其上下之特性層風速對比顯然不正常，再與臺北(下)同時間同空域之風速比較應可確認該資料為錯誤

測站:466990 花蓮		時間:2006.04.12 00Z						
NO	Si	P (hPa)	H (gpm)	T (°C)	U (%)	Td (°C)	WD (360°)	WS (m/s)
1	01	1005.9	00019	25.1	74	20.2	233	4.1
2	02	1005.0	00027	25.2	65	18.3	204	3.9
3	10	1000.0	00070	24.6	66	17.9	195	3.7
6	04	968.8	00350	25.1	67	18.5	205	2.0
7	10	925.0	00755	21.8	79	17.9	272	4.0
9	02	870.2	01284	19.3	66	13.0	208	4.7
10	10	850.0	01487	21.6	41	7.8	247	5.5
15	06	748.2	02577	13.1	55	4.3	247	13.0
16	10	700.0	03135	9.3	61	2.2	235	20.3
19	02	644.2	03818	4.6	63	-2.0	242	32.7
27	02	517.7	05567	-4.0	16	-26.0	0	0.0
28	10	500.0	05842	-6.1	17	-27.3	0	0.0
30	02	489.2	06011	-6.8	17	-28.1	0	0.0
31	10	400.0	07548	-17.9	14	-39.0	0	0.0
32	02	347.0	08591	-26.9	14	-46.2	0	0.0
33	10	300.0	09627	-33.8	19	-49.7	0	0.0
38	06	258.9	10645	-40.5	38	-49.6	0	0.0
39	10	250.0	10883	-42.8	43	-50.5	0	0.0
45	06	219.2	11758	-49.2	25	-60.8	0	0.0
46	10	200.0	12351	-53.5	30	-63.2	0	0.0
51	02	153.7	14001	-64.3	25	-74.4	0	0.0
52	10	150.0	14149	-63.8	22	-74.7	0	0.0
61	06	103.2	16389	-74.2	4	-94.7	0	0.0
63	10	100.0	16573	-75.2	4	-94.7	0	0.0
69	06	80.8	17787	-81.1	4	-99.6	0	0.0

附圖 3 花蓮 2006 年 4 月 12 日 00Z 地面至 80.8hPa 間的探空資料，由 517hPa 開始直到 80hPa 球炸結束，風向風速都為靜風(00000)，此不合理現象觀測人員應該會判定其為錯誤資料

結合衛星微波及紅外線資料估算即時定量降水

呂高森¹ 陳萬金² 汪建良³ 劉振榮⁴ 胡仁基⁵

空軍氣象中心¹ 大華科技大學² 國防大學理工學院³ 國立中央大學⁴ 陸軍氣象中心⁵

摘 要

本研究結合衛星微波穿透雲層直接觀測降雨及紅外線高觀測頻率的優點，將TRMM衛星之TMI微波資料及AQUA衛星之AMSRE微波資料結合MTSAT-1R衛星的紅外線資料，建立微波資料反演之降雨強度與紅外線觀測之亮度溫度值兩者的關係式。以每30分鐘一筆的紅外線亮度溫度觀測值，利用關係式估算即時降雨量。估算之降雨量，使用日本小島測站地面雨量觀測資料及TRMM衛星之PR降雨雷達估算值，進行比較分析。

結果顯示，上述方法在定性上，可成功反演出強降水區域之螺旋雲雨帶、外圍之弱降水區域，及颱風眼之未降雨區域，但是普遍具有強降水區域低估，弱降水區域高估之現象。而在定量降水驗證分析上，與地面雨量觀測及PR降雨雷達估算值之相關係數，最佳可達0.79，但亦出現相關係數不到0.1的個案。這有可能是受到估算值時間內插、颱風降水特性、以及視場不均勻降水的影響。雖然，本文所提供之方法，在定量降雨估算上，尚有待後續研究提昇其準確性，但已可提供約每30分鐘一筆降雨強度分布資料，達到即時估算降水之目的。

一、前言

1.1 動機

現今，全球降雨觀測可以從各種儀器來獲得，其中包括地面測站、地面雷達，衛星上的觀測資料等。雖然台灣地區在陸地上有綿密的自動雨量觀測站，以及涵蓋台灣及臨海地區密集的雷達觀測網，但是影響台灣地區的天氣系統往往來自外海，因此缺乏實際觀測資料，使得有助於預報的資料是相當不足的；精進的方法是增加外海的觀測，但廣大海洋地區的觀測不是傳統降雨觀測方式所能夠勝任的（包括地面雨量筒之量測、船舶資料等），只有衛星可以對外海之降雨系統進行觀測及追蹤，是唯一可以穩定且長期提供大範圍降雨分佈資訊的方式。此外，台灣地區在偏遠山區的降雨觀測站其分布密度，相對於平地之降雨觀測網絡而言明顯不足，而台灣地區所有土地都覆蓋在密集觀測的雷達網下，但是在山區中氣象雷達易受地形影響，產生地物雜訊，出現觀測上的死角。因此，利用氣象衛星觀測範圍廣，並可提供海上觀測資料之優點，再加上其觀測方式為由上而下之觀測，不受地形影響之特性，消除觀測死角，使得衛星成為估算降雨量的最佳工具。

1.2 文獻回顧

在大氣遙測技術中，微波與紅外線技術來比較的話，微波的優點是以波長較長來忽略雲中冰晶和微小粒子的信號，而使得微波可以透過雲層而觀測

雲底下的降雨狀況。衛星上所接收到的微波輻射，主要來自地表和大氣向上輻射的貢獻，在低頻率時，主要是利用微波的窗區頻道其輻射強度受雨滴吸收再放射的原理，由於向上之輻射能量在傳遞過程中，因為雨滴本身放射率與海面放射率的差異，使得雨滴吸收與放射效應造成微波輻射量改變所發展出來的反演法稱為放射法(Emission Algorithm)，適用於較弱的層狀性降雨區域；而在高頻率時，是藉由觀測大氣中冰晶粒子及大雨滴的散射作用使輻射量減弱的原理，不受背景輻射作用影響，間接估算地面降雨的反演法稱為散射法(Scattering Algorithm)。尤其是在強降水的對流降雨區中，當對流降雨系統發展越高，使得凍結高度層以上的冰晶層厚度增加，而高頻微波亮度溫度就越低。因此從輻射能量的變化即可反演出降雨強度，進一步被廣泛利用在降雨強度的反演。

利用微波頻道估算降雨的方法，大致上可分為物理法及統計法兩種，物理法是利用在降雨情形下的微波輻射傳遞方程來推算降雨強度，統計法的方式是組合所收集的衛星亮度溫度值和匹配的降雨資料，利用統計的方式，來建立亮度溫度與降雨強度的迴歸方程式，其特點是係數不是從輻射傳遞模式(Radiative Transfer Equation)推導而來，而是實際觀測資料迴歸而來。比較不同降雨反演法時，統計反演法的優點是在特定的區域或季節有較好的降水估算表現，並且在利用統計的特性來估算降水的特徵時，可以忽略複雜的變數關係，藉由統計上的

分佈特性來估計降雨，因此不需要輻射傳遞模式，而不受模式誤差的影響。而物理反演法在建立降雨強度與亮度溫度之關係時，亮度溫度均依照輻射傳遞方程來計算而得，所以物理法的優點是明確了解降雨強度與亮度溫度值的物理關係，因此可藉由研究或實際觀測來修正關係式。

統計法之缺點在於發展的反演法只能應用在特定感應器。舉例來說，由SSM/I發展出來的反演法不能應用在AMSR-E上，除非是以輻射傳遞理論為背景的SSM/I反演法，則可以經由些微的調整應用在AMSR-E儀器上。而在Kidd et al. (1998) [1]研究中指出，統計法的缺點還有：在低降雨率時表現較佳，而在強降雨的表現較差，因為在缺少強降雨發生的情況下，統計法所反演的強降雨，和實際發生的強降雨之間的關係是薄弱的。

從微波開始使用後，就一直被氣象學者用於降雨強度的估算。但因微波演算法時間解析度過低，使紅外線演算法較微波演算法在長期的降雨量估算表現較佳。Adler et al. (1993) [2]為了使演算法估算降雨量之準確度增加，而開始結合兩種不同類型之資料進行研究。在結合微波與紅外線遙測技術方面，雖然紅外線與降雨關係並非具有直接性，但因其時間及空間解析度皆較微波資料為高，所以結合微波及紅外線資料個別優點的策略，在衛星降雨反演應用上可獲得最大的效果。

1.3 目的

由於微波資料可穿透雲層直接觀測降雨情形，使得衛星微波資料反演降水的研究，已有相當的成果，但其缺點為微波輻射儀均搭載於繞極軌道衛星(Polar Orbiting Satellite)或低軌道衛星(Low Earth orbiting Satellite)，因此同一區域之觀測頻率約為12小時觀測一次，時間解析度十分不足；而地球同步衛星MTSAT-1R其優點為空間解析度高且時間解析度為每30分鐘一筆，但其缺點為所觀測的物理量為雲頂之溫度與降雨量無直接關聯，因此結合兩衛星之優點，紅外線資料具有觀測頻率高、空間解析度高，微波資料直接觀測降雨，兼顧觀測降雨量之準確度及即時性，成為提供防災、救災時所需要的重要資訊。

二、研究方法與步驟

研究方法主要是利用Chris Kidd之累積直方圖匹配法(cumulative histogram matching technique)來結合亮度溫度與降雨強度，因此簡稱CHM。

2.1 研究方法

衛星資料之首選為TRMM衛星上的TMI及VIRS資料，因為其搭載於同一顆衛星，因此為同一時間、同一地點觀測同一系統，所以得到之關係式理論上最為準確，但是因為TRMM衛星所提供之資料須由網

路下載，且其最新資料通常為兩、三天前之資料，無法運用在實際作業，因此退而求其次，使用AQUA衛星之AMSR-E微波資料結合MTSAT-1R紅外線資料，因為在中央氣象局這兩種資料都有接收其即時的資料，但是因為搭載於不同之衛星，因此同時觀測同一系統之機率相當低，所以需將AMSR-E觀測時間之前後各一筆MTSAT-1R觀測資料以時間差為權重利用內插法，合成與AMSR-E觀測時間同時之MTSAT-1R觀測資料，再進行Chris Kidd之累積直方圖匹配法。以上使用TRMM衛星上的TMI及VIRS資料的研究方法簡稱CHM-1，而使用AQUA衛星之AMSR-E微波資料結合MTSAT-1R紅外線資料的研究方法簡稱CHM-2。

2.1.1 CHM-1

首先結合TMI微波反演降雨強度及VIRS紅外線亮度溫度值，因為位於同一顆衛星，所以可視為同時觀測，且觀測之物體亦相同，不至於發生觀測同一地點卻因為不同衛星之觀測角度不同而有觀測到不同之天空狀況的情形發生。將TMI微波資料所反演的降雨率，及VIRS所觀測之紅外線亮度溫度值結合，建立降雨率與亮度溫度值兩者的關係式。雖然MTSAT-1R的IR1紅外線頻道為10.20~11.20 μm ，與VIRS之第4頻道其波長為11 μm 其頻率相近，但是搭載於不同衛星，其衛星高度、觀測角度等都不相同，故要將TMI反演之降雨率與MTSAT-1R衛星的紅外線亮度溫度值結合，首先要建立MTSAT-1R與VIRS紅外線亮度溫度值之關係式(如圖2.1)，將幾乎每30分鐘一筆資料的MTSAT-1R之紅外線亮度溫度值透過MTSAT-1R與VIRS紅外線亮度溫度值之關係式，轉換為VIRS之紅外線亮度溫度值，再代入TMI降雨強度與VIRS亮度溫度值兩者的關係式，得到幾乎每30分鐘一筆的降雨強度圖(流程如圖2.2)。等到下一次TRMM衛星通過時，更新關係式，希望能更接近實際降雨強度。

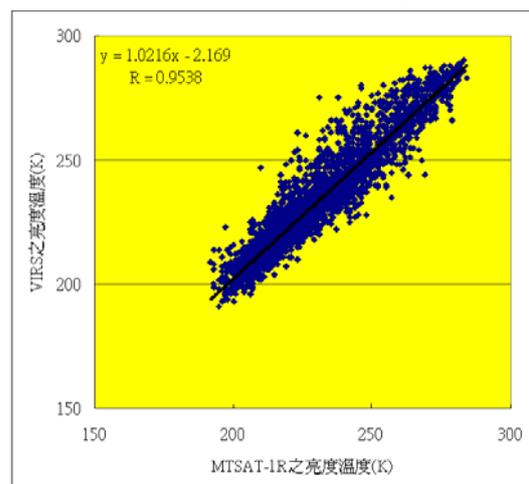


圖2.1 MTSAT-1R紅外線亮度溫度值與VIRS紅外線亮度溫度值之對照關係圖

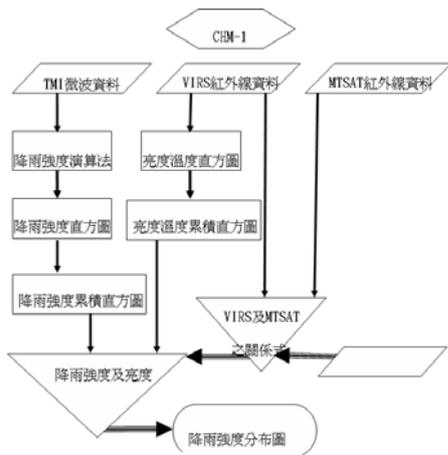


圖2.2 CHM-1降雨量估計流程圖

2.1.2 CHM-2

因為 CHM-1 所使用之 TRMM 衛星資料，在台灣地區沒有即時接收之設備，均需透過網路在 NASA 網站內下載，所得到之資料均是兩三天前之舊資料，不符合災害防治之需求，故 CHM-2（如圖 2.3）採用 AQUA 衛星之 AMSR-E 資料來直接結合 MTSAT-1R 之紅外線亮度溫度值，因為此兩種資料在中央氣象局均有即時接收，透過合作協議之方式，可獲取其即時之衛星資料。CHM-2 之主要缺點為結合兩顆不同的衛星，非同一時間觀測，因此有時間和空間之誤差，所以利用 AMSR-E 觀測時間之前後兩筆 MTSAT-1R 之紅外線資料，以時間差為權重，使用內插法得到 AMSR-E 觀測時間之 MTSAT-1R 之紅外線亮度溫度值，來結合 AMSR-E 資料反演之降雨率，得到兩者之間的關係式，期望能降低誤差。再利用後續每 30 分鐘一筆 MTSAT-1R 之紅外線亮度溫度值透過此關係式，得到降雨強度分布圖。等到下一次 AQUA 衛星通過時，更新關係式，希望更接近實際降雨強度。

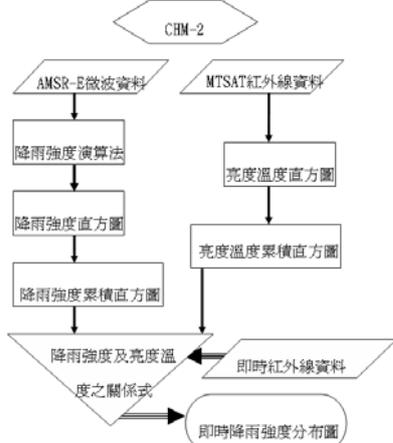


圖 2.3 CHM-2 降雨量估計流程圖

2.2 進行步驟

以 2009 年莫拉克颱風為例進行說明：

2.2.1 CHM-1

- (1) 運用一筆通過北緯10~30度，東經110~140度之TMI微波資料，利用其降雨率演算法，求取其降雨強度(TMI_RR)，再將微波資料反演之降雨量重新取樣(resampling)，解析度由9.1 km取樣為10 km (0.1度，一個網格點)。
- (2) 使用同一路徑之VIRS紅外線資料，先將紅外線資料之亮度溫度重新取樣，解析度由2.2 km取樣為10 km (0.1度，一個網格點)，然後利用 $T_{b11-12} > 4.5 K$ 且 $T_{b11} < 218 K$ 之條件來判定該區域是否受到卷雲影響，若受影響則剔除該筆資料，以除去卷雲之影響，再接下來計算每一個網格點中的VIRS資料其亮度溫度之標準差，若亮度溫度標準差 $\geq 8K$ ，則判定該點為視場不均勻之網格點，再將該點資料剔除，以去除視場不均勻之問題(beam filling error)。
- (3) 將重新取樣後，相同網格點的微波估算之降雨量及VIRS紅外線資料進行結合。
- (4) 由衛星微波資料演算而得之降雨強度，由零到最大依序排列，形成降雨強度直方圖(如圖2.3)，並計算其出現機率且進行累加，使得降雨強度由零到最大其累加機率介於0與1之間，形成降雨強度累積直方圖(如圖2.4)。
- (5) 由去除卷雲影響及不均勻視場後的VIRS紅外線資料由亮度溫度值最高者依序排列到最低者，形成亮度溫度直方圖(如圖2.5)，同樣計算其出現機率並進行累加，使得亮度溫度由最高到最低之累加機率介於0與1之間，形成亮度溫度累積直方圖(如圖2.6)。
- (6) 運用Kidd之累積直方圖匹配法，將兩者之累加機率相同者做匹配，得到一個紅外線亮度溫度值與降雨強度之關係圖(如圖2.7)，且其關係為較低之亮度溫度對應到較大之降雨強度。
- (7) 將最新之MTSAT-1R紅外線資料帶入MTSAT-1R與VIRS之關係式(如圖2.1)，透過此關係式轉換為相對於VIRS之亮度溫度值，才將此資料代入VIRS與降雨強度之關係式，而得出每30分鐘一次之降雨強度分布圖。

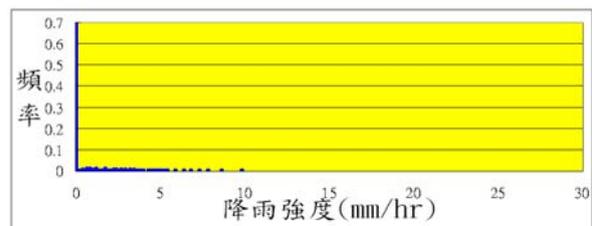


圖2.3 2009/08/05 0530 UTC莫拉克颱風由微波資料反演之降雨強度直方圖

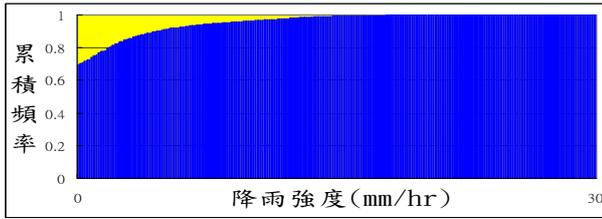


圖2.4 2009/08/05 0530 UTC莫拉克颱風之降雨強度累積直方圖

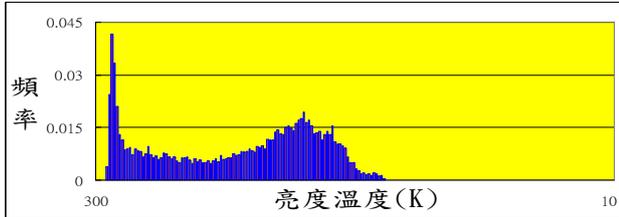


圖2.5 2009/08/05 0530 UTC 莫拉克颱風之紅外頻道亮度溫度直方圖

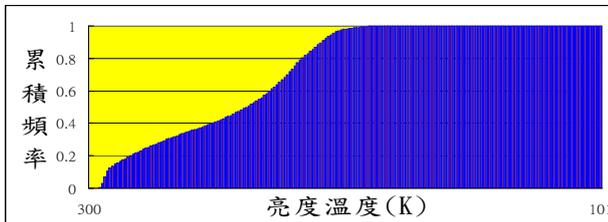


圖2.6 2009/08/05 0530 UTC莫拉克颱風之紅外頻道亮度溫度累積直方圖

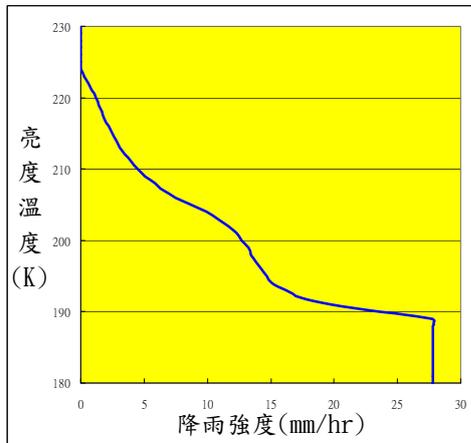


圖 2.7 紅外線亮度溫度值與 TMI 所估算之降雨強度值之對照關係圖

2.2.2 CHM-2

- (1) 本研究考量相同的解析度及可用頻道，使用經由處理後的（內插）二級產品AE_L2A，其最新版本為V08版。產品的空間解析度為21 km（表示為AE_L2A.Res3），而將其重新取樣為 25 km（0.25度，一個網格點），使用AMSR-E降雨率演算法，求取其降雨強度(AMSR-E_RR)，並形成降雨強度直方圖及降雨強度累積直方圖。
- (2) 利用AMSR-E觀測時間前後兩筆之MTSAT-1R紅外線資料，使用內插法求出AMSR-E觀測時間之紅外線

線亮度溫度值，再從新取樣由解析度4km取樣為25km（0.25度，一個網格點），並形成亮度溫度直方圖及亮度溫度累積直方圖。

- (3) 運用 Kidd 之累積直方圖匹配法，將兩者之累加機率相同者做匹配，得到紅外線亮度溫度值與降雨強度之關係圖。將後續之 MTSAT-1R 之紅外線資料代入此關係式，而得出每 30 分鐘一次之降雨強度分布圖。

三、分析結果

本文以不同大小之網格點解析度進行估算降雨強度過程，並使用TRMM衛星之PR降水雷達近地面降雨資料及日本南方島嶼測站累積降雨資料來驗證衛星資料反演降雨量的結果，期望能證明此方法能準確估算降雨強度，並找出何種大小之網格點其結果較能接近真值。

3.1 定性分析

使用 2007 年柯羅莎颱風之衛星資料以進行估算降雨強度，並使用TRMM衛星之PR降水雷達近地面降雨資料，來進行比較。

柯羅莎颱風發展期間，TRMM衛星共掃描過柯羅莎颱風 3 次，其軌道號碼分別為 56299（如圖 3.1）、56304（如圖 3.2）、56330（如圖 3.3），其中圖 3.1 顯示本文反演降雨強度之方法可明確反演出螺旋雲雨帶之位置及颱風眼之位置，但是強降雨區其降雨強度明顯低估。而圖 3.2 顯示反演降雨強度之方法可大約反演出降雨區之位置，圖 3.3 顯示反演降雨強度之方法可明確反演出螺旋雲雨帶之位置及颱風眼之位置，且其降雨強度與PR雷達觀測值相近。

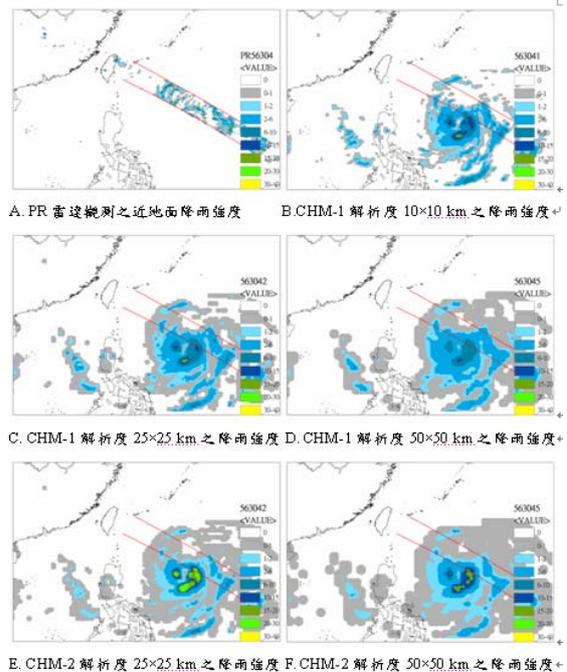
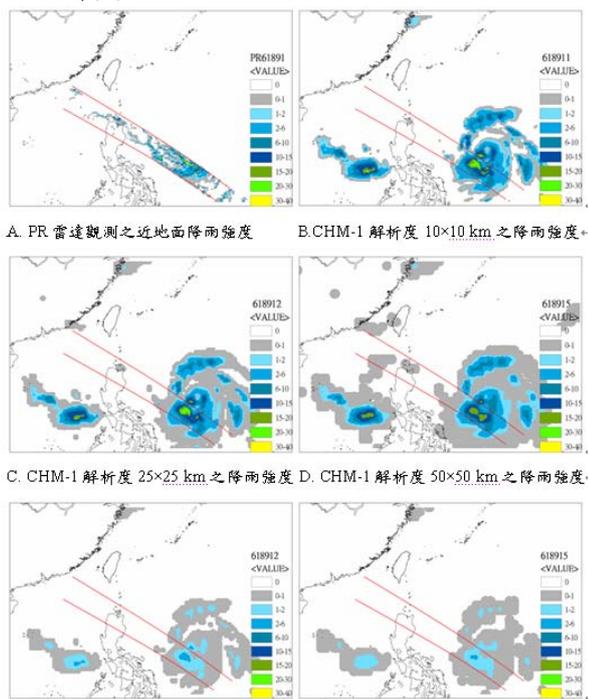
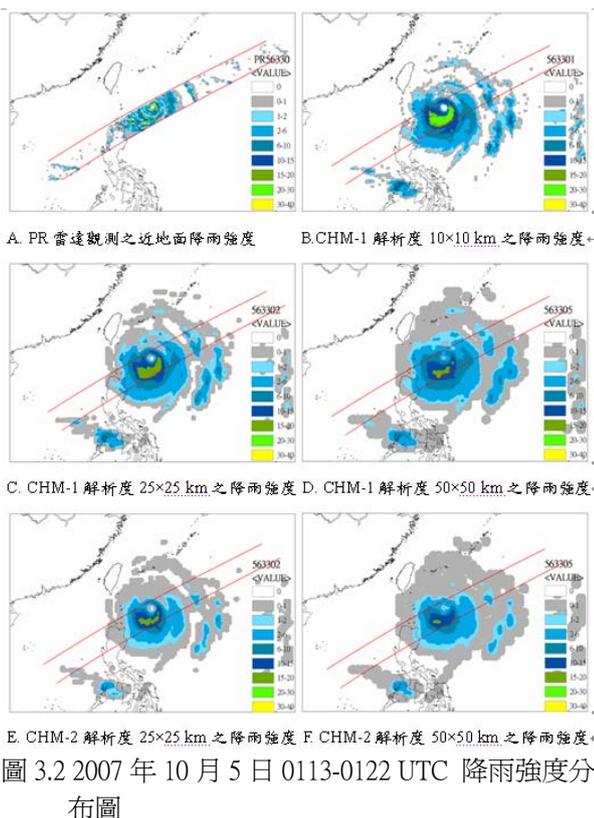


圖 3.1 2007 年 10 月 3 日 0940-0946 UTC 降雨強度分布圖



3.2 定量分析

使用 2007 年柯羅莎颱風之衛星資料進行估算降雨強度，並使用 TRMM 衛星之 PR 降水雷達近地面降雨資料及日本南方島嶼測站累積降雨資料，來進行比較。

3.2.1 以 PR 降水雷達近地面降雨資料為真值

因 PR 降水雷達之水平解析度為 5 km，而本研究之水平解析度為 10、25、50 km，所以本研究之網格點內會有 4~100 筆 PR 降雨雷達之觀測資料，因此若網格點內之降水雷達其觀測降雨資料若是不均勻降水其相關係數越差，而降雨資料若是越均勻其相關係數越好。此現象隨著解析度增加而有相關係數降低之現象。2007 年柯羅莎颱風如表 3.1 及 3.2。

表 3.1 以 CHM-1 反演科羅莎颱風之降雨強度與 PR 所得降雨強度之分析

科羅莎颱風	解析度 10×10 公里		解析度 25×25 公里		解析度 50×50 公里	
	相關係數	RMSE	相關係數	RMSE	相關係數	RMSE
56299	0.5987	9.337	0.6222	6.424	0.7989	5.204
56304	0.2744	7.65	0.3776	5.466	0.4205	5.148
56330	0.5423	9.724	0.3985	6.046	0.649	4.537

表 3.2 以 CHM-2 反演科羅莎颱風反演之降雨強度與 PR 所得降雨強度之分析

科羅莎颱風	解析度 25×25 公里		解析度 50×50 公里	
	相關係數	RMSE	相關係數	RMSE
56299	0.5992	6.248	0.5326	5.075
56304	0.3036	5.752	0.1939	5.281
56330	0.079	5.58	0.5332	4.474

3.2.2 以日本南方島嶼測站累積降雨資料為真值

基於海面上缺乏降雨量資料，因此利用島嶼測站來取代，搜集 2007 年柯羅莎颱風通過期間沖繩縣附近 11 座島嶼測站雨量計所提供每十分鐘一筆降雨觀測資料，本研究使用島嶼測站 1 小時累積降雨量來進行定量驗證，在整個颱風通過期間，每 30 分鐘產生一筆對照資料，累積成對照圖（如圖 3.4），兩者之相關係數為 0.536，可是還是顯示有弱降水高估，而強降水低估之現象。

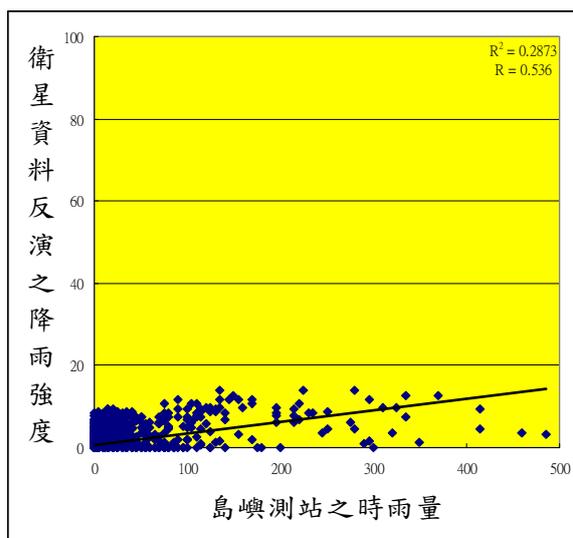


圖 3.4 2007 年柯羅莎颱風通過島嶼測站時衛星資料反演之降雨強度與島嶼地面雨量計之累積雨量對照圖

3.3 整體結果分析

定性驗證結果，估算降雨強度可以掌握降雨區域之分布，甚至是降水強度較強之螺旋雲雨帶和不會降水之颱風眼均可明顯標示，但是有明顯的低估降雨強度之現象，而且反演之降雨強度與真值之關係會因為關係式而有明顯的變動。

定量驗證結果柯羅莎颱風之相關係數可達 0.5，導致相關係數不佳其可能原因如下：

- (1) MTSAT 衛星與 TRMM 衛星和 AQUA 衛星之觀測時間不同，導致有時間差出現，雖然使用時間差為權重，將 MTSAT 降雨強度圖內插出微波儀器觀測時間之降雨強度圖，但是畢竟還是模擬而得，存在一定程度之誤差，且颱風為一個會平移、會旋轉的系統隨著時間差的增加，差異程度越大。而且以 PR 降雨強度為真值，僅能驗證 PR 降雨強度大於 0.7mm/hr 的地區，為相關係數不佳的原因之一。
- (2) 求出 MTSAT-1R 之紅外線亮度溫度與微波資料反演之降雨強度兩者的關係式，再利用後續時間的 MTSAT 紅外線資料帶入此關係式而得到降雨強度，因此是以紅外線資料為基礎，而紅外線資料所觀測之資訊為雲表面特徵，與降雨較無直接的關聯，為了融合密集觀測之優點，犧牲部分準確度是無可避免的。
- (3) 所使用的降雨強度演算法均為統計法，在低降雨率時表現較佳，而在強降雨的表現較差，因為在缺少強降雨發生的情況下，統計法所反演的強降雨，和實際發生的強降雨之間的關係是薄弱的。

四、結論與展望

4.1 具體結果

本研究結合衛星微波資料反演之降雨強度與紅外線資料之亮度溫度，進行即時降雨強度之估算，得到之結果如下：

- (1) 可以即時反演出降雨區域，甚至是螺旋雲雨帶及颱風眼之位置，由於每 30 分鐘可得到一筆觀測資料，因此對於颱風中心之定位有所幫助，而且可以得到海上之降雨區域之分布，降雨強度之大小，對於防範災害之工作有所助益。
- (2) 所運用的微波反演降雨強度反演式是針對颱風所發展出來的，因此，若更換反演式使用針對梅雨鋒面或是使用物理法所發展出來反演式，即可針對梅雨鋒面或其他降雨現象做即時之觀測。

[1] Kidd, C., Kniveton, D.R., Barrett, E.C., "The advantages and disadvantages of statistically derived-empirically calibrated passive microwave algorithms for rainfall estimation," *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 55, Issue 9, pp. 1576-1582, 1998.

[2] Adler, R. F., Negri, A. J., Keehn, P. R., and Hakkarinen, I. M., "Estimation of monthly rainfall over Japan and surrounding waters from a combination of low-orbit microwave and geosynchronous IR data," *J. Appl. Meteor.*, Vol. 32, pp. 335-356, 1993.

(3) 所運用的微波反演降雨強度反演式統計法，因此有高估弱降水，低估強降水之現象，而且網格點之解析度越低，此現象越明顯。

(4) 每次衛星微波所觀測之範圍有限，若能涵蓋各種強度之降水現象，則該次之觀測與紅外線資料所發展出來的關係式，其用來反演降雨強度較能接近真實狀況，反之，若未能涵蓋各種強度之降水現象，則該次之觀測與紅外線資料所發展出來的關係式，會影響反演結果，與真實狀況之差異變大。

4.2 未來展望

對本研究而言仍然有許多未克服之問題，例如同樣之亮度溫度可能是層狀降雨，亦有可能是對流性降水，其降雨強度就大不相同，可是本文卻無法分辨此種差異。而且單一顆衛星只有兩次之觀測次數，以此與紅外線資料匹配得到之關係式，無法掌握天氣系統之日夜變化，惟有增加其他衛星之微波觀測資料，方可解決此問題。目前能即時使用 Aqua 上的 AMSR-E 資料，未來若是能搭配日本 AMSR 微波資料，或是增加其他衛星之微波觀測資料，對於估算降雨強度及監控颱風生命期的發展，相信會有更好的結果。

由於微波衛星之時間解析度低，且就一顆衛星而言，同一區域之觀測頻率一天最多兩次，最差可能不到一次，而且當次的觀測可能僅觀測到部份降雨，而大部分之降雨在觀測範圍之外，如此觀測結果所獲得之關係式，其效果會因此而有相當大的差異程度，因此將嚴重影響降雨之結果，為此需求得一個較穩定之關係式，故未來將以作業校正法 (operational calibration) 或歷史氣候校正法 (climatological-historical calibration) 來修正關係式。作業校正法為使用從當天 (d日) 到 4 天前 (d-4 日) 的資料，並且利用 $[d \times 1.0, (d-1) \times 0.8, (d-2) \times 0.6, (d-3) \times 0.4, (d-4) \times 0.2]$ 此線性權重函數方程式，來使紅外線亮度溫度值與被動式微波演算之降雨率之間有一個穩定的關係。歷史氣候校正法為使用前一年的 d 日的 2 天前到 2 天後的資料，並且利用一個權重函數方程式 $[(d-2) \times 0.6, (d-1) \times 0.8, (d) \times 1.0, (d+1) \times 0.8, (d+2) \times 0.6]$ ，來使紅外線亮溫與被動式微波演算之降雨率之間有一個穩定的關係。同時比較作業校正法與歷史氣候校正法分別在何時使用較能接近實際降雨。