# 101 年天氣分析與預報研討會

#### 中華民國 101 年 9 月 17 日(星期一)至 20 日(星期四),于中央氣象局、集思臺大會議中心 2012 Conference

on

# Weather Analysis and Forecasting

Sep 17-20, 2012 Central Weather Bureau, Taipei

	天氣模擬與預報	
18	<i>陳建河 陳雯美 沈彥志 曾建翰 汪鳳如 馮欽賜</i> 中央氣象局全球預報系統的現況與未來	88
19	陳雯美 曹伶伶 沈彦志 陳建河 曾建翰 馮欽賜 全球數值預報系統 AMSUA 觀測資料之同化研究	91
20	<i>汪鳳如 馮欽賜</i> Noah 地表模式於中央氣象局全球預報系統的調整測試	97
21	<i>李志昕 洪景山</i> 區域系集預報系統強化之初步研究	103
22	洪于珺 洪景山 蔡佳伶 Michael Barlage Fei Chen 高解析土壤資料同化系統之效能評估	108
23	魏士偉 洪景山 全球分析資料初始化為 WRF 初始場之過程探討	114
24	陳雲蘭,劉欣怡 高解析度統計降尺度預報方法研究	119
25	林欣弘 林沛練 WRF 雷達資料同化對颱風短時定量降雨預報之效益評估	125
26	蔡金成 蕭玲鳳 陳得松 包劍文 Hurricane WRF 模式於西北太平洋颱風預報之初步測試研究	126
27	謝銘恩 張龍耀 蕭玲鳳 李清勝 Ted Iwabuchi 郭英華 張昕林 WRF-Var 資料同化系統之 GPS 掩星折射率資料處理對颱風路徑預報之影響	132
28	王潔如 蕭玲鳳 Zhiquan Liu Hui Liu 李清勝 HYBRID 資料同化系統對颱風預報之初步分析	133
29	馮智勇 劉家豪 陳雲蘭 客觀分析法地面溫度案例分析	137
30	<i>黃椿喜 呂國臣 洪景山</i> 系集預報系統在氣象局鄉鎮精緻化預報之應用	143
31	<i>蔡宜珊 呂國臣</i> 鄉鎮預報初步校驗分析	147
32	<i>蔡禹明 陳姿瑾 呂國臣 黃椿喜</i> 應用 ARMOR 方法於台灣強降雨事件定量降水預報之研究	153
33	<i>葉世瑄 呂國臣</i> 中央氣象局 1993~2011 期間降雨預報之校驗	159
34	鄭安孺 李天浩 顧欣怡 陳怡ジ 即時溫度資料品質檢覈	165
35	<i>江亩君 陳嬿竹 吳德榮</i> 定量降雨系集預報加值分析-以 2012 年 6 月梅雨鋒面為例	171

36	江晉孝 馮欽賜 張昕毛 朝涧咨約對中中氣象局 WRF 模式預報號差影響之評估	176
37	陳怡儒 林沛練	181
	利用 WRF 3DVAR 同化雷達徑向風對 2011 年南瑪都颱風模擬之影響	101
38	林忠義、劉嘉騏	187
	雷達資料同化於極短期定量降雨預報之研究	
39	陳嬿竹 張龍耀 蕭玲鳳 江宙君 蔡金成 王潔如 鳳雷 李清勝 郭鴻基 楊明仁	192
	黄清勇	
	台灣地區定量降雨系集預報技術	
40	林欣弘 林沛練 于宜强	198
	模式地形重建對颱風降雨模擬之影響	
41	郭閔超 李孟軒 蔡甫甸	203
	中央氣象局 2003~2011 年官方定量降水預報之分析與探討	
42	廖杞昌 顧凱維	209
	2011年台灣北部區域環流之模擬研究	
43	艾寧靜劉清煌	214
	颱風與季風共伴之環境場研究	
44	Mei-Hsin Chen Yong-Run Guo Chin-Tzu Fong	216
	Analysis of Balance/Unbalance Parts of Background Error Covariance Option 3 and	
	Option 5	
45	劉明禮	219
	盛夏至仲秋臺灣與近海強烈熱帶氣旋波動的分裂型波變	
46	劉明禮	223
	活躍於臺灣近海與山脈的熱帶氣旋波動波變特徵一複合、分裂與角動量守恆	
47	葉大綱 王傳盛 蕭棟元 洪景山 蔡雅婷	228
	利用 GPS 反演大氣可降水及年變化分析	
48	張惠玲 楊舒芝 王溫和 陳嘉榮	234
	LAPS 系集降水機率預報之經濟價值評估	
49	陳宇能, 涂絧琪,陳景森, 林沛練, 林博雄	240
	2008 地形影響季風降雨實驗期間兩劇烈降水事件的比較	
50	張語軒 張庭槐 吳蕙如	246
	預報成員選取對貝氏模型平均法預報的影響	
51	張培臣 林裕豐 張大耀	252
	2012年5月12日宜蘭地區超豪大雨事件個案分析	
52	任亦偉 王信富 陳文倩	258
	運用 WRF 針對臺灣中北部地區低能見度及低雲幕個案之數值模擬	

# 中央氣象局全球預報系統的現況與未來 陳建河<sup>1</sup> 陳雯美<sup>2</sup> 沈彥志<sup>2</sup> 曾建翰<sup>2</sup> 汪鳳如<sup>2</sup> 馮欽賜<sup>1</sup>

# 1:中央氣象局氣象資訊中心

#### 2:中央氣象局氣象科技研究中心

#### 摘要

目前中央氣象局全球預報模式(簡稱 CWBGFS)為 T319L40(水平解析度度約 0.375 度經緯度,垂直解析度 40層,sigma 坐標),隨著超級電腦的升級,將於 2013 年提升至 T512L60(水平解析度度約 0.234 度經緯度,垂直解析度 60層,sigma-pressure hybrid 坐標,簡稱 T319L60),模式的頂層將由原來的 1mb 提高至 0.1mb。除了模式解析度的提 高之外,還做了一些模式動力、物理及植入虛擬颱風資料模組的調整,包括水平擴散 (horizontal diffusion)模組、模式頂層的牛頓冷卻(Newtonian cooling)模組、地形重力波 拖曳(orographic gravity wave drag)模組、行星邊界層模組等。未來(2014 年)也將加入非地形 重力波拖曳(non-orographic gravity wave drag)模組。最終(2015 年)將模式的動力架構改變為 semi-lagrangian,而分析模組也將改為gsi-ensembel hybrid 分析系統,同時將納入更多未始 使用的衛星資料。

目前已完成 T319L60sp 的平行測試,該模式於分析資料品質較佳之 post run 環境下, 經過 2011 年 2 月至 5 月共 3 個月的平行測試,整體 CWBGFS T319L60sp 的執行成效相當 良好,從第 5 天預報的垂直各層高度距平相關(anomal correlation)得分顯示比作業模式高。 至於 semi-lagrangian 模式的發展,目前也已完成鋼體旋轉(solid-body rotation)及淺水方模式 測試,而 gsi-ensembel hybrid 分析系統也完成單點資料的測試。

關鍵詞: 中央氣象局全球預報系統

#### - 、 前言

目前中央氣象局作業中的全球預報作業系統(簡稱 CWBGFS),該系統的資料同化方法於2010年7月之前 使用 3-D VAR 分析方法,之後便改為 GSI 分析方法。而 預報模式的動力架構為三角形截斷波譜模式,於2011 年至今,其水平解析度為T320(0.5度經緯網格),垂 直採用 $\sigma$ 座標,解析度有40層,使用半隱式時間積分 及跳蛙法,時間積分間距為225秒,為使模式積分穩定 分別採用8階水平擴散係數及Robert時間過濾方法,而 模式所使用的物理參數化方法計有(1)地表通量參數 化:參考 Businger et al. (1971),以相似理論經驗式估 算地表通量,(2)土壤模式:參考 Mahrt and Pan(1984) 發展之二層土壤模式,預報二層土壤溫度及單位體積含 水量,同時預報植物表面承水量,(3)大氣垂直紊流 混合參數化:考慮非局部(nonlocal)紊流通量之一階閉 合邊界層參數法(Troen and Mahrt 1986), (4) 淺積雲對 流參數化:採用 Li (1994)提出之方案,詳細說明及 測試可參考 Li and Wang (2000), (5) 積雲對流參數 化: Pan and Wu (1995) 的簡化 A-S 積雲對流參數法 (Simplified Arakawa- Schubert scheme), (6) 網格尺度 降水參數化:採用 Zhao and Frederick(1997)提出之預報方 案,預報雲水(雲冰),並透過雲物理過程決定降水, (7) 重力波拖曳參數化:依據 Palmer el al. (1986) 提 出的概念為基礎,(8)輻射參數化:短波及長波輻射 模式均建立在二向式(two-stream)之計算結構,但長波方 面使用 Fu et al. (1997)的二向\四向混合法以提高其精

確性。關於大氣氣體吸收係數與雲光學特性的參數化乃 參考 Fu an Liou(1992;1993)。

本文共分三節,第一節為前言,第二節為模式現況,介紹作業中的預報模式T319L40(垂直為 sigma 坐 標共 40 層)與改進後的預報模式T319L60(垂直為 sigma-pressure hybrid 坐標共 60 層)的模擬結果及比 較,第三節則敘述CWBGFS系統的未來發展。

#### 二、 CWBGFS 之現況

在前言已簡單敘述作業中的 CWBGFS T319L40 之 現況,相較於世界其他國家作業中心的作業模式(表一) 相對落後很多,為加強 CWBGFS 的競爭力,該系統於 2012年進行相當多的改進,本文綜合整理該預報系統於 最近的改進,包括:(1)加入減少緯度圈之東西向網 格點數目(reduce Gaussian grid)選項,(2)提升預報 模式的解析度,由原來的 T319L40 提高至 T319L60,垂 直坐標由 $\sigma$ 座標改為 $\sigma$ -P的 hybrid 坐標,垂直層數也 由 40 層提升至 60 層,模式層頂由 1mb 提高至 0.1mb, (3) 將水平擴散(horizontal diffusion)由 8 階(4-order)改為 4 階(8-order), (4) 將模式第一層的牛頓冷卻(Newtonian cooling)由4階(2-order)改為2階,(5)調整物理過程中 的重力參數化,(6)增加 GSI 模組中同化衛星資料的種 類。GFS T319L60 $\sigma$ -P 模式在 postrun 的環境下,經過 數個月的平行測試,顯示整個 GFS 系統的執行相當穩 定,且成效優於現行的作業模式 T320L40,圖1及圖2 分別顯示 2012 年 7 月份兩個模式的北半球 500MB 與海 平面氣壓的第 4、5 天距平相關(AC)得分。

圖 3 則是 2012 年 10 個颱風個案的路徑誤差比較, 大致上 T319L60 於前 72 小時的路徑誤差小於 T319L60, 但之後的 96 及 120 小時預報誤差則大於 T319L60。

#### 三、 GFS 未來的發展

相關的研發改進工作正在配合新超級電腦的建置 而積極地展開中,在第一期新超級電腦建置完成的第2 年(2013年),預報模式將提升其水平解析度至 T512L60(水平解析度度約0.234度經緯度),同時物理參 數模組中的土壤模式及 Raylei friction 模組也將被 Noah 地表模式及 Nonorographic gravity wave drag parameterization所取代。另外 GSI 分析模組也會新增同 化 2 個新的衛星資料(AIRS(AQUA), IASI(METOP-A))。

其次,GFS 小組也正積極引進美國 NCEP 新一代的 GSI 分析模組,該模組具有結合分析與系集預報的功 能,被認為對於提升預報準確有極明確的貢獻,目前該 模組已經成功地引進並完成單點資料的測試,希望能夠 在 2014 年上線作業。另外有關模式的動力架構,也將 由原來的波譜方法改為 semi-lagrangian 方法,該數値方 法的發展是採自行發展的方式進行,在原有 CWBGFS 預報模式的架構下去變更,目前已完成鋼體旋轉 (solid-body rotation)及淺水方模式測試,該預報模式希望 能夠在 2015 年上線作業。

#### 四、 參考文獻

- 馮欽賜、陳雯美、黃曉薇和鄭明典,2003:中央氣 象局全球預報系統之近況與發展-2003年之報 告。*天氣分析與預報研討會*,西元2003年9月15-17日,臺北,321-325。
- 馮欽賜、陳雯美、和陳建河,2007:調整初始颱風 渦旋背景環流對颱風路徑預報之影響。西元 2007 年大氣科學研討會,A1-4B-08 論文。
- Arakawa, A., and M. Suarez, 1983: Vertical differencing of the primitive equations in sigma coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 34-45.
- 4. Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi, and E. F. Bradley, 1971: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci*, 28, 181-189.
- 5. Derber, J. C., D. F. Parrish and S. J. Lord, 1991: The new global operational analysis system at the National Meteorological Center. *Wea. and Forecasting*, **6**, 538-547.
- 6. Fu, Q., and K. N. Liou, 1992: On the correlated k-distribution method for radiative transfer in nonhomgenuous atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 2139-2156.
- Fu, Q., and K. N. Liou, 1993: Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 50, 2008-2025.
- 8. Fu, Q., K. N. Liou, M. C. Cribb, T. P. Charlock, and A. Grossman, 1997: Multiple scattering parameterization in

thermal infrared radiative transfer. J. Atmos. Sci., 54, 2799-2812.

- 9. Li, J.-L., 1994: On shallow cumulus parameterization scheme for large-scale planetary boundary layers, Ph.D. thesis, University of Wisconsin-Madison, pp203.
- Li, J.-L. F. and F.-J. Wang, 2000: Improved shallow cumulus process in the Central Weather Bureau global forecast system。天氣分析與預報研討會(大氣部 份),西元 2000年7月 10-12日,臺北, 288-293。
- Liu, Q., T. Marchok, H. L. Pan, M. Bender and S. Lord, 2000: Improvements in hurricane initialization and forecasting at NCEP with global and regional (GFDL) models. *Technical Procedures Bulletin No. 472*. Available at: http://www.nws.noaa.gov/om/tpb.
- 12. Mahrt, L., and H. -L. Pan, 1984: A two-layer model of soil hydrology. *Boundary Layer Meteorol.*, **29**, 1-20.
- Palmer, T. N., G. Shutts, and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112, 1001-1039.
- Pan, and W.-S. Wu, 1995: Implementing a mass flux convective parameterization package for the NMC Medium-Range Forecast model. NMC Office Note 409, 40pp.
- 15. Troen, I., and L. Mahrt, 1986: A simple model of the atmospheric boundary layer: Sensivity to surface evaporation. *Bound. Layer Meteor.*, **37**, 129-148.
- Zhao, Qingyun and F. H. Carr, 1997: A Prognostic Cloud Scheme for Operational NWP Models. *Mon. Wea. Rev.*,125, 1931-1953.
- Zobler, L. 1986. A World Soil File for Global Climate Modelling. NASA Technical Memorandum 87802. NASA Goddard Institute for Space Studies, New York, New York, U.S.A.

#### 六、致謝

名檻	解析度	本平	查直康禄 序兼	偶式來構
ECMWF (2010/1)	TL1279L91	16km	S-P91	Semi_L+specturm
JMA (2007/11)	TL959L60	20km	S-P 60	Semi_L+spectarm
NCEP(2010/7)	T374L64	234an	S-P 64	spectaum
UKM (2010/5)	N512L70	25km	S-P 70	Semi_L+Finite difference
KMA (韓國2018/5)	N512L70	25km	S-P 70	Semi_L+Finite difference
CMA (中國2808/I)	TL639L60	32km	S-P 60	Semi_L+specturm
GEM (加拿大2006月)	(\$00,2,600)	34km	S-P 80	Semi_L+finite element
NOGAP5 (2009/9)	T319L42	<b>421</b> an	S-P 🔁	spectano
CWB (2011/11)	T319L40	<b>42km</b>	S 42	spectaria

本文在中央氣象局氣象科技研究中心支持下完成。

表 1: 世界各國作業中心預報模式的現況





圖 2: 2012 年 7 月預報模式 T319L60 與 T319L40 之北半球 500mb 高度場距平(AC) 於第 4 天及第 5 天的得分



# 全球數值預報系統 AMSUA 觀測資料之同化研究

陳雯美<sup>1</sup> 曹伶伶<sup>1</sup> 沈彥志<sup>1</sup> 陳建河<sup>2</sup> 曾建翰<sup>1</sup> 馮欽賜<sup>2</sup> <sup>1</sup>中央氣象局氣象科技研究中心

<sup>2</sup>中央氣象局氣象資訊中心

#### 摘要

衛星觀測資料具備時間的連續性與空間的全球性,已成爲數值天氣預報系統資料同化的重要觀測資料來 源,根據世界主要數值預報中心的經驗,其中的新一代微波探空儀 A(AMSU-A)的亮度溫度觀測是衛星觀測資 料中對全球數值預報模式的預報成效有最顯著的貢獻者。本文將探討 AMSU-A 亮度溫度觀測資料的同化及其 對中央氣象局作業之全球數值預報系統分析及預報的影響,研擬其同化策略以提升預報成效。結果顯示對目前 作業系統而言,AMSU-A 平流層頻道及窗區頻道的同化率較對流層頻道低,且與背景場的平均誤差也較大;增 加 AMSU-A 的同化對分析場的影響以 100hPa 以上的平流層最爲明顯,對流層的部分南半球較北半球的影響明 顯,以南極地區最明顯;以探空資料檢視分析場顯示上對流層至平流層有較大的誤差,且 AMSU-A 資料的同 化強化了近地層冬半球偏暖、夏半球偏冷的偏差。以 NCEP 分析場檢視分析場顯示在傳統探空資料較匱乏的南 半球地區,風場東西分量的平均誤差時間序列呈現由平流層向下傳遞至對流層的異常誤差分布型態,這主要是 平流層頻道資料的同化所造成;對預報的影響則新增 AMSU-A 的同化對北半球的預報成效為持平,南半球則 略偏負效應;取消平流層 AMSU-A 頻道的同化對來,北半球的預報成效均略有提升。

關鍵字:AMSU-A 衛星觀測資料,資料同化,全球數值天氣預報

# 一、 前言

數值天氣預報模式根據大氣運動與物理原理由 數值資料同化提供的初始分析場來進行未來大氣狀 況的預報,因此要提升數值預報的預報成效除了加強 數值預報的動力及物理之外,初始分析場品質的提升 也是非常重要的。初始分析場的品質決定於分析的方 法以及觀測資料,自1950年代數值天氣預報開始發 展以來,分析方法與觀測資料也不斷的改善。分析方 法從逐次修正分析法、最佳客觀分析法、變分分析法 到目前世界各主要數值預報中心均積極發展的系集 卡爾曼濾波器(Ensemble Kalman Filter)資料同化法及 其與變分分析合成的混合分析法(Hybrid Variational-Ensemble Data Assimilation),不斷改善精進。 觀測資料也由早期以傳統探空、高空風、地面、船舶 等等觀測資料為主,進展到飛機、衛星導出風,到衛 星輻射觀測資料以及 GPSRO 掩星觀測資料,觀測技 術日益進步,資料量不斷增加。對資料同化而言如何 妥善運用各類觀測資料以提升初始分析場的品質,提 高數值預報模式的預報成效是最重要的課題。

衛星由太空觀測地球系統各個地區的輻射,可以 不分日夜、不侷限於地形、國界,定時進行觀測,因 此衛星觀測資料具備時間連續性與空間全球性的特 質,在數値資料同化進入變分分析法後,可以直接同 化各類衛星觀測資料之後,近年來已成爲數値天氣預 報資料同化重要的觀測資料來源,尤其對傳統觀測資 料分布匱乏的沙漠、高山及廣大洋面而言,衛星觀測 資料更是扮演重要的角色。新一代的微波探空儀 A(AMSU-A; Advanced Microwave Sounding Unit-A)最早 搭載於美國 1998 年 5 月發射的 NOAA15 繞極衛星, 目前搭載此儀器且觀測資料仍可用的衛星尙有 NOAA18、NOAA19、AQUA 以及歐洲的 METOP-A 衛 星。AMSU-A 儀器的設計目的是探測大氣溫度的垂直 結構,藉由數值同化變分分析可以直接同化此觀測資 料,在世界主要數值預報中心如歐洲中期預報中心、 美國海軍等的作業應用上均顯示 AMSU-A 觀測是各 類衛星資料中對提升數值預報成效最爲顯著的。

中央氣象局作業全球數值預報系統的資料同化 系統採用自美國環境預報中心(National Centers for Environmental Predition; NCEP)的三維變分分析系統 - 格點統計內插分析系統(GSI; Grid Statistic Interpolation system, Wu et al. 2002),目前同化的資料 以傳統觀測資料為主,衛星資料的部分僅同化衛星反 演風、GPS-RO 掩星以及 NOAA15 衛星 AMSU-A 亮度 溫度觀測資料(陳等, 2000),因此加強衛星觀測資料 的同化以提升數值預報的成效是目前系統發展的重 要課題。

本文的目的在探討 AMSU-A 衛星觀測資料的同 化對中央氣象局全球數值預報系統的影響,以擬定作 業的同化策略。第二部分為 AMSU-A 觀測資料的同化 實驗,第三部分為 AMSU-A 平流層頻道資料的敏感性 測試,最後為結論與討論。

#### 二、 AMSU-A 觀測資料的同化實驗

#### (一) 全球數值預報系統

本研究使用中央氣象局作業的全球數值預報系統進行各項測試,預報模式爲解析度t320140的波譜

模式,水平解析度約 42 公里,垂直 40 層採用 σ 座 標(陳等,2011),模式頂為 lhPa。資料同化部分採用 自 NCEP 引進的三維變分分析系統 - 格點統計內插 分析系統。作業為 6 小時同化更新,也就是進行同化 分析時採用前 6 小時的 6 小時預報作為分析的初始猜 測場,觀測資料部分目前同化的資料包括探空、高空 風、飛機、ECMWF 格點資料及颱風期間颱風虛擬資 料,衛星資料的部分則包括衛星反演風、GPS-RO 掩 星以及 NOAA15 衛星 AMSU-A 觀測資料(陳等, 2000)。

(二) AMSU-A 觀測資料

AMSU-A 現為美國航空及大氣總署(NASA)繞極 衛星 NOAA15-19 及歐洲氣象衛星發展組織

(EUMETSAT)繞極衛星 METOP-A 搭載的微波探空儀。 繞極衛星在離地表 800 公里左右的高度繞地球運行, 繞地球一圈約需 90 至 120 分鐘,因此一天對同一地 區可以有兩次的觀測;觀測方式爲垂直衛星運行方向 進行掃描,形成寬幅爲 1650 公里的帶狀觀測,而由 於地球由西向東的自轉,衛星每繞地球一圈帶狀觀測 區會向左偏移經度 20 度左右,因此觀測資料的分布 如圖一(a)所示,其中不同的顏色代表以小時爲單位不 同時間的觀測。

AMSU-A 所觀測的不同於一般觀測溫度、風、溼 度等氣象要素,而是所謂的亮度溫度,同化的方式必 須借助變分分析法中的觀測渾算子,藉由輻射傳遞方 程轉換背景場微量度溫度,以得到背景場與觀測亮度 溫度的差值,來同化不同於分析變數的衛星亮度溫度 觀測資料。AMSU-A 共有 15 個觀測頻道,水平解析度 約為 50 公里。各頻道權重函數(weighting function) 如圖二所示,表一列出各頻道的觀測中心頻率、權重 函數峯值所在垂直位置,依各頻道權重函數峯值 (peak)位置可將其分成三組:頻道1-4及15峯值接 近地表,爲窗區頻道,AMSU-A 偵測到的輻射主要來 自近地層大氣及地表的輻射,受地表特性的影響很大; 頻道 5-8 的峯值位於對流層,輻射主要來自對流層大 氣,爲對流層頻道;頻道9-14峯值在平流層,輻射 主要為平流層大氣的貢獻,歸類為平流層頻道。根據 歐美及日本各數值預報中心的經驗,同化窗區頻道及 平流層頻道分別因對地表特性了解有限及平流層預 報偏差較大,困難度較高。

以作業版系統做為控制組實驗,藉由個案來了解同化各別衛星的AMSU-A 觀測資料對分析的影響。個案為2009年12月1日12Z,分別進行增加NOAA18、 METOP-A及AQUA衛星的觀測資料的實驗。圖一(a)(b)分別為作業版所同化的AMSU-A及新增的AMSU-A 觀測資料的水平分布。同一時間不同衛星的資料分布是錯開的,新增AMSU-A 觀測資料可以彌補原本觀測資料分布稀疏地區的大氣狀況。

圖三為 $\sigma$ =0.3847、接近 400hPa,約為頻道 6(表一)權重函數峯値所在高度層,各實驗與控制組分析 場的差値分布。基本上分析差植的分布與圖一(a)各 衛星觀測資料的分布一致,比較不同實驗的分析差值, 在資料位置重疊地區,觀測資料對分析的影響是一致 的,例如衛星 METOP-A 及 AQUA 在西經 120-180 度間 帶狀觀測區分析差值的正負配置、衛星 NOAA18 與 METOP-A、AQUA 在澳洲東方及東南方一帶的資料重疊 的正負配置為一致,代表各衛星觀測資料對分析場影 響是一致的,顯示資料的可信度,且對觀測資料較缺 乏的廣大洋面的分析有一定程度的影響,差值介於 -1.3 到 1°間,對中、高緯度地區的影響較低緯地 區明顯。

#### (三) 平行測試

初步的實驗設計是以目前的作業做為控制組實驗(實驗 pcnt1)。同化實驗則是參考 NCEP 目前同化AMSU-A 觀測資料的策略,包括同化的頻道及觀測誤差,增加上述三衛星 AMSU-A 觀測的同化(實驗 p3amua)。各衛星頻道的使用如表二。測試時間為北 半球的冬季 2009 年 12 月 1 日至 2010 年 1 月 15 日,以 12 月 16 日至 2010 年 1 月 15 日的結果進行預報成效的校驗。

圖四為 2009 年 12 月 16 日至 2010 年 1 月 15 日 平均實驗 pamua 與 pctl 溫度及風東西分量分析場差 值的緯向平均垂直剖面圖。溫度差異顯示主要的差異 出現在100hPa以上的平流層以及高緯度地區,高緯 度地區對流層也有明顯的差異,南極地區的差異最為 明顯,南半球中緯度的對流層亦有一些差異,相對而 言北半球中緯度地區的差異就較不明顯,無法顯示在 平均圖中,可能原因是北半球有較完整的傳統探空觀 測資料。AMSU-A 亮度溫度觀測主要影響的是溫度場 的分析,風場的影響主要來自分析系統中背景場誤差 所提供的質量場與風場間平衡關係調節而來,因此圖 (b)風場東西分量的差異同樣顯示 100hPa 以上的差 異最爲明顯, 且範圍低至 200hPa, 且南半球 300-500hPa 間的對流層也存在風場的差異。圖五為 探空觀測資料與分析場北、南半球垂直各層溫度及風 場東西分量觀測資料與分析場的平均偏差及均方根 誤差。 溫度的部分,南北半球的偏差均顯示分析場在 對流層頂附近有明顯的偏暖,近地層則正逢冬季的北 半球偏暖,逢夏季的南半球偏冷,AMSU-A 觀測資料 的同化強化此偏差;溫度最明顯的偏差出現在平流層, AMSU-A 觀測資料對此下平流層嚴重偏暖情形略有 改善。溫度均方根誤差則顯示 250hPa 以上各層誤差 有較大的差異,300-700hPa間的均方根誤差變大,南 半球尤其明顯。風場的部分與溫度場呼應,150hPa以 上各層均方根誤差變大。因此,AMSU-A 資料的同化 使得上對流層至平流層的分析與傳統觀測資料有較 大的差異。圖六是南半球分析風東西分量場與 NCEP 的分析場平均誤差的時間序列,實驗 pctl 的分析與 NCEP 的分析差異在上對流層及平流層較明顯,實驗 pamua 的偏差明顯更大且呈現隨時間由上往下傳的誤 差分布異常情形,北半球並無此情形(圖為示)。

上層大氣分析場的差異對預報的影響並不明顯, 由圖七南、北半球 500hPa 高度場以 NCEP 分析場為校 驗場,1到5天預報的平均距平相關顯示北半球實驗 pamua 與 pctl 的幾乎一致,但南半球的5天預報實驗 pamua 較 pctl 略差,顯示增加觀測資料的同化反而降 低了預報成效。

#### 三、 平流層頻道的敏感性測試

衛星儀器由外太空向下偵測地球輻射,觀測到的 輻射是地面及整層大氣輻射的積分結果,資料本身具 有明顯的偏差,必須做偏差的修訂(bias correction)。模 式預報系統性誤差明顯的平流層,往往增加偏差修訂 的困難度,而影響資料同化的效果,因此不同的數値 預報系統必須仔細分析並調整其同化策略。相較於傳 統觀測資料,衛星觀測資料的同化較爲複雜,如果同 化的方式不恰當,大量衛星觀測資料的同化不但對數 值預報成效沒有幫助,可能影響模式的預報成效。

圖八(a)是 NOAA18 平均各頻道的觀測與背景場 亮度溫度差的平均偏差,尚未偏差校的平均偏差(黑 點)顯示各頻道均有一定的偏差值,其中又以權重函 數峯値近地面的頻道1、2及平流層頻道12的最大, 尤其頻道 12 偏差值將近 7°,違背變分分析中觀測誤 差及背景場資料為無偏差的基本假設。事實上,平均 偏差所呈現的系統性誤差來源可能是觀測本身的誤 差、背景場以及觀測運算子中輻射傳遞方程的簡化造 成背景場轉換成亮度溫度過程中引進的誤差,必須做 偏差修正才能有效的發揮衛星觀測資料的功能。GSI 對衛星觀測資料偏差修定的方法分為兩部分,一為掃 描角偏差修訂,一為氣團偏差修訂,主要是做觀測資 料及觀測運算子的偏差,修訂過的偏差如圖八(b)符號 X 所示,所有頻道的平均偏差均非常接近0,代表修 訂後幾乎沒有偏差,但當背景場也有明顯偏差時,可 能被視為觀測資料及觀測運算子的偏差來修訂,使觀 測資料無法發揮其功能。圖八(b)為各頻道的平均同化 率,同樣顯示相對於多數對流層頻道同化率接近 100%而言,窗區頻道(1-4及15)之同化率介於60-70%, 對流層頻道5之同化率也是較低的,約為70%,平流 層頻道的同化率頻道10、11約為90%,頻道12則約 為 50%, 而權重函數峯值接近模式頂(表一)的頻道 13 則幾乎完全被排除。因此,窗區頻道及平流層頻道的 同化可能較為困難。

前一節所討論的同化 AMSU-A 觀測後,分析風 場與探空觀測結果較不一致,且相對於 NCEP 的分析 場的時間序列顯示的異常情形,是否與平流層頻道的 同化有關,又是否影響預報的成效,爲此進行了實驗 poff9to13,即關閉所有平流層 9-13 頻道的同化實驗。 圖六(c)是實驗 poff9to13 南半球分析風東西分量場與 NCEP 的分析場平均誤差的時間序列,實驗 pamua 在 上對流層及平流層的偏差明顯更大且呈現隨時間由 上往下傳的異常情形(圖六(b))在關閉頻道9-13後不再 存在、顯示該異常誤差分布為平流層頻道資料造成。 圖五以探空觀測檢視分析場的結果也顯示實驗 poff9to13 均方根誤差(綠線)變得比實驗 pamua 小,與 控制組接近,也就是與探空資料較一致。圖七 500hPa 高度場的平均距平相關顯示南北半球在關閉頻道 9-13後都有較佳的預報表現,北半球5天預報略有改 善,南半球則由原來的持平偏負效果變為持平偏正的 效果。因此,就目前的系統而言,關閉平流層頻道的 同化是較佳的同化策略。根據 ECMWF、加拿大數值 預報的經驗,對平流層大氣又較好的掌握對對流層的 預報是有幫助的(C. Martin et al,2012),因此如何有效 發揮平流層頻道觀測資料的效能以提升預報的成效 是值得進一步探討的。

#### 四、 結論與討論

數值天氣預報中資料同化的角色為提供預報模 式所需的初始分析場,而善用每一種觀測資料以提升 預報模式的預報成效則是資料同化的主要任務。衛星 觀測資料已成為目前數值天氣預報重要的觀測資料 來源,對中央氣象局全球資料同化系統而言,目前同 化的種類有限,因此加強衛星觀測資料的同化以提升 數值預報的成效是目前系統發展的重要課題。

本研究以目前中央氣象局作業的全球數値天氣 預報系統為基礎,探討新增同化 NOAA18、METOP-A 及 AQUA 三顆衛星的 AMSUA 觀測資料的影響。實驗 結果發現

(1)個別衛星AMSUA觀測資料對分析場的影響在資料 位置重疊區是一致的,影響的程度以中高緯度較大, 對觀測資料較缺乏的廣大洋面的分析有一定程度的 影響。

(2)窗區頻道與平流層頻道觀測與背景場有較大的平均偏差,同化率也較對流層低,同化的困難度較低。 (3)AMSU-A對分析的影響以100hPa以上的平流層較 顯著;對流層的部分以南半球較爲明顯,南極地區有 最顯著的影響;南半球的中緯度地區的影響較北半球 的明顯,可能原因是北半球有較完整的傳統探空觀測 資料。

(4)AMSU-A 觀測的同化造成上對流層至下平流層間 分析場較偏離探空觀測,南半球尤其明顯。此現象主 要來自平流層頻道資料的同化。同時也強化了近地層 冬半球偏暖、夏半球偏冷的偏差

(5)對預報成效的影響部分,同化所有 AMSU-A 觀測 對預報的影響在北半球為持平偏正,南半球維持平偏 負的影響;關閉平流層頻道的實驗則北半球有較爲明 顯的正效應,南半球也有持平偏正的影響。

就目前的系統而言,關閉平流層頻道的同化是較 佳的同化策略,可能原因是目前預報系統在平流層的 解析度不夠且模式頂高度不夠高,以致影響權重函數 同時涵蓋對流層與平流層或平流層以及接近模式頂 的資料的同化效能,如何有效同化平流層頻道的觀測 以提高預報成效是一個值得進一步研究探討的課 題。

## 參考文獻

陳建河、沈彥志、汪鳳如、陳雯美和馮欽賜,2011: 中央氣象局全球預報系統 T319L40 的成效。天氣分 析研討會論文彙編,111-121。

- 陳雯美、沈彥志、、曹伶伶、馮欽賜和吳婉淑,2000: 中央氣象局全球資料同化系統之更新評估。天氣分 析研討會論文彙編,4-8。
- Charron M., S. Polavarapu, M. Buehner, P.A. Vaillancourt,C. Charette, M. Roch, J. Morneau, L. Garand, J.M.Aparicio, S. MacPherson, S. Pellerin, J. St-James, S.Heilliette, 2012: The stratospheric extension of the

Canadian global deterministic medium range weather forecasting system and its impact on tropospheric forecasts.Mon.Wea.Rev., 140, 1924-1944.

Wu. W.-S., R. J. Purser, and D. F. Parrish, 2002: Three-dimension variational analysis with spatially in homogeneous covariances. Mon. Wea. Rev., 130, 2905-2916.

AMSU-A 頻道	中心頻率(GHz)	權重函數峯值	AMSU-A 頻道	中心頻率(GHz)	權重函數峯值
		所在位置			所在位置
1	23.8	地表	9	57.290	90hPa
2	31.4	地表	10	57.290 ± 0.217	50hPa
3	50.3	地表	11	$57.290 \pm 0.3222 \pm 0.048$	25hPa
4	52.8	900hPa	12	$57.290 \pm 0.3222 \pm 0.022$	10hPa
5	53.596 ± 0.115	600hPa	13	57.290 ± 0.3222 ± 0.010	5hPa
6	54.4	400hPa	14	57.290 ± 0.3222 ± 0.0045	2.5hPa
7	54.94	250hPa	15	89.0	地表
8	55.5	150hPa			

表一:AMSU-A 個頻道觀測中心頻率、權重函數峯值所在垂直位置

表一:各衛星同化之 AMSUA 頻道。

衛星	同化的頻道
NOAA15	1-10, 12
NOAA18	1-8, 10-13, 15
METOP-A	1-6, 7-13, 15
AQUA	6, 8-13





圖一:(a) NOAA15 衛星 AMSU-A 觀測資料分布。顏色代表以小時為單位,觀測與分析時間的差值。(b) NOAA18、 METOP-A 及 AQUA 衛星的 AMSU-A 觀測資料分布,依序為紅、綠、藍色。



圖二:AMSU-A 各頻道的權重函數。(a)頻道 3-15 (b)頻道 1 及 2。(http://amsu.cira.colostate.edu/)

(b)

(a)



圖五:北、南半球垂直各層溫度及風場東西分量探空觀測資料與分析場的平均偏差及均方根誤差。(a)北半球溫度 (b)北半球風東西分量 (c)南半球溫度 (d)南半球風東西分量。黑、紅、綠線分別為實驗 pctl、pamua 及 poff9to13。



圖七:2009.12.15 至 2010.1.15 500hPa 高度場以 NCEP 分析場為校驗場,1 到 5 天預報的平均距平相關 (a)北半球 (b)南半球。黑、紅、綠線分別為實驗 pctl、pamua 及 poff9to13。



圖八:10010100-10011512 NOAA18 各頻道(a)平均觀測與背景場亮度溫度差的平均偏差,黑•為偏差修訂前,紅 x 為修訂後。(b)平均同化率。橫軸為頻道。

# Noah 地表模式於中央氣象局全球預報系統的調整測試

汪鳳如

馮欽賜

中央氣象局科技中心 中央氣象局資訊中心

#### 摘要

本研究針對中央氣象局全球預報系統去年引進之 Noah 地表模式進行調整測試,根據去年初步評估測試結 果,Noah 地表模式對於模式低層大氣有普遍增溫的影響,此影響雖然減緩了冬季原有的冷偏差,但對於夏季原 本已過暖的低層大氣,則有加強其暖偏差的負面影響。為進一步瞭解導致模式低層大氣暖偏差的原因,參考 EC-interim 重分析資料對 2010 年七月之模式地表能量收支進行診斷,發現地表對太陽短波輻射淨吸收量過大, 同時地表傳至大氣的平均可感熱與潛熱比値偏大。這些均為導致低層大氣趨暖的原因,但前者為地表模式更新 前即潛在之問題,後者才和更新 Noah 地表模式直接相關,因此本研究以二個方向之調整測試,試圖調降可感熱 與潛熱之比値,進而改善低層大氣之暖偏差現象。

關鍵字: 地表模式,可感熱,地表能量收支

## 一、前言

在地球大氣系統中,爲維持整個系統的能量平衡, 地表與大氣的能量交換扮演了的重要角色。藉由地表 可感熱和潛熱的傳遞,地表和低層大氣進行能量交換, 直接影響低層大氣的溫度和濕度,再經由對流和平流 過程將影響傳至整層大氣,透過大氣環流將能量重新 作分配。因此正確的估算地表可感熱與潛熱,不僅有 助於低層大氣溫度與濕度的預報,同時能增進全球大 氣環流的合理運行。所以近一、二十年來,有關地表 過程對大氣影響的相關議題,日漸受到重視。GEWEX (Global Energy and Water Experiment) 為一全球性的能 量及水資源問題研究實驗,亦將地表模式之研究、發 展及應用列於規劃內, Noah 地表模式(Noah LSM)(Ek et al. 2003) 爲此實驗計畫支持下的一個發展項目,此 模式在有關地表模式評估的研究計畫 GSWP (Global Soil Wetness Project)中,與眾模式評比下亦得到不錯 的評價 (Dirmever et al 2006)。

中央氣象局現行全球作業模式使用之 OSU 地表 模式(Mahrt and Pan 1984)為 Noah 地表模式的前身, 二者之架構極為相似,因此若要進行模組更新,其過 程相對較為簡單。而就物理考量而言,Noah 地表模式 特別針對冰及雪的處理作了加強(Koren et al 1999), 另外在蒸發量各分量的計算也有細部調整,所以中央 氣象局全球預報系統已於去年將 Noah 版本引進,希 望能藉此增進模式對地表過程的掌握,進而改善模式 的預報能力。

針對 Noah 地表模式的引進,去年已進行了冬夏 季節各一個月的評估測試,測試結果發現,較完整的 冰雪處理對亞洲大陸的冬季冷偏差有顯著的改進。但 是蒸發量計算的調整,間接影響了可感熱;蒸發量普 遍減弱使得可感熱顯著加強,此影響在夏季尤其明顯。 為進一步瞭解模式對可感熱與潛熱之模擬狀況,於是 參考 EC-interim 重分析資料,對 2010 年七月之地表能 量收支進行診斷,發現模式中地表的太陽短波輻射淨 吸收量有偏多的趨勢,此偏差是導致低層大氣偏暖的 原因之一,爲氣象局全球模式長期潛在的問題,亦爲 模式研究關注重點之一。除此之外,北半球陸面的能 量收支同時顯示了可感熱過強及潛熱過少的分配比例, 此為更新 Noah 版本地表模式之後特別凸顯的問題, 因此本研究針對此問題進行二個方向的調整測試。一 個方向是熱力粗糙長度(thermal roughenss)的導入, 此調整直接影響可感熱的計算;另一個方向則是針對 影響植物蒸散量的植物最小阻尼係數作調整,此調整

97

直接影響總蒸發量,透過地表能量收支平衡假設,對 可感熱的傳送亦會產生間接影響。

本論文第二節將針對此次調整測試項目作進一 步說明,包含引進的熱力粗糙長度(thermal roughenss) 計算方式及植物最小阻尼係數(minimum stomatal resistence)的新舊設定差異,第三節為爲導入熱力粗 糙長度及調整植物最小阻尼係數的測試結果,第四節 爲診斷分析。

#### 二、調整項目說明

#### (一) 熱力粗糙長度(thermal roughness)

在模式的地表可感熱計算式中,有一個重要的關 鍵參數為粗糙長度,此粗糙長度決定了部分的傳送效 率,粗糙長度値愈大其傳送效率愈高,在原模式中採 用了下邊界計算動量傳遞(消散)所參考的粗糙物高 度為其設定値。但是下邊界的動量傳遞主要和風場遇 粗糙物引起之壓力場擾動相關,而熱量傳送則主要決 定於分子擴散運動,二者傳遞過程的核心機制大不相 同(Wei and Zheng et al. 2010),因此下邊界熱量與動 量的通量計算不宜使用相同的粗糙長度,有研究指出 於沙漠區之可感熱計算,若考慮與動量傳遞不同的熱 力粗糙長度,甚可導致地表溫度增加10度的差異

(Zeng and Dickinson 1998) •

本研究的調整測試中採用了 Zeng and Dickinson (1998)提出適用於有部份植物覆蓋地上的有效粗糙 長度(Zoe)概念:

$$\label{eq:ln(Zoe)} \begin{split} &\ln(\text{Zoe}) = (1 - \sigma_v)^2 \ln(\text{Zog}) + \\ & [(1 - (1 - \sigma_v)^2)] \ln(\text{Zof}) \end{split} \tag{1}$$

並以此有效粗糙長度計算地表動量通量,(1)式中 Zog 和 Zof 分別表示裸地和植物覆蓋地的粗糙長度,σ<sub>v</sub>為 植物覆蓋率。另外同時引用了 Wei and Zheng et al.(2009) 所提出的有效粗糙長度(Zoe)和熱力粗糙長度(Zot) 關係式,

$$\ln\left(\frac{\text{Zoe}}{\text{Zot}}\right) = (1 - \sigma_v)^2 C_{\text{zil}} k \left(\frac{u_* \text{Zog}}{v}\right)^{0.5} \qquad (2)$$

透過此關係式計算出熱力粗糙長度(Zot),(2)式中u<sub>\*</sub> 為地表摩擦速度,k為Von Karmant常數(0.4),v為 空氣運動黏滯係數 $(1.5 \times 10^{-5} \text{ m}^2/_S)$ , C<sub>zil</sub>係數為 0.8。

#### (二) 植物最小阻尼(minimum stomatal resistence)

在 Noah 地表模式中,地表蒸發(蒸發之水氣凝 結後釋放之熱量即為潛熱)的計算包含了三個部分, 分別是裸地上的直接蒸發、植物葉面承接之雨水的再 蒸發,以及透過植物根部吸收的土壤水分再經由植物 莖部傳輸至葉面的蒸散(Et, transpiration)。在植物覆 蓋率( $\sigma_v$ )高的格點,蒸散所佔比例會相對提高,蒸 散量的計算也就更形重要,而蒸散過程的實際運作相 當複雜,在 Noah 地表模式是以參數化方式來模擬蒸 散:

$$Et = \sigma_v E_p B_c \left[ 1 - \left(\frac{W_c}{s}\right)^n \right] \quad (3)$$

其中主要概念是以飽和狀態的潛在蒸發量( $E_p$ )為最 大蒸散量,再考慮植物覆蓋率( $\sigma_v$ )及阻尼效應( $B_c$ ) 等因素產生的減緩作用,另外(3)式括弧內的( $W_c/S$ )<sup>n</sup> 是以葉面承接之雨水( $W_c$ )與最大可承接容量(S) 之比值來區劃出植物覆蓋區中葉面再蒸發與蒸散的權 重。若葉面承接的水達最大容量(S),則植物覆蓋區 的蒸發全部為葉面再蒸發,蒸散量則為零;相反的, 如果葉面上無任何水,則植物覆蓋區的蒸發全由植物 莖部傳輸至葉面的蒸散主導。

蒸散作用在蒸發總量的三個組成項目中,具有一 個不同於其他二項的特性,在其蒸散計算中必須考慮 阻尼效應 $(B_c)$ ,而阻尼效應的減緩作用將蒸散過程的 時間尺度拉長。所以大雨過後,植物覆蓋區的土壤水 分可以保持數個禮拜甚至更久,而不會像裸土在短時 內即被蒸乾。Noah 地表模式的阻尼效應是參考 Ek and Mahrt (1991)及 Jacquemin and Noilhan (1990)的參 數式,考慮了植物最小阻尼(minimum stomatal resistence)、太陽輻射、空氣溫度、水氣壓力差及土壤 含水量之飽和度等因子,其中植物最小阻尼在模式中 是依植物種類給一固定值,此值的大小直接影響蒸散 量及總蒸發,在植物覆蓋率高的區域尤爲明顯。當植 物最小阻尼係數值愈大,產生的阻尼效果愈強,最後 表現於阻尼效應(B<sub>c</sub>)的值因此會愈小,使得蒸散也 減小。但植物最小阻尼係數為一個表示物理特性的參 數,其值大小潛藏很大的不確定性,也因此增加了此

#### 參數的調整空間。

此次研究的第二項調整測試,便是針對植物最小 阻尼係數進行調整,十三種植物的的最小阻尼係數調 整前後對照如表一。

植物種類(vegetation type)		植物最小阻尼係數		
		調整前	調整後	
1	Tropical forest	300	300	
2	Broadleave-deciduous trees	175	175	
3	Mixed forest	175	175	
4	Needleleave-evergreen trees	300	300	
5	Needleleave-deciduous trees	300	70	
6	Broadleave trees with ground	70	70	
	cover			
7	Ground cover	45	20	
8	Broadleave shrubs with perenial	225	70	
	ground cover			
9	Broadleave shrubs with bare soil	225	70	
10	Dwarf trees and shrubs with	225	70	
	ground cover			
11	Bare soil	400	70	
12	Cultivations	45	20	
13	Glacial	150	70	

表一	植物最小	、阳尼係數調整對昭夫	
1	101/142/1		

#### 三、測試結果

#### (一) 實驗設計

本研究測試採用 2011 年上線作業的中央氣象局 全球預報模式,此版本解析度為 T320L40,為一典型 波譜模式,垂直為 sigma  $(=(p - p_{top})/(p_{sfc} - p_{top}))$ 座標,模式預報變數包含渦度場、幅散場、虛位溫、 比濕、雲水及地面氣壓。模式的物理模組包含多層土 壤模式 (Mahrt and Pan 1984),相似理論地表通量參 數法(Businger 1971),非局部邊界層參數法(Troen and Mahrt 1986),淺積雲參數法(Li 1994), Simplified AS 積雲參數法(Pan and Wu 1995),雲水預報決定網格 尺度降水參數法(Zhao and Frederick 1997),重力波拖 曳參數法(Palmer et al 1986)及輻射參數法(Fu 1997 ;Fu and Liou1992;1993 )。模式之客觀分析採用 3 維變分方法,此方法源自 NCEP-GSI 版本(Wu et al. 2002)。

此次調整測試目的是為改善夏季低層大氣之暖 偏差,因此測試規劃選取了2010年7月,進行夏季 時段的一個月擬作業程序測試。所謂擬作業程序亦即 模擬實際作業的程序,每天進行四次(00 UTC,06 UTC, 12 UTC,18 UTC)資料同化分析及預報,除了於12 UTC 和00 UTC進行120小時預報,其餘二個分析時間(06 UTC,18 UTC)則僅預報6小時,每一次6小時預報場 並提供為下一次(6小時之後)觀測資料同化分析之 猜測場。此測試架構設計,可將預報的影響藉由6小 時預測場帶入下一次分析,以此累積模式調整產生的 影響,最後再以整個測試期的平均預報得分進行評比, 其結果將較單一個案具代表性。

本研究測試的控制組(noah)為作業版模式加上 Noah 地表模式,調整測試分二階段進行,第一階段於 控制組導入熱力粗糙長度(noah\_zt),第二階段再加 上植物最小阻尼係數的調整(noah\_ztrsm),其餘則維 持與控制組相同。

(二) 實驗結果



圖 1 熱力粗糙長度測試 (noah\_zt) 與控制組於 2010 年七月的五天預報平均差值,(a) 為地表可感熱 (**W/m<sup>2</sup>**)(b) 為 850hPa 溫度場 (K)。

階段一(noah\_zt)的調整項目為導入熱力粗糙 長度,此調整版本進行一個月的積分測試後,將第五 天預報結果的月平均和控制組相減作比較,圖(1a) 為地表可感熱的差異分佈,可以清楚看到美洲西岸的 沙漠區,北非的撒哈拉沙漠區,阿拉伯半島以及沿著 北緯 30 度南北二側從東經 60 度一直延伸到 110 度的 裸土區,可感熱均顯著減少,呈現-10 W/m<sup>2</sup>至-40 W/m<sup>2</sup> 的差異,從陸面整體平均數值來看,可感熱從控制組 (noah)的 58.49 W/m<sup>2</sup>降為 53.31 W/m<sup>2</sup>。850hpa 溫度 場差異分佈(圖 1b)則呈現可感熱減少對溫度場的影 響,對應於可感熱減少區域,其 850hPa 溫度場亦呈現 明顯的降溫。

此階段測試結果顯示,熱力粗糙長度的引進顯 然對裸土及沙漠區的可感熱計算有特別顯著調降作用, 同時也對此區低層大氣產生一定的降溫作用。

#### 2. 植物最小阻尼係數測試



圖 2 植物最小阻尼測試(noah\_ztrsm)與階段一測試 (noah\_zt)於 2010 年七月的第五天預報平均差值, (a)為地表可感熱(W/m<sup>2</sup>)(b)為 850hPa 溫度場 (K)。

第二階段測試(noah\_ztrsm)調整是架構於階段 一的測試(noah\_zt)版本之上,因此將此階段調整之 模式積分一個月的結果與第一階段測試結果作比較, 其差異即來自植物最小阻尼係數的調整。

圖(2a)的可感熱差異分佈和階段一測試完全 不同,其主要差異分佈於亞洲大陸的北緯60度以北, 此區域同時涵蓋二個重要條件,其一為植物覆蓋率大 於0.6,其二為植物(type=5)最小阻尼係數減少比例達 300/70。因為蒸散作用發生於植物覆蓋區,所以必須 有較大植物覆蓋率才能看到調整的效果,在其餘幾個 阻尼係數調整比例相當的植物種類分佈區,因為植物 覆蓋率偏小,所以並未呈現明顯的反應。溫度場的反 應顯示於圖(2b),配合可感熱的減少,於相同區域的 850hPa溫度場亦呈現明顯的降溫。

此階段測試顯示植物最小阻尼係數的調降,透 過潛熱增加,間接有效地調降了地面至大氣的可感熱 傳送,但其主要影響範圍在植物覆蓋率較高的區域。



圖 3 北半球(20N-80N)第五天預報(a)距平相關 (b)溫度場平均偏差(c)溫度場均方根誤差。實 線為作業版,空心圓線為控制版,實心圓線為調整 版。

接著進一步從預報得分(score)的結果進行比較評估,圖(3a)為北半球(20N-80N)第五天預報距平相關(anomaly correlation),以目前作業版本為參考標準(實線),則控制版(空心圓線)的預報得分和作業版不分軒輊,但低層稍微落後,而二個調整版(實心圓線)的表現非常相近,均較控制版顯著進步,低層也超越了作業版。

圖(3b) 為溫度場平均偏差(mean error), 作業版(實線)的溫度場平均偏差在北半球整體平均為冷偏差,雖然陸面上爲暖偏差,但海面上爲冷偏差,所以平均之後在850 hPa 有大約0.25 度的冷偏差,但是更新 Noah 版本地表模式之後,控制版本(空心圓線)的陸面增暖,使得北半球700hPa 以下轉爲暖偏差,850 hPa 的暖偏差將近0.35 度。經過二階段的調整後(實心圓線),暖偏差明顯減少,最後溫度平均偏差減爲0.15 度。

圖(3c) 為溫度場均方根絕對誤差(root mean square error),可以看到控制版(空心圓線)更新 Noah 版本地表模式後,誤差較作業版(實線)顯著的增加, 850hPa 的絕對誤差値從作業版的 2.65 度,增加至 2.9 度。但經過二階段調整後,850hPa 的絕對誤差降為 2.7 度,已非常趨近作業版,而中高層誤差亦同時減弱, 其值甚至小於作業版。

所以從整體預報得分而言,本研究二個階段的 調整對預報為正面影響,且整體預報得分是可以和作 業版模式相抗衡的。

## 四、診斷分析

為對可感熱通量的變化作一較客觀的評估,以 歐洲預報中心(ECMWF)的ERA-Interim 重分析計畫 (Reanalysis project)所提供之 1.5 度資料為參考,針 對與本實驗相同測試月份的地表可感熱作估算,估算 方式是先以每日 00Z 及 12Z 的 12 小時預報累積量相加 作平均得到日平均,再以 31 天平均計算得到月平均。



圖 4 (a) 控制組 (noah) 及 (b) 第二階段測試組 (noah\_ztrsm) 於 2010 年七月第一天預報之可感熱 月平均與 ERA-Interim 計畫提供之可感熱的全球差異 (CWB - ERA\_Interim)。單位為 **W/m<sup>2</sup>**。

ERA-Interim 資料估算 2010 年 7 月的全球陸面平 均可感熱為 33.5W/m<sup>2</sup>,以此為標準則發現控制組模式 第一天預報的平均可感熱,幾乎在全部陸面都顯著較 高(圖 4a),整個陸面平均高出 36.0 W/m<sup>2</sup>,經過熱力 粗糙長度及植物最小阻尼的調整後,可感熱雖仍然偏 高,但差値降為 19.3 W/m<sup>2</sup>(圖 4b)。



圖 5 第二階段測試組 (noah\_ztrsm) 於 2010 年七月第 一天預報之(a) 潛熱月平均及(b) 地表吸收太陽短 波月平均與 ERA-Interim 計畫提供資料的全球差異 (CWB - ERA\_Interim)。單位為 W/m<sup>2</sup>。

若進一步比較潛熱(圖 5a)的分佈可發現,於 亞洲及北美陸塊上的潛熱仍明顯偏少,若以參數 Bowen ratio(可感熱/潛熱)作參考指標,ERA-interim 資料估算陸面上的 Bowen ratio(=33.5/56.2)約為 0.6, 本研究經二階段調整後版本的 Bowen ratio(=52/55) 約為 0.9,表示可感熱所佔比例仍然偏高,潛熱所佔比 例偏少,因此將潛熱提高為一值得繼續努力的方向。

另外太陽短波輻射(圖 5b)普遍過高也是造成 可感熱偏大的另一不可忽視問題。因此有關雲與輻射 的調整將是改進模式的另一重點方向。

#### 參考文獻

- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi, and E. F. Bradley, 1971: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer, J. Atmos. Sci, 28, 181-1894-701.
- Dirmeyer, P. A., X. Gao, m. Zhao, Z. Guo, T. Oki, and N. Hanasaki, 2006: GSWP-2: Multimodel analysis and implications for our perception of the land surface. *Bull. Amer. Eteor. Soc.*, 87, 1381-1397.
- Ek, M., and L. Mahrt, 1991: OSU 1-D PBL model user's

guide, Dep. Of Atmos. Sci., Oreg. State Univ., Corvallis, Oreg..

- Ek, M., K. E. Mitchell, Y. Lin, E. Rogers, P. Grunmann,
  V. Koren, G. Gayno, and J. D. Tarpley, 2003: Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesocale Eta Model. J. Geophys. Res., 108, 8851, doi:10.1029/2002JD003296.
- Fu, Q., and K. N. Liou, 1992: On the correlated k-distribution method for radiative transfer in nonhomgenuous atmospheres. J. Atmos. Sci., 49, 2139-2156.
- Fu, Q., and K. N. Liou, 1993: Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 50, 2008-2025.
- Fu, Q., K. N. Liou, M. C. Cribb, T. P. Charlock, and A. Grossman, 1997: Multiple scattering parameterization in thermal infrared radiative transfer. J. Atmos. Sci., 54, 2799-2812.
- Jacquemin, B., and J. Noilhan, 1990: Sensitivity study and validation of a land surface parameterzation using the HAPEX-MOBILHY data set, *Boundary Layer Meteorol.*,**52**, 93-134.
- Koren, V., J. Schaake, K. Mitchell, Q.-Y. Duan, F. Chen, and J. M. Baker, 1999: A Parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models. *J. Geophys. Res.*, 104, 19 569 -19 585.
- Li, J.-L., 1994: On shallow cumulus parameterization scheme for large-scale planetary boundary layers, Ph.D. thesis, University of Wisconsin-Madison, pp203.
- Mahrt, L., and H. -L. Pan, 1984: A two-layer model of soil hydrology. *Boundary Layer Meteorol.*, 29, 1-20.
- Palmer, T. N., G. Shutts, and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 1001-1039.
- Pan, H.-L. and W.-S. Wu, 1995: Implementing a mass flux convective parameterization package for the NMC Medium-Range Forecast model. NMC Office Note 409, 40pp.
- Troen, I., and L. Mahrt, 1986: A simple model of the atmospheric boundary layer: Sensivity to surface evaporation. *Bound. Layer Meteor.*, **37**, 129-148.

- Wei, H., W. Zheng, J. Meng, M.Ek, K. Mitchell, X. Zeng, and Z. Wang, 2009: Impact of a new thermal roughenss length treatment in the NCEP Global Forecast System(GFS). The 23<sup>rd</sup> Conference on Weather Analysis and Forecasting/19<sup>th</sup> Conference on Numerical Weather Prediction(1-5 June 2009).
- Wu. W.-S., R. J. Purser, and D. F. Parrish, 2002: Three-dimension variational analysis with spatially in homogeneous covariances. *Mon.Wea. Rev.*, **130**, 2905-2916.
- Zeng, X. and R.E. Dickinson, 1998: Effect of surface sublayer on surface skin temperature and fluxes. *J.Climate*, **11**, 537-550.
- Zhao, Qingyun and F. H. Carr, 1997: A Prognostic Cloud Scheme for Operational NWP Models. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1931-1953.

# 區域系集預報系統強化之初步研究

#### 李志昕、洪景山

#### 中央氣象局氣象資訊中心

#### 摘要

中央氣象局建立了一套以WRF 區域模式為基礎之系集預報系統,此系統使用WRF 三維變 分資料同化技術製造初始場擾動,再搭配邊界擾動和物理參數法擾動,產生系集預報成員,期望 能涵蓋最大之預報不確定性。然而此系統之離散度稍嫌不足,因此系統強化之工作仍需持續進 行。WRFV3.3 版中,新增了隨機動能後向散射法(Stochastic Kinetic Energy Backscatter scheme,SKEBs)之功能,此法能描述由於次網格尺度所造成之模式預報不確定性,因此能產 生旋轉風場和位溫場之相關擾動。本研究於區域系集預報系統中,新增使用 SKEBs,以了解此 法對於系統之影響,並期望能改善系統之預報離散度。

本研究進行 2011 年 6 月, 為期兩週之預報實驗。實驗結果指出,使用隨機動能後向散射法 確實能增加預報離散度,但呈現離散過度之情形。此外,在 500 hPa 高度場和海平面氣壓場之 校驗顯示,其系集平均之預報誤差較大。未來欲透過 SKEBs 之參數調整,以減小其產生之擾動 程度,找出最佳之離散度表現之設定,用以強化區域系集預報系統。

#### 一、 前言

數值天氣預報系統中存在著許多不確定 性,包含初始資料的誤差或是模式物理參數法 的不足,可能造成模式預報結果的不確定性。 系集預報的發展藉由多個不同的系集成員預 報,期望能包含模式預報的不確定性,並且將 不確定性量化,以提供未來的預報機率。現今 國際各主要的數值天氣預報中心,不論就全球 模式或區域模式,莫不極力發展系集預報系 統。

中央氣象局亦致力於區域系集預報之發展,李等人(2011)針對模式物理參數法擾動, 進行實驗和校驗分析。經過研究和發展,中央 氣象局建立了一套以WRF區域模式為基礎之 系集預報系統,此系統使用WRF三維變分資 料同化技術製造初始場擾動,再搭配邊界擾動 和物理參數法擾動,產生系集預報成員,期望 能涵蓋最大之預報不確定性。然而此一系統之 離散度表現仍有改善空間,因此,系統強化仍 需持續進行。

WRF 區域模式 3.3 版中新增了隨機動能 後 向 散 射 法 (Stochastic Kinetic Energy Backscatter scheme, SKEBs)之功能,此法 能描述由於次網格尺度所造成之模式預報不 確定性,能產生旋轉風場和位溫場之相關擾 動。本研究將新增使用隨機動能後向散射法進 行測試實驗,欲了解此法對於區域系集預報的 影響,也期望能改善系統之預報離散度不足之 問題。

#### 二、 實驗設計

本研究使用中央氣象局區域系集預報系統為基礎進行研究,此系統是以 WRF 區域模式為基礎所建立之系集預報系統,使用之WRF、WPS 和 WRFDA 版本皆為 3.3.1 版。

使用三層巢狀網格,而模式範圍如圖1所示, 水平解析度設定為45/15/5 km,垂直解析度設 定為45層,模式頂層為30 hPa。

本研究進行了三組預報實驗,預報實驗期 間為 2011 年 6 月 1 日 00 UTC 至 2011 年 6 月 14 日 12 UTC,共 28 個預報個案。三組實 驗皆使用初始場擾動、邊界條件擾動和模式擾 動產生系集預報成員。初始擾動使用 NCEP GFS 資料,透過 WRF 三維變分法加入隨機亂 數,產生 20 組擾動初始場;邊界擾動是由 NCEP 全球系集預報系統(NCEP GEFS)獲 得擾動邊界條件;模式擾動則依據跟組實驗有 所不同。

第一組實驗使用不同的物理參數法,產生 模式擾動,物理參數法之設定如表一,此實驗 以下簡稱 CTR 實驗;第二組實驗使用 SKEBs 法,產生模式擾動,物理參數法僅使用一組, 土壤模式使用 Noah Land-Surface Model,微 物 理 參 數 法 使 用 Goddard Cumulus Ensemble Model,邊界層參數法使用 Yonsei University (YSU) PBL,積雲參數法使用 Kain-Fritsch scheme。此實驗以下簡稱 SKEB 實驗;第三組實驗之設計大致和 SKEB 實驗一 致,但調整 SKEBs 於旋轉風場和溫度場之擾 動振幅參數,調整至原本的一半,此實驗以下 簡稱 SKEB.5 實驗。

## 三、 預報結果與分析

本研究使用 NCEP GFS 資料作為校驗真 值,並進行三組實驗之預報結果分析。

圖 2(A)~(C)為 CTR 和 SKEB 實驗之離散 度校驗結果。圖 2 中顯示, SKEB 實驗於三個 層場之 SPRD 值皆大於 RMSE,表示過度離 散;而 CTR 實驗則是 SPRD 值小於 RMSE, 表示離散不足。此外,若比較兩組實驗系集平 均之 RMSE,在 500 hPa 高度場和海平面氣 壓場,以 SKEB 實驗之 RMSE 值較大。

圖 3(A)、(B)分別為 CTR 和 SKEB 實驗於

500 hPa 高度場之 Rank Histogram 校驗結 果。結果指出,SKEB 實驗之圖形為 A型,表 示其預報離散度過大,和 SPRD 校驗結果一 致。此外,CTR 和 SKEB 實驗之圖形皆有偏 左的情形,真值落在較大預報值之頻率很低, 表示兩組實驗皆有預報過大的情形;圖 2(C)、 (D)為 850 hPa 溫度場之校驗結果,圖形顯示 CTR 實驗略呈現 U型,而 SKEB 實驗之結果 呈現 A型,表示 CTR 實驗之離散度不足,而 SKEB 實驗之離散度過大;圖 2(E)、(F)為海 平面氣壓場之校驗結果,分析結果和 850 hPa 溫度場一致。

校驗結果顯示,使用 SKEBs 法,確實能 提高系集預報之預報離散度,但是其產生之預 報離散度過大,此外,其預報誤差也較 CTR 實驗大。為了改善 SKEB 實驗預報離散度過大 之情形,將調整 SKEBs 法之於旋轉風場和溫 度場之擾動振幅參數,調整至原本的一半,期 望能產生較為合適之預報離散度。

圖 4(A)~(C)為 CTR 和 SKEB.5 實驗之離 散度校驗結果。圖中顯示, SKEB.5 實驗之 SPRD 大於 RMSE, 為過渡離散, 但是和圖 2 相比, SPRD 和 RMSE 之差異減小,表示調 整擾動振幅參數確實能降低 SKEBs 法所產生 之預報離散度。然而在 500 hPa 高度場和海 平面氣壓場, SKEB.5 實驗之 RMSE 值仍較 CTR 實驗之 RMSE 大, 但較 SKEB 實驗小。

#### 四、 結論與未來展望

本研究使用 WRF V3.3 新增之隨機動能 後向散射法(SKEBs)進行區域系集預報系統 強化之測試實驗,期望能改善區域系集預報系 統之預報離散度不足的問題。

實驗結果顯示,使用 SKEBs 法確實能增加預報離散度,但是卻呈現離散度過大的情形,此外,預報誤差也較大。為了了解 SKEBs

104

設定參數的影響,且期望能改善過度離散,因 此縮小 SKEBs 法中之擾動振幅參數,並進行 測試。結果顯示,當縮小擾動振幅,能有效的 減小預報離散度,使離散度能較為合適。

未來將持續進行 SKEBs 擾動振幅參數之 調整測試,期望能找到最佳的參數設定,以產 生離散度和預報表現最佳的系集預報系統。

# 五、 參考文獻

- 李志昕、洪景山,2011:區域系集預報系統研 究:物理參數化擾動。*大氣科學*,39,95 -116。
- Berner, J., G. J. Shutts, M. Leutbecher and T. Palmer, 2009: A spectral stochastic Kinetic Energy Backscatter and its impact on flow-dependent predictability in the ECMWF ensemble prediction system. J. Atmos. Sci., 66, 603-626.
- \_\_\_\_, S.-Y. Ha, J. P. Hacher, A. Fournier, and C. Snyder, 2010: Model uncertainty in a mesoscale ensemble prediction system: stochastic versus multiphysics representations. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 1972-1995.
- Fujita, T., D. Stenstrud, and D. C. Dowell ,2007: Surface Data Assimilation using an ensemble filter approach with initial condition and model physics uncertainties. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1846-1868.



圖1、模式的預報範圍。



圖 2、(A)至(C)分別為 500 hPa 重力位高度場、850 hPa 溫度場、海平面氣壓場的 RMSE 和 SPRD 的比較圖。黑色實線為 CTR 實驗之 RMSE 值,黑色虛線為 CTR 實驗之 SPRD 值,紅色 實線為 SKEB 實驗之 RMSE 值,紅色虛線為 SKEB 實驗之 SPRD 值。



圖 3、CTR 和 SKEB 實驗之 Rank Histogram 分析圖。(A)、(B)分別為 CTR 和 SKEB 實驗於 500 hPa 高度場之分析圖;(C)、(D)分別為 CTR 和 SKEB 實驗於 850 hPa 溫度場之分析圖;(E)、(F) 分別為 CTR 和 SKEB 實驗於海平面氣壓場之分析圖。



圖 4、(A)至(C)分別為 500 hPa 重力位高度場、850 hPa 溫度場、海平面氣壓場的 RMSE 和 SPRD 的比較圖。黑色實線為 CTR 實驗之 RMSE 值,黑色虛線為 CTR 實驗之 SPRD 值,紅色 實線為 SKEB.5 實驗之 RMSE 值,紅色虛線為 SKEB.5 實驗之 SPRD 值。

組別	1	2	3	4	5	6
積雲參數	Betts-Miller	Grell	New KF	Tiedtke	Old SAS	New SAS
法						
邊界層參	YSU	YSU	YSU	YSU	YSU	YSU
數法						
組別	7	8	9	10	11	12
積雲參數	Betts-Miller	Grell	New KF	Tiedtke	Old SAS	New SAS
法						
邊界層參	MYJ	MYJ	MYJ	MYJ	MYJ	MYJ
數法						
組別	13	14	15	16	17	18
積雲參數	Betts-Miller	Grell	New KF	Tiedtke	Old SAS	New SAS
法						
邊界層參	MYNN2	MYNN2	MYNN2	MYNN2	MYNN2	MYNN2
數法						
組別	19	20	21	22	23	24
積雲參數	Betts-Miller	Grell	New KF	Tiedtke	Old SAS	New SAS
法						
邊界層參	ACM2	ACM2	ACM2	ACM2	ACM2	ACM2
數法						

表一、CTR	實驗之物理參數法設定
--------	------------

# 高解析土壤資料同化系統之效能評估

洪于珺<sup>1</sup>、洪景山<sup>1</sup>、蔡佳玲<sup>1</sup>、Michael Barlage<sup>2</sup>、Fei Chen<sup>2</sup>

#### 1中央氣象局資訊中心

#### <sup>2</sup>National Center for Atmospheric Research

#### 摘要

大氣與海洋、陸地之交互作用在數值天氣預報中扮演了重要的角色。大氣與陸地之交互作用過程複雜, 土壤會影響大氣,如土壤溫度、溼度及植被會影響地表可感熱、潛熱通量,進而影響大氣邊界層之能量、高 度,以及局部環流的發展;而大氣亦會透過太陽輻射、地面溫度、溼度、風及降水等影響土壤溫度、土壤溼 度。中央氣象局引進美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research, NCAR)所發展之高 解析土壤資料同化系統(High Resolution Land Data Assimilation System, HRLDAS),嘗試同化觀測之降水以 及地面的大氣溫度、溼度、風場和輻射等,以期得到較好的土壤溫度和土壤溼度。

本研究分析 2008 年 1 月 1 日至 2011 年 4 月 30 日 HRLDAS 每日每小時之土壤溫度和土壤溼度分析場, 並與台灣地區之土壤溫度觀測値作比較,評估 HRLDAS 之效能。評估結果顯示,經過三年的模式起轉(spin up),土壤模式已與大氣之迫使資料(Forcing data)達能量平衡;HRLDAS 土壤溫度分析場和觀測相當接近, 相較之下,作業模式之土壤溫度分析場則有顯著的暖偏差。未來將進行 HRLDAS 與 WRF 區域模式之偶合測 試,將 HRLDAS 之土壤溫度、溼度分析場取代 WRF 初始場中進行預報,並評估置換土壤資訊後對 WRF 模 式地面預報效能之改進。

## 一、前言

前人研究指出,大氣與陸地之交互作用是短期 天氣預報及區域氣候變遷的重要因素之一(Chen et al. 2001)。大氣給予陸地降水、輻射等迫使資料 (Forcing Data)給予陸地水氣及能量來源,在土壤 中則藉由擴散作用將能量往下傳遞;陸地再藉由表 面之可感熱、潛熱通量或植物蒸散作用等過程,與 大氣交換水氣及能量,這樣的過程便會影響大氣局 部環流的發展。而 Betts et al. (1997)的研究亦指出, 地表特性及初始土壤分析場對模式短期預報之邊界 層發展、雲、降水等之表現息息相關。

現行中央氣象局作業模式使用之土壤分析場來

自美國國家環境預報中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)之全球模式(Global Forecast System, GFS),其解析度較區域模式低。為了得到高解析度之土壤分析場,中央氣象局引進美國國家大氣研究中心(NCAR)所發展之高解析資料同化系統(HRLDAS),以期得到較好的土壤溫度、土壤溼度分析場。本研究將評估 HRLDAS 之土壤溫度分析場之效能,未來將持續研究 HRLDAS-WRF 偶合後,對模式預報之改善。

## 二、研究方法

(一)高解析資料同化系統中央氣象局與美國國家大氣研究中心(NCAR)

108

合作,引進其所發展之高解析資料同化系統 (HRLDAS),HRLDAS是一個以NOAH(四個字首 分別代表 N: National Centers for Environmental Prediction,O:Oregon State University,A:Air Force, H:Hydrologic Research Lab - NWS)土壤模式為核 心的土壤資料同化系統。

由於目前土壤觀測有限,直接同化觀測資料不 易,然而,土壤模式的上邊界就是大氣模式的下邊 界,因此在無法取得足夠的觀測資料進行土壤資料 同化的情況下,HRLDAS 利用近地面的大氣資料, 包括溫度、水氣、風、壓力、輻射、降水等資料, 藉由土壤模式之物理過程,由上邊界的大氣觀測資 訊,透過長時間的積分使資料逐步影響至深層土 壤,進而調整土壤溫度與土壤溼度。

HRLDAS 使用與現行中央氣象局作業模式 (WRF)相同的土壤模式和網格設定、土地利用資 訊、土質資料、反照率……等,因此在預報模式中 使用 HRLDAS 的土壤分析場會比使用一般全球模式 提供的土壤分析資料要來的有一致性。目前中央氣 象局已完成 HRLDAS 於 5 公里網格之準平行作業 (網格設定如圖 1),每日進行四次土壤溫度、土壤 溼度之分析。而 HRLDAS 所需之溫度、水氣、風、 壓力、輻射等資料,來自氣象局之作業模式 7 至 12 小時預報場,而降水資料使用 QPESUMS 雷達估計 降水觀測資料。

(二)實驗設計

本研究進行兩組實驗:(1) 中央氣象局 WRF 作 業模式每日 00、06、12、18 時之土壤溫度分析場(以 下簡稱 WRF),在此選取模式網格最接近觀測站之格 點的四層(深度:5、25、70、150 公分)土壤溫度。 (2) HRLDAS 每日逐時之土壤溫度分析場(以下簡稱 HRLDAS),其土壤分層與 WRF 模式相同,格點的 選取方式亦與 WRF 模式相同,本研究使用之 HRLDAS 資料經 3 年模式起轉,再取其逐時之土壤 溫度分析場。

研究中,將評估此二實驗於2008年1月1日至 2011年4月30日土壤溫度分析場之效能。進行評估 時所使用的觀測資料為台灣地區台中測站每日人工 及自動觀測之土壤溫度,並將觀測値內插至模式四 層土壤深度。其中,人工觀測於每日當地時間5、14、 21時觀測淺層土壤溫度(0、5、10、20、30公分), 而9時觀測深層土壤溫度(50、100、200、300、500 公分);自動觀測則為各層逐時之資料。

# 三、分析與討論

圖 2 為 2009 年 HRLDAS 於台北地區第二層(25 公分)之土壤溫度分析場,其中,紅線為 HRLDAS 自 2008 年起開始模式起轉(spin up),黑線為自 2009 年開始起轉。圖中顯示,約在 2009 年 11 月之後紅線 與黑線幾乎貼近,這顯示土壤模式是一長時間積分 後之結果,故模式需要一段時間才可與大氣之迫使 資料(Forcing Data)達到能量平衡。根據 Chen et. al. (2006)指出,此調整之時間長短與土壤種類有關, 實驗結果顯示,要使 HRLDAS 與迫使資料達能量平 衡,至少需要經過 6 個月以上的模式起轉。

由於研究中使用兩種不同的觀測資料,故首先 須了解自動觀測及人工觀測之差異。圖 3 為台中站 於當地時間 5、9、14 及 21 時兩種觀測之溫度差異。 結果指出,兩種觀測之溫度差約在±2℃ 之間,自動 觀測値較人工觀測値冷,且溫度於 14 時差異最大。

圖 4 為台中站四層土壤溫度隨時間序列圖。圖 中顯示,WRF(紅線)較人工觀測値(藍點)高, 而 HRLDAS(黑線)則較為貼近人工觀測値。由此 時間序列圖,亦可看出 HRLDAS 可將土壤溫度之年 變化完整呈現出來,且此年變化隨著土壤深度有相 位延遲之情況。WRF 土壤溫度分析場有不連續之現 象,此為中央氣象局作業模式版本更替所導致,尤 其在 2011年4月底WRF模式之同化策略由 full cycle 改為 partial cycle後,土壤溫度下降約3度左右。若 每日只取當地時間 14 時來看(如圖 5),HRLDAS 之土壤溫度分析場與自動觀測値十分接近,而 WRF 土壤溫度分析場,在 2011年4月底前,土壤溫度分 析場較自動觀測値暖。WRF使用 partial cycle後,是 否使土壤溫度大幅下降,未來仍須持續分析與評估。

為評估 HRLDAS 之效能,在此將 HRLDAS 與

WRF 土壤溫度分析場做月平均絕對差値之計算(如圖 6)。結果顯示, HRLDAS 於淺層(5、25 公分)
之表現較 WRF 土壤溫度分析場好;於深層(70、150公分)則兩者之表現差不多。

#### 四、總結與未來展望

本研究使用美國國家大氣研究中心(NCAR)所 發展之高解析資料同化系統(HRLDAS),分析 2008 年1月1日至 2011年4月 30日台灣地區之土壤溫 度,並與台中站之人工、自動土壤溫度觀測值做比 較。結果顯示,HRLDAS 經過三年模式起轉後,已 與大氣迫使資料達能量平衡,並且其土壤溫度分析 場表現良好,相較之下 WRF 土壤溫度分析場於 full cycle 的同化策略下,則有偏暖的情形。

由於目前土壤溫度觀測仍然有限,且土壤溼度 尚未有觀測値,因此未來將進行 HRLDAS-WRF 模 式之偶合測試,將 HRLDAS 土壤分析場取代 WRF 模式之初始場,希望藉由模式預報表現之結果,間 接評估 HRLDAS 在台灣地區土壤分析場之效能,也 期待 HRLDAS 對模式預報能有正面的效應。



圖 1、HRLDAS 之模式範圍,網格解析度為 5 公里, 色階為地形高度。

# 五、參考文獻

- Betts, A., F. Chen, K. Mitchell, and Z. Janjic, 1997: "Assessment of the land surface and boundary layer models in two operational versions of the NCEP Eta Model using FIFE data." *Mon. Ewa. Rev.*, **125**, 2896-2915.
- Chen, F., and J. Dudhia, 2001: "Coupling an advanced land surface-Hydrology Model with the Penn Stat-NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity." *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 569-585.
- Chen, F., K. W. Manning, M. A. LeMone, S. B. Trier, J. G. Alfieri, R. Roberts, M. Tewari, D. Niyogi, T. W. Horst, S. P. Oncley, J. B. Basara, and P. D. Blanken, 2007: "Description and Evaluation of the Characteristics of the NCAR High-Resolution Land Data Assimilation System During IHOP-02." J. Appl. Meteorol. and Climatology, 46, 694-713.



圖 2、2009 年 1 月 1 日至 2009 年 12 月 31 日台北地 區第二層(25 公分)土壤逐時溫度隨時間序列 圖。紅線為 HRLDAS 由 2008 年開始模式起轉, 黑線為 2009 年開始起轉, 藍點為 NCEP GFS 之 土壤分析場。



圖 3、2010 年 5 月 1 日至 2011 年 4 月 30 日台中站於每日當地時間(A) 05 時,(B) 09 時,(C) 14 時,(D) 21 時 自動觀測與人工觀測之土壤溫度差異(自動減去人工)。其中,(A)、(C)、(D)由上自下分別為第一層(5 公分)、 第二層(25 公分);(B)則為第三層(70 公分)、第四層(150 公分)。



圖 4、2008 年 1 月 1 日至 2011 年 4 月 30 日台中站土壤深度(A) 5 公分, (B) 25 公分, (C) 70 公分, (D) 150 公 分之逐時土壤溫度隨時間序列圖。其中,黑線為 HRLDAS 土壤溫度分析場,紅線為 WRF 土壤溫度分析 場,藍點為當地 5、14、21 時之人工觀測値。



圖 5、2010 年 5 月 1 日至 2011 年 4 月 30 日台中站土壤深度(A) 5 公分, (B) 25 公分, (C) 70 公分, (D) 150 公 分於當地時間 14 時土壤溫度隨時間序列圖。其中,黑線為 HRLDAS 土壤溫度分析場,紅線為 WRF 土 壤溫度分析場,藍點自動觀測值。



圖 6、2010 年 5 月 1 日至 2011 年 4 月 30 日台中站土壤深度(A) 5 公分, (B) 25 公分, (C) 70 公分, (D) 150 公 分當於地時間 14 時, HRLDAS(灰色)與 WRF(紅色)土壤溫度分析場與自動觀測値之絕對差值。

# 全球分析資料初始化為 WRF 初始場之過程探討

魏士偉 洪景山 氣象資訊中心 中央氣象局

#### 摘要

NCEP GFS 的全球分析場初始化為 WRF 模式初始場後,其重力位高度以及溫度場 在高層便與 NCEP GFS 分析場有著明顯的差異。本研究著重於分析與探討 WRF 模式初 始化過程的誤差來源,並嘗試改善此過程以降低偏差。

初步研究顯示初始化過程的誤差主要是來自於垂直內插的過程,垂直解析度與垂直內插方法均會影響偏差量。因此,我們進一步改變模式的垂直解析度以及內插方法測試在實際個案中的影響。從實驗結果得知,提高模式的垂直解析度以及使用二次方程式進行垂直內插均能有效地降低模式高層的誤差。

#### 一、前言

WRF(Weather Research and Forcasting)模式是 現在被廣泛使用在研究及作業領域的有限區域模式, 但是 NCEP GFS 全球分析場初始化成為 WRF 模式初 始場後,其高度場以及溫度場在高層便與全球分析資 料有著明顯的差距。因此,我們想透過本研究了解 WRF 模式將全球分析資料經過初始化產生模式初始 場的過程中產生的誤差,並且尋求降低誤差的改善方 法。

WRF模式將全球分析資料初始化為模式初始場的流程如圖(一)簡示,WRF前處理系統(WPS)中的 ungrib將 GRIB2 格式的全球分析資料解碼後,透過 metgrid 水平內插至模式層的水平網格上,接著使用 real 進一步將氣壓層(Pressure Level)的資料垂直內 插到模式層(Eta Level),便能得到 WRF 模式的初始 場與邊界條件,即可進行模式的積分運算。在這當中 會產生誤差的主要是在 metgrid 的水平內插與 real 的 垂直內插中,本篇研究便是著重於 real 的探討。

在 real 的過程中,許多不會隨時間變化的變數並 不會被 Real 所改變,但是垂直方向上分佈的參數,如  $U \cdot V \cdot T \cdot Q \not D P$ 都會被 Real 垂直內插轉換到模式層 上, Real 的詳細流程如圖(二)所示。

爲了進行垂直內插,我們需要知道兩個座標,其 中一個是全球分析資料的原始等壓層座標,另外一個 則是模式 Eta 層的目標座標。為了得到這兩個座標, Real 先透過等壓層的高度、地形高度與海平面氣壓計 算得到模式的地面氣壓(P<sub>sfc</sub>, Surface Pressure), 並用 氣壓層上的相對溼度計算得到混合比換算等壓面上的 水氣壓,進而算出每個等壓層的乾空氣壓(P<sub>d</sub>)與乾 空氣柱質量(µd=Psfc-Ptop-累積水氣壓)。接下來,透過  $\mu_d$ 與給定的 Eta ( $\eta = (P_d - P_{top})/\mu_d$ ) 値計算得到模式 Eta 層上的乾空氣氣壓  $P_d \mid_{\eta} (P_d \mid_{\eta} = \mu_d * \eta + P_{top})$ 。至此, Real 擁有了原始全球分析資料的所處的乾空氣氣壓(P<sub>d</sub>) 與模式 Eta 層的乾空氣氣壓  $(P_d|_n)$ , 接著便可以開始 進行各項參數的垂直內插。其中重力位高度場(H) 内插至 Full Eta Level, 溫度場 (T or θ)、相對溼度 (RH)、氣壓(P)、風場(U&V)則是內插至 Half Eta Level。最後 Real 會再處理十壤與地表資料, 並且減 去基本狀態場(base state)得到氣象參數的擾動場 (perturbation term) •

從 Real 的流程簡述中,我們可以了解到垂直內

插會是造成 WRF 模式初始場與全球分析資料有差異 的主因,所以我們必須先了解 Real 的垂直內插內容, 並且透過理想化的實驗探討垂直內插造成的誤差,才 能設計改善 WRF 初始化誤差的方法。因此第二部分 我們針對 Real 中的垂直內插進行了解,並設計簡單實 驗進行誤差來源的探討。第三部分則是根據的第二段 的實驗結果,設計新的垂直分層與使用不同的垂直內 插方法應用在實際個案上以期望能實際改善模式在高 層的誤差。最後一部分是總結此研究的結果並思考其 他未來的改善方案。

#### 二、垂直內插誤差探討

Real 的垂直內插方法是使用 Lagrange Polynom -ial Interpolation,以下為此方法的計算式:

 $P(x) = \frac{(x-x_2)(x-x_3)\cdots(x-x_n)}{(x_1-x_2)(x_1-x_3)\cdots(x_1-x_n)}y_1 + \frac{(x-x_1)(x-x_3)\cdots(x-x_n)}{(x_2-x_1)(x_2-x_3)\cdots(x_2-x_n)}$  $y_2 + \dots + \frac{(x-x_1)(x-x_2)\cdots(x-x_{n-1})}{(x_n-x_1)(x_n-x_2)\cdots(x_n-x_{n-1})}y_n.$ 

P(x)為內插得到的數值,可以透過兩點(x<sub>1</sub>,y<sub>1</sub>)、(x<sub>2</sub>,y<sub>2</sub>) 做線性內插或者三個點做二次式內插,甚至是更多點 做更高次的內插。不過在 WRF 的預設中,至多做到 二次式內插,更高次方的內插必須改寫 Real 程式。

為了了解以上方法在進行內插時造成的誤差,我 們利用原始探空資料做出高度與溫度隨 X=ln(P)變化 的近似方程式 Y<sub>t</sub>(X<sub>t</sub>)作為真實場(Truth),取 NCEP 全球分析資料 26 層等壓層(X<sub>ori</sub>)及數值(Y<sub>ori</sub>),內 插至 X<sub>new</sub>得到代表模式 Eta 層的新座標之數值(Y<sub>new</sub>) 後與 Y<sub>t</sub>(X<sub>new</sub>)相減,即可得到從氣壓層內插至模式層 後造成的誤差。為了探討誤差來源與尋找降低誤差的 方法,因此設計了不同的 X<sub>new</sub>、不同垂直層數的三組 新座標,並且搭配四種垂直內插方法以了解垂直內插 造成的誤差會受到哪些因素影響,其實驗設計如圖

(三)所示,其中 mid25 代表的是 X<sub>new</sub> 位在於兩層 X<sub>ori</sub>的中間,350 則是在兩層 X<sub>ori</sub>之間三分之一與三分 之二的位子上,1050 的意思是 X<sub>new</sub> 分佈在兩層 X<sub>ori</sub> 間十分之一與十分之九的地方。另外,Wee 等人(2012) 的文章指出 WRF 在初始化過程中將分析資料的溫度 場轉爲位溫後進行內插,再轉回溫度,此一過程會在 溫度場的內插過程中產生誤差,爲了減少誤差的來 源,此處我們直接使用溫度場進行垂直內插的測試。

首先我們透過Lmid25、L350、L1050 三組線性 內插的實驗分析垂直層數不同造成的差異,雖然L350 與L1050 有著相同的垂直層數,但是L1050 的新座標 位置較L350 更為靠近原始資料的等壓層,從圖(四) 中可以明顯的看見層數自25 層的Lmid25 變為兩倍50 層的L350,內插結果與真實場的差異的確有所下降, 但是如果是模式 Eta 層較為接近原始分析資料的氣壓 層實驗L1050 的誤差又更小。因此,垂直解析度越高 也就是模式分層越多的確有助於解析大氣的垂直結 構,但是除了垂直解析度,模式 Eta 層與原始氣壓層 的距離也是影響內插誤差的因素之一。

搭配原始探空資料比較就可以觀察誤差是出現 在哪個高度。由於高度場隨  $\ln(P)$ 的變化較為接近直 線,因此我們改以斜率的方式,也就是高度場函數一 次微分  $dH / d \ln(P)$  的結果呈現,當  $\ln(P)$ 增加高度是逐 漸下降,所以圖中的數值皆為負值,但可從斜率的變 化得知在  $\ln(P)$ 小於 4.5,斜率是越變越大表示下降幅 度越來越小,所以高度場隨  $\ln(P)$ 變化是一上開的曲 線,而  $\ln(P)$ 大於 4.5 的部分則是一下開曲線,此一曲 線形式有點類似於 x 介於 0 到  $\pi$  之間的 cot(x)。因此, 高度場的線性內插結果在  $\ln(P)$ 小於 4.5 會有正偏差, 大於 4.5 是負偏差。

由於溫度場的轉折相當明顯,因此溫度場直接使 用原始探空資料繪製,可以發現溫度在ln(P)約等於4.5 時,溫度達到最低點,這在大氣的垂直分層裡是對流 層頂的特徵。而誤差最大的地方正好也出現在ln(P) 約4.5的地方,而在更高的地方ln(P)約3.6也有較大 的誤差,在溫度的分布中也能看到在此附近溫度曲線 有彎曲的情況(斜率改變)。從高度場及溫度場垂直內 插結果與真實場的比較,我們便可以了解到在進行線 性垂直內插時,誤差主要會出現在參數場隨高度的變 化出現轉折之處,也就是斜率發生改變的地方。

根據第一部分的測試,在三種解析度中與真實場 誤差最小的是 1050 這種垂直分層,因此以此為基準, 我們使用 Real 內建的一次方至三次方的 Lagrange poly -nomial 內插法,以及 Cubic Spline 內插法,四個實驗 代號分別為L、Q、3、S,測試使用不同垂直內插方

115

法的差別。測試結果如圖(五),高度場及溫度場的結 果相當類似,誤差最小的實驗都是 S1050,其次是 31050 接著是 Q1050,誤差最大的是 L1050。從此處 測試可以知道 Cubic Spline 的垂直內插效果最好,能 比 Lagrange polynomial 更為接近真實場,但是此處的 真實場是一近似曲線,或許 Cubic Spline 因此能有較 小的誤差。所以我們直接從原始的探空資料中取出 16 層標準層的溫度與高度資料,使用這四種垂直內插方 法得到模式 Eta 層的値後再將其內插回 16 層的標準層 上比較其誤差。

圖(六)為高度以及溫度場資料經三種垂直內插 方法內插到模式層後,再以線性內插回到標準氣壓層 上與原始資料相比的誤差結果。同樣地可以發現使用 Cubic Spline 內插至模式層的結果誤差最小,比使用 Lagrange polynomial 一次、二次內插的結果還要小了 許多。另外,我們也測試了使用二次方程式內插回氣 壓層,此結果比線性內插的誤差更小,如圖(六)所 示。

由於校驗對象是在等壓層上的全球分析資料,因 此要將模式層上的資料內插回全球分析資料的等壓層 上才能進行校驗,那麼除了從全球分析資料經過第一 次垂直內插成為模式初始場後,還需經過一次垂直內 插回等壓層,與全球分析資料相減才是我們所見之誤 差。在這裡我們利用 mid25 與 1050 兩組垂直分層及 線性與二次方程式兩種內插方式來觀察誤差主要是來 自於哪個階段的垂直內插。由於高度場與溫度場所得 結論相似,所以此處僅討論溫度場。

圖(八)中,在解析度足夠且模式層與等壓層距 離夠小的1050分層實驗下,不論是用線性(L1050) 或者是二次方程式(Q1050)內插的結果顯示第一階 段的內插(等壓層內插至模式層)是誤差的主要來源, 第二階段透過線性或者二次方程式內插回等壓層就不 會增加太多的誤差。但是如果模式層的解析度較低且 與等壓層距離過遠的mid25實驗,這時第一階段使用 線性內插造成的誤差依然是主要來源,但是使用二次 方程式內插的Qmid25的誤差來源則是第二階段的內 插,從圖中即可發現若是使用線性內插誤差會增大許 多,使用二次方程式內插造成誤差就不會增加太多。 透過此理想化的實驗探討我們得知垂直內插過 程的誤差主要發生在參數隨高度的函數其斜率改變的 地方。而影響誤差大小的因素是由模式層與全球分析 資料等壓層之間的距離以及垂直內插方法所決定,距 離越小以及使用越高次方的內插方法得到的誤差越 小,反之越大。另外,在解析度足夠且模式層距離等 壓層夠近的情況下,使用線性內插或者二次方程式內 插回等壓層上的誤差,兩者之間的差異很小。

## 三、實際個案測試結果

在前述的理想化測試中可以發現垂直解析度、模式 Eta 層與全球分析資料等壓層間的距離以及垂直內 插方法都會影響誤差的大小。由於在一個廣大的積分 區域內每個格點上的 P<sub>sfc</sub>都不一樣,導致每一點上的 Eta 層與等壓層的分佈關係也不同,因此無法固定模 式 Eta 層與全球分析資料等壓層之間的距離,所以此 處的實驗設計只改變垂直解析度以及垂直內插方法進 行討論。

以增加垂直解析度為目標,我們設計了一個垂直 上有 55 層的新垂直分層,此分層以氣象局現行作業模 式 45 層模式分層為基礎,將模式層頂提高至 10 百帕, 並且在 300 百帕至 10 百帕之間新增 10 層以提高高層 的垂直解析度,300 百帕以下則保持與原始 45 層的模 式分層相同。接著我們使用這兩種模式分層進行個案 測試不同垂直解析度與垂直內插的方法對於初始場及 預報的影響。

## 四、結論

在本篇研究中我們對於 WRF 初始化全球分析資料的過程中會造成明顯誤差的垂直內插深入了解,並且進行誤差來源的探討以及加入新的垂直內插方法以期改善垂直內插帶來的誤差。

不論使用哪一種垂直內插的方法,只要在參數隨 著高度變化出現明顯的轉折時(例如:溫度場接近對 流層頂處),便會出現明顯的誤差,內插方法中尤以線 性內插的誤差為大。但是增加垂直解析度與減少模式 分層與分析資料的等壓層之間的距離,都有助於降低 內插造成的誤差。不過在實際個案中,由於 WRF 模

116

式是設定 Eta 層的數值得到每個格點上模式層的垂直 位置,因此我們並不能直接減少模式層與等壓層的距 離,只能透過增加模式的垂直解析度以達到降低與等 壓層間的距離。另外,我們測試的四種垂直內插方法 中,以 Cubic Spline 內插法進行垂直內插的誤差最小。 而透過內插回等壓層上的比較,我們可以了解到在足 夠的垂直解析度以及模式層與等壓層距離不會太遠的 情形下,使用線性或者二次方程式內插回等壓層不會 增加太多誤差,但是在解析度不足又距離等壓層太遠 的垂直分層使用線性內插就會造成更多的誤差,而二 次方程式內插誤差增長的幅度就小了許多。

## 五、參考文獻

Wee, T.-K., Y.-H. Kuo, D.-K. Lee, Z.-Q. Liu, W. Wang, S.-Y. Chen, 2012 : Two Overlooked Biases of Advanced Research WRF (ARW) Model in Geopotential Height and Temperature. *Mon. Wea. Rev.*. doi:10.1175/MWR-D-12-00045.1, in press.



圖(一)全球分析資料轉換成 WRF 模式初始場流程圖。



圖(二)WRF 模式初始化程序 Real 細部流程。

實驗名稱	垂直層數	內插位置	附註
<u>X</u> mid25	25	$\frac{1}{2}\Delta \ln(P_P)$	X: 垂直內插次 方, L表示線性
<u>X</u> 350	50	$\frac{1\&2}{3}\Delta\ln(P_P)$	内插,Q為二次 方程式內插,3 是ニカ方程式內
<u>X</u> 1050	50	$\frac{1\&9}{10}\Delta\ln(P_P)$	五二次为在式门 插,S為Cubic spline內插。

圖(三)探討垂直內插誤差來源的理想化實驗設計。



圖(四)左上:原始探空資料高度場隨 ln(P)變化的函 數一次微分曲線。右上:mid25、350、1050 三組實驗 高度場經線性內插(L)的垂直誤差分布。左下:原 始探空資料溫度場隨 ln(P)變化的分布。右下:同右上 三組實驗,溫度場經線性內插(L)的垂直誤差分布。



圖(五)實驗分層 1050 經四種垂直內插方法的垂直誤 差分布,L:線性內插,Q:二次式內插,3:三次式 內插,S:Cubic Spline 內插。上圖:高度場,下圖: 溫度場。



圖(六)取原始探空16層標準層的資料,在實驗分層 1050的情況下,分別進行L、Q、S三種內插方法, 再內插回標準層上的誤差分布。左側:高度場(上) 與溫度場(下)用線性內插回標準層的誤差分布。右 側:高度場(上)與溫度場(下)用二次方程式內插 回標準層的誤差分布。



圖(七)溫度場在實驗分層 1050(左側)與 mid25(右 側)經過線性內插(上方)與二次式內插(下方)至 模式分層後,再以兩種內插法(線性、二次式)內插 回等壓層之誤差比較。

#### 高解析度統計降尺度預報方法研究

#### 陳雲蘭<sup>1</sup> 劉欣怡<sup>2</sup> 馮智勇<sup>2</sup> 薛宏宇<sup>2</sup> 劉家豪<sup>2</sup> <sup>1</sup>中央氣象局氣象預報中心 <sup>2</sup>多釆科技

#### 摘 要

本局於民國 99 年至 100 年所執行的「發展鄉鎮逐時天氣預報」(FIFOW)計畫中,為了先架構起統計預報系統雛型並提供初步指引的產製,先採用「理想模式預測法」(PP)的統計條尺度預報稅報。相較於另一種使用動力數值天氣預報模式(NWP)預報資料來建模的「模式輸出統計法」(MOS)策略,PP 的設計並不處理 NWP 模式的預報誤差,但因通常可使用較長期的觀測或分析資料進行經驗模型的建置,理論上可獲得較為穩健的關係式。本報告說明目前使用 PP 的情形及可能問題,並提出未來改善做法。另外,針對所需高解析度格點統計預報,本文比較了先內插再預報推估以及先預報再內插2種方法的校驗結果,初步分析顯示差異不大,表示以測述點預時配合適當的內插工具可以是取得高解析度格點預報值的替選方法。

#### 一、前言

天氣預報乃依賴於準確的動力數值預報模式(Numerical Weather Prediction; NWP),而所需將結十降尺度預報是對於動 力數值天氣預報模式的產出值以統計方法進行後處理,使其 轉換至一般所被關心的地面天氣預報,例如特定地點的地表 氣溫、溼度、雲量、降水等,並且經由此種後處理的調校, 亦能在原本動力模式具有的預報力上再加值,進一步提高準 確度。根據取用 NWP 資料的方式,這種統計後處理有2種 常見做法,第一種稱為「理想模式預測法」(Perfect-Prog; PP), 乃以實測資料或動力模式分析場建立大氣與地面天氣關係, 再將動力模式所預測的大氣狀況套入該關係式,求得未來幾 天的地面天氣預報值,也就是完全相信動力模式的預測,不 考慮其可能誤差。另一種是「模式輸出統計法」(Model Output Statistic; MOS),其詮釋過程參照了模式預掉脫力的特性, 被認為可改進 PP 的缺點,做法是分別就動力模式每個預報 時距(tau)的產出和所對應的地面天氣建立統計關係,如此將 能處理動力模式在各種跟器目的系統性誤差。

使用 MOS 的代價是需建置及運算的方程式較多,增加 維運的繁複性。但對於是否採用 MOS,最讓人遲疑的原因是 必須要有特性穩定的動力模式並且還要有已累積足夠長時間 資料才能發揮這種監告的長處。如果動力模式更新,因爲物 理參數化或資料同化等方式改變使得模式的特性改變,此時 就必須以新資料重新產製 MOS 統計後處理關係式。若是因 此想要求有長時間的凍結模式以發展 MOS 降尺度預報系 統,可說是不太實際的想法,因爲動力模式必須不斷從提高 解析度或改善模擬物理過程等等方面改進其預幹艙力,而且 只有動力模式進步,統計後處理也才能跟著有顯著的進步。

即便如此,在沒有發展系集預報之前,MOS 仍是比 PP 更被擁護的統計降尺度方法。通常只要有累積2年長度的模 式資料,即可被接受用來發展 MOS 預報。而且在過去還沒 有發展地面高解析天氣預報之前,模式統計後處理只針對測 站點建立預報方程,而所面對的測站數量往往是只有幾百或 至多數千個,因此雖然每個預報時距皆需分別處理,處理量 也還不致成為太大問題。

不過,近年包含系集預報的一些發展,使統計後處理方 法開發者有一些新的思考與做法。加拿大對系集預報結果進 行降尺度預報(Bertrand and Venet, 2004),認為使用 PP 方式 應比 MOS 更為合適。由於系集預報的精神是模擬出各種可 能性的預報成員,使能含蓋最後真正實現值的範圍,每一個 預報成員應被視為都有發生的可能性,而不會因為與實現值 不符而失去其價值,因此並不一定適合以 MOS 的概念來進 行動力模式的統計後處理。反之,PP 方式只根據已實現的模 式分析場與地面天氣建立統計關係,並據以對各個系集成員 的預報資訊轉換式地面天氣預報,可以較完整保留系集預報 對預報目標所預測的可能分布區間及機率資訊。

本局於民國 99 年至 100 年執行「發展鄉鎭③時天氣預 報」(FIFOW)計畫,其中一項工作目標是希望以 2 年時間架 構起統計預報系統離型並提供地面高解析格點舒韓初步指引 的產製。在該計畫我們採用較爲經濟的 PP 統計降尺度預報 策略,雖然當時動力模式資料累積時間仍太短的確限制了採 用MOS 的可行性,但決定選擇PP 策略並非只為了暫代MOS

或是簡化系統以滿足時程要求,而是真正想藉由 PP 的長處 來幫助網鎖逐時天氣預靜筋程的建立。在 FIFOW 計畫的設 計中,希望統計降尺度後處理能忠實反應動力模式的預測資 訊,其用意與前面所提爲何採用 PP 來處理系集模式是相同 的。如此,不論是多模式或是某一特定模式的多系集成員, 皆只根據分析場與觀測值的關係來對預報資訊進行轉換。當 **預報人員以主觀或藉由智慧辨識等客觀方式判定出一特定最** 佳參考模式或系集成員時,即可直接由該對應的統計後處理 值决定地面天氣預報。透過2年的FIFOW計畫,我們使用 水平解析度為0.5度的歐洲中心模式與網格水平距離約15公 里的本局NFS模式的分析場資料來分別建立未來3天逐3小 時預報及未來7天逐12小時預期的PP方程,完成對本局預 報作業經常參考的幾個模式的統計降尺度預報系統,這些模 式包含本局區域及全球天氣預歸模式及日本、美國、歐洲等 國外模式。本文的目的之一,是在FIFOW的PP 統計預報系 統建置完成之後,想說明目前對此應用的一些檢討及未來改 進方向。

不論是採用 PP 或是 MOS, 氣象上對 NWP 進行統計後 處理已具有數十年經驗,是相當成熟的技術(陳,2000),雖 然近幾年我們仍對於如何更優化統計模型及詮釋資料間的關 係持續做了一些努力(陳等,2009;王與陳,2009;2010; 2011),但FIFOW所真正面臨的統計降尺度新挑戰是預報目 標要細緻至 2.5 公里的高解析度網格地面預報。這首先需要 有足夠好的 NWP 預報模式,同時也要有足夠細緻的地面觀 測資料作為預報基礎。對於後者的實現,在FIFOW計畫中, 已另外規畫並執行發展高解析度網格地面分析技術,重製最 近至少5年以上的高解析度網格地面分析值(Ground Truth, 簡稱 GT)。如此一來,統計葉的發展可根據 GT 值直接在 高解析度格點上建立方程,不過,考慮效率及二次估計等問 題,我們另外也嘗試透過則站結行韓報值以客觀分析方法內 插求得格點確認值,為了對這2種製作高解析度網格統計預 報方法的成效有所了解,本文也將以2012年1月至6月的實 作資料來說明分析結果。上述過程中使用的客觀分析工具是 克利金方法(李,2009),此法的長處及其與其他氣象上常用 工具的比較,在本研討會有另一報告給予介紹(馮等,2012)。

# 二、資料及方法

本文建立單一 PP 模型的發展資料乃使用取自 TIGGE(THORPEX Interactive Grand Global Ensemble)的歐洲 中心模式資料(本文簡稱 ECTIGGE 或 ECT),這是在執行 FIFOW 計畫期間,根據將以PP 策略建置模式大氣分析場與 地面天氣觀測個關係的需求,考慮需要有分析品質夠好、解 析度夠細、資料量夠長的模式資料而尋找並決定的。當時適 逢 TIGGE 資料釋出,可在其服務網站取得 2006 年 10 月以 來的 EC 資料。我們以 2007 至 2009 年共 3 年資料建立統計 模型,2010 年以後的資料則用來作為預幹校驗。本文建模使 用的大氣變數僅為基本層場,包含 925 百帕、850 百帕、700 百帕、500 百帕、200 百帕的高度、溫度、風場及溼度(H、T、 U、V、Q)等共 25 種。

本文所討論上線預報作業模式包含日本(JMA)、美國 (NCEP)、歐洲高解析(ECA1)模式及本局 NFS 區域模式共4 種。其中 JMA 及 NCEP 的水平解析度約50 公里,歐洲高解 析模式約為12.5 公里,NFS 用的是15 公里版本。由各模式 各別發展 PP 模型時,受限於資料長度,刀使用2008 年起的 3 年資料,其中近年新接收的ECA1 則只用2011 年的1 年資 料建模。本文建模及預報器+算皆使用已完成的FIFOW 統計 預報發展系統,本系統建模的預報因子選取方法可選用 Forward(陳等,2009)或LASSO(王與陳,2009),亦可因應資 料型態選擇邏輯的國講與線性迴歸。本文主要以氣溫預報為 例來做說明,在此是選用Forward 方法建立多元線性迴講式。

對於評估氣溫這種連續型變變的預報成效,本文使用 3 種核驗指標做為代表,(1)相關係數,本文記為COR:用以 觀察預報值對實際變化趨勢的掌握度。(2)平均偏誤,本文 記為Mean Bias:乃預報值相對於實測值的誤差平均值。(3) 均方根誤差(RMSE)與預報對象的氣候標準變異量(YSD)的 比值,本文記為RMSE/YSD。與直接使用 RMSE 相比,改 用此比值的好處是可以利用各預報目標的變異度來對照,了 解預報誤差值是否過大,是納入一個標準化的概念,幫助對 於不同氣候特性預報課的比較陳等,2009)。RMSE/YSD 比 值愈小表示預報愈好,當比值為1是指預報誤差已大到與氣 候標準變異量相當,本文認為比值在0.5 以下已可算是不錯 的預報,0.8 以上則不理想,應列為日後優先調校目標。

# 三、理想預報法的預報表現與檢討

如前所述,本局預報作業常用模式包含國外模式及本局 模式,FIFOW計畫希望能發這些模式都進行統計預報的後處 理。FIFOW在民國99年(2010年)建置統計預幹器裡型系統後, 當年即使用ECTIGGE 2007至2009年共3年長度的資料完 成單一模型理想預報方程組,對所有模式以同樣的PP預報 方程轉出各模式的地面測站預報值,並接續在隔年(2011年) 完成高解析度格點預報值。由於建置上線系統的時間緊迫, 工作多以資料處理、系統流程器計、建置為主,預報優化則 是在系統完成後才得以逐步開展,而其首要之務即是藉由產 製的預辦選加值觀察 PP的預報表現。本系統預報的地面天氣 包含氣溫、日間高溫、夜間低溫、溼度、降水機率、雲量、、 風向、風速等,需觀察的資料眾多,先簡單以一些校驗經驗 來說,大致上可見降尺度的結果能抓住天氣變化趨勢,但各 模式在定量數値的預測上則各有誤差。以下主要想探討 PP 應用的問題,說明將以氣溫預報爲例。

#### 3.1.使用單一模型理想預報法的潛在問題

讓我們先來觀察 PP 在發展模式與套用模式相同下的預 報表現,亦即同樣使用 ECTIGGE 資料來套用統計預報方 程。以對台北2012年1月份早上8點正點氣溫的預報為例, 從不含 NWP 預報誤差的 tau=0 模式輸出來看, PP 預報值與 實測值的相關高達 0.95, RMSE/YSD 的比值只有 0.39, 圖 1 上方所示2組資料的散布圖與時間序列閣顯示吻合程度相當 高。其中時間序列圖同時標列直接使用 ECTIGGE 模式地面 2 公尺預報資料對相同地黑的溫度預報內插值,顯示直接使 用動力模式輸出的預解改值偏冷,而 PP 的統計後處理的確 做了很有效的調整,同時也間接驗證本系統所建置統計預報 系統的可靠性。另外對於提前3天的預報,PP的掌握也很好 (未附圖),預報值與實測值的相關係數分別為 0.93、0.93、 0.92, RMS 與 YSD 的比值也都仍維持在 0.5 以下。倘若以平 均偏誤值來看, ECTIGGE 對於2012年1月份的 PP 預報有 0.54 度的冷偏误,這可能是因為薩姆時期的資料特性與建模 時期不同有關,此點將在3.3小節再做討論。

從上面我們證實了 PP 預報方法的可參考性,接下來將 繼續說明此單一模型 PP 預韓礎於其他 4 家動力模式的應用 效果。圖1的中下圖分別表示對於tau=0及tau=72小時的各 模式預錄校驗指標比較情形。以不含動力預錄誤差的 tau=0 來看, 包含 JMA, NCEP 及 NFS 等3 個模式所得校驗相關值 都有0.9以上,表示各模式套用此PP方程確實能抓住氣溫變 化起伏趨勢,同時RMSE/YSD比值亦在0.5以下,不過在平 均偏誤方面,各模式則各有不同,JMA 爲零偏誤,NCEP 及 NFS 則有 0.5 度以上的正偏誤,說明模式之間是存在差異的。 這在ECA1 可以看的更清楚, ECA1 的平均偏誤高達8 度以 上,這個結果提醒我們,如果 PP 的基準發展模式與套用模 式所模擬的大氣資料有不同的特性,PP的運用必須留意合適 性的問題。例如套用模式的平均背景如果較率或較冷,或是 因爲模式的地形不一樣,而影響近地面層的變數值,皆可能 引入一些系統性或甚至是非系統的誤差。在此例中, ECA1 出現明顯高誤差,我們的斷可能是因爲模式地形不一樣造成 的影響。當應用至預報時距較遠的資料時,PP 在各模式的差 異還包含了預裝能力的誤差,參考圖1下所示tau=72小時的 比較圖,PP的基準模式 ECTIGGE 表現最好,NFS 表現最差, 其相關已下降至 0.8 以下。而 JMA、NCEP 的平均偏误也放 大,其中NCEP3天薛的平均偏誤權辦於tau=0已成長1 倍以上,RMSE/YSD比值也超過了0.8。

由以上分析,我們透過使用 ECTIGGE 模式對未來3 天 的預報實例,知道 PP 的後處理的確可以成功修正模式的直 接預報,給予相當不錯的地面預報準度。而且在目前模式對 3天內預報有高掌握度的情形下,利用PP統計法可以進行相 當好的轉換。不過,使用單一 PP 模式套用至其他模式,似 乎應考慮模式之間的可能差異性。我們認為可以有3種因應 方式:(1)可直接套用單一 PP 模式,但需對套用結果去除系 統性誤差,不過此系統性誤差顯然需要經過累積一段時間來 獲得,並且亦需要有可辨認的穩定性系統誤差。(2)可嘗試將 各模式先對 PP 基準模式做相關校準,再套入該 PP 方程。(3) 改以各模式來進行 PP 的建置。上述第1種作法可能計較經 濟,但並不確定能掌握問題。比較簡單有效的方式是以第3 種作法來進行改善。以各模式來建置符合自家特性 PP 方程 的做法已有 MOS 的概念,差別在於各個預時時距仍皆套用 分析場的關係式。客製化的前提是每個動力模式皆需要有足 夠的資料,最好至少要有2年的樣本。FIFOW 自民國99年 經過3年的發展,目前各動力模式資料的累積量也有所增 長, JMA與NCEP的0.5度模式資料已有4年, ECA1高解 析模式也逐漸接近2年。FIFOW 在計畫啓動後第3年的統計 預報系統建置工作中,開始加入了 MOS 的發展設計,除了 可真正進行 MOS 方法外,對於所需 PP 策略,亦可藉由此系 統將其改爲以客製化各模式PP模型來進行。以下3.2節將對 單一模型 PP、客製化各模式 PP 及 MOS 方法的應用情形, 給予一些範例式的比較。

# 3.2. 理想預報法與模式輸出統計法的比較

本節繼續以1月份的預報實例來觀察並說明單一 PP 模型(PP\_ECT)及改用對各模式客製化 PP(PP by model)的結果差異,並且我們也同時比較真正引用 MOS 的結果。首先從不含動力模式誤差的 tau=0 資料套用來看,圖2上表現使用4家作業模式客製化 PP 的預報閒靜形,可與圖1下的 PP\_ECT來對照,將可見 PP by model 明顯解決了原本單一 PP 模式的問題。不過注意到 ECA1 在套用客製化 PP 後雖使統計結果得到改善,但其校驗相關仍不夠佳,這表示仍需再從其他層面去了解該模式的資料特性,例如不使用內插點,而改以臨近最佳相關點等方式來個別關於統計關係式等等探究各種改進模型的可能。

再來我們比較含有動力模式預整誤差的時距,以tau=72 小時爲例,PP by model 同樣比PP\_ECT 略佳(圖略)。至於PP by model 與 MOS 的比較,可參考圖 2 中、下圖的校驗鍵媒,
可見 MOS 的平均偏毁山預期略有縮小,顯示能除去一些屬 於系統性的誤差。由PP by model的結果看來,4個模式在 tau=72的預報皆偏暖,透過MOS則可修正一些回來。為了 更整體性的比較 PP 與 MOS 的差異,我們另外以 NCEP 為 例,觀察未來7天預報的比對。圖3可見不論是使用PP或 MOS 方法,平均偏誤皆隨 tau 增加,再一次顯示 NCEP 模式 對2012年1月份有預報偏暖的情形。如果使用MOS則可以 有修正作用,但也並不表示能完全去除平均偏误。值得留意 的是,從RMSE/YSD 來看,在5 天預報(120 小時)以內2 個 方法並沒有太大差異,尤其是在tau=72~120小時,此時模式 其實已出現較大的平均偏誤,改用 MOS 卻並沒有特別優於 PP,甚至以預報校驗相關值來看,PP在此段時間的表現反而 優於MOS!表示以此個案來說,PP的預報並不比MOS差。 經過檢查更多預報實例的時間序列圖,我們注意到有一些例 子是 PP 能很好反應天氣系統的起伏變化,也常能精準掌握 定量的數值,不過在特定的系統,例如大陸冷氣團影響時, 可能氣溫預測不夠低而增加了平均偏與的正值,在這種情況 下,如果以 MOS 給予系統性的預裝調校,雖可能校正偏暖 預整的日子,但也可能會將原本準確實證的天氣下拉為過令 的預報。MOS 的方法因爲傾向朝平均值靠攏,尤其對預報力 較差的長預時期而言,統計處理的預報值會傾向氣候平均 值,而較不能真實反應動力模式的預則資訊。雖然對於根據 長時間樣本校驗的統計預幹競賽,MOS 常可得到相對較佳的 成績,使得被認爲是好策略。不過,如果降尺度的目的是希 望保留動力模式的預測資訊,PP 不只較能勝任,並且也不見 得比MOS 差。

由3.1 及3.2 節,我們以1 月份的例子說明PP 確實是一個可採納的做法,但建議需將現行的單一模型 PP 改為對各作業預解運力模式的客製化 PP 模型。若以單純提供直接指引而言,MOS 的方法亦具價值,但如果統計後處理的目的是希望提供預報人員對 NWP 所做預點的降尺度資訊,則 PP 也許會較為合適。

#### 3.3. 理想預報法對台灣氣溫預報的表現

以上說明皆使用台北站為例,乃因主要目的是要強調出 統計資料使用策略的差別,所以選取具高預報度的代表站來 說明,以避免掉統計關係本來就不好的問題。但事實上並不 是每個站點都說如此順利得到政治統計關係來進行對未來時 間的預報關連。在 FIFOW 統計發展過程,在設定好 PP 或 MOS 的策略、開發合適的建模工具之後,是否能有好的預報 應用仍受多項因素影響,例如,可靠的關係式是否存在就是 關鍵問題。對於是否存在可取得的有效預報因子,目前只從 現有動力模式的產出內容來尋找,但一些地區或是特定天氣 可能還是會有非 NWP 能正確詮釋的控制因子,這些都將限 制統計預解的能力。以2012年1月為例,不考慮動力模式的 預解能力,使用 ECTIGGE 模式 tau=0 的統計預報來觀察, 我們從圖 4 可見台灣以北部的預報效果較好,許多測站 RMSE/YSD 的比值多在0.4 以下,而中南部則相對較差,這 是因為冬季時期北部天氣與大氣綜觀系統關連性高,而影響 中南部天氣的因子則相對較不單純。另外,從個別站來看, 以阿里山為例,1月份的預報時常不錯,但在3次寒冷天氣 系統影響期間,卻出現較大的誤差,也拉低了核驗統計成績, 在統計算報過程中想改善預報,上述範例說明需特別再去了 解天氣個案對局地的影響。

詮釋統計預報成效的不容易還可能表現在預報期與校驗 期的背景場有明顯差異的例子,以 2012 年的平均偏誤來看 (圖略),西部有冷偏差,東部則為暖偏差,這個情形也出現 在 2011 年。簡單從動力模式近地面大氣溫度與實測地面溫度 關係式來檢查,2011 年及 2012 年的截距項調整量與建模所 用的 2007 至 2009 年果然有顯著性的差異。以上說明要針對 統計預報成效進行分析,需有許多面向來了解問題。目前 FIFOW 的作法,暫時是先採集體製作方式建模,再逐步針對 預報成效較差的站點來進行問題感斷,如何更好更快地進行 優化調校,仍需思考有效途徑。

### 四、高解析度格點預報方法結果比較

對於高解析格點絡結十降尺度預購的產製,FIFOW計畫的 設計是先利用高解析格點分析技術得到地面網格分析值,再 使用此分析資料與 NWP 模式建立統計後處理關係式,然後 依各格點預報方程逐一計算預報值,這種先內插再推估的方 式在此先簡稱為 Gridded PP。考慮效率及避免估計誤差等問 題,我們另外也嘗試先推估再內插的方式,亦即只對測站這 行統計後處理,先預報別與點的天氣再根據其值對高解析網 格點進行內插估計,此法在此簡稱為 PP-Gridded。

目前上述2個方法所需要的內插工具皆使用相同的克利 金方法,假設不考慮內插數個處理的誤差,對於2者的比較, PP-Gridded的好處雖然是可以大量減少資料處理量,但因為 高解析網格點預報決定於範圍內所有觀測點的預報值,因此 對每一個測站的建模品質與預報成效的把關就變得非常重 要。為了避免影響內插面化的合理性,應先剔除預報力不佳 或預報明顯有誤的測站參考點。至於先內插再推估的 Gridded-PP 方法,因為每一個格點為獨立計算預報值,並不 受其他點預報品質的影響,對希望提供一特定區域的預報資 訊而言,大量的格點統計後處理有類似增加預報系集成員的 效果,也少了因為僅依賴少數特定參考點預報資訊而可能錯 估的風險。不過Gridded-PP方法的重要前提是需要有可靠的 GT分析場,另外,面對大量格點的統計後處理,也需注意 處理效率問題。再者,對於眾多高解析格點方程(本島格點約 6千點的調校工作,可說實屬不易。

在完成預報系統建置後,我們也透過實例逐步觀察上述 2 種方法的表現,在此仍以氣溫預報爲例,說明比較結果。 基本上來說,2 種方法在空間上的型態是差不多的,也都能 清楚反應出天氣系統冷暖的變化。爲了進一步以量化的方式 來觀察差異性,我們從高解析格點預韓碩取出台灣 368 個網鎭 預報值做爲參考點,分析預韓校驗所得 RMSE/YSD 指標值 的差異(圖 5),結果顯示2者的數值在大多數地區差異不大, 多在 0.1 之間,不過正值差異略多於負值差異,亦即 Gridded-PP的預韓隱誤差大於PP\_Gridded,其中在中部口區, RMSE/YSD 差值甚至達到 0.3 以上,檢查實際數值可注意到 此區預報能力較差,Gridded-PP 的比值很多超過 1,亦即預 報變異比標準偏差還大。從更多範例來看,仍類似上述結果, 2012年2月至6月的分析圖 6)都顯示2個方法的校驗值差 異大多在 0.1 以內,但正值偏差多於負值,顯示 Gridded-PP 的預報誤差大於PP\_Gridded。

以上的分析常明為了減少維重成本,使用 PP\_Gridded 來 替代 Gridded\_PP 進行預報也許是可行的,雖然如此,Gridded PP 的發展仍有其必要性,我們仍將持續進行更多範例觀察2 者差異的穩定度。

# 五、未來方向

經過3年的工作,我們已逐步建置好統計預報作業環 境,繼之起步的重要仟務是優化及調校統計模型以提供具參 考意義的預報話一。如同以上所分析及檢討,我們計畫自民 國 102 年起坎烏使用客製化 PP 來建置各作業模式的降尺度 預報方程,以使能夠,更正確地表現各模式所模擬大氣與地面 天氣的關係。選擇 PP 策略是因為本計畫設定的目標是要忠 實反應動力模式的預測資訊,使預報人員以主觀或藉由智慧 辨識系統等客觀方式判定出一特定最佳參考模式或系集成員 時,即可直接由該對應的統計後處理值決定地面天氣預報。 雖然如此,我們也將同時提供MOS 預報,除了作爲對PP的 評估比較,也能具體再提供一個經過預報力調校的客觀指 引。在資源有效運用的考慮下,目前規畫將只在測站點上建 置 MOS 方程,再由测站所作的預報值透過內插面化得出高 解析格點預報道。由各種方法產出的預報話 很多,統計預 報下一個挑戰是如何整理這些資訊,我們目前正在探索貝氏 方法等工具對結合各種方法的可應用性,初步認為有發展價 值。例如我們可用多年的資料建立 PP 模型,將得到的參數 估計值作為近2年 MOS 模型的先驗資料,如此來結合 PP 及 MOS 的優點。另外,對於各種方法產生的指計,亦可用貝氏 平均模型方式,得出類似系集預幹的概念,整合各預幹除結果。 每種指行或預報方法皆有其特性及估計誤差,如何善用及有 系統地議称這些眾多資訊,去蕪存菁,是我們接下來需面對 的挑戰。

# 五、參考文獻

- Bertrand, D., and R. Verret, 2004: Toward a new Canadian medium-range Perfect-Prog temperature forecast system. 17th Conference on Probability and Statistics in Atmospheric Sciences. The 84th American Meteorological Society Annual Meeting, Seattle, WA.
- Glahn, B., K. Gilbert, R. Cosgrove, D. P. Ruth, and K. Sheets, 2009a: The gridding of MOS. Wea. Forecasting, 24, 520–529.
- 王政忠、陳雲蘭,2009:最小絕對壓縮挑選機制(LASSO)於 天氣分析迴歸預約應用。天氣分析與預解研討會論 文彙編,中央氣象局,314-319。
- 王政忠、陳雲蘭,2010:邏輯與紀國諭(Logistic Regression)模型 輔以最小絕對壓縮挑選機制(LASSO)於降水機率預報 之應用。天氣分析與預幹研討會論文彙編,中央氣象 局,236-241。
- 王政忠、陳雲蘭,2011:「發展網鎖逐時天氣預報」計畫之 高解析度統計預解技術研究(2)--引用順序型邏輯期個 歸模型進行雲量多類別預解結成。天氣分析與預解研 討會論文彙編,中央氣象局。
- 陳雲蘭、王政忠與張琬玉,2009:統計迴歸模式季內時間取 樣差異測試。中央氣象局自行研發計畫成果報告第 CWB98-1A-03號,16頁。
- 陳重功、羅存文、王惠民與賀介圭,2000:中央氣象局統計 預報系統的發展。氣象學報,41,p18-33。
- 馮智勇、劉家豪、陳雲蘭,2012:客觀分析法地面溫度案例 分析。天氣分析與預帶研問會論文彙編,中央氣象局。



圖 1:使用 ECTIGGE 資料發展單一模型 PP 法,以台北 2012 年 1 月份早上 8 點正點氣溫的預報為例,圖示校驗數據及成效。(上):左圖為 PP 預報値與實測値的散布圖,右圖為時間 序列圖,並加入動力模式直接輸出值以與統計後處理値比 較。(中)5 個動力模式套用此單一模型的校驗數據比較圖, tau=0。(下)同中圖,但為 tau=72 小時。



圖 2:以台北 2012 年 1 月份早上 8 點正點氣溫的預報為例, 圖示 4 個預報作業模式的統計預報校驗比較圖。(上)使用對 各模式客製化 PP 法,tau=0。(中)同上圖,但為 tau=72 小時。 (下)使用 MOS 法,tau=72 小時。



圖 3:使用客製化 PP 法與 MOS 法的校驗比較圖。以 NCEP 模式對台北 2012 年 1 月份早上 8 點正點氣溫的未來 7 天預 報爲例。



圖 4:單一模型 PP 法對台灣 151 個代表站的氣溫預 報 RMSE/YSD 校驗分布圖。以 ECTIGGE 模式對 2012 年 1 月份早上 8 點正點氣溫的預報為例, tau=0。



圖 5:Gridded-PP(Ygrid)與 PP\_Gridded(Ys2g)高解析 網格降尺度方法氣溫預報 RMSE/YSD 校驗差異分布 圖。以 ECTIGGE 模式對 2012 年 1 月份早上 8 點正 點氣溫的預報為例,tau=0。



圖 6:Gridded-PP 與 PP\_Gridded 高解析網格降尺度 方法氣溫預報 RMSE/YSD 校驗差異分布直方圖。預 報範例由上而下,分別為 2012 年 1 月至 6 月。

# WRF雷達資料同化對颱風短時定量降雨預報之效益評估

林欣弘<sup>1</sup> 林沛練<sup>1,2</sup> 國家災害防救科技中心<sup>1</sup> 國立中央大學大氣科學系<sup>2</sup>

# 摘 要

多樣的氣象觀測資料同化已經廣泛的被使用於改善數值天氣預報的準 確性,其中雷達觀測資料擁有高時間與空間解析度特性,可以隨時將所觀測 的雷達資料用於修正模式的初始場或預報場,並重新預報一組更新的結果, 透過這樣的方式,將可隨時修正預報誤差,以獲得更準確的即時天氣預報結 果。

本研究針對2011年侵台的南瑪都颱風進行雷達資料同化對短時降雨預報的評估實驗。資料同化使用WRF資料同化系統WRFDA(WRF Data Assimilation system)中的三維變分資料同化方法(3D-VAR),並同化雷達徑向風資料。透過此颱風個案的研究,企圖了解WRF 3D-VAR的雷達資料同化對背景場調整的影響,以及初步評估經由雷達資料同化後對颱風短時間定量降雨預報的效益。

# Hurricane WRF 模式於西北太平洋颱風預報之初步測試研究

蔡金成 1 蕭玲鳳 1 陳得松 2 包劍文 3 李清勝 1

台灣颱風洪水研究中心<sup>1</sup> 中央氣象局<sup>2</sup> NOAA Earth System Research Laboratory<sup>3</sup>

摘要

本研究將簡介 NCEP 颶風模式(Hurricane WRF),包含:模式設定與颱風渦旋初始化過程,並評估 Hurricane WRF 於 2012 年西北太平洋颱風之預報能力。評估個案為 2012 年珊瑚、瑪娃、谷超、泰利與杜蘇芮颱風。 關鍵字:Hurricane WRF

一、前言

台灣颱風洪水研究中心於 2010 年起進行定量降 雨系集預報實驗,實驗期間每日 4 次,每次進行 20 組預報。20 組預報實驗設計中,包含:MM5、WRF 與 Cress 等模式。為朝向多模式系集預報之實驗架構, 台灣颱風洪水研究中心、中央氣象局與美國 ESRL(Earth System Research Laboratory) / NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration) 合 作 引 進 HWRF(Hurricane Weather Research and Forecast system) 並測試評估 HWRF 預報西北太平洋颱風之能力。

### 二、模式介紹

HWRF 為美國 National Centers for Environmental Prediction (NCEP)下轄的研究單位 Environmental Modeling Center (EMC)負責研究發展與改進,HWRF模 式之物理過程改進,由EMC與NOAA下轄研究單位 ESRL(Earth System Research Laboratory)共同合作。

HWRF 系統包含三大部分,第一部分為大氣預報 模式,大氣預報模式由 WRF-NMM V3.3、WPS、渦漩 初始化與 GSI 資料同化系統;第二部分為 POM-TC 海 洋預報模式;第三部分為 EMC/NCEP 所發展的大氣海洋 耦合交換器,耦合交換器中海洋模式將海溫資料傳送 至大氣預報模式,大氣預報模式則回饋地表通量(包含: 潛熱、可感熱與短波輻射)至海洋預報模式。詳細的 HWRF 介紹可參考 Community HWRF USER' GUIDE V3.3a(Bao et al. 2011)。

### 三、實驗設計

本篇研究中針對 HWRF 設計 2 組實驗,其中一組

實驗為類似 EMC/NCEP HWRF 之作業版本,3 層巢狀移 動網格,網格解析度分別為 27、9 與 3 公里,模式垂 直層數為 43 層,模式頂 50hPa。為產生台灣地區的定 量降雨預報資料,供本中心定量降雨系集預報實驗 (Taiwan Cooperative Precipitation Ensemble Forecast Experiment, TAPEX)使用,第二組實驗 HWRF\_T 為固定 3 層巢狀網格,網格解析度為 45、15 與 5 公里,模式 範圍仿照現行中央氣象局作業之設定。兩組 HWRF 實 驗進行預報時未使用海洋模式進行耦合。詳細 HWRF 實驗設計請參考表一。

分析HWRF兩組實驗之颱風路徑與強度預報時, 將同時比較定量降雨系集預報實驗中 MEM11、 MEM18 與系集平均(Ensemble MEAN)作為參考。

本篇研究中,針對2012年颱風進行作業化預報, 分析之颱風個案,包含:珊瑚(SANVU)、瑪娃(MAWAR)、 谷超(GUCHOL)、泰利(TALIM)與杜蘇芮(DOKSURI)。

### 四、實驗結果與討論

(一) 颱風路徑預報結果

珊瑚颱風生命期間(2012052200-20120527122) 共進行 24 次預報(圖一)。HWRF、HWRF\_T、MEM11 與 MEM18 預報路徑誤差統計結果顯示(表二),預報 第 24、48 與 72 小時以 HWRF 表現最佳(69/105/176 公里), MEM18 路徑預報表現與 HWRF 相當 (78/134/215 公里),固定網格的 HWRF\_T 路徑誤差則 最大(144/354/450 公里)。

瑪娃颱風(2012060106-2012060600Z)共進行 20 次預報(圖二),第72小時路徑預報 HWRF 仍表現最佳 (62/156/172 公里)。第24 與48 小時,MEM18 (50/109/299 公里)則優於 HWRF。HWRF\_T 實驗在瑪娃 颱風個案路徑誤差仍最大(130/341/598 公里),並發現 固定網格之 HWRF\_T,當颱風經過 domain2 的邊界時 颱風路徑會有不連續的狀況(圖二(b)),亦造成較大的 路徑預報誤差。

谷超颱風(2012061206-2012061918Z)共進行 31 次預報(圖三),表四可見 MEM11(100/174/260 公里) 與 MEM18(77/164/264 公里)在谷超颱風期間的路徑預 報表現相近。HWRF\_T 表現同樣為四個實驗中較差, HWRF\_T 在此個案與瑪娃颱風類似,當颱風通過 domain2 的邊界時產生不連續造成誤差擴大。HWRF 在此個案表現較差(圖三(a)),主要因當颱風強度在模 式中預報過強時,低於 900hPa,模式將產生不穩定, 造成颱風後期路徑誤差增大。

泰利颱風(2012061718-2012062018Z)進行 13 次 預報(圖四), HWRF(133/120/114 公里)、 MEM11(79/96/169公里)與MEM18(120/148/150公里) 路徑預報表現相當(表五)。HWRF\_T因前述颱風個案發 生 domain2 邊界不連續之颱風路徑後,泰利颱風個案 從 2 way 修改為 1 way 進行預報,已無明顯之邊界問 題(圖四(b))。

杜蘇芮颱風(2012062612-2012062918Z)進行 14 次預報(圖五), HWRF(188/277/418 公里)、 MEM11(209/283/457公里)與MEM18(95/253/371公里) 路徑預報表現仍相當。HWRF\_T 的預報路徑仍較其他 三個實驗較為發散,誤差亦較大(表六)。

(二) 總結

統計 2012 年五個颱風的路徑預報結果顯示, HWRF 與現行 ARW-WRF(MEM11 或 MEM18)之路徑預 報能力相當。若扣除谷超颱風個案因模式颱風強度預 報過強造成的不穩定,HWRF 在西北太平洋之颱風路 徑預報表現相當好,部分個案亦優於系集平均或 ARW-WRF 之表現。HWRF 之預報路徑改善,推測部分 原因來自於模式解析度不同,造成颱風的強度不同而 影響颱風行進路線。未來將進一步分析各實驗對於颱 風強度之預報結果。

HWRF\_T 之實驗設計,在颱風季前為了使 domain1之颱風強度增強而採用 2way,實際作業後發 現颱風在 domain2 邊界時,受到異常梯度阻擋路徑產 生不連續。雖然將 HWRF\_T 修改為 1way,但其颱風路 徑預報仍未有顯著改善,未來將測試 GSI 資料同化與 HWRF 之應用,以期能改善固定網格之 HWRF\_T。

### 五、參考文獻

Shaowu Bao, Richard Yablonsky, Don Stark and LigiaBernardet, 2011: Community HWRF USERS'GUIDE V3.3a. The Developmental TestbedCenter.

Experiment	cold/warm start	analysis	bogus	Cumulus scheme	Microphysics scheme	Boundary Layer	Note
HWRF	cold start	NODA	HWRF bogus	SAS	Ferrier	NCEP GFS	43levels ;model top 50hPa; 2 way
HWRF_T	cold start	NODA	no bogus	SAS	Ferrier	NCEP GFS	43levels; model top 50hPa; 1 way*
MEM18	partial cycle	NODA	no bogus	KF	WSM5	YSU	28levels; 2way; d03 with Cu.
MEM11	cold start	WRF3DAVR (CV5+OL3)	CWB bogus	new KF	Goddard	YSU	45levels; model top 30hPa; 1way

表一、HWRF 實驗設計表

\*HWRF\_T change to 1 way start from typhoon TALIM.

表二、珊瑚颱風生命期間路徑預報誤差統計(網格解析度:45km) 

Experiment	0 fhr(24)*	24thr	48fhr	72fhr
HWRF	57	69	105	176
HWRF_T	39	144	354	450
MEM18	39	78	134	215
MEM11	16	96	204	322
MEAN	20	107	187	267

\*fhr 為預報小時;括號內為個案數。

表三、瑪娃颱風生命期間路徑預報誤差統計(網格解析度:45km)

Experiment	0 fhr(20)*	24fhr	48fhr	72fhr
HWRF	74	62	156	171
HWRF_T	42	130	341	598
MEM18	40	50	109	299
MEM11	40	90	228	410
MEAN	17	60	203	437

表四、谷超颱風生命期間路徑預報誤差統計(網格解析度:45km)

Experiment	0 fhr(31)*	24fhr	48fhr	72fhr
HWRF	52	114	332	378
HWRF_T	20	153	462	953
MEM18	26	77	164	264
MEM11	47	100	174	260
MEAN	19	77	132	186

表五、泰利颱風生命期間路徑預報誤差統計(網格解析度:45km)

Experiment	0 fhr(13)*	24fhr	48fhr	72fhr
HWRF	89	133	120	114
HWRF_T	65	210	358	223
MEM18	68	120	148	150
MEM11	33	79	96	169
MEAN	30	50	52	45

表六、杜蘇芮颱風生命期間路徑預報誤差統計(網格解析度:45km)

				•
Experiment	0 fhr(14)*	24fhr	48fhr	72fhr
HWRF	76	188	277	418
HWRF_T	77	209	379	636
MEM18	108	95	253	371
MEM11	50	209	283	457
MEAN	54	149	279	469



圖 1:(a)珊瑚颱風生命期間,HWRF 路徑預報表現。

TYPHOON SANVU (2012/05/22/00UTC) BY PS



401

100

30N 25N

20N

15N





TTFRI

TYPHOON SANVU (2012/05/22/00UTC) BY PS



- 10N⊥ 130E 135E 140E 145E 150E 155E 160E 165E 170E
- 圖 1:(b)珊瑚颱風生命期間,HWRF\_T 路徑預報表現。 圖 1:(d)珊瑚颱風生命期間,MEM18 路徑預報表現。







圖 2: (a)瑪娃颱風生命期間, HWRF 路徑預報表現。



TYPHOON MAWAR (2012/06/01/06UTC) BY PS 45)



圖 2:(c)瑪娃颱風生命期間,MEM11 路徑預報表現。



TYPHOON MAWAR (2012/06/01/06UTC) BY PS

TYPHOON GUCHOL (2012/06/12/06UTC) BY PS 45 351 30 251 201 151 TTFRI 120E 125E 130E 135E 140E 145E 150E 155E 160E 165E 170E 175E

圖 3:(c)谷超颱風生命期間,MEM11 路徑預報表現。



圖 3:(c)谷超颱風生命期間, HWRF\_T 路徑預報表現。 圖 3:(d)谷超颱風生命期間, MEM18 路徑預報表現。



圖 4: (a)泰利颱風生命期間, HWRF 路徑預報表現。





圖 5:(a)杜蘇芮颱風生命期間, HWRF 路徑預報表現。



圖 5:(b)杜蘇芮颱風生命期間,HWRF\_T 路徑預報表現。











圖 5:(c)杜蘇芮颱風生命期間,MEM11 路徑預報表現。



圖 5: (d)杜蘇芮颱風生命期間, MEM18 路徑預報表現。

# WRF-Var資料同化系統之GPS掩星折射率資料處理 對颱風路徑預報之影響

謝銘恩<sup>1</sup> 張龍耀<sup>1</sup> 蕭玲鳳<sup>1</sup> 李清勝<sup>1</sup> Ted Iwabuchi<sup>2</sup> 郭英華<sup>2</sup> 張昕<sup>2</sup> 台灣颱風洪水研究中心<sup>1</sup> University Corporation for Atmospheric Research<sup>2</sup>

### 摘 要

本研究參考NCEP GSI同化系統中之品質檢定架構,嘗試改進WRF-Var資料同化系統中之 GPS (Global Positioning System) 掩星折射率資料計算與資料品質檢定方法;並利用Forecast Sensitivity to Observation (FSO) 診斷工具,針對有無同化GPS掩星資料進行效益評估,探討 GPS掩星資料對於颱風路徑預報之影響。

關鍵字:GPS 掩星資料、資料同化。

# HYBRID 資料同化系統對颱風預報之初步分析

王潔如<sup>1</sup> 蕭玲鳳<sup>1</sup> Zhiquan Liu<sup>2</sup> Hui Liu<sup>2</sup> 李清勝<sup>1</sup> 台灣颱風洪水研究中心<sup>1</sup> National Center for Atmospheric Research<sup>2</sup> 摘 要

本研究利用美國國家大氣研究中心 (National Center for Atmospheric Research; NCAR)發展的一種混合(HYBRID)分析方法,結合系集調整卡爾曼濾波(Ensemble Adjustment Kalman Filter; EAKF)及三維變分同化法(three-dimensional variational analysis, 3D-Var),該方法以三維變分同化的框架下與觀測資料進行調整,而給出最佳的分析場。本研究首先利用單點測試透過資料同化系統產生的分析增量,了解背景誤差協方差如何影響初始分析場。並選取2010年梅姬(MEGI)颱風,比較WRF3DVAR與HYBRID EAKF-WRF 3D-VAR資料同化系統對颱風個案的影響。

### 一、前言

背景誤差協方差(B)是變分同化中一個重要的部分,將決定加入觀測資料後背景場將如何調整,影響同化系統輸出的分析場,準確描述背景誤差協方差是做好變分資料同化的一個關鍵問題。系集卡爾曼濾波(Ensemble Kalman Filter; EnKF)與3D-VAR資料同化最大差異在於背景場誤差(Background Error)更新,現有3D-VAR資料同化系統採用一組固定的背景場誤差進行調整。EnKF的背景場誤差 會隨時間變動,係利用新的觀測資料進來更新背景場誤差,EnKF背景誤差協方差具有flow-dependent的特性,而3D-Var的背景誤差協方差則具有等同向性及不受背景流場影響的特性。

近年來混合系集卡爾曼濾波與變分同化 方法被提出(e.g., Hamill and Snyder 2000; Lorenc 2003),並發展應用在數值天氣預報模 式中 (Wang et al. 2008a)。混合分析方法 (Hybrid Analysis Scheme)結合系集卡爾曼濾波 及三維變分同化法,根據現有的變分同化的框 架有效地结合具有flow-dependent特性的系集 背景誤差,決定最佳的分析場。

### 二、研究方法

本研究所使用混合分析方法(Hybrid Analysis Scheme), 為NCAR發展之WRF 3D-Var系統架構上納入系集調整卡爾曼濾波 背景誤差協方差的估計,最小化代價函數(cost function)定義如下(Lorenc, 2003)

$$\begin{split} I(\mathbf{x}, \alpha) &= \beta_{s} \frac{1}{2} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_{b})^{T} \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_{b}) \\ &+ \beta_{s} \frac{1}{2} \sum_{l=1}^{N} \alpha_{l}^{T} \mathbf{C}^{-1} \alpha_{l} \\ &+ \frac{1}{2} \left[ \mathbf{y} - \mathbf{H} (\mathbf{x} + \mathbf{x}_{e}^{t}) \right]^{T} \mathbf{R}^{-1} \left[ \mathbf{y} - \mathbf{H} (\mathbf{x} + \mathbf{x}_{e}^{t}) \right] \\ &\mathbf{x}_{e}^{t} = \sum_{l=1}^{N} \alpha_{l} - \mathbf{x}_{l}^{t} \end{split}$$

 $\mathbf{x}_{i}$  為第 i 個成員的擾動場,  $\alpha_{i}$  為控制變量, **f**. 為相關係數矩陣,  $\beta_{s}$  與 $\beta_{s}$  可以調整 3D-Var 與 EAKF 的背景誤差協方差權重 $\left(\frac{1}{2s} + \frac{1}{2s} = 1\right)$ 。

### 三、分析與討論

為說明HYBRID EAKF-WRF 3D-VAR資

133

料同化方法的特點,本研究先進行WRF 3D-VAR和HYBRID EAKF-WRF 3D-VAR的 單點觀測實驗(single observation test),單點 觀測實驗透過資料同化系統產生的分析增 量,可以檢視背景誤差協方差矩陣作用,亦可 了解此分析系統的結構特徵。單點觀測實驗以 2010年梅姬(Megi)颱風爲例,其背景場是初 始時間10月10日0000UTC開始full cycle至10 月17日0000UTC。在750hPa上,東經128.721 度、北緯17.603度的位置給定1K的溫度增量進 行單點觀測實驗。

以下將顯示背景與分析的位溫差異做為 單點觀測實驗溫度增量的依據,由圖 la 很明 顯看出 3D-Var(static)的背景誤差協方差具有 等同向性,分析增量呈現較均勻對稱和同心圓 的結構特徵。而 EAKF(ensemble)的結果(圖略) 則 是 可 看 出 背 景 誤 差 協 方 差 具 有

### 四、參考文獻

- T. M. Hamill and C. Snyder, 2000: A hybrid ensemble Kalman filter-3D variational analysis scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2905–2919.
- Lorenc, A. C., 2003: The potential of the ensemble Kalman filter for NWP—A comparison with 4D-VAR. Quart. J. Roy. *Me teor. Soc.*, **129**, 3183–3203.
- Wang, X., D. Barker, C. Snyder, T. M. Hamill, 2008: A hybrid ETKF-3DVAR data assimilation scheme for the WRF model.
  Part I: observing system simulation experiment. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 5116-5131.

flow-dependent 的特性。Hybrid 設定 static 與 ensemble 的背景誤差協方差權重各 50% (圖 1b),分析增量的特性較非對稱且為拉伸的圓 形,外圍有明顯的颱風環流結構,這表示觀測 訊息將有效地呈現在觀測時間與位置,更能適 當地呈現觀測資料隨時間的變化。當改變協方 差權重, ensemble 為 90% 時(圖 1c), flow-dependent 的特性更爲明顯, 但 static 的 背景誤差協方差權為 90%時(1d),溫度增量結 構特徵則會變得均勻,接近 3D-Var 的結果。 因此給定不同的權重比例會影響同化觀測資 料調整分析場。在 Megi 颱風路徑預報(圖 2), 前期 HYBRID 資料同化系統移速與方向比 WRF 3D-Var 接近觀測,但後期仍是 WRF 3D-Var 的路徑預報較佳,因此還要進一步實 驗,找到一組適合颱風預報的設定。



# -.1 -.05 -.0 .05 .1 .15 .2 .25 .3 .35 .4 .45

圖 1 2010 年梅姬(Megi)颱風個案(a)WRF 3D-VAR,(b)HYBRID 設定 3D-Var(static)與 EAKF(ensemble)的背景誤差協方差權重各 50%,(c)同(b)但設定 static 為 10% 與 ensemble 90% 的背景誤差協方差權重,(d)同(b)但設定 static 為 90% 與 ensemble 10% 的背景誤差協方差權 重之 750hPa 溫度分析增量圖,等值線為重力位高度場。



圖 2 2010年梅姫(Megi)颱風個案模擬期間(a)初始時間2010年10月14日12Z及(b)初始時間2010 年10月15日12Z之預報路徑結果,颱風符號為中央氣象局官方路徑,X符號為HYBRID資料同化 系統,圓為DART資料同化系統,線條為WRF 3D-Var資料同化系統。

# 客觀分析法地面溫度案例分析

### 馮智勇<sup>1</sup>、劉家豪<sup>1</sup>、陳雲蘭<sup>2</sup> 多采科技<sup>1</sup>、中央氣象局預報中心<sup>2</sup>

### 摘 要

本研究介紹LST法、BCDG法及UK法等客觀分析方法,探討各種方法對於地面溫度面化結果。除了比較各 在原理上的差異及特性外,並期望能透過案例分析,了解各方法的優缺點。

在LST法、BCDG法及UK法的地面溫度面化個案分析中,2012年1月1日14時南部地區回暖的現象,以LST 法及UK法面化結果皆能表現出南部出現較高溫的狀況,而BCDG則無明顯表現此現象。由2012年2月8日20時個 案可知,在冷天氣系統中,LST法在北部地區有較佳的估計結果,在嘉南地區會有高估的現象。由2012年5月1 日14時的個案可知,在熱天氣系統中,LST法在東部沿岸有高估的情況,而BCDG法及UK法則有低估的現象。 整體來說,以LST法和UK法的面化結果較佳,但LST法面化結果在高山會有低估的情況出現,且LST法需有測 站氣壓資料,相較於僅需測站溫度資料即可計算的UK法,其可用於面化計算的測站數較多。

關鍵字:客觀分析法、LST、BCDG、Kriging

### 一、前言

為瞭解各種面化方法估計原理不同可能造成之面化差異,本研究先針對逐次修正法(successive correction)及克利金法等面化方法作介紹,再對LST(Land Surface temperature)法、BCDG法及通用克利金(Universal Kriging,以下簡稱UK)法等客觀分析法做介紹,並蒐集2012年地面溫度場呈現北低南高之特色個案,利用面化結果分析不同客觀分析法造成之整體性差異,亦進一步以遮蔽測站實驗探討不同方法在估計誤差上的表現。

### 二、面化方法介紹與比較

(一) 逐次修正法

1. Cressman 權重計算式

Cressman 權重計算式(以下簡稱 Cressman 權重式)為一種逐次修正法,其推導過對如下:

(1) 信瑟登訪代信計場中所有網格點,已知各網格點的背景場或第μ-1次的猜測值<sup>1</sup>,則墜訪冬名測站所在位置,取測站四周網格點請測值,應用雙線性內括計算測站的分析值,然後將分析結果與測站實際觀測值比較,計算差異量。圖1所示為內插示意圖,信瑟測站k周圍四周網格點編號分別為1,2,3,4,圖中A點和B點的∂值各由3,4和1,2兩點的變變/值線性內括計算,測站k點的分析值∂<sub>k</sub><sup>(μ-1)</sup>再由A點和B點的值作線性內括計算:

$$\hat{q}_{k}^{(m-1)} = \hat{q}_{1}^{(m-1)} + (\hat{q}_{4}^{(m-1)} - \hat{q}_{1}^{(m-1)})\frac{b}{Dy} + (\hat{q}_{2}^{(m-1)} - \hat{q}_{1}^{(m-1)})\frac{a}{Dx} + (\hat{q}_{2}^{(m-1)} - \hat{q}_{3}^{(m-1)} + \hat{q}_{4}^{(m-1)} - \hat{q}_{1}^{(m-1)})\frac{ab}{DxDy}$$
(1)

 $\Delta x$  和 $\Delta y$  分別代表 x 和 y 方向的網格距(grid interval), 長度 a 和 b 的定義如圖 1。



圖1利用雙線性內插法由網格點個計算測站值示意圖

(2) 利用 Cressman 權重式的權重係數拯數(2)式,由影響範 圍 R 內的所有測址的差異值,權重平均計算各網格點的 第 µ 次修正值:

$$w_{k} = \begin{cases} \frac{R^{2} - r_{k}^{2}}{R^{2} + r_{k}^{2}} & \text{if} \quad r_{k} < R \\ 0 & \text{if} \quad r_{k} \ge R \end{cases}$$

$$C_{ij}^{(\mu-1)} = \frac{\sum_{k=1}^{n} w_{k} D_{k}^{(\mu-1)}}{\sum_{k=1}^{n} w_{k}}$$
(3)

其中, $r_k$  為測站k 至網格黑的距離; $D_k^{(\mu-1)} = \theta_k - \hat{\theta}_k^{(\mu-1)}$ 為第k 測站的差異值; $C_{ij}^{(\mu-1)}$ 為網格ij的修正值。計算某ij網格點更新值的方法,是將(3)式ij網格點的修正值,代入(4)式,計算網格ij的更新值。

若µ-1=0,且沒有背景場或初始猜測值,最簡單的替代方案, 是以所有測站觀測值的算術平均當成所有網格的首次清測值。

$$\hat{\theta}_{ii}^{\mu} = \hat{\theta}_{ii}^{(\mu-1)} + C_{ii}^{(\mu-1)} \tag{4}$$

(3) 重覆步驟(1)和(2),直到將到最終分析場。 $\hat{\theta}_{j}^{\mu}$  為格點ij 上 第 $\mu$  次迭代後的分析值, $\hat{\theta}_{j}^{(\mu-1)}$  爲ij 格點上第 $(\mu-1)$ 次迭 代後的分析值。

本研究在逐次修正方面採用(175km, 125km, 85km, 45km)為影響半徑組合進行4次逐次修正。

#### 2. Barnes 權重計算式

Barnes 權重計算式(以下簡稱 Barnes 權重式)其算式與 Cressman權重式的逐次修正法相同,唯一的不同處,是Barnes 權重式的權重係數拯數爲高斯(Gauss)逐數:

$$w_k = e^{-r_k^2/R^2} \tag{5}$$

其中,rk 為測站k 至網格點的距離。R 為相當於低通濾波的

參數(low-pass filtering parameter),單位和 $r_k$ 相同;選擇很小的 R 值,則分析場容許短距離內變變變化梯度大的「短波」 訳號存在;若 R 值很大,則會將短波濾掉,客觀分析場相對 而言會比較平滑。

#### 3. 距離平方倒數權重計算式

距離平方倒數權重計算式(Inverse distance,以下簡稱ID 權重式)的算式與 Cressman 權重式的逐次修正法相同,唯一 不同處,是ID 權重式的權重係數函數為距離平方倒數:

 $w_k = 1/r_k^2 \tag{6}$ 

其中, rk 馬測站k 至網格點的距離。

(二) 克利金法

克利金法(Kriging technique)又名地質統計法(Geostatistics technique)是根據資料在空間中分佈的統計特性,決定線性內插(了)。在不同的 插(了)。在不同的 趨勢條件假設下,又可分爲數學上不包含「不偏估條件」的 「簡單克利金法」(Simple Kriging);包含「平均值爲常數」 假設的「普通克利金法」(Ordinary Kriging);以及包含平均值

爲某種空間趨勢逐數[530]「通用克利金法」。克利金法估計 的步驟可分爲二部份:

- 1. 結構分析(structural analysis) 一由歷史資料,迴譯統結十協變 異數(covariance)隨距離變化的情形,決定「變異圖」或「半 變異圖」(variogram or semi-variogram)的函數。
- 2. 最佳線性不偏估估計(Best Linear Unbiased Estimation)(時没 估計值為已知值的線性權重平均,根據不偏估和最小估計 誤差變異數兩項原則,根據變異圖或半變異圖導出權重係 數值。

「變異圖」或「半變異圖」是觀測樣本資料的協變異數 隨距離變化情形。令 $\mathbf{u} = u(x, y)$ 為空間位置座標, $Z(\mathbf{u})$ 為空間 間 隨 機 變 數 , 則 變 異 圖 函 數 定 義 為 :  $2\gamma(d_{ij}) = E[(Z(\mathbf{u}_i) - Z(\mathbf{u}_j))^2] , 即距離等於d_{ij}的兩兩組合變$  $數差異平方的「期望值」。<math>\gamma(d_{ij})$ 稱為半變異圖函數。圖2所 示為一半變異圖的範例,其中,o中空圓形符號為觀測樣本 資料的原始半變異數; $\Delta$ 三角形所示為實驗半變異數;實線 所示為以實驗半變異數所套配的半變異圖函數。如圖所示, 等距離的原始半變異數在不同的時空點可能會有很大的差 異。因此在進行迴歸之前,通常會將距離軸分為幾個區間, 然後將同區間內距離相近牛變異數取平均求得實驗半變異 數,由實驗半變異數就可以看到在排除了局部干擾的因素 下,兩測站的相關性隨距離變化的情形,並且可以用一簡單 的函數來描述這種關係。



若隨機場為定常性,則半變異圖 $\gamma(d_{ij})$ 和協變異數  $cov(\mathbf{u}_i - \mathbf{u}_j) = cov(d_{ij})$ 為互補函數, $\gamma(d_{ij}) + cov(d_{ij}) = \sigma^2$ , 其中, $\sigma^2$ 為定常性空間變數 $Z(\mathbf{u})$ 的變異數,基於定常性假 設乃為常數。

Cressman 權重式、Barnes 權重式及 ID 權重式面化結果 皆會受到影響半徑範圍的影響,而克利金法則因為直接以內 插點和測站距離給製半變異圖,故無需設定影響半徑。使用 逐次修正的方法,皆會依造逐次修正而嘗試减少估計誤差, 進而得到最終的面化結果。三種逐次修正法中,ID 權重式權 重係數亟數受測站和網格點間的距離影響較大,圖3 為在影 響半徑範圍為 175km 時,三權重計算式權重係數( $w_k$ )隨測 站及網格點距離( $r_k$ )的影響。可知 ID 權重式在測站和網格 點距離約在5 公里內時有較大的權重係數,當超過約20 公里 後,權重係數就趨近於0。Cressman 權重式和 Barnes 權重式 則在 60 公里以內的距離,其權重係數變化不大。Cressman 權重式在 $r_k$ 達到約 150 公里後權重係數就趨近於 0,但 Barnes 權重式仍給予該測站一定比例的權重,即 Barnes 權重 式為三權重式中權重係數%距離增加的遞減率較小。



圖 3 ID、Cressman 及 Barnes 權重式 $W_k$  隨 $r_k$  變化示意

### 三、溫度客觀分析方法原理介紹

針對溫度的客觀分析方法,包含 LST 法、BCDG 法及 UK 法,茲說明如下。

(一)LST法

LST 法採用乾絕熱 Poisson 方程式計算位溫,計算位溫 必須先有壓力値後才能進行估算,然而台灣地形格網上沒有 壓力値且部分測站缺少壓力之觀則,所以需要知道高度與壓 力間的關係,藉以估計某高度上之壓力,進而求取位溫。為 了探討壓力與測站高度關係,取一例將各氣象站空間位置與 氣壓觀測値及對應之探空氣球高度及壓力之關係繪於圖 4 中。圖中顯示,由氣象站之觀測資料排除潮群補值後(壓力異 常偏高或偏低之測站),獲得之高度和壓力之關係與探空資料 大致相同,因此在沒有探空資料的情況下,可以使用氣象站 高程及壓力觀則值進行迴歸分析,

$$\ln\left(\frac{p}{p_0}\right) = -\frac{z}{H} \tag{7}$$

其中,P為高度Z上之壓力;P。為海平面上之壓力(Z=0); H為海拔高。然後利用迴歸分析獲得之關係曲線來推估格點 和氣象站上之氣壓值。求得氣壓與高程之關係後,以乾絕熱 Poisson公式計算位溫,

$$\theta = T \left( \frac{1000}{p} \right)^{\frac{n_d}{C_p}}$$
(8)

其中, $\theta$ 為位溫(絕對溫度),T 為絕對溫度,P 為壓力(毫巴), $R_d$  為乾空氣氣體常數(6.875×10<sup>-2</sup> cal/g°C), $C_p$  為乾空氣之定壓比熱(0.24cal/g°C)。以相同之方程式將面化之位溫反算回地表溫度。為了解假設條件與實際現象之差異,茲將測站、板橋探空氣球以及乾絕熱條件下以 Poisson方程式推估溫度與高度之關係繪於圖 5,圖中紅色曲線是Poisson方程式,藍色曲線是板橋探空資料,當高度超過1,500m時兩曲線已無法契合。



圖4 (a)各氣象站空間位置與氣壓觀則值及(b)對應之探空氣 球高度及壓力之關(系(下)(以2009年4月9日8時資料爲例)



LST 法在計算測站位溫後,將位溫以前述之 ID 權重式、 Cressman 權重式及 Barnes 權重式進行面化後,再將面化之網 格位溫轉換回地面溫度以下。以2012 年 1 月 1 日 14 時為例, 說明以 LST 法配合此三權重式面化地面溫度之結果(見圖 6)。結果以 Cressman 權重式和 Barnes 權重式結果較相似,也 說明了圖 3 所述此兩式在權重係數變化趨勢較相近。不過三 者在高山地區皆出現面化結果溫度較低的狀況,由圖 7 的遮 蔽則站結果亦可說明此狀況。以 LST 法估計高山測站時皆會 有低估的情況[藍色點表示估計誤差低於-1 度,紅色點表示估 計誤差高於 1 度,緣色則表示誤差在正負 1 度以內),說明了 圖 5 所述可能使用 LST 法估計 1500m 以上高山時會有較大 的估計誤差。整體來說,以 ID 權重式在整體面化誤差表現 上較好,其面化結果也和氣象局當方公布之地面溫度分布圖 較相似,故之後的 LST 法、BCDG 法及 UK 法的案例比較, LST 法部分將以 ID 權重式作為主要比較之權重計算式。

#### (二)BCDG 客觀分析法

BCDG 法係 Glahn 等人 (Glahn et. al, 2009) 改良 BCD 法 以發展網格化模式輸出統計技術 (Model Output Statistic) 而 來,現階段廣為美國氣象作業單位使用。BCD 法為 Bergthorssen 與 Doos (Bergthorssen and Doos, 1955)所提出,隨 後由 Cressman (Cressman, 1959)實作逐次修正步驟迭代修正 之面化方法。BCDG 法主要特色在於透過計算溫度隨高度變 化率 (Vertical Change with Elevation,以下簡稱 VCE)的方式, 無須進行高度轉換即可應用於地表溫度場面化作業。



圖 6 (a)ID 權重式、(b)Cressman 權重式及(c)Barnes 權重式面 化溫度場結果(以 2012/01/01 14 時爲例)



式溫度場遮蔽測站實驗結果(以2012/01/01 14 時爲例)

VCE 的計算方式首先以各測站為中心,計算鄰近測站對 於該中心測站之溫度隨高程變化率。舉例來說,第k站觀測 値為 $\theta_k$ 、以座標原點為基準的水平位置為 $u_k(x,y)$ 、高程為 $h_k$ ; 在測站k影響半徑  $R_{VCE}$ 內,與 $h_k$ 高程差大於 $\Delta h_{VCE}$ 之鄰近測 站,觀測値為 $\theta_{d}$ 、以座標原點為基準水平位置為 $u_k(x,y)$ 、高 程為 $h_k$ ,則鄰近測站須滿足以下條件:

$$\begin{aligned} \left| \left| u_{kl} - u_{k} \right| &\leq R_{VCE} \\ \left| h_{kl} - h_{k} \right| &\geq \Delta h_{VCE} \end{aligned} \tag{9}$$

此時鄰近則站對測站k之VCE 值定義如下:

$$VCE_{k} = \frac{\sum_{l} (\theta_{kl} - \theta_{k})}{\sum_{l} (h_{kl} - h_{k})}$$
(10)

BCDG 法的逐次修正方式與 Cressman 權重式相同,唯 一不同處,是 BCDG 法在第 k 測站估計誤差值 $D_k^{(\mu-1)}$ 有加入 計算 VCE<sub>k</sub>:

$$D_{k}^{(\mu-1)} = \begin{cases} \theta_{k} - \hat{\theta}_{k}^{(\mu-1)}, & \forall VCE_{k} = 0 \text{ or } h_{ij} - h_{k} = 0 \\ \left(\theta_{k} - \hat{\theta}_{k}^{(\mu-1)}\right) + \alpha_{VCE} \left[ \left(\hat{\theta}_{k}^{(\mu-1)} - \hat{\theta}_{ij}^{(\mu-1)}\right) + VCE_{k}(h_{ij} - h_{k}) \right] \end{cases}$$
(11)

其中, $h_j$ 為估計網格點ij之高程, $h_k$ 為第k測站之高程, $\alpha_{vce}$ 為調整係數。權重 $w_k$ 及網格修正值 $C_{ij}^{(\mu-1)}$ 計算方式同(3) 式,而網格更新值計算式司(4)式。

(三)UK法

本研究分析臺灣地表溫度特性,認為地表溫度是緯度和海拔高度的線性趨勢亟數,去除此二趨勢後的溫度殘差值的二階統計函數(即協變異圖)具有定常性。於是融合 Bras 和Rodriguez-Iturbe (1985)的通用協變異函數,和 Kitanidis (1993)建議的 UK 法,再導出 UK 法。

使用這種方法的主要理念是臺灣山區地表溫度隨每拔高度變化的趨勢為主控因子,必須去除半變異圖中的趨勢函數,才能突顯真實的地表溫度協變異圖。若要避免迭代求取協變異圖過程中,趨勢逐數係數值可能偏估的問題,且直接使用測站溫度觀測值權重估計,乃使用 Kitanidis (1993)要求權重係數使各個趨勢逐數係數乘的座標值權重組合為不偏估條件認計。

根據上述理念,UK法線性估計方程式為:

$$\hat{z}(\mathbf{u}_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i z(\mathbf{u}_i)$$
(12)

に設地表溫度 $Z(\mathbf{u})$ 的趨勢逐數如下,其中,y 爲緯度, h 爲海拔高度, $\beta_0$ 、 $\beta_y$ 和 $\beta_h$ 是未知的趨勢係數。

$$E[Z(\mathbf{u})] = m(\mathbf{u}) = \beta_0 + \beta_y \cdot y + \beta_h \cdot h$$
(13)

不偏估條件要求:

$$E\left[\hat{Z}(\mathbf{u}_{0})\right] = E\left[\sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} Z(\mathbf{u}_{i})\right] = \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} m(\mathbf{u}_{i})$$

$$\Rightarrow \beta_{0} + \beta_{y} y_{0} + \beta_{h} h_{0} = \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} \left(\beta_{0} + \beta_{y} y_{i} + \beta_{h} h_{i}\right)$$

$$\Rightarrow \beta_{0} \left(1 - \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i}\right) + \beta_{y} \left(y_{0} - \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} y_{i}\right) + \beta_{h} \left(h_{0} - \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} h_{i}\right) = 0$$
(14)

Kitanidis (1993)要求權重係數使各個趨勢亟數係數乘的 座標值權重組合都符合不偏估條件設計為:

$$\sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} = 1$$

$$\sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} y_{i} = y_{0}$$

$$\sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} h_{i} = h_{0}$$

利用Lagrange multiplier 結合最小估計誤差變異數條件的 n 個方程式 (n 無測距數) 與此3 個不偏估條件式,得到 <math>n+3組聯立方程式,解 n+3 個未知數 $\lambda_1, \dots, \lambda_n, V_1, V_3, V_3$ 

$$\sum_{j=1}^{n} \lambda_{j} \operatorname{cov}(d_{ij}) + v_{1} + v_{2} y_{i} + v_{3} h_{i} = \operatorname{cov}(d_{i0}) \text{ for } i=1, 2, ..., n$$

$$\sum_{j=1}^{n} \lambda_{j} = 1$$

$$\sum_{j=1}^{n} \lambda_{j} y_{j} = y_{0}$$

$$\sum_{j=1}^{n} \lambda_{j} h_{j} = h_{0}$$
(16)

### 四、溫度客觀分析方法比較

LST 法、BCDG 法與UK 法之間的差異主要可分為匹點:

#### (一) 定義測站觀測資料和估計點未知變數值之關係

所有面化方法皆具備測站觀測資料和估計點未知變數値 關係之定義,LST 法及 BCDG 法是定義在影響半徑範圍內, 權重係數其核心亟數為距離倒數。UK 法則是以不同測站之 間觀測資料滴距離變化的數據,迴歸決定核心亟數參數,通 用化的推廣應用。由觀測資料決定關係選擇核心亟數、並決 定參數的方式,比使用者任意決定核心亟數的方式合理。

#### (二) 定義測站觀測資料間之關係

測站觀測資料間關係的定義,可以反應各測站彼此是相互獨立或相依,而LST法及BCDG法沒有針對此項做定義,UK法則有,說明其計算方式如下。

單獨利用 UK 法估計誤差變異數最小化原則,建立估計 權重係數矩陣。定義「測站觀測資料」和「測站觀測資料」 間關係的協變矩陣,即(16)式之 cov(d<sub>ii</sub>);定義「測站觀測資 料」和「估計點未知變數值」間關係的協變向量,即(16)式 之 $cov(d_{i0})$ 。若估計點與測站1及測站2距離相同,則可得 到 $\lambda = 0.5 和 \lambda_2 + \lambda_3 = 0.5$ 的結果。

利用上述測站2 與測站3 共點、變數觀測值相同的範例 顯示,具有「測站之間觀測資料」關係定義的UK法,即使 增加測站3 並不會影響測站1 的權重係數,測站2、3 的權重 係數總和也未增加。反觀LST 法及 BCDG 法因無「測站之 間觀測資料」關係的統計結構,因此當只有測站1 與測站2 時,兩站變數的權重係數皆為0.5;一旦增加為3 站後,則權 重係數將變為1/3(參考式(3))。

#### (三) 趨勢函數比較

LST 法的權重計算僅以測站與網格間的距離關係計算 得到,距離越近的測站則給予較大的權重,此方法並未加入 趨勢逐僂的概念。BCDG 法則加入了 VCE 作為趨勢逐數, UK 法則民加入了全部測站在溫度對於高度及緯度變化的趨 勢平均函數,相較於LST 法,BCDG 法及 UK 法有對山區的 溫度估計做了較佳的修正。

#### (四)UK 法與 BCDG 法比較

各種客觀分析法,都包含權重係數總和等於1的不偏估 條件,但是只有UK法,還可再增加當故溫度直減率等不偏 估條件,並可整合兩種不同性質觀測,或是整合多變數迴歸 方程式與空間內插的聯合克利金法。為了呈現 BCDG 法與 UK 法於面化地面溫度場應用的差異,以2012年1月19日 14 時爲例,繪製兩種方法之地面溫度場面化結果如圖 8 所 示。由圖可觀察到 BCDG 法的面化結果呈現之地面溫度場與 使用 UK 法者吻合,但更爲不滑而無法更細膩描述則站溫度 差異對於局部地區造成的影響(例如圖中臺灣西南區域或東 南區域溫度較暖的現象)。

彙整前述原理上與應用上的差異點,BCDG 法可能存在 影響空間內插的因素,包括(1)兩相鄰測站代表單一訊息,權 重卻加倍的問題,(2)權重函數僅隨距離變化的差異影響,以 及(3)無法確保測站處之估計值等於觀測值等等問題,應用於 臺灣時應較爲適合於面化動力數值模式各種所需天氣要素之 初始場,而克利金法則值得推廣爲臺灣發展高解析度統計降 尺度預報技術與建立地面真實氣象場的核心技術。



圖8 2012/01/19 (a)BCDG法與(b)UK法之溫度場面化比較

# 五、案例分析

#### (一)2012年1月1日14時

圖9為2012年1月1日14時以LST法、BCDG法及UK法面 化結果及遮蔽測站實驗結果。該日在南部地區有出現較高溫 的狀況,由面化結果可知,LST法及UK法皆反應出此天氣狀 況,由遮蔽測站結果來看整體面化表現,LST法在北部表現 較好,但在中部L區及中央山脈測站出現低估的現象;BCDG 法則在北部地區估計較差,東北部地區吉東南沿海也有較多 測站誤差較大,但中央山脈無出現普遍低估的現象;UK法則 在中部L區有高估情況。整體來說,LST法在北部測站表現 較好,可能由於其權重(系數特性為距離轉茲后的測站上權重較 大,而北部測站又比較密集。大於絕對值1度的誤差數量(紅 點及藍點總和DULST法較少,其次為UK法,不過均方根差 (RMSE)及平均絕聲提差(MAE)以UK法較佳,其次為LST 法。說明了雖然UK法大於絕對值1度的測站數鏈繁較LST法 多,但其絕聲誤是值可能僅些微超過1度,極端誤差出現的狀 況則較LST法少。



圖9 2012/01/01 (a)LST法、(b)BCDG法及(c)UK法之溫度場面 化及遮蔽測站結果

#### (二)2012年2月8日20時

圖10為以2012年2月8日20時冷鋒過境為個案的面化結果。由圖可知,BCDG法和UK法的面化結果很相似,而LST 法除了在台中以南嘉義以北及花蓮臺東地區沿海表現溫度較 另二方法高外,而中央山脈面化結果較BCDG法和UK法低。 由遮蔽則站實驗檢視,在臺東花蓮沿海測站表現,LST法有 較高估的情況,而BCDG則有低估情況,UK表現則較平均, 高山地區LST則有低估的表現。冷天氣系統中,LST在北部 測站估計誤差表現較另外二方法好,其次為UK法。誤差較大的測站個數(紅點和藍點總和),以UK法稍微較另二方法好,而RMSE及MAE表現也以UK表現較佳。



圖102012/02/08 (a)LST法、(b)BCDG法及(c)UK法之溫度場面 化及遮蔽測站結果

(三)2012年5月1日14時

圖11為以2012年5月1日14時熱天氣系統為個案的面化 結果。由圖可知,和2/8個案相似,BCDG法和UK法的面化 結果很相似,LST法除了在台中以南嘉義以北及花蓮臺東地 區沿海表現溫度較另二方法高外,在中央山脈面化結果較 BCDG法和UK法低。由遮蔽脚站實驗檢視,在臺東花蓮沿海 測站表現,LST法有較高估的情況,而BCDG則有低估情况, UK表現則較平均,高山地區LST則有低估的表現。熱天氣系 統中,北部地區則較看不出哪個方法表現較佳。臺東花蓮沿 海地區表現上,LST法有高估的現象,接近東部山區測站又 出現低估現象,而UK和BCDG法剛好呈現相反的結果。誤差 較大的測站個數(紅點和藍點總和),以UK法稍微較另二方法 好,而RMSE及MAE表現也以UK表現較佳。





圖11 2012/05/01 (a)LST法、(b)BCDG法及(c)UK法之溫 度場面化及遮蔽測站結果

# 六、結論

從本研究分析結果,可歸納幾點結果:

- (一)LST在高山有低估的現象,可能是由於乾絕熱計算公式 在對於1,500m以上之高山估計會產生較大誤差。而BCDG 法包含VCE概念,UK也加入緯度及高度的趨勢平均,故 此二方法在高山測站估計較LST方法佳。
- (二)1月1日與2月8日案例(冷天氣系統)中,LST法在北部地區 有較佳的估計,但在嘉南地區會有高估的現象。可能由於 北部地區測站較密集,ID法對於測站較密集的地區能有較 佳的估計,但在測站較稀疏的嘉南區域,則表現較差。
- (三)5月1日案例(熱天氣系統)中,LST方法在臺東花蓮沿海有高估的現象,而BCDG法和UK法則有低估現象。
- (四)BCDG法雖然包含了VCE的方法估計溫度,但其使用了 和Cressman法相同的權重係數,而在面化表現上有較平滑 的現象,而無法更細膩描述測站溫度差異對於局部地區造 成的影響。
- (五)整體遮蔽脚站結果,UK在RMSE和MAE表現稍優於 LST及UK法。且UK法僅需測站溫度即可進行面化計算, 相較於LST法,UK法可用於面化的測站也較多。

# 七、參考文獻

- 應用克利金法建立高解析度網格點氣象數據之研究,交通部 中央氣象局委託研究計畫成果報告,2009。
- 發展網鎖發時天氣預報—高解析度網格結十降尺度建置案 統計降尺度天氣預報子系統,交通部中央氣象局委託研究 計畫成果報告,2011。
- Barnes, S. L., 1964 "A Technique for Maximizing Details in Numerical Weather Map Analysis", Journal of Applied Meteorology, 3, 396-409
- Cressman, G P., 1959: "An Operational Objective Analysis System", Monthly Weather Review, 87(10), 367-374.
- Glahn, B., K. Gilbert, R. Cosgrove, D. P. Ruth, and K. Sheets, 2009: "The Gridding of MOS", Wea. and Fore., 24, 520-529

# 系集預報系統在氣象局鄉鎮精緻化預報之應用

黄椿喜<sup>1</sup> 呂國臣<sup>1</sup> 洪景山<sup>2</sup>

中央氣象局預報中心<sup>1</sup>中央氣象局資訊中心<sup>2</sup>

### 摘要

鄉鎮天氣預報自 101 年起正式推出,天氣預報由傳統的逐日單點預報演變為逐時的 2.5 公 里網格預報,因此網格化的數値天氣預報產品在精緻化天氣預報上扮演更重要的角色。而整合眾 多模式的系集天氣預報工具能進一步降低單一數值模式的預報誤差。

傳統上,天氣預報作業常使用本局全球模式、區域模式,及各國的全球模式進行綜觀天氣 分析及校驗,透預報員的主觀判斷以進行天氣預報。但在精緻化的天氣預報架構下,這類的主觀 天氣預報已經不足以應付數萬個網格的面預報系統,因此需透過眾多的數值天氣預報的產品進行 預報員的主觀預報加值。另外一方面,為了因應精緻化天氣預報的需求,本局自100年中起正式 啓用基於WRF模式,高達5公里解析的WRF系集天氣預報系統。在這個架構下,本局在網格 化天氣預報系統中建立可整合各類全球模式、區域模式及WRF系集預報系統的系集天氣預報應 用工具,目前已可以使用俗稱窮人系集的多模式系集預報、延時系集預報及高效能的多系集系統 預報,並可透過這個工具計算各種不同的決定性或機率預報。

### 一、前言

數值天氣預報在過去數十年近有長足的 發展,模式解析度也不斷增加,氣象局自1976 年以來引進氣象自動化作業系統,並開始發展 自己的數值預報模式。目前作業使用的全球模 式最高解析度已接近10公里。而氣象局作業 使用的區域數值模式也已有4或5公里的高解 析度。

然而截至去年(100)年為止,傳統的預報 作業流程,大致仍是由預報員吸收各種預報指 引後,由自身的主觀經驗針對縣市為主的單點 預報。而在今(101)年鄉鎭天氣預報上線後,這 樣的主觀預報技術已經不能因應 368 個鄉鎭 或更多預報點的預報。面對大量的單點預報服 務,必須建立新的預報技術及實用的預報指引, 新的預報技術是基於圖形面化的預報。而由點 變成面的預報,最重要的技術是如何建立網格 的面化預報指引。因此,自今(101)年起氣象局 正式推出的鄉鎮天氣預報服務已改為基於 GFE (Graphical Forecast editor,圖型化預報編 輯系統)系統所做的預報,這個系統包含台灣 地區及澎湖、金門、馬祖的 2.5x2.5 公里網格 點預報,所有的網格共 67500 點,其中在台灣 的陸地上共有 5727 個網格點。

目前氣象局常使用的數值預報模式解析 度皆低於 GFE 的 2.5x2.5 公里網格,例如低解 析的全球模式解析度約為 0.5 個經緯度(約 50 公里)、高解析的區域模式則約 5 公里。另外, 各個數值模式的地形也與 GFE 的地形不一致。 由這些低解析的數值模式所建立的指引須透 過重新面化及降尺度技術來校正,針對溫度等 熱力參數通常可由數值模式與 GFE 地形差異, 利用靜力關係或溫高函數進行熱力場的降尺 度預報。另外,也可以使用統計方法針對不同 的預報參數進行降尺度分析。而 GFE 系統亦 提供 BOIVerify 校驗模組,使用誤差訂正方法, 由過去 15 天的數值模式預報及地面真值的誤 差特性校正預報的因子。目前利用地形、統計 及誤差校正降尺度方法仍大多使用在高低溫 及露點等熱力參數的預報上。對於更容易致災 的雨量相關的預報,則仍未有可靠的統計或降 尺度方法來校正,降雨或降雨機率的預報目前 是以系集預報為主。

美國科學家 Lorenz 在 1993 年的文章中指 出,因大氣高度的非線性混沌性質導致預報的 真值會有數種可能性,因此完整的預報除了最 可能的答案以外,須定量描述預報不確定性的 分布範圍,因此,沒有定量估計不確定性的預 報是不完整的預報。基於系集的預報可解決部 分預報不確定的問題,這類產品至少包含,系 集平均(ensemble mean)或最可能的答案、預報 變異數 (variance) 或散度 (spread)、機率 (probability)或分布(distribution)等。其中最可 能的答案對應的是傳統的決定性預報,可以是 單一模式的結果,也可以是多模式的系集平均、 中位數、眾數、或是進階的機率擬合平均 (Probability-matched mean)等;預報變異數或 散度代表的是預報的信心度及可靠度,或是預 報不確定性可能的範圍;機率預報主要是應用 在降雨機率預報之上,也可用在定量降雨機率 預報、高溫發生頻率、或者強風機率等。

### 二、資料及使用方法

數值預報產品是目前主觀預報上最重的 指引,目前可供使用在 GFE 上的數值預報產 品可分為全球預報模式、區域預報模式及系集 預報系統。其中低解析的全球數值模式包括本 局的全球預報模式(Global Forecast System; GFS)美國的 NCEP 全球預報模式 (National Centers for Environmental Prediction-Global Forecast System; NCEP-GFS)、歐洲中期天氣預 報 中 心 全 球 模 式 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts; ECMWF)、 日本全球模式(Japan Meteorological Agency; JMA)、英國全球預報模式(UK Met Office; UKMO)等;高解析區域模式則有本局的 NFS(Nonhydrostatic Forecast System)模式(NFS 及 NFS-NCEP)及 WRF(Weather Research and Forecasting Model)模式(WRF00, WRF01, WRF02, WRF03)等;而 WRF 系集預報系統 (WRF-Ensemble Prediction System)則是氣象局 針對鄉鎭天氣所建立的第一套 5 公里的高解 析區域系集預報系統。

GFE 系統提供的模式擬合工具計算簡單 的統計平均,但此工具不能完成大多數的系集 預報方法。為了整合上述的數 10 組數値預報 產品,本研究依據模式擬合工具為基礎,發展 一個可整合大多系集預報概念的系集預報工 具。這個工具可針對高溫、低溫、雨量、降雨 機率、雲量等參數進行各種的系集運算。包括 使用各種模式算術平均,俗稱窮人系集預報的 多模式系集預報;可以針對同一模式不同的時 間延遲預報結果的延時系集預報;使用完整設 計的 WRF 系集預報系統預報;以及結合不同 系集預報系統的混合系集預報。除了簡單的算 術平均之外,亦可計算各種統計參數如中位數、 標準差、前 30%平均,或更高階的進階的機率 擬合平均(Probability-matched mean)等。

### 三、結論

由系集預報工具導出的高低溫預報已進 入每日的 BOIVerifiy 校驗系統,由較驗結果來 看,系集的高低溫預報常優於單一模式的高低 溫預報,也明顯優於目前官方的高低溫預測。 雨量方面常使用系集平均的雨量,針對 2012 年6月9日至12日美12小時的 QPF 校驗結 果發現(圖2),WRF 系集預報系統對於強綜觀 影響下的 QPF 有良好的掌握能力,在24小時 前可以掌握到劇烈降雨的特徵,尤其是由西南 風與地形所鎖定的降雨分布,但其強度仍有低 估,且 QPF 比實際降雨更靠近山區。檢視 WRF 系集預報系統的單一成員可發現,其極值大致 與實際降雨相當,但分布略有不同。使用系集 平均會無法掌握劇烈降雨的極值,若改為機率 擬合平均(Probability-matched mean)等方法, 可避免 QPF 低估降雨的趨勢。但檢視其他事 件亦可發現,在若綜觀的條件下,WRF 系集 系統的 QPF 在山區及東半部的迎風面有明顯 高估。比較 ECMWF 的 QPF(圖 3),亦可發現 全球模式對於 48 小時以後的預測有更好的持 續性,對於綜觀系統的掌握也優於區域模式, 惟其 QPF 會有明顯低估,雖然定性上的大區 域分布大致符合概念模式,但在地形上的分布 因解析度及其地形影響,其降雨強度及分布仍 有一定的落差。

GFE 系統上線以來,預報員編輯天氣預 報的工作上遭遇了很大的挑戰,傳統的點預報 概念應用在經過1年多的訓練及轉換之後,仍 有很大的進步空間。在某些預報的經驗上,基 於點預報的概念主觀調整一個大區域的預報 經驗仍然常被應用在網格點的面預報之上。這 樣的預報過程與物理直觀存在相當的衝突,但 有時候卻仍是不可避免的編修方式。通常出現 在缺乏良好的指引的天氣系統,或是預報指引 有明顯偏差的情形,因此如何改善預報指引的 偏差,是未來改善鄉鎭預報精確度的重要工作。 關於這個問題,一方面需由數值模式本身的物 理過過程著手,包括模式的資料同化過程、物 理參數化過程以及系集系統的設計過程;另外 一方面則是利用數值模式的統計特性,訂正其 偏差。期待的預報工作是建立在客觀方法上的 主觀預報。

# 參考文獻

- 李志昕、洪景山,2011:區域系集預報系統研究: 物理參數化擾動。*大氣科學*,**39**,95-116。
- 葉天降 滕春慈 黃麗玫 馮欽賜 張庭槐,2012:中 央氣象局數値天氣預報作業系統(一)歷史演進。 氣象學報第48卷第4期,53-68。
- 呂國臣,2011:中央氣象局發展鄉鎮逐時天氣預報 系統之研究。建國百年天氣分析預報與地偵測 報研討會,231-232。
- 張博雄,2011 網格化天氣預報編輯系統之研究。建 國百年天氣分析預報與地偵測報研討會, 233-234。



圖 1、GFE 系統的定量降水預報系集工具(QPF Ensemble Tool)。



圖 2、雨量觀測與 WRF 系集預報系統定量降水預報校驗。



圖 3、雨量觀測與 ECMWF 系統定量降水預報校驗。

### 鄉鎭天氣預報初步校驗

#### 蔡宜珊 呂國臣 中央氣象局預報中心 中央氣象局

#### 摘要

中央氣象局自2012年1月起正式發布鄉鎭天氣預報,本文以格點面化資料(Ground Truth)為基準,校 驗2012年1-6月368鄉鎭市區氣溫、風速、相對濕度3要素。初步結果顯示,日最高溫有高估,日最低溫則 有低估情形,其中高溫7日內偏差約 0.41~1.06°C,低溫偏差約 -0.64~-0.84°C;平均絕對誤則分別為 1.79~2.45°C和1.46~1.85°C;此外,風速和相對濕度皆有高估情形。空間分布而言,日最高溫和日最低溫 預報的平均絕對誤差臺灣北部大於南部,東部低於西部;風速方面,預報誤差本島低於離島,相對濕度 預報則離島低於本島。逐時預報偏差方面,溫度預報白天有偏暖誤差,夜間有偏冷誤差;另外,中午前 後之風速預報有較大之偏差和平均絕對誤差,較小値則出現在夜間;相對濕度方面,中午前後有較大平 均偏差和平均絕對誤差,最小値則出現在清晨。

關鍵字:鄉鎮天氣預報、校驗

### 一、 前言

台灣山脈起伏大,地形造成區域間天氣差異明顯, 以縣市為單位之天氣預報常無法描述每日發生的天氣 型態,中央氣象局2012年起強化預報分區精細度,正 式啓動全國368鄉鎮天氣預報作業。傳統預報流程為由 預報人員分析數值模式的預報指引後製作出純文字的 預報產品,而鄉鎮天氣預報以數位化網格點為基礎, 氣象局在預報流程上做了很大的變革,其中引進美國 氣象局(National Weather Service)線上預報作業使用之 互動式預報編輯系統(Interactive Forecast Preparation System, IFPS)是一個重要的關鍵, IFPS以數值天氣預 報為基礎,透過預報人員篩選判斷,以動力及統計將 尺度方法,縮小空間解析度,使能夠充分呈現數公里 尺度的天氣預報資訊(Boyer and Ruth, 2002)。選擇IFPS 幾個理由,一)數值天氣預報已可有效掌握綜觀尺度天 氣系統的變化,傳統的預報人力無法全面詮釋天氣變 化時空細節,IFPS可以粹取數值模式的預報,根據降 尺度技術將時間尺度縮小為涿時預報。二)在有限人力 下,無法負荷小區預高解析度的天氣描述,IFPS有文 辭產生器,可以自動組合客製化天氣描述。三)系集預 報模式長期表現優於單一模式預報,但龐大的系集預 報資料,在有限的預報準備時間內,IFPS可高效率的 整合系統,協助預報資訊的決策。氣象局在適度的將 IFPS本土化調整後,初步以368個鄉鎮市區呈現全國天 氣預報,且將一天的預報,分成八個時段,也增加了 風與相對濕度的預測,預報數據產量較原先22縣市預 報增加百倍以上。

為有效評估預報流程中,預報產品的穩定與可用 度,以期能回饋給預報員及預報產品使用者,本文將 進行初步的誤差統計。第二節將簡單介紹現行鄉鎭天 氣預報作業及流程;第三節將說明校驗資料種類及來 源;第四節將呈現初步校驗結果;第五節則對較驗結 果作一簡單結論。

### 二、 預報作業簡介

目前中央氣象局每日於05:00(台灣時間)、11:00、 17:00、23:00發布四次鄉鎮天氣預報,針對全台灣368 鄉鎮格點,預報未來3天逐3小時(00:00、03:00、06:00、 09:00、12:00、15:00、18:00、21:00)及未來7天逐12小時

147

溫度、相對濕度、風速風向、天氣狀況、降雨機率等 氣象要素。

中央氣象局採用與NOAA研發之GFE (Graphic Forecast Editor)編輯系統,將各類客觀預報指引,包含 數値模式預報、統計預報、系集預報等導入GFE,內 插至2.5 x2.5公里大小之水平網格,提供預報人員編修 之參考,預報人員可藉之產製鄉鎭天氣預報所需之各 類氣象要素。以氣溫預報爲例,最高溫和最低溫係採 用各客觀預報資料總整而得,如WRF之20個系集模式 成員之的地面氣溫預報平均或最高(/最低)氣溫之前 30%平均,逐時溫度則是在預測完最高溫和最低溫之 後,日溫度變化曲線(以台中氣象站過去20年各月平 均之溫度曲線爲參考基準)內插出逐時的溫度。目前 發布之鄉鎭天氣預報資料係取自單一網格點之氣象資 料,代表該鄉鎭之天氣,網格點位置以人口匯集之各 鄉鎭市區公所所在之網格點爲代表。

### 三、 校驗資料說明

由於觀測資料的限制,無法涵蓋所有 368 個鄉鎮 市區天氣,因此,驗證鄉鎮預報仍需要倚賴合理的內 插技術,作爲校驗爲基準。

中央氣象局自 99 年開始建立高解析度網格點 (2.5x2.5 公里)氣象分析系統,針對不同氣象觀測要 素,採用不同客觀分析方法(通用克利金法、聯合克利 金法)和資料同化客觀分析方法(STMAS-2D),將有限 且不規則分布的點觀測資料轉化為能最接近真實大氣 情況的圖面化 6.25 平方公里解析度網格資料,目前已 有每小時產出的地面溫度、最高溫、最低溫、相對濕 度、風場、雲量、降水量等的真値(Ground Truth,簡 稱 GT)分析場(顧等,2011)。本文取用這些真値分析場 作爲校驗之依據,其中地面溫度,相對濕度、風場為 每整點小時有一筆資料,而最高溫爲取 08:00 至 20:00 地面逐時溫度之最大値,最低溫爲取 20:00 至隔日 08:00 地面逐時溫度之最小値,一天各有一筆資料。

因為處理 GT 之資料庫尙在建置中,本文僅針對 部分資料發布時間之氣溫、風速以及相對濕度等要素 進行校驗。本文蒐集之各類資料樣本說明如表一。例 如:溫度是取用 1~6 月 05:00 發布之 368 鄉鎭所在網 格點未來 168 小時之逐 3 小時溫度預報值。

要素	資料 節錄 時間	資料發 布時間	預報有 效時段	資料間隔	涵蓋格點
溫度	1~6月	05:00	168 小時 (7 天)	逐 3 小時 (08:00、11:00…)	368 鄉鎭所 在格點
RH	4~6月	11:00	76 小時 (3 天)	逐 3 小時 (12:00、15:00…)	368 鄉鎭所 在格點
風速	4~6月	11:00	76 小時 (7 天)	逐 3 小時 (12:00、15:00…)	368 鄉鎭所 在格點

表一 各預報要素的預報網格資料之說明

### 四、 初步校驗結果

(一)、溫度

就 368 鄉鎮總的溫度預報平均偏差而言,在日最高氣溫及最低氣溫預報方面,1~6月 368 個鄉鎮市區總的的日最高溫有偏暖誤差,而日最低溫有偏冷誤差(表二a、c),7日內高溫偏差約 0.41~1.06°C,低溫偏差約 -0.64~-0.84°C,即高溫有高估,低溫有低估之現象。特別值得一提的是,本文校驗基準係採整點觀測資料推估的溫度 GT,與實際測站觀測非整點出現之日最高(最低)氣溫不同,使得 GT 之最高溫常有低估於實際最高溫,GT 之最低溫有高估於實際最低溫之情形,而預報員預報時會追求可能發生的最高溫和最低溫,故推論此是造成最高溫高估、最低溫低估的可能原因之一。另外,日最高溫的預報平均絕對誤差(MAE, Mean Absolute Error)明顯大於日最低溫的預報平均絕對誤差(兩者差値約 0.3~0.6°C),顯示對於最高溫的掌握較最低溫差。

隨著預報時段接近(第七天至第一天),最高溫的 預報偏暖誤差愈來愈大,而最低溫的偏冷誤差愈來愈 小,即整體溫度預報有隨著預報時段接近而逐漸偏暖 的現象;另外,就平均絕對誤差而言,最高溫和最低 溫的預報平均絕對誤差隨預報時段接近分別為 2.45~1.79℃和1.85~1.46℃,都有逐漸減小的趨勢,第 七天至第一天減小分別約為26%和21%,顯示最高溫 和最低溫的掌握程度有隨著預報時段接近而有改善的 現象,資料同時顯示,最高溫的改善程度較最低溫多。

表二(a) 1~6月368鄉鎮平均及各特徵點逐日日最高溫的平均偏差。單位為°C。

4 11:4/							
	第一	第二	第三	第四	第五	第六	第七
	天	天	天	天	天	天	天
368							
鄉鎭	1.06	0.87	0.71	0.59	0.56	0.46	0.41
台北	0.95	0.58	0.49	0.35	0.31	0.09	-0.03
台中	1.08	0.97	0.73	0.58	0.55	0.43	0.43
高雄	1.20	0.84	0.57	0.46	0.43	0.35	0.29
宜蘭	1.32	0.82	0.75	0.67	0.68	0.49	0.45
花蓮	1.72	1.50	1.48	1.43	1.44	1.35	1.30
台東	1.48	1.19	1.06	0.95	0.86	0.78	0.74
綠島	0.11	-0.07	-0.13	-0.14	-0.16	-0.18	-0.17
蘭嶼	0.46	0.26	0.21	0.27	0.30	0.30	0.33
澎湖	1.13	0.92	0.80	0.69	0.65	0.62	0.57
金門	0.31	-0.02	-0.19	-0.27	-0.41	-0.61	-0.70
馬祖	-0.39	-0.74	-0.82	-0.96	-0.98	-1.07	-1.08

附註:此處特徵點定義為,台北指台北市中正區格點,台中 指台中市西屯區格點,高雄指高雄市苓雅區格點,宜蘭指宜 蘭縣宜蘭市格點,花蓮指花蓮縣花蓮市格點,台東指台東縣 台東市格點,綠島指綠島鄉格點,蘭嶼指蘭嶼鄉格點,澎湖 爲澎湖縣六個鄉之格點的平均,金門指金門縣六個鄉格點之 平均,馬祖指連江縣四個鄉之格點的平均。

表二(b) 說明如表二(a),惟,日最高溫的平均絕對誤差

$\backslash$		第一	第二	第三	第四	第五	第六	第七
	$\overline{\ }$	天	天	天	天	天	天	天
368	3							
鄉銷	眞	1.79	2.07	2.19	2.28	2.38	2.42	2.45
台北	t	1.53	1.95	2.21	2.31	2.45	2.57	2.71
台中	Ξ	1.56	1.89	2.08	2.18	2.32	2.38	2.39
高加	隹	1.59	1.75	1.81	1.86	1.92	1.85	1.82
宜蘭	訂	1.71	1.70	1.91	1.97	2.10	2.21	2.29
花蓮	諥	1.92	1.94	2.05	2.06	2.07	2.05	2.11
台東	Į	1.85	2.02	2.09	2.04	2.06	2.05	2.13
綠島	1 1	1.64	1.83	1.85	1.89	1.95	1.91	1.99
蘭峭	屘	1.52	1.58	1.69	1.72	1.75	1.72	1.81
澎湖	抈	1.62	1.77	1.76	1.79	1.81	1.84	1.84
金門	刂	1.52	1.99	2.15	2.25	2.36	2.33	2.40
馬礼	I	1.54	2.09	2.21	2.31	2.42	2.49	2.60

以各不同分區而言(表二 a~d),本島各區(包含台 北、台中、高雄、宜蘭、花蓮、台東,分區定義如表 二說明)日最高溫都有高估,最低溫有低估的情形,且 對最高溫的掌握都較最低溫差。最高溫部分,東半部 和西半部都是在中部有較大偏暖誤差,北部有較小偏 暖誤差,而預報平均絕對誤差在西半部有由北往南遞 減的現象,在東半部則南北差異不明顯;最低溫部分, 東半部和西半部都有由北往南而偏冷誤差和平均絕對 誤差變小的趨勢。若比較東西半部,最高溫西半部偏 暖誤差較東半部小,但平均絕對誤差較大,最低溫則 西半部的偏冷誤差和平均絕對誤差都較東半部大。此 外,離島部分以綠島、金門、馬祖與本島誤差性質較 不同,尤以最高溫和最低溫部分都有偏冷情形,最低 溫平均絕對誤差明顯大於最高溫,資料同時顯示這三 個離島地區其最低溫之平均絕對誤差較大於本島。

表二(c) 說明如表二(a),惟,日最低溫的平均偏差

	第一	第二	第三	第四	第五	第六	第七
	天	天	天	天	天	天	天
368							
鄉鎭	-0.64	-0.74	-0.82	-0.82	-0.79	-0.84	-0.81
台北	-1.26	-1.39	-1.46	-1.48	-1.47	-1.56	-1.60
台中	-0.95	-1.02	-1.16	-1.18	-1.19	-1.26	-1.32
高雄	-0.81	-1.01	-1.10	-1.12	-1.02	-1.12	-1.09
宜蘭	-0.74	-0.80	-0.87	-0.86	-0.84	-0.93	-1.00
花蓮	-0.69	-0.83	-0.90	-0.86	-0.86	-0.93	-0.72
台東	-0.40	-0.48	-0.54	-0.54	-0.50	-0.54	-0.63
綠島	-2.17	-2.31	-2.35	-2.30	-2.23	-2.23	-1.96
蘭嶼	-1.64	-1.80	-1.82	-1.78	-1.70	-1.74	-1.37
澎湖	-0.95	-1.03	-1.17	-1.18	-1.13	-1.13	-0.98
金門	-1.87	-2.07	-2.15	-2.13	-2.13	-2.16	-1.93
馬祖	-2.36	-2.65	-2.77	-2.74	-2.70	-2.67	-2.49

表二(d) 說明如表二(a),惟,日最低溫的平均絕對誤差

	第一	第二	第三	第四	第五	第六	第七
	天	天	天	天	天	天	天
368							
鄉鎭	1.46	1.62	1.72	1.77	1.78	1.83	1.85
台北	1.64	1.94	2.03	2.06	2.04	2.12	2.35
台中	1.50	1.70	1.90	1.95	2.01	2.04	2.04
高雄	1.51	1.73	1.85	1.89	1.88	1.90	1.88
宜蘭	1.35	1.52	1.63	1.67	1.68	1.73	1.86
花蓮	1.33	1.46	1.51	1.53	1.52	1.52	1.51
台東	1.28	1.37	1.41	1.43	1.42	1.45	1.58
綠島	2.37	2.48	2.50	2.46	2.41	2.40	2.34
蘭嶼	1.97	2.07	2.10	2.07	1.99	1.97	2.01
澎湖	1.45	1.55	1.64	1.65	1.66	1.67	1.64
金門	2.09	2.31	2.38	2.41	2.43	2.48	2.40
馬祖	2.48	2.76	2.91	2.93	2.93	2.93	2.99



圖一 1至6月逐月368鄉鎮7天內日最高溫和最低溫的平均偏差(直條圖)和平均絕對誤差(點實線條)分布圖。黑色為 最高溫,灰色最低溫。

就月份的角度而言,日最高溫的預報平均絕對誤 差在五、六月較小(圖一),最小為1.87℃,二、三月較 大,最大可達2.6℃;日最低溫的預報平均絕對誤差在 三、四月較大,最大為2.2℃,一、六月較小,最小為 1.27℃。至於偏差部分,日最低溫之最大偏冷誤差出現 在四月,日最高溫之最大偏暖誤差出現在二月。



圖二 1~6月368鄉鎮格點三天內逐3小時平均預報溫度(虛線)、平均溫度預報偏差(直條圖)、溫度預報平均絕對誤差 (點實線條)分布圖。橫軸為時間軸,每日有8個時間點,起 始點為08:00,並以3小時為間隔往後推其他點(即第二點為 11:00,第三點為14:00,以此類推)

就逐時誤差的角度而言,一天中每三小時之平均 預報溫度偏差和當時之預報平均絕對誤差也有顯著日 夜變化(圖二),白天時段有偏暖誤差,夜間有偏冷誤 差,最大偏暖誤差與每日預報最高溫出現在同一時間 (每日14:00),最大偏冷誤差亦出現於每日預報最低 溫時段(每日 05:00),偏差最小則介於每日 20:00 或 23:00。另外,平均絕對誤差在每日 14:00 有最大值, 在每日 20:00 或 23:00 有最小值。其中最大平均絕對誤 差出現在日高溫時段。

#### (二)、風速

表三為 4~6 月 368 鄉鎮預報 3 天內總的風速預報 平均,結果顯示風速預報有高估的現象,且隨著預報 時段接近,風速高估越明顯,同時平均絕對誤差亦逐 漸增大(隨預報時段接近從 1.54m/s 增加至 1.63 m/s), 即隨著預報時段接近,第三天與第一天之 MAE 增大 約 6%,相較於最高溫和最低溫在 3 天內的變動程度(分 別為 18%和 15%),風速在 3 天內的預報較為穩定。

表三 4-6月368鄉鎭平均及各區特徵點預測3天內每日風 速的平均偏差(左)和平均絕對誤差(右),單位爲m/s。特徵點 說明加表一。

	第一	第二	第三 H			
	八	八	八			
368 鄉鎭	0.81	0.69	0.55			
台北	0.77	0.75	0.55			
台中	1.49	1.29	1.13			
高雄	1.04	0.92	0.83			
宜蘭	0.49	0.44	0.15			
花蓮	0.90	0.77	0.64			
台東	1.89	1.69	1.39			
綠島	2.34	2.22	2.16			
蘭嶼	0.59	0.69	0.67			
澎湖	1.64	1.47	1.47			
金門	2.65	2.70	2.71			
馬祖	2.23	2.26	2.10			

	第一	第二	第三
$\backslash$	天	天	天
368 鄉鎭	1.63	1.60	1.54
台北	1.34	1.35	1.23
台中	1.64	1.46	1.37
高雄	1.48	1.46	1.46
宜蘭	1.32	1.36	1.16
花蓮	1.72	1.63	1.60
台東	2.04	1.91	1.68
綠島	2.93	3.03	2.91
蘭嶼	2.37	2.56	2.59
澎湖	2.25	2.27	2.44
金門	3.05	3.19	3.24
馬祖	2.65	2.77	2.67

就不同分區而言(表三),本島以東南部和東部之 風速預報平均絕對誤差較大,而離島之平均絕對誤差 又較本島大;隨著預報時段接近,本島平均絕對誤差 大致有變大,而離島有變小的情形,即本島風速預報 隨預報時段接近變差,而離島反而有改善。



圖三 4-6月368鄉鎭格點三天內逐3小時平均預報風速(長 虛線)、風速平均預報偏差(直條圖)、平均絕對誤差(點實線) 分布圖。另點虛線為4-6月風速的平均真値(GT)。橫軸為時 間軸,每日有8個時間點,起始點為12:00,並以3小時為 間隔往後推其他點(即第二點為15:00,第三點為18:00,以 此類推)

就逐時誤差的角度而言,一天中每三小時之風速 預報平均偏差和平均絕對誤差亦有日變化(圖三),中 午前後有最大値,晚上出現最小値,包括GT也出現 相同的分布,但平均偏差最大値介於每日09:00,平均 絕對誤差最大値則出現在12:00,GT最大値出現在每 日15:00,由各曲線分布相位差異顯示,預報偏差、平 均絕對誤差、GT等三條曲線有隨時間落後的現象,此 現象是否為資料取樣造成的差異,値得進一步研究。

#### (三)、相對濕度

表四顯示,整體 368 鄉鎮而言,濕度預報平均偏 差皆為正値,即有預報偏濕的現象,且隨著預報時段 接近,相對濕度高估越明顯,而預報平均絕對誤差卻 略微減小(隨預報時段接近從 7.99%減小至 7.88 %),的 三天與第一天之MAE減小約1%,相較於溫度和風速, 相對濕度在 3 天內的預報有極為穩定的偏差。

就不同分區而言,除了蘭嶼有偏乾誤差以外,大 致上皆有偏濕誤差。本島平均絕對誤差較離島大,其 中又以北部和中部最大。所有地區皆有隨預報時段接 近而平均絕對誤差呈現穩定僅略微減小的現象。

就逐時誤差的角度而言,一天中每三小時之相對溼 度預報平均偏差和平均絕對誤差亦有明顯日變化(圖 四),平均預報偏差大致上皆為正値,即相對濕度在所 有時間的預報皆有偏濕情形。平均偏差和平均絕對誤 差在一日內的變化大致上相同,最大值介於每日 12:00~15:00,最小值介於每日 06:00,顯示在一天中相 對濕度較小的時間點其預報偏濕的情形較相對濕度較 大的時間點來的明顯。

表四 說明如表三,惟,相對濕度,平均偏差(左)和平均絕 對誤差(右),單位為%

	第一	第二	第三
	天	天	天
368 鄉鎭	5.12	5.02	4.99
台北	10.10	10.15	10.38
台中	8.12	8.51	8.76
高雄	5.88	6.19	6.14
宜蘭	5.03	5.36	5.81
花蓮	7.11	7.64	7.92
台東	6.20	6.61	6.64
綠島	1.40	1.98	2.02
蘭嶼	-1.14	-0.56	-0.53
澎湖	3.37	3.74	3.61
金門	1.74	2.56	2.53
馬祖	4.96	5.47	5.58

		第一 天	第二 天	第三天
	368 郷鎭	7.88	7.96	7.99
	台北	11.25	11.79	11.80
	台中	10.12	10.66	10.49
	高雄	7.11	7.54	7.67
	宜蘭	6.27	6.90	7.53
	花蓮	8.75	9.06	9.53
	台東	9.06	9.56	9.58
	綠島	5.48	5.75	5.78
	蘭嶼	5.15	5.31	5.79
	澎湖	5.73	6.05	6.15
	金門	5.71	6.12	6.07
	馬祖	6.52	7.01	7.34



圖四 說明如圖三,惟,相對濕度,平均偏差(左)和平均絕 對誤差(右),單位為%

### 四、 結論

由溫度預報校驗結果顯示,1-6月368鄉鎮市區日 最高溫有高估,日最低溫有低估情形,且對於日最高 溫的掌握較日最低溫差,兩者都有隨預報時段接近而 改善的現象。本島之日最高溫和日最低溫預報大致都 有南,優於北,東優於西的情形,而離島中綠島、金 門和馬祖有在日最高溫和日最低溫都有低估情形,且 日最低溫預報較本島差。逐時溫度預報誤差顯示偏差 有日夜變化,白天時段有偏暖誤差,夜間有偏冷誤差。 風速預報校驗結果顯示4-6月368鄉鎮市區風速有 高估情形,且隨著預報時段接近而平均絕對誤差略微 增大。不同分區中,離島的平均絕對誤差較本島大, 而本島中以東南部和東部之平均絕對誤差較大。逐時 風速預報誤差顯示平均偏差、平均絕對誤差和GT在中 午前後有最大值,晚上有最小值,但彼此間有相位差。

相對濕度預報校驗結果顯示4-6月368鄉鎭市區 相對濕度有高估情形,且隨著預報時段接近而平均絕 對誤差幾乎不變,是3個氣象要素中偏差最爲穩定的。 不同分區中,本島平均絕對誤差較離島大,又以北部 和中部爲最大。逐時相對濕度預報誤差顯示平均偏差 和平均絕對誤差最大值皆出現在一天中相對濕度較低 的正午,而最小值出現在一天中相對濕度較大的清 晨。

鄉鎮預報作業期間尚未滿一年,目前僅對溫度、 風速、相對濕度做初步校驗,校驗的資料數量及方法 仍有多方未能考慮周延,未臻完善的地方,或有遺漏 部份,還請不吝惠予指教。

# 參考文獻

- 呂國臣,2011:鄉鎮天氣預報系統分析研究,建國百年 天氣分析預報與地震測報研討會論文彙編,231 -232
- 張博雄,2011:網格化天氣預報編輯系統之研究,建國百 年天氣分析預報與地震測報研討會論文彙編, 233-234
- 顧欣怡,王信凱,鄭安儒,高慧萱,陳怡彣,呂國臣,2011: 高解析度網格點氣象分析系統,建國百年天氣分 析預報與地震測報研討會論文彙編,259-263
- Boyer,T.R.,and.P.Ruth,2002:Tools for model interpretation in the interactive Forecast Preparation System,PrePrints Interactive Symp. On AWIPS, Orlando, Amer. Meteor. Soc., elsewhere in this volume
- Dagostaro, V. J., W. A. Shaffer, M. J. Schenk, J. L. Gorline, and A. A. Taylor, 2004: A prototype verification system for examining NDFD forecasts.

Preprints, 17th Conf. on Probability and Statistics in the Atmospheric Sciences, Seattle, WA,Amer. Meteor. Soc., CD-ROM, 2.7.

Myrick, D. T., and J. D. Horel, 2006: Verification of surface temperature forecasts from the National Digital Forecast Database over the Western United States. Wea. Forecasting. 21, 869-892.

# 應用 ARMOR 方法於台灣強降雨事件定量降水預報之研究

#### 蔡禹明 陳姿瑾 呂國臣 黃椿喜

中央氣象局氣象預報中心

### 摘要

本研究利用中央氣象局 20 個 WRF (Weather Research and Forecasting model) 系集預報成 員,以及觀測的雷達回波,測試 ARMOR (Adjustment of Rain from MOdels with Radar) 方法對 於台灣 2012 年 5 月 2 日及 6 月 11 日,二強降雨事件,定量降水預報之表現。

ARMOR 方法利用即時觀測到的雷達回波,透過型態辨識 (pattern recognition)的技術, 挑選出和觀測的雷達回波,較相近的 WRF 模擬系集預報成員,以被挑選出成員的預報,作為 數小時後的定量降水預報。此法可大幅增加模式對於即時降雨型態的掌握,進一步藉由模式優 於外延法的預報能力,提供未來數小時的定量降水預報。

初步研究結果顯示,經由 ARMOR 方法挑選出的系集成員之預報,降雨分布及量值,均 優於系集平均的預報,且能掌握較小尺度的降水現象;對於5月2日的個案來說,ARMOR 方 法優於氣象局 WRFD (WRF deterministic run)之預報結果。未來將研究更多不同系統的個案, 並進一步發展客觀自動化的型態辨識技術。

關鍵字: ARMOR、定量降水預報、型態辨識

### 一、前言

對於短期(0-12小時)的定量降水預報,目前主 要有二種方法:一種是以數值模式作預報;另一種是 以觀測到的雷達回波以外延作預報。這二種方法各有 優點,數值模式對於大氣現象的物理過程有較佳的掌 握;外延法則較能掌握即時的降雨分布及量值。圖 1 為預報技術和預報時間關係的示意,顯示外延法對於 極短期(0-2 hr)的定量降水預報有很好的技術,然而 隨著預報時間的增加,預報能力急劇降低;另一方面, 數值模式由於一開始對於即時的降雨分布無法完全掌 握(因爲要有前置執行(pre-run),使模式處於一個平 衡穩定的狀態),因此技術較差,但模式擁有較佳的物 理過程,因此其預報技術要經過一段時間後才有明顯 的下降。

McGill University 發展出一套新的短期定量降 水預報的方法 ARMOR (DuFran et al. 2009),此方法 整合系集預報的數值模式,和即時觀測的雷達回波二 者的資訊。本研究探討台灣 2012 年 5 月 2 日及 6 月 11 日二強降雨事件,使用 ARMOR 方法預報之表現。 初步研究結果顯示,使用 ARMOR 方法的預報結果, 無論降雨分布及量值,均優於系集平均的預報,且能 掌握較小尺度的降水現象。

### 二、ARMOR 方法及實驗設計

ARMOR 方法 (DuFran et al. 2009) 利用即時觀 測到的雷達回波,透過型態辨識的技術,挑選出和觀 測雷達回波較相近的模擬系集預報成員,以被挑選出 之成員的預報,作爲數小時後的定量降水預報。此法 利用觀測的雷達回波,挑選降雨型態較相近的系集預 報成員,可大幅增加模式對於即時降雨型態的掌握; 進一步藉由模式優於外延法的預報能力,提供未來數 小時的定量降水預報。 圖 2 顯示 WRF 以及 ARMOR 預報方法之降雨率,與觀測雷達回波的比較。結果顯示,相較於 WRF 模式的預報, ARMOR 有較佳的降雨率分布與極值掌 握;同時, ARMOR 也減少了誤報 (False Alarm, FA) 發 生的機率。

本研究利用 CWB EPS (Ensemble Prediction System) 20 個 WRF 系集預報模擬,搭配人為主觀的型態辨識,挑選出和觀測雷達回波較相近的模擬系集預報成員,以被挑選出成員的預報,作數小時後的定量降水預報。WRF 模式作業版本為 WPS V3.2、WRF VAR V3.2 和 WRF V3.1.1。模式網格間距為 45/15/5 公里,本研究探討最內層網格 (5km)的模擬結果。第一層巢狀網格之模式初始場來自 NCEP GFS 全球預報系統之前六小時預報場,第二層和第三層巢狀網格之模式初始場由第一層巢狀網格內插。模式所需的邊界條件來自 NCEP GEFS 全球系集預報系統之預報場。

20 個系集預報成員產生的方式來自三種不同的 擾動。1. 模式擾動: CWB EPS 使用不同之模式物理參 數法 (積雲參數法、邊界層、微物理和土壤模式) 產 生擾動,採用3 種積雲參數法,包含 Betts-Miller scheme、 Grell-3 scheme、Kain-Fritsch scheme; 兩種 邊界層參數法,包含 Yonsei University scheme 和 Mellor-Yamada-Janjic scheme; 三種雲微物理參數法, 包括 WSM3、 WSM5、 NASA Goddard 5-class scheme;兩種土壤模式,包含 NOAH Land-Surface Model、Pleim-Xiu LSM。由此物理參數法進行搭配組 合,共使用6組不同之模式物理參數法設定。輻射參 數法的部分,採用 RRTM 長波輻射參數法、Goddard 短波輻射參數法。模式擾動部分的詳細內容及表現可 參考李和洪 (2011)。2. 初始場擾動: 使用 NCEP GFS 全球預報系統之前六小時預報場資料,透過 WRF 三 維變分法加入隨機亂數,產生第一層巢狀網格之初始 場擾動。而第二層和第三層巢狀網格之模式初始場擾 動,由第一層巢狀網格內插而來。3. 邊界條件擾動:由 NCEP 全球系集預報系統 (NCEP GEFS) 取得 10 組模 式預報場,透過WRF前置處理作業,產生10組模式 邊界條件,每2個系集成員搭配使用一種邊界條件, 產生邊界條件擾動。關於 CWB EPS 之詳細參數設定

#### 請參考 <u>http://hong.cwb.gov.tw/rrV/rainfall.htm</u>。

WRFD 為氣象局 WRF deterministic run,模式作 業版本為 WPS V3.1、WRF VAR V3.1和WRF V3.1。 關於WRFD之詳細參數設定請參考 http://hong.cwb.gov.tw/wrf/wrfop.htm。

### 三、個案探討

本研究利用 2012 年 5 月 2 日的鋒面個案,探討 ARMOR 方法之表現。選定 5 月 2 日 07Z,透過人工 型態辨識,我們選出第 15 個成員,認為和 QPESUMS 合成雷達回波最相像,如圖 3 所示。3 小時後 (10Z), 顯示 CWB EPS 對於位於台灣北部東北方的系統,雷 達回波有低估的情況,嘉義外海的雷達回波為 FA。關 於降雨的型態,模式有掌握到台灣北部降雨的現象, 但量値有低估的情形。圖 4 第 2 及第 4 列為 WRFD 之 模擬結果,與圖 3 相比,雷達回波與降雨分布較為破 碎,量値也都較觀測有低估的情形。圖 5 第 2 及第 4 列為 CWB EPS 系集平均之模擬結果,雷達回波分布 型態與觀測相似,唯量値有嚴重低估的情況。

本研究探討的第2個個案為2012年6月11日的 梅雨鋒面與西南氣流個案。選定6月11日12Z,透過 人工型態辨識,我們選出第20個成員,和QPESUMS 合成雷達回波最相像,如圖6所示。6小時後(18Z), 影響北台灣之雷達回波有落後並低估的情形;9小時 後,模式有掌握到台南外海有新的回波接近。圖7為 WRFD之模擬結果,結果顯示WRFD之模擬雷達回波 不論型態分布,以及量値,主觀來看都較CWBEPS的 所有成員來得好;未來在使用ARMOR方法時,將加 入WRFD於20個CWBEPS成員中一併使用。圖8 為CWBEPS系集平均之模擬結果,雷達回波分布型 態與觀測相似,唯量値有嚴重低估的情況;降雨的部 分則有低估且偏北分布的情況。

### 四、討論與結論

本研究探討 ARMOR 方法對於台灣強降雨事件 之表現。初步研究結果顯示,ARMOR 方法所預報出 之降雨,能掌握較小尺度的降雨型態,不論降雨分布 與量值,皆優於系集平均的結果。使用 WRFD 之結果 顯示,WRFD 有時優於所選出的 CWB EPS 之成員, 因此,將來執行 ARMOR 時,可將 WRFD 加入到可 選擇的成員當中。未來除將研究更多不同系統(如: 颱風)的個案外,將進一步參考 Solomon and Breckon (2011)之方法,發展自動化型態辨識的技術。型態辨 識可分為 supervised 和 unsupervised 兩大類; supervised 是指可由過去的資料建立一個資料庫,當 有新的資料時可將新資料和過去的資料庫進行比對, 進行型態辨識;而 unsupervised 則是指無法由過去資 料建立型態辨識的資料庫。天氣系統的結構、強度千 變萬化,因此 ARMOR 方法所需要的型態辨識技術 應是屬於 unsupervised。

本研究目前使用的 WRF 系集模擬輸出時間間 距,受限於電腦計算資源,兩個案分別為1小時及3 小時;未來希望能使用15分鐘的模式輸出,並探討更 多的個案,對短期定量降雨預報,做進一步的測試。

*致謝*:本研究感謝中央氣象局氣象資訊中心洪景山技 正團隊,提供 WRF 之模擬結果;感謝氣象局科技中 心曾建翰技正,提供型態辨識技術的參考資料。

### 五、參考文獻

- 李志昕、洪景山,2011:區域系集預報系統研究:物 理參數化擾動。*大氣科學*,**39**,95-116。
- DuFran, Z. M., Carpenter, R. L., Shaw, B. L., 2009: Improved precipitation nowcasting algorithm using a high-resolution NWP model and national radar mosaic. AMS 34<sup>th</sup> Conference on Radar Meteorology, Williamsburg, VA.
- Golding, B. W., 1998: Nimrod: A system for generating automated very short range forecasts, *Meteorol. Appl.*, 5, 1-16.

Solomon, C., and T. Breckon, 2011: Fundamentals of digital image processing, a practical approach with examples in Matlab. Wiley-Blackwell press, 355 pp.

# 六、附圖



圖 1: 預報技術和預報時間關係之示意圖。實線代表可 預報度理論上的限制; 虛線和點線分別代表數 值模式和外延法之預報技術。(摘自 Golding 1998)



圖 2: 1230 UTC 7 July 2009, WRF、ARMOR 以及 MAPLE, 3 種預報方法之降雨率,與觀測雷達 回波的比較。(摘自 DuFran et al. 2009)



圖 3: 2012 年 5 月 2 日鋒面個案。第 1 列及第 3 列分別為 QPESUMS 合成雷達回波 (CV) 以及 1 小時累積降水; 第 2 列及第 4 列分別為 CWB EPS,第 15 個成員之合成雷達回波 (CV) 以及 1 小時累積降水,第 4 列中並 疊上模式模擬出的風場。



圖 4: 說明同圖 3, 唯第 2 及第 4 列為 CWB WRFD 之模擬結果。



圖 5: 說明同圖 3, 唯第 2 及第 4 列為 CWB EPS 系集平均之模擬結果。



圖 6: 2012 年 6 月 11 日梅雨鋒面與西南氣流個案。第 1 列及第 3 列分別為 QPESUMS 合成雷達回波 (CV) 以及 3 小時累積降水;第 2 列及第 4 列分別為 CWB EPS,第 20 個成員之合成雷達回波 (CV) 以及 3 小時累積 降水,第 4 列中並疊上模式模擬出的風場。


圖 7: 說明同圖 3, 唯第 2 及第 4 列為 CWB WRFD 之模擬結果。



圖 8: 說明同圖 6, 唯第 2 及第 4 列為 CWB EPS 系集平均之模擬結果。

# 中央氣象局1993~2011年降雨機率預報之校驗

### 葉世瑄 呂國臣 中央氣象局預報中心 中央氣象局

### 摘 要

本文主要在分析預報人員的降雨機率預報的整體表現情況,利用可靠度分析及技術得分方 式探討各地區之降雨機率預報特性,並針對不同月份、不同地區發布的預報結果進行校驗分析, 以了解在不同條件下,降雨機率預報之整體表現情形。分析校驗 1993 至 2011 年中央氣象局降雨 機率預報,結果發現在逐年的降雨機率預報技術得分方面,在 2003 年之前有逐年提高之趨勢, 顯示氣象局對台灣地區之降雨機率預報之預報技術逐年提升,但在 2003 年之後表現持平。在台 灣各分區之技術得分方面,有北高南低,西高東低,冬季較夏季高的現象,且離台北越遠的地區 預報技術改善程度越高;另外相較於各地區之降雨機率預報的誤差特性也顯示,台灣東半部地區 有明顯之預報偏濕現象。在各季節的技術得分方面,發現冬季系統性降雨的預報技術比夏季對流 性降雨改善的多,1993 至 2011 年平均下來於三月、五月及十二月之整體技術得分最高,而颱風 季節(八月)與秋冬轉換的月分(11月)預報技術則最低。

# 一、前言

許多國家發布降雨機率預報已經行之多年,例如 美國及日本分別在 1960 及 1982 年起發布實施 (Winkler and Murphy 1976; Schaefer and Livigston 1990; 立平良三 1990)。中央氣象局從 1993 年起發布 降雨機率預報(Probability of Precipitation,簡稱 POP), 正式走進機率預報時代,降雨預報由降雨與否之二分 法定性預報增加定量的降雨機率預報,林(1993)、呂 和吳(1995)、呂和吳(2001)亦曾對於中央氣象局發布 之降雨機率預報進行分析,惟當時校驗資料年限較少, 代表性稍嫌不足。本文利用 19 年(1993 至 2011)之預 報資料,由不同角度探討預報準確度及預報技術得分, 以期能回饋降雨機率預報使用者及預報員預報降雨 機率時之參考。

由於台灣地區位於亞熱帶,冬天有鋒面降雨,春 天有春雨,春夏間有梅雨,夏天即使沒有颱風也常有 午後雷陣雨,一年四季各有截然不同的降雨型態。此 外,受到中央山脈特殊地形影響下,各地區降雨分布 更有明顯差異,深深影響到降雨機率之時空分布。本 文第二節將敘述降雨機率預報實施現況及校驗方法; 第三節則描述台灣各地區降雨頻率、降雨機率預報値 與預報技術得分;第四節主要計算全台降雨頻率、降 雨機率預報値與預報技術得分,藉此可以判斷預報的 可信度,最後則是對於全文內容做個總結。

## 二、資料收集與分析方法

#### (一)、資料來源

天氣預報校驗的基本資料,因校驗之預報內容不 同而有不同之需求。以降雨機率預報而言,須要收集 預報期間的降雨資料,以判斷有沒有下雨事件發生, 另一方面則須要發布之降雨機率預報值以茲校驗,資 料類型及來源如下:

1.降雨資料:氣象局降雨機率預報以12小時為一時段,以清晨或晚上八點為起始時間,時段內累積雨量達0.1公厘以上者判定為有雨,否則為無雨(包含雨跡)。本文取自氣象局1993至2011年期間,氣象局氣象站時雨量資料轉換之降雨事件資料。

2.降雨機率預報值:1993 至 2011 年間,氣象局共 發布 13900 次降雨機率預報,每次包含十六個預報區 域發布未來三個時段的降雨機率預報值,每個預報區 域包含一個或兩個氣象觀測站,由於本文採用單點校

159

驗方式,也就是針對氣象站之降雨機率做校驗,所收 集的降雨機率預報値視為各氣象站之預報機率。預報 機率以百分之10為單位,由0到100共11個等級機 率。氣象局發布之降雨機率預報主要取自各值班預報 員之預報平均值。

3.月氣候持續降雨頻率:使用 1961 至 1990 年間 氣象局各氣象站時雨量資料,計算各氣象站月持續降 雨頻率値及持續不降雨頻率値,並考慮月氣候降雨頻 率値之日夜差異。例如預報當時之時段已經發生降雨 (或未降雨),取樣其未來 3 個時段(每時段 12 小時)發 生降雨之頻率爲當月氣候持續降雨頻率。

本文採用單點校驗方式,對各氣象站做降雨機率 預報値校驗,且僅對氣象局所屬之 19 個氣象站做校 驗分析。

(二)、分析方法

為了解各地區降雨機率預報值的分布特性,將分別討論非條件機率分布和條件機率分布。而在校驗降 雨機率預報準確度方面,採用均方差代表機率預報準 確度,或者稱為白氏計分(Brier Score,簡稱 BS,但此 篇不討論)。然而預報準確度高,也未必就是有預報 技術,例如在沙漠中100天之中,僅有1天降雨,即 使從來不預報降雨,也有99%的預報準確度,但是, 準確度未必可以代表具有預報技術。所以是否有預報 技術,必須從氣候條件的相對性來比較,所以相對誤 差校驗是必須的。換言之,比較預報機率值與氣候降 雨機率(或某客觀資料),計算其預報之技術得分,才 能判斷預報的好壞。以下簡要介紹本文分析的方法:

1.機率預報値非條件及條件分布:非條件分布 P(f)及 P(x)表示預報機率値及降雨頻率的出現機率, 其中f及x分別代表降雨機率預報値及有雨(x=1) 或無雨(x=0)實際發生之事件(Event),機率預報値的 非條件分布代表各地區分區的預報特性(爲討論方便, 下文中 P0、P10...P100,分別代表 POP 値為 0%、 10%...100%)。而本文在分析降雨機率値條件分布中, 分 P(f | x)及 P(x | f)兩種,其中 P(x | f)表示降 雨機率値 f (0~100%)出現時,有雨或無雨的出現機 率代表可靠度分布,P(f | x)同理得之,代表對有雨 或無雨事件中,各降雨機率預報値之預報分布比例。 2.絕對誤差:本文採取白氏計分方式表示預報準
 確度,計算方式如下:

$$\overline{\text{BS}} = \overline{(P - E)^2}$$

其中 P 為機率預報値(0%~100%), E 為實際觀測値(有 雨為 1, 無雨為 0)。BS 是一種絕對誤差値,其値介於 0 與 1 之間,預報準確度愈高其値愈低。

3.相對誤差:採用技術得分(Skill Score,後面皆簡 稱 SK),公式如下:

$$SK = \frac{\overline{BS_r - BS_f}}{\overline{BS_r}}$$

其中 BSr 及 BSr 分別代表客觀降雨機率及降雨機率預 報値之白氏計分,本文採用之客觀機率預報値為氣候 持續機率。技術得分表示機率預報與客觀機率之比較, SK 大於 0 表示預報較客觀機率好。

# 三、分區降雨機率頻率分布與相對誤 差

台灣地區受中央山脈影響,地區性氣候降雨頻率 的分布差異甚大,對各地區發布之降雨機率値的分布 情形亦有明顯不同,如圖1發現,台灣北部及東北部 地區平均年降雨頻率較大,其中以基隆及蘇澳42%最 高,中部、南部及外島地區降雨頻率較低,東吉島12% 最低,降雨頻率高低分布有北高南低和東高西低之特 徵。技術得分從圖1可知基隆全台最高,而東部、東 南部為全台最低。以下將分析各地區降雨機率預報値 之頻率分布與技術得分情形。



圖 1、全台各站之降水頻率(實線)與 SK(虛線),其中 白色直條為日間降雨頻率,灰色直條為夜間降雨頻率

### (一)北部地區

從圖1可看出北部年降雨頻率以台北最高達32%, 其他皆在20%~30%之間。北部較沒有明顯的乾季,每 月降雨頻率較平均,以台北氣象站爲例(圖2),夏半 季時日間降雨頻率大於夜間;冬季與春季則是夜間降 雨頻率大於日間,但沒有夏季明顯。POP 値分布情形 北部地區表現雷同,以台北為代表(圖 3),平均 POP 値分布皆以 P10 最多(約 16%),P20 次之(約 13%),P20 之後則隨 f 値增加而緩慢遞減。有雨個案中 POP 値分 布較平均,在 P30~P90 間皆佔有 10%左右,其中以 P30(約 13%)最多。無雨個案以 P10 所佔比例最多(約 26%),P0 次之(約 20%),P10 以上隨 f 値緩慢遞減。 就技術得分而言,從圖 1 北部地區平均約為 27,其中 淡水最高為 28,其次為台北 26,新竹 25。季節變化 上表現類似,從圖 2 中可發現在冬季到梅雨季預報較 好,夏、秋季較差。



圖 2、台北降水頻率月平均,分別代表日間降雨頻率(白色 直條),夜間降雨頻率(灰色直條)與總降雨頻率(實線) 以及台北的技術得分(虛線)



圖 3、台北有雨 x=1(實線),無雨 x=0(虛線)和平均(點 線)之各 POP 值佔其預報總數之百分比 P(x | f)分布圖 (三)南部地區

從圖 1 看出南部年降雨頻率除恆春達 20%以外, 其他皆在 15%左右。南部季節降雨特徵類似,以高雄 氣象站(圖 4)為例,夏半季較冬半季降雨頻率大,且 夏半季時日間降雨頻率稍比夜間大;另外特別注意恆 春全年夜間降雨機率皆比日間大(無附圖)。POP 値分 布情形南部表現雷同,除恆春有些差異。以高雄為代 表(圖 5a),平均 POP 値分布以 P0 最多(約 27%),P10 次之(約 16%);但恆春(圖 5b)則是 P10 所佔比例最多(約 27%),其次為 P20 與 P0(皆約 12%);P20 之後皆隨 f 値增加而遞減,其中 P40 以上皆在 10%以下。有雨個 案 POP 値分布較平均,兩者在 P10~P80 間皆佔有 10% 以上,其中以 P30(約 15%)最多。無雨個案高雄以 PO 所佔比例最多(約 50%),P10 次之(約 23%);恆春則以 P10 最多(約 41%),P0 次之(約 22%);兩者 P10 以上皆 隨 f 値增加而迅速遞減。就技術得分而言,從圖 1 南 部地區平均約為 18,其中台南最高為 21,其次為高 雄 17,恆春 15。季節變化表現上,台南與高雄雷同, 從圖 4 中發現預報最好的月份為五月和十月(梅雨和 颱風季節),最差的月份為二月份(不超過 10)。恆春(無 附圖)則在夏季表現最好(接近 20),最差為冬季與春季, 尤其二至三月份(不超過 5)。





(三)東北部地區

從圖1看出東北部年降雨頻率約40%,全台最高。 以宜蘭氣象站(圖6)為代表,全年降雨頻率皆在20% 以上,降雨頻率有明顯的冬夏之別,冬半季較夏半季 降雨頻率大;夏半季時日間降雨頻率稍比夜間大,尤 其梅雨季更明顯(五~六月)。POP 値分布情形東北部地 區表現雷同,除基隆有些差異。以宜蘭為例(圖7b), 平均 POP 値分布均勻,在 P30 最多(約14~15%),但基 隆(圖7a)則在 P10(約15%)最多。有雨個案兩者皆以 P80 所占比例最多(約18%),向 P0 緩慢遞減。無雨個 案則皆以 P10 所佔比例最多(基隆25%,宜蘭20%), P20 以上皆隨f值增加而緩慢遞減,可知有雨和無雨 時的 POP 値分布有明顯區別,顯示對有雨及無雨的預 報信心度大。就技術得分而言,從圖1東北部地區平 均約為26,其中基隆最高為29,宜蘭與蘇澳皆為23。 季節變化表現上,基隆(無附圖)大致上有冬高夏低趨勢,二至三月有最大值,表現最差七至八月。宜蘭(圖 6)和蘇澳則無明顯趨勢,沒有表現特別優異的月份。



圖 6、宜蘭降水頻率月平均與 SK,圖說如圖 2



圖 7、POP 值分布,圖說如圖 3。地點分別為(a)基隆(b)宜蘭

#### (五)東部地區

從圖 1 可看出東部年降雨頻率約 29%,略少於台 北。以花蓮氣象站(圖8)為例,全年降雨頻率皆在 15%以上,在七至八月有最小值,其他月份相差不大。 夏半季時日間降雨頻率比夜間大,尤其梅雨季更明顯 (五~六月)。從 POP 値分布情形表現,花蓮(圖 9a),平 均 POP 值主要分布在 P10~P30 間,其他 POP 值皆佔 10%以下, 並以 P20 所佔比例最多(約 22%), 但成功(圖 9b)則在 P30(約 25%)最多。有雨個案兩者皆以 P30 所 占比例最多(約 20%),並從 P30 兩邊緩慢遞減。無雨 個案則皆以 P20 所佔比例最多(25%),亦往兩邊遞減, 從有雨和無雨時的 POP 分布曲線差異不大,顯示對有 雨及無雨的預報信心度不高。就技術得分而言,從圖 1 東部地區平均約為 14,其中花蓮為 15,成功為 13。 季節變化表現上,花蓮(圖 8)無明顯趨勢,沒有表現 特別優異的月份。成功(無附圖)則是十二月至四月表 現最差,表現較好為夏季與秋季。







圖 9、POP 值分布,圖說如圖 3。地點分別為(a)花蓮(b)成功

#### (五)東南部地區

從圖 1 中可看出東南部年降雨頻率約 23%, 略高 於中部。以台東氣象站(圖 10)為例,全年降雨頻率皆 在15%以上,降雨頻率夏高冬低,梅雨季和九月有最 高值,大致而言各月分降雨頻率相差不算太大。日間 和夜間降雨差異方面,四月至九月日間降雨頻率較大, 其他月分則大多夜間較日間明顯。POP 值分布情形表 現兩氣象站表現類似,以台東爲代表(圖 11),平均 POP 值主要分布在P10~P30間,其他POP值皆佔10%以下, 並以 P20 所佔比例最多(約 30%)。有雨個案兩者皆以 P30所占比例最多(20%),並往兩邊遞減,但遞減較慢。 無雨個案則皆以 P20 所佔比例最多(35%),亦向兩邊 遞減,可知有雨和無雨的 POP 分布曲線差異不大,表 對有雨及無雨的預報信心度不大。就技術得分而言, 從圖 1 東南部地區平均約為 13,其中台東 12,大武 14。季節變化上表現類似,從圖 10 可知表現最差為 十二月至四月,表現最好為夏季與秋季。





# 四、全台降雨頻率分布與不同季節(月 份)可靠度誤差特性與技術得分探討

整個台灣地區而言,年降雨頻率約24.9%,由 POP分布情形(圖12)發現,PO及P10各佔20%以上, P10以後則隨f增加而減少,尤其P30以後遞減速率 加快。在有雨和無雨的條件分配上,有雨個案中P30 與P80佔最多約13%,P20~P80也皆佔10%左右,顯 示各POP値分布較為均勻。無雨個案上,則是P0佔 最多約30%,之後隨f增加而遞減,尤其P40以上佔 有率皆不足10%。可靠度分析方面(表1)可看到北部 地區可靠度誤差皆不大,中部地區為台中於P40~P80 間預報偏乾,多數地方P90~P100則是預報偏溼。南 部地區則多數在P100預報偏溼。東半部地區普遍在 P20~P30有預報偏溼現象,且P30除成功以外幾乎無 例外。澎湖與東吉島也有預報偏溼現象,且東吉島較 澎湖明顯。



圖 12、全台各 POP 值分布,圖說如圖 4

表1、各氣象站之降雨機率預報可靠度誤差示意表(〇

及●分別表示該 POP 預報偏乾及偏溼 5%以上者)



前面已經介紹過全台分區技術得分情形,接著從 圖 13 發現過去 1993 至 2011 年的技術得分以 2003 年 為分水嶺,2003 年之前技術得分逐年增加,2003 年 之後則接近持平;故在此我們取呂和謝(2011)等人所 計算的月平均技術得分(虛線)與 1993~2011 年間月平 均技術得分(實線)做比較,結果如圖 14。由圖 14 可 看到 1993~2011 年間最高點分別為三月(春雨),五月 (梅雨)與十二月(東北季風與鋒面降雨);最低點則為 八月(颱風季節)與十一月(秋冬季節轉換期)。另外由 兩條曲線可明顯看到全台整體技術得分皆增加,且秋 冬季增加幅度大於春夏季,顯示對於冬天降雨系統的 掌握明顯進步。



圖 13、全台 1993 至 2012 年 SK 分布圖(直條)與其趨勢線(實線)



圖 14、全台灣地區月平均 SK 分布圖,虛線為呂與謝 (2001)1993-1998 年間月平均 SK,實線為 1993-2011 年間月平均 SK

只是技術得分改善的氣候特性各地相差甚大,故 在此我們取1994~2002年與2003~2011年兩區段來比 較六個測站四種季節降雨的技術得分表現。四種季節 降雨的月份定義為春雨(2~4月),梅雨(5~6月),颱風 季(7~9月)以及東北季風/鋒面降雨(10~1月),接著我 們從成長率來量化改善程度,在這裡先定義成長率公 式:

# <u>(2003~2011 之 SK)-(1994~2002 之 SK)</u> (1994~2002 之 SK) X100%

從表二可看出,北部春雨改善最低,其他降雨類 型則在15%~30%之間;中部以東北季風/鋒面降雨改 善最明顯,颱風季節則改善最少;南部在春雨和東北 季風/鋒面降雨成長率甚至超過100%,最低的颱風季 也有32%;東北部也是東北季風/鋒面降雨改善最多, 其他降雨季節則改善程度相似;東部則是颱風季成長率最高,梅雨季節最低;最後是東南部,除梅雨季節以外,其他降雨類型都在50%以上;從地區平均來看,南部成長率最高,北部則最低;從季節平均來看,東北季風/鋒面降雨改善最顯著,颱風季則改善最小。

表二、六測站四種降雨類型之 2003~2011 年 SK 相對於 1994~2002 年 SK 的季節成長率(%)

季節成長率	春雨	梅雨	颱風季	東北季風/ 鋒面降雨	地區平均
臺北	5%	17%	30%	26%	20%
臺中	45%	26%	8%	93%	43%
高雄	144%	75%	32%	128%	95%
宜蘭	21%	29%	27%	51%	32%
花蓮	36%	20%	42%	39%	34%
臺東	50%	37%	54%	59%	50%
季節平均	50%	34%	32%	66%	

## 五、結論

台灣各地區區域性的降雨氣候特性差異甚大, 所以各地降雨頻率與誤差特性也不相同;在各地區逐 月的降雨頻率方面,大多數地區皆有日夜變化現象, 尤其夏半季的降雨頻率幾乎皆大於夜間,且越往北此 趨勢會越明顯。

由台灣各分區的 POP 分布特性發現,不同地區 有其分部特性,在台灣北部及東北部地區(台北、淡 水、新竹、基隆、宜蘭及蘇澳)較為類似,其 POP 値分配較為均勻;中南部則是另一種特性,PO 佔比 例最高,並隨f增加而迅速遞減,P50以上皆不到5%; 東部與東南部雷同,以 P20與 P30 的比例較多,且向 兩側遞減;恆春的P10特別多,為一較特殊分布型態。 在可靠度分析方面,除台中有預報偏乾情形以外,西 半部地區在 P90 與 P100 多處有預報偏溼的情形;東 半部則大多是預報偏溼,尤其是 P20 與 P30;離島區 域也同樣是預報偏溼的情形。

在技術得分方面,西半部地區較東部佳(基隆最 好,東部與東南部最差),對於南部與東部的降雨特 性還需進一步研究;也由於季節的不同,在台灣地區 受到不同的天氣系統的影響,降雨型態也有不同的變 化,從降雨機率預報的技術得分月份分布發現,在秋 冬轉換的月分(11月)與颱風季節(8月)預報技術 得分較低。

技術得分改善的部分發現,2003~2011年間比 1994~2002年間的整體技術得分要高,顯示整體降雨 預報都有進步,且以東北季風/鋒面降雨成長率最高, 代表冬季降雨的預報技術比夏季對流性降雨的預報 技術改善的多。並且西半部的成長率高於東半部,離 台北越遠的地區預報技術改善越多。

目前氣象局發布之降雨機率預報已提供較具預 報能力之客觀降雨機率預報,可望更能提升降雨機率 預報技術。本文對於降雨機率預報之分析,仍有多方 未能深入探討。有未臻完善的地方,或有遺漏部份, 還請不吝惠予指教。

## 參考文獻

- 立平良三,1990:機率預報與即時預報,戚等合譯,氣象 局科技中心,94頁
- 呂國臣和吳德榮,1995:現行降雨機率預報之校驗。 天氣分析與預報暨海象測報研討會論文彙編,

131-141

- 呂國臣和謝信良,2001:中央氣象局降雨機率預報校 驗分析。氣象學報,第43卷,第3期,17-28
- 林秀雯,1993:中央氣象局降水機率預報之發展與校 驗,天氣分析與預報檢討會論文彙編,387-400
- 陳泰然與吳明進,1978:台灣五大城市氣候特性分析, 大氣科學,第5卷,第2期,1-16
- Brier,G.W.,1950: Verification of forecasts expressed in terms of probability, Mon. Wea. Rev., 78, 1-3
- Murphy,A.H.,1988: Skill scores based on the mean quare error and their relationships to correlation coefficient. Mon. Wea. Rev.,115, 2417-2424
- Schaefer, J.T. and R.L. Livigston 1990: Operational Implication of Precipitation. Weather and Forecasting, 5, 354-356
- Winkler, R.C. and A.H.Murphy 1976: Point and area precipitation probability forecasts: some

experiential results. Mon. Wea. Rev., 104, 86-95

# 即時溫度資料品質檢覈

鄭安孺<sup>2</sup> 李天浩<sup>1</sup> 顧欣怡<sup>3</sup> 陳怡彣<sup>2</sup>

國立臺灣大學水工試驗所1

多采科技有限公司<sup>2</sup>

交通部中央氣象局 3

### 摘要

溫度觀測資料可能因儀器未校正或人為輸入錯誤導致資料異常,因而本研究提出應用高低溫和理性範圍篩 檢、空間分布合理性檢覈以及連續時間溫差合理性檢覈等溫度資料檢覈機制篩選錯誤資料。

連續時間溫差合理性檢覈是依 2009 年至 2011 年氣象局測站觀測資料分佈,取攝氏-15 度至 45 度做為高、 低溫門檻値,經初步篩選。而考慮溫度受到季節影響,將一年分為五期,分別為 12-2 月、3-4 月、5-6 月、7-9 月以及 10-11 月,逐期建立合理性檢覈標準。空間分布合理性檢覈是對各測站篩選出相關性高的參考站,將參 考站資料利用線性迴歸法估計測站溫度後,以不偏估與最小估計誤差原理,得到測站的權重估計溫度,比較測 站觀測值權重估計溫度的誤差值是否落在信心區間內,決定測站觀測值是否通過檢覈。然而無法篩選到足夠數 量參考站的測站,將利用各站分期前後十天的紀錄,計算其溫差門檻值進行連續時間溫差合理性檢覈。

以 2009 年至 2011 溫度資料進行分析,研究結果顯示,本研究提出的溫度資料檢覈方法,可有效篩檢出錯 誤溫度觀測資料。

### 一、前言

溫度是人類生活的重要指標,正確的溫度觀測對 於氣候變化的統計分析極為重要,由溫度觀測紀錄可 知臺灣地區平均溫度上升、夜間溫度升高等氣候變遷 趨勢。而中央氣象局近期極力推廣生活氣象,是藉由 各種即時觀測資料,預報未來24小時的天氣型態,其 中正確的即時溫度資料尤為重要。目前中央氣象局於 臺灣地區已建置超過500座溫度測站,可即時回傳溫 度資料。但可能因儀器久未維修校正或人為手動輸入 錯誤造成紀錄錯誤,令使用者對於預報結果造成誤 判。因此有必要發展溫度資料檢覈機制,可於接收到 溫度資料時,即時篩選出錯誤的資料。

本研究利用氣象局增建的分鐘氣象測站及整點氣 象測站之溫度觀測資料,提出應用高低溫和理性範圍 篩檢、空間分布合理性檢覈以及連續時間溫差合理性 檢覈等檢覈機制建立溫度資料檢覈方法。

### 二、溫度資料品質檢覈方法

溫度的合理性檢覈需要通過分布範圍合理性、以 及空間合理性或連續時間溫差合理的檢覈。茲說明檢 覈方法如下:

(一) 高低溫合理範圍篩檢

溫度資料檢覈的第一步為高、低溫初步篩選,檢 查資料是否在合理範圍內。圖 1 為 2009 年至 2011 年 氣象局人工站及氣象局自動站分鐘溫度資料筆數分佈 範圍( $\Delta T$  取為 1°C),橫軸為測站序號,縱軸為溫度, 以不同顏色圖示標示發生次數。圖1可觀測得知,測 站溫度大致分佈在-10 度至40度間,故取攝氏45度 及-15 度為初步篩選的高、低溫門檻。並以人工方式 檢視溫度紀錄高於40度或低於0度的測站資料,挑選 出其中的異常資料,結果如表1和圖2所示。表1所 列為測站不合理的溫度及紀錄時間,圖2所示為不合 理的測站2009年至2011年溫度時間序列。橫軸為時 間,縱軸為溫度,以紅色圓圈標示主為各站不合理的 資料點,由圖中可明顯看出不合理的資料皆為異常紀 錄。雖然部分的異常値能夠通過高、低溫初步篩選, 但在後續的空間及時間合理性檢覈將會被過濾掉。



圖 1 2009-2011 年氣象局地面測站溫度筆數分布圖

表1 人工篩選不合理測站溫度紀錄列表

Code	Name	Date	溫度
466880	板橋	2011/10/27 11:15	-0.1

Code	Name	Date	溫度
466940	基隆	2011/06/22 10:15	-0.1
167550	літ	2009/04/25 11:30	41
407330	ΞЩ	2009/06/09 16:00	41.2
467400	ム由	2010/07/25 15:15	-5.5
407490		2011/11/17 15:15	0.3
467540	大武	2010/07/11 12:30	38.7
C0C570	新屋	2009/02/17 10:45	42.5
467300		2010/03/25 17:00	2.4
	東吉島	2010/12/10 14:45	-9.8
		2010/12/18 14:45	-9.8
		2009/08/12 11:30	42.1
C0AC40	大屯山	2009/08/12 16:30	0
		2009/08/17 16:45	0
A0G720	彰師大	2009/08/20 14:30	42.1
		2009/05/25 00:45	-12.4
A0W080	吉貝	2009/09/16 16:30	0
		2011/11/02 12:45	38.7



圖 2 不合理的測站溫度時間序列

(二) 空間分布合理性檢覈

考慮到溫度在空間上的分布會受到期節影響,因此空間的合理性檢覈,將一年分為5期,分別為12-2月、3-4月、5-6月、7-9月以及10-11月,逐期建立檢覈標準。而為減少連續性檢覈對人為分期交接時節

資料造成的影響,每一年使用前三年歷史觀測資料建 立檢覈門檻,而各期資料選取範圍為加上該期所含月 份前後10天的資料。

溫度資料空間合理性檢覈的方式,是對各測站篩 選出相關性高的參考站,以參考站的資料,利用線性 迴歸法估計測站溫度,然後以不偏估與最小估計誤差 原理,估計參考站的權重係數,得到測站的權重估計 溫度,比較測站觀測值權重估計溫度的誤差值是否落 在信心區間內,以決定是否接受測站觀測值為真。茲 說明詳細作法如下:

1. 篩選參考站

以待檢測站為中心,取其周圍 0.75 經緯度內的站 為候選站。若測站與參考站資料差異性大,則可能因 為使用了不相關的參考資訊,反導致正常的資料被剔 除,因此候選站的篩選除考慮距離,還需要考慮相關 性。相關係數的計算公式如下:

$$\rho = \sum (x_i - \overline{x})(y_i - \overline{y}) / \sqrt{\sum (x_i - \overline{x})^2 \sum (y_i - \overline{y})^2}$$
(1)

其中, x<sub>i</sub>和 y<sub>i</sub>分別代表候選站與測站在 i 時間的 溫度, x 和 y 分別為候選站與測站的平均溫度。相關 係數門檻取得越高, 越有機會過濾掉不必要的雜訊, 但若將門檻取的太高,則部分測站可能找到太遠或找 不到足夠的參考站, 經測試後取 0.78 為可接受的候選 站相關係數門檻值。

將候選站依相關係數由大至小排列,再由其中選 擇出3至5個最相關且有足夠資料數的候選站為參考 站。參考站與測站資料對越多,統計上的可信度也越 高,建議參考站與測站同時間均有資料的筆數至少有 2880筆以上,如此將可確保有分鐘觀測資料的測站(簡 稱分鐘測站)所篩選到的參考站至少有一個月以上的 資料可用。

分鐘測站僅選擇分鐘測站做為其參考站,只有整點觀測資料的測站(簡稱小時測站)可選擇分鐘測站或 是小時測站做為其參考站。

2. 建立參考站與測站的線性迴歸式

因為考慮到測站與參考站高度不同,測站與參考 站的相關性雖高,但同時間的觀測資料間可能存在特 定的溫差值。因此以線性迴歸法,建立參考站與測站 的估計式。令線性迴歸式為:

$$\hat{y} = b_0 + b_1 x \tag{2}$$

由以下公式分別求得斜率 b1 與截距 b0:

$$b_1 = \frac{\sum (x_i - \overline{x})(y_i - \overline{y})}{\sum (x_i - \overline{x})^2} , \ b_0 = \overline{y} - b_1 \overline{x}$$
(3)

進行檢覈時,將各參考站觀測資料代入各線性關 係式中,估計的各參考站對測站的估計溫度,再將各 估計溫度依以下的權重估計法得到測站最佳估計溫 度。

3. 估計權重係數

假設測站共篩選到 n 個參考站, 令權重估計溫度 為:

$$\hat{y} = w_1 y_1 + w_2 y_2 + \dots + w_n y_n = \sum_{j=1}^n w_j y_j$$
(4)

其中, $y_{j}$ 與 $w_{j}$ 分別為第j個參考站對測站的估計溫度以及權重係數。由不偏估條件可得到

$$\sum_{j=1}^{n} w_j = 1 \tag{5}$$

將式(4)及式(5)帶入估計誤差 L 中,則:  $L = E[(\hat{y} - y)^2]$ 

 $= E[(w_1y_1 + w_2y_2 + ... + (1 - w_1 - w_2 - ....w_{n-1})y_n - y)^2]$ 根據最小估計誤差原理,L 對各權重係數取偏微 分應為零,即:

$$\begin{aligned} \frac{\partial L}{w_{1}} &= \frac{\partial L}{w_{2}} = \dots = \frac{\partial L}{w_{n-1}} = 0 \\ \frac{\partial L}{\partial \phi_{j}} &= y_{j} - y_{j}, \text{ [I]} \\ \frac{\partial L}{\partial \phi_{j}} &= 0 \\ &= E[w_{1}y'_{1} + w_{2}y'_{2} + \dots + (1 - w_{1} - w_{2} - \dots - w_{n-1})y'_{n}](y'_{j} - y'_{n}) \\ &= \sum_{i=1}^{n-1} E[w_{i}(y'_{i} - y'_{n})(y'_{j} - y'_{n}) + y'_{n}(y'_{j} - y'_{n})] = 0 \\ &\Rightarrow \sum_{i=1}^{n-1} w_{j}E[y'_{i}y'_{j} - y'_{i}y'_{n} - y'_{j}y'_{n} + y'^{2}_{n}] = E[y'^{2}_{n} - y'_{n}y'_{j}] \\ &\Rightarrow \sum_{i=1}^{n-1} w_{j}(\operatorname{cov}_{ij} - \operatorname{cov}_{in} - \operatorname{cov}_{jn} + \sigma^{2}_{n}) = \sigma^{2}_{n} - \operatorname{cov}_{jn} \end{aligned}$$
(6)

其中, cov<sub>ij</sub> 為估計參考站*i* 與參考站*j* 對測站估計誤 差的協變異數。聯立方程式(6)可以矩陣公式表示為: A•W=G,其中 A 為等號左側的協變異數矩陣為,W 為權重向量,G為等號右側的協變異數向量,將等號 兩側同時乘上A的反矩陣,可得到權重係數矩陣W。

估計誤差變異數 S<sup>2</sup>為

$$s^{2} = \sum_{i=1}^{n} w_{i} \sum_{j=1}^{n} w_{j} \operatorname{cov}_{ij}$$
(7)

4. 求取估計溫度的信賴區  $s^2 = \sum_{i=1}^{n} w_i \sum_{j=1}^{n} w_j \operatorname{cov}_{ij}$ 

假設測站的觀測值為 $y_0$ ,參考站 i 的觀測值為 $x_{i0}$ ,則估計值ŷ的(1- $\alpha$ )信賴區間理論值為 $y_0 \pm t_{\alpha/2} \cdot s \cdot f$ ,其中, $t_{\alpha/2}$ 為顯著水準為 $\alpha$ 、自由度為k-2的t分布值,k為統計用的歷史資料數,f為對估計誤差的修正係數,

 $t_{\alpha/2} \approx 3.2$ ,但考慮到溫度變化會到其他未納入統計範 圍因素,例如日照度的影響,因此應取更為寬鬆的信 賴區間,本計畫令信賴區間為 $y_0 \pm 6 \cdot s$ ,其中係數6 爲經測試後,認爲較合理的係數。 當估計值是落在信賴區間內時,接受觀測值為 真,否則觀測值為錯誤。由於考慮到如果參考站的觀 測資料有誤時,可能會因爲錯誤資料的汙染,反而將 測站正常的觀測資料濾除,因此實際在進行資料檢覈 時,是對所有的站先逐站計算估計誤差比值,令

$$d = \frac{\left|y_0 - \hat{y}\right|}{6s}$$

若 *d* >1,則先將該站標示可能異常站,當所有的站 都測試完畢,比較各異常站中,將其中 *d* 值最大的異 常站剔除,然後再對其他的異常站重新檢覈,再次檢 覈時不會使用被剔除的異常站爲參考站,如此重複檢 覈直到異常站數量為 0 為止。

而測站的有效參考站至少要有3站以上,否則因 為沒有把握可以得到合理的空間檢覈成果,故不對該 測站檢覈。

目前東部與南部分鐘測站,以及高山測站站數稀 少,因此這些地區的測站,例如成功、墾丁、玉山等 站、可能會無法篩選到足夠的參考站,故無法進行空 間檢覈。此外,目前170個分鐘測站中,有65個站是 2011年11月以後才建立的,這些測站因為資料不足, 因此也無法建立第三期以及第四期的參考資訊。

#### (三) 時間分布合理性檢覈

空間合理性檢覈足以篩檢出大多數紀錄錯誤的資料,然而部分測站由於無法篩選到足夠數量的參考站,例如玉山站(467550)、合歡山站(COH9C1)、以及離島測站,由於距離其他測站均遠,與其他測站的相關性不高,因此無法選擇到足夠的(至少3個)參考站,對於此類的測站,將不進行空間合理性檢覈,改為進行連續時間溫差合理性檢覈。此外,氣象局的浮球站由於站址經常會變更,也不適合進行空間合理性檢覈。

圖 3 所示為取用 2009 年至 2011 年分鐘測站,逐 站計算連續 15 分鐘之溫差,統計溫差在-20 度至 20 度之間,每 0.1 度一個間隔,各間隔的溫差筆數,然 後繪製各站的溫差筆數所得之溫差分布圖,圖中的橫 軸爲測站序號,縱軸爲溫差,以不同顏色圖示標示發 生次數。由圖中可以初步觀察到各測站 15 分鐘溫差多 集中在±5℃以內,但是有少數的歷史溫度紀錄有錯 誤。如圖中所圈選第 64 站有溫差達到 19.3℃ 者,經 查該站爲 COA9C0 天母站,該筆溫差係爲天母站 2011 年 04 月 12 日 14 時 30 分的溫度資料被誤記爲 0.0℃ 所造成。

由圖 3 可以觀察到,溫差機率分布大致呈現對稱 分布,顯示溫差增、減率並無明顯差異。



圖 3 2009-2011 年氣象局地面測站連續 15 分鐘溫差筆 數分布圖

由於各測站溫差分佈範圍不同,因此對每一站各 自制定其溫度門檻値。又資料觀測頻率不同,因此溫 度門檻値依頻率為15分鐘及1小時兩類分別計算。

### 1. 1 小時溫度門檻値

取各站於分期前後 10 天內的紀錄,計算兩連續整點時間的溫差,將溫差取絕對值,於 0 度至 40 度之間,每 0.1 度一個間隔,統計各間隔的溫差筆數,計算累積機率。以累積機率小於等於 0.05%的溫差爲門檻值,意思爲離群値資料每 3 個月出現一次。如果測站的 歷 史 小 時 溫 差 資 料 筆 數 少 於 2190 筆(2190=(365/12)x24x3),則不爲該站建立小時溫差門檻値。

#### 2. 15 分鐘溫度門檻值

分鐘測站門檻値篩選的程序與小時測站類似,同 樣取各站於分期前後10天內的紀錄,計算兩連續15 分鐘的溫差,將溫差取絕對值,於0度至20度之間, 每0.1度一個間隔,統計各間隔的溫差筆數,計算累 積機率。以累積機率小於等於0.012%的溫差爲門檻 值,意思同樣是表示離群値資料每3個月出現一次。 如果測站的歷史15分鐘溫差資料筆數少於8760筆 (8760=2190x4),則不爲該站建立15分鐘溫差門檻值。

目前上線模組對於參考測站不足並且也無溫差門 檻値的測站,是使用距離該站 0.3 經緯度內且高程差 少於 200 公尺的鄰近測站之溫差門檻値取平均,做為 該站的溫差門檻値;若無法篩選到條件相符的鄰近 站,則使用由所有測站之溫差所統計得的通用溫差門 檻値,做為該站的溫差門檻値。

進行資料篩檢時,對於分鐘測站是進行 15 分鐘的 溫差檢覈,僅有整點觀測的測站則是進行小時溫差檢 覈。如果兩連續時間的觀測值溫差超過門檻值則未通 過時間合理性檢覈,若該站前一時間無資料或前一時 間資料未通過檢覈,則取測站上方網格點前一時間內 插 溫 度 ,經 高 程 差 修 正 後 (修 正 溫 度  $\Delta t = \Delta h \times 0.6/100$ ,其中 $\Delta h =$ 網格中心點高-測站 高),以修正內插溫度做為前一時間的比對溫度;若兩 連續時間的溫度差小於溫差門檻,表示通過檢覈。

由於目前東部與南部分鐘測站,以及高山站站數 稀少,因此在這些區域的網格內插溫度誤差可能大。 此外,必須注意的是,本計畫研發之溫度資料檢 覈方法,為長期分析台灣測站特殊之環境背景所發展 出來,故只適用於台灣測站的資料檢覈,不建議用來 篩檢其他地區之溫度測站資料。

# 三、分析結果

圖4為2009-2011年分鐘觀測資料檢覈結果。2010年 COAD30蘆洲站有2.68%共940筆資料未通過空間合理性檢覈,其中錯誤資料多集中在8月與9月。將2010年 COAD30蘆洲站對參考站COA9E0 士林站(以下稱為第一組)的溫差分別與COA9E0 士林站(以下稱第二組)的溫差、以及COA9A0大直站對COA9E0 士林站(以下稱第三組)的溫差時間序列比較,如圖5所示,由圖中可發現,第二組和第三組溫差時間序列相近,但第二組對第一組以及第三組對第一組在8月以及9月溫差時間序列有很大的出入,表示另三座參考站的溫度相近,但與蘆洲站溫差大,此結果可說明爲何蘆洲站在8月以及9月有多筆資料無法通過空間合理性檢覈。





圖 4 2009-2011 年 15 分鐘雨量資料檢覈結果



圖 5 2010 年 COA9E0 士林站與其 3 組參考站溫差時間 序列比較

2010 年另一未通過空間檢覈比例較高的站為 COC590 觀音站,其中多筆錯誤資料是發生在 11 月與 12 月,取 2010 年 11 月觀音,以及其參考站 COC520 中壢、COC540 埔心、以及 COD590 新豐等四站觀測溫 度資料,繪製時間序列圖,結果如圖 6 所示。

由圖 6 觀測得知觀音等四站溫度的分布趨勢,整 體而言,觀音站的溫度會略高於新豐站,並介於中壢 站與埔心站之間,但是在 11 月 5、6、9、28、29 日均 出現觀音站的溫度小於其他三站溫度的情況,因此這 些時間的資料無法通過檢覈,而被認定爲錯誤資料。

根據以上的分析,可推論本計畫所提出之溫度資 料空間檢覈法確實可以篩檢出異常資料。



圖 6 2010 年 11 月 C0C590 觀音站及其參考站溫度時 間序列

2009 年以及 2011 年出現較多的錯誤為以內插溫 度做為前一時間的比對溫度,而未通過時間合理性檢 覈的類型。2009 年 466950 彭佳嶼站出現多達 359 次 此類型的錯誤,其中,2009 年 01 月 26 日 20:45 至 01 月 30 日 08:45 共 326 筆連續資料被判定為錯誤資料, 經檢視,發現是 01 月 26 日 20:30 彭佳嶼站無觀測資 料,因此,20:45 是使用上一個時間,也就是 20:30 的 內插估計資料做時間合理性檢覈。但 20:45 所觀測到 的彭佳嶼站溫度與 20:30 內插溫度間的溫差大於溫差 門檻値,因此 20:45 的觀測溫度被篩檢掉。之後,下 一個時間 21:00 也是觀測溫度與前一時間 20:45 內插 溫度溫差過大,因此,21:00 的觀測溫度也被篩檢掉, 往後的時間皆是類似的狀況,因此發生連續時間資料 被篩檢掉的情形。

圖 7 所示為 2009 年 01 月 26 日 20:45 有無彭佳嶼 站應用通用克利金法內插所得到的溫度場比較,由圖 中可觀察到,兩者在彭佳嶼附近的溫度有明顯的不 同,當不使用彭佳嶼站的資料時,彭佳嶼站附近的內 插溫度約為 9.4°C,但彭佳嶼站的 20:45 觀測溫度為 12.3°C,21:00 的觀測溫度為 12.4°C,溫差可達到將近 4°C,而彭佳嶼站的溫差門檻值為 2.4°C,因此 21:00 彭佳嶼站的觀測溫度無法通過檢覈。



圖 7 2009 年 01 月 26 日 20:45 有無納入 466950 彭佳嶼 站之通用克利金法內插溫度場比較

2010年C0H950中寮站在2011年12月27日03:45 無觀測資料,之後也發生連續19筆資料被判定為錯誤 資料,錯誤發生的原因與前述彭佳嶼的狀況大致類 似。圖 2-9 所示為2011年12月27日04:15 有無中寮 站應用通用克利金法內插所得到的溫度場,中寮站的 觀測溫度9.8 °C,而附近的C0H960 草屯站觀測溫度 為12.8 °C,因此當未納入中寮站時,會估計得中寮站 附近內插溫度約為13.5 °C。04:30 中寮站的觀測溫度 為9.7 °C,與04:15 內插溫度溫差達到3.8 °C。由於中 寮站是2011新設測站,故採用附近測站的溫差門檻値 平均2.7 °C 當做其溫差門檻値,所以無法通過檢覈。



圖 8 2011 年 12 月 27 日 04:15 有無納入 C0H950 中寮 站站之通用克利金法內插溫度場比較

以上的分析可以有助於了解為何觀測資料無法通 過檢覈,但是無法證實以內插溫度做為前一時間的比 對溫度,而未通過時間合理性檢覈的檢覈結果是否合 理。整體而言,空間合理性檢覈的效果是優於時間合 理性檢覈的。

### 四、結論

2009 年至 2011 年 15 分鐘溫度資料檢覈結果及分 析顯示,空間合理性檢覈的效果優於時間合理性檢覈 的。因此類似中寮等新建測站,待歷史紀錄蒐集較為 完整後,應重新進行參數分析,以建立空間合理性檢 覈機制。整體而言,本研究提出的溫度資料檢覈法可 有效篩檢出異常溫度資料。

## 五、參考文獻

- 交通部中央氣象局,"1897~2008 年臺灣氣候變化統計 報告",2009
- 交通部中央氣象局,"應用克利金法建立高解析度網格 點氣象數據研究"期末報告書,2009。
- 交通部中央氣象局,"高解析度網格地面真實氣象場" 期中報告書,2010。
- 交通部中央氣象局,"高解析度網格點地面真實氣象場 週期10或15分鐘溫度、露點溫度、相對濕度及 風場等觀測資料品質檢覈模組"建置報告,2011。
- Bras, R. L. and Rodriguez-Iturbe, I.:" Random functions and hydrology, Addison Wesley", Reading, Mass. , 1985.
- Kitanidis, P.K., "Gestatistics" in "Handbook of Hydrology" edited by D.R. Maidment, McGraw Hill., 1993.

# 定量降雨系集預報加值分析-以2012年6月梅雨鋒面爲例

### 江宙君<sup>1</sup> 陳嫌竹<sup>1</sup> 吳德榮<sup>1,2</sup>

台灣颱風洪水研究中心<sup>1</sup> 國立中央大學<sup>2</sup>

### 摘要

2012年6月號稱史上第三強日降雨量的梅雨鋒面,單日最高日雨量於6月11日高雄市小關山測站觀 測値高達664mm,6月10日單日最高日雨量則發生於屏東縣達到592mm,次於2006年6月811.5mm 以及1996年5月713mm的梅雨鋒面造成的單日雨量値。此梅雨鋒面帶來豐沛雨量,連續強降雨造成台 灣北部以及南部地區多處淹水災情的發生。本研究利用定量降雨系集實驗模式結果和觀測資料進行全台 2012年6月9日至6月12日雨量加値分析,此外並特別針對台北地區6月11日晚間至6月12日晚間豪 雨事件進行分析。

關鍵字:定量降雨預報、系集預報、梅雨、雨量校驗

### 一、前言

每年5、6月是台灣梅雨季節,2012年台灣首 波梅雨鋒面於5月3日報到。而在6月9日開始,台 灣受到梅雨鋒面的影響,6月9日日雨量最大為 143.5mm(屏東縣麟洛測站)(圖1),12hr最大雨量也 達119 mm(屏東縣麟洛測站),全台14%測站達大 雨以上標準(圖2)。6月10日24小時最大雨量發生在 屏東縣,雨量值達592 mm,且此超大豪雨造成南 部多處淹水,由圖2可知,全台38%達到大雨以上 等級。6月11日最大24小時降雨發生在高雄地區, 雨量值為664 mm,當日全台50%的測站達到大雨 以上的標準,其中10%達到大豪雨以上,此日雨 量為梅雨季節單日第三大雨量。6月12日高雄24 小時累積降雨高達525 mm,此日83%的測站超過 大雨標準。連續四日台灣均達到豪雨以上標準,

6月11日晚間七時至九時,從雷達回波圖(圖 3-圖4)中已可分析在台灣西北方有回波朝台灣方 向西進,造成北部開始明顯降雨,台北地區22時 至24時,3小時累積雨量最高達到110.5 mm,瞬時 時雨量達到64.5 mm。

本研究利用「定量降雨系集預報實驗」20組 成員以及系集平均分析6月9日至6月12日梅雨個 案在全台雨量之模擬結果進行分析校驗與加值分 析校驗。並探討6月11日晩間至6月12日台北地區 豪雨事件,以及系集成員模擬結果。



圖1、2012年6月9日至6月12日日雨量觀測圖 (星號為全台最大雨量之測站位置,左上角的數 值為全台最大雨量值(採四捨五入至個位數))



圖2、6月9日至6月12日全台測站依雨量分級百分比。



二、定量降雨系集預報實驗

颱洪中心於2010年起進行「颱風定量降雨數 値模式系集預報實驗」,其目的在研發測試定量 降雨預報技術並增加災防單位應變作業時可參考 之資訊,協助提升災害防救效能。本實驗結合學 研界(台灣大學、中央大學、台灣師範大學及文 化大學)與作業單位(中央氣象局)之研發能量, 並結合國家高速網路與計算中心的計算資源及國 家災害防救科技中心的實務經驗。於颱風影響台 灣期間,每日產出4次即時高解析度台灣地區天氣 狀況並利用系集統計方法與機率預報概念,分析 颱風路徑與雨量分布,並提供致災性雨量的機率 預報。

2012年實驗成員新增至22個系集成員,其模 式包含16組WRF模式(Weather Research and Forecasting Model)、2組第五代中尺度氣象模式 (The Fifth-Generation NCAR / Penn State Mesoscale Model, MM5),2組雲解析風暴模式 (Cloud-Resolving Storm Simulator, CReSS)以及今 年新增加的2組HWRF模式(Hurricane Weather Research and Forecasting Model)。

本實驗於今年開始進行全年系集預報實驗, 除可分析颱風降雨表現外亦可瞭解系集預報技術 於梅雨鋒系統之預報表現。本研究由20個系集成 員(去除2個成員颱風時才有的模擬結果)探討6月9 日至6月12日梅雨鋒面事件,並由雨量校驗分析定 量降雨預報實驗對於梅雨鋒面的預報能力進而了 解如何使用定量降雨系集預報的結果

# 三、雨量校驗方法

本研究雨量校驗時間由模式初始時間6月8日 06Z至6月11日18Z共15個模擬時間,並以模式預 報6小時至30小時之24小時累積雨量,在555個觀 測測站點(圖5)上進行校驗。採用列聯表校驗方法 (表1),比較觀測與預報是否過雨量門檻値後,計 算預兆得分(Threat Score, TS)、偏倚得分(Bias Score, BS)、誤報率(False Alarm Ratio, FAR)、 可偵測機率(Probability of Detection, POD)和公 正預兆得分(Equitable Threat Score, ETS)。本研究 門檻値採用氣象局雨量分級標準,大雨、豪雨、 大豪雨以及超大豪雨作為標準,分別為24小時累 積雨量50mm、130mm、200mm、350mm作為本 研究雨量校驗門檻値。



圖5、雨量校驗觀測測站點 (陰影為高度(單位:公尺),三角形為測站點)

表1、雨量校驗條列式列表						
(Observed) 觀測 預報 (Forecast)	Yes ≧ 門檻值	No < 門檻值	Total			
Yes ≧ 門檻值	Hits (命中)	False Alarms (錯誤預報)	Forecast Yes			
No < 門檻值	Misses (失誤)	Correct Negatives	Forecast No			
Total	Observed Yes	Observed No	Total			

偏倚得分(Bias Score, BS), 定義如下:

$$Bias = \frac{hits + false alarms}{hits + misses}$$

預報雨量過門檻値佔觀測雨量過門檻値的比例, 若BS大於1表示過度預報,小於1表示不足預報。 僅用以描述預報與觀測之間的相對關係,並不能 用以描述預報結果有多接近觀測。最佳值為1。 可偵測機率(Probability of Detection, POD),定 義如下:

$$POD = \frac{hits}{hits + misses}$$

描述的是有多少比例的事件發生被正確的預報。 此數值僅考慮hits而忽略false alarms,對於稀少個 案的預報數值會偏高。使用時建議應同時考慮誤 報率。其最佳值為1。

誤報率 (False Alarm Ratio, FAR)

$$FAR = \frac{false alarms}{hits + false alarms}$$

預報雨量高過門檻値中有多少比例的事件是錯誤 的假警報,最佳值為0。

預兆得分 (Threat Score, TS)

$$TS = \frac{hits}{hits + misses + false alarms}$$

TS又可稱為CSI(Critical success index),此得分 計算排除了觀測與預報降雨皆沒有超過門檻値的 情形,因此可視為描述模式預報的"正確率"; 無預報能力時,TS為0。

公正預兆得分(Equitable Threat Score, ETS)

$$ETS = \frac{hits - hits_{random}}{hits + misses + false alarms - hits_{random}}$$

其中

hits<sub>random</sub> (hits + misses)(hits + false alarms) total

ETS又可稱為GSS(Gilbert skill score),除了原 有TS計算概念外,亦額外排除隨機預報正確的狀 況;利用此得分比較不同區域的預報表現較客 觀。

## 四、結果與分析

本研究選取模式初始時間6月8日06Z至6月11 日18Z共計15個模擬時間,20組成員進行分析。將 系集成員平均,得到一組系集平均結果,經由雨 量校驗分數,結果如表2。在大雨以及豪雨在TS 與ETS分數約有0.2以上的分數,在豪大雨亦有 0.07~0.08分數,而系集平均在超大豪雨的TS與ETS 雨量校驗分數為0。

在大雨雨量校驗部份,24 小時累積雨量超過 50 mm 時, TS 分數 0.65 而 ETS 則為 0.42, 偏倚得 分則為1,表示模式預報超過雨量門檻數量與觀測 超過雨量門檻數量相同,而由可偵測機率與誤報率 可知,其中 79%為可正確偵測,21%則為模式高估 觀測時之誤報率。

	TS	BS	FAR	POD	ETS
50mm	0.65	1.00	0.21	0.79	0.42
130mm	0.25	0.28	0.09	0.26	0.19
200mm	0.08	0.09	0.04	0.09	0.07
350mm	0	0	NaN	0	0

表2、20組成	員	平均結	果之雨	习量	校驗	分數
---------	---	-----	-----	----	----	----

定量降雨系集預報實驗成員設計由不同模式、 模式設計、資料同化策略所組成。以資料同化策 略為Cold Start、Partial Cycle以及所有系集成員之 雨量校驗TS值(圖6)分析,本次個案在大雨門檻值, 三個分數均差不多,系集平均略高出Cold Start以 及Partial Cycle。而在豪雨、豪大雨以及超大豪雨, Cold Start均比Partial Cycle以及成員平均來得 高。

由不同物理參數設定分析各系集成員對於 此個案雨量的模擬結果校驗得分。系集成員之積 雲參數化分別為Kain-Fritsch (KF),Grell-Devenyi (GD),Betts-Miller-Janjic (BMJ)以及Grell-3 (G3)。 以本研究個案而言,綜合來說BMJ在各雨量分級 中均有較好的模擬結果(圖7),TS分數分別為0.59, 0.32,0.13以及0.01。若進一步分析以不同資料同 化策略以及積雲參數化比較分析後發現,在Cold Start時,此個案在G3有較好的雨量模擬結果,尤 其在豪雨、豪大雨以及超大豪雨分數分別為0.38, 0.21以及0.05,都較其他積雲參數化來得好(圖8)。 而在Partital Cycle之模擬策略下,KF以及G3的積 雲參數化有較好的模擬結果(圖9)。

為瞭解模擬雨量與觀測雨量的關係,將觀測時雨量發生次數與20個模式時雨量發生次數經過常態化後,由「機率密度函數」(probability density function, p.d.f)中可發現(圖10),在降雨強度較小時,模式發生次數大於觀測雨量發生次數,隨著降雨強度的增加,實際上發生降雨次數開始大於模式雨量發生次數,尤其在降雨強度度大於100 mm/hr時,觀測次數遠遠大於模式觀測次數。且

模式雨量發生次數隨降雨強度有較平滑的分佈趨勢,而觀測則不然。此說明定量降雨系集預報實驗成員中的模式對於短時間的強降雨仍有改進空間。







圖7、不同積雲參數化之TS







圖9、Partial Cycle時,積雲參數不同之TS比較



台北地區6月11日晚間22時至24時(LST),3小時累積雨量最高發生在台北稻香測站,雨量値高達110.5mm,其測站瞬時時雨量達到64.5mm。 在台灣時間6月12日早上九點開始雨勢漸緩。分析 6月12日台北市豪雨事件,由模擬起始時間6月11 日12Z的模擬結果(圖11)中,可看出時雨量在11日 晚間至12日白天於台北市平均系集成員均有下大 雨的機率,而約在12日早上10時(LST)開始,模式 雨量明顯開始減弱且趨於0,系集成員明顯掌握6 月11日台北市晚間至6月12日白天的強降雨以及6 月12日白天降雨減弱的趨勢。由系集平均與觀測 日雨量圖(圖12)中,20個系集成員平均與觀測大 致有相同的雨量分布趨勢,但值相對比較低,原 因可能是由於將各成員平均之後將值拉低,但20 組系集成員平均有掌握到整體趨勢。



圖11、台北市平均累積雨量及時雨量之模擬結果 (模式初始時間為6月11日12Z)



(模式起始時間為6月11日12Z)

# 觀測資料對中央氣象局WRF模式預報誤差影響之探討

江晉孝<sup>1</sup> 張昕<sup>2</sup> 馮欽賜<sup>1</sup>

1中央氣象局氣象資訊中心

### 2美國國家大氣科學研究中心

### 摘要

隨著科技日新月異,提供更多元的氣象資訊進入先進的模式分析系統,加強對各種極端天氣的監測與分析。本研究針對目前中央氣象局三維變分分析(3DVAR)能夠同化的觀測 資料對模式預報誤差之影響做初步的分析與探討。

本研究針對冬季(2008 年 6 月)與夏季(2008 年 12 月)各進行為期一個月的預報,並以美國國家環境預報中心(NCEP)的分析場作為校驗之基準,結果顯示不同的觀測資料對於模式24 小時預報誤差之貢獻程度皆有差異,而不同的氣象觀測變數對於模式預報誤差之改進也呈現不同之貢獻。

關鍵詞:資料同化、三維變分分析、伴隨模式、FSO

## 一、前言

資料同化為數值天氣預報不可或缺的要素,而 三維變分分析則為現今世界各主要氣象作業中心資 料同化系統中熱門的選項。天氣研究與預報模式 (Weather Research and Forecasting Model; WRF)與 WRF 三維變分資料同化 (WRF 3 Dimension Variational analysis; WRFVar)為中央氣象局目前主 要之區域預報模式與資料分析方法,配合本局高速 電腦運算系統之有限資源,期能提高作業效率與預 報準確度。本研究針對觀測資料對模式預報誤差的 影響做初步評估。

## 二、實驗說明

中央氣象局WRF模式(CWBWRF)已於2007年上線作業,每年進行兩次的版本更新與程式修正,此模式為三層巢狀網格區域,最外層的網格解析度為45公里,中層的網格解析度為15公里,內層的網格解析度為5公里。本研究實驗模式的版本是WRF V3.3.1與WRFVar V3.3.1。本文僅針對最外層45公里做分析與探討。

本研究使用美國國家大氣科學研究中心(NCAR) 發展的FSO (Forecast Sensitivity to Observations)套件,可用 來評估觀測系統在預整误差上之效益。由預譯誤差之定義, 分析WRF預報模式之伴隨與WRFVar分析之伴隨可計算出 每一種觀測資料準折於預購誤差之敏感度。由此即可得到觀測 資料之於預購誤差之效益。將此工具應用在例行性資料同化 循環上,其結果對於監測觀測作業系統亦非常實用。

目前中央氣象局區域作業模式中WRFVar已同 化的觀測資料有地面綜觀報(SYNOP)、飛機報 (AIREP)、機場天氣報(METAR)、船舶報(SHIP)、漂 浮站觀測報(BUOY)、衛星雲導風報(SATOB、 GeoAMV)、衛星海面風觀測報(QSCAT)、衛星探空報(SATEM)、高空風報(PILOT)、探空報(SOUND)、 投落送(DROPSONDE)、GPS掩星(GPSRO)、歐洲天 氣中心分析場 (EC BOGUS)等傳統與遙測資料。

為了解各種觀測資料對預報誤差之影響,本研 究選擇2008年6月(夏)與12月(冬),各進行為其一個月 的預報,並以NCEP分析場為校驗基準,來了解和評 估各種觀測資料與氣象變數的貢獻。

所有實驗均使用NCEP分析場(0.5°x0.5°)為初始 猜測場、NCEP預報場為CWBWRF模式的邊界,採 用12小時局部循環(12 hour partial cycle),並分別在 00/12Z進行24小時預報,希望能進一步了解觀測資料 對模式預報的效益。

### 三、FSO說明

Langland and Baker(2004)利用美國海軍(U.S. Navy)作業預報系統與資料同化系統之伴隨模式來評估觀測資料對於模式預報誤差之影響程度,其結果顯示此概念檢視觀測資料非常具有效益。 Errico(2007)針對Langland(2004)的研究做更深入的研究並探討其使用非線性近似之優劣,Gelaro (2007)則著重於探討多階伴隨近似的差異與對模式預報誤差之影響。

由NCAR發展的FSO套件中,其WRF伴隨模式可用來 計算WRF短期預韓歷史差與初始場之間的伴隨敏感度,而為 了得到伴隨敏感度,我們將預韓歷史差定義為

 $e = \left(x^f - x^t\right)^T C\left(x^f - x^t\right)$ 

上式中 C 為對稱對角的權重矩陣,T為轉置,  $x^f$  為非線 性模式從初始場  $x^0$ 開始積分所得的預報場,  $x^t$  為真實大 氣之狀態亦或是被拿來當做校驗基準之氣象場。

Gelaro (2007) 依據不同近似方法將預裝展差重新定義成:

→一階近似  $\delta e_1 = 2(\mathbf{x}_a - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{M}_b^T C(\mathbf{x}_a^f - \mathbf{x}^t)$ → 二階近似  $\delta e_2 = (\mathbf{x}_a - \mathbf{x}_b)^T [\mathbf{M}_b^T C(\mathbf{x}_a^f - \mathbf{x}^t) + \mathbf{M}_a^T C(\mathbf{x}_b^f - \mathbf{x}^t)]$ → 三階近似  $\delta e_3 = (\mathbf{x}_a - \mathbf{x}_b)^T [\mathbf{M}_b^T C(\mathbf{x}_b^f - \mathbf{x}^t) + \mathbf{M}_a^T C(\mathbf{x}_a^f - \mathbf{x}^t)]$ 其中  $x_b^f$  為非線性模式從背景場( $x_b$ )開始積分得到的
預報場,  $x_a^f$  為非線性模式從分析場( $x_a$ )開始積分得
到的預報場,  $M_b^T$ 與  $\mathbf{M}_a^T$  為WRF伴隨模式矩陣。本
文使用三階近似的伴隨模式,預報誤差計算基準為
全乾靜能(Total Dry Energy),因此不考慮水氣的物理
過程。

# 四、結果分析

### (一) 氣象觀測變數

由2008年夏季與冬季的實驗結果顯示(圖1),在 各種氣象觀測變數中,風場(U&V)是對預報誤差貢獻 最大的變數,夏季V風場貢獻大於U風場,冬季則反 之。而溫度場與GPS掩星資料對預報誤差之改進亦貢 獻卓著,圖中SATEM資料因貢獻值量級較小因此皆 近零值。從冬夏兩季比較亦發現,在冬季各觀測變 數的貢獻程度均大於夏季,但觀測變數貢獻程度之 趨勢相當一致。

所有觀測資料幾乎皆有風場此觀測變數(除 SATEM與GPSRO外),因此可解釋風場為何是貢獻 最大的氣象變數。

#### (二)氣象觀測資料類型

(圖2)為各種觀測資料之貢獻程度,SOUND資料 改善預報誤差最為顯著,其次依序為GeoAMV、EC BOGUS、GPSRO、SYNOP。而SATEM資料仍是貢 獻最小的觀測資料,而比較冬夏兩季的結果,我們 發現在冬季,除了AIREP資料外,所有觀測資料之效 益皆大於夏季。

#### (三)時間序列

由觀測資料對預報誤差貢獻之量級,我們將其 歸類成三類(10<sup>6</sup>、10<sup>5</sup>、10<sup>4</sup>),其中SOUND、 SYNOP、GeoAMV、AIREP、GPSRO、QSCAT、EC BOGUS因貢獻值較高歸屬於第一類,PILOT與 METAR歸屬於第二類,而貢獻值最低的SHIP、 BUOY、METAR則歸屬在第三類。

(圖3a)為第一類中的SOUND資料在冬夏兩季的時間序列圖,結果顯示在冬季的前半個月SOUND資料大幅改進了預報誤差,而比較冬夏兩季時間序列發現皆呈現負值且其負的程度夠大,代表SOUND資料是相當可受信賴的觀測資料。在第一類中

GeoAMV與EC BOGUS資料皆與SOUND有一致的表現。

並非所有觀測資料皆對預報誤差呈現正的貢獻,(圖3b)為第一類的AIREP資料在冬夏兩季的時間 序列圖,結果顯示在冬季AIREP有四個時間點對預報 誤差呈現負貢獻(正值),夏季則無此情況,顯示 AIREP資料在冬季之應用上需再做深入研究。

第二類的資料(PILOT、METAR)與第一類資料 之特性相似,僅METAR資料在冬季一樣出現負貢獻 的情況,但其出現時間點僅兩次(圖4)。

第三類資料(SHIP、BUOY、SATEM)雖然貢獻量 級較小但其對預報誤差的影響仍須留意,由(圖5a、 5b)之結果顯示,BUOY與SATEM在冬夏兩季都有多 次時間點呈現負貢獻,冬季之次數則多於夏季, BUOY出現負貢獻次數冬夏比為(11:6),SATEM則為 (20:9),顯示此兩種觀測資料雖貢獻量級小,卻為模 式預報之改進帶來負效益,必須針對此兩種資料做 更多的探討與研究。

### 五、結論與討論

WRFVar能處理眾多種類傳統觀測資料與先進的遙測資料,本研究初步探討觀測資料對預報誤差所造成的影響。由本研究可得到以下結論:(1)風場是貢獻模式預報誤差最多的氣象變數,其原因應為幾乎各種觀測資料皆含有此觀測變數;(2)SOUND、GeoAMV、EC BOGUS為貢獻最大的觀測資料;(3)BUOY與SATEM在冬夏兩季皆有過多的時刻出現負的貢獻,對於模式預報的改進效益不大,使用上需特別小心。

觀測資料使用方式與以下幾個因素有著密不可 分的關係: 1.模式地形高度的處裡方式,2.觀測資料 內的氣象要素(風、溫度、壓力、水氣)是否要全部放 入同化系統,3.模式背景場誤差選取與使用設定,4. 觀測誤差的調整。

目前FSO中的預報誤差計算並無考慮到水氣的 物理過程,而使用近似法的階數皆會影響到觀測資 料對預報誤差貢獻的公正性,未來將由此處加以著 墨與探討,另外,也將針對不同的短期預報誤差(12 小時)做測試。

### 六、致謝

感謝美國國家大氣研究中心張昕博士提供FSO 相關技術指導。

### 七、參考文獻

- Gelaro, R., Y. Zhu, and R. M. Errico, 2007 : Examination of various-order adjoint-based approximations of observation impact. METZEIT, 16, 685-692.
- Langland, R. and N. Baker, 2004: Estimation of observation impact using the nrl atmospheric variational data assimilation

adjoint system. Tellus, 56A, 189-201.



圖1:各種氣象觀測變數對於24小時預報誤差之效益,(a)2008年6月(b)2008年12月,圖中GPS為GPS掩星 折射率,ALLZ為00Z與12Z皆納入計算,負値表示改進預報誤差,亦即愈負表示改進程度愈大。











圖3(b): AIREP資料對24小時預報誤差在冬夏兩季之時間序列貢獻程度,紅色代表負貢獻。



圖4:METAR資料對24小時預報誤差在冬夏兩季之時間序列貢獻程度,紅色代表負貢獻。



圖5a: BUOY資料對24小時預報誤差在冬夏兩季之時間序列貢獻程度,紅色代表負貢獻。



圖5b: SATEM資料對24小時預報誤差在冬夏兩季之時間序列貢獻程度,紅色代表負貢獻。

# 利用WRF 3DVAR同化雷達徑向風對2011年南瑪都颱風模擬之影響

### 陳怡儒 林沛練

國立中央大學大氣物理研究所

### 摘要

在天氣系統的數值模擬過程中,模式的預幹能力常受限於初始場的準確性,全球模式提供的初始場空間解 析度不夠高,無法完整描述出中小尺度天氣系統真實大氣的狀態。而雷達觀測具有高時空解析度的優點,常使 用於噱!!!!天氣的監控與觀測,能夠觀測颱風環流結構的詳細特徵。本研究挑選 2011 年 8 月 28 日至 8 月 29 日侵 襲台灣的南瑪都颱風,期望能在颱風到達台灣前,將雷達高時解析度的徑向風資料同化到模式中,以改善初始 場,對中小尺度天氣系統之模擬或預報應該有很大的幫助。

本研究使用WRF模式(V3.2.1)和3D-VAR同化系統(WRFDA V3.2.1)進行模擬,使用水平巢狀網格解析度 為15、5公里之設定,初始時間為2011年8月28日0000 UTC;而WRF 3DVAR cycle使用中央氣象局墾丁雷達 (RCKT),同化時間為2011年8月28日0600、0900、1200、1500和1800 UTC,分別進行30、24、21、18、15和12 小時模擬,探討不同同化次數和調整其水平影響半徑對數值模擬的影響。經由不同組合的實驗發現:(1)較多 的同化循環次數比單一次同化結果好,(2)較大的影響半徑(R=0.12)也比較小的影響半徑(R=0.06)佳;以 較多的同化循環再加上較大的影響半徑組合實驗能有效改善數值模擬的準確度,雖然降水仍有高估、颱風移動 速度偏快的現象,但相較於未同化實驗的模擬結果,降水分佈和颱風路徑有更接近觀測的趨勢。

• 關鍵字:南瑪都颱風(NANMADOL),三維變分資料同化(3DVAR)

## 一、前言

台灣地理位置位於熱帶氣旋活躍的西北太平洋地區, 為颱風路徑之要衝, 從路徑上來看, 台灣正位於颱風轉向和不轉向之分捩點, 因此台灣為觀測和研究颱風之絕 佳地理位置。而颱風是自然界中最具破壞力的天氣系統之一,每年颱風季中, 約有30個颱風生成於西北太平洋地區, 平均約有6個颱風會侵襲台灣, 當侵台颱風接近台灣時, 因地形特殊, 有高聳呈南北走向的中央山脈, 且地形坡度 大, 颱風移動路徑與環流因複雜的地形產生很大的變化。

雷達具有高時間和空間解析度,尤其對於海上移入台 灣的天氣系統或侵台颱風,能在系統尙未到達台灣之前, 可利用同化雷達資料來修正模式初始場,改善模式預報的 準確性。Zhao and Jin (2008)研究指出雷達資料同化有效改 善颶風登陸時的強度與降雨預報能力;Xiao et al. (2005, 2008)使用三維變分資料同化系統(MM5 3DVAR)同化韓 國都卜勒雷達所觀測的徑向風以修正模式初始場,對鋒面 個案的強降雨預報,在前六小時有不錯的結果,也可以模擬出較好的雨帶結構。Xiao et al. (2007)利用 WRF 3DVAR 同化多都卜勒雷達徑風和回波,結果指出多次雷達資料同化循環(cycle)模擬出更詳細的應線對流結構,也改善短期(6小時)強降雨的定量降水預報。

Xiao et al. (2004)利用 MM5 3DVAR 針對颱風 Rusa 個案進行研究,在颱風路徑的修正上,同化雷達徑向風比 同化雷達回波結果好,此外,只同化雷達徑向風的初始場 修正效果及短時間的降雨預報都比只同化回波資料有較 佳的結果;Lin et al. (2011)對 2004 年艾利颱風以 MM5 3DVAR 同化都卜勒雷達徑向風資料,成功改善颱風強度 及環流結構。

### 二、個案介紹與研究動機

南瑪都颱風(NANMADOL)於2011年8月23日20時 在菲律賓東方海面生成,編號第11號颱風,於8月25日增強 爲中度颱風,強度持續增強,初期往西移動,26日增強爲 強烈颱風,隨後轉爲偏西北移動,根據中央氣象局資料指出,南瑪都颱風近地面最低氣壓爲920hPa,近中心最大風速爲53(m/s);27日其中心通過菲律賓呂宋島東北角邊緣, 強度减弱爲中度颱風,轉爲偏北北西移動,颱風的外圍環流開始逐漸的影響台灣。8月28日南瑪都颱風中心位於鵝鑾 鼻南南東方之海面上,仍然以每小時8公里的速度朝出北 西移動,29日4時20分左右由臺東縣大武附近登陸;颱風 登陸後,強度、結構受到地形的破壞,減弱爲輕度颱風, 其中心氣壓從登陸前965hPa到出海時减弱爲980hPa;29日

13時左右在臺南附近出 海進入臺灣海峽,以每 小時7公里的速度,緩慢 向西北移動。31日8時於 金門外海减弱爲熱帶 性低氣壓。



圖 1 南瑪都颱風路徑圖

在天氣系統的數值模擬過程中,常受限於模式初始 場的準確性,因此可利用同化觀測資料來修正模式初始 場;資料同化是將不同型態、不同時間、地點的觀測資料, 加倒數值模式中,修正模式背景場以獲得較佳的初始場, 提高預報的準確度。在南瑪都颱風個案中,未經同化的實 驗組在路徑預報上無法準確預測颱風中心位置,因此本研 究希望藉由同化高解析度雷達資料以改善模式初始場,增 加颱風路徑、結構和降水的準確度。

## 三、研究方法

### ▶ 模式設定

本研究使用 WRF(V3.2.1)和 3DVAR 同化系統 (WRFDA V3.2.1)進行模擬,初始場以及邊界場使用 NCEP-FNL 資料,網格解析度為 1°× 1°,時間間隔為六小 時一筆。模式採用2層巢狀網格,two way nesting 的方法, 水平網格間距 domain 1 為 15 公里,domain 2 為5 公 里,垂直分層為 35 層。網格總數 domain 1 為

301x253x35 , domain 2 為 241x241x35 (圖2)。domain 1 可以涵蓋大範圍天氣現象, 如槽脊線的發展移動,太平 洋高壓的位置或西南氣流的 發展。domain 2 則可以模擬 中尺度的天氣系統,如颱風



圖 2 domain 涵蓋範圍。

的發展增強和移動路徑,以及颱風環流受到台灣地形的影響等。

本研究採用的物理參數化設定,微物理參數化選用 WSM 5-class scheme,積雲參數化選用 Kain-Fritsch(new Eta) scheme,邊界層參數化設定為 YSU scheme,長波輻射參數 化採用 ntmg scheme,短波輻射參數化採用 ntmg scheme, 近地層參數化選用 Monin-Obukhov scheme,地表參數化選 用 Unified Noah land-surface model。

3DVAR 的背景場誤差採用與氣象局相同的設定,為 NCEP全球模式所計算出的統計值(CV3),在本研究中此 嘗試改變其水平影響半徑(influence factor of horizontal scale),將 CV3 的影響半徑設為 R1=0.06 及 R2=0.12。

### > 單點測試

在開始同化實際雷達徑向風之前,要先了解徑向風資料在不同模式變數中的同化的結果,因此先以人造點資料做同化影響測試。測試實驗調整背景場誤差(CV3)中的水平影響半徑,將影響半徑設為 R1=0.06,R2=0.12,以2011年 08月28日0600 UTC 分析場作為 3DVAR 的初始猜測場,分別費指詞兩組水坪影響半徑進行單點徑向風資料同化分析。

人造雷達徑向風使用墾丁、花蓮、七股和五分山四顆 雷達站作爲參考雷達(圖3),並以 domain2 在700 hPa 高

度上,取墾丁雷達座標向南 0.5° (緯度)、花蓮向東 0.5°(經度)、 七股向西 0.5°(經度)和五分山向 北 0.5°(緯度)四個點的背景徑向 風資料加 2m/s 作為虛擬徑向 風。



圖 3 CWB 雷達位置。

當同化影響半徑設為 0.06 時,四個點的虛擬徑向風値 分別為27.56、-14.55、17.44和7.65 m/s;將這四個値當作觀測 背景場加進 3DVAR 中(圖4),圖中箭號表示同化後的徑 向風差異値,分別為+1.59(29.15)、+1.96(-12.59)、+2.19 (19.26)和+1.91(9.57)m/s;而圖中色階表示經由模式轉 換計算出的水平風差異,分別為+1.31、-1.56、+2.06和+0.91

m/s。其中,花蓮雷達 站向東 0.5°的人造觀 測點徑向風爲負値(吹 向雷達),加 2m/s 後 會使徑向風減弱,因此





圖 4 徑向風和水平風增量。

### ▶ 實驗設計

3DVAR 程序中,需要初始猜測場、觀測資料以及背景 場誤差,才能開始資料同化步驟。本研究選取 2011年8月南 瑪都颱風個案,分析時間為 2011年08月28日0000 UTC 至 2011年08月29日0600 UTC。觀測資料使用中央氣象局墾丁雷 達(RCKT)徑向風資料,墾丁雷達是氣象局所屬的四顆雷 達中,在颱風登陸前可以最完整觀測颱風結構。

本研究共分為六組實驗(圖5); CTRL run 的初始時間 為 2011年8月28日0000 UTC,使用 NCEP-FNL 資料做為模 式背景場,此組實驗未同化並進行 30 小時的數值預報。 同化徑向風時間為 2011年8月28日0600、0900、1200、1500 和1800 UTC,分別進行30、24、21、18、15和12小時模擬。





da1初始時間同樣為28日0000 UTC,並以 CTRL run 模 擬六小時後的預幹場作為3DVAR的初始清測場,於0600 UTC 進行第一次資料同化,進行 24 小時的數值預報;da2 接續da1,並以同化一次後模擬三小時的預幹場作為3DVAR 的初始猜測場,於0900 UTC 進行第二次同化,模擬 21 小 時;da3 接續 da2,並以同化兩次後模擬三小時的預幹場作 為3DVAR的初始猜測場,於 1200 UTC 進行第三次同化, 模擬 18 小時;da4 接續 da3,並以同化三次後模擬三小時 的預幹場作為3DVAR的初始猜測場,於1500 UTC 進行第 四次同化,模擬 15 小時;最後一次同化循環 da5 接續 da4,並以同化完後模擬三小時的預幹場修作為3DVAR的初始 猜測場,於 1800 UTC 進行第五次同化,模擬 12 小時。 除了不同同化次數(da1~da5)外,也以不同影響半徑(R1=0.06 和 R2=0.12),探討不同同化次數和調整其水平影響半徑對 數值模擬的影響。

### 四、模擬結果討論

因每一組實驗的水平影響半徑、初始時間和同化循環次數皆不相同,所以將兩組影響半徑實驗(R1=0.06,

R2=0.12)與未經雷達資料同化實驗(CTRL nun)以及不同 同化循環次數實驗(dal-da5)比較,分析各組實驗在颱風 結構(最大雷達回波和海平面氣壓)、移動路徑和六小時 累積雨量上的模擬結果。

### > 颱風結構

颱風結構以最大雷達回波的模擬結果做比對,圖6 為 第一次資料同化(8月28日06 UTC)後模擬三小時(09 UTC) 的最大回波圖;CTRL nun 模擬出的雨帶偏強且較為對稱, 而同化一次效果雖然沒有非常顯著,但 R1 與 R2 皆在颱 風眼東北方因同化減弱大範圍的雨帶結構。



圖 6 一次同化後模擬三小時(8月28日09UTC)的最大回波圖。左上為觀測,右上為 CTRL nun, 左下、右下分別為 RI 與 R2。

28 日 12 UTC 進行第三次同化,比較其同化後模擬三 小時(15 UTC)的最大回波圖(圖7); CTRL nun 雖然有 模擬出南強北弱的不對稱結構,但颱風南邊雨帶過強且中 心位置偏西;而 R1 所模擬出的回波雨帶較完整,但颱風眼 位置一樣有偏西的情形,R2 回波雖然較破碎,但在颱風中 心西南邊的雨帶有被模擬出來。



圖 7 三次同化後模擬三小時(8月28日15UTC)的最大回波圖。 左圖為觀測,中圖為系1右圖為R2。

圖 8 為最後一次同化(8月28日18UTC)後模擬三小時 (21 UTC)的最大回波圖; 21 UTC 為颱風剛登陸台東大武 地區的時間, CTRL nun 模擬出的颱風移速仍就過快, 而 R1 在颱風南邊雨帶模擬結果依然較不完整, 而 R2 在台灣海 峽上雖然有條過強的雨帶, 但在屏東地區和台灣南邊海面 上皆有模擬出較接近觀測的兩條強雨帶區。



圖 8 五次同化後模擬三小時(8月28日21UTC)的最大回波圖。 左圖為觀測,中圖為系1右圖為R2。

### ▶ 颱風路徑

由圖9 可看出雖然模擬出的颱風移動速度偏快,但隨 著同化次數越多,其多修正效果越大,越接近best track; 此外,R2在da5的颱風移速上有明顯的改善。而由圖10 可 知R2最後12小時平均誤差(藍色)明顯小於R1,且隨著同 化次數越多,路徑誤差也明顯的下降;而各組實驗在同化 後12小時(紅色)除了可以看出R2誤差量小於R1外,在同 化後12小時的誤差比最後12小時低很多,證明較大的影響 半徑R2做多次同化循環後會改善颱風路徑,但也會隨著模 擬間越長使誤差值越大。



圖 9 時間間隔為三小時的颱風中心連線,左圖為R1,右圖為R2。 紅線為da1,橘線為da2,緣線為da3,藍線為da4,紫線為da5。



圖 10 R1 和 R2 在各組實驗的路徑誤差平均值; 藍色為模擬結果 的最後 12 小時 (28 日 18 UTC 到 29 日 06 UTC), 紅色為各組實驗 同化後的12小時的路徑誤差平均值。

### > 累積雨量驗證

由圖 11 可以看出 CTRL nun 和 R1、R2 同化一次後雨 量模擬結果都偏強,也因這段期間花東地區皆模擬出強回 波雨帶(圖6),使降雨分布位置不正確。

在降水預轄磯證上(圖12),R1、R2和CTRL nun 在 各個門檻値的表現差不多,其中以中大雨的ETS得分最 高,而R2 在模擬豪大雨時略有高估的現象。



圖 11 8月28日06UTC至12UTC 間六小時累積雨量圖,左上為 觀則,右上為CTRL run,左下、右下分別為R1、R2同化一次後六 小時的累積雨量。



圖 12 8月28日06 UTC 至 12 UTC 的六小時累積降水,在不同降雨 強度的 ETS 得分(左圖)和 Bias(右圖)。圖中藍、紅、綠色分別 代表 R1、R2 和 CTRL run2, x 軸爲『濫値。

8月28日12 UTC 至18 UTC 間六小時累積雨量可看出 R1、R2在同化三次後模擬結果高估情形沒有明顯改善(圖 13)。而 R2 雖然在 Bias 上大豪雨有明顯高估(圖14), 但由累積雨量分佈和ETS得分可看出 R1 高估情形比 R2 明顯,且 R2 在中大雨甚至豪雨都有比 R1 還高的 ETS 得分。



圖 13 8月28日12UTC至18UTC 間六小時累積雨量圖。左圖為 觀測,中圖為R1,右圖為R2同化三次後六小時的累積雨量。



圖14 8月28日12UTC至18UTC六小時累積降水,在不同降雨強度的ETS得分(左圖)和Bias(右圖)。圖中藍色、紅色分別代表R1、R2, x軸寫門濫道。

R1、R2 在第五次同化循環實驗中,降雨分佈上還是有 些高估的情形(圖16),而 R1 沒有模擬出台灣南部強降 雨,由(圖15)ETS 得分也可以看出 R1 在中雨(門檻値 =5mm)得分較 R2 高,但在豪雨甚至豪大雨的預報上,R2 顯然有較高的準確度。路徑模擬結果上颱風移速有偏快的 情形,因此若將觀測的累積雨量時間區間加快三小時(從 原先的 28 日 18-29 日 00 UTC (圖 16 左上)調整為 28 日 21 UTC-29 日 03 UTC)(圖 16 右上),明顯看出 R2 強降 雨區的累積雨量分佈位置(屏東山區),幾乎與觀測一致。



圖 15 8月28日15UTC至21UTC六小時累積降水,在不同降雨強度的ETS得分(左圖)和Bias(右圖)。圖中藍色、紅色分別代表R1、R2, x軸爲門濫値。



圖 16 8月28日15UTC至21UTC間六小時累積雨量圖。左上為 觀則,右上為觀測時間加快3小時28日18UTC至29日00UTC), 左下、右下分別為R1、R2同化四次後六小時的累積雨量。

對整體降水分析而言,R1 的 ETS 得分在門檻値設定 為 1 和 5mm 時,偏弱降水(中、小雨)上有較高的得 分,但在檻値為 20、40 和 65mm的強降雨預報上,R2 有 較高的準確度;雖然累積雨量還是有高估的情形,但經由 多次同化循環已明顯修正雨量的高估和強降水區的分布 位置。

# 五、結論與未來展望

颱風模擬初期,因雷達觀測無法完整的掃到颱風環 流,使得CTRL nun 模擬出來偏強且對稱的結構在徑向風同 化的修正效果不明顯,而在颱風中心路徑上,前兩次同化 循環都沒有非常明顯的改善,隨著颱風靠近台灣及同化次 數增加後,路徑即被修正。

經由不同組合的實驗發現:(1)相較於一次雷達資料同 化,較多的同化循環次數對過風模擬的改善效果好;(2)較 大的影響半徑(R2=0.12)模擬結果也比較小的影響半徑 (R1=0.06)佳。因此以較多的同化循環再加上較大的影響 半徑(R2=0.12)組合實驗能有效改善數個模擬結果。 雖然模擬出的降水仍有高估、颱風移動速度偏快的現象,但相較於未同化實驗的模擬結果,降水分佈和颱風路 徑有更接近觀測的趨勢;即使同化效果有限,但就颱風整 體降雨、結構和移動路徑而言,同化雷達徑向風資料確實 有效的修正模式初始以改善模擬結果的準確度。

本研究只同化氣象局所屬的墾丁雷達的徑向風資料, 未來會試著將花蓮、七股和五分山雷達徑向風資料加進 3DVAR中,希望能藉此使模式初始場修正效果更好,以提 升模擬結果的準確度。

# 參考文獻

- 林欣弘,2011:雷達徑向風資料同化對降雨系統模擬之影響 研究。國立中央大學,大氣物理研究所,博士論文。
- Xiao, Q., Y.-H. Kuo, J. Sun, W.-C. Lee, E. Lim, D. M. Barker, and E. Lim, 2004: Assimilation of Doppler radar observations and its impacts on forecasting of landfalling typhoon Rusa (2002). *Proceeding of ERAD (2004)*: 178-182.

- Xiao, Q., Y.-H. Kuo, J. Sun, W.-C. Lee, E. Lim, Y.-R. Guo, D. M. Barker, 2005: assimilation of Doppler radar observations with a Regional 3D-Var system: Impact of Doppler velocities on forecasts of a heavy rainfall case. *J. Appl. Met.*, 44, 768-78.
- Xiao, Q., Y.-H. Kuo, J. Sun, W.-C. Lee, D. M. Barker, and E. Lim, 2007: An Approach of Radar Reflectivity Data Assimilation and Its Assessment with the Inland QPF of Typhoon Rusa (2002) at Land fall. *J. Appl. Meteor.* Climat. , 46, 14-22.
- Xiao, Q., J. Sun, W. C. Lee, Y. H. Kuo, D. M. Barker, E. Lim, D. J. Won, M. S. Lee, W. J. Lee, J. Y. Cho, D. K. Lee, and H. S. Lee, 2008: Doppler radar data assimilation in KMA's operational forecasting. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **89**,39-43.
- Zhao, Q., and Y. Jin, 2008: High-resolution radar data assimilation for hurricane Isabel (2003) at landfall. Bull. Amer. Meteor. Soc., 89, 1355-1372.

# 雷達資料同化於極短期定量降雨預報之研究

### 林忠義 劉嘉騏

台灣颱風洪水研究中心

### 摘 要

極短期定量降雨預報(0-6小時)為台灣防災領域中相當重要的一項條件,目 前數值天氣預報模式所提供較為可靠的降雨預報結果為24小時或72小時累積 雨量值,0-6小時的定量降雨預報結果仍屬發展中的階段。氣象雷達觀測具有 高時空解析度的優點,若能透過資料同化的方法,將其快速地同化進數值模式 中以改進模式的初始場,對於模式預報結果應該有不錯的改善。

本中心利用氣象局五分山、花蓮、七股以及墾丁,四顆作業化雷達資料, 透過WRF模式中的3DVAR資料同化模組,將雷達徑向風及回波資料同化進模 式中,研究其對於模式初始場的改進,並透過模式預報結果,評估其在極短期 定量降雨預報的表現。初步研究以2009年莫拉克颱風為例,模式初始場中的颱 風強度經過雷達資料的調整後有增強的趨勢,中心位置經過雷達徑向風場修正 後也較接近真實觀測颱風中心。在連續幾個6小時的累積降雨預報結果中顯示, 模式預報的累積降雨和實際觀測之累積降雨不論是在數值或是在降雨分佈方 面皆相當接近,表示雷達資料同化有能力改進極短期定量降雨預報。

關鍵字:雷達資料同化、極短期定量降雨預報

## 一、前言

極短期定量降雨預報(0-6小時)為防救災科技中 相當重要的一環,於土石流造成的大規模崩塌預警系 統中為重要的輸入條件,而目前0-6小時定量降雨預 報的方式主要為利用即時觀測資料來預估未來極短時 的降雨量,但使用觀測資料推估降雨的方法可能有預 警時間不足的問題,一般較可信的時間只有未來1-2 小時,無法替防救災作業爭取較長的反應時間。數值 天氣模式(NWP)的快速發展使得天氣預報的準確度在 近年來的成長幅度提高許多,除了模式本身的改進之 外,透過資料同化技術及大量的觀測資料,例如:探 空、地面測站以及 GPS 衛星等等來修正模式初始場, 也提供了模式預報結果的改善,對於颱風路徑的預估, 以及未來 24 或 72 小時的累積雨量預報方面皆有明顯 的進步。然而由於觀測資料需要傳輸時間,加上模式 需要的運算時間,預報結果產生的時間約為預報起始 時間6小時之後,因此0-6小時之間的極短期預報仍 為目前極需發展的一個課題。

氣象雷達具有高時間、空間解析度的優勢,可提 供即時降雨強度的估計,相對於雨量站僅為點的降雨 資料,雷達回波觀測可以提供接近三維的雨量空間分 佈資訊,利用資料同化技術,將雷達觀測資料同化進 數值模式中以改進模式初始場,可提供較佳的模式預 報結果,由於雷達資料的即時性,有機會改進0-6小 時的極短期定量降雨預報,因此近年來已有許多雷達 資料同化技術的相關研究正在發展中。

本研究利用氣象局五分山、花蓮、七股以及墾丁 四顆作業化雷達觀測資料配合 WRF 模式的三維資料 同化模組將雷達徑向風及回波資料同化進模式中,透 過 WRF 模式進行 24 小時的預報,評估其對極短期定 量降雨預報的影響。

# 二、模式及資料介紹

本研究使用的數值天氣預報模式為美國大氣研究 中心(National Center for Atmospheric Research, NCAR) 所發展的 WRF 模式,採用三層巢狀網格,水平解析

187

度分別為 45、15 及 5 公里, 垂直有 45 層, 配合 WRF 3DVAR 的資料同化模組, 將可取得的觀測資料皆放 進模式中進行初始場的修正。模式的初始場使用 NCEP 的全球模式,其資料為每六小時一筆,包含一 筆初始時間的分析場及往後 72 小時的預報場。

本研究的資料同化策略選用 Cold start 方法, Cold start 法為在模式起始時間即把所有觀測資料皆同化進模式中,接著便開始模式的預報演算,其優點為直接同化最接近的一筆觀測資料可將最新的觀測資訊傳遞 至模式的初始場中,然而其缺點為,若模式初始場與 觀測資料差異較大,則在進行調整的時候可能無法得 到最佳的初始場。

另外,為了模擬得到真實情況下之極短期定量降 雨預報結果,本研究採用了兩種預報方式,分別比較 其0-6小時累積降雨的表現,方法一為在預報起始時 間直接同化雷達資料,不使用其他傳統觀測資料,而 模式所需之初始場,則由 NCEP 前六小時的預報場提 供,模式演算流程如圖1所示,其可預報時間為3-24 小時。



圖 1 方法一模擬真實情況之資料同化演算流程圖

方法二為使用雷達資料,加上其他觀測資料一起 進行資料同化的分析,初始場為 NCEP 全球模式於該 預報起始時間之分析場,由於傳統觀測資料及 NCEP 初始場皆需要傳輸時間,故此方法可預報時間為 6-24 小時,其演算流程示意圖如圖 2 所示。



圖 2 方法二模擬真實情況之資料同化演算流程圖

# 三、案例分析

本研究的案例為莫拉克颱風個案,莫拉克颱風於 2009 年 8 月侵襲台灣,造成重大災情,包括高雄縣旗 山鄉小林村被滅村等等,計有 673 人死亡,26 人失蹤, 農損逾 195 億元。莫拉克颱風行進路徑如圖 3 所示。



由於雷達觀測有限範圍約為200公里,故可進行 資料同化的時間必須為雷達靠近台灣時才能使用,本 研究選定的預報起始時間為2009年8月7日12時 (UTC),同時同化雷達徑向風及回波資料,預報時間 長度為24小時。首先不考慮模擬真實預報條件之結果, 僅比較有與無資料同化的差異,如圖4所示,圖4為 沒有經過任何資料同化的模式預報6小時累積雨量, 與同時間的觀測累積雨量相比,可發現模式預報雨量, 與同時間的觀測累積雨量相比,可發現模式預報雨量, 後的6小時累積雨量預報,圖中顯示,僅同化雷達資 料之模預報降雨,即有明顯增加,與實際觀測累積雨 量相當接近,表示雷達資料同化有能力改進定量降雨



圖 4 無資料同化模式預報 6 小時累積降雨 (左圖)與 真實觀測降雨量 (右圖)之比較



圖 5 僅同化雷達資料之模式預報 6 小時累積降雨(左 圖)與真實觀測降雨量(右圖)之比較

接著考慮上小節之兩種模擬真實條件下之資料同 化流程,方法一及方法二的預報回波與真實回波比較 如圖 6 及圖 7 所示,圖中顯示不論方法一或二,在高 雄或屏東地區的預報回波和真實觀測回波較接近,而 台南嘉義一帶的預報回波則明顯較弱。在6小時累積 雨量方面,如圖8及圖9所示,兩個方法的降雨預報 皆與真實觀測相近,顯示兩種方法皆可有效得到降雨 預報的資訊。另外,此兩方法之預兆得分(Threat Score, TS)和公正預兆得階(Equitable Threat Score, ETS) 值如表1所示,門檻值分別採用6小時累積雨量達20、 35、50 及 80mm 做比較,由表中可看出方法二的表現 稍優於方法一,其 ETS 在四個不同門檻值皆有 0.3 以 上,表示採用所有觀測資料的同化效果仍優於僅使用 雷達觀測資料,但在真實情況下若要同化所有觀測資 料則必須等待資料傳輸時間,可預報的時間會往後延 6小時左右,但由上面結果顯示其結果表現仍不差, 故將來可考慮使用此種資料同化策略以得到所需時間

的極短期定量降雨預報。



圖 6 方法一連續三小時預報回波值(上排)與觀測回 波(下排)之比較



圖 7 方法二連續三小時預報回波值(上排)與觀測回 波(下排)之比較



圖 8 方法一模式預報 6 小時累積降雨 (左圖)與真實 觀測降雨量 (右圖)之比較





以上述方法二分別預報往後的幾個時間,預報起 始時間為8月7日18時及8月8日0時的結果,如圖 10和圖11所示,預報結果和真實觀測雨量相近,圖 12為兩種方法在不同預報起始時間之預兆得分的表 現,其中NoDA表示皆無同化任何資料的實驗,圖中 可看出此案例中,方法二不論在不同門檻值或是不同 預報時間下表現皆優於方法一及NoDA,結果顯示雷 達資料同化相較於完全沒有資料同化的條件下,可以 有效的改進定量降雨預報結果。



圖 10 方法二模式預報 6 小時累積降雨 (左圖)與真 實觀測降雨量 (右圖)之比較, 8 月 7 日 18 時



圖 11 方法二模式預報 6 小時累積降雨 (左圖)與真 實觀測降雨量 (右圖)之比較, 8 月 8 日 0 時



圖 12 不同預報方法在不同時間及不同門檻值之下的 預兆得分比較圖

|--|

公正JQ20时月(E15)农							
6hr accumulated		20	30	50	80		
rainfall		mm/6hr	mm/6hr	mm/6hr	mm/6hr		
Method1	TS	0.56	0.45	0.40	0.28		
	ETS	0.31	0.26	0.25	0.19		
Method2	TS	0.66	0.62	0.57	0.45		
	ETS	0.36	0.40	0.39	0.32		

四、結論

本研究顯示雷達資料同化有助於改善短期定量降

雨預報,在莫拉克颱風的案例中,使用雷達資料的模 式預報結果比沒有使用雷達資料的結果改進很多,在 同一個颱風案例中的不同預報時間表現皆不錯,未來 將進一步分析其他颱風案例,在不同條件下雷達資料 同化的預報能力,例如颱風有無登陸,或是在登陸前 和登陸後的反應等等。本研究也會繼續分析其他資料 同化策略對於極短期定量降雨預報的表現,嘗試使用 Partial cycling 的方式,或是 EnKF 及 4DVAR 等等方 法來得到較佳且穩定的預報結果。未來台灣會增加幾 顆作業化雷達,本研究也會持續研究把更多雷達觀測 資料放到模式中是否能更有效改進預報結果,或是必 須在過多的資料中做取捨,另外,本中心將於民國 102 年購置一顆可移動式雷達,屆時該雷達資料的運用也 將是本中心一個重要的工作項目之一。

## 五、參考文獻

- Xiao, Q., Y.-H. Kuo, J. Sun, W.-C. Lee, E. Lim, Y.-R. Guo, and D. M. Barker, 2005: Assimilation of Doppler radar observations with a regional 3DVAR system: Impact of Doppler velocities on forecasts of a heavy rainfall case. *J. Appl. Meteor.*, 44, 768–788.
- Xiao, Q., Y.-H. Kuo, J. Sun, W.-C. Lee, D. M. Barker, and E. Lim, 2007: An approach of Doppler reflectivity assimilation and its assessment with the inland QPF of Typhoon Rusa (2002) at landfall. *J.Appl. Meteor. Climatol.*, 46, 14–22.
- Soichiro Sugimoto, N. Andrew Crook, Juanzhen Sun, Qingnong Xiao, Dale M. Barker, 2009: An examination of WRF 3DVAR radar data assimilation on its capability in retrieving unobserved variables and forecasting precipitation through observing system simulation experiments. *Monthly Weather Review.*, 137, 4011–4029.

# 台灣地區定量降雨系集預報技術

陳嬿竹<sup>1</sup> 張龍耀<sup>1</sup> 蕭玲鳳<sup>1</sup> 江宙君<sup>1</sup> 蔡金成<sup>1</sup> 王潔如<sup>1</sup> 鳳雷<sup>1</sup> 李清勝<sup>1,2</sup> 郭鴻基<sup>1,2</sup> 楊明仁<sup>1,3</sup> 黃清禹<sup>1,3</sup>

> 財團法人國家實驗研究院 台灣颱風洪水研究中心<sup>1</sup> 台灣大學大氣科學系<sup>2</sup> 中央大學大氣科學系<sup>3</sup>

### 摘要

台灣年平均雨量約2,500毫米,但降雨之時空分布極不均匀,如山區之年雨量常高達3,000-5,000毫 米。每逢颱風或豪雨來襲,常引發土石流和崩塌等坡地災害。而由山區匯集而下之洪流,亦易造成下游 地區嚴重水患。因颱風、洪水導致之災害,造成人民生命財產之嚴重損失,因此定量降雨預報技術的發 展是刻不容緩。由於數值天氣模式預報有其極限,加以對流系統有其隨機特性,單一模式預報皆有其不 確定性,無法完全正確預報實際的天氣狀況。本研究將透過分析與研究,選取最佳化之模式組合,發展 定量降雨系集預報技術,以降低預報之不確定性。

關鍵字:定量降雨預報、系集預報

### 一、前言

台灣位於歐亞大陸與太平洋交界之季風區, 每年5~6月有梅雨,7~10月則有颱風;年平均雨量 約2,500毫米,但降雨之時空分布極不均匀,如山 區之年雨量常高達3,000~5,000毫米。每逢颱風或 豪雨來襲,常引發土石流和崩塌等坡地災害。而 由山區匯集而下之洪流,亦易造成下游地區嚴重 水患。因颱風、洪水導致之災害,在台灣地區幾 乎每年都會發生,造成人民生命財產之嚴重損失。 因此準確的定量降雨預報技術和災害模擬能力, 是颱洪減災的重要環節。目前台灣的颱風預報和 颱洪災害預警能力已達國際水準,但因台灣地形 複雜目地質不佳、河流短促目坡陡流急,加上降 雨過程之複雜與隨機特性, 颱洪災害預警能力仍 有相當提升空間,尤其是局部地區之定量降雨預 報,民國98年8月之莫拉克風災更再次驗證其重要 恈。

台灣颱風洪水研究中心於民國99年起進行 「颱風定量降雨數值模式系集預報實驗」,其目 的在研發測試定量降雨預報技術並增加災防單位 應變作業時可參考之資訊,協助提升災害防救效 能。本實驗結合學研界(台灣大學、中央大學、 台灣師範大學及文化大學)與作業單位(中央氣 象局)之研發能量,借重國家高速網路與計算中 心的計算資源及國家災害防救科技中心的實務經 驗;於颱風季提供每日4次即時高解析度(5公里) 台灣地區天氣狀況,並利用系集統計方法與機率 預報概念,分析颱風路徑、侵襲機率、定量降雨 預估與雨量空間分布,並提供致災性雨量的機率 預報。

### 二、定量降雨系集預報實驗

由於數值天氣模式預報有其極限,加以大氣 的隨機特性,單一模式預報皆有其一定程度之不 確定性,無法完全正確預報實際的天氣狀況。因

192

此,需透過分析與研究,選取最佳化之模式組合, 發展系集預報技術,以降低大氣預報之不確定性。 由於氣象預報本身有其區域性特徵與不確定性, 無法直接移植國外之研究成果,需透過大量之分 析研究,歸納最適用於台灣地區複雜地形之模式 設定。國內學研界亦曾使用MM5與WRF模式模擬 侵台颱風,進行物理參數的系集模擬實驗,結果 顯示選擇適合的物理參數法可模擬出較佳的颱風 路徑及降雨分佈。此外,更進一步使用不同物理 參數法組合,針對個案進行定量降水預報校驗, 評估WRF模式降水預報能力,並找出適合台灣地 區及華南地區梅雨季降水模擬的最佳物理組合。

颱洪中心自民國99年參與預報實驗之20個系 集成員,主要依初始場、積雲、微物理、邊界層 參數化以及不同模式而設計;100年持續改進定量 降雨數值模式系集預報技術,並針對99年之實驗 結果,進行個別模式分析和所有系集成員的綜合 分析,重新調整20組系集成員之設計如表1所示, 成員設定除了維持初始場分析方法擾動(包含 cold start與partial cycle)與資料同化策略不同外, 系集成員中仍保有積雲參數化擾動;維持積雲參 數化擾動乃因99年實驗結果在物理參數化(積雲 參數、微物理與邊界層)進行擾動時,以積雲參 數化的擾動在現有模式設計下較能產生颱風路徑 之差異性。此外,本年度系集成員仍維持多模式, 包括WRFV3.1.1、WRFV2.1、MM5與CrESS模式。 期望藉由20組系集成員的差異,能掌握隨機降雨 過程的統計特性,提高對侵台颱風降雨的掌握能 力。

### 三、颱風路徑校驗

統計100年太平洋海域形成的21個颱風路徑 預報誤差, 系集成員平均路徑之預報誤差, 優於 美國海軍之數值模式預報(圖1)。進一步計算全 年度20個颱風各成員路徑預報達前5名之次數統 計,分別針對預報第24、48與72小時之結果進行 統計。結果顯示各成員與平均值接近(圖略), 表示各成員路徑預報表現平均並無極端偏離系集 平均之成員。 分析100年侵襲台灣地區之南瑪都颱風 (Nanmadol)之預報路徑誤差(圖2a),結果顯 示系集平均之路徑誤差於24小時約為100公里,72 小時則為400公里。主要原因為在南瑪都生命期初 期環境變化較難掌握,若分析誤差隨時間變化可 發現(圖2b),72小時路徑誤差從生命初期的 500-600公里到後期降低為200-300公里。

此外,進一步分析系集成員發散度與系集平 均誤差之比較顯示,系集成員發散度與系集平均 誤差在預報第24小時(圖3a)較為相近,表示系 集成員發散度足夠。預報第48小時(圖3b)與第 72小時(圖略)的系集成員發散度則多小於系集 平均誤差,亦即系集成員在預報後期出現發散度 不足之現象。研究顯示,區域模式在36小時前預 報結果主要受到初始分析場的影響,而36小時後 則由模式邊界條件影響。對照100年的實驗結果, 由於實驗成員的邊界條件多來自NCEP GFS,僅有 一組由中央氣象局全球模式(CWB GFS)提供, 因而造成系集成員預報後期之發散度明顯不足。 未來將致力於利用邊界條件的擾動或使用更多全 球模式的方式產生多組不同之邊界條件,期望能 改善36小時後系集預報成員的發散度,並提升颱 風路徑預報之能力。

### 四、雨量校驗

上述路徑校驗結果顯示,利用系集技術可有 效改進颱風路徑預報誤差,較各國官方數值模式 預報結果為佳。但由於颱風影響台灣地區最主要 的致災因子為短時間內之劇烈降雨,與美國以風 力為主要災害之狀況不同;為提供災防單位高時 空解析度之定量降雨預報,本實驗領先全球,發 展適合台灣地區定量降雨預報之系集技術,針對 台灣地區提供空間解析度5公里之定量降雨預 報。

南瑪都颱風8月30日(LST)之系集平均雨量 顯示(圖4),系集平均可掌握中南部之強降水特 性,惟中北部所估計之降雨有略微偏高現象。從 三天累積雨量分析比對中(圖5)可明顯發現於系
集模式於台灣東側預報有顯著降水,且幾乎所有模式均有此現象,明顯為雨量高估。

分析南瑪都颱風針對不同降雨門檻值之校驗 得分之結果(表2)顯示,於預報第一日且降雨門 檻值為130毫米(日雨量達豪雨標準)之TS值高達 有0.51,門檻值為200毫米(日雨量達大豪雨標準) 之TS亦高達0.34。顯示系集平均對於此颱風降雨 預報有不錯表現。而系集預報第二日之結果則分 別降為0.33與0.16,顯示系集模式對於預報25小時 後之雨量掌握較差。而從誤差分析(BS)顯示, 系集模式於預報前兩日均有雨量高估的現象,進 一步分析BS隨預報初始時間變化(圖略),結果 顯示於預報時間8月28日0600 UTC開始出現顯著 雨量高估現象。

綜合100年四個侵台颱風(桑達颱風、米雷颱 風、南瑪都颱風與奈格颱風,共32組實驗)雨量 預報表現呈現於表3,平均而言,本年度130毫米 (日雨量達豪雨標準)之TS分數高達0.44,ETS 亦有0.41,BS值為0.83,此結果顯示系集模式僅 略微低估降雨。而誤報率與可偵測率值亦分別為 0.33與0.56,顯示系集模式誤報率不高,可偵測率 則仍有待提升。上述結果相較於各國校驗表現均 為佳,顯示系集模式對於颱風雨量預報有良好掌 握。

若進一步比較不同颱風之差異,結果顯示對 於累積雨量較高的颱風,如南瑪都與奈格,整體 雨量預報校驗得分均較高,而在累積雨量較少的 颱風,如桑達與米雷颱風,與上述兩颱風相比時, 於相同雨量門檻值之分數明顯較低,但實際分析 累積雨量分布顯示,桑達與米雷颱風於雨量預報 有較大的分散度,反之南瑪都與奈格颱風各系集 成員雨量預報相似度較高。未來分析此校驗得分 結果時仍須謹慎使用,以避免錯誤分析其所代表 之資訊。綜合上述結果顯示,系集預報技術對於 颱風造成的台灣地區定量降雨有一定的掌握能力, 但仍須加強數值模式對於中尺度對流系統的模擬 能力。

### 五、結論

現今國際各主要數值天氣預報中心(如:歐 洲氣象中心、美國國家環境預報中心、日本氣象 廳等)均極力發展系集模式預報系統。過去傳統 數值天氣預報為單一模式預報,此種決定性預報 無法完全掌握預報過程中之不確定性,尤其是對 流系統常具有相當高的隨機特性。系集模式預報 係利用多組系集模式成員進行預報,透過大量研 究設計最佳的系集組合、以量化呈現模式的不確 定性,並進而掌握對流的統計特性,提供各類機 率預報之產品。然而,先進國家作業中心雖能預 報西北太平洋之颱風路徑,但卻無法提供台灣地 區高時空解析度之定量降雨預報。颱洪中心自民 國99年度起即結合學研界與作業單位之研發能量, 配合國內颱洪災防預警應變需求,發展適合台灣 地區複雜地形之高解析度颱風定量降雨數值模式 系集預報技術。民國99與100年颱風路徑預報校驗 結果與國際各主要數值天氣預報中心並駕齊驅, 且本實驗所特有的雨量系集預報資訊之校驗結果 亦於水準之上,顯示此颱風定量降雨數值模式系 集預報技術已有一定參考價值。

### 六、參考文獻

- Hsiao, L. F., and Coauthors, 2012:
  - Convection-allowing ensemble forecasting of typhoon rainfalls over the mountainous watersheds in Taiwan. (submitted to Journal of Hydrology)
- Lee, C.-S., 2011: Research Highlights of the Taiwan Typhoon and Flood Research Institute. 2011 APEC Typhoon Symposium, Taipei, Taiwan.
- Yang, M.-J., H.-C. Kuo, C.-S. Lee, L.-F. Hsiao,
  L.-Y. Chang, C.-J. Wang, C.-C. Tsai, 2011:
  TTFRI Ensemble Experiment for Typhoon
  Quantitatively Precipitation Forecast in 2010,
  2011 International Workshop on Typhoon and
  Flood, Taipei, Taiwan.

### 表1、100年系集成員設計表

± ± ± ± ± ± ± ± ± ± ± ± ± ±	編號	代碼	單位	資料同化	分析方法	Bogus	模式物理過程				₽4≞
杆柏							CuP	MPS	PBL	LSM	的五
初始場	MEM	10	CWB M00	partial cycle	3DVAR+CV3	CWB bogus	KF	Goddard	YSU	Noah	
	MEM	12	CWB M02	partial cycle	3DVAR+CV3	CWB bogus	KF	Goddard	YSU	Noah	BC from CWB GFS
	MEM	04	TTFRI	partial cycle	3DVAR+CV5	CWB bogus	KF	Goddard	YSU	Noah	
	MEM	13		cold start	3DVAR+CV3	CWB bogus	KF	Goddard	YSU	Noah	
	MEM	14		cold start	3DVAR+CV5	CWB bogus	KF	Goddard	YSU	Noah	
	MEM	15		cold start	3DVAR+CV5	CWB bogus	KF	Goddard	YSU	Noah	Two way
	MEM	05	TTFRI	partial cycle	3DVAR+CV5+OL	CWB bogus	KF	Goddard	YSU	Noah	Two way
	MEM	11	CWB M01	partial cycle	3DVAR+CV5+OL	CWB bogus	KF	Goddard	YSU	Noah	OL: outer loop
	MEM	01	TTFRI	partial cycle	3DVAR+CV5+OL	CWB bogus	GD	Goddard	YSU	Noah	
	MEM	02	TTFRI	partial cycle	3DVAR+CV5+OL	CWB bogus	G3	Goddard	YSU	Noah	
積	MEM	03	TTFRI	partial cycle	3DVAR+CV5+OL	CWB bogus	BMJ	Goddard	YSU	Noah	
蕓	MEM	06		cold start	3DVAR+CV5+OL	CWB bogus	KF	Goddard	YSU	Noah	
	MEM	07		cold start	3DVAR+CV5+OL	CWB bogus	GD	Goddard	YSU	Noah	
	MEM	08		cold start	3DVAR+CV5+OL	CWB bogus	G3	Goddard	YSU	Noah	
	MEM	09		cold start	3DVAR+CV5+OL	CWB bogus	BMJ	Goddard	YSU	Noah	
	MEM	16									CreSS(5km)
其 他 模	MEM	17									CreSS(2.5km)
	MEM	18	NCDR	NODA			KF	WSM5	YSU		e_vert=28; d03 Cu.; Two way; thermal diffusion
Ц	MEM	19	TTFRI	NODA			Grell	graupel	MRF		MM5
	MEM	20	TTFRI	4DVAR		4DVAR BDA	Grell	graupel	MRF		MM5

表2、南瑪都颱風預報針對不同降雨門檻值之校驗得分。

(mm)	預報時段	50	130	200	350
	0∼24hr	0.54	0.51	0.34	0.06
TS	25~48hr	0.43	0.33	0.16	0.00
	49~72hr	0.36	0.12	0.04	0.00
	0∼24hr	1.45	1.13	1.18	1.28
BS	25~48hr	1.42	0.83	0.66	0.64
	49~72hr	1.33	0.68	0.50	0.17
	0∼24hr	0.41	0.36	0.53	0.89
FAR	25~48hr	0.48	0.46	0.65	1.00
	49~72hr	0.54	0.74	0.87	1.00
	0∼24hr	0.86	0.72	0.56	0.14
POD	25~48hr	0.73	0.45	0.23	0.00
	49~72hr	0.62	0.18	0.06	0.00
	0∼24hr	0.43	0.48	0.33	0.06
ETS	25~48hr	0.32	0.29	0.15	0.00
	49~72hr	0.26	0.09	0.04	0.00

表3、100年四個降雨顯著之颱風整體預報針對不同降雨門檻值之校驗得分。

(mm)	50	130	200	350	
TS	0.50	0.44	0.33	0.08	
BS	1.02	0.83	0.83	0.56	
FAR	0.34	0.33	0.46	0.80	
POD	0.67	0.56	0.45	0.11	
ETS	0.41	0.41	0.32	0.08	



圖1、100年21個西北太平洋颱風,系集成員(灰線)、系集平均(黑線)及美國海軍數值模式(點線) 之平均路徑預報誤差比較。



圖2、2011年南瑪都颱風(a)路徑誤差圖;黑色線為系集平均結果,其餘色系為各系集成員結果。(b) 路徑 誤差隨預報時間變化。



圖3、2011年南瑪都颱風(100年08/23 12UTC – 08/30 18UTC), 系集成員發散度與系集平均誤差之比較, (a)預報第24小時、(b)預報第48小時。



圖4、南瑪都颱風系集成員(M01~M20)、系集平均(MEAN)與觀測(OBS)日雨量圖(8月29日1600 UTC~8月30日1600 UTC)。預報初始時間為:1200 UTC 29 Aug.。



圖5、南瑪都颱風系集成員(M01~M20)、系集平均(MEAN)與觀測(OBS)累積雨量圖(8月27日1200 UTC~8月30日1200 UTC)。預報初始時間為:1200 UTC 27 Aug.。

### 模式地形重建對颱風降雨模擬之影響

林欣弘<sup>1</sup> 林沛練<sup>1,2</sup> 于宜强<sup>1</sup> 國家災害防救科技中心<sup>1</sup> 國立中央大學大氣科學系<sup>2</sup>

### 摘要

台灣陡峭的地形在數值模擬或預報中常會主導或影響天氣系統的發展、消散和移動的 歷程,因此前人研究多會針對模式地形進行敏感度實驗,藉由提高、降低地形高度或者移 除模式中台灣的地形,來了解台灣地形對天氣系統的影響與扮演的角色。然而模式網格解 析度往往會侷限實際地形在模式中的真實呈現狀況,因此為了提升模式中地形真實樣貌, 則需提高模式網格解析度才能獲得與真實地貌較接近的模式網格地形資料,但也因提昇模 式網格解析度,也會導致模式運算資源的急速增加。

本研究使用NASA SRTM(Shuttle Radar Topographic Mission) 3秒(約90公尺)地形資料重 建WRF(Weather Research and Forecasting model)模式於網格解析度5公里的地形分布。藉由 地形重建的過程了解WRF模式在一般網格解析度下內插而成的地形分布與實際的差異。並 探討在不同地形解析度(5分和30秒)經由WPS(WRF Preprocessing System)處理成網格解析度 5公里的模式地形與地形重建後的模式地形對台灣降雨的影響。

關鍵字:NASA SRTM、模式地形

### 一、前言

由於台灣狹小的土地面積上有著極其複雜的地 形,再加上山勢地形陡峭、高低起伏非常的大,因 此影響著台灣降雨的分布以及雨量的多寡。為改進 數値天氣模式在台灣降水的準確度,許多學者會針 對台灣的地形效應與天氣系統發展及降雨發生原因 進行影響研究,利用地形敏感度實驗方式,調高或 降低模式地形高度來進行地形效應的探討。Jain和 Wu(2008)即針對2005年海棠颱風登陸前路徑打轉進 行地形影響研究,亦透過降低地形的敏感度實驗討 論地形作用的效應。Wu et al.(2009)則針對1998年芭 比絲颱風與東北季風交互作用的研究,結果顯示降 雨預測的主要影響因素之一為中央山脈的地形效 應,而在移除地形的敏感度實驗中,因為少了地形 對於颱風環流抬升的作用,使得降雨分布不全不同。

然而在數値天氣模式中,模式網格解析度往往 會侷限實際地形在模式中的真實呈現樣貌,因此為 了提升模式中地形解析能力,往往會透過提高模式 網格解析度的方法來獲得更細緻的模式地形分布特 徵。但也因爲提高了模式網格解析度,而導致數値 模式需要耗費更多的電腦運算資源,或者花費更多 的電腦運算時間才能獲得同樣的預報時間產品。但 是對於需要即時預報的作業單位,提高模式解析度 反而會降低數値預報的即時性,尤其是採用系集預 報方法的數値預報系統,更需要耗費大量的電腦運 算資源。因此透過模式地形重建的方式,在不增加 電腦運算資源下,又可以改進模式地形的解析能力 的方法之下,對台灣降雨的預報應會有效的改進其 預報能力。

WRF(Weather Research and Forecasting model) 數值模式中所使用的地形資料為美國USGS(U.S. Geological Survey)所製作,內建地型資料最高解析度 為經緯度30秒的地形資料,在台灣所處緯度相當於 約900公尺左右的水平空間間隔。而在WRF製作成所 使用的網格區域與網格解析度時,使用WPS(WRF Preprocessing System)進行內插至所需網格解析度的 動作。然而此經過WPS內插而成的模式網格地形與 真實地形差異多寡鮮少有研究仔細探討,而所用的 網格地形對WRF模式預報上是否能完整表現出真實 的地形效應仍有待仔細驗證。目前全球各國已經有 技術能力產製更高解析度的全球地形高度資料,有 效的使用高解析度地形資料來改進模式地形也是一 種改進數值天氣預報的方法,這對於台灣這種複雜 鈄俏的地勢而言尤其重要。

因此本研究針對模式地形地勢的解析能力進行 分析,以及利用高解析度地形資料重建模式網格地 形高度,並針對WRF模式中原始地形解析度另外設 計兩組地形高度不同的實驗,進行降雨模擬影響研 究。模擬研究則挑選兩種不同型態的天氣系統進行 降雨模擬,這兩個個案分別是2011年12月1日的局部 性的地形降雨個案,以及強降雨且降雨時間延時長 的2009年侵台莫拉克颱風個案。

### 二、研究方法

本研究主要目的是使用較高解析度的地形資料 並重新分析模式網格點上的地形高度並取代原經由 WPS處理而得的網格地形資料。在此所使用的高解 析度的全球地形資料為NASA SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission)的3秒解析度資料,相當於90 公尺的資料空間間距。

爲比較不同模式地形高度的差異性,實驗中設計了低地形高度、標準地形高度與地形高度重建三個部分,針對WRF模式三層巢狀網格的地形高度設計如下所示:

- T1:低地形高度實驗,全球地形資料採用低於模式 網格解析度的資料進行內插,模式三層網格地形 分別採用10分、10分及5分的全球地形高度經由 WPS內插而成,因此內插出來的地形會較低且 較平滑。
- T2:標準地形高度實驗,全球地形資料採用高於模 式網格間距的資料進行內插,三層網格地形分別 採用10分、2分及30秒的全球地形高度資料,並 經由WPS內插而得。
- T3:地形高度重建實驗,僅最內層網格地形高度使用SRTM 3秒地形資料重建,而外面兩層仍使用與T2相同的設定與資料內插而得。

本研究共挑選了兩個個案,第一個個案為2011 年12月01日東北海岸的小尺度強降雨個案,第二個 個案為2009年的莫拉克颱風。

2011年12月1日的強降雨個案是盛行東北季風 下在北台灣發生的較強降雨事件,尤其主要的強降 雨發生在台灣東北角地區。模擬實驗僅選用2012年 11月30日12 Z的初始時間的模擬結果進行不同地形 的模擬測試。

另外,2009年侵台的莫拉克颱風個案,則進行 多次冷啓動(cold start)的模擬實驗,在颱風經歷前後 的2009/08/05至2009/08/10為模擬的初始場時段,每 天00Z、06Z、12Z與18Z進行72小時的模擬,共進行 21場模擬。

模式設定方面,初始場與邊界場使用NCEP 0.5° 的全球分析場資料,使用三層槽狀網格,網格解析 度分別為45、15及5公里,垂直分層共28層,涵蓋範 圍如圖一所示。其中模式所使用的物理參數化分別 為:WSM 5-class scheme微物理參數化、YSU scheme 邊界層參數化、Kain-Fritsch scheme積雲參數化與 thermal diffusion scheme土壤參數化。



圖一、WRF三層巢狀網格範圍。

### 三、結果與討論

(一)、模式地形高度分析

研究中所使用的模式最內層5公里網格地形高度空間 分布分別:低地形實驗T1為圖二(a)、標準地形實驗爲圖 二(b)及重建地形實驗爲圖二(c),圖二(d)爲SRTM 3秒 的地形高度圖。



圖二、(a) 5分地形經WPS內插至5公里網格點、(b) 30秒地形經WPS 內插至5公里網格點、(c) SRTM 3秒地形內插至5公里網格 點、與(d) SRTM 3秒地形分布。

在三個實驗地形的最高海拔高度分別為T1的2818公 尺、T2的2972公尺與T3的3338公尺,而SRTM 3秒地形 高度最高為3917公尺,因此地形重建之後的最高地形最為 接近實際最高高度,且比T2高出366公尺。從空間分布比 較,在同樣5公里網格解析度上,T1的地形空間分布最為平 滑,地勢也最低,但大致的地勢與T2類似。相較之下,地 形重建之後的T3地形特徵有較多小尺度的空間分布特性, 以東部海岸山脈爲例,T3的海岸山脈地形在沿岸處有較高 的南北走向的山脊分布,也可明顯區分出花東縱谷,但在 T1與T2中,高度高於500公尺的分布僅有一小區塊,因此 較難判別出山脈與縱谷的特性。整體而言,重建之後的T3 地形在2500公尺(紅色色階)以上的區域最多,空間分布的 細緻度也最接近SRTM 3秒的地形特徵。若從海岸山脈最高 點緯度處的東西向地形剖面(圖三)來看,T1(圖3a)地形上 並無明顯的山谷地貌,因此無法解析出花東縱谷,而T2(圖 3b) 可以解析出花東縱谷的山谷地形,但相較於T3(圖 3c),T2縱谷地勢較爲平緩,T3則較爲陡峭。以此地形剖 面涵蓋空間而言,T1僅將解析出中央山脈的高點,T2則可 反應出中央山脈與海岸山脈的兩個高點。而T3則可以解析 出除了中央山脈與海岸山脈之外兩座山,但相較於SRTM 3 秒地形,則更小空間尺度的山稜則無法解析出來。



圖三、緯度23.15°東西向地形高度剖面, (a) T1、(b) T2、(c) T3 與(d) SRTM 3秒地形高度。

### (二)、降雨模擬結果

2011/12/01的降水個案主要發生在北台灣的台北市、新 北市、基隆市與宜蘭縣,而最大的降雨區發生在北海岸東北 角的迎風面。從各組實驗的模擬24小時累積雨量與觀測累積 雨量圖比較圖四),圖四a、b、c分別為T1、T2與T3的模擬 結果,圖四d則為觀測累積雨量。模擬結果顯示,低地形高 度T1的大雨發生在新北市山區與宜蘭縣南面的迎風面山 區,而東北角實際的大雨區則明顯低估。而標準地形組T2 模擬結果,有改善宜蘭的過度預報降雨的情形,北海岸的降 雨強度也稍微提升的一點,但在新北市南側的降雨雖然強度 稍微減弱,不過仍然是比實際雨量多。在T3地形重建組的 結果中,原本在新北市南側與宜蘭降雨高報的地區有較為明 顯的改善,而在北海岸的主要大雨區域,T3雖然比T1與T2 的降雨稍強,但與實際雨量相比,仍低估許多。因此,對此 個案而言,地形高度差異並不是北海岸的強降雨預擀防了壞的 主要原因,可能受到模式物理或者環境易模擬差異所影響, 但整體而言,地形高度的修正仍改善了北部降雨的整體降雨 特性分布狀況。



圖四、(a) T1、(b) T2、(c) T3 實驗模擬2011/12/01一整天24小時累積 雨量、與(d) 實際累積雨量分布。



圖五、(a)預報6-30小時、(b)預報06-18小時之ETS降雨預報得分。直 條圖分別為各門檻值的ETS得分,折線圖為實際雨量發生次 數。

由全台降雨的預報得分ETS比較(圖五),在24小時的預 報得分結果(圖五a),即模式模擬的第6至30小時的累積雨量 的預報得分,地形重建T3組的結果在降雨門整值20-40mm 的ETS有較好的得分,但小於15mm與大於45mm的預報得 分,T3反而沒有改善,結果最好的是T2模擬。若從預報6-18 小時的12小時累積雨量ETS得分比較來看,因為12小時的累 積雨量較24小時少,因此T3降雨預報改善的鬥檻值落在 15-35 mm,,且改善幅度也較明顯,相對而言,在高於40 mm 的降雨門檻值T2的得分也明顯高於T1與T2,不過由於高雨 量實際發生的點數不到10個測站點,再加上較大降雨強度都 明顯低估,因此在大降雨門檻值得得分統計的代表意義稍微 不足。

2009年侵台的莫拉克颱風個案在台灣造成長時間連續 多日的降雨,因此,對於整個颱風侵台期間的總累積雨量的 模擬,會因為全部21次72小時模擬的方式,使得總累積雨量 空間分布雨圖製作的困難。因此全時期的模擬累積雨量空間 分布圖採用最佳路徑挑選法,根據氣象局分析實際颱風最佳 路徑所定義出來的颱風中心經緯度,從21次72小時模擬的颱 風中心位置挑選最接近實際颱風中心的模擬,此挑選出的模 擬路徑幾乎與實際路徑相同,並將此挑選出的模擬結果合倂 成從2009/08/05 12 UTC至2009/08/10 00 UTC的模擬雨量資 料,並從此段時間中繪製全期的總累積雨量圖。



圖六、(a) T1、(b) T2、(c) T3 實驗模擬莫拉克颱風侵台總雨量、與 (d) 實際緊衝雨量分布。

圖六(a)、(b)、(c)分別為T1、T2、T3組的模擬總累積雨 量空間分布圖,圖五(d)則是觀測的總累積雨量分布圖。從 累積的最大雨量(大於1500 mm)分布而言,T1在南部Ц區大 於1500mm的涵蓋範圍最少,相較於觀測雨量強降雨範圍低 估許多,另外在西南部平地區域,也是明顯低估的情形。相 較之下,T2實驗模擬上區強降雨範圍有增加,但在西南平 原地區仍舊屬於低估並沒有改善西南部的降雨模擬。而T3 組實驗南部Ц區雨量有增強,且在台南市平地區域雨量模擬 也有改善,是南部地區雨量預解最新的一組實驗。而在台灣 其他地區的模擬累積雨量的分布結果,在花蓮到台東的雨量 分布,在海岸山脈東側的降雨T3組實驗有模擬出接近實際 降雨的強度,而在台東市往南延伸到恆春半島東側沿海的降 強降雨強度分布特徵也能大致上的掌握住。相較之下,T1 與T2的實驗模擬在海岸山脈東側沿岸的降雨是全台模擬雨 量最少的區域,而東南部沿海的累積雨量也比實際的少許 多。而在南投以北的降雨情形,在北山區的部分,最大降雨 模擬仍是T3優於T2、T2優於T1的表現,但是在雪山山脈西 側的桃園台北地區,反而T2與T3是高估的情況,尤其是T3, 不僅在桃園平地雨量是三個實驗高估最多,在台灣最北端的 基隆西側寬山的區域也有明顯高估的情況。

整體而言,以莫拉克颱風警報期間的模擬的總降雨量 空間分布比較,地形重建組T3除了在北部沙部分區域累積 雨量高於實際觀測且比其他兩組預報較差之外,整體而言, T2的累積雨量的空間分布特徵最接近觀測的結果。

由於在此莫拉克颱風警報實驗期間共有21組72/1時的 模擬結果,爲了更客觀的比較三組不同地形實驗的降雨結 果,同樣採用ETS降雨預幹得分的方式比較,將21組初始模 擬的每12小時的模擬結果進行ETS預報得分統計。圖七(a)-(f) 分別為0-12/〕時、12-24/〕時、24-36/〕時、36-48/〕時、48-60 小時與60-72小時的ETS得分。由於莫拉克颱風12小時的累 積雨量相當大,因此累積雨量的門檻值選取50-600公厘,每 50公庫設一門檻値間格。在預報前12小時的預報得分結果 (圖七a),在門檻值小於100公厘的ETS得分T2略高於T1與 T3,但在150-350公厘的門艦雨量則是T3略高於T1與T2,400 公厘以上T3實驗則是明顯有較好的得分。但在12-24 小時的 預報得分(圖七b)中,350公釐以下沒有明顯的哪一組較好, 而在400公厘以上則是T3最佳,T2次之,T3則是最差的結 果。24-36小時的模擬(圖七c),400公厘以上仍是T3最佳, T1與T2則沒有明顯差異。在36-48小時預報圖七d)中,在高 門檻值時,T1與T2的ETS急速降低預錄得分,反而T3的ETS 得分仍維持在0.2上下。在48-60小時預報中(圖七e)中的ETS 得分分布也是T1與T2在大於200公厘的門檻雨量快速降 低,而T3仍保有一定的預報得分值。而在60-72小時的預報 得分中,T3不像前24小時預報那樣有明顯的預報改善情 況,但在大於250公里以上門艦值得得分中,除了在500公厘 的門艦雨量是三者中最差的,大分部仍是比T1與T2預報得 分好。

整體而言,T3在預報得分上表現相較於T1與T2在強降 雨時有較近的群節に力,在門檻值400公厘以上更爲明顯, 而在400公厘以下部分預解時間仍有不錯的表現,由其實當 T1與T2預幹節に力急速下降的36-60小時,T3仍保有預幹的準 確性。而T1與T2的整體比較方面,此兩組實驗在預報得分 則各有消長,並無明顯發現哪組預報得分會較好。



圖七、(a) 0-12小時、(b) 12-24小時、(c) 24-36小時、(d) 36-48小時、 (e) 48-60小時及(f) 60-72小時之ETS降雨預報將分。直條圖分 別為T1、T2與T3各門濫油的ETS得分,折線圖為實際雨量發 生次數。

### 四、結論

本研究使用NASA SRTM 3秒的地形資料進行模式網格地形高度重建,並比較重建前後模式地形高度的差異並討 論模式網格地形高度對降雨模擬的影響。相較於原WRF模 式製作出的網格地形高度,透過SRTM 3秒地形資料重建後 的模式5公里解析度網格地形細緻度較接近真實地形起伏, 地形高度也較高且更接近真實高度。另外在海岸山脈的地形 起伏也較明顯,可以分辨出山脈與縱谷的分隔。 研究選擇兩個不同的天氣型態個案進行模擬比較。在 2011/1201的北部降水個案模擬結果中,從降雨空間分布顯 示地形重建後的模擬結果可以改進未修改地形模擬降雨高 估的部分。而從ETS降雨預報得分分析,改進降雨門檻値 15-40公厘的雨量預報得分。另外在莫拉克颱風個案的模擬 結果,在颱風警報期間的總累積雨量分布模擬,地形重建實 驗可以改善中部、南部വ區的最大累積降雨分布、西南部泙 地強降雨,以及東部、東南部沿岸的降雨分布。而從ETS 預報得分統情壯較,在72小時內的降雨預報將分中,地形重 建模擬可以改進12小時累積雨量400公厘以上的降雨預報, 尤其在預報36-60小時的預報區間,當原地形模擬得分急速 降低時,地形重建後的模擬結果仍保有一定程度的預報降車 度。

### 參考文獻

- Jain, G. –J., and C. –C., Wu, 2008 : A Numerical study of the track deflection of super-typhoon Haitang(2005) prior to its landfall in Taiwan. Mon. Wea. Rev., 136 598-615.
- Wu, C.-C., K. K. W. Cheung, and Y.-Y. Lo, 2009: Numerical study of the rainfall event due to the interaction of Typhoon Babs(1998) and the Northeasterly Monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 2049-2064.

### 郭閔超 李孟軒 蔡甫甸

### 中央氣象局氣象預報中心

### 摘 要

中央氣象局自2000年4月開始測試定量降水預報,並在2005年12月底正式上線,迄今已 超過6年,為了提升定量降水預報的技術,因此吾人針對近10年定量降水預報的發布及校驗 系統進行分析研究(包含測試期間),從其中發現缺點及改進的方向,供未來使用者參考。 統計自氣象局進行定量降水預報的校驗以來,普遍來說整年的6月至11月官方定量降水 預報的較其他月份來的好,吾人認為是因為強降水個案較多的緣故。自2006年開始,100mm 以上Bias較容易被高估,這與定量降水預報2005年12月正式上線有關。從不同的個案分析探 討可發現,梅雨期間,官方預報較不穩定。而梅雨以外的個案,在較低門檻的預報表現都 算不差,但在接近極大値降水門檻的表現上就比較不理想。因此較低的降水門檻,逐年的 校驗分數的表現就與每年的強降水事件多寡有關(特別是颱風引起的降水事件)。

關鍵字:定量降水預報

### 一、前言

台灣處於亞洲副熱帶季風區,每年有相當多的降水,地形上又相當複雜,山坡地的開發又相當頻繁, 造成山坡地水土保持的能力下降,當豪大雨發生時, 若沒有相當的防災措施,極容易發生災害,造成人 民生命財產之安全,因此避免強降水事件造成水災 是台灣一直以來,每年逢梅雨季及颱風季都必須面 臨的一個重大課題,儘管在冬季,仍然有相當可觀 的降水,若無法提早防範,強烈的降水可能造成台 灣各方面上嚴重的損失。因此發展及改善定量降水 預報(Quantitative Precipitation Forecasts; QPF), 提早防範強烈降水所帶來的災害,是非常迫切的。

中央氣象局從2000年4月開始測試定量降水預 報,在2005年12月正式上線,迄今已超過12年。蔡 等人(2008)曾針對2000年至2002年氣象局的定量降 水預報進行分析及校驗,因此吾人與針對近10年定 量降水預報的發布及校驗系統進行分析研究,將過 去的資料作整理並統計分析,從其中發現缺點及改 進的方向,以提升定量降水預報的技術,並期望未 來定量降水預報的正式發布可作好先行的預警工作, 減少人民生命財產的損失,提高商業活動更有經濟 效益的運作。

### 二、資料與分析過程

氣象局定量降水預報的校驗資料來源為官方定 量降水預報以及實際發生的降水資料。就校驗之資 料來源與範圍分述如下:

- 1. 官方定量降水預報:
- (1) 資料來源:

自正式發布定量降水預報,預報員根據每日各種 數值模式的預報資料(包括氣象局的模式 NFS-15km、EC-0.125°x0.125°、NCEP-0.5°x0.5°、 JMA-0.5°x0.5°、WRFD-5km、WRFD-15km、 WRFM01-5km、WRFM03-4km以及WRFEPS-5km 等模式的預報輸出)及衛星、雷達與各種觀測資料, 加上自己主觀經驗的修正及判斷,於每日00Z、 12Z直接在電腦上台灣地區的陸地作出未來第12 小時至24小時及第24小時至第36小時之定量降 水預報。

- (2) 資料範圍: 預報員目前使用由氣象局資訊中心發展之FIES (Forecast Information Editing System)系統來編 輯預報降水資料,資料輸出範圍一致為 117.55°E~123.92°E,20.79°N~26.66°N,解析度 2.5km。網格數為260x260。
- 2. 實際降水觀測値
- (1) 資料來源:包括中央氣象局台灣本島的人工觀測站(離島測站不計在內)及自動雨量站(包含氣象局及十河局的雨量站),每日兩次(00Z及12Z) 12小時的累積雨量資料。

(2) 資料範圍:用克利金(Kriging Method)內差法 來內差到與主觀預報相同的網格點上。

### 三、校驗方法

校驗方法沿用David A. Olson et al. (1995) 校驗 美國國家氣象中心(NMC,現改為NCEP)發布的定量 降水預報所用的預兆得分(TS)的方式,首先必須統計 預報、觀測及預報正確三者的降水面積,分別以以 下代號稱之:

- Af:預報降水面積
- Ao:觀測降水面積

Ac:正確降水面積(即為Af與Ao聯集之區域)

在分別以三項統計值進行計算,可推導出以下三種 校驗分數:

- 預兆得分(Threat Score; TS) =Ac / (Af + Ao Ac) 代表正確預報降水面積和預報與觀測降水面積 聯集之比值,為校驗QPF常用的方法之一,愈接 近1代表預報愈準確。
- 偏離率(Bias) = Af / Ao Bias為QPF預報是否高估或低估的量測方法,數 值小於1代表預報低估,大於1代表預報高估。
- 3. 偵測率(Probability of Detection; POD) = Ac / Af 為預報正確範圍佔預報範圍的百分比,表示預報 的準確度,愈接近1代表預報愈準確。

本文資料長度計算從2003至2011年,針對官方進行12-24小時預報和24-36小時預報之校驗,在此定義12-24小時為第 I 時段,24-36小時為第 II 時段。

### 四、校驗結果分析

1.預兆得分(TS)

2003至2011年12小時定量降水之預兆得分(TS)逐年變化如圖1及2所示,整體而言官方對於QPF預裝並沒有明顯進步的趨勢,對於第1時段和第11時段的降水預裝技術進步緩慢。另外對於100mm以上之定量降水預裝時間不穩定,時如時壞。

以第1時段為例,預報5mm降雨之TS落在0.25-0.4之間,以2007年的分數最高,蔡等人(2008)提到侵台個數與TS有密切的相關,2007年侵台颱風有5個,也是這九年中最多的一年,應與此年TS特別高有關;20mm以上TS逐年變化類似5mm降水,但分數較低,落在0.18-0.28之間,降水預報有隨著雨量愈大,TS愈低的情況,不過在大雨部分預報呈現較不穩定的現象,尤其是100mm以上之定量降水預報。

在100mm以上的定量降水預報中,兩個時段都表現最好的是2008年,表現最差的是2010年,這兩年的侵台颱風

分別為4個與3個,個數相差不大,在2008年的4個颱風中,官方對於鳳凰以及辛樂克颱風的大雨分布掌握的很好, 而2010年9月颱風期間的校驗分數表現較差,經發現是由於資料缺失所致。



圖 1.2003 至 2011 年主觀薛時 I 時段的結果,四種線條分 別為 5mm、20mm、50mm、100mm 降水門檻的 TS 分數, 橫軸為年份,縱軸為 TS 分數。



圖 2.2003 至 2011 年主觀薛時 II 時段的結果,四種線條分別為 5mm、20mm、50mm、100mm 降水門檻的 TS 分數, 橫軸為年份,縱軸為 TS 分數。

從圖3可看到,TS 隨預靜雨量門盤的變化。對於5mm 之預報為0.32,隨著雨量增大TS 愈低,在30-75mm的雨量 預報TS 差不多,介於0.15-0.2,直到100mm 預報TS 明顯 下滑至0.15以下。

將預報第Ⅰ、Ⅱ時段的TS做圖比較,對小於20mm之雨量 兩時段的預報TS不會差太多,但30mm雨量以上的QPF 預報,仍是第Ⅰ時段略勝於第Ⅱ時段。



圖 3. 自發布定量降水預解開始, 全部核驗資料在第 I 時段 及第 II 時段預解的 TS 分數, 橫軸為門濫值, 縱軸為 TS 分 數。

2 偏離率(Bias)



圖 4.2003 至 2011 年主觀預報第 I 時段的結果,四種線條分別為 5mm、20mm、50mm、100mm 降水門檻的 Bias 分數, 橫軸為年份,縱軸為 Bias。

從圖4、5可看出,Bias 普遍偏高,吾人認為由於定量降水 預幹的難度仍高,因此預報員在預幹研持通常會將降雨面積報 大一些,因此往往會有高估的現象,從圖中也顯示出這種現 象。

除此之外, 從圖中可見在 2006 年之後的雨量預估有更為高 估的情形, 又以 20mm 以上的降雨預磨陳明顯。以第 I 時段 預報為例, 5mm 預報在 2006 年前後差異較小較穩定, Bias 約 1.5 左右; 20mm 預報在 2006 年之 Bias 約 1.5, 2006 年以 後則幾乎在 2 以上; 50mm Bias 也從原本約 1.0-1.5 左右升至 2006 年後的 2 以上; 100mm 也很明顯, 從 2006 年之前的 1 以下升至 2006 年之後的 1.5 以上。吾人認為 Bias 在 2006 年 開始高估的原因,應該是氣象局於2005年12月正式上線後, 預報員開始有高估的現象。



圖 5.2003 至 2011 年主觀薛時第 II 時段的結果,四種線條分別為 5mm、20mm、50mm、100mm 降水門檻的 Bias 分數, 橫軸為年份,縱軸為 Bias。



圖6為Bias隨葉兩量門艦的變化,在100mm雨量以下,都呈現預整運酸實際高估兩倍以上,且第1段的預報較第11時段高估。不過費於大於100mm的降雨,第11時段的高估情形明顯大於第1時段。

### 3.偵測率(POD)

如圖 7,大致顯示隨著預辞雨量愈大,POD 愈低的情形, 5mm 預報 POD 介於 0.31-0.44 之間, 20mm 介於 0.2-0.35 之間, 50mm 和 100mm 則變化較大, 50mm 介在 0.17-0.47 之間, 100mm 介於 0.08-0.59 之間。

不過在 2004、2005 年 50mm、100mm 的 POD 值在第

I時段明顯較大,若從圖4看來,2005年以前門濫 100mm的 Bias 大約為 0.5,有低估的情況,若從 POD 的定義我們可了解到POD 只針對官方預整達 100mm的區域進行計算,所以 POD 表現會較好。



圖 7.2003 至 2011 年主觀預報第 1 時段的結果,四種線條分別為 5mm、20mm、50mm、100mm 降水門盤的 POD 分數, 橫軸為年份,縱軸為 POD。

4.定量降水TS 逐月變化

接著進一步分析每個月的 QPF,在此以 5mm 和 50mm 分別代表小雨和大雨,利用 TS 來校驗各個月分對於 QPF 的 掌握度。

從圖 8 可見不論是預報第 I 時段或第 II 時段,預報練好 的月份皆是 6 月到 11 月,表示在暖季降雨較多,TS 也較好, 且第 II 時段預報通常較第 I 時段差,整體來說,降雨預韓能 力在冬季與春季較差,而夏季到秋季則表現較好。 台灣發生大雨機率較大的月份為 5-10 月,因此針對 這幾個月份做校驗。從圖 9 來看,5、6 月的 TS 較差, 在第 I 時段中分別為 0.13 和 0.14,7-10 月的 TS 則可 在 0.20 以上,顯示在梅雨期間對豪(大)雨的預報能力 較差,相對地在颱風主要侵襲的月份預報能力較好。 第 II 時段的預報趨勢與第 I 時段類似,但 TS 較第 I 時段差,顯示隨著預報時間的增加,不準確率也會提 升。



圖 8. 自發布定量降水預報開始,全部校驗資料在第 I 時段 及第 II 時段預報 TS 分數隨月份的變化,橫軸為月份,縱軸 為 TS。



圖 9. 自發布定量降水預報開始,全部校驗資料在第 I 時段 及第 II 時段預報 TS 分數在 5 月至 10 月的變化,橫軸為月 份,縱軸為 TS。

5.個案分析與討論

從圖 8 可看出,不同月份的校驗分數有明顯的不同,每年暖月的分數普遍看來比冷月高一些,而台灣 在不同月份有不同的天氣型態,降水情形也會不同, 吾人認爲這是造成校驗分數上不同的原因,因此吾人 針對台灣典型的天氣個案進行降水分析,包括台灣夏 季時的颱風、午後對流以及西南氣流期間的梅雨個 案。



圖 10.2011 年 08 月 28 日的實際觀測與官方預報的累 積雨量圖,陰影值為累積雨量(mm)。

如圖 10,此時段為南瑪都颱風侵台期間,颱風 位於巴士海峽,明顯看出實際觀測與官方預報的累積 雨量都集中於東部地區,第I時段和第II時段的最大 降水量達到 150mm,而吾人發現降水門檻在 75mm 時,TS 仍然有 0.65 的分數,預報 24 小時的 150mm 降水門檻也有 0.58,從降水分布來看,低門檻的預報 降水分布大致上都與實際觀測吻合,但第I時段雨量 門檻達 100mm 以上官方預報就沒有掌握到,顯示極 大値預報較差。



圖 11.2011 年 08 月 09 日的實際觀測與官方預報 的累積雨量圖,陰影値為累積雨量(mm)。

圖 11 屬於午後對流降雨個案,從降水的時間及 空間分布來看,較集中於山區,從第 II 時段來看,此 時段的最大降水已達 100mm, 而 20mm 以下降水門 檻的 TS 分數還有 0.48,但高於 20mm 降水門檻的分 數表現就明顯較差,且降水門檻在 75mm 以上的預報 完全沒有掌握到,因此吾人認為官方預報對於午後對 流強降水空間分佈的掌握較差,但降水門檻較低的空 間分部仍有一定的預報技術。



圖 12.2011 年 05 月 13 日~14 日的實際觀測與官 方預報的累積雨量圖,陰影値為累積雨量(mm)。



圖 13 為 2011 年 05 月 16 日的實際觀測與官方預報的 累積雨量圖,陰影值為累積雨量(mm)。

看此期間台灣受到滯留鋒影響,在北部有明顯的 降雨,最大値有達到100mm,從第I時段預報看來, 官方預報與觀測有明顯的出入,而第II時段的結果也 不盡理想,從降水分佈看來也有明顯的誤差。從圖 13來看,明顯發現結果比13日還要來的好,吾人認 爲梅雨期間的預報結果較容易有不穩定的情況出現, 儘管如此,在極大値的掌握上,降水門檻50mm以上 的分佈顯得較差。



圖 14 為 2011 年 11 月 09 日的實際觀測與官方預報的 累積雨量圖,陰影值為累積雨量(mm)。

11 月 9 日至 11 月 11 日受到南方低壓以及東北 季風影響,造成南部地區有豪大雨的現象發生,其中 以 10 日最大,南部測站皆創下該站設站以來 11 月單 日最多雨量紀錄。以 11/09 下午官方預報爲例,在第 I時段預報5mm TS 高達0.96,連 50mm TS 也有0.26, 在第 II 時段預報小雨部分仍有掌握,但對 50mm 明 顯轉差,TS 僅 0.01。但進一步由圖 14 來看,在 24-36h 時段官方預測在北部地區高估,中南部山區低估是造 成 50mm TS 偏差的主因。

經分析各種個案後,在校驗分數的表現上,颱風 最佳,其次是午後對流及冬季降水,最差的為梅雨個 案。而除了梅雨個案外,所有個案降水的極大值最難 掌握,但較低降水門檻的校驗分數表現仍有一定的程 度,而颱風時段的降水量最多,如同先前討論的南瑪 都颱風,第I時段及第II時段降水門檻在75mm以下 校驗分數仍有不俗的表現,而午後對流以及冬季降水 在低門檻的表現也不錯,因此吾人認爲降水較多或面 積較大的個案,預報員較能掌握到大致上降水的情形, 對於大部分門檻的校驗分數表現也會比較好,只是對 於極大值預報量仍舊較差。

### 五、結論

 統計自氣象局進行定量降水預報的校驗以來,普 遍來說整年的6月至11月官方定量降水預報的較 其他月份來的好,吾人認為是因為強降水個案較 多的緣故。

- 自2006年開始,100mm以上Bias較容易被高估, 這與定量降水預報2005年12月正式上線有關。
- 從不同的個案分析探討可發現,梅雨期間,官方 預報較不穩定。而梅雨以外的個案,在較低門檻 的預報表現都算不差,但在接近極大値降水門檻 的表現上就比較不理想。因此較低的降水門檻, 逐年的校驗分數的表現就與每年的強降水事件 多寡有關(特別是颱風引起的降水事件)。

### 六、參考文獻

- 蔡甫甸、曾以真、吳德榮,2008:中央氣象局現行定 量降水預報測試之分析與探討。
- Olson, D. A., N. W. Junker, and B. Korty, 1995: Evaluation of 33 years of quantitative precipitation forecasting at NMC. *Wea.Forecasting.* **10**, 498–511

### 2011年台灣北部區域環流之模擬研究

廖杞昌 顧凱維 國防大學理工學院環境資訊及工程學系 空軍氣象聯隊

### 摘要

本研究利用 WRF (Weather Research and Forecast model) 數值模式在高解析度模擬上的優勢,模擬 2011 年 1~12 月逐日台灣北部區域的環流結構,並利用測站資料進行比對,了解 WRF 在台灣北部地區 複雜地形下的模擬表現,藉以探討在不同的天氣系統下,局部環流受到地形的特徵。模擬結果顯示, 台灣北部的局部環流會隨著主環流系統而變化,但台北盆地因受地形影響較爲顯著,所以冬季及梅雨 季(1~5 月及 9~12 月)均爲東風,並不隨主環流而變化;大屯山區東北部迎風面平均風速最弱,西南部 迎風面平均風速最強。宜蘭地區受地形影響最顯著,冬季時無論天氣系統如何變化,蘭陽平原均爲西 風,夏季時由於南向氣流受中央山脈地形影響而產生繞流,導致蘭陽平原轉變爲東風至東北風。新竹 地區冬季之逐月風向無顯著變化,風向均沿著西半部平原而南下,且平均風速隨著氣流南下而逐漸降 低,夏季時西南氣流風向與西半部平原平行而北上,在靠近中央山脈的山區發生繞流的現象越顯著。

關鍵字:WRF、局部環流

### 一、前言

台灣地處亞熱帶地區,四面環海,中央山脈縱貫 南北,地勢高峻陡峭,成為天然屏障,地形的分佈頗 具特色,更增加了局部氣象變化的複雜性。因此隨著 不同的季節變化,局部環流的特徵決定了當地的天氣 型態。臺灣北部是我國經貿及政治重心,透過高解析 的數值模式分析北部地區垂直環境場的特性,藉以深 入瞭解模式對局部環流特徵的掌握程度,提供未來高 解析數值天氣預報之參考。

Jimenez et al. (2008)研究複雜地形下的風場分 布,透過比較1992-2005年觀測資料與WRF數值模 式之網格點解析度為2公里的結果,驗證了在複雜地 形下,WRF數值模式動力降尺度的表現,並且說明了 WRF數值模式較高的時間和空間解析度,可以彌補觀 測時間和觀測範圍的不足,並有利於了解某一區域風 場之變化性與特性。

本研究利用 WRF 數值模式高解析度的優勢,模擬 2011 年 1~12 月最接近真實狀況的北部地區大氣狀況及天氣系統,進行逐日模擬,並將網格點解析度調

整為1公里,搭配最適合台灣地區的各項物理參數設定,以模擬出最接近真實狀況的北部地區局部環流, 期望瞭解主環流在複雜地形的影響之下,局部環流所 具有特徵。

### 二、研究方法及模式設定

本研究使用 WRF 3.1.2 版,使用 NCAR 每 6 小時 之 NCEP Global Final Analysis (簡稱 FNL)做為模式的 初始場進行模擬,空間解析度為 1.0°×1.0°;自 2011 年 1月1日起至3月31日止,進行逐日模擬,一共模擬 90日,每日積分開始時間為前一日 1800 UTC 起,至 當日 2400 UTC 止。

網格設定是以 121.7°E、24.7°N 為中心的三層巢狀 網格, Domain 1 (D1)範圍包含 110-135°E、15-35°N, 網格解析度為 25 公里,網格數為 100×90; Domain 2 (D2)範圍包含 119-122.5°E、21.5-26°N,網格解析度為 5 公里,網格數為 101×101; Domain 3 (D3)範圍包含 120-122.25°E、24-25.5°N,網格解析度為 1 公里。

洪等(1996)及簡等(1996)進行 WRF 模式之敏感度

209

測試中,測試了不同的物理參數化設定對於 WRF 數 值模式結果的影響,指出不同邊界層參數法對模式預 報誤差影響最顯著、積雲參數法次之、微物理參數法 更次之。本研究根據其研究結論,參數設定如下:邊 界 層 參 數 (Planetary Boundary layer) 使 用 Yonsei University scheme,微物理參數(Microphysics)使用 WRF Single-Moment 5-class scheme,以及積雲參數 (Cumulus Parameterization)使用 Kain-Fritsch scheme。

### 三、測站資料比較

本文將最高解析度1 kmx1 km之 WRF 模式輸出 (D3)資料先取月平均之後,再與中央氣象局北部的三 個局屬主要測站實際觀測資料之月平均比對,選取的 測站為臺北(46692)、宜蘭(46708)以及新竹(46757),所 比對的氣象量場為海平面氣壓値、近地面溫度以及風 速等。

圖 1 為海平面氣壓值,以冬季(1~3 月以及 9~12 月)的海平面氣壓值而言,3 個測站中除了 2 月臺北、 10 月及 11 月宜蘭之外,WRF 模式對於所有測站的模 擬均較 CWB 觀測值略低,1~3 月平均差值為-0.64 hPa,9~12 月平均差值為-0.28 hPa,顯示 WRF 模式在 冬季東北季風的天氣型態下,對於海平面氣壓值容易 產生低估的現象;而在梅雨季及夏季(4~8 月),除了 4、 7 月新竹以及 7 月宜蘭之外,WRF 模擬結果均略高於 CWB 觀測值,其中 4~5 月 WRF 平均高估 0.33 hPa, 6~8 月則高估 1 hPa,顯示 WRF 模式在梅雨季及夏季 的天氣型態下,對於海平面氣壓值容易產生高估的現 象。

圖 2 為近地面溫度,以冬季的近地面溫度而言,3 個測站中除了 2 月臺北、1 月及 2 月宜蘭之外,WRF 模式對於所有測站的模擬均較 CWB 觀測値略高,平 均差値約為 0.4 ℃,顯示 WRF 模式在冬季東北季風 的天氣型態下,對於近地面溫度容易產生高估的現 象;而在梅雨季及夏季,除了 4 月臺北以及新竹之外, WRF 模擬結果均略低於 CWB 觀測値,其中 4~5 月 WRF 平均差値為-0.13 ℃,6~9 月平均差値提升為 -0.825 ℃,顯示 WRF 模式在梅雨季及夏季的天氣型 態下,對於近地面容易產生低估的現象,其中又以夏 季低估最多。

圖 3 為近地面風速,其結果與實際觀測資料比較,除了 WRF 模擬宜蘭地區的平均風速較接近實際 觀測資料外,臺北及新竹地區差異均較大,冬季 1~3 月及 9~12 月時,WRF 模擬臺北地區平均風速較實際 觀測値高出 3 m/s,新竹地區則是高出 4~6 m/s,夏季 6~8 月時,WRF 模擬臺北地區平均風速較實際觀測値 高出 0.3~0.5 m/s,新竹地區則是高出 1~2 m/s。分析 WRF 平均近地面風速的模擬誤差,其原因除了與中央 氣象局測站的地理位置及附近的環境有關之外,主要 是 WRF 模式對於地表複雜的地物、建築物及植被的 解析較為平滑,無法完全反應出地物、建築物及植被 對近地面實際風速的影響,隨高度增加時,誤差逐漸 降低。

### 四、區域環流特徵模擬

從模擬的結果顯示 2011 年臺灣北部地區的區域 環流特徵隨著季節及地形的分布有顯著的變化(圖 4-5)。冬季時(1~3 月及 9~12 月),地面及 925hPa 均為 東北向氣流,風場的東向分量逐月增加,並以12月的 平均風速最大,1月、10月及11月次之;915hPa風 向均較相同時期的地面風向略爲偏東,平均風速亦較 地面略增2m/s;平均風速以海峽中北部為最高,平均 爲 10 m/s 以上。且東北季風接近北部地區時,會由大 屯山區南側繞流,並沿西半部平原持續南下。冬季850 hPa 則不受地面天氣系統影響,風場的分布亦不具規 則性,1月、3月及9~12月均以東向或東南向氣流為 主,2 月則為南向氣流,且平均風速相當微弱,均為 2~4 m/s 以下; 700 hPa 則是高空西風帶所控制, 1~3 月時均為西風,且平均風速增強至 10~15 m/s 之間;9 月時,由於高空天氣系統位置的不同,導致 700 hPa 轉變為東北風,但平均風速亦是最弱的時期,平均為 5 m/s 以下; 而 10~12 月 700 hPa 由西南風逐漸轉變為 西風,平均風速亦由 5 m/s 增強至 10~15 m/s。

4~5 月臺灣地區正處於季節轉換時期,地面平均 風場轉變為東向氣流,且平均風速僅 2~4 m/s,並於西 半部平原繞流進入中央山脈山區;925 hPa 則為東南向 至南向氣流,平均風速也僅 2~4 m/s;4~5 月 850 hPa 就開始受到高空西風帶影響,均為西南風;700 hPa 為西風及西南風,但平均風速以較1~3 月時顯著降低 至 5~10 m/s。

夏季時(6~8月)臺灣北部從地面至 700 hPa 的主要 環流均轉變為南向氣流,且平均風速顯著降低,6~7 月地面至 925 hPa 的平均風速為 4~6 m/s,8 月則降低 至 2~4 m/s,是 2011 年平均風速最弱的時期;且地面 至 925 hPa 南向氣流由兩道主要氣流組成,一道沿著 西半部平原北上,另一道由東部外海北上,兩道氣流 並於大屯山區附近匯合,其中由東部外海北上的氣流 在接近蘭陽平原後,會沿著地形繞流進入蘭陽平原, 並轉變爲東向氣流。850 hPa 至 700 hPa 則爲南向氣 流,850 hPa 平均風速爲 2~6 m/s,700 hPa 平均風速則 爲 5 m/s 左右。

### 五、結論

本研究利用 WRF 模式進行台灣北部地區高解析 局部環流的模擬,結果顯示在使用適當的參數設定 時,WRF 在亞洲區域的模擬表現相當理想,尤其對於 地面天氣系統發生的位置,均能有效掌握。另外對於 較小區域的模擬, WRF 模式所模擬的海平面氣壓値 較中央氣象局觀測値略低,平均誤差約 1~2 hPa,但 在 5、6 及 8 月則相反,且以 8 月差異最大,主要原因 應為 8 月颱風侵襲日數較多;WRF 模式所模擬的地面 2 米溫度,在冬季 1~3 月以及 10~11 月時較中央氣象 局觀測値略高,在夏季 5~9 月時則略低於 CWB 觀測 値,其誤差均為 1~2 °C;而 WRF 平均風速的模擬則 是與實際觀測値差距較大,其原因應與測站的地理位 置及附近的環境有關。

根據 WRF 模擬的結果,1~3 月以及 9~12 月臺灣 北部地區都是典型的冬季天氣型態,雖然主要的天氣 系統都是大陸冷高壓以及冷高壓所帶來的東北季風, 但逐月之間的風場略有所不同,1~3 月的風向逐月偏 東,9~12 月則是由 9 月的東北東風逐月偏向 12 月的 東北風,平均風速於 12 月時達到最強;而冬季 925 hPa 的風場分布與地面風場類似,相同時期的 925 hPa 風 向均較地面風向略爲偏東,但平均風速値則差異不 大。海面上的平均風場顯示,冬季東部外海、北部外 海以及海峽一帶的風場並不受地形影響,仍隨主環流 而變化,但平均風速值以海峽一帶最高,北部外海次 之,東部外海的平均風速最小。850 hPa的相對微弱風 場顯示,此一高度為上下層不同天氣系統的轉變層, 並沒有任何主宰性的天氣系統分布,所以風向的分布 不具規律性,是屬於弱綜觀的環境,冬季的平均風速 通常為 2 ms^(-1)以下。

4~5 月正處於季節交替的時期,冬季及夏季天氣 系統交替出現,並且勢均力敵,導致臺灣地區附近風 向變化迅速,因此計算平均風場時,會將不同方向的 風場向量互相抵消,導致低估了真實的平均風速,這 種情形以東部外海較爲明顯,若將宜蘭地區附近4月 及5月的日平均風場分類,可以發現4月及5月各約 有將近3分之1的天數日平均風向爲北風或東北風, 另外有約3分之1的天數日平均風向爲常風或東南 風,將這些北向風場以及南向風場分開討論,可以發 現這些北向風天數的平均風場具有和1~3月冬季東北 季風天氣型態相同的特性,而南向風天數的平均風場 具有和6~8月夏季偏南氣流天氣型態時相同的特性。

6~8 月則是典型的夏季偏南氣流的天氣型態,臺 灣東部外海均以南風為主,海峽一帶則是南南西風, 925 hPa 的風場特性與地面風場類似,且地面風與 925 hPa 的平均風速並無差異。當臺灣地區附近地面風以 及 925 hPa 為南向風時,東部外海的平均風速較海峽 一帶略高,此現象與冬季東北風時完全相反。

本研究僅針對臺灣北部地區進行研析,近幾年來 有許多的天然災害都是發生在南部地區,未來將採用 相同的作業方式,並以相同的方法來研究南部地區的 局部環流特性,特別著重在曾經發生過嚴重天然災害 的區域,並期望本研究的成果可以提供數値天氣預報 人員實際作業上的參考。

### 參考文獻

- 洪景山、林得恩、簡芳菁、劉素屏、周仲島、林沛練、 張文錦、繆璿如、陳致穎、雷銘中,1996:"WRF 模式之敏感度測試第一部分:探空測站上的校 驗",大氣科學,第 34 期 3 號,241-260。
- 簡芳菁、洪景山、張文錦、周仲島、林沛練、林得恩、 劉素屏、繆璿如、陳致穎,1996:"WRF 模式之

敏感度測試第二部分:定量降水預報校驗",大氣 科學,第 34 期 3 號,261-276。

A. J. Litta, U. C. Mohanty, and S. C. Bhan,
2010: "Numerical simulation of a tornado over Ludhiana (India) using WRF-NMM model".
Meteorol. Appl. 17, 64-75.

Jimenez, P., Fidel Gonzalez-Rouco, J.,

Garcia-Bustsmante, E., Navarro, Montavez, J. P., Vila-Gueraud De Arellana, J., Dudhia, J., and Munoz-Roldan, A., "Surface Wind Regionalization over Complex Terrain: Evaluation and Analysis of a High-Resolution WRF Simulation". Journal of Applied Meteorology and Climatology. Vol. 49, pp.268-286, 2009.

William Y. Y. Cheng and W. James Steenburgh, 2005:"Evaluation of Surface Sensible Weather Forecasts by the WRF and the Eta Models over the Western United States". WEATHER AND FORECASTING.Vol. 20, 812-821.

Xiao-Ming Hu, John W. Nielsen-Gammon, and Fuqing Zhang 2010:"Evaluation of Three Planetary Boundary Layer Schemes in the WRF Model".
American Meteorological Society.Vol. 49, 1831-1844.



圖 1:2011 年中央氣象局月平均海平面氣壓值(單位 hPa)與 WRF 模擬結果比較



圖 2:2011 年中央氣象局月平均近地面溫度(單位℃)與 WRF 模擬結果比較



圖 3:2011 年中央氣象局月平均近地面風速(單位 m/s)與 WRF 模擬結果比較



圖 4:2011 年 1 月至 6 月(由左至右)地面至高空 700 hPa(由下至上)風場及氣流場示意圖



圖 5:2011 年 7 月至 12 月(由左至右)地面至高空 700 hPa(由下至上)風場及氣流場示意圖

### 颱風與季風共伴之環境場研究

# 艾寧靜<sup>1</sup> 劉清煌<sup>2</sup> 中央氣象局<sup>1</sup> 中國文化大學大氣科學系<sup>2</sup>

### 摘 要

西北太平洋地區一年四季均有颱風發生,但侵襲台灣地區的颱風集中在5~12月間,其中以夏季 的數量最多,其次為秋季與春季。夏季時,當颱風接近台灣的過程中,颱風本身的環流,加上環境中的 西南氣流就容易形成共伴效應,這可以說是颱風環流與周圍風場雙重影響的結果。入秋後東北季風盛行, 侵襲台灣的颱風數量較夏季少,但有些個案之外圍環流與東北季風的共伴效應易在台灣北部和東北部局 部地區引發強風、豪雨,其災害不亞於夏季的颱風。2008年卡玫基颱風、2009年莫拉克颱風及芭瑪颱風 為臺灣帶來劇烈之降雨,其共通特性皆受季風影響而加強其降雨。本研究挑選出2000年至2011年間與東 北或西南季風共伴之颱風個案,分別做合成分析,以了解颱風與季風共伴之環境場特性,並選出2008年 卡玫基颱風及2010年梅姬颱風做詳細分析。

本研究選取自2000年至2011年之間的颱風,與東北季風共伴之颱風選取2000年象神颱風、2001年利 其馬颱風、2004年南瑪都颱風、2009芭瑪颱風及2010年梅姫颱風等5個颱風,與西南季風共伴之颱風選取 2005年海棠颱風、2006年碧利斯颱風、2008年卡玫基颱風、2008年鳳凰颱風及2011年南瑪都颱風等5個颱 風,另外再選取6個無共伴之颱風來做比較,針對此3種類型對其綜觀環境場(q場、q-conv場、q-ne場及t-adv 場)做合成分析,如圖1~4,以其歸納出一客觀方法,用以判斷颱風是否與東北或西南季風共伴之依據。

初步之結論,在q場分析方面,東北共伴之颱風有著明顯的正負區,而西南共伴之颱風在西南方向量 大,並伴有強風區;在q-ne場分析方面,西南共伴之颱風西南方向有充足之水汽,而無共伴之颱風西南 方向水汽中斷風場較弱;在t-adv場分析方面,東北共伴之颱風則有明顯之溫度平流。進一步的結果及討 論將於研討會中做詳細的報告。

關鍵字:颱風與季風共伴

### 參考文獻

李清勝,2007:琳恩颱風(1987)與東北季風交互作用產生強降水之研究。大氣科學,第35期No1,p13-34。 羅英哲,2002:颱風環流與東北季風共伴導致台灣北部豪雨之分析。碩士論文。

Wu, C.-C., K. K. W. Cheung, and Y.-Y. Lo, 2009: Numerical study of the rainfall event due to the interaction of ,Typhoon, Babs(1998) and the Northeasterly Monsoon. Mon. Wea. Rev., 137, 2049-2064.

蕭羽利、簡芳菁,2010:東北季風、颱風環流與台灣地形交互作用之數值模擬分析。2010年中央氣象局 天氣分析與預報研討會。

范銚燻、趙家民、葛晉澤,2008:秋颱侵襲台灣之路徑與降雨特性研究。台南科技大學通識教育學刊, 第7期,p233-258。

許晃雄等,2010:莫拉克颱風的多重尺度背景環流。大氣科學,第38期No1,pl-20。 郭鴻基等:風雲變色 — 莫拉克颱風與氣候變遷。杜風 45 期 特別報導。 圖1 與東北共伴、西南共伴及無共伴颱風之q場合成之比較圖

圖2 與東北共伴、西南共伴及無共伴颱風之q-conv場合成之比較圖

圖3 與東北共伴、西南共伴及無共伴颱風之q-ne合成場之比較圖

圖4 與東北共伴、西南共伴及無共伴颱風之t-adv合成場之比較圖

### Analysis of Balance/Unbalance Parts of Background Error Covariance Option 3 and Option 5

### <sup>1</sup>Mei-Hsin Chen, <sup>2</sup>Yong-Run Guo, <sup>2</sup>Syed Rizvi, and <sup>1</sup>Chin-Tzu Fong <sup>1</sup>Central Weather Bureau <sup>2</sup>University Corporation for Atmospheric Research, USA

### Abstract

This study reviewed the characteristics of background error covariance option 3 (CV3 BE) and option 5 (CV5 BE) in WRFDA (Weather Research and Forecasting model data assimilation system), and analyzed their balance/unbalance part.

Background error covariance has univariate and multivariate structure, in terms of variance and correlations, the basic statistical parameters of analysis control variables are variances, regression coefficient and length-scale. An accurate quantification of background error statistics is needed for the success of the assimilation process. Thus background error covariance should be tuned to adjust the forecast error distribution of each model. In WRFDA, regression coefficients of multivariables are fixed in background error covariance, but variances and length-scales could be tuned through tuning factors in the namelist. However, tuning has its limitation.

It's believed that the atmosphere is in a state of hydrostatic and geostrophic balance. Background error covariance must contain a near-balanced property. The balance part of a background error covariance refers to processes associated with correlated variables through the determined regression coefficients, and the remaining is unbalance part, independent between every variables. The limitation comes from the determined balance part. It's important to know the weight of balance and unbalance part when tuning factors are applied. This study analyzed balance/unbalance part of background error covariance option 3 and option 5, and the related problems.

### 1. Introduction

Data assimilation is a key point to produce quality forecasts in a numerical weather prediction system. The purpose of data assimilation is to assimilate observations and modify the first guess (background), make it close to real atmosphere. A lot of observations are available for data assimilation, but it won't work without a priori (background) state, a state that provides information otherwise missing from observations, and provides information about realistic reference state, about the nature of model. A good estimation of the background error statistics is needed for the success of the assimilation process.

This study is aimed to review the characteristics of two types of background error covariance option 3 (CV3 BE) and option 5 (CV5 BE) in WRFDA (Weather Research and Forecasting model data assimilation system). The focus is to analyze the balance/unbalance part of analysis increments corresponding to these two background error options.

## **2.** Characteristics of background error covariance

In WRFDA, the function to be minimized is

 $J = 1/2 [\mathbf{x}^T \mathbf{B}^{-1} \mathbf{x} + (\mathbf{H}\mathbf{x}\cdot\mathbf{y})^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{H}\mathbf{x}\cdot\mathbf{y})]$  Where x is a vector of analysis increments, B is the background error covariance matrix, Y is a vector of the observational residuals,  $\mathbf{y}=\mathbf{y}_{obs} - \mathbf{H}\mathbf{x}_{guess}$ , R is the observational and representativeness error covariance matrix, H is a transformation operator from the analysis variable to the form of the observation vector.

Background Error Covariance is the covariance of forecast minus truth for analysis control variables. It can be written as  $B = UU^T$ , with  $U = U_P U_v U_h$ , means transform in physical, vertical, and horizontal. Horizontal transformation (U<sub>h</sub>) is via recursive filters for regional model, and power spectrum for global model. Vertical transformation (U<sub>v</sub>) is via recursive filters for CV3, and EOF for CV5. Physical transformation (U<sub>P</sub>) depends upon the choice of the Analysis Control Variables.

In WRFDA, the analysis control variables are : stream function ( $\psi$ ); unbalanced part of velocity potential ( $\chi_u$ ); unbalanced part of temperature (T\_u); unbalanced part of surface pressure (Ps\_u); and pseudo relative humidity (q). Size of B is reduced by designing the analysis control variables in this way that cross covariance between these variables are minimized. With this choice of analysis control variables, off-diagonal elements of B are assumed to be negligible.

Background error covariance contains the univariate and multivariate structure. The basic statistical parameters of analysis control variables are variances, regression coefficient and length-scale. Background error covariance may be tuned to adjust the final spread of analysis increments, as desired. In WRFDA, regression coefficients of different analysis variables are used, as such. However the variances and length-scales of the control variables could be tuned through tuning factors in the namelist file.

It's believed that the atmosphere is in a state of hydrostatic and geostrophic balance. Background error covariance must contain some kinds of statistical balance property. Typically, WRFDA scheme analyzes the "unbalanced" part of analysis increments while the balanced part is determined by the regression coefficients. The balanced part of the velocity potential increment is defined as  $\chi_b = c \psi$ . The balanced part of the increment is temperature defined as  $T_{b}^{k}(k) = \sum_{k1} G(k,k1)\psi'(k1)$ . The balanced part of the surface pressure increment is defined as  $p_{kb}^{k} = \sum_{k} W(k)\psi'(k)$ .

#### 3. Balance/unbalance part of WRFDA analysis increments corresponding to background error covariance option 3 and option 5

#### CV3 and generate CV5 a.

CV3 here is from NCEP (National Centers for Environmental Prediction) derived from NMC method. CV5 here is from CWB (Central Weather Bureau). The forecast data of June 2008 is used here to generate CV5.

#### Pseudo single observation test b.

Pseudo single observation test can be used to demonstrate the impact of the background error, including the multivariate correlations. Here, a pseudo single observation test of temperature was carried out. The location is in the middle of CWB domain, around 850hPa. The innovation of temperature is 1°C, and observation error is 1. All the tuning factors are the same as CWB operational setting.

#### Analysis increments c.

Analysis increments are divided into balance and unbalance parts. Figure 1 shows a comparison of balance/unbalance part of CV3/CV5 analysis increments. Balance part occurs in temperature, wind, and pressure field. Unbalance part only occurs in temperature field. This explains the univariate and multivariate structure of background error covariance.

The behavior of CV3 and CV5 is quite different. For balance part, CV3 is stronger than CV5, but cross sections show that the vertical scale of wind structure of CV5 is bigger. For Unbalance part, CV5 is stronger than CV3, and the vertical scale of temperature increment of CV5 is bigger.(Fig.1)





CV3(left panel(a)(c)(e)(g))/CV5(right panel (b)(d)(f)(h)) balance((upper panel(a)~(d))/unbalance(lower panel(e)~(h)) part.

(h)

For CV3, temperature increments of balance and unbalance part is in the same order, but balance part exhibits a bigger spatial scale.(Fig.2) For CV5, temperature increments of balance part is weaker than unbalance part, but balance part exhibits a bigger spatial scale.(Fig.2) The strong unbalance part of CV5 may cause unlike thermal wind balance structure in the analysis field. Experience in CWB shows that when bogus typhoon with CV5, may get a noisy analysis field. In this situation, digital filter initialization will be needed. This is the strategy used in CWB for typhoon cases.







### 4. Summary

Though the observation data are wealthy for data assimilation, a proper background error convariance still be needed for successful data assimilation. A background error convariance spreads information both univariately and multivariately, contains some kinds of statistical balance property. It's important to know how balance and unbalance it may induce in analysis field. After analyzing the balance/unbalance part of analysis increments corresponding to CV3 and CV5, it's clear to see the behavior of each background error convariance. The related measures could be done.

### REFERENCES

- Wu W.-S., and R. J. Purser, 2002: Three-Dimensional Variational Analysis with Spatially Inhomogeneous Covariances. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2905-2916.
- Bannister R.N., 2008: A review of forecast error covariance statistics in atmospheric variational data assimilation. I: Characteristics and measurements of forecast error convariances. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **134**, 1951-1970.
- Bannister R.N., 2008: A review of forecast error covariance statistics in atmospheric variational data assimilation. II: Modelling the forecast error convariance statistics. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **134**, 1971-1996

活躍於臺灣近海與山脈的熱帶氣旋波動波變特徵-複合、分裂與角動量守恆

### 劉明禮

### 中央氣象局退休人員

### 摘要

活躍於臺灣及近海的熱帶氣旋波動,因為複合、分裂與角動量守恆等動力機制,再 加上山脈地形效應發生波變,造成顯性的天候現象;本研究著重於從學理上,來探討圓形 型態與橢圓形型態熱帶氣旋波動波變,這兩種渦旋流柱體都具有角動守恆特徵,但後者則 是相對的不穩定。

盛夏季節,當活躍於臺灣的複合型橢圓形熱帶氣旋波動,位居臺灣北部的波動中心向 西北移行,則在西南部地區的顯性擾波相對地面緩行,加上山區地形效應與西南風擾波的 助長,帶來臺灣西南部持續與劇烈的天氣現象。秋冬的強而冷的氣團以及盛夏至仲秋的臺 灣山脈北段的地形效應,都是造成活躍於臺灣近海的熱帶氣旋波動,分裂波變的主要外力 。前者冷氣團注入臺灣南方海域的熱帶氣旋波動,造成氣旋波動向心力失衡,螺旋體較外 圍部份急速上升,離心半徑增加,通常在臺灣東部發生小區域、突發性、持續且劇烈的天 候現象;相似的狀況,發生在臺灣南端落山風強勁時,當時恰有熱帶氣旋波動通過臺灣南 方近海,則增強了落山風強度。後者發生於強烈熱帶氣旋波動,橫越臺灣山脈北段時,因 爲山區的地形作用,對氣旋波動產生繞射與遮蔽效應,造成氣旋波動分裂的波變現象,包 含波動中心的暴風區,則在山脈東岸做繞圈子運動。

關鍵詞:橢圓形不穩定(elliptic instability);波變(wave deformation);圓形型態 (circular mode);橢圓形型態(elliptic mode);聚合(convergence);發散 (divergence);渦旋流圓柱體(vortex tube)

### 一、<u>基本觀念</u>

兩個低壓的氣旋波動靠近時幅合相吸,並且 以反時針走向相互繞行運動(圖一);兩個高低氣 壓或氣旋波動與反氣旋波動靠近時發散相斥(圖 二),兩個相斥的氣旋與反氣旋波動走向通常各自 發展,這在流體力學(Batchlor.,1970)及氣象天氣 學領域裡並不少見。

臺灣近海的熱帶氣旋波動,在盛夏季節裡,通 常熱帶氣旋波動複合,給臺灣帶來了充沛的雨量, 但持續性的劇烈降水卻也造成嚴重的災難(劉明 禮;2010);海洋上,兩個靠近的熱帶氣旋波動, 從實際的衛星資料裡顯現的互動,確認此一現象, 但是構成複合互繞作用的條件仍值得研討。

秋冬季節,西行而來的熱帶氣旋波動,觸及大 陸冷氣團邊緣,從數學模式推導或渦旋流體流線結 構,兩者之間爲發散互斥;唯當熱帶氣旋波動遭遇 到強烈冷氣團,氣旋波動的向心力被破壞,造成氣 旋波動渦流結構向外擴張離散、這是本研究的主題 之一。

作者將研究的主題訂為【熱帶氣旋波動發生複 合、分裂與角動量守恆等波變現象的動力架構】。 基本理論著力於探討冷熱屬性迥異且強勁的大 氣,各別從高層而下,以及從低層而上,所發生的 大氣擾波特徵;另外也探討當高聳的臺灣山脈地形 效應外加於熱帶氣旋波動的作用下,所造成的波變 結構特徵。

### 二、基本理論與天候特徵

〈一〉 圓軌跡與橢圓軌跡的等速率運動

從天文學家 Tycho Brahe(1546-1601)對於火星 運行軌道的精確觀測設計與詳盡記錄,以及他的傳 承者 Johannes Kepler (1571-1630)持續的觀測記錄 與整理歸納,發現:行星運行的軌道並非圓周軌跡 的線性等速率運動,卻是相同時間內,行星與恆星 連線所掃過面積相等或等角動量速率的橢圓形軌 跡運動,恆星則位於其中的一個焦點上。這些的觀 測結果則由 Galileo Galilei (1564 - 1642)所製造的 天文望遠鏡確認,但是【地動】實證所引發的恐慌, 在當時所付出的代價竟然是爾後的終身軟禁。至於 物理力學與數學的推導證明,隨後由 Issac Newton (1642-1727)所發表的重力定律而集大成。

穩態的、顯著的和具有破壞力的熱帶氣旋波 動,主要的動力機制為:大氣壓力梯度、柯氏力和 維持大氣質量通量平衡的垂直運動。將氣旋波動的 結構分割成許多個接連在一起的小渦旋胞氣柱,以 逆時針方向的螺旋式排列捲入氣旋低壓中心;小渦 旋胞的運動速度,除了本身自轉外,還有它相對於 氣旋波動中心的繞行速度,加上波動中心的速度, 小渦旋胞相對於氣旋波動中心的繞行速度,與行星 或地球繞太陽的重力力學架構相似,都具有前一段 所敘述的等角動量速率或面積等速率的運動特徵。 〈二〉熱帶氣旋波動的複合、分裂與總角動量守恆 1·複合:當低層大氣裡的兩氣旋波動靠攏,兩個 流向相左的螺旋體邊緣會聚,增強大氣的垂直運 動,助長形成兩氣旋波動匯集通道,兩氣旋波動的 移行順著合成螺旋,以氣旋式相互繞行複合,複合 區水平面速度減弱,構成不穩定的橢圓形波動,此 爲氣旋波動複合增強的典型動力機制。在海洋上的 雙熱帶氣旋波動,以及在臺灣南方近海的熱帶氣旋 波動與活躍且富含水氣的中小尺度擾波,兩者之間

的複合與互動;熱帶氣旋波動橫越臺灣山脈等都是 此一單元重要的課題。

2.分裂:穩態的的熱帶氣旋波動裡,垂直上升運動維繫著高低層大氣質量通量恆定性,一旦上升的 垂直運動被阻斷或被反向沉降的冷大氣取代,導致 大氣的向心運動破壞失衡,氣旋波動除了被迫向上 舉升外,因爲向心力減弱,螺旋型的結構增加離心 半徑,小渦旋體胞擴散、拋出、分裂與聚集,此種 造成螺旋型氣旋波動外圍半徑擴增與剝離,是熱帶 氣旋波動分裂減弱的重要機制之一。另外,強烈的 熱帶氣旋波動,橫越臺灣山脈北段時,因爲特別的 地形分佈,對氣旋波動產生繞射與遮蔽效應,造成 氣旋波動分裂爲内外圈的波變現象。

3. <u>角動量守恆</u>: 在物理的重力運動學裡,氣 旋波動的波變,不改變氣旋波動的總角動量狀況 下,氣旋波動中心的運動軌跡爲圓形或橢圓形,等 面積速率是它們的共同的物理機制;通常,在外力 壓擠作用下,造成圓形氣旋波動變形爲橢圓形氣旋 波動,而後釋放波能再波變爲圓形氣旋波動。另 外,從整個渦旋流體總體積的觀點,則當渦旋流體 垂直向上伸展、水平面積縮小;或者是水平面積擴 張但垂直伸展度縮短;或者是半徑減少但質通量增 加,而從圓形波動波變爲橢圓形波動,都讓整體渦 旋流場維持恆定。

### 三、討論與結論

### 〈一〉討論

### 1•橢圓形軌跡型態與圓形軌跡型態

對於熱帶氣旋波動的波變型態,作者曾以自由 波與強制波區分氣旋波動複合增強前後的特徵,由 圓形波動變成橢圓形波動、再變回圓形波動。螺旋 體裡小渦旋胞的運動,相對於氣旋波動中心的繞 行,遵循面積等速率運動,則爲圓形或橢圓形軌 跡,橢圓柱體型熱帶氣旋波動的小渦旋胞運動爲線 性非等速,橢圓形軌跡的小渦旋胞位於距離熱帶氣 旋中心較近處,移行速度快而形成強風區,氣旋波 動中大氣氣塊運動軌跡的水平方向角動量守恆或 等面積速率與垂直方向質通量守恆,維繫著穩定的 週期與向心力、柯氏力的平衡。

外力作用下所對應的能階應該不同,作者大 範圍的將它們歸類為自由型態波動與強制型態波 動,和古典天文行星及古典的原子電子運動軌跡力 學,具有從基態到激態為跳越式或不連續能階特徵 相似,如何建立起能階的波譜,仍有待努力。圓形 軌跡則不但是角動量恆定或等面積速率,而且兼具 有等線性速率的型態。若將圓形型態(circular mode)認定為能階上的基態(basic state),則具有 等角動量或等面積速率,但非等線性速率運動的橢 圓形軌跡型態(elliptic mode)運動屬性較不穩定, 因此將橢圓形型態波動,認定為能階上的激態

(excited state),或橢圓形不穩態(elliptic instability)。

近半個世紀以來的歐美學術界,對於【從較不 穩定的橢圓形波動型態,轉型到相對穩定的圓形波 動型態】的波譜或動力機制的探討,着力頗深,從 觀測、實驗的設計、物理動力學和數值分析,積極 的企圖心令人激賞,但本文並未將參考文獻加以 列舉。值得注意的是:重力波動裡的垂直振盪, 造成動能、位能轉換,應該是大氣紛擾波譜裡的 重要因素。

### 2•<u>複合型或橢圓形型態熱帶氣旋波動的劇烈天候</u> 特徵

(1) 在熱帶氣旋波動裡,較大目強的氣旋波動, 通常吸引併合較小尺度的擾波而發展增強,作者 稱之為複合型熱帶氣旋波動(2010,劉明禮),因為 它被認爲隱含或存在著頗爲活躍的較小尺度擾 波。在本論文第二章所提的兩低壓或氣旋波動併 合,對於盛夏季節的緯向與經向移行侵襲臺灣的 熱帶氣旋波動,與鄰近西南方擾波併合過程的互 動,其中相較於小尺度擾波,中心的路徑震盪影 響很小,通常在複合型或橢圓形型態的熱帶氣旋 中心移行方向的右前方區域,大氣流體被加速而 陣風強勁;位於距離熱帶氣旋中心較遠處的小渦 旋胞體,相對於氣旋中心的移行速度較爲緩慢, 而且當熱帶氣旋波動中心,位於臺灣北部又且向 著西北方向移行,此種位居臺灣南部區域的小渦 旋胞體相對中心做反時針方向緩行,相對於地面 位移更爲減少或緩行延宕,若又遇到山脈地形強 制性的擠壓推升,增強垂直對流發展,助長渦流 強度,這種常出現在天氣現象裡的低壓波波動複 合的波變現象,較爲劇烈的天氣發生在盛夏季節 裡。因為此時活躍於臺灣西南方海域的西南風, 將旺盛而且富含水氣的擾波加入,更加強且延宕 維持複合型的熱帶氣旋波動活躍於此區域,結 果:區域性顯性擾波,在山區迎風面延宕持續的 呈現,造成持續較長的時間且劇烈的降水。 (2)海洋裏的雙熱帶氣旋波動發生相吸互動的現 象,在流體力學理論、水工實驗以及衛星觀測都有 顯現,爭議部份在於發生複合互動條件缺乏明確的 證據,水工實驗室的結果令人激賞,但與實際大氣 流體的大範圍尺度、力學與立體結構的對應適當程 度,仍然值得再研討。當熱帶氣旋波動橫越山脈 時,因向風面的地形效應而爬升,渦度場或角速度 向著山頂伸展增強; 據此, 高聳陡峭的山脈面對大 氣流體時,呈現出氣旋波動的相似的特徵。2008 年9月下旬活躍於臺灣南方外海且西行的 Hagupit 熱帶氣旋波動,在臺灣山脈中北段的背風面埔里盆 地造成顯性擾波(劉明禮;2011),此一時段裡, 氣旋中心距離北花蓮山區在 520 公里以內, 強烈的 焚風顯示氣旋波動在此區域,不但垂直向上對流旺 盛,舉升越過3000公尺的高山,降水釋放潛熱, 而且此等翻越山脈的乾熱大氣,更發生聚合的強風 現象。根據日本氣象廳的數據資料,此時大型的強 風(風速>15m/s)風向為東風,半徑 520 公里。 作者將 Hagupit 熱帶氣旋波動遭遇中北段山脈地形 效應,發生的顯性擾波現象,對應於雙熱帶氣旋波 動發生相吸互動相似現象,認為:【當海洋上出現 靠近的雙熱帶氣旋波動,預測兩者將要重疊的區域 具有 TS (Tropical Storm)的強度;或者重疊區裏的 個別熱帶氣旋波動,都在強風半徑範圍以內(風速 >15m/s)】,作爲雙熱帶氣旋波動複合互相繞行 的準則。

3•秋冬季節熱帶氣旋波動分裂波變的天候特徵

(1)秋冬季節,副熱帶海洋上的氣旋波動,富含水 氣且發展活躍於菲律賓附近的海域,當活躍於大陸 東南部近海的冷高壓,帶來冷而強勁的東北風,向 著低層且向南伸展及於氣旋波動,當沉降的冷空氣 注入氣旋波動時,阻斷氣旋波動低層部份的上升運 動,氣旋波動向心力失衡減弱,它的北部或東北部 螺旋式的結構外圍部份區塊,繞行結構增加離心半 徑或切線方向速度增強,又冷的大氣侵入取代此區 域的低層大氣,氣旋擾波被迫向上舉升,雙重作用 下,垂直對流雲雨胞活躍增強且線性速度加快,渦 旋流體的結構向外且持續抛出,此區域的熱帶氣旋 波動,在衛星圖像上則呈現擴張分離的熱帶氣旋波 動波變,而快速被舉升且持續拋出的小渦旋體胞, 或小尺度且旺盛的對流雲雨氣塊,則造成最終駐留 小區域的持續又劇烈降水,此爲氣旋波動分裂的典 型天候特徵(圖三~圖六)。

另一狀況是發生在 2007 年 11 月初的恆春地區,當時的落山風活躍(繞山沉降的東北風),6日琵琶(PEIPAH)熱帶氣旋波動在臺灣南方海域向西移行,通過恆春南方近海時,向北凸出的小氣旋氣塊加入恆春落山風(圖七),從約7.0m/s的平均風速急增至約10.0m/s(劉明禮; 2009)。【2007 年,琵琶(PEIPAH)在<u>11月4日</u>清晨於<u>馬尼拉</u>之東北方增強為<u>熱帶風暴</u>,於<u>11月6日</u>增強為<u>颱風</u>】。

(2)當強烈的熱帶氣旋波動,翻越高聳陡峭但 縱深短的臺灣山脈的偏北區段和北端時,發生包含 氣旋波動中心的暴風半徑部份,在臺灣山脈的向風 面附近繞圈子,分裂但並不脫離的現象,它的大氣 動力特徵,參考作者所做"盛夏至仲秋臺灣與近海 強烈熱帶氣旋波動的分裂型波變",天候特徵則將 在另一專題論述。

### 〈二〉 結論

1. 激態的橢圓形不穩定:相對於較爲穩定的 基態圓形波動而言,橢圓形不穩定在熱帶氣旋波動 裡,因爲擠壓、複合而產生顯性擾波的屯積與釋 放,所造成的波變現象,扮演著重要的角色。

2.**複合**:(1)活躍於臺灣的橢圓形型態複合 性熱帶氣旋波動,造成臺灣西南部持續性的劇烈天 氣現象的條件為:當波動中心位居臺灣北部且向著 西北方向移行、臺灣西南部位處橢圓形波動的遠距 離區域、加上位處山區向風面,此時又是盛夏季 節,引進旺盛且富含水氣的西南風,此等各別狀況 皆助長且延宕臺灣南部劇烈的天氣現象。(2)海 洋上,兩個熱帶氣旋波動或雙颱風發生互相繞行的 複合條件為:個別的熱帶氣旋波動,所包含的強風 半徑範圍內的風速大於 15m/s,或兩個熱帶氣旋波 動之間的重疊區域,應有熱帶風暴(Tropical Storm)強度。

3.分裂:秋天到初冬,冷而且強勁的北風或 東北風向南及向低層大氣發展,侵入臺灣南方海 域的熱帶氣旋波動,氣旋波動的低層大氣,逐漸 且快速的被強且冷的大氣取代,阻斷氣旋波動裡 的外圍部份上升運動,垂直運動與渦旋流體質能 架構失衡,向心力快速減弱,逐漸加大離心半徑, 氣旋波動的螺旋式的結構部份,因爲冷的北風侵 入取代而被迫舉升,向外抛出的小渦旋流體胞, 垂直對流加劇、切線方向速度增加,直線移行速 度增快、離心半徑加大,波動的直線排列屬性增 加,增加顯性擾波發展在特定地點的持續性與會 聚性等,通常在臺灣東部發生小區域、突發性、 持續且劇烈的天候現象。 強勁的北風或東北 風發生在臺灣南端時,造成恆春強勁落山風,此 時又恰有活躍於臺灣南方海域的熱帶氣旋波動, 氣旋波動渦旋流體向北凸出,小渦旋流體胞的離 散、分裂與抛出,向著臺灣南端,增強了落山風。

### 四、<u>感言與誌謝</u>

2010年11月,丹麥(Kongeriget Danmark)和捷克(Česko)的科學團隊得到布拉 格(Praha)市政府准許,再度檢驗 Tycho Brahe 的遺體;2011年10月,由歐洲太空局發射的高精 密度民用衛星,以 Galileo Galilei命名;科學界的 先進先賢所帶給人類的視野與幸福,深深地影響我 們的生活。

### 五、<u>參考文獻</u>

[1] Batchlor,G.K. • 1970:<u>An Introducton to Fluid</u> <u>Dynamics</u>,Cambridge at the University Press; chap.7 pp507-593

[2]劉明禮,2009; "臺灣山脈地形對大氣強制作用所造成的波動現象"天氣分析與預報研討會論文彙編,交通部中央氣象局 pp261~265
[3]劉明禮,2010; "臺灣山脈對熱帶氣旋波動的地形強制作用"天氣分析與預報研討會論文彙編,交通部中央氣象局 pp347~352
[4]劉明禮,2011; "臺灣山脈對熱帶氣旋波動的地形強制作用——臺中盆地的焚風"天氣分析與預報研討會論文彙編,交通部中央氣象局 pp81

 $\sim 86$ 



**圖一**:兩個低壓的氣旋波動:幅合相吸兩個相吸,



**圖二**:兩個高低壓靠近時的波動:發散互斥,



向心力失衡的 熱帶氣旋波動

圖三:沉降的東北風侵入熱帶氣旋波動→強冷大氣取代氣旋波動低層→氣旋波動被舉升+向心力失衡示 弱或離心半徑增加→小區域、持續、劇烈的對流雲雨胞



圖四:芭瑪(PARMA)2009-10-04-14:30 衛星雲圖



圖六:芭瑪(PARMA)2009-10-05-14:30 衛星雲圖

圖五:芭瑪(PARMA)2009-10-04-20:30 衛星雲圖



圖七:琵琶 (PEIPAH)與11月6日00Z 區域地面天氣圖

### 盛夏至仲秋臺灣與近海強烈熱帶氣旋波動的分裂型波變 劉明禮 中央氣象局退休人員 摘要

2005年夏天的 Haitang 和 Talim、2007年仲秋的 Crosa 等強烈熱帶氣旋波動,在橫越綿延高聳的臺灣山脈時,氣旋渦流柱體垂直向上伸展,加上前者遇及臺灣山脈中北段,後者遇及臺灣山脈北端,各別在山脈地形的單狹縫繞射效應(劉明禮:2011)與邊緣繞射效應作用下,助長氣旋波動翻越山脈;此外,當波動中心緯向移行,而且加速靠近臺灣山脈,遵循角動量守恆原理和遮蔽效應,造成波動裡直徑約一百多公里,涵蓋中心的氣旋波動內層部份,隔離分裂,波動中心沿臺灣山脈向風面邊緣,發生全反射現象,走向轉為沿著 121.6°E~121.7°E 南移後,以反時針走向繞圈子。

臺灣山脈對強烈熱帶氣旋波動的擠壓、推升、繞射效應、遮蔽效應、全反射和角動量守 恆等作用,造成氣旋波動分裂為內外層。從質通量的觀點,山脈擠壓加速,氣旋波動從圓形 型態波變為橢圓形型態,波動重心背離山區偏移,產生向心力和遵循角動量守恆原理,對應 於童玩用繩子抽打旋轉中的陀螺時的向心力分量,造成繞行運動的重力學原理相同。氣旋波 動分裂後,内層部份裏的波動中心,以氣旋走向做繞行的現象顯示:在合成前或分裂後的兩 氣旋波動之間,都具有以氣旋方向互繞的特徵。

關鍵詞:遮蔽效應 (sheltering effect);陀螺儀 (gyro);長軸(major axis); 質量通量(mass flux);大氣氣塊 (air parcel);小氣旋胞(cells)

### ー、基本觀念

當波能的傳遞方向或傳播遇及變異介面時,發 生折射或全反射等現象;以及波能傳播遇及障礙 物的缺口或邊緣處,發生干涉或繞射現象,在日常 生活中,聲波的繞射是最常遇到的。作者近年來的 一系列研究裡,著力於將大氣擾波波動遇及山脈地 形作用所造成的反應,對應到古典的物理波動學, 探討山脈作用效應後所呈現的顯性擾波現象;其中 在隆冬季節,強的東北風伸展至臺灣南端,發生劇 烈的繞山沉降運動,造成強勁的落山風,橫行於恆 春及鄰近區域〔劉明禮;2008,2009〕,是典型的 邊緣繞射現象。另外,位於臺灣山脈的南二段,從 卑南主山後到北大武山山區的凹陷山區,和位處臺 灣山脈的中北段,從奇萊山區以南到卓社山區,它 的東西向縱深短,當旺盛或強烈的大氣擾波波長在 近百公里,橫越臺灣山脈,遇到此等特殊的山區分 佈時,容易發生類似於波動學裡的單狹縫繞射或干 涉現象,造成背風面乾熱且顯性的焚風〔劉明禮; 2010,2011 ) 。

作者所做關於 2004 年活躍於臺灣近海的 Mindulle, 當它的波動中心沿著約 121.6°E~121.8° E 北移(21.8°N~22.8°N), 與奇萊山區相距在 150 公 里~250公里時,在背風面的中臺灣,發生顯性的 焚風現象,但與奇萊山區相距少於150公里以後, 則焚風現象消失或不明顯,此種現象明確的顯示: 在臺灣近海經向移行的熱帶氣旋波動,包括中心且 直徑約150公里以內的氣旋波動,將被臺灣山脈所 遮蔽,難以翻越。作者將這種現象或作用稱爲遮蔽 **效應**。本研究所擷取的三個強烈熱帶氣旋波動,夏 天的 Haitang 和 Talim 的波動中心約在 23.9°N、122.6 °E 附近、加速向西移行,隨後都在 122.0°E 附近, 向西南再轉向南或經向移行;仲秋的 Crosa 的波動 中心約在24.3°N、123.2°E 附近,加速向西移行,随 後在 24.6°N 122.1°E 附近,向西南再轉向南或經向 移行,此一段時間的**氣旋波動,恰好位於地形上的** 繞射效應與遮蔽效應區域,導致氣旋波動內外層分 **裂**:此等夏天與仲秋的強烈熱帶氣旋波動橫越山脈 時,它們的外層部份,前者與物理波動學的單狹縫 繞射相似、後者與邊緣繞射現象相似;內層的直徑 約一百多公里左右,包括氣旋波動中心部份,則因 為山脈遮蔽效應作用,都是沿著臺灣山脈,在向風 面發生擠壓、全反射與繞圈子現象。從臺灣山脈對 氣旋波動外作用力的顯性存在,到減弱為不顯著的 過程裡,波動型態則從圓形波動轉變為橢圓形波動 型態,再從橢圓形波動型態轉變回圓形波動型態。

本研究以下所探討的熱帶氣旋波動,當置身於 高聳的臺灣山脈壓擠作用時,波動中心都維持著 925cb的強度,顯現了角動量不變的特徵,隨後波 動中心的運動軌跡近似橢圓形(圖十四、圖十五)。

### 二、熱帶氣旋波動中心在臺灣山脈東 北部沂岸繞圈子的波變特徵

(一) 從圓形波動波變為橢圓形波動: 本研究裡 的強烈熱帶氣旋波動, Haitang 在 2005 年 7 月 18 日5點~13點, Talim 在8月31日23點~9月1 日4點, Crosa在2007年10月6日13點~22點, 波動中心發生繞圈子運動,從臺灣東部近海,向著 臺灣山脈接近時的中心氣壓都是 925cb,氣旋波動 的 10 級風暴風半徑約在一個經度左右(表一;圖一 ~圖三)。熱帶氣旋波動中心的移行,向著山脈氣 壓梯度增強區域,移行速率加快都是在較大的轉向 後的時段:氣旋波動中心向西偏轉和發生全反射 後;以Haitang 爲例,分別為 18 日的 4 點~5 點、 7點~8點(圖一)。氣旋波動在臺灣東北部外海, 以西北〈Haitang、Crosa〉或西北西〈Talim〉的方 向移行靠近臺灣山脈後,圓形波動在高聳的山脈地 形擠壓下,抑向山區部份的氣壓梯度逐漸增強,偏 西移行分量加速。此一時段裡,熱帶氣旋波動的内 層部份,在臺灣山脈高聳的地形擠壓作用下,由圓 形氣旋波動變形為橢圓形氣旋波動。

(二)全反射特徵:三個強烈的熱帶氣旋波動,在 分裂後的內層氣旋中心走向,由西北轉偏西之後, 被山脈擠壓作用逐漸加劇,貼近山脈的區域被擠 壓,氣壓梯度加深,波動中心移行走向轉爲與山脈 分佈平行、或與氣壓梯度垂直。此時,氣旋波動中 心與山脈距離最小,氣旋波動強度維持不變狀況 下,中心則幾乎沿著等壓線,向著氣壓梯度最強的 區域移行,由西向轉為西南向,再轉為經向或南向 時,靠近山區部份的風速、氣壓梯度及質量密度達 到最大値。隨後,氣旋波動被山脈彈射出去,中心 向東南方偏移,中心強度則一直都維持925cb不 變,因遠離山脈擠壓作用,強的氣壓梯度隨著氣旋 中心向東南移行,舒張減弱。橢圓型波的主軸方向 隨時間轉動,時間與對應角以Talim 爲例,從8月 31日21時到9月1日00時爲止(圖四~圖八): 20時〔90°〕、21時〔30°〕、22時〔330°〕、23時〔270 °〕、00時〔330°〕,其中20時~23時的旋轉角速度 爲 330°/小時,則在9月1日00時的方位角並非

# 210°,這個方位角恰好是 330°的影像角,明確地表示熱帶氣旋波動發生全反射現象(圖九)。

(三) 反時針方向的繞圈子現象:熱帶氣旋波動發 生全反射後,波動中心繞圈子,軌跡近似橢圓形, 而且熱帶氣旋波動也發生了由圓形波變成橢圓形 波,再由橢圓形波變回圓形波。波動中心的橢圓形 繞圈子週期:時速較快的 Talim,週期約4小時、 Haitang 與 Crosa 約8~9小時。最靠近山區時的經 度約在 121.6°E~121.7°E 附近,Haitang、Talim 與 Crosa 最南分別到達 23.3°N、23.5°N、與 23.8°N。 隨後向北且向東偏移。整個繞圈子過程裡,盛夏季 節的 Haitang 中心強度不變,秋天的 Talim 與 Crosa 在移行到最南端的轉向處,中心強度各別減弱爲 955cb 與 940cb(表一)。橢圓形波在全反射後的形 狀爲◆,長軸呈東南到西北方向(圖十);在最南

八局♥,長軸呈東南到四北方向(圖十一),在最南端的形狀為■,長軸呈南到北方向(圖十一);中心向東北移出後,橢圓形波的形狀為●,長軸呈西南到東北方向(圖十二)。熱帶氣旋波動中心移行完成繞圈子軌跡後,不再重蹈原來路徑,Haitang、Talim和Crosa與原來走向夾角約為90°、90°、60°順時針方向的移出(圖一、圖二、圖三)。

### 三、討論與結論

### (一)討論

(1)分裂:強烈的熱帶氣旋波動,向著高聳的臺 灣山脈移行時,波動邊緣逐漸被擠壓造成波變:氣 旋波動半徑縮小,若此時的波動中心強度不變,則 整個渦旋流柱體向上伸展,或者是氣壓梯度增大, 大氣的流速增強,維持質通量和角動量的恆定。前 者在山區向風面大氣上升造成低壓發展,後者在必 須做反時針走向運動狀況下,建構成有利於氣旋波 動向山區移行的趨勢。 三個

2005年,Haitang在7月18日的4~5點,Talim 在8月31日的22~23點,從23.9°N/122.6°E附近, 各自向西加速,它們的中心速度都約為45公里/ 小時;2007年的Crosa在10月6日10~11點,從 24.3°N/123.2°E附近向西加速,中心速度約為55公 里/小時;山脈向風面與熱帶氣旋波動相互吸引作 用明顯。熱帶氣旋波動緯向加速,而且幾乎以大於 一般速度的兩倍侵襲臺灣,對於整個熱帶氣旋波動 而言,角動量守恆機制極為重要。此時的強烈的熱 帶氣旋波動又都位於臺灣山脈的遮蔽效應作用區 域裏,雙重的影響導致氣旋波動中心在122°E附 近,偏轉為橢圓形軌跡走向。 (2)全反射與總圈子運動:本研究的内外層分裂型氣旋波動,以本論文的第二章第二節的 Talim 為例,敘述氣旋波動分裂後的內層氣旋波動發生全反射現象,隨後此等包含波動中心的內圍部份,整個做氣旋走向的繞圈子運動,對應於當兩個氣旋波動 複合時,相互之間以氣旋走向相吸繞行合併的現象,則複合前或分裂後的兩個氣旋波動之間,都同 樣具有氣旋走向的互繞特徵。

走向與山脈平行的熱帶氣旋波動,除了波動邊 緣經由繞射或干涉效應,否則不會翻越山脈;當強 烈的熱帶氣旋波動,以近乎緯向快速衝向近乎經向 分佈的臺灣山脈時,在維持角動量的恆定狀況下, 氣旋波動偏轉角度急增加大,波動中心的橢圓軌 跡,與山脈走向夾帶角小,或近乎並行,構成波動 的全反射現象(圖十四、圖十五)。在全反射期最貼 近山脈的 Talim 和 Crosa,波動中心在通過全反射區 後,移到最南端時,氣壓梯度向北舒展減弱,中心 強度減弱。回復期的繞行軌跡,橢圓形波動中心, 由東南逐漸轉東,轉爲東北走向,再轉爲西北走 向,此時的山脈地形擠壓作用變得微弱,繞行現象 不再顯著,氣旋波動再從不穩定的橢圓形型態返回 穩態的圓形型態(圖四、圖八、圖十三)。

(3)質量通量守恆與重心偏移:臺灣山脈地形的 壓擠作用,造成熱帶氣旋波動近山區氣壓梯度逐漸 增強,由 Bernoulli 的能量守恆原理,以及質量通量 守恆原理公式,得知:整個氣旋波動在山脈地形的 壓擠地區,波動半徑逐漸減縮,氣壓梯度逐漸加 深,導引氣旋波動中心逐漸轉向而移行到此一區 域,而且大氣流速在此一區域逐漸增強,大氣質量 密度增加。整個過程的中心氣壓強度不變,熱帶氣 旋波動從圓形波變成橢圓形波。

常見的童玩,用繩子抽打旋轉中的圓柱形陀 螺,除了讓陀螺轉速加快外,通常也造成陀螺傾 斜,重心偏離而出現向心力繞圈子的現象。熱帶氣 旋波動被山脈地形的壓擠部份半徑減縮、密度增 強,整個氣旋波動的質心向背離山區的方向偏離, 造成氣旋波動中心繞圈子。當外力施予旋轉運動的 物體時,整個運動機制維持角動量守恆,旋轉軸做 橢圓形或圓形運動。所以,<u>重心偏移時產生向心力</u> 或角動量守恆,都是構成氣旋波動軸心軌跡繞圈子 的大氣動力學機制。

### (二)結論

(1)強烈熱帶氣旋波動現象與特徵:2005年盛夏的Haitang和夏末的Talim,2007年仲秋的Crosa,強烈熱帶氣旋波動在臺灣東北方近海時, Haitang和Crosa以西北走向、Talim以西北西走向分別逼近臺灣山脈偏北區段;夏天的Haitang和 Talim約在23.9°N/122.6°E,仲秋的Crosa約在24.3° N/123.2°E附近時,氣旋波動中心轉爲緯向後加快速度,一小時內各以約45公里及55公里的速度衝向臺灣,並且都約在122.0°E~122.1°E附近,波動中心發生向西南偏轉的現象,強烈熱帶氣旋波動則明顯的分裂爲內外層。外層翻越過臺灣山脈偏北區段,被遮蔽的內層部份,直徑一百多公里且包含中心的氣旋波動擾波,隨後沿著臺灣山脈向風面做氣旋走向的繞圈子現象。

(2) 大氣動力學機制:夏天的 Haitang 和 Talim,

仲秋的 Crosa 圓形波動,在高聳的山脈地形擠壓 下,維持或遵循角動量守恆原理,氣旋波動半徑 縮小,整個渦旋流柱體向上伸展,氣旋波動遇及 臺灣山脈的中北段與北端時,波動外圍擾波因為 單狹縫繞射、邊緣繞射效應而翻越,促成氣旋波 動中心緯向加速移近臺灣山脈,角動量守恆的動 力機制,加上迎向山區部份的氣壓梯度快速增 強,有利於氣旋波動做橢圓形軌跡運動,當氣旋 波動的內圍部份,位處遮蔽效應區域,走向轉向 西南,而沿著臺灣山脈向風面發生全反射的現 象,再轉為沿著 121.6°E~121.7°E 向南移。

從重力運動學的觀點,遵循角動量守恆機制 的物體,軌跡為等面積速率的圓形或橢圓形;從質 通量的觀點,山脈擠壓加速,造成氣旋波動的重 心,向著背離山脈方向偏移,對應於童玩用繩子抽 打旋轉中的陀螺時,產生的向心力分量,所造成旋 轉軸繞圈子運動的重力學架構相同。

分裂後的内層擾波做反時針方向的繞行運動,與兩個氣旋波動複合時互相繞行運動相同,即 合成前或分裂後的兩個氣旋波動之間,都具有以氣 旋方向互繞的特徵。

### 四、感言與誌謝

抗壓與抗震的偵測與應變時效性,從高科技的 精密儀器設計到日常生活使用的電子用品維護與 穩定、陸地運輸、海空航安、建築物防震研發,至 今已有相當重大的成果;本研究裡的氣壓分佈,將 等壓線分佈變化,當成作用力造成彈簧體的形變 與回穩過程,尋求讓不穩定的能量呈現時,得以 快速感應、反應跳脫、建立轉換和傳輸消散的機 制,俾能回歸穩定,並且要求整個機制架構,所 造成的誤差損壞減低到最少,是另一種值得思考 運用的主題。本研究的熱帶氣旋波動資料,來自 "中央氣象局全球資訊網

### 五、參考文獻

[1]劉明禮,2008: "台灣地區焚風之研究(I)",天 氣分析與預報研討會論文彙編,交通部中央氣象局, 319-322.

〔2〕劉明禮,2009: "臺灣山脈地形對大氣強制作 用所造成的波動現象",天氣分析與預報研討會論 文彙編,交通部中央氣象局,pp 261-265.

〔3〕劉明禮,2010: "臺灣山脈對熱帶氣旋波動 的地形強制作用",天氣分析與預報研討會論文彙 編,交通部中央氣象局,pp 347-352.

[4]劉明禮,2011; "臺灣山脈對熱帶氣旋波動的 地形強制作用——臺中盆地的焚風"天氣分析與 預報研討會論文彙編,交通部中央氣象局 pp81~ 86

熱帶氣旋波動/年/季節	Haitang/2005/ <u>盛夏</u>	Talim/2005/夏末秋初	Crosa/2007/仲秋
中心氣壓	925cb	925cb→955cb	925 cb→940cb
中心運度	15~17公里/小時	21公里/小時	12~15 公里/小時
7 級風暴風半徑	280 公里	250 公里	300 公里
10 級風暴風半徑	120公里	100 公里	120 公里→100 公里
橢圓形軌跡週期(月/日/時)	07/18/05~07/18/13	08/31/23~09/01/04	10/06/14~10/06/22
橢圓(最南/最北)緯度	23.3 N/24.0 N 附近	23.5N/24.0N 附近	23.9 N/24.6 N 附近
橢圓(最西/最東)經度	121.6E/122.1E 附近	121.6飞/121.8飞附近	121.7 E/122.2 E 附近
圓形波→橢圓形波	24.0 N/122.6 E 附近	24.0 N/122.6 E 附近	24.3 N/123.2 E 附近
_中心走向:西→西南	24.0 N/122.0 E	24.0N/122.0E 附近	24.6 N/122.1 E 附近
全反射位址	23.6N/121.6E 附近	23.8 N/121.6 E 附近	24.5 N/121.8 E 附近
橢圓形波→圓形波	24.0 N/122.1 E 附近	24.0 N/121.6 E 附近	24.8 N/122.0 E 附近
中心氣壓減弱位址	不變	23.5. N/121.8 E 附近	23.9 N/121.8 E 附近

表一:Haitang、Talim 和 Crosa 三個強烈熱帶氣旋波動中心橢圓形軌跡特徵



圖一: Haitang
 圖二: Talim
 圖三: Crosa
 說明:強烈熱帶氣旋波動中心橢圓形軌跡,從左到右── Haitang(2005 年 7 月 18 日,03h-14h)、Talim(2005 年 8 月 31 日 20h~9 月 1 日 04h)、Crosa(2007 年 10 月 6 日,11h-22h)









圖七:2005-8-31-23/270°(24.0°N/122.0°E) 圖八:2005-9-01-00/330°(23.9°N/121.6°E) 說明:圖七~圖十一爲強烈熱帶氣旋波動 Talim 的雷達回波圖, 圖下方分別爲年-月-日-時及長軸方向角,氣旋波動中心當時的(緯度/經度)

圖九:圖四~圖八長軸方向對照,黑實 線、黑斷線斷線各表反射波與它的影像



圖十: 2005-9-01-01(925cb) ● 圖十一: 2005--01-02(955cb) 圖 圖十二: 2005--9 -01-03(955cb) ● 說明:圖十、圖十一、圖十二為強烈熱帶氣旋波動 Talim9 月 1 日 01 時~03 時的雷達回波圖,圖下方標示月-日-時、中心 (氣壓強度)、核心部份的橢圓形波動分佈特徵



圖十三:2005-9-01-06 強烈熱帶氣旋波動 Talim 的雷達回波圖



圖十四: 強烈熱帶氣旋波動中心 在臺灣東部近岸繞圈子現象



227

### 利用GPS反演大氣可降水及年變化分析

### 葉大綱<sup>1</sup>、王傳盛<sup>1</sup>、蕭棟元<sup>2</sup>、洪景山<sup>3</sup>、蔡雅婷<sup>3</sup> 國立台北大學 不動產與城鄉環境學系<sup>1</sup> 醒吾科技大學 資訊科技系<sup>2</sup> 中央氣象局 氣象資訊中心<sup>3</sup>

### 摘 要

台灣近年來因季節或颱風等因素而帶來大量雨水,形成某些區域發生土石流或水災等 天然災害,不僅造成某些區域人員傷亡,進而影響經濟層面上的重大損失。西太平洋國家 如台灣、日本以及中國大陸等,每年約5~6月期間是梅雨發生的時段,經常形成連續的降雨。 而雨水來自大氣對流層中之水氣,其屬於一種不穩定的狀態,於氣候上的變遷,更扮演一 種能量傳遞角色,形成真實降雨量也有延遲的可能性,本文採用中央氣象局提供的觀測資 料,討論大氣中之可降水量(Precipitable Water Vapor, PWV)與實際降雨量的趨勢分析。 因全球定位系統(Global Positioning System, GPS)觀測站與雨量站彼此不共站,故以95個 衛星追蹤站找出和氣象局的最短距離的測站,共有92個雨量站,藉此縮小環境誤差影響, 且利用GPS訊號以Bernese 5.0求解對流層濕延遲量及反演可降水量資料與真實降雨量互相 做比對,表現出台灣各區在2006-2011年期間之年週期變化趨勢,且真實反映對流層延遲變 化情形。成果顯示,各區可降水量的年週期呈現一致的趨勢,因對流層水氣含量屬於範圍 性籠罩台灣上空,其每年數據之線性關係有上升趨勢,年增量介於0.67-0.83 mm之間,但 卻與實際降雨量不一致。實際降雨量較高的情況下,通常即有氣流影響或颱風事件因素, 使累積雨量增加,吾人藉由數據的統計分析得知6年期間的實際降雨量變化之情形與天氣事 件較為相關。

關鍵字:全球定位系統、大氣可降水、對流層濕延遲、降雨量、年變化。

### 一、前言

GPS 源自美國 1970 年的導航衛星定位應用,而 後因許多誤差來源之影響,逐漸發展成差分定位技術 (Differential GPS, DGPS),此原理爲使用兩台或兩 台以上的接收儀同時觀測,將觀測方程式作線性運算 後,能有效減少誤差影響,此技術在許多工程領域中 成爲有一定的必要性。除了工程領域另外,在氣象科 學上的應用也逐見獲得肯定,主要目的是利用 GPS 訊號傳至地表接收儀時,通過大氣層使訊號產生延遲 效應,應用地球大氣折射原理,去反推算大氣中原來 之延遲訊息,進而提供氣象學或大氣科學相關學術領 域之發展。

水氣含量在大氣中所佔的比例最多只達大氣總 容積量的4%,於地表垂直向上起算4公里範圍內有 75%集中量,再細分時於地表向上2公里範圍內有 50%集中量,大部分水氣還是停留在對流層中,其含 量約有 99%(Wikipedia, 2008)。水氣也是唯一能夠 以三種型態出現在自然界的變動氣體,此三種型態分 別為蒸發與凝結、融化與凝固、吸收與釋放,並藉由 這三態相位能量的相互改變,可衍生出各種天氣現象 (謝瀚德,2006)。水氣的相位改變皆附有極大的能 量變化,這些能量的傳遞都會影響大氣結構的現況及 型態,特別是像雷雨、颱風等劇烈天氣變化。對於氣 象監測或天氣預報來說,水氣更是扮演著重要的指 標,因此藉由觀測水氣的分佈,有助於了解和評估天 氣系統的變化,因此偵測大氣中的延遲量之變化,對 於掌握特定天氣現象具有相當大的幫助,也顯示延遲 量的估計是具有其重要性。

GPS 觀測資料經 Bernese5.0 軟體計算以載波相位 二次差分方式求解,以最小二乘法消除週波未定值就

228

可得到各站的對流層天頂總延遲量(Zenith Total Delay, ZTD),最後再配合 Saastamoinen 估計模式及 Niell 映射函數,計算對流層的乾延遲部份,只要將總 延遲量減掉乾延遲量就可獲得天頂向的對流層濕延 遲量。若要求得大氣中的濕延遲量與可降水量之關 係,則再乘上一轉換因子Π,其經驗値約0.158-0.167 之間,可將此延遲量轉化為可降水量(PWV),其單 位為 mm,與實際降雨量可做年週期趨勢分析,藉此 了解實際降雨量是否與大氣中的水氣有所關係。

### 二、資料處理

首先選擇研究的時段,從2006年1月至2011年 12月,共6年期間內收集觀測資料,所使用的資料分 為兩種,分別為GPS連續觀測資料及降雨量資料,這 兩種資料分別有不同的處理方式,再將台灣區分為五 個區域做資料整合,分別為北部、中部、南部、東部 及山區等五區。

### 2-1 氣象資料

本研究雨量站之降雨量資料是由中央氣象局所 提供,一天有 24 筆的逐時資料,其資料時間為 2006 年至 2011年,由於 GPS 資料時間與降雨量資料時間 相差 8 小時,於整理時需統一時間,本論文研究中僅 使用自動觀測站逐時雨量資料的部分。台灣區域共有 490 個氣象雨量站的分布,如板橋、淡水、蘇澳、臺 中、高雄、恆春、墾丁、阿里山及新竹等氣象雨量站。 因雨量站與 GPS 測站彼此不共站,雨量站的選站方式 由 GPS 測站的位置而決定,採用空間距離的計算方 式,找出彼此間最近距離之雨量站資料作為本研究數 據,故總共選出 92 個雨量站。

### 2-2 GPS連續觀測資料

GPS 衛星資料是由內政部地政司衛星測量中心 與中央氣象局所提供,其資料時間為 2006 年至 2011 年,而地面接收儀每 30 秒取得一筆 GPS 數據,經由 Bernese 5.0 計算之後,取得逐時資料作月平均數據分 析其趨勢。以台灣概略分為五區作為呈現方式,分為 北部、中部、南部、東部及山部地區,共有 95 個衛 星追蹤站,如LTUN、SLNP、SANJ、CHIN、LUKN、 MITO、FUNY、SGUN、HNSN 及 SALU 等測站,其 分佈如圖 1 所示。而北部地區的平均高度為 171.9 公 尺,中部地區的平均高度為 189.8 公尺,南部地區的 平均高度為 90.2 公尺,東部地區的平均高度為 116.1 公尺,山區的平均高度為 1094.8 公尺。其座標與所搭 配的雨量站最短距離,所有雨量站與 GPS 測站平均距 離為 3.27 公里,最遠距離為 8.16 公里,盡量使環境 因素相同為目的。



圖1 GPS 衛星追蹤站位置分布圖

### 2-3 彙整GPS各站及氣象資料

將台灣區分為北部、中部、南部、東部及山區共 五區,依照 95 個 GPS 測站地理位置填入該五區中, 如圖 2 所示。再依照站名、日期、GPS 資料及降雨量 資料,整理複製貼上至 Excel,當中可能有缺少資料 的情況,則採用月平均値方式計算 2006 年至 2011 年 的資料。最後依照各測站,計算五區的 PWV 與降雨 量之月平均値,降雨量資料是逐時資料,一個小時一 筆資料量,需乘上 24 小時再乘上 30 天,即可得到月 降雨量値。
● # 577         ● # 4 日 * 12         ● 2 日 * 12         ● X <th>- 41</th> <th>常 常用</th> <th>國人 质面配</th> <th><b>王</b> 公式</th> <th>資料 (</th> <th>交開 檢視</th> <th></th> <th></th> <th></th> <th></th> <th></th> <th></th>	- 41	常 常用	國人 质面配	<b>王</b> 公式	資料 (	交開 檢視						
R2- 3(244) ● 2 (244) ■ 2 (2	ľ	78 4	新祖明體		12 - A A	= =	- *	🚰 自動換列	透用核式		H. 📝	一般
NUM         デジ         FERTE         PE         <	16.2		- B / U -	H • 🔊	· <u>A</u> ·   41		11 保保	▲ 時模畫中・	5 - %	14 43	設定相式化 相式化物	• <u>運枯</u>
A1         ・         A         B         C         D         E         F         O         H         J         K           1         日本四         山田田         山田         内肉         東         C         H         J         K           2         CHN         州水         HNSN         WLL         HENC         受債         CHEN         パカ         LUNN         PUE           3         CHVA         HNSN         WLL         HENC         ビ信用         KNS         LUNN         PUE         HANS         WA         CHN         HANS         WA         HANS         WANS         WA         HANS         WANS         WA         HANS         WANS		101/14	Ryterre . Both									
A         B         C         D         E         F         Ø         H         1         J         K           1         1         1         1         0         E         F         Ø         H         1         J         K           2         CHIN         WAND         Wall         Wall         Wall         CHIN         K         K           3         CHUA         File         JYAN         (25%)         CHIN         Wall         TUIN         Settler         LINE         Settler         K         K         Settler         K         Settler         K         Settler         TUIN         Settler         K		A1		(=	た 中部							
日田田         山田         内         米         大         ( <th)(< th="">         (         (         (<td>1</td><td>Å</td><td>B</td><td>C</td><td>D</td><td>E</td><td>F</td><td>0</td><td>н</td><td>I</td><td>IB</td><td>2</td></th)(<>	1	Å	B	C	D	E	F	0	н	I	IB	2
2         日期         将水         日期         日本	1	中部		ப்ன		101		*		±.		
3         田人の         町代人         「YAN         伊勝         CHU         較行         HANS         第演論         LLF         製工作         製工作           4         MAAO         四七         OUK         谷田         NUNS         和LU         TUN         管理         HANS         第演面         LANS         授工作         HANS         第演面         HANS         ####         HANS         ###         HANS	2	CHIN	循水	HNSN	職山	HENC	恆春	CHEN	成功	LTUN	與中國中	
4         MLAO         DLI         UUW $\otimes$ TINS $\psi$ TINN $\otimes$ $\psi$ $\psi$ TINN $\psi$	3	CHUA	彩化	JYAN	住陽	ICHU	義竹	HANS	寒溪	SLNP	雙連岸	
5         TSIO         通常軟中         HOIN         和CP         WUST         GLU県         LOIN         實育理細         TANE         決水           6         TSOS         推測協士         DFIN         大洋頂         NANC         RFL         SINL         UEL         SINL         HTM         TMP           7         LYU         報告加         DFIN         大洋頂         NANC         RFL         SINL         ME         TANE	4	MIAO	西山	GUKW	谷間	TUNS	東山	TTUN	台東體中	FLON	福隆	
6         TEOS         現益山         HUYS         展落林場、WANC         現正         SHL         現理         HSIN         野竹           2         LIYU         戦強度         DFIN         大丁道、         NANK         RÅL         DUL         基価         LAN         TA         DUL         基価         LAN         RÅL         DUL         基価         LAN         TA         DUL         基価         LAN         RÅL         DUL         STA         LAN         RÅL         DUL         STA         LAN         RÅL         DUL         STA         LAN         KA         RÅL         DUL         STA         LAN         KA         KA         KA         VIL         STIL         STA         VIL         STIL         STA         KA         STA         VIL         STIL         STA         STA         VIL         STIL         STA         STA         VIL         STA         STA         VIL         STA         STA         VIL         STA         STA         STA         STA         STA         STA	5	TSIO	通宵城中	HOPN	和平	WUST	鳥山頭	LONT	鹿野龍田	TANS	淡水	
1         YOU         軽魚凍         PFN         大村頂         NANK         肉村         PUL         都歴         LAN         文類           9         FUNY         先の二         日月度         SNHA         内利止         KUMP         FUNY	6	TEOS	鐵鉆山	HUYS	惠謀林場	WANC	濁丘	SINL	與隆	HSIN	新竹	
BUNY         労売         UNI         日月度         SHWA         内規FF         KUAN         関加固く         TVE         石分山           9         HUWE         完成         HLU         合成坪         LOUE         大魚         YUL         王型         ANKN         給放中へ           10         LUKN         洗剤         FKDO         減損         NKK         第位         YUL         王型         ANKN         給放中へ           11         NSHE         新社         GUN         古式         MITO         国山銀信         ISUI         算護         LNKO         株式           12         FKM         保護         TATA         塔塔辺         LNK         田泉秋田         HKW         五段         SUI         算護         LNKO         長辺         2           13         FUM         増売         TUN         田泉秋田         BUN         型点         SANI         三         2         SANI         三         2         NAN         第         三         2         NAN         第         三         2         NAN         三         2         2         NAN         第         2         2         3         NAN         10         NAN         2         10         10         10	7	LIYU	經魚潭	DPIN	大坪頂	NANK	南科	DULI	都歷	ILAN	宜開	
9.         UWE         院尾         HLU         公式坪         LOUE         次面         YUL         王里         ANKN         税快中心           10         UKN         商売         FKD         MEM         KVEU         FL         HEI         GWE         特征           11         NSHE         新社         GUKN         古坑         MITO         FL         HEI         FR         ANKN         特代中へ           12         PEN         芝菜         TATA         塔塔山         LIN         FL         FR         MIKO         FR           13         FUSN         ボボ         TATA         塔塔山         LIN         FL         FL         SU         SU </td <td>8</td> <td>FUNY</td> <td>芳苑</td> <td>SUNI</td> <td>日月潭1</td> <td>SHWA</td> <td>虎頭埤</td> <td>KUAN</td> <td>關山國小</td> <td>FIVE</td> <td>五分山</td> <td></td>	8	FUNY	芳苑	SUNI	日月潭1	SHWA	虎頭埤	KUAN	關山國小	FIVE	五分山	
DI ULNN         院先         FKDO         MECL         FKL         F	9	HUWE	虎尾	HLIU	合流坪	LOUE	六集	YULI	玉里	ANKN	檢校中心	
11         NSKE         新任社         OUKH         古花、         MTO         PL/MBC         LUU         指標         NNCO         科工口           12         TENL         注菜         TATA         塔塔加         LKN         用地新常         NOSO         範囲         VUKU         五山         活         ALM         地大田         FENL         第二         NOKO         秋日         予二           13         FOSN         桃中         YUN         玉山         SAND         元化         FENL         第二         WAKU         茶温           14         SALU         空命家         TUCN         土場         FTUN         六活業         SANI         七球公         SANI         100         SANI         100         SANI         七球公         SANI         100         SANI         100         SANI         100         SANI         100         SANI         100         SANI         100         100         100         100	10	LUKN	<b>I</b> 推进	FKDO	風積斗	NCKU	歸仁	NHSI	南溪	BANC	板橋	
12         FALL         诺诺加         出版加         出版加         出版加         時間         WUKU         五股抗           3         FUSD         様心         YUSN         当山         SAND         当比門         野田         別須         WANL         第選二           4         SALU         空海等         TUN         大波市         DIN         大波市         DIN         大波市         EU         TS         DIN         大波市         DIN         大波市         EU         TS         DIN         大波市         DIN         Chill         DIN         DIN <t< td=""><td>11</td><td>NSHE</td><td><b>創行</b>意士</td><td>GUKN</td><td>古坑</td><td>MITO</td><td>岡山彌陀</td><td>Isui</td><td>瑞穂</td><td>LNKO</td><td>林口</td><td></td></t<>	11	NSHE	<b>創行</b> 意士	GUKN	古坑	MITO	岡山彌陀	Isui	瑞穂	LNKO	林口	
12         13         130         第公         YUSN         玉山         SAND         三秋門         FINP         習液         WANL         展田           14         SALU         空座帯         TUCN         土場         FTUN         六規層         SAUL         大規層         FSAUL         三次回         1         5ANI         三次回         5ANI         三次回         5ANI         三次回         5ANI         三次回         5ANI         1         三次回         5ANI         三次回         5ANI         1         三次回         5ANI         1         三次回         5ANI         1         1         5ANI         1         5ANI         1         1         5ANI         1         1         5ANI         1         1         1         5ANI         1	12	PENL	蓬莱	TATA	塔塔加	LIKN	里港診療	HRGN	\$8.12J	WUKU	五膜坑	
14         SALU         空海察         TUCN         土場         FTUN         六境層         DSIN         大鋼         SANI         三叉           15         SOUN         特岡         NUU         中村         SOAN         枝林公園         SNUL         人地屋市         TSNI         金山           15         SOUN         特国         NUU         中村         SOAN         枝林公園         SNUL         人地屋市         TSNI         金山           17         地飲飲賀區         LUOU         第合         LUU         加砂         MH         東寧大學         FON         新豊           18         WANS         空海         LUU         加砂         NDHU         東寧大學         FON         新豊           19         WANS         空海         LU         TONM         創門         FUN         実道           20         WANS         空海         L         H         HAL         花道         NHU         実道           21         C         L         L         L         L         L         L         H         NH         大鋼         NH         大海           22         L         L         L         L         H         NH         大海         NH         大	13	PUSN	埔心	YUSN	ŦΨ	SAND	三地門	FENP	要消	WANL	高田	
15         SOUTN         純田         NUT         牛門         SOAN         住また公園         SUUL         小規則中         TSHI         会」           16         WFRN         地気吹冷間區         SUCH         機械         NOHU         株式         NUL         小規則中         TSHI         会」           17         LOUD         洗浴         NULU         小規型         NULU         新聞         新聞 <td>14</td> <td>SALU</td> <td>\$76W</td> <td>TUCN</td> <td>十場</td> <td>PTUN</td> <td>六境層</td> <td>DSIN</td> <td>大興</td> <td>SANJ</td> <td>三岁</td> <td></td>	14	SALU	\$76W	TUCN	十場	PTUN	六境層	DSIN	大興	SANJ	三岁	
16         WERN         地震軟滑図區         UCH         製柴         NIOU         特代推误问         SLIN         四体         WAN         製造           16         WAN2         空洋         LUT         TURW         NDHU         RW         NDHU	15	SOUN	神図	NIUT	牛門	SGAN	桂林公園	SHUL	水謙國中	TSHI	金山	
17         LUQU         院台         ILUT         加速         NDHU         東寧大學         FON         軒畳           18         WANS         空歩         YENL         短季         YENL         短季         YAME         街場           19         TOUM         銀季         TOUM         銀季         YAME         田道           20         HUAL         花道         KSHI         國國         1	16	WFEN	地震教育困惑	SUCH	3240	NJOU	南州黄筑河	SLIN	西林	KYIN	觀音	
18         WANS<算術         YENL         優雅         YAME         供植           19         TUNM         規門         FUSH         東海           20         HUAL         花蓮         KSH         開門           21         PENU         北海         TOPN         永和山水庫           22         HUAL         花草         KSH         開門           23         HUAT         和市市         北海外汗           24         SUAO         秋波         FIT         FT	17			LUGU	鷹谷	JLUT	加禄堂	NDHU	東華大學	SFON	新豐	
19         TUNM         例門         FUSN         実績           20         HUAL         花座         KSH1         國因           21         F2FU         北市         TONN         冬れ山水車           22         HUAP         和平橋/>         WIPN         北市林/           23         NAAO         南浦         FLIN         井林           24         SAAO         南浦         所であいち         新行が浅溪區1	18			WANS	望鄉			YENL	鹽寮	YAME	楊梅	
20         HUAL         花運         KSHI         期間           21         第819         北市         町701         北市以水庫           22         HUAP         和平湖小         WIIN         北市外洋           23         NAAO         肉(満)         FLIN         井林           24         第404         第404         新行         FLIN         井林	19							TUNM	銅門	FUSN	奎壤	
21         PEPU         北梯         TOFN         外和以水庫           22         HUAP         和平岡小、WFN         北梯外坪           23         NAAO         閉線         FLIN         北梯林           24         SUAO         閉線         TCMS         新竹光環路1	20							HUAL	花蓮	KSHI	間四	
22         HUAP         和平編小         WIDN         北海林           23         NAAO         南濃         FLIN         北海林           24         SDAO         菊濃         TCMS         新竹方復盛山	21							PEPU	北埔	TOFN	赤和山水庫	
NAAO         附書         FLIN         坪林           24         SUAO         薪貨         TCMS         新竹先復區1	22							HUAP	和平國小	WIPN	北埔外坪	
24 SUAO 群演 TCMS 新竹光復區1	23							NAAO	南渡	PLIN	坪林	
	24							SUAO	蘇演	TCMS	新竹光復區1	
25 TNML 新竹先復區2	25									TNML	新竹光復區2	
26	26											

圖2 台灣五區之 GPS 測站位置

2-4 調和分析方法

在過去 200 年的研究中,調和分析已被廣泛應用 在許多領域中,主要涉及極大函數方法、位勢理論及 調和函數理論等。基本波形的疊加的函數或是信號表 示的數學分支皆是此方法的研究範疇。調和分析又稱 爲傅立葉分析,是將一個函數以傅立葉級數展開,而 本文以調和分析將可降水量和實際降雨量做傅立葉 級數展開成連續規律值,公式如下:

$$\eta(t) = A_0 + \sum_{n=1}^{\infty} (A_n \cos \omega_n t + B_n \sin \omega_n t)$$

$$=A_0+\sum_{n=1}^{\infty}H_ncos(\omega_nt-s_n)$$

其中, $A_0$ 為平均量, $H_n = \sqrt{A_n^2 + B_n^2}$ 為振幅,  $\omega_n$ 為角頻率, $a_n = \tan^{-1}(B_n/A_n)$ 為相位角。此分析 方法對於某時某地的資料記錄情所能推求其振幅及相位角, 亦可決定資料特性與推算未來的數個状況(陳宥珊,2011)。

# 三、計算成果與分析

3-1 可降水量於2006-2011年期間趨勢 本研究將台灣區分成五區來做說明,分別為北部 地區、中部地區、南部地區、東部地區及山區等,來 探討 GPS 所計算的 PWV 值與降雨量之年期間趨勢分 析。由圖 3 中,X 座標為月份,時間從 2006 年 1 月 至 2011 年 12 月,Y 座標為可降水量,藍色的線代表 GPS 所計算的 PWV 值,紅色的線代表調和分析之數 據,紫色的線代表 GPS 之 PWV 的線性趨勢。圖中紅 線的振幅為 12.10 mm,表示乾季與濕季之間的最大差 異量有 24.20 mm 之多,其相位量為 203.87 度,經由 計算後得知,北部地區每年的平均最大水氣含量在 6.75 月份(7月 23 日),以 2006、2007 年來看,雨 季來臨的時間可能比較早,在 2008、2009 年的期間, 雨季來臨的時間可能比較時,由其斜率值得知平均每 年上升 0.68 mm,6 年期間 PWV 總共上升了 4.08 mm,此值與 6 年平均值之差異比率達到 10.26%。



#### 圖3 北部地區PWV 趨勢圖

由圖 4 發現紅線的振幅為 13.10 mm,表示乾季與 濕季之間的最大差異量有 26.20 mm,其相位量為 201.29 度,經由計算後得知,中部地區每年的平均最 大水氣含量在 6.71 月份(7月 22日),在 2006、2007 年期間,雨季可能來的比較早,而在 2008、2009 年 期間,雨季可能會來的比較晚,由其斜率值得知平均 每年上升 0.83 mm,6 年期間 PWV 總共上升了 4.98 mm,此值與 6 年平均值之差異比率達到 12.48%。



#### 圖4 中部地區PWV 趨勢圖

由圖 5 發現紅線的振幅為 12.88 mm,表示乾季與 濕季之間的最大差異量有 25.76 mm,其相位量為 204.99 度,經由計算後得知,南部地區每年的平均最 大水氣含量在 6.83 月份(7月 25日),由其斜率値 得知平均每年上升 0.71 mm,6 年期間 PWV 總共上升 了 4.26 mm,此値與 6 年平均値之差異比率達到 9.92 %。



#### 圖5 南部地區PWV 趨勢圖

由圖 6 發現紅線的振幅為 11.53 mm,表示乾季與 濕季之間的最大差異量有 23.06 mm,其相位量為 207.68 度,經由計算後得知,東部地區每年的平均最 大水氣含量在 6.92 月份(7月 28日),在 2006、2007 年期間,雨季可能來的比較早,而在 2008、2009 年 期間,雨季可能會來的比較晚,由其斜率值得知平均 每年上升 0.67 mm,6 年期間 PWV 總共上升了 4.02 mm,此值與 6 年平均值之差異比率達到 9.45%。



#### 圖6 東部連續6年GPS 趨勢圖

由圖 7 發現紅線的振幅為 10.98 mm,表示乾季與 濕季之間的最大差異量有 21.96 mm,其相位量為 203.17 度,經由計算後得知,山區每年的平均最大水 氣含量在 6.77 月份(7月 23日),在 2006、2007 年 期間,雨季可能會來的比較早,而在 2008、2009 年 期間,雨季可能會來的比較晚,由其斜率値得知平均 每年上升 0.74 mm,6 年期間 PWV 總共上升了 4.44 mm,此値與 6 年平均値之差異比率達到 13.40%。





#### 3-2 降雨量於2006-2011年期間趨勢

如圖 8 所示,X 座標為月份,時間從 2006 年 1 月至 2011 年 12 月,Y 座標為降雨量,藍色的線代表 實際降雨量,紅色的線代表調和分析之數據,紫色的 線代表降雨量的線性趨勢。此區的降雨量較無週期性 的明顯變化,因此不容易顯示出乾、濕季之區別,由 圖中得知 2007 年 6 月累積雨量約有 650 mm,2008 年9月累積雨量約有900 mm,這兩月份比較高的累 積雨量可能因颱風所導致,藉由套入調和分析的連續 變動值,得知北部地區振幅為43.14 mm,其相位量為 265.58 度,經由計算後得知,北部地區每年最大累積 降雨量在8.85 月份(9月26日),由其斜率值得知 平均每年下降3.55 mm,6年期間降雨量總共減少了 21.30 mm。



#### 圖8 北部地區降雨量折線圖

由圖 9 所示,此區的降雨量有週期性的變化,從 2006 年至 2009 年來看,累積雨量皆有達到 500 mm 以上,可能為梅雨期間及西南氣流之影響所導致,但 從 2010 年 8 月就開始下降,至 2011 年累積雨量皆無 超過 250 mm,藉由套入調和分析的連續變動值,得 知中部地區振幅為 139.72 mm,其相位量為 193.09 度,經由計算後得知,中部地區每年的最大累積雨量 在 6.43 月份(7 月 13 日),由其斜率值得知平均每 年下降 16.15 mm,6 年期間降雨量總共減少了 96.90 mm。



#### 圖9 中部地區降雨量折線圖

由圖 10 所示,此區的降雨量有週期性的變化, 累積雨量皆有達到 800 mm 以上,可能為梅雨期間及 西南氣流之影響所導致,藉由套入調和分析的連續變 動值,得知南部地區振幅為 287.77 mm,其相位量為 206.41 度,經由計算後得知,南部地區每年的最大累 積雨量在 6.88 月份(7月 27日),由其斜率值得知 平均每年下降 7.27 mm,6年期間降雨量總共減少了 43.62 mm。



#### 圖 10 南部地區降雨量折線圖

由圖 11 所示,此區雖有週期性的變化,但是在 2006 年期間累積雨量無超過 400 mm,與其他地區相 異,藉由套入調和分析的連續變動值,得知東部地區 振幅為 157.21 mm,其相位量為 253.44 度,經由計算 後得知,東部地區每年的最大累積雨量在 8.44 月份(9 月 13 日),由其斜率值得知平均每年下降 7.95 mm, 6 年期間降雨量總共減少了 47.70 mm。



由圖 12 所示,在 2006 年 6 月、2008 年 9 月及 2009 年 8 月期間的累積雨量皆超過 1000 mm,推測可 能有發生颱風事件而導致,藉由套入調和分析的連續 變動值,得知山區振幅為 229.27 mm,其相位量為 207.13 度,經由計算後得知,山區每年的最大累積雨 量在 6.90 月份(7 月 28 日),由其斜率值得知平均 每年下降 17.44 mm,6 年期間降雨量總共減少了 104.64 mm。





### 四、結論與建議

- (1) GPS 所計算出之可降水量,以中部地區之振幅為 最高,達到 13.10 mm,由此可知中區每年的乾、 濕季之差距最大。南部與東部地區在 6 年期間的 平均可降水量皆有 42.50 mm 以上,北部與中部地 區的平均可降水量約有 39.75 mm 左右,山區的平 均可降水量為 33.12 mm。
- (2) GPS 所計算出之可降水量的波鋒關係,得知中部 地區的雨季來臨最快,約在7月22日,而東部地 區的雨季來的最慢,約在7月28日,以整個台灣 地區來看,雨季大概出現在7月底。
- (3) GPS 所計算出之可降水量的年增量以中部地區為 最高,其值為 0.83 mm/yr,但其他區域的年增量 值也不容忽視,皆有達到 0.67 mm/yr 以上,表示 目前台灣各區上空的水氣含量是每年逐漸增加, 對流層可能也在慢慢的累積能量當中,若在有利

的降雨條件下,將可能降下豪大雨,故不能輕視 之。

- (4) 降雨量以南部地區之振幅最大,其值為 287.77 mm,表示乾、濕季明顯,而北區之振幅最小,其 值為 43.14 mm,表示乾、濕季較不明顯。6 年期 間的平均降雨量以北部地區及山區最多,達到 2800 mm以上,其次為南部與東部地區,約有 2400 mm以上,中部地區最少,約 1700 mm 左右。其 中以台灣平均年降雨量來看,在 2006 年至 2008 年期間較多,而 2009 年至 2011 年期間較少,降 雨量有減少的現象。
- (5)降雨量的波峰之關係,中部、南部及山區的雨季 來的比較早,約在7月份期間,此期間正好是梅 雨季節,而北部與東部地區的雨季則來的比較 晩,約在9月份期間,此期間大多是颱風季節, 此現象也驗證了因梅雨季節所帶來的西南氣流容 易造成中部、南部及山區降雨的情況,而北部及 東部受到颱風影響而降雨。
- (6)降雨量經過連續6年資料統計之後,只有東部區域的年平均值是逐年上升,其上升值為7.95 mm/yr,只佔年平均總累積雨量的0.3%,此增加量非常小,表示目前台灣的降雨量並沒有太大的改變。

# 參考文獻

中央氣象局,2012。<u>http://www.cwb.gov.tw/</u>。

- 王傳盛,2009。對流層延遲效應與全球定位系統高成 定位之研究。國立中央大學博士論文。
- 陳宥珊,2011。台灣西岸長期水位變化之研究,國立 中山大學海洋環境及工程學系碩士論文。
- 謝瀚德,2006。利用 GPS 訊號估算對流層斜向水氣 含量之研究,國立中央大學太空科學研究所碩 士論文,中壢。

Wikipedia, 2008. http://www.wikipedia.org/.

# LAPS系集降水機率預報之經濟價值評估

### 1張惠玲 2楊舒芝 3王溫和 4陳嘉榮

134中央氣象局衛星中心 2中央大學

### 摘要

本研究主要是利用簡單的成本損失分析 (cost-loss analysis) 評估局地分析與預報系統 (Local Analysis and Prediction System, LAPS) 之系集降水機率預報財醫肪氣候預報的經濟價值 (economic value),並且和單一預報的經濟價值進行比較。進行成本損失分析的動機是讓不同的使用者可以根據已知或估計的成本損失比選擇不同的標準(機率值)來決定是否採取防護行動,使經濟價值達到最大。最終目的在於讓天氣預報員專職預報,而將政策決定留給決策者。

成本損失分析結果顯示:針對颱風個案,LAPS 6小時定量降水機率預報 (probabilistic quantitative precipitation forecasts, PQPFs)具有相當的經濟價值。要注意的是,因LAPS 預報系統具有明顯的濕偏差,若直接採用未校正的降水機率預報, 會因過度警戒而減損可以達到的最大經濟價值,此現象隨著降水門艦的提高而愈加顯著。此外,本研究亦比較系集預幹時和 單一預幹的經濟價值。結果顯示:系集機率預報相聲於單一預報可使較多(成本損失比範圍較廣)的使用者從中獲益,且提 供較大的經濟價值。這是因為系集預報具有濾涂非線性誤差的能力,且可提供事件相關 (case-dependent)的預報不確定性 訊息。

關鍵字:系集機率預報、成本損失分析

### 一、前言

近年來由於電腦資源之增加以及了解大氣可預 報度之重要性,系集預報逐漸受到各天氣作業單位之 重視。透過系集方式產生的機率預報,可用以評估因 初始條件誤差和模式誤差所導致的預報不確定性。

中央氣象局局地分析與預報系統(Local Analysis and Prediction System, LAPS) 之系集降水機率預報自2008年5 月起已正式上線作業,提供每3小時一報的0-6小時定 量降水機率預報(probabilistic quantitative precipitation forecasts, PQPFs)。LAPS系集預報系統(ensemble prediction system, EPS)利用時間延遲之多組模式系集組成(time-lagged multimodel ensemble configuration)方式,建立12個成員的系 集預報。校驗結果顯示LAPS EPS具有良好的系集離散度 -預韓路行關係(spread-skill relationship)以及相當的區辨能力 (discrimination ability),因此可得知為一品質良好且具有預報 能力的EPS (Chang et al. 2012)。

使用者對於降水機率預報感到困擾之處在於不知道該採 用多大的機率值做為採取防護行動的鬥濫值。是否預報員能 提供一個最佳的機率鬥濫值,當降水機率超過此鬥濫時,使 用者就必須要採取防護行動(例如:封路、搭建遮雨棚或停 止上班上課)呢?這樣的問題牽涉到使用者所考量的成本與 損失,與社會經濟相關,即所謂的經濟價值。相較於單單參考氣候資訊(亦即只參考天氣事件過往的平均發生頻率),如 果採用某預報系統的資訊可以幫助使用者降低成本花費或減 少財產損失,則表示此預報系統對使用者而言是有經濟價值 的。事實上,對不同的使用者(例如,防災單位與農業單位) 而言,成本與損失考量會有差異,因此所關心的經濟價值會 對應至不同的機率鬥檻值需求。使用者可以選擇一個可以達 到最大經濟價值的機率鬥檻值,做為決策之參考。

本研究主要是利用簡單的成本損失分析 (cost-loss analysis, Richardson 2000) 評估LAPS系集降水機率預報相對 於氣候平均是否提供某種程度的經濟價值,並且和單一預報 的經濟價值進行比較,以了解系集降水機率預報相對於單一 預報的優勢。成本損失分析背後的動機在於讓不同的使用者 可以根據已知或估計的成本損失比例,選擇不同的標準(機 率門整個來決定是否採取防護行動,使經濟價值達到最大。 當然,並非所有的價值都能以金錢來表示,例如人民的生命, 但是以成本損失比來表示的經濟價值分析確實可適用於大部 分的狀況。而經濟價值分析的目的在於讓天氣預報員專職預 報,而將政策決定留給決策者。

本文結構如下:第二部份將簡單介紹LAPS EPS和個案資料,第三部分介紹成本損失分析,第四部分是結果與討論,包括LAPS系集機率預幹的經濟價值分析、偏差校正對經濟價

234

値分析之影響以及系集機率預幹和單一預報之比較。第五部 分是經濟價值之應用實例,最後一部分是結論與展望。

# 二、LAPS EPS及個案資料

LAPS短時預報系統最大的特色在於採用非絕熱 資料同化建立模式初始場,因此可有效減輕傳統模式 在積分初期的調整問題(spin-up problem),因而大大提 升短時(0-12小時)降水預報之能力。而LAPS EPS主 要是利用不同背景場 (包括NECP GFS模式以及CWB NFS模式的預報場)建立兩組分析場,再利用兩個不同 中尺度模式 (MM5和WRF/ARW) 產生四組基本系集 成員。此外在時間延遲的架構下(每個中尺度模式每3小時 初始化一次),將此四組基本系集拓展爲總共12個成員的時 間延遲之多模式系集預報(如圖1所示),並以此系集預報產 牛降水機率預報。舉例說明,針對10mm/6h此降水門檻,如 果12個系集成員中有9個成員所預報的6小時累積降水超過 10mm,則隆水機率為75% (=9/12)。本研究用以評估經 濟價值的個案包括2008 - 2009年8個颱風個案的0-6小時 PQPFs (表2,共148 個 0-6小時PQPFs)。LAPS的模式範圍 及做為雨量觀測的雷達降水估計範圍如圖2所示。

長期的統計校驗顯示LAPS EPS具有明顯的濕偏差,因此我們利用線性迴歸(linear regression, LR)方法(Yuan et al. 2008)針對PQPF進行校正(偏差修正),結果顯示此校正可明顯提升PQPFs的預幹路上力。在本研究中我們同時也比較有無校正之0-6/小時PQPFs的經濟價值差異。

# 二、成本損失分析

一個預報系統的經濟價值定義如下:

$$V = \frac{E_{climate} - E_{forecast}}{E_{climate} - E_{perfect}} \qquad (1)$$

)

其中E<sub>climate</sub> 是僅參考氣候資訊來決定是否採取防 護行動狀況下的費用期望值,E<sub>forecast</sub>是以預報系統 資訊做為決策參考的費用期望值,而E<sub>perfect</sub>是假設 有一完美的預報系統可以對天氣事件的發生與否提 供永遠正確的預報,當使用者以此完美預報系統的 資訊做為決策參考時可以得到的最小費用期望值。 V的值域從負無限大到1,採用完美的預報系統可得 到最大的經濟價值 (V=1),當預報系統的預期費用等 於(或大於)只採用氣候資訊的預期費用時,經濟價值 為0(或負值)。簡言之,負的經濟價值代表參考預報 系統的資訊將負擔多於參考氣候資訊的費用。要避 兒這樣的情況發生,則必須透過經濟價值評估使決 策達到最佳化。

假定一個決策者是否採取防護行動,全然根據 某個預報系統的天氣預報資訊而定。那麼根據長期 的預報結果,我們可以使用一個 2×2 的列聯表 (表 1)來評估究竟使用者能否從此預報系統獲益。當天 氣事件沒有發生且使用者也無採取防護行動 (correct rejection)時,使用者沒有任何成本損失 (N=0)。若事 件發生而使用者未採取行動 (miss),則使用者將承受 損失 (L =  $L_p+L_u$ ,其中 $L_p$ 是可預防的損失, $L_u$ 是採 取行動也無可避免的損失)。當事件沒有發生卻採取 行動 (false alarm)時,使用者將負擔防護行動的成本 (C)。要說明的是,C 必須要小於L (C < L),才有採 取行動的必要。最後一種狀況是當事件發生而使用 者也採取行動 (hit),此時除了負擔防護行動的成本 C 外,還必須承受採取行動也無可避免的損失 $L_u$  (C  $\leq$ C+ $L_u$  < L)。

根據過去長期的預報校驗結果,我們可以求出表1中四種狀況的相對頻率(*h、m、f和 c*)。此外,由統計的觀點,我們也可以求出:

$$E_{forecast} = h (C + L_u) + f C + m (L_p + L_u)$$
(2)  
$$E_{perfect} = \bar{o} (C + L_u)$$
(3)

 $E_{climate} = \min \left[ \overline{o} (L_p + L_u), C + \overline{o} L_u \right] \quad (4)$ 

其中 $\overline{o}$ 是事件的氣候頻率 (climatological frequency)。 倘若氣候資訊外別無其他預報資訊可參考,則使用 者只有兩種選擇,一則總是採取防護行動 (費用期望 値為  $C + \overline{o} L_u$ ),另一則是永不採取行動 (費用期望 値為  $\overline{o}(L_p + L_u)$ )。唯有使用者參考預報系統資訊的 費用期望値低於參考氣候資訊的費用期望値時,使 用者才會選擇使用此預報系統。

將方程式(2)-(4)代入(1),此外,*h+m* = *ō*且 *f+c* = *1-ō*,則可得到

$$V = \frac{Min[\bar{o}L_p] - (h+f)C - mL_p}{Min[\bar{o}L_p, C] - \bar{o}C}$$
(5)

成本損失比 (cost-loss ratio) 的定義為 $\gamma = C/L_p$ ,代 入方程式 (5) 即可得到

$$V = \frac{Min[\bar{o},r] - (h+f)r - m}{Min[\bar{o},r] - \bar{o}r}$$
(6)

由上式可知,經濟價值關乎預報系統的模式表現(h, f和m)外,同時也與事件的氣候頻率ō,以及使用 者的成本損失比γ有關。

# 四、結果與分析

LAPS EPS 具有 12 個系集成員,因此使用者在決定是 否採取天氣相關之防護行動時,有 12 種不同的機率門艦値 Pt (threshold probability)可供選擇。亦即,使用者可選擇當 12, 11, 10, …,或只要 1 個系集成員預報有天氣事件發生,就 採取防護行動。

事實上,每一個機率門檻值(或決策標準)都對應到 一個不同的經濟價值。使用者可以根據自身的成本損失比, 選擇提供最大經濟價值的機率門檻值,此即為 EPS 相對於 單一預報的優勢所在,因爲單一預報只有一種機率門檻值 (100%)可供選擇。過去的研究證明,針對完全可信的預報 (perfectly reliable forecasts),可以得到最大經濟價值的最佳機 率門檻值恰好等於使用者的成本損益比γ (Murphy 1977)。 當預報系統有預報佩嘉時,必須先進行偏差修正,或是根據 歷史個案之統計結果選擇適宜的機率門檻值來補償預報預 差,以達到最大經濟價值。

### (一) LAPS 系集機率預開的經濟價值分析

圖3顯示校正過的LAPS 0-6小時 PQPFs 在 10mm / 6h 的降水門艦下,採取不同降水機率預報值做爲機率門艦 Pt 的經濟價值分佈圖。此圖說月機率門檻值的選擇對於可達到 的經濟價值大小有決定性的影響。舉例說明,針對成本損失 比γ=0.25的決策者而言,如果以降水機率0.25(=3/12)做 爲機率門檻Pt而採取防護行動,則可達到50%的經濟價值; 如果選擇較嚴格的Pt=8/12,只能達到9%的經濟價值;但 如果降水機率超過0.75(=9/12) 還不採取防護行動,則無 法利用此預報系統獲得任何經濟價值。此圖還顯示,在 10mm/6h此降水門艦下,成本損失比介於0.025到0.8之間 的使用者均可因參考LAPS PQPFs 進行決策而獲益(亦即, 得到大於僅參考氣候平均值的經濟價值。此外,就所有使 用者而言,成本損失比 $\gamma = 0.27$ 的使用者可以得到整體最大 的經濟價值 (V = 0.53), 0.27 恰好就是6小時累積降水達到 10mm此事件的氣候頻率  $\bar{\mathbf{0}}$ 。研究指出,對於 $\gamma$ 等於天氣事 件之氣候頻率 的使用者,可得到最大的經濟價值 (Richardson 2000) °

### (二) 系集成員數目多寡對經濟價值之影響

如前所述,LAPS EPS 共有 12 個成員,因此可提供 1/12, 2/12,…12/12 共 12 種不同的降水機率值。但針對 $\gamma$ =0.05 (小 於 1 / 12) 的使用者,在採用校正後的 PQPFs 時,若依照理 論選擇 Pt = 0.05 可得到最大的經濟價值,但因所使用的系 集數目,所能獲得的最佳狀況難能選擇 Pt = 1/12。事實上, 成本 C 遠小於 $L_u$ 的使用者其 $\gamma$ 相對很小,這些使用者在參 考只有 12 個成員的 LAPS PQPFs 來進行決策時,很可惜的 都會因爲系集成員數目不足而减損了經濟價值。再者,LAPS PQPFs 的機率間隔 dPt = 1/12,因此 $\gamma$ 介於1/12的兩個整 數倍之間的使用者也會同樣出現機率解析度不足的問題,例 如  $\gamma = 0.7$ 的使用者,若依照理論選擇 Pt = 0.7可得到最大 的經濟價值,但因LAPS PQPFs 無法提供0.7 此降水機率值, 使用者必須退而求其次,改採8/12(~0.66)或9/12(=0.75) 做爲最佳機率門檻值,這也會減損經濟價值的評估。

此外,針對氣候頻率o小於 1/12 的降水事件,使用者 也會遭遇到同樣的問題。圖 4 是以本研究共 8 個颱風個案作 爲氣候樣本,統計得到颱風天氣系統在不同降水門濫下的氣 候頻率  $\overline{o}$ 。可以發現:針對降水門濫大於 35mm / 6h 的事件 ( $\overline{o} = 0.0848$ ),使用者都會因為 LAPS EPS 無法解析到像氣 候頻率o如此小的降水機率而無法從此EPS 中獲得足夠的經 濟價值。倘若要完全解析極端降水事件,LAPS EPS 的成員 數勢必要增加。舉例說明,若要解析 70mm / 6h 此降水事件 ( $\overline{o} ~ 0.025 = 1/40$ ),LAPS 大約需要擴曾到 40 個成員;而 要解析 140mm / 6h 此降水事件 ( $\overline{o} ~ 0.005 = 1/200$ ),大約 需要擴曾到 200 個成員。因此系集成員數在 EPS 經濟價值 上扮演著解析極端事件的重要角色。

### (三)偏差校正對經濟價值分析之影響

長期稽古的預幹校驗 (Chang et al. 2012) 顯示 LAPS EPS 有明顯的濕偏差,且隨著降水門濫的提高,濕偏差也愈 明顯。圖5比較有無偏差校正的 LAPS 0.6小時 PQPFs 在不 同降水門艦下 (1,10和20mm/6h) 可達到的最大經濟價值, 以及達到此最大經濟價值時的最佳機容門艦值 (Pt) 分佈。 此圖顯示:如果能夠選擇適直的系集預報機容做為機容門艦 值,則有無偏差校正均可達到相同的最大經濟價值。此最大 經濟價值即是LAPS EPS 在某一降水門艦可以達到的最大極 限,也就是所謂的潛在經濟價值 (potential economic value)。

此外,可以發現未經偏差校正的機率鬥濫值 P. 會高於 理論的機率鬥濫值  $(Pt=\gamma)$ ,且隨降水鬥濫的提高,實際 P. 高於理論 P. 的程度愈大。這是因為具有濕偏差的 LAPS EPS 所預開的降水機率高於實際發生的降水機率所導致。舉例說 明,成本損失比 $\gamma=0.5$ 的決策者在 10mm / 6h 此降水鬥艦下, 若根據理論會以 Pt = 0.5 做烏採取防護行動的依據,但實際 上當 Pt = 0.75 時才需要採取行動。過度的採取防護行動離不 至於增加損失,但卻會因為浪費成本而降低經濟價值。此時 必須根據長期緒情的經濟價值分佈,選擇最佳的機率鬥艦值, 才能得到最大的經濟價值。

### (四)系集機率預報和單一預報之比較

此部分用以進行經濟價值比較的單一預報是指未採用時間延遲(亦即未經初始擾動)的4個系集成員,分別是以NCEP的GFS預報場為背景場的LAPS-WRF-ARW:GFS和LAPS-MM5:GFS模式以及以CWB的NFS預報場為背景場的LAPS-WRF-ARW:NFS和LAPS-MM5:NFS模式。

圖 6 比較系集機率預裝和單一預報在不同降水門檻下 (1,10 和 30 mm / 6h) 的最大(或整體)經濟價值。可以發現系 集機率預報相對於單一預報可使較多 (亦即,成本損失比範 圍所涵蓋的 V>0 較廣) 的使用者從中獲益,且提供較大的 經濟價值。此優勢隨著降水門檻的提高而愈加顯著。而高降 水門檻值亦對應於具有高度非線性動力發展的強對流事件。 而相較於單一預報而言,系集預報具有濾涂非線性誤差,且 可提供事件相關 (case-dependent) 之預報不確定性訊息的優 勢 (亦即,透過系集散度或不同的機率預報/值來提供與事件 相關的不確定性估計)。

# 五、經濟價值之應用實例

在同一地區有兩位種植不同作物的農夫,發生降水超 過30 mm/6h的天氣事件時,兩農夫的作物都會受影響而必 須採取防護行動(例如搭建防雨設施)。 假設農夫甲和乙採 取防護行動的成本(C)均相同,但因作物價值的不同使得 兩者可避免的損失( $L_p$ )有顯著差異,其中農夫甲的 $L_p$ 遠 小於農夫乙的 $L_p$ 。假定農夫甲的成本損失比  $\gamma = C/L_p =$ 0.9,而農夫乙的 $\gamma = 0.1$ 。那麼,當降水機率超過90%時, 農夫甲才需要採取防護行動,但只要降水機率超過10%, 農夫乙就必須採取防護行動。這個例子說明使用者可以根據 自身的成本損失比,採用不同的降水機率做爲機率門檻值, 將機率預歸時換爲採取行動或不採取行動的決定。

假如有一個傳統預報只提供降水量多寡,長期校驗發 現針對 30 mm / 6h 此事件的命中率 (h / (h+f)) 為 70%, 錯 失率 (m / (m+c)) 為 30%。由經濟價值分析可以得知:這樣 的預報選對 0.3 <  $\gamma$  < 0.7 的使用者具有經濟價值。因此, 這樣的單一預辦礎封農夫甲和乙而言,是沒有任何用處的,所 已兩個農夫會轉而採用氣候資訊來決定是否採取行動。假定 從長期統計得知某降水事件在降水門艦值 > 30 mm / 6h 的 氣候頻率  $\bar{o} = 0.2$  (例如當颱風由台灣東岸登陸時,宜 蘭地區發生 6 小時累積降水> 30mm的平均頻率是 20%)。當此降水事件發生時農夫甲( $\gamma > \bar{o}$ ) 根據此 資訊將永遠不需要採取防護行動,但農夫乙( $\gamma <$  **o** ) 卻總是要採取防護行動。若要提供使兩位農夫 均有經濟價值的預報,則必須考慮包含 0.1 和 0.9 此 二降水機率值的機率預報。這樣的機率預報可輕易 的由系集預報所提供,但卻可以很實際的幫助農夫 甲(或乙)適時的採取(或放棄)防護行動以節省花費。 亦即,農夫甲必須在降水機率 > 0.9 時採取行動,而 農夫乙只需要在降水機率 > 0.1 時才需要採取行 動。

# 六、結論及展望

本研究主要是利用簡單的成本損失分析評估 LAPS 0-6 小時 PQPFs 相對於氣候預幹的經濟價值,並且和單一預幹的 經濟價值進行比較。研究動機在於讓不同的使用者可以根據 自身的成本損失比選擇不同的機率門檻值來決定是否採取防 護行動,使經濟價值達到最大。同時,讓天氣預報員專職預 報,而將決策權留給使用者。

研究結果顯示:針對颱風個案,LAPS 0-6 小時 PQPFs 可以提供一定範圍的使用者相當程度的經濟價值。要注意的 是,因LAPS 預報系統具有明顯的濕偏差,若直接採用未校 正的降水機率預報,並根據理論的機率門檻值來決定是否採 取防護行動,會因爲過度警戒而減損可以達到的最大經濟價 值。此時,必須根據長期統計的經濟價值分佈,選擇最佳的 機率門檻值,才能補償因爲濕偏差所減損的經濟價值。

此外,我們也比較系集預幹研單一預幹的經濟價值差異。 可以發現:系集機率預裝附種効於單一預報可使較多(亦即, 成本損失比範圍較廣)的使用者獲得經濟價值,且提供較大 的經濟價值。這是因為系集預報具有濾涂非線性誤差的能力, 且可提供事件相關(case-dependent)的預報不確定性訊息。

唯一的缺憾是,LAPS系集成員的數目(12個)有限, 造成機率解析度不足,因而無法解析某些降水事件(特別是 極端降水事件)或是無法提供成本損失比 < 1/12 的使用者 最佳的機率門艦値,無形中減損了經濟價值。如何有效的增 加系集成員將是未來的發展方向。

參考文獻:

- Chang, H. L., H. Yuan, P. L. Lin, 2012: Short-Range (0-12h) PQPFs from Time-Lagged Multimodel Ensembles Using LAPS. Mon. Wea. Rev., 140, 1496–1516.
- Murphy, A. H., 1977: The value of climatological, categorical and probabilistic forecasts in the cost-loss ratio situation. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 803-816.

- Richardson, D. S., 2000: Skill and relative economic value of the ECMWF ensemble prediction system. Quart. J. Royal Meteor. Soc., 126, 649-667.
- Yuan, H., J. A. McGinley, P. J. Schultz, C. J. Anderson, and C. Lu, 2008: Short-range precipitation forecasts from time-lagged multimodel ensembles during the HMT-West-2006 campaign. J. Hydrometeor., 9, 477–491.

### 表1、預報和觀測的統一例聯表。

		Forecast	Forecast / action@						
		Yes	No						
Observation	Yes	Hit (h) Mitigated loss (C + L <sub>u</sub> )	Miss (m) Loss (L = L <sub>p</sub> + L <sub>u</sub> )	h+m =ō					
Ubservation	Nc	False Alarm (f) Cost (C)	Correct rejection (c) No cost (N)	f+c=1-ō					

### 表2、2008和2009年颱風個案。

	Event : number of validation time	Start - end		
	Kalmaegi : 11( TY1 )	16 Jul, 09UTC - 18 Jul, 15UTC		
	Fung-wong : 24 ( TY2 )	26 Jul, 03UTC — 29 Jul, 12UTC		
2008	Sinlaku : 27 ( TY3 )	11 Sep, 00UTC - 15 Sep, 12UTC		
	Hagupit : 11 ( TY4 )	22 Sep, 00UTC — 23 Sep, 06UTC		
	Jangmi : 17 ( TY5 )	27 Sep, 18UTC — 29 Sep, 18UTC		
	total : 5 typ	100ns 906-h		
2000	Linfa : 12( TY6 )	20 Jun, 06UTC – 22 Jun, 03UTC		
2009	Molave : 7 ( TY7 )	17 Jul, 00UTC – 17 Jul, 18UTC		
	Morakot : 39 ( TY8 )	05 Aug, 18UTC – 10 Aug, 2UTC		
	total : 3 typ	100ns 586-h		



圖1、LAPS時間延遲之多模式系集組成示意圖。



圖2、LAPS短時預報系統之模式範圍以及做烏觀測的雷達 降水估計範圍。



圖3、LAPS校正後的06小時降水機率預報在10mm/ 6h 此降水門艦下的經濟價值分佈圖。虛線代表採用不 同機率門艦值所對應的經濟價值,實線則是LAPS EPS 整體的經濟價值,亦即使用者選擇最佳機率門艦值的 狀況下可以達到的最大經濟價值。紅色垂直虛線顯示 10 mm/6h 此事件的氣候頻率。



圖4、以本研究共8個颱風個案作爲氣候樣本,統計得到颱風天氣系統在不同降水門濫下的氣候發生頻率6。上圖是針對1~100mm/6h的降水事件,下圖是100~200mm/6h的降水事件。



圖5、LAPS EPS 0.6小時降水機容預報在不同降水門艦(1,10 和 20mm/6h)下的經濟價值分佈圖,虛線和實線分別是有、 無進行校正的結果。三角形和空心圓分別標出採用有、無校 正之降水機率預報的各使用者,若要達到最大經濟價值所必 須採用的最佳機率門艦值(Pt)。



圖6、LAPS EPS 0.6 小時降水機率預報以及4個單一模式之 0.6 小時降水預報在不同降水門艦 (1,10和 30 mm/6h)下 的經濟價值分佈圖。橘色垂直虛線標示颱風天氣系統在不同 降水門艦下的氣候頻率5。

# A comparison of two heavy rain events during the Terrain-influenced Monsoon Rainfall Experiment (TiMREX) 2008 2008 地形影響季風降雨實驗期間兩劇烈降水事件的比較

Chuan-Chi Tu 涂絹琪, Yi-Leng Chen 陳宇能

Department of Meteorology, University of Hawaii at Manoa, Honolulu, Hawaii

Ching-Sen Chen 陳景森, Pay-Liam Lin 林沛練

Institute of Atmospheric Physics, National Central University, Chung-Li, Taiwan

and

Po-Hsiung Lin 林博雄

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

#### Abstract

Two heavy rainfall events during Taiwan's Mei-Yu season with daily rainfall maximums along the windward mountain range (31 May 2008) (> 110 mm day<sup>-1</sup>) and the coast (16 June 2008) (> 200 mm day<sup>-1</sup>) were studied and compared. For both cases, the existence of a moisture tongue from the tropics provided moisture source for pronounced latent heat release associated with the Mei-Yu system, which led to PV generation and intensification of a Mei-Yu mesocyclone.

During the daytime of 31 May, after the shallow surface front (< 1 km) originated from north of Taiwan passed central Taiwan, the 850-hPa Mei-Yu mesocyclone moved toward western Taiwan. The orographic lifting of the prevailing warm, moist west-southwesterly flow aloft with a large westerly wind component ahead of the mesocyclone combined with sea breezes-upslope flow at the surface, provided the localized lifting needed for the development of heavy precipitation over the southwestern windward slopes.

On 16 June, pronounced orographic blocking of the warm, moist south/southwesterly flow by the terrain under the presence of relavitely cold air at low levels due to a combination of nocturnal and rain evaporative cooling was important for the intensification of convective systems as they drifted inland and interacted with the land breezes. Furthermore, with a mountain-paralleling flow aloft, orographic lifting aloft was absent. As a result, convective cells diminished as they moved in land. Over northern Taiwan, sea breeze/onshore flow developed over a leeside convergence zone in the afternoon hours resulting in heavy thunder showers (> 110 mm day<sup>-1</sup>).

Keywords: heavy rainfall, moisture tongue, latent heat release, PV, Mei-Yu mesocyclone, orographic, land/sea breezes 關鍵字: 劇烈降水, 溼舌, 潛熱釋放, 位渦, 梅雨中尺度氣旋, 地形的, 海陸風

#### 1. Introduction

The precipitation and airflow over Taiwan during the early summer monsoon rainfall season are significantly modulated by the diurnal heating cycle (Johnson and Bresch 1991; Yeh and Chen 1998; Kerns et al. 2010). Along the western and southwestern windward coasts, the hourly rainfall frequencies have a very weak early morning maximum under the southwesterly monsoon flow (Yeh and Chen 1998; Kerns et al. 2010). From the principal component analysis (PCA) of surface variables during the Taiwan Area Mesoscale Experiment 1987 (TAMEX) (Kuo and Chen 1990), Chen and Li (1995) show that under the southwest monsoon flow, island blocking (Li and Chen 1998) exhibits diurnal variations which are most significant before sunrise. Linear convective lines along the land-breeze front off the northwestern coast were also observed from radar data in the early morning during the TAMEX Intensive Observing Period (IOP) #13 (Li et al. 1997). Recent statistics of heavy rainfall events show that most of the heavy rainfall events over southwestern Taiwan originated from pre-existing convective showers or mesoscale convective systems (MCSs) that drifted inland and interacted with the terrain and local winds (C.-S. Chen et al., 2007; 2008). The weak early morning rainfall maximum along the western and southwestern windward coasts occurs only under the southwesterly monsoon flow during the warm season and is likely caused by the convergence between the offshore flow and the incoming, decelerating southwesterly flow when the land surface is the coldest (Kerns et al. 2010). Along the southwestern coast, the occurrence of rain rates  $> 15 \text{ mm h}^{-1}$  also has a weak early morning (0600-0700 LT) maximum (C.-S. Chen et al. 2007). In some cases, the rainfall maximum along the southwestern coast may occur during the daytime because of orographic blocking as the deflected flow turns into a southerly flow parallel to the orientation of the CMR (C.-S. Chen et al. 2005).

In this study, we use high resolution data collected during TiMREX (2008) to compare the mechanisms of two contrasting heavy rainfall events along the windward mountain range (>1 km) (31 May during IOP#3) and over the southwestern coast of Taiwan (16 June during IOP#8)(Fig. 1) through the case study approach. First of all, we would like to study the large-scale settings for the development of these two heavy precipitation events, including the role played by moisture tongues (embedded within the southwesterly monsoon flow) in deepening the Mei-Yu trough and enhancing

mesocyclones over southeastern China, the northern South China Sea, and the Taiwan area.



Fig. 1. Daily (0000-2400 Local Time) rainfall accumulation (mm) on (a) 31 May and (b) 16 June. . (c) Terrain height for Taiwan (m). Banciao (121.43°E, 25°N), Penghu (119.63°E, 23.56°N), Tainan (Yongkang; Cigu Radar, 120.23°E, 23.04°N), Kaohisung (120.31°E, 22.57°N), Hengchun (120.74°E, 22.01°N), and South Ship (118.36°E, 21.46°N) stations are located at B, P, T, K, H and S, respectively. Red "o" marks rawinsonde site. Purple "+" marks Doppler radar site.

The main reasons that account for the differences in the timing and location of heavy rainfall between these two cases are examined in this study. For 16 June case (IOP#8), Xu et al. (2012) viewed the initiation and maintenance of the long-lived heavyprecipitation MCSs upstream of southwestern Taiwan through the "back-building/quasi-stationary" process. The convection developed continuously near the boundary of (1) the warm, moist unstable air mass associated with a LLJ over the upstream ocean and (2) a remnant cold pool generated by prior precipitation and orographic effects over southwestern Taiwan and the adjacent oceans. They also found that the coastal rainfall maxima were produced primarily by stratiform precipitation evolving from the upstream convection under relatively cold (near surface) and calm conditions over the island. Davis and Lee (2012) also suggested that the offshore warm moist LLJ lifted by a quasi-steady shallow frontal boundary caused by rain evaporative cooling over southwestern Taiwan is important for the initiation and intensification of convective cells as they drifted inland. In this study, the impinging angle of prevailing flow over southwesteren Taiwan, and the land-sea thermal contrast between these two cases will be compared, with a focus on the physical processes leading to the heavy convective rainfall over the mountainous interior (IOP#3) and the stratiform rainfall along the coast (IOP#8). In particular, we wish to address the following questions: How do the terrain, diurnally driven local winds and rain evaporative cooling from pre-existing convection affect the

mesoscale convective systems embedded in the southwesterly monsoon flow as they drift inland? Why is the localized heavy rainfall concentrated over the southwestern coast of Taiwan with decreasing rainfall inland for the IOP#8 case? In addition, we also would like to study the mechanisms for the development of localized afternoon heavy rainfall associated with thunderstorm activity over northern Taiwan (Fig. 1b).

#### 2. Data and Methodology

Radar reflectivities at Cigu (Fig. 1c) operational Doppler radar station are used to analyze the evolution of coastal MCSs over southwestern Taiwan during IOP#8. Daily rainfall accumulation maps were generated from 429 rainfall stations, which comprised conventional weather stations and Automatic Rainfall and Meteorological Telemetry System (ARMTS) (Kerns et al. 2010). The surface wind and temperature data from conventional surface weather stations are used to study the island-induced airflow (e.g. blocking of airflow and the diurnally driven flow) under disturbed Mei-Yu conditions. Time series of surface air temperature over southwestern Taiwan and the South Ship (Stations P, T, K, H and S in Figure 1c) will also be used to delineate low-level thermodynamic structure resulting from nocturnal and evaporative cooling during IOP#8. We use the temperature at the lowest level of shipboard soundings launched every 6 h as the surface air temperature at the South Ship. Note that during 14-16 June, the location of the South Ship is not stationary. Its path was shown in Davis and Lee (2012).

To address the challenge of tropical convection, World Climate Research Programme (WCRP) and World Weather Research Programme/The Observing System Research and Predictability Experiment (WWRP/THORPEX) conduct a framework of coordinated observing, modeling and forecasting of organized tropical convection, known as Year of Tropical Convection (YOTC) (Waliser et al. 2012). In this study, we will use the YOTC model analysis wind, pressure, moisture, and thermodynamic fields with  $0.125^{\circ}$ 0.125° resolution data (http://dataportal.ecmwf.int/data/d/yotc rd) provided by the joint project of the WWRP/THORPEX and WCRP to study the airflow and thermodynamic fields in two heavy rainfall cases during TiMREX.



Fig. 2. The three domains for WRF model simulation with horizontal resolution of 27km, 9km, and 3km, respectively.

The WRF-ARW model (Skamarock et al. 2008) is used to simulate the events and assess the impact of latent heat (LH) release on the deepening and intensifying of the low-level Mei-Yu frontal mesocyclone (IOP#3) and an upper-level mesocyclone (IOP#8) within the prefrontal moisture tongue through modeling sensitivity test. PV and circulation associated with Mei-Yu mesocyclones simulated in the domain 2 (9 km resolution) (Fig. 2) will be compared between the control run (CTRL) and without LH relsease run (WOLH). The CTRL run is setup as described below. There are 38 sigma levels<sup>1</sup> from the surface to the 50-hPa level. The Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) (Mlawer et al. 1997), Dudhia (1989) radiation schemes, Noah land-surface model (LSM) (Chen and Dudhia 2001) and Yonsei University (YSU) planetary boundary layer scheme (Hong et al. 2006) are used. The Ferrier microphysics scheme (Rogers et al. 2001; Ferrier et al. 2002) with diagnostic mixed-phase processes is employed. The Ferrier grid-scale cloud and precipitation scheme predicts variations of six species of water substances (cloud water, cloud ice/small ice crystals, rain, snow, graupel and sleet). The Betts-Miller-Janjic (BMJ) cumulus parameterization scheme (Janjic 1994, 2000), a column moist adjustment scheme relaxing towards a well-mixed profile (Skamarock et al. 2008), is chosen for simulation of deep convection within the Mei-Yu system that contributed to heavy rainfall. The cumulus parameterization is not applied in the 3 km resolution domain (domain 3). The National Centers for Environmental Prediction Final Analysis (NCEP FNL) data, with an one-degree horizontal resolution, provide the initial and boundary conditions for the model simulation. A 0.5° daily, real-time, global, sea surface temperature (RTG\_SST) analysis developed at the National Centers for Environmental Prediction/Marine Modeling and Analysis Branch (NCEP/MMAB) are used to force the low boundary (Gemmill et al. 2007). Removing the latent heating effect of microphysics was accomplished by setting only the temperature tendency terms in the microphysics module equal to zero in the WOLH simulation. Additionally, BMJ cumulus scheme was turned off.

The low-level winds, land-sea thermal contrast, radar reflectivities simulated from 3 km resolution domain (domain 3) help to understand interactions between the regional monsoonal flow and local circulations in producing heavy rainfall during IOP#3 and IOP#8. The model is initialized at 0000 UTC 30 May and runs through 0600 UTC 31 May for IOP#3 case (30 h). It is initialized at 1200 UTC 15 June and runs through 0600 UTC 16 June for IOP#8 case (18 h).

#### 3. Intensive Observation Period #3 a. Low-level Mei-Yu cyclonegenesis along the frontal boundary within the moisture tongue

From 1200 UTC 29 May to 0600 UTC 30 May 2008, as an upper-level trough originated in the leeside of the Yun-Gue Plateau over southern China and moved eastward over the moisture tongue over the southeastern China (Fig. 3), a Mei-Yu mesocyclone deepened (Fig. 4) within the moisture tongue (Fig. 3d). From the model sensitivity test, the mesocyclone intensified due to LH release associated with the Mei-Yu system over southeastern China was evident (Fig. 4). At 1200 UTC 30 May, LH release associated with Mei-Yu frontal rainband (Fig. 4b) deepened the Mei-Yu trough and generated significant PV at low-levels (Fig. 4a), which led to genesis of a Mei-Yu frontal mesocyclone over southeast coast of China with a strengthened cyclonic flow (Fig. 4b). Without LH release, relative weak cyclonic flow associated with Mei-Yu trough laid across Taiwan (Fig. 4b).



Fig. 3. YOTC (a) 500-hPa geopotential height (gpm) and (b) total precipitable water (mm) at 1200 UTC 29 May 2008. (c) 500-hPa geopotential height (gpm) and (d) total precipitable water (mm) at 0600 UTC 30 May.

# b. Rainfall maximum along the windward slope of the southwestern Taiwan

On 31 May, the frontal mesocyclone moved southeastward over the Taiwan area (Fig. 5). At 0000 UTC (0800 LT) 31 May 2008,

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> The full sigma levels are 1.000, 0.994, 0.983, 0.968, 0.950, 0.930, 0.908, 0.882, 0.853, 0.821, 0.788, 0.752, 0.715, 0.677, 0.637, 0.597, 0.557, 0.517, 0.477, 0.438, 0.401, 0.365, 0.332, 0.302, 0.274, 0.248, 0.224, 0.201, 0.179, 0.158, 0.138, 0.118, 0.098, 0.078, 0.058, 0.038, 0.018, 0.000

at the 925-hPa level, the low-level westerly/southwesterly flow ahead of the mesoscale cyclone was deflected by the Central Mountain Range with southerly flow paralleling to the CMR over western Taiwan (Fig. 5a). The southwesterly flow and the deflected southerly flow converged with the postfrontal northeasterly flow (Fig. 5a) and land breezes (not shown) at the central western Taiwan coast resulted in the development of deep convection along the frontal boundary at the coast (Fig. 5a). At 0600 UTC (1400 LT), above the shallow postfrontal northeasterlies (~1 km) (Fig. 5c), the warm and moist westerlies (Fig. 5b) impinged on the CMR during the day. Thus, during the passage of the upper-level shortwave trough (not shown), deep convection could possibly develop over the windward mountain slopes and mountain interior of central Taiwan (Fig. 5b) behind the surface front (Fig. 5c). The development of this broad area convective system in the afternoon (Fig. 5b) was related to orographic lifting of the pre-existing convective cell along the frontal boundary that propagated inland (Figs. 5 and 6). In addition, the warm, moist southwesterly flow ahead of the frontal mesolow combined with sea breezes-upslope flow provided the low-level lifting on the windward slopes during the passage of the upper-level short-wave trough.



Fig. 4. WRF simulated 925-hPa (a) PV (PVU), (b) geopotential height (gpm, contoured), winds (1 barb= 10 m s<sup>-1</sup>) and maximum reflectivity (dBZ, shaded) at1200 UTC (2000 LT) 30 May in control (CTRL) run. (c) and (d): without latent heat release (WOLH) run (model is initialized at 0000 UTC 30 May) (Domain 2, 9km resolution).

#### **4. Intensive Observation Period #8** *a. Intensification of an upper-level mesocyclone over the prefrontal moisture tongue*

At 1800 UTC 15 June (0200 LT 16 June), a broad upperlevel low/trough laid over Taiwan and northern South China Sea (Fig. 7a) within the prefrontal moisture tongue (Fig. 7c). A 500-hPa vorticity maximum (Fig. 7b) was associated with the upper-level low over Taiwan (Fig. 7a). From the model sensitivity test, latent heat release associated with MCSs (Fig. 8) within the moisture tongue (Fig. 7c) is important for the intensification of the upper-level mesocyclone over the Taiwan and northern South China Sea (Fig. 8). Without LH release, weak upper-level mesocyclone laid over west of Taiwan (Fig. 8b). It is evident that the condensation heating associated with the convective clouds and anvils within MCSs led to PV generation at upper levels and intensification of the upper-level mesocyclone (Fig. 8).

# b. Rainfall maximum along the coast of southwestern Taiwan

At 1800 UTC 15 June (0200 LT 16 June), a high equivalent potential temperature ( $\Theta$ e) axis at the 850-hPa level (Fig. 7c), corresponding to the moist tongue discussed earlier, was also evident. It is apparent that the moist tongue, rooted in the deep tropics, contributed to the convective instability over the South China Sea and Taiwan. In addition, the 500-hPa vorticity maximum associated with the mesolow over Taiwan was advected southwestward by the thermal wind (Figs. 7a and 7b) which was favorable for the development of convective activity off southwest coast of Taiwan (Fig. 9a).



Fig. 5. WRF simulated (a) 925-hPa geopotential height (gpm, contoured), winds (1 barb= 10 m s<sup>-1</sup>) and maximum reflectivity (dBZ, shaded) at 0000 UTC (0800 LT) and (b) 850-hPa geopotential height (gpm, contoured), winds (1 barb= 10 m s<sup>-1</sup>) and maximum reflectivity (dBZ, shaded) at 0600 UTC (1400 LT) 31 May. (c) 10-m winds (1 full bar= 5m s<sup>-1</sup>) and 2-m temperature (°C) at 0600 UTC (1400 LT) 31 May (model is initialized at 0000 UTC 30 May) (Domain 3, 3km resolution).



Fig. 6. (a) Mosaic radar reflectivities (dBZ) at 0800 LT (0000 UTC) and (b) 1400 LT (0600 UTC). (Courtesy of CWB).



Fig. 7. WRF simulated (a) 500-hPa geopotential height (gpm) and winds (m s<sup>-1</sup>), (b) 500-hPa absolute vorticity  $(10^{-4} \text{ s}^{-1})$  and 400-700-hPa thickness (gpm) and (c) total precipitable water (mm, shaded) and equivalent potential temperature (K, contoured) at 1800 UTC 15 June (0200 LT 16 June) (model is initialized at 1200 UTC 15 June) (Domain 2, 9km resolution).



Fig. 8. WRF simulated (a) 500-hPa PV (PVU) and winds (1 barb=10 m s<sup>-1</sup>) in CTRL and (b) WOLH run at 1800 UTC 15 June (model is initialized at 1200 UTC 15 June) (Domain 2, 9km resolution).



Fig. 9. Composite radar reflectivities (dBZ) at (a) 1806 UTC 15 June (0206 LT 16 June), (b) 0006 UTC (0806 LT) 16 June, (c) 0606 UTC (1406 LT) 16 June, and (d) 1806 UTC 16 June (0206 LT 17 June).

The local circulation also contributed to the development of the intense offshore convective line (Fig. 9a). On the early morning of 16 June (0200 LT) (15 June 1800 UTC), the broad southwesterly flow between the Mei-Yu trough over southeastern China and the Western Pacific High east of Taiwan prevailed upstream of the southwestern Taiwan with a relative strong southwesterly wind axis east of Taiwan at low levels (Fig. 10a). The southwesterly flow with a relatively small westerly component was blocked and deflected by the CMR (Fig. 10a). With a weak westerly wind component and cold, dry katabatic flow over the windward southwestern slope of CMR (Fig. 10a), no rain showers developed over the southwestern slopes of Taiwan (Fig. 9a). The convergence between the decelerating southwesterly flow (orographic blocking) and land breezes/off shore flow (Figs. 10a and 10b) was evident and was favorable for the intensification of convective activity as they moved toward the island (Fig. 9a).

Time series of air temperature at three coastal stations (Staion K, T and H in Figure 1c) showed the cool air over southwestern Taiwan due to rain evaporative cooling (Fig. 11) in agreement with Xu et al. (2012). Due to the combination of nocturnal and evaporative cooling over the southwestern coast region, orographic blocking was significant in the early morning. The results from this study are consistent with previous studies that noctural and evaporative cooling over the coastal region strengthens and deepends the cold katabatic/offshore flow on windward side of the island of Hawaii (Wang and Chen 1995; Carbone et al. 1998; Frye and Chen 2001; Feng and Chen 2001) and a recent modeling study over the southwestern Taiwan (C.-S. Chen et al. 2011).



Fig. 10. (a) YOTC surface winds (Full barb represents 5 m s<sup>-1</sup>) and sea surface temperature (°C, contoured) and station surface winds (Full barb represents 5 m s<sup>-1</sup>) and temperature (°C) (thick), and (b) 1000-hPa divergence ( $10^{-5}$  s<sup>-1</sup>) at 1800 UTC 15 June (0200 LT 16 June) 2008. (c) Surface winds (Full barb represents 5 m s<sup>-1</sup>) and sea surface temperature (°C, contoured) and station surface winds (Full barb represents 5 m s<sup>-1</sup>) and temperature (°C) (thick), and (d) 1000-hPa divergence ( $10^{-5}$  s<sup>-1</sup>) at 0600 UTC (1400 LT) 16 June 2008.

At 1400 LT 16 June, the strong south-southwesterly axis (wind speed > 10 m s<sup>-1</sup>) shifted westward across the southwestern and southern Taiwan (Fig. 10c). The south-southwesterly winds were blocked and deflected by the southern part of the CMR with lowlevel winds paralleling the CMR downstream (Fig. 10c). The splitting of the southerly flow took place over the southern tip of Taiwan (Fig. 10c). Over the southwesetern coast of Taiwan, the upstream southwesterly flow converged with the splitted southerly flow (Figs. 10c and 10d) resulting in favorable conditions for the intensification of convective activity (Fig. 9c). A similar scenario was recently simulated by C.S. Chen et al. (2010). With rain evaporation over southwestern Taiwan and relatively warm SST offshore (Fig. 10c), the daytime sea breezes-upslope flow was absent over the southwestern Taiwan (Fig. 10c). Therefore, no rainfall maximum over the mountain range due to absent of orographic lifting of airflow there.

# c. Afternoon heavy rainfall associated with thunderstorm activity over northern Taiwan

Chen and Chan (1994) simulated the formation of orographic clouds and precipitation over leeside convergence zone (northern Taiwan) under a prevailing southerly monsoon flow during a non-Mei-Yu case (20 June 1987). In their model, the moist airflow coming form the south was diverted near the southern tip of Taiwan, followed along the edges of CMR, and coverged near the northern tip. The upward motion assocaited with the clouds and precipitation in the presence of afternoon surface heating could further help the development of this northern convergence.



Fig. 11. Time series of surface temperature ( $^{\circ}$ C) during 14-16 June (LT) at 3 coastal stations, Kaohisung, Tainan and Hengchun (Station K, T and H in Figure 1c), and the air temperature ( $^{\circ}$ C) at the lowest level of shipboard soundings lunched every 6 h at South Ship.

In this Mei-Yu case, the northern tip of Taiwan in the afternoon hours of 16 June 2008 was also in the leeside wake zone/convergence zone with flow splitting over the southern tip of Taiwan (Fig. 10c), but the convergence was week (Fig. 10d). With relatively weak convergence in the wake zone, relatively cold SSTs offshore, and afternoon solar heating, the pronounced sea breezes circulations and onshore/upslope flows were well development over northern Taiwan (Fig. 10c), resulting in the development of cloud/rain systems and leading to heavy rainfall over this region (Fig. 9c).

#### 5. Summary and Discussion

Two distinct heavy rainfall events during Mei-Yu season with rainfall maximum along the windward mountain range (31 May 2008 during TiMREX IOP#3) and the coast (16 June 2008 during IOP#8) over southwestern Taiwan were studied. For both cases, the existence of a moisture tongue rooted in the tropics provided moisture source for the pronounced latent heat release associated with the frontal rainband or the prefrontal MCSs, which led to PV generation and intensification of a Mei-Yu frontal mesocyclone at low levels (IOP#3) or an upper-level mesocyclone (IOP#8).

Two mesocyclones approaching Taiwan provided favorable large-scale conditions for the development of heavy rainfall over southwestern Taiwan. At 0000 UTC (0800 LT) 31 May (IOP#3), the strengthened southwesterly flow ahead of the Mei-Yu frontal mesocyclone approaching western Taiwan and blocked southerly flow along the CMR converged with the post-frontal northeasterly flow and land breezes which resulted in the formation of an intense coastal convective cell along the frontal boundary at central western coast of Taiwan. At 0600 UTC (1400 LT) 31 May, the development of the broad area convective system over the windward mountain slopes and mountain interior of central and southwestern Taiwan after the passage of surface front was contributed by orographic lifting of (1) the pre-existing convective cell along the frontal boundary that propagated inland and (2) strengthened warm, moist southwesterly flow ahead of the mesocyclone combined with sea breezes-upslope flow on the windward slopes during the passage of the upper-level short-wave trough.

At 1800 UTC 15 June (0200 LT 16 June) (IOP#8), a 500hPa vorticity maximum was associated with the upper-level mesocyclone over Taiwan. Pronounced southeastward vorticity advection by thermal wind contributed to the development of convection off the southwest coast of Taiwan. In addition, the local circulation also played a role in triggering the offshore convective line. The convergence between the decelerating southwesterly flow (orographic blocking enhanced by nocturnal and rain evaporative cooling) and land breezes/off shore flow was evident and was favorable for the intensification of convective activity as they moved toward the island. During the day, the rain evaporative cooling associated with MCSs over the coastal region of southwestern Taiwan induced significant blocking of southwesterly flow and turning of southwesterly flow to southerly mountin-paralleling flow over the blocked region. Due to the warm SST underneath, the air temperature near the surface over the ocean off the southwestern coast was warmmer than over coastal land. As a result, sea beezes were not possible to develop. In addition, the orographic lifting of the moist monsoon flow over the soutwestern windward slopes of CMR was absent due to the prevailing of the mountain-paralleling flow aloft. Thus, no rainfall maximum developed in the mountain interior on 16 June. Over northern Taiwan, with relatively weak convergence in the wake zone, relatively cold SSTs offshore, and afternoon solar heating over land, the pronounced sea breezes circulations and onshore/upslope flows were well development over northern Taiwan, resulting in heavy rainfall associated with thunderstorm activity during IOP#8.

#### References

- Carbone, R. E., J. D. Tuttle, W. A. Cooper, V. Grubisic, and W.-C. Lee, 1998: "Trade wind rainfall near the windward coast of Hawaii", Mon. Wea. Rev., 126, 2847–2863.
- Chen, C.-S., and Y.-O. E. Chan, 1994: "On the formation of cloud and precipitation systems in Taiwan during TAMEX IOP #11", Terr. Atmos. Oceanic Sci., 5, 137-168.
- \_\_\_\_\_, W.-C. Chen, Y.-L. Chen, P.-L. Lin, and S.-J. Lai, 2005: "An investigation of orographic effects on two heavy rainfall events over southwestern Taiwan during the Mei-Yu season", Atmos. Res., 73/1-2, 101-130.
- Y.-L. Chen, P.-C. Lin, P.-L. Lin, C.-L. Liu, C.-J. Su, and W.-C. Peng, 2008: "An investigation of extremely heavy rainfall events over southwestern Taiwan during the Mei-Yu season from 1997-2006", Atmos. Sci., 35, 287-304 (In Mandarin with English Abstract). (Available from Meteor. Soc. of the Rep. of China, 64 Kung-Yuan Road, Taipei, Taiwan)
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_, C.-L. Liu, P.-L. Lin, and W.-C. Chen, 2007: "Statistics of heavy rainfall occurrences in Taiwan", Wea. Forecasting, 22, 981-1002.
- Y.-L. Lin, W.-C. Peng, and C.-L. Liu, 2010: "Investigation of a heavy rainfall event over southwestern Taiwan associated with a subsynoptic cyclone during the 2003 Mei-Yu season", Atmos. Res., 95, 235-254.
- \_\_\_\_, N.-N. Hsu, C.-L. Liu, and C.-Y. Chen, 2011: "Orographic effects on localized heavy rainfall events over southwestern Taiwan on 27 and 28 June 2008 during the post-Mei-Yu period", Atmos. Res., 101, 595-610.
- Chen, F., and J. Dudhia, 2001: "Coupling an advanced land surfacehydrology model with the Penn State–NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity", Mon. Wea. Rev., 129, 569-585.
- Chen, Y.-L., and J. Li, 1995: "Characteristic of surface airflow and pressure patterns over the island of Taiwan during TAMEX", Mon. Wea. Rev., 123, 695-716.
- Davis, C. A., and W.-C. Lee, 2012: "Mesoscale analysis of heavy rainfall episodes from SoWMEX/TiMREX", J. Atmos. Sci., 69, 521-537.
- Dudhia, J., 1989: "Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale twodimensional model," J. Atmos. Sci., 46, 3077-3107.
- Feng, J., and Y.-L. Chen, 2001: "Numerical simulations of airflow and cloud distributions over the windward side of the island of Hawaii. Part II: Nocturnal flow regime", Mon. Wea. Rev., 129, 1135-1147.
- Ferrier, B. S., Y. Jin, Y. Lin, T. Black, E. Rogers, and G. DiMego, 2002: "Implementation of a new grid-scale cloud and precipitation scheme in the NCEP Eta Model", 19th Conf. on Weather Analysis and Forecasting/15th Conf. on Numerical Weather Prediction, San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc., 280-283.
- Frye, J., and Y.-L. Chen, 2001: "Evolution of downslope flow under strong opposing trade winds and frequent trade-wind rainshowers over the island of Hawaii", Mon. Wea. Rev., 129, 956-977.

- Gemmill, W., B. Katz, and X. Li, 2007: "Daily real-time global sea surface temperature-high resolution analysis", NOAA/NCEP, NOAA/NWS/NCEP/MMAB Office Note Nr. 260, 39 pp.
- Hong, S.-Y., Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: "A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes", Mon. Wea. Rev., 134, 2318-2341.
- Janjic, Z. I., 1994: "The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes", Mon. Wea. Rev., 122, 927-945.
- \_\_\_\_\_, 2000: "Comments on "Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models"", J. Atmos. Sci., 57, p. 3686.
- Johnson, R. H., and J. F. Bresch, 1991: "Diagnosed characteristics of precipitation systems over Taiwan during the May-June 1987 TAMEX", Mon. Wea. Rev., 119, 2540-2557.
- Kerns, B., Y.-L. Chen, and M.-Y. Chang, 2010: "The diurnal cycle of winds, rain and clouds over Taiwan during the Mei-Yu, Summer, and Autumn regimes", Mon. Wea. Rev. 138, 497-516.
- Kuo, Y.-H., and G. T.-J. Chen, 1990: "The Taiwan area mesoscale experiments: An overview", Bull. Amer. Meteor. Soc., 71, 488-503.
- Li, J., and Y.-L. Chen, 1998: "Barrier jets during TAMEX", Mon. Wea. Rev., 126, 959-971.
  - \_\_\_\_, \_\_\_\_, and W. C. Lee, 1997: "Analysis of a heavy rainfall event during TAMEX", Mon. Wea. Rev., 125, 1060-1082.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A.

Clough, 1997: "Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave", J. Geophys. Res., 102 (D14), 16663–16682.

Rogers, E., T. Black, B. Ferrier, Y. Lin, D. Parrish, and G. DiMego, 2001: "Changes to the NCEP Meso Eta Analysis and Forecast System: Increase in resolution, new cloud microphysics, modified precipitation assimilation, modified 3DVAR analysis", NWS Technical Procedures Bulletin 488, NOAA/NWS, 2001. [Available at http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/mmbpll/eta12tpb/]

Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers, 2008: "A description of the Advanced Research WRF Version 3", NCAR Tech Notes-475+STR, 113 pp.

- Wang, J.-J., and Y.-L. Chen, 1995: "Characteristics of near-surface wind and thermal profiles on the windward slopes of the island of Hawaii", Mon. Wea. Rev., 123, 3481-3501.
  Waliser, D.E., and Coauthors, 2012: "The "Year" of Tropical
- Waliser, D.E., and Coauthors, 2012: "The "Year" of Tropical Convection (May 2008 to April 2010): Climate Variability and Weather Highlights", Bull. Amer. Meteorol. Soc., in press.
- Xu, W., E. J. Zipser, Y.-L. Chen, C. Liu, Y.-C. Liou, W.-C. Lee, and B. J.-D. Jou, 2012: "An orography-associated extreme rainfall event during TiMREX: initiation, storm evolution, and maintenance", Mon. Wea. Rev., in press.
- Yeh, H.-C., and Y.-L. Chen, 1998: "Characteristics of the rainfall distribution over Taiwan during TAMEX," J. Appl. Meteor., 37, 1457-1469.

# 預報成員選取對貝氏模型平均法預報的影響

### 張語軒、張庭槐、吳蕙如 中央氣象局

# 摘 要

貝氏模型平均(Bayesian model averaging,簡稱BMA)是利用統計方法將多組模式的 預報及觀測資料進行後製處理,建立符合真實天氣狀況的預測機率密度函數(probability density function,簡稱PDF)。

學者研究顯示,利用BMA方法預報產生的系集產品,在臺灣地區測站溫度之機率預報 上能有效掌握其變化的不確定性,建模過程採用分區域資料分別建立各區域BMA模型的預 報能力明顯優於採用全區資料所建立的統一模型。本文將深入探討不同預報成員的選取對 BMA預報的影響,進而探討如何挑選預報成員可使BMA預報的表現最佳。

關鍵字:貝氏模型平均、機率密度函數、系集預報

# 一、前言

我們永遠無法得知未來真正的天氣狀態,天 氣的演變充滿著許多不確定的因素,要得到一個 完全準確的決定性預報,是不可能達成的事情, 因此我們期望能藉由系集預報的方法呈現數值模 式預報之不確定性。然而,如何透過預報的結果 將不確定性表達出來,是一個困難卻又重要的問 題。若能從預報系統中建構出預測值的機率分 佈,是探究不確定性很好的一個方式,透過此機 率分佈可以很清楚地了解到未來觀測值所有可能 發生的範圍及其機率,進而能預測出更精確的氣 象預報。

Hoeting等人(Hoeting et al., 1999)提出的貝 氏模型平均(Bayesian Model Averaging, 簡稱 BMA)法,可應用在氣象預報上,將多組模式的 預報及觀測資料進行後製處理,建立出各項天氣 變數的預測機率分布。例如Reftery et al.(2005) 將BMA應用在美國西南部地面氣溫48小時預報的 資料,而在張等人(2012)也將此方法應用在臺 灣地區的溫度機率預報上,研究結果顯示BMA能 有效掌握模式預報的不確定性。

在BMA模型下預測PDF的公式為

$$p(y \mid f_1, f_2, \dots, f_K) = \sum_{k=1}^{K} w_k g_k(y \mid f_k) , \quad (1)$$

其中 y 為預測的天氣變數, 而  $f_1, f_2, ..., f_K$  為K 個預報成員,  $w_k$  為第 k 個成員的後驗機率 (posteriori probability), 代表在 K 個預報成員中, 第 k 個 成員預報最佳的機率, 其滿足

 $\sum_{k=1}^{K} w_k = 1 \circ m g_k(y | f_k) 為條件PDF, 代表在第k$  $個成員預報最佳且其預報値為 <math>f_k$  的條件下, y 的 PDF。當預報變數為溫度時,  $g_k(y | f_k)$  假設為常 態分布,期望值為  $a_k + b_k f_k$ 、標準差為  $\sigma$ ,其中  $a_k$ 和  $b_k$  是對預報值進行偏差調整時採用的參數。若 用機率符號表示則是

$$y \mid f_k \sim N(a_k + b_k f_k, \sigma^2)$$

關於BMA模型中參數的估計方式, $a_k$ 和  $b_k$ 使用 最小平方法,而 $w_k$ 和  $\sigma$ 則使用EM (expectation-maximization)演算法,參數估計的 詳細方法可參考Reftery et al. (2005)。

由於BMA是對 $f_1, f_2, \ldots, f_K$ 共 K 個預報 成員做後製處理,因此預報成員的挑選會影響到 BMA的預報能力,而本文的主要目的是希望比較 不同預報成員下BMA模型的預報能力表現。由於 在張等人(2012)中提到分區BMA模型在台灣地 區的預報能力明顯優於全區BMA,因此本文皆採 用分區BMA模型來做比較。

### 二、預報模式介紹

本文使用的資料為臺灣地區16個綜觀測站的 地面溫度觀測值及本局區域模式內插至觀測點上 的第24小時預報值,初始時間為每天00Z,測站包 含淡水、台北、竹子湖、基隆、花蓮、澎湖、台 南、高雄、嘉義、台中、阿里山、玉山、新竹、 蘭嶼、日月潭、台東,採用資料的期間為2011年 07月11日到2012年04月17日,使用的區域模式預 報資料包含2組非靜力預報系統(NFS, Non-hydrostatic Forecast System),分別命名為 NFS\_M00及NFS\_M02、8組天氣研究與預報模式

(WRF,Weather Research & Forecast model),共 10組預報成員。其中8組WRF中有2組屬於中央氣 象局WRF資料同化系統主作業成員,分別命名為 WRF\_M00及WRF\_M02,另外6組為WEPS(WRF ensemble prediction system,區域系集預報系統) 20組的預報中較具代表性的成員,依序命名為 WEPS\_E01~WEPS\_E06。WEPS是以WRF為基礎 並搭配邊界擾動、初始場擾動和物理參數法擾動 所建立之區域系集預報系統(李等人,2011)。

## 三、BMA模型比較

本文比較的準則,主要採用continuous ranked probability score (CRPS)與平均絕對誤差(mean absolute error,簡稱MAE)兩種校驗方法來做比 較。CRPS(Hersbash,2000)是用來校驗預測CDF (cumulative distribution function),計算方法是使用 布賴爾評分(Brier score)對所有門檻值積分,CRPS 的公式為

 $\operatorname{CRPS} = \int_{-\infty}^{\infty} \left[ P(x) - O(x) \right]^2 dx \quad (3)$ 

其中 P(x) 為預測CDF,而

$$O(x) = \begin{cases} 0 , x < x_o \\ 1 , x \ge x_o \end{cases}$$

x。為觀測值。CRPS可視為預測CDF準確性的得分,其值愈低代表預測CDF越準確。而MAE是用來校驗決定性預報(本文中採用BMA預報的中位數作為決定性預報)與觀測值之間的誤差,不同於CRPS校驗的對象為預測機率分布。MAE的公式為

$$\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left|f_{di}-y_{i}\right|$$

其中  $f_a$  為決定性預報而 y 為觀測值,其值越低越 好,關於校驗方法可參考張等人(2012)更詳細 的說明。

首先,我們利用全部10組預報成員資料來建 立BMA預報模型(第一組BMA模型),並依照張 等人(2012)的挑選方式進行評估後決定訓練期 為25天。在此模型下預報能力的校驗結果如表一 所示,此數據將在之後與其他組BMA模型比較。 除了觀察BMA模型的預報能力,我們還可以觀察 每一個預報成員在BMA模型中的重要性。在BMA 模型參數中,wk 代表的是第 k 個預報成員預報最 佳的機率,亦是第 k 個預報成員在模型中的權 重,因此我們可藉由觀察  $w_k$  來分析每一個預報 成員的重要性。表二為  $w_k$  的統計分析結果,表 中列出每一個預報成員其  $w_k$  的第一四分位數  $(Q_1)、中位數(Q_2)、第三四分位數(Q_3)及平$  $均値(mean),藉由這些數字來了解 <math>w_k$  的分佈情 形。若比較  $w_k$  的 $Q_3$ 及平均値,可發現WEPS成員 的權重明顯低於另外4組成員,表示WEPS成員在 此BMA模型中的重要性相對較低。

		CRPS	MAE
	第一組BMA模型	0.7221	0.9969
表一	:第一組BMA模型的	0	

第一組				
BMA模型	<b>Q</b> <sub>1</sub>	$Q_2$	Q <sub>3</sub>	mean
預報成員				
NFS_M00	0.0000	0.0000	0.2398	0.1440
NFS_M02	0.0000	0.0000	0.2340	0.1409
WRF_M00	0.0000	0.0000	0.1755	0.1283
WRF_M02	0.0000	0.0532	0.3679	0.2061
WEPS_E01	0.0000	0.0000	0.0012	0.0619
WEPS_E02	0.0000	0.0000	0.0094	0.0654
WEPS_E03	0.0000	0.0000	0.0000	0.0621
WEPS_E04	0.0000	0.0000	0.0001	0.0683
WEPS_E05	0.0000	0.0000	0.0000	0.0568
WEPS_E01	0.0000	0.0000	0.0390	0.0663

表二:第一組BMA模型中各預報成員的 $w_k$ 參數 統計數據。表中包含了第一四分位數( $Q_1$ )、 中位數( $Q_2$ )、第三四分位數( $Q_3$ )及平均 値(mean)。

根據上述的分析,接著我們試圖將WEPS從預 報成員中刪除,使用剩下的4組預報成員建立BMA 模型(第二組BMA模型),第二組BMA模型所採 用的訓練期同樣為25天。第二組BMA模型的校驗 結果如表三所示,將表三與表一比較,顯示出兩 組BMA的校驗結果非常接近,差距微小,表示兩 組BMA模型的預報能力差異不大。表四為第二組 BMA模型中 w<sub>k</sub>的統計分析結果,相對於第一組 BMA,第二組BMA模型中每一個成員的 w<sub>k</sub> 彼此 之間較接近,表示在第二組BMA模型中每一個預 報成員都具有相當的重要性。

		CRPS	MAE
	第二組BMA模型	0.7235	1.0036
f			

表三:第二組BMA模型的校驗結果。

第二組		

BMA模型	<b>Q</b> <sub>1</sub>	Q <sub>2</sub>	Q <sub>3</sub>	mean
預報成員				
NFS_M00	0.0000	0.0280	0.3643	0.2013
NFS_M02	0.0000	0.0417	0.3799	0.2108
WRF_M00	0.0000	0.1611	0.4997	0.2754
WRF_M02	0.0000	0.2366	0.5465	0.3125

表四:第二組BMA模型中各預報成員的 wk 參數 統計數據。

分析結果顯示,儘管第二組BMA模型比第一 組少了6組預報成員,但其預報能力與第一組不相 上下。這樣的現象,主要歸因於這6組WEPS預報 成員在第一組BMA模型中的權重(*w<sub>k</sub>*)都相當低, 因此把WEPS除去對BMA預報能力的影響不大。至 於爲何WEPS的權重會顯得較低,我們可藉由簡單 的統計分析來尋找可能原因。

首先我們觀察每一個預報成員各自的預報能力。表五為各個預報成員經過偏差調整後的預報 値與觀測値之MAE,偏差調整的方式與BMA相 同,使用  $a_k$ 和  $b_k$ 作線性調整。比較MAE後我們 可以發現WEPS的預報誤差均高於其他4組預報成 員,這應是導致WEPS在第一組BMA模型中權重較 低的可能原因之一。

由於BMA模型中權重參數 w<sub>k</sub> 反映出的是 該預報成員相對於其他成員的重要性,因此 w<sub>k</sub> 不僅隱含著該成員的預報能力,還有該成員與其 他成員之間的相關性。表六為將所有預報成員經 過偏差調整後,利用其與觀測値之間的誤差所計 算出來的相關係數矩陣。表中我們可以觀察到 WRF\_M01與WEPS成員間彼此的相關係數都較 高,因此在已經擁用WRF\_M01預報資訊的情況 下,WEPS預報資訊的重要性就會降低,這也是造 成WEPS權重較低的可能原因。

在表五中顯示NFS M00、NFS M02、 WRF M00這三組預報模式的準確度差異不大,但 在表二中WRF\_M00的權重低於NFS\_M00、 NFS M02,因為在第一組BMA模型中,預報成員 包含了WEPS,而WEPS與WRF M00的相關性很 高,因此造成了WRF\_M00的相對重要性降低而具 有較低的權重。但若比較第二組BMA模型的權 重,表四中WRF M00卻高於NFS M00、 NFS\_M02,因為在第二組BMA模型刪去了WEPS 預報成員,使得WRF\_M00相對重要性增加。相反 地,由於在第二組BMA模型下,四組成員中 NFS\_M00、NFS\_M02彼此之間的相關性最高,使 這兩者各別的重要性降低而具有相對較低的權 重。不論在第一組或第二組BMA模型中, WRF\_M02皆具有最高的權重,這是因為 WRF\_M02有最高的準確度(見表五),且與其他 成員的相關性較低(見表六)。

	MAE
NFS_M00	1.094438
NFS_M02	1.095907
WRF_M00	1.098542
WRF_M02	1.057189
WEPS_E01	1.147145
WEPS_E02	1.142319
WEPS_E03	1.161016
WEPS_E04	1.143561
WEPS_E05	1.163553
WEPS E01	1.117129

表五:各個成員預報値(經過偏差調整後)的 MAE。

	NFS	NFS	WRF	WRF	WEPS	WEPS	WEPS	WEPS	WEPS	WEPS
	M00	M02	M00	M02	E01	E02	E03	E04	E05	E06
NFS_M00	1.0000	0.9419	0.7221	0.7357	0.7171	0.7246	0.7133	0.7135	0.6995	0.7205
NFS_M02	0.9419	1.0000	0.7193	0.7308	0.7181	0.7252	0.7134	0.7151	0.6993	0.7234
WRF_M00	0.7221	0.7193	1.0000	0.8294	0.8729	0.8559	0.8765	0.8591	0.8636	0.8621
WRF_M02	0.7357	0.7308	0.8294	1.0000	0.7604	0.7556	0.7703	0.7605	0.7578	0.7554
WEPS_E01	0.7171	0.7181	0.8729	0.7604	1.0000	0.8861	0.8848	0.8824	0.8695	0.8694
WEPS_E02	0.7246	0.7252	0.8559	0.7556	0.8861	1.0000	0.8709	0.8940	0.8507	0.8719
WEPS_E03	0.7133	0.7134	0.8765	0.7703	0.8848	0.8709	1.0000	0.8819	0.8622	0.8756
WEPS_E04	0.7135	0.7151	0.8591	0.7605	0.8824	0.8940	0.8819	1.0000	0.8595	0.8887
WEPS_E05	0.6995	0.6993	0.8636	0.7578	0.8695	0.8507	0.8622	0.8595	1.0000	0.8672
WEPS_E01	0.7205	0.7234	0.8621	0.7554	0.8694	0.8719	0.8756	0.8887	0.8672	1.0000

表六: 各個成員預報誤差(將偏差調整後的預報值與觀測值相減)的相關係數矩陣。

### 四、模擬實驗

第三章中關於預報成員對BMA模型的影響,皆 是利用歷史資料所進行的推測,由於歷史資料有限, 而且真實資料往往會受到外在因素(例如模式改版) 影響到觀察結果。因此在這一章中,我們希望藉由數 值模擬來證實第三章中的推測。

為了單純探討預報成員的相關性和準確度對 BMA模型的影響,因此在數值模擬中我們不考慮溫 度的季節變換以及預報模式系統性偏差等等的問 題。在不失一般性下,我們假設觀測值與各成員預報 值皆來自期望值為0及標準差為1的標準常態分布

(Standardized Normal Distribution),而彼此之間的 關係可以用多變量常態分布(multivariate normal distribution)來描述:

$\begin{bmatrix} y_0 \end{bmatrix}$		$\begin{bmatrix} 0 \end{bmatrix}$		[ 1	$ ho_{\scriptscriptstyle 01}$	$ ho_{\scriptscriptstyle 02}$	$\rho_{03}$	
$y_1$	$\sim N$	0		$ ho_{_{01}}$	1	$ ho_{\!\scriptscriptstyle 12}$	$ ho_{13}$	
$y_2$	- <i>1</i> <b>v</b> <sub>4</sub>	0	,	$ ho_{_{02}}$	$ ho_{\!\scriptscriptstyle 12}$	1	$ ho_{23}$	
$y_3$				$ ho_{03}$	$ ho_{\!_{13}}$	$ ho_{\scriptscriptstyle 23}$	1	

其中  $y_0$  代表觀測值,  $y_1$ 、 $y_2$ 、 $y_3$ 分別代表3組預報成 員的預報值, 而 $\rho_{ij}$ 代表的是  $y_i$  與  $y_j$ 之間的相關係 數。我們可以利用  $\rho_{ij}$ 值的調整來設計預報成員的準 確度以及預報成員之間的相關性。

接續將針對四個主題做不同的數值模擬實驗,每 一組實驗都會透過設計好的多變量常態分布生成10<sup>5</sup> 筆數據,代表同一地點未來10<sup>5</sup>天的觀測值與成員預 報值,再以25天爲訓練期建立每一天的BMA預報模型。

(一) 預報成員準確度對BMA模型權重的影響

在第一組實驗中,我們設計的觀測値與預報成 員之間的關係為:

$\begin{bmatrix} y_0 \end{bmatrix}$	(	$\begin{bmatrix} 0 \end{bmatrix}$		1	0.8	0.7	0.6	
$y_1$	N	0		0.8	1	0.9	0.9	
$\begin{vmatrix} y_2 \end{vmatrix}^{\sim}$	<sup>1</sup> <b>v</b> <sub>4</sub>	0	,	0.7	0.9	1	0.9	
$\begin{bmatrix} y_3 \end{bmatrix}$		0		0.6	0.9	0.9	1	

在此設計中,3組預報成員彼此之間的相關係數皆為 0.9,代表相關性都相同,但與觀測値之間的相關係 數分別為0.8、0.7、0.6,代表 y<sub>1</sub>、y<sub>2</sub>、y<sub>3</sub> 這3組預報 成員的準確度是由高到低。 而這組實驗中預報成員的MAE如表七所示。表 中顯示這3組預報成員實際的準確度也是由高到低, 而在這樣的條件下,我們觀察它們在BMA模型中的 權重。表八為成員權重的統計分析,表八顯示成員的 權重大小排列與表七中的準確度完全一致。因此證明 了在預報成員相關性相同的條件下,BMA模型中的 權重可以確實反映出預報成員的準確度。

	MAE
$y_1$	0.5042
$y_2$	0.6195
<i>y</i> <sub>3</sub>	0.7155

表七:第一組實驗中各預報成員的MAE。

	<b>Q</b> <sub>1</sub>	$Q_2$	Q <sub>3</sub>	mean
$y_1$	0.9283	1.0000	1.0000	0.9175
<i>y</i> <sub>2</sub>	0.0000	0.0000	0.0680	0.0816
<i>y</i> <sub>3</sub>	0.0000	0.0000	0.0000	0.0010

表八:第一組實驗中各預報成員的 wk 參數統計數 據。

(二)預報成員相關性對BMA模型權重的影響

在第二組實驗中,我們設計的觀測值與預報成 員之間的關係為:

$\begin{bmatrix} y_0 \end{bmatrix}$	(	$\begin{bmatrix} 0 \end{bmatrix}$		[ 1	0.7	0.7	0.7	
$\begin{vmatrix} y_1 \end{vmatrix}$		0		0.7	1	0.9	0.6	
$\left  \begin{array}{c} y_2 \end{array} \right ^{\sim N}$	4	0	,	0.7	0.9	1	0.6	
$\begin{bmatrix} y_3 \end{bmatrix}$		0		0.7	0.6	0.6	1	

這3組預報成員的準確度都相同,而 y<sub>1</sub> 與 y<sub>2</sub> 之間有 很強的相關性, y<sub>3</sub> 則與其他兩組的相關性較低。

這組實驗中各成員的準確度幾乎沒有差異,如 表九所示。儘管3組成員的準確度沒有差異,但在表 十中,我們可以看到 y<sub>3</sub>的權重較高,表示 y<sub>3</sub> 在 BMA模型中的相對重要性高於其他兩者,而 y<sub>1</sub> 與 y<sub>2</sub> 因為彼此之間的相關性較高而降低了本身的相對 重要性。此實驗證明儘管預報成員各自的準確度相 同,彼此之間的相關性還是會影響成員本身的相對重 要性。

	MAE
$y_1$	0.6178
$y_2$	0.6188
<i>y</i> <sub>3</sub>	0.6169

表九:第二組實驗中各預報成員的MAE。

	<b>Q</b> <sub>1</sub>	$Q_2$	Q <sub>3</sub>	mean
<i>Y</i> 1	0.0000	0.2389	0.4876	0.2846
$y_2$	0.0000	0.2213	0.4813	0.2769
<i>y</i> <sub>3</sub>	0.2535	0.4387	0.6167	0.4385
• <u>kk</u>	一仞扇脉。	는 선 것도 귀나	<u>&gt; 旦 4</u> 5	合 申6をたましま

表十:第二組實驗中各預報成員的 wk 參數統計數 據。

(三) 預報成員相關性對BMA預報能力的影響

關於預報成員相關性對BMA預報能力的影響, 我們設計了兩組實驗來比較BMA模型的預報能力。 第三組實驗中,觀測值與預報成員之間的關係設定 為:

$\begin{bmatrix} y_0 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0 \end{bmatrix}$	[ 1	0.6	0.6	0.6])
$\begin{vmatrix} y_1 \\ z_1 \end{vmatrix}$	0	0.6	1	0.9	0.9
$\begin{vmatrix} y_2 \end{vmatrix}^{N \sim N_4}$	0,	0.6	0.9	1	0.9
$\begin{bmatrix} y_3 \end{bmatrix}$		0.6	0.9	0.9	1 ] )

而第四組實驗中,觀測値與預報成員之間的關係設定 為:

$\begin{bmatrix} y_0 \end{bmatrix}$		0		[ 1	0.6	0.6	0.6	
$y_1$	$\sim N$	0		0.6	1	0.7	0.7	
$y_2$	$\sim_{1}$ v <sub>4</sub>	0	,	0.6	0.7	1	0.7	
$y_3$		0		0.6	0.7	0.7	1	

在這兩組實驗的設定中,每個預報成員的準確度都相同,但第三組實驗中預報成員彼此之間的相關性都很高,而第四組實驗中預報成員彼此之間的相關性較低。

表十一顯示這兩組實驗中BMA模型的預報能 力。雖然兩組實驗中,預報成員的預報能力都相同, 但表中顯示第四組實驗下BMA模型的預報能力略優 於第三組,因此預報成員之間的相關性會影響到 BMA的預報能力,相關性越高則預報能力越差。另 外我們再比較這兩組實驗下BMA模型的權重參數 w<sub>k</sub>,如表十二及表十三所示。由於在任一組實驗中, 每個成員都具有相同的設定,因此估計出來的 w<sub>k</sub> 都 很接近1/3,但若比較兩組實驗 w<sub>k</sub>的變異程度,表 中顯示第三組實驗的變異較大(可比較Q1與Q3的差 距),這是由於第三組實驗中,成員間彼此的相關性 太強,導致使用EM演算法估計 w<sub>k</sub> 參數時較難達到 收斂,因此估計出來參數的變異程度較大,也使得建 立BMA模型時需要花更多的時間估計參數。

	CRPS	MAE
第三組實驗	0.4697	0.6584
第四組實驗	0.4555	0.6372

表十一:第三組實驗與第四組實驗中BMA模型的校 驗結果。

	<b>Q</b> <sub>1</sub>	<b>Q</b> <sub>2</sub>	Q <sub>3</sub>	mean
$y_1$	0.0000	0.1964	0.6383	0.3353
<i>Y</i> 2	0.0000	0.1861	0.6236	0.3289
<i>Y</i> 3	0.0000	0.2007	0.6369	0.3358

表十二:第三組實驗中各預報成員的 wk 參數統計數 據。

	<b>Q</b> <sub>1</sub>	Q <sub>2</sub>	Q <sub>3</sub>	mean
$y_1$	0.0016	0.2871	0.5524	0.3308
<i>y</i> <sub>2</sub>	0.0005	0.2852	0.5547	0.3296
<i>Y</i> 3	0.0043	0.3036	0.5640	0.3396

表十三:第四組實驗中各預報成員的 wk 參數統計數 據。

#### (四)預報成員多寡對BMA預報能力的影響

關於預報成員多寡對BMA預報能力的影響,我 們同樣設計了兩組實驗來做對照,第五組實驗的設計 為:

$\begin{bmatrix} y_0 \end{bmatrix}$	$\int 0$		[ 1	0.6	0.6	0.6	
$\begin{vmatrix} y_1 \end{vmatrix}$	0		0.6	1	0.7	0.7	
$\begin{vmatrix} y_2 \end{vmatrix}^{\sim N_4}$	0	,	0.6	0.7	1	0.7	
$\begin{bmatrix} y_3 \end{bmatrix}$			0.6	0.7	0.7	1	

而第六組實驗的設計為:

$\begin{bmatrix} y_0 \end{bmatrix}$		$\begin{bmatrix} 0 \end{bmatrix}$		[ 1	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5
$y_1$		0		0.6	1	0.7	0.7	0.9	0.9	0.7	0.7
<i>y</i> <sub>2</sub>		0		0.6	0.7	1	0.7	0.7	0.7	0.9	0.9
<i>y</i> <sub>3</sub>	a N	0		0.6	0.7	0.7	1	0.7	0.7	0.7	0.7
<i>Y</i> <sub>4</sub>	~~ <i>I</i> V <sub>8</sub>	0	,	0.5	0.9	0.7	0.7	1	0.9	0.7	0.7
<i>y</i> <sub>5</sub>		0		0.5	0.9	0.7	0.7	0.9	1	0.7	0.7
<i>Y</i> <sub>6</sub>		0		0.5	0.7	0.9	0.7	0.7	0.7	1	0.9
<i>y</i> <sub>7</sub>				0.5	0.7	0.9	0.7	0.7	0.7	0.9	1

這兩組實驗設計中,都有設定相同的  $y_1 \cdot y_2 \cdot y_3$  成員,與觀測値之間的相關係數皆為0.6,彼此之間的 相關性皆為0.7,不同的地方在於第六組實驗多了  $y_4 \cdot y_5 \cdot y_6 \cdot y_7$  這4組成員,其中  $y_4$  與  $y_5$  準確度較 低(相關係數0.5),但彼此之間與  $y_1$  有很強的相關 性(相關係數0.9)。同樣地,  $y_6$  與  $y_7$  準確度也較 低,但彼此之間與 y<sub>2</sub> 有很強的相關性。這樣設計的 目的,是為了產生3群預報成員,每一群皆以不同的 模式為基礎,因此不同群的預報成員彼此之間相關性 較低(相關係數0.7),而同一群內成員彼此相關性高 (相關係數0.9),但同一群中只有一個成員的準確度 較高(相關係數0.6),其他成員的準確度較低(相關 係數0.5)。對照實際數據,同一群成員的關係與 WRF\_M00、WEPS之間的關係類似,而不同群的關 係就像是NFS、WRF之間的關係。

而這兩組實驗中,BMA模型的校驗結果如表十四所示。表中可以觀察到,雖然第六組實驗具有較多成員的預報資訊,但BMA模型的預報能力反而較差,這樣的現象主要是因為過度配適(overfitting)所造成。當我們在建立任何的統計預測模型時,若加入過多不重要的參數,反而會使得模型過度配適導致預測能力降低。所以,在建立BMA模型時,並非預報成員越多越好。

為了避免形成過度配適的現象,在實際預報作 業中,我們不建議加入WEPS為BMA模型的預報成 員。雖然在我們第三章實際數據的校驗中,尙未看到 過度配適的證據出現,但這並不表示沒有過度配適的 可能。

	CRPS MAE	
第五組實驗	0.4555	0.6372
第六組實驗	0.4614	0.6457

表十四:第五組實驗與第六組實驗中BMA模型的校 驗結果。

# 五、結論

在第三章的比較中,我們發現第一組(10組預 報成員)與第二組(4組預報成員)BMA模型的預報 表現差異不大。但由於BMA方法在計算模型參數 w<sub>k</sub> 時,使用EM演算法需要花較多的時間,若加入越多 的預報成員會使得計算成本大幅增加,例如第一組 BMA模型建模所花的時間大約是第二組的三倍。另 外,還有模型因參數過多而導致過度配適的潛在可 能。因此在預報能力差異不大的情況下,我們會偏好 使用成員較少的第二組BMA預報模型來進行預報作 業。

而關於BMA模型中的預報成員挑選方法,可以 根據模型中的參數 w<sub>k</sub> 來做挑選,w<sub>k</sub> 代表的是第 k 個預報成員在所有成員中預報最佳的機率,也是第 k 個預報成員相對於其他成員的重要性指標。而本文利 用觀察歷史資料和數值模擬兩種方法,證明影響 w<sub>k</sub> 值大小的包含該成員的預報準確度以及與其他成員 之間的相關性,而且成員彼此之間的相關性若太強, 甚至還可能會降低了BMA模型的預報能力。因此在 建立BMA模型時,預報成員的挑選不僅要考量成員 的預報能力,還需要考量成員彼此之間的相關性。

在本文的測試中,由於WRF\_M00、WRF\_M02 以及WEPS都是屬於相同的模式,彼此之間有很強的 相關性,而WRF\_M00與WEPS預報是採用更多相同 的條件,若將全部的預報成員加入BMA模型中不會 有更佳的預報能力反而增加了計算成本,因此從中取 一些較具代表性的即可。然而,若能加入與原有預報 成員相關性低且具有相當預報能力的新成員,或許能 提升BMA模型的預報能力。因此,未來希望能加入 與NFS或WRF差異性較大的模式來做測試,期待 BMA模型會有更好的預報表現。

# 六、參考文獻

- 張語軒、張庭槐、吳蕙如,2012:貝氏模型平均應用 於臺灣地區溫度機率預報。*氣象學報*(已接 受)。
- 李志昕、洪景山,2011:區域系集預報系統之校驗與 評估。建國百年天氣分析與地震測報研討會, 122頁。
- Hersbach, H., 2000: Decomposition of the continuous ranked probability score for ensemble prediction systems. *Wea. Forecasting*, 15, 559–570.
- Hoeting, J. A., D. M. Madigan, A. E. Raftery, and C. T. Volinsky, 1999: Bayesian model averaging: A tutorial (with discussion). *Stat. Sci.*, 14, 382–401.
  [A corrected version is available online at <u>www.stat.washington.edu/www/research/online/hoeting1999.pdf</u>.]
- Raftery, A. E., T. Gneiting, F. Balabdaoui, and M. Polakowski, 2005: Using Bayesian model averaging to calibrate forecast ensembles. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 1155–1174.

# 2012年5月12日宜蘭地區超豪大雨事件個案模擬分析

張培臣 林裕豐 張大燿 顧凱維

空軍氣象中心

### 摘要

2012年5月12日宜蘭地區出現日累積雨量達507毫米超大豪雨,由於該降雨時段集 中於12小時之內,且最大時雨量高達92毫米,瞬時雨量造成當地嚴重災情。雖然,每 年5~6月梅雨季宜蘭偶有豪(大)雨發生,但是類似此次個案之強降水事件並不常見。

本研究利用高解析度之數值模擬,除控制實驗外,另設計三組對照組實驗分別為 1.臺灣地形減低一半;2.移除臺灣地形,地表仍為陸地;3.移除臺灣地形,地表為水體,藉 由不同之模式設計模擬探討本次超大豪雨事件發生機制及演變過程。模擬結果顯示, 此期間臺灣東部海域大氣環境存在一有利對流之條件,太平洋高壓南側之東南氣流夾 帶充沛水氣與中央山脈北段地形產生之抬升作用,為造成劇烈水事件之主要原因。另 外,由地形敏感度模擬測試結果顯示,當臺灣地形高度減低一半時,模擬最大之降雨 位置略為南移,但強度略為增強;移除地形之模擬不但降水減弱,且發生位置與控制 實驗模擬完全不同,顯示環境氣流與地形之相互作用對降水之強度與位置扮演關鍵之 角色。

關鍵字:WRF、超大豪雨

### 一、前言

臺灣地區每年5~6月間之梅雨季,不穩定之大 氣環境提供適合對流發展之有利條件,並常造成局 部地區之豪(大)雨發生。2012年5月12日宜蘭地區出 現日累積雨量達507毫米超大豪雨,由於該降雨時 段集中於12小時之內(1200 LST至2400 LST時), 目 最大時雨量高達92毫米,瞬時雨量造成當地嚴重災 情。雖然,梅雨季官蘭偶有豪(大)雨發生,但類似 此個案之強降水事件並不常見。過去有關梅雨季之 劇烈降水文獻多集中在討探臺灣西半部地區之研 究,針對宜蘭地區豪(大)雨之研究甚少。Yeh and Chen(1998)分析TAMEX 期間弱綜觀強迫下東北 與東部地區降水特徵,發現東北部山區因上坡風發 展午後1600 LST有降水之最大值; 陳等(2010) 研究 顯示,臺灣東部地區梅雨季之局部環流發展顯著並 與降雨密切關連,宜蘭地區在海風發展後,降雨強 度於午後內陸高山區顯著增強,複雜地形使海風與 谷風結合而產生之中尺度氣旋式渦旋擾動,為梅雨 季午後對流激發與調控降雨強度之機制;張等 (1995)分析1985~1994 年十年來宜蘭發生豪雨 的個案,歸納出造成宜蘭地區豪雨的可能原因為: 1.暖平流輸入;2.地形效應;3.東北風和東南風在此 區域合流;及4.中尺度對流系統的影響。由上述研 究顯示,地形與局部環流對於官蘭地區強降水形成 之重要性。本研究將利用WRF高解析度之數值模 擬,藉由不同的實驗設計,討探5月12日宜蘭地區 出現超大豪雨事件之制機。

# 二、個案分析與介紹

由地面天氣圖顯示(圖1),2012年5月12日0800 LST高壓中心位於日本海,鋒面位於華中一帶,臺 灣地區風場為東風氣流,13日0800 LST位於日本海 之高壓中心略為向東移動,而位於華中之鋒面系統 東移至華南沿海一帶,臺灣位鋒面前緣,環境風場 轉為偏南氣流,臺灣地區為一鋒前之弱綜觀大氣環 境。



圖1 2012年5月(a)12日及(b)13日0800 LST地面天氣 圖(資料來源:香港天文台)。

由紅外線衛星雲圖顯示(圖2),5月12日1800 LST至2400 LST期間,鋒面系統持續由大陸華中移 出至沿海一帶,此時鋒面系統發展之對流雲系並未 影響臺灣地區,反而是位於臺灣東北部及臺灣東部 近海對流雲系明顯被激發,並隨時間卻有發展增強 之現象。透過整合雷達回波時間序列(圖3),更可以 清楚看見宜蘭地區及其外海之強回波發展情況,最 強回波發生在宜蘭南方,其回波值達55dBz以上。 該對流發展時段集中午(1200 LST)後至半夜(2400 LST)12小時,並造成宜蘭地區最大累積雨量達507 毫米(圖4)。



圖2 2012年5月12日1800 LST至2400 LST 紅外線 衛星雲圖。



圖3 2012年5月12日1400 LST至2400 LST MOSAIC 整合雷達回波圖(資料來源:中央氣象局)。



圖4 2012年5月12日臺灣地區累積雨量圖(雨量單 位:mm)。

### 三、資料來源與研究方法

(一)模式介紹及資料來源

本研究使用中尺度模式WRF V3.3.1 版本進行 模擬,模擬時間為2012年5月11日2000 LST至2012 年5月13日2000 LST共48小時,模式初始場和側邊 界條件採用NCEP-FNL全球再分析資料,空間解析 度為1°x 1°,時間間隔為6 小時一筆。模式中所使用 的物理参數化設定選用雲物理參數法為Kessler scheme,此參數法包含水氣、雨、雲水過程,屬於 暖雲過程;積雲參數法是使用Kain-Fritsch scheme; 邊界層參數法採用YSU PBL scheme邊界層參數 法;長波輻射參數法採用 RRTM scheme。

(二)實驗設計

模式模擬之網格設定為三層巢狀網格(圖5),三 層巢狀水平網格解析分別為27 Km、9 Km及3 Km。 除控制組(CTRL RUN)實驗外,另外設計三組對 照組實驗分別為1.臺灣地形減一半;2.移除臺灣地 形,地表仍為陸地;3.移除臺灣地形,地表為水體, 針對不同地形狀況下之模擬結果與控制組實驗做 比較,藉由不同之模式設計模擬探討本次超大豪雨 事件發生機制、演變過程及地形扮演之角色。



圖5 模式模擬之三層巢狀網格,水平網格解析分別 為D1:27 Km、D2:9 Km及D3:3 Km。

### 四、模擬結果分析

(一)模擬控制組校驗與分析

由D1(第一層網巢)模擬12小時(5月12日0800 LST)之結果顯示(圖6),地面高壓中心位於韓國半 島,其勢力向東南伸展至日本南方海面,臺灣地區 風場為偏東至東南風;850 hPa臺灣東部海域仍受高 壓環流影響,以東南風場為主,此時大陸華中存在 一鋒面之低壓系統;500 hPa高壓環流中心位於南海 地區,臺灣地區風場為西至西北風。模擬36小時(5 月13日0800 LST)後,位於華中之鋒面系統東移至 大陸沿海附近,臺灣位於鋒前之大氣環境,低層南 風明顯增強,500 hPa仍為西風氣流(圖7)。相較於 觀測結果顯示,模擬結果已掌握鋒面系統及臺灣周 邊之大氣環境變化情況。



圖6 模式模擬2012年5月12日0800 LST (a)1000 hPa 風場(風速單位KT)及海平面氣壓(單位hPa);(b) 850 hPa風場及高度場(單位HGT)及(c)500 hPa 風場及高度場(單位HGT)。



圖7 模式模擬2012年5月13日0800 LST (a)1000 hPa 風場(風速單位KT)及海平面氣壓(單位hPa);(b) 850 hPa風場及高度場(單位HGT)及(c)500 hPa 風場及高度場(單位HGT)。

由D3(第三層網巢)模擬最大雷達回波顯示(圖 8),5月12日午後1400 LST位於臺灣中央山脈周邊 山區對流有開始發展,隨著時間該對流雲系持續增 強,尤其位於東北部山區,對流發展最為旺盛,且 持續時間長,至2400 LST仍可見位於宜蘭地區超過 50dBz之強回波;除陸地上之對流發展外,亦可發 現位於東部近海對流發展也相當旺盛,且多呈線狀 分佈,對於東部近海之線狀對流Yu and Jou (2005) 及Alpers et al. (2010)研究均顯示局部環流與地形效 應,是造成該對流線生成重要原因之一,然而該對 流系統發展過程並非本文探討之重點,在此不多贅 述。由圖9模擬5月12日0800LST至13日0800LST 期 間24小時累積降水顯示,陸地上最大降水位置與觀 測相同,最大累積降為量約為425毫米,略小於觀 測值,整體降水分佈模擬表現相當接近觀測情況。



圖8 模式模擬2012年5月12日1400 LST至2400LST 最大雷達回波(dBz)分佈時間序列。



圖9 D3模式模擬2012年5月12日0800LST至13日 0800LST累積降水量(mm)。

(二)強降水機制分析

由於模式正確模擬出各項大氣環境要素(包含 鋒面系統、風場及降水分佈等),因此,可藉由分 析各量場以探討宜蘭地區強降水過程與形成機 制。圖10為5月12日1600 LST及2000 LST 925hPa臺 灣周邊風場及輻散場分佈,此時宜蘭地區之對流發 展相當旺盛,由風場可見東部近海風場以東南風為 主,當氣流接近陸地時,受地形影響風場有為轉偏 北之現象,並與環境之東南風形成局部之輻合,在 宜蘭地區向岸風相當明顯,該風場有利將海面上之 水氣帶往陸地。由圖11相同時間700hPa風場則顯 示,該高度層以仍以西風氣流爲主,因陸地及東部 近海之局部對流發展,導致氣流呈現擾動情況,並 形成局部輻合,有利對流發展。



圖10 模式模擬2012年5月12日925 hPa (a)1600 LST 及(b) 2000 LST風場(風速單位KT)及輻散場 (色階,單位1e-4 m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>)。



圖11 模式模擬2012年5月12日700 hPa (a)1600 LST 及(b) 2000 LST風場(風速單位KT)及輻散場 (色階,單位1e-4 m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>)。

由雷達回波、相對濕度及風場高度剖面圖顯示 (圖12),5月12日1600 LST低層約在850hPa以下東部 海上偏東氣流之風量相當明顯,該偏東氣流帶來相 當充足之水氣(低層相對濕度均接近100%),該氣流 進入地形後被地形舉升;而此同時,山脈西部氣流 均爲偏西氣流,部份氣流越過山脈後,在背風區(山 脈東側)形成下沉作用,該下沉之氣流與山脈東側 受地形舉升之氣流形成局部之輻合作用,加深空氣 塊舉升之能力,形成對流發展之重要激發機制。由 圖12中可以發現最強之對流發生在山脈東側之斜 坡上,至夜間(圖12b)該舉升機制仍然存在,故對流 發展仍為活躍,惟強度有略為減弱。除了上述存在 之舉升機制外,對流之發展仍必須提供適當之大氣 環境,使其可持續發展。由圖13(a)相當位溫分佈顯 示,受風場傳送由低緯地區帶來暖濕空氣,東部近 海均有較高之相當位溫,在宜蘭近海之相當位溫值 仍高達350°K,其高相當位分佈軸線由東南部海域 向東北部近海延伸,呈現東南-西北走向,形成一 低層暖濕之大氣條件;此時,由模擬之CAPE値(圖

13(b))亦有相似分佈,宜蘭周邊之CAPE值高達1000 J/kg以上,為對流發展提供最有利之環境。



圖12 2012年5月12日 (a)1600 LST及(b)2000 LST之 模擬雷達回波(色階)、相對濕度(等值線)及風 場高度剖面圖(橫切面為北緯24.6度,東經 120.5至123度)。



圖13 2012年5月12日1600 LST (a)1000 hPa相當位 溫(色階,單位<sup>°</sup>K)與風場(風速單位KT)及(b) CAPE(單位J/kg)分佈。

# 五、地形敏感度分析

(一)臺灣地形高度減半之模擬

由模擬之最大雷達回波圖顯示(圖14),雖然地形 高度降低一半,但午後陸地上對流發展仍相當明 顯,尤其在5月12日2000 LST時,花蓮北部地區亦 有出現高達55dBz之強回波,該地區之降水更高達 642毫米(圖15),高於控制實驗之最大值425毫米, 但位置不同。由925 hPa風場及輻散量場分佈可以發 現,因地形高度改變,造成環境風場與地形產生之 輻合位置略爲向南移動,最大降水即發生在該最大 輻合區,顯現環境風場與地形之間作用對產生激發 對流之重要性。



圖14 1/2地形之模擬2012年5月12日(a)1400 LST及 (b)2000 LST最大雷達回波(dBz)分佈。



圖15 模2012年5月12日0800LST至13日0800LST 臺灣地形減半模擬之累積降水量(mm)。



圖16 1/2地形之模擬2012年5月12日925 hPa (a)1800 LST 及(b) 2000 LST風場(風速單位KT)及輻 散場(色階,單位1e-4 m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>)。

(二)移除臺灣地形之模擬

由圖17(a)移除臺灣地形(地表仍為陸地)模擬顯示,無高山地形時,午後對流發展仍相當旺盛,且該對流發生位置多集中在陸地中央,原因為午後熱力作用造成海風向陸地中央移動,並在陸地中央形成輻合(圖略),形成動力舉升,進而形成對流。而移除臺灣地形,並將該移除地形範圍設為水體,則地表之熱力機制不存在,故對流並未發生(圖17(b))。由雨量累積亦可顯示,當有地表存在時,對流產生之降水仍可達263毫米(圖18(a)),但完全為水表面時,僅有局部地區為風場輻合產生之零星降水(圖18(b))。



圖17 移除地形(a)平坦地表及(b)平坦水面模擬 2012年5月12日1800 LST 最大雷達回波(dBz) 分佈。



圖18 移除地形(a)平坦地表及(b)平坦水面之模擬 累積降水量(mm),時間為2012年5月12日 0800LST至13日0800LST。

由上述地形實驗模擬可以發現,環境風場與地 形之間作用在本個案中扮演相當重要的角色,由於 環境存在適合對流發展之有利條件,此時只要有局 部輻合之激發作用,就可以誘發強對流的生成。在 本個案模擬中,偏東至東南氣流與宜蘭地區地形間 之相互作用正好滿足此一條件,進而造成宜蘭地區 之強降水事件發生;倘若地形改變或風場進入角度 不同,則對流發生位置就會隨之調整。

# 六、結論

梅雨季期間,不穩定之大氣環境提供對流發展 有利條件,並常造成局部地區之豪(大)雨發生。2012 年5月12日宜蘭地區出現日累積雨量達507毫米超 大豪雨,瞬時雨量造成當地嚴重災情。本研究利用 WRF高解析度之數值模擬,除控制實驗外,另設計 三組對照組實驗分別為1.臺灣地形減一半;2.移除臺 灣地形,地表仍為陸地;3.移除臺灣地形,地表為水 體等三組,針對不同地形狀況下之模擬結果與控制 組實驗比較,並藉由不同之模式設計模擬探討本次 超大豪雨事件發生機制、演變過程及地形扮演之角 色。

模擬結果顯示,東南風場傳送低緯之暖濕空氣,使得東部近海有較高之相當位溫,在宜蘭近海之相當位溫値高達350°K,其分佈軸線由東南部海域向東北部近海延伸,呈現東南-西北走向,形成一低層暖濕之大氣條件,且該區CAPE値相當高,

爲有利對流發展之環境;當東部海域偏東南氣流帶 來相當充足之水氣,該氣流進入地形後被地形舉 升;同時,山脈西部氣流偏西氣流越過山脈後,在 背風區形成下沉氣流與山脈東側受地形舉升之氣 流形成局部之輻合作用,加深空氣塊舉升之能力, 形成對流發展之重要激發機制。另外,由地形敏感 度模擬測試結果顯示,當臺灣地形高度減低一半 時,模擬最大之降雨位置略為南移,但強度略為增 強;而移除臺灣地形(地表仍為陸地)時,午後對流 發展仍相當旺盛,且該對流發生位置多集中在陸地 中央,原因為午後熱力造成海風向陸地中央移動, 在陸地中央形成輻合形成動力舉升,進而形成對 流。當移除地形範圍設為水表面時,地表之熱力機 制不存在,故對流並未發生。綜合上述分析顯示, 環境風場與地形之間作用在本個案中扮演相當重 要的角色,由於環境存在適合對流發展之有利條 件,此時只要有局部輻合之激發作用,即可以誘發 強對流的生成。在本個案模擬中,偏東至東南氣流 與官蘭地區之地形正好滿足此一條件,進而造成官 蘭地區之強降水事件發生。

# 七、參考文獻

張耀升、陳台琦、陳景森,1995:"宜蘭地區連續 降水初步探討",氣象預報與分析,第144 期, 11-20。

陳泰然王子軒, 2010: "梅雨季臺灣東部地區降 雨與局部環流之研究", 大氣科學, 第第三十八期第 三號, 165-184。

Alpers, W., J, -P Chen, I. –I. Lin, and C. -C Lin, 2007: Atmospheric fronts along the east coast of Taiwan studied by ERS synthetic aperture radar images. Mon. Wea. Rev., 64,922-937.

Yeh, H.-C., and Y.-L. Chen, 1998: Characteristics of rainfall distributions over Taiwan during the Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX). J. Appl. Meteor., 37, 1457 – 1469.

Yu, C. -K., and B. J. -D. Jou, 2005: Radar observation of diurnally forced, offshore convective lines along the southeastern coast of Taiwan. Mon. Wea. Rev., 133,1613-1636.

# 運用 WRF 模擬臺灣中北部地區低能見度及低雲幕現象之個案研究

任亦偉、王信富、陳文倩

#### 空軍氣象聯隊

### 摘要

本研究利用 WRF 數值模式(the Advanced Research WRF, ARW)模擬 2012 年 02 月 28 日出現於臺灣中北部地區之低能見度及低雲幕個案,並探討此低能見度及低雲幕個案對臺灣中北部地區及機場天氣之影響。

分析當時綜觀大氣環境顯示,2月27、28日台灣地區為東北季風天氣型態,2月28日08時於臺灣東部外海生成一道鋒面,之後於20時持續加深向東移動;分析桃園、中壢(中央大學)、新竹、清泉崗等測站觀測資料顯示,自2月28日08時鋒面自臺灣東部外海生成後,各測站之溫度原先受東北季風影響持續下降,但自中午11時起,各測站溫度陸續出現短暫回升情形,幅度約2-3℃,之後又開始下降,氣壓則呈現升-降-升,而風向則出現北-南-北風向之不連續現象;另依據中壢地區民眾實際拍攝資料顯示,當日下午中壢地區13至14時曾出現類似滾軸雲(roll cloud)之天氣現象,持續時間約1~2小時,因此研判2月28日自中午12時至下午17時臺灣中北部地區大氣出現短暫之不連續現象,應由密度流(density current)現象所造成,而中壢地區出現之滾軸雲,研判應為密度流所引發之大氣邊界層不穩定或擾動現象。分析各測站實際觀測能見度及雲幕高資料顯示,密度流於2月28日中午起移入各測站後,桃園、新竹等海拔高度較低測站(桃園約為33公尺,新竹約為8公尺),能見度及雲幕高度皆明顯下降,顯示本次個案密度流所引發之大氣邊界層不穩定或擾動現象自密度流高度一半(約150公尺)左右開始往上發展,對於近底層(<100公尺)之大氣則無明顯影響,此與過去之相關研究結果一致。

分析 WRF 數值模式位溫剖面資料顯示,模擬之密度流其厚度約為 300 公尺,移速約為 20-25m/s,此與本次 個案實際測站觀測資料評估之數據近似,分析模式相當位溫剖面資料顯示,2 月 28 日中午 12 時至下午 17 時臺 灣中北部地區出現相當位溫不連續現象,研判此應為密度流之空氣秉性與環境不同所造成;分析模式二維風場 擾動及擾動動能(TKE)剖面資料顯示,二維風場擾動及擾動動能持續由北往南傳遞,顯示密度流所引發之大氣邊 界層不穩定或擾動現象以波動方式傳遞能量形成滾軸雲,持續造成海拔高度較高測站(中壢、清泉崗)之能見度及 雲幕高度不佳,由此顯示 WRF 數值模式對於此密度流之個案有不錯之掌握能力。

關鍵字:密度流、滾軸雲、WRF 數值模式、低能見度與低雲幕

### 一、前言

密度流(density current)為一種發生於大氣邊 界層之天氣現象,對於東亞及台灣地區而言,密度流 較容易出現於冬春二季,原因在於密度流發生主因之 一為近地表有冷空氣逸入於暖空氣下方,而冬春二季 之東北季風天氣型態正好為密度流提供冷空氣來源。 滾軸雲(roll cloud)常伴隨於密度流生成時,其生成原因 主要爲當密度流往下游傳遞時,在其前緣之上半部由 於 Kelvin-Helmholtz 不穩定機制,導致大氣之邊界層 有擾動及不穩定現象,因有雲系生成。本研究利用 WRF 數值模式(the Advanced Research WRF, ARW)模 擬 2012 年 02 月 28 日出現於臺灣中北部地區之低能見 度及低雲幕個案,並探討此低能見度及低雲幕個案對 臺灣中北部地區及機場天氣之影響。

### 二、研究工具及方法

WRF 數值模式是由美國國家大氣研究中心 (National Center of Atmosphere Research, NCAR)及美國 國家環境預測中心(National Center of Environment Prediction, NCEP)等氣象單位共同研發之數值模式,為 一完全可壓縮以及非靜力模式,採用 F90 語言編寫。 水平方向採用 Arakawa C 網格點,垂直方向則採用地 勢追隨座標(σ),在時間積分方面採用三階或者四階 的 Runge-Kutta 演算法。WRF 模式不僅適合進行理想 性模擬,亦可應用於真實天氣的個案模擬及探討。本 研究將 WRF 設定為四層巢狀網格,水平解析度分別 為 27、9、3 及 1 公里,垂直解析度為 45 層,初始場 及邊界條件使用 NCEP GFS 全球模式,其水平解析度 為 0.5°×0.5°,模式預報時間為 24 小時,相關模式細部 設定請參閱表一。

為研究此密度流個案對臺灣中北部地區及機場之 影響,針對桃園(RCGM)、新竹(RCPO)、及清泉崗 (RCMQ)三機場101年02月28日08至20時之逐時觀 測資料作分析,機場資料由空軍氣象聯隊提供,另從 中央大學「大氣邊界層暨空氣污染實驗室」網頁攫取 101年02月28日10米自動氣象觀測塔資料,各機場 相關地理位置及測站海拔高度如圖1所示。

三、觀測資料分析

(一) 綜觀環境分析

分析 NCEP GFS 1.0°×1.0°網格點資料顯 示,101年2月27日12Z臺灣地區為東北季風 天氣形態,2月28日00Z時一風場輻合帶於臺 灣東部外海生成,此輻合帶於生成後中心氣壓 持續下降,於2月28日12Z時形成一鋒面帶向 東移動,此時臺灣地區依舊為東北季風天氣型 態(圖 2.a-c)。925hPa 風場、溫度場、重力位 高度、相對溼度、及輻合輻散場顯示,101年2 月 27 日 12Z 時臺灣地區風場以東北向風爲主, 相對濕度偏高,風場無明顯輻合輻散;101年2 月28日00Z時一風場輻合帶自琉球群島一帶向 西南延伸經臺灣地區至南海一帶,臺灣地區附 近相對濕度偏高,風場輻合輻散現象較2月27 日 12Z 明顯(圖 3.a-d)。850hPa 風場、溫度場、 重力位高度、相對溼度、及輻合輻散場顯示, 101年2月27日12Z時臺灣地區風場以東南向 風爲主,相對濕度偏高,大陸東南沿海一帶風 場輻合較明顯; 101 年 2 月 28 日 00Z 時東南風 速較2月27日12Z強,且大陸東南沿海一帶風 場輻合帶向東移動至臺灣海峽一帶(圖 4.a-d)。500hPa 風場、溫度場、重力位高度、及 渦度場顯示, 101 年 2 月 27 日 12Z 時臺灣地區 位於正渦度爲主,101年2月28日00Z時有一 槽線位於華南一帶,向東移動,至101年2月 28日12Z時槽線通過臺灣地區,臺灣地區由正 渦度轉為負渦度(圖 5.a-c)。

(二) 各測站觀測資料分析

圖 6 及圖 7.a-d 分別為桃園機場(RCGM)及 新竹機場(RCPO)101 年 02 月 28 日 08 時至 20 時各氣象要素變化,二機場之海拔高度分別為 33 及 8 公尺。圖中顯示,桃園、新竹機場 02 月 28 日晨間風場以北向風為主,能見度約為 2000 至 3000 公尺, 雲幕高約 400 至 600 英呎, 溫度持續下降,而氣壓持續上升,二場皆有降 雨現象;桃園機場約自1130時起、新竹機場自 1100 時起天氣開始變化,風場由北向風開始轉 爲南向風,風速亦較晨間爲弱;氣溫原本開始 回升,最高至15℃,回升幅度達2℃,但於1330 時又開始下降,另相對溼度原開始下降,最低 降至 91%,但約於 1310 時則又開始上升;能 見度及雲幕高則開始回升,最高分別至 5000 公尺及1600英呎,之後桃園、新竹機場分別於 1400 時及 1330 時後風場又轉回北向風,風速 亦逐漸增強,能見度及雲幕高亦逐漸下降。分 析風場資料顯示,受東北季風天氣系統影響, 桃園與新竹機場原以北向風場為主,但自1100 時起至 1400 時止,風場轉為南向風場,1400 時之後又轉回北向風場;再分析二機場之溫 度、相對濕度資料顯示,1100時前二機場溫度 皆持續下降,但自1100時至1400時,二機場 溫度呈現短暫性回升又下降,相對溼度先下降 後上升,二者相位為180度,1400時之後溫度 及相對濕度則同時下降。依據上述資料顯示,

約1100時,臺灣地區由於轉南風,空氣變較為 溫暖,因此測站溫度上升,濕度下降,至1400 時,後方一股冷空氣快速逸入,因此,風場又 轉為北風,溫度下降,濕度上升,如此劇烈之 冷暖空氣交會造成了大氣邊界層極易出現不穩 定帶,研判此不穩定帶即與密度流(density current)現象有關。

圖 8.a-d 為清泉崗機場(RCMQ)101 年 02 月 28 日 08 時至 20 時各氣象要素變化,圖中顯 示,清泉崗機場 02 月 28 日晨間風場亦以北向 風為主,能見度約為 2000 至 3000 公尺,雲幕 高約 200 英呎,而氣壓持續上升,亦有降雨現 象;約自 1200 時起,天氣開始變化,風場由北 向風開始轉為南向風,風速亦較晨間為弱;氣 溫剛開始為回升,最高至 14℃,回升幅度達 2~3 ℃,但約於 1450 時又下降,而相對溼度則並未 如桃園、新竹機場有明顯變化,此爲其值得特 別討論之處;能見度一開始先回升,最高至 5000 公尺,約於 1300 時開始明顯下降,於 1450 時達最差,僅 100 公尺,雲幕高亦於 1430 時達 最差,僅 50 至 100 英呎,於晩間 1800 時雲幕 及能見度始緩慢回升。

圖 9 爲中央大學 101 年 02 月 28 日 10 米自 動氣象觀測塔資料(攫取自中央大學「大氣邊界 層暨空氣污染實驗室」網頁),圖中顯示,晨間 風場以北向風場為主,溫度持續下降,而氣壓 持續上升,有降雨現象;約自1130時起天氣開 始變化,風場由北向風開始轉為南向風,風速 亦較晨間為弱;氣溫開始回升,最高至15℃, 回升幅度達 2℃,另相對溼度原開始下降,最 低降至 91%,但約於 1310 時則又開始上升, 氣溫原本開始回升,最高至 14~15℃,回升幅 度達 2~3℃,但約於 1330 時開始劇烈下降,最 低達 10~11℃,下降幅度達 4~5℃,但相對溼度 不同於桃園、新竹機場,反而近似於清泉崗機 場無明顯變化,約為 98%;之後約於 1400 時 及1330時後風場又轉回北向風,風速亦逐漸增 确。

依相關研究顯示,若大氣近地面層存在逆 溫層,則適合密度流存在並會往下游傳遞,圖 10(a-d)分別為101年02月27日12Z及02月 28日00Z板橋(46692)、馬公(46734)之探空資 料,圖中顯示,101年02月27日12Z時板橋 測站1.5km以下無逆溫層,約1.5至2.0km存 在一逆溫層,101年02月28日00Z時板橋測 站從地面至3.0km皆為逆溫層,顯示逆溫層有 加厚趨勢;馬公測站則顯示逆溫層皆存在於0.5 至1.5km之高度,依以上資料分析顯示,中北 部地區近地面層皆存在一逆溫層,適合密度流 存在並會往下游傳遞。

依據上述各氣象要素分析,此次密度流個 案抵達新竹、桃園、清泉崗機場時間分別約為 1330、1350、及 1430 時,依此速度推算,此次 密度流個案約以 20~25m/s 之速度朝東南東方 向移動。

### 四、數值模式模擬結果

(一)模式模擬綜觀環境分析

圖 11(a-d)為模式模擬之 2km 以下位溫(θ) 及風場垂直剖面圖,模式網格解析度為 1km, 其中垂直方向風場(w)放大 10 倍,圖中以各測 站之經緯度爲參考點,切南北方向剖面,圖左 側為南方,圖右側為北方,時間則選擇密度流 大約抵達各測站時間,新竹機場(RCPO)約為 101 年 02 月 28 日 1330 時,桃園機場(RCGM) 及中壢地區約為 1350 時,清泉崗機場(RCMQ) 則約為1430時。圖中顯示,模式模擬當密度流 抵達新竹、桃園機場及中壢地區時,當地位溫 約為 288 至 290K, 密度流抵達清泉崗機場時, 當地位溫約為 290 至 292K, 且由新竹、桃園機 場及中壢地區之垂直剖面圖中(圖 10a-c),發現 模式已模擬出密度流現象之部份特徵,包括密 度流前方之頭部(head)有突出現象,經分析模擬 之密度流其厚度約為 300 公尺,移速約為 20-25m/s,此與本次個案實際測站觀測資料評 估之數據近似。

圖 12(a-d)為模式模擬之 2km 以下相當位溫 (θ e)及風場時間序列圖,模式網格解析度為 1km,其中垂直方向風場(w)放大 10 倍,時間自 101 年 02 月 28 日 00Z 至 12Z,各圖以各測站之 經緯度爲參考點,其中(a)參考點爲桃園機場 (RCGM)(b)參考點爲中壢(c)參考點爲新竹機場 (RCPO)(d)參考點爲清泉崗機場(RCMQ)。圖中 顯示,自各測站實際天氣開始變化時間(桃園 機場、中壢約自 1130 時,新竹機場約自 1100 時,清泉崗機場約自 1200 時)起,相當位溫數 值持續增加,顯示大氣中水氣含量增加,此與 各機場所觀測到之溫度回升現象一致,而待密 度流通過後,另一波較乾冷空氣抵達各測站 時,各機場溫度及氣壓持續上升,模式模擬之 相當位溫變化亦與觀測相符。

(二)模式模擬 TKE 資料分析

密度流特徵之一為大氣邊界層擾動動能 (disturbance kinetic energy, TKE)將明顯增加,原 因為冷空氣逸入暖空氣下方,舉昇冷空氣,大 氣邊界層出現垂直運動,因此密度流出現時, 亦將伴隨大氣垂直速度震盪現象。圖 13(a-d)為 模式模擬之 2km 以下擾動動能(J/kg)及風場垂 直剖面圖,模式網格解析度為 1km,其中垂直 方向風場(w)放大 10 倍,時間自 101 年 02 月 28 日 00Z 至 12Z,各圖以各測站之經緯度爲參考 點,其中(a)參考點爲桃園機場(RCGM)(b)參考 點爲中壢(c)參考點爲新竹機場(RCPO)(d)參考 點爲清泉崗機場(RCMQ)。圖中顯示,密度流抵 達各測站之時間前後,垂直速度風場及擾動動 能皆出現震盪現象,顯示密度流所引發之大氣 邊界層不穩定或擾動現象以波動方式傳遞能量 形成滾軸雲,持續造成海拔高度較高測站(中 壢、清泉崗)之能見度及雲幕高度不佳,由此顯 示 WRF 數值模式對於此密度流之個案有不錯 之掌握能力。

### 五、結論

本研究利用 WRF 數值模式(the Advanced Research WRF, ARW)模擬2012年02月28日出現於 臺灣中北部地區之低能見度及低雲幕個案,並探討此 低能見度及低雲幕個案對臺灣中北部地區及機場天氣 之影響。

分析當時綜觀大氣環境顯示,2月27、28日台灣 地區為東北季風天氣型態,2月28日08時於臺灣東 部外海生成一道鋒面,之後於 20 時持續加深向東移 動;分析桃園、中壢(中央大學)、新竹、清泉崗等測 站觀測資料顯示,自2月28日08時鋒面自臺灣東部 外海生成後,各測站之溫度原先受東北季風影響持續 下降,但自中午11時起,各測站溫度陸續出現短暫回 升情形,幅度約2-3℃,之後又開始下降,氣壓則呈現 升-降-升,而風向則出現北-南-北風向之不連續現象; 另依據中壢地區民眾實際拍攝資料顯示,當日下午中 壢地區 13 至 14 時曾出現類似滾軸雲(roll cloud)之天氣 現象,持續時間約1~2小時,因此研判2月28日自中 午 12 時至下午 17 時臺灣中北部地區大氣出現短暫之 不連續現象,應由密度流(density current)現象所造成, 而中壢地區出現之滾軸雲,研判應爲密度流所引發之 大氣邊界層不穩定或擾動現象。分析各測站實際觀測 能見度及雲幕高資料顯示,密度流於2月28日中午起 移入各測站後,桃園、新竹等海拔高度較低測站(桃園 約為33公尺,新竹約為8公尺),能見度及雲幕高度 無明顯變化,但中壢(中央大學)、清泉崗等海拔高度 較高測站(中央大學約為150公尺,清泉崗約為200公 尺),能見度及雲幕高度皆明顯下降,顯示本次個案密 度流所引發之大氣邊界層不穩定或擾動現象自密度流 高度一半(約 150 公尺)左右開始往上發展,對於近底 層(<100 公尺)之大氣則無明顯影響,此與過去之相關 研究結果一致。

分析 WRF 數值模式位溫剖面資料顯示,模擬之 密度流其厚度約為 300 公尺,移速約為 20-25m/s,此 與本次個案實際測站觀測資料評估之數據近似,分析 模式相當位溫剖面資料顯示,2月 28 日中午 12 時至 下午 17 時臺灣中北部地區出現相當位溫不連續現 象,研判此應為密度流之空氣秉性與環境不同所造 成;分析模式二維風場擾動及擾動動能(TKE)剖面資料 顯示,二維風場擾動及擾動動能持續由北往南傳遞, 顯示密度流所引發之大氣邊界層不穩定或擾動現象以 波動方式傳遞能量形成滾軸雲,持續造成海拔高度較 高測站(中壢、清泉崗)之能見度及雲幕高度不佳,由 此顯示 WRF 數值模式對於此密度流之個案有不錯之 掌握能力。

# 參考文獻

- Burk, S. D., and W. T. Thompson, 1989: A vertically nested regional numerical weather prediction model with second-order closure physics. Mon. Wea. Rev., 117, 2305-2324.
- Christie, D.R., K.J. Muirhead and A.L. Hales, 1979: Intrusive density flows in the lower troposphere: A source of atmospheric solitons. J. Geophys. Res., 84, 4959-4970.
- Crook, N. A., 1988: Trapping of low-level internal gravity waves. J. Atmos. Sci., 45, 1533-1541.
- Droegemeier, K. K., and R. B. Wilhelmson, 1985: Three-dimensional numerical modeling of convection produced by interacting thunderstorm outflows. Part I: Control simulation and low-level moisture variations. J. Atmos. Sci., 42, 2381–2403.
- Haase, S. P., and R.K. Smith, 1989a: The numerical simulation of atmospheric gravity currents. Part I: Neutrally-stable environments. Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics, 46, 1–33.
- , 1989b: The numerical simulation of atmospheric gravity currents. Part II: Environments with stable layers. Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics, 46, 35-51.
- Jin, Y., S. E. Koch, Y.-L. Lin, F. M. Ralph, and C. Chen, 1996: Numerical simulations of an observed gravity current and gravity waves in an environment characterized by complex stratification and shear. J. Atmos. Sci., 53, 3570-3588.
- Reisner, J., R.J. Rasmussen, and R.T. Bruintjes, 1998: Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 124, 1071–1107.
- Zhang, D.-L., and R. A. Anthes, 1982: A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. J. Appl. Meteor., 21, 1594 – 1609.

WRF模式設定						
	D01	D02	D03	D04		
水平解析度(km)	27	9	3	1		
水平網格點	300×200	196×196	208×226	208×226		
垂直解析度	45	45	45	45		
大氣垂直穩定度	靜力	非靜力	非靜力	非靜力		
微物理	WSM5	WSM5	WSM5	WSM5		
邊界層	MYJ_TKE	MYJ_TKE	MYJ_TKE	MYJ_TKE		
積雲參數法	KF	KF	KF	KF		

表一 相關模式細部設定



圖 1. 各機場相關地理位置及測站海拔高度。



圖 2. NCEP GFS 地面網格點資料,其中著色區及黑實 線為海平面氣壓場(hPa),紅實線為溫度場(℃), 箭頭為風標,時間分別為(a)2月27日1200UTC(b)2 月 28 日 0000UTC(c)2 月 28 日 1200UTC。



圖 3.925hPa 風場、溫度場、相對溼度、及輻合輻散場 其中左圖著色區爲相對濕度、紅實線爲溫度場 黑實線為重力位高度、箭頭為風標,右圖著色區 爲輻合輻散場,暖色系爲輻合,冷色系爲輻散, (a)與(b)時間為101年2月27日12Z時,(c)與(d)時 間為 101 年 2 月 28 日 00Z 時。





圖 5. 500hPa 風場、溫度場、重力位高度、及渦度場, 其中著色區爲相對渦度,暖色系爲正渦度,冷色 系爲負渦度、紅實線爲溫度場、黑實線爲重力位 高度、箭頭爲風標,右圖著色區爲輻合輻散場, 時間分別爲(a)101 年 2 月 27 日 12Z 時(b)101 年 2 月 28 日 00Z 時(c)101 年 2 月 28 日 12Z 時。



圖 6. 桃園機場(RCGM)101 年 02 月 28 日 08 時至 20 時各氣象要素變化,其中(a)紅線表示風向(°)、 藍線表示風速(kts)(b)紅線表示能見度(m)、藍線 表示雲幕高(ft)(c)紅線表示溫度(℃)、藍線表示相 對溼度(%)(d)藍線表示氣壓(hPa)。圖中藍色區段 時間為 1340 至 1400 時,研判約為密度流抵達該 地區時間。



圖 7. 同圖 6,但為新竹機場(RCPO)資料,圖中藍色區 段時間為 1320 至 1340 時,研判約為密度流抵達 該地區時間。



圖 8. 同圖 6,但為清泉崗機場(RCMQ)資料,圖中藍 色區段時間為 1420 至 1440 時,研判為密度流通 過該地區時間。



圖 9. 中央大學 101 年 02 月 28 日 10 米自動氣象觀測 塔資料(攫取自中央大學「大氣邊界層暨空氣污 染實驗室」網頁)。



圖 10. 板橋(46692)、馬公(46734)之探空資料,其中 (a)、(c)為 101年02月27日12Z,(b)、(d)為02 月28日00Z。





圖 11. 模式模擬之 2km 以下位溫(θ)及風場垂直剖面 圖,模式網格解析度為 1km,其中垂直方向風 場(w)放大 10 倍,各圖以各測站之經緯度爲參考 點,切南北方向剖面,圖左側爲南方,圖右側 為北方,時間則選擇密度流大約抵達各測站時 間,各圖中紅色三角形即代表各參考點位置, 其中(a)參考點爲桃園機場(RCGM)、時間為 1350 時(b)參考點爲中壢、時間為 1350 時(c)參考點爲 新竹機場(RCPO)、時間為 1330 時(d)參考點爲清 泉崗機場(RCMQ)、時間為 1430 時。



圖 12. 模式模擬之 2km 以下相當位溫(θ e)及風場時間 序列圖,模式網格解析度為 1km,其中垂直方 向風場(w)放大 10 倍,時間自 101 年 02 月 28 日 00Z 至 12Z,各圖以各測站之經緯度爲參考點, 其中(a)參考點爲桃園機場(RCGM)(b)參考點爲 中壢(c)參考點爲新竹機場(RCPO)(d)參考點爲清 泉崗機場(RCMQ)。



圖 13. 同圖 12,但為模式模擬之 2km 以下擾動動能 (TKE)及風場時間序列圖。