



李刊 第48卷第3期 民國100年9月 Vol. 48 NO. 3 September 2011

CENTRAL WEATHER BUREAU

氟家學報

季 刊 第48卷 第3期

目 次

研究論文

| 臺灣地區颱風極端時降雨之特徵分析 | 王惠民 | 葉天降 | (1) |
|-----------------------------------|-------------------|-------------------|------|
| 以有限維度震源法決定地震破裂面: | 陳榮裕 張建興 | 高宏 | (15) |
| 颱風路徑與侵臺颱風伴隨風雨 預報技術之發展研究2009年成果 | 葉天降 楊明仁 張保亮 | 李清勝 馮欽賜 何台華 | (43) |
| 適用於推估臺灣日均溫度之統計降尺度方法 | 李柏宏 | (| (59) |
| 鳳梨日燒與寒害發生機制及防護措施之初探 | 李炳和 唐佳惠 申雍 | 官青杉 蔡惠文 | (73) |

| 出版機關:交通部中央氣象局 | | | | | 10048臺北市中正區公園路64號 | | | |
|---------------|----|---|---|---|-------------------|---|-----|------------------------|
| 發行 | 人: | 辛 | 在 | 勤 | | | 聯絡電 | 電話:(02)2349-1091 |
| 编審小 | 組: | | | | | | | |
| 主 | 編 | 程 | 家 | 平 | | | | |
| 委 | 員 | 呂 | 國 | 臣 | 李 | 育 | 棋 | |
| | | 林 | 雨 | 我 | 林 | 熺 | 閔 | 姓 |
| | | 洪 | 景 | 山 | 郭 | 鎧 | 紋 | 筆 |
| | | 陳 | 嘉 | 榮 | 馮 | 欽 | 賜 | 副排 |
| | | 黄 | 維 | 智 | 滕 | 春 | 慈 | <u>タ</u> リ <u> </u> |
| | | 鄭 | 明 | 典 | 盧 | 孟 | 明 | |
| 幹 | 事 | 黄 | 玉 | 絲 | 韓 | 素 | 蘭 | |

臺灣地區颱風極端時降雨之特徵分析

王惠民¹ 葉天降²

中央氣象局

摘 要

本文使用19982008年間,中央氣象局265個雨量自動觀測站和25個地 面觀測站之時雨量資料及美軍聯合颱風警報中心(Joint Typhoon Warning Center)6小時1次之颱風最佳路徑(best track)為分析資料。選取當颱風地面中 心在東經118-126度、北緯19-28度範圍內,中央氣象局290個雨量觀測站之 任一測站時雨量大於(含)15毫米時,同一時間所有測站之時雨量個案,利用 百分排序法,取各測站百分排序前百分之一的最小時雨量值,作為各地颱風 極端時降雨之門檻值。分析颱風極端時雨量發生地和颱風地面中心之相對位 置與及其頻率在不同時期於臺灣地區分布之特徵。

滿足前述時間與颱風所在位置條件之個案有1996筆,依前述極端時降 雨門檻值之定義,即為1996筆時雨量由大而小排序後之最前面第20個個案 之時雨量值。分析結果顯示,颱風極端時降雨約90%是發生在距颱風地面 中心2.5經緯度半徑內,其中5-6月極端時降雨發生的頻率遠低於7-10月。 7-8月期間極端時降雨發生頻率較高的地區從中部日月潭山區向南延伸至高 屏山區並包括嘉義、高雄及屏東地區,這種分布特徵可能與夏季西南季風 有關。9-10月期間極端時降雨發生頻率較高的地區大都分布於新竹、花蓮以 北,這種分布特徵可能與冬季東北季風有關。另外,7-10月各地發生極端時 降雨後持續於未來1小時發生極端時降雨的機會偏高,但隨著時間增加,發 生極端時降雨的機會明顯減低。

-1-

關鍵詞:颱風、門檻值、極端時降雨。

一、前言

臺灣位於環太平洋沿海,原本就容易 受颱風侵襲,近年來如納莉、潭美、桃 芝、敏督利、辛樂克、卡玫基、莫拉克等 不同性質颱風都在各地形成罕見的災難性 降雨。因此,「極端氣候」、「極端天 氣」、「極端降水」(盧等,2007)、(陳與 盧,2007)等便成為近年研究分析最感興 趣的議題。

關於極端事件的定義與研究, Manton et al.(2001)分析1961-1998年間東南亞及

南太平洋之極端日雨量及溫度時,曾用資 料百分排序前百分之一的第1個百分位值 作為極端雨量分級的門檻(閥)值,而Zhai et al. (2005)則曾用前百分之五的第1個百 分位值作為極端日降雨量分級的門檻值, 分析中國1951-2000年間極端日降雨量及 其頻率。陳等(2007)認為此法優點為簡單 易懂,但不適用於作業性的氣候監測,因 門檻值需逐年更新且數值對於資料長度相 當敏感。

若純以資料之統計分析上之應用而不 涉及極端事件重現周期(recurrence period) 之機率問題或是氣候監測作業,百分排序 法在對極端事件的定義上確實是簡單又容 易理解。由於,百分排序法在資料統計分 析上之應用不受資料長度的限制且已被 廣泛的用於極端氣候事件之分辨(陳等, 2007)。因此,本文遂用此法定義颱風極 端時雨量並陸續針對其強度與發生地和颱 風地面中心之相對位置與日夜頻率之差異 及其頻率在不同時期於臺灣地區分布之特 徵等做分析,以提供颱風防災作業觀念模 式之參考。

二、資料及分析方法

本文使用19982008年間,中央氣象 局265個雨量自動觀測站和25個地面觀測 站(圖1)合計290處之時雨量資料,颱風個 案之選取則為當颱風地面中心在東經118-126度、北緯19-28度範圍內。其中颱風 地面中心係採用美軍聯合颱風警報中心 (Joint Typhoon Warning Center)6小時1次 之颱風最佳路徑(best track)資料,並經簡 單之線性內插至每小時之颱風中心位置。 圖2為依颱風地面中心第1次進入上述分析 範圍的時間,分5-6月、7-8月及9-10月三 個期間,所得颱風路徑圖,其中5-6月、 7-8月及9-10月分別有7、27及21個颱風。



- 圖1. 中央氣象局25個地面觀測站(紅色點)與 265個自動雨量觀測站(黑色點)位置分 布圖。
- Fig. 1. The distribution of the locations of 25 surface stations and 265 rain gauge stations of Central Weather Bureau.

對颱風極端時降雨門檻值之選取,係 先將每一時間個案中,全部測站均為大雨 以下的個案濾除。其作法為對某一時間

-2-



圖2.1998-2008年間(a)5-6月、(b)7-8月及(c)9-10月,颱風地面中心在東經118-126度、北緯 19-28度範圍內之最佳路徑圖。

Fig. 2. The best tracks when the surface centers of typhoons in the domain of 118-126 degrees of longitude and 19-28 degrees of latitude during the period of (a) May and Jun.,(b) Jul. and Aug.,(c) Sep. and Oct. during the period of 1998 through 2008.

-3-

290處之時雨量需至少有一處之時雨量大 於(含)15毫米時,該個案才被選取。經由 此篩檢之時雨量個案,總計有1996筆,含 55個颱風。

依Manton et al.(2001)分析極端事件 時,以百分排序選取之作法,分別分析各 測站颱風時雨量百分排序後之前百分之 一、五、十之最小時雨量值,最後取各測 站百分排序前百分之一的最小時雨量值, 作為本文颱風極端時雨量之門檻值。

而該站所有大於或等於此時雨量門檻 值之個案都稱之為是該站之颱風極端時降 雨個案。經此處理之後再對臺灣各地颱風 極端時雨量門檻值之大小,其與地形之關 係,及5-6月、7-8月及9-10月3個期間,臺 灣本島各地颱風極端時降雨發生頻率之分 布等特徵作分析。從各處1996個個案中, 依由大而小排序後,第20個最大時雨量個 案,即為各處極端時雨量門檻值個案。

三、結果分析

經由前述之處理,颱風極端時雨量門 檻值分布如圖3。在進一步討論颱風極端 時雨量門檻值之前,值得對雨量觀測站之 分布先做說明,圖1可見臺灣雨量觀測站 之分布中,高山地區之雨量觀測站較少, 特別是雪山山脈、及北中與南段之中央山 脈,以及宜蘭與花蓮縣界及恆春半島(除 恆春外)雨量觀測站因設站較晚,因考慮 資料年限之一致性而未採用,因此圖3中 有部分灰色區域係表示缺雨量觀測之區 域,另雪山、大雪山山區及臺東成功和附 近山區,雨量觀測站稀少,分析結果可能 較不具代表性。

圖3顯示,時雨量值較高(40-60毫米 /小時)的地區分布在北部的鞍部、竹子湖 一帶山區,西北部桃園、新竹、苗栗至臺 中一帶山區、南部嘉南及高屏一帶山區及 東部宜蘭、蘇澳和花蓮山區。颱風極端時 雨量門檻值較小(20-30毫米/小時)的地區 分布在桃園至新竹沿海地區、雲林至臺南 沿海地區。雪山、大雪山山區及臺東、成 功和附近山區也較小,不過就如前述,這 些地區可能由於雨量觀測站較稀少,結果 較不具代表性。



- 圖3.290個觀測站颱風極端時雨量門檻值分 布圖,單位(毫米/小時)。
- Fig. 3. The distribution of threshold values of extreme hourly rainfall of typhoons of 290 observation stations. (unit: mm/hr).

圖4是290個觀測站之測站高度與颱 風極端時雨量門檻值分布圖(地形高度, 以每500公尺為間隔)分析發現,颱風極端 時雨量門檻值多分布在20-60毫米/小時, 而地形高度在2,500-3,000 公尺間時,颱 風極端時雨量門檻值多分布在35-45毫米 /小時間,地形高度在3,000-4,000 公尺 間時,颱風極端時雨量門檻值多分布在

-4-

20-35毫米/小時間,門檻值雨量強度似並 無隨地形高度增加而增強的現象。

圖5(a)至(c)分別為5-6月、7-8月及 9-10月,極端時降雨發生的地點與颱風地 面中心相對位置圖。由圖顯示,極端時降 雨發生的地點約90%左右是在距颱風地面 中心2.5經緯度半徑內(表1)。因絕大部分 颱風7級暴風半徑是在100-300公里左右, 這表示極端時降雨絕大部分係在颱風7級 暴風半徑內發生。表1也顯示,颱風極端 時降雨發生在距颱風地面中心2.5經緯度 半徑內且發生於地形大於(含)200公尺頻 率之百分比,除了7-8月略高於50%外, 其他兩個期間均低於50%。颱風極端時雨 量發生在距颱風地面中心2.5經緯度半徑 外且發生於地形大於(含)200公尺頻率之百 分比,除了9-10月(頻率百分比僅5.4%)在 64.1%外,其他兩個期間均低於50%。這 表示全臺颱風極端時雨量的發生並未明顯 的偏向於山區,地形的舉升作用與颱風極 端時雨量的發生可能較無明顯而直接的關 飈。

颱風極端時降雨發生在距颱風地 面中心2.5經緯度半徑內且發生於日間 (8-20LST)頻率之百分比,除了5-6月為 64.0%外,其他兩個期間均低於50%。 颱風極端時降雨發生在距颱風地面中心 2.5經緯度半徑外且發生於日間頻率之百 分比三個期間均高於50%,其中5-6月達 66.7%。由此發現5-6月颱風極端時雨量 發生在日間較高,但其他2個期間由於發 生時間在日間頻率之百分比在40-60間, 並未明顯偏高,而且7-8月與9-10月颱風 極端時雨量約90%發生在距颱風地面中心 2.5經緯度半徑內,但發生於日間頻率之 百分比均低於50%。 圖6(a)至(c)分別為5-6月、7-8月及 9-10月,各地極端時降雨的發生的次數分 布圖。5-10月各地極端時降雨次數總和大



- 圖4. 中央氣象局290個雨量觀測站之測站高度與颱風極端時雨量之門檻值分布圖。
- Fig. 4. The distribution of the heights and threshold values of extreme hourly rainfall of typhoons of 290 rain gauge stations of Central Weather Bureau.



- 圖5. (a)5-6月(b)7-8月(c)9-10月極端時降雨發生的地點與颱風地面中心相對位置圖,圓形為距 颱風地面中心2.5經緯度半徑之區域。
- Fig. 5. The locations opposite to the surface centers of typhoons when the extreme hourly rainfall occurred in (a) May and Jun. (b) Jul. and Aug. (c) Sep. and Oct. The circles with 2.5 degrees of longitudes and latitude stand for the distance between the surface center of typhoon and the locations where extreme hourly rainfall occurred.

表1、颱風極端時降雨統計分析表。

| 颱風極端時雨量發生在距颱風地面中心2.5經緯度半徑內 | | | | | | | | |
|----------------------------|-------------|-------|-------|--|--|--|--|--|
| | 5-6月 | 7-8月 | 9-10月 | | | | | |
| 頻率百分比 | 89.3% | 89.7% | 94.6% | | | | | |
| 發生於地形大於(含)200公尺頻率之百分比 | 28.0% | 50.2% | 46.7% | | | | | |
| 發生於日間(8-20LST)頻率之百分比 | 64.0% 41.5% | | 47.6% | | | | | |
| 颱風極端時雨量發生在距颱風地面中2.5經緯度半徑外 | | | | | | | | |
| | 5-6月 | 7-8月 | 9-10月 | | | | | |
| 頻率百分比 | 10.7.% | 10.3% | 5.4% | | | | | |
| 發生於地形大於(含)200公尺頻率之百分比 | 33.3% | 18.8% | 64.1% | | | | | |

Table 1. The statistical analysis table of extreme hourly rainfall of typhoons.

多為20。圖6(a)顯示,5-6月期間各地極 端時降雨發生個案少,僅在宜蘭、蘇澳地 區,次數為1-2次。圖6(b)顯示,7-8月期 間極端時降雨發生較明顯的地區從中部日 月潭山區向南延伸至高屏山區並包括嘉 義、高雄及屏東地區,發生次數在15次以 上,屏東及部分高雄山區更達20次。圖 6(c)顯示,9-10月期間極端時降雨發生較 明顯的地區大都分布在新竹、花蓮以北, 其中臺北、基隆、宜蘭及蘇澳山區更達15 次以上。由於7-8月在氣候上盛行西南季 風而9-10月則是東北季風開始的時間,從 7-8月及9-10月極端時降雨發生次數分布 的區域特徵顯示,7-8月極端時降雨的發 生與颱風環流和西南季風共伴或交互作用 可能有關聯,而9-10月極端時降雨的發生 與颱風環流和東北季風共伴或交互作用可 能有相關。

圖7(a)至(c)分別為5-6月、7-8月及 9-10月,極端時降雨發生地在颱風地面 中心2.5經緯度半徑之外時,與颱風地 面中心之位置圖。從圖中分析發現,在 5-6月、7-8月及9-10月3個期間於颱風地 面中心2.5經緯度外(或稱外圍)發生極端 時降雨時,颱風地面中心主要位於東經 121.0-122.0度與北緯26.0-27.0度間、東經 120.5-121.5度與北緯21.0-22.5度及東經 119.0-121.0度與北緯24.5-27.0度3個不同 區域。圖8(a)至(d)分別為當颱風中心在上 述3個不同區域細分為東經121.0-122.0度 與北緯26.0-27.0度、東經120.5-121.5度 與北緯21.0-22.5度、東經119.0-121.0度與 北緯24.5-26.0度及在東經119.0-121.0度與 北緯26.0-27.0度等4個區域內時,臺灣各 地於颱風外圍發生極端時降雨的發生次數 分布圖。從圖8(a)可見當颱風中心在東經



圖6. (a) 5-6月(b) 7-8月(c) 9-10月,各地發生極端時降雨之次數分布圖。

Fig. 6. The distribution of occurrence frequency of extreme hourly rainfall over Taiwan in(a) May and Jun. (b) Jul. and Aug. (c) Sep. and Oct.



- 圖7. (a) 5-6月(b) 7-8月(c) 9-10月極端時降雨發生地在颱風地面中心2.5經緯度半徑外時,颱風 地面中心位置圖。
- Fig. 7. The locations of surface centers of typhoons when the occurrence locations of extreme hourly rainfall were out of the region with 2.5 degrees of radius of longitude and latitude opposite to the surface centers of typhoons in (a) May and Jun. (b) Jul. and Aug. (c) Sep. and Oct.

-7-

121.0-122.0度與北緯26.0-27.0度時也曾在 距颱風中心2.5度外之南投一帶山區發生 極端時降雨。圖8(b)顯示,當颱風中心在 東經120.5-121.5度與北緯21.0-22.5度時, 外圍發生極端時降雨的地區分布在北部、 東北部及東部山區,其中以基隆沿海一帶 和花蓮山區頻率較高。從圖8(c)可看出, 當颱風中心在東經119.0-121.0度與北緯



- 圖8. 極端時降雨發生地在颱風地面中心2.5度經緯外,且颱風地面中心位於(a)121.0-122.0E,26.0-27.0N、(b)120.5-121.5E,21.0-22.5N、(c)119.0-121.0E,24.5-26.0N與(d) 119.0-121.0E,26.0-27.0N之發生個案數。
- Fig. 8. The cases of extreme hourly rainfall occurred out of the region with 2.5 degrees o f radius of longitude and latitude and the surface centers of typhoons were in (a)121.0-122.0E , 26.0-27.0N(b)120.5-121.5E , 21.0-22.5N(c) 119.0-121.0E , 24.5-26.0N and (d) 119.0-121.0E , 26.0.-27.0N.

24.5-26.0度時,外圍發生極端時降雨的地 區分布在高雄、屏東、恆春、大武及臺東 一帶,其中以恆春、大武一帶頻率較高。 而圖8(d)當颱風中心在東經119.0-121.0度 與北緯26.0-27.0度時,外圍發生極端時降 雨的地區分布在雲林以南至高雄一帶,其 中以臺南附近頻率較高。 圖9(a)至(c)分別為7-8月各地發生極 端時降雨後,未來第一、二及三小時發生 極端時降雨之機率分布圖。機率計算方 法是分別將各測站發生極端時降雨後, 未來第一、二及三小時,發生極端時降雨 個案總數除以觀測個案總數後乘以100。 圖9(a)示,各地發生極端時降雨後未來第 1小時持續發生極端時降機率較高的地區 (機率大於40%)分布於西部苗栗山區以南 至嘉南山區,苗栗平地至雲林平地及高雄 平地;東部蘇澳山區以南臺東山區,花蓮 平地、花蓮至成功間平地,臺東及大武平 地。圖9(b)顯示,各地發生極端時降雨後 未來第二小時發生極端時降機率較高的地 區僅剩西部苗栗山區及臺中局部山區;東 部蘇澳局部山區及臺東部份山區。圖9(c) 顯示,各地發生極端時降雨後未來第三小



圖9.7-8月各地發生極端時降水後未來第(a)1小時(b)2小時(c)3小時發生極端時降水之機率分布 圖。(單位:百分比)

Fig. 9. The occurrence probability of extreme hourly rainfall in the next (a)1-hr(b)2-hr(c)3-hr after extreme hourly rainfall occurred in Jul. and Aug. (unit: percentage).



圖10. 同圖9,但為9-10月。

Fig. 10. Same as Fig. 9., but in Sep. and. Oct.

時發生極端時降機率較高的地區僅剩西部 苗栗山區。圖10(a)至(c)分別為9-10月各 地發生極端時降雨後,未來第一、二及三 小時發生極端時降雨之機率分布圖。圖 10(a)顯示,各地發生極端時降雨後未來第 一小時持續發生極端時降機率較高的地區 分布於西部新竹、日月潭及嘉南山區,新 竹平地以南至臺中、梧棲一帶,臺南平地 至高雄平地;東部蘇澳至花蓮山區,成功 局部山區及臺東地區。圖10(b)顯示,各地 發生極端時降雨後未來第二小時發生極端 時降機率較高的地區僅剩西部日月潭局部 山區及東部蘇澳局部山區。圖10(c)顯示, 各地發生極端時降雨後未來第三小時發生 極端時降機率較高的地區僅剩日月潭局部 山區。綜合以上分析發現,7-10月各地發 生極端時降雨後持續於未來第一小時發生 極端時降雨的機會偏高,但隨著時間增加 發生極端時降雨的機會明顯減低。由於, 5-6月極端時降雨的頻率遠低於7-10月, 本文未作發生極端時降雨後未來持續發生 極端時隆的機率分布分析。

四、討論及結論

從圖5(a)至(c)、表1及圖6(a)至(c)綜 合分析顯示,極端時降雨約90%左右發 生在距颱風地面中心2.5經緯度半徑內, 而2.5經緯度半徑的範圍又與一般颱風7 級暴風半徑在100-300公里左右相當。在 颱風極端時降雨與日夜之關係上從表1分 析顯示,上述極端時降雨僅5-6月發生於 日間頻率之百分比高於50,其他7-8月與 9-10月2個期間發生於日間之機會均低於 50% °

由第2類條件不穩定(Conditional Instability of the Second Kind; 簡稱 CISK)理論可知,近地面處由於摩擦作用 的影響,產生輻合作用,導致水汽輻合, 於上升運動中心附近產生潛熱釋放,使中 心附近中高層溫度升高,導致中心氣壓下 降,使向內氣壓梯度增大而增強低層氣旋 式環流,進而增強低層水汽輻合,再次加 強上升運動,如此循環使颱風中心氣壓不 斷降低,使颱風增強。所以,颱風發展的 能量來源是由於水氣凝結時所釋放的潛 熱。日間陽光照射在海洋上,海面溫度升 高時,海水蒸發旺盛,大量蒸發的水汽進 入空中,透過第2類條件不穩定使颱風增 強。由於,極端時降雨約90%左右發生在 距颱風地面中心2.5經緯度半徑內,相當 於7級強風半徑內。由第2類條件不穩定及 極端時降雨發生地與颱風地面中心的相對 位置推論,水氣與低層氣旋式的強風可能 是導致極端時降雨的重要因素。

7-8月間強烈的太陽加熱在海面上, 產生充足的水氣進入空中,再加上旺盛的 西南季風從低緯度帶來暖濕的水氣,水氣 條件相當充足。這些水氣藉由颱風7級暴 風半徑內強勁的氣旋式輻合,帶往颱風地 面中心產生劇烈的對流,造成短時間內之 劇烈降水。9-10月間,因東北季風已逐漸 建立,東北季風從臺灣北部海面帶下來的 涼濕水氣,與颱風氣旋式環流,從南邊帶 上來的暖濕水氣,容易在臺灣北部、東北 部相遇,而產生劇烈的對流,造成短時 間內之劇烈降水。圖6中,在7-8月颱風極 端時降雨發生頻率較高的地區從中部日月 潭山區向南延伸至高屏山區並包括嘉義、 高雄及屏東地區,西南部占大部分;9-10 月期間颱風極端時降雨發生頻率較高的地 區大都分布在新竹、花蓮以北,北部及 **東北部佔大部分。由於,這種分布特徵** 和夏季的西南季風與冬季之東北季風所 造成降水頻率的分布類似(王1970; Lin et al. 2001)。因此,造成颱風極端時降雨的 因素,除了颱風環流外,季風環流可能也 是重要因素之一。在7-8月間西南季風的 作用下,水氣條件足夠,而9-10月間東北 季風與颱風環流交互作用情況下,產生對 流的條件良好。所以,日間太陽加熱洋面 與否便不是水氣來源的唯一因素。另外, 由於海水比熱大,所以吸熱與散熱慢。在 7-10月間海溫的日夜變化應較不明顯,故 水氣條件的日夜差異應不大。因此,7-10 月間颱風極端時降雨並未明顯的發生在日 間。但是,在5-6月間,由於西南季風剛 開始,較7-8月間弱,由西南季風從低緯 度帶來暖濕的水氣應相對弱於7-8月間。 因此,5-6月間,日間太陽加熱在海面 上,可提供更充沛的水氣。這可能是5-6 月颱風極端時降雨發生於日間頻率之百分 比高於50的原因。

再則,5-6月梅雨期間,大氣環境仍 處於斜壓狀況,梅雨鋒面後之冷乾空氣, 對水氣提供而言是一項不利的因素,這可 能導致颱風個案相對少於7-10月;再加上 水氣充沛的條件(7-8月間西南季風的作用 下)和水氣配置(9-10月間東北季風與颱風 環流交互作用情況)不如7-10月,這些因 素,造成極端時降雨發生的頻率遠低於 7-10月。

另外,7-10月間發生於日間及地形高 於(含)200公尺以上的頻率未明顯偏高。 圖4分析亦顯示,臺灣各地颱風極端時降 雨的門檻值雨量強度似並無明顯隨地形高 度增加而增強的現象。因此,全臺整體而 言,地形舉升可能非導致颱風極端時降雨 的主要原因。

由以上分析可知,充足的水氣條件、 颱風內部強烈的氣旋式環流和季風環流與 颱風環流間的交互作用等因素,可能是導 致短時間內極端降水的重要原因。

綜結而言,本文分析19982008年間, 颱風地面中心在東經118-126度、北緯19-28度範圍內,臺灣本島各地於颱風影響下 產生颱風極端時降雨之特徵發現:

- (一)颱風極端時降雨發生的地點約90% 是在距颱風地面中心2.5經緯度半徑 內,其中5-6月可能因海面上的水氣 充沛的條件和配置,及大氣環境仍處 於斜壓狀況等因素,導致颱風個案相 對少於7-10月等因素,造成極端時降 雨發生的頻率遠低於7-10月。
- (二)7-8月期間颱風極端時降雨發生頻率 較高的地區從臺中日月潭山區向南延 伸至高屏山區並包括嘉義、高雄及屏 東地區。這種分布特徵可能與夏季西 南季風有關。
- (三)9-10月期間颱風極端時降雨發生頻率 較高的地區大都分布在新竹、花蓮以 北,北部及東北部占大部分。這種分 布特徵可能與冬季東北季風有關。

- (四)部分颱風極端時降雨發生的主要原因可能是季節性熱力條件和季風加強了大氣環境的不穩定度,透過颱風近中心強烈氣旋式輻合的動力驅動,產生強大的水氣輻合所造成。
- (五)7-10月各地發生極端時降雨後持續於 未來1小時發生極端時降雨的機會偏 高,但隨著時間增加,發生極端時降 雨的機會明顯減低。

五、致謝

本文是在國科會補助專題研究計畫 NSC 98-2625-M-052-008 資助與中央氣象 局支持下完成。

六、參考文獻

- 王時鼎,1970:臺灣區域冬半年連續三 至六天惡劣天氣型研究。氣象學報, 16,18-31。
- 陳佳正、與盧孟明,2007:臺灣極端降雨 氣候事件判定方法,大氣科學,35, 105-118。
- 葉天降,2008:侵臺颱風伴隨風雨預 報技術之發展-子計畫:建置WRF 模式於颱風預報作業應用之研究 (I)。行政院國家科學委員會專 題研究計畫成果報告。NSC96-2625-Z-052-003。
- 盧孟明,陳佳正,林昀靜,2007:
 1951-2005 年臺灣極端降雨事件發
 生頻率之變化,大氣科學,35, 87-104。
- Lin, Y.-L., S. Chiao, T.-N. Wang, M.-L.,

Kaplan, R. P. Weglarz, 2001: Somecommon ingredients for heavy orographicrainfall. *Weather and Forecasting*, **16**, 633-660.

- Manton, M.J., P.M. Della-Marta, M.R. Haylock, K.J. Hennessy, N. Nicholls, L.E. Chambers, D.A. Collins, G. Daw, A. Finet, D. Gunawan, KInape, H. Isobe, T.S. Kestin, P. Lefale, C.H. Leyu, T. Lwin, L. Maitrepierre, N. Ouprasitwong, C.M. Page, J. Pahalad, N. Plummer, M.J. Salinger, R. Suppiah, V.L. Tran, B. Trewin, I. Tibig, and D. Yee, 2001: Trends in extreme daily rainfall and temperature in southeast Asia and the south Pacific: 1961-1998. *Int.J.Climatol.* 21, 269-284.
- Zhai, P., X. Zhang, H. Wan, and X. Pan, 2005: Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China. J. Climate, 18, 1096-1108.

An Analysis on the Characteristics of Extreme Hourly Rainfall of Typhoon over Taiwan

Huei-Min Wang and Tien-Chiang Yeh Central Weather Bureau, Taiwan, ROC

ABSTRACT

In this paper, the data of hourly rainfall amount of 265 automatic raingauge stations and 25 surface weather stations of the Central Weather Bureau and the best tracks of typhoons in every 6 hours of Joint Typhoon Warning Center during the period of 1998 through 2008 were used as the analysis data. All the hourly rainfall data at all stations would be selected at the same time when the hourly rainfall value exceeded or equaled to 15 mm at one of the 290 observation stations of Central Weather Bureau, when the surface centers of typhoon were in the domain of 118-126 degrees of longitude and 19-28 degrees of latitude. After ranking all the selected cases and then taking the first value above 99th percentile of each station to be the threshold value of extreme hourly rainfall for every station, the occurrence locations of extreme hourly rainfall relative to surface centers of typhoons and the characteristics of its distribution of occurrence frequency over Taiwan can be analyzed.

There were 1996 cases satisfying the conditions of time and locations of typhoon centers mentioned above. According to the previous definition of threshold value of extreme hourly rainfall, it was the 20th highest value of hourly rainfall case after ranking the 1996 cases from high to low. The results revealed that 90% occurrence locations of extreme hourly rainfall were in the region with radius of 2.5 degrees from typhoon centers, and the occurrence frequency of extreme hourly rainfall in May and June was much lower than in July through October. In July and August, the regions with higher occurrence frequency of extreme hourly rainfall extended southward from the central mountain area around SunMoon lake to the mountain areas in Kaohsiung and Pingtung including Chiayi, Kaohsiung, and Pingtung. The characteristics of distribution might be associated with the summer southwesterly monsoon. In September and October, most of the regions with higher occurrence frequency of extreme hourly rainfall were in the northern regions in Hsinchu and Hualien. The characteristics of distribution might be associated with the occurrence frequency of extreme hourly rainfall were in the northern regions in Hsinchu and Hualien. The characteristics of distribution might be associated with the occurrence probability of extreme hourly rainfall in the next hour after extreme hourly rainfall occurred was high during the period of July through October. But it decreased obviously as time increased.

Key words: typhoon, threshold, extreme hourly rainfall

-14-

以有限維度震源法決定地震破裂面: 1998年嘉義瑞里地震序列為例

陳榮裕¹ 高弘² 張建興¹ ¹中央氣象局地震測報中心 ²加拿大地質調查局

摘 要

本文主旨在運用距離地震震央較近之近場(Near-field)強震地震波形, 取用已知雙力偶地震破裂參數之2組地震震源機制解,藉由地震破裂面與地 震測站間之空間幾何分布差異,以合成地震波形與觀測地震波形吻合度之比 較,判斷何者為地震斷層面。其中吻合度較佳者為地震斷層破裂面,而另1 組為地震斷層輔助(截)面。希望藉由本研究方法能夠精確了解地震斷層破裂 面之幾何位置,辨識發震構造特性,並藉此很清楚找出地震序列發震構造幾 何型態,以提供地震發震地區更詳盡之地震構造資訊。本研究以1998年7月 17日嘉義瑞里地震序列之主震為例,取用中央研究院地球科學研究所臺灣 地區寬頻地震觀測網(BATS),以波形反演之2組震源機制解(CMT),得到之 斷層破裂面參數為方位角(strike)340°,傾角(dip)32°,滑移角(slip)36°。結 果與餘震分布之走向及地質構造特性非常吻合,證明本研究方法之準確性, 並可以提供其他地震做為相關震源特性之研究。 關鍵詞:破裂面、震源機制解、中央地震矩張量

一、簡介

地震震源研究領域中,震源機制解代 表着地震斷層之破裂結果,所表現出來的 是地震大小(規模)、破裂位置(震央及 地震深度)及破裂方位(方位角、傾角、 滑移角),除了可以指出地震斷層破裂型 式,更可提供區域地體板塊構造研究相 關資訊。目前能自動化運作求取震源機 制解的方法中,不論是遠震(Teleseismic events)或是區域性地震(Local events), 可以由波形逆推求得震源機制解(e.g., Dziewonski et al., 1981; Sipkin, 1982; Kao and Chen, 1995);當然也有採用近站震 源紀錄藉以求得震源機制解(Kanamori, 1989; Ma & Kanamori, 1994; Ma & Chen, 1999)。而這些方法都採用點震源合成地 震波形(Point source synthetics)方法,對 於破裂面之決定均不足以提供佐證。然 而,不論是用P波初動解、體波位移波 形逆推法亦或是中央地震矩張量逆推法 (Centroid Moment Tensor, CMT)所求得 之地震點震源機制解都由雙力偶(Double couple)來代表,也就是由地震破裂面 (Rupture plane)及截面(Nodal plane)所表 示之2組解。而真正地震斷層面卻又無法 明確指出,以往只能借助野外測量地表斷 層破裂走向或是由餘震分布走向決定真正 地震破裂面。但是,絕大部分之地震是屬 於盲斷層,很少由地震造成之斷層直接破 裂至地表,加上如果餘震數量稀少及分布 走向不明顯,便不能有效及明確指出何 者為地震斷層破裂面。本研究目的即針 對以上議題,取已知之2組解,利用近場 有限維度震源法(Finite Dimension Source Method, FDSM),模擬近場地震斷層破裂 面之合成地震波形與沂場所觀測紀錄之波 形比對,藉此希望能分辨出地震破裂面及 截面。藉由本研究找出地震斷層破裂面, 並配合地質構造,希望能夠很清楚找出地 震序列發震構造幾何型態,並藉此了解地 震發震構造特性,提供地震發震地區更詳 盡之地震構造資訊。

二、研究方法

本研究運用Legrand & Delouis(1999) 所提出之有限維度震源法觀念,取用近場 強震地震波形,當震源到測站之距離與震 源破裂面範圍之尺度相當時,雙力偶之 地震震源破裂面上,將震源等格點震源化 後,2組子震源(sub-events)與測站間存在 震央距、深度及方位角等幾何位置之差異 性,藉由幾何位置差異性之合成地震波形 與實際觀測之地震資料比對,由波形吻合 度之高低決定破裂面或是截面。

步驟如下:

- (1)取近場強震波形資料,經過2次積 分並轉換為Z、R、T位移三分量, 並以適當頻段濾波作為波形比對之 觀測資料。
- (2)以發震規模計算破裂面積。
- (3)以地震震源為中心,依地震破裂面 積大小,將震源破裂面等量化成為 破裂幾何座標面上之子地震。
- (4)由已知2組震源機制解之破裂座 標做2次座標轉換,求取所有破 裂面上子地震與測站之震央距 (Epicentral distance)及方位角。
- (5)由子地震深度、震央距與已知 速度構造計算格林函數(Green function),求得之格林函數再與震 源時間函數(Source time function) 同步化(Synchronize)得到子地震之 合成地震波形。
- (6)破裂模型加入震源破裂速度計算所 有子地震發震時間差,總合所有子 地震之合成地震波形。
- (7)合成地震波形與觀測波形座波形吻 合度比較,吻合度較高者即為震源 破裂面。

圖1為本研究方法之流程圖。



- 圖1. 有限維度震源法決定地震破裂面處理流程圖。
- Fig.1. The flow chart shows how to identify rupture plane of earthquake by Finite Dimension Source Method.

(一) 地震破裂模型

一般求取震源機制解時(e.g., Dziewonski et al., 1981; Sipkin, 1982; Kao and Chen, 1995),當震源破裂長度大小相 對於震央距非常小時將震源視為點震源。 地震波傳遞路徑及差異,也就是說不同地 震斷層破裂面上之子地震,會因為震央 距、方位角、地震深度及地震震源幅射模 式但是,對於近場地震紀錄而言就不能以 點震源視之。地震震源在地震斷層破裂面 上子地震發震順序及幾何位置差異,造就 地震波傳遞路徑及差異,也就是說不同地 震斷層破裂面上之子地震,會因為震央 距、方位角、地震深度及地震震源幅射模 式(radiation pattern)不同,合成地震波形 也就有所差異,圖2表示由地震斷層破裂 面及截面(plane1 and plane2)所組成之地 震斷層面解,當地震規模較大且地震震源 位置與強地動觀測站夠近時,震源到測站 之距離與震源破裂面範圍之尺度相當時, 由破裂面至測站之波形分辨性較高(圖 2.(a));當震源與測站距離很遠或是地震



- 圖2. 地震震源機制破裂面與測站之幾何構造,(A)當震源到測站之距離與震源破裂面範圍之尺 度相當時,由破裂面至測站之波形分辨性較高。(B)當震源與測站距離很遠或是地震規模 很小,破裂面至測站之波形分辨性也就很小。
- Fig.2. Schematic diagram shows the geometry between an earthquake rupture plane and a seismic recorder. (A) When the hypocentral distance and the range of rupture plane are considerable, it is highly possible to identify the rupture plane by the waveforms from the source to the recorder. (B) When the recorder is far away from the source or the earthquake magnitude is small, it is difficult to identify the rupture plane from the waveforms.

規模很小,破裂面至測站之波形分辨性也 就很小(圖2.(b))。

破裂斷層面假設是單一平面及均匀滑 移分布之破裂,震源部分是以破裂震源為 中心均量分割成等距離格點分布之點震 源,發震先後次序是以破裂速度呈圓形波 前傳遞方式破裂,其破裂速度(*V_y*)為一常 數,圖3為震源破裂示意圖,框線代表地 震破裂面積,其面積大小是利用Wells & Coppersmith(1994)得到之式子:

$$M_w = 4.33 + 0.9\log(RA)$$
 [1]
 $RA : 破裂面積(km^2)$

本研究假設破裂面積為等距離長(L)及寬 (L)之正方形破裂模式,則

 $L^2 = RA$

如果發震地震屬於淺源地震,因而造成地 表破裂,其地震破裂寬度縮短之面積由破 裂面長度方向增加,以補正總面積之不 變。

上升時間(τ, Rise time)由下列式子表示:



- 圖3. 震源破裂示意圖,以破裂震源為中心均量分割成等距離格點分布之點震源,發震先後次 序是以破裂速度呈圓形波前傳遞方式破裂,並假設其破裂速度(V_r)為一常數,框線代表地 震破裂分布範圍,圖中φ代表破裂面方位角;δ為破裂面傾角。
- Fig.3. Schematic diagram shows the sub-events on a rupture plane. The sub-events are all point sources distributed apart on the equidistant lattice on the rupture plane to regard the focus as the center of the earthquake hypocenter. They rupture in an order that follows circular wave-front transmission, supposing that the rupture velocity (*Vr*) is constant. The rupture area of earthquake is represented by the rectangle shade, φ represents the azimuth of rupture plane on the surface, δ represents the dip angle of rupture plane.

$$\tau = \Delta u / V_{slip}$$
[2]

Δu:斷層錯移量(Dislocation) V_{slip}:滑移速度(Slip velocity) 其中

$$\Delta u = M_0 / \mu L^2$$
 [3]
 $\mu = 3.5 \times 10^{11} \, dyne / cm^2$
地震矩 (M_0) 可由地震矩規模 (M_w)

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.73$$
 [4]

(Kanamori, 1978)得到,μ為剛性係數 (rigidity);一般滑移速度介於0.5~2.5m/ sec,本研究套用Graves,在1998所得之平 均值大約1m/sec。

(二) 地震規模Mw與ML相對關係式

本研究由式[4] $M_w = 4.33 + 0.9\log(RA)$ 計算地震震源破裂面積,所用之規模為地 震矩規模 (M_w) ,而臺灣地區由中央氣象局 所估算之地震規模為 M_L ,因此需做不同單 位規模之換算。本研究收集臺灣地區歷史 地震規模 M_w 取自Harvard有154個;另外 BATS從西元1995年~西元2004年有811個 地震,共計965個地震資料做線性回歸分 析(圖4)得到其相關式:

M_L = 0.8 × *M_w* + 1.264 [5] (三) 合成地震波形與觀測地震波形之波形

誤差計算

本研究利用既有之地震震源參數解(2 組斷層面解)經由有限維度震源法求得之 理論合成地震波形與實際所收錄到之觀測 波形比對計算誤差,何者之波形吻合度較 高,且吻合度有明顯差異者,就可確認吻 合度高者為真正破裂面。不吻合度公式如 下:

$$E_{i} = 1 - \frac{\int_{0}^{T} f_{i}(t)g_{i}(t)dt}{\sqrt{\int_{0}^{T} f_{i}^{2}(t)dt}\sqrt{\int_{0}^{T} g_{i}^{2}(t)dt}}$$
[6]

$$Misfit = \frac{1}{i}\sum_{i}E_{i}$$
[7]

上式利用相關係數(Correlation coefficient) 的觀念,稱為觀測與理論波形不吻合度 (Misfit);其中f為地震觀測波形、g為地 震合成波形、*i*為地震測站資料筆數。波 形不吻合度值之範圍為0到2,0表示完 全吻合,2則表示為完全不吻合。在本研 究中,採用Yao and Harkrider(1983)所 設計的程式,以簡化Rau and Wu(1995) 臺灣地區平均一維速度構造為3層半無 限空間速度模型(圖5)計算格林函數。 圖6以Plane1(Strike=59.0°; Dip=79.9°; Slip=-170.4°)及Plane2(Strike= 327.4°; Dip=80.6°; Slip=-10.3°)雙力偶之2組地震 震源破裂面,地震震源深度19.0公里,地 震測站與震央距離為10公里,方位角為 192°, 地震矩規模(M_)為5.5, 地震破裂速 度3.0km/sec,製作之合成地震波分別以 實線及虛線表示在R、T、Z等三分量之比 較,尤其在T分量上差異最大。藉由合成 地震波相之差異性,也就是本研究能夠成 功決定地震斷層破裂面之主因。

三、以1998年7月17日瑞里地震序 列實際資料驗證及測試

中央氣象局地震測報中心於1998年 7月17日4時51分15.0秒(UT)測得嘉義瑞 里附近發生芮氏規模6.2之地震,地震震 央位置在東經120.66度、北緯23.50度, 地震震源深度為2.8公里,後續也測得為 數相當多之餘震。本研究方法觀念取自 Legrand & Delouis(1999)有限維度震源 法,在做法上為了節省運算時間,取可



圖4. 收集臺灣地區歷史地震規模估算M_L及M_W之值,同一地震之規模M_W取自Harvard有154個, 另外BATS從1995~2004有811個地震;而規模M_L取自中央氣象局。共計965個地震資料做 線性迴歸分析之結果。

Fig.4. The relationship between M_L and M_W obtained from the historical earthquakes occurred in the Taiwan region. The earthquake data include 154 data of M_W from the Harvard CMT solutions and 811 data of Mw from BATS during 1995 and 2004. The data of M_L are taken from Central Weather Bureau. There are 965 data in total and make the result analyzed in linear regression.



圖5. 實線為Rau & Wu(1995)求得臺灣地區之一維速度模型構造,虛線為本研究採用之簡化速度模型構造。

Fig.5. Solid line represents the one-dimensional P-wave velocity model of Taiwan (Rau & Wu, 1995), and the dotted line represents the simplified velocity model adopted in this research.

信度高之已知震源機制解,作為合成地 震波形之輸入參數。其中中央研究院地 球科學研究所自1994年起陸陸續續在臺 灣地區建置了13座寬頻地震站之臺灣寬 頻地震網(Broadband Array in Taiwan for Seismology, BATS),藉此收錄完整地震 訊息,並利用中央地震矩逆推法(CMT) 求取震源機制解已行之有年(Kao, 1998; Kao et al., 2001),其成果非凡更是有目共 睹。本研究取用由中央研究院地球科學研 究所之臺灣寬頻地震網,以寬頻地震觀測 資料波形所得到之中央地震矩張量(CMT)



- 圖6. 震源機制解之2組破裂面利用有限緯度震源法所產生之合成地震波形,兩者存在波相差異性,也就是此研究成功之契機。
- Fig.6. Synthetic waveforms on R, T, and Z components are calculated from double-couple focal mechanism by Finite Dimension Source Method. The existence of difference on the waveforms means the success of key point for the research.

逆推之雙力偶震源機制解,分別為斷層面 A(strike = 340°; dip = 32°; slip = 36°, 後續本文以此代表稱謂)及斷層面B(strike = 218°; dip = 71.9°; slip = 116.8°,後續 本文以此代表稱謂),最佳地震破裂深度 為12km,地震矩規模(M_W)為5.66 (Kao et al., 2002)。

(一) 近場強震地震波形資料選取

圖7為嘉義瑞里地震主震震央位置及 附近強震站位置圖,其中強震站為中央氣 象局所設置之臺灣地區強地動觀測計畫 (Taiwan Strong Motion Instrumentation Program; 簡稱為TSMIP)所建置,目前 在全臺總計600多個自由場強震站中,總 共有247站觸發及收錄到此一地動訊號。 由於強震站均匀分布全臺灣地區,除中央 山脈地區外,高密度測站分布只要是在島 内地區之中、大型地震均能收錄到良好地 震波,尤其是近場地震資訊紀錄相當完 整,對本研究方法提供相當重要之資料來 源。本研究取用地震震央距30km內之測 站地震波形,計有25筆資料(圖7中實心 三角形),其中CHY011過於接近震央位 置,由於地震定位有其定位誤差存在,非 常靠近地震震央之測站會因為定位誤差而 造成方位角偏差過大,這對合成地震波與 觀測地震波形比對會有極大誤差之不確定 因素存在,因此捨棄不用。另外,也因為 淺層地震因素,在非常靠近震央之強震 資料在2次積分為位移時,會有地表位移 錯動波形訊號(Chen et. al., 2001; Boore, 2001 ; Huang et. al., 2001 ; Wu et. al., 2001; Ma et. al., 2001), 此一位移錯動雖 可用方法修正,但難免會影響正常地震訊號。基於以上2點因素,震央距在10km以內之地震波形較不適合採用。

(二) 濾波

近場有限維度震源法主要方法在於震 源機制解2組斷層面所組成之合成地震波 與真實強震波形相似度比較,其中強震波 形資料須經由2次積分成位移。計算合成 地震波形時是由Rau & Wu(1995)所得之簡 易3層一維速度構造計算格林函數而來, 因此,為消除局部側向速度構造須經過適 當載通濾波(Band-pass filter),本研究載 通濾波一般取用範圍在0.04~0.5Hz。

(三) 單站法判別

為了精準分辨合成地震波形與觀測波 形之差異性,本研究方法採用單站法,也 就是同一個地震由許多測站收錄時,不同 單一測站計算會有上述不同情況。如果採 用多站法時,波形吻合度較低者會降低吻 合度高之可分辨性。震源機制解2組截面 所得之合成地震波形與觀測波形經由載通 濾波後比對會有以下幾種結果:

(1)觀測與破裂面之理論地震合成地 震波形不吻合度很低,且觀測地 震波形與2組地震斷層面合成地震 波形之不吻合度可分辨,為最佳 結果,採信度也是最佳,圖8為取 CHY074測站之觀測強震資料, 震央距(Dist.) 15.4 km,方位角 (Az.)85.8°,加速度強地動資料經 積分為位移後再以0.05~0.20Hz載 通濾波處理。以近場有限維度震源 法決定地震斷層破裂面之結果,所



- 圖7.1998年7月17日瑞里主震(M_L6.2)地理位置圖,圖中星號為主震震央位置;三角形符號為中央氣象局強地動觀測網強震站位置,共247站收錄到強地動波形,其中實心三角形為震央距30km以內,共計24個測站運用於有限維度震源法決定地震破裂面計算;圖中震源機制球取自中央研究院地球科學研究所寬頻地震網中央地震矩張量解。
- Fig.7. The star symbol represents the epicenter of the Ruili main shock (M_L 6.2) occurred on July 17, 1998. The solid and hollow triangles show the locations of 247 strong-motion stations established from TSMIP. Each of them recorded the seismic waveforms of the main shock. It is altogether 24 of the solid triangles for epicentral distance shorter than 30 km and the waveforms recorded by these stations are applied to identify the source rupture plane by FDSM. The focal mechanism is obtained by the CMT solutions from BATS.

決定之斷層破裂面(Fault)震源機制 解為斷層面A。此組地震震源機制 解在破裂速度(V_)2.0~3.25 km/sec 所計算最低觀測與理論波形不吻合 度(Misfit)為0.165(此時Vr = 3.25) km/sec);另一組震源機制解斷層 而B為截面(Nodal),最低觀測與理 論波形不吻合度為0.771(此時 V_{e} = 3.25 km/sec),比上一組大很多, 從V.對應Misfit之圖中(圓圈代表) 破裂面,三角形為截面)明顯看出 其可分辨性極高,對於本研究方法 之結果採信度也是最佳。震源機制 球中紅黑粗曲面即為本方法所決定 之破裂面,實心三角形為測站在下 半球投影位置。圖8下半部為破裂 面及截面之R、T、Z分量之地震波 形,其中黑實線為觀測地震波形, 虚線為理論合成地震波形,亦可明 顯看到地震斷層破裂面斷層面A之 合成地震波形較為吻合觀測地震波 形,而地震斷層輔助而斷層而B之 合成地震波形在T分量呈現較差之 吻合度。

(2)2組斷層面之觀測與理論合成地震 波形不吻合度較高但可分辨,所決 定之斷層破裂面可做為參考用,如 圖9以測站CH034地震波形資料計 算結果所示,地震斷層破裂面斷層 面A在地震破裂速度為2.75km/sec 時觀測與理論合成地震波形不吻合 度為0.704;而地震斷層輔助面斷 層面B在地震破裂速度為2.50km/ sec時觀測與理論合成地震波形不吻合度為0.806。

- (3)2組斷層面之觀測與理論合成地震 波形不吻合度較低但無法分辨,因 而無法決定斷層破裂面,如圖10 以測站CH028地震波形資料計算結 果所示,地震斷層破裂面斷層面A 在地震破裂速度為2.50km/sec時觀 測與理論合成地震波形不吻合度為 0.364;而地震斷層輔助面斷層面B 在地震破裂速度同樣為2.50km/sec 時觀測與理論合成地震波形不吻合 度為0.395。
- (4)2組斷層面之觀測與理論合成地震 波形不吻合度較高且無法分辨,因 而無法決定斷層破裂面,如圖11 以測站CH103地震波形資料計算結 果所示,地震斷層破裂面斷層面A 在地震破裂速度為3.25km/sec時觀 測與理論合成地震波形不吻合度為 0.853;而地震斷層輔助面斷層面B 在地震破裂速度為3.25km/sec時觀 測與理論合成地震波形不吻合度為 0.853。

(四) 資料處理與分析

取用地震震央距30km內之測站地震 波形24筆資料做有限維度震源法判別2組 地震斷層面,取地震破裂速度在2.0~3.25 km/sec間取0.25 km/sec等間距計算後之最 小觀測與理論地震波形之不吻合度(Misfit) 結果如表1所示,表1中不吻合度A(Misfit A)由斷層面A所得;不吻合度B(Misfit B)則由另一組斷層面B所得。圖12為本



- 圖8. 2組斷層面之觀測與理論合成地震波形不吻合度較低且可分辨,可明確決定地震斷層破裂面。左上圖為地震參數及下半球等面積投影之震源機制解,實心三角點為使用之地 震測站相對於震源之投影位置,粗線為決定之地震斷層破裂面(strike=340.0°, dip=32.0°, slip=36.0°);上方中間為2組斷層面在不同地震斷層破裂速度(Vr:2.0~3.25 km/sec)之不吻 合度(Misfit)比較;右上展示由最低不吻合度(Misfit=0.165)所決定之地震斷層面解(Fault)及 截面(Nodal)參數為地震破裂參數:下方為斷層面及截面參數之合成地震波形(虛線)與觀 測波形(實線)在R、T、Z三分量以0.05~0.2Hz載通濾波之比較結果。
- Fig.8. Recorded (solid lines) and synthetic (dotted lines) waveforms calculated from two double-couple fault planes can be used to identify the rupture plane by minimum misfit and can be recognized. *Upper left:* The resulted focal mechanism of this study event used the FDSM method which shown by equal-area projection of the lower focal hemisphere. The solid line shown the rupture plane determined by this study. *The top of the middle:* Rupture velocity from 2.0 to 3.25 km/sec response to misfit. The lowest misfit is 0.165 and rupture fault determined. *Upper right:* The best data of Misfit is 0.165, which has strike 340.0°, dip 32.0°, and slip 36.0° of the fault plane solution. *Below:* The synthetic waveforms of rupture and nodal plane comparison with observation in R, T, Z components. TSMIP station: CHY074. *Vr* (km/sec): the velocity of the rupture plane. This is especially obvious after band-pass filtering the waveforms between 0.05 and 0.2 Hz.

- 表1. 1998/07/17瑞里主震取震央距小於30km之測站資料,並利用BATS之2組CMT解經由有限 維度震源法計算,破裂速度介於2.0~3.25km/sec時所取用最低吻合度(Misfit)比較,其 中△Misfit=(Misfit B)-(Misfit A)。
- Table1. Comparison of the minimum misfits between recorded and synthetic waveforms for the Ruili main shock on July 17, 1998. The synthetic waveforms are calculated from the two double-couple fault planes by FDSM, assuming the rupture velocity is between 2.0 and 3.25 km/sec. The two fault planes are taken from the CMT solutions of BATS. The epicentral distances of the 24 stations are shorter than 30 km. △Misfit=(Misfit B)-(Misfit A).

| | | | | , | |
|-----|--------|-----|----------|----------|-----------|
| 測站數 | 站名 | 方位角 | Misfit A | Misfit B | ∆Misfit |
| 1 | CHY003 | 330 | 0.778742 | 0.808039 | 0.029297 |
| 2 | CHY006 | 308 | 0.703169 | 0.714193 | 0.011024 |
| 3 | CHY009 | 263 | 0.534559 | 0.891446 | 0.356887 |
| 4 | CHY024 | 349 | 0.580650 | 0.934810 | 0.354160 |
| 5 | CHY028 | 338 | 0.363622 | 0.394798 | 0.031176 |
| 6 | CHY029 | 312 | 0.674895 | 0.668632 | -0.006263 |
| 7 | CHY034 | 280 | 0.703686 | 0.805525 | 0.101839 |
| 8 | CHY037 | 284 | 0.602557 | 0.922757 | 0.320200 |
| 9 | CHY042 | 207 | 0.537139 | 0.876679 | 0.339540 |
| 10 | CHY046 | 262 | 0.505860 | 0.988660 | 0.482800 |
| 11 | CHY047 | 268 | 0.444725 | 0.959806 | 0.515081 |
| 12 | CHY048 | 262 | 0.478903 | 0.846718 | 0.367815 |
| 13 | CHY052 | 214 | 0.852537 | 0.657850 | -0.194687 |
| 14 | CHY073 | 269 | 0.674300 | 0.988727 | 0.314427 |
| 15 | CHY074 | 87 | 0.164666 | 0.771259 | 0.606593 |
| 16 | CHY080 | 9 | 0.468391 | 0.560246 | 0.091855 |
| 17 | CHY083 | 341 | 0.778852 | 0.921291 | 0.142439 |
| 18 | CHY086 | 175 | 0.719813 | 1.019080 | 0.299267 |
| 19 | CHY088 | 234 | 0.611224 | 0.597836 | -0.013388 |
| 20 | CHY102 | 190 | 0.583401 | 0.805545 | 0.222144 |
| 21 | CHY103 | 329 | 0.853226 | 0.853406 | 0.000180 |
| 22 | CHY106 | 255 | 0.585022 | 0.754875 | 0.169853 |
| 23 | KAU054 | 168 | 0.388247 | 0.959423 | 0.571176 |
| 24 | TCU126 | 3 | 0.524364 | 0.836205 | 0.311841 |



圖9.2組斷層面之觀測與理論合成地震波形不吻合度較高但可分辨,所決定之斷層破裂面可做 為參考用。圖內容解釋與圖8相同。

Fig.9. Recorded (solid lines) and synthetic (dotted lines) waveforms calculated from two doublecouple fault planes can consult the rupture plane by higher misfit but can be recognized and for reference. The contents explain the same as in Fig.8.

研究取用之24個測站2組震源機制解在最 小不吻合時之觀測及合成地震波形R、T 及Z分量之比對。如果地震破裂速度取S 波之0.8倍計算,約以2.75 km/sec為標準 做比較,表2為地震破裂速度2.75 km/sec 計算2斷層面之觀測與理論地震波形不吻 合度值比較。圖13為依測站方位角繪製觀 測與理論地震波形不吻合度之相對位置, 圖中CHY029及CHY088兩站(橢圓圈選 處)斷層面B之波形不吻合度雖然大於斷 層面A之波形不吻合度,但是相差不大, 屬於難以分辨地震斷層面之解析;另外測 站CHY052受到破裂速度之改變而改變觀 測與理論地震波形不吻合度,圖14中由 地震破裂速度與觀測與理論地震波形不 吻合度之比較,明顯看出地震破裂速度在 2.0km/sec時斷層面A之觀測與理論地震波 形不吻合度較斷層面B為低,但地震斷層 破裂速度在大於2.25km/sec之後斷層面A 之觀測與理論地震波形不吻合度反而較斷



圖10.2組斷層面之觀測與理論合成地震波形不吻合度較低但無法分辨,因而無法決定斷層破 裂面。圖內容解釋與圖8相同。

Fig.10. Recorded (solid lines) and synthetic (dotted lines) waveforms calculated from two doublecouple fault planes cannot be used to identify the rupture plane by minimum misfit and both cannot be recognized. The contents explain the same as in Fig.8.

層面B為高,且兩者之觀測與理論地震波 形不吻合度也不是在相當低值,所以在無 法確定地震破裂速度大小前,難以據此判 斷破裂面。

(五) 結果

從表1、表2或是圖13中除了CHY052
外,其餘可分辨之Misfit對應值
(△Misfit>0.1,如CHY009、CHY024、
CHY034、CHY037、CHY042、
CHY046、CHY047、CHY048、

CHY073、CHY074、CHY083、 CHY086、CHY0102、CHY106、 KAU054、TCU126)明確指出方位角340° 之斷層面A為地震破裂面。從圖15中地震 測站在下半球震源機制解分布位置明顯看 出測站位置落在約230°附近及300°~340° 時觀測與理論波形不吻合度(Misfit)對應 值(|ΔMisfit|<0.1)較難分辨,主要原因可 能為2組斷層面與測站距離、深度及方位 角幾何位置相近所致,因而無法分辨。



圖11.2組斷層面之觀測與理論合成地震波形不吻合度較高且無法分辨,因而無法決定斷層破 裂面。圖內容解釋與圖8相同。

Fig. 11. Recorded (solid lines) and synthetic (dotted lines) waveforms calculated from two doublecouple fault planes cannot be used to identify the rupture plane by higher misfit and cannot be recognized. The contents explain the same as in Fig.8.

Chen等人(1999)在主震發生後,在主震附 近以臨時數位地震網記錄餘震近1個月, 利用主、餘震序列做聯合地震定位(Joint Hypocentral Determination, JHD),求得地 震序列呈現東南傾斜走向之構造;Wu等 人(2003)不但以層狀速度模型做聯合地震 定位及雙差異地震定位(Double-difference earthquake location, hypoDD),更以三維 速度構造定位(three-dimensions velocity structure location, 3DLOC)及以三維速度 構造對測站走時之修正(three-dimension velocity structure with stations corrections location, 3DCOR)重新對地震序列計算, 其中3DCOR大大提高對地震序列之走向 分布精準鑑識,圖16(張建興, 2004)為 瑞里地震序列經由3DCOR計算後之走向 分布情形,與本研究方法之結果相同,更 加確定主震斷層面A(strike = 340°; dip = 32°; slip = 36°)為地震斷層破裂面,而斷 層面B(strike = 218°; dip = 71.9°; slip = 116.8°)為地震斷層輔助面。

- 表2. 1998/07/17瑞里主震取震央距小於30 km之測站資料,並利用BATS之2組CMT解經由有限 維度震源法計算,破裂速度2.75km/sec時不吻合度(Misfit)比較。
- Table2. Comparison of the minimum misfits between recorded and synthetic waveforms for the Ruili main shock on July 17, 1998. The synthetic waveforms are calculated from the two double-couple fault planes by FDSM, assuming the rupture velocity is 2.75 km/sec. The two fault planes are taken from the CMT solutions of BATS. The epicentral distances of the 24 stations are shorter than 30 km. △Misfit=(Misfit B)-(Misfit A).

| 測站數 | 站名 | 方位角 | Misfit A | Misfit B | ∆Misfit |
|-----|--------|-----|----------|----------|-----------|
| 1 | CHY003 | 330 | 0.781700 | 0.812033 | 0.030333 |
| 2 | CHY006 | 308 | 0.703736 | 0.714645 | 0.010909 |
| 3 | CHY009 | 263 | 0.540250 | 0.930633 | 0.390383 |
| 4 | CHY024 | 349 | 0.582632 | 0.971409 | 0.388777 |
| 5 | CHY028 | 338 | 0.364093 | 0.395472 | 0.031379 |
| 6 | CHY029 | 312 | 0.674895 | 0.668632 | -0.006263 |
| 7 | CHY034 | 280 | 0.703686 | 0.813100 | 0.109414 |
| 8 | CHY037 | 284 | 0.607163 | 0.943641 | 0.336478 |
| 9 | CHY042 | 207 | 0.563136 | 1.030900 | 0.467764 |
| 10 | CHY046 | 262 | 0.507155 | 1.035440 | 0.528285 |
| 11 | CHY047 | 268 | 0.444794 | 0.994442 | 0.549648 |
| 12 | CHY048 | 262 | 0.506612 | 0.894262 | 0.387650 |
| 13 | CHY052 | 214 | 0.889611 | 0.759901 | -0.129710 |
| 14 | CHY073 | 269 | 0.684842 | 1.042320 | 0.357478 |
| 15 | CHY074 | 87 | 0.174055 | 0.792305 | 0.618250 |
| 16 | CHY080 | 9 | 0.506863 | 0.609698 | 0.102835 |
| 17 | CHY083 | 341 | 0.784607 | 0.926079 | 0.141472 |
| 18 | CHY086 | 175 | 0.733440 | 1.134080 | 0.400640 |
| 19 | CHY088 | 234 | 0.626287 | 0.606672 | -0.019615 |
| 20 | CHY102 | 190 | 0.583401 | 0.849865 | 0.266464 |
| 21 | CHY103 | 329 | 0.854259 | 0.854458 | 0.000199 |
| 22 | CHY106 | 255 | 0.605089 | 0.773962 | 0.168873 |
| 23 | KAU054 | 168 | 0.400599 | 0.999489 | 0.598890 |
| 24 | TCU126 | 3 | 0.539769 | 0.873869 | 0.334100 |



圖12. 地震震央距30km內所有測站觀測地震波形與由2組震源機制解所製作之合成地震波形不吻合度比較。

Fig.12. The misfits between recorded (solid lines) and synthetic (dotted lines) waveforms calculated from two double-couple fault planes are compared. The waveforms are recorded at those stations with epicentral distance shorter than 30 km.



圖12 (續)

Fig.12. (continued)


圖12 (續)

Fig.12. (continued)



圖12 (續)

Fig.12. (continued)

四、結論

本研究重點在震源到測站之距離與震 源破裂面範圍之尺度相當時,利用近場地 震波形可分辨斷層幾何構造,可明顯分辨 出2組震源機制面格點化後子震源在幾何 位置之差異性,並藉由模擬合成近場地震 波形,再與實際近場實際觀測地震波形比 對差異決定地震斷層破裂面。如果震源機 制解正確,雖由不同測站計算,其結果是 相似的。由於取用之近場資料受到強地動 影響,以強震儀所收錄之資料最為可用, 也只有近場強震資料能符合此一方法,地 震規模越大可分辨距離越遠,涵蓋之測站 也就越多,可分辨之程度也就越高。一般 而言,儘可能取用震央距小於40km之強 震波形資料,其中震央距小於30km效果 更佳。由於中央氣象局於1991年起積極推 動臺灣地區強地動觀測計畫,在全臺建置 了600多個自由場強震站,在高密度地震 強震站分布下,對本研究以1998年7月17 日嘉義瑞里地震序列為範例,提供詳盡且 完整之地震資料,使得本研究能夠充分比 對地震斷層面及輔助面在觀測與理論波形 不吻合度之差異,並證明本研究方法對決 定地震破裂面進而解釋地震地體構造是非 常有用且可靠。希望本研究對地震斷層破 裂面之決定能夠對地震成因及發震機制能 更深一步了解,將有助於了解臺灣地區之 地震及地體構造成因。



圖13.1998年7月17日瑞里主震取用24筆測站資料,經由有限維度震源法計算2平面之Misfit在 震央與測站方位角之關係。

Fig.13. The relationship between minimum misfit and azimuth is obtained from the 24 stations whose epicentral distances are shorter than 30 km. The azimuths are calculated from the stations to the epicenter of the Ruili main shock on July 17, 1998.



- 圖14. 破裂速度之改變而改變觀測與理論地震波形不吻合度,以在無法確定地震破裂速度大小前,難以據此判斷破裂面。
- Fig.14. The misfit between recorded (solid lines) and synthetic (dotted lines) waveforms depends on the change of rupture velocity. The rupture plane cannot be identified before making sure of the rupture velocity.



- 圖15. 各測站斷層面波形不吻合度(Misfit A)與截面波形不吻合度(Misfit B)之差值範圍(△ Misfit)在下半球震源機制解之投影位置,斷層面A為本研究所決定之斷層面,斷層面B 為截面,其中測站方位角210°~240°及290°~330°附近地震破裂面可分辨性較差。
- Fig.15. The range of each station's misfit difference (△Misfit) between plane A and plane B respectively projected on the lower focal hemisphere and showed by different colors. It is hardly to determine the rupture plane from the stations with azimuth 210°~240° and 290°~330°.



- 圖16.1998/07/17 04:51瑞里地震序列震 央及沿傾斜角方向之震源剖面分布圖 (取自張建興,2004)。
- Fig.16. (Upper) The distribution of earthquake sequence followed the Ruili main shock on July 17, 1988. (Lower) The profile of the hypocenters is along the dip direction (Chang, 2004).

五、參考資料

- Boore, David M., 2001. Effect of baseline corrections on displacements and response spectra for several recordings of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 5, 1199-1211.
- Chen, K.-C., B.-S. Huang, K.-L. Wen, H.-C.Chiu, Y.-T. Yeh, S.-N. Cheng, H.-Y. Peng,T.-M. Chang, T.-C. Shin, R.-C. Shih, C.-R.Lin, 1999. A Study of Aftershocks of the17 July 1998 Ruey-Li, Chiayi Earthquake.

TAO, 10, 3, 605-618.

- Chen, C.-H., W.-H. Wang, T.-L. Teng, 2003. Tectonic Implications of 1998, Ruey-Li, Taiwan, Earthquake Sequence. *TAO*, 14, 1, 27-40.
- Chen, K.-C., B.-S. Huang, J.-H. Wang, W.-G. Huang, T.-M. Chang, R.-D. Hwang, H.-C. Chiu, and C.-C. P. Tsai, 2001.
 An observation rupture pulses of the 20 September 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake from near-field seismograms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 5, 1247-1254.
- Dziewonski, A. M., T.-A. Chou and J. H., 1981. Woodhouse, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.* 86, 2825-2852.
- Huang, W.-G., J.-H. Wang, B.-S. Huang, K.-C.
 Chen, T.-M. Chang, R.-D. Hwang, H.-C.
 Chiu, and C.-C. P. Tsai, 2001. Estimate of source parameters for the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake based on Brune's source model. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 5, 1190-1198.
- Kanamori, H., 1978. Quantification of earthquakes, *Nature*, **271**, 411-414.
- Kanamori, H., 1989. Pasadena very-broad band system and its use for realtime seismology, extended abstract for the U. S.-Japan Seminar for Earthquake Research, Morro Bay, California, Sept. 11-15,1988, U.S.G.S. Open-file Report,1989.

- Kao, H., and W.-P. Chen, 1995. Transition from interplate slip to double seismic zone along the Kuril amchatka arc, J. Geophys. Res., 100, 9881-9903.
- Kao, H., 1998. Can great earthquakes occur in the southernmost Ryukyu arc–Taiwan region?, *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, 9, 487–508.
- Kao, H., S. J. Shen, and K.-F. Ma, 1998. Transition from oblique subduction to collision: Earthquakes in the southernmost Ryukyu arc–Taiwan region, *J. Geophys. Res.*, 103, 7211–7229.
- Kao, H., and P.-R. Jian, 2001. Seismogenic patterns in the Taiwan region: Insights from source parameter inversion of BATS data, *Tectonophysics*, 333, 179-198.
- Kao, H., Y.-H. Liu, S.-C. Chen, and W.-T. Liang, 2002. Source Parameters of Regional Earthquakes in Taiwan: January-December, 1998, *TAO*, 13, 2, 197-204.
- Legrand D., and B. Delouis, 1999. Determination of the fault plane using single near-field seimic station with a finite-dimension source model, *Geophys. J. Int.*, **138**, 801-808.
- Ma. K.-F. and Kanamori, H., 1994. Aftershock sequence of the 3 December 1988 Pasadena earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 2310-2319.
- Ma, K.-F. and R.-Y. Chen, 1999. Focal Mechanism Determination of the 1991 Chaili Earthquake (ML=5.7) sequence,

TAO,**10**, 447-470.

- Ma, K.-F., Mori, J., S.-J. Lee and S.-B. Yu, 2001. Spatial and Temporal Distribution of Slip for the 1999 Chi-Chi, Taiwan Earthquake, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **91**, 1-19.
- Rau, R.-J. and Wu, F. T., 1995. Tomographic imaging of lithospheric structures under Taiwan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 133, 517-532.
- Sipkin, S.A., 1982. Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: synthetic waveforms. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **30**: 242-259.
- Wells, D.L., and Coppersmith, K.J., 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement: *Bulletin* of the Seismological Society of America, 84, 4, pp. 974-1002.
- Wu, Y.-M., C.-H. Chang, N.-C. Hsiao, F. T. Wu, 2003. Relocation of the 1998 Rueyli, Taiwan, earthquake sequence using three-dimensions velocity structure with stations corrections. *TAO*, 14, 4, 421-430.
- Wu, C., M. Takeo, S. Ide, 2001. Source Process of Chi-Chi Earthquake: A Joint Inversion of Strong Motion Data and Global Positioning System Data with a Multifault Model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 5, 1128-1143.
- Yao, Z. X., and D. G. Harkrider, 1983. A generalized reflection- transmission coefficient matrix and discrete

wavenumber method for synthetic seismograms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **73**, 1685–1699.

張建興(2004)高密度地震資料分析及其用 於臺灣中部及東部孕震構造之研究。 國立中央大學地球物理研究所博士論 文。

The Determination of Earthquake's Rupture Plane by Finite Dimension Source Method: Examination by using Ruili, Chiayi Earthquake Sequence in 1998 as the example

Rong-Yuh Chen¹, Honn Kao², Chien-Hsin Chang¹ ¹Seismological Center, Central Weather Bureau, Taiwan, R. O. C. ²Geological Survey of Canada, Pacific Geoscience Centre, Sidney, British Columbia, Canada

ABSTRACT

The purpose of this study uses near-field strong motion earthquake waveforms to determinate earthquake's rupture plane from double couple source parameters. By differences in the space geometry distributions between sub-sources and recorders, we compared the observation data with two synthetic waveforms in order to identify the rupture plane which has the minimum misfit and the other is nodal plane. Structure with the geometry of seismogenic is expected to be found through this research method and also more concreted information of source parameters can be provided. The main shock for the example of earthquake sequence in this study occurred in Ruili, Chiayi on July 17, 1998. The focal mechanisms are obtained from CMT by Broadband Array in Taiwan for Seismology(BATS) of Institute of Earth Sciences, Academia Sinica. We obtained the source parameters of rupture plane as strike 340°, dip 32°, slip 36°. The trends of our result and the aftershocks distribution of earthquake sequence and geological structure characteristics were quite identical, which has proved the accuracy of this research approach, and it can be applied to other earthquakes research with relevant focus characteristics.

Key words: rupture plane, focal mechanism, Centroid Moment Tensor

颱風路徑與侵臺颱風伴隨風雨 預報技術之發展研究2009年成果

葉天降¹ 李清勝² 楊明仁³ 馮欽賜¹ 張保亮¹ 何台華⁴ ¹中央氣象局 ²國立臺灣大學 ³國立中央大學 ⁴龍華科技大學

摘 要

提升颱風預報作業能力以減低災害損失為現階段防災研究之重點研究課題,「颱風路徑與侵臺颱風伴隨風雨預報技術之發展」則為此研究課題下行 政院國家科學委員會支持之一整合型研究,以提升數值模擬加強颱風風雨預 報力為整體目標,本文為此整合型研究2009年研究成果摘要報告。

研究之進行包含「颱風都卜勒速度觀測與地面風力關係之研究及都卜勒 風場反演之作業化」、「全球數值模式於颱風路徑預報之應用與發展」、 「颱風中尺度定量降雨預報技術之改進」、「颱風豪雨及洪水藕合預報技術 之研究」、「臺灣東南近海颱風受地形影響的中尺度結構分析」與「建置 WRF模式於颱風預報作業應用之研究」等6部分。

研究主要成果包括建立網連雷達回波資料品質控制程序、建立雙都卜勒 雷達反演分析、建立日本嶼那國島剖風儀即時資料的接收與分析、改進中央 氣象局全球預報模式之邊界層及積雲對流參數化、建立WRF模式4DVAR、 了解WRF不同邊界層處理之颱風路徑預報差異、持續改進渦旋移置技術於 颱風路徑預報作業應用、建立東北季風共伴類型之颱風降雨氣候模式、使用 雷達觀測參數推估降雨進行模擬流量等。

關鍵詞:颱風、颱風雨量預報、颱風路徑預報、資料同化、渦旋移置技術、 雙都卜勒雷達反演分析、東北季風共伴、流量模擬

一、前言

臺灣平均每年由颱風所造成的災害損 失,超過新臺幣100億元。近年來,因颱 風所導致的損失似有增加之情況,如2001 年,臺灣共受到9個颱風的影響;其中納 莉更重創臺北捷運系統,桃芝颱風則重創 臺灣東部與中部,2004年再有艾利颱風與 敏督利颱風,2005年有海棠颱風、泰利颱 風與龍王颱風,2007年有柯羅莎颱風, 2008年有辛樂克與卡玫基等颱風,2009 年則有莫拉克颱風,這些颱風都造成難以 估計的損失。因此,加強對侵臺颱風之研 究,藉以提供正確之預報指引,進而改進 預報技術與提高預警能力,是臺灣地區颱 風防災課題中的重要工作。

颱風除伴隨之強風外,侵臺颱風所導 致之災害,主要肇因於其所伴隨之豪雨。 局部性之豪雨常導致該區域之山崩、土石 流,較大區域之豪雨更會造成河水暴漲與 淹水。近年颱風在臺灣所致之累積雨量動 則逾1000毫米,2009年莫拉克颱風更在8 月6至10日警報期間於嘉義與高屏山區累 積雨量逾2500毫米,其中阿里山達2800 毫米,屏東尾寮山約2600毫米,臺南山區 及臺東山區亦有超過1500毫米之累積降 雨量。期間高雄縣、嘉義縣、屏東縣等山 區多處地方連續出現時雨量超過50毫米降 雨,甚至亦出現小時雨量超過100毫米的 強降雨現象。

伴隨颱風的降水有時亦是臺灣地區最 重要的水資源,颱風未帶來足夠降水,可 能使得水庫貯水量持續下降,造成缺水 及限水的問題。因此,颱風的降水可能會 釀成災害,但其亦是臺灣地區最重要的水 資源,如何在颱風來襲時有效提供準確的 颱風預報資訊,供大眾做好防災或水資源 管理,是非常重要的工作。簡言之,就氣 象防災之需求,最主要任務在提供正確的 颱風路徑和伴隨風雨淹水之觀測和預報資 訊,現階段氣象之防災科技應用研究,最 主要之重點在探討如何進一步提高颱風路 徑預報的準確度與提升颱風豪雨的預警能 力。

「颱風路徑與侵臺颱風伴隨風雨預報 技術之發展」為提升數值模擬加強颱風風 雨預報力為整體目標下,行政院國家科學 委員會支持之一整合型研究,本文為2009 年該研究成果摘要報告。研究進行包括3 個主要部分,分別是颱風路徑動力模式之 改進及颱風豪雨、洪水動力模式預報技術 的建立;應用都卜勒雷達觀測資料,建立 雷達颱風降雨氣候資料,並發展颱風伴隨 **強風即時分析和顯示之作業化技術;颱風** 降雨氣候模式的校驗、改進與整體風雨預 報技術之落實,並由「颱風都卜勒速度觀 測與地面風力關係之研究及都卜勒風場反 演之作業化」、「全球數值模式於颱風路 徑預報之應用與發展」、「颱風中尺度定 量降雨預報技術之改進」、「颱風豪雨及 洪水藕合預報技術之研究」、「臺灣東南 沂海颱風受地形影響的中尺度結構分析」 與「建置WRF模式於颱風預報作業應用之 研究」等6子研究組成。

二、研究進行與主要成果

「在颱風都卜勒速度觀測與地面風力 關係之研究及都卜勒風場反演之作業化」 方面,2009年度工作主要包括網連雷達回 波資料品質控制程序的建立、雙都卜勒雷 達反演分析、以及日本嶼那國島剖風儀即 時資料的接收與分析,其中雙都卜勒雷達 反演分析部分,係利用環島雷達網進行莫 拉克(2009)颱風的雙都卜勒風場合成的個 案分析,使分析擴大至臺灣本島及鄰近的 海域,有助於改善颱風近中心及外圍環流 的風場觀測不足的問題。如圖1為2009年8 月莫拉克颱風侵臺期間8日0614 UTC 七股 與墾丁及1020 UTC之五分山與花蓮、五 分山與七股、七股與清泉崗、七股與墾丁 及墾丁與花蓮共5組雙都卜勒雷達合成風 場。

由莫拉克颱風的雙都卜勒風場合分析 顯示,不同高度的風場整合結果,在颱風 登陸前可以有效分析出颱風近中心的環流 結構;在颱風登陸期間,雖然缺乏低層的 分析資料,透過高層分析資料,亦能清楚 辨識颱風的環流結構,此資料可提供颱風 登陸期間颱風中定位相當的幫助;在颱風 出海後,莫拉克颱風環流結構的重整,在 分析中亦可清楚顯示。

在莫拉克颱風侵臺期間,臺灣西南部 伴隨劇烈的颱風外圍環流,在分析中亦清 楚顯示出環流結構隨時間的演變。未來此



- 圖1.2009年8月莫拉克颱風侵臺期間8日0614 UTC七股與墾丁(左圖)及1020 UTC之五分山-花 蓮、五分山-清泉崗、清泉崗-馬公、清泉崗-七股、七股-馬公、七股-墾丁及墾丁-花蓮 共7組雙都卜勒雷達合成風場。風標為整合各高度層之風場,風標起點符號代表高度如圖 中所示。風標長桿為10 m/s,短桿為5 m/s。
- Figure1. The dual Doppler radar wind analyses for Typhoon Morakot near Taiwan at 0614 UTC (left) and 1020 UTC (right) on 8 August 2009. The wind filed shown at 0614 UTC was obtained from Chigu and Kenting radars where the wind field at 1020 UTC was obtained from 7 sets of dual Doppler radar wind analysis of Wufengshan-Hualien, Wufengshan-CCK, CCK-Markung, CCC-Chigu, Chigu-Markung, Chigu-Kenting, and Kenting-Hualien. Wind speeds indicate by wind bars with full/half bars 10/5 m/s. Different patterns indicate winds on different levels of height as shown at the lower-right corner of the figures.

部分之研究將持續進行相關的分析工作, 以了解颱風之近中心中尺度結構特徵,並 進行剖風儀觀測之風力垂直剖面分析,最 後將雷達都卜勒速度的風場反演結果應用 至海面與地面風力推估與進行作業上的應 用,詳細情形見張(2009)。

「全球數值模式於颱風路徑預報之應 用與發展」方面,主要在改進氣象局全球 預報模式,中央氣象局全球預報系統在 2009年7月對邊界層及積雲對流參數化2 項物理做大幅度的更動,由平行實驗分析 這更動對熱帶地區模式預報之影響,結果 顯示對熱帶風場的系統性誤差產生相當明 顯的改進(見圖2),新邊界層及積雲對流參 數化另外也改善了對副熱帶高壓預報過強 的系統性誤差,使預報強度的掌握較為平 穩。對舊版的積雲參數化容易過度預報熱 帶低壓渦旋的問題也在新版獲得改善,不 過相較之下新邊界層及積雲對流參數化在 颱風系統強度的發展上有限,因此預報熱 帶渦旋強度變化幅度要比過去小。以2008 年7個測颱風個案分析此次物理參數化變 動對颱風路徑預報之影響顯示(見圖2),新 邊界層及積雲對流參數化的路徑預報較舊 版有所進步,但個案間有所差異,分析顯 示誤差偏大的路徑與使用虛擬渦旋植入法 作颱風初始化方案有關,進一步測試也發 現新版的路徑預報效果對於植入不同虛擬



- 圖2. 改進中央氣象局全球預報系統中對邊界層及積雲對流參數化2項物理,分析這更動對南北 緯20度間之熱帶地區模式預報之影響,左圖為舊模式(實線)與改進模式(虛線)在各高度(縱 軸單位為百帕)東西向風速平均誤差(橫軸單位為每秒米),右圖為舊模式與改進模式(標示 見圖右側)對2008年7個測試颱風在不同預報時間之路徑預報誤差。
- Figure 2. The impact of parameterizations in planetary boundary layer and cumulus precipitation on the performance of CWBGFS tropical circulation and typhoon track forecasts. On left, the root mean square errors of the zonal wind for day5 forecasts (horizontal axis, in m/s) from old (solid line) and new (dash line) versions of model. On right, mean typhoon track forecast errors of different forecast times from two versions of forecast model. The cases were selected from 7 typhoons in 2008.

渦旋結構頗為敏感,誤差偏大的個案可透 由虛擬渦旋植入法的調修獲得改善,顯示 颱風初始化方案在模式物理特性變動後, 颱風渦旋初始化方式有必要再做調整。

在進行TPARC實驗(WMO/WWRP Observation System Research and Predictability Experiment (THORPEX) Pacific-Asian Regional Campaign) 飛機加 強觀測資料對辛樂克颱風侵臺前路徑預報 的影響分析方面,研究發現新邊界層及積 雲對流參數化能比舊版發揮更大的資料效 益。在那段加強觀測期間,新版的72小時 內路徑預報,因飛機投落送資料加入可改 善10-18%的誤差,舊版只有2-8%。而且 不論是傳統觀測資料較充裕的00/12 UTC 或傳統觀測資料匱乏的06/18 UTC,飛機 投落送資料對新版均有減小路徑誤差的顯 著效果,但舊版在兩個階段的資料效益並 不均匀,只在00/12呈現改善效果,06/18 UTC則反而出現負面影響。兩者的資料效 果在06/18 UTC出現顯著差異,可能與新 版模式的預報對大尺度環流的掌握較佳, 在此時能提供較佳的猜測場幫助飛機資料 在分析過程發揮更好的效用,有助突顯額 外資料對颱風路徑預報的改進程度,詳細 情形見馮 (2009)。

「颱風中尺度定量降雨預報技術之改 進」方面,2009年度主要在建立東北季 風共伴類型之颱風降雨氣候模式,並運用 衛星降雨資料改進颱風降雨模式。研究之 進行係利用過去與東北季風產生共伴之颱 風個案,建立共伴颱風降雨氣候模式,並 利用1989-2006年相依個案及2007年獨立

個案進行校驗。對相依個案校驗結果,圖 3顯示,不論是個別測站或流域平均之總 累積雨量預估結果,都以共伴模式表現較 好,即共伴模式似有改善原始氣候模式低 估雨量的情形。然而2007年獨立個案校驗 結果顯示,不論是降雨量值或降雨分布, 共伴模式的表現反而較差。顯示颱風外圍 環流與東北季風交互作用產生之共伴效 應,常僅侷限於較小的範圍,而且不同個 案的共伴效應所影響之區域,很可能亦不 相同。在利用SSM/I衛星觀測之颱風降雨 量建立侵臺颱風衛星降雨氣候方面,研究 分析個別颱風侵臺前之降雨潛勢,並發展 依據衛星降雨潛勢修正颱風降雨模式之方 法,與利用2007年及2008年獨立颱風個 案,分別針對颱風登陸前24小時及陸上颱 風警報期間進行降雨預估之校驗;結果顯 示,不論在定性及定量上,應用衛星降雨 潛勢修正颱風降雨氣候模式,可改善原始 氣候模式常低估之狀況(見圖3),尤其是 降雨潛勢較大之颱風個案,詳細情形見李 (2009) \circ

在辛樂克颱風降雨以WRF的模擬上, 模式表現的降水分布和觀測相似,皆有 東南部以及西南部沿岸降水較少的情形, 且主要的降水從北部延伸到中部山區,模 式在北部區域的累積雨量和觀測較接近, 但在中部地區的雨量則為低估,而不同雲 微物理參數對於颱風路徑和降水分布亦有 不同的影響,值得進一步分析,詳見李 (2009)。另針對2007柯羅莎颱風個案,使 用WRF模式探討在臺灣地形影響下,邊界 層過程對颱風路徑與強度的影響,結果顯



- 圖3. 左圖為利用氣候模式預報2007年颱風個案,各別測站之24小時累積雨量,在不同門檻值 的預報校驗結果。長條圖部份(左側座標,圖下標示),其中含原始模式(all),東北季風共 伴氣候模式(NE)與集水區颱風降雨模式(NE_98)之偏倚評分,可偵測機率及誤報率;線段 部份(右側座標)則為預報得分(threat score),其中實線代表原始模式,虛線為東北季風共 伴氣候模式,點虛線為集水區颱風降雨模式。右圖實心點為經用1989~2007年SSM/I衛星 資料之降雨強度產品,建立颱風衛星降雨氣候資料庫,調整後模式結果與單純氣候模式 (圈)對多雨型颱風模式預估雨量與實際雨量之散佈圖。
- Figure 3. Left panel shows the 24-hour accumulated rainfall verification of the independent cases in 2007 by using three different rainfall models. Solid line represents the threat score (right axis) on three thresholds (horizontal axis) of the original model (all), dashed line the northeasterly monsoon model (NE), dashed-point line the customized model (NE_98). The bars (left axis) are, in sequence, the bias scores, probabilities of detection, and the false alarm rates o the three models on different thresholds. Right panel shows the scatter plot of observation rainfall and model forecast rainfall. The solid symbols represent forecast model with SSMI data. The hollow symbols represent forecast model without SSMI data. Different shape symbols represent different typhoons.

示,若不使用邊界層參數化法時,模式無 法維持颱風的持續發展,顯示邊界層過程 對於颱風發展有著關鍵性的影響。在不同 邊界層參數化法的預報結果比較上,使用 Mellor-Yamada-Janjic參數化法,對柯羅 莎颱風路徑模擬較使用Yonsi University參 數化法為佳,詳見何(2009)。

「颱風豪雨及洪水藕合預報技術之研 究」方面,2009年度計畫研究目的為使 用雷達觀測參數推估降雨進行模擬流量, 藉以瞭解雷達參數推估降雨輸入至分散式 水文模式(CASC-2D)後之流量模擬的適用 性。對2001年納莉颱風個案,研究顯示利 用中央氣象局WSR-88D (NEXRAD)機型 雷達搭配降雨回波關係式推估降雨,其推 估雨量結果明顯的低估。而雷達估計降雨 修正值經過計算後的結果其比值為3.77。 若用雷達估計降水關係式反推雷達回波值 需增加約為7.3dBZ左右,經由修正後的雷 達推估降雨可以改善降雨估計結果。將修 正過後的雷達推估雨量輸入至水文模式模 擬逕流,於第1個洪峰流量受到雨量低估 以及土壤入滲的影響而明顯低估。而從下 游到上游不同位置的模擬流量評估結果可 以看出,越上游模擬流量的結果較使用觀 測雨量搭配降雨內插方法來的穩定。

於2005年龍王颱風個案,研究使用 中央大學大氣物理研究所雙偏極化雷達資 料,利用不同的雷達回波參數推估降雨。 由結果可以看出使用KDP雷達回波參數推 估降雨計算降雨量,雖然與實際觀測雨量 比較是為低估,但與其他雷達回波參數比 較有較好的結果,ZDR雷達推估降雨則有 明顯高估的現象。另外,不同CAPPI高度 的雷達參數回波推估降雨結果,會由於雨 帶沿著山區而傾斜,導致於不同高度雷達 回波估計降雨量的位置也會不同,因而影 響到流量模擬結果。另外,將不同CAPPI 高度(3公里、3.5公里、及4公里)之四種雷 達參數推估降雨之系集平均與觀測值比較 可以看出其降雨推估結果有明顯改善(圖 4),但輸入至水文模式其模擬流量依然高 估(圖4),可能原因為4種雷推估方法中有 3種顯著高估流量(僅KDP雷達參數推估法 低估估計流量),以至於系集平均結果依 然高估流量。

分析2006年碧莉斯颱風個案與2005 年龍王颱風個案的不同點,在於實際觀 測雨量上其雨量較小,平均降雨率小於 15mm/hr。由雷達推估降雨結果可以看出 在KDP、ZH、DSD等雷達回波推估降雨 皆低估於實際雨量觀測值,ZDR雷達回波 推估降雨則較為接近實際雨量觀測。在模 擬流量結果於7/15 00:00~24:00有兩個 洪峰流量值,原因在於7/15 00:00~24: 00時有一雨帶從西南往東北移動,因而 造成雷達推估降雨上明顯看出2個洪峰雨 量,進而造成流量上2個洪峰流量出現的 情況。

總結以上的分析,可見使用雷達參數 推估降雨對於集水區的雨量分布有明顯的 改善,使用雙偏極化雷達回波參數推估 隆雨的結果於不同颱風個案中有顯著的差 異。應用雷達KDP參數推估降雨,雖然 於雨量推估上與觀測值比較有低估的現 象,其雨量估算結果與其餘雷達回波參數 推估雨量來比較較為穩定。而雷達ZDR參 數推估降雨則明顯的高估,對於實際雨量 值較小的個案上反而有較好的結果。因此 對於雨量推估上,是以於大雨量個案的雨 量推估應用雷達KDP回波參數,而小雨 量個案的雨量推估應用雷達ZDR回波參 數較為適合。但若將此結論應用於降雨估 算作業上會存在著雨量大小的評估問題, 所以必須配合即時觀測雨量資訊做為雨量 大小的評斷標準,以提供各雷達回波參數 推估降雨方法於不同雨量大小個案的綜合 運用。逕流模擬受到雨量分布情況及累積 雨量值的多寡影響相當大,若雨量差異± 14mm/h左右,則流量明顯的差異約為土 1000m³/h。假使再加上土壤及土地利用的 不同而導致流量差異,整體來說可以達到 ±1000~2000 m³/h左右的流量變化,詳 見楊(2009)。



- 圖4. 2005年龍王颱風(左)總和4種不同雷達參數推估降雨之不同CAPPI高度(3 km、3.5 km、及 4 km)平均降雨與霞雲實際觀測降雨比較圖與(右)4種雷達參數推估降雨平均雨量之模擬流 量於不同高度CAPPI (3 km、3.5 km、及4 km)比較圖。
- Figure 4. Rainfall rate (on left) and discharge (on right) comparisons of the ensemble average estimation using four radar polarimetric parameters at three CAPPI heights (3 km, 3.5 km, and 4 km) and the corresponding observations (OBS) over the Hsia-Yun watershed for Typhoon Longwong (2005) case.

「臺灣東南近海颱風受地形影響的中 尺度結構分析」方面,2009年度計畫是 針對2000年強烈颱風碧利斯,以綠島雷 達分析颱風在外海期間降水雨帶之結構變 化。研究結果顯示,颱風愈接近臺灣東南 部山區,地形效應也愈明顯,且其眼牆特 性在逐漸接近臺灣東南部地形時也有明顯 變化,第1、2象限所呈現的低層風速有減 弱趨勢。觀測資料亦顯示颱風中心距綠島 雷達站約120 km至160 km時,外圍雨帶 受臺灣地形明顯影響,外圍雨帶上之降水 回波,呈合併發展狀況,並且移入外眼牆 回波處,使得外眼牆降水強度增強。中心 更接近時,外眼牆與外圍雨帶降水區域增 大,外眼牆降水強度增強到最大的狀況。

由風場顯示在碧利斯颱風正朝西北方 向接近臺灣東南陸地時,在綠島、成功和 臺東測站均出現西北風,而蘭嶼測站則為

強北北東風,顯示證明地形阻擋效應與管 道效應的存在。同時間,墾丁測站出現北 北西風,結合蘭嶼測站的北北東風,在臺 灣最南端與蘭嶼之間的廣大海域存在著顯 著的合流現象,也驗證颱風中心環流場在 此有加強作用,對流持續旺盛與發展。圖 5為2000年8月22日1100 UTC 強烈颱風碧 利斯的中尺度主觀地面氣流與2km定高面 雷達回波(dBZ)合成圖,說明在第3、第 4象限颱風外眼牆與雨帶跟氣流輻合區相 當接近,對眼牆與雨帶的結構加強有相當 作用。而同時間的中尺度主觀地面氣流與 2km定高面徑向風場合成圖,再次說明在 第3、第4象限颱風外眼牆與雨帶跟氣流 輻合區相當接近,對眼牆內的風速加強與 雨帶的擴張有相當作用,進一步討論見何 (2009) •

「建置WRF模式於颱風預報作業應



- 圖5. 在2000年8月22日1100 UTC 強烈颱風碧利斯的中尺度主觀地面氣流、風速與2km定高面雷 達回波(dBZ)合成圖(左圖)及2km定高面徑向風場合成圖(右圖)。X代表颱風中心位置,+ 代表離開臺灣東南海岸33km之綠島雷達站位置,虛線是氣流線,實線是等風速線。
- Figure 5. The composite CAPPI in reflectivity (dBZ) (left panel) and Doppler velocity (m/s) (right panel) at 2 km level with surface flow pattern analysis for the Severe Typhoon Bilis (2000) over Taiwan area at 1100 UTC on 22 August 2000. Symbol "X" represents the typhoon center and symbol "+" stands for the radar site about 33 km away from the Taiwan coastal line. The dash lines are the streamlines and the solid contours are the isotaches.

用之研究」則探討以颱風渦旋移置技術和 4DVAR資料同化技術改進WRF模式颱風 渦旋初始化流程。在颱風渦旋移置技術 (relocation)研究方面,以WRF模式預報颱 風路徑往往會發現初始颱風位置和觀測位 置差異過大的情形。此研究利用發展完成 的颱風移置技術測試2008年辛樂克與薔蜜 颱風共58個個案,結果顯示颱風6小時預 報的中心位置大致上皆超過1個網格點的 誤差,更突顯颱風移置技術的重要性。此 研究設計有無使用颱風移置技術探討其颱 風路徑預報,結果發現分析場的颱風初始 位置差別最大,採用颱風移置技術有超過 50%的改進能力(圖6)。在預報方面,平均 則有38%颱風路徑預報的提升,最少的亦

有改進28%。進一步分析與探討颱風移置 技術改進颱風預報的原因,其中海平面氣 壓分析場可見颱風移置技術的建置使颱風 環流結構較呈現圓形分布且較為紮實。反 之,若未使用颱風移置技術颱風結構有明 顯拉伸變形的趨勢。此結果說明颱風初始 位置和同化颱風資料的位置距離較大時, 分析場則呈現扭曲的颱風中心,導致模式 初期需積分一段時間以達到模式動力和物 理平衡。甚者,亦可發現預報前期12小時 颱風路徑異常偏折的現象。因此,預報結 果72小時颱風路徑預報亦較使用颱風移置 技術為差,而在分析颱風垂直結構上,可 以得到相同的結論。

對4DVAR之應用方面,在單點實驗測

試中,即可發現4DVAR較3DVAR為優, 特別在分析增量中有flow-dependent與背 景誤差協方差隨時間變化的特徵。此研究 亦利用WRF 4DVAR探討同化颱風渦旋植 入資料對颱風路徑與結構的影響,對辛樂 克颱風個案在分析中加入同化植入質量場 和動量場的渦旋,其路徑和結構有較好的 模擬結果(圖略)。在各類觀測資料大幅增 加,資料同化技術更顯重要,其中又以四 維變分資料同化模式最具代表性。今年度 此研究主要在進行建置WRF 4DVAR系統 於中央氣象局環境並完成測試。研究並以 海棠颱風登陸臺灣前之個案,使用美國 NCEP全球模式做為初始場與邊界條件, 對WRF模式(45公里解析度)進行4DVAR、 3DVAR以及未作變分分析(no_VAR)的測 試。結果顯示海棠颱風於臺灣東方外海繞 圈的路徑,4DVAR的實驗模擬出此異常 路徑。目前WRF-4DVAR已於中央氣象局 系統中建置完成,並可使用央氣象局全 球模式(CWBGFS)和美國NCEP全球模式 (NCEPGFS)的資料作為初始場和邊界條 件,惟尚需進一步分析,才能作業應用。

對中央氣象局模式路徑預報校驗與改



圖6. 左圖為28個達到使用颱風移置技術的個案,模式颱風中心位置(空心颱風標記)與觀測中心 (實心颱風標記)相對位置(單位為公里)。右圖為颱風中心未移置(白色)與移置(黑色)實驗各 小時(橫軸)平均路徑預報誤差(左座標,單位為公里)與颱風移置技術改進的比例(實線,右 座標,單位為百分比)。

Figure 6. The 28 cases of relative positions (left panel, units in kilometer) of the model analyzed centers (hollow typhoon symbols) to the observed typhoon centers (solid typhoon symbol). The improvement of the vortex relocation process on typhoon track forecast (right panel). Horizontal axis is the forecast time (unit of hour). Bars are track position errors (left axis, unit of km) of forecasts with (hollow) and without (solid) relocation process. Curve is the percentage of the error reductions (right axis, unit of %).

進方面,在2008年中央氣象局NFS_Kuo (使用Kuo積雲參數化之中央氣象局非靜 力區域模式)、WRF與EN(NFS與WRF系 集預報)明顯不如2007年的表現,但中央 氣象局官方颱風路徑預報於2008年的表現 亦不如2007年。而除了WRF_M01(使用 NCEPGFS分析場)外,WRF模組在2009年 誤差繼2008年再度增加,WRF版本的更 動,是誤差產生的可能原因之一。更詳細 對中央氣象局2008年颱風與2009年颱風模 式各預報方法之校驗結果如圖7,詳細之 討論見葉(2009)。

在颱風於臺灣地區之降雨方面,此研 究再次整理降雨隨颱風中心位置分布之氣 候平均,所引用之資料為1991年至2008年 中央氣象局所有長時間觀測之287個自動 雨量站資料,圖8顯示颱風中心於21°N到 27°N,119°E到123°E間,每1°x1°之平均 降雨分布,這分布圖可以更詳細的看到颱 風侵臺時各地可能之降雨量,詳細之討論 見葉(2009)。

三、結論

本整合計畫研究之進行包含「颱風都 卜勒速度觀測與地面風力關係之研究及都 卜勒風場反演之作業化」、「全球數值模 式於颱風路徑預報之應用與發展」、「颱 風中尺度定量降雨預報技術之改進」、

「颱風豪雨及洪水藕合預報技術之研 究」、「臺灣東南近海颱風受地形影響的 中尺度結構分析」與「建置WRF模式於颱 風預報作業應用之研究」等6部分。

「在颱風都卜勒速度觀測與地面風力

關係之研究及都卜勒風場反演之作業化」 方面,2009年度完成網連雷達回波資料品 質控制程序的建立、雙都卜勒雷達反演分 析、以及日本嶼那國島剖風儀即時資料的 接收與分析。

「全球數值模式於颱風路徑預報之應 用與發展」方面,主要在對中央氣象局全 球預報系統邊界層及積雲對流參數化2項 物理做研究改進,研究結果顯示2009年度 之改變對熱帶風場的系統性誤差產生相當 明顯的改進,此新版模式也改善了舊版對 副熱帶高壓預報過強的系統性誤差,使預 報強度的掌握較為平穩,也使模式對飛機 加強觀測資料的效應更為明顯。

「颱風中尺度定量降雨預報技術之改 進」方面,2009年度主要在建立東北季風 共伴類型之颱風降雨氣候模式,並運用衛 星降雨資料改進颱風降雨模式。個案校驗 結果顯示,不論是個別測站或流域平均之 總累積雨量預估結果,都以共伴模式表現 較好,即共伴模式似有改善原始氣候模式 低估雨量的情形。

「颱風豪雨及洪水藕合預報技術之研 究」方面,2009年度計畫研究目的為使 用雷達觀測參數推估降雨進行模擬流量, 藉以瞭解雷達參數推估降雨輸入至分散式 水文模式(CASC-2D)後之流量模擬的適用 性。結果顯示使用KDP雷達回波參數推估 降雨計算降雨量,與其他雷達回波參數比 較有較好的結果。另外,不同CAPPI高度 的雷達參數回波推估降雨結果,會導致於 不同高度雷達回波估計降雨量的位置也會 不同,因而影響到流量模擬結果。另外,



圖7.為NFS、WRF、EN(NFS與WRF系集預報)與中央氣象局官方預報(CWB)對2008年(上圖) 與2009年(下圖)的颱風進行均匀個案的24、48、72小時颱風預測路徑平均距離誤差。 其中,NFS於2008年與2009年係分別以NFS_Kuo、NFS_NCEP為作業版,WRF則分以 WRF_M02、WRF_M01為作業版,詳見葉(2009)。

Figure 7. The mean forecasting errors (vertical axis, units in kilometer) of NFS, WRF, and EN models and the Central Weather Bureau official forecast (CWB) for typhoons in years 2008 (up panel) and 2009 (down panel). Horizontal axis is the time range, from 24 hours to 72 hours, of the track forecasts. EN represents the ensemble forecast from NFS and WRF models. In year 2008, the Central Weather Bureau used NFS_Kuo and WRF_M02 as operational models those be changed to NFS_NCEP and WRF_M01. Details refer to Yeh (2009).



圖8. 由1991至2008年287個雨量觀測點資料所得颱風中心位於21°N到 27°N, 119° E到123°E 間,每1°x1°之平均降雨分布。雨量之尺標(單位為毫米)見圖右下角。

Figure 8. The mean hourly rainfall over Taiwan for cases of typhoon in 1991 to 2008 with its eye locates at the 1 degree by 1 degree areas from 21°N to 27°N, 119°E to 123°E. The rainfall scale (in mm) is shown on the right bottom corner. 將不同CAPPI高度(3公里、3.5公里、及4 公里)之4種雷達參數推估降雨之系集平均 與觀測值比較可以看出其降雨推估結果有 明顯改善,惟輸入至水文模式其模擬流量 依然高估情形。

「臺灣東南近海颱風受地形影響的中 尺度結構分析」方面,2009年度主要在以 綠島雷達分析颱風在外海期間降水雨帶之 結構變化。研究結果顯示,颱風愈接近臺 灣東南部山區,地形效應也愈明顯,且其 眼牆特性在逐漸接近臺灣東南部地形時也 有明顯變化,第1、2象限所呈現的低層風 速有減弱趨勢,有地形阻擋效應與管道效 應的存在,同時在臺灣最南端與蘭嶼之間 的廣大海域存在著顯著的合流現象。

「建置WRF模式於颱風預報作業應 用之研究」方面,主要成果包括測試與建 立WRF模式4DVAR、持續改進渦旋移置 技術於颱風路徑預報作業應用,同時詳 細計算與分析中央氣象局非靜力區域模式 (NFS)、WRF模式對2008年與2009年颱風 路徑預報之誤差,並以不同初始與邊界條 件組成系集預報。結果顯示此種簡單的系 集預報作法之平均誤差較各個別預報之平 均誤差小,能供作業應用。另外,進行以 平均法分析颱風侵襲期間降雨量分布之特 性,以進一步建立雨量預報方法。

綜合而言,2009年度研究從颱風路徑 動力模式之改進、颱風豪雨、洪水動力模 式預報技術的建立、應用都卜勒雷達觀測 資料、建立雷達颱風降雨氣候資料,計畫 按時完成,達成計畫原定目標,更詳細之 研究成果請參見參考文獻中之各行政院國 家科學委員會研究報告。

四、誌謝

感謝行政院國家科學委員會對本整合 研究計畫之資助。第一作者另要感謝中央 氣象局蕭玲鳳、陳得松、黃康寧與王惠民 之協助與參與。

五、參考文獻

- 李清勝,2009,颱風路徑與侵臺颱風伴 隨風雨預報技術之發展—子計畫:颱 風中尺度定量降雨預報技術之改進 (II),行政院國家科學委員會研究報 告NSC97-2625-M-002-002,172PP。
- 何台華,2009,颱風路徑與侵臺颱風伴 隨風雨預報技術之發展—子計畫:臺 灣東南近海颱風受地形影響的中尺度 結構分析,行政院國家科學委員會 研究報告NSC97-2625-M-262-001, 30PP。
- 張保亮,2009,颱風路徑與侵臺颱風伴隨 風雨預報技術之發展--子計畫:颱風 都卜勒速度觀測與地面風力關係之研 究及都卜勒風場反演之作業化(II), 行政院國家科學委員會研究報告, NSC 97-2625-M-052-005,48頁。
- 馮欽賜,2009,颱風路徑與侵臺颱風伴隨 風雨預報技術之發展-子計畫:全球 數值模式於颱風路徑預報之應用與發 展(II),行政院國家科學委員會研究 報告,NSC97-2625-M-052-003,47 頁。

- 葉天降,2009,颱風路徑與侵臺颱風伴隨 風雨預報技術之發展-子計畫:建置 WRF模式於颱風預報作業應用之研 究(II),行政院國家科學委員會研究 報告,NSC97-2625-M-052-002,108 頁。
- 楊明仁,2009,颱風路徑與侵臺颱風伴 隨風雨預報技術之發展-子計畫:颱 風豪雨及洪水藕合預報技術之研究, 行政院國家科學委員會研究報告, NSC97-2625-M-008-003,53頁。

The Study on Forecast Technique Development of the Typhoon Track, Rainfall and Winds over Taiwan Area in Year 2009

 1 T.-C. Yeh, 2 C.-S. Lee,

Lee, ³M.-J. Yang,

M.-J. Yang, ¹C.-T. Fong, ¹P. ¹Central Weather Bureau

¹P.-L. Chang, ⁴T.-H. Hor

²National Taiwan University

³National Central University

⁴Lunghwa University of Science and Technology

ABSTRACT

To improve the capability of typhoon forecasting and thus to reduce the damage loss induced by destructive typhoons are top priority research topics of the National Science and Technology Program for Hazards Mitigation supported by the National Science Council. "The Forecast Technique Development Studies on Typhoon Track, Rainfall and Winds over Taiwan Area" is one of the integrated research themes under this Program and aimed to improve forecasts of the track, heavy rainfall and strong winds for a typhoon striking Taiwan. This paper summarizes the outcomes of the integrated study in year 2009.

Tasks of the study include: Doppler radar wind analysis and implementation of the wind analysis scheme into the Central Weather Bureau (CWB) operational environment, development and application of a global numerical model for typhoon track forecast, improvement of the typhoon mesoscale quantitative precipitation forecast, study of the forecasting technique for typhoon-associated heavy rainfall and severe flooding, study on the implementation of WRF typhoon forecasting component in the operational environment of CWB, study on the Taiwan terrain effect on structures of the invading typhoons.

The results of the studies are fruitful, which include a Doppler radar data control procedure and the dual Doppler radars wind analysis algorithm which have been successfully implemented in CWB operational environment. The physical packages of the planetary boundary layer and the cumulus parameterization of the CWB global numerical model and the vortex relocation procedure of CWB WRF model have been refined. A WRF 4Dvar system also has been implanted in CWB. For improving typhoon rainfall forecast, typhoon rainfall climatological model for typhoons coupling with the northeasterly monsoon has been developed. The typhoon rainfall climatological model also has been improved by using the satellite data-derived typhoon rainfall climatology. A scheme to integrate rainfall estimated by using improved radar analysis algorithm, into the water flow simulation has been developed.

Key words: typhoon, typhoon rainfall forecast, typhoon track forecast, data assimilation, vortex relocation, dual Doppler radars analysis, typhoons coupling with the northeasterly monsoon, water flow simulation

適用於推估臺灣日均溫度之統計降尺度方法

李柏宏

中央氣象局氣象預報中心

摘 要

統計降尺度方法中,以多元迴歸模型的運用最為廣泛,而建立多元迴歸 模型的步驟中,最重要的部分則在於如何從大量的層場格點中建立解釋變 數。本研究主要提出一個整合主成份分析和相關係數圖2種方法的優點,並 且避免這2種方法使用上的缺點。

為了驗證本研究的可行性,文中探討模型推估4個氣象觀測站日溫度的 狀況,此外也和4種建立解釋變數的方法進行比較。研究結果顯示推估臺 北、臺中、高雄、花蓮測站之冬季和夏季日均溫度,均方根誤差平均都介於 1至1.36度,而以高雄和花蓮測站的推估狀況最為穩定,受季節性的影響較 小。推估值和日均溫度之間的相關程度分析顯示,冬季時大約都有88%的相 關度,而夏季的相關度則較差,相關度大約在35%至50%之間。方法的比較 上,冬季和夏季的技術得分平均都為正值,但冬季時的技術得分平均較夏季 時的佳。

關鍵詞:統計降尺度、主成份分析、資料縮減、多元迴歸模型、溫度預測。

一、前言

為了了解天氣系統的變化和預測未來 的天氣狀況,大氣科學方面的研究人員, 根據流體力學、熱力學和大氣動力學等物 理定律,建立出一些數學方程式,來描述 大氣的複雜變化,並使用這些數學方程 式,推估天氣的未來變化情況。此種推估 的方法,在氣象上稱為數值天氣預測,而 數值天氣預測會受到初始觀測場誤差、一 部分大氣的物理過程和中小尺度天氣現 象參數化的困難,及大氣層場解析度等 因素影響,造成數值模式無法分析大氣 層場格點(grids)與格點間所發生的物理過 程,但小尺度的天氣變化資訊,在定量 定點的天氣預測上也有著重大的影響, 這也造成了降尺度方法的發展。降尺度 方法的發展上,分成動力降尺度(dynamic downscaling)和統計降尺度(statistical downscaling)2種主要方法,而關於動力 降尺度和統計降尺度2種方法的優缺點比 較,在Fowler等(2007)有詳細的回顧,而 本文主要針對統計降尺度方法的部分做討 論。

統計降尺度方法是為了尋求感興趣 的氣象觀測變數(如溫度、雨量、風速、 雲量等)和數值大氣層場之間的統計相關 性,建立合適的統計模型,以解釋網格點 間的天氣變化,而感興趣的氣象觀測變數 稱為反應變數(dependent variables)、數值 層場的格點值稱為解釋變數(independent variables)。目前統計降尺度方法的研 究,主要在建立大氣層場格點資料和氣 象觀測站的觀測值,兩者之間的統計關 係,而經常使用的統計方法有多元迴歸模 型、正典相關分析(Canonical Correlation Analysis)、類神經網路(neural networks) 方法(如Cavazos, 2000、Hewitson, 1997),和類似法(如Karl等,1990、von Storch等, 1993, 和Murphy, 1999)。這 些統計降尺度方法中,以多元迴歸模型的 運用最為廣泛,而建立多元迴歸模型的步 驟中,最重要的部分則在於如何從大量的 層場格點中建立解釋變數。經常被用來建 立解釋變數的方法有3種,第1,利用某 些指標,決定層場格點區域(如Zheng, 2003), 並使用此區域的格點值當作解釋 變數;第2,Walsh(1984)利用經驗正交函 數(EOF)分析建立解釋變數;第3,計算 層場格點和反應變數間的相關係數,建立 相關係數圖(correlation map),並選取統 計檢定顯著的層場格點。對於這些層場格 點,有些研究者會依據相關的背景知識, 對不同的層場格點選取正相關的層場格點 或是負相關的層場格點,並計算這些層場 格點的平均值,當作解釋變數(如Chu等, 2007、李·2009)。這些建立解釋變數的

方法,都有一些使用上的缺點,例如,對 於第1個方法,指標必須具有代表性,所 決定的區域才有足夠的資訊,另外區域決 定後,當層場格點資料相對於反應變數資 料是相當龐大時,這會得到較差的迴歸模 型參數估計值,並增加模型推估上的誤 差;對於第2種方法,Huth(2002)發現在 選取的大氣層場範圍較大時,格點所能提 供的相關資訊,很可能會被大多不相關的 格點資訊所稀釋;對於第3種方法,則必 須要根據背景知識判斷,使用哪部分區域 的正相關或負相關層場格點資料,或者正 相關和負相關的區域都使用,而對於不同 的研究人員,選取的區域不同,可能會得 到不同的分析結果。另外,當決定好使用 的區域後,僅僅利用區域平均值,是否可 以代表這些格點的資訊,也是一個需要探 討的問題。

因此本研究提出1個建立解釋變數的 方法,並在多元迴歸模型的假設下,和上 述所提到的方法進行比較,預期較好的建 立解釋變數方法,將能降低多元迴歸模型 的推估誤差。

本文的架構如下,第二章說明資料來 源和研究方法、第三章為資料分析、第四 章為結論。

二、資料來源與研究方法

(一) 資料來源

本文採用1981至2009年,氣象局4個 局屬氣象觀測站(臺北、臺中、高雄、花 蓮)之冬季和夏季日均溫度資料,而冬季 定義為每年的1月、2月、和12月;夏季



圖1. NCEP重分析格點資料使用區域。

Fig. 1. The domain of the grid data used in this study (60°E~160°W, 0°N~60°N).

定義為每年的6月、7月、和8月。另外選 定1981至2009年,在東亞區域NCEP重分 析資料,共6個重要層場的大氣層場格點 資料(2.5°x2.5°),作為建立解釋變數的區 域,此6個層場分別為海平面氣壓場、700 百帕高度場、500百帕高度場、850百帕溫 度場、850百帕垂直風場,和200百帕水平 風場。如圖1,分析範圍為60°E~160°W、 0°N~60°N。

(二) 主成份分析(principle components analysis)

主成份分析屬於多變量分析方法中的 一種,其目標為經由線性組合的方法,得 到相對較少且彼此互相獨立的主成份分數 (principle component scores),去解釋觀測 資料中的大部分資訊,以降低大量資料的 複雜度,而線性組合的權重則稱為主成份 (principle components),以下說明主成份 分析方法過程。

1. 主成份分析統計理論

假設收集到的觀測資料矩陣D為,

| | $\begin{bmatrix} x_{11}x_{12}\cdots x_{1n} \end{bmatrix}$ | | $[\bar{x}_1]$ | |
|-----|---|---|---------------|---|
| ה = | $x_{21}x_{22}\cdots x_{2n}$ | _ | \bar{x}_2 | , |
| 0 - | •••• | | • | - |
| | $\begin{bmatrix} x_{p1}x_{p2}\cdots x_{pn} \end{bmatrix}$ | | \bar{x}_p | |

n代表樣本個數、p代表變數個數。 $\Diamond p$ 個 變數為 $X = (X_1 \cdots X_p)$,則變數期望值為,

 $\mu_X^T = (E(X_1), E(X_2), \dots, E(X_p)) \land$
變數之共變異數矩陣為,

 $\sum_{X} = E(X - \mu_{X})(X - \mu_{X})^{T} \circ$ 由於共變異數矩陣 \sum_{X} 為一對稱矩陣,故可 對 \sum_{X} 進行對角化分解(diagonalization), 得到

$$\sum_{X} = C \Lambda C^{T}$$

$$= \begin{pmatrix} c_{11}c_{12}\cdots c_{1p} \\ c_{21}c_{22}\cdots c_{2p} \\ \cdots \\ c_{p1}c_{p2}\cdots c_{pp} \end{pmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_{1}\cdots 0 \\ 0 \lambda_{2} \cdot 0 \\ \cdots \\ 0 \cdots \lambda_{p} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} c_{11}c_{12}\cdots c_{p1} \\ c_{21}c_{22}\cdots c_{p2} \\ \cdots \\ c_{1p}c_{2p}\cdots c_{pp} \end{bmatrix},$$

Λ為一對角矩陣,其對角線上之元素為 \sum_{x} 的特徵值(eigen values),分別為 λ_{1}, \cdots λ_{p}, C 為一個正交矩陣,其第*j*行向量*c*'_{*j*} = ($c_{1j}, c_{2j}, \cdots, c_{pj}$)為對應特稱值 λ_{j} 的特徵向量 (eigen vector), *j* = 1…*p*。

則主成份分數 $Z \models C'D$,其中

$$Z = \begin{bmatrix} z_{11}z_{12}\cdots z_{1n} \\ z_{21}z_{22}\cdots z_{2n} \\ \cdots \\ z_{p1}z_{p2}\cdots z_{pn} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \bar{z}_1 \\ \bar{z}_2 \\ \cdot \\ \bar{z}_p \end{bmatrix},$$

 $\bar{z}_i = (z_{i1}, z_{i2} \cdots z_{in}) \cdot i = 1 \cdots p \circ$

則ē',稱為第i個主成份、z,稱為第i個主成份 分數。

因此主成份分數Z之共變異數矩陣為,

 $\sum_{Z} = \operatorname{cov}(Z) = \operatorname{cov}(C^{T}X) = C^{T}\sum_{X}C = \Lambda$ 而第j個主成份分數之變異數為

 $\operatorname{var}(\bar{z}_j) = \operatorname{var}(\bar{c}'_j X) = \bar{c}'_j \operatorname{var}(\bar{x}_j) \bar{c}_j$

$$= \bar{c}'_{j}\bar{c}_{j}\operatorname{var}(\bar{x}_{j}) = \operatorname{var}(\bar{x}_{j}) = \lambda_{j}$$

則得到

$$\sum_{i=1}^{p} \operatorname{var}(\bar{z}_{i}) = \sum_{i=1}^{p} \operatorname{var}(\bar{x}_{i})$$

因此藉由主成份轉換後,會得到p個互相 獨立的主成份分數(無共線性),並且p個 主成份分數的變異數總和與觀測變數的變 異數總和相等。另外,經由頻譜解構定理 (Spectral decomposition theorem),可以使 得第1主成份分數保有最多的資料變異, 次之為第2主成份分數,依此規則到第p主 成份分數,即 $\lambda_1 > \lambda_2 > \cdots > \lambda_p$,而主成 份分數的變異數占變異數總和的比例,代 表主成份保有資料的變異程度,稱為解釋 度,以下本文都以解釋度稱之。因此在應 用上,僅需要使用前幾個主成份分數就保 有大部分的資料變異,並且達到資料縮減 (data reduction)的目的,但對於要保留幾 個主成份分數才足夠,以下提出2種廣泛 使用的選取方法。

2.主成份個數的選取

主成份個數的選取並沒有一定的標 準,目前有兩個廣泛使用的方法。

(1)累積解釋度

累積解釋度的計算方法:

$$R_K = \frac{\lambda_1 + \dots + \lambda_k}{\lambda_1 + \dots + \lambda_p}$$

當累積解釋度R_{*}大於一特定解釋度時,即 選取*k*個主成份進行分析,此特定解釋度 為研究者決定,並沒有一特定標準。

(2)陡坡圖(scree plot)

陡坡圖的繪製方法,橫軸為主成分的 次序,即1到p個主成份;縱軸為相對應 主成份的變異數。將圖上每個座標連接起 來,從圖中找出曲線突然轉折彎曲(elbow) 的地方,該轉折以上的特徵值所相對應的 主成份,就是欲選取的主成份個數。

(三)多元迴歸模型(multiple regression analysis)

多元迴歸分析是利用多個解釋變數去 解釋和推估反應變數的統計分析方法,以 下說明多元迴歸模型的假設、參數β的估 計方法。 假設反應變數為 $y \times k$ 個解釋變數 為 $w_1 \cdots w_k$,則多元迴歸模型為, $y_i =$ $\beta_0 w_{i1} + \beta_1 w_{i2} + \cdots + \beta_k w_{ik} + \varepsilon_i$, $\varepsilon_i \stackrel{iid}{\sim} (0, \sigma^2)$,i = $1 \cdots n$,其中n代表樣本個數, ε_i 為一平均數 為0、變異數為 σ^2 的白噪音(white noise)。 將上列多元迴歸模型改寫成矩陣形式,則 模型為,

| $\overline{Y} =$ | $W\bar{\beta}$ · | + ē,其 | 中 | | |
|------------------|---|-------|---|---|---|
| $\overline{Y} =$ | $\begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_n \end{bmatrix}$ | • W= | [1w 1w 1w | $\sum_{11}^{11} w_{12} \cdots w_{1k}$ $\sum_{21}^{11} w_{22} \cdots w_{2k}$ $\sum_{n1}^{11} w_{n2} \cdots w_{nk}$ | : |
| $\bar{\beta} =$ | $\begin{bmatrix} \beta_0 \\ \beta_1 \\ \vdots \\ \beta_k \end{bmatrix}$ | • ē = | ε_1 ε_2 ε_n | o | |

參數 $\hat{\beta}$ 估計的方法,使用最小平方法(least squares method)進行估計,則最小平方法 估計量 $\hat{\beta}$ 為, $\hat{\beta} = (W^T W)^{-1} W^T \bar{Y}$ 。

使用收集到的資料,得到迴歸參數估計 量[°]6後,可利用新收集到的解釋變數 $\bar{w}'_{f} =$ $(w_{f1}, w_{f2}, \dots, w_{fk}),對未來的反應變數y_f進行$ $推估,其推估值為<math>\hat{y}_{f} = \bar{w}'_{f}\hat{\beta}$ 。

(四)建立解釋變數的方法和推估流程

此節說明本研究擷取層場格點資料, 建立解釋變數的方法,並利用這些解釋變 數建立多元迴歸模型。首先說明建立解 釋變數的方法,利用觀測站之觀測資料和 層場格點資料分別進行相關係數分析, 建立相關係數圖,並決定相關度門檻值 (threshold)進行層場格點資料的選取,即 選取相關係數圖中,相關係數絕對值大於 或等於相關度門檻值的格點資料,也就是 正相關和負相關的格點,都將提供建立模型的資訊,當選取完格點資料後,再利用 主成份分析,將各層場內所選取的格點資 料進行線性轉換,建立互相獨立的主成份 分數,並決定累積解釋度,用以選取主成 份的個數,則完成了建立解釋變數的流 程。

在建立解釋變數的流程中,有2個參 數必須決定,第1個參數為相關度門檻 值、第2個參數為累積解釋度。本研究使 用交叉驗證(cross validation)的方法,來 進行相關度門檻值和累積解釋度的選取。 交叉驗證的流程為,假設使用n年的溫度 資料和m個層場格點資料,則建立n個交叉 驗證集,每1個交叉驗證集內,又被分成 進行校驗的測試資料(testing sets),和進 行模型建立的訓練資料(training sets)。交 叉驗證集的建立方法為,第1個交叉驗證 集由第1年溫度資料當作測試資料進行校 驗,其餘n-1年當作訓練資料進行建模; 第2個交叉驗證集由第2年溫度資料當作測 試資料進行校驗,其餘n-1年當作訓練資 料進行建模,依照此規則建立其餘n-2個 交叉驗證集,在固定不同的相關度門檻值 α和累積解釋度γ下,進行交叉驗證分析, 使得平均校驗準則最佳之α、γ即是建議選 取的參數值。經由交叉驗證方法,選取合 適的α、γ參數值後,即可建立多元迴歸模 型。

這裡 α 、γ參數進行交叉驗證的範圍為 γ \in (0,0.05,…0.95)、 $\alpha \in$ (0,0.05,…,u),其中 $u = 0.05 \times [\min(\{\rho_i | i=1 \cdots m\})/0.05]、 \rho_i 為觀$ 測資料和第<math>i個層場格點資料中最大絕對 值,[·]為高斯符號。校驗準則使用均方根 誤差(root mean square error; RMSE), 均方根誤差計算方式為,假設觀測資料為 y_t 、模型推估值為 \hat{y}_t ,其中 $t=1\cdots n$,則,

均方根誤差:
$$\sqrt{\frac{\sum\limits_{t=1}^{n} (y_t - \hat{y}_t)^2}{n}}$$
。

注意到儘管使用m個大氣層場資料,這裡 僅使用一個所有層場共用的相關度門檻 值(overall threshold),有以下的考量。第 1,當m增加時,經由交叉驗證挑選各別層 場的相關度門檻,是件耗費時間的事,並 且不保證能降低RMSE;第2,高相關性的 層場格點資料,當α值增加時,被挑選到 的格點資料,會比低相關性的層場格點資 料多,以減少相關性較低的格點資料,進 入建立模型的過程。以上描述的建立解釋 變數和多元迴歸模型過程,整理為圖2。 3.資料分析

此章分析本研究所提出之方法,並進 行3個方向的分析。第1,交叉驗證分析的 結果探討;第2,本文建立解釋變數的方 法在推估日溫度上的結果;第3,和4種建 立解釋變數的方法進行比較,觀察技術得 分的結果。使用1981至2009年,臺北、臺



圖2. 建立解釋變數和迴歸模型之流程圖。

Fig. 2. The flow chart of establishing predictors and regression model building.

中、高雄、花蓮觀測站之冬季和夏季日均 溫度資料,和6個NCEP重分析層場格點資 料,進行資料分析。本文利用1981至2000 年的資料進行多元迴歸模型的建立,並推 估2001年的冬季和夏季日均溫度資料,再 利用1981至2001年的資料進行多元迴歸 模型的建立,並推估2002年的冬季和夏季 日均溫度資料,以此方式持續推估到2009 年。

(1) 交叉驗證結果

經由交叉驗證分析後,可以繪製出在 各個相關度門檻值和累積解釋度組合下的 RMSE平均圖,再藉由此圖來判斷合適的 α、γ參數值。圖3為臺北觀測站,1月和6 月均溫交叉驗證結果,所繪製出的RMSE 平均圖。圖3中可以發現2個特徵。第1, 臺北站1月均溫和6個大氣層場格點資料之 間的相關性較高,因為u值最大達0.5;而 6月均溫和6個大氣層場格點資料相關性 則較低,因為u值最大僅達到0.35,這顯 示6個大氣層場中,至少有一個層場和6月 均溫的相關性較低,而研究中發現僅200 百帕水平風場和6月均溫的相關程度較低 外,其餘大氣層場最高都有0.4至0.55之 間的相關度;第2,在1月時,RMSE平均 圖大約在累積解釋度0.6處,分成明顯的 左右兩部分,左半部呈現出較大的RMSE 平均,而右半部除了在低相關度門檻值和 過高的累積解釋度時,呈現較大的RMSE 平均外,其餘則是呈現出較小的RMSE平 均。這顯示對於推估1月均溫,累積解釋 度的影響比相關度門檻值還來的大,因 為在任何相關度門檻值時,低累積解釋 度的RMSE平均,並沒有比高累積解釋度 的RMSE平均低,但是在低相關度門檻值 時,選取過高的累積解釋度,可能會使得





Fig. 3. The cross validation result of Taipei station in January and June.

模型中包含過多的雜訊,造成較差的推估 結果。6月時的RMSE平均圖,也可以觀察 到圖中的RMSE平均,是由左到右逐漸減 少,大約在累積解釋度0.5處,也分成左 右2部分,同樣的,這也顯示出累積解釋 度的影響比相關度門檻值還來的大,而圖 中低相關度門檻值和過高累積解釋度的區 域,則呈現出較大的RMSE平均,並且比1 月來的大。

文中省略臺中、高雄、花蓮觀測站 的交叉驗證分析圖,和臺北測站2月、12 月、7月,和8月的交叉驗證分析圖,這 些省略的交叉驗證分析圖,大致上和臺北 觀測站的1月、6月交叉驗證分析類似,並 且都有上述2點特徵,因此僅提及臺北觀 測站的情況。歸納上述的探討,在建立解 釋變數時,使用高相關度門檻值和高累積 解釋度,預期會有較好的推估結果;而使 用低相關度門檻值和過高的累積解釋度, 則預期會使得模型包含過多的雜訊,而造 成較差的推估結果。文中使用在交叉驗證 下,使得RMSE平均最小的相關度門檻值 和累積解釋度組合,做為建立多元迴歸模 型的標準。

(2)模型推估結果

此小節呈現,以本文提出的建立解釋 變數方法,建立多元迴歸模型進行日均溫 度推估的結果。觀察表1,臺北測站冬季 的RMSE平均比夏季的RMSE平均較低, 大約差0.1度,而以6月的RMSE平均較 高,達1.5度,其餘月份則介於1.1至1.36 度之間;臺中測站和臺北測站的情況則相 反,夏季的RMSE平均比冬季的的RMSE 平均較低,大約相差0.15度,比臺北站 稍高,而以2月的RMSE平均較高,達1.4 度,最低的RMSE平均為8月的1.04度, 其餘月份則是介於1.15至1.35之間;高雄 測站的RMSE平均,不論在冬季或是夏季 的變化都是相當穩定,各個月份的RMSE 平均介在1度左右;花蓮測站則是冬季和 夏季的RMSE平均沒有太大差異,但1月 和6月的RMSE平均稍高,分別為1.15度 和1.11度,而其餘月份則介於1度左右。 分析推估值和日均溫度之間的相關程度顯

表1、4個氣象測站各月份RMSE平均

| 月 測站 | 1 | 2 | 12 | 6 | 7 | 8 | 冬季 | 夏季 |
|---------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 臺北 | 1.34 | 1.25 | 1.14 | 1.5 | 1.25 | 1.36 | 1.24 | 1.37 |
| 臺中 | 1.33 | 1.4 | 1.23 | 1.28 | 1.14 | 1.04 | 1.32 | 1.15 |
| 高雄 | 1.11 | 1.12 | 1.09 | 1.12 | 1.03 | 0.98 | 1.11 | 1.04 |
| 花蓮 | 1.15 | 1.06 | 1.03 | 1.11 | 0.95 | 0.93 | 1.08 | 0.99 |

Table 1 > The average of root mean square errors of four stations in summer and winter.

示,冬季時的推估值和日均溫度的相關度 較高,對於4個測站都有大約0.88的相關 係數值;而夏季時的相關度則較差,相關 係數值大約在0.35至0.5之間。

多元迴歸模型輔以本文建立解釋變 數方法,在冬季和夏季的各個月份上, RMSE平均都不超過1.5度,尤其以高雄 和花蓮測站的RMSE平均變化最為穩定, RMSE平均介於1度左右。

(3)比較不同建立解釋變數的方法

在前言中已介紹過,幾種經常被使用 建立解釋變數的方法,但為了避免相關經 驗和背景知識上的差異,這裡並不考慮 和主觀決定層場格點區域建立解釋變數的 方法進行比較,而是和藉由相關係數圖選 取統計檢定顯著的層場格點,此種建立解 釋變數的方法進行比較。此外,利用經驗 正交函數建立解釋變數的方法則不另做探 討,因為當α參數為0時,本文提出的方 法,則等同於使用經驗正交函數建立解釋 變數的方法,在此章的第1小節中,已顯 示出在α參數為0時,預期會造成較差的推 估結果,故不再對此種方法進行比較。故 此小節在使用多元迴歸模型下,比較這些 方法對於推估日均溫度上的差異。

以下分別說明將進行比較的4種方 法。第1種方法為,計算相關係數圖,選 取通過統計檢定(95%信賴水準)的正相 關層場格點資料,計算這些層場格點資 料平均值,再利用逐步迴歸法(stepwise selection)建立多元迴歸模型。第2種方法 為,選取通過統計檢定的負相關層場格點 資料,計算平均值,再利用逐步迴歸法 建立多元迴歸模型。第3種方法為,選取 通過統計檢定的正相關及負相關層場格點 資料,分別計算正相關層場格點資料和負 相關層場格點資料平均值,再利用逐步迴 歸法建立多元迴歸模型。第4種方法為, 直接利用逐步迴歸法,選取層場格點資料 建立多元迴歸模型。以上是4種建立解釋 變數方法的說明。另外,為了方便閱讀, 以下分別以方法1、2、3和4代表此4種方 法。

為了比較不同的方法,對推估日均溫 度結果的差異,這裡使用技術得分(skill scores),當作衡量本文的方法和其餘4種 方法的差異。技術得分的計算方式為, 假設兩個不同模型的RMSE平均,分別為 *RMSE*1和*RMSE2*,則技術得分的計算方法 為,

$\frac{RMSE1 - RMSE2}{RMSE1} \times 100\%$

表2顯示,除了在8月時,方法1與方 法3呈現負技術得分外,其餘都呈現正的 技術得分,尤其冬季的技術得分顯著較 大,而夏季的技術得分就不如冬季的明 顯。觀察方法1到方法3的技術得分結果, 顯示出使用正相關的層場格點或負相關的 層場格點,還是同時使用正相關和負相關 的層場格點平均值,作為建立迴歸模型的 解釋變數,對於模型的推估結果是有很大 的差異,因為若是對推估結果沒有影響的 話,所得到的技術得分,應該是不會有太 大的差異。這表示對於使用方法1到方法 3,其中1種方法進行研究的人員來說, 預期會得到不同的分析結論,這是值得注

表2、和4種建立解釋變數的方式比較之平均技術得分。

Table 2 \cdot The average of skill scores with four methods of establishing predictors in summer and winter.

| 月 方法 | 1 | 2 | 12 | 6 | 7 | 8 | 冬季 | 夏季 |
|------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 1 | 34.18% | 33.19% | 34.26% | 8.32% | 6.12% | -0.76% | 33.88% | 4.56% |
| 2 | 41.26% | 48.48% | 42.12% | 4.27% | 10.23% | 2.66% | 43.95% | 5.72% |
| 3 | 32.68% | 33.72% | 34.92% | 5.87% | 5.42% | -1.62% | 33.78% | 3.22% |
| 4 | 95.28% | 95.12% | 95.54% | 94.83% | 93.6% | 96.16% | 95.31% | 94.87% |

意的。另外,可以注意到方法4的技術得 分很高,而產生這個現象的原因,就如同 前言中所提及,當層場格點資料相對於日 均溫度資料是相當龐大時,會得到較差的 迴歸模型參數估計值,而較差的參數估計 值,會導致較差的推估結果。

四、結論

在統計降尺度方法上,很重要的一個 部分是在於如何從大量的層場格點中建立 解釋變數,而在前言介紹的幾種方法,在 使用上似乎已讓研究者產生困惑。例如, 要如何選取重要的層場區域、要選取相關 度多高的格點資料、要如何將選取的重要 格點資訊整合、目前使用的大氣層場是否 具有解釋力等的疑問,而不同的研究者會 有不同的建立方法,而不同的建立方法也 可能會導致不同的研究結論。因此本研究 提出整合主成份分析和相關係數圖,這2 種建立解釋變數的優點,並且避免這2種 方法使用上的缺點。

本文提出的方法,有以下幾個優點。 第1,當考量的層場範圍、層場種類、層 場個數和資料來源都相同時,不會受到研 究者的相關經驗和背景知識上的差異,造 成研究結果的不同;第2,經由相關係數 圖篩選後,大多數線性相關度較低的格點 資訊並不會被選取;第3,當使用的大氣 層場個數較多時,相關性較低的大氣層 場,提供的格點數也較少;第4,降低主 成份分數包含的雜訊量;第5,經由主成 份轉換,單一層場的主成份分數彼此互相 獨立,不再需要考慮單一層場內,解釋變 數可能產生的共線性問題。對於第5個優 點,必須進行額外補充說明,經由主成份 轉換後,單一層場的主成份分數彼此互相 獨立,但並不保證層場間的主成份分數會 互相獨立,而整個研究過程中,筆者並沒 有發現層場間的主成份分數存在共線性此 一問題,因為當解釋變數存在共線性時, 計算矩陣W^TW之行列式值會近似於0,即 |W^TW|≈0,但在各個月份的迴歸模型建立 過程中,都呈現較大的行列式值,明顯並 不近似於0,因此在本文中,解釋變數間 並不存在值得注意的共線性問題。

迴歸模型推估日均溫度的結果,顯示 高雄和花蓮測站的推估狀況最為穩定,受 季節性因素的影響較小,並且根均方差 值都介於1度左右。另外,在迴歸模型的 假設下和4種方法進行日均溫度推估能力 的比較。技術得分的結果顯示,本研究方 法對於提升迴歸模型推估冬季日溫度的能 力有很大的幫助,但是在推估夏季日溫度 上,僅有稍微的提升。筆者認為一部分的 原因是由於層場格點資料中,對於中小尺 度天氣系統的資訊較少,而夏季天氣主要 受到這些中小尺度天氣系統的影響,例如 午後雷陣雨和颱風,這些天氣系統對於溫 度上來說都是重要的影響因素,而吳明進 (2005)由一系列的研究中也發現,臺灣的 區域氣候其實較其它地區的氣候複雜很 多,冬季較夏季有較高的可預測度。另一 部分的原因,筆者認為和選取的大氣層場 種類有關,當選取的大氣層場中有相關度 較低的大氣層場時,應該剔除此大氣層 場,以免影響其它層場變數選取過多相關 度過低的格點資料(可能為雜訊),降低了 模型的推估能力。在實際應用上,可以先 經由觀察各個層場變數的相關係數圖,將 相關度比較低的層場變數予以剔除。

整個研究結果顯示,筆者驗證了前言 的推論,「較好的建立解釋變數方法,將 能提升多元迴歸模型的推估能力」。建議 使用此建立解釋變數的方法,進行相關的 統計降尺度研究。

五、參考文獻

- Cavazos, T., 2000: Using self-organizing maps to investigate extreme climate events: An application to wintertime precipitation in the Balkans. J. Climate, 13, 1718–1732.
- Chu, P.S., X. Zhao, 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. Terr. Atmos. Ocean. Sci., 18, 805-825.
- Fowler, H.J., Blenkinsop, S. and Tebaldi, C. 2007. Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. International Journal of Climatology, 27(12), 1547-1578.
- Huth, 2002. Statistical downscaling of daily temperature in central Europe. Journal of Climate. v15. 1731-1742.
- Hewitson, B.,1997: GCM derived climate change impacts on regional climate variability. Preprints, Fifth Int. Conf. on Southern emisphere Meteorology and Oceanography, Pretoria, South Africa, Amer.Meteor. Soc., 24–26.
- Karl, T. R., W.C. Wang, M. E. Schlesinger, R. W. Knight, and D.Portman, 1990: A method of relating general circulation model simulated climate to the observed local climate. Part I: Seasonal statistics. J. Climate, 3, 1053–1079.

- Murphy, J., 1999: An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate. J. Climate, 12, 2256–2284.
- von Storch, H., E. Zorita, and U. Cubasch, 1993: Downscaling of global climate change estimates to regional scales: An application to Iberian rainfall in wintertime. J. Climate, 6, 1161–1171.
- Walsh, John E., 1984: Forecasts of Monthly 700 mb Height: Verification and Specification Experiments. Mon. Wea. Rev., 112, 2135–2147.
- Zheng, X., and J. A. Renwick, 2003: A regression-based scheme for seasonal forecasting of New Zealand temperature. J. Climate, 16, 1843-1853.
- 吴明進,2005,台灣區域氣候模擬與預 報研究-動力與統計降尺度,行政院 國家科學委員會專題研究計畫,編號 NSC93-2111-M-002-005。
- 李清縢,2009,西北太平洋颱風個數預報 與檢驗,氣象學報,47,25-37。
A Downscaling Method Applied to Taiwan Daily Temperature Forecasting

Po-Hung Lee Weather Forecast Center, Central Weather Bureau, Taiwan, R.O.C.

ABSTRACT

Among all the statistical downscaling methods, the multiple regression model is applied to weather forecast most extensively. How to use huge grids data is the most important issue in multiple regression model. In this study, correlation map and principle component analysis method are combined to create the predictors which contains the advantages of the two methods and avoids their shortcomings.

To verify whether the new method is able to apply, I compare it with four other methods for daily temperature forecasting of Taipei, Taichung, Kaohsiung, and Hualien stations in Taiwan in winter and summer. The result shows that the root mean square errors are all between 1 and 1.36, and which for Kaohsiung and Hualien stations are more stable, less affected by seasonal effects. Correlation coefficients for forecast values and daily temperatures are all about 88% in winter, 35% to 50% in summer. Skill scores are all positive in winter and summer, but the skill scores are better in winter.

Key words: statistical downscaling, principle components, data reduction, multiple regression model, forecast temperatures

鳳梨日燒與寒害發生機制及防護措施之初探

李炳和

中央氣象局嘉義氣象站

官青杉 唐佳惠 蔡惠文

農業委員會農業試驗所嘉義分所

申雍

國立中興大學土壤環境科學系

摘要

夏季期間鳳梨容易遭受日燒傷害,冬季低溫則容易導致畸型果,兩者 都會影響商品價值。本研究於鳳梨果園內進行不同防護處理並進行微氣象 觀測,探討導致夏季發生日燒、冬季發生畸型果的條件與可能機制。結果 顯示,若無防曬措施,有50%的果實會發生嚴重日燒,當氣溫超過36℃且 持續5小時以上,日燒嚴重果實的表面溫度將會超過50℃,且持續時間達 3小時;若覆蓋黃色防曬帽,果皮最高溫度多在45℃以下,且僅有輕微曬 傷現象;若覆蓋可阻擋UV之PE布或一般PE布,兩者之嚴重日燒果率均為 8.3%。由於不論是否使用具有隔離紫外線效果的塑膠布對於降低日燒的效 果相同,因此果皮溫度過高才是最導致日燒發生的決定因子。

冬季期間雖然曾有氣溫低於10℃達10小時,且鳳梨生長點溫度低於5℃ 的狀況發生,導致葉片產生輕微寒害,但果實卻未產生明顯可見之傷害,顯 示低溫並非導致鳳梨果實發生寒害的唯一因子,可能仍需伴隨降雨,才會因 蒸發冷卻的效應,導致花芽或幼果的溫度更為下降,因而產生畸形果。 關鍵詞:鳳梨、日燒、紫外線、寒害、畸形果。

一、前言

鳳梨(學名: Ananas comosus L.,英 名:pineapple)原產於熱帶南美洲,分布 於以赤道為中心南北緯30度間,目前主要 栽培於全球無霜害,氣候溫暖、氣溫變化 小、雨量分布均匀、日照充足地區,為多 年生草本果樹,自種植至催花處理平均12 個月,催花後平均1個月可以見到(紅喉期) 抽穗,1個月後開花,花期3~4周,花後 10~12周可以採收。民國元年前後,日人 引入開英種,設立加工廠產製鳳梨罐頭, 奠定臺灣鳳梨產業基礎,成為重要經濟果 樹之一。以往為因應加工製罐外銷的需 求,栽培品種幾乎都是開英種,如今隨時 代的變遷,外銷市場逐漸萎縮,反而消費 大眾對鮮果市場需求擴大,使鮮食品種栽 培面積逐年增加,其中以臺農17號「金鑽 鳳梨」種植最多,約占總面積70%以上。

國內鳳梨栽培地區由南投縣以南至屏 東縣,再沿東海岸線由南往北,可分布至 臺東與花蓮一帶。每年自5月份起,進入 相對高溫期,天候晴朗時,自上午10時至 下午15時之間,氣溫、日輻射及紫外線 量皆高,未進行防曬處理的果實,常在果 **肩**部位出現變色現象,若具有易倒伏性之 品種,則向陽面亦同樣發生該症狀,一般 稱此症狀為日燒。日燒容易造成蔬果損耗 (Barber and Sharpe, 1971), 目僅發生於果 實向陽面(Bergh, 1980),已有許多研究顯 示,日燒症狀可根據受害程度,分為組織 壞死及組織顏色改變。高溫時期容易發生 日燒,但果實表面溫度與氣溫並不相同, 甚有可能高出10至12℃(Thorpe, 1974; Wünsche et al., 2001), 因此, 似乎應以果 象。

在夏季期間且果實發育階段屬花後4 週至成熟期(採收前),果頂或果肩受日光 直接照射的部位,果皮呈灰白綠色,之後 逐漸轉成褐色,果目略微凹陷,果皮裂 開、壞疽,內部果肉脫水乾枯褐化,若 遇下雨,雜菌容易由傷口侵入,使部分或 全部果實腐爛,失去商品價值(陳京城, 2001;官青杉,2008)。目前果農常利用果 實周圍之葉片6~7葉用繩索束縛在果實上 面,也可以用紙袋、報紙包覆在果實上, 若果實過大易發生倒伏,可立錏管在植行 兩側,拉上鉛線扶正可減輕日燒傷害(官 青杉,2008)。本研究以農民目前常用之 防護方法及棚架鋪上阻擋UV之PE布等不 同處理,探討處理間果實表皮溫度之差 異,及氣象要素(以氣溫為主)與日燒程度 之相關性。

臺灣冬季低溫除可促使鳳梨冬季自然 開花,使產期過度集中於夏季,減少秋季 產量,降低整體產值外,低溫也常導致葉 片凍傷,花序受傷(為抽穗期前後1周)形成 釘目果,果目組織硬化,表皮略呈凹陷, 果實橫剖時,外部組織及中央果肉(花腔 壁及子房)呈深褐色長型條狀病斑,如鐵 釘狀。此一病徵係在開花期遇到低溫凍傷 所致,以春末夏初採收的春果發生較多 (官青杉,2008)。為瞭解鳳梨果實發生低 溫災害之機制,本研究假設冬季因鳳梨植 株基部中央因聚積露水,產生蒸發冷卻效 應,如適逢發芽分化期,則分化受阻,因 而使果實受害,故以不同防護措施探討其 防制效果。

二、研究方法

本研究分成2部分進行,即日燒害及 低溫害防護,日燒害試驗期為98年06月至 98年8月,試驗區位於嘉義農業試驗分所 農場;低溫害試驗期為98年12月至99年2 月,試驗區在嘉義縣民雄鄉松山村(農民 鳳梨生產區)。以上2種災害研究分別設置 若干種防護措施,各措施內分別依研究目 的量測溫度,2試驗區均於園內架設氣象 儀器,進行微氣象環境測定,藉以獲得園 內氣象動態變化,作為分析鳳梨發生日燒 和低溫災害時氣象條件之依據。

(一) 日燒害

於試驗區中架設微氣象觀測系統1 套,觀測項目含風速、風向、氣溫、相 對濕度、日射(量測範圍:400-1100nm)、 紫外線(量測範圍:320-400nm)、雨量(傾 斗式:0.2mm),以上感應器均經由資料處 理器(HL20 datalogger)每3分掃描1次,每 1小時求其平均或累積值,並行輸出及儲 存,本系統蒐集之資料,作為試驗結果之 研判參考(附圖1)。為瞭解設施內環境及 鳳梨果皮表面之溫度,另在設施內架設日 射、紫外線及溫濕度感應器(附圖2),觀 測鋪一般PE布及鋪阻擋UV之PE布的棚架 內,對於日射及紫外線透過率、棚內溫濕 度與棚外之差異,因限於UV布寬度及數 量不足(日本進口),所以兩側無遮,又調 查以中間行植株為主,故無影響試驗; PE 布內防曬帽為另一試驗,非本試驗調查植 株,防曬帽可阻隔所有波段之日射。又於 各處理逢機選取大小及成熟度相近果實2 株,在每個果皮上下位置上各放置熱電偶 溫度線1支(附圖3),蒐集相關氣象資料, 以測得設施內環境及比較各處理之降溫效 果。

以農場內現有品種取得之方便性,選 擇「開英種」鳳梨為供試品種,於開花結 束後1個月分別以鋪阻擋UV之PE布、一 般PE布棚架、黃色防曬帽等3種防曬措施 及不覆蓋(對照組)等4個處理,每處理採3 重複,每重複取樣4株,計48株為調查對 象。果實發育期間,每週調查果實日燒發 生程度、日燒發生位置及日燒發生率,成 熟期至採收前一個月,每週調查果皮轉色 程度共計4次,採收後調查果實重量、可 溶性固形物含量及可滴定酸含量。在日燒 率調查中,若僅小果果目轉為灰白色後轉 為黃色,待果實達成熟期,不影響果實外 觀者,定為輕微日燒(附圖4);若果目先 顯現燙斑,隨後轉為褐色,並伴隨果目開 裂,其果實成熟時將失去商品價值,即視 為嚴重日燒(附圖4)。

(二) 寒害

嘉義月均溫以1月為全年最低,而各 品種中唯「臺農20號」(牛奶鳳梨)催花期 約為11-12月間,隔年1月正值發芽分化 期,此時如遇寒潮南下(氣溫低於10℃), 發芽分化則發生受阻,將來長成之果實會 有畸形、釘目果或果目組織硬化等現象, 如此即失去商品價值,造成農民嚴重的損 失,且臺農20號品種在嘉義地區栽培廣 泛,因甜度高,為消費者喜好食用之品種 之一,所以選擇其為供試品種。

在人工催花後(12月底)以束葉(農民 慣用之方法)、遮雨棚(鋪一般PE布)及 防風網(與盛行風向垂直之黑色遮光網3 道)等3種措施進行低溫防護,完全無處 理者為對照組(附圖5),總計有6處理。

本研究研判鳳梨果實低溫災害,可能 是冬季期間,植株基部中央累積大量露 水,因露水蒸發冷卻效應,使該處溫度下 降造成發芽分化受阻,間接影響果實發 育,因該位置(生長點)無法量測露水量, 因而於各處理之植株基部中央放置熱電藕 溫度計1支(附圖6)(計4重複),藉以模擬露 水量之變化,即可瞭解各措施防護效果, 另於每處理區中央處選植株1株在葉面背 部置溫度計,量測葉面溫度,以為防護效 果研判之參考。

試驗期間(98年12月起),每週調查葉 片是否因低溫受損?抽穗期調查花穗受傷 率,果實採收後測量果重、果徑、果色及 外觀(釘目果或果目組織硬化、畸形),在 6個處理中,每處理有4重複,每重複取10 株調查,計240株。

三、結果分析與討論

(一) 果實日燒發生機制與防護措施

根據微氣象收集系統之記錄結果,嘉 義地區天氣晴朗時正午之日射量,夏天 約在700-800 Wm⁻²;秋、冬季約500-600 Wm⁻²之間,但偶有較高日射量之情形發 生,以98年5-7月為例,最高日射量曾達 900-950 Wm⁻²。紫外線量通常隨日射量增 减而增减,約為日射量之5%以下。果實 日燒試驗之植株,於結束開花一個月即進 行防曬處理,在98年7月1日以前,皆尚未 有目視可見的日燒症狀,7月1日調查時未 經防曬而發生果目黃化之果實達25%,並 有8.3%已有果目壞疽。到7月8日調查時, 果目黃化數量較7月1日大幅增加,且以一 般PE布防曬者,有8.3%為果目壤疽。7月 15日調查時,以一般PE布防曬者,果目黃 化數量仍然增加, 月後續調查時因果目黃 化果實陸續進展為果目壞疽,未再新增被 害果實數。然7月29日調查時,有防曬之

果實未再新增,但未防曬果實果目黃化率 及果目壞疽率皆又增加(表1),顯示,此段 時間內,應有特定氣象因子導致果實發生 日燒。

經將6月中至7月底之氣象資料進行比 對,得知當單日氣溫較高,且累積若干時 數,將使日燒果率增加,以7月2日為例, 接近正午時氣溫超過36℃, 月持續5小時 以上(圖1a),此時果實表面溫度持續3小 時超過50℃, 且在50℃前1小時及50℃後 2小時,保持在43℃左右(圖1b),此一時 期之日射量為753-884 Wm⁻²;紫外線為 36-43Wm⁻²。經此一高溫及高日幅射及紫 外線量後,即有約1/3未採用任何防曬的 果實,在7月8日調查時表現出嚴重的日 燒症狀(表1)。採收前最後累計之日燒果 率,在阻擋UV之 PE布及一般PE布2種處 理,均有25%輕微日燒及8.3%嚴重日燒; 黃色防曬帽僅有8.3%的輕微日燒,日無 嚴重日燒果,為所有防曬處理中效果較理 想的資材,至於未經防曬處理的果實,有 33.3%輕微日燒及50%嚴重日燒,而此高 溫及日幅射之趨勢同樣在各調查間隔中重 複出現,唯出現之溫度及日幅射增加程度 未若7月2日,由此結果顯示,經濟栽培 時確需進行防曬措施,以避免不必要之損 失。

為探討高溫與防曬處理對日燒發生之 影響,以日最高溫與各處理果實表面最高 溫度作迴歸分析,結果顯示,阻擋UV之 PE布處理的果實表面溫度上升最慢,其次 是一般PE布及黃色防曬帽,未防曬處理果 實表面溫度上升最快。未防曬(對照)與利 用黃色防曬帽覆蓋之果實,其表面溫度之 上升與氣溫之R²值,分別為0.83及0.82, 較之以阻擋UV之PE布與氣溫之R²0.75及 0.73高(圖2)。此外,阻擋UV之PE布的增 溫速率隨氣溫上升而減緩,由此推測,阻 擋UV之PE布較一般PE布在高溫時,可延 緩果實表面溫度之增溫量。至於覆蓋黃色 防曬帽,雖然在氣溫上升初期增溫率高, 但因高溫度峰值較低,故防曬效果較佳。 以果皮轉色程度1級(未轉色)至5級(全轉 色)為成熟度指標,測得結果得知,各種 防護處理與無防護(對照組)對果實成熟 度及果實重量影響不顯著,另以手提曲折 計測得之可溶性固形物含量及酸鹼中和滴 定計得之含酸量,各處理間亦無顯著差異 (表2)。因此進行各種防護處理時,應可不 心顧慮其會影響果實食用品質或產量。

早期學者認為日燒主因為太陽輻射 提供熱能而非其他輻射效應(Brooks and Fisher, 1926),國內亦曾有研究指出,當 果皮溫度達40℃以上連續3小時,即可引 起日燒(林,1980);然僅只高溫並不致於 造成日燒症狀,因鳳梨果實採收後即使經 43℃持續72小時的熱風處理,亦未發生 類似日燒症狀(官,2004)。學者在蘋果的研 究上證實,日燒之發生亦與光的種類有關 (Rabinowitch *et al.*, 1974),且其溫度需高 於某一臨界點(Rabinowitch *et al.*, 1986), 相對濕度與風速亦會影響溫度之變化 (Wünsche *et al.*, 2001)。

本研究結果顯示,日射量為753-884Wm⁻²;紫外線量為36-43Wm⁻²,超過 36℃的氣溫持續5小時以上,果實表面溫 度超過約50℃,且持續3小時,將促使嚴 重日燒果率大幅增加;若果實表面溫度約 45℃持續3小時,則僅發生輕微日燒。故 可知栽培時最好能控制果實表面溫度最高 勿超過45℃,且勿持續3小時以上,故積 極研發有效防曬措施以避免日燒災害為當 前重要課題。

表1. 不同防護處理對降低開英種鳳梨產生日燒程度與比例之影響。

| experienced by pineappies (var. Cayenne). | | | | | | | | | | |
|---|-----------------|----------|----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|
| | Damage Rate (%) | | | | | | | | | |
| Treatments | 2009/7/1 | | 2009/7/8 | | 2009/7/15 | | 2009/7/22 | | 2009/7/29 | |
| | Yellow | Necrosis | Yellow | Necrosis | Yellow | Necrosis | Yellow | Necrosis | Yellow | Necrosis |
| UV-cut cloth | 0 | 0 | 16.7 | 0 | 16.7 | 8.3 | 16.7 | 8.3 | 25 | 8.3 |
| PE cloth | 0 | 0 | 8.3 | 8.3 | 25 | 8.3 | 25 | 8.3 | 25 | 8.3 |
| Hat | 0 | 0 | 8.3 | 0 | 8.3 | 0 | 8.3 | 0 | 8.3 | 0 |
| Check | 25 | 8.3 | 33.3 | 25 | 25 | 41.7 | 25 | 41.7 | 33.3 | 50 |

Table 1. Effects of various mitigation treatments to the percentage and severity of sun-burn damage experienced by pineapples (var. Cayenne).

Yellow : fruit skin were slightly yellowed but the appearance were not affected when matured. Necrosis : fruit skin showed burned spots and the market value were depreciated when matured.



圖1. 典型之氣溫、日射與紫外線輻射量(a)及2009年7月2日不同日燒等級鳳梨表皮溫度(b)的逐時變化。

Figure 1. Typical changes of air temperature (a) on July 2nd,2009,incident solar and UV radiation, and skin temperature of pineapples that had different sun-burn damages (b).



圖2. 2009年6月11日至7月31日間不同防護處理所測得之每日最高果皮溫度與最高氣溫間的迴 歸分析。

| Treatment | Maturity | Fruit weight (g) | Total soluble solids (°Brix) | Titratable acidity (%) (as citric acid) |
|--------------|-------------------|---------------------|---------------------------------|--|
| UV cut cloth | 4.7 ^{a*} | 2077.2 ^a | 13.8 ^a | 0.25 ^a |
| PE cloth | 5.0 ^a | 2783.9ª | 13.1 ^a | 0.30 ^a |
| Hat | 4.3 ^a | 2730.7 ^a | 13.5 ^a | 0.26^{a} |
| Check | 4.7^{a} | 2826.8 ^a | 13.1 ^ª | 0.29^{a} |

表2. 不同防護處理對開英種鳳梨果實品質之影響。

* : Means in each column with the same letter are not significantly different at 5% level.

Table 2. Effects of various mitigation treatments to fruit quality of pineapples (var. Cayenne).

Figure 2. Regressions between maximum fruit skin temperature of various mitigation treatments and daily maximum air temperatures in the period between June 11 and July 31, 2009.

在數種防曬處理中,初步結果顯示, 阻擋UV之PE布對降低日燒果率似與一般 PE布效果相仿,而稍較防曬帽之防曬效 果為弱,此係黃色防曬帽雖然果實表面增 溫速度較快,但因高溫度峰值較低,故初 步顯示防曬效果較2種塑膠布為佳。然此 結果可能與阻擋UV之PE布與一般PE布, 係將植株整體覆蓋在一較為密閉之微環境 中,氣溫上升初期因保溫效果導致溫度增 高較快有關,但隨氣溫上升,阻擋UV之 PE布與一般PE布處理的溫度上升速率將 減緩,且以阻擋UV之PE布的效果較佳, 因此,如何改善使用該資材,及其可延緩 果面溫度上升之程度,是未來值得進一步 探討之處。

(二) 低溫傷害原因探討與防護措施設計

果園微氣象觀測資料表明,本年度冬 季(98年12月-99年2月)低於10℃的次數主 要出現在99年1月(5次),98年12月及99年 2月較少發生,分別為3次及2次。夜間受 輻射冷卻和風速降低之影響,相對溼度經 常可達到100%,葉片溫度也會低於氣溫 (圖3)。當相對濕度超過90%,葉面即會發 生結露現象;而即使相對濕度未達90%以 上,若風速低於3ms⁻¹,亦有結露之可能 (圖4)。因此,即使沒有鋒面之降雨,冬季 夜間鳳梨葉片基部(即果實生長點上端)仍 會有大量露水累積。由於水分蒸發需消耗 熱量,可推測鳳梨葉片基部(即果實生長 點上端)的溫度應近似(或可能略低)於所量 測的葉溫,而處於低溫的時間應該也會較 上端葉片為久(葉片上端較易接受到日出 後的日光)。

夜間葉溫會隨氣溫降低而降低(圖5), 而葉溫低於氣溫的程度,則取決於輻射冷 卻程度和風速高低的綜合結果。寒流來襲 時,除氣溫會顯著降低,通常風速也會因 氣壓梯度大而增高,但長波輻射損失量則 會因天空被雲層遮蔽而減少,因此夜間淨 輻射量(負值)的絕對值反而減少。但若冷 氣團勢力強,當鋒面通過後,天空雲量將 會減少,此時長波輻射損失將因而增大, 加上氣溫偏低,鳳梨將更易受到冷害。

依據現地訪查與上述果園微氣象觀測 資料,推測低溫造成鳳梨果目畸形的原 因,可能是由於冬季夜間鳳梨葉片基部 (即果實生長點上端)有大量露水累積,由 於露水溫度與夜間氣溫相當,因此當寒流 來襲時,由於氣溫降低,露水溫度也會同 步降低。由於水的熱傳導性較空氣好,所 以生長點易處於偏低溫的環境。此外,葉 片基部不易受到日照,因此處於偏低溫的 時間也會延長。若生長點受到低溫傷害, 發育形成的果目將變為畸形果(附圖7),葉 片則呈似水浸症狀(附圖8)。

鳳梨屬於熱帶作物,一般認為低於10 至15℃的低溫持續一定時間後,容易引起 寒害。由於最低氣溫出現時間點,通常為 清晨日出前輻射冷卻最強之時,以前述第 2波低溫期為例,在1月12日至1月16日間 每日最低氣溫都曾低於10℃,每日低於 10℃的時數如圖6,其中最低溫在1月14 日,最低時曾到達5.7℃,花芽生長點的 溫度則低於5℃,但白天溫度仍能回升至 20℃以上。對應到抽穗期的調查結果,植 株紅喉期始於2月5日至2月18日之間,往



Figure 3. Changes of micrometeorological environments in the pineapple field.

前推算花芽分化時間,可能當時正為花芽 分化初期,但即使曾有低於10℃達10小時 的狀況發生,仍不足以對果實造成明顯可 見之傷害,顯示低溫並非導致鳳梨果實發 生寒害的唯一因子,可能仍需伴隨降雨, 才會因蒸發冷卻的效應,使花芽或幼果的 溫度較氣溫更為下降,因而產生畸形果。 本研究調查結果顯示,2009年12月



圖4. 夜間露水形成與相對濕度和風速之關係。

Figure 4. Effects of relative humidity and wind speed to dew formation.





Figure 5. Relations between leaf temperature and air temperature in winter.

8日至2010年3月2日期間,最低氣溫低於 10℃以下者有3個時段,分別為12月20日 至12月22日、1月12日至1月16日及2月18 日至2月19日(圖6)。此3個低溫時段中,以 中段(1月12-16日)之低溫(<10℃)期5日 最長,且其中12-13日2日每日低溫連續近 10小時,由此印證表3葉片受損之調查, 表中以1月20日受損較嚴重(2.5-10%),其 次是1月28日(2.5-5%),餘2次調查均無受 損,若以1月20日資料比較各處理防護效



圖6. 2009年12月8日至2010年3月2日期間每日最低氣溫與低於10℃小時數之變化。

Figure 6. Changes of daily minimum air temperature and hours <10°C during the period between December 8, 2009 to March 2, 2010.

表3. 不同處理對臺農20號鳳梨葉片遭受寒害之防護效果。

Table 3. Effects of various treatments to mitigate cold damages of pineapples leaves (var. TN-20).

| | Damage rate (%) | | | | | |
|---|--------------------|------------------|------------------|--------------------|--|--|
| Treatment | 2009/12/30 | 2010/1/20 | 2010/1/28 | 2010/2/24 | | |
| PE house | $0.0^{a^{*}}$ | 2.5ª | 0.0 ^a | 0.0^{a} | | |
| After the 1 st windbreak net | 0.0^{a} | 2.5ª | 0.0^{a} | 0.0^{a} | | |
| After the 2 nd windbreak net | 0.0^{a} | 2.5 ^a | 0.0 ^a | 0.0^{a} | | |
| After the 3 rd windbreak net | 0.0^{a} | 2.5 ^a | 2.5 ^a | 0.0^{a} | | |
| Tie leaves | 0.0^{a} | 5.0 ^a | 2.5 ^a | 0.0^{a} | | |
| Check | 0.0^{a} | 10.0^{a} | 5.0 ^a | 0.0^{a} | | |

* : Means in each column with the same letter were not significantly different at 5% level.

果,得知鋪蓋PE布及防風網之效果較好 (葉片受損率僅2.5%),其次是束葉5%受 損率,對照區則有10%受損,但各處理間 無顯著差異,由此可見防護措施對減少低 溫對葉片的受損仍具有些微效果,而本 試驗鳳梨發芽分化期間低溫發生期可能 較短暫或其他原因,並未對花穗造成傷 害,調查中因而未發現有畸形果產生。

四、結論

夏季防曬為農民栽培鳳梨必然採行之 措施,而防曬方式(材料)五花八門,有防 曬帽(分軟、硬2種材質及覆蓋果實上方、 包覆2種方式)、套防曬紙袋、遮陰網… 等,本研究有鑑於全球暖化及全球氣候變 遷之下,鳳梨果實日燒災害日趨嚴重,此 現象除因溫度高及日射量增加外,亦可能 是紫外線增高所致,故本研究以阻擋紫外 線之PE布鋪蓋,與農民常用之防曬帽(硬 質材質、黃色),及一般PE布鋪蓋措施, 以比較三者防曬之效果。研究初步結果顯 示,防曬帽之防曬效果最好,此乃該材質 厚度厚,可以阻擋大部分的日射,因此降 溫效果好,但此措施適用於較不易倒伏之 品種,若是鳳梨成熟後期果實容易傾斜之 品種-如臺農16號及21號,本措施則無防 曬效果,而阻擋紫外線之PE布及一般PE 布鋪蓋雖防曬效果較差但無此顧慮,另研 究結果發現,阻擋紫外線之PE布鋪蓋處 理在氣溫及日射未造成嚴重燒傷臨界值之 前,是可減輕日燒現象,即日燒等級較為 輕微,若是氣溫及日射過高,則防曬效果 不明顯。

在寒害方面,冬季期間雖然曾有氣溫 低於10℃達10小時,且鳳梨生長點溫度低 於5℃的狀況發生,尤以99年1月12日至1 月16日爆發之寒流最為強烈,且低溫期長 達5天之久,但調查結果僅葉片產生輕微 寒害,果實卻未發生明顯之傷害,原因可 能是當時不是正值發芽分化時期,所以不 影響果實之形成及發育,因此低溫對鳳梨 而言,並非固定性及全面性災害,應屬局 部和偶發性災害,對嘉義地區農民也未造 成嚴重的損失。

五、誌謝

本研究承蒙行政院農業委員會農糧署 經費補助(98農科-7.3.1-糧-Z1), 謹致 謝忱。

六、參考文獻

- 林榮貴,1980:鳳梨日燒病之研究。中國 園藝,26,197-203。
- 官青杉,2004:降低冬果鳳梨酸度之研 究。國立嘉義大學園藝研究所碩士論 文,77頁。
- 官青杉,2008:國產優良品牌鳳梨生產管 理技術作業標準。農糧署。
- Barber, H. N., and P. J. H. Sharpe, 1971: Genetics and physiology of sunscald of fruits. Agric. Meteorol. 8, 175-191.
- Bergh, O. J., E. J. Franken, Van Zyl, F. Kloppers, and A. Dempers, 1980: Sunburn on apples-preliminary results of an investigation conducted during the 1978/79 season. Deciduous Fruit Grower. 30, 8-22.

- Brooks, C., and D. F. Fisher, 1926: Some hightemperature effects in apples: Contrasts in thetwo sides of an apple. J. Agric. Res. 2, 1-16.
- Cote, F. X., M. Folliot, and M. Andre, 1993: Photosynthetic crassulacean acid metabolism in pineapple:diel rhythm of CO₂ fixation, water use and effect of water stress. Acta Hort. 334, 113-129.
- Ekern, P. C., 1965: Evapotranspiration of pineapple in Hawaii. Plant Physiol. 40, 736-739.
- Luttge, U., 2004: Ecophysiology of crassulacean acid metabolism (CAM). Ann. Bot. 93, 629-652.
- Nose. A., K. Heima, K. Miyazato, and S. Murayama, 1986: Effects of daylength on CAM type CO₂ and water vapour exchange of pineapple plants. Photosynthetica 20, 20-28.
- Rabinowitch, H. D., N. Kedar, and P. Budowski, 1974: Induction of sunscald damage in tomatoes under natural and controlled conditions. Sci. Hort. 2, 265-272.
- Rabinowitch, H. D., B. Ben-David, and M. Friedmann, 1986: Light is essential for sunscald induction in cucumber and pepper fruits, whereas heat conditioning provides protection. Sci. Hort. 29, 21-29.
- Thorpe, M., 1974: Radiant heating of apples. Journal of Applied. Ecology 11, 755-760.
- Wünsche, J. N., D. H. Greer, J. W. Palmer, A.

Lang, and T. McGhie, 2001: Sunburn -Thecost of a high light environment. Acta Hort. 557, 349-356.

Zhu, J., D. P. Bartholomew, and G. Goldstein, 1997: Effect of temperature, CO2, and water stress on leaf gas exchange and biomass accumulation of Pineapple. Acta Hort. 425, 207-308.



Studies on Mechanisms of Sun burn and Cold Damage to Pineapples and Mitigation Techniques

Ping-Ho Lee

Chiayi Weather Station, Central Weather Bureau Ching-San Kuan Chia-Hui Tang Hun-Wen Tsai Department of Horticulture, Chiayi Agricultural Research Institute, COA Yuan Shen

Department of Soil and Environmental Sciences, National Chung Hsing University

ABSTRACT

Market values of pineapples are affected by the sun burn damage during summer and the abnormal shape during winter. In this study, climatic conditions and possible mechanisms that might induce sun burn or abnormal shape were discussed based on micrometeorological data and fruit damage survey with various mitigation treatments. Results indicated that more than 50% of the fruits would be sun burned without any protection. The skin temperatures of severely sun burned fruits were higher than 50°C and lasted for at least 3 hrs under air temperatures exceeding 36°C longer than 5hrs. With the "yellow hat" mitigation treatment it had only minor damage, and the skin temperatures seldom exceeded 45°C. Simple greenhouse covered by UV-cut or regular PE films both reduced the percentage of severely damaged fruits to 8.3%. However, there was no difference in protection against sun burn damage by UV-cut or regular PE films. Therefore, it is expected that the overly high skin temperature may be the determining factor in occurring sun burn. Air temperatures lower than 10°C lasting for 10 hrs, which caused \leq 5°C at bud growth region, were experienced during the winter in this study. However, no abnormal shaped fruits were observed. Therefore, it is expected that low temperature may not be the only factor for producing abnormal shaped fruits. Buds and young fruits were likely to be damaged under low temperature accompanying with rain as a result of severe evaporation cooling.

Key words: pineapple, sun burn, UV, cold damage, abnormal shaped fruit

氣象學報季刊 第48卷第3期 出版機關:交通部中央氣象局 地 址:10048臺北市中正區公園路64號 聯絡電話: (02)2349-1091 址: http://photino.cwb.gov.tw/rdcweb/lib/cd/cd07mb/index.htm 網 發 行 人:辛在勤 出版年月:中華民國100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:財團法人伊甸社會福利基金會附設數位資料處理庇護工場 話: (02)2230-8002 雷 展售地點:五南文化廣場臺中總店,400臺中市中山路6號 電話: (04)2226-0330 國家書店松江門市,10485臺北市中山區松江路209號1樓 電話: (02)2518-0207

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]

| | Meteorological Bulletin | | | | | | |
|----------------|---|---|------|-------------|-------------|--|--|
| | | | | 三號登 | 記證局版 | | |
| Articl | les | | | 記為第 | 瓜台誌字 | | |
| A: Ra | n Analysis on the Characteristics of Extreme Hourlyainfall of Typhoon over Taiwan | .Huei-Min Wang Tien-Chiang Yeh | (1) | 一類新聞 | 第〇九と | | |
| Tł D: Cl | he Determination of Earthquake's Rupture Plane by Finite imension Source Method: Examination by using Ruili, hiayi Earthquake Sequence in 1998 as the example | . Rong-Yuh Chen Honn Kao Chien-Hsin Chang | (15) | E 紙 類 | 七 六號 | | |
| Tl th in | he Study on Forecast Technique Development of e Typhoon Track, Rainfall and Winds over Taiwan Area Year 2009 | TC. Yeh CS. Lee MJ. Yang CT. Fong PL. Chang TH. Hor | (43) | 10000000000 | 統一編 | | |
| A Te | Downscaling Method Applied to Taiwan Daily | Po-Hung Lee | (59) | _ | 號 | | |
| St to | tudies on Mechanisms of Sun burn and Cold Damage Pineapples and Mitigation Techniques | Ping-Ho Lee Ching-San Kuan Chia-Hui Tang Hun-Wen Tsai Yuan Shen | (73) | | | | |
| | | TOOL | 0055 | | | | |



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



GPN: 2004400001

定價:新台幣200元