

國立中央大學

水文與海洋科學研究所
碩士論文

雷達推估降雨於石門水庫霞雲集水區
之流量模擬研究

River-Runoff Simulations over the Xia-Yun Watershed Using
Four Radar-Estimated Rainfall Algorithms

研究生：方裕仁

指導教授：楊明仁 博士

中華民國 九十八年 六月



國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(98 年 4 月最新修正版)

本授權書所授權之論文全文電子檔(不包含紙本、詳備註 1 說明)，為本人於國立中央大學，撰寫之碩/博士學位論文。(以下請擇一勾選)

- ()**同意** (立即開放)
- ()**同意** (一年後開放)，原因是：_____
- ()**同意** (二年後開放)，原因是：_____
- ()**同意** (三年後開放)，原因是：_____
- ()**不同意**，原因是：_____

以非專屬、無償授權國立中央大學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、公開陳列、與發行，或再授權他人以各種方法重製與利用，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：_____ 方裕仁 _____ 學號： 956205001
論文名稱： 雷達推估降雨於石門水庫霞雲集水區之流量模擬研究 _____

指導教授姓名： _____ 楊明仁 _____

系所： _____ 水文與海洋科學研究 _____ 所 博士班 碩士班

日期：民國 98 年 7 月 22 日

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，應依著作權法相關規定辦理。

國立中央大學碩士班研究生

論文指導教授推薦書

水文與海洋科學學系/研究所 方裕仁

研究生所提之論文 雷達推估降雨於石門水庫霞雲集水區之流量模擬研究 係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授

楊明仁

(簽章)

98年7月22日

國立中央大學碩士班研究生
論文口試委員審定書

__水文與海洋科學_學系/研究所__方裕仁__

研究生所提之論文__雷達推估降雨於石門水庫
霞雲集水區之流量模擬研究__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

廖宇慶

李明旭

楊明仁

中華民國 九十八 年 六 月 十九 日

摘要

台灣位處於西太平洋熱帶氣旋發展最旺盛的區域，每年颱風季節所造成的豪大雨雖然為台灣帶來賴以為生的水資源，但是時常的嚴重的人員傷亡以及經濟上的損失。一般水文模式模擬流量是使用實際觀測雨量搭配降雨內插方式輸入雨量資料結果，其空間分佈並不一定代表當時大氣降雨分佈情況，且觀測雨量的時間解析度較低，可能會因此造成誤差。因此本論文研究中使用雷達參數搭配降雨關係式做降雨推估，並且輸入至水文模式(CASC-2D)模擬石門水庫霞雲集水區河川逕流。

2001年納莉颱風個案使用中央氣象局五分山雷達站雷達回波資料搭配回波-降雨關係式推估降雨，降雨推估結果與觀測雨量比較有低估的現象，經由雷達修正參數(修正值 3.77)修正後降雨推估結果有明顯改善。另外將雷達推估降雨輸入至水文模式模擬流量結果可以看出越上游模擬流量相較於觀測雨量搭配內插方式有較好的結果，使用雷達推估降雨顯示於空間分佈上有較好的表現。

2005年龍王颱風及2006年碧利斯颱風個案使用中央大學大氣物理研究所雙偏極化雷達資料，利用多種雷達參數推估降雨並且輸入至水文模式模擬流量。於2005年龍王颱風個案使用 K_{DP} 雷達參數推估降雨降雨峰值雖然與觀測雨量比較低估 40%，但相較於其他雷達參數推估降雨有較好的雨量推估結果，且輸入至水文模式模擬流量結果 K_{DP} 雷達參數推估降雨較接近實際觀測流量。2006年碧莉斯颱風使用 K_{DP} 、 Z_H 、DSD 等雷達參數推估降雨皆明顯低估降雨，而 Z_{DR} 雷達參數推估降雨則較接近於實際觀測雨量值。利用 Z_{DR} 雷達參數推估降雨模擬流量結果，洪峰流量值高估實際觀測流量約 30~40%。

關鍵字：霞雲集水區、雷達推估降雨關係式、颱風、CASC-2D

Abstract

The heavy rainfalls associated with typhoons often induce severe flooding, and cause a great loss of human lives in Taiwan. The hydrological model usually takes the observational rainfall data as an input, but the spatial distribution of rainfall is not the same as the distribution of atmospheric circulation, and lower time resolution of observed rainfall data may cause errors. In this thesis research, we use the rainfall data estimates by the radar-rainfall relationship to drive the hydrological model (CASC-2D) to simulate the river-runoff.

We have used the radar data of Typhoon Nari (2001) observed by the Wu-fen Shan WSR-88D weather radar. Results show that the rainfall estimated by radar-rainfall relationship is lower than the observed rainfall. A correction factor of 3.77 for the radar-estimated rainfall is suggested to use to improve rainfall estimation.

The simulated river runoff using the radar-estimated rainfall is in better agreement with observed runoff in the upstream region of the Shinmen watershed area. For Typhoons Longwong (2005) and Bilis (2006), the now dual-polarimetric radar data is used, and several radar-observed parameters are used to estimate rainfall and the corresponding runoff. For Typhoon Longwong, the K_{DP} -estimated rainfall is in better agreement with the observed rainfall, compared to estimated rainfalls by other radar parameters, although it is still under-estimated by 40%. As a result, the predicted river runoff by the K_{DP} -estimated rainfall is in better agreement with the observed runoff. For Typhoon Bilis, the Z_{DR} -estimated rainfall is closed to the observed rainfall, and the estimated rainfalls by other radar parameters (K_{DP} , Z_H , and DSD) are all significantly lower than the observation. The predicted peak runoff by the Z_{DR} -estimated rainfall is higher than the observed peak runoff by 30-40% in

Typhoon Bilis.

Keyword: Xia-Yun watershed, the radar-estimated rainfall, typhoons,
CASC-2D.

致謝

“呼~~”這是最想要說的一個字，終於結束這三年的學業，放下了心中的一小塊石頭。首先要感謝家人供給我不愁吃穿，讓我可以安心專心致力於學業上。感謝指導老師楊明仁老師，知道自己並不是一個很聰明的學生，但是老師仍然很耐心的教導，讓我能夠不斷的於研究上更為精進，也時時提醒要對自己有信心，也要感謝口試委員李明旭老師還有廖宇慶老師，很細心的告訴我哪裡邏輯上的問題，要加以改進的部份以及對於未來研究的寶貴經驗。

還記得剛進大學的時候，就設定好目標一定要推甄上中央大學，從大一到大四雖然有打工、社團，但唸書從不間斷過，課程時間排的很多也排得相當緊湊。現在我要從中央大學畢業，老實說心理很不捨，畢竟這裡有著我很多很多很多很多~~~的回憶：八年前地科營、七年前的地球科學子計畫、五年前的兩屆佛學營隊輔、三年前剛進入水文所的青澀模樣...。在水文所這三年...說長不長說短不短，跟自己研究室的學長姊、學弟妹們(青麟學長、小玲學姐、廖董、廖太、林大頭、傅大姐、joray、嗡嗡、文彬、伊筠、登登)玩在一塊，也時常的鼓勵我，覺得我一個很棒的實驗室裡、很棒的氣氛、很讚的人。各個實驗室學長姊、學弟妹(KK 老師實驗室:皓哥、漢杰、秉哥、子嫻、峻翔、文程、小藍、國堯;隋老師實驗室:瑜珈、世明、少昆、小雍、怡彤;錢老師實驗室:皓元、大頭、小黃、宇凡;蔡老師實驗室:世明、煜欽、承翰、友詩;李老師實驗室:小堂、奕穎、思達、東東、雁婷;吳老師實驗室:孟廷、妙珊、美惠、東政、孟志;所辦:秀芬、慧琳)帶給了我在研究生涯許多的歡笑、照顧，對你們大聲的說”有你們真好!!!”。謝謝雷達實驗室的大家，在西南氣流實驗計畫學了很多，受到你們很多的照顧。

感謝秀芬，水文所永遠的媽咪，對於所上大大小小的事情都很細心的提供諮詢，也讓整個水文所凝聚力很強。呵呵，能當萬年工讀生我覺得很榮幸。

感謝怡彤，因為有妳讓我的研究生涯充滿了色彩，也給了我最美好的回憶，辦活動總是很貼心的幫忙，心情不好時也會陪我聊聊天，說說心事。雖然不能一起畢業，但是別忘了我們大家一起在武嶺看日出的感動，留下來並不一定不好，最主要要開心的過下去！！

感謝瑋靚，從高中到大學的時候不斷地鼓勵，讓我有繼續下去的動力，真的沒有妳的鼓勵支持，也不會來到中央大學這個大家庭，也不會讓我認識水文所的大家。

很捨不得離開這個給我歡笑、給我溫暖的地方，但相信這不是一個結束，而是另外一個開始，我一定不會忘記這樣的美好時光。

最後想將此論文獻給我最親愛的父母

目錄

摘要.....	I
Abstract.....	II
致謝.....	IV
目錄.....	VI
表目錄.....	IX
圖目錄.....	X
第一章前言.....	1
1.1 研究動機.....	1
1.2 文獻回顧.....	2
1.2.1 雷達降雨估計.....	2
1.2.2 空間及時間解析度.....	4
1.2.3 流量模擬研究.....	4
1.3 論文架構.....	5
第二章 水文模式及雷達參數介紹.....	6
2.1 分散式水文模式(CASC-2D).....	6
2.1.1 漫地流.....	6
2.1.2 漫地流連續方程式.....	7
2.1.3 漫地流動量方程式.....	7
2.1.4 漫地流阻抗定律式.....	8
2.1.5 渠道流.....	8
2.1.6 渠道流連續方程式.....	9
2.1.7 渠道流動量方程式.....	9
2.1.8 曼寧公式.....	9
2.1.9 截留.....	10
2.1.10 入滲.....	10
2.1.11 敏感度分析.....	11

2.1.11.1	水力傳導係數之敏感度分析	11
2.1.11.2	截留參數之敏感度分析	12
2.1.11.3	溼潤毛管壓力之敏感度分析	12
2.1.11.4	不同水文模式比較	13
2.2	雙偏極化雷達參數	13
2.3.1	反射率(reflectivity Z_{HH}, Z_{VV})	13
2.3.2	差異反射率(Differential reflectivity, Z_{DR})	15
2.3.3	差異相位差(Differential phase shift; ϕ_{DP})以及比差異相位差(Specific differential phase shift; K_{DP})	15
第三章	研究方法	17
3.1	研究區域與地理概況	17
3.2	河系分佈	18
3.2.1	凹點填平	18
3.2.2	流向判斷	19
3.2.3	流量累積	19
3.2.4	渠道斷面資料	19
3.2.5	土壤及土地利用資料	20
3.3	降雨強度計算	20
3.3.1	距離平方反比權重法	20
3.3.2	徐昇式多邊形法	21
3.4	邊界條件和初始條件	21
3.5	評估方法	21
3.5.1	皮爾遜相關係數(Pearson moment correlation coefficient,PMC)	22
3.5.2	一致性指數(Index of agreement,IOA)	22
3.5.3	效率係數(coefficiency of efficiency,EFFIC)	23
3.5.4	均方根誤差(Root mean square error)	23
3.5.5	納許-史托克利夫效率係數(Nash-Sutcliffe coefficient of efficiency,NSI)	24
第四章	個案分析及資料來源	25
4.1	颱風個案	25

4.1.1 2001 年納莉颱風	25
4.1.2 2005 年龍王颱風	25
4.1.3 2006 年碧莉斯颱風	26
4.2 資料來源	27
4.2.1 地形資料	27
4.2.2 雷達觀測資料	27
4.2.2.1 五分山雷達	27
4.2.2.2 中央大學雙偏極化雷達	28
4.2.3 雨量資料	28
4.2.4 流量資料	29
第五章 雨量結果分析與討論	30
5.1 2001 年納莉颱風	31
5.2 2005 年龍王颱風	33
5.3 2006 年碧莉斯颱風	36
第六章 流量結果分析	39
6.2 納莉颱風個案流量分析	39
6.3 龍王颱風個案流量分析	40
6.4 碧利斯颱風個案流量分析	43
第七章 結論與建議	45
參考文獻	48
表附錄	51
圖附錄	59

表目錄

表 1:曼寧氏粗糙係數表 (王如意, 2003)。	51
表 2:格林-安普入滲公式參數表(RAWLS ET AL., 1983)。	52
表 3:2001 年納莉颱風雷達推估降雨雨量峰值與模擬流量峰值結果比較	53
表 4:2001 年納莉颱風之不同流量站流量模擬結果評估。	54
表 5:2005 年龍王颱風不同高度之各種雷達推估降雨雨量峰值與模擬流量峰值結果比較。	55
表 6:2005 年龍王颱風於霞雲雨量站之不同高度各種雷達推估降雨評估表。	56
表 7:2005 年龍王颱風於霞雲流量站之不同高度各種雷達推估降雨模擬流量評估表。	57
表 8:2006 年碧利斯颱風不同高度 Z_{DR} 雷達推估降雨模擬流量評估	58

圖目錄

圖 1:水文模式 (CASC-2D) 模擬示意圖。	59
圖 2:截留示意圖。	59
圖 3:入滲示意圖。(改繪於李煜欽, 2006).....	60
圖 4:水力傳導係數敏感度分析。(以 2001 年納莉颱風事件為例, 分別使用不同的水力傳導係數做流量模擬。).....	60
圖 5:截留敏感度分析。	61
圖 6:溼潤毛管壓力敏感度分析。	61
圖 7:不同水文模式於霞雲流量站流量模擬結果比較圖。	62
圖 8:比差異相位差示意圖。	62
圖 9:霞雲集水區於台灣地區位置圖。	63
圖 10:凹點填平示意圖。	63
圖 11:流向判斷示意圖。	64
圖 12:霞雲集水區流向判斷結果圖	64
圖 13:流量累積示意圖。	65
圖 14:霞雲集水區累積流量結果圖。	65
圖 15:渠道斷面示意圖	66
圖 16:距離平方反比法示意圖	66
圖 17:距離平方反比法於霞雲集水區之內插結果圖	67
圖 18:徐昇式多邊形法示意圖	67
圖 19:徐昇式多邊形法於霞雲集水區之內插結果。	68
圖 20:中央氣象局 2001 年納莉颱風 9/16 08:00 UTC 合成雷達回波圖。	68
圖 21:從 1983~2006 年 颱風路徑統計分類圖。	69
圖 22:2001 年納莉颱風之颱風路徑圖。	69
圖 23:中央氣象局 2001 年納莉颱風 9/16 00:00~24:00 UTC 之累積雨量圖。[引用 YANG ET AL.(2008)之圖 6A(OBS)].....	70
圖 24:2005 年龍王颱風之颱風路徑圖。	70
圖 25:中央氣象局 2005 年龍王颱風 10/1 23:00 UTC 合成雷達回波圖。	71
圖 26:中央氣象局 2005 年龍王颱風 10/1 00:00~08:00 UTC 之累積雨量圖。	71

圖 27:2006 年碧利斯颱風之颱風路徑圖	72
圖 28:中央氣象局 2006 年碧利斯颱風 7/14 00:00 UTC 合成雷達回波圖。	72
圖 29:中央氣象局 2006 年碧利斯颱風 7/13 00:00~20:00 UTC 之累積雨量圖。	73
圖 30:中央氣象局 2006 年碧利斯颱風 7/14 00:00~20:00 UTC 之累積雨量圖。	73
圖 31:石門水庫霞雲集水區之 DTM 高程圖.....	74
圖 32:2001 年納莉颱風五分山雷達站高度 4KM CAPPI 雷達回波圖。	74
圖 33:2005 年龍王颱風中央大學大氣物理研究所雙偏極化雷達。	75
圖 34:2006 年碧利斯颱風中央大學大氣物理研究所雙偏極化雷達。	75
圖 35:石門水庫霞雲集水區之雨量站分佈圖。	76
圖 36:石門水庫霞雲集水區之流量站分佈圖。	76
圖 37:使用中尺度大氣模式(MM5)模擬 2001 年納莉颱風登陸時的雷達回波圖。[引用 YANG ET AL.(2008)之圖 14C]	77
圖 38:雷達資料 CAPPI 內插方法。	77
圖 39:STEINER 法判斷對流降水及層狀降水流程圖。	78
圖 40:STEINER 法判斷對流降水及層狀降水示意圖。	78
圖 41:2001 年納莉颱風五分山雷達站之雷達回波推估降雨與霞雲雨量站實際觀測值比 較圖。	79
圖 42:2001 年納莉颱風五分山雷達站之雷達回波推估降雨與高義雨量站實際觀測值比 較圖。	79
圖 43:2001 年納莉颱風五分山雷達站之雷達回波推估降雨與玉峰雨量站實際觀測值比 較圖。	80
圖 44:2001 年納莉颱風五分山雷達站之雷達回波推估降雨與秀巒雨量站實際觀測值比 較圖。	80
圖 45:各相對應雨量站之雷達修正推估雨量 94 小時累積降雨組體圖。	81
圖 46:各對應雨量站之觀測雨量與雷達回波推估降雨散佈圖。	82
圖 47:2005 年龍王颱風於 10 月 1 日 15:02 之 4KM 高度 CAPPI 雷達回波圖。	83
圖 48:2005 年龍王颱風於 10 月 1 日 18:32 之 4KM 高度 CAPPI 雷達回波圖。	83
圖 49:2005 年龍王颱風霞雲雨量站每小時觀測雨量時序圖。	84
圖 50:2005 年龍王颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 K_{DP} 推估降雨與霞雲雨量站 實際觀測值比較圖。	84

圖 51:中央大學雙偏極化雷達與石門水庫霞雲集水區相對應位置及 RHI 觀測資料之方位角。	85
圖 52:2005 年龍王颱風於 10 月 1 日 15:56 方位角為 138.8 度 RHI 雷達回波圖。	85
圖 53:2005 年龍王颱風於 10 月 2 日 06:38 方位角為 138.8 度 RHI 雷達回波圖。	85
圖 54:2005 年龍王颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 Z_H 推估降雨與霞雲雨量站實際觀測值比較圖。	86
圖 55:2005 年龍王颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 Z_{DR} 推估降雨與霞雲雨量站實際觀測值比較圖。	86
圖 56:2005 年龍王颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 DSD 推估降雨與霞雲雨量站實際觀測值比較圖。	87
圖 57:2005 年龍王颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 K_{DP} 推估降雨與玉峰雨量站實際觀測值比較圖。	87
圖 58:2005 年龍王颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 Z_H 推估降雨與玉峰雨量站實際觀測值比較圖。	88
圖 59:2005 年龍王颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 Z_{DR} 推估降雨與玉峰雨量站實際觀測值比較圖。	88
圖 60:2005 年龍王颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 DSD 推估降雨與玉峰雨量站實際觀測值比較圖。	89
圖 61:2005 年龍王颱風總和四種不同雷達參數推估降雨之平均降雨與霞雲實際觀測降雨比較圖。	89
圖 62:2006 年碧莉斯颱風 7 月 13 日 7:14:45 4KM 高度 CAPPI 雷達回波圖。	90
圖 63:2006 年碧莉斯颱風 7 月 13 日 23:08:02 4KM 高度 CAPPI 雷達回波圖。	90
圖 64:2006 年碧利斯颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 K_{DP} 推估降雨與高義雨量站實際觀測值比較圖。	91
圖 65:2006 年碧利斯颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 Z_H 推估降雨與高義雨量站實際觀測值比較圖。	91
圖 66:2006 年碧利斯颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 Z_{DR} 推估降雨與高義雨量站實際觀測值比較圖。	92
圖 67:2006 年碧利斯颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 DSD 推估降雨與高義雨量站實際觀測值比較圖。	92

圖 68:2001 年納莉颱風霞雲流量站雷達回波修正後的流量模擬與觀測流量結果比較圖。	93
圖 69:2001 年納莉颱風高義流量站雷達回波修正後的流量模擬與觀測流量結果比較圖。	93
圖 70:2001 年納莉颱風玉峰流量站雷達回波修正後的流量模擬與觀測流量結果比較圖。	94
圖 71:2001 年納莉颱風秀巒流量站雷達回波修正後的流量模擬與觀測流量結果比較圖。	94
圖 72:2001 年納莉颱風霞雲集水區空間降雨分佈圖及模擬水位結果圖。	95
圖 73:2005 年龍王颱風霞雲 K_{DP} 雷達推估降雨流量於不同高度的 CAPPI 比較圖。	96
圖 74:2005 年龍王颱風霞雲 Z_H 雷達推估降雨流量於不同高度的 CAPPI 比較圖。	96
圖 75:2005 年龍王颱風霞雲 Z_{DR} 雷達推估降雨流量於不同高度的 CAPPI 比較圖。	97
圖 76:2005 年龍王颱風霞雲 DSD 雷達推估降雨流量於不同高度的 CAPPI 比較圖。	97
圖 77:2005 年龍王颱風四種雷達參數推估降雨平均雨量之模擬流量於不同高度 CAPPI 比較圖。	98
圖 78:2005 年龍王颱風霞雲集水區空間雨量分佈圖及模擬水位結果圖。	99
圖 79:2006 年碧利斯颱風高義 K_{DP} 雷達推估降雨流量於不同高度的 CAPPI 比較圖。	100
圖 80:2006 年碧利斯颱風高義 Z_H 雷達推估降雨流量於不同高度的 CAPPI 比較圖。	100
圖 81:2006 年碧利斯颱風高義 DSD 雷達推估降雨流量於不同高度的 CAPPI 比較圖。	101
圖 82:2006 年碧利斯颱風高義 Z_{DR} 雷達推估降雨流量於不同高度的 CAPPI 比較圖。	101
圖 83:2006 年碧莉斯颱風霞雲集水區空間雨量分佈圖及模擬水位結果圖。	102

第一章前言

西北太平洋為全球熱帶氣旋發展最旺盛的地區，全年平均約 27 個颱風於此處生成。台灣正好位於西北太平洋地區，因此每當颱風季節(約 7~10 月份)時常帶來充沛的雨量，為台灣地區重要的水資源來源之一。但由於台灣地勢高低起伏相當大，地形海拔高 1000 公尺的地區，佔台灣總面積的 39.1%，河水從源頭順流而下只需要半天的時間即流入海中，因此在水源上的儲蓄則是相當重要的，所儲蓄下來的水量可以維持秋冬季之用。雖然颱風會帶來充沛的雨量以提供各種生活上用水需求，但遭受到磅礴的雨勢以及強風的侵襲肆虐，再加上台灣山脈土質脆弱極易崩塌的特性以及河川的坡陡流急，使得山區容易有土石崩落及土石流的發生，進而造成溪流河道含沙量提高較易阻塞，導致河水氾濫，使得人員傷亡以及經濟嚴重損失。就統計上計算台灣地區因為颱風所造成的經濟、農業與建築物上的損失，平均每年都有數十億元以上。因此颱風災害的防災措施上，除了建造河道防護結構物(如堤防、攔沙壩等)等治標的措施外，更需要有精確的洪水預報能力及即時洪水預報警告系統的建置以實現治本之目標。

1.1 研究動機

台灣地區年平均降雨量約為 2500 公釐以上，相較於世界其他地區有著較多的降雨。夏秋季的颱風及梅雨季節帶來充沛降雨，受到台灣地形的影響，山區地形坡陡流急。當降雨落到地面之後，因為入滲不及容易造成河川水位爆漲;若加上山坡地的過度開發導致土質變得鬆散結構不緊密，則會加重土石流、山崩等等的發生的機率，進而造成災害的產生。

本論文研究中因為雨量觀測站資料於空間以及時間解析度不佳，山區部份的雨量站較為稀少，為了改善雨量觀測站的空間及時間上解析度的不足，吾人利用中央氣象局五分山雷達站 WSR-88D(NEXRAD)機型雷達資

料，搭配回波-降雨關係式來推估降雨，並輸入到水文模式(CASC-2D)以模擬流量。研究中挑選 2001 年納莉颱風個案，藉以討論五分山雷達的資料推估降雨於石門水庫集水區上流量模擬與雨量觀測模擬流量結果比較的適用性。

但由於五分山雷達的回波值可能會受到地形以及距離影響而產生訊號回波衰減的問題，因此本研究利用中央大學大氣物理研究所的雙偏極化雷達資料的多種參數(Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} ...等)推估雨量，討論各種雷達參數對於雨量的估算能力。將各種雷達參數搭配降雨轉換公式得到降雨資料，並且將雨量估算資料輸入到分散式水文模式(CASC-2D)做流量的模擬，最後再與觀測雨量所模擬的流量做比較。在研究中挑選 2005 年龍王颱風以及 2006 年碧利斯颱風，討論何種雷達觀測參數對於流量的模擬有較好的結果及預測能力。

1.2 文獻回顧

1.2.1 雷達降雨估計

張 (2002)之論文研究提到傳統的雷達推估降雨方法必須經由雷達回波與地面雨量站之降雨量比較找出相關性，其缺點在於雷達資料屬於瞬時資料，而地面雨量站之降雨量紀錄有時候是每小時累積降雨(如北水局的雨量觀測資料)，其時間差異性較大容易在計算上產生誤差，若考慮雨滴粒徑分佈特性較無此問題，因此可以藉由雨滴粒徑分佈討論 Z-R 關係式之 A、b 係數對於不同降雨量的表現。為了找出降雨率與雷達回波強度的 Z-R 關係式，他使用中央氣象局五分山雷達站資料以及中央大學氣象觀測站之雨滴譜儀(2D-video distrometer)做分析。研究中由 2001 年納莉颱風雷達及雨滴譜資料看出，相同的降雨率會因為雨滴粒徑分佈不同而產生不同的雷達回

波，顯示雨滴粒徑(Raindrop Size Distribution; DSD)會影響到雷達回波推估降雨率。結果發現當降雨量低於 15mm/hr 時，其 A、b 係數變異性相當大。因此以雷達回波 44dBZ 為分界平均出兩組 Z-R 關係式，當雷達回波大於 44dBZ 時，A 為 268.9，b 為 1.34;若小於 44dBZ 時，A 為 302.6，b 為 1.28。另外他的論文中也提到地面雨量站與其上空之雷達回波估計降雨的比較，雷達回波有低估 3.3dBZ 的現象，因此修正過後的回波是有明顯的改善。

楊 (2004)之碩士論文研究利用中央氣象局五分山雷達站的雷達資料，搭配雷達降雨估計方法以推估雨量，研究石門水庫集水區之降雨情況。藉由雷達資料於空間及時間有著高解析度的優點，針對雷達推估降雨與地面雨量站搭配五種空間統計內插方式資料，計算石門水庫集水區降雨總量的比較。研究結果顯示不論使用何種空間統計內插方式，其降雨極值必定在觀測雨量站所在之網格，但由集水區每小時平均雷達回波結果可以看出雷達回波的極值並不定位於地面雨量站之上空。另外，討論地面雨量站與其上空之雷達推估降雨之比較，可以看到石門水庫 15 個雨量站資料與雷達資料之相關係數大約在 0.3~0.65 之間，台北市 13 個雨量站資料與雷達資料之相關係數大約在 0.5~0.8 之間，顯示在山區雷達推估降雨會受到地形的影響而導致誤差，因此必須適當的做雷達回波修正，石門水庫集水區各 15 個雨量站上方之雷達回波大約需要修正 5~7dBZ，而台北市 13 個雨量站上方之雷達回波大約需要修正 3~5dBZ。

紀 (2005)之碩士論文研究使用中央大學大氣物理研究所雙偏極化雷達資料，目的是建立一套雷達資料處理流程，經由雷達回波參數的修正，包括系統偏移修正以及雷達回波衰減修正後，將其參數應用於不同的雷達回波參數推估降雨。在此篇研究挑選 2005 年南馬都颱風，經由雷達回波參數推估降雨的雨量結果與地面觀測站做比較，可以看出經過能量衰減和系統偏移修正的雷達資料可以明顯改善降雨量的推估，表示原始的雷達觀測資

料是必須做修正。另外，使用比差異相位差(K_{DP})推估降雨結果較使用 Z_H 推估降雨的結果問題較少，在推估雨量的結果皆反應出一致的情況。

1.2.2 空間及時間解析度

Werner et al.(2005)主要使用 Ensemble Streamflow Prediction (ESP) 水文模式以及 National Centers for Environmental Prediction (NCEP)中的 Medium-Range Forecast model(MRF)大氣模式模擬美國克羅拉多州內的一個集水區。由於大氣模式網格較粗，水文模式空間解析度較細，因此必須將大氣模式模擬出的資料做降尺度(down-scaling)，方能帶入水文模式以模擬集水區之流量。在此篇研究中提到使用大氣模式做降尺度不僅會有觀測誤差也會有模式誤差，這種降尺度的問題是目前大氣模式輸入至水文模式重要的研究議題之一。

1.2.3 流量模擬研究

Julie et al.(2007)檢驗高解析度都卜勒雷達(WSR-88D)資料估計降雨，搭配分散式水文模式(TheNetwork Model)以進行模擬都市集水區(Dead run)流量的可行性及適用性之研究。研究中挑選十個降雨事件，利用集水區測站觀測雨量於降雨事件的總雨量值雷達推估降雨在降雨事件佔總降雨量值之比，以修正雷達推估降雨值。結果有八個個案低估降雨，兩個為高估降雨；經過降雨修正後再輸入至分散式水文模式，可以改善都市區流域之流量估計。由此可知其雨量站觀測值可改善在集水區上雷達估計降雨的平均累積降雨量，而雷達觀測可以改善降雨強度的空間及時間解析度。此外，要改善流量預測，除了需進行降雨量修正外，準確的初始土壤含水量以及地表地貌資料也是重要的因素。

陳 (2005)之碩士論文研究參考 Li et al.(2005)的研究方法，研究中使用

中尺度大氣數值預報模式(MM5)模擬桃芝(2001)、敏督利(2004)以及艾利(2004)颱風於石門水庫霞雲集水區以及德基水庫松茂站上游的集水區的降雨情況，並且將模式模擬雨量結果輸入至水文模式(FLO-2D)模擬集水區之逕流。由水文模式(FLO-2D)模擬逕流結果與觀測流量比較發現到較大的誤差，可能原因為大氣模式(MM5)以及水文模式(FLO-2D)網格解析度不同、實際與模擬的颱風路徑結果不同、大氣模式(MM5)有無做颱風值入會影響到颱風降雨分佈以及降雨量，另外於水文模式(FLO-2D)上有無考慮基流或是地下水的補注。

1.3 論文架構

本論文研究主要分成七個章節，第一章為前言部分，簡單介紹目前台灣地區的現況。第二章為水文模式以及雷達參數介紹，介紹本研究中所使用的分散式水文模式(CASC-2D)。第三章為研究方法，主要介紹研究地區的概況、水文模式的前置作業以及結果評估方式。第四章主要為個案介紹，介紹本研究中所挑選的三個颱風個案以及資料來源說明。第五章為雨量結果分析，利用雷達降雨估計的降雨量討論各個個案推估雨量結果與實際雨量站的差異。第六章為流量結果分析，將其雷達推估降雨雨量值輸入到水文模式模擬流量結果分析。最後第七章為結論與建議。

第二章 水文模式及雷達參數介紹

2.1 分散式水文模式(CASC-2D)

本研究使用美國科羅拉多州州立大學土木工程系(Department of Civil Engineering, Colorado State University ; CSU)由 Professor Julien 於 1995 年所發展的二維階梯狀地表逕流與土壤沈積水文模式(The Cascade 2 dimensional sediment model ; CASC2D-SED) (Julien et al. 1995; Rojas et al., 2003)，如圖 1 所示。數值方法時間上是以前項有限差分(forward differencing)，空間上是以中項差分(central differencing)為主，其模式為正方形的網格大小，每個網格大小有八個不同的流向可利用地表的起伏高低判斷流向，其模式遵守質量守恆定理。其可以在 Linux 系統執行，模擬降雨所造成的河川逕流以及水位高度。逕流模擬上使用擴散波方程式，另外漫地流計算部份是以連續方程式配合動量方程式及經驗公式求解。由於集水區的面積通常廣達數十公里，而河道深度最多是數十公尺，因此在此模式之中使用淺水近似，即忽略了河道在垂直方向的變化，故壓力也使用靜水壓力，可將三維方程式簡化為二維的方程式。以下針對漫地流、渠道流、入滲等方程式做進一步說明。

2.1.1 漫地流

漫地流在本模式的計算上，主要使用連續方程式配合動量方程式及經驗公式求解。因研究的區域面積廣達幾百公里，而水深的變化則只有數公尺，水平與垂直方向差距甚大。若垂直尺度與水平尺度比值遠小於 1 時，壓力隨高度變化相對於水位隨時間的變化可以忽略，則可得到靜力平衡 (Hydrostatic approximation);再由動力邊界條件(dynamic boundary condition)得知，液面上的壓力為一常數，此常數即為靜水壓。此等假設方式為淺水

條件(shallow water assumption)，可將三維方程式簡化為二維方程式。

2.1.2 漫地流連續方程式

根據質量守恆定律(Mass Conservation Law)和雷諾轉換定理(Reynold Transport Theorem)，在任意控制體積內流體質量隨時間的變化量會等於通過控制體積表面的流體淨流出量。若以地表當做其控制體積，並且考慮入滲及截留，則可得到漫地流的連續方程式：

$$\frac{\partial h_{ov}}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = e(x, y, t) \quad (2.1)$$

而在方程式中，

$$e(x, y, t) = r_{it}(x, y, t) - f(x, y, t) \quad (2.2)$$

h_{ov} 為漫地流的水深[L]、 q_x 為 x 方向單位寬度流量[L²/T]、 q_y 為 y 方向單位寬度流量[L²/T]， $e(x, y, t)$ 為超滲降雨強度[L/T]、 $r_{it}(x, y, t)$ 為降雨經過截留計算後的穿落強度[L/T]、及 $f(x, y, t)$ 為入滲率[L/T]。

2.1.3 漫地流動量方程式

根據雷諾傳輸定理(Reynold Transport Theorem)以及納維兒-斯多克斯方程(the Navier-Stokes equations)為基礎，經過淺水近似， x 、 y 方向的漫地流動量方程式可以簡化為：

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = gS_{ox} - gS_{fx} - g \frac{\partial h_{ov}}{\partial x} \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = gS_{oy} - gS_{fy} - g \frac{\partial h_{ov}}{\partial y} \quad (2.4)$$

其中， u 為 x 方向流速[L/T]、 v 為 y 方向流速[L/T]、 g 為重力加速度[L/T²]、 S_{ox} 為 x 方向地表坡降、 S_{oy} 為 y 方向的地表坡降、 S_{fx} 為 x 方向的摩擦坡降、 S_{fy} 為 y 方向的摩擦坡降、 h_{ov} 為地表水深[L]。而因為模式中的漫地流為淺水

自由液面流，對於此淺水自由液面流重力項的影響相對於其他項較為顯著，故可以忽略掉慣性力項。考慮迴水效應保留壓力梯度項(Rojas et al.,2003)，因此可表示為：

$$S_{fx} = S_{ox} - \frac{\partial h_{ox}}{\partial x} \quad (2.5)$$

$$S_{fy} = S_{oy} - \frac{\partial h_{oy}}{\partial y} \quad (2.6)$$

2.1.4 漫地流阻抗定律式

由於動量方程式為非慣性波方程式的緣故，造成所待解的變數有五個，但卻只有連續方程式、X 及 Y 方向的動量方程式，為了解決此問題加入 X、Y 方向的阻抗定律式(resistance law)來滿足五個方程式解五個未知數的條件。阻抗定律式主要的作用為計算地表逕流流量，與曼寧經驗公式類似，其公式如下：

$$q_x = \frac{S_{fx}^{1/2}}{n} h_{ov}^{5/3} \quad (2.7)$$

$$q_y = \frac{S_{fy}^{1/2}}{n} h_{ov}^{5/3} \quad (2.8)$$

其中， q_x 為 x 方向的單位寬度流量[L/T]、 S_{fx} 為 x 方向的水力坡降、 q_y 為 y 方向的單位寬度流量[L/T]、 S_{fy} 為 y 方向的水力坡降、 n 為曼寧粗糙係數、 h_{ov} 為漫地流水深[L]。

2.1.5 渠道流

與漫地流的計算方式相似，使用連續方程式以及經驗公式求解。由於渠道長度遠大於渠道寬度和水深，忽略渠道寬度和水深的變化，因此使用淺水假設且只考慮渠道長度的變化，壓力項的靜水壓為常數，將渠道流方

程式簡化成一維方程式，並且假設渠道形狀為矩形。

2.1.6 渠道流連續方程式

由質量守恆可知，渠道水位的變化量加上其 x 方向的靜出流量等於漫地流注入渠道的流量，因此可寫成渠道流連續方程式：

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q_c}{\partial x} = q_{ov} \quad (2.9)$$

其中，A 為渠道斷水面積[L²]、t 為時間[T]、Q_c 為渠道流量[L³/T]、x 為渠道長度、q_{ov} 為漫地流注入渠道的流量[L²/T]。

2.1.7 渠道流動量方程式

與漫地流相似，因渠道流為自由液面，重力項的影響相較於其他項顯著，所以同樣可以忽略慣性力項並且考慮回水效應，可寫成渠道流 X 方向的動量方程式：

$$S_{fx} = S_{ox} - \frac{\partial h_{ch}}{\partial x} \quad (2.10)$$

其中，h_{ch} 為渠道流水深[L]。

2.1.8 曼寧公式

曼寧公式為水面坡降面積法的一種，由愛爾蘭工程師 Rober Manning 於 1889 年所提出。主要根據水力學理論間接計算流速，再乘上通水段面積而得到，公式如下：

$$Q = \frac{1}{n} R^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{2}} A \quad (2.11)$$

其中，Q 為流量[L³/T]、R 為水力半徑[L]、S 為水力坡降、n 為粗糙係數，而水力半徑是通水斷面積和濕周長的比值，水力坡降為摩擦損失和河段長度的比值，其中粗糙係數可以查表的方式找出，利用表 1 得出粗糙係數。

2.1.9 截留

當降雨落到植物表面或是建築物上，部份會因為水的表面張力而停留在葉面或是牆壁上，最終被蒸發回到大氣中而不是形成地表逕流，此種現象稱截留損失(interception loss)，如圖 2 所示。水文模式(CASC-2D)計算方式是將降雨量減去截留水深直到截留容量達到飽和，公式如下：

$$r_{it}(x, y, t) = r(x, y, t) + \frac{\partial r_{et}(x, y, t)}{\partial t} \quad (2.12)$$

其中 $r_{it}(x, y, t)$ 為經過截留之後的降雨強度[L/T]， $r(x, y, t)$ 為降雨強度[L/T]， $r_{et}(x, y, t)$ 為剩餘截留量[L]。 $\frac{\partial r_{et}(x, y, t)}{\partial t}$ 為截留強度[L/T]，截留水深因為截留量越趨飽和而減小，所以其截留強度會小於或等於零。

2.1.10 入滲

降雨經過截留過程後落到地表上，因為降雨初期土壤多為未飽和狀態，所以部份的水會入滲到地表下，此水量即為土壤入滲，如圖 3 所示。土壤入滲計算部份是使用格林-安普(Green and Ampt)入滲公式(Green and Ampt,1911)：

$$f(x, y, t) = K_s \left(1 + \frac{H_f \cdot M_d}{F(x, y, t)} \right) \quad (2.13)$$

其中 $f(x, y, t)$ 是入滲率[L/T]、 $F(x, y, t)$ 為土壤入滲深度[L]、 M_d 土壤有效孔隙率、 K_s 為飽和水力傳導係數[L/T]、 H_f 為溼潤邊緣的毛細壓力[L]。此公式適用條件為均質(homogeneous)土壤、深厚土層(deep)以及乾土體(well-drained)，其相關參數設定，如表 2 所示。

2.1.11 敏感度分析

水文模式的輸入資料包括降雨輸入、土壤資料、土地利用資料、及河道河系等。一場豪大雨事件、一場地震以及人為的開發就有可能使得集水區之地表以及土壤發生變化，進而影響到河川逕流之流量變化。在本章敏感度分析的水文模式設定中，土壤以及土地利用上皆假設為單一種類土壤為壤土，根據 CASC-2D 手冊之表格設定為溼潤毛管壓力 8.85cm、水力傳導係數為 $0.34\text{cm}^3/\text{hr}$ ，以減少因為地表土壤的不同而所產生的變異性。以下之討論將分成三個部份，分別討論水力傳導係數(K)、截留以及溼潤毛管壓力對於流量上的影響。觀測雨量資料挑選 2001 年納莉颱風降雨事件於霞雲集水區之雨量資料，雨量內插方式則是使用徐昇式多邊形法，討論流量模擬結果與流量觀測值之比較及分析。

2.1.11.1 水力傳導係數之敏感度分析

本小節為了討論入滲對於流量模擬結果的影響，除水力傳導係數外，其餘參數固定，比較水力傳導係數(K)為 0(無入滲)、0.23、0.34、及 $0.45\text{cm}/\text{hr}$ 之模擬結果，由圖 4 可以看到水體在土壤無入滲現象時，流量比實際觀測流量與水體在土壤有入滲現象時的模擬流量有明顯提高的情況;其流量大約增加 $1000\text{m}^3/\text{hr}$ ，顯示出入滲佔了整體模擬流量水體約 30~40%。由於設定為無入滲的現象，因此當降雨落至地表上，則直接匯流至渠道形成逕流，不再入滲至土壤，以致造成初始流量以及退水流量與觀測流量值有明顯的提高。有入滲的流量可看出隨著水力傳導係數增加，其洪峰流量隨之減少，每增加 $0.11\text{cm}/\text{hr}$ 大約減少流量 $200\sim 250\text{m}^3/\text{s}$ ，由以上可以看出入滲對於流量上的顯著影響。這顯示出「水力傳導係數」為水文模擬中重要的水文參數。

2.1.11.2 截留參數之敏感度分析

本小節討論截留對於模擬結果的影響，除截留參數變動外，其餘參數固定，比較截留參數為 0(無截留量)、5、10mm 之情形，由圖 5 可以看到，在第一個洪峰上雖然無截留上於前幾小時流量有些微增加，但是與有截留的模擬結果比較上差距相當小，截留量越大其模擬流量結果越小。每增加截留量 5mm，流量結果大約減少 10~15 m³/s；第二個洪峰上則幾乎沒差異，每增加 5mm，其結果約減少 2~5m³/s。因此可知截留在本水文模式上所佔之重要性並不大，可能的原因在於在極端降水事件下，其降雨特性為短時間降下滂渤大雨，當雨滴降落至地表植被及建築物上時，因為截留容量相較於總降雨體積其截留量較不顯著。若是於春雨、梅雨等持續性降雨來觀看水體變化，截留量可能會有較大的影響，而在本論文中所使用的截流量為 3mm。

2.1.11.3 溼潤毛管壓力之敏感度分析

溼潤毛管壓力為入滲另外一項參數，關係到降雨後可入滲的水量，除了溼潤毛管壓力的參數之外，其餘參數固定，比較溼潤毛管壓力為 0、8.89、20cm 之情形。由圖 6 可以看到當濕邊緣水深為 0 時，起始流量模擬相較於實際流量觀測值以及其他實驗結果有明顯的增加，顯示降雨降到地表上因為入滲情況較小，其降水量大部分直接流入渠道形成逕流；而退水流量則與其他實驗結果差異不大，顯示在溼潤毛管壓力參數上對於起始流量會有一定的影響。從兩洪峰流量值可以看到，溼潤邊緣水深每增加約 10cm，模擬流量結果會減少約 100~200m³/s。與水力傳導係數來比較，溼潤毛管壓力影響到地方主要是在起始流量部份，而水力傳導係數則影響到整體流量的表現，因此水力傳導係數與溼潤毛管水壓皆為水文模式極為重要的參數。

2.1.11.4 不同水文模式比較

由於不同的水文模式會因為模式雨量處理方式、各種土壤參數、水文物理過程及數值計算之不同可能有所差異。為了探討不同水文模式上利用平均面積雨量輸入方式模擬流量結果以及不同雨量輸入方式之差異，本小節將引用陳心穎(2005)及傅佑瑜(2008)之碩士論文所使用的水文模式(FLO-2D)，與本論文研究所使用的水文模式(CASC-2D)做模式的討論，由圖 7 顯示使用徐昇式面積平均降雨分別輸入至水文模式(FLO-2D)(紅線)及水文模式(CASC-2D)綠線，其流量模擬結果 CASC2D 模式的模擬結果較 FLO-2D 模式的模擬結果較大，此兩種水文模式模擬流量的結果差距主因是在於土壤地表的計算方式以及數值計算上所造成的誤差。另外從不同雨量方式輸入結果比較，由徐昇式面積平均雨量(綠線)及徐昇式多邊形法點對點網格輸入(紫線)顯示，在流量的模擬結果方面徐昇式面積平均雨量較為高估；可能的原因在於徐昇式面積平均的土壤入滲計算上每個網格計算結果相同，而徐昇式多邊形法的點對點網格輸入由於每個網格點的雨量不同而導致入滲結果不同。

2.2 雙偏極化雷達參數

雙偏極化雷達可同時放射出水平與垂直方向偏極化的電磁波，除了可以得到水平偏極化回波參數之外，還可得到水平與垂直偏極化方向的比值與相位差的變化等資訊，以下針對雙偏極化雷達參數做說明。

2.3.1 反射率(reflectivity Z_{HH}, Z_{VV})

基於雷式散射(Rayleigh scattering)原理，若觀測目標假設皆為水象粒子(hydrmeteor)，則水象粒子的反射截面積可以表示成：

$$\sigma_s = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 D^6 = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (2.14)$$

其中 σ_s 為水象粒子的反散射截面積， λ 為電磁波波長， m 為水象粒子的複數折射率， $|K|^2$ 為水象粒子的介電因子(dielectric factor)， D 代表水象粒子的直徑， $N(D)$ 為不同直徑的雨滴粒徑分佈，將上式帶入反射率因子，其公式如下：

$$Z = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} \sigma(D) N(D) dD \quad (2.15)$$

可得到：

$$Z = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^6 N(D) dD \quad (2.16)$$

其中 Z 為雷達反射率因子，即為一般所稱的雷達回波。但是一般水滴在降落的過程之中，因為空氣阻力的關係會導致雨滴扭曲而變成橢圓形狀。若是以單偏極化雷達則無法知道變形情況，因此利用雙偏極化雷達有著水平、垂直偏極化電磁波的特性，由於水平與垂直偏極化電磁波的反散射電磁波不同，根據 Seliga and Bringi(1976)可以表示如下：

$$\sigma_H = \frac{16\pi^7}{9\lambda^4} D \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P'} \right|^2 \quad (2.17)$$

$$\sigma_V = \frac{16\pi^7}{9\lambda^4} D \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P} \right|^2 \quad (2.18)$$

其中 P 、 P' 為幾何因子(geometrical factors)，定義如下：

$$P = 4\pi - 2P' = \left(\frac{4\pi}{e^2} \right) \left\{ 1 - \left[\left(\frac{a}{be} \right) \right] \sin^{-1}(e) \right\} \quad (2.19)$$

而 $e^2 = 1 - \left(\frac{a}{b} \right)^2$ ， a 、 b 分別水象粒子的半短軸長度、半長軸長度。根據以上方法假設有一群降水粒子其粒徑分佈呈現 Gamma 分佈，由反射率(Z)和橢

球狀水相粒子之水平、垂直散射截面積的關係可以寫成下式：

$$Z_{HH} = \frac{16\pi^2}{9|K^2|} \int_0^{D_{\max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P} \right|^2 N(D_{eq}) dD_{eq} \quad (2.20)$$

$$Z_{VV} = \frac{16\pi^2}{9|K^2|} \int_0^{D_{\max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P} \right|^2 N(D_{eq}) dD_{eq} \quad (2.21)$$

其中 Z_{HH} 、 Z_{VV} 為水平以及垂直電磁波反射率。

2.3.2 差異反射率(Differential reflectivity, Z_{DR})

因為差異反射率(Z_{DR})為水平以及垂直偏極化電磁回波的比值取 Logarithm，根據 Seliga and Bringi(1976)， Z_{DR} 的定義如下：

$$Z_{DR} = 10 \log\left(\frac{Z_{HH}}{Z_{VV}}\right) \quad (2.22)$$

由於 Z_{DR} 為 Z_{HH} 、 Z_{VV} 的導出量，除了受到降水粒子形狀的影響，也會隨著介電常數所控制；若假設固定的介電常數，則 Z_{DR} 和粒子的軸比是呈一對一個關係。在觀測掉落中的雨滴中($D \geq 1\text{mm}$)，若其形狀為扁球體，而對應到 Z_{DR} 值會隨著雨滴扁平程度的增加而增加。因此雨滴扁平的程度和大小有關，可利用 Z_{DR} 來判斷雨滴的大小。當觀測的物體為圓形時，長軸以及短軸的比接近 1， Z_{DR} 會趨近於 0，也因為這樣子的特性可以觀測區別冰雹或是軟雹的區域以及做為 Z_{DR} 校正的依據。

2.3.3 差異相位差(Differential phase shift; ϕ_{DP})以及比差異相位差(Specific differential phase shift; K_{DP})

當雷達發射電磁波之後，水象粒子所接收的電磁波不僅僅只有本身雷達所發射的電磁波，也包含雷達與水象粒子之間其餘水象粒子吸收電磁波所產生的前散射(forward scatter)電磁波。因此電磁波經過降水粒子累加後的淨電場(net electric field)會和雷達所發射的電磁波有相位上偏移，這個偏移

量即為相位差(propagation phase shift)(Jameson and Mueller,1985)。而水平以及垂直偏極化電磁波的相位偏移的差異量則稱為差異相位差(Differential phase shift; ϕ_{DP})，其值會隨著距離而累積，在弱降雨區累積量會比較少，反之在強降水累積量則較大。而比差異相位差(Specific differential phase shift; K_{DP})則是為差異相位差 ϕ_{DP} 隨著距離的變化率，如圖 8 所示，其公式如下：

$$K_{DP} = \frac{1}{2} \frac{d\phi_{DP}}{dr} \quad (2.23)$$

$$\phi_{DP} = 2 \int_0^r K_{DP} dr \quad (2.24)$$

其中 r 為雷達到觀測區的距離。

第三章 研究方法

一般雨量站觀測資料為空間上某一固定點的雨量值，若欲推估非雨量觀測點的雨量值，通常會使用降雨內插方法，但其結果不甚理想，例如內插方式不能反應山區地形上可能在迎風面有降雨而背風面無降雨的情形。另外，在經濟部北區水資源局所提供之觀測雨量站的雨量資料為每小時一筆，而雷達回波資料一個體積掃描大約花費六分鐘，雷達回波資料的時間解析度與北水局觀測雨量站的時間解析度相較下，雷達回波觀測在時間解析度上有較大的提昇。本論文研究主要討論 NEXRAD 雷達回波資料及雙偏極化雷達回波資料搭配雷達降雨估計方式與雨量觀測資料做比較，並且將雷達推估雨量結果輸入至水文模式之中評估其模擬流量之適用性。

本論文研究中，由於水文模式(CASC-2D)模擬流量及水位前，必須輸入地表高程、流量累積、河系資料、土壤資料、土地利用資料、集水區範圍以及降雨資料等等，以上的資料藉由 ESRI 公司所發展出的地理資訊系統 (geographic information systems, ArcGIS) 做水文模式的前置處理。降雨資料的處理分成兩個部份，第一部份將觀測雨量搭配內插方法製作每小時降雨資料；另一部份利用雷達資料搭配不同雷達降雨估計方法製作每小時降雨資料。由於水文模式的各項參數的設定會影響模擬流量的結果，故將雷達資料輸入至水文模式前先做敏感度分析，以得到一組較適合的模式參數。以下介紹研究流域以及水文模式處理方式：

3.1 研究區域與地理概況

石門水庫流域橫跨台灣三個縣(包含：桃園、新竹、宜蘭)，如圖 9 所示，整個集水區的水系主要以淡水河的支流大漢溪為主，大漢溪水系發源於新竹縣品圓山以及大霸尖山，地勢大致上由東南向西北走向，附近多山岳地形且起伏較大，由石門水庫下游到最上游的源頭大壩尖山高差約 3300

公尺。石門水庫集水區土壤有近 50% 為壤土層、約 40% 為砂層壤土其餘為砂質黏壤土;而在地表植被上有近 95% 為針葉林及混合闊葉林。

石門水庫壩址坐落於桃園縣，竣工於民國 53 年，水庫全長 16.5 公里，正常蓄水標高為 245 公尺，滿水位面積 800 公頃，總蓄水量 3 億立方公尺，現在有效蓄水量 2 億三千萬公尺，其水資源供給於桃園、新竹、苗栗三縣，並且具有發電、灌溉、防洪、公共給水等功能。管轄石門水庫集水區的水利署北區水資源局在集水區設置五處流量站(包括霞雲、高義、稜角、玉峰、秀巒)，以及 16 處雨量站(包括石門、長安、復興、霞雲、高義、三光、嘎拉賀、玉峰、秀巒、鞍部、鎮西堡、巴稜、白石、西丘斯山、池端、十一份)。本論文研究之中模擬區域設定以霞雲流量站為流量出口點，其霞雲集水區面積為 622.83 平方公里，針對流域內各個流量站以及選取除了石門、長安、復興等 12 處雨量站做分析比較。

3.2 河系分佈

水文模式(CASC-2D)必須要明確的指出渠道在空間上的位置，因此需要霞雲集水區內的河系資料。由於天然河系分佈是由高程地形來決定，故我們使用 Arcmap 外掛模組 Hydrology Tool 中的凹點填平(fill sink)、流向判斷(flow direction)、以及累積流量(flow accumulation)的功能，再由 DEM 圖層製作出人工河系資料。

3.2.1 凹點填平

當 DEM 數值高程資料從高解析度轉成低解析度地形資料，會產生空間解析度的誤差，使得圖層中產生凹點(sink)，此現象會讓水必須填滿凹點才會溢出至其餘網格，進而造成洪峰值得低估。因此在 GIS 地理資訊系統中處理的方式是將凹點附近相鄰的八個網格中最低點高程取代凹點的高程，

如圖 10 所示，以達成填平凹點的目的。

3.2.2 流向判斷

對於每個九宮格的中心而言，其鄰近的八個網格可以代表不同的方位，將鄰近網格逆時針方向做 2 的 1~8 次方編號，如圖 11 所示。再依據水往低處流的概念，定義中心網格的水往鄰近的八個網格高程最低處移動，因此可以依據流動的方向給予中心網格流向編號，其他網格以此類推則可作成流向圖層，如圖 12 所示。

3.2.3 流量累積

得到流向圖層後可繼續做流量累積的計算，計算原理為某網格的水流來源是由上游的網格所提供，因此定義每個網格擁有一單位的水，計算某網格的流量則是累加上游有多少單位的水注入到此網格，其他的網格以此類推，則可得到流量累積的圖層，如圖 13 所示。

獲得流量累積的圖層之後，再設定流量累積的門檻值，令累積流量通過此門檻值的網格視為渠道單元位置，依此方式做可得到人工河系分部圖層，如圖 14 所示。

3.2.4 渠道斷面資料

渠道斷面模擬上，除了利用流量累積製作出人工河系圖層之外，還需要加入渠道編號、渠道寬度、渠道深度、渠道曼寧係數、渠道蜿蜒度、渠道傾斜度等的斷面資料。因集水區渠道斷面資料不足，尤其是上游部分的斷面資料取得不易，所以我們自行假設斷面資料。為了計算上的方便，斷面寬度為 100m，深度為 5m，如圖 15 所示，渠道蜿蜒度設為 1，渠道斜率為 0，即土地無傾斜情況，渠道曼寧係數設為 0.08。

3.2.5 土壤及土地利用資料

實際地形地表上的土壤及植被是相當的複雜，在本研究石門水庫霞雲集水區，土壤上大部分為壤土而地表植被為闊葉林，因此為了簡化在模式上的問題以方便爾後討論及運算，土壤及土地資料上皆使用同一種土壤(壤土)以及植被資料(闊葉林)。

3.3 降雨強度計算

本論文研究中所使用的降雨資料是由經濟部水利署北區水資源局所提供的降雨資料共有 16 站，在霞雲集水區共有 12 站(霞雲、高義、三光、嘎拉賀、玉峰、秀巒、鞍部、鎮西堡、巴稜、白石、西丘斯山、池端)，其資料時間間隔為一小時一筆，若要將 12 個雨量站資料輸入至水文模式，必須要經過降雨內插方法，以下為雨量內插方法說明：

3.3.1 距離平方反比權重法

距離平方反比權重是以網格與各雨量站之間的距離平方反比作為權重，再與集水區內各雨量站的資料做處理，計算該網格點的降雨強度。原理為計算點與雨量站兩點間的距離反比權重和雨量站相乘估算降雨強度，計算點距離越接近雨量站，其對於計算點的降雨強度影響越大，反之則影響越小，如圖 16 所示公式如下：

$$i^t(j, k) = \frac{\sum_{m=1}^{NRG} \frac{i_m^t(jrg, krg)}{d_m^2}}{\sum_{m=0}^{NRG} \frac{1}{d_m^2}} \quad (3.1)$$

其中 $i^t(j, k)$ 為某時間上計算點 (j, k) 此點的降雨強度、 $i_m^t(jrg, krg)$ 為第 m 個雨量站 (jrg, krg) 此點的雨量資料、 d_m 為計算點 (j, k) 與雨量站 (jrg, krg)

的距離、NRG 為雨量站數目，如圖 17 所示。

3.3.2 徐昇式多邊形法

徐昇式多邊形法是將多個雨量站連接形成許多三角形，再對三角形各邊做垂直平分線，三邊的垂直平分線必定會交於一點，即可形成多個多邊形網，如圖 18 所示。將每個雨量站所得到的多邊形面積乘上各雨量站得實際雨量觀測紀錄的總和除上總面積，即可得到流域的平均雨量，其中公式如下：

$$\bar{R} = \frac{\sum_{i=1}^N R_i A_i}{\sum_{i=1}^N A_i} \quad (3.2)$$

其中 \bar{R} 為流域平均雨量， A_i 為多邊形面積， i 為雨量站編號， N 為雨量站總數，霞雲集水區之內插結果，如圖 19 所示。

3.4 邊界條件和初始條件

在初始條件的設定上，水文模式(CASC-2D)需根據渠道、地表水深以及降雨給定初始值，在此假設地表及渠道水深為零。入滲則假設土壤為全乾狀況，入滲量設定為零；截留給定一截留深度於模式初始時間。

在邊界條件上，集水區四周為山區稜線，因此水流不會向集水區邊界移動。在渠道下游端設定集水區出口，且設定底床坡降等於渠道摩擦損失坡降。

3.5 評估方法

本研究中為了量化其模擬以及估計結果，參考 Roshan et al. (2006)、陳 (2005)、及李 (2007) 等人的評估方法在流量上使用五種評估方式與觀測資料做比較，分別是皮爾遜相關係數(Pearson moment correlation coefficient

-ent,PMC) 、一致性指數(Index of agreement,IOA)、效率係數(coefficient of efficiency,EFFIC)、納許-史托克利夫效率係數(Nash-Sutcliffe coefficient of efficiency,NSI)以及正規化均方根誤差(Normalize root mean square error,RMSE)以瞭解模式對於流域內模擬與觀測資料的準確度，另外利用逕流率(Runoff ratio,RR)以得知降雨與流量的關係，五種評估方式其定義如下：

3.5.1 皮爾遜相關係數(Pearson moment correlation coefficient,PMC)

皮爾遜相關係數主要分析其觀測值與模擬的值是否呈現線性關係，其定義如下：

$$PMC = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{simi} - \overline{Q_{sim}})(Q_{obsi} - \overline{Q_{obs}})}{\left[\sum_{i=1}^N (Q_{simi} - \overline{Q_{sim}})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \left[\sum_{i=1}^N (Q_{obsi} - \overline{Q_{obs}})^2 \right]^{\frac{1}{2}}} \quad (3.3)$$

其中 Q_{simi} 為第 i 筆的模擬數值， Q_{obsi} 為第 i 筆的觀測數值， $\overline{Q_{sim}}$ 為模擬結果的平均值， $\overline{Q_{obs}}$ 為觀測資料的平均值， N 為資料總數。PMC 的值範圍從 0 到 1，越接近 1 則代表計算模擬的結果與觀測值結果之間越呈現線性的關係。

3.5.2 一致性指數(Index of agreement,IOA)

一致性指數(Index of agreement,IOA)(willmott,1981)為均方誤差(mean square error,MSE)以及可能最大誤差(potential error,PE)的比值，主要是用來比較模擬與觀測值的誤差與最大可能誤差間之差距，其方程式如下：

$$IOA = 1.0 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{simi} - Q_{obsi})^2}{\sum_{i=1}^N (|Q_{obsi} - \overline{Q_{sim}}| + |Q_{simi} - \overline{Q_{sim}}|)} = 1.0 - N \frac{MSE}{PE} \quad (3.4)$$

其中 Q_{simi} 為第 i 筆的模擬數值， Q_{obsi} 為第 i 筆的觀測數值， $\overline{Q_{sim}}$ 為模擬結果的平均值， $\overline{Q_{obs}}$ 為觀測資料的平均值， N 為資料總數，IOA 的範圍值介於 0 到 1 之間，越接近 1 表示其模擬結果越好，越接近 0 則越差。

3.5.3 效率係數(coefficient of efficiency, EFFIC)

效率係數主要是判斷模擬結果優劣的評估標準並且量化模擬結果，範圍從 1 至無窮大。其定義如下：

$$EFFIC = \frac{\sigma_o^2 - \sigma_e^2}{\sigma_o^2} \times 100\% \quad (3.5)$$

$$\sigma_o^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{obsi} - \overline{Q_{obs}})^2}{N} \quad (3.6)$$

$$\sigma_e^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{obsi} - Q_{simi})^2}{N} \quad (3.7)$$

其中 Q_{simi} 為第 i 筆的模擬數值， Q_{obsi} 為第 i 筆的觀測數值， $\overline{Q_{sim}}$ 為模擬結果的平均值， $\overline{Q_{obs}}$ 為觀測資料的平均值， N 為資料總數，EFFIC 的結果若等於 1 則表示模擬值與觀測值完全符合，越接近 0 則表示結果有達到觀測平均值的水準，其值可到負無窮大。

3.5.4 均方根誤差(Root mean square error)

均方根誤差主要是用來比較觀測值與模擬值的誤差，在本研究中使用正規化(Normalize)公式，其定義如下：

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \left(\frac{Q_{simi} - Q_{obsi}}{Q_{obsi}} \right)^2}{N-1}} \quad (3.8)$$

其中， Q_{simi} 為第 i 筆的模擬數值， Q_{obsi} 為第 i 筆的觀測數值， N 為資料總數，RMSE 若越接近 0，則結果越接近觀測數值。

3.5.5 納許-史托克利夫效率係數(Nash-Sutcliffe coefficient of efficiency, NSI)

納許-史托克利夫效率係數(Nash-sutcliffe coefficient of efficiency, NSI) (Nash and Sutcliffe, 1970)是判斷模擬結果優劣之相關性，其方程式如下：

$$NSI = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obsi} - Q_{simi})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obsi} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (3.9)$$

Q_{simi} 為第 i 筆的模擬數值， Q_{obsi} 為第 i 筆的觀測數值， $\overline{Q_{obs}}$ 為觀測資料的平均， N 為資料總數，ASCE(the American society of civil engineers)從 1993 年開始，用 NSI 來判斷水文模擬與觀測數值之間的優劣性，其數值範圍從 1 到 $-\infty$ ，越接近 1 代表計算模擬結果越優良，反之越差。

第四章 個案分析及資料來源

4.1 颱風個案

4.1.1 2001 年納莉颱風

納莉颱風在 2001 年 9 月 6 日 0300UTC 生成在台灣東北方的海面宮古島和石垣島附近，生成之後有近五天的時間在北台灣以及日本沖繩間的海面打轉，於海面吸收水氣並且增強為中度颱風，由合成雷達回波圖(圖 20)可看出颱風的結構相當完整結實，其颱風路徑與百年侵台颱風的各類型颱風路徑不同，如圖 21 所示。颱風中心則於 2001 年 9 月 16 日 1300UTC 在台灣基隆三貂角附近登陸，侵台後因為受到台灣地形的影響，接觸到陸地之後轉成一輕度颱風。行進速度相當的緩慢時速只有 8km/hr [見 Yang et al. (2008) 之圖 4 及表 1]，經過 49 小時從台南安平附近出海，並且快速向西移動進入中國廣東省後，並於 9 月 21 日減弱為熱帶性低氣壓(圖 22)。

2001 年納莉颱風在通過台灣地區時，因為停留的時間相當久，台灣地區降下相當充沛的雨量，由中央氣象局公佈之 2001 年 9 月 16 日 0000~2000UTC 累積雨量圖(圖 23)顯示颱風接觸到北台灣區域後，因為受到地形效應的影響，因而在短時間內降下相當大的雨量，使得北台灣桃園西部、台北縣南部近 200mm 以上的降雨，在北台灣造成的嚴重水患，很多地方單日降雨量都刷新歷史紀錄。此個案也造成台北市捷運系統停擺以及台北車站淹水，也在台灣山區引起多起土石流，造成近 200 萬戶停水停電，農業損失達新台幣 40 億元以上。

4.1.2 2005 年龍王颱風

2005 年龍王颱風為強烈颱風，生成地點位於關島北方海面，颱風生成

之後則以西北西轉西北的方向朝著台灣移動，如圖 24 所示，依照中央氣象局所統計的九類颱風其路徑為典型的第三類颱風(圖 21)。龍王颱風接近台灣時以時速 25 km/hr 快速的移動，並且颱風中心於 2005 年 10 月 2 日 5 點 10 分在花蓮豐濱村登陸，經過中央山脈後當日上午 11 點於台中出海，如圖 24 所示。

龍王颱風的結構結實且颱風眼清晰可見，在未侵台之前由中央氣象局合成雷達回波圖(圖 25)顯示看到強回波的現象，可知其在海上吸收充足水汽且颱風強度也增強，侵台之後由 2005 年 10 月 2 日 0000UTC~0800UTC 的累積降雨圖(圖 26)可以看出颱風侵台後雨量集中北部以及東北部地區，尤其雪山山脈北側、宜蘭縣西側，短短八小時的累積降雨量出現 300mm 以上的雨量，也因此造成花蓮災情嚴重，數十多萬戶停電，農漁業損失總共約新台幣 7.5 億元。本論文研究區域石門水庫霞雲集水區也有約 110mm 以上的累積雨量。

4.1.3 2006 年碧莉斯颱風

2006 年碧莉斯颱風生成地點為關島西方海面，生成後則是向西北移動並且於 2006 年 7 月 13 日 22 時 20 分宜蘭頭城附近登陸(圖 27)，大約兩個小時之後於淡水出海。碧莉斯颱風行徑速度較為緩慢平均速度為 16 km/hr，路徑與 2005 年龍王颱風相似但較偏北，是為第二類颱風(圖 21)。碧莉斯颱風為一輕度颱風，由雷達合成圖(圖 28)顯示當颱風侵台之後，其結構並沒有如同龍王颱風如此結實，組織較為鬆散，但也造成三人過世，農漁業損失新台幣 1.8 億元。

碧莉斯颱風雨量整體上分成兩個時段，第一個時段由 7 月 13 日 0000UTC~2000UTC 的累積降雨圖(圖 29)可以看到降雨集中於北台灣宜蘭一帶，雨量最多的地方在雪山山脈、宜蘭縣南側出現約 200mm 以上的大小，

石門水庫霞雲集水區有約 110mm 以上的降雨。第二個時段由 7 月 14 日 0000UTC~2000UTC 的累積降雨圖(圖 30)顯示颱風通過台灣之後，由於風向的轉變使得雨量轉往西部、中部以及南部地區，尤其是在屏東縣北部以及高雄縣東南部則出現 300mm 以上的超大降雨。

4.2 資料來源

4.2.1 地形資料

水文模式地形資料由行政院農委會農林量測所所提供解析度為 40 公尺的數位地形高程資料(DEM)，在 Werner et al.(2005)以及 Seuffert et al.(2002)皆提到空間與時間解析度的差異性，對於水文模式以及大氣模式有較大的影響。為了減少空間解析度的問題，因此經由地理資訊系統(GIS)內插到網格大小為 200 公尺，如圖 31 所示。

4.2.2 雷達觀測資料

由於中央大學大氣物理研究所的雙偏極化雷達於 2004 年年底建立，因此 2001 年納莉颱風並無雙偏極化雷達資料，所以於 2001 年納莉颱風個案上則是使用五分山雷達回波資料，2005 年龍王颱風以及 2006 年碧莉斯颱風則是使用中央大學雙偏極化雷達參數資料。以下小節分別介紹中央氣象局五分山雷達以及中央大學雙偏極化雷達：

4.2.2.1 五分山雷達

中央氣象局五分山(RCWF)氣象雷達站，坐落於台北縣瑞芳鎮以及平溪鄉交界的五分山山頂，座標為北為 25 度 4 分 22 秒，東經為 121 度 46 分 22 秒，標高為 740 公尺，觀測半徑為 230 公里。其採用 WSR-88D(NEXRAD)

機型，波長 10 公分的都卜勒氣象雷達，能在 5-10 分鐘內提供回波強度 (reflectivity)、平均徑向速度(mean radial velocity)、頻譜寬(spectral width)等三種基本都卜勒雷達的觀測資料之體積掃描，有著高精準度、高解析度的量測資料，其空間解析度為 1×1 公里，資料解析度為 0.5dBZ。五分山雷達對於降水系統的掃描於納莉颱風主要採用 VCP21 掃描策略，掃描仰角分別為 0.5、1.45、2.4、3.35、4.3、6、9.9、14.6、19.5 度等 9 個掃描仰角，完成一次整體體積掃描(volume scan)策略總花費大約六分鐘。在本論文研究中 2001 年納莉颱風個案使用五分山雷達站的雷達回波資料，如圖 32 所示。

4.2.2.2 中央大學雙偏極化雷達

中央大學大氣物理研究所陸基式雙偏極化雷達(C-band)，雷達架設於中央大學科二館的樓頂，其雷達波長為 5.3125cm，海拔標高 188m。此雷達可得到的觀測參數有反射率(Z_H)、差異反射率(Differential reflectivity, Z_{DR})、總差異相位差(Total differential phase shift, ϕ_{DP})、比差異相位差(Specific differential phase shift, K_{DP})、SW(Spectral width)、 V_r (radial wind)以及 ρ_{hv} (correlation coefficient)，雷達觀測半徑為 150km，距離解析度為 250m。掃描仰角為 0.5、1、2、3、4、5、6.5、8.0、9.5、11.0、13.5 度等 11 個仰角，完成一次體積掃描(volume scan)約 6 分 46 秒。在本研究中 2005 年龍王颱風以及 2006 年碧莉斯颱風個案使用中央大學雙偏極化雷達的雷達資料，資料讀取方法由紀博庭學長提供(紀博庭，2005)，如圖 33 及圖 34 所示。

4.2.3 雨量資料

雨量資料採用經濟部水利署北區水資源局 12 個雨量站，分別為霞雲、高義、玉峰、秀巒、西丘斯山、白石、池端、嘎啦賀、鞍部、三光、巴陵、鎮西堡等站，分佈位置如圖 35 所示，其雨量時間間隔為 1 小時，其中霞雲、

高義、巴陵、玉峰、嘎拉賀、鎮西堡、池端、西丘斯山、白石等九站使用無線電遙報雨量站，鞍部為自記式雨量站。雨量站大多集中於大漢溪中下游的部份，上游的山區則很少雨量站。

4.2.4 流量資料

流量資料是由經濟部水利署北區水資源局提供的五個流量站，由下游到上游分別為霞雲、高義、稜角、玉峰、秀巒，其各站，如圖 36 所示，所量測的流量原始資料為每小時水位的變化觀測值，因此若要取得流量必須配合渠道率定曲線參數，將水位資料帶入率定曲線公式經過轉換後得到每小時流量變化資料，以供之後研究利用比較。

第五章雨量結果分析與討論

石門水庫霞雲集水區位於雪山山脈之山區地形，在 2001 年納莉颱風個案上，若將五分山雷達站雷達觀測資料於高度上內插到距離海平面高度低於 4 公里的話，則沒有足夠的雷達資料以供研究(楊政潭,2003)。在 2005 年龍王颱風以及 2006 年碧利斯颱風上，其中央大學雙偏極化雷達站雷達觀測資料則需內插到距離海平面 3 公里以上，才有足夠的雷達資料以供研究。因此本論文研究中於 2001 年納莉颱風個案高度內插到距離海平面 4 公里高度，而 2005 年龍王颱風個案與 2006 年碧利斯颱風個案由於颱風接觸到地形之後，因為氣流受地形抬昇的影響，導致不同高度的 CAPPI 所能看到的降水特徵會不相同，因而 CAPPI 高度內插到距離海平面 3、3.5、4 公里高度，以瞭解不同 CAPPI 高度雷達參數推估降雨對於降雨分佈及流量的影響。圖 37 為 Yang et al. (2008)之納莉颱風模擬雷達回波之垂直剖面圖，圖中 3 條直線分別為 3 公里、3.5 公里、4 公里高 CAPPI 水平面;此圖明顯指出於地形之迎風面，降水有顯著加強的情形，於背風面降水則有明顯抑制的情形，為了減少解析度所造成的誤差，在 CAPPI 水平解析度的內插上使用相鄰八點雷達參數資料做距離反比法做資料內插，以取得水平網格間距為 200 公尺的雷達參數資料，如圖 38 所示。再將其雷達參數資料使用四種回波-降雨關係式推估地面降雨，其公式如下：

$$R = 34.6K_{DP}^{0.83} \quad (\text{Keenan et al. ,1997})(5.1)$$

$$R = 0.003 \times Z_H^{0.95} Z_{DR}^{-1.22} \quad (\text{Zrnice et al. ,1999})(5.2)$$

$$R = 7.121 \times 10^{-3} N_0 \Lambda^{-(3.67+\mu+1)} \Gamma(3.67 + \mu + 1) \quad (\text{Brandes et al. , 2003})(5.3)$$

雷達回波估計降雨於(5.1)中以 K_{DP} 參數推估方法、(5.2)中以 Z_{DR} 參數推估方法、(5.3)中以 DSD 參數推估法做為代稱。另外利用張偉裕(2002)的雷達回波-降雨關係式，其公式如下：

$$R = BaZ_H^b \quad (5.4)$$

其中， R 為降雨強度(mm/h)、 Z_H 為雷達回波(mm^6/m^3)、 a, b 為常數，另外 B 為修正係數(Julie et al.,2007)，公式如下：

$$B = \frac{\sum_{j=1}^m G_{ij}}{\sum_{j=1}^m \int_0^{T_i} R_i(t, x_j) dt} \quad (5.5)$$

其中 m 為雨量站站數、 T 為降雨事件總時間、 t 為雷達回波時間、 R 為雷達回波推估降雨量、 j 為測站編號、 i 為事件編號、 G_{ij} 為第 i 事件第 j 雨量測站的累積降雨。於(5.4)式中，若為層狀降水則使用 $a=302.6$ 、 $b=1.28$ ，對流降水則 $a=268.9$ 、 $b=1.34$ 。其對流與層狀降水的判斷則使用 Steiner 對流層狀降水判斷法(Steiner et al, 1995)，判斷方式如圖 39 及圖 40 所示。其雷達回波推估降雨於(5.4)則以 Z_H 參數推估法代稱。由於雷達的掃描策略大約為 6 分鐘完成一次體積掃描，使用不同的雷達估計降雨公式計算集水區內各點降雨量後，將每筆約 6 分鐘之雷達參數估計降雨資料，按照時間的長短給予權重大小(例如:兩筆雷達資料之時間間隔為 6 分鐘，其權重則為 $6/60$)，再將雷達估計降水資料累加到 1 小時，以得到每小時降雨量。另外雷達參數推估降雨與地面觀測雨量站的比較，由於雷達參數推估降雨資料屬於體積平均之降雨結果，因此將最鄰近實際雨量站的九個網格點做平均後，再與實際雨量站做比較。

5.1 2001 年納莉颱風

我們挑選霞雲、高義、玉峰、秀巒等四站的降雨量與雨量站同位置之雷達推估降雨值做比較，由霞雲(圖 41)、高義(圖 42)、玉峰(圖 43)、秀巒(圖 44)比較圖結果顯示看到雷達回波推估降水整體降雨量明顯低估。霞雲、高義、玉峰及秀巒的第一個降水峰值分別低估約 83%、79%、86%及

75%，第二個降水峰值分別低估約 91%、64%、60%及 56%，如表 3 所示。造成此低估的結果，由以上雷達回波推估降雨量與地面雨量觀測站比較得知，雖然雷達回波觀測資料有著較好的空間解析度，但雷達回波推估降雨量的誤差情形會因為石門水庫霞雲集水區的高度，因此 4 公里之高度雷達資料未能反應降水於迎風面降水增加的情形。另外參考楊政潭(2003)、許玉金(2003)、林位聰(2002)等人的碩士論文研究，皆指出修正雷達回波的重要性。因此應用雷達回波估計降水時必須利用地面雨量觀測站做即時修正。本論文修正方式利用 Julie et al.(2007)所提出的雷達回波修正係數[即(5.5)式]，主要是考慮降雨事件總累積雨量與雷達推估降雨於降雨事件總累積雨量之比值。

雷達估計降雨修正值經過計算後的結果其比值為 3.77，若用雷達估計降水關係式反推雷達回波值增加修正約為 7.3dBZ 左右。在四個雨量站(霞雲、高義、玉峰、秀巒)之 94 小時累積降雨的結果，由圖 45 累積降雨組體圖可知，經雷達修正之後的推估降雨量與未修正的推估雨量總量比較增加約 600mm，另外各雨量站之雷達推降雨與觀測雨量散佈圖(圖 46)顯示，已修正的雷達回波推估降雨量其結果接近實際觀測值，各雨量站之相關係數 R^2 值大約在 0.7 左右，由此可知考慮修正值可以明顯改善雷達估計降水的結果針對四個雨量站的實際降雨洪峰值與修正後的雷達估計降水洪峰值做比較，霞雲(圖 41)、高義(圖 42)、玉峰(圖 43)、秀巒(圖 44)雨量站在第一個極大值與實際雨量觀測極大值比較分別低估約 39%、23%、47%及 40%，在第二個極大值與實際雨量觀測極大值比較則分別高估約 19%、32%、46%及 57%，如表 3 所示。雖然修正後的雷達參數推估降雨可以改善其降雨推估結果，但雷達修正值會因為不同的颱風個案之大氣環境、路徑、實際降雨大小等等的不同，而導致修正參數不同，因此必須計算不同個案的雷達修正值，並且總和不同個案之修正值做平均後，以提供之後雷達回波推

估降雨的修正。

5.2 2005 年龍王颱風

選取台灣中北部範圍(約東經 120.2~122.2 度，北緯 24~25 度)的 2005 年龍王颱風雷達參數資料，空間網格大小為 0.25km×0.25km，藉由大範圍的雷達回波資料瞭解其降水現象。由雷達回波圖(圖 47)可以看出當颱風第一條雨帶進入台灣之後，受到地形抬昇的影響，導致對流雨帶在西北邊山區造成一條沿著地形而走的強回波帶。颱風伴隨第二條雨帶到達台灣之後，則沒有很明顯在西北邊山區產生沿著地形而走的強回波帶(圖 48)。原因在於當颱風進入台灣之後，根據颱風路徑判斷，一開始是吹西北風，因此受到台灣山脈的影響，造成西北山區的迎風面產生降雨，而颱風進入台灣之後風向轉向東北。在霞雲雨量站的實際觀測雨量上可以看出其 10/1 01:00 出現第一個降雨量極值與 10/2 13:00 的降雨極值來比較相差約 17mm/hr(圖 49)。以下分別對各個不同雷達參數估計降雨方法來做比較，接著討論不同雷達高度(高度分別為 3km、3.5km、4km)的等高平面(Constant Altitude Plan Position Indicator, CAPPI)對於降雨推估的影響。

K_{DP} 雷達回波參數有著不會因為距離造成回波能量衰減以及系統偏移等優點，因此在雷達資料處理上不需要做回波修正。由於 K_{DP} 是 ϕ_{DP} 在距離上的變化率，只有在經過強降水區域才會產生明顯的變化，若單使用 K_{DP} 與降雨的雷達推估降雨關係式用於弱降水的部份時往往會產生低估降水。因此在 K_{DP} 雷達推估參數降雨公式的應用上，當 Z_H 大於 30dBZ 的回波強度時，其 K_{DP} 與降雨雷達推估降雨公式才會被使用；而 Z_H 小於 30dBZ 的回波強度時，則是使用 Z_H 與降雨雷達推估公式計算，以彌補 K_{DP} 於弱降水低估的誤差。圖 50 顯示，從不同高度的 CAPPI 的結果與地面觀測站的比較可以看出，使用 K_{DP} 雷達回波參數推估降雨有低估的現象，第一、二個雨量

平均洪峰值與觀測值比較低估約 40%~43%左右，第三個雨量洪峰值與觀測值比較則約低估 60%~77%左右，如表 5 所示。第一個雨量洪峰值會隨著高度而雷達推估雨量值越低，第二個雨量洪峰則相反，其高度越高其雷達回波推估雨量則越高。此現象可能的原因是因為對流胞沿著地形而抬昇，為了瞭解其現象以觀測方位角 138.8 度來觀察垂直剖面(圖 51)，第一個洪峰雨量值由 10/01 15:56:32 UTC 的 RHI 雷達回波圖(圖 52)可以看到其強回波處呈現東南方向延山脈傾斜的狀態，而第二洪峰雨量值在 10/02 06:38:04 UTC 的 RHI 雷達回波圖(圖 53)可以看到回波處呈現西北方向延山脈傾斜，因此造成不同高度投影的 CAPPI 所計算出的雷達推估降雨之差異。整體的 K_{DP} 雷達推估降雨趨勢大致上和觀測雨量差不多。

通常 Z_H 的雷達回波參數會隨著距離而衰減或者有系統偏差，因此在使用 Z_H 雷達回波參數估計降水前會經過衰減修正以及系統偏差修正等，並且消除因為地形而導致的回波雜訊現象。將其雷達回波參數用雷達降雨關係式做計算，由雷達回波 Z_H 參數推估降雨量的結果(圖 54)與 K_{DP} 雷達回波參數的雨量估計比較結果相同，第一個雨量洪峰值會隨著高度而減少，第二個雨量洪峰值則反之。由不同高度 Z_H 雷達回波參數推估結果與實際霞雲觀測雨量站比較明顯地看出，三個不同高度的 CAPPI 雷達回波經過雷達推估降雨關係式計算後皆高估降雨，第一、二雨量平均洪峰值與觀測值比較高估 23%~32%，第三個雨量洪峰值與觀測值比較 3.5km 高度以上低估約 12%、37%，而 3km 高度則是高估 21%，如表 5 所示。造成高估降水的可能的原因是山區對流發展旺盛而導致雨滴不斷的碰撞合併變成較大的雨滴，因此雷達射到強降水區域造成強雷達回波。

Z_{DR} 的雷達回波參數是由 Z_{HH} 與 Z_{VV} 的比值取 Log 後的結果，可依此推估雨滴的大小及形狀。將雷達回波參數用雷達降雨關係式推估降水(圖 55)，雖然第一個洪峰雨量於不同高度上會隨著高度而減少，第二個洪峰雨

量則並沒有如之前雷達回波參數一樣隨著高度而增加。 Z_{DR} 參數所推估的降雨量很大，有達到 50mm/hr 以上，第一、二洪峰平均雨量值與觀測值比較高估約 54%~84%，第三個洪峰雨量與觀測值比較除了高度為 3km 低估約 17% 之外，3.5km 以上皆高估 23%、172%，如表 5，結果顯示利用 Z_{DR} 的雷達降雨關係式於強降水區域將會高估約 0.5~1 倍左右的大小。

DSD 與降雨的關係式是經由 Z_H 及 Z_{DR} 兩雷達回波參數找出對應的 N_0 、 μ 、 Λ 等參數，輸入到降雨關係式(5.3)以估計降雨。由圖 56 的結果可以看出，整體而言降雨明顯低估，尤其第二個洪峰雨量以及第三個洪峰雨量皆明顯低估降雨，除了第二個洪峰流量 4km 高度的 CAPPI 雷達回波推估降雨高於 15mm/hr，其餘皆低於 10mm/hr；第一、二個洪峰雨量與觀測值比較則低估約 40%~57%，第三個洪峰雨量與觀測值比較低估約 61%~86%，如表 5 所示。

由以上雨量分析結果經由評估方式計算後(表 6)可知， K_{DP} 雷達回波參數與降雨關係式在霞雲集水區的雨量估計雖然低估，但整體雷達參數推估降雨量值評估上整體來看與其餘雷達回波降雨關係式比較有較好的結果，而使用 Z_{DR} 的雷達估計降雨關係式的結果高估很多。另外我們在加上玉峰等兩站的降雨量與雨量站同點的雷達推估降雨值做比較，由 K_{DP} 推估降雨量於霞雲、玉峰雨量站的比較(圖 50 及圖 57)，明顯的看出降雨位置的差異對於降雨的影響，下游的霞雲站雷達回波推估降雨量於第一個洪峰雨量隨著高度越高而降雨量越少，但上游的玉峰站雷達回波推估降雨量則呈現相反地現象，其洪峰雨量隨著高度增加而降雨量越高，與之前提到的雨帶隨著地形傾斜結果呼應。 Z_H 及 Z_{DR} 推估降雨量於霞雲、玉峰雨量站的比較(圖 54、圖 58 及圖 55、圖 59)，明顯看出下游的霞雲站雷達回波推估降雨量較接近觀測值，但上游玉峰雨量站雷達回波推估降雨量 Z_H 及 Z_{DR} 皆高估， Z_H 高估大約 15mm/hr， Z_{DR} 高估大約 25mm/hr，可能的原因在於雨帶雲

層集中於上游的區域而導致雷達回波較強，進而使得推估降雨的結果高估。DSD 雷達回波推估降雨量於霞雲、玉峰雨量站的比較(圖 56 及圖 60)，下游的霞雲雨量站較為接近觀測雨量值，上游的玉峰雨量站於 3km 高度時明顯低估約 20mm/hr。

另外為了瞭解四種雷達參數推估降雨經由系集平均(Ensemble Mean)之後的雨量估計情況，因而將四種雷達參數推估降雨結果之算術平均值後計算每個網格的推估降雨量並與實際觀測雨量比較，如圖 61 所示，可明顯看出經由系集運用雷達推估降雨結果更為接近實際觀測值，第一、二雨量平均峰值與觀測值比較除了於 3.5km 高度的 CAPPI 低估 5%，3km、4km 則高估 5%、0.9%，第三個雨量峰值與觀測值比較低估約 8%~45%，因此可知使用雷達參數推估降雨 Z_{DR} 、 Z_H 高估以及 K_{DP} 、DSD 低估的情況經由系集平均之後其誤差上明顯減少，且於表 6 可以看出 RMSE 及 PMC 等評估方式接近 1，顯示經由系集平均之後有最好的結果。

5.3 2006 年碧莉斯颱風

針對此颱風之分析方法與對 2005 年龍王颱風時相同，將中央大學雙偏極化雷達資料選取台灣中北部範圍以觀察碧利斯颱風侵台期間之雷達回波分佈情況；由雷達資料顯示在颱風侵台期間因颱風強度較弱，接觸到山脈之後雨帶破碎。在此事件之中主要有兩個雨帶通過，一個是從颱風外圍接觸到陸地時往西南移動的雨帶，如圖 62 所示，另一個是颱風通過台灣之後往東北移動的雨帶，如圖 63 所示。

將 K_{DP} 雷達回波參數推估降雨的結果與霞雲集水區高義雨量站觀測雨量做比較，由圖 64 可以看到觀測雨量較大的期間(2006 年 7 月 13 日 00:00~24:00)雷達推估降雨明顯的低估，而在 7 月 15 日 12:00~17:00 的雷達推估降雨則是高估其觀測雨量；可能的原因在於颱風通過台灣之後的雨帶

從西南到東北方移動，實際降雨方面可能受到地形的影響，造成背風面的降雨較少。就不同高度的 CAPPI 之雷達回波推估雨量而言可以看出三層高度的降雨推估差異不大，彼此之間差異大小約 0.5~1mm/hr，隨著高度越高雨量越少。與實際觀測值比較，雨量極值低估約 69%~77%。

2006 年碧莉斯颱風之 Z_H 雷達回波參數推估降雨的結果由圖 65 可看出雷達推估雨量值明顯低估實際觀測降雨量，與實際觀測值比較雨量極值低估約 77%~82%。與 K_{DP} 雷達回波推估降雨差異性並不大，原因在於 K_{DP} 雷達回波參數推估雨量的計算上，因為回波小於 30dBZ 時必須使用 Z_H 雷達回波推估降雨關係式而使得兩者結果相似。

Z_{DR} 的雷達回波參數推估降雨結果(圖 66)與 K_{DP} 以及 Z_H 的雷達回波推估降雨比較，在主要的洪峰雨量觀測值上明顯的較接近實際雨量值，但於 7/15 00:00~7/15 23:00 可以看到在雨量上出現兩個峰值，而且較 7/13 的洪峰雨量值要來的高，可能的原因在於對流較旺盛，而導致雨滴形狀較為扁平，因此雨量估計明顯高估。將雷達回波 Z_{DR} 參數推估雨量值與實際雨量值做比較，洪峰雨量於 3km 處高估 1%，而在 3.5km 處、4km 處分別低估 9%、12%。

DSD 與降雨的關係式由結果可以看到推估的雨量是四個雷達回波參數推估雨量結果最低的。由圖 67 的比較圖可以看到，其推估雨量於整個事件上洪峰雨量則只有 4mm/hr，而雷達 DSD 參數推估雨量結果與觀測雨量值比較低估約 6~9 倍。

從雨量的結果來看在前段部份雨量皆低於觀測值，不過後段部份則有幾個雨量較多的峰值，其原因可能因為颱風通過北台灣之後，集水區上方的風向從東北風轉成西南風，因此造成在後段部份雷達推估結果有降雨，不過於觀測值並未看出，可能降雨未降在雨量觀測站上。從降雨比較圖可以很明顯的看出， Z_{DR} 高估其餘的雷達降雨關係式許多， K_{DP} 的結果較為接

近經過雨量內插方式的降雨體積。我們如果不考慮土地情況變化，單看各雷達降雨估計方式對於流量的影響，整體來看 K_{DP} 的結果雖然仍是有低估雨量的情況產生，但較其餘的雷達降雨估計方式較來的接近雨量觀測值。

第六章 流量結果分析

本章節先前的章節在流量模擬上為了瞭解不同土壤參數於霞雲集水區的影響，利用實際觀測雨量搭配內插方式做敏感度分析。然後再針對不同颱風個案將雷達資料[中央氣象局五分山 WSR-88D(NEXRAD)機型的都卜勒氣象雷達及中央大學大氣物理研究所雙偏極化雷達]做不同雷達回波參數推估降雨後，再輸入至水文模式(CASC-2D)做流量預測，比較並討論實際流量站資料與模擬流量結果之間的差異及其原因。

6.2 納莉颱風個案流量分析

在先前的雷達雨量推估上指出，若雷達回波未經過修正，其雷達推估降雨量明顯低估實際觀測雨量值。針對2001年納莉颱風，直接使用雷達波未修正估計降水值代入水文模式，其模擬流量(紅線)再與霞雲流量站實際觀測流量做比較(圖 68)，除了第二個洪峰有出現流量之外其餘時段則是處於無流量的情況，表示所推估的降雨量值皆入滲至土壤中。而經過雷達回波修正後所推估的降雨量再輸入至水文模式做流量預測(綠線)，與霞雲流量站實際觀測流量來比較可以看出，其模擬的第一個洪峰流量值低於觀測值的第一個洪峰流量值，而模擬的第二個洪峰流量值高於觀測值的第二洪峰流量值。原因在於雨量於第一個洪峰即為低估，再加上土壤入滲影響而導致模擬流量低估。我們挑選不同位置的流量站，從下游到上游分別為霞雲(圖 68)、高義(圖 69)、玉峰(圖 70)、秀巒(圖 71)，由表 4可看出在下游霞雲站實際流量利用雷達估計降水經過修正後的模擬結果較不好，而觀測雨量搭配距離平方反比則較好。在上游的秀巒流量站，利用雷達估計降水模擬經過修正後結果趨近於觀測值，而觀測雨量搭配距離平方反比則較差；另外也可知道未經過修正後雷達推估雨量，其結果相當不好，由於雷達估計降水值的誤差，會受到觀測區域與雷達站的距離、高度而有所影響，因此雷

達估計降水必須利用地面雨量觀測站做即時修正，方可得到最佳效果。從不同模擬時間的空間降雨分佈圖與水平流量圖(圖 72)顯示，在模擬20小時之後由於降雨主要集中於霞雲集水區東部地區，因此水位高處主要集中於下游段。而模擬40個小時之後降雨接近於西北方，在模擬水位結果於主河道上有較高的水位。模擬60小時之後則從圖上可以看出上游鎮西堡以及西丘斯山有較高的降雨，可知於此地區有較高的模擬水位結果。

6.3 龍王颱風個案流量分析

在 2005 年龍王颱風的流量觀測資料可以看到，霞雲流量站在龍王颱風侵台期間共有兩個洪峰流量，一個 10/2 10：00，洪峰流量為 $596\text{m}^3/\text{hr}$ ，另一個 10/2 15：00，洪峰流量為 $966\text{m}^3/\text{hr}$ 。從霞雲雨量站的觀測資料(圖 49)比較，其雨量第一、二極值較雨量第三極值雨量高，與流量第一個洪峰流量低、第二個洪峰流量高不同，可能原因在於當降雨落入地面之後，會因為截留以及入滲而導致流量減少。

應用雷達回波 K_{DP} 參數推估降雨結果從之前的章節雨量分佈可以看出，不論在何種高度推估降雨，其第一個洪峰雨量值是高於第二及第三洪峰雨量值(圖 50)。由圖 73 可以看出明顯的差異，3km 以及 3.5km CAPPI 高度的雷達 K_{DP} 推估降雨的流量趨勢接近觀測流量。但 4km CAPPI 高度的雷達推估降雨的流量預測結果則是第一個洪峰流量較高，第二個洪峰流量較低；可能因為在颱風雨帶沿著西北山區傾斜，因此造成雷達推估降雨的位置上差異，使得 3km 以及 3.5km CAPPI 高度雷達推估降雨位置較接近上游，而 4km CAPPI 高度雷達推估降雨的位置較接近下游，導致經由匯流到出流點的時間於 3km 及 3.5km CAPPI 高度較慢，於 4km CAPPI 高度較快。與實際流量觀測值比較明顯低估，第一個洪峰流量與實際洪峰流量值比較低估約 27%~67.7%，第二個洪峰流量與實際洪峰流量值比較低估約 60%

~77%，如表 5 所示。從雨量及流量的比較結果可以看出，當雷達推估降雨與觀測雨量值比較低估約 3~5mm/hr，其流量明顯的差異約 400m³/hr，影響幅度相當大。從表 7 可以看出隨著越高的 CAPPI 雷達推估降雨，對於整個事件流量模擬結果越好。

應用雷達回波 Z_H 參數推估降雨，在第一、二個洪峰雨量於不同高度的 CAPPI 皆是高估，而第三個洪峰雨量 3km 高度是高估，因此模擬流量與霞雲流量站的觀測結果從圖 74 比較可以看出其流量整體皆是高估。雖然在雨量上於第三個洪峰雨量低估，但由於第一個模擬洪峰流量值高估，使得當第一個洪峰流量未退水完成，緊接著產生第二個洪峰流量，而造成第二個洪峰流量高估。其模擬與觀測流量值比較上，第一個洪峰流量與實際洪峰流量值比較分別高估約 5、5.82、5.89 倍，第二個洪峰流量與實際洪峰流量值比較高估 3.03、2.47、1.17 倍，如表 5 所示。當雷達推估降雨與觀測雨量值比較高估約 8~12mm/hr，其流量明顯低高估約 3000~3500m³/hr，影響幅度同樣很大。由表 7 不同的評估方式對於不同高度 CAPPI 的流量結果，可以看出整體流量模擬結果其值與霞雲流量站的觀測流量結果較差。

應用雷達回波 Z_{DR} 參數推估降雨時，雨量較 Z_H 雷達回波參數推估降雨更為高估，雨量最高值有到 50mm/hr(圖 75)，將雷達回波參數推估雨量以及模擬流量結果做比較，第一洪峰雨量隨著高度而減少，第二洪峰雨量隨高度而增加，但其流量結果並非隨著高度增加或是減少，若將兩者洪峰雨量前後平均之後，雨量結果平均值為 33.3、27.5、33.86mm，表示 Z_{DR} 雷達回波參數推估降雨降在集水區上，其整體雨量值 4km>3km>3.5km，因此在流量上會出現不隨高度增加或減少的結果。由圖 75 中，第一個洪峰流量與實際洪峰流量值比較分別高估 7.5、7.87、8.39 倍，第二個洪峰與實際洪峰流量值比較分別高估 2.03、7.74、2.71 倍，如表 5 所示，因此可以知道流量高估明顯受到雨量高估的影響。從表 7 可以看出用 Z_{DR} 雷達回波參數推

估雨量模擬流量結果在龍王颱風事件中，與霞雲流量站流量觀測值比較整體來說，是四種雷達回波參數最差的。

應用雷達回波 DSD 推估降雨時，在雨量上有明顯的低估，在上一個章節提到 DSD 雷達推估降雨於第二、三洪峰雨量皆低於 15mm/hr(圖 56)。將模擬流量與石門水庫霞雲站觀測流量結果比較，由圖 76 可以明顯看到模擬流量低估。在第一個洪峰流量於不同高度 CAPPI 雷達推估降雨，流量則是隨著高度降低而增加，但第二個洪峰流量與第三個洪峰流量，由於雨量降到地表上後即入滲至土壤中，因而導致第二個及第三個洪峰流量呈現無流量的狀態。在第二個洪峰流量於 3km 高度的 CAPPI 雷達回波降雨出現流量，可能的原因在於降雨位置不在雨量站上空，而是降入集水區內的其他地方，因而在第二個洪峰流量出現流量值。從表 7 之不同評估方法對於不同高度的 CAPPI 雷達推估降雨模擬流量，整體來說隨著高度越高而模擬的流量結果越好。

就以上使用雷達估計降水輸入到水文模式之後的模擬流量與實際觀測流量比較， K_{DP} 、DSD 雷達回波推估降雨於整個事件流量結果與觀測流量則有明顯的低估，但整體來說 K_{DP} 的流量反應較 DSD 雷達推估降雨要好； Z_H 、 Z_{DR} 雷達回波推估計降雨則很明顯對於兩個洪峰皆高估，另外從上游的玉峰站實際觀測流量與模擬流量比較皆和霞雲站的結果相似。若不考慮其他土壤因素，顯示集水區的降雨使用不同雷達參數估計降雨對於流量有重要的影響。從空間水位圖結果(圖 78)顯示模式模擬 20 小時之後由於降雨於霞雲集水區東部有較大的降雨，模擬水位高度較高的部份主要集中於東部區域。模式模擬 30 小時之後，其位於白石站附近之上游地區降雨量較小，因而使得此地區模擬水位較低。

綜合運用的四種雷達參數推估降雨之系集平均結果，將其推估雨量平均結果輸入至水文模式(CASC-2D)模擬流量，由表 5 可看出與實際流量站

比較第一個洪峰流量值高估 1~3 倍，而第二個洪峰流量值高估 38%~66%，相較於其他雷達參數推估降雨模擬流量的結果，則 K_{DP} 法的流量模擬較好，不過與 Z_H 法、 Z_{DR} 法高估的情況則是有明顯的改善，如表 7 所示。另外可以看出雖然運用四種雷達參數推估降雨之系集平均，其降雨推估較接近於實際觀測雨量，但其模擬流量仍然有高估的現象，可能的原因是四種方法中有 3 種顯著高估流量(僅有一種低估)，因此系集平均結果依然高估流量。

6.4 碧利斯颱風個案流量分析

相較 2001 年納莉颱風以及 2005 年龍王颱風的個案而言，在 2006 年碧利斯颱風的個案中於觀測降雨量是比較少的，最高只有到 18mm/hr 的降雨量。由上一節不同雷達回波參數推估降雨量的結果顯示， K_{DP} (圖 50)、 Z_H (圖 54)、 DSD (圖 56)等雷達回波參數推估降雨量值最高不超過 10mm/hr。當此三個雷達回波參數推估雨量值輸入至水文模式(CASC-2D)，由於模式中考慮截留以及入滲現象，因此當雨量加入後隨即被入滲以及截留流失，造成最後所模擬的結果 K_{DP} (圖 79)、 Z_H (圖 80)、 DSD (圖 81)雷達回波參數推估雨量流量模擬結果幾乎沒有流量，因此在此三個雷達回波參數推估降雨模擬流量，不使用評估方式來做比較。

Z_{DR} 雷達回波參數推估降雨，在第一個洪峰雨量上雷達回波推估降雨其值較為接近高義雨量觀測站雨量值，且隨著高度越高其降雨量越大。將高義流量站觀測流量值與模擬流量比較，從圖 82 中可以看出 CAPPI 高度 3km 以及 3.5km 模擬流量分別高估約 41%、30%，而在 4km 高度模擬流量結果則是低估 24%。在第一個洪峰流量之後出現兩個洪峰流量值，從雨量的結果(圖 66)來看在前段部份雨量皆低於觀測值，不過於後段部份則有幾個雨量較多的峰值；其原因可能因為颱風通過北台灣之後，集水區上方的風向

從東北風轉成西南風，因此造成在後段部份雷達推估結果有降雨，不過於觀測值並未看出，可能降雨未降在觀測站上。由表 8 的不同高度 CAPPI 雷達推估降雨評估結果可看出高度越低模擬結果越好。

以上的結果可以知道在 2006 年碧莉斯颱風弱降雨個案上， K_{DP} 、 Z_H 、 DSD 等雷達回波參數推估雨量其結果都會低於觀測雨量，加上水文模式考慮截留以及入滲現象，因而直接的影響到流量模擬的結果。不過在弱降雨個案中 Z_{DR} 雷達回波推估降雨由於雨量推估上與高義雨量觀測站的觀測雨量值差不多，因此在流量模擬上則有較好的結果。從空間降雨分佈圖及模擬水位圖(圖 83)顯示，模式水位模擬 30 小時之後，降雨集中於下游霞雲站區域，因此上游模擬水位結果較低。而模擬 60 小時時候由於上游降雨集中上游，因此上游的模擬水位較高。

第七章 結論與建議

台灣地區每當到了颱風季節，通常颱風登陸台灣後會造成許多災害，包含土石流、洪水、山崩等。一般雷達回波推估降雨的研究中，主要是討論比較其雷達回波推估雨量與觀測雨量的準確性；而逕流模擬的研究中，通常是利用實際觀測降雨量搭配多種雨量內插方法後，輸入至水文模式中以模擬逕流。但其使用的雨量內插方法並不一定符合實際大氣中之降水分佈特徵，因此在流量模擬上可能會有所誤差。本論文研究目的為使用雷達觀測參數推估降雨進行模擬流量，藉以瞭解雷達參數推估降雨輸入至分散式水文模式(CASC-2D)後之流量模擬的適用性。

在 2001 年納莉颱風中，吾人利用中央氣象局 WSR-88D (NEXRAD) 機型雷達搭配降雨回波關係式推估降雨，其推估雨量結果明顯的低估。而雷達估計降雨修正值經過計算後的結果其比值為 3.77。若用雷達估計降水關係式反推雷達回波值需增加約為 7.3dBZ 左右，經由修正後的雷達推估降雨可以改善降雨估計結果。將修正過後的雷達推估雨量輸入至水文模式模擬逕流，於第一個洪峰流量受到雨量低估以及土壤入滲的影響而明顯低估。而從下游到上游不同位置的模擬流量評估結果可以看出，越上游模擬流量的結果較使用觀測雨量搭配降雨內插方法來的穩定。

於 2005 年龍王颱風個案中，吾人使用中央大學大氣物理研究所雙偏極化雷達資料，利用不同的雷達回波參數推估降雨。由結果可以看出使用 K_{DP} 雷達回波參數推估降雨計算降雨量，雖然與實際觀測雨量比較是為低估，但與其他雷達回波參數比較有較好的結果， Z_{DR} 雷達推估降雨則有明顯高估的現象。另外，不同 CAPPI 高度的雷達參數回波推估降雨結果，會由於雨帶沿著山區而傾斜，導致於不同高度雷達回波估計降雨量的位置也會不同，應而影響到流量模擬結果。另外，將四種雷達參數推估降雨之系集平均與觀測值比較可以看出其降雨推估結果有明顯改善，但輸入至水文模式

其模擬流量依然高估，可能原因為四種雷推估方法中有 3 種顯著高估流量 (僅 K_{DP} 雷達參數推估法低估估計流量)，以至於系集平均結果依然高估流量。

2006 年碧莉斯颱風個案與 2005 年龍王颱風個案的不同點，在於實際觀測雨量上其雨量較小，平均降雨率小於 15mm/hr。由雷達推估降雨結果可以看出在 K_{DP} 、 Z_H 、DSD 等雷達回波推估降雨皆低估於實際雨量觀測值， Z_{DR} 雷達回波推估降雨則較為接近實際雨量觀測。在模擬流量結果於 7/15 00:00~24:00 有兩個洪峰流量值，原因在於 7/15 00:00~24:00 時有一雨帶從西南往東北移動，因而造成雷達推估降雨上明顯看出兩個洪峰雨量，進而造成流量上兩個洪峰流量出現的情況。

總結以上的分析，我們可以知道使用雷達參數推估降雨對於集水區雨量分佈有明顯的改善，使用雙偏極化雷達回波參數推估降雨的結果於不同颱風個案中有顯著的差異。應用雷達 K_{DP} 參數推估降雨，雖然於雨量推估上與觀測值比較有低估的現象，其雨量估算結果與其餘雷達回波參數推估雨量來比較較為穩定。而雷達 Z_{DR} 參數推估降雨則明顯的高估，對於實際雨量值較小的個案上反而有較好的結果。因此對於雨量推估上，我們認為於大雨量個案的雨量推估應用雷達 K_{DP} 回波參數，而小雨量個案的雨量推估應用雷達 Z_{DR} 回波參數較為適合。但若將此結論應用於降雨估算作業上會存在著雨量大小的評估問題，所以必須配合即時觀測雨量資訊做為雨量大小的評斷標準，以提供各雷達回波參數推估降雨方法於不同雨量大小個案的綜合運用。逕流模擬受到雨量分佈情況及累積雨量值的多寡影響相當大，若雨量差異 $\pm 14\text{mm/hr}$ 左右，則流量明顯的差異約 $\pm 1000\text{m}^3/\text{hr}$ 。假使再加上土壤及土地利用的不同而導致流量差異，整體來說可以達到 $\pm 1000 \sim 2000\text{m}^3/\text{hr}$ 左右的流量變化。

建議

在本論文研究中主要針對中央大學雙偏極化雷達回波參數推估雨量輸入至水文模式模擬流量結果做探討，於颱風個案上僅選擇 3 個個案，建議在之後的研究中可以增加颱風個案或是其他極端降雨事件以探討本論文研究之適用性。另外，可以考慮實際土地利用、土壤資料以及河道基流流量的變異性，以減少水文模式上的誤差。

參考文獻

- Brandes, E. A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2003: An evaluation of a drop distributionbased rainfall estimator. *J. Appl. Meteor.*, **42**, 652–660.
- Breve, K. and A. Binley, 1992 : The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*, **6**, 279-298.
- Green, W. H., and G. A. Ampt, 1911: Studies on soil physics:1. Flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci.*,**4**,1-24.
- Jameson, A. R., and E. A. Mueller,1985: Estimation of propagation-differential phase shift from sequential orthogonal linear polarization radar measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **2**, 133-137.
- Javier, Julie Rose, N. James, A. Smith, Katherine L. Meierdiercks, and Mary Lynn Baeck, 2007 : Flash flood forecasting for small urban watersheds in the Baltimore metropolitan region. *Weather And Forcasting*, **22**, 1331-1344 °
- Julien ,P. Y., Saghafian, B., and Ogden, F. L., 1995:Raster-based hydrologic modeling of spatially-varied surface runoff. *Water Resources Bulletin*, **31(3)**, 523-536.
- Keenan, T. D.,D. S. Zrnica, L. Carey, P. May, and S. Rutledge,1997: Sensitivity of C-band polarimetric variables to propagation and backscatter effects in rain. *Amer. Meteo. Soci.*,**39**,1514-1526.
- Li, M. -H., M. -J. Yang, R. Soong, and H. -L. Huang, 2005: Simulating typhoon floods with gauge data and mesoscale-modeled rainfall in a mountainous watershed. *J. hydrometeor.*,**6**,306-323.
- Rawls, W. J., Brakensiek, D. L., and Miller, N.,1983: Green-Ampt infiltration parametets from soils data. *J. of Hydr. Engrg.*, ASCE,**109**,62-70.
- Rojas, R., 2002 : GIS-based upland erosion modeling, geovisualization and grid

- size effects on erosion simulations with CASC2D-SED. PhD thesis, Dept. Civil Engr., Colorado State University, 124 page.
- Rojas, R., Julien, P., and Johnson, B., 2003: CASC2D-SED version 1.0 Reference Manual. Colorado State University.
- Roshan S., Yasuto T., and Kaoru T., 2006: Input data resolution analysis for distributed hydrological modeling. *Journal of Hydrology*, **319**, 36-50.
- Sachidananda, M., and D. S. Zrnicek, 1987: Rain rate estimates from differential polarization measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **4**, 588-598.
- Seuffert, G., P. Gross, C. Simmer, and E. F. Wood, 2002: The influence of hydrologic modeling on the predicted local weather: Two-way coupling of a mesoscale weather prediction model and a land surface hydrologic model. *J. Hydrometeorology*, **3**, 505-523.
- Seliga, T. A., and V. N. Bringi, 1976: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Appl. Meteor.*, **15**, 69-76.
- Steiner, M., R. A. Houze, and S. E. Yuter, 1995: Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *Journal of Applied Meteorology* **34**, 1978-2007.
- Werner K., David B., Martyn C., and Subhrendu G., 2005: Incorporating medium-range numerical weather model output into the ensemble streamflow prediction system of the national weather service. *Journal of Hydrometeorology*, **6**, 101-114.
- Willmott, C. J., 1981: On the validation of models. *Physical Geography*, **2**, 184-194.
- Yang, M.-J., D.-L. Zhang, and H.-L. Huang, 2008: A modeling study of Typhoon Nari (2001) at Landfall. Part I: Topographic effects. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 3095-3115.
- Zhang, G., J. Vivekanandan, and E. A. Brandes, 2001: A method for estimating rain rate and drop size distribution from polarimetric radar measurements.

IEEE.Trans. Geosci. Remote Sens., **39**, 830-841.

Zrníc D. S., T. D. Keenan, L. D. Carey, and P. May, 2000: Sensitivity analysis of polarimetric variables at a 5-cm wavelength in rain. *J. Appl. Meteorol.*, **39**,1514-1526.

王如意、易任，1992：應用水文學，國立編譯館出版。

楊政潭，2002：雷達回波應用於颱風降雨空間分佈與總量之研究-以納莉颱風為例，國立中央大學水文科學研究所碩士論文，共 103 頁。

張偉裕，2002：利用雨滴譜儀分析雨滴粒徑分佈納莉颱風個案，國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，共 93 頁。

林位聰，2004：利用二維雨滴譜儀研究雨滴譜特性，國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，共 100 頁。

紀博庭，2005：利用中央大學雙偏極化雷達資料反求雨滴粒徑分佈及降雨率方法的研究，國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，共 78 頁。

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 81 頁。

黃奕璋，2007：極端降雨事件分散式集水區逕流模式之發展與驗證，國立中央大學水文科學研究所碩士論文，共82頁。

李煜欽，2007：分散式逕流模式應用於石門水庫極端降雨事件之模擬，國立中央大學水文科學研究所碩士論文，共132頁。

蔣忠廷，2007：台灣地區降水型態分類之研究：層狀降水與對流降水型態，國立中央大學水文科學研究所碩士論文，共77頁。

傅佑瑜，2008：2005年台灣地區季節性降雨之特徵及颱風事件之逕流模擬，國立中央大學水文科學研究所碩士論文，共146頁。

表附錄

表 1:曼寧氏粗糙係數表 (王如意, 2003)。

計算公式： $n = (n_0 + n_1 + n_2 + n_3 + n_4) \times m_5$			
水道條件		數值	
水道條件	土質	n0	0.02
	岩石		0.025
	細卵石		0.024
	粗卵石		0.028
不規則程度	平滑	n1	0.000
	微		0.005
	普通		0.010
	極不規則		0.02
斷面變化	無	n2	0.000
	偶有變化		0.005
	經常變化		0.01~0.015
障礙作用	可忽略	n3	0.000
	微		0.01~0.015
	顯著		0.02~0.03
	極劇		0.04~0.06
植物	低短	n4	0.005~0.01
	普通		0.01~0.025
	高大		0.025~0.05
	極高大		0.05~0.1
蜿蜒程度	微	m5	1.000
	顯著		1.15
	極劇		1.3

表 2:格林-安普入滲公式參數表(Rawls et al., 1983)。

	Total porosity	Effective porosity	Air entry pressure(cm)	Ks(cm/h)	Hc(cm)
Sand	0.437	0.417	7.26	23.56	9.62
Loam sand	0.437	0.401	8.69	5.98	11.96
Sandy loam	0.453	0.412	14.66	2.18	21.53
Loam	0.463	0.434	11.15	1.32	17.5
Silt loam	0.501	0.486	20.79	0.68	32.96
Sandy clay loam	0.398	0.33	28.08	0.3	42.43
Clay loam	0.464	0.39	25.89	0.2	40.89
Silty clay loam	0.471	0.432	32.56	0.2	53.83
Sandy clay	0.430	0.321	29.17	0.12	46.65
Silty clay	0.479	0.423	34.19	0.1	57.77
Clay	0.475	0.385	37.30	0.06	62.25

表 3:2001 年納莉颱風雷達推估降雨雨量峰值與模擬流量峰值結果比較

2001 年納莉颱風雷達推估降雨雨量峰值與模擬流量峰值結果比較			
觀測雨量站	高度	雷達回波 未修正	雷達回波 已修正
霞雲	第一推估雨量峰值	-83.46%	-39.02%
	第一模擬流量峰值	-100.00%	-66.73%
	第二推估雨量峰值	-91.87%	19.62%
	第二模擬流量峰值	-57.35%	-68.70%
高義	第一推估雨量峰值	-79.26%	-23.21%
	第一模擬流量峰值	-99.98%	-44.20%
	第二推估雨量峰值	-64.35%	32.02%
	第二模擬流量峰值	-91.91%	34.66%
玉峰	第一推估雨量峰值	-86.02%	-47.72%
	第一模擬流量峰值	-100.00%	-79.84%
	第二推估雨量峰值	-60.11%	46.50%
	第二模擬流量峰值	-99.79%	-10.95%
秀巒	第一推估雨量峰值	-75.93%	-40.05%
	第一模擬流量峰值	-100.00%	-31.71%
	第二推估雨量峰值	-56.67%	57.71%
	第二模擬流量峰值	-98.31%	194.58%

表 4:2001 年納莉颱風之不同流量站流量模擬結果評估。

觀測雨量站	評估方法	距離平方反比	雷達回波 未修正	雷達回波 已修正
霞雲	RMSE	0.657	0.988	0.794
	EFFIC	0.709	-1.288	0.2451
	NSI	0.772	-535.820	0.197
	IOA	0.936	0.450	0.740
	PMC	0.928	0.553	0.612
高義	RMSE	0.667	0.984	0.817
	EFFIC	0.543	-1.370	-0.017
	NSI	0.731	-409.295	0.162
	IOA	0.910	0.455	0.667
	PMC	0.876	0.496	0.505
玉峰	RMSE	0.782	1.001	0.876
	EFFIC	0.678	-0.917	0.195
	NSI	0.638	-11541.897	-0.815
	IOA	0.916	0.430	0.640
	PMC	0.916	0.33	0.493
秀巒	RMSE	1.821	1.003	0.998
	EFFIC	-2.737	-1.343	-0.673
	NSI	0.381	-30815.652	-0.258
	IOA	0.916	0.430	0.640
	PMC	0.680	0.259	0.295

表 5:2005 年龍王颱風不同高度之各種雷達推估降雨雨量峰值與模擬流量峰值結果比較。

2005 年龍王颱風雷達推估降雨雨量峰值與模擬流量峰值結果比較				
雷達推估降雨	高度	3km	3.5km	4.0km
K_{DP}	第一、二推估雨量平均峰值	-40.04%	-41.32%	-43.36%
	第一模擬流量峰值	-67.76%	-61.79%	-27.32%
	第三推估雨量峰值	-60.11%	-77.95%	-67.70%
	第二模擬流量峰值	-57.35%	-68.70%	-68.33%
Z_H	第一、二推估雨量平均峰值	32.74%	28.76%	23.24%
	第一模擬流量峰值	509.21%	582.44%	589.42%
	第三推估雨量峰值	21.92%	-12.54%	-37.68%
	第二模擬流量峰值	303.16%	247.82%	171.54%
Z_{DR}	第一、二推估雨量平均峰值	80.36%	54.45%	70.79%
	第一模擬流量峰值	750.41%	787.66%	839.98%
	第三推估雨量峰值	-17.65%	23.53%	172.10%
	第二模擬流量峰值	203.99%	174.67%	271.98%
DSD	第一、二推估雨量平均峰值	-41.65%	-57.80%	-40.10%
	第一模擬流量峰值	-81.06%	-69.19%	-64.45%
	第三推估雨量峰值	-85.62%	-86.84%	-61.33%
	第二模擬流量峰值	-87.23%	-97.08%	-95.33%
平均四種雷達 推估降雨結果	第一、二推估雨量平均峰值	5.36%	-4.99%	0.98%
	第一模擬流量峰值	185.06%	263.58%	310.71%
	第三推估雨量峰值	-45.66%	-45.63%	-8.36%
	第二模擬流量峰值	66.37%	38.62%	37.60%

表 6:2005 年龍王颱風於霞雲雨量站之不同高度各種雷達推估降雨評估表。

2005 年龍王颱風於霞雲雨量站之雷達推估降雨評估				
雷達參數推估降雨	高度	3km	3.5km	4.0km
K_{DP}	RMSE	0.926	0.918	0.916
	EFFIC	0.426	0.479	0.632
	PMC	0.696	0.746	0.828
	NSI	-0.343	-0.298	0.236
	IOA	0.764	0.789	0.864
Z_H	RMSE	1.380	1.206	1.162
	EFFIC	0.008	0.243	0.323
	PMC	0.782	0.808	0.819
	NSI	0.569	0.627	0.652
	IOA	0.828	0.860	0.872
Z_{DR}	RMSE	1.437	1.447	1.768
	EFFIC	-0.844	-0.582	-1.966
	PMC	0.814	0.757	0.823
	NSI	0.536	0.516	0.445
	IOA	0.782	0.781	0.721
DSD	RMSE	0.972	0.984	0.990
	EFFIC	0.097	0.081	0.279
	PMC	0.497	0.496	0.609
	NSI	-1.692	-2.419	-1.092
	IOA	0.630	0.613	0.687
平均四種雷達推估降雨結果	RMSE	1.050	1.001	1.083
	EFFIC	0.528	0.542	0.560
	PMC	0.795	0.783	0.833
	NSI	0.622	0.576	0.691
	IOA	0.884	0.878	0.902

表 7:2005 年龍王颱風於霞雲流量站之不同高度各種雷達推估降雨模擬流量評估表。

2005 年龍王颱風於霞雲流量站之雷達推估降雨模擬流量評估				
雷達參數推估降雨	高度	3km	3.5km	4.0km
K_{DP}	RMSE	0.903	0.910	0.876
	EFFIC	-0.126	-0.278	-0.046
	PMC	0.910	0.873	0.749
	NSI	-7.317	-13.435	-3.852
	IOA	0.626	0.573	0.624
Z_H	RMSE	5.162	5.240	5.054
	EFFIC	-17.716	-16.759	-14.607
	PMC	0.570	0.534	0.493
	NSI	0.064	0.058	0.066
	IOA	0.379	0.372	0.371
Z_{DR}	RMSE	8.433	8.665	8.924
	EFFIC	-23.558	-26.473	-34.228
	PMC	0.344	0.336	0.434
	NSI	-0.038	-0.050	-0.055
	IOA	0.269	0.251	0.259
DSD	RMSE	0.969	0.969	0.943
	EFFIC	-0.742	-0.816	-0.707
	PMC	0.835	0.533	0.512
	NSI	-113.481	-96.177	-45.951
	IOA	0.495	0.485	0.497
平均四種雷達推估降雨結果	RMSE	2.102	2.094	2.272
	EFFIC	-1.463	-1.876	-2.590
	PMC	0.617	0.561	0.557
	NSI	0.361	0.302	0.281
	IOA	0.685	0.636	0.603

表 8:2006 年碧利斯颱風不同高度 Z_{DR} 雷達推估降雨模擬流量評估

2006 年碧利斯颱風 Z_{DR} 雷達推估降雨模擬流量評估			
高度	3km	3.5km	4.0km
RMSE	0.870779	1.317013	1.489471
EFFIC	0.28663	0.13405	-0.32186
PMC	0.73244	0.6696	0.36174
NSI	0.53012	0.41494	-0.23573
IOA	0.84107	0.8074	0.6052

圖附錄

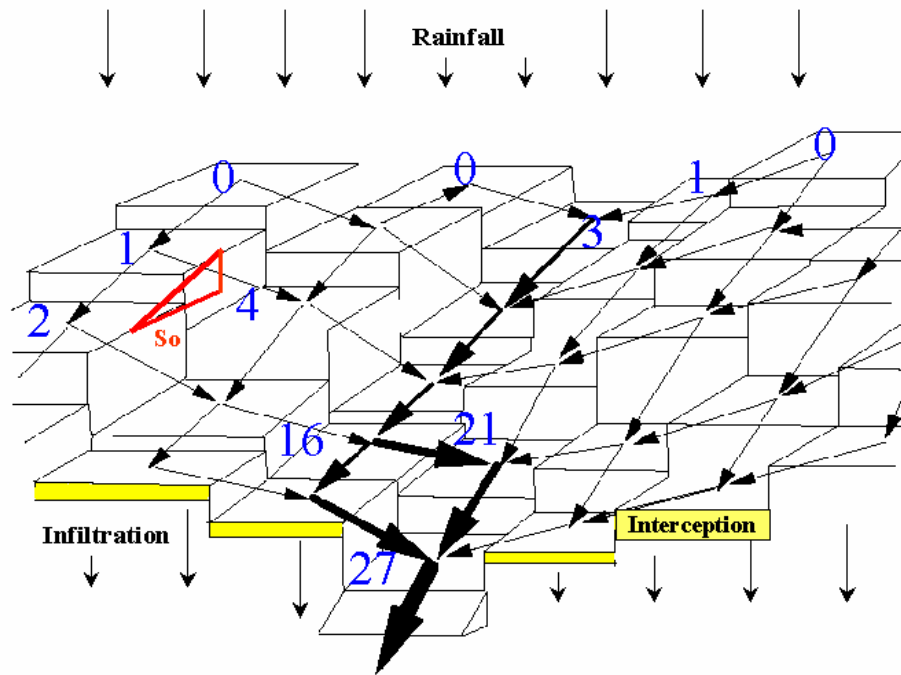


圖 1:水文模式 (CASC-2D) 模擬示意圖。
(圖片摘自 CASC-2D 操作手冊,2003)

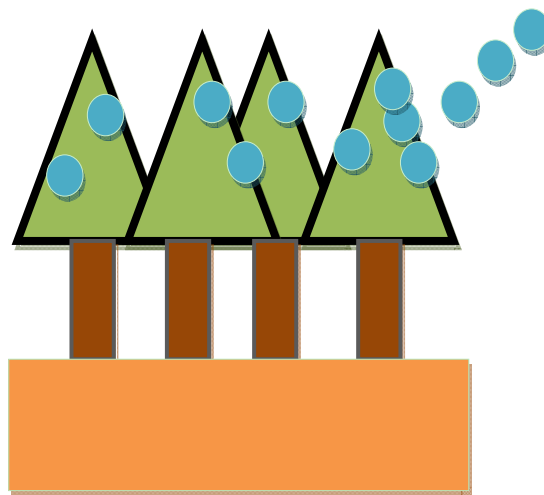


圖 2:截留示意圖。
當降雨事件發生初期，其雨滴會先掉落於樹枝、樹葉上，此即為截留現象。

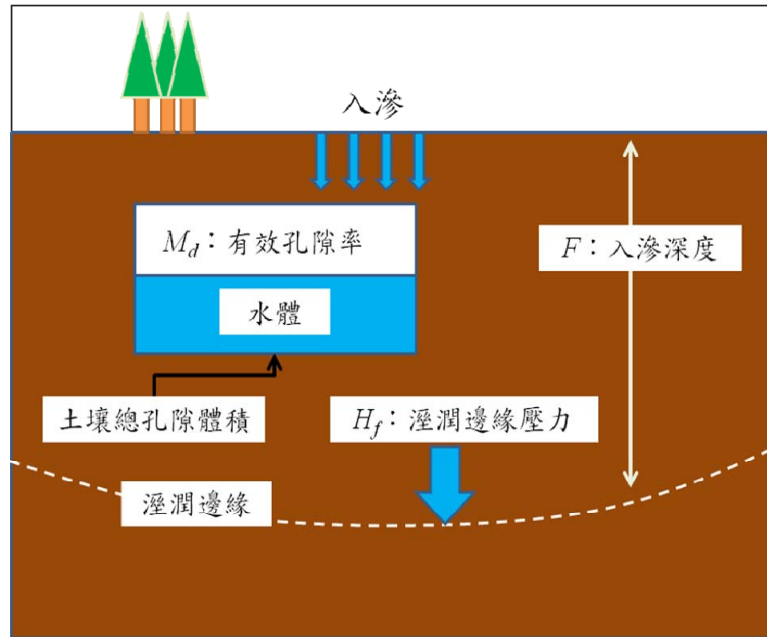


圖 3:入滲示意圖。(改繪於李煜欽，2006)

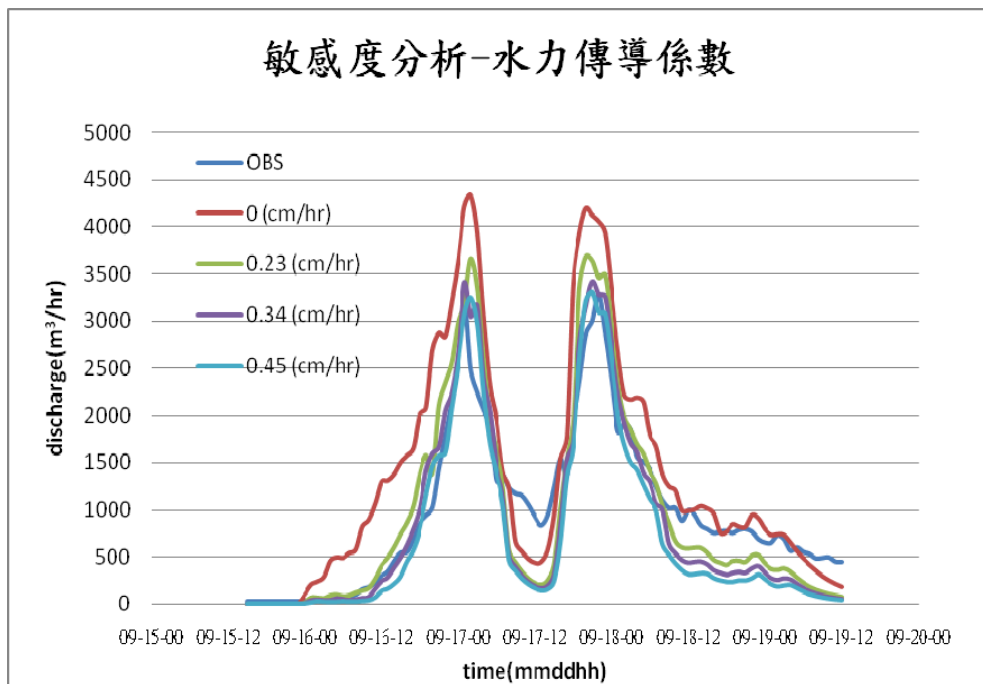


圖 4:水力傳導係數敏感度分析。

(以 2001 年納莉颱風事件為例，分別使用不同的水力傳導係數做流量模擬。)

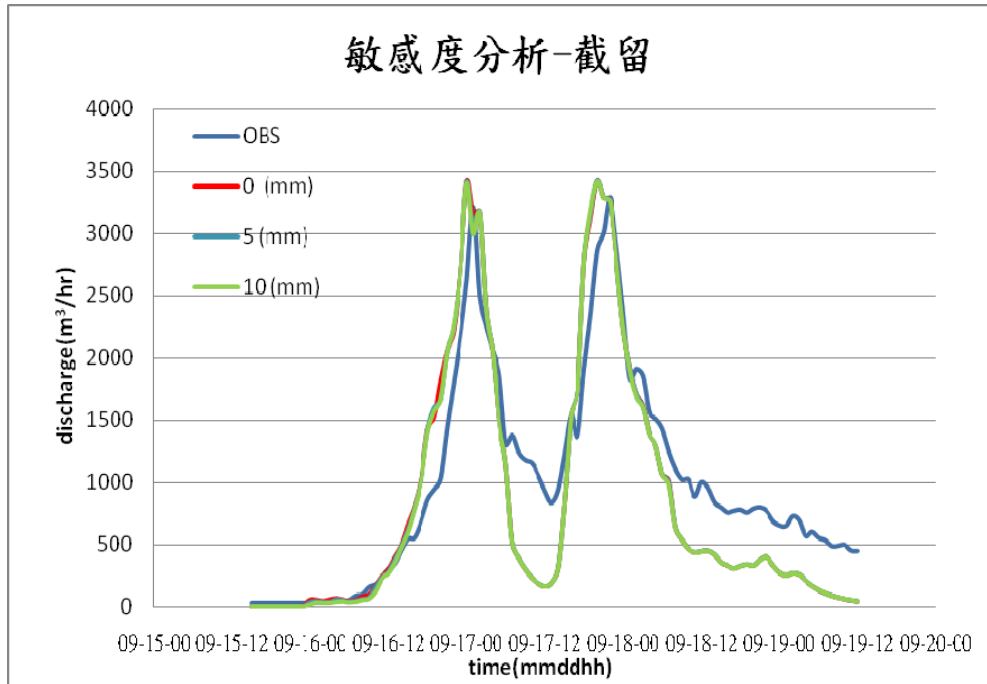


圖 5:截留敏感度分析。

(以 2001 年納莉颱風事件為例，分別使用不同的截留深度做流量模擬。)

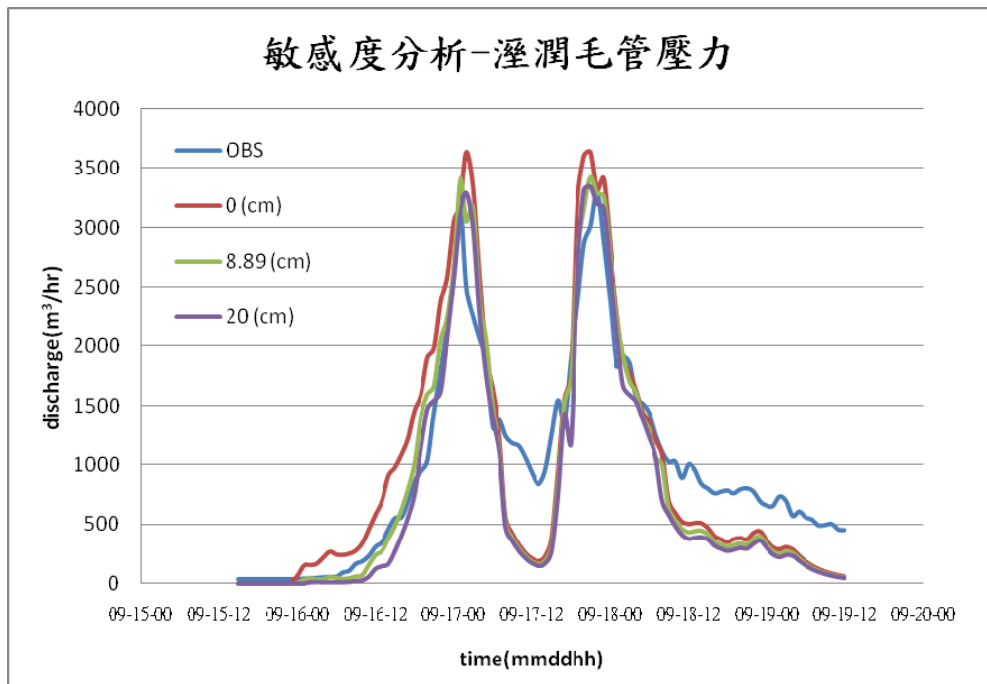


圖 6:溼潤毛管壓力敏感度分析。

(以 2001 年納莉颱風事件為例，分別使用不同的截留深度做流量模擬。)

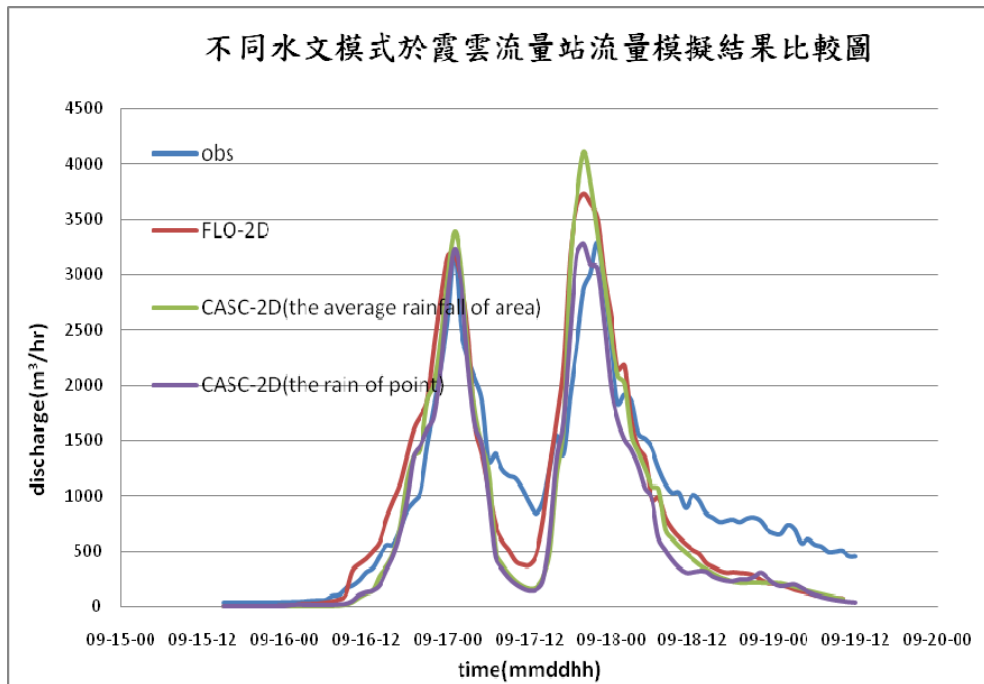


圖 7:不同水文模式於霞雲流量站流量模擬結果比較圖。
 (紅色線是使用面積平均雨量輸入至水文模式(FLO-2D)流量模擬結果,綠色線是使用面積平均雨量輸入至水文模式(CASC-2D)流量模擬結果,紫色線是使用徐昇式多邊形法內插雨量輸入至水文模式(CASC-2D)流量模擬結果。)

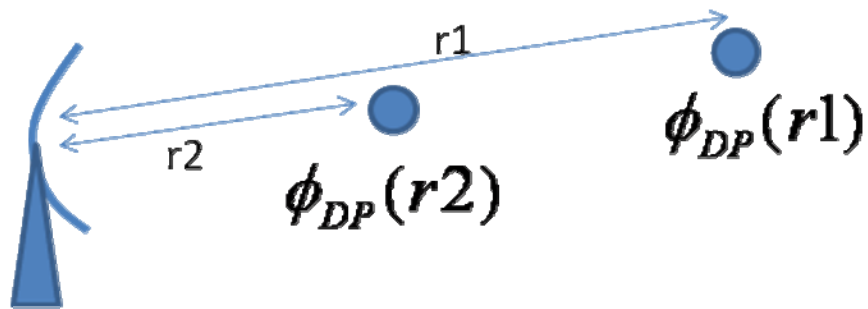


圖 8:比差異相位差示意圖。

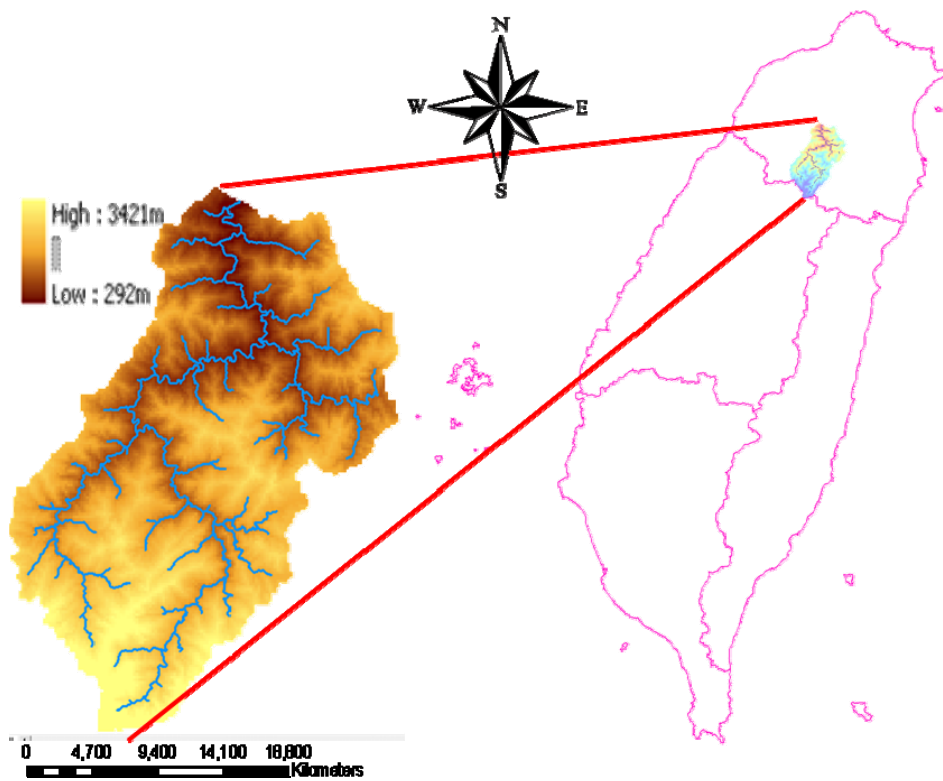


圖 9:霞雲集水區於台灣地區位置圖。

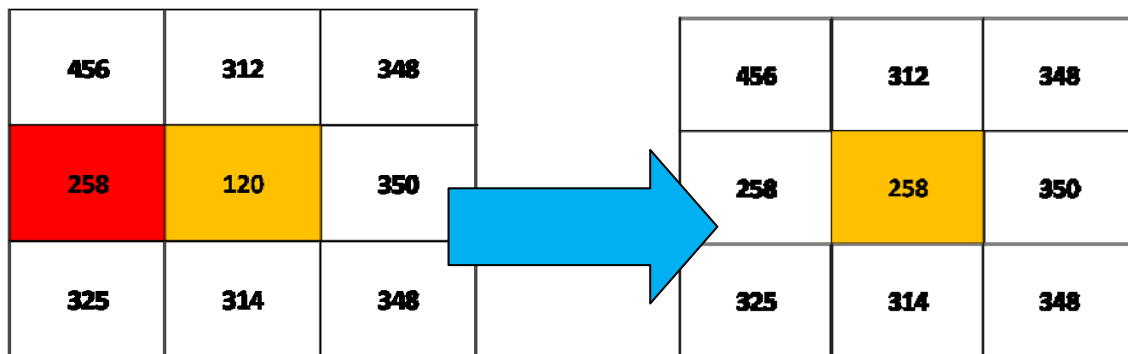


圖 10:凹點填平示意圖。

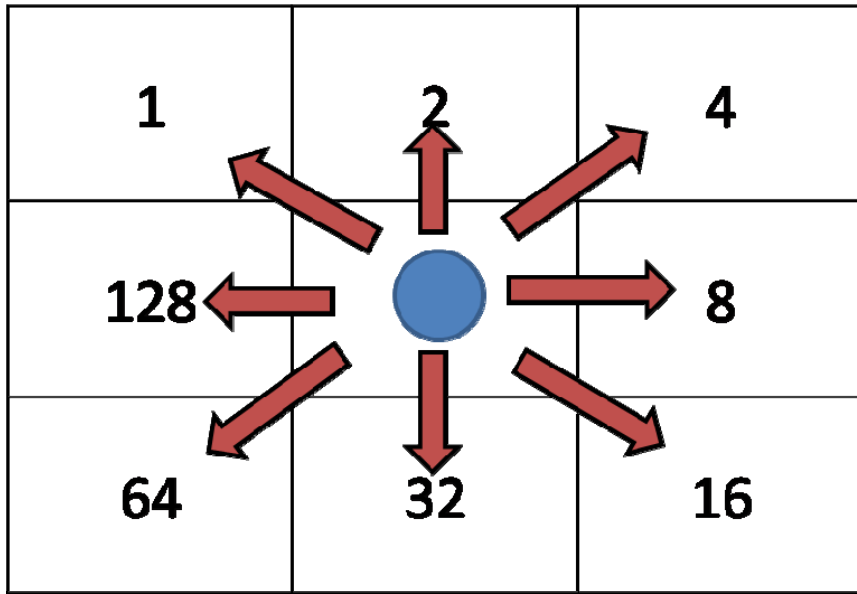


圖 11:流向判斷示意圖。

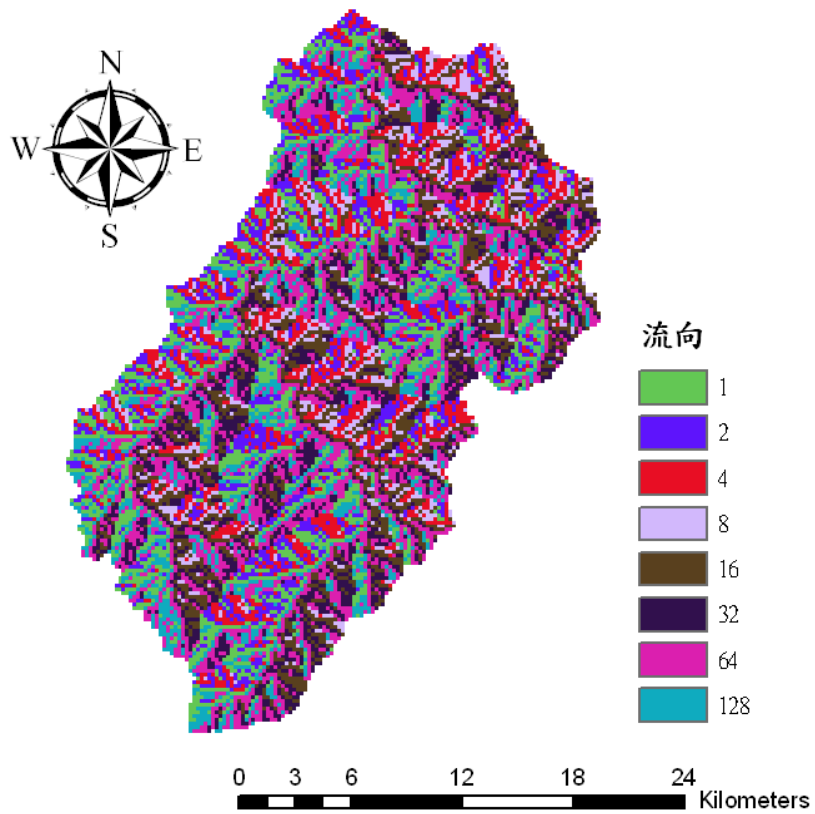


圖 12:霞雲集水區流向判斷結果圖

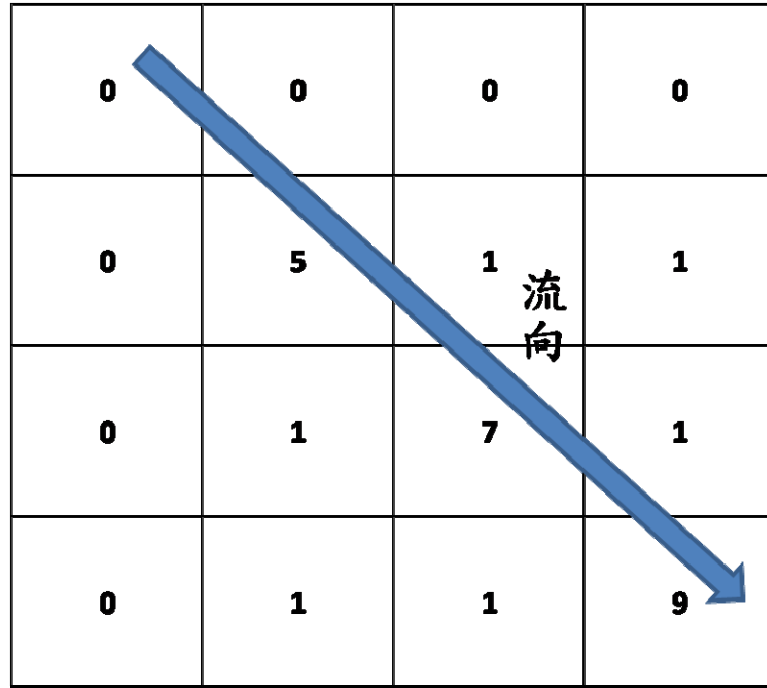


圖 13:流量累積示意圖。

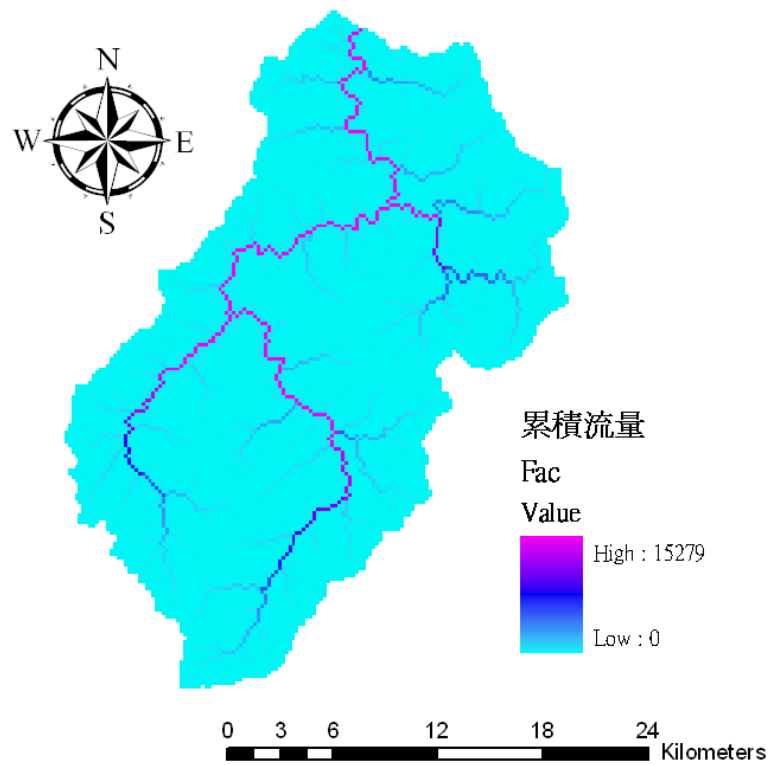


圖 14:霞雲集水區累積流量結果圖。

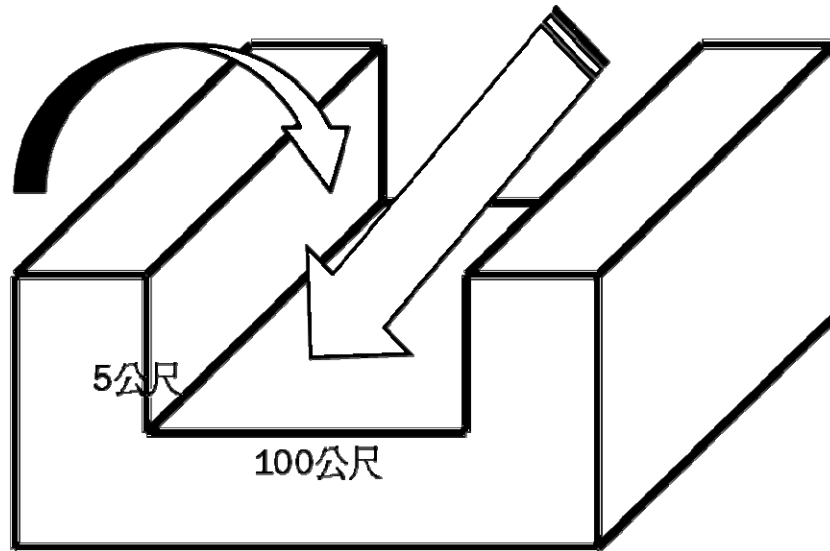


圖 15: 渠道斷面示意圖

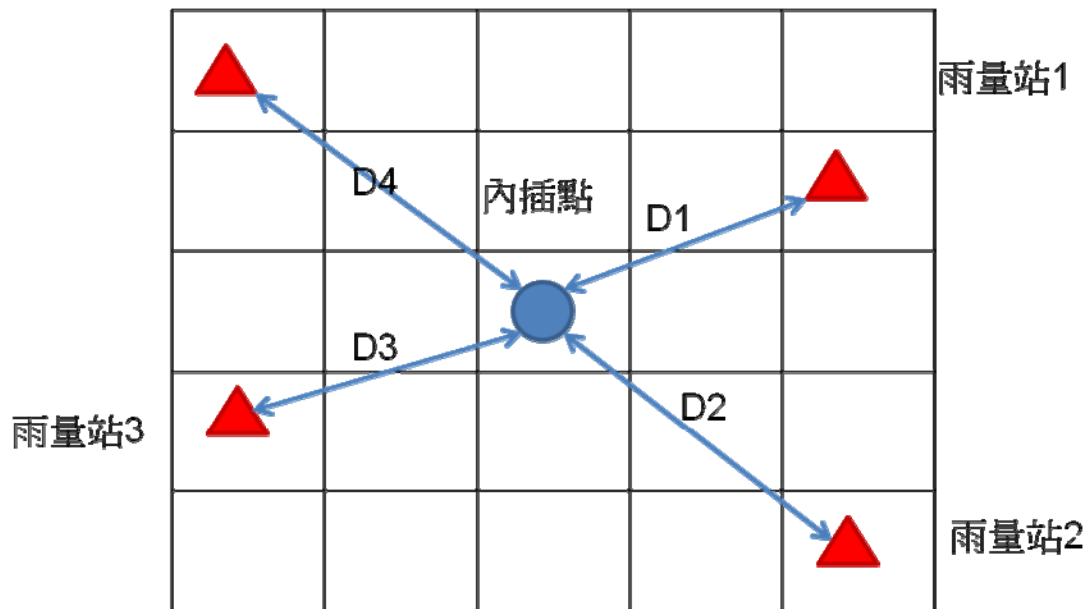


圖 16: 距離平方反比法示意圖

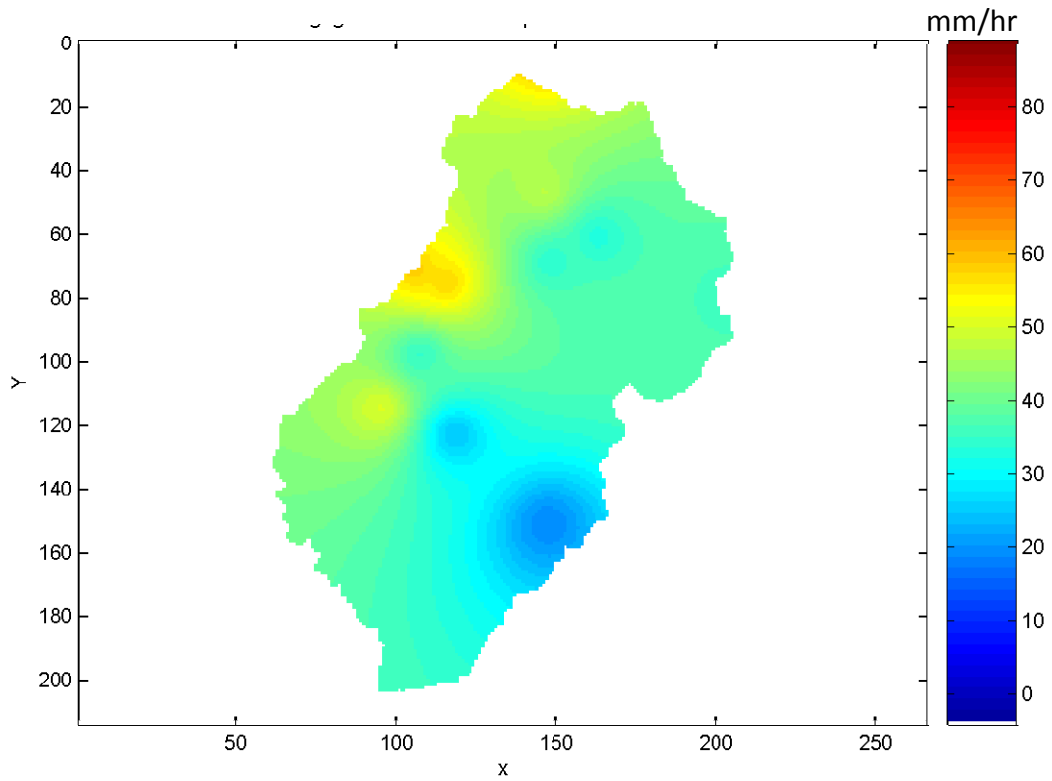


圖 17:距離平方反比法於霞雲集水區之內插結果圖

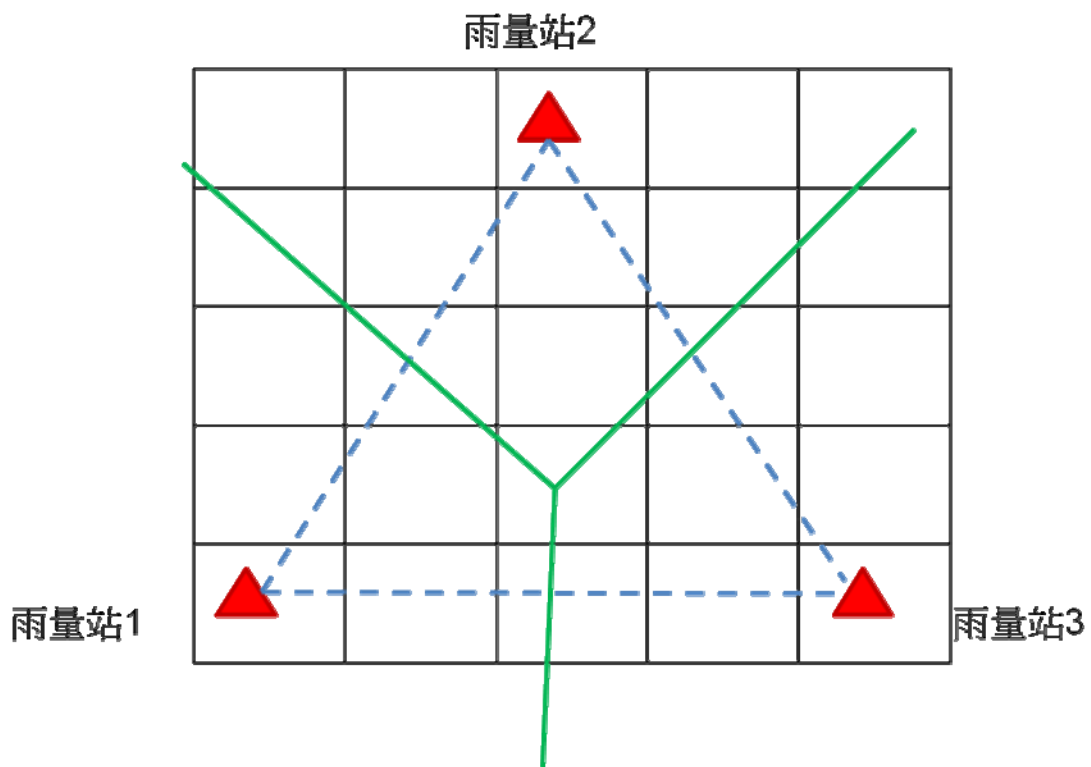


圖 18:徐昇式多邊形法示意圖

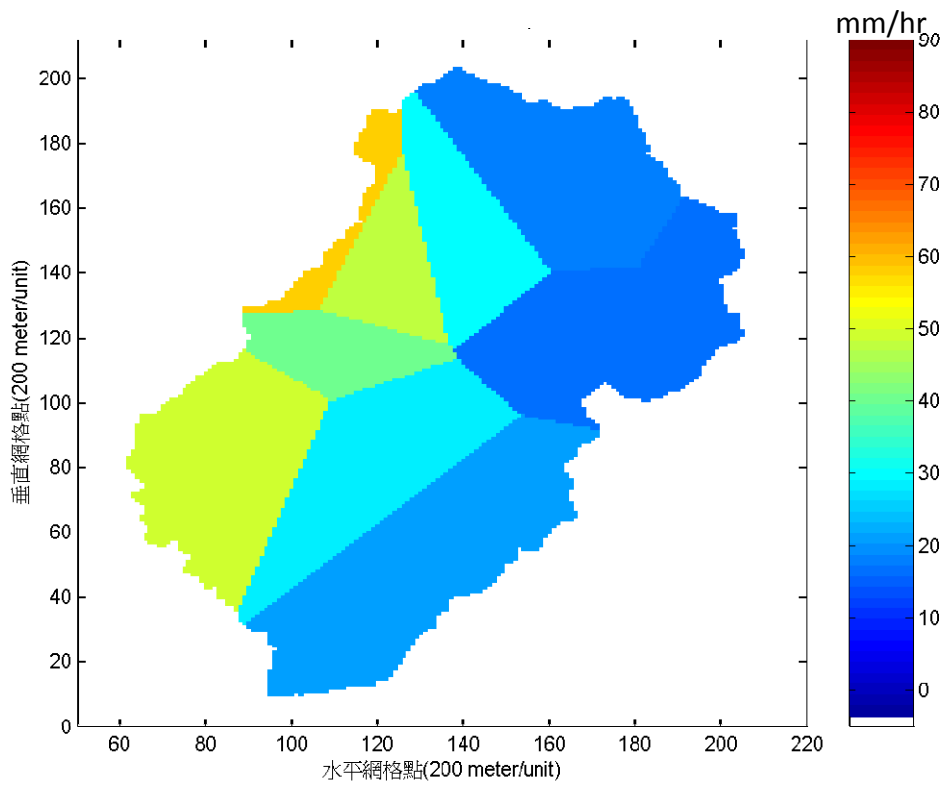


圖 19:徐昇式多邊形法於霞雲集水區之內插結果。

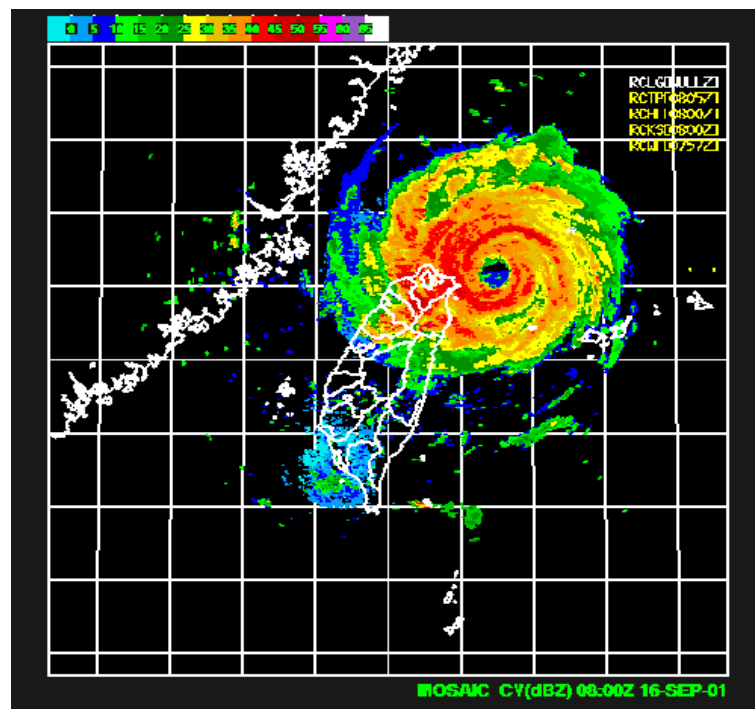


圖 20:中央氣象局 2001 年納莉颱風 9/16 08:00 UTC 合成雷達回波圖。
(圖片來源：中央氣象局網站/颱風資料庫 <http://www.cwb.gov.tw>)



圖 21:從 1983~2006 年 颱風路徑統計分類圖。
 (圖片來源：中央氣象局網站/氣象宣導 <http://www.cwb.gov.tw>)

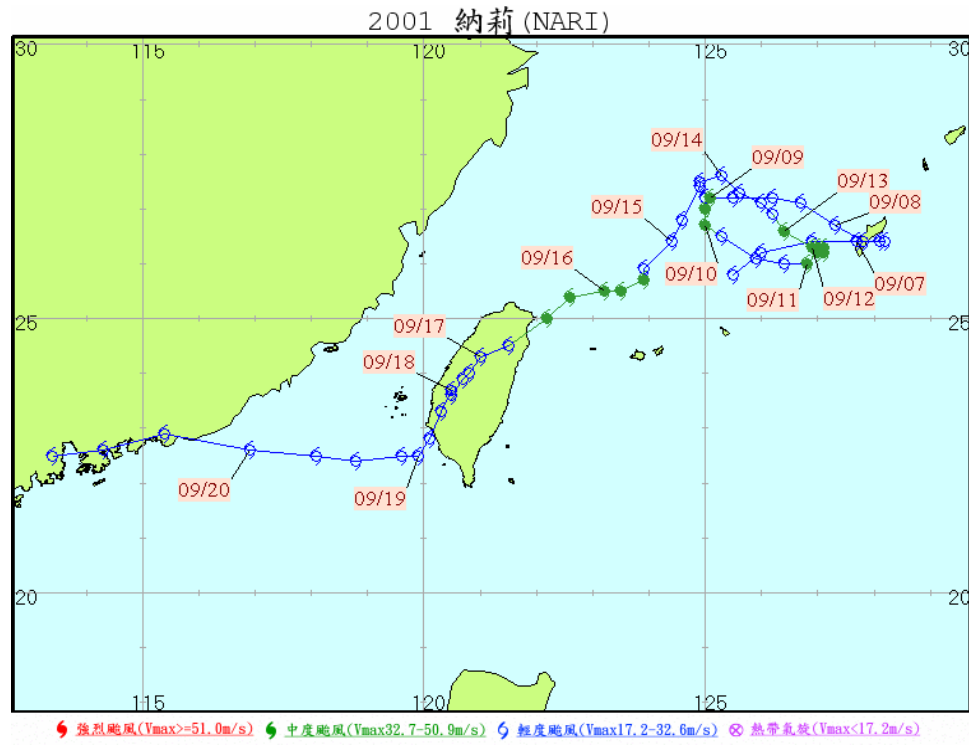


圖 22:2001 年納莉颱風之颱風路徑圖。
 (圖片來源：中央氣象局網站/颱風資料庫 <http://www.cwb.gov.tw>)

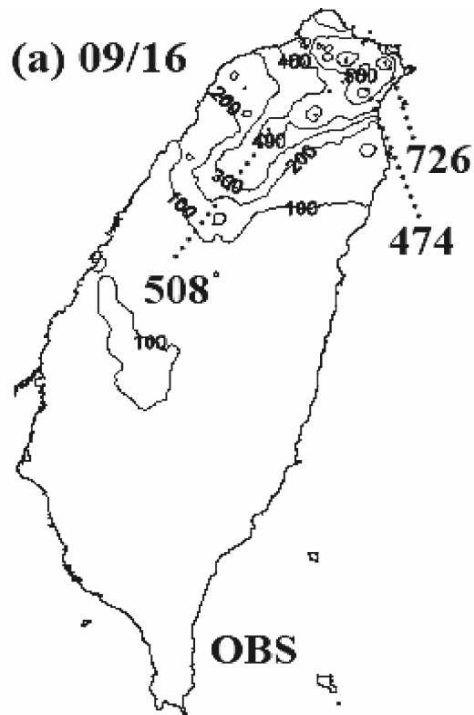


圖 23:中央氣象局 2001 年納莉颱風 9/16 00:00~24:00 UTC 之累積雨量圖。[引用 Yang et al.(2008)之圖 6a(OBS)]

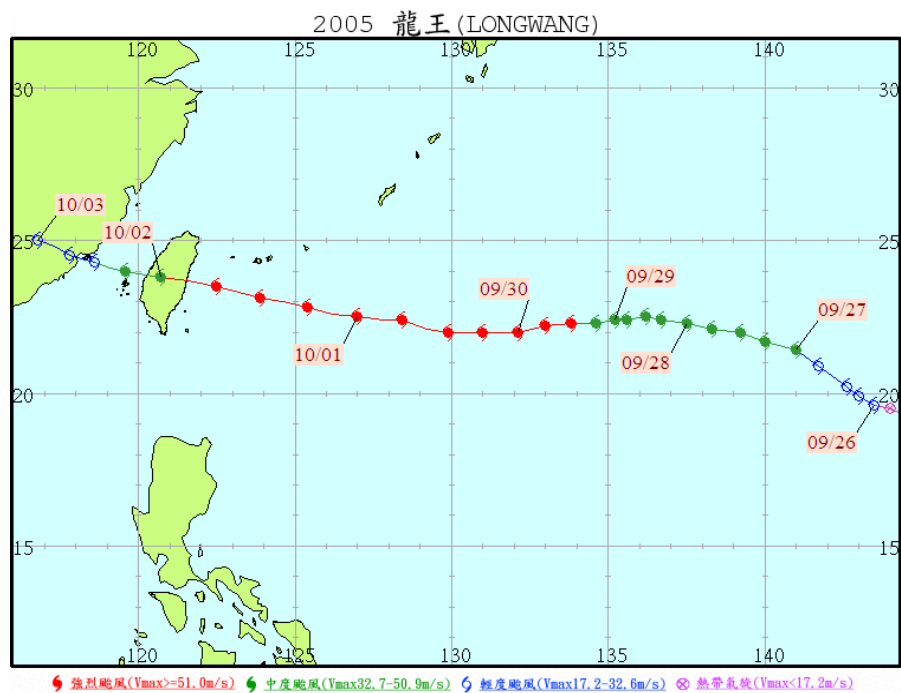


圖 24:2005 年龍王颱風之颱風路徑圖。
(圖片來源：中央氣象局網站 <http://www.cwb.gov.tw>)

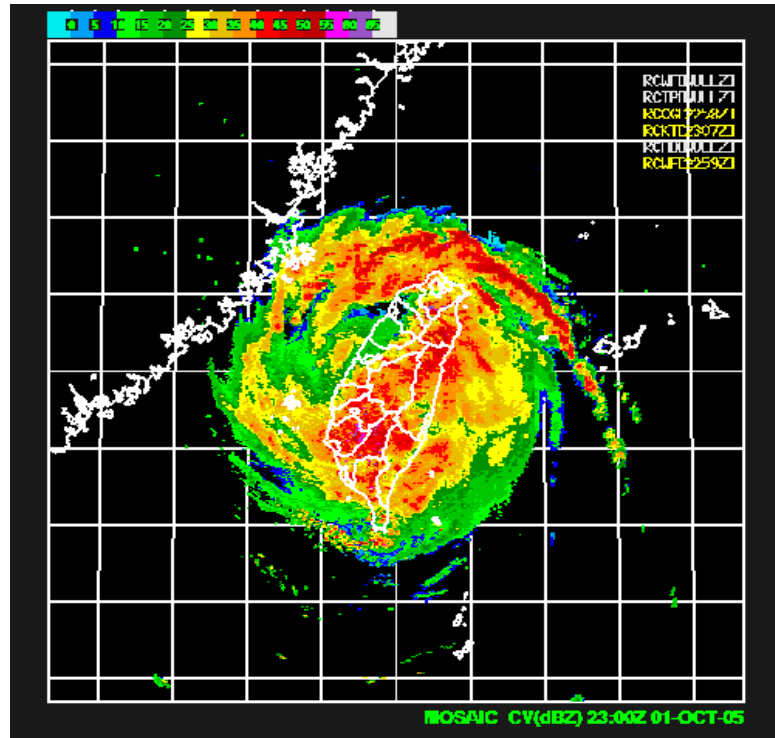


圖 25:中央氣象局 2005 年龍王颱風 10/1 23 : 00 UTC 合成雷達回波圖。
 (圖片來源：中央氣象局網站/颱風資料庫 <http://www.cwb.gov.tw>)

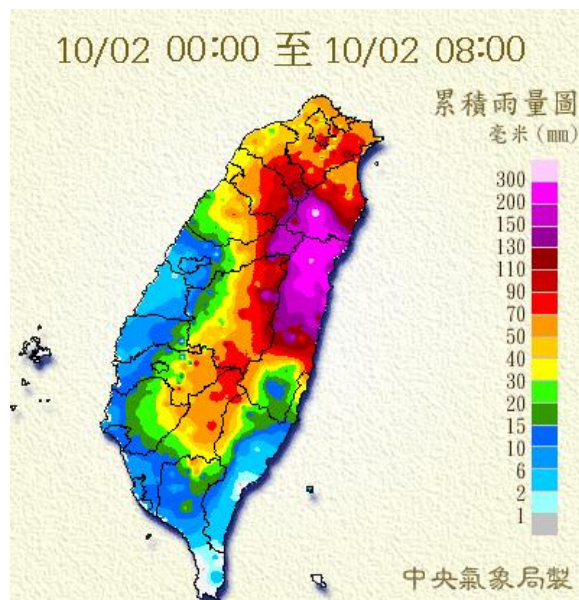


圖 26:中央氣象局 2005 年龍王颱風 10/1 00 : 00 ~ 08 : 00 UTC 之累積雨量圖。
 (圖片來源：中央氣象局網站/颱風資料庫 <http://www.cwb.gov.tw>)

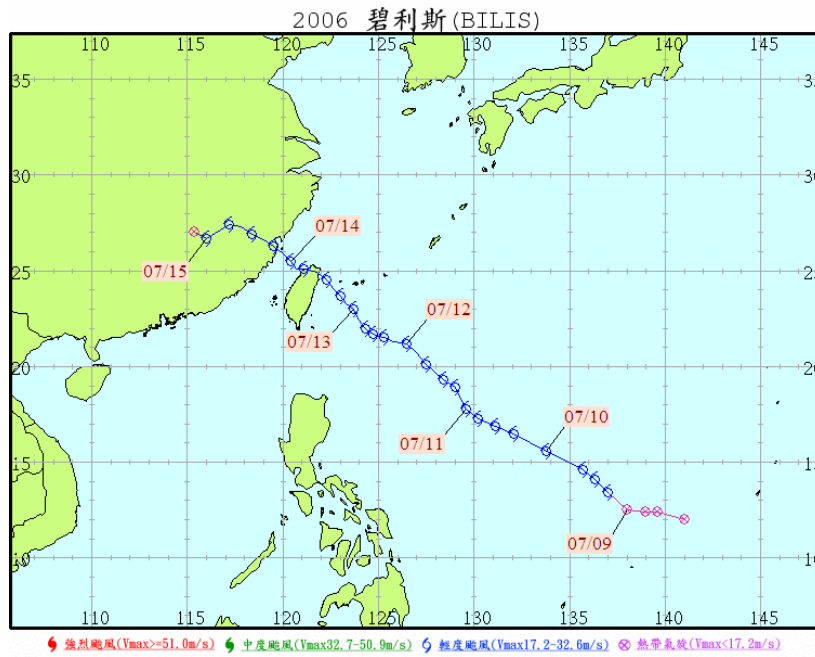


圖 27:2006 年碧利斯颱風之颱風路徑圖
 (圖片來源：中央氣象局網站 <http://www.cwb.gov.tw>)

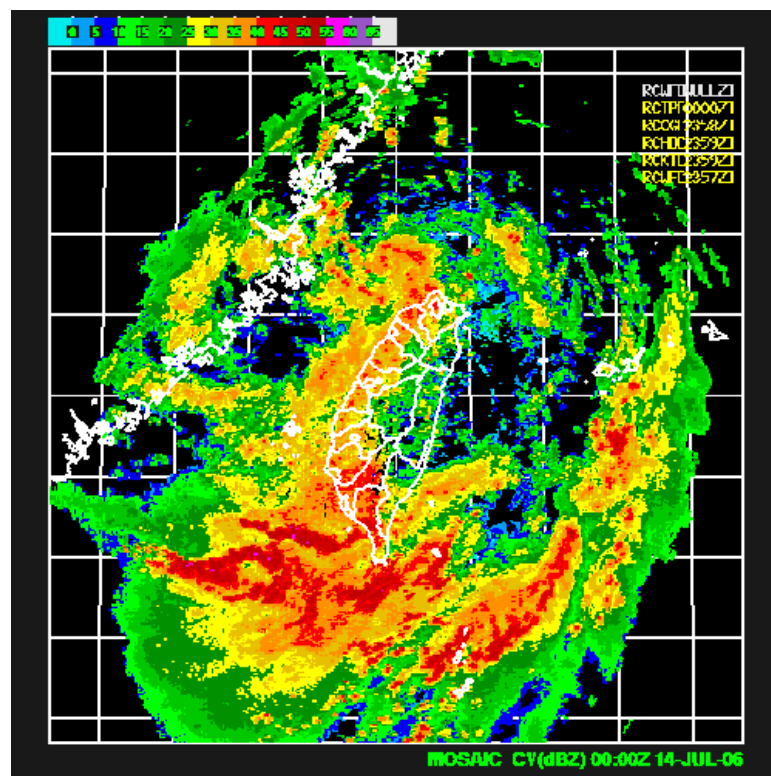


圖 28:中央氣象局 2006 年碧利斯颱風 7/14 00：00 UTC 合成雷達回波圖。
 (圖片來源：中央氣象局網站/颱風資料庫 <http://www.cwb.gov.tw>)

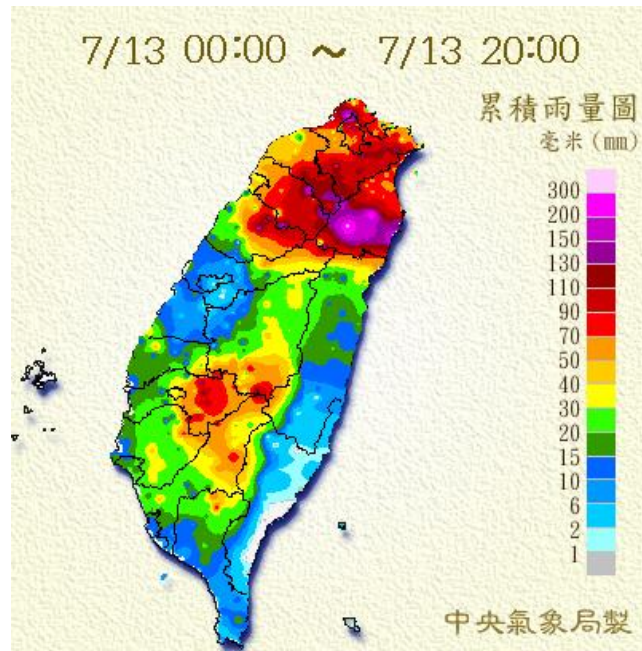


圖 29:中央氣象局 2006 年碧利斯颱風 7/13 00 : 00~20 : 00 UTC 之累積雨量圖。

(圖片來源：中央氣象局網站/颱風資料庫 <http://www.cwb.gov.tw>)

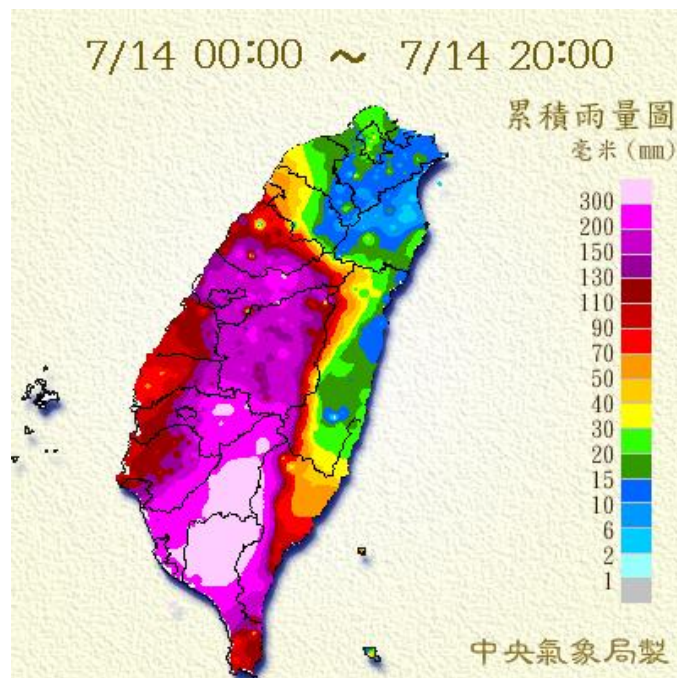


圖 30:中央氣象局 2006 年碧利斯颱風 7/14 00 : 00~20 : 00 UTC 之累積雨量圖。

(圖片來源：中央氣象局網站/颱風資料庫 <http://www.cwb.gov.tw>)

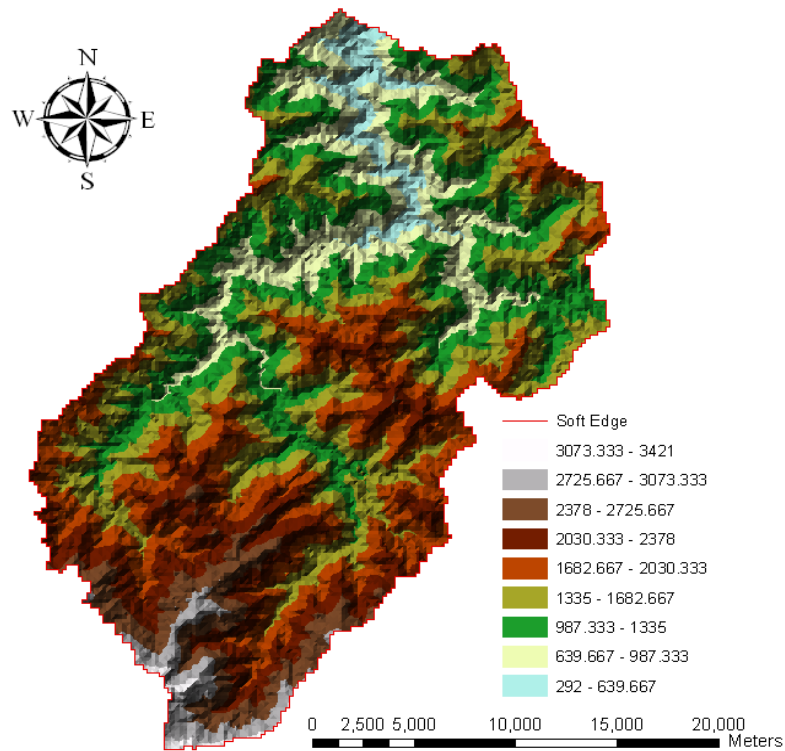


圖 31:石門水庫霞雲集水區之 DTM 高程圖
 (資料來源：行政院農委會農林量測所所提供)

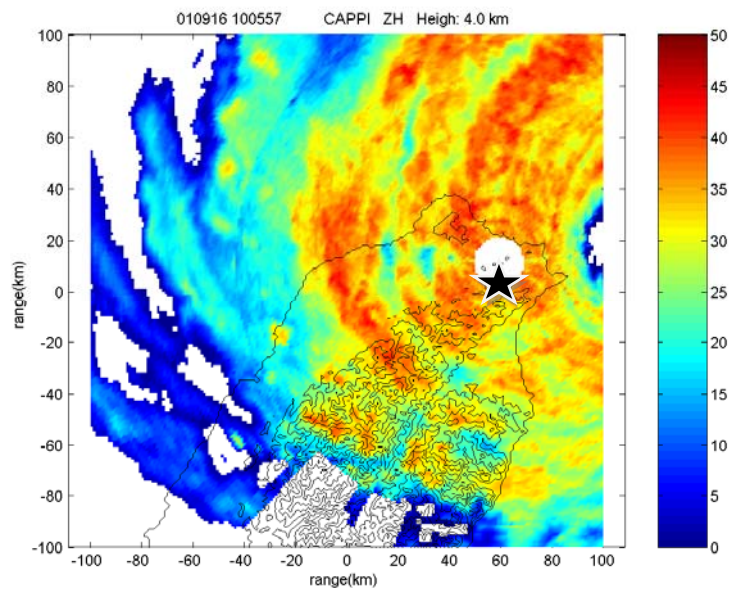


圖 32:2001 年納莉颱風五分山雷達站高度 4km CAPPI 雷達回波圖。
 黑色星星為五分山雷達站位置。
 (雷達資料來源：中央大學陳台琦 老師提供)

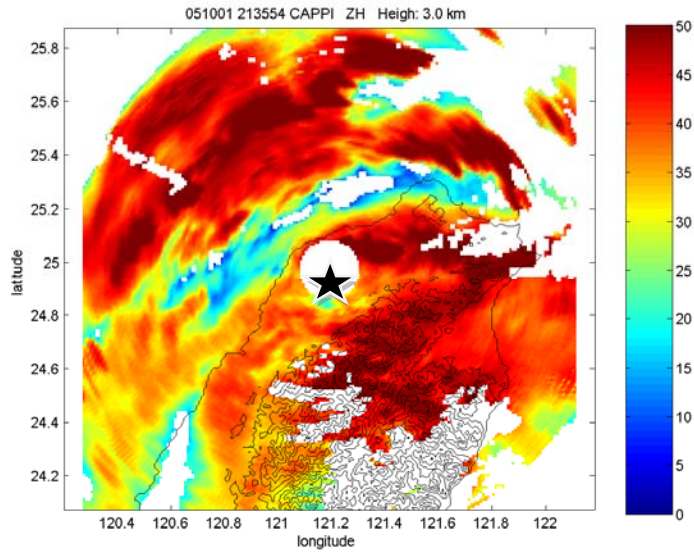


圖 33:2005 年龍王颱風中央大學大氣物理研究所雙偏極化雷達。
 高度 3kmCAPPI 雷達回波圖。黑色星星為中央大學雙偏極化雷達站位
 置。(雷達資料來源：中央大學陳台琦 老師提供)

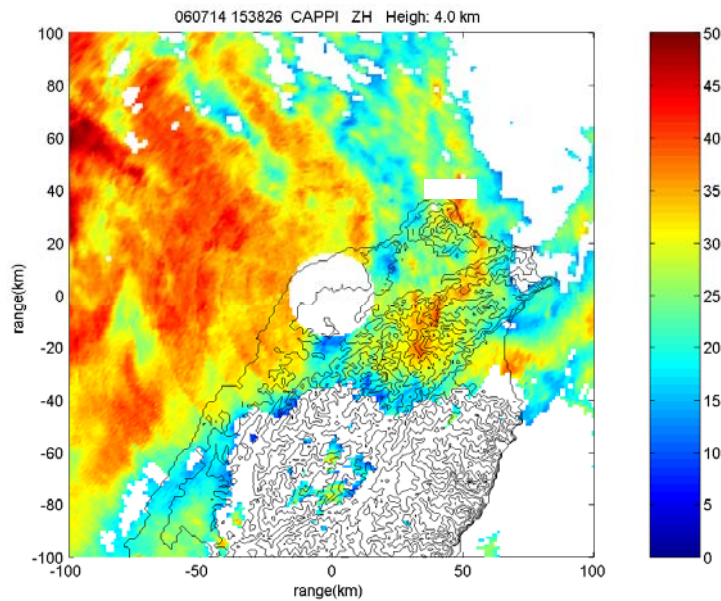


圖 34:2006 年碧利斯颱風中央大學大氣物理研究所雙偏極化雷達。
 4km 高度 CAPPI 雷達回波圖。黑色星星為中央大學雙偏極化雷達站位
 位置。(雷達資料來源：中央大學陳台琦 老師提供)

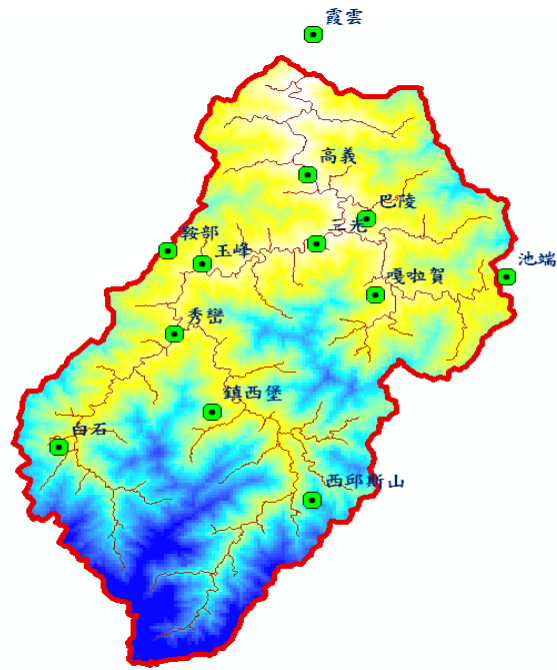


圖 35:石門水庫霞雲集水區之雨量站分佈圖。
(綠色黑點為雨量站位置)

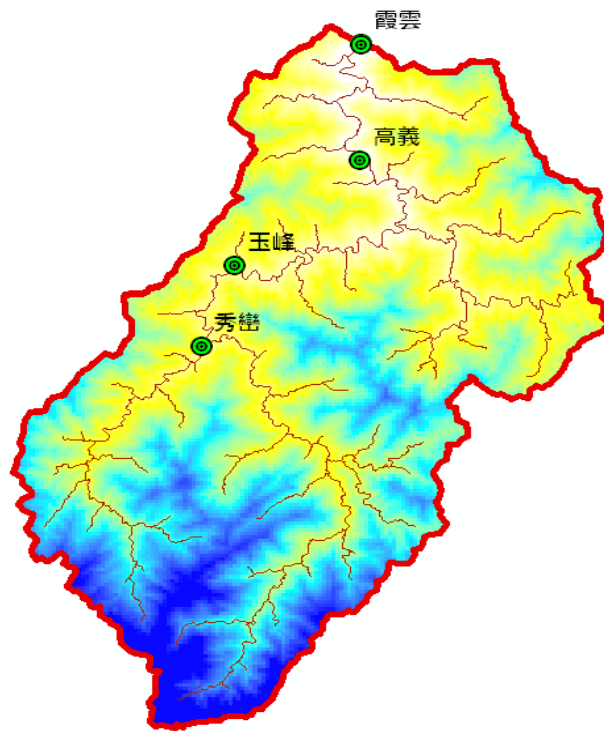


圖 36:石門水庫霞雲集水區之流量站分佈圖。
(綠色同心圓為流量站位置)

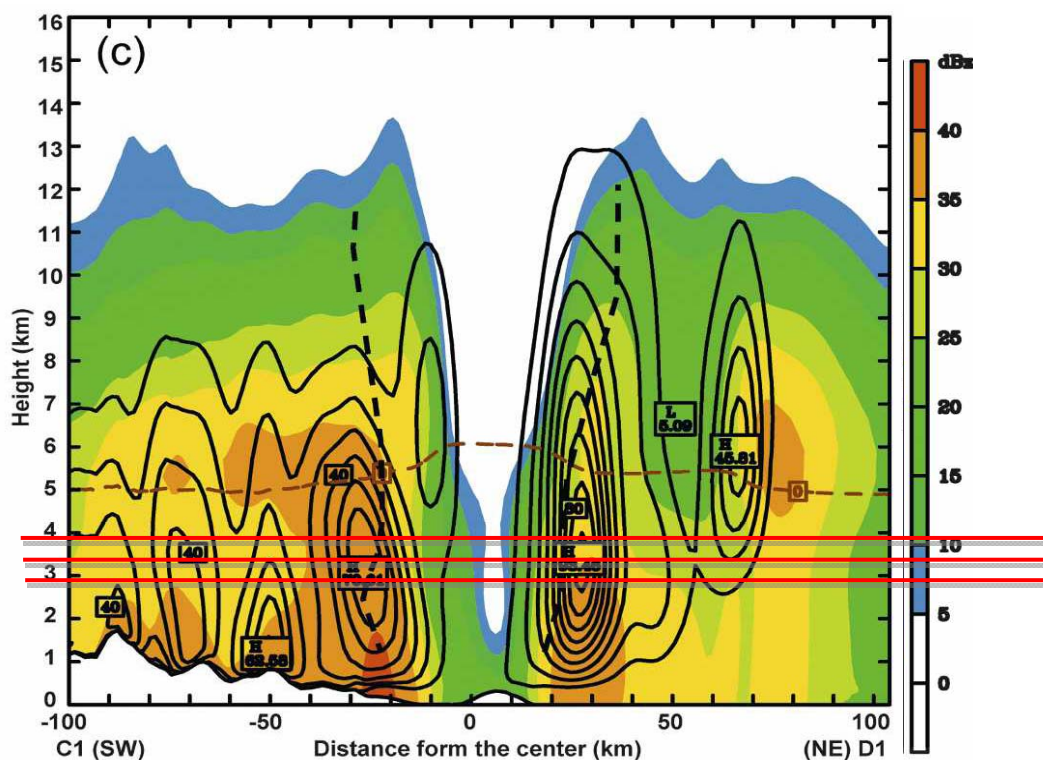


圖 37:使用中尺度大氣模式(MM5)模擬 2001 年納莉颱風登陸時的雷達回波圖。[引用 Yang et al.(2008)之圖 14c]

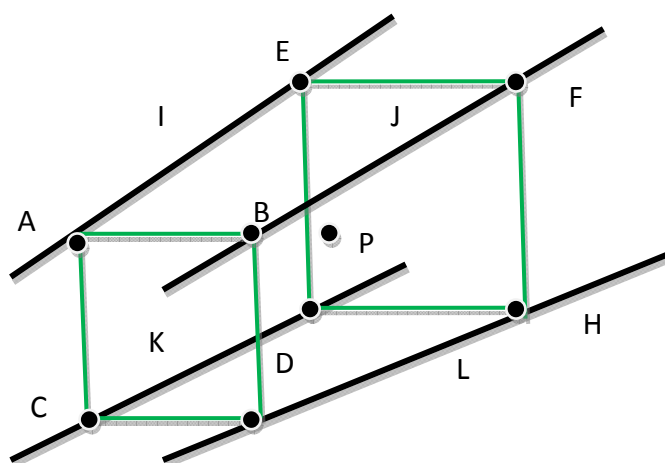


圖 38:雷達資料 CAPPI 內插方法。

P 點為內插資料網格點，點 A~H 等八點為原始資料網格點，而 P 點資料是將最鄰近 P 點之八點原始資料使用距離反比法做內插。

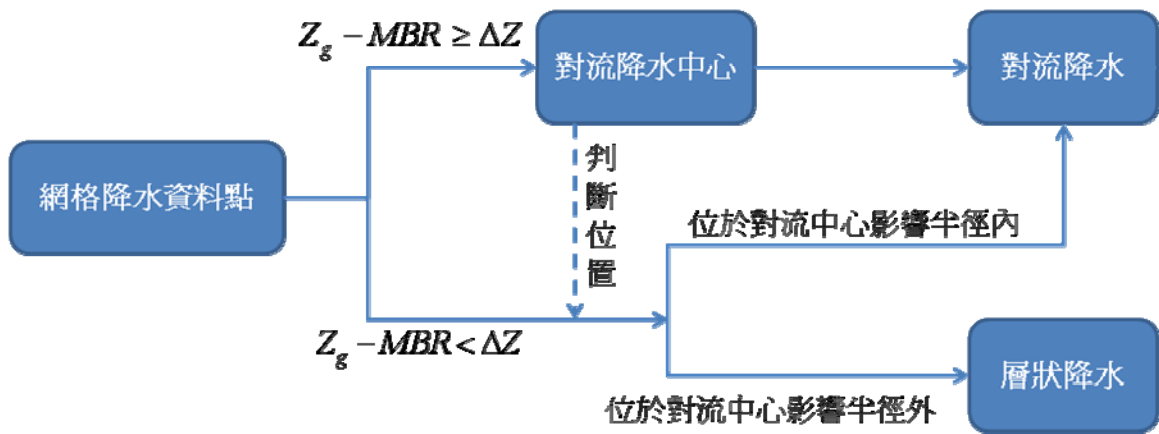


圖 39:Steiner 法判斷對流降水及層狀降水流程圖。
(Steiner et al.,1995 及蔣忠廷,2007)

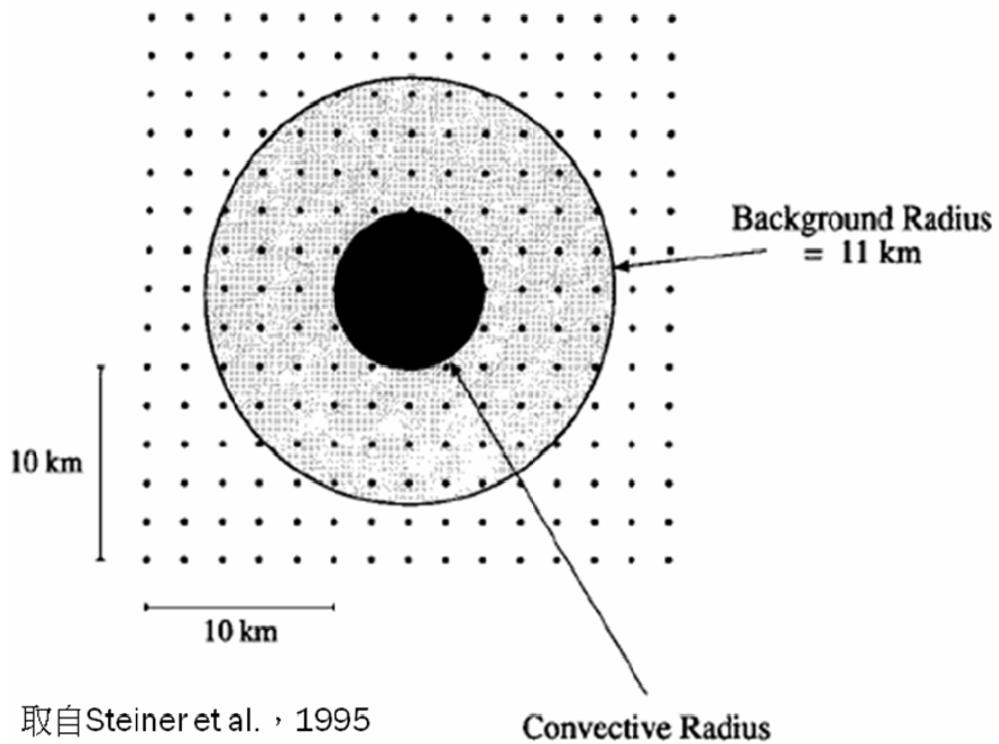


圖 40:Steiner 法判斷對流降水及層狀降水示意圖。
(Steiner et al.,1995 及蔣忠廷,2007)

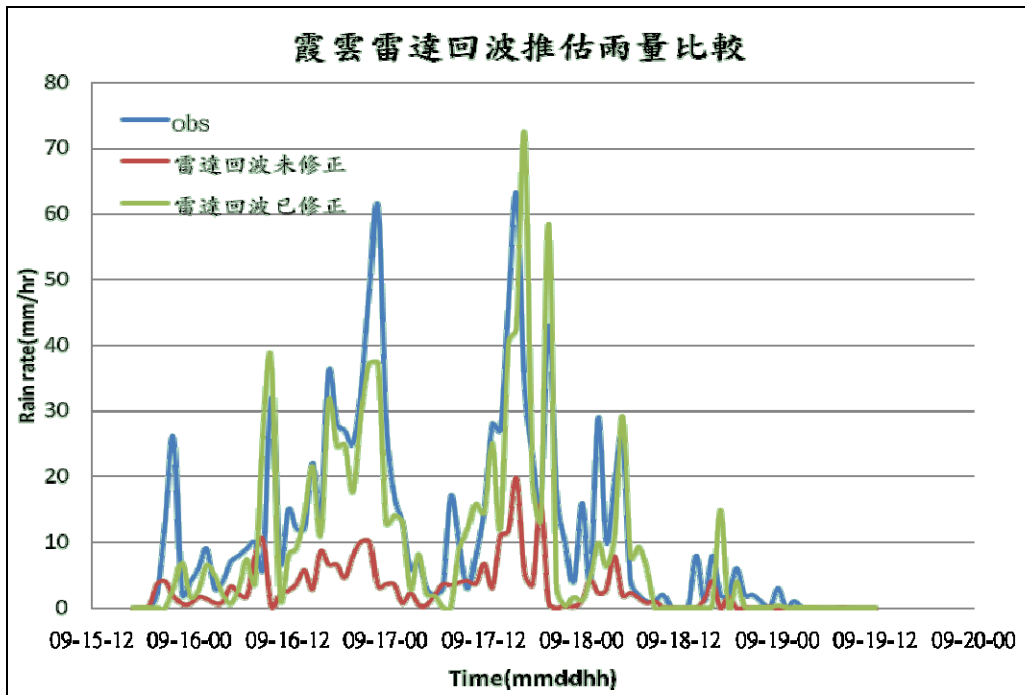


圖 41:2001 年納莉颱風五分山雷達站之雷達回波推估降雨與霞雲雨量站實際觀測值比較圖。

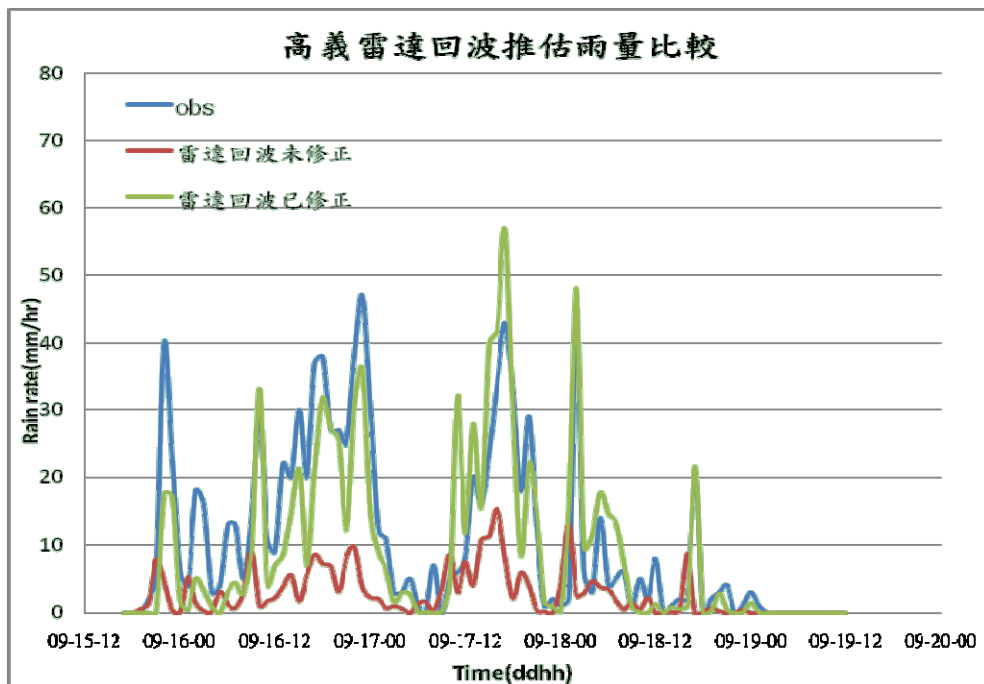


圖 42:2001 年納莉颱風五分山雷達站之雷達回波推估降雨與高義雨量站實際觀測值比較圖。

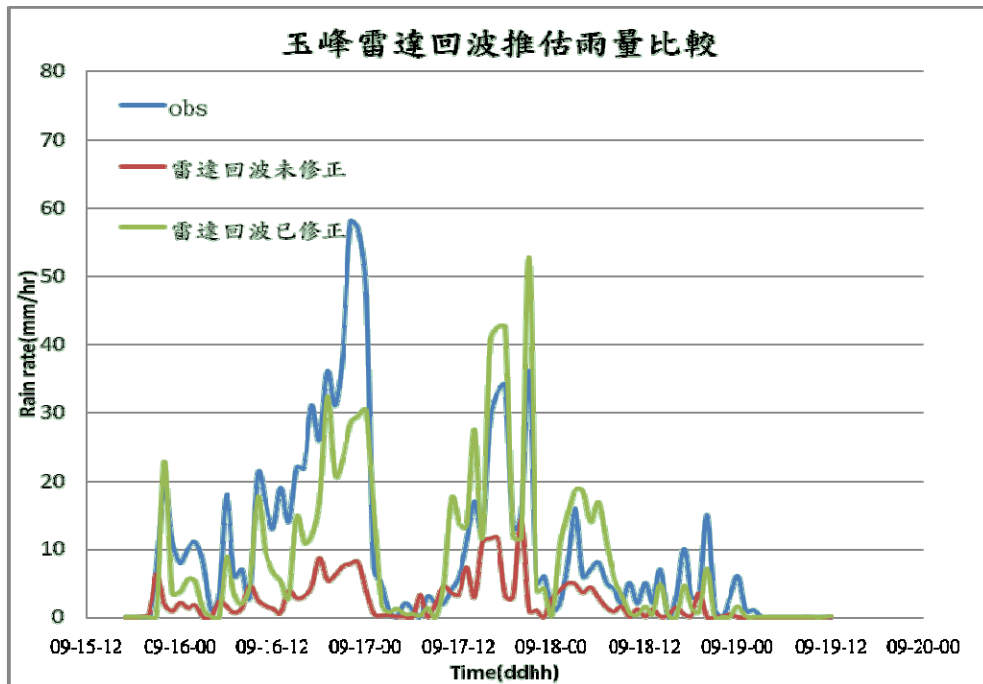


圖 43:2001 年納莉颱風五分山雷達站之雷達回波推估降雨與玉峰雨量站實際觀測值比較圖。

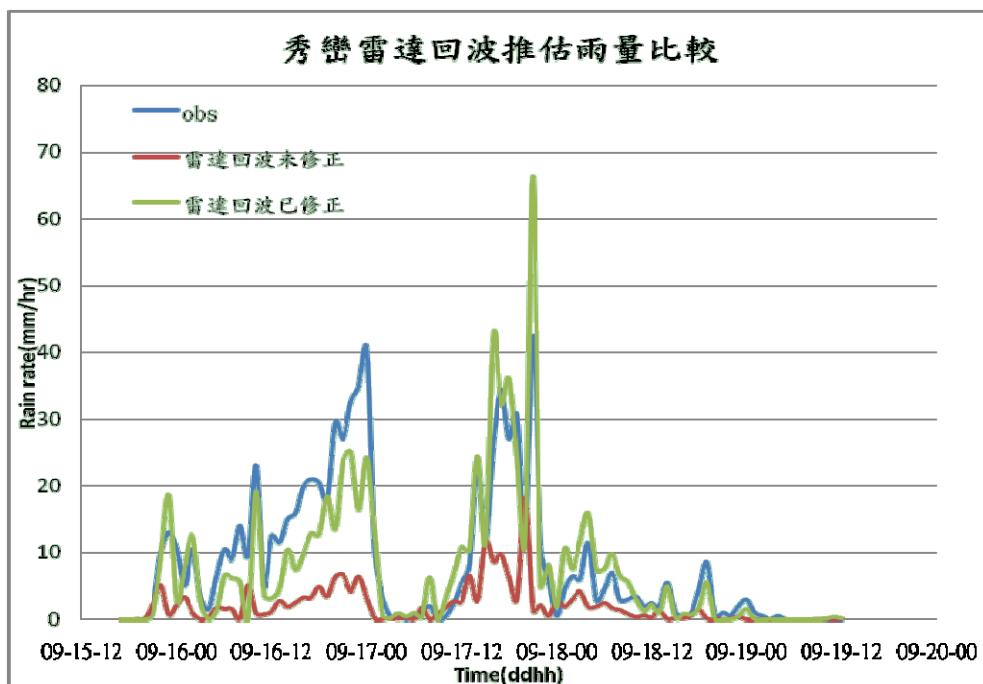


圖 44:2001 年納莉颱風五分山雷達站之雷達回波推估降雨與秀巒雨量站實際觀測值比較圖。

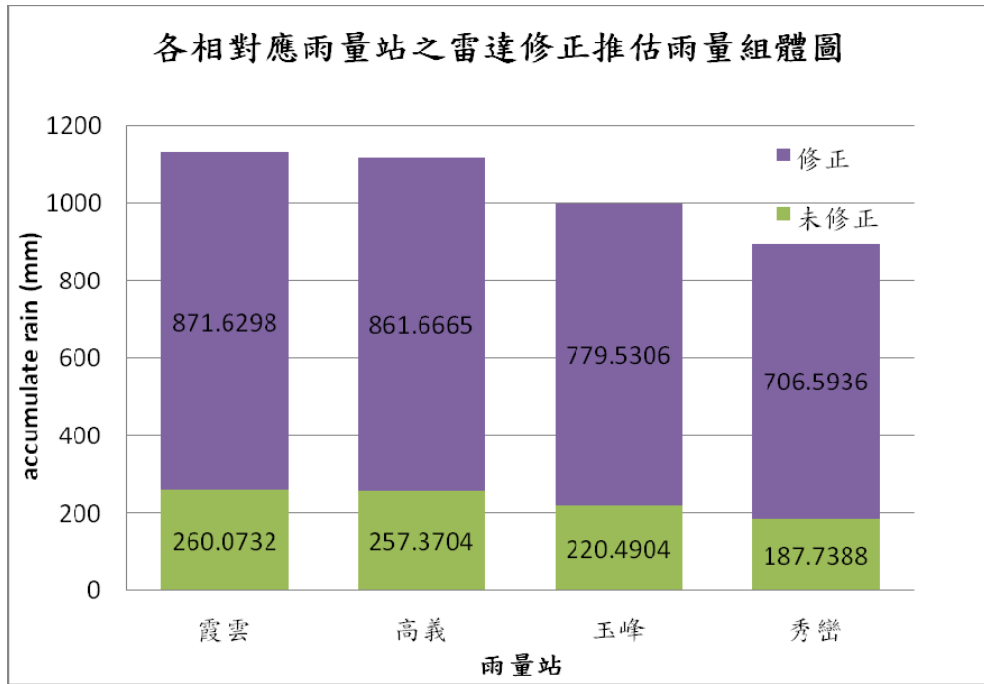


圖 45:各相對應雨量站之雷達修正推估雨量 94 小時累積降雨組體圖。
紫色為修正、綠色為未修正。

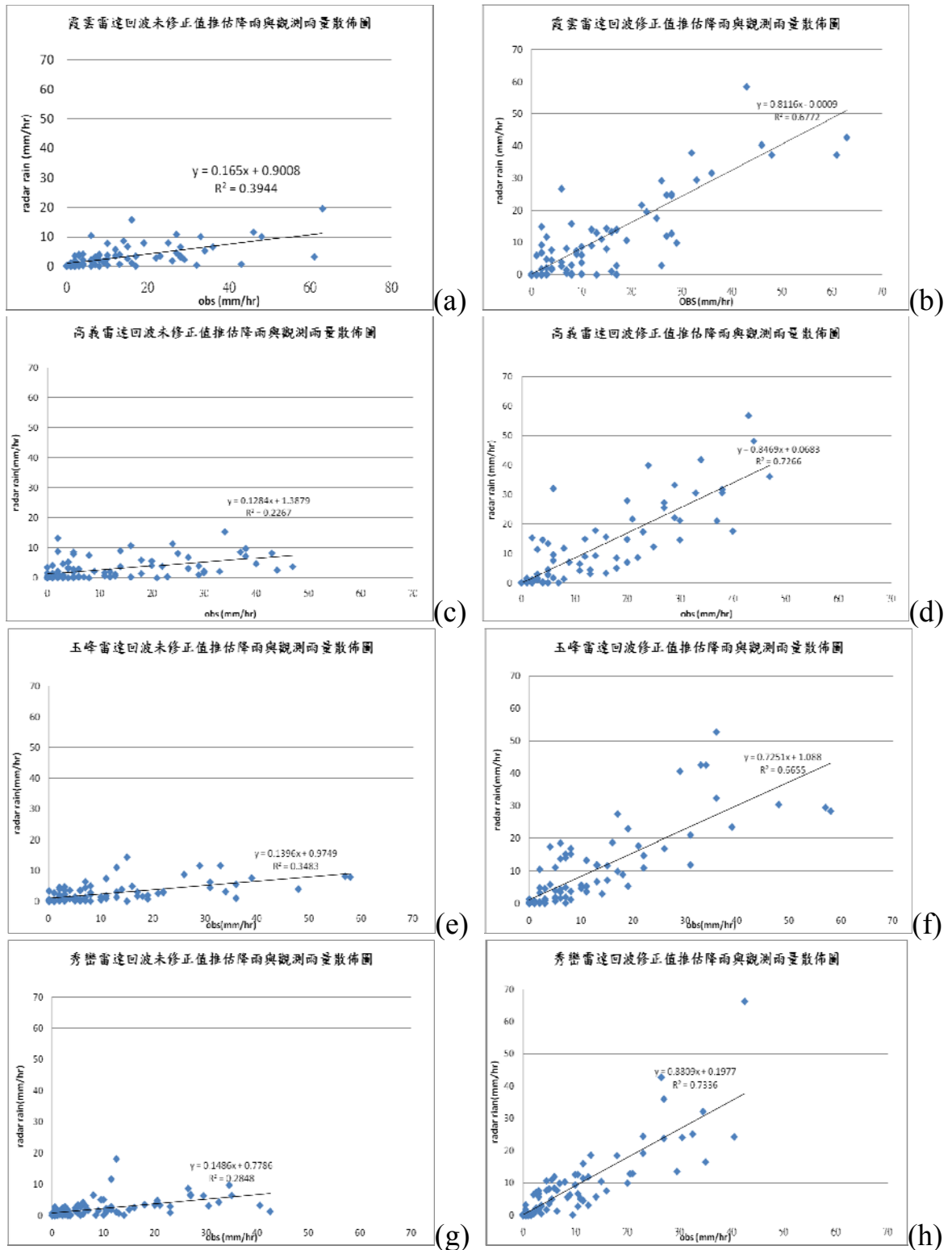


圖 46:各對應雨量站之觀測雨量與雷達回波推估降雨散佈圖。

(a)(c)(d)(e)分別為霞雲、高義、玉峰、秀巒之未修正雷達推估降雨量與觀測雨量散佈圖，(b)(d)(f)(h)分別為霞雲、高義、玉峰、玉峰之已修正雷達回波推估降雨量與觀測雨量散佈圖。

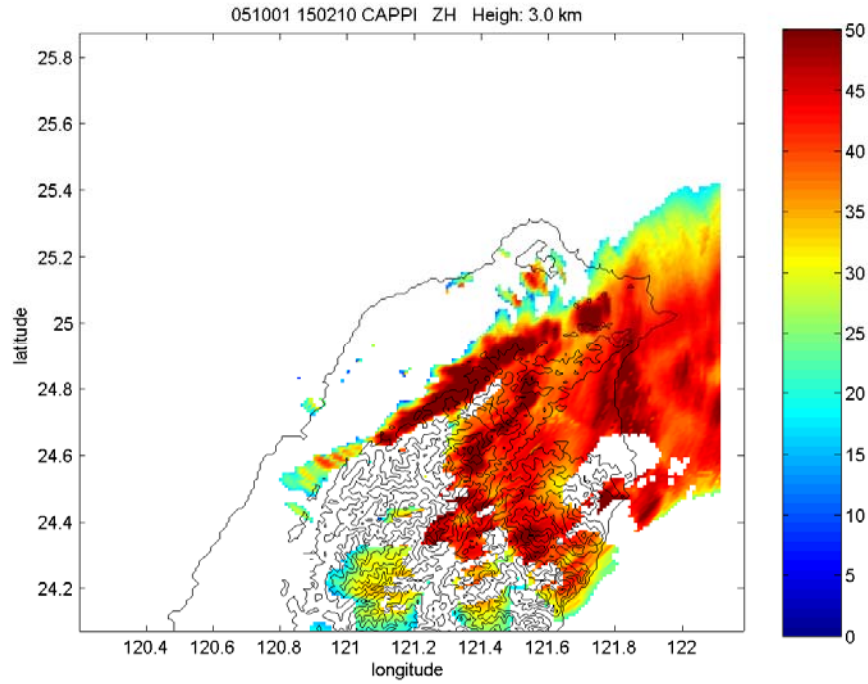


圖 47:2005 年龍王颱風於 10 月 1 日 15:02 之 4km 高度 CAPPI 雷達回波圖。

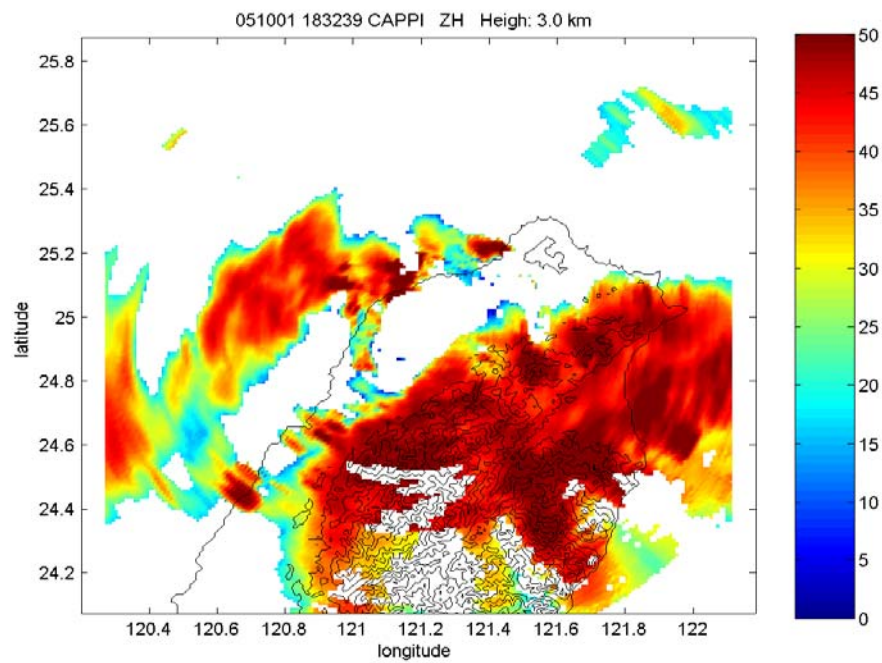


圖 48:2005 年龍王颱風於 10 月 1 日 18:32 之 4km 高度 CAPPI 雷達回波圖。

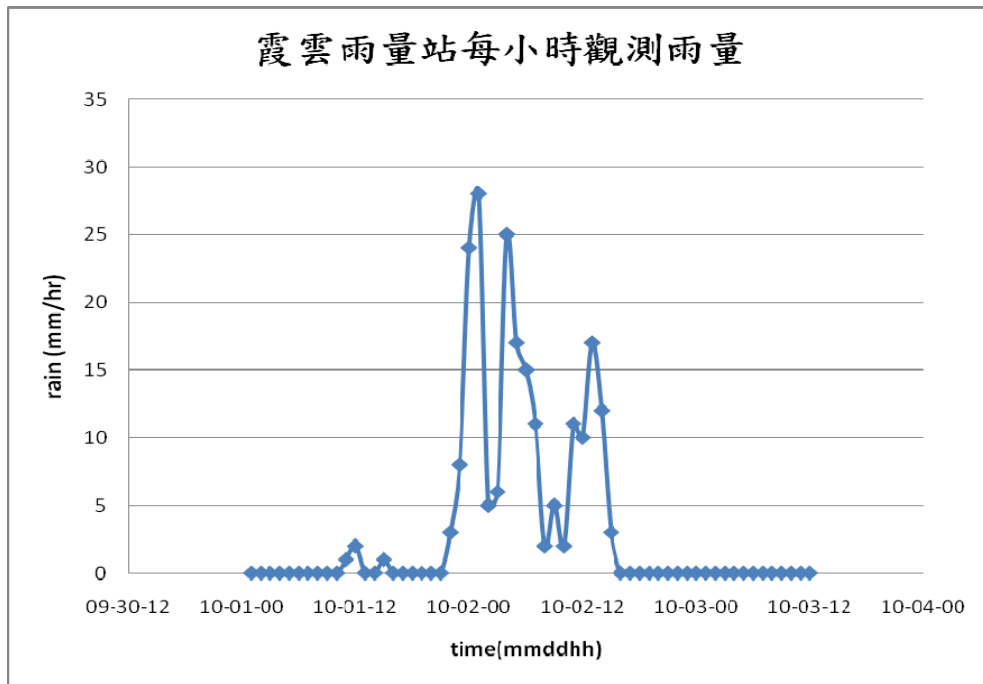


圖 49:2005 年龍王颱風霞雲雨量站每小時觀測雨量時序圖。

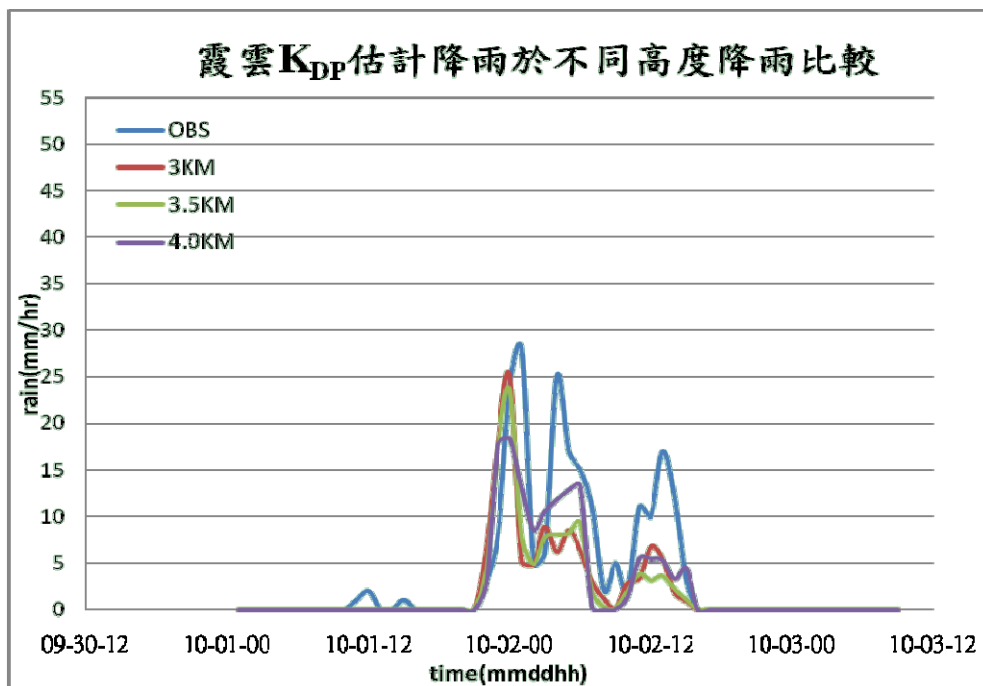


圖 50:2005 年龍王颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 K_{DP} 推估降雨與霞雲雨量站實際觀測值比較圖。

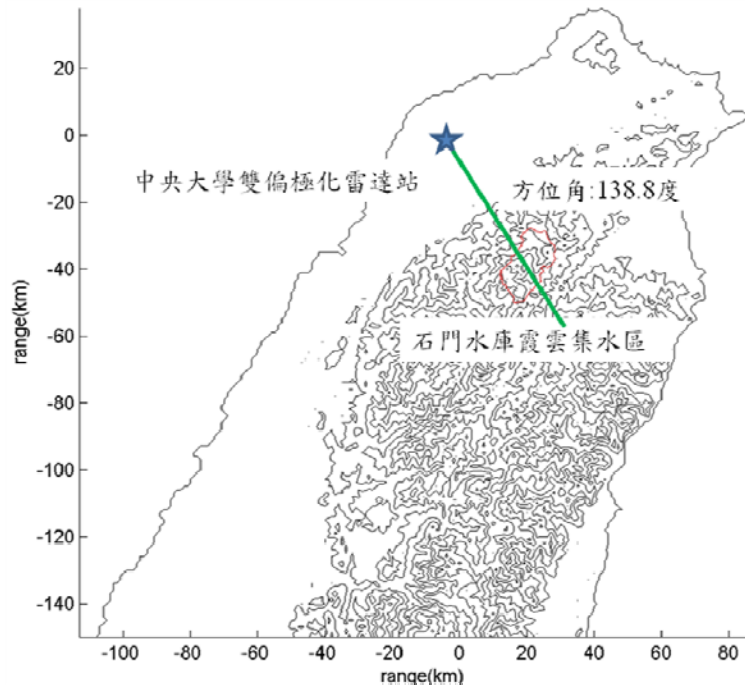


圖 51:中央大學雙偏極化雷達與石門水庫霞雲集水區相對應位置及 RHI 觀測資料之方位角。

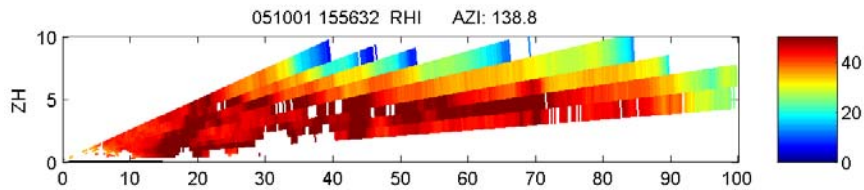


圖 52:2005 年龍王颱風於 10 月 1 日 15:56 方位角為 138.8 度 RHI 雷達回波圖。
(橫軸表示與雷達的距離、縱軸是高度、色標為 dBZ)

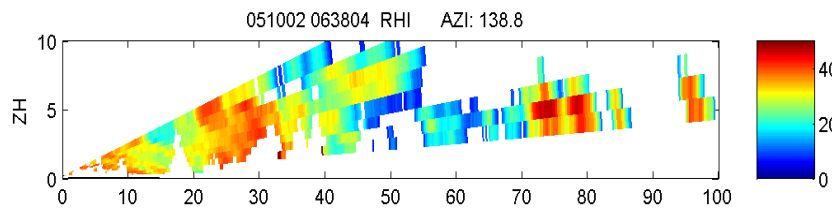


圖 53:2005 年龍王颱風於 10 月 2 日 06:38 方位角為 138.8 度 RHI 雷達回波圖。
(橫軸表示與雷達的距離、縱軸是高度、色標為 dBZ)

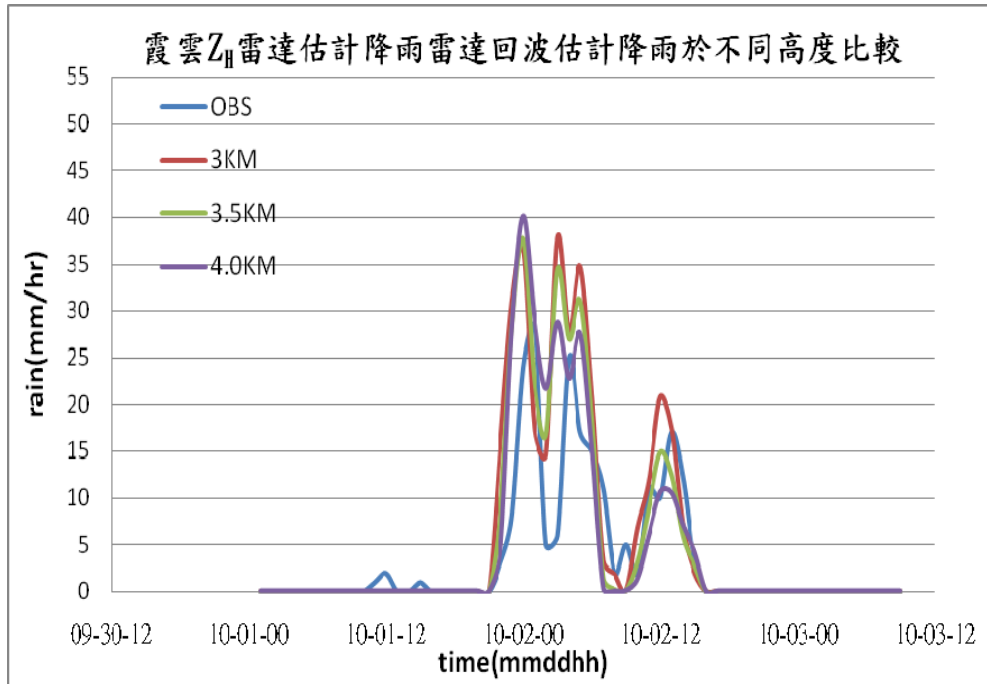


圖 54:2005 年龍王颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 Z_H 推估降雨與霞雲雨量站實際觀測值比較圖。

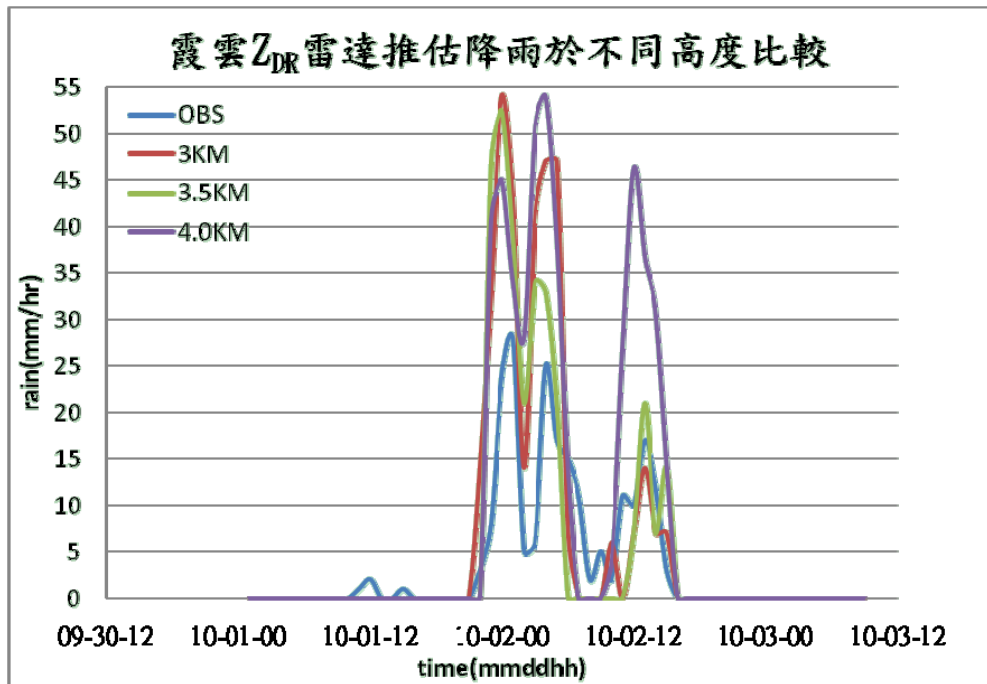


圖 55:2005 年龍王颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 Z_{DR} 推估降雨與霞雲雨量站實際觀測值比較圖。

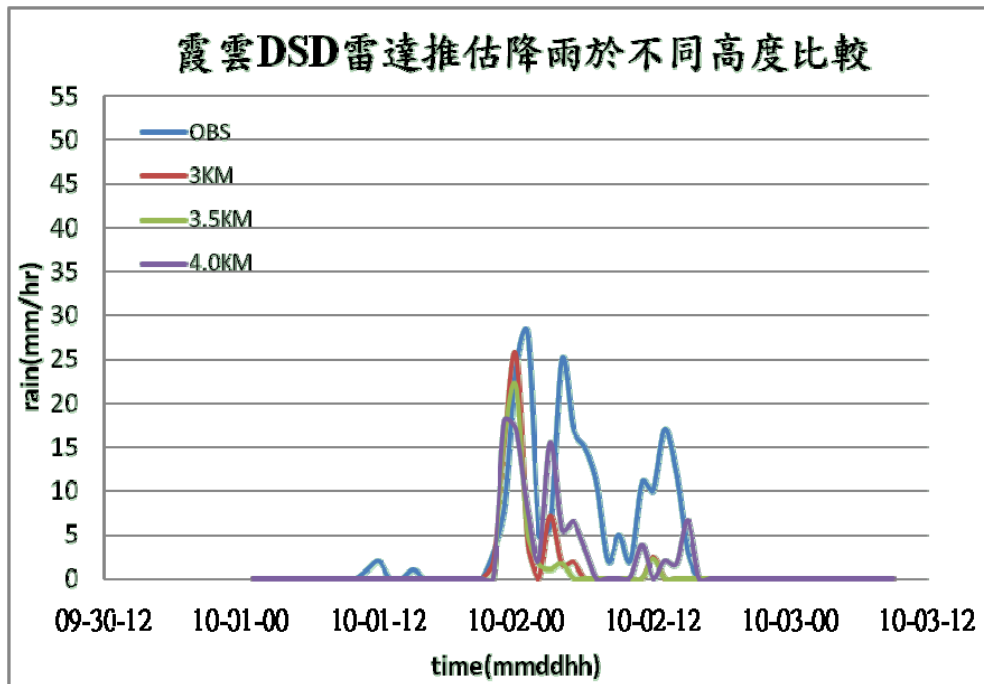


圖 56:2005 年龍王颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 DSD 推估降雨與霞雲雨量站實際觀測值比較圖。

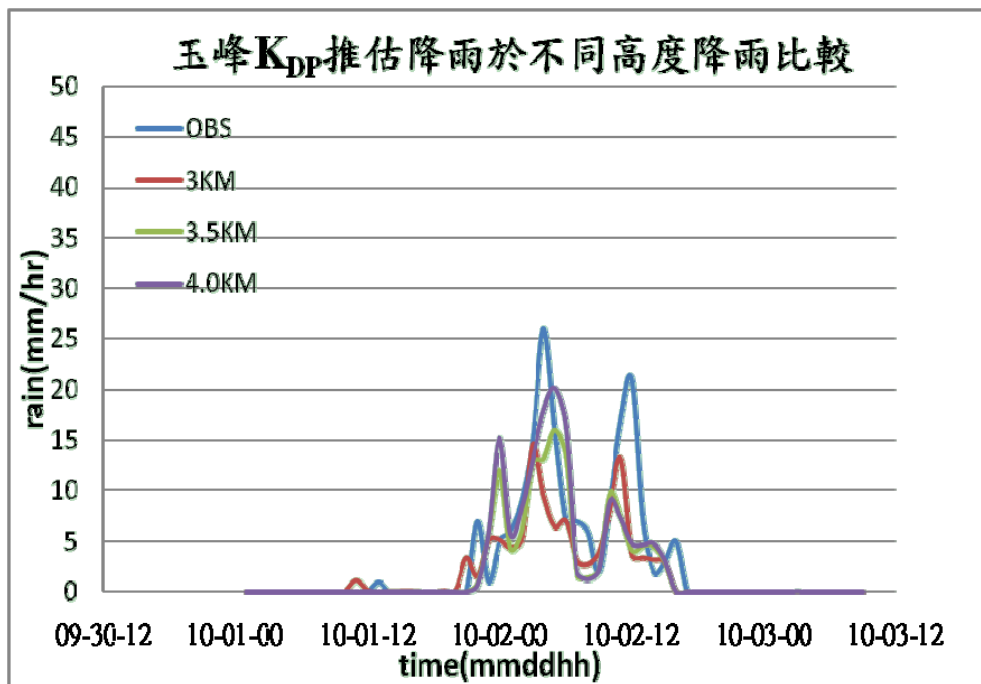


圖 57:2005 年龍王颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 K_{DP} 推估降雨與玉峰雨量站實際觀測值比較圖。

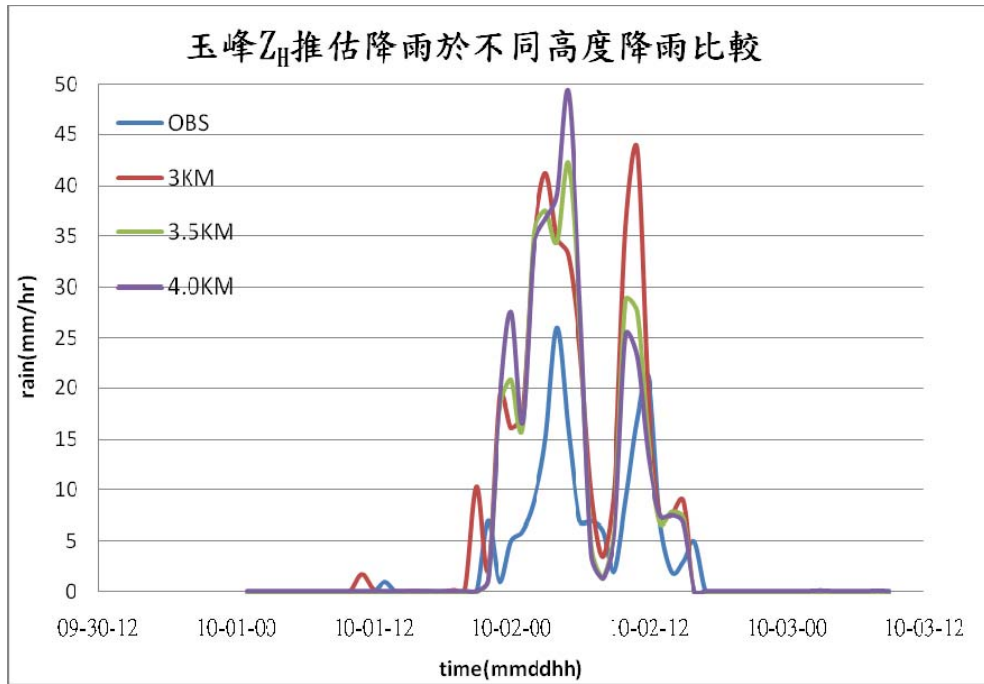


圖 58:2005 年龍王颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 Z_H 推估降雨與玉峰雨量站實際觀測值比較圖。

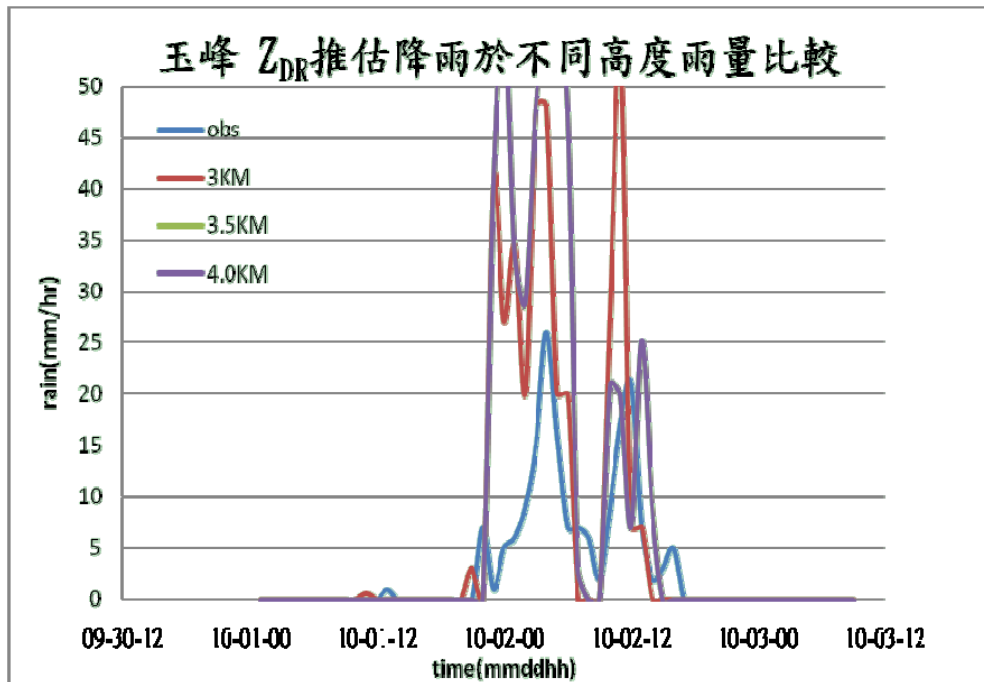


圖 59:2005 年龍王颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 Z_{DR} 推估降雨與玉峰雨量站實際觀測值比較圖。

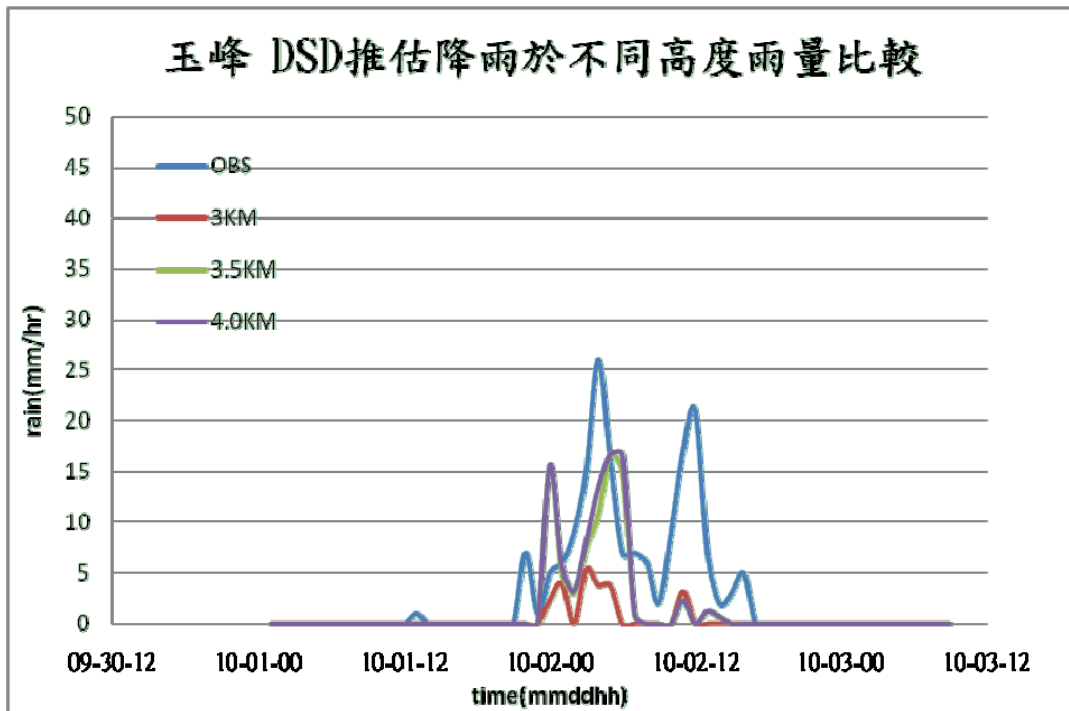


圖 60:2005 年龍王颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 DSD 推估降雨與玉峰雨量站實際觀測值比較圖。

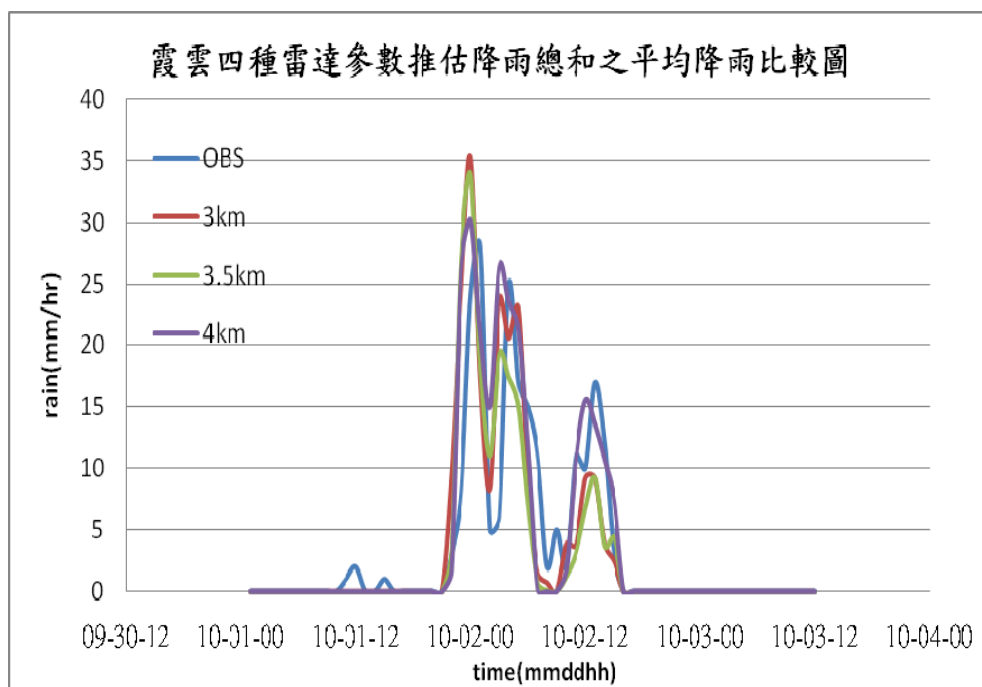


圖 61:2005 年龍王颱風總和四種不同雷達參數推估降雨之平均降雨與霞雲實際觀測降雨比較圖。

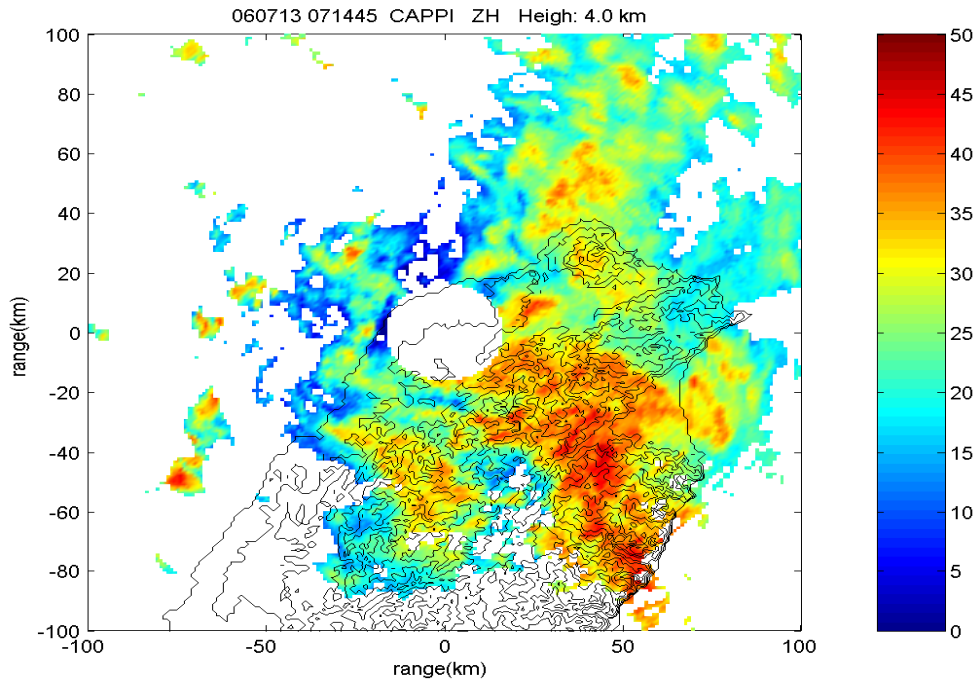


圖 62:2006 年碧莉斯颱風 7 月 13 日 7:14:45 4km 高度 CAPPI 雷達回波圖。

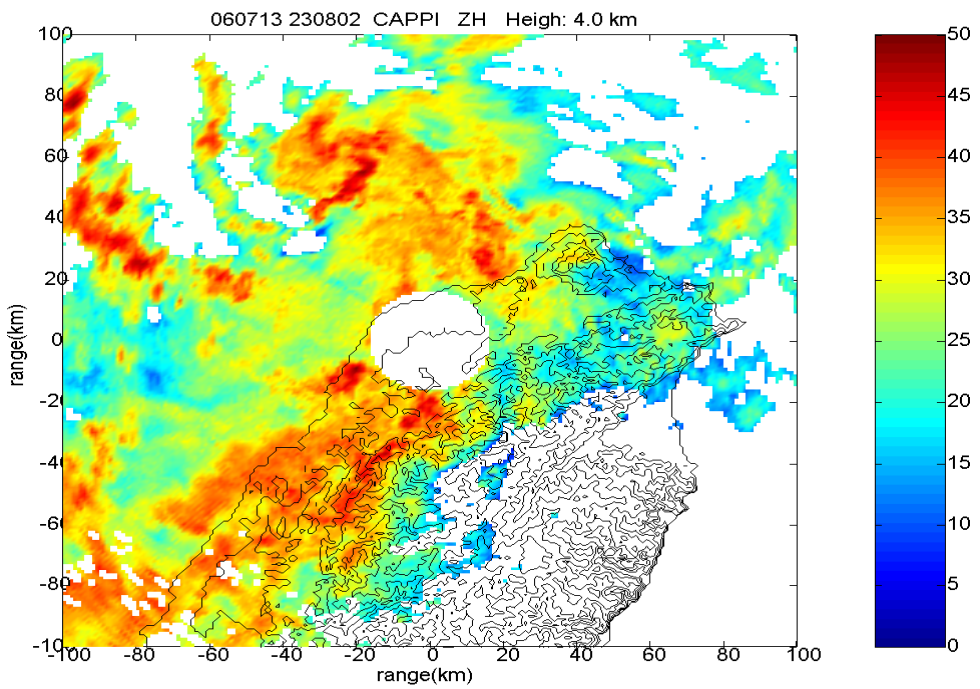


圖 63:2006 年碧莉斯颱風 7 月 13 日 23:08:02 4km 高度 CAPPI 雷達回波圖。

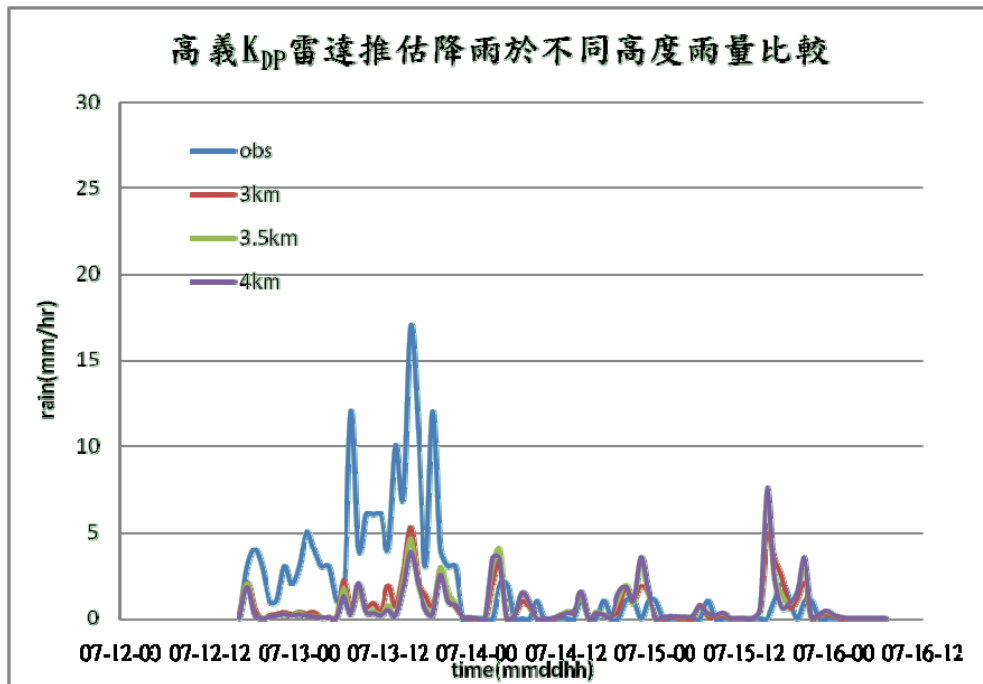


圖 64:2006 年碧利斯颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 K_{DP} 推估降雨與高義雨量站實際觀測值比較圖。

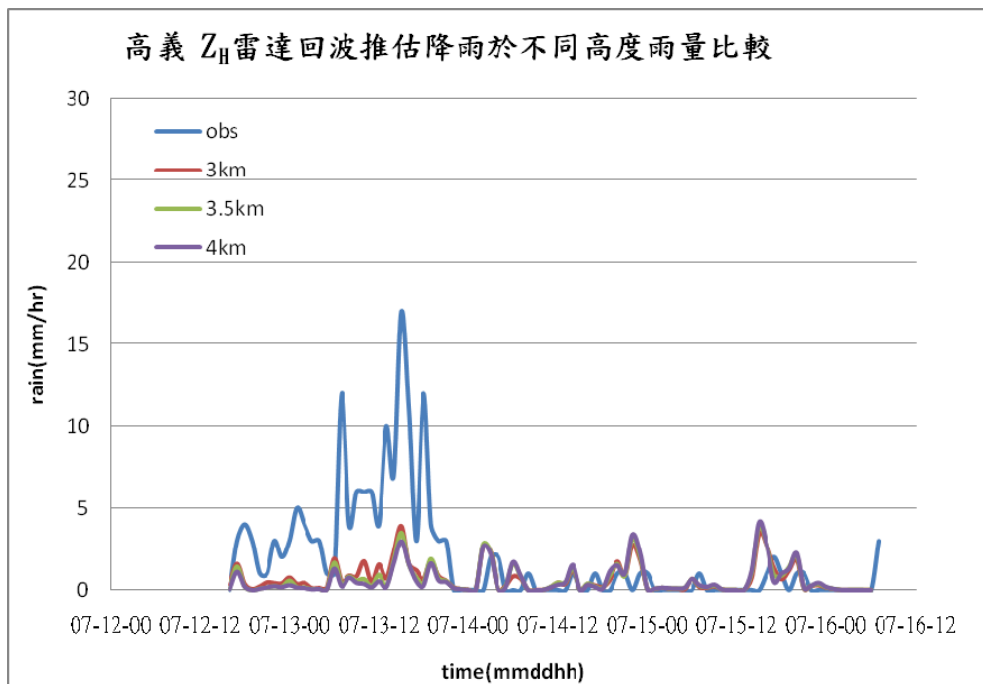


圖 65:2006 年碧利斯颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 Z_H 推估降雨與高義雨量站實際觀測值比較圖。

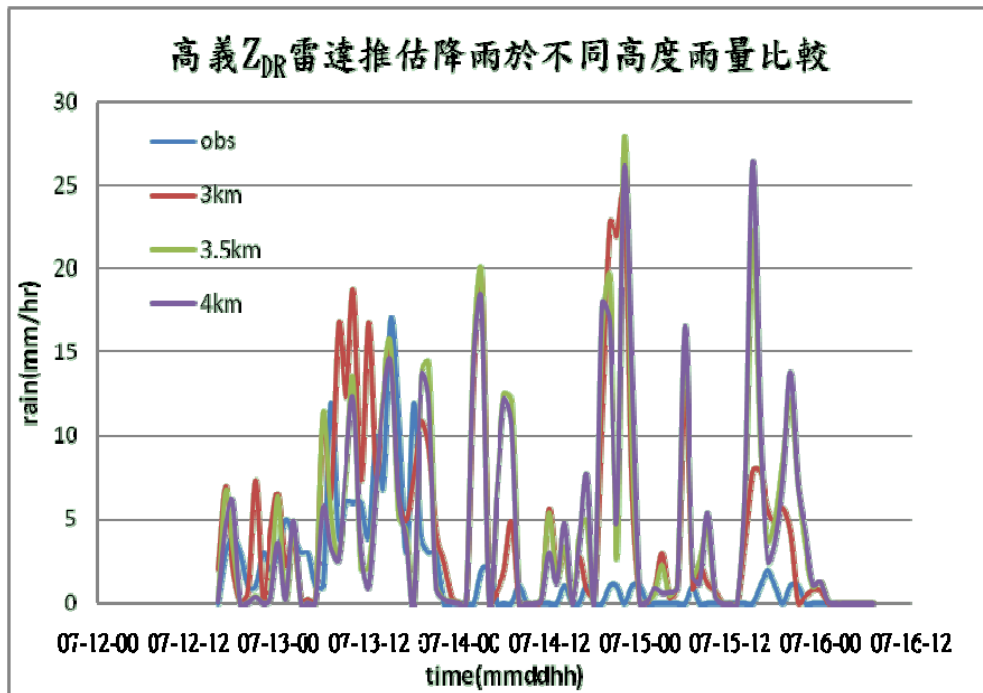


圖 66:2006 年碧利斯颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 Z_{DR} 推估降雨與高義雨量站實際觀測值比較圖。

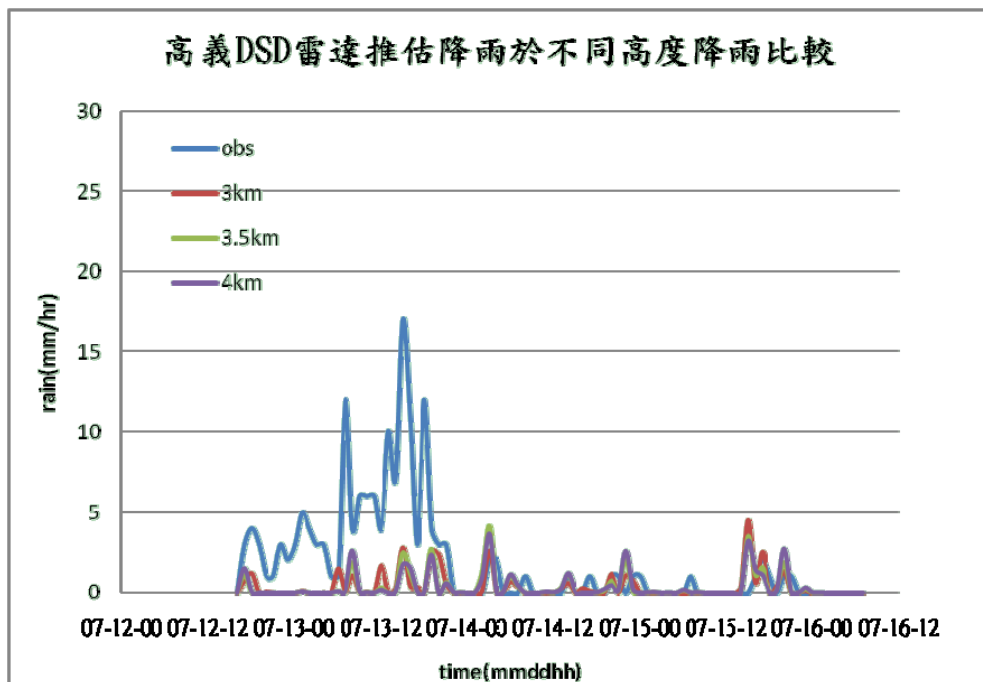


圖 67:2006 年碧利斯颱風於不同高度的雙偏極化雷達回波參數 DSD 推估降雨與高義雨量站實際觀測值比較圖。

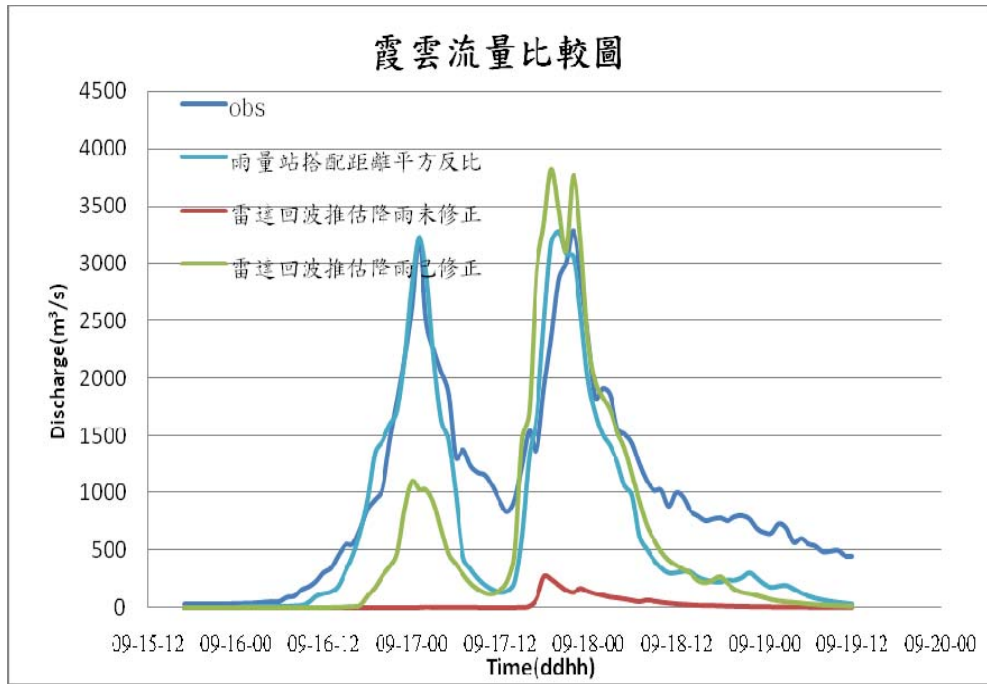


圖 68:2001 年納莉颱風霞雲流量站雷達回波修正後的流量模擬與觀測流量結果比較圖。

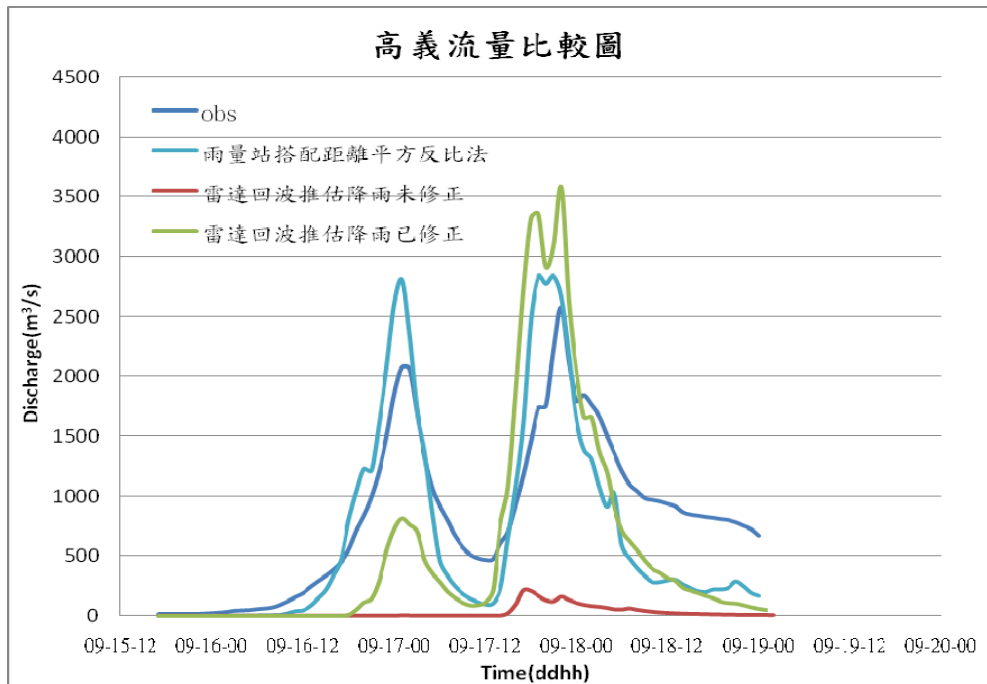


圖 69:2001 年納莉颱風高義流量站雷達回波修正後的流量模擬與觀測流量結果比較圖。

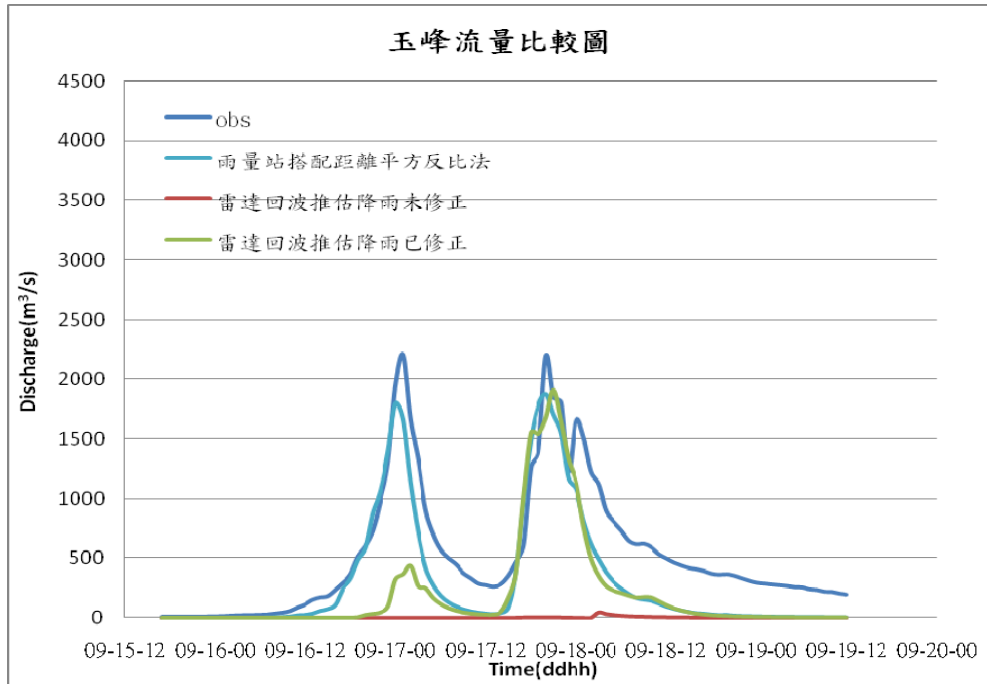


圖 70:2001 年納莉颱風玉峰流量站雷達回波修正後的流量模擬與觀測流量結果比較圖。

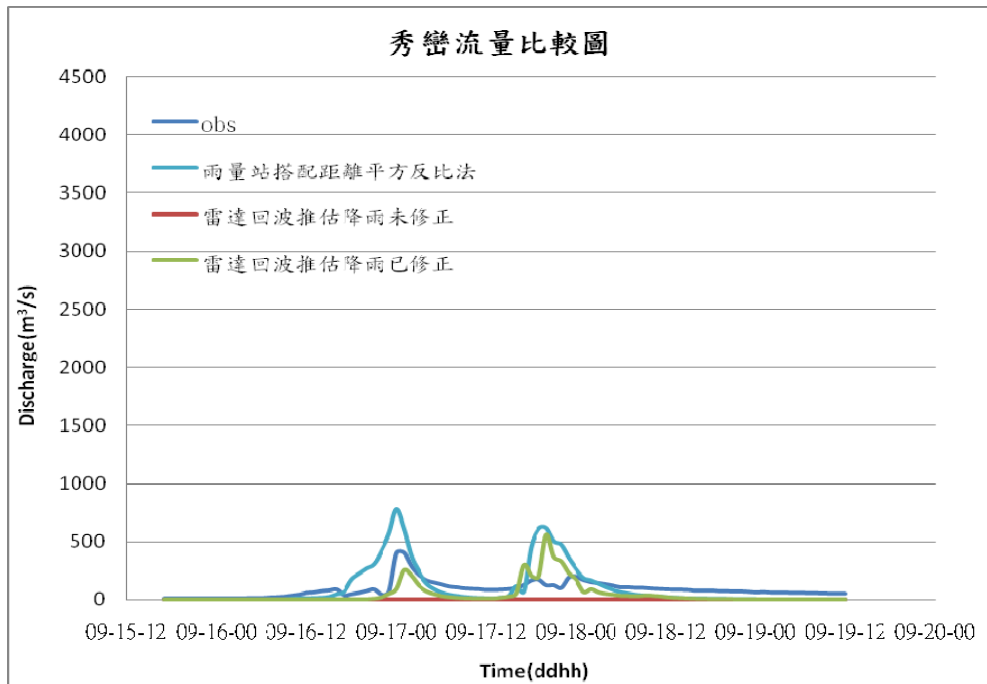


圖 71:2001 年納莉颱風秀巒流量站雷達回波修正後的流量模擬與觀測流量結果比較圖。

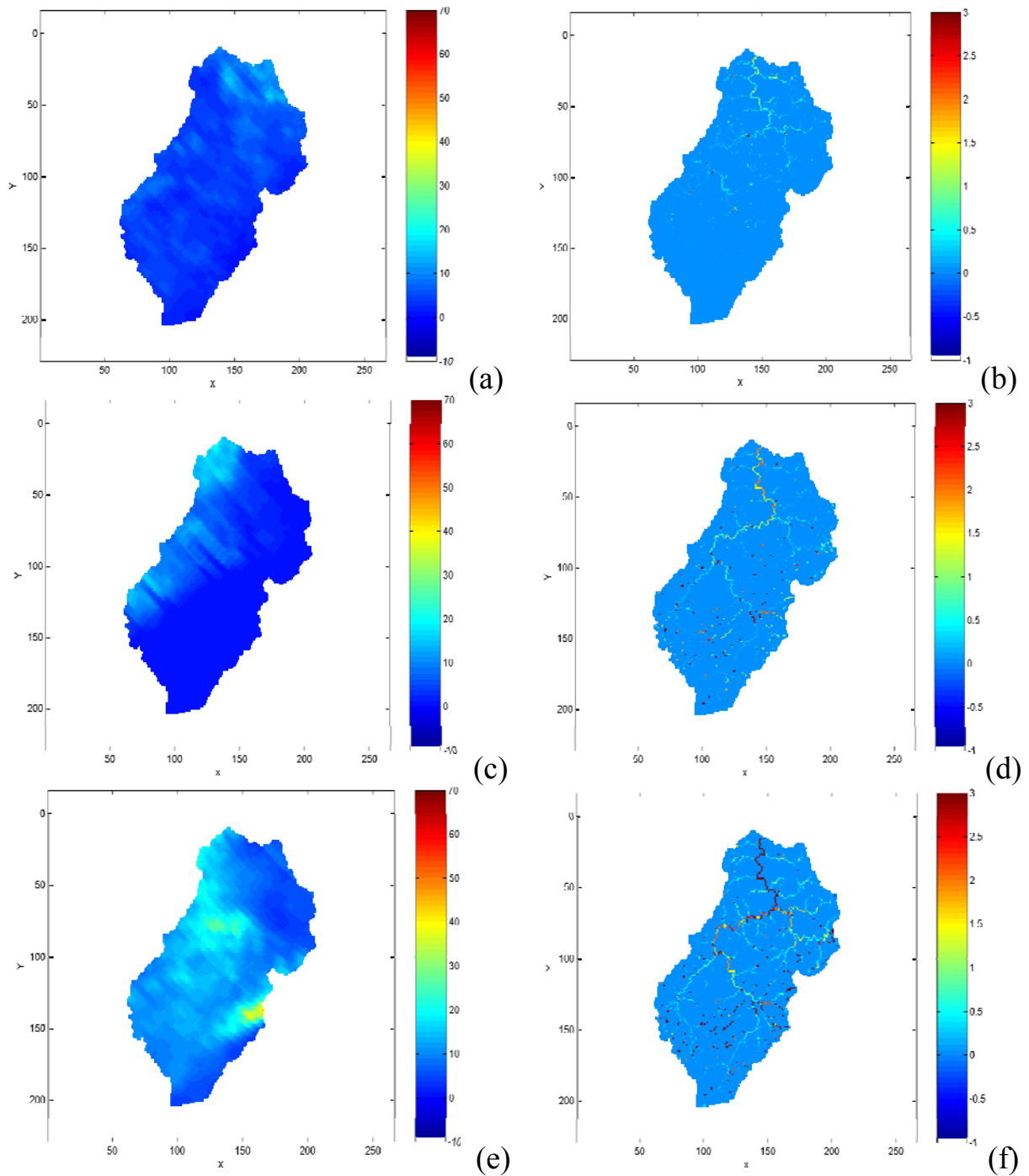


圖 72:2001 年納莉颱風霞雲集水區空間降雨分佈圖及模擬水位結果圖。

此結果圖為 4km 高度的 CAPPI 雷達回波 Z_H 參數推估降雨模擬流量結果，模式起始時間為台灣時間 2001 年 9 月 15 日 22:00，(a)為模擬 20 小時後的降雨結果，(b)模擬 20 小時後的水位結果，(c)模擬 40 小時後的降雨結果，(d)模擬 40 小時後的水位結果，(e)模擬 60 小時後的降雨結果，(f)模擬 60 小時後的水位結果。

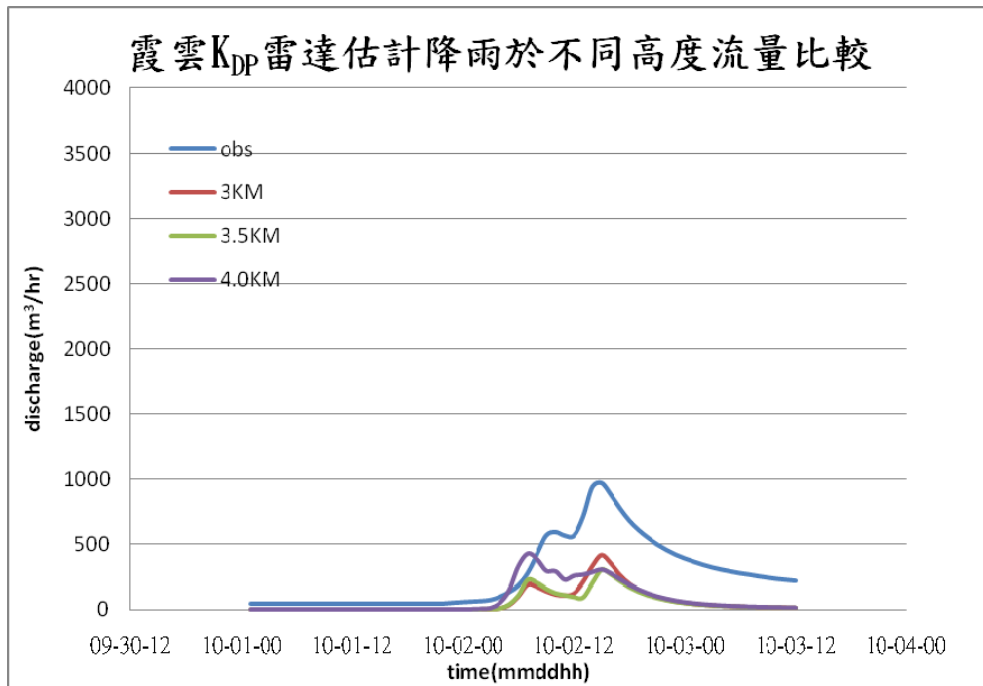


圖 73:2005 年龍王颱風霞雲 K_{DP} 雷達推估降雨流量於不同高度的 CAPPI 比較圖。

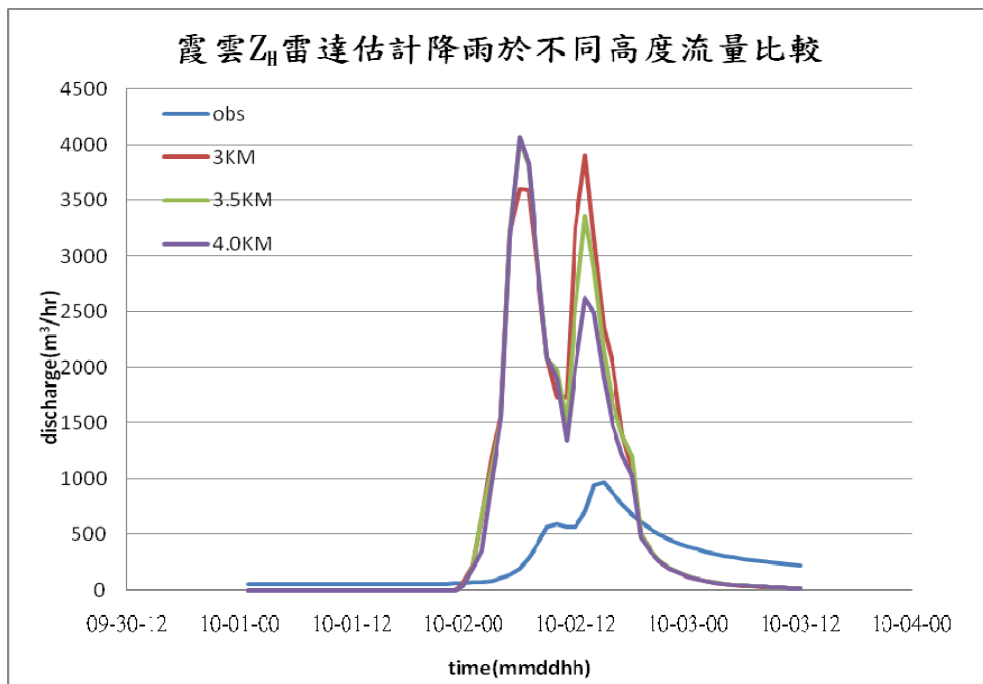


圖 74:2005 年龍王颱風霞雲 Z_H 雷達推估降雨流量於不同高度的 CAPPI 比較圖。

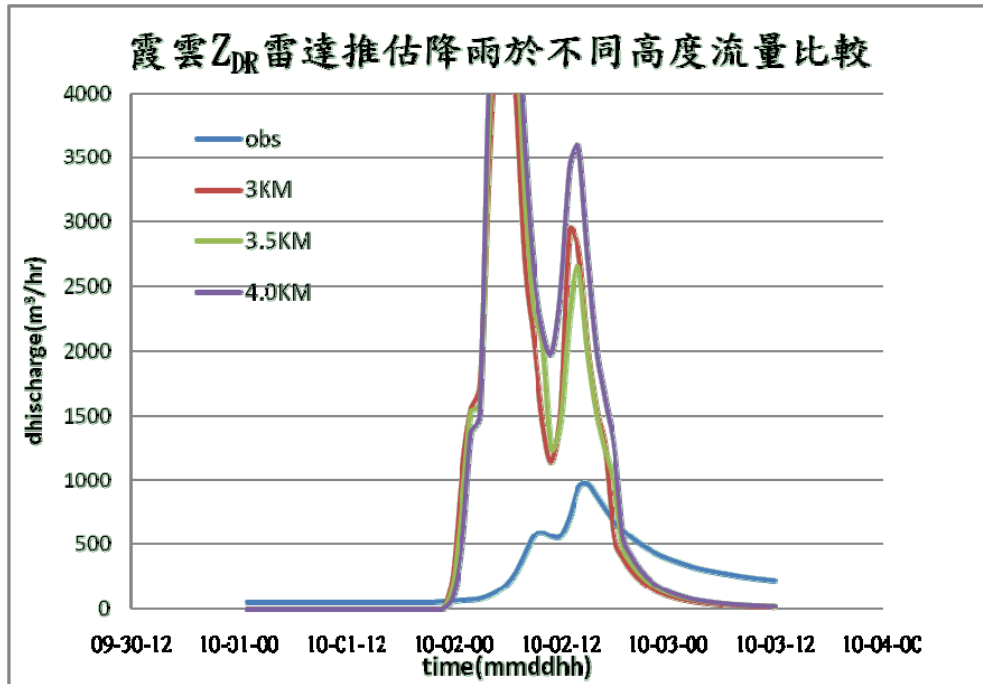


圖 75:2005 年龍王颱風震雲 Z_{DR} 雷達推估降雨流量於不同高度的 CAPPI 比較圖。

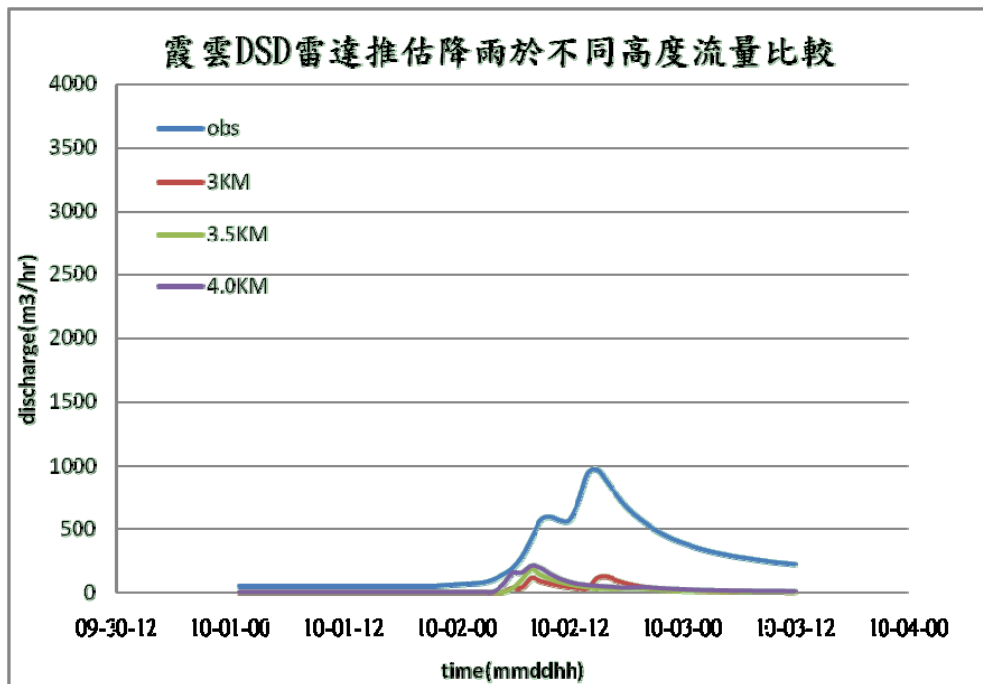


圖 76:2005 年龍王颱風震雲 DSD 雷達推估降雨流量於不同高度的 CAPPI 比較圖。

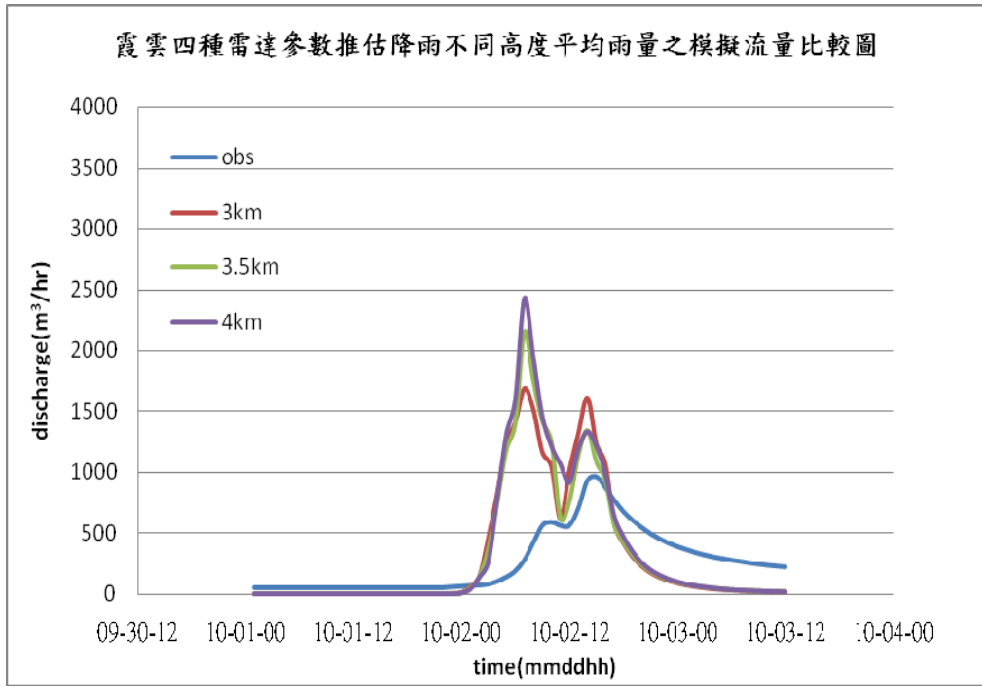


圖 77:2005 年龍王颱風四種雷達參數推估降雨平均雨量之模擬流量於不同高度 CAPPI 比較圖。

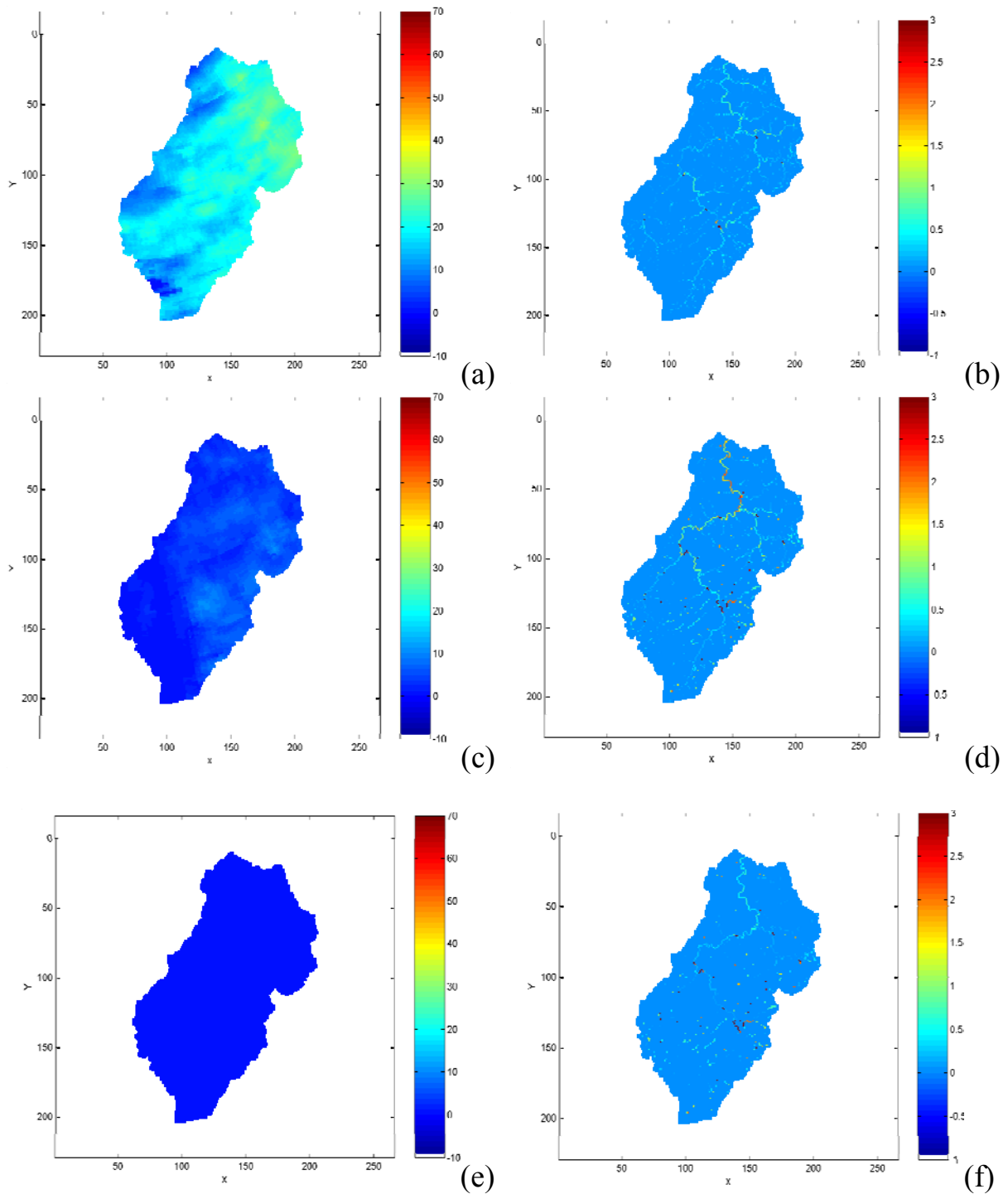


圖 78:2005 年龍王颱風霞雲集水區空間雨量分佈圖及模擬水位結果圖。

此結果圖為 4km 高度的 CAPPI 雷達回波 K_{DP} 參數推估降雨模擬流量結果，模式起始時間為台灣時間 2005 年 10 月 1 日 8:00，(a)為模擬 20 小時後的雨量結果，(b)模擬 20 小時後的水位結果，(c)模擬 30 小時後的雨量結果，(d)模擬 30 小時後的水位結果，(e)模擬 40 小時後的降雨結果，(f)模擬 40 小時後的水位結果。

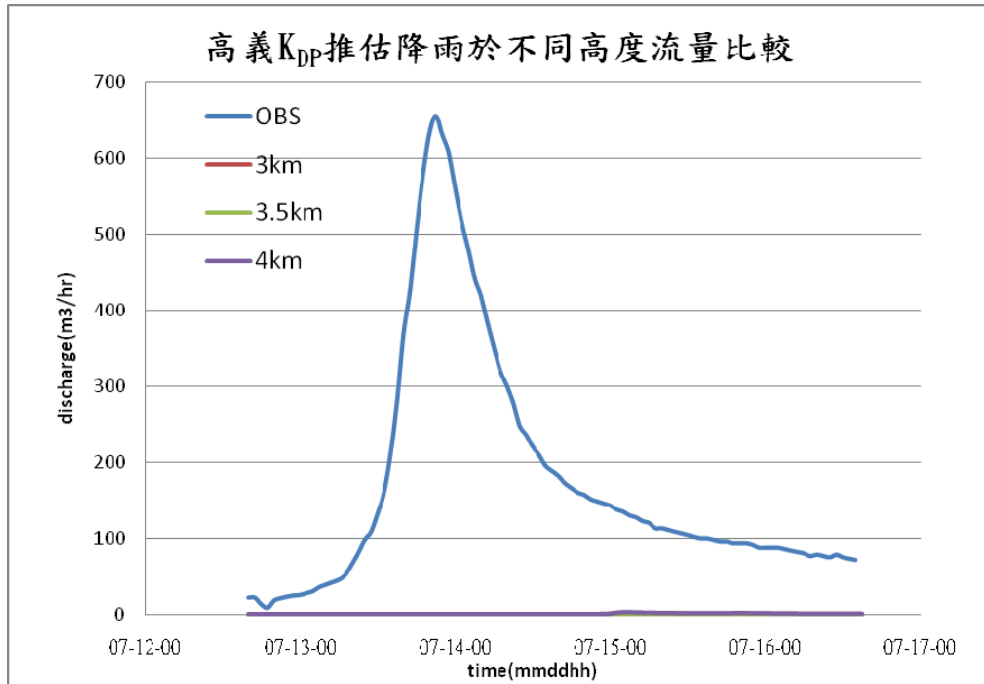


圖 79:2006 年碧利斯颱風高義 K_{DP} 雷達推估降雨流量於不同高度的 CAPPI 比較圖。

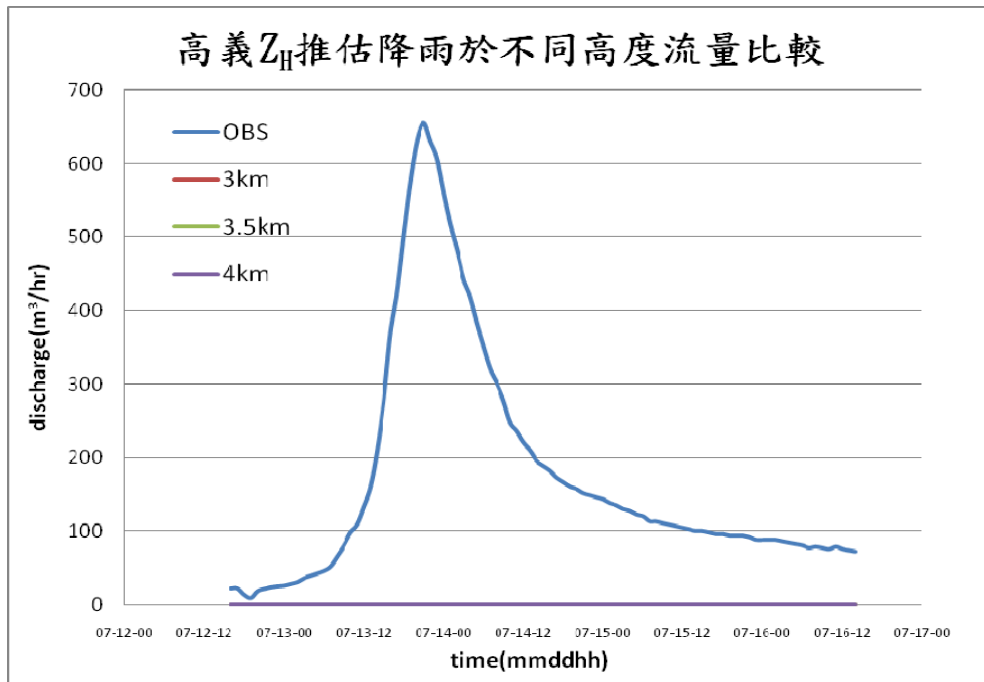


圖 80:2006 年碧利斯颱風高義 Z_H 雷達推估降雨流量於不同高度的 CAPPI 比較圖。

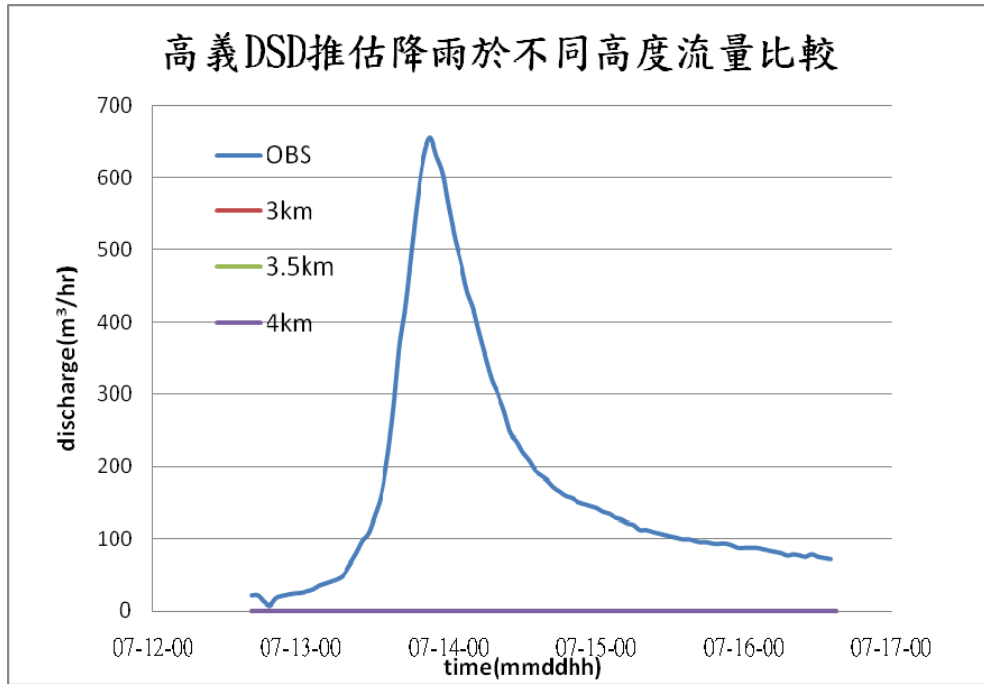


圖 81:2006 年碧利斯颱風高義 DSD 雷達推估降雨流量於不同高度的 CAPPI 比較圖。

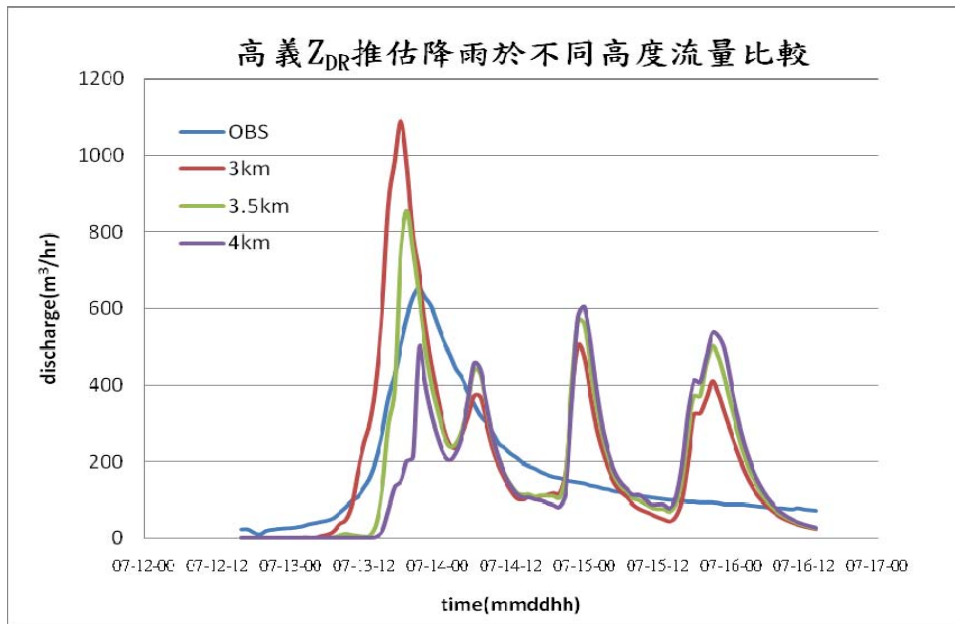


圖 82:2006 年碧利斯颱風高義 Z_{DR} 雷達推估降雨流量於不同高度的 CAPPI 比較圖。

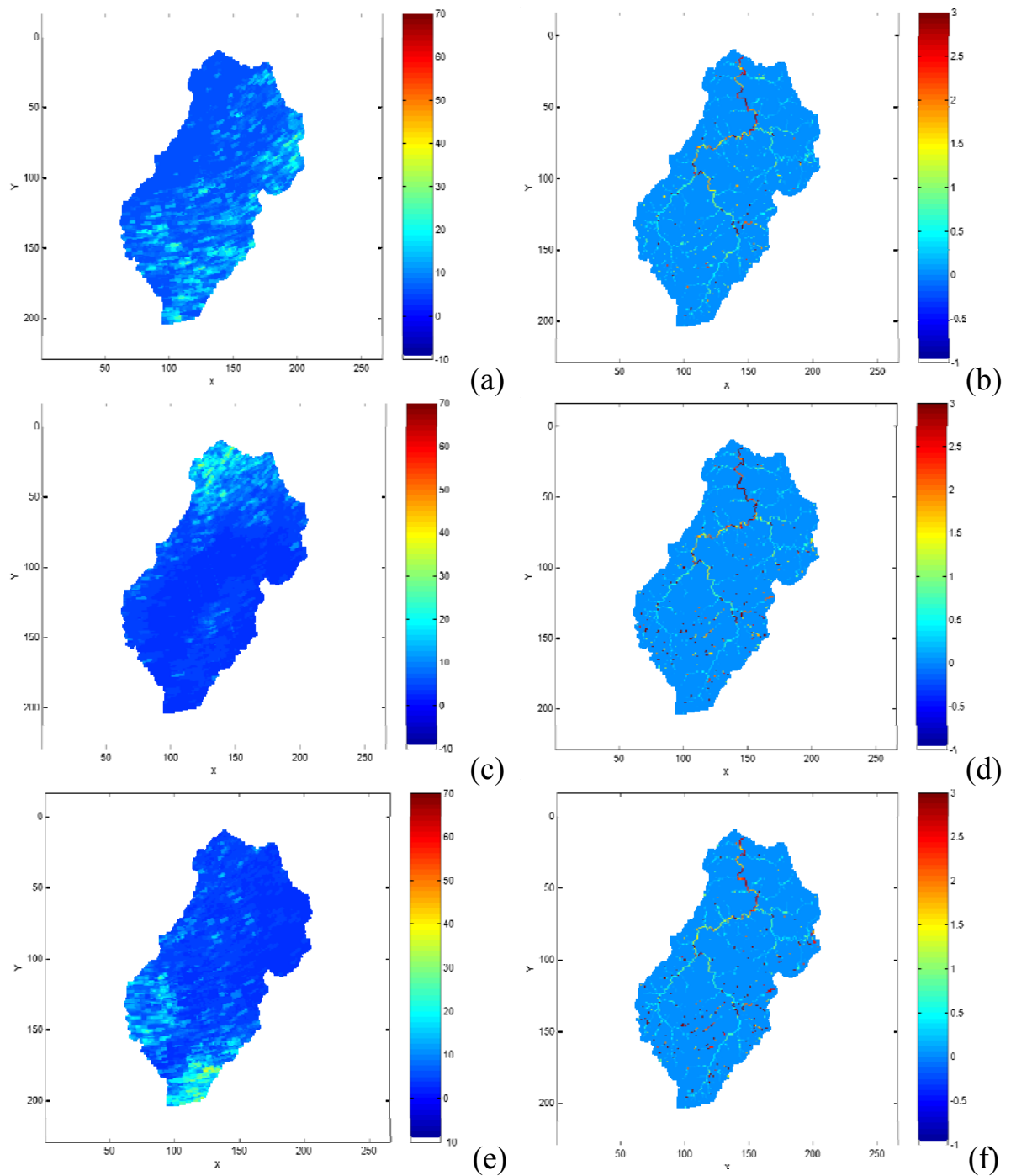


圖 83:2006 年碧莉斯颱風霞雲集水區空間雨量分佈圖及模擬水位結果圖。此結果圖為 4km 高度的 CAPPI 雷達回波 Z_{DR} 參數推估降雨模擬流量結果，模式起始時間為台灣時間 2006 年 7 月 12 日 16:00，(a)為模擬 20 小時後的雨量結果，(b)模擬 20 小時後的水位結果，(c)模擬 40 小時後的雨量結果，(d)模擬 40 小時後的水位結果，(e)模擬 60 小時後的雨量結果，(f)模擬 60 小時後的水位結果。