氣象學報　　第 47 卷　Vol 47　　交通部中央氣象局出版

Meteorological Bulletin　　Published by Central Weather Bureau

ISSN 0255-5778　　GPN:2004400001

English :　No.1,　No.2,　No.3,　No.4

題名 Title	作/譯者 Author/Translator	卷期號 Vol./No.	頁碼 Page	出版年月 Publish D
福衛三號反演對流層大氣溫度、露點溫度資料與傳統探空觀測結果之比較	簡國基　蔡和芳　李湘源	47/01	1	200712
苗栗台中地區強震地動加速度與速度衰減之研究	劉坤松　張德鑫　宋易倫	47/01	23	2007.12
日本「緊急地震速報系統」發展現況	賴文基 謝正倫　藤繩幸雄	47/01	35	2007.12
民國 95 (2006) 年北太平洋西部颱風概述	徐辛欽	47/01	45	2007.12
民國 95 年颱風調查報告－第 8 號聖帕（Sepat）颱風(0708)	簡國基	47/01	65	2007.12
----------	----------	-----	----	-------
台灣地區背景地震活動分析與應用	林祖慰　陳達毅　辛在勤	47/02	1	2008.03
地震速報區域子網在地震預警上之應用	蕭乃祺　辛在勤　蕭文啓 吳逸民	47/02	15	2008.03
2006/ 07 年冬季大尺度氣候監測報告	羅英祥　盧孟明	47/02	29	2008.03
MJO 與台灣北部冬季溫度變異的關係	李思瑩　盧孟明	47/02	45	2008.03
95 年台灣農業氣象災害調查分析	陳圭宏	47/02	63	2008.03
碧利斯 (2006) 颱風引進西南氣流之雷達資料同化研究	簡國基　李湘源　游志淇	47/02	77	2008.03
----------	----------	-----	----	-------
台灣雨量推估法之發展與應用研究	王惠民　葉天降　吳石吉	47/03	1	2008.09
大氣環流模式資料之颱風辨識方法研發	蔡孝忠　呂國臣　盧孟明	47/03	21	2008.09
共站的寬頻與加速度地震紀錄之比較	廖政賢　陳榮裕　甘志文	47/03	39	2008.09
中央氣象局區域模式 (NFS) 應用 WRFVar 的平行測試之診斷分析	潘　琦　滕春慈	47/03	55	2008.09
全球溫度與台灣長期氣候變化趨勢之探討	李清滕	47/03	73	2008.09
台灣地區 Penman 方程式風速函數型態與大小之建立	黃振昌　宋易倫	47/03	95	2008.09
----------	----------	-----	----	-------
地下水的潮汐效應與固體地潮和海潮之相關分析	余貴坤 簡顯光 陳遠斌 趙曉玲 呂佩玲	47/04	1	2009.03
臺灣農業氣象災害分析	張釉芳 梁仁有 楊慧玉	47/04	15	2009.03
西北太平洋颱風個數預報與檢驗	李清滕	47/04	25	2009.03
民國 97 年颱風調查報告－第 7 號卡玫基（Kalmaegi）颱風(0807)	徐辛欽	47/04	39	2009.03
民國 97 年颱風調查報告－第 8 號鳳凰（Fung-wong）颱風(0808)	簡國基	47/04	61	2009.03
----------	----------	-----	----	-------

氣 象 學 報

季 刊

第四十七卷 第 一 期

目 次

研究論文

福衛三號反演對流層大氣溫度、露點溫度資料與傳統探空觀測結果之比較 ---------- 簡國基 蔡和芳 李湘源 (1)

苗栗台中地區強震地動加速度與速度衰減模式之研究 ---------- 劉坤松 (23)

日本「緊急地震速報系統」發展現況 ---------- 賴文基 謝正倫 藤繩幸雄 (35)

報告

民國95(2006)年 北太平洋西部颱風概述 ---------- 徐辛欽 (45)

民國96年颱風調查報告—第8號聖帕(Sepat)颱風(0708) ------- 簡國基 (65)

出 版 者 中央氣象局氣象學報社
台北市公園路六十四號
發 行 人 辛 江 霖
電 話：(02)23491091
社 長 辛 江 霖
編輯委員會
主任委員 鄭 明 典
委 員 吳 俊 傑 黃 柏 壽 （按姓氏筆劃排列）
余 嘉 裕 劉 振 榮
洪 景 山 劉 紹 臣
徐 月 娟 葉 天 降
馬 國 鳳 鄭 明 典
陳 台 琦 盧 孟 明
陳 正 達
幹 事 蕭 長 庚 黃 玉 絲 韓 素 蘭

氣象學報

Meteorological Bulletin

季刊
第四十七卷第一期
民國九十六年十二月
Vol. 47 NO. 1 December 2007

交通部中央氣象局
CENTRAL WEATHER BUREAU

福衛三號反演對流層大氣溫度、露點溫度資料與傳統探空觀測結果之比較

簡國基[1] 蔡和芳[2] 李湘源[1]

[1]中央氣象局氣象預報中心

[2]中央氣象局氣象資訊中心

摘要

本研究利用福爾摩沙衛星三號 (FORMOSAT-3/COSMIC) 之反演資料與傳統之探空觀測資料，針對大氣對流層溫度、露點溫度進行差異比較分析，資料時段為 2006 年 8 月 1 日至 2007 年 5 月 31 日，樣本點選取條件為 FORMOSAT-3/COSMIC 反演點與傳統探空觀測點兩者間距離小於 150 公里者，符合此選取條件之研究樣本點共有 1081 個。其中，FORMOSAT-3/COSMIC 反演所得之露點溫度，是以美國 NCEP 數值模式的資料當作第一猜測值來進行變分運算，因此，反演之露點溫度已存在有 NCEP 數值模式的水氣場誤差。

研究結果顯示，對流層各層之溫度平均差異值皆在 1.5 K 以下，平均差異百分比約為 0.5%，相關係數達 0.98~0.99，呈現強正相關，均方根差約為 1.7~1.9 K。露點溫度相關性分析顯示，高對流層相關係數僅約 0.7~0.8，均方根差高達約 5.7 K，低對流層的相關性高於高對流層。此外，反演溫度與傳統探空溫度的差異，並不隨不同月份、不同緯度區域、或樣本點在海洋上或陸地上而有顯著變化，顯示反演溫度的資料品質相當穩定。

就低對流層大氣逆溫現象而言，福衛三號反演資料與傳統探空觀測兩者的解析結果相當一致，但以傳統探空觀測到的逆溫現象較為顯著。就低層絕對不穩定現象而言，傳統探空觀測結果亦比 FORMOSAT-3/COSMIC 反演結果來得顯著。高、低對流層的溫度差比值隨緯度分布之比較結果顯示，較低緯度區 (0~20°N) 兩組資料的高、低對流層溫度差值頗為接近 (比值~1)，但中、高緯度區 (40~80°N) 的差異性較大。

關鍵詞：福爾摩沙衛星三號，反演大氣探究

一、前言

福爾摩沙衛星三號 (FORMOSAT-3) 是一台美雙邊合作計畫。其6個低軌道微衛星 (low-earth orbiting satellites, LEO satellites; Ware et al. 1996)已於2006年4月15日順利送到離地表約515公里高空之暫行軌道，並預計在22個月期間逐漸送至離地表800公里的運行軌道，執行預先規劃之科學任務。此6顆衛星星系酬載了全球定位系統(Global Positioning System；GPS) 接收器，可即時接收距離地表高度約為20200公里，24顆以上的GPS衛星之無線電訊號。

由於地球大氣之密度梯度，該無線電訊號在地球大氣傳播過程中會產生偏折，應用此原理，我們可透過架設在6個低軌LEO衛星上之

GPS接收器，即時量測無線電訊號之相位與振幅 (phase and amplitude)、搭配觀測當時之GPS與LEO衛星位置與移速等資訊，可推導出無線電訊號偏折角之垂直分布 (vertical profile of the bending angle)。在局部球對稱 (local spherical symmetry) 的假設前提下，偏折角資訊可使用Abel演算法 (Hajj et al. 1994)，進一步反演出大氣折射率 (為大氣溫度、水氣及壓力的函數) 之垂直剖面分布，以及自由電子密度隨高度之垂直分布。根據FORMOSAT-3衛星星系特性，反演得到之資料垂直解析度約為4公尺 (地表附近) 到1500公尺 (高度45公里以上) 之間，預計可提供每日全球約2500~3000個GPS掩星 (radio occultation；RO) 大氣探空資料。這些資料配合適當的資料同化模組，將可引入天氣數值模式，進行全球天氣與氣候之分析與預報，亦可做為高層大氣之電離層全球動態研究。綜合歸納其任務，美方特稱此計畫為COSMIC 計畫(Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate), 國際上常合稱為FORMOSAT-3/COSMIC。

大氣偏折角或大氣折射率，雖然不是一般數值天氣預報模式中的基本氣象變數，但可藉由適當的資料同化模組 (如：三維變分3DVAR或四維變分4DVAR同化)，使用運算子把模式預報的氣象參數和折射率連結起來。即可將RO資料引進天氣數值預報系統。由 Eyre 1994; Healy et al. 2005; Cucurull et al. 2006 的預報實驗結果顯示，引進RO資料可提升高對流層或低平流層的溫度場預報準確度約7%，但分析中對流層以下之預報結果則未見明顯改進 (Healy et al. 2005)。Huang et al. (2005) 同化數點CHAMP折射率探空，發現對侵台颱風路徑及雨量預報皆有正面的影響。除數值天氣模式外，FORMOSAT-3/COSMIC大氣觀測資料也可提供天氣預報員即時的大氣剖面分布，由RO資料進一步反演所得到之大氣溫度、溼度分布，可幫助預報員瞭解全球大氣的溫溼結構，有效補強傳統探空觀測較為缺乏 (如：洋面地區) 的問題。然而，利用RO資料反演所得之大氣溫度、溼度必須有系統的評估與比較，尤其，反演計算過程中，常存在許多假設、簡化或近似，這些問題都可能造成反演結果的誤差，因此，瞭解、比較反演產品之特性及其與觀測資料之差異，為有效利用RO資料進行天氣預報的首要工作。

FORMOSAT-3 衛星成功升空後，觀測資料隨即同步傳送至中央氣象局，經過約 2~3 個月的運行，資料分布區域逐漸擴展、資料量也逐漸增多，本研究選取 2006 年 8 月 1 日~2007 年 5 月 31 日時段，針對北半球每天 00 UTC 及 12 UTC，逐日比較 FORMOSAT-3/COSMIC 所反演之大氣溫度、露點溫度與傳統大氣探空 (radiosondes, hereinafter, RS) 觀測結果的差異。全球大氣 RS 觀測資料是數值天氣模式與氣候監測研究的重要資訊，一般而言，傳統 RS 觀測可提供地表至約 30 公里高空之氣壓、溫度、溼度、風等大氣要素；在實驗室測試條件下 (laboratory condition)，RS 資料的精確度達：氣壓 0.5 hPa，溫度 0.2 K，相對溼度 2%左右 (Vaisala 1991)，但實際進行大氣觀測的誤差數值較大，且高度愈高，誤差數值愈大。以溫度觀測為例，10 公里高空誤差約達 1 K，30 公里高空誤差更可高達 4 K (Ware et al. 1996)；此外，RS 溼度觀測誤差比溫度觀測誤差更為顯著，尤其在溫度低於 0℃的高對流層大氣 (如：500 hPa 以上) RS 溼度觀測誤差可能達 15%以上 (Dzingel and Leiterer 1995)，此誤差的主因在於冰狀雲滴會影響 RS 溼度儀器的量測準確度 (Leiterer et al. 1997)。儘管 RS 之大氣溫度、溼度資料可能存在有上述問題，但該資料仍然是現階段可與 FORMOSAT-3/COSMIC 反演結果直接進行比較的最佳觀測產品。值得一提的是，既然 RS 資料在高對流層極可能存在些許誤差，本研究分析比對之目的在於討論傳統探空資料與 FORMOSAT-3/COSMIC 反演產品之

差異，該差異可能來自 RS 觀測誤差、FORMOSAT-3/COSMIC 觀測誤差、亦可能來自反演計算之演算方法；比對結果的分析與討論，可提供數值天氣預報進行資料同化時、以及研發利用福衛三號資料反演大氣溫度、溼度演算方法時之參考。本文第二節將扼要說明現行 FORMOSAT-3/COSMIC 觀測資料反演計算大氣垂直剖面之演算方法；第三節分析比較 FORMOSAT-3/COSMIC 反演探空與傳統探空觀測之溫度、露點溫度差異；第四節綜合討論並總結主要研究結論。

二、福衛三號觀測資料反演計算大氣垂直剖面之演算法

FORMOSAT-3/COSMIC 反演大氣溫度、溼度垂直剖面，必須使用的各項資料包括：RO 觀測時間、GPS 和 LEO 衛星的座標與速度、雙頻超量相位 (L1 and L2 excess phase) 和電碼的訊噪比 (SNR)，這些資訊可估算出偏折角 (bending angle) 及射距離 (impact parameter)；再以局部球對稱（local spherical symmetry）為假設前提，反演出大氣折射率 (refractivity, N)、壓力 (pressure, P)、溫度 (temperature, T) 及水氣壓 (water vapor pressure, Pw) 等剖面資料，下列以 12 個步驟簡述演算過程，詳細的演算原理與理論可參見 Kuo et al. (2004)。

1. 逆排上升掩星資料變成下降掩星資料：為資料處理方便，一律將上升掩星（rising occultation）資料逆排成為下降掩星（setting occultation）資料。
2. 去除雜訊：包含兩項工作，一是偵測 L1 都卜勒頻移量（Doppler frequency shift）誤差；二是截除誤差太大的訊號，保留其餘的部分。L1 是 GPS 雙頻相位資料之一。偵測的方式是比較平滑後之 L1 都卜勒頻移量（等於超量相位的時間微分）以及模式之都卜勒頻移量。若其差值夠大，就表示前者有相當大的追縱誤差（tracking error，例如多路徑效應）。其中模式值是根據 GPS 和 LEO 衛星軌道的座標和速度，以及折射氣候學（refractivity climatology；以 CIRA+Q 氣候模式為基礎，參見 Kirchengast et al. 1999）模擬出來的。對 FORMOSAT-3/COSMIC 而言，L1 的超量都卜勒頻移的變化量必定在~±10 Hz 之間。因此當此差值超過 5 Hz 時，就被認定誤差過大。訊號會在稍早的時間被截斷 (詳見 Sokolovskiy 2001)。
3. 開環 (open loop) 資料的演算：在訊號通過熱帶低對流層時，常受劇烈的折射率梯度影響而產生頻散，因此須以開環技術解決，以取得低對流層資訊，參見 Sokolovskiy (2001)。演算步驟包括：
   (1) 檢測開環資料的訊噪比
   (2) 計算都卜勒模式積分之相位值
   (3) 以降頻轉換後的掩星訊號之滑動頻譜（sliding spectrogram）來修正都卜勒模式
   (4) 連結樣本之間的超量相位（計算累積的相位）
   (5) 驗證接收器模式（比對接收器都卜勒模式與以 CIRA+Q 氣候學為基礎所得到的都卜勒模式，藉以驗證之）
4. 平滑 L1、L2 超量相位並計算超量都卜勒頻移：儘管切除誤差過大的部分，剩餘之 L1、L2 掩星訊號誤差，仍有可能造成訊號相位不在反演之球對稱假設的範圍之中。換言之，以幾何光學近似法計算其都卜勒頻移量所得到的偏折角是射距離（impact parameter）的多值函數，而多值函數並不能經由 Abel 反演法來反演。因此，在以幾何光學法計算偏折角和射距離之前，此誤差必須從超量相位中濾掉。在此選用兩種濾波方法如下。兩者都可得都卜勒頻移量的解析解。
   (1) 傅利葉濾波：將相位觀測資料提供給傅利葉轉換。首先，將頻譜乘上高斯曲線的窗區函數。由輸入的參數決定窗區的

寬度。反演轉換的頻譜就變成平滑的相位。此平滑窗區跟頻譜窗區的寬度呈負相關。其二，頻譜乘上窗區函數以及頻率的虛數部分。然後反演轉換的頻譜就變成平滑的相位導數（都卜勒頻移量）。原始相位資料末端的不連續會因頻譜的失真，而使平滑函數在接近末端的地方惡化。為減少這種效應，在傅利葉轉換前，原始相位的末端會先被平滑外插至常數 0。

(2) 曲線回歸＋傅利葉濾波：這個方法不需要外插。相位主要的走勢用三次曲線回歸（cubic spline regression）去除。然後將殘存的相位（在零附近，而且末端也沒有很大的不連續）放入傅利葉濾波器計算殘存的都卜勒量。曲線回歸的導數是以三次多項式的微分進行解析計算的。於是都卜勒量等於都卜勒量經曲線回歸和濾波後的殘量所得到的都卜勒量之總和。

5. 計算掩星點的經緯度、掩星平面方位角和橢球曲率中心（幾何光學法）：其演算步驟分成下列 3 項：

(1) 由都卜勒頻移量計算 L1 的偏折角（bending angle）和射距離（impact parameter）。初步估計地球慣性坐標中的偏折角和射距離，以便後續估計掩星點。

(2) 估計掩星點坐標和掩星平面方位角。掩星平面定義為參考坐標原點到 GPS 和 LEO 衛星的向量（r_1^{ϖ} 和 r_2^{ϖ}）所構成的平面。掩星點（occultation point）是一掩星剖面的代表點，近似於 L1 超量相位接近 500 公尺的 GPS-LEO 連心線上之切點。該點平均高度為 3~4 公里。而從座標原點到掩星點的向量 r_{tp}^{ϖ} 是以 r_2^{ϖ} 朝向 r_1^{ϖ} 旋轉 $\frac{\pi}{2}+\frac{\alpha}{2}-\phi_2$ 來計算的（在此已假設局部球對稱）。其中 ϕ_2 為射線在 r_2^{ϖ} 的天頂角。掩星點在此以地心慣性（ECI）坐標之大地（geodetic）經緯度來表示（見圖 1）。掩星點上的掩星平面方位角定義為：北方和 GPS 衛星方向的夾角（由北朝東為正）。

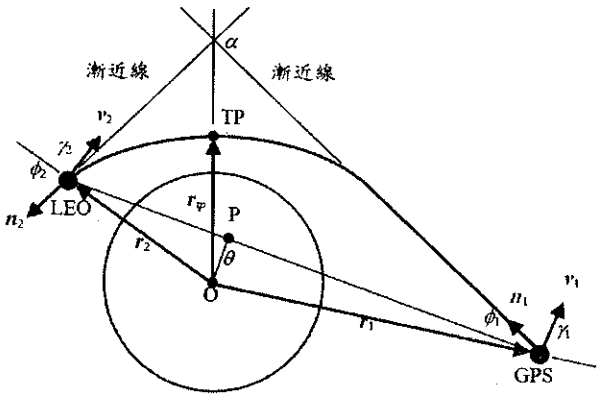


圖 1: 掩星幾何關係圖。掩星平面定義為 GPS、LEO 和 O 三點之共面。曲線為電波路徑；TP 為掩星點；P 為 GPS-LEO 連心線切點；O 點為電波路徑在 TP 的曲率中心；r_1、r_2 和 r_{tp} 為 GPS、LEO 和 TP 向量；n_1 和 n_2 為電波路徑上兩漸近線的單位向量；v_1、v_2 為 GPS、LEO 速度向量在掩星平面上的分量；γ_1、γ_2 為兩速度分量的天頂角；ϕ_1、ϕ_2 為射線在 GPS 和 LEO 的天頂角；是 GPS 和 LEO 的圓心角，即 r_1、r_2 的夾角；α 為偏折角。當 α 趨近於 0 時，TP 和 P 幾乎重合。

Fig. 1. Schematic diagram showing the GPS-LEO radio occultation observations.

(3) 計算橢球曲率中心。在球對稱假設之下，地球扁率可能引入相當的反演誤差 (Syndergaard, 1998)。為了減小這種誤差，將參考坐標原點由地心移至橢球曲率中心。因曲率中心在經度和緯度方向不同，故將局部球中心（local center of sphericity）定義為掩星平面方向上的掩星點之曲率中心，而將 GPS 和 LEO 衛星

的坐標原點移至曲率中心。

(4) 轉換至地心地固（ECF）坐標。將掩星射線切點之坐標由 ECI 坐標轉至 ECF 坐標。

(5) 計算掩星平面法向量。取 GPS 衛星向量與 LEO 衛星向量之外積，得掩星平面之法向量。再依 z 軸旋轉 $\Delta\theta$，至 ECF 坐標上，再取單位向量，成為地固坐標上的掩星平面單位法向量。

6. 以幾何光學法（geometric optics，GO）計算偏折角：由都卜勒頻移量計算偏折角和射距離之幾何光學法是假設電波只以單一射線由發射端（GPS）傳送至接收端（LEO）。在多溼的對流層以上，因為多路徑效應不大，所以這個假設是合理的。在發射端和接收端，都卜勒頻移量和射線天頂角之間的關係，可寫成下列：

$$\frac{f+f_{dop}}{f}=\frac{1-n_2^{\varpi}\cdot v_2^{\varpi}/c}{1-n_1^{\varpi}\cdot v_1^{\varpi}/c}=\frac{c-v_2\cos(\gamma_2-\phi_2)}{c-v_1\cos(\gamma_1-\phi_1)} \quad (1)$$

其中 f 和 fdop 分別為電波頻率和都卜勒頻率；$n_{1,2}^{\varpi}$ 為發射端和接收端的射線方向向量（已乘上折射指數 1），$v_{1,2}^{\varpi}$ 為掩星平面上的速度分量，γ 為速度分量的天頂角，ϕ 為射線天頂角 (見圖 1)。又可由 Snell 公式：

$$r_1 n_1 \sin\phi_1 = r_2 n_2 \sin\phi_2 = a \quad (2)$$

聯代求得。因此射距離 a 和偏折角 α 可由下式計算。其中 ϕ 為兩衛星之圓心角。

$$\alpha=\phi_1+\phi_2+\theta-\pi \quad (3)$$

7. 以電波全像術（radio holography，RH）計算偏折角：在多路徑效應的情況下（例如在多溼的對流層中），因為偏折角是射距離的多值函數，因此由都卜勒計算偏折角和射距離並不可行。在程式中，包含四種電波全像術，由原始複數之掩星訊號（相位和振幅）導出偏折角為射距離的函數如下；對 GPS 和近似圓形的 LEO 軌道來說，下述的第四種(FSI)方法是處理多溼對流層中，多路徑傳播之偏折角和射距離的最佳方式、最精確也最快速。

(1) 倒遞法（back propagation method, BP）

(2) 切片頻譜法（sliding spectral method, SS）

(3) 正則變換法（canonical transform method, CT）

(4) 全波段頻譜反演法（full spectrum inversion, FSI）

所有的電波全像術都是二維的，換言之，皆適用於掩星平面上的電磁場。但有兩個條件：(1)發射端必須不動，即接收端接收到的是不動的電磁場；(2)軌跡為已知量。在球對稱假設之下，發射端的軌道半徑即相當於常數。採用 CT 法需先知道接收到的電磁場在直線軌跡中的規格資訊。採用 FSI 法則需知道接收之電磁場在圓形軌跡中的規格資訊。採用全像術之前，應以 Snell 定律計算發射端和接收端的虛擬位置，以及兩者間的總相徑（total phase path）。此法相當於處理幾何光學中的連續直線射線，因此發射端的虛擬位置即有固定的軌道半徑。對 FSI 法而言，接收端的虛擬位置也必須是固定的軌道半徑。

8. 合併（縫合 sewing）步驟 6 和步驟 7 之 L1 偏折角：在多溼的對流層中，多路徑效應會導致 L2 掩星訊號出現較大擾動，導致該訊號無法使用。在高度較高的地方，L2 都卜勒頻移量可能帶有瞬間的雜訊，或是在 L1 和 L2 都卜勒頻移之間有很大的平均偏量。因此上述二者可作為多路徑效應的一個指標。只要其中之一超過臨界值，計算程式就會把該高度以下，由步驟 6 計算都卜勒頻移量所得到的偏折角取代為由步驟 7 所計算得到偏折角。

9. 電離層校正：以偏折角的線性組合對掩星觀測量做電離層校正（Vorob'ev and Krasil'nikova, 1994），以削減電離層影響量。為了減輕 L2 雜訊所可能導致的誤差，程式採用 Rocken et al. (1997)的線性組合如下：

$$\alpha(a)=\alpha_1(a)+\frac{f_2^2}{f_1^2-f_2^2}[\tilde{\alpha}_1(a)-\tilde{\alpha}_2(a)] \quad (4)$$

其中α_1和α分別是 L1 偏折角，以及校正後的偏折角；f_1和f_2是 GPS 的兩種電波頻率；$\tilde{\alpha}_1(a)$和$\tilde{\alpha}_2(a)$取自 L1 和 L2 的超量相位，經過大幅低通濾波的平滑處理（比$\alpha_1(a)$的平滑窗區還大）。如此可降低 L2 雜訊所帶來的誤差。

10. 偏折角最佳化：當中性大氣偏折角的幅度和與天氣相關的訊號強度隨高度呈指數遞減時，經過濾波和電離層校正之後，其殘差大小近似常數，而使得在某個高度以上，原本的掩星訊號逐漸被此殘差所遮掩，而變得無法鑑別了。為了減輕 Abel 轉換將這個殘差由高處傳到低處的影響（即誤差傳遞），高度較高的觀測之偏折角必須被誤差較小的模式值取代，即偏折角之最佳化估計。這個最佳化在某些假設之下，將氣候模式所模擬出來的偏折角當成第一猜測值(first guess)，而最佳化之偏折角即為觀測和模式偏折角的線性組合。在此使用簡化後的價值函數（cost function）如(5)式，再取最小值，即最佳化，詳見 Kuo et al. (2004)。

$$\alpha_{opt}(a)=w_{obs}(a)\alpha_{obs}(a)+w_{guess}(a)\alpha_{guess}(a) \quad (5)$$

式中權重函數$w(a)$的估計方式是由觀測誤差和第一猜測值誤差決定的。其中第一猜測值是根據折射氣候學算出來的。而兩誤差的估計來自觀測偏折角的均方根（RMS）偏差，以及第一猜測值的均方根偏差。觀測誤差主要來自高度 60 至 80 公里（因為有電離層），而猜測值誤差則在 20~60 公里之間（因為失真）。在計算觀測和猜測兩者之誤差相關性後，即可估計最佳化偏折角之權重係數。有關偏折角最佳化的原理與計算過程，可參見 Kuo et al. (2004)之更詳細說明。

11. 反演折射率（Abel 反演法）：

由掩星觀測量計算得到最佳化的偏折角以後，若掩星的起始高度h_0低於 150 公里，則由第一猜測值補齊至 150 公里（即$\alpha_{opt}(a)=\alpha_{guess}(a)$，$h_0<a\le 150$ km）。接著採用 Abel 反演式（見下式）計算出折射指數。

$$n(x)=\frac{1}{\pi}\int_x^{x_{top}}\frac{\alpha_{opt}(a)}{\sqrt{a^2-x^2}}da \quad (6)$$

式中$x=rn(r)$，n為折射指數 (為在真空光速與在介質光速之比值)，大氣折射率定義為$N=10^6(n-1)$。

12. 應用一維變分法推算大氣溫度、壓力和水氣壓剖面：經驗公式如(7)式將大氣折射率與氣象參數進行連結，式中說明大氣折射率主要由水氣及乾空氣所決定 (Thayer, 1974)

$$N=77.6\frac{P}{T}+3.73\times10^5\frac{P_w}{T^2} \quad (7)$$

其中P和P_w分別代表乾空氣壓和水氣壓；T是大氣溫度。應用一維變分法的目的是調和掩星觀測量和先驗大氣狀態，以最佳化取出大氣溫度、壓力和水氣壓剖線。模式值取自美國NCEP大氣預報資料。把掩星區域內的預報資料代入(7)式，才把得到的折射率（模式值）當作第一猜測值，然後再與步驟11所算出來的折射率同時進行變分分析，在最小化價值函數的運算流程下，演算出FORMOSAT-3/COSMIC之大氣溫度、、壓力和水氣壓剖面剖線。而每次變分分析僅針對單一掩星事件。採用的一維變分法詳見 COSMIC Project Office (2005)。

三、反演探空與傳統探空觀測溫度、露點溫度之差異分析

本節進行 FORMOSAT-3/COSMIC 反演探空與傳統探空觀測溫度、露點溫度之差異分析。比較之區域與資料時段為北半球 2006 年 8 月 1 日至 2007 年 5 月 31 日，並以 FORMOSAT-3/COSMIC 反演點與傳統探空觀

測點兩者間距小於 150 公里為樣本點選取條件；依上述條件共收集到 1081 個樣本點，分布如圖 2。研究過程則就整體之表現、逐月統計、不同緯度區域統計、海洋上與陸地上差異比較、特定氣象條件等分類群組進行分析討論。

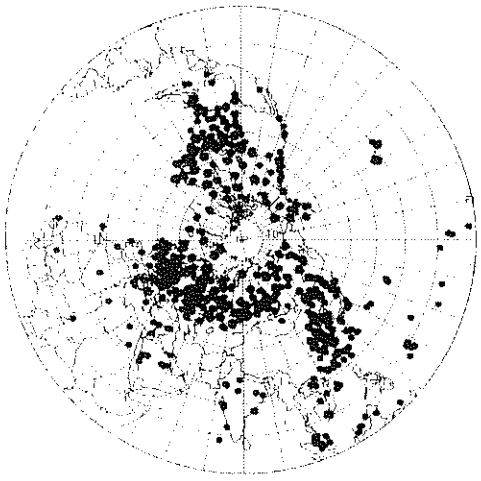


圖 2：2006 年 8 月 1 日至 2007 年 5 月 31 日，傳統大氣探空與福衛三號觀測進行比較分析之 1081 個樣本點分布圖。

Fig. 2. Geographical distribution of the samples for comparing FORMOSAT-3/COSMIC data with RS data.

1. 群組一：所有樣本點差異分析

圖 3 為平均差異值 (即差異值的算數平均數) 隨高度之分布。就溫度差異而言(圖 3a 中的空心圓線段)，各層之平均差異值皆在 1.5 K 以下，且高層 (300 hPa) 的差異略小於低層者 (如：925 hPa 或 850 hPa)。進一步觀察樣本點間距離小於 100 公里 (915 個)、50 公里 (381 個)、25 公里 (110 個) 的結果顯示 (見圖 3b-d 的空心圓線段)，平均差異值並未隨著樣本點之間距離縮短而減小，高層之溫度平均差異值仍略低於低對流層。露點溫度之平均差異 (見圖 3 的實心圓線段) 則較溫度平均差異高出甚多；此處必須強調，本研究水氣反演模組是以美國 NCEP 數值模式水氣場當作第一猜測值，因此，露點溫度之差異值也隱含有 NCEP 數值模式水氣場誤差。圖 3 顯示，低對流層露點溫度差異約 2 K，高層露點溫度差異則高達 4 K 以上；樣本點之間距離縮短，露點溫度差異值亦沒有隨之減小趨勢。

高對流層溫度低於低對流層溫度可達 60 K 以上，因此，平均差異百分比 (即平均差異值/該層平均值；見圖 4) 也頗具統計意義。由圖 4a 可見，高、低對流層溫度的平均差異百分比皆約為 0.5%，露點溫度則由低對流層 (925 hPa) 的 0.8% 隨高度逐漸增大為約 2.1% (300 hPa)；樣本點間距離縮短 (見圖 4b-d)，除了高對流層露點溫度之平均差異百分比有略為減小 (約 1.9%)，其餘特徵與圖 4a 相似。

圖 5 進一步逐層比較傳統探空溫度 (橫軸) 與反演溫度 (縱軸) 間之相關性。300 hPa 的比較結果顯示 (圖 5a)，兩組溫度資料呈現高度正相關，相關係數達 0.982，均方根差約為 1.66 K；其他各層 (圖 5b-e) 之相關係數 (500 hPa: 0.985, 700 hPa: 0.988, 850 hPa: 0.987, 925 hPa: 0.990) 亦呈現高度正相關，均方根差 (500 hPa: 1.83 K, 700 hPa: 1.70 K, 850 hPa: 1.93 K, 925 hPa: 1.90 K) 與 300 hPa 的數值相當。圖 6 則為傳統探空露點溫度 (橫軸) 與反演露點溫度 (縱軸) 間之相關性，必須再次強調的是反演露點溫度已存在有 NCEP 數值模式水氣場誤差；由圖 6a 可知，300 hPa 兩組露點溫度資料的相關係數僅為 0.786，均方根差高達 5.78 K，顯示差異性頗大。隨著高度逐漸下降至低對流層，相關係數逐漸提升 (500 hPa: 0.838, 700 hPa: 0.891, 850 hPa: 0.951, 925 hPa: 0.973)，均方根差從 850 hP 以下則逐漸減小 (500 hPa: 6.45 K, 700 hPa: 5.84 K, 850 hPa: 3.82 K, 925 hPa: 2.93 K)，可見兩組資料在低對流層的相關性高於高對流層。上述結果表示，使用 700 hPa 以上的反演大氣溼度資訊，須格外注意該資料的可信度。

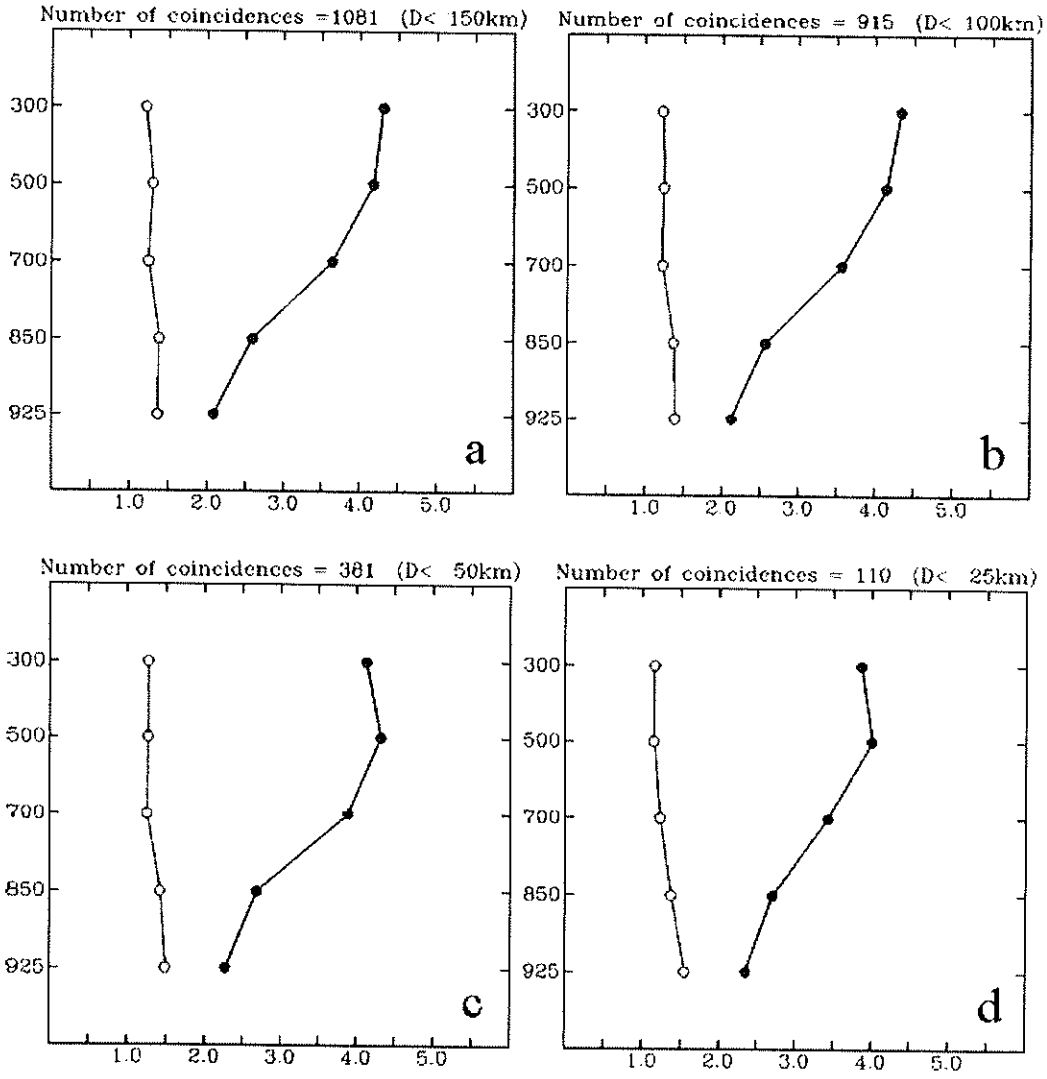


圖 3：傳統大氣探空與福衛三號資料反演溫度 (空心圓) 與露點 (實心圓) 之平均差異值 (單位：K) 隨高度 (hPa) 的分布。選取比較樣本點距離小於 (a) 150 公里，(b) 100 公里，(c) 50 公里與 (d) 25 公里。

Fig. 3. Comparison (Mean difference, unit: K) of FORMOSAT-3/COSMIC dry temperature (open circles)and dew point (filled circles) with corresponding RS data for distance less than (a) 150 km, (b) 100 km, (c) 50 km, and (d) 25 km.

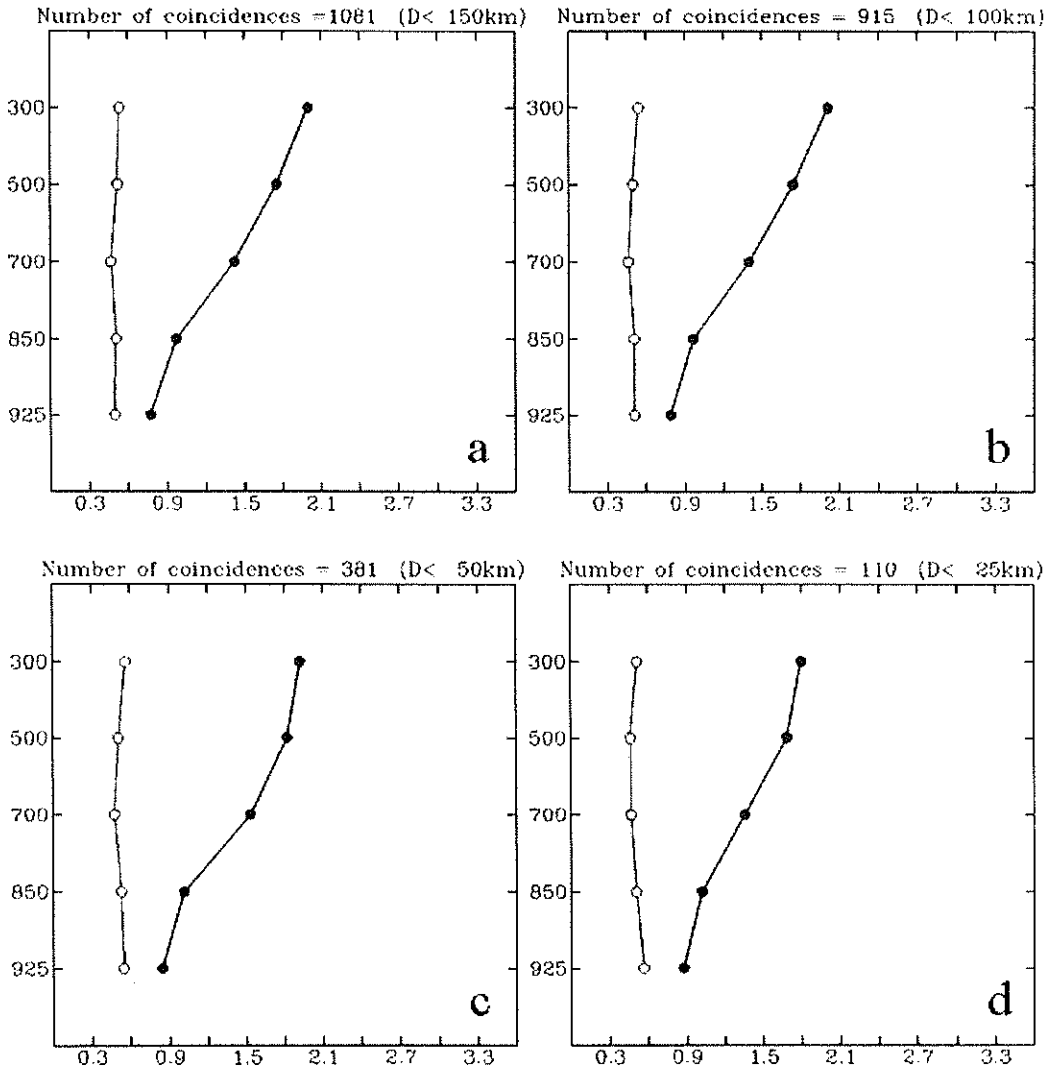


圖 4：傳統大氣探空與福衛三號資料反演溫度 (空心圓) 與露點 (實心圓) 之差異百分比 (單位：%) 隨高度 (hPa) 的分布。選取比較樣本點距離小於 (a) 150 公里，(b) 100 公里，(c) 50 公里與 (d) 25 公里。

Fig. 4. Comparison (Mean difference percentage, unit: %) of FORMOSAT-3/COSMIC dry temperature (open circles)and dew point (filled circles) with corresponding RS data for distance less than (a) 150 km, (b) 100 km, (c) 50 km, and (d) 25 km.

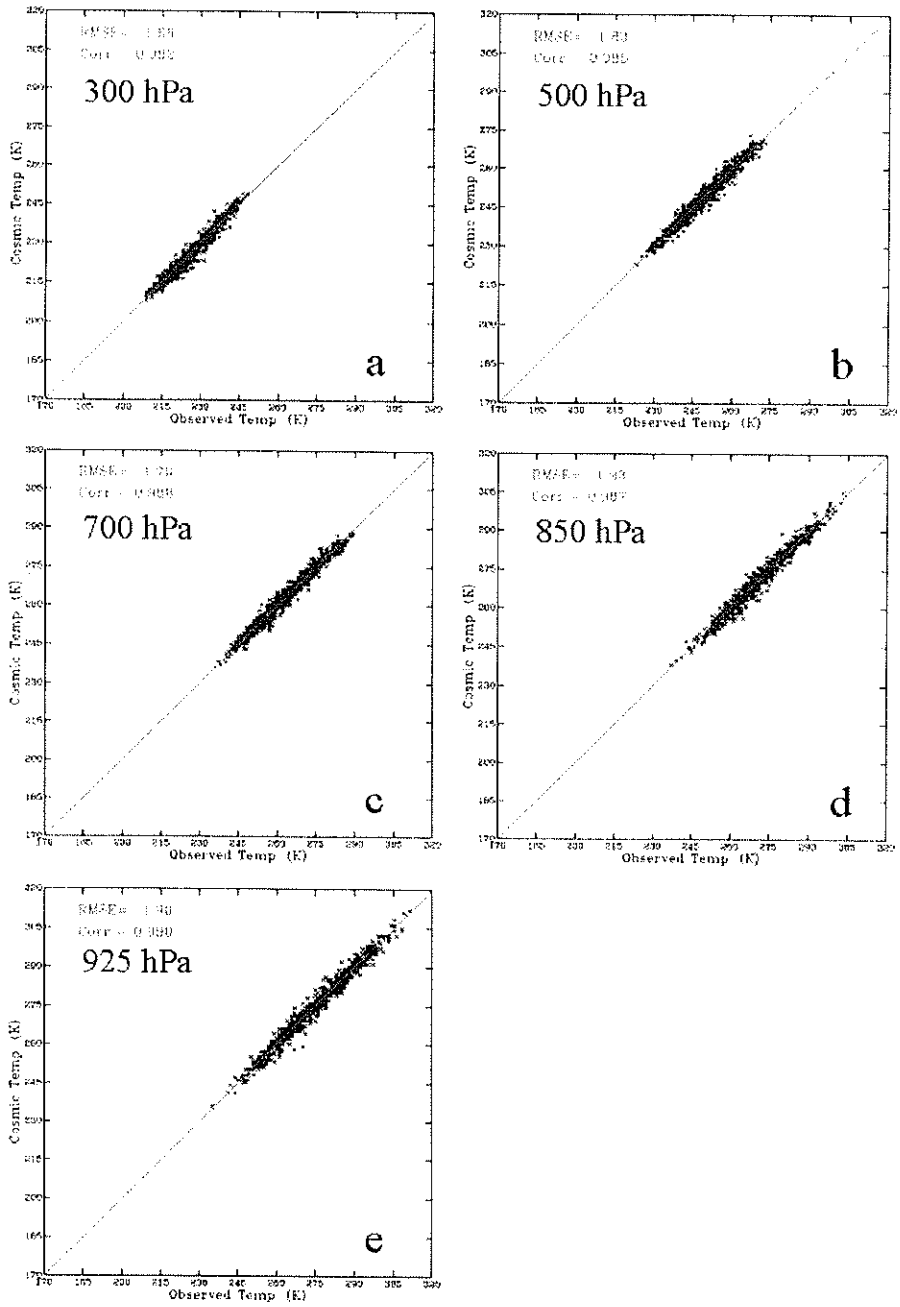


圖 5：傳統大氣探空溫度與福衛三號資料反演溫度之比較 (單位：K)。(a) 300 hPa，(b) 500 hPa，(c) 700 hPa，(d) 850 hPa 與 (e) 925 hPa (實線為 1:1 的關係線，RMSE 為均方根差，Corr.為相關係數)。

Fig. 5. Scatterplot comparing the dry temperature between RS and corresponding FORMOSAT-3/COSMIC for (a) 300 hPa, (b) 500 hPa, (c) 700 hPa, (d) 850 hPa, and (e) 925 hPa. The root-mean-square and correlation coefficients are also shown.

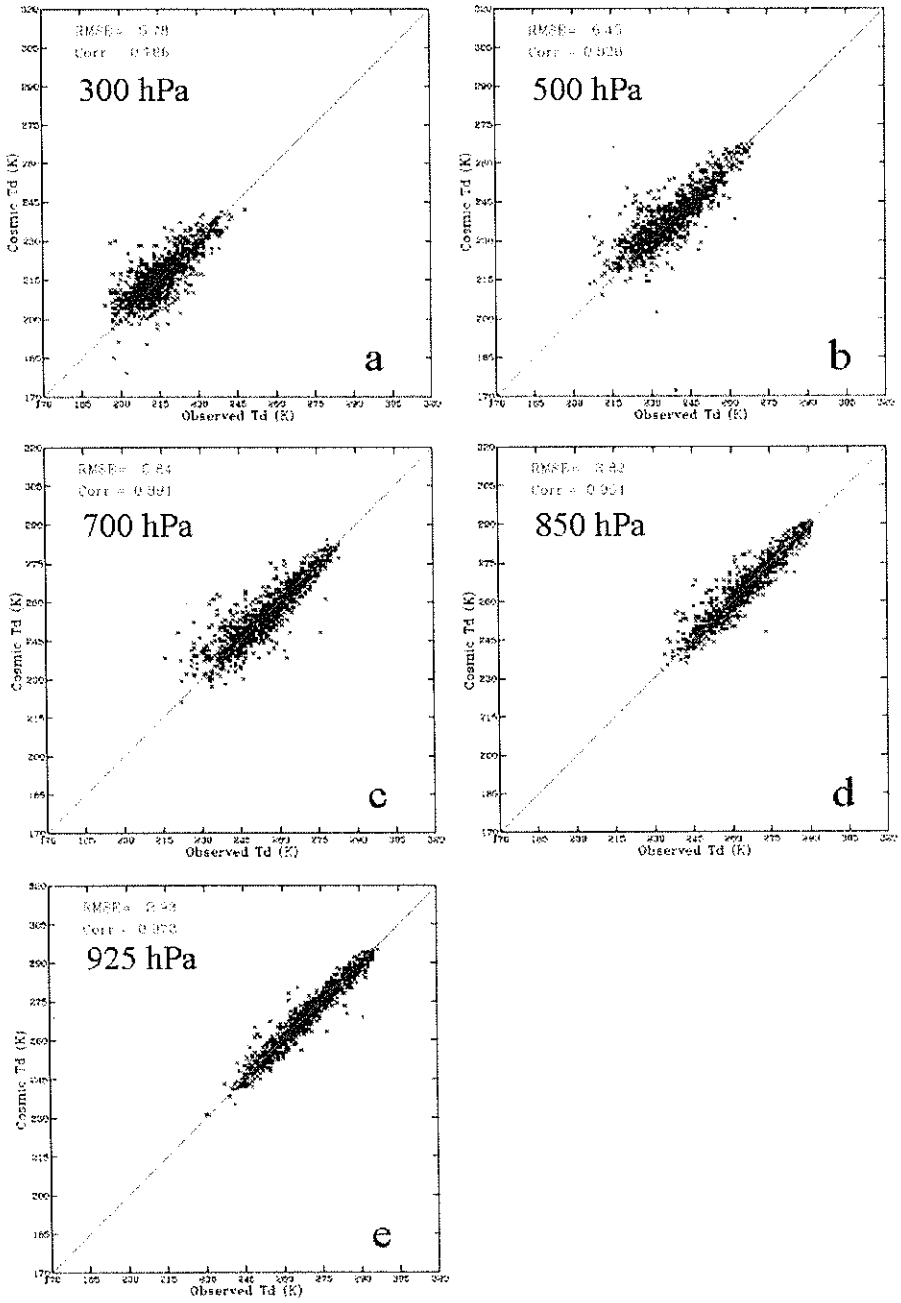


圖 6：傳統大氣探空露點溫度與福衛三號資料反演露點溫度之比較 (單位：K)。(a) 300 hPa，(b) 500 hPa，(c) 700 hPa，(d) 850 hPa 與 (e) 925 hPa (實線為 1:1 的關係線，RMSE 為均方根差，Corr. 為相關係數)。

Fig. 6. Scatterplot comparing the dew point temperature between RS and corresponding FORMOSAT-3/COSMIC for (a) 300 hPa, (b) 500 hPa, (c) 700 hPa, (d) 850 hPa, and (e) 925 hPa. The root-mean-square and correlation coefficients are also shown.

2. 群組二：逐月資料之差異分析

FORMOSAT-3 衛星成功升空後，觀測資料的分布區域逐漸擴展、資料量也逐漸增多；本小節針對 2006 年 8 月至 2007 年 5 月進行逐月差異比較，溫度差異分析如圖 7 所示。滿足選取條件的樣本點自 2007 年起顯著增多 (1 月: 95 個, 2 月: 119 個, 3 月: 197 個, 4 月: 190 個, 5 月: 141 個)，然而，計算得到之均方根差 (圖 7a) 與相關係數 (圖 7b) 在各月份皆頗為接近，顯示反演溫度的資料品質相當穩定，樣本數隨時間雖有增加，但與傳統探空溫度的差異並未出現顯著改變。

露點溫度差異 (見圖 8) 在不同月份則呈現較大的變動，某些月份傳統觀測與反演資料的均方根差較大 (圖 8a) 、相關係數較低 (圖 8b；例如 2006 年 8 月、9 月、 10 月、 11 月)，某些月份則相關係數較高、均方根差較小 (如：2007 年 1 月、 2 月)，顯示反演露點溫度的資料品質相對較不穩定，且不易歸納出規律性。

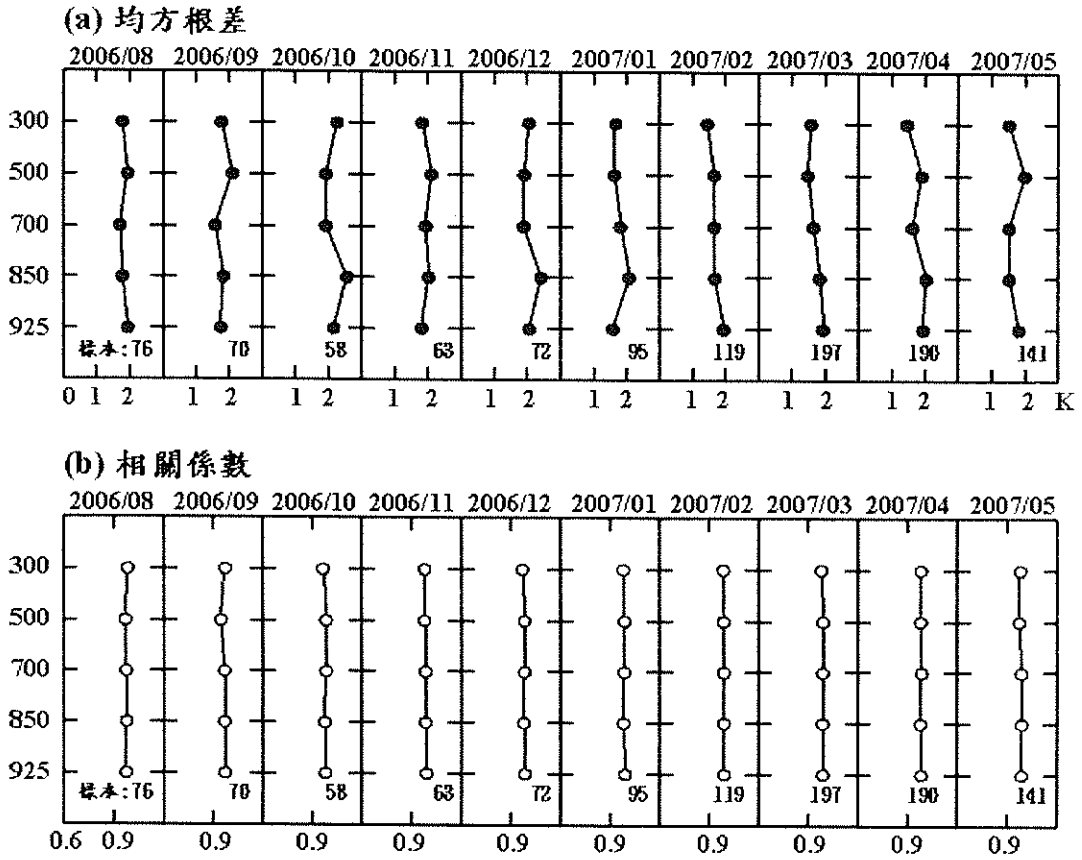


圖 7：傳統大氣探空溫度與福衛三號資料反演溫度之逐月比較 (a)均方根差，(b)相關係數。

Fig. 7. Comparison of FORMOSAT-3/COSMIC dry temperature with RS in different month for (a) root-mean-square difference and (b) correlation coefficient.

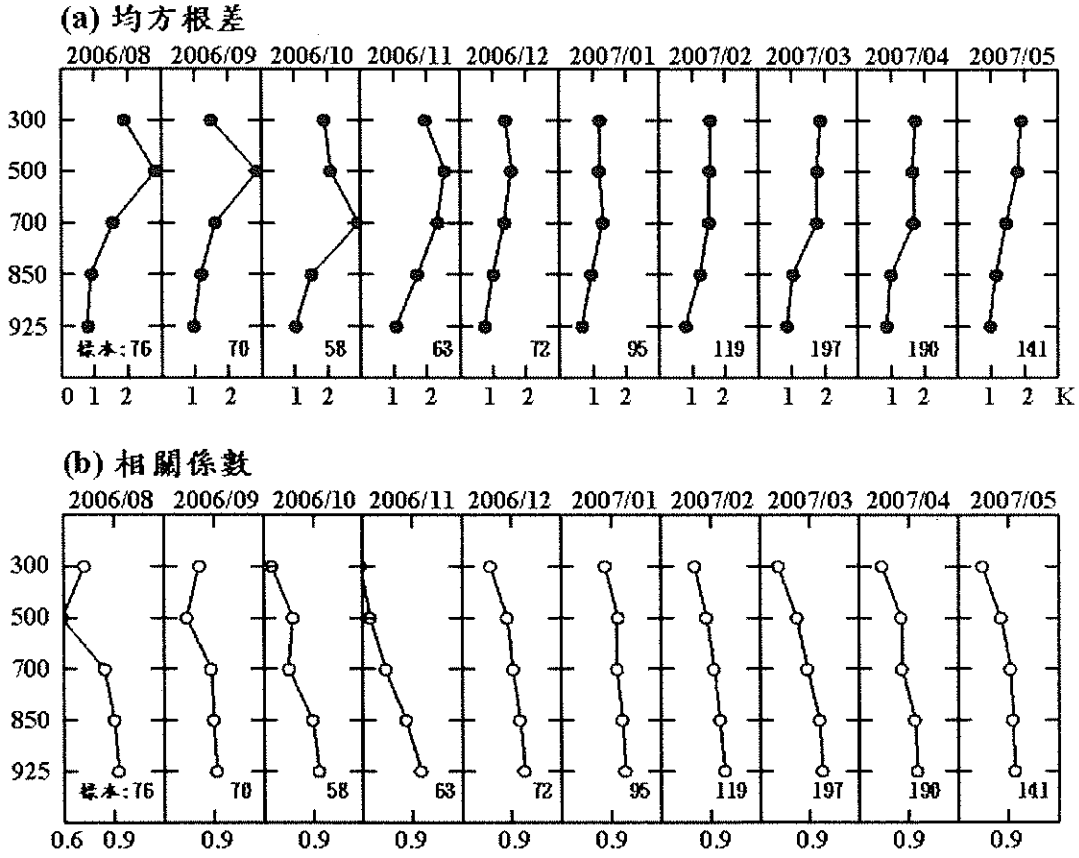


圖 8：如圖 7，但為露點溫度之比較。

Fig. 8. As Fig. 7, but for dew point temperature.

3. 群組三：不同緯度區域之差異分析

根據樣本點所在緯度，我們可將所有比較樣本區分為三類 [即緯度在 0°N~30°N (154 個), 30°N~60°N (701 個), 60°N~90°N (226 個)] 來進行統計分析，溫度差異分析結果如圖 9 所示，各緯度區域計算得到之相關係數 (圖 9b) 與均方根差數值 (圖 9a) 差異不大，唯低緯區中、高對流層之相關係數略較其他區域為低 (如：500 hPa 的 0.883 與 700 hPa 的 0.878)，綜合來說，傳統探空溫度與反演溫度之相關程度隨不同緯度並沒有顯著差異。

反演露點溫度與傳統探空露點溫度在中、高緯度區差異相對較小，但在低緯度區呈現出頗大差異 (見圖 10)，如：低緯度區在 (300 hPa, 500 hPa, 700 hPa, 850 hPa) 的均方根差值分別高達 (7.43 K, 9.01 K, 7.11 K, 4.76 K) (見圖 10a)、相關係數則僅為 (0.722, 0.765, 0.850, 0.871) (見圖 10b)，顯示兩組資料對低緯度大氣的水氣量資訊差異頗大；尤其，低緯度大氣蘊含大量水氣，水氣量資訊正確與否，和熱帶大氣對流、降水預報的準確性息息相關，因此，在低緯度區域應用反演露點溫度資訊亦須注意資料品質與可信度。

4. 群組四：海洋上與陸地上之差異分析

海洋上的大氣觀測資料稀少，為現階段天氣預報仍存在誤差的主要原因之一；FORMOSAT-3/COSMIC 的重點科學目標，為提高海洋地區的大氣觀測資料密度，進而提升天

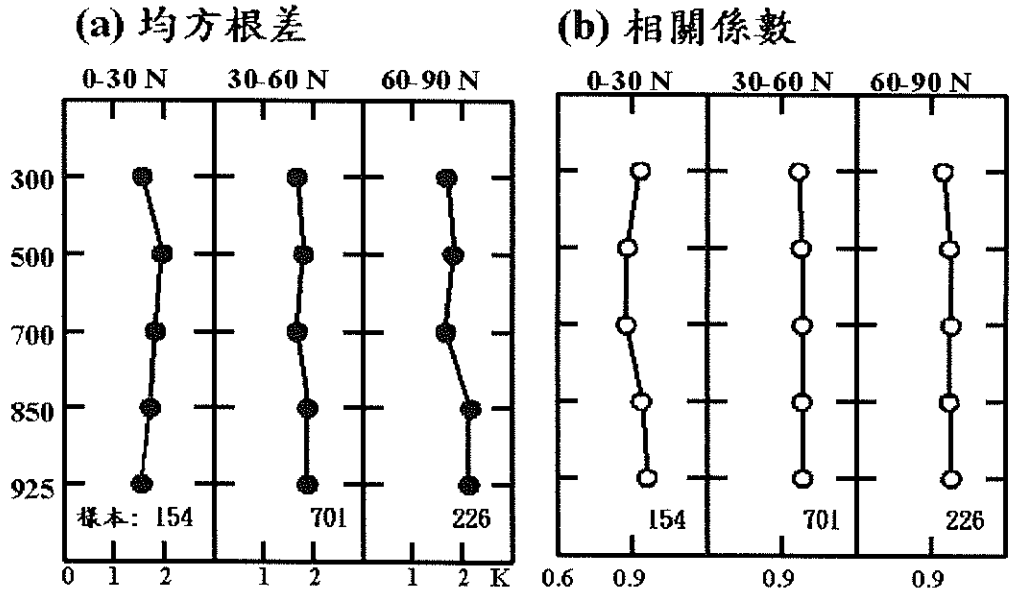


圖 9：不同緯度區域 (0°N~30°N; 30°N~60°N; 60°N~90°N) 傳統大氣探空溫度與福衛三號資料反演溫度之比較 (a)均方根差，(b)相關係數。

Fig. 9. Comparison of FORMOSAT-3/COSMIC dry temperature with RS over different latitude regions for (a) root-mean-square difference and (b) correlation coefficient.

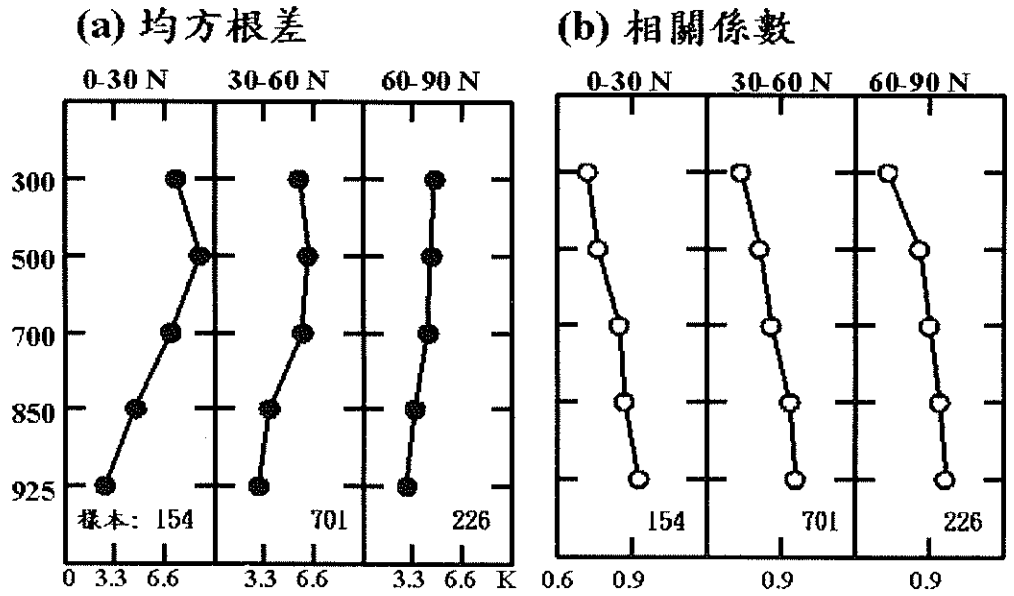


圖 10：如圖 9，但為露點溫度之比較。

Fig. 10. As Fig. 9, but for dew point temperature.

氣預報準確度。本研究將資料區分為：海洋上(海島傳統探空站，共 67 個) 與陸地上 (1014 個) 樣本點，檢視這兩類資料反演結果之異同。溫度差異比較結果如圖 11 所示，海洋上與陸地上樣本點計算得到之均方根差數值 (圖 11a) 與相關係數 (圖 11b) 差異很小，相關係數均可達 0.98~0.99，海洋上均方根差為 1.6~2.1 K，陸地上均方根差為 1.6~2.0 K。此結果顯示，在海洋上，FORMOSAT-3/COSMIC 的反演溫度品質仍頗佳，傳統探空溫度與反演溫度之相關性，不因樣本點在海洋上或陸地上而有差異。

反演露點溫度與傳統探空露點溫度在低對流層差異不大，中、高對流層則呈現出較顯著的差異 (見圖 12)，如：海洋上中、高對流層在 (300 hPa, 500 hPa, 700 hPa) 的均方根差值分別高達 (7.18 K, 7.06 K, 7.36 K)，陸地上的均方根差值略小，為 (5.67 K, 6.40 K, 5.72 K) (見圖 12a)，顯示兩組資料對海洋上中、高對流層的大氣水氣量資訊差異頗大。低對流層之均方根差值相對較小 (2~3 K)。

5. 群組五：特定氣象條件之差異分析

低對流層大氣若存在逆溫特徵，不利於深對流雲系發展，或須有更強的外在強迫機制才能促使雲、雨形成與發展；因此，檢視探空溫度資料是否具備逆溫條件，是天氣預測的重要工作之一。本研究先由傳統探空 1081 個樣本點中，挑選出 925 hPa 與 850 hPa 之間符合逆溫特徵的樣本 (共有 110 個)，再與 FORMOSAT-3/COSMIC 反演溫度進行比較，說明如下：

設定逆溫條件：$(T_{850}-T_{925})>0$

上式可改寫為：$\left(\frac{T_{850}}{T_{925}}-1\right)T_{925}>0$ or $\frac{T_{850}}{T_{925}}>1$ (8)

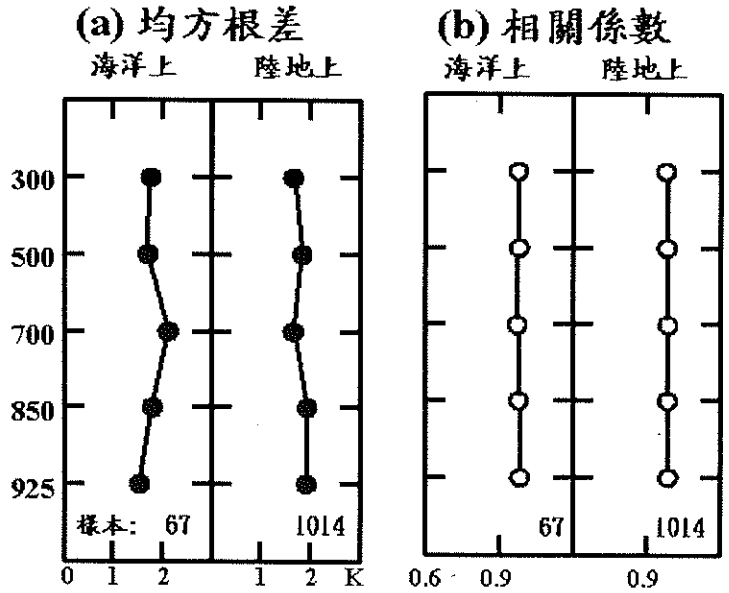


圖 11：樣本點位在海洋上及陸地上，傳統大氣探空溫度與福衛三號資料反演溫度之比較 (a)均方根差，(b)相關係數。

Fig. 11. Comparison of FORMOSAT-3/COSMIC dry temperature with RS over sea and land regions for (a) root-mean-square difference and (b) correlation coefficient.

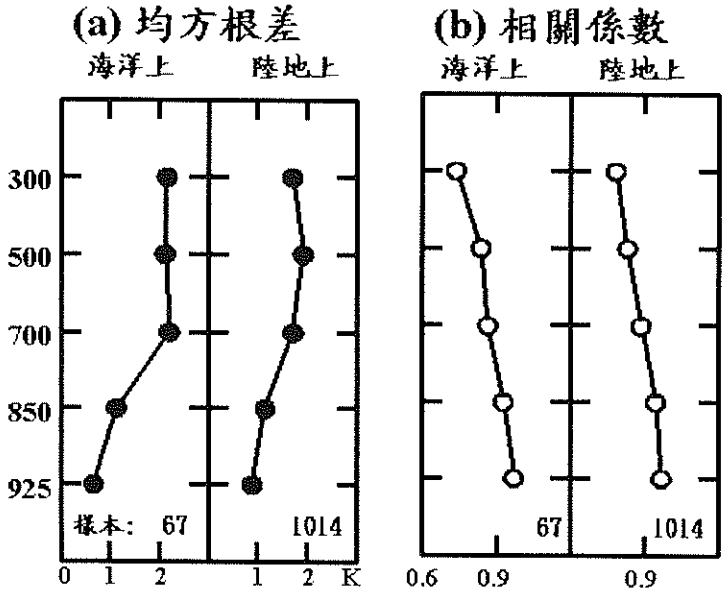


圖 12：如圖 11，但為露點溫度之比較。

Fig. 12. As Fig. 11, but for dew point temperature.

(8)式中，T_{925} 大於 0 (單位：K)，故 $T_{850}/T_{925}>1$ 可視為判斷逆溫的條件；本研究中傳統探空溫度滿足上述逆溫條件的樣本共有 110 個，其與衛星反演結果之比較如圖 13 所示。圖中橫軸為 925 hPa 的溫度值，顯示 T_{925} 從 230 K~290 K 皆有機會出現逆溫現象；此 110 個樣本中，FORMOSAT-3/COSMIC 反演結果亦滿足逆溫條件 ($T_{850}/T_{925}>1$) 者有 85 個 (佔總數約 77.3%)，達到 T850/T925 > 0.99 條件者有 103 個 (佔總數約 93.6%)，顯示兩組資料對低對流層大氣逆溫現象的解析結果相當一致。若就 T_{850}/T_{925} 數值 (圖 13 縱軸) 分布來說，整體 FORMOSAT-3/COSMIC 反演結果有略小於傳統探空觀測結果之趨勢，表示傳統探空觀測到的逆溫現象較為顯著。

另一種情況為低對流層大氣具有 "絕對不穩定" 特徵，地球大氣空氣塊乾絕熱上升 1 公里高度，溫度下降約 9.8 K，此溫度下降比率稱之為乾絕熱直減率；在某大氣條件下，若溫度隨高度的直減率比乾絕熱直減率為大時，只要空氣塊些許絕熱上升，氣塊溫度就會比環境溫度高，氣塊就能夠繼續向上運動，這種情況的氣層稱為具有 "絕對不穩定"，有利於深厚對流雲系統的形成與發展。假定以 925 hPa (~760gpm) 至 850 hPa (~1450gpm) 的氣層來推算，該氣層在溫度直減率大於 6.8 K 時，即滿足絕對不穩定條件，說明如下：

設定絕對不穩定條件：

$$(T_{850}-T_{925})<-\left(\frac{1450-760}{1000}\right)\times 9.8$$

上式可改寫為：

$$\left(\frac{T_{850}+6.8}{T_{925}}-1\right)T_{925}<0 \quad \text{or} \quad \frac{T_{850}+6.8}{T_{925}}<1 \qquad (9)$$

(9)式中，T_{925} 大於 0 (單位：K)，故 $(T_{850}+6.8)/T_{925}<1$ 可視為判斷絕對不穩定的條件；本文傳統探空溫度滿足上述條件的樣本共有 61 個，其與衛星反演結果之比較如圖 14 所示。由橫軸 925 hPa 之溫度值顯示，研究期間絕對不穩定個案大多出現於 T_{925} > 265 K

之區域；此 61 個樣本中，FORMOSAT-3/COSMIC 反演結果亦滿足絕對不穩定條件〔$(T_{850}+6.8)/T_{925}<1$〕者有 19 個(佔總數約 31.1%)，達到〔$(T_{850}+6.8)/T_{925}<1.01$〕條件者有 56 個 (佔總數約 91.8%)；由此數據可推論，傳統探空觀測到的絕對不穩定現象，比 FORMOSAT-3/COSMIC 反演結果來得顯著。反演溫度對於低對流層相當不穩定之現象很可能有低估的趨勢。

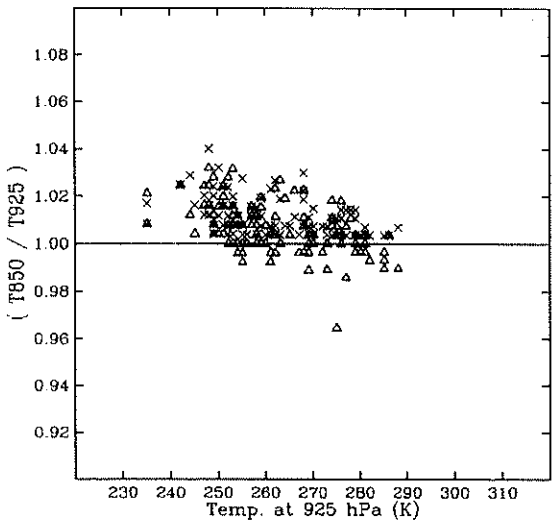


圖 13：傳統大氣探空溫度的低對流層具有逆溫特徵之樣本點 (以╳表示；110 個) 與福衛三號資料反演溫度 (以△表示) 之比較。 橫軸為 925 hPa 的溫度值 (單位：K)；縱軸為 850 hPa 溫度與 925 hPa 溫度之比值 (>1 代表具有逆溫特徵)。

Fig. 13. Comparison of the low-level inversion samples between RS and corresponding FORMOSAT-3 /COSMIC data.

高、低對流層的溫度差，在大氣熱力上亦隱含有穩定度的意義；當大氣環境處於不穩定狀態下，較大的溫度差，代表大氣潛在上較易發生對流性天氣系統。本文針對所有樣本點之 925 hPa 與 300 hPa 溫度差，計算 FORMOSAT-3/COSMIC 反演結果與傳統探空觀測結果之比值如下：

$$\frac{(T_{925}-T_{300})_{COSMIC}}{(T_{925}-T_{300})_{RAOB}} \qquad (10)$$

(10) 式若大於 (小於) 1 代表 FORMOSAT-3/COSMIC 反演之溫度差高於 (低於) 傳統探空觀測結果，等於 1 表示兩組溫度差值相等。計算得到的比值隨緯度分布結果如圖 15 所示，在較低緯度區 (0~20°N)，樣本點的比值相當接近 1，顯示兩組資料的溫度差值頗為接近；中、高緯度區 (40~80°N) 兩組資料比值分布較為分散，可見相對而言，兩組資料在中、高緯度區溫度差值的差異性較大。此初步結果僅涵蓋現有 1081 個樣本點，預期未來擴充更多樣本點的研究，將可進行更詳細之比較。

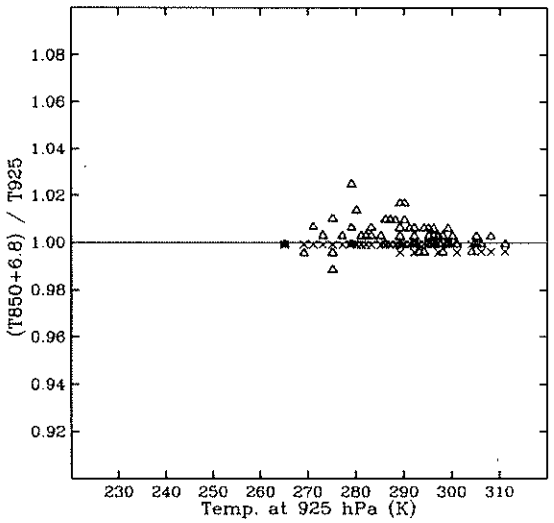


圖 14：傳統大氣探空溫度的低對流層具有絕對不穩定特徵之樣本點 (以╳表示：61 個) 與福衛三號資料反演溫度 (以△表示) 之比較。 橫軸為 925 hPa 的溫度值 (單位：K)；縱軸之比值<1 代表具有絕對不穩定特徵。

Fig. 14. Comparison of the low-level absolute unstability samples between RS and corresponding FORMOSAT-3/COSMIC data.

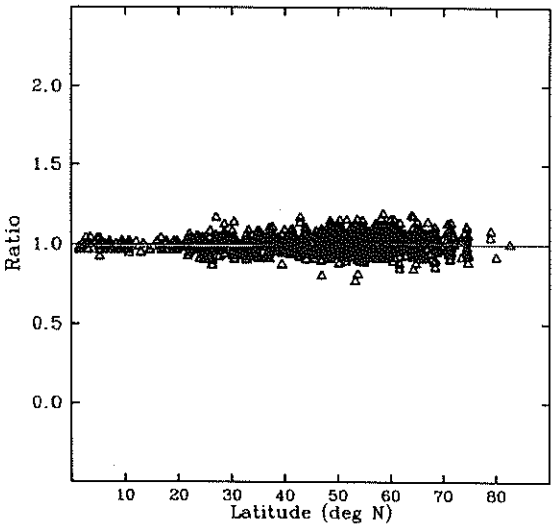


圖 15： 925 hPa 與 300 hPa 溫度差比值隨緯度之分布。溫度差比值之計算為福位三號資料除以傳統大氣探空資料[(T925-T300)COSMIC/(T925-T300)RAOB]。

Fig. 15. Comparison of the vertical temperature differences (925 hPa and 300 hPa) between RS and corresponding FORMOSAT-3/COSMIC data.

四、討論與總結

本文選取 2006 年 8 月 1 日至 2007 年 5 月 31 日時段，針對北半球進行 FORMOSAT-3/COSMIC 反演探空與傳統探空觀測溫度、露點溫度之差異比較研究。FORMOSAT-3 已於 2006 年 4 月 15 日順利發射 6 個低軌道微衛星，此 6 顆衛星星系駕載著 GPS 接收器，即時接收位在距離地表高度約為 20200 公里的 24 顆全球定位系統 GPS 衛星之無線電訊號。由於地球大氣之密度梯度，該無線電訊號在地球大氣傳播過程中會產生偏折，應用此原理，透過架設在 6 個低軌衛星上之 GPS 接收器，可即時量測無線電訊號之相位與振幅;配合當時 GPS 與微衛星之位置與移速等資訊，可推導出無線電訊號偏折角之垂直分布。

應用 Kuo et al. (2004)之演算法，在局部球對稱的假設下，可利用偏折角資料反演出大氣折射率、壓力、溫度及水氣壓等大氣垂直剖面資訊；值得一提的是，FORMOSAT-3/COSMIC 反演大氣溼度資訊，是以美國 NCEP 數值模式的資料當作第一猜測值來進行變分運算，因此，反演所得之溼度資訊，已存在有 NCEP 數值模式的水氣場誤差，使用上須格外注意。本研究以 FORMOSAT-3/COSMIC 反演點與傳統探空觀測點兩者間距小於 150 公里為樣本點選取條件；依此條件於研究期間共收集到 1081 個樣本點，分析過程以整體表現、逐月統計、不同緯度區域統計、海洋上與陸地上差異統計、特定氣象條件等群組，就大氣對流層之溫度與露點溫度進行比較，研究結果綜合歸納如下。

1. 所有樣本點差異分析結果顯示，各層之溫度平均差異值皆在 1.5 K 以下，且高層 (300 hPa) 的差異略小於低層者，平均差異百分比皆約為 0.5%；平均差異值並未隨著樣本點間的距離縮短而減小。由相關性分析可見，FORMOSAT-3/ COSMIC 反演結果與傳統探空觀測溫度呈現高度正相關，相關係數可達 0.98~0.99，均方根差約為 1.7~1.9 K。露點溫度相關性分析顯示，300 hPa 相關係數僅為 0.786，均方根差高達 5.78 K，表示兩組資料差異性頗大。隨著高度逐漸下降至低對流層，相關係數逐漸提升 (500 hPa: 0.838, 700 hPa: 0.891, 850 hPa: 0.951, 925 hPa: 0.973)，均方根差從 850 hP 以下則逐漸減小 (500 hPa: 6.45 K, 700 hPa: 5.84 K, 850 hPa: 3.82 K, 925 hPa: 2.93 K)，露點溫度資料在低對流層的相關性高於高對流層。
2. 逐月資料之差異分析顯示，相關係數與均方根差數值在研究期間各月份皆頗為接近，顯示反演溫度的資料品質相當穩定，並未隨時間有明顯變動。露點溫度差異在不同月份則相對有較大的變動，某些月份傳統觀測與反演資料的相關係數較低、均方根差較大

(如：2006 年 8 月、9 月、10 月、11 月)，某些月份則相關係數較高、均方根差較小(如：2007 年 1 月、2 月)，顯示反演露點溫度的資料品質相對較不穩定。

3. 不同緯度區域之差異分析顯示，溫度在各緯度區域計算得到之相關係數與均方根差數值差異不大，表示傳統探空溫度與反演溫度隨不同緯度並沒有顯著差異。反演露點溫度與傳統探空露點溫度在高緯度區差異相對較小，但在低緯度區的差異頗大 (300 hPa, 500 hPa, 700 hPa, 850 hPa 的均方根差值分別高達 7.43 K, 9.01 K, 7.11 K, 4.76 K、相關係數僅為 0.722, 0.765, 0.850, 0.871)。
4. 樣本點在海洋上與陸地上之差異分析顯示，溫度差異值相當小，海洋上均方根差為 1.6~2.1 K，陸地上均方根差為 1.6~2.0 K，相關係數均可達 0.98~0.99。可見在海洋上，FORMOSAT-3/COSMIC 的反演溫度品質仍頗佳。露點溫度在低對流層差異不大，中、高對流層則呈現出較顯著的差異，海洋上中、高對流層在 (300 hPa, 500 hPa, 700 hPa) 的均方根差值分別高達 (7.18 K, 7.06 K, 7.36 K)，陸地上為 (5.67 K, 6.40 K, 5.72 K)。
5. 由傳統探空溫度滿足低對流層逆溫條件的樣本比較結果顯示，FORMOSAT-3/ COSMIC 反演結果亦滿足逆溫條件 (T850/T925 > 1) 者佔總數約 77.3%，達到 T850/T925 > 0.99 條件者佔總數約 93.6%，顯示兩組資料對低對流層大氣逆溫現象的解析結果相當一致，歸納而言，傳統探空觀測到的逆溫現象較為顯著。
6. 由絕對不穩定 [(T850+6.8)/T925 < 1] 的樣本比較結果顯示，FORMOSAT-3/ COSMIC 反演結果亦滿足絕對不穩定條件者佔總數約 31.1%，達到[(T850+6.8)/T925 < 1.01] 條件者佔總數約 91.8%；傳統探空觀測到的絕對不穩定現象，比 FORMOSAT-3/COSMIC 反演結果來得顯著。
7. 由高、低對流層的溫度差比值隨緯度分布之比較結果顯示，較低緯度區 (0~20°N)，兩組資料的溫度差值頗為接近 (比值~1)；中、高緯度區 (40~80°N) 兩組資料比值分布較為分散，相對而言，兩組資料在中、高緯度區溫度差值的差異性較大。

比較 NCEP 水氣背景場與傳統探空水氣觀測結果之差異，是本研究重要的未來工作之一；此項工作將可幫助我們瞭解，NCEP 水氣場誤差是否為導致 FORMOSAT-3/COSMIC 反演露點溫度差異的主要來源。未來亦可嘗試使用不同模式資料當作水氣反演背景場，期望能降低其與傳統探空觀測水氣量之差異。

五、致謝

非常感謝兩位審查者精闢的建議與指正。本文是在中央氣象局氣象預報中心自行研究發展計畫支持下完成，資料來源為中央氣象局資訊中心，所有樣本比對之探空圖檔是由 WINS 系統輸出 (本研究已另行存檔)，特致誠摯之謝忱。

參考文獻

COSMIC Project Office, 2005: Variational atmospheric retrieval scheme (VARS) for GPS radio occultation data, http://tacc.cwb.gov.tw/cdaac/doc/documents/1dvar.pdf

Cucurull, L., Y.-H. Kuo, D. Barker, and S. R. H. Rizvi, 2006: Assessing the Impact of Simulated COSMIC GPS Radio Occultation Data on Weather Analysis over the Antarctic: A Case Study. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 3283–3296.

Dzingel, M., and U. Leiterer, 1995: Untersuchungen ober Genauigkeit and Korrekturmoglichkeiten for die Feuchtesindierung mit dem A-Humicap der

Sonde RS-80, *Technical Report, Meteorologisches Observatorium Lindenbery.*

Eyre, J. R., 1994: Assimilation of radio occultation measurements into a numerical weather prediction system. ECMWF Tech. Memo. 199, 34 pp.

Hajj, G. A., E. R. Kursinski, W. L. Bertiger, L. J. Romans, and K. R. Hardy, 1994: Assessment of GPS occultations for atmospheric profiling. Preprints, *Seventh Conf. on Satellite Meteorology and Oceonography,* Monterey, CA, Amer. Meteor. Soc., J7–J10.

Healy, S. B., A. M. Jupp, and C. Marquardt, 2005: Forecast impact experiment with GPS radio occultation measurements. *J. Geophys. Res.*, **32**, L03804, doi:10.1029/2004GL020806.

Huang, C.-Y., Y.-H. Kuo, S.-H. Chen and F. Vandenberghe, 2005: Improvements on typhoon forecastwith assimilated GPS occultation refractivity. *Weather and Forecasting*, **20**, 931–953.

Kirchengast, et al., The CIRA-86&Q_UoG model, 1999: An extension of the CIRA-86 monthly tables including humidity tablesand a Fortran 95 global moist air climatology model, Eur. Space Agency, IMG/UoG Techn. Rep., 8.

Kuo, Y.-H., T.-K. Wee, S. Sokolovskiy, C. Rocken, W. Schreiner, D. Hunt, and R. A. Anthes, 2004: Inversion and error estimation of GPS radio occultation data. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 507–531.

Leiterer, U., H. Dier, and T. Naebert, 1997: Improvements in radiosonde humidity profiles using RS-80/RS-90 Radiosondes of Vaisala, *Beitr. Phys. Atmosph.*, **4(70)**.

Rocken, C., et al., 1997: Analysis and validation of GPS/MET data in the neutral atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **102(D25)**, 29,849-29,866.

Sokolovskiy, S.V., 2001: Tracking tropospheric radio occultation signals from low Earth orbit, *Radio Sci.*, **36(3)**, 483-498.

Syndergaard, S., 1998: Modeling of the effect of the Earth's oblateness on the retrieval of temperature and pressure profiles from libm sounding, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, **60**, 171-180.

Vaisala, 1991: Users guide ozone sonde OES. Vaisala Oy, Helsinki.

Vorob'ev, V.V. and T.G. Krasil'nikova, 1994: Estimation of accuracy of the atmospheric refractive index recovery from Doppler shift measurements at frequencies used in the NAVSTAR system, Izv. Russ. Acad. Sci., Atmos. Ocean. *Phys., Engl. Transl.*, **29**, 602-609.

Ware R., Coauthors, 1996: GPS sounding of the atmosphere: Preliminary results. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 19–40.

Comparison of Temperature and Dew Point Temperature Derived from FORMOSA-3/COSMIC Data and Observed from radiosondes

Guo-Ji Jian[1], Ho-Fang Tsai[2], and Shian-Yuan Lee[1]
[1]Weather Forecast Center, Central Weather Bureau
[2]Meteorology Information Center, Central Weather Bureau

ABSTRACT

Sounding profiles derived from FORMOSAT-3/COSMIC GPS radio occultation measurements are compared with data from the Northern Hemisphere radiosonde network. FORMOSAT-3/COSMIC data between August 1, 2006 and May 31, 2007 are used for the comparisons. Note that the dew point temperature from FORMOSAT-3/COSMIC includes the NCEP humidity errors since the NCEP data was used as the first guess fields to get the dew point profiles.

The mean difference and the mean difference percentage of dry temperature are practically independent of the compared pressure levels with ~1.5 K and ~0.5%. The correlation coefficient and root-mean-square difference between the FORMOSAT-3/ COSMIC temperature and RS (radiosondes) temperature are 0.98~0.99 and 1.7~1.9 K, respectively. Poor performance of dew point temperature in the higher troposphere, of which of correlation coefficient and the root-mean-square are 0.7~0.8 and 5.7 K, indicates significant differences between the derived data and RS data on water vapor information. Good agreement in low-level inversion, where temperature increases with height from 925 hPa to 850 hPa, is observed with a percentage difference of about 6.4 %. However, less agreement in low-level static instability, of which the lapse rate is greater than the adiabatic lapse rate from 925 hPa to 850 hPa, is found since more stable results are shown in the derived FORMOSAT-3/COSMIC temperature.

Key words: FORMOSAT-3/COSMIC, Atmospheric sounding profiles

苗栗台中地區強震地動加速度與速度衰減模式之研究

劉坤松

高苑科技大學通識教育中心暨防災研究中心

摘要

本研究目的在於應用中央氣象局強地動觀測網之強震地動資料，選用 37 個淺源地殼地震(Mw=4.4 到 7.6)，建立苗栗台中地區之強震地動加速度與速度衰減模式，並與台灣不同地區之衰減模式作一比較。本研究建立衰減模式的經驗公式型態如下式：

$$ln\ Y = a\ ln(X + h) + b\ X + c\ M_w + d \pm \sigma$$

式中，Y 為地動值， M_w 為震矩規模，X 為震源距離，a 為幾何衰減係數，b 為非彈性衰減係數，c 為規模係數，h 為近距離飽和項，σ 為標準偏差。結果顯示，苗栗台中地區垂直向的回歸係數 a 的絕對值較水平向的值要高，意味著垂直向的地表加速度較水平向衰減的快，可能是因垂直向紀錄的主頻較高有關，此可由 Bolt 等人(2004)的研究結果來佐證。另外，垂直向較水平向有較高的 c 值，因此，垂直向的地表加速度會隨著地震規模的增加而有較大的貢獻量。此外，將本文研究地區與台灣其他地區研究的結果比較，顯示苗栗台中地區的地表加速度與速度值較台灣整體地區的值稍低，而與南投地區的值接近，可能是苗栗及台中地區部分位於麓山帶有關，此不同地區的地動衰減模式結果，反應出局部場址效應影響著該地區強震地動的特性。最後，我們進一步計算苗栗台中地區 61 個測站地動參數的剩餘值，最大地表加速度(PGA)剩餘值的最大值與最小值分別為 0.80 與-0.34，對應場址放大係數分別為 2.23 與 0.71。最大地表速度(PGV)剩餘值的最大值與最小值分別為 0.90 與-0.84，對應場址放大係數分別為 2.45 與 0.43。

關鍵詞：衰減模式、強地動加速度、強地動速度、場址剩餘值、苗栗台中

一、前言

歷年來地震造成臺灣地區的災害難以估計，例如西元1999年集集大地震、1906年嘉義梅山地震、1935年臺中、新竹烈震、1941年中埔地震、1946年新化地震、1964年白河地震、1986年花蓮地震及1998年瑞里地震等皆造成生命財產重大的損失。近年來我們的經濟持續高度成長，大型結構物如水壩、電廠、高樓日漸增多，捷運系統、高速鐵路等建設相繼在地層較軟弱之平原盆地進行，因此地震災害的威脅亦相對提高；為有效減低和預防災害，必須加強地震研究，以可靠和適切的強震資料，作為制定經濟又安全的防震設計規範之依據。

在強地動地震學方面的研究，其目的是要結合地質學者有關震源(斷層)位置的決定以計算出工程結構場址的地震振動(Aki,1980)，要計算出一場址的地震振動，其前提便是要了解該

地區的衰減特性，以達到預估強地動最大加速度值與速度值的目的，此結果除可作為地震災害之救災範圍的掌握與規劃外，並且可作為地震危害度分析之重要參數。

鑑於全臺地區強震資料不夠完整，中央氣象局於1991年7月起積極執行「強地動觀測計畫」(TSMIP)，建立台灣地區自由場強地動觀測網(辛在勤,1993； Liu et.al. ,1999)，中央氣象局截至95年底已完成688個自由場強地動觀測站之設置，此不僅提高了強震資料之品質，增多了強震資料的數目，更是分析地動特性及建立衰減模式的重要資料來源。

由文獻回顧，根據不同資料，使用不同參數，研究不同地區所建立的地動衰減公式，往往有相當大的差異(劉坤松,1999)。前人的研究在參數的使用方面，大都採用芮氏規模ML來建立衰減公式，但為考慮對於較大地震(M>6.5)，芮氏規模會有飽和(Saturation)問題產生(Campbell,1997)，所以本研究將以震矩規模作為地震參數。至於資料的選用方面，為考慮工程上著重於對地表影響較大的震動，如在高頻，PGA隨地震深度的衰減，或在較長週期，PGV受到表面波成分介入的影響，本文採用地殼地震，其震源深度皆小於35公里。此外，PGA與PGV分別代表在高頻率段與中頻率段範圍的衰減特性，因此，本研究除了建立PGA的衰減模式，可檢視短週期主頻所在之結構物的影響，並再建立PGV的衰減公式，並分析PGA與PGV之場址剩餘值的分布型態。

綜上所述，本研究的目的乃應用中央氣象局自由場強地動觀測網所蒐集之豐富的強震地動資料，使用震矩規模當作地震參數，選用37個地殼地震，建立苗栗台中地區之強震地動加速度與速度衰減模式，探討強震地動與地震規模、震源距離、站址效應之相關性，並與台灣不同地區之加速度與速度衰減模式作一比較。

二、強震資料

本研究所使用之強震資料來自中央氣象局，中央氣象局自1991年7月起積極執行為期六年之「強地動觀測計畫」(TSMIP)，此計畫之目的在於蒐集高品質的強震記錄，除可作為耐震設計規範修訂之依據外，並可用來研究地震震源、波傳路徑與場址效應等重要課題；中央氣象局截至95年底已完成688個自由場強地動觀測站之設置；除中央山脈外，各站站距約為5公里(Liu, et al., 1999)。在強震地動加速度與速度衰減模式建立的測站資料選取方面，本文主要是針對苗栗、台中縣、市等地區進行研究，目前中央氣象局在苗栗、台中縣、市共分別設置了26、22與16個測站，排除安裝於結構物上之強震儀，如水壩或大樓以及重複地點之觀測站後，共分別選用了24、22及15個測站，總計61個強震站之資料進行分析。選用測站的站碼、緯度、經度、高程與場址分類如表1。其位置分布圖如圖1所示。在強震資料的選取，中央氣象局強地動觀測網自1991年以來，在苗栗、台中地區共有1148筆地震，6700個強震紀錄，在經過掏選後，共有37筆地震，1291個強震紀錄符合了地震規模大於4，震源深度小於35公里，且至少有20個測站記錄其震度超過三級(即PGA>8gal)。地震分布如圖2。選用地震的時間、位置、震源深度、芮氏規模(ML)、震矩規模(Mw)以及記錄測站數如表2。選用地震的震矩規模(Mw)是參用Harvard資料庫。如資料庫無該地震之震矩規模，則由下列關係式換算而得(Wu et al. 2001)：

$$ML = 4.53 \ln(Mw) - 2.09 \quad (1)$$

經整理後，苗栗、台中地區選用地震之震源距離及震矩規模分布圖如圖3。

三、衰減模式與分析方法

3.1 衰減模式

當一個地震發生後，地震波在不同土層間傳播，其傳遞至工址的過程十分複雜，涉及諸多變數，亦即工址地表震動值與震源、波傳路

表 1. 本研究所使用測站之參數

Table 1. Stations whose records are used in this study.

No.	Sta. Code	Lat(N)	Lon(E)	Elev.(m)	Site
1	TCU029	24.56	120.749	33	C
2	TCU030	24.588	120.877	26	D
3	TCU031	24.561	120.701	30	C
4	TCU032	24.523	120.814	80	D
5	TCU033	24.685	120.862	5	D
6	TCU034	24.64	120.857	10	C
7	TCU035	24.616	120.789	10	D
8	TCU036	24.448	120.697	68	D
9	TCU037	24.493	120.675	13	D
10	TCU038	24.494	120.666	6	D
11	TCU039	24.492	120.783	149	C
12	TCU040	24.45	120.646	14	E
13	TCU041	24.392	120.687	91	D
14	TCU042	24.554	120.807	168	D
15	TCU043	24.688	120.952	92	C
16	TCU044	24.404	120.757	314	D
17	TCU045	24.542	120.912	210	C
18	TCU046	24.468	120.853	230	B
19	TCU047	24.619	120.938	23	C
20	TCU048	24.178	120.597	160	C
21	TCU049	24.179	120.691	123	D
22	TCU050	24.182	120.633	89	D
23	TCU051	24.16	120.651	68	D
24	TCU052	24.198	120.74	170	C
25	TCU053	24.194	120.669	127	D
26	TCU054	24.161	120.676	97	D
27	TCU055	24.14	120.665	90	D
28	TCU056	24.159	120.625	62	D
29	TCU057	24.172	120.612	49	C
30	TCU058	24.251	120.704	224	D
31	TCU059	24.269	120.564	7	D
32	TCU060	24.224	120.642	138	D
33	TCU061	24.136	120.549	30	D
34	TCU062	24.117	120.676	50	D
35	TCU063	24.11	120.616	39	D
36	TCU064	24.347	120.611	37	D
37	TCU065	24.058	120.692	48	D
38	TCU066	24.216	120.696	182	D
39	TCU067	24.092	120.72	73	D
40	TCU068	24.277	120.765	276	D
41	TCU069	24.26	120.822	357	D
42	TCU070	24.198	120.539	5	C
43	TCU082	24.148	120.676	84	D
44	TCU087	24.348	120.773	260	B
45	TCU088	24.253	121.176	1510	B
46	TCU099	24.138	120.691	75	D
47	TCU100	24.186	120.617	100	C
48	TCU101	24.241	120.709	200	D
49	TCU102	24.249	120.72	188	D
50	TCU103	24.309	120.707	222	C
51	TCU104	24.245	120.601	213	C
52	TCU105	24.239	120.56	20	C
53	TCU127	24.631	121	164	D
54	TCU128	24.416	120.761	311	C
55	TCU131	24.566	120.817	45	D
56	TCU132	24.575	120.821	41	D
57	TCU133	24.136	120.651	70	D
58	TCU134	24.124	120.62	39	D
59	TCU135	24.335	120.645	106	C
60	TCU136	24.26	120.651	173	C
61	TCU137	24.185	120.923	620	B

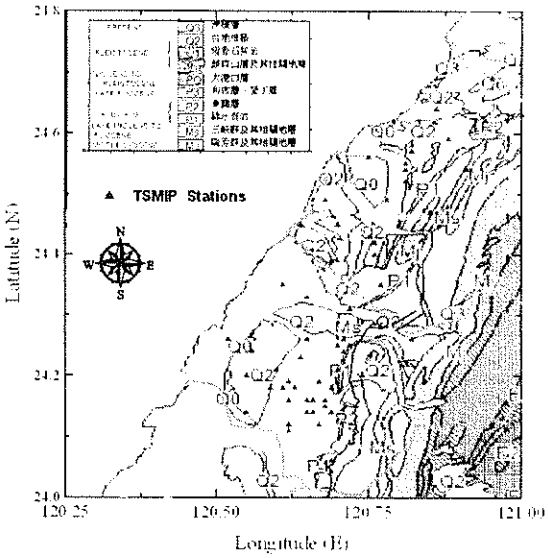


圖 1. 建立苗栗台中地區強震地動衰減模式所使用之強震測站分布圖。

Figure 1. Distribution of the TSMIP free-field stations in Taichung and Miaoli Area used in this study.

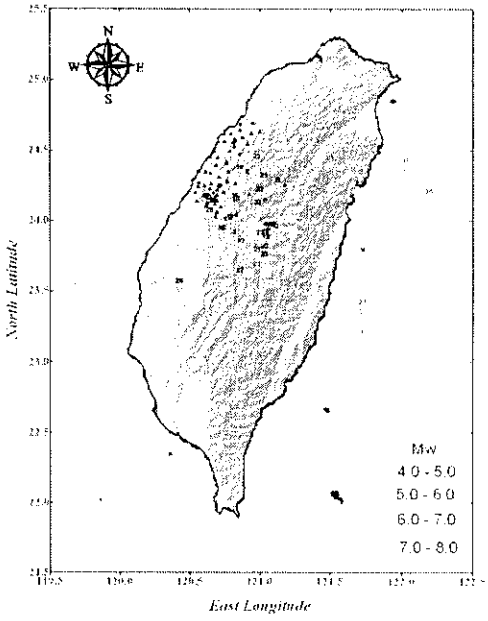


圖 2 本研究所選用地震之震央分布圖。

Figure 2. The epicenter locations of earthquakes used in this study.

表 2. 本研究所使用地震之參數

Table 2. Earthquakes whose records are used in the regression analysis

No.	Date	Time	Lat.	Lon.	Depth	ML	Mw	Rec.No.
	yy/mm/dd		(N)	(E)	km			
1	94/10/05	01:13:24.47	23.156	121.720	31.28	5.83	5.75	27
2	95/02/23	05:19:02.78	24.204	121.687	21.69	5.77	6.20*	46
3	99/09/20	17:47:15.85	23.853	120.816	08.00	7.30	7.60*	48
4	99/09/20	17:49:40.07	23.977	120.830	19.74	6.07	6.06	30
5	99/09/20	17:51:35.38	24.093	121.040	06.16	5.97	5.93	44
6	99/09/20	17:57:15.58	23.912	121.044	07.68	6.44	6.57	44
7	99/09/20	17:58:55.13	23.907	121.063	06.97	5.71	5.59	36
8	99/09/20	17:59:28.81	24.289	120.911	24.74	5.48	5.32	26
9	99/09/20	18:02:19.81	24.234	121.133	07.10	5.41	5.24	30
10	99/09/20	18:03:41.57	23.797	120.861	09.75	6.60	6.81	46
11	99/09/20	18:05:54.01	23.952	120.767	13.04	5.24	5.04	43
12	99/09/20	18:11:54.21	23.865	121.067	12.49	6.70	6.96	42
13	99/09/20	18:16:17.95	23.862	121.041	12.53	6.66	6.90	43
14	99/09/20	18:57:04.95	24.132	120.821	06.73	4.88	4.66	24
15	99/09/20	20:02:16.30	23.972	120.784	05.25	5.35	5.17	26
16	99/09/20	21:29:31.24	24.100	120.827	03.86	4.71	4.49	25
17	99/09/20	21:46:38.11	23.585	120.857	08.57	6.59	6.40*	35
18	99/09/21	14:40:04.39	24.329	120.857	05.53	4.99	4.77	34
19	99/09/22	00:14:40.77	23.826	121.047	15.59	6.80	6.40*	38
20	99/09/22	00:49:43.45	23.765	121.031	17.38	6.20	5.80*	39
21	99/09/22	12:17:20.96	23.739	120.981	24.02	6.00	5.20*	36
22	99/09/24	03:38:25.87	24.173	121.004	04.07	5.11	4.90	26
23	99/09/25	23:52:49.63	23.854	121.002	12.06	6.80	6.50*	38
24	99/09/28	05:53:49.56	23.980	120.671	10.88	5.08	4.87	24
25	99/10/18	16:00:45.89	23.705	121.035	23.77	5.15	5.30*	36
26	99/10/22	02:18:56.90	23.517	120.423	16.59	6.40	5.80*	37
27	99/11/01	17:53:02.25	23.362	121.726	31.33	6.90	6.30*	36
28	99/11/17	07:35:09.95	24.019	120.643	09.55	5.29	5.10	25
29	00/04/19	14:04:18.91	24.275	121.032	12.78	5.15	4.94	31
30	00/06/10	18:23:29.45	23.901	121.109	16.21	6.70	6.40*	42
31	00/06/19	21:56:24.76	23.920	121.092	27.02	5.18	5.20*	43
32	01/01/11	08:36:59.23	24.081	120.987	25.22	4.82	4.60	32
33	02/01/14	18:10:30.42	24.404	120.980	07.01	4.61	4.39	26
34	02/02/12	03:27:25.00	23.741	121.723	29.98	6.20	5.70*	36
35	02/03/31	06:52:49.95	24.140	122.192	13.81	6.80	7.10*	39
36	02/09/06	11:02:01.99	23.890	120.729	28.82	5.30	5.11	30
37	03/06/09	01:52:50.57	24.370	122.023	23.22	5.72	5.80*	28

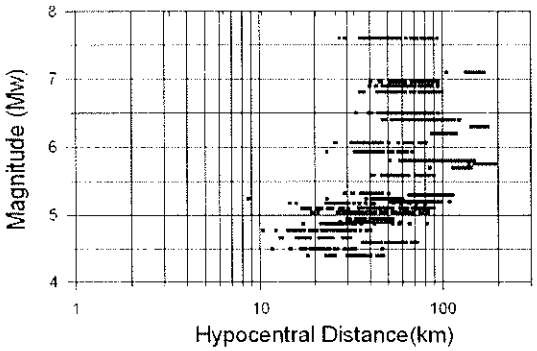


圖 3 本研究所選用地震之震源距離及震矩規模分布圖。

Figure 3. Distribution of strong-motion data used in this study to develop the attenuation relationships.

徑及場址效應有關(Reiter,1991)，因此地動衰減模式的參數，可歸類成地震動參數(Ground Motion Parameter)、地震參數(Earthquake Parameter)、傳遞參數(Propagation Parameter)、與場址參數(Site Parameter)等。但若要逐一模擬每一參數，其方法將非常複雜且難以配合工程上的應用，因此選擇型式簡單而相關性強的參數，有助於對衰減模式的分析(洪李陵與許,1993)。一般常用的衰減模式皆是由震源項、幾何擴散項(Geometry Spreading)以及非彈性衰減項(Anelastic Attenuation)等三項組成。

本文以震矩規模 Mw 當作地震參數，震源距離當作波傳遞參數。另外在測站地質條件考慮方面，本研究區域之中央氣象局苗栗台中 61 個自由場強地動觀測站，依李錫堤(Lee, 2001)的地質分類在 B、C、D、E 四類中，屬岩盤的 B 類有 4 站，屬鬆軟土層的 E 類有 1 站，其它為中等地層之 C、D 兩類有 56 個測站。因此研究結果可將測站地質條件視為中等地層的衰減模式。在地震動參數方面，除了以垂直向及兩個水平分量最大地動振幅平均值，如最大加速度值當作地震動參數外，也考慮了最大速度值，以探討地震動衰減與較長週期的關係。

3.2 分析方法

通常決定地動衰減模式的方法有三種，一為使用以前強震記錄的經驗(empirically)方法，另一種為使用地震模型去合成理論的地動值，或二種方法並用，由理論建議函數型態，再以經驗公式適合觀測資料。同時不同的構造環境亦有不同分析方法的衰減模式，包括淺層地殼地震的活動構造區域、淺層地殼地震的大陸穩定區域及隱沒帶區域(Abrahamson and Shedlock,1997)。因淺層地殼地震的大陸穩定區域的強震記錄較少，通常使用地震模型去合成理論地動值的方法，而其他二種構造環境的強震記錄較多，可採經驗公式去回歸衰減模式。

在方析方法上，除了地震較少的區域使用統計的點震源模型去推求衰減公式外，其他由經驗公式去推求衰減模式的方法可歸納成二類，一為 Joyner and Boore 的回歸模式，另一個為 Campbell 型態的回歸模式。比較二種回歸模式，Campbell 型態主要以近距離範圍，世界各地活動構造區域的淺層地殼地震為主(距離在 60 公里內)，因此衰減公式並無非彈性衰減項的考量，而本研究範圍為台灣地區，距離可達 200 公里以上，在距離因子方面，除了考量幾何擴散項外，必須考慮非彈性衰減項(劉坤松,1999)。

使用 Joyner and Boore 二階段回歸分析方法的好處是可將與地動參數有關的距離與規模項分離出，避免同時回歸距離與規模項時，計算規模的誤差會影響距離項的係數，而且二階段回歸分析方法的另一好處是在決定規模項時，各個地震有相同的權重，在計算距離項時，每個強震記錄有相同的權重，而不致於強震記錄多的地震佔了太大的權重(Joyner and Boore,1981)。

綜合以上所述，本研究建立衰減模式的經驗公式型態如下式：

$$\ln Y = a \ln(X + h) + b X + c M_w + d \pm \sigma \qquad (2)$$

式中，Y 為地動值，M_w 為震矩規模，X

為震源距離，a 為幾何衰減係數，b 為非彈性衰減係數，c 為規模係數，h 為近距離飽和項，σ 為標準偏差。由於強震紀錄之加速度歷時為三軸向，因此在選取水平向參數時，可以選用東西向、南北向、二水平向算術平均值、二水平向最大值、幾何平均值等。從以往之研究可得知以取幾何平均值的結果最穩定，亦即代表其回歸分析之誤差（或資料之分散性）最小（簡文郁等，2002）。因此，本研究於各階段分析時均採用二水平向記錄之幾何平均值，其定義為二水平向值之乘積開平方根。

在最大地表加速度及速度衰減模式之回歸分析的步驟如下：

1. 計算各個地震之距離相關函數，即地動對數值對震源距離的回歸，得 lnY=Aln(X)+B X+C 的係數 A、B 及 C。
2. 將各個地震之最大加速度及速度在震源距離 30 公里處分別正規化至一定值，此時為 100gals 及 5cm/sec。
3. 計算台灣及各地區正規化後之地動對數值對震源距離的回歸係數，即(2 式)之 a 與 b。
4. 計算地動值與規模的回歸係數。
5. 計算近距離飽和項 h。

四、結果與討論

由日本 1995 年 1 月 17 日阪神地震所得的強震紀錄顯示，垂直向與水平向 PGA 的比值接近於 1(羅俊雄與馬,1995；劉坤松與辛,1995)，此結果與以往認為垂直向的 PGA 約為水平向的 0.5 倍有所出入，因此，建立垂直向的 PGA 衰減公式有其必要，本研究除了以水平向的 PGA 當作地震動參數外，亦考慮了垂直向的計算。

4.1 垂直向與水平向最大地表加速度(PGA)及速度(PGV)衰減模式之建立

在分析了上述 37 個震矩規模介於 4.4 至 7.6 之間，其三分量強震紀錄總數超過 1291 個之淺層地殼地震後，以震矩規模 Mw 當作地震參數，震源距離當作波傳遞參數，使用經驗公式型態(2)之衰減公式，利用最小方差法回歸分析，建立了垂直向與水平向的地動參數與規模與距離之衰減關係式，衰減模式之回歸係數整理如表 3。垂直向與水平向最大地表加速度(PGA)與最大地表速度(PGV)的衰減模式，分別如圖 4 與圖 5。

表 3. 苗栗台中地區 PGA 與 PGV 衰減模式之回歸係數

Table 3. Regression coefficients for PGA and PGV

PGA						
Comp	a	b	c	d	h	σ
V	-0.964	-0.0036	1.002	0.717	0.70	0.648
H.	-0.693	-0.0071	0.890	1.253	0.66	0.680
PGV						
Comp	a	b	c	d	h	σ
V	-0.859	-0.0012	1.475	-5.221	0.54	0.628
H.	-0.676	-0.0023	1.304	-4.137	0.10	0.663

Remark: ln (PGA,PGV) = a*ln(X+h) + b*X + c* M_w + d ± σ

由圖 4 及表 3，比較苗栗台中地區垂直向與水平向最大地表加速度衰減公式的係數，係數 a 為幾何衰減係數，其值為負值，表示地動值隨著距離增加而衰減，其絕對值愈大則衰減愈快。結果顯示垂直向的回歸係數 a 的絕對值較水平向的值要大，意味著垂直向的地表加速度較水平向衰減的快，可能是因垂直向紀錄的主頻較高有關，此可由 Bolt 等人(2004)的研究結果來佐證。Bolt 等人(2004)指出水平向最大地表加速度的主頻一般是在 3 至 8Hz 之間，而垂直向最大地表加速度的主頻則在 5 至 20Hz 之間。另外，垂直向較水平向有較高的 c 值，因係數 c 為規模的相關係數，因此，垂直向的地表加速度會隨著地震規模的增加而有較大的

貢獻量。此外，由圖 5 及表 3，比較苗栗台中地區垂直向與水平向最大地表速度衰減公式的係數，亦顯示出垂直向的回歸係數 a 的絕對值較水平向的值要大，以及垂直向較水平向有較高的 c 值。

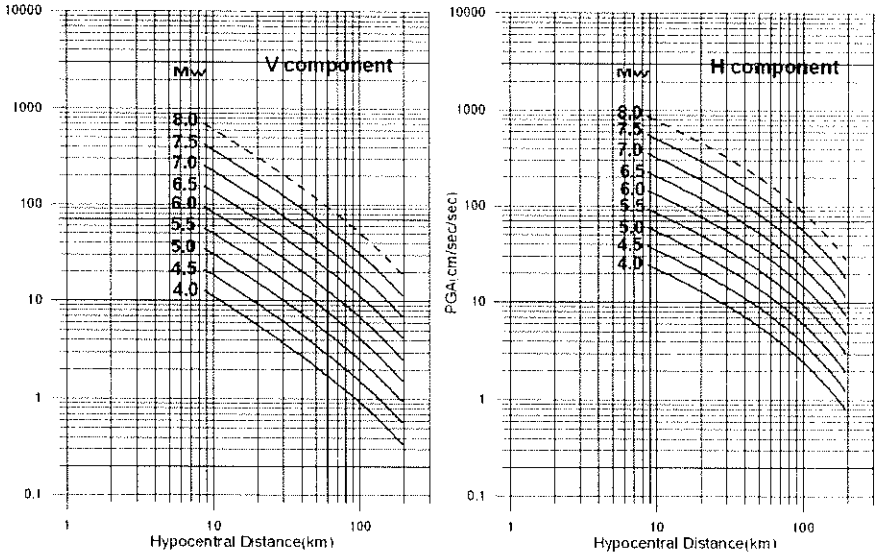


圖4 苗栗台中地區垂直向與水平向最大地表加速度之衰減公式

Figure 4. Median model predictions for the vertical and horizontal PGA.

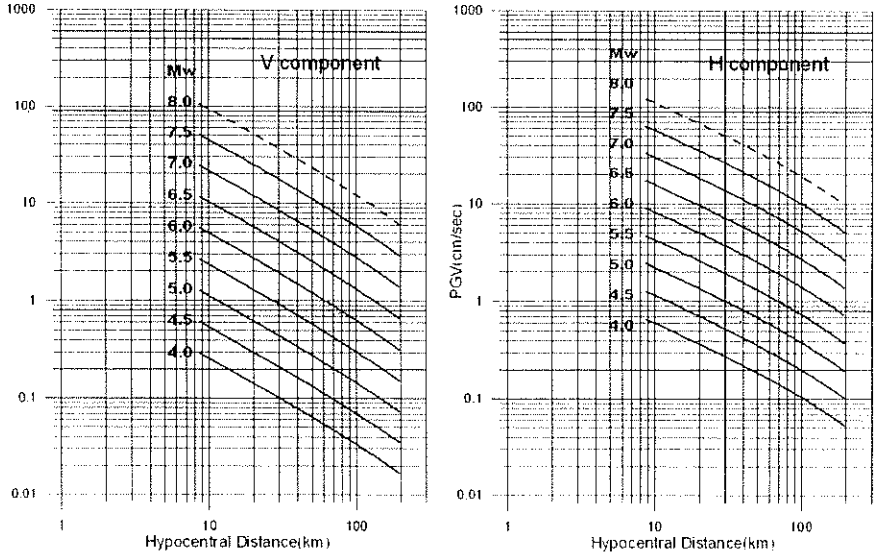


圖5 苗栗台中地區垂直向與水平向最大地表速度之衰減公式

Figure 5. Median model predictions for the vertical and horizontal PGV.

4.2 與台灣其他地區研究結果的比較

在建立了苗栗台中地區的衰減模式後，我們將本文研究地區之水平向最大地表加速度(PGA)的衰減模式與台灣其他地區研究的結果(Liu and Tsai 2005)比較如圖 6，圖中代號 1、2、3、4、5 分別為嘉南地區(CHY)、台灣地區(TWN)、宜蘭花蓮地區(IWA)、本研究苗栗台中地區(TCU) 及南投地區(NTO)的衰減公式，由上之比較顯示嘉南地區的地表加速度值最高，可能是因該地區為沖積平原有關，而本研究苗栗台中地區在震源距離 50km 內的 PGA 值較台灣整體地區的值要小，而與南投地區的值接近，可能是苗栗及部分台中地區位於麓山帶有關。此外，我們將本文研究地區之水平向最大地表速度(PGV)的衰減模式與台灣其他地區研究的結果(Liu and Tsai 2005)比較如圖 7，圖中代號 1、2、3、4、5 與圖 6 同，由上之比較亦顯示嘉南地區的地表速度值最高，而本研究苗栗台中地區在震源距離 50km 內的 PGV 值較台灣整體地區的值要小，而與南投地區及宜蘭花蓮地區的值接近。上述不同地區的地動衰減模式結果，反應出局部場址效應影響著該地區強震地動的特性，嘉南地區有較高的地動值，其原因可能是嘉南地區地層密度較台灣東部為小，有較多鬆軟的沉積層所致(鄭文彬,1998;陳燕玲,1995;何春蓀,1994)。

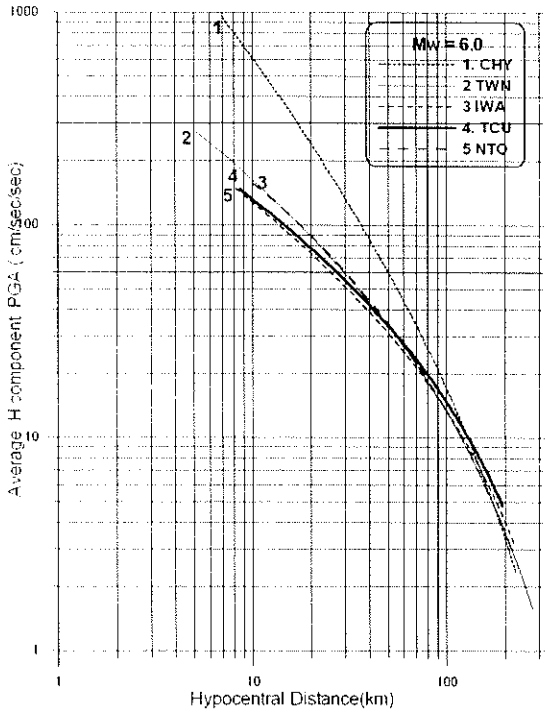


圖 6 台灣各地區最大地表加速度衰減公式的比較

Figure 6. Median model predictions for the peak horizontal ground acceleration as a function of hypocentral distance for moment magnitude 6 in Taiwan and four subareas (CHY, IWA, NTO, AND TCU).

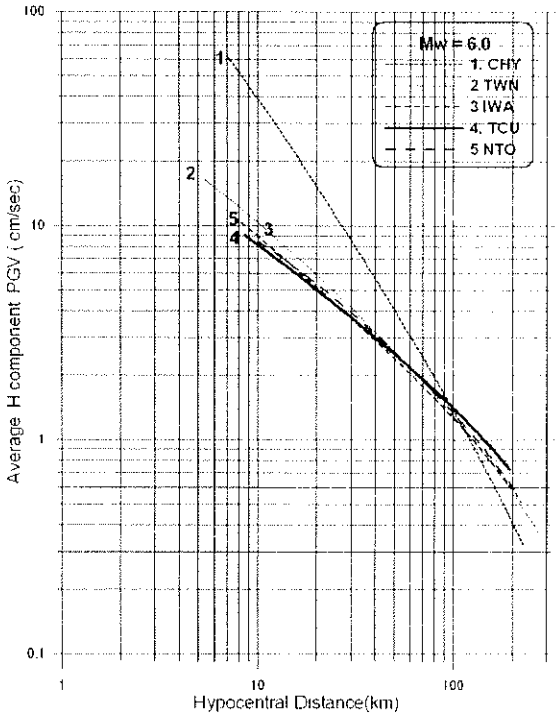


圖 7 台灣各地區最大地表速度衰減公式的比較

Figure 7. Median model predictions for the peak horizontal ground velocity as a function of hypocentral distance for moment magnitude 6 in Taiwan and four subareas (CHY, IWA, NTO, AND TCU).

4.3 場址剩餘值的分析

在比較本研究－苗栗台中地區與台灣其他地區之水平向最大地表加速度(PGA)及速度(PGV)的衰減模式後，我們進一步計算苗栗台中地區 61 個測站地動參數的剩餘值，地動剩餘值(Res)定義為觀測值的對數值減去模式預估值的對數值，

即 $Res = \ln Y_S - \ln Y_r$ (3)

其中 Y_s 為測站 PGA 觀測值，Y_r 為測站 PGA 預估值。此外，而再由上計算式所得之剩餘值(Res)，進一步計算場址效應，各測站之場址放大係數即可由 exp(Res)求得。

經計算得到 61 個測站的地動剩餘值後，我們分別將水平向最大地表加速度(PGA)及速度(PGV)之剩餘值的等值曲線繪出如圖 8 與圖 9。在圖 8 中使用資料的最大地表加速度(PGA)剩餘值的最大值與最小值分別為 0.80 與-0.34，對應場址放大係數分別為 2.23 與 0.71。而在圖 9 中使用資料的最大地表速度(PGV)剩餘值的最大值與最小值分別為 0.90 與-0.84，對應場址放大係數分別為 2.45 與 0.43。

五、結論

本文根據中央氣象局自由場強地動觀測網所蒐集之強震資料，以震矩規模 Mw 當作地震參數，震源距離當作波傳遞參數，以垂直向及水平向最大地動加速度與速度值當作地震動參數，建立苗栗台中地區之地動衰減模式；得到下列結論：

1. 本研究所建立之地動衰減模式為 $\ln Y = a \ln(X + h) + bX + cM_w + d \pm \sigma$，式中Y為地震動參數，X為震源距離，$M_w$為震矩規模；a為幾何衰減係數，b為非彈性衰減係數，c為規模係數，d為常數項，h為近距離飽和項。各係數經回歸分析相關數據而決定，結果如表3所列。
2. 比較苗栗台中地區垂直向與水平向最大地

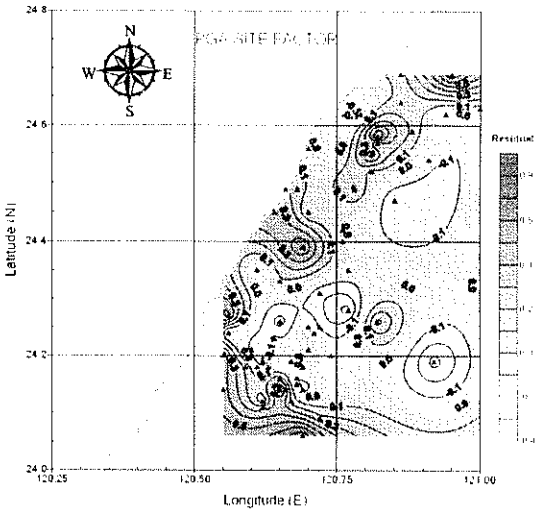


圖 8 苗栗台中地區水平向 PGA 場址剩餘值的等值曲線圖

Figure 8. Distribution of the PGA residual values (difference between logarithms of observed and predicted accelerations) for the earthquakes of Table 2 by the color scale shown on figure.

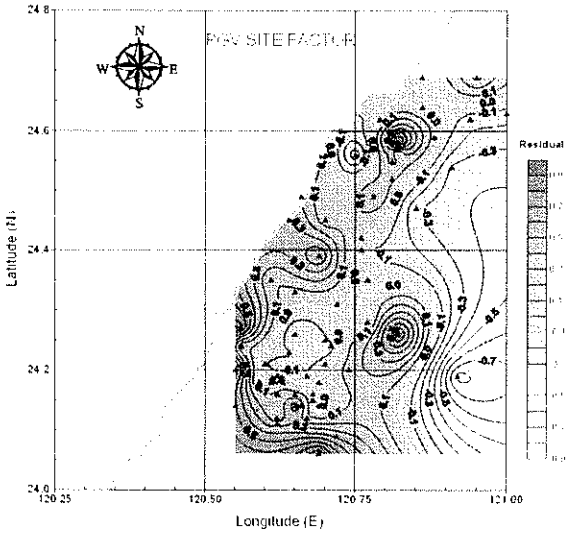


圖 9 苗栗台中地區水平向 PGV 場址剩餘值的等值曲線圖

Figure 9. Distribution of the PGV residual values (difference between logarithms of observed and predicted velocities) for the earthquakes of Table 2 by the color scale shown on figure.

表加速度與速度衰減公式的係數，顯示垂直向的回歸係數a的絕對值較水平向的值要大，意味著垂直向的地表加速度較水平向衰減的快，可能是因垂直向紀錄的主頻較高有關，此可由Bolt等人(2004)的研究結果來佐證。另外，垂直向較水平向有較高的c值，因此，垂直向的地表加速度與速度會隨著地震規模的增加而有較大的貢獻量。

3. 我們將本文研究地區與台灣其他地區研究的結果比較，顯示本研究苗栗台中地區在震源距離50km內的PGA與PGV值均較台灣整體地區的值要小，而與南投地區的值接近，可能是苗栗及部分台中地區位於麓山帶有關。此不同地區的地動衰減模式結果，反應出局部場址效應影響著該地區強震地動的特性。

4. 我們進一步計算苗栗台中地區61個測站地動參數的剩餘值，最大地表加速度(PGA)剩餘值的最大值與最小值分別為0.80與-0.34，對應場址放大係數分別為2.23與0.71。最大地表速度(PGV)剩餘值的最大值與最小值分別為0.90與-0.84，對應場址放大係數分別為2.45與0.43。

誌謝

本研究感謝兩位審查委員的寶貴意見，讓本文內容更加充實。感謝中央氣象局所提供品質優越的強震資料，本研究經費由國科會贊助，計畫編號 NSC95-2625-Z-244-001，特表謝忱。

參考文獻

Abrahamson, N. A. and K. M. Shedlock, 1997, Overview, Seism. Res. Lett. 68, 1, 9-23.

Aki, K.,1980, Possibilities of Seismology in the 1980' (Presidential Address), Bull. Seism. Soc. Am., 70, 1969-1976.

Bolt B. A. and N. A. Abrahamson, 2004, Estimation of strong seismic ground motions, in Internation handbook of earthquake and engineering seismology, William Lee (ed.) Academic Press, pp. 983- 1001.

Campbell, K. W., 1997. Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity, and pseudo-absolute acceleration response spectra, Seism. Res. Lett., 68, 1, 154-179.

Joyner, W. B. and D. M. Boore, 1981. Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including record from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 71, 2011-2038.

Lee, C. T., C. T. Cheng, C. W. Liao, and Y. B. Tsai.,2001. Site classification of Taiwan free-field strong-motion stations, Bull. Seis. Soc. Am., 91, 1283-1297.

Liu, K. S., T. C. Shin and Y. B. Tsai, 1999. A free field strong motion network in Taiwan: TSMIP, TAO, Vol. 10, No 2, 377-396.

Liu, K. S. and Y. B. Tsai, 2005, Attenuation Relationships of Peak Ground Acceleration and Velocity for Crustal Earthquakes in Taiwan., B.S.S.A. Vol. 95, No3,1045-1058.

Reiter, L.,1991, Earthquake hazard analysis: issues and insights, Columbia University Press, New York.

Wu Y. M., T. C. Shin and, Y. B. Tsai, 2001, Near real-time mapping of peak ground acceleration and peak ground velocity following a strong earthquake, B.S.S.A. Vol. 91, No5,1218-1228.

何春蓀, 1994, 台灣地質概論, 中華民國經濟部.

辛在勤, 1993, 台灣地區強地動觀測計畫,台灣地區強地動觀測計畫研討會論文摘要,1-10.

洪李陵、許明德,1993, 隨機域應用於地震危害度之研究,行政院國家科學委員會防災科技研究報告 82-12 號，91 頁.

陳燕玲, 1995, 台灣地區三維速度構造與隱沒構造之相關探討, 國立中央大學碩士論文.

鄭文彬, 1998, 台灣東部地殼 P 波速度構造及其在地體構造上之意義, 國立台灣大學博士論文.

劉坤松,1999,台灣地區強震地動衰減模式之研究,國立中央大學地球物理研究所博士論文, 240頁.

劉坤松、辛在勤,1995, 1995 年 1 月 17 日日本兵庫縣南部地震, 結構工程第十卷第二期,115-122.

簡文郁、張毓文、溫國樑、羅俊雄,2002,台北盆地地盤效應分析，結構工程，17，3，3-17。

羅俊雄、馬明紀,1995, 日本兵庫縣南部地震與台灣地區強地動特性之比較及討論,結構工程第十卷第二期,83-92.

Attenuation Relationships of Peak Ground Acceleration and Velocity for Crustal Earthquakes in Taichung and Miaoli Area

Kun-Sung Liu

General Education Center & Hazard Mitigation Research Center,

Kao Yuan University, Kaohsiung, Taiwan, ROC

ABSTRACT

Strong seismic ground motion data obtained by the Taiwan Strong Motion Instrumentation Program (TSMIP) are employed to derive attenuation relationships for the vertical and horizontal peak ground acceleration (PGA) and velocity (PGV) for crustal earthquakes in Taichung and Miaoli Area. Over 1291 three-component accelerograms recorded from 37 crustal earthquakes in Taiwan, with M_w magnitudes ranging from 4.4 to 7.6, have been analyzed to study the dependence of peak ground motion parameters on magnitude, distance, regional and local site effects, through attenuation relationships. The following equation is used in this study:

$$\ln Y = a \ln(X + h) + b X + c M_w + d \pm \sigma$$

where Y is ground motion parameter, X is hypocentral distance, M_w is moment magnitude, a is geometrical spreading coefficient, b is anelastic attenuation coefficient, c is magnitude coefficient, d is a constant, h is close-in distance saturation coefficient, σ is standard deviation. We first found, for both

PGA and PGV, the attenuation relationships decay faster with distance for the vertical component than for the horizontal component. Also, the attenuation relationships decay faster with distance for the vertical PGA than vertical PGV. We further compared the attenuation relationships for four sub-regions, that is Taichung and Miaoli area (TCU), Chia-Nan area (CHY), Yilan-Hualien area (IWA) and Nantou area (NTO), and the whole Taiwan region (TWN). It is found that the CHY area has higher ground motion, either in PGA or PGV, than the other areas, especially at near-source distances. This is because the CHY area is located on a thick, recent alluvial plain. Finally, we analyzed the residuals to investigate variations of PGA and PGV with respect to site conditions. The results show that the logarithmic PGA site residuals range from 0.80 to –0.34, corresponding to amplification factors ranging from 2.23 to 0.71. In addition, the logarithmic PGV site residuals range from 0.90 to –0.84, corresponding to amplification factors ranging from 2.45 to 0.43.

Key words : Attenuation relationships, Peak ground acceleration, Peak ground velocity, Site residual, Taichung and Miaoli area

日本「緊急地震速報系統」發展現況

賴文基[1,2]、謝正倫[1,3]、藤縄幸雄[4]

[1]國立成功大學防災研究中心

[2]國立成功大學資源工程系

[3]國立成功大學水利及海洋工程系

[4]日本即時地震情報利用協議會

摘要

日本氣象廳預定於 2007 年 10 月 1 日開始針對一般民眾提供緊急地震速報資訊的服務，在地震防災工作的演進上，具有相當重大的意義。日本緊急地震速報系統實用化計劃五年來的研發與建置工作，其最大的優勢在於產業界有效的銜接氣象廳所提供的地震速報資訊，針對不同地震防災的需求：工廠、住家、大眾運輸...等，開發個別領域的應用商品，在充分考慮地震速報的能力與限制後，配合防災體系的規劃，提供不同防災資訊運用者迅速、正確的資訊。地震速報系統確實能對地震防災提供極大的功效，但也有待於相關配合條件(產業技術、防災體系與防災教育等)能同時適切的發展，日本「緊急地震速報系統」的發展經驗，值得未來台灣地區發展地震速報防災應用的重要參考。

關鍵詞:地震、緊急地震速報系統、地震防災、防災體系

一、前言：日本地震防災策略的轉變

日本地震防災策略的轉變，主要是因為 1995 年 1 月 17 日神戶地震造成嚴重死傷後，日本全國針對過去地震防災策略成效徹底的進行檢討。過去所著重的災前性策略(地震預測)及災後型策略(災害搶救)在神戶地震中遭到嚴重的挑戰，讓日本政府對於地震的防災策略，轉換為更著重在災中的應變作為(如緊急地震速報)及減災措施(如減震工程)。

在 1995 年後地震防災策略由積極的地震預測、發生風險評估等，轉向側重減震工程等被動的減災防災策略。減震工程對於地震災害的減輕確實有其重要的功用，然而減震工程也有其功能極限，對於以下三項保全對象，較無法提供安全保障：

1. 對於行動中的人員、車輛、電梯等較無法發揮保護的效果。
2. 對於規模較大的構造物(如堤防、水壩等)效果也較有限。
3. 對於地震引起的二次災害(如火災)或自然災害(液化、海嘯、山崩、堰塞湖)也無法提供防範效果。

針對這些減震工程無法發揮保護的部份，緊急地震速報恰好可以提供與減震工程相輔相成的防災功能，對於行動中人員、車輛提供警示效果，對於較大構造物的運作啟動緊急控制，對於部分的地震引致自然災害或二次災害(火災、海嘯)能降低人員死傷及經濟損失等衝

擊。2005 年日本中央防災會議制定地震防災戰略中，明確針對日本未來可能發生的東海地震、東南海及南海地震，預計達到的「減災目標」為透過今後 10 年的努力，將地震造成的死者數及經濟損失金額達到減半的目標。為達成此一目標，將完成 90%建築物耐震強化以及地震與海嘯災害圖的製作與宣導，以期能從硬體強化及民眾教育兩方面收到具體降低災害衝擊。如果沒有緊急地震速報的建置與運作，在 10 年期間要降低地震災害人員死傷與經濟損失減半的目標，可能無法達成。

二、日本緊急地震速報系統介紹

地震發生後，因為斷層錯動由震源處釋放出能量而造成波動(此波動稱之為地震波)，而向四面八方呈輻射狀傳遞。地震波傳遞的速度，地震發生初期所產生的小波動(P 波，波速約為 6~7 公里/秒)與傳遞主要地震能量的主震波(S 波，波速約為 3~4 公里/秒)間有明顯的速度差異，一般而言波速較快的 P 波會由震源處先傳達到觀測點，波速較慢但波動能量較大的 S 波則會較慢到達。

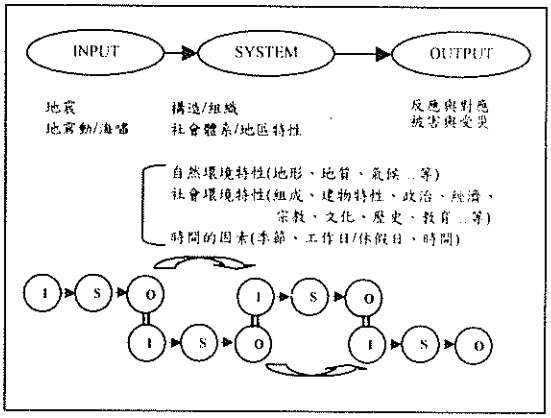
緊急地震速報的原理就是利用地震波傳播速度與地震觀測數據藉由光纖網路電磁波傳送的速度差異，利用在主要波動 S 波尚未到達前，提前利用已經接收到的 P 波訊號推估震源位置、地震規模，並利用這些地震資訊計算保全對象(住宅、工廠...等) S 波可能到達時間及可能產生的震波大小(震度)，以善用這些資訊採取相關減災措施於機先。

日本氣象廳及獨立行政法人防災科學技術研究所(National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention，NIED)於全國設置約一千餘處地震儀進行全國性的地震觀測，這些地震儀透過光纖網路將觀測資料彙集至日本氣象廳，資料透過分析後，將分析結果提供給第一次資料配送者(如 Real-time earthquake information Consortium，REIC)，再分別傳送至相關使用者(第二次資料配送者)進行相關運用。

緊急地震速報(Earthquake early-warning，EEW)，就是利用距離震源地最近的地震觀測點接受到 P 波訊號時，進行偵測與分析，日本氣象廳接收地震資訊並進行分析需花費數秒鐘，分析結果交由財團法人氣象業務支援中心(Japan Meteorological Business Support Center)、即時地震情報利用協議會等第一階段資料分送者後，再傳送供給第二階段各相關專業資料加值分送中心，最後傳送給各相關所需使用者。日本緊急地震速報發布的內容包括有：①震源位置、②地震規模及③地震發生時刻。

三、日本緊急地震速報系統於地震防災的關鍵意義

從災害各階段的推移與連鎖性而論(圖一)，應針對災害各階段推移現象做考慮，災害減輕的最大效能則應從擴大的連鎖性中，從時間及空間尺度中，選擇關鍵點進行阻隔或降低對策，防止災害後續連鎖效應持續擴大，並降低所需的花費，而緊急地震速報系統就是針對地震災害災情擴大的關鍵時刻，爭取能降低災害損失最大效能因應而生的地震災害減輕對策。



圖一、災害推移與連鎖性圖

Figure 1. The development and chain reaction of

the earthquake hazard.

透過緊急地震速報希望能提供以下五項地震災害減輕效果：

(1) 人員死傷的降低：透過事前通知，進行避難或採取安全姿勢。

(2) 建物受損的抑制：透過事前通知，進行震動及破壞抑制。

(3) 火災發生的防範：透過事前訊號，進行電源與瓦斯關閉。

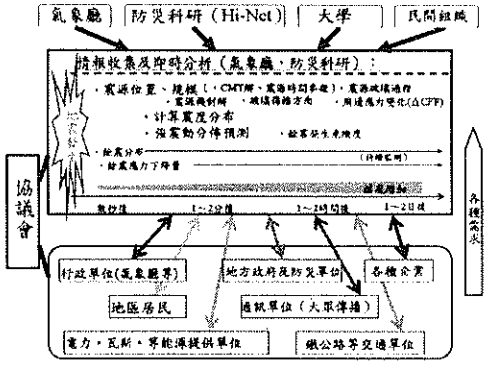
(4) 物質上及經濟上損失的降低：透過事前警報，進行工業機械及運輸車輛操作的停止。

(5) 防災意識的提升：利用緊急地震速報的運作，提升民眾地震防災意識與教育。

透過緊急地震速報的發佈與配套的後續利用，希望能大幅降低因為地震動造成的人員死傷、生活不便(如電梯故障，造成人員禁閉)及經濟損失。預計達成的目標或透過已發生案例的驗證，緊急地震速報系統希望能夠發揮降低人員死傷的效果(對於未來想定發生的東海地震推估有降低 82%的效果、2003 年宮城縣外海地震推估有降低 94%的效果、1995 年神戶地震則推估也有降低 1%的效果)，或降低電梯等公用設施因電力中斷造成人員生活不便(2005 年千葉縣西北部地震推估有 97%的降低效果、2005 年宮城縣外海地震則推估有 100%的降低效果)。

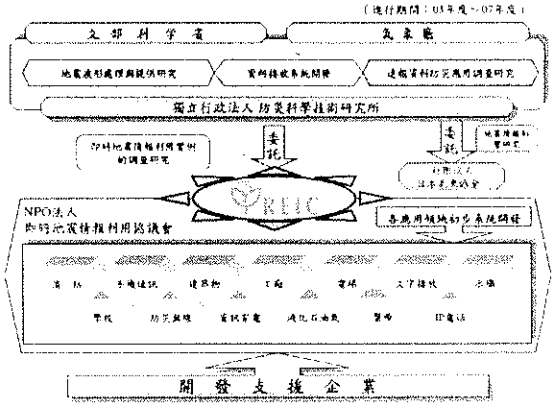
四、日本緊急地震速報系統開發計畫

日本地震觀測資料收集與應用的流程如圖二，即時地震觀測資料收集與分析分別由日本氣象廳與防災科學技術研究所負責，大學院校及民間組織所偵測的地震資料，也可提供進行分析。地震發生後觀測及分析的資訊，則分別提供給中央行政單位、維生管線經營及管理單位，並優先通報震度較大的災區民眾，以及早採取因應對策。之後再依序通知地方政府、防災單位、大眾傳播機構、鐵公路等交通單位，最後再提供給所需之特定事業。在地震觀測資訊的加值應用方面則由即時地震情報利用協議會等情報利用者負責，依照個別需求提供所需內容。



圖二、日本緊急地震速報相關之觀測、分析、資料發佈與後續應用架構圖

Figure 2. The organization of earthquake early-warning observation and earthquake hazard mitigation in Japan.



圖三、日本緊急地震速報系統開發計畫組成架構圖

Figure 3. The scheme of the development project for EEW in Japan.

沿襲日本地震觀測資料收集與應用的架

構，日本緊急地震速報系統開發計畫，主要由日本文部科學省(Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology)提供經費，透過日本氣象廳的協助下，由日本防災科學技術研究所負責主要技術的研究、開發(圖三)，在推廣應用上則委託即時地震情報利用協議會(REIC)與相關支援企業合作，進行地震防災相關領域應用的研發。即時地震情報利用協議會是由社會各產、官、學領域代表所組成，針對即時地震情報、洪水、海嘯等即時防災情報，進行以下的各項工作：①即時防災情報利用相關調查研究、②即時防災情報利用相關啟蒙與推廣、③即時防災情報相關的標準化制定與檢討、④即時防災情報相關機構聯絡與協調及⑤即時防災情報提供相關研究等。參與即時地震情報利用協議會之相關廠商及單位亦可在此一共同平台上進行各自領域產品開發與銷售，共同推廣緊急地震速報之應用與落實。

五、日本緊急地震速報系統開發成果

日本緊急地震速報系統開發計畫，自 2001 年起開始籌劃開發，2003 年 3 月「緊急地震速報實用化相關檢討會」開始正式運作迄今已進入第五個年度，五個年度中依序完成各項開發與技術的落實運用，這其間及今後預定的各項時程如表一，預計自今年(2007 年)10 月起開始針對一般民眾提供緊急地震速報資訊。

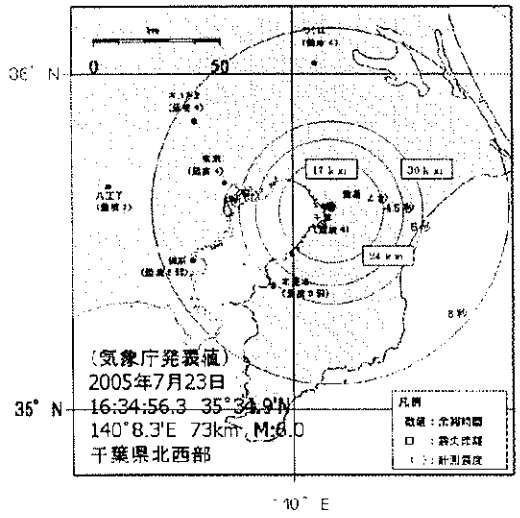
此處舉兩個實例說明緊急地震速報的建置成果，第一個案例為發生在 2005 年 7 月 23 日日本千葉縣西北部地震(MJMA6.0)，第二個案例為 2005 年 8 月 16 日日本東北地區宮城縣外海地震(MJMA7.2)。

2005 年 7 月 23 日日本千葉縣西北部地震，緊急地震速報運作的結果如圖四，地震發生後從最近的地震儀偵測到地震 P 波訊號後，隨即發出緊急地震速報第 1 報，即使震央就位在千葉縣政府所在地千葉市附近，緊急地震速報發出至地震波主要震波 S 波到達千葉市的預警時間約有 3.5 秒。3.5 秒的預警時間對照於人員採取避難行動是不夠充足，但對於瓦斯及電力等維生管線的關閉、自動門的打開等自動控制系統的運作時間是足夠的，對於火災等地震引起的二次災害防範，也有足夠的時間進行避災、減災措施。

表一、日本氣象廳緊急地震速報進行時程表

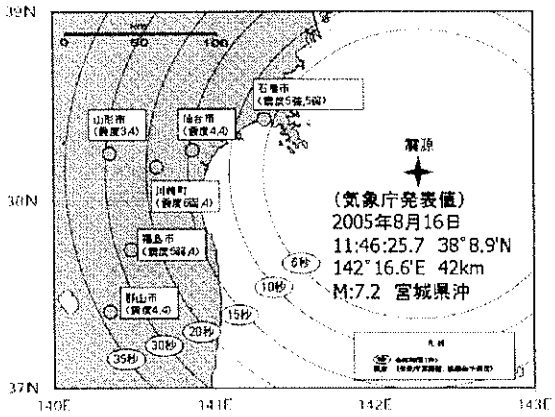
Table 1. The schedule of the JMA's develop project for EEW system

項次	時間	工作內容
1	2003年3月	「緊急地震速報實用化相關檢討會」成立
2	2004年2月	試驗性速報提供開始(關東至九州東岸間地區)
3	2005年3月	試驗性速報提供擴大(加入北海道及東北地區)
4	2005年6月	加入Hi-Net觀測綜合分析結果速報發佈
5	2005年11月	「緊急地震速報正式運用相關檢討會」成立
6	2006年3月	試驗性速報提供擴大至全國
7	2006年5月	「緊急地震速報正式運用相關檢討會」期中成果報告及檢討修正
8	2006年12月	「緊急地震速報正式運用相關檢討會」成果報告(案)審議
9	2007年1/15~2/13	各方意見及建議募集
10	2007年2月中旬	「緊急地震速報正式運用相關檢討會」成果及結論定稿(對一般民眾速報提供時程決定)
11	2007年4月1日	一般民眾緊急地震速報的宣導及推廣活動
12	2007年10月1日	對一般民眾緊急地震速報提供開始



圖四、2005 年日本千葉縣西北部地震緊急地震速報系統發佈預警時間圖

Figure 4. The result of the EEW for the north-west Chiba's earthquake, July 23, 2005.



圖五、2005 年日本宮城縣外海地震緊急地震速報系統發佈預警時間圖

Figure 5. The result of the EEW for the Miyagi offshore earthquake, August 16, 2005.

2005 年 8 月 16 日日本東北地區宮城縣外海地震，緊急地震速報運作的結果如圖五，在此案例中宮城縣政府所在地仙台市的預警時間約有 14 秒。住宅若裝置有緊急地震速報系統時，當警報發出後人員還有機會退避至戶外，那麼因為住宅倒塌造成人員傷亡的情況，應該就能有效降低。

除了地震案例測試外，歷年來也針對地震災害中人員死傷的成效進行評估研究。針對不同預警時間與人員死傷的比例變化分析結果如表二，結果發現即使僅有 2 秒的預警時間，仍能有降低死亡比例成為原本的 75%，有 5 秒鐘的預警時間則能明顯降低死亡人數成為原本的 20%，如果有 10 秒鐘的預警時間死亡人數就能降低至原本的 10%，重傷的比例也降低成為原本的 10%，如果有 20 秒的預警時間，除了死傷人數能夠降低至原本的 5%外，原本重傷人數的比例也有 80%能夠降低成無傷的狀況，中等傷的人數比例也有 95%能夠降低至無傷的程度。

根據此一結果，東京大學生產技術研究所(Institute of Industrial Science, The University of Tokyo)目黑公郎教授等人模擬日本東海地區於中午 12 時發生八級地震時，不同預警時間與傷亡人數模擬結果(表三)。結果顯示，推估的人員傷亡減輕量，死者約減少 3000 人(減少 82 %)，重傷者約減少 12000 人(減少 74 %)，中等傷者約減輕 54000 人(減少 73 %)，未受傷者約增加 69000 人。

六、日本緊急地震速報系統發展近況

自 2006 年 8 月起，日本氣象廳開始向特定的 70 個單位進行緊急地震速報的發送，迄今已有超過 300 家的公司、機構與日本氣象廳簽約，希望接收緊急地震速報資訊，並進行各自防災領域的應用。在 2006 年 8 月起進行試驗營運的應用案例包括了：

1. 設施、機器的控制：列車減速或停駛、電梯最近樓層停靠、工廠危險物品流出、閘門開啟或關閉控制。

表二、不同預警時間與傷亡率減低模擬結果(目黑公郎，2003)

Table 2. The estimated casualties rates of different early-warning time with / without EEW system (Meguro., 2003).

預警時間	預警狀況下減輕傷亡狀況	無預警狀況下傷亡狀況			備註
		死亡	重傷	輕傷	
2秒	死亡	75			對地震發生有警覺，但來不及採取避難行動，或許可採取一些安全姿勢。有可能透過網路發佈警報訊號，於主震到達前關閉瓦斯、電器。
	重傷	15	75		
	輕傷	5	15	75	
	未受傷	5	10	25	
5秒	死亡	20			從學校的實際地震測試中，經過訓練的學生來得及躲入課桌下方，進行緊急安全避難。
	重傷	60	20		
	輕傷	10	50	20	
	未受傷	10	30	80	
10秒	死亡	10			有資料說明比未發佈速報情況下相比，能夠產生90%的傷亡降低率。若經過一般的訓練，人員可能得以從倒塌的屋中逃出。
	重傷	30	10		
	輕傷	50	30	10	
	未受傷	10	60	90	
20秒	死亡	5			相較於未發佈速報情況下相比，能夠產生95%的傷亡降低率。警報發佈後，還有呼喊通知家中成員避難機會。
	重傷	15	5		
	輕傷	30	15	5	
	未受傷	50	80	95	

(數字代表傷亡改變率，以無預警狀況下各程度為 100%為估算依據)

表三、東海地震(M8)傷亡人數模擬及緊急地震速報改善結果(目黑公郎，2003)

Table 3. The estimated casualties rates with / without EEW system for M8 earthquake in Tokai area (Meguro et al., 2003).

無緊急地震速報	死亡	重傷	輕傷	未受傷
	3685	16579	74565	–
有緊急地震速報	死亡	重傷	輕傷	未受傷
	673	4362	20455	69339
降低率(%)	82	74	73	

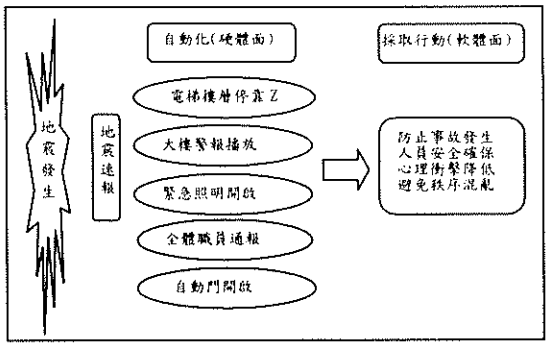
2. 安全確保：醫院內患者維生儀器運作確保、建築工地安全確保、辦公室安全確保。
3. 防救災活動提前展開：防災指揮所、消防隊等人員招集與緊急聯絡使用方法(如無線電)通知。
4. 其他防災可能運用技術開發、測試與檢討。

這些個別與氣象廳簽定緊急地震速報提供的事業單位(公司、機構)，可針對各自事業所需，增加其他的速報內容，但為避免初期推廣可能因為誤訊號等造成的損失糾紛，契約中均會加註對地震速報內容應用的限制及除責說明等。

自 2006 年 8 月起，日本氣象廳的緊急地震速報將開始透過特定的 489 個(至 2007 年 5 月 1 日止)進行緊急地震速報情報資料接收及分送。這些資料分送的機構包括公共事業、防災利用機構、網路服務業者、電信業者...等。由於緊急地震速報倚賴快速的傳輸，僅有數秒鐘的預警時間，任何因為資料處理及發送造成的延遲都會降低及災害降低的成效。目前的資料傳輸方面，透過網路傳輸技術的更新，自地震儀偵測到 P 波訊號，經過氣象廳計算並發佈至如 REIC 等第一次資料配送者約需 3~4 秒，自 REIC 發送緊急地震速報至相關應用業者則僅需 0.1 秒(網際網路)、0.5 秒(衛星通訊)，所以相關應用業者幾乎在同時就可將訊息發送至所需的用戶。

未來(預定自 2007 年 10 月起開始針對一班民眾提供服務)自緊急地震速報開始開放給一般民眾申請後，日本電信電報公司(Nippon Telegraph and Telephone Corporation, NTT)使用者在每個月 5000 日圓的線路費外只要再支付 300 日圓，就可以接收緊急地震速報的訊息傳送至電腦或電話，未來還打算將訊息發送至電視機，以文字顯示方式進行通報，去年秋天 NTT 提出此一提案時，獲得民眾的熱烈反應。手機業者並也已經開始進行緊急地震速報簡訊發送的測試，在未來實際的情況下，可能必須在瞬間發佈數百萬通的速報簡訊，儘管在技術上是有可能達到，但必須針對目前的電信通訊設備進行大量提昇，由於花費較大，目前尚未正式進行商業營運。

為避免因為誤報，造成民眾的不安，故針對一般民眾緊急地震速報的發佈是以超過 2 處偵測到 P 波訊號，且震度超過日本氣象廳 5 弱以上的地震才進行發佈，當次地震也僅發佈一次通報(特定使用機構在當次地震中，會隨著地震資料增加，進行多次發佈)。針對一般民眾緊急地震速報的內容包括地震時間、震央位置、震度 5 弱以上影響地區、震度 4 的影響地區。受限於一般民眾屬不特定多數，分布廣泛，故針對一般民眾並不提供當地的推估震度及 S 波到達的預警時間。



圖六、緊急地震速報與避難行動運用圖

Figure 6. The action plan and application of earthquake early warning.

相關的應用還包括辦公室大樓、工廠、學校、醫院等單位，利用緊急地震速報配合單位防災硬體設備及防災避難行動計畫(業務計畫)採取相關因應行動(圖六)，以降低地震災害衝擊。在今年(2007 年)2 月於橫濱舉辦的第 11 屆震災對策技術展中，合計有 128 家公司及法人機構參加此次展覽，其中有近 40 家公司展出配合緊急地震速報系統今年 9 月針對全民的正式營運所開發的各式產品，從簡易型的地震計、家用緊急地震速報接收與警報器、緊急地震速

報傳輸服務、企業緊急地震速報自動化診斷與規劃、緊急通訊與傳輸、晶圓廠緊急地震速報及廠房控制系統、建設工地緊急地震速報僅報系統、緊急地震速報訊息播放自動販賣機...等(圖七、圖八)。



圖七、防災資訊通告功能自動販賣機展示情形
Figure 7. The demonstration of the EEW notify functional vending machine



圖八、防災資訊通告功能自動販賣機近觀
Figure 8. The close view of the EEW notify functional vending machine.

七、結論

台灣地區的地震速報研究，中央氣象局早在 1990 年代就開始著手建置及研發，在震央的定位技術及地震規模初估等，在數秒鐘內就可以提供相當精確的結果，台灣地震觀測網及分析技術也因而廣為國際地震研究學者所推崇。日本緊急地震速報系統提供給我們的鼓舞，在於成功的結合產、官、學三方的合作，不但是首次跨單位(日本氣象廳及防災科學技術研究所)地震觀測資料綜合運用，也突破了地震觀測僅是科學研究或新聞通報的固定思維，日本即時地震情報利用協議會調查並整合各項民間資源，研發資料提供與資料服務機制，並輔佐各相關產業建構緊急地震速報系統的服務端，藉由各項防災技術運用產業的落實結合地震觀測速報的公用資源，真正落實到地震災害減輕及防範上，做到回饋取之於社會，用之於社會的公益精神。

除了公益意義外，緊急地震速報的運作也創造了商機無限的防災產業，目前加入日本緊急地震速報應用產業開發的廠商已超過 127 家，預估的市場規模也從數年前初估的 600 億日圓，迅速擴大到 3000 億日圓以上的規模(日經產業新聞 2006 年 10 月 18 日第 2 版報導)，並隨著各項防災領域的應用(如私人住宅的保全系統、聚眾場所－百貨公司、戲院、辦公大樓的避難導引)除了確立地震防災中擔任的角色外，透過防災科學研究，落實到民生產業發展，日本緊急地震速報的開發與應用，成功的將防災科學從學術研討中，轉型到家家戶戶倚賴的民生科技，這也是台灣地震防災工作未來值得學習的良好示範。

日本緊急地震速報的成功建置，除了日本對於地震防災確實有迫在眉梢的危機感，所以在中央至地方政府防災應變體系的完整性、產業技術研發能力、針對不同領域使用者的專業設計完善性，確實有其優越之處。然而台灣自 1999 年 921 集集地震後，也充分感受到地震災害對社會經濟的威脅性，在集集地震後接連經歷多次天然災害的慘痛教訓，也讓中央或地方

政府防災應變體制逐漸健全。在追求更高生活品質與安全確保的社會發展趨勢下，各項防災科技都有再發展落實成為民生產業所需的實際作為。特別是針對不同保全對象，各自對安全保障的要求均有其特殊的顧慮(如高科技晶圓廠、偏遠山區溫泉飯店、儲存危險原料的化工煉油廠...等)，不可能全數要求政府單位以有限的公共資源，滿足所有民眾各自的不同需求。

透過類似日本緊急地震速報建置計畫，結合台灣產、官、學各單位進行跨領域的結合與分工，在台灣既有的地震觀測優勢下，應也能達成在短期內大幅降低地震災害造成人員傷亡、經濟損失對社會的衝擊。地震防災是必須持續推動與永不能放棄的工作，試想，如果我們的家人或朋友都能在緊急地震速報的警報中，安全渡過地震波通過時的威脅，即使是僅有 5%、15%那麼一點機會，身為地震防災科技研究的工作者，我們都應該全力以赴。

八、參考文獻

広瀬弘忠：人はなぜ逃げおくれるのか—災害の心理学,集英社,2004.

末松孝司等：密集空間を対象とした総合避難誘導シミュレーションシステム研究, 大都市震災軽減化特別プロジェクト平成16年度報告書,2005.

目黒公郎，目黒メソッド (http://risk-mg.iis.u-tokyo.ac.jp/index 2.htm), 2003.

山崎登, 災害情報が命を守る,消防科学と情報, 2004.

Current Status and Development of Earthquake Early-Warning System in Japan

Wen-Chi Lai [1,2] 、Chjeng-Lun Shieh [1,3] 、Yukio Fujinawa[4]

[1] Disaster Prevention Research Center, National Cheng Kung University

[2] Department of Resources Engineering, National Cheng Kung University

[3] Department of Hydraulic and Ocean Engineering, National Cheng Kung University

[4] Real-time Earthquake Information Consortium, Japan

ABSTRACT

The Japan Meteorological Agency plans to start Earthquake Early-Warning service to the general public in October 2007. The Japanese government has spent the last five years constructing the earthquake early-warning network. Consisting of more than 1000 seismometer stations scattered around the country, the network is designed to detect the first tremor of an earthquake, calculate the likely hypocenter and magnitude, and then issue an alert. The alert would be received by automated systems installed at different locations (power stations, railroads, schools, etc.) for users to take actions so as to save lives and property. Currently, more than 300 organizations have signed up to receive the information. Among them, some repackage the information to suit different needs in each field. Except technological development, educating to people on how to respond to an alert and establishing disaster prevention systems in collaboration with the earthquake early-warning system is quite necessary.

Key words: Earthquake, Earthquake early warning system, Earthquake hazard mitigation, Organization of disaster prevention

民國 95（2006）年 北太平洋西部颱風概述

徐辛欽

中央氣象局氣象預報中心

摘要

民國 95（2006）年北太平洋西部海域總計有 23 個颱風，其中一個自西經移入，較氣候（1958 至 2005 年）平均數之 26.9 個颱風為少，在這 23 個颱風中，颱風最大強度達強烈者有 6 個，中度有 9 個，輕度有 8 個。本年度中央氣象局共發布 7 次颱風警報，發布海上颱風警報者有 0603 號艾維尼颱風及 0613 號珊珊颱風等 2 個；發布海上陸上颱風警報有 0601 號珍珠颱風、0604 號碧利斯颱風、0605 號凱米颱風、0608 號桑美颱風及 0609 號寶發颱風等 5 個；而侵台颱風有 0601 號珍珠颱風、0604 號碧利斯颱風、0605 號凱米颱風及 0609 號寶發颱風等 4 個。

綜觀本年度颱風有下列特性：1.本年度共有 23 個颱風，少於氣候值的 26.9 個。2.侵台颱風有 4 個，近氣候值的 3.4 個。3. 本年度第一個生成的颱風—珍珠颱風，是中央氣象局第一個發布颱風警報的颱風，也是第一個侵台颱風 4.颱風生命期最長為依歐佳颱風（IOKE. 0612），其生命期達 10 日又 12 小時（252 小時）；最短的為潭美颱風（TRAMI,0623），其生命期只有 1 日 12 小時（36 小時）。 5. 中央氣象局對颱風路徑預報 24 與 48 小時預報平均誤差分別為 104 公里和 189 公里，表現甚佳。

關鍵詞：颱風、路徑預報誤差

一、前言

氣候資料(1958-2005)年顯示，北太平洋西部海域平均有 26.9 個颱風生成，其中有 3.4 個颱風侵台(表 1)；今(2006)年北太平洋西部共有 23 個颱風，其中有 4 個侵台，有關颱風的編號、名稱、起訖生命、生成地點、消失地點、最低中心氣壓、近中心最大風速、七級暴風半徑、路徑形狀及其基本資料，見表 2 之颱風概要表。

以生成數而言，本年颱風數共 23 個，少於過去 48 年(1958 年至 2005 年)之氣候平均數約 26.9 個，侵台有 4 個，多於氣候平均數約 3.4 個。本年度 1-4 月無颱風形成，至 5 月 9 日才生成第一個珍珠颱風(CHANCHU)。最後一個颱風為潭美颱風(TRAMI)，於 12 月 17 日形成。颱風最大強度達強烈颱風有 6 個，達中度颱風有 9 個，輕度颱風者有 8 個。

本年度中央氣象局共發布 5 次海上陸上颱風警報，2 次海上颱風警報。本報告將就本年度所發生之 23 個颱風簡單概要分析其發生位置，移動路徑、發生頻率、生命期，強度及綜觀天氣等特徵。

二、綜合分析

2006 年在北太平洋西部共有 23 個颱風，本節就發生頻率、強度、警報發布概況、侵台颱風災情、颱風生命期及中央氣象局之颱風路徑預報誤差...等分述如下：

(一)發生頻率、強度及生成位置

就颱風發生產生個數而言，2006 年共發生 23 個颱風，較氣候平均數(1958-2005 年) 26.9 個少 3.9 個，各月颱風發生個數如表 1 及圖 1

表 1. 1958 年以來北太平洋西部颱風次數統計表

Table 1. Summary of tropical storms/typhoons occurrence in western North Pacific ocean since 1958.

1958 年以來北太平洋西部颱風次數統計表																																								
年月	一月			二月			三月			四月			五月			六月			七月			八月			九月			十月			十一月			十二月			全年		
Yr\Mo	Jan			Feb			March			Apr			May			June			July			Aug			Sep			Oct			Nov			Dec			Ann		
	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C
1958	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	3	3	0	7	5	1	4	3	1	6	3	1	3	3	0	2	2	0	2	2	0	30	24	3
1959	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1	6	4	2	4	3	1	4	3	1	2	2	1	2	2	0	23	16	6
1960	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	3	3	1	3	2	1	12	8	3	2	0	0	4	4	0	1	1	0	1	1	0	28	21	5
1961	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3	2	1	3	1	0	5	3	1	3	3	2	7	5	2	4	3	0	1	1	0	1	1	0	29	20	6
1962	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	0	0	0	5	4	1	8	8	2	3	2	1	5	4	1	3	3	0	2	0	0	29	24	5
1963	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	4	3	0	4	3	1	3	3	0	5	4	1	4	4	0	0	0	0	3	1	0	24	19	2
1964	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	2	2	0	7	6	0	6	3	0	7	5	0	6	3	0	6	3	0	1	1	0	37	25	0
1965	*2*	*0*	*0*	*2*	*0*	*0*	*1*	*0*	*0*	*1*	*0*	*0*	*2*	*2*	*0*	*3*	*2*	*1*	*5*	*4*	*1*	*7*	*4*	*1*	*6*	*3*	*0*	*2*	*2*	*0*	*2*	*1*	*0*	*0*	*0*	*0*	*33*	*18*	*3*
1966	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	1	1	1	0	5	3	0	8	6	1	7	4	2	3	2	0	2	0	0	1	1	0	30	20	4
1967	1	0	0	0	0	0	2	1	0	1	1	0	1	0	0	1	1	0	6	5	1	8	4	1	7	4	0	4	3	1	3	3	1	1	0	0	35	22	4
1968	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	0	3	2	1	8	6	0	3	3	2	6	5	0	4	4	0	0	0	0	27	23	3
1969	1	1	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1	4	3	1	3	3	1	3	3	1	2	1	0	1	0	0	19	15	4
1970	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	3	0	0	6	4	0	5	2	1	5	4	0	4	1	0	0	0	0	26	13	1
1971	1	0	0	0	0	0	1	0	0	3	3	0	4	1	0	2	2	0	8	6	2	4	3	0	6	5	2	4	3	0	2	1	0	0	0	0	35	24	4
1972	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	3	1	0	5	5	0	5	3	1	5	4	0	5	4	0	2	2	0	3	2	0	30	23	1
1973	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	4	1	5	2	0	2	2	0	4	4	1	3	0	0	0	0	0	21	12	2
1974	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	3	1	0	5	2	1	5	2	0	5	3	1	4	4	1	4	2	0	2	0	0	32	15	3
1975	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	5	4	1	5	4	1	5	3	1	3	2	0	0	0	0	20	14	3
1976	1	1	0	1	0	0	0	0	0	2	2	0	2	2	0	2	2	0	4	2	0	4	1	1	5	4	0	1	1	0	1	1	0	2	0	0	25	16	1
1977	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	3	3	2	2	0	1	5	2	0	4	3	0	1	1	0	2	2	0	19	11	3
1978	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3	0	1	4	3	0	7	3	1	5	4	0	4	3	1	3	1	0	0	0	0	28	15	3
1979	1	1	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	0	0	0	0	0	4	2	1	2	2	1	6	3	0	3	2	0	2	1	0	2	1	0	23	14	2
1980	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	4	2	0	1	0	0	4	3	1	2	2	1	6	4	1	4	2	0	1	1	0	1	0	0	24	14	3
1981	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	0	0	0	0	0	3	3	2	4	1	1	7	2	1	4	4	1	2	1	0	3	2	0	2	2	0	28	16	5
1982	0	0	0	0	0	0	3	2	0	0	0	0	1	1	0	3	1	0	4	2	1	5	5	2	5	3	0	3	3	0	1	1	0	1	1	0	26	19	3
1983	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	3	3	1	5	2	0	2	1	1	6	4	0	4	2	0	2	0	0	23	12	2
1984	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	5	4	1	5	2	3	4	1	0	7	5	0	3	3	0	1	1	0	27	16	5
1985	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	1	1	1	1	8	6	1	5	3	1	4	3	1	1	0	0	2	1	0	26	17	5
1986	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0	2	1	0	2	1	1	3	2	1	3	3	1	2	2	1	5	3	0	4	2	0	3	2	0	26	18	4
1987	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2	1	0	4	4	2	4	3	0	6	5	1	2	2	1	3	1	0	1	1	0	24	18	4
1988	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	2	1	0	5	2	0	8	2	0	4	4	0	2	2	0	1	0	0	26	14	1
1989	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	2	1	0	7	2	0	5	3	0	5	2	1	5	5	0	3	3	0	1	1	0	32	20	1
1990	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	1	1	3	2	1	4	2	0	5	4	2	5	4	1	5	2	0	4	3	0	1	1	0	30	20	5
1991	0	0	0	0	0	0	2	2	0	1	0	0	1	1	0	1	1	0	4	4	1	5	2	1	6	4	1	3	3	0	6	3	0	0	0	0	29	20	3
1992	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	5	1	0	8	3	1	5	3	2	7	6	0	3	2	0	0	0	0	31	18	3
1993	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0	5	1	0	6	3	0	6	4	1	4	2	0	2	1	0	3	2	0	29	14	1
1994	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	2	0	0	7	2	1	7	5	3	8	4	1	6	5	1	0	0	0	2	1	0	34	19	6
1995	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2	0	1	2	1	1	6	2	1	5	3	1	6	3	0	2	0	0	1	0	0	25	9	4
1996	*0*	*0*	*0*	*0*	*0*	*0*	*0*	*0*	*0*	*1*	*0*	*0*	*2*	*1*	*1*	*0*	*0*	*0*	*7*	*4*	*2*	*7*	*3*	*0*	*6*	*5*	*0*	*3*	*2*	*0*	*2*	*1*	*0*	*2*	*0*	*0*	*30*	*16*	*3*
1997	1	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	3	1	0	3	2	0	3	2	0	7	3	2	5	3	0	4	3	0	2	0	0	1	1	0	31	16	2
1998	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	3	2	1	5	4	1	3	2	2	3	0	0	2	1	0	17	9	5
1999	1	0	0	1	0	0	0	0	0	3	1	0	0	0	0	1	1	1	2	1	0	5	1	0	6	1	0	2	1	1	2	0	0	0	0	0	23	6	2
2000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	0	0	0	5	2	1	6	3	2	5	3	1	2	2	1	2	1	0	1	1	0	23	13	5
2001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	2	2	1	5	4	3	6	3	0	5	5	2	3	3	0	1	1	0	3	1	0	26	19	7
2002	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	3	2	0	5	3	1	6	4	0	4	1	1	2	0	0	2	2	0	1	1	0	26	15	2
2003	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	0	2	1	0	2	1	0	5	3	1	3	3	1	3	2	0	2	2	1	0	0	0	21	14	3
2004	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	0	5	5	1	2	1	0	8	6	1	3	1	1	3	3	1	3	2	0	2	0	1	29	20	5
2005	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0	5	2	1	5	3	2	5	4	0	2	2	1	2	0	0	0	0	0	23	13	4
SUM	25	10	0	8	3	0	18	8	0	37	24	0	52	35	5	85	54	14	200	122	38	266	159	46	238	151	37	187	143	17	116	68	3	60	32	1	1292	809	161
AVE	0.5	0.2	0.0	0.2	0.1	0.0	0.4	0.2	0.0	0.8	0.5	0.0	1.1	0.7	0.1	1.8	1.1	0.3	4.2	2.5	0.8	5.5	3.3	1.0	5.0	3.1	0.8	3.9	3.0	0.4	2.4	1.4	0.1	1.3	0.7	0.0	26.9	16.9	3.4
2006	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	2	2	0	2	1	2	7	3	1	3	3	0	4	2	0	2	2	0	2	1	0	23	15	4

註：A:表示輕度以上颱風　B:表示中度及以上颱風　C:表示侵台颱風

表 2. 2006 年(民國 95 年)北太平洋西部地區颱風概要表

Table2. Summary of typhoon information for the Northwest Pacific Ocean in 2006

月份	颱風編號	颱風名稱(英文)	生成地點		消失地點		最低中心氣壓	近中心最大風速	7 級風最大暴風半徑	10 級風最大暴風半徑	強度分類	起訖生命期(UTC)	中央氣象局警報種類	路徑型式(track type)	備注 remark
			北緯(度)	東經(度)	北緯(度)	東經(度)	(hPa)	(m/s)	(km)	(km)					
5	0601	珍珠(CHANCHU)	8.4	132.5	27	120.2	943	45.0	300	100	中度	0912~1809	海上陸上	近垂直型	侵台颱風
6	0602	杰拉華(JELAWAT)	17.3	114.7	21.0	110.6	996	20.0	100		中度	2706~2900		直線型	
6	0603	艾維尼(EWINIAR)	7.5	137.7	40.0	132.0	925	51.0	300	100	強烈	3018~1100	海上	直線型	
7	0604	碧利斯(BILIS)	13.4	137	27.0	116	978	25.0	300		輕度	0906~1506	海上陸上	直線型	侵台颱風
7	0605	凱米(KAEMI)	11.7	140.7	25.3	115.4	960	38.0	200	50	中度	1906~2606	海上陸上	直線型	侵台颱風
8	0606	巴比侖(PRAPIROON)	17	117.6	23.3	108.2	965	35.0	200	50	中度	0106~0412		直線型	
8	0607	瑪莉亞(MARIA)	26	145.1	36.8	144.5	980	28.0	150		輕度	0512~1006		拋物型	
8	0608	桑美(SAOMAI)	11.6	146.3	28.3	116.5	935	48.0	180	80	中度	0512~1106	海上陸上	直線型	
8	0609	寶發(BOPHA)	21.2	131.7	22.6	118.6	985	25.0	120		輕度	0600~0906	海上陸上	橫線型	侵台颱風
8	0610	悟空(WUKONG)	25.7	138.4	38.2	129.0	984	25.0	150		輕度	1306~2000		直線型	
8	0611	蘇納姆(SONAMU)	18.1	129.3	26.5	140	995	20.0	100		輕度	1400~1518		直線型	
8	0612	伊歐佳(IOKE)	17.2	179.5	54.0	170.0	920	53.0	250	100	強烈	2712~0700		拋物型	
9	0613	珊珊(SHANSHAN)	16.9	134.7	37	133	945	43.0	200	80	中度	1012~1800	海上	拋物型	
9	0614	雅吉(YAGI)	20.8	158.1	40	160.0	910	55.0	250	100	強烈	1712~2500		拋物型	
9	0615	象神(XANGSANE)	11.8	127.6	15.5	104.0	935	48.0	250	80	中度	2600~0200		直線型	
10	0616	貝碧佳(BEBINCA)	14.9	130.6	30.1	140.2	988	23.0	200		輕度	0300~0606		拋物型	
10	0617	倫比亞(RUMBIA)	20.4	153.9	29.7	151.0	988	23.0	150		輕度	0312~0606		直線型	
10	0618	蘇力(SOULIK)	17.5	154.4	23.7	157.2	960	38.0	200	50	中度	0918~1612		拋物型	
10	0619	西馬隆(CIMARON)	13	131.1	14	113.9	925	51.0	250	80	強烈	2706~0600		下墜型	
11	0620	奇比(CHEBI)	15.8	130.1	17.8	110.9	920	53.0	200	80	強烈	0912~1406		橫線型	
11	0621	榴槤(DURIAN)	10.1	142.7	8	104.5	915	53.0	200	80	強烈	2606~0512		下墜型	
12	0622	尤特(UTOR)	10.2	133.9	18.0	113.0	945	43.0	150	50	中度	0718~1406		上飄型	
12	0623	潭美(TRAMI)	13.1	138.2	16.5	134.9	1000	18.0	100		輕度	1712~1900		拋物型	

表 3. 2006 (民國九十五) 年北太平洋西部颱風生命期統計表

Table3.Statistics of tropical storms/typhoons life period for 2006.

時數 (天)	個案	百分比(%)
1-24 (1)	0	0.0
25-48 (2)	3	13.0
49-72 (3)	1	4.3
73-96 (4)	2	8.7
97-120 (5)	3	13.0
121-144 (6)	3	13.0
145-168 (7)	4	17.4
169-192 (8)	1	4.3
193-216 (9)	2	8.7
217-240 (10)	2	8.7
241-264 (11)	2	8.7
265-288 (12)	0	0.0
合計	23	100

所示。表 1 和圖 1 可知，從元月至 4 月均無颱風形成，5 月份有 1 個，6 月、7 月、11 月及 12 月均有 2 個，9 月份有 3 個，10 月份有 4 個，8 月份有 7 個，8 月份是最多的月份，佔全年生成數的 30.43%，其次是 10 月份的 17.39%。若與平均值比較，5 月、6 月及 10 月近平均值，7 月、9 月及 11 月偏少， 7 月生成數共有 2 個是約平均值的一半，另 8 月及 12 月均比平均值多，8 月份共產生 7 個，而平均值只有 5.5 個。

就強度而言，輕度颱風（中心附近最大風速 17.2m/s 至 32.6m/s）共有 8 個，佔 34.8%；中度颱風(中心附近 32.7m/s-50.9m/s)有 9 個佔 39.1%；強烈颱風(近中心附近最大風速 51.0m/s

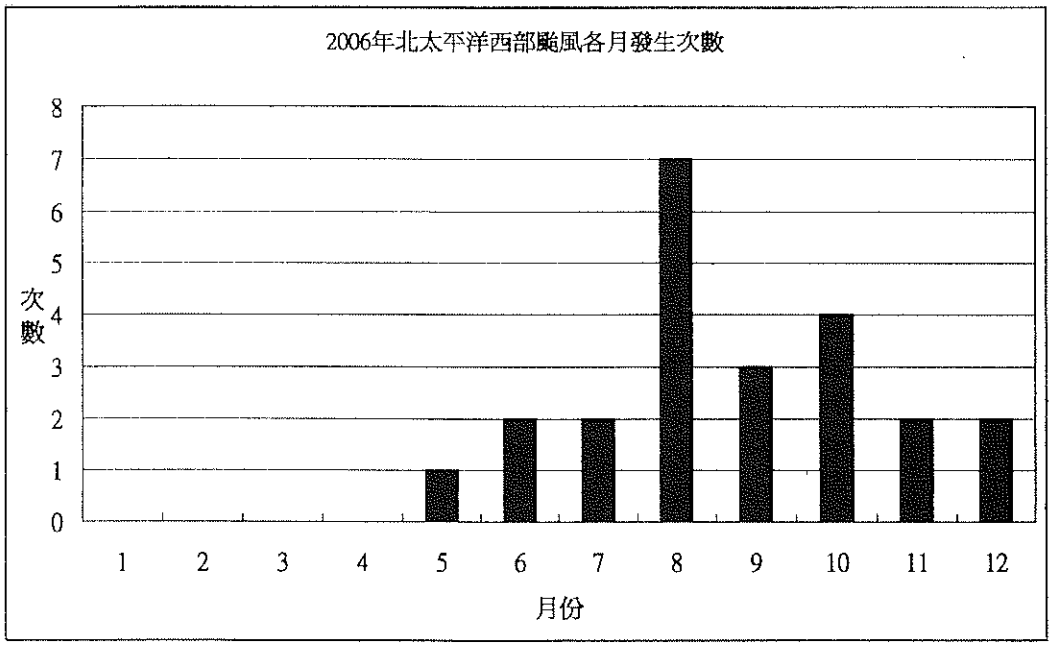


圖 1. 2006 年北太平洋西部地區颱風各月發生次數

Fig 1. Monthly number of tropical cyclone for the Northwest Pacific Ocean area in 2006.

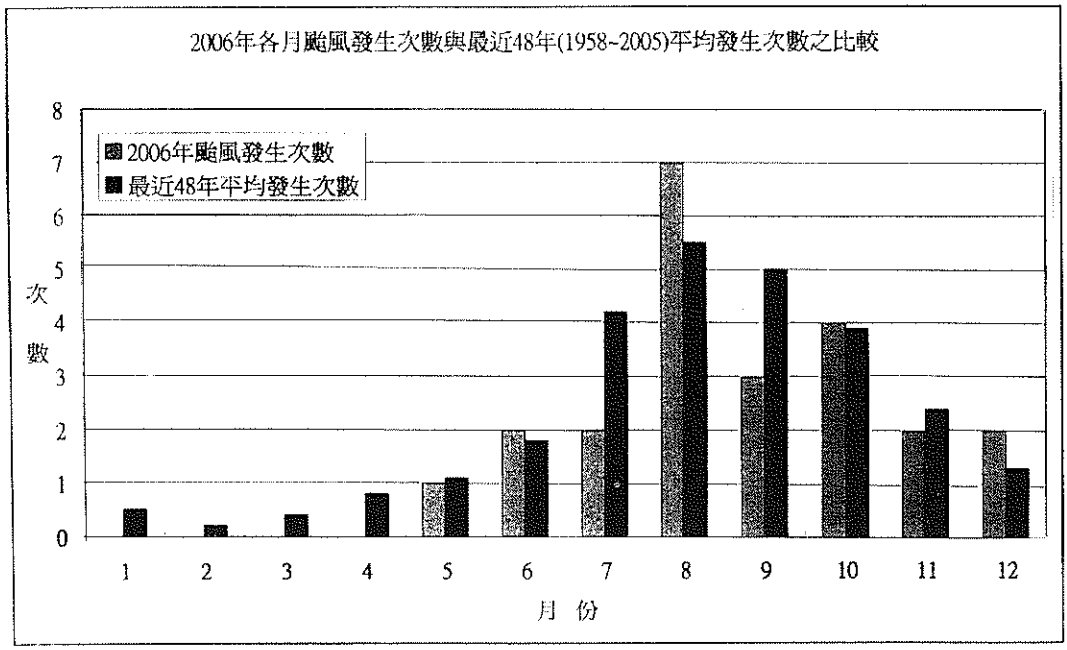


圖 2. 2006 年各月發生次數與最近 48 年平均發次數之比較

Fig 2. Comparison of the number of tropical cyclone for 2006 and 48-year average.

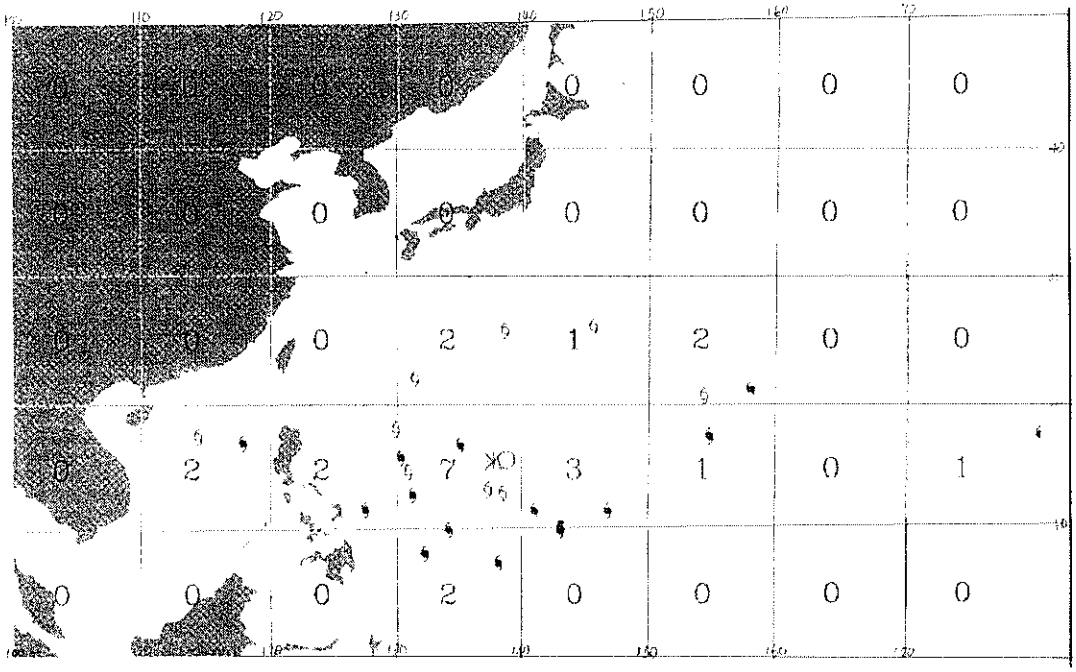


圖 3. 民國 95 年北太平洋西部地區颱風生成位置圖

Fig 3. The location of tropical cyclone genesis for the Northwest Pacific Ocean in 2006.

以上)有 6 個，占 26.1%；中度和強烈颱風合計共 15 個，少於氣候平均值 16.9 個，侵台有 4 個，略高於氣候值的 3.3 個。

在颱風路徑類型方面，以直線型最多有 10 個(43.5%)，其次是拋物型有 7 個(30.4%)，其他的各種型態有 6 個(26.0%)。

以颱風的生成位置(圖 3)，最東者為自西經移入的當 12 號伊歐佳(17.2˚N，179.5˚E)及 14 號雅吉(20.8˚N，158.1˚E)，最西者是 2 號杰拉華(17.3˚N，114.7˚E)和 6 號巴比崙(17.0˚度 N，117.6˚E)。最北者為 7 號瑪利亞(26.0˚N，145.1˚E)及 10 號悟空(25.7˚N，138.4˚E)，最南者為 3 號艾維尼(7.5˚N，137.7˚E)及 1 號珍(8.4˚N，132.5˚E)。

若計算 10 緯度*10 經度範圍內颱風生成數(圖 3)，以菲律賓東方海面：10˚N-20˚N，130˚E-140˚E，此範圍內形成的颱風最多，達 7 個(30.4%)；其次是 10˚N-20˚N，140˚E-150˚E 有 3 個(13%)，另在南海有 2 個(8.6%)，台灣附近的 20˚N-30˚N，120˚E-130˚E 則沒出現形成任何颱風。

統計颱風生命期(表 3)顯示，生命期 1 天以內者無；2-3 天、7-8 天者各有一個(各占 4.3%)；3-4 天、8-9 天、9-10 天、10-11 天者有 2 個(占 8.7%)；1-2 天、4-5 天及 5-6 天有 3 個(各占 13.0%)；6-7 天者有 4 個(占 17.4%)。在這 23 個颱風中，生命期最長的為 0612 號伊歐佳颱風(0612)，其生命期達 10 天又 12 小時(252 小時)，最短生命期的颱風為 0623 號潭美颱風，生命期只有 36 小時。

(二)警報發布概況

在本年 23 個颱風中，中央氣象局研判可能侵襲台灣附近海域而發「海上」或「海上陸上」颱風警報共有 7 個颱風(表 4)，占 2005 年全年颱風發生總數的 30.4%；發布海上颱風警報者為 0603 號艾維尼颱風及 0613 號珊珊颱風；發

表 4. 2006(民國九十五)年中央氣象局颱風警報發布概況表

Table 4. Summary of tropical storm/typhoon warnings issued by CWB in 2006.

中華民國 95 年(西元 2006 年)中央氣象局颱風警報發布概況表

號次	發布概況及路徑圖
1*	編　　號：0601 名　　稱：珍珠 (CHANCHU) 生成地點：菲律賓東方海面 發布報數：17 發布時間：海上：5月16日17時30分 陸上：5月17日2時30分 解除時間：海上：5月18日17時30分 陸上：5月18日17時30分 最大強度：中度 近中心最大風速(m/s)：45(14級) 暴風半徑：七級風：300公里 十級風：100公里 侵(近)臺日期：(5月18日) 登陸地段：— 動　　態：生成後以西北西方向通過菲律賓群島進入中國南海，15日轉向偏北，進入廣東沿海後轉向北北東朝金門前進，登陸於大陸福建。 災　　害：因豪雨造成部分地區道路中斷，無重大傷亡事件發生，農業損失逾1.5億。
2	編　　號：0603 名　　稱：艾維尼 (EWINIAR) 生成地點：菲律賓東南方海面 發布報數：11 發布時間：海上：7月7日23時30分 陸上：— 解除時間：海上：7月9日5時30分 陸上：— 最大強度：中度 近中心最大風速(m/s)：43(14級) 暴風半徑：七級風：300公里 十級風：80公里 侵(近)臺日期：(7月8日) 登陸地段：— 動　　態：生成後以西北方向移動，之後轉向北北西方向移動，經臺灣東方海面時轉以偏北方向移動。 災　　害：—
3*	編　　號：0604 名　　稱：碧利斯 (BILIS) 生成地點：關島西方海面 發布報數：25 發布時間：海上：7月12日2時30分 陸上：7月12日8時30分 解除時間：海上：7月15日2時30分 陸上：7月15日2時30分 最大強度：輕度 近中心最大風速(m/s)：25(10級) 暴風半徑：七級風：300公里 十級風：— 侵(近)臺日期：7月13日 登陸地段：宜蘭頭城附近 動　　態：生成後以西北方向移動，13日22時20分左右在宜蘭頭城附近登陸，14日1時20分左右由淡水附近進入臺灣海峽北部，13時左右由馬祖附近進入大陸福建。 災　　害：中南部部分地區道路中斷，有3人死亡，農業損失約1.8億。

註1：各氣象資料之範圍取自警報發布至警報解除。災害摘錄自內政部消防署及行政院農委會至95/12/31之資料。

註2："*"表示侵臺颱風

註3：標示時間為該日臺灣標準時間8點，每個標示點間隔6小時。⊗為熱帶性低氣壓，○為輕度颱風，●為中度颱風，●為強烈颱風。

表 4(續). 2006(民國九十五)年中央氣象局颱風警報發布概況表

Table 4(Continued). Summary of tropical storm/typhoon warnings issued by CWB in 2006.

中華民國 95 年(西元 2006 年)中央氣象局颱風警報發布概況表

號次	發布概況及路徑圖
4*	編　　號：0605 名　　稱：凱米 (KAEMI) 生成地點：關島西南方海面 發布報數：21 發布時間：海上：7月23日14時30分 陸上：7月23日23時30分 解除時間：海上：7月26日2時30分 陸上：7月26日2時30分 最大強度：中度 近中心最大風速(m/s)：38（13級） 暴風半徑：七級風：200公里 十級風：80公里 侵（近）臺日期：7月24日 登陸地段：臺東成功附近 動　　態：生成後以西北西方向移動，24日23時45分左右在臺東成功附近登陸，25日4時5分左右由嘉義東石附近進入臺灣海峽，19時左右由金門附近進入大陸福建。 災　　害：東部、南部部分地區道路中斷，農業損失逾1.6億。
5	編　　號：0608 名　　稱：桑美 (SAOMAI) 生成地點：關島東南方海面 發布報數：16 發布時間：海上：8月9日2時30分 陸上：8月9日11時30分 解除時間：海上：8月10日23時30分 陸上：8月10日23時30分 最大強度：中度 近中心最大風速(m/s)：48（15級） 暴風半徑：七級風：180公里 十級風：80公里 侵（近）臺日期：(8月10日) 登陸地段：— 動　　態：生成後以西北方向移動，之後轉向西北西方向移動，通過臺灣北部海面後，10日17時左右由馬祖北方進入大陸福建。 災　　害：—
6*	編　　號：0609 名　　稱：寶發 (BOPHA) 生成地點：臺灣東方海面 發布報數：15 發布時間：海上：8月7日20時30分 陸上：8月8日14時30分 解除時間：海上：8月9日14時30分 陸上：8月9日11時30分 最大強度：輕度 近中心最大風速(m/s)：23（9級） 暴風半徑：七級風：120公里 十級風：— 侵（近）臺日期：8月9日 登陸地段：臺東成功附近 動　　態：生成後以偏西方向朝臺灣前進，9日3時20分左右在臺東成功附近登陸，7時20分左右由臺南附近出海向西南西移動，14時減弱為熱帶性低氣壓。 災　　害：無重大傷亡事件發生，僅臺東縣有輕微農業損失。

註1：各氣象資料之範圍取自警報發布至警報解除。災害摘錄自內政部消防署及行政院農委會至95/12/31之資料。

註2："*"表示侵臺颱風

註3：標示時間為該日臺灣標準時間8點，每個標示點間隔6小時。⊗為熱帶性低氣壓，○為輕度颱風，●為中度颱風，●為強烈颱風。

表 4(續). 2006(民國九十五)年中央氣象局颱風警報發布概況表

Table 4(Continued). Summary of tropical storm/typhoon warnings issued by CWB in 2006.

中華民國 95 年(西元 2006 年)中央氣象局颱風警報發布概況表

號次	發布概況及路徑圖
7	編號：0613 名稱：珊珊 (SHANSHAN) 生成地點：關島西方海面 發布報數：17 發布時間：海上：9月14日14時30分 陸上：— 解除時間：海上：9月16日14時30分 陸上：— 最大強度：中度 近中心最大風速(m/s)：48（15級） 暴風半徑：七級風：200公里 十級風：80公里 侵(近)臺日期：(9月16日) 登陸地段：— 動態：生成後以西北方向移動，之後轉偏西方向移動，15日左右轉向為偏北，通過臺灣東方海面後轉向北北東朝日本移動。 災害：—

註 1：各氣象資料之範圍取自警報發布至警報解除。災害摘錄自內政部消防署及行政院農委會至 95/12/31 之資料。

註 2："*"表示侵臺颱風

註 3：標示時間為該日臺灣標準時間 8 點，每個標示點間隔 6 小時。⊗為熱帶性低氣壓，○為輕度颱風，●為中度颱風，●為強烈颱風。

布海上陸上颱風警報有 0601 號珍珠颱風、0604 號碧利斯颱風、0605 號凱米颱風、0608 號桑美颱風及 0609 號寶發颱風等 5 個，其中 0604 號碧利斯、0605 號凱米及 0609 號寶發等三個颱風中心登陸台灣陸地，前二者約帶來的強風豪雨造成台灣中南部、東部部份交通中斷及農業損失，後者及二個發布海上颱風警報的颱風並未對台灣帶來災情。有關中央氣象局在 2006 年颱風警報發布概況包括發布與解除時間、發布次數、颱風動態、移動路徑及災害資料詳見表 4。

(三)颱風路徑預報誤差

中央氣象局針對本年度 23 個颱風之 24 小時、48 小時及 72 小時路徑預報，其平均誤差如表 5 所示。本年度 24 小時平均誤差 104 公里(446 個案)，表現優於 1990 年至 2000 年之 24 小時平均誤差 164 公里，亦優於 2001 年至 2005 年之平均誤差 127 公里；其中以伊歐佳(IOKE，0612)及雅吉(YAGI,0614)二颱風的誤差最小，只有 71 公里，珍珠(CHANCHU,0601)亦只有 74 公里的誤差均甚佳，而潭美(TRAMI，0623)的平均誤差最大，有 343 公里。

在 48 小時預報平均誤差為 189 公里，2001 年至 2005 年之平均為 227 公里，其中以倫比亞(RUMBIA，0617)的平均誤差最小，只有 107 公里，而貝碧佳(BEBINCA，0616)的平均誤差最大，有 638 公里。在 72 小時預報平均誤差為 297 公里，2002 至 2005 年之平均為 331 公里，以尤特(UTOR，0622)的平均誤差最小，只有 185 公里，而以瑪莉亞(MARIA，0609)的平均誤差最大，達 1004 公里。

三、各月颱風概述

本年北太平洋西部共出現 23 個颱風，其中，1-4 月無颱風形成，5 月有 1 個颱風，6 月、7 月、11 月及 12 月有 2 個颱風，9 月有 3 個颱風，10 月有 4 個颱風，8 月有 7 個颱風。茲就各颱風活動情形分別敘述如下：

表 5. 2006(民國九十五)年中央氣象局對颱風路徑預報誤差表

Table 5. Mean forecast track error (km) for Norrrthwest Pacific Ocean tropical storms/typhoons by CWB in 2006.

颱風名稱	24 小時預報		48 小時預報		72 小時預報	
	個案數 (Cases)	平均誤差值 (km)	個案數 (Cases)	平均誤差值 (km)	個案數 (Cases)	平均誤差值 (km)
珍珠(CHANCHU)	32	74	28	130	24	188
杰拉華(JELAWAT)	3	105				
艾維尼(EWINIAR)	37	81	33	140	29	192
碧利斯(BILIS)	20	94	16	142	12	233
凱米(KAEMI)	24	113	20	170	16	208
巴比倫(PRAPIROON)	9	112	5	239	1	421
瑪莉亞(MARIA)	15	173	11	462	7	1004
桑美(SAOMAI)	19	104	15	207	11	352
寶發(BOPHA)	8	130	4	265		
悟空(WUKONG)	23	147	19	185	15	302
蘇納姆(SONAMU)	3	155				
伊歐佳(IOKE)	37	71	33	193	29	385
珊珊(SHANSHAN)	26	71	22	142	18	230
雅吉(YAGI)	27	92	23	204	19	351
象神(XANGSANE)	20	86	16	155	12	235
貝碧佳(BEBINCA)9	9	314	5	638	1	573
倫比亞(RUMBIA)	7	107	3	107		
蘇力(SOULIK)	23	119	19	239	15	403
西馬隆(CIMARON)	35	111	31	235	27	375
奇比(CHEBI)	15	106	11	151	7	286
榴槤(DURIAN)	33	93	29	153	25	226
尤特(UTOR)	22	85	18	123	14	185
潭美(TRAMI)	2	343				
總計/平均	449	104	361	189	282	297

(一) 一月至四月無颱風形成。

(二) 五月份：有一個颱風生成，即為珍珠颱風(CHANCHU，0601)(圖 4)。

2006 年 5 月 9 日 1200UTC，在菲律賓東方約 1200 公里的海面，一熱帶性低氣壓增強為輕度颱風，是為珍珠颱風（0601），其是本年度第一個生成的颱風，初期沿著太平洋高氣壓南端，以偏西方向緩慢移動，於 11 日 1300UTC 進入菲律賓中部的維賽亞群島，至 13 日 0000UTC 脫離菲律賓，隨後在 1800UTC 增強為中度颱風，七級暴風圈並劇增至 300 公里，12 小時後已至南海中部，在 14 日 1800UTC 行

進方向改變，由於太平洋高氣壓東退，北方鋒面南移至巴士海峽，對珍珠颱風有導引作用，促使由原先的偏西改為向北移動。珍珠颱風轉向北後，沿著東經 115°E 附近向北前進，威力亦增強，15 日 0000UTC 中心附近最大風速達 45m/s，最大陣風為 55m/s，17 日 0000UTC 後，颱風的走向略偏東北東，17 日 1600UTC 進入中國廣東(汕頭附近)，後受地形影響威力逐漸減弱，18 日 0000UTC 減弱成輕度颱風，在 18 日 0900UTC 在浙江南部變成熱帶性低氣壓，其生命期共 213 小時(8 日又 21 小時)。

珍珠颱風是本年度第一個侵台的颱風，其經過金門附近，帶給金門 257.0 毫米雨量，對台灣亦帶來雨水，但降雨不多，主要降雨在屏東地區和台灣東部。

(三) 六月份：有二個颱風，即杰拉華(JELAWAT，0602)和艾維尼(EWINIAR，0603)(圖 4)。

(1)杰拉華(JELAWAT，0602)

杰拉華颱風為今年第一個在南海形成的颱風，6 月 27 日 0600UTC 於南海形成，由於太平洋高壓的脊線在 25°N 附近，杰拉華颱風形成後，無法向北移動，只沿著副熱帶高壓西南邊緣向西北西移動，27 日 1800UTC 最大風速才增至 20m/s，七級風半徑 100 公里，此颱風威力小，暴風圈小，於 28 日 1800UTC 移至海南島北方近海，在 29 日 0000UTC 在廣東湛江近海減弱為熱帶性低氣壓，結束其 42 小時的生命期。

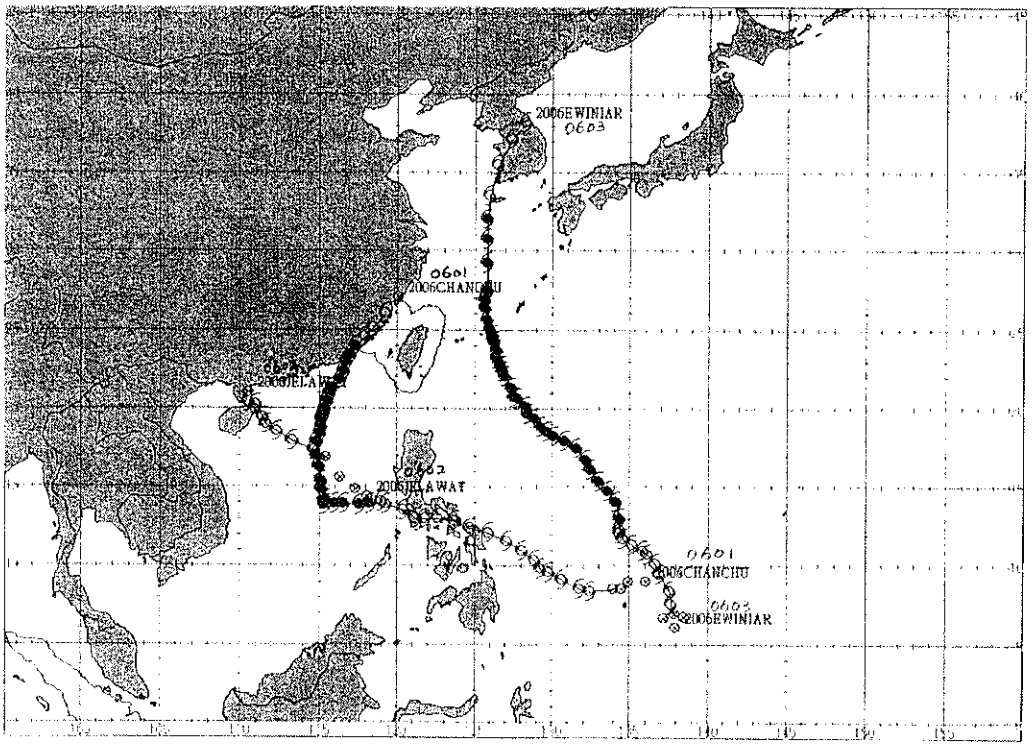


圖 4. 2006(民國九十五)年 5 月、6 月颱風路徑圖

Fig 4. Tropical storm/typhoon tracks for May and June in 2006.

(2)艾維尼(EWINIAR，0603)

在雅浦島南方海面的熱帶性低氣壓於 6 月 30 日 1800UTC 突增強為輕度颱風，命名為艾維尼(EWINIAR)，此颱風形成時，其北方的太平洋高氣壓強盛(高壓中心在 27˚N，150˚E)，高壓脊線橫跨中低緯度，艾維尼颱風則在此高氣壓的南方的較低緯度(7.5˚N，137.7˚E)形成，但颱風形成後，上述之太平洋高壓漸減弱並東移，促使艾維尼颱風以西北的方向前進，3 日 0600UTC 增強為中度颱風，5 日 0000UTC 再增強至強烈颱風(中心最大風速 51m/s)，中心氣壓有 925hPa，七級風暴風圈擴大至 300 公里，十級風亦增至 100 公里，但 12 小時後即漸減弱為中度颱風，行進路徑仍是朝西北方向，8 日 0000UTC 時，颱風已至台灣東方海面，此時太平洋高壓中心已退至中太平洋，其高壓脊線亦後退至 140˚E 以東，有利颱風北上，艾維尼颱風於 8 日以後，路徑轉為朝北移動，9 日 1800UTC 在黃海減弱為輕度颱風，10 日上午進入南韓後威力減弱，至 11 日 0000UTC 變成溫帶氣旋，其生命期共 246 小時(10 日 6 小時)。

(四) 七月份：共有二個颱風形成，即碧利斯(BILIS，0604)和凱米(KAEMI，0605) (圖 5)。

(1)碧利斯颱風(BILIS，0604)

此為第二個侵台颱風，當艾維尼颱風(EWINIAR，0603) 在台灣東方海面時，其西南方的關島東北方海面有 一熱帶性低氣壓形成，以偏西路徑移動，9 日 0000UTC 發展更完善，至 9 日 0600UTC 增強為輕度颱風，命為碧利斯(BILIS，0604)，此颱風初期沿著太平洋高氣壓的西南緣以西北方向前進，移動速度時快時慢，10 日 1800UTC 時，七級風暴風圈擴增至 200 公里，但中心最大風速只有 23m/s，11 日 1200UTC 時，七級風暴風圈再擴大至 300 公里，但中心附近最大風速亦只有 25m/s，可見其暴風圈甚大，而仍是屬輕度颱風。

碧利斯颱風的行進方向穩定，一直朝西北方向前進，於 13 日 1500UTC 在登陸宜蘭地區，登陸後雖受地形影響，但威力並未減弱，在新竹附近出海後，繼續以西北方向移動，在 14 日 0500UTC 進入福建後，威力才慢慢減弱，但七級暴風圈維持 300 公里，至 15 日 0600UTC 才減弱 為熱帶性低氣壓，其生命期共 144 小時。

碧利斯颱風帶來的豪雨造成中南部的部份交通中斷，有 3 人死亡，農漁業損失約 1.8 億元。

(2)凱米颱風(KAEMI，0605)

在關島西南方約 800 公里的海面，7 月 19 日 0600UTC 生成一個颱風，命名為凱米(KAEMI，0605)，是今年第 5 個颱風，亦是第 3 個侵台颱風，凱米颱風形成時，太平洋高壓偏東又偏北(高壓中心在 36˚N，175˚E)，而南海上的熱帶低氣壓相距亦遠，二者對颱風均無影響，凱米颱風初期以西北西方向前進，21 日 0600UTC 增強為中度颱風，七級風暴風圈為 200 公里，行進路徑穩定，23 日逐漸朝台灣東部海面接近，中央氣象局遂於 23 日 14 時 30 分(地方時)發布海上颱風警報，於 23 日 23 時 30 分(地方 時)發布海上陸上颱風警報，凱米颱風於 24 日 23 時 45 分(地方時)在台東成功附近登陸，滯留台灣陸地約 4 小時後，於 25 日 4 時 5 分(地方時)在嘉義東石附近出海，19 時再進入福建，受地形破壞環流後，風速減弱為熱帶性低氣壓，結束共 168 小時的生命期。

凱米颱風帶來的強風豪雨造成台灣東部和南部的部份交通中斷，農漁業損失約 1.6 億元。

(五) 八月份：共有 7 個颱風，即巴比崙颱風(PRAPIROON，0606)、瑪莉亞(MARIA，0607)、桑美(SAOMAI，0608)、寶發(BOPHA，0609) (以上圖 6-1)和悟空(WUKONG，0610)、蘇納姆(SONAMU，0611)及伊歐佳(IOKE，0612) (以上圖 6-2)等 7 個。

(1)巴比崙颱風(PRAPIROON，0606)

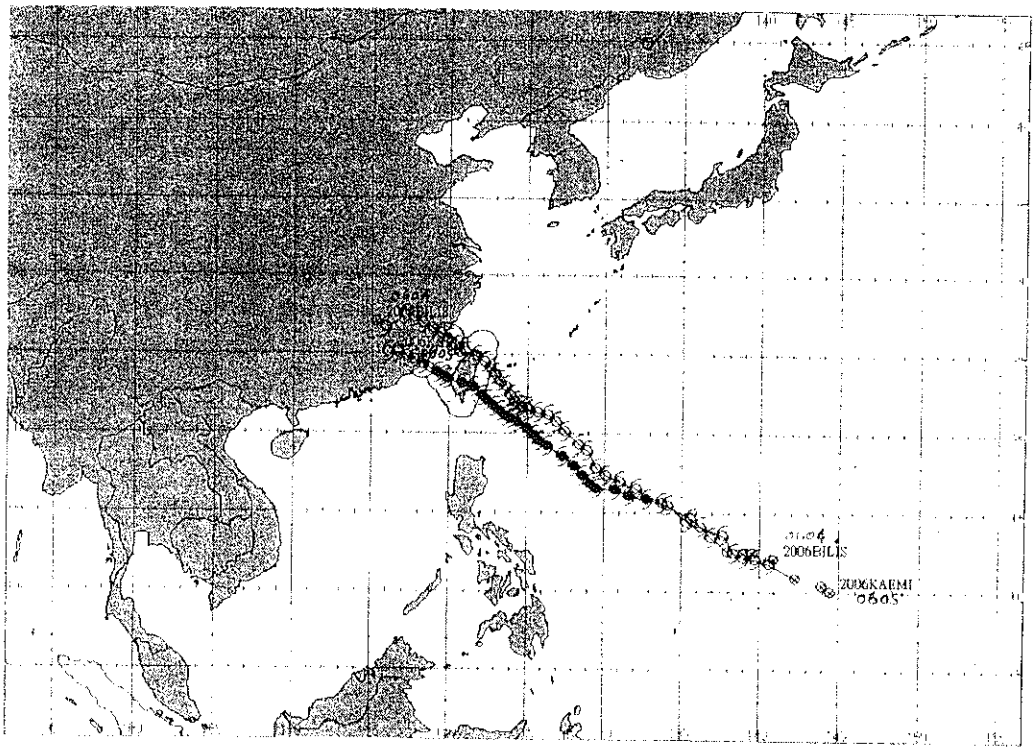


圖 5. 2006(民國九十五)年 7 月颱風路徑圖

Fig 5. Tropical storm/typhoon tracks for July in 2006.

7 月 29 日 0000UTC 在菲律賓東方約 1000 公里海面形成熱帶性低氣壓，經過 24 小時發展，中心最大風速已增至 15.0m/s，至 31 日 1200UTC 登陸呂宋島中部，穿過陸地後，威力並無減弱。至南海後，在 01 日 0600UTC 再增強至輕度颱風，是為巴比崙颱風，生成後沿著太平洋高壓西南邊緣向西北西移動。2 日 1200UTC 再增強為中度颱風，於 3 日 1200UTC 進入廣東南部並減弱為輕度颱風，至 4 日 1200UTC 在廣東東部減弱為熱帶性低氣壓，生命期有 3 日又 6 小時（78 小時）。

(2)瑪莉亞颱風(MARIA，0607)

於 8 月 4 日 1200UTC 在日本東南方海面形成，瑪莉亞颱風形成在較高緯度（26°N，145.1°E），此時太平洋高壓退至中太平洋，(高壓中心在東太平洋)，瑪莉亞形成後，一直以西北方向前進，至 8 日 0000UTC 已到日本本州近海，0600UTC 轉為向東北移動，貼著本州南方近海移動，至 10 日 0000UTC 變成為溫帶氣旋，其生命期只有 4 日 18 小時（114 小時）。

(3)桑美颱風(SAOMAI，0608)

在瑪莉亞颱風形成時(8 月 4 日 1200UTC)，其南方約 1700 公里的海面上亦同時形成一個颱風，即為桑美颱風(SAOMAI，0608)，桑美颱風以西北方向前進，此時太平洋高氣壓甚弱，東經 140°E 以西為一大低壓，12 小時後，其前方又形成一寶發颱風(BOPHA，0609)，形成三個颱風在同一洋面上。桑美颱風於 7 日 0600UTC 增強為中度颱風，由於太平洋高壓影響不顯著，又中緯度亦無鋒面影響，桑美颱風一直以穩定的方向朝西北移動，速度亦平穩，9 日 0600UTC 穿過琉球群島，於 1200UTC 威力再增強(中心最大風速為 48m/s)，10 日 0000UTC 經過台灣北部海面，0900UTC 登陸福

建北部，旋即減弱為輕度颱風，於 11 日 0600UTC，再減弱為熱帶性低氣壓，生命期為 5 日 18 小時（138 小時）。

(4)寶發颱風(BOPHA，0609)

生成於台灣東方約 2000 公里的海面，其形成時和後方有桑美颱風(SAOMAI，0608)和西北方的瑪莉亞颱風(MARIA，0607)形成三角形，寶發颱風是小型颱風(七級風只有 120 公里)，以偏西的方向前進，其進行方向穩定，中央氣象局於 7 日 20 時 30 分(地方時)發布海上颱風警報，8 日 14 時 30 分(地方時)發布海上陸上颱風警報，寶發颱風於 9 日 3 時 20 分(地方時)，在台東成功附近登陸，7 時 20 分左右由台南附近出海；出海後風速減弱，於 9 日 0600UTC 在台灣海峽南部減弱為熱帶性低氣壓。生命 期只有 3 日 6 小時(78 小時)。

寶發颱風是小型颱風，威力小，所挾帶的風和雨均不大，對台灣並未造成傷亡事件，僅台東有輕微農業損失。

(5)悟空颱風(WUKONG，0610)

日本本州南方約 2000 公里海面上，於 8 月 12 日 0600UTC 生成一個颱風，是為悟空颱風(WUKONG，0610)，行進方向為西北，14 日後由於太平洋高壓東退(高壓中心退至西半球)，移動方向轉為向北，至 15 日 0600UTC 才又轉向為西北西移動，17 日 1200UTC 進入日本九州，在陸地上 20 小時後，於 18 日 1800UTC 出九州到日本海，20 日 0000UTC 在南韓北方近海變成為溫帶氣旋，其生命期 6 日 18 小時（162 小時）。

(6)蘇納姆颱風(SONAMU，0611)

蘇納姆颱風於 8 月 14 日 0000UTC 在呂宋島東方約 1000 公里海面形成，此時其東北方 1500 公里外的海面有悟空颱風（WUKONG，0610）往西北移動，蘇納姆颱風受悟空颱風環流的導引，以東北東方向前進，蘇納姆颱風為小型颱風(七級風半徑只有 100 公里)，15 日 0600UTC 雖悟空颱風已在其北方(二颱風只相距 800 公里)，並未併入悟空颱風，仍以東北東方向行進，但至 15 日 1800UTC 即減弱為熱帶性低氣壓，其生命期只有短短 1 日 18 小時（42 小時）。

(7)伊歐佳颱風(IOKE，0612)

伊歐佳颱風(IOKE，0612)是生成於西半球的颱風，於 8 月 27 日 1200UTC 移入東半球，移入時伊歐佳颱風已是強烈颱風，七級暴風圈 250 公里，10 級風暴風圈 100 公里，進行方向是西南西，此時西北太平洋上全為低氣壓群所盤踞。伊歐佳颱風至 30 日 0000UTC 轉為向西北西移動，速度穩定，9 月 1 日 1800UTC 略減弱為中度颱風，由於太平洋高壓(中心在東半球)在高緯度發展，其脊線經過颱風的北方，颱風乃以穩定的西北西方向前進。3 日 0000UTC 時，中緯度的鋒面接近影響，颱風乃轉向西北移動，5 日 0000UTC，颱風已北移至 35°N 附近，受太平洋高壓後退，且鋒面影響，伊歐佳颱風乃轉向東北方向移動，於 6 日 0000UTC 減弱為輕度颱風，於 7 日 0000UTC 在阿留申群島南方海面再變成為溫帶氣旋。其生命期在西北太平洋部份共有 252 小時(10 日又 12 小時)是今年最長壽的颱風。

(六) 九月份：共有三個颱風，即珊珊颱風(SHANSHAN，0613)、雅吉颱風(YAGI，0614)和象神颱風(XANGSANE，0615)等(圖 7)。

(1)珊珊颱風(SHANSHAN，0613)

在關島和雅浦島之間，於 9 日 0000UTC 形成一熱帶性低氣壓，此熱帶性低氣壓發展緩慢，以穩定速度向西北方向移動，至 10 日 1200UTC 才增強為輕度颱風，命名為珊珊颱風(SHANSHAN，0613)，颱風形成時，太平洋高氣壓偏北(中心在 50°N，170°E)且勢力不強，對颱風行徑無影響，初期珊珊颱風以西北方向前進，速度緩慢，時速平均在 10 公里左右，11 日 1800UTC 發展為中度颱風，隨後移動方向轉為向西，沿著北緯 20 度向西行進，中央氣象局

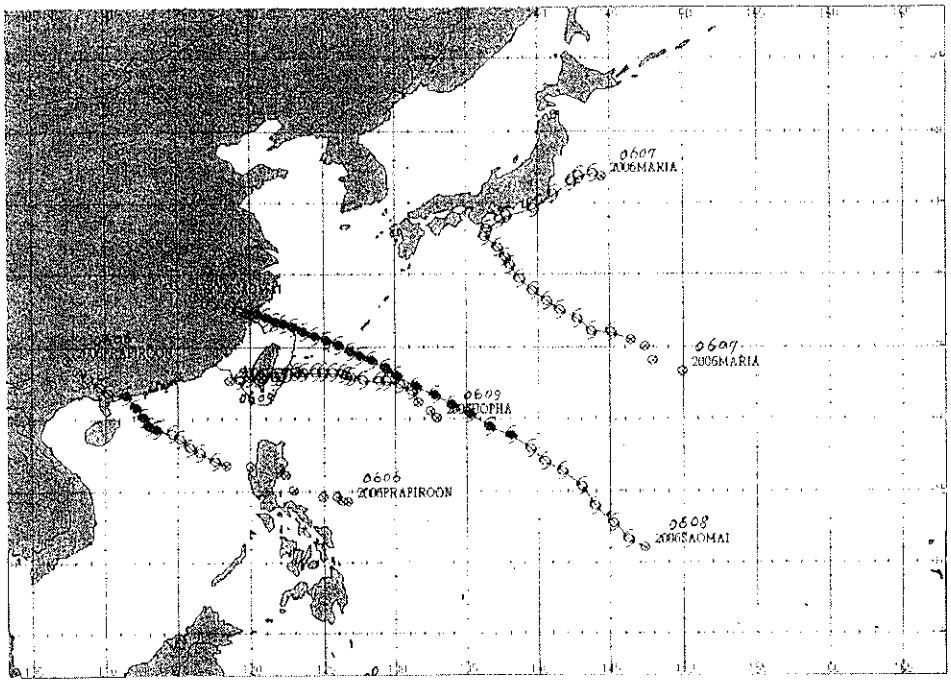


圖 6-1. 2006(民國九十五)年 8 月颱風路徑圖

Fig 6-1. Tropical storm/typhoon tracks for Augest in 2006.

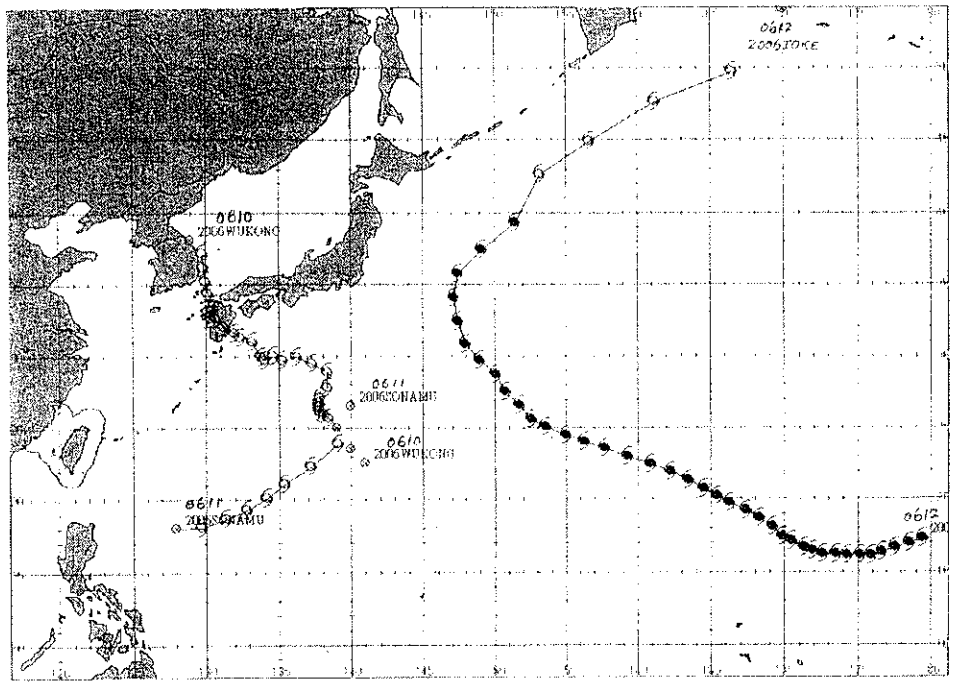


圖 6-2. 2006(民國九十五)年 8 月颱風路徑圖

Fig 6-2. Tropical storm/typhoon tracks for Augest in 2006.

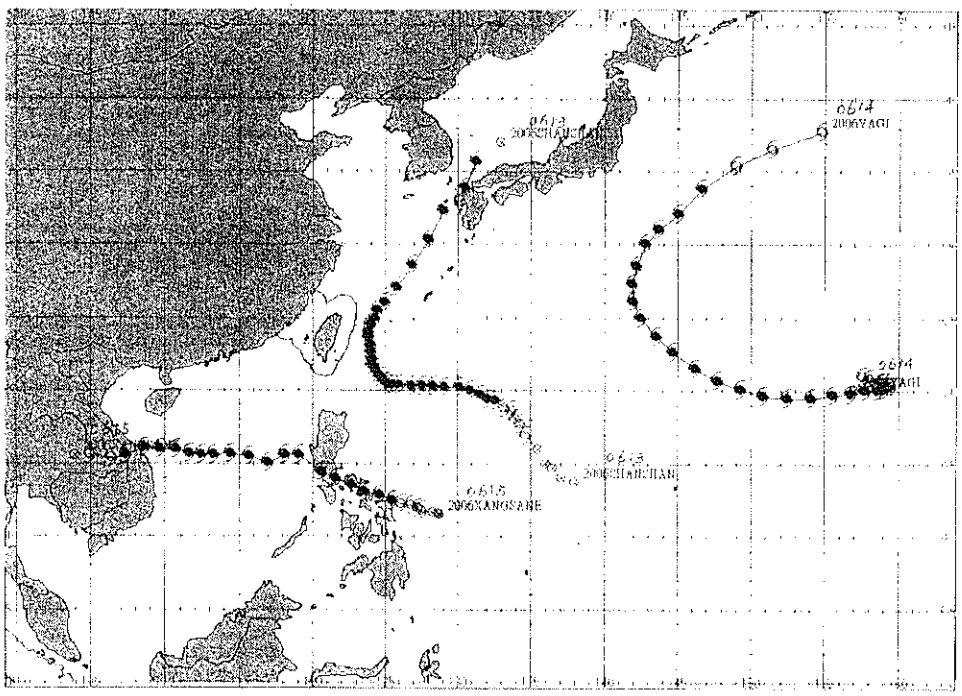


圖 7. 2006(民國九十五)年 9 月颱風路徑圖

Fig 7. Tropical storm/typhoon tracks for September in 2006.

於 14 日 0600UTC 對珊珊颱風發布海上颱風警報，14 日 1200UTC 颱風穿過東經 125 度，由於颱風北方的低氣壓系統影響，珊珊颱風行徑由向西轉向北，15 日颱風暴風圈掠過台灣東部海面後，16 日 0000UTC 在北方鋒面導引下，轉為向東北移動，16 日穿過琉球海面，17 日通過對馬海峽進入日本海，於 18 日 0000UTC 變成為溫帶氣旋，其生命期有 7 日 12 小時（180 小時）。

(2)雅吉颱風(YAGI，0614)

雅吉颱風發展在近中太平洋的瑪紹爾群島，於 9 月 17 日 1200UTC 形成輕度颱風，雅吉颱風生成位置緯度稍高（在北緯 20 度附近），由於北方的太平洋高氣壓不強，駛流又不明顯，仍在原地徘徊打轉，至 19 日 0000UTC 增強為中度颱風，且太平洋副高(中心位置在颱風北方)向西伸展，颱風仍沿著北緯 20 度向西前進，21 日 0600UTC 增強為強烈颱風且路徑轉向西北移動，22 日 0600UTC 通過 25°N，23 日 0000UTC 在太平洋高壓後退且北方鋒面導引下，轉向東北行進，且轉弱為中度颱風，30 小時後，即 24 日 0600UTC 再減弱為輕度颱風，12 小時後在日本東方海面變成為溫帶氣旋，結束其 7 日又 12 小時生命史（180 小時）。

(3)象神颱風(XANGSANE，0615)

在菲律賓中部(維賽亞群島)東方約 500 公里海面的熱帶性低氣壓，於 9 月 26 日 0000UTC 增強為颱風，命名為象神颱風(XANGSANE，0615)，象神颱風生成時，中緯度的天氣系統均無影響，乃朝西前進。24 小時後增強為中度颱風且登陸呂宋島南部，28 日過呂宋島後朝南海中部移動，由於導引氣流不顯著，一直以偏西行進，速度與方向穩定。至 10 月 1 日早上進入越南中部，由於地形影響，於 1 日 1200UTC 減弱為輕度颱風，旋即於 02 日 0000UTC 減弱為熱帶性低氣壓，其生命期有 6 日（144 小時）。

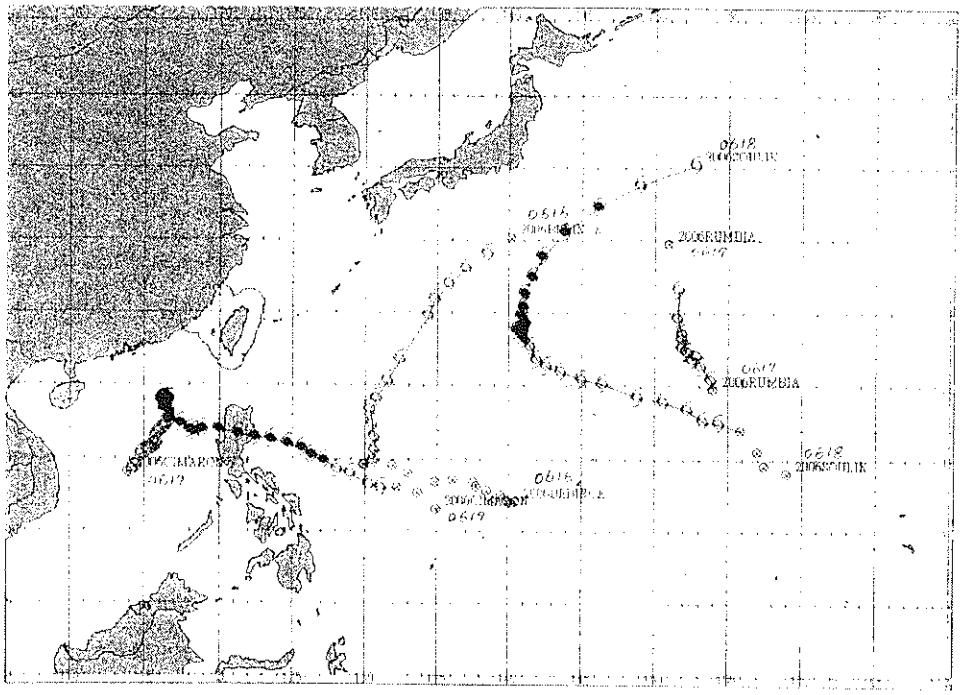


圖 8. 2006(民國九十五)年 10 月颱風路徑圖

Fig 8. Tropical storm/typhoon tracks for Octor in 2006.

(七) 十月份，共有四個颱風，即貝碧佳颱風(BEBINCA，0616)、倫比亞颱風(RUMBIA，0617)、蘇力颱風(SOULIK，0618)、西馬隆颱風(CIMARON，0619)等(圖8)。

(1)貝碧佳颱風(BEBINCA，0616)

9 月 28 日 1800UTC 在雅浦島北方近海生成一熱帶性低氣壓，此熱帶性低氣壓初期在原地徘徊後向西北西移動，威力逐漸增強，經 3 天發展和行進，在 10 月 2 日 0000UTC 已到達菲律賓東方約 1500 公里之海面，此時西北太平洋上，在 15°N 至赤道間全為熱帶低氣壓群所籠罩，至 3 日 0000UTC 發展成輕度颱風，是為貝碧佳颱風(BEBINCA，0616)。其形成後，太平洋高氣壓偏北又偏東(中心在中太平洋)對其無影響，中緯度的鋒面系卻已南移至 30°N 附近且正在颱風北方，此對颱風產生導引作用，3 日起颱風行徑轉向北移動，4 日 0000UTC 再轉向東北前進，於 6 日 0000UTC 在 日本本州東南方海面變成為溫帶氣旋，貝碧佳一生都維持輕度颱風的威力，其生命期只有 3 天 6 小時(78 小時)。

(2)倫比亞颱風(RUMBIA，0617)

當貝碧佳颱風生成後 12 小時，即 3 日 1200UTC，其後方 2000 公里左右的海面亦形成一颱風，是為倫比亞颱風(RUMBIA，0617)。倫比亞颱風形成後，在太平洋高氣壓後退下，與貝碧佳颱風產生藤原效應，倫比亞颱風以西北方向前進，5 日 0000UTC 轉向北移動，至 6 日 0600UTC 即變成為溫帶氣旋，其生命期不到三天，只有 66 小時。

(3)蘇力颱風(SOULIK，0618)

9 日 1800UTC 在關島東方 800 公里海面形成，初期以西北西方向前進，由於此時 30°N 以南的洋面上無顯著高壓系統，蘇力颱風行進方向與速度穩定。至 12 日受北方鋒面導引轉為

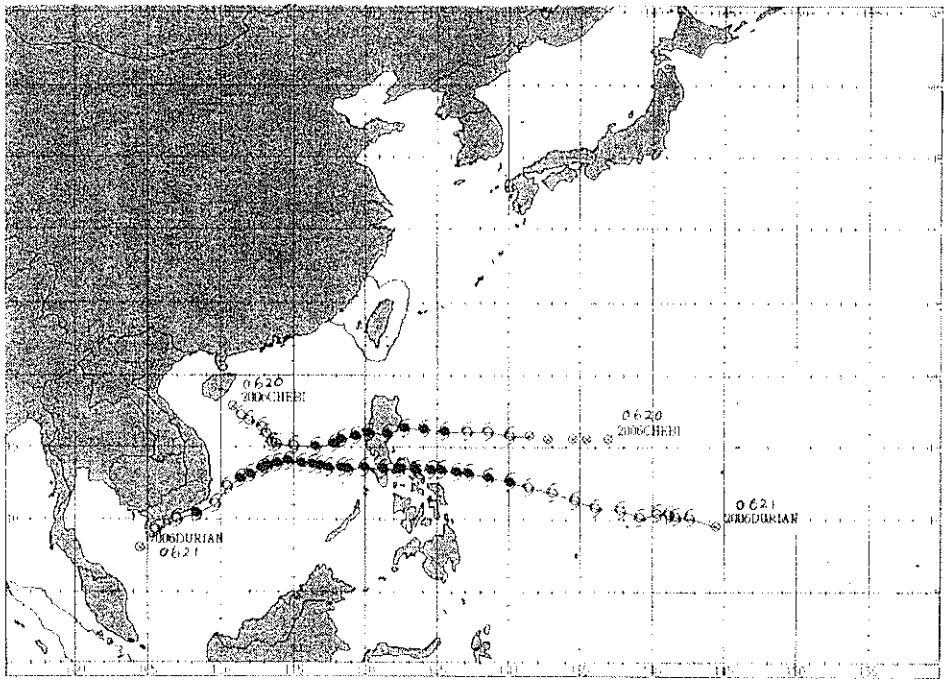


圖 9. 2006(民國九十五)年 11 月颱風路徑圖

Fig 9. Tropical storm/typhoon tracks for November in 2006.

西北進行，並於 1200UTC 增強為中度颱風，颱風中心位置在接近東經 140 度附近，轉為北後向東北移動，15 日 1800UTC 已至日本東方海面並減弱為輕度颱風，在 16 日 1200UTC 變成為溫帶氣旋，其生命期有 6 天 18 小時(162 小時)。

(4)西馬隆颱風(CIMARON，0619)

於 27 日 0600UTC 在菲律賓東方約 1000 公里海面形成，12 小時後(28 日 0600 UTC)增強為中度颱風，由於較高緯度(20°N-40°N)為高氣壓帶所籠罩，颱風只沿著高壓帶南緣向西北西進行，進行方向和速度穩定，29 日 1200UTC 進入呂宋島中部，30 日 0000UTC 進入南海，隨後轉向西北移動，速度減緩至 5 公里，11 月 1 日颱風已移至南海北部，距香港僅 1000 公里左右，由於大陸高氣壓勢力南伸，阻擋颱風北上，西馬隆颱風在原地打轉，2 日 0000UTC 大陸高氣壓南下，迫使颱風往南移動，移速緩慢，2 日 1800UTC 減弱為輕度颱風並轉向西南蹣跚移動，時速只有 2-5 公里，至 6 日 0000UTC 減弱為熱帶性低氣壓，其生命期 9 日 18 小時(234 小時)。

(八)十一月份，共有兩個颱風，即奇比颱風(CHEBI，0620)及榴槤颱風(DURIAN，0621)等(圖 9)。

(1)奇比颱風(CHEBI，0620)

在呂宋島東方約 800 公里的熱帶性低氣壓於 9 日 1200UTC 增強為輕度颱風，是為奇比颱風(CHEBI，0620)，奇比颱風以穩定速度向西進行，10 日 0600 UTC 再增強為中度颱風，隨即在 11 日清晨登陸呂宋島，12 日下午穿過呂宋島至南海，雖北方的鋒面系統南伸至北緯 20 度附近，但並未影響颱風向西行，12 日 0600UTC 減弱為輕度颱風，13 日 0000UTC 轉向西北緩慢移動，於 14 日 0600UTC 在海南島東南方海面減弱為熱帶性低氣壓，其生命期有

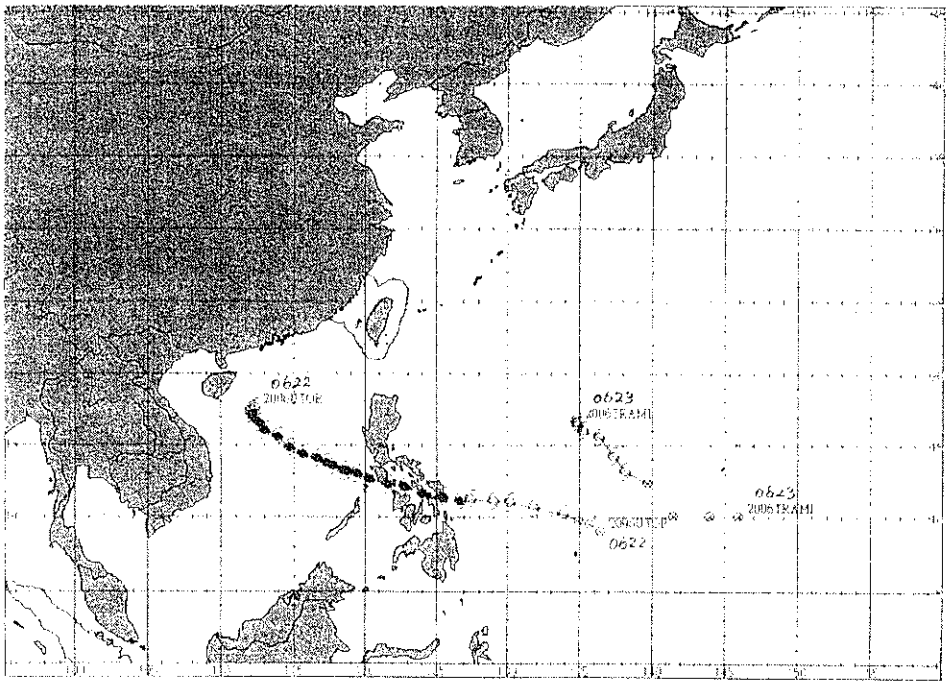


圖 10. 2006(民國九十五)年 12 月颱風路徑圖

Fig 10. Tropical storm/typhoon tracks for December in 2006.

4 日 18 小時(114 小時)。

(2)榴槤颱風(DURIAN，0621)

榴槤颱風於 11 月 26 日 0600UTC 在關島南方近海形成，由於太平洋高壓盤踞在 20°N-40°N 間，勢力龐大，榴槤颱風乃沿著高氣壓南緣向西移動，28 日 1800UTC 增強為中度颱風，29 日 0700UTC 再增強為強烈颱風，12 小時後即減弱為中度颱風。其進行方向沿著北緯 13 度附近向西穩定前進，中心位置均未越過 14°N，30 日颱風穿過呂宋島南部，於 12 月 1 日 0000UTC 進入南海後，移動速度才緩慢下來，2 日以後蒙古高氣壓南伸，其勢力到達華南沿海，颱風位置偏低緯度(13°N-14°N)無法轉向偏北行進，13 日大陸高氣壓勢力更到達 20°N 附近，榴槤颱風乃轉向西南緩慢移動，穿過南海中部後，於 4 日 0600UTC 減弱為輕度颱風，並沿著越南南部海岸行進，至 5 日 1200UTC 再減弱為熱帶性低氣壓，其生命期共 9 日 6 小時(222 小時)。

(九)十二月份，共有兩個颱風，即為尤特颱風(UTOR，0622)及潭美颱風(TRAMI，0623)等(圖 10)。

(1)尤特颱風(UTOR，0622)

12 月 7 日在雅浦島東方近海的熱帶性低氣壓於 1800UTC 增強為輕度颱風，是為尤特颱風(UTOR，0622)，尤特颱風形成時距菲律賓只有 700 公里且緯度低(在 10°N 附近)，太平洋高壓和大陸高壓均無影響，初期以向西移動，9 日 0000UTC 即增強為中度颱風，並隨即進入菲律賓中部地區，至 10 日 0600UTC 到南海，進行方向亦轉為西北西，移動速度緩慢(10 公里左右)，13 日已穿過南海中部，到 16°N 附近，由於大陸高氣壓強盛，勢力已到 20°N，颱風無法前進，在原地徘徊並於 1800UTC 減弱為輕度颱風，12 小時後即 14 日 0600UTC 在原地風速減

弱為熱帶性低氣壓，結束其 6 日 12 小時(156 小時)的生命期。

(2)潭美颱風(TRAMI，0623)

於 17 日 1200UTC 在關島西方 700 公里海面上形成，形成後向西北前進，由於時序已至冬季，大陸高氣壓強盛，20°N 以北均為其籠罩，另分裂高氣壓從韓國出海，大氣環境不利颱風發展，潭美颱風中心氣壓只有 1000 百帕，在成形後 36 小時即減弱為熱帶性低氣壓。

四、結論

綜合所述，本年度之颱風其特色可概括分為如下各點：

1. 本年度北太平洋西部共發生 23 個颱風，與氣候平均值（1958~2006）的 26.9 個少 3.9 個。
2. 本年度發生 23 個颱風中，屬輕度颱風有 8 個，占 34.8% ；屬中度颱風有 9 個，占 39.1 % ；屬強烈颱風有 6 個，占 26.1% 。
3. 本年度發生 23 個颱風中，中央氣象局共發布 7 次颱風警報，占發生總數的 30.4% ，其中 2 次海上颱風警報，5 次海上陸上颱風警報。
4. 就颱風生命期而言，本年度生命期最長者為依歐佳颱風（0612），其生命期達 10 天又 12 小時（252 小時）；生命期最短者為潭美颱風（0623），其生命期只有 1 天又 12 小時（36 小時）。
5. 中央氣象局對本年度 23 個颱風之 24 小時路徑預報平均誤差為 104 公里，優於 1990 年至 2000 年間的平均誤差 164 公里，亦優於 2001 年至 2005 年間的平均誤差 127 公里；48 小時路徑預報平均誤差為 189 公里，優於 2001 年至 2005 年間的平均誤差 227 公里。

Report on 2006 Western North Pacific Ocean Typhoons/Tropical storms

Hsin-chin Hsu

Central Weather Bureau

ABSTRACT

A total of 23 tropical storms/typhoons occurred over western North Pacific Ocean in 2006, which included 8 tropical storms and 15 typhoons. The total number is less than climatological average of 26.9. The Central Weather Bureau issued sea warnings on Typhoon Ewiniar (0603) and Shanshan (0613) and land warnings on the other five (Chanchu, 0601; Bilis, 0604; Kaemi, 0605; Saomai, 0608; Bopha, 0609).

The first tropical storm occurred in May 2006. For the life period, Typhoon Ioke (0612) existed for 252 hours which is the longest, while the Tropical storm Trami (0623) only existed for 36 hours.

The average 24-hour track forecast error made by CWB was 104km, and the average error for 48-hour forecast was 189km.

Key words:Typhoon, Track forecast errors.

民國 96 年颱風調查報告—第 8 號聖帕(Sepat)颱風(0708)

簡國基

中央氣象局氣象預報中心

摘要

民國 96 年第 8 號颱風聖帕 (Sepat) 係於 8 月 12 日 1800 UTC (13 日 0200 TST) 在菲律賓馬尼拉東北東方約 1530 公里之海面上形成，為期 6 天 12 小時的生命期間，最大強度曾發展至強烈颱風。聖帕颱風形成後，運動路徑由西南西轉西再轉西北，直撲台灣而來，颱風中心於 18 日清晨在花蓮縣秀姑巒溪口附近登陸 (17 日 2140 UTC；即 18 日 0540 TST) ，18 日上午由濁水溪口附近出海 (18 日 0300 UTC；即 18 日 1100 TST)，進入台灣海峽北部，行經澎湖北方近海後，颱風中心於 18 日 1840 UTC (19 日 0240 TST) 左右由金門北北東方進入大陸福建，強度迅速減弱，最後在 19 日 1200 UTC (2000 TST) 減弱、消散為熱帶性低氣壓。

聖帕颱風警報期間，劇烈降雨出現在台灣南部山區、東部及東北部的迎風面山區，累積降雨量以屏東縣瑪家自動雨量站之 987.0 毫米最多，花蓮縣天祥 984.0 毫米及宜蘭縣古魯 882.0 毫米次之；中央氣象局氣象站觀測到之最低氣壓以成功的 957.8 百帕最低，颱風中心登陸時，成功氣象站曾出現 11 級 (31.4 m/s) 平均風與 16 級 (51.1 m/s) 強陣風。颱風路徑預報校驗方面，中央氣象局之 24 小時、48 小時及 72 小時官方主觀預報誤差分別為 64 公里 (34 次預報)、95 公里 (26 次預報)、100 公里 (18 次預報)，表現非常優異。

關鍵詞：聖帕颱風、登陸颱風

一、前言

聖帕颱風 (國際命名：Sepat) 是民國 96 年在西北太平洋地區發生的第 8 個颱風 (編號：0708) ，也是此年中央氣象局第 3 個發布警報的颱風。8 月 12 日菲律賓東方海面有一熱帶性低氣壓逐漸發展，8 月 12 日 1800 UTC (13 日 0200 TST) 增強為輕度颱風，命名為聖帕，生成位置在菲律賓馬尼拉東北東方約 1530 公里之海面上。聖帕颱風形成後向西南西轉西再轉西北運動，朝台灣行進，颱風中心於 18 日清晨 5 時 40 分在花蓮縣秀姑巒溪口附近登陸 (17 日 2140 UTC)，18 日上午由濁水溪口附近出海(18 日 0300 UTC；即 18 日 1100 TST)，進入台灣海峽北部，颱風中心行經澎湖北方近海後，於 18 日 1840 UTC (19 日 0240 TST) 左右由金門北北東方進入大陸福建；隨後，強度迅速減弱，最後在 19 日 1200 UTC (2000 TST) 減弱、消散為熱帶性低氣壓，聖帕颱風生命期總計共歷時 6 天又 12 小時 (156 小時)。

聖帕颱風環流的發展頗為迅速，生命期間最強達強烈颱風 (最大持續風 53 m/s)，七級風與十級風暴風半徑最大時分別為 250 與 100 公里；颱風暴風圈侵襲台灣期間，在台灣南部山

區、東部山區及東北部山區造成劇烈降雨，雨量集中出現在颱風登陸前後時段，屏東縣瑪家的累積雨量高達 987.0 毫米，花蓮縣天祥的累積雨量亦高達 984.0 毫米。颱風中心登陸時，成功氣象站曾觀測到 11 級平均風及 16 級之強陣風。本文第二節概述聖帕颱風之發生與經過，第三節說明其強度及路徑變化，第四節分析颱風侵台期間各氣象站之氣象要素與風雨狀況，第五節針對各種主、客觀颱風路徑預測結果進行校驗，第六、七節分別為災情報告與綜合討論。

二、聖帕颱風之發生及經過

聖帕颱風發生於呂宋島東方之西北太平洋海域，其每 6 小時颱風中心位置、近中心最大風速、暴風半徑等資料如表 1，颱風最佳路徑如圖 1 所示。8 月 12 日 1800 UTC (13 日 0200 TST) 聖帕颱風在菲律賓馬尼拉東北東方約 1530 公里 (北緯 17.0 度，東經 135.1 度) 之海面上形成，中心氣壓 998 百帕，形成後向西南西移動，颱風強度逐漸增強，14 日 0000 UTC (0800 TST) 增強為中度颱風，路徑逐漸轉向偏西再轉西北；15 日 1200 UTC (2000 TST) 強度增強為強烈颱風，最大強度時 (16 日 0600 UTC (1400 TST)) 中心氣壓 920 百帕，近中心最大持續風速 53 m/s，瞬間最大陣風 65 m/s，七級風暴風半徑 250 公里，十級風暴風半徑 100 公里；此時颱風中心位置在北緯 17.8 度，東經 126.1 度，朝西北加速往台灣方向行進。中央氣象局研判其將對台灣東南部海面及巴士海峽構成威脅，遂於 16 日 0030 UTC (0830 TST) 發布海上颱風警報，海上警戒區為台灣東南部海面及巴士海峽，提醒民眾台灣東半部濱海地區將有長浪出現，避免前往海邊活動，並立即通報中央災害應變中心及相關縣市防救災單位，詳細的颱風警報發布情形如表 2。

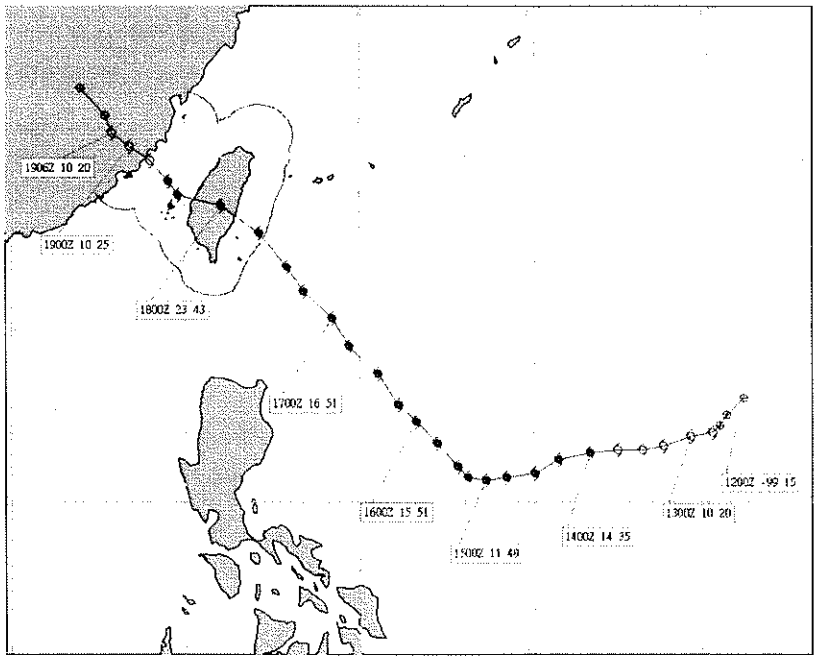


圖 1. 2007 年第 8 號聖帕 (Sepat) 颱風最佳路徑圖。圖中空心代表強度為輕度颱風，實心代表中度颱風以上；標示資料由左至右分別為時間(UTC)、移速(km/hr)及近中心最大風速(m/sec)。

Fig. 1. The best track of Typhoon Sepat (2007).

隨著聖帕颱風穩定向西北運動 (見圖 1)，中央氣象局預測其將威脅台灣陸地，於是在 16 日 1230 UTC (16 日 2030 TST) 發布海上陸上颱風警報，警戒區隨颱風接近逐漸擴大，16 日 2130 UTC (17 日 0530 TST) 陸上警戒區呼籲台灣各地 (含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖) 皆應嚴防強風豪雨，海上警戒區呼籲在台灣附近各海面及東沙島海面航行、作業船隻嚴加戒備。17 日 0900 UTC (1700 TST) 起台灣本島東南部地區已進入聖帕颱風暴風範圍，風雨逐漸加大；暴風圈於 18 日 2100 UTC (19 日 0500 TST) 脫離台灣本島；颱風中心於 18 日 1840 UTC (19 日 0240 TST) 由金門北北東方進入大陸福建，繼續朝西北運動，颱風強度快速減弱，對金門地區及台灣海峽的威脅解除，因此，中央氣象局於 19 日 0630 UTC (1430 TST) 解除海上陸上颱風警報。統計中央氣象局針對聖帕颱風共發布海上颱風警報 4 報，海上陸上颱風警報 22 報，颱風警報期間共歷時 78 小時 (見表 2)。

聖帕颱風形成後及颱風警報發布期間，中央氣象局衛星中心所提供之颱風中心逐時定位及強度估計資料如表 3。此外，自 8 月 16 日 2300 UTC (17 日 0700 TST) 起颱風逐漸進入中央氣象局墾丁、花蓮、五分山及七股都卜勒雷達的定位監測範圍 (表 4)；此衛星及雷達逐時定位資料，皆為中央氣象局颱風小組定位作業之參考，亦為決定聖帕颱風最佳路徑之依據。

三、聖帕颱風強度及路徑變化

聖帕颱風在 8 月 12 日 1800 UTC (13 日 0200 TST) 形成後，行經呂宋島東方海面，朝台灣東南部外海移動，由十日平均海溫及海溫距平圖 (圖 2；8 月 11 日至 20 日之平均) 可知，聖帕生成區域之海溫約 29~30°C，向西轉西北行進時，通過區域的海溫略低於生成區 (約 28~29°C)，且為海溫負距平區，該負距平區由呂宋島東方近海向西北延伸至台灣附近海面。15 日至 18 日 0000 UTC (0800 TST) 可見光衛星雲圖 (圖 3) 顯示，聖帕颱風生成後之發展與運動路徑逐漸移入海溫之負距平區內，顯示海溫條件較氣候海溫值為低，颱風發展至最大強度後，出現了雙眼牆結構 (圖 3c)，強度不再增強；逐日地面天氣分析圖 (圖 4) 顯示，聖帕颱風 1000 hPa 的低壓區範圍並不寬廣，颱風雲系相當集中且結實。

500 百帕綜觀環境資料 (圖 5) 顯示，14 日大陸及華南地區有一槽線系統，太平洋高壓涵蓋日本及台灣東方外海，15 日~17 日位在華南的槽線系統逐漸割離 (Cut-off) 並往海南島、中南半島移動，同時，太平洋高壓增強西伸，17 日 500 hPa 之 5880gpm 等高線位在台灣北部海面，高壓脊大致呈現東西走向，聖帕颱風位於脊線南側。太平洋高壓的脊線約在北緯 28~30 度附近，可見光衛星雲圖 (圖 3) 顯示高壓內為相對無雲區，此時聖帕颱風雲系主要分布在台灣東南部外海。整體而言，聖帕颱風的駛流場相當明顯，受太平洋高氣壓影響，平均駛流以東南東風至東南風為主，導引聖帕颱風向西轉西北直撲台灣。

聖帕颱風的強度變化如表 1 所示，颱風形成後，運動路徑行經區域的海溫一直都在正距平區 (見圖 2)，颱風增強的速率頗為快速；最大強度出現在形成後約 84 小時 (16 日 0600 UTC (1400 TST))，當時的中心氣壓為 920 百帕，近中心最大持續風速為 53 m/s，最大陣風達 65 m/s。16 日 0000 UTC 聖帕颱風中心位於台東的東南方約 380 公里之海面上，當時颱風之外圍風場結構，可由國立台灣大學吳俊傑教授所主導之 DOTSTAR 飛機 GPS dropsonde 觀測資料進行分析 (圖 6；見網站參考資訊 1)；由 1000 百帕及 925 百帕 (圖 6a,b) 資料可見，颱風低層外圍風場的風速約 45~65 kts，其中，颱風南側及東南側象限風速強於其他象限，達 65 kts，顯示聖帕颱風環流相當結實。500 百帕 (圖 6c) 資料顯示，就中層風場資料而言，颱風東側及東北側象限風速較強，可達 60 kts，西

側象限的風速則相對較弱。250 百帕 (圖 6d) 高層風場資料亦可分析出完整、封閉之氣旋式環流，顯示此時颱風環流結構已發展達到成熟的階段。

表 1. 2007 年第 8 號聖帕颱風最佳路徑、強度變化及動向資料表

Table 1. The center positions, intensity, and movement of Typhoon Sepat (best track).

時間 (UTC)	緯度	經度	中心氣壓 (hPa)	移動方向 degree	移動速度 Km/hr	最大風速		暴風半徑	
						持續風 m/s	陣風 m/s	30kts km	50kts km
081218	17.0	135.1	998	224	5	18	25	100	-
081300	16.9	134.5	996	260	10	20	28	100	-
081306	16.6	133.7	985	249	15	25	33	150	-
081312	16.5	133.1	980	260	11	28	35	150	-
081318	16.5	132.4	978	270	12	30	38	150	50
081400	16.4	131.6	965	263	14	35	45	150	50
081406	16.2	130.7	955	257	16	40	50	150	50
081412	15.8	130.0	955	239	14	40	50	150	50
081418	15.7	129.2	955	263	14	40	50	150	50
081500	15.6	128.6	935	260	11	48	58	200	80
081506	15.7	128.1	935	282	9	48	58	200	80
081512	16.0	127.8	925	316	7	51	63	250	100
081518	16.7	127.2	925	321	17	51	63	250	100
081600	17.3	126.6	925	316	15	51	63	250	100
081606	17.8	126.1	920	342	11	53	65	250	100
081612	18.7	125.5	920	325	18	53	65	250	100
081618	19.5	124.7	920	323	23	53	65	250	100
081700	20.3	124.2	925	335	16	51	63	250	100
081706	21.1	123.4	925	309	17	51	63	250	100
081712	21.8	122.9	925	325	18	51	63	250	100
081718	22.8	122.1	930	322	28	48	58	250	100
081800	23.6	121.0	945	299	23	43	53	250	100
081806	23.9	119.8	965	285	14	35	45	250	100
081812	24.3	119.5	965	336	8	35	45	250	100
081818	24.9	119.0	975	336	16	30	38	250	100
081900	25.3	118.4	985	290	10	25	33	200	-
081906	25.7	117.9	994	318	10	20	28	120	-

表 2. 2007 年第 8 號聖帕颱風警報發布經過一覽表(時間為地方時：TST)

Table 2. Warnings issued by CWB for Typhoon Sepat (2007).

警報種類	報數	發布時間			警戒區域		備註
		日	時	分	海上	陸上	
海上	1	16	08	30	台灣東南部海面及巴士海峽		強烈
海上	2	16	11	30	台灣東南部海面及巴士海峽		強烈
海上	3	16	14	30	台灣東南部海面及巴士海峽		強烈
海上	4	16	17	30	台灣東北部海面、台灣東南部海面及巴士海峽		強烈
海陸	5	16	20	30	台灣東北部海面、台灣東南部海面及巴士海峽	台東、綠島、蘭嶼、花蓮及恆春半島	強烈
海陸	6	16	23	30	台灣東北部海面、台灣東南部海面及巴士海峽	台東、綠島、蘭嶼、花蓮、宜蘭及恆春半島	強烈
海陸	7	17	02	30	台灣東北部海面、台灣東南部海面、巴士海峽及台灣海峽	台東、綠島、蘭嶼、花蓮、宜蘭、恆春半島、屏東、台北及桃園	強烈
海陸	8	17	05	30	台灣附近各海面及東沙島海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼及澎湖)	強烈
海陸	9	17	08	30	台灣附近各海面及東沙島海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼及澎湖)	強烈
海陸	10	17	11	30	台灣附近各海面及東沙島海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼及澎湖)	強烈
海陸	11	17	14	30	台灣附近各海面及東沙島海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼及澎湖)	強烈
海陸	12	17	17	30	台灣附近各海面及東沙島海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	強烈
海陸	13	17	20	30	台灣附近各海面及東沙島海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	強烈
海陸	14	17	23	30	台灣附近各海面及東沙島海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	強烈
海陸	15	18	02	30	台灣附近各海面及東沙島海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	中度
海陸	16	18	05	30	台灣附近各海面及東沙島海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	中度
海陸	17	18	08	30	台灣附近各海面及東沙島海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	中度
海陸	18	18	11	30	台灣附近各海面及東沙島海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	中度
海陸	19	18	14	30	台灣附近各海面及東沙島海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	中度
海陸	20	18	17	30	台灣附近各海面及東沙島海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	中度
海陸	21	18	20	30	台灣附近各海面及東沙島海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	中度
海陸	22	18	23	30	台灣附近各海面及東沙島海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	中度
海陸	23	19	02	30	台灣北部海面及台灣海峽	新竹、苗栗、台中、彰化、南投、雲林、嘉義、台南、高雄、屏東、澎湖、金門及馬祖	輕度
海陸	24	19	05	30	台灣北部海面及台灣海峽	澎湖、金門及馬祖	輕度
海陸	25	19	08	30	台灣北部海面及台灣海峽	澎湖、金門及馬祖	輕度
海陸	26	19	11	30	台灣北部海面及台灣海峽	金門	輕度
解除	27	19	14	30			輕度

表 3. 中央氣象局氣象衛星中心對第 8 號聖帕颱風之中心定位表

Table 3. Center positions of Typhoon Sepat observed by the Satellite Center of CWB.

時間(UTC)		中心位置		強度估計		定位
日	時	緯度	經度	T	CI	準確度
12	1730	17.1	135.1	2.5	2.5	Fair
	2330	16.9	134.5	3.0	3.0	Fair
13	0230	16.7	134.1	3.0	3.0	Fair
	0530	16.6	133.7	3.5	3.5	Fair
	0830	16.5	133.4	3.5	3.5	Fair
	1130	16.5	133.2	3.5	3.5	Fair
	1430	16.5	132.8	3.5	3.5	Fair
	1730	16.5	132.4	4.0	4.0	Fair
	2030	16.4	132.1	4.0	4.0	Fair
	2330	16.4	131.6	4.5	4.5	Fair
14	0230	16.3	131.2	4.5	4.5	Fair
	0530	16.2	130.7	4.5	4.5	Fair
	0830	16.0	130.3	4.5	4.5	Fair
	1130	15.8	130.0	5.0	5.0	Good
	1430	15.7	129.6	5.0	5.0	Fair
	1730	15.7	129.2	5.0	5.0	Fair
	2030	15.6	128.9	5.0	5.0	Good
	2330	15.6	128.6	5.5	5.5	Good
15	0230	15.6	128.4	5.5	5.5	Good
	0530	15.7	128.1	6.0	6.0	Good
	0830	15.8	127.9	6.0	6.0	Good
	1130	16.0	127.8	6.5	6.5	Good
	1430	16.3	127.5	6.5	6.5	Good
	1730	16.7	127.1	7.0	7.0	Good
	2030	16.9	126.9	7.0	7.0	Good
	2330	17.3	126.5	7.0	7.0	Good
16	0030	17.3	126.4	7.0	7.0	Good
	0130	17.4	126.3	7.0	7.0	Good
	0230	17.5	126.3	7.0	7.0	Good
	0330	17.6	126.2	7.0	7.0	Good
	0430	17.7	126.1	7.0	7.0	Good
	0530	17.8	126.1	7.0	7.0	Good
	0630	18.0	126.0	7.0	7.0	Good
	0730	18.2	125.9	7.0	7.0	Good
	0830	18.3	125.8	7.0	7.0	Good
	0930	18.4	125.7	7.0	7.0	Good
	1030	18.5	125.6	7.0	7.0	Good
	1130	18.6	125.5	7.0	7.0	Good
	1230	18.7	125.4	7.0	7.0	Good
	1330	18.9	125.2	7.0	7.0	Good
	1430	19.0	125.1	6.5	7.0	Good
	1530	19.2	124.9	6.5	7.0	Good
	1630	19.4	124.8	6.5	7.0	Good
	1730	19.5	124.7	6.5	7.0	Good
	1830	19.6	124.6	6.5	7.0	Good
	1930	19.8	124.5	6.5	7.0	Good
	2030	19.9	124.4	6.0	6.5	Good
	2130	20.0	124.3	6.0	6.5	Good
	2230	20.1	124.3	6.0	6.5	Good
	2330	20.3	124.2	6.0	6.5	Good
17	0030	20.4	124.1	6.0	6.5	Good
	0130	20.5	123.9	6.0	6.5	Good
	0230	20.7	123.8	5.5	6.0	Good

時間(UTC)		中心位置		強度估計		定位
日	時	緯度	經度	T	CI	準確度
17	0330	20.8	123.6	5.5	6.0	Good
	0430	20.9	123.5	5.5	6.0	Good
	0530	21.0	123.4	5.5	6.0	Good
	0630	21.1	123.3	5.5	6.0	Good
	0730	21.2	123.3	5.5	6.0	Good
	0830	21.4	123.2	5.5	6.0	Good
	0930	21.5	123.1	5.5	6.0	Fair
	1030	21.7	123.0	5.5	6.0	Fair
	1130	21.8	122.8	5.5	6.0	Good
	1230	21.9	122.6	5.5	6.0	Good
	1330	22.0	122.5	5.5	6.0	Good
	1430	22.3	122.4	5.5	6.0	Good
	1530	22.5	122.2	5.5	6.0	Good
	1630	22.6	122.0	5.5	6.0	Good
	1730	22.6	121.9	5.0	5.5	Good
	1830	22.7	121.8	5.0	5.5	Good
	1930	22.9	121.6	5.0	5.5	Fair
	2030	23.1	121.5	5.0	5.5	Fair
	2130	23.3	121.4	4.5	5.0	Fair
	2230	23.4	121.3	4.5	5.0	Fair
	2330	23.4	121.1	99.0	99.0	Fair
18	0030	23.4	120.8	99.0	99.0	Fair
	0130	23.5	120.6	99.0	99.0	Fair
	0230	23.7	120.0	4.5	5.0	Fair
	0330	23.8	119.9	4.5	5.0	Fair
	0430	23.8	119.8	4.5	5.0	Fair
	0530	23.9	119.8	4.5	5.0	Fair
	0630	24.0	119.7	4.5	5.0	Fair
	0730	24.1	119.7	4.5	5.0	Fair
	0830	24.1	119.7	4.5	5.0	Fair
	0930	24.1	119.7	4.5	5.0	Fair
	1030	24.2	119.6	4.5	5.0	Fair
	1130	24.3	119.6	4.0	4.5	Fair
	1230	24.3	119.5	4.0	4.5	Fair
	1330	24.4	119.4	4.0	4.5	Fair
	1430	24.5	119.3	4.0	4.5	Fair
	1530	24.6	119.2	4.0	4.5	Fair
	1630	24.7	119.1	4.0	4.5	Fair
	1730	24.8	119.0	3.5	4.0	Fair
	1830	24.9	118.9	3.5	4.0	Fair
	1930	25.1	118.7	3.5	4.0	Fair
	2030	25.2	118.6	3.5	4.0	Fair
	2130	25.2	118.5	3.5	4.0	Fair
	2230	25.2	118.5	3.5	4.0	Fair
	2330	25.2	118.4	3.5	4.0	Fair
19	0030	25.2	118.3	3.5	4.0	Fair
	0130	25.3	118.2	3.5	4.0	Fair
	0230	25.3	118.2	3.0	3.5	Fair
	0330	25.3	118.1	3.0	3.5	Fair
	0430	25.4	118.1	3.0	3.5	Fair
	0530	25.4	118.1	3.0	3.5	Fair
	0830	25.8	118.0	2.5	3.0	Fair
	1130	26.2	118.3	2.5	3.0	Fair

表 4. 中央氣象局氣象雷達站對第 8 號聖帕颱風之中心定位表

Table 4. Center positions of Typhoon Sepat observed by the Doppler radars of CWB.

時間（UTC）		緯度（N）	經度（E）	雷達站站名	時間（UTC）		緯度（N）	經度（E）	雷達站站名
日	時				日	時			
16	2300	20.4	124.2	墾丁	17	2000	23.1	121.8	墾丁
17	0000	20.4	124.2	墾丁		2200	23.4	121.4	五分山
	0100	20.6	124.0	墾丁		2300	23.5	121.3	五分山
	0200	20.7	123.9	墾丁	18	0000	23.7	121.1	五分山
	0400	20.9	123.6	墾丁		0100	23.7	121.0	五分山
	0500	21.0	123.5	花蓮		0200	23.9	120.7	五分山
	0500	21.0	123.5	墾丁		0300	24.0	120.5	五分山
	0600	21.1	123.4	墾丁		0400	24.1	120.1	五分山
	0700	21.2	123.4	墾丁		0400	23.9	119.8	七股
	0800	21.3	123.3	墾丁		0500	23.9	119.9	五分山
	0900	21.4	123.2	墾丁		0600	24.0	119.6	五分山
	1000	21.5	123.1	墾丁		0600	23.9	119.8	七股
	1100	21.7	123.0	五分山		0700	24.0	119.5	五分山
	1100	21.7	123.1	花蓮		0800	24.1	119.7	五分山
	1100	21.6	123.1	墾丁		0900	24.0	119.8	五分山
	1200	21.8	122.9	墾丁		1000	24.1	119.6	五分山
	1300	22.0	122.7	五分山		1100	24.1	119.6	五分山
	1300	21.9	122.8	墾丁		1200	24.3	119.5	五分山
	1400	22.1	122.6	五分山		1200	24.2	119.6	七股
	1400	22.1	122.7	墾丁		1300	24.4	119.4	五分山
	1500	22.2	122.6	墾丁		1400	24.5	119.4	五分山
	1600	22.4	122.3	五分山		1400	24.3	119.3	七股
	1600	22.4	122.4	墾丁		1500	24.7	119.2	五分山
	1700	22.5	122.2	五分山		1600	24.7	119.1	五分山
	1800	22.6	122.0	五分山		1600	24.9	119.3	七股
	1800	22.9	122.2	花蓮		1700	24.9	119.1	五分山
	1800	22.8	122.1	墾丁		1800	25.0	119.0	五分山
	1900	23.1	121.8	五分山		1900	25.1	118.9	五分山
	1900	22.9	122.0	墾丁		2000	25.3	118.7	五分山
	2000	23.3	121.6	五分山		2100	25.3	118.6	五分山
	2000	23.2	121.8	花蓮		2200	25.4	118.5	五分山

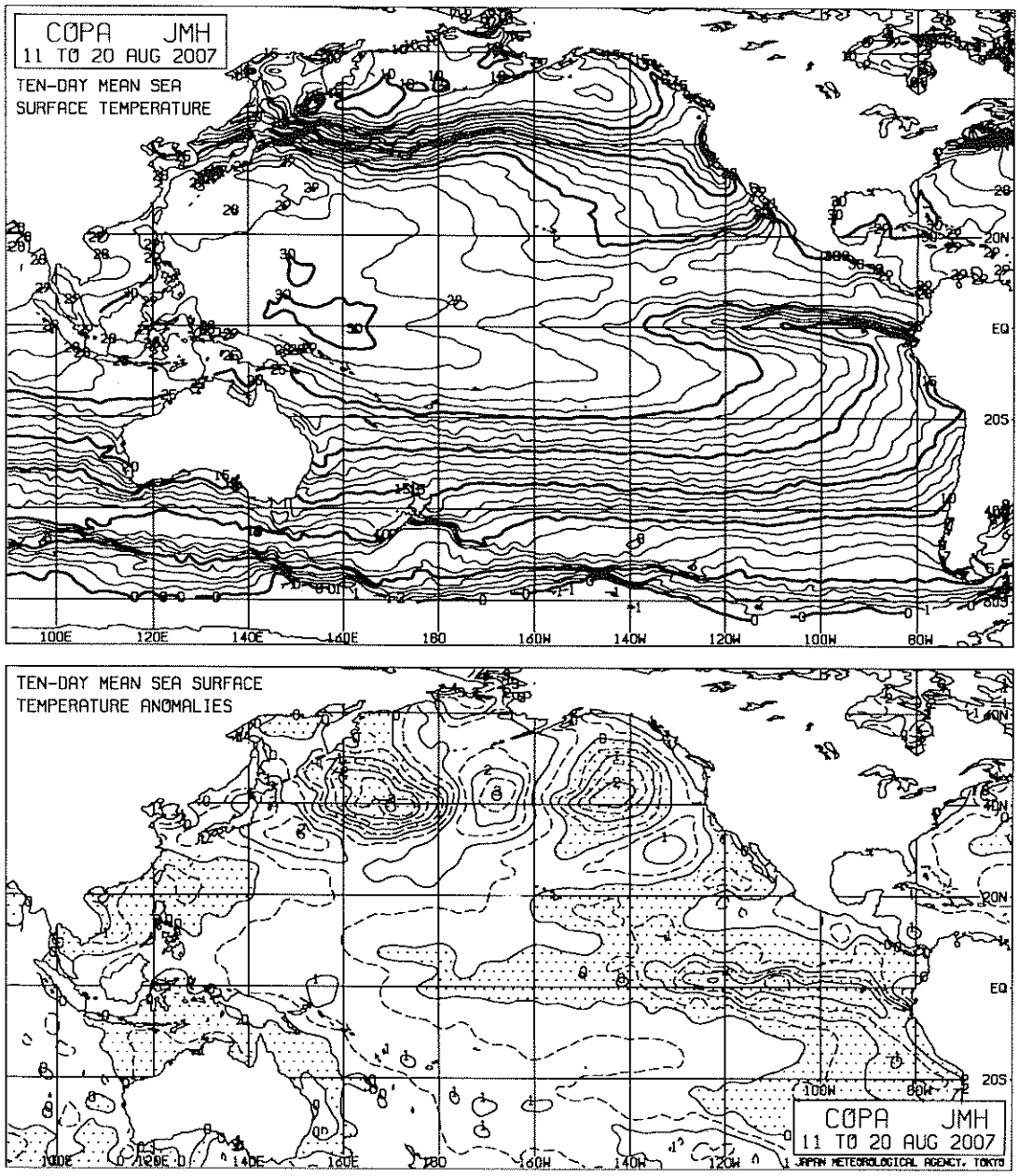


圖 2. 2007 年 8 月 11 日至 20 日太平洋區域海溫（上）與海溫距平（下）圖。

Fig. 2. Ten-day (11 to 20, August 2007) mean sea surface temperature (upper panel) and anomalies (lower panel) over the Pacific Ocean.

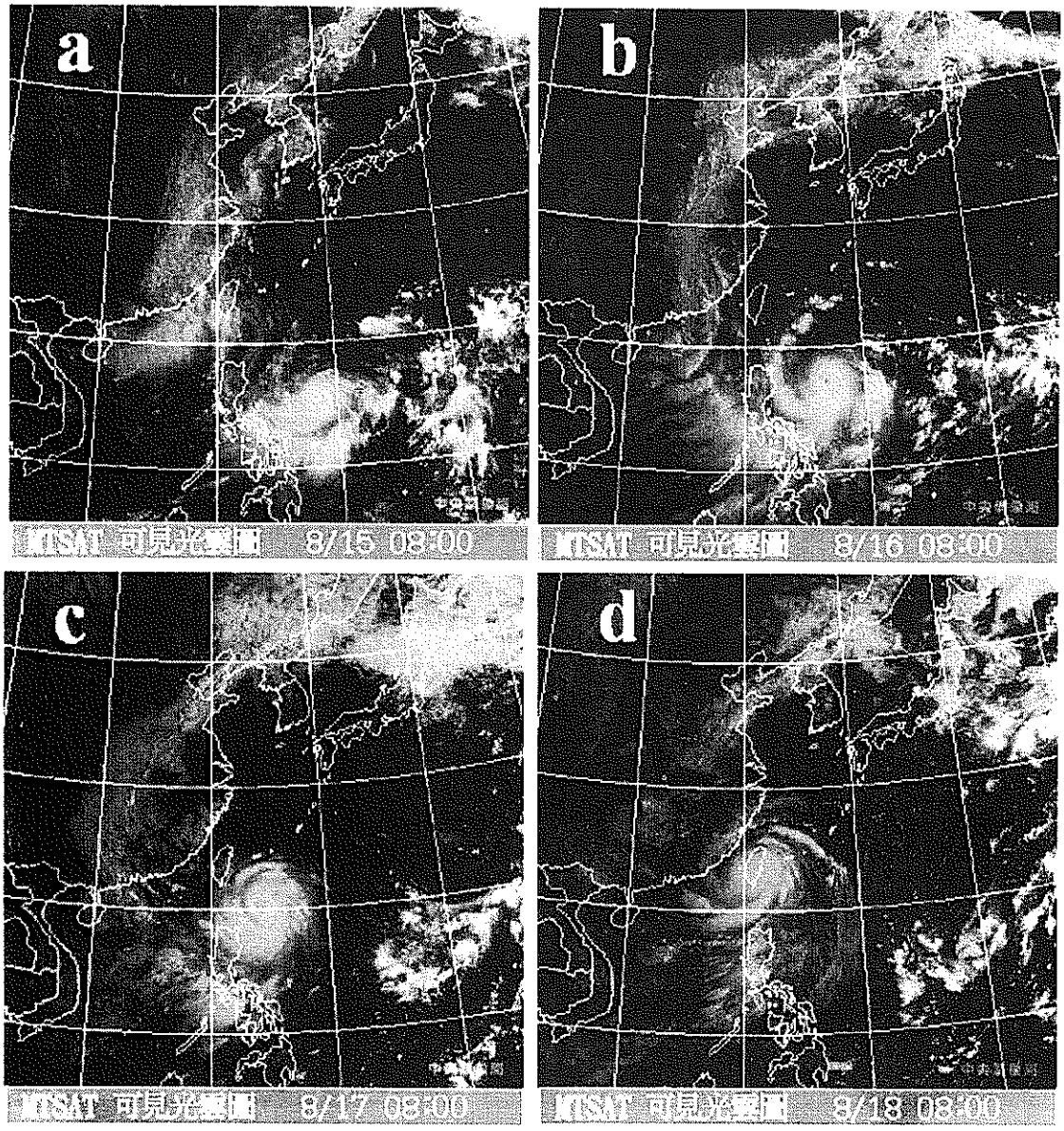


圖 3. 2007年8月(a) 15日0000 UTC，(b) 16日0000 UTC，(c) 17日0000 UTC，(d) 18日0000UTC 聖帕颱風發展期間之可見光衛星雲圖。

Fig. 3. The satellite visible imagery at (a) 0000 UTC 15, (b) 0000 UTC 16, (c) 0000 UTC 17, and (d) 0000 UTC 18 August 2007

南側雨帶及花蓮縣、宜蘭縣地形迎風面山區，造成台灣南部、東部及東北部迎風面山區出現劇烈雨勢，詳細的降雨發生時段與降雨空間分布將在下節中說明。18 日 1840 UTC (19 日 0240 TST) 左右，聖帕颱風由金門北北東方進入大陸福建，強度迅速減弱，最後在 19 日 1200 UTC (2000 TST) 減弱、消散為熱帶性低氣壓。

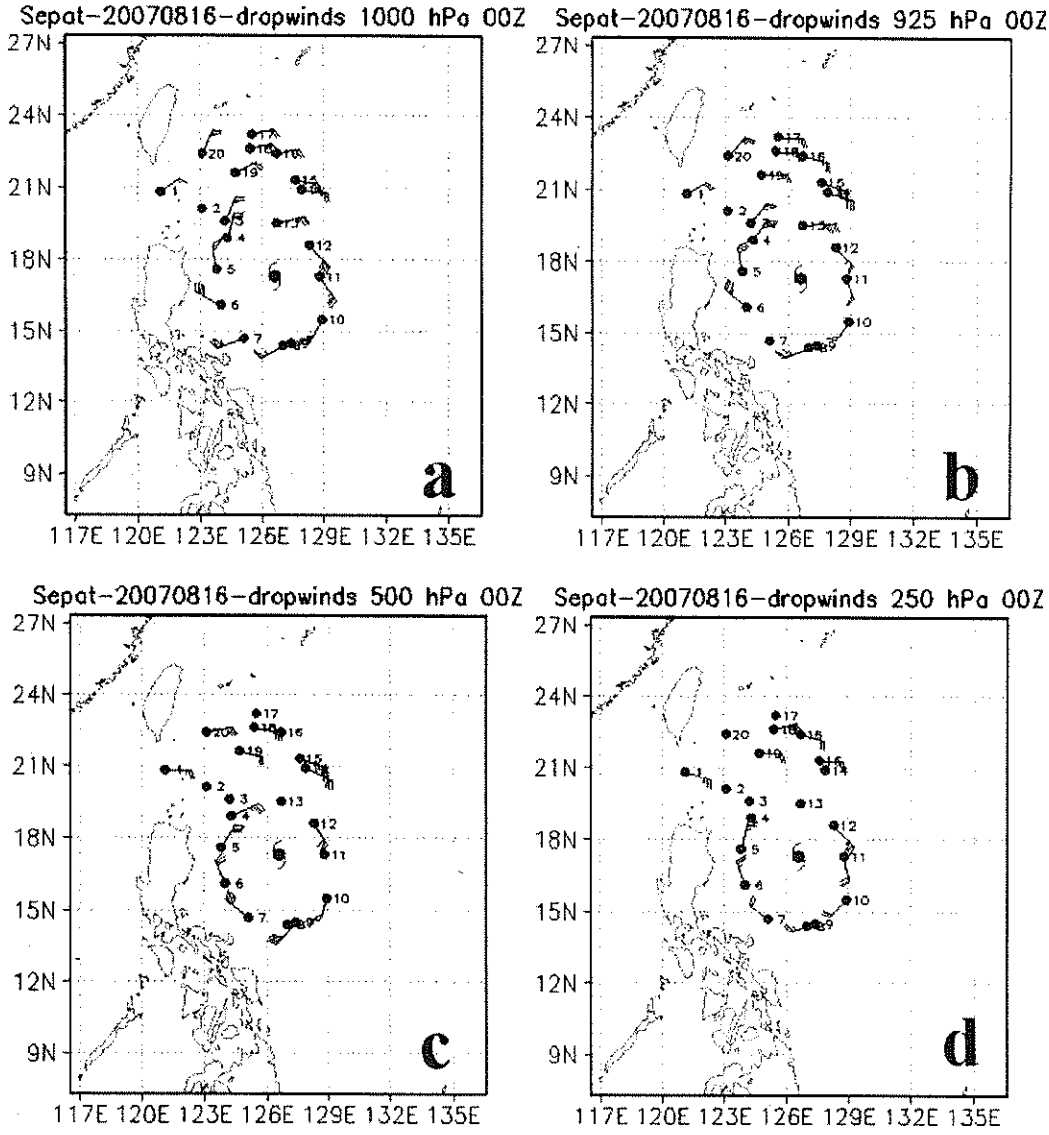


圖 6. 聖帕颱風 GPS dropwindsonde (a) 1000 hPa (b) 925 hPa (c)500 hPa (d)250 hPa 之觀測風場資料(摘自台灣大學大氣科學研究所吳俊傑教授網站)。

Fig. 6. The observed winds on (a) 1000 hPa, (b) 925 hPa, (c) 500 hPa, and (d) 250 hPa for Typhoon Sepat (2007) (Available from http://typhoon.as.ntu.edu.tw/DOT- STAR/route_Sepat.htm).

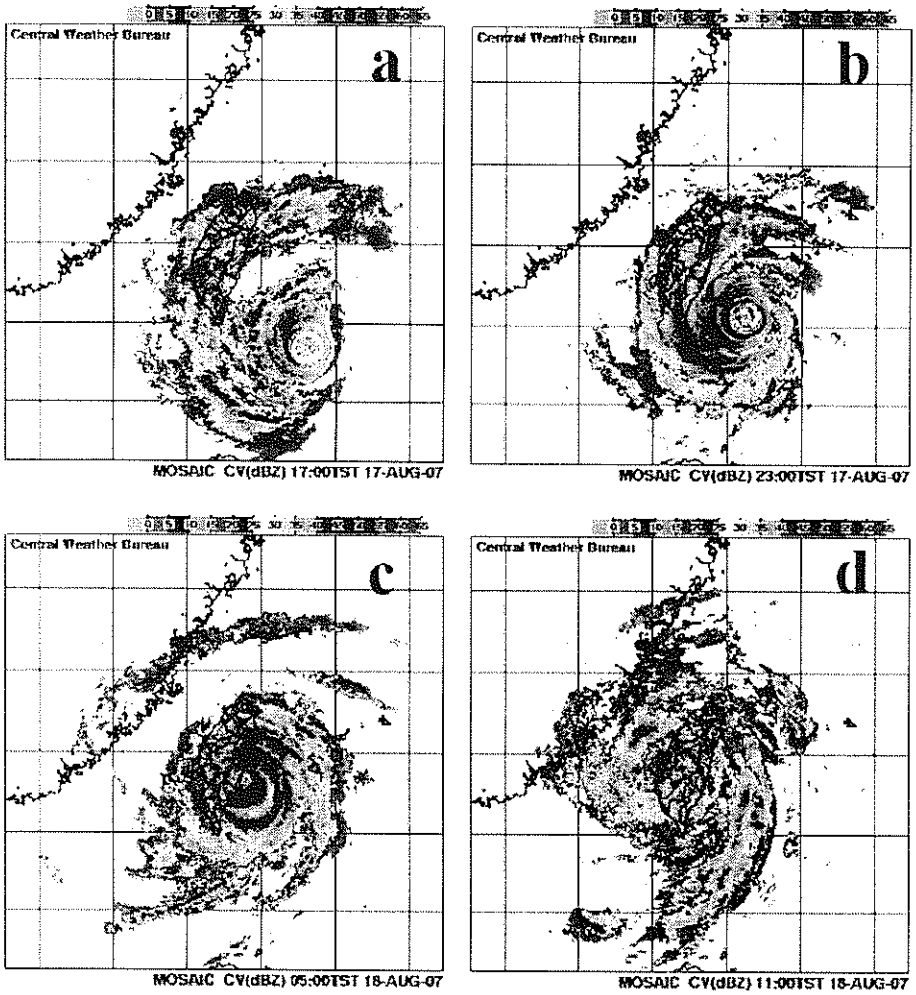


圖 7. 2007 年 8 月 (a) 17 日 0900 UTC，(b) 17 日 1500 UTC，(c) 17 日 2100 UTC，(d) 18 日 0300 UTC 之中央氣象局雷達網所觀測的雷達回波圖。

Fig. 7. Radar reflectivity from the Doppler radars of CWB at (a) 17日 0900 UTC, (b) 17日 1500 UTC, (c) 17日 2100 UTC, and (d) 18日 0300 UTC August 2007.

四、聖帕颱風侵台期間台灣各地氣象狀況

聖帕颱風的七級風暴風範圍 (半徑 250 公里) 自 17 日 0900 UTC (1700 TST) 起侵襲台灣，颱風中心於 17 日 2140 UTC (18 日 0540 TST) 在花蓮縣秀姑巒溪口附近登陸，約 5 小時 20 分鐘後由濁水溪口附近出海 (18 日 0300 UTC；即 1100 TST)；雖然颱風中心在台灣本島停留時間不長，但其所帶來之降雨量相當可觀，本節將整理、說明聖帕侵台期間台灣各地觀測之氣壓、降雨及風力情形。

(一) 氣壓與風力

表 5 為聖帕颱風侵襲台灣期間，中央氣象局所屬各氣象站的氣象要素統計表。最低氣壓方面，以最接近颱風中心登陸點的成功氣象站於 17 日 2106 UTC (18 日 0506 TST) 所測得之 957.8 百帕為最低，台東氣象站於 17 日 2058

表 5. 第 8 號聖帕颱風侵台期間氣象要素統計表(時間為地方時)

Table 5. The meteorological elements summary of CWB stations during Typhoon Sepat affecting Taiwan.

測站站名	最低氣壓		最高氣溫		最低溼度		極大瞬間風			最大平均風			最大降水量			
	數值	時間	數值	時間	數值	時間	風速	風向	時間	風速	風向	時間	一小時	發生時間	十分鐘	發生時間
	(hPa)	(TST)	(℃)	(TST)	(%RH)	(TST)	(m/s)	(度)	(TST)	(m/s)	(度)	(TST)	(mm)	(TST)	(mm)	(TST)
彭佳嶼	995.6	18/15:07	29.9	17/12:38	83	17/10:42	39.5	140	18/11:47	26.7	120	18/16:15	7.0	18/06:45	4.0	18/07:01
基隆	991.3	18/17:37	29.6	17/03:32	68	19/10:50	31.1	150	18/11:53	12.9	60	18/06:27	12.5	18/09:32	4.5	18/09:55
鞍部*	1303.8	18/18:30	23.2	19/12:16	94	19/12:30	36.4	180	18/16:38	16.8	180	18/18:49	15.5	18/06:06	5.0	18/06:44
竹子湖	990.9	18/15:30	26.2	17/12:23	84	17/12:21	25.1	100	18/10:35	4.4	100	18/10:38	17.5	18/05:58	7.0	17/17:55
台北	988.8	18/17:19	32.4	17/11:38	63	17/11:50	30.4	120	18/16:22	13.0	100	18/16:28	17.5	17/16:47	9.0	17/16:58
新竹	981.2	18/09:32	34.4	17/12:27	54	17/12:37	23.8	120	18/07:49	10.3	20	18/05:54	10.0	18/15:18	4.5	18/15:24
梧棲	977.9	18/07:54	28.2	18/08:39	70	17/09:22	27.3	10	18/07:11	13.3	360	18/07:31	42.5	19/05:14	17.0	19/05:35
台中	976.2	18/07:40	32.6	17/12:02	57	18/08:24	16.3	160	19/02:01	6.4	180	18/21:36	21.5	19/02:10	10.0	19/05:04
日月潭*	1211.2	18/07:31	28.6	17/12:26	53	17/03:48	19.6	150	18/08:26	11.1	340	18/06:40	11.5	19/02:42	4.6	18/16:56
澎湖	982.6	18/07:57	32.9	17/13:47	68	17/13:49	35.0	360	18/06:09	14.7	360	18/07:37	29.5	19/05:30	13.0	19/06:10
東吉島	982.7	18/06:53	30.2	17/09:52	78	18/06:17	34.9	350	18/06:59	22.7	240	18/20:26	28.0	19/02:20	11.5	19/02:40
阿里山*	2862.5	18/06:38	19.7	17/11:27	78	17/09:36	21.5	170	18/10:47	9.2	150	18/09:05	37.5	19/01:51	11.5	18/06:58
玉山*	2860.1	18/06:28	9.2	17/10:21	75	18/10:13	39.4	230	19/08:58	23.9	170	18/11:40	44.5	18/05:45	9.5	18/05:48
嘉義	978.4	18/06:49	32.9	17/12:16	74	17/12:16	19.3	160	18/10:54	8.6	170	18/11:00	48.0	19/14:00	13.5	19/14:29
台南	981.3	18/06:29	32.5	17/11:35	65	17/11:13	26.1	220	18/17:43	14.2	230	18/17:52	31.5	17/13:42	11.5	17/14:12
高雄	983.6	18/06:04	31.5	17/09:48	74	17/11:23	28.4	250	18/13:39	16.0	250	18/14:24	9.5	18/17:35	5.5	19/12:22
恆春	986.3	18/05:51	32.0	17/10:00	62	17/10:16	22.4	270	18/11:08	9.4	270	18/13:27	20.0	17/22:30	14.5	18/13:23
蘭嶼	975.0	18/01:55	26.0	17/13:18	85	17/16:02	60.7	40	17/20:15	39.4	260	18/01:56	36.5	17/22:35	11.0	18/17:21
大武	978.6	18/05:31	31.1	17/11:13	55	17/11:13	18.3	210	18/16:08	7.4	190	18/04:43	56.5	18/14:20	15.0	18/15:00
台東	970.7	18/04:58	31.3	17/10:47	56	18/05:23	27.7	190	18/05:45	13.9	200	18/05:51	16.0	18/01:24	4.0	18/01:34
成功	957.8	18/05:06	31.0	17/10:10	59	17/18:03	51.1	50	18/04:02	31.4	180	18/06:30	29.5	18/03:50	9.0	17/21:27
花蓮	990.3	18/08:41	30.9	17/10:47	70	17/11:01	30.3	180	18/08:27	22.2	200	18/09:35	32.0	18/04:43	11.5	18/03:42
宜蘭	990.9	18/09:35	31.3	17/10:49	79	19/12:20	27.8	110	18/07:01	16.6	100	18/07:03	48.0	17/14:56	15.0	17/15:49
蘇澳	991.6	18/15:07	30.1	17/10:35	78	18/02:33	35.2	120	18/10:05	22.0	100	18/06:09	86.0	19/04:24	19.5	19/05:11
金門	990.1	19/01:18	32.8	17/13:09	62	18/06:29	23.4	10	18/09:37	13.4	280	19/02:55	11.5	18/15:13	5.5	18/15:21
馬祖	993.7	18/22:31	29.0	17/11:19	89	17/13:37	29.6	70	18/22:52	17.3	70	18/22:36	15.5	19/10:52	4.5	19/11:08

註: '*':表該站屬高山測站，其氣壓值以重力位高度代表，T:表降雨微量。

UTC (18 日 0458 TST) 測得 970.7 百帕氣壓值，背風低壓區之台中氣象站亦曾於 17 日 2340 UTC (18 日 0740 TST) 測得 976.2 百帕；圖 8 為颱風中心登陸點南側附近一成功氣象站之逐時氣壓與風場時間序列分析，由圖 8a 顯示聖帕颱風登陸前氣壓劇降、登陸後氣壓劇升；最低氣壓發生時之觀測風向為西北風，登陸後迅速轉為西南至南風，可見聖帕颱風中心非常靠近成功氣象站並由該站的北側通過，觀測最強平均風速達 11 級 (31.4 m/s)；最大陣風資料(圖 8b) 顯示，隨著颱風眼牆之接近，成功氣象站的陣風快速增強，颱風即將登陸時，最大陣風達到 51.1 m/s (發生於 17 日 2002 UTC (18 日 0402 TST))，相當於 16 級風力，足見聖帕颱風環流集中，眼牆區風力十分強勁。

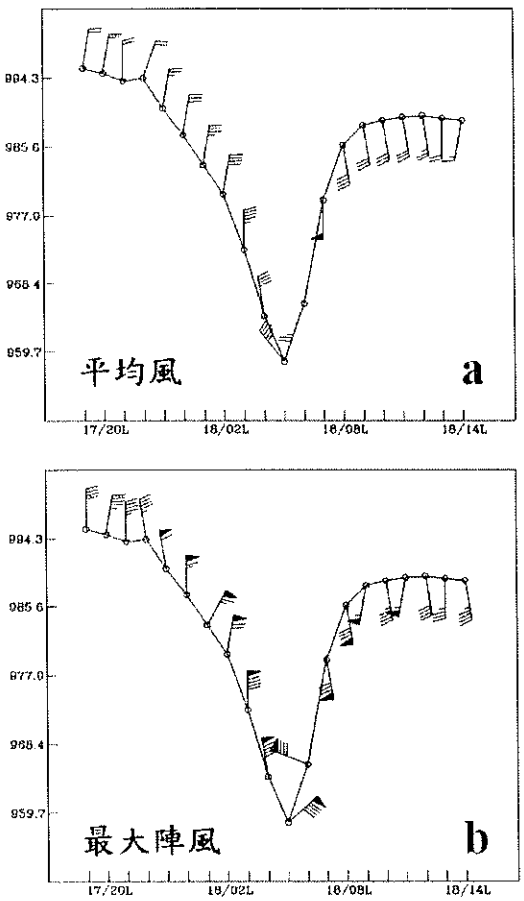


圖 8. 2007 年 8 月 17 日 19 時至 18 日 14 時 (地方時) 成功 (46761) 氣象站 (a) 逐時平均風 及 (b) 逐時最大陣風與海平面氣壓之時間序列

Fig. 8. Hourly (a) 10-min-average wind, (b) gust wind bars and mean sea level pressure at Chengkung Station (46761) from 19 TST 17 to 14 TST 18 August 2007.

除了登陸點附近外，聖帕颱風在台灣其他地區所造成之強風，主要出現在離島、高山及沿海地區；由表 5 可知，蘭嶼氣象站的平均風曾達到 13 級 (39.4 m/s)、彭佳嶼氣象站亦曾出現 10 級 (26.7 m/s) 的平均風。最大陣風方面，蘭嶼氣象站曾出現高達 17 級 (60.7 m/s) 的強陣風，玉山 (39.4 m/s) 與彭佳嶼 (39.5 m/s) 氣象站亦曾出現 13 級之強陣風。颱風中心由台灣本島進入台灣海峽北部後，台南 (26.1 m/s) 與高雄 (28.4 m/s) 氣象站曾出現陣風 10 級之強西南風。

(二) 降雨

聖帕颱風侵台期間，台灣各自動雨量站及氣象站累積雨量分布 [自 8 月 16 日 1600 UTC (17 日 0000 TST) 至 19 日 0600 UTC (19 日 1400 TST)] 如圖 9，等雨量線分布顯示，劇烈降雨主要發生在屏東縣山區、高雄縣山區、花蓮縣山區及宜蘭縣山區，屏東縣瑪家雨量站的累積降雨量高達 987.0 毫米。另外，花蓮縣天祥及宜蘭縣古魯雨量站累積降雨量亦分別高達 984.0 毫米及 882.0 毫米。聖帕颱風侵台期間，此三個自動雨量站之累積降水時間序列如圖 10 所示，圖中顯示天祥及古魯的降雨自颱風登陸前 6~7 小時起快速增加，隨後 24~27 小時期間是主要降雨時段，瑪家降水主要集中發生在颱風登陸之後，聖帕颱風在屏東縣、高雄縣、花蓮縣及宜蘭縣所造成之降雨皆達超大豪雨 (extremely torrential rain) 標準。若就中央氣象局各氣象站 (見表 6) 而言，8 月 17 日至 19 日出現累積降雨較多的地區如下：阿里山 650.0

毫米、蘇澳 525.0 毫米、玉山 431.0 毫米、花蓮 340.0 毫米、嘉義 283.0 毫米、成功 278.0 毫米。

日雨量方面 (表 6)，聖帕颱風侵台過程中，出現較大單日累積降雨量的氣象站有：阿里山 357.0 毫米、蘇澳 338.0 毫米、玉山 264.0 毫米、梧棲 221.0 毫米、花蓮 205.0 毫米。時雨量方面 (見表 5) 以蘇澳氣象站為最大，達 86.0 毫米，其次為大武氣象站的 56.5 毫米；十分鐘降水強度仍以蘇澳氣象站的 19.5 毫米為最多，梧棲氣象站的 17.0 毫米次之。綜合上列資料可研判，聖帕颱風在台灣南部山區、東部山區、東北部山區所引發的超大豪雨，主要是導因於颱風眼牆雨帶加上迎風面地形舉升雙重機制。

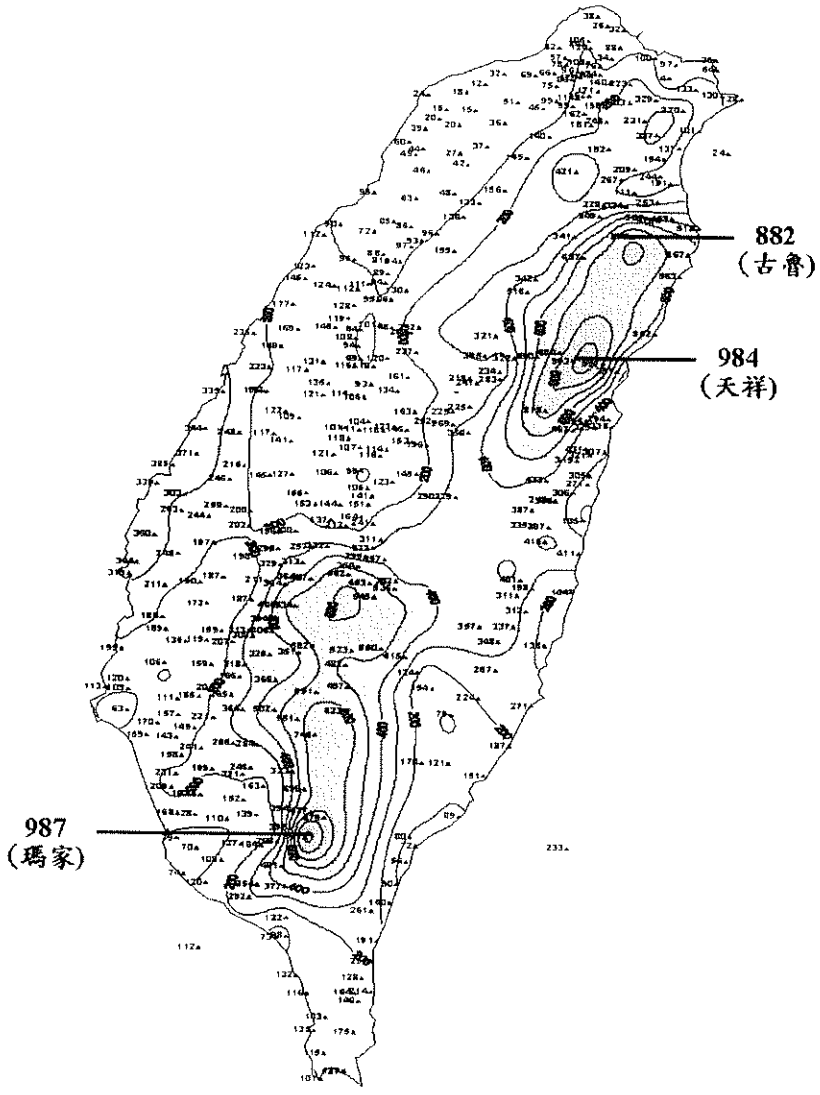


圖 9. 2007 年第 8 號颱風聖帕等雨量線圖 (自 8 月 16 日 1600 UTC 至 8 月 19 日 0600 UTC 止)

Fig. 9. The accumulated rainfall over Taiwan area for the period of 1600 UTC 16 to 0600 UTC 19 August 2007.

表 6. 第 8 號聖帕颱風於 8 月 17 日、18 日、19 日之各氣象站日雨量及累積雨量

Table 6. The daily and accumulated rainfalls observed by CWB stations. on the 17th, 18th and 19th August 2007.

雨量 / 測站	逐日雨量（毫米）			累積雨量
	17 日	18 日	19 日	
彭佳嶼	0.0	16.0	5.0	21.0
基隆	14.0	81.0	10.0	105.0
宜蘭	82.0	129.0	42.0	253.0
蘇澳	75.0	112.0	338.0	525.0
鞍部	28.0	83.0	9.0	120.0
竹子湖	29.0	99.0	9.0	137.0
台北	45.0	80.0	5.0	130.0
新竹	2.0	28.0	34.0	64.0
台中	2.0	36.0	94.0	132.0
梧棲	4.0	19.0	221.0	244.0
日月潭	5.0	68.0	65.0	138.0
玉山	42.0	264.0	125.0	431.0
阿里山	17.0	357.0	276.0	650.0
嘉義	2.0	112.0	169.0	283.0
台南	50.0	87.0	70.0	207.0
高雄	2.0	61.0	72.0	135.0
花蓮	93.0	205.0	42.0	340.0
成功	66.0	169.0	43.0	278.0
台東	21.0	60.0	12.0	93.0
大武	21.0	145.0	66.0	232.0
恆春	49.0	41.0	96.0	186.0
蘭嶼	155.0	118.0	4.0	277.0
澎湖	0.0	35.0	76.0	111.0
東吉島	0.5	43.0	83.0	126.5
金門	0.0	48.0	27.0	75.0
馬祖	0.8	37.0	57.0	94.8

五、聖帕颱風路徑的預報誤差校驗

聖帕颱風的最佳路徑 (best track)，是由衛星、雷達等颱風中心逐時定位資料 (見表 3、表 4) 所定義而成；本節將以此最佳路徑為基準，針對各類颱風路徑預報法進行 24 小時、48 小時及 72 小時預報位置誤差校驗，校驗對象包括：中央氣象局官方發布 (CWB)、美軍 (PGTW)、日本 (RJTD)、北京 (BABJ) 等 4 種主觀預報，中央氣象局區域預報模式 (NFS) 及動力模式系集預報 [JUNE，系集成員有歐洲 (EC) 全球模式、日本 (JMA) 全球模式、美國 (NCEP) 全球模式、英國 (UK) 全球模式]。

(一) 24 小時平均預報誤差校驗

聖帕颱風生命期內運動路徑由西南西轉西再轉西北行進，平均運動速率約為 14.1 公里/小時。表 7 顯示各種主觀預報方法中以 PGTW 表現最好，24 小時平均預報誤差只有 58 公里 (27 次預報)；CWB 以 64 公里居次，再其次為 RJTD 及 BABJ 的 68 公里及 71 公里。動力數值預報模式方面，JUNE (動力模式系集預報) 的 24 小時平均誤差為 72 公里，表現優異；NFS 的誤差則達 142 公里，表現尚佳。

(二) 48 小時與 72 小時平均預報誤差校驗

48 小時平均預報誤差如表 8 所示，在各種主觀預報法中以 CWB 的 95 公里 (26 次預報) 表現最好，其次為 PGTW 的 97 公里，BABJ 與 RJTD 分別為 107 公里及 136 公里，表現亦佳。動力數值模式方面，系集預報 JUNE 的 48 小時預報誤差為 114 公里，表現優於 NFS 模式的 177 公里。

表 9 為 72 小時平均預報誤差，主觀預報法中以 CWB 的 100 公里 (18 次預報) 表現最好，其次為 BABJ 的 101 公里，PGTW 與 RJTD 分別為 111 公里及 133 公里，表現皆佳。動力數值模式方面，JUNE 的預報誤差為 176 公里 (18 次預報)，表現略優於 NFS 的預報誤差 186 公里。

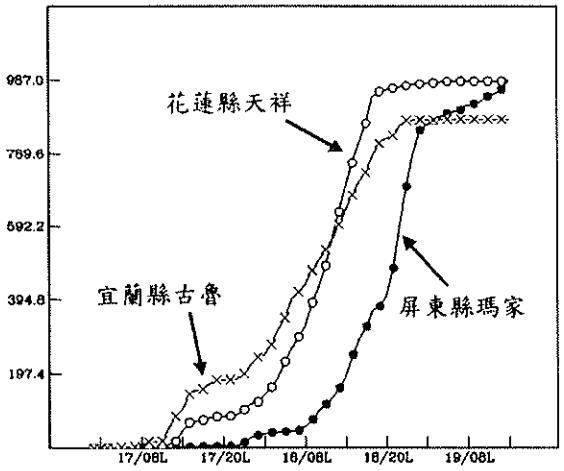


圖 10. 2007 年 8 月 16 日 1600 UTC 至 8 月 19 日 0600 UTC，自動雨量站瑪家 (實心圓)、天祥 (空心圓) 及古魯 (符號 X) 之累積雨量時間序列圖

Fig. 10. Time series of accumulated rainfall for Machia (filled circles), Tianshiang (open circles), and Gulu (cross signs) from 1600 UTC 16 to 0600 UTC 19 August 2007.

六、聖帕颱風災情報告

聖帕颱風在台灣造成許多災情。依據中央災害應變中心統計，聖帕颱風造成嘉義縣阿里山鄉 1 人失蹤，全台總計受傷 28 人。屏東縣林邊鄉、佳冬鄉及彰化縣大城鄉曾一度積水達 30~60 公分，河堤受損共 9 處；農林漁牧業產物及設施毀損金額達新台幣 9 億 4,134 萬元，屏東縣、花蓮縣、台東縣為主要農業受災縣市。

七、結論

綜合上述對聖帕颱風之分析探討，可歸納下列數點結論：

(一) 聖帕颱風在為期 6 天 12 小時的生命期間，最大強度發展至強烈颱風，近中心持續風速最強時為 53 m/s，最大陣風為 65 m/s，七級風暴風半徑最大時為 250 公里。聖帕颱風形成後，運動路徑朝西南西轉西再轉西北，直撲台灣而來，颱風中心於 18 日清晨在花蓮縣秀姑巒溪口附近登陸(17 日 2140 UTC；即 18 日 0540 TST)，18 日上午由濁水溪口附近出海(18 日 0300 UTC；即 18 日 1100 TST)，進入台灣海峽北部，颱風中心行經澎湖北方近海後，於 18 日 1840 UTC (19 日 0240 TST) 左右由金門北北東方進入大陸福建，強度迅速減弱，最後在 19 日 1200 UTC (2000 TST) 減弱、消散為熱帶性低氣壓。

(二) 聖帕颱風為 2007 年西北太平洋地區第 8 號颱風，也是當年中央氣象局第 3 個發布颱風警報的颱風；其中第 1 次海上颱風警報於 8 月 16 日 0030 UTC (0830 TST) 發布，第 1 次海上陸上颱風警報於 8 月 16 日 1230 UTC (2030 TST) 發布，8 月 19 日 0630 UTC (1430 TST) 解除海上陸上颱風警報，統計中央氣象局針對聖帕颱風發布警報期間共歷時 78 小時。

表 7. 第 8 號聖帕颱風各預報機構(CWB 為本局)之 24 小時預報位置誤差比較

Table 7. The comparison of 24-h forecast position errors(km) for Typhoon Sepat.

	CWB		PGTW		RJTD		BABJ		JUNE		NFS	
	34	64							A	B		
CWB	64	0							C	D		
	25	70	27	58								
PGTW	52	-18	58	0								
	34	64	25	52	38	68						
RJTD	66	2	75	23	68	0						
	28	67	24	52	29	71	29	71				
BABJ	72	5	75	23	71	0	71	0				
	25	70	26	55	25	75	24	75	26	72		
JUNE	73	3	72	17	73	-2	72	-3	72	0		
	12	69	13	53	12	73	12	78	13	70	14	142
NFS	96	27	122	69	96	23	96	18	122	52	142	0

A 表示 X 和 Y 預報時間相同的次數

B 表示 X 軸上預報誤差(km)

C 表示 Y 軸上預報誤差(km)

D 表示 Y 軸預報方法比 X 軸預報方法好的程度

表 8. 第 8 號聖帕颱風各預報機構(CWB 為本局)之 48 小時預報位置誤差比較

Table 8. The comparison of 48-h forecast position errors(km) for Typhoon Sepat.

	CWB		PGTW		RJTD		BABJ		JUNE		NFS	
	26	95										
CWB	95	0										
	21	105	23	97								
PGTW	85	-20	97	0								
	21	105	21	85	21	136						
RJTD	136	31	136	51	136	0						
	22	100	20	87	20	140	23	107				
BABJ	109	9	117	30	117	-23	107	0				
	21	105	22	92	21	136	20	117	22	114		
JUNE	108	3	114	22	108	-28	110	-7	114	0		
	10	95	11	92	10	134	10	116	11	113	12	177
NFS	107	12	171	79	107	-27	107	-9	171	58	177	0

表 9 第 8 號聖帕颱風各預報機構(CWB 為本局)之 72 小時預報位置誤差比較

Table 9 The comparison of 72-h forecast position errors(km) for Typhoon Sepat.

	CWB		PGTW		RJTD		BABJ		JUNE		NFS	
	18	100										
CWB	100	0										
	17	101	19	111								
PGTW	94	-7	111	0								
	17	101	17	94	17	133						
RJTD	133	32	133	39	133	0						
	17	101	17	94	17	133	18	101				
BABJ	104	3	104	10	104	-29	101	0				
	17	101	18	103	17	133	17	104	18	176		
JUNE	173	72	176	73	173	40	173	69	176	0		
	8	75	9	106	8	115	8	91	9	163	10	186
NFS	154	79	155	49	154	39	154	63	155	-8	186	0

(三) 聖帕颱風侵襲台灣期間，颱風中心登陸點南側附近之成功氣象站，曾觀測到之最強平均風速達 11 級 (31.4 m/s)，最大陣風達到 51.1 m/s，發生於 17 日 2002 UTC (18 日 0402 TST)，相當於 16 級風力。降雨方面，劇烈降雨出現在台灣南部山區、東部及東北部的迎風面山區，累積降雨量以屏東縣瑪家自動雨量站之 987.0 毫米最多，花蓮縣天祥 984.0 毫米及宜蘭縣古魯 882.0 毫米次之。

(四) 聖帕颱風路徑預報誤差方面，CWB (中央氣象局官方) 表現極佳，24 小時、48 小時、72 小時的路徑預報誤差分別只有 64 公里 (34 次預報)、95 公里 (26 次預報)、100 公里 (18 次預報)；PGTW (美軍) 與 BABJ (北京) 表現亦相當優異；RJTD (日本) 此次預報成效略遜於前三國家。

(五) 聖帕颱風在台灣造成許多災情，嘉義縣阿里山鄉有 1 人失蹤，全台總計受傷 28 人；農林漁牧業產物及設施毀損金額達新台幣 9 億 4,134 萬元，屏東縣、花蓮縣、台東縣為主要農業受災縣市。

網站參考資訊

http://typhoon2.as.ntu.edu.tw/DOTSTAR/route_sepat.htm

Report on Typhoon 0708 (Sepat) of 2007

Guo-Ji Jian

Weather Forecast Center, Central Weather Bureau

ABSTRACT

Typhoon Sepat was the eighth tropical cyclone in 2007 to form over the western North Pacific Ocean. It was the third one that the Central Weather Bureau (CWB) issued tropical storm/typhoon warnings of the year. Sepat organized into a tropical storm at 1800 UTC August 12 when it was located about 1530 km east to Luzon. The storm moved toward the west-southwest and quickly intensified. Sepat reached its maximum intensity at 0600 UTC August 16 with an estimated maximum sustained wind of 53 m/s near its center and a central sea level pressure of 920 hPa. After 1200 UTC August 15, the moving direction changed to the northwest as Sepat approached the sea southeast to Taiwan. The storm made landfall on the shoreline near the north of Chenggong at around 2140 UTC August 17. After passing through the Taiwan Strait, it finally made a second landfall over Fujian province of China and then became a tropical depression at 1200 UTC August 19.

Sepat brought strong winds and extremely torrential rain to Taiwan, especially in the mountainous areas of the southern, eastern and northeast Taiwan. The maximum accumulated rainfall of 987.0 mm was observed at Majia station in Pinjtung county during its passage over Taiwan. Furthermore, a peak gust of 51.1 m/s was recorded at the Chenggong station. Verification results of storm track forecast showed that the 24 hr, 48 hr, and 72 hr official errors of CWB were 64 km, 95 km, and 100 km, respectively. The CWB had an excellent result on the forecasts of Sepat's movement.

Key wrods: Typhoon Sepat, Landfalling typhoon

氣象學報季刊
第四十七卷第一期
出版機關：中央氣象局氣象學報社
地　　址：台北市公園路 64 號
聯絡電話：(02)2349-1091
發 行 人：辛江霖
出版年月：中華民國 96 年 12 月
創刊年月：中華民國 44 年 3 月
刊期頻率：季刊
版次冊數：初版 400 冊
定　　價：新台幣200元
印 刷 者：萬森興業有限公司
電　　話：(02) 2223-5000
展售地點：國家書坊台視總店，臺北市八德路三段10號B1，
　　電話：(02)25781515#284
　　五南文化廣場(發行中心)，台中市綠川東街32號3樓，
　　電話：(04)2221-0237
GPN: 2004400001　　ISSN: 0255-5778
著作財產權屬交通部中央氣象局，著作人格權屬著作人。

Volume 47 Number 1 **December 2007**

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字 第〇九七六號 統一編號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類 二〇〇四四〇〇〇一

Meteorological Bulletin

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

Comparison of Temperature and Dew Point Temperature Derived from FORMOSA-3/COSMIC Data and Observed from radiosondes ..... Guo-Ji Jian, Ho-Fang Tsai, Shian-Yuan Lee (1)

Attenuation Relationships of Peak Ground Acceleration and Velocity for Crustal Earthquakes in Taichung and Miaoli Area ..... Kun-Sung Liu (23)

Current Status and Development of Earthquake Early-Warning System in Japan ..... Wen-Chi Lai, Chjeng-Lun Shieh, Yukio Fujinawa (35)

Report

Report on 2006 Western North Pacific Ocean Typhoons / Tropical storms ..... Hsin-chin Hsu (45)

Report on Typhoon 0708 (Sepat) of 2007 ..... Guo-Ji Jian (65)

ISSN 0255-5778

CENTRAL WEATHER BUREAU
64 Gongyuan Road, Taipei 10048
Taiwan, ROC

氣 象 學 報

季 刊

第四十七卷 第 二 期

目 次

研究論文

台灣地區背景地震活動分析與應用 ---------- 林祖慰 陳達毅 辛在勤 (1)

地震速報區域子網在地震預警上之應用 ---------- 蕭乃祺 辛在勤 蕭文啓 吳逸民 (15)

2006/07年冬季大尺度氣候監測報告 ---------- 羅英祥 盧孟明 (29)

MJO與台灣北部冬季溫度變異的關係 ---------- 李思瑩 盧孟明 (45)

95年台灣農業氣象災害調查分析 ---------- 陳圭宏 (63)

碧利斯(2006)颱風引進西南氣流之雷達資料同化研究 ---------- 簡國基 李湘源 游志淇 (77)

出 版 者 中央氣象局氣象學報社
台北市公園路64號
發 行 人 辛 江 霖
電 話：(02)23491091
社 長 辛 江 霖
編輯委員會
主任委員 鄭 明 典
委 員 吳 俊 傑 黃 柏 壽
余 嘉 裕 劉 振 榮
洪 景 山 劉 紹 臣
徐 月 娟 葉 天 降
馬 國 鳳 鄭 明 典
陳 台 琦 盧 孟 明
陳 正 達
（按姓氏筆劃排列）
幹 事 蕭 長 庚 黃 玉 絲 韓 素 蘭

氣象學報

Meteorological Bulletin

季刊
第四十七卷第二期
民國九十七年三月
Vol. 47 NO. 2 March 2008

交通部中央氣象局
CENTRAL WEATHER BUREAU

台灣地區背景地震活動分析與應用

林祖慰[1] 陳達毅[1] 辛在勤[2]

[1]中央氣象局地震測報中心

[2]中央氣象局

摘要

本研究係嘗試從中央氣象局地震測報中心所蒐錄台灣地區地震資料中，計算歸納出台灣地區可能之月平均地震活動度，利用網格化分析技術，在兼顧樣本完整性與處理時效的考量下，依序計算個別子網格內的月平均地震次數、月平均累計規模與平均地震深度等背景地震活動特性參數，藉此了解台灣地區背景地震活動的各種基本特性。另外，對於任意一個需要研究討論的月份地震活動，即可依照子網格範圍大小，逐格分析標的月份的活動特性與背景地震活動特性的差異，並以漸層色彩圖綜合表現差異高低。此種分析方法除可有效判別不同地區的地震活動變化情形，亦可作為後續地震前兆研究的基礎。

關鍵詞：地震網格化分析，背景地震活動特性參數

一、前言

台灣地處於歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊相互碰撞的樞紐點上，是典型板塊碰撞下產生之大陸邊緣島嶼，每年約有近 22,000 次大大小小的地震在此發生。根據歷史記錄，臺灣近百年曾經發生多次災害性的地震，例如 1906 年梅山地震、1935 年新竹–台中大地震、1951 年花東縱谷地震、1964 年白河地震、1986 年花蓮地震以及造成重大傷亡的 1999 年集集大地震等。這些中大規模地震不斷發生，顯示台灣明顯屬於全球地殼活動相當劇烈的特殊區域，處於如此受到地震威脅的環境之下，地震前兆的研究工作也就格外重要。

地震活動度的異常分析，被視為地震前兆現象研究中極為重要的課題。惟所謂的異常是一個相對性的指標，意指對於一個具有地震活動的地區，其應可找出代表背景活動度的地震活動，透過分析與比較，如能發現趨勢改變與某些重大事件有關，即可視為可能之前兆現象。

背景活動度可由過去累積之地震資料歸納彙整，但這種方式受到地震資料庫的觀測時間長度以及完整性有直接的關連性。綜觀台灣地區過去 12 年，各地陸續有災害性或較大地震發生，其形態與歷史資料形態顯為雷同，應為嘗試背景地震活動分析工作的良好契機。

二、資料處理

背景地震活動之分析，必須濾除過去重大事件及其可能影響。有鑑於大地震發生之後，往往伴隨大量的餘震活動，若不將大地震序列自基本背景地震活動中抽離，而以全部的地震活動進行分析，則所得到的結果屬於整體平均效應，難以作為地震前兆研究的判斷標的。

基於前述精神，資料處理流程分成三個階段：**第一階段**、利用適當的過濾篩選條件將明

顯非背景活動的月份剔除，形成背景地震活動資料庫。**第二階段**、使用網格化分析的方式，依序計算個別網格內的月平均背景地震活動特性參數（如月平均地震次數、月平均累計規模、平均地震深度與最大規模等）。**第三階段**、選取需要判別的標的月份之地震觀測資料，與背景平均值相互比較，繪製全區各網格差值的漸層色彩圖，即可瞭解該標的月份的各項特性是否有異常的現象。三階段資料處理過程，分述如下：

第一階段：參考圖 1，針對中央氣象局於西元 1994 到 2005 年間共計 12 年地震觀測資料，進行大規模地震序列的篩選過程。過濾條件包括三項:第一、當月的地震總個數超過 3000 個以上；第二、當月規模大（等）於 2 以上的地震個數超過 1500 個；第三、當月總累計規模大（等）於 7，符合上述三個條件任一者，則當月全區地震資料予以剔除！經此步驟，原本 12 年共計 144 個月份的資料，被刪減為 129 個月份，進行後續平均背景地震活動分析的基礎。參考表 1 以及圖 2~4，符合篩選剔除條件的月份包括 1994 年 6 月、1996 年 9 月、1999 年 9-12 月、2000 年 1 月、2000 年 6-7 月、2002 年 4-5 月、2003 年 12 月、2004 年 1 月、2004 年 10 月以及 2005 年 3 月等，總計 15 個月份。

前述三條件的過濾篩選之後，地震觀測資料由 268,296 筆減少為 185,193 筆（如圖 5 所示），此時的觀測資料即為背景地震活動資料庫。

表 1、1994～2005 年符合篩選剔除條件的月份列表

Table 1. List of months fitting criteria of sorting from 1994 to 2005

判別條件 / 符合月份	每月地震全部規模總個數>3000 個	每月地震規模≧2者總個數>1500 個	每月累計規模≧7.0
1994/06	✓	✓	
1996/09		✓	✓
1999/09	✓	✓	✓
1999/10	✓	✓	
1999/11	✓	✓	
1999/12	✓	✓	
2000/01	✓	✓	
2000/06		✓	
2000/07		✓	
2002/04	✓	✓	
2002/05	✓	✓	
2003/12	✓	✓	
2004/01	✓	✓	
2004/10			✓
2005/03	✓		

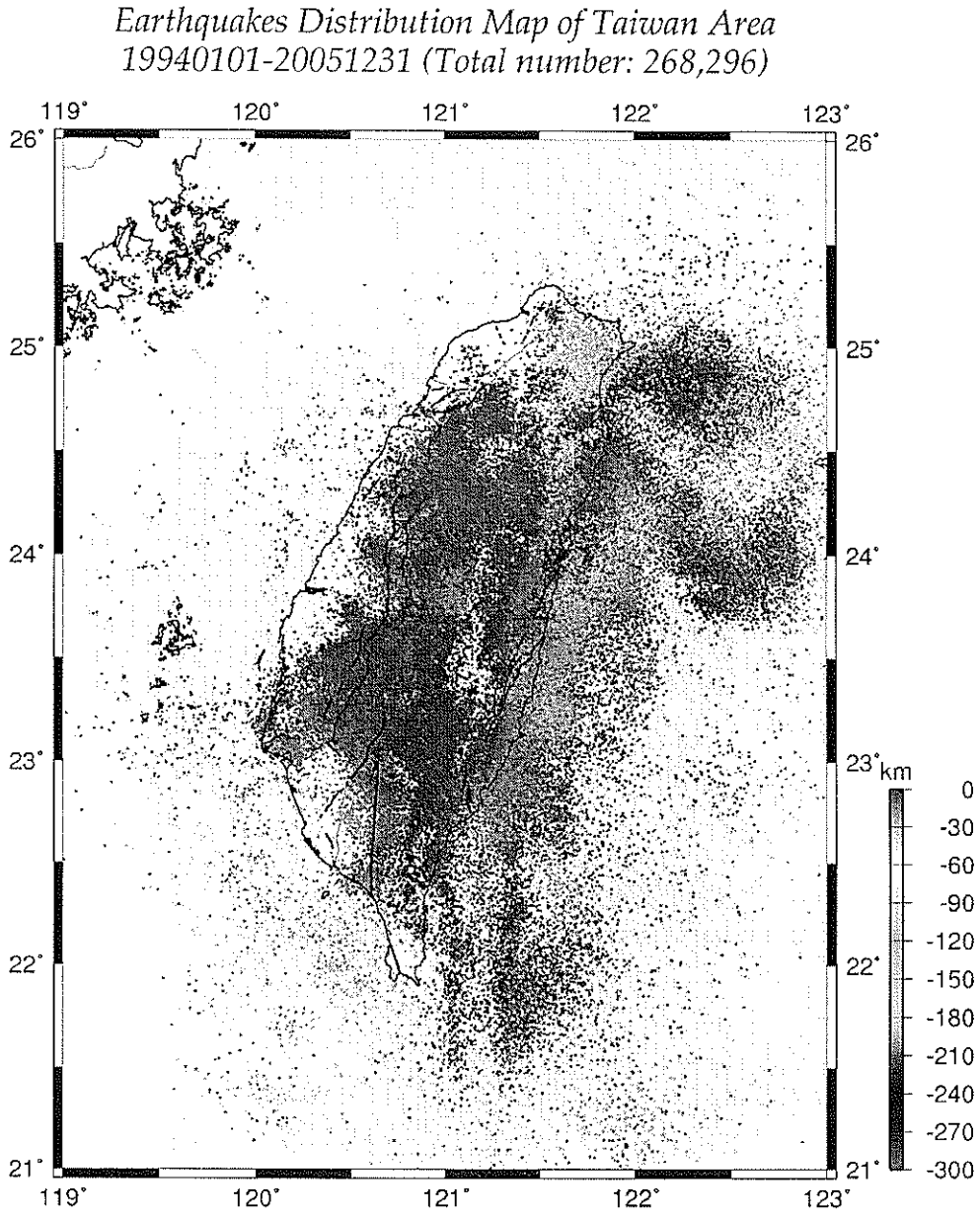


圖 1、1994～2005 年台灣地區地震分布圖

Figure 1. Earthquakes distribution map in Taiwan area from 1994 to 2005

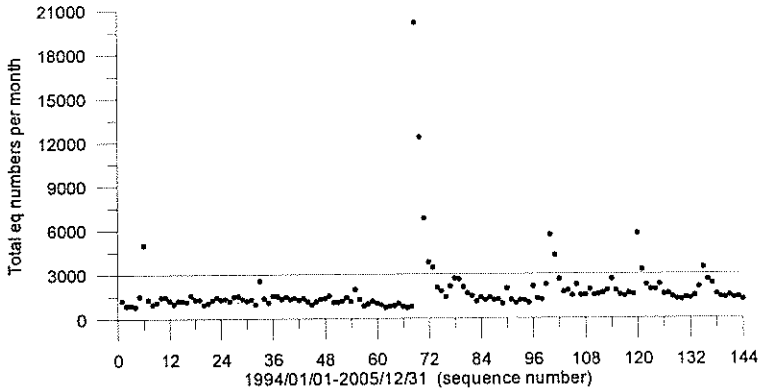


圖 2、1994～2005 年台灣地區每月地震總個數（全部規模範圍）

Figure 2. Monthly total number of earthquakes in Taiwan area from 1994 to 2005（all magnitude range）

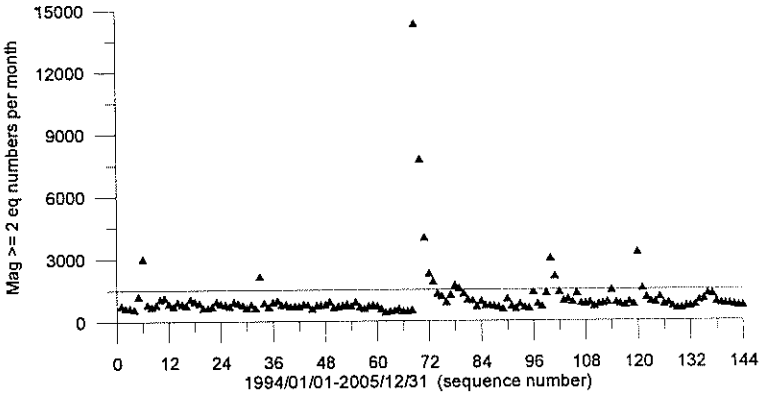


圖 3、1994～2005 年台灣地區每月地震總個數（規模≧2 者）

Figure 3. Monthly total number of earthquakes in Taiwan area from 1994 to 2005（with magnitude ≧2）

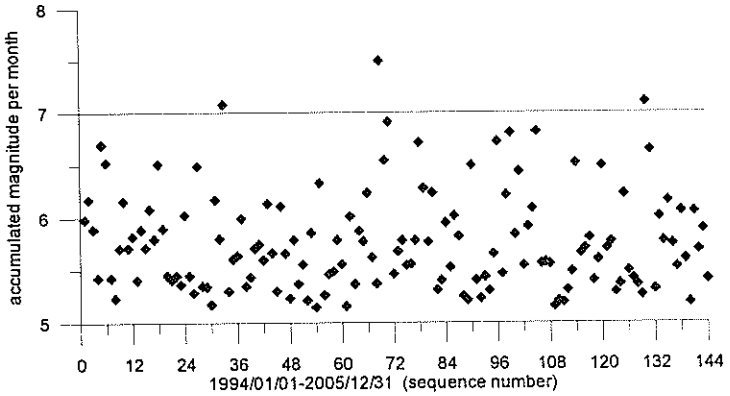


圖 4、1994～2005 年台灣地區每月累計地震規模

Figure 4. Monthly accumulated magnitude in Taiwan area from 1994 to 2005

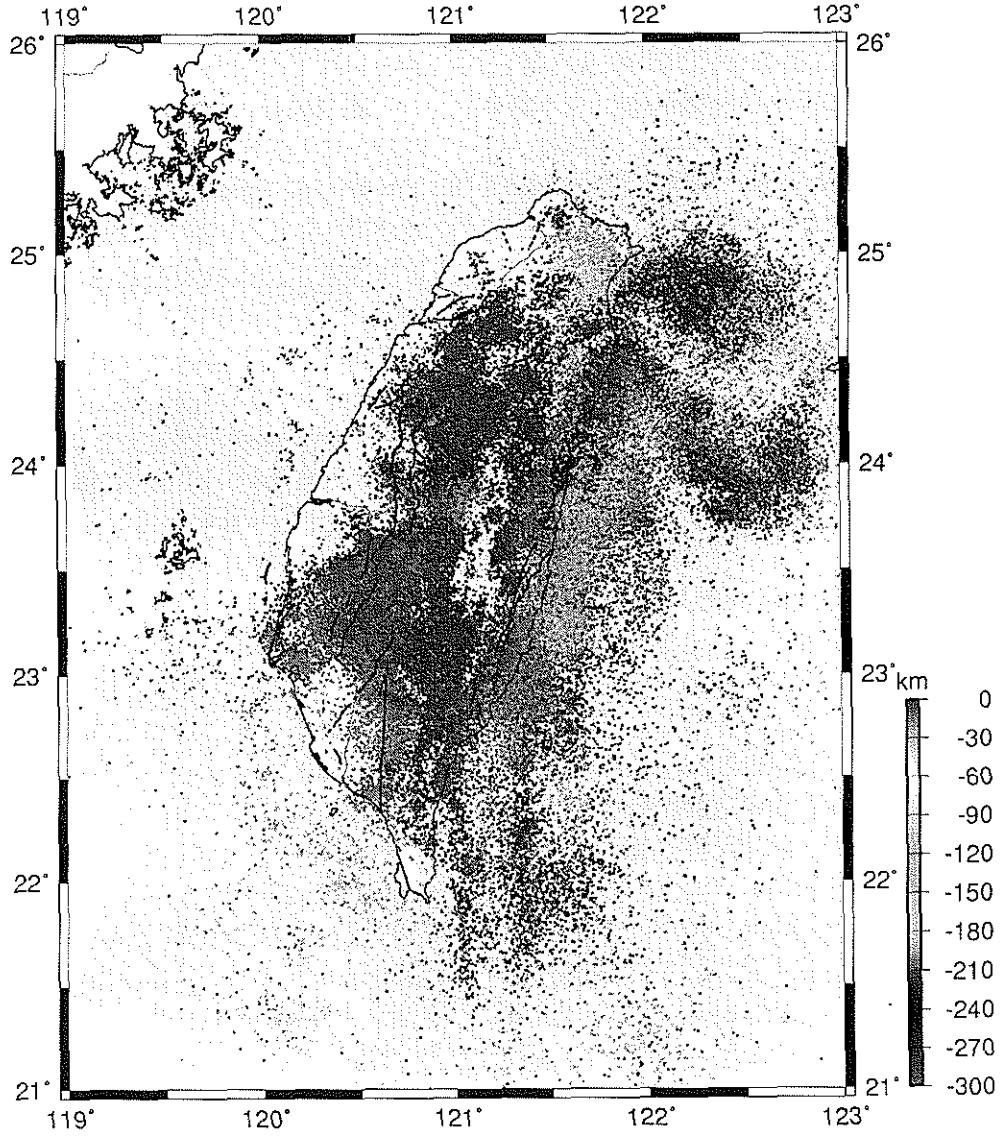


圖 5、過濾篩選後之 1994～2005 年台灣地區地震分布圖

Figure 5. Earthquakes distribution map after sorting in Taiwan area from 1994 to 2005

第二階段：藉由第一階段產生的背景地震活動資料庫，即可計算個別地區的各項背景地震活動特性參數。為能兼顧資料樣本數、完整性與後續研究的契合性，本研究利用網格化（gridding）的分析方式，將台灣地區切割成大小面積相等的正方形區塊進行計算。參考圖 6，網格化分析有幾項主要的控制關鍵，分別是❶分析範圍（包括經度最大值 Xmax、經度最小值 Xmin、緯度最大值 Ymax、緯度最小值 Ymin）、❷網格中心點位置、❸網格中心點向外展距 Wing 以及❹網格中心點移動間距 Jump 等。對於台灣地區而言，網格化分析所需處理的網格個數 Gnum 可計算如下：

$$Gnum=\left(\frac{(X\max-Wing)-(X\min+Wing)}{Jump}+1\right)\times\left(\frac{(Y\max-Wing)-(Y\min+Wing)}{Jump}+1\right)$$

舉例來說，若分析範圍包括北緯 21~26°、東經 119~123°，正方形中心點向外展距 0.5°，網格中心點每次移動間距 1°，則總網格數為 $4\times5=20$ 個。如網格中心點每次移動間距改成 0.5°，則總網格數就變成 $7\times9=63$ 個。

對於台灣地區，根據選取的網格中心點向外展距與移動間距，依序計算每個子網格的月平均背景地震活動參數，包括月平均地震次數、月平均累計規模與平均地震深度等數值（如圖 7 所示）。這些參數可視為是各個子網格本身的背景特性，亦即正常無大地震序列發生的情況下，該地區例行性的表現。另外，如圖 8 所示，b 值分析也是地震活動研究的一項重要工具，它代表某一特定地區之大規模地震相較於小規模地震發生比例的多寡，主要影響因素為地體構造與應力。一般應力愈高 b 值愈小，應力愈低 b 值愈大。全球 b 值平均接近 1，較穩定均勻之地體構造區域 b 值常小於 1，而越年輕活躍的地區，其 b 值愈高。基於樣本數完整性之考慮，在本研究中，每個子網格進行 $\log N=a-b\cdot M$ 之迴歸分析的處理條件為：每個子網格分析地震範圍為周圍 20 公里半徑、每個子網格間距 0.1°、每個子網格分析樣本數必須至少有 100 個地震、回歸分析時擬合度須達 90%以上，求取所能達到擬合度最大值時所對應的 b 值。

第三階段：該階段屬於應用研究，以第二階段計算得到各子網格的特性參數為基礎，可以針對任意標的時間範圍內（以月份為單位）的地震活動進行分析，計算個別子網格的月均地震次數、月最大規模與月均累計規模等參數，比較與背景地震活動特性參數的差異情況，作為討論前兆趨勢的基礎。

以圖 9 為例，根據前述兩階段方法分別計算求出網格中心點向外展距與移動間距為 0.2°、0.1° 以及 0.05° 等，三種尺度下的月平均背景地震活動特性參數，這些參數反映各子網格自 1994 年至 2005 年的背景活動特徵。然後，選取任意一個標的月份的地震觀測資料（本例選取 2006 年 12 月），依照所用網格大小尺度，計算該月份的最大規模、地震個數與累計規模，並比較與背景地震活動的差異性。例如，針對中心點（東經 120.5°、北緯 22.0°）且上下左右四方展距為 0.05° 的子網格，計算 2006 年 12 月當月最大規格、地震個數與累計規模，然後將這三項數值分別扣減背景地震活動分析所得之月平均數值，即得到這三項的差異值，再依照其數值正負大小討論該子網格於該月份所表現的行為與背景活動行為是否更活躍或較為平靜！

上述差異性主要利用不同顏色變化，來表示差異高低。例如，❶淺灰色表示背景活動與標的活動皆無，差異值為零，意指完全平靜的區域；❷淺黃色表示有背景活動但標的月份無活動，差異值為負，意指暫時平靜區域；❸正紅色表示無背景活動但標的月份有活動，差異值為正，意指相對危險區域；❹藍靛色（包括深淺漸層）代表背景活動高於標的活動，差異

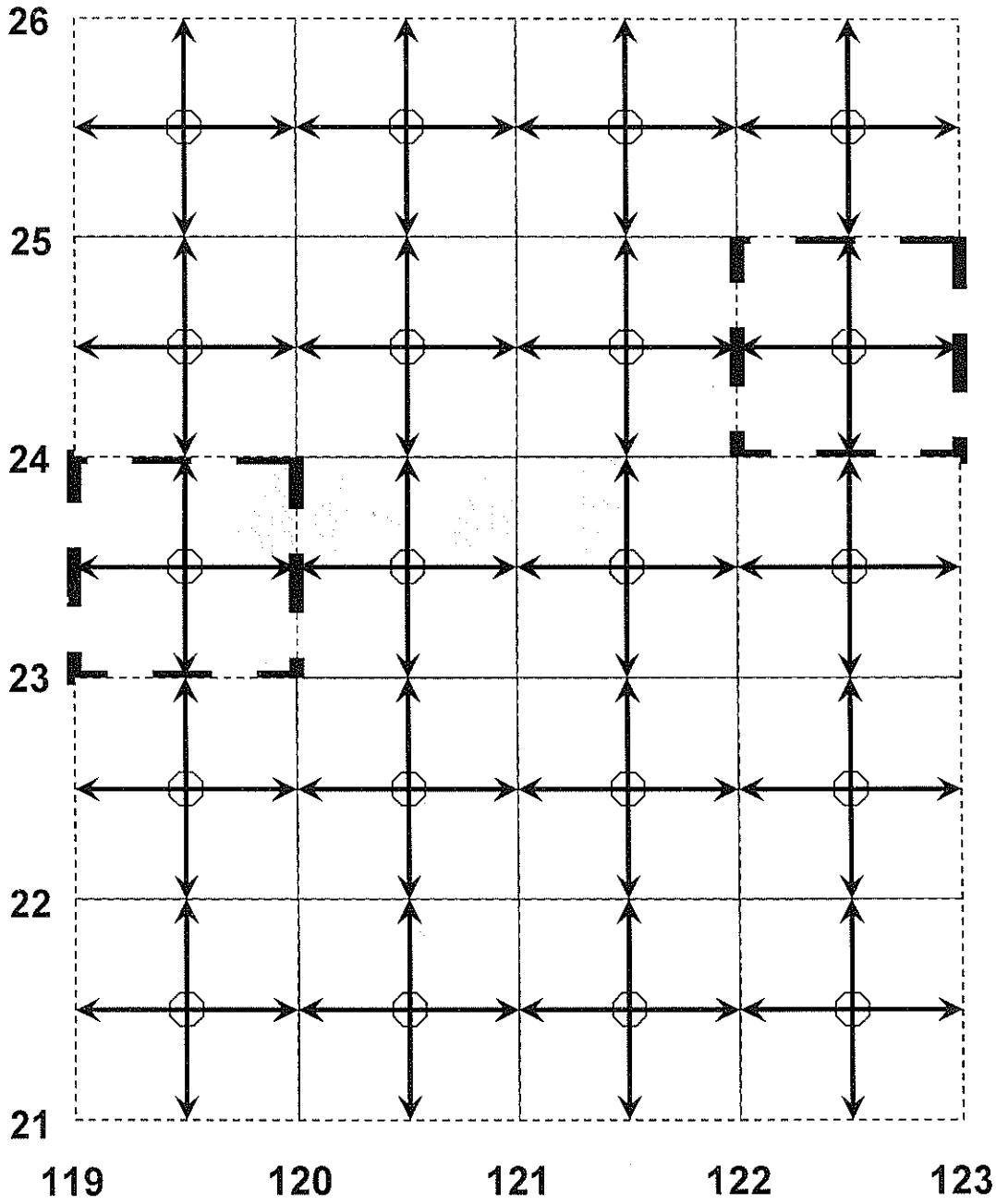


圖 6、網格化分析之基本概念

Figure 6. Basic concept of gridding analysis

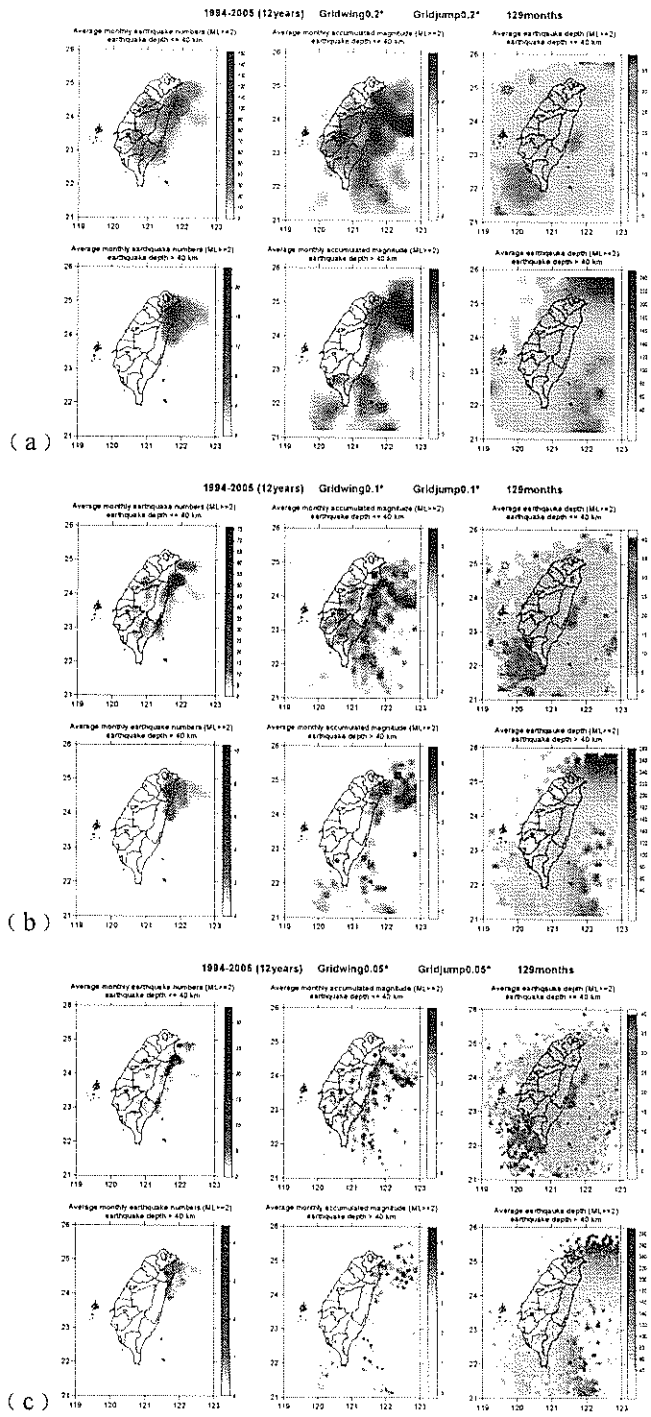
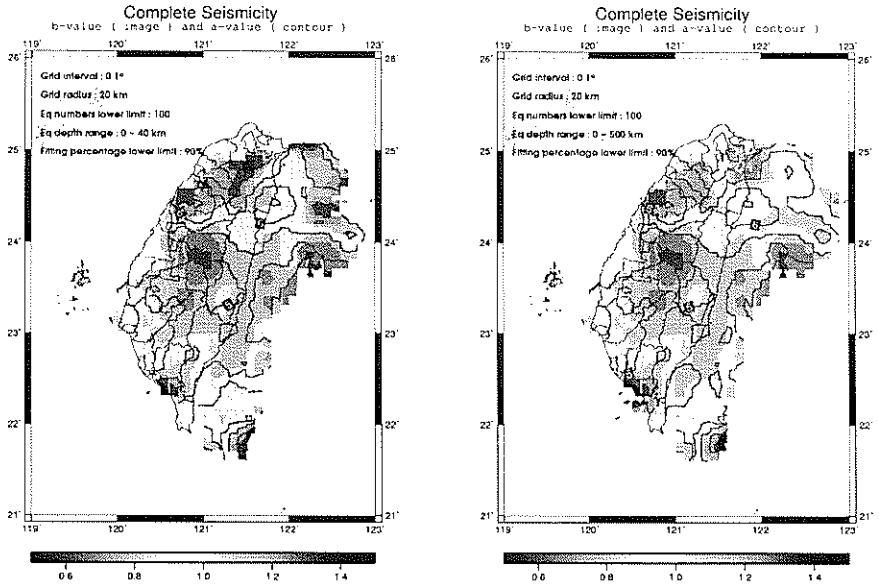
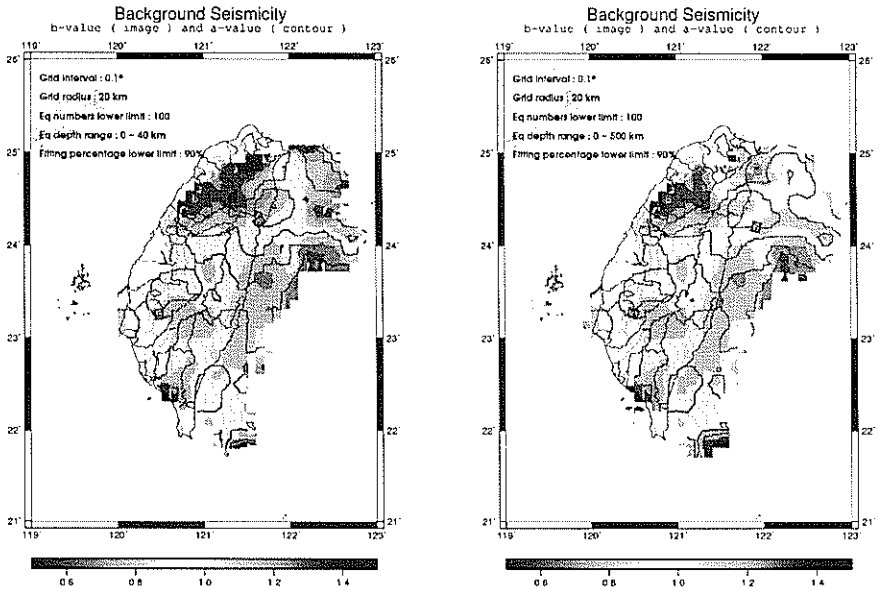


圖 7、背景地震活動特性，每張圖上排與下排分別表示深度≦40 公里與>40 公里之地震活動，網格尺度與移動間距：（a）0.2° 、（b）0.1° 以及（c）0.05°

Figure 7. Background seismicity characteristics, upper and lower row in each map stand for seismicity with depth ≦40 and > 40 km, grid scale and moving interval: (a)0.05° , (b)0.1° and (c) 0.2°



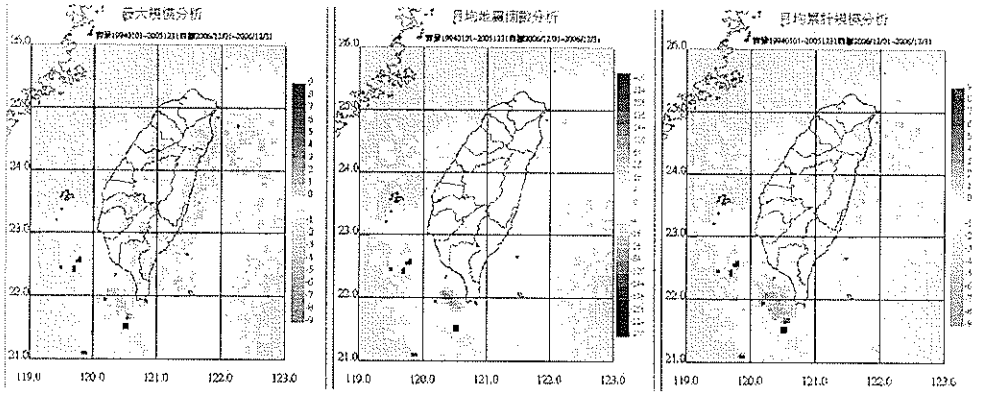
（a）　　（b）



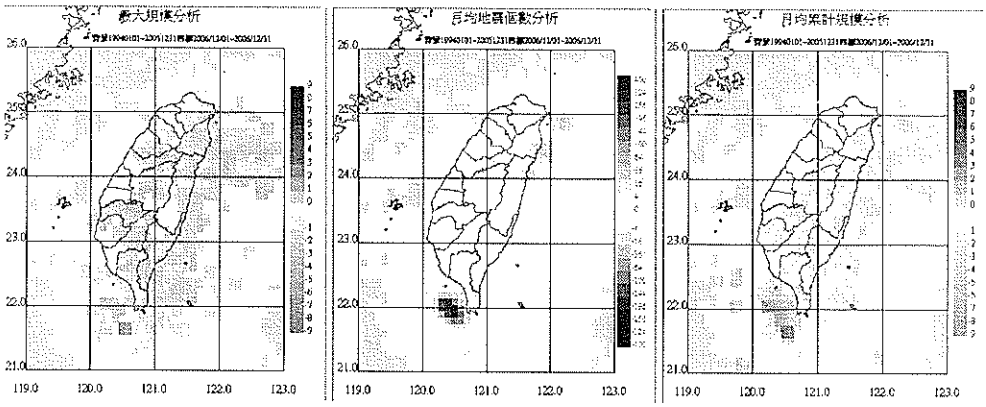
（c）　　（d）

圖 8、a 值等值圖與 b 值影像圖分析結果，每個網格點搜尋分析半徑 20 公里（a）完整地震活動，深度≦40 公里之地震，（b）完整地震活動，全部深度範圍之地震（c）背景地震活動，深度≦40 公里之地震（d）背景地震活動，全部深度範圍之地震

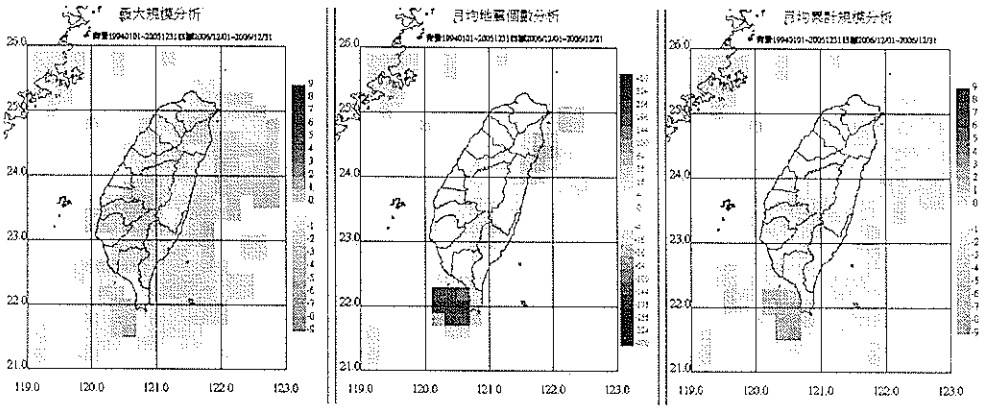
Figure 8. Analysis maps of a-value contour and b-value image, search radius of each sub-grid is 20 Km: (a) Complete seismicity with depth ≦40 Km, (b) Complete seismicity with depth > 40 Km, (c) Background seismicity with depth ≦40 Km, (d) Background seismicity with depth > 40 Km



（a）



（b）



（c）

圖 9、背景地震活動特性參數實際應用範例說明，研究標的時期為 2006/12/01～2006/12/31，網格中心點向外展距與移動間距分別為：（a）0.05°、（b）0.1°以及（c）0.2°

Figure 9. Actual applied example of background seismicity characteristics with target period from 2007/12/01 to 2007/12/31, wing distance and moving interval of central point in each sub-grid: (a)0.05°, (b)0.1° and (c) 0.2°

值為負，負愈多表示差異愈大，屬於正常能量釋放區域；最後，❺紅橘色（包括深淺漸層）則是代表背景活動低於標的活動，差異值為正，正愈多表示差異愈大，意指應多加注意的區域。由圖 9 中可以發現恆春地震所代表的活躍警戒現象。

三、討論與結論

前述資料處理流程中，符合篩選標準的當月資料直接剔除，雖然忽略地震序列的關連性，但仍屬可以接受的處理方式。因為目前對於大規模地震發生後的餘震序列，尚無公認有效的地震活動關係式，可精準地將直接有關連性的餘震序列之時間與空間全部找出。故退而求其次，將受到嚴重影響的當月資料全數刪去，如此做法符合比例原則精神，應可保留背景活動的基本特質。未來若有適當的分析方法，可將單一大地震之有關連的餘震序列鎖鏈隔離，則自然可更仔細地改進母體樣本，作為背景地震活動的分析依據。

另外，因本研究主要著重全台灣地區長期（12 年）的平均背景地震活動特性，為能兼顧網格大小（隱含網格數量多寡）與每個網格的樣本數量，較不宜細分到每日、或每週平均的狀態，故目前採用每月平均的方式分析。雖然每個月份之時間長短稍有差別（28～31 日不等），但其差別性應不明顯。未來，若僅針對部份高地震活動密度區域（例如宜蘭、花蓮地區）進行分析，則個別網格樣本數量充足；或者累積的觀測時間夠長（例如 20～30 年），全台整體地震觀測資料充足等情況下，將會採用更適合的時間單位進行分析研究。

背景地震活動資料庫的運用關鍵，主要依賴網格化分析步驟的參數決定。網格中心點向外展距若過小可能會導致網格內有效地震樣本數缺乏或不足，結果難以信服；若展距過大，則無法代表當地個別的地震活動特性。另外，網格中心點移動間距也有明顯影響，間距太短會導致重複分析而浪費計算時間；間距太長則可能遺漏部份地震活動。本研究經過多種組合嘗試，認為採用網格中心點向外展距 0.05° 以及移動間距 0.05° 是比較理想的分析方式，可清楚呈現背景地震活動較為活躍的地區。在此情形下，共計將台灣地區劃分為 8,181 個子網格，分別計算月平均地震次數、月平均累計規模與地震平均深度等參數。

上述分析除求算相關參數之外，最主要的目的在於可直接由 1994 年到 2005 年過濾所得背景地震活動資料庫，分析說明台灣地區整體的背景特性。參考圖 7 與圖 8，考慮台灣地區的地殼厚度，以深度 40 公里為界，可將背景地震分成淺部與深部兩組資料分析研究，歸納特性如下：

1. 以月平均地震次數來看，對淺部地震而言，背景活動大致集中於下列地區：苗栗大湖到南投埔里，嘉義梅山，高雄桃源、屏東三地與台東延平之間，台東成功向南延伸到台東海槽，宜蘭南澳到花蓮壽豐之間，還有龜山島向東部外海延伸等地區。至於深部地震，背景活動則幾乎集中在台北新店、花蓮鹽寮與與那國島（龜山島東南沖繩海槽邊緣）之間三角形地區，另外有相當零星的活動分布於台灣東南部呂宋島弧以及恆春西南外海等地。
2. 關於月平均累計規模方面，大致表現與月平均地震次數相似，但淺部地震在台灣東部沿著琉球島弧弧前盆地（和平海盆、南澳海盆、東南澳海盆）以半月形向南突出往東東南方向延伸，以及台灣東南部沿著呂宋島弧向南南東方向延伸等兩大系統，均呈現月平均累計規模較月平均地震次數明顯的現象，顯示該兩大系統的地震雖發生次數少但規模皆較大的特性。而發生於琉球島弧下方的深部地震亦有次數少但規模大的相同特性。
3. 以平均地震深度來看，全台淺部地震平均深度多在 15 公里範圍內，平均深度在 25-40 公

里之間的地區包括宜蘭南澳、花蓮壽豐到台東成功外海、高屏西南部向外海延伸、以及北港高區等。對深部地震而言，由圖 7（a）、（b）、（c）三者的右下圖均顯示，台灣東部外海兩大板塊隱沒系統（北緯 24° 以北菲律賓海板塊向北隱沒、北緯 24° 以南歐亞大陸板塊向東隱沒）涵蓋全部深源地震之發生，這與板塊構造學說之隱沒帶地震可延展至數百公里深度的看法一致。

4. 圖 8 為 a、b 值分析結果，其中（a）、（b）使用 1994-2005 年未經篩選過濾之完整地震活動，分別計算深度 0～40 公里以及 0~500 公里兩組資料；而（c）、（d）則採用經過過濾篩選後的背景地震活動，分別計算深度 0～40 公里以及 0~500 公里兩組資料。完整與背景地震活動分別計算全台 0~500 公里地震的 b 值大小為 0.80 與 0.87。主要特性依序如後：

❶對於完整地震活動而言，花蓮東部外海局部地區與南投縣中心區域有相當明顯的 b 值低區。但同樣位置對應於背景地震活動來看，南投縣中心區域的低區即隱而不見，顯示其應為大地震序列（例如 921 集集地震）活動觸發較多中大規模地震所導致的現象。

❷就背景地震活動來說，b 值偏低現象集中於兩個地區，一在嘉義阿里山、台南楠西與高雄三民、甲仙、內門之間；另一地區則在由花蓮市往南經台東成功、東河到台東市的近岸至外海地區，這兩個地區在完整地震活動分析中亦可清楚辨識，意味著中大規模地震與小地震的比率，不因是否有大地震序列發生而明顯改變。

❸不管是完整或者背景地震活動，在北台灣包括桃園、新竹、苗栗與宜蘭等區域 b 值皆偏大；另外，屏東市南邊與蘭嶼南方也有 b 值偏大的情形，這些可能意味著地體構造可能較不均勻，或者很少發生中大規模地震。

❹在台北盆地東南邊、宜蘭南澳與龜山島東部外海之間，深部地震計入與否對於 b 值影響較大，若加入深部地震則整體 b 值大小會降低，這主要與深部地震通常規模較大有關。

藉由本研究所求得背景地震活動的 a、b 值資料，後續可再深入研究不同地區 a、b 值彼此之間的關連性、是否與規模 6 以上中大規模地震有明顯關連性；亦可以年為單位，利用連續移動視窗的方法逐月掃描，觀察個別網格不同時期與背景活動 b 值的差異變化情形。

在背景地震活動分析應用上，依據本文所用範例（參考圖 9），可以相當有效的藉由不同顏色所代表的區域特性，分析研判可能有異常變化的地區。例如正紅色區域即代表恆春西南外海有異常的活動現象，而這些其實是 2006 年 12 月 26 日屏東恆春外海大地震序列所引發的後續餘震活動，但因為該地區於 1994~2005 年之間並未有任何地震活動，故該地屬於無背景地震活動但有標的活動的地區。

綜言之，本研究對於台灣地區背景地震活動，採用齊頭式平等的簡化處理，建立基本資料庫。再利用網格化概念逐格分析個別的月平均背景活動特性參數。然後針對目標月份，研究個別網格標的與背景的差異大小，即可判別解釋目標月份的行為特性。期盼以此簡單、有效且方便的分析方法為基礎，作為後續各種地震前兆應用研究的藥引。

致謝

本研究感謝中央氣象局地震測報中心同仁，對地震觀測工作的努力付出與目錄資料提供。另外，作者也感謝 Paul Wessel 博士與 Walter Smith 博士開發研究並免費提供的 GMT 繪圖軟體。

Analysis and Application of Baseline Seismicity in Taiwan Area

Tzu-Wei Lin[1], Da-yi Chen[1] and Tzay-Chyn Shin[2]

[1] Seismological Center, Central Weather Bureau

[2] Central Weather Bureau

ABSTRACT

In this research, we try to calculate and interpret the probable monthly average seismic baseline in Taiwan area from the earthquake records collected by the Seismological Center of the Central Weather Bureau. By applying square gridding analysis technique, we acquired monthly average earthquake numbers, monthly average accumulated magnitude, and average earthquake depth in each sub-grid on the basis of sample completeness and processing efficiency. In application, any interested month could also be dealt with the same gridded analysis technique, and the differences between interested and monthly average seismic baseline could be estimated and represented by gradation colors. In addition to helping easily and clearly understanding special variation in each sub-grid, this analysis method also can serve as the foundation of earthquake precursor research further.

Key words：earthquake gridded analysis、seismic baseline

地震速報區域子網在地震預警上之應用

蕭乃祺[1] 辛在勤[2] 蕭文啟[1] 吳逸民[3]

[1]中央氣象局地震測報中心

[2]中央氣象局

[3]國立台灣大學地質科學系

摘要

本研究在中央氣象局即時強地動觀測系統的架構下，利用虛擬區域子網的模式，從 2001 年開始進行台灣全島地震預警效能的測試；此預警效能是由地震觸發率、自動地震定位、地震規模計算及地震反應時間來評估。有關地震觸發率的統計，針對島內或近海規模大於 4.5 之地震，觸發率可以達到 90%，針對規模 5 以上的地震觸發率更是高達 97%。有關自動地震定位的表現，對於發生在島內的地震，自動地震定位的結果與中央氣象局地震目錄中人工地震定位的結果非常吻合；發生在板塊邊緣的地震則出現系統性由東南外海往西北陸地偏移的趨勢，此現象與利用三維速度構造定位的結果非常類似；其中震央位置的平均偏差為 5.54±6.56 公里，震源深度平均偏差則是 4.56±4.62 公里。有關地震規模的比較，子網計算的規模與人工地震定位計算的規模平均偏差為 0.23±0.20；在速報預警的考量下，已可達到防災的要求，不過針對外海大規模的地震，則會出現規模低估的情形。地震反應時間平均為 18.6±3.8 秒，對於距離震央約 60 公里以外的地區已經有預警的能力，對於 100 公里以外的地區則可提供 10 秒以上的預警時間；至於 60 公里以內的預警空白區，雖然子網模式無法提供預警，地震訊息的快速發布對於預警空白區仍有速報救災的意義與功能。

關鍵詞：地震速報、地震預警、區域子網

一、前言

地震預警（Earthquake Early Warning, EEW）是現今地震防災科技研究上一個重要的課題（Kanamori et al., 1997; Kanamori, 1995），也是地震測報發展之最終目標。當即時資料處理的工作能夠透過一些方法或模式，將處理的時間縮短至地震發生後十數秒、甚至數秒內時，則可以在破壞性的地震波（通常指 S 波或表面波）到達前，對於某些特定的都會區提前數秒至數十秒提出警告。地震預警可直接運用於降低地震災害，減少相關傷亡及財產損失，例如捷運列車或是高速火車能夠即時減速、維生線或是瓦斯管線能夠自動關閉、工廠的生產線可以及時停止運轉，或是電腦硬碟的讀寫動作可以立即停止動作等；雖然短短的數秒至數十秒時間，可能無法使人員有時間疏散到安全的區域，但只要透過平常有計畫的演習訓練，仍然可以有效降低人員的傷亡，例如教室中的學童可以迅速躲到桌子底下，或是工廠中工作

的人員也可以迅速移動至安全的位置等。

台灣從 1990 年代開始進行幾個重大的地震觀測計畫，其中地震預警的實驗也是當時規劃的一項重要工作。台灣最早地震預警設計的動機主要基於 1986 年 11 月 15 日 M_L 6.8 (M_W 7.8) 花蓮地震所帶來的經驗，該地震發生地點雖然位於花蓮外海，然而主要的震災卻發生在 120 公里外的台北盆地，而根據地震波走時資料，剪力波由花蓮地區傳遞至台北地區約需 30 秒的時間，因此為能對台北都會區提供預警，30 秒的強震處理時間也成為當時發展預警系統首要達到的目標。台灣第一個地震預警的實驗開始於 1994 年，中央氣象局在花蓮地區裝設一個地震預警的雛形（prototype）系統（Chung et al., 1995），目的為花蓮地區大地震的快速偵測，並在地震發生後，強烈地動振幅到達台北盆地前提供訊息；該系統包含了 10 個裝置強震儀的觀測站，測站間距約 20 公里，資料透過數據專線匯集至花蓮氣象站做即時的處理，並將處理結果傳至台北中央氣象局局本部做展示與分析。該雛形系統已於 1998 年停止監測，根據當時實驗測試結果，對於花蓮地區的地震，平均可在地震發生後 20 秒得到地震的參數，包括地震的位置與規模，不過由於測站的分布大都侷限在花蓮狹長的海岸線地帶，地震定位的準確度並不理想，震央位置的平均誤差為 22 公里，因此相對規模的誤差也很大，達到 0.7 個規模單位（Wu et al., 1999）。

1997 年起，有鑑於台灣即時強地動觀測系統（real-time strong-motion monitoring system）在地震速報作業上成功發展之經驗，中央氣象局另外以該即時系統為骨幹，採取小區域速報子網的設計模式，重新挑選系統中合適之測站組合成花蓮速報子網，進行預警效益的應用評估（吳逸民，1999；Wu et al., 1999），接下來在 1999 年以相同模式架設嘉南速報子網（蕭乃祺等，2000），並在 2001 年完成其他地區速報子網的設置（Hsiao et al., 2005），全面進行台灣全島地震預警的效能測試。本文的目的即是將近年來台灣地區在區域速報子網的架構模式下，實際進行預警運作實驗的發展與效益做一個整理，內容包括區域子網的系統架構、即時資料的處理流程以及預警效能的評估等。

二、虛擬區域子網架構

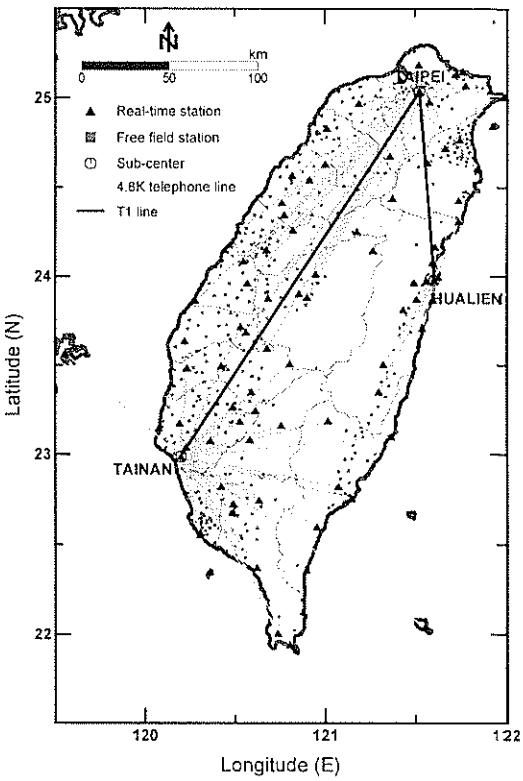


圖 1　中央氣象局強地動觀測系統測站分布與即時傳輸線路架構圖。

Fig.1　Map showing the telemetries and real-time strong-motion stations implemented by CWB.

區域速報子網的建置以中央氣象局即時強地動觀測系統為基礎，該系統為即時性的地震監測系統，由數十個台灣自由場強地動觀測網（Taiwan Strong Motion Instrumentation

Program, TSMIP）的強震站所組成（圖 1），並藉由數據專線將訊號即時傳回台北中心站處理。系統從 1994 年起開始規劃建置，進行相關技術研發的工作（Shin et al., 1996），經過十餘年來的持續發展以及實際運用於地震測報之經驗，該系統已經穩定運轉，成為台灣地區發布有感地震的核心系統，以及發展地震預警作業的骨幹。

預警實驗上所使用之子網架構不同於一般實體的區域觀測網，而是透過軟體的設計，採取虛擬的子網架構，將即時匯集至台北中央氣象局局本部的震波資料進行分離，針對高度地震活動的地區，抽取出一組測站群資料進行地震的監測，此種方式可以機動性調整各個觀測子網的配置，增加測站選擇的彈性，而藉由子網有限的測站個數及紀錄長度，可以縮短地震的反應時間，達到速報預警的目的。

子網架構的設計分為 2 種方式（圖 2），第 1 種方式採用一般區域觀測網的概念，針對不同地區組成多個區域子網，並在強震發生後，利用個別子網觀測站所收到的紀錄快速定位，目前我們根據都會發展、地震活動以及測報效能等評估考量，將全島分為北部、中部、嘉南、台東以及花蓮等 5 個區域速報子網，子網與子網的交界設計有重疊的區域，以避免 2 個子網間產生偵測的盲點，圖 2(a)是這 5 個子網相關的偵測範圍及測站分布。第 2 種方式則是採用 Wu and Teng (2002)所提出 VSN（virtual subnet）的想法（圖 2(b)），由地震最先觸發測站，自動選取鄰近震源之測站群，機動組成臨時虛擬的子網，然後快速測報地震參數；此種方式可以打破第 1 種區域速報子網固定測站之配置形式，以最佳的幾何分布覆蓋震源區，因此在偵測效果上，可以避免子網與子網間所存在的測報盲點，而達到較好的測站使用效率，不過由於 VSN 會使用所有測站的即時資料，所以相對在資料擷取的處理上，和測站群組選擇的判斷上，都會增加電腦處理的負擔，造成地震監測的時效性會稍受影響。

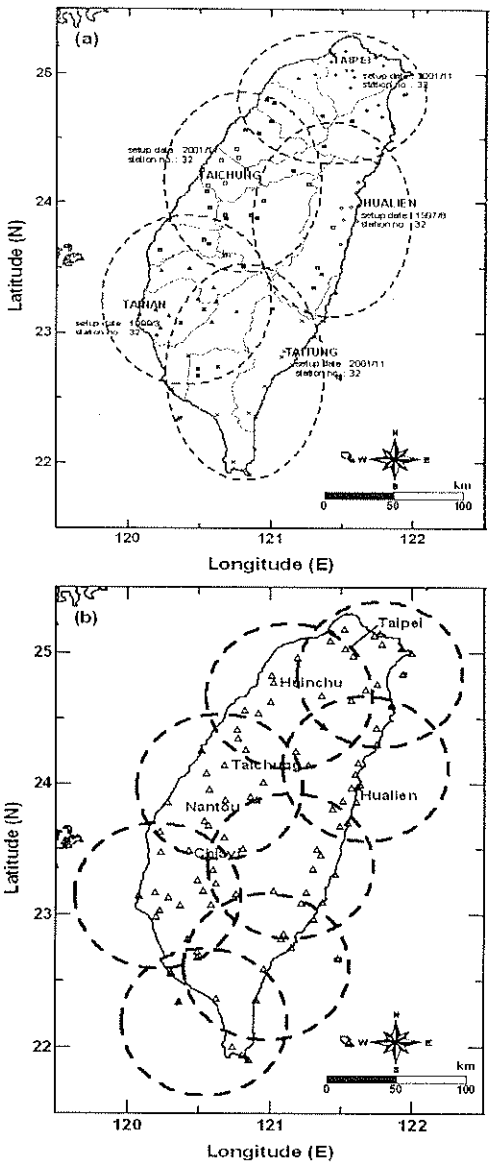


圖 2　在即時強地動觀測系統的架構下，本研究所採用的虛擬子網架構圖：(a) 5 個區域子網分布圖，(b) VSN 使用示意圖。

Fig.2　Under the framework of real-time strong-motion network, the virtual sub-networks used in this study, (a) five regional sub-networks, (b) VSN.

本研究採取兩種子網架構並行使用的方式，其偵測結果不僅可以用來比較驗證，同時也可以互為備援，並使用時間效率較佳的結果測試預警之成效。

三、自動化地震定位作業

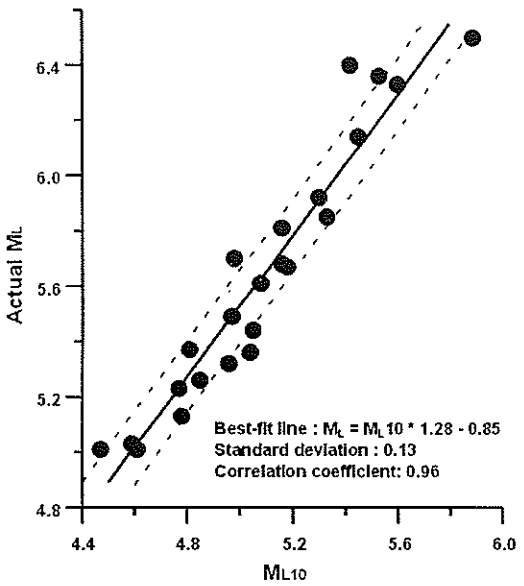


圖 3　區域子網所使用之芮氏規模修正公式（修改自 Wu et al., 1998）。

Fig.3　Revised ML formula used in sub-network.

作業流程採取傳統觀測地震學中資料處理以及逆推的方法，依序為地震觸發判斷、波相自動撿拾、震源逆推定位以及規模計算等幾個步驟（吳逸民，1999），同時為縮短地震處理時間，在評估能夠擁有足夠 S 波資訊的情形下，僅使用 10 秒的紀錄長度(最近測站 P 波到達後)進行地震定位及規模計算。由於 10 秒的紀錄長度對於距離震央較遠的測站而言，可能無法包含其 S 波的訊息，導致在綜合計算地震規模時會有低估的情形。因此實際作業時會使用 Wu et al.（1998）分析 23 個規模大於 5 的地震資料後所提出的 M_{L10} 經驗修正公式(圖 3)，修正地震規模：

$$M_L = M_{L10} \times 1.28 - 0.85 \pm 0.13$$

其中 M_L 為芮氏地震規模，M_{L10} 則是僅使用 10 秒鐘紀錄長度所計算出的規模。透過上述的經驗修正公式，可以將 M_{L10} 修正至接近實際規模值。

四、預警效益評估

區域預警模式的實際運作，由於地震活動度以及預警效益的考量，最早從花蓮地區架設花蓮子網開始（Wu et al., 1999），架設時間為 1997 年 8 月，接下來本研究在 1999 年初於嘉南地區建置嘉南區域子網，以監測嘉南地區之地震活動，而該區域子網在 921 大地震期間曾經發揮很好的成效，成功的偵測到 10 月 22 日嘉義地震及許多 921 地震的餘震（蕭乃祺等，2000），最後在 2001 年陸續將 VSN 以及其他 3 個地區的子網建置後，整個全島的區域預警實驗始全面進行。

為評估區域子網這幾年來實際運作之成效，本文挑選了 1998 年至 2006 年發生於台灣島內或近海區域的地震，其挑選條件如下：

I.　地震規模 4.5 以上。

II.　震源深度淺於 35 公里。

III.　島內或距離海岸線 50 公里之範圍內。

經過挑選後，符合上述條件的地震總共有 605 個（圖 4(a)），其中被子網偵測出的有 392 個（圖 4(b)），觸發率僅有 65%，初步評估並不理想，包括外海地震及許多島內的地震都沒有被自動偵測出來，不過我們若將觸發率以 2001 年做區隔，圖 5 分別為 2001 年以前及以後針對不同規模等級地震之觸發率統計圖，則可以發現當 2001 年所有區域子網完整建立以後，觸發的比率明顯增加，其中 11 個規模 6 以上的地震皆被偵測出來，觸發率達到百分之百。規模 5 到 6 的地震，51 個地震遺失了 2 個，觸發率為 96%，進一步檢核地震沒有觸發的原因，我們將 2001 年以後未觸發的地震，依規模大小以及空間分布展繪於圖 6，圖中顯

示這 2 個地震皆是 2003 年 12 月 10 日 12 點 38 分規模 6.6 成功地震的餘震，其中 1 個發生於 10 日中午 12 點 39 分 36 秒，剛好是在主震發生後的 1 分 20 秒，規模 5.3，另 1 個則是下午 1 點 20 分 25 秒，規模同樣為 5.3，而在此地震發生前 13 秒亦有 1 個規模 5.1 的地震發生，由於這兩個地震與前 1 個地震的發生時間過於接近，因此子網在運作時將其視為重複觸發（double trigger）而捨棄。規模小於 5 的地震，子網的偵測率為 88%，這些未觸發地震主要發生在外海，由於記錄到地震之測站不多，加上震波衰減，因此沒有觸發，部分則是成功地震的餘震，因為同 1 分鐘發生 2 個以上的地震，所以被視為重複觸發而捨棄。

綜觀整個子網實際運作的觸發率，在 2001 年以後整個平均可以達到 90%，針對規模 5 以上地震更是高達 97%，表現與全區網相近（蕭乃祺等，2005），因此本研究為縮短地震反應時間，利用子網聯合觀測的方式，在地震偵測率的表現上，同樣可以達到與全區網相同之成效。

有效縮短地震反應時間是發揮地震預警效益最主要的關鍵，因此我們在分析完子網觸發的情形後，首先檢驗速報子網在反應時間上的表現。圖 7 為 2001 年以後子網反應時間的統計圖，由統計結果可以發現地震反應時間大幅縮短到 20 秒以內，平均為 18.6±3.8 秒，不僅更加提升速報救災之成效，同時也已具備預警防災的效益，若以台灣地區剪力波的傳遞速度估算，對於距離震央約 60 公里以外的地區已經有預警的能力，至於在 60 公里以內的預警空白區，雖然子網模式無法提供預警，不過地震訊息的快速發布對於空白區仍有速報救災的功能與意義；至於圖中幾個反應時間超過 25 秒的地震，經過交叉比對後發現，大部分都是發生在外海的地震，由於震波需要一段時間才能傳遞到位在島內的觀測站，因此地震反應的時間較長，不過因為外海地震對於本島而言，除

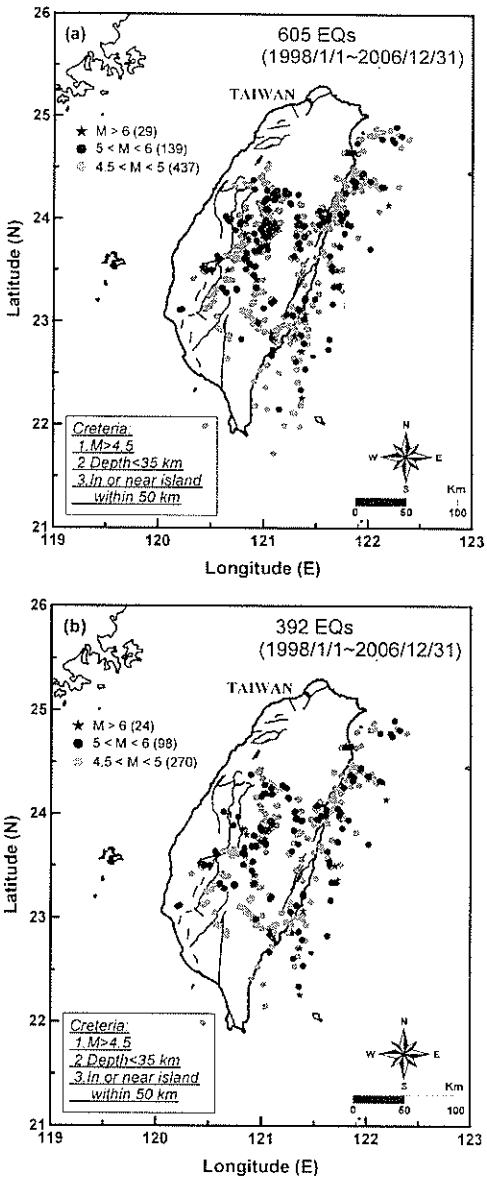


圖 4　本文為評估區域地震子網運作效能之地震分布圖：(a)所有選取地震之分布圖，(b)區域子網成功偵測地震之分布圖。

Fig.4　Map showing the distribution of earthquakes compiled for assessing the performances of sub-network, (a) the whole samples, (b) the ones detected by sub-network.

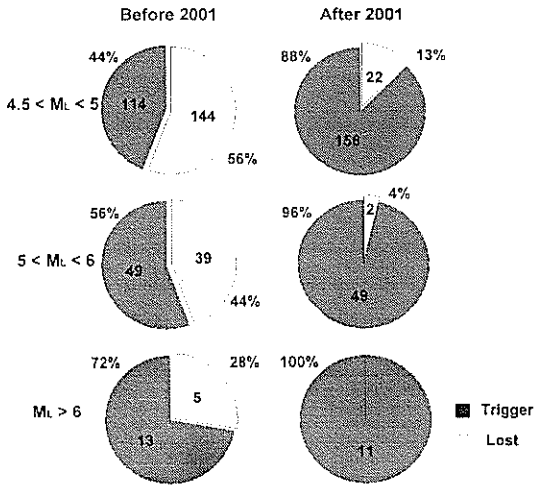


圖 5　以 2001 年做區分，區域子網針對不同規模等級地震之觸發率統計圖。

Fig.5　Statistical plots showing the trigger rate of earthquakes detection, which are classified according to magnitude.

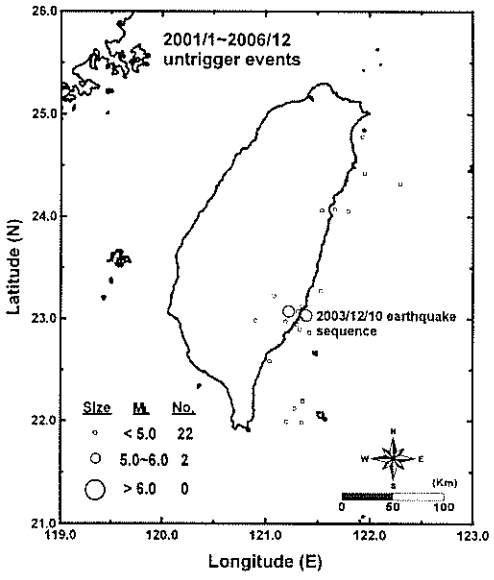


圖 6　2001 年至 2006 年區域子網未觸發之地震震央分布圖。

Fig.6　Map showing the distribution of earthquakes not triggered by sub-network after 2001.

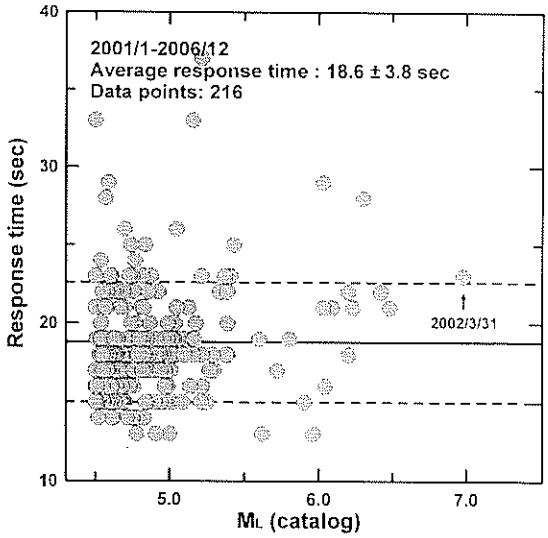


圖 7　2001 年至 2006 年子網反應時間統計圖。

Fig.7　Statistical plot showing the earthquake response time of sub-network compiled from 2001 to 2006.

了威脅性較小外，同時其 S 波的傳遞也需要更多的時間，相對我們可以擁有預警的空間也較為充裕。除了反應時間的縮短外，子網在運作上與全區網另外一個不同點是針對大規模的地震，例如 2002 年 3 月 31 日規模 7.0 花蓮外海地震，其反應時間同樣可以縮短在 23 秒左右，解決全區網對於規模越大地震所需反應時間越久的問題（蕭乃祺等，2005）。

子網在地震發布參數的可靠性方面，圖 8 為比較 2001 年以後子網自動定位結果與地震目錄中人工定位結果的差異，結果發現，震央位置平均偏差為 5.54±6.56 公里，震源深度平均偏差則是 4.56±4.62 公里，與全區網自動定位的表現相近；圖中同時顯示島內地震定位的結果相當良好，自動與人工的結果非常吻合，相對發生在板塊邊緣的地震，除了非常少數明顯定位錯誤的地震外，我們可以發現子網的自動定位結果，與人工定位比較起來，有一個系

統性由東南外海往西北陸地偏移的趨勢，而此現象與張建興（2004）利用三維速度構造重新進行地震定位的結果非常類似，根據其研究指出，在台灣地區複雜的地質環境下使用一維的速度模型進行地震定位，其結果在某些地區常會呈現較大的定位偏差，例如在板塊邊緣地區，由於菲律賓海板塊之地殼速度較快，因此以一維的速度構造進行定位時，常會將板塊交接處的地震定在速度較快的菲律賓海板塊上，而經過三維速度構造重新定位後，則地震位置一般會呈現往西移動的情形；雖然由於速度的要求，子網同樣以一維的速度構造進行定位，但因為子網僅使用局部區域的測站進行定位，因此其結果受到速度構造橫向不均性的影響較小，而顯示與三維速度構造較為接近的結果。

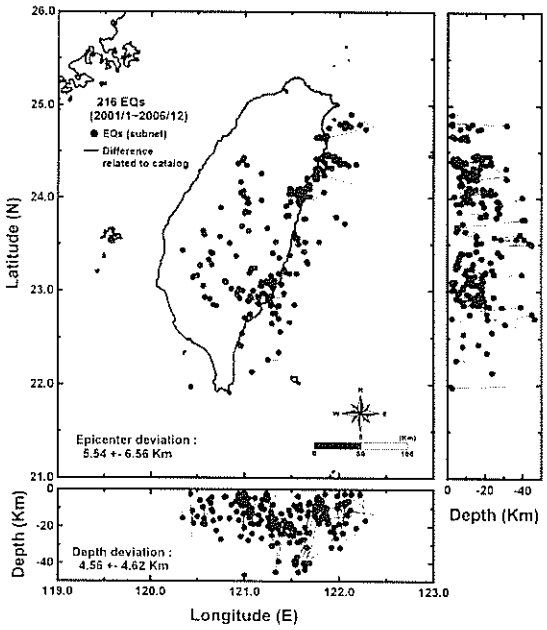


圖 8　2001 年至 2006 年子網自動定位與人工定位之比較圖。

Fig.8　Map showing the comparison of earthquake locations obtained by sub-network with manual ones compiled from 2001 to 2006.

若深入探討震源位置誤差分布的情形（圖 9），並將震央位置進一步以緯度與經度來比較，在緯度方面，60%地震的差異在 2 公里以內，若將誤差範圍拉大至 4 公里，則地震的比例可以達到 80%，自動定位結果偏北的比例較高。經度偏差分布方面，則呈現較不對稱的型態，50%地震的差異在 2 公里以內，4 公里偏差的比例則是 70%，自動定位結果偏西的比例明顯比較高，而其原因主要為上述板塊邊緣速度構造橫向不均性的影響。震源深度方面，主要誤差集中在 4 公里以內，比例為 60%。綜合而言，子網在震源位置的處理上已經達到穩定的狀態，而其自動定位結果在預警防災的需求上也應已足夠。

圖 10 為 2001 年至 2005 年子網計算的規模與人工地震定位計算的規模的比較圖，在經過 M_{L10} 規模修正公式修正以後，子網規模跟人工定位規模的平均偏差為 0.23±0.20，在速報預警的考量下，應已達到防災的要求。不過圖中也顯示，子網在處理 2002 年 3 月 31 日規模 7.0 的花蓮外海地震時，其所得到的規模卻明顯偏小，誤差值接近 1 個規模單位，而其原因主要為該地震發生在花蓮外海，距離本島最近的測站將近 40 公里，因此觸發後 10 秒紀錄長度的設定，幾乎所有觀測站的 S 波都尚未到達，加上地震規模達到 7.0，其斷層破裂的時間預估最少超過 10 秒以上，因此目前速報子網在有限長度內使用 S 波最大振幅，然後再透過 M_{L10} 方法修正規模的方式，對於外海大規模的地震，會出現規模明顯低估的情形，而由於該類型地震為預警作業主要監測的目標之一，因此區域子網模式針對規模 7.0 以上的外海地震，在規模的計算上，有必要藉助其他的方法來解決。

由於區域子網的運作模式在日後將實際應用於台灣之地震測報作業，因此綜合上述區域預警模式運作的表現，不管在震源位置的決定或是地震規模的計算，都已達到實用之階段。

以實際 2006 年 4 月 1 日規模 6.2 的台東地震為例（圖 11），根據區域子網自動定位的結果，子網在地震發生後 21 秒獲得地震震源的資訊，規模為 5.9，震央位置與人工定位的結果相差 7.8 公里，震源深度則相差 6.4 公里，與人工定位的結果相當接近；預警效益方面，對於距離震央 70 公里以外的地區開始擁有預警時間，地點包括高雄、台南以及嘉義等都會區，而對於可以提供警報的範圍，部分地區的最大震度可以達到 4 級，至於距離震央位置 70 公里以內、振動最為劇烈的地區，區域子網的模式則無法提供地震預警的訊息。

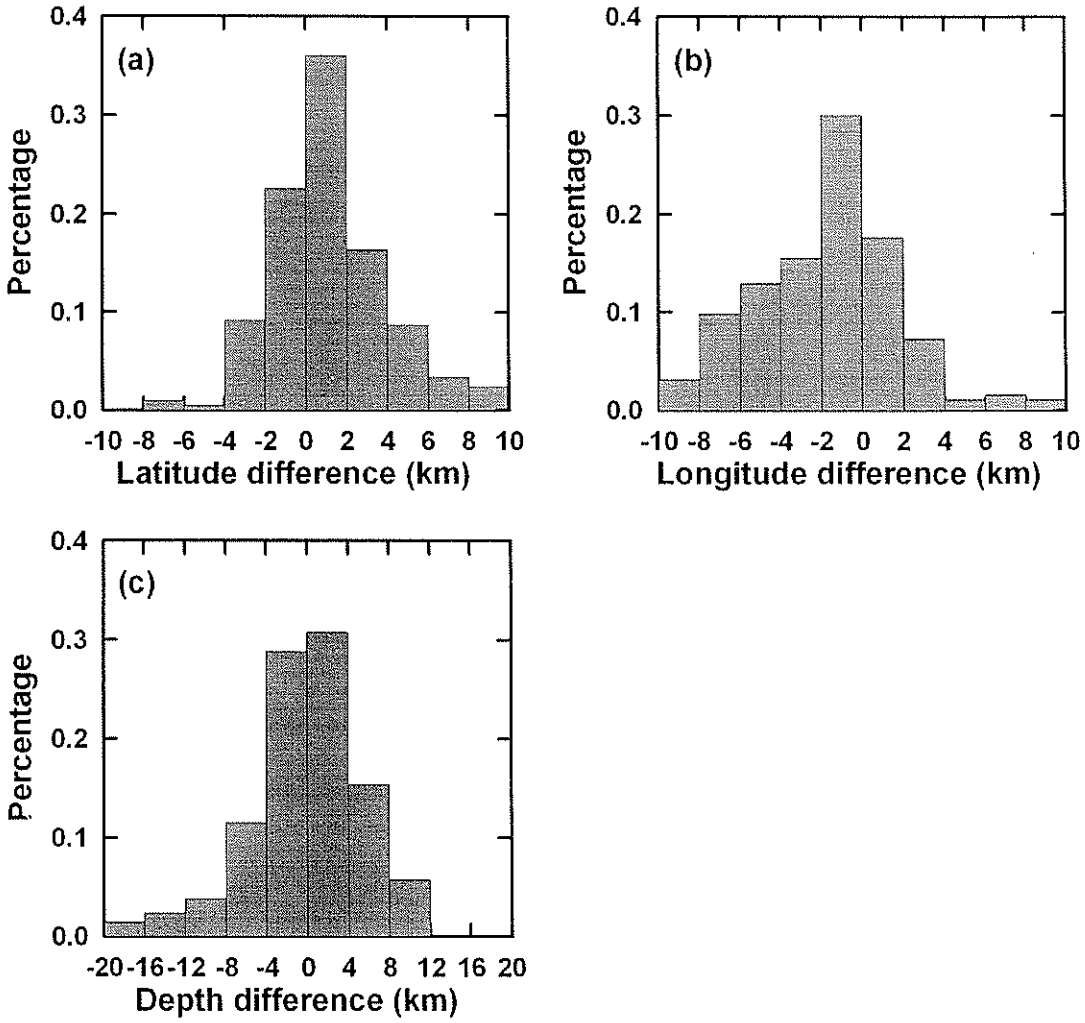


圖 9　區域子網自動定位與人工定位結果差異之統計圖：(a)震央緯度偏差之分布比例，(b)震央經度偏差之分布比例，(c)震源深度偏差之分布比例。

Fig.9　Statistical plots showing the comparison of earthquake locations obtained by sub-network with manual ones, (a) percentage on latitudinal differences, (b) percentage on longitudinal differences, and (c) percentage on depth differences.

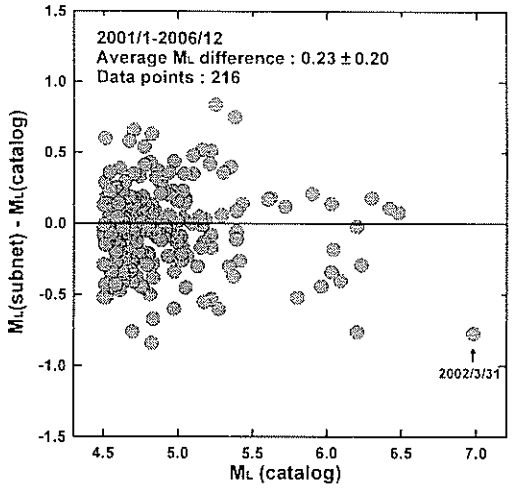


圖 10　2001 年至 2006 年子網計算規模與人工計算規模之比較圖。

Fig.10 Map showing the comparison of earthquake magnitudes obtained by sub-network with manual ones compiled from 2001 to 2006.

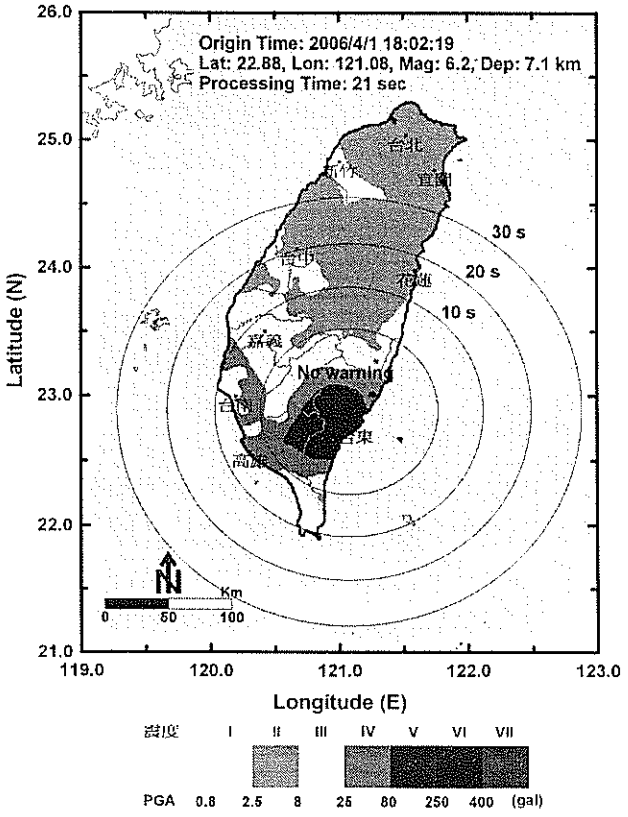


圖 11　2006 年 4 月 1 日台東地震預警成效示意圖。

Fig.11 The expected early warning times for the April 1, 2006 Taitung, Taiwan, earthquake.

五、綜合討論

地震反應時間是地震預警的關鍵，倘若反應時間過長，也就失去地震預警發布的成效。圖 12 是在假設震源深度 10 公里的情形下，台灣地區 P 波與 S 波的走時曲線圖，圖中同時為檢驗地震預警的時效，並標示出近 10 年來，台灣島內規模 6 以上地震之 PGA 隨距離衰減的情形；由圖中我們可以發現，除了 921 大地震以外，其他地震之 PGA 大都在 60 公里以外時衰減至 200gal 以下，所以若要達到更好的預警成效，例如對於 250gal，亦即是震度 6 級範圍的區域發出警告，則必須將現階段 18 秒的反應時間進一步縮短至 15 秒以內。因此，未來建議可以同時參考現地（on-site）預警的模式，

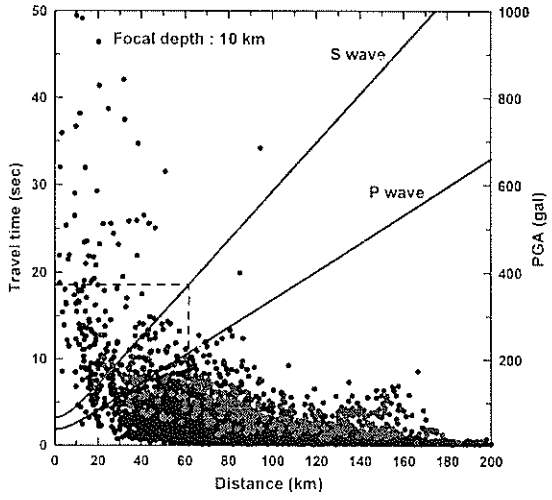


圖 12 台灣地區 P 波與 S 波之走時曲線圖；圖中實心圓點為近 10 年來，台灣島內規模 6 以上地震之 PGA 隨距離衰減的情形（紅色實心圓點為 921 地震的狀況）。

Fig.12 The travel time curves of P wave and S wave for Taiwan. The solid dots are PGA distributions for magnitude above 6 earthquakes since the last decade (the red ones are samples for 1999 Chi-Chi earthquake).

利用 P 波做為預警發布的依據，P 波為地震波中最先到達的波相，其近場位移紀錄包含了震源的效應，可以用來快速推估地震規模，因此目前全世界很多學者和機構使用 P 波的資訊來進行地震預警的研究（Nakamura, 1988; Allen and Kanamori, 2003; Odaka et al., 2003; Kanamori, 2005; Wu and Kanamori, 2005），而這些學者重要的研究成果，也可實際應用於台灣地區強震預警作業之發展。

除了地震震源參數的快速決定外，針對預警區域提出地震影響程度的快速估算，亦即對於地振動參數的預估，也是整體地震測報作業中重要的一環。中央氣象局從 1992 年開始在台灣地區建置自由場強地動觀測網，在這 10 幾年中收錄到許多地震紀錄，這些寶貴的強震紀錄可以提供我們進行各種不同地振動參數經驗預估公式的研究，並將成果應用於即時作業中振動圖層之製作，以提供緊急應變及災害評估之參考。

地震速報預警作業中同時還包括預警訊息的快速傳遞，訊息可以是一個聲音或是影像或兩者都有的警告訊號，提示強烈搖晃的地震波在數秒內即將來襲，也可以是包含地震資訊的封包或是檔案，以提供相關單位進一步緊急應變處理；這個訊息可以透過電視、收音機、電話、電腦網路或特殊設計的接收器來傳遞，同時訊息應僅傳遞地震發生，而不包含其他技術的資訊。囿於預警的時間非常短暫，通常僅有數秒至十數秒之間，因此預警訊息的傳遞以主動通知為主，同時近年來由於網際網路的使用相當完善及普遍，訊息的傳遞以網際網路為主要傳播媒介。中央氣象局目前利用 Java Web Start的開發環境，以Java語言在網際網路上開發地震訊息即時傳遞的平台，提供內容包括地震速報預警的資訊，格式則除了一般文字、語音以及圖形外，同時在網際網路上開發了一個預警訊息動態的展示介面（圖 13），提供使用者清楚獲知預警的訊息。

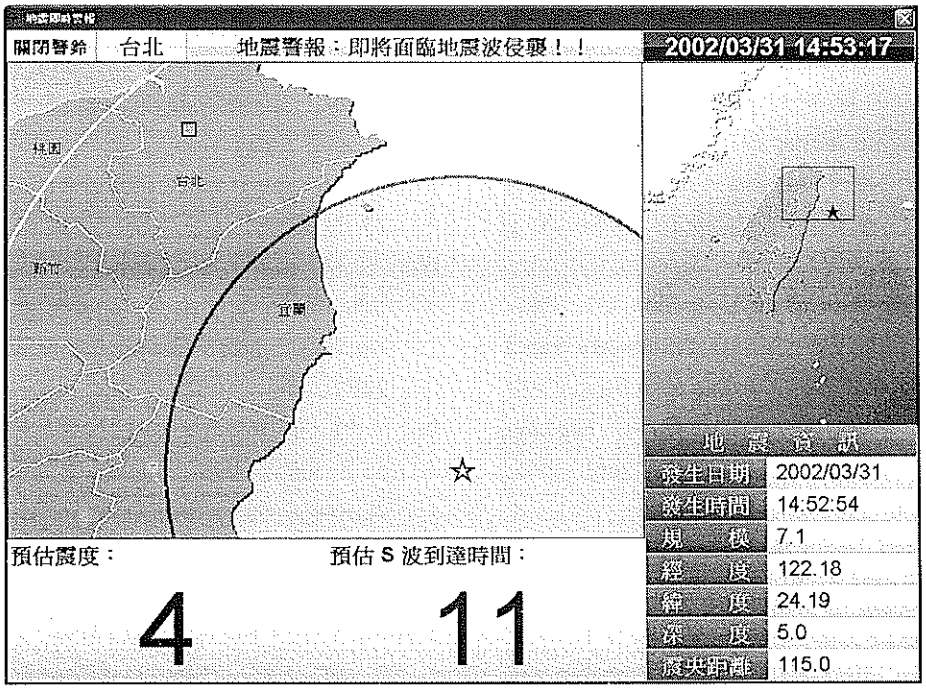


圖 13 中央氣象局在網際網路上所開發之地震預警展示介面(模擬 2002 年 3 月 31 日花蓮外海地震情形）。

Fig.13 The display showing warning messages on the Internet (a simulation for the March 31, 2002 off Hualien, Taiwan, earthquake).

地震預警另外一個重要課題則是教育宣導與演練，根據專家學者普遍的看法，預警主要應用在公眾安全的維護以及自動系統的控制，可以減少地震所帶來的災害，但是若平時沒有經過持續的訓練與演習，當預警發布時由於對應變流程的不熟悉，在短暫的警告時間裡勢必無法發揮其減災的成效，而且透過適當的宣導，也可讓使用者清楚明白地震預警的限制，例如震央附近的地區其實並無法提供預警。

六、誌謝

感謝地震測報中心觀測課同仁在系統建置和管理維護上的協助，以及本文使用資料的整理。對於中央氣象局張建興博士提供分析資料與計算程式，特表謝忱。最後並感謝兩位審查者的寶貴意見。

七、參考文獻

吳逸民，1999：地震速報與預警系統之發展－台灣經驗，中央大學地球物理研究所博士論文，共 152 頁。

張建興，2004：高密度地震資料分析及其用於台灣中部及東部孕震構造之研究，中央大學地球物理研究所博士論文，共 156 頁。

蕭乃祺、呂佩玲、吳逸民、辛在勤，2000：嘉南速報子網在地震預警上之應用，海峽兩岸城市防震減災研討會（摘要），中國福州。

蕭乃祺、吳逸民、辛在勤，2005：台灣地區地震速報系統之發展，氣象學報第 45 卷，第 4 期，1-15 頁。

Allen, R. M. and H. Kanamori (2003). The

potential for earthquake early warning in Southern California, *Science* **300**, 786-789.

Chung, J. K., W. H. K. Lee, and T. C. Shin (1995). A prototype earthquake warning system in Taiwan: operation and results, *IUGG XXI General Assembly (Abstracts)*, Week A, p A406.

Hsiao, N. C., W. H. K. Lee, T. C. Shin, T L. Teng, and Y. M. Wu (2005). Earthquake rapid reporting and early warning systems at CWB in Taiwan, *Earthquake Early Warning Workshop (Abstracts)*, 13-15 July 2005, Pasadena, California, U. S. A.

Kanamori, H., E. Hauksson, and T. Heaton (1997). Real-time seismology and earthquake hazard mitigation, *Nature* **390**, 461-464.

Kanamori, H. (2005). Real-time seismology and earthquake damage mitigation, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **33**, 5.1-5.20.

Nakamura, Y. (1988). On the urgent earthquake detection and alarm system (UrEDAS), *Proc. Ninth World Conf. Earthq. Eng.* 7, 673-678.

Odaka, T., K. Ashiya, S. Tsukada, S. Sato, K. Ohtake, and D. Nozaka (2003). A new method of quickly estimating epicentral distance and magnitude from a single seismic record, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**, 526-532.

Shin, T. C., Y. B. Tsai, and Y. M. Wu (1996). Rapid response of large earthquakes in Taiwan using a realtime telemetered network of digitial accelerographs, *11th World Conf. Earthq. Engin.*, Paper No. 2137, Elsevier, Amsterdam.

Wu, Y. M., T. C. Shin, and Y. B. Tsai (1998). Quick and reliable determination of magnitude for seismic early warning, *Bull. Seism. Soc. Am.* **88**, 1254-1259.

Wu, Y. M., J. K. Chung, T. C. Shin, N. C. Hsiao, Y. B. Tsai, W. H. K. Lee, and T. L. Teng (1999). Development of an integrated seismic early warning system in Taiwan - case for the Hualien area earthquakes, *TAO* **10**, 719-736.

Wu, Y. M. and T. L. Teng (2002). A virtual subnetwork approach to earthquake early warning, *Bull. Seism. Soc. Am* **92**, 2008-2018.

Wu, Y. M. and H. Kanamori (2005). Experiment on an onsite early warning method for the Taiwan early warning system, *Bull. Seism. Soc. Am.* **95**, 347-353.

The Application of Seismic Sub-network on the Earthquake Early Warning in Taiwan

Nai-Chi Hsiao[1] Tzay-Chyn Shin[2] Wen-Chi Hsiao[1] and Yih-Min Wu[3]

[1] Seismology Center, Central Weather Bureau

[2] Central Weather Bureau

[3] Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei, ROC

ABSTRACT

Based on a real-time strong-motion network implemented by the Central Weather Bureau (CWB), the virtual seismic sub-network approach has been utilized to test and verify the capabilities of earthquake early warning in Taiwan. Under the practical experiments since 2001, the trigger rate of earthquake detection could reach 90% for monitoring inland or near offshore earthquakes with magnitude greater than 4.5. And for magnitude-above-5 earthquakes, the rate was even higher than 97%. To inspect accuracies of earthquake information (locations and magnitudes) obtained automatically by the sub-network, they were compared with those listed in the earthquake catalog published by the CWB, which were determined by manual picking of the first P-arrival times, the first S-arrival times, and the maximum amplitudes on the seismograms recorded at several seismic stations for each earthquake. Most earthquake locations agreed with each other, except for some offshore earthquakes. The average of their epicenter differences was about 5.54±6.56 km, and the average of their hypocentral depth differences was about 4.56±4.62 km. Furthermore, the average of the magnitude differences was about 0.23±0.20. From the viewpoint of earthquake emergency response, the performance of the sub-network has achieved the requirement for seismic hazard mitigation. According to the experiment, the earthquake response time, which is crucial for earthquake early warning, could shorten be as 18.6±3.8 seconds averagely. Therefore, it can provide early warning before S-wave arrival for metropolitan areas located 60 km away from the epicenter. Although there are no warnings for the area inside a radius of 60 km from the epicenter, also called a blind-zone, the rapid dissemination of strong earthquake information is still useful for the emergency response in the blind zone.

Key words: earthquake rapid reporting, earthquake early warning, seismic sub-network

2006/07 年冬季大尺度氣候監測報告

羅英祥　盧孟明
中央氣象局氣象科技研究中心

摘要

氣象局在「氣候變異與劇烈天氣監測預報系統發展計畫」的支持下建立了一套監測台灣與東南亞氣候變異的專家系統，作為以東亞冬季風的季節與年際變化特性為基礎監測與分析台灣冬季氣候的輔助工具。本文乃根據該系統的監測項目分析2006/07 年冬季大尺度氣候特徵，內容包含(1).東亞冬季季風；(2).中高緯度環流特徵；(3).中高緯度大尺度波動；(4).熱帶對流；(5).海表面溫度。

關鍵詞：氣候監測，東亞冬季季風，冬季環流

一、前言

台灣位於季風明顯的區域，天氣型態隨著季風的節奏轉變（盧，1997）。在缺乏可充分信賴的預報工具限制下，必須要開發有深度的即時氣候監測系統作為一週以上長期天氣預報的輔助工具。為此，氣象局在「氣候變異與劇烈天氣監測預報系統發展計畫」的支持下建立含蓋亞澳季風區的以季節轉變、東南亞氣候以及全球環流為主題的季風監測系統，在此系統的基礎上將結合季風與台灣天氣定期發表監測報告。冬季季風的監測重點除了前述的三大主題之外，還細分東亞冬季季風、中高緯度環流特徵、中高緯度大尺度波動、熱帶對流、地表（陸地與海洋表面）溫度五個項目，台灣天氣的監測以氣溫變化尤其是低溫事件發生頻率與特徵為主要監測對象（盧與羅 2006，李與盧 2007）。本文根據現階段監測系統的內容，分析2006 年 12 月至 2007 年 3 月的氣候監測結果。

二、資料來源與監測項目

本監測系統使用的資料有氣象局測站資料及從美國氣象研究院（International Research Institute for climate and society，簡稱 IRI）資料庫（http://iridl.ldeo.columbia.edu/）下載的 NCEP/NCAR Reanalysis-1 資料，和 NOAA Interpolated Outgoing Longwave Radiation（OLR）資料。為了一致性，本文中氣候平均場與距平的計算皆是以 1979-2005 年的 27 年平均值為氣候平均場。

冬季氣候的監測項目、指數、變數或層場列於表一，其中有一些國際慣用指數如：北極震盪指數（Arctic Oscillation Index，簡稱 AO），熱帶季內震盪指數（Madden Julian Oscillation Index，簡稱 MJO），聖嬰現象指數（ENSO Index），印度洋偶極指數（Indian Ocean Dipole Mode Index，簡稱 DMI）都是經由網際網路從具國際信譽的作業中心或研究單位取得，而較具區域特徵的指數如：西伯利亞-蒙古高壓強度指數（Siberian-Mongolian High Index，簡稱 SMH）、東南亞冬季季風變異指數（South East Asian Winter Monsoon Index，簡稱 SEAWMI）、澳洲夏季季風指數（Australian Summer Monsoon Index，簡稱 AUSMI）以及一些特定區域的雨量、溫度、氣壓與風場的變異則是作

者根據對台灣氣候可能造成影響的概念所設計的，詳細定義將在第三章說明。此外，美國國家氣候中心、日本東京氣候中心、與中國國家氣候中心均幾乎即時在網站上公佈氣候監測綜合分析報告，為監測分析的重要參考。

表一　冬季氣候監測項目、指數、變數或層場

監測項目	監測指數、變數或層場
東亞冬季季風	西伯利亞-蒙古高壓強度指數（SMH）
	亞洲大陸溫度變異
	東南亞冬季季風變異指數（SEAWMI）
	澳洲夏季季風指數（AUSMI）
中高緯度環流特徵	北極震盪指數（Arctic Oscillation Index，AO）
	亞洲高空噴流
	東亞主槽—東海高層氣壓場
中高緯度大尺度波	阻塞高壓指數（GHGN）
雨量監測	亞澳季風區雨量
熱帶對流	熱帶季內震盪指數（Madden Julian Oscillation Index）
海溫	聖嬰現象（El Niño and Southern Oscillation，ENSO）
	印度洋偶極（Indian Ocean Dipole，IOD）
	台灣附近海表面溫度
分析報告	美國國家氣候資料中心氣候監測綜合分析
	日本東京氣候中心氣候監測綜合分析
	中國國家氣候中心氣候監測綜合分析

三、監測指數定義

3.1 北極震盪指數

「北極震盪」是 20°N 以北的北半球低層（1000 或 700hPa）高度場變異重複出現率最高的一種環流遙相關型態，對冬季天氣的影響比夏季更重要。美國國家氣候預報中心（CPC/NOAA）根據 1979-2000 年逐月高度場資料的經驗正交函數分析結果製作氣候監測作業適用的北極震盪指數（簡稱 AO）公佈於網頁（http:// www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao.shtml）。AO 大致代表極區與中高緯區域緯向平均氣壓距平的相對差值，指數為正值時表示極區氣壓偏低而中高緯圈氣壓偏高，因此 AO 可用來監測極區與中緯度緯圈的緯向平均氣壓距平相對差值。AO 指數為正值時表示極區氣壓偏低但中緯度區域氣壓偏高，在此氣壓梯度特徵的影響下中高緯區域（50-60°N）的緯向平均西風偏強。

3.2 熱帶季內震盪指數

熱帶季內震盪又稱為 Madden and Julian Oscillation（簡稱 MJO），是季內時間尺度（10 天以上，90 天以下）唯一較具規律的大尺度環流形態。Madden and Julian （1971，1972）首先發現這個現象，之後的相關研究不計其數。為方便即時氣候監測作業應用，澳洲氣象局氣

象研究中心製作了 MJO 監測網頁（http://www.bom.gov.au/bmrc/clfor/cfstaff/matw/maproom/index.htm）並提供 Wheeler and Hendon（2004）設計的 MJO 指數或稱 RMM 指數給需要者使用。RMM 指數是把逐日觀測資料投射在 RMM1 與 RMM2 組成的向量空間上，RMM1 與 RMM2 則是根據 1979-2001 年全年逐日的 15°S-15°N 緯向平均外逸長波輻射（OLR）和在 850hPa 與 200hPa 的緯向風（U850、U200）三個變數濾除年循環（annual cycle）和年際變化之後的資料進行組合經驗正交函數（Combined-EOF）分析，獲得的第一（RMM1）和第二（RMM2）個主成分，反映赤道附近對流與高低層風場的季內尺度（30-80 天）的變化，也就是 MJO。

3.3 聖嬰現象指數

聖嬰-南方震盪（El Niño and Southern Oscillation，簡稱 ENSO）是年際尺度（2-7 年）最有規則可循的大尺度海氣偶合的變化型態，也是近二十年以來極受矚目的氣候現象，特別得到媒體寵愛，使得全球氣象作業單位不能不隨時注意 ENSO 動靜。ENSO 是熱帶太平洋海表面溫度受到熱帶東北信風強弱變化影響而產生熱帶海溫與大氣對流偶合變異的現象，必須根據衛星、船舶與深海浮標觀測資料才能監測，這些觀測系統的維持以美國海洋及大氣總署（NOAA）為主力，觀測到的 ENSO 指數（赤道太平洋在不同經緯範圍內的平均海溫距平）可從美國國家氣候預報中心（CPC/NOAA）網站（http://www.cpc. noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/enso.shtml）免費下載。

3.4 印度洋偶極指數

熱帶印度洋海溫年際變化主要有兩種型態，其一為緯向距平符號相同型（zonal mode），其二則為東西距平符號相反的偶極（dipole）型式。緯向同號型是印度洋海溫受 ENSO 影響的反應，而印度洋偶極則有與 ENSO 同時出現與沒有 ENSO 影響兩類（Ashok et al. 2003，Hong et al. 2007）。印度洋偶極對非洲東岸降雨的影響比 ENSO 更明顯（Behera et al.，2005），對東亞的影響則仍待觀察。印度洋偶極指數（DMI）依照 Saji et al.（1999）定義根據熱帶西印度洋（50°E - 70°E, 10°S - 10°N）與東印度洋（90°E - 110°E, 10°S - 0°）海溫差值計算，反映熱帶印度洋東西方向的海溫梯度距平。DMI 可由日本全球變化尖端研究中心網站（http://www.jamstec.go.jp/frsgc/research/d1/iod/）下載，從聯合國 OOPC 網站（http://ioc3.unesco.org/oopc/）也可以下載全球三大洋即時監測與預報資訊。

3.5 西伯利亞-蒙古高壓強度指數

西伯利亞-蒙古高壓與台灣及東南亞冬季溫度變化息息相關，也可作為東亞冬季季風強度的指標性代表。本監測系統根據 Chan and Li（2005）定義 33°N-50°N, 80°E- 110°E 範圍內的平均海平面氣壓（Mean Sea Level Pressure，簡稱 SLP）為西伯利亞-蒙古高壓指數（Siberia-Mongolia High，簡稱 SMH），並以此代表東亞冬季季風強度。

3.6 東南亞冬季季風變異指數

因考慮 SMH 距離台灣較遠，作者另以 SLP 在[110° E-120° E, 25° N-35° N]與[110° E-120° E,15° N-25° N]兩個區域平均值之差作為東南亞冬季季風變異指數（Southeast Asian Winter Monsoon Index，簡稱 SEAWMI），用以監測影響台灣的海陸氣壓差的變異狀況。SEAWMI 偏高表示海平面氣壓梯度力較大，東北季風偏強；反之，若是 SEAWMI 偏低則表示海平面氣壓梯度力較小，東北季風偏弱。

3.7 澳洲夏季季風指數

為觀察亞洲冬季季風與澳洲夏季季風的關係，作者設計了可反映在爪哇和澳洲之間的東印度洋熱帶低壓對流系統活躍程度的澳洲夏季季風指數（AUSMI）以監測伴隨東亞冬季季風的南半球熱帶對流活動的變化。AUSMI 定義為 SLP 在[20° S-30° S, 120° E-130° E]與[10°

S-20° S, 110° E- 120° E]區域平均值之差距，乃以澳洲陸地熱低壓作為參考值監測熱帶對流活躍程度。AUSMI 偏低表示對流系統偏在陸地上發展，AUSMI 偏高時則表示對流系統偏在海洋上發展。

3.8 中高緯阻塞高壓

中高緯的阻塞高壓是決定東亞氣候型態的主要因素之一。作者參考美國國家氣候預報中心（CPC/NOAA）監測阻塞高壓的方法，計算可反映在65°N高壓脊位置或35 °N低壓槽位置的 GHGN 絕對值作為監測阻塞高壓活動的指數。首先定義 GHGS 和 GHGN 兩個參數，

$$GHGS = \left[\frac{Z(\phi_0) - Z(\phi_s)}{\phi_0 - \phi_s} \right]$$

$$GHGN = \left[\frac{Z(\phi_n) - Z(\phi_0)}{\phi_n - \phi_s} \right]$$

此處 $\phi_n = 80^o N + \delta$, $\phi_0 = 60^o N + \delta$, $\phi_s = 40^o N + \delta$, $\delta = -5^o, 0^o, 5^o$。決定某一緯度有阻塞高壓須同時滿足兩個條件：

(1). GHGS > 0

(2). GHGN < -5 m/deg latitude

若以上兩個條件都滿足，則定為有阻高出現，並以 GHGN 絕對值代表阻高的強度。

四、2006/07 年冬季特徵

4.1 東亞冬季季風

以 SMH 代表的季風強度（圖 1）顯示 2006/07 年冬季高壓強度季內尺度（10-90 天）的變化相當明顯。首先，可以注意到 SMH 氣候平均值隨季節下降，從 1 月中旬到 2 月中旬的這段時間下降得最多，3 月 1 日之後也出現明顯的降幅，意味 SMH 從隆冬到春季的季節性減弱是階梯式的變化，2 月中到 3 月初有一段平穩期。對照 2006/07 年冬季看到季內尺度變異大致上可區分為 2006 年 12 月上旬高壓偏強，2007 年 1 月也是高壓偏強，2 月則明顯偏弱，3 月份的上旬轉為偏強，但中下旬之後高壓偏弱。在季節變化的階梯式特徵方面，看到 1 月下旬 SMH 迅速減弱，但減弱後維持在 1020hPa 上下震盪，2 月底至 3 月初快速回升之後，又隨著季節改變而逐漸減弱。

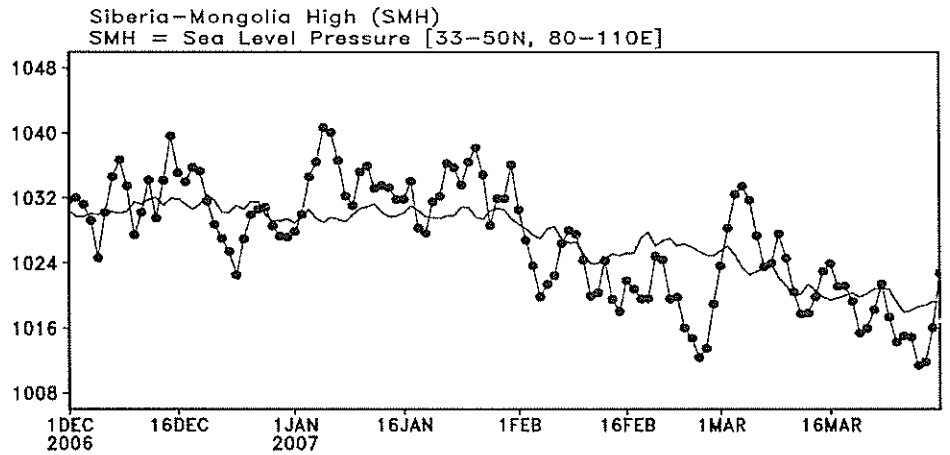


圖 1　西伯利亞-蒙古高壓指數(SMH)，時間從 2006 年 12 月到 2007 年 3 月。藍色實點線表示 SMH 的變化，黑色實線則表示其氣候平均值。

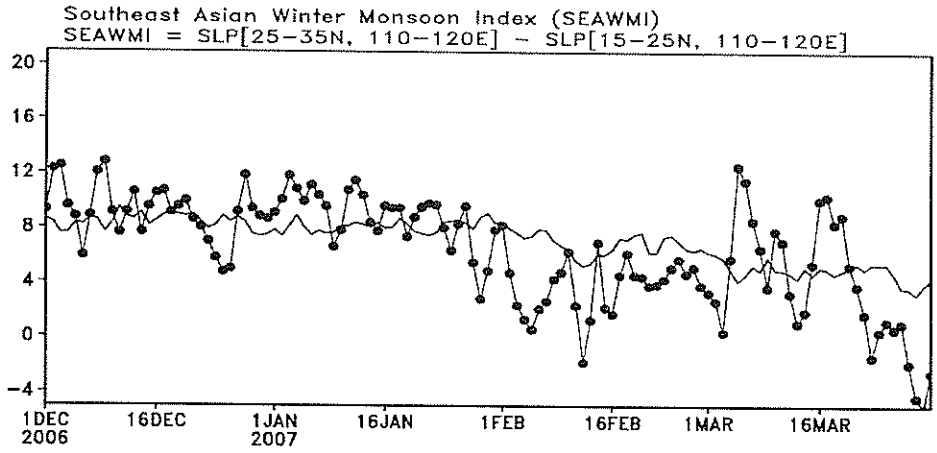


圖 2　東南亞冬季季風變異指數（SEAWMI），時間從 2006 年 12 月到 2007 年 3 月。藍色實點線表示 SEAWMI 的變化，黑色實線則表示其氣候平均值。

圖 2 的 SEAWMI 也顯示台灣附近的東南亞冬季季風在 2007 年 1 月下旬出現明顯轉變，前半季季風略強而後半季變異較大，2 月季風偏弱。3 月的上、中旬季風強度變化劇烈，下旬迅速減弱。對照監測系統的 SLP 二月距平圖（圖 3）來觀察 SEAWMI 的變化，看到 SEAWMI 的確能反映東南亞季風強弱與大陸冷高壓的配置關係。圖 3 顯示 2 月的 SLP 距平在歐亞大陸上幾乎都是負值，和圖 1 出現的低壓一致，也符合圖 2 顯示的 2 月東南亞冬季季風偏弱的特徵。

可代表的澳洲西北東印度洋熱帶對流系統活躍程度的 AUSMI 氣候平均值自 1 月中之後即緩慢升高（圖 4），比較明顯的升幅出現在 3 月，顯示在南半球盛夏澳洲陸地上的氣壓偏低，定義 AUSMI 的兩個區域（[20° S-30° S, 120° E-130° E]與[10° S-20° S, 110° E- 120° E]）SLP 差異有限，時序轉變成南半球秋季之後澳洲陸地上 SLP 明顯增高，AUSMI 亦隨之升高。檢查過 OLR 資料(圖略)發現 2006/07 年冬季 AUSMI 的明顯正值都是由熱帶低壓造成的，最強的熱帶低壓出現在 2006 年 12 月下旬，2007 年 3 月以後熱帶低壓活動亦相當旺盛，對流在 3 月上旬與下旬的活動比中旬活躍。

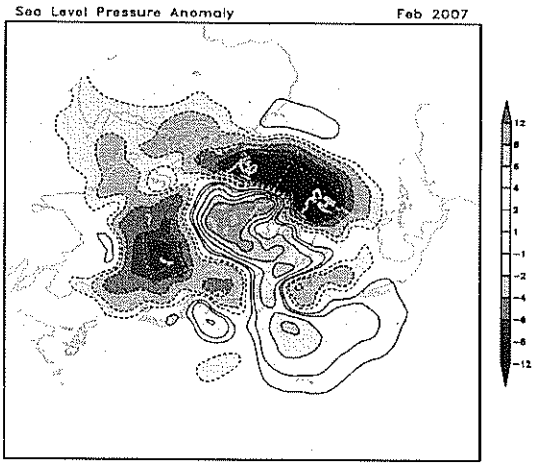


圖 3　2007 年 2 月的北半球海平面氣壓（SLP）月距平。

4.2 中高緯度環流

4.2.1 AO

2006 年 12 月至 2007 年 1 月中旬的 AO 指數都是明顯的正值（圖 5），2007 年 2、3 月 AO 上下震盪，2 月偏負而 3 月偏正。觀察 SLP 月距平圖（圖 6）看到 2006 年 12 月與 2007 年 1 月的海平面氣壓距平有極區低壓而中高緯高壓的配置，和 AO 指數明顯正值的特徵一致；然而亞洲大陸上的海平面氣壓在 2007 年 1 月明顯

偏高，2006 年 12 月則接近正常，在圖 1 的 SMH 指數變化也看到相同的特徵。 AO 反映 SLP 的緯向平均量變化，主要顯示極區和中高緯的差異；SMH 則反映蒙古與西伯利亞的 SLP 變化，可凸顯當地的強弱，因此可見只要同時監測 SMH 與 AO 指數即可大致掌握到極區與中高緯 SLP 的相對高低以及在蒙古與西伯利亞的亞洲冬季季風關鍵區的 SLP 強弱。

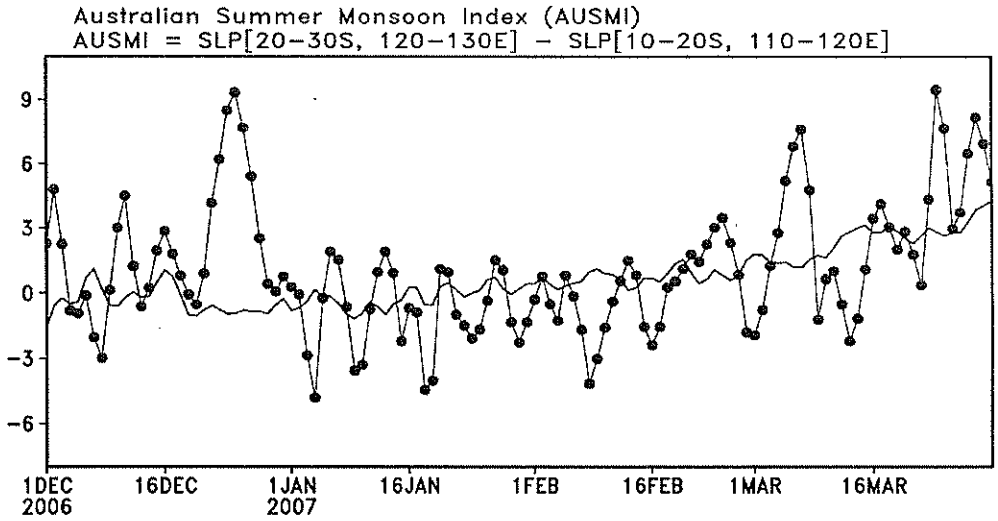


圖 4　澳洲夏季季風指數（AUSMI），時間從 2006 年 12 月到 2007 年 3 月。藍色實點線表示 AUSMI 的變化，黑色實線則表示其氣候平均值。

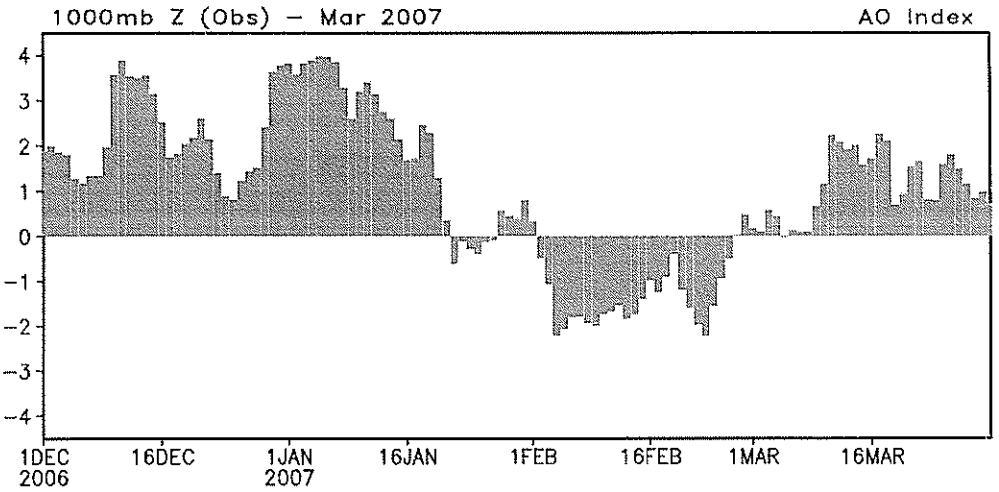


圖 5　AO 指數，時間從 2006 年 12 月到 2007 年 3 月。

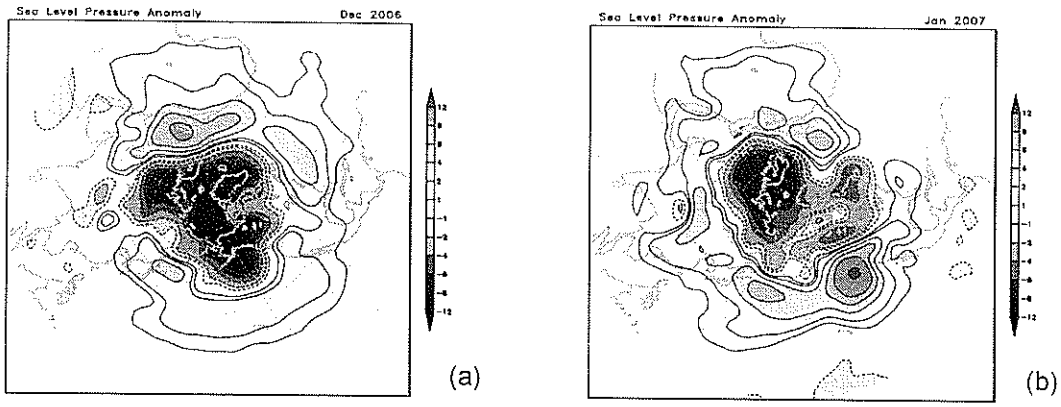


圖 6　北半球海平面氣壓場的月距平，(a)為 2006 年 12 月，(b)為 2007 年 1 月。

4.2.2 高空噴流

亞洲大陸與太平洋上的高空噴流距平是中高緯行星波與熱帶對流變異作用的共同結果，與東亞冬季氣候變異關係密切。比較圖 7a、b 之 2007 年 1 月與 2 月的高空(200 hPa)噴流，發現在中亞、華北與蒙古的高空（40°N, 60 ° E-120 ° E)西風均為負距平(圖 7)，噴流偏弱，從北歐到白令海的行星波擾動在 1 月比 2 月強，以致在 1 月西伯利亞中部出現高壓脊而白令海上出現低壓槽；2 月的波動不明顯，北極極區呈現以緯向波數 1 為主的擾動結構，歐亞大陸北方為東風距平而北美洲的北方為西風距平。圖 1、2、4 均顯示 2007 年 2 月亞洲冬季季風微弱，而澳洲西北的夏季熱帶對流活動亦不活躍，圖 7b 顯示中高緯行星波動偏弱，與圖 5 顯示的弱 AO 負距平相互呼應。

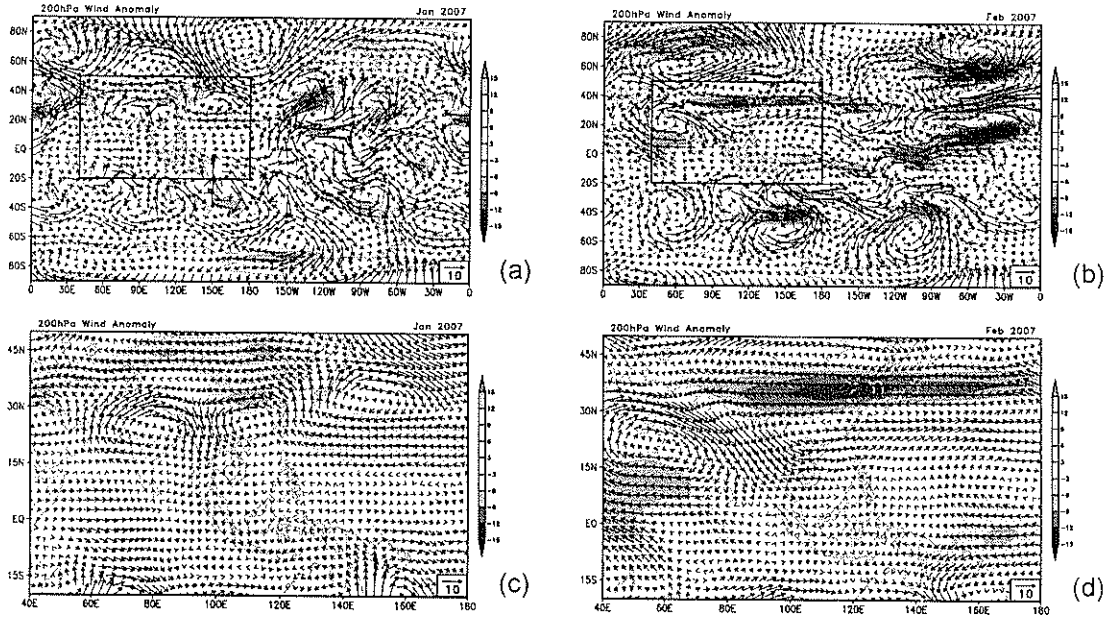


圖 7　高層（200hPa）風場距平，陰影區則表示緯向風距平大小，上列的圖為全球的情況，其圖中的黑色方框為亞澳季風區[20° S-50N° ，40° E-180]，而下列的圖則為亞澳季風區的情況，(a)和(c)為 2007 年 1 月，(b)和(d)為 2007 年 2 月。

4.2.3 東亞主槽—東海高層氣壓場

東亞主槽的位置與深度對台灣冬季氣候變異有非常直接的影響。監測東亞主槽可根據500hPa 高度場距平圖（圖 8）。2007 年 1 月500hPa 重力位高度場（圖 8a）和其距平顯示東海上空低壓槽不強，重力位高度距平偏高，對東南亞冬季寒潮活動不利，事實上 2006 年 12 月與 2007 年 1-2 月都有類似東亞主槽於東海偏弱的現象。 2007 年 3 月 500hPa 高度場（圖 8b）顯示日本東南的西北太平洋上空有低壓距平，中亞高度場亦出現微弱高壓脊結構，表示中高緯擾動較有利於引導東亞冷空氣南下。

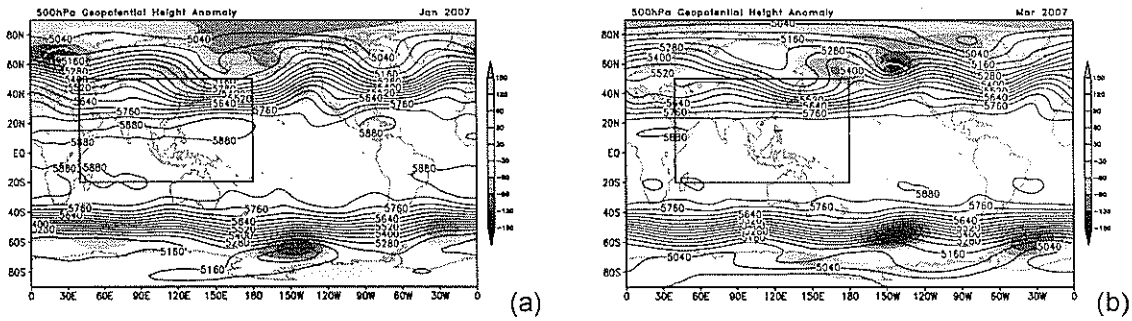


圖 8　500hPa 重力位高度場和其距平，等值線表示重力位高度場，間距為 60gpm，陰影區則表示其距平，(a)為 2007 年 1 月，(b)為 2007 年 3 月。

4.3 中高緯大尺度波動

4.3.1 阻塞高壓

從 2006 年 12 月到 2007 年 2 月中高緯太平洋與大西洋上的阻塞高壓都不強，GHGN 指數的時間與經度剖面圖（圖 9）顯示 2007 年 3 月明顯的阻塞高壓首先出現在太平洋上經度 120 °E-180 °E 附近，之後在 3 月下旬出現在西歐與北歐經度 0 °E-60 °E 附近，這兩次阻高都在 3 月的 500hPa 高度平均距平場仍然可見（圖 8b）。圖 1 與 2 顯示三月上旬蒙古高壓與東亞東北季風均出現一波加強的現象，可能與伴隨太平洋阻高的東亞主槽的加深有關。

4.4 熱帶對流

赤道（7.5°S-7.5°N）平均 OLR 距平可清楚顯示熱帶對流活動的活躍期，負距平代表對流活動活躍，正距平則代表對流不活躍。赤道 OLR 距平的時間與經度剖面顯示在圖 10，可見在東南亞的主要經度範圍（90 ° E-130 ° E）內赤道對流最活躍的時間出現在 2006 年 12 月下旬，其次則為三月中左右。比較圖 4 與圖 10 發現 2006 年 12 月下旬出現的對流活躍期與

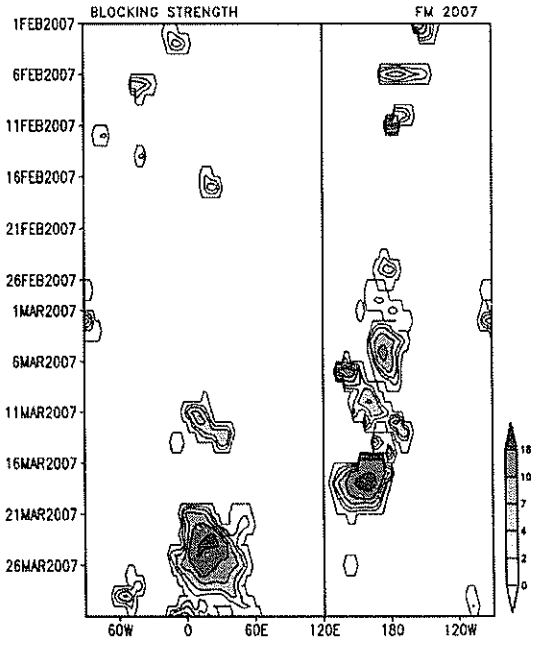


圖 9　阻塞高壓的時間與經度剖面圖，時間為 2007 年 2 月到 3 月。

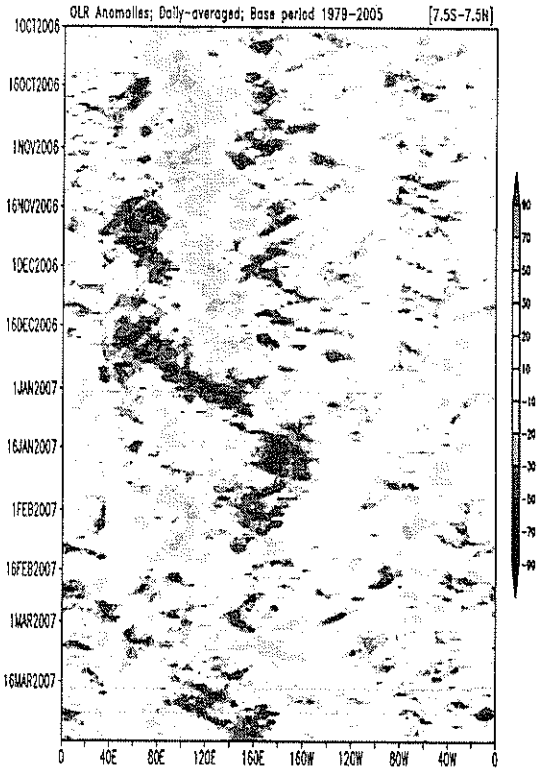


圖 10 赤道（7.5°S-7.5°N）平均 OLR 距平的時間與經度剖面圖，時間從 2006 年 10 月到 2007 年 3 月。

AUSMI 極大值出現的時間非常接近，顯示 AUSMI 極大值主要是由伴隨熱帶對流在[10S-20S, 110E- 120E]區域的低壓距平造成的。另外，2007 年 3 月的對流活躍期也與 AUSMI 在 3 月的極大值相符。本監測系統建有 OLR 場的候距平圖集，赤道 OLR 的時間與經度剖面圖所對應的熱帶對流活動的空間特徵可參考 OLR 候距平圖得知。配合圖 4 中 AUSMI 的三段極大值出現時間檢視 OLR 在 2006 年第 73 候（12 月 27-31 日）、2007 年第 13 候（3 月 2-6 日）、2007 年第 17 候（3 月 22-26 日）的候距平圖（圖 11），看到 AUSMI 確可適當反應澳洲西北東印度洋的熱帶對流系統活躍程度，與圖 10 主要表現對稱於赤道附近熱帶對流系統的活躍程度稍有不同。圖 10 顯示在第 13 與 17 候對流活躍區出現在 60°E-80°E（第 13 候）和 140°E-160°E（第 17 候），不能表現如 AUSMI 和圖 11 所示在[10S-20S, 110E- 120E]區域的活躍對流。

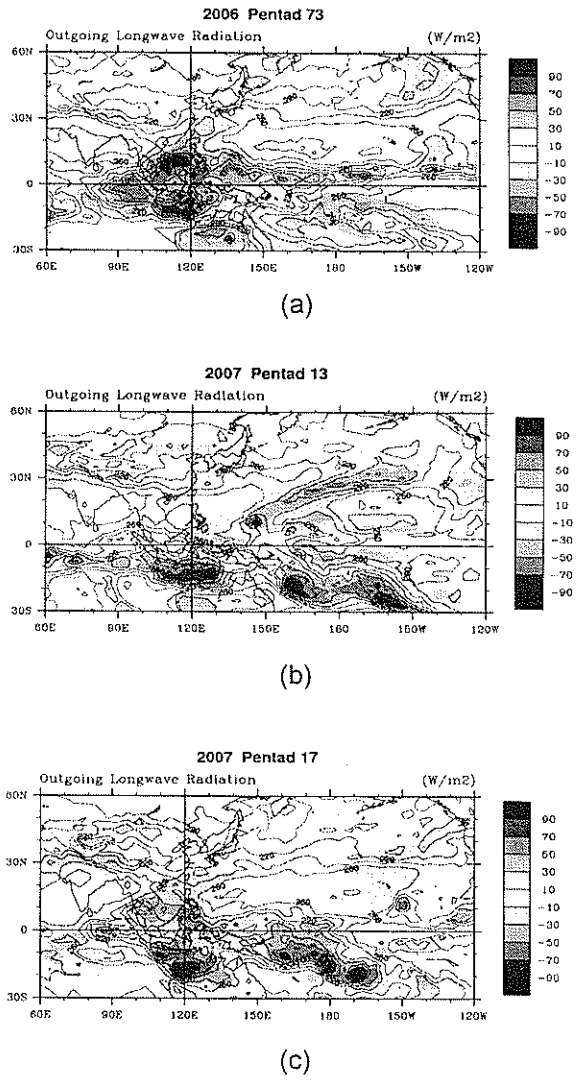


圖 11 OLR 的候距平圖，等值線為其候平均值，間隔為 20W/m^2，陰影區則為其候距平值，(a)為 2006 年第 73 候，(b)為 2007 年第 13 候，(c)為 2007 年第 17 候。

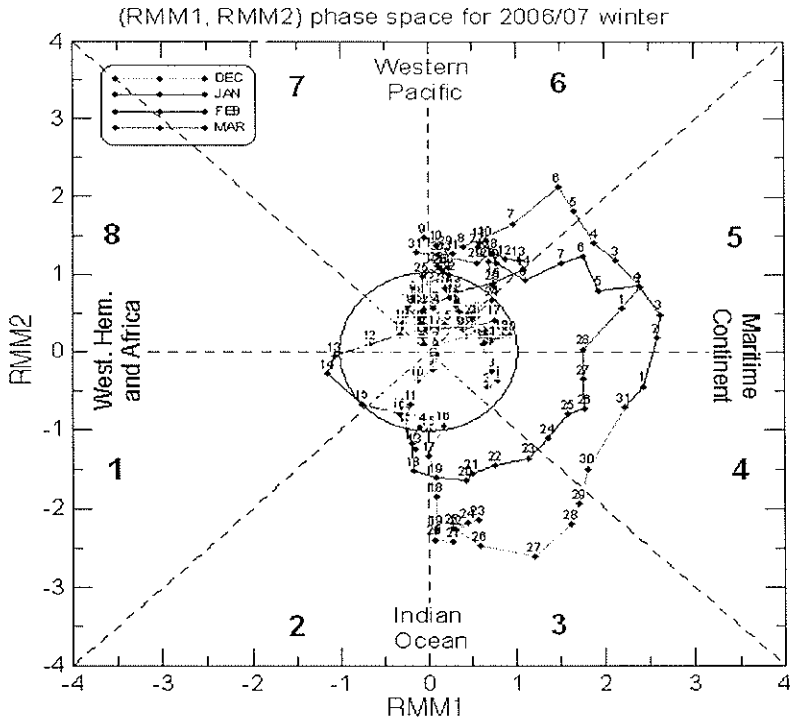


圖 12　MJO 指數，時間從 2006 年 12 月 1 日到 2007 年 3 月 31 日。

MJO 指數(RMM 指數)可反映赤道附近對流與高低層風場在季內尺度（30-80 天）的變化。圖 12 的 RMM 指數中心圓圈內表示 MJO 太弱無法辨識，可辨識的 MJO 其相位(phase)與發生日期都標示在圖上，不同相位對應到的主要對流區域也標示在圖上。圖 12 顯示 2006 年 12 月下旬有較強的 MJO 開始在東印度洋（phase3），向東傳遞到 phase5，於 2007 年 1 月上旬即衰退。接著在 2 月下旬又有一波 MJO 從 phas3 開始發展並向東傳遞，3 月初發展至 phase5，接著持續在 phase6 發展並衰退。

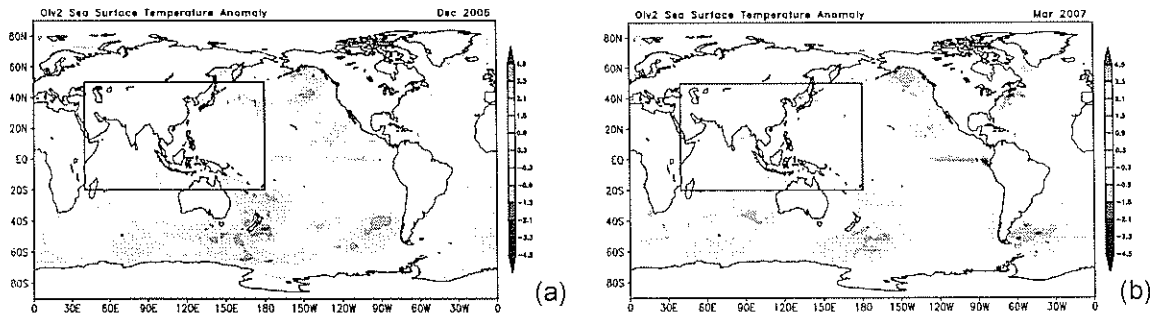


圖 13　海表面溫度場的月距平圖，(a)為 2006 年 12 月，(b)為 2007 年 3 月。

4.5 海表面溫度

本監測系統建有海表面溫度場的月距平圖集，作為監測 ENSO 和台灣附近海域溫度變異的參考工具。2006 年 12 月赤道東太平洋的海溫出現正距平（圖 13a），根據美國國家氣候預報中心發布的聖嬰判定結果，自 2006 年秋季（8-10 月）至 2007 年初（12-2 月）符合聖嬰暖年標準。由圖 13b 可見赤道東太平洋的海溫距平在 2007 年 3 月即轉變為負距平。

赤道（5°S-5°N） 海表面溫度距平的時間與經度剖面圖（圖 14）是監測聖嬰發展歷程的重要工具。2006 年 12 月自印度洋西岸至太平洋東岸的海溫普遍偏暖，以換日線附近的偏暖程度最強，東太平洋（100°W-120°W）次之，與聖嬰特徵相符。2007 年 2 月開始海表面下溫度出現明顯變化，以赤道東太平洋（80°W-130°W）的冷化最明顯。圖 14 顯示 2006/07 年聖嬰現象在一月中即快速衰退，僅在 160°E 附近殘留一區偏暖海溫持續至三月。

熱帶印度洋東西方向的海溫梯度距平可用印度洋偶極指數（DMI）(Saji et al. 1999)表示，由圖 15 可見 DMI 自 2006 年 8 月起持續維持正梯度距平，到 2007 年 1 月中旬起則有 3 波小的負梯度距平出現，2 月下旬又恢復為正梯度距平的型態。

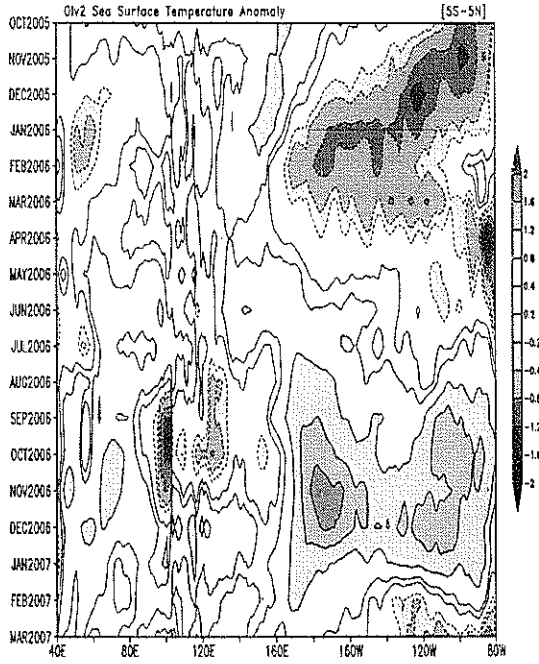


圖 14 赤道（5°S-5°N） 海表面溫度距平的時間與經度剖面圖，時間從 2005 年 10 月到 2007 年 3 月。

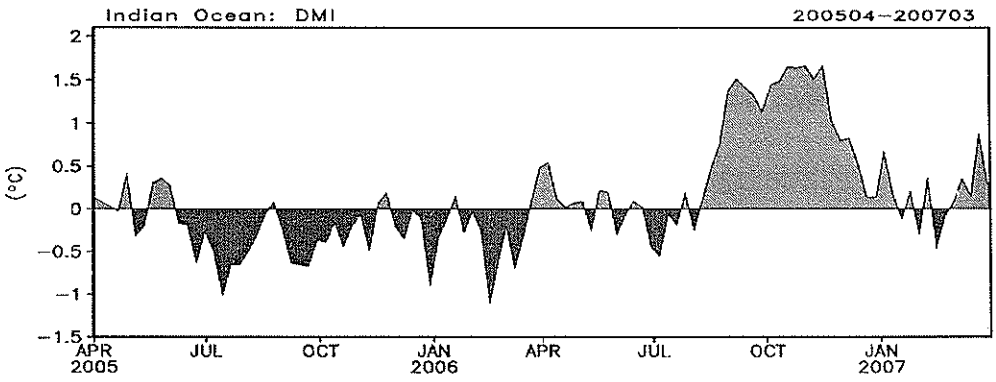


圖 15 印度洋偶極指數（DMI），時間從 2005 年 4 月到 2007 年 3 月。

4.6 亞洲大陸溫度變異

本系統為考慮歷史資料完整性決定以 NCEP/NCAR Reanalysis-1 的 1000hPa 溫度場距平資料監測亞洲大陸的溫度變異，雖不能正確表現地表溫度的變化，但可呈現北半球低層大氣的相對溫度距平分布。圖 16 顯示 2006 年 12 月與 2007 年 1 月歐亞大陸上的 1000hPa 溫度距平場型態非常相似，從西亞（伊朗、巴基斯坦、阿富汗）往東北方向延伸形成西亞低溫、中亞高溫、白令海與阿拉斯加低溫、北美大陸高溫的溫度距平波列結構。此波列結構到了 2007 年 2 月完全改觀，西亞與中亞均出現高溫、西伯利亞溫度偏低、北極極區則溫度偏高、北美大陸溫度偏低。2 月的氣溫改變和圖 1、2 顯示以 SMH 與 SEAWMI 指數所代表的東亞冬季季風減弱一致。

五、綜合分析與討論

台灣位於東亞季風區，冬季氣候的變化受到中緯度天氣與環流系統與熱帶海溫與對流系統的影響，監測氣候必須涵蓋：(1).東亞冬季季風；(2).中高緯度環流特徵；(3).中高緯大尺度波動；(4).熱帶對流；(5).海表面溫度等五個面向。本文的討論顯示：(1).SMH 與 SEAWMI 指數可有效代表東亞冬季季風強弱變化；(2).AO 指數與 SMH 和 SEAWMI 指數的配合使用可監測中高緯環流的緯向平均特徵以及在蒙古與西伯利亞的區域性環流配置；(3).GHGN 阻塞高壓指數可用以監測中高緯大尺度波動的變化；(4).AUSMI 指數與 OLR 的平均圖和時間與經度剖面圖可用以監測熱帶環流；(5).海表面溫度與海表面下溫度距平及國際慣用的聖嬰指數則可用以監測海表面溫度變化。

綜觀本監測系統資料，我們認為 2006/07 年冬季東亞冬季季風的季內尺度變化明顯。12 月與 1 月的季風正常，1 月季風甚至些微偏強；2 月季風明顯偏弱，3 月出現震盪現象，但因已近冬季尾聲，季風應勢趨緩。三月季風偏強的時間西北太平洋出現明顯的阻塞高壓，東亞主槽隨之加深；季風偏弱的時期太平洋阻高已消

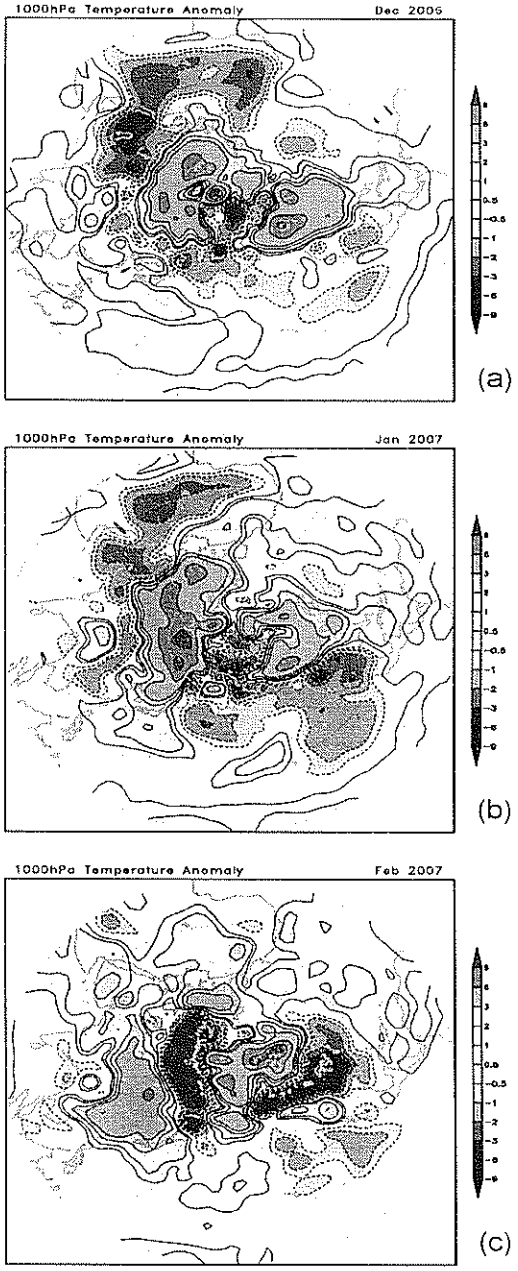


圖 16 北半球 1000hPa 溫度場的月距平，(a)為 2006 年 12 月，(b)為 2007 年 1 月，(c)為 2007 年 2 月。

散。此外，2 月季風較弱的同時，AO 指數也出現負值，表示亞洲大陸上的海平面氣壓場也支持 AO 的負值，即蒙古高壓偏北西伯利亞氣壓偏高。

在熱帶對流與海溫方面，監測結果顯示自 2006 年秋季（8-10 月）至 2007 年初（12-2 月）出現聖嬰暖期特徵，從 2 月到 3 月底赤道海溫則發生快速的變化，赤道東太平洋海溫從正距平轉變為負距平，西太平洋 160°E 附近仍維持正距平。對照東亞冬季季風強度變化趨勢發現在聖嬰海溫偏暖期間（2006 年 12 月至 2007 年 2 月）季風偏強，聖嬰海溫偏低期間（2007 年 3 月）季風轉弱，與聖嬰暖年冬季季風偏弱的一般概念並不相符，表示東亞冬季季風與聖嬰的關係尚需更多的監測分析研究。

因篇幅所限，本文僅討論與東南亞和台灣區域氣候相關的大尺度氣候特徵，東南亞區域氣候將另撰文報告。仍值得一提監測台灣溫度變化的結果顯示 2006/07 年冬季因鋒面南下導致台灣溫度明顯下降共出現 6 次（圖 17），在 12、1、3 月各有 2 次，2 月的次數是 0，2 月 4 日至 3 月 5 日全省溫度偏高。這些特徵與本文指出的季風強度變化韻律相當一致，顯示本監測系統的建立將有助於快速分析台灣氣候變異與大尺度氣候的關係。藉由持續分析研判台灣氣候與季風環流的監測結果，可加深預報研究者對實際現象的熟悉程度，進而建立能夠反覆檢驗的概念模式，得以即時從大氣候角度預報或詮釋台灣氣候變異。

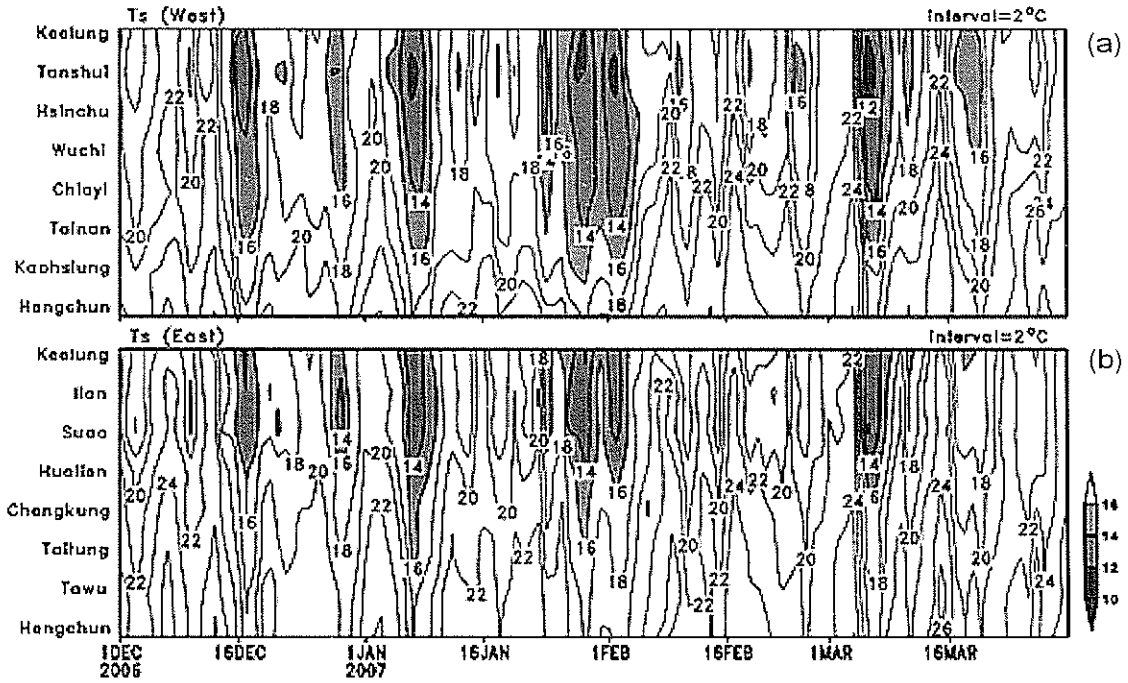


圖 17　台灣測站溫度隨時間變化的剖面圖，時間從 2006 年 12 月到 2007 年 3 月，上圖(a)表示台灣西部，下圖(b)表示台灣東部。測站名稱標示在圖左。

六、參考文獻

李思瑩、盧孟明，2007: MJO 與台灣北部冬季溫度變異的關係。氣象學報。(印製中)

盧孟明，1997：季風與台灣氣候。天氣分析與預報研討會論文彙編，431-437。

盧孟明、羅英祥，2006：監測冬季台灣鋒面氣候—2004 年 12 月至 2005 年 3 月之鋒面。氣象學報。46,1-13

Ashok. K., Guan., Z., Yamagata., T., 2003: A look at the relationsship between the ENSO and the Indian Ocean Dipole. *J. Met. Soc. Japan,* **81**,1, 41-56.

Behera, S. K., J.-J. Luo, S. Masson, P. Delecluse, S. Gualdi, A. Navarra, and T. Yamagata, 2005: Paramount Impact of the Indian Ocean Dipole on the East African Short Rains: A CGCM Study. *J. Climate*, **18**, 4514-4530.

Chan, J., and C. Li, 2005: The East Asia winter monsoon. In *East Asian Monsoon,* C.-P. Chang, ed., World Scientific Series on Meteorology of East Asia, 2, 54-106.

Madden, R. A., and P. R. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in the Tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.,* **29**, 1109-1123

Hong, C.-C., M.-M. Lu, and M. Kanamitsu, 2007: Temporal and Spatial Characteristics of Positiveand Negative Indian Ocean Dipole with and without ENSO. *J. Geophys. Res.*. (in press)

Saji, N. H. et al., 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, **401**, 360-363.

Wheeler, M. and H. H. Hendon, 2004: An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Monthly Weather Review,* **132**, 1917-1932.

七、誌謝

謝謝審查者的指正與建議。本研究是在氣象局「氣候變異與劇烈天氣監測預報系統發展計畫」資助下完成。監測資料下載的網站與單位如下，特此感謝：

- AO – 資料來源：美國氣象局氣候預報中心 CPC/NOAA，網址：http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ ao.shtml
- MJO – 資料來源：澳洲氣象局氣象研究中心 BMRC/BOM，網址：http:// www.bom.gov.au/bmrc/clfor/cfstaff/matw/maproom/index.htm
- ENSO – 資料來源：美國氣象局氣候預報中心 CPC/NOAA，網址：http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/enso.shtml
- IOD – 資料來源：日本全球變化尖端研究中心 FRCGC，網址：http://www.jamstec.go. jp/frsgc/research/d1/iod/

Climate Monitoring Report on 2006-2007 Winter: The Large-scale Circulation

Ying-Hsiang Lo and Mong-Ming Lu

Research and Development Center, Central Weather Bureau

ABSTRACT

A climate monitoring expert system for Taiwan and Southeast Asia has been established by the Central Weather Bureau under the Climate Variation and Severe Weather Monitoring and Forecasting System Development Project. This expert system is used as an auxiliary tool for monitoring and analyzing the variation of winter monsoon in Taiwan, on the basis of the seasonal and interannual variabilities of the East Asian winter monsoon system. This report analyzed the large-scale climatic features of 2006-07 by referring to the monitoring system including the subjects of: (1) East Asian winter monsoon, (2) mid and high latitude circulation, (3) mid and high latitude large-scale waves, (4) tropical convection, and (5) sea surface temperatures.

Key Words: climate monitoring, East Asian winter monsoon, winter circulation

MJO 與台灣北部冬季溫度變異的關係

李思瑩　盧孟明

中央氣象局氣象科技研究中心

摘要

本研究使用 1979-2006 年 12 月至 3 月每 6 小時一筆的氣象局局屬台北測站地表氣溫，以 24 小時內溫度下降幅度挑選低溫事件，分析 MJO（Madden and Julian Oscillation）與台灣冬季溫度變異的關係。MJO 相位之判定乃是根據澳洲氣象局網站公布的 Wheeler and Hendon（2004）RMM 指標。把 MJO 依照相位的連續性和完整性分為「相位明顯」與「發展完全」兩類後，發現 21 個發展完全的事件中有 16 個事件在 MJO 發生期間台灣出現低溫事件，出現率達 76%，顯示 MJO 與台灣冬季溫度變化的關係值得重視。然而，「MJO 發展完全」的日數僅占全部冬季天數的 24.9%，表示多數的 MJO 並不能達到「發展完全」的標準完成連續六個相位的發展。相位明顯的 MJO 顯示在相位 3 與相位 7，即伴隨 MJO 的大尺度熱帶對流中心出現在孟加拉灣（相位 3）和所羅門群島以東的西太平洋暖池（相位 7）期間，較利於台灣低溫事件發生；但是發展完全的 MJO 僅顯示相位 3 對低溫事件相對有利。整體而言，主導台灣低溫事件的直接因素是蒙古高壓的加深與移動，以及從西伯利亞經蒙古到中太平洋換日線一帶擾動的振幅與配置，與屬於季內尺度的 MJO 熱帶對流與環流系統沒有明顯的關係。

關鍵字：MJO、寒潮、季內振盪

一、前言

Madden and Julian 振盪（Madden and Julian Oscillation；MJO）是熱帶大氣對流與環流以緯向波數 1 週期 30-60 天向東傳遞的波動，也是季內時間尺度唯一在熱帶稍具規則的振盪現象，以它的首先發現者 Madden and Julian（1971,1972）命名。數十年來的相關研究甚多（Kirshnamurti and Subrahmanyam 1982；Lau and Chan 1983；Lau and Chan 1985；Madden 1987；Krishnamurti et al. 1992；Madden and Julian 1994; Lau and Waliser 2005），深入地探討了這個現象的傳播、結構特徵和影響。伴隨 MJO 向東傳的低頻深對流系統首先在印度洋區域形成，經過西太平洋後在換日線附近的低海溫區消散，時間尺度在 10-80 天之間，有赤道 Kelvin 波與 Rossby 波之特徵，是最顯著的熱帶波動。MJO 對印度季風與澳洲季風的肇始與停歇（Hendon and Liebmann, 1990；Goswami and Mohan, 2001）、颱風的活動（Hartmann et al. 1992）、聖嬰現象（ENSO）（Shinoda and Hendon 2002）等熱帶天氣與氣候系統都有影響，亦會透過遙相關影響中高緯度天氣系統（Lau and Phillips, 1986；Ferranti et al., 1990；Hsu, 1996；Lo and Hendon, 2000）。

MJO 與東亞寒潮關係這方面的研究還不

多。Chang et al.（2005）針對海洋大陸地區分析了 MJO 與綜觀尺度的寒潮、婆羅洲渦漩的關係。他們利用 1979-2001 年 DJF（12 月、1 月及 2 月）逐日 850hPa 風場以及外逸長波輻射兩個變數之 30-60 天濾波資料進行奇異值分解分析（Singular Value Decomposition；SVD），將前兩個模組重組來定義 MJO 的相位變化。另以 15°N、110-117.5°E 區域平均 925hPa 經向風(v)作為寒潮指標，當指標值大於 8m/s 時定為寒潮事件。結果發現在 1979-2001 年的 1895 天中有 380 天有寒潮發生，其中 242 天沒有 MJO，138 天有 MJO，表示 MJO 不是一個絕對有利寒潮發生的條件，大尺度環流場與 OLR 的合成分析也顯示與 MJO 有關的環流大多對綜觀尺度微弱寒潮有抑制作用。這篇論文是以南海 15°N 的低層經向風為寒潮指標，是否 MJO 和台灣冬季溫度變異也一樣地關係微弱？是本文準備探討的問題。

寒潮為東亞重要災變天氣，主要特徵為地面氣壓急遽上升同時地面溫度急遽下降，北風分量也明顯增強。冬季時期，蒙古冷高壓在源地發展、增強，由冷鋒前導逐漸南移，當冷空氣向低緯區潰流而波及台灣時，本島的氣溫與地面氣壓都會發生明顯變化，有時造成寒害（俞 1978；任與蔡 1981）。對台灣而言，前緣冷鋒會在冷空氣潰堤之前先抵達，預報上也多以冷鋒鋒面為寒潮爆發的指標。

本文的目的為探討 MJO 與台灣冬季低溫變化的關係，藉以了解台灣冬季溫度受熱帶系統影響的程度。台灣北部的冬季溫度變化較明顯，因此本文以台北測站的最低溫下降程度來定義低溫事件，在 MJO 方面直接利用 Wheeler and Hendon（2004）所定義之多變數 MJO 指數（Real-time Multivariate MJO index；RMM）作為追蹤 MJO 的移動與變化的代表，研究結果將可作為未來監測分析台灣的冬季溫度變化與熱帶區域大尺度環流變異關係的參考。

二、資料

本文使用 4 組資料，分別為 1）中央氣象局局屬台北測站的氣溫資料，2）NOAA 外逸長波輻射（outgoing long-wave radiation；OLR），3）NCEP/DOE（R-2）的再分析資料（Kanamitsu et al. 2002），使用的變數為 850hPa 與 200hPa 風場（UV850、UV200）、1000hPa 溫度（T1000）、500hPa 高度場（Z500）以及海平面氣壓（MSLP），4）澳洲氣象局網頁 (http://www.bom.gov.au/bmrc/clfor/cfstaff/matw/maproom /RMM/index.htm) 上 Wheeler and Hendon（2004；文中以 WH04 代表）所定義之多變數 MJO 指數（Real-time Multivariate MJO index；簡稱 RMM）。

RMM 指標是 WH04 使用 1979-2001 年 1-12 月逐日的 15° S-15° N 緯向平均外逸長波輻射（OLR）和 850hPa 與 200hPa 的緯向風（U850、U200）三個變數資料進行經驗正交函數分析（combined-EOF analysis）後所得的前兩組時間序列（RMM1 與 RMM2），此兩組序列的波譜分析都顯示出 30-80 天的週期性變化。

本研究使用的資料時間長度為 1979-2006 年冬季（12-3 月），時間解析度方面局屬測站的氣溫資料為 6 小時，OLR 與 RMM 指標為逐日資料，NCEP R-2 為 6 小時平均成逐日資料，OLR 與 NCEP R-2 空間解析度皆為 2.5°×2.5°。

三、低溫事件分析

台灣冬半年主要受東北季風影響及寒潮侵襲，當大陸性冷高壓南下，台灣寒潮事件的發生以台北測站首當其衝，任和蔡（1980）以台北測站的溫度下降程度來定義寒潮，中央氣象局預報中心也以「台北測站日最低溫度降至 10°C 或以下」作為台灣寒潮爆發之標準。目前寒潮雖無公認定義，但多以台北測站日最低溫及其 24-48 小時內下降程度來辨識。為避免名詞上的混淆，本文不用「寒潮」而是暫以台北

測站所定義之「低溫事件」來探討台灣溫度變異與 MJO 之間的關係。

本研究利用氣象局局屬台北測站 6 小時氣溫資料定義低溫事件的開始與結束時間與事件期間的最低溫度，定義條件為：1）若 24 小時內台北測站氣溫降幅達 3°C 以上（T(0)－T(1)≧3℃），且溫度降至 14℃以下（T(1)≦14℃），則以測站溫度滿足上述條件之前一日（T(0)）定為低溫事件開始，2）低溫事件發生期間氣溫皆低於 15°C，且需持續兩日以上，3）氣溫回升幅度在 24 小時內達 2°C 以上則以回升達 2°C 的時間為事件結束時間。1979–2006 年的 27 個冬季（12 至 3 月）可挑選出 108 個低溫事件，每一個事件都有開始時間（D_{onset}）、事件最低溫度（T_{min}）與事件結束時間（D_{end}）三個參數。

低溫事件發生的環流條件可藉環流距平場的合成分析了解。圖 1a 為低溫事件開始時海平面氣壓（SLP）與 1000hPa 溫度（T1000）距平場的合成，圖 1b 為 OLR、850hPa 風場與 500hPa 高度場距平的合成，圖 1c 為 200hPa 緯向風（U200）的平均場與距平場的合成，這些合成結果顯示低溫事件發生主要的特徵是伴隨極地冷高壓南下的冷空氣南侵以及北風分量的增強。圖 1a 顯示低溫事件開始時蒙古以及中國大陸上有大範圍的海平面氣壓正距平，在 1000hPa 並伴隨有氣溫負距平，此時台灣位於高壓與低溫距平前緣，故有氣壓上升溫度下降的特徵，受高壓反氣旋式環流影響使北風距平從中高緯南下至台灣（圖 1b）。在高壓環流方面，台灣北邊的 500hPa 高度場有一負距平（低壓槽），中心在渤海，高低層結構配置良好，有助於冷空氣南下。高層 200hPa 緯向風的平均場（U200）顯示西風最大值出現在 30°N，正距平範圍由印度往日本延伸，距平場呈東北-西南走向，台灣北側有較強的正距平，表示台灣北側的高層西風噴流偏強。

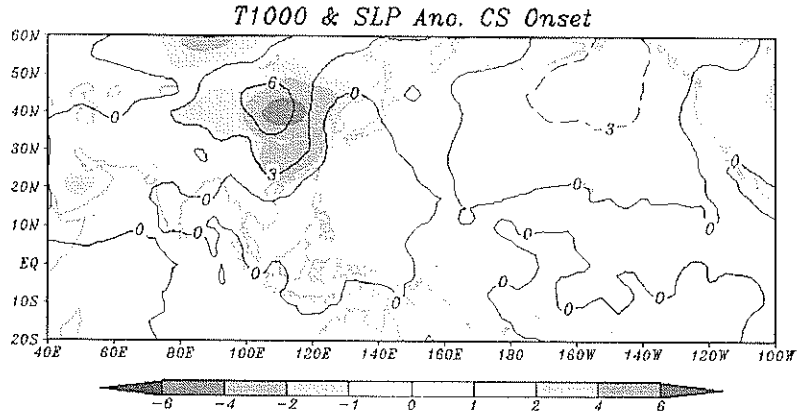
最低溫時間合成的環流距平圖顯示此時高壓已出海（圖 2），台灣受到低溫壟罩，氣壓距平自 100°E 向東北方向延伸，呈現正-負-正-負結構分佈。大陸東南沿海與台灣出現強的溫度負距平中心（圖 2a）。500hPa 高度場（圖 2b）顯示在日本上方有一明顯的低壓距平，自此低壓向東氣壓距平為負-正-負分布。高層 U200 距平（圖 2c）與低溫事件開始時間的特徵類似，但在東亞有負距平向東南移動與正距平向東與向南移動，正距平的傾斜度增大，有以 30°N，140°E 為中心的四極結構，主要的西風距平在日本東側約 160°E 處，台灣上空則有次大的距平中心，西風噴流加強。

低溫事件消散時各個變數已無明顯的距平分布型態（圖 3），氣壓與溫度距平均減弱，500hPa 高度場的距平也變弱，低層風場微弱，只有高層風場維持與最低溫期間的風場類似的分布，但向東偏移與減弱。

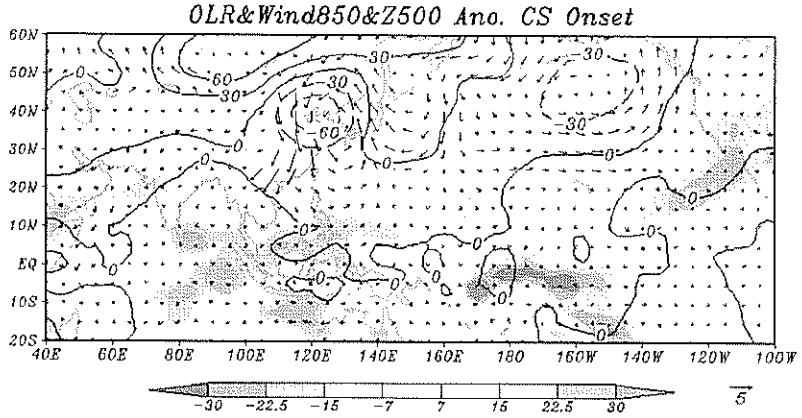
總結而言，在低溫事件發生期間，從開始到消散的主要變化為：低溫事件一開始蒙古以及中國大陸上皆出現 SLP 正距平與 T1000 負距平，台灣北邊的 500hPa 高度場有強負距平，低層吹北風，高層西風噴流加強；最低溫發生時，大陸北方的高壓距平與低溫距平向東南移動，台灣被圈入地面高壓、低溫距平以及 500hPa 高度場負距平的範圍，低層以北風為主，高層有西風噴流南移至台灣上空；事件結束時，氣壓與溫度距平、500hPa 高度場距平以及低層風場皆減弱，已無明顯的距平分布。因此，台灣低溫事件是高層向東移動的擾動伴隨低層大陸冷高壓南侵造成的。接下來，我們將探討引發低溫事件的高層東移擾動是否與 MJO 有關。

四、MJO 發生頻率與環流特徵

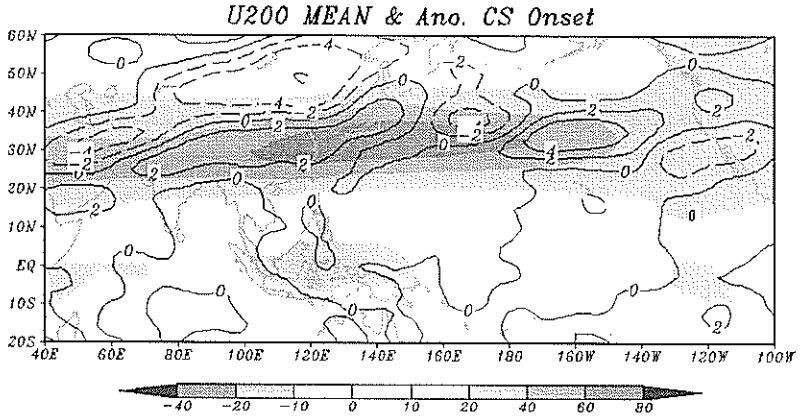
本研究將 MJO 區分成兩種定義，一為「MJO 相位明顯」，是指 RMM 指標振幅大於一個標準差的案例，不考慮案例所屬的 MJO 是否各個相位都發展完全。若以 RMM1 與 RMM2 組合定義的 8 個相位（圖 4）加以說明，振幅大於一個標準差亦即座標點在中心圓圈以外者



(a)

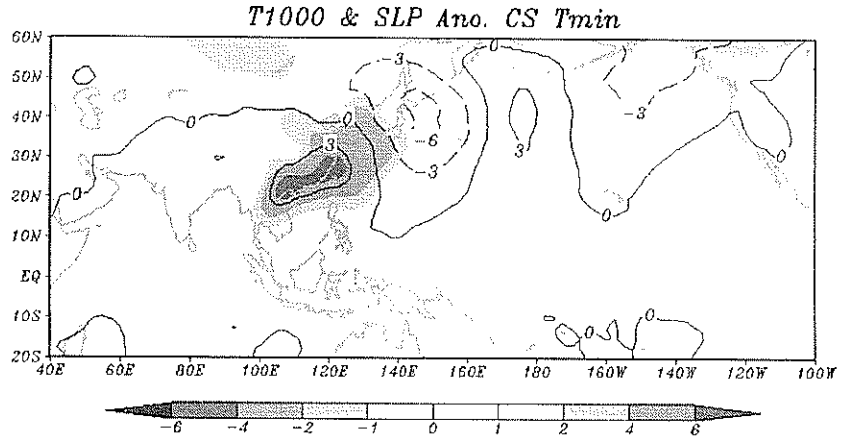


(b)

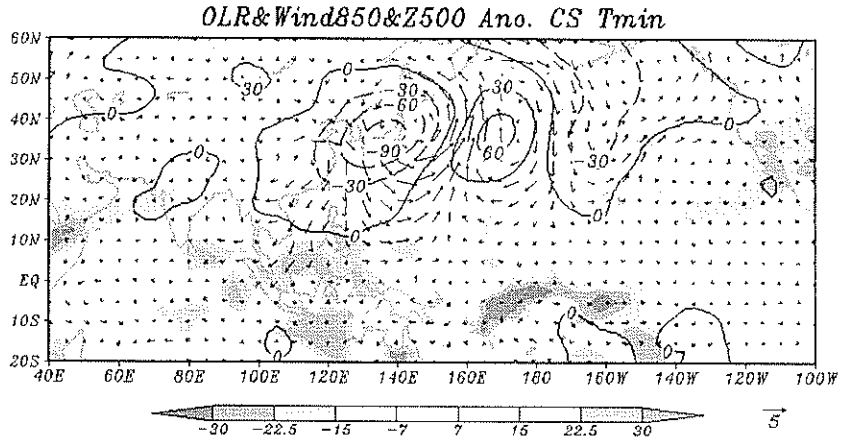


(c)

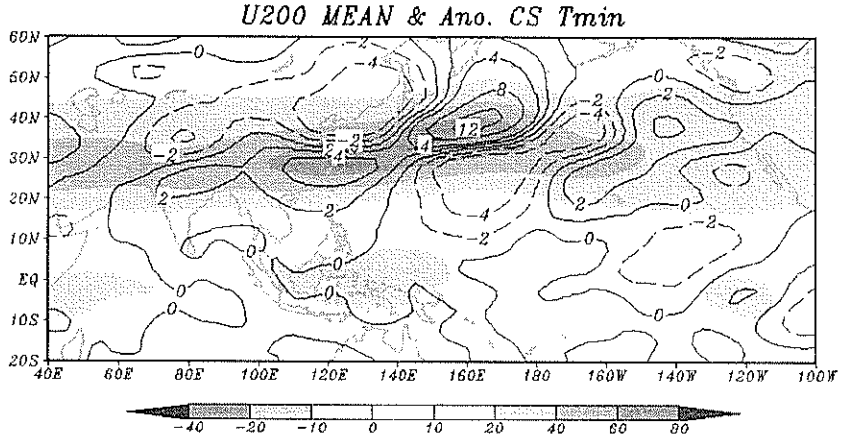
圖 1　低溫事件開始時（a）海平面氣壓距平場（線條,單位：hPa）與 1000hPa 溫度距平場（陰影區,單位：° C）的合成，（b）OLR（陰影區,單位：W/m^2）、850hPa 風場（箭頭,單位：m/s）與 500hPa 高度場距平（線條,單位：m）的合成，（c）200hPa 緯向風的平均場（陰影區,單位：m/s）與距平場（線條,單位：m/s）的合成。



(a)

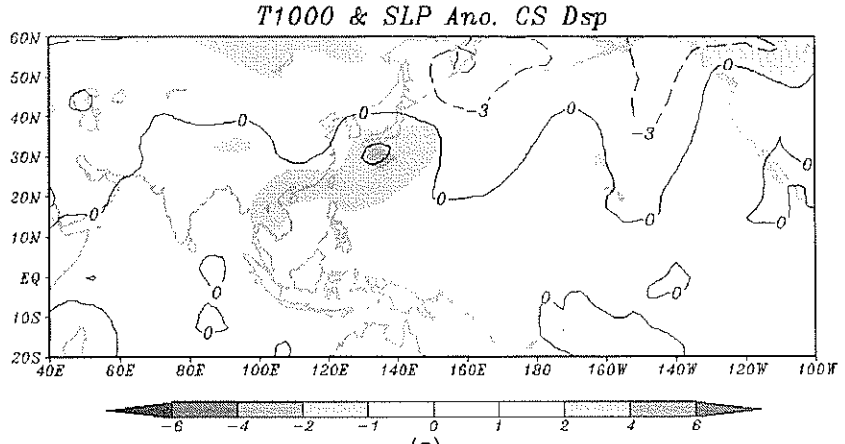


(b)

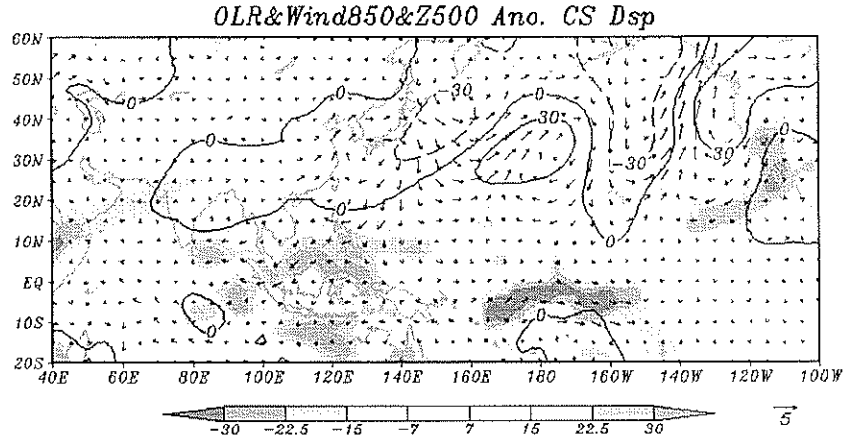


(c)

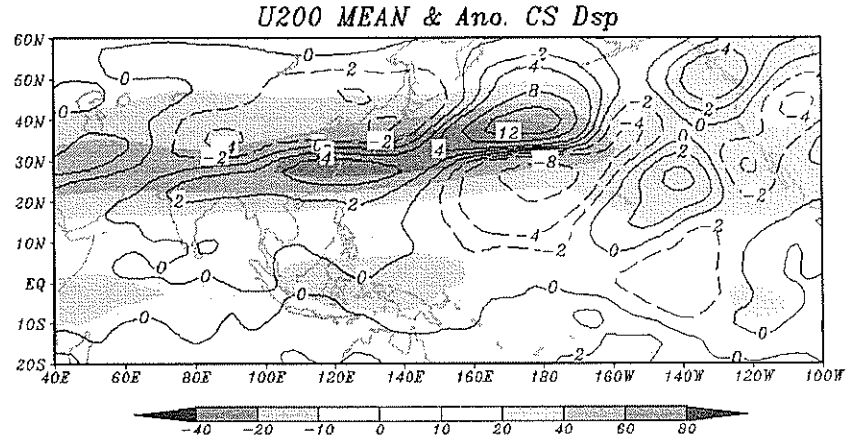
圖 2　同圖 1，但為最低溫發生時。



(a)



(b)



(c)

圖 3　同圖 1，但為低溫事件結束時。

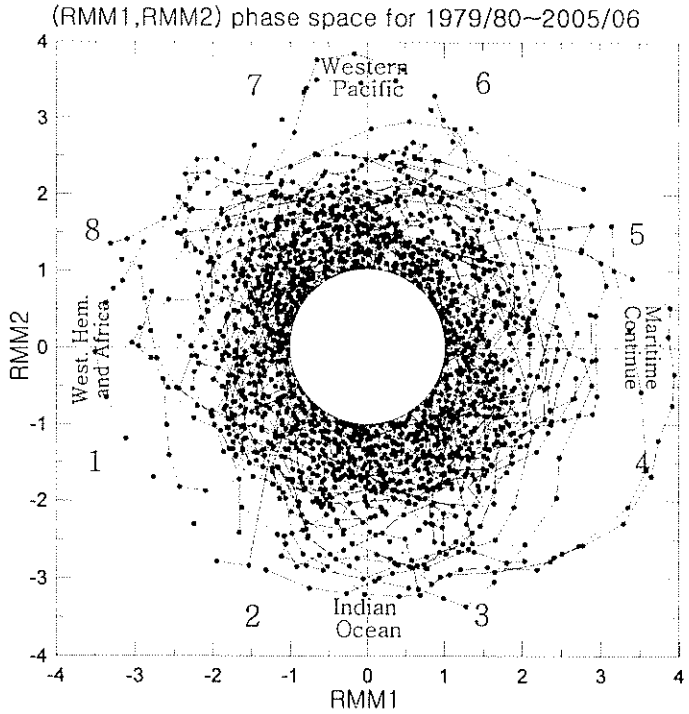


圖 4　1979/1980 年冬季（DJFM）至 2005/2006 年冬季（DJFM）之 RMM 相位分布圖。（方框內的數字代表相位 1 至相位 8）

都屬於「MJO 相位明顯」，這些座標點數總共有 2108 天，佔 27 個冬季天數（3274 天）的 64.4%，表示至少有一些部分類似 MJO 結構的對流與環流擾動在冬季經常出現。

第二類為「MJO 發展完全」，乃利用 RMM 指標的相位連續性挑選出相位發展比較完整的 MJO。完整 MJO 的選取概念為：對流系統在印度洋生成（條件 1），沿赤道東傳，在中、西太平洋消散（條件 2），MJO 東傳的過程中不能中斷太久，即相位不明顯的時間點不能太多（條件 3、4）。因此，「MJO 發展完全」的選取條件是：1）起始的相位為相位 1、2、3 其中之一；2）結束的相位為相位 6、7 或 8；3）必須歷經 6 個相位；4）MJO 事件期間相位連續不明顯的時間點不得超過 5 天。根據這些條件，27 個冬季中可挑選出 21 個 MJO 事件，共計 811 天，佔冬季總天數的 24.9%，顯示可從印度洋移動到太平洋發展完全的 MJO 並不常見。整理各個 MJO 事件的時間以及事件期間是否有低溫事件發生（表 1）即可看出台北低溫事件和發展完全的 MJO 的關係，結果顯示 21 個發展完全的 MJO 事件中有 16 個在事件期間台灣出現低溫事件，出現頻率占 MJO 事件的 76%。接下來，我們將討論是否 MJO 在不同的相位對台灣低溫事件有不同的影響。

五、MJO 相位與台北低溫事件關係

MJO 的相位對台灣北部溫度變異的影響可以先從統計低溫事件的開始時間（D_{onset}）、最低溫度（T_{min}）與結束時間（D_{end}）是否傾向於在 MJO 的特定相位發生來看，同樣地分成「MJO 相位明顯」和「MJO 發展完全」兩個類別討論。

表 I　21 個 MJO 事件發生與結束的時間及在事件發生階段台灣是否有低溫事件發生（Y 代表有低溫事件發生，N 代表沒有低溫事件發生）

Year	Start-date	End-date	低溫事件
	Year/Month/Day	Year/Month/Day	
79/80-DJFM	*1980 / 03 / 06*	*1980 / 04 / 03*	**N**
84/85-DJFM	*1985 / 01 / 23*	*1985 / 03 / 19*	**Y**
85/86-DJFM	*1985 / 12 / 28*	*1986 / 02 / 07*	**Y**
87/88-DJFM	*1987 / 12 / 04*	*1988 / 01 / 05*	**Y**
87/88-DJFM	*1988 / 03 / 01*	*1988 / 04 / 14*	**Y**
88/89-DJFM	*1988 / 12 / 28*	*1989 / 02 / 13*	**Y**
89/90-DJFM	*1989 / 12 / 20*	*1990 / 02 / 09*	**Y**
89/90-DJFM	*1990 / 02 / 10*	*1990 / 03 / 28*	**Y**
92/93-DJFM	*1993 / 01 / 07*	*1993 / 02 / 11*	**Y**
93/94-DJFM	*1994 / 02 / 01*	*1994 / 03 / 04*	**N**
95/96-DJFM	*1996 / 03 / 13*	*1996 / 04 / 10*	**N**
96/97-DJFM	*1996 / 12 / 02*	*1997 / 01 / 09*	**Y**
96/97-DJFM	*1997 / 02 / 01*	*1997 / 03 / 24*	**Y**
97/98-DJFM	*1997 / 12 / 15*	*1998 / 01 / 11*	**N**
98/99-DJFM	*1999 / 01 / 13*	*1999 / 02 / 24*	**Y**
00/01-DJFM	*2001 / 01 / 04*	*2001 / 03 / 04*	**Y**
01/02-DJFM	*2002 / 01 / 10*	*2002 / 01 / 31*	**Y**
03/04-DJFM	*2003 / 12 / 03*	*2004 / 01 / 16*	**Y**
03/04-DJFM	*2004 / 01 / 17*	*2004 / 02 / 18*	**Y**
04/05-DJFM	*2004 / 12 / 25*	*2005 / 01 / 22*	**Y**
05/06-DJFM	*2006 / 01 / 11*	*2006 / 02 /18*	**N**

低溫事件發生期間的時間點與「MJO 相位明顯」類的 RMM 相位點對應關係的統計結果顯示在表二。屬於 108 個低溫事件的 495 個時間點(日)中有 62%（306）落在 MJO 相位明顯時（即 RMM 振幅大於 1 的相位），其中以落在相位 3（61 點，佔 MJO 總日數的 20%）與相位 7（53 點，佔 17%）偏多，落在相位 5 的日數最少（19 點，佔 6%）。若僅考慮事件的次數而非事件總日數結果亦相同，即低溫事件發生在 MJO 相位 3 與 7 的頻率高於其他的相位，發生在相位 5 的次數最少。

低溫事件與「MJO 發展完全」的日數統計關係（表三）也顯示出現在 MJO 相位 3 的低溫事件日數最多，但是相位之間的差別不大。若僅考慮事件的次數而非事件總日數，則發現低溫事件出現在相位 2 與 3 的頻率高於其他相位，出現在相位 4 與 5 的頻率偏低。

為了解 MJO 對低溫事件的影響，接下來分析了以低溫事件和 MJO 相位進行合成的環流與氣溫關係。由於低溫事件出現在相位 3 與相位 7 的頻率高於出現在其他的相位，比較這兩個相位的低溫事件合成環流場是分析的重點。

依照表 2 中相位 3 與相位 7 的時間點屬於低溫事件開始的日期（D_{onset}）所作之變數距平場合成顯示在圖 5。圖 5a,b 為相位 3 與相位 7 之海平面氣壓與 1000hPa 溫度，圖 5c,d 為相位 3 與相位 7 之 OLR、850hPa 風場與 500hPa 高度場，圖 5e,f 為相位 3 與相位 7 之 200hPa 緯向風的平均場與距平場。兩個相位在蒙古以及中國大陸上皆有 MSLP 正距平（高壓）與 T1000 負距平（低溫）中心，型態相似，唯相位 3 的低溫距平範圍比相位 7 大，且此時台灣位於高壓與低溫距平東南側邊緣。圖 5b 顯示兩個相位在 100° E-120° E 範圍內的低層風場皆有北風從中高緯度南下至台灣，此時台灣吹北風，但在台灣東側的風場則相反，在相位 3 時有南風距平，相位 7 時則為北風距平。相位 3 的 500hPa 高度場在台灣北邊為一負距平高值區向日本北部（東北方向）延伸，相位 7 與相位 3 相似，但負距平範圍與強度較小，兩個相位在中緯度地區，即由亞洲大陸至阿留申群島南側皆有東西向正-負-正-負距平分布。在高層風場（U200）的部份，兩個相位的緯向風平均場的噴流位置緯度類似但是經度有明顯差別，相位 7 的西風噴流較為偏東。兩個相位的西風噴流距平場的差異更明顯，相位 3 的最大正距平出現在西亞，正距平範圍向東伸至 140° E，以 140° E 為中心正負距平分置緯向風最大值的上（80° E）下（160° E）游，台灣以及台灣北側高層西風噴流加強。相位 7 的西風距平場則有不同的特徵，距平呈東北-西南走向，正距平由印度往日本延伸，負距平由中南半島向北太平洋延伸，此時台灣高層西風噴流減弱，但台灣北側高層的西風噴流加強。圖 5c,d 顯示兩個相位的 OLR 距平在赤道印度洋與南海和西菲律賓海附近都是正距平，表示對流活動較不活躍。檢視有低溫事件的 MJO 在每一個相位的合成距平後（圖略），發現熱帶東印度洋與西太平洋普遍出現對流較氣候平均值更不活躍的現象，推測這可能是因為熱帶對流偏強時西風噴流緯度偏北，不利寒潮南侵；但還需進行後續研究以確定原因。

表 2　同時屬於「MJO 相位明顯」與台灣低溫事件的日數隨 MJO 相位之分布，表內的數字單位為「日」。

phase1	phase2	phase3	phase4
32	31	61	33
phase5	phase6	phase7	phase8
19	36	53	41

表 3　同時屬於「MJO 發展完全」與台灣低溫事件的日數隨 MJO 相位之分布，表內的數字單位為「日」。

phase1	phase2	phase3	phase4
12	20	29	16
phase5	phase6	phase7	phase8
13	16	14	16

依照表 2 中相位 3 與相位 7 的時間點屬於低溫事件最低溫的日期（T_{min}）的合成顯示在圖 6。比較 T_{min} 與 D_{onset} 的與合成 T1000 和 SLP 距平，可明顯看到主要的高壓與低溫距平中心向東南方移動現象。圖 6a,b 的低溫距平中心已移到華南和台灣一帶，在圖 5a,b 的蒙古低溫距平中心不復存在。雖然 T1000 與 SLP 距平在相位 3 和相位 7 的 T_{min} 合成圖相當相似，但是在這兩個相位 T_{min} 的 OLR 與 500hPa 高度場距平的合成卻非常不同，與圖 5c,d 在 D_{onset} 的合成也明顯不同。相位 3 與相位 7 在日本附近都有低壓距平，但是相位 3 的低壓距平緯度較高，並有明顯的波列結構往太平洋與北美延伸；相位 7 的低壓距平偏在日本東南方，伴隨低壓有相當強的北風距平從日本往南海與菲律賓海延伸。圖 6e,f 顯示的噴流特徵差異和圖 5e,f 類似，相位 3 的強噴流距平位置偏在西亞，相位 7 的強噴流位置在太平洋上。

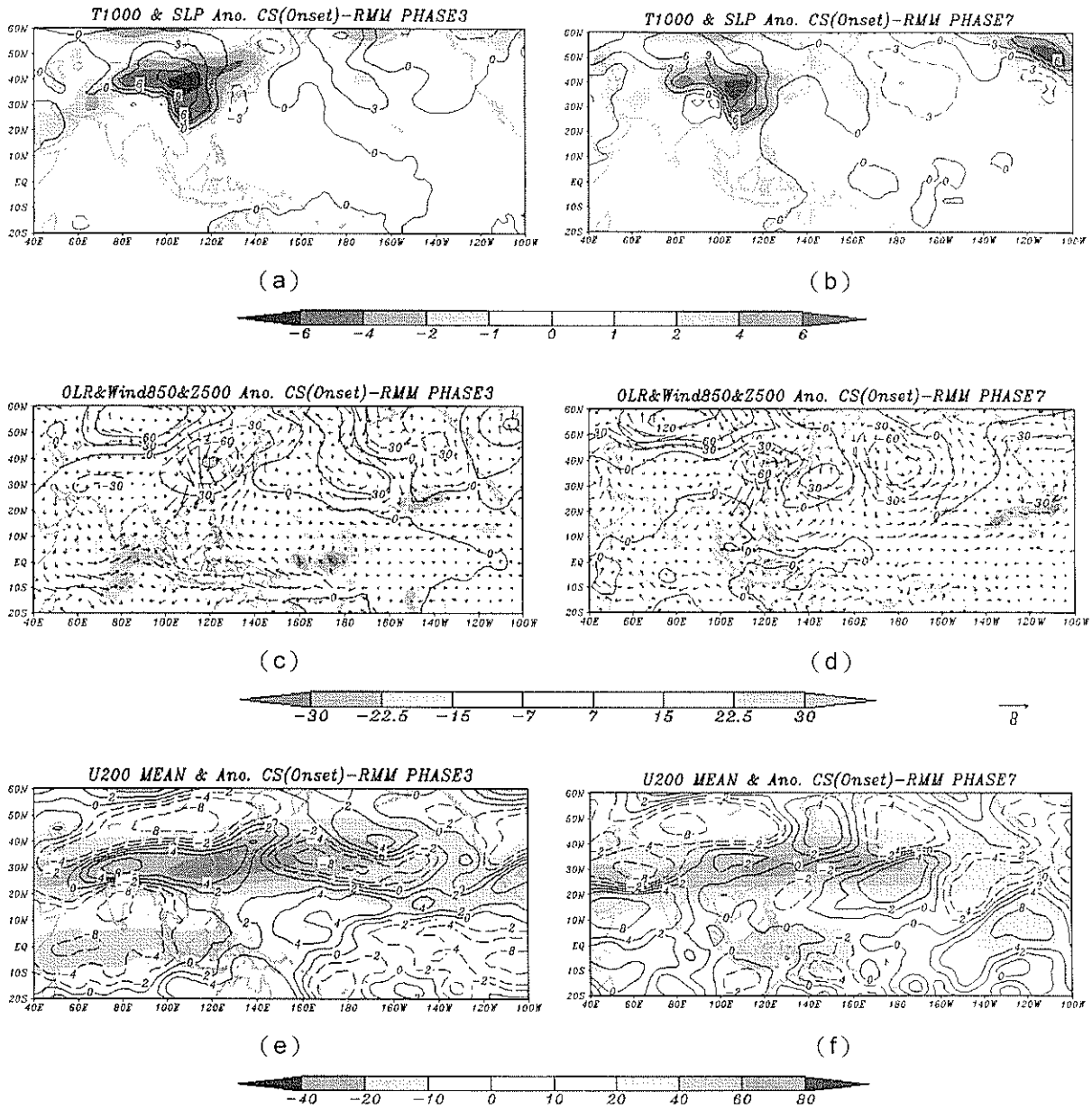


圖 5　低溫事件開始時，上為海平面氣壓距平場（線條,單位：hPa）與 1000hPa 溫度距平場（陰影區,單位：°C）在相位 3 的合成（a）與相位 7 的合成（b），中為 OLR（陰影區,單位：W/m^2）、850hPa 風場箭頭,單位：m/s）與 500hPa 高度場距平（線條,單位：m）在相位 3 的合成（c）與相位 7 的合成（d），下為 200hPa 緯向風的平均場（陰影區,單位：m/s）與距平場（線條,單位：m/s）在相位 3 的合成（e）與相位 7 的合成（f）。

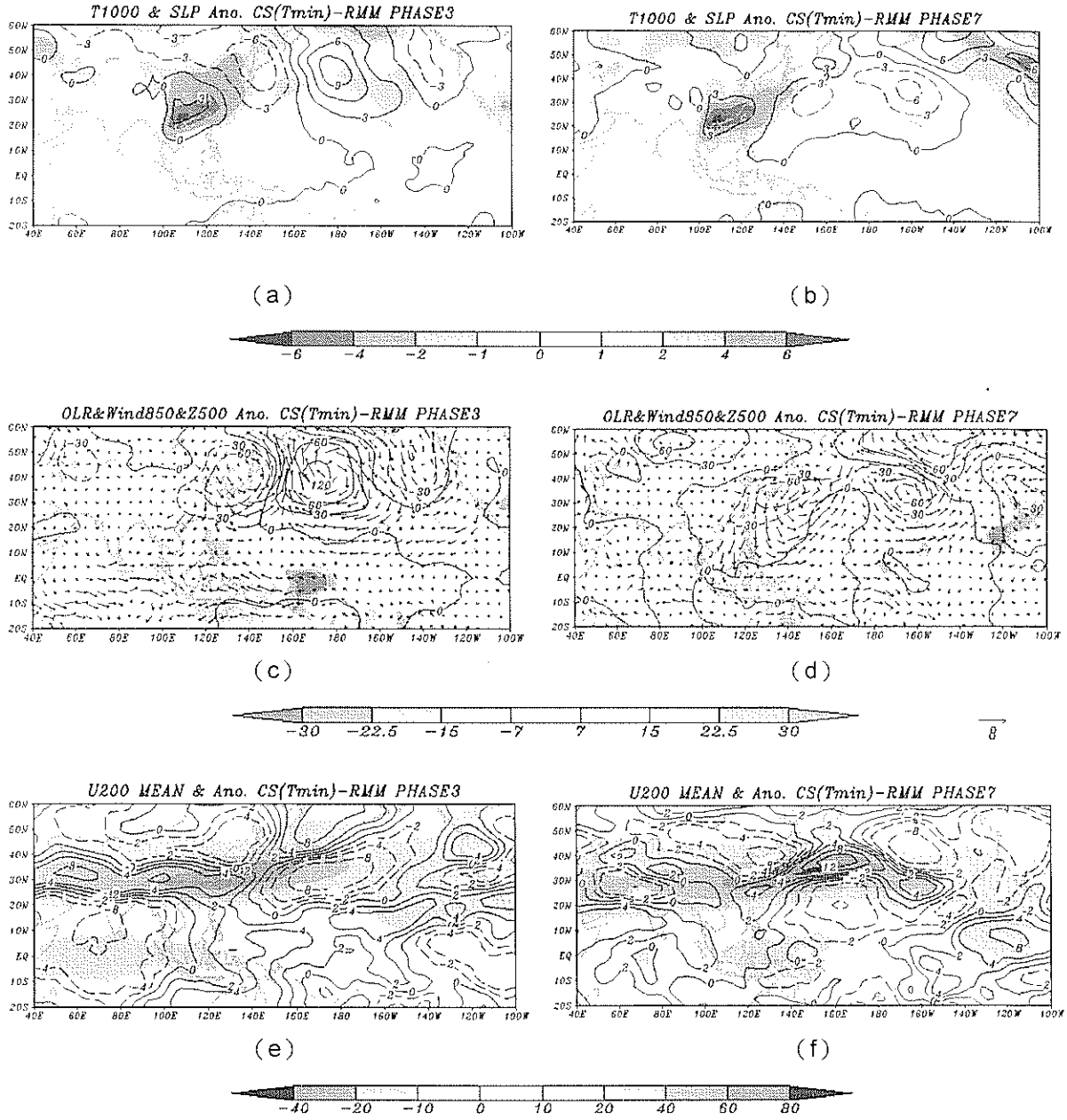


圖 6 同圖 5，但為最低溫發生時。

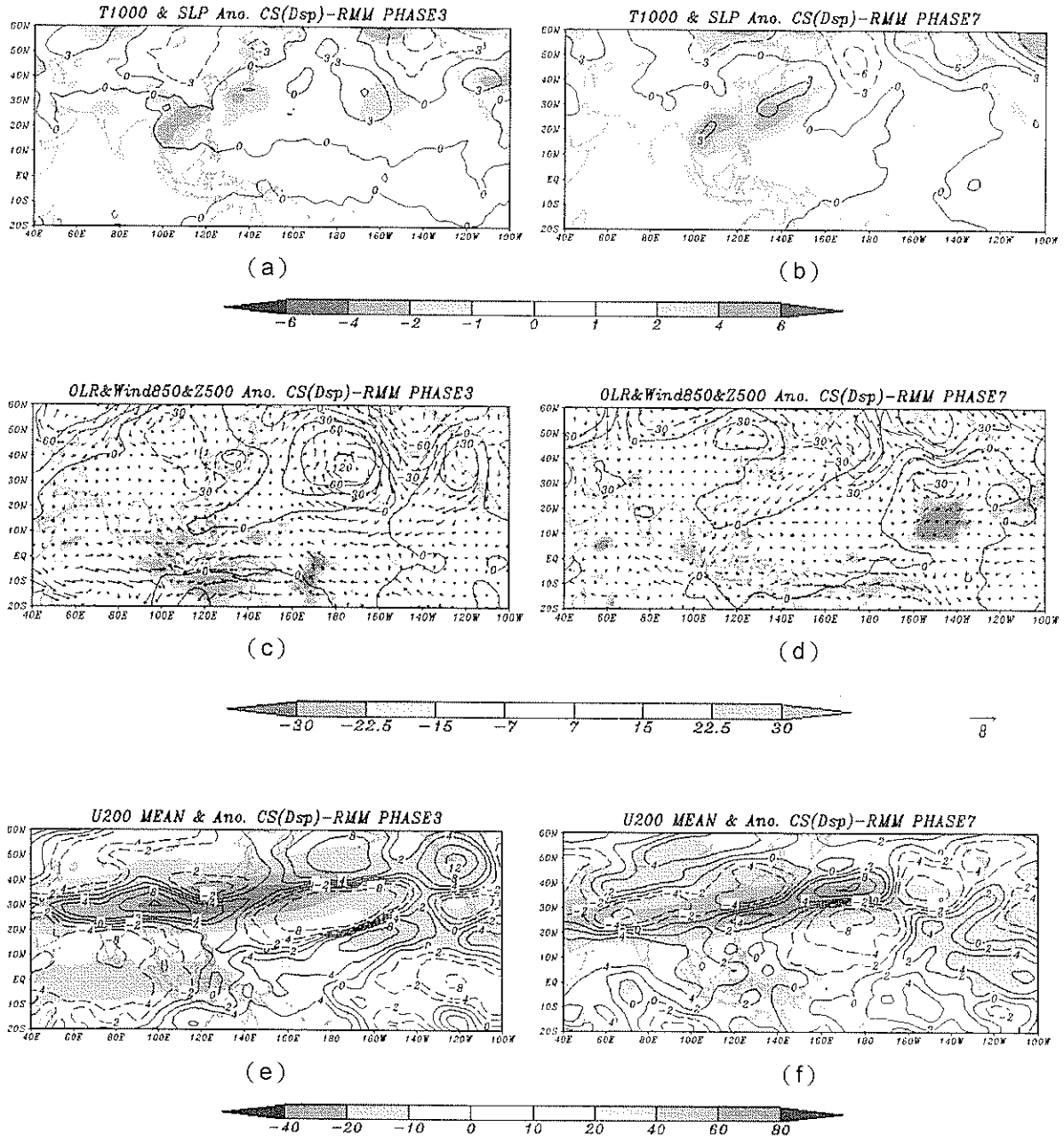


圖 7 同圖 5，但為低溫事件結束時。

圖 7 是依照表 2 中相位 3 與相位 7 時間點屬於低溫事件結束時間（D_{end}）的合成圖。和低溫事件的前兩個時期比較，除了高空噴流的位置與強度特徵還相當相似之外，低層的溫度與氣壓距平都明顯小於前兩個時期。850hPa 風場與 500hPa 高度場在東亞一帶從西伯利亞至南海與菲律賓海的距平都比在圖 5 與圖 6 看到的更小。

歸納 MJO 相位 3 與相位 7 的氣壓、溫度、環流距平在不同時期的低溫事件特徵，發現主導台灣低溫事件的直接因素是蒙古高壓的加深與移動，以及從西伯利亞經蒙古到中太平洋換日線一帶的擾動振幅與配置。低溫事件發生時在日本海與東海上 500hPa 有低壓距平，伴隨此低壓距平在貝加爾湖西北的西西伯利亞平原與日本東南的西北太平洋上都有高壓距平。前文曾提到發展完全的 MJO 和台灣冬季溫度變化關係良好，這或許是因為從西伯利亞經日本海到換日線的中緯度風場與高度場的高壓-低壓-高壓波列結構容易與發展完全的 MJO 同時出現。

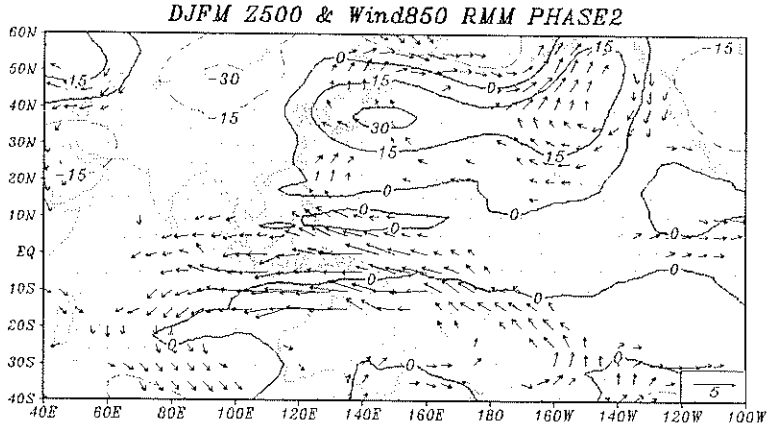
另外一個有趣的現象是低溫事件出現在 MJO 的第 4、5 相位比例明顯低於第 2、3 相位。為了解這個差異，我們也檢查了對應到 RMM 指標的 MJO 第 2 至第 6 相位 850hPa 風場與 500hPa 高度場（圖 8）。在 MJO 第 4 相位（圖 8c）在東海上出現一些較大的北風距平，在日本九州和四國東南方有低壓距平；換言之，太平洋高壓距平從第 3 到第 4 相位有明顯東移的現象。在第 2、3 相位的太平洋高壓脊線可西伸到日本，第 4、5 相位之後高壓脊線距日本漸遠。前文與圖 5c,d 已指出日本東南方西北太平洋上的高壓距平是低溫事件開始發展的有利條件，這個高壓距平在 MJO 第 4 相位出現機會偏低或許是低溫事件發生在第 4、5 相位的頻率明顯低於第 2、3 相位的原因。對照表 2 與表 3 發現低溫事件發生在「MJO 相位明顯」類別的第 7 相位頻率較第 3 相位以外的其他相位偏高，但這種現象在「MJO 發展完全」類別沒有出現，有可能是因為不屬於「MJO 發展完全」類別的 MJO 相位 7（強對流中心在換日線附近）會受到激發台灣低溫事件的中緯度系統的激發，在赤道西太平洋發展出季內尺度的對流與環流系統。圖 5d 也顯示在赤道附近的菲律賓海和太平洋上都有受中緯度激發或從中緯度伸入熱帶的低壓渦旋。無論如何，中高緯度大尺度波動、台灣冬季溫度變異、MJO 擾動三者之間的關係還需要更多的研究才能確定

中緯度擾動對季內尺度熱帶對流的影響是一個重要的研究主題（Lau and Chang 1987, Compo et al. 1999）。伴隨東亞寒潮暴發可能在赤道西太平洋洋激發西風暴發（westerly wind burst），進而影響 MJO 甚至於 ENSO 的發展（Keesler 2002）。

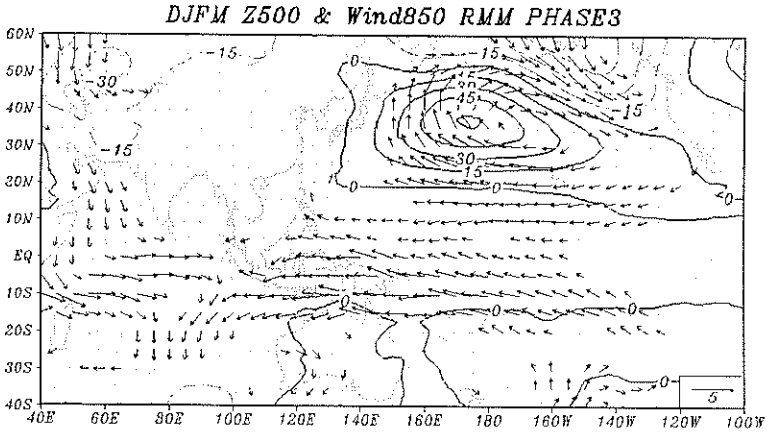
六、結論

本文根據 1979-2006 年 12-3 月的台北測站資料與 NCEP/DOE Reanalysis-2、OLR 及澳洲氣象局網站公佈的 RMM 資料分析了台灣冬季低溫事件與 MJO 的關係。本研究以 MJO 相位的連續性和完整性把 MJO 分為「相位明顯」與「發展完全」兩類，21 個發展完全的 MJO 事件中有 16 個在事件期間台灣出現低溫事件，出現頻率佔 MJO 事件的 76%，顯示 MJO 與台灣冬季溫度變化的關係值得探討。然而，「MJO 發展完全」的日數僅佔全部分析資料的 24.9%，表示多數的 MJO 不能完成連續六個相位的發展。相位明顯的 MJO 顯示在相位 3 與 7 較利於台灣低溫事件發生，但是發展完全的 MJO 僅顯示，相較於其他相位，相位 3 對低溫事件有利。未來將繼續研究是否東亞寒潮爆發與激發 MJO 相位 7（東印度洋 10°S, 100°E 偏乾，西太平洋 10°S, 180°E 偏濕）對流配置的系統有關。

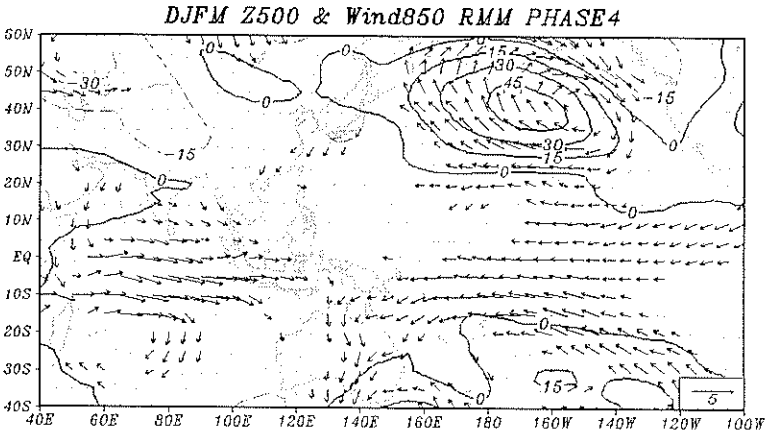
台灣位處低緯度與中緯度交界處，既受熱帶地區低頻波動的影響，也受中緯度地區綜觀



(a)

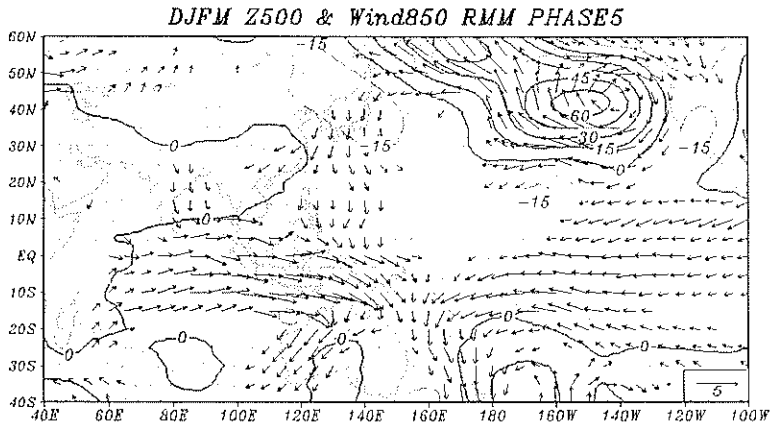


(b)

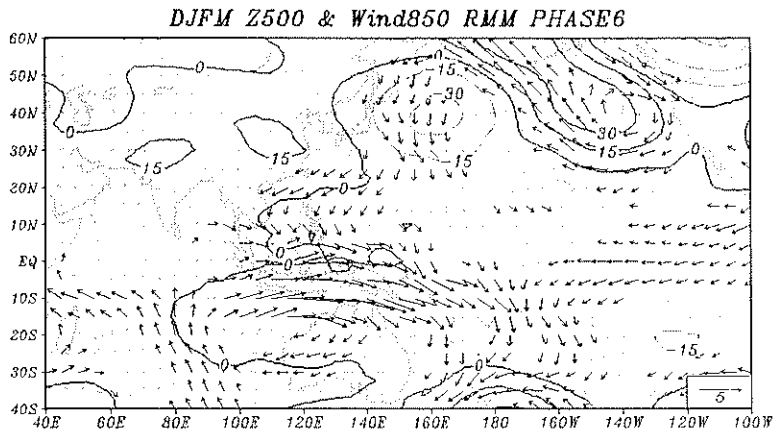


(c)

圖 8　1979-2006 年 DJFM 時期 850hPa 風場（單位：m/s）以及 500hPa 高度場（單位：m）之 RMM 相位 2（a）、相位 3（b）以及相位 4（c）合成。



(d)



(e)

續圖 8　為相位 5（d）與相位 6（e）。

尺度變化的影響。冬季 MJO 為熱帶地區較為明顯的低頻波動，且其具有時間變化以及空間變化的規律性。雖然主導台灣低溫事件的直接因素是蒙古高壓的加深與移動，以及從西伯利亞經蒙古到中太平洋換日線一帶的擾動振幅與配置，與季內尺度的 MJO 熱帶對流與環流系統沒有明顯的關係，若能了解 MJO 與台灣冬季溫度變異的關係，將有助於設計配合數值天氣預報產品的預報輔助工具幫助預報。

目前本研究以單一台北測站為主，未來將加入其他測站資料，重新定義全島一致的低溫事件，並區分不同類別的低溫事件型態繼續分析台灣溫度變化與 MJO 的關係。

七、誌謝

謝謝審查者的指正與建議。本研究是在氣象局「氣候變異與劇烈天氣監測預報系統發展計畫」及國科會計畫 NSC 95-2625-Z-052-006 資助下完成。MJO 監測資料從澳洲氣象局氣象研究中心（BMRC/BOM）網站 http://www.bom.gov.au/bmrc/clfor/cfstaff/matw/maproom/index.htm 下載，特此感謝。

八、參考文獻

俞家忠, 1978：近年來國內寒潮研究之評介。大氣科學，5，54-56。

任立渝與蔡清彥, 1981：台灣地區寒潮合成天氣形式之研究。大氣科學，8，67-79。

Campo, G. P., G. N. Kiladis, and P. J. Wester, 1999: The horizontal and vertical structure of east Asian winter monsoon pressure surges. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 125, 29-54.

Chang, C.-P., P. A. Harr, and H.-J. Chen, 2005: Synoptic disturbances over the Equatorial South China Sea and Western Maritime Continent during boreal winter. *Mon. Wea. Rev.*, **133,** 489-503.

Chen, T.-C., M.-C. Yen, W.-R.Huang, and W. A.Gallus Jr., 2002: An East Asian cold surge : case study. *Mon. Wea. Rev.*, **130,** 2271-2290.

Ferranti, L., T. N. Palmer, F. Molteni, and E. Klinker, 1990: Tropical–extratropical interaction associated with the 30–60 day oscillation and its impact on medium and extended-range prediction. *J.Atmos. Sci.*, **47,** 2177–2199.

Hartmann D. L., Marc L. Michelsen, and Stephen A. Klein 1992 : Seasonal Variations of Tropical Intraseasonal Oscillations: A 20–25-Day Oscillation in the Western Pacific. *J. Atmos. Sci.* **49,** 1277–1289.

Hendon, H. H., and B. Liebmann, 1990: A composite study of onset of the Australian summer monsoon. *J.Atmos. Sci.*, **47,** 2227–2240.

Hsu, H.-H., 1996: Global view of the intraseasonal oscillation during northern winter. *J. Climate*, **9,** 2386–2406.

Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, 2002 : NCEP-DOE AMIP-II reanalysis（R-2）. *Bull. Amer. Meteor. Soc,* **83,** 1631-1643.

Keesler, W. S., 2002: Is ENSO a cycle or a series of events? Geophys. Res. Lett., 29, 2125, doi:1029/2002GL015924.

Krishnamurti, T. N., and D. Subrahmanyam, 1982: The 30–50 day mode at 850 mb during MONEX. *J. Atmos. Sci.*, **39,** 2088–2095.

Knutson, T. R., and K. M. Weickmann, 1987: 30-60 day atmospheric oscillations: Composite life cycles of convection and circulation anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **115,** 1407-1436.

Lau, K. M., and P. H. Chan, 1985: Aspects of the 40–50 day oscillation during northern winter as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, **113,** 1889–1909.

——, and T. J. Phillips, 1986: Coherent fluctuations of extratropical geopotential height and tropical convection in intraseasonal time scales. *J. Atmos. Sci.*, **43,** 1164–1181.

Lau, K. M., and C.-P. Chang, 1987: Planetary scale aspects of the Winter monsoon and atmospheric teleconnections. In: C. P. Chang and T. N. Krishnamurti (eds), Monsoon Meteorology. Oxford University Press, New York. Pp. 161-202.

Lau, K. M., and D. E. Waliser, 2005: Intraseasonal Variability in the Atmosphere-Ocean Climate System. Springer-Verlag Berlin Heidlberg New York, ISBN 3-540-22276-6.

Lo, F., and H. H. Hendon, 2000: Empirical

extended-range prediction of the Madden–Julian oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **128,** 2528–2543.

Madden, R. A., and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702–708.

——, and ——, 1972: Description of global-scale circulation cells in the Tropics with a 40–50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 3138–3158.

——, 1987: Relationship between changes in the length of day and the 40 to 50 day oscillation in the tropics. *J. Geophys. Res.*, **92,** 8391-8399.

——, and ——, 1994: Observations of the 40-50 day tropical oscillation— A review. *Mon. Wea. Rev.*, **122,** 814-837.

Shinoda, T. and H. H. Hendon 2002: Rectified wind forcing and latent heat flux produced by the Madden-Julian Oscillation. *J. Climate*, 15(23), 3500-3508.

Wang, B., and H. Rui, 1990: Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies: 1975–1985. *Meteor. Atmos.Phys.*, **44,** 43–61.

Wang, B., 2006: The Asian Monsoon. 97-102.

Wheeler, M., and H. H. Hendon, 2004: An all-season real-time multivariate MJO index : development of an index for monitoring and prediction. *J. Atmos. Sci.*, **132,** 1917 –1932.

MJO and Winter Temperature Variations in Northern Taiwan

Szu-Ying Lee Mong-Ming Lu

Reaserch and Development Center, Central Weather Bureau

ABSTRACT

The relationship between the Madden-Julian Oscillation (MJO) and northern Taiwan temperature fluctuations is analyzed using the 6 hourly Taipei station temperature data during the winters(December-March) of 1979-2006. The MJO phases are represented by the RMM index (Wheeler and Hendon 2004) and downloaded from the website of the Bureau of Meteorology, Australia. After separating the MJO into the "clear-phase" and "full-cycle" types based on number of phases identified for each event, we find that 76% (16 out of 21) of the "full-cycle" events occur concurrently with the cold events in northern Taiwan. This suggests that MJO and winter temperature fluctuations in Taiwan are related. However, it is important to note that, on average, the days of the "full-cycle" MJO only count 24.9% of the winter days. This is because the criterion for the "full-cycle" MJO, which should be identifiable in completed 6 phases, cannot be satisfied by most of MJO events. In terms of the relationship between the MJO phases and cold events in Taiwan, the "clear-cycle" MJO shows that more cold events occur in phase 3 and 7 than in other phases. During these two phases, the MJO associated tropical convection center are over the Bay of Bengal and western Pacific warm pool area, respectively. The phases 3 of the "full-cycle" MJO, is also found to be favorable for the cold events. In summary, only weak relationship between MJO and northern Taiwan's winter temperature fluctuations is found in this study. Although the location of the major tropical convection center may affect the temperature fluctuations in Taiwan, but the former is not the primary cause for the latter. There is no evidence to support that MJO is the most important influential factor for winter cold events in northern Taiwan. The Mongolian High and the mid-latitude waves lying across from Siberia to the International Date Line can be the more important factors than MJO.

Key Words: Madden Julian Oscillation, cold surge, intraseasonal oscillation

95 年台灣農業氣象災害調查分析

陳圭宏
中央氣象局

摘要

根據農委會 95 年「農業統計年報」的統計資料分析，95 年農林漁牧業產物損失 32.7 億元，設施設備損失約 16.5 億元，兩項合計農業氣象災害損失 49.2 億元，比最近 10 年(民國 86 年至 95 年)平均值(113.2 億元)少 64 億元，僅比民國 91、92 年的損失多，是 10 年中第 3 少損失年，所以民國 95 年的農業氣象災害損失，是相對比較不嚴重的一年。95 年引起台灣有較明顯農業氣象災害的異常天氣事件有 11 項，而這 11 項異常天氣事件，主要可分為颱風侵襲、豪雨水災、寒流低溫及乾旱等 4 大類。95 年以豪雨水災異常天氣事件損失金額最多，合計農林漁牧業產物損失及設施設備損失有 34.1 億元；颱風侵襲事件次之，合計損失 14.4 億元，其他低溫及乾旱損失合計才 0.78 億元，其中低溫及乾旱兩類異常天氣只有產物損失，沒有設施設備的損失報告。一般往年颱風侵襲所造成的農業氣象災害損失比豪雨水災嚴重。但 95 年比較特別，豪雨水災所造成的農業氣象災害比颱風侵襲嚴重。

關鍵詞：產物損失、設施設備損失、異常天氣、颱風侵襲、豪雨水災、寒流低溫、乾旱

一、前言

台灣氣候溫暖，雨量多，農業氣象環境資源豐富，農作物的栽培種類限制不嚴，生長季節長。但同時台灣位於西太平洋北部副熱帶海域，每年颱風經過頻繁，常有颱風侵襲，造成嚴重災害。又台灣地處歐亞大陸塊及太平洋的海陸交界處，季風型氣候明顯，季風氣候的特徵之一是乾濕氣候的年際變化很大。如果季風盛行，降雨豐沛，豪雨不斷，常造成洪澇災害；如果季風太弱，期盼的雨水不來，易造成水資源缺乏，導致乾旱。因此台灣每年幾乎都會或多或少有異常天氣發生，並伴有災害損失。一般所謂農業氣象災害乃是由於異常天氣發生，而導致農林漁牧業產物損失、耕地及設施設備等遭受損害。台灣常見的異常天氣主要有颱風侵襲、豪雨水災、寒流低溫及乾旱等。其他尚有焚風、冰雹、龍捲風、結霜等比較小規模的異常天氣。根據(李等，2007)的研究調查，農民對於農業氣象災害的發生，採取預防措施都不積極，可能是對異常天氣預報仍存僥倖心理和防護成本太高所致。根據 WMO 的研究評估，正確的天氣預報資訊配合健全的防災措施，可有效減輕 10%到 30%的災害損失，因此需要有相關的教育宣導和開發有效、經濟的防護設備，以減少農民損失。本文旨在說明異常天氣是導致農業氣象災害最主要的原因，因此必需善加運用天氣預報資訊；並說明異常天氣的種類和劇烈情況及可能造成損失的嚴重性，據以估算可以忍受多少成本以採取防範措施，

並作為天氣預報作業和農業氣象災害防範的參考。

二、資料處理

農業氣象災害損失金額主要參考行政院農業委員會出版之民國 95 年「農業統計年報」。天氣資料取自氣象局第三組資料庫之各局屬氣象站、自動雨量站資料、農業氣象旬報及氣象預報中心之「氣候監測報告」、「氣候監視新聞及分析」網頁。

三、農業氣象災害統計

根據民國 95 年「農業統計年報」的統計，95 年引起台灣有較明顯農業氣象災害的異常天氣事件計有 1 月低溫、4 月豪雨、5 月珍珠颱風、5 月豪雨(0609 水災)、7 月碧利斯颱風、7 月凱米颱風、8 月寶發颱風、9 月豪雨、9 月珊珊颱風、10 月乾旱及 12 月低溫等 11 項。各個異常天氣所造成之損失金額如表 1，農業災害損失可分為產物損失及設施設備損失兩大類。總計農林漁牧業產物損失約 32 億 7,475 萬元，其中以農作物損失 31 億 6,245 萬元，佔絕大部分，達 96.6%。其他產物損失依序為漁產損失 7,310 萬元(佔 2.25%)、畜產損失 2,773 萬元(佔 0.85%)、林產損失 1,147 萬元(佔 0.35%)。農林漁牧業設施設備的損失金額約 16 億 5,279 萬元，依序為水土保持損失 14 億 816 萬元(佔 85.2%)、林業設備損失 1 億 3,919 萬元(佔 8.4%)、農田損失 9,141 萬元(佔 5.5%)及漁業設施損失 1,402 萬元(佔 0.9%)，另外農田水利損失約 14 億 6,297 萬元，但因該項損失直至 94 年度才列入計算，統計年份不足，所以本文暫不討論該項損失。

表 1　95 年農業災害估計損失(取自「農業統計年報」)　　單位：仟元

災害別	農林漁牧業產物損失 Products loss					農田損失	畜禽設施損失	漁業設施損失	林業設備損失	水土保持損失	農田水利設施損失
Disaster	小計	農作物	畜產	漁產	林產						
1 月低溫	6,322	6,322	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4 月豪雨	127,876	127,876	-	-	-	9,370	-	-	2,656	-	25,540
5 月珍珠颱風	205,957	205,914	43	-	-	-	-	13,475	-	46,754	8,103
5 月豪雨(0609 水災)	2,232,520	2,205,680	20,261	4,850	1,729	73,380	-	-	129,647	813,408	1,147,416
7 月碧利斯颱風	370,473	306,878	4,757	58,838	-	8,660	-	548	4,700	309,139	127,216
7 月凱米颱風	254,188	233,078	2,673	9,412	9,025	-	-	-	513	176,651	83,755
8 月寶發颱風	5,528	4,814	-	-	714	-	-	-	1,078	36,518	8,320
9 月豪雨	-	-	-	-	-	-	-	-	-	24,841	62,615
9 月珊珊颱風	-	-	-	-	-	-	-	-	600	853	-
10 月乾旱	30,211	30,211	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12 月低溫	41,674	41,674	-	-	-	-	-	-	-	-	-
合計	**3,274,750**	**3,162,448**	**27,734**	**73,100**	**11,468**	**91,410**	-	**14,023**	**139,194**	**1,408,164**	**1,462,965**

比較最近 10 年(民國 86 年至 95 年)之農林漁牧業產物損失金額(圖 1)，民國 95 年比平均值(78 億元)少 45.3 億元，這 10 年中，僅比民國 91 年的 11.4 億元損失多而已。另外農林漁牧業設施設備損失約 16.5 億元(圖 2)，比平均值(35.2 億元)少 18.7 億元，是 10 年中第 4 少損失年。農林漁牧業產物損失及設施設備損失兩項合計約 49.2 億元，比最近 10 年平均值(113.2 億元)少 64 億元，僅比民國 91、92 年的損失多，是 10 年中第 3 少損失年，所以民國 95 年的農業氣象災害損失，是相對比較不嚴重的一年。

以異常天氣現象分類，95 年度農林漁牧業產物損失以豪雨災害最嚴重，損失金額約 23 億 6,040 萬元(佔 72.1%)，其次為颱颱災害損失約 8 億 3,615 萬元(佔 25.5%)，其他依序為低溫災害損失約 4,800 萬元(佔 1.5%)、乾旱災害損失 3,021 萬元(佔 0.9%)。不過以最近 10 年的災害統計，平均颱風災害損失約為豪雨災害損失的 4 倍，95 年度豪雨災害損失比平均值(12.7 億)多 10.9 億元(圖 3)，而颱風災害損失比平均值(49.3 億元)少 40.9 億元(圖 4)，所以造成 95 年度豪雨災害損失多於颱風災害，算是比較特別的一年。至於設施設備方面，豪雨災害損失約 10 億 5,330 萬元(佔 63.7%)，颱風災害損失 5 億 9,949 萬元(佔 36.3%)，低溫和乾旱沒有造成設施設備的損失。

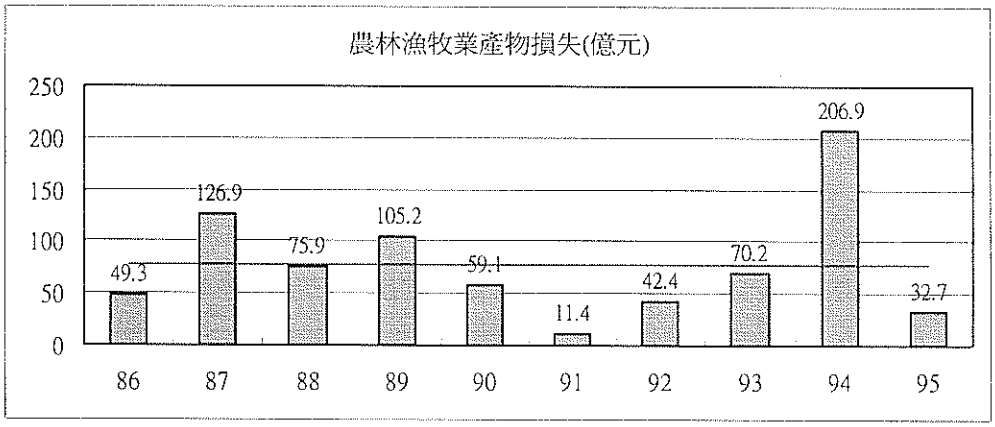


圖 1　民國 86 年至 95 年農林漁牧業產物損失金額，紅色水平線為平均值 78 億元

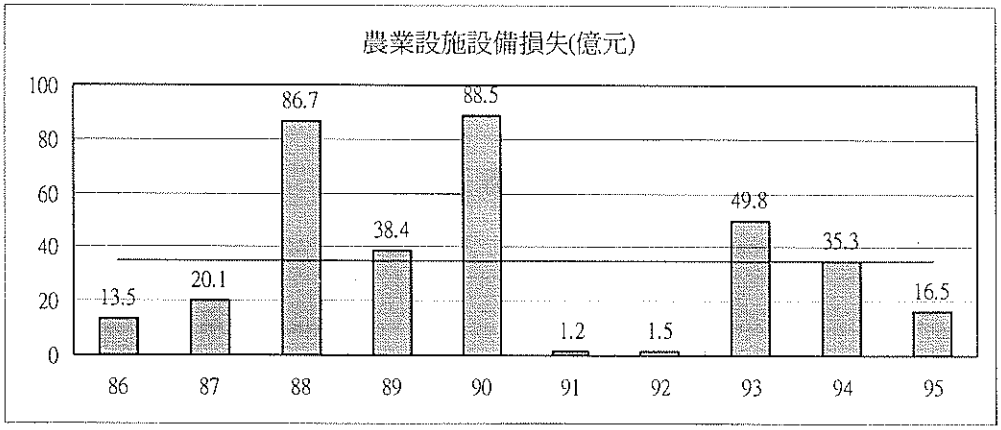


圖 2　民國 86 年至 95 年農業設施設備損失金額，紅色水平線為平均值 35.2 億元

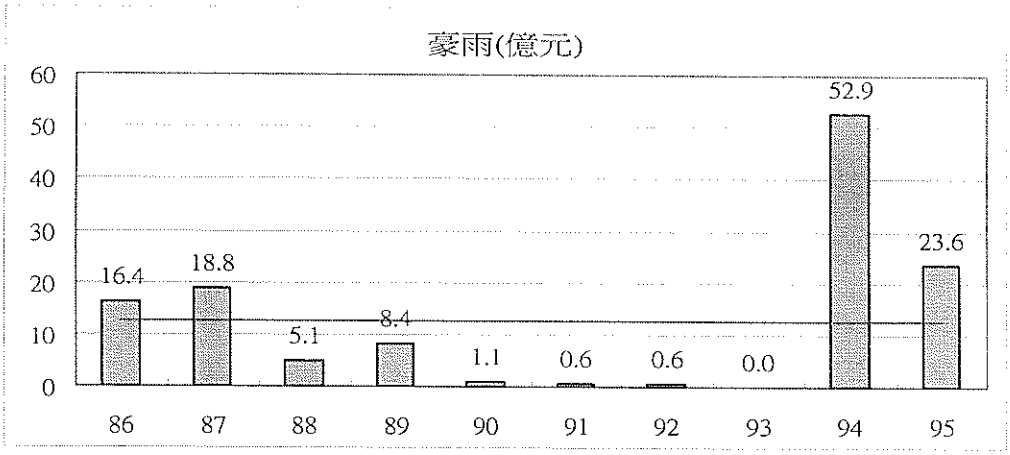


圖 3　民國 86 年至 95 年豪雨異常天氣造成農林漁牧業產物損失金額，紅色水平線為平均值 12.7 億元

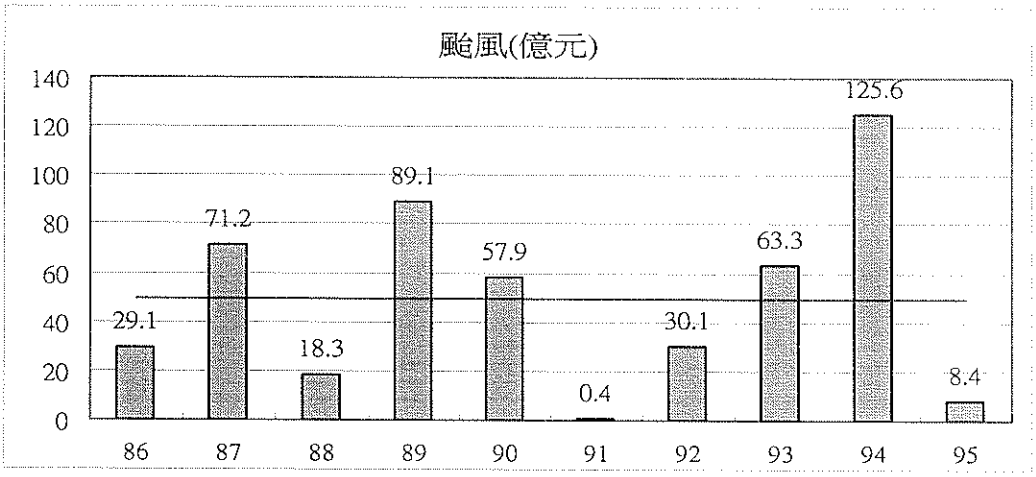


圖 4　民國 86 年至 95 年颱風異常天氣造成農林漁牧業產物損失金額，紅色水平線為平均值 49.3 億元

各縣市地區農作物的損失金額概況如表 2，以台中縣損失 7 億 5,457 萬元最多，其次為苗栗縣的 3 億 1,202 萬元及雲林縣的 3 億 377 萬元。台中縣損失較嚴重前 3 名的農作物依序為柿、梨及桃，三項損失金額合計達 6 億 580 萬元；苗栗縣損失較嚴重前 3 名的農作物依序為柿、文旦柚及梨，三項損失合計約 2 億 1,082 萬元；同樣，雲林縣損失較嚴重的前 3 種農作物為蔥、稻、花生，合計損失約 1 億 4,077 元，以上 3 個縣的農作物損失，主要都是豪雨異常天氣所造成的災害損失。

由各別農作物的損失概況統計顯示，損失金額前 20 名的農作物如表 3，其中以柿損失 5 億 4,198 萬元最多，其次為西瓜 2 億 8,416 萬元，損失第 3 名的是蔥 1 億 9,706 萬元；損失金額超過 1 億元的農作物計有 10 種。

表 2　各縣市農作物損失金額(仟元)

台中縣	754,571	台東縣	106,663
苗栗縣	312,023	桃園縣	80,424
雲林縣	303,768	台南市	37,944
南投縣	256,715	宜蘭縣	33,300
高雄縣	223,427	台中市	8,711
新竹縣	219,141	金門縣	6,884
彰化縣	185,197	澎湖縣	6,352
屏東縣	154,445	嘉義市	1,626
台南縣	148,173	新竹市	718
花蓮縣	129,729	台北縣	546

表 3　農作物損失較嚴重產品前 20 名(仟元)

柿	541,984	木瓜	90,705
西瓜	284,157	荔枝	80,119
蔥	197,058	其他柑桔	75,383
水稻	183,232	香蕉	75,114
蔬菜	182,510	桶柑	73,647
梨	155,569	芒果	65,404
葡萄	135,619	甘藍	41,600
桃	134,988	番荔枝	41,484
香瓜	114,051	落花生	35,244
文旦柚	110,985	其他雜糧	33,562

四、95 年氣候及災害天氣分析

檢查 95 年度台灣的氣候概況，統計台灣環島 12 個平地氣象站(基隆、台北、新竹、台中、台南、高雄、恆春、大武、台東、成功、花蓮及宜蘭)之平均氣溫為攝氏 24.25 度，比平均值暖 0.8 度(圖 5)，屬於偏高溫類別，也是近百年來第 3 暖年，僅次於 87(西元 1998)年和 91(西元 2002)年。這也顯示台灣平均氣溫仍然延續著溫度增暖的趨勢，不過此種增暖趨勢目前尚無證據顯示對農業造成明顯的災害損失。雨量方面，平均年雨量為 2227.4 毫米，略多於歷年平均雨量 51.6 毫米(圖 6)，屬於正常雨量類別。雖然全年雨量正常，但仍有豪雨水災和颱風侵襲等異常天氣發生，並造成農業損失，只是相對的損失比較不嚴重。

95 年度北太平洋西部海域計有 23 個颱風生成，比氣候平均值(26.7 個)少 3.7 個，屬於偏少颱風發生年。其中 4 個颱風屬於侵台颱風，分別是編號第 0601 號颱風珍珠(CHANCHU)、編號第 0604 號颱風碧利斯(BILIS)、編號第 0605 號颱風凱米(KAEMI)、編號第 0609 號颱風寶發(BOPHA)。本文所謂的侵台颱風是依據氣象局之定義：颱風中心直接登陸台灣本島者或颱風中心經過台灣附近海域，但其環流造成台灣有

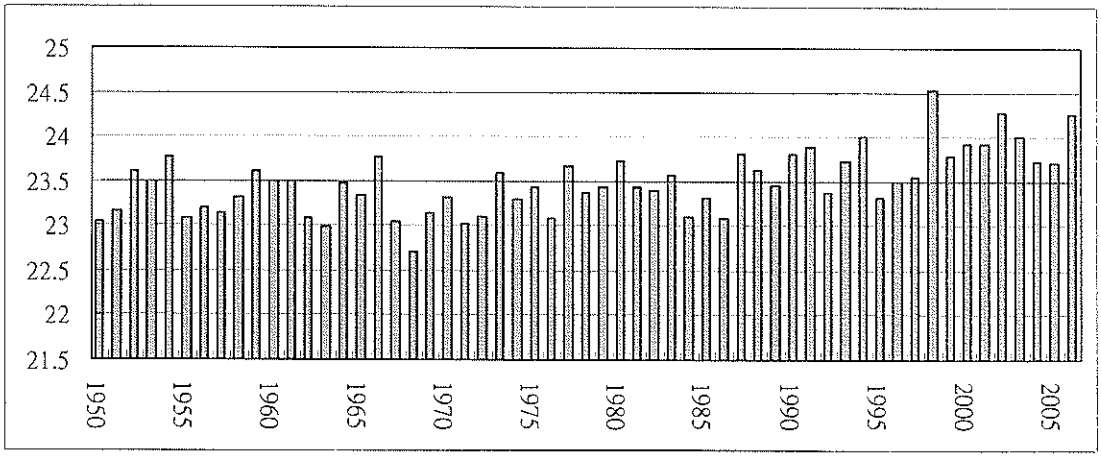


圖 5　台灣環島 12 個平地氣象站，年平均氣溫圖，紅色水平線為平均值 23.50℃

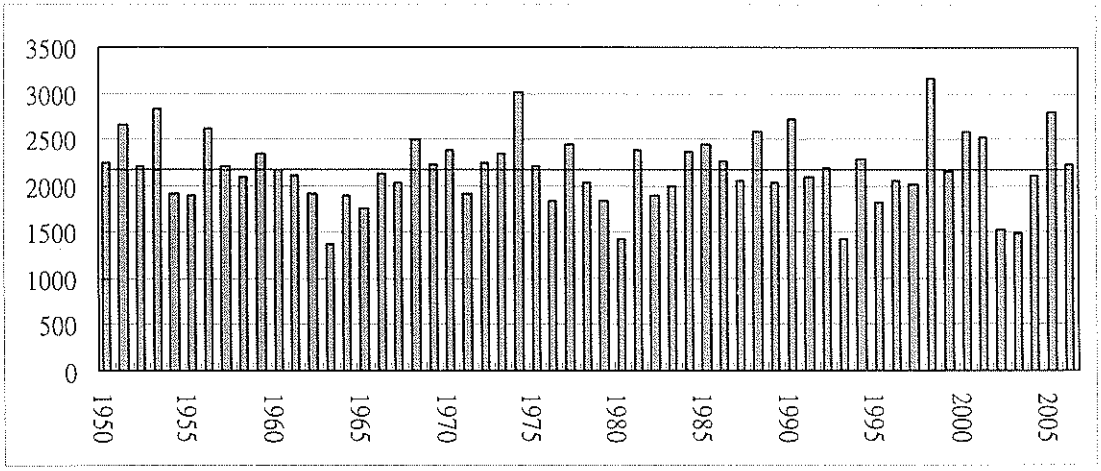


圖 6　台灣環島 12 個平地氣象站，年平均雨量圖，紅色水平線為平均值 2175.8 毫米

人員傷亡、交通設施損壞、農業損失等災害發生者。因而編號第 0603 號颱風艾維尼(EWINIAR)、編號第 0608 號颱風桑美(SAOMAI)及編號第 0613 號颱風珊珊(SHANSHAN)等 3 個颱風，其中心雖經過台灣附近海域，且氣象局有發布颱風警報，但其環流影響台灣輕微，未造成人員傷亡及顯著的財物損失等災害，所以此 3 個颱風沒有列入侵台颱風名單。整體而言，4 個颱風侵台，比氣候平均值(3.5 個)多 0.5 個，屬正常類別。其中 3 個颱風(碧利斯、凱米和寶發)屬中心登陸台灣的颱風，只有一個是中度颱風(凱米)，其他兩個是輕度颱風。另外一個侵台颱風珍珠，是 5 月颱風，其路徑沿大陸廣東沿海，進入福建，其環流引發台灣東部豪雨，造成道路中斷、農業損失等災情。

以下將逐一分析討論 95 年度各個異常天氣的發生及農業災害損失：

1 月低溫：1 月 6 日 8 時之地面天氣圖顯示，蒙古高壓非常強大，中心氣壓值達 1066 百帕，1 月 6 日至 7 日受寒流影響，各地氣溫偏低，西部地區從台北至嘉義氣象站；東北部從基隆至蘇澳氣象站，兩天都觀測到攝氏 10 度以下低溫。此波寒流造成的農作物損失，主要是南投縣的香蕉和花卉，損失金額約 632 萬元。其他林漁牧業產物及設施設備沒有損失報告。

4 月豪雨：4 月 10 日受鋒面影響，各地有陣雨或雷雨，尤其以苗栗至新竹地區強烈對流雲系最旺盛，有大豪雨發生(圖 7)，表 4 顯示，4 月 10 日前 10 大日雨量統計，主要集中在苗栗縣，一小部分在新竹縣。造成農林漁牧業產物損失 1 億 2,788 萬元，全是農作物的損失，主要為苗栗縣的文旦柚 7,486 萬元和柿 3,429 萬元；設施設備損失 1,203 萬元。

表 4　95 年 4 月 10 日前 10 名雨量(毫米)及雨量站

291.0	鳳美	苗栗縣
272.0	土城	苗栗縣
271.5	泰安	苗栗縣
265.5	南礦	苗栗縣
256.0	公館	苗栗縣
254.5	白蘭	新竹縣
254.5	八卦	苗栗縣
252.5	和興	苗栗縣
252.0	苑裡	苗栗縣
246.0	南庄	苗栗縣

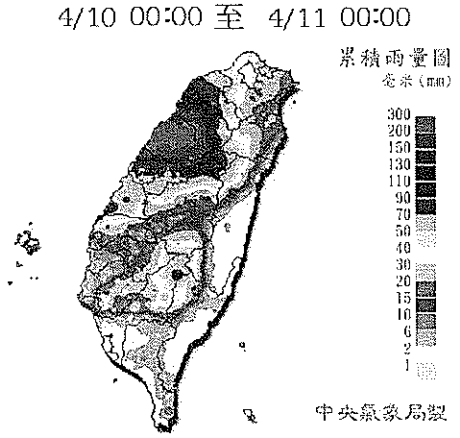


圖 7　95 年 4 月 10 日雨量圖

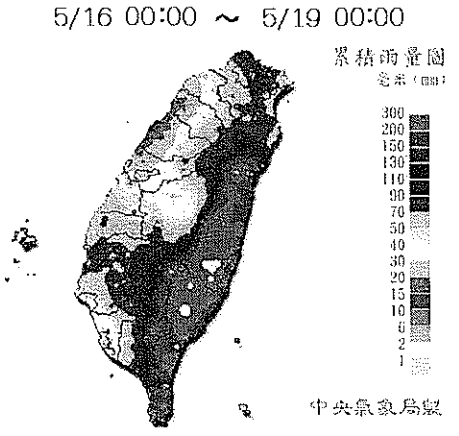


圖 9　珍珠颱風影響期間，5 月 16 日至 18 日累積雨量圖

5 月珍珠颱風：珍珠颱風是 2006 年北太平洋西部海域第一個形成的颱風，於 5 月 9 日 12Z 在菲律賓東南方海面生成(圖 8)，形成颱風後，朝西北西方向前進，穿越菲律賓南部進入南海，至南海中部轉向朝北進行，經廣東沿海，登陸福建。珍珠颱風中心沒有直接侵襲台灣，但其外圍環流影響台灣，尤其導致東南部和東部地區發生豪雨(圖 9)，5 月 16 日至 18 日 3 天的累積雨量，都達 200 毫米以上。珍珠颱風造成的農林漁牧業產物損失約 2 億 596 萬元，幾乎全是農作物的災害損失，主要為花蓮縣的西瓜損失 5,517 萬元，台南縣和屏東縣的芒果損失約 4,647 萬元，再其次為屏東縣的木瓜損失 1,327 萬元；設施設備損失 6,023 萬元。

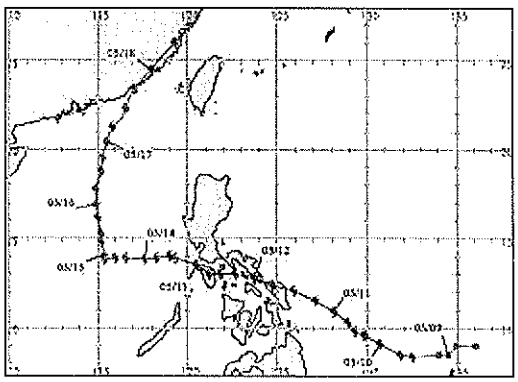


圖 8　珍珠颱風路徑圖

5 月豪雨(0609 水災)：0609 水災是典型的梅雨季節常態性豪雨。5 月 27 日梅雨鋒面南下後，隨即滯留台灣上空至 6 月 12 日，鋒面滯留期間，各地有陣雨或雷雨，偶有豪雨發生，其中以 6 月 9 日和 10 日雨勢最猛(表 5)。6 月 9 日日累積雨量第 10 名還高達 590.5 毫米，遠遠超過 350 毫米的超大豪雨標準，可見當日的雨勢非常劇烈。本次豪雨最大雨區主要散布於中南部山區(圖 10)。6 月 10 日雨勢也是很大，前 7 名雨量也都達超大豪雨標準，主要集中於高雄縣山區及屏東縣山區(圖 11)。由統計資料顯示造成的農林漁牧業產物損失約 22 億 3,252 萬元，其中農作物損失 22 億 568 萬元，其他林漁牧業產物損失約 2,684 萬元。農作物以柿損失 4 億 8,625 萬元最多(表 6 左)，其次是西瓜損失 1 億 9,493 萬元，蔥損失 1 億 6,582 萬元。農作物損失最嚴重地區依序台中縣 7 億 5,007 萬元，雲林縣 2 億 6,061 萬元、南投縣 2 億 3,121 萬元(表 6 右)。設施設備合計損失約 10 億 1,644 萬元。

7 月碧利斯颱風：碧利斯颱風於 7 月 9 日 06Z 在菲律賓東方海面形成(圖 12)，生成後以西北方向移動。13 日 22 時 20 分左右在宜蘭頭城附近登陸，14 日 1 時 20 分左右由淡水附近

表 5　95 年 6 月 9 日(左)、10 日(右)前 10 名日雨量(毫米)及雨量站

726.0	奮起湖	嘉義縣	478.0	南天池	高雄縣
723.5	石磐龍	嘉義縣	437.0	瑪家	屏東縣
714.5	楠溪	高雄縣	396.0	上德文	屏東縣
712.0	溪南	高雄縣	392.5	溪南	高雄縣
702.0	神木村	南投縣	383.0	新園	屏東縣
688.0	小關山	高雄縣	353.5	龍泉	屏東縣
680.5	南天池	高雄縣	351.5	御油山	高雄縣
624.0	大湖	嘉義縣	348.5	阿禮	屏東縣
609.5	新高口	嘉義縣	346.5	三地門	屏東縣
590.5	稍來	臺中縣	344.0	楠溪	高雄縣

表 6　5 月豪雨損失最嚴重的農作物(左)及縣市(右)前 10 名(仟元)

柿	486,248	台中縣	750,070
西瓜	194,929	雲林縣	260,607
蔥	165,820	南投縣	231,210
水稻	159,387	苗栗縣	213,779
梨	155,274	彰化縣	178,190
蔬菜	137,495	新竹縣	158,608
桃	133,841	高雄縣	106,989
葡萄	133,622	嘉義縣	102,255
香瓜	79,731	桃園縣	76,754
荔枝	79,362	台南縣	54,828

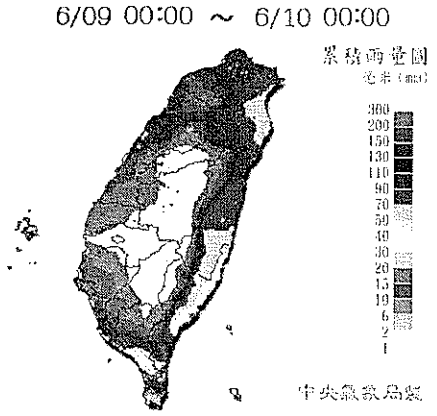


圖 10　梅雨鋒面影響期間，6 月 9 日雨量圖

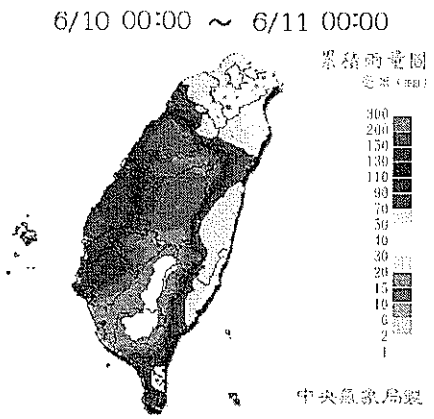


圖 11　梅雨鋒面影響期間，6 月 10 日雨量圖

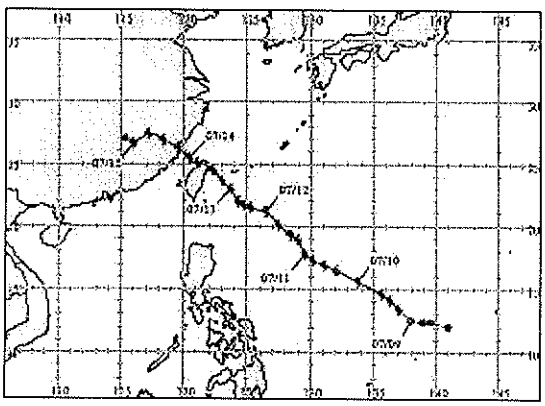


圖 12　碧利斯颱風路徑圖

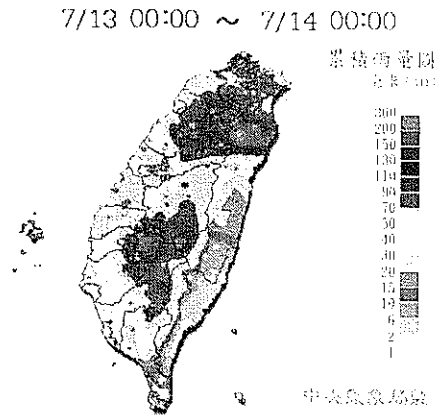


圖 13　碧利斯颱風影響期間，7 月 13 日雨量圖

進入台灣海峽北部，13 時左右由馬祖附近進入福建。13 日受碧利斯颱風登陸影響，東北部及北部山區雨勢較大，有豪雨發生(圖 13)。颱風過後，14 日至 16 日受強勁西南氣流影響，各地仍有陣雨，以南部地區雨勢較大，尤以 14 日雨勢最大(表 7)，前 10 名日累積雨量皆超過超大豪雨標準，其中屏東縣瑪家 717 毫米最多。碧利斯颱風造成的農林漁牧業產物損失約 3 億 7,047 萬元，其中農作物損失 3 億 688 萬元，畜產及漁產損失 6,360 萬元。農作物損失項目有三十多項，其中損失最多的前 10 名如表 8 左，以蔬菜損失 3,778 萬元最多，其次為香瓜、木瓜，分別為 2,559 萬元及 2,498 萬元。損失比較嚴重的縣市前 3 名依序為屏東縣、高雄縣、雲林縣(表 8 右)。設施設備損失約 3 億 2,305 萬元。

表 7　7 月碧利斯颱風侵台期間，7 月 14 日雨量最多的前 10 名雨量站(毫米)

717.0	瑪家	屏東縣
712.0	上德文	屏東縣
657.0	尾寮山	屏東縣
585.0	新圍	屏東縣
582.0	御油山	高雄縣
554.0	溪南	屏東縣
490.5	三地門	屏東縣
480.0	赤山	屏東縣
476.0	新發	高雄縣
461.0	古夏	屏東縣

表 8　碧利斯颱風造成損失最嚴重的農作物(左)及縣市前 10 名(右)(仟元)

蔬菜	37,777
香瓜	25,587
木瓜	24,984
蔥	23,698
香蕉	23,151
西瓜	21,212
水稻	16,621
柿	9,365
番石榴	8,610
胡瓜	8,373

屏東縣	87341
高雄縣	64227
雲林縣	43161
苗栗縣	31554
台南縣	30472
南投縣	18494
彰化縣	7007
宜蘭縣	6380
嘉義縣	5827
台中縣	4502

7 月凱米颱風：凱米颱風於 7 月 19 日 06Z 在菲律賓東南方海面形成(圖 14)，生成後朝西北西方向移動，24 日 23 時 45 分左右在台東成功附近登陸，25 日 4 時 5 分左右由嘉義東石附近進入台灣海峽，19 時左右由金門附近進入福建。以 24 日至 25 日受颱風環流影響較明顯，尤以 25 日雨量較顯著，主要分布於東部、東南部及南部地區(圖 15)，最大日雨量前 10 名如表 9，前 6 名雨量有超過超大豪雨標準，其中高雄縣的御油山 499 毫米最多。凱米颱風所造成的農林漁牧業產物損失約 2 億 5,419 萬元。其中農作物損失 2 億 3,308 萬元，其他林漁牧業產物損失約 2,111 萬元。農作物損失中以文旦柚損失 3,067 萬元最多(表 10 左)，其次是番荔枝 2,858 萬元。損失比較嚴重的縣市如表 10 右，前 3 名依序為台東縣、花蓮縣、高雄縣，其損失金額分別為 9,991 萬元、7,044 萬元及 3,663 萬元。

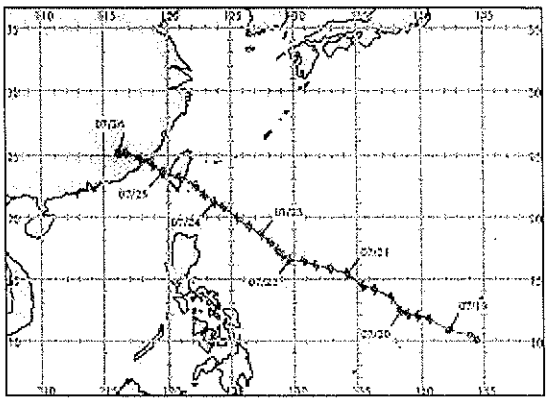


圖 14　凱米颱風路徑圖

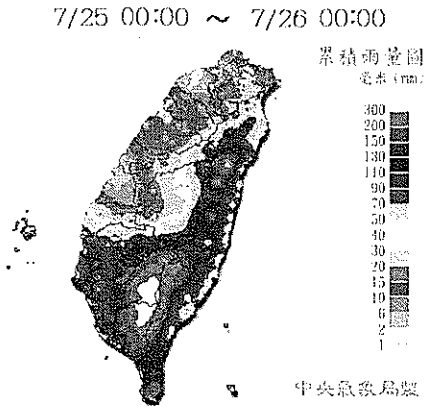


圖 15　凱米颱風影響期間，7 月 25 日雨量圖

表 9　7 月凱米颱風侵台期間，7 月 25 日雨量最多的前 10 名雨量站(毫米)

499.0	御油山	高雄縣
489.5	尾寮山	屏東縣
431.0	瑪家	屏東縣
373.0	溪南	高雄縣
371.5	上德文	屏東縣
367.5	天祥	花蓮縣
316.0	阿禮	屏東縣
307.0	南天池	高雄縣
273.5	古夏	屏東縣
262.0	三地門	屏東縣

表 10　凱米颱風造成損失最嚴重的農作物(左)及縣市(右)(仟元)

文旦柚	30,672
番荔枝	28,576
其他特作	23,910
香蕉	21,037
木瓜	16,769
番石榴	11,488
西瓜	11,472
金針菜	10,542
香瓜	7,389
番茄	6,446

台東縣	99,912
花蓮縣	70,435
高雄縣	36,627
台南縣	14,288
屏東縣	10,920
南投縣	690
澎湖縣	206

8 月寶發颱風：寶發颱風於 8 月 6 日 06Z 在台灣東南方海面形成(圖 16)，生成後以偏西方向朝台灣前進，9 日 3 時 20 分左右在台東成功附近登陸，7 時 20 分左右由台南附近出海，再向西南西移動，14 時減弱為熱帶性低氣壓。寶發颱風影響期間，以 8 月 9 日雨量最明顯，主要以迎風面的東半部地區和北部山區雨量較顯著(圖 17)，不過因為寶發颱風強度較弱，帶來的雨量只達豪雨程度，雨量最多前 10 名如表 11，其中台北縣的福山 9 日雨量 189.5 毫米最多，整體而言造成的損失不大，合計農林漁牧業產物損失約 553 萬元，分別為農作物損失 481 萬元，林產損失 71 萬元。農作物損失部分，主要發生在台東縣，包括番荔枝損失 422 萬元及柚損失 59 萬元。設施設備損失約 3,760 萬元，主要是由於水土保持損失 3,652 萬元及林業設備損失 108 萬元。

9 月豪雨：9 月 10 日至 14 日受南方低壓雲系及東北季風雙重影響，各地有陣雨或雷雨，以 10 日的雨勢較明顯，主要的大降雨區集中在北部山區、東北部山區(圖 18)，以台北市大屯山雨量站的 377 毫米最多，台北縣大坪雨量站的 363 毫米次之，這兩站的雨量都已超過超大豪雨標準，其他前 10 名雨量如表 12。此次豪雨事件無農林漁牧業產物損失報告，只有設施設備項的水土保持損失 2,484 萬元。

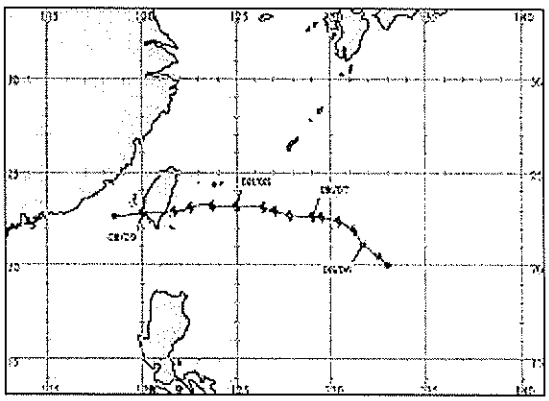


圖 16　寶發颱風路徑圖

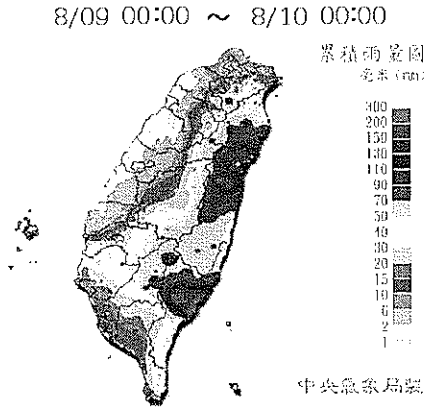


圖 17　寶發颱風影響期間，8 月 9 日雨量圖

表 11　8 月寶發颱風侵台期間，8 月 9 日雨量最多的前 10 名雨量站(毫米)

189.5	福山	臺北縣
179.0	龍澗	花蓮縣
171.5	都蘭	臺東縣
169.5	紅葉山	臺東縣
164.0	銅門	花蓮縣
162.0	下盆	臺北縣
156.0	布洛灣	花蓮縣
144.5	水源	花蓮縣
139.0	鹿野	臺東縣
137.0	四堵	臺北縣

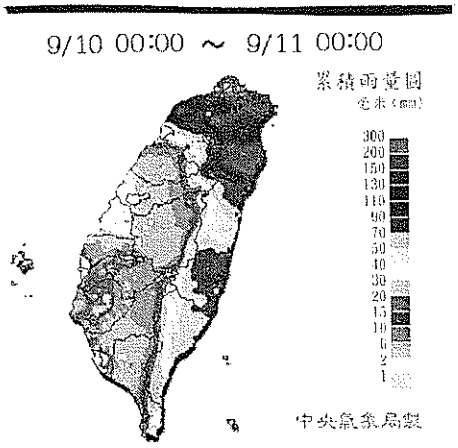


圖 18　受南方低壓雲系及東北季風雙重影響期間，9 月 10 日雨量圖

表 12　9 月 10 日前 10 名日雨量(毫米)及雨量站

377.0	大屯山	臺北市
363.0	大坪	臺北縣
300.5	五指山	臺北縣
262.0	三和	臺北縣
234.5	瑞芳	臺北縣
228.5	大尖山	臺北縣
227.0	富貴角	臺北縣
223.0	大豹	臺北縣
218.0	古魯	宜蘭縣
216.0	牛鬥	宜蘭縣

9 月珊珊颱風：珊珊颱風於 9 月 10 日 12Z 形成(圖 19)，生成後以西北方向移動，於 12 日開始轉為偏西進行，15 日改為朝北進行，經過台灣東部海面，再轉向東北方向朝琉球群島移動，遠離台灣，對於珊珊颱風氣象局僅發布海上颱風警報，沒有發布陸上颱風警報，所以沒有列入侵台颱風。珊珊颱風經台灣東部海面時，受其外圍環流影響，各地有陣雨，以中部、北部山區雨勢較大(圖 20)，16 日雨量以苗栗縣馬達拉的 217.5 毫米最多，其他前 10 名雨量如表 13。此颱風沒有造成農林漁牧業產物損失，僅造成設施設備損失約 145 萬元。

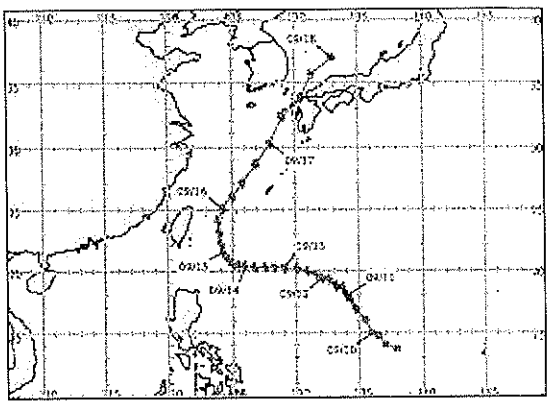


圖 19　珊珊颱風路徑圖

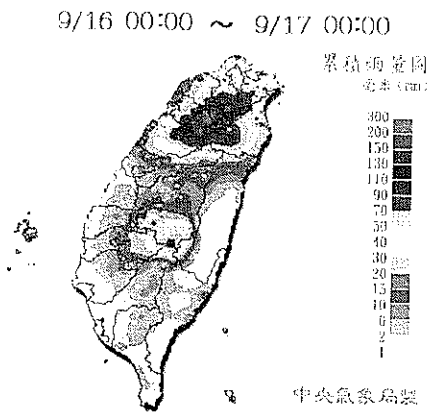


圖 20　珊珊颱風行經台灣東部外海期間，9 月 16 日雨量圖

表 13　9 月珊珊颱風行經台灣東部外海期間，9 月 16 日雨量最多的前 10 名雨量站(毫米)

217.5	馬達拉	苗栗縣
208.5	鳥嘴山	苗栗縣
173.5	福山	臺北縣
154.5	太閣南	新竹縣
153.5	梅花	新竹縣
146.0	觀霧	新竹縣
134.5	白蘭	新竹縣
133.5	桶後	臺北縣
123.5	溪頭	南投縣
121.5	下盆	臺北縣

10 月乾旱，95 年 10 月份主要為東北季風影響的天氣型態，但因冷空氣南下勢力偏弱，月平均氣溫偏高；又整個月只有 1 道鋒面系統影響，降雨很少，台北、桃園、新竹雨量分別為 36.7 毫米、8.2 毫米、0.1 毫米，導致北部、東北部雨量比氣候值明顯偏少很多，呈乾旱現象，造成農作物損失 3,021 萬元，計有柑桔類損失 2,737 萬元及茶損失 284 萬元，主要分布於台北縣、桃園縣和新竹縣。其他林漁牧業產物及設施設備沒有損失報告。

12 月低溫，12 月 16 日至 18 日受強烈大陸冷氣團影響，各地氣溫明顯偏低，嘉義以北地區均出現攝氏 10 度以下低溫。此次低溫所造成的農作物損失約 4,167 萬元，主要為柑桔類，分布於新竹縣及台中市一小部分。其他林漁牧業產物及設施設備沒有損失報告。

五、結論

根據 95 年農委會「農業統計年報」的統計，95 年引起台灣有較明顯農業氣象災害的異常天氣事件有 11 項，而這 11 項異常天氣事件，主要還是可分為常見的颱風侵襲、豪雨水災、寒流低溫及乾旱等 4 大類。95 年以豪雨水災異常天氣事件損失金額最多(圖 21)，合計農林漁牧業產物損失及設施設備損失有 34.1 億元；颱風侵襲事件次之，合計損失 14.4 億元，其他低溫及乾旱損失合計才 0.78 億元，其中低溫及乾旱兩類異常天氣只有產物損失，沒有設施設備的損失報告。一般往年以颱風侵襲造成的農業氣象災害損失比豪雨水災嚴重。但 95 年比較特別，豪雨水災所造成的農業氣象災害比颱風侵襲嚴重。主要由於 5 月底至 6 月初導致豪雨的異常天氣事件，其中以 0609 水災造成農業災害最嚴重。當時梅雨鋒面活躍自 5 月 27 日至 6 月 12 日在台灣上空共滯留達 17 天之久，期間陣雨不斷，偶有豪雨，尤其 6 月 9 日及 10 日，出現超大豪雨的雨量站分布很廣，所以造成農林漁牧業產物損失達 22.3 億元，佔全年損失的 68.2%；設施設備損失 10.2 億元，佔全年損失的 61.5%。而 95 年雖有 4 個颱風侵台，略多於平均值 0.5 個，但 3 個直接登陸的颱風只有凱米颱風屬於中度颱風強度，其他碧利斯和賽發颱風都是屬較弱的輕度颱風，造成的災害沒有很嚴重；珍珠颱風由廣東沿海進入福建，離台灣較遠，由其外圍環流造成的災害也不算嚴重，因此總計颱風侵襲的災害損失少於豪雨水災。

95 年農林漁牧業產物損失 32.7 億元，設施

設備損失約 16.5 億元，兩項合計農業氣象災害損失 49.2 億元，比最近 10 年(民國 86 年至 95 年)平均值(113.2 億元)少 64 億元，僅比民國 91、92 年的損失多，是 10 年中第 3 少損失年，所以民國 95 年的農業氣象災害損失，是相對比較不嚴重的一年。

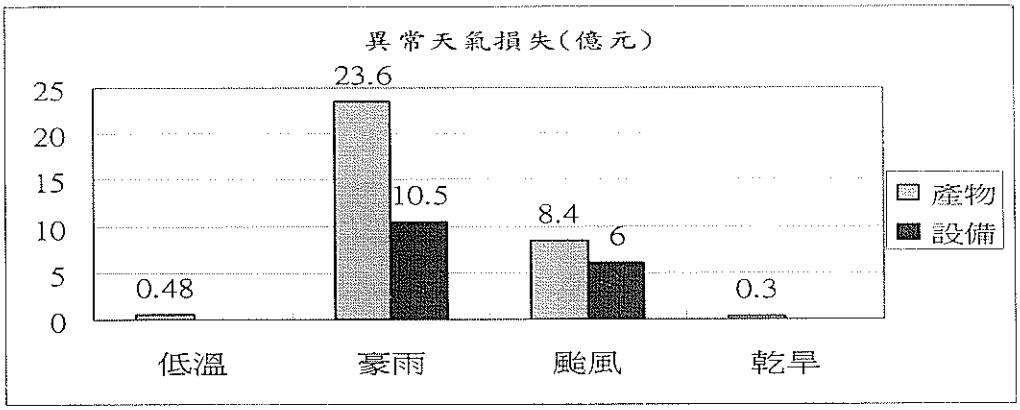


圖 21　95 年異常天氣造成的農林漁牧業產物損失及設施設備損失金額

參考文獻：

郭文鑠，1978：台灣農業氣候區域研究，中央氣象局編印

郭文鑠，1980：台灣農業氣候區域規劃，中央氣象局編印

張修武，2006：氣象資訊與應用，財團法人中興工程科技研究發展基金會

李炳和、廖志翔、申雍，2007：高屏地區蓮霧與台東地區番荔枝之氣象災害及防護方法問卷調查。作物、環境與生物資訊第 4 卷第 2 期，89-108

Statistics and Analysis on the Agro-meteorological disasters in 2006

Guay-Hong Chen

Central Weather Bureau

ABSTRACT

According to "Agricultural Statistics Yearbook", published by Council of Agricultural. There are NT$3.27 billion in agricultural products loss and NT$1.65 billion in facilities loss in 2006, totally NT$4.92 billion, about NT$0.64 billion less than the latest 10 years average(1997-2006) and not severe. There are 11 abnormal weather events divided into 4 categories: flood, typhoon, drought and low temperature, which caused large agricultural loss of the year. The greatest damage of the year was caused by flooding (NT$3.41 billion loss), the next is typhoon(NT$1.44 billion loss). In normal year, the damages caused by typhoons is greater than by flooding.

Key words: agricultural products loss, facilities loss, abnormal weather events, flood, typhoon, draught, low temperature.

碧利斯(2006)颱風引進西南氣流之雷達資料同化研究

簡國基　李湘源　游志淇

中央氣象局氣象預報中心

摘要

本研究探討、評估衛星與都卜勒雷達資料對高解析度 (2 公里) LAPS/WRF 定量降水預報之成效；挑選 2006 年碧利斯颱風引進西南氣流造成南台灣高屏地區劇烈降水為例，共設計四組預報實驗：實驗 CTRL (僅引用衛星資料進行同化分析)、實驗 REF (同時引用衛星、雷達回波資料)、實驗 VR (同時引用衛星、雷達徑向風場資料) 及實驗 VREF (同時引用衛星、雷達回波、雷達徑向風場資料)。

實驗 CTRL 對碧利斯颱風引進西南氣流之高屏山區豪雨預報有過強的趨勢 (Bias 值偏高)，對高屏平地及沿海地區的降雨預報則有偏低現象，只引入衛星資料對此個案之降水預報成效不盡理想。實驗 REF 與實驗 CTRL 之比較結果顯示，加入雷達降水回波資料，略可增進降水預報成效，但增進程度並不顯著。實驗 VR 與實驗 CTRL 之比較結果顯示，加入雷達徑向風場資料，有增進本個案在高屏地區劇烈降水預報成效之趨勢，無論高屏山區或平地地區，實驗 VR 之降水預報皆優於實驗 CTRL。實驗 VREF 在高屏地區的降水預報結果為四組實驗中最優者，顯示對本研究個案而言，若同化完整的衛星及雷達資料，可得到最接近實際之高屏地區定量降水預報結果。

此外，針對南台灣四縣市比較區域平均實際降雨與預報雨量顯示，距離雷達觀測較近的地區，雷達資料同化對區域雨量預報的正貢獻較顯著。未來若有機會在七股與墾丁雷達站之間 (如：屏東附近) 加設另一都卜勒雷達觀測設備，有機會提升 LAPS/WRF 對於台灣南部的劇烈天氣定量降水預報能力。

關鍵詞：熱啟動、西南氣流定量降水預報、LAPS/WRF

一、前言與研究目的

颱風侵台過後之大氣環境場配置，若有利於引進旺盛西南氣流，則西南氣流在台灣南部地區所造成的降水，往往較颱風直接侵襲期間為劇烈；2004 年敏督利颱風與 2006 年碧利斯颱風即為典型的案例。颱風引進西南氣流之降水特性為降雨強烈且持續數日，台灣南部迎風面地區首當其衝，因此，累積雨量時常高達 1000~2000 毫米以上；導致山崩、溪水暴漲、土石流與淹水等災情，對人民生命財產構成威脅。就災害防治需求而言，提升颱風引進西南氣流之豪雨預警能力為當務之急；因此，加強此類型豪雨之定量降雨預報研究，為台灣地區氣象防災與減災之重要課題。

以短時 (本研究定義為 0-12 小時) 定量降水預報而言，現行數值模式於剛開始積分 12 小時期間，普遍存在著模式雲、雨的調整與驅

動問題 (cold start, spin-up problem；Heckley 1985； Donner 1988)，影響並降低中尺度模式之短時定量降水預報能力。Mohanty et al. (1986) 認為大多數天氣預報模式的調整問題，導因於模式積分初期無法正確掌握大氣凝結、潛熱釋放過程。主要原因則為：1.大氣之觀測網，不足以詳細解析大氣濕度及輻合(散)場分布；2.大部分模式初始化模組，無法有效引入雲、雨等重要非絕熱資訊。Tarbell et al. (1981) 曾經估計，大氣只要發生約 1 cm/hr 之降水強度，非絕熱作用在動力方程組中就扮演著重要角色，顯見非絕熱效應在模式初始化及短時降水預報過程中，是不可忽略且非常重要的因子。

非絕熱初始化一直是大氣科學家努力的目標，相關研究如：Krishnamurti et al. (1991)、Harms et al. (1993)、Puri and Miller (1990)、Raymond et al. (1995)、Ruggiero et al. (1996)。歸納其研究結果可知，整合大氣非絕熱資料，並引進模式預報初始場，對中尺度模式的短時定量降水預報能力有所助益。2002 年起，中央氣象局與美國海洋大氣總署 (National Oceanic and Atmospheric Administration，NOAA) 所屬全球系統研究實驗室 (Global System's Division) 積極合作開發 LAPS 資料同化系統(Local Analysis and Prediction System；McGinley et al. 1991；Albers et al. 1996；Jian et al. 2003)，並進一步將 LAPS 所產生的非絕熱大氣初始場導入 PSU/NCAR MM5 (Version 3.5；Grell et al. 1994) 及 WRF (Version 2.0.3; Skamarock et al. 2005) 模式進行短時數值預報(以下簡稱為 LAPS/MM5、LAPS/WRF 系統)，2003 年 LAPS/MM5 系統已在中央氣象局的 PC Cluster (Linux 平台) 建置完成 (Jian et al. 2003)，2005 年 LAPS/WRF 系統亦同時上線作業，每日進行短時天氣預報。

Shaw et al. (2001) 研究指出，LAPS/MM5 系統可提升美國科羅拉多州之短時降水預報能力；Jian et al. (2003) 就 2002 年辛樂克 (Sinlaku) 颱風的研究結果亦顯示，將五分山都卜勒雷達資料整合進 LAPS/MM5 系統，對辛樂克颱風侵台期間之定量降水預報有明顯助益；Jian and McGinley (2005) 進一步引進五分山、花蓮、七股及墾丁等 4 個都卜勒雷達資料，針對 2003 年侵台颱風進行降水研究，發現雷達資料在非絕熱同化過程中扮演極關鍵角色。有鑑於此，本研究以碧利斯颱風引進西南氣流的豪雨個案為例，採用 WRF 高解析度模式，設計四組數值模擬實驗，探討雷達資料對定量降水預報成效的影響。本文第二章介紹使用的資料、LAPS 雷達資料分析方法、WRF 模式設定與實驗設計；第三章簡述碧利斯颱風生命史、侵台過程與降水分布；第四章利用台灣地區自動雨量站觀測資料進行定量降雨預報校驗；第五章為總結與討論。

二、觀測資料、LAPS/WRF 系統與實驗設計

2.1 使用資料

LAPS/WRF 系統所使用之分析背景場來自中央氣象局 NFS (Nonhydrostatic Forecast System, 15 公里) 模式資料。由於背景場中之颱風渦旋位置、環流結構可能與利用雷達、衛星等資料分析之結果有所差異；因此，系統將先應用類似於 NCAR-AFWA (National Center for Atmospheric Research-Air Force Weather Agency) 方法 (David and Low-Nam 2001) 於 NFS 模式資料中進行颱風渦旋植入，修正模式背景場的颱風位置與強度，再進行 LAPS 分析，目前每日作業中可引進之各類觀測資料如下：

- 中央氣象局之 NFS (15 公里) 區域模式預報資料，為 LAPS 之模式背景場。
- 台灣地區密集地面觀測網 (surface mesonet)、各機場逐時天氣報告(METAR 資料)、浮標(BUOY)、船舶報告(SHIP)、綜觀

觀測 (SYNOP)、探空 (sounding) 及 GPS Dropsonde 等資料。

- 日本 MTSAT 衛星之 11 μm 之紅外線頻道及可見光頻道資料，進行三維雲分析。
- 台灣地區都卜勒雷達觀測網，包括五分山、墾丁、七股及花蓮雷達觀測之回波場與徑向風場資料；進行 LAPS 風場分析及三維雲分析。
- 使用 ACARS(Aeronautical Radio Incorporated, Communications, Addressing and Retrieval System) 飛機觀測資料，加強風場、溫度場及濕度場之分析。

目前 LAPS 的作業型態是逐時進行資料同化分析，由於各種觀測資料的時間間隔不同，也不一定會在同一時間進行觀測；因此，被同化進 LAPS 的資料必須滿足下列二個檢查條件：(1)該筆資料時間必須介於正點時間前後十分鐘，例如：在時間 t，滿足此條件的資料時間區間為 t-10 ~ t+10 分鐘。(2) 若有同類多筆資料滿足條件 (1) (如都卜勒雷達資料)，則選取最接近正點時間的該筆資料。選定所有符合條件的觀測資料後，LAPS 會在每小時的第 20 分鐘進行資料同化分析，完整的分析程序大約須費時 10 分鐘。

2.2 LAPS 非絕熱資料同化

LAPS/WRF 系統在觀測資料引進系統後，LAPS 隨即進行各氣象場之中尺度分析，本研究中進行分析之水平解析度為 2 公里，涵蓋範圍包括整個台灣地區並向西南延伸至東沙島西側 (241 ╳ 241 個水平網格點)；垂直由地面向上延伸至 100hPa，解析度為 50hPa，共有 21 層。LAPS 非絕熱資料同化系統是由風場分析、地面場分析、溫度場分析、雲分析、水氣場分析及動力平衡模組所組成，詳細過程可參見 Jian et al.(2003)，以下僅簡介與衛星、雷達資料同化相關之分析模組。

- 風場分析

LAPS 採用多次迴圈方式進行風場分析，第一迴圈首先讀進地面觀測 [包括：機場天氣報告 (METAR)、浮標(BUOY)、船舶報告(SHIP)、氣象站天氣觀測(SYNOP)]、探空、飛機觀測等風場資料，透過背景高度場 (來自背景模式，NFS Model) 之輔助，將觀測的風向、風速資料置於分析網格點上，可得觀測內插風場；接著將觀測內插風場減去模式背景風場 (來自 NFS 模式，first guess)，稱之為差量場，再來是將差量場以 Barnes (1964) 權重函數進行逐次修正法 (Successive Correction) 客觀分析；權重函數中之影響半徑將於逐次計算中隨著減小，且每次分析之結果都當作為下一次分析之背景場，如此循環分析，將可逐步顯現出大氣之中、小尺度風場特徵。接著將客觀分析後之差量場，加回模式背景風場，可得初步三維風場。

繼續進入風場第二迴圈分析，此迴圈之主要目的為引進都卜勒雷達三維徑向風資料。首先讀進雷達徑向風場，接著由第一迴圈風場推算出相對於雷達的切向風分量，與徑向風進行合併；然後將合併風場再如同第一迴圈程序分析一次，即可得第二迴圈風場。若有雙或多雷達同時觀測時，則將藉第二迴圈風場，推導出第二個雷達的切向風分量，並與徑向風場結合，再進入第三迴圈分析。如此循環，直到所有雷達都計算完畢，即是最終之三維水平風場。

- 雲分析

氣象衛星是目前觀測大氣雲分布之最佳工具，但是，只透過紅外線及可見光雲圖，我們仍不易獲知雲在大氣中立體分布的完整資訊。有鑑於此，LAPS 結合機場天氣報告(METAR)、飛機、衛星紅外線頻道(11 μm)、可見光頻道及都卜勒雷達觀測資料，配合 LAPS 溫度場與高度場分析結果，進行三維雲分析 (Albers et al. 1996)，步驟簡述如下：

步驟一：將機場天氣報告 (METAR)及飛機之雲觀測報告，內插至 LAPS 網格點，組成

初步分析，提供雲層之垂直與水平大致分布。

步驟二：引進模式背景場的雲液態水、雲冰、混合比等雲分布資訊，並使用一次迴圈之 Barnes (1964) 分析法，結合步驟一的觀測資料，進行逐層水平分析，可得初步三維雲結構；然後藉由 LAPS 之溫度及高度分析場，推導出此初步雲結構的三維亮度溫度分布。

步驟三：利用衛星觀測之雲頂溫度值，調整步驟二所推導的初步雲結構。但由於衛星紅外線頻道，對於低雲的探測較不靈敏，因此，調整法則為，若步驟二分析場的雲頂高度低於 800 公尺，則使用步驟二結果為雲頂溫度，亦即該區域不進行修正；反之，雲頂高於 800 公尺的區域，即利用衛星觀測之雲頂溫度加以修正；換言之，步驟二中雲頂高於 800 公尺之雲厚度將因而改變，此調整程序完成後的結果，將之稱為「步驟三雲結構」。

步驟四：同樣使用衛星紅外線頻道觀測之雲頂溫度場，並配合 LAPS 之溫度場與高度場分析結果，推算出雲頂高度場，接著再去調整「步驟三雲結構」。此處之調整屬於雲系追加過程，可分為二種情況，一是原本步驟三就已分析出該處有雲，但雲頂低於衛星推算之雲頂高度值，此時，就在步驟三結果上方追加雲系；另一是衛星觀測有雲，但在步驟三中並未分析出來，則以衛星資料為主，在該處追加上雲系，此情況通常發生於高雲族，追加時則假定雲厚度為 1500 公尺。本步驟計算完成後，先稱之為「步驟四雲結構」。

步驟五：引進雷達回波場資料，當雷達觀測到回波時，先以地形雜波場及其他天氣資料(衛星、地面觀測等)，進行假波與雜波濾除，然後，將回波高度高於雲底之部份，加入「步驟四雲結構」，加強雲分析。

步驟六：最後是引進衛星可見光頻道資料，修正雲覆蓋率。步驟一至五之三維雲分析，產品是以雲覆蓋(cloud cover，數值為 0~1)來表示，概念上則可解釋為「雲系在網格立體箱形內所占的比率」。當 LAPS 引進可見光資料後，先將其投影、內插至分析網格點上，繼而利用 Albers (1992) 之訂正法，進行雲圖亮度修正，並推算出反照率與雲覆蓋率。由於可見光資料的解析度高，且具有較佳之低雲顯示能力，因此，若步驟一至五分析之雲覆蓋值，高於可見光所推導的結果，即以可見光衛星資料進行修正，完成後即可得最終之三維雲分析產品。

LAPS 雲分析產品，是熱啟動 (Hot Start) 中尺度數值模式的重要關鍵，除雲覆蓋 (cloud cover) 以外，尚有許多產品是得自於進一步之推導，如：三維雲種研判、雲區垂直運動場分析、雲水及雲冰分布，其詳細之推演計算過程可參閱 Albers et al. (1996)。其中，若 LAPS 的雲種分類屬於層雲族，雲內垂直運動採用定值 (0.05 m/s)；若為積雲族，則以拋物線形垂直分布來定義垂直速度，其極大值與積雲厚度成正比，與水平網格間距成反比；這些大氣雲資訊，是 LAPS 雲分析中重要且獨特的產物。若資料同化流程缺乏 LAPS 雲分析之運作，則模式初始場將無雲水、雲冰及雲區垂直運動資訊；當模式開始積分後，無 LAPS 雲分析的預報場如同冷啟動預報，必須由模式的物理過程逐漸驅動雲雨，降低了數值模式的短時定量降水預報能力；反之，若模式的初始場能有效引進 LAPS 雲分析產品，數值模式即可迅速掌握雲雨分布，對短時定量天氣預報有很大助益。

- 動力平衡模組

動力平衡模組是應用 LAPS 進行 WRF 預報前相當重要的程序，主要目的在於促使動量場、質量場與雲分析之垂直運動場三者間保持動力上平衡，降低模式調整時間，並避免模式積分啟動時之不當振盪。計算過程將使用 LAPS 風場、地面場與雲分析所得之三維動量場，與 LAPS 溫度 (高度) 場分析之三維質量場 (換算為重力位高度)，利用變分法進行客觀分析 (Variational Objective Analysis Scheme

；McGinley and Smart 2001），使其同時滿足運動定律及質量保守。此外，模式非絕熱初始場中所需之雲水、雲冰與雲區垂直運動場，皆來自於 LAPS 雲分析，故三維雲分析是首要且不可或缺的前置步驟。

2.3 WRF 中尺度數值預報

中央氣象局短時數值預報系統，除了原有的 LAPS/MM5 外，2005 年起同步使用 LAPS/WRF 進行中尺度數值預報，本研究中 WRF 模式水平預報範圍設定與 LAPS 分析的範圍相同，水平網格間距為 2 公里 (241 點 × 241 點)，垂直為 31 層追隨地形起伏之 η 座標層(terrain-following hydrostatic-pressure vertical coordinate)，積分時間步長 10 秒。側邊界使用 relaxation/inflow-outflow 計算法，資料來自 NFS (15 公里) 模式；下邊界海溫部分使用 NCEP 日海溫資料，上邊界應用輻射邊界條件，阻止並減少波動能量反射回模式內部。

模式物理過程方面，LAPS/WRF 系統以預報中尺度天氣系統之演變為主，模式預報過程不採用積雲參數化，直接使用 WRF Single-Moment five-class 的微物理過程(Hong et al. 2004)；邊界層參數化採用 Yosei University planetary boundary layer scheme (Hong et al. 2003)，適合進行高解析之 PBL 模擬；地面層使用五層土壤模式(5-layer soil model; Chen and Dudhia 2003)。長波輻射參數化使用較高效率之 RRTM(Rapid Radiative Transfer Model, Mlawer et al.1997) 方法，短波輻射參數化則使用 Dudhia shortwave radiation scheme (Dudhia 1989)。

2.4 數值實驗設計

本研究選定 2006 年 7 月 14 日 0000 UTC 為模式初始時間，設計四組數值模擬進行 12 小時的高解析定量降水預報實驗。此時段正是碧利斯颱風引進西南氣流導致南台灣劇烈降水，各組實驗之設計與進行方式詳述如下(參見表一)。

表一：數值模擬實驗設計

Table 1. Description of numerical experiments

實驗名稱	衛星資料	都卜勒徑向風場	雷達回波資料
CTRL	Yes	No	No
REF	Yes	No	Yes
VR	Yes	Yes	No
VREF	Yes	Yes	Yes

1. 實驗 CTRL：本組數值模擬為對照組實驗，亦即，僅採用日本 MTSAT 衛星資料進行非絕熱資料同化；不含雷達觀測資料。

2. 實驗 REF：本組實驗的同化分析與模擬策略皆與實驗 CTRL 相同，主要差異為，本組實驗同時採用 MTSAT 衛星資料及都卜勒雷達回波場資料進行非絕熱資料同化。

3. 實驗 VR：本組實驗的同化分析與模擬策略皆與實驗 CTRL 相同，主要差異為，本組實驗同時採用 MTSAT 衛星資料及雷達都卜勒徑向風場進行非絕熱資料同化。

4. 實驗 VREF：本組實驗採用較完整之氣象遙測資料進行非絕熱資料同化，包括 MTSAT 衛星資料、雷達都卜勒徑向風場及都

卜勒雷達回波場資料；同化分析與模擬策略亦皆與實驗 CTRL 相同。

經由上述實驗模擬結果之交叉比對，我們將可進一步了解同化衛星、都卜勒雷達等氣象遙測資料，對中尺度模式定量降水預報的貢獻，期望能提升颱風引進西南氣流之豪雨預報準確度。

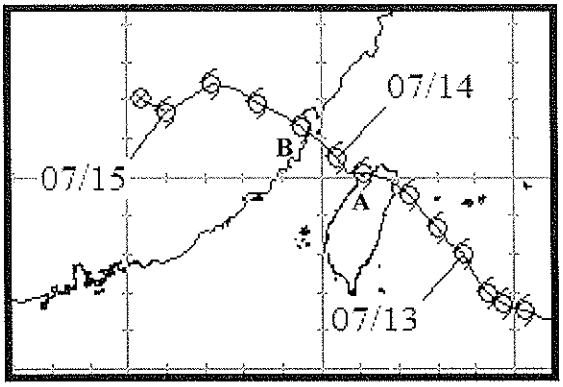


圖 1：2006 年碧利斯颱風侵台期間運動路徑圖。颱風引進西南氣流 [7 月 14 日 0000UTC(標註 A)至 1200UTC(標註 B)] 為本文主要之研究時段。

Fig. 1. Best track of Tropical Storm Bilis (2006) from 0600 UTC 12 to 0000 UTC 15 July.

三、2006 年碧利斯颱風侵台過程

3.1 碧利斯颱風概述

原位於關島西方海面的熱帶性低氣壓，於 2006 年 7 月 9 日 0600UTC 增強為輕度颱風，編號第 4 號，命名為碧利斯(Bilis)。碧利斯颱風形成後先向西北移動，隨後速度加快向西北西行進，強度緩慢增強，暴風圈則逐漸擴大。當颱風中心於 11 日 0000UTC 移動到呂宋島東方海面時，移動方向由原來的西北西再轉向西北進行，中心附近最大風速增強至 25m/s，此為其生命期中之最強強度，暴風半徑則擴大至 250 公里。隨後，碧利斯颱風朝台灣東方海面接近，7 級風暴風半徑進一步擴大為 300 公里；從衛星雲圖上發現 (圖未示)，颱風中心附近環流結構鬆散，雲系較為稀薄，主要較強且厚實的對流雲系分布在颱風的西南象限及東南象限且範圍延伸很廣，西北象限雲系較空洞，顯示碧利斯是一個環流很大但雲系結構不對稱的颱風。7 月 13 日颱風移動速度加快朝台灣東北部陸地逼近，颱風中心於 13 日 22 時 20 分(地方時)左右由宜蘭頭城附近登陸台灣，登陸後颱風受地形影響，路徑偏向西北西移動，並於 7 月 14 日清晨出海進入台灣海峽北部後，移動方向再恢復為原來西北的路徑。隨後，颱風中心在 14 日 13 時(地方時)左右由馬祖附近進入大陸，颱風強度逐漸減弱，於 15 日 0600UTC 碧利斯颱風已減弱為熱帶性低氣壓，侵台過程之颱風行進路徑如圖 1。

3.2 碧利斯颱風引進西南氣流導致南台灣超大豪雨

碧利斯颱風中心於 7 月 14 日清晨出海進入台灣海峽北部，雖然其西北象限雲系稀疏，但颱風西南象限及東南象限的對流雲系發展強盛且寬廣，並挾帶強烈西南氣流。圖 2 及圖 3 為碧利斯颱風離開台灣進入中國大陸時引進西南氣流階段之可見光衛星雲圖與雷達觀測回波圖；圖中顯示，旺盛對流雲系在暖濕的西南氣流中增強、發展，且持續不斷移入台灣中南部地區，造成超大豪雨。圖 4 是 7 月 14 日 0000 UTC ~ 1200 UTC 台灣南部地區之 12 小時累積雨量分布，可見，西南氣流挾帶劇烈降水而來，12 小時累積降雨超過 350 毫米的區域集中發生在屏東山區；如：新圍 481.5 毫米、瑪家 479.0 毫米、上德文 425.5 毫米、龍泉 385.0 毫米、三地門 381.0 毫米、赤山 380.5 毫米、尾寮山 357.0 毫米。引發當地土石流，造成豪雨災情；本研究即針對此 12 小時時段進行高解析度短時定量降水預報研究，降水預報結果與成效評估將在下一章節中詳述。

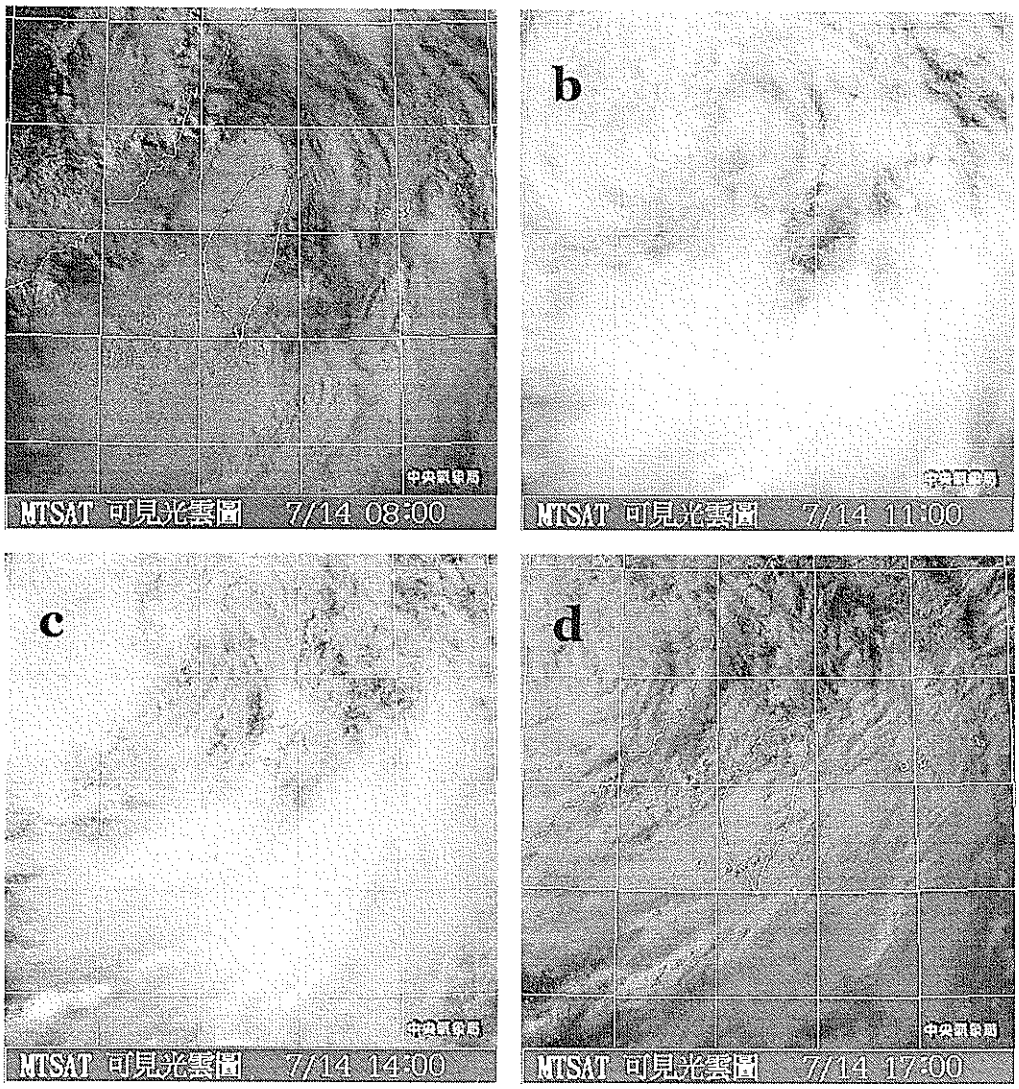


圖 2：2006 年 7 月 14 日碧利斯颱風引進西南氣流期間之可見光衛星雲圖。時間分別為(a) 0000 UTC、(b) 0300 UTC、(c) 0600 UTC 及(d) 0900 UTC。

Fig. 2. MTSAT visible satellite photograph at (a) 0000 UTC, (b) 0300 UTC, (c) 0600 UTC, and (d) 0900 UTC 14 July 2006.

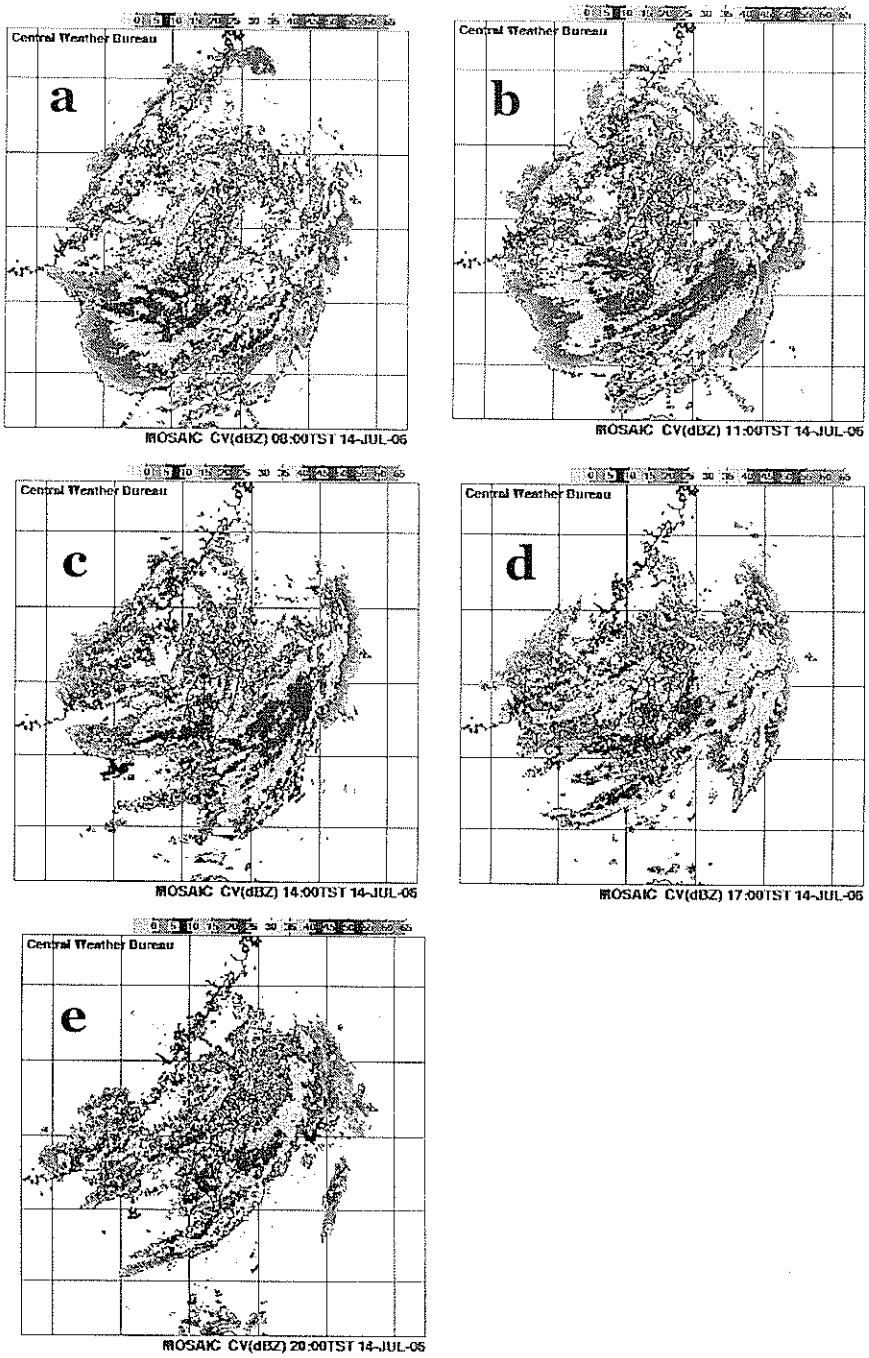


圖 3：2006 年 7 月 14 日碧利斯颱風引進西南氣流期間之雷達回波圖。 (a) 0000 UTC、(b) 0300 UTC、(c) 0600 UTC、(d) 0900 UTC 及(e) 1200 UTC。

Fig. 3. Radar reflectivity from Doppler radars in Taiwan at (a) 0000 UTC, (b) 0300 UTC, (c) 0600 UTC, and (d) 0900 UTC 14 July 2006.

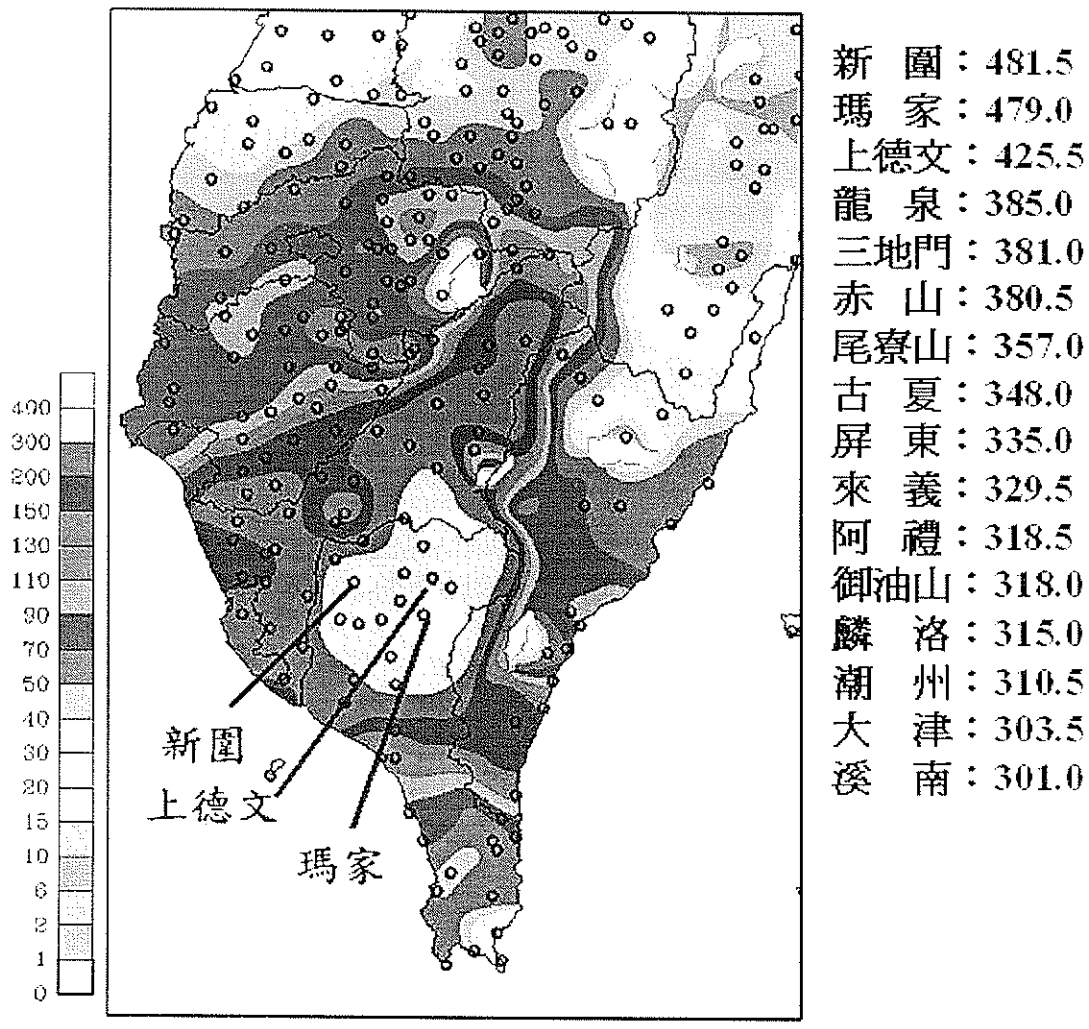


圖 4：2006 年 7 月 14 日 0000 UTC 至 1200 UTC 碧利斯颱風引進西南氣流期間之累積雨量分布圖，雨量站位置以 o 標註。

Fig. 4. The observed accumulated rainfall over southern Taiwan for Tropical Storm Bilis at 0000-1200 UTC 14 July 2006.

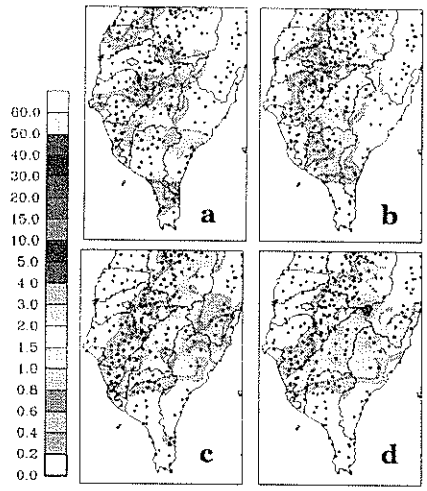


圖 9： 同圖 7；但為 Exp. REF。
Fig. 9. As in Fig. 7, except for experiment REF.

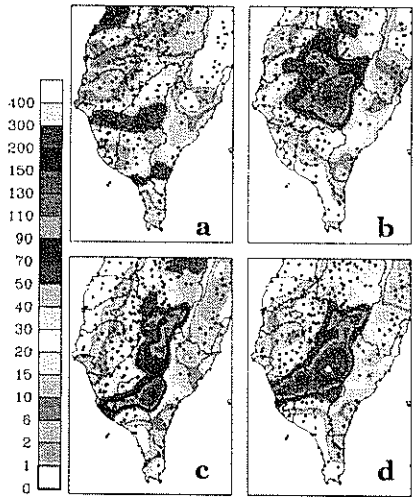


圖 10： 同圖 6；但為 Exp. VR。
Fig. 10. As in Fig. 6, except for experiment VR.

見，實驗 REF 的整體雨量預報 Bias 已有略為下降，雖然誤差下降幅度不大，但再次表示雷達回波資料對此個案降水預報略有助益。

由實驗 REF 的結果告訴我們，僅利用衛星資料及雷達觀測回波資料進行 LAPS 資料同化，雨量預報仍未見明顯的改善，為了獨立瞭解都卜勒雷達徑向風資料對此個案之貢獻，本研究設計另一組實驗，同時加入衛星資料及都卜勒雷達徑向風資料進行非絕熱資料同化 (實驗 VR)，透過分析此組實驗結果與實驗 CTRL 的差異，可研判都卜勒雷達徑向風資料對此個案降水預報之影響。比較圖 10、圖 6 與圖 5 的降水預報結果顯示，若加入雷達徑向風場資料，模式 00 ~ 03 小時的雨量預報有相當顯著的改善，原本實驗 CTRL 在高屏山區雨量預測過強 (見圖 6a 與圖 5a) 的誤差，在實驗 VR 中誤差明顯減小 (見圖 10a 與圖 5a)；表示同化雷達徑向風資料後，模式已更精準掌握高屏地區 00 ~ 03 小時的雨量預報。此外，實驗 VR 對 06 ~ 09 小時預報亦有顯著改善，尤其對實驗 CTRL 在高雄山區雨量模擬過強現象 (圖 6c 與圖 5c)，實驗 VR 已有較佳之表現(見圖 10c 與圖 5c)。就此研究個案在高屏地區的降水而言，加入雷達徑向風場資料對模式降水預報的正面貢獻甚大於同化雷達降水回波資料之貢獻，雖然如此，實驗 VR 對距離雷達較遠地區 (如：雲林、南投地區) 的預報成效不僅無改善，反而產生了負面影響；圖 11 與圖 7 分別為實驗 VR 與實驗 CTRL 雨量預報 Bias 值分布圖，圖中顯示實驗 VR 對雲林、南投的雨量預報誤差 (見圖 11a 及 10c) 較實驗 CTRL (見圖 7a 及 6c) 更為擴大，距離雷達較遠的地區，同化雷達徑向風資料對此個案雨量預報似乎產生負面作用，儘管此誤差擴大現象只集中發生在小部分區域，但詳細的原因有待未來進一步分析研究。

同時引進完整的遙測資料 — 衛星、雷達回波及都卜勒雷達風場資料進行 LAPS/WRF 雨量預報，可瞭解引入都卜勒雷達觀測資料的整體效益，本研究將這組實驗定為實驗 VREF，每 3 小時間距之定量降水預報結果如圖 12 所示；可見實驗 VREF 之 00 ~ 03 小時的預報 (圖 12a) 成效優於單獨使用回波資料 (實驗 REF；圖 8a) 或徑向風資料 (實驗 VR；圖 10a) 的預報結果，尤其是在屏東縣山區的降

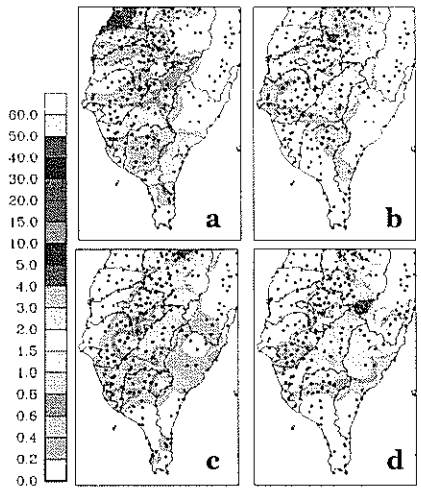


圖 11： 同圖 7；但為 Exp. VR。

Fig. 11. As in Fig. 7, except for experiment VR.

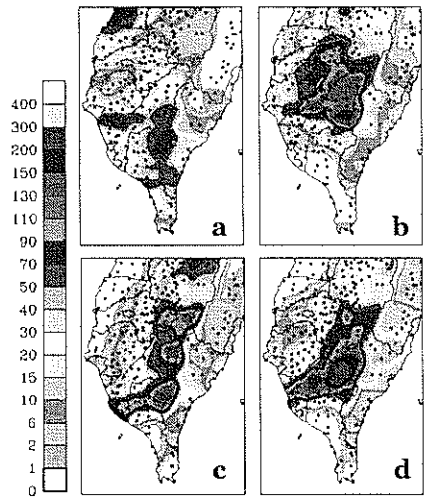


圖 12： 同圖 6；但為 Exp. VREF。

Fig. 12. As in Fig. 6, except for experiment VREF.

水，實驗 VREF 有相當不錯的表現。圖 13 之 Bias 值分布亦顯示，降雨最劇烈的高屏地區，實驗 VREF 的雨量預報值與實際觀測頗為接近 (Bais ~ 1.；見圖 13a 與圖 13c)；不過，雲林、南投等距離台南七股雷達較遠地區，預報 Bias 誤差未見改善，雨量預報依然過強。根據實驗 VR 的結果可推論，實驗 VREF 在雲林、南投的預報誤差 (見圖 13a 與圖 13c) 主要是導因於引進雷達徑向風場資料 (見圖 11a 與圖 11c)。

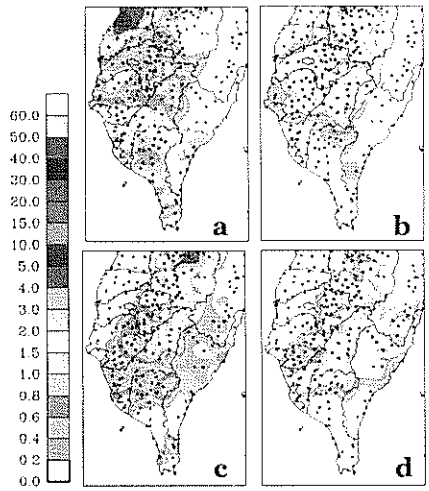


圖 13： 同圖 7；但為 Exp. VREF。

Fig. 13. As in Fig. 7, except for experiment VREF.

五、總結與討論

中尺度數值模式 WRF，是新一代非靜力、完整大氣物理之天氣預報模式，相當適合進行高解析度定量降水模擬與預報。模式初始場若能搭配進行雷達、衛星等資料同化，建立更接近真實大氣的預報初始場，則可有效提升台灣地區之短時 (積分 0-12 小時) 定量降水預報。中央氣象局於 2005 年已成功使用 LAPS 熱啟動 WRF (LAPS/WRF) 中尺度模式；本研究則進一步利用 LAPS/WRF 系統，測試高解析度 (2 公里) 定量降水預報成效，我們挑選 2006 年碧利斯颱風引進西南氣流造成南台灣高屏地區劇烈降水為例，共設計四組預報實驗，探討衛星、雷達資料對雨量預報結果之影響。四組實驗分別為：實驗 CTRL (僅引用衛星資料進行同化分析)、實驗 REF (同時引用衛星、雷達回波資料)、實驗 VR (同時引用衛

星、雷達徑向風場資料) 及實驗 VREF (同時引用衛星、雷達回波、雷達徑向風場資料)；實驗結果分別進行定量降水預報校驗與交叉比較，探討不同資料組合之同化結果對 LAPS/WRF 系統降雨預報之影響，研究結果將作為未來系統研發參考；綜合歸納本研究之主要研究結果如下：

- 實驗 CTRL (LAPS/WRF 同化過程僅使用衛星資料) 對碧利斯颱風引進西南氣流之風速分析略為偏強，高屏山區豪雨預報有過強的趨勢 (Bias 值偏高)，對高屏平地及沿海地區的降雨預報則有偏低現象，整體而言，僅引入衛星資料對此個案之降水預報成效不盡理想。
- 實驗 REF 與實驗 CTRL 之比較結果顯示，加入雷達降水回波資料，略可增進降水預報成效，但增進程度並不顯著，對本個案仍有降水預報過強之誤差。
- 實驗 VR 與實驗 CTRL 之比較結果顯示，加入雷達徑向風場資料，就區域降雨量預報而言，有增進本個案在高屏地區劇烈降水預報成效之趨勢，無論高屏山區或平地地區，實驗 VR 之降水預報皆優於實驗 CTRL，可見雷達徑向風場資料對本個案高屏地區劇烈降水預報有所助益。但距離雷達較遠之雲林、南投地區，實驗 VR 降水預報誤差反而有擴大趨勢，誤差擴大地區雖侷限在小區域，但詳細原因值得未來進一步探討。
- 實驗 VREF 在高屏地區的降水預報結果為四組實驗中最優者，顯示對本研究個案而言，若同化完整的衛星及雷達資料，可得到最接近實際之高屏地區定量降水預報結果。

評估應用高解析 (2 公里) LAPS/WRF 進行定量降水預報成效，對台灣地區氣象防災深具意義；本研究挑選西南氣流引發豪雨之個案，是近年來南台灣飽受水患之苦的災害性天氣類型。就防災資訊而言，區域平均降水預報是淹水、土石流預警模式的重要資訊，本研究針對南台灣四縣市評估、比較區域平均實際雨量與預報雨量顯示 (見圖 14、表二)，距離雷達觀

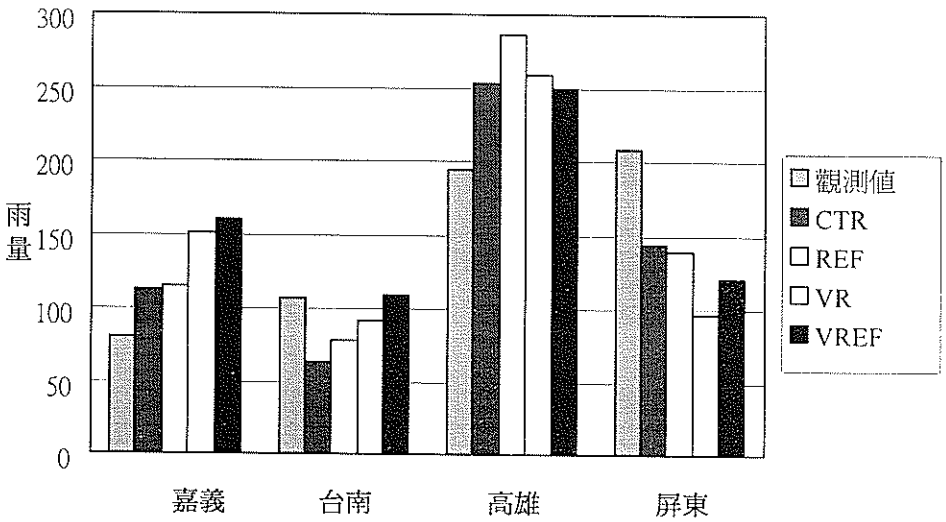


圖 14： 2006 年 7 月 14 日 0000 UTC 至 1200 UTC 碧利斯颱風引進西南氣流期間，台灣南部 4 縣市觀測累積雨量與各組實驗預報雨量值之比較。

Fig. 14. Comparison of the rainfall amounts between the observation and the prediction in different counties over southern Taiwan during 0000-1200 UTC July 2006.

表二： 各實驗針對高屏地區定量降雨預報之結果比較

	00~03 小時		03~06 小時		06~09 小時		09~12 小時	
	Bias 平均數值	模式降水預報特徵	Bias 平均數值	模式降水預報特徵	Bias 平均數值	模式降水預報特徵	Bias 平均數值	模式降水預報特徵
CTRL	最大	量過大、區域過集中	最大	量過大、太集中山區	次大	量接近、太集中山區	次大	山區量過大平地過小
REF	次大	量過大、區域過集中	次大	量過大、太集中山區	最大	量接近、太集中山區	次小	山區量過大平地過小
VR	次小	量接近、區域過集中	次小	量過大、太集中山區	次小	量與區域接近實際	最大	平地接近、山區過大
VREF	最小	量與區域接近實際	最小	量過大、太集中山區	最小	量與區域接近實際	最小	平地接近、山區過大

測較近的地區，雷達資料同化對雨量預報的正面貢獻較顯著 (如：台南、高雄及屏東)；未來若有機會在屏東附近加設另一雷達觀測設備，相信 LAPS/WRF 對於台灣南部地區的定量降水預報，能有更佳的掌握能力。

本研究為雷達資料同化對定量降水預報的初步研究，目的僅希望明瞭雷達資料對 LAPS/WRF 雨量預報成效的影響程度，模擬結果仍存在許多問題亟待進一步研究，例如：為何所有實驗的 03 ~ 06 小時降水預報結果不佳？實驗初始場的差異如何影響降雨預報結果？如何再改進 LAPS 雷達資料同化模組？降雨分布差異成因是來自於模式本身問題、或是初始資料的問題？本研究降雨預報結果對初始風場很敏感，是否相應於風場的模式物理化模組也很敏感？這些重要議題之研究工作量雖然很龐大，但對於提升劇烈天氣的短時定量降雨預報技術與能力極具關鍵，值得未來仔細地探討與釐清。

致謝

非常感謝兩位審查者精闢的建議與指正。本文是在國科會永續會研究計畫 (NSC 95-2625Z-052-004) 支持下完成，研究設備與資料來源為中央氣象局資訊中心、氣象衛星中心，特致誠摯之謝忱。

參考文獻

Albers, S., 1992: Photometric correction of GOES visible satellite images. *6th Conf. on Satellite Meteorology and Oceanography*, Atlanta, GA. Amer. Meteor. Soc., 223-225.

Albers, S., J. McGinley, D. Birkenheuer, and J. Smart, 1996 : The Local Analysis and Prediction System(LAPS) : Analyses of clouds, precipitation, and temperature. *Wea. Forecasting*, **11,** 273-287.

Barnes, S. L., 1964: A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *J. Appl. Meteor.*, **3,** 396-409.

Birkenheuer, D., 2001 : Utilizing variational methods to incorporate a variety of satellite data in LAPS moisture analysis. *11th Conf. on Satellite Meteorology and Oceanography*, Madison, WI, Amer. Meteor. Soc., 273-276.

Chen, S.-H., and J. Dudhia, 2003: Annual report: WRF physics. Air Force Weather Agency, 38 pp. [Available online at http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users /docs/wrf-phy.html.].

Cressman, G., 1959: An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **87**, 367-374.

Colle, B. A., K. J. Westrick, and C. F. Mass, 1999: Evaluation of MM5 and Eta-10 precipitation forecasts over the Pacific Northwest during the cool season. *Wea. Forecasting*, **14**, 137-154.

Davis, C. A., and S. Low-Nam, 2001: The NCAR-AFWA tropical cyclone bogussing scheme. *NCAR Technical Note*, 13pp. Available from http://www.mmm.ucar.edu/mm5/mm5v3/tc-report.pdf.

Donner, L. J., 1988 : An initialization for cumulus convection in numerical weather prediction models. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 377-385.

Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077–3107.

Grell, G. A., J. Dudhia, and D. R. Stauffer, 1994: A description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Tech. Note, NCAR/TN-398+STR, 122 pp.

Harms, D. E., R. V. Madala, S. Raman, and K. D. Sashegyi, 1993 : Diabatic initialization tests using the Naval Research Laboratory limited-area numerical weather prediction model. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3184-3190.

Heckley, W. A., 1985 : Systematic errors of the ECMWF operational forecasting model in tropical regions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 709-738.

Hong, S.-Y., J. Dudhia, and Y. Noh, 2003: A new vertical diffusion package with explicit treatment of the entrainment processes. *Proc. Int. Workshop on NWP Models for Heavy Precipitation in Asia and Pacific Areas*, Tokyo, Japan, Japan Meteorological Agency, 52-58.

————, J. Dudhia, and S.-H. Chen, 2004: A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation, Mon. Wea. Rev., **132**, 103–120.

Jian, G. –J., S. –L. Shieh, and J. A. McGinley, 2003: Precipitation simulation associated with Typhoon Sinlaku (2002) in Taiwan area using the LAPS diabatic initialization for MM5. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **14**, 261-288.

Jian, G. –J. and J. A. McGinley, 2005: Evaluation of a short-range forecast system on quantitative precipitation forecasts associated with tropical cyclones of 2003 near Taiwan. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 83, 657-681.

Kalman, R., and R. Bucy, 1961 : New results in linear filtering and prediction theory. *Trans. ASM, Ser., D, J, Basic Eng.*, **83**, 95-108.

Krishnamurti, T. N., J. Xue, H. S. Bedi, K. Ingles, and D. Oosterhof, 1991 : Physical initialization for numerical weather prediction over the tropics. *Tellus*, **43AB**, 53-81.

McGinley, J. A., S. Albers, and P. Stamus, 1991: Validation of a composite convective index as defined by a real-time local analysis system. *Wea. Forecasting*, **6**, 337-356.

————, and J. R. Smart, 2001 : On providing a cloud-balanced initial condition for diabatic initialization. *14th Conf. on*

Numerical Weather Prediction, Ft. Lauderdale,FL, Amer. Meteor. Soc., 40-44.

Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere : RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102(D14),** 16663-16682.

Mohanty, U. C., A. Kasahara, and R. Errico, 1986 : The impact of diabatic heating on the initialization of a global forecast model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64,** 805-817.

Puri, K., and M. J. Miller, 1990 : The use of satellite data in the specification of convective heating for diabatic initialization and moisture adjustment in numerical weather prediction models. *Mon. Wea. Rev.*, **118,** 67-93.

Raymond, W. H., W. S. Olson, and G. Callen, 1995 : Diabatic forcing and initialization with assimilation of cloud water and rain water in a forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, **123,** 366-382.

Ruggiero, F. H., K. D. Sashegyi, R. V. Madala, and S. Raman, 1996 : Diabatic initialization of stratiform precipitation for a mesoscale model. *J. Appl. Meteor.*, **35,** 1111-1128.

Shaw, B. L., E. R. Thaler, and E. J. Szoke, 2001: Operational evaluation of the LAPS-MM5 "hot start" local forecast model. *18th Conf. on Wea. Anal. and Forecasting*, Ft. Lauderdale, Amer. Meteor. Soc., 160-164.

Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang and J. G. Powers, 2005: A Description of the Advanced Research WRF Version 2. NCAR Technical Note, NCAR/TN-468+STR, 88p.

Tarbell, T. C., T. T. Warner, and R. A. Anthes, 1981 : An example of the initialization of the divergent wind component in a mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, **109,** 77-95.

Numerical Study of Radar Data Assimilation during Tropical Storm Bilis (2006) Affecting Taiwan

Guo-Ji Jian, Shian-Yuan Lee, and Chih-Chi Yu
Weather Forecast Center, Central Weather Bureau

ABSTRACT

A series of high-resolution numerical simulations were conducted to examine the impact of satellite and Doppler radar data on the extremely torrential rain prediction associated with the southwesterly flow induced by Tropical Storm Bilis (2006). The numerical experiments were performed using the LAPS/WRF system with the 2-km horizontal grid spacing. In the control experiment, the high bias in simulating the rainfall amounts was found when the LAPS cloud analysis only used the satellite data (MTSAT) to initialize WRF model. The extremely torrential rainfall prediction was slightly improved when the radar reflectivity was included. If the Doppler radial winds data was also assimilated, the WRF model predicted more realistic rainfall distribution than the other experiments.

The assimilation of data from Doppler radial winds played an important role in the improvement of rainfall prediction in this case study. In addition, the verification of area-averaged rainfall amounts suggested that radar data had a better beneficial impact on precipitation forecasts in the region where is nearby the Doppler radar stations.

Key words: short-range QPF, diabatic data assimilation, LAPS/WRF

氣象學報季刊
第四十七卷第二期
出版機關：中央氣象局氣象學報社
地　　址：台北市公園路 64 號
聯絡電話：(02)2349-1091
發 行 人：辛江霖
出版年月：中華民國 97 年 3 月
創刊年月：中華民國 44 年 3 月
刊期頻率：季刊
版次冊數：初版 400 冊
定　　價：新台幣 200 元
印 刷 者：萬森興業有限公司
電　　話：(02) 2223-5000
展售地點：五南文化廣場(發行中心)，台中市綠川東街 32 號 3 樓，
電話：(04)2221-0237
GPN: 2004400001　　ISSN: 0255-5778
著作財產權屬交通部中央氣象局，著作人格權屬著作人。

Volume 47 Number 2 **March 2008**

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字 第〇九七六號 統一編號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類 二〇〇四四〇〇〇〇一

Meteorological Bulletin

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

Analysis and Application of Baseline Seismicity in Taiwan Area ..... Tzu-Wei Lin, Da-yi Chen, Tzay-Chyn Shin (1)

The Application of Seismic Sub-network on the Earthquake Early Warning in Taiwan ..... Nai-Chi Hsiao, Tzay-Chyn Shin, Wen-Chi Hsiao, Yih-Min Wu (15)

Climate Monitoring Report on 2006-2007 Winter: The Large-scale Circulation ..... Ying-Hsiang Lo, Mong-Ming Lu (29)

MJO and Winter Temperature Variations in Northern Taiwan ..... Szu-Ying Lee, Mong-Ming Lu (45)

Statistics and Analysis on the Agro-meteorological disasters in 2006 .. Guay-Hong Chen (63)

Numerical Study of Radar Data Assimilation during Tropical Storm Bilis (2006) Affecting Taiwan ..... Guo-Ji Jian, Shian-Yuan Lee, Chih-Chi Yu (77)

ISSN 0255-5778

CENTRAL WEATHER BUREAU
64 Gongyuan Road, Taipei 10048
Taiwan, ROC

氣象學報

Meteorological Bulletin

季刊
第四十七卷第三期
民國九十七年九月
Vol. 47 NO. 3 September 2008

交通部中央氣象局
CENTRAL WEATHER BUREAU

氣象學報

季刊

第四十七卷　第三期

目次

研究論文

颱風雨量推估法之發展與應用研究---------- 王惠民 葉天降 吳石吉 (1)

大氣環流模式資料之颱風辨識方法研發---------- 蔡孝忠 呂國臣 盧孟明 (21)

共站的寬頻與加速度地震紀錄之比較---------- 廖政賢 陳榮裕 甘志文 (39)

中央氣象局區域模式（NFS）應用WRFVar的平行測試之診斷分析---- 潘琦 滕春慈 (55)

全球溫度與台灣長期氣候變化趨勢之探討---------- 李清勝 (73)

台灣地區Penman方程式風速函數型態與大小之建立--------- 黃振昌 宋易倫 (95)

出版者　中央氣象局氣象學報社　台北市公園路64號

發行人　辛江霖　電話：(02)23491091

社長　辛江霖

編輯委員會主任委員　鄭明典

委員　吳俊傑　黃柏壽　余嘉裕　劉振榮　洪景山　劉紹臣　徐月娟　葉天降　馬國鳳　鄭明典　陳台琦　盧孟明　陳正達　（按姓氏筆劃排列）

幹事　蕭長庚　黃玉絲　韓素蘭

颱風雨量推估法之發展與應用研究

王惠民[1]　葉天降[2]　吳石吉[3]
[1]中央氣象局氣象科技研究中心
[2]中央氣象局第一組
[3]中央氣象局氣象資訊中心

摘　要

本文所稱之颱風雨量推估法，是將颱風雨量預報前 2 小時觀測之平均時雨量，乘上一正值係數作爲某預報時段颱風平均時雨量之預報值，而其在預報時段內之颱風雨量預報的平均絕對誤差(Mean Absolute Error; MAE)爲最小時之係數，本文稱之爲最佳推估係數。研究以颱風中心分布區域分大範圍及小範圍兩部份，使用 1982-1996 年中央氣象局 25 個地面觀測站之時雨量觀測值作爲發展此方法的基本資料，尋找各測站在 6、12 和 24 小時預報時段，颱風雨量推估法之最佳推估係數。再用 1997-2000 年地面觀測站之時雨量觀測值作爲預報校驗資料，比較持續法、預報誤差修正法及颱風雨量推估法在上述 3 個預報時段，25 個地面觀測站颱風雨量預報之平均絕對誤差的總和。

研究結果顯示，颱風雨量推估法之最佳推估係數不因資料年限及颱風中心所在區域範圍的差異而有明顯的變動。不論使用 1982 至 1996 年之發展資料或是 1997 至 2000 年獨立資料作預報測試，颱風雨量推估法使用最佳推估係數在 6、12 和 24 小時預報時段之預報表現，均優於持續法及預報誤差修正法。在公正得分(Equitable Threat Score; ETS)方面顯示，雨量推估法在中/大雨的預報能力較差，若能進一步作雨量分類預報則可提高在中/大雨的預報能力。

關鍵詞：持續法、預報誤差修正法、颱風雨量推估法。

一、前言

颱風的破壞力除了其本身環流所伴隨的強風外，它所帶來豪雨對低窪地區及山區所造成的水患及土石流等問題也是民生上一大威脅。對颱風降水客觀預報研究方面，魏等(1972)曾將颱風在地面圖上等壓線之型態分成對稱與非對稱兩類型，配合統計迴歸方法對颱風降水作預報。吳與戚(1973，1974)也曾分析選取與一地區未來六小時內颱風雨量可能有關之各種預測因子，應用統計複迴歸方法嘗試對颱風降水作定量預報。但有純客觀技術不若半客觀技術，平均或綜合情況不能完全滿足個別情況的情形存在(吳與戚，1974)。相繼有許多學者嘗試發展有效的客觀方法以進行颱風降水量的預報(葉等，1999)。

葉等(1999) 從王等(1986)所發展之平均法，利用簡單統計方法發展出差異持續法及持續法後，進一步發展預報誤差修正法，將平均法前一報的預報誤差值乘上一最佳權重係數，對下一報平均法的預報值作修正以減少預報誤差。結果相對於平均法、差異持續法及持續法之預報誤差均有明顯的改善(葉等，2007)。但是，預報誤差修正法相對於持續法的改善率較

平均法及差異持續法明顯偏低，這表示前一預報時段之實際觀測雨量與未來預報時段之觀測雨量應有某些相關性存在。

基於此點，本文研究重點在選取前一預報時段與未來預報時段觀測之平均時雨量相關性較高者，乘上一最佳係數作爲某預報時段颱風平均時雨量之預報值並作校驗，檢視此方法相對於持續法及預報誤差修正法，能否進一步減少颱風降水之預報誤差。

二、資料

本文使用 1982-1996 年中央氣象局 25 個地面觀測站之時雨量資料計算 6、12 和 24 小時內之平均時雨量及王(1986)平均法之預測結果。各測站 6、12 和 24 小時預報時段分別有 4000、3000 及 1600 多筆觀測及預測資料，作爲預報誤差修正法之發展資料，以找出各地面觀測站在上述三個預報時段平均時雨量預測之平均絕對誤差爲最小時之最佳推估係數。再用 1997-2000 年，各測站在上述三個預報時段依序有 3000，2700 及 1900 多筆資料作預報校驗。計算三個預報時段，25 個地面觀測站颱風降水平均時雨量預測之平均絕對誤差總和並與葉等(1999)之持續法及預報誤差修正法預測結果作比較。

上述觀測及預測資料每小時一筆，主要是根據關島美軍聯合颱風警報中心(Joint Typhoon Warning Center;簡稱 JTWC)6 小時一次颱風最佳路徑(best track)，再內插(interpolate)成每小時一次之颱風位置後處理所得的結果。本文所使用平均法之預測值，已將某個颱風之歷史雨量排除後，再作平均。所以，平均法之預測值都不包含某個颱風本身的雨量訊息，以避免在作預測時因參雜本身雨量的訊息而提高預報準確度的疑慮。個案選取分兩個範圍:大範圍區域是選取颱風中心在北緯 18 至 30 度、東經 115 至 131 度區域內的個案;小範圍區域是以颱風中心在北緯 20 至 26 度、東經 118 至 124 度區域內的颱風爲主。

三、方法介紹

颱風雨量推估法可用下列數學式來表示:

$$FCST_E(T+\tau) = E \times OBS(T-t)$$

$FCST_E$:雨量推估值

OBS :觀測平均時雨量

T :預報初始時間

τ :預報時段

t :預報前幾小時

E :正值最佳推估係數

預報誤差修正法可用下列數學式來表示:

$$FCST_{BC}(T+\tau) = FCST_{CLM}(T+\tau) + W \times (OBS(T-\tau) - FCST_{CLM}(T-\tau))$$

$FCST_{BC}$:預報誤差修正法預測值

$FCST_{CLM}$:平均法預測值

OBS :觀測值

T :預報初始時間

τ :預報時段

W :正值最佳權重係數

預報誤差修正法是將前一預報時段實際觀測雨量分爲有雨和無雨兩種情形。如果前一預報時段實際雨量觀測值爲零，則下一預報時段繼續以零值作預報;如果前一預報時段實際雨量觀測值不爲零，則以實際觀測與預測之差值的權重值來修正下一報之預測值。

平均絕對誤差和改善率(improvement ratio)的定義如下:

$$\text{MAE} = \frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^{n} \left| OBS_i - FCST_i \right|$$

OBS_i :平均時雨量觀測值

$FCST_i$:平均時雨量預測值

n :個案總數

MAE 越小，表示預報誤差越小，準確度越高。

$$\text{改善率}= -\left(100\times\frac{(MAE_1 - MAE_2)}{MAE_2}\right)$$

MAE_1:方法一之 25 個地面觀測站颱風降水平均時雨量預測之平均絕對誤差總和

MAE_2:方法二之 25 個地面觀測站颱風降水平均時雨量預測之平均絕對誤差總和

改善率的意義是代表某一方法之颱風降水平均時雨量預測之平均絕對誤差總和相對於另一方法誤差減少之百分比。

表一是分類統計列聯表。根據表中不同變數所定義之公正得分(Equitable threat score; ETS)如下(Ebert 2002):

表一、分類統計列聯表。

Table 1. Contingency table of categorical statistics.

Observation \ Prediction	Yes	No
Yes	Nx	Ny
No	Nz	Nw

$$\text{ETS}=\frac{Nx - Nx_{random}}{Nx + Nz + Ny - Nx_{random}}$$

其中

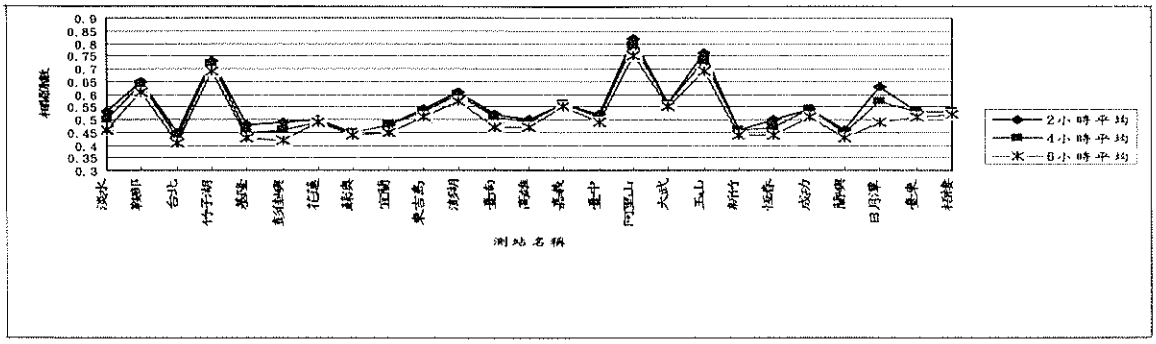
$$Nx_{random} = \frac{(Nx + Ny)(Nx + Nz)}{(Nx + Ny + Nz + Nw)}$$

公正得分越高，表示預報表現越好。

圖一是 1982 至 1996 年各測站預報前 2、4 及 6 小時觀測平均時雨量與未來 6 小時觀測平均時雨量之相關係數圖；颱風中心在北緯 18 至 30 度、東經 115 至 131 度區域內的個案。圖中顯示各測站預報前 4 及 6 小時觀測平均時雨量與未來 6 小時觀測平均時雨量之相關係數值均小於或等於預報前 2 小時觀測平均時雨量與未來 6 小時觀測平均時雨量之相關係數值。圖二是與圖一相同期間和區域，各測站預報前 2、4、6 及 12 小時觀測平均時雨量與未來 12 小時觀測平均時雨量之相關係數圖。圖中顯示除了台南及梧棲外，各測站預報前 4、6 及 12 小時觀測平均時雨量與未來 12 小時觀測平均時雨量之相關係數值均小於或等於預報前 2 小時觀測平均時雨量與未來 12 小時觀測平均時雨量之相關係數值。圖三是與 24 小時觀測平均時雨量的相關係數。圖中顯示除了花蓮、成功及台東外，各測站預報前 4、6 及 24 小時觀測平均時雨量與未來 24 小時觀測平均時雨量之相關係數值均小於或等於預報前 2 小時觀測平均時雨量與未來 24 小時觀測平均時雨量之相關係數值。綜合圖一至三的結果，各測站預報前 2 小時觀測平均時雨量與未來 6、12 及 24 小時觀測平均時雨量之相關性較高。因此，本文在大、小區域均利用各測站預報前 2 小時觀測平均時雨量作爲推估未來 6、12 及 24 小時平均時雨量之參考值，求出各測站在上述預報時段之最佳推估係數，使其颱風雨量推估值與實際觀測值間的平均絕對誤差爲最小。

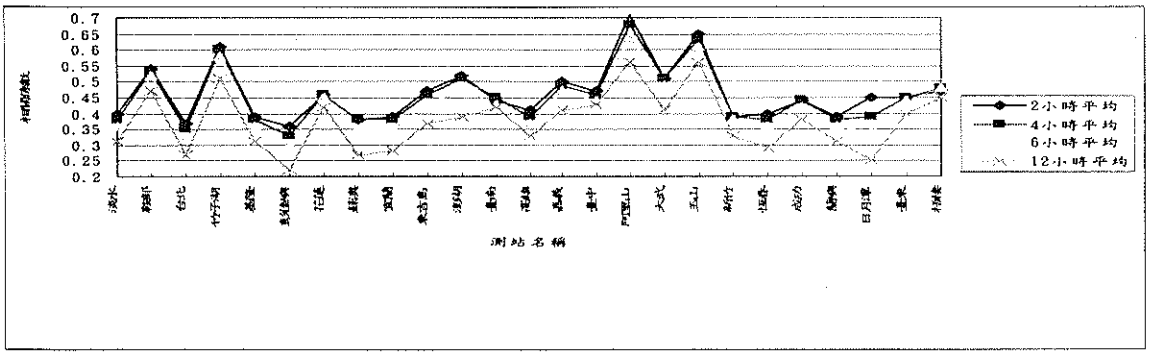
圖四是 1982 至 1990 年、1991 至 1996 年及 1982 至 1996 年，颱風中心在北緯 18 至 30 度、東經 115 至 131 度區域內的個案。颱風雨量推估法各測站均使用相同係數，測試係數在 0.1 至 0.7 間，作 6 小時平均時雨量預報時，在 25 個測站預報平均絕對誤差之總和。從圖中可發現，25 個測站在三段不同資料年限，當各測站使用係數均爲 0.5 時，預報平均絕對誤差之總和均爲最小。也就是說，三段不同資料年限均顯示，當各測站均使用相同係數時，使得 25 個測站預報平均絕對誤差之總和爲最小時之最佳係數爲 0.5。圖五是 12 小時平均時雨量預報的情形。從圖中可發現，當各測站使用係數均爲 0.4 時，25 個測站在三段不同資料年限預報平均絕對誤差之總和均爲最小。圖六是 24 小時平均時雨量預報的情形。從圖中可發現，除了 1991 至 1996 年外，當各測站使用係數均爲 0.3 時，在其它兩個不同資料年限，25 個測站預報平均絕對誤差之總和均爲最小。綜合圖四至六的結果，三個預報時段不論資料的年限，除了 24 小時平均時雨量預報有些微差異外，其餘預報時段均相同，也就是最佳推估係數的分布，整體上是穩定的，不因資料年限的差異而有明

顯的變動。



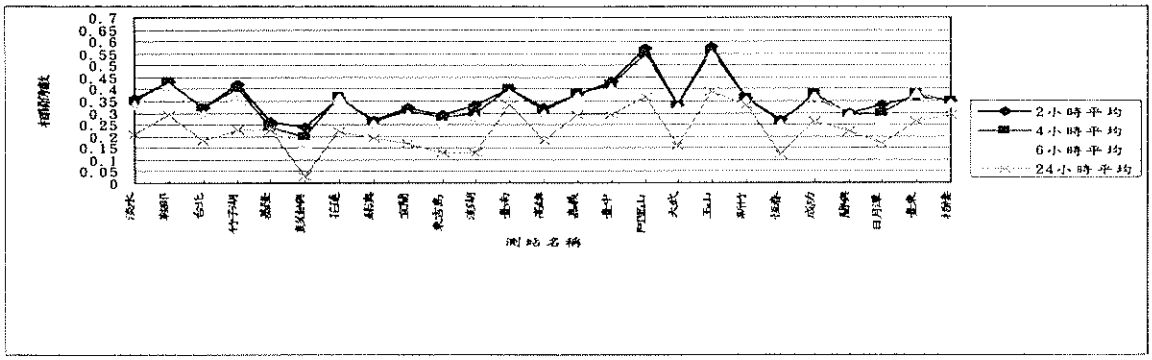
圖一、各測站預報前 2、4 及 6 小時觀測平均時雨量與未來 6 小時觀測平均時雨量相關係數。

Fig. 1. The correction coefficients of observed mean rainfall amount of 6-h leading time with the observed mean rainfall amounts in 2-h、4-h and 6-h before forecasting for each station.



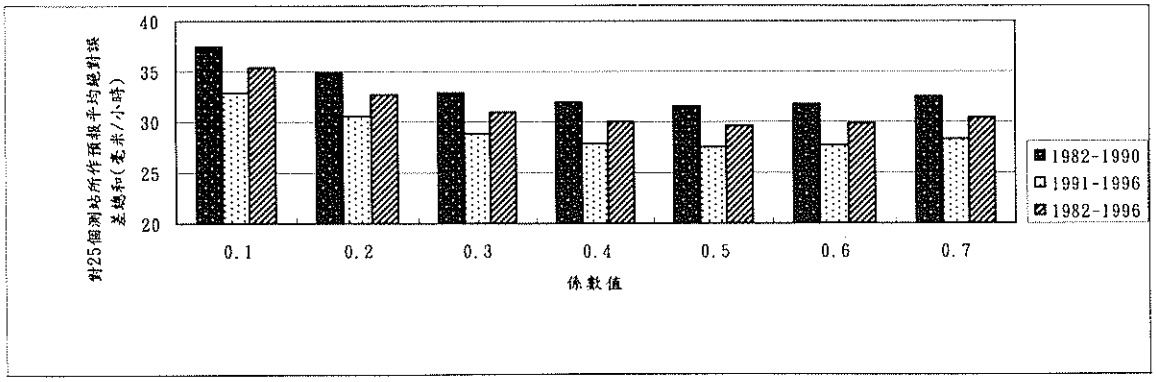
圖二、各測站預報前 2、4、6 及 12 小時觀測平均時雨量與未來 12 小時觀測平均時雨量相關係數。

Fig. 2. The correction coefficients of observed mean rainfall amount of 12-h leading time wit h the observed mean rainfall amounts in 2-h、4-h、6-h and 12-h before forecasting for each station.



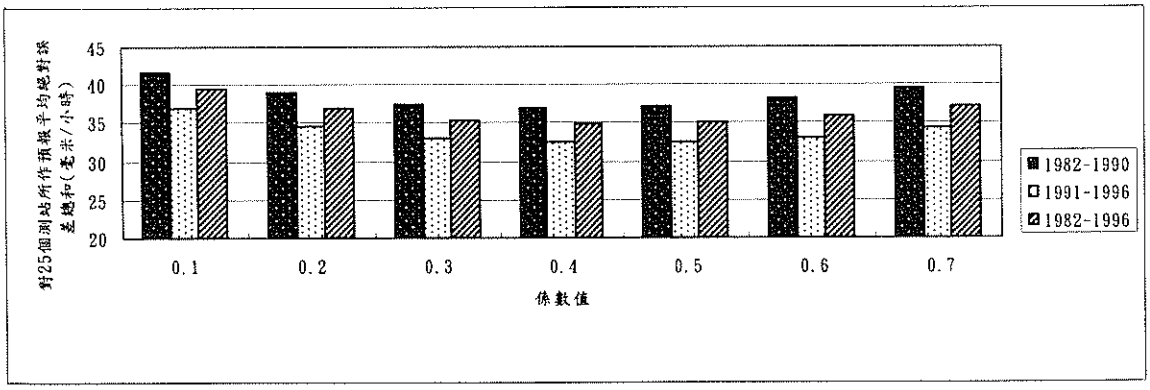
圖三、各測站預報前 2、4、6 及 24 小時觀測平均時雨量與未來 24 小時觀測平均時雨量相關係數。

Fig. 3. The correction coefficients of observed mean rainfall amount 24-h leading time with the observed mean rainfall amounts in 2-h、4-h、6-h and 24-h before forecasting for each station



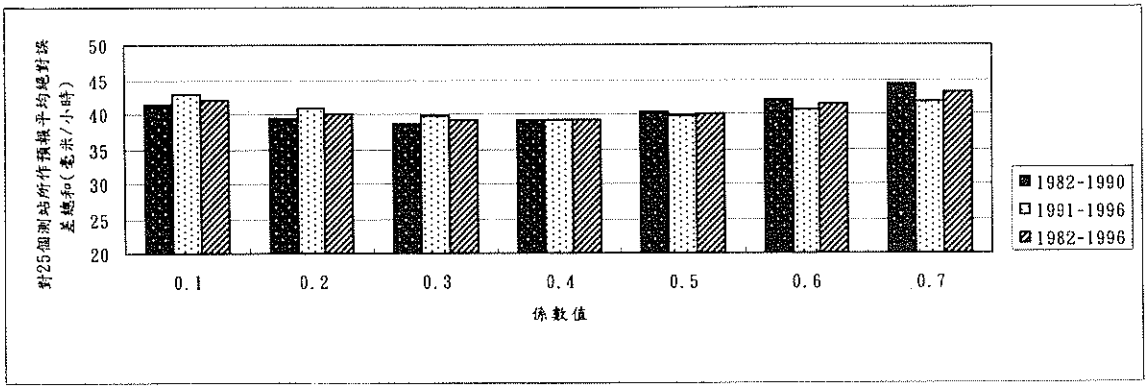
圖四、1982-1990、1991-1996 及 1982-1996 颱風雨量推估法使用不同係數對 25 個測站所作六小時預報平均絕對誤差總和。

Fig. 4. The summations of mean absolute errors of forecasting for 6-h projection of 25 stations for typhoon rainfall estimation method by using different coefficients during 1982-1990、1991-1996 and 1982-1996.



圖五、同圖四，但爲十二小時預報。

Fig. 5. Same as Fig. 4，but for 12-h projection.

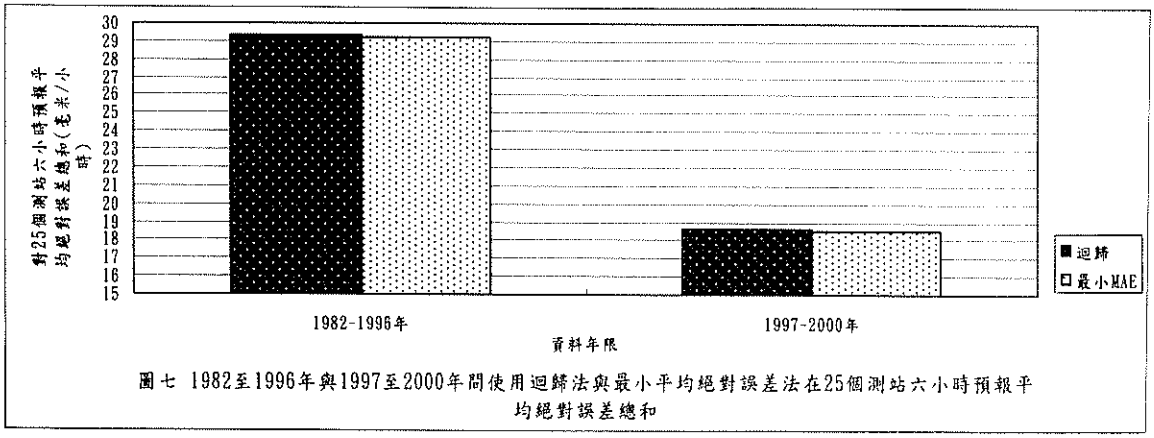


圖六、同圖四，但爲二十四小時預報。

Fig. 6. Same as Fig. 4，but for 24-h projection.

為了進一步瞭解最佳推估係數的分布是否會因颱風中心所在區域範圍的差異而產生明顯的改變？本文利用與上述相同分析方及 1982 至 1996 年的發展資料，分別計算 6、12 和 24 小時預報時段，颱風中心在大、小區域範圍內，在 25 個測站預報平均絕對誤差之總和作分析。圖八是 6 小時預報時段的情形，從圖中之平均絕對誤差之總和與係數之比較發現，當各測站使用係數均為 0.5 時，大、小區域範圍 25 個測站預報平均絕對誤差之總和均為最小。圖九是 12 小時預報時段的情形，從圖中之平均絕對誤差之總和與係數之比較發現，當各測站使用係數均為 0.4 時，大、小區域範圍 25 個測站預報平均絕對誤差之總和均為最小。圖十是 24 小時預報時段的情形，從圖中之平均絕對誤差之總和與係數之比較發現，當各測站使用係數均為 0.3 時，大、小區域範圍 25 個測站預報平均絕對誤差之總和均為最小。由圖八至十綜合分析發現，對於相同預報時段，25 個測站整體預報誤差之最佳推估係數不會因區域範圍的差異而產生明顯的變動。這表示颱風雨量推估法使用最佳推估係數作預報，其結果的穩定性高。

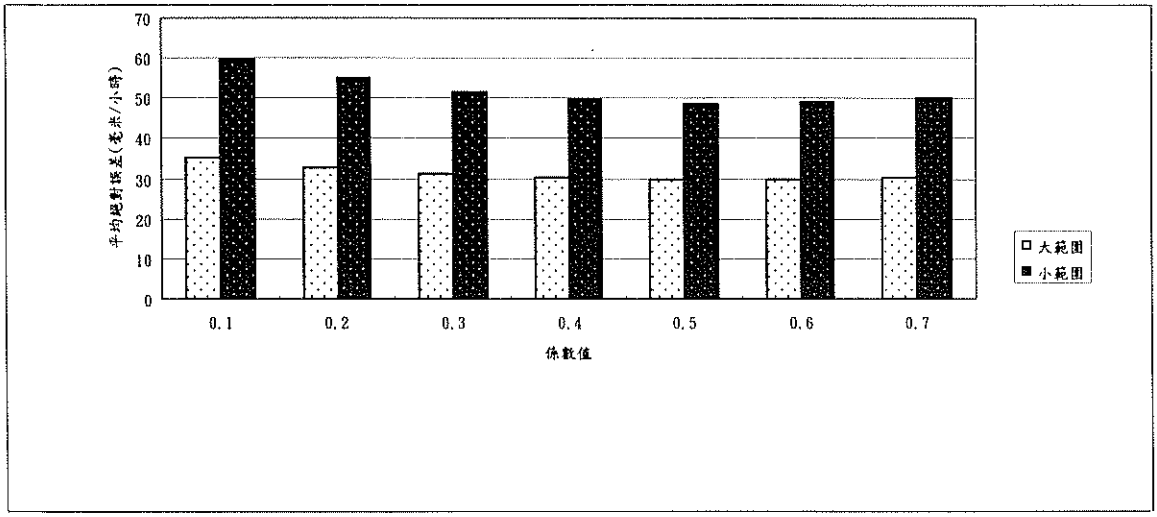
颱風雨量推估法之最佳推估係數也可利用一般統計線性迴歸之最小平方法(method of least squares)求得。圖七是在大範圍區域內使用 1982 至 1996 年資料利用一般統計線性迴歸之最小平方法及本文使用預報之最小平均絕對誤差所導出之最佳推估係數，對 25 個測站預報平均絕對誤差之總和及 1997 至 2000 年在預報校驗階段對 25 個測站預報平均絕對誤差總和之比較。從圖中可發現，雖然在發展與預報校驗階段，本文所使用方法對 25 個測站預報平均絕對誤差之總和較一般統計線性迴歸之最小平方法低一些，但是相差實在太小，嚴格說來兩者並無差別。但為慎重起見，可先用一般統計線性迴歸之最小平方法求得係數後，再以此係數為基礎求預報平均絕對誤差為最小時之最佳推估係數。



圖七 1982至1996年與1997至2000年間使用迴歸法與最小平均絕對誤差法在25個測站六小時預報平均絕對誤差總和

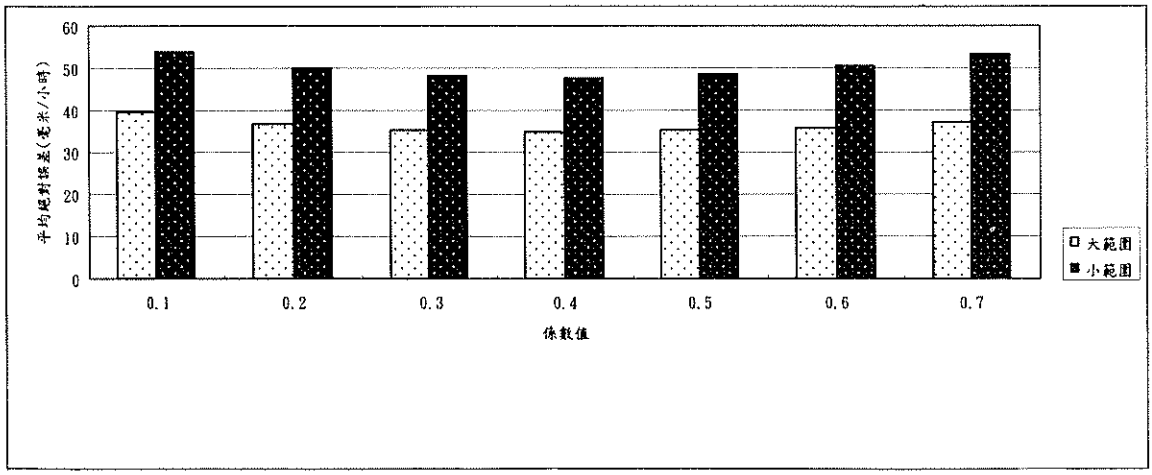
圖七、1982-1996 年與 1997-2000 年間使用迴歸法與最小平均絕對誤差法在 25 個測站六小時預報平均絕對誤差總和。

Fig 7. he summations of mean absolute errors of forecasting for 6-h projection of 25 stations by using regression method and minimum mean absolute error method during 1982-1996 and 1997-2000.



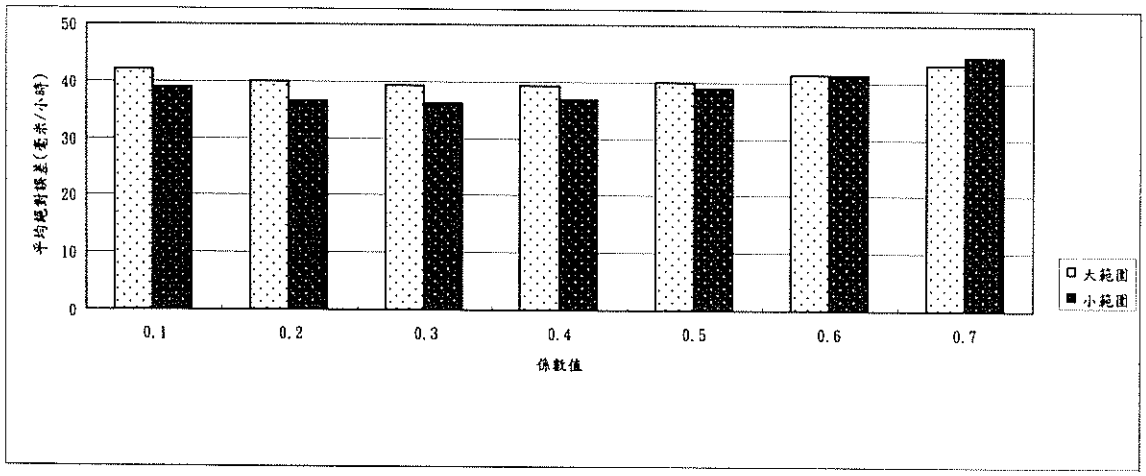
圖八、1982-1996 年颱風雨量推估法使用不同係數於大、小範圍區域對 25 個測站六小時預報平均絕對誤差總和。

Fig. 8. he summations of mean absolute errors of forecasting for 6-h projection of 25 stations for typhoon rainfall estimation method by using different coefficients during 1982-1996 in large and small areas.



圖九、同圖八，但爲十二小時預報。

Fig. 9. ame as Fig. 8 ，but for 12-h projection.



圖十、同圖八，但爲二十四小時預報。

Fig. 10. ame as Fig. 8，but for 24-h projection.

四、結果

(一)大範圍區域颱風個案

本節所討論的是以颱風中心在北緯 18 至 30 度、東經 115 至 131 度區域內爲主。表二至四是 1982 至 1996 年不同係數應用在 6、12 和 24 小時預報時段颱風雨量推估法，在各測站預報之平均絕對誤差並與持續法及預報誤差修正法作比較。表二是 6 小時預報時段發展的結果，就颱風雨量推估法而言，如果 25 個測站全部使用相同推估係數時，當推估係數均爲 0.5 時，25 個測站預報之平均絕對誤差總和比應用其他係數時爲低。但當選取個別測站平均絕對誤差最低時之推估係數(最佳推估係數)時，其平均絕對誤差的總和比 25 個測站推估係數均爲 0.5 時爲低。這顯示個別測站位置的地理特徵對颱風降水是有影響的，所以每個測站之最佳推估係數便有所差異。就不同方法而言，當颱風雨量推估法使用最佳推估係數時，其平均絕對誤差的總和比持續法及預報誤差修正法低，這表示颱風雨量推估法優於持續法及預報誤差修正法，但須進一步使用獨立資料 1997 至 2000 年作預報校驗確認。表三是 12 小時預報時段發展的結果，當 25 個測站推估係數均爲爲 0.4 時，平均絕對誤差的總和爲最低。同樣地，若選取各測站平均絕對誤差最低時之最佳推估係數應用於颱風雨量推估法中，其平均絕對誤差的總和比 25 個測站推估係數均爲 0.4 時爲低。用相同的分析方法從表四中選取 24 小時預報時段各測站之最佳推估係數。以上是本文用 1982 至 1996 年資料，分別發展 6、12 和 24 小時預報時段，颱風雨量推估法在各測站之最佳推估係數之分析過程。接續用 1997 至 2000 年之獨立資料，作預報校驗比較，以檢視三個預報時段在 25 個測站預報平均絕對誤差的總和是否較持續法、預報誤差修正法低？

表五至七依序是 6、12 和 24 小時預報時段用 1997 至 2000 年之獨立資料作預報校驗的結果。表五中顯示，持續法、預報誤差修正法及颱風雨量推估法，在 25 個測站六小時預報平均絕對誤差總和依序爲 23.02、20.68 及 18.46 mm/hr，而颱風雨量推估法之平均絕對誤差總和是所有方法中最低的，其相對於持續法及預報誤差修正法之改善率分別爲 19.8%和 10.7%。理論上而言，在發展階段所找到各測站之最佳推估係數，其在獨立資料作預報校驗的平均絕對誤差相較於其它係數應是最低的。從表五中同樣使用颱風雨量推估法與個別測站使用不同係數(0.3 至 0.7)預報之所有平均絕對誤差與使用最佳推估係數的結果作比較。使用最佳推估係數的預報結果除了在彭佳嶼、澎湖、臺中、嘉義、高雄、大武及阿里山等七測站外，其他測

站都是最低的，這顯示雖然與理論上的結果不完全一致，但在 25 個測站中有 18 個測站預報之平均絕對誤差爲最小，預報測試之成功率爲 72%;。表六是十二小時預報校驗的結果，表中可發現持續法、預報誤差修正法及颱風雨量推估法，對 25 個測站平均時雨量預報之平均絕對誤差總和依序爲 24.66、21.76 及 18.62 mm/hr，而颱風雨量推估法之平均絕對誤差總和是所有方法中最低的，其相對於持續法及預報誤差修正法之改善率分別爲 24.5%和 14.4%。從表六中同樣使用颱風雨量推估法與個別測站使用不同係數(0.3 至 0.7)預報之所有平均絕對誤差與使用最佳推估係數的結果作比較。使用最佳推估係數的預報結果除了在基隆、東吉島、澎湖、臺南、阿里山及玉山等六測站外，其他測站都是最低的，預報測試之成功率爲 76%。表七是二十四小時預報校驗的結果，表中持續法、預報誤差修正法及颱風雨量推估法，對 25 個地面觀測站平均時雨量預報之平均絕對誤差總和依序爲 25.68、22.55 及 17.49 mm/hr，其相對於持續法及預報誤差修正法之改善率分別爲 31.9% 和 22.4%。從表七中同樣使用颱風雨量推估法與個別測站使用不同係數(0.1 至 0.5)預報之所有平均絕對誤差與使用最佳推估係數的結果作比較。使用最佳推估係數的預報結果除了在淡水、臺北、新竹、臺中、梧棲、嘉義、台南、阿里山、玉山、成功、臺東、大武等十二測站外，其他測站都是最低，預報測試之成功率爲 52%。

綜合比較表五至七發現，6、12 或 24 小時平均時雨量預報方面，不僅 25 個測站預報之平均絕對誤差總和，而且每一個別測站之平均絕對誤差，颱風雨量推估法均比持續法和預報誤差修正法低。很明顯的，颱風雨量推估法優於持續法及預報誤差修正法。

(二)小範圍區域颱風個案

本節所討論的是以颱風中心在北緯 20 至 26 度、東經 118 至 124 度區域內爲主。在本節中，採用與大範圍區域相同資料年限和分析方法作發展與預報校驗，測試臺灣近海颱風個案在預報校驗之表現。一般而言，當颱風中心較靠近臺灣時降水個案較多且明顯。因此，在此範圍內無降水或是降水較不明顯的個案將較大範圍明顯減少。

表八是持續法、預報誤差修正法及颱風雨量推估法，6、12 和 24 小時預報時段，利用 1997 至 2000 年資料作預報校驗的結果，每個測站的個案數依序約有 500、400 及 200 多個。六小時預報方面，持續法、預報誤差修正法及颱風雨量推估法在 25 個測站平均絕對誤差總和依序爲 49.51、47.8 及 41.52 mm/hr，颱風雨量推估法相對於持續法及預報誤差修正法之改善率分別爲 16.1%和 13.1%。十二小時預報方面，持續法、預報誤差修正法及颱風雨量推估法在 25 個測站平均絕對誤差總和依序爲 50.11、48.38 及 36.31 mm/hr，颱風雨量推估法相對於持續法及預報誤差修正法之改善率分別爲 27.5%和 25%。二十四小時預報方面，持續法、預報誤差修正法及颱風雨量推估法在 25 個測站平均絕對誤差總和依序爲 40.51、42.53 及 20.01 mm/hr，颱風雨量推估法相對於持續法及預報誤差修正法之改善率分別爲 50.6%和 53%。整體而言，颱風雨量推估法在 6、12 和 24 小時平均時雨量預報表現，均優於持續法及預報誤差修正法。

表九是 6、12 和 24 小時預報時段持續法、預報誤差修正法及颱風雨量推估法在小雨(預報時段內平均時雨量大於(含)0.1 毫米)、中雨(24 小時平均時雨量大於(含)2.0 毫米)與大雨(24 小時平均時雨量大於(含)5.4 毫米)，利用全部 25 個測站所算出公正得分的比較。從表中可發現，雨量推估法之公正得分在三個預報時段，只有在小雨時較其它兩種方法高，這顯示其在中/大雨的預報能力較差，這種現象是可理解的。因爲，在不作雨量分類時，利用最小誤差觀念所求得之線性方程的最佳係數，通常會使預報的值較接近所有降水類別中，佔較多比例的某類降水，如此才能使得預報誤差的平均最小，而在颱風雨量類別中屬於中/小雨的個案畢竟佔多數，所以在大雨個案的預報能力自然較差。

表二、1982 至 1996 年颱風中心在北緯 18 至 30 度、東經 115 至 131 度區域內，不同係數(以 0.3 至 0.7)應用在颱風雨量推估法於各測站 6 小時平均時雨量預報之平均絕對誤差(MAE 單位：毫米/小時)，與持續法、預報誤差修正法預報之 MAE 值。

Table 2. The mean absolute errors of prediction of mean rainfall amount in 6-h of each station by using different coefficients (0.3~0.7) in the typhoon rainfall amount estimation method from 1982 to 1996 for the cases of typhoon center in the domain from 18° N to 30° N and 115° E to 131° E, and the mean absolute errors of prediction by using persistence method, and bias correction of forecasting method.

(unit : mm/hr)

	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	持續法	誤差修正法	雨量推估法	個案數
淡　水	1.14	1.11	1.10	1.11	1.14	1.35	1.14	1.10	4119
鞍　部	2.44	2.29	2.20	2.15	2.16	2.48	2.17	2.15	4119
臺　北	1.15	1.14	1.14	1.17	1.21	1.4	1.17	1.14	4123
竹子湖	2.50	2.34	2.22	2.16	2.15	2.48	2.22	2.15	4119
基　隆	1.35	1.33	1.34	1.37	1.43	1.69	1.41	1.33	4119
彭佳嶼	1.06	1.05	1.07	1.09	1.13	1.33	1.11	1.05	4119
花　蓮	1.39	1.36	1.36	1.38	1.43	1.64	1.31	1.36	4121
蘇　澳	1.52	1.49	1.49	1.52	1.57	1.78	1.51	1.49	4122
宜　蘭	1.28	1.26	1.26	1.29	1.34	1.55	1.27	1.26	4125
東吉島	0.44	0.43	0.42	0.43	0.44	0.51	0.47	0.42	4125
澎　湖	0.39	0.37	0.37	0.37	0.38	0.43	0.42	0.37	4122
台　南	0.73	0.72	0.72	0.73	0.76	0.89	0.8	0.72	4125
高　雄	0.90	0.88	0.89	0.90	0.93	1.11	0.94	0.88	4124
嘉　義	0.76	0.75	0.75	0.76	0.78	0.91	0.79	0.75	4121
臺　中	0.79	0.78	0.79	0.81	0.84	0.99	0.8	0.78	4124
阿里山	2.13	1.97	1.84	1.76	1.73	2.16	1.97	1.73	4125
大　武	1.45	1.41	1.39	1.40	1.43	1.63	1.5	1.39	4124
玉　山	1.64	1.49	1.38	1.30	1.26	1.56	1.38	1.26	4119
新　竹	0.80	0.79	0.80	0.82	0.85	0.99	0.84	0.79	4122
恆　春	1.40	1.38	1.40	1.43	1.49	1.76	1.47	1.38	4122
成　功	1.54	1.51	1.50	1:51	1.55	1.82	1.57	1.5	4125
蘭　嶼	1.06	1.06	1.07	1.10	1.15	1.32	1.11	1.06	4121
日月潭	1.06	1.05	1.05	1.07	1.10	1.45	1.1	1.05	4122
臺　東	1.46	1.43	1.43	1.46	1.50	1.71	1.48	1.43	4123
梧　棲	0.65	0.65	0.66	0.67	0.70	0.81	0.65	0.65	4125
MAE 總　和	31.04	30.04	29.64	29.79	30.46	35.74	30.58	29.22	—

表三、同表二，但爲 12 小時平均時雨量。

Table 3. Same as table 2, but for mean rainfall amount in 12-h.

	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	持續法	誤差修正法	雨量推估法	個案數
淡　水	1.37	1.35	1.36	1.39	1.44	1.69	1.30	1.35	3204
鞍　部	2.81	2.68	2.62	2.62	2.69	3.10	2.51	2.62	3206
臺　北	1.31	1.31	1.33	1.38	1.44	1.64	1.29	1.31	3205
竹子湖	2.87	2.73	2.67	2.68	2.74	3.34	2.64	2.67	3201
基　隆	1.55	1.56	1.60	1.66	1.74	1.94	1.58	1.55	3201
彭佳嶼	1.29	1.30	1.32	1.36	1.42	1.64	1.31	1.29	3201
花　蓮	1.49	1.49	1.50	1.54	1.60	1.89	1.40	1.49	3204
蘇　澳	1.64	1.62	1.64	1.69	1.76	2.02	1.61	1.62	3204
宜　蘭	1.43	1.43	1.45	1.50	1.56	1.83	1.43	1.43	3203
東吉島	0.50	0.49	0.50	0.51	0.52	0.60	0.54	0.49	3201
澎　湖	0.46	0.45	0.45	0.46	0.48	0.57	0.52	0.45	3206
台　南	0.90	0.89	0.91	0.93	0.97	1.06	0.96	0.89	3206
高　雄	1.06	1.07	1.10	1.13	1.18	1.33	1.04	1.06	3206
嘉　義	0.90	0.90	0.91	0.93	0.96	1.10	0.94	0.90	3206
臺　中	0.95	0.95	0.96	0.99	1.03	1.12	0.98	0.95	3206
阿里山	2.67	2.53	2.45	2.42	2.45	3.11	2.72	2.42	3206
大　武	1.49	1.47	1.47	1.49	1.54	1.82	1.59	1.47	3201
玉　山	1.93	1.80	1.72	1.68	1.69	2.08	1.76	1.68	3204
新　竹	0.96	0.96	0.98	1.01	1.06	1.21	0.97	0.96	3204
恆　春	1.49	1.51	1.56	1.63	1.71	2.00	1.62	1.49	3206
成　功	1.59	1.58	1.60	1.66	1.74	2.14	1.74	1.58	3204
蘭　嶼	1.12	1.13	1.16	1.21	1.27	1.53	1.20	1.12	3203
日月潭	1.38	1.39	1.43	1.49	1.56	1.92	1.37	1.38	3206
臺　東	1.51	1.51	1.54	1.60	1.68	1.88	1.60	1.51	3201
梧　棲	0.79	0.80	0.82	0.84	0.88	0.90	0.80	0.79	3203
MAE 總　和	35.45	34.90	35.04	35.80	37.11	43.48	35.45	34.49	—

表四、同表二，但係數值爲 0.2 至 0.6 且爲 24 小時平均時雨量。

Table 4. Same as table 2,but coefficients from 0.2 to 0.6 and for mean rainfall amount in 24-h.

	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	持續法	誤差修正法	雨量推估法	個案數
淡　水	1.40	1.38	1.39	1.43	1.49	1.75	1.28	1.38	1671
鞍　部	3.09	2.91	2.85	2.88	2.98	3.51	2.64	2.85	1671
臺　北	1.31	1.28	1.30	1.35	1.42	1.57	1.20	1.28	1671
竹子湖	3.23	3.08	3.04	3.07	3.17	3.71	2.75	3.04	1671
基　隆	1.57	1.57	1.62	1.71	1.81	1.86	1.54	1.57	1671
彭佳嶼	1.32	1.35	1.40	1.47	1.56	1.80	1.35	1.32	1671
花　蓮	1.38	1.37	1.39	1.43	1.50	1.84	1.47	1.37	1671
蘇　澳	1.56	1.55	1.58	1.65	1.74	1.85	1.61	1.55	1671
宜　蘭	1.39	1.38	1.40	1.46	1.53	1.71	1.46	1.38	1671
東吉島	0.67	0.66	0.67	0.67	0.69	0.77	0.66	0.66	1671
澎　湖	0.63	0.63	0.63	0.64	0.65	0.74	0.64	0.63	1671
台　南	1.17	1.15	1.16	1.19	1.23	1.26	1.18	1.15	1671
高　雄	1.29	1.29	1.30	1.33	1.37	1.50	1.28	1.29	1671
嘉　義	1.11	1.09	1.09	1.11	1.14	1.20	1.11	1.09	1671
臺　中	1.10	1.09	1.09	1.10	1.13	1.30	1.13	1.09	1671
阿里山	3.73	3.54	3.39	3.33	3.34	4.04	3.62	3.33	1671
大　武	1.84	1.81	1.79	1.81	1.86	2.19	1.90	1.79	1671
玉　山	2.36	2.19	2.09	2.04	2.03	2.44	2.23	2.03	1671
新　竹	1.02	1.01	1.02	1.05	1.09	1.10	1.00	1.01	1671
恆　春	1.59	1.59	1.63	1.67	1.72	1.90	1.71	1.59	1671
成　功	1.74	1.73	1.75	1.80	1.87	2.19	1.98	1.73	1671
蘭　嶼	1.18	1.18	1.23	1.29	1.37	1.72	1.35	1.18	1671
日月潭	1.67	1.67	1.70	1.74	1.80	2.01	1.59	1.67	1671
臺　東	1.68	1.65	1.68	1.73	1.80	1.99	1.83	1.65	1671
梧　棲	0.96	0.95	0.96	0.97	1.00	1.11	1.02	0.95	1667
MAE 總　和	39.98	39.09	39.15	39.92	41.29	47.05	39.56	38.56	—

表五、同表二，但爲 1997 至 2000 年。

Table 5. Same as table 2,but from 1997 to 2000.

	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	持續法	誤差修正法	雨量推估法	個案數
淡　水	0.65	0.63	0.62	0.62	0.64	0.78	0.81	0.62	3143
鞍　部	1.57	1.45	1.37	1.32	1.32	1.58	1.6	1.32	3143
臺　北	0.80	0.78	0.79	0.80	0.82	0.98	0.94	0.78	3143
竹子湖	1.38	1.28	1.21	1.18	1.17	1.42	1.48	1.17	3145
基　隆	0.96	0.94	0.94	0.95	0.97	1.14	1.07	0.94	3143
彭佳嶼	0.62	0.61	0.60	0.61	0.62	0.73	0.7	0.61	3145
花　蓮	0.88	0.85	0.85	0.86	0.88	1.0	0.88	0.85	3146
蘇　澳	1.04	1.00	1.00	1.03	1.08	1.21	1.06	1.00	3134
宜　蘭	0.99	0.97	0.97	0.99	1.02	1.16	1.12	0.97	3143
東吉島	0.37	0.37	0.37	0.39	0.41	0.49	0.4	0.37	3146
澎　湖	0.30	0.31	0.32	0.33	0.34	0.41	0.36	0.31	3143
台　南	0.55	0.55	0.57	0.58	0.61	0.71	0.61	0.55	3146
高　雄	0.72	0.73	0.75	0.78	0.81	0.9	0.8	0.73	3143
嘉　義	0.53	0.54	0.56	0.58	0.61	0.76	0.59	0.54	3141
臺　中	0.41	0.42	0.43	0.45	0.48	0.59	0.45	0.42	3144
阿里山	0.85	0.83	0.83	0.84	0.87	1.09	0.96	0.87	3143
大　武	0.93	0.92	0.93	0.95	0.99	1.13	1.01	0.93	3143
玉　山	0.75	0.73	0.71	0.71	0.71	0.88	0.75	0.71	3146
新　竹	0.36	0.36	0.37	0.38	0.40	0.5	0.49	0.36	3143
恆　春	0.98	0.98	1.00	1.02	1.06	1.25	1.01	0.98	3146
成　功	1.16	1.14	1.14	1.17	1.21	1.37	1.17	1.14	3143
蘭　嶼	0.67	0.68	0.70	0.73	0.76	0.9	0.71	0.67	3141
日月潭	0.37	0.37	0.38	0.39	0.41	0.51	0.45	0.37	3130
臺　東	1.00	0.98	0.99	1.01	1.05	1.18	0.99	0.98	3146
梧　棲	0.24	0.25	0.26	0.27	0.28	0.33	0.26	0.24	3139
MAE 總　和	19.07	18.69	18.67	18.94	19.51	23.02	20.68	18.46	—

表六、同表三，但爲 1997 至 2000 年。

Table 6. Same as table 3,but from 1997 to 2000.

	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	持續法	誤差修正法	雨量推估法	個案數
淡　水	0.64	0.63	0.64	0.66	0.69	0.86	0.82	0.63	2738
鞍　部	1.57	1.48	1.44	1.43	1.46	1.88	1.87	1.43	2738
臺　北	0.75	0.75	0.77	0.80	0.84	0.97	0.92	0.75	2740
竹子湖	1.39	1.32	1.29	1.29	1.32	1.67	1.80	1.29	2732
基　隆	0.92	0.91	0.92	0.94	0.98	1.17	1.06	0.92	2735
彭佳嶼	0.62	0.62	0.63	0.65	0.67	0.84	0.83	0.62	2740
花　蓮	0.82	0.81	0.81	0.83	0.88	1.07	0.85	0.81	2743
蘇　澳	0.89	0.88	0.91	0.95	1.01	1.16	0.92	0.88	2729
宜　蘭	0.93	0.91	0.93	0.96	1.02	1.14	1.07	0.91	2729
東吉島	0.38	0.39	0.41	0.43	0.45	0.56	0.43	0.39	2721
澎　湖	0.33	0.34	0.35	0.37	0.39	0.42	0.36	0.34	2727
台　南	0.59	0.60	0.63	0.66	0.70	0.83	0.68	0.60	2731
高　雄	0.72	0.74	0.76	0.80	0.84	0.90	0.85	0.72	2721
嘉　義	0.54	0.55	0.58	0.61	0.64	0.77	0.60	0.54	2722
臺　中	0.42	0.44	0.47	0.50	0.53	0.64	0.50	0.42	2721
阿里山	0.92	0.92	0.94	0.98	1.02	1.22	1.10	0.98	2747
大　武	0.95	0.95	0.97	1.00	1.05	1.10	1.03	0.95	2721
玉　山	0.79	0.78	0.78	0.79	0.81	1.06	0.89	0.79	2743
新　竹	0.39	0.40	0.41	0.43	0.44	0.56	0.58	0.39	2737
恆　春	1.01	1.02	1.06	1.10	1.16	1.38	1.02	1.01	2727
成　功	1.08	1.08	1.11	1.15	1.21	1.44	1.16	1.08	2738
蘭　嶼	0.64	0.66	0.69	0.73	0.77	0.94	0.68	0.64	2723
日月潭	0.37	0.38	0.39	0.41	0.43	0.52	0.50	0.37	2723
臺　東	0.92	0.93	0.96	1.01	1.06	1.21	0.94	0.92	2743
梧　棲	0.24	0.24	0.25	0.27	0.28	0.33	0.30	0.24	2718
MAE 總　和	18.82	18.75	19.08	19.72	20.64	24.66	21.76	18.62	—

表七、同表四，但爲係數值 0.1 至 0.5 且從 1997 至 2000 年。

Table 7. Same as table 4,but coefficients form 0.1 to 0.5 and from 1997 to 2000.

	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	持續法	誤差修正法	雨量推估法	個案數
淡　水	0.52	0.50	0.51	0.54	0.57	0.85	0.75	0.51	1977
鞍　部	1.48	1.38	1.32	1.32	1.35	2.13	1.80	1.32	1974
臺　北	0.65	0.62	0.63	0.65	0.69	1.04	0.89	0.63	1982
竹子湖	1.27	1.19	1.15	1.15	1.18	1.82	1.82	1.15	1971
基　隆	0.79	0.76	0.76	0.79	0.84	1.20	1.04	0.76	1968
彭佳嶼	0.49	0.47	0.48	0.50	0.54	0.79	0.74	0.47	1971
花　蓮	0.77	0.73	0.72	0.74	0.78	1.24	0.86	0.72	1968
蘇　澳	0.79	0.73	0.73	0.76	0.81	1.22	0.89	0.73	1971
宜　蘭	0.75	0.70	0.70	0.73	0.77	1.24	0.98	0.70	1960
東吉島	0.40	0.40	0.40	0.42	0.45	0.55	0.43	0.40	1955
澎　湖	0.35	0.35	0.35	0.37	0.38	0.42	0.35	0.35	1961
台　南	0.74	0.72	0.73	0.77	0.81	0.96	0.84	0.73	1960
高　雄	0.88	0.85	0.86	0.88	0.92	0.97	0.95	0.85	1955
嘉　義	0.55	0.54	0.56	0.59	0.63	0.75	0.66	0.56	1947
臺　中	0.49	0.50	0.53	0.56	0.60	0.70	0.63	0.53	1954
阿里山	0.88	0.85	0.86	0.88	0.93	1.22	1.38	0.93	1973
大　武	0.97	0.93	0.92	0.93	0.96	1.15	1.06	0.93	1969
玉　山	0.75	0.71	0.70	0.72	0.75	1.14	1.06	0.80	1977
新　竹	0.35	0.35	0.37	0.39	0.42	0.60	0.60	0.37	1977
恆　春	1.03	1.00	1.00	1.04	1.10	1.36	1.07	1.00	1966
成　功	1.01	0.97	0.98	1.01	1.07	1.37	1.17	0.98	1969
蘭　嶼	0.59	0.58	0.60	0.63	0.67	0.93	0.63	0.58	1957
日月潭	0.36	0.35	0.36	0.37	0.39	0.48	0.55	0.35	1969
臺　東	0.88	0.84	0.85	0.88	0.93	1.22	1.01	0.85	1969
梧　棲	0.25	0.25	0.26	0.27	0.28	0.33	0.40	0.26	1954
MAE 總　和	17.97	17.29	17.35	17.90	18.79	25.68	22.55	17.49	—

表八、1997 至 2000 年颱風中心在北緯 20 至 26 度、東經 118 至 124 度區域內，雨量推估法及預報誤差修正法應用最佳係數係在各測站 6、12 及 24 小時平均時雨量預報之平均絕對誤差(MAE 單位: 毫米/小時)，與持續法預報之 MAE 值。

Table 8. The mean absolute errors of prediction of mean rainfall amounts in 6-h, 12-h and 24-h by using the optimum coefficients in typhoon rainfall amount estimation method and bias correction of forecasting method for each station for the cases of typhoon center in the domain from 20° N to 26° N and 118° E to 124° E, from 1997 to 2000, and the mean absolute errors of prediction by using persistence method.

(unit : mm/hr)

	6 小時			12 小時			24 小時		
	持續法	誤差修正法	雨量推估法	持續法	誤差修正法	雨量推估法	持續法	誤差修正法	雨量推估法
淡　水	1.65	2.22	1.49	1.70	2.03	1.17	1.62	1.97	0.85
鞍　部	2.91	3.96	2.70	2.90	3.85	2.57	2.84	3.28	1.82
臺　北	1.98	2.13	1.81	2.04	2.01	1.55	2.12	1.61	1.09
竹子湖	2.71	3.87	2.59	2.49	3.95	2.41	2.67	2.99	1.62
基　隆	2.02	2.23	1.95	2.05	2.25	1.64	1.94	1.87	0.83
彭佳嶼	1.96	2.19	1.83	1.82	2.17	1.43	1.06	1.56	0.74
花　蓮	3.06	2.18	2.20	3.21	1.98	1.74	2.12	1.27	0.69
蘇　澳	2.45	2.04	2.13	2.13	1.84	1.69	2.52	1.65	0.90
宜　蘭	2.63	2.59	2.29	2.25	2.06	1.81	2.67	2.34	0.78
東吉島	1.09	0.94	0.92	1.40	1.08	1.02	1.80	1.11	1.00
澎　湖	0.94	0.85	0.77	1.13	1.09	0.95	1.04	0.94	0.76
台　南	1.49	1.43	1.35	1.86	1.71	1.46	1.50	1.51	0.85
高　雄	1.39	1.46	1.30	1.58	1.63	1.26	1.82	1.52	0.88
嘉　義	1.50	1.41	1.22	1.70	1.80	1.43	0.69	1.28	0.42
臺　中	0.82	0.76	0.72	0.95	1.10	0.84	0.35	1.18	0.32
阿里山	2.62	2.65	2.23	2.67	3.34	2.48	1.19	3.10	0.92
大　武	2.02	1.81	1.59	1.77	1.59	1.06	1.64	1.69	0.68
玉　山	2.56	2.11	2.17	2.52	2.32	2.08	1.19	2.11	0.75
新　竹	1.15	1.44	0.92	1.09	1.65	0.99	0.65	1.24	0.46
恆　春	2.97	2.19	1.98	2.77	1.63	1.05	1.90	1.29	0.50
成　功	3.36	2.45	2.60	3.77	2.30	2.09	2.75	2.08	1.61
蘭　嶼	1.87	1.24	1.31	1.76	0.82	0.68	1.46	0.46	0.31
日月潭	1.19	1.32	1.00	1.20	1.66	1.07	0.51	1.59	0.30
臺　東	2.48	1.71	1.84	2.56	1.61	1.10	2.12	1.54	0.60
梧　棲	0.72	0.63	0.64	0.78	0.91	0.73	0.34	1.38	0.32
MAE 總　和	49.51	47.80	41.52	50.11	48.38	36.31	40.51	42.53	20.01

表九、各預報時段之公正得分(ETS)。

Table 9. Equitable threat scores of every projection.

6 小時預報			
	持續法	誤差修正法	雨量推估法
小雨	0.39	0.40	0.42
中雨	0.36	0.36	0.31
大雨	0.28	0.31	0.21
12 小時預報			
小雨	0.32	0.31	0.38
中雨	0.25	0.26	0.22
大雨	0.17	0.17	0.14
24 小時預報			
小雨	0.23	0.17	0.31
中雨	0.14	0.09	0.14
大雨	0.03	0.03	0.04

為改善颱風雨量推估法在中/大雨的預報能力，本文將發展之雨量資料分成大雨和非大雨兩類，再分別找出颱風雨量推估法在這兩類雨量之最佳推估係數，同時利用颱風雨量預報前二小時觀測之平均時雨量與大雨資料找出颱風雨量預報前二小時觀測之平均時雨量之最小門檻值(threshold)。當颱風雨量預報前二小時觀測之平均時雨量大於(含)最小門檻值時，使用大雨之最佳推估係數，否則使用非大雨之最佳推估係數。表十是 6、12 和 24 小時預報時段，颱風雨量推估法修正前/後全部 25 個測站所算出之公正得分的比較。從表中可看出，修正後之颱風雨量推估法在三個預報時段，在小雨、中雨和大雨的公正得分均比修正前高，尤其在 6 和 12 小時預報時段，中/大雨的部份改善更明顯。另外，從表九和表十的比較可發現，改善後颱風雨量推估法的公正得分，除了 6 小時預報大雨的部分較預報誤差修正法低以外，其他均高於持續法和預報誤差修正法。

表十、修正前/後雨量推估法之公正得分比較。

Table 10. The comparison of equitable threat scores between rainfall amount estimation method and modified rainfall amount estimation method.

6 小時預報		
	雨量推估法	修改後之雨量推估法
小雨	0.42	0.45
中雨	0.31	0.40
大雨	0.21	0.30
12 小時預報		
小雨	0.38	0.40
中雨	0.22	0.34
大雨	0.14	0.22
24 小時預報		
小雨	0.31	0.35
中雨	0.14	0.19
大雨	0.04	0.05

五、結論及討論

從前兩節的結果分析中，本文可得到下列結論:

(一)颱風雨量推估法之最佳推估係數不因資料年限及颱風中心所在區域範圍的差異而有明顯的變動，表示此方法的穩定性佳。

(二)颱風雨量推估法使用最佳推估係數在 6、12 和 24 小時預報時段預報之預報表現均優於持續法及預報誤差修正法。

(三)在公正得分方面顯示，雨量推估法在中/大雨的預報能力較差，但若進一步作雨量分類預報，則可提高在中/大雨的預報能力。

本研究初步找到颱風雨量預報可利用之統計方法，至於預報應用之作業化方面，尚須考慮幾個問題。一是時效問題:本文所用之預報因子是以預報前二小時觀測之平均時雨量為基礎，但在預報作業上可能會有延遲的狀況發

生。因此，可能須考慮利用預報前第二、二時之觀測之平均時雨量爲基礎。二是空間解析度的問題：以目前 25 個地面觀測而言，應不足以詳細解析颱風降水在空間分布的情形，尤其是在山區部份。必須更進一步利用中央氣象局雨量自動觀測站資料作發展，否則對防災功效上將難以發揮。三是中央氣象局雨量自動觀測資料品質是否如人工觀測站?應進一步檢視雨量自動觀測站資料品質並剔除資料異常的部份。

致謝

本文是在國科會 NSC 95-2625-Z-052-003 資助與中央氣象局支持下完成。

參考文獻

葉天降、王惠民與吳石吉，2007: 颱風降水預報誤差修正法之發展與應用。氣象學報，46，4 期，9-25。

葉天降、吳石吉與謝信良，1999：簡單統計方法於臺灣地區颱風降水預測之研究(一)預測方法與台北颱風降水之預測校驗。大氣科學，27，395-412。

王時鼎、顏清連、陳泰然與謝信良，1986：臺灣颱風降雨特性及其預報研究(三)。國家科學委員會防災科技研究報告 74-51。

吳宗堯與戚啓勳，1974：臺灣地區颱風雨量客觀預報之研究。氣象學報，20，4 期 6-24。

吳宗堯與戚啓勳，1973：用比擬法預估颱風侵台期內之降水量(二)。氣象學報，19，3 期 10-19。

魏元恒、謝信良、林民生與蕭長庚，1972：台灣颱風降雨預報之研究。氣象學報，18，3 期 1-21。

Beth Ebert, 2002 : Verification of Precipitation Forecasts. WWRP International Conference on Quantitative Precipitation Forecasting.

A Research on the Development and Application of Typhoon Rainfall Amount Estimation Method

Huei-Min Wang, Tien-Chiang Yeh, and Shih-Chi Wu
Central Weather Bureau, Taiwan, ROC

ABSTRACT

In this paper, the typhoon rainfall amount estimation method used the observed mean hourly rainfall amount two hours before forecasting, multiplied by a positive coefficient, as the forecasted value of the mean hourly rainfall amount. When the mean absolute error in a projection was minimum, its coefficient was called the optimum coefficient. According to the locations of typhoons centers, the research area was divided into large and small domains. This study used the data of hourly rainfall amount of the 25 surface weather stations of the Central Weather Bureau from 1982 through 1996 for the developmental data, to figure out the optimum coefficients for each station in the projections of 6h, 12h, and 24h. Then, it used the data of hourly rainfall amount of the same stations from 1997 through 2000 for verification by comparing the summations of the mean absolute errors of predictions of the 25 stations among persistence method, bias correction method, and typhoon rainfall amount estimation method in three projections mentioned above.

The results revealed that the variation of the optimum coefficients of typhoon rainfall amount estimation method was not obvious when the periods of developmental data and the domains of the locations of typhoon centers changed. No matter using the developmental data of the period from 1982 through 1996 or of the period from 1997 through 2000, the forecasting performance of typhoon rainfall amount estimation method in projections of 6h, 12h, and 24h was superior to persistence method and bias correction method. The equitable threat scores showed that the typhoon rainfall amount estimation method had less ability in medium/heavy rain forecasting, but it could be improved when coupled with categorical rainfall forecasting method.

Key words: persistence method, bias correction method, typhoon rainfall amount estimation method.

大氣環流模式資料之颱風辨識方法研發

蔡孝忠[1] 呂國臣[1] 盧孟明[2]
[1]中央氣象局氣象預報中心
[2]中央氣象局氣象科技研究中心

摘 要

本研究開發大氣環流模式資料之颱風自動辨識方法，辨識邏輯主要分爲兩階段：(1)中心位置偵測(detection)；(2)路徑追蹤(tracking)。其中，辨識方法亦針對溫帶氣旋給予適當偵測條件以避免誤判爲颱風。以 2005 年 NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research) Reanalysis 資料進行方法開發及驗證，結果顯示透過路徑追蹤的過程，可改善個案生命期過短的問題。通過偵測之個案與颱風路徑觀測資料相吻合的有 20 個、共 522 筆資料，分別爲觀測資料的 87%及 83%。未通過偵測的 3 個個案強度皆爲中度颱風以下；亦偵測到 3 個生命期較長之熱帶性低氣壓。此外，利用本研究提出之方法可有效辨識朝著高緯度區域移動之溫帶氣旋。

關鍵詞：颱風辨識方法、大氣環流模式

一、前言

颱風生成數和路徑的氣候變化趨勢一直是科學界所努力探索的目標，尤其是在全球暖化議題發燒的當前，颱風的生成數和強度是否會因爲全球變遷而產生變化等議題，引發各界激烈討論並投入大量資源從事相關研究。颱風活動年際變化的估計方法主要有三類，第一類爲統計推估法，例如 Gray et. al(1992)將非洲西部的年降雨情形，以及 30 hPa、50 hPa 緯向風場 QBO 相位(phase of quasi-biennial oscillation)等資料外延 10 個月，做爲次年 6~11 月大西洋颱風活動變化的估計因子。第二類方法是利用氣候模式之輸出資料計算颱風生成指標，例如計算 Gray(1975，1979)所發展之 SGP(seasonal genesis parameter)，做爲颱風生成數量指標，進而推估各區域之颱風生成數量(Watterson et. al 1995)；或是計算颱風可能生成數量指標(genesis potential index，Emanuel and Nolan 2004)。第三類方法則是直接於氣候模式(Climate Model)或大氣環流模式(Atmospheric General Circulation Model；簡稱 AGCM)資料之中偵測「近似熱帶氣旋之渦旋結構(Tropical-Cyclone-Like Vortex; 簡稱 TCLV)」，然後再分析個案的生成位置、頻率、路徑，或是 ACE(Accumulated Cyclone Energy，Bell et. al 2000)等指標(Vitart et. al 1997；Camargo and Zebiak 2002；Camarg and Sobel 2004；Camargo et. al 2005；Bengtsson et. al 2007；Camargo et. al 2007)。

若要以上述第三種方式進行颱風發生頻率之長期氣候趨勢研究，或是颱風受到氣候變遷影響之評估，除了需要可靠的大氣環流模式資料之外，亦須開發可有效分辨模式資料內 TCLV 之中心位置和路徑之偵測邏輯。Vitart et. al (1997)設定強渦度、暖心位置、1000 hPa 和 200 hPa 高度差和各方向的高度差遞減率等數個偵測條件，進行 TCLV 偵測，接著將空間和時間上相鄰的中心位置定義爲同一個案，然後判定生命期大於等於 2 日的渦旋爲“颱風”。

Camargo and Zebiak (2002)改進 TCLV 偵測邏輯，以 ECHAM 4.5 模式爲測試資料，以及(1)中心偵測(detection)；(2)路徑追蹤(tracking)兩大步驟進行偵測。如同 Vitart et. al (1997)之研究步驟，首先設定數個可偵測 TCLV 特性的條件，如局部低壓、強渦度、暖心結構、垂直風切等特徵，並針對不同洋面給予不同之偵測條件門檻值，之後再將時空位置相鄰之個案予以連結；若生命期至少可持續 2 日，則定義爲模式內的颱風。其次，在中心位置偵測完畢之後，再以初次偵測到的颱風中心做爲初始位置，搜尋相鄰之強渦度中心，使得個案生命期得以合理延伸。該研究測試了如 ECHAM 3、NSIPP、ECMWF 等不同模式資料，建議不同的模式需給予不同之模式門檻值以得到最佳偵測結果。

本研究主要是開發大氣環流模式資料的颱風中心及路徑自動辨識方法，使用 NCEP/NCAR Reanalysis (Kalnay et. al 1996) 於 2005 年、6 小時一筆的資料進行測試，偵測方法則參考 Camargo and Zebiak (2002)並加以改進。本文使用的資料在第二節敘述，第三節將詳細說明颱風辨識方法，最後兩節則爲結果討論與總結。

二、資料

2.1 颱風路徑與模式資料

本研究之颱風偵測方法主要參考 Camargo and Zebiak (2002)之偵測邏輯，設定之偵測範圍主要限定於西北太平洋區域(100~180°E、0~50°N)。颱風路徑觀測資料採用 2005 年之中央氣象局(Central Weather Bureau; CWB)作業判定之每 6 小時一筆的路徑與強度資料；稱之爲「CWB 最佳路徑」。本研究使用強度達到熱帶風暴(tropical storm)以上之個案，即中央氣象局颱風強度分級之輕度颱風以上之個案，不考慮熱帶性低氣壓(tropical depression; TD)；一共有 23 個颱風、631 筆資料。其中，2005 年生命期最長的颱風爲尼莎颱風(Nesat)，共有 12 天；生命期最短的爲瓦西颱風(Washi)，資料記錄僅有 72 小時。

模式資料採用 2005 年 1 月至 12 月 NCEP/NCAR Reanalysis 的資料進行開發測試。開發期間採用 NCEP/NCAR Reanalysis 資料，主要原因是相較於預報模式來說，重分析資料對於颱風的掌握度較佳，在開發過程中可與最佳觀測路徑資料做比對，且資料的提供變數層場完整，故採用此一資料進行颱風辨識方法的開發驗證；後續實際應用至時空解析度相仿之預報模式資料時，可再依照模式特性對偵測邏輯稍作修改。NCEP/NCAR Reanalysis 資料之空間水平解析度爲 2.5°×2.5°經緯度網格，時間解析度爲 1 天 4 筆資料(00 UTC、06 UTC、12 UTC、18 UTC)，使用之分層資料條列如下：

(1) 海平面氣壓。

(2) 風場：近地面、300 hPa 和 850 hPa 之風場資料。

(3) 氣溫：300 hPa 和 850 hPa 之氣溫資料。

2.2 NCEP/NCAR Reanalysis 內之颱風

開發自動搜尋颱風中心的邏輯之前，本研究先以 CWB 颱風路徑資料做爲初始搜尋位置，藉以在 NCEP/NCAR Reanalysis 資料之中定位颱風中心，再分析資料對於颱風的掌握程度以了解 Reanalysis 資料的特性。搜尋方法簡述如下：

(1) 以 CWB 路徑資料之颱風中心座標爲初始位置，取出 NCEP Reanalysis 資料中以初始位置爲中心點附近範圍之海平面氣壓資料。

(2) 以初始位置爲中心的 5°×5°經緯度範圍區域，找尋局部低壓中心。若 5°×5°範圍內部無局部低壓中心，則放大搜尋區域；最大搜尋範圍爲 10°×10°。

圖 1 爲 CWB 2005 年颱風路徑資料和 NCEP Reanalysis 內之颱風中心位置比較；圖 2 爲偵測結果統計。2005 年颱風路徑資料中的 631 筆颱風資料，在 NCEP Reanalysis 資料內可找到 593 筆，缺漏 38 筆；遺漏最多的爲輕度颱風谷超(Guchol)，22 筆資料僅找到 10 筆，表示谷超颱風之局部低壓中心在解析度較低之模式資料中並不明顯。由結果可知，NCEP Reanalysis 資料對於颱風的掌握佳，唯因爲時間及空間解析度的限制，使得部份颱風個案特

徵不明顯，無法找出局部低壓中心，導致個案搜尋結果會有所遺漏。

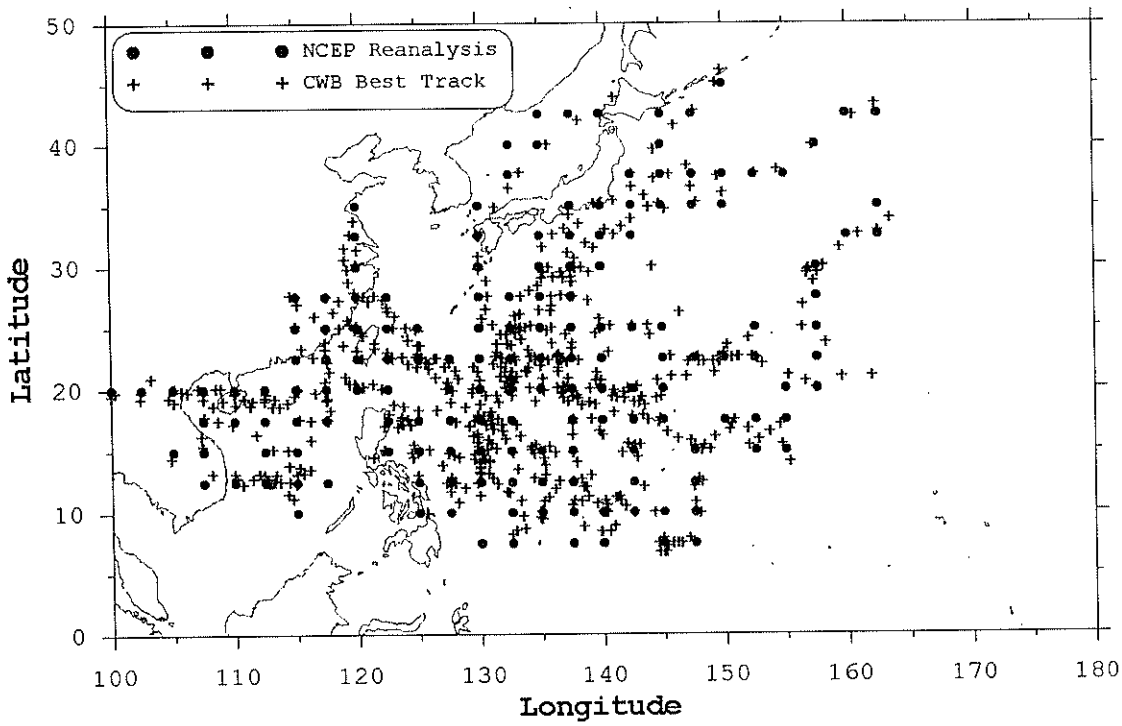


圖 1. CWB 颱風路徑資料和 NCEP/NCAR Reanalysis 內之颱風中心位置圖。灰色十字符號代表 CWB 最佳路徑資料之颱風中心位置；黑色實心圓爲模式之颱風中心位置。

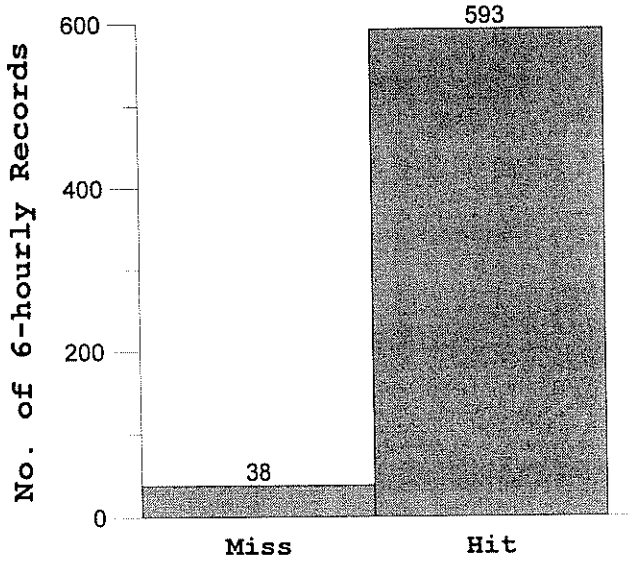


圖 2. NCEP/NCAR Reanalysis 內之颱風中心搜尋結果。共可偵測(Hit)到 593 筆，缺漏(Miss)38 筆; 資料爲 6 小時一筆。

三、TCLV 辨識方法

3.1 中心位置偵測

本研究開發之 TCLV 自動辨識方法會對每個網格資料進行判別檢驗，主要參考 Camargo and Zebiak (2002)所開發之邏輯並改進如下：

(1) 相對渦度：850 hPa 之相對渦度值> $3.0\times10^{-5}\ s^{-1}$。

(2) 近地面風速：以搜尋之網格爲中心點的 7×7 個網格範圍，其範圍內任一位置之近地面風速最大值> 10.0 m/s。

(3) 海平面氣壓：以搜尋之網格爲中心點的 7×7 個網格範圍，其中心點之海平面氣壓爲此範圍內之最小值。

(4) 判別是否具有暖心結構：以搜尋之網格爲中心點的 7×7 個網格範圍，其 300 hPa 之氣溫距平>0。距平之計算方式爲：(內部 3×3 個網格範圍之平均值)-(7×7 個網格範圍內、但不包含內部 3×3 個網格範圍之平均值)。

(5) 氣溫距平差異：300 hPa 之氣溫距平> 850 hPa 氣溫距平。

(6) 渦流動能差異：計算 850 hPa 和 300 hPa 之渦流動能(eddy kinetic energy；EKE)於 7×7 個網格範圍之平均，判別條件爲：$\overline{EKE_{850\ hpa}} > \overline{EKE_{300\ hpa}}$。其中，$EKE=\frac{1}{2}[(u')^2+(v')^2]$；$u'$ 和 v' 分別代表已去除 7×7 網格範圍內平均之緯向風和經向風風場分量；$\overline{(\cdot)}$ 代表 7×7 個網格範圍平均。

(7) 氣溫之標準偏差：計算 7×7 個網格範圍內之 300 hPa 氣溫標準偏差，須符合 300 hPa 之氣溫標準偏差≤ 3.0°。

(8) 個案判別：連結符合以上(1)-(7)偵測條件之網格資料，當兩相鄰時間的資料符合以下條件，則兩者視爲同一個案:
(a)時間間隔<24 小時。
(b)移動速度(即中心位置之距離/時間間隔) < 0.6°/hr。

(9) 生命期：經過步驟(8)判別連結後的 TCLV 個案，若其生命期大於等於 2 日，則將其定義爲大氣環流模式內之“颱風”。

其中，風場和氣溫之偵測邏輯與 Camargo and Zebiak (2002)稍有不同，整理如表 1。第(6)項計算 EKE 的目的是減少平均流對於計算平均風速的影響，以突顯渦漩的特性。第(7)項偵測邏輯計算 300 hPa 氣溫標準偏差，目的是期望去除屬於溫帶氣旋(extratropical cyclone)的個案。溫帶氣旋爲斜壓系統，在其影響範圍內同一氣壓面的氣溫變異較大(Evans et. al 2003；Hart 2003)，中心的氣溫可能還是比周圍區域的平均氣溫要來得高，若僅以第(4)項偵測邏輯計算氣溫距平，判別是否具有暖心結構，可能會產生誤判，故計算其影響範圍內之氣溫標準偏差(standard deviation)，若氣溫標準偏差超過 3.0°則不納入考慮。颱風與溫帶氣旋特徵差異之資料範例說明請見 4-1 節。

表 1. 本研究之風場和氣溫偵測邏輯與 Camargo and Zebiak (2002)主要差異比較

偵測變數	偵測邏輯比較	
	Camargo and Zebiak (2002)	本研究
風場	850 hPa 平均風速> 300 hPa 平均風速	850 hPa EKE 平均> 300 hPa EKE 平均
氣溫	300 hPa、500 hPa 和 700 hPa 之氣溫距平皆大於門檻值	300 hPa 氣溫距平> 0.0° 300 hPa 氣溫標準偏差≤ 3.0°

3.2 路徑追蹤

在颱風的生命期之間，並不是每個時段都可以通過 3.1 節步驟(1)-(6)所有的偵測標準，加上模式資料之時空解析度較低，對於颱風的模擬有其限制存在，因此通過 3.1 節的偵測邏輯並完成連結之颱風個案，其生命期在與颱風觀測路徑比較之下往往會顯得較短(Camargo and Zebiak 2002)。為了改進此一問題，以求得較為合理的路徑，本研究之颱風路徑追蹤邏輯如下：

(1) 定義個案成熟期。以 3.1 節所定義之颱風個案為基礎，找出海平面氣壓為最小值的時間點，將此一時間定義為“成熟階段”(mature stage)。

(2) 以個案成熟期之時間和中心位置為基準，在時間上進行向前和向後搜尋。採用成熟期之中心位置，做為搜尋前/後一個時間間隔之局部低壓的起始點，由起始點往外逐漸擴大搜尋範圍，若海平面氣壓最小值出現在搜尋範圍內的最外圈，則擴大搜尋範圍再重新搜尋。為了避免搜尋錯誤，定義一最大搜尋範圍；若在最大範圍內所搜尋到的局部低壓，仍然出現在最外圍，則停止搜尋。由於 NCEP/NCAR Reanalysis 資料之水平解析度為 2.5°、時間解析度為 6 小時，以平均移速推斷，前後一個時間間隔之中心位置應不會超過 7x7 網格的範圍。除此之外，若渦度值小於某一門檻值，亦停止路徑搜尋(Camargo and Zebiak 2002)；本研究採用之渦度門檻值為 1.0 $\times 10^{-5}$ s^{-1}。

(3) 判別是否為轉變為溫帶氣旋。計算 300 hPa 之氣溫標準偏差，若連續兩個時間間隔之 300 hPa 氣溫標準偏差大於 3.0°，亦停止颱風路徑搜尋。

(4) 去除相同的個案。3.1 節之搜尋邏輯可能會將相同颱風個案分割為 2 個以上，若再依此結果進行成熟期的前後搜尋及連結，可能會產生多個相同的個案，故應將重複的案例去除。

詳細的 TCLV 中心偵測與路徑追蹤流程請見圖 3。

四、結果討論

4.1 中心位置偵測結果

圖 4 為通過 3.1 節所有偵測條件之個案，資料總數為 333 筆、共 27 個颱風。由於必須滿足 3.1 節所有偵測條件，且生命期需大於等於 24 小時，該個案才會被認定為颱風，因此圖 4 之個案有著生命期較短的現象。

此外，茲以範例比較颱風和溫帶氣旋特性差異。圖 5 和圖 6 分別為 2005 年 7 月 17 日 0800 LST(海棠颱風)、2005 年 6 月 16 日 0800 LST(溫帶氣旋)之各變數三維特徵圖。圖 7 為溫帶氣旋案例之可見光衛星雲圖(2005 年 6 月 16 日 1000 LST)及地面天氣圖(2005 年 6 月 16 日 0800 LST)。由圖 6 可知，溫帶氣旋具有多數類似颱風的特性，如 850 hPa 渦度強、風速強、具有局部低壓中心等(圖 5)。唯溫帶氣旋在其影響範圍內的氣溫差異較大(圖 6(d)；Evans et. al 2003；Hart 2003)，故僅以中心之氣溫距平判別是否具有暖心結構，將可能產生誤判；如圖 5(e)和 6(e)顯示兩者之中心氣溫距平皆為正值。藉由計算 7x7 個網格範圍內之 300 hPa 氣溫標準偏差(圖 5(f)和 6(f))，將可辨別出氣溫標準偏差較大之溫帶氣旋，因此增加此一偵測邏輯可有效減少納入溫帶氣旋個案的情形。

4.2 路徑追蹤結果

颱風在其生命期之間，並不一定都可滿足 3.1 節之所有偵測條件，為了使得個案生命期更符合實際觀測狀況，本研究利用 4.1 節之中心偵測結果，以每個個案之強度最強時期(中心最低氣壓為最小值)為基準，在時間及空間上進行向前及向後搜尋整個路徑，詳細步驟請見 3.2 節。圖 8 為路徑追蹤搜尋之結果，颱風個案有 23 個、共 759 筆資料，由圖可知生命期可有效延伸，結果較符合路徑觀測資料。以 2005 年 7 月之海棠颱風為範例(請見圖 9)，原始通過 3.1 節之颱風中心偵測邏輯的路徑會有中斷的現象，生命期較短且不連續；在經過路徑追蹤搜尋之後，以上問題可獲得改善。

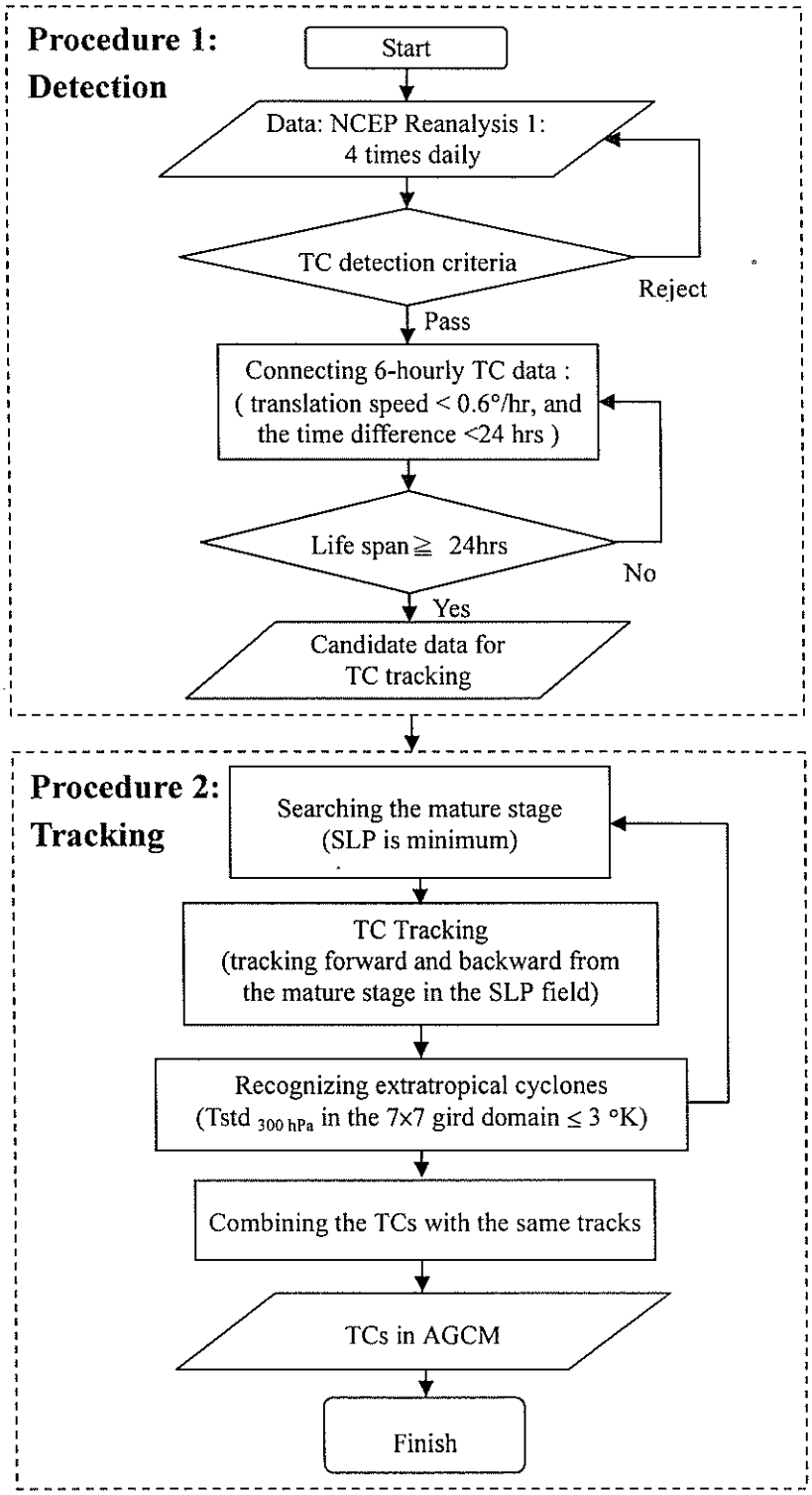


圖 3. 颱風中心偵測與路徑追蹤流程圖。第一個步驟爲中心偵測，第二個步驟則爲路徑追蹤。詳細說明請見 3.1 和 3.2 節。

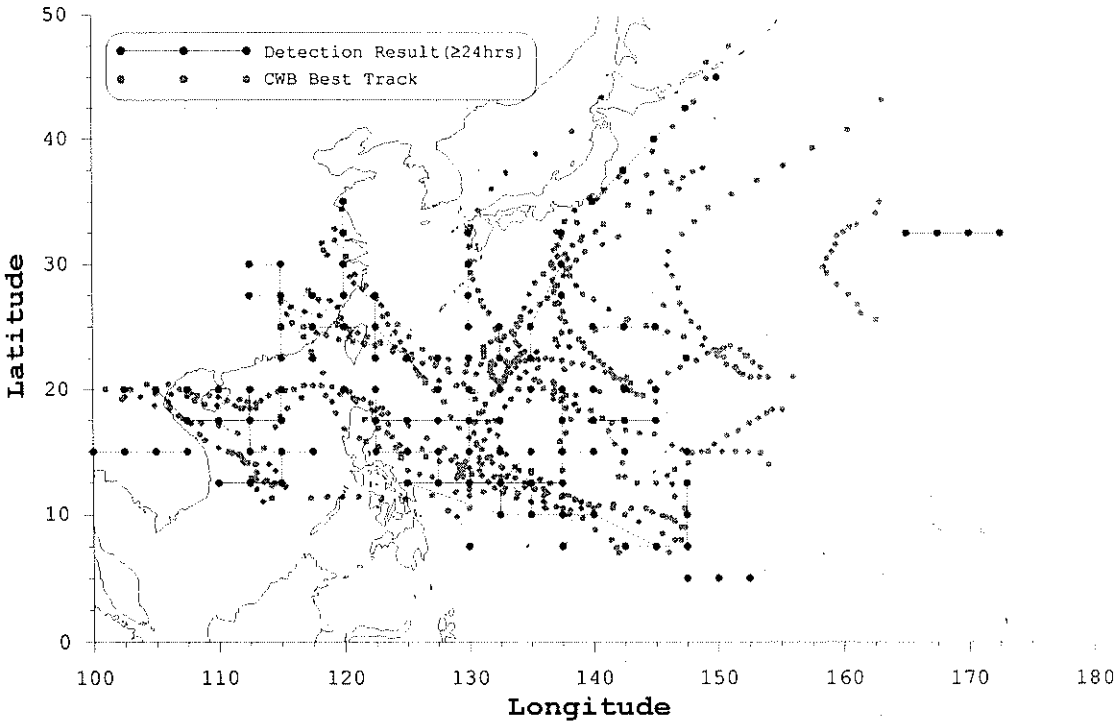


圖 4. 通過所有偵測條件且生命期大於等於 24 小時之個案。灰線爲 CWB 颱風最佳路徑；紅線爲自動偵測結果。

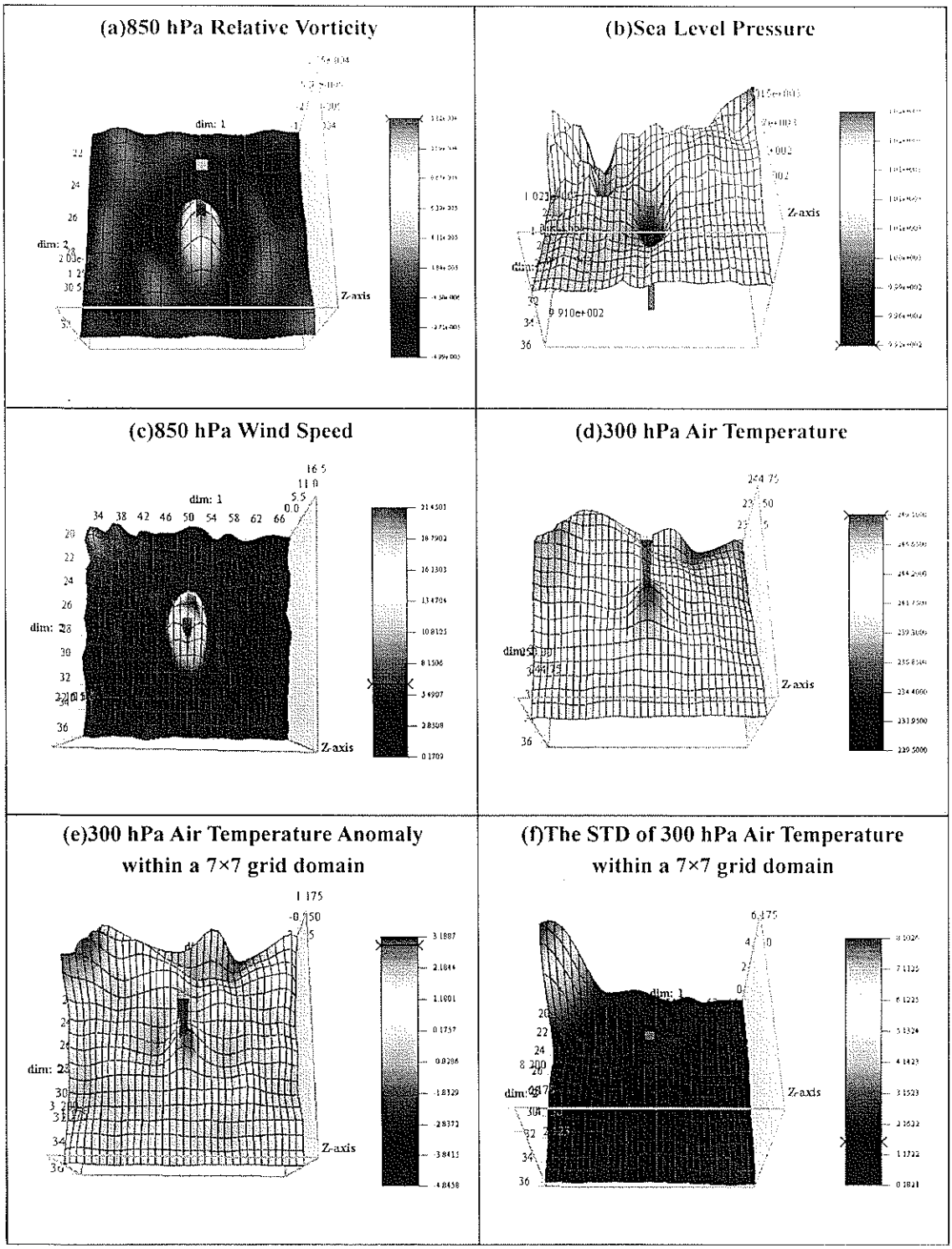


圖 5. 2005 年 7 月 17 日 0800 LST(海棠颱風)之各變數三維特徵圖。(a)850 hPa 相對渦度(s^{-1})；(b)海平面氣壓(hPa)；(c)850 hPa 風速(m/s)；(d)300 hPa 氣溫(°K)；(e)300 hPa 氣溫距平(°K)；(f)300 hPa 氣溫標準偏差(°K)。其中，水平方向爲空間座標，每一格代表 2.5°經緯度，中心位置則以紅色指標標示於圖內。

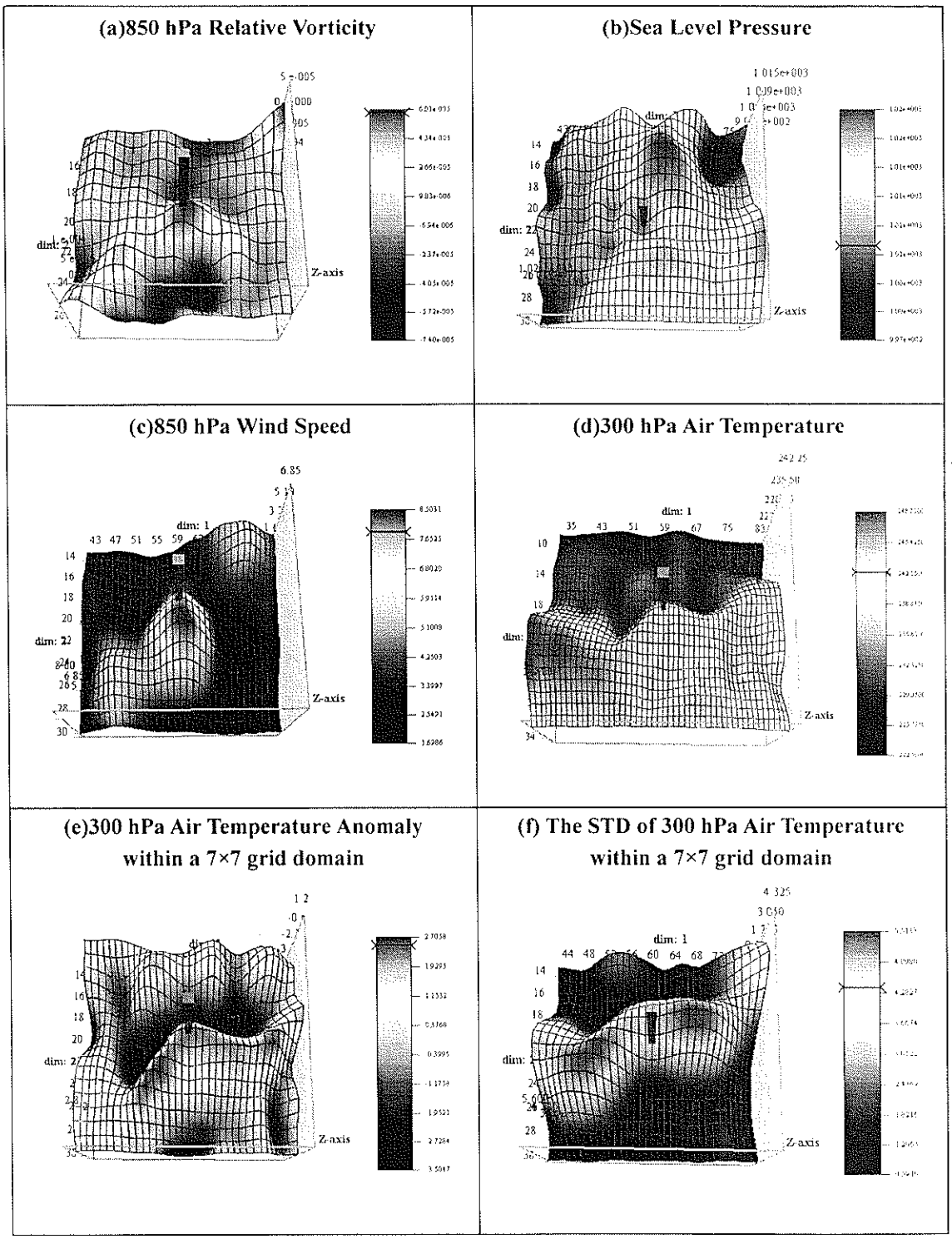


圖 6. 2005 年 6 月 16 日 0800 LST(溫帶氣旋)之各變數三維特徵圖。(a)850 hPa 相對渦度(s^{-1})；(b)海平面氣壓(hPa)；(c)850 hPa 風速(m/s)；(d)300 hPa 氣溫(°K)；(e)300 hPa 氣溫距平(°K)；(f)300 hPa 氣溫標準偏差(°K)。其中，水平方向爲空間座標，每一格代表 2.5°經緯度，中心位置則以紅色指標標示於圖內。

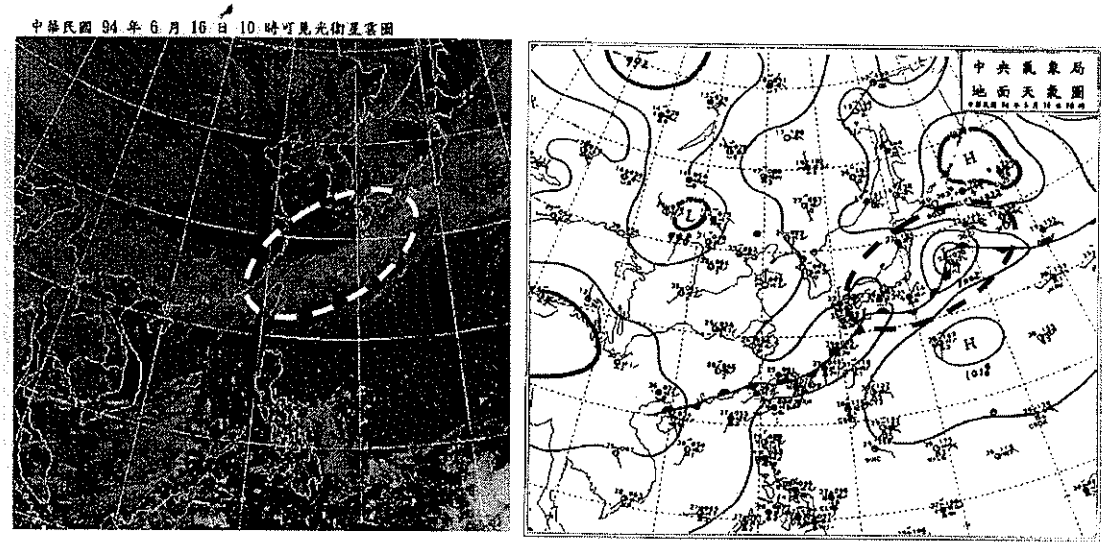


圖 7. 2005 年 6 月 16 日 1000 LST 之可見光衛星雲圖及 2005 年 6 月 16 日 0800 LST 之地面天氣圖。溫帶氣旋之位置亦以虛線橢圓標示於圖中。

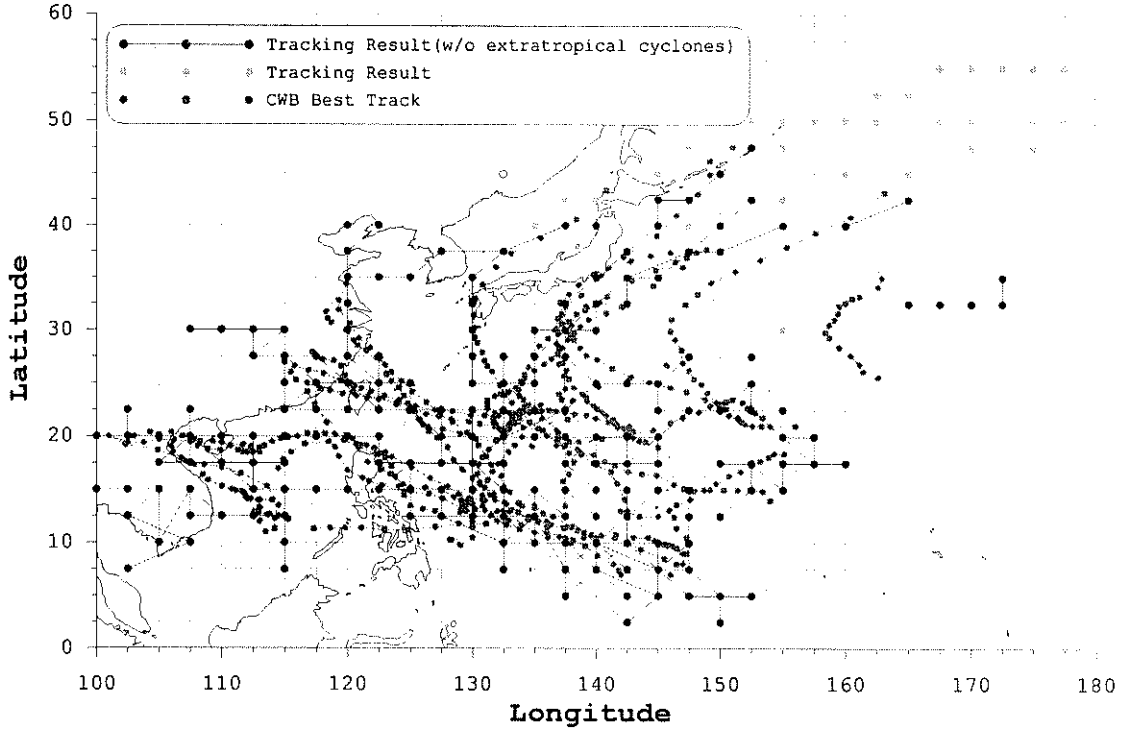


圖 8. 颱風路徑搜尋結果。紅線爲颱風路徑搜尋結果；黃線爲溫帶氣旋；灰線爲 CWB 颱風最佳路徑資料。

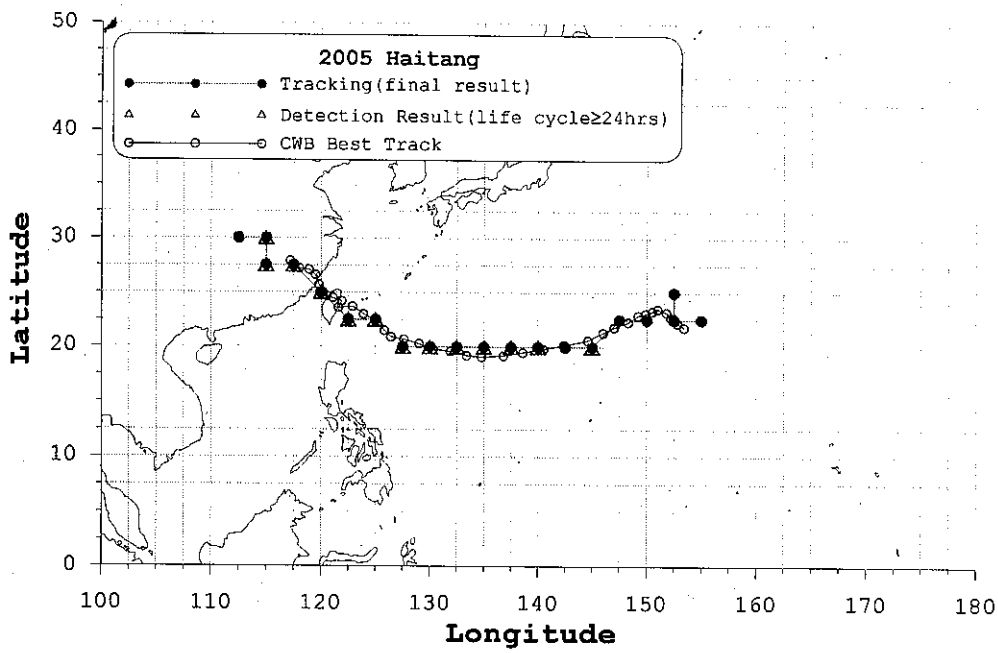


圖 9. 2005 年海棠颱風之中心位置偵測及路徑追蹤結果。黑線爲觀測路徑；藍線爲偵測結果；紅線爲路徑偵測及追蹤結果。

此外，由圖 8 可發現，利用本研究提出之方法可有效辨別朝著中高緯度區域移動之溫帶氣旋。由 Harr and Elsberry (2000)、Klein et. al (2000)及 Klein et. al (2002)之研究可知，颱風往中高緯度移動時，可能會經過溫帶轉換(extratropical transition)的過程；在轉換過程期間，其強度可能會漸漸減弱，待轉換完成之後，強度可能會再增強(re-intensification)，中心最低氣壓可能會下降超過 20 hPa。在路徑追蹤的過程之中，由於僅在相鄰時間、相鄰空間位置之海平面氣壓場，搜尋是否有局部低壓的存在，若只採用相對渦度門檻值做爲是否停止搜尋的條件，可能會納入許多出現在中高緯度區域的溫帶氣旋，故本研究增加氣溫標準偏差的判斷條件以協助辨別颱風生命期內的轉變過程。

茲分析比對路徑追蹤結果與「CWB 最佳路徑資料」，相吻合的個案有 20 個、共 522 筆資料，分別爲 CWB 最佳路徑資料的 87%及 83%。路徑追蹤結果與 CWB 最佳路徑的中心位置差距分佈請見圖 10，平均差距爲 1.4°；此一差距可反映模式解析度對於颱風中心位置的掌握能力。另外，路徑追蹤之結果缺少了 3 個颱風個案，分別爲奈格(Nalgae)、瑪娃(Mawar) 和谷超(Guchol)，詳細請見表 2 及圖 11。中央氣象局對於以上 3 個颱風皆無發出警報，三個颱風最強之中心最大風速分別爲 23 m/s、48 m/s、28 m/s；除了瑪娃颱風爲中度颱風之外，其餘皆爲輕度颱風。其中，谷超颱風即使是以 CWB 路徑資料做爲初始搜尋位置，在低解析度 NCEP/NCAR reanalysis 資料內所能夠找到之局部中心低壓仍多有缺漏(請見第 2.1 節)，所以自動搜尋邏輯在此情形下的效果有限。

路徑追蹤邏輯亦多偵測出 3 個個案，路徑圖請見表 3 及圖 12。由表 3 可知，個案強度偏弱、中心最低氣壓皆在 997 hPa 以上。經過衛星雲圖及地面天氣圖的比對，發現 3 個個案皆爲生命期較長之熱帶性低氣壓(請見圖 13 至圖 15)。以上 3 個個案皆可通過颱風中心偵測及路徑追蹤之邏輯，表示這些個案在 NCEP/NCAR Reanalysis 資料內仍具有 TCLV 的特徵。

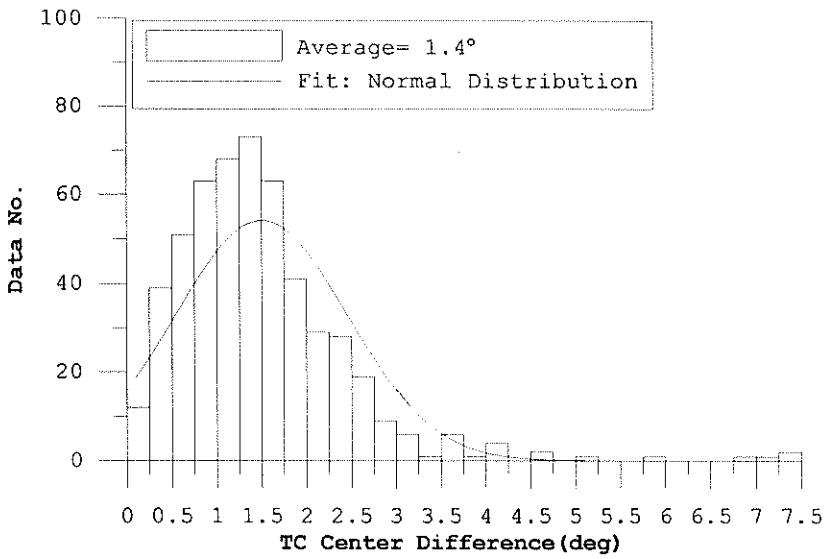


圖 10. 2005 年颱風路徑搜尋結果與 CWB 路徑資料之中心位置差距分佈，平均差距爲 1.4°。

表 2. 未通過路徑偵測搜尋的 3 個颱風個案詳細資訊

編號	颱風中英文名稱	時間	最強之近中心最大風速(m/s)
1	奈格(Nalgae)	2005 年 7 月 20 日至 24 日	23
2	瑪娃(Mawar)	2005 年 8 月 19 日至 27 日	48
3	谷超(Guchol)	2005 年 8 月 20 日至 25 日	28

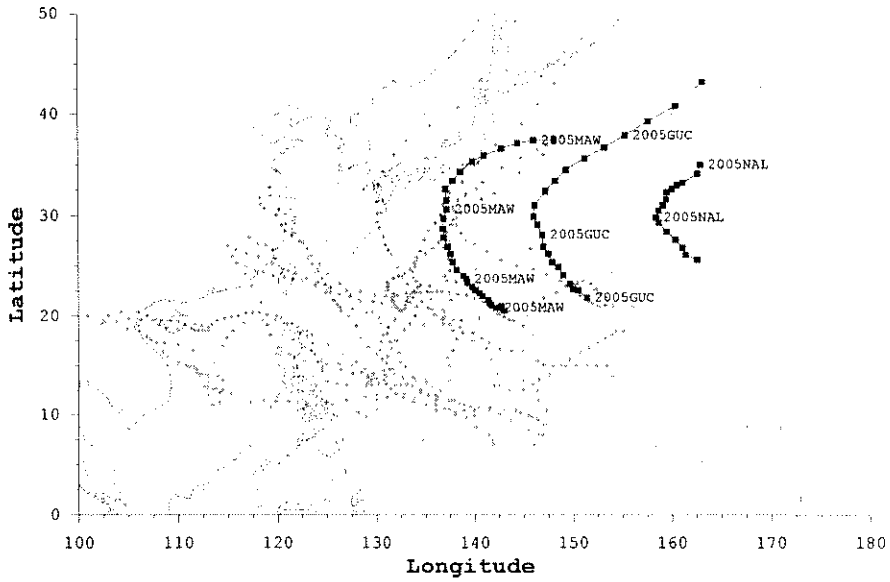


圖 11. 未通過偵測的 3 個颱風個案路徑圖，分別爲奈格颱風(Nalgae)、瑪娃颱風(Mawar) 和谷超颱風(Guchol)。個案詳細資訊請見表 2。

表 3. 未包含在中央氣象局颱風最佳路徑資料內的 3 個低壓個案詳細資訊

編號	時間	最低之中心氣壓(hPa)
1	2005 年 6 月 25 日至 6 月 28 日	1008.6
2	2005 年 8 月 9 日至 8 月 12 日	997.1
3	2005 年 9 月 10 日至 9 月 15 日	999.9

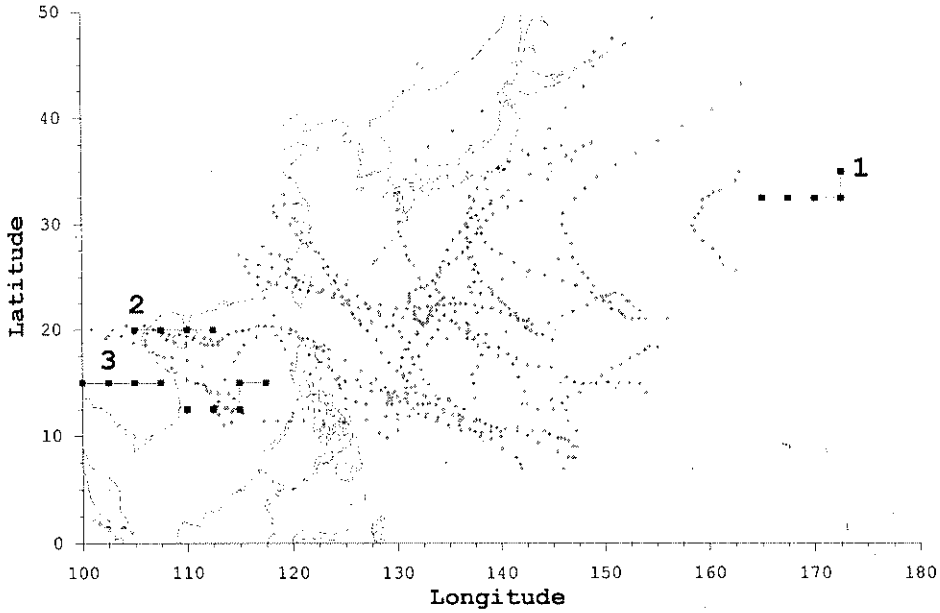


圖 12. 未包含在 CWB 路徑資料內的 3 個低壓個案路徑圖。個案詳細資訊請見表 3。

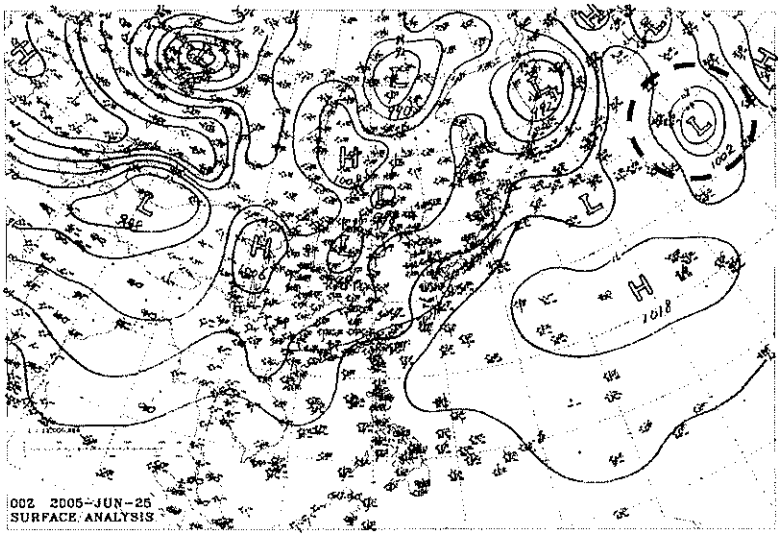


圖 13. 2005 年 6 月 25 日 0800 LST 之地面天氣圖。低壓之位置亦以虛線圓形標示於圖內右上角處。

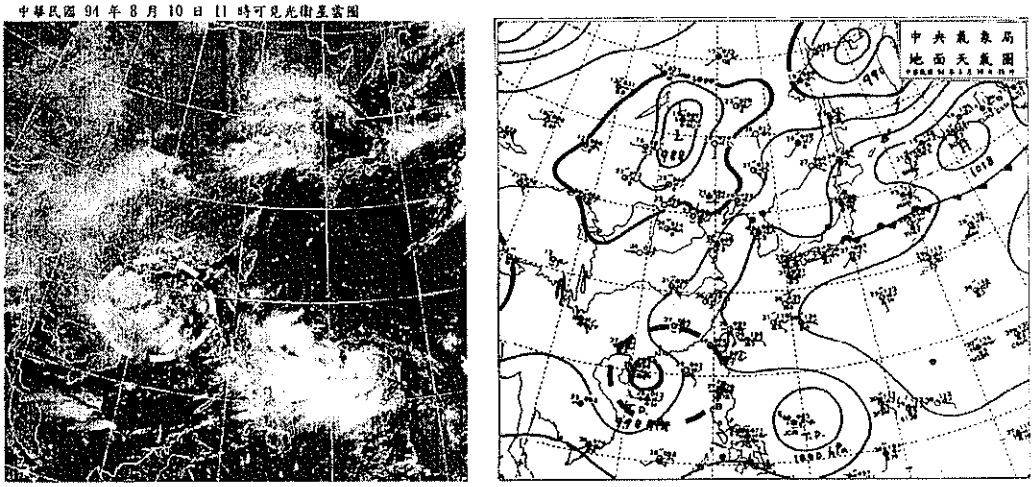


圖 14. 2005 年 8 月 10 日 1100 LST 之可見光衛星雲圖及地面天氣圖。低壓之位置亦以虛線圓形標示於圖中。

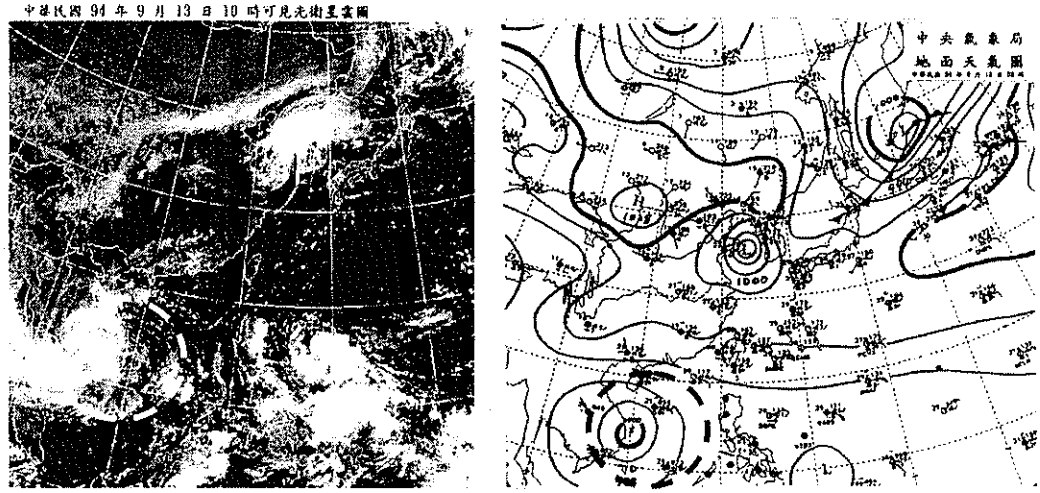


圖 15. 2005 年 9 月 13 日 1000 LST 之可見光衛星雲圖及地面天氣圖。低壓之位置亦以虛線圓形標示於圖中。

4.3 偵測邏輯檢驗

Walsh et. al (2007)指出，以近地面(10 公尺高) 的風速偵測條件應可找到大部份的颱風，若是增加颱風偵測的判別條件(如 3.1 節(1)~(7)項條件)，可能會使得颱風被偵測的數量相對減少，各項條件可能需要仔細檢驗；若增加某一偵測條件容易使得颱風偵測數量明顯減少，則應去除該偵測條件，除非該項條件可有效辨別中緯度氣旋(midlatitude cyclone)，或是可去除具有強風但卻不是屬於颱風的熱帶系統。針對此點，本研究亦檢驗探討偵測條件對於颱風路徑追蹤結果的影響。

以強渦度、近地面風速和局部低壓中心、氣溫標準偏差等 4 項條件做爲基本偵測邏輯(3.1 節第(1)、(2)、(3)、(7)項偵測條件)，測試在移除 3.1 節的第(4)~(6)個條件(暖心結構、高低層暖心強度差異、高低層 EKE 差異)、共 7 種組合之後的颱風搜尋結果詳見表 4。由結果可知，若去除第(4)項條件，將使得搜尋數量從原本的 23 個颱風增加爲 25 個；經過實際颱風路徑資料比對發現，發現相符合的颱風個案仍爲 20 個，但是熱帶性低氣壓、甚至是低氣壓(L)的被偵測數量增加爲 5 個。若去除第(5)項條件，將使得搜尋數量從原本的 23 個颱風增加爲 31 個；與實際颱風路徑資料相符合的個案仍爲 20 個，所偵測到的 TD 和 L 數量增加爲 11 個。雖然去除第(6)項條件可使得搜尋個案與 CWB 路徑資料相符合的數量增加爲 22 個，但仍舊無法偵測到谷超(Guchol)颱風，卻多偵測出 10 個 TD 或 L。若是去除第(4)、(5)、(6)等三項條件，雖然會偵測到全部個案、共 23 個颱風，但是 TD 和 L 的被偵測數量卻增加爲 38 個。

以上結果顯示，若減少颱風中心偵測條件，將會使得 TD 或 L 的偵測數量增加。爲了不使偵測結果受到強度較弱、未達颱風等級的熱帶性低氣壓或低氣壓的影響，本研究採用 3.1 節之 TCLV 中心位置偵測條件。

表 4. 以強渦度中心、近地面風速、局部低壓中心、氣溫標準偏差等 4 項條件，做爲基本偵測邏輯，測試增加 300 hPa 暖心、氣溫距平差異和 EKE 差異等 3 項條件之颱風個案偵測數量之結果列表。

颱風中心偵測條件(○:保留；×:去除)			偵測數量	符合最佳路徑數量(不含 TD)	TD 或 L 之數量
條件 4: 300 hPa 暖心	條件 5: 氣溫距平差異	條件 6: EKE 差異			
○	○	○	23	20	3
×	○	○	25	20	5
○	×	○	31	20	11
○	○	×	32	22	10
×	×	○	34	20	14
×	○	×	39	22	17
○	×	×	48	22	25
×	×	×	61	23	38

五、總結

本研究開發大氣環流模式資料之颱風路徑自動辨識邏輯，方法主要分爲兩階段：(1)中心偵測；(2)路徑追蹤。其中，本研究更針對溫帶氣旋給予適當辨識條件，以避免誤判爲颱風。由 2005 年之分析結果可知，中心偵測及路徑搜尋邏輯可有效找出大氣環流模式資料中具有熱帶氣旋特徵之個案，可偵測之個案與 CWB 颱風路徑相吻合的個案有 20 個、共 522 筆資料，分別爲觀測資料的 87%及 83%。未通過偵測的 3 個個案強度皆爲中度以下；路徑追蹤邏輯亦可偵測出 3 個生命期較長之熱帶性低氣壓。此外，利用本研究提出之方法可有效移除朝著高緯度區域移動之溫帶氣旋。

Camargo and Zebiak (2002)的研究指出，颱風搜尋結果的成效，除了搜尋方法及邏輯的影響之外，模式的時空解析度亦會影響描述颱風結構的能力，模式未必能夠適切表現每個颱風個案的特徵。應用至不同的模式資料時，搜尋邏輯和門檻值需做適當的調整，以求得到最佳偵測結果。因此，本研究後續將採用多年資料或搭配其他模式進行辨識邏輯的驗證，依資料特性的不同，調整適合的偵測門檻值，並深入了解各模式之時空解析度與原始設定，以評估各模式資料內之颱風生成位置、路徑和結構等特性上差異的原因。而除了氣候變遷對於颱風影響的研究應用之外，本研究成果未來更可結合動力模式的系集預報資料(ensemble forecast)，將颱風自動辨識技術應用在展期或是月尺度以上之短期氣候預報評估。

誌謝

感謝兩位審查委員對於本文之寶貴意見，使本文更臻完善。本研究部分經費在國科會計畫「氣候變遷對台灣地區降雨及海水位變異之影響(I)」(NSC 95-2625-Z-052 –006)資助下完成。

參考文獻

Bell, G. D., M. S. Halpert, R. C. Schnell, R. W. Higgins, J. Lawrimore and co-authors. 2000: Climate assessment for 1999. Bull. Am. Meteorol, Soc. 81, 1328-1328.

Bengtsson, L., K. I. Hodges, and M. Esch, 2007: Tropical cyclones in a T159 resolution global climate model: Comparison with observations and re-analyses. Tellus A, Volume 59, Issue 4: 396-416. doi: 10.1111/j.1600-0870.2007.00236.x

Camargo, S. J., and S. E. Zebiak, 2002: Improving the detection and tracking of tropical cyclones in atmospheric general circulation models. Wea. Forecasting, 17, 1152–1162.

_____ and A. H. Sobel, 2004: Formation of tropical storms in an atmospheric general circulation model. Tellus 56 A, 56–67.

_____, A.G. Barnston, and S.E. Zebiak, 2005: A Statistical Assessment of Tropical Cyclone Activity in Atmospheric General Circulation Models, Tellus 57A, 589-604.

_____, A. H. Sobel, A.G. Barnston., and K.A. Emanuel, 2007: Tropical cyclone genesis potential index in climate models, Tellus A, Volume 59, Issue 4: 428-443.

Emanuel, K. A. and D. S. Nolan, 2004: Tropical cyclone activity and global climate. In: Proc. of 26th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, pp. 240–241, American Meteorological Society, Miami, FL.

Evans, J.L. and R. Hart, 2003: Objective indicators of the. extratropical transition lifecycle of Atlantic tropical. cyclones. Mon. Wea. Rev., 131, 909-925.

Gray, W.M., 1975: Tropical cyclone genesis. Dept. of Atmos. Sci. Paper No. 232,Colorado State University, Ft. Collins, CO, 121 pp.

_____, 1979: Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical

circulation. Meteorology over the Tropical Oceans, D. B. Shaw, Ed., Roy. Meteor. Soc., 155–218.

_____, C. W. Landsea, P. W. Mielke Jr., and K. J. Berry, 1992: Predicting Atlantic basin seasonal hurricane activity 6–11 months in advance. Wea. Forecasting, 7, 440–455.

Harr, P. A., and R. L. Elsberry, 2000: Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Part I: Evolution of structural characteristics during the transition process. Mon. Wea. Rev., 128, 2613–2633.

Hart, R. E., 2003: A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. Mon. Wea. Rev., 131, 585–616.

Kalnay, E. and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull. Am. Meteorol. Soc., 77, 437-471.

Klein, P. M., P. A. Harr, and R. L. Elsberry, 2000: Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: An overview and conceptual model of thetransformation stage. Wea. Forecasting, 15, 373–395

_____, P.A. Harr, and R.L. Elsberry, 2002: Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: Midlatitude and tropical cyclone contributions to reintensification. Mon. Wea. Rev.,130, 2240–2259.

Vitart, F., J. L. Anderson, and W. F. Stern, 1997: Simulation of interannual variability of tropical storm frequency in an ensemble of GCM integrations. J. Climate, 10, 745–760.

Walsh, K. J. E, M. Fiorino, C. W. Landsea, and K. L. McInnes, 2007: Objectively determined resolution-dependent threshold criteria for the detection of tropical cyclones in climate models and reanalyses. J. Climate, 20, 2307–2314

Watterson, I. G., J. L Evans, and B. F. Ryan, 1995: Seasonal and interannual variability of tropical cyclogenesis: Diagnostics from large-scale fields. J. Climate, 8, 3042–3066.

Development of An Identification Algorithm for Tropical Cyclones in Atmospheric General Circulation Models

Hsiao-Chung Tsai[1] , Kuo-Chen Lu[1] , and Mong-Ming Lu[2]
[1]Weather Forecast Center, Central Weather Bureau, Taiwan, R.O.C.
[2]Research and Development Center, Central Weather Bureau, Taiwan, R.O.C.

ABSTACT

This study develops an identification algorithm for tropical cyclones in the reanalysis data by recognizing their mesoscale structures. The algorithm is mainly divided into two stages: (1) detection; (2) tracking. The proposed method also aims at excluding the extratropical cyclones to avoid misinterpreting as tropical cyclones.

Tropical cyclones in the western North Pacific basin during 2005 have been investigated in the 4-times daily NCEP/NCAR Reanalysis data. By comparing the obtained result with the best track data from Central Weather Bureau, 20 tropical cyclones (87%, out of the total 23 typhoons) with 522 six-hourly records (83%, out of the total 631 records) can be successfully detected in the reanalysis data. The three non-detected tropical cyclones are tropical storms with weaker intensity. The algorithm also identifies three tropical depressions with longer lifespan. The result demonstrates that the tracking procedure improves the lifespan and track of the tropical cyclones. Moreover, the proposed logic effectively recognizes the extratropical cyclones moving toward higher latitude areas.

Key words: tropical cyclone identification algorithm, atmospheric general circulation models

共站的寬頻與加速度地震紀錄之比較

廖政賢　陳榮裕　甘志文
中央氣象局地震測報中心

摘　要

本文分析共站的寬頻地震紀錄與加速度地震紀錄，探討它們的頻率內涵有何異同。這兩種地震紀錄分別經不同的儀器響應修正、積分來得到速度型與位移型地動波形。這兩種速度型地動波形能夠分別的被濾出相關係數超過 0.98 振幅不同的高頻地動波形，相關係數超過 0.99 振幅相近的中頻地動波形，及相關係數介於-0.78 至 0.78 之間明顯不同的低頻地動波形。這兩種位移型地動波形也能濾出相同的結果。再者，從這兩種速度型地動波形與這兩種位移型地動波形濾出的四種低頻地動波形分別與從其迴歸分析曲線濾出的四種低頻地動波形頗爲相似。這相似性意味著這些低頻地動波形與其迴歸分析曲線可能存在密切的關係。積分後的地動波形可能產生基線偏離。因此，究竟是積分的影響、儀器的性能不同、或是其他原因造成共站的寬頻地震紀錄與加速度地震紀錄不能得到幾近相同的低頻地動波形仍需要進一步釐清。

關鍵詞：寬頻地震紀錄、迴歸分析

一、前言

在國家科學委員會的跨部會科技計畫「地震及活斷層研究」之下，中央氣象局自 2000 年開始建設寬頻地震站，同時也整合了中央研究院地球科學研究所及中央大學運轉的寬頻地震站形成台灣寬頻地震網(顏等，2004)。中央氣象局使用的寬頻地震儀有 CMG-3ESP、CMG-40TD、CMG-3T 三種。CMG-3ESP 的放大倍率最高，它記錄台灣地區的強震容易達到振幅的飽和。因此，使用 CMG-3ESP 地震儀的寬頻地震站加裝一部 EPISENSOR 加速度地震儀，其目的是當寬頻地震紀錄的振幅飽和時，該站仍然有未飽和的加速度型地震紀錄可以使用。

目前，寬頻地震紀錄的應用主要是計算強震的震距規模 Mw 及其斷層面解。此應用需要寬頻地震紀錄的低頻（0.02 至 0.08Hz）位移型地震波形。要得到位移型地震波形，速度型寬頻地震紀錄要經過一次積分，加速度型地震紀錄要經過二次積分。如果不經過儀器響應修正，直接從共站的原始寬頻地震紀錄與加速度型地震紀錄經過積分與濾波並不能得到幾近相同的低頻位移型地震波形。這引起許多種原因的猜測;有關儀器方面，寬頻地震儀與加速度地震儀偵測低頻波的能力不同。生產這些儀器的公司不能接受這點猜測。有關地震資料處理技術方面，可能的原因有需要做儀器響應修正或是加速度地震紀錄經過積分後的地震波形會產生基線的彎曲(Chiu, 1997)。寬頻地震紀錄經過積分後是否需要做基線彎曲的修正及如何修正仍是一項爭議的問題。

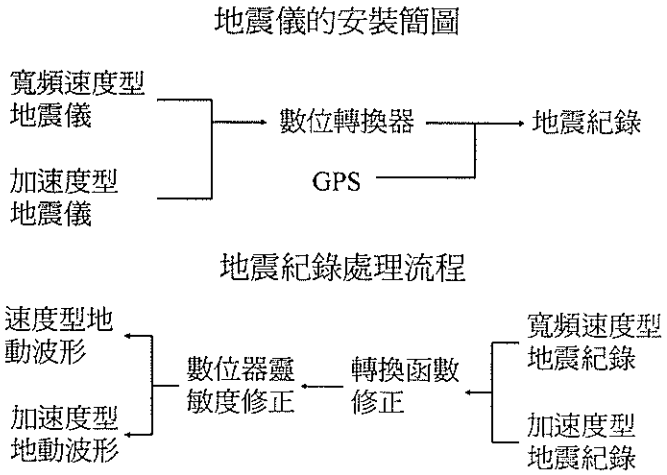
綜合以上所述，本文想探討的主題是經過儀器響應修正後，從共站的寬頻與加速度地震紀錄所得到的速度型與位移型地動波形，其頻率內涵有何異同。本文的結果說明雖然經過儀器響應修正，這兩種地震紀錄所含的低頻速度型及位移型地動波形仍然不同。從速度型及位

移型地動波形分別計算 23 次方多項式迴歸曲線，此迴歸曲線所含的低頻波與地動波形所含的低頻波的相關係數超過 0.995。換句話說，若所得到的速度型及位移型低頻波是雜訊的話，高次多項式迴歸分析也許可以用來修正積分後產生的基線彎曲。

二、儀器響應

圖一扼要的描述寬頻地震儀與加速度地震儀記錄地動的流程。依據此流程，儀器響應包含兩個部分：1)地震儀的轉換函數，2)數位轉換器的靈敏度。本文使用寬頻速度地震儀 CMG-3ESP（序號 T3B43），共站的加速度地震儀 EPICENSOR 及數位器 CMG-DM24S6(序號 D0664）爲例來說明儀器響應。表一列出計算儀器響應所需要的參數。此兩種地震儀的轉換函數（圖二）在高、低頻有些不同。將此寬頻地震儀與此加速度地震儀連接到此數位器的前三管道與後三管道，三向量的地動速度與加速度會被轉換成數字來記錄。

分析地震紀錄的第一個工作就是將地震紀錄進行儀器響應修正來得到真正的地動波形。通常，儀器響應修正的電腦程式寫好後，使用不同頻率，振幅等於 1 的連續正弦波來測試程式的正確性。首先，我們輸入振幅等於 1 的 100 秒與 100Hz 連續正弦波（圖三左上、下兩圖的紅色虛線）。經過寬頻地震儀及數位器的輸出連續正弦波的振幅約等於 0.34 與 0.46 而且相位有約+127 度與約-112 度的改變（圖三左上、下兩圖的藍色線）。其次，分別將這兩種輸出正弦波輸入儀器響應修正的電腦程式，得到的連續正弦波與首先輸入者相同。再者，我們輸入振幅等於 1 的 100 秒與 1000Hz 連續正弦波(圖三右上、下兩圖的紅色線）。經過加速度地震儀及數位器的輸出連續正弦波的振幅等於 1 與約等於 0.85 而且相位有約-0.0008 度與約-93 度的改變（圖三右上、下兩圖的藍色線）。其次，分別將這兩種輸出信號輸入儀器響應修正的電腦程式，得到的連續正弦波與原先輸入者相同。這肯定了所寫的儀器響應修正程式是正確的。



圖一、從寬頻地震儀和加速度地震儀的地震記錄得到地動波形的流程。

Figure 1. The procedure for calculating time series of ground motions from the recordings of a broadband seismograph and an accelerograph.

表一、寬頻地震儀與加速度地震儀儀器修正所需要的參數。

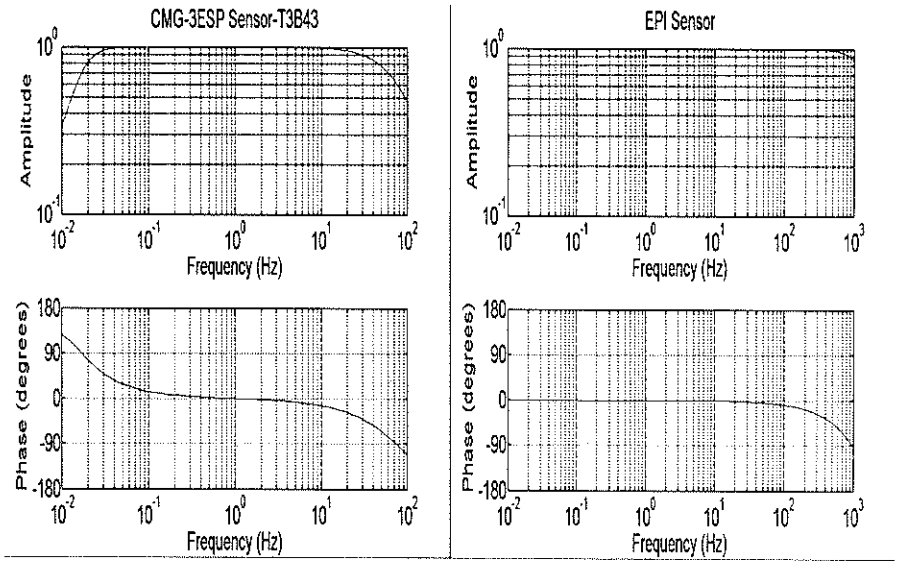
Table 1. Parameters for the instrumental corrections of a broadband seismograph and a seismograph of acceleration.

寬頻地震儀 CMG-3ESP（序號 T3B43）的參數
Poles(Hz) : $-11.78 \times 10^{-3} \pm j\ 11.78 \times 10^{-3}$ ， -180， -160， -80
Zeros(Hz)： 0， 0
Normalizing factor at 1 Hz: $A = 2.304 \times 10^{6}$
Differential Velocity Output (V/m/s)：
Vertical 2 x 2949 North/South 2 x 2986 East/West 2 x 2973

共站加速度地震儀 EPICENSOR 的參數
Poles(Hz) : $-9.81 \times 10^{2} \pm j\ 1.009 \times 10^{3}$ ， $-3.290 \times 10^{3} \pm j\ 1.263 \times 10^{3}$
Zeros(Hz)： None
Normalizing factor at 1 Hz: $A = 2.45956862 \times 10^{13}$
Differential Velocity Output (V/m/(s · s))：
Vertical 1 x 1 North/South 1 x 1 East/West 1 x 1

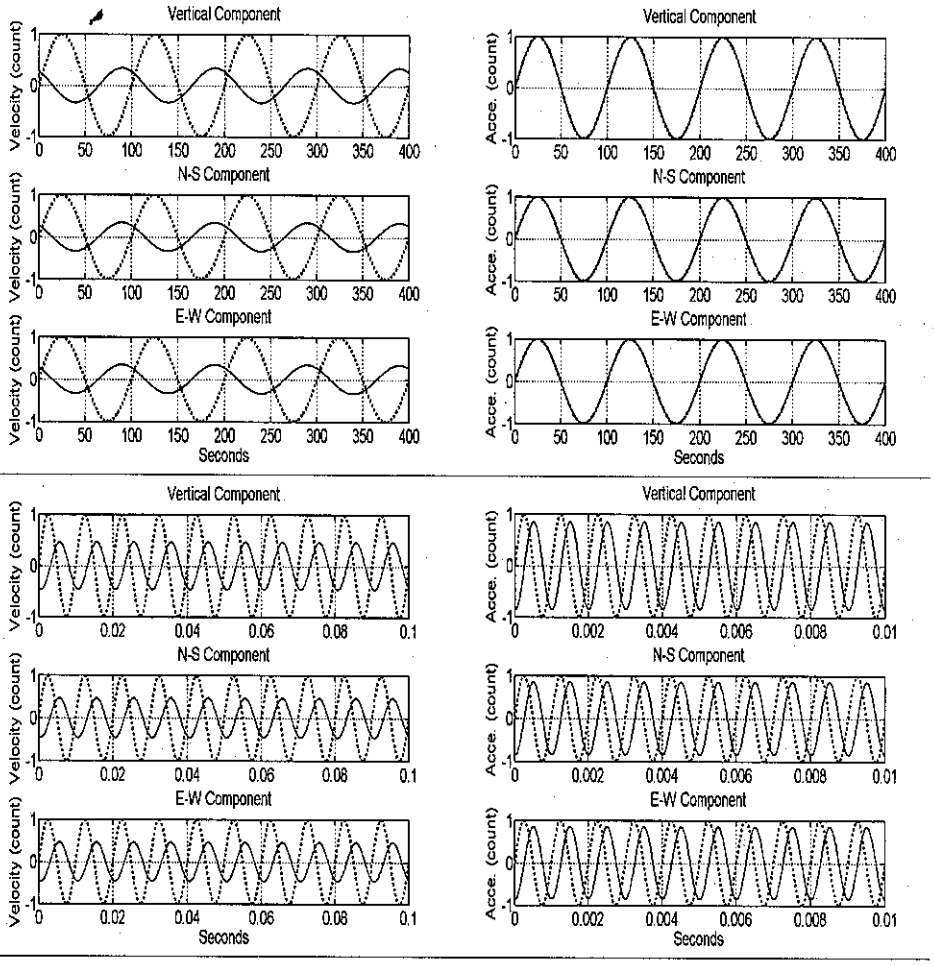
數位器 CMG-DM24S6（序號 D0664）的參數
Default Sample Rate: 100 samples/sec

Channel:			
	D664Z2	Vertical	3.497 μV/Bit
	D664N2	North/South	3.494 μV/Bit
	D664E2	East/West	3.499 μV/Bit
	D664Z3	Vertical	3.511 μV/Bit
	D664N3	North/South	3.522 μV/Bit
	D664E3	East/West	3.509 μV/Bit



圖二、左：寬頻地震儀 CMG-3ESP（序號 T3B43）的轉換函數。右：加速度地震儀 EPICENSOR 的轉換函數。

Figure 2. (left) The transfer function of the broadband seismograph CMG-3ESP (serial no. T3B43). (right) The transfer function of an accelerograph EPICENSOR.



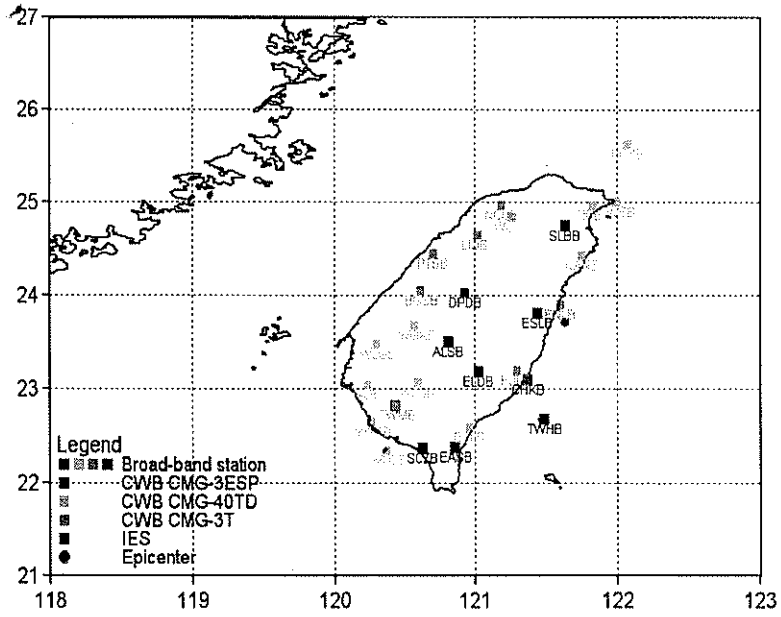
圖三、儀器響應修正電腦程式的測試結果。左、右各兩圖是對寬頻地震儀 CMG-3ESP（序號 T3B43）與加速度地震儀 EPICENSOR 的測試結果。說明請參閱本文。

Figure 3. Test results of the computer program for instrumental corrections. The left two show the test results for the broadband seismograph CMG-3ESP(serial no. T3B43). The right two show the test results for the accelerograph EPICENSOR. See texts for explanations.

三、地震紀錄分析與比較

本文分析的地震紀錄取自於 2007 年 7 月 23 日 13 時 40 分，發生在臺灣東部外海的地震(圖四)，其震源深度約 38 公里，震矩規模 5.7。中央氣象局有 7 個地震站(圖四)同時記錄了這地震的寬頻速度型地動波形及加速度型地動波形。由於分析的結果一致，僅用未飽和的 EASB 寬頻站的地震紀錄作爲範例，詳述於後。

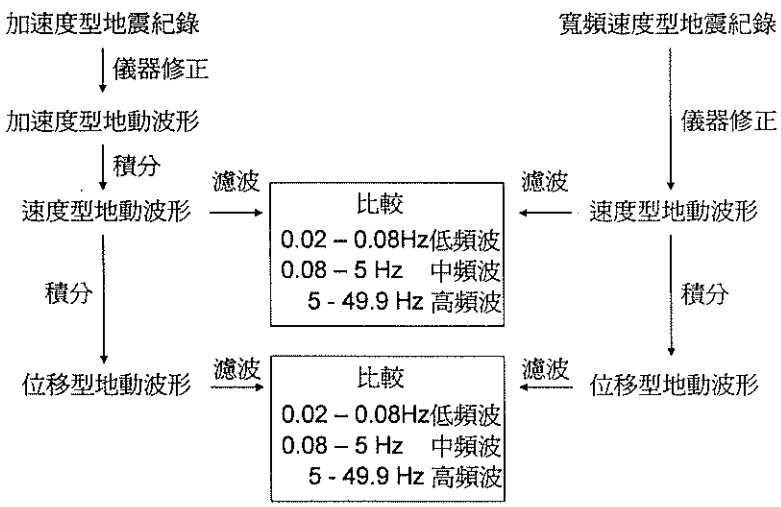
首先，我們分析共站的地震紀錄所含的速度型與位移型地動波形的頻率內涵。圖五說明分析的流程。圖六至圖八是 EASB 寬頻站的地震紀錄的分析結果。圖六之左上圖展示原始的寬頻速度型地動紀錄（藍色波形）與經地震儀轉換函數修正後的地動波形（紅色波形）。圖六之左下圖展示經寬頻地震儀轉換函數修正及數位轉換器靈敏度修正後的地動波形。圖六之右上圖展示原始的加速度型地動紀錄（藍色波形）與經地震儀轉換函數修正後的地動波形（紅色波形）。此兩波形幾乎相同，不易看到紅色波形。這是因爲除了高頻部份，加速度型地震儀的轉換函數的響應約等於 1。圖六之右下圖



圖四、中央氣象局運轉的寬頻地震站分布。附加紅色外框的地震站加裝了加速度地震儀，同時記錄地震波形。發生於 2007 年 7 月 23 日 13 時 40 分震矩規模 5.7 的地震位置（紅圓形）。

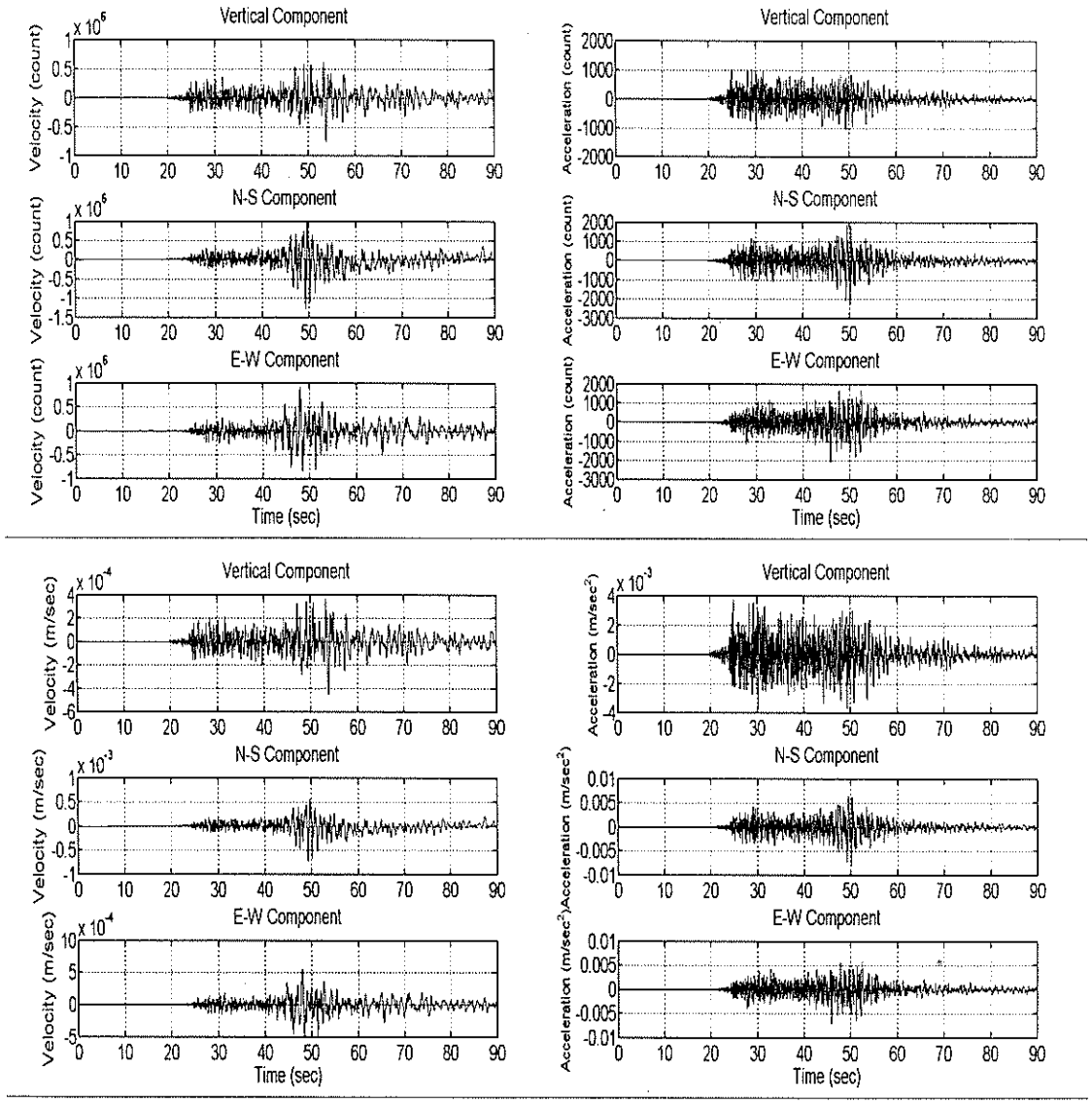
Figure 4. The locations of the broadband seismic stations operated by Central Weather Bureau. Each station with a red square is also installed with a co-site accelerograph. Both seismographs record ground motions simultaneously. The location of the magnitude 5.7 earthquake (red circle) was occurred in 13 hour 40 minute, July 23 of 2007.

寬頻速度型地震紀錄與加速度型地震紀錄的頻率內涵



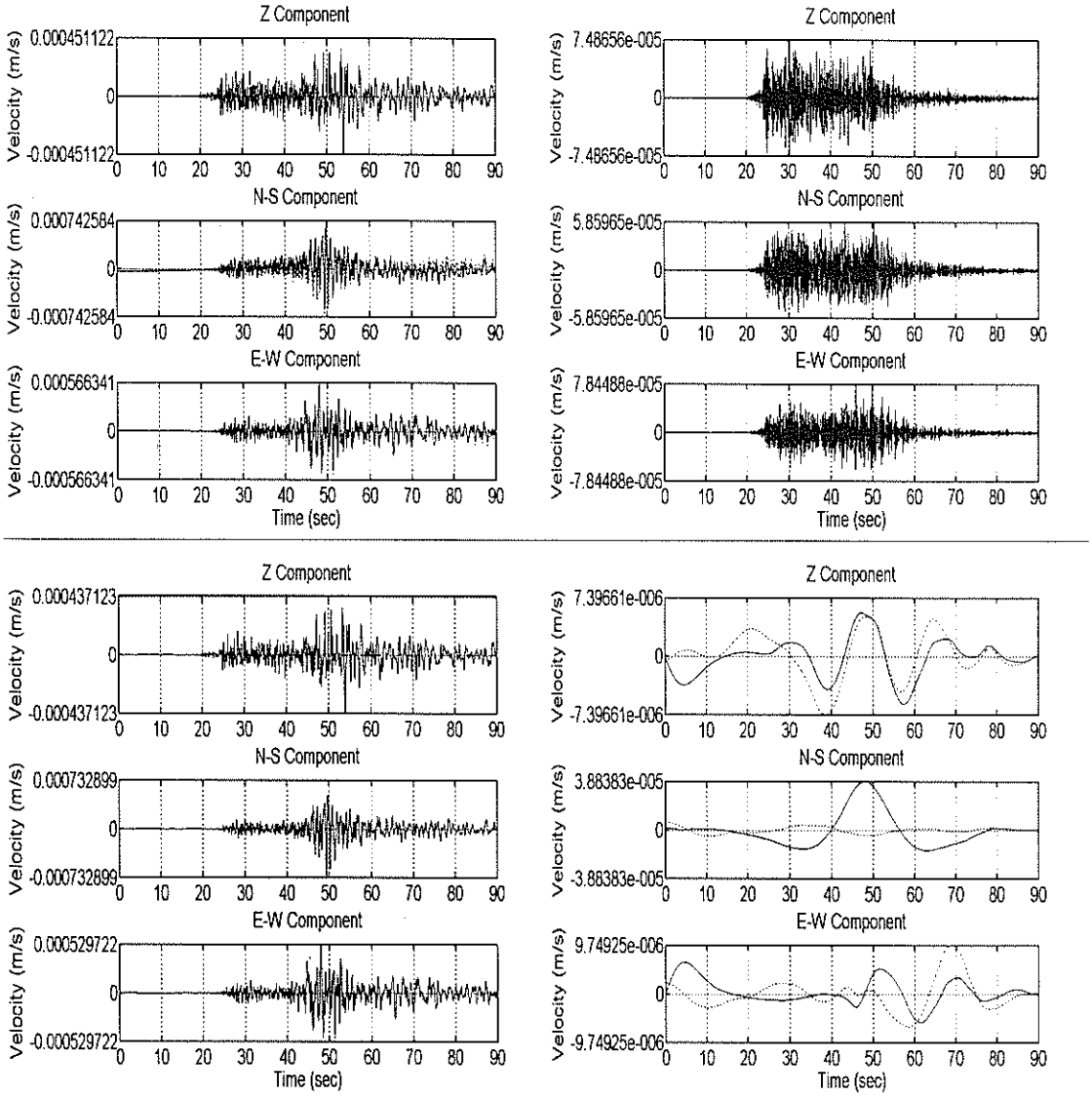
圖五、分析寬頻地震紀錄與加速度地震紀錄的流程。

Figure 5. The procedure for analyzing the recordings of a broadband seismograph and an accelerograph.



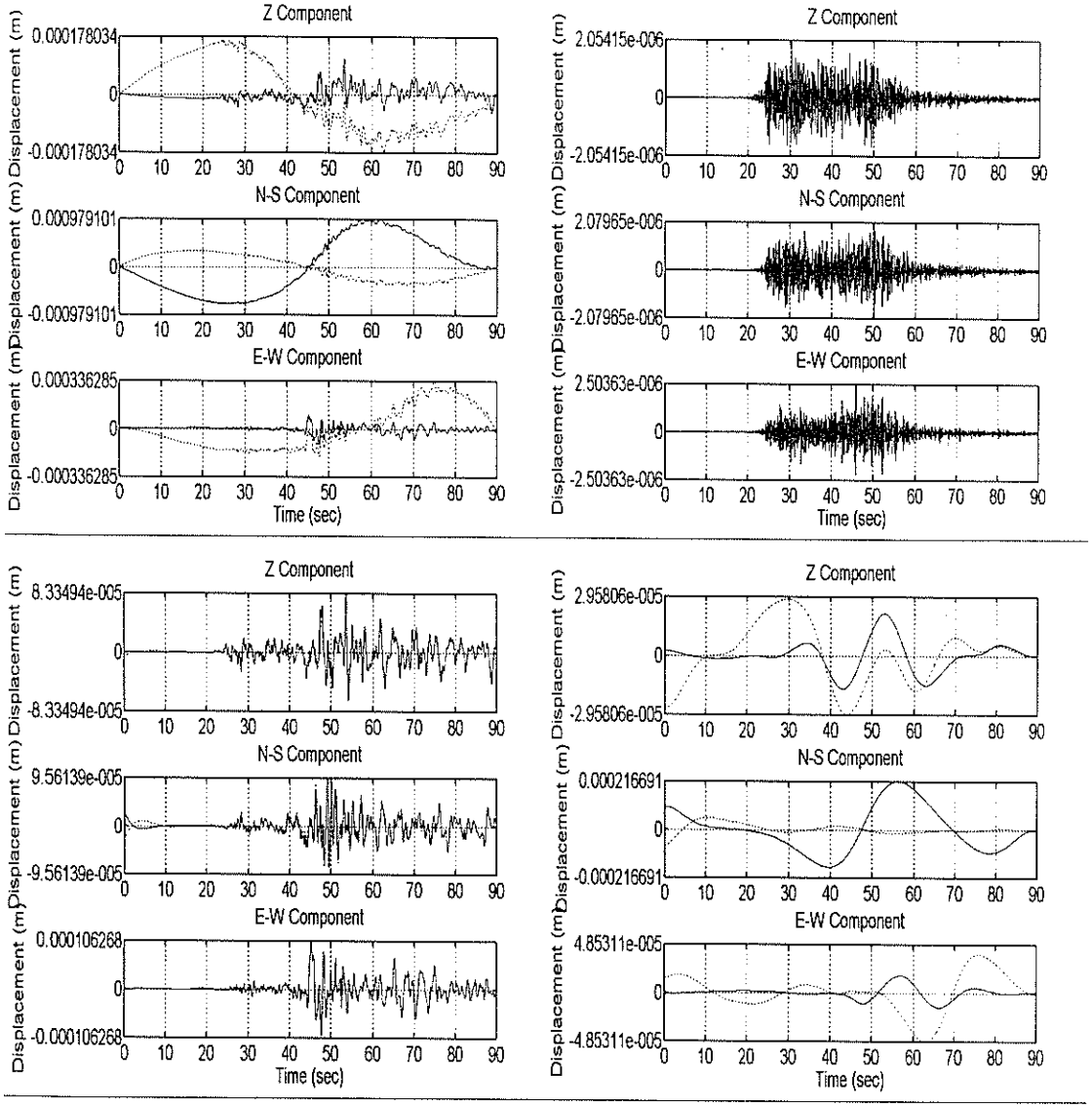
圖六、EASB 原始的地震紀錄與儀器修正後的地動波形。左上圖展示 EASB 原始的寬頻速度型地動紀錄（藍色波形）與經地震儀轉換函數修正後的地動波形（紅色波形）。右上圖展示原始的加速度型地動紀錄（藍色波形）與經地震儀轉換函數修正後的地動波形（紅色波形）。紅色波形不易辨識是因爲地震儀的轉換函數的響應約等於 1。下兩圖展示經地震儀轉換函數修正及數位轉換器靈敏度修正後的地動波形。

Figure 6. The recordings of the EASB station and the time series of ground motions after instrumental correction. The upper left displays the broadband three-component recordings (blue) and the time series after the correction of transfer function (red). The upper right displays the three-component recordings of the accelerograph (blue) and the time series after the correction of transfer function (red). The unobvious red time series are due to the instrumental response almost equal to 1. The lower two display the time series after instrumental correction (transfer function and digitizer's sensitivity).



圖七、EASB 速度型地動波形的頻率內涵。藍色波形代表來自於寬頻地震紀錄，紅色波形代表來自於加速度地震紀錄。左上圖展示寬頻地震紀錄與加速度地震紀錄的速度型地動波形。右上圖、左下圖、右下圖分別展示從這兩種波形濾出的頻寬爲 5 至 49.9Hz、0.08 至 5Hz、0.02 至 0.08Hz 的速度型高、中、低頻波。

Figure 7. The frequency content of the velocity-type time series of ground motions recorded at the EASB station. Blue and red waveforms are derived from the recordings of the broadband seismograph and the accelerograph at the station, respectively. The upper left displays the two velocity-type time series. The upper right, lower left, and lower right display the filtered velocity-type waveforms with a bandwidth of 5-49.9 Hz, 0.08-5 Hz, and 0.02-0.08 Hz, respectively.



圖八、EASB 位移型地動波形的頻率內涵。本圖的說明如同圖七者。

Figure 8. The frequency content of the displacement-type time series of ground motions recorded at the EASB station. Descriptions of this figure are similar to those of Figure 7.

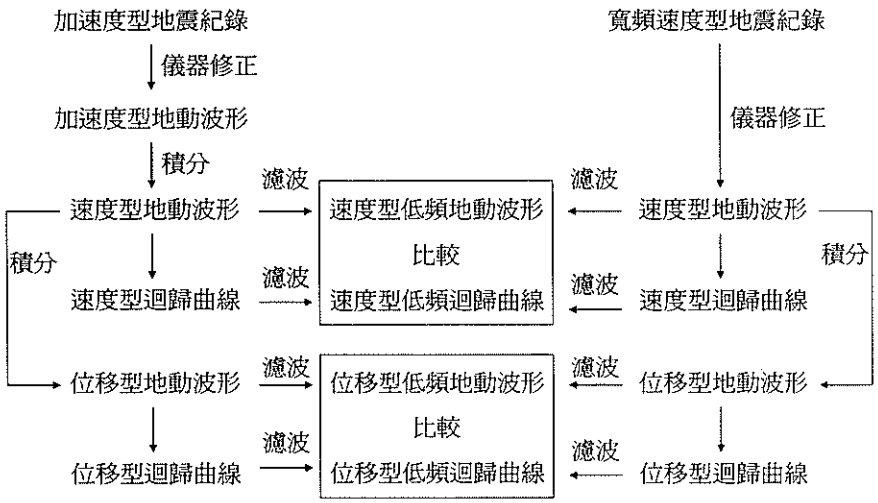
展示經加速度地震儀轉換函數修正及數位轉換器靈敏度修正後的地動波形。圖七之左上圖展示從寬頻地震紀錄得到的速度型地動波形（藍色波形，即圖六之左下圖）與從加速度地動波形（圖六之右下圖）經積分得到的速度型地動波形（紅色波形）。圖七之右上圖、左下圖、右下圖分別展示從這兩種波形濾出的頻寬爲 5 至 49.9Hz、0.08 至 5Hz、0.02 至 0.08Hz 的速度型高、中、低頻波。對於此兩種速度型高頻波，從第 19 秒至 90 秒的震波部分，在垂直向、南北向、東西向的零偏移量(the zeroth lag)相關係數 (correlation coefficient) 分別是 0.9924、0.9907、0.9913; 相同的，對於此兩種速度型中頻波的零偏移量相關係數是 0.9991、0.9964、0.9952; 對於此兩種速度型低頻波者是 0.7728、-0.7230、0.3038。雖然此兩種高頻波的振幅有些差異，它們的相關係數仍然很高。此兩種中頻波頗爲相似。但是，此兩種低頻波是明顯的不同，甚至在南北向呈現波相相反的現象，即負的相關係數。圖八之左上圖展示的是從圖七之左上圖的兩種速度型地動波形經積分得到的兩種位移型地動波形。值得注意的是從加速度地震紀錄得到的位移型地動波形（紅色波形）呈現嚴重的基線彎曲。南北向寬頻速度型地動波形經過積分後的位移型地動波形也有彎曲的現象。因爲其他兩方向的寬頻位移型地動波形看不出有彎曲的現象，使得我們不能確定積分後的寬頻位移型地動波形是否也會產生基線彎曲。圖八之右上圖、左下圖、右下圖分別展示從圖八之左上圖的兩種位移型地動波形濾出的頻寬爲 5 至 49.9Hz、0.08 至 5Hz、0.02 至 0.08Hz 的位移型高、中、低頻波。此高、中、低頻三向量(垂直、南北、東西)震波波形的相關係數分別是(0.9946、0.9926、0.9929)，(0.9976、0.9831、0.9947)，(0.4366、-0.6276、0.1038)。此結果與圖七者一樣，此兩種位移型低頻波也是明顯的不同。

其次，我們探討上述的低頻波與迴歸分析曲線的關係。加速度型地動波形經過積分後的波形會產生基線的彎曲。此彎曲常用二次多項式迴歸分析來修正(Chiu, 1997)。本文採用高次多項式迴歸分析(polynomial regression, Mitisi, et. al., 1996)來求得彎曲的基線。此方法是從已知的地動波形資料利用最小平方法(the least squares method)來得到一個最高次方爲 23 次方的多項式函數模型，即

$\hat{y}(t_i) = a_{15}t_i^{23} + a_{14}t_i^{22} + \cdots + a_1 t_i + a_0$ 並且滿足 $\sum_{i=1}^{n}[y(t_i) - \hat{y}(t_i)]^2$ 的值最小，其中 $y(t_i)$ 是地動波形在第 t_i 時間的振幅，$\hat{y}(t_i)$ 是此多項式在第 t_i 時間的函數值，n 表示此時間序列的總點數。圖九說明分析的流程。圖十至圖十一分別是 EASB 速度型與位移型地動波形的分析結果。圖十之左上圖展示從寬頻地震紀錄得到的速度型地動波形（藍色波形）與從加速度地震紀錄得到的速度型地動波形（紅色波形）。圖十之左下圖展示從此兩種速度型地動波形得到的高次多項式迴歸分析曲線。圖十之右上圖展示從寬頻地震紀錄的速度型地動波形濾出的低頻波（藍色波形）與從此速度型地動波形的迴歸分析曲線濾出的低頻波（紅色波形）。這兩種低頻波的震波波形在垂直向、南北向、東西向的相關係數分別是 0.9814、0.9999、0.9738。圖十之右下圖展示從加速度地震紀錄的速度型地動波形濾出的低頻波（藍色波形）與從此速度型地動波形的迴歸分析曲線濾出的低頻波（紅色波形）。這兩種低頻波的震波波形在垂直向、南北向、東西向的相關係數分別是 0.9891、0.9960、0.9965。圖十一之左上圖展示從寬頻地震紀錄得到的位移型地動波形（藍色波形）與從加速度地震紀錄得到的位移型地動波形（紅色波形）。圖十一之左下圖展示從此兩種位移型地動波形得到的高次多項式迴歸分析曲線。圖十一之右上圖展示從寬頻地震紀錄的位移型地動波形濾出的低頻波（藍色波形）與從此位移型地動波形的迴歸分析曲線濾出的低頻波（紅色波形）。這兩種低頻波幾近相同。這兩種低頻波的震波波形在垂直向、南北向、東西向的相關係數分別是 0.9952、1.0000、0.9975。圖十一之右下圖展示從加速度地震紀

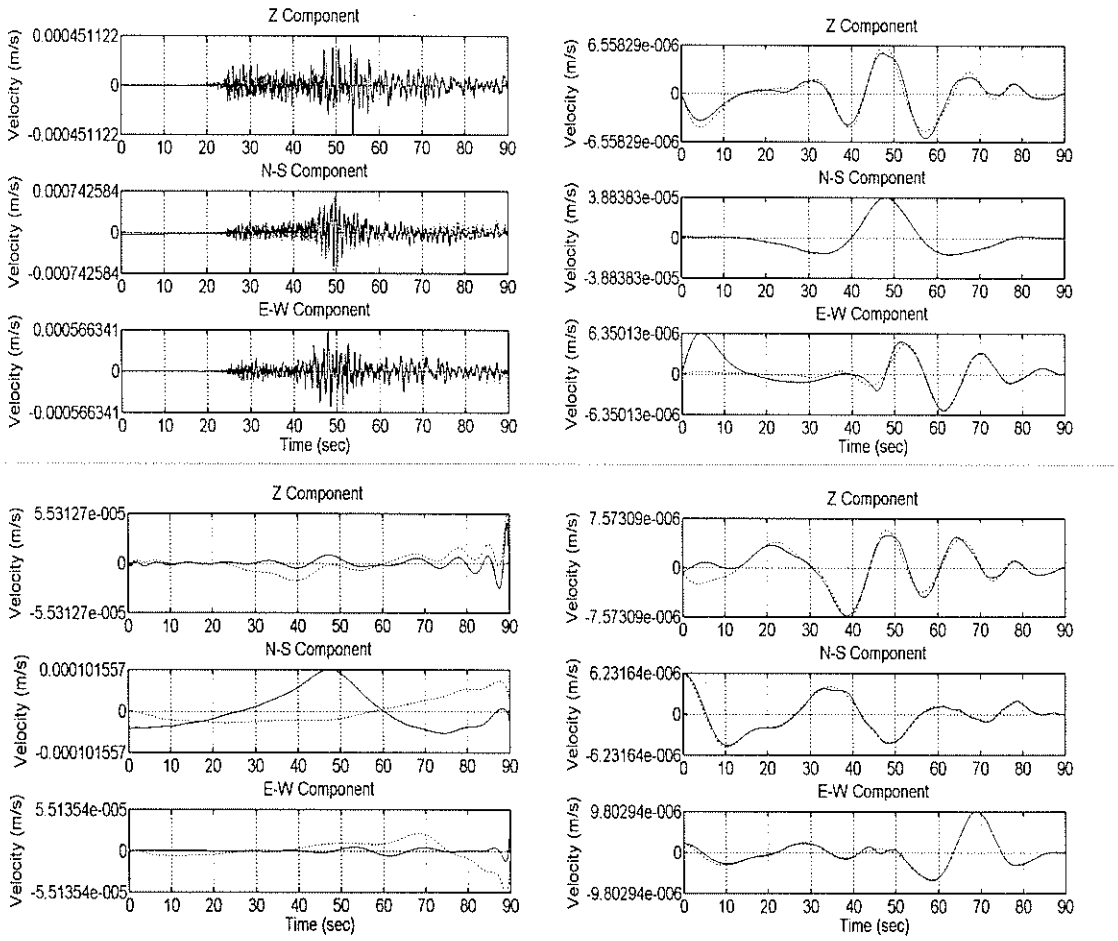
錄的位移型地動波形濾出的低頻波(藍色波形)與從此位移型地動波形的迴歸分析曲線濾出的低頻波（紅色波形）。這兩種低頻波也幾近相同。這兩種低頻波的震波波形在垂直向、南北向、東西向的相關係數分別是 0.9988、0.9997、0.9998。因此，不論是速度型或位移型地動波形，它們的迴歸分析曲線與它們所含的低頻波存在著值得留意的關係。

再者，爲了進一步說明低頻波與迴歸分析曲線的密切關係，本文使用另一種地震紀錄的分析流程，如圖十二。此流程的特點是從加速度型地震紀錄積分得到的速度型地動波形進行迴歸分析曲線修正。它扣除本身的迴歸分析曲線後再加上從寬頻地震紀錄得到的速度型地動波形的迴歸分析曲線。從寬頻地震紀錄得到的速度型地動波形並不做迴歸分析曲線修正，因爲它並沒有被積分。這兩種速度型地動波形分別被積分成位移型地動波形之後，再濾出位移型高、中、低頻地動波形進行比較，如圖十三。圖十三之左上圖展示 EASB 寬頻地震紀錄的位移型地動波形（藍色波形）與加速度地震紀錄經迴歸分析曲線修正後的位移型地動波形（紅色波形）。它們看起來頗爲相似。值得注意的是從加速度地震紀錄經迴歸分析曲線修正後的位移型地動波形並沒有產生嚴重的彎曲。若沒經此迴歸分析曲線修正，加速度地震紀錄的位移型地動波形是會產生嚴重的彎曲（圖八之左上圖，紅色波形）。圖十三之右上圖、左下圖、右下圖分別展示從這兩種位移型地動波形濾出的位移型高、中、低頻地動波形。此高、中、低頻三向量(垂直、南北、東西)震波波形的相關係數分別是(0.9946、0.9926、0.9929)，(0.9966、0.9934、0.9961)，(0.9999、1.0000、0.9993)。但高頻地動波形的振幅仍然有些不同。



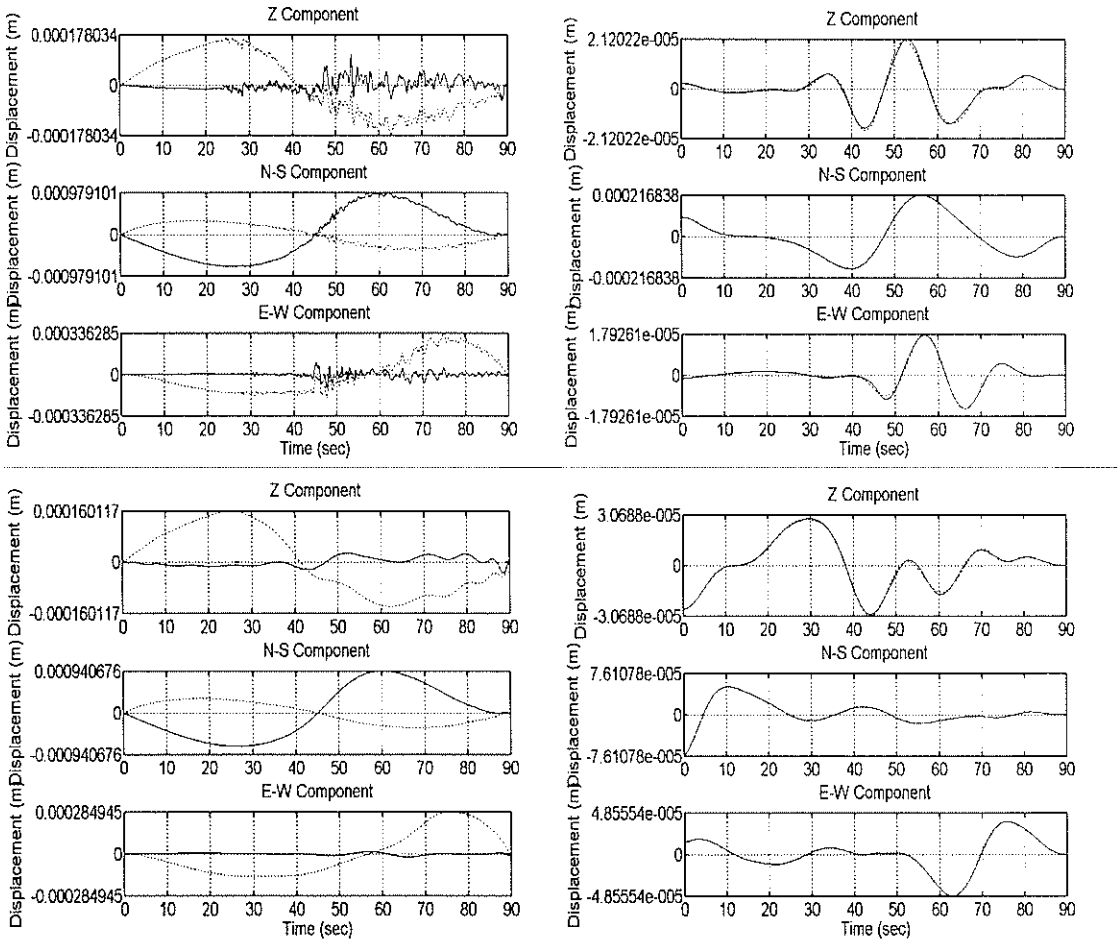
圖九、分析低頻波與迴歸分析曲線關係的流程。

Figure 9. The procedure for analyzing the relationship between the low-frequency waveform and the regression curve.



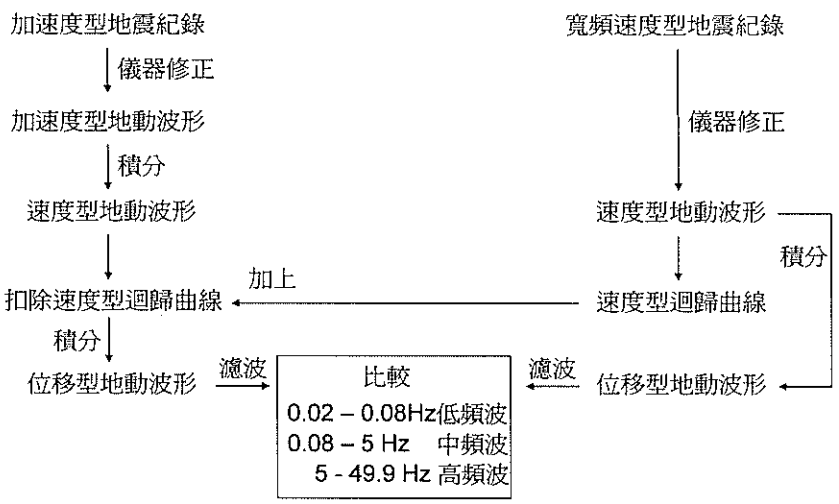
圖十、EASB 速度型地動波形的低頻波與其迴歸分析曲線的低頻波的相似程度。左上圖展示從寬頻地震紀錄（藍色波形）與從加速度地震紀錄（紅色波形）得到的速度型地動波形。左下圖展示從此兩種速度型地動波形得到的迴歸分析曲線。右上圖展示從寬頻地震紀錄的速度型地動波形濾出的低頻波（藍色波形）與從此速度型地動波形的迴歸分析曲線濾出的低頻波（紅色波形）。右下圖展示從加速度地震紀錄的速度型地動波形濾出的低頻波（藍色波形）與從此速度型地動波形的迴歸分析曲線濾出的低頻波（紅色波形）。

Figure 10. The similarity between the low-frequency waveform filtered from the velocity-type time series of ground motions recorded at the EASB station and its regression curve. The upper left displays the two velocity-type time series recorded by the broadband seismograph (blue) and the accelerograph (red) at the station. The lower left displays the regression curves obtained from the two time series shown in the upper left figure. The upper right displays the two low-frequency waveforms filtered from the velocity-type time series recorded by the broadband seismograph (blue) and its regression curve (red). The lower right displays the two low-frequency waveforms filtered from the velocity-type time series recorded by the accelerograph (blue) and its regression curve (red).



圖十一、EASB 位移型地動波形的低頻波與其迴歸分析曲線的低頻波的相似程度。左上圖展示從寬頻地震紀錄（藍色波形）與從加速度地震紀錄（紅色波形）得到的位移型地動波形。左下圖展示從此兩種位移型地動波形得到的迴歸分析曲線。右上圖展示從寬頻地震紀錄的位移型地動波形濾出的低頻波（藍色波形）與從此位移型地動波形的迴歸分析曲線濾出的低頻波（紅色波形）。右下圖展示從加速度地震紀錄的位移型地動波形濾出的低頻波（藍色波形）與從此位移型地動波形的迴歸分析曲線濾出的低頻波（紅色波形）。

Figure 11. The similarity between the low-frequency waveform filtered from the displacement-type time series of ground motions recorded at the EASB station and its regression curve. The upper left displays the two displacement-type time series recorded by the broadband seismograph (blue) and the accelerograph (red) at the station. The lower left displays the regression curves obtained from the two time series shown in the upper left figure. The upper right displays the two low-frequency waveforms filtered from the displacement-type time series recorded by the broadband seismograph (blue) and its regression curve (red). The lower right displays the two low-frequency waveforms filtered from the displacement-type time series recorded by the accelerograph (blue) and its regression curve (red).

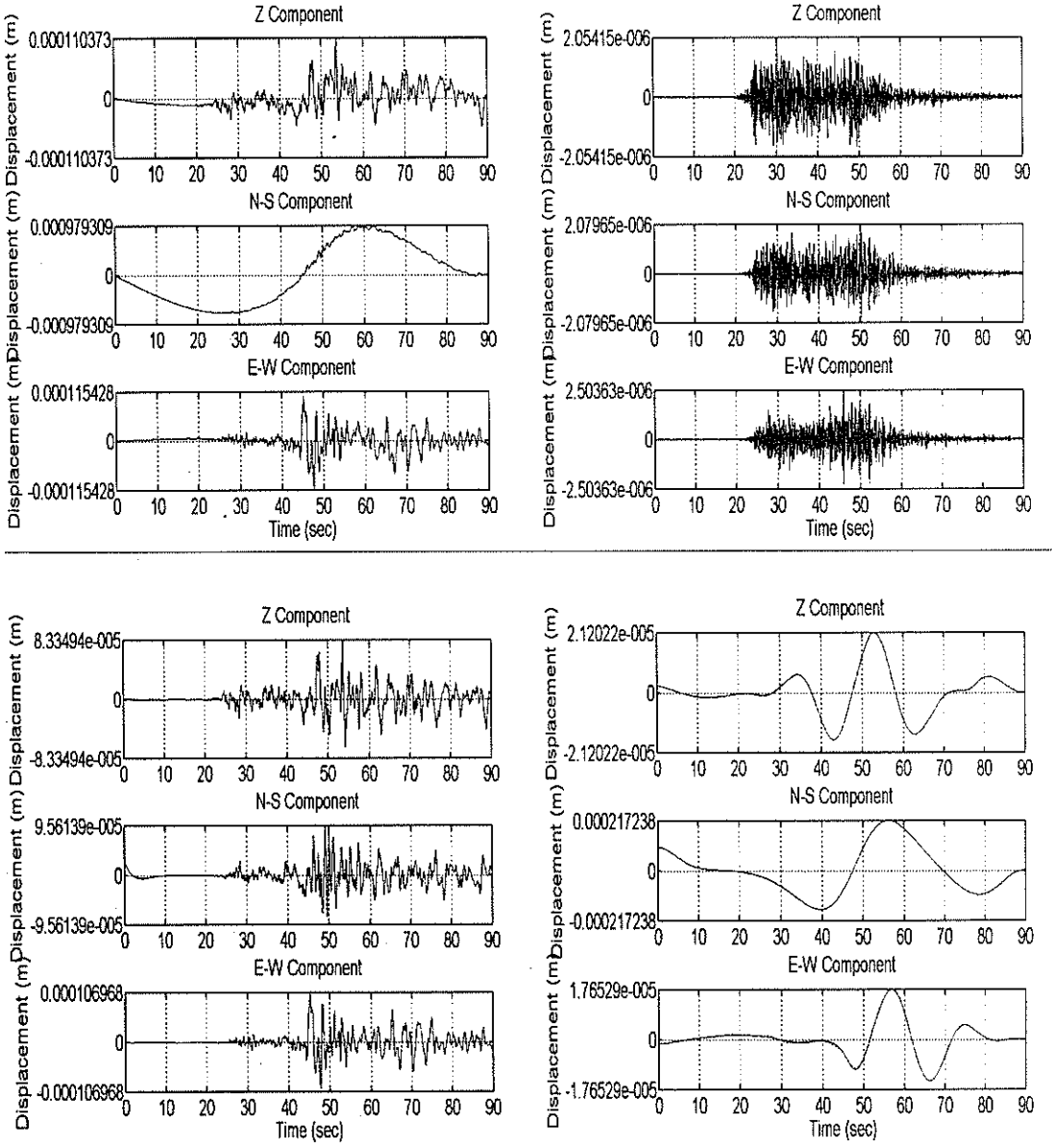


圖十二、對速度型地動波形進行迴歸分析曲線修正的流程。

Figure 12. The procedure for the correction of regression curve on the velocity-type time series of ground motions.

四、結論

綜合以上的分析，本文得到下列四點結果：（1）加速度地動波形經積分之後，確實會產生基線彎曲，尤其經過兩次積分之後。寬頻地動波形經積分之後，是否也會產生基線彎曲，仍需探討。（2）經儀器響應修正後，共站的兩種地震紀錄得到兩種地動波形。不做迴歸分析曲線修正，積分這兩種地動波形得到的速度型地動波形與位移型地動波形都含有相關係數超過 0.98 相似的中頻地動波形（0.08 至 5Hz）與高頻地動波形（5 至 49.9Hz），及相關係數介於-0.78 至 0.78 之間明顯不同的低頻地動波形（0.02 至 0.08Hz），但高頻地動波形的振幅仍有差別。由於寬頻儀是被安置在地下一公尺的水泥平臺上而加速度地震儀是被安置在地表的水泥平臺上，這會造成高頻波的不同。（3）從寬頻地震紀錄得到的速度型與位移型地動波形所含的低頻波與其迴歸分析曲線所含的低頻波頗爲相似，相關係數都超過 0.995。從加速度地震紀錄也能得到相同的結果。這意味著低頻波與迴歸分析曲線可能存在密切的關係。（4）迴歸分析曲線修正僅在加速度地震紀錄得到的速度型地動波形進行。此修正過程是從該速度型地動波形扣除本身的迴歸分析曲線，再加上從寬頻地震紀錄得到的速度型地動波形的迴歸分析曲線。經此修正之後才積分成的位移型地動波形與從寬頻地震紀錄積分得到的位移型地動波形比較，它們含有相關係數超過 0.99 頗相似的高頻波與中頻波及相關係數超過 0.999 幾近相同的低頻波，但高頻波的振幅仍然不同。這肯定了低頻波與迴歸分析曲線之間存在著密切的關係。因此，依據這些結果，當寬頻地震紀錄飽和或不適用時，共站的加速度地震紀錄僅能提供中頻地動波形來使用。究竟是積分的影響、儀器的性能不同、或是其他原因造成共站的寬頻地震紀錄與加速度地震紀錄不能得到幾近相同的低頻地動波形仍需要進一步釐清。如果從寬頻地震紀錄得到的位移型地動波形是正確的話，若要使用加速度地震紀錄的位移型地動波形進行地震研究，最好取其中頻地動波形。



圖十三、左上圖展示 EASB 寬頻地震紀錄的位移型地動波形（藍色波形）與加速度地震紀錄經迴歸曲線修正後的位移型地動波形（紅色波形）。右上圖、左下圖、右下圖分別展示從這兩種波形濾出的位移型高、中、低頻地動波形。

Figure 13. The upper left displays the two displacement-type time series recorded by the broadband seismograph (blue) and the accelerograph (red) at the station EASB. The red one is obtained through the procedure for the correction of regression curve (Fig. 12). The upper right, lower left, and lower right display the filtered high-, middle-, and low-frequency waveforms from the two time series, respectively.

五、誌謝

作者感謝中央氣象局地震測報中心研發課的同仁們維護臺灣寬頻地震觀測網的運轉。

六、參考文獻

Chiu, H.-C. (1997). Stable baseline correction of digital strong-motion data, Bull. Seism. Soc. Am. 87, 932-944.

Misiti, M., Misiti, Y., Oppenheim, G., and Poggi, J. M. (1996). Wavelet Toolbox: For Use with MATLAB, The Math works, Inc.

顏銀桐、陳榮裕、劉忠智(2004).台灣地區寬頻地震網簡介.2004 Joint Geosciences Assembly (JGA), 05-O-047.

Comparison between Broadband Seismogram and Co-sited Accelerogram Recording

Zen-Sen Liaw, Rong-Yuh Chen, and Chih-Wen Kan
Seismological Center, Central Weather Bureau, Taiwan, R.O.C.

ABSTRACT

The frequency contents of a broadband seismogram and a co-sited accelerogram are presented in this paper. The two seismograms are separately processed through different instrumental corrections and then integration to obtain two velocity-type and two displacement-type time series of ground motions. The two velocity-type time series can be separately filtered out different-amplitude high-frequency waveforms whose correlation coefficients are greater than 0.98, similar middle-frequency waveforms whose correlation coefficients are higher than 0.99, and obviously different low-frequency waveforms whose correlation coefficients are between -0.78 and 0.78. Similarly, the two displacement-type time series can also be filtered out this way. Furthermore, the four low-frequency waveforms filtered from the two velocity-type and the two displacement-type time series are similar to those filtered from their regression curves, respectively. The similarities indicate that there is probably a close relationship between the low-frequency waveform and the regression curve. A waveform directly integrated from the raw time series may deviate from its zero baseline. Hence, further research is needed to decide whether the difference between the two low-frequency displacement-type waveforms obtained from a broadband seismograph and a co-sited accelerograph is a result of effect of integration, different instruments, or others.

Key words: broadband seismogram, regression

中央氣象局區域模式（NFS）應用 WRFVar 的平行測試之診斷分析

潘　琦　滕春慈
中央氣象局氣象資訊中心

摘　要

發展三維變分分析法（3DVAR）以改善數值預報的初始分析和提高數值預報的準確度，爲當前中央氣象局數值預報發展和應用相當重要的任務之一。本研究設計兩組客觀分析實驗（OI 和 WRFVar）各進行爲期一個月（2003.8.15～9.15）的預報，校驗此二組實驗的分析與預報結果來比較 OI 和 WRFVar 應用於氣象局高解析非靜力預報模式（NFS）的差異。

校驗結果顯示，兩組實驗的距平相關數值都在預報可信度的範圍內，WRFVar 的距平相關值在中低層的得分較高，顯示使用 WRFVar 分析方法在中低層的預報較佳，又以 48 小時的預報最明顯。S1 得分結果大體上是以 OI 的得分表現較好。在高度場方面，WRFVar 的分析方法減緩了中低層預報正偏差的情況，WRFVar 和 OI 不同的分析方法，約 500 百帕以上的高度層會使得模式預報出現前者爲負、後者爲正的相反誤差偏差特徵。溫度場部份中低層 WRFVar 有較 OI 爲明顯地負偏差，特別在 700 百帕，但經由水平差值場分析發現，雖然 WRFVar 於中低層產生較大的溫度負偏差，同時也減緩了極端偏差值和減小了較大誤差偏差值的區域，對於模式的天氣預報也許是有正向的貢獻。在颱風路徑的預測，WRFVar 會隨著預報時數的增加而明顯地增進路徑預報的準確度，特別是在梅米颱風轉向的時間和角度均較 OI 有更精準的預報。由於模式對颱風路徑預測的準確度也深受颱風行徑類型所影響，未來應再加強颱風預報部份的校驗。

平均而言，對於 NFS 模式，除了 S1 得分外，就其它的校驗分數而言，WRFVar 是有較優於 OI 的預報表現，又以 NFS15 公里解析度模式較爲顯著。此外，研究中也針對風場、降水等作比較，WRFVar 和 OI 的表現則是互有優劣。

關鍵詞：數值預報、資料同化、最佳客觀分析、三維變分分析

一、前言

「資料同化」爲數值預報研究和發展相當重要的課題之一。近年來隨著數值預報模式和遙測技術不斷地發展精進下，傳統的最佳客觀分析法（OI）已逐漸被三維變分分析法（3DVAR）及四維變分分析法（4DVAR）所取代，成爲世界各先進氣象作業中心資料同化系統中客觀分析方法的新寵兒。

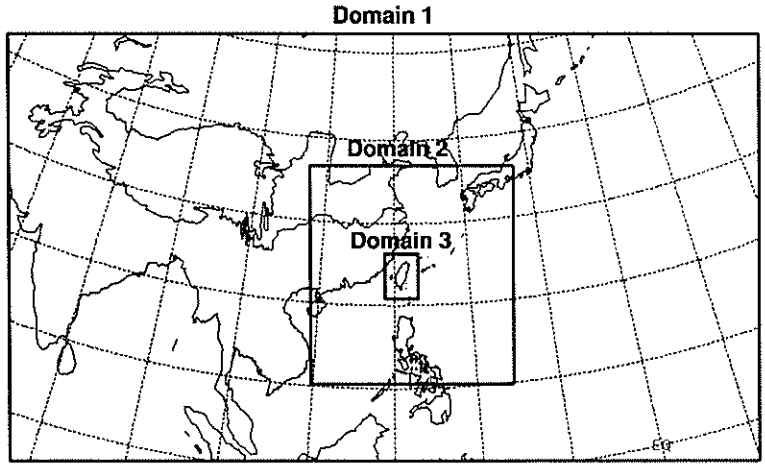
現今中央氣象局區域數值預報作業系統的客觀分析方法仍是採用最佳客觀分析法，爲 1994 年正式上線作業（滕與劉，1988）。然而

發展至今，本局的數值天氣預報系統一直面臨一個瓶頸，那就是觀測資料缺乏和觀測資料時空分佈不均勻的問題。因此發展 3DVAR 儘可能地應用各式各樣的遙測非傳統資料，有效地增加客觀分析的資料量，彌補傳統資料在海洋面和熱帶地區觀測的不足，進而改善數值預報的初始分析和提高數值預報的準確度，已成爲當前本局區域數值預報發展和應用當務之急。

WRF（Weather and Research Forecasting model）是美國近年來集合學術界和作業單位發展最新一代的中尺度數值預報模式（可參考 http://wrf-model.org/index.php），本局在資源和人力的考量下，於區域預報作業的資料同化系統決定引進 WRFVar 取代 OI。本研究乃針對 WRFVar 及 OI 客觀分析方法於（2003.8.15～9.15）爲期一個月的平行測試結果進行校驗評估，以比較 OI 和 WRFVar 的差異。第二章是實驗設計說明，第三章是分析校驗方法的說明，第四章則是診斷分析兩組實驗結果，最後一章是結果和討論。

二、實驗說明

中央氣象局的高解析非靜力預報模式（Non-hydrostatic Forecast System，簡稱 NFS）爲一數值區域模式，已於 2000 年正式上線作業，關於該模式詳細的介紹可參考柳等（2000）、柳與劉（2001）。圖一爲 NFS 模式三層巢狀網格的區域，最外層即第一層的網格間距爲 45 公里，中層即第二層的網格間距爲 15 公里，最內層即第三層的網格間距則爲 5 公里。由於現行作業僅 45、15 公里解析度有進行客觀分析，5 公里解析度的分析場由 15 公里內差而來，所以本研究僅針對 NFS 模式 45 和 15 公里網格校驗。



圖一、中央氣象局區域預報模式 NFS 的三層巢狀網格設計。

Fig. 1 The three nested domains for NFS model.

WRFVar 變分分析法是同化觀測增量（觀測資料－背景資料）的分析方法(Courtier et al. 1994)，其設計和 MM5 的變化分析法（Barker et al. 2004）一致，是一個多變數分析方法，具備同化各種傳統及多種遙測觀測資料的能力。此法的價值函數（cost function)包含背景值與觀測值二大部分，表示如下：

$$J(\mathrm{x}') = \frac{1}{2}\{(x')^T B^{-1}(x') + [y_{obs}{}' - R(x')]^T O^{-1}[y_{obs}{}' - R(x')]\} \qquad (1)$$

在此

x'：分析增量（$x_a = x_b + x'$）（N 維向量），x_b：背景變數（N 維向量），y_{obs}：觀測變數（M 維向量），B：預報誤差協方差矩陣（N×N），O：觀測誤差協方差矩陣（M×M），R：運算子，將分析的變數轉換成觀測位置上的觀測變數，N：分析中的自由度（格點數），M：觀測的個數。

WRFVar 變分法計算的分析值（x_a）是使價值函數 J 值最小的分析增量（x'）與背景值（x_b）之和（$x_a = x' + x_b$）。WRFVar 使用 Conjugate Gradient (CGM)逐漸趨近法，求上述價值函數極小值之解。分析增量（x'）是由背景場，觀測值分別被預報模式預報誤差、觀測誤差及運算子所產出的代表性誤差標準化後的組合。單一觀測資料造成各個分析變數的增量在三維空間的變化均是由預報誤差協方差矩陣 B 來決定，這個值影響分析的結果，必須被小心仔細處理（Ingleby，2001； Wu et al.，2002）。WRFVar 將預報誤差協方差矩陣 B 投影至垂直的 EOF 上，每一個 EOF 對應不同的水平影響尺度（Lorenc et al. 2000）。WRFVar 提供了計算預報模式預報誤差矩陣 B 的工具，利用 NMC 的方法（Parrish and Derber 1992）求取各分析變數的預報誤差的相關值（covariance），再將這些相關值分解出垂直的 EOF 與對應的水平尺度。另外也提供了基本的診斷工具，可以對任何觀測資料，計算模式的平均預報誤差。

氣象局 OI 是在 16 個標準等壓面（1000hPa、925hPa、……、10hPa）分析高度、風分量、相對溼度，溫度則是以靜力方程由高度場推演得出。OI 所需要的等壓面背景場需要先由模式的 σ 面內插至等壓面，才能開始分析，而等壓面的分析結果，需要內插至模式的 σ 面，才能開始進行預報。WRFVar 和 OI 除了資料同化的方法不同會造成分析－預報結果差異外，由於 WRFVar 是直接在預報模式 31 層的 σ 面進行溫度、流函數、速度位與相對溼度的分析，分析－預報的過程並不需要 P-σ 的內插轉換，可以減少因內插導至的誤差，這是直接在 σ 面進行分析的優勢。針對高度、溫度校驗時，由於 OI、WRFVar 分析變數的不同會各有其優勢。

爲瞭解 WRFVar 變分分析法對氣象局 NFS 預報系統的影響，在相同觀測資料的情況下分別進行二組觀測/預報實驗，其一是以作業系統 OI 爲客觀分析方法（OI＋NFS），另一組實驗則是以 WRFVar 爲客觀分析方法（WRFVar+NFS）。二組實驗均進行爲期一個月的平行測試（2003/8/15～2003/9/15），採用 6 小時資料同化間距(6 hour update cycle)，在 00/12Z 進行 2 天預報，06/18Z 進行 6 小時預報。觀測資料包含有：探空儀、汽球、飛機、地面站等傳統觀測及衛星風、衛星厚度等遙測資料。對於颱風路徑預報方面，（WRFVar+NFS）實驗組也已比照現行預報作業增加了颱風植入（bogus）方法。

三、校驗診斷方法

本研究是以上述兩組實驗結果的系統性誤差爲主要校驗的對象，藉由統計方法如計算各項統計誤差和技術得分等，評估因不同地分析方法影響模式預報的程度和探討其預報誤差的特性。以下簡略說明校驗的方法。

(一)技術得分

目前中央氣象局數值天氣預報校驗系統內已建立了「技術得分」的項目，包含了 S1 得分（S1 Score）、距平相關 AC（Anomaly Correlation）、平均誤差 ME（Mean Error）、平均絕對誤差 MAE（Mean absolute error）、均方根誤差 RMSE（Root Mean Square Error）、標準偏差 SDE（Standard Deviation Error）等，詳細的校驗方法說明可參考陳等（1989）。

本研究是利用現行作業的校驗系統，在每次模式預報輸出後隨即計算其高度場（H）、溫度場（T）、風場（U、V）等 12、24、36、48 小時預報的技術得分，待個別的實驗結束後再診斷比較兩組實驗的得分高低，共分爲時間序列和月平均垂直層分析兩部份。時間序列的比較可以分析出誤差大小的統計特性和預報的穩定性，月平均垂直層的診斷則可看出模式各層因分析方法的不同而受影響的程度。

(二)氣象場差值分析

除了對整體預報的技術得分評估之外，研究中也對中央氣象局高解析非靜力預報模式（NFS）第一層（45 公里、RC01）和第二層（15 公里、RC02）的區域範圍分別進行高度場（H）、溫度場（T）、風場（U、V）和相對濕度（RH）等水平差值分析。所謂差值是指每一次模式預報輸出後隨即將其 12、24、36、48 小時的預報場減去該時間的分析場，累積一個月的差值後再計算每一個水平網格各自的平均誤差 ME、均方根誤差 RMSE、標準偏差 SDE 等，藉以檢視各層場時間平均的預報誤差的水平分布特性，並比較兩組實驗結果水平差異的統計特徵。此外，在各網格緯度作該區域氣象場或其差值的經向平均，以檢視垂直高度-緯度剖面的誤差分布。

藉由氣象場差值的分析來搭配第一項技術得分的診斷將可以更清楚、更客觀地說明預報誤差大小的區域分布和來源，同時也避免了因水平範圍平均後所造成正負相消的誤判。

(三)颱風預報路徑校驗

由於實驗期間（2003.8.15～9.15）中央氣象局發布了三次颱風警報，分別是科羅旺（KROVANH，2003.8.20～8.25）、杜鵑（DUJUAN，2003.8.30～9.2）、梅米（MAEMI，2003.9.6～9.13）。研究中特別比較颱風路徑預測誤差，包括颱風路徑預報圖和 12、24、36、48、60、72 小時等平均預測路徑距離的誤差統計表，誤差統計表中颱風實際路徑位置即校驗的標準是採中央氣象局所發布的官方數據。

四、校驗結果

(一)分析場

首先比較 OI 和 WRFVar 兩組分析場的差異，分別針對 NFS 模式 45/15 公里模式預報範圍內各標準層之基本變數作分析場的格點距平相關分析，統計結果顯示所有的變數場於各垂直層的平均距平相關值皆在 0.8 以上（圖未顯示）。雖然目前兩組平行測試的條件和環境是一模一樣，畢竟初始分析方法不同因而使得分析場產生些微的差異，這是可預期的結果。圖二是 2003 年 8 月 15 至 9 月 15 日 NFS 模式 45 公里解析度 WRFVar 和 OI 的時間平均高度-緯度垂直剖面差異圖，各緯度代表的是該區域的經向平均值，其中（a）高度場，（b）溫度場。圖中顯示 WRFVar 和 OI 經過整個時間平均後分析場的差異是相當小的，如圖所示高度場（圖二 a）的最大差值約 40 帕，出現在低緯約 300～100mb 之間，而溫度場（圖二 b）最大差值約 3～4 度 K，分布在 100 百帕以上的高層 0～20°N 之區域。這些的分析場的些微差異，可能是由於 WRFVar 及 OI 不同的分析變數以及各自不同的觀測資料檢定所造成，但是，基本上兩組分析場並沒有明顯系統性的差異，二種分析方法的分析結果之差別相對於大環境場是相當的細微，可視爲一致。

(二)距平相關（AC）和 S1 得分

距平相關（AC）和 S1 得分是目前中央氣象局數值天氣預報作業系統更新上線的基本標準，只要是任何改進數值天氣預報的方法都必須要經過至少一個月的平行測試，且預報結果的距平相關和 S1 得分優於現行作業的統計得分，始可被允許更新上線。

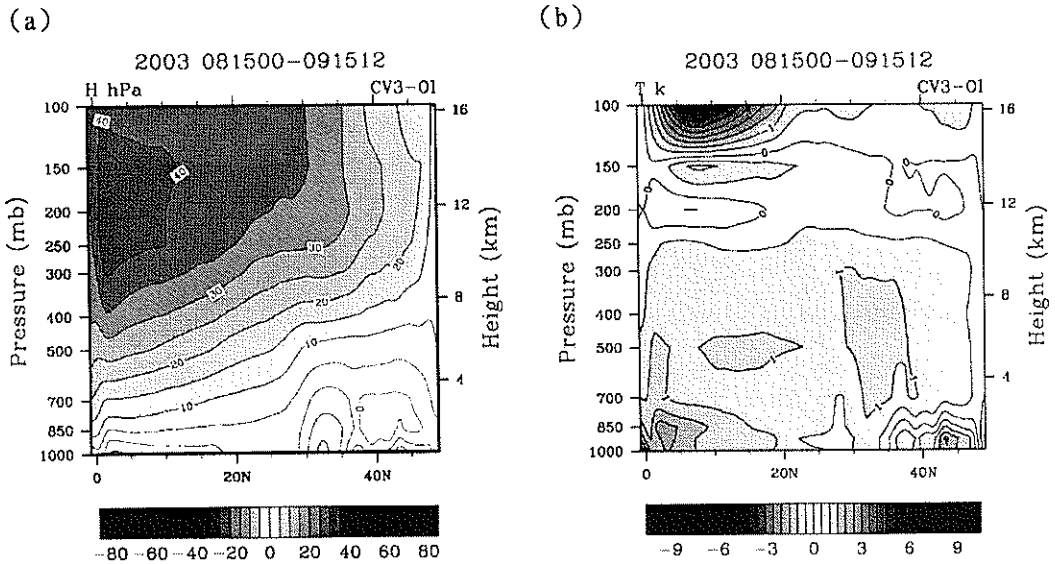
本局 NFS 模式校驗系統在「距平相關」部份是只針對 45 公里解析度進行校驗，如圖三所示分別爲 2003 年 8 月 15 至 9 月 15 日（a）海平面氣壓和（b）500 百帕高度場一個月 48 小時預報的 AC 時序校驗圖。一般來說距平相關值大於 0.6 時表示預報模式是值得參考的（Rauno，1983）。兩組實驗的距平相關數值都呈現在預報可信度的範圍內，而下層因受地形影響，海平面氣壓層的距平相關較難掌握導致數值比 500mb 略低，這種現象是屬於合理的。統計結果顯示 48 小時的預報不論是海平面氣壓還是 500 百帕皆以 WRFVar 方法的平均距平相關值較高，顯示有較佳的預報得分。

圖四是 2003 年 8 月 15 至 9 月 15 日距平相關值時間平均的垂直分布，（a）～（d）分別是 12、24、36、48 小時的預報校驗。由垂直分布的平均距平相關來看，WRFVar 在 12、24、36、48 小時預報，中低層的距平相關值皆明顯地增加，特別是 48 小時預報（圖四 d）150 百

帕以下 WRFVar 的距平相關數值都高於目前數值預報作業 OI 方法。

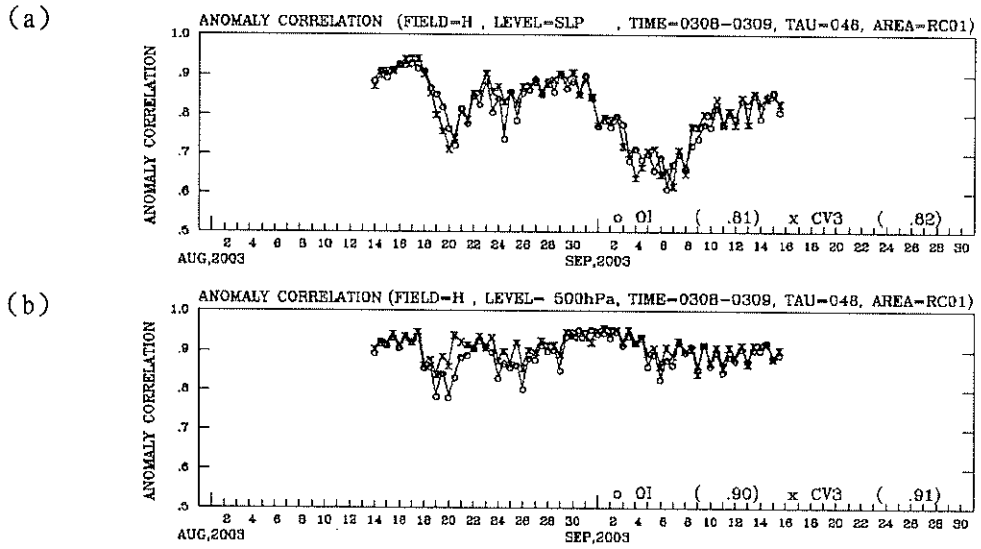
平均而言 S1 得分 20 表示模式對氣壓梯度的預報表現相當地好，然而當 S1 得分增至 80 時則表示模式的預報已無參考價值了。另一方面由於氣壓梯度是以定差法來計算，因此 S1 得分在網格間距大時會表現較好（分數值較低）。圖五是 2003 年 8 月 15 至 9 月 15 日 NFS 模式 45 公里解析度 48 小時預報 S1 得分的時間序列圖，其中（a）是海平面氣壓和（b）是 500 百帕高度場。對於 NFS 模式 45 公里解析度 48 小時預報的 S1 時間序列得分結果顯示不論海平面氣壓或是 500 百帕高度場是以 OI 預報較佳。在 15 公里解析度，海平面氣壓和 500 百帕高度場 S1 得分的比較（圖未顯示）則互有優劣，海平面氣壓場是以 WRFVar 的表現較好，500 百帕高度場卻是 OI 的表現較好。

再來分析 2003 年 8 月 15 至 9 月 15 日時間平均的垂直層 S1 得分分布，圖六類似於圖四，惟圖六是 S1 得分統計。正如圖五時間序列的校驗結果，圖六結果顯示 4 個預報時間（12、24、36、48 小時）和各個垂直層皆以 OI 的得分表現較好。對於 NFS 模式 15 公里解析度（圖未顯示）除了 1000 百帕高度以下，其它各層也仍是以 OI 爲佳，兩者的差異與圖六 45 公里解析度的比較相仿。這項校驗的結果似乎顯示 WRFVar 對模式的氣壓梯度預報能力有降低的情況。由於 S1 是比較敏感的校驗，這個得分的差異也有可能是由於 WRFVar 和 OI 各分析不同的變數場所造成。



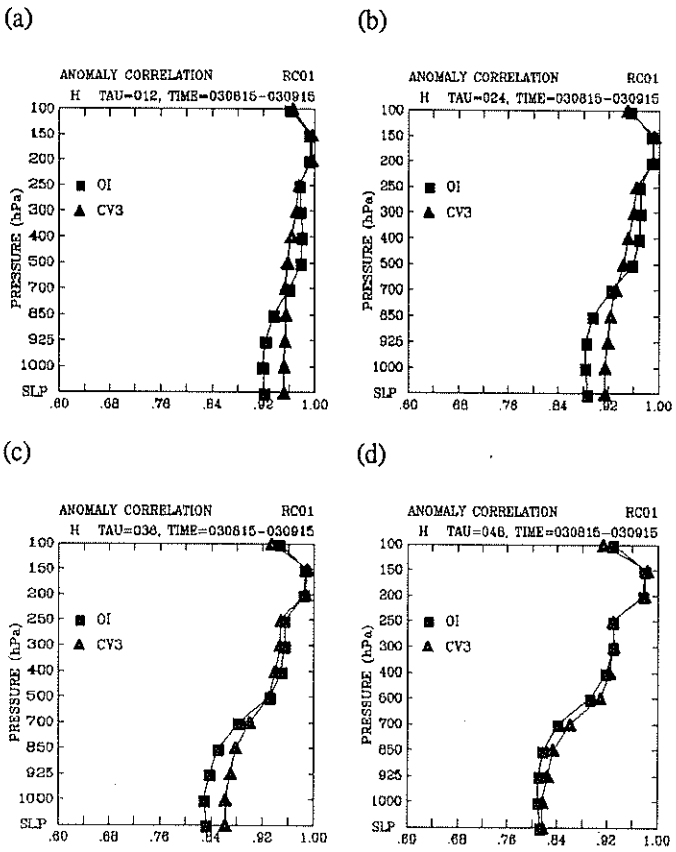
圖二、2003 年 8 月 15 至 9 月 15 日 NFS 模式 - 45 公里的時間平均高度-緯度垂直剖面差異圖（WRFVar-OI），各緯度代表的是該區域的經向平均值，其中（a）高度場，（b）溫度場。

Fig. 2 The height-latitude cross-section of WRFVar-OI difference averaged from Aug.15–Sep.15, 2003 for CWB NFS model – 45km. (a) H. (b) T.



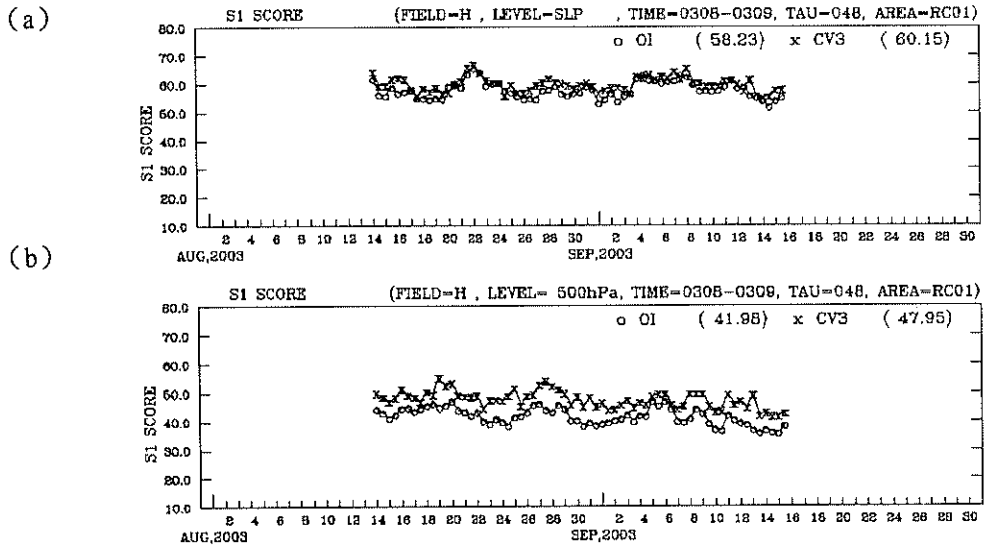
圖三、2003 年 8 月 15 至 9 月 15 日 NFS 模式 - 45 公里（a）海平面氣壓和（b）500 百帕高度場的 48 小時預報的異常相關時間序列校驗，其中 o 線爲 OI，x 線爲 WRFVar。

Fig. 3 Anomaly Correlation time-series from Aug.15–Sep.15, 2003 comparing two (o:OI, x:WRFVar) for CWB NFS model - 45km. (a) Sea level pressure. (b) 500hPa H.



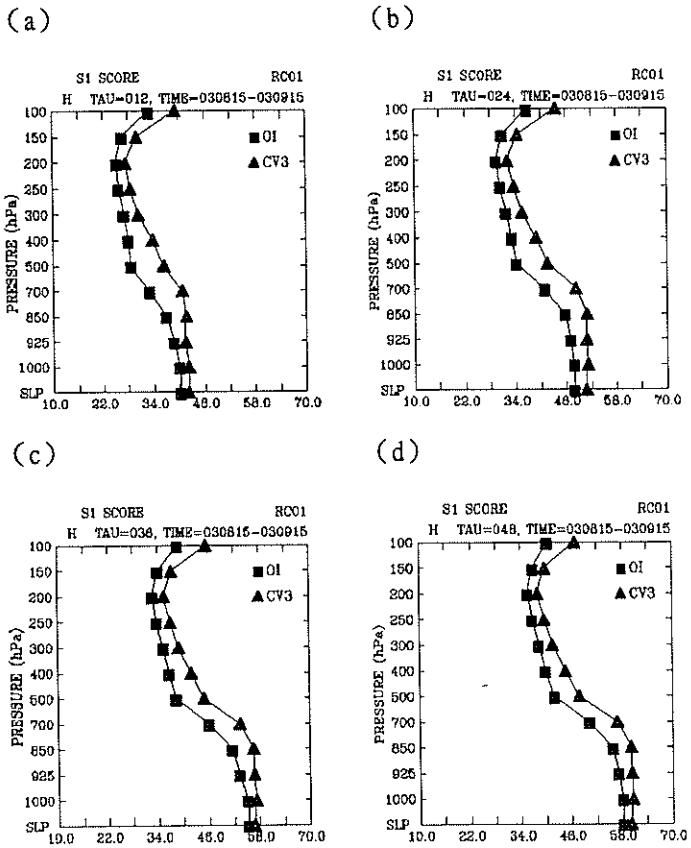
圖四、NFS 模式 - 45 公里於 2003 年 8 月 15 至 9 月 15 日時間平均的異常相關垂直層分布，（a）12，（b）24，（c）36，（d）48 小時預報。其中■爲 OI，▲爲 WRFVar。

Fig. 4 Anomaly Correlation vertical profile comparing two(■:OI, ▲:WRFVar) for CWB NFS model – 45km averaged Aug.15–Sep.15, 2003. (a)12, (b) 24, (c) 36, (d) 48 hour forecast.



圖五、同圖三，但爲 S1 Score。

Fig. 5 As in Fig.3 but for S1 Score.



圖六、同圖四，但爲 S1 Score。

Fig. 6 As in Fig.4 but for S1 Score.

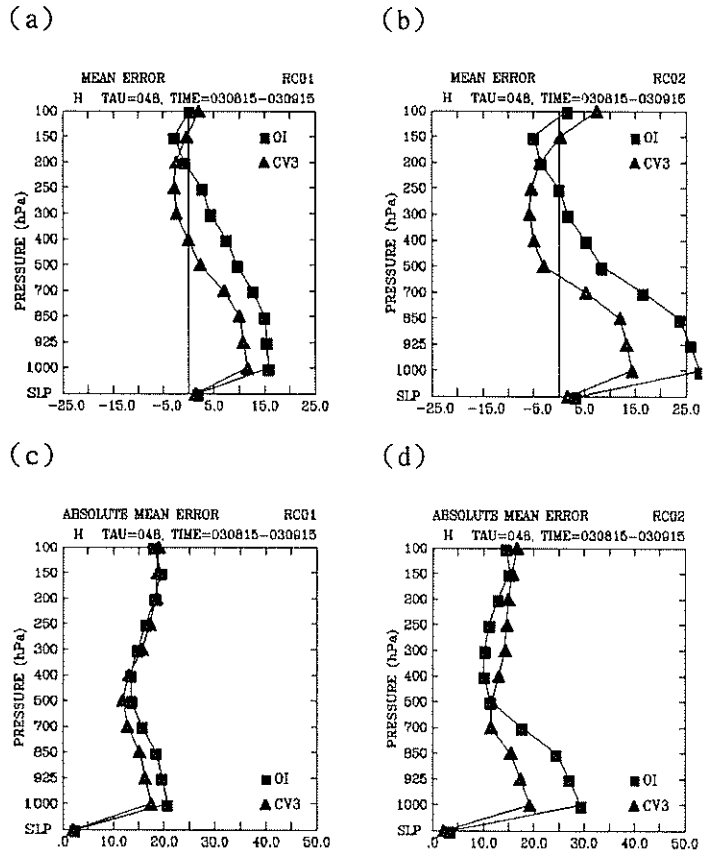
(三)誤差指數

兩組實驗 12、24、36、48 小時的預報誤差校驗結果非常地一致，因此在本節的討論將以 48 小時預報的校驗爲主。

1. 高度場

由 2003 年 8 月 15 至 9 月 15 日 NFS 模式 45 公里網格高度場 48 小時平均預報誤差的時間序列（圖未顯示）可看出 WRFVar 分析方法明顯地改善 NFS 在 850 百帕和 500 百帕高度預報正偏差的狀況。在 300 百帕，OI 平均爲高度預報正偏差，但 WRFVar 卻爲負偏差的相反特徵。WRFVar 同樣地改善了 NFS 模式 15 公里網格（圖未顯示）850 百帕高度場平均誤差的正偏差，500 百帕和 300 百帕高度場預報誤差偏差則類似 45 公里網格，在 300 百帕 OI 和 WRFVar 的預報誤差偏差是正負相反的特徵。

由於不同的分析方法造成相異的高度平均預報誤差偏差，圖七是自 2003 年 8 月 15 至 9 月 15 日，48 小時高度場預報的平均誤差和平均絕對誤差的垂直層分布，其中（a）爲 NFS 模式 45 公里解析度的平均誤差，（b）爲 15 公里解析度的平均誤差。由圖七（a）和（b）可以更清楚地看出 WRFVar 方法在 NFS 模式 48 小時預報改善了中低層高度場的正偏差情況，約 500 百帕以上高度層 WRFVar 和 OI 方法會使得模式預報出現相反偏差的特徵，而上述現象又以 NFS 模式 15 公里解析度較爲顯著。這個預報誤差特徵改變的部分原因，可能是由於 WRFVar 是分析溫度，高度是由溫度以靜力方程導算出，於是在高層，高度的分析誤差是由低層所有溫度誤差的累積，而 OI 是直接分析高度，高度的分析場並非由溫度積分得



圖七、NFS 模式於 2003 年 8 月 15 至 9 月 15 日時間平均的 48 小時預報的高度場平均誤差垂直層分布校驗，（a）45 公里-平均誤差，（b）15 公里-平均誤差，（c）45 公里-平均絕對誤差，（d）15 公里-平均絕對誤差。其中■爲 OI，▲爲 WRFVar。

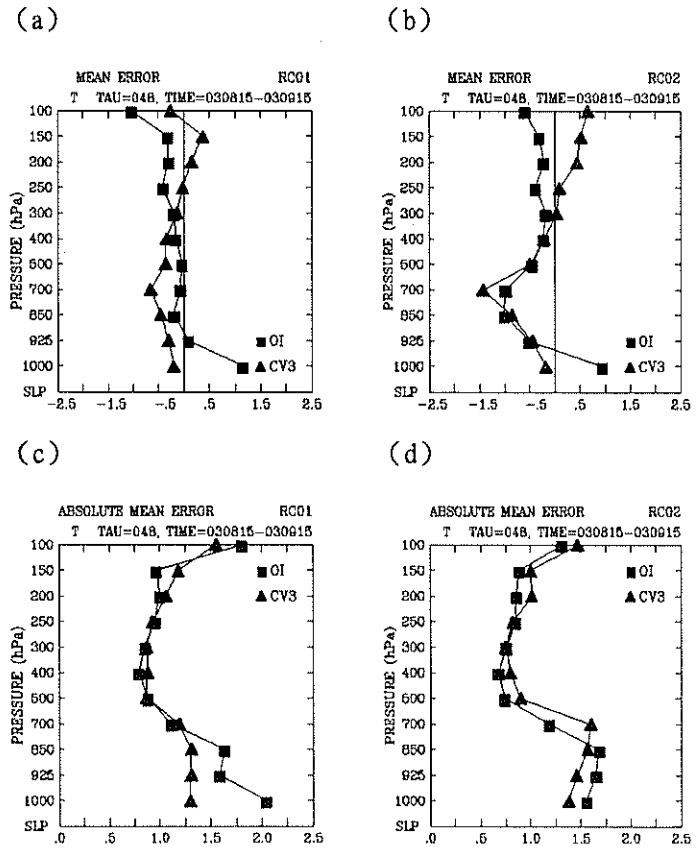
Fig. 7 48 hour forecasting H vertical profile comparing two(■:OI, ▲:WRFVar)for CWB NFS model averaged Aug.15–Sep.15, 2003. (a) 45km - Mean Error. (b) 15km - Mean Error. (c)45km - Absolute Mean Error . (d) 15km - Absolute Mean Error.

到。這個現象在圖二（a）月平均高度的緯度垂直剖面差異圖也可以看到，在高層 WRFVar 的分析高度較 OI 爲高。

在平均絕對誤差方面，由該時間序列分布可知 NFS 模式的兩層區域皆顯示 WRFVar 在 850 百帕高度場的平均絕對誤差於整個實驗期間是明顯地小於 OI 的（圖未顯示）。再由圖七（c）和（d）平均絕對誤差的垂直層分布更清楚地顯示 2003 年 8 月 15 至 9 月 15 日平均 48 小時高度場預報的平均絕對誤差的特徵－WRFVar 在中低層的平均絕對誤差較 OI 小，高層則相反，且 OI 和 WRFVar 的差異以 NFS 模式 15 公里解析度平均較爲明顯。

2. 溫度場

首先平均誤差項目的時間序列校驗（圖未顯示），NFS 模式 45 公里解析度於 850 百帕和 500 百帕兩層明顯地顯示 WRFVar 方法使得模式在整個實驗期間溫度場產生了比 OI 方法更大的負偏差，不過在 NFS 模式 15 公里解析度兩組的實驗結果則是非常相近的，平均誤差值的時間序列互有優劣，可能的原因是在 45 公里預報範圍包括了青康藏高原，而 15 公里預報範圍則無。。若由 2003 年 8 月 15 至 9 月 15 日平均垂直層的溫度場平均誤差分布（圖八 a 和 b），不論是 NFS 模式 45 公里（a）或 15 公里（b）解析度皆同樣地顯示 WRFVar 方法於中低層造成模式溫度場出現比 OI 明顯地負偏差的情況，尤其在 700 百帕負偏差的平均數值最大。然而在模式的上層 WRFVar 和 OI 方法是呈現正負偏差相反的特徵，這點與前述高度場的平均誤差分析結果是相同的，誤差特性的改變，部分原因也應該是由於 WRFVar 和 OI 前者是分析溫度而後者是分析高度，造成平均分析場差異引起。



圖八、同圖七，但爲溫度場。
Fig. 8 As in Fig.7 but for T.

關於溫度場平均絕對誤差，由 NFS 模式 45 公里網格 2003 年 8 月 15 至 9 月 15 日時間序列的 48 小時預報溫度場的平均絕對誤差(圖未顯示）可知在 850 百帕 WRFVar 方法使得模式溫度場預報在整個實驗期間皆有著較 OI 小的平均絕對誤差。在另中、高層（即 500 百帕和 300 百帕）兩組實驗的平均絕對誤差值於整個時間序列則都是相當接近的。NFS 模式 15 公里網格時間序列的 48 小時預報溫度場平均絕對誤差的特徵和 45 公里網格是相似的(不顯示圖）。由圖八 2006 年 8 月 15 至 9 月 15 日 NFS（c）45 公里和（d）15 公里網格 48 小時預報溫度場平均絕對誤差的垂直分布，也可得到上述時間序列圖分析校驗的印證。WRFVar 方法會使得模式 48 小時溫度場預報的平均絕對誤差減小，以 NFS 模式 45 公里網格（圖八 c）較明顯，中高層仍以 OI 方法的預報結果的平均絕對誤差較小。

3. 風場

風場的分析是將經向風（U）和緯向風（V）分開來分析，由於 OI 和 WRFVar 分別對於 NFS 模式預報結果的差異特徵並不明顯，因此僅就診斷結果作討論不再顯示圖。

NFS 模式 45/15 公里解析度經向風場（U）的 48 小時預報 2003 年 8 月 15 至 9 月 15 日時間序列校驗特徵是和前面討論高度場與溫度場的校驗結果（主要差異出現在中低層）是不同的：在 300 百帕實驗結果的差異是最大，即 WRFVar 方法減小了模式 48 小時預報 300 百帕經向風場的正偏差情況。由平均誤差垂直層分布得知兩組實驗在兩層區域都有著低層負偏差和中高層是正偏差的相同特徵，平均而言是以 WRFVar 方法使得模式 48 小時預報經向風場的正或負偏差的狀況較爲改善，尤其是 45 公里網格。

緯向風（V）的部份，兩組實驗在整個校驗時間序列的誤差特徵相當地一致。平均垂直層的誤差分布方面顯示在 NFS 模式 45 公里網格 WRFVar 方法會使得低層的平均誤差相當地接近零值，改善了 OI 方法平均爲負偏差的現象。不過在 15 公里網格大體上兩組實驗各層的正負偏差特徵是相同的。

(四)氣象場差值分析

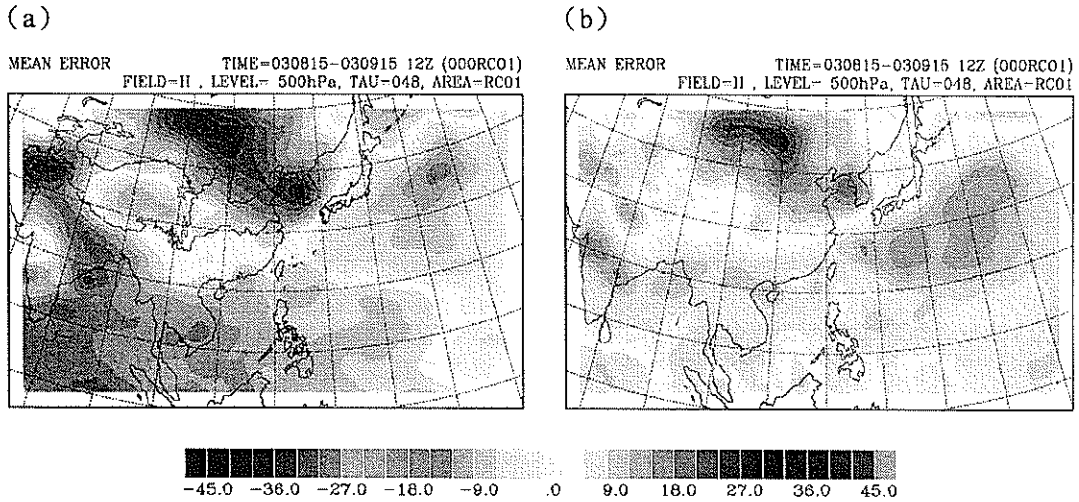
前兩項所討論的距平相關（AC）、S1 得分和誤差指數都是代表整體區域平均的統計結果，在每個網格點正或負值的計算後難免會有偏頗，因此藉由時間平均的差值分析可以對模式的水平誤差特性有更進一步的瞭解，對模式的誤差特性會有較客觀的診斷和佐證，這也是本章節校驗的目的。

圖九是 NFS 模式 45 公里解析度的 500 百帕高度場自 2003 年 8 月 15 至 9 月 15 日 48 小時預報的時間平均誤差水平分布，其中（a）爲 OI 組，和（b）爲 WRFVar 組。圖中清楚地看出水平誤差分布明顯地不同，如整個東南亞、南亞地區由原先平均較大值的正偏差（參考圖色標 9.～18.）轉爲平均較小值的負偏差（參考圖色標 0.～9.）分布，同時也減緩了東北和蒙古地區高度場正偏差梯度，因此整區平均來看印證了前述高度場誤差分析的討論結果：WRFVar 方法在 NFS 模式 48 小時預報改善了中低層高度場的正偏差情況。研究的過程中也逐一驗證各層的水平差值分布，在此就不再顯示圖了。

再檢視 NFS 模式 15 公里解析度如圖十(和圖九相似，惟 850 百帕 NFS 模式 15 公里解析度）所示：WRFVar 明顯地減少正偏差的分布特徵，特別是西太平洋地區和副熱帶高壓範圍，預期將會大大地影響 NFS 模式的天氣預報，尤其在夏季和颱風路徑預報方面，而這部份將是日後模式應繼續追蹤診斷的重點。

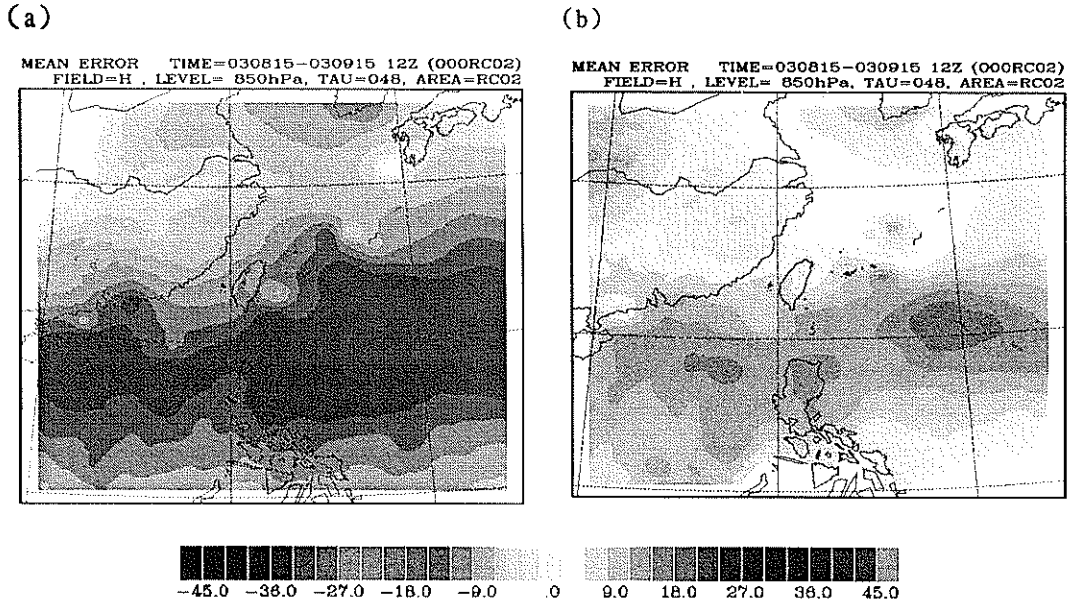
在前述溫度場的誤差分析得知 WRFVar 方法於中低層會造成模式 48 小時預報溫度場出現比 OI 明顯地負偏差的情況，並以 NFS 模式 45 公里解析度（圖八 a）較明顯，因此特別顯示了 NFS 模式 45 公里解析度 500 百帕的平均溫度誤差水平分布如圖十一。由圖十一知在青康藏高原區域 OI 組（圖十一 a）出現一片非常明顯地正偏差區域，若由此推論雖然 WRFVar 於中低層會造成模式平均溫度場較 OI 方法明顯地負偏差，但卻也減緩了極端偏差值和減少了較大偏差值的區域，對於模式的天氣預報也

許有正向的貢獻，有待於日後的分析驗證。青康藏高原的地勢高聳且幅員相當廣大，不論在地形處理方面或分析－預報過程需要P-σ的內外插轉換等步驟和方法的差異都會對 NFS 模式45公里網格產生相當程度的影響。然而，目前本局現行數值天氣預報校驗系統對模式中低層校驗的設計並未針對青康藏高原區域作特別的處理（挖掉不計），這是在校驗判斷時需留意的部分。



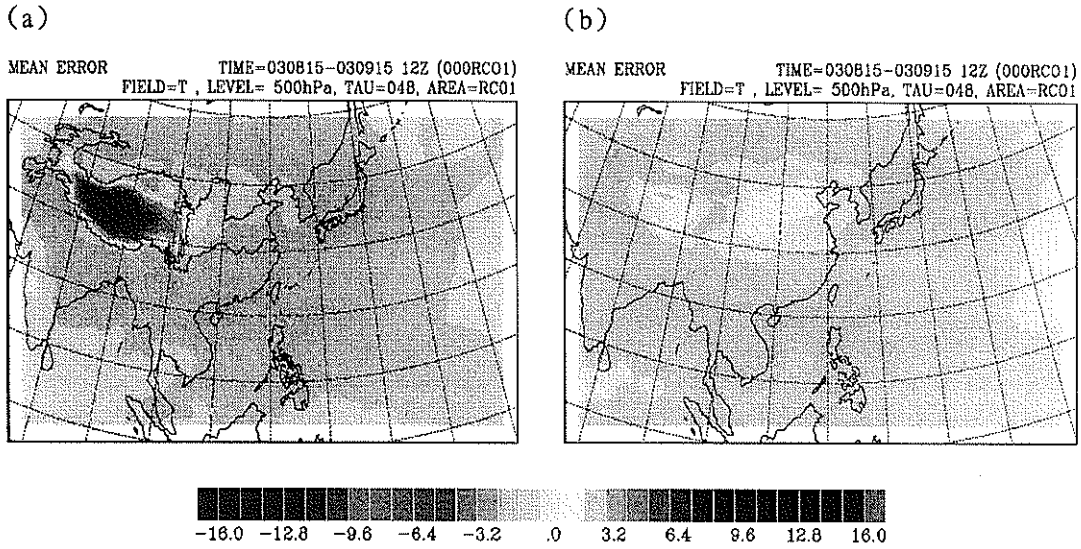
圖九、2003 年 8 月 15 至 9 月 15 日平均 NFS 模式 45 公里的 500 百帕高度場的 48 小時預報平均誤差水平分布，（a）爲 OI，和（b）爲 WRFVar。

Fig. 9 500hPa H mean error for 48-hour forecast during 2003.8.15-9.15 using NFS model–45km with (a) OI, (b) WRFVar.



圖十、同圖九，但爲 NFS 模式 - 15 公里 850 百帕。

Fig. 10 As in Fig.9 but for 850hPa in NFS model -15km.



圖十一、同圖九，但爲 500 百帕溫度場。

Fig. 11 As in Fig.9 but for 500hPa T.

(五)颱風預報路徑校驗

颱風路徑預報是中央氣象局在夏季預報的重點業務，攸關全台民生經濟，因此 WRFVar 方法能否增進模式對於颱風預報路徑的準確度，乃是這次平行測試後大家所關切的課題。如前面提及本實驗期間（2003.8.15～9.15）中央氣象局發布了三次颱風警報，分別是科羅旺（KROVANH，2003.8.20～8.25）、杜鵑（DUJUAN，2003.8.30～9.2）、梅米（MAEMI，2003.9.6～9.13）。其中科羅旺颱風爲一個直線西行未登陸台灣的颱風。杜鵑颱風則是向西南方向行徑、接近台灣南端但未登陸的颱風。而梅米颱風並未登陸台灣，但該颱風卻在接近台灣東北方轉向。

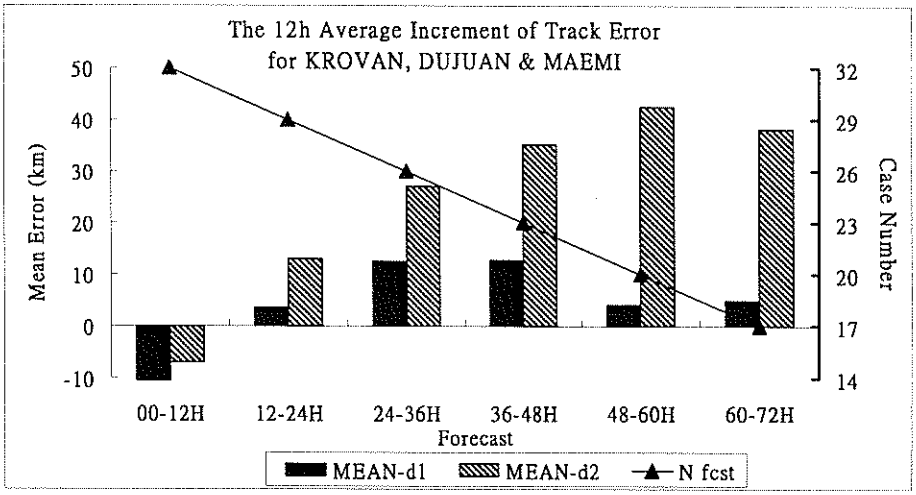
圖十二爲三個颱風（科羅旺、杜鵑、梅米）平均的 12、24、36、48、60、72 小時平均預測路徑距離的差值誤差統計圖，差值定義爲 OI 的颱風路徑預報誤差減去 WRFVar 的颱風路徑預報誤差（若爲正值，表示 WRFVar 改進了 OI 的颱風路徑預報誤差）。模式颱風預報路徑主要是以海平面氣壓層的預報爲主，而颱風實際路徑位置（即校驗的標準）則是採中央氣象局所發布的官方數據。圖中黑實長條和斜線長條分別是 NFS 模式 45/15 公里解析度的預報，▲爲三個颱風的總預報個案數。整體來說統計結果顯示除了前 12 小時的預報（OI-WRFVar 爲負值）之外 WRFVar 的路徑預報皆優於 OI，WRFVar 會隨著預報時數的增加而愈明顯地增進預報路徑的準確度，特別是在 NFS 模式 15 公里解析度預報的改進是非常地顯著。

值得一提的是梅米颱風是一個未登陸台灣，但卻在接近台灣東北方轉向的颱風。該颱風預報的重點是在於它轉向的時間，WRFVar 在梅米颱風轉向時機的預報是比 OI 來得精準。參考圖十三 NFS 模式 15 公里解析度海平面氣壓面的梅米颱風路徑預報圖，其中(a)2003 年 9 月 8 日 00Z，和（b）2003 年 9 月 9 日 00Z 的預報。圖中清楚可見 1-細線比 2-粗線貼近中央氣象局所發布的官方颱風路徑（颱風符號），WRFVar 報能精確地掌握梅米颱風轉向的時間和角度，提供預報員一個相當重要的颱風預報資訊。

此外，表一列出梅米颱風於 NFS 模式 15 公里解析度海平面氣壓面的各 12 小時平均預

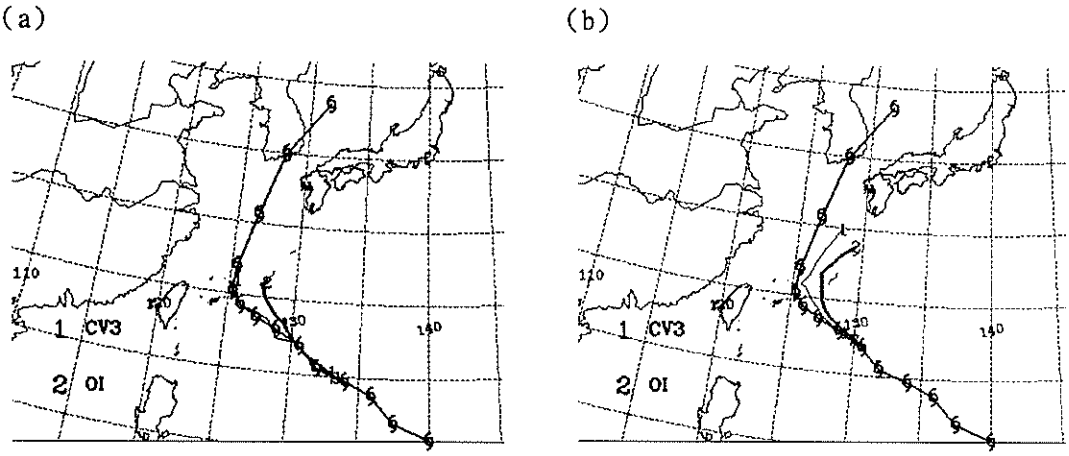
測路徑距離誤差差值(OI-WRFVar)的統計表，表中數值若爲正值，表示 WRFVar 比 OI 有較小的颱風預報路徑距離誤差。由表一也可知在梅米颱風個案中 WRFVar 改進 OI 路徑預報誤差的確實數據，不論是各 12 小時（0～12、12～24、……、60～72 小時）的平均預報誤差或是某一時間持續 72 小時的平均 12 小時預報誤差，整體而言 WRFVar 都有比較準確的路徑預報（OI-WRFVar 爲正值）。惟前 12 小時的平均預報誤差差值爲負值，顯示 OI 在一開始的路徑預報仍比 WRFVar 誤差較小，隨著預報時間的增加 WRFVar 表現愈來愈好。表一的特徵也和圖十的三個颱風平均統計特性是一致的。

在颱風校驗的過程中也發現模式對路徑預測的準確度也深受颱風行徑的類型（如直行、轉向等）所影響，未來應搜集更多的颱風個案，以達客觀分析之目的，加強颱風預報部份的校驗。



圖十二、NFS 模式於海平面氣壓面的颱風 12、24、36、48、60、72 小時等平均預測路徑距離的誤差統計表，含科羅旺、杜鵑、梅米等三個颱風。差值定義爲（OI 颱風路徑預報誤差－WRFVar 颱風路徑預報誤差），單位爲公里。圖中黑實長條和斜線長條分別代表 NFS 模式 45/15 公里解析度的預報，▲爲三個颱風的總預報個案數。

Fig. 12 12hour ～ 72hour forecast position errors for NFS model – 45&15km, including Krovanh, Dujuan, Maemi typhoons. The mean error is (OI's track error-WRFVar's track error). The unit is km. Black bar is for 45km's domain. The other bar with oblique lines is for 15km's domain. And ▲ is the total cases for these three typhoons.



圖十三、NFS 模式 - 15 公里海平面氣壓面的梅颱風路徑預報圖，其中（a）2003 年 9 月 8 日 00Z，和（b）2003 年 9 月 9 日 00Z 的 72 小時預報。標示線 1 爲 WRFVar 的颱風路徑預報，及線 2 爲 OI 的颱風路徑預報。颱風標記爲中央氣象局發布的每 12 小時颱風位置，自 2003 年 9 月 6 日 12Z 至 13 日 00Z。

Fig. 13 Typhoon Maemi's 72 hour forecast tracks for NFS model - 15km on（a）2003.9.8.00Z, and（b）2003.9.9.00Z. 1-line is WRFVar. 2-line is OI. Typh-mark is every 12hour's position for thphoon Maemi defined by CWB from 2003.9.6.00Z to 2006.9.13.12Z.

表一、2003 年 9 月 8 日 00Z 至 10 日 12Z 期間梅米颱風於 NFS 模式 - 15 公里海平面氣壓面的各 12 小時平均預測路徑距離誤差差值（OI-WRFVar）的統計表，單位爲公里。

Table 1 The 12h average increment of track error (OI - WRFVar) for typhoon Maemi in NFS model – 15km from 2003.9.8.00Z to 2003.9.10.12Z. The unit is km.

MAEMI	TIME	00-12H	12-24H	24-36H	36-48H	48-60H	60-72H	AVE
	0908_00	16	-56	-28	77	172	181	*60.3*
	0908_12	-17	-14	115	134	161	126	*84.2*
	0909_00	-41	-12	3	118	86	158	*52*
	0909_12	-12	-67	-22	-22	148	227	*42*
	0910_00	-64	30	-18	103	73	50	*29*
	0910_12	26	127	199	219	120	-170	*86.3*
	AVE	-15.3	*1.3*	*41.5*	*104.8*	*126.9*	*95.3*	

五、結論

本研究以兩組客觀分析實驗（OI、WRFVar)各進行爲期一個月(2003.8.15～9.15)的預報，校驗用這二組實驗的分析與預報結果來比較 OI 和 WRFVar 應用於氣象局高解析非靜力預報模式（NFS）的差異。實驗結果除了資料同化的方法不同會造成分析－預報結果差異外，由於 WRFVar 是直接在預報模式 31 層的 σ 面進行溫度、流函數、速度位與相對溼度的分析，分析－預報的過程並不需要 P-σ 的內插轉換，可以減少因內插導至的誤差，這是直接在 σ 面進行分析的優勢。針對高度、溫度校驗時，由於 OI、WRFVar 分析變數的不同會各有其優勢。

首先比較分析場，統計結果顯示兩組所有的層場和變數間的平均距平相關值皆在 0.8 以上。由高度和溫度場的高度-緯度垂直剖面差異圖也得知 WRFVar 和 OI 經過一個月時間平均後分析場的差異是相當小的。這些的分析場的些微差異，可能是由於 WRFVar 及 OI 不同的分析變數以及各自不同的觀測資料檢定所造成，但是，基本上兩組分析場並沒有明顯系統性的差異，二種分析方法的分析結果之差別相對於大環境場是相當的細微，可視爲一致。

NFS 模式的校驗系統在「距平相關」部份是只針對 45 公里解析度進行校驗，兩組實驗的距平相關數值都呈現在預報可信度的範圍內，而下層因受地形影響，海平面氣壓場的距平相關較難掌握導致數值較小，這種現象是屬於合理的。由垂直各層的平均距平相關分布來看，WRFVar 明顯地增加中低層的距平相關值，特別是 48 小時預報 150 百帕以下，WRFVar 的距平相關數值都高於目前數值預報作業 OI 方法。

S1 得分結果顯示除了 NFS 模式 15 公里解析度的 1000 百帕高度以下之外，在 4 個預報時間（12、24、36、48 小時）和各個垂直層皆以 OI 的得分表現較好。由這項校驗的結果似乎顯示 WRFVar 對模式的氣壓梯度預報能力有降低的情況。由於 S1 是比較敏感的校驗，這個得分的差異也有可能是由於 WRFVar 和 OI 各分析不同的變數所造成。

在高度場方面，由時間序列圖可看出 WRFVar 方法明顯地改善 850 和 500 百帕兩層高度場正偏差的狀況。由平均誤差的垂直層分布可以更清楚地看出 WRFVar 方法在 NFS 模式 48 小時預報改善了中低層高度場的正偏差情況，約 500 百帕以上高度層 WRFVar 和 OI 方法則會使得模式預報出現相反偏差的特徵。這個預報誤差特徵改變的部分原因，可能是由於 WRFVar 是分析溫度，高度是由溫度及靜力關係推導算出，於是在高層，高度的分析誤差是由低層所有溫度誤差的累積，而 OI 是直接分析高度，高度的分析場並非由溫度積分得到。而平均絕對誤差的特徵 - WRFVar 在中低層的平均絕對誤差較 OI 小，高層則相反。上述現象皆以 NFS 模式 15 公里解析度較爲顯著。經由水平差值分析可知 WRFVar 明顯地減少正偏差的分布特徵，特別是西太平洋地區和副熱帶高壓範圍，預期將會大大地影響 NFS 模式的天氣預報，尤其在夏季和颱風路徑預報方面，而這部份將是未來模式應繼續追蹤診斷的重點。

在溫度場部份，NFS 模式的兩層區域皆同樣地顯示了 WRFVar 於中低層造成模式溫度場出現比 OI 明顯地負偏差的情況，尤其在 700 百帕負偏差的平均數值最大，然而在高層 WRFVar 和 OI 方法是呈現正負偏差相反的特徵，這點與高度場的平均誤差分析結果是相同的，誤差特性的改變，部分原因也應該是由於 WRFVar 和 OI 前者是分析溫度而後者是分析高度，造成平均分析場差異引起。有鍵於此特別分析了平均誤差水平分布，由兩組誤差圖來推論：雖然 WRFVar 於中低層會造成模式平均溫度場較 OI 方法明顯地負偏差，但卻也減緩了極端偏差值和減少了較大偏差值的區域，對於模式的天氣預報也許有正向的貢獻，有待於日後的分析驗證。

風場方面，基本上 OI 和 WRFVar 分別對於 NFS 模式預報結果的差異特徵並不明顯。

實驗期間中央氣象局發布了三次颱風警報，分別是科羅旺、杜鵑、梅米。平均而言 WRFVar 會隨著預報時數的增加而愈明顯地增

進預報路徑的準確度，特別是在 NFS 模式 15 公里解析度預報的改進是非常地顯著，如個案梅米颱風的路徑預報，WRFVar 能精確地掌握轉向的時間和角度，提供預報員一個相當重要的颱風預報資訊。由於模式對於颱風路徑預測的準確度似乎也深受颱風行徑的類型（如直行、轉向等）所影響，目前僅由三個颱風的預報來對兩組實驗下結論，在驗證上仍嫌不足，期望在未來能夠加強這部份的校驗。

研究中也對降水預報項目校驗，計算了各項降水得分指標如可預測率（POD）、偏離係數（BIAS）、預兆得分（TS）、公平預兆得分（ETS）……等，兩組實驗的降水得分表現互有優劣，由於校驗結果差異並不大，就不再對降水預報作深入地探討。實際上只使用傳統觀測資料，同時實驗中又採用相同的觀測資料和模式，若僅初始分析方法的改變，特別對於模式降水預報也預期不應有太大的差別產生。

平均而言，對於 NFS 模式，WRFVar 是有較優於 OI 的預報表現（S1 得分除外），同時以 NFS 模式 15 公里網格爲最明顯，在預報作業上已具有取代 OI 資料同化方法的資格。再加上 WRFVar 擁有未來可加入各式各樣的遙測資料非傳統資料的潛力，有效地增加客觀分析的資料量，彌補傳統資料在海洋面和熱帶地區觀測的不足，目前本局區域預報模式已完成 WRFVar 的建置，並已於 2007.11.24 正式上線作業，成爲本局數值天氣預報中系集預報的一員。未來將致力於遙測資料的開發使用，以改善數值預報的初始分析和提高數值預報的準確度，發揮比 OI 更大的潛力、效能。

六、誌謝

特別感謝中央氣象局科技中心盛揚帆博士提供本研究所使用的 NFS 模式－OI 組（預報作業）的資料，氣象資訊中心張美玉小姐提供 NFS 模式三層巢狀網格圖，以及科技中心陳得松先生和黃康寧小姐在颱風校驗程式的提供和諮詢。此外也謝謝兩位審查委員寶貴的建議。

七、參考文獻

柳再明，林淑卿，張美玉，劉其聖，2000：中央氣象局新區域預報系統的建置和研發。89 年天氣分析與預報研討會論文彙編。中央氣象局。303-308。

柳再明，劉其聖，2001：NFS 在 SCSMEX 期間的個案分析。90 年天氣分析與預報研討會論文彙編。中央氣象局。161-165。

陳雯美，林松錦，蔡清彥，1989：中央氣象局全球數值天氣預報系統 1988～1989 預報校驗評估。氣象學報。35，263-280。

滕春慈，劉其聖，1988：中央氣象局最佳客觀分析法的發展現況。77 年天氣分析與預報研討會論文彙編。中央氣象局。17-22。

Rauno Nieminen, 1983: Operational verification of ECMWF forecast fields and results for 1980-1981. ECMWF Technical Report No. 6.

Parrish, D. F. and J.C. Derber, 1992: The National Meteorological Center's Spectral Statistical Interpolation analysis system. Mon. Wea. Rev., 120, 1747-1763.

Courtier, P., J.-N. Thepaut, and A. Hollingsworth, 1994: A strategy for operational implementation of 4d-Var, using an incremental approach. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 120, 1367-1387.

Lorenc, A. C. and Coauthors, 2000: The Met. Office global three-dimensional variational data assimilation scheme. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 126, 2991-3012.

Ingleby, N. B., 2001: The statistical structure of forecast errors and its representation in the Met. Office Global 3-D Varational Data assimilation Scheme. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 127, 209-232.

Wu, W.-s., R. J. Pruser, and D. F. Parrish, 2002: Three dimensional variational analysis with spatially inhomogeneous covariances. Mon. Wea. Rev., 130, 2905-2916.

Barker, D. M., W. Huang, and Q. N. Xiao, 2004: A three-dimensional (3DVAR) data assimilation system for use with MM5: Implementation and initial results. Mon. Wea. Rev., 132, 897-914.

The Diagnosis of CWB NFS Model applying WRFVar Analysis

Chi Pan and Chuen-Teyr Terng
Meteorological Information Center
Central Weather Bureau, Taiwan, R.O.C.

ABSTRACT

One of the major research topics at the CWB is developing variational analysis method to improve the initial and forecast fields. In order to access the impact of WRFVar on non-hydrostatic forecast model (NFS) at CWB, two experiments have been designed with each integrated one month (2003.8.15~2003.9.15); one uses the configuration of NFS at CWB, the other one is the same as the first except using WRFVar instead of OI in data analysis.

Being compared AC and S1 scores of these two experiments (OI and WRFVar) within forecast time period, WRFVar shows more similarity pattern between the forecast and analysis especially at 48h forecast by higher AC score from middle to lower levels. OI has more consistent forecast gradient of height and pressure than WRFVar with lower S1 scores. For height field, WRFVar has less positive bias than OI in lower levels, the bias changes to negative above 500 hPa where OI remains positive. Different analysis variable, height for OI and temperature for WRFVar, is the reason for different bias pattern probably. WRFVAR has larger negative bias, less variance in middle to lower levels in temperature field than OI, but which needs more research on the effect on the forecast. WRFVar has lesser error on typhoon track forecast than OI in general, this is even more clear in longer forecast hours. For Typhoon Maemi either the time or direction of turning, there is less forecast error of WRFVar, but need more research on typhoon cases before we jump to conclusions.

In general, for NFS, WRFVar has more accurate forecast and higher evaluation scores than OI except S1 for height and temperature forecast, this error is even much lesser than OI in 15km resolution model. WRFVar and OI are close-fought in other variables by evaluation scores, such as wind and precipitation.

Key words: NWP, data assimilation, OI, WRFVar

全球溫度與台灣長期氣候變化趨勢之探討

李清縢
中央氣象局氣象預報中心

摘　要

本研究使用分析 1901-2006 年全球距平溫度與台灣長期氣候資料來探討全球溫度與台灣氣候之長期變化趨勢，結果顯示全球溫度百年上升趨勢值約爲 0.064°C/十年(約爲百年上升 0.64°C)，中國和台灣地區則分別爲 0.114°C/十年與 0.127°C/十年，且此趨勢值均通過統計上的檢定而具有統計上的意義。另外也瞭解到局部地區的長期溫度之上升趨勢較爲顯著。

在百年台灣測站(台北、台中、台南、恆春、花蓮及台東測站)的溫度長期趨勢分析中，得到百年趨勢值各測站約介於 0.12~0.15°C/十年之間，但近 30 年(1977-2006 年)的溫度趨勢值卻比百年趨勢值高 1~3 倍，其中以台北、台中測站的溫度趨勢值最大，分別爲 0.36°C/十年及 0.4°C/十年，台南(0.24°C/十年)與台東(0.25°C/十年)測站趨勢值則相似，另外花蓮(0.14°C/十年)和恆春(0.18°C/十年)測站的趨勢值則較小。值得注意的是台北、台中測站(都會地區)與花蓮、恆春測站(非都會區)在近 30 年來的溫度趨勢值有明顯差異存在，相差幅度約 2 倍。另外分析百年台灣長期雨量趨勢，大致可得到北部地區(台北及花蓮測站)的百年雨量趨勢略增加(趨勢值約爲 20~34mm/十年)，而中南部地區(台中、台南、恆春測站)則是略減少(趨勢值約爲-10 至-34mm/十年)，台東測站則無明顯趨勢變化。而在近 30 年的其它測站分析中，得到台灣近 30 年明顯處於增溫情形下，且西半部的上升趨勢值明顯大於東半部。另外從最高溫度與最低溫度的分析，可得到最低溫度的上升趨勢值明顯大於最高溫度，且趨勢值大於 2 倍以上，由此可見平均溫度的上升主要是由於最低溫度的上升所貢獻。另外在近 30 年的雨量趨勢中，部份中部山區及北部地區爲負趨勢，但其他地區則爲正趨勢，但只有少部份測站有通過 95%以上的統計檢定，不過中部山區的負趨勢值是有通過統計檢定。

總而言之，台灣地區的長期溫度趨勢變化和全球溫度是呈現出相同的走勢，但台灣的溫度上升趨勢較顯著。另外溫度的變化明顯受到局部地區環境所影響，使得各個測站的溫度趨勢變化會有所差異，但全部測站都顯示爲正的上升趨勢值，尤其是台北測站溫度上升趨勢最爲明顯。從降雨量的分析中得到台灣的降雨量並無顯著的長期變化趨勢，但近 30 年中部山區的降雨量是有顯著減少的情形。

關鍵詞：氣候、氣候變遷、台灣長期氣候、上升趨勢

一、前言

在 2007 年跨政府氣候變遷小組(Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC)所發表一份報告中明確的指出，全球溫度在過去 100 年來上升約 0.74°C±0.18°C，且陸地上溫度的上升速率遠大於海洋，此外報告中也提到全球溫度的異常上升會伴隨各地將有異常現象的發生，例如海洋溫度的異常增暖、各地冰河的融解，海平面高度的上升、極區海冰厚度減少及後退以及北半球覆雪面積減少，這些特殊現象的發生都更加證實全球暖化的嚴重性。雖然 IPCC 報告中未明確的提到亞洲區域的氣候改變，然而由於台灣地區只佔亞洲區域的一小部份，假使未來有劇烈的氣候改變時，對台灣的影響程度爲何?爲了更加明確的瞭解與應用未來亞洲氣候變遷對台灣地區的衝擊，則應先探討過去台灣氣候變化與亞洲、全球氣候之間的關係。

台灣位於一個特殊區域，處於東亞溫帶及熱帶的緩衝區與大陸及海洋的交會處，季節變化明顯 (王等, 1984)，且又因中央山脈地形錯綜複雜的關係，且地形呈南北走向，使得台灣地區明顯分成東、西兩個不同的氣候區域(Yeh and Chen, 1998)。由於台灣東西氣候特徵如此不同，若受到全球暖化的影響，也是否會呈現出全台一致性的異常增暖情形，這是需要去加以釐清與探討。另外 Hsu and Chen (2002)分析台灣過去百年(1897~1999)局屬測站資料發現到，過去 100 年台灣地區溫度有明顯增加，上升趨勢約爲 1.0-1.4°C/百年，且夏季溫度的上升趨勢則比冬季來得高。此外百年的降水趨勢中，知道過去 100 年來台灣北部呈現降水增加的趨勢，而南部則是爲減少。由於 Hsu and Chen(2002)使用的資料只到 1999 年，但在 IPCC 的報告中提到，近十年來(1997-2006 年)全球異常增暖的幅度明顯提高許多，所以本文將延續此研究分析方法，並將資料延長至 2006 年，來探討過去百年台灣地區的氣候變化趨勢。

二、資料與分析方法

本研究將使用全球距平溫度資料(Peterson and Vose, 1997; Smith and Reynolds, 2004,2005)來探討全球溫度長期變化趨勢，使用資料時間長度爲 1901 至 2006 年，資料取自國家氣候資料中心 (National Climate Data Center，http://www.ncdc.noaa.gov/oa/ncdc.htm)。台灣地區長期資料是使用中央氣象局之局屬測站溫度、總雨量資料，由於各個測站的觀測資料時間長度不盡相同，所以本文分析長期氣候變化趨勢(1901-2006 年)則只使用台北、台中、台南、恆春、花蓮及台東測站的資料來進行分析與探討。另外也利用其他測站資料來分析近 30 年來的氣候變化趨勢。

本研究所使用的長期氣候統計分析方法爲簡單線性迴歸方程，此統計方法可瞭解長期氣候的變化特徵與趨勢，且與 Hsu and Chen(2002)的分析方法相同，在此將不在敘述。此外將使用統計檢定來檢定此迴歸趨勢值是否有達到統計上的顯著性，這樣更可確定此趨勢值是否具有統計上的意義。

三、長期氣候變化之趨勢分析

(一)百年溫度趨勢變化

圖 1 顯示全球距平溫度之時間序列圖，時間長度爲 1901 至 2006 年，使用氣候值爲 1901-2000 年平均而得到距平溫度時間序列。圖中可看到迴歸趨勢值爲 0.064°C/十年，此值代表溫度上升速率爲每十年增加約 0.064°C，且此迴歸趨勢值通過 95%以上的統計顯著性檢定，代表此趨勢值具有統計上的意義。另外圖中顯示在 1930 年以前全球溫度呈現負距平情形，但 1980 年後明顯變爲正距平，且上升幅度較高，可見得 1980 年後全球溫度上升幅度較大，其中又以 1998 年及 2005 年的溫度變化最爲顯著。

由中國地區與台灣地區(以 13 個測站平均爲代表)之距平溫度時間序列圖(圖 2)，可看到中國地區的百年溫度上升趨勢值爲 0.114°C/十年，台灣爲 0.127°C/十年，此兩者的上升趨勢

值均有通過 95%的統計顯著性，且此趨勢值比全球溫度的上升趨勢值約高 2 倍左右，代表了局部地區的長期溫度上升趨勢較爲明顯。在中國地區的時間序列圖中明顯可看到 1990 年後溫度正距平情形爲逐年增加，且增加幅度明顯，然而台灣地區則是從 1940 年後就有正距平

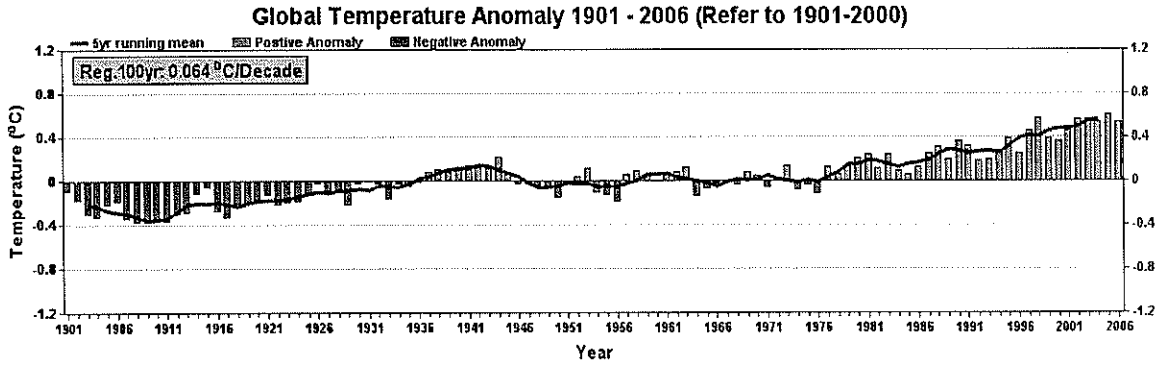


圖 1. 全球距平溫度 1901~2006 年之時間序列圖。圖中正距平爲紅色柱狀，負距平溫度爲藍色柱狀，黑色實線爲 5 年滑動平均，圖左上角爲百年迴歸趨勢值，單位爲℃/十年，X 座標軸爲年份，Y 座標軸爲溫度距平值，單位爲℃。

Fig.1. Time-series of global temperature anomaly during 1901-2006. The solid line is 5 years running mean of anomaly temperature, the red(blue) bar is positive (negative) anomaly.

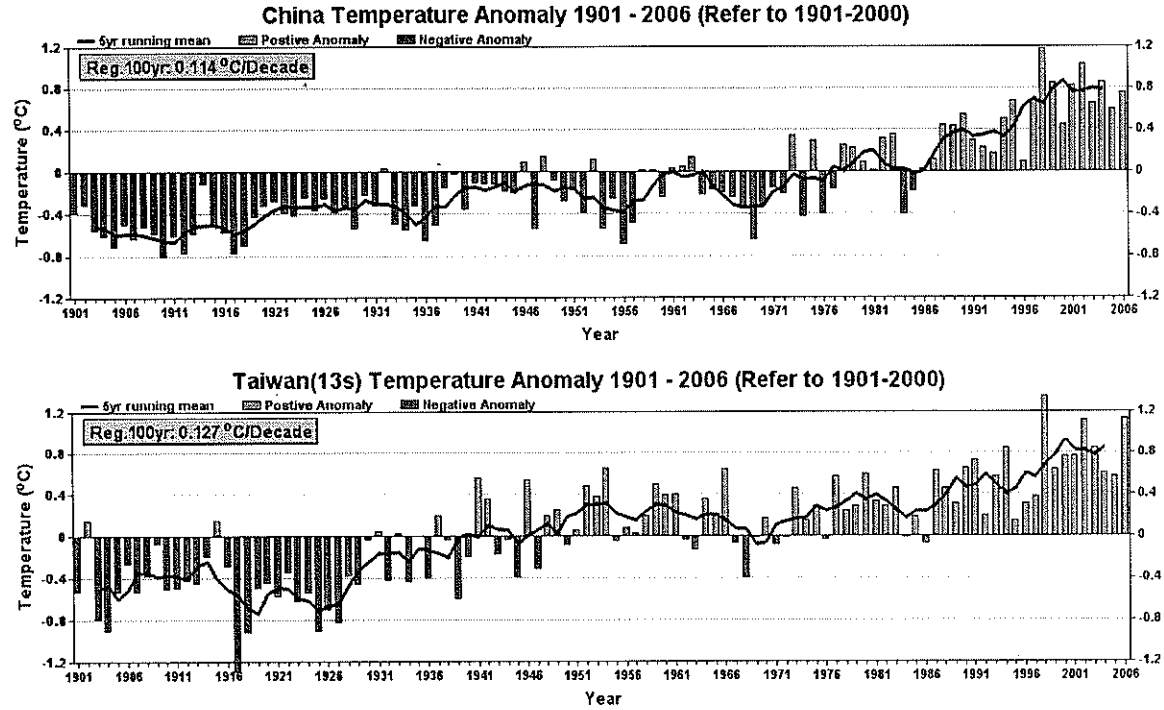


圖 2. 同圖 1，但爲中國地區(上圖)與台灣地區(下圖)距平溫度 1901~2006 年之時間序列圖。

Fig.2. Same as Fig.1, except for the China and Taiwan temperature anomaly.

溫度的現象出現，顯然台灣地區的長期溫度變化和中國地區不同，不過兩者相似的地方都在1998年有出現最大的正距平溫度，這與全球溫度的情形一致，都在1998年出現最大的正距平溫度，值得一提的是在2006年全球、中國地區的溫度都呈現出略下降的情形，然而台灣地區在2006年反而是上升的現象，由此可見台灣地區的溫度變化較其他區域不盡相同，局部地區的影響溫度的變化較顯著。

由圖3可看到全球各個網格點上的溫度百年上升趨勢值。圖中顯示全球各個地方幾乎都爲正的溫度趨勢值，代表全球各地都處於溫度增加的趨勢，只有少部份爲降溫的趨勢，圖中沒有數值的空白區域代表沒有資料。另外可看到正趨勢值較明顯的區域在亞洲內陸、美洲內陸以及日本至台灣地區，顯示這幾個區域溫度上升幅度較明顯。

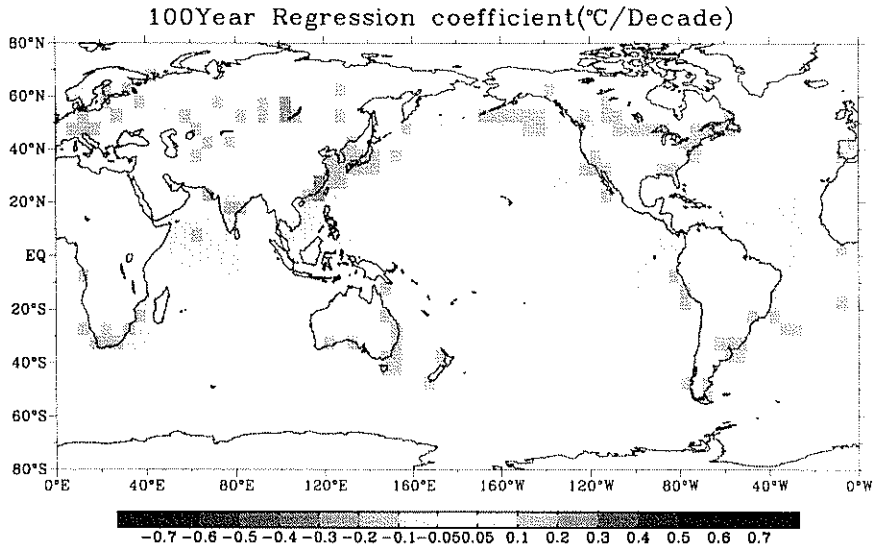


圖3. 全球距平溫度之百年上升趨勢值的空間分佈圖。圖中紅色代表正趨勢值，藍色代表負趨勢值，單位爲℃/十年。

Fig.3. The regression coefficient map by 100 years. The unit is degree C/decade and red(blue) is positive(negative) value.

(二)台灣地區百年溫度、雨量趨勢變化

爲了更進一步瞭解台灣地區的百年溫度變化趨勢，所以將各別分析台灣百年測站資料，由於中央氣象局的局屬測站中，有百年資料的測站有台北、台中、台南、恆春、花蓮及台東測站，另外也加入總雨量的變數來探討降雨量的長期趨勢變化特性。

圖4顯示台北測站百年的溫度及雨量距平時間序列圖，圖中顯示台北距平溫度有逐年增加趨勢，但雨量趨勢不明顯。溫度的百年趨勢值爲0.15℃/十年，但近50年及近30年的趨勢值卻提高至0.24℃/十年與0.36℃/十年，且趨勢值大於百年趨勢值約2倍，顯示出台北測站在近30年溫度上升趨勢較劇烈。另外2002年台北測站出現最大溫度距平值，其次爲2006年及1998年，而此高溫年份與全球距平溫度的最大值不相同，由此可知局部地區的溫度上升趨勢雖然和全球溫度上升趨勢相似，但溫度的極端變化則有可能受到當地地區的環境所影響，而有所差異。從雨量時間序列圖中，總雨量的距平值在1990年後變化較大，在1998年正距平達2000mm以上，但2003年反而是負距平達1000mm以上，顯示這些年總雨量的年際變化較大。在總雨量的百年、近50年、近30年的

趨勢值依序爲 31.42mm/十年、93.05mm/十年、59.43mm/十年，都呈現出降雨量有增加的趨勢。另外從溫度時間序列圖中得到溫度正距平幅度較大的年份依序爲2002年、2006年及1998年，但這些年的總雨量約爲正 2000mm、負 1000mm 及負 10mm，顯示出台北測站溫度的高低和雨量的多寡並無直接明顯的相關。

台中測站溫度及雨量時間序列圖(圖 5)顯示，溫度的長期趨勢變化和台北測站相似，其中溫度百年、近 50 年、近 30 年的迴歸趨勢值分別爲 0.13°C/十年、0.22°C/十年及 0.40°C/十年，也呈現出溫度逐年增加趨勢，唯一有較大差異是台中測站從 1998 年後，溫度有下降趨勢，尤其 2006 年溫度增加的幅度更是與台北測站不相同。雨量長期趨勢方面，大致上並無明顯變化，百年降雨量趨勢有稍下降情形(-10.8mm/十年)，但近 50 年及近 30 年則呈現出總降雨量略上升，趨勢值分別爲 15.43mm/十年及 17.06mm/十年，不過這些降雨量的趨勢值都未通過 95%以上的統計檢定，代表此趨勢值並沒有統計上的意義。

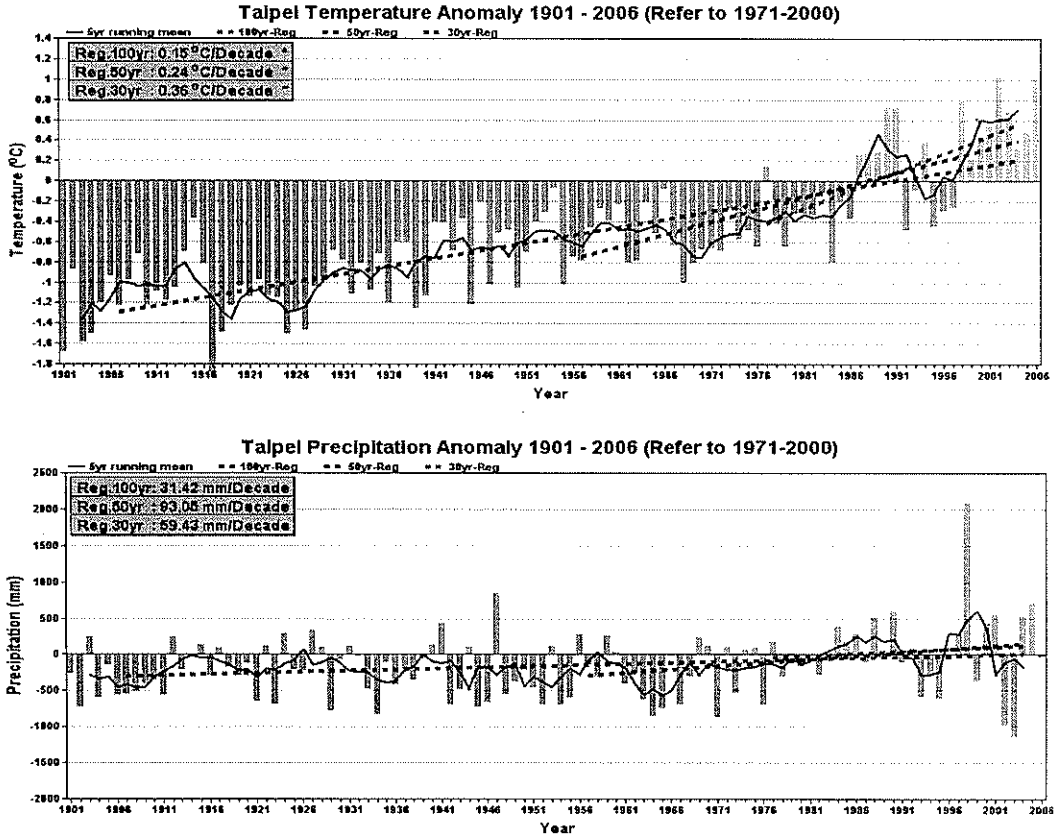


圖 4. 台北測站距平溫度(上圖)與距平降雨量(下圖)之時間序列圖，時間爲 1901 至 2006 年。圖中距平值爲柱狀圖，黑色實線爲 5 年滑動平均，3 條點線分別爲百年、近 50 年、近 30 年的迴歸趨勢線，圖中左上角分別爲百年、近 50 年、近 30 年的迴歸趨勢值，而 * 代表此趨勢值具有統計上意義。X 座標軸爲年份，Y 座標軸爲距平值，溫度單位爲°C，雨量單位爲 mm。

Fig.4. Anomaly time-series of Taipei temperature(upper) and precipitation(bottom) during 1901-2006. The solid line is 5 years running mean and dot lines are regression lines (for 100 years, 50 years and 30 years).The mark * is mean that regression coefficient is significant. X label is years and Y label is anomaly. Unit is degree C for temperature and mm for precipitation.

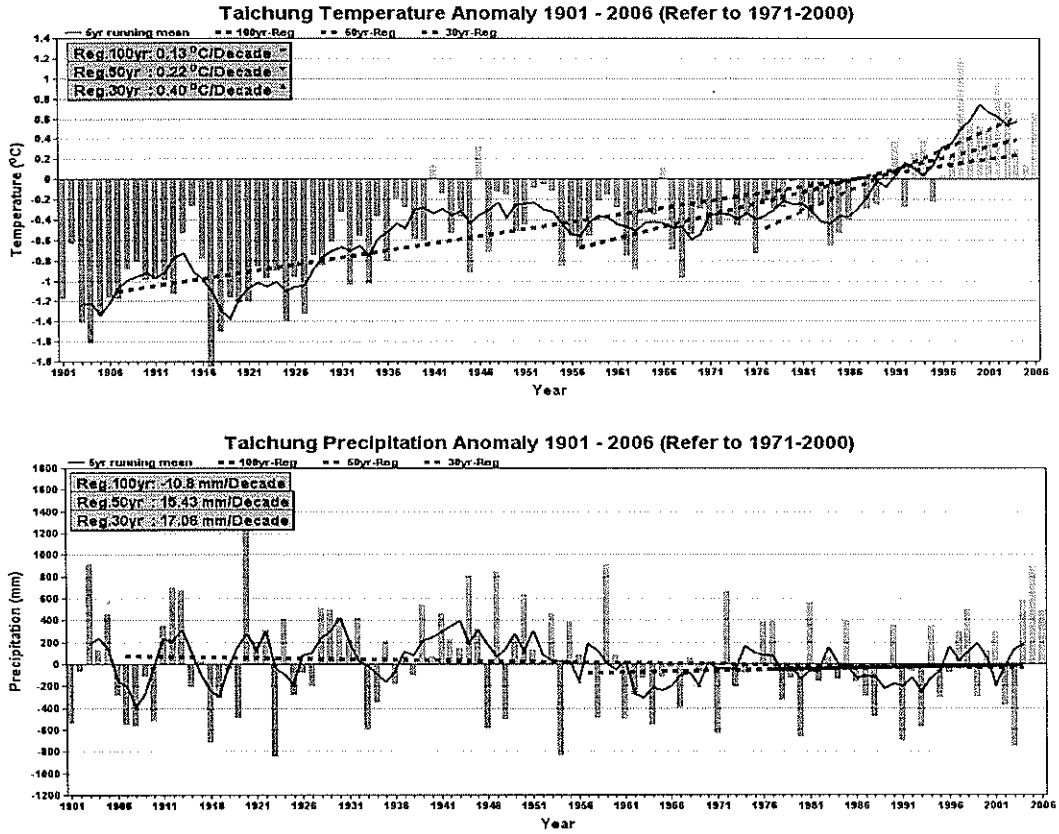


圖 5. 同圖 4，但爲台中測站距平溫度(上圖)與距平降雨量(下圖)之時間序列圖。

Fig.5. Same as Fig.4, except for Taichung station.

台南測站的溫度及雨量長期趨勢圖中(圖 6)，可看到長期溫度趨勢變化也是呈現出和台中、台北測站類似的走向，其百年、近 50 年、近 30 年的溫度迴歸勢值分別爲 0.15℃/十年、0.14℃/十年及 0.24℃/十年，其中又以近 30 年的趨勢值最大，約爲百年趨勢的 1.6 倍，但此迴歸趨勢值則明顯小於台北或台中測站的趨勢值。顯示台南地區的溫度上升比台北或台中測站較緩和。雨量的長期變化趨勢中，可看到百年雨量趨勢值爲-24.5mm/十年，代表長期總雨量有減少趨勢，然而近 50 年的趨勢值中卻爲 27.45mm/十年，反而與百年的趨勢相反，但近 30 年的迴歸趨勢值又爲-26.0 mm/十年，呈現出總雨量逐年減少，不過在近 50 年及近 30 年的迴歸趨勢值並未通過 95%的統計檢定，總而言之台南測站的降雨量而言，長期趨勢變化是有減少的情形。

從恆春測站的溫度及雨量長期趨勢圖中(圖 7)，可看到此測站的長期溫度變化趨勢較其他測站的幅度較小，其百年、近 50 年、近 30 年的溫度迴歸勢值分別爲 0.1℃/十年、0.01℃/十年及 0.14℃/十年，其中又以近 30 年來的溫度上升幅度較大，約爲百年趨勢的 1.4 倍，且在 1998 年及 2006 年有最大正距平溫度，但 1999 至 2005 年間，溫度變化卻不顯著，由於恆春測站地理位置關係，並且溫度的變化受到都市開發的影響較小，然而爲何會在 1998 年及 2006 年出現異常增溫的情形，是否和大尺度環流變化影響所導致，則需日後去加以分析。在雨量的長期變化趨勢中，可看到百年雨量趨勢值爲-34.7mm/十年，代表恆春測站長期總雨量是有減少的趨勢，且近 50 年的趨勢值爲

-8.53mm/十年，和百年的趨勢相似，但近 30 年的趨勢值中卻爲 63.14mm/十年，反而與百年、近 50 年的的趨勢相反，顯示近 30 年的總雨量趨勢爲逐年增加，不過此迴歸趨勢值並未通過 95%的統計檢定。另外可以明顯到恆春測站在 1960 年以前幾乎都是正距平(總雨量偏多)的情形，但在 1960 年後則明顯減少許多，且正距平的幅度也相對減少，顯示出恆春測站在近幾十年來總雨量有明顯減少的趨勢。

花蓮測站的溫度及雨量長期趨勢圖中(圖 8)，顯示此測站百年、近 50 年、近 30 年的溫度迴歸勢值分別爲 0.14°C/十年、0.17°C/十年及 0.18°C/十年，代表近幾十年的溫度變化趨勢和百年趨勢相似，但此測站並沒像西半部的測站有較明顯的差異，且在 1998 年後正距平溫度大致有減少情形。在雨量的長期變化趨勢中，可看到百年雨量趨勢值爲 20.36mm/十年，代表花蓮測站長期總雨量爲增加的趨勢，而近 50 年的趨勢值爲-2.97mm/十年，和百年的趨勢相似，但近 30 年的趨勢值卻躍升爲 57.70mm/十年，顯示近 30 年總雨量爲逐年增加的現象，不過這些迴歸趨勢值都未通過 95%的統計檢定。值得一提的是在 1990 年後總雨量正、負距平的幅度明顯增加許多，這也代表了花蓮測站在近幾十年來總雨量的年際變化較大。

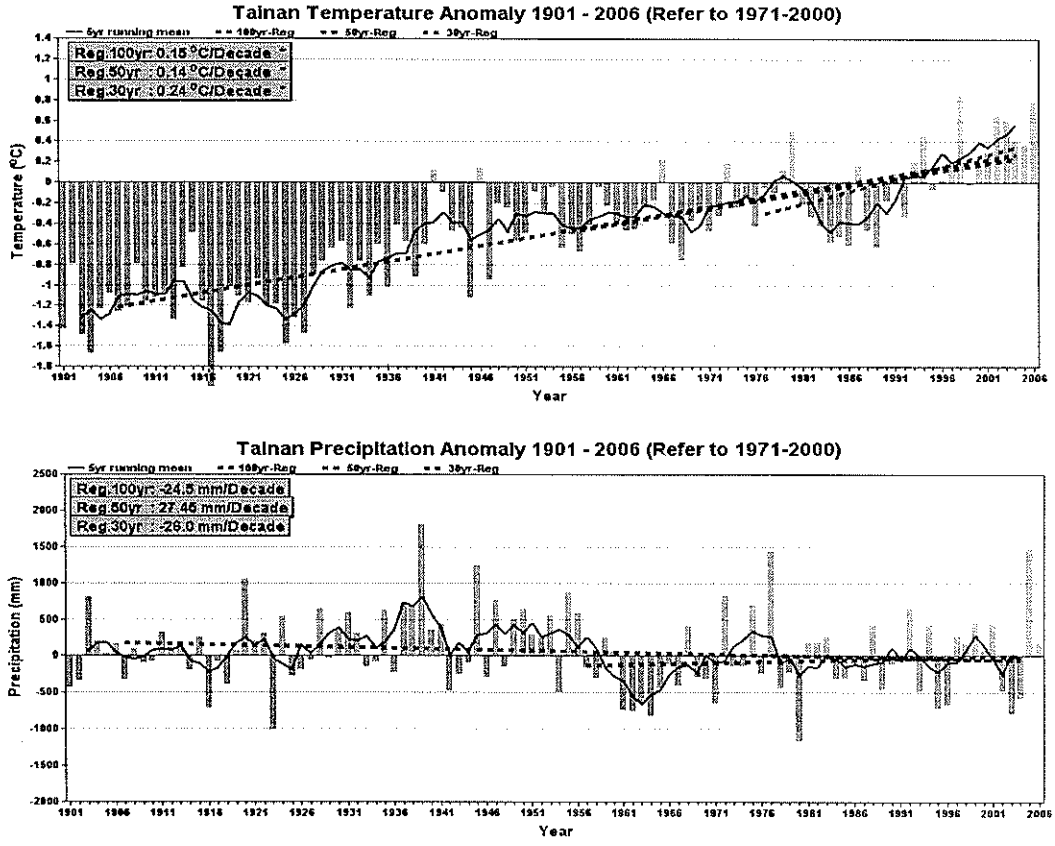


圖 6. 同圖 4，但爲台南測站距平溫度(上圖)與距平降雨量(下圖)之時間序列圖。

Fig.6. Same as Fig.4, except for Tainan station.

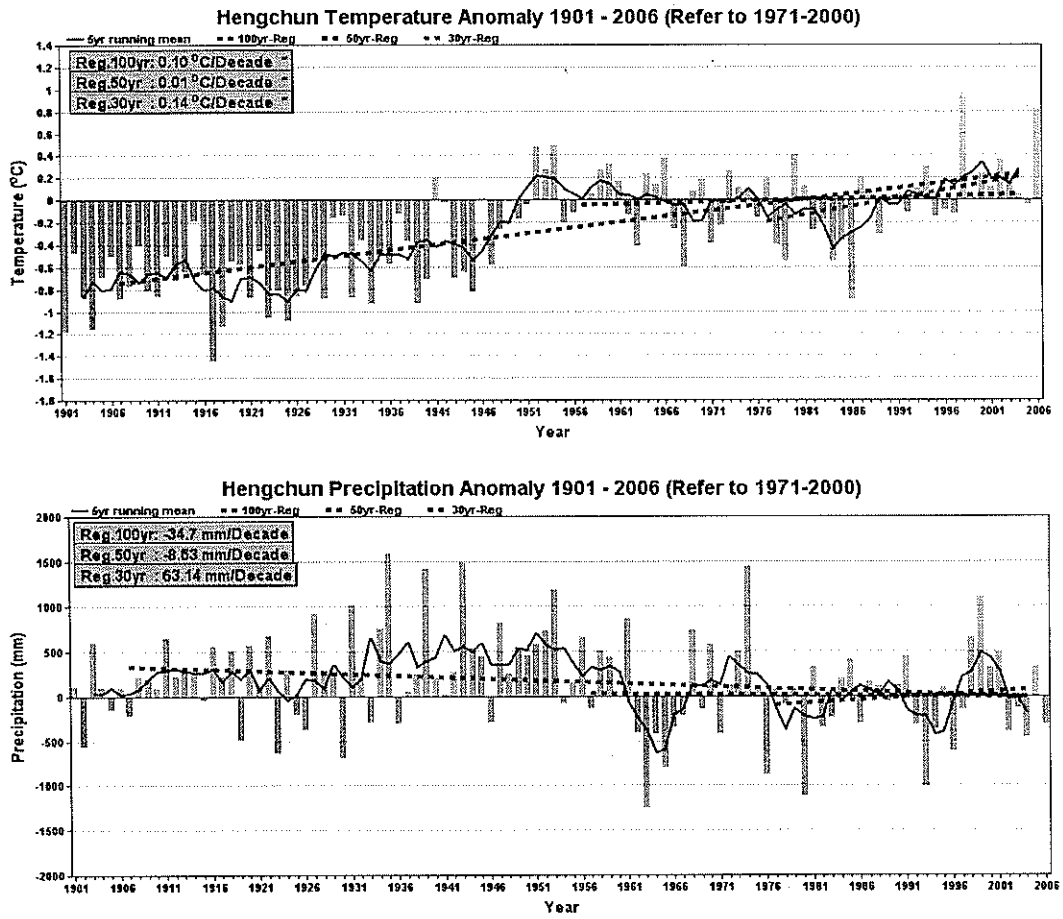


圖 7. 同圖 4，但爲恆春測站距平溫度(上圖)與距平降雨量(下圖)之時間序列圖。

Fig.7. Same as Fig.4, except for Hengchun station.

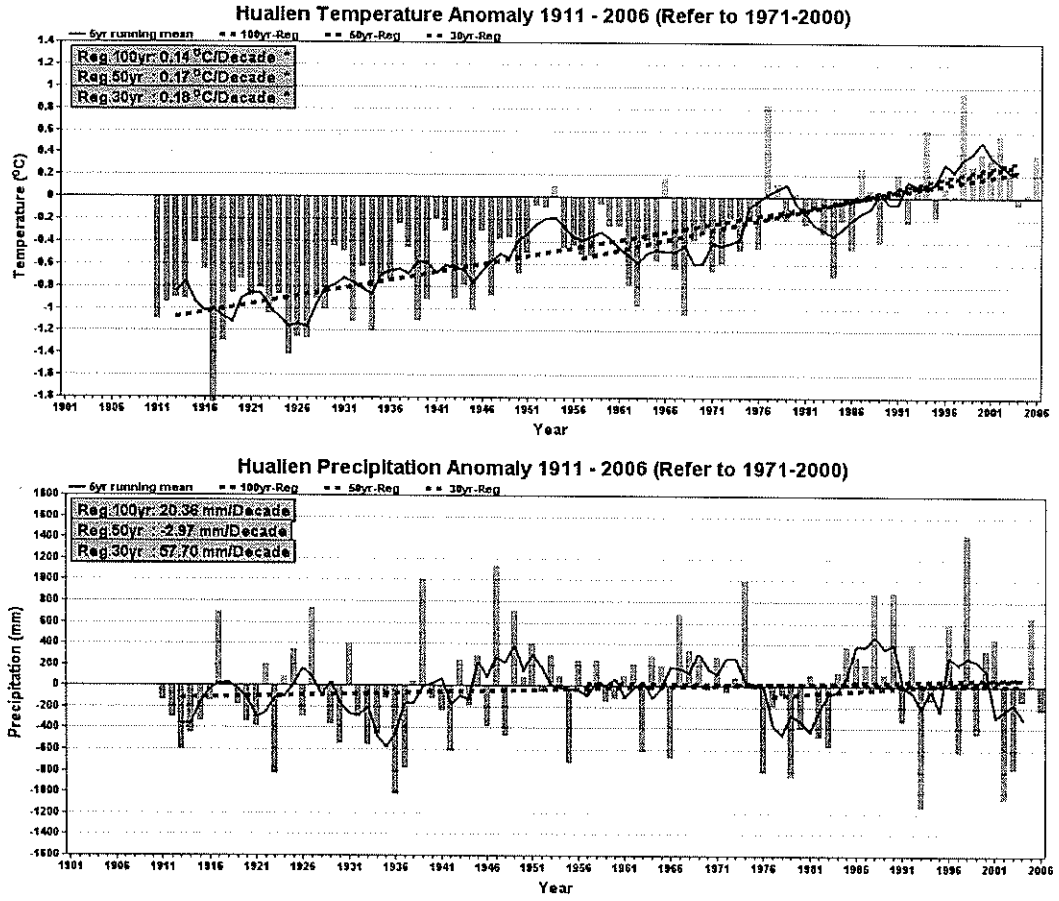


圖 8. 同圖 4，但爲花蓮測站距平溫度(上圖)與距平降雨量(下圖)之時間序列圖。

Fig.8. Same as Fig.4, except for Hualien station.

從台東測站的溫度及雨量長期趨勢圖中(圖 9)，可看到此測站百年、近 50 年、近 30 年的溫度迴歸勢值分別爲 0.12°C/十年、0.13°C/十年及 0.25°C/十年，百年趨勢變化和花蓮測站相似，但近 30 年的溫度變化趨勢則約爲百年趨勢的 2 倍，並沒像花蓮測站一樣在近 30 年的變化是和百年呈現相同的變化，另外可明顯看到在 1987 年後，才開始爲正距平的溫度，尤其在 1998 年及 2006 年爲最大正距平。在雨量的長期變化趨勢中，百年及近 50 年雨量趨勢值分別爲 4.14mm/十年及 3.33mm/十年，代表台東測站長期總雨量並無顯著增減情形，但近 30 年的趨勢值卻躍升爲 35.56mm/十年，但這些迴歸趨勢值均未通過 95%的統計檢定，另外可看到在 1997 年後，台東測站正距平溫度有異常增加，但總雨量卻是明顯減少，尤其在 1998 年及 2006 年特別明顯，在這兩年同爲溫度異常增加，但總降雨量卻是呈現出相反的情形，又再一次說明溫度的高低和雨量的多寡並無直接關係。總而言之台東測站的總雨量並無明顯的長期變化趨勢。

由以上的分析，可以瞭解到台灣地區各個百年資料測站的長期變化趨勢，在各個測站的溫度百年迴歸趨勢值約介於 0.12~0.15°C/十年，然而近 30 年的迴歸趨勢值則應各個地區而有不同的變化，其中以台北、台中的迴歸趨勢值較大，分別爲 0.36°C/十年及 0.4°C/十年，而台南與台東測站趨勢值相似，分別爲 0.24°C/十

年及 0.25°C/十年，另外在花蓮與恆春測站則是 0.14°C/十年與 0.18°C/十年，顯示出都會地區與非都會區在近 30 年來的溫度變化有明顯的差別，都會地區的溫度上升趨勢值比非都會區約高 2 倍。另外在總雨量長期變化趨勢方面，台灣各個百年資料的測站呈現出總雨量趨勢結果不盡相同。大致可分爲北部地區(台北及花蓮測站)百年總雨量趨勢有增加的情形，而中南部地區(台中、台南、恆春)則是爲減少的現象，另外台東測站則無明顯的長期趨勢變化。

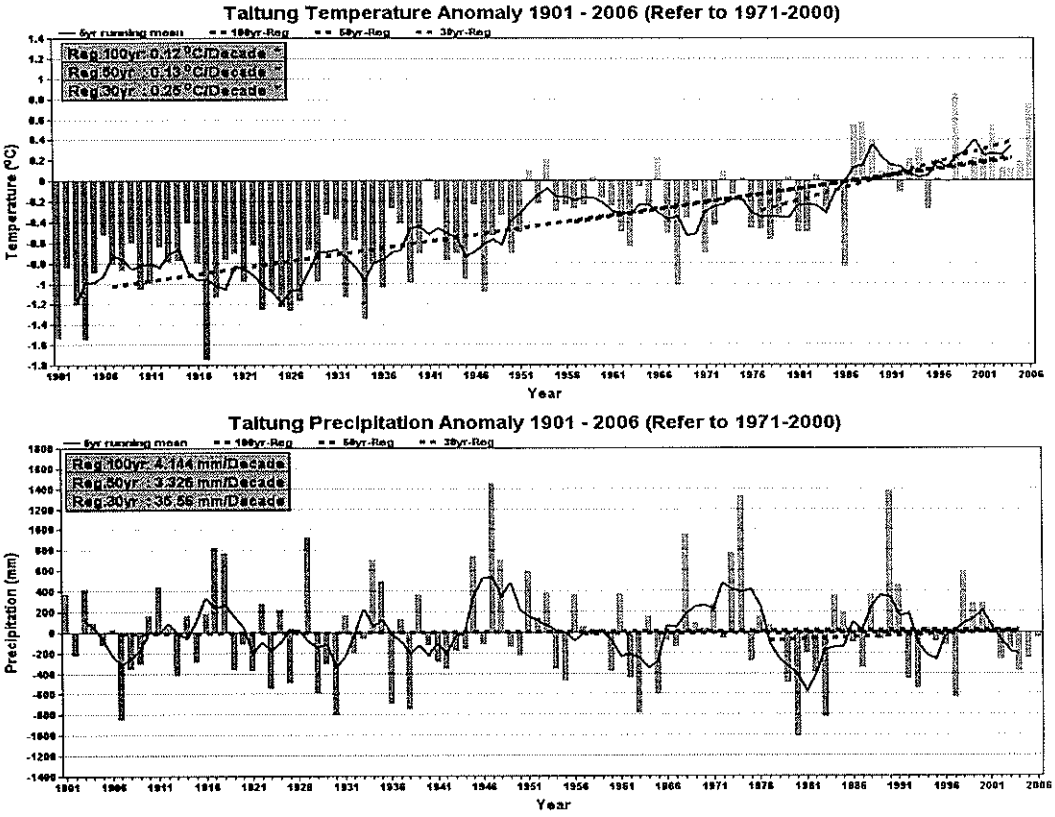


圖 9. 同圖 4，但爲台東測站距平溫度(上圖)與距平降雨量(下圖)之時間序列圖。
Fig.9. Same as Fig.4, except for Taitung station.

四、近 30 年氣候變化之趨勢分析

Hsu and Chen (2002)提到台灣過去百年溫度有明顯增加情形，且上升趨勢約爲 1.0-1.4°C/百年，然而從前一章的結論中，可以瞭解台灣近 30 年的溫度趨勢值明顯高於百年的趨勢值，甚至有高於兩倍的幅度，另外全球或是台灣溫度，在 1998 年及 2006 年都有最異常的增溫情形發生，可見得近 30 年的溫度變化似乎和以往的氣候變化有很大不同，所以在此將討論近 30 年(1977~2006 年)台灣各個局屬測站之氣候變化。

(一)年溫度、年雨量之趨勢變化

由圖 10 顯示近 30 年全球網格點上之距平溫度迴歸趨勢值的分佈圖，圖中可看到全球陸地大部份地區均爲明顯增溫的趨勢，而海洋上則是有呈現出大部份區域爲增溫的情形，但也有少部份爲降溫的情形，而陸地上的溫度上升趨勢值則明顯大於海洋，顯示出全球陸地的增溫情形特別嚴重。另外也可看到陸地上的趨勢值明顯大於百年溫度的上升趨勢值(圖 3)，尤其在亞洲區域特別的顯著。

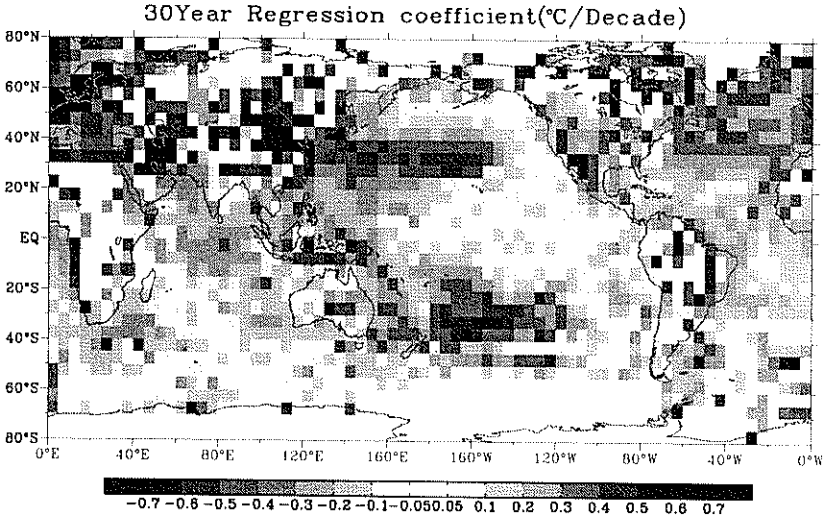


圖 10. 全球近 30 年(1977-2006)溫度上升趨勢值之空間分佈圖。圖中紅色代表正趨勢值，藍色代表負趨勢值，單位爲℃/十年。

Fig.10. The regression coefficient map by 30 years. The unit is degree C/decade and red(blue) is positive(negative) value.

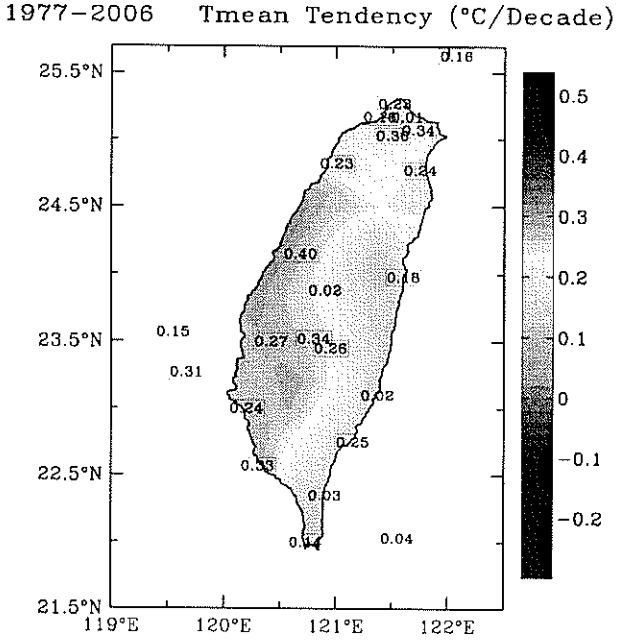


圖 11. 台灣地區(23 個局屬測站)近 30 年(1977-2006)溫度上升趨勢值之空間分佈圖。圖中數值代表趨勢值，而有方形框則代表此趨勢值有通過 95%上以的統計檢定，且具有統計上的顯著性，單位爲℃/十年。

Fig. 11. Temperature regression coefficient map by last 30 years over Taiwan area. The value is regression coefficient and box is meant that the coefficient is significant. Unit is degree C/decade.

由全球距平溫度圖知道亞洲地區的增暖程度明顯較大於其他地區，但台灣各個區域的變化又是如何呢？由圖 11 顯示台灣地區(23 個局屬站)近 30 年溫度之上升趨勢值，圖中可看到全台灣都是呈現出正的上升趨勢值，且在西半部的趨勢值明顯大於東半部，而在新竹至高雄地區則是有較高的趨勢值，但台東一帶則明顯較小，另外離島地區的上趨勢值也明顯小於台灣本島的趨勢值，且大部份的趨勢值都有通過95%以上的統計檢定，代表此趨勢值具有統計上的意義，由此可知近 30 年台灣全島都有顯著的溫度上升趨勢，且西半部溫度上升幅度明顯大於東半部。

由圖 12 顯示台灣地區近 30 年最高溫度、最低溫度上升趨勢值之空間分佈圖。圖中可看到最高溫度與最低溫度的趨勢值呈現出相反的情況，最高溫的趨勢值是以東半部較大，而西半部則較小，但最低溫則是西半部較大，東半部較小，且與平均溫度的分佈(圖 11)較類似，不過可以注意到，無論是最高溫度或是最低溫的趨勢值都是呈現出正趨勢的情形。另外，並且最低溫在西半部的趨勢值明顯大於最高溫的趨勢值，顯示西半部平均溫度的上升趨勢值主要是由最低溫度的上升所貢獻，這也就代表西半部夜晚的最低溫度將變得愈來愈溫暖。

另外為了可以更加瞭解最高溫度與最低溫度的差異，圖 13 顯示高低溫差(最高溫度減最低溫度)上升趨勢之空間分佈圖，圖中明顯看到負趨勢值從北部沿著西半部到南部地區，尤其在中南部地區(台中、台南、高雄測站)特別明顯，此負趨勢值代表高低溫差的變化為逐年減少的趨勢，換句話說就是日夜溫差將變得愈小，這主要是最低溫度上升(夜晚溫度增暖)所貢獻。而在東半部地區(花蓮、台東)則是為正趨勢情形，與西半部為相反的情況，也就是日夜溫差將變得愈來愈大。

另外本研究也分析高溫日數(最高溫度大於或等於 35°C 的天數)與低溫日數(最低溫度小於或等於 10°C 的天數)之迴歸趨勢值。由於高溫日數並無明顯的趨勢變化(圖略)，所以在此只分析低溫日數之趨勢值(圖 14)，圖中可看到低溫日數都為負趨勢情形，顯示出低溫日數有逐年減少的趨勢，並且在中部山區有顯著的負趨勢值，代表山區的低溫日數逐年明顯降低。

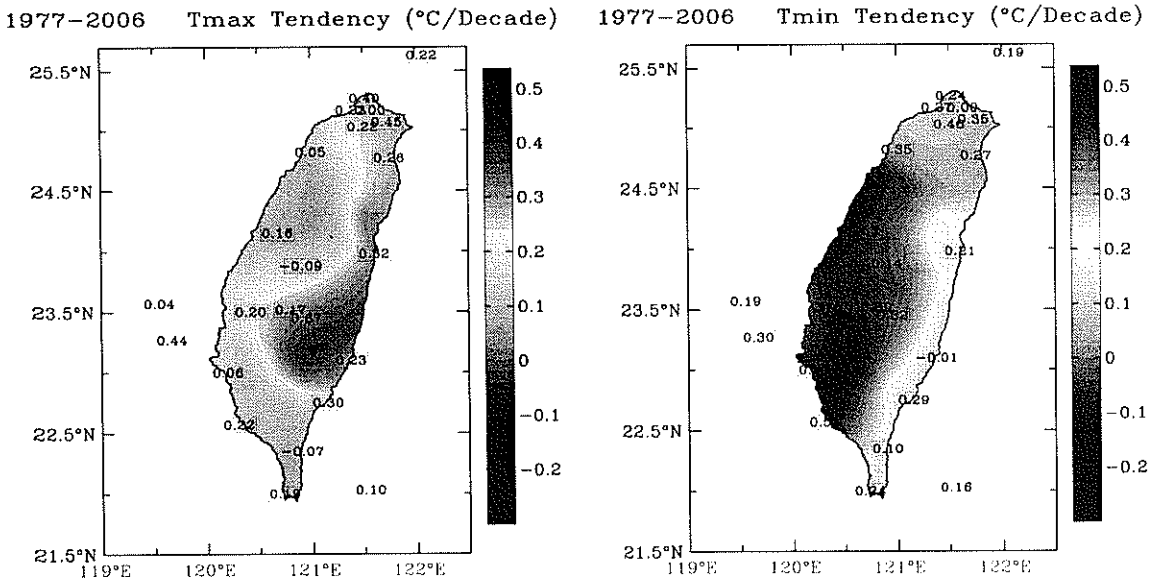


圖 12. 同圖 11，但為台灣地區近 30 年最高溫度(左圖)與最低溫度(右圖)上升趨勢值之空間分佈圖。
Fig.12. Same as Fig.11, except for Maximum and Minimum temperature regression coefficient map.

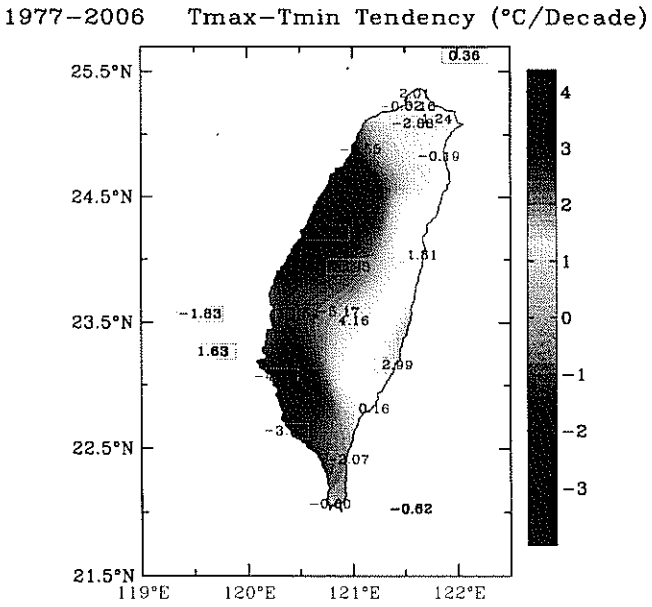


圖 13. 同圖 11，但爲台灣地區近 30 年高低溫差(最高溫度減最低溫度)上升趨勢值之空間分佈圖。

Fig.13. Same as Fig.11, except for Maximum temperature minus Minimum temperature regression coefficient map.

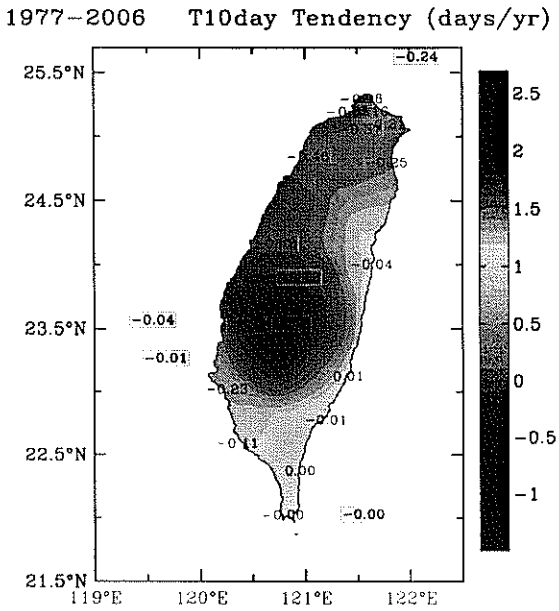


圖 14. 同圖 11，但爲台灣地區近 30 年低溫日數(最低溫度低於或等於 10°C 的天數)上升趨勢值之空間分佈圖，單位爲日數/年。

Fig.14. Same as Fig.11, except for lower temperature (minimum temperature <= 10degree C) days regression coefficient map. Unit is days/decade

在降雨量趨勢變化方面，由圖 15 顯示台灣地區近 30 年降雨量上升趨勢之空間分佈圖中，可看到在中部山區及北部地區爲負趨勢，其他地區則爲正趨勢，由於各個測站的雨量變化幅度較大，所以只有少部份測站通過 95%以上的統計檢定，而具有統計上的顯著性，不過山區有最大的負趨勢，且趨勢值具有統計上的顯著性，由此可知山區的降雨量呈現出逐年減少的趨勢。

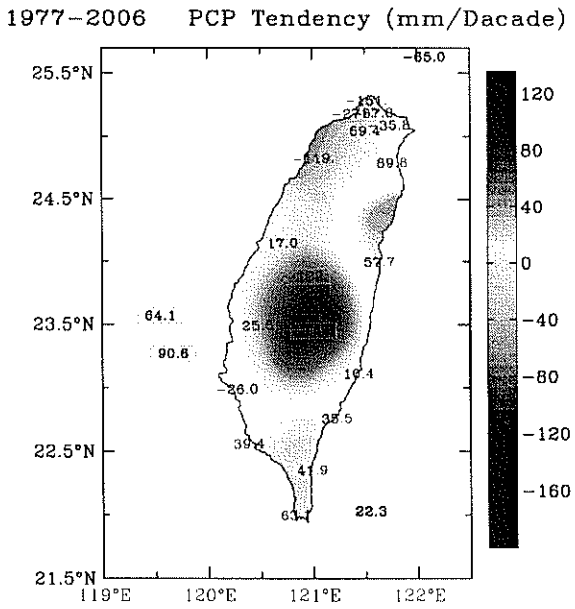


圖 15. 同圖 11，但爲台灣地區近 30 年降雨量上升趨勢值之空間分佈圖，單位爲 mm/十年。
Fig.15. Same as Fig.11, except for precipitation regression coefficient map. The unit is mm/decade.

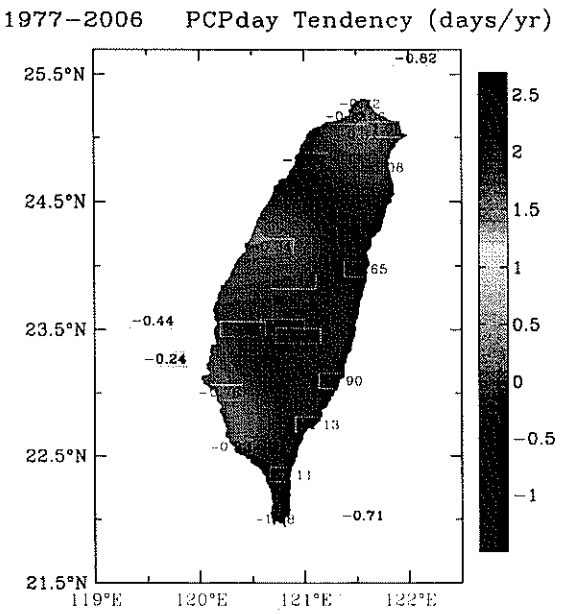


圖 16. 同圖 11，但爲台灣地區近 30 年降雨日數上升趨勢值之空間分佈圖，單位爲天數/年。
Fig.16. Same as Fig.11, except for precipitation days regression coefficient map. The unit is days/decade.

另外在降雨日數的趨勢變化方面，圖 16 爲台灣地區近 30 年降雨日數上升趨勢之空間分佈圖，圖中可看到台灣全島爲負趨勢的情形，且迴歸趨勢值都通過 95%以上的統計檢定，具有統計上的意義。其中以花蓮的負趨勢值最大，代表花蓮測站的降雨日數有明顯逐年減少的趨勢，其次是恆春及新竹測站都有顯著的雨日減少趨勢，對台灣全島而言，降雨日數明顯有逐年減少的趨勢。

(二)月溫度、月雨量之趨勢變化

爲了更進一步瞭解暖化趨勢是否在每個月份都會呈現出相同的趨勢，所以本研究也分析各個月份在近 30 年的氣候趨勢變化，圖 17 顯示台灣 23 個局屬測站各月份之近 30 年溫度迴歸趨勢圖，圖中各測站的排列方式由北到南，可看到 12 月及 2 月份的趨勢值爲正，且 12 月的趨勢值最大，在夏季有部份測站甚至有出現負趨勢情形，代表了在近 30 年 12 月-2 月的溫度上升趨勢最顯著，且明顯比 7-9 月的上升趨勢值大，這與 Hsu and Chen(2002)提到百年冬季溫度上升趨勢值大於夏季，是呈現相反的結果，主要原因是 Hsu and Chen 是使用百年迴歸趨勢來分析，而在此則是使用近 30 年資料來做趨勢分析，顯示近 30 年的溫度變化較爲劇烈。

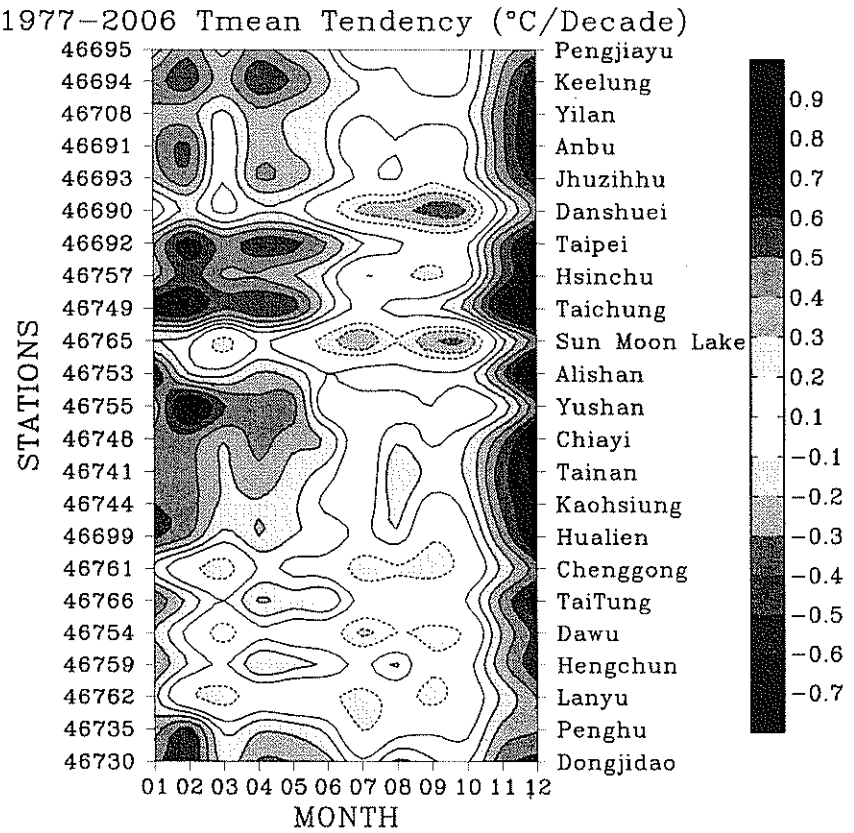


圖 17. 台灣地區 23 局屬測站各月份之近 30 年平均溫度上升趨勢值之時間序列圖，圖中 X 座標軸爲月份，Y 座標軸爲測站，測站則是由北到南排列，迴歸趨勢值單位爲°C/十年。

Fig. 17. The monthly regression coefficient map by last 30 years of 23 stations over Taiwan. The x label is month, y label is station. Unit is degree C/decade.

由於 Hsu and Chen 文章中使用的資料只到 1999 年，但 2000 年後，台灣地區的溫度有顯著的增暖情形，若加入 2000 年後的溫度資料則可更加瞭解到百年溫度趨勢在各個季節上是否會有所改變，如表 1 顯示 6 個主要測站(台北、台中、台南、恆春、花蓮及台東測站)各月份之百年趨勢值變化，由表中可看到在 6 個測站之平均所得到的迴歸趨勢值顯示夏季(6-8 月)的上升趨勢明顯比冬季大(12 月-2 月)，但春季(3-5 月)的上升趨勢則更大，且秋季(9-11 月)與夏季的上升趨勢相似，顯示出百年溫度趨勢除了夏季的上升趨勢比冬季大，但春季的上升趨勢則更加明顯。在台北測站方面，百年上升趨勢值在各個月份都類似，其中以 3 月的趨勢值最高爲 0.2°C/十年，而台中測站和台北有相似的結果，也是在 3 月有最大的上升趨勢值。台南地區各月份的趨勢變化則有明顯差異，1 月與 3 月的上升趨勢值可差 3 倍，顯示出此測站各月份增暖幅度有很大不同，而恆春測站也和台南測站相似。在東半部的花蓮測站中，每個月的上升趨勢值相似，但仍以春季的上升趨勢值最顯著，台東測站方面則是和恆春測站的結果相似。

台灣 23 個局屬測站各月份之近 30 年最高溫度與最低溫度的迴歸趨勢圖(圖略)，也是顯示和平均溫度有相同的結果，但值得注意的是，最低溫度的上升趨勢明顯大於最高溫度的上升趨勢值。

由圖 18 顯示近 30 年各個測站 8 月高溫日數(最高溫度大於或等於 35°C 的天數)及 1 月低溫日數(最低溫度小於或等於 10°C 的天數)的迴歸趨勢值，由於玉山測站的高度關係，使得低溫日數幾乎爲全年，所以在此將省略玉山測站的分析。圖中可看到各測站的高溫日數趨勢值中，以台北測站最顯著，且趨勢值明顯大於其他測站，代表台北測站高溫日數逐年增加的情形特別嚴重，由此可見此站高溫日數主要是受到局部地區環境所影響。另外新竹測站的高溫日數爲負趨勢值，代表新竹測站的高溫日數爲逐年減少趨勢。另外在各測站低溫日數的趨勢方面，大部份的測站都是爲負趨勢的情形，其中又以台中與竹子湖特別明顯，顯示這兩個測站的低溫日數有明顯逐年減少的現象，

台灣 23 個局屬測站各月份之近 30 年降雨量迴歸趨勢圖(圖 19)，圖中顯示 7 月與 9 月的降雨量迴歸趨勢值爲明顯正值，而其他月份則是負趨勢值，且正趨勢值則明顯大於負趨勢值，代表近 30 年 7 月-9 月的雨量有逐年增加的趨勢。其中比較特別的是 7 月的雨量增加趨勢主要集中於中部至南部一帶，且山區(阿里山、玉山)的雨量上升趨勢特別的明顯，而到 9 月正趨勢值反而在北部地區特別明顯，尤其是在台北及新竹測站，代表每個月份降水增加的趨勢在各個測站有各自不同的結果。另外在雨量爲負趨勢的情形中，主要集中於中部以北地區，顯示此區域降雨量爲逐年減少，而南部地區則無明顯變化。由此可知道北部至中部地區，在夏季降雨量有明顯增加的情形，但在其他季節則是明顯減少，南部地區降水量則是以夏季爲上升趨勢，但其他季節無明顯趨勢變化。

表 1. 台北、台中、台南、恆春、花蓮、台東及 6 個測站的平均之各月份的百年平均溫度上升趨勢值。表中迴歸趨勢值單位爲°C/十年。

Tabel.1. The long-term monthly temperature regression coefficient by 100 years of Taipei, Taichung, Tainan, Hengchun, Hualien, Taitung stations. The unit is degree C/decade.

	Dec	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov
台北	0.14	0.11	0.17	0.20	0.19	0.15	0.11	0.16	0.15	0.11	0.18	0.18
台中	0.11	0.10	0.17	0.21	0.18	0.12	0.10	0.12	0.10	0.10	0.17	0.18
台南	0.08	0.08	0.15	0.23	0.20	0.15	0.16	0.19	0.17	0.13	0.16	0.14
恆春	0.06	0.05	0.10	0.14	0.12	0.10	0.07	0.12	0.12	0.09	0.14	0.11
花蓮	0.10	0.10	0.11	0.18	0.18	0.14	0.13	0.18	0.16	0.12	0.16	0.14
台東	0.07	0.05	0.08	0.15	0.14	0.14	0.11	0.19	0.18	0.12	0.16	0.14
平均	0.09	0.08	0.13	0.19	0.17	0.13	0.11	0.16	0.15	0.11	0.16	0.15

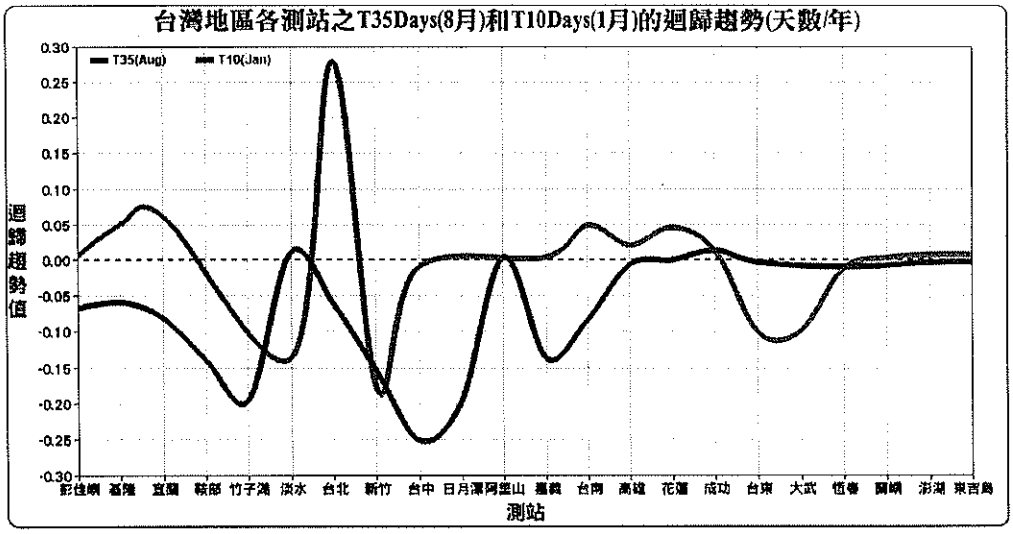


圖 18. 近 30 年台灣地區 23 個局屬測站(除玉山站外)之 8 月份高溫日數(溫度大於或等於 35°C 的天數)與 1 月份低溫日數(溫度小於或等於 10°C 的天數)的增加或減少趨勢值。圖中迴歸趨勢值單位爲天數/年。

Fig.18. The higher temperature days regression coefficient in August (red line) and lower temperature days regression coefficient in January (blue line) by last 30 years of 23 stations over Taiwan (expect Yushan station). X label is station and Y label is coefficient.

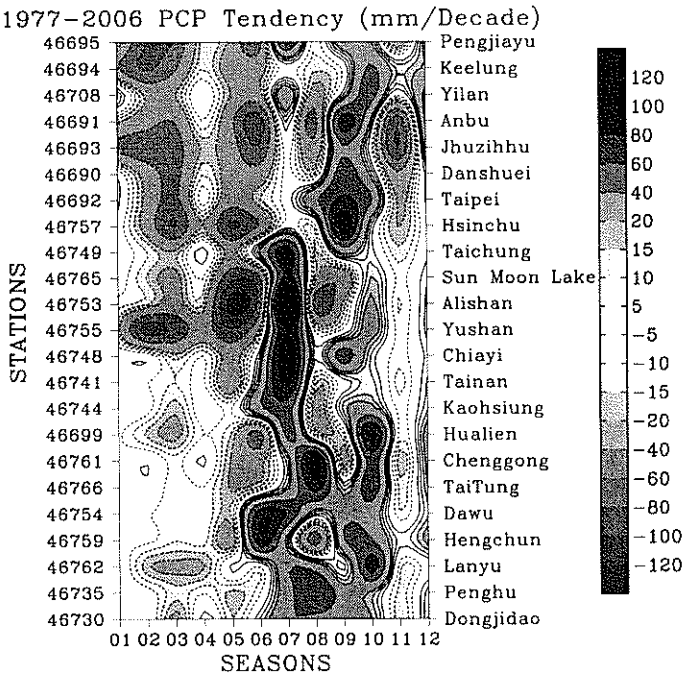


圖 19. 同圖 17，但爲台灣地區 23 局屬測站各月份之近 30 年雨量上升趨勢值之時間序列圖，其迴歸趨勢值單位爲 mm/十年。

Fig.19. Same as Fig.17, expect for precipitation regression coefficient. The unit is mm/decade.

由圖 20 顯示台灣 23 個局屬測站各月份之近 30 年降雨日數迴歸趨勢圖，可以明顯看到在 7 月與 3 月趨勢值差異最大，在 7 月的雨日迴歸趨勢值爲正值，而 3 月趨勢值則是負值，代表在近30年7月的降雨日數有明顯逐年增加的趨勢，然而 3 月則是呈現減少的情形。其中可以看到 7 月的降雨日數的最大上升趨勢值主要集中在於北部、中部地區，而其他地區無明顯變化，但 3 月的負降雨日數趨勢值則是以新竹以北、花蓮測站最爲明顯，代表這些區域的降雨日數有逐年減少的現象。

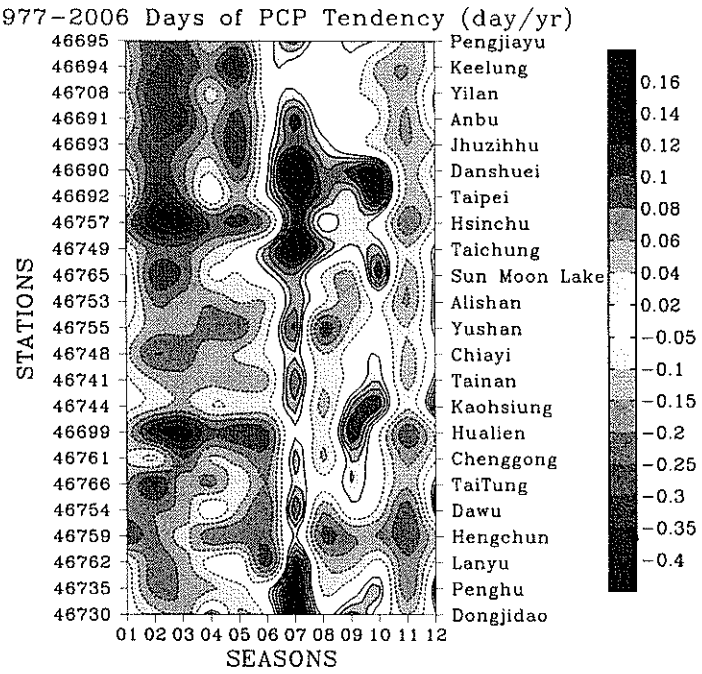


圖 20. 同圖 17，但爲台灣地區 23 局屬測站各月份之近 30 年降雨日數上升趨勢值之時間序列圖，其迴歸趨勢值單位爲天數/年。

Fig.20. Same as Fig.17, expect for precipitation days regression coefficient. Unit is days/decade.

五、結論與討論

本研究使用全球距平溫度資料與台灣地區長期溫度、雨量資料來分析百年 (1901-2006 年)及近 30 年(1977-2006 年)的氣候變化趨勢，研究結果顯示全球溫度百年上升趨勢值約爲 0.064℃/十年，此趨勢值代表溫度上升速率爲每十年增加約 0.064℃(百年增加約 0.64℃)，且此趨勢值有通過 95%以上的統計檢定，具有統計上的意義。另外在中國地區與台灣地區(以 13 測站平均爲代表)的分析中，得到百年溫度上升趨勢值分別爲 0.114℃/十年與 0.127℃/十年，並且此趨勢值均有通過 95%的統計顯著性，此外中國與台灣的百年趨勢值均比全球溫度的百年趨勢值約高 2 倍左右，這也代表了局部地區的溫度長期上升趨勢較爲顯著。

分析台灣百年資料的測站(台北、台中、台南、恆春、花蓮及台東測站)中，可以得到台灣地區各百年測站的長期趨勢變化類似，其溫度趨勢值介於 0.12~0.15℃/十年，然而近 30 年的溫度趨勢值會因不同區域的測站而有明顯不同的趨勢值，其中以台北、台中測站的趨勢值最

大，分別爲 0.36°C/十年及 0.4°C/十年，台南與台東測站趨勢值相似，分別爲 0.24°C/十年及 0.25°C/十年，另外花蓮和恆春測站則是 0.14°C/十年與 0.18°C/十年，顯示出都會地區與非都會區在近 30 年來的溫度趨勢有明顯的差別，其上升趨勢值差異約 2 倍以上。另外降雨量的長期趨勢方面，得到台灣各百年資料測站所呈現出降水量的趨勢結果不盡相同，不過大致可分爲北部地區(台北及花蓮測站)百年降雨量有增加趨勢，中南部地區(台中、台南、恆春)則是爲減少的情形，台東測站無明顯的降雨量長期趨勢變化。另外值得注意的是從溫度與雨量時間序列圖，可以明顯看到溫度的高低和雨量的多寡並無直接明顯的相關，尤其在 1990 年後此現象特別明顯。

由於台灣近 30 年的溫度趨勢值明顯高於百年趨勢值，甚至有高於兩倍的幅度，所以本研究也詳細分析台灣地區 23 個局屬測站(測站分別爲彭佳嶼、基隆、宜蘭、鞍部、竹子湖、淡水、台北、新竹、台中、日月潭、阿里山、玉山、嘉義、台南、高雄、花蓮、成功、台東、大武、恆春、蘭嶼、澎湖、東吉島)之近 30 年的溫度與雨量趨勢變化。

在平均溫度的分析中得到，台灣全島都爲正的溫度上升趨勢值，且西半部趨勢值明顯大於東半部，顯示出臺灣處於全島增溫的趨勢，且西半部的增暖幅度較顯著。從最高溫度、最低溫度的趨勢分析中，得到台灣全島均爲正的趨勢值，且最高溫的趨勢值明顯小於最低溫度的趨勢值，另外最低溫度趨勢的分佈爲西半部較大，東半部較小，此分佈特徵與平均溫度相似。由此可見平均溫度的上升趨勢主要是由最低溫度的上升趨勢所貢獻，這也就顯示出夜晚最低溫度將變得愈來愈溫暖，而導致平均溫度的上升。從高低溫差(最高溫度減最低溫度)的上升趨勢分析中，更可以得到西半部爲明顯負趨勢值，代表高低溫差爲逐年減少趨勢，也就是日夜溫差將變得愈來愈小。另外在高溫日數(最高溫度大於或等於 35°C 的天數)與低溫日數(最低溫度小於或等於 10°C 的天數)之迴歸趨勢分析中，得到高溫日數並無明顯的趨勢變化，低溫日數則顯示全台爲負趨勢情形，且中部山區最明顯，代表山區的低溫日數呈現逐年降低的趨勢。

在台灣近 30 年降雨量趨勢分析中，顯示中部山區及北部地區爲負趨勢，而其他地區爲正趨勢，但只有少部份測站通過 95%以上的統計檢定，不過山區的負趨勢值最大，且具有統計上的顯著性，代表山區的降雨量逐年減少。在降雨日數的分析中，台灣全島都爲負趨勢情形，且迴歸趨勢值均具有統計上的意義，其中以花蓮的負趨勢值最大，其次爲恆春及新竹測站，整體而言台灣的降雨日數是有明顯逐年減少的趨勢。

另外本研究也分析各月份在近 30 年的氣候趨勢變化，顯示出臺灣在 12 月及 2 月份的溫度趨勢值爲明顯正值，且 12 月的趨勢值最大，但 7-9 月則有部份測站出現負趨勢情形，代表了在近 30 年 12 月的溫度上升趨勢最顯著，明顯比 7 月的上升趨勢值要大。另外在最高溫度與最低溫度的趨勢變化分析中，也是呈現出與平均溫度相同的趨勢結果，但值得注意的是，最低溫度的上升趨勢值明顯大於最高溫度的上升趨勢值。另外在各個測站 8 月高溫日數(最高溫度大於或等於 35°C 的天數)及 1 月低溫日數(最低溫度小於或等於 10°C 的天數)的趨勢分析中，可以得到台北測站高溫日數的趨勢值最大，且趨勢值大於其他測站約 2-3 倍，代表台北測站的高溫日數明顯的有逐年增加的趨勢，且此地區的高溫日數明顯受到當地地區環境所影響。在低溫日數方面，大多測站都是爲負趨勢的情形，其中又以台中及竹子湖測站特別顯著，也就是這兩個測站的低溫日數有明顯逐年減少的趨勢，。

在降雨量的分析中可得到 7 月與 9 月的趨勢值爲正，但其他月份的趨勢值則爲負，且正趨勢值則明顯大於負趨勢值，也就是近 30 年 7 至 9 月的雨量有明顯逐年增加的情形。另外 7 月的雨量正趨勢主要集中於中部至南部一帶，且山區的降雨量上升趨勢特別明顯，然至 9 月的正趨勢，則是以北部地區爲主，尤其是在台北及新竹測站，代表每個月份降水增加的趨勢

在各個測站有各自不同的結果。另外在負趨勢的上升趨勢中，顯示負趨勢大都集中於中部以北地區，而南部地區無明顯變化。由此可知道北部至中部地區，在夏季降雨量有明顯增加的情形，但在其他季節則是明顯減少，南部地區的降水是在夏季有上升趨勢，但其他季節則無明顯變化。值得注意的是，從年雨量趨勢分析中可得到山區的降雨量爲明顯下降趨勢，但並非每個月份的降雨都爲負趨勢情形，而在夏季山區降雨量反而是爲增加的趨勢，但其他季節明顯爲下降趨勢。在近 30 年降雨日數的趨勢分析中，得到在 7 月與 3 月的趨勢值差異最大，在 7 月(3 月)降雨日數的趨勢值爲正(負)，代表近 30 年 7 月(3 月)的降雨日數有明顯逐年增加(減少)的趨勢。另外 7 月降雨日數的正趨勢主要集中於北部、中部地區，其他地區則無明顯變化，但 3 月的負趨勢值則是以新竹以北及花蓮測站最爲明顯。

本研究主要針對全球溫度、台灣地區溫度、雨量進行百年、近 50 年、近 30 年的趨勢分析，此研究結果除了可以詳細瞭解到台灣地區的過去長期趨勢變化的特徵外，也可應用於未來氣候變遷對台灣各個區域的影響程度，假使模式可預測未來全球或亞洲的溫度變化趨勢，可利用此趨勢結果來推估台灣地區因溫度的改變而造成各個區域有不同的影響程度，並且可分不同區域、不同月份，而提出不同的因應方法。

六、參考文獻

王時鼎、鄭俠、趙友夔，1984: 臺灣天氣變化之自然季節。大氣科學，11，101-120。

Hsu, H.-H. and C.-T. Chen, 2002: Observed and Projected climate change in Taiwan. Meteor. Atmos. Phys., 79, 87-104.

Peterson, T. C., and R. S. Vose (1997), An Overview of the Global Historical Climatology Network Temperature Database, Bull. Am. Meteorol. Soc., 78, 2837-2849.

Smith, T. M., and R. W. Reynolds (2004), Improved extended reconstruction of SST (1854-1997), J. Climate, 17, 2466-2477.

Smith, T. M., and R. W. Reynolds (2005), A global merged land air and sea surface temperature reconstruction based on historical observations (1880-1997), J. Climate, 18, 2021- 2036.

Yeh, H. C., and Y.-L. Chen, 1998: Characteristics of Rainfall Distributions over Taiwan during the Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX). J. Appl. Meteor., 37, 1457-1469.

The Long-term Tendency of Global Temperature and Taiwan Climate

Ching-Teng Lee
Central Weather Bureau, Taiwan, R.O.C

ABSTRACT

This study used the 1901-2006 global anomaly temperature and Taiwan climate data to analyze the long-term tendency. Results show that the global temperature have increased at a rate approximately 0.064°C/decade (~0.64°C/100year). Down to local area, for China and Taiwan, the trend have increased at a rate near 0.114°C/decade and 0.127°C/decade, respectively these rates are significant statistically and the local area temperature tendency is greater than of the globe.

In the long-term climate tendency over Taiwan, these stations (Taipei, Taichung, Tainan, Hengchun, Hualien, Taitung) trend are 0.12~0.15°C/decade, but trend rate are very high in the latest 30 years (1977-2006). The 30 years temperature trend in Taipei and Taichung are 0.36°C/decade and 0.4° C/decade, respectively implies that the latest 30 years temperature warming is very serious. The other stations (Tainan, Taitung, Hualen, Hengchun) are 0.24°C/decade, 0.25°C/decade, 0.14°C/decade and 0.18° C/decade. It's noted that large temperature tendency exists in large city (like Taipei and Taichung station), and other areas have small temperature tendency. In the precipitation analysis, the results show the precipitation trend have increased in the north area over Taiwan (the rate is 20~34mm/decade), but decreased in Southwestern Taiwan. The other stations over Taiwan were also used in 30 years analysis and concluded that the temperature tendency in West Taiwan is lager than in East Taiwan. In maximum and minimum temperature analysis, it is found that the larger temperature tendency is mostly from the minimum temperature tendency's contribution. The 30 years precipitation tendency shows that the Central and North areas have decreased and other areas increased, but many rates are not significant.

Above all, the long-term climate tendency in Taiwan has the same trend with the global temperature, but the trend is larger. In Taiwan, every station has it's own temperature tendency specific to the location, but temperature trend of all stations all shows positive rate, especially larger in the Taipei station. In the long-term precipitation tendency, it's no significant, but the amount of precipitation over Central mountainous area has decreased during the latest 30 years.

Key words: climate, climate change, Taiwan climate, tendency

台灣地區 Penman 方程式風速函數型態與大小之建立

黃振昌　宋易倫
農業工程研究中心

摘　要

風速函數是蒸發散量混合法估算模型空氣動力項重要成分，風速函數內涵地域性參數，須視地區氣候環境特性、蒸汽壓力差計算方式及不同作物參考標的予以校驗，才具實用價值。本文應用台灣 7 個各地農業氣候分區、8 站氣象觀測記錄，搭配 26 款蒸汽壓力差計算方式性能等級分析成果，以水爲參考標的，藉相關係數 R^2、F 檢定(顯著水準採 α=0.01)及 t 檢定(顯著水準採 α=0.01)等數理統計指標，建立台灣地區 Penman 方程式本土化風速函數型態與大小。

分析結果揭示，各地農業氣候分區均呈現，線性型態風速函數，具 65%-88%(即 2/3 以上)之 R^2 值較冪次型態者爲優，並經性能等級最佳之蒸汽壓力差計算方式匹配後，確立爲本土化風速函數。進一步經統計檢測分析，F、t 檢定值都遠遠大於其相伴臨界機率，結果也顯示，本文所建立線性迴歸風速函數，不僅顯著性存在，迴歸係數亦具有顯著性之統計意義，因此，建議可在國內採參應用，非線性型態者(如冪次或多項式等等)，不建議繼續再採參應用。

關鍵字：Penman 方程式、風速函數、蒸發散量。

一、前言

Penman(1948)方程式，由於具嚴謹理論推演，亦經過多年來不斷應用及演變(Penman, 1956、1963)，不僅獲世界著名專業學術美國土木工程師學會(American Society of Civil Engineers, ASCE)(Jensen *et al.*, 1974、1990)、國際性機構聯合國糧食與農業組織(United Nations Food and Agricultural Organization, FAO)(Doorenbos *et al.*, 1975、1977)，以及國際灌溉排水委員會(International Commission on Irrigation and Drainage, ICID)(Allen *et al.*, 1994)認可及推荐，60 年來，更普爲國際間無數眾多機構與專家學者，廣泛在水資源開發利用及農業灌溉管理等領域上，探討與應用，舉近年數例，如 Temesgen *et al.*(2005)、Nandagiri and Kovoor(2006)、Valiantzas(2006)、Farahani *et al.*(2007)、Shuttleworth(2007)等等，堪稱是眾多各式各樣作物蒸發散量(crop evapotranspiration)估算模型中，唯一最早以能量平衡(energy balance)及空氣動力(aerodynamic)方式構成之混合方程式(combination approach)，如(1)式所示。FAO 復於 1998 年結合作物冠層阻力(crop canopy resistance)及空氣動力阻力觀念，而再改版推薦之 FAO-56 Penman-Monteith 方程式(Allen *et al.*, 1998)，以及，ASCE 於 2005 年再以專業學術立場，所建立 ASCE 標準化 Penman-Monteith 方程式(Allen *et al.*, 2005)，都仍以(1)式爲基礎而加以修正擴充，不難得知，Penman 方程式歷經一甲子歲月不斷演變，仍具舉足輕重地位。

$$ET_O=ET_{rad}+ET_{aero}=\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}\frac{(R_n-S)}{\lambda}+\frac{\gamma}{\Delta+\gamma}E_a \quad \text{.....(1)}$$

(1)式中，ET_O：參考作物蒸發散量(mm/day)。ET_{rad}：提供蒸發散熱量來源之輻射項。ET_{aero}：驅動蒸發散力量來源之空氣動力項。Δ：飽和水汽壓力曲線斜率(slope of saturated vapor pressure curve)，單位 mb/°C。γ：溼度常數(psychrometric constant)，單位 mb/°C。$\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}$、$\frac{\gamma}{\Delta+\gamma}$：分別是能量項及空氣動力項權重因子，無因次單位。Rn：淨輻射(net radiation)，單位 $Mj/m^2/day$。S：土壤熱通量(soil heat flux)，單位 $Mj/m^2/day$。λ：蒸發潛熱(latent heat of vaporization)，單位 Mj/kg。E_a：單位 $Mj/m^2/day$ 或 mm/day，係結合風速函數(wind function)f(u)及蒸汽壓力差(vapor pressure deficit, VPD，或稱飽和差(saturation deficit))兩項乘積，代表空氣乾燥能力，依據 Penman(1948)延伸 Dalton(1802)理念與若干假設，以及長年來爲無數國際機構暨專家學者應用探討，E_a 可以如下式表之，

$$E_a=f(u)\times VPD=m(a_1+b_1u_2)\times(e_s-e_a) \quad \text{.....(2-1)}$$

$$E_a=f(u)\times VPD=a_pu_2^{b_p}\times(e_s-e_a) \quad \text{.....(2-2)}$$

上式中，u_2：離地面 2 米高風速，單位 km/day。e_s：飽和蒸汽壓力，單位 mbar。e_a：實際蒸汽壓力，單位 mbar。m：風速函數地域性參數，m 值因 E_a、u_2 及 VPD 不同單位使用(如 mm/day、$cal/cm^2/day$、mile/day、km/day、m/s、mmHg、mbar 之不同)，而有所差異。a_1、b_1、a_p、b_p：分別是風速函數 f(u)線性型態(linear shape)或冪次型態(power shape)地域性參數，與 m 值同樣須視地區氣候環境特性、VPD 計算方式及不同參考標的(如水或牧草或高粱或苜蓿等)予以校驗(FAO, 1975、1977；Cuenca and Nicholson, 1982；ASCE, 1990)，才具實用價值，也因此遂有不乏其數之風速函數型態(shape)與大小(magnitude)，爲國內外機構學者推荐在世界各地廣泛應用。

在各有其環境背景、VPD 計算式及不同參考標的下，風速函數線性型態堪稱最爲廣泛推薦，如 Penman(1948、1956、1963)、Wright and Jensen(1972)、ASCE(1974、1990)、FAO(1975、1977)、CIMIS(California Irrigation Management Information System, 1982)、施嘉昌等(1987)、陳清田(1991)、Steiner *et al.* (1991)、Shuttleworth (1993、2007)等；以冪次型態推薦的有 FAO(1975、1977)；以其他型態呈現者，如 Wright(1982)推薦五次冪多項式、Wright(1996)推薦指數(exponent)形式。

應用 Penman 混合型態方程式應用在蒸發散量相關課題之研究探討，在國內以往可謂汗牛充棟，不計其數，例如：陳尙等(1967)引進 Penman 混合法試算及檢討旱作作物需水量；張本初(1990)應用 modified Penman 在內共八組蒸發或蒸發散方程式(或模型)，探討各模式相關情形及各項氣象因子對模式相對敏感度，進而探討作物需水量最佳模式；陳清田(1991)採用 modified Penman 等八個模式，經無因次敏感度分析及迴歸分析，建議以 modified Penman 爲嘉義地區作物需水量最佳推估模式；梁仁有等(1995)引用 original Penman、Penman-Monteith、FAO Penman 計 10 個方程式，應用 Simmeteo 動力模式，進行氣候改變對台灣地區蒸發散量影響的模擬研究；甘俊二等(1996a)應用 Penman-Monteith 方程式，推估台灣地區玉米、高粱、大豆及落花生四種主要旱作物，不同區域不同期作下之需水量，並以所推估模式進一步做合適性研究(甘俊二等，1996b)；童慶斌等(2000)採用 Penman-Monteith 方程式計算作物需

水量，進而模擬在氣候變遷下對灌溉需水量之影響；郭振民等(2002)、陳姜琦(2002)利用衛星遙測輔以 Penman-Monteith 方程式估算區域蒸發散量；葉信富等(2005)以 Penman-Monteith 方程式，比較數個潛勢能蒸發散量經驗公式，在台南地區最佳化之探討；陳述(2008)應用 Penman-Monteith 方程式估算水稻作物係數…等等，然而，上述這些國際化著名公式的應用，都未曾視國內本土氣候環境條件，對公式內含地域性參數進一步加以建立與校驗，因此，無論是研究質感上，或是實用價值觀點上，都具不少精進空間。以 Penman 方程式本土化風速函數而言，僅見施嘉昌等(1987)、陳清田(1991)，惟兩者風速函數關係式之取得，因取樣日數過短、參與比較分析之 VPD 計算式不僅過少且未經統計檢測評估，實有進一步修正之必要。

本文以廣泛應用之蒸發散量估算 Penman 方程式風速函數爲主軸，應用台灣地區 7 個農業氣候分區、8 站氣象觀測記錄，搭配最適 VPD 計算式，並藉數理統計上相關係數(coefficient of correlation, R^2)、F 檢定(顯著水準採 α=0.01)及 t 檢定(顯著水準採 α=0.01)，建立台灣地區 Penman 方程式本土化風速函數型態與大小。

二、材料及方法

2.1 VPD 計算式

如(2-1)或(2-2)式所示，風速函數關係式伴隨有 VPD 計算式，本文採黃振昌等(2006)所採用之三種型態 26 款計算式，即溫度平均法：m1、m2…m12 計 12 款，蒸汽壓力平均法：m13、m14…m23 計 11 款，混合法：m24、m25 及 m26 計 3 款，共計 26 款 VPD 計算方式及其編碼，詳如後附錄 A 所示。

2.2 相關氣象因子計算

(2-1)或(2-2)式中，涉及包括 26 款 VPD 計算式內之飽和蒸汽壓力 e_s、飽和蒸汽壓力曲線斜率 Δ 及濕球溫度 T_{wet}，與風速 W 等相關氣象因子之計算，詳如下。

2.2.1 飽和蒸汽壓力 e_s

飽和蒸汽壓力 e_s 以溫度(T)爲函數關係式，有 Bosen(1960)、Murray(1967)、Silver and Nydahl(1977)及 Wright(1982)等四個方程式，在蒸發散量估算課題之應用研究，尤以前兩者最爲廣泛推荐與運用(ASCE, 1974、1990；ICID, 1994；FAO, 1998)，因此，本文擇以 Bosen(1960)方程式計之，

$$e_s(T)=33.8639\left[\left(0.00738T+0.8072\right)^8-0.0000191\left|1.8T+48\right|+0.001316\right] \quad \text{.....(3)}$$

2.2.2 飽和蒸汽壓力曲線斜率 Δ

將(3)式對 T 微分，即得

$$\Delta=\frac{de_s}{dT}=1.9993\left(0.00738T+0.8072\right)^7-0.001158 \quad \text{.....(4)}$$

2.2.3 濕球溫度 T_{wet}

實際蒸汽壓力若以乾球溫度 T_{dry} 與濕球溫度 T_{wet} 差值(或稱濕球下陷量，wet bulb depression，T_{dry}-T_{wet})估計，T_{wet} 可以下式估計之，

$$T_{wet}=\frac{\gamma T+\Delta T_{dp}}{\Delta+\gamma} \quad \text{.....(5)}$$

(5)式中，飽和蒸汽壓力曲線斜率 Δ 內含變數溫度 T，依 ASCE 建議(1990)，以露點溫度 T_{dp} 及溫度 T 和之均值取代，此時 T_{dp} 及 T 都是 24 小時均值。

2.2.4 風速

風速採計標準，以一天 24 小時風速計所行走的距離稱之，並將量測高度轉換爲地面兩米

高，本文以如下冪次定律(power law)爲風速計不同高度轉換憑藉，

$$W_2=W_1\left[\frac{Z_2}{Z_1}\right]^c \quad \text{.....(6)}$$

(6)式中，W_1、W_2 係分別在距離地面高度 Z_1、Z_2 所得到的風速。指數 c 值一般介於 0-1 之間，視大氣穩定程度及地表粗糙條件而定，如果 $Z_1>Z_2$，c=0.17，如果 $Z_1<Z_2$，c=0.22(FAO, 1977)，本文依 ASCE(1974)建議，以 0.2 計之。

2.3 檢測統計指標

相關係數(coefficient of correlation, R^2)，檢測說明兩變數 X_i(平均風速)、Y_i (風速函數 f(u))間相關程度，R^2 值界於 0～1 之間，值愈大者愈佳。N 爲各氣候分區代表測站分析樣本數。$\overline{X}$ 、$\overline{Y}$ 是變數均值。在與其搭配 VPD 計算式下，線性或冪次型態風速函數所得 R^2 值較大者，即爲較優風速函數型態。

$$R^2=\frac{\sum_{i=1}^{N}(Y_i-\overline{Y})(X_i-\overline{X})}{\sqrt{[\sum_{i=1}^{N}(Y_i-\overline{Y})^2][\sum_{i=1}^{N}(X_i-\overline{X})^2]}} \quad \text{....(7)}$$

2.4 氣象資料

農業氣候分區取得，本文仿照過去分析研究(黃振昌等，2005)，採用郭文鑠等(1981)九個農業氣候分區結果，並進一步考量氣候測站設置、屬農田水利會灌區與否，捨棄中部及東部山區後，其餘七個氣候分區代表測站、站號、緯度、資料取樣年及樣本數(已剔除儀器故障或儀器維護或資料異常等情況)，如表 1 所示。收集各代表測站逐時 T、T_{dp} 及 RH(相對濕度)，與逐日 E(蒸發)及 W(風速)等資料(中央氣象局、桃園區農業改良場、學甲旱作灌溉試驗中心，2002；農業工程研究中心，2002-2003)。爲週全嚴謹起見，消弭系統量測上可能誤差及代表背景環境正確與否之疑慮，選擇西北區桃園農改場、農工中心分析結果，互爲比對、佐證。因搭配 VPD 方法之編碼及其分析結果，所以資料取樣時間也與黃振昌等(2006)一樣，以取得研究之一致性。

三、結果與討論

以桃園區農業改良場(站號 No.72C44)2002 年農業氣象觀測記錄，在分析樣本百分率約 88%(即 321/365)下，相同地觀測數據，26 種不同 VPD 計算式與風速函數型態關係，分析結果彙整如表 2 所示。

表 1　氣象資料取樣背景

Table.1. Background of the meteorological data used in this paper

農業氣候分區	代表測站(站號)	緯度	風速計高(Z)	取樣年/樣本數(*N*)
西北區	桃園區農業改良場(No.72C44)	24°57'	6.0 m	2002 年/321 日
	農業工程研究中心(No.A2C56)	24°59'	14.9 m	2002-6-1～2003-5-31/301 日
中彰區	中央氣象局台中測站(No.46749)	24°09'	17.2 m	2002 年/351 日
雲嘉區	中央氣象局嘉義測站(No.46748)	23°30'	14.5 m	2002 年/346 日
西南區	嘉南水利會學甲旱作灌溉試驗中心(No.12O57)	23°13'	10.5 m	2002 年/317 日
南部區	中央氣象局恆春測站(No.46759)	22°00'	14.3 m	2002 年/343 日
東岸區	中央氣象局花蓮測站(No.46699)	23°58'	12.0 m	2002 年/341 日
東北區	中央氣象局宜蘭測站(No.46708)	24°46'	26.0 m	2002 年/319 日
備註	1.確認系統量測可能誤差及背景環境代表正確與否，西北區選擇兩個測站，互爲比對。 2.搭配 VPD 方法編碼及分析結果，資料取樣時間及長度，與黃振昌等(2006)一致。			

表 2　西北農業氣候分區不同 VPD 計算式與風速函數型態關係分析結果一覽表

Table.2. Results of shape of wind function developed by 26 VPD methods for north-western agro-climatic division in Taiwan.

VPD 方法*		桃園區農業改良場(站號：72C44)							農業工程研究中心(站號：A2C56)						
		線性型態 $f(u)=a_l+b_lu_2$			冪次型態 $f(u)=a_p(u_2)^{bp}$			VPD性能等級 *Rank***	線性型態 $f(u)=a_l+b_lu_2$			冪次型態 $f(u)=a_p(u_2)^{bp}$			VPD性能等級 *Rank***
		a_l	b_l	R^2	a_p	b_p	R^2		a_l	b_l	R^2	a_p	b_p	R^2	
溫度平均法	m1	0.2539	0.0007	0.8909	0.0444	0.4129	0.8826	2	0.3169	0.0006	0.8755	0.0875	0.2577	0.8255	2
	m2	0.2927	0.0006	0.7189	0.0472	0.4101	0.7327	25	0.4358	0.0005	0.5089	0.0757	0.3478	0.3580	24
	m3	0.2840	0.0006	0.8883	0.0603	0.3660	0.8922	3	0.3658	0.0005	0.8599	0.1455	0.2247	0.8257	5
	m4	0.2471	0.0007	0.8690	0.0429	0.4199	0.8620	20	0.3247	0.0006	0.8342	0.0755	0.3575	0.8458	23
	m5	0.2322	0.0007	0.8942	0.0372	0.4432	0.8895	13	0.3148	0.0007	0.8547	0.0788	0.3572	0.8345	8
	m6	0.2761	0.0006	0.8818	0.0564	0.3743	0.8842	18	0.3854	0.0007	0.8447	0.1257	0.3775	0.8412	14
	m7	0.1561	0.0006	0.8716	0.0234	0.4701	0.8646	7	0.2213	0.0006	0.8124	0.0570	0.3751	0.8457	9
	m8	0.1436	0.0005	0.8734	0.0196	0.4882	0.8623	26	0.1746	0.0005	0.7001	0.1527	0.3578	0.6577	25
	m9	0.2600	0.0006	0.7081	0.0367	0.4383	0.7135	17	0.3256	0.0005	0.6455	0.0945	0.3145	0.5770	16
	m10	0.2170	0.0006	0.8699	0.0333	0.4471	0.8561	10	0.2678	0.0007	0.9154	0.0855	0.3357	0.8581	4
	m11	0.2290	0.0006	0.8715	0.0359	0.4348	0.8489	6	0.3244	0.0005	0.8795	0.0752	0.3157	0.8775	3
	m12	0.2267	0.0007	0.8932	0.0350	0.4502	0.8845	5	0.2895	0.0006	0.8857	0.0583	0.3754	0.8245	10
蒸汽壓力平均法	m13	0.1896	0.0007	0.8634	0.0258	0.4800	0.8559	15	0.2478	0.0006	0.8889	0.0775	0.3257	0.8350	12
	m14	0.1988	0.0006	0.8759	0.0274	0.4698	0.8588	12	0.2689	0.0007	0.8258	0.0658	0.3657	0.8254	11
	m15	0.2170	0.0006	0.8037	0.0271	0.4773	0.7865	21	0.3144	0.0005	0.4565	0.0479	0.3765	0.6877	19
	m16	0.1034	0.0017	0.6139	0.0076	0.7708	0.6892	23	0.2591	0.0028	0.8913	0.0075	0.8724	0.9211	21
	m17	0.1304	0.0005	0.8670	0.0166	0.5090	0.8594	24	0.1789	0.0005	0.8452	0.0257	0.3577	0.7956	26
	m18	0.1572	0.0008	0.7558	0.0168	0.5556	0.7973	22	0.2577	0.0009	0.8954	0.0579	0.5135	0.8654	18
	m19	0.1405	0.0005	0.8562	0.0195	0.5896	0.8002	14	0.2818	0.0009	0.8201	0.0176	0.6253	0.7656	20
	m20	0.1397	0.0005	0.8010	0.0189	0.6010	0.7862	11	0.2654	0.0008	0.8998	0.0586	0.3879	0.7824	17
	m21	0.2220	0.0007	0.8902	0.0331	0.4565	0.8906	8	0.2985	0.0007	0.8577	0.0557	0.3069	0.9257	13
	m22	0.2612	0.0006	0.8884	0.0516	0.3868	0.8749	4	0.3785	0.0006	0.8355	0.1254	0.2578	0.8257	7
	m23	0.1776	0.0007	0.8745	0.0229	0.5031	0.8734	19	0.2554	0.0008	0.8772	0.0425	0.4147	0.8657	22
混合法	m24	0.2259	0.0006	0.8671	0.0358	0.4311	0.8448	9	0.3125	0.0005	0.8956	0.0753	0.3227	0.9145	6
	m25	0.2498	0.0006	0.8944	0.0441	0.4101	0.8810	1	0.3157	0.0005	0.9380	0.0867	0.2577	0.9295	1
	m26	0.1965	0.0006	0.8742	0.0275	0.4658	0.8578	16	0.2789	0.0005	0.8600	0.0684	0.3247	0.8586	15

註 1.*表示VPD方法m1-m26係依黃振昌等(2006)之編碼.

註 2.**表示VPD性能等級*Rank*係引自黃振昌等(2006)之分析結果.

註 3.陰影表示同一VPD方法,線性或冪次型態風數函數其R^2為較優者.

12 種 VPD 溫度平均法計算式中，以線性型態而言，a_l 值(即截距)在 0.1436(m8)～0.2927(m2)之間，b_l 值(即斜率)在 0.0005～0.0007 之間，R^2 值界於 0.8942(m5)～0.7081(m9)，以冪次型態而言，a_p 值在 0.0196(m8)～0.0603(m3)之間，b_p 值在 0.3660(m3)～0.4882(m8)之間，R^2 值界於 0.8922(m3)～0.7135(m9)，兩種風速函數型態 R^2 值較佳者，線性型態共出現 8 次，如表 2 陰影所示方格，多於冪次型態的 4 次，初步顯示：VPD 採溫度平均法計算，風速函數以線性型態較冪次型態爲佳，此與 FAO(1977)所建議，恰爲相反；同理，11 種 VPD 蒸汽壓力平均法計算式中，以線性型態而言，a_l 值在 0.1034(m16)～0.2612(m22)之間，b_l 值在 0.0005(m17、m19、m20)～0.0017(m16)之間，R^2 值界於 0.8902(m21)～0.6139(m16)，以冪次型態而言，a_p 值在 0.0076(m16)～0.0516(m22)之間，b_p 值在 0.3868(m22)～0.7708(m16)之間，R^2 值界於 0.8906(m21)～0.6892(m16)，兩種風速函數型態 R^2 值較佳者，線性型態計出現 8 次，多於冪次型態的 3 次，顯示 VPD 採蒸汽壓力平均法估算，風速函數以線性型態較冪次型態爲佳，此吻合 FAO(1977)所建議；同理，3 種 VPD 混合法計算式中，以線性型態而言，a_l 值在 0.1965(m26)～0.2498(m25)之間，b_l 值同爲 0.0006，R^2 值界於 0.8944(m25)～0.8671(m24)，以冪次型態而言，a_p 值在 0.0275(m26)～0.0441(m25)之間，b_p 值在 0.4101(m25)～0.4658(m26)之間，R^2 值界於 0.8448(m24)～0.8810(m25)，兩種風速函數型態 R^2 值較佳者，以線性型態出現 3 次，多於冪次型態的 0 次，顯示 VPD 採混合法，風速函數以線性型態較冪次型態爲佳。

綜合共計 26 款 VPD 計算式而言，R^2 值較佳者，以線性型態出現共計 19 次(即 19/26=73%)，多於冪次型態的 7 次(即 7/26=27%)，而詮釋風速函數型態相關程度或擬合良度(goodness of fit)，R^2 值高達 0.89 以上者，計線性、冪次分別有 5 個(m1、m5、m12、m21 及 m25)、2 個(m3 及 m21)，然再依據黃振昌等(2006)研究結果指出，線性 5 個之 VPD 性能等級分別是 *Rank* 2、*Rank* 13、*Rank* 5、*Rank* 8 及 *Rank* 1，冪次 2 個分別是 *Rank* 3 及 *Rank* 8，m25 係 26 種 VPD 計算式中，居台灣地區 VPD 計算式性能等級最佳 *Rank* 1(黃振昌等，2003；黃振昌等，2005；黃振昌等，2006)，且 R^2 值高達 0.8944，因此，代表台灣地區農業氣候分區西北區風速函數 f(u)，初步可確立如(8-1)式所示，繪製(8-1)如圖 1(A)所示。

$$f(u) = 0.2498+0.0006u_2 \quad \text{.....(8-1)}$$

而風速函數 f(u)若爲冪次型態，則如(8-2)式所示，繪製(8-2)式如圖 1(B)所示。

$$f(u) = 0.0441(u_2)^{0.4101} \quad \text{.....(8-2)}$$

進一步採用顯著水準(significant level) $\alpha = 0.01$，得 F 檢定=143.92，遠遠大於相伴機率 $p(p=1.01\times10^{-9}<0.001)$，統計檢測結果顯示(8-1)式線性迴歸方程式，具有顯著性及存在性，換言之，變數 u_2 與應變數 f(u)之間，確實有線性迴歸關係。復以 t 檢定，對(8-1)式迴歸係數進行檢測，得截距(即 a_l)及變數 u_2 係數(即 b_l)之 t 檢定，分別是 12.32、12.00，亦遠遠大於相伴機率 $p=6.68\times10^{-10}<0.001$、$p=1.01\times10^{-9}<0.001$，顯示該線性迴歸方程式具有顯著性之統計意義。

相反地，在全部 26 種 VPD 計算式中，相關程度最差者爲 R^2=0.6139，性能等級表現 *Rank* 23(黃振昌等，2006)之 VPD 計算式，係以 m16 計之線性型態，如(9-1)式所示，f(u)若爲冪次型態，則如(9-2)式所示，(9-1)式、(9-2)式繪製如圖 1(C)、1(D)所示。

$$f(u) = 0.1034+0.0017u_2 \quad \text{.....(9-1)}$$

$$f(u) = 0.0076(u_2)^{0.7708} \quad \text{.....(9-2)}$$

由圖 1(A)與 1(C)或是圖 1(B)與 1(D)發現，即使是同樣觀測數據，同樣風速函數型態，迴歸線周圍點之密集或是分散程度，除了 R^2 值大小詮釋迴歸相關程度或擬合良度外，不同 VPD 計算式之搭配，也顯示對風速函數型態造成很大影響。

同理，應用同屬西北分區之農工中心測站

(No.A2C56)，2002-2003 年氣象觀測資料，在分析樣本百分率約 82%下，同樣觀測數據，不同 VPD 計算式與風速函數型態關係，分析結果彙整如表 2 所示。

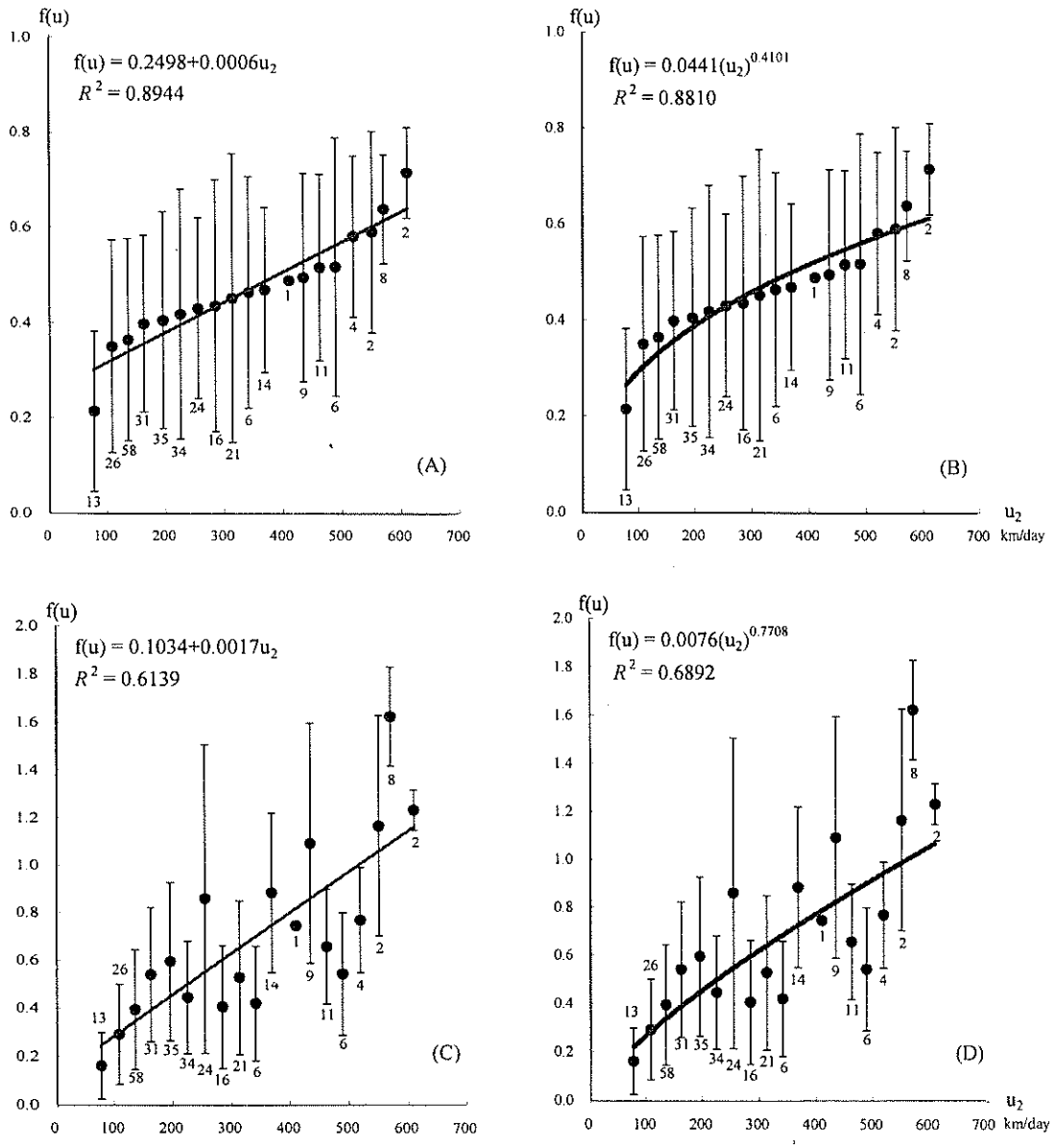


圖 1　西北農業氣候分區桃改場測站(No.72C44)本土化風速函數型態建立結果。(A)及(B)之 VPD 係採 m25，(C)及(D)則爲 m16。(A)及(C)爲線性型態，(B)及(D)爲冪次型態。圖中粗黑點表均值±標準差，所示數據爲分析樣本數。

Fig. 1. Development results of wind function for Taoyuan District Agricultural Improvement Station (No. 72C44) located north-western Taiwan. Figure 1A and 1B are based on use of m25 of VPD. Figure 1C and 1D are based on use of m16 of VPD. 1A and 1C are linear relation type. 1B and 1D are power relation type. Bars through mean f(u) data represent ± one standard deviation. The number of days of record for each mean f(u) is indicated.

26 種 VPD 在溫度平均法、蒸汽壓力平均法及混合法中，詮釋風速函數型態擬合良度之 R^2 較佳者，線性型態分別有 10、8、2 次，合計達 20 次(20/26=77%)，冪次型態分別有 2、3、1 次，合計 6 次(6/26=23%)；以全部 VPD 計算式而言，R^2 值高達 0.89 以上者，計線性、冪次分別有 6 個(m10、m16、m18、m20、m24 及 m25)、4 個(m16、m21、m24 及 m25)，而這 7 個 VPD 性能等級分別是 *Rank* 4、*Rank* 18、*Rank* 17、*Rank* 1、*Rank* 21、*Rank* 13 及 *Rank* 6(黃振昌等，2006)，清晰顯示，以 m25 之線性型態，R^2 值最大，達 0.9380，而且，m25 又是 26 款 VPD 計算式中，台灣地區最佳 VPD 計算式(黃振昌等，2003；黃振昌等，2005；黃振昌等，2006)，因此，代表台灣地區農業氣候分區西北區，以農工中心測站而言之風速函數 f(u)，初步可確立如(10)式所示，繪製(10)式如圖 2(A)、2(B)所示。

$$f(u) = 0.3157+0.0005u_2 \quad \text{.....(10-1)}$$

$$f(u) = 0.0867(u_2)^{0.2577} \quad \text{.....(10-2)}$$

爰此，綜合代表台灣地區西北農業氣候分區氣候環境之農工中心、桃改場測站，分析結果顯示，風速函數 f(u)皆屬於線性型態，證實：系統量測上可能誤差，可以消弭，代表背景環境正確與否之疑慮，也可以消除。

同理，再把分析範圍放大至其他台灣各地農業氣候分區，如中彰區、雲嘉區、西南區、南部區、東岸區及東北區，不同 VPD 計算方式之風速函數型態其 R^2 較優者，出現次數分析結果，彙整如表 3 所示。風速函數迴歸方程式 R^2、F 檢定及 t 檢定統計檢測結果，彙整如表 4 所示。

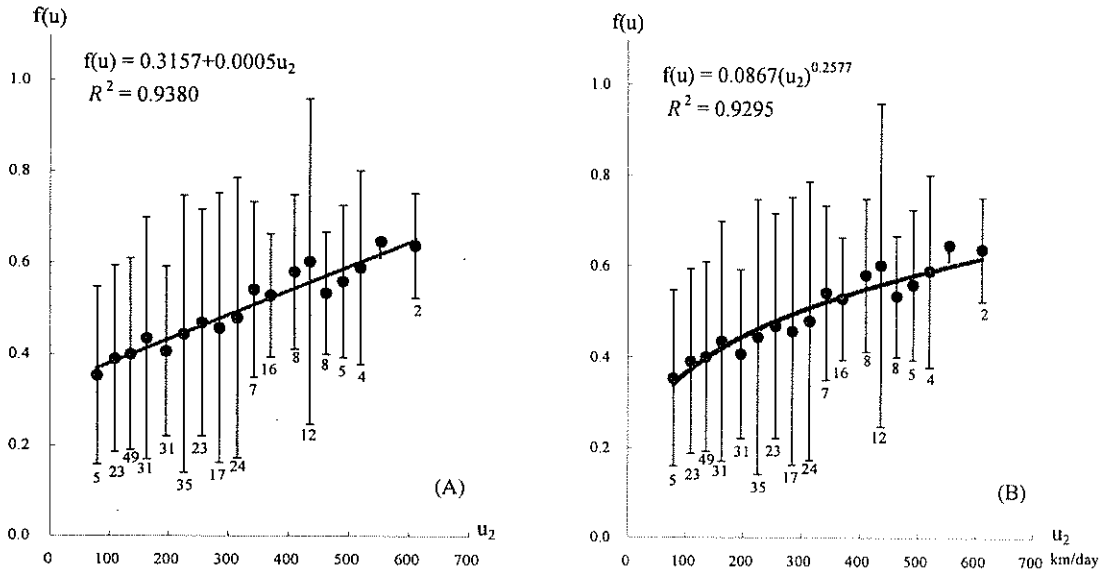


圖 2　西北農業氣候分區農業工程研究中心測站(No.A2C56)，本土化風速函數型態建立結果。(A)及(B)之 VPD 係採 m25，分別爲線性、冪次型態。圖中粗黑點表均值±標準差，所示數據爲分析樣本數。

Fig.2. Development results of wind function for Agricultural Engineering Research Center (No. A2C56) located north-western Taiwan. Two figures are based on use of m25 of VPD. Left one is a linear relation shape and right one is a power relation shape. Bars through mean f(u) data represent ± one standard deviation. The number of days of record for each mean f(u) is indicated.

表 3　台灣各地農業氣候分區不同 VPD 計算方式之風速函數型態 R^2 較優者

Table.3. Frequency for better value of R^2 between linear and power shape of wind function for different VPD calculating methods in 7 agro-climate divisions in Taiwan.

農業氣候分區代表測站(站號)	不同VPD計算方式之風速函數型態						小計（次）		總計（次）
	溫度平均法		蒸汽壓力平均法		混合法				
	線性型態	冪次型態	線性型態	冪次型態	線性型態	冪次型態	線性	冪次	
西北區桃改場 (No.72C44)	8	4	8	3	3	0	19 [73%]	7 [27%]	26
西北區農工中心 (No.A2C56)	10	2	8	3	2	1	20 [77%]	6 [23%]	26
中彰區台中測站 (No.46749)	11	1	9	2	3	0	23 [88%]	3 [12%]	26
雲嘉區嘉義測站 (No.46748)	9	3	6	5	2	1	17 [65%]	9 [35%]	26
西南區嘉南學甲 (No.12O57)	11	1	8	3	3	0	22 [85%]	4 [15%]	26
南部區恆春測站 (No.46759)	10	2	9	2	2	1	21 [81%]	5 [19%]	26
東岸區花蓮測站 (No.46699)	11	1	8	3	2	1	21 [81%]	5 [19%]	26
東北區宜蘭測站 (No.46708)	11	1	7	4	2	1	20 [77%]	6 [23%]	26
台灣地區平均	10.1	1.9	7.9	3.1	2.4	0.6	20.4 [78%]	5.6 [22%]	26

表 4　台灣各地農業氣候分區風速函數迴歸方程式 R^2、F 檢定及 t 檢定統計檢測結果

Table.4. Statistical results of R^2, F-test and t-test for regression wind function equations in 7 agro-climate divisions in Taiwan

氣候分區代表測站(站號)	R^2	F-test	t-test	
			截距	變數 u_2 係數(即斜率)
西北區桃改場(No.72C44)	0.8944	143.92*	12.32*	12.00*
西北區農工中心(No.A2C56)	0.9293	210.33*	24.13*	14.50*
中彰區台中測站(No.46749)	0.9493	74.90*	3.33*	8.65*
雲嘉區嘉義測站(No.46748)	0.7400	14.23*	4.89*	3.77*
西南區嘉南學甲(No.12O57)	0.9418	194.14*	9.27*	13.93*
南部區恆春測站(No.46759)	0.9350	244.38*	40.95*	15.63*
東岸區花蓮測站(No.46699)	0.8787	72.46*	6.33*	8.51*
東北區宜蘭測站(No.46708)	0.9268	88.57*	2.22*	9.41*
備註：*，表示在顯著水準 α=0.01 下，具顯著性。				

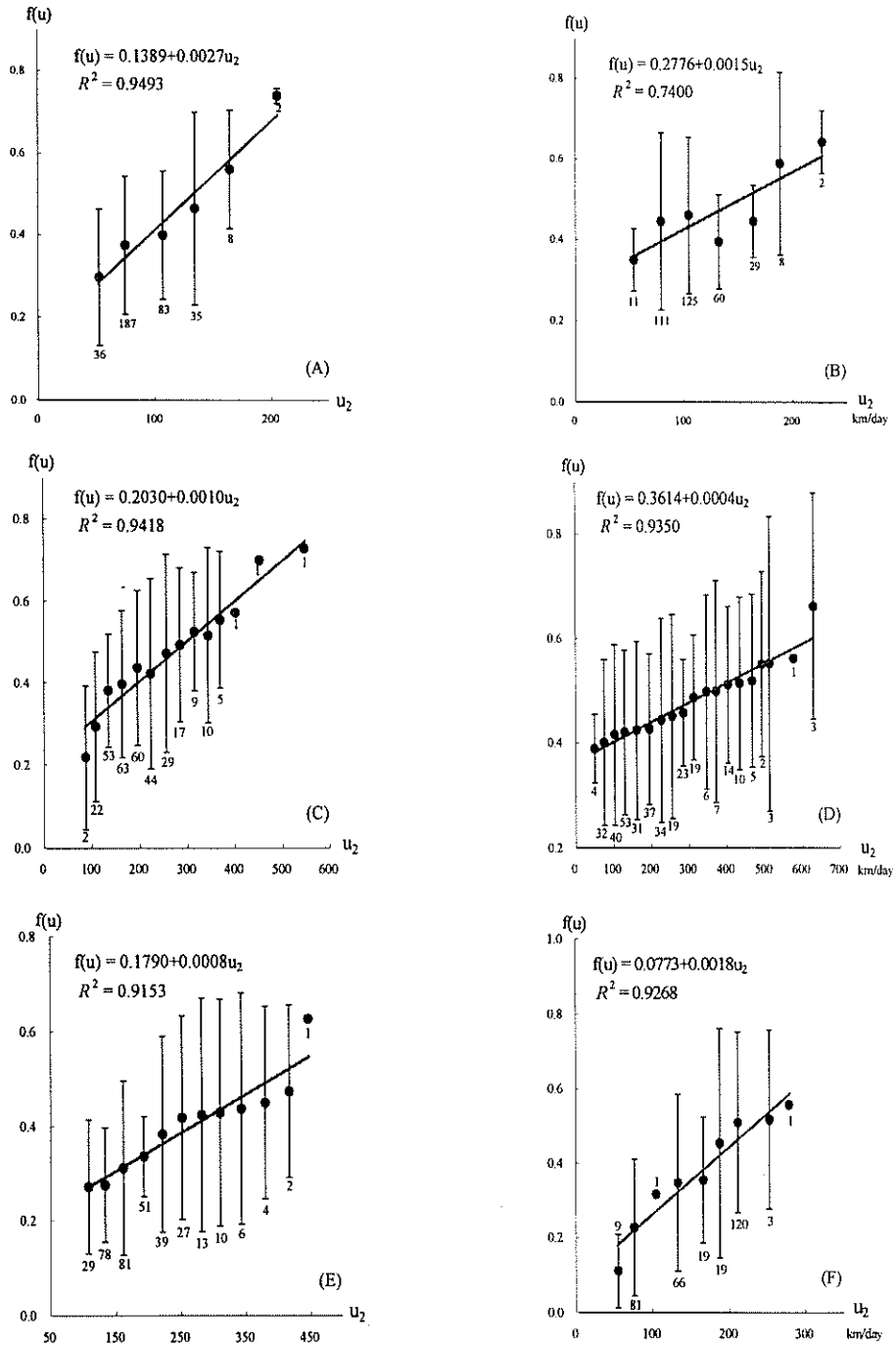


圖 3　中彰區(3A)、雲嘉區(3B)、西南區(3C)、南部區(3D)、東岸區(3E)及東北區(3F)農業氣候分區，本土化風速函數型態建立結果。VPD 皆採 m25。圖中粗黑點表均值±標準差，所示數據爲分析樣本數。

Fig.3. Development results of wind function for Zhung-Chang (3A), Yun-Chia (3B), Southwest (3C), South (3D), Eastcoast (3E) and Northeast Region (3F) of agro-climatic divisions in Taiwan. All of figures are based on use of m25 of VPD. Bars through mean f(u) data represent ± one standard deviation. The number of days of record for each mean f(u) is indicated.

如以代表中彰區之台中測站(No.46749)而言，在溫度平均法、蒸汽壓力平均法及混合法中，R^2較佳者，線性型態與冪次型態出現次數，分別是 11 次與 1 次、9 次與 2 次及 3 次與 0 次，合計是 23 次(88%)與 3 次(12%)，亦顯示風速函數以線性型態較冪次型態爲佳。進一步搭配 26 款 VPD 計算式性能等級及其結果(黃振昌等，2006)，代表台灣地區農業氣候分區中彰區之風速函數 f(u)，初步可確立如(11)式所示，並繪如圖 3(A)所示。

中彰區：$f(u) = 0.1389+0.0027u_2$ .....(11)

而闡釋(11)式線性風速函數迴歸方程式各項統計檢測結果，詮釋風速函數型態撮合良度之 R^2 值達 0.9493，F 檢定=74.90>p=0.001，截距 t 檢定=3.33>p=0.029，以及變數 u_2 係數之 t 檢定=8.65>p=0.001，在在闡明(11)式線性迴歸方程式，具有顯著性及存在性，亦具有顯著性之統計意義。

同理，雲嘉區、西南區、南部區、東岸區及東北區，26 款不同 VPD 計算方式之風速函數型態其 R^2 較優者，線性與冪次型態出現次數分析結果，分別是 17 次(65%)與 9 次(35%)、22 次(85%)與 4 次(15%)、21 次(81%)與 5 次(19%)、21 次(81%)與 5 次(19%)以及 20 次(77%)與 6 次(23%)，如圖 4 所示，顯示風速函數以線性型態較冪次型態爲佳。以全台角度觀之，是 20.4 次(78%)與 5.6 次(22%)，而再從溫度平均法、蒸汽壓力平均法及混合法，三種 VPD 不同型態層面而言，分別是 10.1 次與 1.9 次、7.9 次與 3.1 次以及 2.4 次與 0.6 次，如圖 5 所示，也都證實台灣地區風速函數確立是爲線性型態。以進一步搭配最佳 VPD 計算式性能等級(黃振昌等，2006)，因此，上述各地農業氣候分區風速函數 f(u)，初步可確立如(12)-(16)式所示，並依序繪如圖 3(B)-3(F)所示。

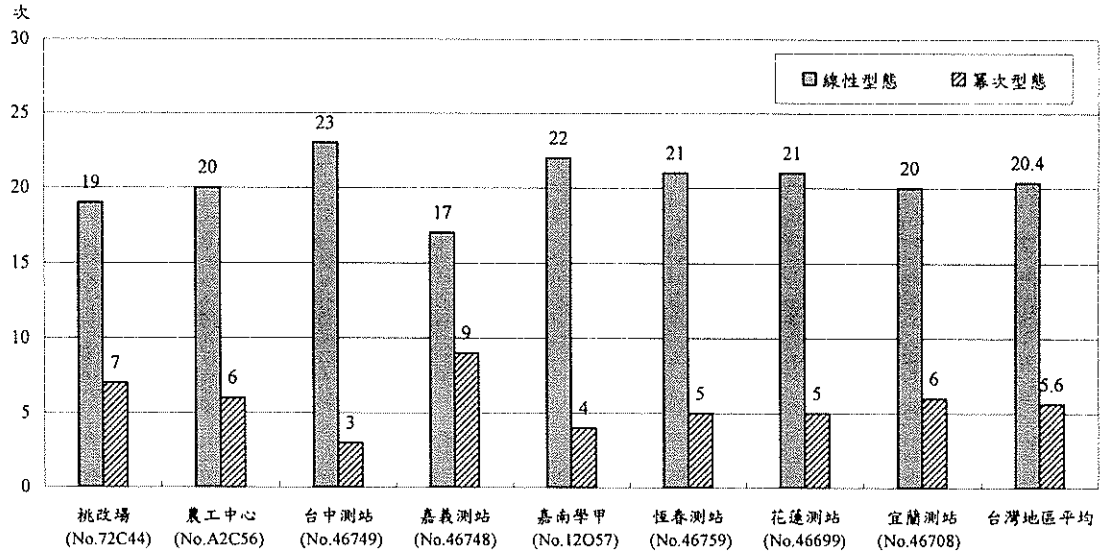


圖 4　台灣地區各農業氣候分區風速函數型態 R^2 值較佳者分佈圖

Fig.4. Frequency for better value of R^2 between linear and power shape of wind function for 7 agro-climate divisions for Taiwan.

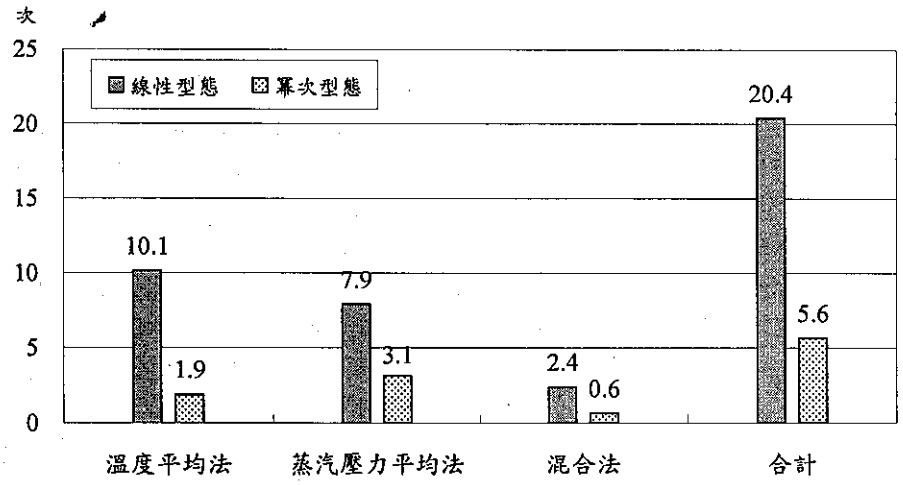


圖 5　台灣地區不同 VPD 計算方式風速函數型態 R^2 值較佳者分佈圖

Fig.5. Frequency for better value of R^2 between linear and power shape of wind function for 3 types (26 kinds) of VPD for Taiwan.

雲嘉區：$f(u) = 0.2776+0.0015u_2$ .....(12)

西南區：$f(u) = 0.2030+0.0010u_2$ .....(13)

南部區：$f(u) = 0.3614+0.0004u_2$ .....(14)

東岸區：$f(u) = 0.1790+0.0008u_2$ .....(15)

東北區：$f(u) = 0.0773+0.0018u_2$ .....(16)

詮釋(12)-(16)式線性風速函數擬合良度之 R^2 值，分析結果分別是 0.7400、0.9418、0.9350、0.9153 及 0.9268，搭配的 VPD 計算式皆係性能等級最佳的 m25(黃振昌等，2006)。而(12)-(16)式迴歸方程式 F 檢定結果，雲嘉區 $14.23>p=0.013$，西南區 $194.14>p=9.01\times10^{-9}$，南部區 $244.38>p=1.60\times10^{-11}$，東岸區 $72.46>p=6.81\times10^{-6}$，東北區 $88.57>p=3.19\times10^{-5}$，清楚闡釋(12)-(16)式迴歸方程式顯著性及存在性。截距以及變數 u_2 係數之 t 檢定結果，雲嘉區分別是 $4.89>p=0.005$、$3.77>p=0.013$，西南區分別是 $9.27>p=8.04\times10^{-7}$、$13.93>p=9.01\times10^{-9}$，南部區分別是 $40.95>p=1.98\times10^{-18}$、$15.63>p=1.60\times10^{-11}$，東岸區分別是 $6.33>p=8.62\times10^{-5}$、$8.51>p=6.81\times10^{-6}$，東北區分別是 $2.22>p=0.062$、$9.41>p=3.19\times10^{-5}$，闡明(12)-(16)式線性迴歸方程式，具有顯著性之統計意義。

綜合以上應用台灣地區 7 個農業氣候分區 8 個代表測站氣象觀測記錄，數理統計檢測分析結果證實揭示，台灣地區 Penman 估算方程式本土化風速函數確立爲線性型態，所搭配的 VPD 計算式係 m25(黃振昌等，2006)。

四、結論與建議

風速函數，是驅動蒸發散量空氣動力來源，儘管 Penman 方程式歷經一甲子歲月不斷演變，包括當下盛行之 FAO-56 Penman-Monteith 方程式(Allen *et al.*, 1998)，或是 ASCE 標準化 Penman-Monteith 方程式(Allen *et al.*, 2005)，在蒸發散量混合法估算模型中，至今它依舊是空氣動力項不可或缺考量要項。

有鑑於台灣地區應用國際化著名公式，對內含地域性參數，應視國內本土氣候環境條件加以建立與校驗，方具實用上價值之重要性，本文應用台灣地區 7 個農業氣候分區(郭文鑠等，1981)、8 個代表測站氣象觀測記錄，匹配黃振昌等(2006)26 款 VPD 計算式性能等級分析

成果，以相關係數 R^2、F 檢定及 t 檢定(兩者檢定顯著水準都採 α=0.01)等數理統計指標，確立台灣地區 Penman 方程式本土化風速函數是爲線性型態。

爰此，搭配黃振昌等(2006)編碼 m25 之 VPD 計算式，本文所建立風速函數線性迴歸型態與大小，建議可在國內各農業氣候分區採參應用，而非線性型態者(如冪次或多項式等)，不建議繼續在國內再採參應用。未來研究探討上，進一步與國內外機構學者所推荐各式各樣風速函數型態與大小，包括風速計量測高度轉換係數等相關議題，加以檢測與評估，在國內本土環境時之適用性，不失爲可行方向。

五、謝誌

本文係摘自行政院農業委員會「農業水利科技研究發展」科技計畫下，「蒸發散量 Penman 估算方程式風速函數之應用」細部計畫(計畫編號：94 農科-10.1.1-利-b1(20))部份內容，承蒙經費資助，及中央氣象局、桃改場、學甲旱灌中心資料提供，謹致謝意。

六、參考文獻

1. 中央氣象局，2002，「農業氣象觀測資料」。
2. 甘俊二、陳清田、陳鈞華，1996a，「台灣區域性旱作物需水量之推估」，85 年度農業工程研討會論文集， p.99-105。
3. 甘俊二、陳清田、陳焜耀，1996b，「臺灣地區作物需水量推估模式之合適性研究」，中國農業工程學報 Vol.42，No.2，p.8-19。
4. 施嘉昌、黃振昌，1987，「作物需水量與氣象因子相關理論分析之研究」，農業工程學報 Vol.33，No.2，p.1-27。
5. 桃園區農業改良場，2002，「農業氣象觀測資料」。
6. 郭文鑠、楊之遠，1981，「台灣地區農業氣候區域之劃分」，氣象學報 Vol.27 No.1，p.16-28。
7. 郭振民、陳姜琦、游保杉，2002，「應用 NOAA 衛星遙測估算蒸發散之氣象因子」，中國農業工程學報 Vol.48，No.3，p.19-30。
8. 梁仁有、劉復誠、耿旭、林深林，1995，「氣候改變對臺灣地區蒸發散量影響的模擬研究」，氣象學報 Vol.41，No.4，p.246-271。
9. 張本初，1990，「作物需水量最佳模式之探討」，國立台大農工所碩士論文。
10. 陳尙、蔡奇成，1967，「旱作需水量之測算方法與試算結果之檢討」，中國農業工程學報 Vol.13，No.4，p.26-49。
11. 陳述、姚銘輝、陳守泓，2008，「利用潛熱通量資料驗證水稻田蒸發散模式」，作物、環境與生物資訊 Vol.5，No.1， p.29-39。
12. 陳姜琦，2002，「應用衛星遙測於區域蒸發散量之估算」，國立成功大學水利及海洋工程研究所碩士論文。
13. 陳清田，1991，「嘉義地區作物需水量推估之研究」，農業工程學報 Vol.37，No.1，p.82-109。
14. 黃振昌、張德鑫、宋易倫，2005，「Penman-Monteith 方程式蒸汽壓力差計算式適用性評估：頻率分析法」，氣象學報，Vol.46, No.1, p.13-p.29。
15. 黃振昌、張德鑫、宋易倫，2006，「Penman-Monteith 方程式蒸汽壓力差計算式適用性評估：統計指標法」，氣象學報，Vol.46, No.3, p.33-p.50。
16. 黃振昌、宋易倫，2003，「以頻率分析方法比較蒸汽壓力差計算式」，92 年度農業工程研討會論文集，p.656-p.669。
17. 童慶斌、連宛渝，2000，「氣候變遷對灌溉需水量之影響」，中國農業工程學報 Vol.46，No.1，p.57-68。
18. 葉信富、陳進發、李振晧，2005，「潛勢能蒸發散量經驗公式之最佳化比較」，農業工程學報 Vol.51，No.1，p. 27-37。
19. 農業工程研究中心，2002~2003，「農業氣象觀測資料」。
20. 學甲旱作灌溉試驗中心，2002，「農業氣象觀測資料」。
21. Allen, R. G., Pereira, L.S., Rase, D., and

Smith, M., 1998., "Crop evaportranspiration-Guidelines for computing crop water requirements" FAO Irrigation and Drainage Paper 56, FAO, Rome.

22. Allen, R. G., Smith, M., Perrier, A., and Pereira, L.S., 1994., "An update for the definition of reference evaportranspiration" ICID Bulletin. Vol.43, No.2, p.1-34.
23. Allen, R. G., Walter, I. A., Elliott, R., Howell, T., Itenfisu, D., and Jensen, M., 2005., "The ASCE standardized reference evapotranspiration equation", ASCE, 59pp.
24. Bosen, J. F., 1960., "A formula for approximation of the saturation vapor pressure over water" Monthly Weather Review Vol.88, No.8, p.275-276.
25. CIMIS(California Irrigation Management Information System), 1982., "CIMIS Equation" accessed from the website http://www.cimis.water.ca.gov/cimis/ by 2008.
26. Cuenca, R. H., and Nicholson, M. T., 1982., "Application of the Penman equation wind function" J. Irrigation and Drainage, ASCE108(IR1):13-23.
27. Dalton, J., 1802.,"Experimental essays on the constitution of mixed gases; on the force of steam or vapor from waters and other liquids in different temperatures, both in a Torricellian vacuum and in air; on evaporation and on the expansion of gases by heat" Mem. Proc. Manchester. Lit. Phil. Soc., Vol.5, p.535-602.
28. Doorenbos, J., and Pruitt, W. O., 1975., "Guidelines for predicting crop water requirements" FAO Irrigation and Drainage Paper 24, FAO, Rome.
29. Doorenbos, J., and Pruitt, W. O., 1977., "Guidelines for predicting crop water requirements" FAO Irrigation and Drainage Paper 24, 2nd edition, FAO, Rome.
30. Farahani, H. J., Howell, T. A., Shuttleworth, W. J., and Bausch, W. C., 2007., "Evapotranspiration: Progress in measurement and modeling in agriculture" Trans. ASABE, Vol.50, No.5, p.1627-1638.
31. Jensen, M. E. Ed., 1974., "Consumptive use of water and irrigation water requirements" ASCE, 215pp..
32. Jensen, M. E., Burman, R. D., and Allen, R. G., 1990., "Evapotranspiration and irrigation water requirements" ASCE, 332pp.
33. Nandagiri, L., and Kovoor, G. M., 2006., "Performance Evaluation of Reference Evapotranspiration Equationsacross a Range of Indian Climates" J. Irrigation and Drainage, ASCE 132(IR3):238-249.
34. Murray, F. W., 1967., "On the computation of saturated vapor pressure" J. Appl. Meterology, Vol.6, p.203-204.
35. Penman, H. L., 1948., "Natural evaporation from open water, bare soil and grass" Proc. Roy. Soc. London, A193, p.120-146.
36. Penman, H. L., 1956., "Estimating evaporation" Trans. Am. Geoph. U. Vol.37, No.1, p.43-50.
37. Penman, H. L., 1963., "Vegetation and hydrology" Tech. Comm. No.53, Commonweath Bureau of Soils, Harpenden, England. 125pp.
38. Shuttleworth, W. J., 1993., "Evaporation" In *Handbook of Hydrology*. D. Maidment, ed., New York, McGraw-Hill.
39. Shuttleworth, W. J., 2007., "Putting the "vap" into Evaporation" Hydro. Earth System Sci., Vol.11, No.2, p.210-244.
40. Silver, H. F., and Nydahl, J. E., 1977., "Engineering Thermodynamics" West Publishing Co. New York, 557pp.
41. Steiner, J. L., Howell, T. A. and Schneider, A. D., 1991., "Lysimetric evaluation of daily potential evapotranspiration models for grain

sorghum" Agronomy J. Vol.83, No.1, p.240-247.
42. Temesgen, B., Eching, S., Davidoft, B. and Frame, K., 2005., "Comparison of some reference evapotranspiration equations for California." J. Irrigation and Drainage, ASCE 131(IR1):73-84.
43. Valiantzas, J. D., 2006., "Simplified versions for the Penman evaporation equation using routine weather data" J. Hydrology, Vol.331, No.3-4, p.690-702.
44. Wright, J. L., and Jensen, M. E., 1972., "Peak water requirements of crops in Southern Idaho" J. Irrigation and Drainage, ASCE 96(IR1):193-201.
45. Wright, J. L., 1982., "New evapotranspiration crop coefficients" J. Irrigation and Drainage, ASCE 108(IR2):57-74.
46. Wright, J. L., 1996., "Derivation of alfalfa and grass reference evapotranspiration in evapotranspiration and irrigation scheduling", Proceedings of the ASAE International Conference on Evapotranspiration and Irrigation Scheduling, p.133-140.

附錄 A：本文所採用 26 款 VPD 計算式及其編碼

Penman(1948)於英國 Rothamsted 試驗站試驗結果，在(2-1)式中 VPD 之 e_s 是以每 4 小時量測一次，一天共計 6 次之平均氣溫取得，e_a 是由鄰近測站每 6 小時量測一次，一天共計 4 次之平均露點溫度獲得，歸類上屬溫度平均法(temperature averaging method, TAM)，如表 A 所示之 m1。

ASCE(Jensen *et al.*, 1974、1990)以最高溫度 T_{max}，最低溫度 T_{min}，清晨 8 點露點溫度 T_{dp8}，最高最低溫度時相對溼度 RH_{min}、RH_{max}，加以組合設計，建議如下 VPD 計算式，屬 TAM 型態有 m9、m12，屬蒸汽壓力平均法(vapor pressure averaging method, VPAM)型態有 m15、m23，如表 A 所示。

$$VPD = e_s(T_{ave}) - e_a(T_{dp8}) \quad \text{(A1)}$$

$$VPD = e_s(T_{ave})(1 - 0.01 \times RH_{ave}) \quad \text{(A2)}$$

$$VPD = 0.5 \times \left[e_s(T_{max}) + e_s(T_{min})\right] - e_a(T_{dp8}) \quad \text{(A3)}$$

$$VPD = 0.5 \times \left[e_s(T_{max})(1 - \frac{RH_{min}}{100}) + e_s(T_{min})(1 - \frac{RH_{max}}{100}) \right] \quad \text{(A4)}$$

其中，下標 ave，代表最大值(max)與最小值(min)之日平均。

FAO(Doorenbos *et al.*,1975、1977)以實用觀點，免除應用上須視環境條件予以校驗困擾，在 VPD 計算式氣象因子之考慮，包括 T_{max}、T_{min}、T_{dpave}、RH_{max}、RH_{min}、T_{dry} 與 T_{wet} 等項，建議國際上著名且在世界各地廣泛使用之 4 款 VPD 計算式，其中，第 1 及第 4 款，分別如上述(A2)、(A4)式所示，其餘第 2 及第 3 款如下，屬 TAM 型態有 m10、m12，屬 VPAM 型態有 m23，屬混合法(hybrid method, HM)型態有 m24，如表 A 所示。

$$VPD = e_s(T_{ave}) - \left[e_a(T_{wet}) - \gamma(T_{wbd})\right] \quad \text{(A5)}$$

$$VPD = e_s(T_{ave}) - e_a(T_{dpave}) \quad \text{(A6)}$$

式中，下標 wbd 係濕球下陷量(wet bulb depression, wbd)。

復經不斷應用與驗證，FAO 於 1998 年改版，除原列第 4 款計算式(A4)式保留，並改列爲新版之第 2 款計算式外，再推荐另三種計算式(Allen *et al.*, 1998)如下，皆屬 VPAM 型態，如表 A 所示。

$$VPD = 0.5\times\left[e_s(T_{max})+e_s(T_{min})\right]-e_a(T_{min}) \quad \text{(A7)}$$

$$VPD = 0.5\times\left[e_s(T_{max})+e_s(T_{min})\right]-e_a(T_{min})(0.01\times RH_{max}) \quad \text{(A8)}$$

$$VPD = 0.5\times\left[e_s(T_{max})+e_s(T_{min})\right](1-0.01\times RH_{ave}) \quad \text{(A9)}$$

Cuenca *et al.*(1982)選取 T_{dpmin}、T_{dpave}、T_{max}、T_{min}、RH_{min}、RH_{max}、T_{dry} 與 T_{wet} 等氣象因子並加以組合，建議共計 6 款 VPD 計算式，其中，第 2、第 3、第 5 及第 6 款 VPD 計算式，分別如上述(A6)、(A2)、(A4)及(A5)式所示，餘第 1 及第 4 款 VPD 計算式如下，依 TAM、VPAM 及 HM 型態歸屬，分別 3、2 及 1 款，依序是 m8、m10、m12、m13、m23 及 m24，如表 A 所示。

$$VPD = e_s(T_{ave})-e_a(T_{dpmin}) \quad \text{(A10)}$$

$$VPD = 0.5\times\left[e_s(T_{max})+e_s(T_{min})\right]-e_a(T_{dpave}) \quad \text{(A11)}$$

Burman *et al.*(1983)推荐四式，依序分別如上(A6)、(A2)、(A11)及(A1)式所示，即 TAM 及 VPAM 型態，分別有 3 及 1 款，如表 A 所示。

施嘉昌等(1987)建議以 T_{max} 及 T_{min} 和之均值爲 e_s，以 T_{dp} 或 T_{min} 爲 e_a，即歸類如表 A 所示 TAM 型態之 m9，在此之後國內的研究，都得同樣結論(陳清田，1991；陳清田等，1997)。

ICID(Allen *et al.*, 1994)共推荐 3 式，其中第 1 及第 3 款計算式，分別如(A4)及(A7)式所示，第 2 款計算式如下所示，即如表 A 所示之 m23、m26 及 m16。

$$VPD = 0.5\times\left[e_s(T_{max})+e_s(T_{min})\right]-\left[e_a(T_{wet})-\gamma(T_{wbd})\right] \quad \text{(A12)}$$

Howell *et al.*(1995)依 ASCE(1990)推荐 4 款 VPD 計算式爲基礎，另斟酌研究地區環境特性，自行設計 4 種，共計 8 種 VPD 計算式，經驗證結果後，建議 3 式，其中，第 2 款即爲 ASCE(1990)所推荐，餘第 1 及第 2A 款 VPD 計算式，如下式所示，即依序如表 A 所示之 m11、m12 及 m3，全屬 TAM 型態。

$$VPD = e_s(T_{ave})-e_a(T_{dpmean}) \quad \text{(A13)}$$

$$VPD = e_s(T_{mean})(1-0.01\times RH_{mean}) \quad \text{(A14)}$$

式中，下標 mean 代表 96 個記錄之日平均。

黃振昌等(2003)參酌 VPD 內含氣象參數之考量，配套設計 24 款計算式，經統計指標檢測、分析與探討，建議(A15)式，這樣的結論發現，復經黃振昌等(2005)、黃振昌等(2006)的檢測探討，都是一致的。

$$VPD = e_s(T_{mean})-\left[e_a(T_{wet})-\gamma(T_{wbd})\right] \quad \text{(A15)}$$

ASCE(2005)應美國灌溉協會(irrigation association)請託，以專業學術立場，建立指針級、水準標竿級，ASCE 標準化 Penman-Monteith 方程式(Allen *et al.*, 2005)，其中 VPD 部份，繼 1990 年之

後，更新改版並優先順序建議如表 A 所示之 m19、m14、m26、m15、m23、m18、m17、m16 及 m20，計 9 款，其中，第 3、4、5、6 及 8 款，依序如上述(A12)、(A3)、(A4)、(A8)及(A7)式所示，其餘第 1、2、7 及 9 款，依序如下所示，對照以往 ASCE(1974、1990)所推荐的 VPD 型態，已摒棄 TAM 型態，建議 VPAM 型態佔 8 種，HM 型態僅有 1 種。

$$VPD = 0.5\times\left[e_s(T_{max}) + e_s(T_{min})\right] - e_a(T_{mean})(0.01\times RH_{mean}) \quad \text{(A16)}$$

$$VPD = 0.5\times\left[e_s(T_{max}) + e_s(T_{min})\right] - e_a(T_{dpmean}) \quad \text{(A17)}$$

$$VPD = 0.5\times\left[e_s(T_{max}) + e_s(T_{min})\right] - e_a(T_{max})(0.01\times RH_{min}) \quad \text{(A18)}$$

$$VPD = 0.5\times\left[e_s(T_{max}) + e_s(T_{min})\right] - e_a(T_{ave})(0.01\times RH_{ave}) \quad \text{(A19)}$$

Yoder *et al.*(2005)應用 ASCE 標準化 Penman-Monteith 方程式，檢測驗證潮溼環境下，作物蒸發散量估算精確程度，而所採用之 VPD 計算式，建議有如表 A 所示之 m23、m18、m17、m22、m14、m16、m7、m5、m4、m6、m1 及 m2，共 12 種，其中，第 1、2、3、5 及 6 款 VPD 計算式，依序如上述如(A4)、(A8)、(A18)、(A17)及(A7)式所示，其餘各款，即第 4、7、8、9、10、11 及 12 款，依序如下。

$$VPD = 0.5\times\left[e_s(T_{max}) + e_s(T_{min})\right](1 - 0.01\times RH_{mean}) \quad \text{(A20)}$$

$$VPD = e_s(T_{mean}) - 0.005\times\left[e_a(T_{min})\times RH_{max} + e_a(T_{max})\times RH_{min}\right] \quad \text{(A21)}$$

$$VPD = e_s(T_{mean}) - e_a(T_{min})\times 0.01\times RH_{max} \quad \text{(A22)}$$

$$VPD = e_s(T_{mean}) - e_a(T_{max})\times 0.01\times RH_{min} \quad \text{(A23)}$$

$$VPD = e_s(T_{mean}) - 0.005\times\left[e_a(T_{max}) + e_a(T_{min})\right]\times RH_{mean} \quad \text{(A24)}$$

$$VPD = e_s(T_{mean}) - e_a(T_{dpmean}) \quad \text{(A25)}$$

$$VPD = e_s(T_{mean}) - e_a(T_{min}) \quad \text{(A26)}$$

參考文獻：

1. 陳清田、甘俊二，1997，「台灣地域性作物需水量之推估研究」，中國農業工程學報，Vol.43，No.4，p.1-18。
2. Burman, R. D., Cuenca, R. H., and Weiss, A., 1983., "Techniques for estimation irrigation water requirements" D. Hillel, ed., Advances in irrigation, Academic Press, Inc., New York, N. Y., p.336-394.
3. Howell, T. A., and Dusek D. A., 1995., "Comparison of vapor-pressure-deficit calculation methods-Southern High Plains" J. Irrigation and Drainage, ASCE 121(IR2):191-198.
4. Yoder, R. E., Odhiambo, L. O., and Wright, W. C., 2005., "Effects of vapor-pressure deficit and net-irradiance calculation methods on accuracy of standardized Penman-Monteith equation in a humid climate" J. Irrigation and Drainage, ASCE 131(IR3):228-237.

表 A　蒸汽壓力差(vapor pressure deficit, VPD)計算式一覽表

Table A　Summary for the 3 types 26 kinds of vapor-pressure-deficit calculation methods.

方法	蒸汽壓力差(vapor pressure deficit, VPD)計算式	推薦者(西元年-方法)
溫度平均法(temperature averaging method, TAM)		
m1	$e_s(T_{mean})-e_a(T_{dpmean})$	Penman(1948);Yoder *et al.*(2005-11)
m2	$e_s(T_{mean})-e_a(T_{min})$	Yoder *et al.*(2005-12)
m3	$e_s(T_{mean})-e_a(T_{mean})\times 0.01\times RH_{mean}$	Howell *et al.*(1995-2A)
m4	$e_s(T_{mean})-e_a(T_{max})\times 0.01\times RH_{min}$	Yoder *et al.*(2005-9)
m5	$e_s(T_{mean})-e_a(T_{min})\times 0.01\times RH_{max}$	Yoder *et al.*(2005-8)
m6	$e_s(T_{mean})-0.005\times[e_a(T_{max})+e_a(T_{min})]\times RH_{mean}$	Yoder *et al.*(2005-10)
m7	$e_s(T_{mean})-0.005\times[e_a(T_{min})\times RH_{max}+e_a(T_{max})\times RH_{min}]$	Yoder *et al.*(2005-7)
m8	$e_s(T_{ave})-e_a(T_{dp\,min})$	Cuenca *et al.*(1982-1)
m9	$e_s(T_{ave})-e_a(T_{dp8})$	ASCE(1974-1;1990-1);Burman *et al.*(1983-4);施嘉昌等(1987);陳清田(1991);陳清田等(1997)
m10	$e_s(T_{ave})-e_a(T_{dpave})$	FAO(1977-3); Cuenca *et al.*(1982-2) Burman *et al.*(1983-1)
m11	$e_s(T_{ave})-e_a(T_{dpmean})$	Howell *et al.*(1995-1)
m12	$e_s(T_{ave})-e_a(T_{ave})\times\frac{RH_{ave}}{100}$	ASCE(1974-2;1990-2);FAO(1977-1) Cuenca *et al.*(1982-3) Burman *et al.*(1983-2) Howell *et al.*(1995-2)
蒸汽壓力平均法(vapor pressure averaging method, VPAM)		
m13	$0.5\times[e_s(T_{max})+e_s(T_{min})]-e_a(T_{dpave})$	Cuenca *et al.*(1982-4) Burman *et al.*(1983-3)
m14	$0.5\times[e_s(T_{max})+e_s(T_{min})]-e_a(T_{dpmean})$	ASCE(2005-2); Yoder *et al.*(2005-5)
m15	$0.5\times[e_s(T_{max})+e_s(T_{min})]-e_a(T_{dp8})$	ASCE(1974-3;1990-3;2005-4)
m16	$0.5\times[e_s(T_{max})+e_s(T_{min})]-e_a(T_{min})$	ICID(1994-3);FAO(1998-1) ASCE(2005-8);Yoder *et al.*(2005-6)
m17	$0.5\times[e_s(T_{max})+e_s(T_{min})]-e_a(T_{max})(0.01\times RH_{min})$	ASCE(2005-7);Yoder *et al.*(2005-3)
m18	$0.5\times[e_s(T_{max})+e_s(T_{min})]-e_a(T_{min})(0.01\times RH_{max})$	FAO(1998-3);ASCE(2005-6) Yoder *et al.*(2005-2)
m19	$0.5\times[e_s(T_{max})+e_s(T_{min})]-e_a(T_{mean})(0.01\times RH_{mean})$	ASCE(2005-1)
m20	$0.5\times[e_s(T_{max})+e_s(T_{min})]-e_a(T_{ave})(0.01\times RH_{ave})$	ASCE(2005-9)
m21	$0.5\times[e_s(T_{max})+e_s(T_{min})](1-0.01\times RH_{ave})$	FAO(1998-4)
m22	$0.5\times[e_s(T_{max})+e_s(T_{min})](1-0.01\times RH_{mean})$	Yoder *et al.*(2005-4)
m23	$0.5\times\left[e_s(T_{max})(1-\frac{RH_{min}}{100})+e_s(T_{min})(1-\frac{RH_{max}}{100})\right]$	ASCE(1974-4;1990-4;2005-5) FAO(1977-4;1998-2) Cuenca *et al.*(1982-5);ICID(1994-1) Yoder *et al.*(2005-1)

混合法(hybrid method, HM)		
m24	$e_s(T_{ave})-[e_a(T_{wet})-\gamma(T_{wbd})]$	FAO(1977-2);Cuenca *et al.*(1982-6)
m25	$e_s(T_{mean})-[e_a(T_{wet})-\gamma(T_{wbd})]$	黃振昌等(2003-6A;2005-6A;2006-m25)
m26	$0.5\times[e_s(T_{max})+e_s(T_{min})]-[e_a(T_{wet})-\gamma(T_{wbd})]$	ICID(1994-2);ASCE(2005-3)

資料來源，黃振昌等(2006)。

The development of the Shape and Magnitude of Wind Function in the Penman Equation for Taiwan

Cheng-Chang Huang Yi-Lun Sung
Agricultural Engineering Research Center

ABSTRACT

Wind function (WF) plays as an important component of aerodynamic term in the combination-type equations for evapotranspiration calculating. The parameters in the WF, depending on local environmental characteristics, vapor-pressure-deficit (VPD) calculating methods, and different reference crop, should be locally calibrated for practical application. By using the meteorological data from 8 weather stations in 7 agro-climate divisions associated with analysis results of 26 methods of VPD, coefficient of correlation (R^2), F-test and t-test, the shape and magnitude of WF in the Penman formula were developed for Taiwan in this paper.

Preliminary results indicated that the WF for Taiwan was linear shape with VPD calculation method whose performance ranked top one, yielded the higher value of R^2 (ranging from 65% to 88 %) than the power shape. Moreover, all of the WFs developed in this study have obtained satisfactory statistical tests at significant level α=0.01. In other words, both values of F-test and t-test are far larger than their critical probabilities. Accordingly, the WFs built in this study were recommended to apply in Taiwan. And, the WFs used in the past research with non-linear or other shape were not recommended continuing to apply in Taiwan.

Key words: Penman equation, wind function, evapotranspiration

氣象學報季刊
第四十七卷第三期
出版機關：交通部中央氣象局氣象學報社
地　　址：10048 台北市中正區公園路 64 號
聯絡電話：(02)2349-1091
發 行 人：辛江霖
出版年月：中華民國 97 年 9 月
創刊年月：中華民國 44 年 3 月
刊期頻率：季刊
版次冊數：初版 400 冊
定　　價：新台幣 200 元
印 刷 者：萬森興業有限公司
電　　話：(02) 2223-5000
展售地點：五南文化廣場(發行中心)，台中市綠川東街 32 號 3 樓
電話：(04)2221-0237
國家書店松江門市，10485 台北市中山區松江路 209 號 1 樓
電話：(02)2518-0207（代表號）
國家網路書店：http://www.govbook.com.tw
GPN：2004400001
ISSN：0255-5778
著作財產權屬交通部中央氣象局，著作人格權屬著作人。
本書保留所有權利。
欲利用本書全部或部分內容者，須徵求著作財產權人交通部中央氣象局同意或書面授權。
◎All rights reserved. Any forms of using or quotation, part or all should be authorized by copyright holder Central Weather Bureau. Please contact with Central Weather Bureau. [Tel:(02)2349-1091]

Volume 47 Number 3 September 2008

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字 第〇九七六號 統一編號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類 二〇〇四四〇〇〇〇一

Meteorological Bulletin

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

A Research on the Development and Application of ..... Huei-Min Wang (1)
Typhoon Rainfall Amount Estimation Method Tien-Chiang Yeh
Shih-Chi Wu

Development of An Identification Algorithm for Tropical .... Hsiao-Chung Tsai (21)
Cyclones in Atmospheric General Circulation Models Kuo-Chen Lu
Mong-Ming Lu

Comparison between Broadband Seismogram and ..... Zen-Sen Liaw (39)
Co-sited Accelerogram Recording Rong-Yuh Chen
Chih-Wen Kan

The Diagnosis of CWB NFS Model applying ..... Chi Pan (55)
WRFVar Analysis Chuen-Teyr Terng

The Long-term Tendency of Global Temperature and ..... Ching-Teng Lee (73)
Taiwan Climate

The development of the Shape and Magnitude of ..... Cheng-Chang Huang (95)
Wind Function in the Penman Equation for Taiwan Yi-Lun Sung

ISSN 0255-5778

CENTRAL WEATHER BUREAU
64 Gongyuan Road, Taipei 10048
Taiwan, ROC

氣象學報

Meteorological Bulletin

季刊
第四十七卷第四期
民國九十八年三月
Vol.47 NO.4 March 2009

交通部中央氣象局
CENTRAL WEATHER BUREAU

氣 象 學 報

季 刊

第四十七卷 第 四 期

目 次

研究論文

地下水的潮汐效應與固體地潮和海潮之相關性研究---------- 余貴坤 簡顯光 陳遠斌 趙曉玲 呂佩玲 (1)

臺灣農業氣象災害分析---------- 張釉芳 梁仁有 楊慧玉 (15)

西北太平洋颱風個數預報與檢驗---------- 李清縢 (25)

民國97年颱風調查報告－第7號卡玫基(Kalmaegi)---------- 徐辛欽 (39)
颱風(0807)

民國97年颱風調查報告－第8號鳳凰(Fung-wong)---------- 簡國基 (61)
颱風(0808)

出版機關：交通部中央氣象局 10048台北市中正區公園路64號

發 行 人：辛 江 霖 聯絡電話：(02)2349-1091

編審小組：

主 編 鄭 明 典

委 員 吳 德 榮 洪 景 山 張 修 武 郭 鎧 紋 陳 正 改 陳 嘉 榮 馮 欽 賜 黃 維 智 葉 天 降 滕 春 慈 （按姓氏筆劃排列）

幹 事 黃 玉 絲 韓 素 蘭

地下水的潮汐效應與固體地潮和海潮之相關性研究

余貴坤[1] 簡顯光[1] 陳遠斌[1] 趙曉玲[2] 呂佩玲[2]

[1]萬能科技大學營建科技系

[2]中央氣象局地震測報中心

摘 要

本研究分析 2006 年花蓮觀測井的地下水位變化及驗潮紀錄，探討地下水的潮汐效應及其與固體地潮和海潮之相關性，結果確認地下水潮與固體地潮和海潮都是正相關，且其相關係數甚高，但地下水潮與固體地潮的平均相位差約落後 42 分鐘、與海潮的相位差也約落後 12 分鐘，相位落後時間的長短與地下水層之孔隙大小有關。若比較它們的大、小潮時段之相關性，則可發現在大潮時段的相關性頗佳，在小潮時段的相關性稍差，且小潮時段的相位差也比大潮時段的相位差落後甚多，此差異與全日潮的波形在大潮時段不太明顯，在小潮時段卻很完整的現象應有密切關聯。又地下水潮與固體地潮的全日潮起伏型態差異甚大，但與海潮的變化卻相當類似，其中的關鍵為何？須再深入研究後也許才可能找到合理的解釋。月球運行的位置變動對相關係數及相位差都呈現相當規律性的變化，且變化幅度也隨著季節有明顯的差異。

關鍵詞：地下水潮，固體地潮，海潮，相關係數，相位差。

一、前言

深井水位變化可明顯反應太陽與月球引力作用在地球上的潮汐現象，早在 1970 年代前後就陸續有科學家經由理論推演或實際觀測中發現（如 Bredehoeft, 1967; Bodvarsson, 1970; Robinson and Bell, 1971; Johnson et al., 1974; Wakita, 1975；Narasimhan et al., 1984；張昭棟等，1991），更有一些學者進一步探討深井水位變化與地震活動的相關性（如 Kovach et al., 1975; Oki and Hiraga, 1979; Wakita, 1984; Wang et al., 1984），期能發現可視為地震前兆的水位異常，供地震預報參考。台灣地區之深井（地下水層深度 500 公尺）水位變化觀測始於 1980 年，觀測紀錄也呈現明顯的潮汐效應（余貴坤和羅應標，1988），但因觀測井位於宜蘭清水溪河畔，受夏日洪水氾濫使河床淤積，造成井口掩埋而放棄。1999 年 9 月 21 日集集大地震後經濟部水利署才陸續在台灣西部建置數口取樣點為 2 分鐘的深井水位變化紀錄。由於觀測的目的都在探討地下水位變化與地震活動的關係，在資料處理時，對地下水的潮汐效應就直接利用現有軟體計算後給予除去。Yu and Mitchell（1988）及余貴坤等（2005）雖曾探討水位的潮汐效應並與固體地潮的理論值作比較，但也未深入探討地下水的潮汐效應與固體

地潮的相關性。本研究擬利用中央氣象局在2006年收錄的花蓮觀測井(含水層深度140-160公尺）地下水水位變化與鄰近的海潮起伏資料，進一步研究地下水位變化產生的潮汐效應與海潮及固體地潮之間的相關程度與相位差，同時也觀察當太陽、月球及地球之相對位置變動時，地下水的潮汐效應與海潮和固體地潮之相關係數與相位差是否也有相對應的規則變化。

二、資料整理與分析方法

本研究先將中央氣象局花蓮觀測井（含水層深度140-160公尺）收錄的2006年地下水位變化紀錄（取樣率每秒一點，誤差在1公分以內)，配合鄰近驗潮資料(取樣率每6分鐘一點）整理成每6分鐘一點的時間系列資料庫，並採用余貴坤等（2008）提出之趨勢去除法濾除水位的長期變化趨勢，先取25點（每點的時間間隔為1小時）原始水位紀錄平均後做為中間點（即第13點)的水位變化平均值組成修正的水位變化時間系列，再由此修正的水位變化時間系列中取24點作移動平均組成新的時間系列，此新的時間系列就是水位變化的長期趨勢（季節性變化)，依此方法推估趨勢變化結果與應用 Longman (1960) 的修正公式計算結果不僅有高度的吻合，且更趨平滑，同時此法的取樣方式與運算也較具明確的物理意義（余貴坤等，2008)。因此，本研究使用此新方法除去地下水位面與海水面的長期變化趨勢後再利用 Dehant et al. (1999) 發展的地球潮汐分析軟體 tsoft 分別計算地下水潮、海潮及固體地潮的效應。

三、研究步驟與結果

由於前人對地下水的潮汐效應與固體地潮的相關性研究很少，初步瞭解僅張昭棟在1988年主編之「地下水潮汐分析」一書中提到地下水的潮汐相位和固體地潮的相位相反（即負相關)，他們認為當太陽和月球的引力小時含水層被壓縮，水從含水層流入井內，使水井的水位上升，反之亦然。但此推論似乎不正確，因為他們忽略了一個事實，就是水比岩石更容易壓縮或膨脹，當含水層的孔隙變小時，孔隙中水的體積縮得比岩層更小，水井的水位應下降，反之當孔隙變大時，孔隙中水的體積脹得比岩層更大，水井的水位應上升。因此，地下水的潮汐相位和固體地潮的相位應是一致（即正相關)。為了探討此推論的正確性，本研究第一步先選取一段降雨較少的3月份（2006年3月2日至30日）水位變化資料（見圖1)，先去除趨勢變化後，將殘餘的水位變化繪成潮汐變化圖（見圖2)，其中包含兩個大潮（3月16至18日及28至30日，農曆2月17至19日（望日）及29日至3月2日（朔日)）及兩個小潮（3月8至10日及3月21至23日，農曆2月9至11日(上弦月)及22至24日(下弦月))，再分別以負相關及正相關兩種方式求得各時段的地下水潮汐與固體地潮之相關係數與相位差。結果顯示，以正相關分析時，各時段的相關係數都很高（0.95以上）且相位差僅在小潮時段落後稍多些，但以負相關分析時，大潮與小潮時段之相關係數和相位差卻有很大差異，尤其在小潮時段之相關性不高且大、小潮之相位差均落後甚多，此結果與常理不合(見表1)。因此，本研究確信地下水的潮汐效應與固體地潮是屬於正相關的特性，而地下水的潮位差落後固體地潮平均約42分鐘推測是因水在孔隙中流動較為緩慢所導致。又為了探討太陽、月球與地球之相對位置改變時，地下水潮與海潮及固體地潮之相關性是否也有規律的關聯變化，本研究進一步選取春夏秋冬四季中各30天（以跨越春分、夏至、秋分、及冬至四個代表性節氣的農曆初五至次月初四或初五)，以陽曆而言，即2006年3月4日至4月2日、5月31日至6月29日、8月28日至9月26日、及11月25日至12月24日的地下水位變化紀錄與海

潮觀測資料進行分析，除比較各時段的地下水潮與海潮及固體地潮之平均相關係數與相位差的變化（見表 2）外，也探討地下水潮與海潮及固體地潮在此四個時段的大、小潮之相關係數及相位差變化（見表 3 至 6）。

四、討論與結論

由圖 3 的結果可看出，對農曆望日及朔日時段的大潮而言，地下水潮的波形與固體地潮相當類似，僅相位落後約 36 分鐘，此外全日潮的波形也不明顯且朔日時段的潮汐變化幅度也比在望日時段的稍微大些，此應與太陽與月球都在地球的同一方位上有關。然而在小潮時段的情況就迥然不同，不僅全日潮的波形非常明顯，且地下水潮的相位落後固體地潮的相位達 54 至 60 分鐘，同時兩者的潮汐起伏變化也大不相同，此差異是否只是因為太陽、月球與地球的相對位置形成直角三角形的緣故或是由其他因素造成？則仍需進一步研究才可能獲得較正確的解釋。若將海潮的變化也一併疊合比較，則可發現海潮的變化波形與地下水潮的吻合度更高，海潮的平均相位差比地下水潮的提早約 12 分鐘，雖然在小潮時段也有少許的不同，但這些差異可能來自海面的波浪（見圖 4 至 6）。

在探討太陽、月球與地球之相對位置改變時，地下水潮與海潮及固體地潮之相關性變化方面，本研究發現在夏季時段（6 月份），地下水潮與固體地潮之相關係數稍低，夏季的平均相位差也比春秋兩季的平均相位差落後約 6 分鐘，但冬季的相關性卻不錯僅相位差提早約 6 分鐘。在與海潮的比較方面，四季的相關係數大致相近僅夏季的平均相位差落後約 12 分鐘（見表 2）。若再仔細比對這四組時段的大、小潮的相關性變化（表 3 至表 6），也可發現夏季的大、小潮時段，地下水潮與固體地潮之相關係數都較其他季節偏低，而地下水潮與海潮則相當接近，推測其相關係數偏低的原因可能是因夏季雨量較多所導致，此外冬季的小潮時段，地下水潮與海潮之相關係數也較其他季節為低，其相位差也落後相當多，此應是受東北季風增強造成不規則的海浪所影響。另外也發現在秋季有兩個相關係數特別低的時段，其中 9 月中旬的低點可能與中度颱風（珊珊）在台灣東部外海通過（15 至 16 日最靠近花蓮，最大風速每秒 48 公尺）有關，颱風的低氣壓使地下水潮與海潮（適逢小潮時段）的效應大幅上升（見圖 7），也導致地下水潮與海潮及固體地潮的相關係數大幅下降，相位差也同樣大幅落後（表 6），至於 8 月底的低點，推測可能是附近有人為抽取地下水，導致地下水位持續下降且起伏變化很小，全日潮也不明顯（基本上在小潮時全日潮應較明顯）（見圖 8），應與大氣壓力、降雨、及地震無關（見圖 9）。本研究也應用逐日移動的方式比對地下水潮與海潮、固體地潮的三日平均相關係數及相位差，觀察太陽與月球運行位置變動對地下水的潮汐效應影響，結果顯示在大潮時段的相關性最大，相位差也較小；相對地，在小潮時段的相關性最小，相位差也較大，兩者都呈現相當規律性的變化，但變化幅度卻隨著季節有明顯的差異，在春、冬兩季大致相近且起伏不大，而在夏、秋兩季卻變化很大（見圖 10 至 13），此現象應與地下水位的快速上升或下降有相當程度的關聯。

本研究經由前面的分析與討論，可歸納下列幾點結論：

⑴地下水的潮汐效應與固體地潮呈現正相關，若無其他因素干擾，兩者的相關性甚高（相關係數在 90%以上），地下水潮的相位落後固體地潮平均約 42 分鐘，夏季（遠日點）落後多 6 分鐘（48 分鐘），冬季（近日點）則落後少 6 分鐘（36 分鐘）。相位落後的時間應與含水層的孔隙大小有關。

⑵地下水潮與海潮的相關性更高（相關係數在 94%以上），其平均相位差約 12 分鐘，海

潮較早。比較兩者在大、小潮時段的相關性後，發現在大潮時段的相關性較佳，在小潮時段的相關性稍差，且兩者的相位差也比大潮時段落後甚多，此差異與全日潮的波形在大潮時段不太明顯，而在小潮時段卻很完整的現象應有密切關聯。

(3)在小潮時段，地下水潮與固體地潮的全日潮起伏型態有很大的差異，但與海潮的變化卻相當類似，其中的關鍵為何？尚須再深入研究後或許可能找到合理的解釋。

(4)月球運行的位置變動對相關係數及相位差都呈現相當規律性的變化，且變化幅度也隨著季節有明顯的差異。

(5)連續大雨、氣壓劇烈變化、或人為抽取地下水都會降低地下水潮與海潮、固體地潮之相關性。

(6)本研究僅利用花蓮觀測站的紀錄作分析，故此結論只可供花蓮附近地區之應用參考，其他地區的相關狀況仍需個別分析探討。

五、誌謝

本研究得以順利完成，作者們要感謝中央氣象局地震測報中心同仁提供花蓮觀測站的地下水位面及海水面的變化紀錄與必要協助。

六、參考文獻

Bodvarsson, G. (1970) Confined fluids as strain meter, *J. Geophys. Res.*, 75, 2711-2718.

Bredehoeft, J. D. (1967) Response of well-aquifer system to earth tides, *J. Geophys. Res.*, 72, 3075-3087.

Dehant, V., P. Defraigne and J. M. Wahr (1999) Tides for a convective Earth, *J. Geophys. Res.*, 104(B1), 1035– 1058.

Kovach, R. L., A. Nur, R. L. Wessen and R. Robinson. (1975) Water level fluctuations and earthquakes on the San Andreas fault zone, *Geology*, 3, 437-440.

Longman, I. M. (1960) The interpolation of earth-tide records, *J. Geophys. Res.*, 65, 3801-3803.

Narasimhan, T. N., B. Y. Kanehiro and P. A. Witherspoon. (1984) Interpretation of earth tide reponse of three deep, confined aquifers, *J. Geophys. Res.*, 89, 1913-1924.

Oki, Y. and S. Hiraga (1979) Water level anomalies prior to the Izu-Oshima earthquake, January 14, 1978, *Bull. Hot Springs Res. Inst.*, 9, 2-49.

Robinson. E. S. and R. T. Bell (1971) Tides in confined well-aquifer system, *J. Geophys. Res.*, 76, 1857-1869.

Wakita, H. (1975) Water wells as possible indicators of tectonic strain, *Science*, 189, 553-555.

Wakita, H. (1984) Ground water observations for earthquake prediction, *Conf. Earthq. Pred.*, 494-500.

Wang, C., Y. Wang and Y. Guo (1984) Some results of groundwater level observation in earthquake areas in China during the past 15 years, *Conf. Earthq. Pred.*, 501-513.

Yu, G. K. and B. J. Mitchell (1988) A study of the non-tectonic influences on groundwater level fluctuations, *Proc. Geol. Soc. China*, 31, 111-124.

余貴坤，羅應標（1988）水位變動紀錄呈現的一些地震訊息，第二屆台灣地區地球物理研討會論文集，220-229。

余貴坤，黃瑞德，辛在勤，林柏佑，郭陳澔(2005)中央氣象局地震技術報告彙編，第 39 卷，267-276.

余貴坤，簡顯光，陳遠斌，趙曉玲，呂佩玲(2008)中央氣象局地震技術報告彙編，第 48 卷，

217-230。

張昭棟等（1988）地下水潮汐分析，山東大學出版社，第 6 頁。

張昭棟，鄭金涵，馮初剛（1991）深井水位的固體潮效應，地震學報，第 13 卷第 1 期 66-75 頁。

圖表及說明

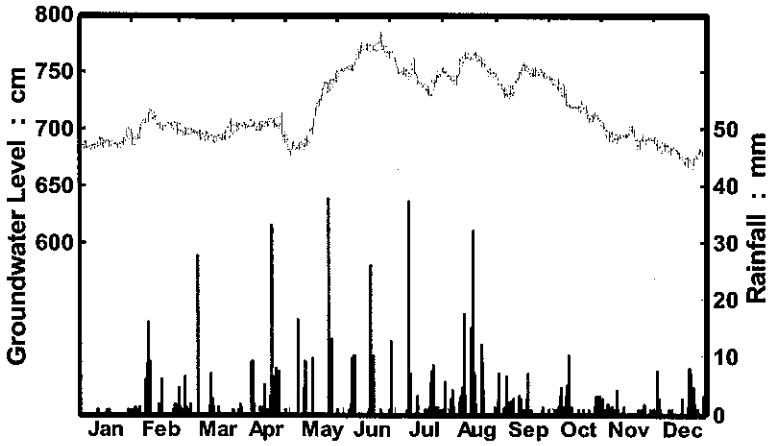


圖 1　2006 年花蓮觀測站日累積降雨量（綠）分布與地下水位（藍）變化紀錄。

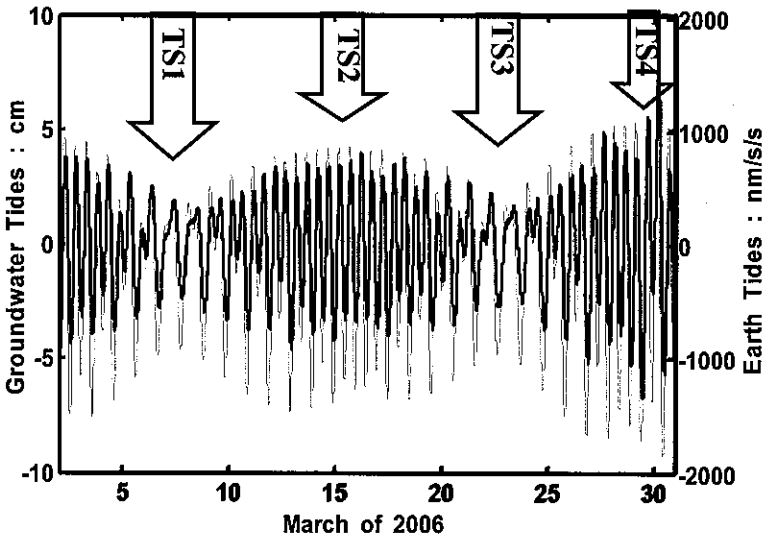
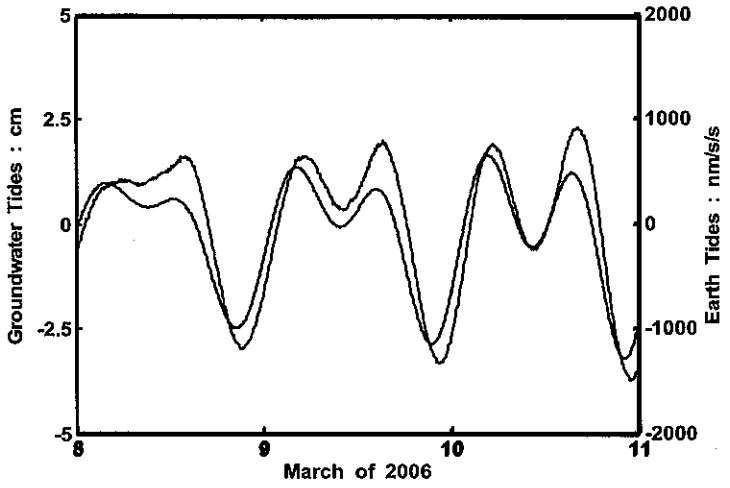
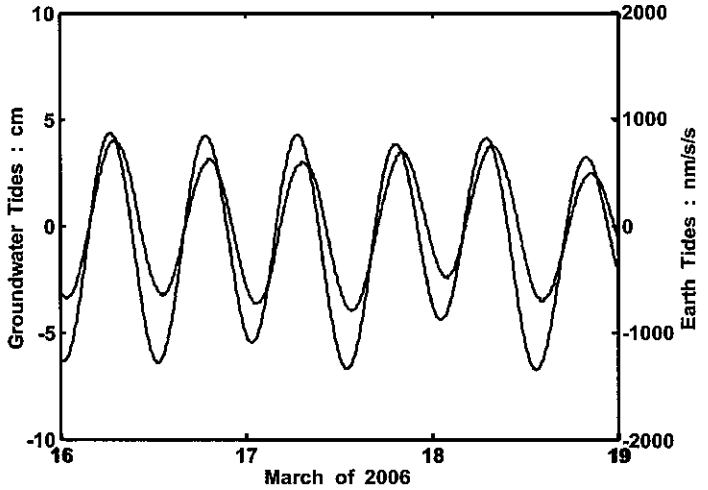
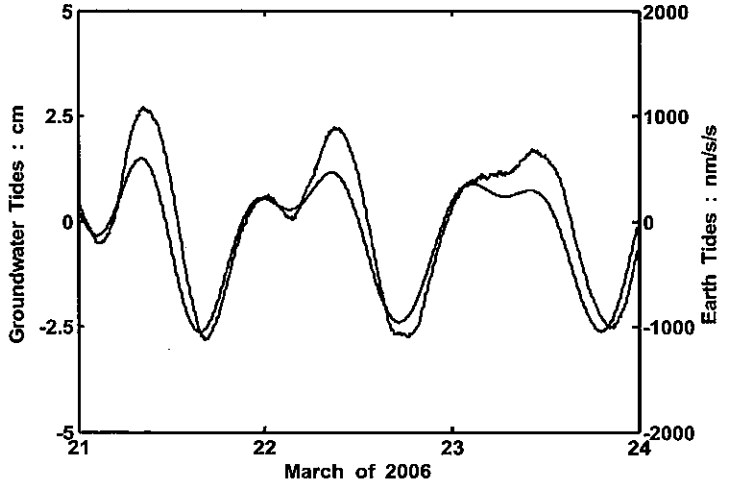


圖 2　2006 年 3 月份的地下水潮（紅）與固體地潮（藍）變化之疊合比較圖。


Groundwater Tides : cm
Earth Tides : nm/s/s
March of 2006


Groundwater Tides : cm
Earth Tides : nm/s/s
March of 2006


Groundwater Tides : cm
Earth Tides : nm/s/s
March of 2006

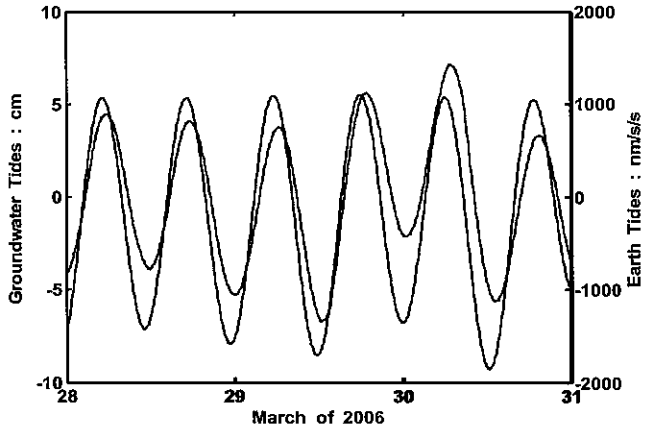


圖 3　2006 年 3 月份地下水潮（紅）與固體地潮（藍）之大、小潮時段變化疊合比較圖。

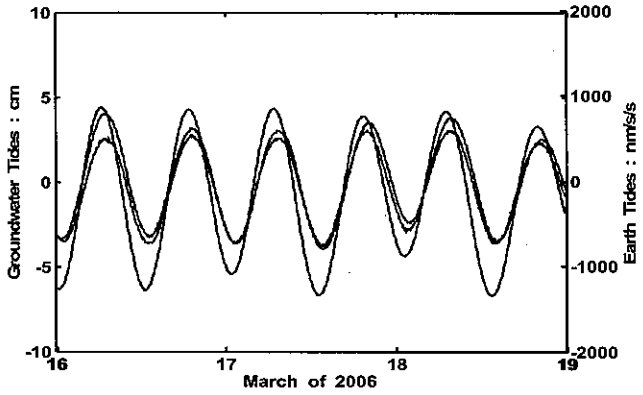


圖 4　2006 年 3 月望日時段（TS2，大潮）之地下水潮（紅）、固體潮（藍）與海潮（綠）之疊合比較圖，其中海潮的變化幅度僅代表示意，並非真正的起伏值。

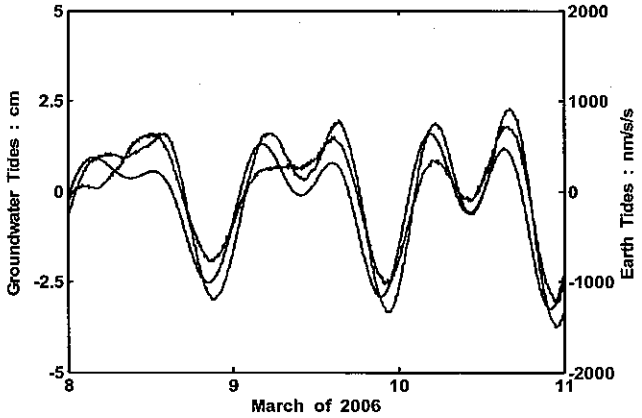


圖 5　2006 年 3 月上弦月時段（TS1，小潮）之地下水潮（紅）、固體潮（藍）與海潮（綠）之疊合比較圖，其中海潮的變化幅度僅代表示意，並非真正的起伏值。

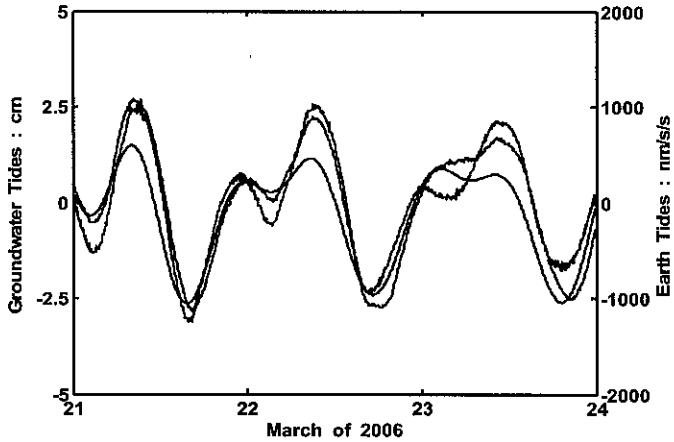


圖 6　2006 年 3 月下弦月時段（TS3，小潮）之地下水潮（紅）、固體潮（藍）與海潮（綠）之疊合比較圖，其中海潮的變化幅度只是相對示意，並非真正的起伏值。

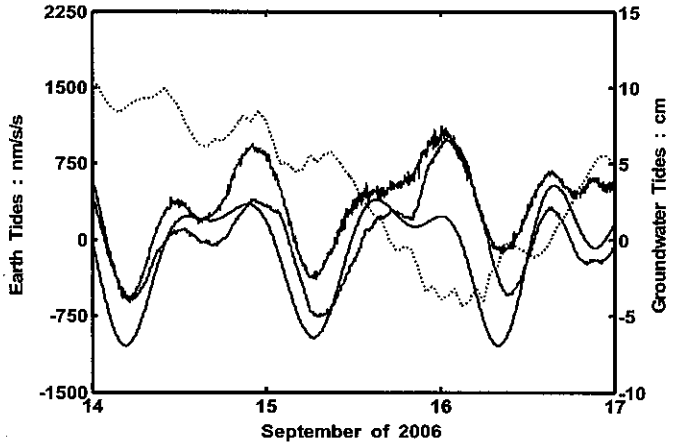


圖 7　2006 年 9 月 14 至 17 日中度颱風珊珊接近台灣東部海上時，地下水潮（紅）、固體潮（藍）、海潮（綠）及大氣壓力（橙點）變化之疊合比較圖。

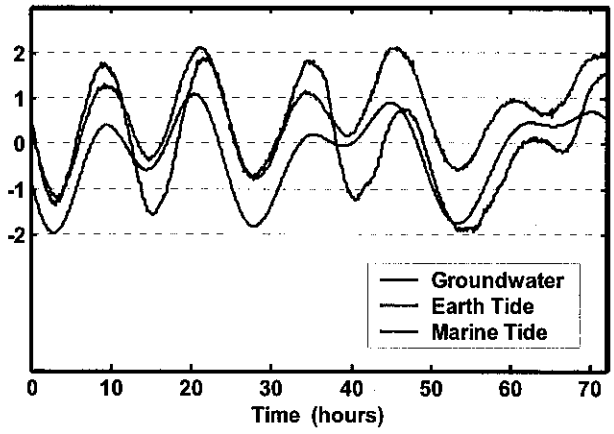


圖 8　2006/08/30~09/02 地下水潮與地潮、海潮比較圖

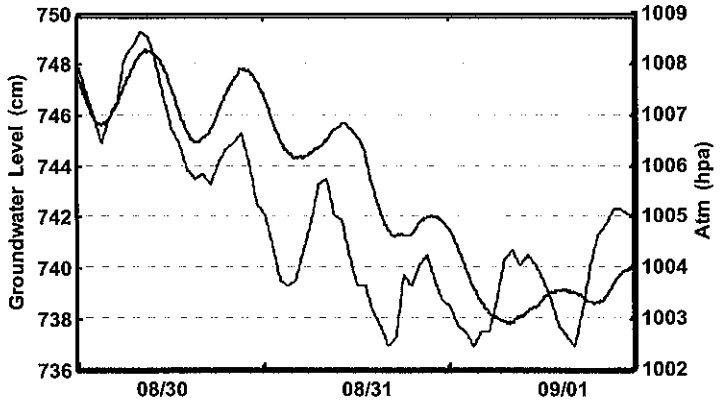


圖 9　2006/08/30~09/02 地下水位(藍)與大氣壓力(綠)比較圖

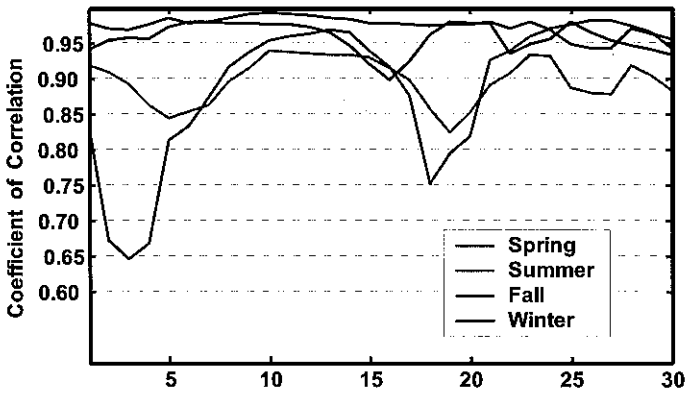


圖 10　2006 年春（藍）夏（綠）秋（紅）冬（黑）四季之花蓮井地下水潮與固體地潮之相關係數變化比較圖(以農曆初五為起始日)。

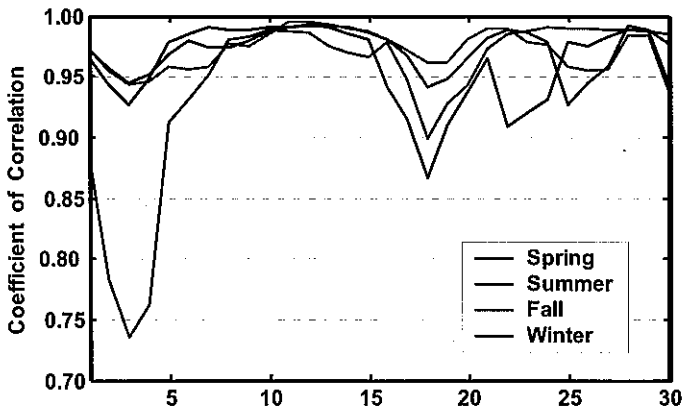


圖 11　2006 年春（藍）夏（綠）秋（紅）冬（黑）四季之花蓮井地下水潮與海潮之相關係數變化比較圖(以農曆初五為起始日)。

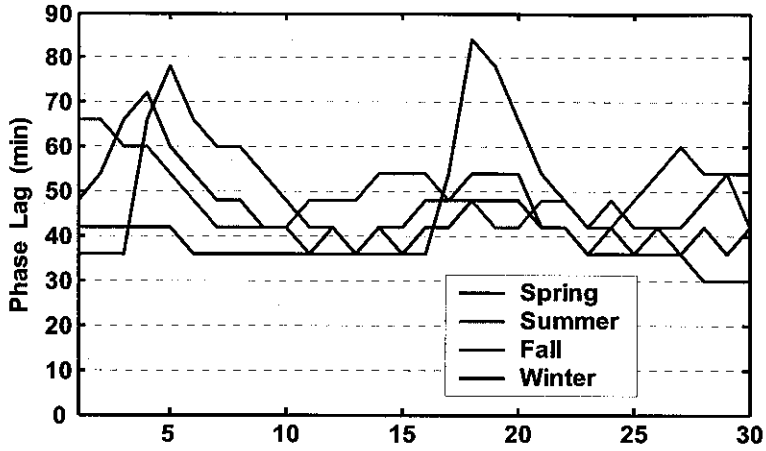


圖 12　2006 年春（藍）夏（綠）秋（紅）冬（黑）四季之花蓮井地下水潮與固體地潮之相位差變化比較圖(以農曆初五為起始日)。

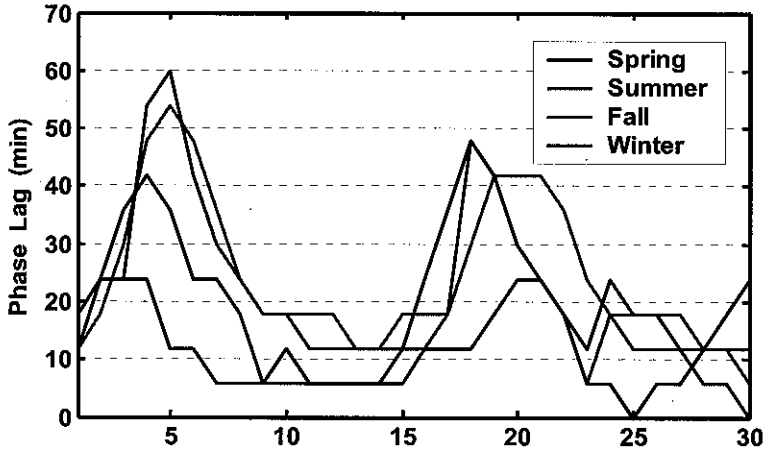


圖 13　2006 年春（藍）夏（綠）秋（紅）冬（黑）四季之花蓮井地下水潮與海潮之相位差變化比較圖(以農曆初五為起始日)。

表 1　2006 年 3 月花蓮觀測井地下水潮與固體地潮之相關性比較。

時間分段	相關係數		相位差	
	負相關	正相關	負相關	正相關
全時段	-0.8524	0.9721	398 分鐘	42 分鐘
上弦月小潮時段 (TS1)	-0.6547	0.9886	362 分鐘	60 分鐘
望日大潮時段 (TS2)	-0.9652	0.9882	410 分鐘	36 分鐘
下弦月小潮時段 (TS3)	-0.6961	0.9761	236 分鐘	54 分鐘
朔日大潮時段 (TS4)	-0.9402	0.9500	404 分鐘	36 分鐘

表 2　2006 年花蓮觀測井在春夏秋冬四季的地下水潮汐效應與海潮及固體潮之平均相關性比較。

季 節	地下水潮與固體地潮比較		地下水潮與海潮比較	
	相關係數	相位差	相關係數	相位差
春（ 3 月）	0.9721	42 分鐘	0.9602	12 分鐘
夏（ 6 月）	0.9044	48 分鐘	0.9660	24 分鐘
秋（ 9 月）	0.9290	42 分鐘	0.9632	12 分鐘
冬（12 月）	0.9565	36 分鐘	0.9483	12 分鐘

表 3　2006 年花蓮觀測井在春夏秋冬四季在望日大潮時段的地下水潮汐效應與海潮及固體潮之相關性比較。

季 節	地下水潮與固體地潮比較		地下水潮與海潮比較	
	相關係數	相位差	相關係數	相位差
春（ 3 月）	0.9882	36 分鐘	0.9913	6 分鐘
夏（ 6 月）	0.9359	48 分鐘	0.9929	12 分鐘
秋（ 9 月）	0.9665	42 分鐘	0.9860	12 分鐘
冬（12 月）	0.9782	36 分鐘	0.9902	12 分鐘

表 4　2006 年花蓮觀測井在春夏秋冬四季在朔日大潮時段的地下水潮汐效應與海潮及固體潮之相關性比較。

季 節	地下水潮與固體地潮比較		地下水潮與海潮比較	
	相關係數	相位差	相關係數	相位差
春（ 3 月）	0.9500	36 分鐘	0.9266	18 分鐘
夏（ 6 月）	0.8814	54 分鐘	0.9549	18 分鐘
秋（ 9 月）	0.9848	42 分鐘	0.9891	12 分鐘
冬（12 月）	0.9818	36 分鐘	0.9784	0 分鐘

表 5　2006 年花蓮觀測井在春夏秋冬四季在上弦月小潮時段的地下水潮汐效應與海潮及固體潮之相關性比較。

季 節	地下水潮與固體地潮比較		地下水潮與海潮比較	
	相關係數	相位差	相關係數	相位差
春（ 3 月）	0.9886	60 分鐘	0.9684	12 分鐘
夏（ 6 月）	0.8955	60 分鐘	0.9433	30 分鐘
秋（ 9 月）	0.9199	30 分鐘	0.9765	0 分鐘
冬（12 月）	0.9594	42 分鐘	0.9271	36 分鐘

表 6　2006 年花蓮觀測井在春夏秋冬四季在下弦月小潮時段的地下水潮汐效應與海潮及固體潮之相關性比較。

季 節	地下水潮與固體地潮比較		地下水潮與海潮比較	
	相關係數	相位差	相關係數	相位差
春（ 3 月）	0.9761	54 分鐘	0.9417	12 分鐘
夏（ 6 月）	0.8547	42 分鐘	0.9809	42 分鐘
秋（ 9 月）	0.7534	84 分鐘	0.8982	48 分鐘
冬（12 月）	0.9638	48 分鐘	0.8660	48 分鐘

Study of the Groundwater Tide as Related to the Solid Earth and Marine Tides

Guey-Kuen Yu [1], Hsien-Kuang Chien [1], Yuan-Bin Chen [1], Shiao-Lin Chao [2], and Pei-Lin Lu [2]

[1]Department of Civil Engineering, Vanung University, Chungli, Taiwan, ROC

[2] Seismological Center, Central Weather Bureau, Taiwan, ROC

ABSTRACT

The 2006 groundwater level fluctuation data of Haulien well and the nearby marine tide observations are used to study the groundwater tide as related to the solid Earth and marine tides. Results show that the groundwater tide is both highly positive related to the solid Earth and marine tides. The average phase of groundwater tide is about 42 minutes lag to the solid Earth tide and 12 minutes lag to the marine tide. The phase lag depends on the size of porosity in aquifer layer. The comparisons of their full- and neap-tide periods indicate that their correlations are quite good in the full-tide periods and somewhat worse in the neap-tide periods. The worse correlation in the neap-tide period may be caused by the variation shape and phase lag in diurnal components of the groundwater tide are quite different from those of the Earth tide. However, diurnal variations of the marine tide are very similar to those of the groundwater tide. Reasonable explanation for this difference needs further study. Moreover, the correlation coefficients and phase lags vary regularly with the lunar oscillations, and larger variations in the summer and fall period as compared to the spring and winter time may be caused by continuous increasing or decreasing of the groundwater levels in the period.

Key words: groundwater tide, solid Earth tide, marine tide, correlation coefficient, phase lag

臺灣農業氣象災害分析

張釉芳　梁仁有　楊慧玉
中央氣象局　第三組

摘　要

臺灣 1969 年至 2007 年間的農業氣象災害，農作物損失總金額約高達新台幣 1,849 億，年平均損失約新台幣 47.4 億。雖然農業生產的技術已日新月新，氣象預報的準確度也越精準，但災害卻並未隨之減輕。臺灣常見的農業氣象災害有颱風、風害、雨害、旱害、寒霜害、焚風害、地震害和病蟲害等，其中以颱風災害最為頻繁且嚴重，農作物的損失金額約有 70%來自於颱風；雨害次之，約占 13%至 24%；寒霜害、旱害、焚風害、地震害和病蟲害皆不及 10%。災害發生頻率和季節，以颱風災害而言，七月至九月是高峰，計有 104 次，約占颱風災害總數的 73%。雨害方面，以月份而論，六月居多，約占雨害發生總數的 26%；以季節而論，春夏季（四月至八月）居多，約占雨害發生總數的 73%。農作物災情，常占農林漁牧業產物總損失的 70%以上，有的甚至高達 97%；年損失金額在 20 億元以上，幾乎是很普遍的現象，有的甚至多達 80 億元以上。2005 年破紀錄，農作物年損失多達 180 億元以上。而 1996 年 8 月的賀伯颱風（HERB）農作物損失破歷年紀錄，飆至 147.8 億元。主要受害農作物，以水果占的比例較多，約占近 40 年農作物損失總金額的 48%。

關鍵詞：農業氣象災害、颱風災害、焚風害、病蟲害

一、前言

隨著人類文明的發展和科技的進步，遞演至今，農業雖不是攸關國家安全與存續之命脈，但是在全球糧食生產逐漸浮現「糧荒」之隱憂下，農業實有著不可漠視的地位。由我們的三餐飲食均得仰賴農業，即可印證一二。該如何增進農業的生產，除了品種、栽培技術、育種和遺傳等等因素外，氣候亦是不容忽視的一項重要因子，同時，其對農業生產力的影響常扮演著關鍵性的角色。

在正常氣候或風調雨順下，所發生的農業問題，不能稱為災害。祇能認為氣候條件欠佳，或人類對該地區土地利用的選擇和調適不夠理想，例如新竹和恆春的強風。但是偶發的異常天氣所產生的異常現象，即是災害。此氣象災害大致分為突然衝擊性（sudden-impact）和累積性（cumulative）兩大類，前者包括颱風、雷雨、豪大雨和寒流等，後者為乾旱與霪雨。兩者對農業生產的衝擊，各有所不同（楊之遠，張鏡湖 1989）。

臺灣總面積雖僅有三萬六千平方公里（km^2），但地形複雜，200 公尺（m）以上的山地約占總面積的 64%，中央山脈縱貫在中間，形成一特有的地形屏障。一般而言，臺灣雨量豐沛，惟分配不均，依季節和地區而異，逐年變差亦大。溫度方面，冬季南北溫差大，夏季相差極微（李汴軍，1992）。季風則以冬天的東北季風對作物影響大，其多發生於十月至翌年三月，以十月至十一月為盛行季節，此時正逢二期稻作的抽穗至成熟期，風速的大小會影響水稻的結實率（李炳和，1996）。臺灣因地理環境之故，每年或多或少都會有自然災害的發生，一旦發生農業氣象災害的話，對當季、當年度的農業產值衝擊相當大，尤以農作物的損失為烈。據謝信良（1986）研究，臺灣的氣象災害主要有颱風災害、雨害、旱災和寒（霜）害等四種，受害對象為農業、交通、水利、漁業、人口和房屋等，其中以農業災害最為嚴重。我們該如何面對此一難以躲避的重大天然災害，除了應先瞭解各類災害的殺傷力外，再進而著手規劃防災的保護措施，諸如調整栽培時序和制度等，以便將損失降至可容忍的範圍。

二、災害分析

㈠農業氣象災害類別和損失金額

整理 1969 年至 2007 年間近 40 年的農業統計年報資料，本文僅統計農作物的損失金額，因其占農林漁牧業產物損失普遍約在 70%以上，有的甚至高達 97%，例如 2006 年。其餘的農田損失、漁業設施損失、林業設備損失、水土保持損失、農田水利設施損失等的金額雖各有所不同，但因多屬設施方面的損失，在此均不列入統計。自 1969 年至 2007 年間，近 40 年的農業氣象災害中，農作物損失總金額約高達 NT$1,900 億。由資料得知臺灣的天然災害主要有颱風、風害、雨害、旱害、寒霜害等，龍捲風、焚風害、地震害等則較少見，病蟲害雖不常發生，亦少有破壞性甚強的個案出現，但只要有病例產生的話，也是會讓專家棘手萬分的。臺灣常見的天然災害以颱風災害為最主要來源，約占農作物損失金額的 69%至 75%。其次是雨害，約占 13%至 24%；寒霜害約占 2%至 10%，旱害、焚風害、地震害和病蟲害則皆不及 5%（表 1）。

表 1. 臺灣 1969 年至 2008 年各類農業氣象災害之農作物損失金額　(單位：新臺幣百萬元)
Table 1. The crops loss of agrometeorological disasters from 1969 to 2008 in Taiwan

Year \ 災害別	颱風	雨害	旱害	寒霜害	焚風	地震害	病蟲害	總損失
1969~1978	12,636.44	4,219.40	709.83	397.76	0.00	0.00	177.86	18,141.29
該時期百分比	69.7%	23.3%	3.9%	2.2%	0.0%	0.0%	1.0%	
1979~1988	27,296.06	9,513.88	281.49	1,046.87	0.00	0.00	1,469.60	39,607.90
該時期百分比	68.9%	24.0%	0.7%	2.6%	0.0%	0.0%	3.7%	
1989~1998	48,511.40	8,672.45	2,598.15	4,879.79	65.84	7.01	159.85	64,894.49
該時期百分比	74.8%	13.4%	4.0%	7.5%	0.1%	0.01%	0.25%	
1999~2008	48,925.81	8,713.48	756.44	6,891.02	86.79	1,293.24	736.91	67,403.69
該時期百分比	72.6%	12.9%	1.1%	10.2%	0.1%	1.9%	1.1%	
合計	137,369.71	31,119.21	4,345.91	13,215.44	152.63	1,300.25	2,544.22	190,047.37
	72.3%	16.4%	2.3%	7.0%	0.1%	0.7%	1.3%	

註 1：龍捲風未列入統計　註 2：除 2008 年的金額為生產成本，其餘為產地價

圖 1. 顯示颱風、雨害、寒霜害、旱害、焚風、地震害和病蟲害等七種天然災害年度的損失異動情形，農作物的年損失，在 20 億元以上的，幾乎是很普遍的現象，有的甚至多達 80 億元以上，1986 年和 1996 年損失更高達 160 億元以上。以 1996 年 8 月的颱風災情損失為例，即高達 154 億元之多，係因該月有 2 個颱風侵臺，其中賀伯颱風（HERB）重創臺灣，農作物損失飆至 147.8 億元。2005 年更是破紀錄，農作物年損失多達 180 億元以上，該年的颱風災害約 115 億元，雨害約 40.8 億元，寒霜害約 26.7 億元，旱害、焚風、地震害和病蟲害無災情發生；其中僅是海棠颱風造成的農作物損失即達 68 億元以上。旱害、地震害和病蟲害的損失總金額百分比雖未超過 5%，但零星發生的災情亦有上億元的損失。例如 1991 年 7 月的旱害損失金額約有 18 億元，1999 年 921 大地震損失金額約有 13 億元，2003 年水稻發生稻熱病、馬鈴薯和蕃茄的晚疫病損失金額約有 7.3 億元，1982 年水稻發生稻熱病和褐飛蝨病蟲害損失金額約有 5.5 億元，以及 1983 年水稻發生稻熱病、螟蛾和褐飛蝨病蟲害損失金額約有 4.7 億元等。若以每 10 年為一年代，由所得的統計資料，發現侵臺的颱風災害（圖 2），農作物損失由 1969 年至 1978 年約 126 億元、1979 年至 1988 年約 273 億元、1989 年至 1998 年約 485 億元、1999 年至 2008 年約 489 億元。每 10 年為一年代的損失金額幾乎是呈倍數增加，2008 年的產地價損失金額未正式統計出來，暫以成本價列入統計。

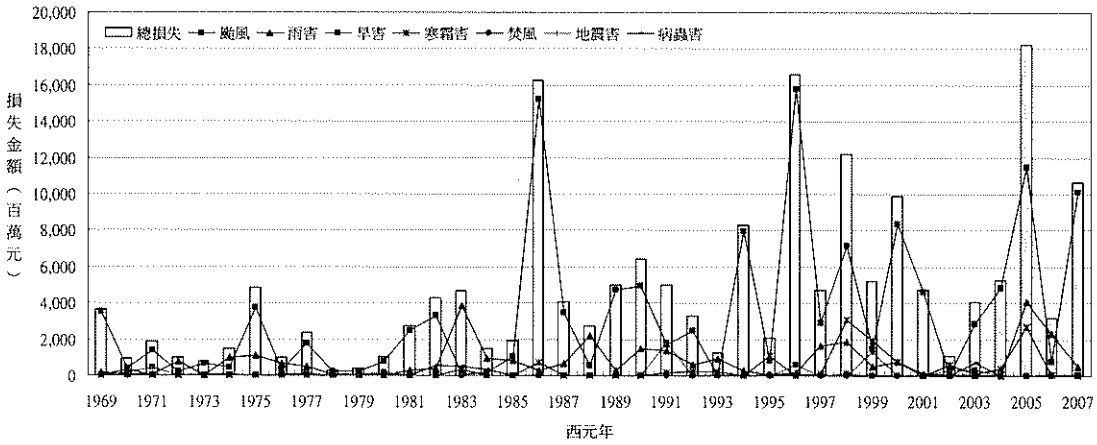


圖 1. 臺灣 1969 年至 2007 年各類農業氣象災害之農作物年損失金額
Fig. 1 The yearly crops loss of agrometeorological disasters from 1969 to 2007 in Taiwan

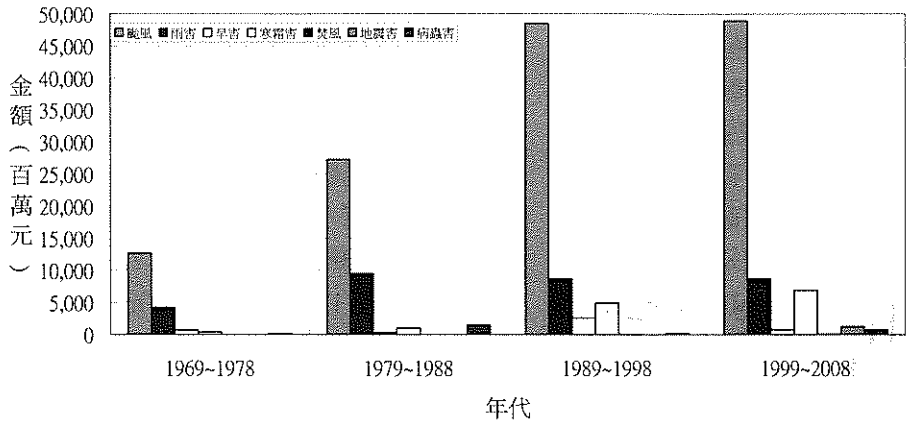


圖 2. 臺灣 1969 年至 2008 年各年代颱風災害損失金額
Fig. 2 The crops loss of typhoon disaster during the last 4 decades in Taiwan

㈡農業氣象災害發生頻率和季節

臺灣近 40 年各類農業氣象災害發生總次數，以七月、八月最多，合計 58 至 60 次；六月和九月次之，合計 46 至 47 次；五月和十月再次之，合計 32 至 33 次；四月計有 24 次，一月至三月和十一月較少，僅有 10 至 15 次；十二月殿尾，未達 10 次。其中仍是颱風災害發生最多，達 142 次，七月至九月是高峰，計有 104 次，約占颱風災害總數的 73%。四月和十二月各有一次颱風侵臺；即 2004 年的 12 月異常地有颱風南瑪都（NAMMADOL）侵臺，由於受颱風環流與東北季風的共伴效應影響，北部和東半部有豪雨發生，花蓮布洛灣累積雨量高達 1,090 毫米(mm)，受損的農作物約達 4.9 億元。雨害發生頻率次之，計有 109 次；以六月居多，約占雨害災害總數的 26%。冰雹、焚風和地震災害居末，未達 10 次（表 2）。

表 2. 臺灣 1969 年至 2008 年各類農業氣象災害發生次數
Table 2 The frequency of agrometeorological disasters from 1969 to 2008 in Taiwan

災害別\月份	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	合計
颱風	0	0	0	1	3	11	32	42	30	16	6	1	142
雨害	0	3	5	12	17	28	10	12	8	7	6	1	109
旱害	0	0	1	4	5	1	7	2	0	2	1	0	23
寒(霜)害	10	6	3	3	0	0	0	0	0	0	0	5	27
冰雹	0	1	1	0	1	1	0	1	2	0	0	1	8
焚風	0	0	0	1	1	0	2	2	1	1	0	0	8
地震	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	0	4
病蟲害	0	1	1	3	6	4	6	1	5	5	2	0	34
合計	10	11	11	24	33	46	58	60	47	32	15	8	355

颱風災害損失發生的高峰，無論各年代或近 40 年的資料普遍出現在七月至九月（圖 3 和 4），約占颱風災害總損失的 95%。逐月的災情統計方面，可明顯得知八月的農作物損失金額最鉅，總計多達 510 億元以上；七月、九月和十月次之，損失金額亦有 215 億元以上；六月損失金額較少，約有 48 億元之多；五月、十一月和十二月損失金額更少，未達 5 億元。四月的損失金額僅有發生在 1978 年的歐莉芙（OLIVE）颱風，該颱風雖未登陸侵臺，但行經恆春南方近海，暴風圈掠過臺灣南端，造成約 1 億 175 萬元的農作物損失。一月至三月沒有颱風災害損失。雨害損失發生的高峰月份，出現在六月，損失金額約 120 億元；以季節而論，春夏天（四月至八月）居多，約占雨害總損失金額的 85%（圖 5）。

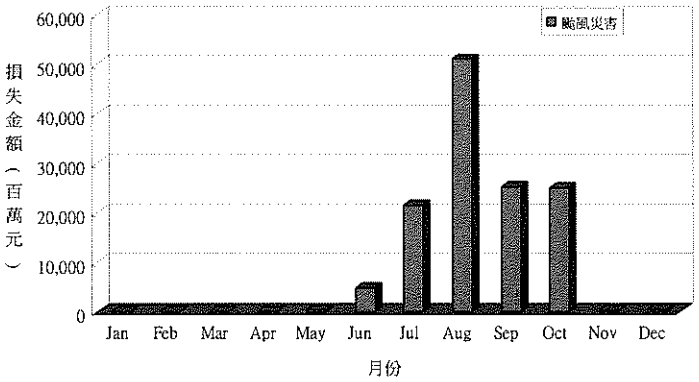


圖 3. 臺灣 1969 年至 2007 年颱風災害月損失總金額分布
Fig. 3 The monthly crops loss of typhoon disaster from 1969 to 2007 in Taiwan

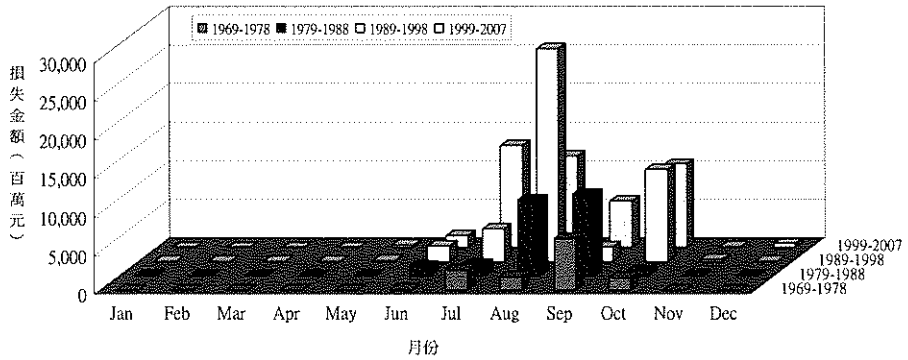


圖 4. 臺灣 1969 年至 2007 年各年代颱風災害月損失金額統計
Fig. 4 The monthly crops loss of typhoon disaster during the last 4 decades in Taiwan

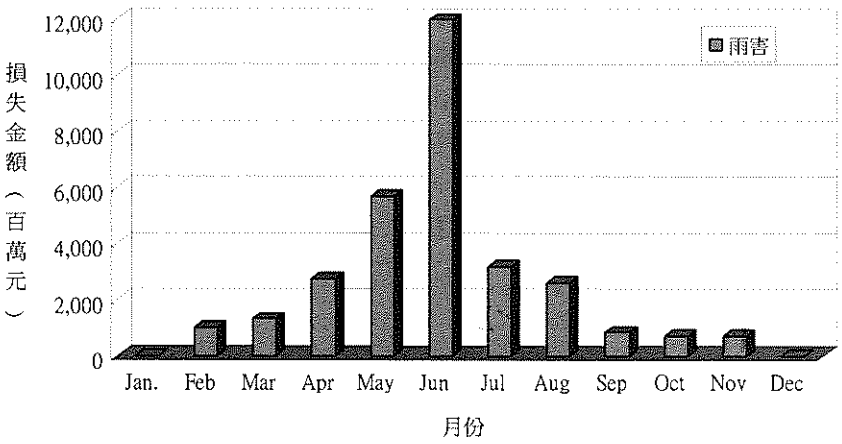


圖 5. 臺灣 1969 年至 2007 年雨害災害月損失總金額分布
Fig. 5 The monthly crops loss of flood disaster from 1969 to 2007 in Taiwan

㈢主要農作物災情

臺灣各年代主要農作物遭受天然災害的損失金額，大致而言，以水果占的比例較多，約占農作物損失金額的 22%至 56%。其次是蔬菜、水稻，分別約占 17%至 32%、9%至 39%，茶、花卉、飼料作物、特用作物等皆不及 5%。自 1989 年起，水果的受害災情劇增，由 1969 年代的 22%，逐步躍升至 50%以上。水稻的災情由 1969 年代的 39%，漸減至 10%左右（表 3、圖 6）。

表 3. 臺灣 1969 年至 2007 年主要作物農業氣象災害損失金額 (單位：新臺幣百萬元)
Table 3 The main crops loss of agrometeorological disaster from 1969 to 2007 in Taiwan

Year \ 災害別	水稻	蔬菜	水果	茶	花卉	其他	總損失
1969~1978	7,007.10	3,714.70	3,919.80	24.1	0	3,475.6	18141.29
該時期百分比	38.6%	20.5%	21.6%	0.13%	0.00%	19.2%	
1979~1988	7,829.30	12,582.30	14,381.00	58.7	556.1	4,200.6	39607.9
該時期百分比	19.8%	31.8%	36.3%	0.15%	1.4%	10.6%	
1989~1998	6,098.40	14,274.80	36,287.10	596.1	1,408.50	6,229.5	64894.49
該時期百分比	9.4%	22.0%	55.9%	0.92%	2.2%	9.6%	
1999~2007	6,945.90	11,719.50	36,698.90	1,596.90	1,367.20	9,075.3	67403.69
該時期百分比	10.3%	17.4%	54.4%	2.4%	2.0%	13.5%	
合計	27,880.70	42,291.20	91,286.90	2,275.80	3,331.80	22,981.0	190047.37
	14.7%	22.3%	48.0%	1.2%	1.8%	12.1%	

註：其他作物包括飼料玉米、紅豆、雜糧作物等等

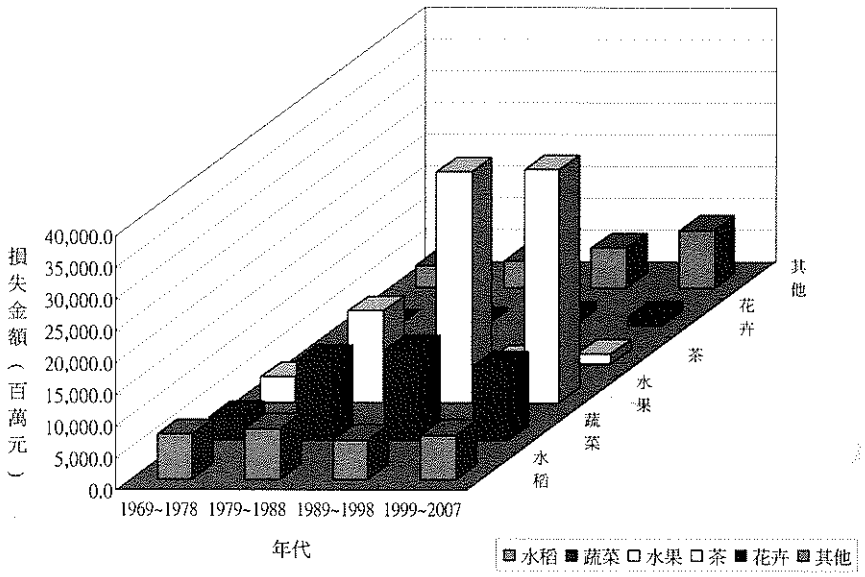


圖 6. 臺灣 1969 年至 2007 年各年代主要作物農業氣象災害損失金額
Fig.6 The main crops loss of agrometeorological disaster during the last 4 decades in Taiwan

水稻的天然災害除 2002 年和 2003 年外，每年度的損失都有上億元，1975 年、1986 年和 2005 年的損失更高達 20 億元以上。水果的天然災害年損失在 20 億元以上，幾乎是常有的現象，有的甚至多達 60 億元以上，1996 年和 2005 年損失更高 100 億元以上。蔬菜的天然災害年損失在 20 億元以上者，有 1986 年、1996 年、1998 年和 2005 年。茶的天然災害年損失，自 1991 年起，陸續出現有 1 億元以上的災情。花卉的天然災害年損失，自 1986 年起，亦陸續出現有 1 億元以上的災情（圖 7）。

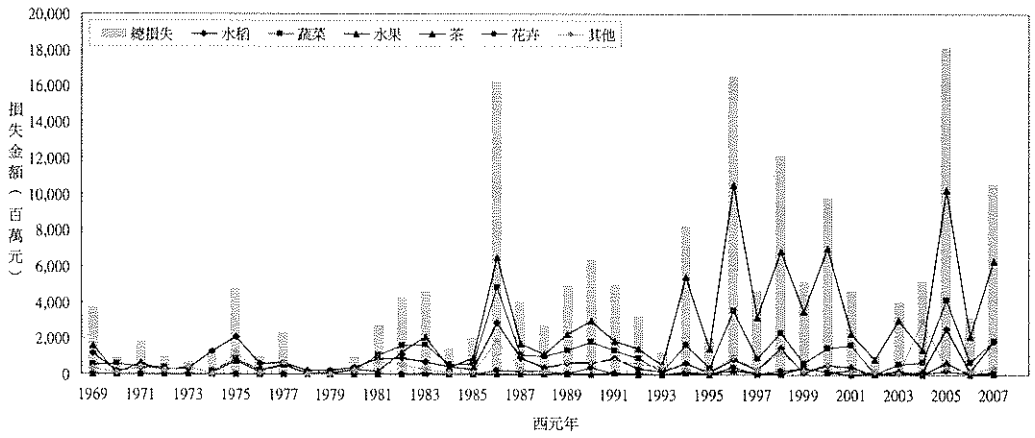


圖 7. 臺灣 1969 年至 2007 年主要作物農業氣象災害年損失金額
Fig.7 The main crops loss of agrometeorological disaster from 1969 to 2007 in Taiwan

三、結論

颱風、雨害和寒流為臺灣四季氣候變化的主要特徵，一旦發生異常氣候時，所伴隨的災變天氣，常會對臺灣造成不同程度的損失，由本文的統計資料即能印證。又根據楊之遠和張鏡湖（1989）的研究，臺灣颱風雨量的強度接近世界紀錄，且侵襲之頻繁與受害面積之廣，更是位居世界首列。因此，每每在颱風過境及其所挾帶的強風豪雨侵襲臺灣後，我們常可由媒體即時得知農業災情的輕重，以及交通建設、人員和房舍等的損傷訊息。損失金額輕則數百萬至千萬元，重則上億元以上。

茲將前述 1969 年至 2008 年，近 40 年來的農業氣象災害資料，歸納如下：

㈠農業氣象災害類別

臺灣的農業氣象災害有颱風、風害、雨害、旱害、寒霜害、焚風害、地震害和病蟲害等，其中以颱風災害最為頻繁且嚴重，農作物的損失金額約有 69%至 75%來自於颱風；雨害次之，約占 13%至 24%；寒霜害再次之，約占 2%至 10%；旱害、焚風害、地震害和病蟲害則皆不及 5%。

㈡農業氣象災害頻率

颱風災害發生最多，達 142 次，占總數的 40%；近 40 年間，僅 1993 年無颱風災情發生。雨害次之，計有 109 次，占總數的 31%；兩者占總數近 71%。病蟲害 34 次、寒霜害 27 次、旱害 23 次、冰雹和焚風 8 次、地震災害 4 次。

㈢災害發生季節

以颱風災害而言，七月至九月是高峰，計有 104 次，約占颱風災害總數的 73%。十月和六月次之，計有 27 次，約占颱風災害總數的 19%。十一月發生 6 次，四月、五月和十二月發生次數均未達 5 次。雨害方面，單以月份而論，六月居多，約占雨害災害總數的 26%；以季節而論，四月至八月約占雨害災害總數的 72.5%，九月至十一月約占雨害災害總數的 19%。

㈣農作物災情

1. 農業氣象災害損失意指農林漁牧業產物的損失，包括農作物、農田、漁業設施、林業設備、水土保持、農田水利設施等，損失金額因年度、地區和災情大小而異。但其中農作物的損失金額常占農林漁牧業產物損失的 70%以上，有的甚至高達 97%，例如 2006 年。

2. 農作物的年損失，在 20 億元以上的，幾乎是很普遍的現象，有的甚至多達 80 億元以上，1986 年和 1996 年損失更高達 160 億元以上。2005 年破紀錄，農作物年損失多達 180 億元以上。

3. 對農作物有影響的颱風發生個數累計有 151 個，單一颱風所造成的損失金額在 1 億至 10 億元者居多，約有 36.4%；10 億至 50 億元者次之，約有 17.9%。

4. 1996 年 8 月的賀伯（HERB）颱風重創臺灣，破歷年紀錄，農作物損失飆至 147.8 億元。1986 年八月的韋恩（WAYNE）颱風次之，約 82.2 億元；2007 年十月的柯羅莎（KROSA）颱風居三，約 75.8 億元。此外，有些颱風雖未登陸，卻也造成損失不輕的災情；以 2000 年 11 月的象神颱風（XANGSANE）為例，並未登陸臺灣，但因受颱風外圍環流和鋒面的雙重影響，受損的農作物高達 25 億元以上。

5. 主要受害農作物，以水果占的比例較多，約占近 40 年農作物損失總金額的 48%。其次是蔬菜、水稻，分別約占 22%、15%，茶和花卉未及 2%。究其原因，臺灣水果的生產漸趨多元化且種類豐富，一年四季均有水果成熟、上市，遭受農業氣象災害的風險自然隨之增加。

由於農業攸關著民生問題，當農業氣象災害發生時，不僅使農民收益損失慘重，嚴重的話，會造成物價波動。因此該如何降低災害的損失，讓糧食生產能安全收成且有穩定的品質。首先，應重視農業氣象資源的調查，瞭解

可能發生災害的頻率，建立農業氣象生態資訊庫，並予以指標化。同時，防災對策宜衡量經濟性，宜以數年或 10 年左右發生一次之異常氣象災害為考量依據（坪井八十二 1995 和徐森雄 1989）。其次，農業氣象研究的費用所需不多，但獲得的利益卻極大。尤其在探討臺灣山坡地的合理利用性和發展精緻農業等議題，其成敗關鍵常常取決於農業氣象知識的應用（張鏡湖，1989）。近些年來，隨著山區重要公路、產業道路的開發，吸引了許多人往山區居住或墾植，超當的土地利用，增加了山坡地的不穩定度。致使大雨過後，常會暴發土石流，除了使人身安全和居家房舍不保外，更使得農業災害雪上加霜。這也就是雖然農業生產的技術已日新月新了，氣象預報的技術和能力也提升甚多，但災害卻未能隨之減輕。最後，適栽耕地的調整利用、抗逆境品種的育種研究、栽培方法的改進和水土保持的維護等，均是減少農業災害的有效措施，值得重視和推展。

參考文獻

李汴軍,1992：臺灣地區農業氣象災害預防及農業氣象資源應用講習會專輯, 交通部中央氣象局, 53-69

李炳和,1996：臺灣地區農作物風害與其因應對策之建議,臺灣農業雙月刊,32 卷,3 期,37-47

坪井八十二,1995：氣候資源之農業生產應用與克服, 中華農業氣象 2（3）,97-101

徐森雄,1989：臺灣地區農業氣象資源應用研討會專輯, 交通部中央氣象局, 323-327

張鏡湖, 1989：臺灣地區農業氣象資源應用研討會專輯, 交通部中央氣象局, 1-10

楊之遠、張鏡湖, 1989：臺灣地區農業氣象資源應用研討會專輯, 交通部中央氣象局, 349-366

農業統計年報（原臺灣農業年報） 1970-2007，行政院農業委員會

謝信良,1986：農業氣象講習班專輯, 交通部中央氣象局, 153-175

An Analysis of Agro-meteorological Disasters in Taiwan

Yu-Fung Chang, Jang-Yu Liang, Hui-Yu Yang
Applied Meteorology Division, Central Weather Bureau, R.O.C.

ABSTRACT

The loss of crops products in Taiwan caused by the agro-meteorological disasters from 1969 to 2007 reached NT$185 billion and the average yearly loss was about 4.74 billion. It seems that the disaster mitigation is a never-ending task under the ever-changing agricultural production technology and more precise weather forecast. The common agro-meteorological disasters in Taiwan were caused by typhoon, gale, flood, drought, cold surge, frost, foehn, earthquake, crop pests and diseases. Among all, typhoon was the most frequent and serious disaster, making up 70% of the total crops products loss, another 13% - 24% were caused by flood and less than 10% by cold surge, frost, drought, foehn, earthquake, crop pests and diseases each. As to the frequency and season, the peak occurrence period of typhoon disasters was from July to September which numbered 104 times about 73% of total typhoon disaster occurrences, 26% of total flood disasters occurred in June; if classified by season, about 73% of flood disasters occurred from April to August. The loss of crops products by natural disasters often accounted for more than 70% of total agricultural losses, some years even up to 97%. It's quite common for a loss of NT$2 billion in yearly crops products, some could come to 8 billion. A record-breaking loss happened in 2005, which amounted to NT$18 billion. For single typhoon disaster, HERB (August 1996) caused an awfully record loss of 14.78 billion. Most of crops losses were from fruits, which accounted for 48% of total crops losses by disasters in the latest 40 years.

Key words: agro-meteorological disasters, typhoon disaster, foehn, crop pests and diseases

西北太平洋颱風個數預報與檢驗

李清縢
中央氣象局氣象預報中心

摘　要

本文嘗試建立西北太平洋颱風個數之預報流程，利用 5 月大尺度環流場之 NCEP 重分析資料來當作預報因子，並且使用 LAD 颱風個數預報模式(Chu et al. 2007)來進行 6 月至 12 月(JJASOND)西北太平洋颱風個數預報。利用颱風個數與大尺度環流場之相關係數分析，並且採用相關係數值達 95%以上的統計檢定方法來找出最佳之預報因子。最後決定之預報因子有海平面溫度之正相關區域、200 百帕重力位高度、200 百帕南北向風場之負相關區域及 500 百帕南北向風場之正相關區域。此預報因子經交叉驗証所得到之個數預報結果與實際颱風個數的相關係數可高達 0.74，且在近 10 年來颱風個數變化較劇烈的年份也有相當程度的掌握。然而 1997 與 1999 年預報結果與觀測值誤差較大，由於當預報因子之間呈現出相反的類別分佈時，會使得預報結果誤差偏大。另外，也將颱風個數預報轉換成機率預報產品，此機率預報結果可以提供颱風個數的機率預報產品

針對此預報方法進行 2006 年至 2008 年西北太平洋颱風個數預報，結果分別為 20.3、21.7 與 22.5，而實際的颱風個數為 19、20 與 18 個，約有 1-4 個的差異，尤其在 2008 年誤差較大，主要是因為 2008 年的預報因子呈現相反的類別分佈。而在三分類的預報技術得分中，則同屬於偏少的類別，顯示出預報個數雖有誤差，但對於預報颱風個數的類別則有相當不錯的預報能力。

研究也採用貝氏迴歸的統計方法(Chu and Zhao 2007)將颱風個數預報轉換成機率預報產品，在機率預報結果中，以 2006 年的預報結果最佳，但 2007 年與 2008 年則有較大誤差，不過仍可得到颱風個數為偏少的機率最多。另外，此機率預報結果不僅可以提供颱風個數的機率預報產品外，也可以得到是否有足夠的信心度支持個數預報結果。

關鍵詞: 颱風預報、統計模式、貝氏迴歸

一、前言

颱風的生成位置、移動路徑以及颱風強度是世界各關心熱帶地區天氣國家氣象單位作業的預報重點，然而這些相關的颱風預報產品多

屬於短期預報，有部分氣象單位發展颱風活動(個數)之長期預報實驗，如美國氣象單位 IRI (http://iri.columbia.edu/forecast/tc_fcst/wn_pacific/)，香港城市大學之大氣研究實驗室 (http://weather.cityu.edu.hk/tc_forecast/)，這些研究單位會在每年 4-6 月間，發表當年夏季至冬季的西北太平洋颱風個數預報。在大西洋區域另有其它氣象單位也發佈颶風個數的預報產品，如 Colorado State University (http://hurricane.atmos.colostate.edu/forecasts/) 及 Climate Prediction Center (http://www.cpc.noaa.gov/products/outlooks/hurricane.shtml)，顯示出颱風個數預報是相當受重視。然而，颱風個數是否真的可以預報呢? 在許多的文獻中指出颱風個數是具有預報技術，如大西洋區域(Gray et al. 1992, 1993, 1994; Elsner and Schmertmanu 1993; Hess et al.1995)，澳洲區域(Nicholls 1984,1992)及西北太平洋區域(Chan et al. 1998, 2001) 對於颱風個數均有相當不錯的預報技術得分。

Chu et al (2007)建立了侵台颱風個數預報模式 (Least Absolute Deviation Regression Model; LAD)，此颱風個數預報模式是採用 5 月的大尺度環流分析場來當作預報因子，並且預測當年的侵台颱風個數，研究結果顯示出此模式對於侵台颱風個數之預報結果有相當不錯的預報技術得分，優於隨機預報。本研究將採用此颱風個數預報之 LAD 模式來進行西北太平洋颱風個數之預報與檢驗。利用 1970-2005 年資料來建立此 LAD 模式，並且進行 2006-2008 年的西北太平洋颱風個數預報。為了增加颱風預報的更多訊息以及減小模式預報之不確定性，本文另使用 Chu and Zhao(2007) 的貝氏迴歸統計方法來建立西北太平洋颱風個數之機率預報產品。

本文第二節為資料與颱風個數分析，第三節為西北太平洋颱風個數預報因子，第四節為西北太平洋颱風個數預報與檢驗，第五節則是結論與討論。

二、資料與颱風個數分析

研究使用 1970-2005 年每 6 小時 Joint Typhoon Warning Center (JTWC, https://metocph.nmci.navy.mil/jtwc/best_tracks) 颱風最佳路徑資料，資料格式為颱風中心位置之經緯度以及颱風的風速大小。另外使用 Extended Reconstructed Sea Surface Temperatures (ERSST) 全球海平面溫度資料 (Smith and Reynolds, 2004)，資料網格點數為 180x89 (2.0° x2.0°)。大尺度環流分析場資料是採用 NCEP-NCAR Reanalysis I 資料 (Kalnay et al. 1996)，其中變數包含了海平面氣壓(SLP)、各氣壓層之風場(U, V wind)與重力位高度(HGT)，資料網格點數為 144x73(2.5° x2.5°)，另外也利用風場資料來計算垂直風切場(Chu et al. 2007)。

西北太平洋颱風個數是採用 JTWC 的颱風最佳路徑資料計算所得到，計算 6 月至 12 月間 (JJASOND)在西北太平洋區域所生成的颱風個數，並且限定颱風在生命週期間的風速要大於 33knots，根據此定義而得西北太平洋颱風個數之時間序列圖(如圖 1)，圖中顯示颱風個數在 1978 年以前呈現下降的趨勢，隨後颱風個數明顯增多，1994 年後又出現下降的情形，且在最近 10 年間颱風個數的年際變化相當劇烈，不過整體的颱風個數則有減少的趨勢。

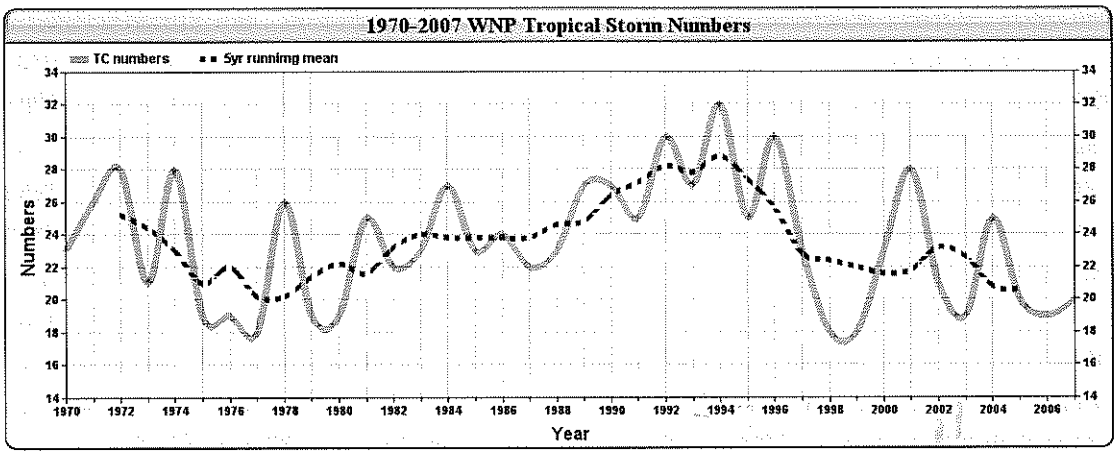


圖1. 1970-2007年西北太平洋區域6-12月(JJASOND)颱風個數(粗線，Y軸)之年度(X軸)變化。圖中點線為5年滑動平均值。

圖 2 顯示各個月份西北太平洋颱風個數的多寡，圖中可看到絕大多數的西北太平洋颱風集中於 6 月至 12 月間(約佔全部個數的 89.2%)，而且 7 月至 10 月為西北太平洋最多颱風的月份，由於 1 至 5 月颱風僅佔全年 10.8%，所以本文討論此西北太平洋之颱風個數預報也是針對 6-12 月間(JJASOND)的颱風個數總和來進行預報與檢驗。

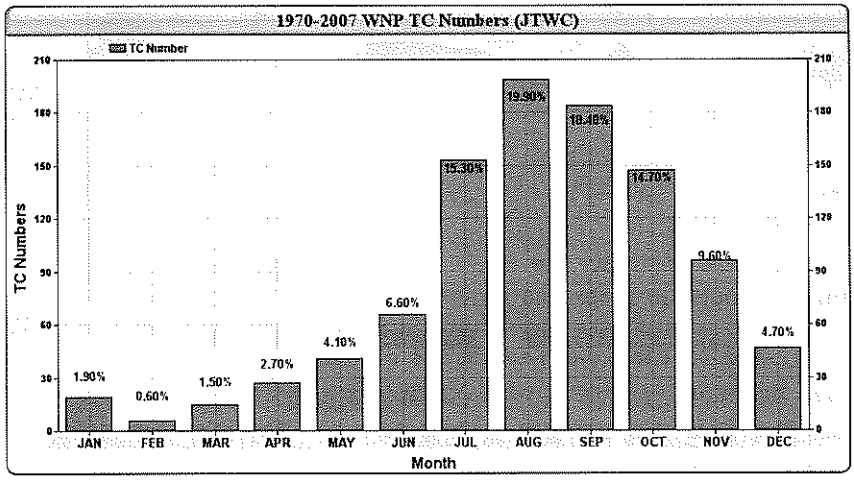


圖 2. 1970-2007 年西北太平洋區域各月份(X 軸)的颱風個數(Y 軸)，圖中數字為各月份颱風個數佔全部颱風數之比率。

三、西北太平洋颱風個數預報因子

颱風個數預報流程最困難也是最重要的一部份就是「預報因子」的選取，許多的文獻指出颱風活動的變化與聖嬰現象(ENSO)有明顯的相關(Nicholls 1984; Chan 1985, 1995b; Hastings 1990; Solow and Nicholls 1990; Gray and Shaeffer 1991; Wang and Chan 2002; Liu and

Chan 2003)，另外除了聖嬰現象的影響之外，西北太平洋的季風槽(Lander 1994; Chan et al. 1998; Chen et al. 2004, 2006) 以及大尺度之垂直風切場 (Gray 1984) 也會間接的影響整體颱風活動的變化。因此如何選取具有意義之大尺度環流場來當作合適的預報因子，是一件非常困難也是非常重要的工作。

在選取颱風個數預報因子之前，首先討論在西北太平洋主要颱風季期間，大尺度環流場與西北太平洋颱風個數之間的相關特徵，藉此了解何種變數場有顯著的相關性。圖3顯示1970-2005年西北太平洋7月至10月(JASO)的颱風個數與JASO海平面溫度(SST)及JASO海平面氣壓(SLP)之相關係數。圖中可明顯看到海平面溫度在換日線及北緯20度附近有顯著正相關，且整個北太平洋區域(10°N-30°N)的海平面氣壓都呈負相關，此代表在颱風季節時(JASO)，若西北太平洋的颱風個數偏多，此時整個西北太平洋至中北太平洋都呈現出顯著的低壓環流(氣旋式環流)。由於受到此氣旋式環流影響下，使得海平面溫度在180度、北緯20度左右有出現正相關，這可能是由於大氣與海洋之間的交互作用所造成的局部海溫變化。另外，圖中可看到赤道地區SST的相關性並不顯著，有可能是由於赤道地區夏季的海溫較無劇烈變化。

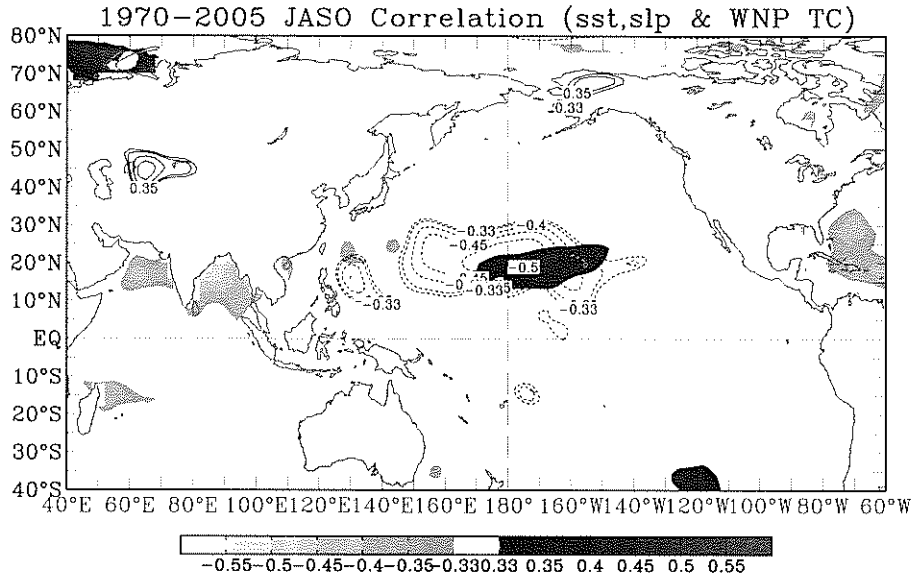


圖3. 1970-2005年西北太平洋7-10月(JASO)颱風個數與7-10月(JASO)平均海平面溫度(顏色)及海平面氣壓(線)間通過95%以上統計檢定的相關係數分佈。

另外在850百帕的重力位高度也是呈現和SLP相似的特徵(圖略)，在中北太平洋區域出現顯著的負相關。由此可以得到在颱風季時，西北太平洋颱風個數的多寡主要受到大尺度環流變化所影響。另外值得注意的是在此季節(JASO)赤道區域的SST與颱風個數的相關性並不明顯。但是夏季的大尺度環流變化特徵有可能受到前一季赤道區域SST變化所導致(Lander 1994; Liu and Chan 2003; Wang and Chan 2002)。然而經過前一季SST與颱風個數之相關係數分析後，發現前一季SST的海溫對颱風個數的相關性亦不高，且相關係數均沒有達到

95%以上的統計檢定，所以赤道地區的SST變化是否應納入預報因子之一，有待討論。由以上可以得到在颱風季時，西北太平洋颱風個數的多寡和環流場與中高緯度海平面溫度有顯著相關，所以在選用預報因子時應先考慮此變數場。

故本文使用5月的大尺度環流場中之海平面溫度、海平面氣壓場、各氣壓層的風場與重力位高度以及垂直風切場來當作西北太平洋颱風個數之預報因子。

預報西北太平洋颱風個數的詳細步驟如下:

1. 利用5月的海平面溫度(SST)、氣壓場(SLP)、各氣壓層的風場和重力位高度以及垂直風切場來當作西北太平洋颱風個數之預報因子，並且利用相關係數分析方法找出具有統計上顯著意義之網格點。而後選取通過檢定之網格點平均來當作其預報因子，分析這些預報因子彼此間的相關性，嘗試找出最合適的預報因子。
2. 將選取的預報因子以4個為一組，分別代入颱風個數統計預報模式中，並進行交叉驗証(cross validation)，此颱風個數的統計預報模式是採用Chu et al. (2007)的多變數迴歸模式(LAD)。
3. 經交叉驗証所得到的結果，與實際颱風個數值做相關係數分析，然後根據相關係數的高低，決定最後之預報因子。
4. 利用最終決定之預報因子進行下一年的颱風個數預報。

由圖4顯示出5月的海平面溫度(SST)與西北太平洋颱風個數(JJASOND)間相關係數之空間分佈圖，圖中只顯示出相關係數有達95%以上的統計檢定。由圖可看到在換日線的東西兩側有呈現顯著的正負相關特徵，代表此海溫的分佈特性與颱風個數間存在顯著相關，故在此海平面溫度的預報因子選出二個，第一為正相關區域平均(SSTp)，第二則是負相關區域平均(SSTn)，另外增加第三個預報因子是正相關區域減去負相關區域所得到的差異(SSTd)，所以由此可以得到海平面溫度的三個預報因子分別為SSTp,SSTn和SSTd。

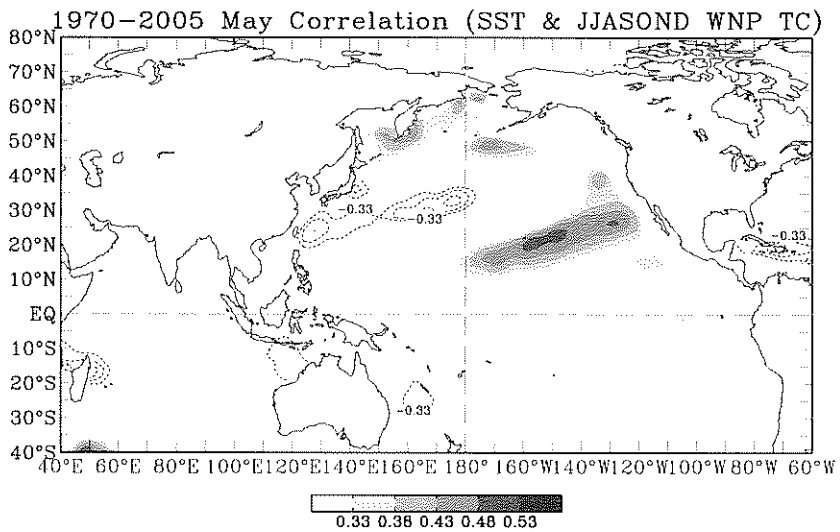


圖4. 1970-2005年5月的海平面溫度與6-12月西北太平洋颱風個數間正(顏色)負(線)相關係數分佈圖，圖中只顯示相關係數值通過95%以上的統計檢定。

另外在SLP及HGT(850百帕、500百帕)並沒有與西北太平洋颱風個數出現高相關係數的區域(圖略)，但在200百帕的重力位高度場的相關係數分佈圖中(圖5)，可以看到在北太平洋換日線上，北緯約40度有顯著的負相關，所以此採用此區域平均來當作200百帕重力位高度(HGT)的預報因子。

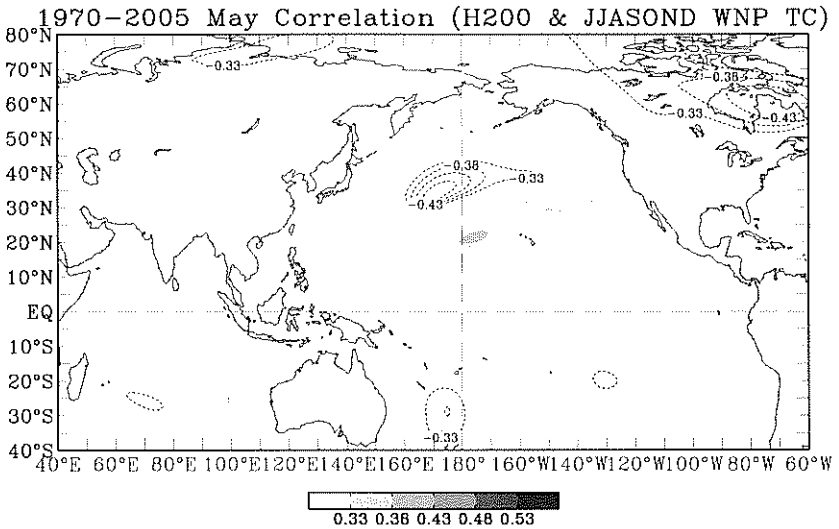


圖5. 同圖4，但為5月的200百帕重力位高度場與6-12月西北太平洋颱風個數間相關係數分佈圖 。

圖6顯示垂直風切場與西北太平洋颱風個數之相關係數分佈圖，圖中可以看到在整個北太平洋換日線上，由南往北方向有存在顯著正負相關的分佈特性，其中又以北緯15°與30°的相關係數值最高。由於垂直風切場也有出現顯著的正負相關區域，所以採用海平面溫度之預報因子的選取方式，同樣也得到三個預報因子，分別為正相關區域(VWSp),負相關區域(VWSn)和兩者差異(VWSd)。另外在200百帕的東西向風場(圖略)也呈現出相同的相關係數分佈特性，但由於垂直風切場中是採用上下兩層(850百帕與200百帕)風場所計算得到，所以在此將只選用垂直風切場來當作預報因子。

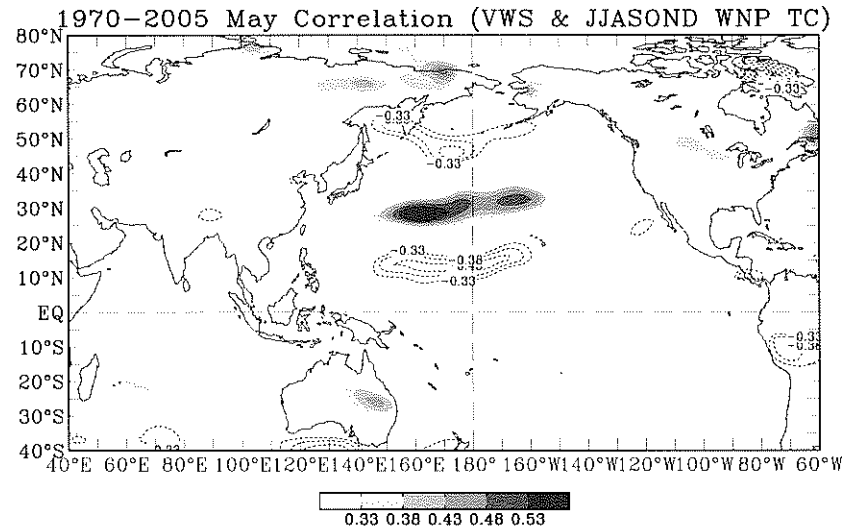


圖6. 同圖4，但為5月的垂直風切場與6-12月西北太平洋颱風個數間相關係數分佈圖 。

圖7顯示500百帕的南北向風場與西北太平洋颱風個數之相關係數分佈，由圖可以看到在西經約140度、北緯10-20度間有正相關存在，同樣在換日線上也出現負相關的情形，所以選取正相關區域(V500p)、負相關區域(V500n)以及兩個區域的差異(V500d)來當作500百帕的南北向風場之預報因子。另外在200百帕的南北向風場中(圖略)也呈現出和500百帕相似的相關係數分佈圖，所以同樣也可以得到三個預報因子，分別為V200p、V200n及V200d。

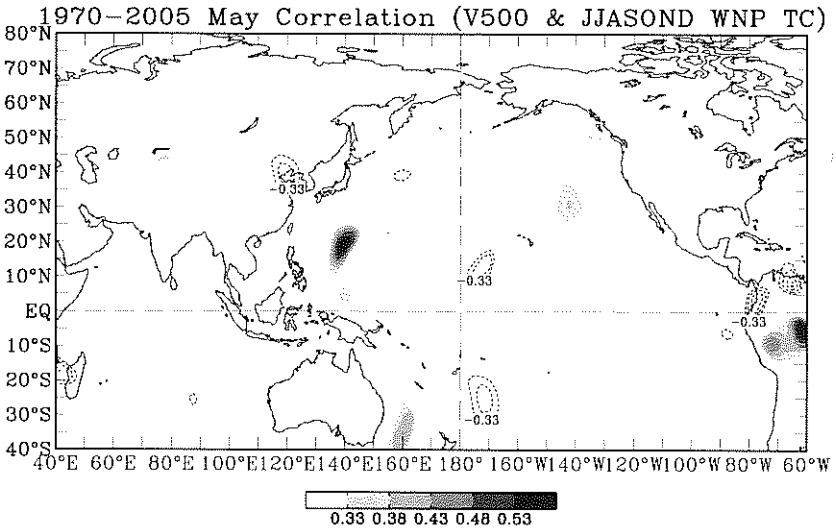


圖7. 同圖4，但為5月的500百帕南北向風場與6-12月西北太平洋颱風個數間相關係數分佈圖 。

經由以上之相關分析與統計檢定的方法後，選出的大尺度預報因子有海平面溫度(SSTp,SSTn,SSTd)、200百帕的重力位高度場(H200)、垂直風切場(VWSp,VWSn,VWSd)、500百帕及200百帕的南北向風場(V500p,V500n,V500d, V200p,V200n,V200d)，共13個預報因子。然而，在這13個預報因子中可以明顯看到有統計上的共線性問題。如13個預報因子之相關係數表(表1)，明顯看到SSTd與SSTp或SSTn有很高的相關，代表若此2預報因子都選取於統計迴歸模式中，則SSTp或SSTn會因受限於統計上的共線性問題，而導致迴歸預報模式有誤差存在，所以並不合適將高相關係數的2個因子皆代入同一個模式中作為預報因子。所以本研究嘗試利用了逐步迴歸的統計方法(Stepwise Regression)來選取較合適的預報因子，但經逐步迴歸方法篩選後的預報因子，代入颱風個數的LAD預報模式來進行交叉驗証，其結果與實際颱風個數比較後並不理想。

如何選取最佳的預報因子以及哪些因子是對預報結果有明顯改進，這些必需都要加以考慮，為了能讓各個變數都能夠代入模式中去做敏感度測試，首先測試將13個變數中任取2-5個來進行敏感度實驗，測試結果顯示取4個為一組之預報因子經交叉驗証後所得到的相關係數值有顯著增加，但取5個之後則無明顯變化。所以本文使用4個預報因子來進行敏感度預報實驗(C13取4)，總共為715次的實驗，再將這715次的每一種組合來進行LAD模式之交叉驗証，利用每一次驗証後所得到的預報結果與實際西北

太平洋颱風個數做相關係數分析，利用相關係數的高低來決定最後之預報因子。經過此組合方法測試之後，可以得到最終的預報因子為SSTp、 H200、V200n及V500p，此組合後之預報結果具有較高的相關係數，並且從表1中也可以得到此種組合之預報因子所產生共線性問題的影響較低(相關係數較低)。

表1. 13個預報因子與西北太平洋颱風個數間相關係數表，其中13個預報因子分別為SSTn,SSTp,SSTd,H200,VWSn,VWSp,VWSd,V200p,V200n,V200d,V500p,V500n及V500d。

	TC	SSTn	SSTp	SSTd	H200	VWSn	VWSp	VWSd	V200p	V200n	V200d	V500p	V500n	V500d
TC	**1.00**	-0.45	0.52	0.61	-0.47	-0.50	0.62	0.60	0.46	-0.58	-0.61	0.54	-0.43	-0.61
SSTn	-0.45	**1.00**	-0.29	-0.78	0.54	0.45	-0.59	-0.55	-0.43	0.48	0.53	-0.39	0.18	0.37
SSTp	0.52	-0.29	**1.00**	0.83	-0.43	-0.35	0.61	0.50	0.38	-0.13	-0.31	0.26	-0.28	-0.34
SSTd	0.61	-0.78	0.83	**1.00**	-0.59	-0.49	0.74	0.65	0.50	-0.37	-0.51	0.40	-0.29	-0.44
H200	-0.47	0.54	-0.43	-0.59	**1.00**	0.51	-0.84	-0.71	-0.44	0.36	0.47	-0.40	0.29	0.44
VWSn	-0.50	0.45	-0.35	-0.49	0.51	**1.00**	-0.71	-0.94	-0.65	0.60	0.73	-0.53	0.35	0.56
VWSp	0.62	-0.59	0.61	0.74	-0.84	-0.71	**1.00**	0.91	0.54	-0.46	-0.59	0.49	-0.42	-0.58
VWSd	0.60	-0.55	0.50	0.65	-0.71	-0.94	0.91	**1.00**	0.65	-0.58	-0.72	0.55	-0.42	-0.61
V200p	0.46	-0.43	0.38	0.50	-0.44	-0.65	0.54	0.65	**1.00**	-0.46	-0.87	0.53	-0.29	-0.52
V200n	-0.58	0.48	-0.13	-0.37	0.36	0.60	-0.46	-0.58	-0.46	**1.00**	0.84	-0.45	0.43	0.55
V200d	-0.61	0.53	-0.31	-0.51	0.47	0.73	-0.59	-0.72	-0.87	0.84	**1.00**	-0.57	0.42	0.62
V500p	0.54	-0.39	0.26	0.40	-0.40	-0.53	0.49	0.55	0.53	-0.45	-0.57	**1.00**	-0.27	-0.81
V500n	-0.43	0.18	-0.28	-0.29	0.29	0.35	-0.42	-0.42	-0.29	0.43	0.42	-0.27	**1.00**	0.78
V500d	-0.61	0.37	-0.34	-0.44	0.44	0.56	-0.58	-0.61	-0.52	0.55	0.62	-0.81	0.78	**1.00**

四、西北太平洋颱風個數預報模式檢驗

由上一節選取預報因子的分析結果中，可以得到5月的預報因子有SSTp、 H200、V200n及V500p，然後把這些預報因子代入颱風個數預報模式(LAD)來進行交叉驗証。圖8顯示預報因子之交叉驗証的結果與實際颱風個數之時間序列，圖中可看到LAD模式的預報結果與颱風個數的變化趨勢相似，且兩者相關係數高達0.74，另外本文隨機產生1萬次的颱風個數來進行相同實驗，結果得到在99.9%的最高相關係數值為0.45，顯示0.74比隨機預報有更高預報技術。實際與預報個數的平均年變化分別為3.18與2.21，顯示個數預報的平均差異為0.97，另外近10年的西北太平洋颱風個數有較明顯的劇烈變化情形，此LAD模式的預報結果也有相當程度的掌握，顯示出此預報模式具有一定的預報能力。

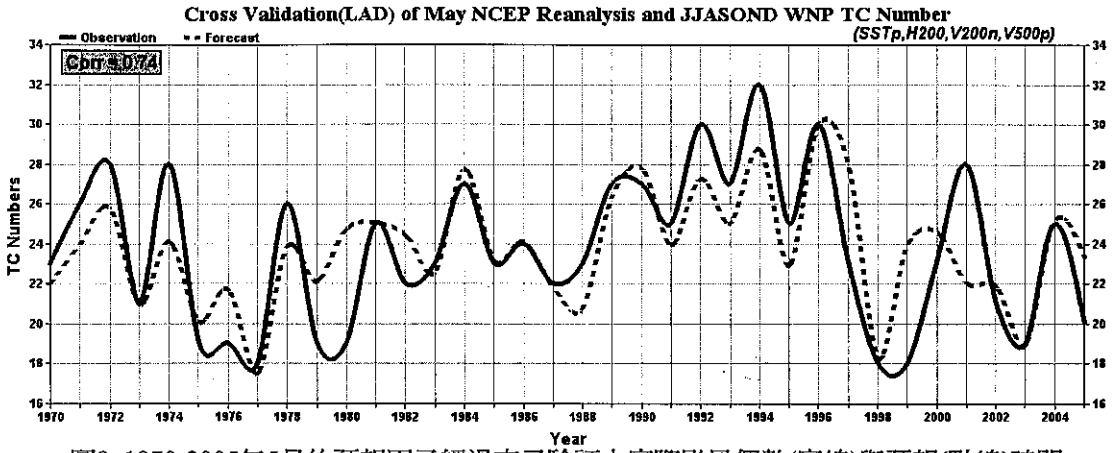


圖8. 1970-2005年5月的預報因子經過交叉驗証之實際颱風個數(實線)與預報(點線)時間序列圖。左上數值代表兩者之相關係數值，X軸為年份，Y軸為個數。

另外可以看到1997與1999年預報結果與觀測值誤差較大，表2則列出1996年至1999颱風個數與預報因子偏大(A)、正常(N)或偏小(B)之3分類。由表可見在1996年的預報因子都呈現一致的特性，也就是SST為正相關，H200為負相關，V200n為負相關，V500p為正相關，且其中有3個預報因子出現極端的事件，使得預報結果誤差較小。然而對1999年的預報，預報因子則沒有出現一致性，尤其是V200n及V500p反而呈現出相反的特性，導致1999年的預報誤差較大。由此歸納當預報因子之間呈現出相反的類別分佈，則會使得預報結果誤差較大。

表2. 1996至1999年實際(OBS)與預報(FCST)偏多(A)、正常(N)或偏少(B)個數與4個預報因子偏大(A)、正常(N)或偏小(B)間之關係。表中+代表類別中處於極端的事件。

	OBS	FCST	預報誤差	SSTp	H200	V200n	V500p
1996	A+	A+	0.2	A+	B+	B	A+
1997	N	A	5.8	A+	N	B	N
1998	B+	B+	-0.05	B	A+	A+	N
1999	B+	N	4.9	B+	N	B	A

為了進一步測試此模式是否能夠有效的預報西北太平洋颱風個數，乃進行2006年到2008年西北太平洋颱風個數預報，結果分別為20.3、21.7及22.5個颱風，而實際上發生的颱風個數為19、20與18個，顯示出此LAD模式在預報2006至2008年約有1至4個的差異，尤其2008年誤差較大，這是因為2008年預報因子呈現出相反的類別分佈所導致。然而由於預報模式本身有自己的颱風個數氣候值，所以透過三分類的分析方法，可以得到2006至2008

年預報為偏少的類別，且實際個數也為偏少，顯示出此模式對於西北太平洋颱風個數三分類的類別預報有相當不錯的預報技術。

另外在颱風個數預報的研究中，除了現行的個數預報產品之外，國際上各氣象單位也逐步發展機率方式的預報產品，Chu and Zhao (2007)利用貝氏迴歸(Bayesian regression)的統計方法將原本颱風個數預報產品(決定性預報)轉換成個數機率的預報產品，本研究也使用同樣的統計方法來建立西北太平洋颱風個數機率預報方程。由於颱風個數屬於整數，所以採用log(個數)的方法來建立颱風個數迴歸方程，且定義颱風個數分佈屬於 Poisson 的分佈，而預報因子則是採用上述之 5 月預報因子(SSTp、H200、V200n 及 V500p)，利用 1970-2005 年貝氏迴歸方法來建立迴歸方程，而後再利用 2006 年至 2008 年的預報因子代入貝氏迴歸方程，而可得到 2006 至 2008 年的颱風個數之機率預報結果。由圖 9 顯示利用貝氏迴歸所得到之颱風個數機率預報結果，圖中颱風個數的分類是採用氣候值(1971-2000 年)的颱風個數所得到，在 2006 年的颱風個數機率預報結果中可以得到颱風個數在 19-20 個的機率最多，也最集中(約有 50%)，而實際發生為 19 個，對 2007 年與 2008 年的預報結果，機率值並沒有很集中於某個類別，不過可以看到 23-25 個機率最大，但與 21-22 個的機率差不多，而實際發生的個數分別為 20 個、18 個，由此可以知道對 2007 年與 2008 年的預報雖然在 23-25 個颱風個數機率最多，但由於機率值並沒有很集中此類別，所以此預報結果信心度較低，但看到個數在偏少的機率是偏多的。

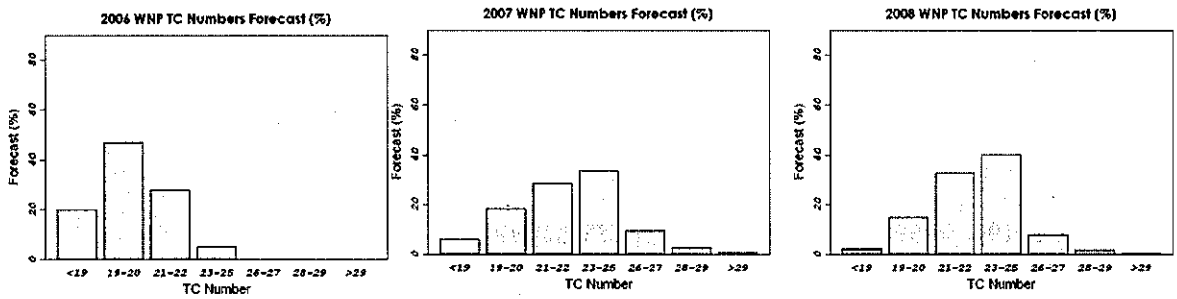


圖9. 1970-2005年5月的預報因子利用貝氏迴歸方法所得到2006至2008年的西北太平洋颱風個數機率預報圖。圖中X軸代表颱風個數，Y軸則為機率值。

五、結論與討論

本研究嘗試建立西北太平洋颱風個數之預報方法，利用 5 月大尺度環流場來當作預報因子，並且進行 6-12 月(JJASOND)西北太平洋颱風個數預報，其中所使用的統計預報模式為 LAD 模式(Chu et al. 2007)，另外也使用貝氏迴歸方法來建立進行颱風個數機率預報(Chu and Zhao 2007)。

預報模式之步驟如下:

1. 使用1970-2005年大尺度環流場的歷史資料與西北太平洋颱風個進行相關係數分析，並且利用統計檢定方法來找尋某區域高相關係數之預報因子。
2. 將這些預報因子之各種組合分別代入LAD颱風個數預報模式，並且進行交叉驗証。經交叉驗証後所得到的結果，可與實際值做相關係數分析，根據相關係數的高低來決定最後之預報因子。利用最後決定之預報因子，組成LAD颱風個數預報之迴歸方程式。用此

模式做預報時，代入當年5月時各個預報因子之值，即可得到當年颱風個數之預報結果。

在以上步驟中最重要也是最困難的一部份就是「預報因子」的選取，分別使用大尺度環流場之各個變數與颱風個數做相關分析，並且利用統計檢定方法來找尋高相關之預報因子，從相關係數分析中得到具較高的相關係數之變數場有海平面溫度(SST)、垂直風切場(VWS)、500 百帕和 200 百帕的南北向風場(V)以及重力位高度場(HGT)，然而某些變數中有較顯著的正、負相關情形，為了讓模式能夠找到合適之預報因子，所以除了正相關(p)的預報因子外，也納入負相關(n)及兩者差異(d)之預報因子。

經以上的相關分析後可得到 5 月的預報因子有海平面溫度(SSTp,SSTn,SSTd)、200 百帕的重力位高度場(H200)、垂直風切場(VWSp, VWSn,VWSd)、500 百帕及 200 百帕的南北向風場 (V500p,V500n,V500d, V200p,V200n, V200d)，總共 13 個預報因子。而後再使用 13 個變數中任取 4 個來做進行預報實驗(C13 取 4)，經 715 次的每一種組合交叉驗証，所得到的預報結果與實際西北太平洋颱風個數最大者來決定最佳之預報因子。

經過上述步驟後所選取最佳之預報因子為 SSTp、 H200、V200n 及 V500p，此預報因子經交叉驗証所得到之個數預報結果與實際颱風個數的相關係數可高達 0.74。另外此模式對於近 10 年來颱風個數變化較劇烈的年份也有相當程度的掌握，然而在 1997 與 1999 年預報結果與觀測值誤差較大，原因是由於此時預報因子之間呈現出相反的類別分佈時，導致預報結果誤差偏大。另外，實際與預報個數的平均年變化分別為 3.18 與 2.21，顯示預報的平均差異為 0.97，顯示此西北太平洋颱風個數預報模式具有一定的預報技術。

本研究也利用上述之5月預報因子(SSTp、H200、V200n及V500p)來進行2006年至2008年西北太平洋颱風個數預報，藉此來了解此模式是否可正確掌握住颱風個數的預報。2006年至2008年颱風個數預報結果分別為20.3、21.7、22.5，而實際發生的颱風個數為19、20與18個，顯示出此預報模式約有1至4個的差異，尤其在2008年預報誤差較大，此誤差是因為2008年預報因子呈現出相反的類別分佈所導致。若使用三分類的預報技術得分的方法來分析，則可得到此預報結果為偏少的類別，而實際颱風個數也是偏少，由此可見雖然預報的颱風個數與實際值有差異，但對於颱風個數的類別則有預報技術。

另外本研究也使用貝氏迴歸的統計方法將颱風個數預報轉換成機率預報產品，同樣也使用1970-2005年5月的預報因子與颱風個數來建立貝氏迴歸方程(Chu and Zhao 2007)，再利用2006至2008年的預報因子代入貝氏迴歸方程而可得到機率預報結果。在機率預報結果中，2006年以19-20個的機率最大，且機率值較集中(實際值為19個)，但在2007年與2008年之機率值分佈較不集中，以23-25個機率最大，21-22個次之(實際值為20個)，顯示出對2007年與2008年的預報結果沒有較大的信心度，不過可以得到颱風個數偏少的機率最多。由此可以了解貝氏迴歸所發展的機率預報結果不僅可以提供颱風個數的機率預報產品外，也可以和決定性預報相互比較，來看看是否有足夠的信心度支持決定性預報。

未來將更進一步的分析這些5月的預報因子與西北太平洋颱風個數之間的物理意義，並且釐清為何這些預報因子可有效的用來預報西北太平洋颱風個數。另外Chan et al. (1998) 利用了各個大尺度之環流及海溫指標來當作其預報因子，並且利用此指標之時間序列與西北太平洋颱風個數來建立統計迴歸方程，進而預報西北太平洋颱風個數，未來將考慮使用這些大尺度環流與海溫指標到來進行模式評估與檢驗，借此來了解此環流指標是否真的有助於改

善西北太平洋颱風個數之預報，未來也將深入探討這些環流指標與西北太平洋颱風個數之間的相關特性。

參考文獻

Chan, J. C. L., 1985: Tropical cyclone activity in the northwest Pacific in relation to the El Nin˜o/Southern Oscillation phenomenon. *Mon. Wea. Rev.*, **113,** 599–606.

——, 1995b: Prediction of annual tropical cyclone activity over the western North Pacific and the South China Sea. *Int. J. Climateol.*, **15,** 1011–1019.

——, J. E. Shi, and C. M. Lam, 1998: Seasonal forecasting of tropical cyclone activity over the western North Pacific and the South China sea. *Wea. Forecasting*, **13,** 997-1004.

Chen, T.-C., S.-P. Weng, N. Yamazaki and S. Kiehne, 1998: Interannual variation in the tropical cyclone formation over the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **126,** 1080-1090.

——, S.-Y. Wang and M.-C. Yen and W. A. Gallus Jr., 2004: Role of the monsoon gyre in the interannual variation of tropical cyclone formation over the Western North Pacific. *Wea. Forecasting*, **19,** 776-785.

——, ——, and ——, 2006: Interannual Variation of the Tropical Cyclone Activity over the Western North Pacific. *J. Climate*, **19,** 5709-5720.

Chu, P.-S., and X. Zhao 2007: A Bayesian regression approach for predicting seasonal tropical cyclone activity over the Central North Pacific. *J. Climate,* **20,** 4002–4013.

——, ——, C.-T. Lee, and M.-M. Lu, 2007: Climate prediction of tropical cyclone activity in the vicinity of Taiwan using the multivariate least absolute deviation regression method. *TAO*, **18,** 805-825.

Elsner, J. B., and C. P. Schmertmann, 1993: Improving extendedrange seasonal predictions of intense Atlantic hurricane activity. *Wea. Forecasting,* **8,** 345–351.

Gray, W. M., 1984: Atlantoc seasonal hurricane frequency. Part Ⅱ: Forecasting its variability. *Mon. Wea. Rev.*, **112,** 1669-1683.

——, and J. D. Shaeffer, 1991: El Nin˜o/QBO influences on seasonal Atlantic hurricane activity. *ENSO Teleconnections linking world-wide climate anomalies: scientific basis and impact,* M.H. Glantz, R. W. Katz, and N. Nicholls, Eds., Cambridge University Press, 275–283.

——, C. W. Landsea, P. W. Mielke, and K. J. Berry, 1992: Predicting Atlantic basin seasonal hurricane activity 6–11 months in advance. *Wea. Forecasting,* 7, 440–455.

——, ——, ——, and ——, 1993: Predicting Atlantic basin seasonal hurricane activity by 1 August. *Wea. Forecasting,* **8,** 73–86.

——, ——, ——, and ——, 1994: Predicting Atlantic basin seasonal hurricane activity by 1 June. *Wea. Forecasting,* **9,** 103–115.

Hastings, P. A., 1990: Southern Oscillation influences on tropical cyclone activity in the Australian/Southwest Pacific region. *Int.J. Climatol.*, **3,** 291–298.

Hess, J. C., J. B. Elsner, and N. E. LaSeur, 1995: Improving seasonal hurricane predictions for the Atlantic basin. *Wea. Forecasting,* **10,** 425–432.

Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77,** 437–471.

Lander, M. A., 1994: An exploratory analysis of

the relationship between tropical strom formation in the western North Pacific and ENSO. *Mon. Wea. Rev.*, **122,** 636-651.

Liu, K. S. and J. C. L. Chan, 2003: Climatological characteristics and seasonal forecasting of tropical cyclones making landfall along the South China coase. *Mon. Wea. Rev.*, **131,** 1650-1662.

Nicholls, N., 1984: The Southern Oscillation, sea-surface temperature and interannual fluctuations in Australian tropical cyclone activity. *J. Climate.,* **4,** 661–670.

——, 1992: Recent performance of a method for forecasting Australian tropical cyclone activity. *Aust. Meteor. Mag.,* **40,** 105–110.

Smith, T.M., and R.W. Reynolds, 2004: Improved extended reconstruction of SST (1854-1997). *J. Climate.*, **17,** 2466-2477.

Solow, A., and N. Nicholls, 1990: The relationship between the Southern Oscillation and tropical cyclone frequency in the Australian region. *J. Climate,* **3,** 1097–1101.

Wang B. and J. C. L. Chan, 2002: How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific. *J. Climate,* **15,** 1643-1657.

The Typhoon Numbers Forecast and Verification over the Western North Pacific

Ching-Teng Lee

Weather Forecast Center, Central Weather Bureau, Taiwan, R.O.C.

ABSTRACT

This study tried to build up the forecast system of typhoon numbers over the western North Pacific (WNP). The large-scale predictors were chosen from NCEP reanalysis data of May and used to forecast with LAD model (Chu et al. 2007). These predictors were selected by correlation coefficient analysis with statistically significant at the 95% confidence level of two-tailed t-test. The finial predictors selected were sea surface temperature with positive correlation, geopotential high on 200hpa, v-wind with negative correlation on 200hpa, and v-wind with positive correlation on 500hpa. The forecast results by cross validation with these predictors showed a high correlation on to the observations. Also, the interannual variability of typhoon numbers forecast is close to the observations.

To test the model forecast skill, 2006, 2007, and 2008 WNP typhoon numbers were forecasted with these predictors. The forecast result was 20.3, 21.7, and 22.5, respectively; in the three categories, forecast all showed below normal, which implying this forecast model has good skill in determining the category for the forecast.

The Bayesian regression model (Chu and Zhao 2007) was also used to forecast the typhoon numbers probability distribution. In the results, the 2006 typhoon numbers showed a better probability forecast distribution, but positive bias occurred in 2007 and 2008. It's noted that a higher probability in below normal category occurred in 2007 and 2008. This probability forecast distribution product can not only provide more information, but also may support the typhoon numbers forecast.

Key words: typhoon forecast, statistical model, Bayesian regression

民國 97 年颱風調查報告
—第 7 號卡玫基(Kalmaegi)颱風(0807)

徐辛欽
中央氣象局氣象預報中心

摘　要

民國 97 年第 7 號卡玫基(Kalmaegi)颱風為當年第 1 個侵台颱風，其係於 7 月 15 日 0600UTC 在呂宋島東北端海面形成，初期以偏北方向前進，至台灣東方海面轉向西北移動，於 17 日 21 時 40 分(地方時)登陸於宜蘭縣南部，停留在台灣陸地約 10 小時，於 18 日 7 時 20 分從桃園附近出海。

卡玫基颱風對台灣引來強勁西南氣流並帶來豐沛雨量，雨量集中在中、南部(從新竹至屏東)，由於降雨量頻率集中，有多處時雨量超過 100 毫米，以致釀成不少災情和多人傷亡。

颱風路徑預報誤差方面，中央氣象局 24 小時平均誤差為 149 公里，而 48 小時平均誤差為 239 公里。

關鍵詞：輕度颱風、路徑預報誤差

一、前言

卡玫基(Kalmaegi)颱風是民國 97 年西北太平洋形成的第 7 個颱風，編號 0807，此颱風也是 2008 年第 1 個侵台颱風，其於 7 月 15 日 0600UTC 在呂宋島東北端近海形成，其初期以偏北方向前進，至台灣東南方海面轉向西北移動，在花蓮外海時，曾一度增強為中度颱風，旋即減弱為輕度颱風。

卡玫基颱風侵襲台灣的時間只有 2 天，所帶來的雨量驚人，尤其在中南部，降雨地區主要在南投、台中、嘉義、台南與高雄等地區的丘陵地帶，降雨頻率集中，其中以台南縣南化鄉的北寮有 963.0 毫米和楠西鄉的曾文有 945.0 毫米最多，其次是高雄縣的六龜鄉新發站有 910.0 毫米和甲仙有 896.0 毫米。在瞬間最大風速是以彭佳嶼的 14 級和蘭嶼的 12 級為最大。

本報告將討論第 7 號颱風發生過程、侵台期間中央氣象局對其處理情形、颱風路徑與強度變化、氣象要素分析與此次颱風路徑預報的校驗。

二、颱風發生經過及處理情形

第 7 號卡玫基颱風於 97 年 7 月 15 日 14 時(地方時)在呂宋島東北端近海形成，形成後向北北西後轉偏北移動(圖 1、表 1)，朝台灣東部海面接近，中央氣象局研判此颱風未來其暴風圈將朝台灣東南部海面接近，將對巴士海峽及台灣東南部海面構成威脅，隨即於 16 日 14 時 30 分對上述海面發布海上颱風警報，並強調颱風外圍環流將影響台灣東北部、北部、及東部地區，在山區有局部大雨或豪大雨發生，中央氣

象局並呼籲此颱風將引進西南氣流，請中南部民眾慎防豪雨。颱風北上後，中央氣象局於 17 日 2 時 30 分發布海上陸上颱風警報，陸上警戒區為台灣東北部和北部地區。隨著颱風靠近，警戒區域逐漸擴大至中部(台中、南投)，並強調中南部 17 日下午起有局部豪雨。

17 日 21 時 40 分(地方時)，卡玫基颱風中心於宜蘭南部登陸，並於 18 日 7 時 20 分(地方時)由桃園附近出海，進入台灣北部海面後，持續向西北移動，於 18 日 17 時 50 分進入中國福建後，繼續朝偏北進行，強度逐漸減弱，20 日 08 時減弱為熱帶性低氣壓。

中央氣象局於 18 日 20 時 30 分解除陸上警報，3 小時後亦解除海上警報，中央氣象局共發布 20 次颱風警報(表 2)。

表 1. 卡玫基颱風最佳路徑、強度變化及動向資料表

Table 1. The best-track positions, intensity and movement of typhoon Kalmaegi.

時間 (UTC)	緯度	經度	中心氣壓 (hPa)	移動方向 degree	移動速度 Km/hr	最大風速		暴風半徑		備註
						持續風 m/s	陣風 m/s	30kts km	50kts km	
071506	18.0	123.7	998	238	10	18	25	100		輕度颱風
071512	18.0	123.6	998	270	2	18	25	100		輕度颱風
071518	18.1	123.3	995	289	6	20	28	100		輕度颱風
071600	18.8	123.8	990	34	15	23	30	100		輕度颱風
071606	19.2	123.7	990	347	7	23	30	100		輕度颱風
071612	20.2	123.6	985	347	15	25	33	120		輕度颱風
071618	21.4	123.4	985	351	22	25	33	120		輕度颱風
071700	22.7	122.9	980	332	29	28	35	120		輕度颱風
071706	23.2	122.6	975	299	7	30	38	120	50	輕度颱風
071712	24.1	122.1	975	335	16	30	38	100	30	輕度颱風
071718	24.8	121.4	990	329	13	23	30	100		輕度颱風
071800	25.1	121.2	990	299	7	23	30	100		輕度颱風
071806	26.3	120.6	990	336	24	23	30	100		輕度颱風
071812	27.2	119.8	994	325	22	20	28	80		輕度颱風
071818	28.3	119.8	998	8	22	18	25	80		輕度颱風
071900	28.8	120.2	998	36	10	18	25	80		輕度颱風
071906	29.4	120.5	998	19	19	18	25	80		輕度颱風
071912	31.1	121.1	998	17	33	18	25	80		輕度颱風
071918	32.7	121.5	998	12	30	18	25	80		輕度颱風
072000	34.1	122.8	1000	38	33	15	23			TD

表 2. 卡玫基颱風警報發布經過一覽表

Table 2. Warnings issued by CWB for typhoon Kalmaegi.

種類	次序		發布時間			警戒區域		備註
	號	報	日	時	分	海上	陸上	
海上	07	01	16	14	30	巴士海峽、東南海面		
海上	07	02	16	17	30	巴士海峽、東部海面		
海上	07	03	16	20	30	巴士海峽、東部海面		
海上	07	04	16	23	30	巴士海峽、東部海面、北部海面		
海陸	07	05	17	02	30	巴士海峽、東部海面、北部海面	基隆、宜蘭、台北	
海陸	07	06	17	05	30	巴士海峽、東部海面、北部海面	基隆、宜蘭、台北	
海陸	07	07	17	08	30	巴士海峽、東部海面、北部海面	花蓮、宜蘭、基隆、台北	
海陸	07	08	17	11	30	巴士海峽、東部海面、北部海面	花蓮、宜蘭、基隆至新竹	
海陸	07	09	17	14	30	台灣附近各海面〔除海峽南部〕	花蓮、宜蘭、基隆至苗栗	
海陸	07	10	17	17	30	台灣附近各海面〔除海峽南部〕	花蓮、宜蘭、基隆至台中、南投	
海陸	07	11	17	20	30	台灣附近各海面〔除海峽南部〕	花蓮、宜蘭、基隆至台中、南投	
海陸	07	12	17	23	30	台灣附近各海面〔除海峽南部〕	花蓮、宜蘭、基隆至台中、南投	
海陸	07	13	18	02	30	台灣附近各海面〔除海峽南部〕	花蓮、宜蘭、基隆至台中、南投	
海陸	07	14	18	05	30	台灣附近各海面〔除海峽南部〕	花蓮、宜蘭、基隆至台中、南投	
海陸	07	15	18	08	30	北部海面、東北部海面、海峽北部	基隆至台中、南投、花蓮、宜蘭、馬祖	
海陸	07	16	18	11	30	北部海面、東北部海面、海峽北部	基隆至苗栗、馬祖	
海陸	07	17	18	14	30	北部海面	馬祖	
海陸	07	18	18	17	30	北部海面	馬祖	
海上	07	19	18	20	30	北部海面		
解除	07	20	18	23	30			

三、颱風的路徑與強度變化

在呂宋島東北方約 500 公里海面，於 7 月 13 日 0000UTC 形成一熱帶性低氣壓，此熱帶性低氣壓慢慢發展並往西南移動，至 15 日 0600UTC 增強為輕度颱風，編號 0807，國際命名為 Kalmaegi(卡玫基)，中心氣壓 998 百帕，7 級暴風半徑 100 公里，此時颱風僅距呂宋島東北端約 100 公里海面(圖 1，表 1)。颱風形成後，向西北緩慢移動，至 16 日 0000UTC(圖 2)，由於太平洋高壓不強，颱風的東北方之低氣壓(距颱風約 1000 公里)隨著中緯度鋒面北移，對颱風導引而促使颱風向偏北移動，在 500 百帕(圖 3)顯示，颱風北方的脊線場不強且偏北(30°N 附近)，未能影響颱風，此時颱風的環流結構仍不結實(圖 4)，颱風在有利於北移的環境場下前進。

17 日 0000UTC(圖 5)，颱風已臨台灣東方近海，而颱風東方的高氣壓也漸增強且西伸，在 500 百帕圖上(圖 6)，颱風東方高氣壓增強且其脊線仍停留在颱風北方(30°N 附近)，對颱風北移產生阻擋作用，颱風仍朝西北進行，而強度漸增強，於 0900UTC 增強至中度颱風，中心氣壓降至 975 百帕，10 級暴風半徑 50 公里，但颱風環流結構隨即減弱(圖 7)，主要環流雲系位於颱風的南方和西南方，尤其西南方顯見對流旺盛。颱風繼續向西北朝台灣移動，於 17 日 21 時 40 分(地方時)，颱風中心登陸宜蘭縣南部，此時颱風環流主要區分成南、北兩塊(圖 8、圖 9)，北面雲團影響台灣北部地區，南面雲團影響台南、高屏地區造成豪雨不斷，18 日清晨卡玫基颱風中心在台灣北部，台灣全島籠罩在其環流內(圖 10)，颱風停留在台灣 9 個小時又 40 分鐘，於 18 日 7 時 20 分從桃園附近出海，繼續向西北移動，至 14 時颱風已移至台灣北部海面，但其帶來強烈西南氣流仍影響台灣(圖 11)，在中南部山區迎風面皆出現劇烈雨勢，颱風於 18 日 17 時 50 分進入中國福建，繼續向北前進，強度受地形破壞而減弱，19 日穿過浙江和江蘇，於 20 日 8 時在黃海減弱為熱帶性低氣壓。

四、颱風侵台期間各氣象要素分析

㈠氣壓分析

卡玫基颱風從台灣東部海面掠過，在 17 日 21 時 40 分登陸宜蘭南部，並於 18 日 7 時 20 分由桃園出海，停留在台灣陸地近 10 個小時，由於卡玫基颱風屬輕度颱風（曾一度增強至中度颱風），其中心氣壓最低只有 975 百帕，而台灣地區出現最低氣壓是在花蓮的 990.1 百帕(17 日 16 時 34 分)(表 3)，另基隆亦出現 991.8 百帕，其他的成功、台東、及台北均出現 992 百帕左右，近颱風中心的宜蘭只有 994.1 百帕，可見颱風強度微弱。另最早出現最低氣壓的是恒春（17 日 4 時 47 分），其次是南部的高雄和台南（17 日 12 時 20 分和 17 日 15 時 9 分），3 個最早出現最低氣壓的地區其氣壓值均是 998 百帕左右。

㈡風力分析

卡玫基颱風的路徑係穿過台灣北部，亦在陸地上停留近 10 個小時，各地出現的風力以高山離島風力較大，平均風力以彭佳嶼的 11 級(29.4m/s)最大，其次是蘭嶼的 10 級(25.9m/s)，另蘇澳和成功亦有 8 級，嘉南平原有 7 級，均不小。在瞬間最大風速方面，以彭佳嶼最大，達 14 級(42.0m/s)，蘭嶼(36.8m/s)，玉山(34.7m/s)，和蘇澳(32.7m/s)均為 12 級，其他的基隆、日月潭、東吉島、成功和馬祖均出現 10 級的陣風，嘉南平原也有 8 - 9 級的西南陣風，可見西南氣流旺盛。距颱風中心很近的台北平均風力只有 3 級，最大陣風亦只有 6 級，可見颱風威力很小，外圍環流較強(表 3，圖 12)。

㈢雨量分析

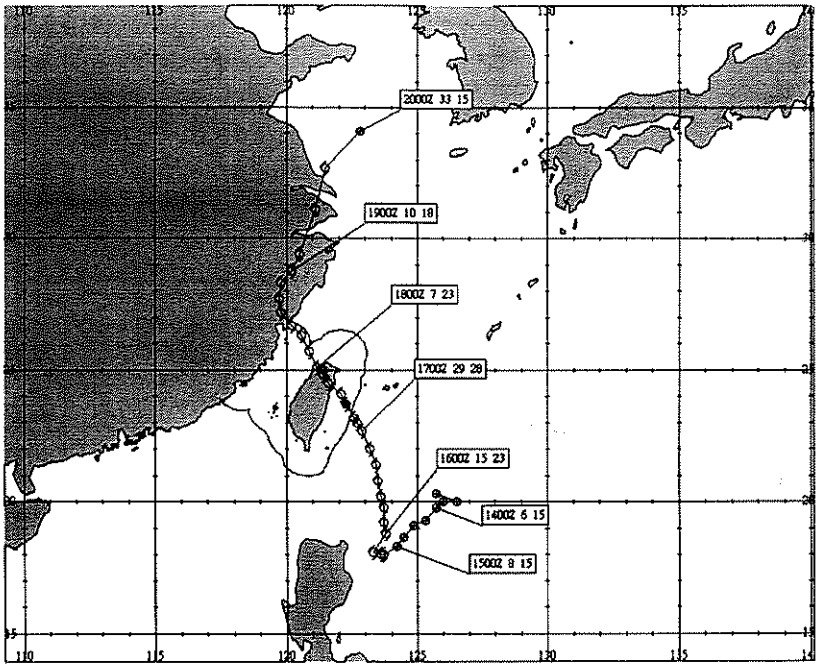


圖 1. 卡玫基颱風(0807)最佳路徑圖。圖中空代表強度為輕度颱風，實心為中度以上颱台，標示資料由左至右分別為 UTC 時間(DDHH)、移速(km/hr)及近中心最大風速(m/s)。
Fig.1 The best track of typhoon kalmaegi(0807).

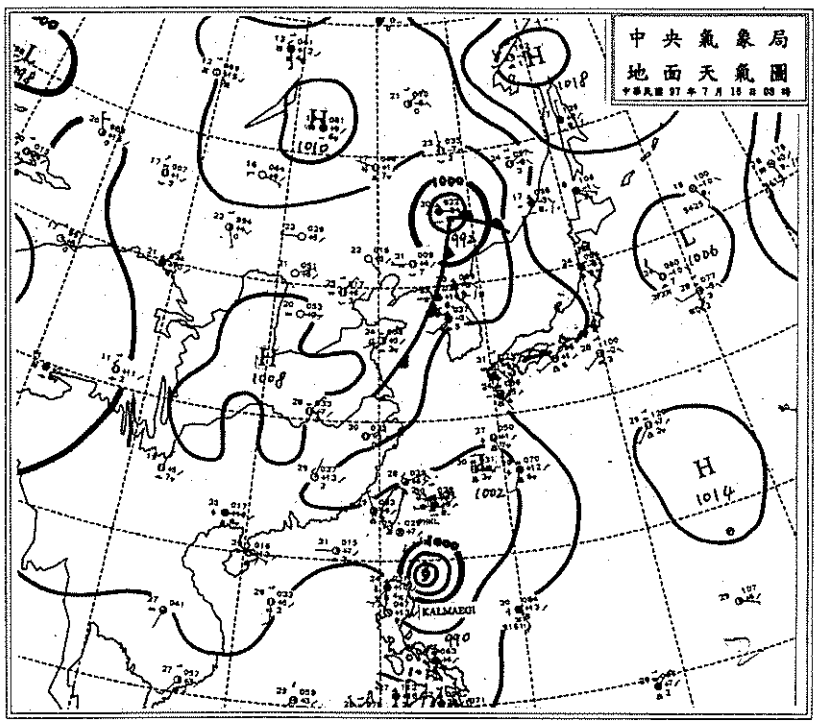


圖 2. 2008 年 7 月 16 日 0000UTC 亞洲地面天氣分析圖。
Fig.2 The surface analysis at 0000UT 16 July, 2008.

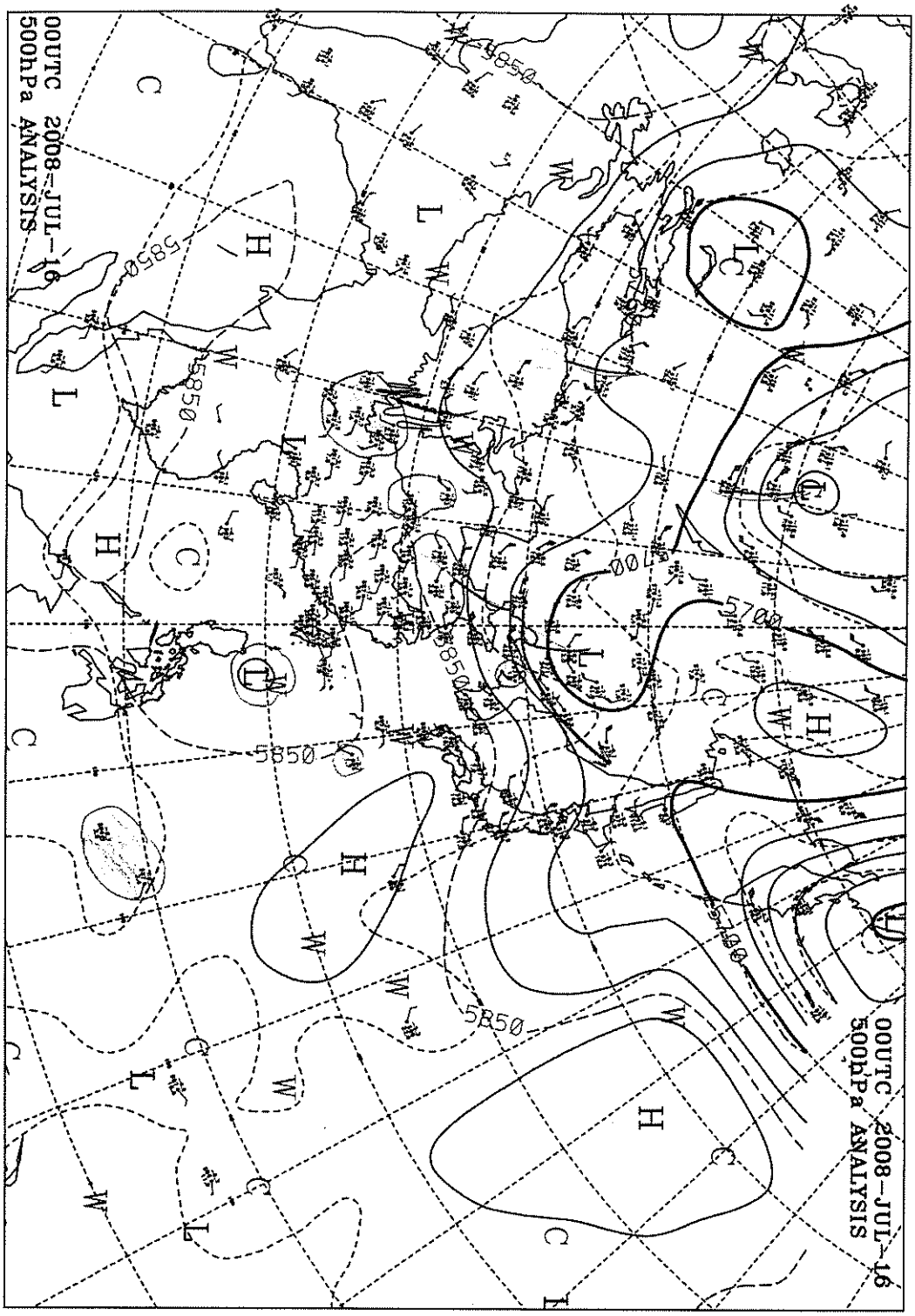


圖 3. 2008 年 7 月 16 日 0000UTC 500hPa 高空分析圖。
Fig3. The 500hPa analysis at 0000UTC 16 July, 2008.

中華民國 97 年 07 月 16 日 08 時紅外線衛星雲圖

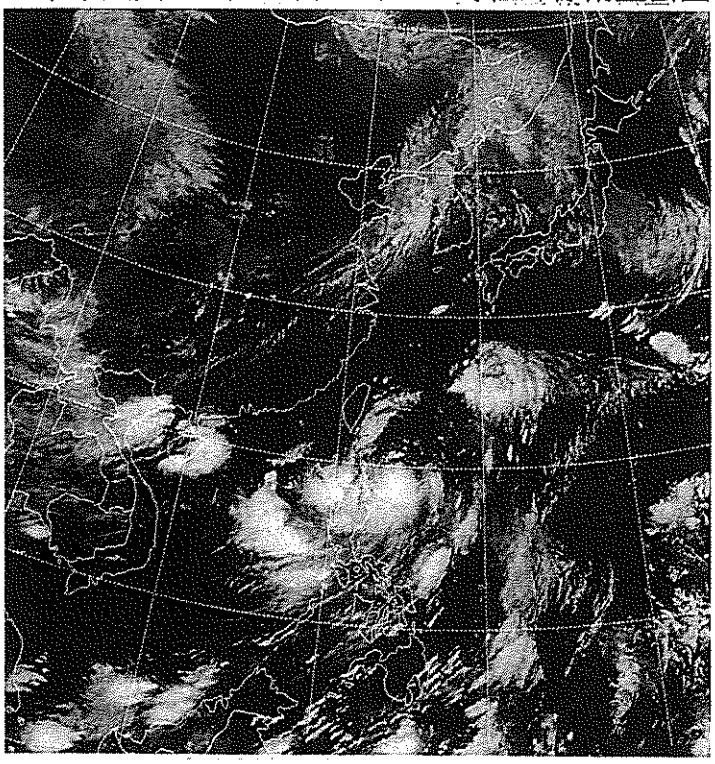


圖 4. 卡玫基颱風(0807) 紅外線衛星雲圖(0016 July, 2008)
Fig.4 The infrared imagery of typhoon Kalmaegi at 00UTC 16 July, 2008.

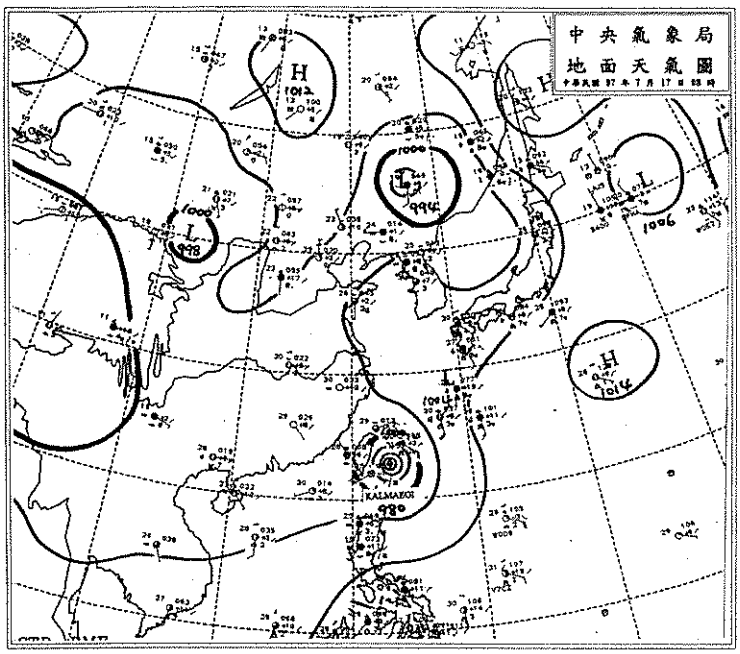


圖 5. 2008 年 7 月 17 日 0000UTC 亞洲地面天氣分析圖。
Fig.5 The surface analysis at 0000UTC 17 July, 2008.

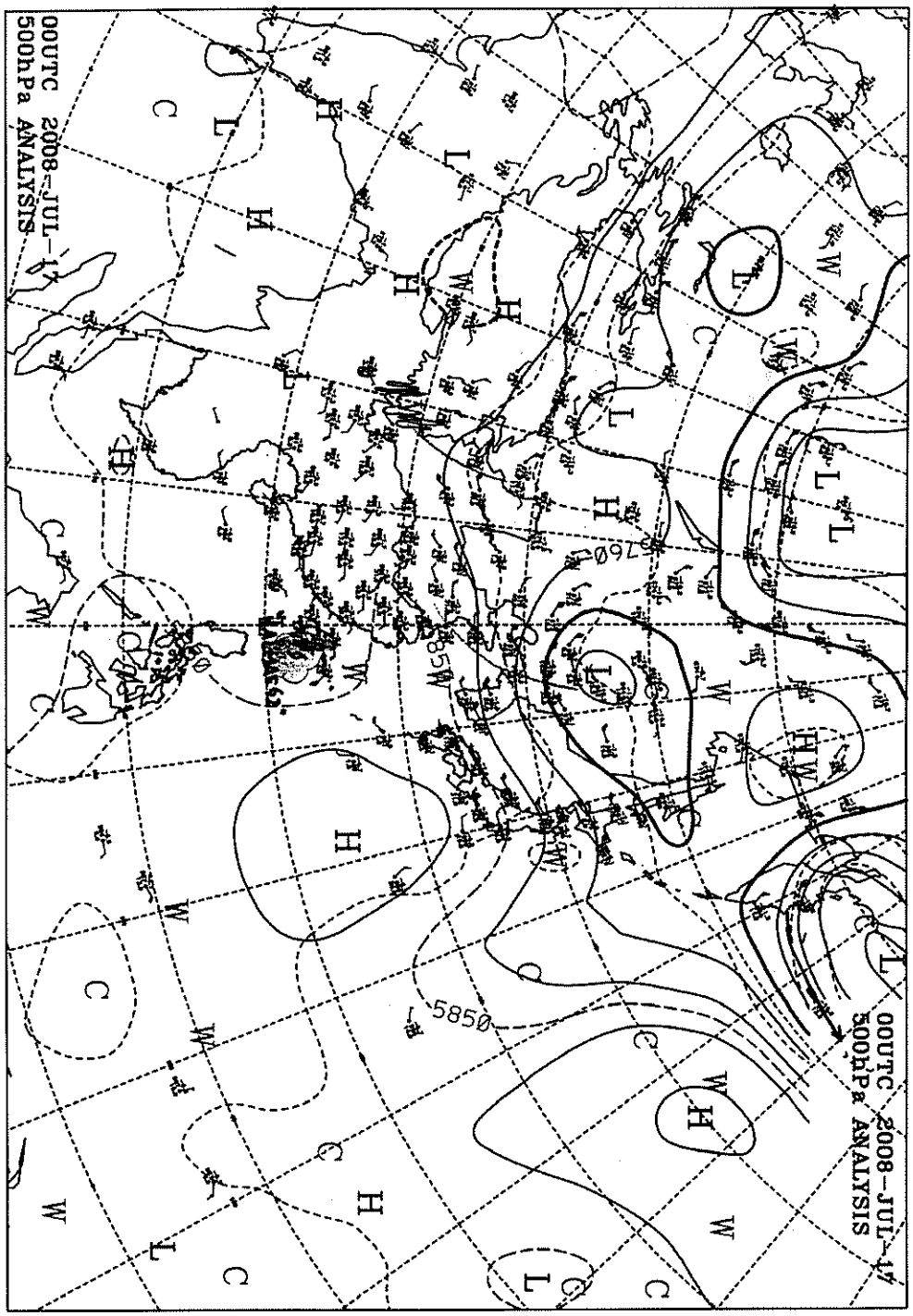


圖 6. 2008 年 7 月 17 日 0000UTC 500hPa 高空分析圖。
Fig6. The 500hPa analysis at 0000UTC 17 July, 2008.

中華民國 97 年 07 月 17 日 08 時紅外線衛星雲圖

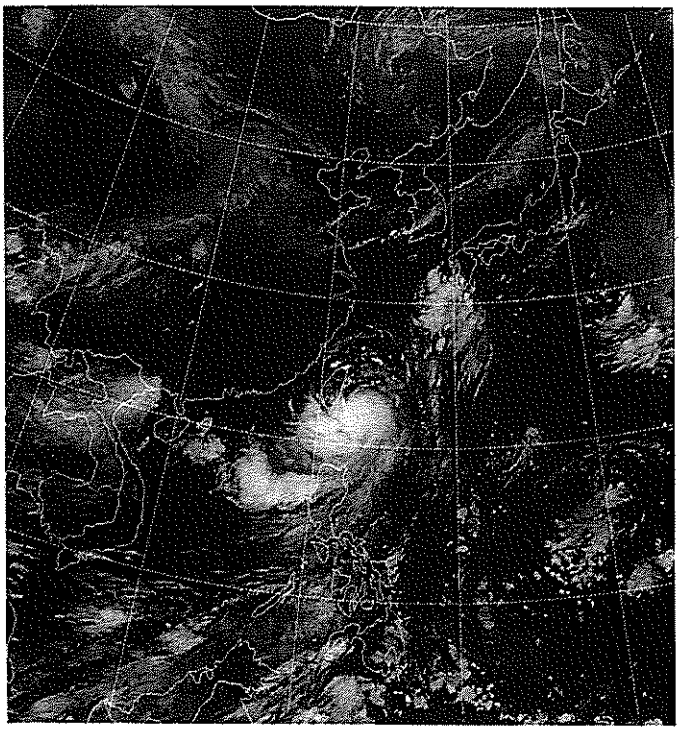


圖 7. 卡玫基颱風(0807) 紅外線衛星雲圖(00UTC17 July,2008)。
Fig.7 The infrared imagery of typhoon Kalmaegi at 00UTC 17 July, 2008.

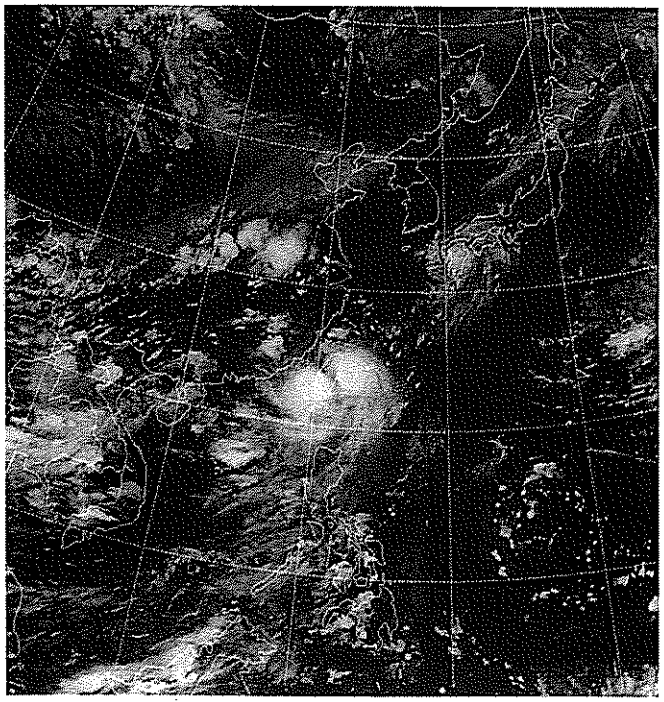


圖 8. 卡玫基颱風(0807) 紅外線衛星雲圖 (12UTC 17 July, 2008)。
Fig.8 The infrared imagery of typhoon Kalmaegi at 12UTC 17 July, 2008.

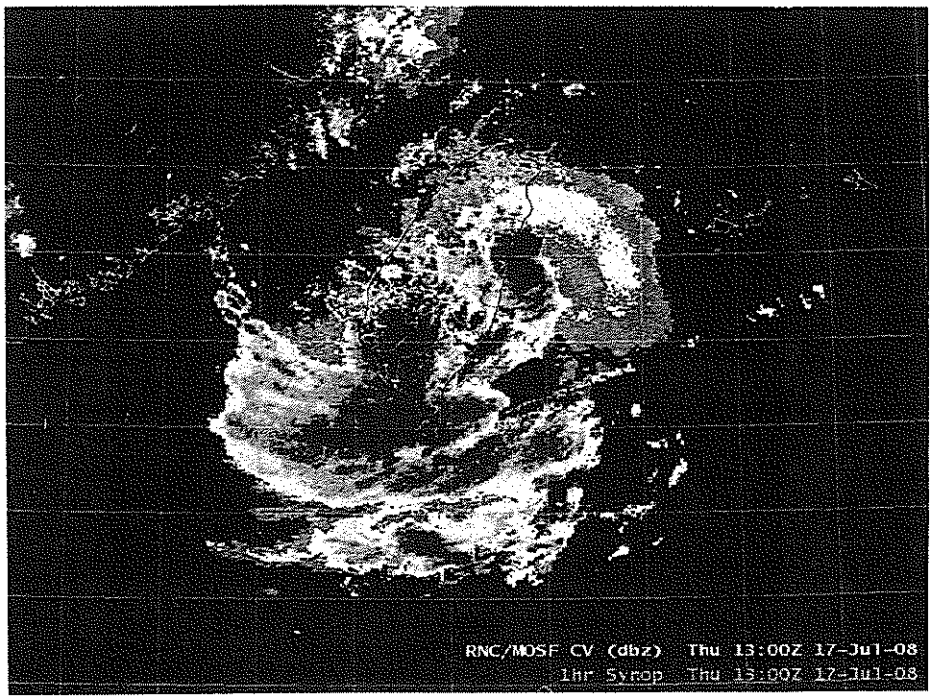


圖 9. 2008 年 7 月 17 日 1300UTC 中央氣象局雷達合成圖。
Fig.9 The radar composite of meteorological radar at 1300UTC July 17, 2008.

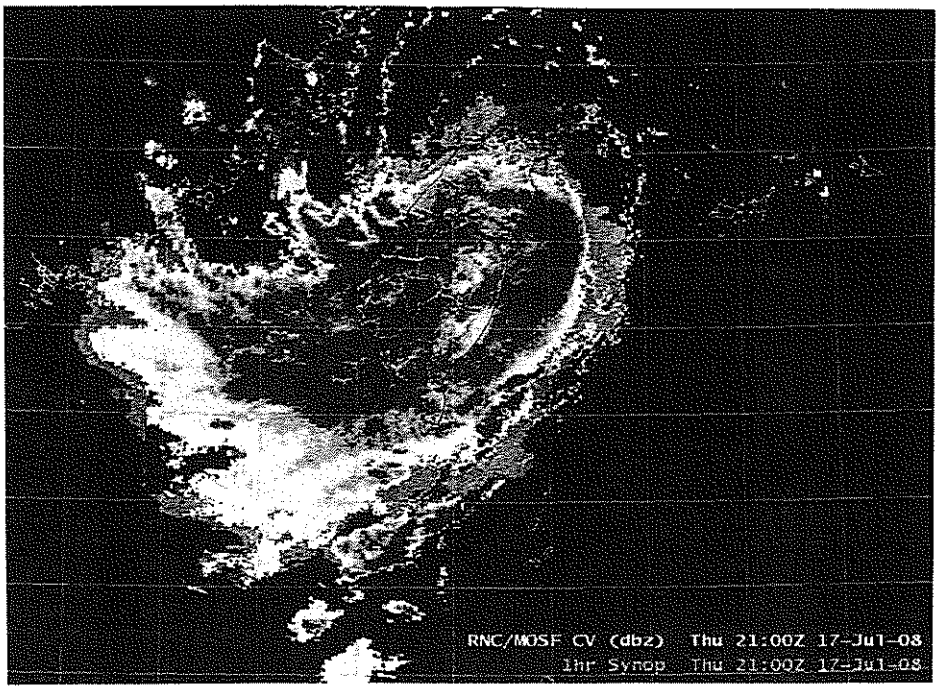


圖 10. 2008 年 7 月 17 日 2100UTC 中央氣象局雷達合成圖。
Fig.10 The radar composite of meteorological radar at 2100UTC July 17, 2008.

中華民國 97 年 07 月 18 日 14 時紅外線衛星雲圖

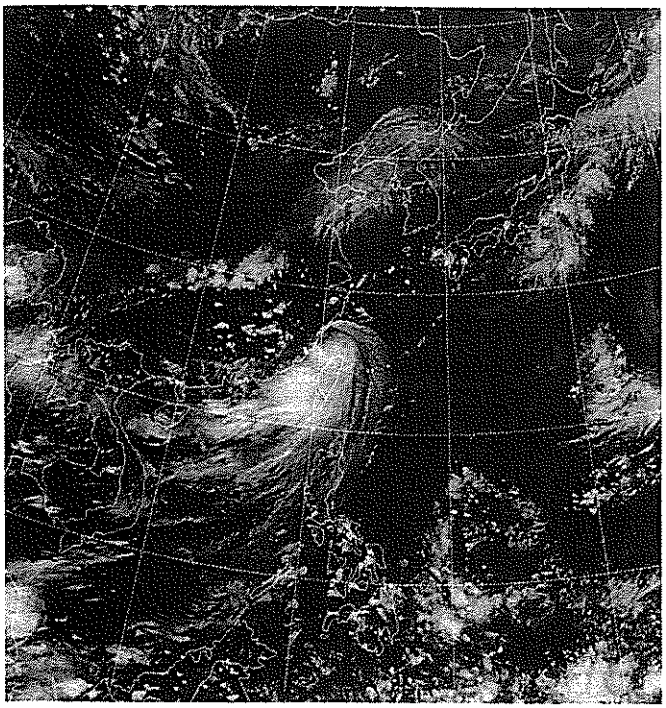


圖 11. 卡玫基颱風(0807) 紅外線衛星雲圖(06UTC 18 July, 2008)。
Fig.11 The infrared imagery of typhoon Kalmaegi at 06UTC 18 July, 2008.

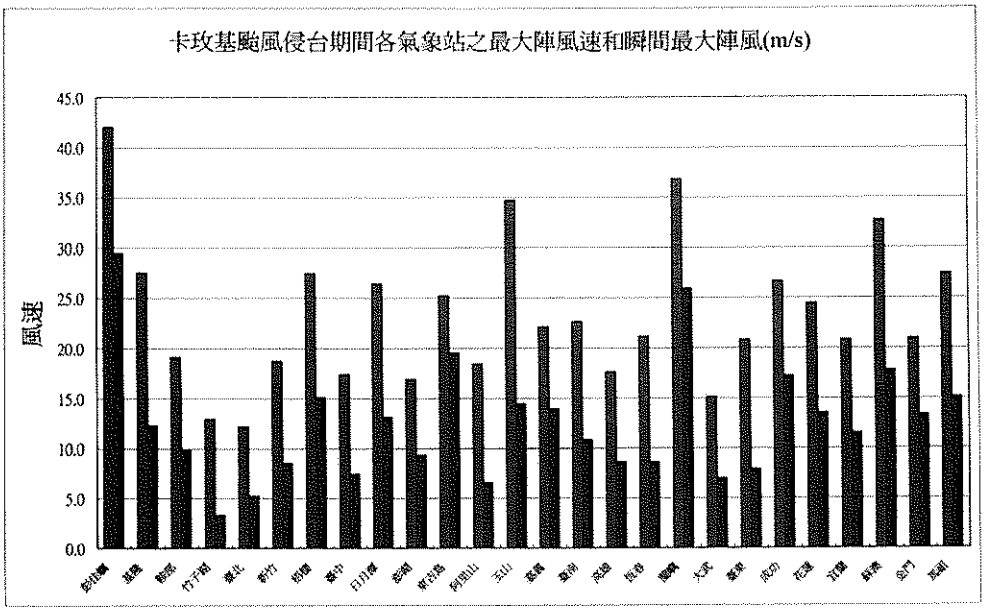


圖 12. 卡玫基颱風侵台期間（7 月 17 日～18 日）中央氣象局各氣象站最大陣風圖。
Fig.12 The gust at CWB stations during typhoon Kalmaegi's passage.

7 月 17 日與 18 日受卡玫基颱風影響期間，台灣各地的降雨量在中央氣象局所屬測站中，以阿里山最多，達 619 毫米(表 3，圖 13)，其次是日月潭和台中分別有 556.5 毫米及 497.4 毫米，另玉山和澎湖亦有 441.6 毫米和 431.0 毫米，雨量相當大，其中澎湖位於台灣海峽上，18 日降下 429.5 毫米的雨量，前所未見，創該站設站以來的紀錄；台中在 18 日降下 476.9 毫米，也是該站歷史第 2 高紀錄(僅次於 1959 年 8 月 8 日的 660.2 毫米)。颱風中心經過地區的雨量並不多，宜蘭只有 49.7 毫米，台北只有 43.2 毫米，比在暴風圈外的中南部少很多。時雨量方面，台中於 18 日 7 時有 120 毫米(歷史第 2 高)，日月潭在 18 日 0 時有 107.0 毫米，澎湖在 18 日 0 時有 99.5 毫米(歷史第 3 高)，雨勢均相當猛烈。

在自動雨量站部分，17 日颱風登陸台灣陸地前 4 小時開始在暴風圈外的南部下豪雨，雨量集中在台南、高雄及屏東山區，雨勢猛烈，北部及中部雨量不多(圖 14)，而登陸地點附近且又是迎風面的宜蘭雨量甚少，時雨量均未達 10 毫米，日雨量只有 22.0 毫米。18 日颱風從台灣陸地離開進入台灣北部海面，台灣的劇烈降雨區擴大，從新竹以南至屏東包括中部地區(苗栗、台中、南投、彰化)、嘉南地區(嘉義、台南、高雄)均降下大豪雨，山區更豪雨不斷(圖 15)，兩日累積，中南部一般都超過 300 毫米雨量，超過 500 毫米以上地區範圍廣大，涵蓋台中、彰化、和嘉義、台南、高雄、屏東大部分地區(圖 16)，北部、東北部、東部雨量不多，除花蓮地區有 100～200 毫米雨量外，其他地區的累積雨量都不超過 100 毫米。

若以各自動雨量站的累積雨量，在卡玫基颱風侵台期間，以台南縣南化鄉的北寮共降下 963.0 毫米為最多，楠西鄉的曾文有 945.0 毫米，高雄縣六龜鄉的新發有 910.0 毫米，均相當多(表 4)。在前 30 大降雨量的測站以台南縣有 12 站，高雄縣有 8 站，嘉義縣 6 站，雲林縣和台中各 1 站，可見降雨量集中在台南縣與高雄縣。表 5 是時雨量超過 100 毫米的測站，共有 26 站，其中台南縣有 6 站，高雄縣和南投縣皆有 5 站，嘉義縣有 4 站，台中縣有 2 站，嘉義市、台中市、屏東市和苗栗縣各有 1 站，上述觀測站中，嘉義縣的馬頭山、台南縣的曾文和楠西有 2 次時雨量超過 100 毫米，台南縣的關山和高雄縣的新發有 3 次(均連續 3 小時)，而高雄縣的甲仙更連續 4 小時超過 100 毫米。

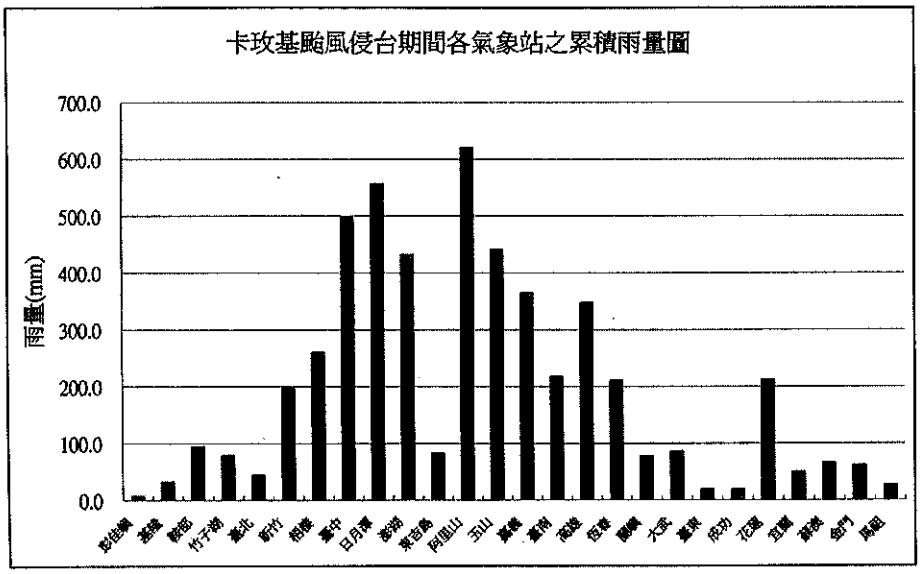


圖 13. 卡玫基颱風侵台期間（7 月 17 日～18 日）中央氣象局各氣象站累計雨量圖。
Fig.13 The accumulated rainfall over CWB stations during typhoon Kalmaegi's passage.



圖 14. 2008 年卡玫基颱風侵台期間(7 月 17 日)台灣地區等雨量線圖

Fig.14 The distribution of accumulated rainfall over the Taiwan area for July 17, 2008.

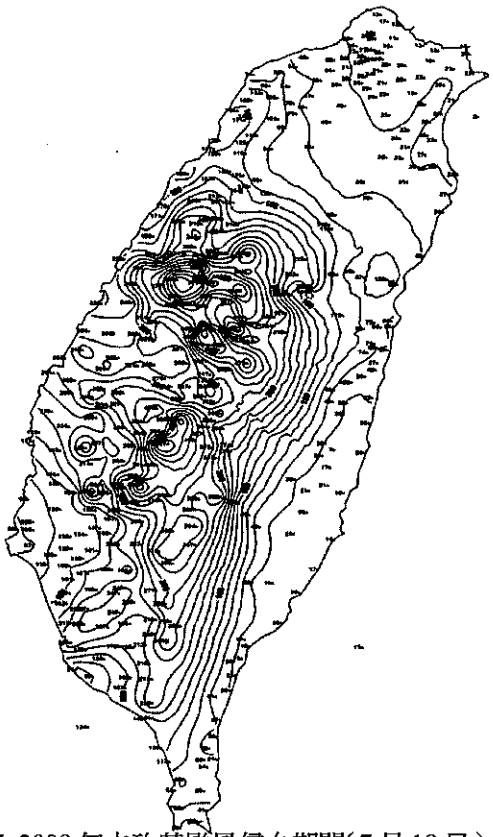


圖 15. 2008 年卡玫基颱風侵台期間(7 月 18 日)台灣地區等雨量線圖

Fig.15 The distribution of accumulated rainfall over the Taiwan area for July 18, 2008.

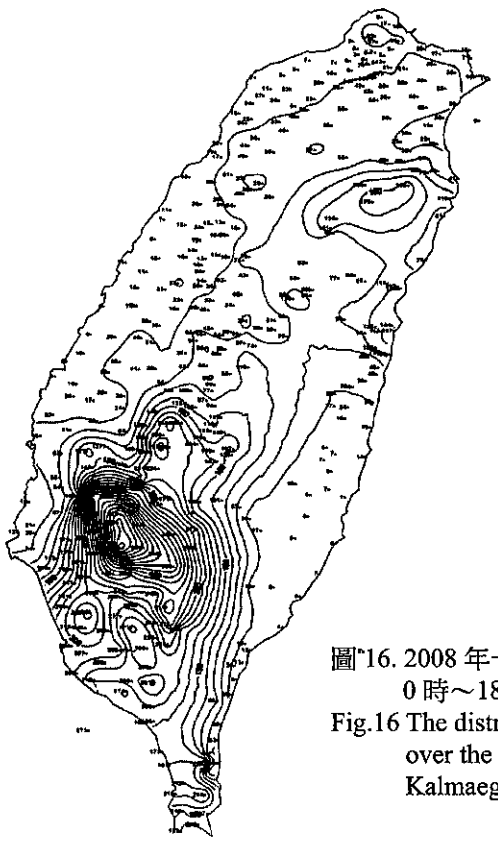


圖 16. 2008 年卡玫基颱風侵台期間(7 月 17 日 0 時～18 日 23 時)台灣地區等雨量線圖

Fig.16 The distribution of accumulated rainfall over the Taiwan area during typhoon Kalmaegi's passage.

表3. 第7 號 卡玫基(Kalmaegi)颱風侵台期間氣象要素統計表〔時間為地方時〕

Table 3 The meteorological elements summary of CWB stations during Tropical storm Kalmaegi(0807) affecting Taiwan .

	測站站名	最低氣壓		最高氣溫		最低濕度		最大瞬間風				最大平均風速				最大降水量				總降水量
		數值	時間	數值	時間	數值	時間	風速	風級	風向	時間	風速	風級	風向	時間	一小時	起始時間	十分鐘	起始時間	數值
		(hPa)	(LST)	(℃)	(LST)	(%)	(LST)	(m/s)	B	(度)	(LST)	(m/s)	B	(度)	(LST)	(mm)	(LST)	(mm)	(LST)	(mm)
466950	彭佳嶼	996.4	18/03:12	30.5	17/12:14	76	18/07:19	42.0	14	170	18/07:46	29.4	11	160	18/07:47	5.5	17/15:01	5.0	17/15:29	6.7
466940	基隆	991.8	18/05:16	30.9	17/13:30	70	18/05:17	27.5	10	110	18/05:43	12.3	6	130	18/05:45	6.5	17/06:15	4.2	17/06:15	32.3
466910	鞍部	1349.4	18/05:09	25.0	18/18:12	61	18/18:11	19.1	8	120	18/04:33	9.8	5	180	18/05:14	16.0	17/21:19	7.0	17/21:36	94.0
466930	竹子湖	994.3	18/04:37	24.6	18/21:23	68	18/21:23	12.9	6	140	17/10:53	3.3	2	30	17/06:20	14.5	17/14:42	6.0	17/12:06	79.5
466920	臺北	992.9	18/04:26	31.2	17/10:25	71	18/04:12	12.2	6	80	17/10:26	5.2	3	50	17/10:45	11.4	18/10:29	5.3	18/10:51	43.2
467571	新竹	993.2	18/02:17	31.8	17/08:15	52	18/19:52	18.7	8	220	18/09:15	8.5	5	180	18/09:53	63.0	18/08:57	16.5	18/09:48	195.9
467770	梧棲	994.3	18/01:41	30.7	17/09:31	71	18/18:40	27.4	10	170	18/10:11	15.1	7	330	17/21:50	65.5	18/06:04	20.5	18/06:13	260.2
467490	臺中	993.0	18/01:46	31.1	17/11:40	68	17/11:41	17.4	8	330	18/01:58	7.4	4	320	18/01:29	120.0	18/07:00	20.0	18/05:04	497.4
467650	日月潭	1355.8	18/01:24	24.1	17/09:54	75	18/20:56	26.4	10	270	18/00:51	13.1	6	270	18/00:56	107.0	18/00:38	20.5	18/01:08	556.5
467350	澎湖	999.5	17/15:46	30.6	17/13:17	77	17/12:57	16.9	7	230	18/12:32	9.3	5	250	18/08:58	99.5	18/10:07	23.0	18/10:31	431.0
467300	東吉島	999.5	17/15:42	28.5	17/08:43	78	17/22:26	25.2	10	220	18/07:03	19.5	8	220	18/07:06	16.8	18/02:50	7.0	18/03:13	82.4
467530	阿里山	3033.0	18/02:34	17.1	17/10:49	83	17/03:41	18.4	8	240	18/03:54	6.6	4	260	18/03:20	91.0	17/22:16	21.0	17/22:58	619.0
467550	玉山	3037.8	18/02:32	10.2	17/08:54	95	18/01:08	34.7	12	260	18/04:22	14.4	7	260	18/05:11	70.0	17/22:21	17.5	17/22:38	441.6
467480	嘉義	997.0	17/17:12	30.9	17/09:30	70	17/09:42	22.1	9	250	18/02:41	13.9	7	240	18/02:48	35.5	18/05:45	10.5	18/00:53	364.2
467410	臺南	998.2	17/15:09	31.1	17/09:35	70	17/10:15	22.6	9	200	18/05:13	10.8	6	270	17/22:13	23.5	18/04:36	12.0	17/14:11	217.5
467440	高雄	998.1	17/12:20	28.0	17/07:12	81	17/02:50	17.6	8	240	18/05:14	8.6	5	320	17/12:53	64.5	17/12:05	20.0	17/12:09	347.0
467590	恆春	998.3	17/04:47	28.2	17/09:22	73	18/22:04	21.1	9	290	17/11:42	8.6	5	290	17/15:23	45.0	17/10:44	10.5	17/10:55	209.7
467620	蘭嶼	995.3	17/15:44	26.0	17/00:16	84	17/00:16	36.8	12	230	17/17:23	25.9	10	230	17/15:12	15.5	17/10:42	7.0	18/15:47	77.7
467540	大武	993.8	17/16:15	30.4	17/15:02	65	17/15:49	15.1	7	190	17/16:16	7.0	4	180	17/18:01	16.5	18/10:41	5.0	18/01:38	85.5
467660	臺東	992.9	17/20:46	30.2	17/11:13	68	17/10:44	20.8	9	210	18/00:59	7.9	4	200	18/20:13	2.5	18/00:47	1.0	18/02:36	19.5
467610	成功	992.3	17/20:33	29.5	17/15:47	61	17/00:13	26.6	10	220	18/01:58	17.2	8	220	18/02:03	4.0	18/02:16	1.0	17/12:14	19.0
466990	花蓮	990.1	17/16:34	30.4	17/11:09	67	17/07:28	24.4	9	30	17/16:51	13.5	6	30	17/16:51	55.5	17/20:51	13.0	17/21:36	212.0
467080	宜蘭	994.1	18/02:32	30.8	17/11:08	70	18/04:40	20.8	9	70	17/21:02	11.5	6	90	17/21:11	8.0	18/06:41	3.5	17/13:27	49.7
467060	蘇澳	993.7	17/20:47	28.9	17/16:02	72	18/07:56	32.7	12	170	18/04:44	17.8	8	160	18/04:45	11.5	17/13:05	4.5	17/13:55	65.8
467110	金門	998.2	18/16:33	34.8	17/14:30	69	17/12:56	20.9	9	230	18/16:43	13.3	6	270	18/17:10	40.0	18/17:05	16.0	18/17:11	61.4
467990	馬祖	995.7	18/14:33	31.8	17/10:52	67	17/10:51	27.4	10	200	18/22:12	15.1	7	200	18/23:59	8.0	18/11:29	3.0	18/11:43	27.0

註: 鞍部站、阿里山站、玉山站、日月潭站屬高山站，其最低氣壓欄位以重力位高度代表。T：表雨跡。

表 4. 卡玫基颱風警報期間自動雨量站累計雨量表

Table 4. The accumulated rainfallin Taiwan area during tropical storm Kalmaegi's passage (Top 30 only).
(From 17-July-2008 00:00 to 18-July-2008 23:00)

排序	雨量(毫米)	測站名稱	測站碼	所在地
1	963.0	北 寮	C1O83	台南縣南化鄉
2	945.0	曾 文	C0O81	台南縣楠西鄉
3	910.0	新 發	C1V24	高雄縣六龜鄉
4	896.0	甲 仙	C0V25	高雄縣甲仙鄉
5	877.5	馬 頭 山	C0M41	嘉義縣大埔鄉
6	867.5	東 河	C1X05	台南縣東山鄉
7	866.0	楠 西	C1O92	台南縣楠西鄉
8	862.0	御 油 山	C1V30	高雄縣桃源鄉
9	852.5	石 磐 龍	C1M61	嘉義縣竹崎鄉
10	785.5	玉 井	C0O93	台南縣玉井鄉
11	782.0	草 嶺	C1M40	嘉義縣大埔鄉
12	769.5	關 子 嶺	C0X02	台南縣白河鎮
13	769.0	高 中	C1V23	高雄縣桃源鄉
14	765.0	奮 起 湖	C0M53	嘉義縣竹崎鄉
15	751.5	關 山	C1O88	台南縣南化鄉
16	733.5	東 原	C1X04	台南縣東山鄉
17	732.0	大 棟 山	C1O87	台南縣白河鎮
18	726.5	豐 山	C1M63	嘉義縣阿里山鄉
19	719.0	尾 寮 山	C0R10	屏東縣三地門鄉
20	684.5	民 生	C1V16	高雄縣三民鄉
21	671.5	小 關 山	C1V22	高雄縣桃源鄉
22	652.5	環 湖	C1O85	台南縣大內鄉
23	648.5	白 河	C1X03	台南縣白河鎮
24	648.5	上 德 文	C1R12	屏東縣三地門鄉
25	644.0	王 爺 宮	C1O84	台南縣六甲鄉
26	640.0	草 嶺	C0K24	雲林縣古坑鄉
27	636.5	溪 南	C1V27	高雄縣桃源鄉
28	630.0	大 坑	C1F97	台中市北屯區
29	623.5	表 湖	C0V15	高雄縣三民鄉
30	623.0	大 湖	C1M57	嘉義縣番路鄉

表5. 卡玫基颱風侵台期間(07/17~07/18)時雨量超過100毫米的測站

Table 5. The accumulated hourly rainfall over 100mm in Taiwan during typhoon Kalmaegi's passage.

		雨量小時資料(毫米)																								
站名	日期	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	總計
九份二山(C1I23) (南投縣)	2008/7/18	64.5	41.5	121.5	48	43	39.5	49.5	50	27	21	14	8	3	2.5	1.5	1	0	0.5	0	0	0.5	3	2.5	0	542
三義(C0E53) (苗栗縣)	2008/7/18	2.5	10.5	7	16	12	3.5	22	10.5	123	56.5	16	11.5	5.5	2	4.5	3.5	3.5	0	0	0	5	9.5	1.5	0	326
下水埔(C1G69)	2008/7/17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8.5	2.5	0	0.5	#	4.5	2	#	9.5	6	7	40.5
大坑(C1F97) (台中市)	2008/7/18	19	15	15	5.5	61.5	89.5	54.5	149	84	31.5	23	16.5	7.5	5	6.5	3	3	0	0	0	2.5	5.5	0.5	0	597.5
大肚(C1F00)	2008/7/17	0	0	#	0	0	0	0	0.5	0.5	0.5	0	0	0.5	0	1	1	7.5	0	0	0	0	2	0.5	0.5	14.5
大湖(C1M57) (嘉義市)	2008/7/18	30.5	55.5	109.5	41	32	13	39	34	22.5	11.5	9.5	5.5	2.5	3	5.5	2	0.5	0.5	0	0	1	1	0	0	419.5
文文社(C1I04) (南投縣)	2008/7/18	95.5	110.5	64.5	67	49	21	12	15	17	13	6.5	1	2	1	0.5	0.5	1	0	0	0	0	0.5	0	0	477.5
民生(C1V16) (高雄縣)	2008/7/18	105	96.5	22.5	31.5	16.5	22.5	26	26	12	8.5	5.5	5.5	4	3.5	3.5	4.5	0.5	0	0	0.5	0	1.5	0.5	2	398.5
玉井(C0O93) (台南縣)	2008/7/17	0	0	0	0	0	2	1	0	0	0	0	0.5	0	20.5	21.5	17	73	99	45.5	58.5	114	62.5	50.5	58	623.5
甲仙(C0V25) (高雄縣)	2008/7/17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	#	0.5	0	6.5	6.5	4	16.5	26	34.5	39	107	119.5	145.5	124	629.5
白毛台(C1F9D) (台中縣)	2008/7/18	17	7.5	5.5	16.5	73.5	106.5	48.5	78.5	69	21	22	13.5	7	1.5	4.5	0.5	0.5	0	0	0	0.5	2	5.5	0.5	501.5
石磐龍(C1M61) (嘉義縣)	2008/7/18	36	60	124.5	78.5	53.5	20	40	56	30.5	13.5	11.5	6.5	3	3.5	6.5	2	0.5	0.5	0	0	3.5	1	0.5	0	551.5
尖山(C1V39) (高雄縣)	2008/7/17	0	0	0	0	0	8	2	0.5	0	0	0	0.5	0	23	48.5	69	114	36.5	14	5.5	25	11.5	6.5	6.5	371
尖山(C1V39)	2008/7/18	2.5	4	6.5	13	43.5	26	9	4	1	0.5	0.5	21	29.5	4.5	2	45	1.5	#	0.5	0	2.5	11	6	2.5	236.5
東河(C1X05) (台南縣)	2008/7/18	125	34.5	11	26	8	11.5	29.5	14.5	9.5	7	10.5	6	7.5	12	3.5	2.5	3	0	0	2	4.5	3	1	0	332
表湖(C0V15) (高雄縣)	2008/7/18	101.5	68	14.5	24	10.5	19	17	15	8.5	6	3.5	4.5	2.5	3.5	3	3.5	1	0	0	0.5	0.5	1	1	2	310.5
阿眉(C1H9B) (南投縣)	2008/7/18	14.5	12.5	18.5	26.5	47.5	101.5	74	66.5	58.5	42.5	26.5	16	8	5	5.5	1	1	0.5	0	0	0	4.5	2	2	534.5
阿禮(C1R13)	2008/7/17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0.5	0	0	4	3	2	14	85.5	57	19.5	14.5	15.5	13	229.5
青雲(C1I15) (南投縣)	2008/7/18	65.5	107.5	50	26.5	21.5	13.5	7	14.5	14	9	7.5	1.5	1.5	1	0	0.5	1	0	0	0	0	1	0	0	343
屏東(C1R17) (屏東市)	2008/7/17	0	0	0	0	0	0	3.5	1	0.5	0	0	0.5	0	0	21.5	102.5	82	28	13	5	6	12	6	6	287.5
美濃(C0V31)	2008/7/18	5	10	9	13.5	27.5	30.5	15.5	7	2.5	0.5	0	20.5	25.5	30	10	4	18.5	0	0	0.5	0	3	8	5.5	246.5
凌霄(C1H88)	2008/7/18	52	18	19	32.5	128.5	53.5	29.5	33.5	33.5	21.5	9.5	5	2.5	2	1	0	1	0	0	0	0	1	0	0.5	444
草嶺(嘉義)(C1M40)	2008/7/17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.5	0	0.5	3	6	10.5	20	29	7.5	17.5	52.5	85	96.5	94	422.5
馬頭山(C0M41) (嘉義縣)	2008/7/18	125	110.5	52.5	42	19	21	30	36.5	12	6.5	9.5	5	2.5	3.5	4.5	2	1	0.5	0.5	0	5	1.5	1	1	492.5
曾文(C0O81) (台南縣)	2008/7/17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.5	0	0	26	12.5	14	45.5	51.5	48.5	112.5	74.5	83.5	115.5	90	674.5
新發(C1V24) (高雄縣)	2008/7/17	0	0	#	0	0	0	0	0	0	0	0.5	0.5	0	0	0.5	2	9.5	22	15	38	82	102.5	148.5	118.5	539.5
楠西(C1O92) (台南縣)	2008/7/17	0	0	0	0	0	0.5	0	0	0	0	0.5	0	0.5	17.5	22	16	58	55	60.5	80	79	104	94.5	111	699
樟湖(C1I22) (南投縣)	2008/7/18	70.5	113	62	49	56	26	22	29	16.5	12	10.5	6	2	1.5	0.5	1	0.5	0	0	0	0.5	2	0.5	0	481
奮起湖(C0M53) (嘉義縣)	2008/7/18	45.5	53	122.5	80	55	20.5	30.5	45	35	11.5	9	8.5	3.5	3.5	5.5	3	0	0.5	0	0	4.5	0.5	0	0	537
龍安(C1F9E) (台中縣)	2008/7/18	14.5	14.5	14.5	20	74	101	64	97	75.5	22.5	30	16	8	3.5	5	1	1	0	0	0	0	3	4.5	0	569.5
豐山(C1M63) (嘉義縣)	2008/7/18	84.5	100	99.5	89	40	17	15.5	30	24.5	10.5	9.5	3.5	4.5	2	1.5	1.5	0.5	0	0	0	2	1	0	0	536.5
關子嶺(C0X02) (台南縣)	2008/7/18	113.5	91	19	37	14.5	16.5	42.5	15.5	10.5	5	6	3.5	2	5.5	3.5	1	1	0.5	0	0.5	0	0.5	0	0	389
關山(C1O88) (台南縣)	2008/7/17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	7.5	4.5	8.5	23	29.5	28	68	109	137	101	517

表 6. 中央氣象局衛星中心對卡玫基颱風定位和強度估計資料表

Table 6. Center location and intensities of typhoon Kalmaegi(0807)by CWB.

年	月	日	時	緯度	經度	定位準確度	T值	CI值	強度變化	移動方向	移動速度
2008	07	15	0530	18.1	123.9	Poor	2.5	2.5	發展		0
2008	07	15	0830	18.1	123.9	Poor	2.5	2.5	發展		0
2008	07	15	1130	18	123.7	Poor	2.5	2.5	持續	242	2.6
2008	07	15	1430	18	123.7	Poor	2.5	2.5	持續	242	2.6
2008	07	15	1730	18.2	123.3	Poor	2.5	2.5	持續	298	4.7
2008	07	15	2030	18.3	123.3	Poor	2.5	2.5	持續	308	5.3
2008	07	15	2330	18.9	123.7	Poor	3.0	3.0	發展	28	8.4
2008	07	16	0230	19	123.7	Poor	3.0	3.0	發展	28	8.4
2008	07	16	0530	19.3	123.7	Poor	3.0	3.0	持續	360	4.4
2008	07	16	0830	19.7	123.7	Poor	3.0	3.0	持續	360	7.4
2008	07	16	1130	20.3	123.6	Poor	3.0	3.0	持續	355	10.5
2008	07	16	1430	20.8	123.5	Poor	3.0	3.0	持續	350	11.6
2008	07	16	1730	21.3	123.4	Poor	3.5	3.5	發展	349	10.6
2008	07	16	2030	21.9	123.2	Poor	3.5	3.5	持續	346	11.8
2008	07	16	2330	22.7	122.9	Poor	3.5	3.5	持續	342	15.2
2008	07	17	0230	23	122.7	Fair	4.0	4.0	發展	337	12.4
2008	07	17	0530	23.3	122.6	Fair	4.0	4.0	發展	335	7.1
2008	07	17	0830	23.6	122.5	Fair	4.0	4.0	持續	343	6.7
2008	07	17	1130	23.9	122.2	Fair	4.0	4.0	持續	329	7.5
2008	07	17	1430	24	121.5	Poor	3.5	4.0	減弱	294	10.4
2008	07	17	1730	24	120.8	Poor	3.5	4.0	減弱	275	13.3
2008	07	17	2030	24.2	120.8	Poor	3.0	3.5	減弱	288	7.1
2008	07	17	2330	25	121.2	Fair	3.0	3.5	減弱	20	11.1
2008	07	18	0230	26	121	Fair	3.0	3.5	持續	6	18.5
2008	07	18	0530	26.2	120.5	Fair	3.0	3.5	持續	332	14
2008	07	18	0830	26.6	120.3	Fair	2.5	3.0	減弱	314	9.1
2008	07	18	1130	27.2	119.9	Fair	2.5	3.0	減弱	332	11.8
2008	07	18	1430	27.6	119.7	Fair	2.0	2.5	減弱	332	11.8
2008	07	18	1730	27.9	119.6	Poor	2.0	2.5	減弱	339	7.9
2008	07	18	2030	28.3	119.6	Poor	1.5	2.0	減弱	353	7.5
2008	07	18	2330	28.6	119.6	Fair	1.5	2.0	減弱	360	7.4
2008	07	19	0230	29	119.9	Poor	1.5	2.0	持續	21	7.9
2008	07	19	0530	29.7	120.1	Poor	1.5	2.0	減弱	22	12.3
2008	07	19	0830	30.5	120.6	Poor	1.5	2.0	持續	22	16.6
2008	07	19	1130	31	121.1	Poor	1.5	2.0	持續	33	16.1
2008	07	19	1430	31.8	121.4	Poor	1.5	2.0	持續	28	15.1
2008	07	19	1830	32.6	121.4	Poor	1.5	2.0	持續	9	14.3
2008	07	19	2030	33.2	121.9	Poor	1.5	2.0	持續	17	15.1
2008	07	19	2330	34.1	122.9	Poor	1.5	2.0	持續	26	17.7

表 7. 卡玫基颱風(0807)侵台期間雷達定位表

Table 7. Eye-fixes of typhoon KALMAEGI (0807)by radar stations.

	五分山雷達站		花蓮雷達站		墾丁雷達站	
2008/7/16 6:00					19.3	123.7
2008/7/16 7:00					19.4	123.7
2008/7/16 8:00					19.5	123.6
2008/7/16 9:00					19.6	123.7
2008/7/16 10:00					19.8	123.7
2008/7/16 11:00					20	123.6
2008/7/16 12:00					20.2	123.5
2008/7/16 13:00					20.3	123.5
2008/7/16 14:00					20.6	123.5
2008/7/16 15:00					21	123.4
2008/7/16 16:00					21.1	123.3
2008/7/16 17:00					21.2	123.2
2008/7/16 18:00					21.3	123.2
2008/7/16 19:00					21.4	123.2
2008/7/16 20:00			21.8	123.3	21.6	123.3
2008/7/16 21:00			22.1	123.3	21.8	123.3
2008/7/16 22:00	22.3	123.2	22.5	123.2	22.3	123.1
2008/7/16 23:00	22.7	123.1	22.8	123	22.5	123.1
2008/7/17 0:00	22.9	122.9	23.1	122.8	22.6	122.9
2008/7/17 1:00	23.2	122.8	23.2	122.8	22.7	122.8
2008/7/17 2:00	23.2	122.8	23.2	122.8	22.7	122.7
2008/7/17 3:00	23.2	122.6	23.3	122.8	22.8	122.7
2008/7/17 4:00	23.2	122.5	23.4	122.7	22.9	122.6
2008/7/17 5:00	23.2	122.4	23.4	122.6	23.1	122.5
2008/7/17 6:00	23.2	122.6	23.3	122.5	23.1	122.6
2008/7/17 7:00	23.5	122.4	23.8	122.4	23.3	122.4
2008/7/17 8:00	23.6	122.3	24	122.5	23.6	122.3
2008/7/17 9:00	23.6	122.2	24	122.4	23.6	122.3
2008/7/17 10:00	23.8	122.2	24	122.2	23.7	122.3
2008/7/17 11:00	24	122.1	24	122.1	23.9	122.2
2008/7/17 12:00	24	122	24.1	122.1		
2008/7/17 13:00	24.3	122	24.3	121.9		
2008/7/17 14:00	24.5	121.9				
2008/7/17 15:00	24.5	121.5				
2008/7/17 16:00	24.6	121.5				
2008/7/17 17:00	24.7	121.4				
2008/7/17 18:00	24.8	121.4				
2008/7/17 19:00	24.9	121.4				
2008/7/17 20:00	24.9	121.4				
2008/7/17 21:00	25	121.4				
2008/7/17 22:00	25	121.4				
2008/7/17 23:00	25.1	121.5				
2008/7/18 0:00	25.3	121.4				
2008/7/18 1:00	25.4	121				
2008/7/18 2:00	25.5	121				
2008/7/18 3:00	25.6	120.8				
2008/7/18 4:00	25.9	120.8				
2008/7/18 5:00	26.1	120.6				
2008/7/18 6:00	26.1	120.4				
2008/7/18 7:00	26.3	120.3				
2008/7/18 8:00	26.4	120.1				
2008/7/18 9:00	26.7	120.1				

表 8. 卡玫基颱風各主觀預測之 24 小時颱風路徑預報平均誤差比較表

Table 8 24-hr mean error(km) of selective track-forecast techniques for Typhoon Kalmaegi.

	CWB		PGTW		RJTD		BABJ		BCGZ	
	22	149								
CWB	149	0								
	12	168	15	160						
PGTW	171	3	160	0						
	19	147	11	171	23	95				
RJTD	96	-51	108	-63	95	0				
	18	151	12	171	18	99	25	143		
BABJ	139	-12	154	-17	134	35	143	0		
	7	182	13	7	6	115	7	171	7	157
BCGZ	157	-25	72	157	157	42	157	-14	157	0

A	B
C	D

A 表示 X 和 Y 預報時間相同的次數

B 表示 X 軸上預報方法之 24 小時平均誤差(KM)

C 表示 Y 軸上預報方法之 24 小時平均誤差(KM)

D 表示 Y 軸之預報方法比 X 軸之預報方法好的程度(KM)

表 9. 卡玫基颱風各主觀預測之 48 小時颱風路徑預報平均誤差比較表

Table 9 48-hr mean error(km) of selective track-forecast techniques for Typhoon Kalmaegi.

	CWB		PGTW		RJTD		BABJ		BCGZ	
	14	239								
CWB	239	0								
	8	228	11	289						
PGTW	306	78	289	0						
	11	215	7	292	14	182				
RJTD	191	-24	215	-77	182	0				
	11	228	7	292	13	181	19	249		
BABJ	262	34	312	20	236	55	249	0		
	5	177	5	314	4	158	4	383	5	308
BCGZ	308	131	308	-6	306	148	306	-77	308	0

A	B
C	D

A 表示 X 和 Y 預報時間相同的次數

B 表示 X 軸上預報方法之 48 小時平均誤差(KM)

C 表示 Y 軸上預報方法之 48 小時平均誤差(KM)

D 表示 Y 軸之預報方法比 X 軸之預報方法好的程度(KM)

表 10. 卡玫基颱風各主觀預測之 72 小時颱風路徑預報平均誤差比較表

Table 10. 72-hr mean error(km) of selective track-forecast techniques for Typhoon Kalmaegi.

	CWB		PGTW		RJTD		BABJ	
	8	242						
CWB	242	0						
	4	184	7	228				
PGTW	277	93	228	0				
	7	245	3	258	10	252		
RJTD	266	21	188	-70	252	0		
	6	238	3	258	9	235	13	295
BABJ	343	105	461	203	286	51	295	0

A	B
C	D

A 表示 X 和 Y 預報時間相同的次數

B 表示 X 軸上預報方法之 72 小時平均誤差(KM)

C 表示 Y 軸上預報方法之 72 小時平均誤差(KM)

D 表示 Y 軸之預報方法比 X 軸之預報方法好的程度(KM)

五、颱風路徑預報校驗

卡玫基颱風的最佳路徑是由衛星、雷達等颱風逐時定位資料(表 6 和表 7)所定義而成；本節將以此最佳路徑為基準，針對各類颱風路徑預報法進行 24 小時、48 小時及 72 小時預報位置誤差校驗，校驗對象包括：中央氣象局官方預報(CWB)、美軍(PGTW)、日本(RJTD)、北京(BABJ)、廣州(BCGZ)等。

㈠ 24 小時平均預報誤差校驗

卡玫基颱風形成後以偏北方向前進，至台灣東部海面轉向西北移動，通過台灣後，再進入福建，後轉北進行，移動速度時快時慢，但日本(RTJ)對其行徑預測掌握很好，其 24 小時誤差僅有 95 公里（23 次預報），中央氣象局(CWB)為 149 公里(22 次預報）和北京（BABJ）的 143 公里(25 次預報)成績相當，另廣州(BCGZ)和美軍(PGTW)分別為 157 公里(7 次預報)和 160 公里(15 次預報)相差亦有限(表 8)。

㈡ 48 小時平均預報誤差校驗(表 9)

如表 9 所示，48 小時平均預報誤差方面，中央氣象局為 239 公里(14 次預報)，僅次於 RJTD 的 182 公里(14 次預報)，BABJ 有 249 公里(19 次預報)表現仍佳，另 PGTW 和 BCGZ 則誤差較大，分別為 289 公里(11 次預報)和 308 公里(5 次預報)。

㈢ 72 小時平均預報誤差校驗(表 10)

表 10 所示，中央氣象局(CWB)和 PGTW 的誤差為 242 公里（8 次預報）和 228 公里(7 次預報)二者較佳，另 RJTD 為 252 公里(10 次預報)，和 BABJ 為 295 公里(13 次預報)表現尚佳。

六、災情報告

根據行政院消防署中央防災應變中心統計，第 7 號卡玫基颱風在台灣造成的災情如下：

㈠人員傷亡及失蹤：死亡 20 人，6 人失蹤，8 人受傷。

㈡電力、通訊及自來水方面：電力有 12 萬 7,150 戶停電，電話 22,125 戶停話，自來水有 67 萬 1,673 戶停水，基地台計 638 座受損。

㈢農漁牧業產物及設備損失：計 12 億 1,860 萬元，其中農作物災損 7 億 546 萬元、農田流失及埋沒 3 億 3,018 萬元，2 項最嚴重；受災地區以台南縣(2 億 9,283 萬元)、雲林縣(2 億 3,597

萬元)、南投縣(1 億 8,390 萬元)為最嚴重。(農委會資料)

㈣交通方面：國道 1 號及省道共有 34 處坍方，其他道路亦計有 94 處受損或坍方。

七、結　論

綜合以上對卡玫基颱風分析結果，可歸納以下幾點：

㈠第 7 號颱風卡玫基是民國 97 年北太平洋西部形成的第 7 個颱風，為當年第 1 個侵台颱風，中央氣象局共發布 20 次颱風警報，於 7 月 16 日 14 時 30 分發布海上颱風警報，於 17 日 2 時 30 分發布陸上颱風警報，於 18 日 23 時 30 分解除卡玫基颱風警報。

㈡卡玫基颱風在形成後，初期因太平洋高壓不強，受低氣壓導引，以偏北方向移動，17 日後，太平洋高壓增強阻礙其北上，乃轉向西北進行並登陸台灣，於台灣陸地停留近 10 小時，後進入福建再轉向北北東前進，20 日於黃海減弱為熱帶性低氣壓，其生命期共 4 日 18 小時。

㈢卡玫基颱風影響台灣期間，所出現的風力以離島較大，瞬間風力彭佳嶼有 14 級，蘭嶼、玉山和蘇澳均有 12 級。在嘉南平原出現 8～9 級的西南氣流陣風，顯示西南氣流旺盛，也是降下豪雨的主因。

㈣在降雨方面，卡玫基颱風帶來的雨量集中在中、南部(從新竹至屏東)，中央氣象局測站以阿里山的 619.0 毫米最多，其次是日月潭的 556.5 毫米。而澎湖單日雨量達 429.5 毫米則締造該站設站以來的紀錄；台中降下 476.9 毫米，也是該站歷史第 2 高紀錄。

在自動雨量站方面，以台南縣南化鄉北寮的 963.0 毫米最多，楠西鄉的曾文和高雄縣六龜鄉的新發分別為 945.0 毫米和 910.0 毫米為其次。時雨量方面，共有 26 站出現過 100 毫米雨量，其中台南縣的關山和高雄縣的新發連續 3 小時超過 100 毫米，高雄縣的甲仙更連續 4 小時超過 100 毫米雨量。

㈤卡玫基颱風路徑之預測方面，因其有 2 次轉向，誤差稍大，24 小時主觀預測，中央氣象局有 149 公里，48 小時和 72 小時的預報平均誤差方面，中央氣象局分別為 239 公里和 242 公里。

㈥卡玫基颱風近 5 日的生命期間，威力不強，侵台期間只有 2 日，但其所帶來的豪雨卻驚人且集中，也造成中、南部重大災情，死亡達 20 人，失蹤 6 人，其他農漁業損失 12 億餘元。

Report on Typhoon 0807 (Kalmaegi) of 2008

Hsin-Chin Hsu

Weather Forecast Center, Central Weather Bureau, R.O.C.

ABSTRACT

Typhoon Kalmaegi was the seventh tropical cyclone in 2008 to form over the western North Pacific. It was the first one that the Central Weather Bureau issued tropical storm /typhoon warning. Kalmaegi organized over the northeast sea of the Luzon at 0600UTC July 15. Firstly, it moved northward toward the sea of east of Taiwan, then shifted northwestward and landed over Taiwan. After passing through northern part of Taiwan, Kalmaegi turned northward to Yellow Sea and downgraded as a tropical depression. The 24-hr and 48-hour official track forecast errors for this typhoon by Central Weather Bureau were 149km and 239km, respectively.

Kalmaegi brought strong wind and torrential rain over t Taiwan, especially over the central and southern parts. Severe damage and losses were found.

Keywords：tropical storm, track forecast error

民國 97 年颱風調查報告

—第 8 號鳳凰(Fung-wong)颱風(0808)

簡國基

中央氣象局氣象預報中心

摘　要

民國 97 年第 8 號颱風鳳凰 (Fung-wong) 係於 7 月 25 日 0600 UTC (25 日 1400 TST) 在鵝鑾鼻東方約 1040 公里之海面上形成，為期 4 天 6 小時的生命期間，最大強度曾發展至中度颱風。鳳凰颱風形成後，運動路徑由西南西轉西再轉西北，直撲台灣而來，颱風中心於 28 日清晨在靜浦與長濱之間登陸 (27 日 2250 UTC；即 28 日 0650 TST) ，28 日下午由彰化縣出海 (28 日 0630 UTC；即 28 日 1430 TST)，進入台灣海峽北部，行經澎湖北方海面後，颱風中心於 28 日 1510 UTC (29 日 2310 TST) 左右由馬祖南南西方進入大陸福建，強度迅速減弱，最後在 29 日 1200 UTC (2000 TST) 減弱、消散為熱帶性低氣壓。

鳳凰颱風警報期間，劇烈降雨出現在台灣東北部、東部的迎風面山區及南部山區，累積降雨量以宜蘭縣太平山自動雨量站之 830.0 毫米最多，花蓮縣布洛灣 820.0 毫米及屏東縣瑪家 771.0 毫米次之；中央氣象局氣象站觀測到之最低氣壓以成功的 969.0 百帕最低，蘭嶼氣象站曾出現 12 級 (32.7 m/s) 平均風與 15 級 (46.5 m/s) 強陣風。颱風路徑預報校驗方面，中央氣象局之 24 小時、48 小時及 72 小時官方主觀預報誤差分別為 66 公里 (13 次預報)、115 公里 (9 次預報)、176 公里 (5 次預報)，表現非常優異。

關鍵詞：鳳凰颱風、登陸颱風

一、前言

鳳凰颱風 (國際命名：Fung-wong) 是民國 97 年在西北太平洋地區發生的第 8 個颱風 (編號：0808) ，也是此年中央氣象局第 2 個發布警報的颱風。7 月 23 日~24 日呂宋島東北方外海有一熱帶性低氣壓逐漸發展，7 月 25 日 0600 UTC (25 日 1400 TST) 增強為輕度颱風，命名為鳳凰，生成位置在鵝鑾鼻東方約 1040 公里之海面上。鳳凰颱風形成後向西南西轉西再轉西北運動，朝台灣行進，颱風中心於 28 日清晨 6 時 50 分在靜浦與長濱之間登陸 (27 日 2250 UTC) ，28 日下午由彰化縣出海(28 日 0630 UTC；即 28 日 1430 TST)，進入台灣海峽北部，颱風中心行經澎湖北方海面後，於 28 日 1510 UTC (28 日 2310 TST) 左右由馬祖南南西方進

入大陸福建；隨後，強度迅速減弱，最後在 29 日 1200 UTC (2000 TST) 減弱、消散為熱帶性低氣壓，鳳凰颱風生命期總計共歷時 4 天又 6 小時 (102 小時)。

鳳凰颱風形成階段大氣中、高層環境較為乾燥，故形成過程頗為緩慢，生命期間最強達中度颱風 (最大持續風 43 m/s)，七級風與十級風暴風半徑最大時分別為 220 與 80 公里；颱風暴風圈侵襲台灣期間，在台灣台灣東北部、東部的迎風面山區及南部山區造成劇烈降雨，雨量集中出現在颱風登陸前後時段，宜蘭縣太平山的累積雨量高達 830.0 毫米，花蓮縣布洛灣亦高達 820.0 毫米、屏東縣瑪家為 771.0 毫米。颱風侵襲台灣時，蘭嶼氣象站曾觀測到 12 級 (32.7 m/s) 平均風與 15 級 (46.5 m/s) 強陣風。本文第二節概述鳳凰颱風之發生與經過，第三節說明其強度及路徑變化，第四節分析颱風侵台期間各氣象站之氣象要素與風雨狀況，第五節針對各種主、客觀颱風路徑預測結果進行校驗，第六、七節分別為災情報告與綜合討論。

二、鳳凰颱風之發生及經過

鳳凰颱風發生於呂宋島東北方之西北太平洋海域，其每 6 小時颱風中心位置、近中心最大風速、暴風半徑等資料如表 1，颱風最佳路徑如圖 1 所示。7 月 25 日 0600 UTC (25 日 1400 TST) 鳳凰颱風在鵝鑾鼻東方約 1040 公里 (北緯 21.8 度，東經 130.8 度) 之海面上形成，中心氣壓 996 百帕，形成後向西南西轉西移動，颱風強度逐漸增強，26 日 1200 UTC (2000 TST) 增強為中度颱風，路徑逐漸轉向西北；最大強度時 (27 日 1200 UTC (2000 TST)) 中心氣壓 948 百帕，近中心最大持續風速 43 m/s，瞬間最大陣風 53 m/s，七級風暴風半徑 220 公里，十級風暴風半徑 80 公里；此時颱風中心位置在北緯 22.6 度，東經 123.0 度，朝西北加速往台灣方向行進。中央氣象局研判其將對台灣東部海面及巴士海峽構成威脅，遂於 26 日 0330 UTC (1130 TST) 發布海上颱風警報，海上警戒區為台灣東北部海面、台灣東南部海面及巴士海峽，提醒民眾台灣東半部濱海地區將有長浪出現，避免前往海邊活動，並立即通報中央災害應變中心及相關縣市防救災單位，詳細的颱風警報發布情形如表 2。

隨著鳳凰颱風穩定向西北運動 (見圖 1)，中央氣象局預測其將威脅台灣陸地，於是在 26 日 1830 UTC (27 日 0230 TST) 發布海上陸上颱風警報，警戒區隨颱風接近逐漸擴大，27 日 0930 UTC (27 日 1730 TST) 陸上警戒區呼籲台灣各地 (含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖) 皆應嚴防強風豪雨，海上警戒區呼籲在台灣附近各海面及金門、馬祖海面航行、作業船隻嚴加戒備。27 日 1200 UTC (2000 TST) 起台灣本島東部地區已進入鳳凰颱風暴風範圍，風雨逐漸加大；暴風圈於 28 日 2100 UTC (29 日 0500 TST) 脫離台灣本島；颱風中心於 28 日 1510 UTC (28 日 2310 TST) 由馬祖南南西方進入大陸福建，繼續朝西北運動，颱風強度快速減弱，對金門及馬祖的威脅逐漸解除，因此，中央氣象局於 29 日 0330 UTC (1130 TST) 解除海上陸上颱風警報。統計中央氣象局針對鳳凰颱風共發布海上颱風警報 5 報，海上陸上颱風警報 19 報，颱風警報期間共歷時 72 小時 (見表 2)。

鳳凰颱風形成後及颱風警報發布期間，中央氣象局衛星中心所提供之颱風中心逐時定位及強度估計資料如表 3。此外，自 7 月 26 日 2100 UTC (27 日 0500 TST) 起颱風逐漸進入中央氣象局墾丁、花蓮、五分山及七股都卜勒雷達的定位監測範圍 (表 4)；此衛星及雷達逐時定位資料，皆為中央氣象局颱風小組定位作業之參考，亦為決定鳳凰颱風最佳路徑之依據。

三、鳳凰颱風強度及路徑變化

鳳凰颱風在 7 月 25 日 0600 UTC (25 日 1400 TST) 形成後，行經日本琉球群島南方海面，朝台灣東部外海移動，由十日平均海溫及

海溫距平圖 (圖2;7月21日至31日之平均) 可知，鳳凰生成區域之海溫約 29~30° C，向西轉西北行進時，通過區域的海溫略低於生成區 (約 28~29° C)，且為海溫負距平區，該負距平區由呂宋島東方海面向西北延伸至台灣東部海面。由 26 日至 29 日 0000 UTC (0800 TST) 可見光衛星雲圖 (圖 3) 及十日平均海溫距平圖可見，鳳凰颱風生成後之發展與運動路徑逐漸移入海溫之負距平區內，顯示海溫條件較氣候海溫值為低，颱風強度發展至中度後，即不再增強。逐日地面天氣分析圖 (圖 4) 顯示，鳳凰颱風 1000 hPa 的低壓區範圍並不寬廣，颱風雲系相當集中且結實。

500 百帕綜觀環境資料 (圖 5) 顯示，27 日大陸華北地區有一槽線系統逐漸東移，太平洋高壓涵蓋日本及東海地帶，28 日~29 日位在華北的槽線系統逐漸向東移動，但其所在緯度偏高，同時，太平洋高壓在 28 日略為增強西伸

表 1. 2008 年第 8 號鳳凰颱風最佳路徑、強度變化及動向資料表
Table 1. The center positions, intensity, and movement of Typhoon Fung-wong (best track).

時間 (UTC)	緯度	經度	中心氣壓 (hPa)	移動方向 degree	移動速度 Km/hr	最大風速		暴風半徑	
						持續風 m/s	陣風 m/s	30kts km	50kts km
072506	21.8	130.8	996	270	14	18	25	150	-
072512	21.9	129.8	992	276	17	20	28	150	-
072518	21.7	128.8	990	258	17	23	30	150	-
072600	21.5	127.9	985	258	18	25	33	200	-
072606	21.4	127.1	978	270	14	30	38	200	-
072612	21.4	126.1	970	270	14	33	43	200	50
072618	21.3	125.6	970	270	10	33	43	200	50
072700	21.5	124.9	965	306	12	35	45	200	50
072706	22.1	124.0	960	282	17	38	48	220	80
072712	22.6	123.0	948	290	22	43	53	220	80
072718	23.0	122.4	948	328	13	43	53	220	80
072800	23.6	121.3	955	294	19	40	50	220	80
072806	24.0	120.4	970	260	20	33	43	220	50
072812	24.9	119.7	970	310	17	33	43	220	50
072818	26.1	119.0	975	323	28	30	38	220	50
072900	26.8	118.2	988	326	17	23	30	220	
072906	27.3	117.8	992	318	5	20	28	200	

表 2. 2008 年第 8 號鳳凰颱風警報發布經過一覽表(時間爲地方時：TST)
Table 2. Warnings issued by CWB for Typhoon Fung-wong (2008).

警報種類	報數	發布時間			警戒區域		備註
		日	時	分	海上	陸上	
海上	1	26	11	30	台灣東北部海面、台灣東南部海面及巴士海峽		輕度
海上	2	26	14	30	台灣東北部海面、台灣東南部海面及巴士海峽		輕度
海上	3	26	17	30	台灣東北部海面、台灣東南部海面及巴士海峽		輕度
海上	4	26	20	30	台灣東北部海面、台灣東南部海面及巴士海峽		中度
海上	5	26	23	30	台灣東北部海面、台灣東南部海面及巴士海峽		中度
海陸	6	27	02	30	台灣東北部海面、台灣東南部海面及巴士海峽	花蓮、台東、綠島及蘭嶼	中度
海陸	7	27	05	30	台灣東北部海面、台灣東南部海面、巴士海峽及台灣海峽南部	花蓮、台東、宜蘭、綠島、蘭嶼及屏東、恆春半島	中度
海陸	8	27	08	30	台灣附近各海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼)	中度
海陸	9	27	11	30	台灣附近各海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼及澎湖)	中度
海陸	10	27	14	30	台灣附近各海面及金門、馬祖海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼及澎湖)	中度
海陸	11	27	17	30	台灣附近各海面及金門、馬祖海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	中度
海陸	12	27	20	30	台灣附近各海面及金門、馬祖海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	中度
海陸	13	27	23	30	台灣附近各海面及金門、馬祖海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	中度
海陸	14	28	02	30	台灣附近各海面及金門、馬祖海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	中度
海陸	15	28	05	30	台灣附近各海面及金門、馬祖海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	中度
海陸	16	28	08	30	台灣附近各海面及金門、馬祖海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	中度
海陸	17	28	11	30	台灣附近各海面及金門、馬祖海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	中度
海陸	18	28	14	30	台灣附近各海面及金門、馬祖海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	中度
海陸	19	28	17	30	台灣附近各海面及金門、馬祖海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	中度
海陸	20	28	20	30	台灣附近各海面及金門、馬祖海面	台灣各地(含綠島、蘭嶼、澎湖、金門及馬祖)	中度
海陸	21	28	23	30	台灣北部海面、台灣海峽及金門、馬祖海面	台中以南及澎湖、金門、馬祖、桃園、新竹、苗栗	中度
海陸	22	29	02	30	台灣北部海面、台灣海峽及金門、馬祖海面	台中以南及澎湖、金門、馬祖、新竹、苗栗	輕度
海陸	23	29	05	30	台灣北部海面、台灣海峽及金門、馬祖海面	金門及馬祖	輕度
海陸	24	29	08	30	台灣北部海面、台灣海峽及金門、馬祖海面	馬祖	輕度
解除	25	29	11	30			輕度

表 3　中央氣象局氣象衛星中心對第 8 號鳳凰颱風之中心定位表

Table 3　Center positions of Typhoon Fung-wong observed by the Satellite Center of CWB.

時間(UTC)		中心位置		強度估計		定位
日	時	緯度	經度	T	CI	準確度
25	0830	21.8	130.3	2.5	2.5	Poor
	1130	21.9	129.9	3.0	3.0	Poor
	1430	21.9	129.7	3.0	3.0	Poor
	1730	21.9	129.1	3.0	3.0	Poor
	2030	21.9	128.6	3.0	3.0	Poor
	2330	21.3	128.0	3.5	3.5	Fair
26	0230	21.2	127.6	3.5	3.5	Fair
	0330	21.3	126.9	3.5	3.5	Fair
	0430	21.2	127.3	3.5	3.5	Fair
	0530	21.2	127.1	3.5	3.5	Fair
	0630	21.3	126.9	3.5	3.5	Fair
	0730	21.3	126.7	3.5	3.5	Fair
	0830	21.3	126.5	4.0	4.0	Fair
	0930	21.3	126.4	4.0	4.0	Fair
	1030	21.3	126.2	4.0	4.0	Fair
	1130	21.3	126.1	4.0	4.0	Fair
	1230	21.3	126.0	4.0	4.0	Fair
	1330	21.3	126.0	4.0	4.0	Fair
	1430	21.2	125.9	4.0	4.0	Fair
	1530	21.2	125.8	4.0	4.0	Fair
	1630	21.2	125.7	4.0	4.0	Fair
	1730	21.2	125.6	4.0	4.0	Fair
	1830	21.2	125.5	4.0	4.0	Fair
	1930	21.2	125.4	4.0	4.0	Fair
	2030	21.2	125.2	4.5	4.5	Good
	2130	21.3	125.1	4.5	4.5	Good
	2230	21.3	125.0	4.5	4.5	Fair
	2330	21.5	124.9	4.5	4.5	Fair
27	0030	21.7	124.8	4.5	4.5	Fair
	0130	21.8	124.7	4.5	4.5	Fair
	0230	21.9	124.5	4.5	4.5	Good
	0330	22.0	124.3	4.5	4.5	Good
	0430	22.1	124.2	4.5	4.5	Good
	0530	22.1	124.0	4.5	4.5	Good
	0630	22.1	123.9	4.5	4.5	Good
	0730	22.3	123.8	4.5	4.5	Good
	0830	22.5	123.7	5.0	5.0	Good
	0930	22.6	123.6	5.0	5.0	Good
	1030	22.6	123.4	5.0	5.0	Good
	1130	22.7	123.2	5.0	5.0	Good
	1230	22.7	123.0	5.0	5.0	Good

時間(UTC)		中心位置		強度估計		定位
日	時	緯度	經度	T	CI	準確度
27	1330	22.7	122.8	5.0	5.0	Good
	1430	22.7	122.7	5.0	5.0	Good
	1530	22.8	122.6	5.0	5.0	Good
	1630	22.9	122.4	5.0	5.0	Good
	1730	23.0	122.4	5.0	5.0	Good
	1830	23.2	122.2	5.0	5.0	Good
	1930	23.3	122.0	5.0	5.0	Good
	2030	23.4	121.9	5.0	5.0	Good
	2130	23.5	121.7	5.0	5.0	Good
	2230	23.5	121.5	5.0	5.0	Good
	2330	23.6	121.2	5.0	5.0	Good
28	0030	23.7	121.2	5.0	5.0	Good
	0130	23.8	121.0	5.0	5.0	Good
	0230	23.9	120.7	4.5	5.0	Fair
	0330	24.2	120.7	4.5	5.0	Fair
	0430	24.4	120.5	4.5	5.0	Fair
	0530	24.6	120.4	4.5	5.0	Fair
	0630	24.6	120.4	4.5	5.0	Fair
	0730	24.7	120.3	4.5	5.0	Fair
	0830	24.9	120.2	4.0	4.5	Fair
	0930	25.1	120.1	4.0	4.5	Fair
	1030	25.2	119.9	4.0	4.5	Fair
	1130	25.3	119.7	4.0	4.5	Fair
	1230	25.3	119.6	4.0	4.5	Fair
	1330	25.3	119.6	4.0	4.5	Fair
	1430	25.5	119.5	4.0	4.5	Fair
	1630	26.1	119.3	4.0	4.5	Fair
	1830	26.5	118.8	3.5	4.0	Fair
	1930	26.5	118.6	3.5	4.0	Poor
	2030	26.6	118.5	3.0	3.5	Poor
	2130	26.6	118.4	3.0	3.5	Poor
	2230	26.8	118.3	3.0	3.5	Poor
	2330	26.9	118.2	3.0	3.5	Poor
29	0030	27.0	118.1	3.0	3.5	Poor
	0130	27.2	118.0	3.0	3.5	Poor
	0230	27.5	117.9	2.5	3.0	Poor
	0530	27.9	117.8	2.5	3.0	Poor
	0830	28.1	117.8	2.0	2.5	Poor
	1130	28.2	117.7	2.0	2.5	Poor
	1730	28.5	117.7	2.0	2.5	Poor

表 4　中央氣象局氣象雷達站對第 8 號鳳凰颱風之中心定位表

Table 4　Center positions of Typhoon Fung-wong observed by the Doppler radars of CWB.

時間（UTC）		緯度(N)	經度(E)	雷達站站名
日	時			
26	2100	21.5	125.2	墾丁
	2200	21.5	125.1	墾丁
	2300	21.6	124.9	墾丁
	0000	21.7	124.8	墾丁
	0100	21.8	124.7	墾丁
	0200	21.9	124.6	墾丁
	0300	22.0	124.1	五分山
	0300	22.0	124.4	花蓮
	0300	22.1	124.4	墾丁
	0400	22.0	124.1	五分山
	0400	22.0	124.2	花蓮
	0400	22.1	124.2	墾丁
	0500	22.0	124.1	五分山
	0500	22.0	124.2	花蓮
	0500	22.1	124.1	墾丁
	0600	22.1	124.0	五分山
	0600	22.1	124.0	花蓮
	0600	22.2	124.0	墾丁
	0700	22.2	123.9	五分山
	0700	22.2	123.9	花蓮
	0700	22.2	123.9	墾丁
	0800	22.3	123.7	五分山
	0800	22.3	123.8	花蓮
	0800	22.3	123.8	墾丁
	0900	22.4	123.7	五分山
	0900	22.4	123.6	花蓮
	0900	22.4	123.6	墾丁
	1000	22.5	123.5	五分山
	1000	22.5	123.4	花蓮
	1000	22.5	123.4	墾丁
	1100	22.6	123.3	五分山
	1100	22.6	123.2	墾丁
	1200	22.6	123.0	五分山
	1200	22.6	123.0	花蓮
	1200	22.6	123.0	墾丁
	1300	22.6	122.9	五分山
	1300	22.6	122.8	花蓮
	1300	22.6	122.9	墾丁
	1400	22.7	122.8	五分山
	1400	22.6	122.8	墾丁
	1600	22.8	122.5	花蓮
	1600	22.8	122.6	墾丁
	1700	22.9	122.5	五分山
	1800	23.0	122.4	五分山

時間（UTC）		緯度(N)	經度(E)	雷達站站名
日	時			
	1800	23.1	122.4	花蓮
	1800	23.0	122.4	墾丁
	1900	23.3	122.3	五分山
	1900	23.3	122.2	花蓮
	1900	23.3	122.3	墾丁
	2000	23.4	122.0	五分山
	2000	23.4	122.0	花蓮
	2000	23.4	122.0	墾丁
	2100	23.4	121.8	五分山
	2100	23.4	121.8	花蓮
	2100	23.5	121.9	墾丁
	2200	23.4	121.6	五分山
	2200	23.4	121.7	花蓮
	2300	23.4	121.5	五分山
	0000	23.3	121.4	五分山
	0100	23.6	121.4	五分山
	0200	23.7	121.2	五分山
	0200	23.8	121.2	七股
	0300	23.9	121.1	五分山
	0300	23.8	121.0	七股
	0400	24.1	121.0	五分山
	0400	24.2	120.9	七股
	0500	24.3	120.9	五分山
	0500	24.3	120.6	七股
	0600	24.2	120.2	五分山
	0600	24.0	120.5	七股
	0700	24.2	120.1	五分山
	0700	24.0	120.2	七股
	0800	24.3	120.0	五分山
	0900	24.5	120.0	五分山
	0900	24.2	120.0	七股
	1000	24.7	120.0	五分山
	1000	24.8	119.9	七股
	1100	25.0	119.9	五分山
	1100	24.9	119.8	七股
	1200	25.1	119.8	五分山
	1200	24.9	119.6	七股
	1300	25.2	119.8	五分山
	1300	25.1	119.6	七股
	1400	25.4	119.7	五分山
	1400	25.0	119.2	七股
	1500	25.6	119.6	五分山
	1500	25.0	119.2	七股

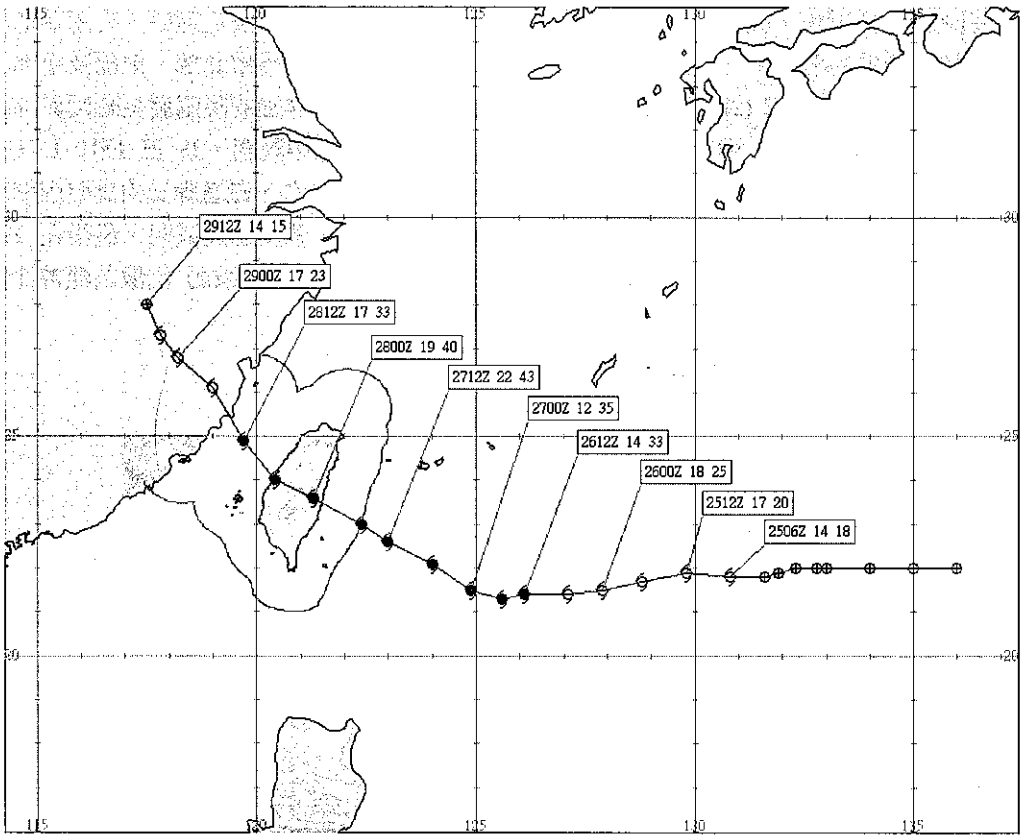


圖 1. 2008 年第 8 號鳳凰 (Fung-wong) 颱風最佳路徑圖。圖中空心代表強度為輕度颱風，實心代表中度颱風以上；標示資料由左至右分別為時間(UTC)、移速(km/hr)及近中心最大風速(m/sec)。

Fig. 1. The best track of Typhoon Fung-wong (2008).

至山東半島，高壓脊大致呈現東西走向，鳳凰颱風位於脊線南側。太平洋高壓的脊線約在北緯 29~30 度附近，可見光衛星雲圖 (圖 3) 顯示高壓內為相對無雲區，此時鳳凰颱風雲系正逐漸逼近並侵襲台灣地區。整體而言，鳳凰颱風的駛流場相當明顯，受太平洋高氣壓影響，平均駛流以東南東風至東南風為主，導引鳳凰颱風向西轉西北直撲台灣。

鳳凰颱風的強度變化如表 1 所示，颱風形成後，運動路徑行經區域的海溫一直都在負距平區 (見圖 2)，颱風增強的速率並不快速；最大強度出現在形成後約 54 小時 (27 日 1200 UTC (2000 TST))，當時的中心氣壓為 948 百帕，近中心最大持續風速為 43 m/s，最大陣風達 53 m/s。26 日 1200 UTC 鳳凰颱風中心位於鵝鑾鼻的東方約 540 公里之海面上，當時颱風之外圍風場結構，可由國立台灣大學吳俊傑教授所主導之 DOTSTAR 飛機 GPS dropsonde 觀測資料進行分析 (圖 6；見網站參考資訊 1)；由 1000 百帕及 925 百帕 (圖 6a,b) 資料可見，颱風低層外圍風場的風速約 45~65 kts，其中，颱風南側象限風速最強，達 65 kts，其他象限風速亦可達 45~50 kts，顯示鳳凰颱風環流相當結實且頗為對稱。500 百帕 (圖 6c) 資料顯示，就中層風場資料而言，颱風東側及東北側象限風速較強，可達 50 kts，西側象限的風速約 40 kts。

250 百帕 (圖 6d) 高層風場資料亦可分析出完整、封閉之氣旋式環流，顯示此時颱風環流結構已發展達到成熟的階段。

圖 7 為 27 日 1630 UTC (28 日 0030 TST) 至 28 日 0130 UTC (0930 TST) 中央氣象局都卜勒雷達網所觀測每間隔 3 小時之雷達回波 (CV) 圖，此時颱風中心位於台灣東南方近海 (圖 7a,b)，隨即由靜浦與長濱之間登陸台灣 (圖 7c)，再由彰化縣附近出海進入台灣海峽北部 (圖未示)。配合圖 3 之衛星雲圖顯示，鳳凰颱風的雲系結構紮實，強降水颱風雨帶主要侷限在颱風眼牆、南側雨帶及花蓮縣、宜蘭縣地形迎風面山區，造成台灣東北部、東部及南部山區出現劇烈雨勢，詳細的降雨發生時段與降雨空間分布將在下節中說明。28 日 1510 UTC (28 日 2310 TST) 左右，鳳凰颱風由馬祖南南西方進入大陸福建，強度迅速減弱，最後在 29 日 1200 UTC (2000 TST) 減弱、消散為熱帶性低氣壓。

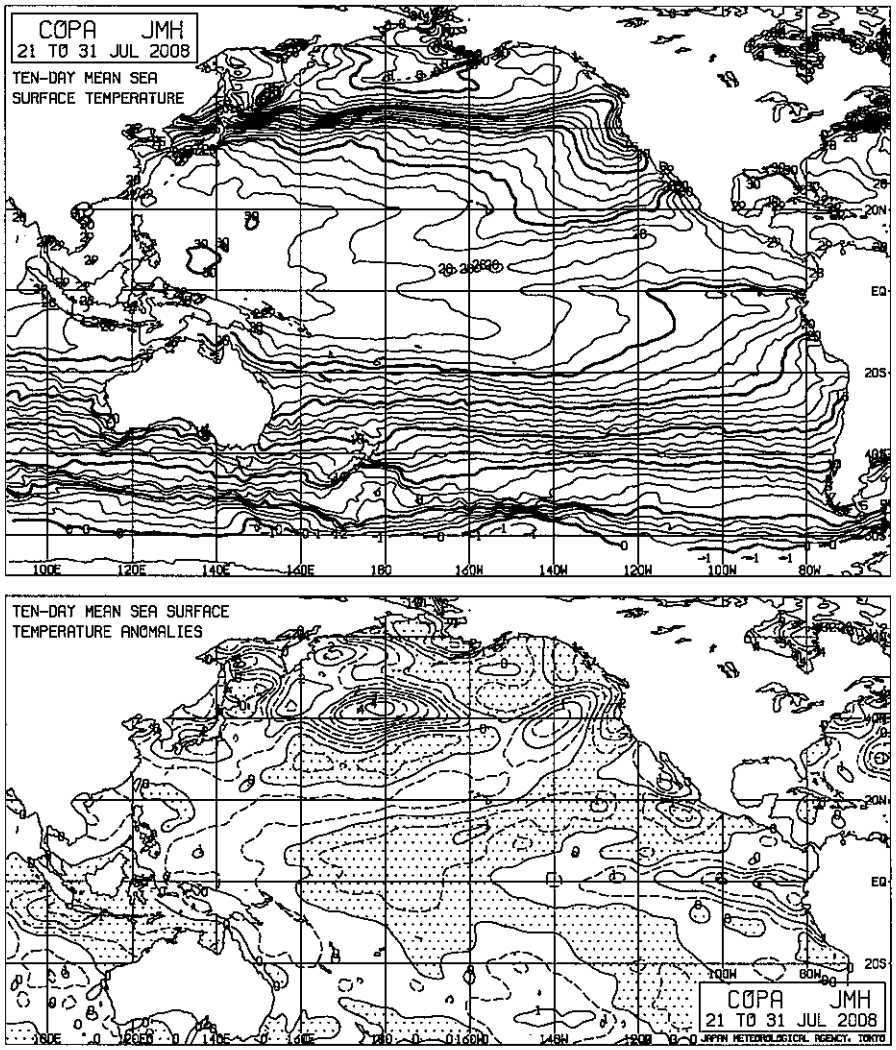


圖 2. 2008 年 7 月 21 日至 31 日太平洋區域海溫 (上) 與海溫距平 (下) 圖。
Fig. 2. Ten-day (21 to 31, July 2008) mean sea surface temperature (upper panel) and anomalies (lower panel) over the Pacific Ocean.

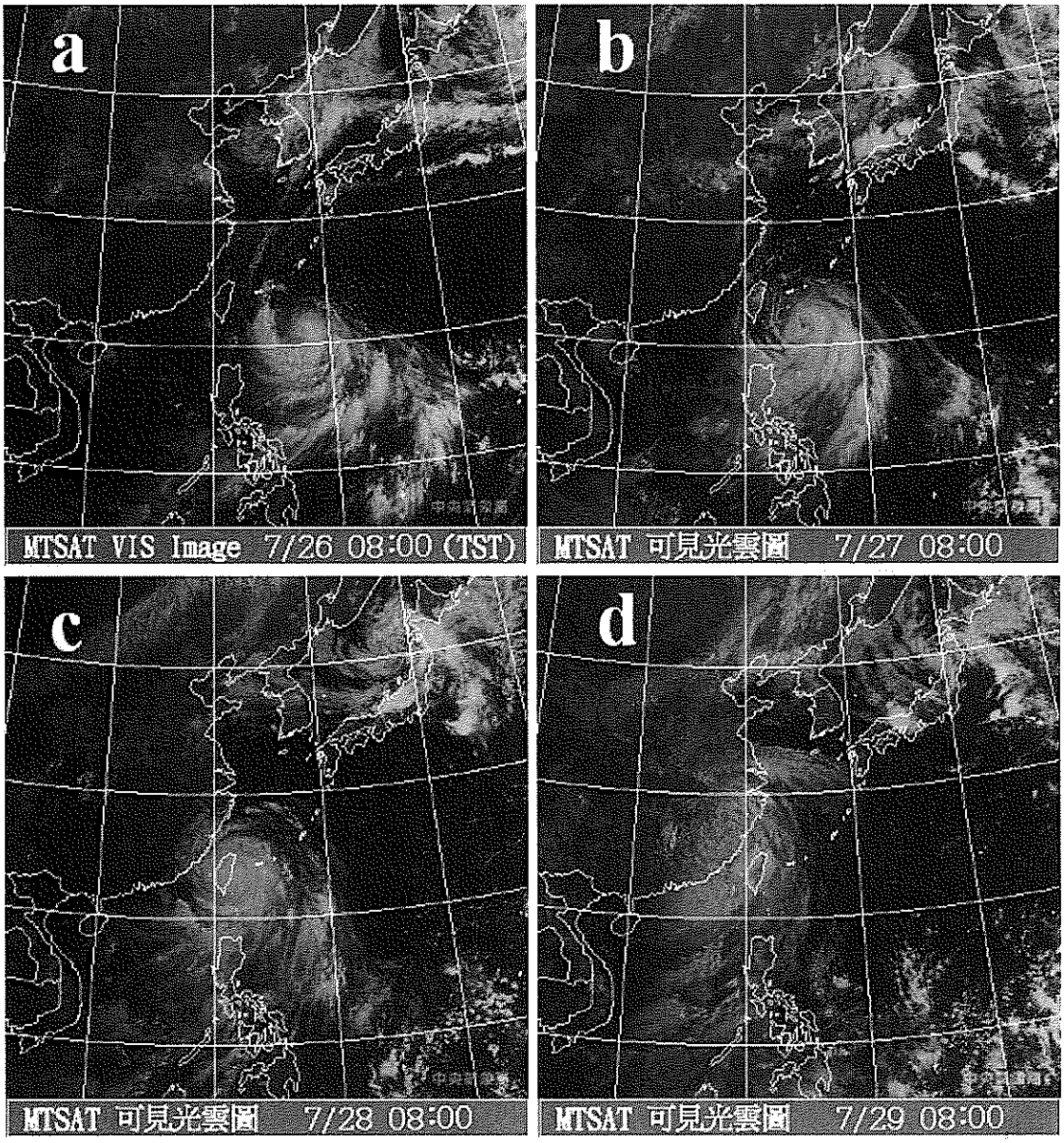


圖 3. 2008 年 7 月(a) 26 日 0000 UTC，(b) 27 日 0000 UTC，(c) 28 日 0000 UTC，(d) 29 日 0000UTC 鳳凰颱風發展及侵台期間之可見光衛星雲圖。

Fig. 3. The satellite visible imagery at (a) 0000 UTC 26, (b) 0000 UTC 27, (c) 0000 UTC 28, and (d) 0000 UTC 29 July 2008

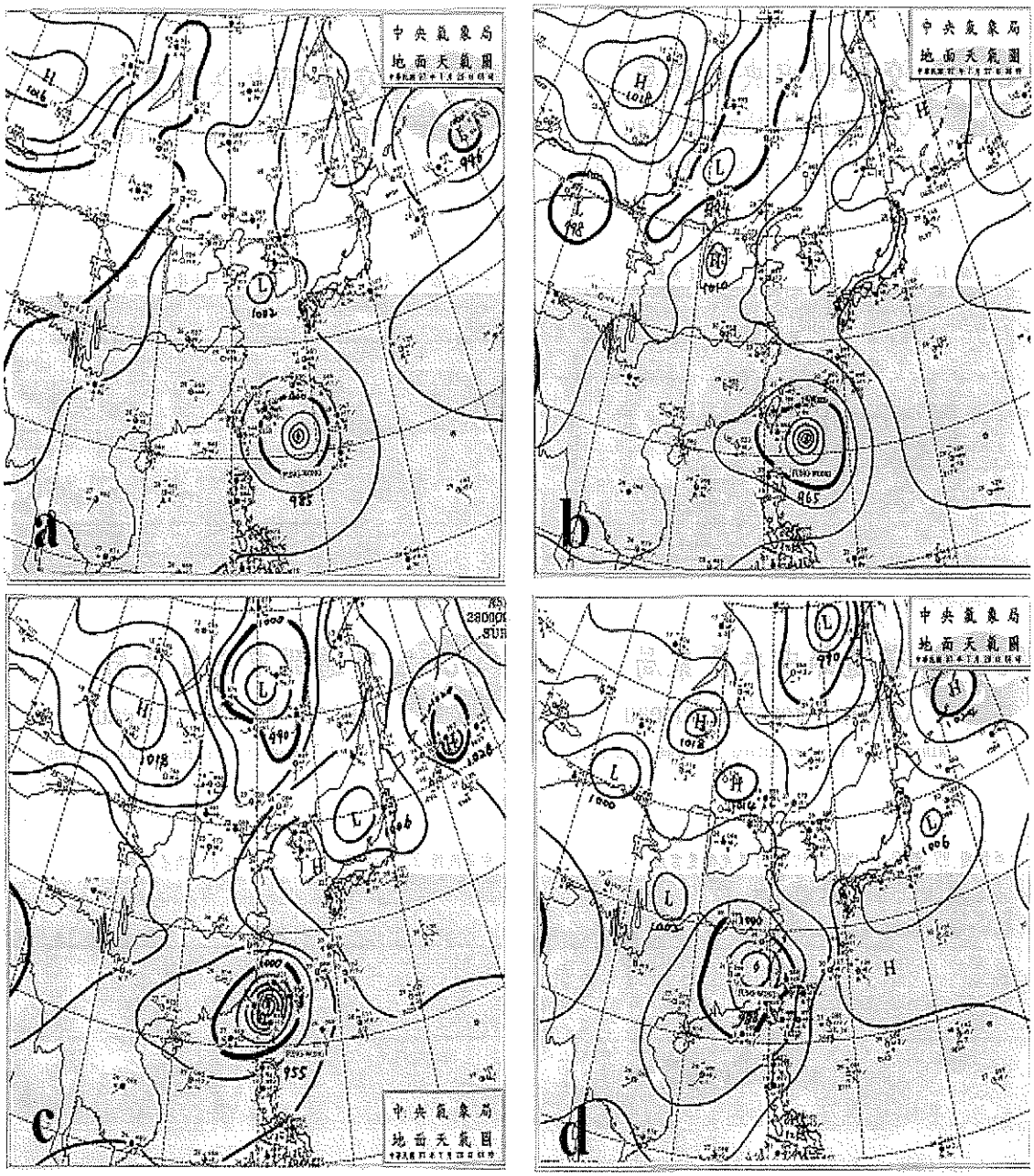


圖 4. 2008 年 7 月(a) 26 日 0000 UTC，(b) 27 日 0000 UTC，(c) 28 日 0000 UTC，(d) 29 日 0000 UTC 之地面分析圖。

Fig. 4. The surface analyses at (a) 0000 UTC 26, (b) 0000 UTC 27, (c) 0000 UTC 28, (d) 0000 UTC 29 July 2008.

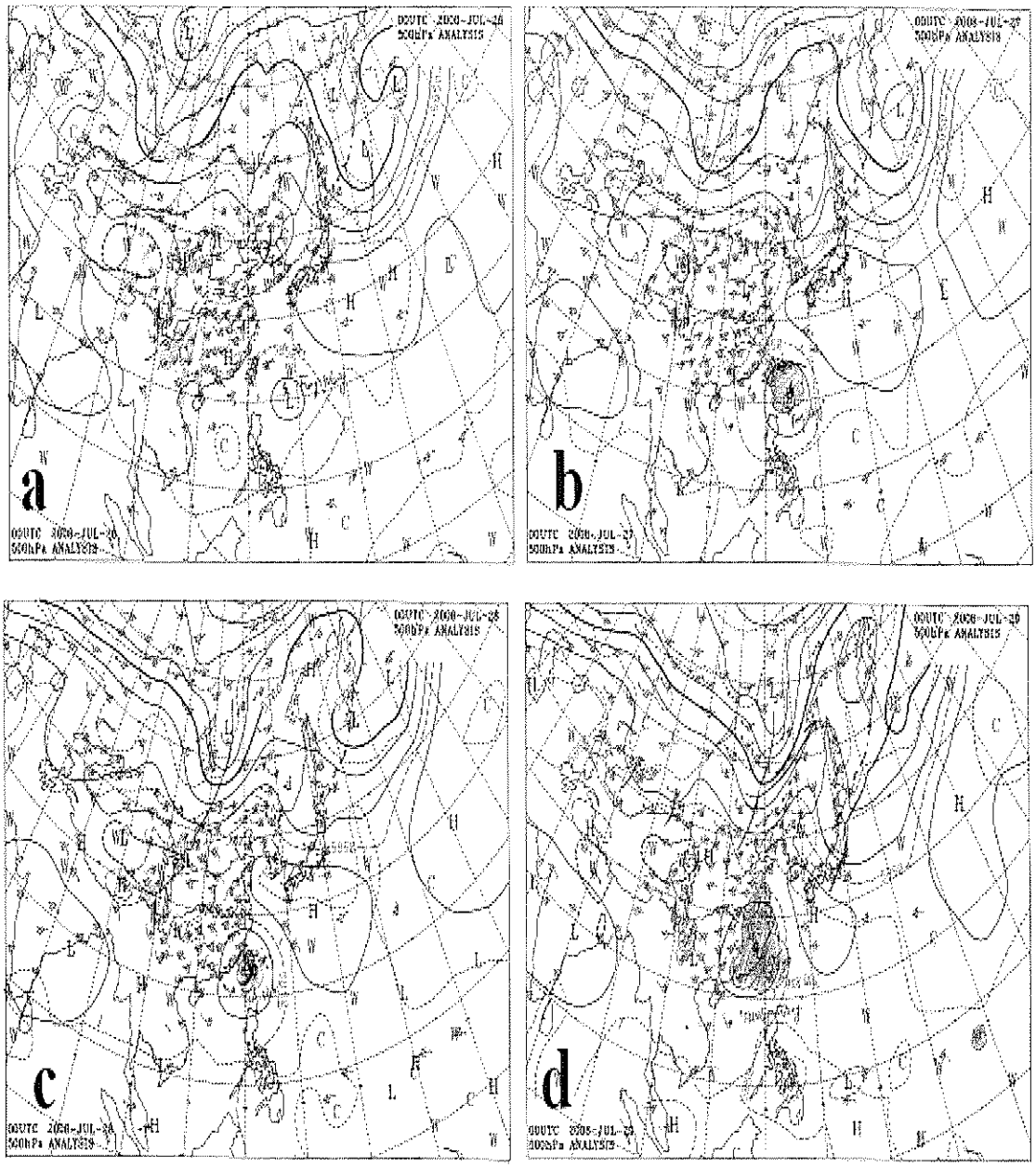


圖 5. 2008 年 7 月(a) 26 日 0000 UTC，(b) 27 日 0000 UTC，(c) 28 日 0000 UTC，(d) 29 日 0000 UTC 之 500 hPa 高空分析圖。

Fig. 5. The 500 hPa geopotential height and wind vectors at (a) 0000 UTC 26, (b) 0000 UTC 27, (c) 0000 UTC 28, (d) 0000 UTC 29 July 2008.

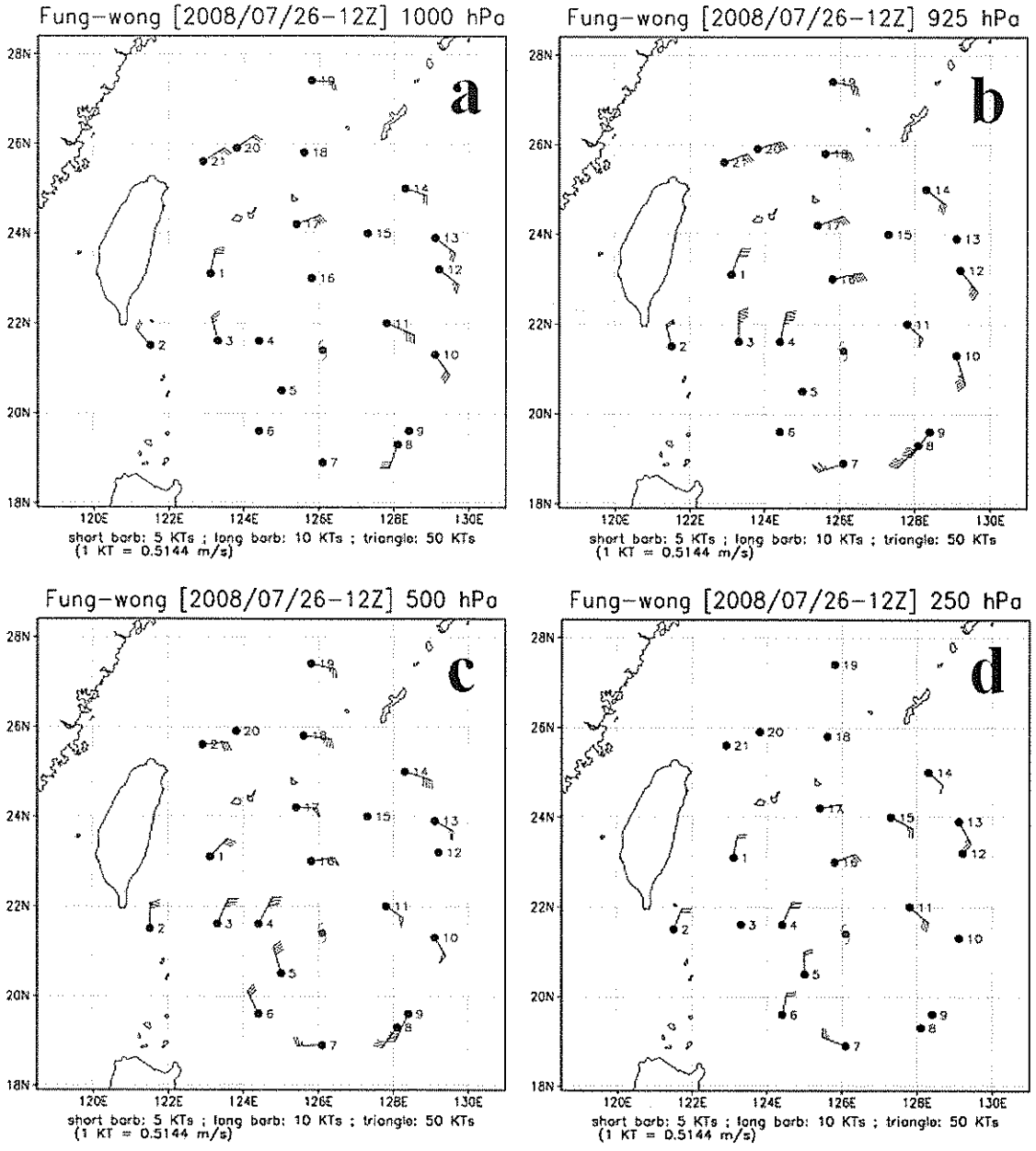


圖 6. 鳳凰颱風 GPS dropwindsonde (a) 1000 hPa (b) 925 hPa (c)500 hPa (d)250 hPa 之觀測風場資料 (摘自台灣大學大氣科學研究所吳俊傑教授網站)。

Fig. 6. The observed winds on (a) 1000 hPa, (b) 925 hPa, (c) 500 hPa, and (d) 250 hPa for Typhoon Fung-wong (2008) (Available from http://typhoon.as.ntu.edu.tw/DOTSTAR/tw/flight.php?id=31).

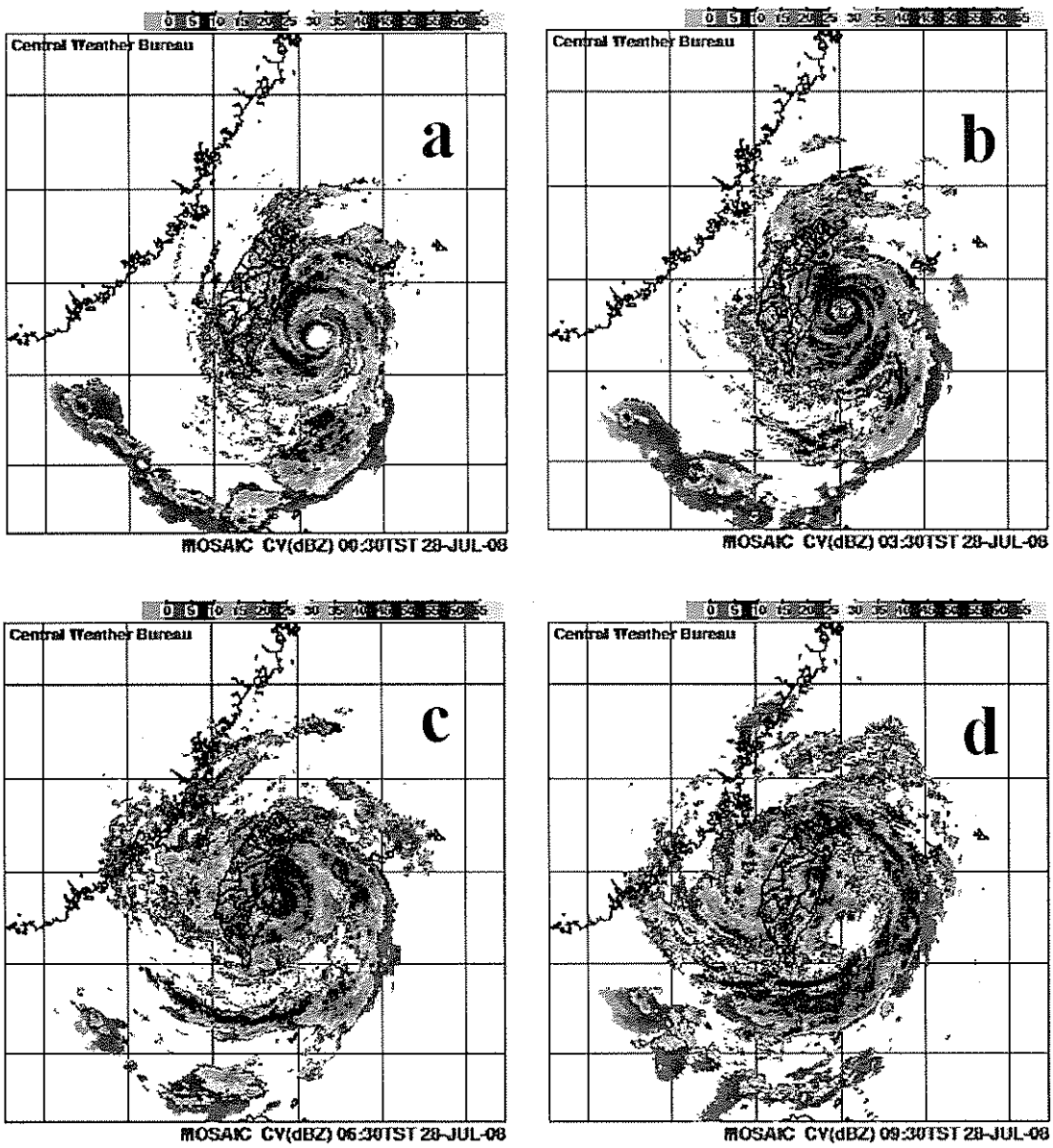


圖 7. 2008 年 7 月 (a) 27 日 1630 UTC，(b) 27 日 1930 UTC，(c) 27 日 2230 UTC，(d) 28 日 0130 UTC 之中央氣象局雷達網所觀測的雷達回波圖。

Fig. 7. Radar reflectivity from the Doppler radars of CWB at (a) 27 日 1630 UTC, (b) 27 日 1930 UTC, (c) 27 日 2230 UTC, and (d) 28 日 0130 UTC July 2008.

四、鳳凰颱風侵台期間台灣各地氣象狀況

鳳凰颱風的七級風暴風範圍 (半徑 220 公里) 自 27 日 1200 UTC (2000 TST) 起侵襲台灣，颱風中心於 27 日 2250 UTC (28 日 0650 TST) 在靜浦與長濱之間登陸，約 7 小時 40 分鐘後由彰化縣出海 (28 日 0630 UTC；即 1430 TST)；雖然颱風中心在台灣本島停留時間不長，但其所帶來之降雨量相當可觀，本節將整理、說明鳳凰侵台期間台灣各地觀測之氣壓、降雨及風力情形。

㈠ 氣壓與風力

表 5 為鳳凰颱風侵襲台灣期間，中央氣象局所屬各氣象站的氣象要素統計表。最低氣壓方面，以最接近颱風中心的成功氣象站於 27 日 2159 UTC (28 日 0559 TST) 所測得之 969.0 百帕為最低，台東氣象站於 27 日 2242 UTC (28 日 0642 TST) 測得 971.2 百帕氣壓值，背風低壓區之新竹氣象站亦曾於 28 日 0313 UTC (28 日 1113 TST) 測得 978.2 百帕；圖 8 為颱風中心登陸點南側附近成功氣象站之逐時氣壓與風場時間序列分析，由圖 8a 顯示鳳凰颱風登陸前氣壓劇降、登陸後氣壓劇升；最低氣壓發生時之觀測風向為西南西風，登陸後風向由西北風迅速轉為西南風，可見鳳凰颱風中心是由成功氣象站的北側通過，觀測最強平均風速達 8 級 (19.9 m/s)；最大陣風資料 (圖 8b) 顯示，成功氣象站的最強陣風出現在颱風中心登陸後約 9 小時，最大陣風值達 35.0 m/s (發生於 28 日 0738 UTC；即 1538 TST)，相當於 12 級風力，可見鳳凰颱風中心雖已出海進入台灣海峽北部，但在台灣東部及東南部所造成的風力仍十分強勁。

除了登陸點附近外，鳳凰颱風在台灣其他地區所造成之強風，主要出現在離島、高山及沿海地區；由表 5 可知，蘭嶼氣象站的平均風曾達到 12 級 (32.7 m/s)、彭佳嶼氣象站則曾出現 13 級 (38.1 m/s) 的平均風。最大陣風方面，蘭嶼氣象站曾出現高達 15 級 (46.5 m/s) 的強陣風，玉山 (41.9 m/s) 與彭佳嶼 (54.7 m/s) 氣象站則分別出現 14 級及 16 級之強陣風。颱風中心由台灣本島進入台灣海峽北部後，嘉義氣象站陣風曾出現 11 級 (29.0 m/s) 的強西南風。

㈡ 降雨

鳳凰颱風侵台期間，台灣各自動雨量站及氣象站累積雨量分布 [自 7 月 26 日 1600 UTC (27 日 0000 TST) 至 29 日 0300 UTC (29 日 1100 TST)] 如圖 9，等雨量線分布顯示，劇烈降雨主要發生在宜蘭縣山區、花蓮縣山區、屏東縣山區及高雄縣山區，宜蘭縣太平山及花蓮縣布洛灣雨量站累積降雨量分別高達 830.0 毫米及 820.0 毫米；另外，屏東縣瑪家雨量站的累積降雨量亦高達 771.0 毫米。鳳凰颱風侵台期間，此三個自動雨量站之累積降水時間序列如圖 10 所示，圖中顯示太平山雨量站明顯的降雨起自颱風登陸前約 20 小時；布洛灣的降雨自颱風登陸前約 10 小時起快速增加，此二處降水在颱風中心登陸後才逐漸減小。瑪家雨量站之降水主要集中發生在颱風登陸之後，鳳凰颱風在宜蘭縣、花蓮縣及屏東縣所造成之降雨皆達超大豪雨 (extremely torrential rain) 標準。若就中央氣象局各氣象站 (見表 6) 而言，7 月 27 日至 29 日出現累積降雨較多的地區如下：阿里山 653.0 毫米、玉山 438.0 毫米、花蓮 406.0 毫米、大武 275.0 毫米、竹子湖 266.0 毫米、澎湖 264.0 毫米、鞍部 257.0 毫米、嘉義 229.0 毫米、日月潭 214.0 毫米。

日雨量方面 (表 6)，鳳凰颱風侵台過程中，出現較大單日累積降雨量的氣象站有：阿里山 470.0 毫米、玉山 341.0 毫米、花蓮 264.0 毫米。時雨量方面 (見表 5) 以嘉義氣象站為最大，達 60.0 毫米，其次為澎湖氣象站的 53.5 毫米；十分鐘降水強度以澎湖氣象站的 18.0 毫米為最多，花蓮氣象站的 17.5 毫米次之。綜合上列資料可研判，鳳凰颱風在台灣東北部山區、東部山區、南部山區所引發的超大豪雨，主要是導因於颱風眼牆雨帶加上迎風面地形舉升雙重機制。

表 5 第8號鳳凰颱風侵台期間氣象要素統計表(時間爲地方時)

Table 5 The meteorological elements summary of CWB stations during Typhoon Fung-wong affecting Taiwan.

測站站碼	測站站名	最低氣壓		最高氣溫		最低濕度		最大瞬間風				最大平均風速				最大降水量			
		數值	時間	數值	時間	數值	時間	風速	風級	風向	時間	風速	風級	風向	時間	一小時	起始時間	十分鐘	起始時間
		(hPa)	(LST)	(℃)	(LST)	(%)	(LST)	(m/s)	B	(度)	(LST)	(m/s)	B	(度)	(LST)	(mm)	(LST)	(mm)	(LST)
466950	彭佳嶼	985.2	28/15:26	29.5	27/13:28	73	27/14:58	54.7	16	130	28/11:53	38.1	13	120	28/11:17	16.0	28/10:20	10.0	27/18:18
466940	基隆	979.8	28/15:40	30.9	27/12:17	67	29/05:40	39.4	13	70	28/16:30	15.3	7	60	28/16:12	31.0	28/01:43	10.0	28/02:18
466910	鞍部	1227.8	28/14:34	23.1	28/13:24	87	27/02:53	34.4	12	110	28/08:06	13.2	6	180	28/15:59	38.5	28/01:58	14.5	26/23:15
466930	竹子湖	980.9	28/14:10	24.8	28/13:22	82	27/12:28	24.9	10	130	27/23:59	5.1	3	130	28/00:01	41.0	28/01:54	11.0	28/02:11
466920	臺北	979.5	28/14:50	32.4	27/11:19	67	27/11:08	23.0	9	50	28/07:09	10.2	5	60	28/06:58	19.5	28/01:34	6.5	28/02:12
467571	新竹	978.2	28/11:13	32.7	27/12:13	64	27/12:16	21.6	9	90	28/06:22	9.5	5	20	28/06:11	32.0	27/00:11	10.5	27/00:14
467770	梧棲	978.8	28/15:25	31.1	27/10:59	66	27/17:27	29.6	11	340	27/17:04	18.4	8	350	27/17:09	23.5	28/17:24	7.5	28/17:45
467490	臺中	979.1	28/06:46	34.8	27/14:15	55	27/14:23	22.3	9	170	28/16:34	9.8	5	180	28/16:42	30.0	28/16:39	7.0	28/17:29
467650	日月潭	1243.8	28/06:20	29.7	27/14:04	69	27/14:04	19.4	8	200	28/15:20	6.3	4	290	28/06:25	29.5	28/14:51	8.0	28/14:53
467350	澎湖	985.8	28/14:25	30.4	27/11:38	77	27/11:38	25.6	10	240	28/17:24	16.0	7	290	28/13:01	53.5	29/03:08	18.0	29/03:38
467300	東吉島	986.4	28/09:18	29.1	27/11:59	79	29/10:40	33.7	12	320	28/07:21	24.1	9	320	28/08:03	24.5	28/11:46	7.5	28/12:04
467530	阿里山	2889.9	28/06:44	21.9	27/11:19	69	27/10:19	29.4	11	280	28/14:28	6.6	4	270	28/06:38	51.0	28/13:58	12.0	28/09:46
467550	玉山	2875.9	28/06:22	8.8	27/11:17	95	28/19:51	41.9	14	240	28/17:03	23.6	9	210	29/07:42	31.0	28/14:20	9.5	28/06:49
467480	嘉義	981.5	28/07:14	33.3	27/12:44	60	27/13:34	29.0	11	230	28/14:49	15.1	7	230	28/15:06	60.0	28/15:00	12.5	28/15:00
467410	臺南	984.2	28/06:38	32.8	27/13:24	62	27/10:39	27.4	10	330	28/07:41	13.5	6	320	28/07:43	26.0	28/12:20	12.0	28/12:48
467440	高雄	984.2	28/05:07	32.9	27/11:22	63	27/12:42	25.2	10	310	28/05:30	13.6	6	280	28/09:48	23.5	28/09:56	9.5	29/03:04
467590	恆春	983.6	28/02:39	31.4	27/11:11	64	27/08:34	27.4	10	290	28/07:17	13.6	6	290	28/06:18	43.0	28/22:54	11.0	28/23:44
467620	蘭嶼	977.6	28/06:35	27.0	27/08:59	79	27/16:27	46.5	15	260	28/11:33	32.7	12	250	28/12:14	10.0	28/12:00	3.0	28/12:30
467540	大武	974.0	28/06:37	33.9	27/13:50	58	27/10:09	19.6	8	210	28/11:24	7.6	4	200	28/11:27	34.0	29/00:40	11.0	29/04:34
467660	臺東	971.2	28/06:42	36.3	27/13:32	47	27/13:32	25.4	10	210	28/14:10	12.1	6	200	28/14:37	28.5	29/02:02	10.5	29/02:34
467610	成功	969.0	28/05:59	34.3	27/10:56	50	27/15:53	35.0	12	200	28/15:38	19.9	8	220	28/15:58	23.0	29/02:42	7.0	29/03:21
466990	花蓮	979.8	28/05:27	32.2	27/13:09	57	27/15:58	35.0	12	50	28/05:31	20.0	8	50	28/05:40	48.5	28/05:22	17.5	29/05:50
467080	宜蘭	981.1	28/12:57	32.2	27/11:31	62	29/05:22	26.5	10	110	28/12:01	15.6	7	70	28/01:49	21.5	26/20:57	12.5	28/04:42
467060	蘇澳	982.1	28/12:12	29.4	27/11:13	69	29/04:53	39.0	13	170	28/15:38	22.0	9	170	28/18:31	24.0	27/04:58	11.5	27/05:35
467110	金門	988.2	28/18:33	36.1	27/13:03	54	27/12:00	21.0	9	250	29/10:05	15.7	7	280	28/19:36	16.0	29/11:00	5.0	29/11:10
467990	馬祖	984.6	28/17:55	30.1	27/10:16	77	27/09:40	30.1	11	50	28/14:49	13.8	6	50	28/14:57	24.5	29/10:40	6.5	29/11:09

註：鞍部站、阿里山站、玉山站、日月潭站屬高山站，其最低氣壓欄位以重力位高度代表。T：表雨跡。

表 6　第 8 號鳳凰颱風於 7 月 27 日、28 日、29 日之各氣象站日雨量及累積雨量

Table 6　The daily and accumulated rainfall observed by CWB stations on the 27th, 28th and 29th July 2008.

雨量 / 測站	逐日雨量（毫米）			累積雨量
	27 日	28 日	29 日	
彭佳嶼	11.0	53.0	21.0	85.0
基隆	3.0	137.0	4.0	144.0
宜蘭	47.0	77.0	1.0	125.0
蘇澳	74.0	56.0	29.0	159.0
鞍部	74.0	172.0	11.0	257.0
竹子湖	68.0	188.0	10.0	266.0
台北	29.0	90.0	4.0	123.0
新竹	49.0	24.0	9.0	82.0
台中	0.5	118.0	30.0	148.5
梧棲	1.0	58.0	29.0	88.0
日月潭	3.0	182.0	29.0	214.0
玉山	22.0	341.0	75.0	438.0
阿里山	6.0	470.0	177.0	653.0
嘉義	T	183.0	46.0	229.0
台南	0.0	99.0	43.0	142.0
高雄	0.5	84.0	89.0	173.5
花蓮	71.0	264.0	71.0	406.0
成功	34.0	75.0	64.0	173.0
台東	9.0	17.0	62.0	88.0
大武	11.0	100.0	164.0	275.0
恆春	0.5	86.0	57.0	143.5
蘭嶼	8.0	3.0	7.0	18.0
澎湖	0.0	186.0	78.0	264.0
東吉島	0.0	87.0	32.0	119.0
金門	0.0	18.0	88.0	106.0
馬祖	T	59.0	107.0	166.0

＊ T 代表微量

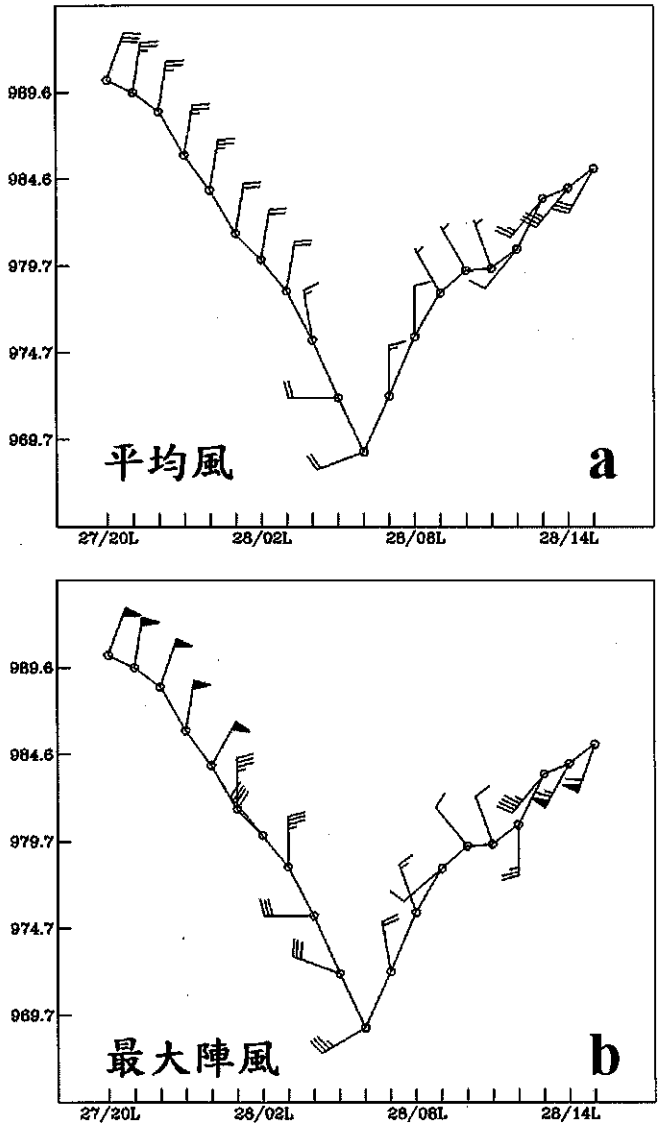


圖 8. 2008 年 7 月 27 日 20 時至 28 日 15 時 (地方時) 成功 (46761) 氣象站 (a) 逐時平均風 及 (b) 逐時最大陣風與海平面氣壓之時間序列

Fig. 8. Hourly (a) 10-min-average wind, (b) gust wind bars and mean sea level pressure at Chengkung Station (46761) from 20 TST 27 to 15 TST 28 August 2008.

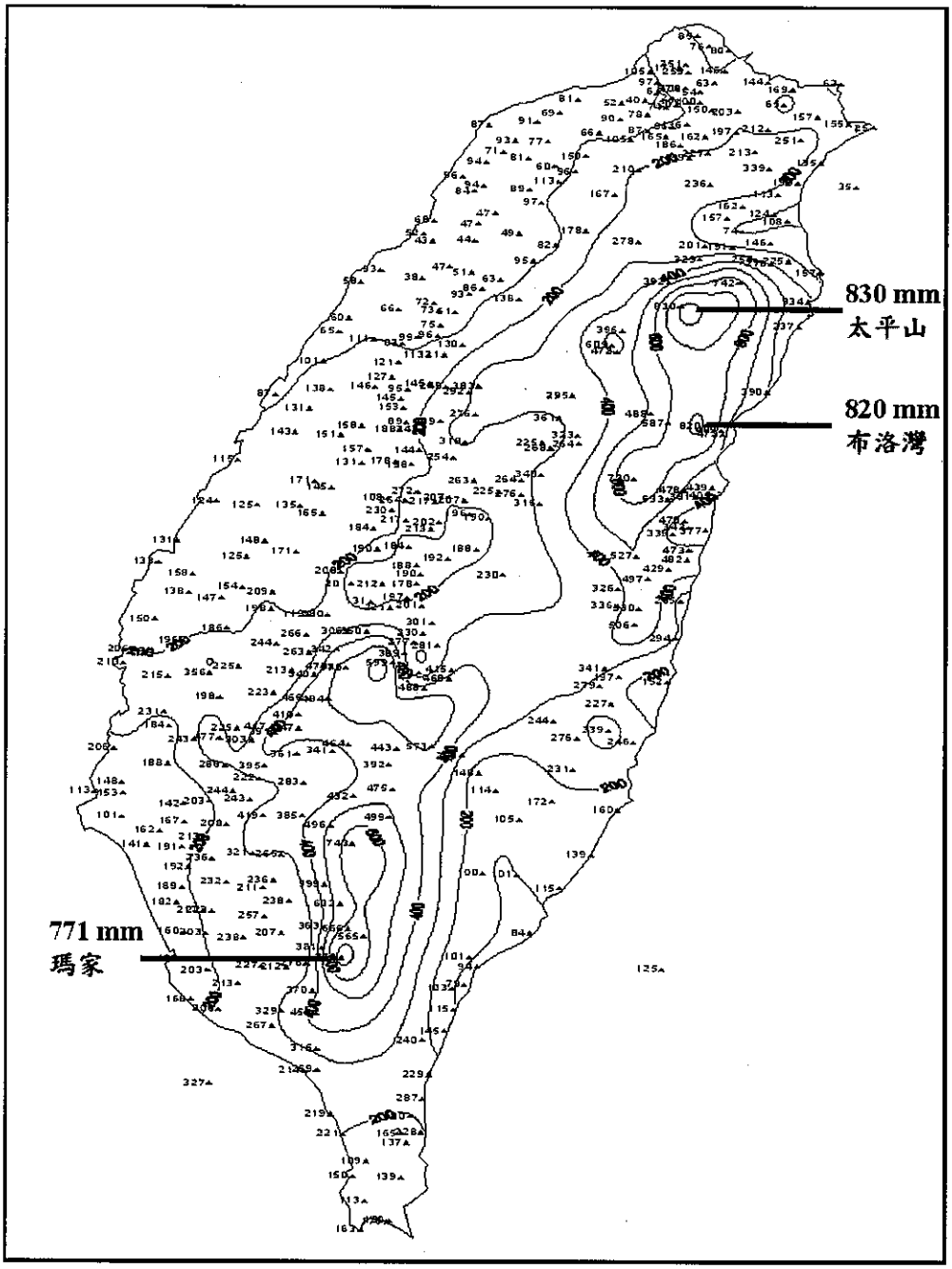


圖 9. 2008 年第 8 號颱風鳳凰等雨量線圖 (自 7 月 26 日 1600 UTC 至 7 月 29 日 0300 UTC 止)

Fig. 9. The accumulated rainfall over Taiwan area for the period of 1600 UTC 26 to 0300 UTC 29 July 2008.

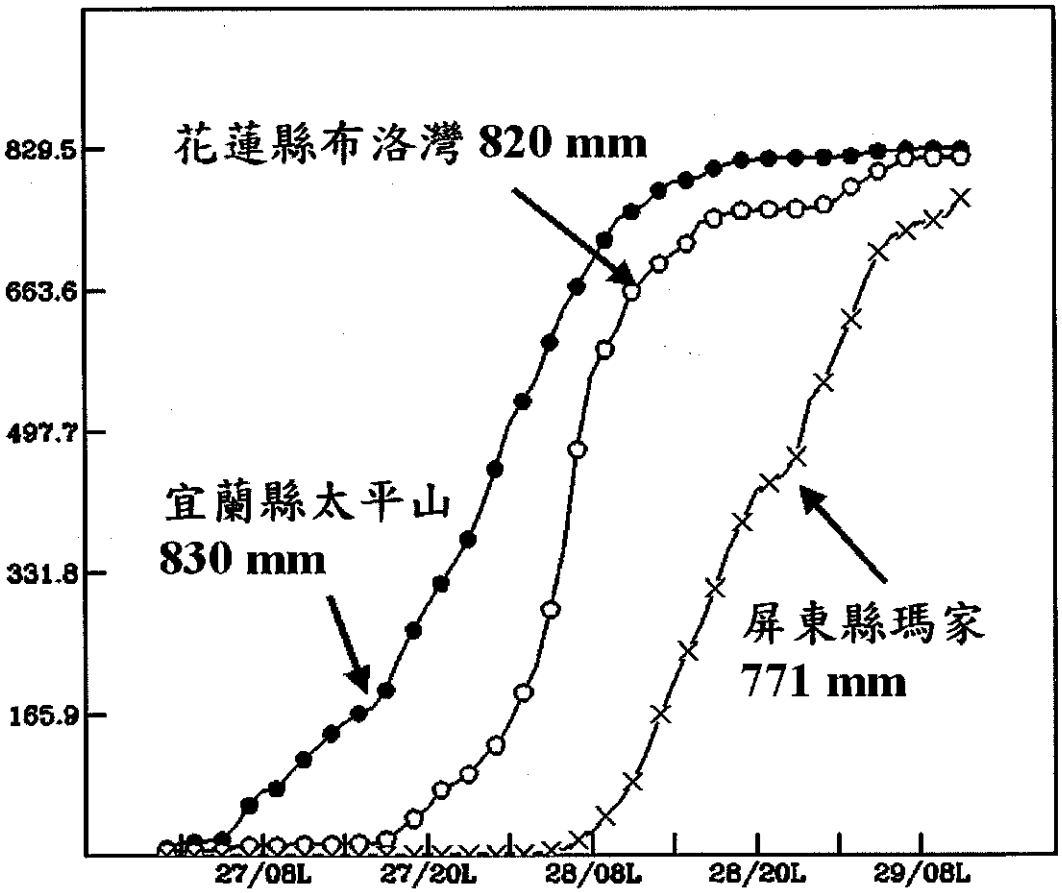


圖 10. 2008 年 7 月 26 日 1600 UTC 至 7 月 29 日 0300 UTC，自動雨量站太平山 (實心圓) 、布洛灣 (空心圓) 及瑪家 (符號 X) 之累積雨量時間序列圖

Fig. 10. Time series of accumulated rainfall for Taipingshan (filled circles), Buluowan (open circles), and Majia (cross signs) from 1600 UTC 26 to 0300 UTC 29 July 2008.

五、鳳凰颱風路徑的預報誤差校驗

鳳凰颱風的最佳路徑 (best track)，是由衛星、雷達等颱風中心逐時定位資料 (見表 3、表 4) 所定義而成；本節將以此最佳路徑為基準，針對各類颱風路徑預報法進行 24 小時、48 小時及 72 小時預報位置誤差校驗，校驗對象包括：中央氣象局官方發布 (CWB)、美軍 (PGTW)、日本 (RJTD)、北京 (BABJ) 等 4 種主觀預報，中央氣象局區域預報模式 (NFS) 及動力模式系集預報 [JUNE，系集成員有歐洲 (EC) 全球模式、日本 (JMA) 全球模式、美國 (NCEP) 全球模式、英國 (UK) 全球模式]。

㈠ 24 小時平均預報誤差校驗

鳳凰颱風生命期內運動路徑由西南西轉西再轉西北行進，平均運動速率約為 16.1 公里/小時。表 7 顯示各種主觀預報方法中以 RJTD 表現最好，24 小時平均預報誤差只有 58 公里 (13 次預報)；CWB 以 66 公里居次，再其次為

PGTW 及 BABJ 的 71 公里及 72 公里。動力數值預報模式方面，JUNE (動力模式系集預報) 及 NFS 的 24 小時平均誤差皆為 72 公里，表現優異。

㈡ 48 小時與 72 小時平均預報誤差校驗

48 小時平均預報誤差如表 8 所示，在各種主觀預報法中以 RJTD 的 74 公里 (9 次預報) 表現最好，其次為 BABJ 的 84 公里，CWB 與 PGTW 的誤差皆為 115 公里，表現亦佳。動力數值模式方面， NFS 模式的 48 小時預報誤差為 105 公里，表現優於系集預報 JUNE 的 117 公里。

表 9 為 72 小時平均預報誤差，主觀預報法中以 BABJ 的 93 公里 (5 次預報) 表現最好，其次為 CWB 的 176 公里，PGTW 與 RJTD 分別為 188 公里及 225 公里，表現皆佳。動力數值模式方面，NFS 的預報誤差為 161 公里 (5 次預報)，表現略優於 JUNE 的預報誤差 195 公里。

表 7　第 8 號鳳凰颱風各預報機構(CWB 為本局)之 24 小時預報位置誤差比較

Table 7　The comparison of 24-h forecast position errors(km) for Typhoon Fung-wong.

	CWB		PGTW		RJTD		BABJ		JUNE		NFS	
	13	66										
CWB	66	0										
	13	66	14	71								
PGTW	68	2	71	0								
	13	66	13	68	13	58						
RJTD	58	-8	58	-10	58	0						
	13	66	13	68	13	58	13	72				
BABJ	72	6	72	4	72	14	72	0				
	13	66	13	68	13	58	13	72	13	72		
JUNE	72	6	72	4	72	14	72	0	72	0		
	13	66	13	68	13	58	13	72	13	72	13	72
NFS	72	6	72	4	72	14	72	0	72	0	72	0

A	B
C	D

A 表示 X 和 Y 預報時間相同的次數

B 表示 X 軸上預報誤差(km)

C 表示 Y 軸上預報誤差(km)

D 表示 Y 軸預報方法比 X 軸預報方法好的程度

六、鳳凰颱風災情報告

鳳凰颱風在台灣造成許多災情。依據中央災害應變中心統計，鳳凰颱風造成 2 人死亡 (台東縣卑南鄉 1 人及臺南縣下營鄉 1 人)，全台總計受傷 6 人。屏東縣林邊鄉鎮安村路面淹水，約 150 公尺長，80 公分深；澎湖縣白沙鄉員貝度假村積水面積約長 200 公尺、寬 100 公尺、水深 1 公尺。河堤受損共 5 處；農林漁牧業產物及設施毀損金額達新台幣 6 億 5,731 萬元，花蓮縣與嘉義縣為主要農業受災縣市。

表 8　第 8 號鳳凰颱風各預報機構(CWB 為本局)之 48 小時預報位置誤差比較

Table 8　The comparison of 48-h forecast position errors(km) for Typhoon Fung-wong.

	CWB		PGTW		RJTD		BABJ		JUNE		NFS	
	9	115										
CWB	115	0										
	9	115	10	115								
PGTW	124	9	115	0								
	9	115	9	124	9	74						
RJTD	74	-41	74	-50	74	0						
	9	115	9	124	9	74	9	84				
BABJ	84	-31	84	-40	84	10	84	0				
	9	115	9	124	9	74	9	84	9	117		
JUNE	117	2	117	-7	117	43	117	33	117	0		
	9	115	9	124	9	74	9	84	9	117	9	105
NFS	105	-10	105	-19	105	31	105	21	105	-12	105	0

表 9　第 8 號鳳凰颱風各預報機構(CWB 為本局)之 72 小時預報位置誤差比較

Table 9　The comparison of 72-h forecast position errors(km) for Typhoon Fung-wong.

	CWB		PGTW		RJTD		BABJ		JUNE		NFS	
	5	176										
CWB	176	0										
	5	176	6	188								
PGTW	193	17	188	0								
	5	176	5	193	5	225						
RJTD	225	49	225	32	225	0						
	5	176	5	193	5	225	5	93				
BABJ	93	-83	93	-100	93	-132	93	0				
	5	176	5	193	5	225	5	93	5	195		
JUNE	195	19	195	2	195	-30	195	102	195	0		
	5	176	5	193	5	225	5	93	5	195	5	161
NFS	161	-15	161	-32	161	-64	161	68	161	-34	161	0

七、結　論

綜合上述對鳳凰颱風之分析探討，可歸納下列數點結論：

㈠ 鳳凰颱風在為期 4 天 6 小時的生命期間，最大強度發展至中度颱風，近中心持續風速最強時為 43 m/s，最大陣風為 53 m/s，七級風暴風半徑最大時為 220 公里。鳳凰颱風形成後，運動路徑朝西南西轉西再轉西北，直撲台灣而來，颱風中心於 28 日清晨在靜浦與長濱之間登陸 (27 日 2250 UTC；即 28 日 0650 TST)，28 日下午由彰化縣出海 (28 日 0630 UTC；即 28 日 1430 TST)，進入台灣海峽北部，颱風中心行經澎湖北方海面後，於 28 日 1510 UTC (28 日 2310 TST) 左右由馬祖南南西方進入大陸福建，強度迅速減弱，最後在 29 日 1200 UTC (2000 TST) 減弱、消散為熱帶性低氣壓。

㈡ 鳳凰颱風為 2008 年西北太平洋地區第 8 號颱風，也是當年中央氣象局第 2 個發布颱風警報的颱風；其中第 1 次海上颱風警報於 7 月 26 日 0330 UTC (1130 TST) 發布，第 1 次海上陸上颱風警報於 7 月 26 日 1830 UTC (27 日 0230 TST) 發布，7 月 29 日 0330 UTC (1130 TST) 解除海上陸上颱風警報，統計中央氣象局針對鳳凰颱風發布警報期間共歷時 72 小時。

㈢ 鳳凰颱風侵襲台灣期間，蘭嶼氣象站曾出現 12 級 (32.7 m/s) 平均風與 15 級 (46.5 m/s) 強陣風，彭佳嶼氣象站則曾出現 13 級 (38.1 m/s) 的平均風與 16 級 (54.7 m/s) 強陣風。降雨方面，劇烈降雨出現在台灣東北部、東部的迎風面山區及南部山區，颱風侵襲台灣期間的累積降雨量以宜蘭縣太平山自動雨量站之 830.0 毫米最多，花蓮縣布洛灣 820.0 毫米及屏東縣瑪家 771.0 毫米次之。

㈣ 鳳凰颱風路徑預報誤差方面，CWB (中央氣象局官方) 表現極佳，24 小時、48 小時、72 小時的路徑預報誤差分別只有 66 公里 (13 次預報)、115 公里 (9 次預報)、176 公里 (5 次預報)；其他預報機構 [PGTW (美軍)、BABJ (北京)、RJTD (日本)] 此次颱風的預報成效亦相當優異。

㈤ 鳳凰颱風在台灣造成許多災情，共造成 2 人死亡，全台總計受傷 6 人；農林漁牧業產物及設施毀損金額達新台幣 6 億 5,731 萬元，花蓮縣與嘉義縣為主要農業受災縣市。

網站參考資訊

1. http://typhoon.as.ntu.edu.tw/DOTSTAR/tw/flight.php?id=31

Report on Typhoon 0808 (Fung-wong) of 2008

Guo-Ji Jian

Weather Forecast Center, Central Weather Bureau, R.O.C.

ABSTRACT

Typhoon Fung-wong was the eighth tropical cyclone in 2008 to form over the western North Pacific Ocean. It was the second one that the Central Weather Bureau (CWB) issued tropical storm/typhoon warnings of the year. Fung-wong organized into a tropical storm at 0600 UTC July 25 when it was located about 1,040 km east of Eluanbi (the southernmost tip of Taiwan). The storm moved toward the west-southwest and intensified. Fung-wong reached its maximum intensity at 1200 UTC July 27 with an estimated maximum sustained wind of 43 m/s near its center and a central sea level pressure of 948 hPa. After 0000 UTC 27, the moving direction changed to the northwest as Fung-wong approached the sea southeast of Taiwan. The storm made landfall on the shoreline between the Hualien and Taitung counties at around 2250 UTC July 27. After passing through the Taiwan Strait, it finally made a second landfall over the Fujian province of China and then became a tropical depression at 1200 UTC July 29.

Fung-wong brought strong winds and extremely torrential rain to Taiwan, especially in the mountainous areas of the eastern and southern Taiwan. The maximum accumulated rainfall of 830.0 mm was observed at the Taipingshan station in the Yilan county during its passage over Taiwan. Furthermore, a peak gust of 46.5 m/s was recorded at the Lanyu station. Verification results of storm track showed that the 24 hr, 48 hr, and 72 hr official errors of CWB forecast were 66 km, 115 km, and 176 km, respectively. The values are much less than the seasonal averages.

Key wrods: Typhoon Fung-wong, landfalling typhoon

氣象學報季刊
第四十七卷第四期
出版機關：交通部中央氣象局
地　　址：10048 台北市中正區公園路 64 號
聯絡電話：(02)2349-1091
網　　址：http://photino.cwb.gov.tw/rdcweb/lib/cd/cd07mb/index.htm
發 行 人：辛江霖
出版年月：中華民國 98 年 3 月
創刊年月：中華民國 44 年 3 月
刊期頻率：季刊
版次冊數：初版 400 冊
定　　價：新台幣 200 元
印 刷 者：台北市身障者關懷協會
電　　話：(02)2363-2404
展售地點：五南文化廣場(發行中心)，台中市綠川東街 32 號 3 樓
電話：(04)2221-0237
國家書店松江門市，10485 台北市中山區松江路 209 號 1 樓
電話：(02)2518-0207（代表號）
國家網路書店：http://www.govbook.com.tw

GPN：2004400001
ISSN：0255-5778

著作財產權屬交通部中央氣象局，著作人格權屬著作人。
本書保留所有權利。
欲利用本書全部或部分內容者，須徵求著作財產權人交通部中央氣象局同意或書面授權。
◎All rights reserved. Any forms of using or quotation, part or all should be authorized by copyright holder Central Weather Bureau. Please contact with Central Weather Bureau.[Tel:(02)2349-1091]

Volume 47 Number 4 **March 2009**

Meteorological Bulletin

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

Study of the Groundwater Tide as Related to the Solid Earth and Marine Tides	Guey-Kuen Yu Hsien-Kuang Chien Yuan-Bin Chen Shiao-Lin Chao Pei-Lin Lu	(1)
An Analysis of Agro-meteorological Disasters in Taiwan.....	Yu-Fung Chang Jang-Yu Liang Hui-Yu Yang	(15)
The Typhoon Numbers Forecast and Verification over the Western North Pacific....	Ching-Teng Lee	(25)
Report on Typhoon 0807 (Kalmaegi) of 2008	Hsin-Chin Hsu	(39)
Report on Typhoon 0808 (Fung-wong) of 2008	Guo-Ji Jian	(61)

CENTRAL WEATHER BUREAU
64 Gongyuan Road, Taipei 10048
Taiwan, ROC

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字 第〇九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類 統一編號 二〇〇四四〇〇〇一
ISSN 0255-5778

Volume 47 Number 4 March 2009

Meteorological Bulletin

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

Study of the Groundwater Tide as Related to the Solid Earth and Marine Tides	Guey-Kuen Yu Hsien-Kuang Chien Yuan-Bin Chen Shiao-Lin Chao Pei-Lin Lu	(1)
An Analysis of Agro-meteorological Disasters in Taiwan.....	Yu-Fung Chang Jang-Yu Liang Hui-Yu Yang	(15)
The Typhoon Numbers Forecast and Verification over the Western North Pacific....	Ching-Teng Lee	(25)
Report on Typhoon 0807 (Kalmaegi) of 2008	Hsin-Chin Hsu	(39)
Report on Typhoon 0808 (Fung-wong) of 2008	Guo-Ji Jian	(61)

CENTRAL WEATHER BUREAU
64 Gongyuan Road, Taipei 10048
Taiwan, ROC

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字 第〇九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類
二〇〇四四〇〇〇〇一
統一編號
ISSN 0255-5778