

國立中央大學

水文科學研究所
碩士論文

颱風事件下之集水區逕流模擬

研究生：陳心穎

指導教授：楊明仁 博士

中華民國九十四年七月



國立中央大學圖書館

碩博士論文電子檔授權書

(93年5月最新修正版)

本授權書所授權之論文全文電子檔，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：_____
()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，基於推動讀者間「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：_____ 陳心穎 _____

論文名稱：_____ 颱風事件下之集水區逕流模擬 _____

指導教授姓名：_____ 楊明仁 _____

系所：_____ 水文科學研究 _____ 所 博士 碩士班

學號：_____ 92625013 _____

日期：民國 94 年 7 月 12 日

備註：

1. 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）。
2. 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）。
3. 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。

摘要

氣象模式與水文模式的結合是未來的趨勢，由於台灣地區每年受颱風的豪雨影響，造成山崩、土石流及洪水之患對於生命之危害。因此需要有洪水預報能力及即時洪水警告系統之建置。在本研究使用中尺度數值預報模式 MM5 以單向(one-way)驅動降雨逕流水文模式 FLO-2D 進行逕流模擬，所研究之颱風分別為 2001 年桃芝(TORAJI)颱風、2004 年敏督利(MINDULLE)颱風及 2004 年艾利(AERE)颱風。由於桃芝及敏督利颱風對於中部地區有較大的雨量累積分布，因此我們以德基水庫松茂站上游集水區作為水文模式之研究區域。而艾利颱風則以桃竹苗為累積雨量極值分佈區域，也導致石門水庫混濁而無法取原水，停水十四天，因此艾利颱風以石門水庫霞雲站上游集水區為水文模式之研究區域。由 MM5 輸入 FLO-2D 之雨量資料為區域平均雨量，且以觀測雨量之模擬流量為水文參數基準，比較觀測逕流、觀測雨量所模擬逕流及模擬雨量所模擬之逕流。

研究發現在模擬時間 30 小時內皆有不錯的雨量掌握，而氣象模式的降雨對於水文模式極為敏感，路徑的誤差及積分時間過長所導致的誤差皆為影響降雨分佈的因素。水文模式在未包含入滲後出流機制之情形下所模擬的逕流未能呈現較佳之曲線分佈。

致 謝

兩年來，從陌生到熟悉。研究室的一切帶給我艱辛及快樂的回憶，這是求學過程中最漫長且深刻的一次。我要感謝不辭辛勞的水文所老師們，尤其是我的老闆，他讓我知道做人處事應有的態度以及社會的殘酷。哈哈！說笑的。家人的支持是我動力的來源，爸媽都很高興的跟別人說：「我女兒念研究所很混，還每個禮拜回家！」聽到這個我倒是很高興，因為至少他不是說我念得很痛苦。至於痛不痛苦，我想只要唸過水文所的都知道。

水文所的同學們，雖然有些人不能一起拿到畢業證書，不過大家一起熬過的日子是很難忘懷的。尤其是同研究室的余阿利、烏龜以及親愛的廖同學。余阿利稱兄道弟的氣魄、烏龜的慢慢爬態度、看似凶狠的善良廖小勳還有傻大姐的我這種組合增添了不少歡笑及趣事。還有小玲學姐及學長們的指點，讓我在研究路上較為順遂，感恩。

除了研究室同學和家人，最讓我感到放鬆及且快樂的便是宿舍的室友了，從佩玲和怡君到西瓜(惠雯)和綉綾—這些世代交替的室友和一直陪伴我的夙玲老師。雖然我都忙到回宿舍只有洗澡跟睡覺的時間，不過你們對我的點點滴滴，我實在是非常的珍惜。如果以後韓劇重播時，我一定會再想起你們！畢業以後要再聯絡喔！

最後要感謝的，雖然稍嫌多餘，不過這是一定要的啦！那就是我的口試委員們，辛苦你們看我的論文及指教，這真的讓我明白了許多原本不知道的論點及缺失。

目 錄

摘要.....	i
致謝.....	ii
目錄.....	iii
圖目錄.....	iv
表目錄.....	v
第一章 前言.....	1
1.1 文獻回顧.....	2
1.2 研究動機.....	5
1.3 論文架構.....	6
第二章 個案分析.....	8
2.1 桃芝颱風.....	8
2.2 敏督利颱風.....	16
2.3 艾利颱風.....	24
第三章 研究區域地理描述與模式介紹.....	30
3.1 研究區域地理描述.....	30
3.2 氣象模式.....	33
3.3 水文模式.....	37
第四章 研究方法.....	41
4.1 氣象模式參數設定.....	41
4.2 水文模式輸入資料的處理.....	45
第五章 討論.....	50
5.1 桃芝颱風.....	50
5.2 敏督利颱風.....	56
5.3 艾利颱風.....	63
第六章 結論.....	71
參考文獻.....	74

圖目錄

圖 1-1 台灣地形圖.....	2
圖 1-2 1949-2004 年鄰近及侵襲台灣之颱風個數.....	6
圖 2-1 桃芝颱風之路徑圖.....	9
圖 2-2 2001 年 7 月 28 日 1200UTC 的衛星雲圖.....	10
圖 2-3 2001 年 7 月 28 日 1200UTC 的地面天氣圖.....	10
圖 2-4 2001 年 7 月 29 日 0000UTC 的地面天氣圖.....	11
圖 2-5 2001 年 7 月 30 日 0000UTC 的衛星雲圖.....	11
圖 2-6 2001 年 7 月 30 日 0000UTC 的地面天氣圖.....	12
圖 2-7 2001 年 7 月 29 日 24 小時累積雨量圖.....	14
圖 2-8 2001 年 7 月 30 日 0000UTC 之中央氣象局雷達回波合成圖.....	15
圖 2-9 2001 年 7 月 29 日 1400UTC 桃芝颱風之地面氣壓場.....	15
圖 2-10 2001 年 7 月 30 日 24 小時累積雨量圖.....	16
圖 2-11 2004 年 6 月 30 日 1200UTC 的地面天氣圖.....	17
圖 2-12 敏督利颱風之路徑圖.....	18
圖 2-13 2004 年 7 月 2 日 0323UTC 之衛星雲圖.....	19
圖 2-14 2004 年 7 月 1 日 1600UTC 之中央氣象局雷達回波合成圖.....	20
圖 2-15 2004 年 7 月 2 日 0200UTC 之中央氣象局雷達回波合成圖.....	20
圖 2-16 2004 年 7 月 1 日 24 小時累積雨量圖.....	21
圖 2-17 2004 年 7 月 2 日 24 小時累積雨量圖.....	22
圖 2-18 2004 年 7 月 3 日 24 小時累積雨量圖.....	23
圖 2-19 艾利颱風之路徑圖.....	25
圖 2-20 艾利颱風與佳芭颱風的路徑圖.....	26
圖 2-21 2004 年 8 月 24 日 2100UTC 之中央氣象局雷達回波合成圖.....	27
圖 2-22 2004 年 8 月 23 日 24 小時累積雨量圖.....	27
圖 2-23 2004 年 8 月 24 日 24 小時累積雨量圖.....	28
圖 2-24 2004 年 8 月 25 日 24 小時累積雨量圖.....	29
圖 3-1 2001 年德基水庫集水區相關位置圖.....	31
圖 3-2 2004 年德基水庫集水區相關位置圖.....	31
圖 3-3 石門水庫集水區相關位置圖.....	33
圖 3-4 MM5 模式系統結構.....	34
圖 3-5 FLO-2D 模式示意圖.....	38
圖 4-1 桃芝颱風於 MM5 模式三層網格示意圖.....	42
圖 4-2 敏督利颱風於 MM5 模式三層網格示意圖.....	43
圖 4-3 艾利颱風於 MM5 模式三層網格示意圖.....	44
圖 4-4 地面雨量站之徐昇氏多邊形.....	45
圖 4-5 桃芝颱風 MM5 網格點之徐昇氏多邊形.....	46
圖 4-6 敏督利颱風 MM5 網格點之徐昇氏多邊形.....	46
圖 4-7 艾利颱風之雨量站與 MM5 網格點之徐昇氏多邊形.....	47
圖 4-8 德基水庫之松茂站上游集水區之模式河道分佈圖.....	48
圖 4-9 石門水庫之霞雲站上游集水區之模式河道分佈圖.....	48
圖 5-1 桃芝颱風模擬路徑與最佳路徑圖.....	50

圖 5-2	2001 年 7 月 30 日 24 小時累積雨量圖.....	52
圖 5-3	最佳參數法實驗之 30 日 24 小時累積雨量圖.....	52
圖 5-4	2001 年 7 月 29 日 16 時至 7 月 31 日 4 時徐昇氏法區域平均雨量逐時曲線圖.....	54
圖 5-5	2001 年 7 月 29 日 16 時至 7 月 30 日 9 時累積雨量流域空間分佈圖....	54
圖 5-6	2001 年 7 月 30 日 10 時至 7 月 31 日 4 時累積雨量流域空間分佈圖....	55
圖 5-7	2001 年 7 月 29 日 16 時至 7 月 31 日 4 時之觀測與模擬流量圖.....	56
圖 5-8	敏督利(2004)颱風之模擬與 CWB 公佈路徑圖.....	57
圖 5-9	2004 年 7 月 1 日觀測與模擬 24 小時累積雨量圖.....	58
圖 5-10	2004 年 7 月 2 日觀測與模擬 24 小時累積雨量圖.....	59
圖 5-11	2004 年 7 月 3 日觀測與模擬 24 小時累積雨量圖.....	60
圖 5-12	2004 年 7 月 01 日 00 時至 7 月 4 日 0 時徐昇氏法區域平均雨量逐時曲線圖.....	61
圖 5-13	2004 年 7 月 1 日 0 時至 7 月 2 日 9 時累積雨量流域空間分佈圖.....	61
圖 5-14	2004 年 7 月 2 日 10 時至 7 月 2 日 21 時累積雨量流域空間分佈圖....	62
圖 5-15	2004 年 7 月 2 日 22 時至 7 月 4 日 0 時累積雨量流域空間分佈圖.....	62
圖 5-16	2004 年 7 月 1 日 0 時至 7 月 4 日 0 時之觀測與模擬流量圖.....	63
圖 5-17	艾利(2004)颱風之模擬與 CWB 公佈路徑圖.....	64
圖 5-18	2004 年 8 月 24 日觀測與模擬 24 小時累積雨量圖.....	65
圖 5-19	2004 年 8 月 25 日觀測與模擬 24 小時累積雨量圖.....	66
圖 5-20	2004 年 8 月 23 日 19 時至 8 月 26 日 0 時徐昇氏法區域平均雨量逐時曲線圖.....	67
圖 5-21	2004 年 8 月 23 日 19 時至 8 月 24 日 16 時累積雨量流域空間分佈圖....	67
圖 5-22	2004 年 8 月 24 日 17 時至 8 月 26 日 0 時累積雨量流域空間分佈圖.....	68
圖 5-23	2004 年 8 月 23 日 19 時至 8 月 25 日 19 時之觀測與模擬流量圖.....	69

表目錄

表 4-1	氣象模式物理參數一覽表.....	44
表 5-1	逕流模擬參數一覽表.....	69
表 5-2	比較各事件之模擬及觀測流量峰值及延遲時間.....	70
表 5-3	比較各事件之總流量、總雨量及逕流比.....	70

第一章 前言

颱風與梅雨為台灣水資源的主要來源。颱風可維持秋冬季之用水，若當年颱風帶來的雨量不足時，則隔年春天台灣可能嚴重缺水。不過由於台灣南北長約 385 公里，東西寬約 143 公里，中央山脈縱向於台灣中央，最高峰(玉山)高度約 4000 公尺(如圖 1-1，台灣地形海拔高於 1000 公尺的地區，佔總面積之 39.1%)。如此地形分布使得台灣水系主要受地形支配，大部分河川以脊梁山脈為分水嶺，分向東西注入海中，河道短促且坡度陡，故多成急流。而且台灣山系土質脆弱極易崩塌，加上近年山坡地過於開發，造成溪流河道含砂量高而易阻塞，遇豪大雨便水位迅速暴漲，導致山洪暴發，河水氾濫不已。颱風伴隨豪大雨可造成嚴重傷亡，在台灣地區因颱風造成的經濟、農業與建築物上的損失，平均每年都有數十億元。在颱風災害的防災措施上，除了興建建築物(堤防、擋土牆等)減緩措施建置外，我們更需要有洪水預報能力及即時洪水警告系統之建置。

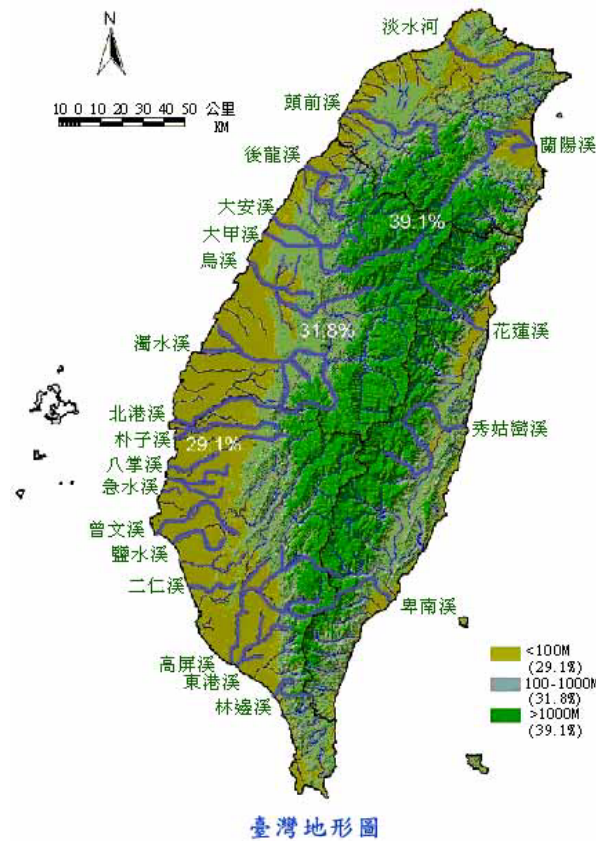


圖 1-1：台灣地形圖[資料來源:經濟部水資源局]

1.1 文獻回顧

台灣地形陡峭，不論在中尺度氣象模擬上，或是水文模式模擬上都是一大挑戰。Lin et al. (1999) 研究中發現，在東亞地區的熱帶風暴及低壓所帶來的豪雨總量，可能是經由條件性不穩定氣流或潛在性不穩定氣流經地形效應所激發，而加強熱帶風暴及低壓中的對流直接降雨。Wu and Kuo (1999)指出，颱風的路徑與環流受中央山脈地形影響，是台灣颱風研究的一大挑戰。當颱風在離台灣數百公里的海面上，即可能開始受到中央山脈影響，所以山脈的影響如同駛流場為颱風大小及強度的函數。由於在海上觀測資料的缺乏，使得我們對於颱風在登陸前的結構及駛流場之了解是非常有限的。Yang and Ching (2005)使用 MM5 模式模擬桃芝(2001)颱風，對其作

物理參數的系集模擬實驗，可以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 模式仍然是低估，因此颱風的強度預報及雨量模擬仍是亟待克服的科學問題。

本論文中水文模式的集水區資料處理，是使用農林航測所 40 公尺水平解析度數值高程模型(Digital Elevation Model ;DEM)，資料正式名稱為數值地形模型(Digital Terrain Model ;DTM)。賴進貴(1994)認為 DTM(Digital Terrain Model)指數值地形模型，包括數值等高線、不規則三角網(Triangular Irregular Network ,TIN)及規則網點等資料，資料本質上為 DEM。

Thielen et al. (1999) 探討不同水平及垂直解析度的數值高程模型 (DEM) 對於地形特徵、河流特性及地表逕流的影響。在水文模式上的參數(如降雨、水力傳導係數、初始土壤含水量及地表粗糙度等)設定為均勻空間分佈。Thielen et al.指出如果模擬漫地流的長度與實際分佈接近時，即使不考慮解析度也會模擬出較相近的逕流。河道網絡是由坡度所定義，所以也會被網格解析度所影響。因此，支流密度及漫地流長度將不相同，導致水文模式輸出受影響。在較長的地表流接觸地面面積大，所以有較大的入滲量而逕流較少。

Westrick et al. (2002) 評估高解析度的流量預報系統配置於美國華盛頓州西部之即時應用，研究區域為分布在 Cascade 山脈迎風面之 6 個流域，集水區面積範圍從 106 至 1849 平方公里以供評估準確性。他們結合 MM5 與 DHSVM (Distribution-Hydrology-Soil-Vegetation Model)模擬 1998-99 年冷季降雨事件，期間有中度聖嬰現象大雨事件提供 6 個中高度流量峰值。氣象模式水平解析度為 4 公

里，水文模式水平解析度為 150 公尺，時間尺度為小時。扣除模擬最大誤差之流域，模擬與觀測流量峰值的平均誤差為 25%，即模式高估流量。所有流域平均誤差為 31%，仍為高估。研究並指出，流量誤差大小與集水區面積無絕對相關性。

Jasper et al. (2002) 也使用五個氣象模式（水平解析度為 15 公里）以 one-way 方式與水文模式（水平解析度為 400 公尺）結合，模擬阿爾卑斯山南側複雜地形流域之逕流變化。結果顯示，預報的品質在於所選擇的洪水事件，使用不同的數值天氣預報模式則結果差異甚大。另外，此研究顯示，由於高海拔集水區氣溫預報不正確（氣溫高估），造成過多雪融化使得逕流量高估。即使在降雨系統路徑、區域分佈及降雨總量的誤差都較小的情況下，也有可能模擬出較大誤差的逕流歷線。

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，Li et al. 並以 one-way 方式驅動 FLO-2D 水文模式作逕流模擬。研究區域為石門水庫集水區之霞雲流量站上游集水區，集水區面積為 622 平方公里。MM5 氣象模式的水平解析度是 6.67 公里，FLO-2D 水文模式的水平解析度為 200 公尺，時間尺度是小時。觀測雨量所模擬的流量與實際流量比較，皆有較好的峰值及時間延遲。MM5 模擬雨量及其經由水文模式估算的流量峰值，皆為高估並有時間上的誤差。

水文模式有其物理不確定性與參數的不確定性。模式物理的不確定性來自於水文過程的高度複雜性，而參數的不確定性是源於模式參數的選取，即因觀測資料的準確度和觀測時間的不足所造成。

而兩類不確定性經常相依不易分離。因此降低模式與參數不確定性的方法也相繼被提出。黃誌川(2002)博士論文中，利用隨機變數產生器產生 5000 組參數組合，以 SEDIM 模式模擬橫溪集水區各場水文事件，並計算每次模擬結果與觀測值的效率係數。挑選每場事件模擬結果最理想(也就是效率係數最高)的 100 組做為各場事件最佳區間，也藉由各事件最適區間範圍的平均做為驗證事件的最適區間推估。

1.2 研究動機

根據中央氣象局所發布颱風警報中，從 1949 年到 2004 年間總共有 253 個颱風，平均每年有 4.5 個颱風接近或登陸台灣(如圖 1-2)。桃芝(2001)颱風為西行颱風，由花蓮秀姑巒溪一帶登陸，由新竹附近出海。由於 921 大地震過後，台灣中部山區土質鬆軟，加上人為不當的開墾，災區尚未重建完成；而且桃芝颱風在台灣本島滯留約 10 小時，降雨集中在中部。因此桃芝颱風造成台灣中部嚴重山崩、土石流及水患，全台一百多人死亡，近三百人失蹤或受傷，為 2001 年造成台灣地區傷亡最慘重的颱風。敏督利(2004)颱風沿著台灣的東方海面北上，由花蓮登陸，淡水河口出海。除了颱風環流帶來的災情外，最嚴重的是中南部受到颱風所引起的西南氣流影響，在短時間內有近千公厘的地形降雨。此事件雨量在高雄六龜的累積雨量為其全年總雨量的 50.7%，嘉義阿里山為 42%及台中和平鄉為 30%。敏督利颱風創下「史上引進西南氣流持續最久，強度最強的颱風」之百年紀錄。艾利颱風(2004)沿著台灣北部海面經過，是典型的西北颱，而其外環流所帶來的地形雨，為桃竹苗地區帶來日降雨量近千公厘。使得新竹山區土石流爆發傷亡慘重，也使石門水庫因水質

混濁導致無法取水，大桃園地區停水兩星期，且洩洪量打破 41 年新紀錄。

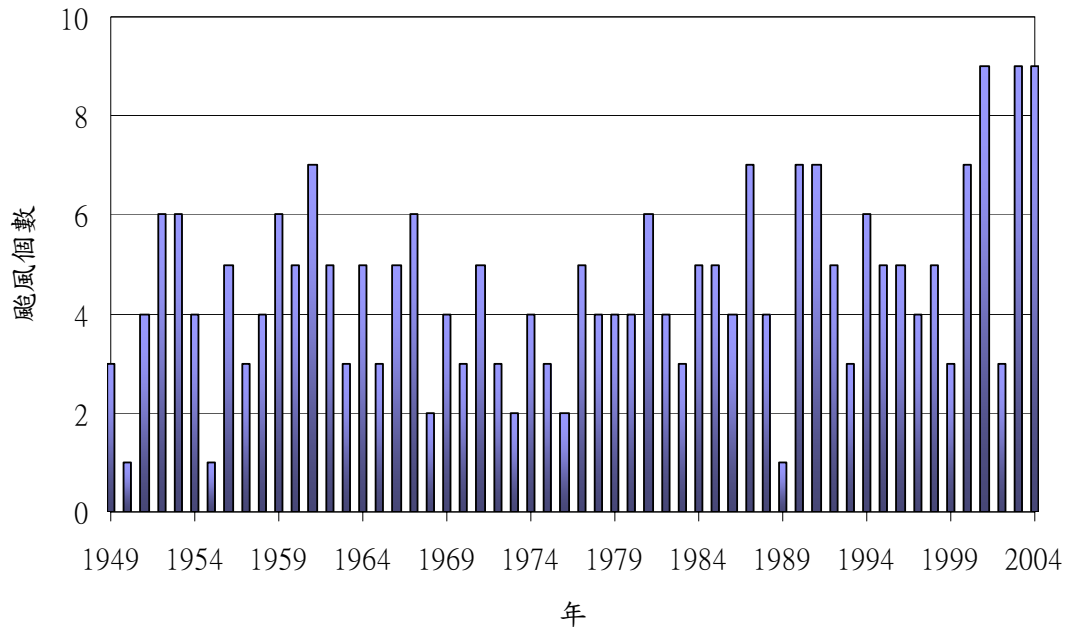


圖 1- 2：1949 年至 2004 年鄰近及侵襲台灣之颱風個數

本論文研究以 2001 年桃芝(TORAJI)颱風、2004 年敏督利(MINDULLE)颱風及 2004 年艾利(AERE)颱風作為研究個案，由於桃芝(2001)颱風與敏督利(2004)颱風的雨量分佈集中在中部地區，所以以德基水庫集水區為水文模式的研究區域。而艾利(2004)颱風的雨量分佈於桃竹苗地區，在石門水庫也造成洩洪及水質混濁，故以石門水庫集水區作為水文模式的研究區域。

1.3 論文架構

本論文架構，主要分為六章。除第一章前言之外，第二章為個案分析，分析桃芝颱風(2001)、敏督利颱風(2004)及艾利颱風(2004)的路徑及降水分布等，作為數值模擬的比對。第三章為研究區域(石門水庫及德基水庫)地理介紹及氣象(MM5)與水文(FLO-2D)模式介

紹。而第四章研究方法，介紹實驗參數的設計以及水文模式輸入資料的處理等。第五章討論各個個案的模擬結果。第六章為結論。

第二章 個案分析

2.1 桃芝颱風(2001)

2001年7月27日輕度颱風桃芝在菲律賓東方海面上形成，且朝西北進行，並逐漸增強。圖2-1為桃芝颱風之路徑圖，資料來源為美軍聯合颱風警報中心(Joint Typhoon Warning Center; JTWC)所發布之桃芝颱風最佳路徑資料。7月28日1200UTC的衛星雲圖(圖2-2)中，桃芝颱風位於台灣東南方的海面上，而台灣附近並無其他天氣系統，此時中央氣象局公佈之中心氣壓為962百帕，七級暴風半徑250公里，為桃芝颱風的最強盛時期。亦可由7月28日1200UTC的地面天氣圖(圖2-3)中看出，僅有一鋒面系統位於長江流域，且其後有一大陸性高壓向東移，太平洋高壓在台灣附近的勢力並不強，其移動方向朝北北西前進，遙指台灣東北部陸地。7月29日0000UTC的地面天氣圖(圖2-4)顯示，台灣東南部已進入颱風暴風範圍內，位於長江流域的鋒面系統仍未移動，颱風強度仍維持不變。桃芝颱風於7月30日0時10分(當地時間)左右於花蓮秀姑巒溪口登陸。7月30日00UTC的衛星雲圖(圖2-5)顯示，台灣全島已籠罩在颱風之中，此時桃芝颱風因登陸台灣而強度減弱(如圖2-6所示)，其中心氣壓回升至975百帕，強度減弱為輕度颱風。桃芝颱風越過中央山脈後於7月30日10時20分左右從新竹附近離開台灣，並於31日進入大陸且減弱為熱帶性低氣壓。

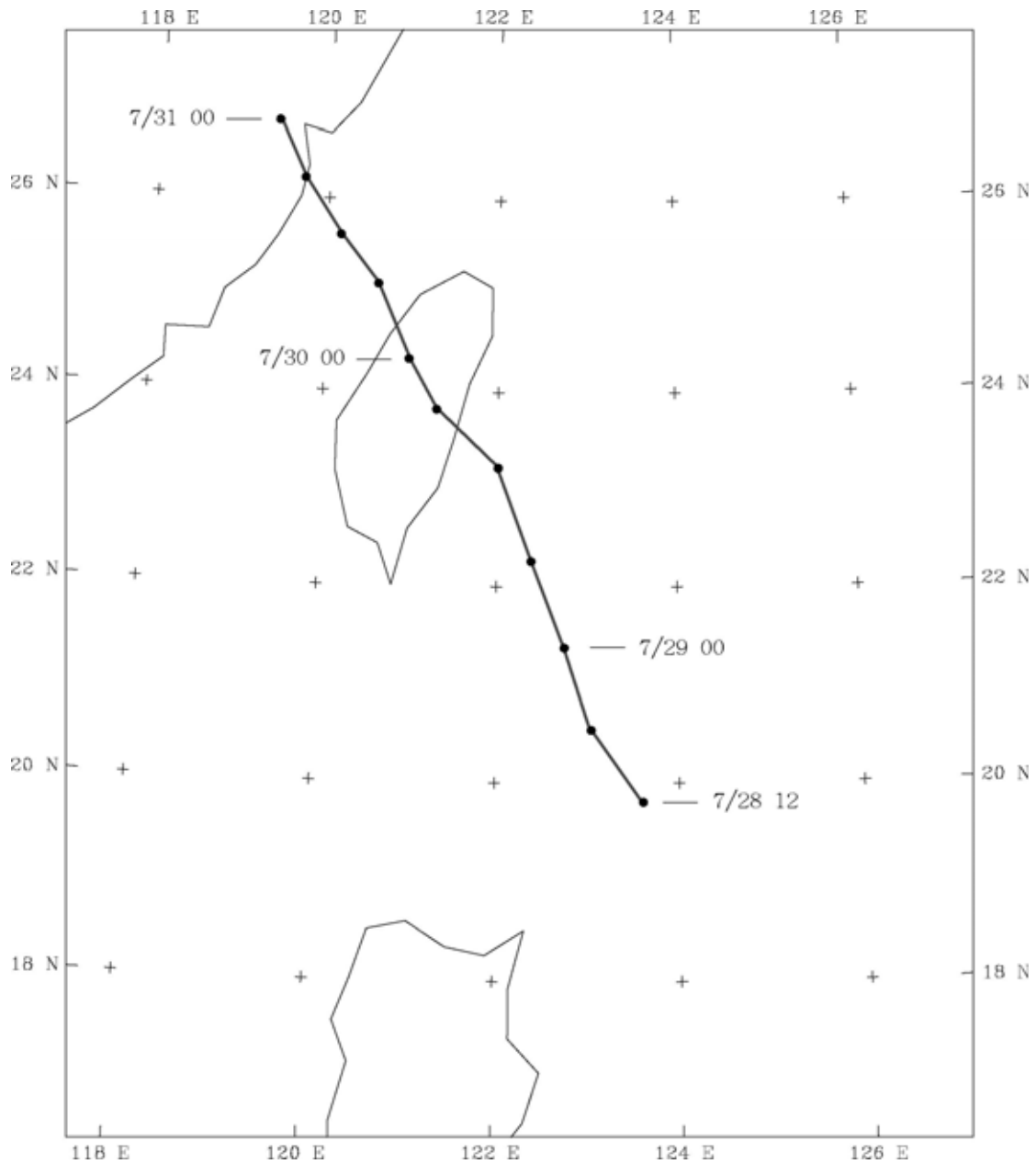


圖 2-1：桃芝颱風之路徑圖。時間為 2001 年 7 月 28 日 1200UTC 到 2001 年 7 月 31 日 0000UTC。黑點為每六小時的颱風中心位置。資料來源為美軍聯合颱風警報中心(JTWC)所發布之桃芝颱風最佳路徑資料。[圖取自青麟 2003 碩士論文]

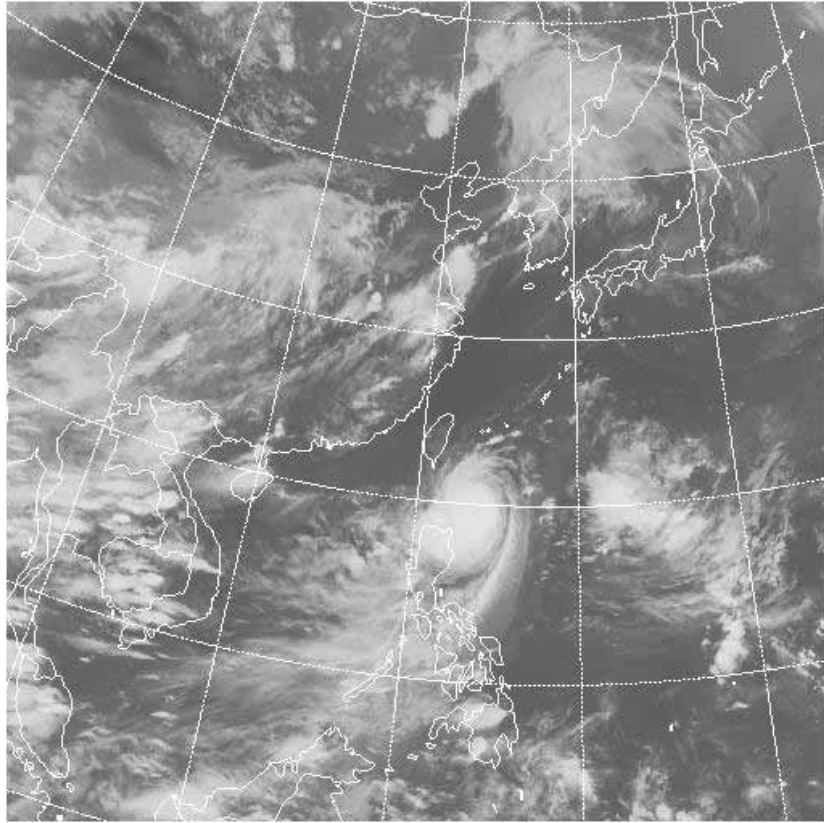


圖 2-2：2001 年 7 月 28 日 1200UTC 的衛星雲圖。

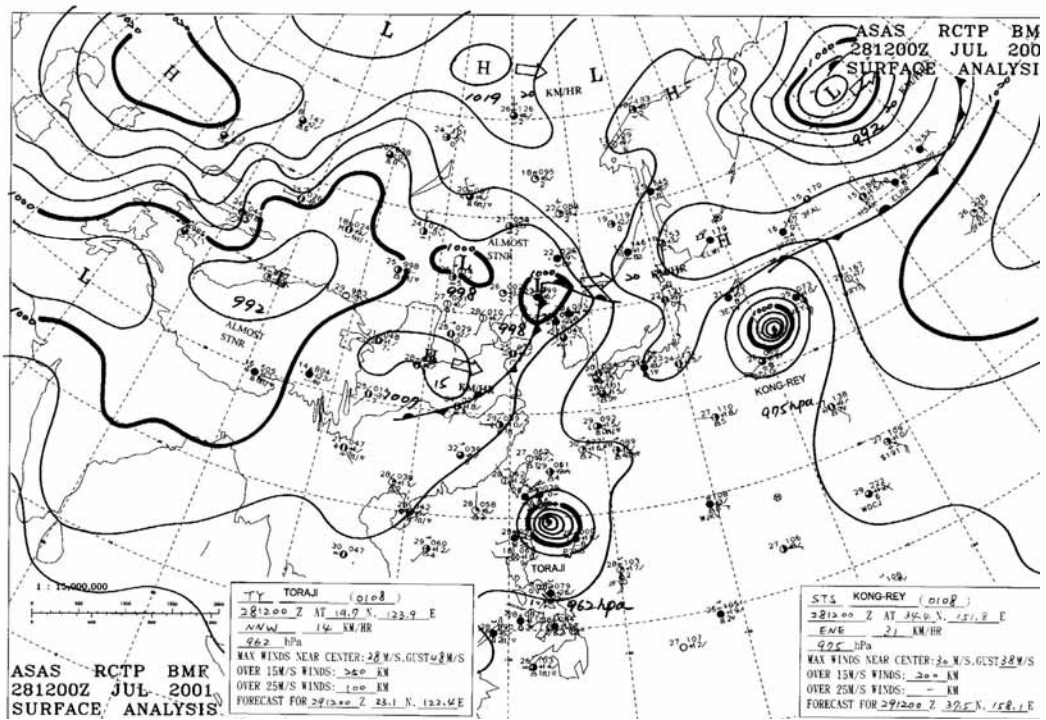


圖 2-3：2001 年 7 月 28 日 1200UTC 的地面天氣圖。

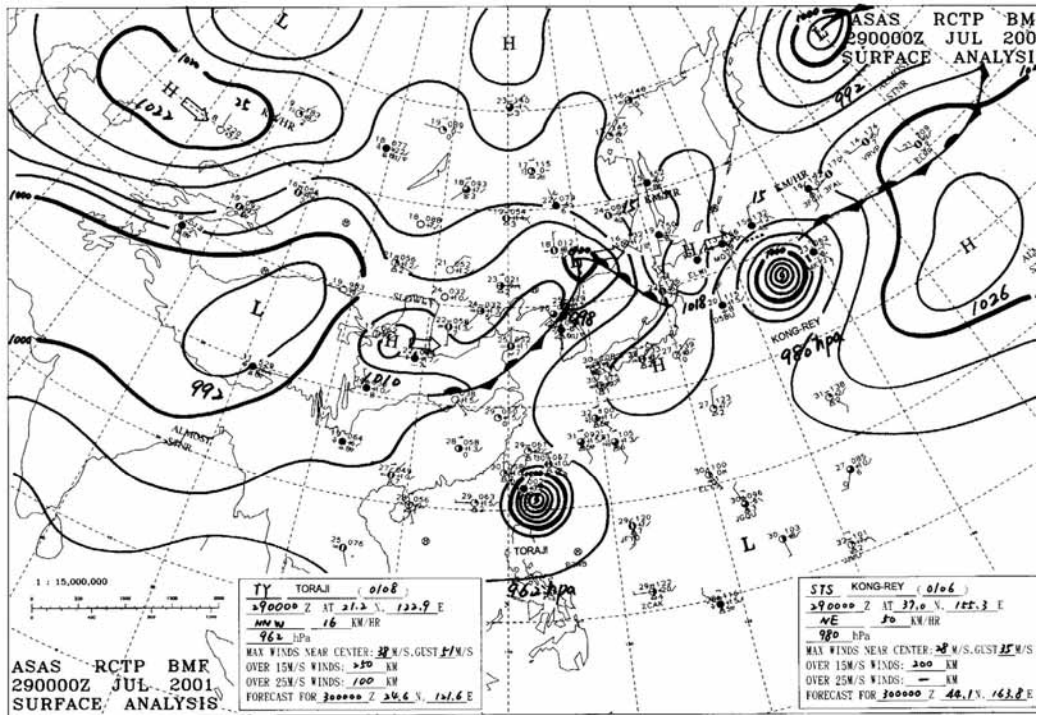


圖 2-4：2001 年 7 月 29 日 0000UTC 的地面天氣圖。

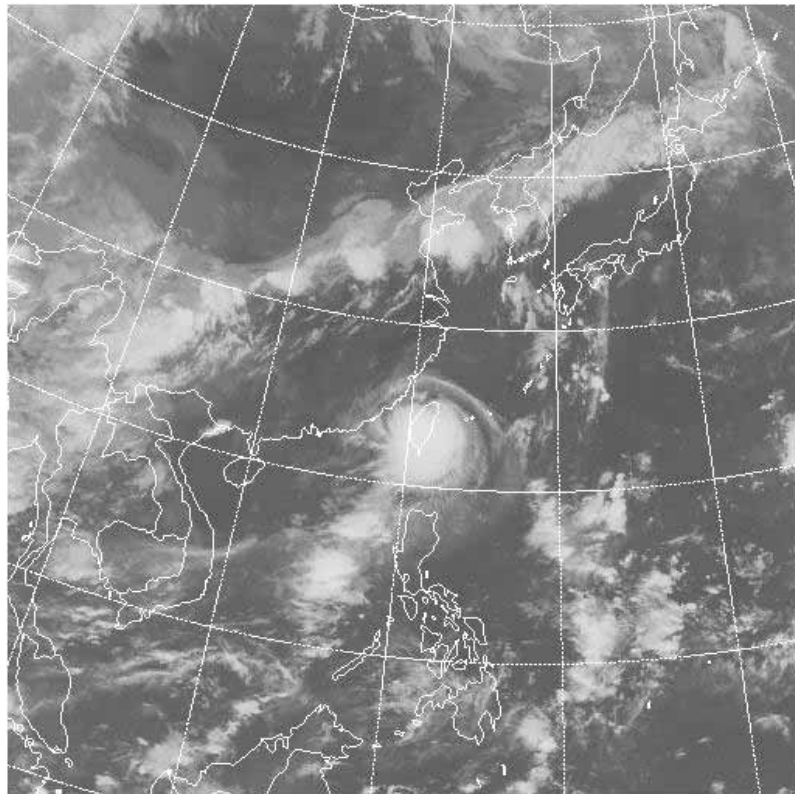


圖 2-5：2001 年 7 月 30 日 0000UTC 的衛星雲圖。

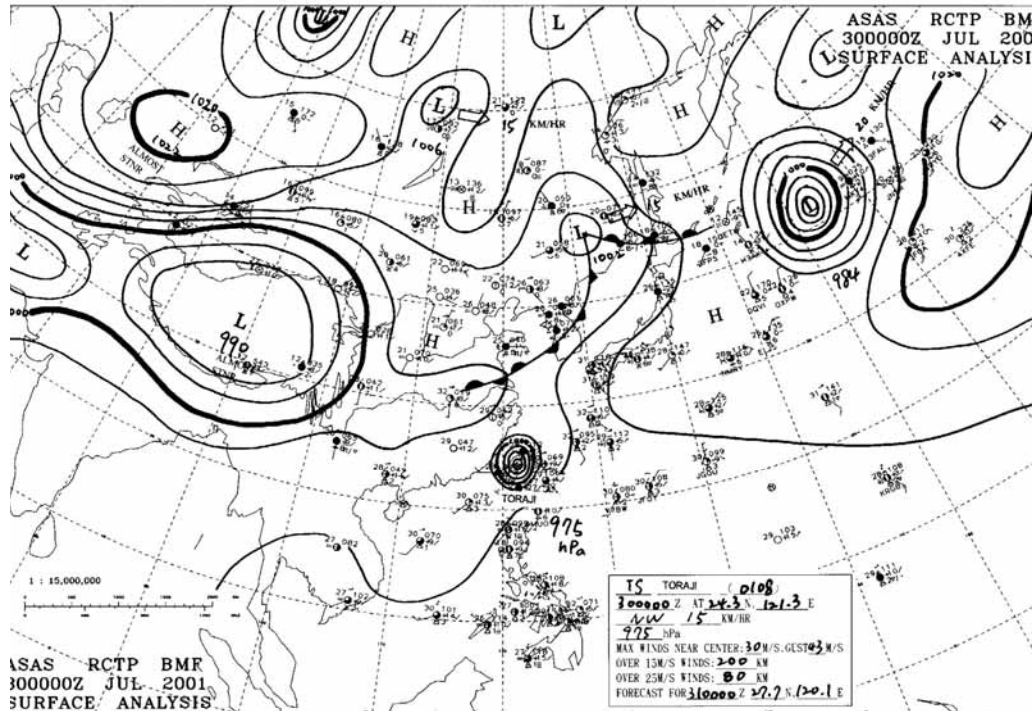


圖 2-6：2001 年 7 月 30 日 0000UTC 的地面天氣圖。

在雨量方面，29 日整日主要降雨集中在台灣東部迎風面及台灣南部山區(由圖 2-7 可見)，在花蓮有最大降雨，但不到 100 公厘。而 7 月 30 日 00UTC 在中央氣象局的雷達回波合成圖(圖 2-8)中看出，桃芝颱風環流產生之降雨幾乎涵蓋台灣全島。在王等(2001)對 2001 年四次颱風實例分析中提到，桃芝颱風在接近台灣時，因在台灣東北部之山脈迎風面產生高壓脊及西部背風面產生副低壓中心(圖 2-9)，此一因地形產生的氣流阻塞(blocking)現象(Yang and Ching 2005)導致颱風行進方向自北北西轉為西北西，改從花蓮之南秀姑巒溪一帶登陸(氣象局原本發佈颱風中心將於宜蘭登陸)。因為在背風面形成副低壓中心，以致颱風登陸後原颱風中心被副中心取代。而在 30 日全天的累積降雨主要集中在苗栗、台中及中央山脈中部山區(如圖 2-10 所示)，且在台灣中南部山區有最大降雨量，超過 600 公厘。此中部山區豪雨引發山洪暴發、嚴重山崩及土石流，造成全台

一百多人死亡、近三百人失蹤或受傷，嚴重創傷台灣。

桃芝颱風登陸台灣造成非常嚴重的災情。由於颱風行進方向於登陸前突然改變，並挾帶著豐沛雨水向西行進，30日中部山區在短短幾個小時內便降下數百公厘的豪雨，引發大規模的山洪爆發及土石流，造成中南部山區嚴重災情。另外，桃芝颱風出海後引起的強勁西南氣流，使苗栗、台中一帶雨勢驚人，溪水暴漲而釀成水災。桃芝颱風為 2001 年造成台灣地區傷亡最慘重的颱風。(參考青麟 2003 碩士論文)

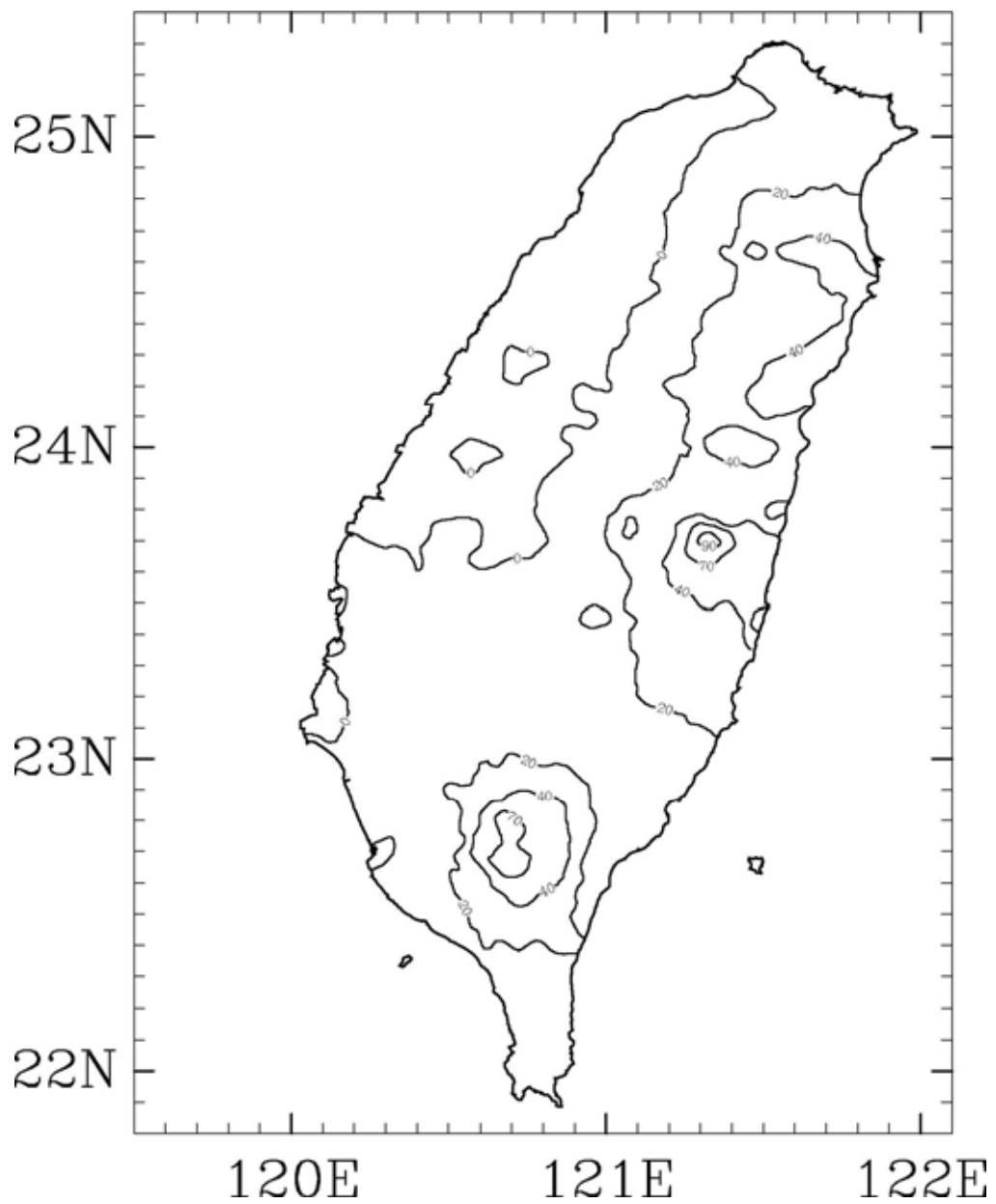


圖 2-7：2001 年 7 月 29 日 24 小時累積雨量圖。雨量等值線分別為 0、20、40、70、及 90 公厘。[取自青麟 2003 碩士論文]

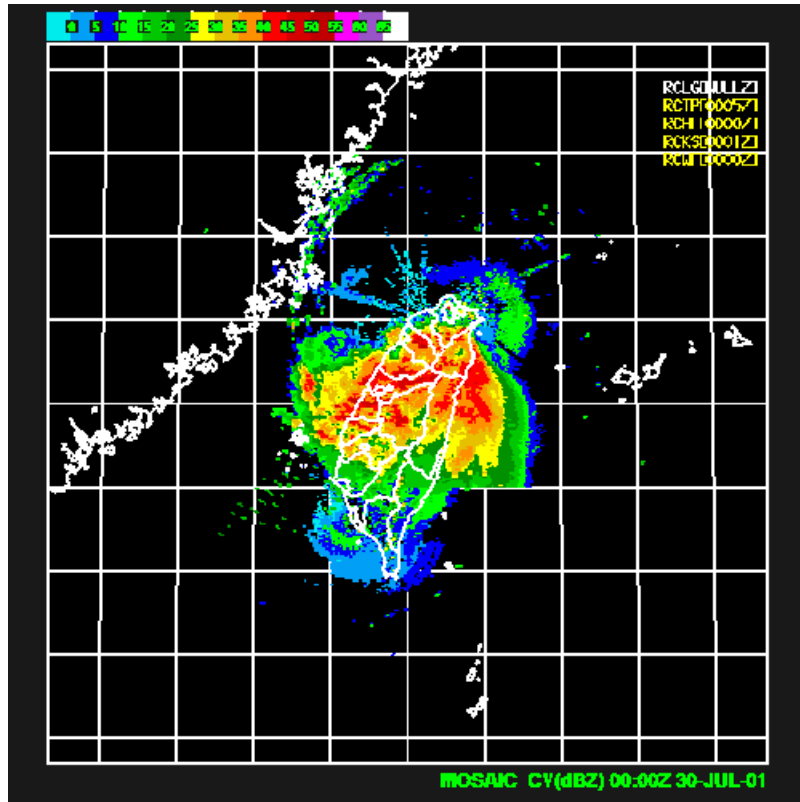


圖 2-8：2001 年 7 月 30 日 0000UTC 之中央氣象局雷達回波合成圖。

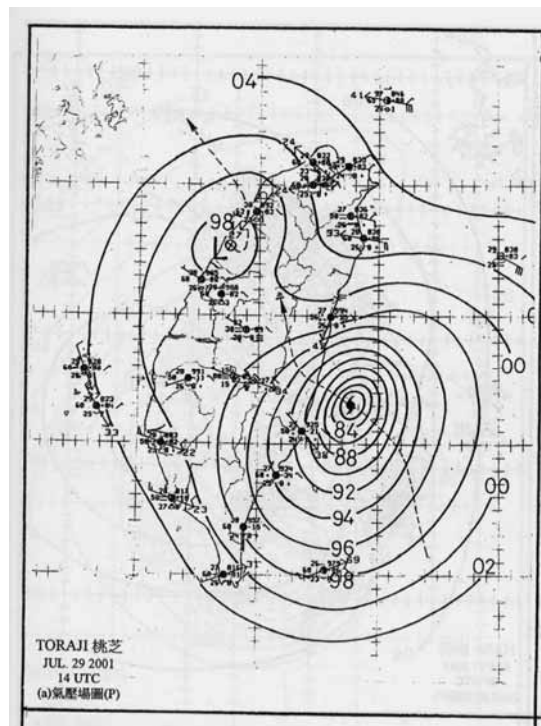


圖 2-9：2001 年 7 月 29 日 1400UTC 桃芝(Toraji)颱風之地面氣壓場圖。[取自王等(2001)]

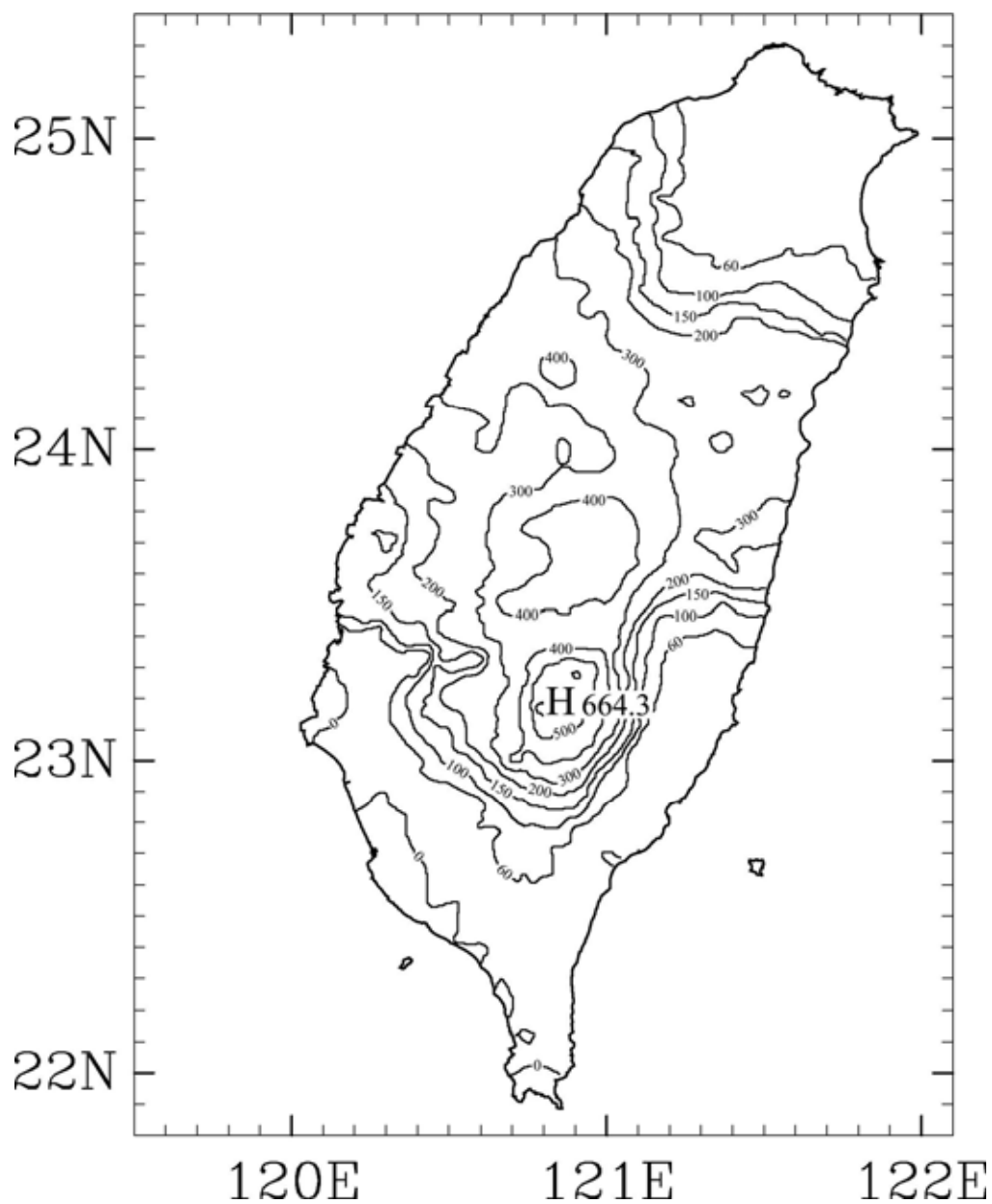


圖 2-10：2001 年 7 月 30 日 24 小時累積雨量圖。雨量等值線分別為 0、60、100、150、200、300、400、500、及 600 公厘。[取自青麟 2003 碩士論文]

2.2 敏督利颱風(2004)

2004 年 6 月 23 日輕度颱風敏督利於關島西北方海面形成，朝西方進行。中央氣象局於 6 月 28 日 17 時 30 分發布海上颱風警報，敏

督利颱風增強為中度颱風，位於鵝鑾鼻東南風約 600 公里之海面上，29 日 8 時颱風強度到達巔峰，中心風力達每小時 170 公里，同時中心海平面氣壓降至 942 百帕。路徑圖如圖 2-12，資料來源為中央氣象局。6 月 30 日 0600UTC，由地面天氣圖(圖 2-11)可以看出副熱帶高壓脊從低緯西伸至東經 125 度附近，導致敏督利急轉北移，趨向台灣。7 月 1 日 8 時，敏督利減弱為輕度颱風，並於當日 22 時 40 分(當地時間)在花蓮南方約 20 公里處登陸，持續北移趨向台灣北部。其對流在地形影響下明顯減弱，組織及結構亦受到一定程度的破壞，颱風眼變得模糊不規則(圖 2-13)。7 月 2 日 12 時，颱風中心已由淡水河口附近出海。當日 23 時 30 分解除陸上颱風警報。7 月 3 日清晨颱風受到西風槽影響轉向東北偏北方向移動，時速加快。當日 11 時 30 分解除海上颱風警報。

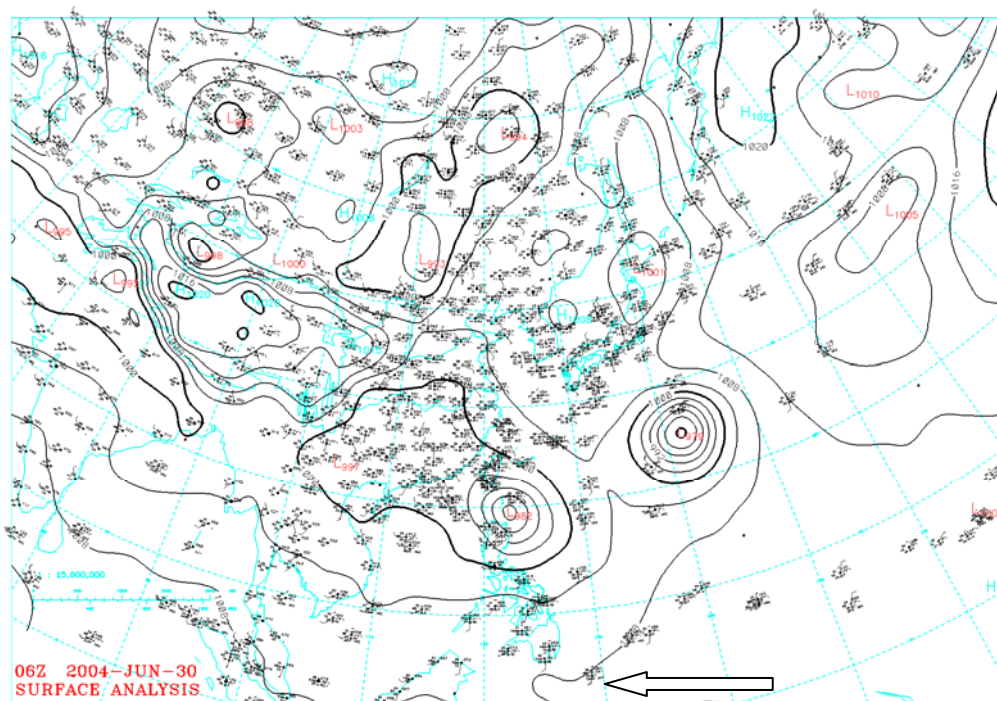


圖 2-11： 2004 年 6 月 30 日 1200UTC 的地面天氣圖。

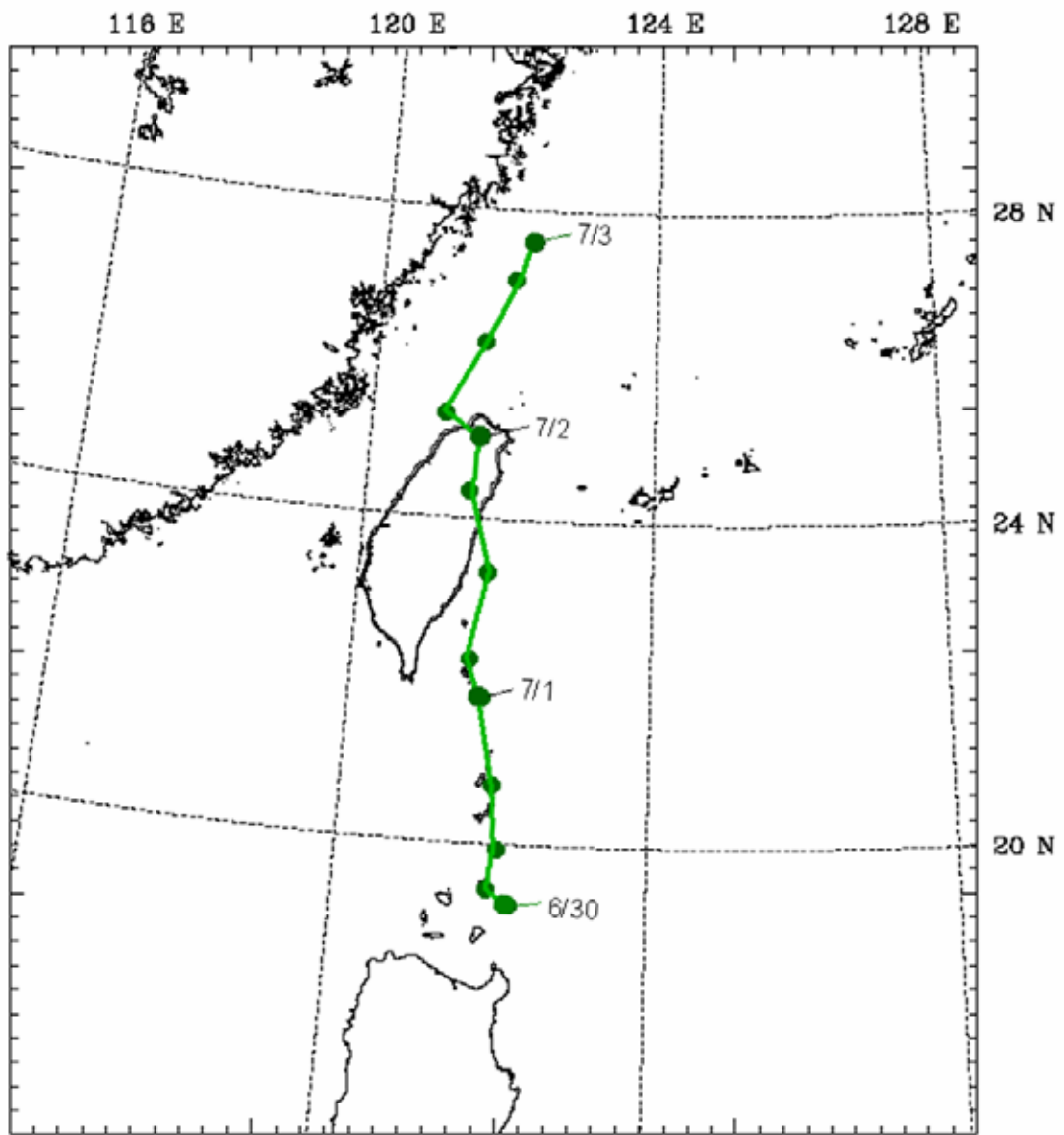


圖 2-12：敏督利颱風之路徑圖。時間為 2004 年 6 月 30 日 0000UTC 到 7 月 3 日 0000UTC。黑點表示每六小時的颱風中心位置。資料來源為中央氣象局颱風警報單。

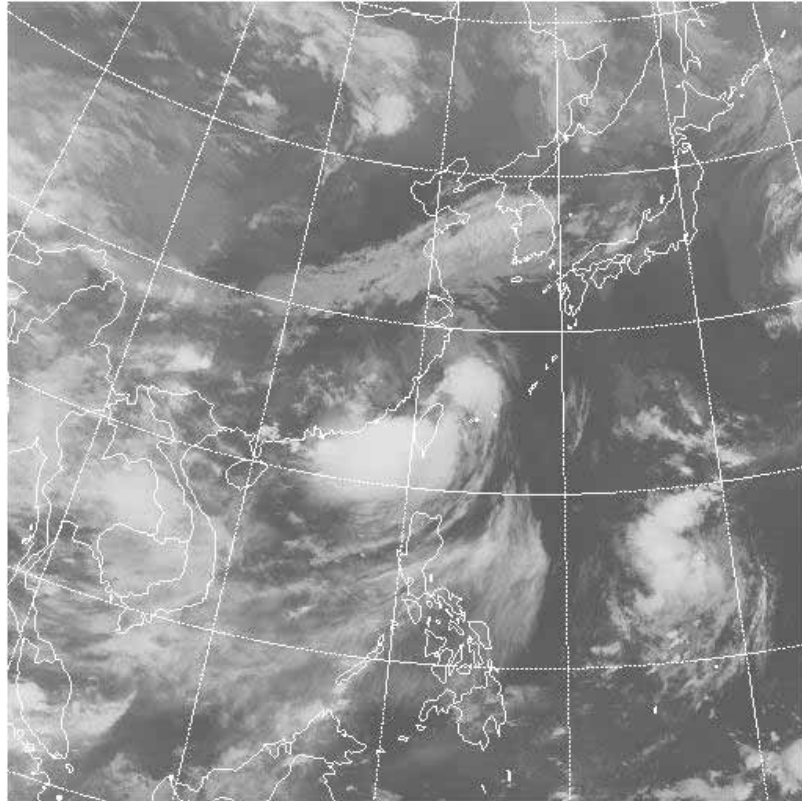


圖 2-13：2004 年 7 月 2 日 0323UTC 之衛星雲圖

在雨量方面，從中央氣象局的雷達回波合成圖(圖 2-14)，可以看出在 7 月 1 日颱風登陸前，雨量集中在東半部(圖 2-16 的 7 月 1 日 24 小時累積雨量圖)，花蓮縣南部地區有降雨極值 506 mm/day。7 月 2 日 0200UTC 時，敏督利颱風開始引進西南氣流(圖 2-15)，降雨區域遍佈全台(見圖 2-17 的 7 月 2 日 24 小時累積雨量圖)，在中部山區及南部山區有降雨極值，分別是 475 mm/day 及 724 mm/day。雖然 7 月 3 日颱風中心已經離開臺灣，但引發的西南氣流持續為臺灣中南部帶來豪雨(見圖 2-18 的 7 月 3 日 24 小時累積雨量圖)，與 7 月 2 日的降水區域相似，在中南部山區各有降雨極值，分別為 642 mm/day 及 665 mm/day。

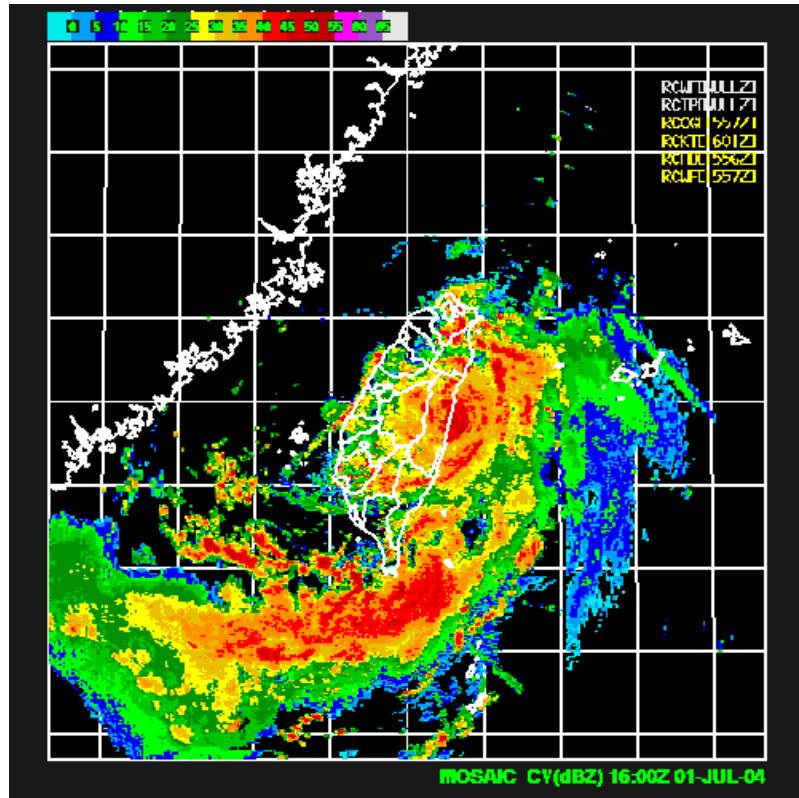


圖 2-14：2004 年 7 月 1 日 1600UTC 之中央氣象局雷達回波合成圖

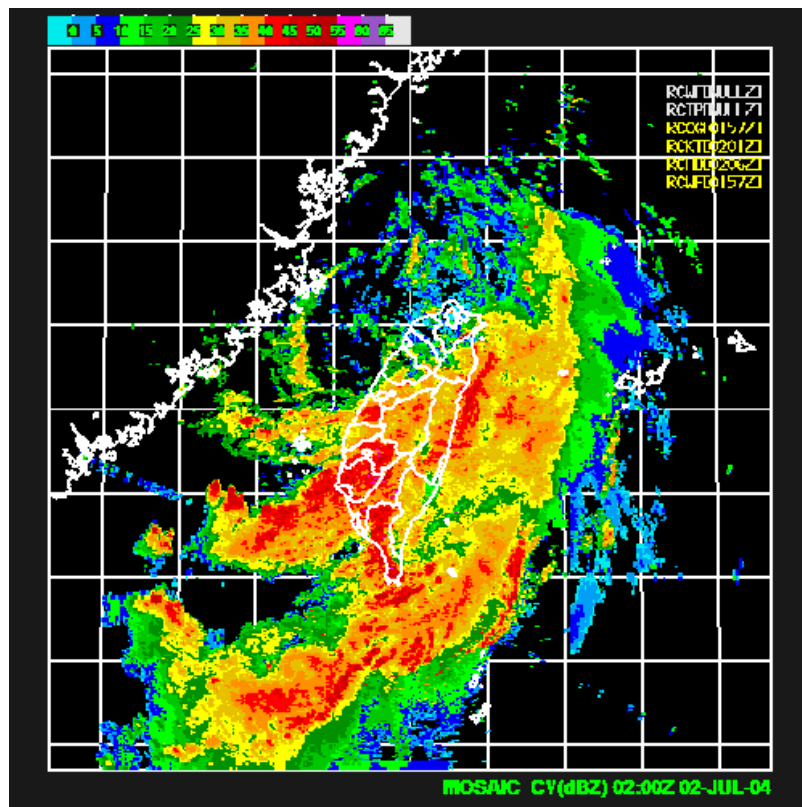


圖 2-15：2004 年 7 月 2 日 0200UTC 之中央氣象局雷達回波合成圖

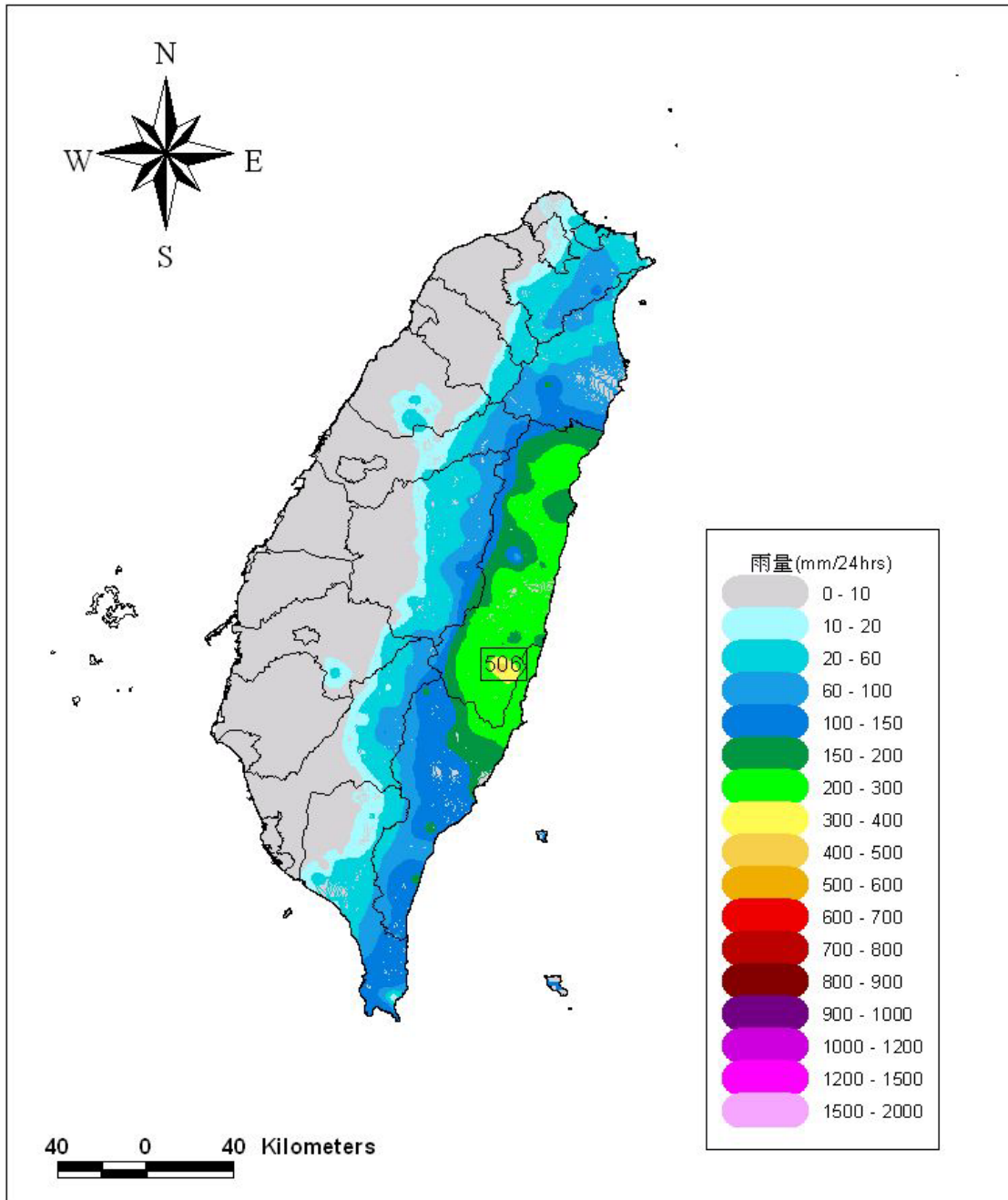


圖 2-16：2004 年 7 月 1 日 24 小時累積雨量

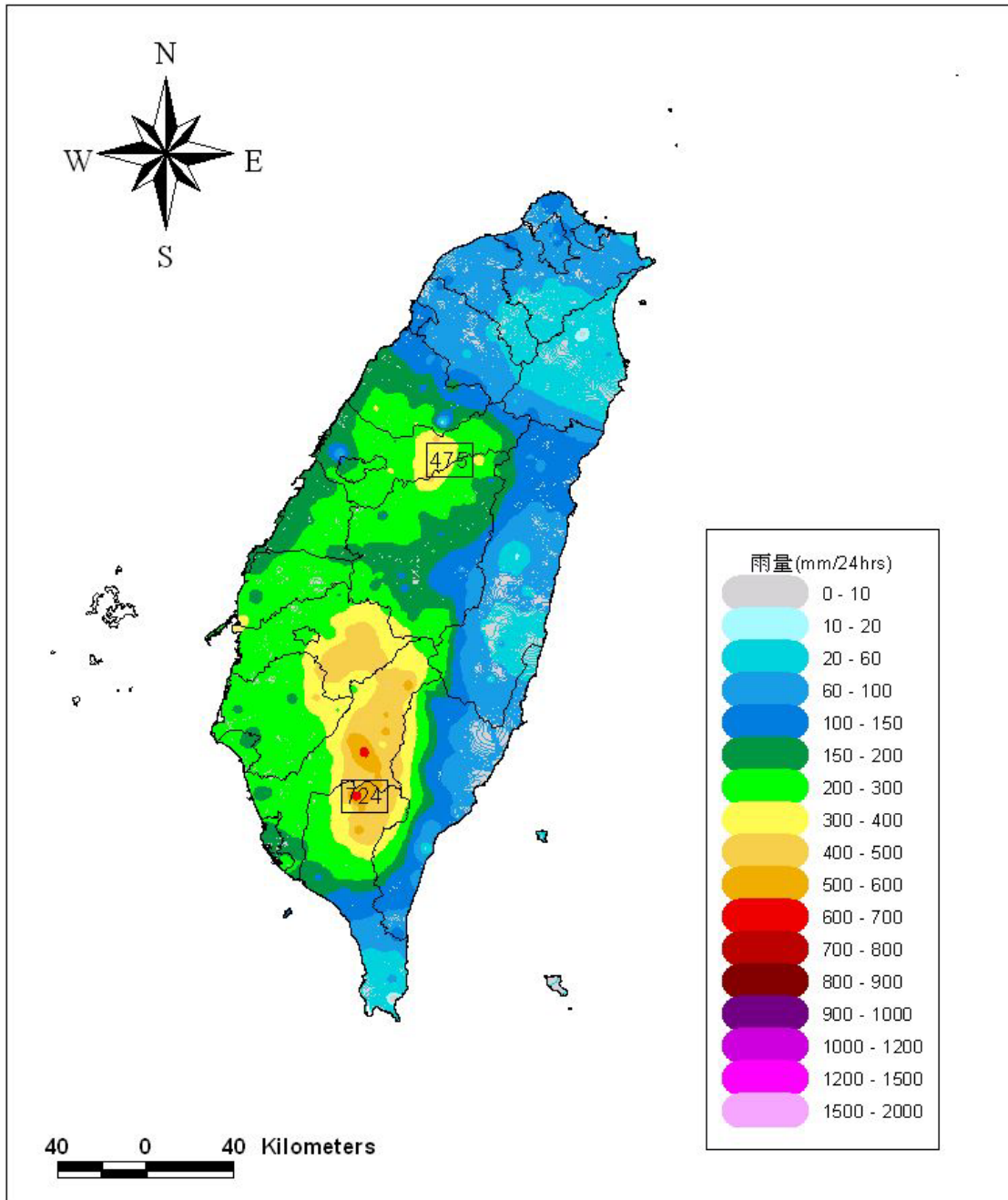


圖 2-17：2004 年 7 月 2 日 24 小時累積雨量

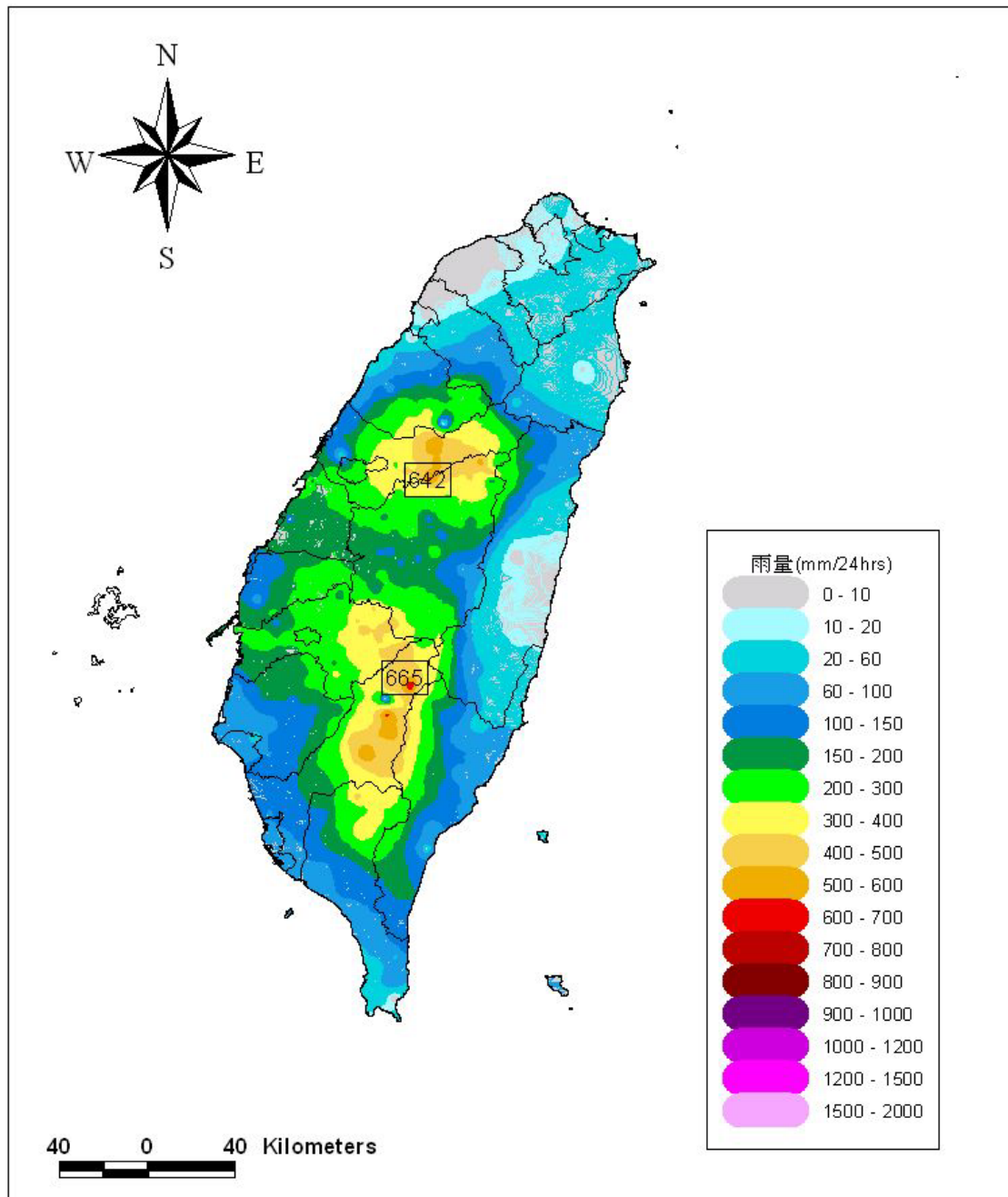


圖 2-18：2004 年 7 月 3 日 24 小時累積雨量

敏督利颱風所帶來的強風豪雨，使得花蓮地區兩萬多戶停電，包括作為考試指定試場的大學也受停電影響，而台中地區處於中央山脈背風面出現焚風現象。敏督利颱風的環流及引發之西南氣流導致台灣豪雨不斷，各地皆有災情傳出，造成嚴重傷亡及經濟損失。

根據農委會統計農林漁牧業損失估計 40 億，數百人因洪水受困山區。也引發後續效應，如豪大雨警報分級的改革，將雨量分級由 2 級分為 4 級。敏督利接近台灣時適逢大學學測，不少考生因暴雨而影響考試，各地方政府研議降雨量應成為停止上班上課的標準之一。

2.3 艾利颱風(2004)

2004 年 8 月 20 輕度颱風艾利在菲律賓東方海面形成，朝西北前進，也持續增強。8 月 22 日增強為中度颱風，增強速度減慢，持續以西北向迫近台灣。中央氣象局在 8 月 23 日 2 時 30 分發布海上颱風警報，向西北移動，其暴風圈正逐漸向台灣東方海面接近，艾利颱風路徑圖如圖 2-19，資料來源為中央氣象局。8 月 24 日，在侵襲位於台灣以東的石垣島時，當地一度紀錄艾利風速達每小時 115 公里，中心海平面氣壓亦曾降至 962.1 百帕。當日 20 時艾利颱風強度到達巔峰持續至 8 月 25 日 16 時，中心風速達每小時 145 公里，中心海平面氣壓達 960 百帕，持續向西北西前進。8 月 25 日在台北以北約 50 公里經過，較強的佳芭颱風在艾利颱風的東南方，且兩颱風位置距離保持在 2000 公里左右；在藤原效應影響下，艾莉颱風路徑將會被往南牽引，使得佳芭颱風轉換位置到艾利颱風的東北方(如圖 2-20 的艾莉颱風與佳芭颱風的位置相關圖)，移動速度略為加快，於 8 月 25 日傍晚在福建省沿海登陸。8 月 26 日 11 時 30 分解除海上颱風警報。

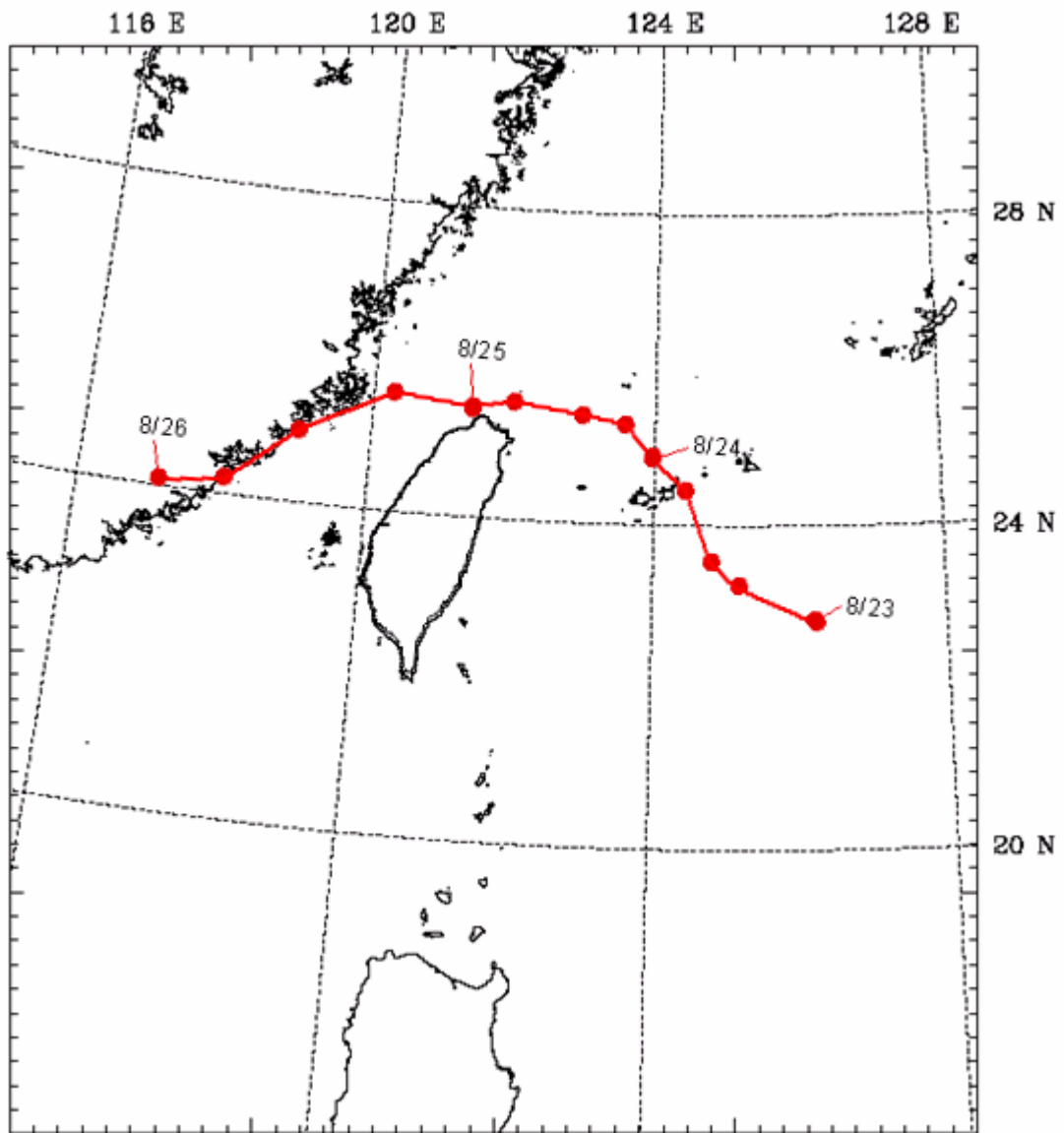


圖 2-19：艾利颱風之路徑圖。時間為 2004 年 8 月 23 日 0000UTC 到 2004 年 8 月 26 日 0000UTC。黑點表示每六小時的颱風中心位置。資料來源為中央氣象局颱風警報單。

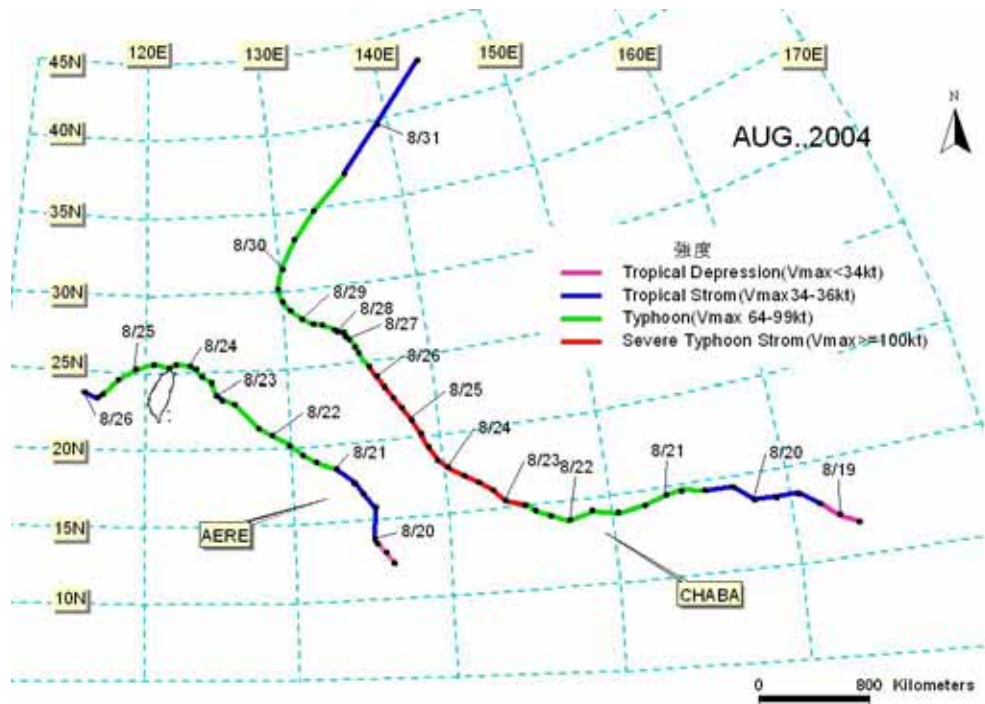


圖 2-20：艾莉颱風與佳芭颱風的路徑，資料來源為聯合颱風警告中心(JTWC)的熱帶氣旋路徑數據。黑點為每六小時颱風中心位置。

在降雨方面，艾利是典型的西北颱，由台灣的東方海面向西北方前行，中心通過基隆與彭佳嶼間海面時，台灣北部與西部地區多吹西北風，受到地形影響雨勢增強，如 2001 年 7 月 30 日 0000UTC 之中央氣象局雷達回波合成圖(圖 2-21)。7 月 23 日 24 小時累積雨量圖(圖 2-22)，可以看出桃竹苗山區及部分南部山區受到颱風環流影響有降雨極值。7 月 24 日 24 小時累積雨量圖(圖 2-23)顯示，颱風位於台灣北方約 50 公里經過，所挾帶的雨帶及風速，使得地形降雨更為顯著，在桃竹苗山區有 947 mm/day 降雨極值。而在 7 月 25 日 24 小時累積雨量圖(圖 2-24)，因颱風路徑向西南偏西進行，導致降水偏南累積於新竹、苗栗及台中山區，也有 706 mm/day 的降雨極值。

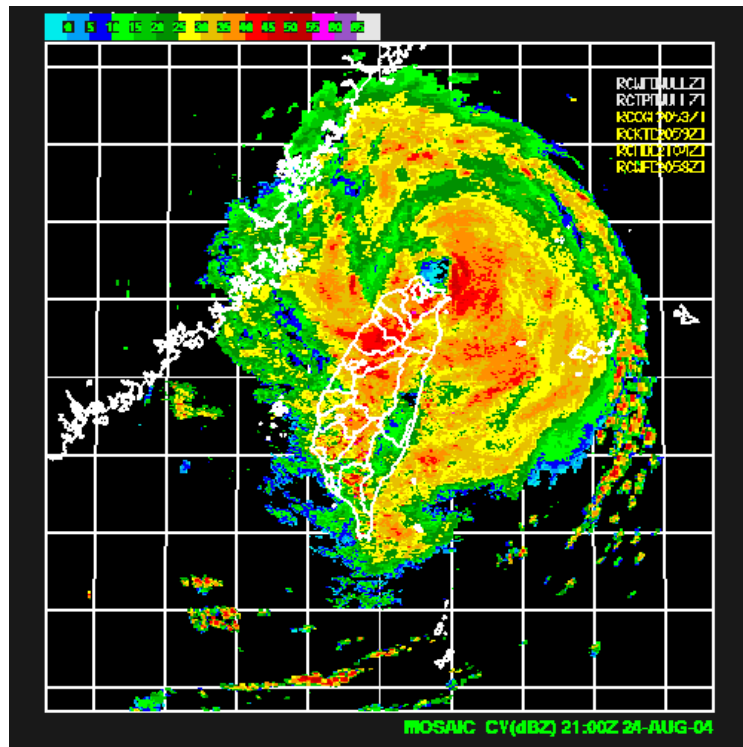


圖 2-21： 2004 年 8 月 24 日 2100UTC 之中央氣象局雷達回波合成圖。

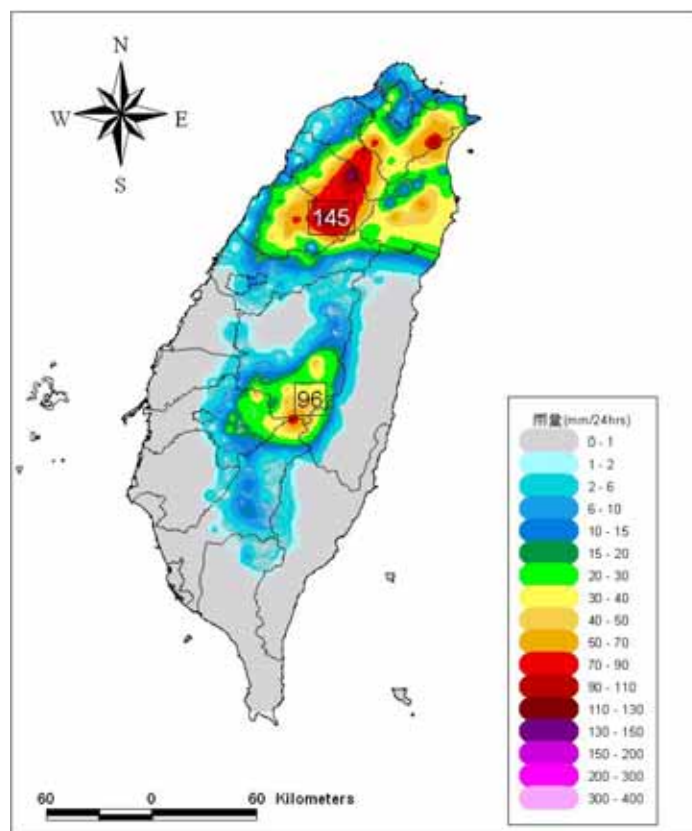


圖 2-22： 2004 年 8 月 23 日 24 小時累積雨量

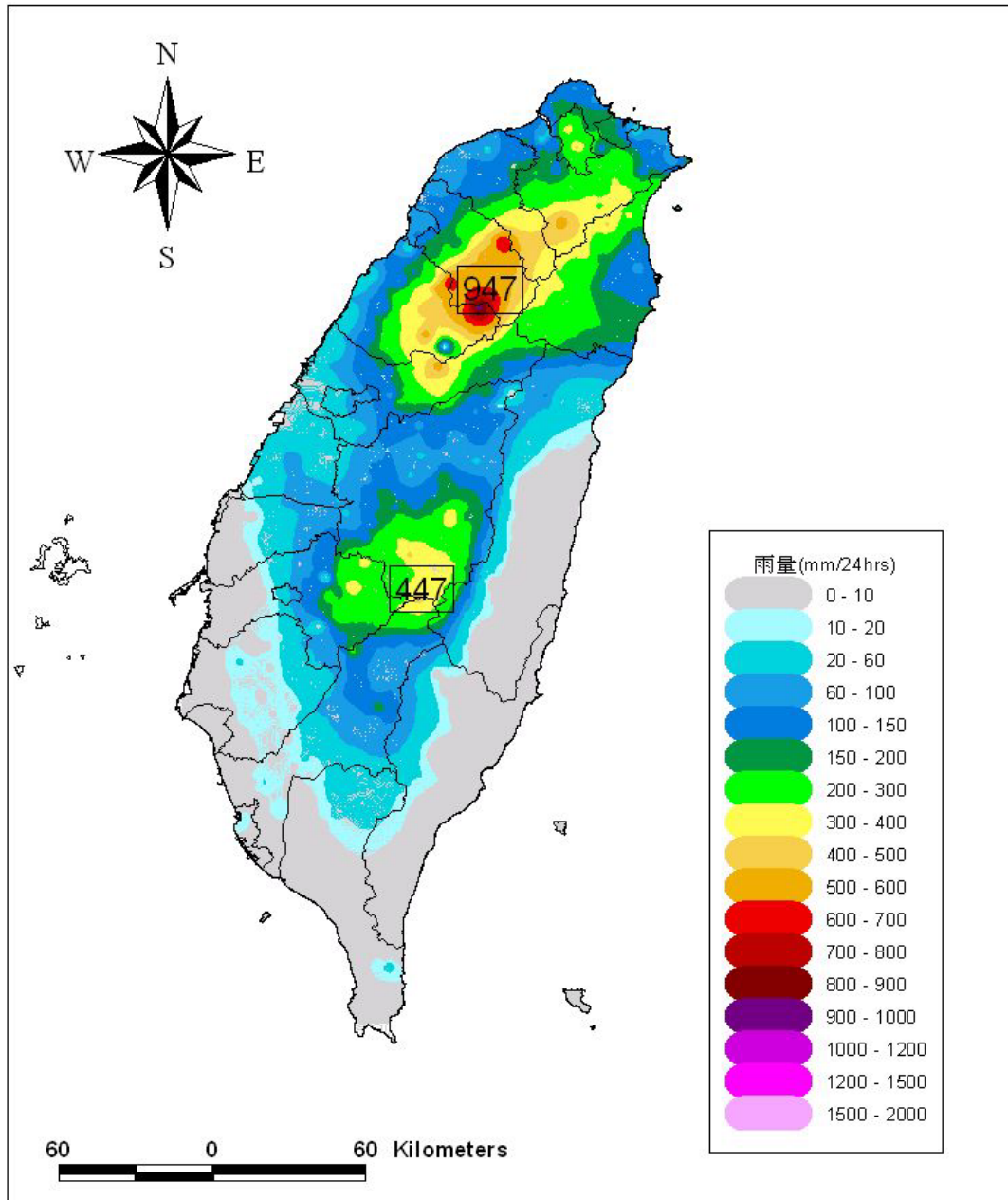


圖 2-23： 2004 年 8 月 24 日 24 小時累積雨量

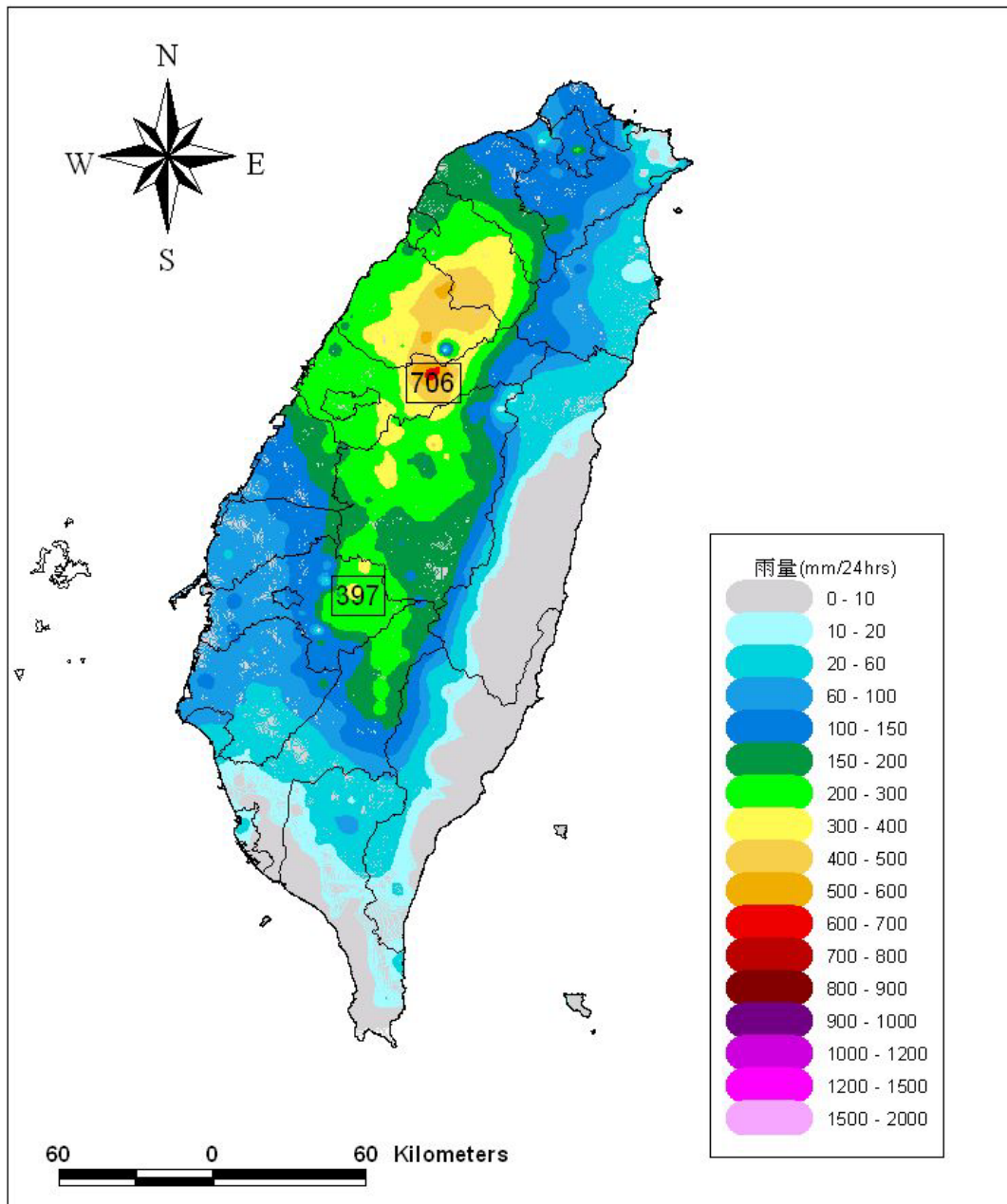


圖 2-24： 2004 年 8 月 25 日 24 小時累積雨量

艾利颱風的影響下，在新竹及南投地區都有災情傳出。尤其是新竹地區單日累積雨量近千公厘，引發山區嚴重土石流，造成嚴重傷亡。也創石門水庫每秒洩洪量自興建使用以來第二高紀錄，直逼於 1963 年葛樂禮颱風來襲時所創的最高紀錄。同時，由於水庫水質嚴重混濁，導致大桃園地區及部分台北縣居民面臨 14 天的缺水窘境。而根據農委會統計農林漁牧業損失高達 7 億。

第三章 研究區域地理描述與模式介紹

3.1 研究區域地理描述

德基水庫流域

由於桃芝颱風與敏督利颱風的環流及牽引的西南氣流影響，對於中部山區都有豪大雨產生，故選取德基水庫集水區為研究區域。德基水庫為台灣電力公司發展大甲溪電力的主要工程，集水區面積約為 592 平方公里。大甲溪發源於雪山山脈之雪山(3886 公尺)及中央山脈之南湖大山(3740 公尺)，分水嶺高峰多在三千公尺以上，為典型急流河川。上游有七家溪、合歡溪、四季郎溪及南湖溪等四大支流，於蘇木會合順流而下，至太久保附近與伊卡丸溪匯合後始名大甲溪，由東向西流經梨山、佳陽至達見(德基水庫)，河幅較寬廣，以下則成瓣狀河道。德基水庫於民國 63 年竣工，正常蓄水位標高海拔 1400 公尺，滿水位面積 454 公頃，現有效蓄水量為 160 百萬立方公尺。集水區內有南湖、環山合流(2004 年已廢站)、七家灣、四季郎(2004 年已廢站)、松茂、合歡溪及有勝溪等七座流量站。本論文研究所取的集水區出水口為最接近德基水庫的流量站—松茂站，此站上游集水區面積為 417.08 平方公里，集水區有思源、思源(2)、環山、松茂、志佳陽大山、平岩山、無明山、捫山、合歡山、合歡山(2)、松峰、翠巒、大禹嶺等十三個雨量站，2004 年部份雨量站已廢站，加上原先與已廢站相近未取用的雨量站共有九個雨量站(圖 3-1 及圖 3-2)。土地利用型態以針葉林及針闊葉混生林為主。

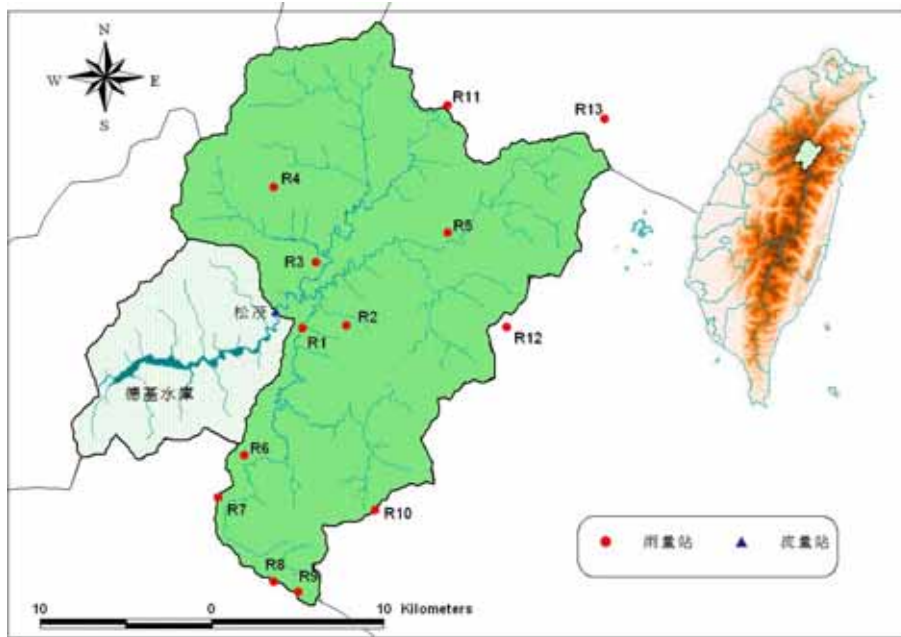


圖 3-1：2001 年德基水庫集水區相關位置圖，較深綠色為松茂站集水區。(R1：松茂，R2：捫山，R3：環山，R4：志佳陽大山，R5：平岩山，R6：松峰，R7：翠巒，R8：合歡山，R9：合歡山(2)，R10：大禹嶺，R11：思源(2)，R12：無明山，R13：思源。)

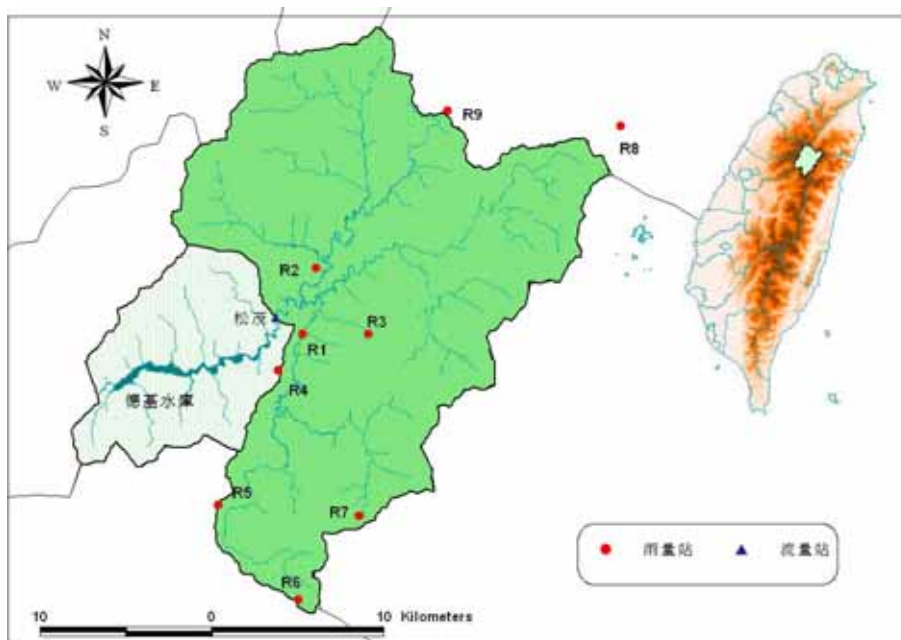


圖 3-2：2004 年德基水庫集水區相關位置圖，較深綠色為松茂站集水區。(R1：松茂，R2：環山，R3：桃山，R4：梨山，R5：翠巒，R6：合歡山(2)，R7：大禹嶺，R8：思源，R9：思源(2)。)

石門水庫流域

艾莉颱風路徑在台灣北方，導致桃竹苗地區山區有降水極值，石門水庫水質嚴重混濁，桃園地區及部分台北縣居民無自來水可用。石門水庫建於大漢溪的中游，位於桃園縣大溪鎮、龍潭鄉、復興鄉及新竹縣關西鎮之間。大漢溪是淡水河的支流，發源於新竹縣雪山山脈的品田山(標高 3572 公尺)。大漢溪為典型河階地形—沿著大漢溪河谷兩側，有著一層一層猶如階梯一般的地形，土壤大多為紅壤與砂礫壤土。石門水庫竣工於民國 53 年，水庫全長 16.5 公里，正常蓄水位標高 245 公尺，滿水位面積 31.6 公頃，現有效蓄水量約 238 百萬立方公尺。集水區內有霞雲、高義、稜角、玉峰、秀巒等五座流量站，本論文研究是取集水區出口最接近石門水庫庫區的流量站—霞雲站。霞雲站上游集水區面積約為 623 平方公里，集水區內有霞雲、高義、巴陵、鳥嘴山、馬達拉、嘎啦賀、玉峰、池端、西丘斯山、鎮西堡、白石、南山等十二座雨量站(圖 3-3)。土地利用型態以闊葉林及混合林為主。

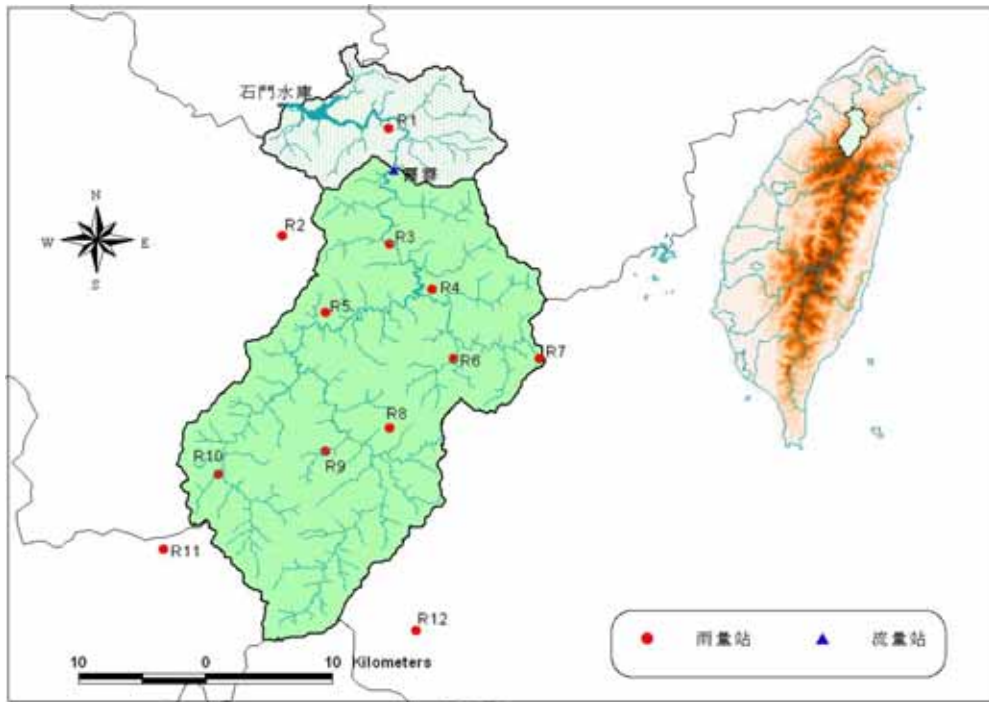


圖 3-3：石門水庫集水區相關位置圖，較深綠色為霞雲站集水區。(R1：霞雲，R2：鳥嘴山，R3：高義，R4：巴陵，R5：玉峰，R6：嘎拉賀，R7：池端，R8：西丘斯山，R9：鎮西堡，R10：白石，R11：馬達拉，R12：南山。)

3.2 氣象模式

本論文研究中所使用的氣象模式為美國賓州州立大學 (Pennsylvania State University ; PSU) 與美國國家大氣科學研究中心 (National Center for Atmospheric Research ; NCAR) 共同研究的第五代中尺度數值模式 MM5 (The fifth generation PSU/NCAR Mesoscale Model)。MM5 模式屬於三維空間的非靜力平衡的有限區域模式，具有多重巢狀網格，使用之垂直座標為 σ 座標，應用於不同尺度間之交互作用可有較好的解析與模擬。對於中尺度對流系統及颱風內部之對流結構演變都有相當合理且不錯的模擬結果。

由於 MM5 模式適用性廣，符合各種研究領域的需求，全世界已有許多研究機構或氣象作業單位採用 MM5 數值模式進行數值模擬

與預報，因此 MM5 一直處於不斷改進與發展的狀態之中，是目前被廣泛使用的中尺度數值模式之一。

MM5 模式系統主要由許多模組所組成，圖 3-4 為模式系統的流程圖，可分為前置處理系統(pre-processing)、系統模擬中心(MM5 model)及後置處理系統(post-processing)。前置處理系統包括 TERRAIN、REGRID/RAWINS 及 INTERP 三個部份，目的在建立模式積分所需的初始場及邊界資料，而 MM5 主程式部分則可依據模擬的需求，選擇降水物理過程、地表能量收支、地表邊界層處理和大氣輻射物理過程之各項參數化法來進行時間積分，再透過後置處理系統處理積分結果，包括使用 RIP 及 GIS(地理資訊系統)等繪圖軟體將結果加以分析並進行各項氣象場的繪製。

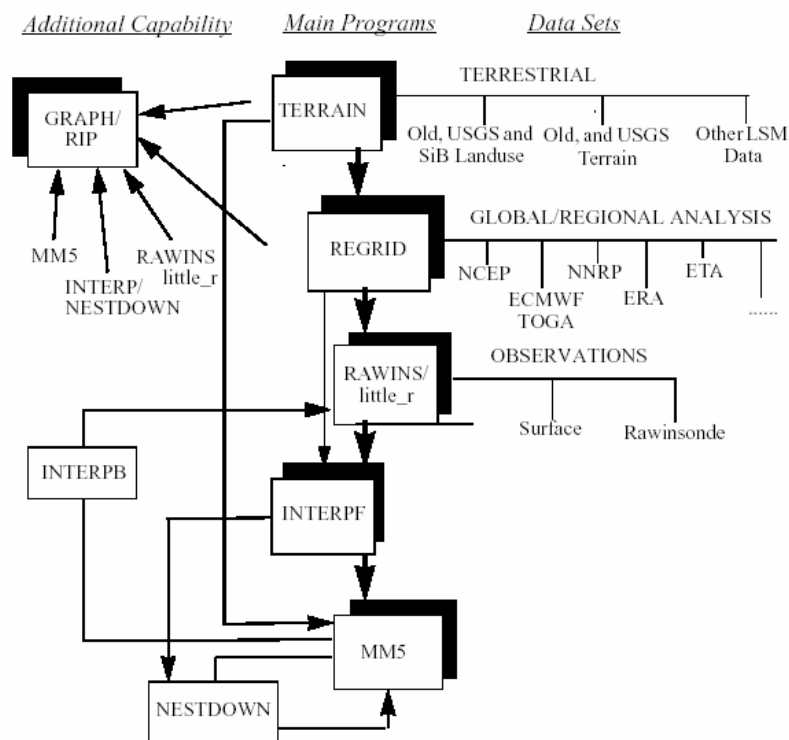


圖 3-4： MM5 模式系統結構圖[取自 MM5 V3.5 使用者手冊]。

在模式中所使用的垂直座標為 σ 座標，其定義為 $\sigma = (P - P_t) / (P_s - P_t)$ ，其中 P_t 是模式上邊界的氣壓值， P_s 是地面氣壓值。因此，在上邊界層的 σ 為 0，下邊界層(地面)的 σ 為 1。由於假設參考氣壓是不隨時間改變的，所以此座標系統可以完全相當於追隨地形的高度座標(terrain-following coordinate)。

以下是 MM5 模式非靜力版本之控制方程組。參考狀態及擾動場的定義分別如下：

$$\begin{aligned} p(x, y, z, t) &= p_0(z) + p'(x, y, z, t), \\ T(x, y, z, t) &= T_0(z) + T'(x, y, z, t), \\ \rho(x, y, z, t) &= \rho_0(z) + \rho'(x, y, z, t). \end{aligned} \quad (3.1)$$

其垂直座標為 σ 座標， σ 的定義為

$$\sigma = \frac{P_0 - P_t}{P_s - P_t}, \quad (3.2)$$

其中 p_s 及 p_t 分別為參考狀態之地表及大氣頂層氣壓，其值不隨時間變動。在網格點上的總氣壓為

$$p = p^* \sigma + p_t + p' \quad (3.3)$$

其中 $p^*(x, y) = p_0(x, y) - p_t$ (3.4)

p' 為預報量，表三維之氣壓擾動場。

MM5 所使用之預報方程如下

水平動量方程為

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* u}{\partial t} = & -m^2 \left[\frac{\partial p^* uu/m}{\partial x} + \frac{\partial p^* vu/m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* u \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + uDIV \\ & - \frac{mp^*}{\rho} \left[\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right] + p^* fv + D_u \end{aligned} \quad (3.5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* v}{\partial t} = & -m^2 \left[\frac{\partial p^* uv/m}{\partial x} + \frac{\partial p^* vv/m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* v \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + vDIV \\ & - \frac{mp^*}{\rho} \left[\frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right] + p^* fu + D_v \end{aligned} \quad (3.6)$$

垂直動量方程

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* w}{\partial t} = & -m^2 \left[\frac{\partial p^* uw/m}{\partial x} + \frac{\partial p^* vw/m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* w \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + wDIV \\ & - p^* g \frac{p_0}{\rho} \left[\frac{1}{p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{T'_v}{T} - \frac{T_0 p'}{T p_0} \right] - p^* g(q_c + q_r) + Dw \end{aligned} \quad (3.7)$$

氣壓方程為

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* p'}{\partial t} = & -m^2 \left[\frac{\partial p^* up'/m}{\partial x} + \frac{\partial p^* vp'/m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* p' \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + p'DIV \\ & - m^2 p^* \gamma p \left[\frac{\partial u/m}{\partial x} - \frac{\sigma}{mp^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + \frac{\partial v/m}{\partial y} - \frac{\sigma}{mp^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right] \\ & + p_0 g \gamma p \frac{\partial w}{\partial \sigma} + p^* \rho_0 g w \end{aligned} \quad (3.8)$$

熱力方程

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* T}{\partial t} = & -m^2 \left[\frac{\partial p^* uT/m}{\partial x} + \frac{\partial p^* vT/m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* T \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + TDIV \\ & + \frac{1}{\rho c_p} \left[p^* \frac{D_{p'}}{D_t} - \rho_0 g p^* w - D_{p'} \right] + p^* \frac{\dot{Q}}{c_p} + D_T \end{aligned} \quad (3.9)$$

其中

$$DIV = m^2 \left[\frac{\partial p^* u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v / m}{\partial y} \right] + \frac{\partial p^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (3.10)$$

$$\text{且} \quad \dot{\sigma} = -\frac{p_0 g}{p^*} w - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} u - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} v$$

由於在非靜力過程中不可壓縮流體之連續方程假設不再成立，因此在非靜力模式中 p^* 為常數的情形下， DIV 代表氣壓趨勢，下標 $(_0)$ 表參考值，上標 $(^{\prime})$ 表擾動值， ρ 為密度， m 為地圖投影比例， $\dot{\sigma}$ 表非絕熱加熱作用，次網格亂流項以 D_u 、 D_v 、 D_w 及 D_r 表示，而 g 、 f 、 T_v 、 c_p 及 γ 則分別是重力加速度、科氏參數、虛溫、定壓比熱及定壓比熱與定容比熱的比值， q_c 及 q_r 分別表示雲水與雨水混合比。

3.3 水文模式

本論文研究所使用的水文模式是 FLO-2D(O'Brien et al. 1993, 1998)，此模式最早是由 Hormadka 及 Yenz 在 1987 年所完成的擴散流體動力模式而延伸發展；早期的 FLO-2D 被稱為 MUDFLOW，數值方法是以有限差分為主體。最早應用於聯邦緊急事件管理署 (FEMA) 在科羅拉多州所做的都市化沖積扇的洪災風險研究。1993 推出商業版本，模式可以在網格數上無限制、河道流向分為八個相位、以及改進其他物理過程等，其目前主要是應用在降雨逕流及泥流的模擬。本模式提供了動力波(Fully Dynamic Wave)、擴散波(Diffusive Wave)、運動波(Kinematic Wave)等三種波動的動量方程式，可依實際問題的複雜程度擇一種波動來使用。

模式大致上分為洪氾區(集水區)、河道、物理過程、程式控制及出入流選項等五個主要架構。如圖 3-5 之架構圖，在洪氾區系統裡

有 FPLAIN 是地表高度及曼寧粗造係數等，其他是關於街道、堤壩及多重河道等設定。在河道系統中，CHAN 設定包括河道流向、河道深度、河道曼寧粗造係數、河道寬及河道長度等。另一個 BRIDCUL 則是橋墩及涵洞的設定。物理過程方面有包括 RAIN 雨量設定、INFIL 地表入滲設定及 SED 土石流、泥流設定，其中地表入滲設定包括截流、初始土壤含水量、土壤孔隙值、水力傳導係數及土壤吸力等。其入滲是使用 Green-Ampt (1911) 方程式所控制。程式控制包含 CONT 及 TOLER，CONT 包含集水區網格數、河道網格數、模擬總時間及物理過程使用(例如在本研究是使用降雨及逕流過程)等。TOLER 包含動力選項、地表延遲深度及地表與河道水深度變化門檻值等。出入流選項可以設置地表及河道出入流網格位置及相關參數等。

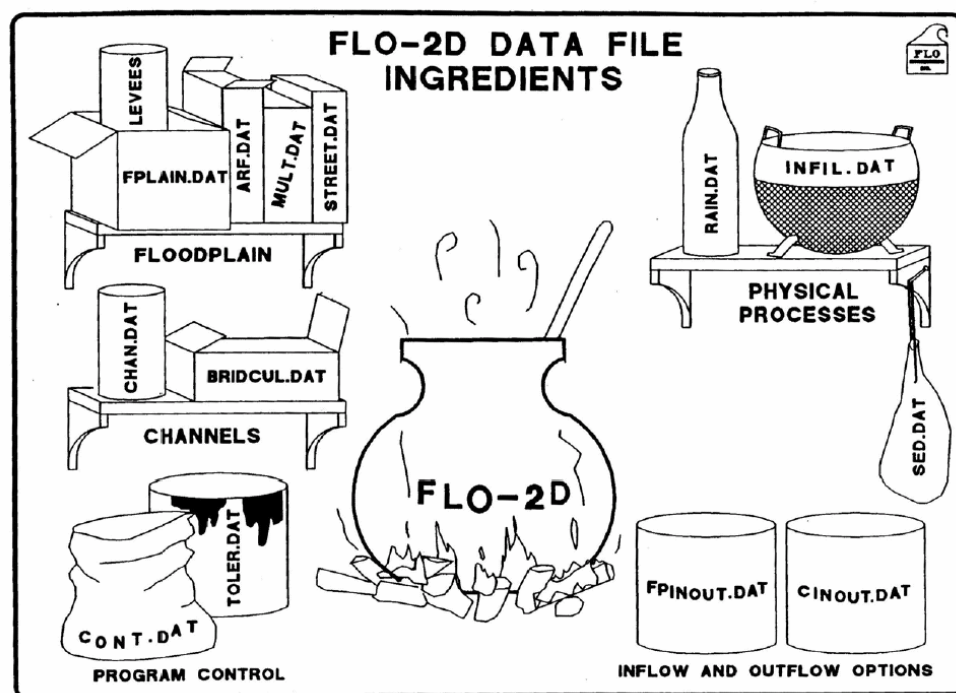


圖 3-5： FLO-2D 模式示意圖 [取自 FLO-2D 使用者手冊]

基本方程式如下：

連續方程

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial hV_x}{\partial x} + \frac{\partial hV_y}{\partial y} = i \quad (3.11)$$

其中， h 為水深， t 為時間， V_x 為 x 軸方向的流速， V_y 為 y 軸方向的流速， i 為超滲降雨量或入流量。

動量(動力波)方程式為

$$\begin{aligned} (S_{ox} - S_{fx})g &= \frac{\partial h}{\partial x}g + V_x \frac{\partial V_x}{\partial x} + V_y \frac{\partial V_x}{\partial y} + \frac{\partial V_x}{\partial t} \\ (S_{oy} - S_{fy})g &= \frac{\partial h}{\partial y}g + V_y \frac{\partial V_y}{\partial y} + V_x \frac{\partial V_y}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial t} \end{aligned} \quad (3.12)$$

其中， S_{fx} 、 S_{fy} 為河床坡度摩擦力分量， S_{ox} 、 S_{oy} 為河床斜率。式中右邊第一項為壓力梯度項，第二、三項為平流項，第四項為局部加速項。在擴散波中，忽略平流項及局部加速項；在運動波中，則是忽略壓力梯度項。

Green-Ampt 入滲公式(Mein and Larson, 1973)如下：

$$\begin{aligned} r(t) &= 0 && \text{當 } P(t) \leq IA && t > 0 \\ r(t) &= r_0(t) && \text{當 } P(t) > IA && t > 0 \end{aligned}$$

此公式結合初始截留量 IA 計算降雨損失，當累積降水 $P(t)$ 大於初始截留量時，此時為開始降雨 $r_0(t)$ ，而持續降雨才會使用下列之入滲公式。

$$F(t) = \frac{|\psi_f| \times (\phi - \theta_0)}{\left[\frac{f(t)}{K_h^*} - 1 \right]} \quad r(t) > K_h^*$$

$$f(t) = r(t) \quad r(t) \leq K_h^* \quad \text{其中 } f(t) = \frac{dF(t)}{dt}$$

公式中 $F(t)$ 為累積入滲量， $f(t)$ 為入滲率， $r(t)$ 為降雨強度， ψ_f 為濕峰的毛管勢能， ϕ 為孔隙率， K_h^* 飽和水力傳導係數， θ_0 初始土壤含水量。本模式未考慮入滲後之出流量機制。

第四章 研究方法

本研究是結合氣象模式以及水文模式，針對颱風事件作集水區逕流的模擬。所選擇的颱風事件有桃芝(2001)颱風、敏督利(2004)颱風及艾利(2004)颱風。其中桃芝颱風與敏督利颱風所挾帶環流及引發的西南氣流對中部山區都有明顯的降雨極值。所以兩個颱風是以德基水庫之松茂水文站之集水區作為研究區域。而艾利颱風經過台灣的北方，對桃竹苗山區帶來嚴重的地形降水，所以針對石門水庫之霞雲水文站之集水區做逕流模擬。

4.1 氣象模式參數設定

桃芝(2001)颱風的研究式參考 Yang and Ching (2005)的最佳物理參數法設定。使用 MM5 模式 3.5 版，使用水平網格間距分別為 60 公里、20 公里、6.67 公里的三層巢狀網格，網格點數分別為 65×71、109×109 及 199×163，如圖 4.1，粗網域(D01)涵蓋整個東亞地區，中網域(D02)整個大陸華南地區及台灣本島，細網域(D03)涵蓋大陸東南沿岸及台灣本島，垂直分層為 23 層。積雲參數法是使用 Grell(1993)積雲參數法於粗網域及中網域。由於細網域水平解析度 6.67 公里相當高，故假設網格尺度的雲微物理參數法可以適當描述颱風環流的對流降雨，所以在細網域不考慮次網域所產生的降雨。雲微物理參數法是使用 Goddard Graupel(Tao and Simpson 1993)參數法，而邊界層參數法是使用 MRF(Hong and Pan 1996)邊界層參數法。颱風植入位置以 JTWC 公佈的最佳路徑為依據，最大風速設為 40 公尺每秒，而最大暴風半徑為 50 公里之 Rankine vortex。模擬時間以 2001 年 7 月 28 日 1200UTC 為初始時間，積分 60 小時。初始條件及邊界條件皆使用歐洲中期天氣預報中心 ECMWF/TOGA (European Center for

Medium-Range Weather Forecasts/Tropical Ocean Global Atmosphere) 的全球分析資料，其解析度為 $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$ ，而海平面氣溫在整個積分時間則維持一定。

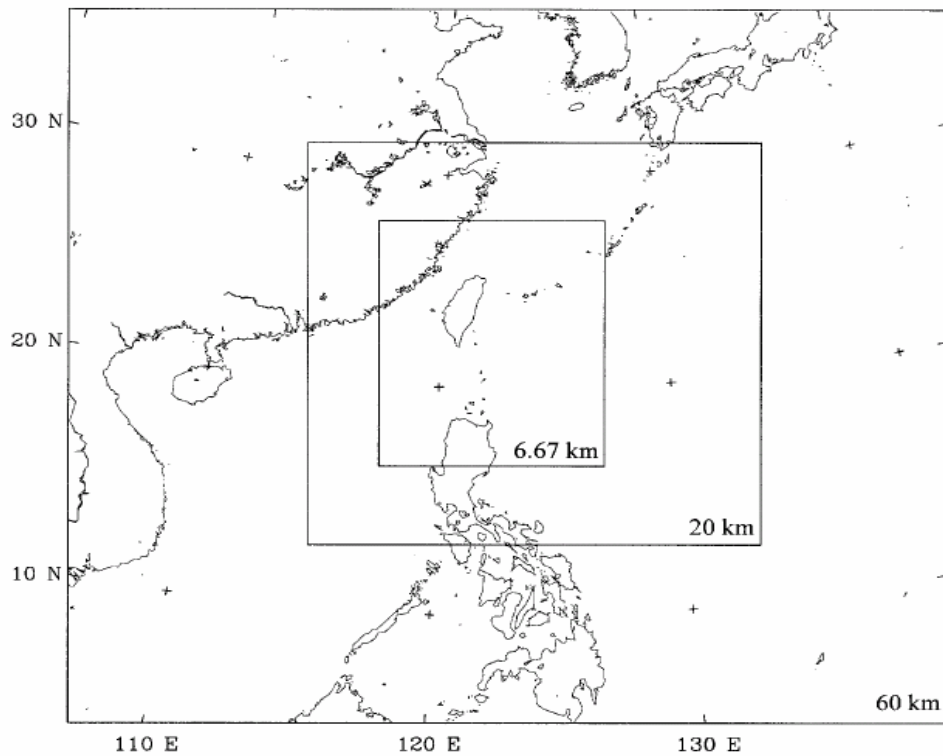


圖 4-1：桃芝颱風於 MM5 模式之三層巢狀網格示意圖。粗網域(D01)之水平解析度為 60 公里，中網域(D02)之水平解析度為 20 公里，細網域(D03)之水平解析度為 6.67 公里。

敏督利(2004)颱風則是使用 MM5 模式 3.6.1 版，使用的水平網格間距為 45 公里、15 公里及 5 公里的三層巢狀網格，網格點數分別為 133×133 、 151×151 及 133×169 ，如圖 4-2。粗網域(D01)涵蓋整個東亞地區，中網域(D02)涵蓋大陸華南地區及台灣本島，而細網域(D03)涵蓋部分大陸東南沿海及台灣本島且網域偏南，是為了解析西南氣流的流向。垂直分層為 32 層。積雲參數法式使用 Grell(1993) 積雲參數法於粗網域及中網域，雲微物理參數法使用

Reisner2(Reisner et al.1998)參數法，而邊界層參數是使用 MRF(Hong and Pan 1996)邊界層參數法。本個案不作颱風植入。模擬時間以 2004 年 6 月 30 日 0000UTC 為初始時間，積分 96 小時。初始條件及邊界層條件皆使用美國國家環境預報中心 NCEP(National Centers for Environmental Prediction)的全球分析場資料，解析度為 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ，海平面氣溫在模式整個積分時間維持一致。

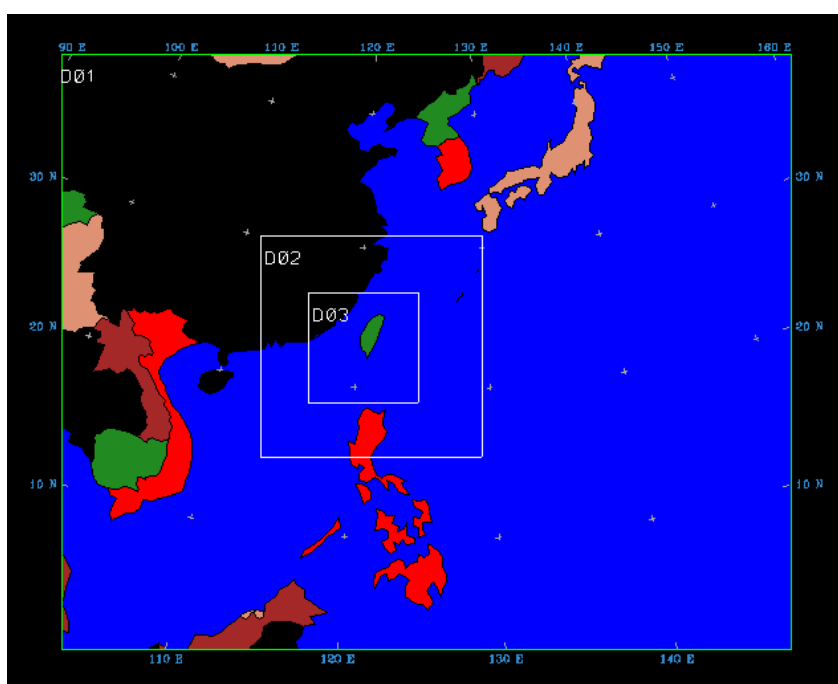


圖 4-2：敏督利颱風於 MM5 模式之三層網格示意圖。粗網域(D01)之水平解析度為 45 公里，中網域(D02)之水平解析度為 15 公里，細網域(D03)之水平解析度為 5 公里。

艾利(2004)颱風與敏督利(2004)颱風在水平網格間距、網格數、物理參數法選擇及初始條件及邊界條件上設定都一致。主要差別在網域的涵蓋位置，如圖 4-3，粗網域涵蓋部分東南亞地區，由於颱風路徑在台灣北方，中網域涵蓋範圍偏北包含日本南部，而細網域則是包含台灣本島。而本個案作颱風植入，其位置以中央氣象局公佈為主，近中心最大風速設為 35 公尺每秒，最大暴風半徑為 200 公里。

模擬時間以 2004 年 8 月 23 日 0000UTC 為初始時間，積分 72 小時。

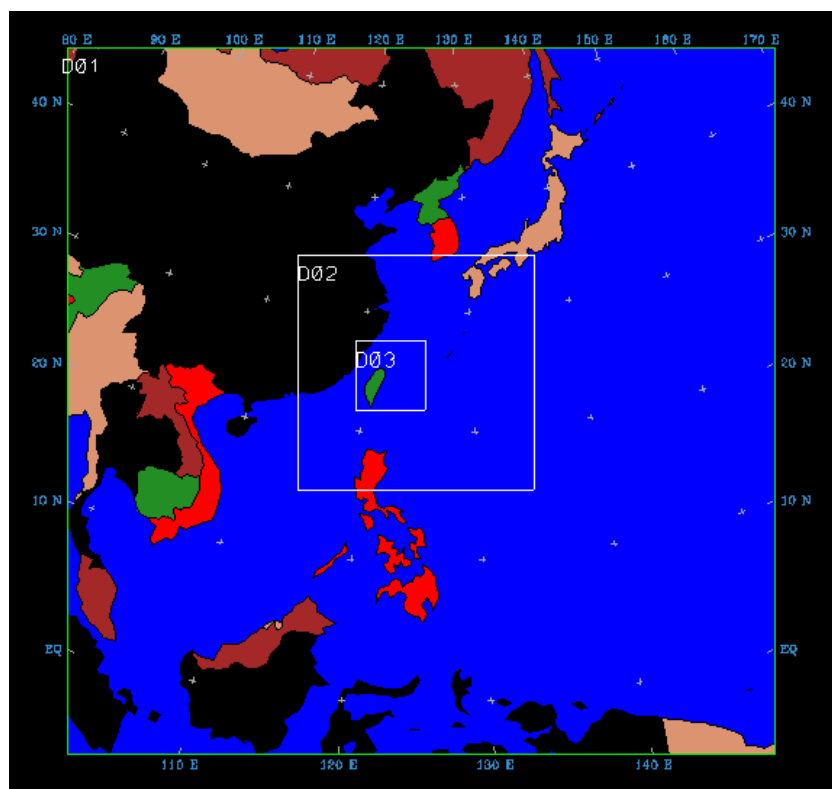


圖 4-3：艾利颱風於 MM5 模式之三層網格示意圖。粗網域(D01)之水平解析度為 45 公里，中網域(D02)之水平解析度為 15 公里，細網域(D03)之水平解析度為 5 公里。

颱風事件	桃芝颱風	敏督利颱風	艾利颱風
MM5 模式版本	V3.5	V3.6.1	V3.6.1
積雲參數法	Grell(1993)	Grell(1993)	Grell(1993)
雲微物理參數法	Goddard Graupel (Tao and Simpson 1933)	Reisner2 (Reisner et.al 1998)	Reisner2 (Reisner et.al 1998)
行星邊界層參數法	MRF (Hong and Pan 1996)	MRF (Hong and Pan 1996)	MRF (Hong and Pan 1996)
初始及邊界條件	ECMWF/TOGA 1.125°x1.125°	NCEP Global Tropospheric Analysis 1°x1°	NCEP Global Tropospheric Analysis 1°x1°

表 4-1 氣象模式物理參數一覽表

4.2 水文模式輸入資料的處理

本論文研究所採用之降雨資料時間解析度為小時，分別採用雨量站地面觀測雨量資料或 MM5 模式之模擬雨量資料。因為 MM5 的座標為經緯度與地理資訊系統(GIS)所使用之 TM2 度分帶座標不同，需作座標轉換，將大地座標(經緯度)轉為平面直角座標(XY)。由於 MM5 所使用地球座標投影為藍伯特(Lambert)投影，與台灣常使用之麥卡托(Transverse Mercator)投影座標系統不同，座標軸轉換之後會發現網格形狀近似梯形(圖 4-4~4-7)。使用地理資訊系統(GIS)，將雨量資料以徐昇氏(Thiessen's)法求得集水區平均雨量，如圖 4-4、4-5、4-6、4-7。圖 4-4 是說明德基水庫在 2001 年及 2004 年雨量站所在位置不同所呈現之面積分佈。圖 4-5 表示桃芝颱風的 MM5 網格解析度 6.67 公里及 2.22 公里的面積分佈。圖 4-6 則是敏督利颱風 MM5 網格解析度為 5 公里的面積分佈。圖 4-7 是艾利颱風在石門水庫之觀測站及模擬網格解析度為 5 公里之面積分佈。

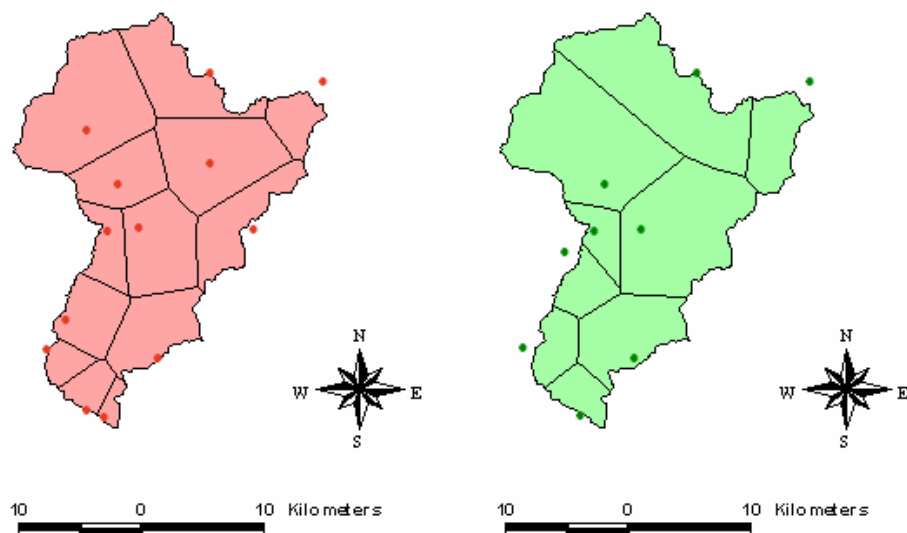


圖 4-4：地面雨量站之徐昇氏多邊形，圓點為雨量站（左圖：2001 年雨量站，右圖：2004 年雨量站）

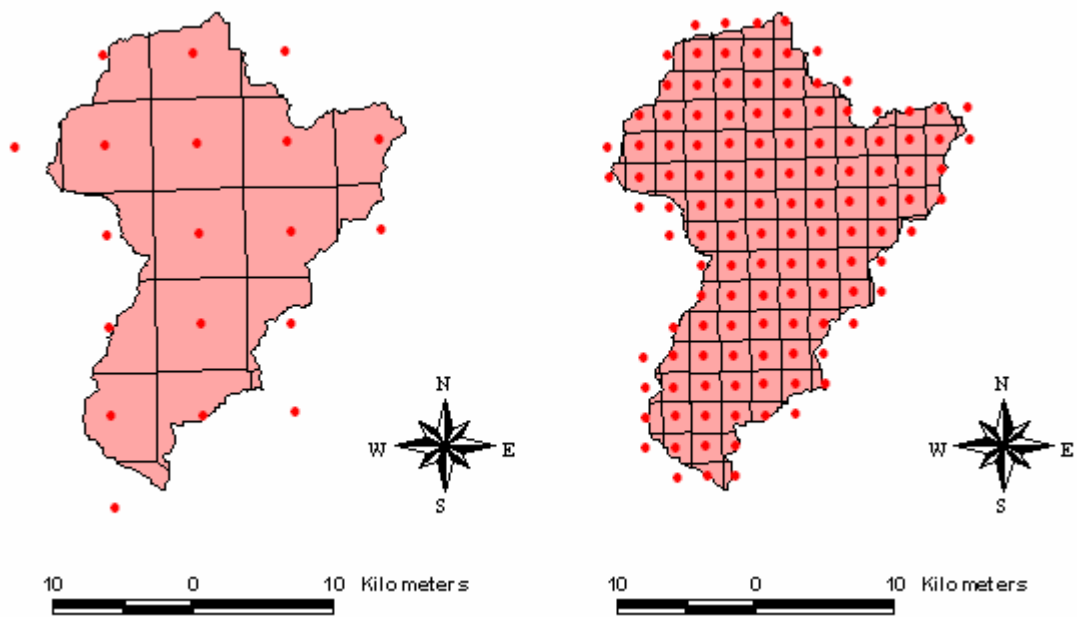


圖 4-5：桃芝颱風 MM5 網格點之徐昇氏多邊形 (網格解析度：左圖為 6.67 公里，右圖為 2.22 公里)

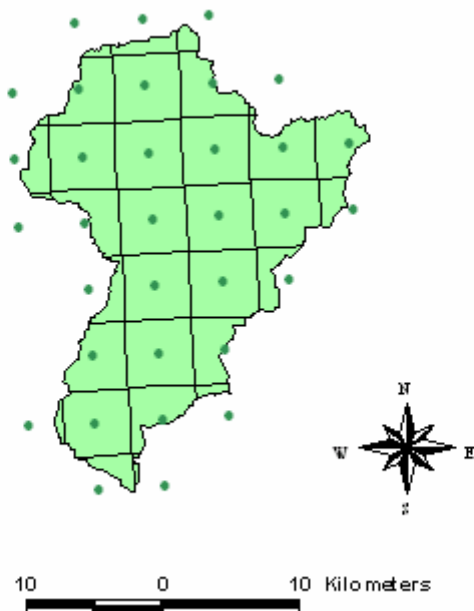


圖 4-6：敏督利颱風 MM5 網格點之徐昇氏多邊形(網格解析度為 5 公里)

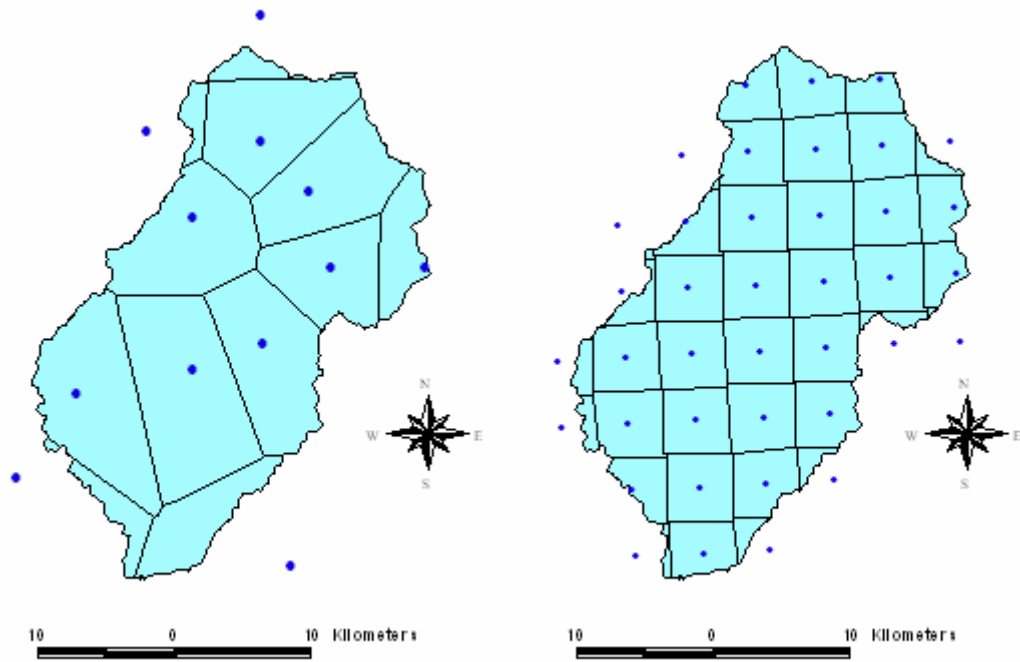


圖 4-7：艾利颱風之徐昇氏多邊形，左圖：地面雨量站，右圖：MM5 之 5 公里網格點

數值地形資料(DTM)是由農林航測所製作的，網格間距為 40 公尺，高度解析度為 1 公尺。在模擬德基水庫及石門水庫集水區皆以 200 公尺為網格解析度，網格點數分別為 10560 及 13174。藉由地理資訊系統的輔助，可以得到特定區域的集水區及其特性。使用其 Spatial Analyst、Hydrologic Modeling 及 Basin 三個擴充模組做出集水區圖及河流分布圖。德基水庫之松茂站集水區河道分布圖如圖 4-8，石門水庫之霞雲站集水區河道分布圖如圖 4-9。GIS 計算上，當累積流量大於等於集流閾值的網格即被定義為河道。本研究之集流閾值為 500，河道網格數分別為 306 及 405。在設置河道寬度上，是利用水利署之水文地理資訊系統查詢作為參考。

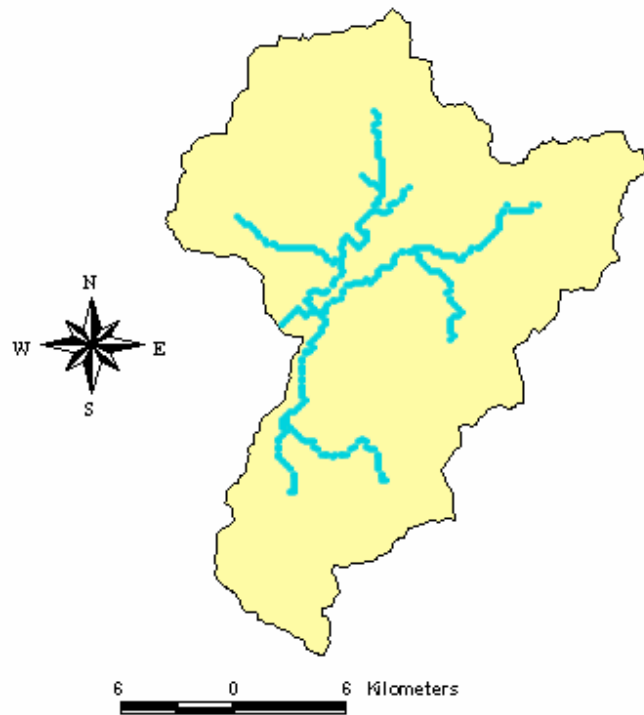


圖 4-8：德基水庫之松茂站上游集水區之模式河道分布圖，河道網格數為 306。

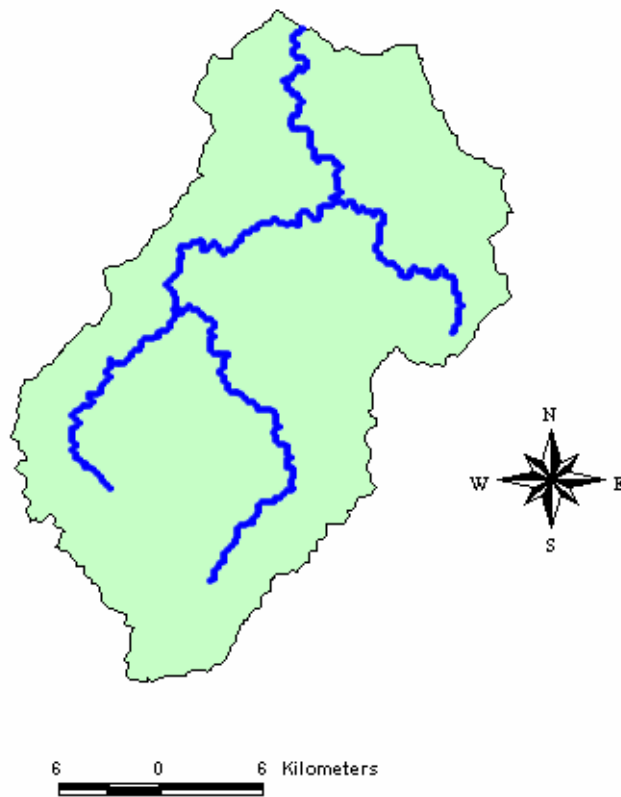


圖 4-9：石門水庫之霞雲站上游集水區模式河道分布圖，河道網格數為 405。

由於土地利用型態資料的缺乏，就現有的資料而言僅能分成林地及河川地兩類。河道的曼寧粗糙係數於 CHAN 中已設定，而其餘則設為林地。

逕流模擬的結果，是以觀測雨量模擬流量最符合觀測流量值，做為參數的核定。其中我們使用效率係數作為評估標準，其定義如下：

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

$$\sigma_o^2 = \sum_{i=1}^n (Q_{obsi} - \bar{Q})^2 / n$$

\bar{Q} = 觀測值的平均流量

$$\sigma_e^2 = \sum_{i=1}^n (Q_{obsi} - Q_{simi})^2 / n$$

Q_{obsi} = 時間 i 的觀測流量

Q_{simi} = 時間 i 的模擬流量

該係數等於 1.0 時表示模擬結果與觀測值完全符合，而 0.0 則表示模擬結果有達觀測結果的平均值的水準。並以逕流率 (runoff ratio ; RR) 來表達雨量與流量之間的比例關係， $RR = Q/P$ ，其中 Q 是單位流量(除以流域面積，再換算時間及單位為 mm)， P 是總雨量 (mm)。

第五章 討論

5.1 桃芝(2001)颱風

模擬的路徑比較，由圖 5-1 我們可以看出模擬路徑在 7 月 28 日 18 時至 7 月 29 日 12 時，也就是未登陸前，颱風的移動速度比模擬的颱風移動速度快且模擬颱風中心位置偏南。登陸之後，移動速度較慢，模擬颱風中心位置轉偏西。60 小時平均路徑誤差為 38 公里。

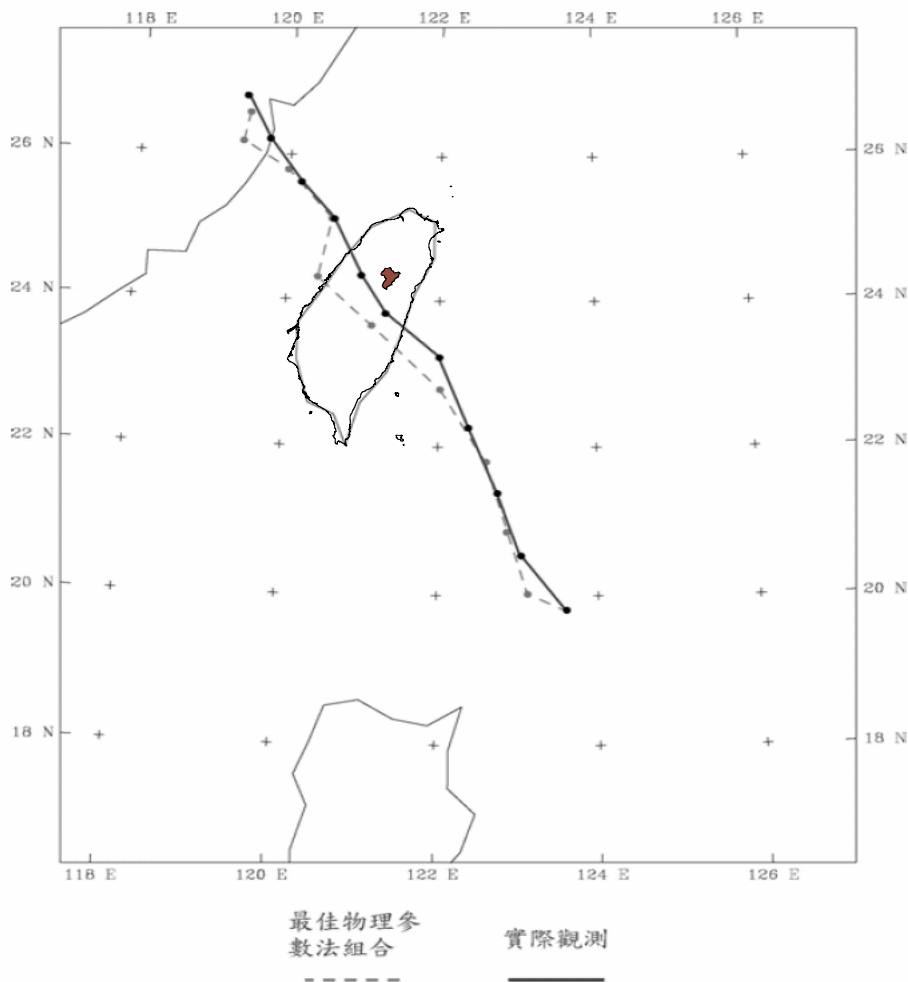


圖 5-1：桃芝颱風模擬路徑與 JTWC 最佳路徑圖。時間為 2001 年 7 月 28 日 1200UTC 到 2001 年 7 月 31 日 0000UTC。黑點為每六小時的颱風中心位置。(咖啡色區塊為德基水庫松茂站上游集水區位置)[原路徑圖取自青麟 2003 碩士論文]

模擬雨量與觀測雨量比較：由於模擬時間為 7 月 28 日 1200UTC 至 7 月 30 日 0000UTC，換算成地方時為 7 月 28 日 18 時至 7 月 31 日 8 時。圖 5-2 與圖 5-3 顯示 30 日 24 小時累積雨量，可看出在台灣全島降雨的分佈上有不錯的模擬結果，觀測雨量在高雄縣山區有 664.3 公厘的極值，而 MM5_6.67km 模擬雨量極值則是在嘉義縣山區有 555 公厘以及屏東縣北部山區有 452 公厘的降水極值，雨量低估且極值位置偏南。而 MM5_2.22km 模擬結果則是在高雄縣山區有 794 公厘的極值，為高估而極值位置相當接近。再由圖上的德基水庫流域雨量分布來看，觀測雨量大多為 200 公厘到 300 公厘之間，而 MM5_6.67km 模擬雨量多為 150 公厘至 200 公厘的雨量分布。也是明顯低估。而 MM5_2.22km 並不如預期會高於 6.67km 的雨量，相反地流域範圍的雨量分佈大多為 50 至 100 公厘區間，是呈現顯著低估的情形。

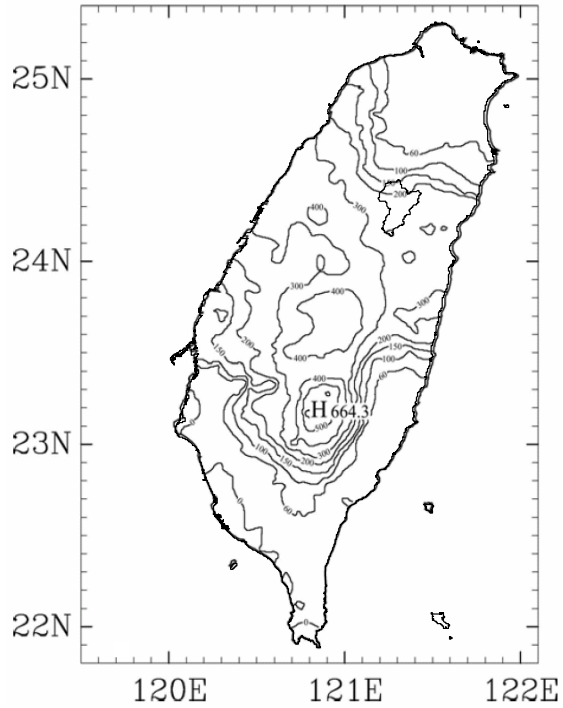


圖 5-2：2001 年 7 月 30 日 24 小時累積雨量圖。雨量等值線分別為 0、60、100、150、200、300、400、500 及 600 公厘。(中間區塊為德基水庫松茂站上游集水區位置，合成圖)[原雨量圖取自青麟 2003 碩士論文]

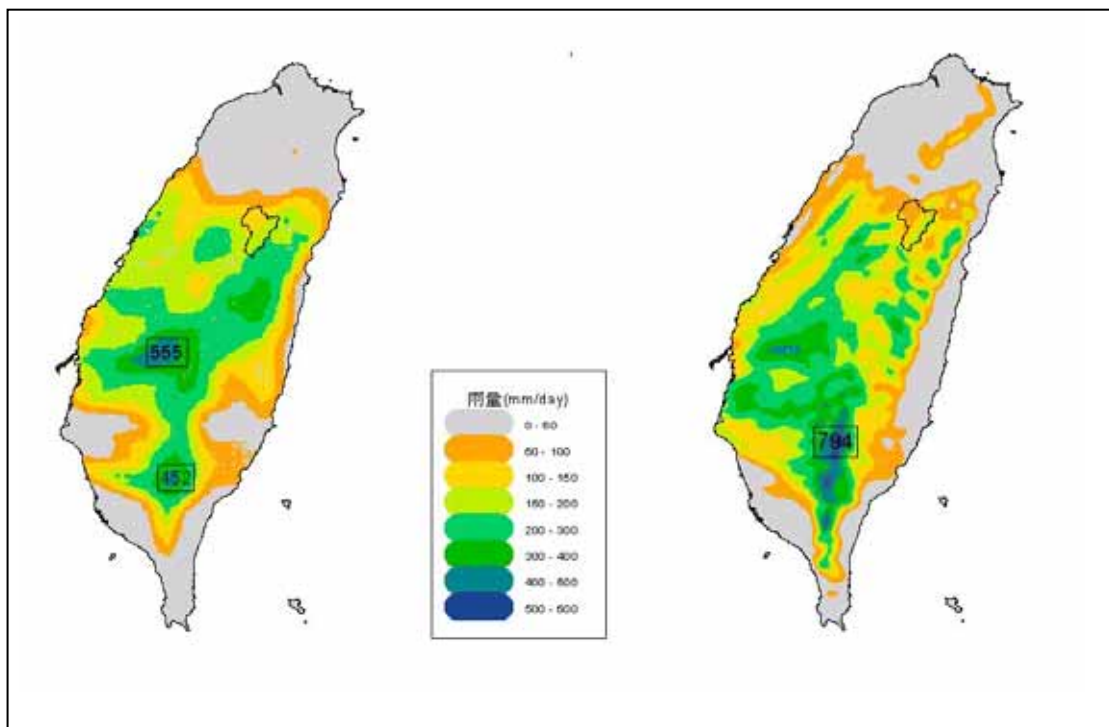


圖 5-3：最佳參數法實驗之 30 日 24 小時累積雨量圖。(中間區塊為德基水庫松茂站上游集水區位置，左圖為 MM5_6.67km，右圖為 MM5_2.22km。)

桃芝颱風事件的逕流模擬時間為 7 月 29 日 16 時至 7 月 31 日 04 時(地方時)，共 37 小時。由德基水庫徐昇氏面積平均雨量來看，圖 5-4 為逐時徐昇氏面積平均雨量，MM5_6.67km 模擬雨量於第一個觀測雨量峰值明顯高估，而其他峰值時段皆低估。而 MM5_2.22km 在未至觀測雨量第一個峰值時已有雨量，而於峰值時為低估，其餘峰值時段也呈現低估情形。在流域面積平均雨量總量比較，觀測總雨量為 237 公厘，MM5_6.67km 模擬總雨量為 178 公厘以及 MM5_2.22 模擬總雨量為 180 公厘。於圖 5-4 的箭頭，時間為 30 日 09 時做為兩個峰值時段的區分點，而圖 5-5 及圖 5-6 分別為這兩個峰值時段的累積雨量之空間分布圖，圖 5-5 為 29 日 16 時至 30 日 09 時累積雨量空間分佈，而較大雨量皆分布於東邊，也就是上游處，此時段的颱風位置於流域東南方，模擬颱風路徑平均偏南。在模擬比較方面，可以看出 2.22km 的累積雨量分布較 6.67km 偏南，由於 2.22km 模擬是以 one-way(只受第三層的氣象場影響，而其模擬結果不會再影響第三層的氣象場)且未作颱風植入的方式進行模擬。而圖 5-6 為 30 日 10 時至 31 日 04 時累積雨量空間分佈，觀測累積雨量較大值分布偏東南(上游)，MM5_6.67km 與 MM5_2.22km 模擬累積雨量較大值則分布偏西(下游)，而此分佈是由於模擬颱風路徑偏西的影響(此時段之颱風位置於流域之西北方)。如同上述，2.22km MM5 模擬出雨量分佈偏南，使得面積平均雨量更為低估。

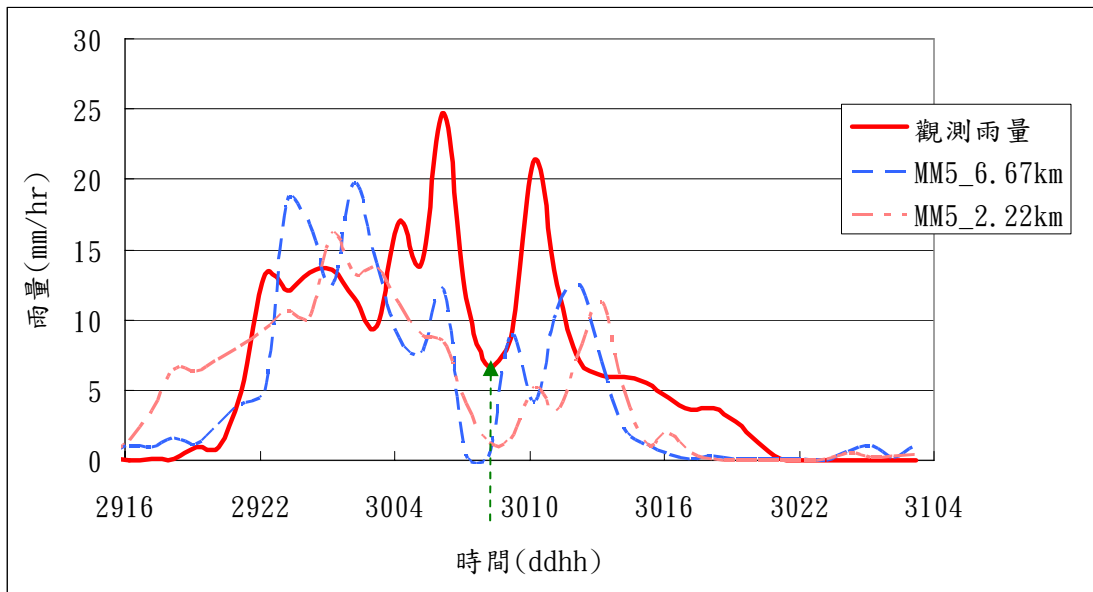


圖 5-4: 2001 年 7 月 29 日 16 時至 7 月 31 日 04 時徐昇氏法區域平均雨量逐時曲線圖。(紅色實線為觀測雨量，藍色虛線為模擬雨量。)

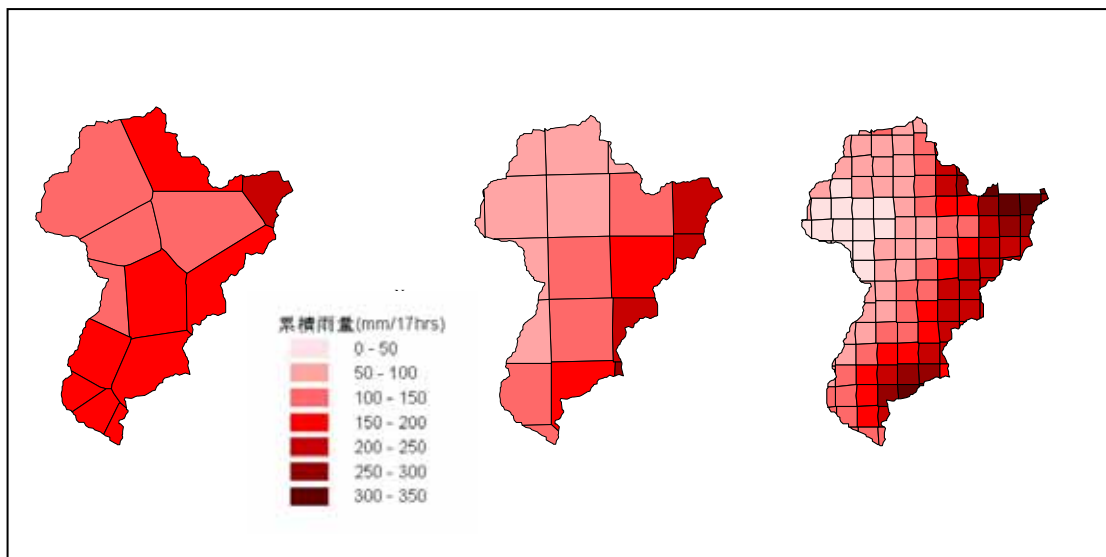


圖 5-5: 2001 年 7 月 29 日 16 時至 7 月 30 日 9 時累積雨量流域空間分布圖。(左圖為觀測雨量，中間為 MM5_6.67km 模擬雨量，右圖為 MM5_2.22k 模擬雨量。)

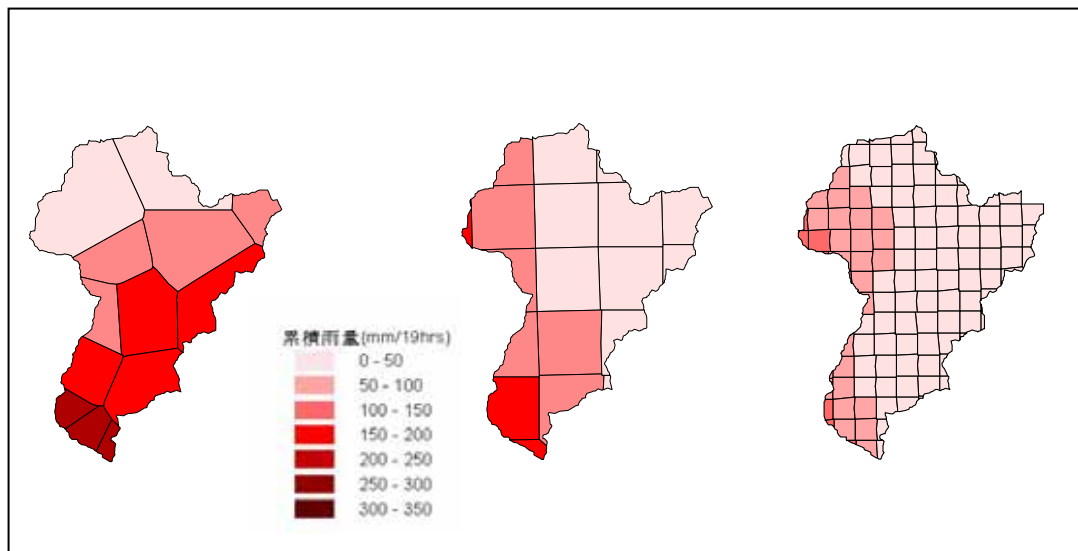


圖 5-6:2001 年 7 月 30 日 10 時至 7 月 31 日 04 時累積雨量流域空間分布圖。(左圖為觀測雨量，中間為 MM5_6.67km 模擬雨量，右圖為 MM5_2.22km 模擬雨量。)

模擬流量時間分佈於圖 5-7，以觀測雨量的逕流歷線作為參數校正基準，以效率係數較高者為參考。觀測流量兩個峰值為 347 及 383 每秒立方公尺(如表 5-1 所示)。而觀測雨量之模擬流量兩峰值為 422 及 539 每秒立方公尺，第一個峰值提前 2 小時而第二個峰值與觀測同時。觀測雨量之總流量為 64.75 公厘比觀測流量之總流量 48.8 公厘大，逕流比分別為 0.27 及 0.25(如表 5-3 所示)。效率係數為 0.49。6.67km MM5 模擬雨量之流量模擬峰值分別是 189 及 143 每秒立方公尺，第一個峰值提前 3 小時而第二個峰值延後 1 小時出現(如表 5-2)。2.22km MM5 模擬雨量之流量模擬峰值分別是 114 及 42 每秒立方公尺，第一個峰值提前 3 小時而第二個峰值延後 2 小時出現。第一個峰值皆提前是與面積平均雨量上的第二個峰值未模擬出來相關。第二個峰值延後是由於面積平均雨量的第三個峰值出現較晚。6.67 公里 MM5 的總流量(21 公厘)較 2.22 公里 MM5 的總流量(9.3

公厘)大。面積平均總雨量則分別為 178 及 180 公厘，其逕流比分別為 0.12 與 0.05，雖然總雨量相差不多，但是降水強度關係著入滲率，間接影響流量。效率係數分別為-0.27 與-0.4，表示模擬結果略低於觀測值之平均值的水準。

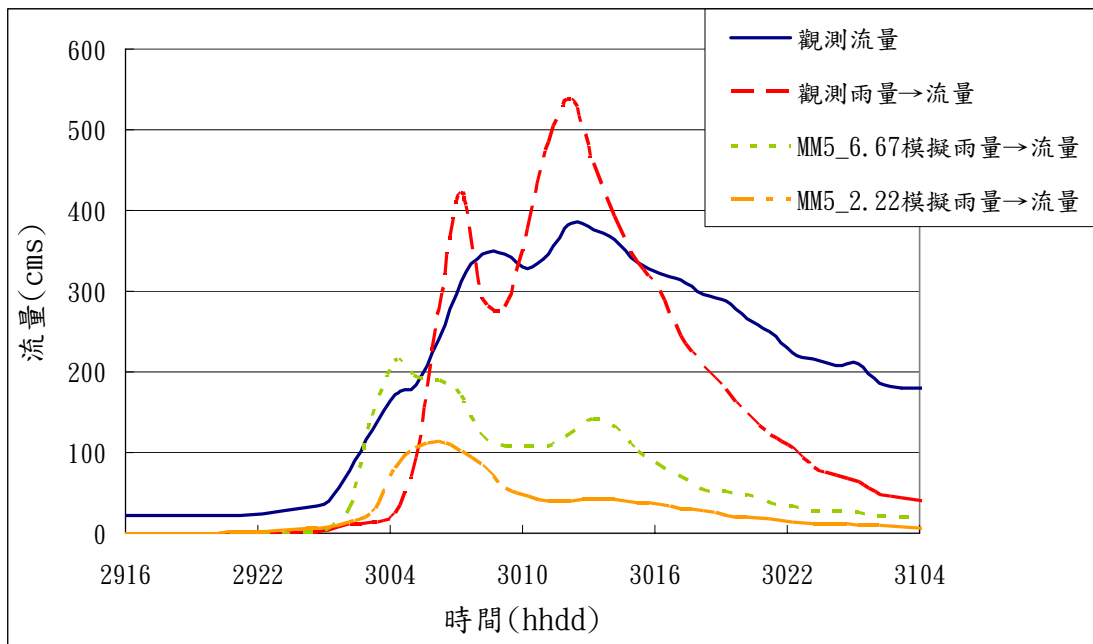


圖 5-7：2001 年 7 月 29 日 16 至 7 月 31 日 04 時之觀測與模擬流量圖。(藍色實線為觀測流量，紅色虛線為觀測雨量所模擬的流量，綠色點線為 MM5_6.67km 模擬雨量之模擬流量，橙色點虛線為 MM5_2.22km 模擬雨量之模擬流量。)

5.2 敏督利(2004)颱風

圖 5-8 為敏督利颱風模擬與觀測路徑的比較，模擬路徑從 6 月 30 日 1200 UTC 到 7 月 2 日 0000UTC 都有明顯偏向西北的情形，且移速較快。而此路徑偏移使得實際颱風與模擬颱風分別於台灣東西海面及研究區域的左右兩側，且模擬颱風位置較遠離研究區域。模擬颱風較實際颱風登陸時間為早，於台灣南部橫越。而後模擬路徑偏東，移速較為相近。此時段實際颱風已由淡水出海遠離台灣。96

小時平均路徑誤差為 86 公里。

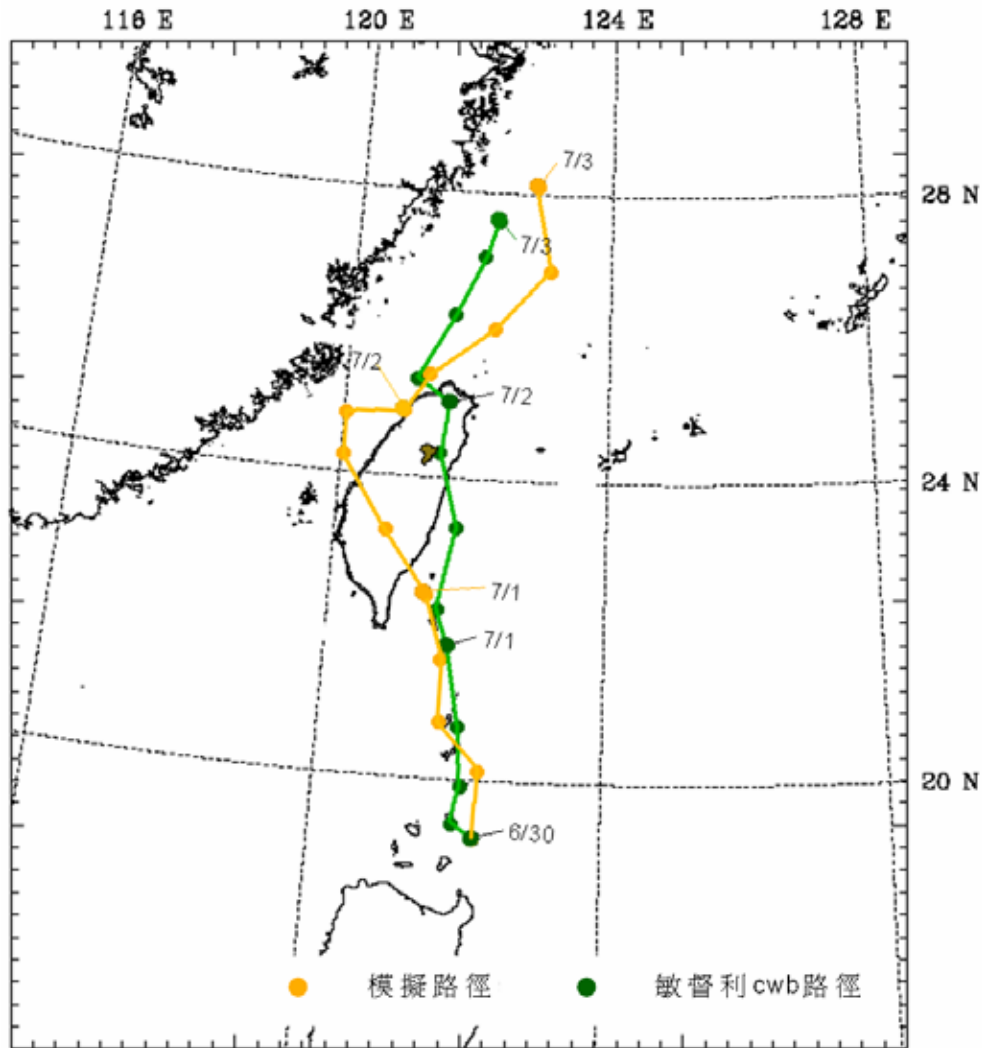


圖 5-8：敏督利(2004)颱風之模擬(橙色)與 CWB(綠色)公佈路徑圖。(咖啡色區塊為德基水庫松茂站上游集水區位置)

觀測雨量與模擬雨量比較：圖 5-9 為 7 月 1 日 24 小時累積雨量。此時段觀測路徑顯示颱風由台灣東南沿海北行至登陸位置。而模擬颱風路徑由台灣東南沿海北行至蘭嶼後轉向偏西北由台東登陸，橫越台灣南部至台中外海。兩路徑因颱風環流迎風面皆於臺灣東部，降雨分佈相近。觀測雨量在花蓮南部有 506 mm/day 降雨極值，而模擬雨量則是在花蓮中部及北部分別有 693 及 716 mm/day 的累積降雨

極值。模擬雨量在流域上的分佈有較大累積雨量。

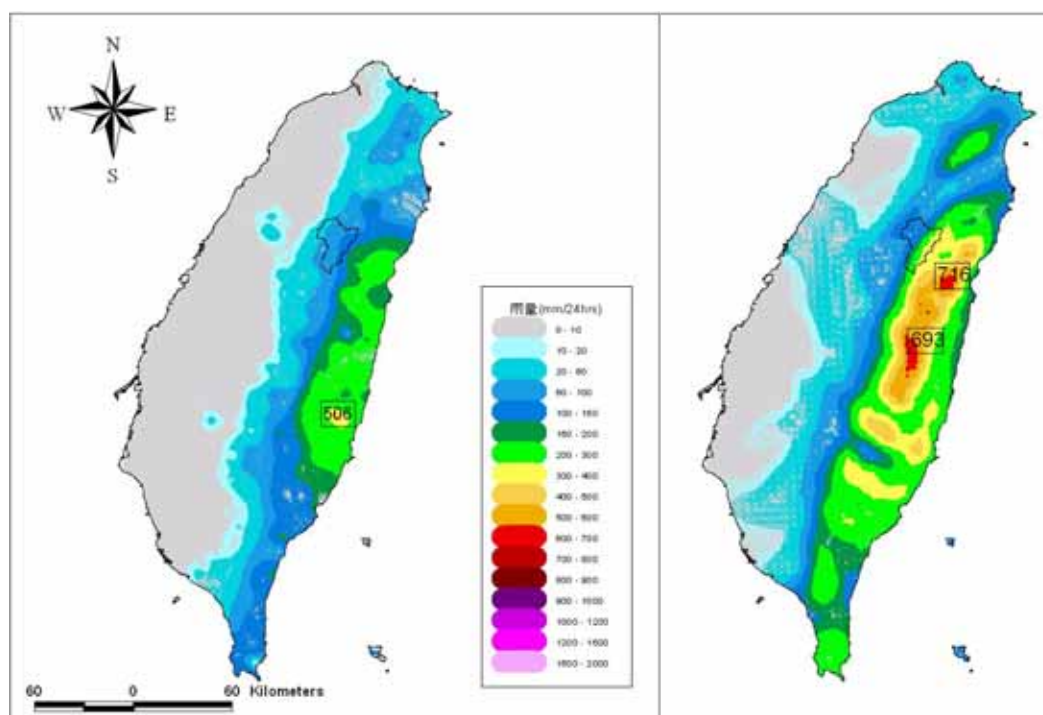


圖 5-9：2004 年 7 月 1 日觀測與模擬 24 小時累積雨量圖。(中間區塊為德基水庫松茂站上游集水區位置；左圖為觀測雨量，右圖為 MM5_5km 模擬雨量)

圖 5-10 為 7 月 2 日 24 小時累積雨量圖。此時段觀測颱風路徑，由花蓮登陸北北西行至台北，在由淡水海口出海後北行至離台灣約 150 公里的海面上。模擬路徑由台中外海東行至新竹沿海後，持續東北行至台灣東北海面約 175 公里處。由於模擬颱風於台灣西側，所以雨量集中在高屏山區較為顯著，觀測雨量在高屏縣界及台中山區各有 724 與 475 mm/day 降雨極值，而模擬雨量也是在高屏縣界、南投中部山區及台中山區有 1366、692 及 381 mm/day 降雨極值。模擬雨量在流域上分佈較觀測雨量小。

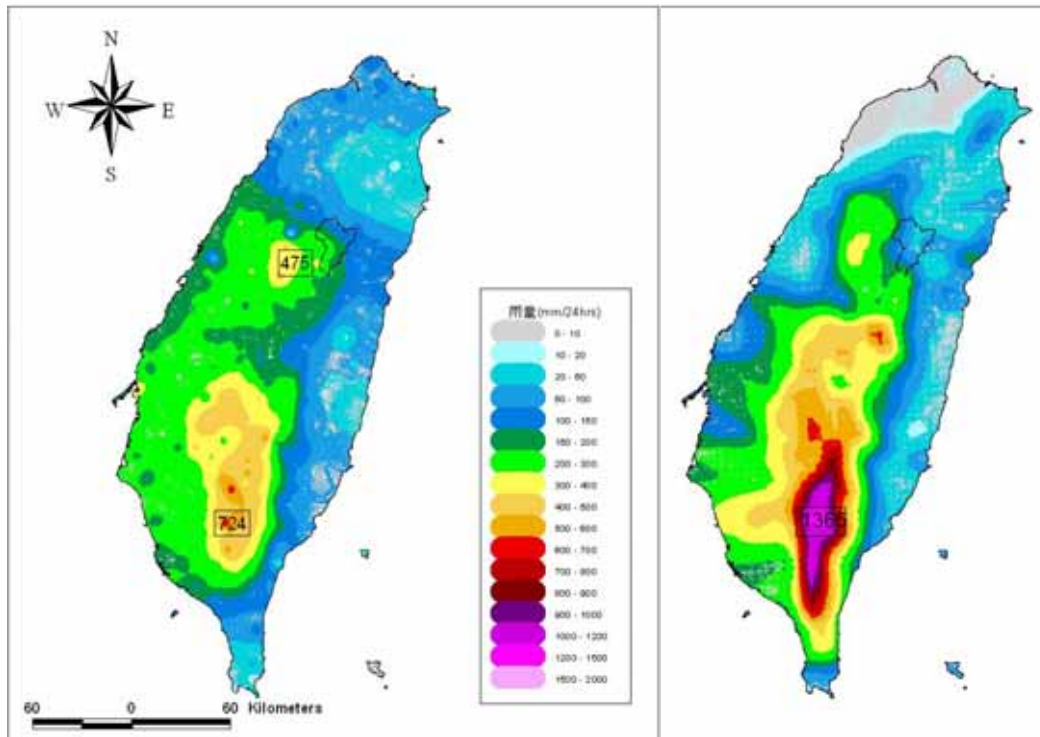


圖 5-10：2004 年 7 月 2 日觀測與模擬 24 小時累積雨量圖。(中間區塊為德基水庫松茂站上游集水區位置；左圖為觀測雨量，右圖為 MM5_5km 模擬雨量)

圖 5-11 為 7 月 3 日 24 小時累積雨量圖。觀測雨量在高雄縣山區及台中縣山區分別有 665 及 642 mm/day 降雨極值。模擬雨量則在高屏縣界及台中山區各有 383 及 368 mm/day 的降雨極值。此圖可以看出觀測雨量與模擬雨量分佈一致，皆為西南氣流所激發之地形降水，但模擬颱風所引起之西南氣流較不顯著。模擬雨量在流域上的雨量分佈區域明顯較觀測雨量小。

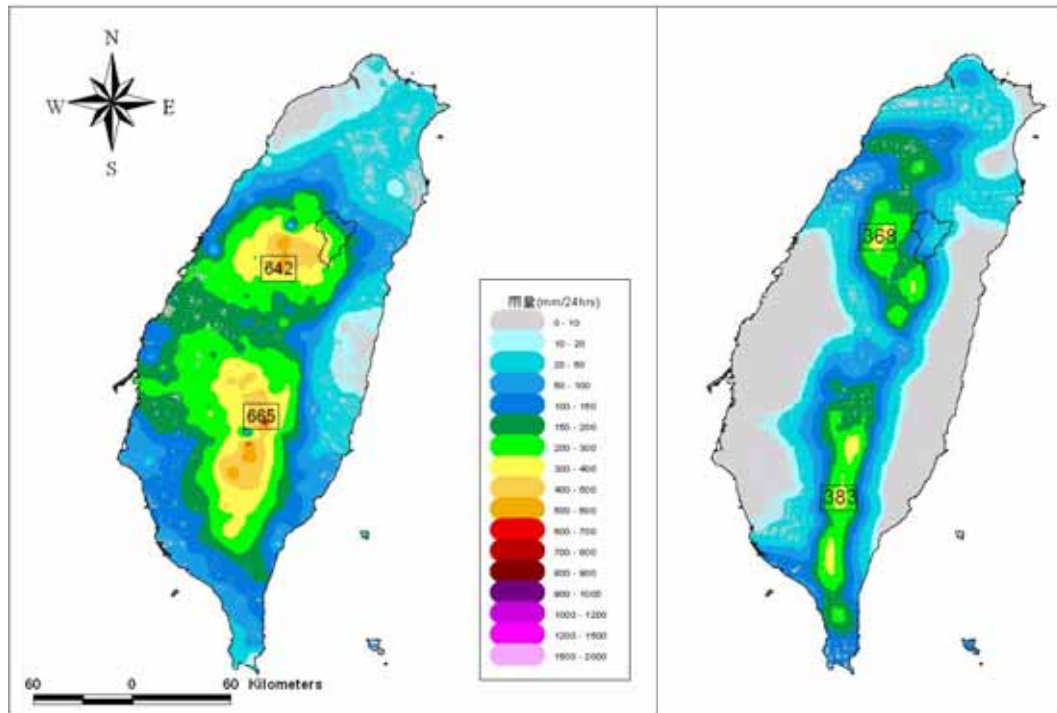


圖 5-11：2004 年 7 月 3 日觀測與模擬 24 小時累積雨量圖。(中間區塊為德基水庫松茂站集水區位置；左圖為觀測雨量，右圖為 MM5_5km 模擬雨量)

圖 5-12 為觀測雨量與模擬雨量於逕流模擬時間之徐昇氏面積平均雨量逐時分布圖。由於路徑嚴重誤差，使得模擬雨量在第一個峰值提早且高估，而第二個峰值高估但持續時間短暫，以及第三個峰值嚴重的低估。接著如圖 5-12 所示將面積平均雨量分為三個峰值時段，作成累積雨量空間分佈圖。如圖 5-13，為第一個峰值時段的累積雨量空間分佈圖。觀測累積雨量較大值位置偏流域之南邊(上游處)，流域中間位置雨量較小。由 7 月 1 日 24 小時累積雨量(圖 5-9)來看，應該是偏東南邊，可見 7 月 2 日(峰值所在時間)的雨量影響較大。而模擬雨量則是雨量集中在流域的東南邊(上游處)。圖 5-14 為第二個峰值時段之累積雨量空間分佈圖。觀測累積雨量較大值偏流域的西南邊，而模擬累積雨量為西北邊。此與颱風位置較有相關性，觀測颱風路徑於台灣北方海面，而模擬路徑於台灣之東北海面

上。圖 5-15 可以明顯看出模擬雨量嚴重低估的情形。觀測累積雨量較大值分布位置於流域西南邊，而模擬累積雨量則位於流域西北邊。

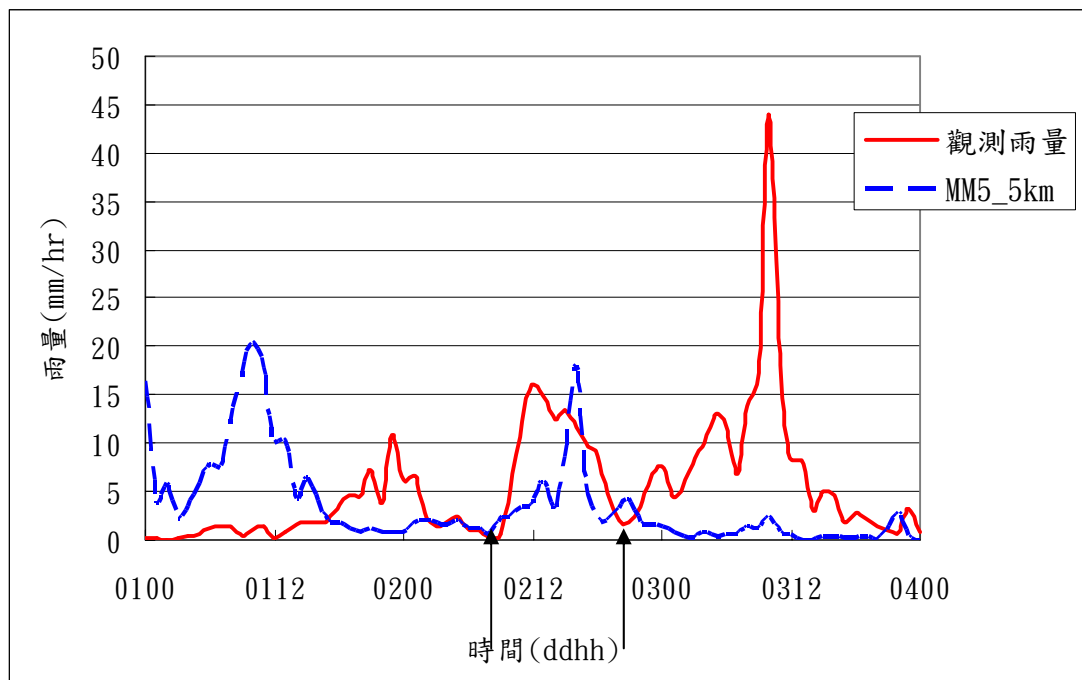


圖 5-12: 2004 年 7 月 01 日 00 時至 7 月 04 日 00 時(當地時)徐昇氏法區域平均雨量逐時曲線圖。(紅色實線為觀測雨量，藍色點線為模擬雨量。)

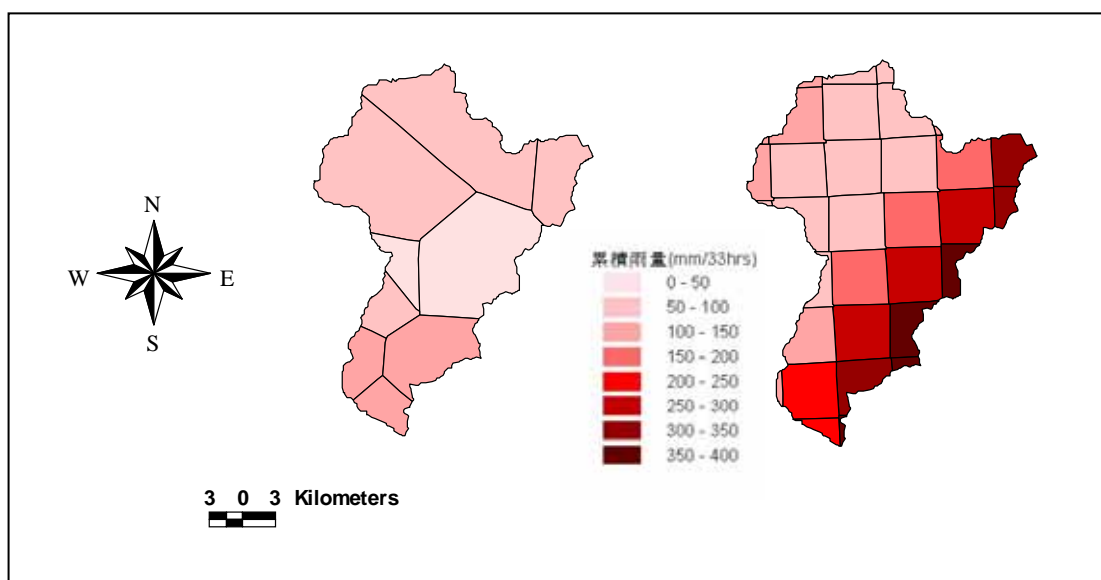


圖 5-13: 2004 年 7 月 1 日 0 時至 7 月 2 日 9 時累積雨量流域空間分布圖。(左圖為觀測雨量，右圖為 MM5_5km 模擬雨量。)

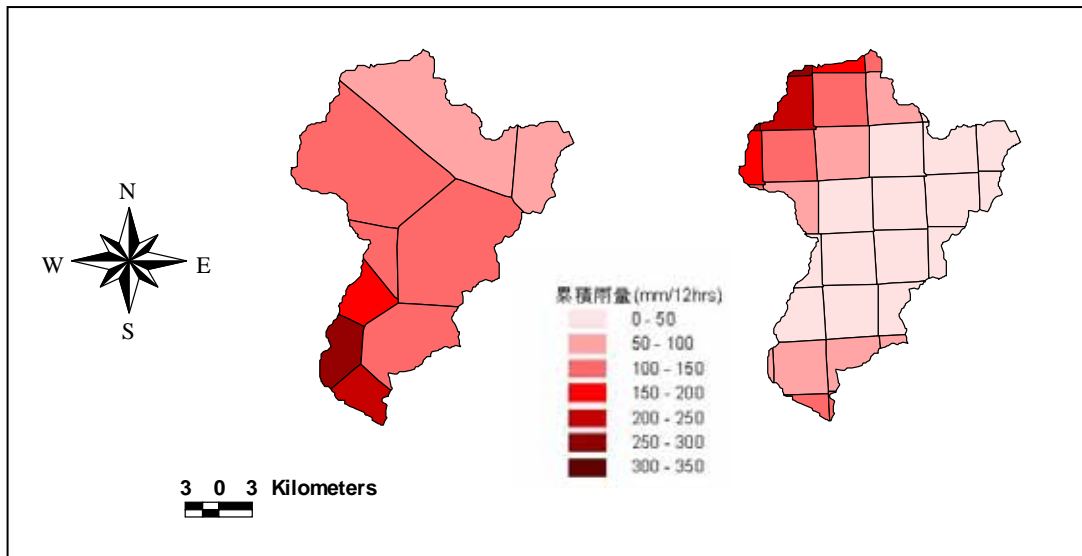


圖 5-14:2004 年 7 月 2 日 10 時至 7 月 2 日 21 時累積雨量流域空間分布圖。(左圖為觀測雨量，右圖為 MM5_5km 模擬雨量。)

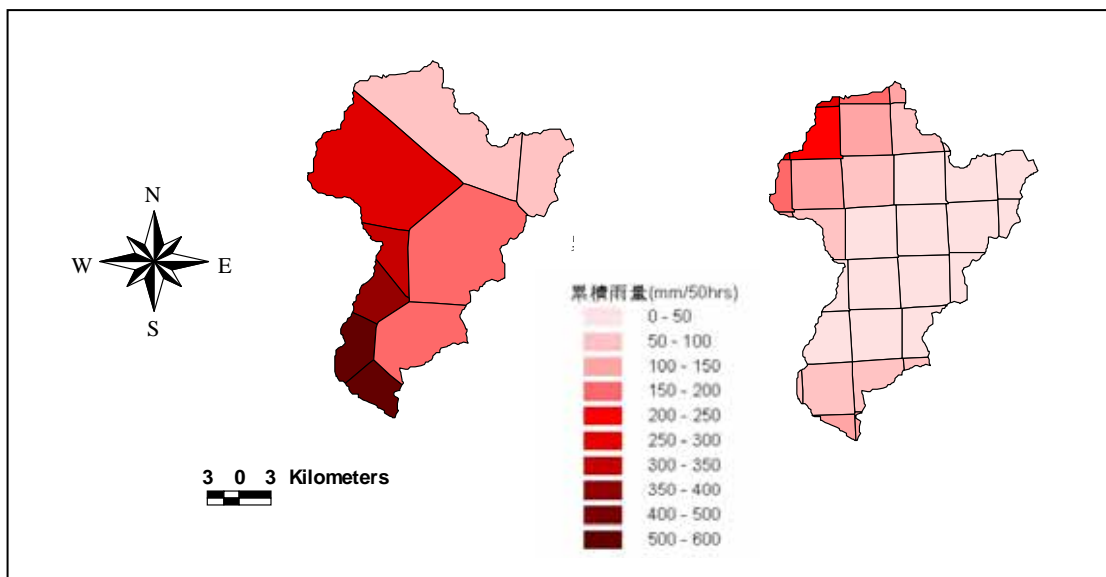


圖 5-15:2004 年 7 月 2 日 22 時至 7 月 4 日 00 時累積雨量流域空間分布圖。(左圖為觀測雨量，右圖為 MM5_5km 模擬雨量。)

模擬流量與觀測流量比較：由圖 5-16 為觀測與模擬逕流歷線圖。觀測流量有三個峰值，分別為 158、358 及 1728 每秒立方公尺。觀測雨量的模擬流量時間分佈與觀測流量較接近，觀測雨量之模擬流量

有兩個峰值分別為 633 及 2292 每秒立方公尺且時間點上與觀測流量的峰值時間相符。而模擬雨量之模擬流量則在第一個流量峰值 (307cms) 有提早 15 小時呈現，第二個峰值 (36.78cms) 則與觀測流量峰值時間相符，但流量遠小於觀測值。觀測流量之總流量為 189 公厘，觀測雨量之模擬總流量為 213 公厘，而模擬雨量之模擬總流量則為 24.5 公厘。面積平均總雨量分別為 403 及 263 公厘，而逕流比分別為 0.47、0.53 及 0.09。觀測雨量之模擬流量效率係數為 0.68，而模擬雨量之模擬流量效率係數則為 -0.6。雖然模擬面積平均總雨量有觀測面積平均總雨量一半之多，但降雨強度偏弱會導致流量明顯低估。

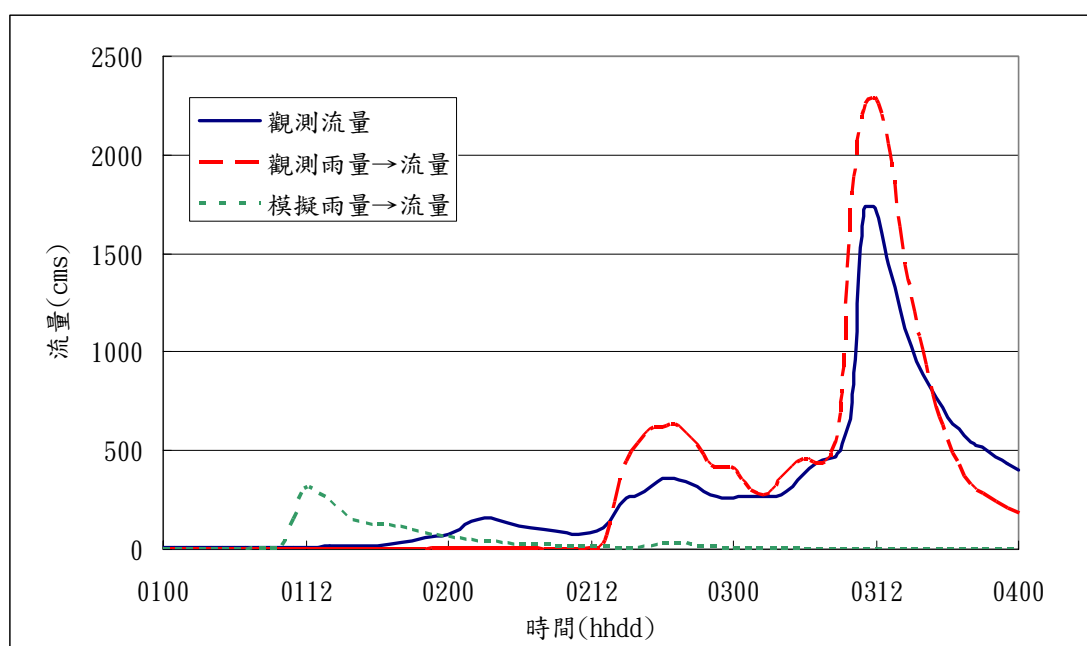


圖 5-16：2004 年 7 月 1 日 00 至 7 月 4 日 00 時之觀測與模擬流量圖。(藍色實線為觀測流量，紅色虛線為觀測雨量所模擬的流量，綠色點線為 MM5_5km 模擬雨量之模擬流量。)

5.3 艾莉颱風

由圖 5-17 可以看出模擬路徑在 8 月 23 日(世界時)行進速度比觀

測路徑快，到 8 月 24 日 0000UTC 時已經移到台灣東北海面上。不過此時之後的颱風位置皆位於觀測路徑北方且離臺灣較遠。8 月 24 日在海面上盤旋 18 小時之後才繼續前行，直至 8 月 25 日 0000UTC 颱風位置才較為接近，不過依然是離研究區域較遠處。而後模擬之颱風路徑移速較觀測路徑慢，提早(8 月 25 日 1500UTC)於中國大陸登陸。72 小時平均路徑誤差為 119 公里。

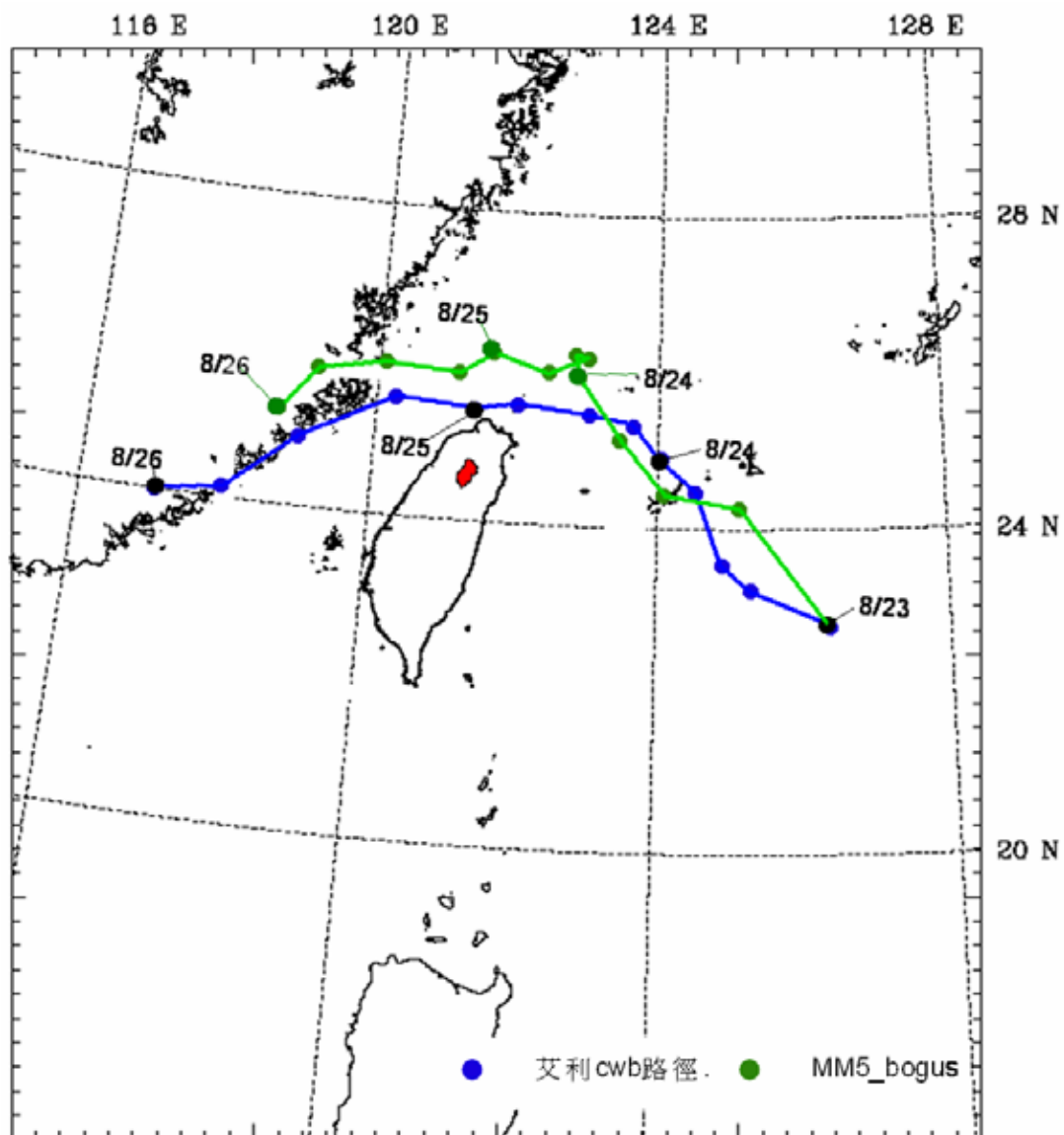


圖 5-17：艾利(2004)颱風之模擬(綠色)與 CWB(藍色)公佈路徑圖。(紅色區塊為石門水庫霞雲站上游集水區位置)

觀測雨量與模擬雨量比較：避免模式初始化誤差，我們只討論 8 月 24 日及 25 日的 24 小時累積雨量。圖 5-18 為 8 月 24 日 24 小時累積雨量分佈圖。此日之模擬颱風路徑於海面上盤旋，而此時颱風中心位置離研究區域約 250 公里。因此在降雨極值分布偏向集水區之北方且累積雨量(529mm/day)也較為低估，觀測雨量則有 947mm/day 的降雨極值且位於流域的西南方。模擬降雨在中南部山區皆有明顯的極值分佈，可能是受到颱風盤旋的影響所以在此區有較大累積雨量，而觀測雨量只在中部山區有降雨極值(447 mm/day)。

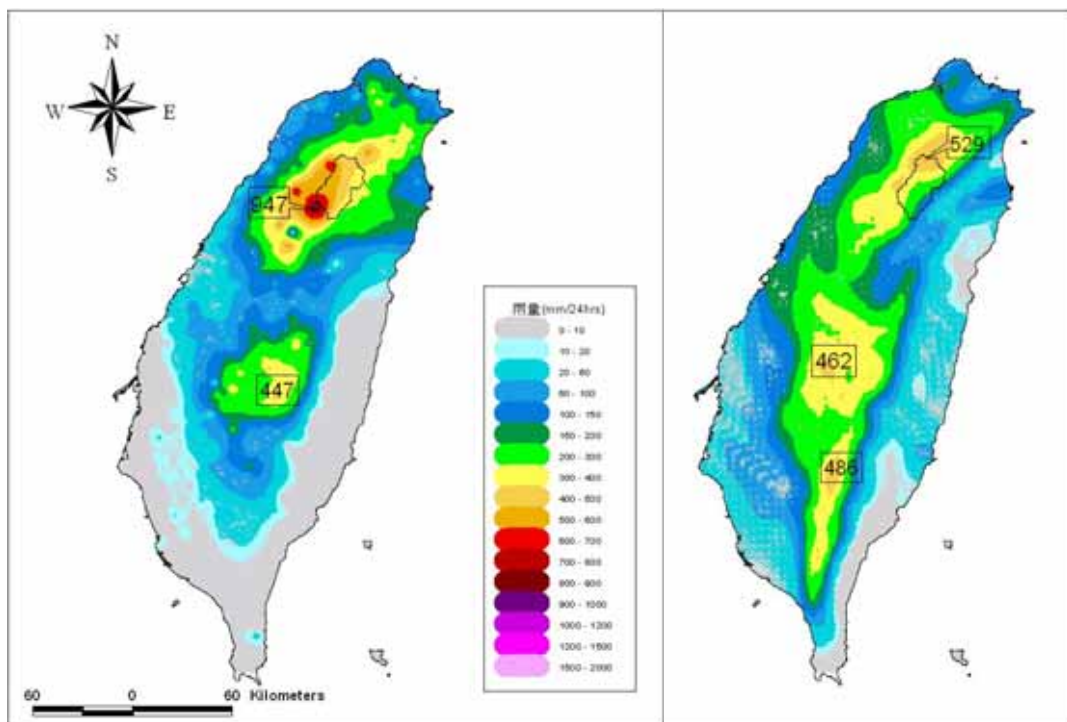


圖 5-18：2004 年 8 月 24 日 24 小時累積雨量圖。(中間區塊為石門水庫霞雲站上游集水區位置；左圖為觀測雨量，右圖為 MM5_5km 模擬雨量)

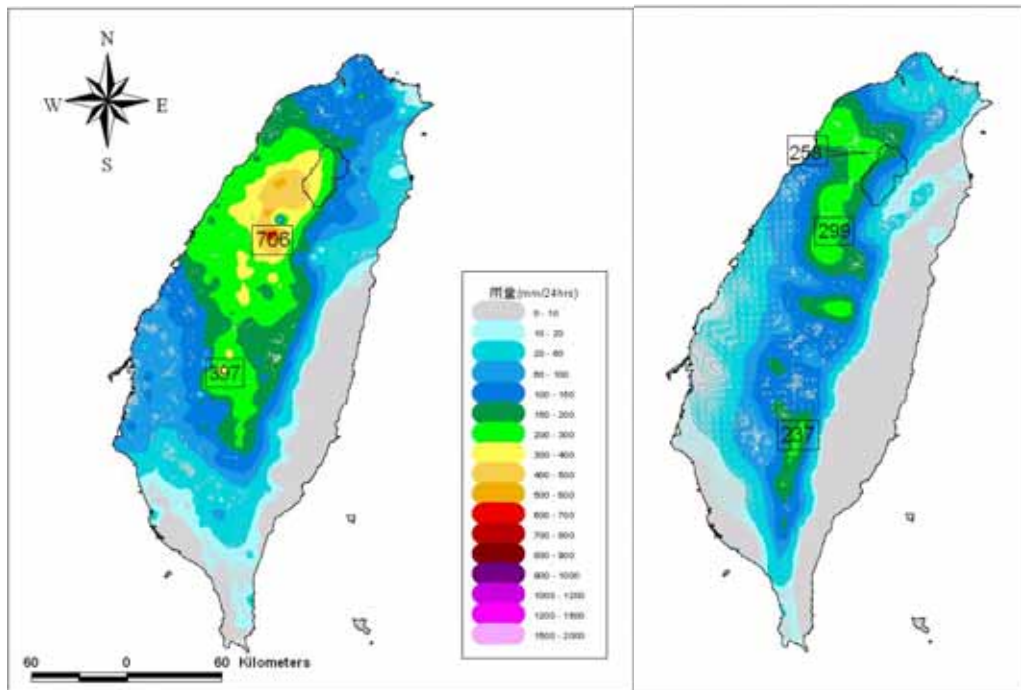


圖 5-19：2004 年 8 月 25 日 24 小時累積雨量圖。(中間區塊為石門水庫霞雲站上
游集水區位置；左圖為觀測雨量，右圖為 MM5_5km 模擬雨量)

圖 5-19 為 25 日 24 小時累積雨量分佈圖。我們可以看出在桃竹苗山區有較大的 (706mm/day) 觀測降雨極值，且流域範圍上的累積降水較模擬累積降水來的大。接著看逐時流域面積平均雨量分布圖(如圖 5-20)。隱約可以看出在 23 日(世界時)因模擬颱風路徑移速較快故產生第一個雨量峰值(於地方時 8 月 24 日 00 時)，但觀測雨量卻沒有明顯峰值存在。而隨後的模擬雨量峰值較為集中，此雨量峰值與前一個雨量峰值之間有明顯低估情形。24 日 09 時之後的面積平均雨量則皆為明顯低估。圖上的綠色箭頭是做為兩時段之累積雨量空間分佈區分點。圖 5-21 為 8 月 23 日 19 時至 24 日 14 時之 22 小時累積雨量空間分布圖。觀測累積雨量較大值在流域空間分布上偏西南方，而模擬累積雨量則是偏北方，此與颱風路徑有著密切的關係。而在較大平均降水分不時段之空間分佈圖(圖 5-22)上，觀測累積雨量較大值分布在流域西側，而模擬累積雨量則分布於流域西

北側。

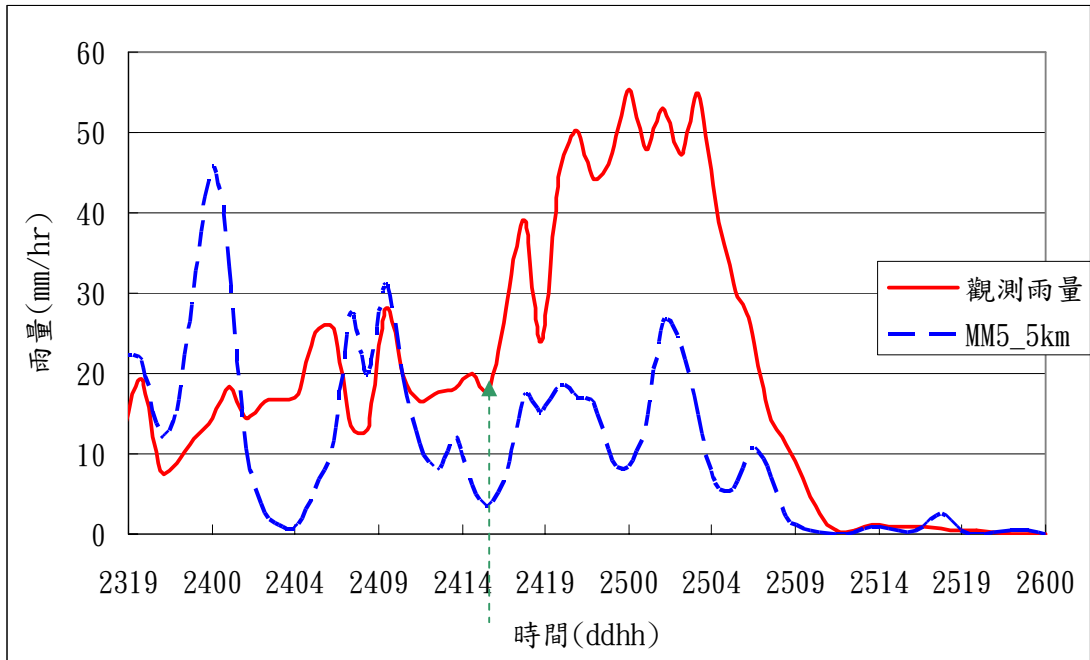


圖 5-20:2004 年 8 月 23 日 19 時至 8 月 26 日 00 時(當地時)徐昇氏法區域平均雨量逐時曲線圖。(紅色實線為觀測雨量，藍色虛線為 MM5_5km 模擬雨量。)

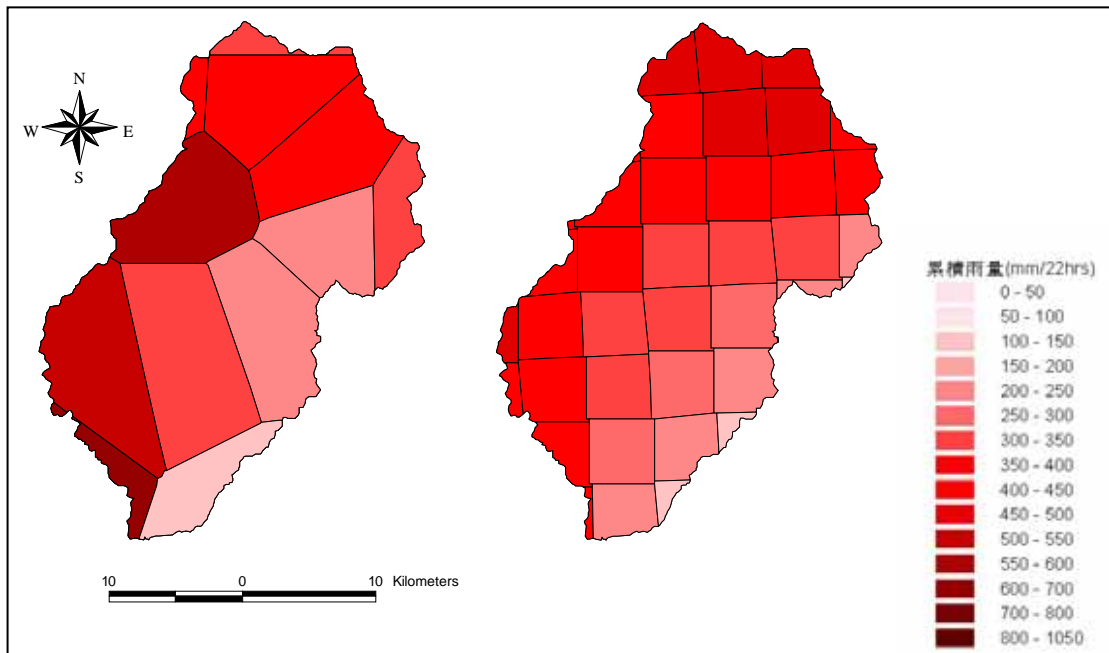


圖 5-21:2004 年 8 月 23 日 19 時至 8 月 24 日 16 時累積雨量流域空間分布圖。(左圖為觀測雨量，右圖為 MM5_5km 模擬雨量。)

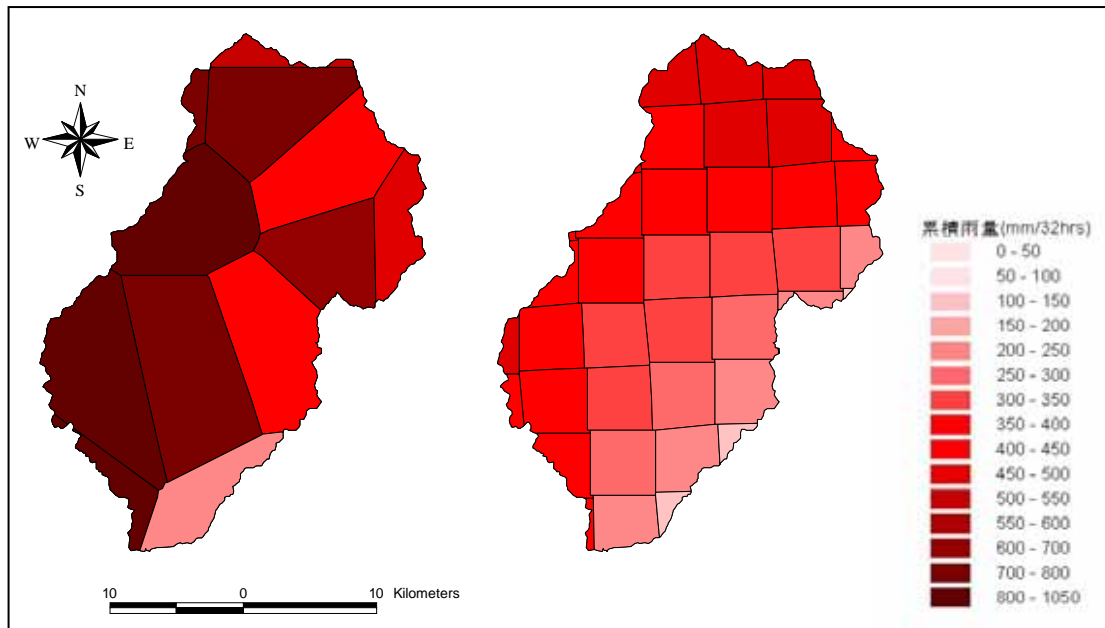


圖 5-22：2004 年 8 月 24 日 17 時至 8 月 26 日 00 時累積雨量流域空間分布圖。
 (左圖為觀測雨量，右圖為 MM5_5km 模擬雨量。)

觀測流量與模擬流量比較：觀測流量之總流量為 1015 公厘，面積平均總雨量為 1055 公厘，而逕流比為 0.96。而觀測雨量之模擬流量總流量 819 公厘，逕流比為 0.78，效率係數為 0.87，為三場颱風洪水事件中最為符合觀測值。在峰值的表現上，觀測流量峰值為 8594 每秒立方公尺，而觀測雨量之模擬流量則為 8543 每秒立方公尺，發生時間較觀測值延後 1 小時，。但是在 MM5 模擬雨量之流量模擬，模擬流量峰值為 2321 每秒立方公尺，提早 29 小時出現，總流量為 357 公厘以及面積平均總降雨量為 581 公厘，逕流比為 0.61。模擬雨量之模擬流量的逐時分布與觀測流量相異大且明顯低估，所以效率係數為-0.5。

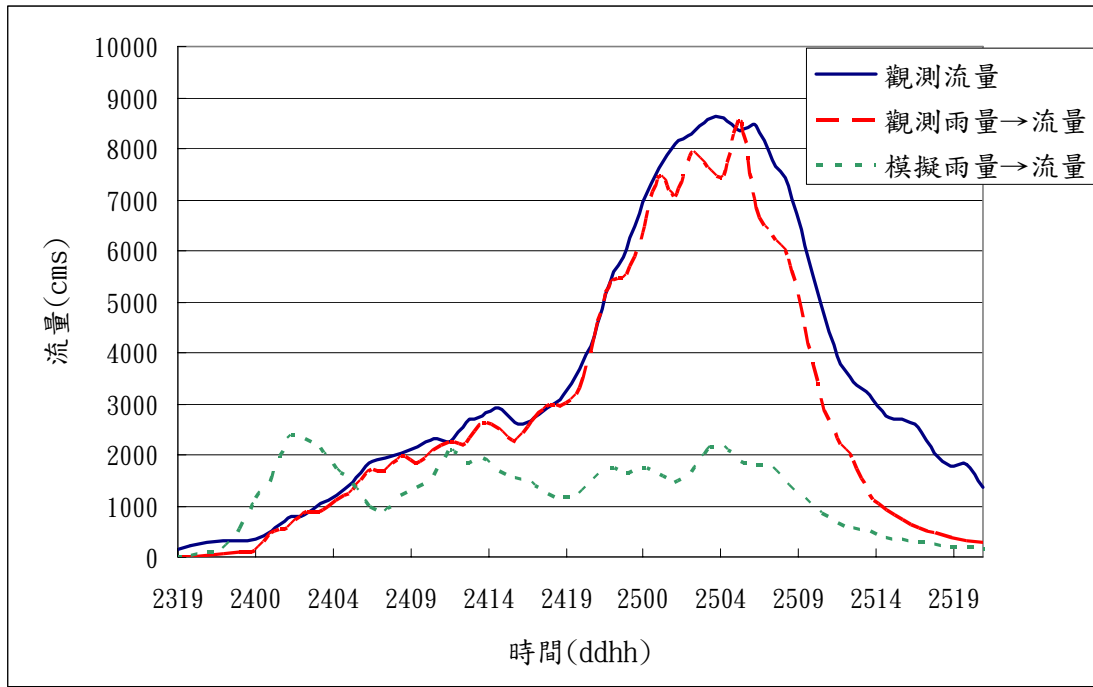


圖 5-23：2004 年 8 月 23 日 19 時至 8 月 25 日 19 時(當地時)之觀測與模擬流量圖。(藍色實線為觀測流量，紅色虛線為觀測雨量之流量，綠色點線為 MM5_5km 模擬雨量之流量。)

颱風事件			
參數設定	桃芝颱風	敏督利颱風	艾利颱風
地表曼寧 n 值	0.65	0.65	0.45
河道曼寧 n 值	0.06	0.06	0.03
初始截留量	5 mm	5 mm	5 mm
初始飽和度	0.4	0.4	0.9
飽和水力傳導係數	5 mm/hr	5 mm/hr	4 mm/hr
濕鋒毛管勢能	150 mm	150 mm	100 mm

表 5-1：逕流模擬參數一覽表

颱風事件	Q_p		Q_{pg} (延遲時間)		Q_{pM} (延遲時間)	
桃芝颱風	347	383	422(-2)	539(0)	6.67km: 189(-3) 143(+1)	
					2.22km: 114(-3) 42(+2)	
敏督利颱風	158	358	7.87(-1)	633(0)	307(-15) 36.78(0)	
	1728		2292(0)		-----	
艾利颱風	8594		8543(+1)		2321(-29)	

表 5-2：比較各事件之模擬與觀測流量峰值及延遲時間。 Q_p 為觀測流量峰值、 Q_{pg} 為觀測雨量之模擬流量峰值及 Q_{pM} 為 MM5 模擬雨量之模擬流量峰值。延遲時間單位為小時，負值為提早，正值為延後

	觀測流量	觀測雨量	MM5 模擬雨量	
			6.67km	2.22km
桃芝颱風	$Q = 64$	$Q = 48.8$	$Q = 21$	$Q = 9.3$
	$P = 237$	$P = 237$	$P = 178$	$P = 180$
	RR= 0.27	RR= 0.25	RR= 0.12	RR= 0.05
		EFFIC= 0.49	EFFIC= -0.27	EFFIC= -0.4
敏督利颱風	$Q = 189$	$Q = 213$	$Q = 24.5$	
	$P = 403$	$P = 403$	$P = 263$	
	RR= 0.47	RR= 0.53	RR= 0.09	
		EFFIC= 0.68	EFFIC= -0.6	
艾利颱風	$Q = 1015$	$Q = 819$	$Q = 357$	
	$P = 1055$	$P = 1055$	$P = 581$	
	RR= 0.96	RR= 0.78	RR= 0.61	
		EFFIC= 0.87	EFFIC= -0.5	

表 5-3：比較各事件之總單位流量 Q [mm]、總雨量 P [mm] 及逕流比(runoff ratio $RR=Q/P$)。而 EFFIC 為計算觀測流量與模擬流量之效率係數。

第六章 結論

此研究為氣象模式與水文模式結合進行即時預報的先驅研究。由於台灣之集水區面積較小，氣象模式的降雨預報對於水文模式的逕流模擬敏感度相當高。由於兩模式間尺度的差異與氣象模式的路徑誤差明顯影響降雨分佈，加上本研究中水文模式的降雨分佈是以區域平均雨量為輸入值，因此難以顯現出地形降雨的特性。本研究之水文模式並未考慮入滲後之出流機制，故因台灣的陡峭地形所產生的出流現象未能表現出來，導致部分水文參數設定有扭曲情形。

觀測雨量之流量模擬量模擬：

從以上個案可以看出觀測雨量所模擬的流量有較好的峰值時間呈現，不過在量的呈現上以艾利颱風個案最為相近。

桃芝颱風個案及敏督利颱風個案，所得到的模擬流量值都較高，即使是總流量與觀測總流量相似，由於雨量在空間上有明顯分佈，而本實驗以面積平均雨量輸入導致逕流歷線模擬時有集中流量於峰值的現象(效率係數較低)。

艾利颱風即使是三個個案中效率係數最高者，但其觀測逕流比與模擬逕流比相較於其他個案差異較大。

模擬雨量之模擬流量：

雖然在桃芝颱風個案中，路徑差異小且於全台灣的降雨分佈很接近，不過在量的呈現上似乎有一點低估，對於面積小的集水區雨量的準確度更是重要。而且在本個案雨量低估的情形下，提高 MM5 解析度至 2.22 公里反而得到較低的雨量，是因為模擬 2.22 公里時是

使用單向(one-way)方式進行氣象場模擬，而未作颱風植入，可能是使颱風偏弱且偏南的原因。在三個個案中，以桃芝颱風所模擬的總雨量最為接近觀測總流量，不過因為降雨強度偏弱導致流量明顯低估。

其他兩個個案路徑差異較大，所模擬出來的雨量明顯低估。可能是由於所使用之初始場皆為即時發布的預報場，而且敏督利颱風未模擬出較大西南氣流降水，也可能是由於網域範圍未使西南氣流有發展的空間，也可能是模擬的颱風環流影響範圍較小。而艾利颱風的路徑較為偏北，且有盤旋的現象。可能是颱風植入強度發展後較弱，而偏北的情形使颱風外環流所激發的地形降水較少。兩個案所模擬之流量未有較好的趨勢分布。

建議與未來展望

未來使用 MM5 數值預報模式，建議以資料同化的方式植入較為接近實際結構之颱風，以便於掌握路徑。由於氣象模式與水文模式尺度的差異，未來氣象模式應提高解析度以減小兩模式間的尺度差異性，也更能提高地形降水的準確性。

使用氣象模式與水文模式結合時，應以雙向(two-way)結合方式進行，水文模式需將物理過程及能量能傳輸或回饋至氣象模式。

水文模式在降雨輸入方面須改善考慮其空間分佈特性，此外在地層及地下水過程的模擬也相當重要，減少因出流機制所產生的誤差。而數值地形模型為民國 92 年所量測製作，由於 921 大地震及其他山洪土石流等影響，山區地形有不少變化未呈現，因此數值地形資料的更新會改善模式地形的呈現。對於土地利用及河道的參數設

定較為模糊，期望將來可以使用衛星影像結合 GIS 將地表狀態呈現的較為完整，促使水文模式更為精確。

參考文獻

- 王時鼎、謝信良、鄭明典、鄧仁星、簡國基，2001：台灣地形對侵台之中度以下颱風影響新例-對 2001 年潭美、桃芝、納莉、利奇馬四次颱風實例分析。 *天氣分析與預報研討會(90)*，論文彙編，51-70。
- 青麟，2003：桃芝(2001)颱風之系集模擬研究。私立中國文化大學，地學研究所大氣科學組，碩士論文，共 99 頁。
- 黃誌川，2002：集水區降雨逕流時空分布之模擬—結合地文參數之不確定性分析。國立台灣大學，地理環境資源研究所，博士論文，共 176 頁。
- 賴進貴(1994)數值地形模型比較之研究，*台大地理學報*，17: 87-100。
- Hong, Y.-H., and H.-L. Pan, 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2322-2339.
- Green, W. H., and G. A. Ampt, 1911: Studies on soil physics, 1: The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*, **4**, 1-24
- Grell, G., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764-787.
- Jasper, K., J. Gurtz, and H. Hang, 2002: Advanced flood forecasting in Alpine watersheds by coupling meteorological observations and

- forecasts with a distributed hydrological model. *J. Hydrol.*, **267**, 40-52.
- Li, M.-H., M.-J. Yang, R.-T. 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.
- Lin, Y.-L., S. Chiao, T.-A. Wang, M. L. Kaplan, and R. P. Weglarz, 2001: Some common ingredients of heavy orographic rainfall. *Wea. Forecasting*, **16**, 633-660.
- Mein, R. G. and Larson, C. L. 1973: Modeling infiltration during a steady rain. *Water Res. Res.*, **17**, 384-394.
- O'Brien, J. S., P.Y. Julien, and W. T. Fullerton, 1993: Two-dimensional water flood and mudflood simulation. *J. Hydraul. Eng.*, **119**, 244-261.
- O'Brien, P. Y. Julien, and V. M. Ponce, 1998 : FLO-2D users manual for a short course on flooding and mud/debris flow. Salt Lake City, UT, 61 pp. [<http://www.flo-2d.com/generic12.html>]
- Reisner, J., R. T. Bruintjes, and R. J. Rasmussen, 1998: Explicit forecasting supercooled water in winter storms using the MM5 mesoscale model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124B**, 1071-1107.
- Tao, W.-K., and J. Simpson, 1993: The Goddard cumulus ensemble model. Part I : Model description. *Terr., Atmos. and Oceanic Sci.*, **4**, 35-72.
- Thielen, A. H., A. Lücke, B. Diekkrüger, and O. Richter, 1999: Scaling input data by GIS for hydrological modeling. *Hydrol.*

Processes, **13**, 611-630.

Westrick, K. J., P. Storck, and C. F. Mass, 2002: Description and evaluation of a hydrometeorological forecast system for mountainous watersheds. *Wea. Forecasting*, **17**, 250-262.

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., and L. Ching, 2005: A modeling study of typhoon Toraji(2001): physical parameterization sensitivity and topographic effect., *TAO*, **16**, 177-213.