

國立中央大學

大氣物理研究所
碩士論文

颱風路徑、降雨及水位之系集模擬研究：
以凡那比(2010)颱風個案為例

研究生：蘇奕睿

指導教授：楊明仁 博士

中華民國 一百零三 年 七 月



國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(101 年 9 月最新修正版)

本授權書授權本人撰寫之碩/博士學位論文全文電子檔(不包含紙本、詳備註 1 說明)，在「國立中央大學圖書館博碩士論文系統」。(以下請擇一勾選)

同意 (立即開放)

同意 (請於西元 _____年____月____日開放)

不同意，原因是：_____

在國家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」

同意 (立即開放)

同意 (請於西元 _____年____月____日開放)

不同意，原因是：_____

以非專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統圖書館與國家圖書館，基於推動「資源共享、互惠合作」之理念，於回饋社會與學術研究之目的，得不限地域、時間與次數，以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製、與利用，並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式，提供讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。

研究生簽名：_____蘇奕叡_____ 學號：_____101621021_____

論文名稱：颱風路徑、降雨及水位之系集模擬研究：以凡那比(2010)颱風個案為例

指導教授姓名：_____楊明仁 博士_____

系所：_____大氣物理研究所_____所 博士班 碩士班

備註：

1. 本授權書之授權範圍僅限電子檔，紙本論文部分依著作權法第 15 條第 3 款之規定，採推定原則即預設同意圖書館得公開上架閱覽，如您有申請專利或投稿等考量，不同意紙本上架陳列，須另行加填聲明書，詳細說明與紙本聲明書請至 <http://thesis.lib.ncu.edu.tw/> 下載。
2. 本授權書請填寫並親筆簽名後，裝訂於各紙本論文封面後之次頁（全文電子檔內之授權書簽名，可用電腦打字代替）。
3. 請加印一份單張之授權書，填寫並親筆簽名後，於辦理離校時交圖書館（以統一代轉寄給國家圖書館）。
4. 讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印上列論文，應遵守著作權法規定。

國立中央大學碩士班研究生

論文指導教授推薦書

大氣物理 學系/研究所 蘇奕睿 研究生所提之
論文

颱風路徑、降雨及水位之系集模擬研究：以凡那
比(2010)颱風個案為例

係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 楊明仁 (簽章)

103年6月23日

國立中央大學碩士班研究生
論文口試委員審定書

大氣物理 學系/研究所 蘇奕叡 研究生所提之論
文

颱風路徑、降雨及水位之系集模擬研究：以凡那
比(2010)颱風個案為例

經本委員會審議，認定符合碩士資格標準。

學位考試委員會召集人

委

員

楊舒芝

石棟勳

楊明仁

楊舒芝

中華民國

103 年

6 月

23 日

颱風路徑、降雨及水位之系集模擬研究： 以凡那比(2010)颱風個案為例

摘要

本論文研究使用單向耦合(one-way coupled)的大氣水文模式系統，進行颱風的系集模擬研究，以瞭解颱風路徑與降雨間的關係，並探討降水之不確定性在集水區河川水位模擬中所扮演的角色。本文欲探討之颱風為 2010 年的凡那比颱風，該颱風於 9 月 19 日登陸台灣，於南部地區造成嚴重的豪雨及淹水災情，故本研究選擇受災嚴重的高屏溪流域來進行水文模擬的討論。

本文利用 WRF 中尺度模式以四層巢狀網格架構，模擬 72 小時的颱風路徑及降水預報，並以物理參數化方案的變異度使用不同的積雲、微物理及邊界層等物理參數法建立 24 組系集成員，從不同的系集特性來評估其路徑預報跟降雨預報的表現，建立兩種系集成員組合：1)依照不同的路徑偏向歸納出兩組系集組合及 2)改變單一參數法得到的物理參數組合，利用不同的系集組合以討論其不確定性範圍。最後將各個系集成員降雨模擬結果代入 WASH123D 水文模式中，當作其降雨資訊的輸入場，來進行集水區的系集水位模擬，藉此評估氣象模式的降水預報誤差在水位預報的影響程度。

從颱風路徑偏差的系集結果發現，路徑較佳的系集成員亦有較佳的降雨預報跟水位預報結果。而對於改變物理參數方案的系集成員(特別是積雲系集組合)，因為不同物理參數法的變異性導致系集成員間的路徑結果差異大，這樣的變異性也同樣反映在降水預報跟水位預報結果中。又因為集水區的降雨誤差和水文模擬結果是緊密相關的，藉由將當地地區之降雨預報資訊輸入水文模式中，可發現降雨系集預報的變異性會反應在水位模擬的變異性上。從相關性分析中可得知，颱風路徑的預報誤差會明顯反應在預報降

雨的誤差上，且在主要降雨區域中誤差會被放大。在水位的模擬中，降雨預報誤差變異度較大的系集會有較大的水位預報誤差範圍，且會受到降雨誤差範圍的影響，其誤差範圍有小幅放大的現象。但對於一些系集組合此放大現象不明顯，這可能是該系集組合間成員數不足或本身誤差特性類似之關係。

**Typhoon's track, precipitation and water stage ensemble simulation study:
Typhoon Fanapi (2010) case**

Abstract

This thesis utilized one-way coupled meteorhydrology simulation system for typhoon's ensemble forecast to know the relationship between Typhoon's track and precipitation and investigate what role uncertainty of precipitation does in the watershed river stage simulation. Typhoon Fanapi (2010) landfall Taiwan in September 19th and produced heavy rainfall that resulted flooding disaster in south Taiwan. Therefore, this study discusses the Kao-Pin river basin as hydrological model's study area where the typhoon disaster affected.

This study uses WRF mesoscale model with four nested domain to simulated typhoon's 72-hour track and precipitation forecast. Using variability of the physical parameters, including different cumulus, microphysics and boundary layer physical scheme, establishes the 24 members of the group ensemble. From different ensemble features, we assess the performance of its path forecast with rainfall forecast, and establish two ensemble composition : 1) track ensemble : according to different paths tend to summarize the two ensemble groups and 2)physical ensemble : changing a single type physical parameter scheme to set the ensemble groups, using different combinations of ensemble set to discuss its range of uncertainty. Finally, taking each ensemble member's rainfall forecast into WASH123D hydrological model, as rainfall information input, to simulate the water stage forecast in the Kao-pin river watershed. Therefore, we can assess the weather patterns of precipitation forecast errors impact on the water stage forecast.

From the result of track ensemble, the group with better track forecast also have better rainfall and water stage forecast result. For the physical group, especially the cumulus ensemble, because of the variability of physical parameter, there are more variability between the track forecast of each ensemble members, so as in the rainfall and stage simulation result. Rainfall errors and hydrological simulation results in the watershed are closely related, so the local region can be found that the rainfall variability of ensemble forecast will be reflected in the variability of simulating water stage. From the correlation analysis, we can find that the typhoon track forecast errors will be significantly reflected in the rainfall forecast errors, and errors in the main rainfall area will be magnified. For the flow stage forecast, the ensembles with larger rainfall forecast error variance have larger stage forecast error range, and the flow stage forecast error range will be have small amplification by the rainfall error range. But for some ensemble group setting, the amplification phenomenon isn't as obvious as others. It may be due to the lack of ensemble members in ensemble group or the similar error properties.

致謝

兩年的光陰匆匆而過，結束在中央大學待了六年的日子。六年了，不長不短，在這裡我們仗著學生之名，猖狂地對科學對社會對世界反覆地摸索。如今即將結束求學生涯的旅程，首先感謝我爸媽總是在後面默默地支持我，讓我選擇一個對他們來說陌生的領域，讓我恣意地在此徜徉。

在碩班學習的兩年間，也特別感謝楊明仁老師的指導，指導我在模擬或是分析上有許多的思考與討論，而除了學術上的學習跟指導之外，我看到了對研究的熱情與態度，學會了對於事情的獨立思考以及多面向思考，甚至領悟了許多對於研究之外的經驗與心得。還有口試當天撥空前來的楊舒芝老師跟石棟鑫老師，謝謝楊老師對於系集模式的建議，讓我看到了許多自己沒注意到的盲點，也謝謝石老師在水文模式方面的指導與建議，讓我學會在不同領域中的科學應用。

謝謝實驗室的小玲學姊總是幫我解答 WRF 模擬上的問題，還有實驗室好夥伴宜娟跟宜霖，陪我一同奮戰了碩班的兩年生活，互相學習互相解答研究上的問題。還有碩士班上的好夥伴們，謝謝大家在有難時總會拔刀相助，忙碌中總是能保持著身為學生的活力，每天的「吃飯團」是繁忙與壓力的生活最不無聊也最期待的休息時刻。希望大家在畢業後都能順利地飛向各自的旅程。

最後，感謝我的寶貝，總是能包容總是埋首於研究室的我，即使分隔兩地，還是滿滿的關心與期許。這些日子，是滿滿回憶與感激；而對於未來，更能做足準備與自信。

目 錄

中文摘要	i
英文摘要	iii
致謝	v
目錄	vi
表目錄	viii
圖目錄	ix
一、 緒論	1
1-1 文獻回顧	1
1-2 研究目的	2
1-3 論文架構	3
二、 背景描述	4
2-1 颱風個案：凡那比颱風	4
2-2 地理描述：高屏溪下游集水區	4
三、 數值模式介紹	6
3-1 氣象模式	6
3-2 水文模式	6
四、 研究方法	10
4-1 颱風模擬實驗	10
4-1-1 系集模式建立	10
4-1-2 系集組合設定	11
4-2 集水區水文模擬實驗	12
4-2-1 水文模式設定	12
4-2-2 降雨資料輸入	13

4-3	分析評估方法.....	13
4-3-1	技術得分評估.....	13
4-3-2	統計評估.....	16
四、	結果與討論.....	18
5-1	氣象模式模擬.....	18
5-1-1	颱風模擬結果.....	18
5-1-2	路徑偏向系集.....	19
5-1-3	物理參數法系集：積雲系集.....	21
5-1-4	物理參數法系集：微物理系集.....	22
5-2	集水區模擬結果.....	23
5-2-1	高屏地區之降雨模擬結果.....	23
5-2-2	水位模擬結果.....	24
5-3	誤差討論.....	27
5-3-1	相關性分析.....	27
5-3-2	誤差範圍分析.....	28
六、	結論.....	30
	參考文獻.....	32
	表附錄.....	36
	圖附錄.....	40

表目錄

表 3-1	漫地流之曼寧粗糙係數 n 值設定。.....	36
表 4-1	24 組系集預報成員之建立。.....	37
表 4-2	依據路徑偏向的系集組合之系集成員，以及依據物理參數法之變動組成之系集成員。.....	38
表 4-3	列聯表(Contingency Table)示意圖。.....	38
表 5-1	路徑預報誤差、全台降雨預報誤差、高屏地區降雨預報誤差、水位預報誤差及逕流率誤差之間的 PMC 相關係數比較表。.....	39
表 5-2	不同的系集組合在各項參數的誤差的 CV 變異係數，變異係數越大表示誤差的變異範圍越大。.....	39

圖目錄

圖 2-1	中央氣象局(CWB)所發布之凡那比颱風最佳路徑資料。.....	40
圖 2-2	聯合颱風警報中心(JTWC)所發布之 2010 年九月 19 日 00UTC 地面天氣圖。.....	40
圖 2-3	高屏溪下游集水區之位置示意圖，圖中為其衛星區域資料。.....	41
圖 4-1	本研究模擬凡那比颱風之四層巢狀網格示意圖。粗網格(D01)之水平解析度為 54 公里，細網格(D04)之水平解析度為 2 公里。.....	41
圖 4-2	高屏地區之 30 公尺×30 公尺之數值地形資料。.....	42
圖 4-3	地面雨量站與 WRF 模式網格之徐昇氏多邊形。.....	42
圖 5-1	WRF 模式 24 組系集模擬之凡那比颱風路徑圖。.....	43
圖 5-2	WRF 模式 24 組系集模擬凡那比颱風之路徑誤差時序圖。.....	43
圖 5-3	2010 年九月 19 日於當地時間之 24 小時累積雨圖。.....	44
圖 5-4	路徑偏向系集組合及其系集成員之凡那比颱風路徑圖。.....	45
圖 5-5	路徑系集中的路徑誤差時序圖。.....	46
圖 5-6	台灣地區時間 2010 年 9 月 19 日之 24 小時累積雨量，包括各組路徑系集之模擬結果。.....	46
圖 5-7	當地時間 19 日之 24 小時間格對於路徑系集之降雨技術得分圖。...	47
圖 5-8	凡那比颱風期間，路徑系集之 6 小時間格降雨之技術得分圖。.....	48

圖 5-9	積雲系集中各成員於之凡那比颱風路徑圖。.....	49
圖 5-10	積雲系集中各成員於之凡那比颱風模擬中之路徑誤差結果。.....	49
圖 5-11	台灣地區時間 2010 年 9 月 19 日之 24 小時對於積雲系集成員之累積 雨量圖。.....	50
圖 5-12	微物理系集模擬降雨於當地時間 19 日之 24 小時間隔對各降雨門檻 值之技術得分圖。.....	51
圖 5-13	微物理系集中各成員於之凡那比颱風路徑圖。.....	52
圖 5-14	微物理系集中各成員於之凡那比颱風模擬中之路徑誤差結果。...	52
圖 5-15	台灣地區時間 2010 年 9 月 19 日之 24 小時對於微物理系集成員之累 積雨量。.....	53
圖 5-16	微物理系集模擬降雨於當地時間 19 日之 24 小時間隔對各降雨門檻 值之技術得分圖。.....	54
圖 5-17	24 組系集平均與路徑系集模擬於高屏溪下游集水區之降雨時序 圖。.....	55
圖 5-18	各組積雲系集成員之高屏溪下游集水區之降雨時序圖。.....	56
圖 5-19	WASH123D 模式模擬時間 0-60 小時之高屏溪萬大大橋站水位時序 圖。圖中包括觀測水位、觀測降雨模擬水位以及 24 組 WRF 系集模 擬之水位結果。.....	57

圖 5-20	路徑系集降雨於 WASH123D 模式中在模擬時間 0-60 小時之高屏溪 萬大大橋站水位時序圖。.....	58
圖 5-21	積雲系集之降雨於 WASH123D 模式在模擬時間 0-60 小時之高屏溪 萬大大橋站水位時序圖。.....	59

一、緒論

颱風為影響台灣最大的災害性天氣系統，其伴隨地強風及豪雨經常對台灣地區造成嚴重的傷害。平均而言，每年約有三到四個颱風登陸台灣本島。也因此颱風的災害和台灣社會息息相關，颱風的降水預報顯得更為重要。

台灣島嶼地形狹長，由於中央山脈縱於台灣中央，台灣水系多受其支配，以中央山脈為分水嶺向東西方向入海，其陡峭的地形使得大部份河川水短而流急。因此特性，台灣河川遇豪大雨時容易水位暴漲，導致下游地區氾濫成災。此等災情在颱風期間特為嚴重，在經濟、農業及民生上造成嚴重的損失。為此，在颱風的防災措施上，我們需要有準確地颱風降水及洪水預報系統之建置，以對颱風洪水事件有足夠的預報能力。

1-1 文獻回顧

對於颱風的預報而言，Wu and Kuo (1999)指出，即使颱風尚在距離台灣數百公里的海面上，颱風路徑與環流就會開始受到中央山脈的地形效應影響。又由於海上颱風觀測資料的缺乏，人們對於颱風登陸前的駛流場及結構上了解十分有限，使得在颱風預報實存在許多的不確定性，進而影響預報的準確性。

在颱風預報模式中，由於氣象模式本身在初始場的誤差以及物理參數化的不完善下，其存在預報的不確定性(Tribbua and Baumhefner,1988)。從系集預報技術，可以利用系集成員間的差異來掌握模式預報的不確定性，以獲得更有效的機率預報結果(Murphy,1990)。Yang and Ching (2005)使用 MM5 模式模擬桃芝(2001)颱風，就由改變不同物理參數法建立的系集系統進行系

集模擬實驗，得知選擇適合的物理參數法可以模擬出較佳的颱風路徑及降雨分佈。不過在颱風強度及雨量總量上 MM5 模式預報仍然是低估，表示颱風的強度預報及雨量估計仍是亟待克服的科學問題。

Li et al. (2005) 以 MM5 模式模擬賀伯(1996)、瑞伯(1998)以及納莉(2001)颱風降雨，與觀測的集水區面積平均雨量作比較，並以單向耦合的方式驅動 FLO-2D 水文模式來進行水文模式做逕流模擬。看模擬降水在水文模式中的表現，結果顯示在複雜地形中的模擬有許多困難，且因為台灣地形陡峭水文反應快速，需要良好的降雨預報才能得到準確的洪水預報。

而在 Hsiao et al.(2013)中，使用 WRF 中尺度氣象模式對 2011 年南瑪督颱風進行系集模擬，討論在颱風之系集預報和台灣地形的影響；研究發現系集預報對於颱風地形降雨的掌握較佳，表示使用颱風模式的系集預報是有能力掌握颱風地形降雨的不確定性。在參數法的變異度上，研究發現改變物理參數法的系集中，積雲參數法對於颱風路徑的影響較大，有高達 25% 的路徑歧異性 (Torn et al. 2012; Hsiao et al. 2013)，是因為積雲參數法能對顯著影響控制颱風路徑的駛流場作用的關係。我們可以利用此特性能增加系集成員間的分散程度。

1-2 研究目的

本文選擇 2010 年凡那比颱風的個案進行討論，該颱風在台灣滯留約九個小時，根據降雨資料顯示，凡那比降雨逼近高屏地區兩百年之防洪頻率(連續六小時降雨逼近 600 毫米)，於南部地區造成嚴重的豪雨及淹水災情，為高雄市帶來近年來最嚴重的淹水，重創南部農業區，造成龐大的經濟損失。因此，對於颱風預報和洪水預報之間的關係評估就顯得格外重要。

台灣地形陡峭而複雜，河川水短而流急，使得在颱風期間降雨會快速反應在地表逕流上，形成洪水災情。也因此在水文模擬中，當降雨預報中

存誤差時，此誤差亦會傳遞至水文模式中對水位的預報造成影響。為了解如中尺度預報模式的颱風路徑及降雨等預報誤差是如何傳遞到水文模式中，本研究使用單向耦合大氣水文模式系統來進行颱風事件的模擬，來找出從颱風路徑、降雨以及水位預報之間的相互關係。

此外利用系集預報技術，觀察在颱風系集預報中各種預報不確定性的特性，探討這些不確定性在路徑預報、降雨預報和水位預報中的特徵，以及颱風預報和水文預報間誤差的相互關係，藉此估計出預報不確定性的可能範圍，去了解這些預報的不確定性是否會因為誤差的傳遞而放大。

1-3 論文架構

本論文研究架構主要分為六章，第一章為前言，第二章為個案及背景描述，描述本研究所模擬的凡那比颱風個案與水文模擬集水區。第三章介紹研究中所使用到的 WRF 中尺度氣象模式與 WASH123D 水文模式，第四章則介紹本研究中的實驗參數設置，並且介紹研究中對於預報結果所使用的評估方法。第五章討論颱風模擬和水文模擬的結果。第六章為結論。

二、背景描述

2-1 颱風個案：凡那比颱風

凡那比(Fanapi)颱風於 2010 年 9 月 15 日於琉球南方海面生成，生成後向西北方緩慢移動，9 月 17 日增強為中度颱風後緩慢向北轉北北西，之後再轉為偏西方向的移動。其路徑圖如圖 2-1 所示，為中央氣象局（CWB）所發布之凡那比颱風最佳路徑資料，從 JTWC 發佈之天氣圖(圖 2-2)可以看到當時颱風附近並無其他天氣系統。9 月 17 日 23 時發布海上颱風警報，此時七級暴風半徑為 200 公里，中心氣壓為 955 百帕。於 18 日 5 時發布陸上颱風警報，颱風方向逐漸轉向西南西至西南方向移動。19 日 9 時颱風於花蓮縣豐濱鄉登陸，此時中心氣壓為 940 百帕，颱風於當日 18 時左右由台南出海進入台灣海峽。20 日凡那比颱風接觸福建陸地後才轉為輕度颱風。

凡那比颱風為台灣南部及東部地區帶來嚴重豪雨災情，19 日於屏東出現最高單日降雨量為 1079.5 毫米，高雄市則有 618 毫米多，造成逼近兩百年降雨頻率之暴雨事件；因此凡那比颱風造成台南、高雄及屏東等地區多處發生淹水，癱瘓高屏大橋及鐵公路系統。

2-2 地理描述：高屏溪下游集水區

由於凡那比颱風在南部造成的強烈豪雨，導致高屏溪流域嚴重淹水災情。故本文選擇高屏溪下游河段，為本次凡那比颱風伴隨豪雨洪水之研究之區域。

高屏河流域位於台灣西南部，發源於中央山脈域玉山附近，流域地形大致由東北向西南遞減，高程落差將近 4000 公尺之多。其主要由旗山溪、荖濃溪以及隘寮溪三大支流組成，向南流經高雄市與屏東縣各鄉鎮地區。

該河主流全長 171 公里，流域面積達 3257 平方公里，為全台第二長河，也是全台流域面積最大的河川。高屏溪下游河段相較上游河幅寬廣且河道平順，地形高度對流長之比例以坡降表示，河口至高屏大橋的坡降為 1:1026，高屏大橋至里嶺大橋之坡降為 1:925。流域主要土壤為砂頁岩沖積土為主。

高屏溪隸屬於水利署第七河川局管理，於研究區域有 3 個主要的水位站(圖 2-3)，分別是里嶺大橋(Li-Lin bridge)、高屏溪鐵路橋(Kao-Ping railroad bridge)以及萬大大橋(Wan-Da bridge)。近海潮位資料則來自成大近海水文中心之高屏溪口潮位站(Kao-Ping estuary tide station)。

三、 數值模式介紹

3-1 氣象模式

本研究所使用的中尺度氣象數值模式為 WRF 模式(Weather Research and Forecasting Model) ver3.4 (released on April 6, 2012)，為美國 NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration)、NCEP(National Centers for Environmental Prediction)、NCAR(National Center for Atmospheric Research)、NRL(Naval Research Laboratory)、以及 ESRL(Earth System Research)等單位共同研發。WRF 模式可以模擬的天氣尺度範圍可由小尺度(1-2 公里)到綜觀尺度(2000 公里)等不同尺度，在數值天氣作業預報與基礎學術研究方面已被廣為使用。

WRF 模式採用的垂直座標為隨地勢變動之靜力氣壓的(eta)座標；網格配置採用 Arakawa C grid；時間積分使用三階的 Runge-Kutta 差分法。而針對不同天氣個案做模擬時，使用者可以藉由選擇不同的物理參數化方案來表現該天氣系統的物理特性，包含不同的積雲對流參數化、微物理參數化、長短波輻射參數化、邊界層參數化方案等。

3-2 水文模式

本研究使用由佛羅里達大學(University of Central Florida)葉高次教授所發展之 WASH123D 模式(WAterSHed Systems of 1D Stream-River Networks, 2D Overland Regime, and 3D Subsurface Media；Yeh et al., 2011)來進行集水區河川水位之預報。該模式可合併不同維度間的模組進行演算，包含一維河川、二維漫地流及三維地下水等，且能處理不同介質的整合問題(流體、熱能、鹽度、沉積物及水質的傳輸等等)，模擬集水區中的水循環過程，目

前此模式已成功應用於美國多項案例中。

本模式的基礎架構為流體之質量連續方程跟動量方程，在模擬中能選擇不同的邊界條件來符合物理理論的需求。此外，本模式還提供動力波(Fully Dynamic Wave)、擴散波(Diffusive Wave)、運動波(Kinematic Wave)等三種波動的動量方程式供選擇，可依實際問題的複雜程度擇一種波動來使用。以理論來說，動力波模式因為考慮動量方程中所有的物理項，其對於水流的物理描述最完整，但因為在許多狀況中(例如陡坡)，會出現發散的情況而無法求解而有所限制。所以通常會使用應用較廣的擴散波或是運動波模式來進行模擬，但會因為省略一些物理項而減少模式模擬的準確性。本研究為探討於河川地形複雜之高屏集水區中做水位模擬，故選用擴散波動量方程來做模擬。

本研究中模式對一維河道和二維集水區域進行演算，一維部份河道源頭以上游水位歷線作為上游之邊界條件，河道出海口則使用近海潮位站潮位歷線為下邊界條件，側邊界受二維結果之側入流影響。二維部份則對於邊界部份為開放式邊界條件，使水流流出邊界後不會影響集水區之淹水結果。整體模式中，考慮地數值地形的地表高度資料以及曼寧粗糙係數 n 值等設定，輸入一維跟二維的降雨資料來進行模擬。

模式中所使用之基本方程式如下：

(1) 一維質量連續方程(Singh, 1996； Yeh, 2005)：

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial s} = S_S + S_R - S_E - S_I + S_1 + S_2$$

其中， t 為時間[T]， s 為延著河川水流方向[L]， A 為河川斷面面積[L²]， Q 為河川水流之流量[L³/T]， S_S 為人為來源[L³/T/L]， S_R 為降雨來源[L³/T/L]， S_E 為蒸發散流失量[L³/T/L]， S_I 為入滲流失量[L³/T/L]， S_1 及 S_2 為左右兩側之側入流[L³/T/L]。在本研究中，外部來源的部份只考慮 S_R 降雨來源跟來自

二維模擬結果中 S_1 及 S_2 側入流的影響。

(2) 二維質量連續方程(Singh, 1996 ; Yeh, 2005) :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(uh)}{\partial x} + \frac{\partial(vh)}{\partial y} = S_S + S_R - S_E - S_I$$

其中， h 為水深[L]， u 和 v 分別為 x 和 y 方向之速度分量[L/T]，且 $uh=q_x$ 即 x 方向的水流通量[L³/T/L²]， $vh=q_y$ 為 y 方向的水流通量[L³/T/L²]。在本研究中，外部來源的部份只考慮 S_R 降雨來源的影響。

(3) 動量(動力波)方程(Yeh, 2005) :

$$\frac{\partial \mathbf{V}h}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{V}\mathbf{V}h) = -gh\nabla h - gh\nabla Z_o - \frac{\boldsymbol{\tau}^b}{\rho_0} + \frac{\boldsymbol{\tau}^w}{\rho_0} + \mathbf{M}$$

其中， \mathbf{V} 為流速向量[L/T]， g 為地球重力加速度[L/T²]， $\boldsymbol{\tau}^b$ 為底床之切應力向量[M/T²/L]， $\boldsymbol{\tau}^w$ 為表層切應力向量[M/T²/L]， \mathbf{M} 為外力動量輸入項，包含降雨、蒸發散和入滲等作用。

式中第一項為質點的加速力項(Local acceleration force)，第二項為平流作用項(Advection force)，此兩項皆為動力作用項，受水流之流速與質量影響；第三項及第四項分別為水深的壓力作用項(Pressure force)及位置重力作用項(Gravitational force)，重力項總作用即可視為水深的壓力作用；第五項跟第六項分別為底床摩擦力作用項(Bottom frictional force)跟水表空氣摩擦力作用項(Wind force)，第七項為外力動量輸入項(如降水、入滲、蒸發散等作用)。對於動力波(Fully Dynamic Wave)而言，會考慮以上七項物理過程於計算中。但對於擴散波(Diffusive Wave)時，會省略第一和二項的動力作用項，考慮重力作用、摩擦力跟外力項之間的平衡。而運動波(Kinematic Wave)又少考慮了水深壓力，只考慮位置重力、摩擦力跟外力項之間的平衡。

(4) 曼寧公式(Manning, 1889)：

$$Q_s = \frac{A}{n} R^{2/3} S^{1/2}$$

曼寧公式普遍應用於水文模擬中，式中 Q_s 為流量[L³/T]，A 為通水斷面面積[L²]，R 為水力半徑[L](定義為斷面積 A/濕周 P)，S 為底床坡度[L/L]，n 為曼寧粗糙係數，為一無因次量。

從曼寧公式能知道流量的預報會受到河川斷面、坡度及曼寧係數的影響。其中曼寧粗糙係數 n 值會受到地表粗糙度、植被、斷面變化、河川曲率、障礙物、黏滯性變化以及懸浮微粒等影響，故常使用經驗公式計算之。於本文中所使用之曼寧粗糙係數分別參考 Pelletier et. al. 2007 以及 FLO-2D 使用手冊中，隨不同地表物件設定曼寧 n 值之範圍，如表 3-1 所示。

四、研究方法

於本章中，將介紹本文所使用的中尺度氣象模式之參數設定，以及對於模式系集建立的方法。還有利用不同氣象模式的降雨資料輸入的水文模式系集。並介紹本文所使用的預報技術得分法以及統計參數，來做為評估結果的依據。

4-1 颱風模擬實驗

4-1-1 系集模式建立

於本文中，使用 NCEP FNL 1°by 1°之大尺度氣象分析資料做為氣象模式的初始跟邊界條件，以進行颱風個案的模擬。模式網域設定部份參考 Hsiao et al. (2013) 的研究，使用四層巢狀網格，最外層網格水平間距為 54 公里、18 公里、6 公里以及最小網格間距為 2 公里，網格點數分別為 127×103、157×139、223×196 及 217×286，如圖 4-1 所示。不同尺度網格間則開啟雙向回饋。垂直分層為 51 層，模式頂層為 30hPa。其中，除了積雲參數法只在最外面兩層網域(54 公里以及 18 公里網格間距)使用外，其他各個物理參數法皆應用於所有四層網格中。

為進行系集模擬實驗，本文使用不同之物理參數化方案，產生 24 組的系集組合，如表 4-1 所示。成員使用的積雲參數法包括：Kain-Fritsch (KF; Kain and Fritsch, 1990)、Betts-Miller-Janjic (BMJ; Betts and Miller, 1986; Janjic, 1994)、Grell-Devenyi (GD; Grell and Devenyi, 2002)及 Grell 3D ensemble (G3; Grell and Devenyi, 2002)；雲微物理參數化方案包括：WSM5(Hong et al. 2004)、WSM6 (Lim et al., 2004; Hong et al., 2006)和 Goddard (Tao et al., 2003)；邊界層參數法則包括 Yonsei University scheme

(YSU; Hong et al.2006)以及 Mellor-Yamada-Janjic scheme (MYJ; Janjic, 2002)。

4-1-2 系集組合設定

在 24 組系集成員中，為了探討不同物理參數化方案所表現的差異外，除了將所有 24 系集成員納入系集平均之外，還建立了兩種子集合(如表 4-2)。

一組以颱風路徑偏向來做分類的子集合(Track Ensemble)，利用颱風的預報路徑相較於颱風最佳路徑中的偏向，分為偏北與偏南兩組系集(Track N 和 Track S)，各組系集皆含有 8 個成員：偏北路徑(Track N)的系集成員包括 05、13、17、18、19、21、22 及 23；偏南路徑(Track S)的系集成員包括 01、04、08、11、12、16、20 以及 24。藉由比較這兩種不同颱風路徑偏向的系集組合，討論其路徑預報的偏向差異，以及路徑誤差反映在降雨預報特性之表現。

第二組是以物理參數化方法來分類的系集集合，利用改變單一物理參數法的組合來建立各組系集成員。主要建立的有積雲參數法系集(Cumulus Ensemble)跟微物理系集(Microphysics Ensemble)。積雲系集主要改變四種積雲參數法(KF,BMJ,GD,G3)，但固定特定之雲微物理參數法(WSM6)及邊界層參數法(YSU)，系集成員分別包括 05、06、07 及 08。而雲微物理系集則是改變三種微物理參數法(WSM5,WSM6,Goddard)，但固定使用特定的積雲參數法(GD)以及邊界層參數法(YSU)，成員包括 03、07 以及 11。比較各自系集組合間的成員，考慮不同物理參數法的預報結果差異，分析其對於颱風預報路徑和降水預報的可能影響。

4-2 集水區水文模擬實驗

4-2-1 水文模式設定

本研究中使用 WASH123D 水文模式來模擬一維河川跟二維地表逕流，主要數值方法以有限元素法來解擴散波(diffusion wave)動量方程。因為本次降雨為颱風事件，降雨反應快速而大量，故我們假設忽略地下水作用跟蒸發散影響。

本實驗中水文模式最小網格在河川邊界為 50 公尺×50 公尺。為進行地表逕流的模擬，需加入地形高度資料以及地表粗糙度之資料。在地理網格的部份，本研究使用美日合作的 ASTER 衛星的 30 公尺*30 公尺的數值地形模式(如圖 4-2)，經由中研院人文社會中心的地理資訊研究中心(Center for GIS,RCHSS)處理後得到 TM2(TWD97) 座標系統的資料，利用地理資訊系統(GIS)將地理網格資訊內插至 WASH123D 網格中。而由於 WRF 座標為經緯度座標系統和水文模式中所使用二度分帶座標不同，需進行座標轉換，將大地座標(經緯度)轉為平面直角座標(XY)。也因為在 WRF 模式中地球座標的投影為藍伯特(Lambert)投影，和台灣地理資訊常用的麥卡托(Transverse Mercator)投影坐標系不同，使得座標轉換後結果會發生近似梯形的變形(圖 4-3；圖 4-5)。

地表粗糙度資料部份，以曼寧粗糙係數 n 值表示，依據衛星資料進行地表土地利用進行分類，一維河道之底床曼寧 n 值參考 Pelletier et. al. (2007)，依據不同之地表景物資料設定範圍在 0.02-0.04 間。二維集水區之地表曼寧 n 值則參考 FLOW-2D 使用手冊設定，依據不同的地表土地利用及複雜程度，來做地表曼寧 n 值設定之分類，如表 3-1 所示。

模式校驗部份，以輸入 2010 年 9 月 1 號期間之降雨於 WASH123D 中模擬，調整曼寧粗糙係數設定及網格設定，比較萬大大橋站之模擬水位和觀測水位之差異，進行校驗後再進行本次凡那比颱風事件的模擬。

4-2-2 降雨資料

在研究區域的高屏溪下游集水區中，因為模式缺乏上游集水區之模擬資訊，以水利署於里嶺大橋之水位觀測資料來當作在凡那比颱風事件下的河道起始水位(見圖 2-3)。而為考慮上游集水區中的降雨對於上游水位的影響，參考美國海軍 HEC-1 模式(US Army Corps of Engineers Hydrologic Engineering Center)中對於子集水區設定，考慮上游集水區中 22 個雨量站點的雨量時間序列，並以最小平方法計算上游各雨量站降雨量對於里嶺大橋水位之影響，讓上邊界水位資料考慮上游集水區之降雨資訊，並以此為 WASH123D 的一維河道之起始條件。

在雨量資訊的部份，為校驗水文模式的預報能力，故將該流域中的主要 14 個自動雨量觀測，使用徐昇氏法 (Thiessen's polygon) 輸入至水文模式網格中(圖 4-3a)，作為 WASH123D 中的雨量邊界條件。實驗利用颱風期間 72 小時的雨量資料進行水位模擬，並針對下游萬大大橋水位站的水位值進行比較，藉此來得到該水文模式使用觀測降雨結果的預報水位和觀測水位間的差異。

此外，為討論不同氣象模式成員的降水輸入對於水文模式的預報影響，本文將 24 組系集的預報結果以單向耦合的方式輸入至該水文模式中，以建立水文系集預報系統。於模擬區域中總共涵蓋了 140 個 WRF 輸出 2 公里×2 公里網格點，同樣利用徐昇氏法來建立 2km×2km 範圍之水文模式網格(圖 4-3b)，以不同 WRF 模式成員預報之颱風降雨來比較於凡那比颱風期間，於高屏溪下游之水位變化情形。

4-3 分析評估方法

4-3-1 技術得分評估

為探討模式預報的準確性，本研究比較各個自動雨量測站點的觀測雨

量來做技術得分的評估。因為 2 公里網域的模式網格點數量相較於觀測雨量站資料點為多，故計算時將模式的網格雨量資料使用 Cressman (1959)的客觀分析方法，以距離平方反比的函數內插到自動雨量站點上：

$$A_k^a = \frac{\sum_{i=1}^N W_{ki}(A_i^o)}{\sum_{i=1}^N W_{ki}}, \begin{cases} W = \frac{R^2 - r^2}{R^2 + r^2}, & r < R \\ W = 0 & r \geq R \end{cases}$$

其中 A_k^a 為內插後於雨量站點上的分析場， A_k^o 為模式之網格點資料，權重計算中 r 為網格點到雨量站點的水平距離， R 為雨量分析的影響半徑，此處使用的影響半徑參考全台 395 個雨量站的平均距離，取為 6.6 公里。

氣象局對於降雨量的分級定義，主要可以分為大雨(heavy rain)、豪雨(extremely heavy rain)、大豪雨(torrential rain)以及超大豪雨(extremely torrential rain)：其中 24 小時累積雨量達 50 公釐以上為大雨，130 公釐以上為豪雨，達 200 公釐者為大豪雨，而超過 350 公釐以上稱為超大豪雨。利用此定義做為研究中評估降雨預報的門檻值，來進行技術得分的分析。

參考 Yang and Tung(2003)之研究，比較觀測與模擬之降雨結果是否有超過門檻值來計算各個校驗參數，如列聯表(Contingency Table；表 4-3) 所示：模式有預報到觀測超過門檻值為命中(Hits)，模式沒計算到實際發生的降雨為漏報(Misses)，模式有預報但實際觀測沒發生則為誤報(False alarm)。並利用 F 表示在 WRF 模式預報超過門檻值的降雨站點數，O 為觀測降雨量值超過門檻值雨量站點數。主要使用的降雨評估參數包括預兆得分(TS)、公平預兆得分(ETS)、預報偏離得分(BIAS)，詳細定義如下：

(1) 預兆得分(Threat Score；TS)：

預兆得分是由 Anthes(1983)所提出。從預兆得分中，將預報之命中率除以實際發生的次數，可表示此次降雨事件中預報正確的機率，評估

模式對於降雨區域的預報能力。預兆得分的定義如下：

$$TS = \frac{\text{Hits}}{\text{Hits} + \text{Miss} + \text{False alarm}}$$

當 TS 值越接近 1 表示模式正確預報降雨面積的預報能力越高。

(2) 公平預兆得分(Equitable Threat Score；ETS)：

公平預兆得分是由 Schaefer(1990)所提出，其相較於預兆得分而言，減去了預報的隨機猜測值，而猜測值的定義為預報降雨的次數乘以觀測發生的機率。利用減去隨機猜測值，可以得到較有可信度的預報得分，評估模式實際的預報技術。公平預兆得分定義如下：

$$ETS = \frac{\text{Hits} - R}{\text{Hits} + \text{Miss} + \text{False alarm} - R}$$

其中，R 表示的是預報的隨機猜測值，其定義如下：

$$R = \frac{O}{N} \times F = \text{Probability of occurrence} \times \text{forecast yes}$$

ETS 值若大於 0 表示有技術的預報，等於 1 表示完美的預報，而小於 0 則表示沒有技術的預報(表示預報能力比隨機猜測為差)，所以 ETS 值越接近 1 表模式正確預報的能力越高。

(3) 預報偏離得分(Bias Score；Bias)：

預報偏離得分也是由 Anthes(1983)所提出。是以預報發生次數除以觀測發生次數，藉此評估模式對於超出門檻值之降雨預報出現頻率之預報能力。預報偏離得分之定義如下：

$$\text{Bias} = \frac{F}{O}$$

利用 Bias 可得到預報相對於實際降雨的偏差量，當 Bias 大於 1 為預報高估降水，小於 1 為低估降水。當 Bias 值越接近 1 表示模式對於該強度降雨之發生頻率掌握能力較佳。

4-3-2 統計評估

而除了降水技術得分的計算上，本文還使用標準差(SD)、均方根誤差(RMSE)、相關係數(PMC)及變異係數(CV)等統計量值來計算系集成員間的散佈關係。我們還使用河川的逕流率資料，來比較該模擬中集水區降雨變成河川逕流的效率。

(1) 標準差(Standard Deviation ; SD) :

$$SD = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2}{N - 1}}$$

標準差的公式如上所示，利用計算整體樣本間的標準差可以知道資料間的離散程度，標準差越高表示該資料的分散程度越高。

(2) 均方根誤差(Root-mean score error ; RMSE) :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2}{N}}$$

均方根誤差可以計算觀測和模擬間預報值差異量，當均方根誤差越大表示模擬的誤差越大。

(3) 皮爾森相關係數(Pearson product-moment correlation coefficient; PMC):

$$PMC = \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^N (Y_i - \bar{Y})^2}}$$

相關係數為 Pearson et al. (1957)所提出，利用此參數可以知道兩類變數間的相關程度， $PMC > 0$ 為正相關， $PMC < 0$ 為負相關，當兩變數間的相關程度越高時 PMC 的絕對值越接近 1，而 PMC 越接近 0 則表相關程度越小。此外，當 $PMC \sim [0.8, 1]$ 時稱完全相關， $PMC \sim [0.6, 0.8]$ 時為高度相關， $PMC \sim [0.4, 0.6]$ 中等相關， $PMC \sim [0.2, 0.4]$ 為較弱相關， $PMC \sim [0, 0.2]$ 為弱相關。

(4) 變異係數(Coefficient of Variation ; CV) :

$$CV = \frac{SD}{Mean} * 100 \%$$

雖然標準差能表示資料間的分散程度，但當需要比較不同組資料時，標準差中仍包含原本資料的平均資訊而無法比較。因此參考 Reed et al. (2002)，藉由將標準差除以該資料的平均值可以得到其變異係數，在去除平均的條件下，可利用變異係數來量化兩筆資料分散程度的差異。

(5) 逕流率(Runoff Ratio ; RR) :

$$RR = \frac{Discharge}{Precipitation}$$

逕流率的定義為在該集水區中，平均流量對平均降雨量的比例。利用逕流率的計算可用來估計該降雨事件中降雨轉換為逕流的效率，藉此比較逕流產出效率差異。

五、 結果與討論

5-1 氣象系集模式

5-1-1 凡那比颱風模擬結果

模擬的凡那比(2010)颱風在模擬時間 24 到 30 小時之間登陸台灣。從 24 組系集成員的模擬颱風路徑圖中(圖 5-1)，可以看到各系集預報成員的可能路徑，以及其系集平均結果和氣象局之最佳分析路徑的比較。

從氣象局之最佳路徑中可發現，凡那比颱風在 9 月 19 日 00Z 時，颱風外圍環流開始接觸台灣本島後逐漸加速，直到 19 日 06Z 越過中央山脈後，移動速度趨緩，最後再從台南出海。但是從 WRF 模式系集平均的預報路徑結果，看到颱風路徑在 19 日 00Z 至 06Z 之間移動較為緩慢，但 06Z 到 12Z 的速度開始加快速，出海後模式和觀測的颱風位置再次接近，從此可知系集模式的平均路徑結果相較於最佳分析路徑而言是先慢後快的，這原因可能是因為模式中颱風和地形交互效應作用的不能有效表現所造成。

從系集預報路徑誤差圖中 (圖 5-2)，各系集成員的颱風預報路徑誤差原為隨時間持續增加，但在登陸台灣前 6 小時(18 日 18Z)路徑誤差皆變小，從標準差(SD)也可看到在此時各組系集的路徑散佈較為集中。直至颱風登陸台灣後，由於系集路徑的移速較慢，造成登陸前六小時的路徑誤差皆變大(19 日 00Z~06Z)；之後因模擬颱風開始加速，慢慢追上真實觀測的颱風位置使得模擬颱風的路徑誤差開始下降，反映於系集預報的路徑誤差時序圖(圖 5-2)中，造成凡那比颱風登陸台灣期間移速先慢後快的時間偏差。而這段時間除了路徑誤差變大外，黑色箱形圖表示各時段路徑誤差的極值跟四分位差可看出在颱風登陸期間極值範圍跟第一跟第三四分位差之差距皆加大，從標準差(SD)分析中也可看到各組系集成員間的差異也隨之加大，直至颱風離開台灣後才開始趨於穩定，最後因為預報時間變長關係而路徑誤差逐漸

變大。

從 24 個系集成員在台灣時間(LST)9 月 19 日的 24 小時累積降雨圖(圖 5-3)，可以看到主要雨帶集中在南部山區，特別在山區迎風面部份都有許多模式高估降雨值，這樣的降雨特性在前人研究(Yang and Ching 2005; Yang et al. 2008)中就有提到，因為 WRF 模式模擬降雨對於山區的地形效應特別敏感，又山間的降雨測站密度較低，因此很難評斷山區強降水的預報準確性。而對於發生主要降水的高屏地區，各個系集成員間存在明顯地空間分佈之差異，有效掌握到高屏地區降雨的系集成員並不多，這表示即使颱風路徑預報在全台範圍來看偏折不大，但對於主要降雨區域的高屏溪集水區來說，其變化範圍相對大許多，使得各系集間的降水空間分布明顯。此外，從圖 5-3 中亦可發現，有掌握高屏地區降雨分布的系集成員多為使用 KF 跟 BMJ 這兩種積雲參數方案，降水分佈會因為使用參數法的不同，在主要集水區中會出現空間的差異。為了探討颱風登陸期間降雨分佈及累積總量差異的原因，本篇之後依照各個不同的系集成員組合來討論。

5-1-2 路徑偏向系集

依照路徑偏向而建立的路徑系集組合中，因為觀測路徑相對於系集平均偏北的關係，所以在路徑圖中可以看到(圖 5-4a)，偏北路徑系集(Track N)的位置是和實際路徑(CWB track)最為接近的，且其成員亦都分布於觀測左右兩側(圖 5-4b)，對於最佳路徑有較好的掌握，但是在登陸期間因為時間延遲的關係，路徑誤差相對系集平均為大(圖 5-5)；而路徑偏南(Track S)的誤差最大，且系集成員間的路徑差異較大(圖 5-4c)，從圖中也可看出其登陸時間相對偏北路徑之系集為晚。

從雨量的分佈上，看到偏北路徑的 19 日 24 小時累積降雨圖(圖 5-6b)的範圍和觀測分佈(圖 5-6a)最為接近，主要因為其路徑預報結果相對接近颱

風最佳路徑，又因為偏向較北，颱風中心約在嘉義的位置出海，反映在累積雨量圖中(圖 5-6b)可以看到主要降雨區域也偏北移，造成在嘉南地區以北至台南七股一帶的降雨量大，反而在實際主要降雨區的屏東平原地區的降雨量相對較低。而偏南路徑的結果則是除了高屏山區的地形降雨外，對於其他部份的降雨模擬表現不佳，從雨量分佈上很明顯地只有在屏東地區有大豪雨的發生(圖 5-6c)。從這可以看出路徑預報越接近於實際路徑，對於主要降雨地區的降雨分佈預報亦存在明顯差異。

比較 19 日之 24 小時間隔的降雨預報技術得分圖(圖 5-7)，黑色箱型圖是 24 個系集成員之分佈範圍，表所有系集之極值跟四分位差之分佈，有色線如圖說所示代表不同的系集平均結果。從圖中能看到隨著降水門檻值變高，24 組系集成員間的歧異性亦加大。以預兆得分 TS 來看(圖 5-7a)，降雨預報在小於 50 公釐之小雨的降雨結果相近且分數高(0.7~0.8)，而在超過 50 公釐的大雨及豪雨結果顯示出偏北路徑之系集有較好的結果，偏南路徑系集為最差。但在公平預兆得分 ETS 圖中(圖 5-7b)，去除掉預報的隨機猜測值，其結果顯示偏南路徑對小雨的技術得分較佳，是因為此系集中的成員預報降雨較小且高估值較少的緣故。但在 50 公釐以上，即大雨以上的降雨門檻中，偏南路徑為分數最低的，且偏北路徑的系集成員有著相對較好降水預報結果。這顯示在偏估得分 BIAS(圖 5-7c)上，反映出在大雨門檻以上的部份偏南路徑系集結果是低估的，但偏北路徑結果則是略為高估，顯示偏北路徑系集對於凡那比颱風降雨頻率之掌握較佳。這些結果顯示在降雨預報結果的均方根誤差(RMSE)上(圖 5-7d)，偏南的路徑有較高的降水預報誤差值，偏北路徑系集則有最小的降水預報誤差結果。

而為探討颱風登陸前後降雨預報得分的演變，比較每 6 小時間格降雨之技術得分時序圖(圖 5-8)，計算門檻值為達到氣象局發佈的豪雨警報標準(24 小時累積降雨超過 130mm)。從技術得分看到，偏北路徑的系集整體的

降雨預兆得分跟公平預兆得分偏低，在登陸前後之分數都較偏南路徑為低，但 BIAS 得分卻都趨於中間值(圖 5-8c)。這表示偏北路徑系集因為整體路徑偏北的關係，使得整體降雨空間分佈較為偏北，發生豪雨範圍亦相對變大，造成雖然有著較小的路徑跟降雨誤差，預兆得分表現卻為差。從這結果顯示在模擬颱風未碰到地形前，各個系集成員會因為對於不同物理參數化方案的選用而導致不同地零星降雨。而在颱風登陸後，因為颱風環流和地形間的交互作用，使得預報降雨區域的歧異性主要受模擬颱風路徑的影響。當颱風離台後，因為氣旋引進西南氣流，導致之後又發生一次強降雨的峰值。

5-1-3 物理參數法系集：積雲系集

物理參數法的系集主要是藉由變動單一物理參數法得到的系集組合，主要討論積雲參數法以及雲微物理參數方案的變異度。

對於積雲系集而言，成員間的預報颱風路徑差異大(圖 5-9)，此表示積雲參數法的選擇對於颱風的路徑預報有很大的歧異性，這和前人 Hsiao et al.(2013)的研究結果相呼應。從路徑圖中看到系集 05 跟 06 和最佳路徑(CWB track)最為接近，07 和 08 皆偏南，其中 06 為路徑誤差最小的成員(圖 5-10)，08 為路徑誤差最大的成員。這也反映在降雨預報誤差上(圖 5-11)，我們看到路徑誤差較小的兩組成員(05 和 06)都有較小的降雨誤差，在高屏地區的主要降雨範圍也和觀測範圍類似；相較之下，路徑誤差較大的兩組偏南的成員(07 和 08)則降雨範圍最多只到屏東偏北一帶而已，顯示路徑之誤差對於降雨量跟空間分布有很大的影響。

在 19 日之 24 小時技術得分圖中(圖 5-12)，使用 BMJ 積雲參數法的 06 成員因為預報降雨量較大的關係造成其對小雨的技術得分特別低，但對於大雨甚至豪雨都有特別高的 TS 跟 ETS 技術得分(圖 5-12a 及圖 5-12b)。使

用 KF 參數法的成員 05 則是不論在小雨或大雨門檻都有不錯的表現。而使用 GD 跟 G3 的成員 07 跟 08 的降雨分數皆很低，這是由於其較差的路徑預報所反應的結果。且在 Bias 得分中(圖 5-12c)，對於大雨(>50mm)的預報得分成員 05 跟 06 為高估，成員 07 跟 08 為低估，顯示前兩者成員有掌握強降雨預報的能力。藉此可以知道，路徑誤差最小的成員 06 因為對於大雨的掌握較好，有著最好的 ETS 跟 TS 技術得分，而路徑誤差最大的成員 08 也反映出很大的降雨誤差。表示在積雲參數法的變異下，可有路徑最好跟最壞的成員，而這樣的誤差特性也反映在降雨預報上。此外，因為系集成員間的誤差歧異性大，同時存在的高估跟低估的預報值，使得系集平均的結果在均方根誤差(RMSE)的表現上有著最小的降雨誤差結果(圖 5-12d)，表示系集平均能夠有效地降低降雨預報的平均誤差。

5-1-4 物理參數法系集：微物理系集

在雲微物理系集中，成員 03、07 以及 11 為使用 WSM5、WSM6 以及 Goddard 雲微物理參數法，其路徑結果如圖 5-13 所示。看到對於颱風的路徑以及路徑誤差而言，改變雲微物理參數法方案的影響似乎沒有積雲參數法來得大(圖 5-14)。而其中結果最相差最大的成員為成員 07，在登陸前後皆有相較其他兩者較小的路徑誤差，但在出海後誤差越來越大，從圖 5-13 中可以看到這是因為該成員模擬颱風在出海後移速加快的緣故。

反映在降雨預報的結果顯示，成員 07 的 24 小時累積降雨最佳(圖 5-15)，因為其降雨範圍有北至高雄一帶，不像另外兩者預報過於偏南，這原因是因為成員 07 在登陸期間的路徑較為偏北的緣故。是故在降水技術得分的表現上可以看到(圖 5-16)，成員 07 對於豪雨(>130mm)以上的結果相對成員 03 跟成員 11 有較高的分數，(圖 5-16a,b)但對於小雨的結果因為誤報過多，Bias 偏高而造成分數較低的結果(圖 5-16c)。整體而言，成員 07 在降雨誤差(RMSE)

跟技術得分上仍是較成員 03 跟成員 11 為佳。

5-2 集水區模擬結果

5-2-1 高屏地區之降雨模擬結果

為比較本次凡那比颱風於降雨主要發生地區的高屏溪集水區之面積平均降雨表現，除比較整體系集平均之結果外，本篇選擇預報颱風路徑跟降雨結果差異明顯的路徑系集跟積雲系集來做討論。

從圖 5-17(a)中看到，在本次颱風事件中在高屏地區的降雨主要是以雙峰型式分佈，分別在模擬時間第 31 小時及 35 小時出現降雨峰值。而颱風的登陸時間為模擬時間 24 小時到 36 小時，可知這兩波降雨主要是在颱風登陸後所造成。看 24 組系集成員的平均結果，降雨雙峰型態並不明顯，雖然在第 32 小時有預報高值降雨但跟第一個峰值的觀測降雨差了約 23mm/hr，而第二個峰值降雨則更不明顯。第二個降雨峰值不明顯的原因則是因為各組系集成員在颱風離陸時有較大的變異度，表示在第二個峰值的降雨量各組成員之歧異性大，也因此造成第二個峰值的系集平均降雨被較低值得系集結果平均化拉低。

比較各組路徑系集平均的結果(圖 5-17 b,c)，首先看到偏北路徑的系集(圖 5-17b)，其最大雨量值發生在模擬時間第 32 個小時，為颱風過山後接近高屏集水區時的時間，因前面路徑圖所提到的移速較慢之原因，和此觀測降雨地峰值之結果相比有時間延遲的現象，且因為在登陸期間該系集降雨沒表現出降雨波谷特徵，使得第二個峰值表現不明顯，分布情形相較實際觀測差異大，如此時間分佈不均的關係導致其六小時降雨技術得分分數較低的情況(圖 5-8a,b)。而偏南路徑的系集雖然都有降雨雙峰型的分佈(圖 5-17c)，但因為降雨量差異大而有較高的均方根誤差(RMSE)。此外，偏南路徑的系集在降雨雙峰時間的標準差都特別高，表示在雙峰的表現上該系

集成員的歧異性相對較大，則此雙峰推測為少數系集成員的極端表現所致。

對於積雲系集組合而言(圖 5-18)，成員 05 跟 06 因為有較好的路徑預報結果跟全台降雨分佈結果，使得其區域降雨值較接近觀測即較低的將與預報之 RMSE(圖 5-18a,b)，反之路徑預報結果較差的兩組成員(07 及 08)在高屏地區之降水偏少導致誤差較大(圖 5-18c,d)，這表示好的路徑預報的系集成員，在主要降雨區的降雨上亦有很好的預報表現。而比較 05 跟 06 兩個成員，其主要誤差都是預報降雨值高估於實際降雨，其中 06 成員在登陸後的降雨過度集中呈現單一降雨峰值，導致其降雨預報的 RMSE 結果比成員 05 為差。且在離台後約為模式時間第 46 小時處，成員 06 出現另一個異常的降雨峰值，而該點的異常峰值也表現在該組積雲系集整體的誤差上，造成該時間的積雲系集平均有特別高的標準差。

5-2-2 水位模擬結果

利用前面高屏地區的 WRF 模式預報降雨，使用徐昇氏法得到網格平均降雨(2km×2km)，帶入至水文模式 WASH123D 中模擬高屏溪下游流域，得到位於萬大大橋水位站的水位模擬結果(圖 5-19)。以雨量站觀測的雨量帶入水文模式的水位結果如紅色虛線所示，24 組系集成員平均為藍色線，而箱型圖顯示 24 組系集成員的散度分佈。

先比較輸入觀測雨量的模擬水位在此逕流模擬系統中的表現，可發現模擬中降雨反映到水流的速度較慢，導致反應時間的延遲，且在退水時期的退水反應較慢。這原因可能是高雄地區地表跟河道十分複雜所致，或上游邊界條件影響。但即使如此，仍能藉此得知系集降水預報的差異如何反映在水位模擬上。

再比較觀測降雨和氣象模式預報降雨輸入所得的水位模擬結果，發現

使用氣象模式預報降雨的水位反應較早發生，這原因可能是因為氣象模式因為較高地形解析度，在較上游區域之雨量可以較快發生在水位的緣故。在水位峰值部分，看到氣象模式模擬降雨之水位峰值只有在第 40 小時的時候有單一峰值發生，且系集平均之河川水位少於觀測水位及觀測降雨模擬之水位，這和前面的高屏區域降雨模擬的結果相互映，表示模式對於雙峰型態的降雨掌握不佳，且多數系集在區域降雨部分是有低估的狀況，但在水位峰值發生之時段而言，系集模式的模擬結果跟觀測降雨之模擬結果接近，且利用系集系統仍能掌握水位峰值發生之時段，對於防洪單位做提早準備仍有其幫助。

此外，從系集結果的標準差中可發現，水位模擬結果在兩個時段皆反映出強變異性，約在模擬時間第 31 小時跟 40 小時的位置，第一個強變異處為第一波強降雨峰值發生的時間，而第二個強變異處為第二個降雨峰值後五小時的位置。這表示在第一個峰值的部分因為此時水位模擬受到強降雨影響所反映反應迅速，使得氣象系集間降雨預報的歧異性會快速反應在水文模式中，產生一波標準差峰值；而第二峰值部分則除了因為在此時各系集降雨的分布不均導致系集間有很大的差異，因為不同模式對於水位模擬峰值的時間延遲不均，使得各系集成員存在退水時間的差異，造成此時有著最大的標準差。最後在模擬時間第 50 小時的退水時期，模擬水位因為沒考慮地下水的效應使得其退水速度較快，使得退水時期的斜率相較觀測水位為大。

從前面結論可以知道，在本次水位模擬中因為時間延遲的關係，第一個水位峰值的量值和主要降雨量極值有關。在使用路徑平均系集降雨的水位模擬結果中(圖 5-20)，因為偏北路徑系集有相對較好路徑預報結果，使得其在高屏流域的降雨最接近觀測值，相較於偏南路徑系集低估的降雨有最小的降雨誤差(圖 5-17b,c)，而其較高的降雨預報也造成其在水位預報的

表現上有著較高的水位預報結果(圖 5-20;紅實線)，但因為在高屏集水區域之雨量為低估之緣故，其水位峰值相對於觀測水位及觀測雨量之模擬水位為低(圖 5-20;虛線)，這是因為氣象模式的區域降雨雙峰特性不明顯之關係，使得水位會集中反映在單一較高的水位峰值，且時間集中於強降雨峰值累積的時間，水位峰值發生時間和觀測水位之第二峰值時間相似。而對於偏南的系集(圖 5-20;藍色實線)，雖然有明顯的雙峰分布，但因降雨量過少，使得其水位變化主要受上邊界支出使條件所影響。綜合以上，顯示因為路徑預報的空間差異導致降雨分佈的時空差異，而這些降雨分佈的特性也會表現在水位模擬中。

對於積雲系集組合而言(圖 5-21)，看到降雨預報較佳的兩組成員(05 及 06)都有較好的水位峰值表現，降雨預報表現相對較差的成員(07 和 08)在峰值的表現上水位為最低，表示「較好的降雨預報結果造成較好的水位預報」的關係是成立的。觀察較好的兩組成員的表現，對於成員 05 而言，其降雨有掌握到觀測降水中兩個降水峰值的表現，雖然第一峰值的降雨相較觀測降雨低估許多，但成員 05 在水位模擬的表現上和觀測降雨的第二峰值很接近，第一峰值部分則因降雨低估使得水位峰值不明顯。而對於成員 06 而言，發現其降雨主要集中於颱風離台後的第二峰值位置，且這降雨值相較觀測降雨為高估，使得其在水位模擬的表現上過於高估，相較觀測降雨的水位曲線為高。所以，雖然成員 06 有最好的颱風路徑預報，但因為其對於集水區降水值的高估，使得其不論是降水表現上有較大的誤差，降水模擬結果都較路徑模擬結果次好的成員 05 為差，但又因為系集預報之整體結果相對觀測水位結果之水位預報低估之關係，使得成員 06 之高估降水得到較好的水位預報結果，顯示降雨預報結果對於水位預報的影響比路徑預報的影響更為重要。

5-3 誤差討論

5-3-1 相關性分析

藉由整理前面的誤差討論，本小節主要討論關於預報颱風路徑、降雨跟水位差間的關係。路徑誤差為在颱風接近台灣的 48 小時期間內的整體路徑誤差；降雨誤差討論全台的降雨預報誤差以及高屏溪流域的集水區中降雨預報的 RMSE；水位的誤差方面則比較水位的 RMSE 以及逕流率間的差異，其中逕流率的定義為總觀測流量除以總降雨量，該地區於該事件中的觀測逕流率為 0.51。

利用計算各個不同結果誤差間的皮爾森相關係數(PMC)得到如表 5-1 所示。從 PMC 中，可以知道兩個預報參數之誤差間的相關性。以路徑誤差(Track error)和降雨誤差(Taiwan rainfall)為例，其相關性屬於中等相關(PMC=0.58)；但若只看主要降雨的高屏溪流域降雨誤差(Kao-Pin rainfall)的話，則有較高的相關性(PMC=0.65)。這顯示出主要雨帶降雨的誤差比起全台的降雨誤差而言，和颱風的路徑誤差有較高的關係。

相較之下，水位誤差對於路徑誤差不如降雨誤差和路徑誤差間那麼大的相關性(0.65 vs. 0.56)，這是因為水位的預報結果主要還是受到集水區當地的降雨所影響的，路徑誤差對於水位誤差為間接的影響。所以我們可以看到系集成員間雨量的誤差和水位的誤差有高相關性(PMC=0.84)，且高屏地區的雨量預報誤差和水位預報誤差誤差的相關性更高(PMC=0.87)。而集水區逕流率和降雨預報有高度負相關的現象(PMC=-0.69)，則是因為逕流率中降雨變數於分母，使得降雨誤差增加會使逕流率呈現負向相關影響，雖然流量之變化亦會隨降雨而增加，但其受地形影響使得變化量不如降雨量劇烈，兩項相比下，顯得降雨地效應影響較大，所以才顯示出逕流率對於降雨預報結果有很高的相關性。

5-3-2 誤差範圍分析

通常比較樣本的散佈程度是使用標準差(SD)來表示。但是標準差這個統計變數對於不同的物理量會受到其物理平均值的影響，使得不同參數間的單位量級不同無法比較。所以這裡使用變異係數，即標準差(SD)相對於平均作正規化(SD/Mean)，來討論各組誤差間的分散程度，進行誤差範圍的分析。表 5-2 是計算各個系集組合中，各組誤差變數(Track error 及 Taiwan rainfall error 等)對於各組系集誤差結果(All 24 成員、Track N 等)的變異系數。

從路徑誤差的變異係數來看，可以看到如 CP 組及 All24 組對於路徑誤差之系集分散程度較大(11.01%及 12.52%)，或本身系集平均之誤差較大的系集組合(如 track S 及 All 24 組)，其降雨誤差的範圍亦大，表示對於這些系集成員而言，路徑的誤差傳遞到降雨誤差時，其變異程度時會有放大的情形(10.81% vs. 13.59%；12.52% vs. 17.06%)。而對於平均路徑的結果較好的系集(Track N)或是系集散佈較小的系集(MP)，其路徑誤差反映在降雨誤差上的放大效應較不明顯(8.1% vs. 3.49%；9.52% vs. 8.56%)。此外，預報誤差從路徑預報傳遞到降水預報的放大現象，特別是在高屏地區集水區的部份更為明顯(以對 All 為例 12.52% vs. 29.86%)，除了因為在高屏集水區的降水量和颱風路徑的結果有最高的相關程度外，另一原因是在此主要降水區的降雨量變化最大，使得路徑誤差在此區域的降雨誤差上的反應亦最大。

當降雨的預報誤差傳遞到萬大大橋水位的預報誤差(Flow stage RMSE)時，能看到萬大大橋水位預報誤差的變異性主要和高屏溪降雨的預報誤差變異程度關係較大。對於大部分的系集組合而言，高屏溪集水區的誤差傳遞到水位誤差時，其誤差範圍有小幅放大的現象(如 Track_N 的 12.48% vs. 13.57%)；但對於偏南路徑系集(Track S)和積雲系集(CP)而言，其誤差在水位誤差的表現反而是些微縮小的(24.36% vs. 13.91%；43.06% vs. 30.69%)，

但是其誤差的範圍仍比降水誤差小的系集為大，顯示降雨誤差和水位誤差間存在著傳遞關係，但誤差範圍放大之關係會受到不同系集間的誤差特性影響而不一定那麼明顯。

對於逕流率(Runoff ratio)而言，降雨的預報誤差的範圍反應到逕流率的預報誤差範圍上大多是變大的(如 All 的 29.86% vs. 26.95%)，對於積雲系集(CP)的放大效應更是明顯(43.06% vs. 66.99%)是因為降雨的誤差跟水位模擬的誤差之直接關係明顯，使得逕流率的誤差範圍會直接受到影響降水誤差範圍之影響。但其中可看到對於微物理系集(MP)其逕流比之變化範圍很小，這是因為該系集組合中考慮系集過少的關係。

集水區的降雨預報結果包含了整個集水區的上游跟下游降雨資訊，其中，上游降雨會反映在上邊界的水位邊界條件上，下游的降雨則是直接影響整體水位模擬的結果，是故集水區降雨誤差會反映在誤差範圍的表現上，可證明降水誤差傳遞至水位誤差的傳遞關係存在。高屏溪流域的降水誤差的範圍傳遞到集水區水位預報誤差時能有效加劇水位預報本身的誤差範圍，並且這些誤差對逕流率差異有直接的影響。

六、 結論

因為台灣地區地形複雜而陡峭，當颱風來襲時因地形產生的強降雨常常會造成下游地區嚴重的淹水災情。本論文研究利用單向耦合的大氣水文模式系統，進行凡那比颱風(2010)的系集模擬研究，探討系集成員間路徑、降雨和集水區下游預報水位結果的誤差傳遞特徵。希望藉由預報誤差的分析，進一步找出利用系集預報技術來掌握降雨預報及水文預報的不確定性範圍。

從颱風路徑系集的結果而言，我們可以看到原先路徑誤差相對最大的偏南系集組合不論是在台灣全島降雨或區域降雨，甚至是下游水位的模擬上結果都是最差的。而路徑預報結果較佳的偏北路徑的系集組合，雖然在路徑、降水跟水位預報上都有較小的均方根誤差，但在全台降雨或集水區降雨上都有較高的預報技術得分上的表現卻較差，這是因為其強降雨區域之空間分布誤差在預兆得分(TS)跟公平預兆得分(ETS)中影響較大的關係。是故雖然路徑預報好的系集成員，通常也會得到較佳降雨跟水位預報，但卻可能因為降雨之空間差異而得到較低的降雨技術得分。

因為積雲參數方案對於颱風的路徑預報有很大的變異性，所以在積雲系集組合中同時出現路徑預報最好跟誤差最大的成員；而路徑誤差的大小也和降雨誤差息息相關，這些誤差關係在預報技術得分分析上反應明顯，在高屏地區的區域降雨結果跟水位模擬結果也存在隨路徑誤差大小差異而明顯影響的降雨預報好壞。所以由於使用不同物理參數法所造成的颱風路徑預報差異，也會傳遞到降雨誤差跟集水區下游水位誤差上，且這些預報誤差在傳遞過程中會被放大且更為明顯。

所以，藉由這些系集預報結果間的誤差的分析，顯示路徑、降水和水

位的誤差間是息息相關的，且會互相影響而交叉傳遞。當颱風路徑的預報誤差傳遞到降雨預報誤差時，對於本身存在較大路徑變異性及降雨或是誤差散佈程度較大的系集成員，其水位誤差的範圍會有放大的情形，特別是在主要降雨區的降雨誤差被放大現象更為明顯。而對於本身颱風路徑及降雨預報結果較好的成員或是誤差散佈較小的成員，其誤差傳遞時的放大效應較不明顯。

水位的預報誤差對於降雨誤差的相關性，比水位誤差和路徑誤差間的相關性為高，這是因為降雨和河川水位是直接相關，而颱風路徑對於河川水位則是屬間接相關。而在水位模擬的部份，發現當模式誤差從氣象模式傳遞到水文模式時，水位的誤差範圍是會隨集水區降雨的誤差範圍而放大的。能看到萬大大橋水位預報誤差的變異性主要和高屏溪降雨的預報誤差變異程度關係較大。對於大部分的系集組合而言，高屏溪集水區的誤差傳遞到水位誤差時，其誤差範圍有小幅放大的現象。但對於一些系集組合此放大現象不明顯，這可能是該系集組合間成員數不足或本身誤差特性類似之關係。而對逕流率方面，降雨的預報誤差的範圍反應到逕流率的預報誤差範圍上亦大多是變大的，是因為逕流率參數同時考慮降雨跟流量的影響，會放大降雨的影像效應所致。

所以在未來研究方向，也許可以嘗試使用更完整的高屏溪集水區水文資料或是其他集水區資訊，來取得更有效的集水區的水文模擬。或者可以嘗試其他颱風個案，因為像凡那比颱風是一個強綜觀系統強迫的颱風，使得各成員間颱風路徑差異並不大；也許可選一個弱綜觀的颱風個案來討論，增加各成員間的預報路徑變異度，進而討論其降雨及水位預報的不確定性。

參 考 文 獻

- Faures, J.-M., Goodrich, D.C., Woolhiser, D.A. and Sorooshian, S., 1995:
Impact of small-scale rainfall variability on runoff modeling. *J. Hydrol.*, **173**,
309-326.
- Hamill, Thomas M., 1999: Hypothesis Tests for Evaluating Numerical
Precipitation Forecasts. *Wea. Forecasting*, **14**, 155–167.
- Hsiao, L.-F., M.-J. Yang, C.-S. Lee, H.-C. Kuo, D.-S. Shih, C.-C. Tsai, C.-J. Wang,
L.-Y. Chang, D. Y.-C. Chen, L. Feng, J.-S. Hong, C.-T. Fong, D.-S. Chen, T.-C. Yeh,
C.-Y. Huang, W.-D. Guo, and G.-F. Lin, 2013: Ensemble forecasting of typhoon
rainfall and floods over a mountainous watershed in Taiwan. *J. Hydrology*, **506**, 55–
68, doi: 10.1016/j.jhydrol.2013.08.046.
- Lee, C.-S., H.-Y. Ho, K.-T. Lee, Y.-C. Wang, W.-D. Kuo, Y.-C. Chen, L.-F. Hsiao, C.-H.
Chen, C.-C. Chiang, M.-J. Yang and H.-C. Kuo, 2013: Assessment of sewer
flooding model based on ensemble quantitative precipitation forecast. *J.*
Hydrology, **506**, 101–113, doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.09.053.
- Li, M.-H., M.-J. Yang, R.-T. Soong, H.-L. Huang, 2005: Simulating Typhoon
Floods with Gauge Data and Mesoscale-Modeled Rainfall in a Mountainous
Watershed. *J. Hydrometeor*, **6**, 306–323.

- Murphy, J.M., 1990: Assessment of practical utility of extended range ensemble forecasts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116**, 89-125.
- Pelletier G.J., Chapra S.C., Tao H., 2006: QUAL2Kw—A framework for modeling water quality in stream and rivers using a genetic algorithm for calibration. *Environ. Modell. Softw.*, **21**, 419–425.
- Reed, G. F., F. Lynn, and B. D. Meade, 2002: Use of Coefficient of Variation in Assessing Variability of Quantitative Assays. *Clin. Diagn. Lab. Immunol.*, **9(6)**, 1235.
- Singh V.P., 1996, “Kinematic wave modeling in water resources.” *John Wiley & Sons, Inc.*
- Torn, R.D., Davis, C., 2012: The influence of shallow convection on tropical cyclone track forecasts. *Mon. Weather Rev.* **116**, 2276-2288.
- Tribbia, J.J., Baumhefner, D.P., 1988: The reliability of improvements in deterministic short-range forecasts in the presence of initial state and modeling deficiencies. *Mon. Weather Rev.* **116**, 2276–2288.
- Wu, C.-C., and Y.-H. Kuo, 1999: Typhoons affecting Taiwan: Current understanding and future challenges. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 67-80.

Yang, M.-J., Q.-C. Tung, 2003: Evaluation of Rainfall Forecasts over Taiwan by Four Cumulus Parameterization Schemes. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **81**, 5, pp1163-1183.

Yang, M.-J., B. J.-D. Jou, S. C. Wang, J. S. Hong, P. L. Lin, J. H. Teng, H. C. Lin, Hui-Chuan, 2004: Ensemble prediction of rainfall during the 2000–2002 Mei-Yu seasons : Evaluation over the Taiwan area. *J. Geophys. Res.*, **109**, D18203.

Yang, M.-J., and L. Ching, 2005: A modeling study of Typhoon Toraji (2001): Physical parameterization sensitivity and topographic effect. *Terr., Atmos., and Oceanic Sci.*, **16**, 177-213.

Yang, M.-J., D.-L. Zhang, H.-L. Huang, 2008: A Modeling Study of Typhoon Nari (2001) at Landfall. Part I: Topographic Effects, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **65**, 10, pp3095-3115.

Yeh, G. T., Huang, G. B., Zhang, F., Cheng, H. P., and Lin, H. C., 2006, “WASH123D: A Numerical Model of Flow, Thermal Transport, and Salinity, Sediment, and Water Quality Transport in WaterSHed Systems of 1-D Stream-River Network, 2-D Overland Regime, and 3-D Subsurface Media”, Technical Report Submitted To EPA, Dept. of Civil and Environmental Engineering, University of Central Florida, Orlando, Fla.

Yeh, G.-T., D. S. Shih, J.-R.C.Cheng, 2011 : An integrated media, integrated processes watershed model. *Computers & Fluids*.(2011), **45** , 2-13.

洪景山，曹嘉宏，2011：利用 Cressman 客觀分析法於網格化臺灣自動雨量觀測資料之探討. *大氣科學*, **39**, 201, 213。

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, 114。

陳心穎，2005：颱風事件下之集水區逕流模擬，國立中央大學，水文科學研究所，碩士論文，共 76 頁。

表目錄

Overland Flow Manning's n Roughness Values	
Surface	n-value
Dense turf	0.17 - 0.80
Bermuda and dense grass, dense vegetation	0.17 - 0.48
Shrubs and forest litter, pasture	0.30 - 0.40
Average grass cover	0.20 - 0.40
Poor grass cover on rough surface	0.20 - 0.30
Short prairie grass	0.10 - 0.20
Sparse vegetation	0.05 - 0.13
Sparse rangeland with debris	
0% cover	0.09 - 0.34
20% cover	0.05 - 0.25
Plowed or tilled fields	
Fallow - no residue	0.008 - 0.012
Conventional tillage	0.06 - 0.22
Chisel plow	0.06 - 0.16
Fall disking	0.30 - 0.50
No till - no residue	0.04 - 0.10
No till (20 - 40% residue cover)	0.07 - 0.17
No till (60 - 100% residue cover)	0.17 - 0.47
Open ground with debris	0.10 - 0.20
Shallow Flow on asphalt or concrete (0.25 to 1.0)	0.10 - 0.15
Fallow fields	0.08 - 0.12
Open ground, no debris	0.04 - 0.10
Asphalt or concrete	0.02 - 0.05
Adapted from COE, HEC-1 Manual, 1990 and the COE, Technical Engineering and Design Guide, No.19, 1997 with modifications.	

表 3-1：漫地流之曼寧粗糙係數 n 值設定。[資料來源：FLOW-2D users guide, 2009]

Member	Cumulus	Microphysics	PBL	Surface	Low-wave	Short-wave
01	KF	WSM5	YSU	MM5	RRTM	Dudhia
02	BMJ					
03	GD					
04	G3					
05	KF	WSM6				
06	BMJ					
07	GD					
08	G3					
09	KF	Goddard				
10	BMJ					
11	GD					
12	G3					
13	KF	WSM5	MYJ	Eta		
14	BMJ					
15	GD					
16	G3					
17	KF	WSM6				
18	BMJ					
19	GD					
20	G3					
21	KF	Goddard				
22	BMJ					
23	GD					
24	G3					

表 4-1：使用不同的積雲參數法、微物理參數法以及邊界層參數法所建立的 24 組系集預報成員。

		Ensemble group	Members
Track	Ensemble	Track N	05,13,17,18,19,21,22,23
		Track S	01,04,08,11,12,16,20,24
Physical	Ensemble	Cumulus ensemble (CP)	05,06,07,08
		Microphysics ensemble (MP)	03,07,11

表 4-2：依據路徑偏向的系集組合之系集成員，以及依據物理參數法之變動組成之系集成員。

		Observed	
		Yes	no
Forecast	Yes	Hits	False alarms
	no	Misses	Correct negatives

表 4-3：列聯表(Contingency Table)示意圖，可利用列聯表來表示模式預報發生(F)對於觀測發生次數(O)之頻率關係，主要能分為命中(Hits)、漏報(Misses)以及誤報(False alarm)來使用。

X/Y	Taiwan rainfall	Kao-pin rainfall	Flow stage RMSE	Runoff ratio
Track error	0.58	0.65	0.56	-0.43
Taiwan rainfall		0.98	0.84	-0.63
Kao-pin rainfall			0.87	-0.69
Flow stage RMSE				-0.62

表 5-1：路徑預報誤差、全台降雨預報誤差、高屏地區降雨預報誤差、水位預報誤差及逕流率誤差之間的 PMC 相關係數比較表。

CV	Track error	Taiwan rainfall	Kao-pin rainfall	Flow stage RMSE	Runoff ratio
All	12.52%	17.06%	29.86%	25.70%	26.95%
Track N	8.10%	3.49%	12.48%	13.57%	31.52%
Track S	10.81%	13.59%	24.36%	13.91%	16.08%
CP	11.01%	20.13%	43.06%	30.69%	66.99%
MP	9.52%	8.56%	12.40%	12.28%	4.46%

表 5-2：不同的系集組合在各項參數的誤差的 CV 變異係數，變異係數越大表示誤差的變異範圍越大。

圖目錄

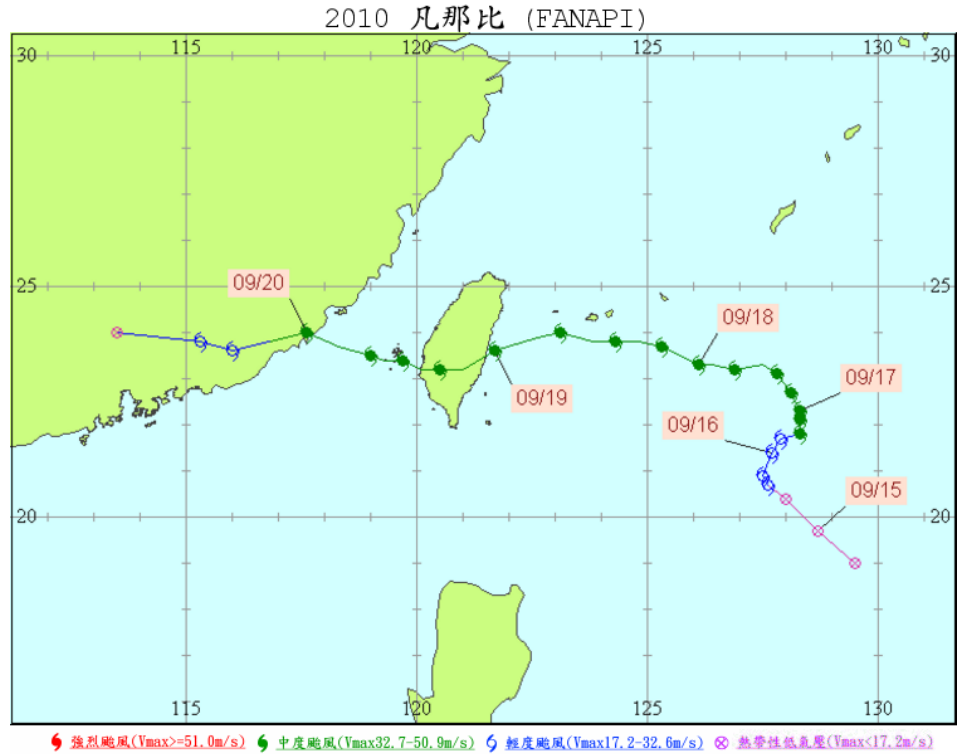


圖 2-1：中央氣象局（CWB）所發布之凡那比颱風最佳路徑資料。[資料來源：取自 CWB Typhoon Database]

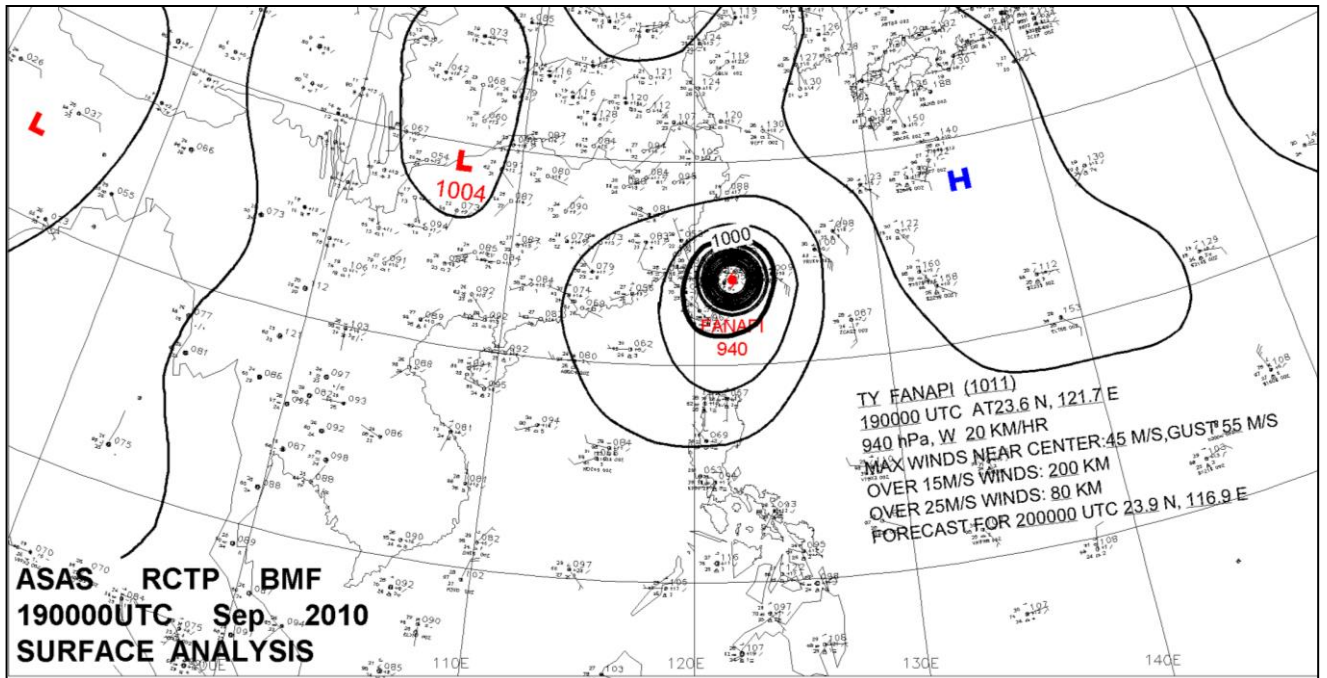


圖 2-2：聯合颱風警報中心(JTWC)所發布之 2010 年九月 19 日 00UTC 地面天氣圖。[資料來源：取自 TTFRI 大氣研究資料庫]

圖 2-3：高屏溪下游集水區之位置示意圖，圖中為其衛星區域資料。[衛星資料來源取自 google 地球地理網路圖層資料]

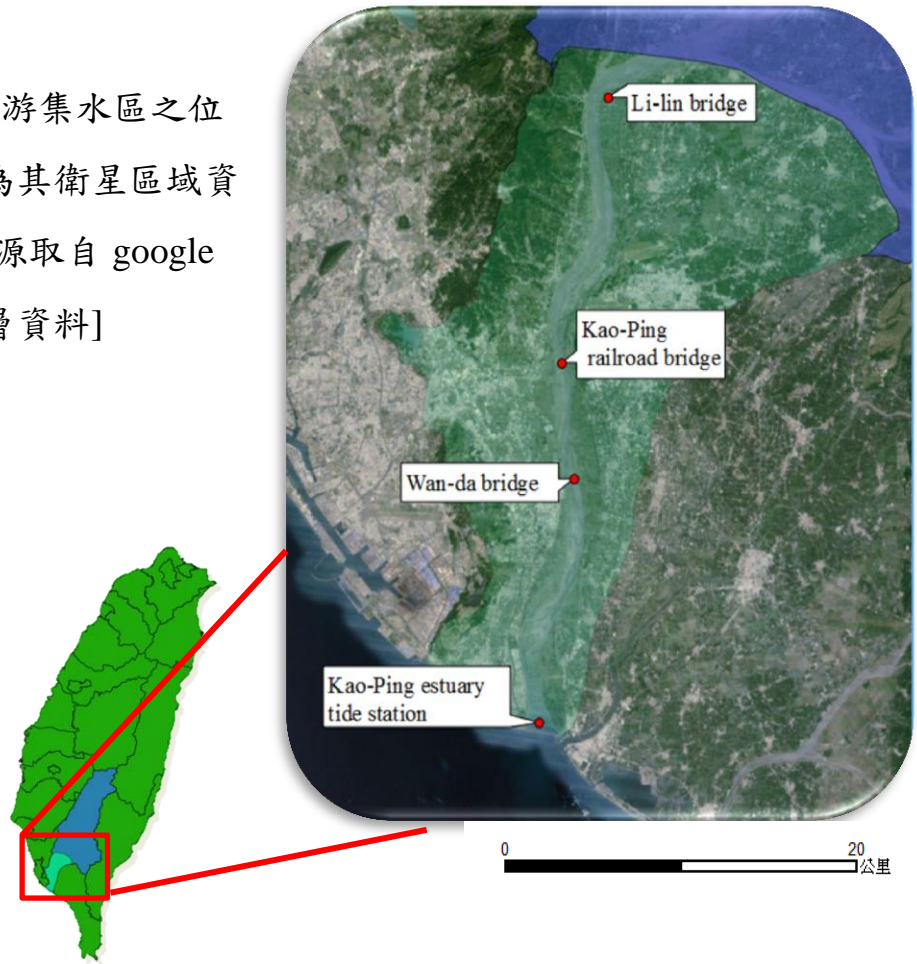
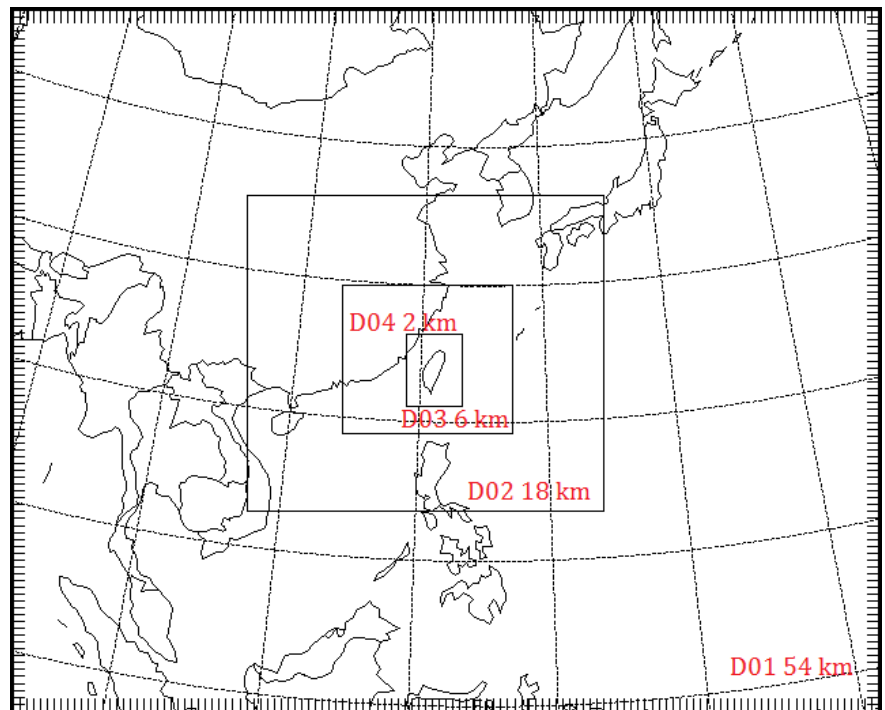


圖 4-1：本研究模擬凡那比颱風之四層巢狀網格示意圖。粗網格(D01)之水平解析度為 54 公里，細網格(D04)之水平解析度為 2 公里。



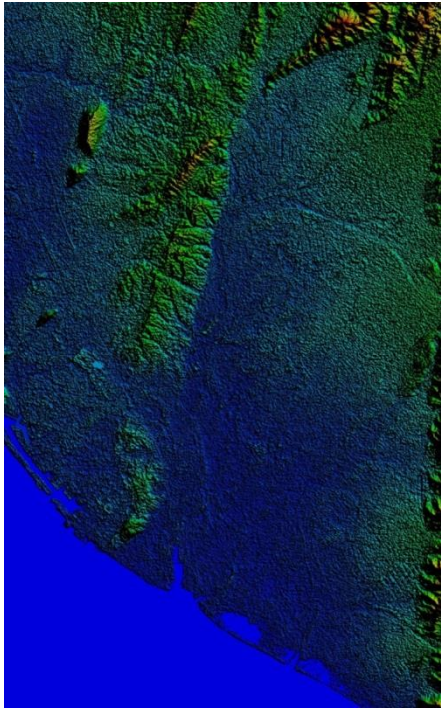


圖 4-2：高屏地區之 30 公尺×30 公尺之數值地形資料。[資料來源：為美日合作之 ASTER 衛星拍攝之全球數值地形資料，再經由中研院人文社會中心地理資訊科學研究專題中心所處理後之結果。]

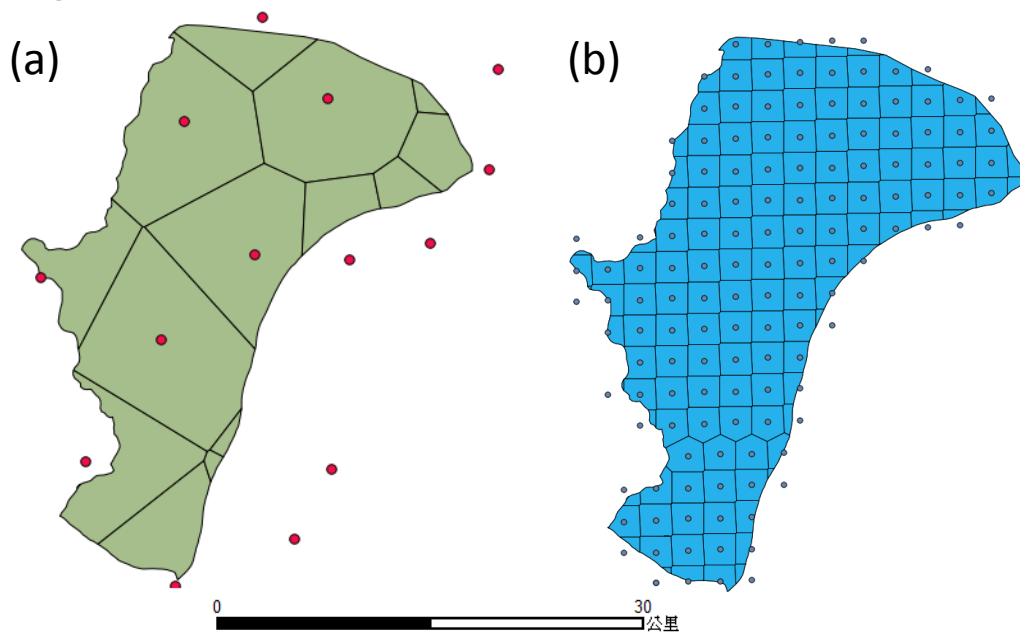


圖 4-3：(a) 地面雨量站之徐昇氏多邊形，圓點為 2010 年地面雨量站之位置；(b) WRF 模式網格之徐昇氏多邊形，網格解析度為 2 公里。

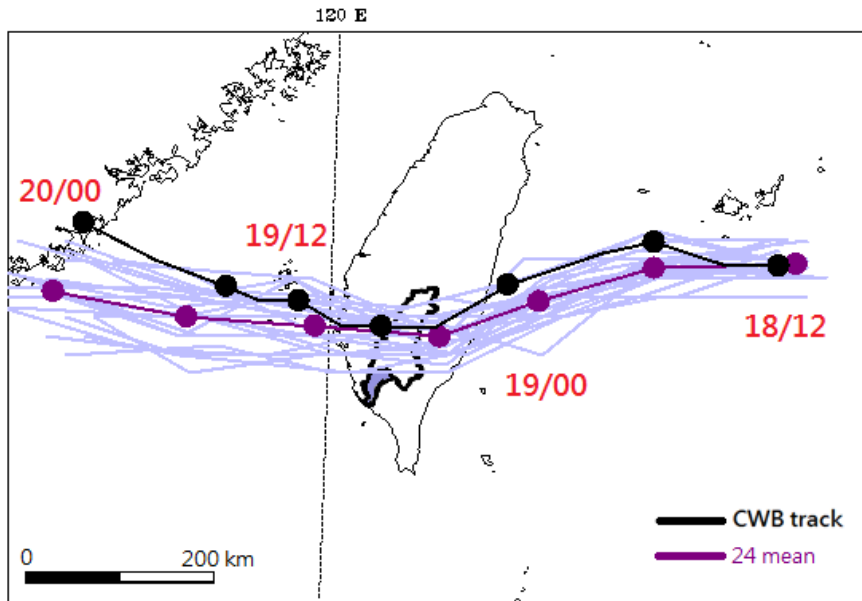


圖 5-1: WRF 模式模擬之凡那比颱風路徑圖，淺藍色為 24 組系集之路徑，黑色實線為中央氣象局之最佳路徑，紫色實線現為 24 組系集之系集平均之路徑。

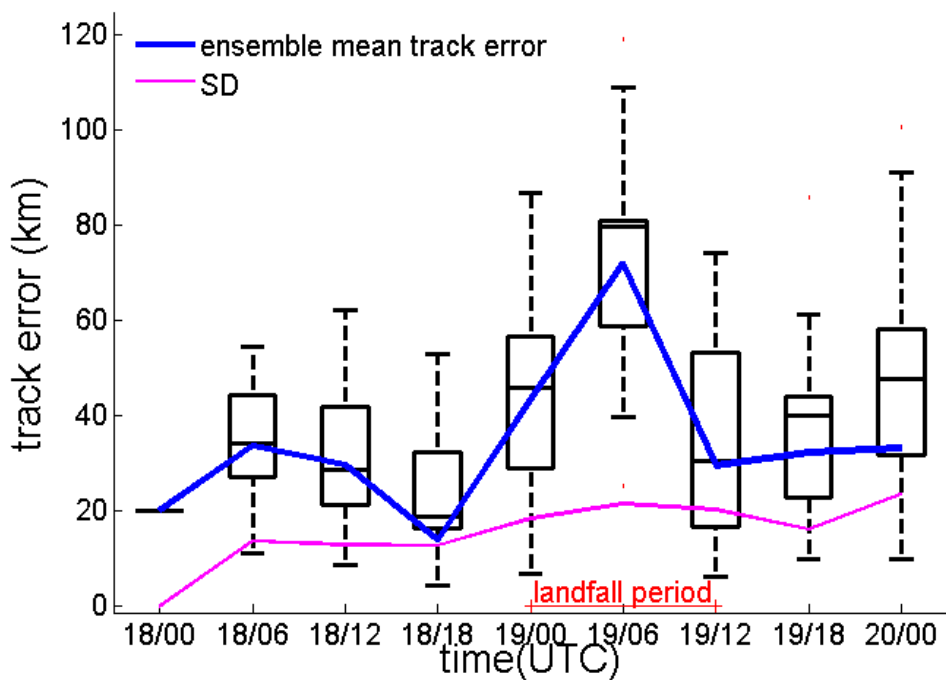


圖 5-2: 模擬凡那比颱風之路徑誤差時序圖，圖中箱型圖表示 24 組系集結果的路徑誤差分布，藍色實線為系集平均之路徑誤差，粉紅色為路徑誤差之標準差。

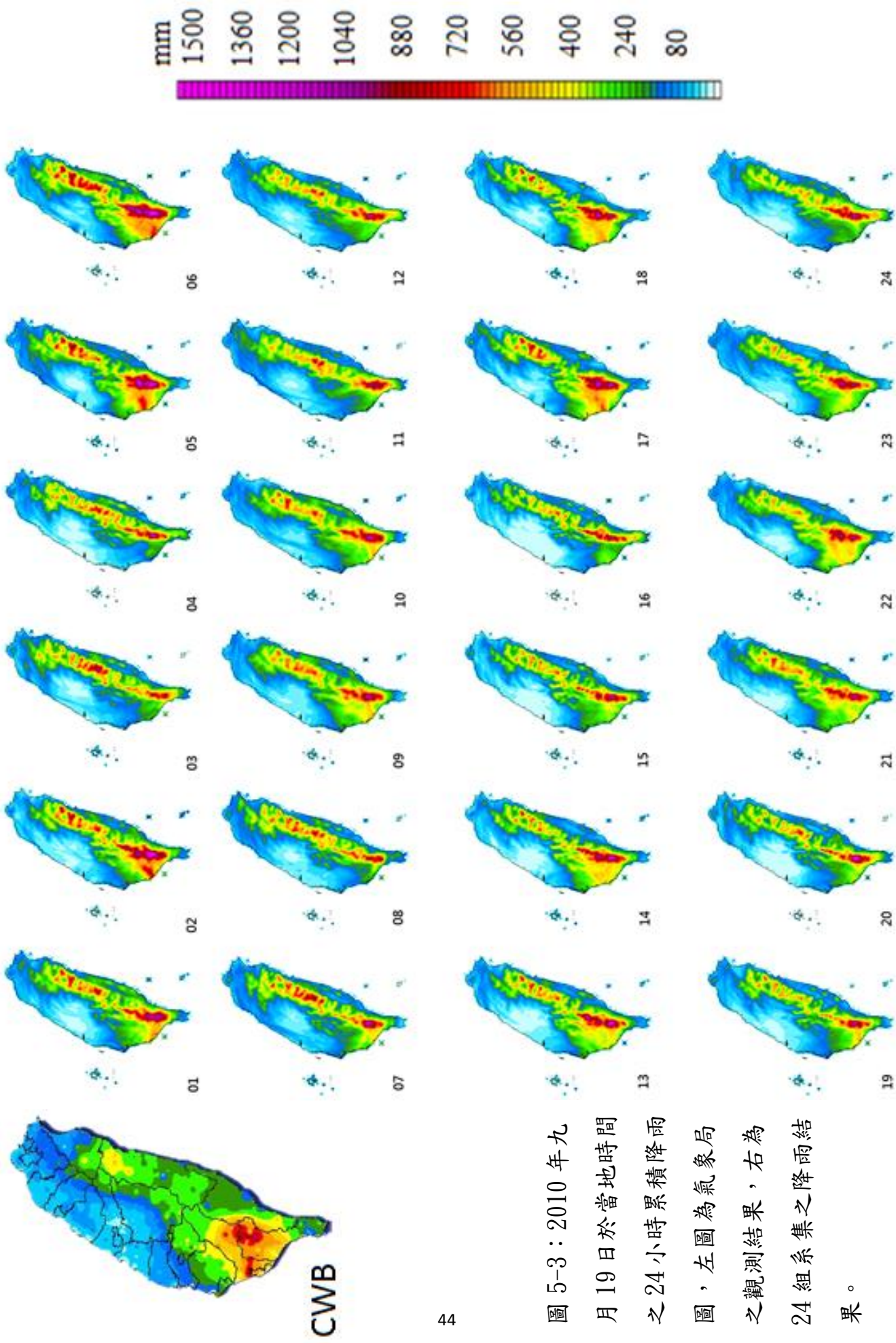


圖 5-3：2010 年九
月 19 日於當地時間
之 24 小時累積降雨
圖，左圖為氣象局
之觀測結果，右為
24 組系集之降雨結
果。

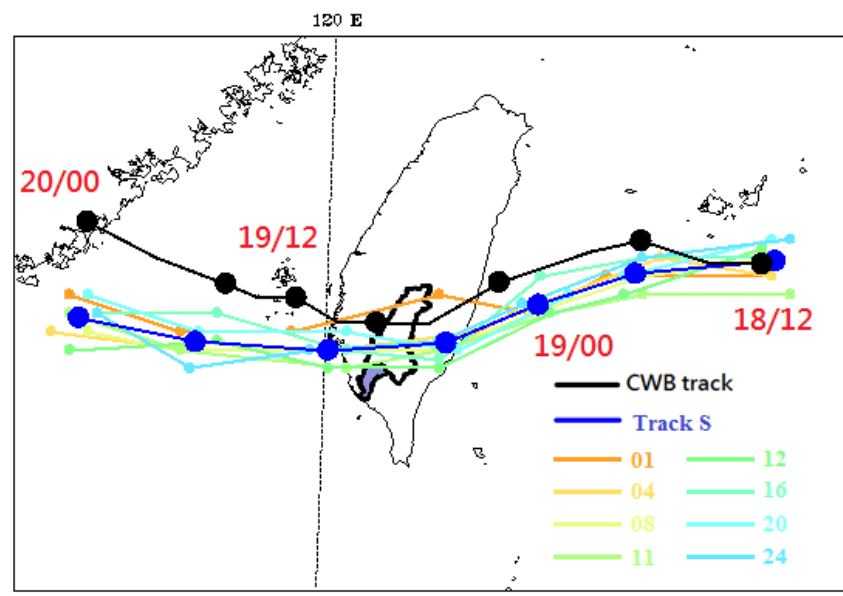
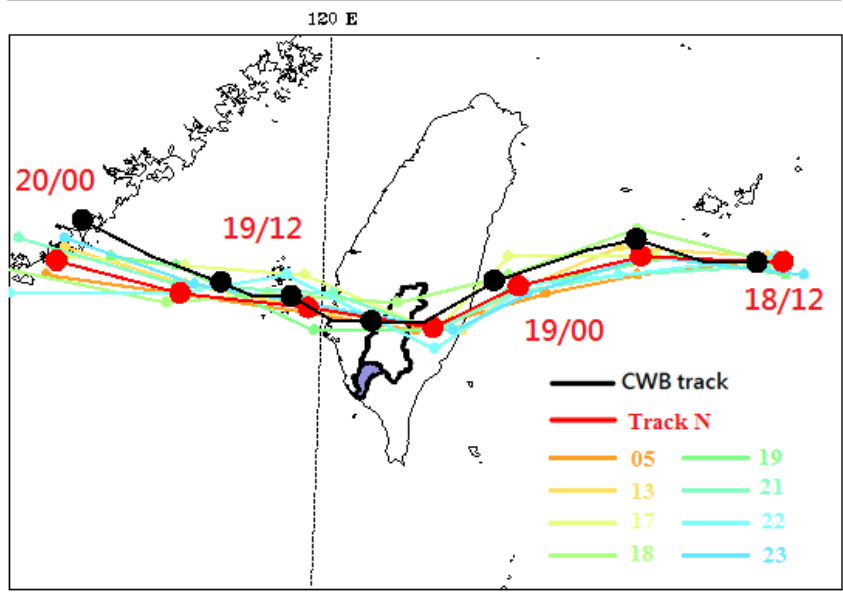
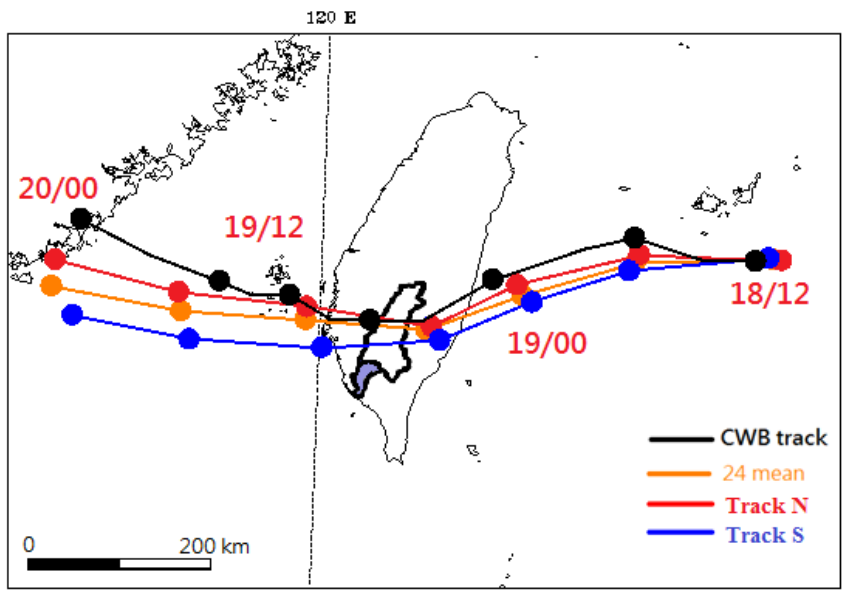


圖 5-4：(a)路徑偏向系集組合之凡那比颱風路徑圖。圖中的路徑分別為氣象局最佳路徑結果(黑)、24 組系集之系集平均路徑(橘)、偏北路徑之系集(紅) 以及偏南路徑之系集(藍)。

(b) 為偏北路徑系集成員之路徑圖；

(c) 為偏南路徑系集成員之路徑圖。

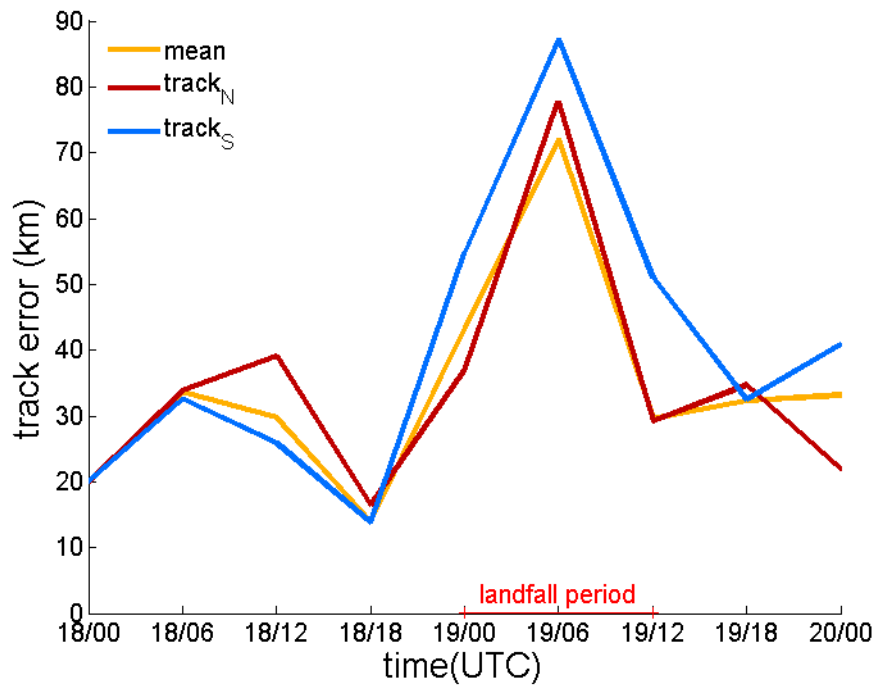


圖 5-5：路徑系集中的路徑誤差時序圖。實現分別為 24 組系集之平均 (橘)、路徑偏北系集(紅)以及偏南路徑之系集(藍)。

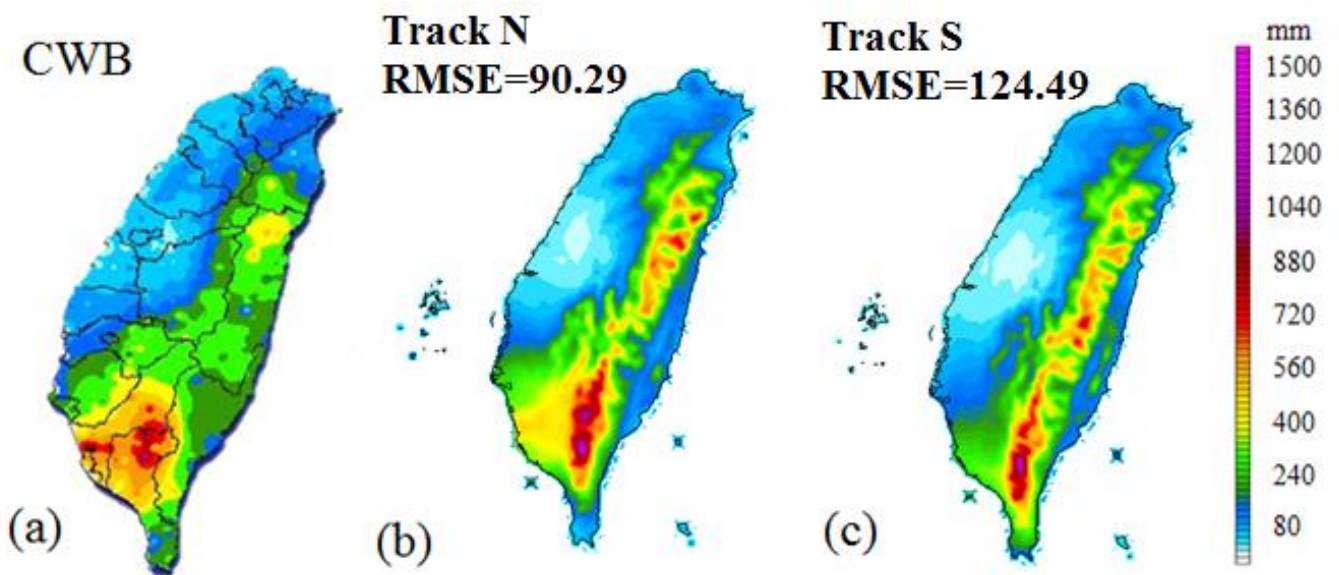


圖 5-6：台灣地區時間 2010 年 9 月 19 日之 24 小時累積雨量，(a) 氣象局之累積雨量資料[取自 TDB 颱風資料庫]，其後三者為各組路徑系集之模擬結果：(b) 路徑偏北的系集、(c) 路徑偏南的系集組合。

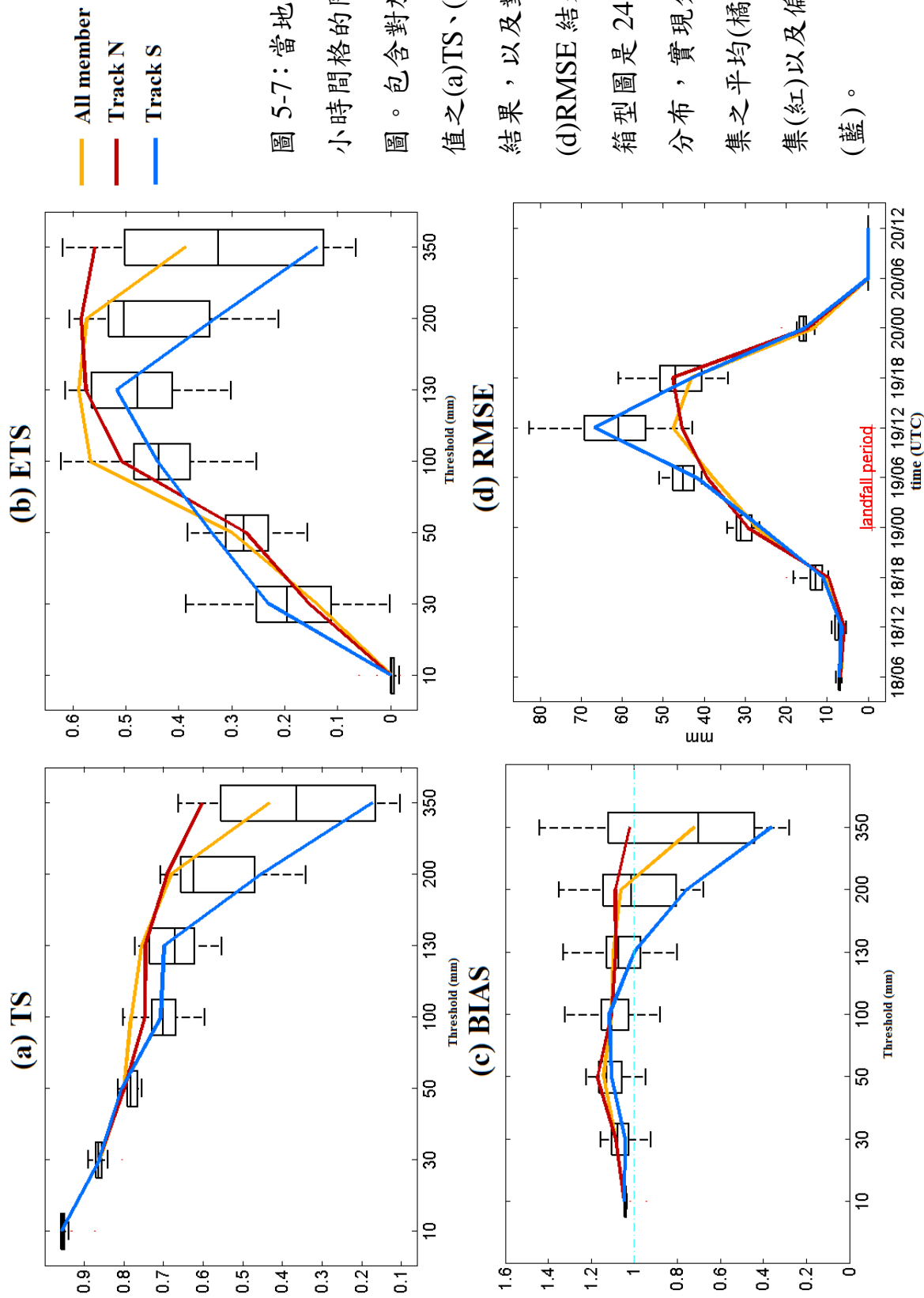


圖 5-7：當地時間 19 日之 24 小時間格的降雨技術得分

圖。包含對於各個不同門檻值之(a)TS、(b)ETS、(c)BIAS 結果，以及對於各個時間的結果，以及對於各個時間的 (d)RMSE 結果。背後黑色的箱型圖是 24 個系集的分數分布，實現分別為 24 組系集之平均(橘)、路徑偏北系集(紅)以及偏南路徑之系集(藍)。

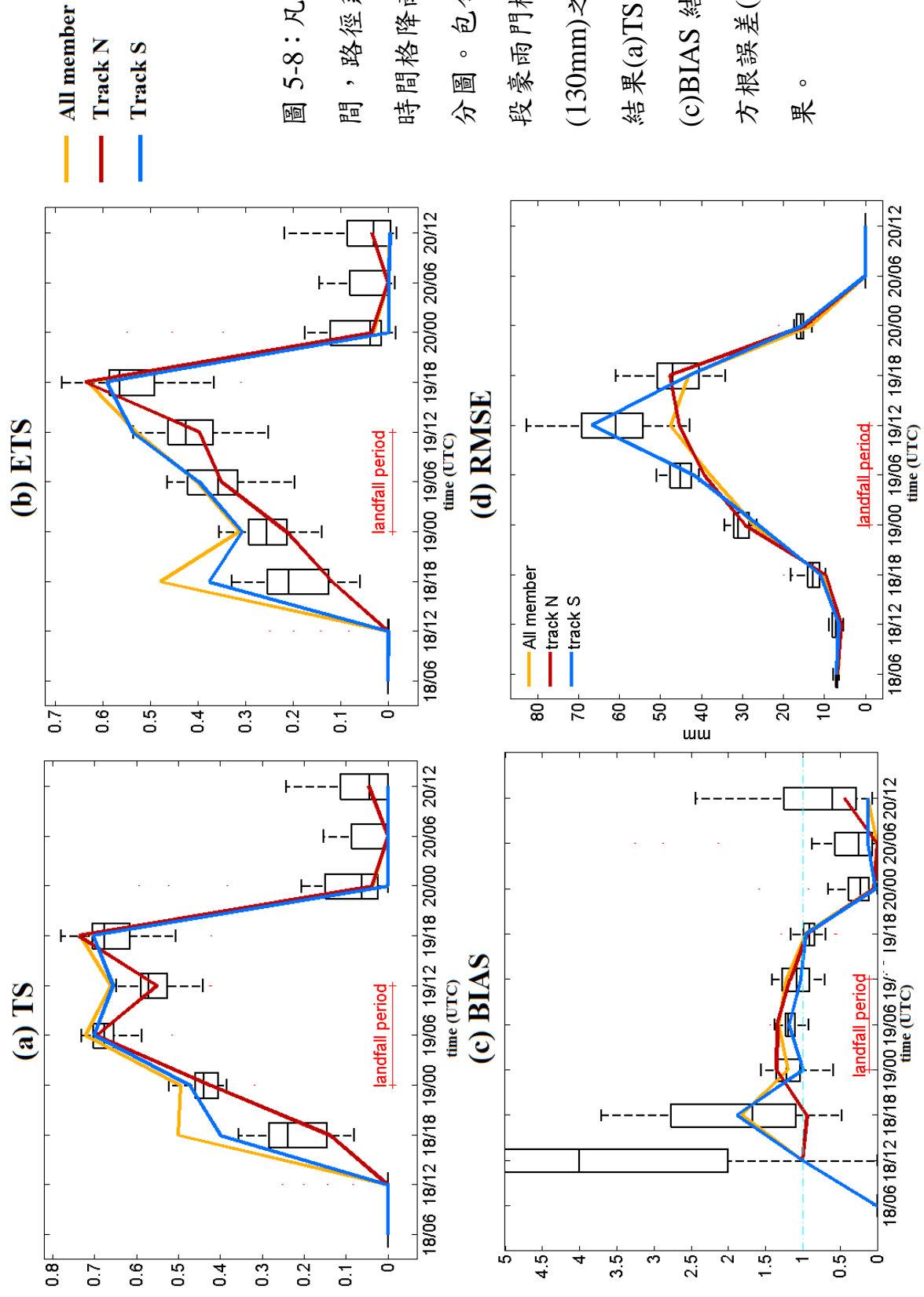


圖 5-8：凡那比颱風期間，路徑系集之 6 小時間格降雨之技術得分圖。包含對於個時段豪雨門檻值 (130mm) 之技術得分結果(a)TS、(b)ETS、(c)BIAS 結果以及均方根誤差(d)rmse 的結果。

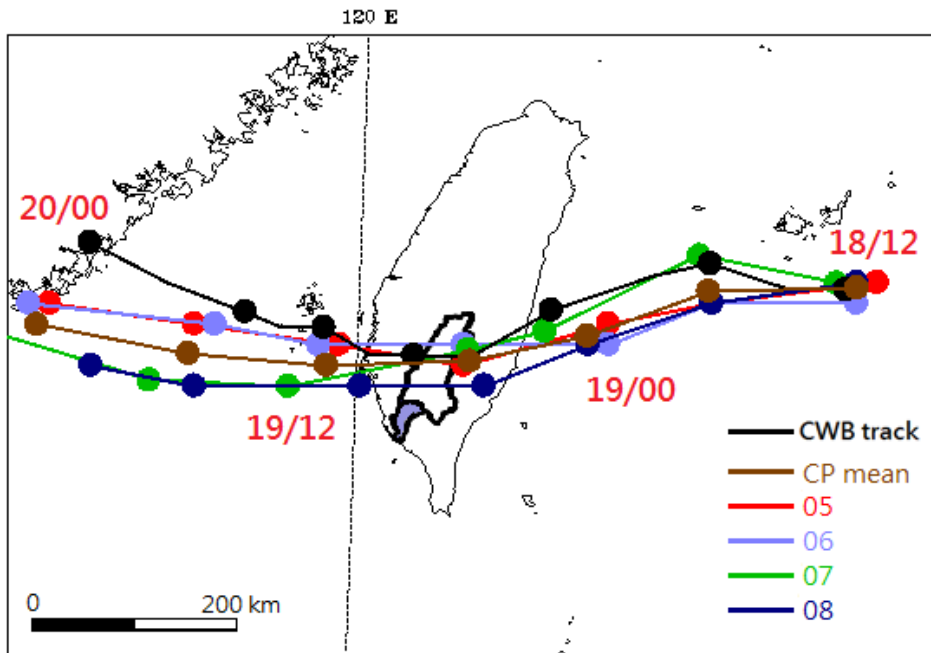


圖 5-9：積雲系集中各成員於之凡那比颱風路徑圖。圖中的路徑分別為氣象局最佳路徑結果(黑)、積雲系集之系集平均路徑(棕)，以及各組系集成員之颱風路徑結果。

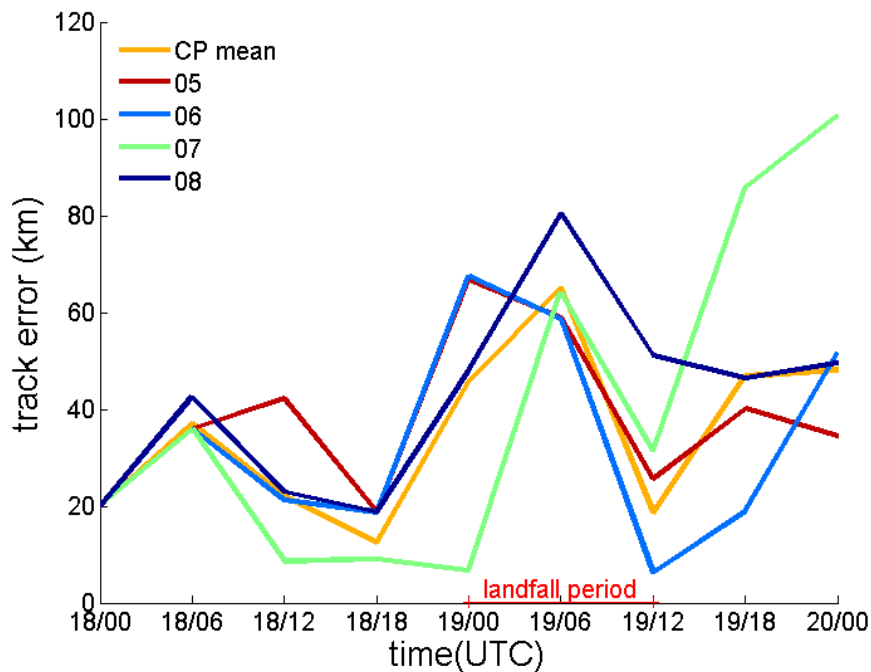


圖 5-10：積雲系集中各成員於之凡那比颱風模擬中之路徑誤差結果。

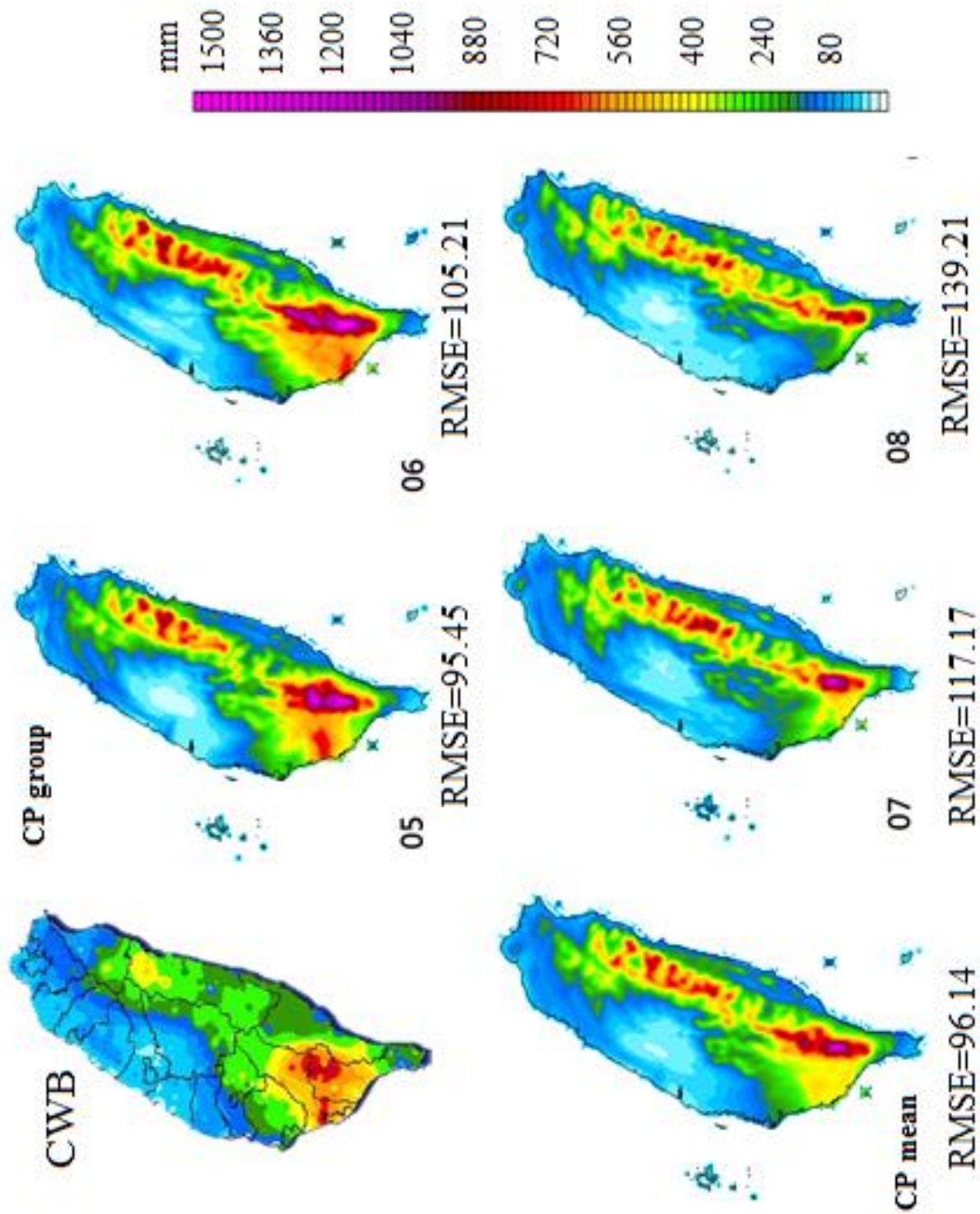


圖 5-11：台灣地區時間 2010 年 9 月 19 日之 24 小時累積雨量，左上為氣象局之累積雨量資料[取自 TDB 颱風資料庫]，左下為累積雲集之系集平均結果，右側四組為累積雲集之各組成員之累積雨量結果。

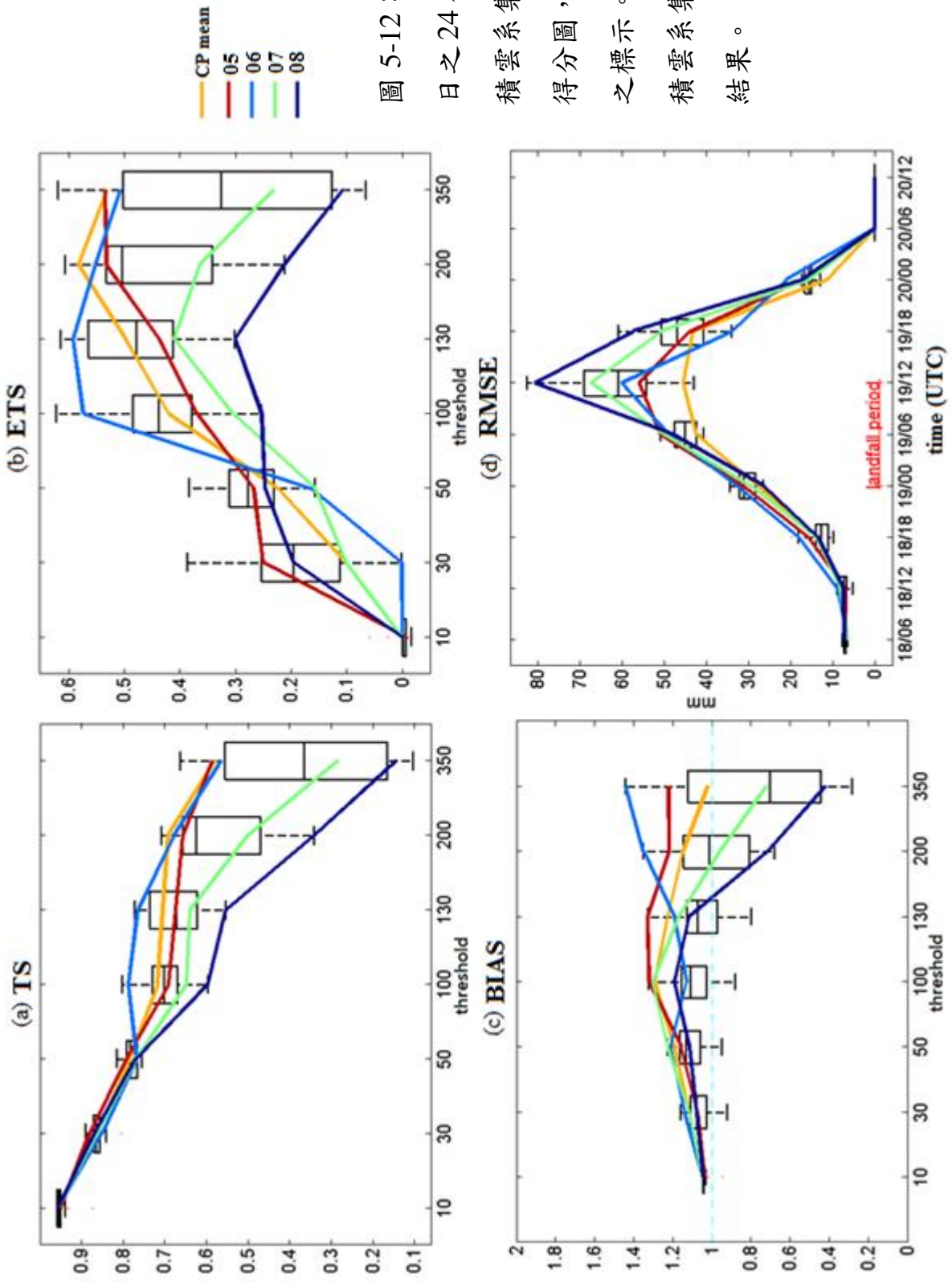


圖 5-12：當地時間 19 日之 24 小時間格對於積雲系集之降雨技術得分圖，如前面圖 5-7 之標示。橘色實現為積雲系集之平均分數結果。

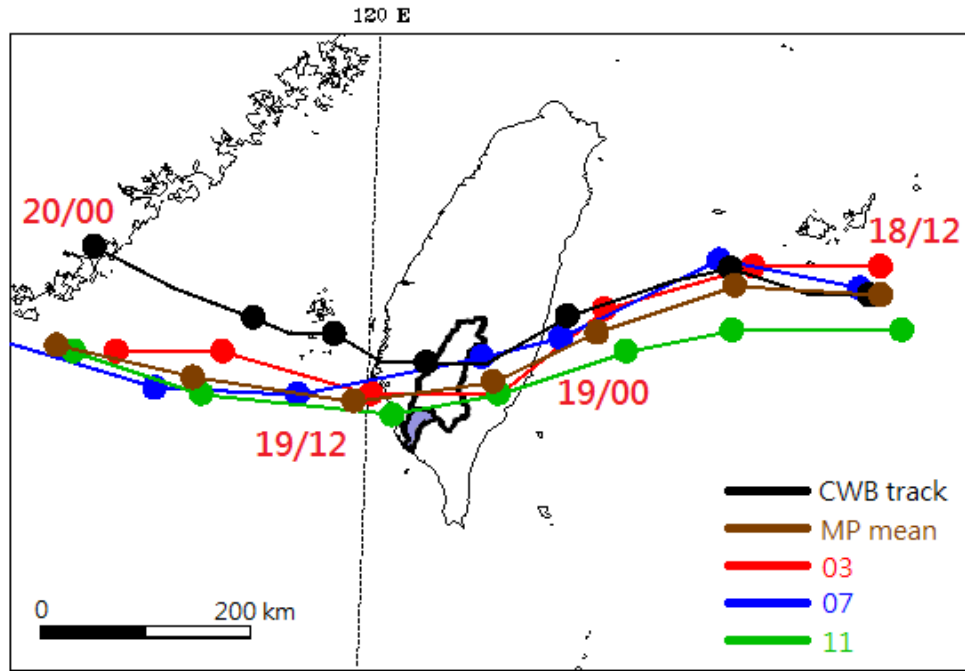


圖 5-13：微物理系集中各成員於之凡那比颱風路徑圖。圖中的路徑分別為氣象局最佳路徑結果(黑)、微物理系集之系集平均路徑(棕)，以及各組系集成員之颱風路徑結果。

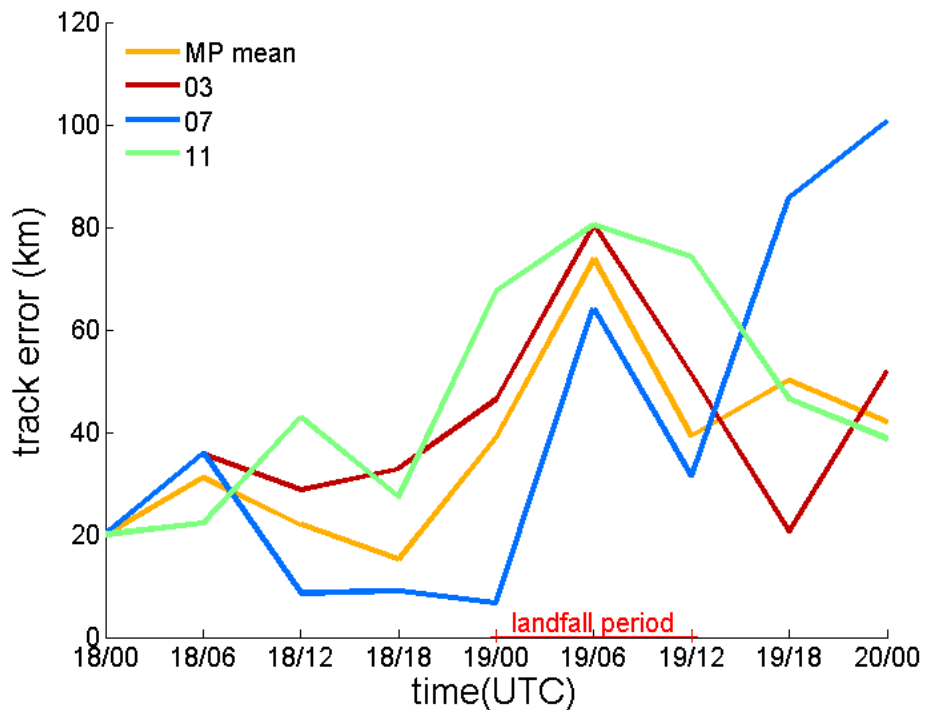
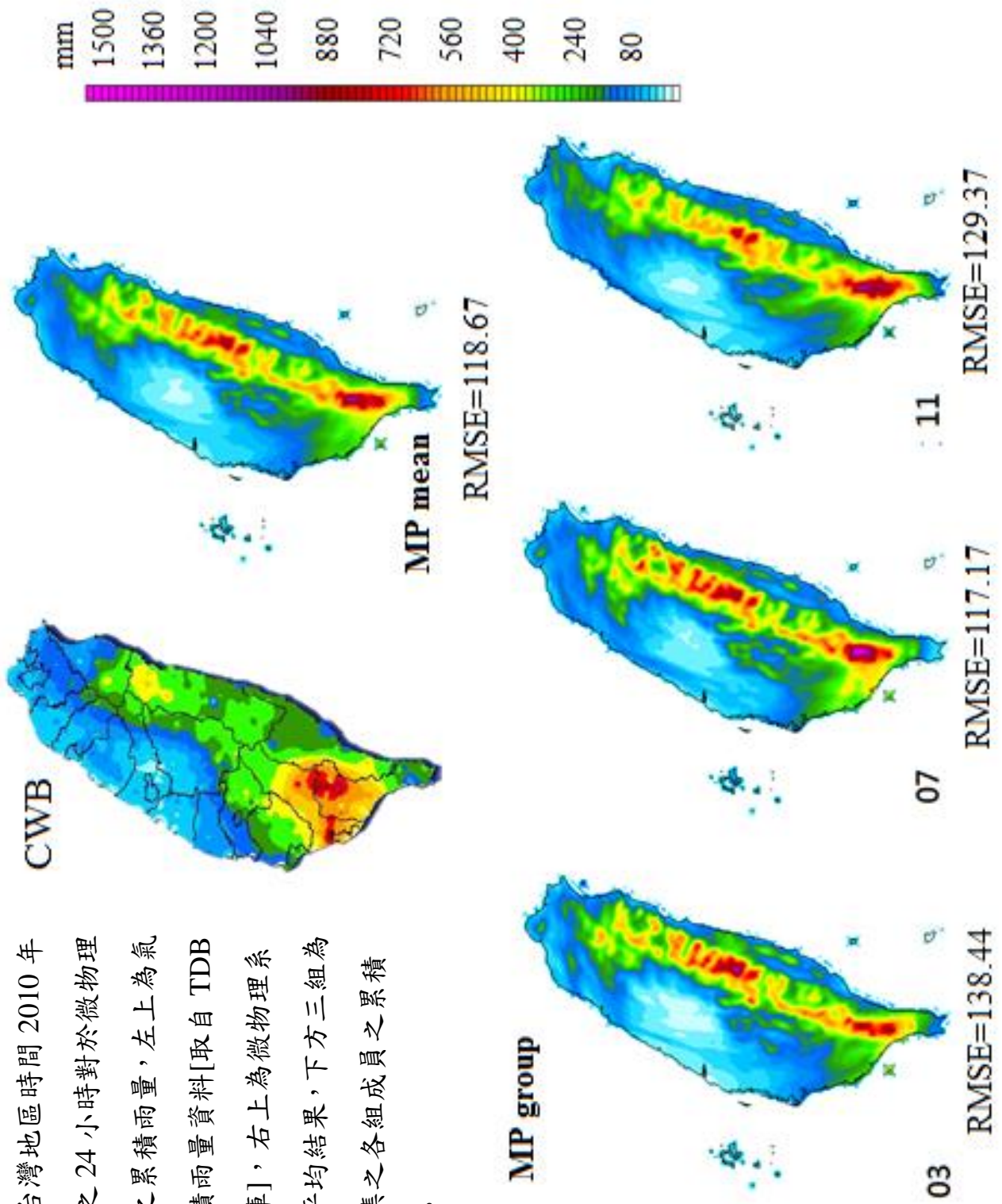


圖 5-14：微物理系集中各成員於之凡那比颱風模擬中之路徑誤差結果。

圖 5-15：台灣地區時間 2010 年 9 月 19 日之 24 小時對於微物理系集成員之累積雨量，左上為氣象局之累積雨量資料[取自 TDB 颱風資料庫]，右上為微物理系集之系集平均結果，下方三組為微物理系集之各組成員之累積雨量結果。



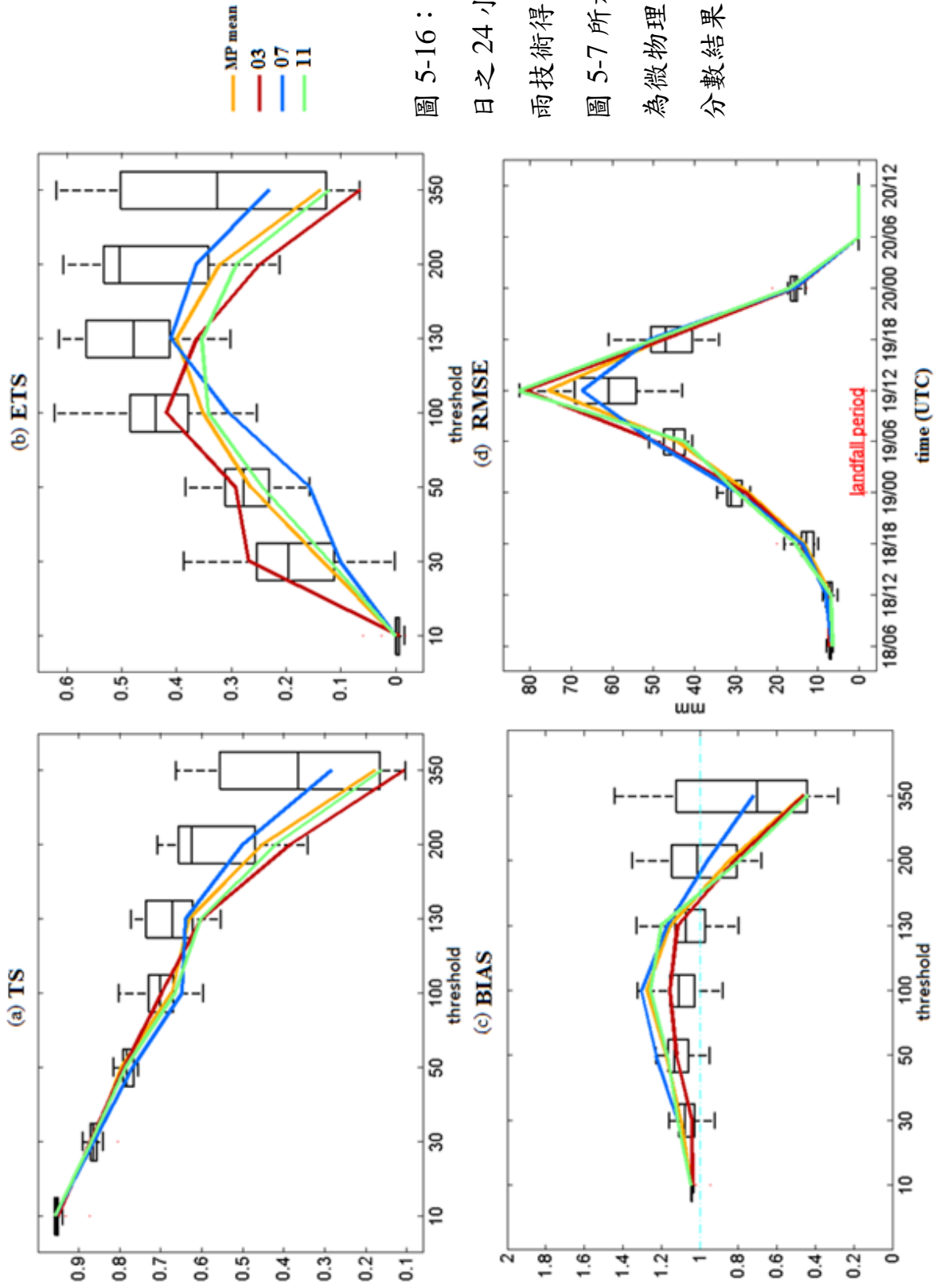


圖 5-16：當地時間 19 日之 24 小時間格的降雨技術得分圖，如前面圖 5-7 所示。橘色實線為微物理系集之平均分數結果。

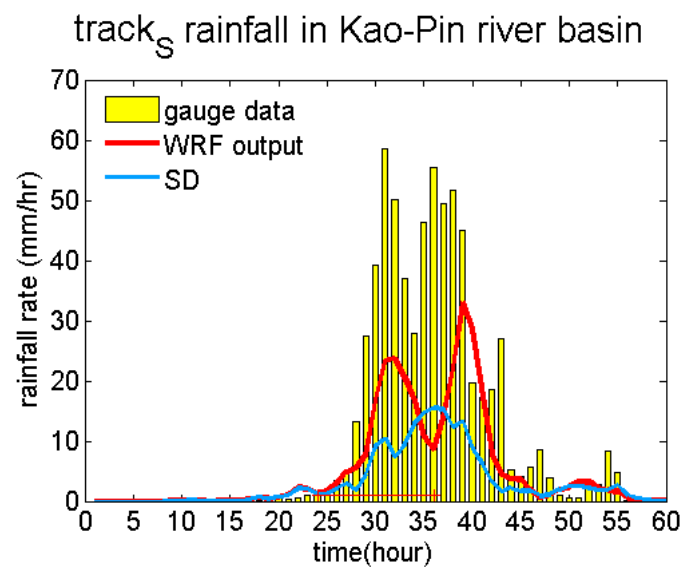
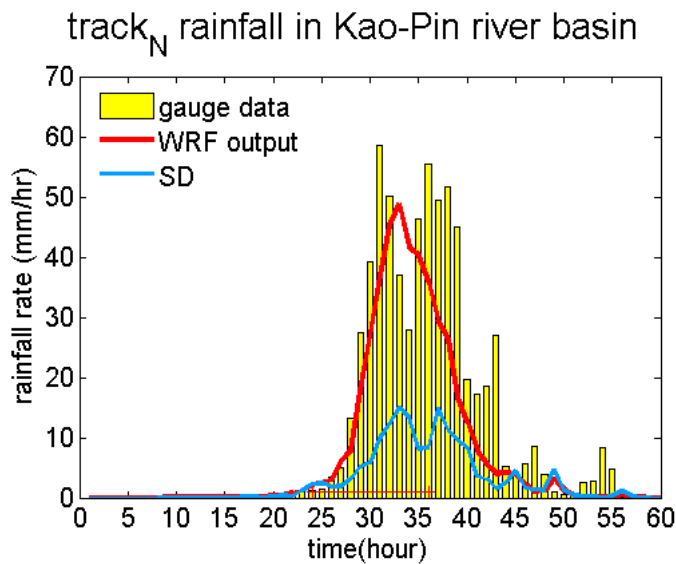
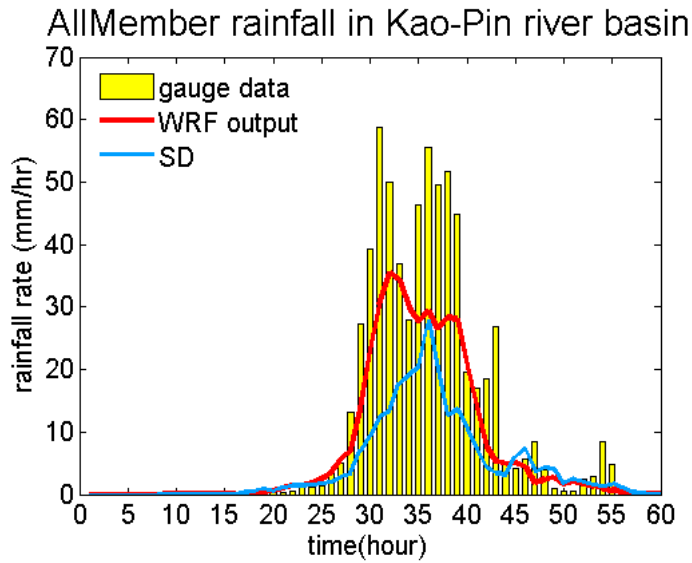


圖 5-17：高屏溪下游集水區之降雨時序圖，長條圖為該地之觀測降雨量，紅色線為不同的 WRF 模式系集輸出雨量。

(a) 24 組系集平均結果、
 (b) 路徑偏北的系集以及
 (c) 路徑偏南的系集組合。

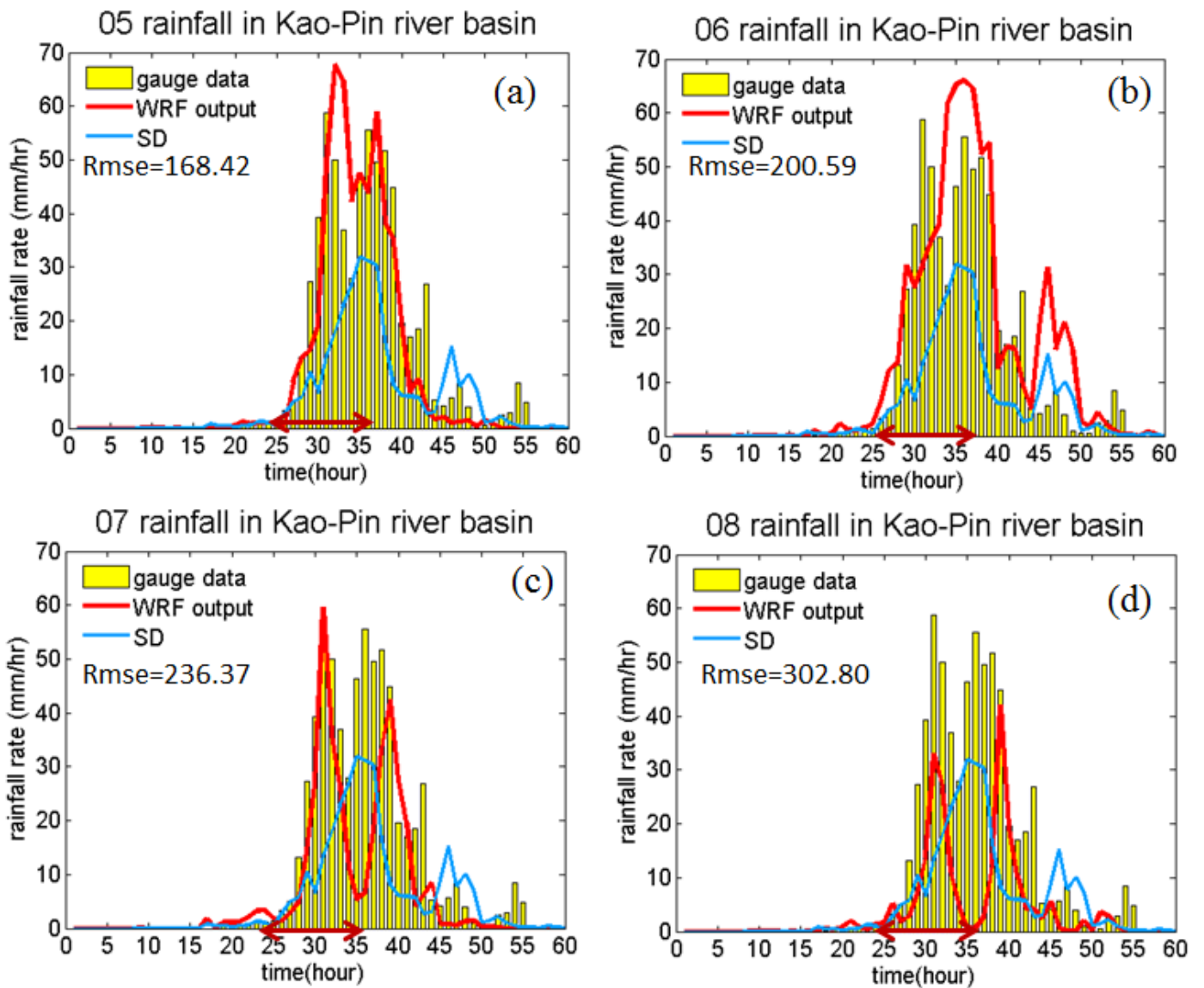


圖 5-18：各組積雲系集成員之高屏溪下游集水區之降雨時序圖，圖說如圖 5-17，各圖分別為(a)成員 05、(b)成員 06、(c)成員 07 以及(d)成員 08。

2d Flow Sequence Diagram in Wanda bridge

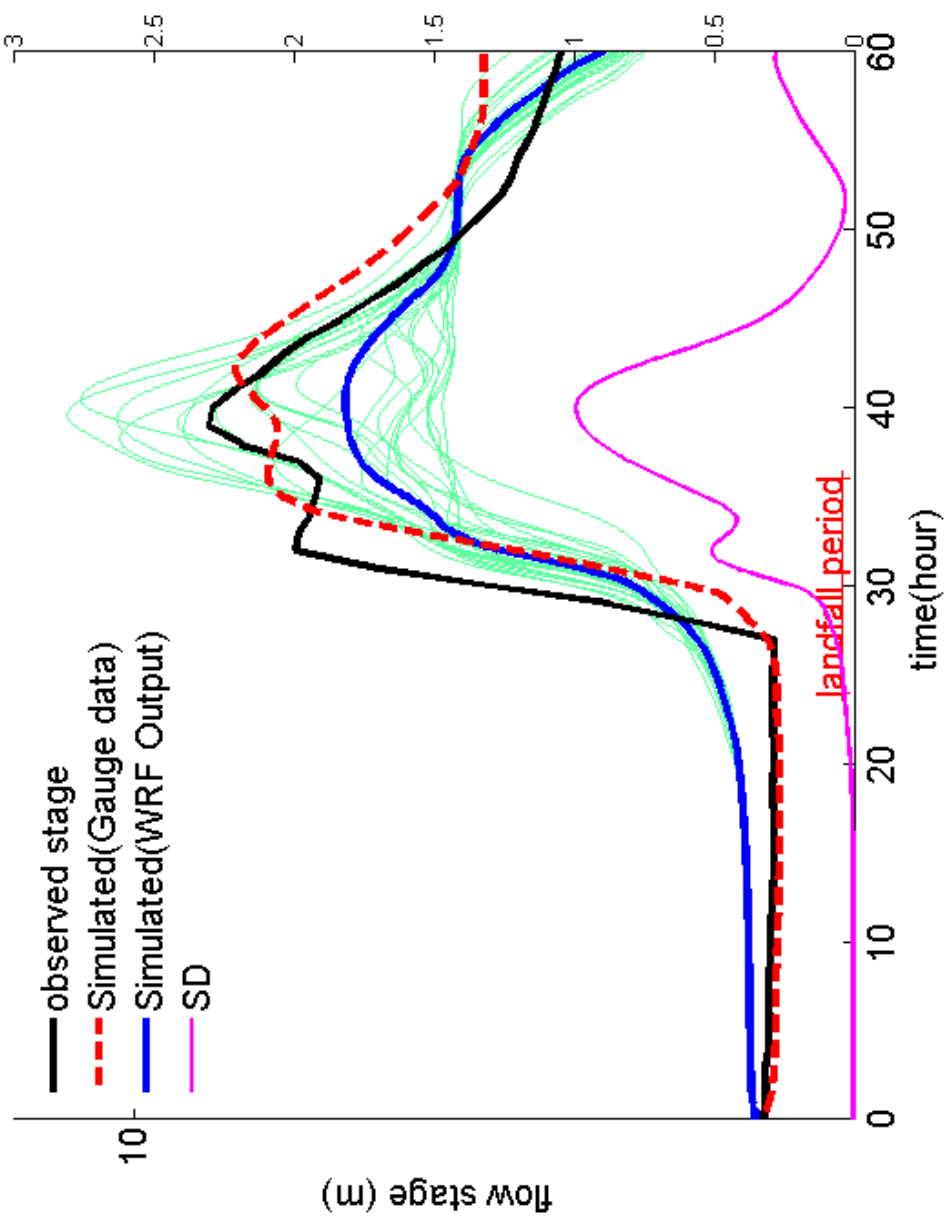


圖 5-19：模擬時間 0-60 小時之高屏溪萬大大橋站水位時序圖，黑色實線為觀測水位[取自第七河川局水文資料]，紅色虛線為以觀測雨量模擬之水位，箱形圖為帶入 24 組系集降雨之水位結果分佈，藍色線為 24 組系集平均降雨得到的水位模擬結果。

Stage hydrographs for track ensemble

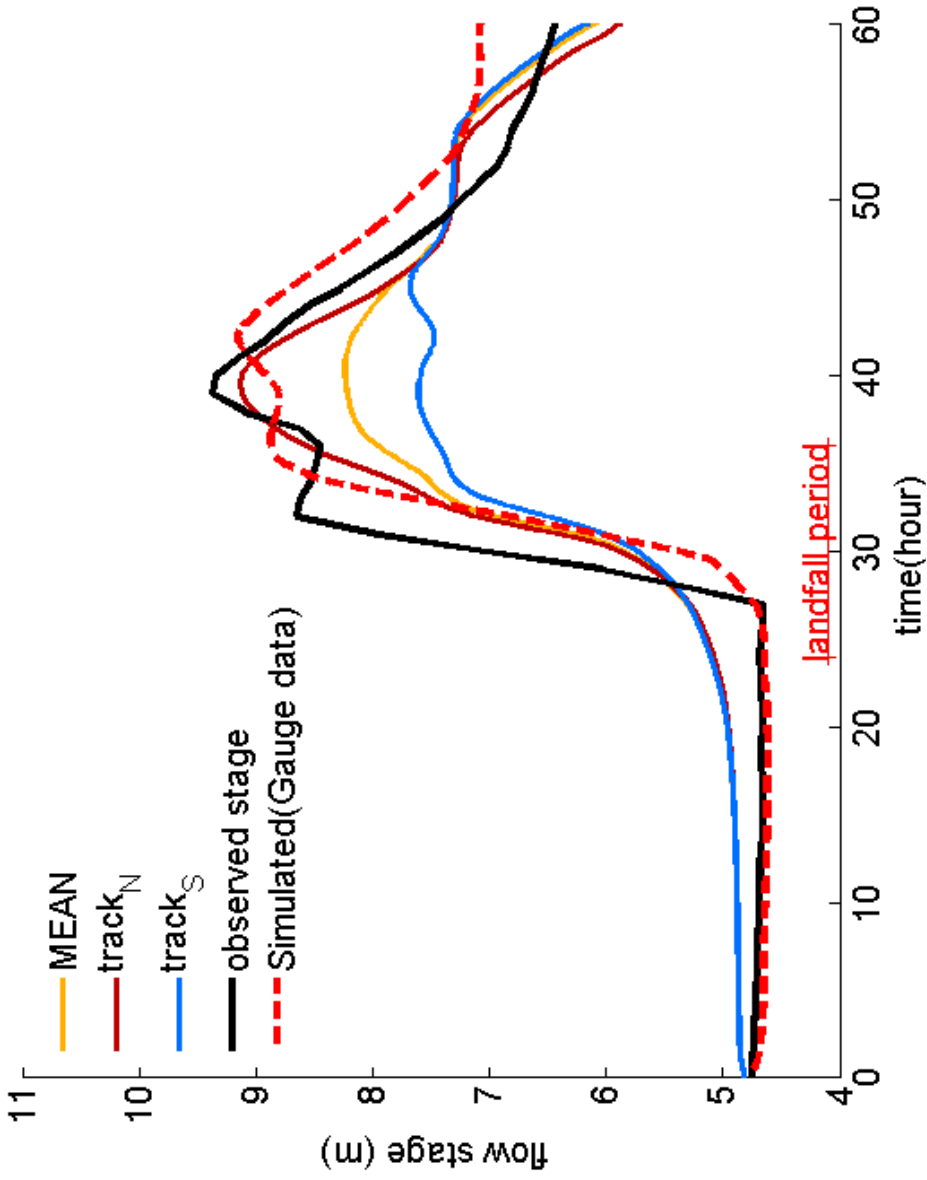


圖 5-20: 路徑系集降雨於 WASH123D 模式中之模擬時間 0-60 小時之高屏溪萬大大橋站水位時序圖，各色線分別為觀測水位(黑色實線)，以及使用不同雨量輸入之水位模擬結果：觀測雨量(紅色虛線)，24 組系集平均降雨(黃色實線)，偏北徑系集降雨(紅色實線)，以及偏南徑系集降雨(藍色實線)。

Stage hydrographs for cumulus ensemble

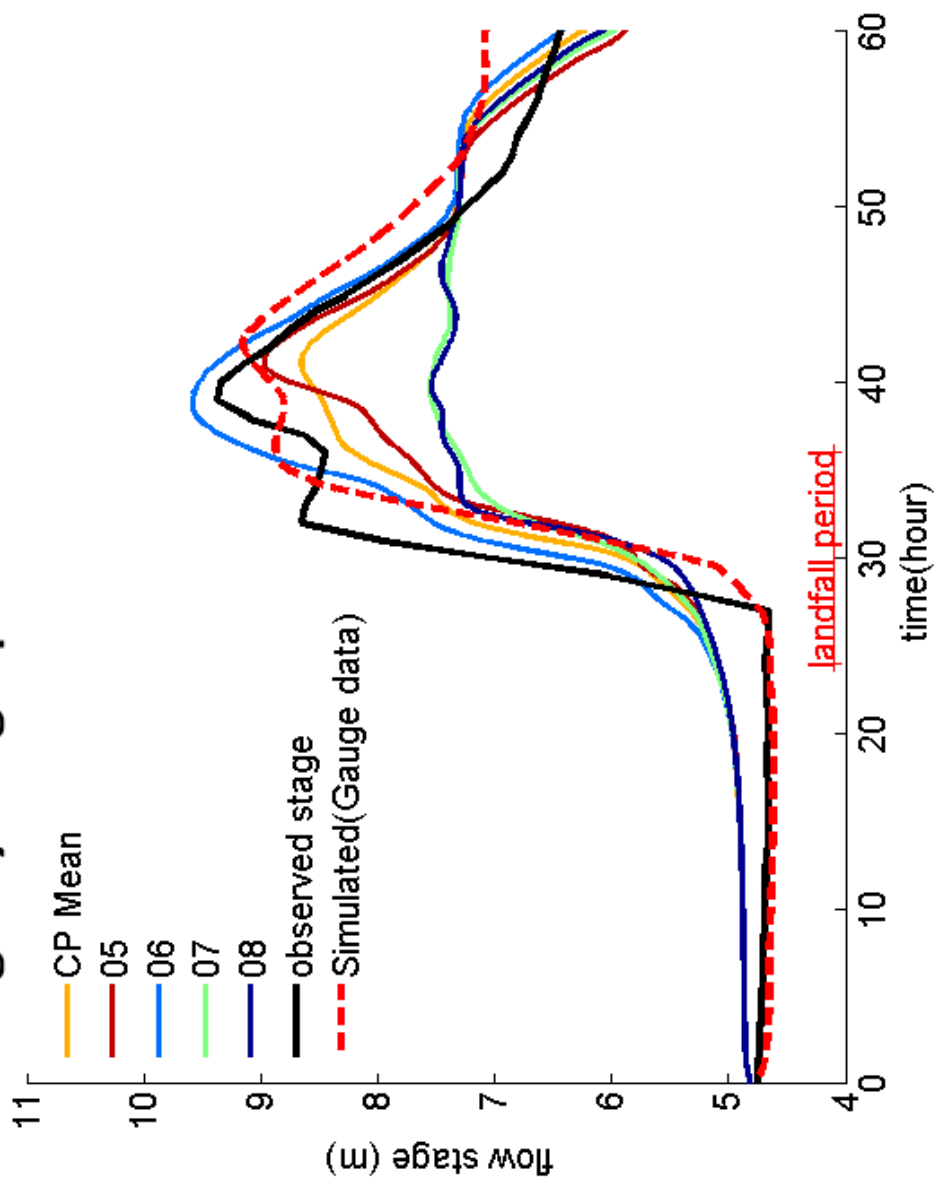


圖 5-21：使用積雲系集之降雨，模擬時間 0-60 小時之高屏溪萬大大橋站水位時序圖，如前面圖 5-19 所標示。