

行政院國家科學委員會補助專題研究計畫進度報告

臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫(2/3)

(期末審查版)

計畫類別：整合型計畫

計畫編號：NSC98-2625-M-492-011

執行期間：98年11月1日至99年12月31日

執行機構及系所：財團法人國家實驗研究院地震工程研究中心、交通部中央氣象局氣象科技研究中心、交通部中央氣象局氣象預報中心、中央研究院環境變遷研究中心、國立臺灣大學大氣科學系暨研究所、國立臺灣大學建築與城鄉研究所、國立臺灣大學生物環境系統工程學系暨研究所、國立臺灣師範大學地理學系(所)、國立臺灣師範大學地球科學系(所)、國立交通大學土木工程學系(所)、國立高雄海洋科技大學海事資訊科技研究所

計畫主持人：林李耀研究員

共同主持人：紀水上副局長、盧孟明研究員、賈新興課長、劉紹臣特聘研究員、許晃雄研究員、周佳研究員、林傳堯副研究員、周仲島教授、隋中興教授、曾于恆副教授、陳亮全教授、童慶斌教授、陳正達教授、洪致文副教授、翁叔平副教授、葉克家教授、陳昭銘副教授、陳永明副研究員、鄭兆尊副研究員、于宜強助研究員、吳宜昭助研究員、朱容練助研究員、江申副研究員、陳韻如助研究員

協同研究人員：劉俊志助研究員

博士後研究員：Dr. Sahana Paul、魏曉萍博士、張子瑩博士、朱蘭芬博士

摘要

本計畫為 98 年底由國科會所推動之三年期「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫」(Taiwan Climate Change Projection and Information Platform, 簡稱 TCCIP), 該計畫由國家災害防救科技中心負責統籌執行, 藉由中央研究院環境變遷研究中心、中央氣象局及臺灣大學、臺灣師範大學...等學校之研究學者共同合作, 針對氣候科學研究與下游衝擊所需之整合應用, 強化氣候變遷科學研究與推估能力, 並落實氣候變遷資訊的應用研究與服務。

今年度為計劃執行之第二年, 成果可大致區分成研究與服務兩大部分陳述。研究部分, 各子項工作之橫向整合為大原則。

資料數位化、均一化與網格化是計畫重點之一, 目前已完成紙本測站氣象變數約 390 萬筆之數位化工作, 均一化與網格化之操作流程與技術也已建置完成, 並且也完成了第一版的均一化及網格化降雨資料產製工作。

在氣候變遷推估部分, 本計畫將統計降尺度技術應用於 IPCC AR4 三情境(A1B、A2 與 B1)中, 完成了三情境下, 24 組模式的月降雨和月溫度長期推估, 並且利用網格化資料將推估的空間尺度解析至 5 公里。另一方面, 今年度另一項重點工作為利用 WRF 進行動力降尺度並進行氣候變遷推估, 本計畫已完成長期推估資料之產製工作, 並有初步具體之分析結果。

水文應用端則是承接上述氣候推估資料, 將其應用於水文及水資源衝擊分析上。對於承接資料的使用策略上, 已擬定出具體策略及原則。對於氣候變遷於曾文溪及淡水河流域所造成之衝擊分析已有初步討論。另外在動力降尺度資料的應用上, 本計畫亦針對短延時強降水之變遷特性進行研究, 相關結果也將於報告中呈現。再者, 計畫之不確定性分析工作小組, 也已擬定初步之不確定性分析步驟與原則, 以利後續計畫結果之不確定性分析。

在服務部分, 計畫完成了台灣氣候變遷科學報告 2010 的撰寫與製作, 並於 11 月 9 日於國科會舉行記者會, 正式對外公布, 未來科學報告之內容將可作為政府部門在氣候變遷議題推動上之參考。國際合作部份, 除了與日本 MRI 合作密切外, 計畫也正在積極籌備國際研討會工作事宜, 廣邀國內外相關學者來台演講, 交換心得。另外, 研究成果之展示網頁, 也已建置完成, 將於國際研討會期間, 正式對外公開。在計畫加值應用資料的使用部分, 相關申請流程、使用原則、注意事項等也已初步研擬完成, 待進一步確認後, 即可依照時程, 階段性提供國內各領域從事氣候變遷研究之學者以及各部會使用。

Abstract

The Taiwan Climate Change Projection and Information Platform (TCCIP) project was promoted and granted by National Science Council (NSC) in Nov. 2009. National Science and Technology Center for Disaster Reduction (NCDR) is in charge of operating this project and coordinating the works done by scientists from Research Center for Environmental Change of Academia Sinica, Central Weather Bureau, National Taiwan University, National Taiwan Normal University, etc. In order to integrate the climate research and the information needed for impact study, this project aims at enhancing climate change research, improving climate projection, applying climate change information, and providing information service. The work of the 2nd year can be concludes as research and service works.

For research work, each subproject is requested to keep close interaction with other subprojects. One major works of this project is transferring observed data recorded on paper to digitized, homogenized, and gridded data. The version 1 gridded data set has been produced and provided to other subprojects for further works. With the help of gridded data, monthly precipitation and temperature with 5 km spatial resolution are created through the statistical downscaling of the climate projections of 24 GCMs. All those GCMs have simulated 3 emission scenarios (A1B, A2, and B1) in IPCC AR4. Meanwhile, WRF model is used to exercise 5 km resolution dynamical downscaling on climate projections of 2 GCMs (MRI-JMA and ECHAM5) considering A1B scenario. Strategy and principle of using results of downscaled climate projection to study the impact on hydrology and water resource are set. Preliminary analyses of the climate change impacts on hydrology in Tzengwen River and Danshui River basins are shown. In addition, principle and methodology for analyzing the uncertainty of climate projection are also decided.

As for the service part, this project finished writing the 2011 Science Report of the Climate Change in Taiwan, which was announced to public in a press conference on Nov., 9th by NSC. Material in this Science Report is expected to be used as the scientific reference for government agencies. About the international collaboration, in addition to keeping close contact with JAMSTEC and MRI of Japan, the preparation for the 2nd TCCIP international workshop in Dec. is undergoing. The TCCIP international workshop is an occasion for scientists working on related fields from overseas and Taiwan to get together, sharing their research works and experiences. During the international workshop, webpage displaying the outcomes of TCCIP project will be demonstrated and officially announced to public. The regulation of applying for data produced by TCCIP project is drafted. After the regulation is approved, research community and government agencies can follow the procedures to access to the data sets.

目錄

第一章 前言及成果報告架構說明 -----	1
第一年工作成果概述	2
第二年工作成果架構說明	4
第二章 台灣測站資料數位化、均一化與網格化 -----	7
2.1 資料數位化	7
2.2 資料均一化	7
2.2.1 均一化資料說明	
2.2.2 均一化方法說明	
2.2.3 台灣雨量測站資料處理步驟	
2.3 均一化成果比較與分析	11
2.3.1 Taiwan Rainfall Index (TRI)	
2.3.2 各組資料台灣雨量分布比較	
2.4 資料網格化.....	17
2.4.1 資料網格化方法說明	
2.4.2 網格化成果展示	
2.4.3 台灣地區溫度百年溫度變化趨勢分析	
第三章 統計降尺度月降雨及流量衝擊推估 -----	24
3.1 統計降尺度月雨量推估.....	24
3.1.2 統計降尺度方法介紹 (25 公里空間解析)	
3.1.3 未來情境比較	
3.2 研究方法.....	27
3.2.1 歷史氣候降尺度	
3.2.2 未來推估降尺度	
3.3 未來三情境氣候推估比較.....	27
3.4 五公里降尺度.....	32

3.4.1 不同解析度之推估結果比較	
3.5 流量推估策略研究.....	36
3.6 未來氣候變遷情境下各月降雨的改變量.....	36
3.7 流域內假設最劣情境下之降雨量.....	37
3.8 產製氣候變遷下日降雨資料.....	39
3.9 氣候變遷情境對流量的衝擊.....	41
3.9.1 近未來與世紀末不同情境下流量的改變率	
3.10 結語.....	46
第四章 氣候變遷不確定性分析：氣象水文整合應用研究 -----	47
4.1 氣候變遷評估過程不確定性來源.....	47
4.2 氣候變遷不確定性分析原則.....	48
4.3 氣候變遷對水文衝擊之不確定性評估.....	49
4.3.1 氣候變遷對英國河川流量衝擊影響之不確定性評估	
4.3.2 氣候變遷對英格蘭洪水頻率衝擊影響之不確性來源比較	
4.3.3 氣候變遷對英國泰晤士河低流量衝擊影響之不確定性分析	
4.4 不確定性結果呈現方式.....	51
4.5 氣候變遷資料推估之不確定性分析:百分位	52
4.5.1 雨量推估百分位分布	
4.5.1 溫度推估百分位分布	
4.6 台灣機率密度函數(Probability Density Function, PDF) 分析	58
4.6.1 雨量推估機率密度函數分析	
4.6.2 溫度推估機率密度函數分析	
4.7 氣候變遷資料對應用端之不確定性分析.....	61
4.7.1 GCM	
4.7.2 近未來與世紀末不同情境下流量的改變率不確定性分析	
4.7.3 挑選網格點與雨量站對流量分析結果之不確定性	
4.7.4 挑選 GCM 模式對流量分析結果之不確定性	

4.8 小結.....	67
第五章 動力降尺度結果分析 -----	69
5.1 前言.....	69
5.2 模式及資料介紹.....	70
5.2.1 全球模式 MRI-JMA AGCM 以及 ECHAM5	
5.2.2 區域模式 WRF	
5.2.3 觀測資料	
5.3 東亞地區環流場及降水評估.....	74
5.4 臺灣地區季節降水評估.....	80
5.5 結論.....	86
第六章 極端降雨分析、推估與水文衝擊評估 -----	87
6.1 侵台颱風範圍之客觀定義.....	87
6.1.1 侵台颱風範圍定義	
6.1.2 新定義範圍之颱風個數分析與討論	
6.1.3 小結	
6.2 颱風強降雨與全球暖化之關係.....	91
6.3 日本高解度模式之颱風降雨的特徵及變遷趨勢分析.....	92
6.3.1 MRI-JMA AGCM 中的西北太平洋颱風與侵臺颱風	
6.3.2 颱風降雨的特徵及變遷趨勢	
6.3.3 台灣四大分區及五大流域未來颱風降雨推估	
6.4 高解析度降雨之水文衝擊應用評估.....	112
6.4.1 資料特性及前處理	
6.4.2 水文衝擊評估分析結果與討論	
6.5 小結.....	125
第七章 溫度變遷趨勢分析 -----	127
7.1 東亞區域季節變遷趨勢.....	127

7.1.1 臺灣及東亞區域季節循環的長期變遷	
7.1.2 臺灣測站的季節循環變化	
7.1.3 東亞區域的季節循環變化	
7.1.4 臺灣季節與大區域之關係	
7.1.5 小結	
7.2 觀測 HHT 分析	139
7.2.1 科學報告中的台灣氣溫變化趨勢	
7.2.2 HHT 分析台北測站氣溫變化趨勢	
7.2.3 分析結果	
7.2.4 小結	
7.3 統計降尺度溫度推估	143
7.3.1 研究方法	
7.3.2 推估結果	
7.3.3 25 公里與 5 公里空間解析度推估結果比較	
7.3.4 小結	
7.4 結語	147
參考文獻	148
第八章 資訊與資料服務	149
8.1 資料應用的跨領域溝通	149
8.1.1 水文應用座談會	
8.1.2 統計降尺度資料使用手冊	
8.1.3 其他領域座談	
8.2 臺灣氣候變遷科學報告	151
8.3 資訊平台	154
8.4 國際研討會與成果發表	162
8.4.1 國際研討會籌備	
8.4.2 成果發表會	
8.5 國際學術交流	165

第一章 前言及成果報告架構說明

過去台灣在氣候變遷議題上，多著重在溫室氣體減量與節能減碳的思維中，然台灣在瞭解區域氣候變化與善盡減緩全球暖化的世界公民責任外，更需積極全球氣候變遷 (Global Change) 對本地的衝擊影響 (Local Impact)。聯合國環境規劃署 UNEP 所描述之氣候變遷三個主要核心概念為：減緩全球暖化、氣候變遷科學以及衝擊與調適三部分，其中衝擊調適即是假設氣候變遷已經正在發生，未來也將持續發生（只是有不同情境），世界各國必須為未來無法避免的衝擊預作準備。

行政院國家科學委員會鑑於氣候變遷對臺灣造成的影響可能愈趨嚴重，國家推動各項氣候變遷調適策略時需要更多的科學數據與研究成果作為依據，因此自 98 年底推動三年期「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫」(Taiwan Climate Change Projection and Information Platform, 以下簡稱 TCCIP)，該計畫由國家災害防救科技中心負責統籌執行，藉由中央研究院環境變遷研究中心、中央氣象局及臺灣大學、臺灣師範大學…等學校之研究學者共同合作，針對氣候科學研究與下游衝擊所需之整合應用，強化氣候變遷科學研究與推估能力，並落實氣候變遷資訊的應用研究與服務。而 TCCIP 研究重點乃著重在建立「氣候變遷科學」與「衝擊與調適」之關係，其三年計畫一方面建構氣候變遷之分析與推能力、建構降尺度之關鍵技術，另一方面以災害衝擊為主軸，做為銜接氣候資訊與下游端應用端之能力建構基礎，作為國科會氣候變遷長期跨領域研究與應用服務之示範性研究，因此相關領域的應用與跨部門之間的溝通將配合進行。

如圖 1.1 所示，該計畫的經費來源為國科會，亦為此計畫運作之主要指導單位，為有效掌握計畫執行分工與整體運作方向，特設規劃協調委員會，分別由國家災害防救科技中心、中央氣象局以及中研院環境變遷研究中心相關主管任擔任委員，另設委員會召集人一人。委員會下設計畫辦公室，負責計畫之協調運作與資源分配，同時扮演資料整合與建構資訊平台的角色，同時在計畫執行期間中研院與中央氣象局兩個單位與氣候變遷研究相關之研究計畫、資源與人力將在此平台下整合運作，以達國家資源有效利用之效。



圖 1.1 氣候變遷研究平台組織架構圖

第一年工作成果概述

計畫執行分為三個工作小組，分別為：

1. TEAM 1：區域氣候變遷分析與情境推估
2. TEAM 2：降尺度技術發展
3. TEAM 3：極端氣候變異與災害衝擊

本計畫基於上述架構，於第一年進行氣候變遷分析方法建立與初步結果分析。Team1 針對全球以及東亞地區過去之氣候變化與台灣地區之氣候關聯進行研究與分析、台灣各單位測站資料之蒐集與彙整以及將其網格化的方法建立。

Team2 則是利用 IPCC AR4 海-氣耦合模式資料，發展統計降尺度方法，並以 A1B 情境作為推估結果測試，結果顯示，台灣地區近未來 (2020~2039 年) 與世紀末 (2080~2099 年) 豐水期降雨增加、枯水期降雨減少的情形會更加明顯。另一方面，本計畫亦積極與日本 MRI 聯繫，取得高解析度 (水平解析度 20Km) 之氣候模式資料進行動力降尺度測試，購置高速運算資源，高解析模式資料之取得、動力降尺度策略以及機器購置，已於計畫第一年度全數執行完成。

Team3 著重於氣候變遷下，台灣地區之水文及災害衝擊。第一年主要在於建立承接氣象推估資料的流程，如圖 1.2 所示。主要流域以及集水區之對應氣象推估資料已套疊完成，並且以 IPCC AR4 A1B 情境下之統計降尺度降雨結果，進行流量推估與衝擊分析。另一方面，Team3 亦嘗試建立洪災、乾旱及水資源災害衝擊評估之方法，其中洪災與乾旱衝擊評估先以歷史水文資料進行方法建立，以作為後續氣候變遷資料之參考。另外，分別引進日本國際水災害與風險管理中心所發展的 IFAS 水文模式，及國內常用的 KW-GIUH 水文模式，且於第一年度已完成淡水河與曾文溪流域颱風事件流量模擬測試。水資源災害衝擊評估則已以 TEAM2 提供之統計降尺度資料，進行氣候繁衍模式 (WG) 產生水文模式 (GWLF) 所需要的日降雨量與日溫度資料，分析氣候變遷情境對於河川流量之影響。

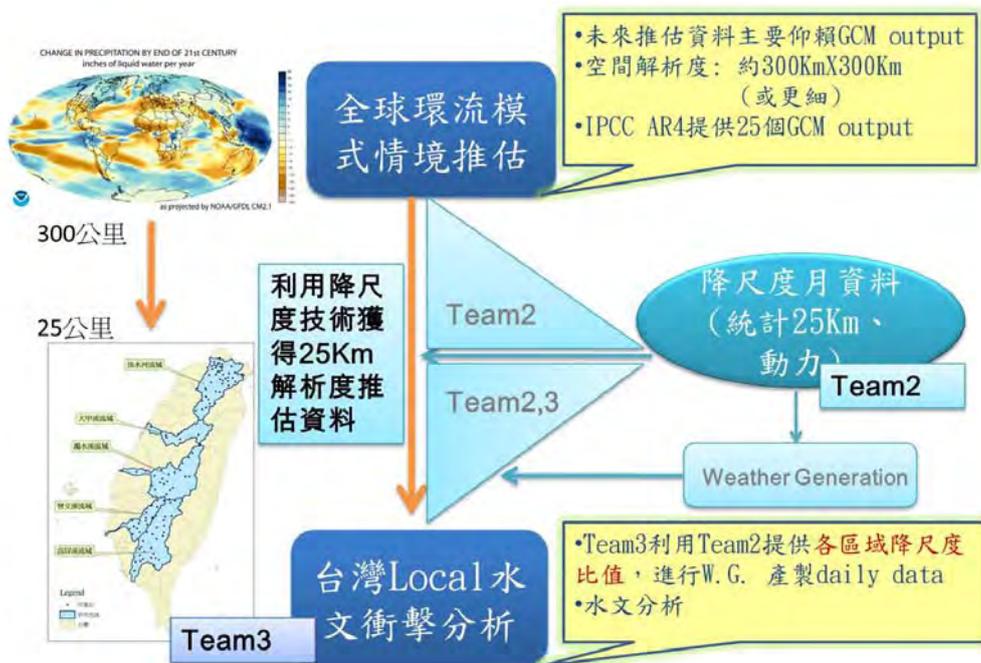


圖 1.2 氣象推估資料與水文應用端介接示意圖

計畫辦公室部分除了例行性地協助計畫順利運作之外，更著手進行計畫網站之規畫與設計，並且將各 Team 初步分析結果放置於網站上。國際交流方面，則是積極協助本計畫研究人員與國外學者之交流事宜，第一年度最主要以日本 MRI 為主，並舉辦 TCCIP 氣候變遷國際研討會，邀請國外學者來台針對氣候變遷議題進行演講，使本計畫成員能與國外學者面對面交換氣候變遷之研究心得，拓展國際視野。再者，計畫辦公室亦協助成立台灣氣候變遷科學報告工作小組，針對台灣地區氣候變遷趨勢提供科學上之證明與說明，該報告於計畫第一

年底，完成初步內容之撰寫，經過後續數據確認、外部審查與細部修訂後，於計畫第二年度正式公布 (100 年 11 月)。

第二年工作成果架構說明

表 1.1 第二年工作成果彙整架構: 研究部分

重點	探討議題	工作小組	成果報告章節
長期氣候資料庫建置: 資料數位化、均一化與網格化資料的產製與分析結果	紙本數位化資料，測站均一化結果，根據均一化資料、網格化資料，初步分析比較其與以往用單一測站之結果差異？以雨量的變異趨勢為主	TEAM1	第二章
統計降尺度推估與應用 評估: 降雨推估及水文應用	24GCM 不同情境下，不同解析度之月雨量降尺度結果、未來流量評估，依據水文應用需求之選取 GCM 方法評估與結果	TEAM2、 TEAM3、 TEAM1	第三章
氣候變遷不確定性分析: 氣象水文整合應用研究	不確定性文獻回顧、不確定性評估方法建立、不確定性分析初步分析結果	TEAM2、 TEAM3	第四章
動力降尺度分析: 高解析模式分析與動力降尺度	日本高解析模式 (MRI 模式) 特性分析，MRI 與 ECHAM5 的降尺度推估結果	TEAM2、 TEAM1	第五章
極端降雨分析、推估與水文衝擊評估	颱風新定義分析結果、MRI 颱風降尺度結果，極端降雨水文衝擊評估結果	TEAM2、 TEAM3、 TEAM1	第六章
氣溫的變化及未來推估	探討氣溫觀測之趨勢與週期變化、季節變遷趨勢分析、24GCM 統計降尺度後氣溫變化 (不同空間解析度)	TEAM1、 TEAM2	第七章

表 1.2 第二年工作成果彙整架構: 服務部分

重點	探討議題	工作小組	成果報告章節
資料應用之跨領域溝通	水文應用座談會、使用手冊、其他領域座談會	計畫辦公室	第八章
氣候變遷科學報告	關鍵議題、摘要、記者會	計畫辦公室	第八章
資訊平台建置與資料服務	計畫資料清單、服務方式、資訊平台網站服務	計畫辦公室	第八章
國際研討會與成果發表會	國際研討會議程、國內成果發表會內容	計畫辦公室	第八章

本計畫執行成果內容相當豐富，一方面為有效具體呈現第二年工作成果以方面閱讀，另一方面根據第一年度期末及第二年度期中報告之審查委員建議，加強計畫成果之橫向整合部分，本年度計畫成果將以議題與跨工作小組方式整合進行彙整與呈現。本計畫執行工作主要分成二大部份，第一部分為氣候變遷之分析與研究成果(如表 1.1 所示相關主題、內容與工作小組)，第二部分則是資料與資訊服務與溝通的部分(如表 1.2 所示相關主題、內容與工作小組)，將研究成果與產出資料提供國內其他領域學者與部會作為後續氣候變遷相關研究之參考依據。

在主要成果報告無法完整呈現部分，以附錄方式呈現，相關附錄內容為本研究報告之重要產出，相關附錄內容及負責主持人如下所示：

附錄一 區域氣候變遷分析 (TEAM 1) 年度工作進展

- 第一章 颱風強降雨與全球暖化之關係 (劉紹臣)
- 第二章 中高緯度東亞地區氣候變異分析 (許晃雄)
- 第三章 臺灣及東亞區域季節循環的長期變遷 (許晃雄)
- 第四章 臺灣氣候變異分析 (盧孟明)
- 第五章 臺灣雨量觀測資料均一化 (洪致文)
- 第六章 月溫度與日降雨資料補遺技術的發展暨高解析度網格資料庫建立(翁淑平)

附錄二 降尺度技術發展 (TEAM2) 年度工作進展

- 第一章 統計降尺度 (陳正達)
- 第二章 MRI/JMA AGCM 動力降尺度 (鄭兆尊)
- 第三章 ECHAM5-WRF 動力降尺度 (林傳堯)

附錄三 極端氣候變異與災害衝擊 (TEAM3) 年度工作進展

- 第一章 提供使用端氣候變遷情境資料說明 (陳韻如)
- 第二章 氣候變遷衝擊情境下不確定性 (劉俊志)
- 第三章 氣候變遷對水文設計之衝擊與不確定性評估 (江申)
- 第四章 氣候變遷情境對流量的衝擊與不確定性評估 (陳韻如)

附錄四 資訊平台建置與資料釋出規劃

- 第一章 資訊平台介紹 (計畫辦公室)
- 第二章 資料結構與服務規則 (計畫辦公室)

附錄五 TCCIP 計畫統計降尺度資料應用說明 (陳韻如、朱容練)

附錄六 不確定性 (Uncertainty) 技術報告 (劉俊志、魏曉萍)

附錄七 臺灣氣候變遷科學報告 2011_精簡版 (計畫辦公室)

附錄八 國際交流與資料服務

第一章 國際交流 (計畫辦公室)

第二章 跨領域座談 (計畫辦公室)

第三章 國際研討會 (計畫辦公室)

第四章 高速系集運算系統 (計畫辦公室)

本報告第一章為前言，第二章為台灣測站資料數位化、均一化與網格化。第三章為統計降尺度月降雨及流量衝擊推估，不確定性分析將於第四章進行闡述，第五章為動力降尺度之分析結果，極端降雨、水文衝擊評估與溫度變遷趨勢分析將分別於第六章、第七章說明，另外，服務的部分則彙整於第八章做綜合說明。

第二章 台灣測站資料數位化、均一化與網格化

圖 2.1 為台灣測站資料數位化、均一化以及網格化架構說明圖。本章節主要在於呈現台灣測站歷史資料之處理過程，其目的在於希望在計劃執行過程中，建置一組長期、容易使用並兼顧資料品質的歷史觀測降雨以及氣溫資料。細部之數位化、均一化以及網格化過程，將於該章節中陳述，相關基本統計分析與比較也將一併呈現。

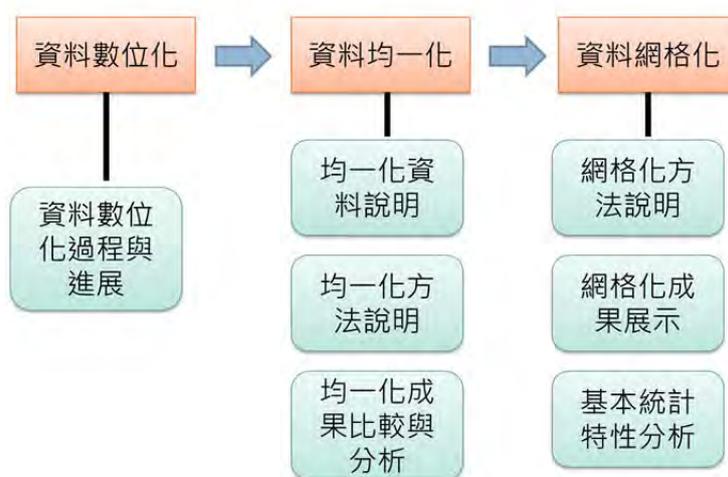


圖 2.1 臺灣測站資料數位化、均一化以及網格化架構說明圖

2.1 資料數位化

資料均一化、網格化與高解析度情境推估資料產製為本計畫重點工作之一，本年度計畫執行初期協調氣象局及臺大大氣研究資料庫，進行氣象局早期測站觀測資料數位化的工作；規劃資料數位化內容如下：

- (一) 6 個百年測站的逐時溫度和雨量資料
- (二) 所有測站的日資料 (所有變項) 補齊
- (三) 其他測站的逐時溫度和雨量資料

因考量資料均一化的需求，希望測站的數目越多越好。本年度優先完成數位化的資料如下：

- (一) 補齊所有測站的時雨量資料 (如表 2.1)

表 2.1 測站的時雨量資料

測站	資料年數	日數	筆數
鹿林山	23	8,401	210,025
淡水	18	6,574	164,350
鞍部	15	5,478	136,950
竹子湖	16	5,844	146,100
彭佳嶼	43	15,704	392,600
永康	23	8,401	210,025
高雄	9	3,287	82,175
大武	18	6,574	164,350
玉山	17	6,206	155,150
新竹	22	8,034	200,850
日月潭	18	6,574	164,350
金六結	31	11,323	283,075
基隆	44	16,069	401,725
東吉島	3	1,096	27,400
澎湖	63	23,009	575,225
阿里山	27	9,860	246,500
成功	20	7,305	182,625
蘭嶼	17	6,209	155,225
總計			3,898,700

(二) 補齊上述所有測站的日資料 (所有變項)

數位化資料建立完成後，將可增加均一化過程的資料量，對於網格化資料品質的提升，以及歷史資料長度延長部分，會有大幅的幫助。

2.2 資料均一化

2.2.1 均一化資料說明

在過去的台灣氣候研究中，主要使用中央氣象局 (Central Weather Bureau) 綜觀氣象站之觀測數據。該資料為人工觀測，可信度佳且品質也較為穩定，但在高山的觀測較為缺乏。綜觀氣象站除少數幾站自 1900 年左右即有資料外，多數皆自 1950 年後才趨於完整，難以提供百年氣候變遷的研究需要。至於過去研究中亦常用的中央氣象局自動氣象站，資料起始時間為 1987 年，雖屬相當連續之觀測數據，且站數較多分布亦廣，但整體資料時間較短 (至今僅有 24 年)。為了提供百年氣候變遷的研究需要，本次徵集獲得之數據，新增了過去較少被使

用的資料，來源涵蓋 51 個單位的資料，主要以經濟部水利署 (Water Resources Agency, Ministry of Economic Affairs)、農田水利會 (Irrigation Associations) 與臺灣電力公司 (Taiwan power company) 三個單位所提供的雨量資料量較多，以下將使用「台灣雨量測站資料」(Taiwan Rainfall Data) 表示這組資料。獲得之台灣雨量測站原始資料中的日資料有 1497 站，測站遍佈全台，部分測站更是自 1900 年開始就有數據，可補充綜觀氣象站站數較少與自動雨量站資料時間長度不足的問題。透過本次徵集與整理，將可提供台灣氣候變遷研究更深入的分析。

2.2.2 均一化方法說明

本研究透過 NCDR 徵集 51 個單位匯集至中央氣象局的台灣雨量測站資料。由於處理過程較於複雜繁瑣，故於本章節描述處理過程的各個步驟，並於後續統計處理後資料的缺漏情形。

2.2.3 台灣雨量測站資料處理步驟

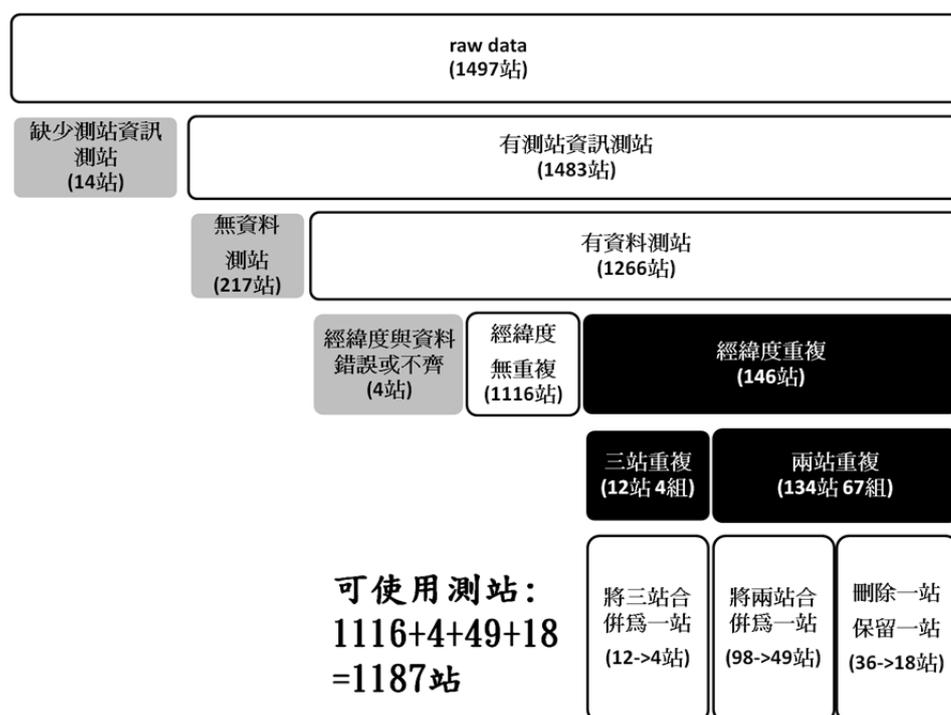


圖 2.2 台灣雨量測站資料處理步驟圖

如圖 2.2 所示，台灣雨量測站資料處理步驟如下：

- 一、刪除缺乏測站資訊之測站：獲得之原始資料共有 1497 站，其中 14 站缺乏測站資訊(經度、緯度或高度)，有完整測站資訊的有 1483 站。

二、刪除無資料測站：1483 站中無資料的測站有 217 站，有資料測站為 1266 站。

三、刪除經緯度與資料錯誤或不齊之測站：火燒寮測站(01A200)資料實為十日累積雨量而非日雨量，故刪除該站，臺中港、池上、外傘頂測站，此三站經緯度錯植至海上，同樣也做刪除處理，扣除此四站，測站剩下 1262 站。

四、經緯度重複測站：1262 站中經緯度無重複的測站有 1116 站，另外的 146 站有經緯度重複的問題。146 站中經緯度兩兩相同的有 134 站，相同經緯度的兩站，以下以一組稱之（即有 67 組），三站經緯度相同的有 12 站（即有 4 組）。經緯度重複之 71 組(146 站)，考慮各組該測站地理位置、資料長度、資料重疊情形，分別將各組合併或刪除該組其中一站，測站明細如附錄一。

五、合併經緯度重複測站：

(一).兩站重疊之測站 (67 組)：

(1). 兩站合併：以 A 與 B 測站合併成 C 測站為例，若該日僅其中一站有資料，在 C 測站填入該站資料，若該日兩站皆有資料，將 A、B 兩站平均後填入 C 站。49 組 (98 站) 的兩站併為一站，98 站併為 49 站。

(2) 刪除一站，保留一站：因該組其中一站資料長度過短或降雨量不甚合理，故將其中心一站刪除，36 站中刪除 18 站，保留 18 站。

(二) 三站合併 (4 組)：以 A、B 與 C 測站合併成 D 測站為例，若該日 A、B、C 站中僅其中一站有資料，在 D 測站填入該站資料，若該日僅兩站有資料，將兩站平均後填入 D 站，若該日三站皆有資料，將 A、B 與 C 三站平均後填入 D 站，12 站併為 4 站。

六、經上述處理，台灣雨量站共有 1187 (1116+4+49+18=1187) 站。

七、經緯度重複測站之新測站高度處理：

(一) 兩站重疊之測站 (67 組)：

(1) 兩站合併：使用資料較長測站之高度，若兩站資料長度總長差距小於五年，則將兩站高度平均後用於新測站

(2) 刪除一站，保留一站：使用保留測站的高度。

(二) 三站合併(4 組)：使用資料較長測站之高度。

使用上述處理過後的資料計算成月資料，台灣雨量測站日雨量計算成月雨量的條件及計算方式：若該月中，日雨量資料有超過 20 天為有值，則將該月歸類於有資料的月份，反之則視為該月資料遺失。假設該月實際上有 d 天（例如：1 月有 31 天，2 月視閏年與否分別為 29 與 28 天），而有資料的天數為 n 天，有資料的日雨量分別為 X_1 、 X_2 至 X_n (mm/day)，則該月

$$\text{月雨量} = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n} * d \quad (\text{mm/month})。$$

台灣雨量測站日雨量資料長度為 1900 至 2010 年共 111 年，1187 個台灣雨量測站位置分布如圖 2.3。台灣雨量測站密集分布在全台，在山區也有一些測站，可用以彌補山區測站降水資料較少的問題。1900 年至 2010 年的逐月資料缺漏情形如圖 2.2.2，1900 至 1920 年測站數較少約 20 站左右，1931 年增至 150 站，1930 至 1960 測站數逐漸增加至 500 站左右，但在 1975 年後測站資料缺漏漸趨嚴重。

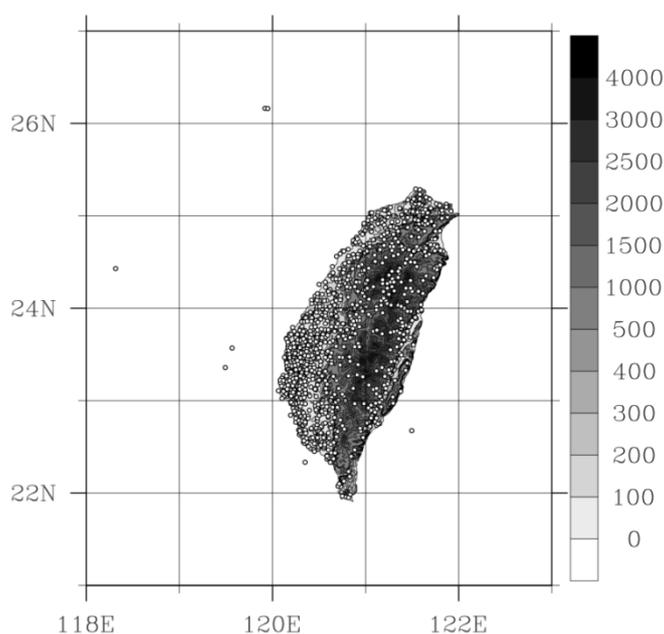


圖 2.3. 台灣雨量測站月資料 1187 個測站位置分布圖，圓點為測站位置，色階為海拔高度，單位是公尺。

2.3 均一化成果比較與分析

2.3.1 Taiwan Rainfall Index (TRI)

2.3.1.1 TRI-monthly (TRI-m) :

(一) 資料來源：1901~2000 年中央氣象局綜觀氣象站與台灣雨量測站月資料，由於外島測站特性較為不同，故排除外島測站。

(二) 篩選條件：挑選出在 1961~1990 年此區間內，資料長度達 20 年 (240 個月) 以上之測站。

(三) 處理方法：分別計算每站 1~12 月之 1961~1990 長期平均值，將 12 個平均值（分別為 x_1 、 $x_2 \dots x_{12}$ ）加總成 X，即 $X = \sum_{m=1}^{12} x_m$ 。再將經步驟一與二處理後的資料，各站逐月資料分別除以該站 X 值，以達到標準化的效果。

資料總長 1901~2000 年，包含 567 個台灣雨量測站，19 個中央氣象局綜觀氣象站，共 586 站，台灣雨量測站遍布全台。分析各測站 1901 年至 2000 年的逐月資料缺漏情形發現，1903~1922 年約有 30 站有資料，1968~1980 年約有近 600 站，1980 年後測站數逐漸下降，各站資料缺漏漸趨嚴重。

2.3.1.2 TRI-daily (TRI-d)

(一) 資料來源：1901~2000 年中央氣象局綜觀氣象站與台灣雨量測站站日資料，由於外島測站特性較為不同，故排除外島測站。

(二) 篩選條件：挑選出在 1961~1990 年此區間內，資料長度達 20 年（240 個月）以上之測站。

(三) 處理方法：分別計算每站 1~365 日之 1961~1990 長期平均值，將 365 個平均值（分別為 x_1 、 $x_2 \dots x_{365}$ ）加總成 X，即 $X = \sum_{n=1}^{365} x_n$ 。再將經步驟一與二處理後的資料，各站逐日資料分別除以該站 X 值，以達到標準化的效果。

資料總長 1901~2000 年，包 567 個台灣雨量測站，19 個中央氣象局綜觀氣象站，共 586 站，測站分布、資料缺漏情形同 TRI-m。

2.3.1.3 TRI-monthly-extend (TRI-mex)

(一) 資料來源：清代觀測資料、中央氣象局綜觀氣象站、台灣雨量測站以及中央氣象局自動觀測站資料，並排除外島測站，但因清代測站僅六站（淡水、社寮島、漁翁島、打狗、安平、鵝鑾鼻），且其中漁翁島測站在離島，故清代之離島測站保留。

(二) 篩選條件：挑選出在 1885~2010 年此區間內，資料長度達 15 年（180 個月）以上之測站。

(三) 處理方法：分別計算每站 1~12 月之 1885~2010 長期平均值，將 12 個平均值（分別為 x_1 、 $x_2 \dots x_{12}$ ）加總成 X，即 $X = \sum_{m=1}^{12} x_m$ 。再將經步驟一與二處理後的資料，各站逐月資料分別除以該站 X 值，以達到標準化的效果。

資料總長 1885~2010 年，包含 901 個台灣雨量測站、22 個中央氣象局綜觀氣象站、6 個清代測站與 253 個自動觀測站，共 1182 站，其中清代測站多屬燈塔觀測，故皆位於海邊或離島，自動觀測站則多分布在中央山脈兩側，台灣雨量測站則可彌補缺乏高山長期測站的問題。統計各測站 1885 年至 2010 年的逐月資料缺漏情形發現（圖 2.4），台灣雨量測站在 1904~1920

有 30 站，而後持續增加，1985 年以後測站均有 700 站以上，測站數在 1995 年到達極大值，可至近千站，2003 年後測站數銳減至 700 站，尤以 2010 年後資料缺漏相當嚴重，可能跟各單位資料匯集至中央氣象局的速度不一有關。

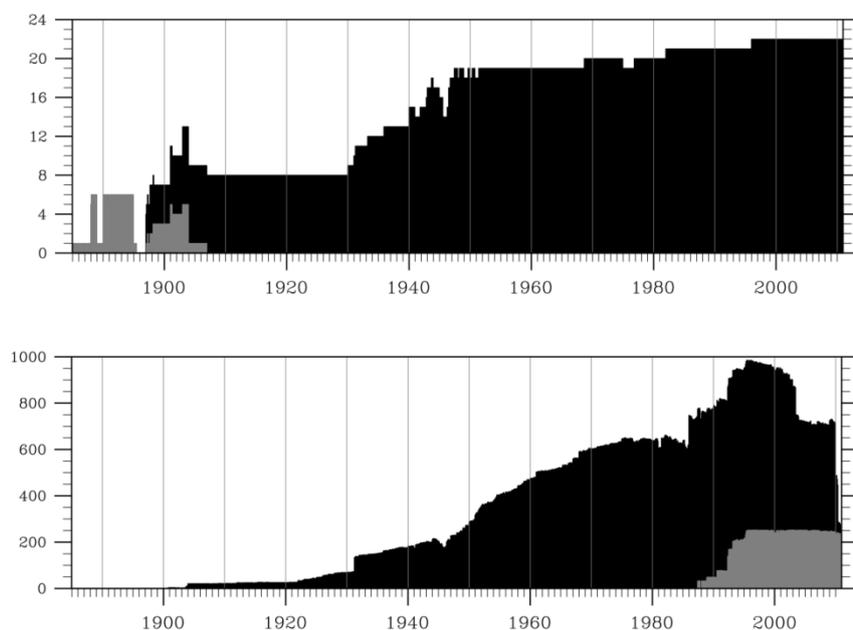


圖 2.4 TRI-mex 1182 個測站逐年月雨量資料有資料的站數統計。上圖灰色為清代測站，黑色為中央氣象局綜觀氣象站，下圖灰色為中央氣象局自動觀測站，黑色為台灣雨量測站，橫軸為時間，縱軸為有資料的站數。

2.3.1.4 TRI-daily-extend (TRI-dex)

- (一) 資料來源：中央氣象局綜觀氣象站、台灣雨量測站以及中央氣象局自動觀測站資料，並排除外島測站。因清代測站僅有月雨量資料，故清代測站不在 TRI-dex 的使用之列，資料起始年份也自 1897 年才開始。
- (二) 篩選條件：挑選出在 1897~2010 年此區間內，資料長度達 15 年 (180 個月) 以上之測站。
- (三) 處理方法：分別計算每站 1~365 日之 1897~2010 長期平均值，將 365 個平均值 (分別為 x_1 、 $x_2 \dots x_{365}$) 加總成 X，即 $X = \sum_{n=1}^{365} x_n$ 。再將經步驟一與二處理後的資料，各站逐日資料分別除以該站 X 值，以達到標準化的效果。

資料總長為 1897~2010 年，包含 901 個台灣雨量測站、22 個中央氣象局綜觀氣象站與 253 個自動觀測站，共 1176 站，測站缺漏情形與 TRI-mex 類似。

2.3.2 各組資料台灣雨量分布比較

為了瞭解各組資料在空間分布的差異，分別繪製全年與各季節中央氣象局綜觀氣象站、中央氣象局綜觀氣象站加上自動氣象站，TRI-m 測站以及 TRI-mex 測站的平均月雨量，如圖 2.5。中央氣象局綜觀氣象站為台灣氣候研究最常使用的資料，資料雖長，但是測站過少。另一氣象局資料則為中央氣象局自動氣象站，站數較多，但資料時間短。綜合了中央氣象局綜觀氣象站與自動氣象站以代表中央氣象局全部的資料。TRI-m 為中央氣象綜觀氣象站綜合台灣雨量測站資料，TRI-mex 則包含了中央氣象綜觀氣象站與自動雨量站以及台灣雨量測站資料，兩者皆經過基本資料長度篩選（20 年與 15 年）後的測站資料。因此，各組圖由左至右測站數是越來越多的，且逐漸包含左方組別的資料。圖 2.5 中白點為有資料的測站位置，以約略了解各地內插雨量值所參考的測站位置，由上至下依序為全年 (YEAR)、11~1 月 (NDJ)、2~4 月 (FMA)、5~6 月 (MJ) 與 7~8 月 (JA) 以及 9~10 月 (SO)。

全年雨量部份，TRI-m 與 TRI-mex 分布相當接近。相比之下中央氣象局綜觀氣象站綜合自動氣象站在宜蘭南方的降水較少，但宜蘭山區降水則較多，花蓮、高屏山區一帶的高降水也不明顯。中央氣象局由於測站數少，僅顯現了東北部與中部山區的降水。NDJ 與 FMA 在四組資料中雨量分布差異不大。MJ 中 TRI-m 與 TRI-mex 皆顯示主要降水區域在中部與南部山區一帶，中央氣象局綜觀氣象站綜合自動氣象站則是零星分布在中南部山區，降水區較不集中，中央氣象局綜觀氣象站僅有中部山區有高降水。在 JA 的部份，TRI-m 與 TRI-mex 以及中央氣象局綜觀氣象站綜合自動氣象站高降水區皆位在南部山區一帶，最高的雨量出現在高屏區域，但中央氣象局綜觀氣象站綜合自動氣象站則較為不集中，且南部平地降水也較高，中央氣象局綜觀氣象站降水仍只顯示了中部山區的降水。SO 降水各組分布較為類似，但中央氣象局綜觀氣象站東北部降水區域範圍較小雨量值也較低。

本研究希望藉由這次計畫，整合各單位資料：中央氣象局綜觀氣象站與自動雨量站以及台灣雨量測站，並透過各資料的交互比對，整理出資料品質較佳的測站觀測資料以供台灣氣候分析所使用。

目前為止，已完成的工作包含：

- 一、中央氣象局 30 個綜觀氣象站，1897~2010 年共 114 年的日與月雨量資料的處理。
- 二、中央氣象局 401 個自動雨量站，1987~2010 年共 24 年的日雨量資料的處理。
- 三、台灣雨量測站 1187 個測站，1900~2010 年共 111 年的日雨量資料的處理，包含處理缺少測站資訊、無資料、經緯度與資料錯誤不齊、測站經緯度重複問題。
- 四、台灣雨量指數(TRI)的建立與年循環與異常值檢測

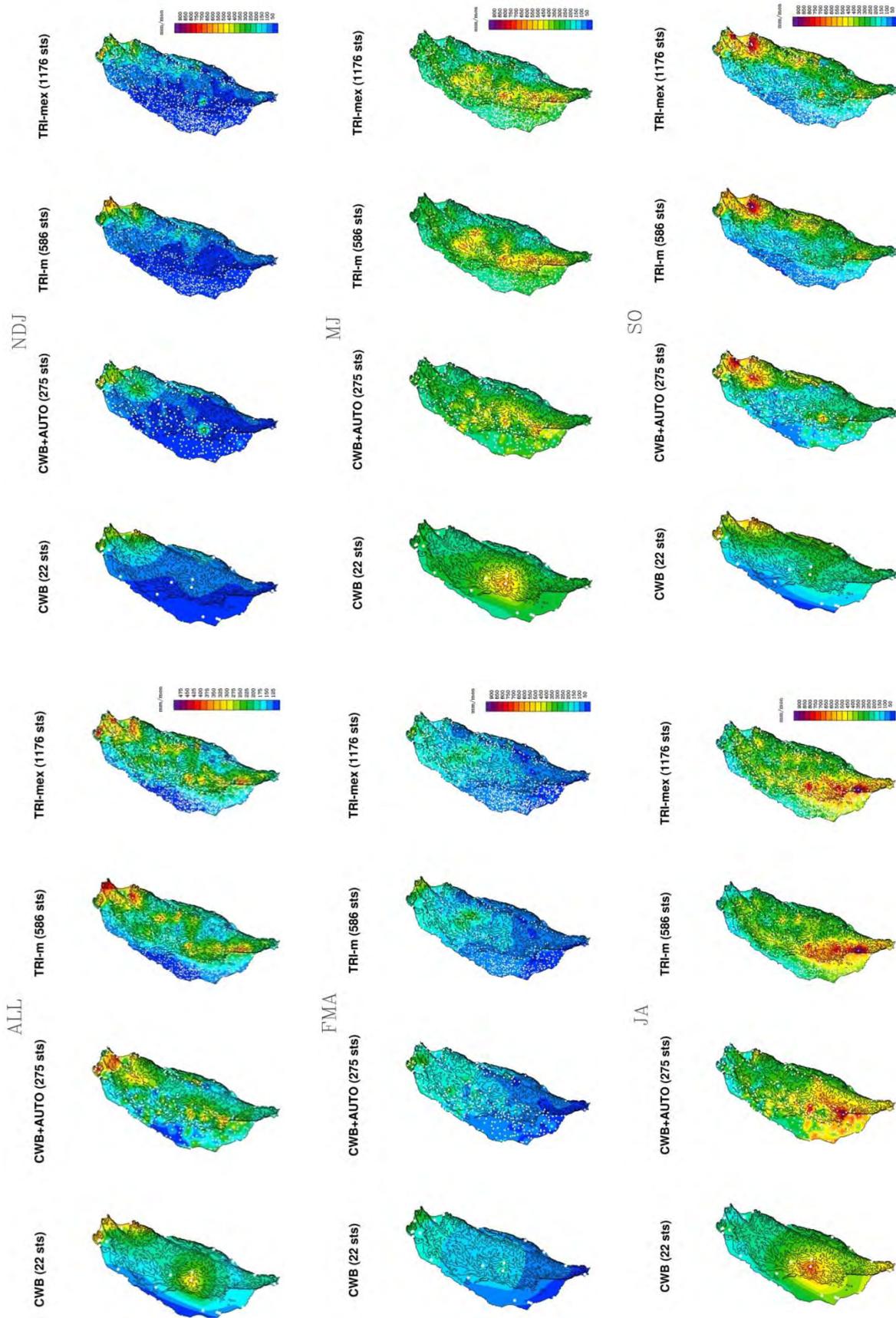


圖 2.5 四個資料群組之全年與各季節平均月雨量，單位為 mm/month。由左至右分別為中央氣象局綜觀氣象站、中央氣象局綜觀氣象站綜合自動氣象站與 TRI-m 測站以及 TRI-mex 測站，圖中白點為有資料的測站位置並於標題標示總站數。由上至下依序為全年 (YEAR)、11~1 月(NDJ)、2~4 月(FMA)、5~6 月(MJ)與 7~8 月(JA)以及 9~10 月(SO)。

目前持續在進行的工作為台灣各季節與四個分區的雨量特性分析，另外，中央氣象局 1950 年前綜觀氣象站早期資料數位化，已準備開始進行，未來若獲得早期數位化資料，將併入使用，讓台灣早期雨量資料更為完整。在台灣雨量測站的部分，則需進一步與資料來源單位進行資料確認，以獲得更為齊全的資料，進而達到完成整理各組資料之目的。

在氣候變遷議題的應用方面，臺灣降雨指數 (Taiwan Rainfall Index, 簡稱 TRI) 的建立，是臺灣超過 120 年的氣象科學觀測史上，首度整合最多降雨資料所彙整成的最長雨量數據，以類似國際上著名印度季風降雨指數方式，提供研究者一個方便處理且具有區域降雨特色的雨量觀測數據。TRI 指數保留了雨量只有正值而無負值的基本統計特性，讓使用者可以視其需要處理距平問題；而為了因應不同目的，本研究也設計出四種指數提供使用者選擇。以日資料與月資料分別處理成的 TRI-d 與 TRI-m，是以較嚴苛的數據長度條件塞選測站後，加以計算出的指數 (起迄時間為 1901-2000 年)；至於 TRI-dex 與 TRI-mex，則是以較寬鬆的資料長度條件塞選後，納入清代資料與近年的觀測數據，將臺灣降雨紀錄往前與往後延伸，所計算出的臺灣長期日與月降雨指數 (目前起迄時間為 1885-2010 年)。依照上述方法所計算出的各類 TRI 指數，可作為臺灣整體一致降雨狀況的指標，可以應用在各領域的研究中，當然也包含了科學性議題的探討。

以臺灣雨量的長期變化而言，指數計算最重要的貢獻，是確認了過去一百多年臺灣整體年總雨量的變化，大致呈現 1960-1990 年雨量較少，日本時代中後期 (1920 年至戰後 1960 年間) 雨量較高，1990 年代中期後 (特別是 2000 年後) 又開始明顯增加的變化。這樣的長期變化趨勢，除了呈現在年總值上，也出現在極端降雨的個案發生年代上。TRI 雨量指數的分析，可以提供過去被忽略的一些現象，提供政府相關單位參考。例如，水利單位的防洪設計，常僅使用最近二、三十年之雨量記錄來計算，對於近十幾年來臺灣地區一再出現的豪大雨災難事件，統計上往往將其視作是氣候變遷下人們難以掌握的離群值。但事實是，這些所謂的離群值出現頻仍，歷史上也發生過，因此從統計上的盲點來看，亦即真正自然界在台灣雨量特徵，並未在這僅使用短短二、三十年之雨量記錄中被忠實完整考慮。特別值得注意的是，戰後臺灣在 1960-1990 年間的雨量相對較少，故當 2000 年後雨量開始增加時，以戰後少雨期所認知的土地利用、河川地開發、提防建設、水資源管理.....，都很容易在進入多雨年代後出現顯著影響人民生命財產安全的問題。日本時代多雨期未被開發的滯洪用地、河川地，因為戰後三、四十年少雨期的安逸狀態，讓臺灣民眾與政府失去防洪與自然威脅的警覺態度，因而在 2000 年後多雨期來臨時，不該開發的用地已經開發的狀況下，只好重新面對大自然的考驗。

本研究利用 TRI 指數，也簡單分析各自然季節的長期趨勢狀況。春雨 (2~4 月) 與秋季 (9

月與 10 月) 降雨變化，與太平洋上的 PDO 有高度關連，且春雨與秋雨正好是負相關，故長期來看，春雨多秋雨少，秋雨多春雨少，對於年總雨量長期變化的貢獻不大，主要的關鍵反而是落在梅雨季 (5 月與 6 月) 與颱風季前期 (7 月與 8 月)。這五至八月的降雨長期年代際變化，與全球地表溫度去掉百年線性成長趨勢後的年代際變化相當類似。這樣的結果，隱約透露一路往上爬的全球暖化並非影響臺灣地區 5~8 月降雨的主因，反而是去掉這個趨勢後，全球溫度的年代際起伏變化，才是影響的關鍵。而這連結中的物理機制，有待更進一步的分析。

此外，應用日尺度的 TRI-dex 指數，我們也初步看出，1897-2010 年間指數前 1% 強度的強降雨事件中，55.4% 與颱風有關，45.6% 與颱風無關。而這些前 1% 極端降雨事件的分布月份，與颱風無關的強降雨事件幾乎都是發生在六月，顯示梅雨季後期的六月，是非颱風所造成之強降雨的好發月份；至於與颱風有關的個案，則不意外地集中在七至九月間。

TRI 指數的建立，是臺灣氣象史上第一次運用最多與最長雨量測站資料，所整合成的臺灣降雨氣象數據，可以提供科學界與各種文史研究者加以使用。未來，指數的設計，還可以依照區域的特色，區分成不同類型來對應相關的研究，例如嘉南平原的農業區、海拔較高的高山區域，或者東北季風迎風面區域.....等。本研究所提供的 TRI-d 與 TRI-m 指數，是完整描述臺灣二十世紀降雨狀態的數據，未來不會繼續更新，但 TRI-dex 與 TRI-mex 指數，則可在增加新的觀測數據後，重新整理持續增長。期待這樣的指數建立，能拉近國內氣象界與文史研究者間的距離，進而釐清臺灣近代百年來，可能與降雨有關所衍生出的各類人文社經議題。

2.4 資料網格化

2.4.1 資料網格化方法說明

本研究主要分成兩個研究主題，一個是月溫度資料的網格化；另一個是日降雨資料網格化的部分。

在溫度資料網格化的部分，本研究主要是參考 Simolo et al.(2009) 的研究方法，利用測站地理資訊 (即緯度、經度、高度、測站間夾角) 發展出資料補遺技術，對月溫度觀測資料缺失的部分做補遺，再進一步利用資料補遺技術，對測站溫度資料做網格化的處理，提供一組高空間解析度 (1Km x 1Km) 的網格溫度資料，給使用者做進一步的分析與研究。其中包含有 1960~2009 年的月平均溫、月平均最高(低)溫度三組資料。

關於日降雨資料網格化的部分，本研究參考 Glasbey and Nevison (1997) 的研究，利用隱藏式高斯分配 (Latent Gaussian variable, LGV) 可以同時處理有雨日和無雨日，並使日降水轉

為常態分配的特性，對日降雨資料做標準化 (Z) 與參數化 (X1~X4)。再利用資料補遺技術將標準化後的日降雨值 (Z) 和參數 x_2 ~ x_3 撒到網格點上。同時還利用參數 x_1 和降雨頻率的關係，用回歸方程式 (公式(2)) 和以地理資訊 (經、緯度、高度) 以及月降水網格資料為基礎的經驗式 (公式(3))，求得網格點上的參數 x_1 。最後再利用隱藏式高斯分配 (LGV) 的公式，反推網格點上的日降雨量，得到完整的 1960~2009 年，1km 空間解析度的日降雨資料庫。

2.4.2 網格化成果展示

2.4.2.1 高空間解析度的月溫度資料之應用

利用研究中得到的高解析度 (1km x 1km) 月網格化資料 (月平均溫度、月平均最高(低)溫度) 和東英格蘭大學 (University of East Anglia) 的 Climatic Research Unit (CRU) 之溫度網格資料 (CRU_ts_3.1 版，0.5x0.5 度)，兩組資料間的差異性。

2.4.2.2 台灣地區月均溫候場之比較

圖 2.6 是兩組溫度資料的月平均溫度，在四季時的氣候場，由圖可看出 CRU 的溫度氣候場，溫度在四季的空間分布都是類似的，只隨粗糙的地形有所變化。再看到高解析度月平均溫度網格化資料的氣候場，可明顯區分出花東縱谷、溫度隨地形的變化以及因海陸風、冬季季風造成沿海地區與離海岸較遠地區的溫度差異，這些特徵都是粗解析度網格資料無法顯現出來的。

圖 2.7 是兩組溫度資料在月平均最高溫度時的四季氣候場，同樣可以看出 CRU 的溫度氣候場只隨地形有所變化。至於高解析度月平均最高溫度網格化資料的氣候場，則可以明顯區分出花東縱谷、溫度隨地形的變化以及沿海地區與離海岸較遠地區的溫度差異，這些特徵是粗解析度網格資料無法表現出來的。

圖 2.8 是兩組溫度資料在月平均最低溫度的四季的氣候場。一樣可以看出 CRU 的溫度氣候場只隨地形有所變化。至於高解析度月平均最低溫度網格化資料的氣候場，同樣可以明顯區隔出花東縱谷、溫度隨地形的變化以及沿海地區與離海岸較遠地區的溫度差異，這些特徵是粗解析度網格資料無法表現出來的。

2.4.3 台灣地區溫度百年溫度變化趨勢分析

接著看到兩組資料的月平均溫度在不同季節之百年變化趨勢分析 (圖未示)，分析 CRU 的溫度百年變化趨勢發現，變化趨勢都是增溫的，特別是秋季時的增溫幅度最大。另外，分析高解析度月平均溫度網格資料，發現平原地區在四個季節幾乎都是增溫的，而山區的部分

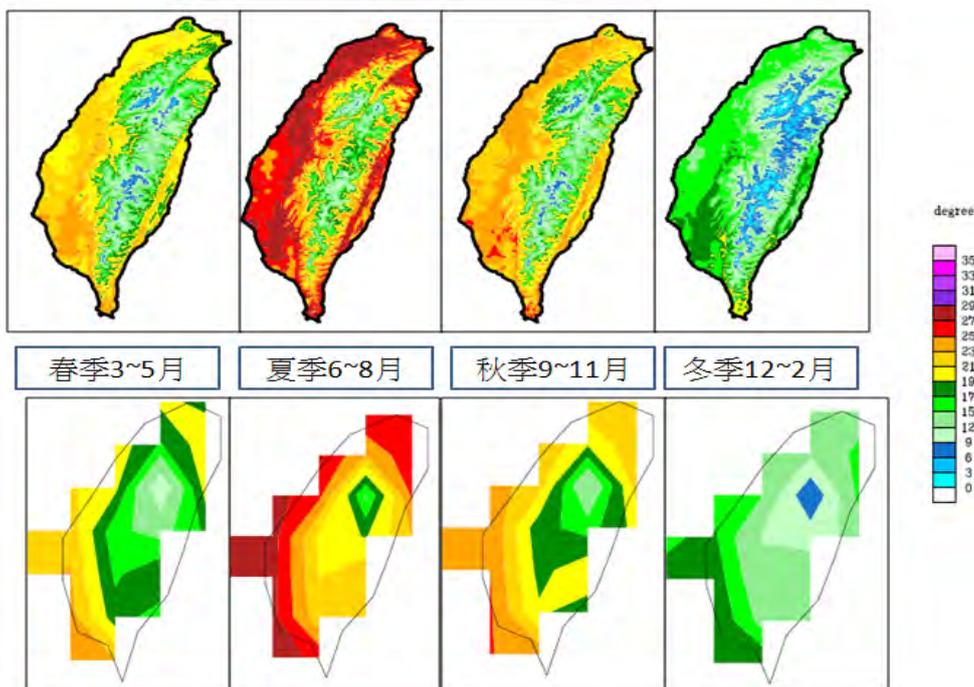


圖 2.6 本研究得到的高解析度月平均溫度網格資料 (1km) (上面 4 張圖) 和東英格蘭大學 CRU 之月平均溫度網格資料 (CRU_ts_3.1 版) (0.5x0.5 度) (下面 4 張圖)，在不同季節的氣候場 (由左至右分別為，春季:、夏季、秋季:、冬季:)。(單位:°C)

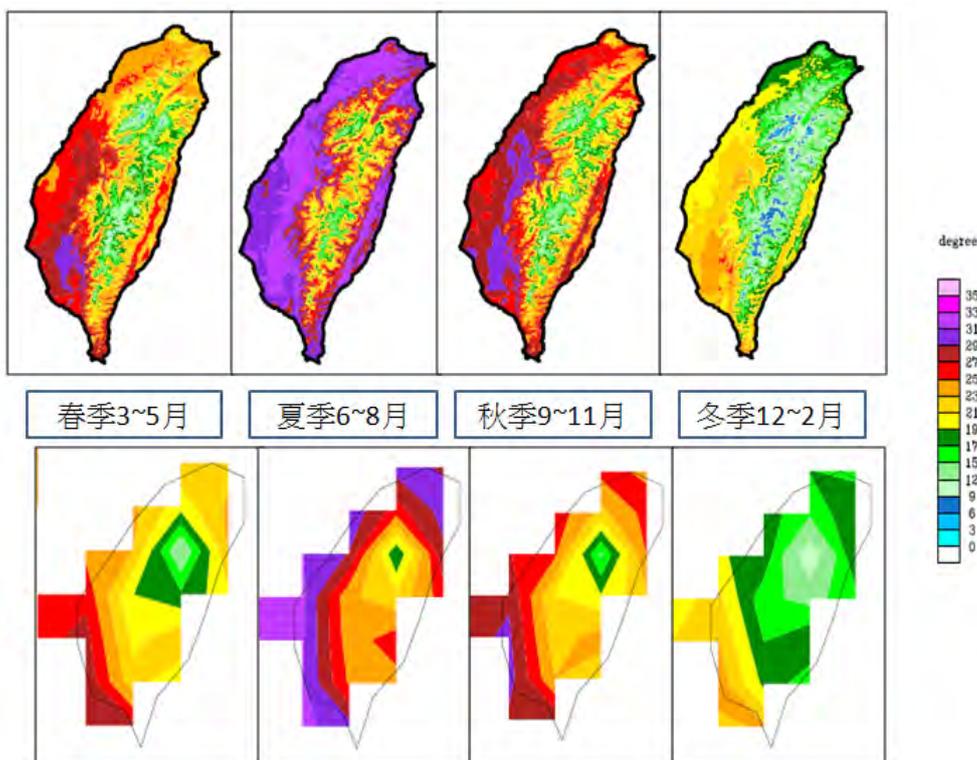


圖 2.7 同圖 2.6，但為月平均最高溫度網格資料。(單位:°C)

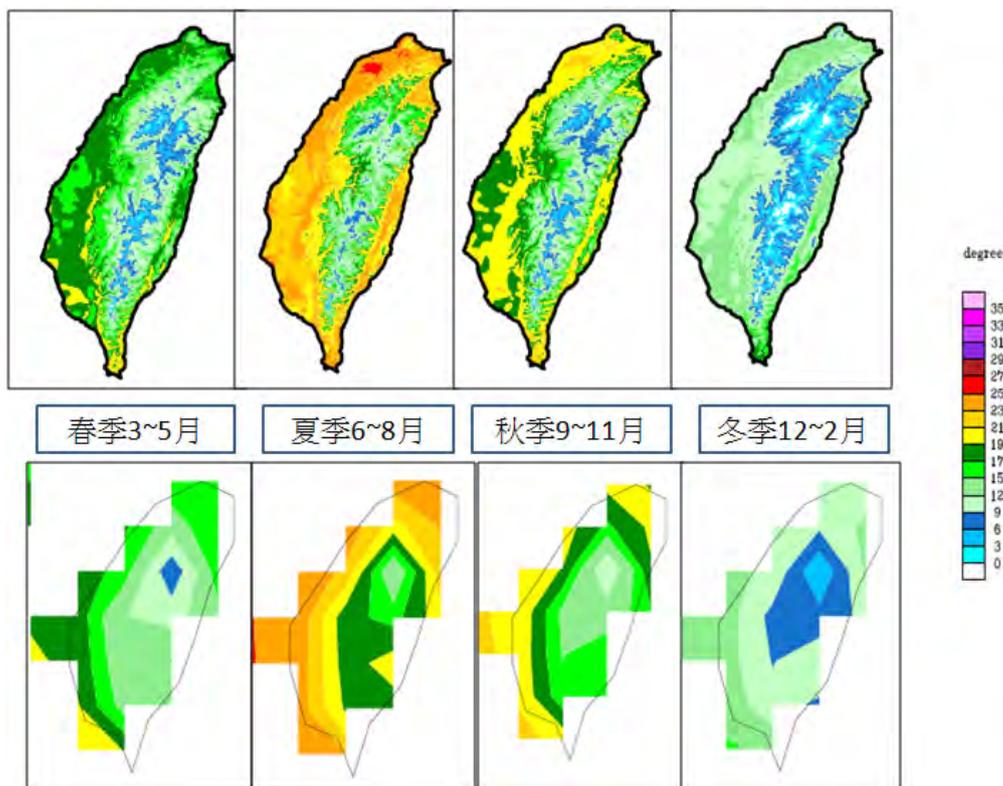


圖 2.8 同圖 2.6，但為月平均最低溫度網格資料。(單位:°C)

卻呈現有降溫也有減溫的趨勢。但由於溫度測站在山區的分佈是很稀少的，所以對於山區溫度變化趨勢的可信度，可能還需要做進一步研究。至於月平均最高(低)溫度的部分，大致上與月平均溫度的變化趨勢一致(圖未示)，除了月平均最高溫度資料，在春季時的西南部平原為降溫的趨勢之外。此外，分析發現山區的溫度變化趨勢同樣沒有一致性，這同樣可能是因為山區的溫度測站密度不足所造成。

2.4.3.1 基本統計特性驗證與分析

本研究利用 jackknife-like procedure 的方法來做驗證，也就是說將有溫度資料的目標測站，當作是資料缺失(一次將目標測站某個月的資料當作是資料缺失，分段去做)，以資料補遺的技術去估計出溫度值，並和測站觀測的溫度值做比較與驗證。

本研究使用了方均根誤差(root mean squared error(RMSE))統計參數，來探討資料補遺的方法所估計出的月溫度資料與測站觀測資料的差異。上述統計參數的關係式如下所示：

$$\text{方均根誤差 (root mean squared error): } RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N err_i^2}$$

分析不同的時段、不同的季節的統計誤差量，結果發現，四季之間的 RMSE 誤差特性沒有明顯不同，但山區的誤差有較大的現象，這主要和測站在山區的密度不足有關。我們也發現，隨著時間的增加，測站密度增加，RMSE 的誤差量有減小的情況，特別是高海拔的地區。

2.4.3.2 高空間解析度的日降雨資料之驗證與潛在問題討論

本節將藉由分析 1960~2009 年期間發生的颱風個案，驗證高空間解析度日降雨資料和處理日降雨的隱藏式高斯分配方法(LGV)之可行性時，從中挑出 3 個表現較差的颱風個案來做日降雨網格資料潛在性問題的討論。

結果顯示，雖然 1km 網格資料和中央氣象局資料，總體來說降雨的空間分佈不會相差太多 (如圖 2.12、圖 2.13)。但是特定的局部地區卻有降雨偏少或極不連續的情形，如花蓮、台東、台灣北部等區域。經過進一步分析發現造成的原因主要是測站降雨型態參數化 (參數 $x_1 \sim x_4$) 時，可能因為測站資料太短、降雨太極端或是降雨資料間的雨量級距差距過大，導致隱藏式高斯分配方法 (LGV) 無法有效的對測站降雨型態參數化，造成參數化後的參數不夠穩定，使得參數做網格化時，可能會因為某些測站參數的影響，造成局部地區的網格上參數值不穩定，使得最後做日降雨量推算時，雨量值過低或降雨不連續的情況發生。

為了明瞭觀測資料補遺技術的可信度與不確定性，文章中利用方均根誤差 (RMSE) 統計誤差量的空間分佈，來評估月資料補遺技術所估計出的月溫度資料與測站觀測資料的誤差量。我們分析不同的時段、不同的季節的統計誤差量，結果發現，四季之間的 RMSE 誤差特性沒有明顯不同，但山區的誤差有較大的現象，這主要和測站在山區的密度不足有關 (如圖 2.14)。我們也發現，隨著時間的增加，測站密度增加，RMSE 的誤差量有減小的情況，特別是高海拔的地區。

本年度工作為發展一套作業流程，建置長期數位化氣象測站資料、並利用發展之資料均一化過程，篩選出具高品質之全台高密度測站資料，並針對台灣地區之降雨進行高解析網格資料的產製。隨著資料量的增加以及資料品質的提升，許多細微的降雨空間變化 (例如地形降水等) 亦隨之顯現，該訊號的真實性是後續除了資料正確性驗證之外，另一個值得探討的課題。

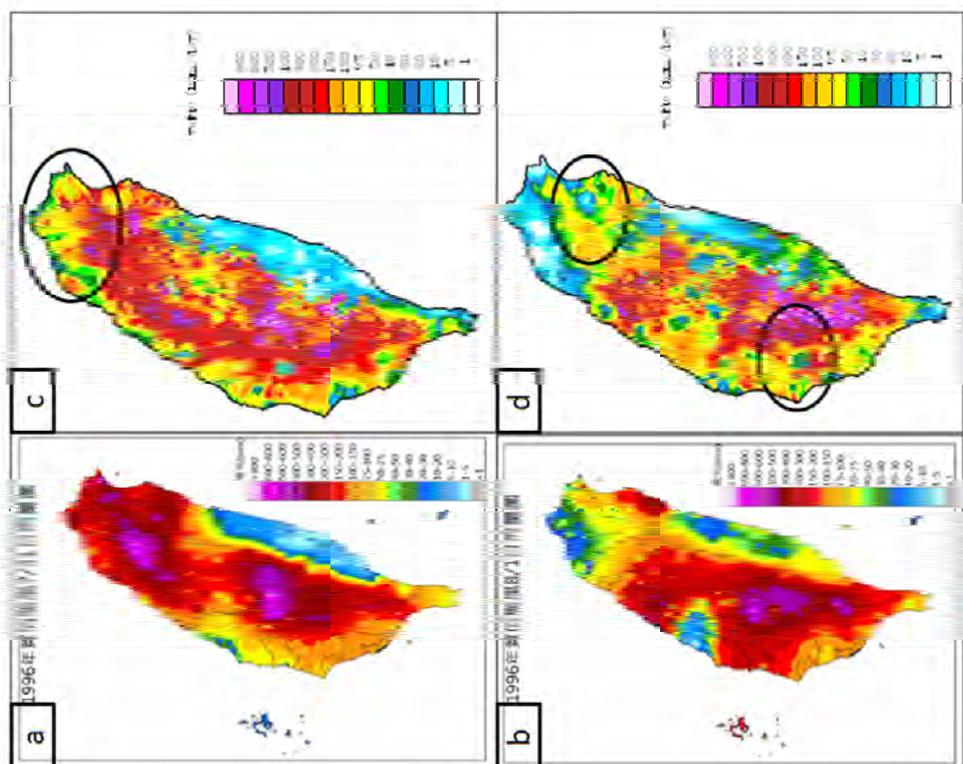


圖 2.12 圖 a 是 1996 年賀伯 (HERB) 颱風時，中央氣象局 7 月 31 日的日降雨量空間分佈；圖 b 是中央氣象局 1996 年 8 月 1 日的日降雨量空間分佈。圖 c 是 1996 年賀伯颱風時，高解析度日降雨網格化資料在 7 月 31 日的日降雨量空間分佈；圖 d 是高解析度日降雨網格化資料在 8 月 1 日的日降雨量空間分佈。(單位:mm/day)

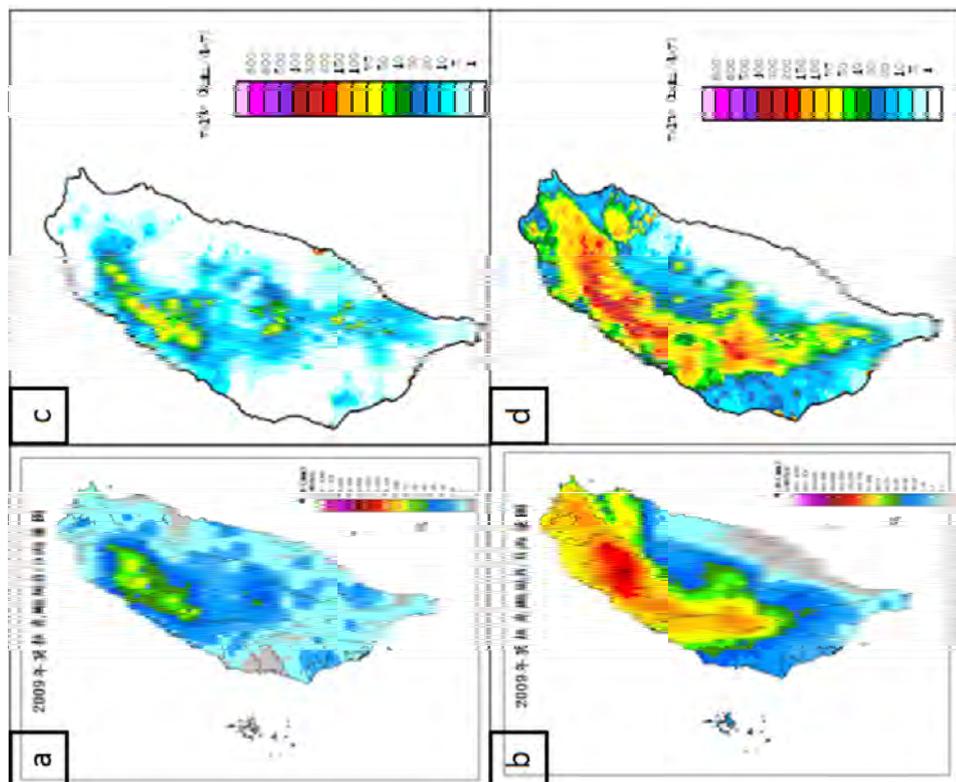
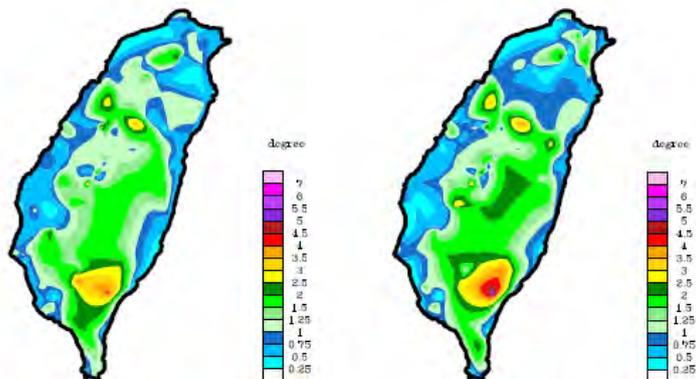


圖 2.13 圖 a 是 2009 年莫拉克 (MORAKOT) 颱風時，中央氣象局 8 月 5 日的日降雨量空間分佈；圖 b 是中央氣象局 2009 年 8 月 6 日的日降雨量空間分佈。圖 c 是 2009 年莫拉克颱風時，高解析度日降雨網格化資料在 8 月 5 日的日降雨量空間分佈；圖 d 是高解析度日降雨網格化資料在 8 月 6 日的日降雨量空間分佈。(單位:mm/day)

parameter of RMSE 1960-1969 (Tmin)

spring temperature

summer temperature



fall temperature

winter temperature

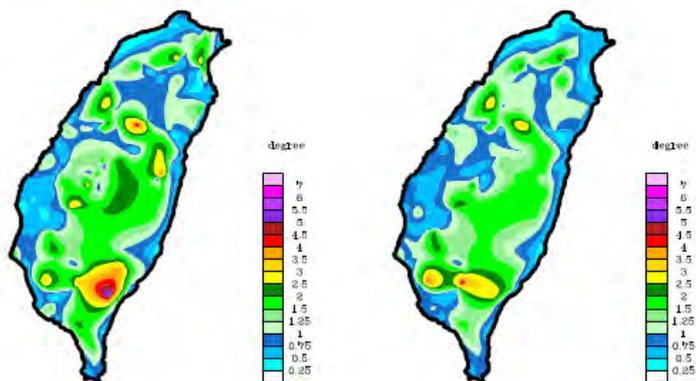


圖 2.14 在 1960~1969 年時，月平均最低溫度資料的方均根誤差 (root mean squared error, RMSE) 在不同季節 (春季 3~5 月(左上圖)、夏季 6~8 月 (右上圖)、秋季 9~11 月 (左下圖)、冬季 12~2 月 (右下圖)) 的空間分布。(單位:°C)

除此之外，在均一化的過程中，建置了台灣降雨指數(TRI)，是臺灣超過一百二十年的氣象科學觀測史上，首度整合最多降雨資料所彙整成的最長雨量數據，本研究所提供的 TRI-d 與 TRI-m 指數，是完整描述臺灣二十世紀降雨狀態的數據。TRI-dex 與 TRI-mex 指數，可在增加新的觀測數據後，重新整理持續增長。這樣的指數資料，是國內文史工作者從事氣候相關研究時的有用資訊，能拉近國內氣象界與文史研究者間的距離，進而釐清臺灣近代百年來，可能與降雨有關所衍生出的各類人文社經議題。對於氣候變遷資訊之跨領域應用有其正面效益。

第三章 統計降尺度月降雨及流量衝擊推估

圖 3.1 為統計降尺度月降雨及流量衝擊評估架構說明圖。本章節主要在於呈現氣候變遷下，從氣候模式資料、統計降尺度，最後到流量推估之過程與分析結果，其目的在於希望在計劃執行過程中，能建置一套由上游氣候變遷模式資料至應用端水文衝擊評估的流程。相關推估結果將於該章節中陳述，相關基本統計分析與比較也將一併呈現。

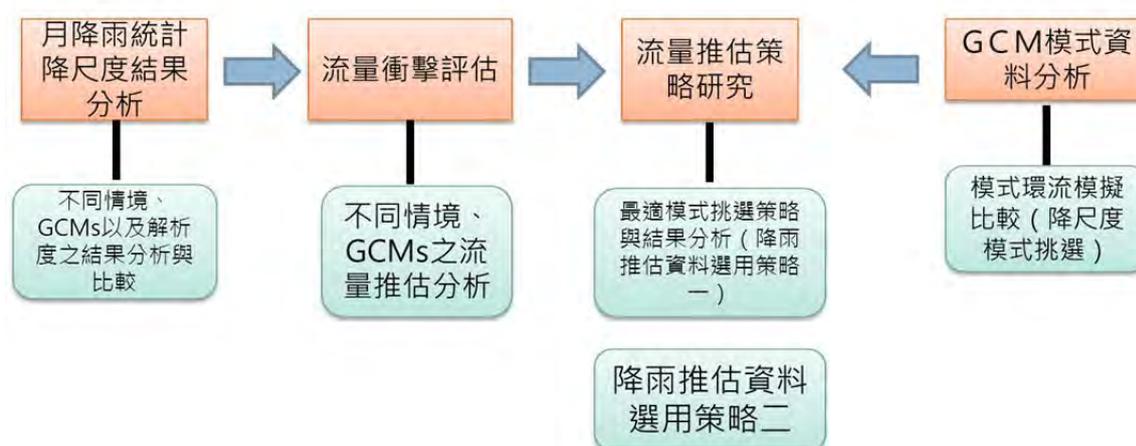


圖 3.1 統計降尺度月降雨及流量衝擊評估架構說明圖

3.1 統計降尺度月雨量推估

降雨的觀測資料是使用 Aphrodite (Asia Precipitation Highly-Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of the Water Resources) 的月平均降雨資料，單位為 mm day^{-1} ，觀測資料範圍為亞洲季風區($60^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$ ； $15^{\circ}\text{S}\sim 55^{\circ}\text{N}$)，空間解析度約 25 公里，資料時間為 1951-2007 年，網格解析度為 $0.25^{\circ}\text{X}0.25^{\circ}$ ，版本為 v1003R1。模式資料是選用 IPCC AR4 (the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change) 報告中 24 個 AOGCM 模式的月平均降雨資料 (單位： mm day^{-1}) 與月平均地表溫度資料 (單位： $^{\circ}\text{C}$)，24 個模式詳細介紹見附錄二。選取模式中二十世紀 (20th Century Climate in Coupled Models；20c3m) 以及未來情境，依時間分兩部分做降尺度，一為歷史氣候降尺度，40 年；另一為未來推估降尺度，100 年。有相關未來情境模擬資料的所有氣候模式推估結果，並非所有的氣候中心都完成所有的未來情境模擬實驗，以 A1B 情境為例，共有 24 個氣候模式的模擬推估結果。

3.1.2 統計降尺度方法介紹 (25 公里空間解析)

首先將 Aphrodite 降雨觀測資料與模式降雨資料皆轉換至 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 的網格解析度，再將要估計的模式降雨資料及同時間 Aphrodite 降雨觀測資料排除後，把其他 39 年的 Aphrodite 降雨觀測與模式降雨資料皆做累積機率分佈 (CDFs)。之後藉由兩者累積機率分佈關係式進而做誤差的修正 (bias correction)，之後可得 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 誤差修正後的平均降雨。誤差修正後的平均降雨除上 Aphrodite $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 降雨氣候值，稱之為因子 (factor)。將因子降尺度至 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 解析度，在乘上 Aphrodite $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 降雨氣候值，則得到做完統計降尺度-BCSD 後的降雨資料 (如圖 3.2)。

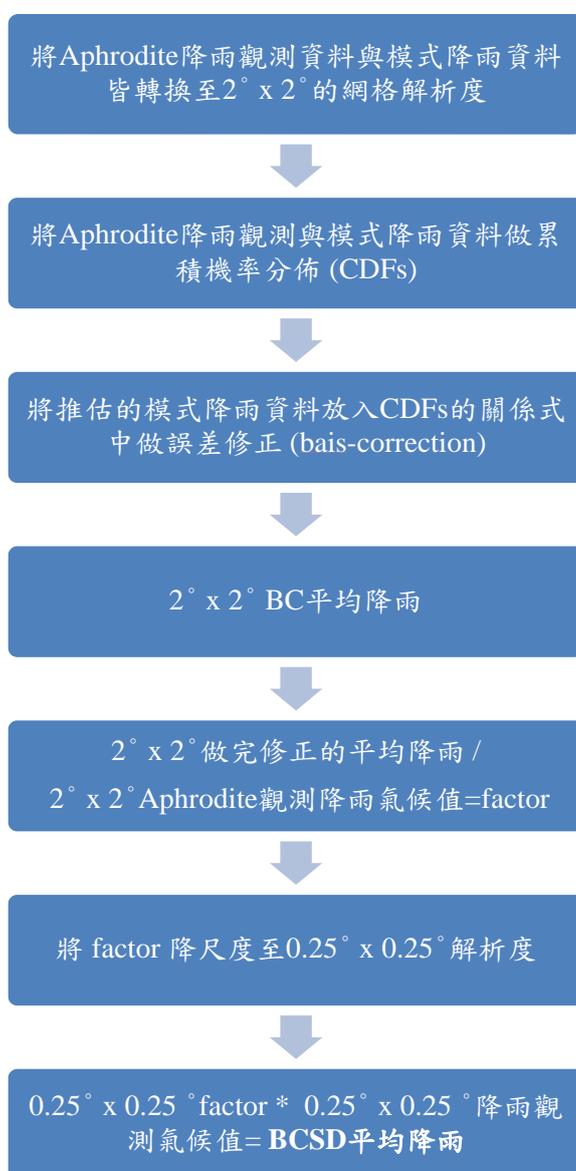


圖 3.2 降雨統計降尺度-BCSD 流程圖

3.1.3 未來情境比較

IPCC 在 2000 年發表一次評估未來發展與排放情境的特別報告 (Nakicenovic et al. 2000)，對於未來全球與區域的社會、經濟、科技、環境等變化設計一些不同的故事情境，分別以 A1T, A1FI, A1B, A2, B1, B2 等簡稱代表在未來情境選擇方面，全球氣候變遷模擬情境可分成下列數種 (柳中明等 2008)：

- A1** 情境-全球經濟大幅成長，全球人口數在世紀中達到最高而後下降，嶄新和有效率的科技快速發展。全球化的市場經濟導向，人均所得差距消失，人類大幅投資教育與提高生活水準，科技成長與資訊流通順暢。
- A2** 情境-區域性經濟成長且幅度不等，導致未開發國家與開發國家的收入差異仍大，科技與人口流動較不暢通，強調家庭或族群生產力，A2 的人口成長率是四個情境中最高者，科技和經濟成長是四個情境中較緩慢者。
- B1** 情境-全球化的世界，人口成長和 A1 情境一樣，但是經濟結構轉變為物料需求量減緩的服務業，和資訊業和清潔與高效率的科技。全球的環境與社會意識高漲，強調以結合全世界的力量來追求經濟、社會和環境的永續發展，當然也包括公平性。經濟發展程度適中，科技快速發展，而且扮演很重要的角色，世界各國的貧富差距縮小。
- B2** 情境-世界各國人類對於環境保護與社會公平性日趨重視，但以區域性和地方性思維為主。政府政策為有環境意識的公民所影響，全球化腳步減緩，而地域性決策機制顯的更受重視。全球人口仍持續增加但是低於 A2 情境，經濟發展程度 1-5 適中，科技發展不如 A1 和 B1 情境快速，但是更多樣性。

IPCC 第四次評估報告中，認為 A1B 是未來最可能發生的情境，也是最主要被闡述的情境。本研究採用 A1B、A2 與 B1 三情境來比較。

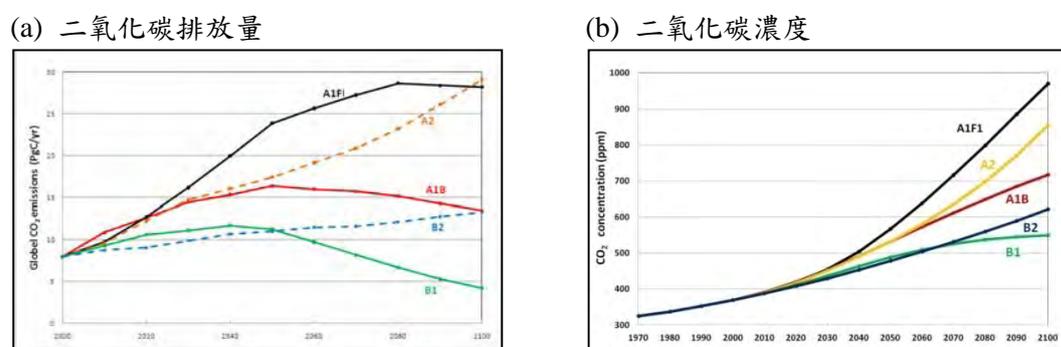


圖 3.3 針對各種不同未來情境 (含 A1FI, A1B, A2, B1, B2) 所估算未來一百年全球二氧化碳每年排放量(a)及二氧化碳濃度(b)。

3.2 研究方法

3.2.1 歷史氣候降尺度

首先將 Aphrodite 降雨觀測資料與模式降雨資料皆轉換至 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 的網格解析度，再將要估計的模式降雨資料及同時間 Aphrodite 降雨觀測資料排除後，把其他 39 年的 Aphrodite 降雨觀測與模式降雨資料皆做累積機率分佈 (CDFs)。之後藉由兩者累積機率分佈關係式進而做誤差的修正 (bias correction)，之後可得 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 誤差修正後的平均降雨。誤差修正後的平均降雨除上 Aphrodite $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 降雨氣候值，稱之它為因子(factor)。將因子降尺度至 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 解析度，在乘上 Aphrodite $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 降雨氣候值，則得到做完統計降尺度-BCSD 後的降雨資料。

3.2.2 未來推估降尺度

降雨未來推估降尺度將歷史氣候40年的Aphrodite降雨觀測資料與模式降雨資料做累積機率分佈(CDFs)，來估計之後100年的降雨。其方法與降雨的歷史氣候降尺度相同。

3.3 未來三情境氣候推估比較

應用「統計降尺度」來推估未來的氣候，可得到未來模式平均溫度及降雨之修正偏差量以及解析度較高的結果。本研究主要探討兩時段之氣候變化 (change)，分別為近世紀 (2020-2039 年) 與世紀末 (2080-2099 年)。以近世紀 (2020-2039 年) 為例，氣候變化之定義對於降雨為 2020-2039 年平均降雨量減去 1980-1999 年之平均降雨量，再除以 1980-1999 之平均降雨量 (單位為變化率)。今年度，本研究將採用 A1B、A2 與 B1 三種情境，對近世紀 (2020-2039 年) 與世紀末 (2080-2099 年) 兩氣候變化時段做比較，推估各情境下之所有未來氣候，每個模式有各自不同的氣候推估結果，平均全部模式結果即獲得最客觀的氣候變遷推估 (ensemble)。以下將針對這些平均結果進行討論，對於各模式的變化請參閱臺灣氣候變遷推估與資訊平台 (TCCIP) 之網站 (<http://tccip.ncdr.nat.gov.tw>)。本研究所推估的未來氣候範圍，由東亞地區聚焦到台灣地區，又更進一步將台灣區分為北、中、南、東四區，其降雨與溫度之網格分佈如圖 3.5 所示。

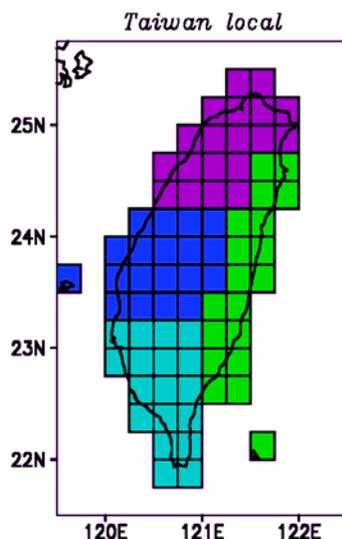


圖 3.5 降雨 0.25°模式資料台灣北、中、南、東四區網格分布。

圖 3.6 與圖 3.7 分別為 2020-2039 年及 2080-2099 年四季的東亞降雨變化率的三情境模式推估結果。2020-2039 年春季氣候中亞、中南半島、中國南端、台灣及菲律賓北部比 1980-1999 年春季氣候的降雨有減少趨勢，其他地方有增加的趨勢，a1b 模式所推測的變化率較其他兩個模式明顯。而其 2020-2039 年夏季氣候的降雨變化中國地區較不明顯，中亞及菲律賓的變化較大，三種模式的推估結果差異不大，菲律賓夏季 2020-2039 年將會明顯比 1980-1999 年雨量多。2020-2039 年秋季氣候，a1b 與 a2 模式顯示在中國中南部有明顯比 1980-1999 年乾燥，在中國北部、蒙古地區有、印度半島、中亞有明顯降雨增加。三種模式都呈現 2020-2039 年冬季氣候變遷較他季節為明顯，東南亞未來較為乾燥，東北亞降雨量會增加。圖 3.7 所示，2080-2099 年四季的東亞降雨變化率比 2020-2039 年差異更大。2080-2099 年春季氣候中亞地區、印度南端及中南半島比 1980-1999 年春季氣候的降雨有減少趨勢，其他地方有增加的趨勢，而夏季只剩下中亞地區比 1980-1999 年夏季氣候的降雨減少。2080-2099 年秋季氣候的降雨變化量在三情境的推測下，都顯示在中國中部之降雨會下降。而 2080-2099 的冬季降雨變化預估與 2020-2039 年冬季的結果相似，東南亞地區未來會較乾燥，東北亞降雨量卻會增加。整體而言，A1B、A2 與 B1 三種情境不同對於季節降雨改變率所造成的空間分布差異性不大。

prec change 2020–2039

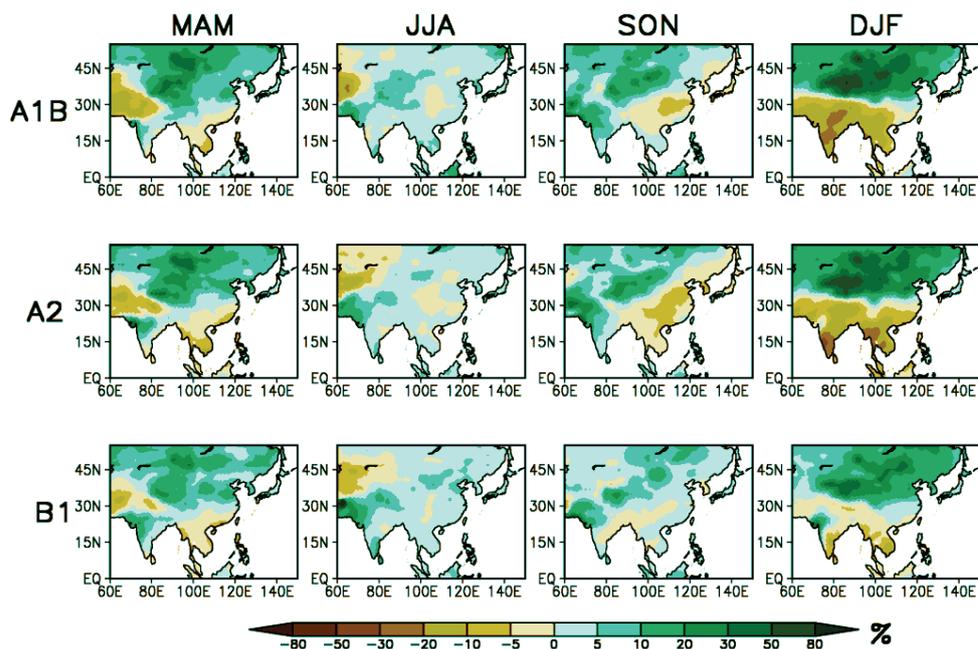


圖 3.6 2020-2039 東亞地區春、夏、秋、冬四季與三情境之平均降雨變化率比較圖。

prec change 2080–2099

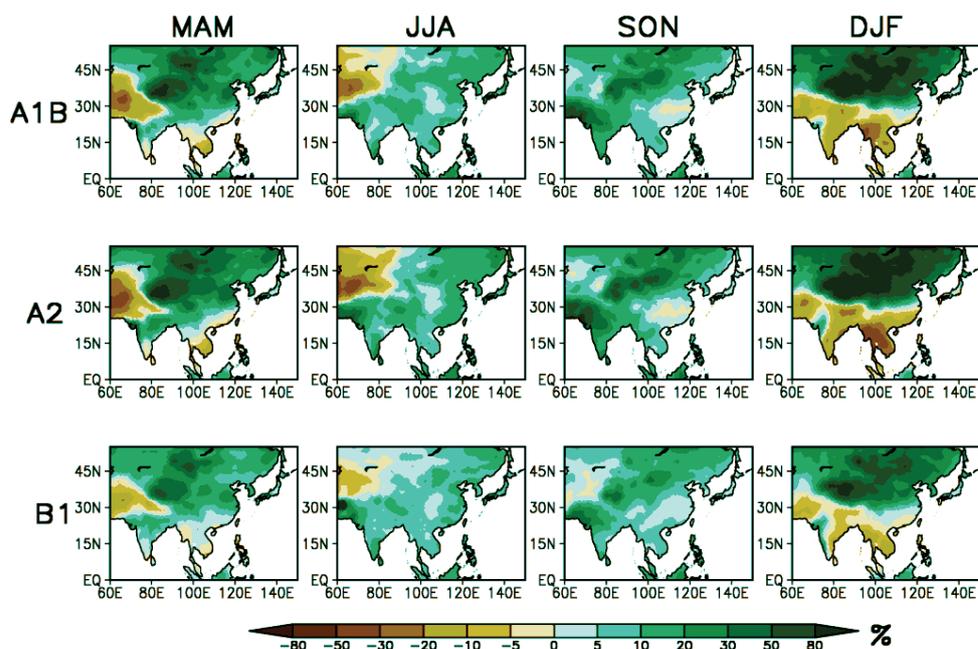


圖 3.7 2080-2099 東亞地區春、夏、秋、冬四季與三情境之平均降雨變化率比較圖。

而 2020-2039 年台灣的三情境四季變化如圖 3.8 所示，三情境均預估春季降雨量比 1980-1999 年氣候值較為乾燥些，而夏季雨量均有稍微增加。在秋季的預估上，A2 情境顯示全台降雨比 1980-1999 年較少，a1b 則是呈現北台灣較乾燥，南台灣較濕潤的情形。B1 情境評估 2020-2039 年秋季全台降雨會較 1980-1999 年多，除了北台灣之外。2020-2039 冬季降雨的推估果中，A2 情境推估全台較 1980-1999 年乾燥，尤其是北區、中區及東區北端。而 A1B 及 B1 則顯示類似的結果，都呈現北區、東區及中區較為乾燥，南區雨量較多的趨勢。圖 3.9 顯示 2080-2099 年台灣地區春、夏、秋、冬四季與三情境之平均降雨變化率比較圖。三情境都推估 2080-2099 年台灣地區春季及冬季的降雨量較 1980-1999 年少，而夏季降雨量均比 1980-1999 年平均還多。在 2080-2099 台灣地區秋季平均降雨變化率的推估上，三情境則呈現不同的結果:a2 情境顯示全台地區會較 1980-1999 年乾燥，反之，b1 情境認為全台地區平均降雨率會較 1980-1999 年多，而 a1b 情境則呈現北區會較為乾燥，以外三區會較為潮濕的結果。表 3.2 為對於圖 3.8 及圖 3.9 的四季做台灣及台灣北部、中部、南部及東部四區的降雨量平均。2020-2039 年的台灣氣候變化(change)，a2、a1b 及 b1 情境在春季分別為-8.94%、-6.67% 及 -7.87%，夏季為 4.31%、6.26% 及 2.15%，秋季分別為 3.29%、5.14% 及 4.95%，冬季為-8.86%、-4.22% 及 -4.24%。以四個分區來看，春季變化量最大為南部-9.1~-11.5%。2080-2099 年的降雨變化率趨勢與 2020-2039 一致，且更為顯著。呈現多雨季節越潮濕（夏季與秋季），而秋、春兩季降雨越少，可看出世紀末降雨呈現極端趨勢。

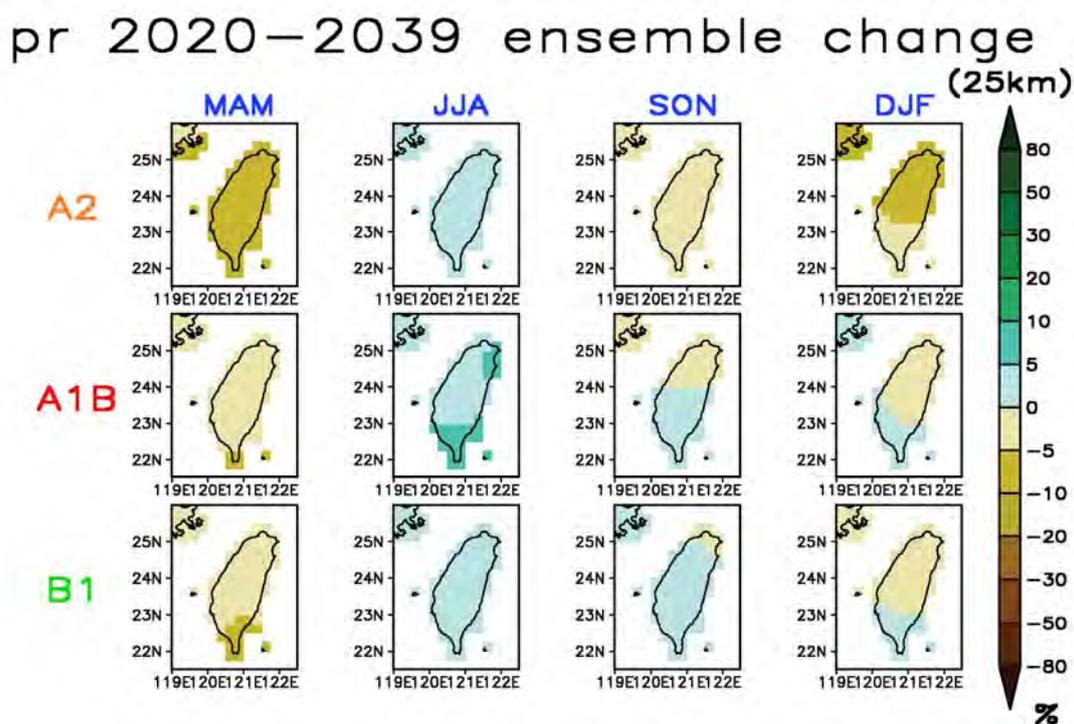


圖 3.8 2020-2039 台灣地區春、夏、秋、冬四季與三情境之平均降雨變化率比較圖。

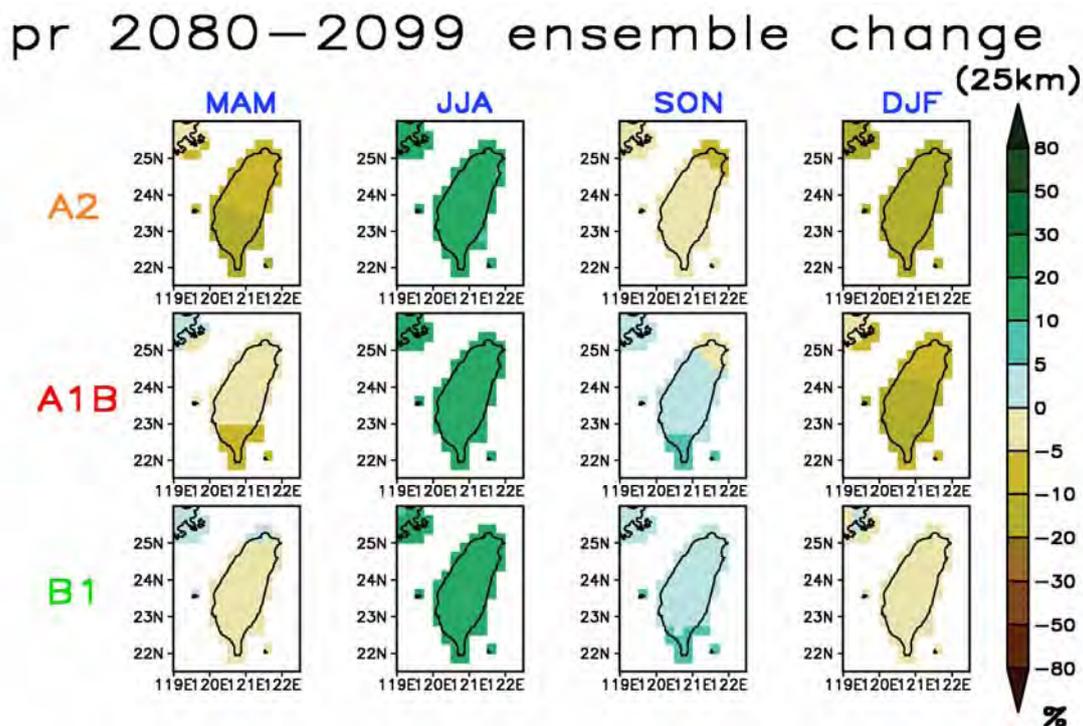


圖 3.9 2080-2099 台灣地區春、夏、秋、冬四季與三情境之平均降雨變化率比較圖。

表 3.2 2020-2039 年與 2080-2099 年三情境在台灣區域 (北部、中部、南部及東部) 四季降雨變化率(%)之平均值。

Pr (%)		2020-2039					2080-2099				
		DJF	MAM	JJA	SON	Ann	DJF	MAM	JJA	SON	Ann
Taiwan	a2	-8.86	-8.94	4.31	3.29	-2.32	-17.6	-11	13.66	4	-1.8
	a1b	-4.22	-6.67	6.26	5.14	0.28	-11.5	-7.11	16.64	9.61	4.3
	b1	-4.24	-7.87	2.15	4.95	-1.98	-4.38	-4.34	12.4	7.86	3.79
North Taiwan	a2	-9.46	-6.9	4.22	3	-2.01	-16.7	-7.87	12.87	2.34	-2.5
	a1b	-4.23	-4.61	5.48	3.72	-0.18	-10.6	-4.78	14.86	7.16	2.49
	b1	-4.88	-6.67	1.58	3.99	-2.5	-3.96	-2.75	12.1	5.88	2.9
Central Taiwan	a2	-9.31	-8.63	4.2	3.85	-2.5	-18.3	-10.7	14.61	4.66	-1.49
	a1b	-4.54	-6.57	6.15	5.36	0.11	-11.9	-6.83	17.45	10.19	4.68
	b1	-4.65	-7.91	1.95	5.43	-2.17	-4.25	-3.89	12.47	8.2	4.01
South Taiwan	a2	-8	-11.5	4.22	3.49	-2.61	-18.6	-14.3	14.31	5.7	-0.92
	a1b	-4.04	-8.87	6.78	6.67	0.91	-12.2	-9.58	18.09	12.17	6.4
	b1	-3.56	-9.1	2.75	6.01	-1.32	-4.8	-6.2	12.48	9.98	4.69
East Taiwan	a2	-8.65	-8.93	4.62	2.85	-2.19	-16.9	-11.5	12.88	3.41	-2.27
	a1b	-4.07	-6.75	6.65	4.89	0.33	-11.3	-7.36	16.23	9.07	3.76
	b1	-3.83	-7.86	2.37	4.45	-1.9	-4.55	-4.6	12.56	7.49	3.59

3.4 五公里降尺度

臺灣地區高解析度觀測資料主要是結合中央氣象局局屬測站、中央氣象局自動雨量站、水利署、農田水利會及臺電公司等雨量站資料，將收集彙整之長期氣候數據資料，利用統計方法進行均一化與網格化處理製作成五公里網格資料，該部分仍由本計劃之均一化與網格化工作小組持續進行中。本章節則是將工作小組所產製之第一版臺灣地區五公里高解析度降雨資料作為觀測資料，對 IPCC ART4 24 個模式初步降尺度之結果在進行高解析度的降尺度。圖 3.10 是以德國馬克斯普郎克研究院氣象研究所的氣候模式—ECHAM5/MPIOM 為例，說明上述過程。

圖 3.10 之上方為臺灣地區夏季平均降雨圖，下圖為冬季平均降雨。最左側是模式經初步降尺度後模擬結果轉換為 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 解析度的 40 年氣候季節平均值，最右側是 $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ 高解析度的 40 年觀測氣候季節平均值，單就有觀測資料加以驗證模式來說，模式在冬季已經對臺灣區域的降雨分布季節變化有很好的掌握，但在夏季南部的降雨仍明顯低估，左邊第二行是進行誤差修正後但尚未降尺度的 40 年模式模擬氣候季節平均值，已改正多半的空間分布誤差，但解析度有限，右邊第二行是進一步降尺度後的 40 年模式模擬氣候季節平均值，幾乎無法肉眼分辨其與高解析度觀測資料的差別。

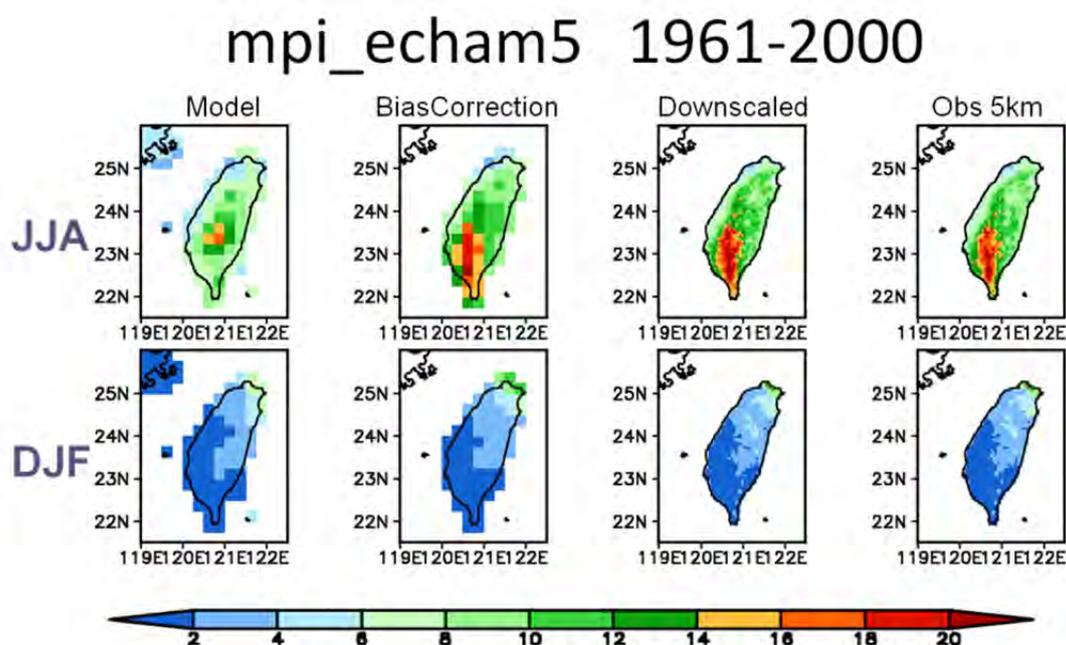


圖 3.10 1961~2000 年平均的季節平均降水量氣候值，由上到下分別是臺灣地區夏、冬兩季分布，由左到右分別是原始模式模擬結果、誤差修正後但尚未降尺度的模式模擬結果、降尺度後的模式模擬結果、五公里觀測資料。

以下針對 2020-2039 及 2080-2099 兩時段進行台灣地區五公里降尺度分析，比較三情境下四季的降雨變化率（圖 3.11、3.12）。在 2020-2039 年時，三種情境均表示台灣地區春季氣候降雨變化量較 1980-1999 年平均還低，而夏季的降雨變化量則高於 1980-1999 之年平均。在秋季及冬季的推估上，三種情境的結果則不盡相同，a2 及 a1b 推估台灣北區、中區及東區的降雨量會降低，南區的降與量則會增高。b1 情境則顯示全台地區之秋季降雨量除中部小部分範圍外，其餘地區皆為增加的趨勢。a2 情境推估結果顯示全台冬季降雨量比起 1980-1999 年平均還低，a1b 及 b1 則呈現南部區域雨勢增加，其餘地區降雨量變少的趨勢（圖 3.11）。在 2080-2099 年的三種情境模式中，均推估全台地區春季及冬季呈現越區乾燥的趨勢，而夏季則比起 1980-1999 之年平均降雨量還高（圖 3.12）。a1b 及 b1 推測全台的降雨量均會增加，而南台灣的降雨量更高於北台灣（圖 3.12）。a2 情境則顯示南北區不同的結果，南區降雨量會增多，北區及中區降雨量則會減少（圖 3.12）。

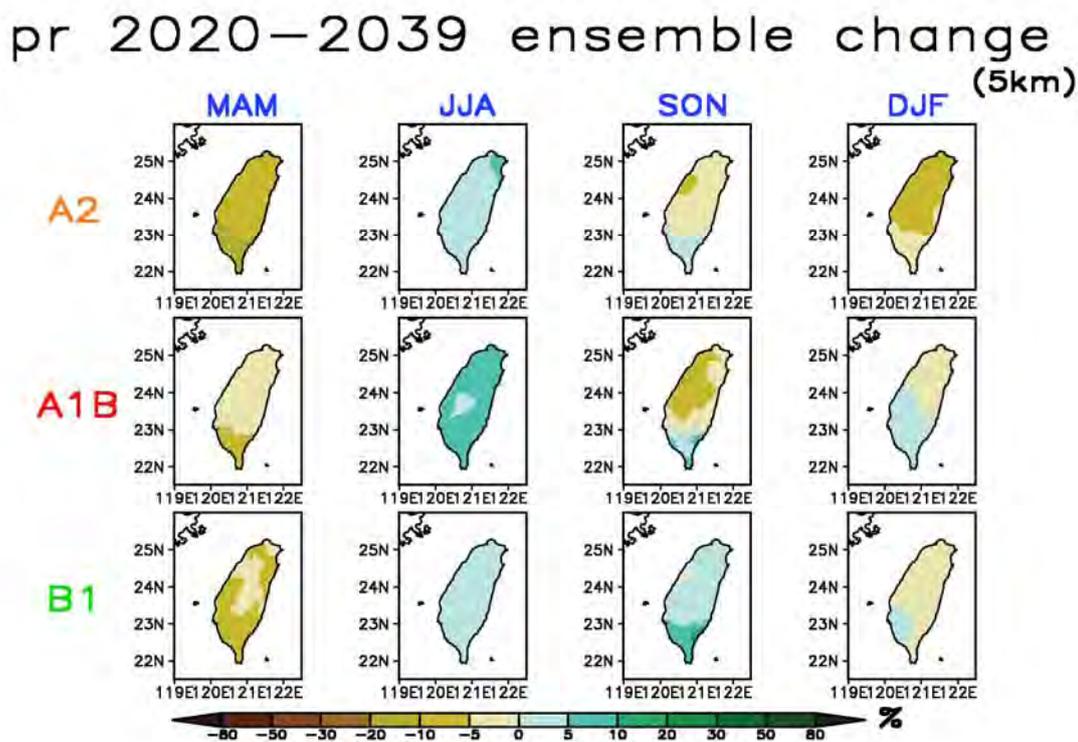


圖 3.11 2020-2039 台灣地區四季與三情境平均降雨變化率之 5 公里降尺度比較圖。

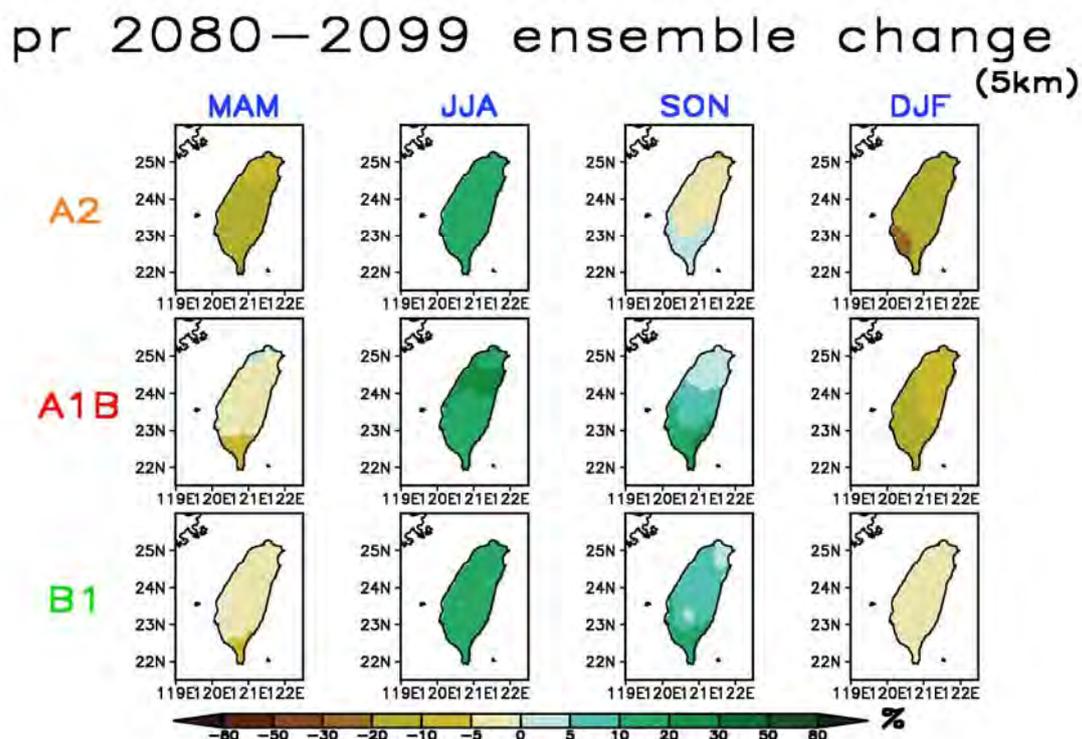


圖 3.12 2080-2099 台灣地區四季與三情境平均降雨變化率之 5 公里降尺度比較圖。

3.4.1 不同解析度之推估結果比較

以 2080-2099 年為例，對台灣地區各別情境以三種不同解析度進行分析。 2° 為模式原始解析度； 0.25° 為降雨經 aphro 觀測資料降尺度的結果； 0.05° 為經過 5 公里高解析度降尺度後的結果，可看出 2080-2099 年降雨變化率與溫度變化量在三種不同解析度下之情形，圖 3.13、3.14、3.15 分別為 A1B、A2 及 B1 針對台灣地區四季平均降雨變化率之三種解析度比較圖。在降雨變化率的不同解析度結果中，可看出三種情境對春季、夏季與冬季的解析結果，其整體變化趨勢是相同的（圖 3.13、3.14、3.15），僅在秋季 0.05° 的分析上有些微改變。進一步分析發現，空間解析度 25 公里與 5 公里之台灣降雨推估結果，於降雨改變量呈現偏乾趨勢的季節，並無太大差異；反觀濕季期間，5 公里空間解析之推估結果，由於解析度增加的關係，於台灣北、中、南的區域變化上，呈現出較 25 空間解析推估資料更為細緻的降雨改變率分布。該結果於 A1B 情境之推估結果中最为明顯。

pr a1b 2080-2099 ensemble change

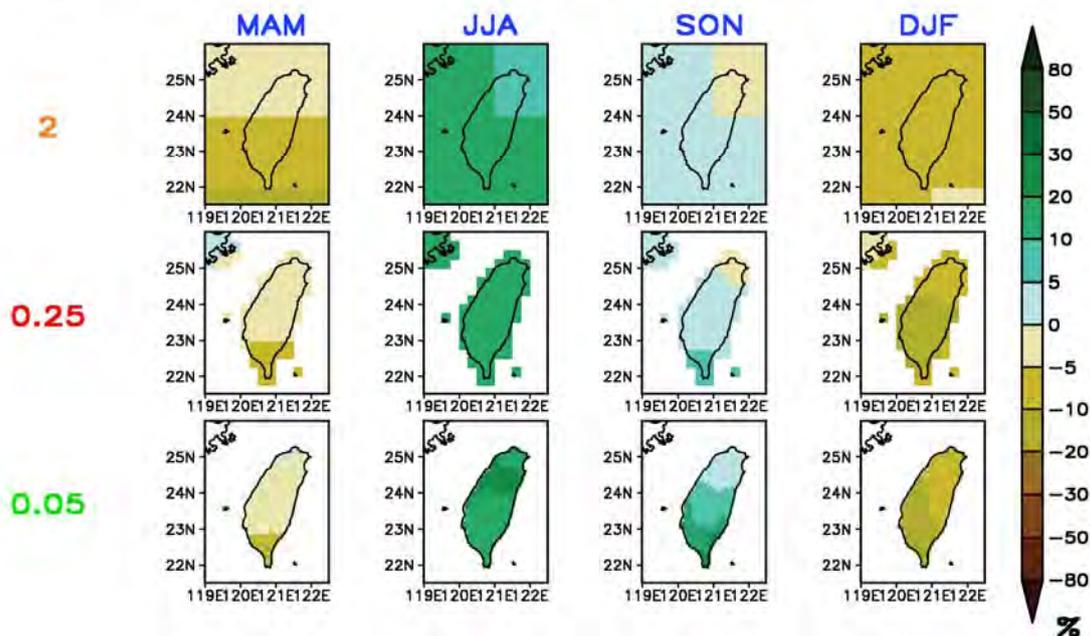


圖 3.13 2080-2099 台灣地區 a1b 情境四季平均降雨變化率之三種解析度比較圖 (2°、0.25°、0.05°)。

pr a2 2080-2099 ensemble change

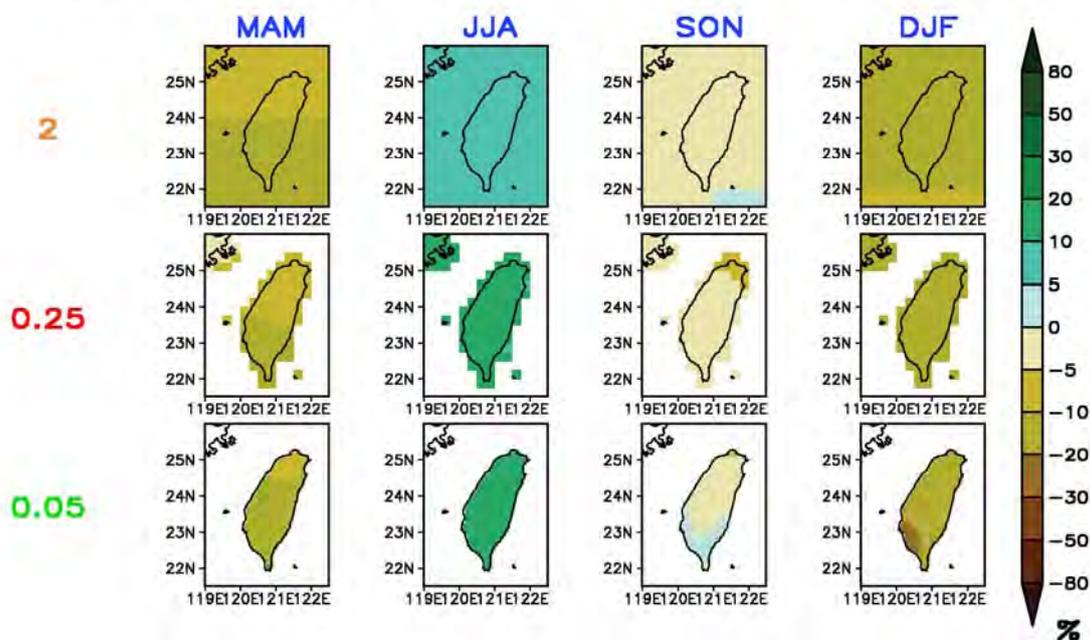


圖 3.14 2080-2099 台灣地區 a2 情境四季平均降雨變化率之三種解析度比較圖 (2°、0.25°、0.05°)。

pr b1 2080-2099 ensemble change

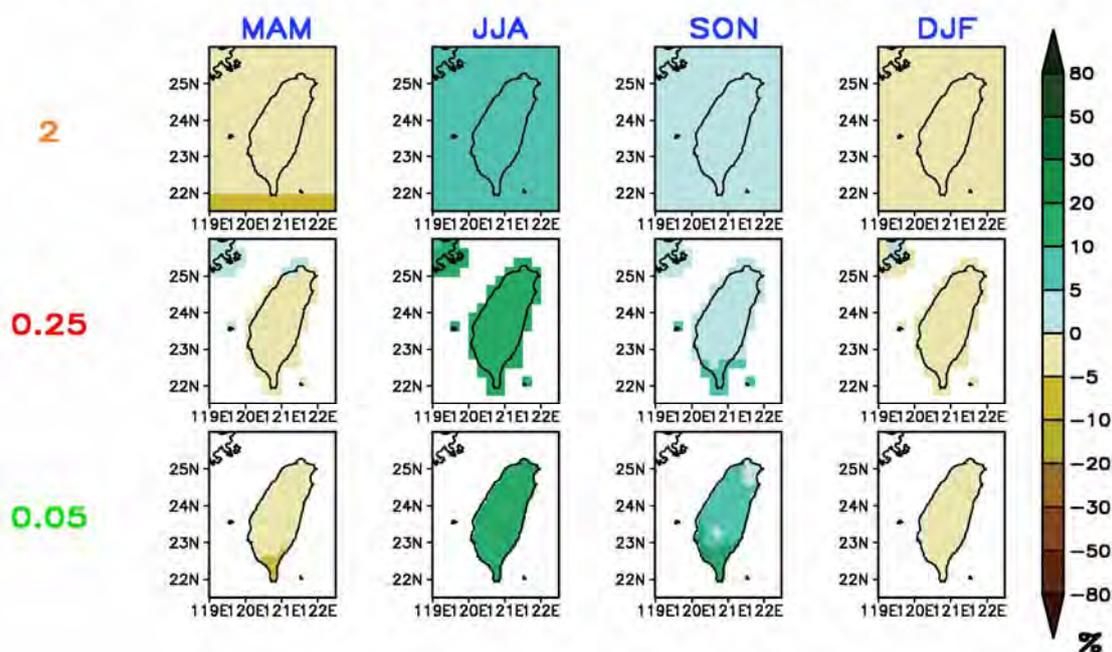


圖 3.15、2080-2099 台灣地區 b1 情境四季平均降雨變化率之三種解析度比較圖 (2°、0.25°、0.05°)。

3.5 流量推估策略研究

在與使用端溝通後，本計畫設計四種策略產製降雨推估資料予水利署使用端先進行相關應用：(相關溝通過程可參閱附錄三)

- (1) 所有 GCM 模式推估之月資料的結果
- (2) 多重模式平均 (Multi-Model Ensemble)
- (3) 假設最劣情境 (豐水期增加一倍標準差，枯水期減少一倍標準差)
- (4) 挑選模擬東亞季風較佳的 GCM 模式

3.6 未來氣候變遷情境下各月降雨的改變量

為進一步瞭解在不同氣候變遷情境下，台灣地區近未來與世紀末期間可能的降雨量變化，故 TCCIP 利用降尺度後的未來兩個時段 (2020~2039 年與 2080~2099 年) 的月降雨改變率之網格資料 (25km x 25km)，以及 Aphrodite 歷史的月平均降雨資料 (1980~1999 年)，分析的情境包含 A1B、B1、A2 三種排放情境多重模式平均 (Ensemble) 與最劣情境 (Worst case)，挑選流域內的網格點資料與鄰近雨量站之觀測資料，分析評估單一網格點的降雨改變情形。

3.7 流域內假設最劣情境下之降雨量

統計降尺度後全台共有 75 個網格點，挑選北中南東幾個代表流域進一步分析未來的降雨變化量，挑選的流域分別為淡水河、大安溪、濁水溪、曾文溪、高屏溪與太麻里溪等 (網格編號分別為 192、164、124、110、97、70 與 59)，挑選的網格的分佈位置。將氣候變遷 A1B 情境下之近未來 (2020~2039 年) 之降雨改變率量，採用假設最劣情境之降雨改變率，依據該網格點周圍之觀測歷史降雨量，計算各月平均降雨量，如圖 3.16。以濁水溪流域內編號 124 的網格點，發現未來氣候變遷降雨量於七八月份的降雨量高達 1000mm，增加相當大的降雨量。圖 3.17 是將下列七個點的最劣情境下，的年總雨量變化，三個情境可發現年雨量的變化是呈現 A1B>B1>A2 情境。

以 B1 情境為例，評估最劣情境假設下與歷史平均降雨之改變量，以七個點評估其氣候變遷前後之豐枯水期降雨改變量 (=歷史平均月降雨量-B1 情境下最劣情境降雨量)，如圖 3.18 所示。整體豐枯水期的改變量，以濁水溪流域 (編號 124) 降雨改變量較大，高屏溪下游 (編號 70) 則是改變較小，大安溪 (編號 164) 枯水期減少的相對量較多。

圖 3.19 以 B1 情境為例假設的最劣情境下，利用歷史平均月降雨量估算未來情境下的降雨量，曾文溪與淡水河的年總雨量增加約 16% 與 9%，在 Ensemble 下則是增加 3% 與 1%。對於曾文溪的改變量更為明顯。

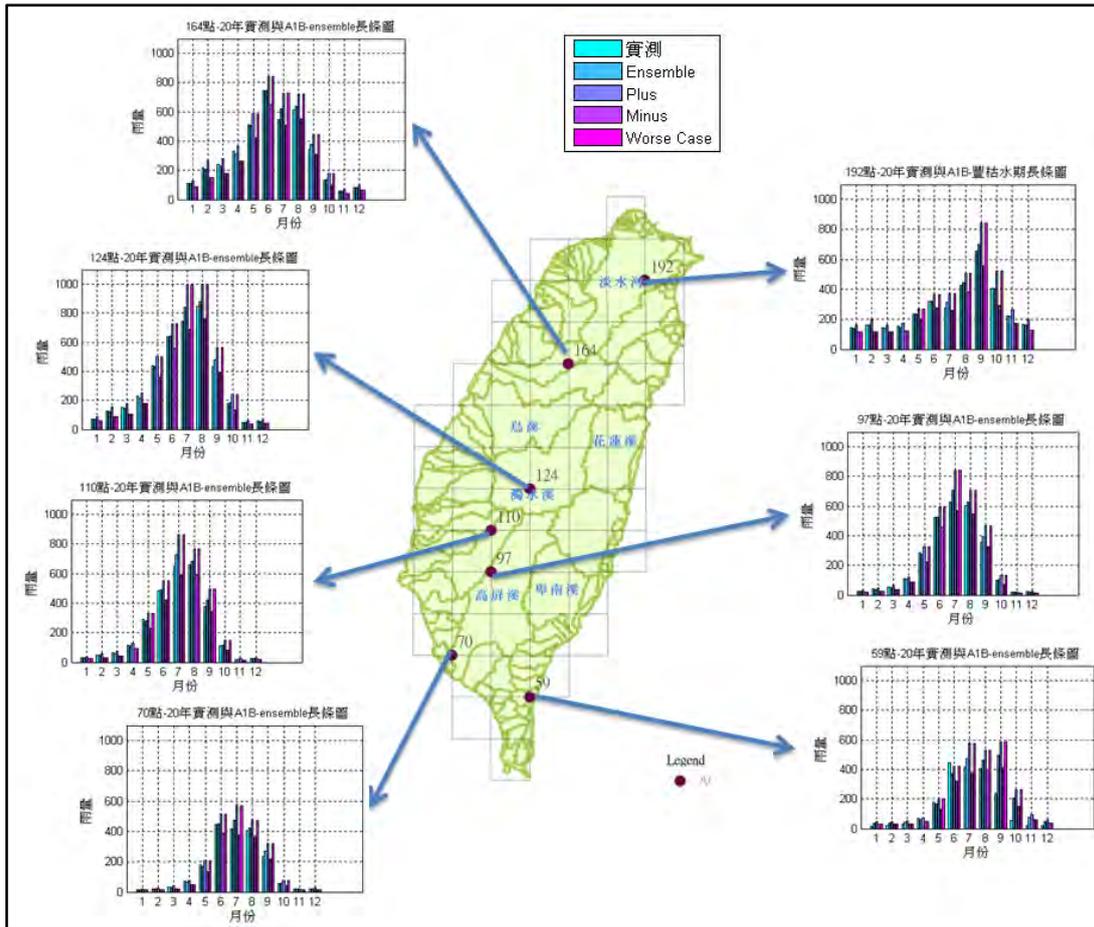


圖 3.16 歷史平均月降雨量與氣候變遷情境下最劣情境之降雨量

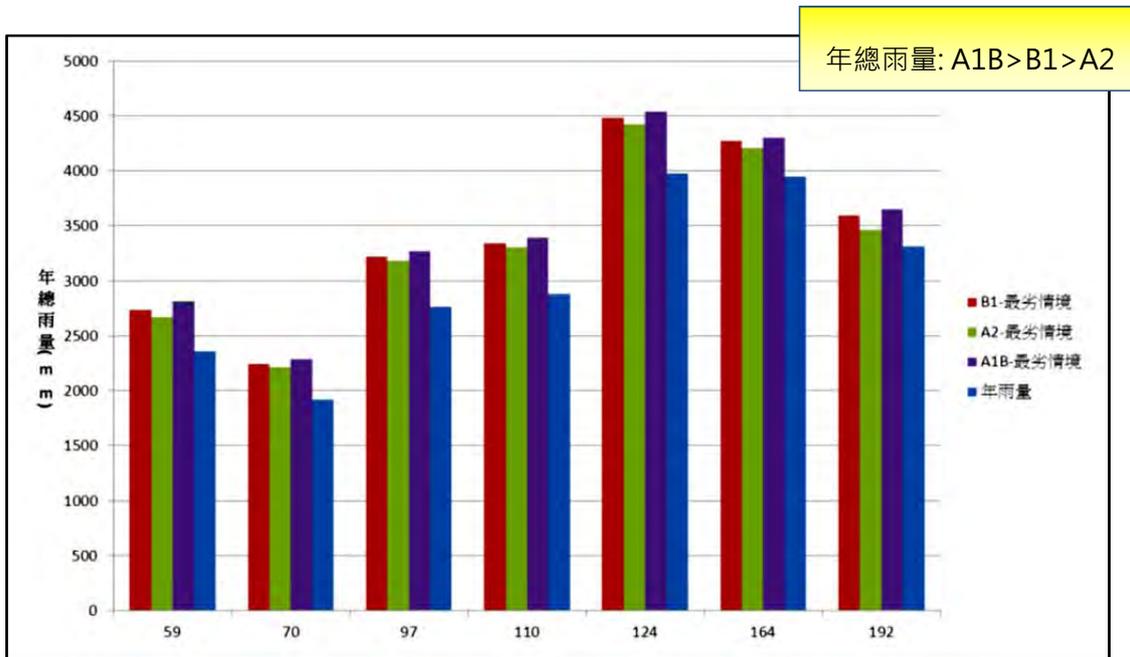


圖 3.17 三種情境下之最劣情境之年總雨量比較

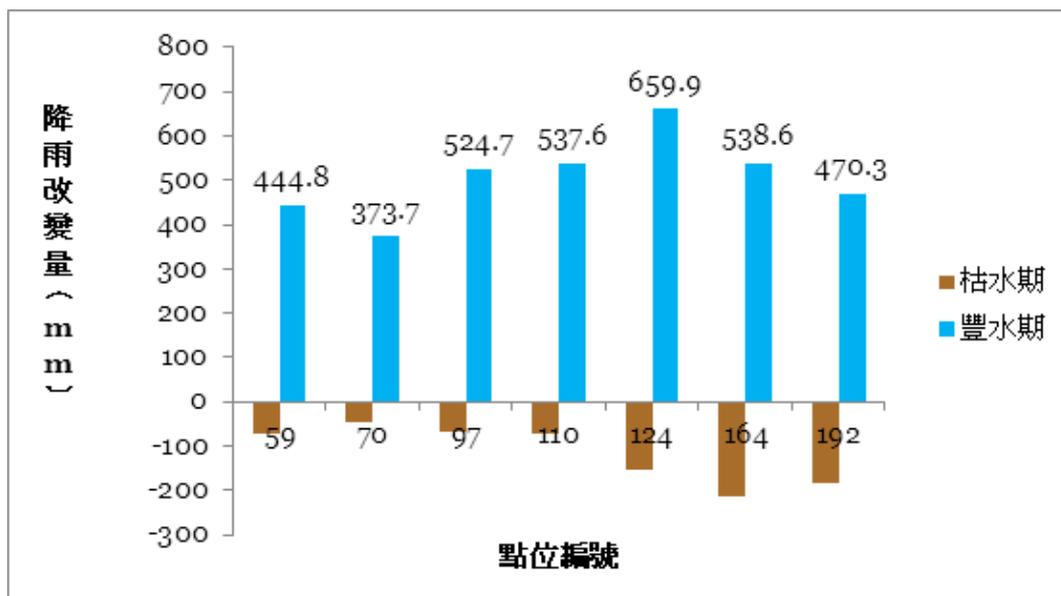


圖 3.18 假設最劣情境下之豐枯水期降雨改變量 (以 B1 情境為例)

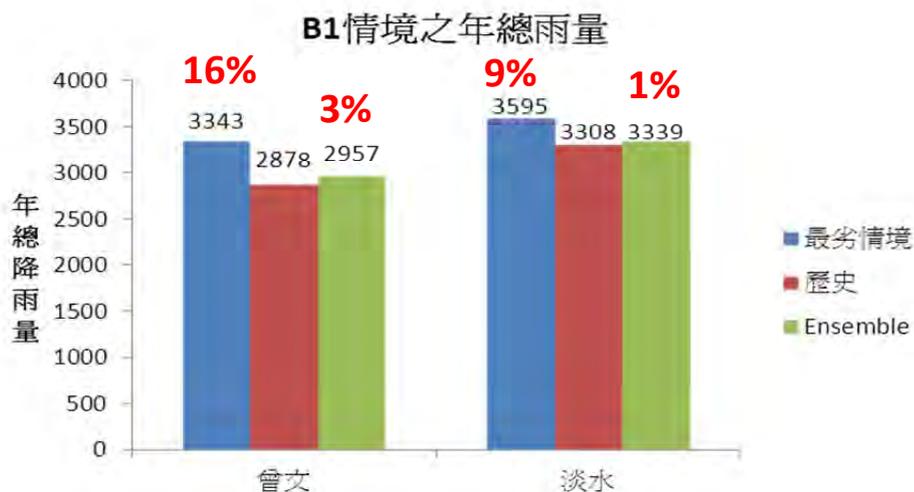


圖 3.19 B1 情境下歷史與氣候變遷情境下年降雨量比較

3.8 產製氣候變遷下日降雨資料

GCM 模式模擬未來情境的資料，除了空間解析度較低之問題外，目前提供預測模擬的產出為月平均或氣候變數的月平均變化，但衝擊端評估的主要輸入是依據日時間尺度的氣候，以致水文、水資源、農業等相關研究，無法直接採用 GCM 模式結果作為衝擊模式評估使用。只有少數 GCM 模式提供日時間序列資料，但其空間解析度較粗糙 (coarse)，且每日輸出的資料不確定性較高，尤其是降雨資料。目前統計降尺度後為月平均氣候值變化，對於下游端無

法直接應用月時間尺度資料，故多數利用天氣合成模式 (weather generator, WG) 繁衍出日序列的氣象變數資料，提供評估衝擊模式所需的資料。

天氣合成模式是用來生成實際日序列的降雨、最高與最低氣溫或濕度等等氣象變數之統計模式，這些氣象變數的資料經常被稱為合成資料 (synthetic data)。WG 是一個模式藉由與觀測資料類似的統計特性 (Richardson & Wright 1984, Wilks & Wilby 1999)，經由該點的觀測氣象資料檢定測站的參數後，可用於模擬綜合的日氣候資料時間序列，WG 的參數修正是依據 GCM 模式中氣候預測的改變，以產生未來綜合性的日氣象資料。WG 是廣泛的應用在產生長時間序列氣象資料，以評估農業與水文風險 ((Mavromatis & Hansen 2001)。並可藉由空間內差參數的方式利用模擬方式，提供未有觀測資料點的日氣候的平均資料 (Semenov & Brooks 1999)。也可提供作為一項產生每日點位特定的氣候情境資料給評估氣候變遷衝擊者使用的數值工具 (Mearns et al. 1999, Dubrovsky et al. 2004, Evans et al. 2008, Semenov 2009, Semenov & Halford 2009)。WG 的功用有主要下面三項：

- (1) 可產生日時間序列的氣象資料，如日降雨與日溫度
- (2) 可藉由空間內插得知未觀測點的日平均特性
- (3) 可分析平均氣候改變、氣候變數改變與極端事件等造成的衝擊影響

詳細 WG 方法應用說明可參考附錄三。

根據前述提供的統計降尺度資料特性與天氣合成模式應用情形，節錄幾項分析結果如下：

- 一、經由與下游使用端溝通，今年度除了提供所有 GCM 模式與多模式平均之統計降尺度結果之外，另提供豐水期越豐且枯水期越枯假設最劣情境，並考量使用者無法一一分析所有 GCM 模式之問題，提出依據東亞季風表現較佳特性的方式挑選 GCM 模式供水利署使用端參考。
- 二、多模式平均 (Multi-model Ensemble mean) 的月降雨改變率於近未來期間各月份的降雨改變率呈現 $\pm 10\%$ 的變化，世紀末降雨改變率其各月變化約在 $+20\% \sim -10\%$ 。三種排放情境中，7~9 月颱風季節期間，以 A1B 情境對於台灣地區降雨的增加量較為顯著，B1 情境中則是以三月份的改變率較其他兩個情境不同，呈現增加趨勢。
- 三、假設最劣情境 (Worst case) 近未來的情境降雨改變比值介於 0.6~1.4 之間，世紀末降雨改變率其比值介於 0.6~1.6 之間。其中以 2~3 與 11~12 月份降雨改變率減少較多，而 7、9、10 月份降雨變化率是呈現明顯增加。在台灣三種排放情境之降雨改變率其空間變化

差異不大，且枯水期降雨改變率較為一致，豐水期的月份降雨改變率較有不同程度的空間變異。

四、在假設最劣情境下之評估流域內未來降雨量，根據挑選北中南東幾個代表流域，分析三個情境未來年總雨量變化，發現年雨量的變化是呈現 $A1B > B1 > A2$ 的情形。

五、比較天氣合成模式產出日資料前後的差異，大致上可反應各月份的平均降雨特性。但較無法反應月平均降雨量的極大極小值，故目前尚無法直接應用於洪災或坡地災害極端事件評估，可應用於評估如氣候變遷對水資源衝擊影響。未來將進行評估 WGEN 與 LARS-WG 對 2 日暴雨之模擬效益，並設法改版天氣繁衍器，或者使用其它降雨模擬歷程（時降雨繁衍後，昇尺度分析 2 日暴雨），以反應暴雨量，應用於淹水與坡地災害方面。

3.9 氣候變遷情境對流量的衝擊

根據 Team 2 提供的統計降尺度資料，以及前述與使用端溝通後產製的假設最劣情境以及挑選 GCM 模式等策略，分析 TCCIP 提供給使用端資料應用於評估氣候變遷對流量衝擊的影響，且研究中藉由各種分析假設探討分析氣候變遷分析過程中，可能產生的不確定性與採用不同評估方式對於結果的差異。

本年度研究中探討選用的網格點的不同、不同目標年、不同排放情境、不同的 GCM 模式以及採用不同統計分佈的 WGN、採用觀測雨量資料的差異等，對於流量分析結果的差異，分析的各種假設與組合如下圖 3.20，此以曾文溪流域與淡水河流域之大漢溪上游為研究案例進行分析。氣候變遷對流量衝擊評估的方法流程與研究區域的特性，詳請參閱第一年度成果報告。

藉由此分析可知各種變項組合模擬出的氣候變遷對流量衝擊的改變量之變異性大小。於下文中分別說明各種組合分析的結果。

3.9.1 近未來與世紀末不同情境下流量的改變率

根據提供給使用端的四種策略的情境資料，以曾文溪上游與淡水河流域大漢溪為例分析 Ensemble 情境、最劣情境、挑選模式的情境、MRI 氣候模式資料等，評估氣候變遷對流量的衝擊影響。在此先分析在不同目標年時段 IPCC 提供的三種排放情境 (A1B、B2、A1) 下，在各種 GCM 模式下其豐枯水期流量的變化，圖 3.21 為曾文溪與大漢溪（淡水河支流）分析結果，由圖中不論是近未來或是世紀末時段，可發現各情境與不同 GCM 模式多數都是呈現豐水期流量增加而枯水期的流量減少的結果。

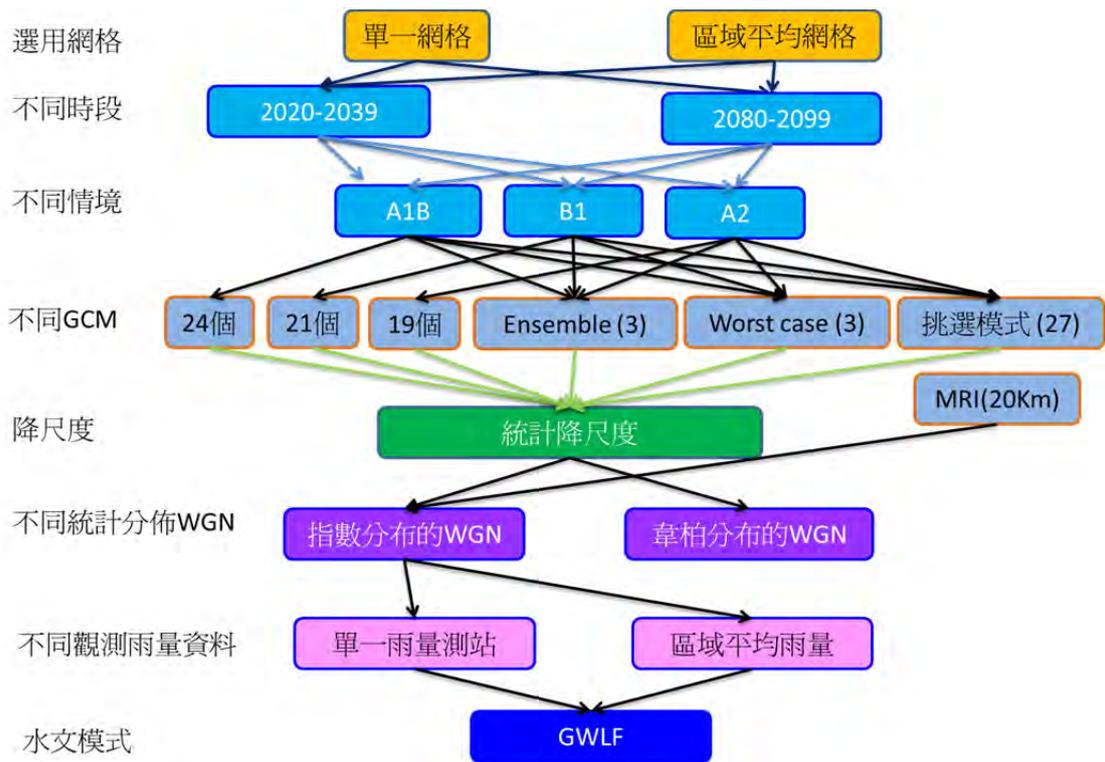


圖 3.20 分析氣候變遷對流量衝擊評估過程採用不同變項組合

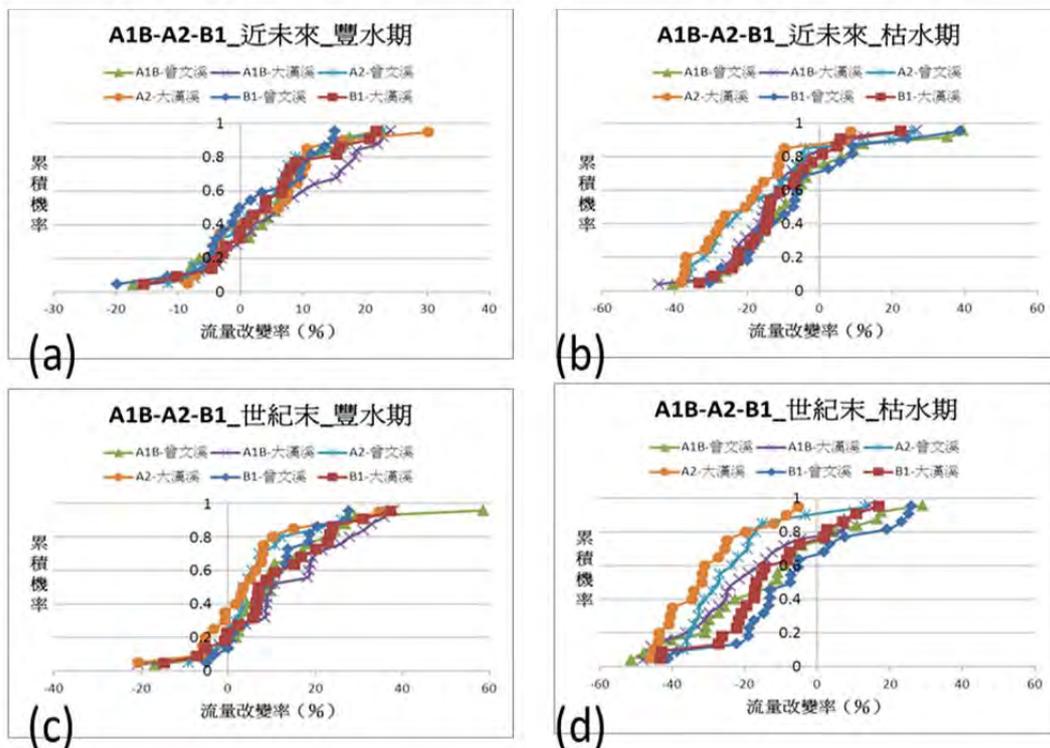


圖 3.21 各種情境下不同時段之流量改變率之累積機率 (曾文溪與大漢溪)

以豐水期為例(圖 3.21(a)與圖 3.21(c))，曾文溪與大漢溪近未來所有 GCM 模式與排放情境顯示約有 60% 機率豐水期流量增加，而世紀末則機率更高，約有 80% 的機率顯示豐水期的流量增加；而枯水期(圖 3.21(b)與圖 3.21(d))，近未來則是有 80% 的機率未來氣候變遷衝擊下流量減少的趨勢，世紀末情境枯水期流量變化，不同流域在各情境下變異性較大，相同的累積機率下，其流量變化範圍相對較大，如累積機率為 80% 情況下，其流量變化從 -25% ~ +20% 的變化範圍。以 A2 情境為例，則是高達 90% 的機率顯示枯水期流量減少。世紀末的降雨改變率相對近未來明顯，且對於枯水期流量少的情況下，對於降雨的變化相當敏感，些許的降雨變化對於流量的衝擊相當顯著，故其枯水期變化範圍相對豐水期的變化更大。

圖 3.22 為不同目標年豐水期於不同情境下，各種 GCM 模式下平均流量改變率以及最大與最小流量改變率範圍，若單以多模式平均值結果評估未來氣候變遷下此兩個流域的豐水期流量變化，於近未來約大部分情境呈現只有 5% 以下的變化，而世紀末則是增加到 10% 的變化，故部分使用端對於氣候變遷變化若採用多模式平均的結果，其改變量較不明顯。

若以未來氣候變遷情境下豐水期流量增加為分析的依據，比較近未來不同情境下豐水期多模式平均的流量改變率，可發現其改變率的變化是呈現 $A2 > A1B > B1$ 的情形，但若以最大流量改變率多是呈現約增加 20% 的變化，其變化的排序呈現是 $A1B > A2 > B1$ 的情形，兩個流域評估結果都是 B1 情境在近未來豐水期的改變率影響較小。若以整個變動範圍比較三個情境，則是以 A1B 情境的變異性較大。

在世紀末三種不同情境下，豐水期流量變化變異性相對較近未來大許多且兩個流域較無一致性的變化，以多模式平均的流量改變率結果，其變化數值的排序是 $A1B > B1 > A2$ ，而不同情境下最大改變率的變化約增加 35%，且曾文溪的 A1B 情境改變率最大到約 60%。世紀末各種情境下豐水期的改變率，由於其變異性大，故其不確定性相對較近未來大。

圖 3.33 為不同目標年枯水期於不同情境下，各種 GCM 模式下平均流量改變率以及最大與最小流量改變率範圍，與豐水期不同之處，以最小流量變化較一致，兩個流域不同情境下近未來枯水期最小流量變化範圍約為 -30% ~ -40%，世紀末則是 -40% ~ -50% 的變化，其中大漢溪流域的枯水期流量減少較曾文溪多。

曾文溪與大漢溪在近未來與世紀末三個情境在枯水期流量下，其多模式平均的流量改變率結果以 A2 衝擊較大，其排序為 $A2 > A1B > B1$ ，而以最小流量改變率則是以 A1B 情境較為衝擊較大，排序則是 $A1B > A2 > B1$ 。

將 A1B、B2、A1 三個情境之所有 GCM 模式分析的結果共 64 組資料加以排序，計算其累積機率，以呈現不同流量改變率可能發生的機率，如圖 3.34。

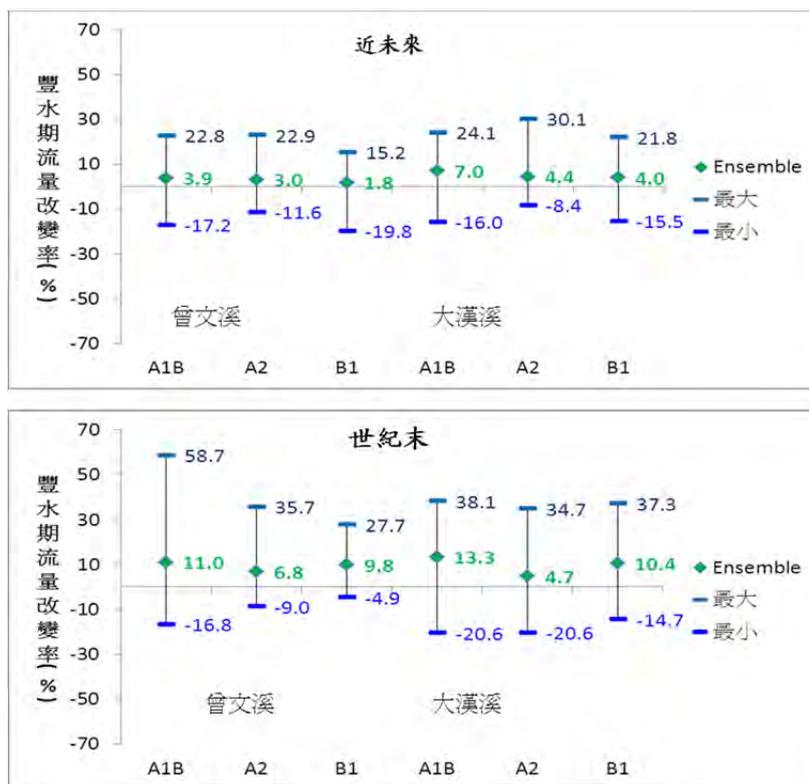


圖 3.22 近未來與世紀末時段豐水期流量改變率 (曾文溪與大漢溪)

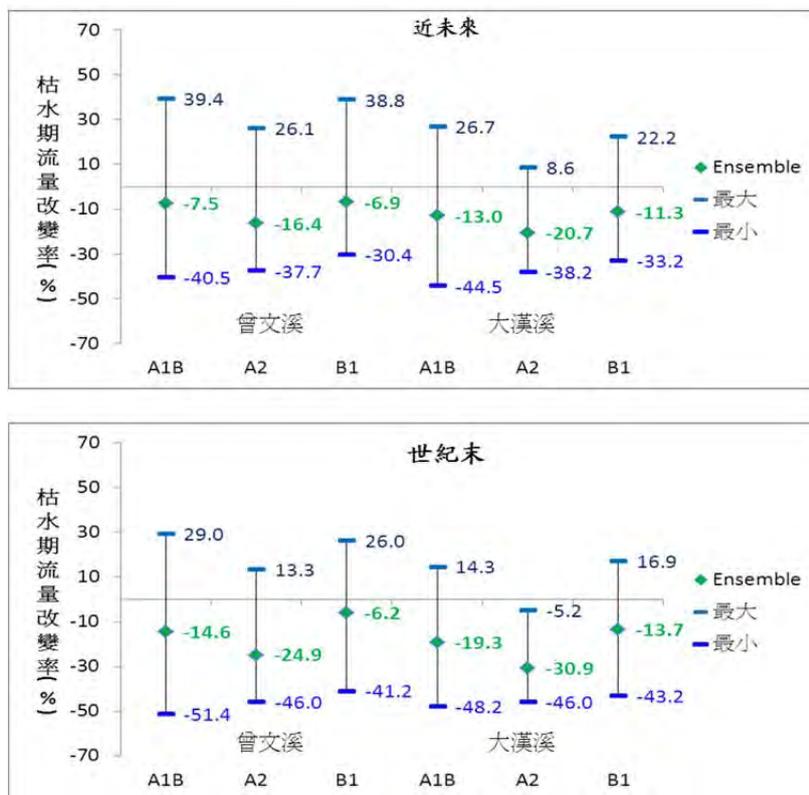


圖 3.33 近未來與世紀末時段枯水期流量改變率 (曾文溪與大漢溪)

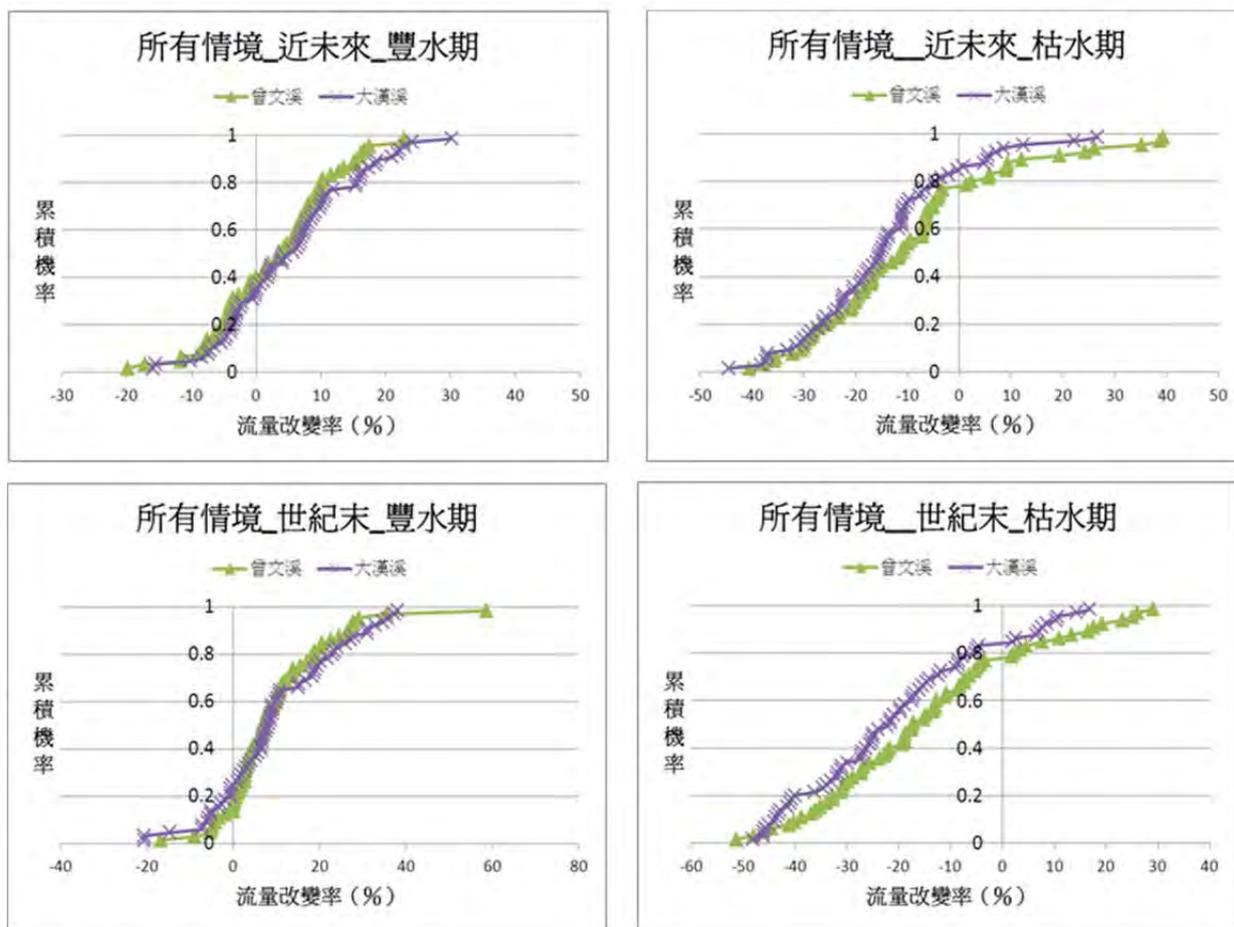


圖 3.34 近未來與世紀末時段所有情境豐枯水期流量改變率之累積機率

由上述各情境流量變動範圍，可知此兩個流域枯水期的變異性較豐水期的變異性大。以 A1B 的變動範圍最大，其不確定性較高，而豐水期以 B1 情境變異性較小，枯水期則是以 A2 情境變異小。將所有情境排序計算不同流量改變率之累積機率，北部的大漢溪豐枯水期流量變化都較南部曾文多一些，以世紀末枯水期的變化較為明顯。

表 3.1 為曾文溪流域利用統計降尺度資料分析各種情境與目標年的結果，以及利用 MRI 資料分析結果，與表格中流量改變率相比，可發現 MRI 資料分析的結果，近未來與世紀末的豐水期改變率較接近統計降尺度結果中多模式平均 (Ensemble) 的改變率，但枯水期則是相反，呈現流量增加的趨勢，而且枯水期流量增加的量遠大於豐水期的增加量。表 3.2 為淡水河流域-大漢溪各情境下之流量推估，結果顯示，如同曾文溪流域，淡水河流域於多模式平均以及最劣情境下之流量推估，均呈現豐水期流量增加，枯水期流量減少的趨勢。其中又以 A1B 情境下的流量推估變化最為明顯；世紀末的變化趨勢亦較近未來明顯。

表 3.1 曾文溪各模式豐枯水期的流量改變率範圍

時段		情境	Ensemble	最大	最小	Worst Case	MRI
2020-2039	豐水期流量	A1B	4	23	-17	23	5.1
		B1	2	15	-20	21	
		A2	3	23	-12	20	
	枯水期流量	A1B	-8	39	-41	-33	22
		B1	-8	39	-30	-30	
		A2	-3	26	-38	-37	
2080-2099	豐水期流量	A1B	11	59	-17	37	11
		B1	10	28	-5	31	
		A2	5	36	-16	26	
	枯水期流量	A1B	-16	29	-51	-39	39
		B1	-7	26	-41	-28	
		A2	-24	13	-46	-40	

表 3.2 淡水河流域 (大漢溪) 各模式豐枯水期的流量改變率範圍

時段		情境	Ensemble	最大	最小	WORST CASE
2020-2039	豐水期	A1B	7	24	-16	31
		A2	4	30	-8	25
		B1	4	22	-16	27
	枯水期	A1B	-13	27	-44	-38
		A2	-21	9	-38	-41
		B1	-11	22	-33	-31
2020-2099	豐水期	A1B	13	38	-21	46
		A2	5	35	-21	29
		B1	10	37	-15	35
	枯水期	A1B	-19	14	-48	-47
		A2	-31	-5	-46	-49
		B1	-14	17	-43	-35

3.10 結語

綜合上述結果可知，在統計降尺度之降雨推估上，三個情境反應於台灣地區之降雨改變率方面差異性不大，降尺度資料解析度的提高並不會改變整體的變化趨勢(如乾季雨量將偏少，濕季雨量將偏多)，但是對於降雨改變的空間分布上，可達到更細緻化的效果，對於流域尺度之流量衝擊研究上，有其正面幫助。在流量衝擊評估方面，其曾文溪流域與淡水河流域之流量變遷趨勢大致與降雨變遷趨勢相同，亦即豐水期流量有增加的趨勢；枯水期有流量減少的趨勢。在承接月降雨統計降尺度資料的四種使用策略部分，多重模式平均的使用方式於水文應用端操作上較為不易，衝擊訊號則是以最劣情境之分析結果較為明顯。

第四章 氣候變遷不確定性分析：氣象水文整合應用研究

不確定性之定義為，在定性及定量上，對於真理缺乏精確的知識（許，2006）。氣候模式本身具有相當之不確定性，各模式的預設溫室氣體排放情境也不盡相同，因此同時利用數個模式的預設情境進行分析，將會得到許多不同的衝擊評估結果。過去利用所有結果的趨勢，評斷未來氣候變遷下可能遭受之衝擊，只能說明可能趨勢，無法說明這些趨勢的風險性或不確定性有多大。

因此，本節重點以文獻回顧與整理方式氣候變遷預設情境之資料、全球氣候模式以及整個衝擊評估流程中可能隱含之不確定性來源，以及應用氣候變遷資料時，為降低其不確定性應採用之原則與分析方式，並針對國內外目前常見評估氣候變遷不確定性的方法作簡要說明，以提供使用者對氣候變遷衝擊評估研究的限制與不確定性問題初步的瞭解。

同時針對本研究團隊所進行之氣候變遷分析之相關內容進行不確定性探討，進行之 IPCC AR4 24GCM 模式推估、降尺度分析、以及水文應用評估等過程中可能產生之不確定性進行分析與評估。

4.1 氣候變遷評估過程不確定性來源

以氣候變遷對水文環境衝擊之不確定性來源為例，包含：**(1)二氧化碳排放情境、(2)GCM 模式、(3)氣候降尺度、(4)水文模式、(5)水文參數、(6)操作模式**等，圖 4.1 則展示典型由上而下的氣候變遷衝擊影響評估流程（童，2004）。

氣候變遷衝擊影響評估之各步驟因科學領域不同常展現出強調各種不確定性類別，如圖 4，前兩項屬於大氣科學領域，則以**(1)自然變動、(2)對氣候系統的運作不夠瞭解或無法貼切地在模式中描述、(3)對於未來影響氣候的溫室氣體排放量的不確定**，為未來氣候變遷推估的主要三個不確定性的來源（陳等人，2010）；氣候降尺度則可概分為統計降尺度與動力降尺度。

一般認為統計降尺度之不確定性來源包括 **(1) 統計模型、(2) 參數推估、或者 (3) 天氣繁衍器之不確定**（Chen et al., 2011），而動力降尺度亦有對區域氣候系統的運作不夠瞭解或無法貼切地在模式中描述之不確定（CORDEX, 2011）；下游應用端範疇之不確定性探討已有顯著研究結果。一般認為包括**水文模式、模式結構、模式參數、時空間尺度與決策操作應用等**（游等人，1997）不確定性來源。大氣科學領域、氣候降尺度與下游應用端範疇三者之不確定性比較，普遍研究指出，大氣科學領域之全球氣候模式不確定性範圍為較大。

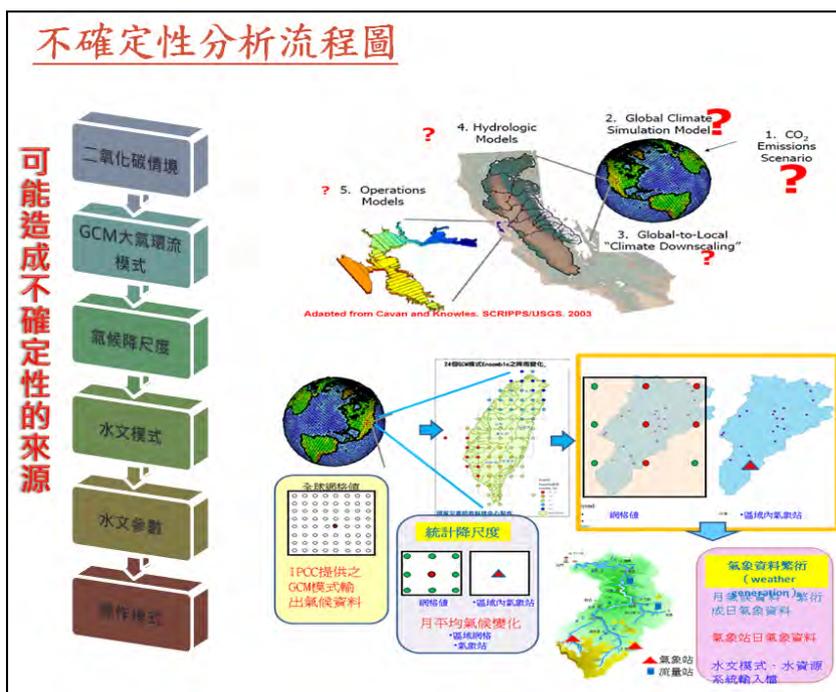


圖 4.1 不確定性分析流程圖

4.2 氣候變遷不確定性分析原則

不確定性分析能為氣候變遷對水文環境之衝擊提供一可能變動範圍，期望以可能變動範圍（或機率）取代單一值之衝擊結果，但此研究仍屬於學術探討，對政策擬定與調適作為仍隱含高度風險。其原因包括：(1) 氣候變遷評估之不確定來源眾多，且 (2) 前後不確定來源有傳遞性影響，(3) 氣候模式複雜，難以相互比較，(4) 氣候模式與應用端模式之空間尺度差異大，必需引用降尺度技術，(5) 涵蓋之科學領域亦為廣，學者間不易溝通整合，因此不確定性分析相對困難許多。由文獻以及專家經驗中整理出幾項進行氣候變遷衝擊影響之示範性分析原則：

- (1) 使用多種氣候模式(CORDEX，2011)，
- (2) 使用多種降尺度方法，
- (3) 使用多種水文模式、多種參數推估法及多種操作應用，
- (4) 確實進行跨領域溝通(CORDEX，2011)，
- (5) 進行不同空間尺度之衝擊影響評估(CORDEX，2011)，
- (6) 進行模式資料之偏差校正(CORDEX，2011)。

此外尚有其他次要分析原則：

- (1) 氣候變遷衝擊結果宜以變動範圍（或機率）取代單一值之衝擊影響，
- (2) GCM 之不確定性對氣候變遷衝擊影響甚大，若限於現實情況，至少應進行多 GCM 模式之氣候變遷衝擊影響範圍，
- (3) 不確定性量化工作應說明之重點(使用了什麼資料、假設了什麼，探討了什麼來源之不確定性、整合定性上的評估)，
- (4) 經由跨領域或國際合作，共同探討不確定性議題 (EQUIP, 2011)。

4.3 氣候變遷對水文衝擊之不確定性評估

本節整理三篇代表性文章，包括：(1) Assessing uncertainties in climate change impact analyses on the river flow regimes in the UK (Prudhomme 與 Davies, 2009)、(2) Comparison of uncertainty sources for climate change impacts: flood frequency in England (Kay 等人, 2009)、(3) A framework for assessing uncertainties in climate change impacts: Low-flow scenarios for the River Thames UK (Wilby 與 Harris, 2006)，分述如下各小節。

4.3.1 氣候變遷對英國河川流量衝擊影響之不確定性評估

Prudhomme 與 Davies (2009)以 3 種 GCM (HadCM3、CCGM2 與 CSIRO-mk2)、2 種降尺度技術 (SDSM 與 HadRM3) 與 2 種水文模式架構 (ModA 與 ModB)，選用英國的四個集水區 (Medway、South Tyne、Ithon 與 Thet)，評估這些不確定因子對河川流量衝擊之影響，且比較上述之不確定來源與自然變異。

自然變異為利用拔靴法 (bootstrap) 將一組 30 年原始觀測序列 (1961-1990 年月降雨量資料) 重新採樣出 99 組，加上原始觀測序列共 100 組樣本序列，將 100 組樣本序列依據月份，建立平均月流量的自然變異範圍。

該研究降尺度技術包含統計降尺度的 SDSM 方法與動力降尺度方法以 GCM 尺度 (HadCM3) 降尺度到 RCM 尺度 (HadRM3) 兩種。水文模式根據水分機率分布 (probability distributed moisture, PDM) (參考 Moore 1985)，分為 ModA 與 ModB 兩個模式，最大不同為 ModA 有考慮截留 (interception storage) 貯存，ModB 沒有考慮截留貯存。且以納許-史托克利夫效率係數 (Nash and Sutcliffe) 選擇一組較好的水文參數，其驗證值則為每天所觀測之流量資料。

圖 4.2 顯示 GCM90%信賴區間之範圍大於自然變異,亦大於水文模式,此結論與眾多文獻之結果一致。此外,氣候變遷之衝擊可從第二四分位(median)之趨勢看出,夏季流量多為增加之衝擊。

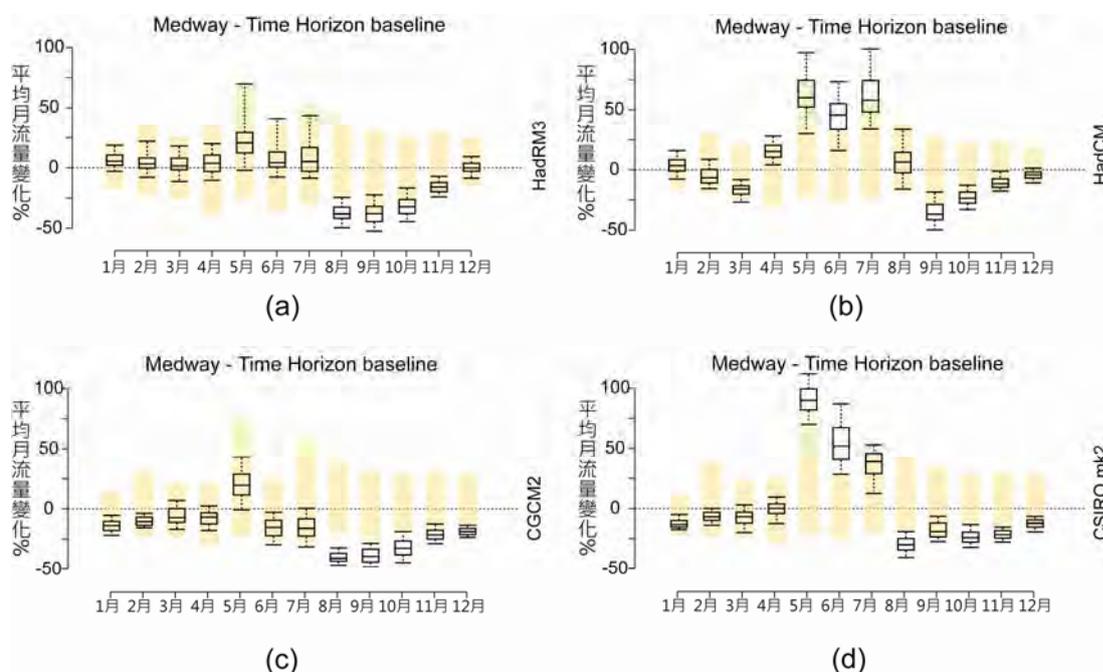


圖 4.2 Medway 集水區自然變異與不同 GCM 的不確定性範圍。(Prudhomme 與 Davies, 2009)

4.3.2 氣候變遷對英格蘭洪水頻率衝擊影響之不確性來源比較

Kay 等人(2009) 透過連續河川流量模擬,比較氣候變遷對英格蘭洪水頻率衝擊影響之不確性來源。該研究針對六種不同來源進行討論,包括未來的溫室氣體排放情境 (A1F1、A2 (Medium-High)、B2 與 B1)、全球氣候模型的結構 (HadCM3 (UK)、CSIRO-Mk2 (Australia)、CGCM2 (Canada)、ECHAM4 (Germany) 與 CCSR (Japan))、降尺度大氣環流模型 (包括區域氣候模式的結構) (Hadley Centre (UK)、DMI (Denmark)、ETH (Switzerland)、GKSS (Germany)、MPI (Germany)、SMHI (Sweden)、UCM (Spain) 與 KNMI (Netherlands))、水文模型結構 (PDM Probability Distributed Model 與 Grid-to-Grid)、水文模型參數和內部變異的氣候系統 (GCM 應用不同的初始條件),由上述六個不確定來源,探討氣候變遷對英格蘭的兩個集水區 (40005 與 74001) 不同回歸期洪水頻率衝擊。

圖 4.3 探討不同因子可能造成不確定性範圍,縱軸為流量改變百分比,橫軸為不同回歸期。以洪水改變率之極大值與極小值差異作為不確定性的量化指標,結論指出 GCM 模式之不確定性為最高,水文模式之不確定性較低。

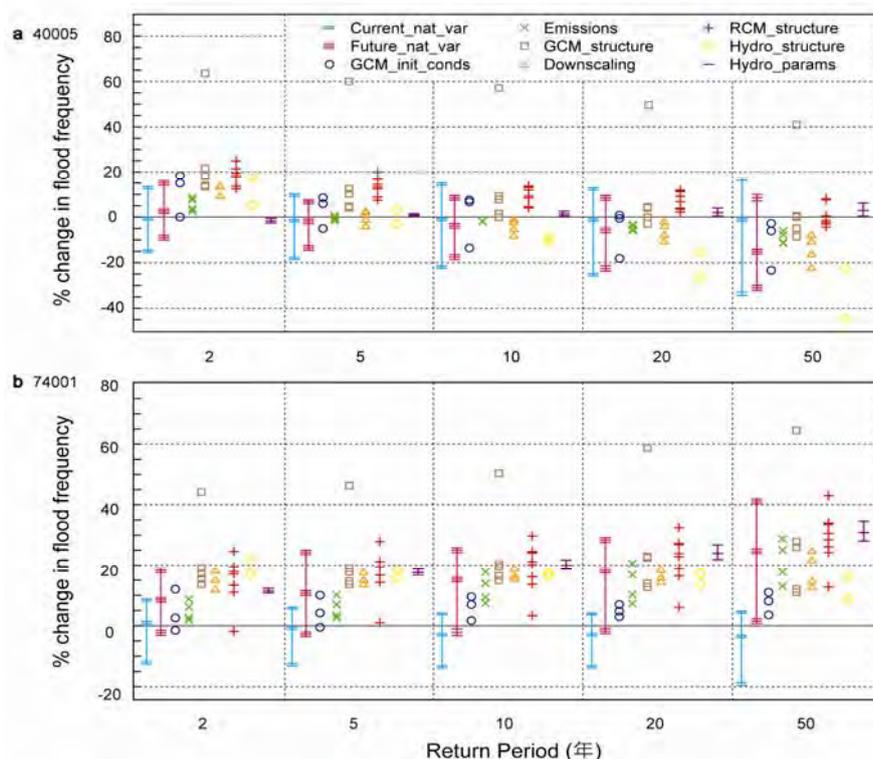


圖 4.3 探討不同因子不確定性的範圍。(Kay 等人，2009)

4.3.3 氣候變遷對英國泰晤士河低流量衝擊影響之不確定性分析

Wilby 與 Harris (2006) 使用四個 GCM (CGCM2、CSIRO Mk2、ECHAM4 與 HadCM3) 模式的 ensemble、二個溫室氣體排放情境 (A2、B2)、兩個統計降尺度技術 (CF、SDCM(Wilby 等人，2002))、二個水文模型結構 (REGMOD、CATCHMOD) 及兩組水文模型參數探討不同來源之不確定性。且該研究依據專家判斷及相關統計技術進行加權計算，其觀念為所設定權重大時出現次數就高。

由圖 4.4 低流量改變率之極大值與極小值差異顯示，兩種 GHGS 排放情境於未來低流量減少，約為 8 成之信心，由五種不確定性來源之比較，GCM ECDF 之 range 為最大，顯示 GCM 於氣候變遷衝擊之不確定性為最大，本結果與眾多文獻一致。

4.4 不確定性結果呈現方式

不確定性結果呈現方法包括直接以 (1) 散佈圖表現原始結果之極大值與極小值之差異、或以 (2) 盒鬚圖表示統計結果、(3) 信賴區間 (如 95% 信賴區間，或是將均值加減一倍標準偏差之範圍等)、(4) 機率圖包含機率密度圖與累積機率圖、或者是頻率柱狀圖與經驗累積機

率圖、(5) 包絡線、(6) 統計值 (例如標準偏差、變異數、或最大與最小值之離差) 以及 (7) 特定門檻值之超越機率或累積機率。

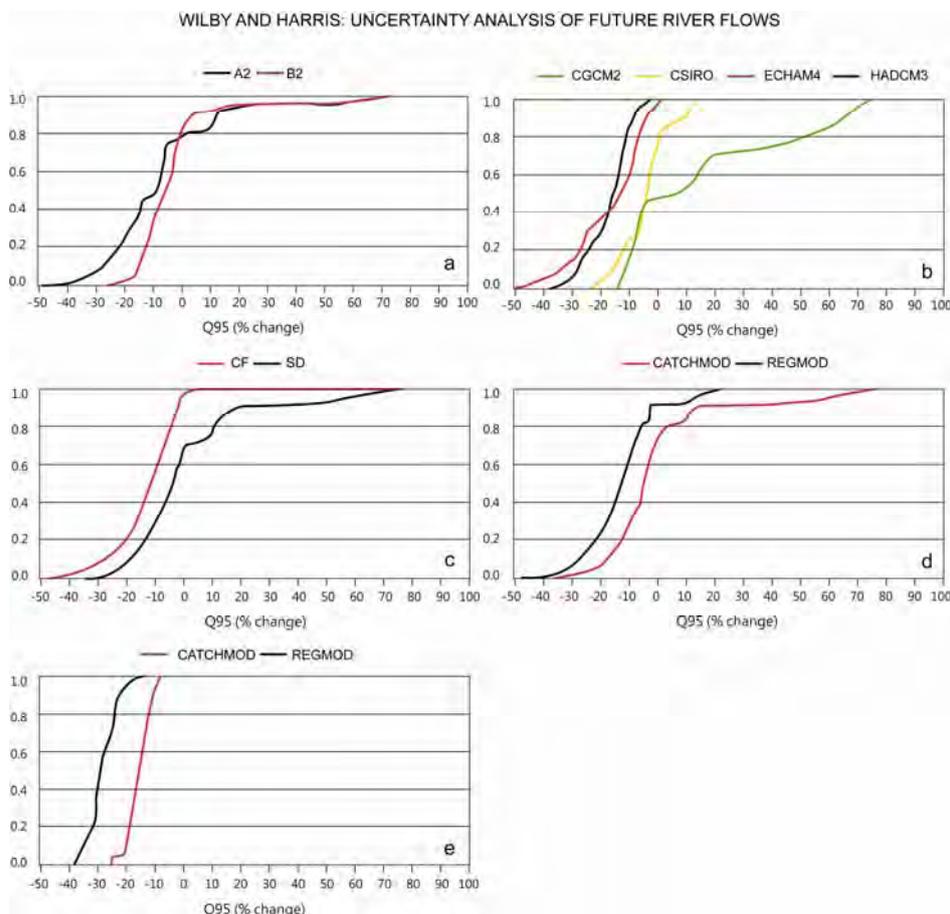


圖 4.4 不同因子造成 Q95 流量改變率。(Wilby 與 Harris, 2006)

4.5 氣候變遷資料推估之不確定性分析:百分位

4.5.1 雨量推估百分位分布

TCCIP 研究團隊使用偏差量校正和空間分類 (bias-correction and spatial disaggregation, BCSD) 進行統計降尺度, 可以對未來氣候做推估, 可得未來降雨、平均溫度的氣候值 (詳見第三章)。但每個情境由不同數量之模式構成(A1B: 24 個、A2: 19 個、B1: 21 個), 此方法在每個情境下有各自不同模式有不同的結果, 在前面章節所討論的結果都是將各情境下的模式平均求得一平均的結果, 但這模式平均值是否就足以代表這情境的結果? 以下將從各情境的模式分布狀況來討論這問題。因雨量推估的不確定性較溫度來得高, 所以以雨量的討論為主, 溫度則為附帶說明。

以 A1B 情境 24 個模式為例，將 24 個模式在台灣地區 2020-2039 年與 2080-2099 年未來推估的結果每個網格點得數值從小排到大，然後求出模式的最大值、第 90 百分位數、第 75 百分位數、中位數、第 25 百分位數、第 10 百分位數、最小值，進行比較分析。表 4.1 與表 4.2 為 A1B、A2、B1 三情境在臺灣地區在 2020-2039 年與 2080-2099 年各百分位數比較值。以下就 2080-2099 年氣候變化 (change) 之第 50 百分位數 (中位數) 與正一個標準差之近似值 (第 75 百分位數) 與負一個標準差之近似值 (第 25 百分位數) 進行討論。

東亞降雨氣候變化 (change) 2080-2099 年推估得三情境的第 75 百分位數、第 50 百分位數 (中位數) 及第 25 百分位數，如圖 4.5、圖 4.6、圖 4.7 所示。結果可知第 75 百分位數的預測結果，春季印度半島、新疆、蒙古有較大降雨變化；夏季只有阿富汗附近降雨變化量較劇烈；秋季阿富汗及中國西北部雨量變化較多；冬季的變化是四季中最大的，尤其是東北亞地區 (圖 4.5)。中位數的意義與模式之平均的意義相近，冬季變化量也是四季中最大的 (圖 4.6)。圖 4.7 是東亞降雨氣候變化(change) 2080-2099 年推估得三情境的第 25 百分位數，是三情境中預測氣候較乾燥的結果。但在春季的蒙古、冬季的蒙古跟中國西北，圖上呈現綠色，為降雨量為增加，代表此地區三情境都預測 2080-2099 年降雨量會增加，其降雨量增加的可信度則較高。

75th percentile pr change 2080–2099

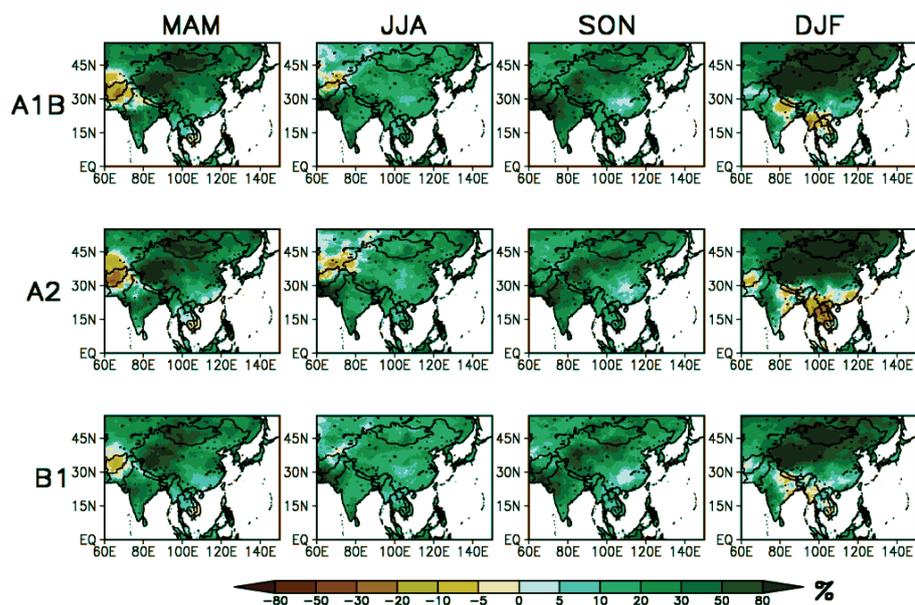


圖 4.5 2080~2099 年四季東亞地區三情境第 75 百分位數 (75th percentile) 之降雨氣候改變率圖。

Median pr change 2080–2099

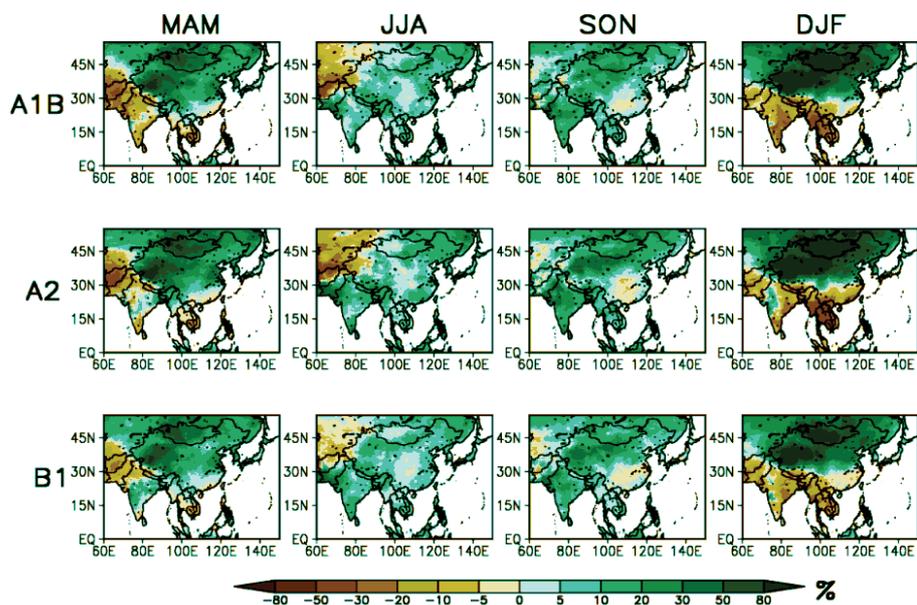


圖 4.6 2080~2099 年四季東亞地區三情境第中位數 (50th percentile) 之降雨氣候改變率圖。

25th percentile pr change 2080–2099

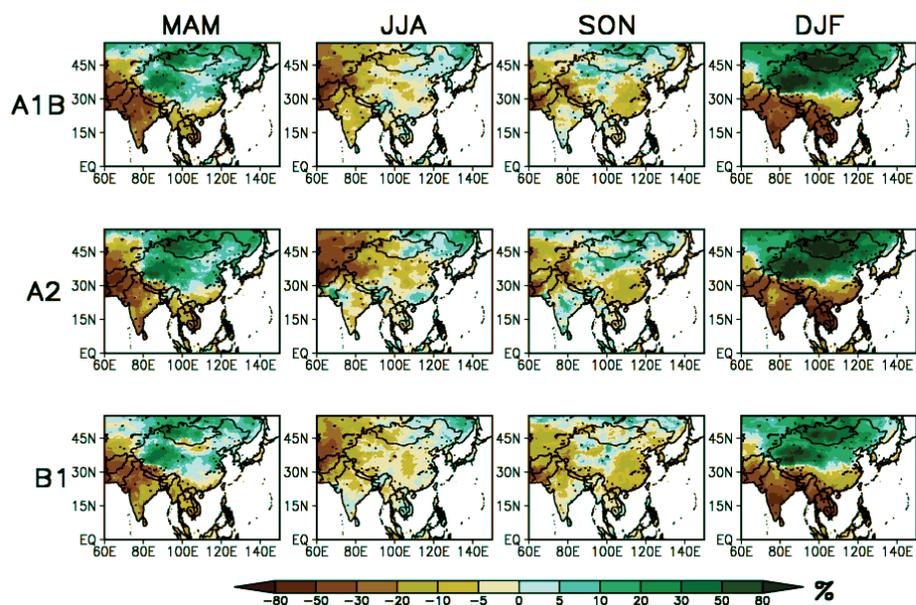


圖 4.7 2080~2099 年四季東亞地區三情境第 25 百分位數 (25th percentile) 之降雨氣候改變率圖。

進一步看臺灣地區 2080-2099 年推估得三情境的第 75 百分位數、第 50 百分位數（中位數）及第 25 百分位數的分析情形（圖 4.8、4.9、4.10）。A1B 情境預估台灣四季降雨變化氣候的最大值結果如表 4.1 所示，四季台灣降雨最大值春季為 40.8%，夏季為 76.7%，秋季為 50.3%，冬季為 31%，夏季的最大值變化為四季中最大。圖 4.9 為台灣四季降雨變化氣候的中位數，秋季的中位數結果與秋季的平均結果差異較大些。A1B 情境推估四季台灣降雨中位數春季為 -13%，夏季為 12.8%，秋季為 7.09%，冬季為 -15%。2020-2039 年的夏季與秋季雨量氣候值較 1980-1999 年降雨氣候值增加一些，而 2020-2039 的春季、冬季較 1980-1999 年降雨氣候值減少一些（表 4.1）。2020-2039 台灣四季降雨變化氣候的第 25 百分位數的結果都是呈現降雨趨勢偏乾燥的情形（圖 4.10），而春季跟夏季較為明顯。以表 4.1 所示，A1B 情境預測四季台灣降雨最小值春季為 -35%，夏季為 -13%，秋季為 -19%，冬季為 -37%。

4.5.1 溫度推估百分位分布

溫度部分所呈現之不確定性較雨量來得低，在於其本身在氣候模式推估的穩定性較高。表 4.2 表示 2080-2099 年平均溫度差異量的最小值，三情境所推估的結果均一致，春季為 0.41 度，夏季 0.48 度，秋季 0.37 度，冬季為 0.68 度。

2080-2099 年平均溫度的氣候變化，台灣地區溫度有暖化的情況。春季三情境估計溫度上升平均值範圍為 1.74~2.69 度，夏季估計溫度上升範圍為 1.69~3.04 度，秋季估計溫度上升範圍 1.7~2.78 度，冬季估計溫度上升範圍為 1.63~2.83 度。

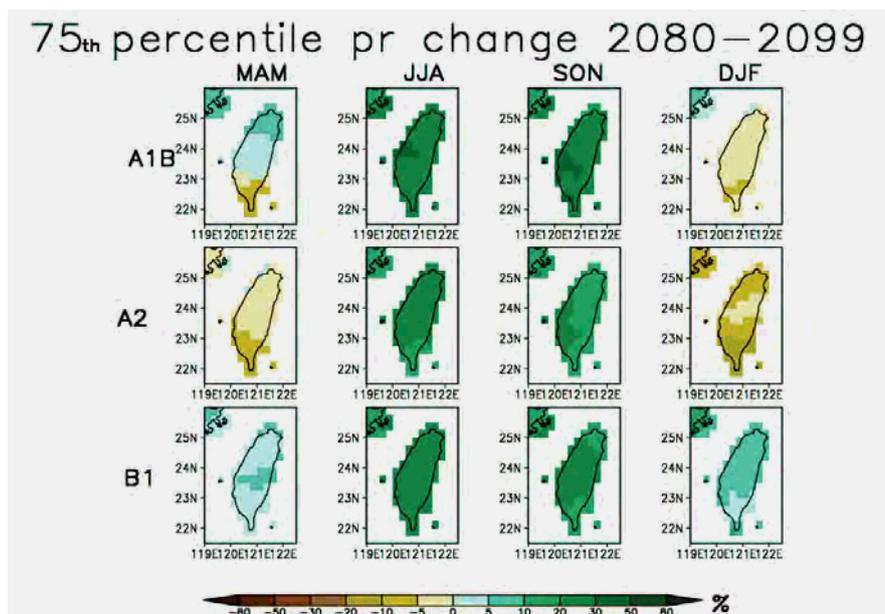


圖 4.8 2080-2099 年四季台灣地區三情境第 75 百分位數 (75th percentile) 之降雨氣候改變率圖。

Median pr change 2080–2099

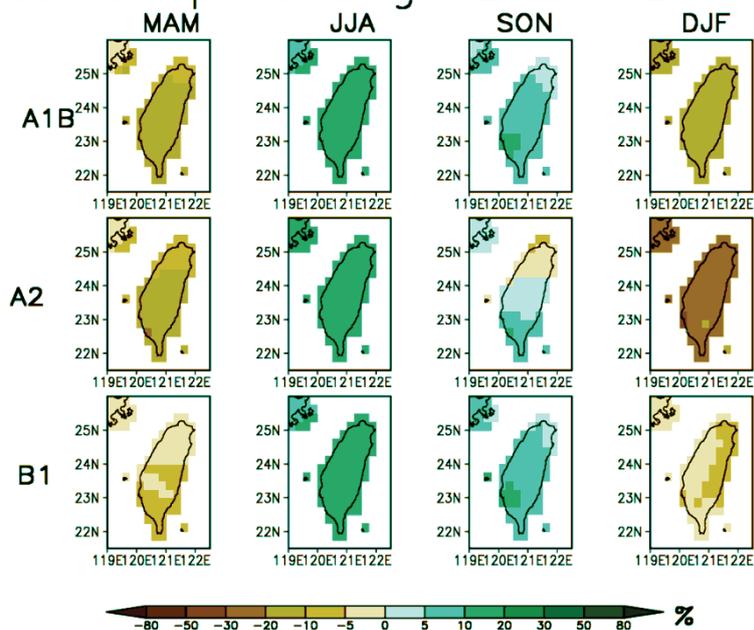


圖 4.9 2080~2099 年四季台灣地區三情境第中位數 (50th percentile) 之降雨氣候改變率圖。

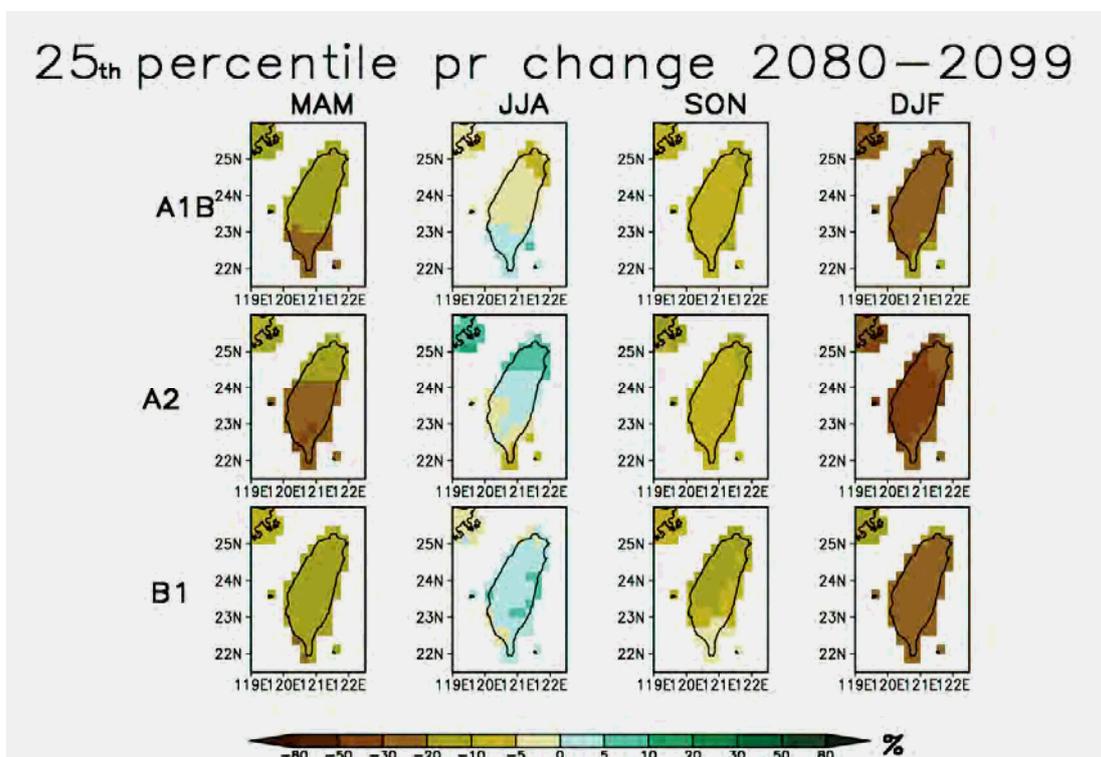


圖 4.10 2080-2099 四季台灣地區三情境第 25 百分位數 (25th percentile) 之降雨氣候改變率圖。

表 4.1 2020-2039 年與 2080-2099 年三情境在台灣區域四季降雨改變率(%)由最小到最大值的分布情形。

Pr (%)		2020-2039							2080-2099						
		min	10th	25th	med	75th	90th	max	min	10th	25th	med	75th	90th	max
DJF	A2	-37	-32	-18	-11	-1.2	6.15	25.1	-53	-39	-31	-23	-7.9	6.82	28.5
	A1B	-37	-29	-15	-3.5	4.74	10.6	27.1	-43	-31	-24	-15	-2.9	5.79	31
	B1	-33	-27	-15	-3.3	5.93	11.9	17.7	-32	-29	-21	-4.7	5.97	20.9	28.7
MAM	A2	-29	-26	-18	-7.9	-2.5	3.27	10.6	-33	-30	-22	-13	-3.2	4.96	28.8
	A1B	-35	-27	-15	-11	-3.6	16.5	29.4	-37	-28	-18	-13	0.73	11.3	40.8
	B1	-26	-23	-17	-7.6	-0.9	5.36	9.65	-30	-21	-15	-4.9	4.16	9.37	20
JJA	A2	-25	-21	-2.8	4.15	8.32	16.7	43.4	-24	-18	1.29	14.9	22.1	30.5	55.1
	A1B	-25	-13	-4.5	5.72	14.3	23	28.1	-19	-14	-1.4	12.8	27.7	36.3	76.7
	B1	-26	-24	-11	6.13	13.8	18	21.9	-22	-11	2.33	14	23.3	26.8	39.6
SON	A2	-23	-19	-6.8	2.76	14.7	17.5	25.3	-37	-28	-9.2	2.52	18.5	29.3	36.3
	A1B	-29	-19	-6.6	1.61	10.6	30.1	40.7	-29	-23	-8.3	7.09	27.4	35.7	50.3
	B1	-21	-19	-8.1	2.75	14.2	20.5	47	-33	-21	-8.5	7.76	21.4	31.9	42.3
Ann	A2	-18	-16	-12	-2.5	0.63	11.2	19.3	-33	-18	-9.7	-2	5	11.5	26
	A1B	-18	-16	-8.5	-0.4	6.27	12.1	22.7	-29	-24	-2.1	3.2	10.4	15.8	35.2
	B1	-18	-16	-9.7	-0.7	2.88	9.73	16.7	-19	-12	-3.5	4.99	7.81	14.4	27.5

表 4.2 2020-2039 年與 2080-2099 年三情境在台灣區域四季溫度變化量(°C)由最小到最大值的分布情形。

Tmp (°C)		2020-2039							2080-2099						
		min	10th	25th	med	75th	90th	max	min	10th	25th	med	75th	90th	max
DJF	A2	0.11	0.45	0.61	0.77	0.96	1.05	1.96	0.68	1.93	2.16	2.83	3.03	3.53	3.75
	A1B	0.11	0.43	0.74	0.96	1.13	1.29	1.75	0.68	1.55	1.97	2.3	2.92	3.11	3.49
	B1	0.11	0.32	0.49	0.77	0.92	1.07	1.68	0.68	1.1	1.29	1.63	1.77	2.08	2.72
MAM	A2	0.25	0.38	0.61	0.84	1.06	1.21	1.26	0.41	1.93	2.27	2.69	3	3.17	3.77
	A1B	0.25	0.37	0.76	0.91	1.06	1.2	1.39	0.41	1.54	2	2.39	2.61	2.81	3.8
	B1	0.1	0.25	0.59	0.82	1.07	1.27	1.34	0.41	0.91	1.36	1.74	1.94	2.03	2.79
JJA	A2	0.25	0.49	0.68	0.87	1.07	1.16	1.33	0.48	2.01	2.54	3.04	3.21	3.35	3.46
	A1B	0.25	0.46	0.74	0.95	1.16	1.29	1.45	0.48	1.66	2.11	2.41	2.75	2.89	3.9
	B1	0.23	0.26	0.63	0.91	1.1	1.25	1.32	0.48	1	1.38	1.69	1.97	2.15	2.74
SON	A2	0.46	0.68	0.75	0.84	0.94	1.05	1.33	0.37	2	2.55	2.78	3.04	3.4	3.64
	A1B	0.46	0.51	0.67	0.95	1.17	1.24	1.4	0.37	1.49	2.06	2.46	2.78	3.04	3.7
	B1	0.4	0.46	0.56	0.9	1.06	1.18	1.33	0.37	1.02	1.23	1.7	1.98	2.15	2.54
Ann	A2	0.37	0.55	0.74	0.89	0.98	1.09	1.38	0.54	2.01	2.62	2.8	3.09	3.28	3.59
	A1B	0.37	0.63	0.76	0.94	1.17	1.21	1.43	0.54	1.61	2.1	2.47	2.7	2.94	3.79
	B1	0.33	0.38	0.65	0.84	1.11	1.17	1.31	0.54	1.02	1.33	1.73	1.92	2.08	2.78

4.6 台灣機率密度函數(Probability Density Function, PDF) 分析

4.6.1 雨量推估機率密度函數分析

將兩時段降雨量氣候變化(change)台灣地區 75 個點，以三情境的結果做成春、夏、秋、冬四季的機率密度函數(PDF)圖做分析，在此放上夏季的結果作為代表。由 PDF 圖上可顯示三情境分析台灣附近 75 個點的降雨氣候變化(change)的變化情形、降雨氣候變化(change)範圍分佈及極端值的分佈。

由 2020-2039 年降雨夏季降雨的 PDF (圖 4.11) 的圖中，A1B 情境推估-5% ~ 15%所佔個數量較多，夏季降雨的 PDF 圖中，gfdl_cm2_1、miroc3_2_medres、ukmo_hadcm3 三個模式估計降雨量較為 24 個模式中偏高；mpi_echam5 模式估計最低。A2 情境的推估結果裡，-10% ~ 10%所佔個數量較多，miroc3_2_medres 與 ukmo_hadcm3 兩個模式所估計雨量為 21 模式中最高，ncar_ccsm3_0 模式估計最低。B1 情境中，大多數雨量推估落在-5% ~ 5%之間，mri_cgcm2_3_2a 與 ncar_pcm1、gfdl_cm2_0 模式所估計雨量為 21 模式中最高，cnrm_cm3 模式為最低。

圖 4.12 顯示 2080-2099 年降雨夏季降雨的 PDF 圖，A1B 情境預測結果中，以 10% ~ 20%所佔個數量較多，夏季降雨的 PDF ukmo_hadgem1 與 ukmo_hadcm3 兩個模式估計降雨量較為 24 個模式中偏高；cccma_cgcm3_1 與 giss_model_e_h 兩模式估計最低。A2 情境預估 2080-2099 年降雨夏季降雨主要分布在-5% ~ 30%，ukmo_hadcm3 與 ukmo_hadgem1 兩模式所推估雨量最高，giss_model_e_r 模式所推測雨量最低。B1 情境顯示 2080-2099 年降雨夏季降雨主要分布在-5% ~ 25%之中，21 模式中以 mri_cgcm2_3_2a 模式推測雨量最高，以 cccma_cgcm3_1_t63 模式推估雨量最低。

4.6.2 溫度推估機率密度函數分析

而兩時段的溫度機率密度函數 (PDF) 之平均溫度氣候變化 (change) 差異量分別顯示在圖 4.13 及圖 4.14，以三情境分析台灣地區夏季分析結果來代表，由 PDF 圖上可顯示平均溫度氣候變化 (change) 的變化情形、平均溫度氣候變化 (change) 範圍分佈及極端值的分佈。

由圖 4.13 所示 2020-2039 年夏季平均溫度的 PDF，三情境溫度變化均集中在 0.75 度~1.5 度之間。圖 4.14 所示 2080-2099 年夏季平均溫度的 PDF，溫度上升趨勢依序為 A2、A1B、B1，與上章節討論之結果一致。

由降雨跟平均溫度的機率密度函數(PDF)可知，三情境模式中降雨對未來推估的個別模式差異性較大，平均溫度則較小。

Prec-JJA (2020-2039)

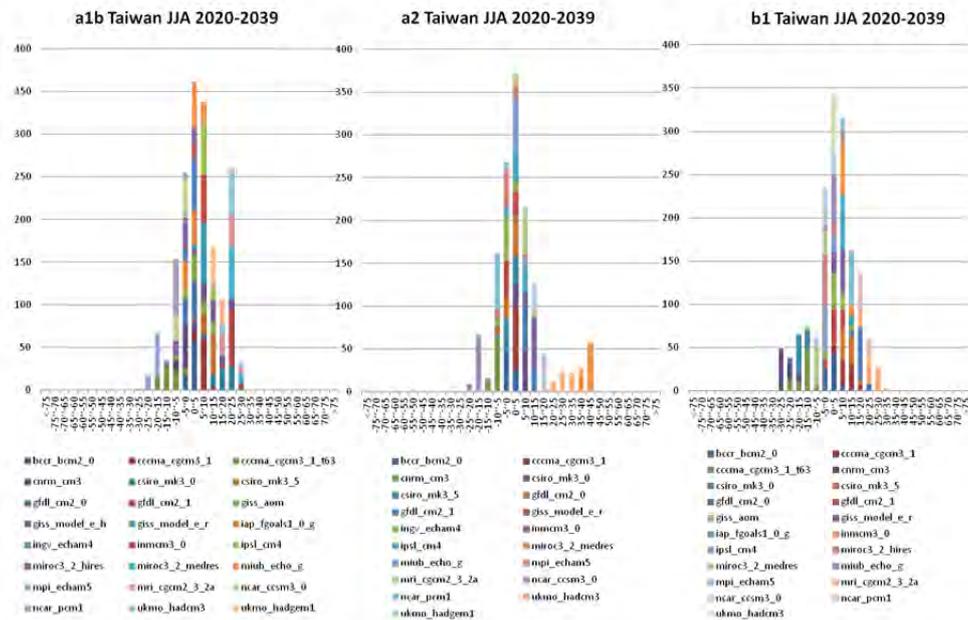


圖 4.11 2020-2039 台灣夏季三情境之降雨變化率推估分佈圖。
(Y 軸為網格個數，X 軸為 change 的變化量，單位為%)

Prec-JJA (2080-2099)

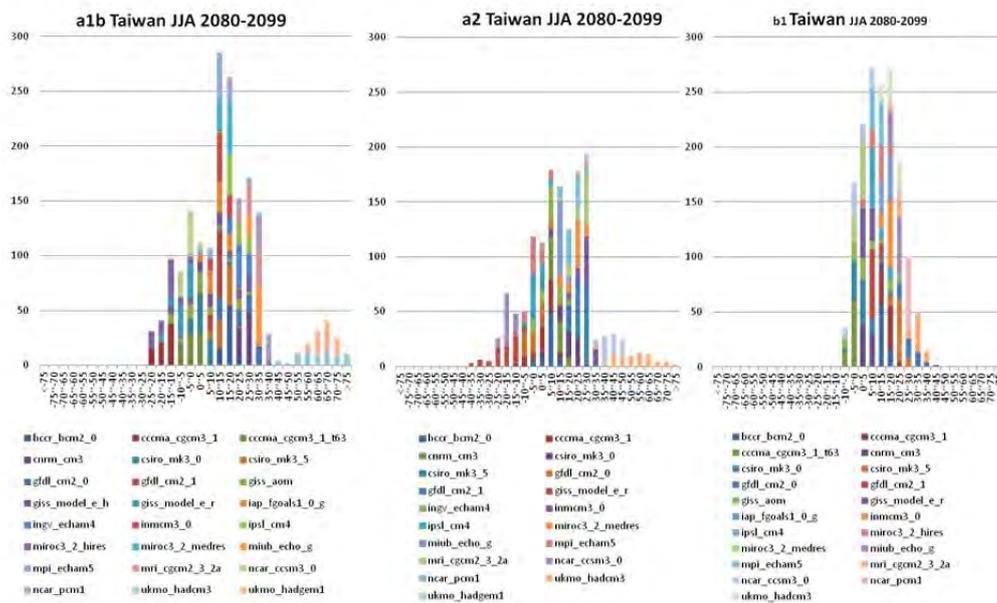


圖 4.12 2080-2099 台灣夏季三情境之降雨變化率推估分佈圖。
(Y 軸為網格個數，X 軸為 change 的變化量，單位為%)

Tmp-JJA (2020-2039)

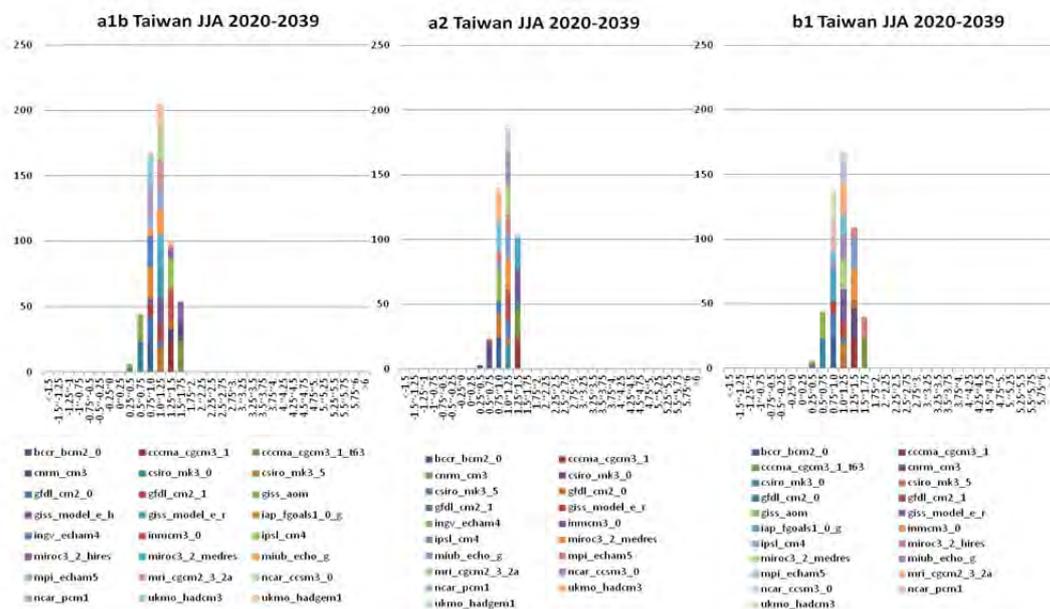


圖 4.13 2020-2039 台灣夏季三情境之溫度變化量推估分佈圖。
(Y 軸為網格個數，X 軸為 change 的變化量，單位為%)

Tmp-JJA (2080-2099)

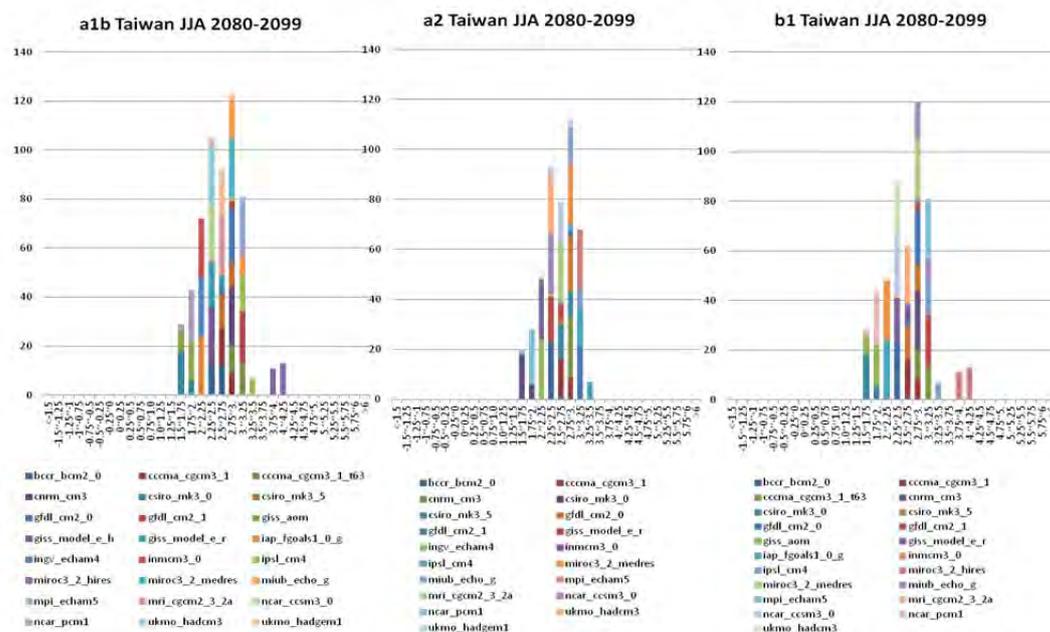


圖 4.14 2080-2099 台灣夏季三情境之溫度變化量推估分佈圖。
(Y 軸為網格個數，X 軸為 change 的變化量，單位為%)

4.7 氣候變遷資料對應用端之不確定性分析

本節將藉由各種分析假設探討分析氣候變遷分析過程中，可能產生的不確定性與採用不同評估方式對於結果的差異。研究中探討選用的不同的資料 (24GCM、網格點的不同、不同目標年、不同排放情境、不同的 GCM 模式以及採用不同統計分佈的 WGN、採用觀測雨量資料的差異等，對於流量分析結果的差異，分析的各種假設與組合，此以曾文溪流域與淡水河流域之大漢溪上游為研究案例進行分析。藉由此分析可知各種變項組合模擬出的氣候變遷對流量衝擊的改變量之變異性大小，並瞭解其不確定性的影響。

4.7.1 GCM

探討以 GCM 模式資料選用不同網格點、不同目標年、不同排放情境、不同的 GCM 模式以及採用不同統計分佈的 WGN、採用觀測雨量資料的差異等，對於流量分析結果的差異，分析的各種假設與組合如圖 4.15，此以曾文溪流域與淡水河流域之大漢溪上游為研究案例進行分析。藉由此分析可知各種變項組合模擬出的氣候變遷對流量衝擊的改變量之變異性大小，並瞭解其不確定性的影響。於下文中分別說明各種組合分析的結果。

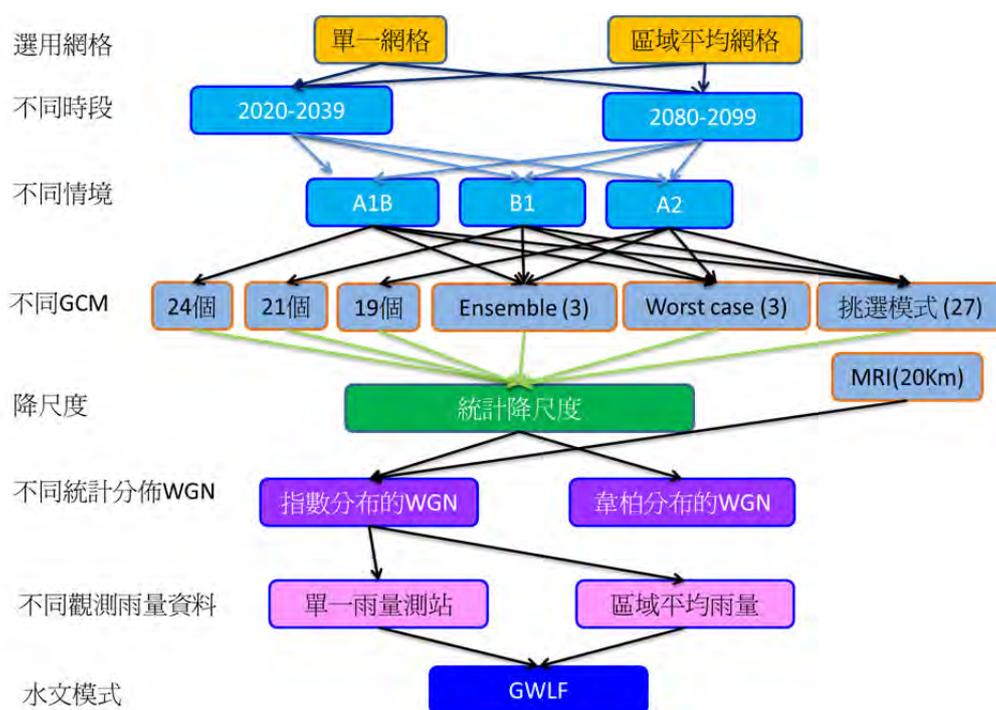


圖 4.15 分析氣候變遷對流量衝擊評估過程採用不同變項組合

4.7.2 近未來與世紀末不同情境下流量的改變率不確定性分析

根據提供給使用端的四種策略的情境資料，以曾文溪上游與淡水河流域大漢溪為例分析 Ensemble 情境、最劣情境、挑選模式的情境、MRI 氣候模式資料等，評估氣候變遷對流量的衝擊影響。

圖 4.16 為不同目標年豐水期於不同情境下，各種 GCM 模式下平均流量改變率以及最大與最小流量改變率範圍，若單以多模式平均值結果評估未來氣候變遷下此兩個流域的豐水期流量變化，於近未來約大部分情境呈現只有 5% 以下的變化，而世紀末則是增加到 10% 的變化，故部分使用端對於氣候變遷變化若採用多模式平均的結果，其改變量較不明顯。在世紀末三種不同情境下，豐水期流量變化變異性相對較近未來大許多且兩個流域較無一致性的變化，以多模式平均的流量改變率結果，其變化數值的排序是 A1B>B1>A2，而不同情境下最大改變率的變化約增加 35%，且曾文溪的 A1B 情境改變率最大到約 60%。世紀末各種情境下豐水期的改變率，由於其變異性大，故其不確定性相對較近未來大。

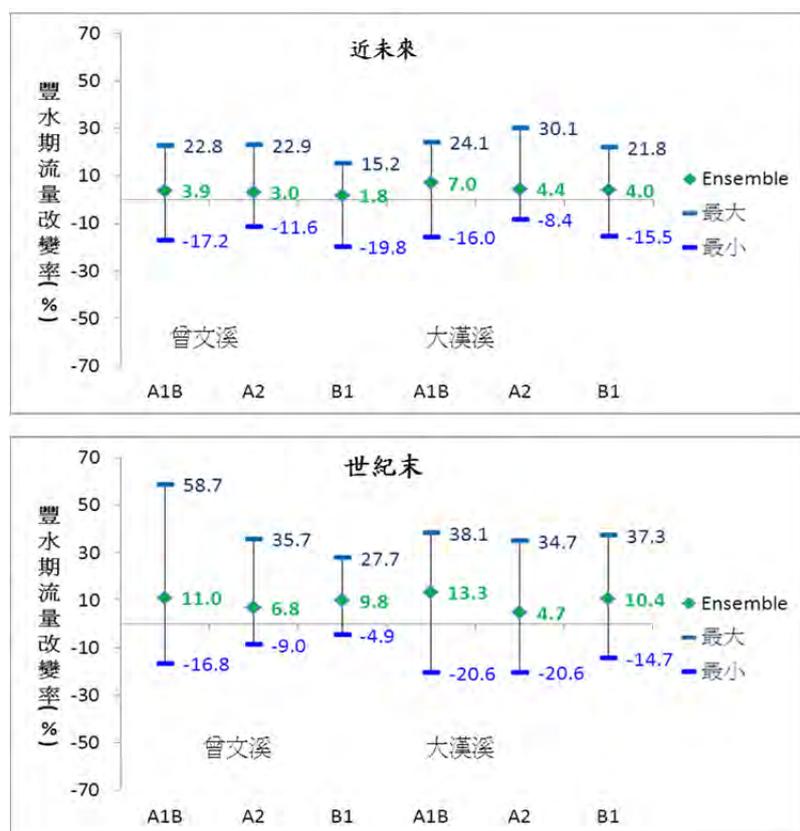


圖 4.16 近未來與世紀末時段豐水期流量改變率 (曾文溪與大漢溪)

圖 4.17 為不同目標年枯水期於不同情境下，各種 GCM 模式下平均流量改變率以及最大與最小流量改變率範圍，與豐水期不同之處，以最小流量變化較一致，兩個流域不同情境下近未來枯水期最小流量變化範圍約為-30%~-40%，世紀末則是-40%~-50%的變化，其中大漢溪流域的枯水期流量減少較曾文溪多。在枯水期最小流量改變率則是以 A1B 情境較為衝擊較大，排序則是 A1B > A2 > B1。

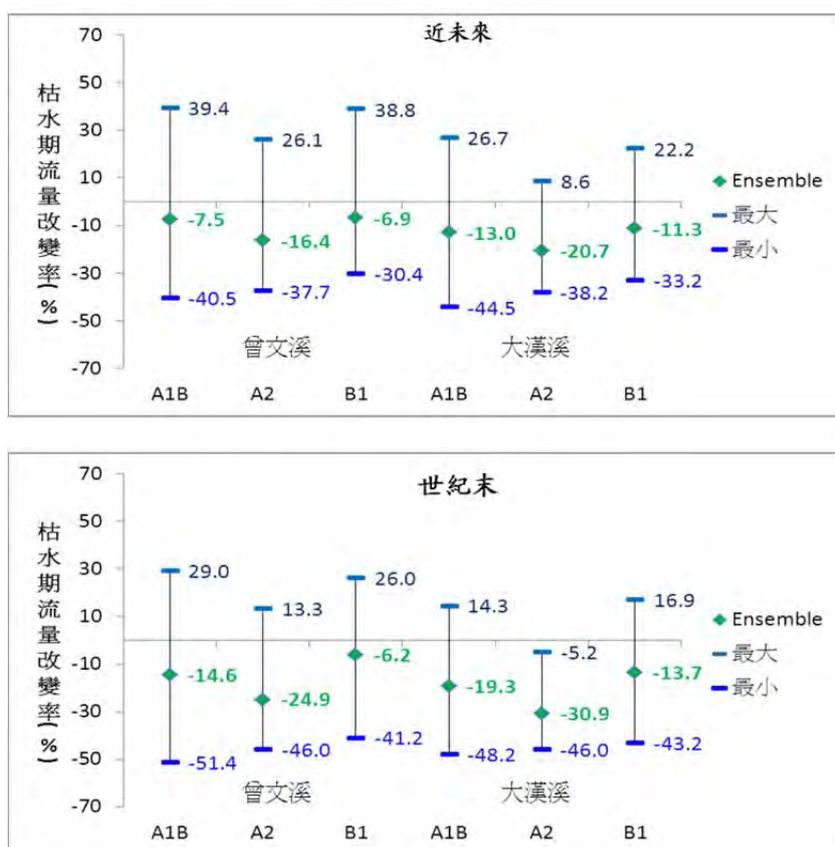


圖 4.17 近未來與世紀末時段枯水期流量改變率 (曾文溪與大漢溪)

由上述各情境流量變動範圍，可知此兩個流域枯水期的變異性較豐水期的變異性大。以 A1B 的變動範圍最大，其不確定性較高，而豐水期以 B1 情境變異性較小，枯水期則是以 A2 情境變異小。將所有情境排序計算不同流量改變率之累積機率，北部的大漢溪豐枯水期流量變化都較南部曾文多，以世紀末枯水期的變化較為明顯。

4.7.3 挑選網格點與雨量站對流量分析結果之不確定性

分析過程採用研究流域區域周圍網格的平均降雨改變率或是採用單一網格的降雨改變率 (如圖 4.18 中網格點 1、2、4、5)，以及採用單一雨量站的統計特性或是採用流域內區域平均

雨量統計特性 (如圖 4.18 中 A、B、C、D 等雨量站)，對於分析未來流量改變率結果影響是否有明顯差異，於此節中將以大漢溪為例分析三種氣候情境下的結果於後詳述。

分析 A1B、A2 與 B1 情境下，於豐枯水期流量變化，四種組合下多個 GCM 模式分析的結果，差異不大，故使用端採用上述任四個組合進行分析對流量改變率的變異性影響都較情境間差異與不同 GCM 結果的差異小。



圖 4.18 流域內網格點分佈與雨量站示意圖

4.7.4 挑選 GCM 模式對流量分析結果之不確定性

此節以曾文溪為例，將三種排放情境下各模式的模擬豐枯水期流量變化結果與最劣情境結果 (依據 24GCM 系集季節平均 ± 1 個標準差) 相比。第二部分則是說明，比較採用兩種挑選 GCM 模式，進行流量衝擊評估的結果與所有模式評估結果之差異與不確定性。

(一) 假設最劣情境的分析結果

圖 4.19 為曾文溪流域中於近未來與世紀末三個排放情境下所有 GCM 模式結果中，最大、最小、多模式平均 (Ensemble)、假設最劣情境的豐枯水期的改變率的結果。若以極大與極小範圍內，視為該情境下的變異性大小，則可發現枯水期流量改變率變異性較豐水期大，以 A1B 的變動範圍為最大。故枯水期的不確定較豐水期大，且以 A1B 情境的不確定性相對叫其他兩個情境高。圖中紅點便是三種排放情境下之假設最劣情境的豐枯水期改變量，近未來 (2020~2039 年) 的結果中發現，A1B 豐水期、B1 豐水期的改變率，其假設最劣情境都比所有 GCM 模式中最大改變量還要大，而 A2 枯水期、B1 枯水期的改變率則是低於最小改變量。世紀末中則只有 B1 豐水期的改變率是些許高於最大改變量。

(二) 挑選模式的氣候變遷情境下流量改變率

研究中採取兩種挑選 GCM 模式，分別是根據模擬東亞季風特性挑選出的 9 個模式以及根據豐枯水期平均降雨改變率挑選的 12 個 GCM 模式。若以流量變動範圍越高其不確定性越高，由圖 4.20 可知挑選模式中，在豐水期較枯水期能降低多模式的變異性，枯水期的流量變化相對是較大的，故其不確定性較高。豐水期兩種挑選模式的結果，都顯示挑選模式較能降低多模式的不確定性。而枯水期在兩種挑選模式中，挑選的 GCM 模式幾乎都是在枯水期反應極端特性的模式。

圖 4.21 與圖 4.22 則是以大漢溪為例，針對 B1 排放情境下，挑選 9 個模式與挑選 12 個模式的豐枯水期改變率之累積機率結果，兩張圖比較以挑選 12 個模式的結果與所有模式的結果之累積機率較為一致，而 9 個模式的結果，則是把所有模式中可變動的範圍納入，其結果較為分散落在極大值與極小值之間。

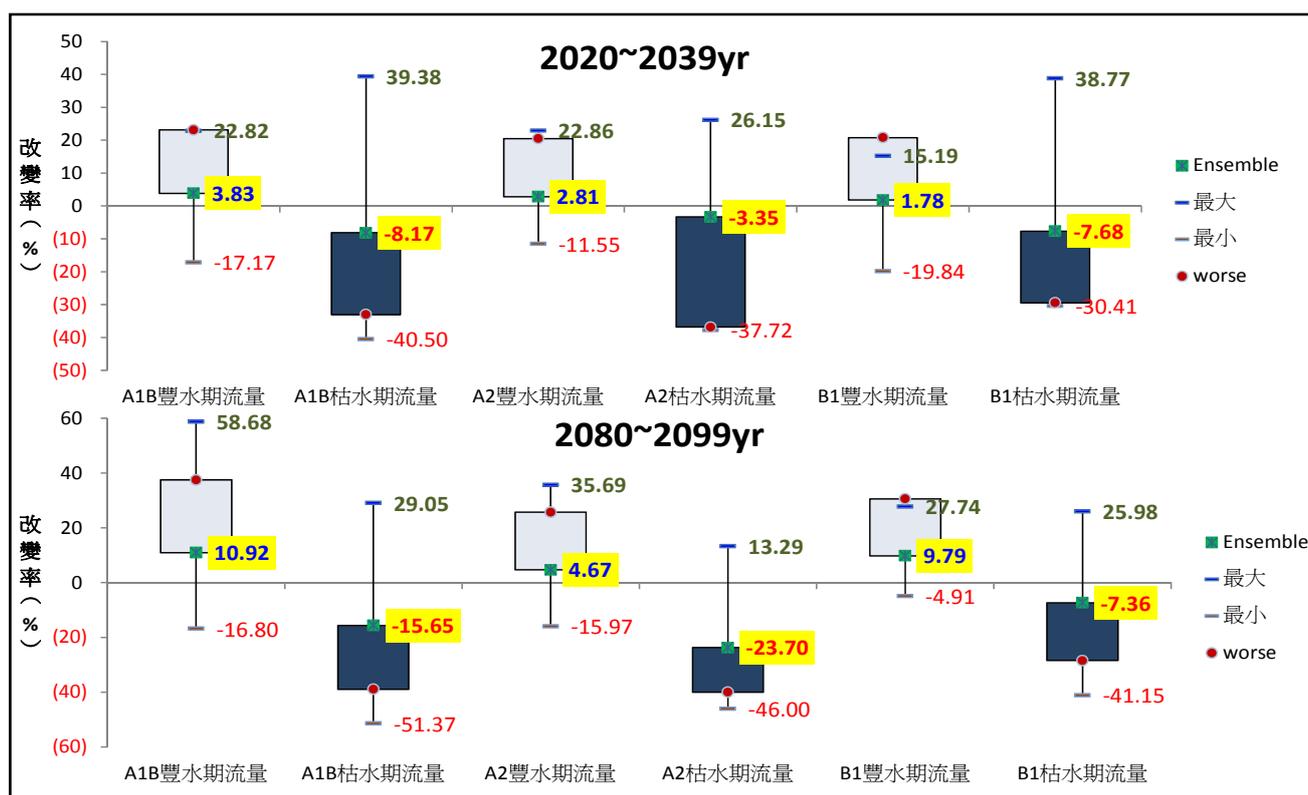


圖 4.19 假設最劣情境與多 GCM 模式之豐枯水期改變率結果比較 (曾文溪流域)

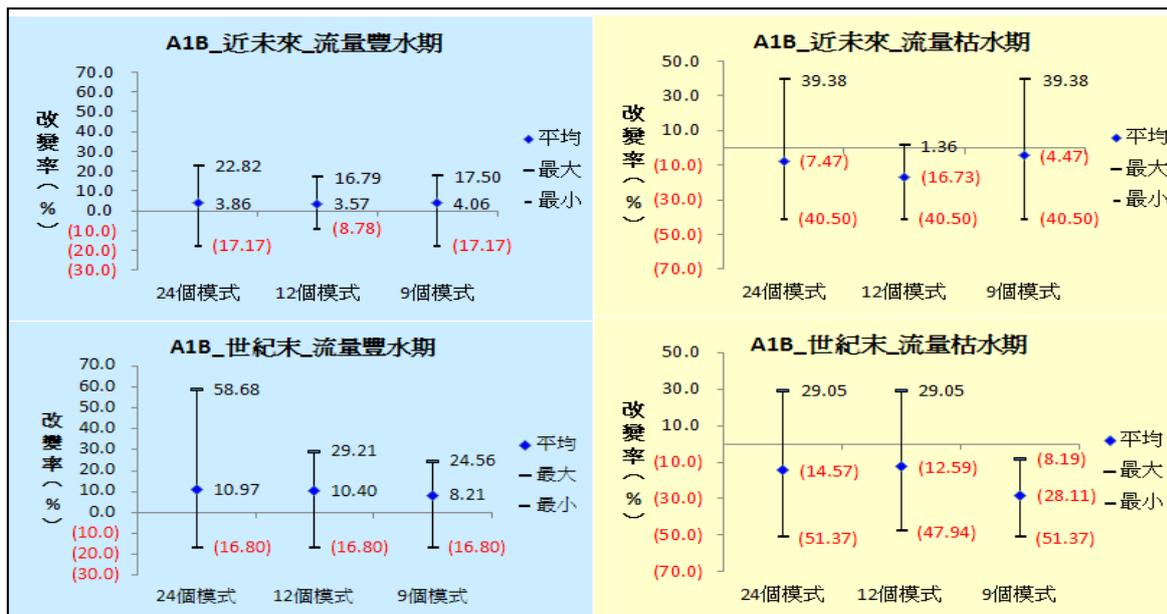


圖 4.20 A1B 情境下挑選模式結果之差異比較 (曾文溪為例)

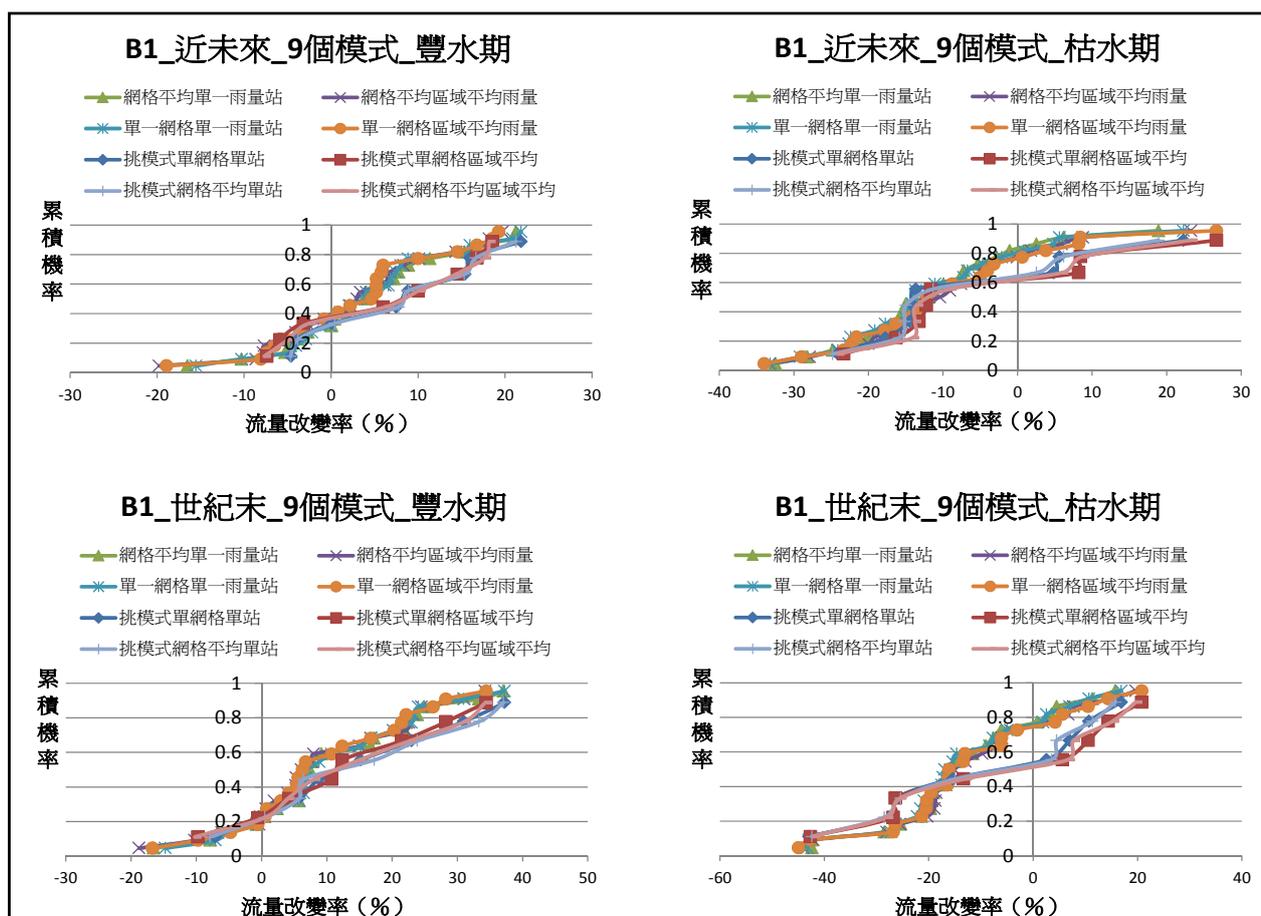


圖 4.21 B1 情境下多模式與挑選 9 個 GCM 模式流量改變率之累積機率 (大漢溪)

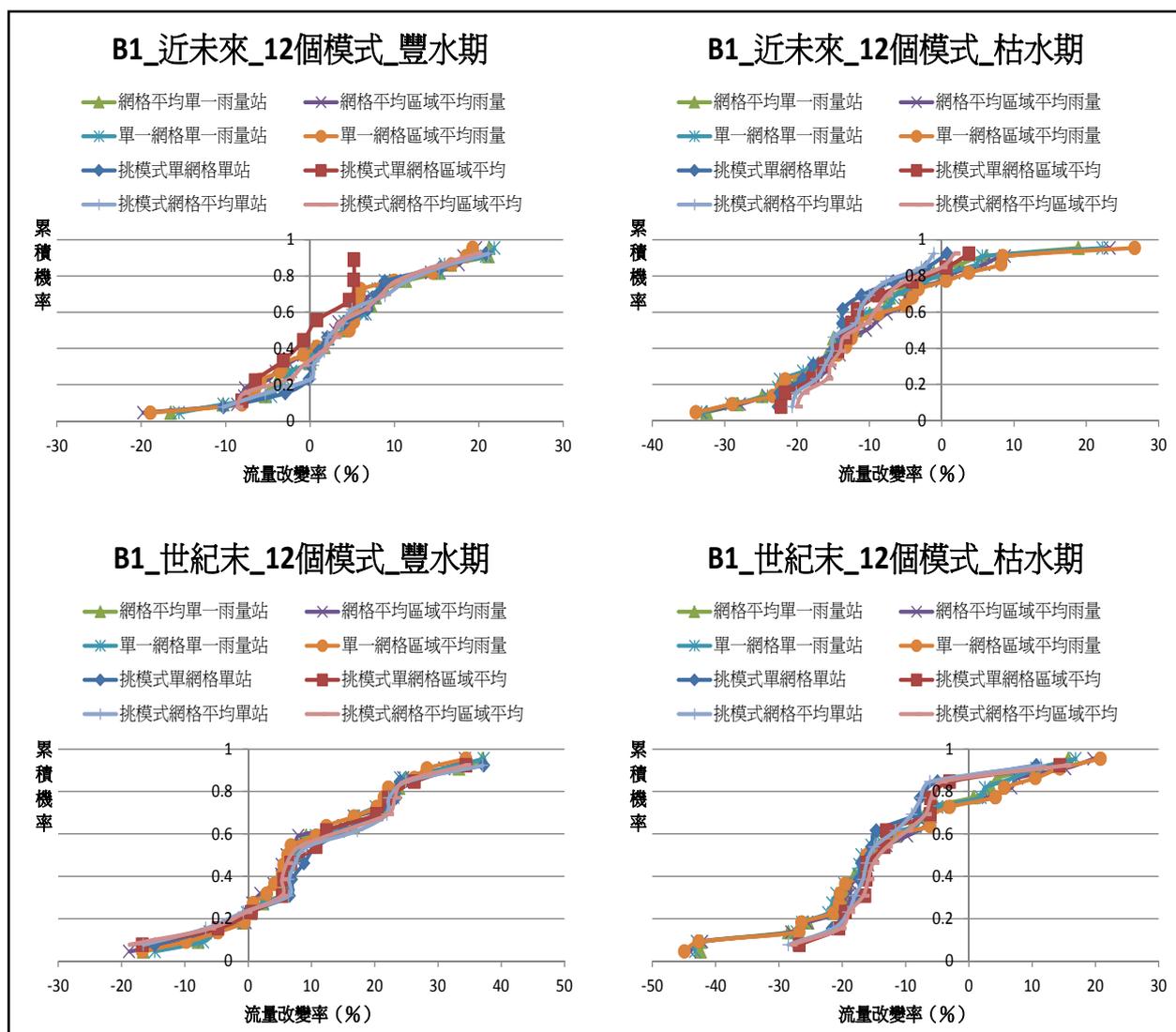


圖 4.22 B1 情境下多模式與挑選 12 個 GCM 模式流量改變率之累積機率 (大漢溪)

4.8 小結

1. 根據文獻整理回顧與討論，不同 GCM 模式差異性之不確定性為最高，排放情境以及水文模式之不確定性較低。
2. 在 GCM 的推估中，溫度的不確定性較雨量來的低。
3. 曾文溪與大漢溪分析所有 GCM 模式結果，近未來約有六成的模式都是顯示呈現豐水期流量增加，而世紀末則是提高機率至八成；而枯水期的則是八成機率呈現流量減少的結果，故未來流量變化是呈現豐水期越豐，枯水期越枯。
4. 評估未來氣候變遷下此兩個流域的豐水期流量變化，多模式平均值結果，於近未來只有

5%以下的變化，而世紀末則是增加到 10%的變化，故部分使用端對於氣候變遷變化若採用多模式平均的結果，其改變量較不明顯。

5. 豐水期各 GCM 模式的評估結果，若以整個變動範圍比較三個情境，在近未來兩個流域評估結果都是 B1 情境改變率影響較小，以 A1B 情境的變異性較大。在世紀末不同情境下最大改變率的變化約增加 35%，且曾文溪的 A1B 情境改變率最大到約 60%。世紀末各種情境下豐水期的改變率，由於其變異性大，故其不確定性相對較近未來大。
6. 枯水期於不同情境下，各種 GCM 模式下，兩個流域不同情境下近未來枯水期最小流量變化範圍約為-30%~-40%，世紀末則是-40%~-50%的變化，其中大漢溪流域的枯水期流量減少較曾文溪多。在枯水期最小流量改變率則是以 A1B 情境較為衝擊較大，排序則是 A1B > A2 > B1。
7. 挑選網格點與雨量站對流量分析結果之不確定性，其於豐枯水期流量變化，採用多網格或單一網格以及以區域平均雨量或單一雨量站，四種組合下差異不大，氣候變遷評估過程中此程序的不確定性相對較小。
8. 所有 GCM 分析結果若以極大與極小範圍內，視為該情境下的變異性大小，枯水期的不確定較豐水期大，且以 A1B 情境的不確定性相對較其他兩個情境高。
9. 挑選 GCM 模式對流量分析結果之不確定性，以流量變動範圍越高其不確定性越高，在豐水期較枯水期能降低多模式的變異性，枯水期不確定性較高。豐水期兩種挑選模式的結果，都顯示挑選模式較能降低多模式的不確定性。而枯水期在兩種挑選模式中，挑選的 GCM 模式幾乎都是在枯水期反應極端特性的模式。

第五章 動力降尺度結果分析

如圖 5.1 所示，本章節將呈現動力降尺度之過程與結果驗證。其目的在於檢驗台灣地區動力降尺度後，降雨及溫度之合理性，以及評估動力降尺度之可行性。

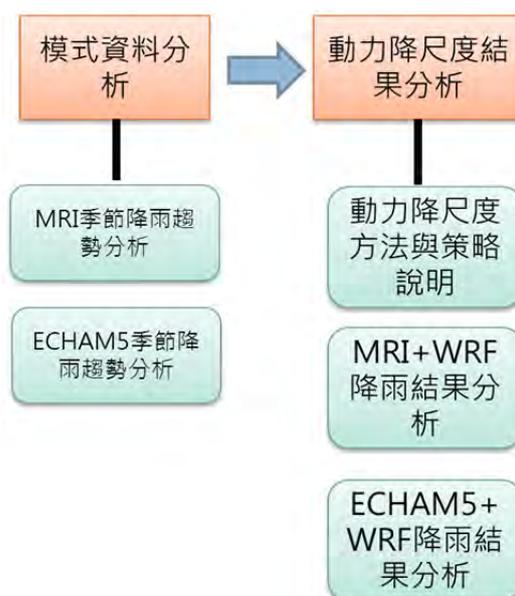


圖 5.1 動力降尺度分析流程圖

5.1 前言

此部分的工作為兩個全球模式所作氣候推估資料的動力降尺度，目的在於獲得到高時空解析度的資料，以呈現出較小尺度的天氣現象及區域性的氣候特徵。動力降尺度執行的方式不外乎是使用高解析度的全球模式或是區域模式。自 1990 年起區域氣候模式的研究興起後 (Giorgi and Bate, 1989 ; Giorgi and Mearns, 1991)，區域氣候模式便成為執行動力降尺度的一有效工具。由於臺灣的地形複雜崎嶇，考慮了較高解析度地形及土地利用的動力降尺度應能發回它的價值，提供更為細緻合理的氣候推估。

近年來電腦的計算能力迅速發展，在日本已經有全球氣候模式可以得到解析度約 20km 的氣候推估 (Mizuta et al., 2011)，並獲得相當不錯的結果，尤其是能夠模擬出中尺度的劇烈天氣現象，如颱風、暴雨、強對流系統等的一些氣候特徵。20km 解析度已經比大多數區域模式動力降尺度的解析度來的高了，然而以臺灣地區的氣候研究而言，即使模式的空間解析

度高達 20 km，對於某些局部地區的天氣及氣候特徵的描述仍有不足之處。由於臺灣的地形崎嶇陡峭，高山縱谷交錯，使用高解析度的地形能讓區域模式對於臺灣的區域氣候特徵掌握的更好，動力降尺度的工作對於氣候模擬應有相當大的價值。

由於所需的資料儲存空間以及計算資源龐大，本計畫於去年底完成一套高效能叢集運算暨儲存系統的採購，於今年初建置完畢。本計畫中全球氣候模式資料來源有二，其一為 MRI-JMA AGCM (之後有時以 MRI 簡稱之)，另一個則為 ECHAM5 海-氣耦合模式，分別交由兩個工作小組執行動力降尺度。對於機器使用的規劃是先全力支援 MRI 資料動力降尺度工作，之後則是用以全力支援以 ECHAM5 資料之動力降尺度模擬工作，並已如期完成 5 公里動力降尺度的模擬。由於 ECHAM5 模擬的完成較晚，目前所能做的分析項目較為有限，所以計畫第二年成果報告中，將以前期已完成推估資料產製之 MRI 動力降尺度之資料，為主要分析重點。另外則輔以 ECHAM5 動力降尺度現階段之分析結果進行闡釋。

本年度主要的任務在於產製 5 公里解析度的氣候資料。資料將包括現在、近未來及 21 世紀末三個時期的氣候推估。第二部分將介紹本計畫動力降尺度工作中所使用的模式資料、觀測資料、區域模式、區域模式中的設置以及執行降尺度所採取的技術。第三部分評估模式的環流場模擬的表現。第四部份則進行臺灣地區動力降尺度的降水資料分析為主要闡述重點。最後則是結論。

5.2 模式及資料介紹

5.2.1 全球模式 MRI-JMA AGCM 以及 ECHAM5

本研究使用日本氣象廳 (Japan Meteorological Agency, JMA) 氣象研究所 (Meteorological Research Institute, MRI) 發展的高解析度大氣環流模式 (Atmospheric General Circulation Model, 之後簡稱為 MRI-JMA AGCM) 以及德國研究機構 MPI 發展的 ECHAM5 氣候模式所模擬出的氣候推估結果當作初始場及邊界條件來進行動力降尺度，時間解析度為每 6 小時提供一筆資料。

MRI-JMA AGCM 係根據日本氣象廳原有用在天氣預報作業的數值模式所發展而成，水平解析度為 TL959，網格間距約 20 公里左右，為一非常高解析度的全球模式。此模式採分段模擬現在 1979-2003，近未來 2015-2039 以及世紀末 2075-2099 三個時期的氣候推估。由 CMIP3 的大氣海洋環流耦合模式 A1B 情境模擬的系集平均計算出海溫隨時間線性增加的趨勢，再將現今海溫的變異加諸在隨時間線性增加的海溫上，用以驅動高解析度大氣環流模式以進行未來大氣環流變化的推估。圖 5.2 為模式對未來氣候推估的模擬中洋溫由來的示意圖。

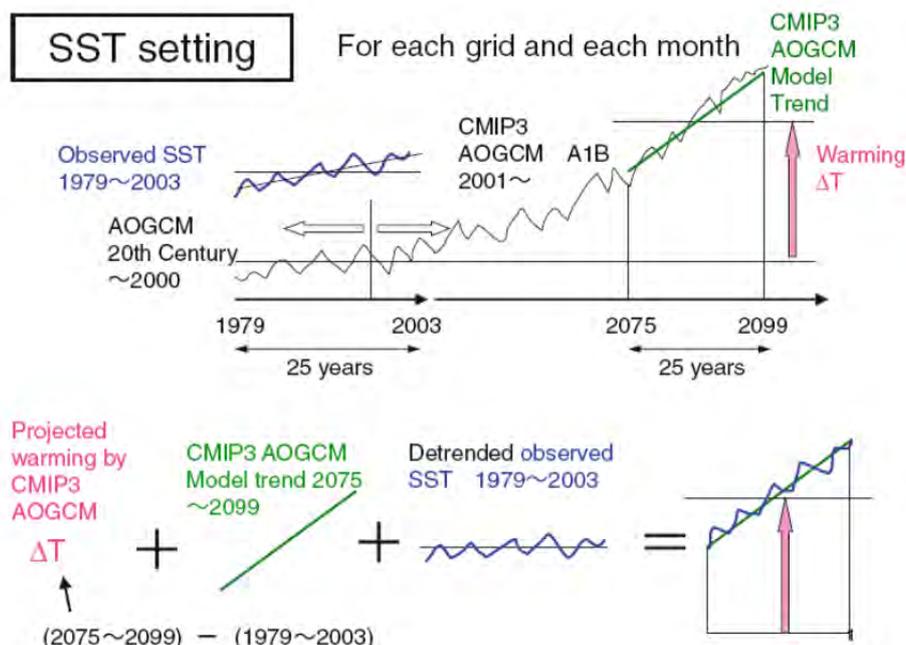


圖 5.2 MRI-JMA AGCM 對未來氣候推估的模擬中洋溫計算的示意圖
(圖片取自 Kusunoki et al., 2011)

ECHAM5 氣候模式是由歐洲中期氣象預報中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) 使用的天氣預報模式所發展的第五版氣候模式。模式為一大氣海洋耦合模式，洋溫係由海洋模組計算得之。本研究採用針對 IPCC AR4 中的 A1B 排放情境所作氣候推估，作為動力降尺度之基本場。此模式解析度為 T63，經度方向等網格間距為 1.875° (約為 180 公里)；緯度方向則為非等間距的高斯網格，網格間距約為 1.875° (約為 206 公里)。

5.2.2 區域模式 WRF

本研究計畫將採用美國大氣研究中心 (NCAR) 所主導發展的天氣研究與預報模式系統 (Weather Research and Forecasting modeling system, 之後簡稱為 WRF 模式) 來進行動力降尺度的工作。在此我們使用 Fita et al. (2009) 針對 WRF3.1.1 版稍加修改為 CLWRF, 將 IPCC AR4 中 A1B 情境的溫室氣體濃度改變的情境納入輻射的計算，並輸出氣候分析常用的參數。除了更高解析度的地形之外，本研究使用一組更貼近臺灣目前土地使用現況的地表資料 (細節可見去年度的期末報告)。模式所使用的物理模組包括：邊界層參數化採用 YSU scheme、微物理參數化採用 WSM 5-class graupel scheme、Kain-Fritsch 積雲參數化、近地表面過程的計算採用 Noah land surface module、輻射的計算則採用 CAM3 的短波及長波輻射參數化、表面層的計算則用 Monin-Obukhov surface layer scheme。

本年度長期氣候模擬僅執行水平解析度為 5 公里的動力降尺度，由於兩組 GCM 的解析度相差近乎 10 倍之多，兩個工作小組執行其降尺度的區域設定也有所不同。MRI 的動力降尺度垂直解析度為 36 層，水平網格點數為 380×400 ，模擬區域如圖 5.3 所示。ECHAM5 的動力降尺度垂直解析度為 45 層，水平方向使用兩層巢狀網格，外層網格水平間距為 15 公里，水平網格點數為 301×301 ；內層網格水平間隔為 5 公里，水平網格點數為 382×400 ，所涵蓋的範圍如圖 5.4 所示。

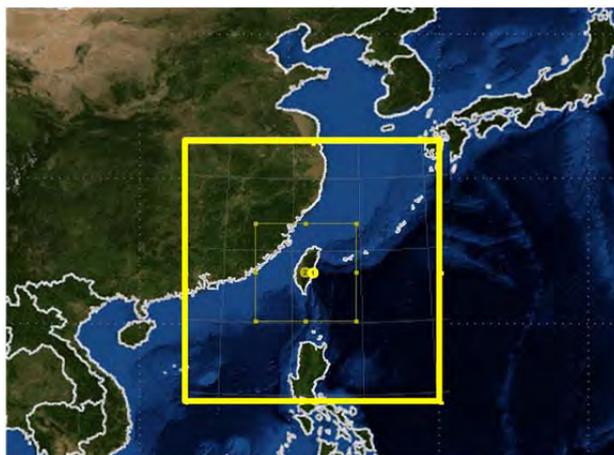


圖 5.3 左圖粗線條黃色方框為臺灣地區 5 公里解析度的動力降尺度所模擬的範圍，共計有 380×400 個網格點，涵蓋範圍 1900×2000 平方公里

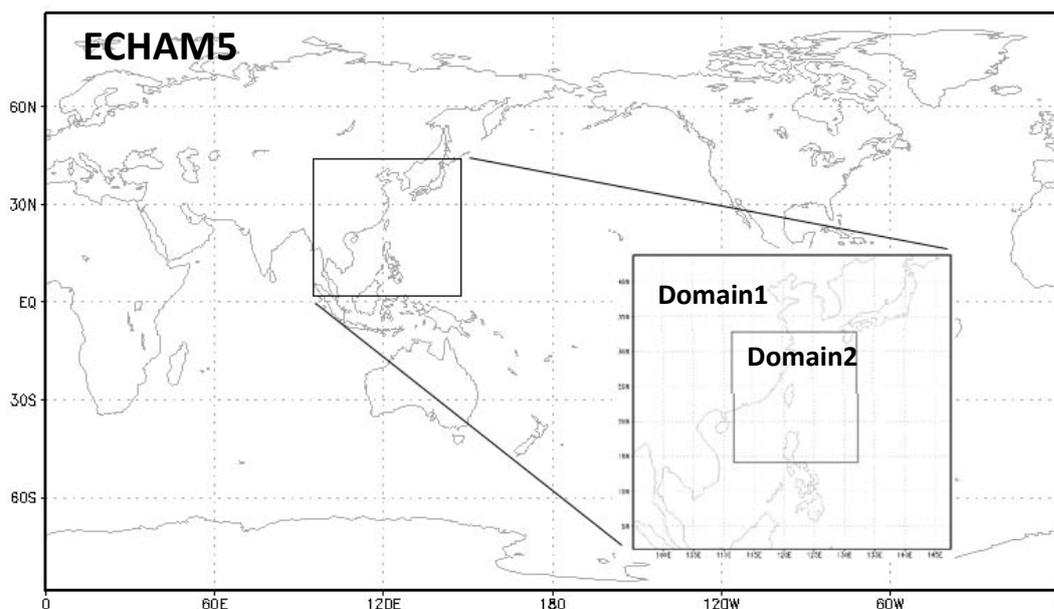


圖 5.4 WRF 所使用的兩層巢狀網格，垂直分 45 層。外層網格數目為 301×301 ，網格間距為 15 公里；內層網格數目為 382×400 ，網格間距為 5 公里。

動力降尺度執行三個時期 (現在 1979-2003, 近未來 2015-2039 以及 21 世紀末 2075-2099) 各 25 年的氣候模擬, 為了避免執行降尺度所導致太大的氣候偏移, 而無法重現與全球模式相同的大尺度環流特徵, 此計畫採用波譜調整(spectral nudging)的方法, 以減少大尺度環流的氣候偏移。為了保留高解析度地形及地表使用對模擬結果增加的價值, 在此僅針對邊界層以上的風場、重力位以及溫度場做波譜調整。ECHAM5 動力降尺度的執行是每積分一個月後重新啟動模式 (亦稱冷啟動 cold start) 以進行下個月的模擬。而 MRI 的動力降尺度則不重新啟動, 每個月的模擬接續上個月的結果進行著, 不存在冷啟動造成資料不連續的問題。

首先探討模式解析度是如何影響模式中台灣地形的分布, 以利於了解不同解析度的模式在台灣附近的模擬結果。由於 MRI-JMA AGCM 的解析度類似於 WRF 15 公里解析度, 在此僅以 ECHAM5 動力降尺度的網格資料為例來做說明。圖 5.5 所示, 分別為 ECHAM5、WRF 外層網格及內層網格的地形分布。在 ECHAM5 全球模式中, 台灣周邊只有 6 個網格資料, 除地形高度只有約 100、200 公尺, 與真實地形差距很大外; 圖 5.5b 為 WRF 模式外層 15 公里網格的地形, 地形呈北北東-南南西走向, 高度最高超過 2000 公尺; 圖 5.5c 為 WRF 模式內層 5 公里網格的地形, 可以看出崎嶇複雜的地形, 最高的高度超過 2500 公尺。因此可預期 ECHAM5 模式對台灣附近各項氣象要素的模擬結果是無法適當反應台灣地形的影響, 而 15 公里解析度(接近 MRU-JMA AGCM 的解析度)對臺灣崎嶇複雜的地形而言仍有所不足。

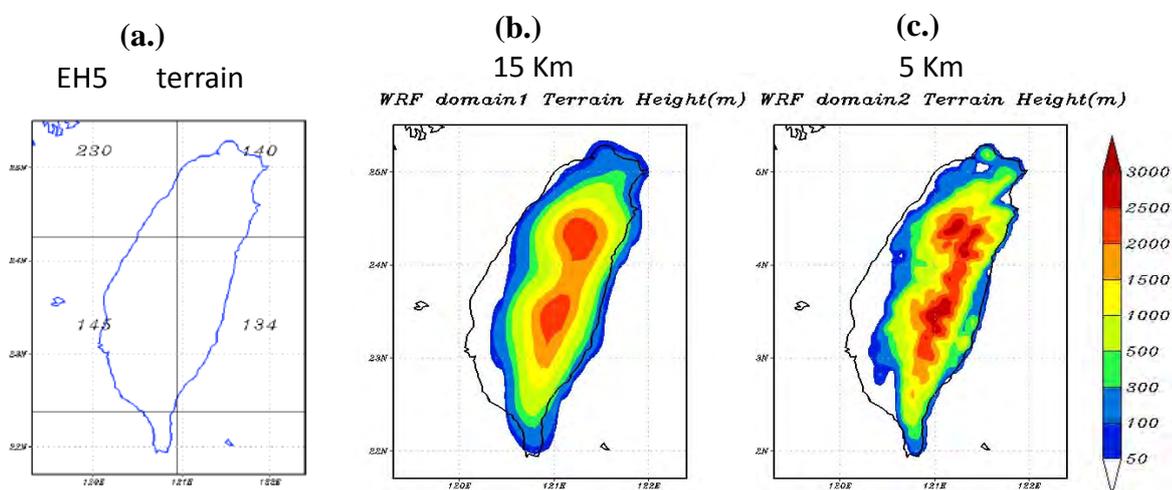


圖 5.5 (a)解析度為 1.875° 的 ECHAM5 模式中之模式地形, (b)WRF 外層 15 公里解析度之模式地形, (c)WRF 內層 5 公里解析度之模式地形

5.2.3 觀測資料

目前的校驗比對以及趨勢的分析亦偏重在對降水的推估，所使用臺灣地區的降水觀測資料有兩筆：一是 TCCIP 計畫所產製的月平均降水網格資料，解析度有 1 公里及 5 公里兩種(自此稱之為 TCCIP-1KM 及 TCCIP-5KM)；另一筆資料是使用中央氣象局高時空解析度自動雨量站之逐時資料，經過客觀分析後所做出的時雨量網格資料(自此稱之為 NCDR-1992)。前者資料長度為 1960-2010 年，僅供季節降雨分析之用；後者的資料長度為 1992-2010 年，用來分析颱風降雨及日雨量強度。為了瞭解降雨在海上的分布情形，我們也使用資料長度從 1998 年到 2010 年、空間解析度 0.25 度 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 產品 3B43V6 的衛星降雨估計資料，之後在文中以 TRMM 估計降雨表示之。至於對模式的氣候推估結果做基本的評估，我們使用美國國家環境預測中心 (National Centers for Environmental Prediction) 全球氣候預報系統重分析 (Climate Forecast System Reanalysis, 之後此筆資料稱為 NCEP-CFSR) 的 1979-2003 年資料當作觀測值，對風場、溫度、濕度及高度場進行分析比對。

5.3 東亞地區環流場及降水評估

本節進行降尺度前後全球模式及區域模式模擬結果評估，瞭解模式氣候場的特徵。為了對降尺度後結果的表現有較佳的了解，東亞地區大尺度環流場以及降水分布主要是針對 MRI 的資料來做評估。本研究在 WRF 外層網格使用 nudging 的方法，所以 GCM 的氣候特徵會影響 WRF 模式模擬的結果，因此了解 GCM 資料的氣候特徵，亦可以對 WRF 執行動力降尺度模擬的結果有初步的認識。在 850 hPa 的環流場分析中 (圖 5.6 到圖 5.8)，MRI 與 ECHAM5 在高低壓的配置與 NCEP CFSR 有一定的相似度，對於高壓系統位置的移動及強度消長的逐月變化都掌握的不錯。

ECHAM5 的資料顯示 1、2 月時，華南地區高度場偏低，存在一明顯的西南風。4 至 6 月時，太平洋高壓脊強度被高估，所在的緯度也偏高了些，台灣附近的風場轉變為東南風(此時影響台灣的風應為西南風)。7 月時，南海上模擬出一明顯低壓區，導致臺灣受到強東風-東南風的影響，到 8 月之後太平洋高壓脊更是沿著北緯 30 度左右延伸至長江口一帶，南方的低壓槽則由南海延伸到菲律賓西方，明顯的氣壓梯度導致臺灣地區持續受著強度不弱的東風影響。9 月強度過強的南海低壓槽依舊範圍過大，強東風持續影響著臺灣地區。10 到 12 月，模式雖然高估了大陸上的高壓，但是臺灣地區此時受東北風影響，這是跟觀測值較為一致的。由以上的分析可知，ECHAM5 模擬結果在 3 月到 9 月之間與實際的大氣環流系統有較大的差異，第二個主要的差異為太平洋高壓提早北抬且高壓中心位置偏北以及 7-9 月明顯的南方低壓系統。

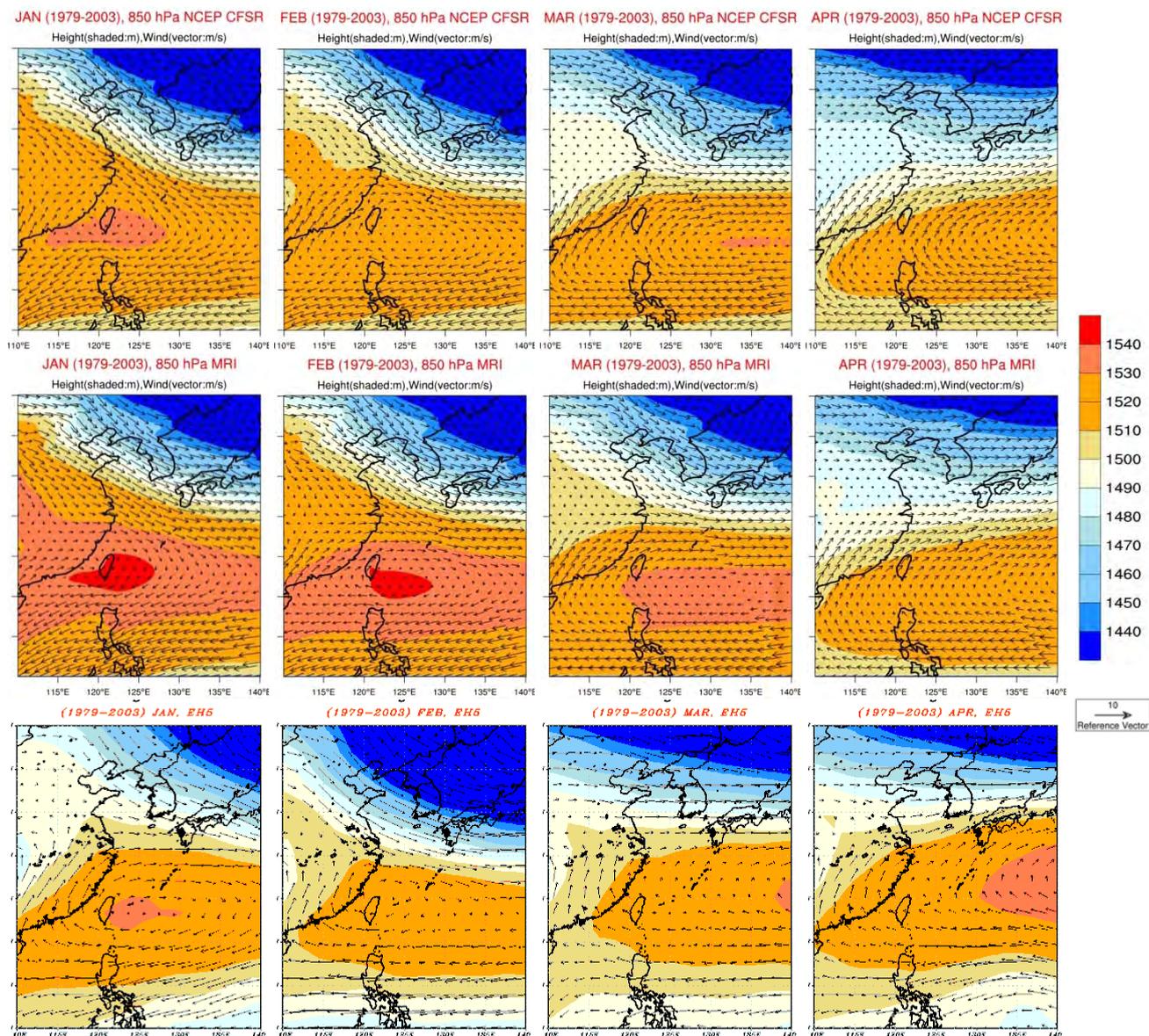


圖 5.6 1979-2003 年間，從左到右表示 1 到 4 月 NCEP CFSR (上)、MRI (中) 與 ECHAM5 (下) 的氣候值在 850 hPa 等壓面上環流場的空間分布圖。向量是 850 hPa 的風場(m/s)及等值線表示的是高度場(m)

雖 MRI 的高度場在 1 月至 4 月及 10 月至 12 月有高估的現象，但是整體而言 MRI 的模擬結果明顯較 ECHAM5 的結果佳。MRI 的模擬中，而在 5 月至 9 月的暖季有明顯低估的現象，尤其是 6 月及 7 月，太平洋高壓明顯偏東，而在臺灣東方的洋面上形成一高度場的負偏差，伴隨著此一負偏差值的氣旋式環流偏差值在臺灣地區呈現北風的分量。5 月至 8 月臺灣西南方及南海地區盛行西南風，而 MRI 的環流在臺灣附近風速明顯偏弱，尤其是 6 月，NCEP CFSR 的氣候資料顯示，臺灣與呂宋島之間(約東經 120 度)的風場有明顯輻合現象，而 MRI 的輻合帶卻向東偏移至東經 130 度附近。高度場的差異在秋季 9、10、11 這三個月間也造成臺灣地區附近存在一明顯的高度梯度，並伴隨著明顯的東北風偏差。

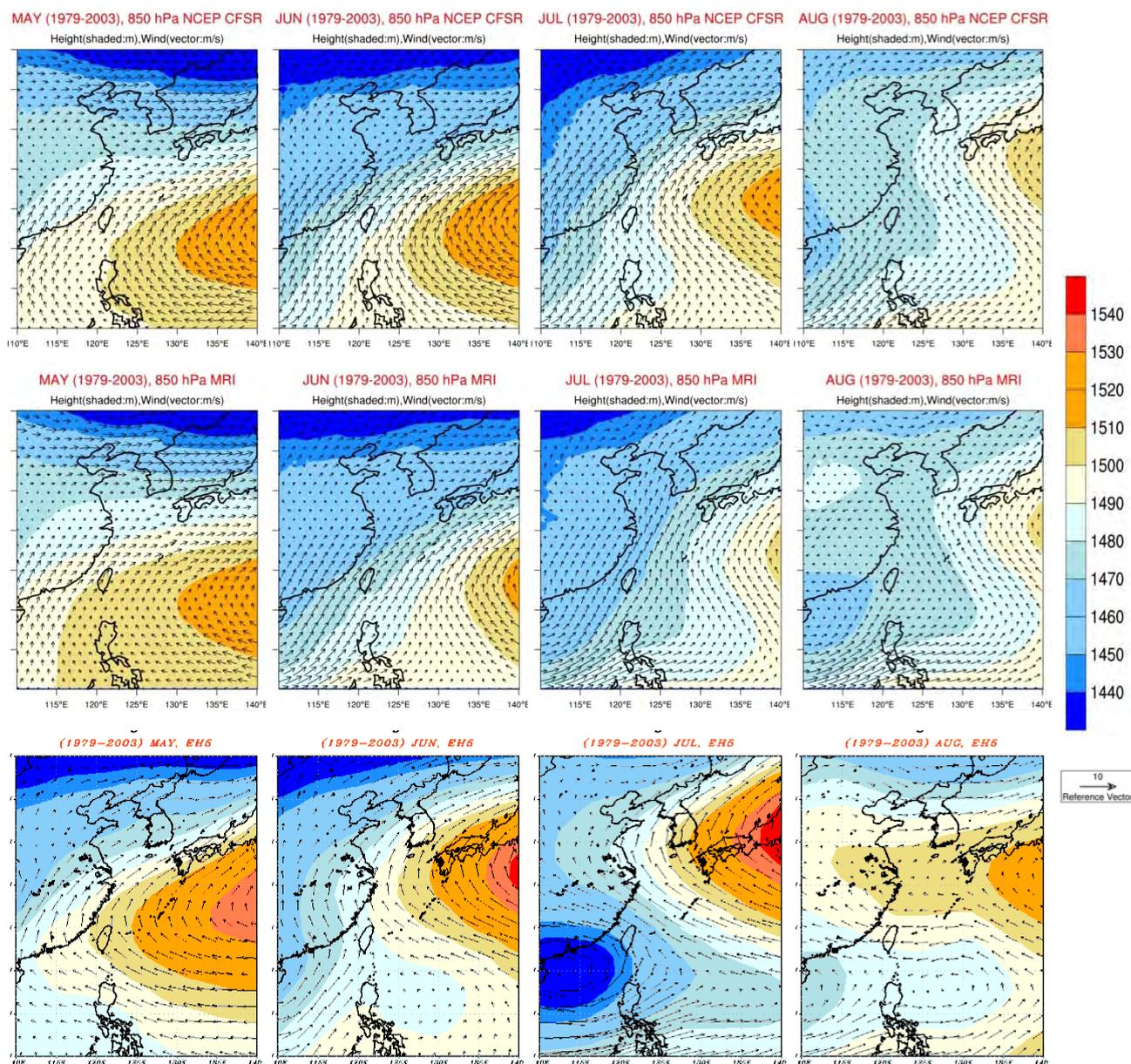


圖 5.7 同圖 5.6，惟時間為 5 到 8 月

接著用 NCEP CFSR 高度場氣候值的區域平均(整個動力降尺度的執行區域，見圖 5.3)來評估經由 WRF 模式降尺度後高度場的逐月變化以及偏差的大小。由四個等壓面上(1000 hPa、850 hPa、500 hPa 及 200 hPa)的高度場氣候值逐月變化的相關係數皆大於 0.98，可看出降尺度之後的高度場對於季節變化掌握得還不錯。除了 850 hPa 的平均高度場在 6 月至 8 月有低估的情況，其他月份皆有些微高估之現象。與圖 5-6 至圖 5-8 對照後不難看出 WRF 高度場偏差應該還是跟其上游的 MRI 高度場偏差有很大的關係。

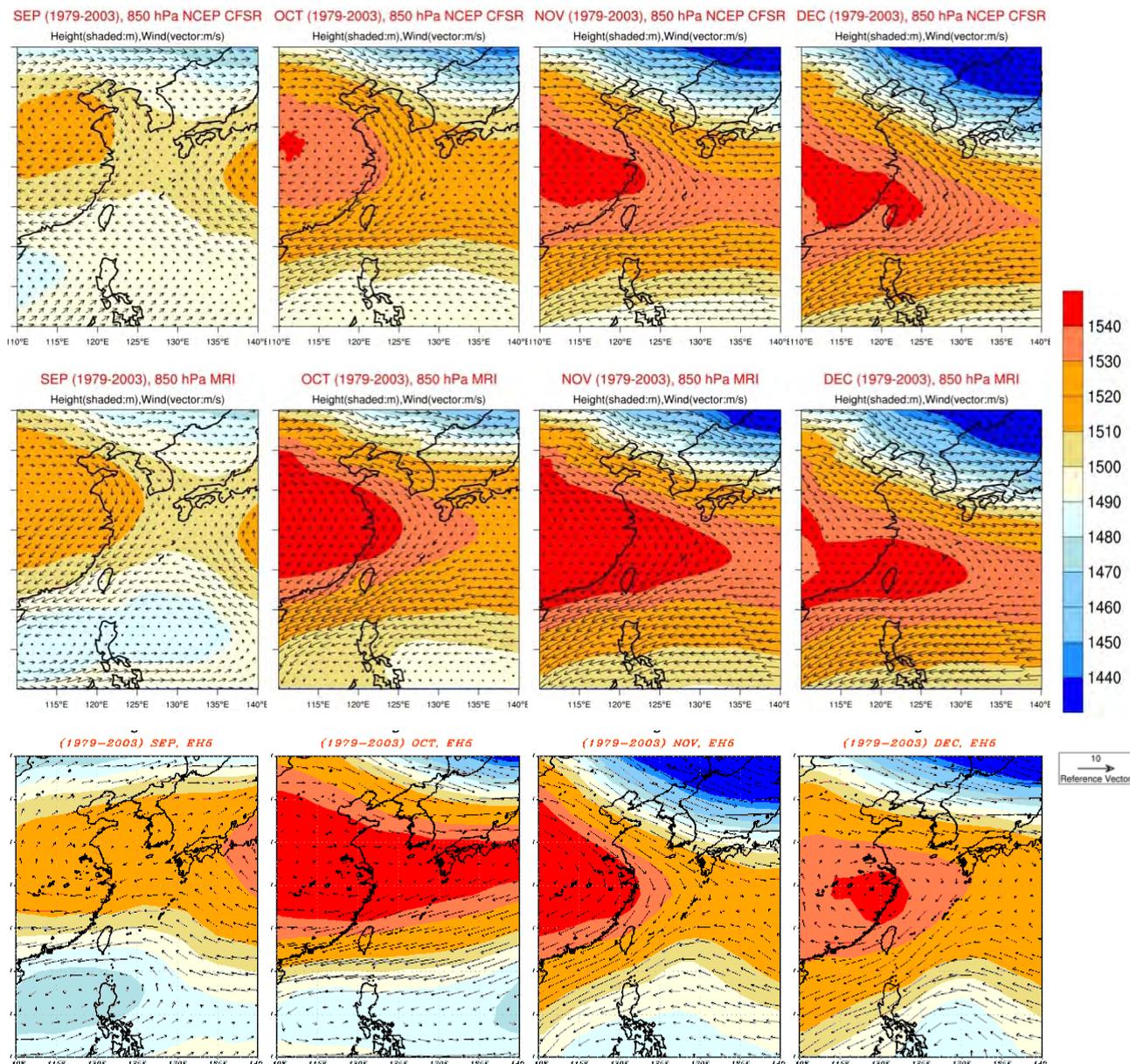


圖 5.8 同圖 5.6，惟時間為 9 到 12 月

除了檢驗高度場的區域平均之外，我們使用泰勒圖 (Taylor Diagram) 來評估降尺度前、後的兩筆推估結果在呈現空間分布上的表現 (圖 5.9)。泰勒圖是張極座標圖，能夠呈現受評比場量空間上的變異 (標準差與基準場量標準差的比值) 以及兩個場量之間的型態相關 (Pattern Correlation, 也就是在空間上的相關係數)。而均方根誤差的大小則與圖中 REF 點 (亦即標準化過的標準差為 1、型態相關值為 100% 之處) 之間的距離成正比。常用以比較兩者的分布型態是否類似及各變數的差異情況，以量化的方式來評估模式的氣候場表現。

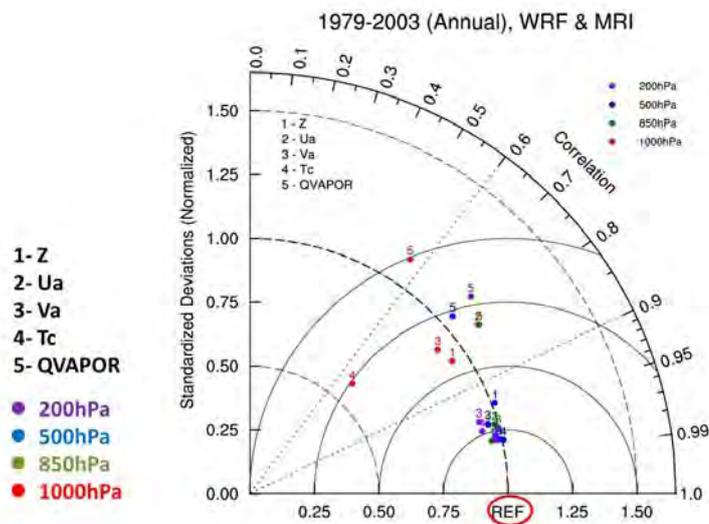


圖 5.9 泰勒圖。以 MRI 全年平均的氣象場作為基準場來評估降尺度後的結果。顏色所代表的等壓面以及數字代表的氣象場如圖例所示

若以降尺度前的資料當作基準場，可用泰勒圖來檢視降尺度之後的結果與之前的差異。圖 5.9 中顯示，降尺度之後低層（紅色:1000 hPa）的氣象場及各層的水汽場型態相關數值較小（約 0.7-0.8），而低層的水氣場差異最大，均方根誤差為 4 個標準差，型態相關數值約 0.55。除此之外，其他層的氣象場差異較小，型態相關數值可高達 0.95-0.98 之間，均方根誤差約為 1 個標準差，這應該是因為 WRF 模式僅針對邊界層以上的風場、重力位高度以及溫度場做波譜調整所致。

除了定量地評估氣候場表現外，MRI 在東亞地區降雨的評估則透過降雨空間分布的簡單比對，在此以 TRMM 估計降雨作為評估的基準，來比對 MRI 的降雨資料。主要的目的在於了解全球模式對大尺度降雨掌握的情形，至於更細緻的 WRF 降雨評估則留在下一節做比較深入仔細的分析。圖 5.10 為 1 月至 12 月的平均降雨分布圖。大體而言，1 月至 4 月以及 9 月至 12 月的 MRI 降雨與 TRMM 估計降雨的分布情形相當類似，而 5 月至 8 月的降水分布情形與 TRMM 估計降雨的差異較大，尤其是 5、6 月臺灣的梅雨季。

從 TRMM 估計降雨可看出 5、6 月間有一明顯的降雨帶由日本往臺灣延伸至臺灣西南方洋面，其降雨量在 6 月達到最大。然而，在 MRI 的平均降雨分布圖上顯示，臺灣附近的降雨有明顯低估之現象，6 月份的降雨極值明顯小於 TRMM 估計降雨。這與之前提到 6 月的 850 hPa 環流場推估的誤差應有極大的關聯，西南風與東南風輻合的位置由東經 120 度移至 130 度，此與部分降雨分布向東偏移的位置是一致的。而較弱的降雨極值與臺灣附近較弱的西南風也應該有著相當大的關係。

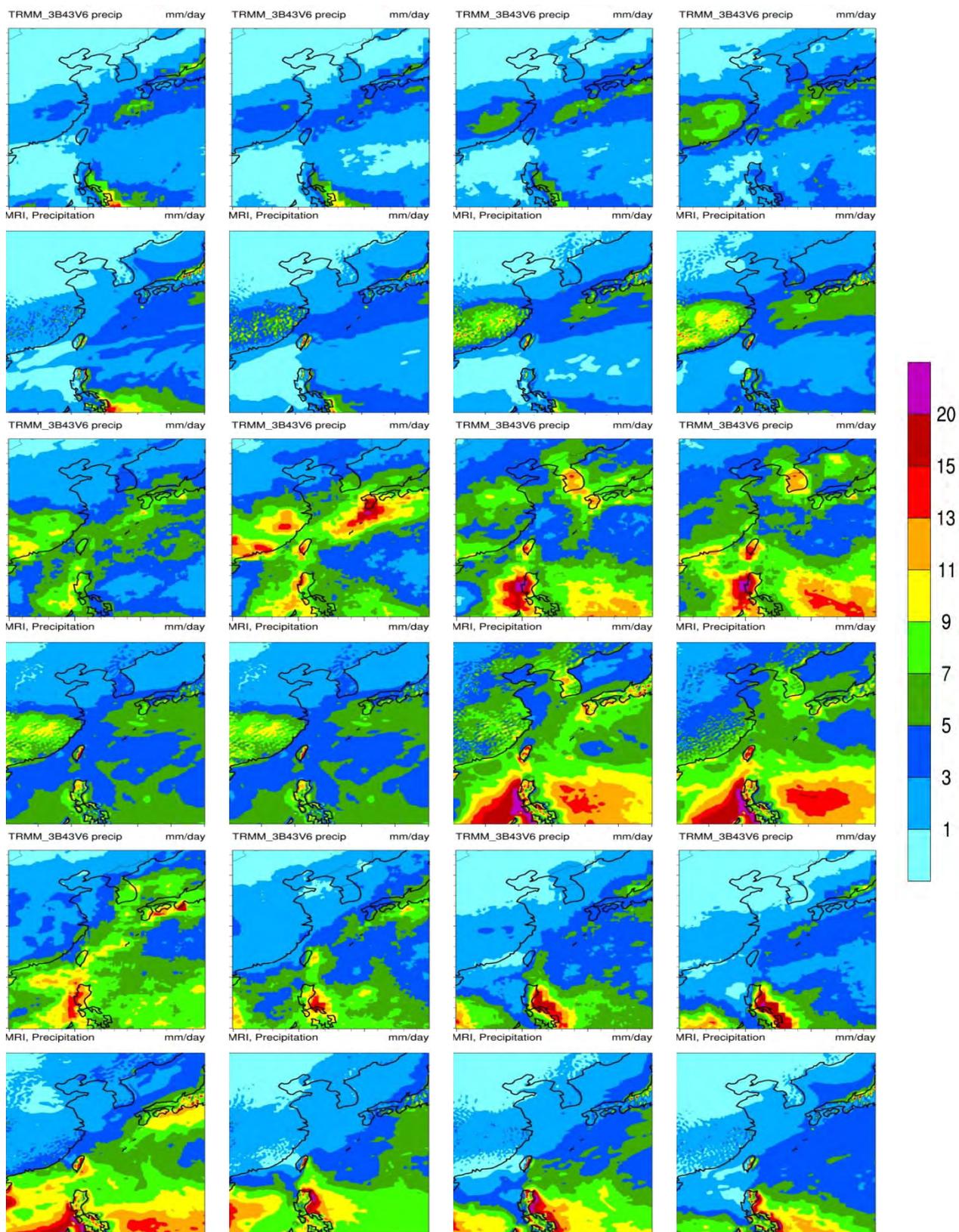


圖 5.10 平均降雨分布圖。1-4 月 TRMM 估計降雨 (上列) 與 MRI (下列)。上面兩列從左到右為 1 到 4 月、中間兩列從左到右為 5 到 8 月、下免兩列從左到右則為 9 到 12 月。單位：mm/day

5.4 臺灣地區季節降水評估

本小節以觀測降水的氣候值來評估臺灣地區的季節降雨特徵。模式的結果顯示，MRI 降雨在臺灣東部地區有明顯的誤差，經過動力降尺度之後的降雨空間分布情形與觀測值相似，並可看到與地形作用產生的降雨分布。但嚴格來說，東部宜蘭地區明顯高估，而南部地區為低估現象。大致而言，經由 WRF 模式的動力降尺度，能將東部地區降水的大偏差修正而得到較佳的結果。

在此分析降雨分布隨季節的變化，季節的劃分由引發降雨的機制來決定：春季為 2 月至 4 月，觀測的降雨主要集中在東北部迎風面、西北沿海以及中部山區；梅雨季為 5 月至 6 月，梅雨鋒面帶來的降雨，主要以中、南部山區以及西南部為主；夏季為 7 月至 8 月，多為南方的夏季季風及颱風帶來的降雨，降雨分布區與梅雨季相同；秋季為 9 月至 11 月，隨著東北季風的增強及颱風帶來的降雨，主要以東半部為主；冬季為 12 月至 1 月，除東北部地區有降雨之外其他地區雨量較少。由圖 5.11 的觀測降雨可以看出上述的降水分布，與降尺度前後的降雨推估比較，MRI 降雨在各季節的東部地區皆有明顯高估現象，而在經過動力降尺度修正後，WRF 模式能掌握到春季、秋季及冬季的氣候特徵，模擬出比較接近觀測的降雨空間配置以及平均值。降尺度後的降雨對夏季及梅雨季西南部地區降雨低估的情形較為嚴重，低估約 3-12 mm/day，而秋季及冬季則明顯地高估蘭陽平原南邊山區的降雨，高估約 3-15 mm/day。

至於 ECHAM5 降尺度後的季節降雨，圖 5.12 為中顯示 WRF 15 公里網格模擬降水與觀測資料相比，不論季節在臺灣東側的降水都明顯有高估的現象。而 WRF 5 公里網格的模擬降水則明顯的修正了臺灣東部降水高估的現象，在秋、冬兩季模擬的結果與觀測值相當接近，但春、夏及梅雨季的雨量仍明顯高估，特別是東部山區。而造成模式降水集中在臺灣東部的原因，由 ECHAM5 的風場資料 (圖 5.13) 可以得知，在臺灣地區春季時平均封為東南風，夏季時為東風，秋季及冬季均為東北風，僅有梅雨季時為南風。因此在風向偏東的情形下，由於地形阻擋及抬升，降雨在臺灣東側的迎風面上明顯增加。

為了更進一步了解降尺度之後的降水特性，將臺灣地區分為北、中、南及東四區與觀測降水進行分區比較。圖 5.14 為 5 公里降尺後的降水與觀測資料在北、中、南、東四區的月平均降水時間序列。圖中顯示在四個區域中 ECHAM5 資料降尺度後的降水量均大於觀測雨量，而 MRI 資料降尺度後的降水量較接近觀測的氣候值，但有稍微偏低的情況。兩筆降尺度資料都無法呈現雙峰的分布，亦即 6 月的梅雨降水造成的極大值接續著 7 月降雨的相對極小值的情況沒有被模擬出來。

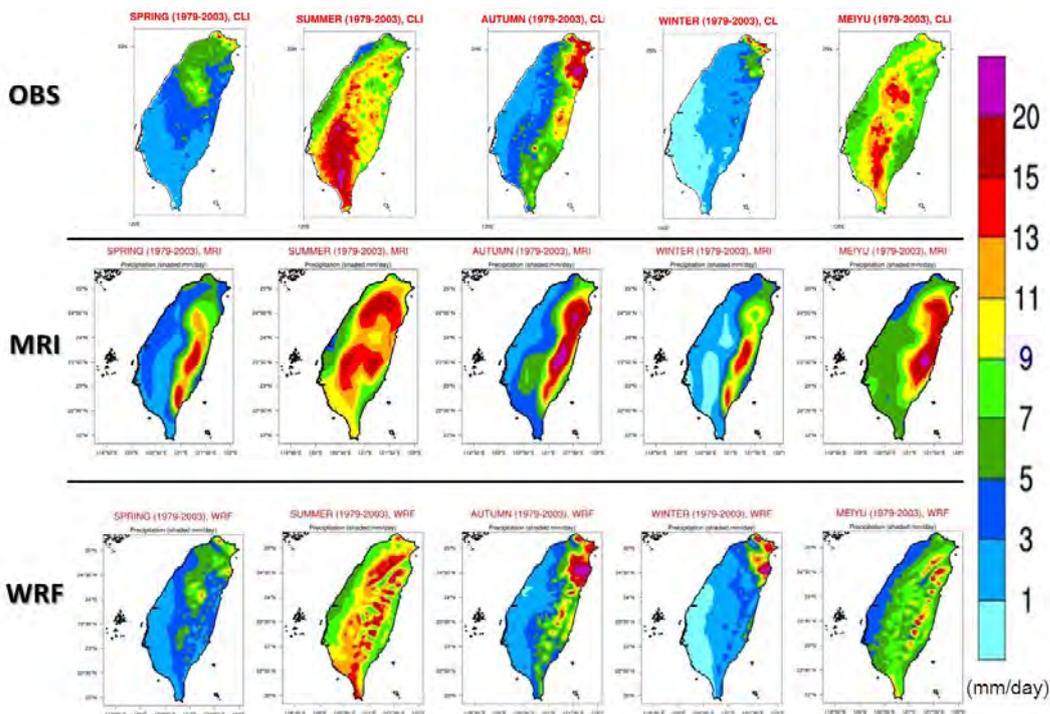


圖 5.11 MRI 動力降尺度之季節降雨分布圖。由上至下分別是觀測、MRI 與 WRF 降雨，左至右分別為春、夏、秋、冬及梅雨季。單位：mm/day

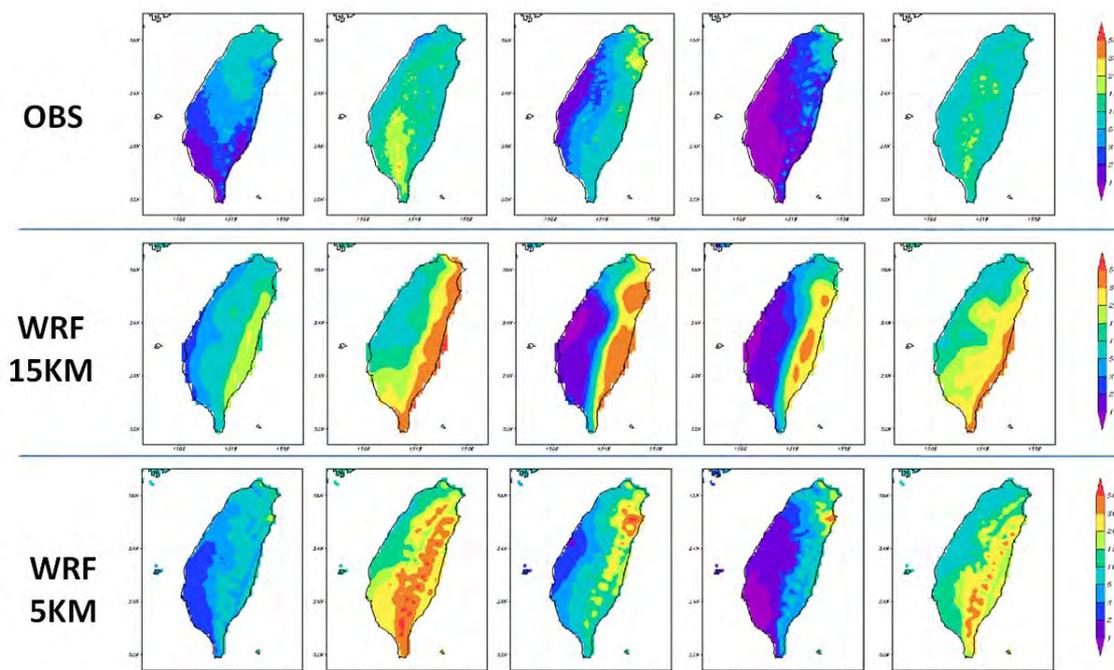


圖 5.12 ECHAM5 動力降尺度之季節降雨分布圖。由上至下分別是觀測、WRF 模式外層(15 公里)、WRF 模式內層(5 公里)網格。單位：mm/day

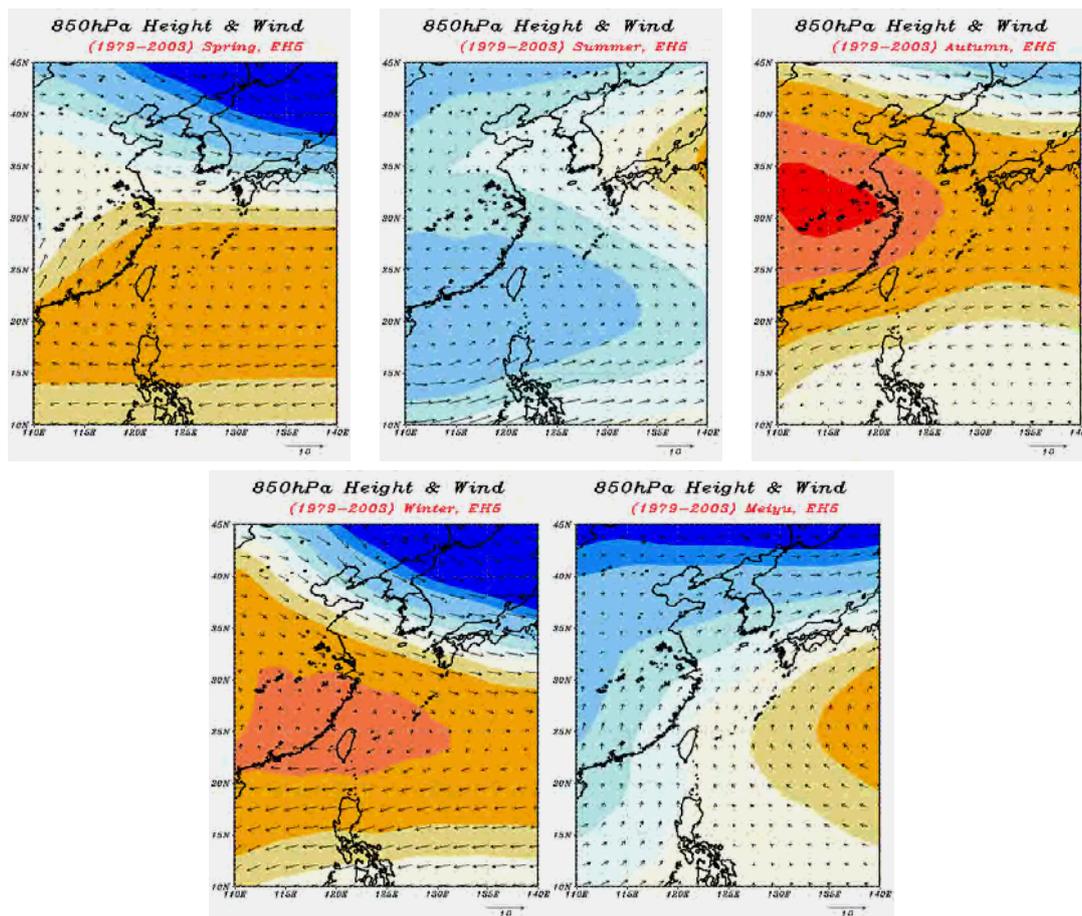


圖 5.13 ECHAM5 季節平均的風場(m/s)及高度場(m)

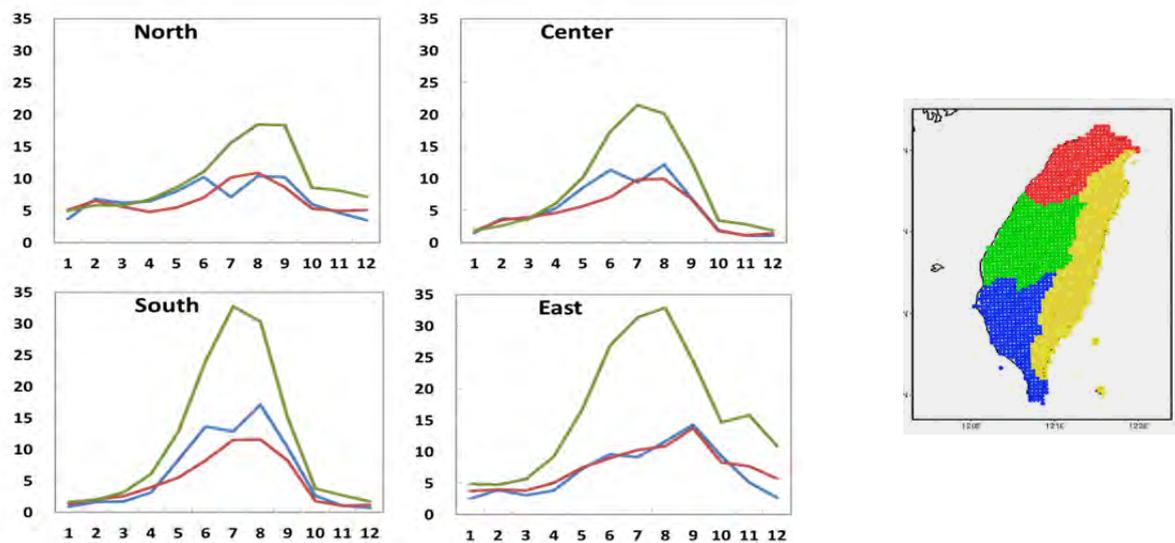


圖 5.14 動力降尺度 5 公里網格降雨與觀測資料在台灣北、中、南、東四區(右圖)的月平均降水時間序列氣候值。單位：mm/day。藍色：觀測資料，紅色：MRI-WRF，綠色：ECHAM5-WRF

ECHAM5 資料降尺度的降水在 1-3 月時模擬雨量與觀測值最接近，而六到八月模擬雨量與觀測差異最大，在東部八月時模擬雨量甚至可達近 40mm/day，為觀測的 4 倍，九到十一月四個區域的模擬雨量則明顯減少。而中部及南部在六月時有明顯的極值，顯示梅雨的跡象，但在北部及東部則不明顯。雖然在時序圖及降雨分布圖（圖 5.12）中模擬降水與觀測資料有明顯的差距，然而我們將 1979-2003 共 25 年年平均月降雨資料與觀測資料進行相關性分析，發現各分區之模擬降水與觀測資料的相關性都在 0.5 以上（北部），最高甚至可達 0.9 以上（南部）。

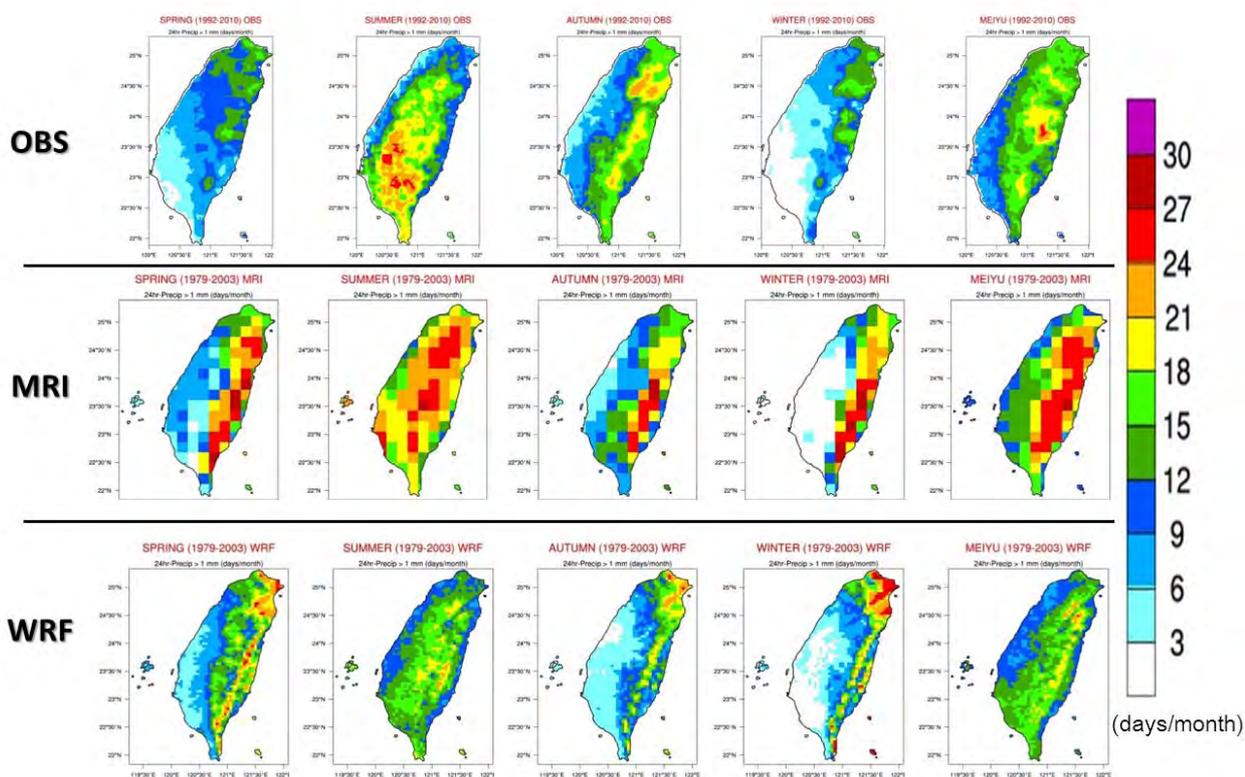


圖 5.15 同圖 5.11，惟變數改為雨日分布圖。單位：days/month

除了降雨量的大小之外，本研究亦以 MRI 動力降尺度之結果分析降雨發生的頻率，在此以雨日來檢視之。常見用來定義雨日的標準為日降雨量達到 0.1 mm 或是達到 1 mm，本研究則使用 1 mm/day 當作判定雨日的標準。大體而言，雨日的分布情形與降雨量的分布型態類似。從觀測的每季平均雨日分布情形中可知（圖 5.15），春季主要的降雨出現在北部、東北部地區；夏季全臺皆有明顯的降雨，主要集中在中南部山區；秋季的降雨主要集中在東半部及南部山區；冬季的降雨較為趨緩，主要在東北部地區；梅雨季的降雨分布情形除了西南沿海地區較少之外，全臺其他地區皆有明顯降雨，而主要的降雨集中在中部山區。MRI 的雨日與

其降雨量的偏差一樣，於臺灣東部地區明顯地高估了雨日的大小，顯示 MRI-JMA AGCM 在東部地區很容易下雨。經過降尺度之後，WRF 模式修正了東部地區的誤差值，其降雨日的分布情形和觀測值較為接近，但是在其他地區仍存在著不小的偏差，尤其是夏季的南部山區及梅雨季的中部山區，WRF 模式都低估了，夏季南部山區每月低估約 9 天，梅雨季中部山區每月低估約 6 天，而春季、秋季及冬季的東北部迎風面地區則有明顯高估之現象。

以降雨對災害衝擊的觀點看來，則需要更進一步去分析降雨強度。在此以 SDII (Simple Day Intensity Index) 來表示降雨的強度，其定義為降雨量除以雨日。圖 5.16 為季節平均的降雨強度分布圖，由觀測資料顯示，春季的降雨強度較大值主要集中在東北部沿海地區及中部山區，其強度約 20-25 mm/day；夏季則以南部山區最為明顯，其降雨強度約 30-50 mm/day；秋季東北部地區的強度約 25-50 mm/day；冬季東北季風的地形降雨其強度約為 20-25 mm/day。模式的結果顯示，MRI 的降雨強度仍然在臺灣東部地區有較大值，但是其強度並不大，這應該是降雨日被明顯高估所導致的結果。而 WRF 模式的空間分布與觀測值較為接近，但仍然是夏季及梅雨季有明顯的低估情形，夏季南部山區低估約 20-25 mm/day，梅雨季中、南部山區低估的情況較明顯，低估約 18-30 mm/day。

為了瞭解各季節降雨對當地雨量的貢獻程度，在此分析 MRI 動力降尺度之季節總降雨量占全年降雨量的比率，其結果如圖 5.17 所示。由觀測的分布情形可知，受春季降雨影響較大的區域主要集中在西北部沿岸及中部山區，約 30-35 %；受夏季降雨影響較大的區域主要集中在南部地區，約 40-45 %；受秋季降雨影響較大的區域主要集中在東北部地區，約 45-50 %；受冬季降雨影響較大的區域相對而言較小，主要集中在東北部沿海地區，約 15-20 %；受梅雨季降雨影響較大的區域主要集中在西半部地區，約 30-35 %。模式的表現結果則顯示，MRI 的降雨百分比分布情形比較不合理，而在 WRF 模式中除了梅雨季的中、南部山區的降雨貢獻有被低估情況之外，其他季節與觀測結果十分相似，顯示 WRF 模式能成功模擬出季節的總降雨量及其位置分布情形。

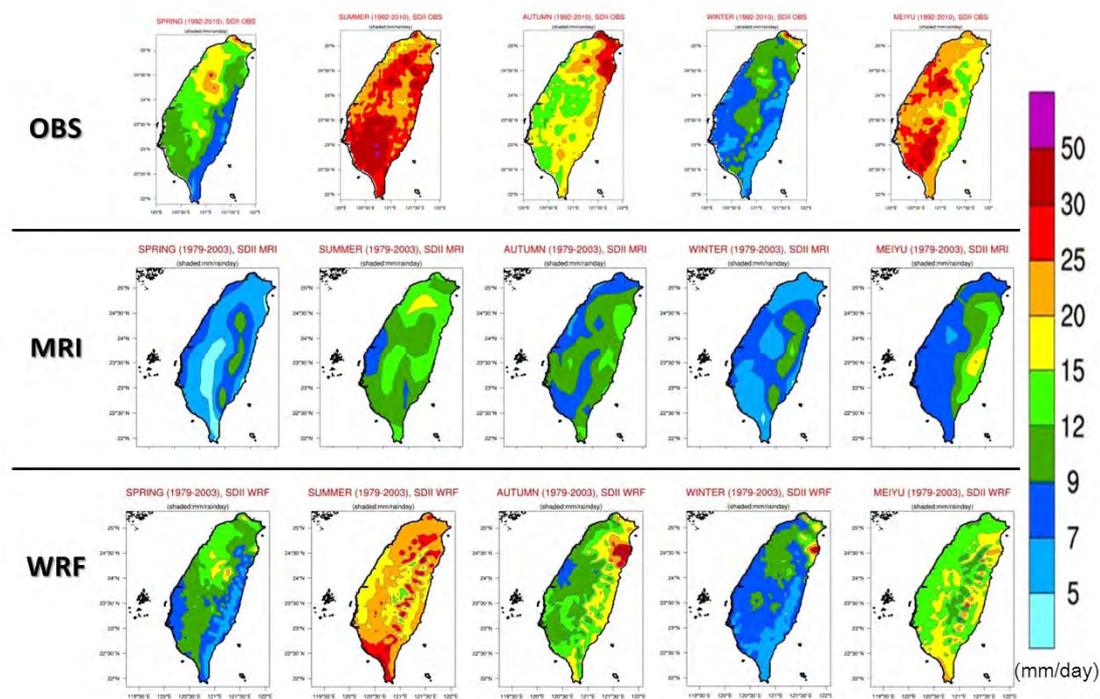


圖 5.16 同圖 5.11，只是呈現的變數為降雨強度分布圖。單位：mm/day

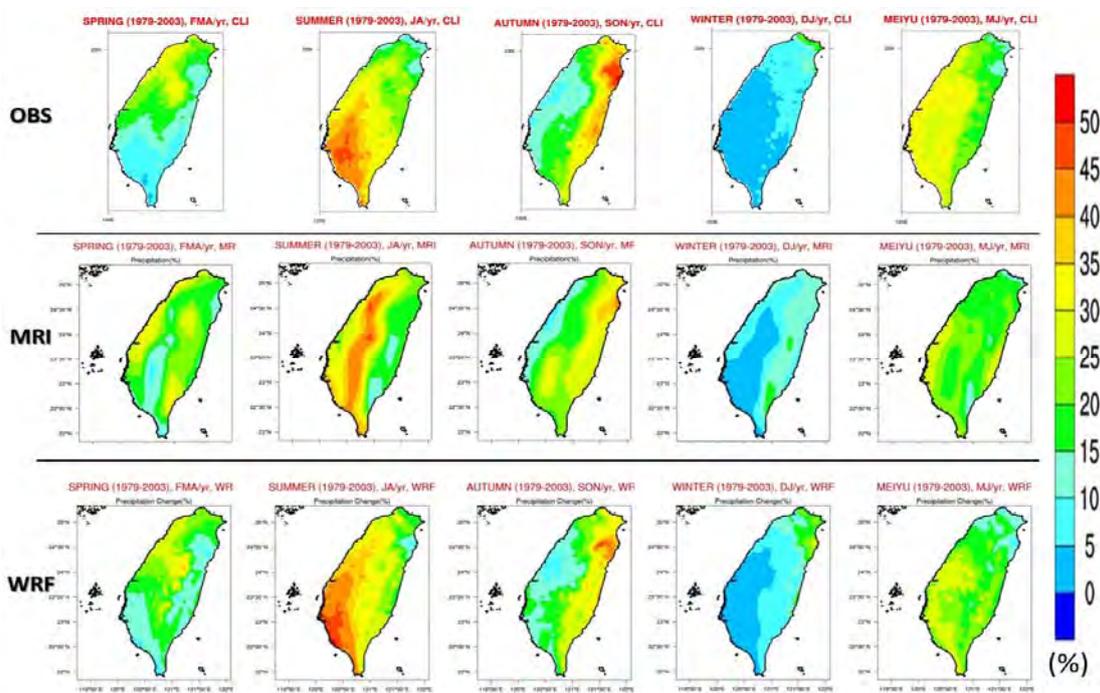


圖 5.17 同圖 5.11，只是呈現的變數為各季節降雨占全年降雨比率的分佈圖。單位：%

5.5 結論

綜合以上的校驗結果顯示，MRI 動力降尺度所產製的降雨大多能夠成功表現出季節降雨的特徵，不論在隨季節的轉變、空間分布、雨量大小、雨日及大雨日的頻率、以及降雨強度都呈現相當不錯的結果。顯示 WRF 模式在經過降尺度之後，除了夏季的南部地區及梅雨季的中南部山區有明顯低估情形，春季、秋季及冬季的降雨分布情形皆與觀測值相似。尤其是能將降尺度前在臺灣東部地區明顯且持續的誤差給修正掉。另外，在降雨日、強降雨日與降雨強度的分析中顯示，WRF 模式對於夏季及梅雨季的掌握確實不是很理想，其對於爾後的降雨推估會造成相當大的不確定性，但對於夏季總降雨量的分布情形，卻和觀測值十分相似，而梅雨季的總降雨在中、南部山區仍低估約 10 %。

在 ECHAM5 降尺度模擬的成果部分，WRF 模式對於溫度的模擬在近地層溫度水平分布及區域溫度季節變化上都能有相當好的表現。利用均一化網格資料校驗 WRF 模式模擬現在時期降雨分布及降雨量，結果顯示，降雨的分布是受到全球模式環流的影響，在臺灣東部迎風面，四季都有明顯的降水。而 WRF 5 公里網格的模擬降水明顯的修正了 WRF 15 公里網格台灣東部降水高估的現象。秋、冬兩季模擬的結果與觀測降水分布相當接近，但春季、夏季及梅雨季的雨量明顯高估，特別是東部山區。WRF 模擬降水與觀測資料進行校驗比對台灣北、中、南、東四區的表現，以一到三月時模擬雨量與觀測值最接近，而六到八月與觀測雨量差異最大。由模擬年平均月降雨資料與觀測資料在台灣北、中、南、東的相關性分析分別為, 0.56, 0.88, 0.76 及 0.93, 顯示模擬結果對氣候平均季節變化有一定的預報能力。

第六章 極端降雨分析、推估與水文衝擊評估

如圖 6.1 所示，本章節將針對極端降雨、颱風變化趨勢以及動力降尺度前後，極端降雨對於台灣所造成之影響與其後之水文衝擊評估部分進行闡釋。此部分分別整合 TEAM 1、TEAM 2 以及 TEAM 3 工作成果。

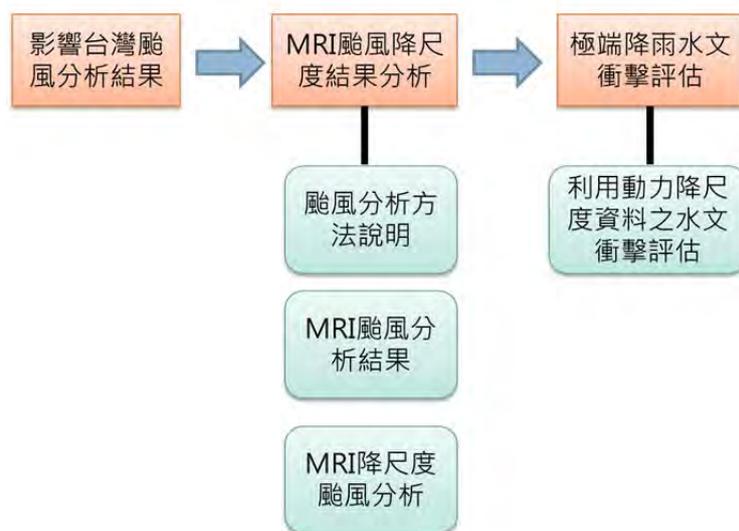


圖 6.1 極端降雨、水文衝擊評估架構圖

6.1 侵台颱風範圍之客觀定義

台灣地區平均每年會受到 3-5 個颱風的侵襲，且颱風的所帶來的降雨量是年總雨量的主要貢獻之一，然而其巨大降雨量往往會造成台灣地區有重大災情的發生。謝等 (1998) 為了要讓侵台颱風個數符合定量化、具有預報上意義、不同年代之侵台個數要一致性以及考慮颱風帶來的災害，氣象局之侵台颱風的定義，一般也是氣象局在天氣預報作業上的慣用定義，即侵台颱風的辨識需要滿足以下三個條件，(1) 平地測站所受到颱風風力達到放假條件為主要標準，即一地平均風達到七級風 (13.9 m/s) 以上或陣風達到 11 級風 (28.5 m/s) 以上；(2) 以台灣本島為中心，設立一個正方形範圍 (118~124 °E、20~27 °N)，在此範圍內達到放假條件之颱風；(3) 颱風對台灣區有產生災害。謝等 (1998) 利用此條件建置了百年歷史颱風資料庫 (<http://photino.cwb.gov.tw/tyweb/mainpage.htm>)。此定義的原始出發點是為要滿足天氣與防災相關業務的實際需求，因此以台灣氣象測站的風速並參考是否有災害發生或是否達放假標準為考量，並不是以國際上慣用的颱風資料 (有時間滯後的問題) 為基礎，颱風災害的認定也無法有完全客觀的標準，因此判定的結果不適宜使用在長期變化分析。另外，中央氣象局

對外網頁上的每年颱風年度報告中「侵台」的定義是針對當年颱風中心登陸，或颱風未登陸但有造成人員的死亡或財產的損失的颱風，同樣有不完全客觀的問題，尤其對長期氣候變遷趨勢分析而言。

氣候研究必須要有完全客觀的侵台颱風辨識方法，本研究將提出一個合理且客觀化的區域範圍定義方法，最大的優點為考慮了台灣海岸線形狀以及颱風為台灣帶來的強降雨，同時避免把範圍的邊界定在易有颱風短暫經過的地點。

6.1.1 侵台颱風範圍定義

圖 6.2 顯示 1970 至 2009 年 6-10 月間，所有颱風通過各個定義範圍內之台灣地區總降水量之平均值，總降水量是計算當颱風中心進到此範圍內的時間，此時八個測站觀測之全部降水量，再將此全部降水量除以全部的颱風個數而得到平均雨量值。圖中明顯看到隨著範圍的擴大，平均降水量也逐漸增加，到了 300 公里範圍內，颱風降水量達到高峰，之後隨著距離的增加，平均降水量則略為減少，所以以台灣海岸線形狀以外擴展至 300 公里的範圍來當作侵台颱風範圍，不但符合台灣邊界的形狀，也同時考慮到颱風降水主要影響台灣地區的最大範圍。

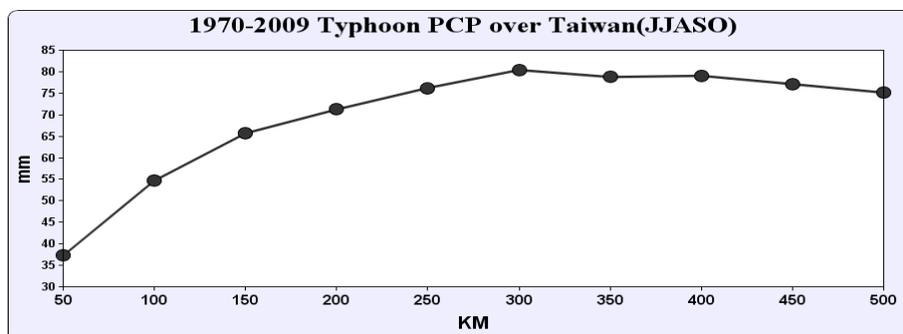


圖 6.2 1970-2009 年之間，所有颱風通過各個範圍內之台灣地區總降水量之平均值，總降水量是以台灣地區 8 個測站降水總和，而平均降水量則是總降水量除上全部的颱風個案，圖中 X 軸為各個範圍，單位為公里，Y 軸則是降水量，單位為 mm。

6.1.2 新定義範圍之颱風個數分析與討論

本研究以新定義的台灣邊界往外擴展 300 公里為範圍，當颱風中心進入此範圍內，且中心風速有達到 33knots 以上，則定義為侵台颱風個數。比較此新定義範圍之颱風個數與長方形範圍定義的差別，圖 6.3 顯示 1970 至 2009 年 6-10 月間長方形範圍內之颱風個數、300 公

里範圍內之颱風個數、中央氣象局發佈陸上颱風警報個數，以及每年因颱風所造成災情損失金額之時間序列圖。從圖中可以明顯看到 300 公里範圍的颱風個數比長方形的個數要多，長方形範圍的全部颱風個數有 145 個，而 300 公里範圍則是增加至 173 個颱風(增加 28 個)，此乃因為 300 公里所定義的範圍較廣。從中央氣象局發佈陸上警報的颱風個數中也明顯比長方形範圍的個數要多，全部為 164 個颱風個數，比長方形範圍多 19 個，但卻比 300 公里範圍少 9 個，顯示 300 公里範圍的個數誤差較少。

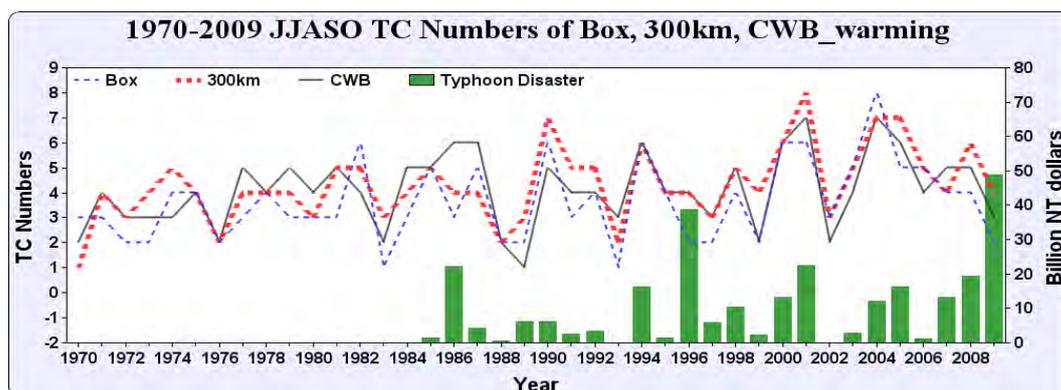


圖 6.3 1970-2009 年 6 至 10 月之長方形區域內颱風個數(Box，細點線)、300 公里範圍內颱風個數 (300km，粗點線)、中央氣象局發佈陸上警報單之颱風個數 (CWB，細實線) 以及因颱風所造成金額損失 (Typhoon disaster，柱狀圖) 之時間序列圖。圖中 X 軸代表年份，Y 軸代表個數與金額。

表 6.1 顯示本研究的定義和幾種氣象局侵台颱風個數記錄的相關係數，300 公里的定義和氣象局每年公布的官方數據相關性有 0.61~0.63。表 6.2 顯示四個時間序列之相關係數表格，從表中可看到長方形範圍、300 公里範圍以及氣象局發佈陸上警報之颱風個數，此三者的相關係數均有達 0.7 以上，代表三者的颱風個數年際變化均相同，但從颱風災損金額中看到，此三個颱風個數分別與災損金額的相關係數為-0.06、0.23 與 0.25，此相關係數明顯偏低且沒有通過統計檢定，從時間序列圖中可看到在 1996 年及 2009 年均有發生災損金額的極大值，此兩年台灣地區分別受到賀伯颱風及莫拉克颱風所帶來的巨大降水量，造成了台灣地區有嚴重的災情損失(Wu et al., 2002; Zhang et al., 2010)。假如去除掉此兩年災損金額的極端值資料後，其相關係數可高達 0.4、0.59 與 0.69，且此相關係數均有通過統計檢定，顯示出除了這兩年的極端個案外，侵台颱風個數和災損金額具有很高的相關性，其中又以 300 公里範圍所定義出的颱風個數比長方形區域更符合中央氣象局所發佈陸上颱風警報之個數，也更為合理化。

表 6.1 長方形區域(BOX)、300 公里範圍內(300km)之颱風個數、中央氣象局發佈陸上警報之颱風個數(CWB Land)、中央氣象局發佈陸上與海上警報之颱風個數(CWB Landsea)、中央氣象局網頁公佈的個數(CWB)、氣象局王時鼎顧問颱風資料庫侵台颱風個數(100yr)。時間長度為 1970-2009 年。

Lifetime>33	BOX	300KM	CWB_Landsea	CWB_Land	CWB	100yr
BOX	1	0.8	0.59	0.7	0.65	0.66
300KM	0.8	1	0.58	0.61	0.63	0.62
CWB_Landsea	0.59	0.58	1	0.66	0.57	0.53
CWB_Land	0.7	0.61	0.66	1	0.86	0.83
CWB	0.65	0.63	0.57	0.86	1	0.96
100yr	0.66	0.62	0.53	0.83	0.96	1

表 6.2 長方形區域(BOX)、300 公里範圍內(300km)之颱風個數、中央氣象局發佈陸上警報之颱風個數(CWB)與颱風造成的金額損失(DIsaster)之相關係數表格。時間長度為 1970-2009 年 6 至 10 月資料。

Corr	BOX	300km	CWB	Disaster
BOX	1			
300km	0.78	1		
CWB	0.73	0.76	1	
Disaster	-0.06	0.23	0.25	1

6.1.3 小結

本章節嘗試以客觀化以及合理化的方法來定義影響颱風的範圍，使用的資料為 JTWC 颱風最佳路徑資料來定義侵台颱風個數，此仍國際慣用之颱風路徑資料，因此擴展性較強。從台灣地形邊界為基準往外擴展 50-500 公里的分析中可得到，台灣地區的颱風總降水量在 300 公里達到最高值，超過此範圍外，颱風降水量則略為減少。所以本研究以台灣海岸邊界形狀為基準，向外擴展至 300 公里來當作侵台颱風的客觀範圍，此定義範圍不但符合台灣南北狹長走向的地理分佈特徵，也符合颱風降雨量對台灣地區造成的影響。

此客觀定義也將用於下節所述利用模式資料篩選影響颱風之分析依據。

6.2 颱風強降雨與全球暖化之關係

圖 6.4 是利用 Liu et al. (2009) 的年際差異方法分析得到的十級降雨強度隨全球溫度 (上圖)或全球洋面溫度 (SST, 下圖)變化之關係, 在 TC 地區, 全球溫度每增加一度, 前百分之十的強降雨就會增加約 125%, 而全球溫度每增加一度, 前百分之一的強降雨就會增加約 225% (上圖)。由於洋面溫度增加速度較全球溫度增加速度為慢, 洋面溫度每增加一度, 前百分之十的強降雨就會增加約 200%, 尤有甚著洋面溫度每增加一度, 前百分之一的強降雨就會增加約 350%(下圖)。

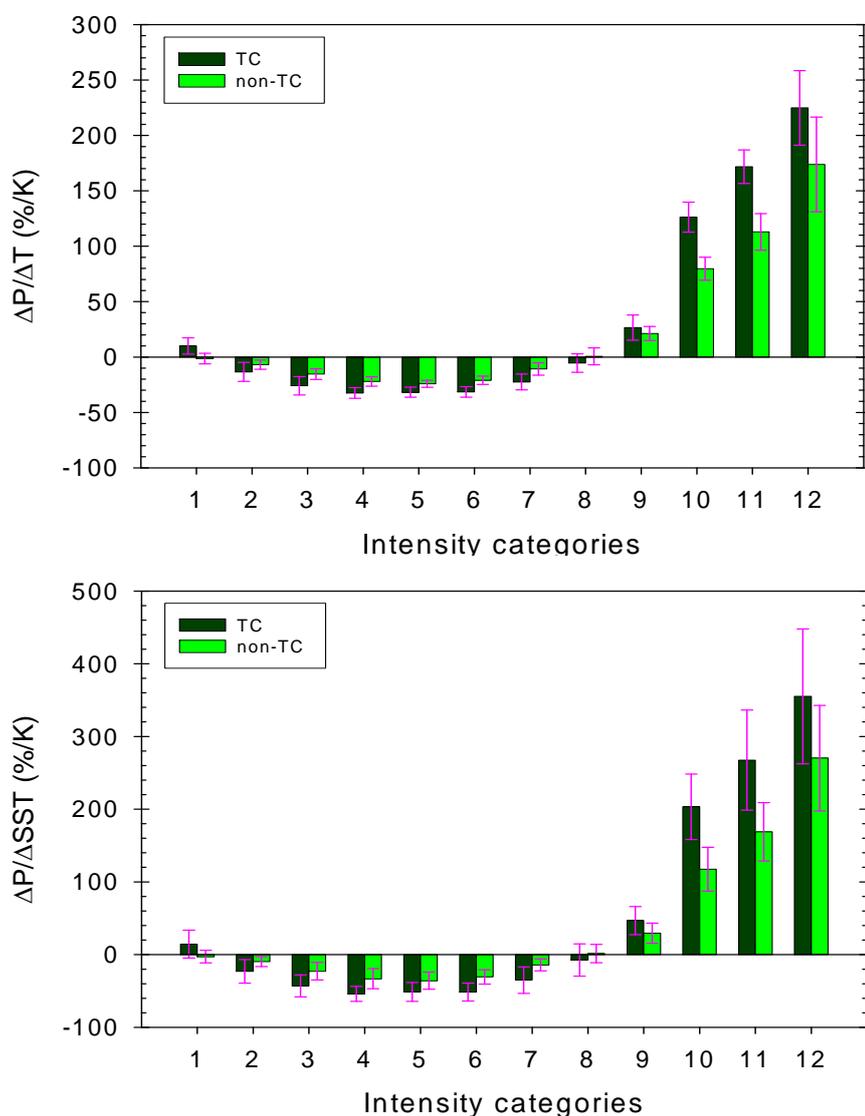


圖 6.4 Changes of 10 bins of annual global precipitation intensity for each degree K. 上圖為全球表面溫度與降雨強度之關係；下圖則是全球海溫與降雨強度之關係。深綠色長條圖為 GPCP 於熱帶氣旋生成區之數值；淺綠色長條圖則是非熱帶氣旋生成區之數值；紅色長條代表 1 個標準差。

颱風帶給台灣的強降雨也可利用 Liu et al. (2009) 的年際差異方法分析得到降雨強度隨全球溫度或全球洋面溫度變化之關係，圖 6.5 顯示分析的結果，雖然只有前百分之十的強降雨的變化值超過一個標準差，統計上有可信度，其他九級降雨強度的變化值皆小於一個標準差，可信度不夠。這是因為我們只取台灣過去 45 年 (1961-2005) 的颱風降雨資料 (包括颱風登陸前一天及登陸後兩天)，資料個數較少。百分之十的颱風強降雨的變化值為全球溫度每增加一度，前百分之十的強降雨就會增加約 180%，此值較全球 TC 地區的 125% 值稍大，但在雙方的一個標準差之內，可以說吻合度極佳。

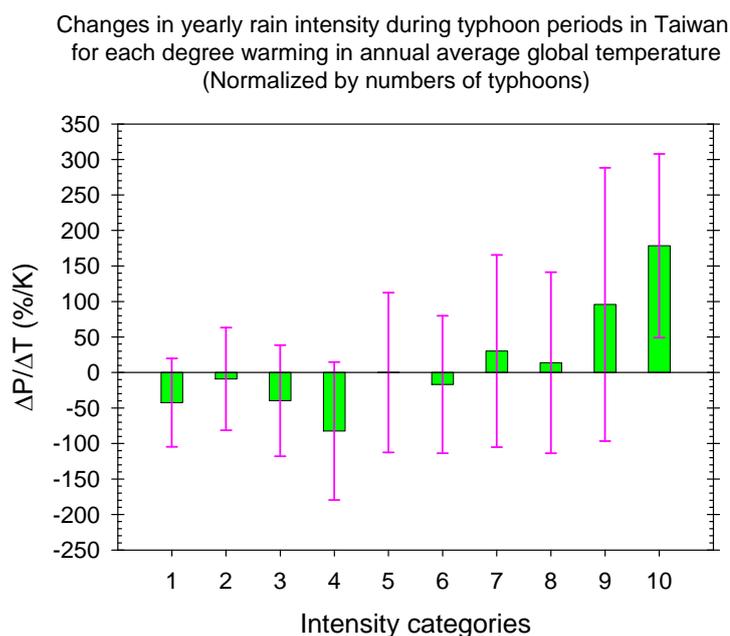


圖 6.5 Changes of 10 bins of annual global precipitation intensity for each degree K increase in annual global temperature. 紅色部分為 GPCP 資料中分析之結果，綠色長條則是 IPCC 17 個模式之綜合結果，需注意的是，二者之量值相差約一個數量級。

6.3 日本高解度模式之颱風降雨的特徵及變遷趨勢分析

本章節將說明利用日本高解度模式(20Km)分析西北太平洋颱風與侵台颱風的未來變遷趨勢，同時利用動力降尺度結果(5Km)，描述氣候變遷下，颱風的極端降雨在四大分區以及五大流域的變遷趨勢。

6.3.1 MRI-JMA AGCM 中的西北太平洋颱風與侵臺颱風

為比較模擬與觀測的差異，在此使用的觀測路徑資料為日本氣象廳分析的最佳路徑資料

進行頻率分析。在過去有不少研究在討論全球暖化對未來颱風發生的頻率及強度的影響。Knutson et al. (2010) 彙整了數個高解析度動力模式對未來颱風的推估結果，其研究中指出，世紀末全球颱風發生的頻率減少 6%~34%，但是強颱風頻率增加，颱風暴風半徑 100 km 內降雨強度增加約 20%，這些變化在各海域的變動程度有著相當大的差異。對於臺灣地區而言，這些伴隨著全球暖化所產生的變化值得做進一步的探討。Sugi et al. (2009) 分析前一版 MRI-JMA AGCM 推估的結果，亦指出全球暖化會導致本世紀末颱風發生頻率減少強度增加。在此我們針對西北太平洋以及侵臺的颱風，探討其降雨特性受到全球暖化的影響，尤其是氣溫、可降水量（大氣層水汽垂直的積分）以及降水強度的改變。

受限於資料來源，本研究中的西北太平洋的颱風是指出現在從北緯 10~50°、東經 160° 以西這個區域內的颱風，而臺灣附近的颱風則是將進到離臺灣本島海岸線 300 km 範圍內的定義為侵臺颱風（依據 6.1 節定義）。比較 1979-2003 年這段期間颱風的生命期長短（表 6.3），可以看出模式中與觀測的颱風強度結構有很大的不同。在西北太平洋上，模式中的全部的颱風時數被低估了約 1/3，但是中度以上颱風的時數的與觀測值相當，對於強烈颱風出現的時數則是高估了 4 倍多。觀測與模擬有這樣的落差，大部份的原因可能是因為模式本身的特性：在模式中颱風形成的數目較少，但是一旦形成後多半能發展到中度甚至是強烈颱風的強度。除了模式本身的特性外，偵測方法對模式中的弱颱風辨識能力的好壞也會有些影響，這部分還尚待更進一步評估。為了簡化問題，在此節我們僅針對強度達中度以上的颱風做進一步的分析。

表 6.3 1979-2003 年間不同強度颱風的總生命期（單位：小時）。括弧內的數值表示該分類佔當期所有颱風（輕度以上）生命期的百分比

強度		輕度以上	中度以上	強烈以上
西北太平洋	觀測	84393 (100%)	32958 (39.1%)	3441 (4.1%)
	MRI	57782 (100%)	29878 (51.8%)	14561 (25.2%)
侵臺颱風	觀測	16812 (100%)	6033 (35.9%)	612 (3.6%)
	MRI	2725 (100%)	1526 (56.0%)	580 (21.3%)

與西北太平洋上的颱風相較，在臺灣地區模式模擬的結果與觀測值的落差更大。除了只有強烈颱風出現的時數與觀測值相當之外，中度颱風的時數被低估到只剩觀測值的 1/6 左右，輕度颱風被低估得更嚴重，只到觀測值的 1/9 左右，全部颱風的生命期約只有觀測值的 1/6。模式中颱風影響時間的嚴重低估，在臺灣附近低估得比西北太平洋上的還嚴重，連帶的也會

嚴重低估台灣地區的颱風為降雨。輕度以上颱風侵臺的時數約為觀測值的 1/6，中度以上颱風則為 1/4，而模式所推估臺灣地區的颱風降水約為觀測值的 1/3 強（圖未示）。

關於暖化的影響，模式中西北太平洋上的颱風所經過地方的海（地）面氣溫在近未來平均增加了 0.7°C，在世紀末則是增加了 2.2°C；至於侵臺颱風所經過地方的海（地）面氣溫在近未來平均增加了 1.3°C，在世紀末則是增加了 2.6°C。近颱風中心的海（地）面氣溫可能會受到颱風的影響而有其他的變化，因此這裡取距離颱風中心 250~400 km 間環狀區域平均的海（地）面氣溫（2 m 高氣溫）討論。因應著這些溫度的變化，現在、近未來、世紀末這三個時期中，西北太平洋上颱風發生的個數分別是 430、375、313 個，颱風個數的比率為 1:0.87:0.73；侵臺颱風個數則為 76、60、60 個，個數的比率為 1:0.79:0.79。若考慮所偵測到的颱風生命期，則三個時期的所有颱風出現的總時間的比率在西北太平洋為 1:0.90:0.70，在臺灣附近則為 1:0.68:0.68（表 6.4）。受到暖化的影響，模式推估臺灣地區颱風個數的減少比率跟西北太平洋上的一樣明顯，在近未來減少的幅度已跟世紀末減少的一樣，受颱風影響時間縮短的比率要比颱風個數的減少比率來得更大。

表 6.4 模式中未來不同強度颱風的總生命期（單位：小時）。括弧內的數值表示颱風生命期與現在時期該分類颱風生命期的比值

強度		輕度以上	中度以上	強烈以上
西北太平洋	近未來	50360 (0.87)	26877 (0.90)	13048 (0.90)
	世紀末	39433 (0.68)	20817 (0.70)	10978 (0.75)
侵臺颱風	近未來	2166 (0.79)	1033 (0.68)	453 (0.78)
	世紀末	2046 (0.75)	1032 (0.68)	462 (0.80)

除了颱風出現頻率的改變外，另一個重要的課題則是颱風降雨的強度變化。圖 6.6 為不同時期 MRI 颱風的降雨及水汽隨中心距離變化的氣候值。可以看出侵臺颱風的降水及水汽量要比西北太平洋上的颱風高，這應該與颱風形成期及消散期多半不是發生在臺灣附近有關。受到颱風環流的影響，颱風中心的水汽含量要比颱風外圍環境的水汽含量高出甚多(可多出約 50%)，而且降水多集中在距颱風中心 100 km 以內的區域，平均的時雨量可達 18 mm 以上，距中心 150 公里之外則劇減至 3 mm 以下。隨著全球暖化，颱風的水汽含量及降雨的強度都有大幅增加的情況，在世紀末，侵臺颱風的中心降雨每小時可高達 25 mm。未來兩個時期中，颱風所含水汽量以及降水強度增加的幅度列在表 6.5 之中。

從表 6.5 中可以看出水汽含量隨著暖化有增加的趨勢，然而其增加的幅度在颱風中心比外圍增加的幅度稍小，這應該與該處水汽成雲凝結旺盛，降水強度大幅增加有關。西北太平洋颱風外圍的水氣含量在近未來增加了約 7%，在世紀末更是增加約 22%；而侵臺颱風外圍水氣含量的增幅較西北太平洋的差不多，在近未來增加了約 7%，在世紀末增加了約 21%。

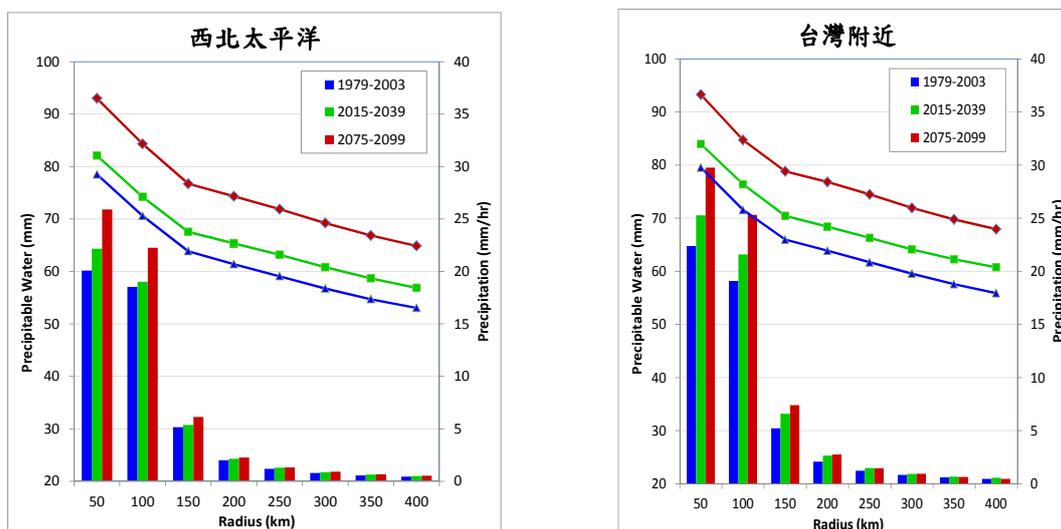


圖 6.6 各時期西北太平洋（左圖）以及臺灣附近（右圖）的颱風內平均降水強度及水汽含量在颱風中心徑向上的分布。折線圖表示可降水量（左縱軸，單位：mm）、柱狀圖表示降水（右縱軸，單位：mm/hr），橫軸表示距颱風中心的距離（單位：km）。藍、綠、紅各代表現在、近未來、世紀末時期

表 6.5 與現在時期相較模式推估未來西北太平洋以及臺灣附近的颱風內平均降水強度及水汽含量的改變在颱風中心徑向上的分布

變數	地區	半徑 (公里)	0~50	50~100	100~150	150~200	200~250
可降水量	西北太平洋	近未來	4.6%	5.2%	5.8%	6.5%	6.9%
		世紀末	18.5%	19.5%	20.2%	21.1%	21.7%
	臺灣附近	近未來	5.6%	6.7%	6.8%	7.1%	7.4%
		世紀末	17.2%	18.4%	19.5%	20.3%	20.7%
平均降雨	西北太平洋	近未來	10.3%	2.7%	4.3%	6.6%	8.2%
		世紀末	29.0%	20.2%	18.9%	13.5%	12.1%
	臺灣附近	近未來	12.8%	13.1%	26.2%	27.7%	20.6%
		世紀末	33.0%	32.5%	41.8%	32.9%	19.0%

至於颱風降雨的能力也是隨著暖化有增強的趨勢，降雨增加的幅度在颱風中心最大，而且比水汽增加的幅度大。西北太平洋颱風中心的降雨強度在近未來增加了約 10%，在世紀末更是增加約 29%；而侵臺颱風中心降雨強度的增幅較西北太平洋的稍高一些，在近未來增加了約 13%，在世紀末其增加的幅度更可高達約 33%。

前述的分析可看到模式中平均的強降雨區發生在距颱風中心 100km 內，以下便以此區域內所有時雨量大於 5 mm 的降水當做統計樣本，分析降雨強度變化的情形。在此利用時雨量機率密度函數及累積分布函數 (Cumulative Distribution Function, CDF) 來檢視之。圖 6.7 中可以看出在近未來降雨強度的機率分布並沒有明顯的變化，世紀末的變化就較顯著。以世紀末的改變來看，侵臺颱風內時雨量大於 35 mm/hr 左右 (北大西洋的颱風則為 40 mm/hr 左右) 出現的機率增加，反之則減少，時雨量 95% 百分位的值也因此大幅增加，根據累積分布函數估算出與極端強降雨有關的統計值列在表 6.5 中。

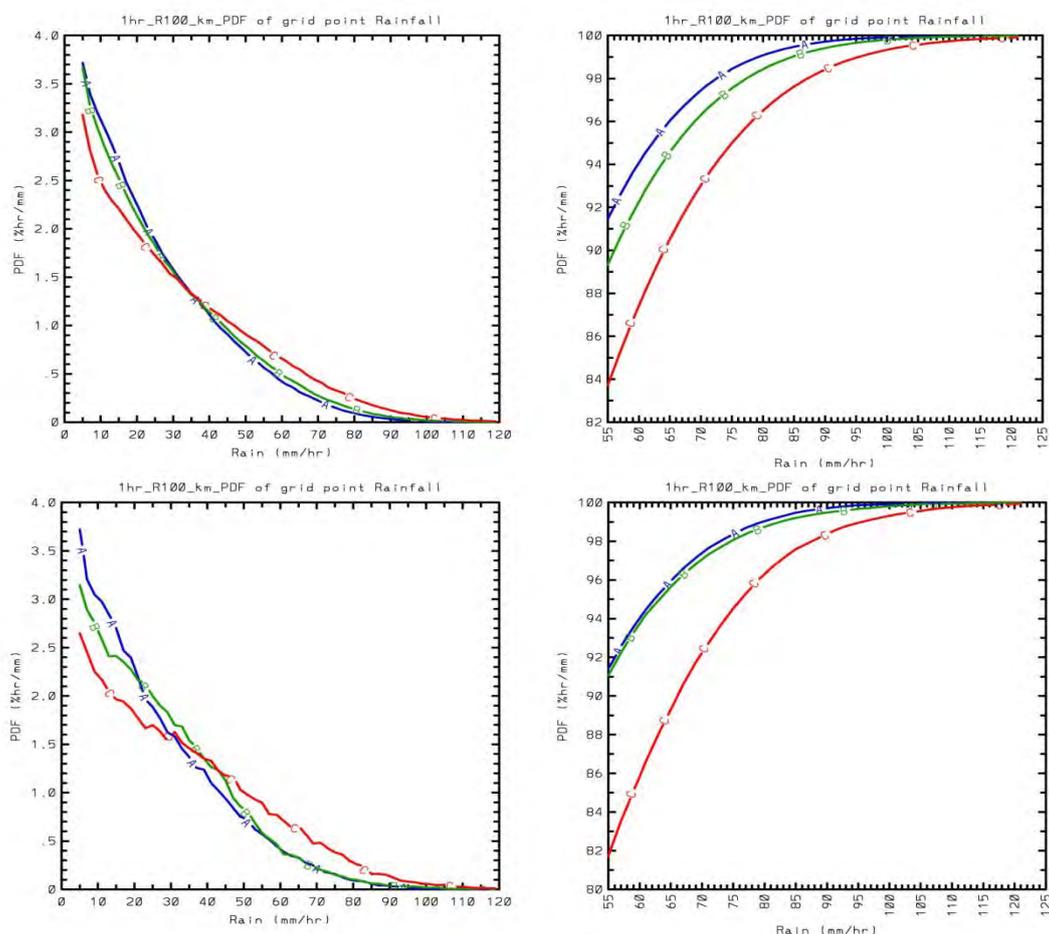


圖 6.7 模式中各時期颱風中心 100 km 內時雨量的機率密度函數(左圖)及累積分布函數(右圖)。樣本取自中度以上颱風在範圍內，時雨量大於 5 mm 的所有網格。上為西北太平洋，下為臺灣附近的颱風。橫軸單位：mm/hr。藍、綠、紅各代表現在、近未來、世紀末時期。

在表 6.6 中所見樣本大小隨暖化而減少的情況，主要的緣故是颱風出現頻率減少所致（表 6.4）。在此我們以現在時期時雨量 95% 百分位的值做為定義極端降雨的門檻值。極端降雨出現的機率(5%)在近未來僅微幅增加，在世紀末則可增加一倍以上至 11~12%。但若考慮樣本大小的變化，極端降雨出現的次數在近未來是減少的，在世紀末則比現在時期出現的次數多了約 76% (臺灣)及 58% (西北太平洋)。

表 6.6 模式中在颱風中心 100 km 內，時雨量大於 5 mm 的所有網格數的比值(與現在時期相較)、極端時雨量、極端降雨(以現在時期的 95% 百分位定義)出現的機率以及出現次數的比值(考慮樣本大小後，與現在時期相較)

	現在		近未來		世紀末	
	臺灣	西北太平洋	臺灣	西北太平洋	臺灣	西北太平洋
樣本大小比	1	1	0.73	0.89	0.71	0.71
95%百分位之降雨值 (mm/hr)	62.37	62.21	63.20	66.11	76.25	75.03
極端降雨機率	5%	5%	5.3%	6.65%	12.4%	11.1%
極端降雨出現次數比	1	1	0.77	1.17	1.76	1.58

除了評估颱風內強降雨出現頻率的改變，在此也以類似的方法分析颱風整體降雨能力的變化，只是統計的樣本不再取網格點上的值，而是取颱風中心 100 km 內的區域平均值，來計算區域平均值的機率及累積分布函數（圖 6.8 及圖 6.9）。颱風所經海域的海（地）面面氣溫與含水汽量的機率密度函數分布情況呈現很好的對應關係，二者皆隨著全球暖化都明顯地往右方較大值平移，然而分布形狀的改變並不太大。至於颱風降雨的機率密度函數，眾數並未呈現明顯地向右平移，反而是分布的形狀有較大的改變，分布的範圍變的比較寬，亦即降雨的變異增加、帶來強降雨的機率變大。

同樣地，在此我們以現在時期區域平均雨量 95% 百分位的值做為定義極端降雨颱風的門檻值。極端降雨颱風出現的機率 (5%) 在近未來僅微幅增加至 7% 強，在世紀末則可增加 3~4 倍以上至 18~22%。但若考慮表 6.4 中所列樣本大小的變化，臺灣地區極端降雨颱風出現的次數在近未來是減少的，在世紀末則比現在時期出現的次數多出現了約 202% (臺灣) 及 159% (西北太平洋)。

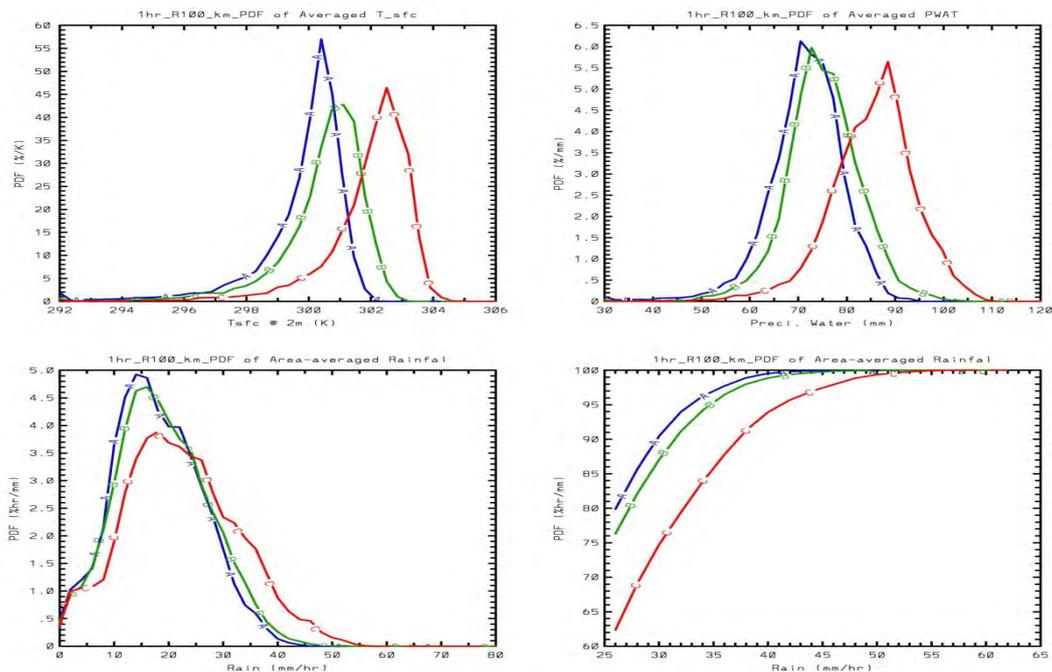


圖 6.8 模式中西北太平洋各時期颱風的海(地)面氣溫 (左上, 單位: K)、水汽含量 (右上, 單位: mm)、時雨量的機率密度函數 (左下, 單位: mm/hr), 以及時雨量的累積分布函數 (右下, 單位: mm/hr)。樣本取自中度以上颱風在離中心 100 km 範圍內的區域平均值。藍、綠、紅各代表現在、近未來、世紀末時期

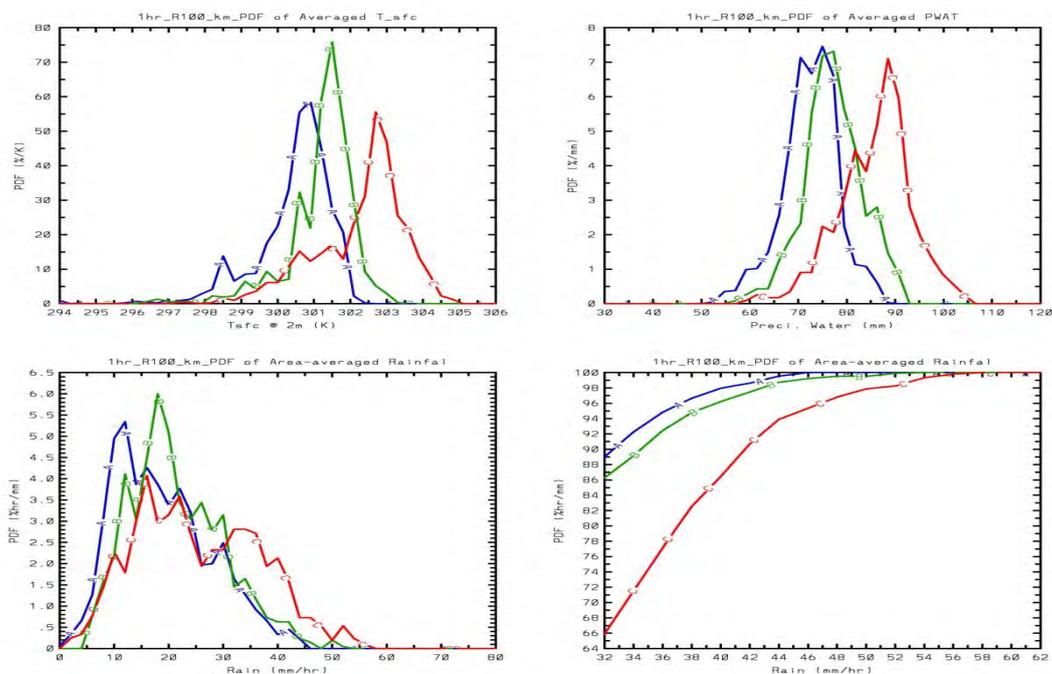


圖 6.9 同圖 6.8, 但僅針對臺灣附近的颱風

表 6.7 模式中各時期極端降雨颱風的平均時雨量、極端降雨颱風（以現在時期平均時雨量的 95% 百分位定義之）出現的機率以及出現次數的比值（考慮表 6.4 中的樣本大小後，與現在時期相較）。平均值為中度以上颱風在離中心 100 km 範圍內的區域平均

	現在		近未來		世紀末	
	臺灣	西北太平洋	臺灣	西北太平洋	臺灣	西北太平洋
95%百分位之降雨值 (mm/hr)	36.19	32.9	38.31	34.71	45.52	41.21
極端降雨颱風機率	5%	5%	7.33	7.48	22.34	18.6
極端降雨颱風出現次數比	1	1	0.92	1.35	3.02	2.59

6.3.2 颱風降雨的特徵及變遷趨勢

本研究定義颱風中心有進入到距海岸線 300 km 範圍內之颱風為侵臺颱風。為比較現在時期模擬與觀測的差異，在此使用的觀測路徑資料為日本氣象廳分析的最佳路徑，觀測雨量資料則使用 NCDR-1992 網格降雨資料。受限於雨量資料的長度，僅以 1992~2010 年這 19 年觀測的統計值代表現在這個時期颱風的氣候值。除了發生頻率及降雨強度的改變外，颱風路徑的改變也會影響到臺灣地區颱風降雨的分布。在此將針對侵臺颱風的發生頻率、路徑、降水特徵以及其未來的推估做分析。

(一) 侵臺颱風頻率及降尺度前降水強度分析

圖 6.10 為觀測和模式中各月份侵臺颱風個數的氣候值，觀測和模式皆顯示 7、8、9 月之侵臺颱風較多，只是模式中頻率最高的月份出現在 7 月，觀測中出現在 8 月，而且頻率較其他月份高出甚多。在颱風季起始的模擬上，除了近未來這個時期，模式的結果與觀測大致一致。觀測資料亦顯示 19 年之侵臺颱風個數為 107 場，平均每年 5.63 場。比較模式與觀測之個數差異，顯示模式在現在時期平均每年只有 3.44 場，明顯地低估侵臺颱風個數的情形。若將侵臺颱風依據強度分類，觀測資料顯示侵臺颱風中以中度颱風最多，輕度颱風次之，強烈颱風最少，然而模式資料則是以強烈颱風最多，中度颱風次之，輕度颱風最少，顯示模式中的颱風，其發展所能達到的最強強度有被明顯高估的情形。

至於颱風頻率的變遷，如表 6.8 所示，模式中三個時期的侵臺颱風個數分別為 86、79 和 73 場，平均每年 3.44、3.16 和 2.92 場，顯示受氣候變遷影響下，侵臺颱風個數呈現遞減的趨勢，這與大多數研究的結果一致。Sugi et al. (2009) 分析先前一版 MRI-JMA AGCM 模擬的結果指出全球暖化會導致 21 世紀末颱風發生頻率減少。Knutson et al. (2010) 的研究中指出，根

據高解析度動力模式的模擬，21 世紀末全球颱風發生的頻率減少 6-34%，但是強颱風頻率增加，颱風暴風半徑 100 km 內降雨強度增加約 20%。各颱風之路徑與其為臺灣帶來的整場降雨請參見附錄。

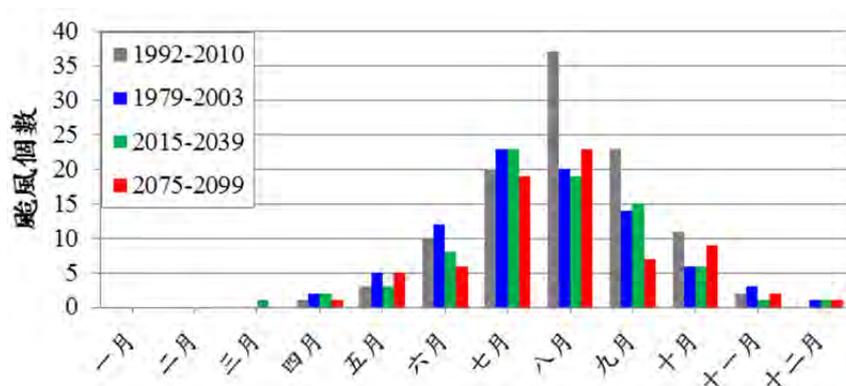


圖 6.10 觀測 (1992-2010) 與 MRI 資料中各時期各月份侵臺颱風個數

表 6.8 觀測 (1992-2010) 與 MRI-JMA AGCM 各時期侵臺颱風之強度與總數

	輕度颱風	中度颱風	強烈颱風	Total	Per Year
1992-2010	38	52	17	107	5.63
1979-2003	10	30	46	86	3.44
2015-2039	19	21	39	79	3.16
2075-2099	11	24	38	73	2.92

在此也針對颱風為臺灣地區帶來的降雨以及降雨強度的變遷做初步分析。圖 6.11 為整場以及不同延時之颱風降水在臺灣本島的區域平均值前 60 名，先針對每個網格點找出的滑動平均在侵臺時期的最大值，將其算出區域平均之後，再根據區域平均的大小予以排名。比較模式現在時期的平均降雨，模式中各延時之平均降雨均有低估的情形，此低估的情形隨著延時的縮短有減少的傾向。然而模式顯示受氣候變遷影響下，世紀末各延時颱風平均降雨在約 30 名前有增加的趨勢，約 30 名之後則呈現減少的趨勢，未來颱風降雨將變得比較極端。不同延時之分區（北、中、南、東）降雨前 60 名排序詳見附錄。

圖 6.12 為颱風期間日降雨累積分布函數(Cumulative Distribution Function, CDF)，計算此分布的樣本來自於臺灣陸地所有的網格點，日降雨少於 1 mm 者並未被考慮進去。發現在氣候變遷影響下，豪大雨發生頻率遞增，小雨發生頻率遞減。若以機率累積至 95% 時的日雨量定義為極端事件的門檻值，則現在、近未來、世紀末極端事件日降雨量門檻值分別為 143.77

mm、155.32 mm (較現在的值增加 8.03%)、206.65 mm (較現在的值增加 43.74%)。若以現在的極端事件門檻值 143.77 mm 應用在近未來及世紀末的 CDF 上，極端降雨發生的頻率將由 5% 增加至 6% 及 7.5%。

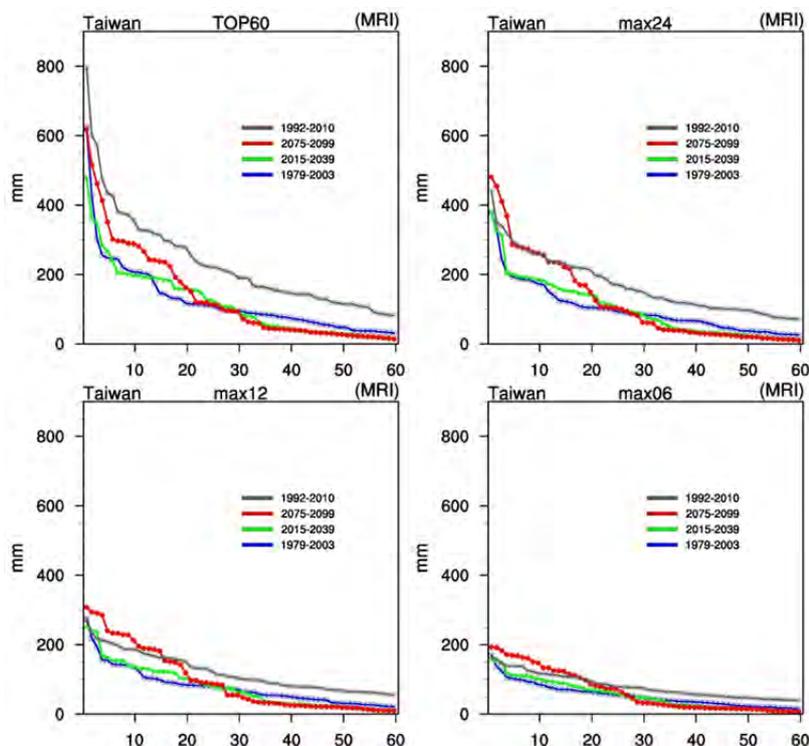


圖 6.11 觀測 (1992-2010) 與 MRI-JMA AGCM 侵臺颱風整場颱風降雨 (左上)、最大 24 小時 (右上)、最大 12 小時 (左下)、最大 6 小時 (右下) 累積降雨前 60 名排名

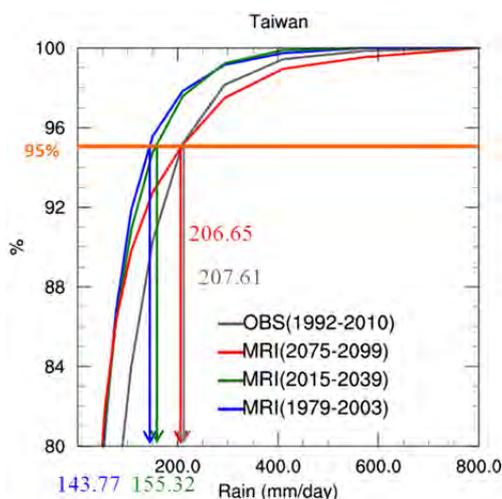


圖 6.12 颱風日降雨累積分布函數 (CDF)，縱軸為累積機率，橫軸為日雨量，灰、藍、綠、紅分別代表觀測及 MRI-JMA AGCM 之現在、近未來、及世紀末時期，圖中數值為各時期累積機率 95% 時的日降雨量大小

除了發生頻率及降雨強度的改變外，颱風路徑的改變也會影響到臺灣地區颱風降雨的分布。Murakami et al. (2011) 分析前一版本 MRI-JMA AGCM 的颱風生成位置，發現暖化之後西北太平洋颱風發生的地點有往東北方向移動的傾向，連帶著影響了西北太平洋颱風行徑的路線。由於地形鎖定的效應，颱風降雨的空間分布與颱風路徑有密切的關係 (Cheung et al., 2008; Chang et al., 1993)，所以颱風路徑的改變也是本研究所考慮的重點之一。

臺灣地區颱風降雨之分布受颱風路徑影響顯著，分析 1992-2010 年颱風路徑機率分布 (圖 6.13)，顯示颱風多以第二、第三路徑 (依中央氣象局十大路徑分類) 侵襲臺灣，然而 MRI-JMA AGCM 所模擬之颱風路徑機率分布與觀測結果有所差異。圖 6.11 為颱風路徑的機率分布圖，一條颱風路徑只在一個 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 格點上留下一個註記，排除了颱風行徑速度快慢的因素。由於觀測與模式各時期的侵臺颱風數目變化頗大，為了突顯路徑的改變，圖上的數值都是原颱風次數乘上當期侵臺颱風個數與觀測颱風個數的比值。模式顯示現在時期臺灣附近颱風路徑出現頻率較高的區域位於臺灣海峽南側、巴士海峽以及臺灣北部海面，登陸臺灣的路徑則以通過恆春半島居多。模式推估世紀末時颱風路徑分布機率較高的區域為巴士海峽，同時颱風由臺灣中部通過臺灣本島的頻率亦增加，特別是臺灣西半部地區。

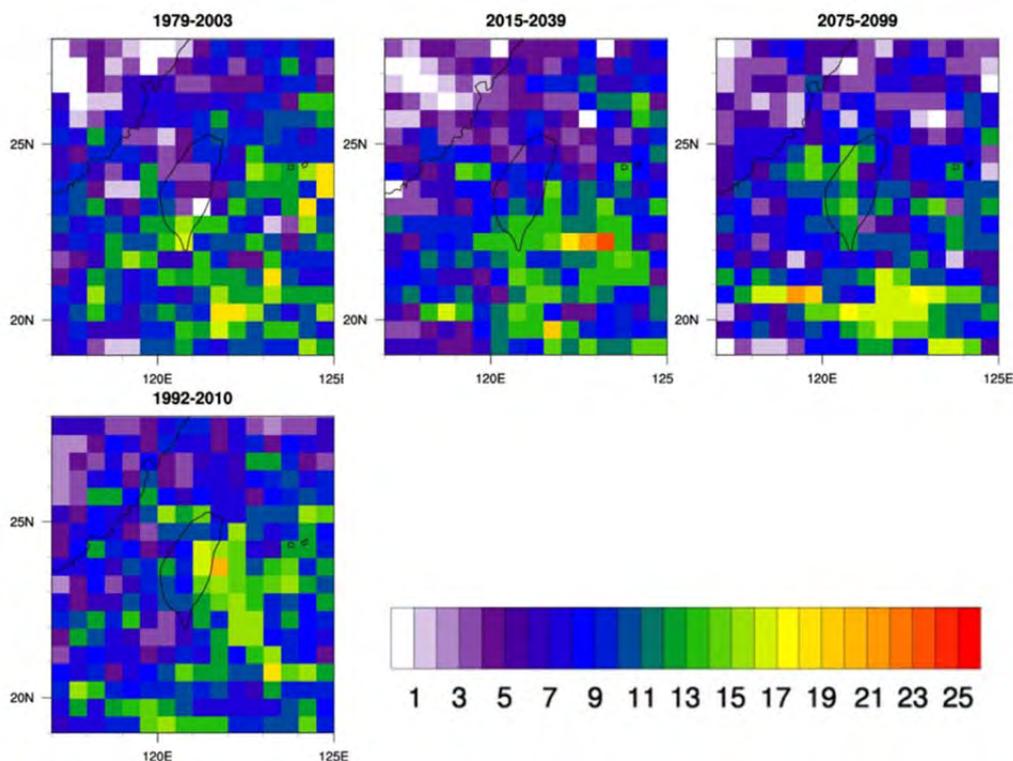


圖 6.13 颱風頻率分布圖，即以經緯 0.5 度的網格統計每個格區內觀察到的颱風個數，每個颱風在每個網格內不重複計算，上排為 MRI-JMA AGCM 之現在、近未來、世紀末時期，左下則為觀測結果

(二) 台灣地區颱風降水的差異及變遷

檢視各時期為臺灣地區帶來高降水量的颱風其經過動力降尺度後降雨量的改變。圖 6.14 為模式中每個時期前 6 名強降雨颱風的整場降雨空間分布圖，而降尺度前後整場降雨的區域平均及極大值列於表 6.9 中(僅列 MRI-JMA AGCM 整場平均降雨前 20 名之颱風結果)。由圖 6.14 可以看出經過動力降尺度之後的降水空間分布比較能確實地反映出真實地形的影響，而能使得降水集中在山麓的迎風面上，也同時模擬出較高的降水強度。經由初步的檢驗，降尺度之後的颱風路徑與降尺度之前的差異並不大，這是由於模式中採用了波譜調整。表 6.9 則顯示降尺度前後對於整場颱風降水的模擬，超過半數的個案在降尺度後其區域平均降雨增加，而降雨極大值在經過降尺度後，極值都有大幅增加的情形。

表 6.9 降尺度前 (MRI)、後 (WRF) 整場降雨的極大值 (Max) 與區域平均 (Avg)，紅色粗體表示雨量值在經過降尺度後減少

1979-2003				2015-2039				2075-2099			
Max		Avg		Max		Avg		Max		Avg	
MRI	WRF	MRI	WRF	MRI	WRF	MRI	WRF	MRI	WRF	MRI	WRF
1173.1	2770.1	623.9	707.6	768.9	1675.6	480.7	471.3	1579.4	1351.6	618.5	512.0
1129.0	1693.6	426.3	459.6	299.5	446.2	360.8	435.7	1060.2	1894.7	516.3	597.0
972.7	1432.3	302.0	340.8	384.6	303.8	350.6	369.1	1376.2	2371.0	461.9	491.2
872.6	1162.3	256.0	240.1	450.4	996.9	281.8	349.3	1050.2	2407.8	413.2	490.1
776.8	1844.3	247.7	307.5	111.0	211.3	268.2	387.6	927.9	1769.9	351.0	434.9
1178.9	1182.7	246.6	274.7	110.5	167.4	240.1	325.1	714.2	1190.8	301.5	297.5
542.9	745.0	244.3	239.5	127.8	73.3	205.3	256.4	610.4	683.4	296.8	209.0
634.9	1070.2	220.6	253.9	436.8	588.7	204.5	202.0	607.1	1227.7	295.6	363.2
577.8	1264.0	211.9	303.6	188.6	116.7	201.3	203.3	649.6	1122.9	290.0	310.8
582.7	1043.2	207.2	235.5	463.0	936.6	197.3	251.8	650.6	1673.1	288.7	348.5
640.8	703.0	206.6	162.6	127.6	108.7	197.2	236.6	607.9	669.6	281.6	193.2
505.5	2252.0	202.5	323.1	29.8	67.9	192.4	199.4	818.6	1111.5	266.4	254.6
561.5	1189.6	200.4	281.3	257.0	263.0	192.2	189.5	655.2	1132.6	242.9	271.1
547.6	1029.7	175.4	205.0	92.6	279.8	191.7	227.5	587.3	1116.6	241.0	272.6
256.6	389.6	146.3	144.1	117.4	112.8	188.1	186.0	747.7	865.4	238.2	210.8
572.8	764.1	144.4	221.4	470.7	463.5	184.7	279.6	670.3	744.9	235.8	199.3
368.7	409.5	133.9	119.4	303.8	780.0	184.0	178.4	553.1	1000.4	224.2	299.1
493.0	1094.8	131.3	189.3	148.4	191.6	160.5	197.3	551.5	1175.0	192.2	246.9
484.4	805.4	130.2	117.7	574.0	1149.3	159.4	170.9	594.1	858.8	178.1	180.2
440.8	431.5	117.5	112.6	51.7	83.9	158.5	201.8	487.5	997.2	162.5	168.4

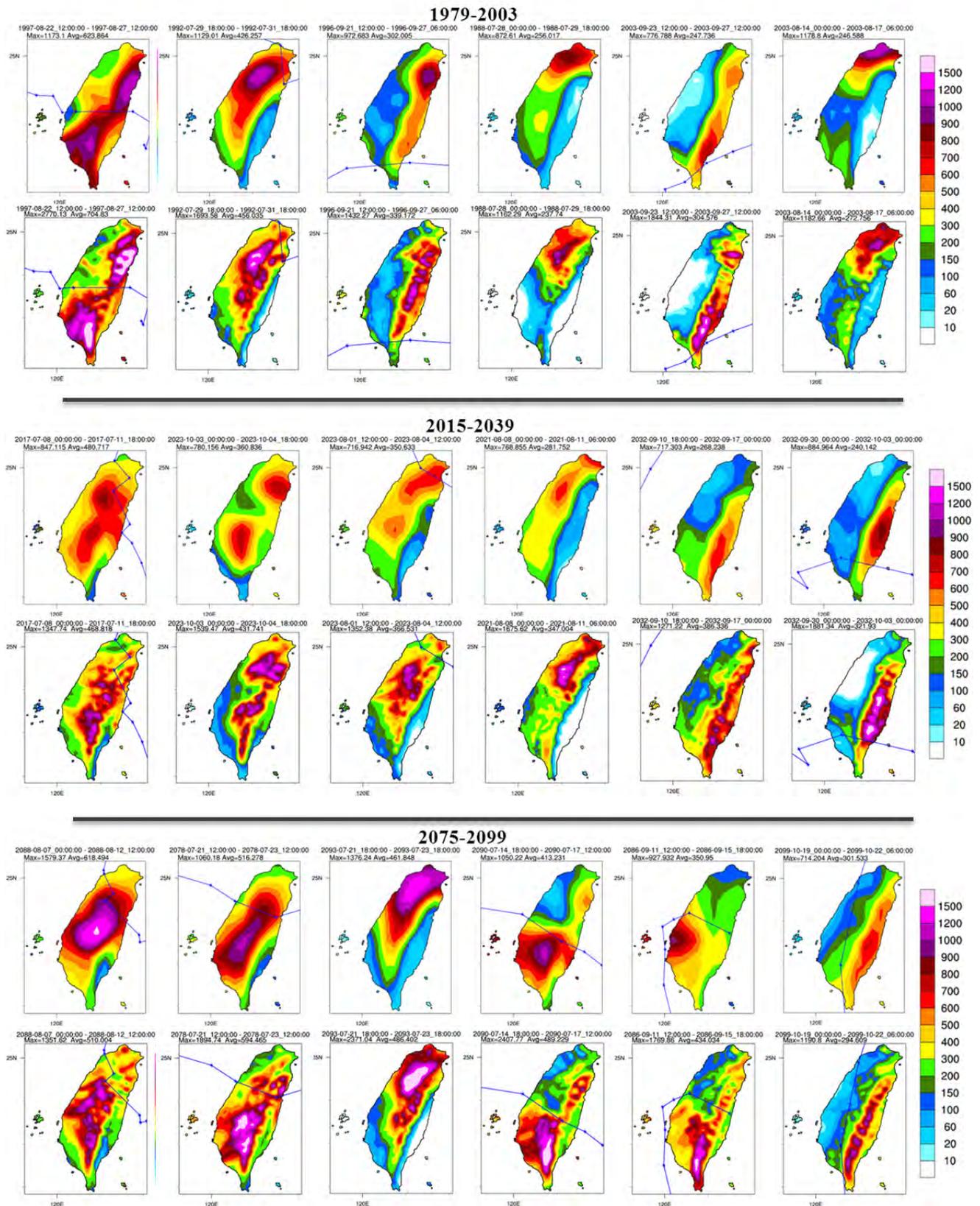


圖 6.14 根據各時期降尺度前的整場颱風降雨排出來的前 6 名颱風整場降水空間分布圖，折線則為颱風所走的路徑。上排為降尺度前結果，下排則為降尺度之後的結果

圖 6.15 所示為觀測和模式中在現在時期的颱風平均降雨分布圖以及近未來與世紀末之颱風降雨改變量。觀測資料顯示颱風降雨主要分布在阿里山山區、南部山區、宜蘭地區及雪山山脈，地形影響降雨的效應顯而易見。而模式中現在時期的颱風降雨主要分布在中央山脈及雪山山脈，與觀測值相較有明顯低估的情形；對於中部山區、阿里山山區以及高屏山區的降雨低估得較為嚴重。模式推估至世紀末時，北部地區、雪山山脈、宜蘭、花蓮和臺東地區之颱風降雨較現在時期少，其餘西半部地區、阿里山山區和南部山區降雨則增加，以阿里山山區及高屏山區增加最為顯著。這些不同資料與不同時期降水間的差異與颱風路徑、降雨強度及侵臺頻率有很大的關係。

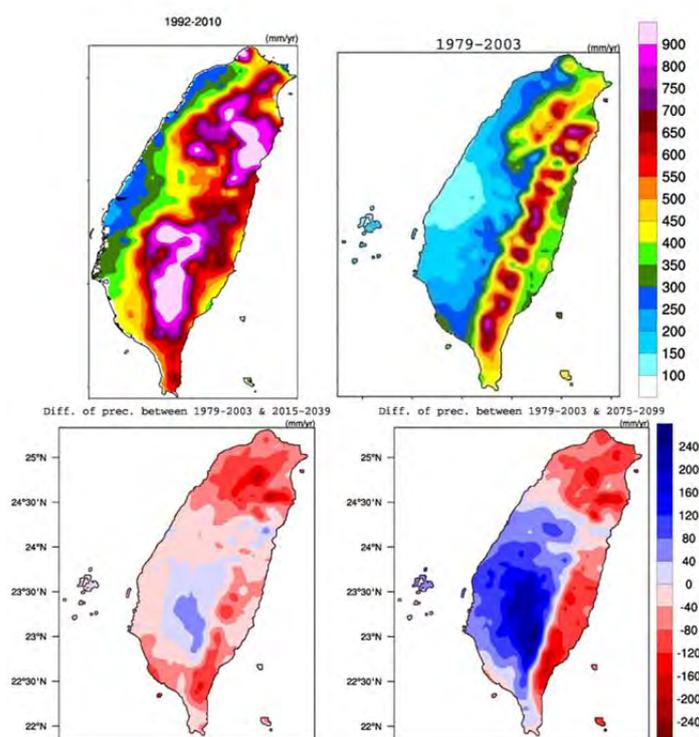


圖 6.15 觀測 (左上) 與 MRI (右上) 平均每年颱風降雨的空間分布，下排則是近未來與世紀末之降雨與現在的差異

由於地形的關係，臺灣地區颱風降雨之分布受颱風路徑影響顯著。由圖 6.13 中可看出各資料及各時期颱風所走的路徑有所不同。分析觀測和模式中三個時期降雨前 15 名之颱風路徑 (圖 6.16)，觀測結果顯示降雨前 15 名之侵臺颱風路徑幾乎是以第二、第三路徑侵襲臺灣，容易在中南部山區降下大雨 (如圖 6.15 所示)。比較模式中現在時期降雨前 15 名的路徑，模式中強降雨颱風的路徑多從臺灣北端及南端經過，造成降雨主要集中在西北部山區以及東半部。此路徑偏差是造成颱風降雨偏差的主要原因之一，也導致中南部山區的颱風降水被明顯低估。

比較模式中三個時期降雨前 15 名的路徑變化，顯示在世紀末時，颱風從臺灣南北兩端通過的情況減少，直接從中穿越臺灣的颱風次數增加。颱風停留在臺灣西半部地區的頻率增加，此改變也是造成世紀末時西半部地區、阿里山山區和南部山區降雨增加的主要原因之一。除此之外，與前兩個時期比較，發生在世紀末的這前 15 名強降雨颱風全都有登陸臺灣，比較容易為臺灣地區帶來較多的降雨。

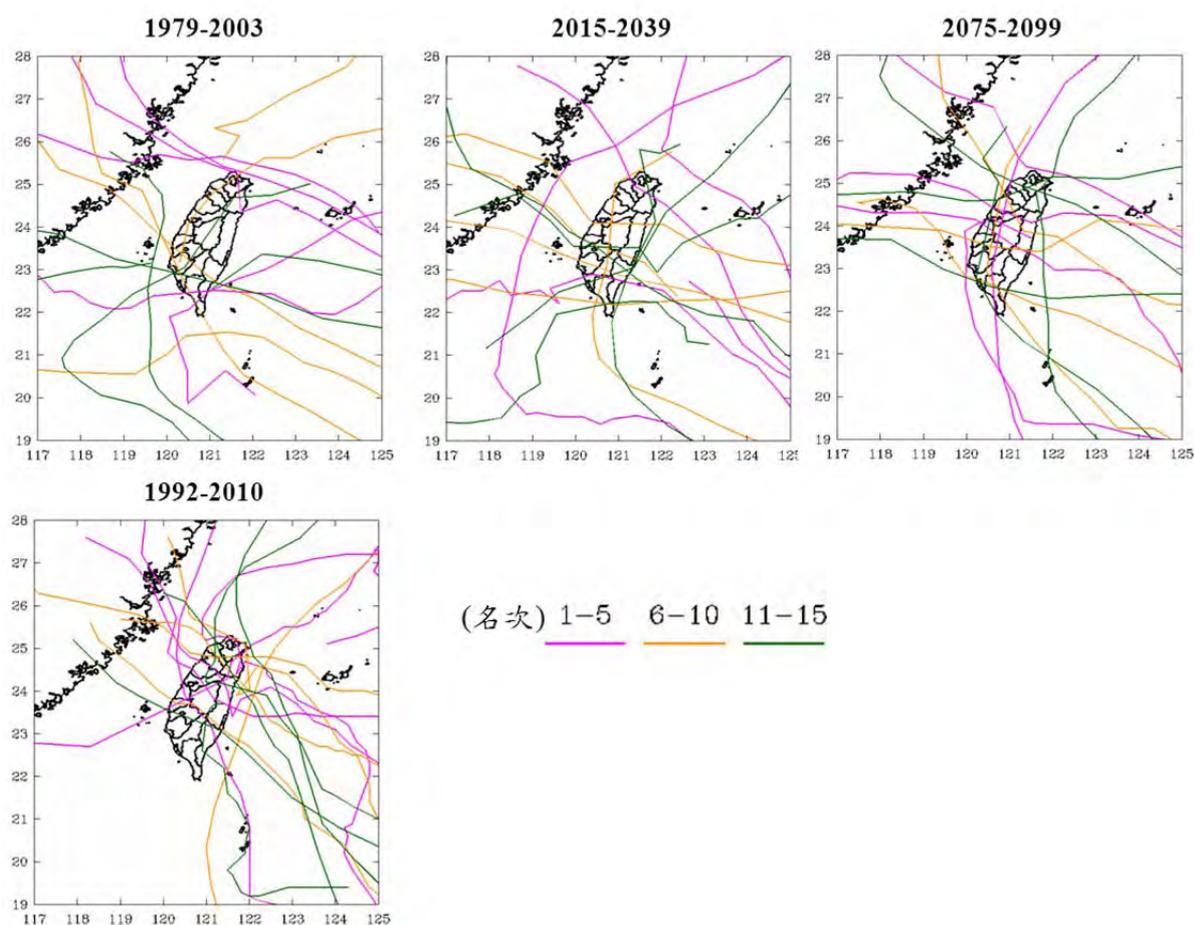


圖 6.16 MRI (上排) 與觀測 (下排) 中為台灣地區帶來降雨的前 15 名颱風之路徑，粉紅色、黃色、綠色分別為 1~5、6~10、11~15 名之路徑

圖 6.17 為不同降雨分級下之降雨日數分布圖，日雨量 50、130、200 及 350 mm 分別是中央氣象局所定義的大雨、豪雨、大豪雨及超大豪雨四種雨量分級。圖中顯示受氣候變遷影響下，颱風降雨日數呈現遞減的趨勢。在世紀末，發生豪雨等級以下的降雨日數，除了西南部地區有增加的趨勢之外，其餘地區都呈現減少的趨勢；發生大豪雨等級以上的降水日數，除了北部部分區域外，幾乎都呈現增加的趨勢。整體而言，在世紀末時雖然颱風降雨日數減少，但是發生強降雨的日數除了北部之外卻是增加的。

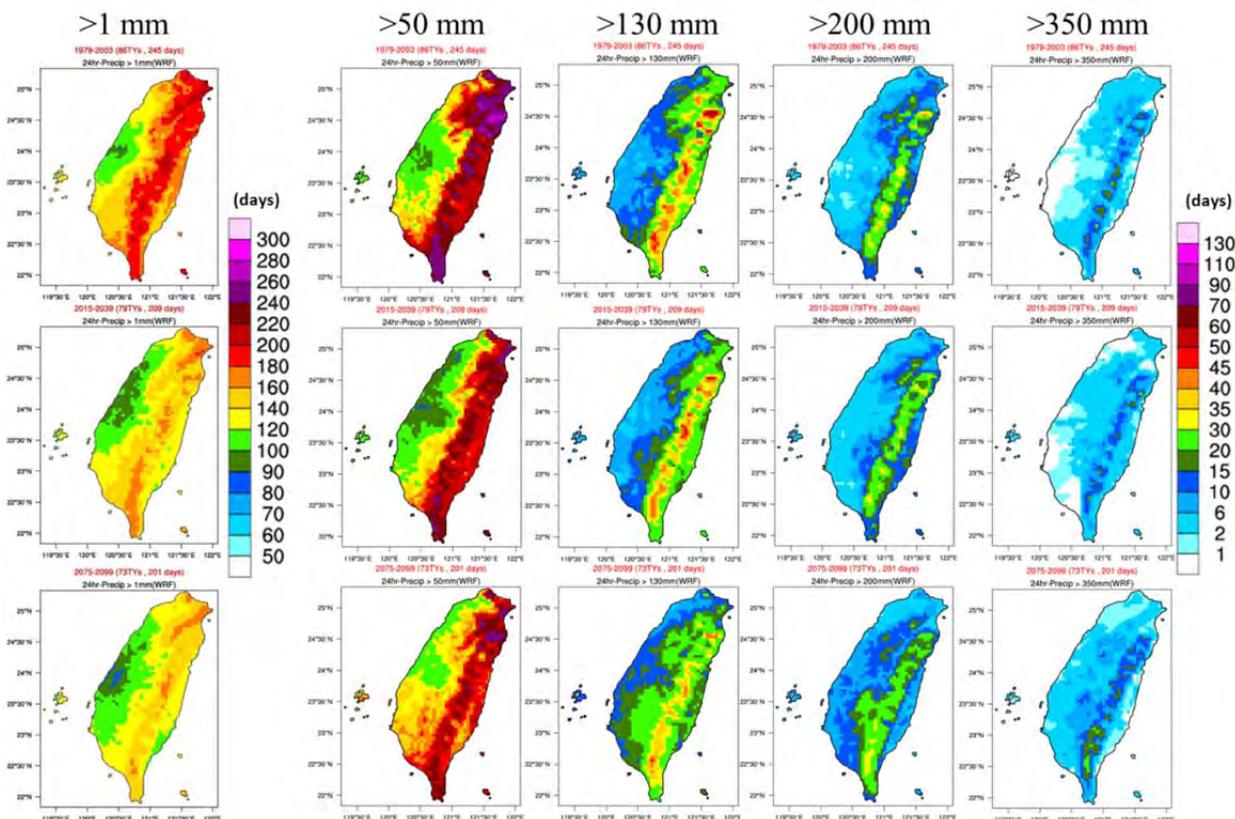


圖 6.17 降雨日數分布圖，由上至下分別為現在、近未來和世紀末，由左至右分別為颱風期間日雨量大於 1、50、130、200、350 mm 的日數分布圖

6.3.3 台灣四大分區及五大流域未來颱風降雨推估

為了解臺灣各區受氣候變遷影響下的改變，以下針對臺灣的北、中、南、東四大區以及淡水河、大甲溪、濁水溪、曾文溪和高屏溪五大流域進行討論。區域平均的值也針對各分區及流域進行計算。圖 6.18 為各分區前 20 名強降雨颱風之整場降雨的區域平均值，可看出中、南區在世紀末的整場颱風降雨都有增加（南區第一名除外），而北區世紀末的降雨除第一名有增加外，其餘皆減少。北區前 20 名之降雨以現在的降雨最大；東區前五名的降雨則以現在最大，除此之外颱風整場降雨在三個時期並無顯著變化。

前一節中已經說明颱風降雨的偏差會讓變遷推估的結果產生很大的不確定性。雖然這不確定性的問題有待解決，姑且不論其不確定性，在此僅以模式推估的結果進行初步的討論。考慮颱風帶來的極端降雨的衝擊，在此針對各分區前 3、5、10 名強降雨颱風的變遷進行分析。圖 6.19 為各時期北、中、南、東各分區前 3 名強降雨颱風為臺灣地區帶來的颱風降雨之降雨分布（亦即是三場颱風的平均值）。現在時期四大分區中，以中區的降雨較弱，平均降雨為 493.89 mm；近未來時期以南區的降雨較弱，平均降雨為 417.11 mm；世紀末時期以東區較弱，

平均降雨為 552.48 mm。與當期所有颱風的平均值一樣，臺灣全區前 3 名平均降雨分布顯示現在強降雨颱風之降雨主要集中在宜蘭、北花蓮、雪山山脈及南部山區，世紀末強降雨颱風之降雨分布則主要集中在高屏山區及阿里山山區，北部有顯著減少、中南部山區有顯著增加的情形，臺灣全區平均降雨增加 6.24%（各分區強降雨颱風前 5、前 10 名之平均降雨分布詳見附錄）。圖 6.20 為北、中、南、東區前 3、5、10 名的平均降雨改變率，近未來除了中區之外，其餘三區降雨皆呈現減少的趨勢，世紀末的降雨除北區前 3 名平均是增加外，北區和中區平均降雨皆呈現減少的趨勢；中區和南區世紀末降雨則呈現增加的趨勢，其中中區增加的趨勢較為顯著（各區平均降雨值詳見附錄二）。

圖 6.21 為五大流域前 20 名強降雨颱風之整場降雨的區域平均值。除了淡水河流域外，其他四流域顯示受氣候變遷影響下，世紀末的整場颱風降雨增加(高屏溪流域的第一名除外)；淡水河流域世紀末的降雨除第一名外，其餘皆減少，淡水河流域前 20 名之降雨以現在的降雨最大。圖 6.22 為各時期淡水河、大甲溪、濁水溪、曾文溪和高屏溪流域降雨前 3 名強降雨颱風為臺灣地區帶來的颱風降雨之降雨分布，現在和近未來時期五大流域中，以曾文溪流域的

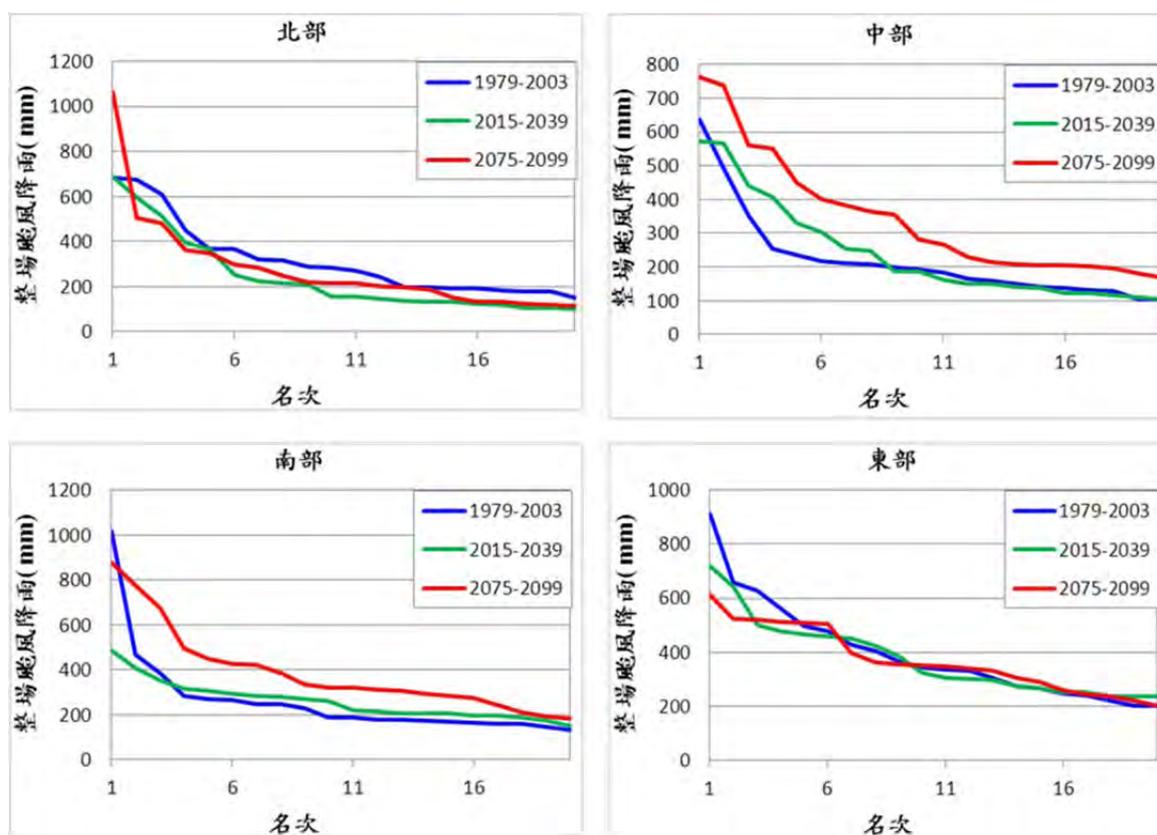


圖 6.18 北、中、南、東部前 20 名颱風之整場颱風平均降雨，藍、綠、紅色線條分別代表現在、近未來及世紀末

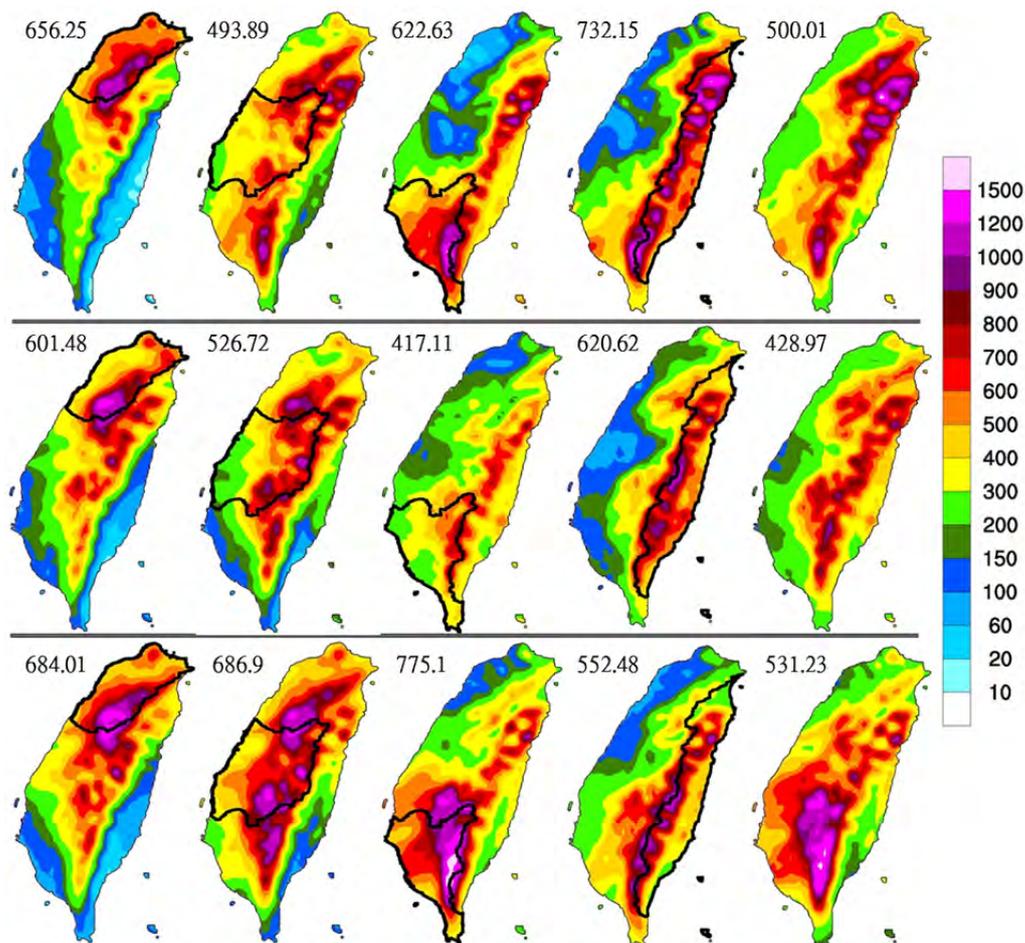


圖 6.19 北區、中區、南區、東區及臺灣全區 (由左至右) 前 3 名強降雨颱風的平均降雨分布，由上至下分別為現在、近未來及世紀末。左上角的數字則為區域平均值，單位：mm

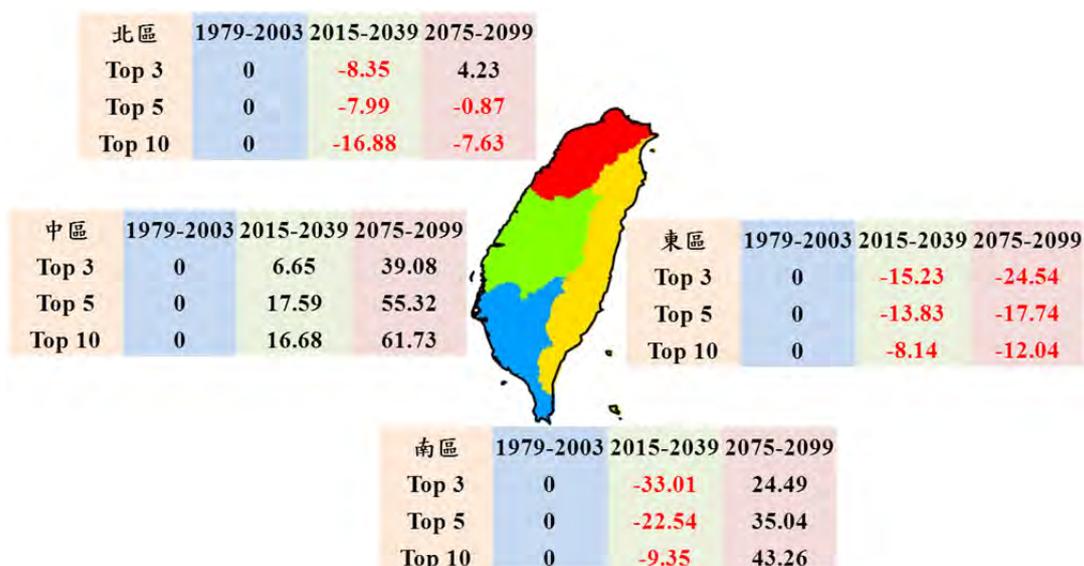


圖 6.20 北、中、南及東區之平均降雨改變率(%), 表中紅色表示改變率為負值

降雨較少，世紀末時期則以淡水河流域較少（降雨前 5、前 10 名之平均降雨分布詳見附錄）。圖 6.23 為淡水河、大甲溪、濁水溪、曾文溪和高屏溪流域前 3、5、10 名的平均降雨改變率，近未來淡水河、高屏溪流域皆呈現減少的趨勢，曾文溪則在前 3 和前 5 名平均有減少的趨勢，前 10 名平均呈現增加的趨勢，大甲溪、濁水溪流域在近未來亦呈現增加的趨勢。世紀末的降雨除淡水河流域呈現減少的趨勢外，其他流域皆呈現增加的趨勢，其中中南部流域增加的趨勢較為顯著（各區平均降雨值詳見附錄）。

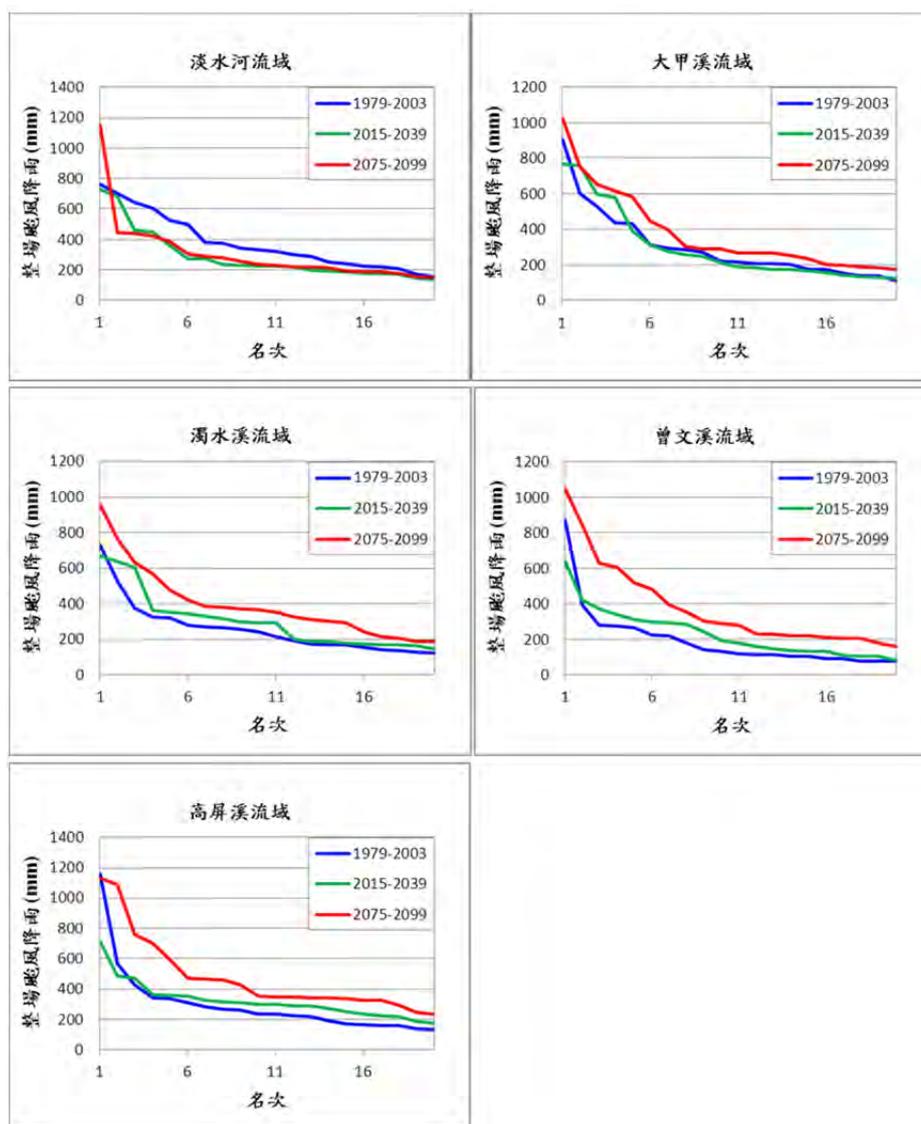


圖 6.21 淡水河、大甲溪、濁水溪、曾文溪及高屏溪流域前 20 名颱風之整場颱風平均降雨，藍、綠、紅色線條分別代表現在、近未來及世紀末

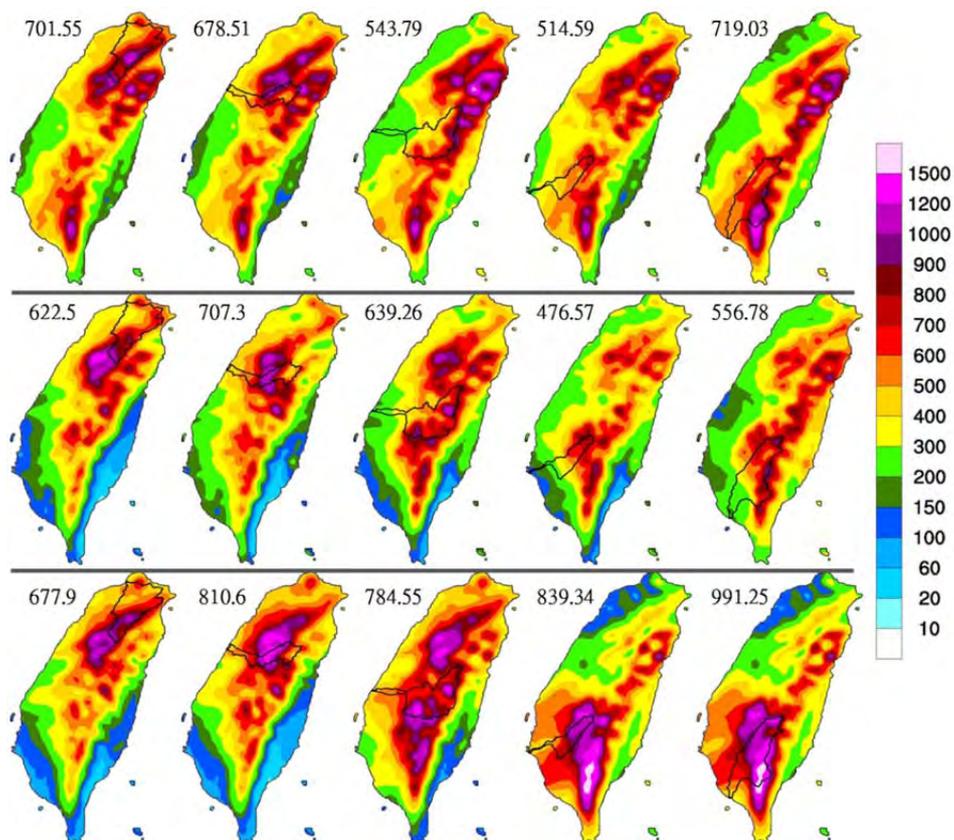


圖 6.22 淡水河、大甲溪、濁水溪、曾文溪及高屏河流域(由左至右)前 3 名強降雨颱風的平均降雨分布，由上至下分別為現在、近未來及世紀末。左上角的數字則為區域平均值，單位：mm

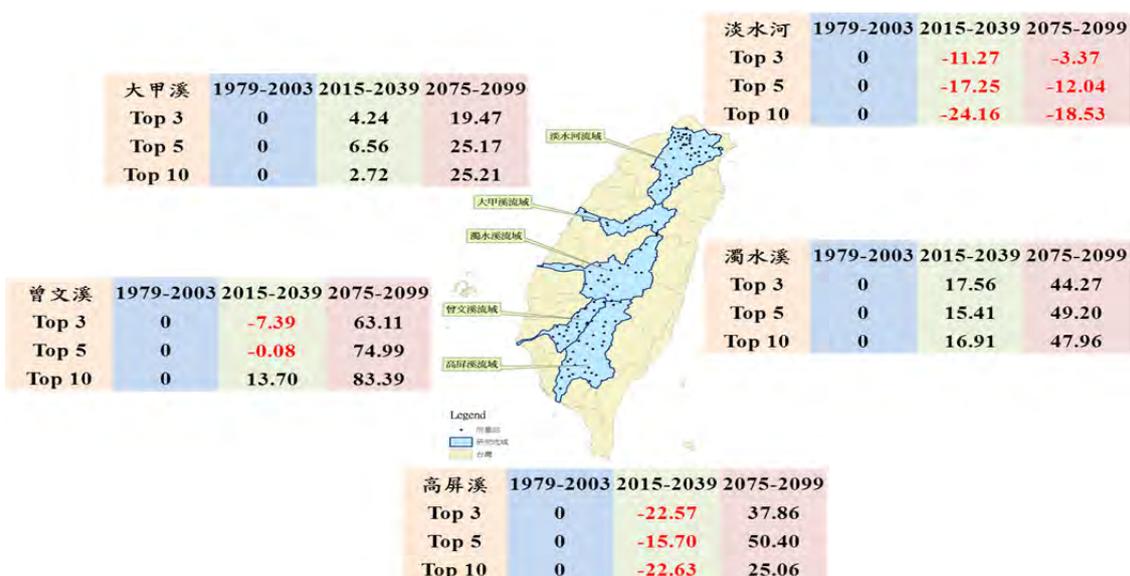


圖 6.23 淡水河、大甲溪、濁水溪、曾文溪及高屏河流域之整場颱風平均降雨改變率(%)，表中紅色表示改變率為負值

6.4 高解析度降雨之水文衝擊應用評估

6.4.1 資料特性及前處理

(一) 資料自然變異性評估

為了解資料之自然變異性可能造成推估之不確定性，本研究以拔靴法進行樣本之重新抽樣 (resampling)。拔靴法為一種運用電腦工具的統計分析方法，是非常實用的計量技術。其概念為經由資料的重新抽樣 (re-sampling)，藉以估計統計量的分配，拔靴法優點為在進行統計推論時，可不需先知道資料之分配型態與不受限於樣本數，且拔靴法將投入因素的不確定性內入考量，因此透過此方法的重複抽異樣與模擬技巧將可找出組合各成分之最適配置。本研究將過去歷史資料及 MRI 資料分為 1979~2003 年、2015~2039 年及 2075~2099 年，應用 Bootstrap 方法將資料重新抽樣產生各 100 組樣本數，取其水文頻率分析結果之 5%、50% 及 95% 之 percentile 與 original data 比較，探討歷史資料及 MRI 資料自然變異性所造成之不確定性。

(1) 不同長度及區間資料之探討

研究中將資料長度分為固定與變動時間間距二種，固定時間間距為 25 年，由 1979~2003、1980~2004、.....、1985~2009 之固定 25 年資料長度，其示意圖如圖 6.24 所示；變動時間間距為每次變動加一年，由 1979 年為起始年，1979~2003、1979~2004、.....、1979~2009，資料長度由 25 年、26 年遞增至 31 年。應用上述二種資料進行 100 年重現期 24 小時降雨量之頻率分析，探討使用不同長度及區間之資料對水文頻率分析之差異性。

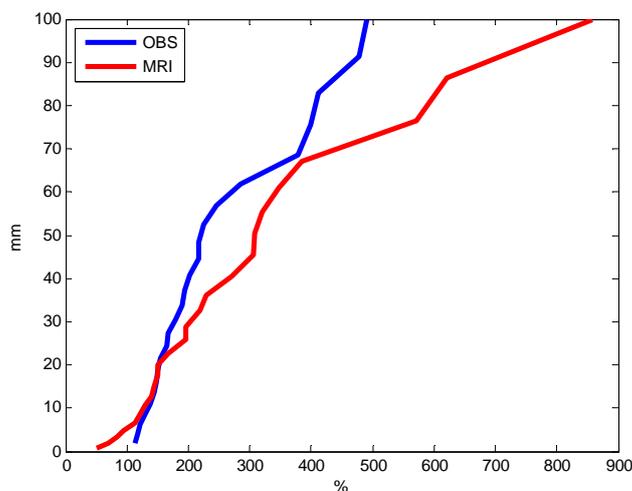


圖 6.24 基隆觀測站(46694) 之降雨量資料及 MRI 降雨量資料進行排序後之比較

(2) 偏差量校正方法 (Bias correction)

MRI 之現在 (1979-2003 年) GCM 輸出，雖以觀測海溫作為輸入模式，但輸出之時序序列降雨資料與真實之時序序列觀測降雨資料無法作到一對一之吻合，僅能在統計特性上假設其為相同，但事實上兩種資料可能有相當差異。圖 6.24 為氣象局基隆站 (46694) 之觀測降雨量資料 (藍線) 及 MRI 的降雨量資料 (紅線) 進行排序後之累積分布函數 (cumulative distribution function, CDF) 比較圖，橫軸為累積降雨量 (mm)，縱軸為百分位 (Percentile, %)。由圖 6.24 可得知，兩種資料之間確實存在差異性，MRI 資料在強降雨時會有低估現象產生，而在低降雨時會有高估之情形，因此在使用 MRI 之未來降雨資料進行氣候變遷衝擊評估前，需先進行偏差量校正，調整 MRI 降雨量資料，使 MRI 降雨量資料較接近觀測資料之統計特性，並假設此差異性修正可應用於未來之資料上。研究中以基隆 (46694) 與阿里山雨量站進行偏差量校正。由於不同偏差量校正方法有可能影響其修正結果，研究中提出二種修正方法探討對水文頻率分析結果之影響，方法一為針對年最大 24 小時降雨進行偏差量校正 (Bias correction 1, BC1)；方法二為對小時之時序資料進行偏差量校正 (Bias correction 2, BC2)，MRI 降雨量資料分為現在、近未來和世紀末三組資料，因此校正時也分為三時期進行校正，其方法公式如(1)~(3)所示，二種方法示意圖分別如圖 6.25 與圖 6.26 所示。

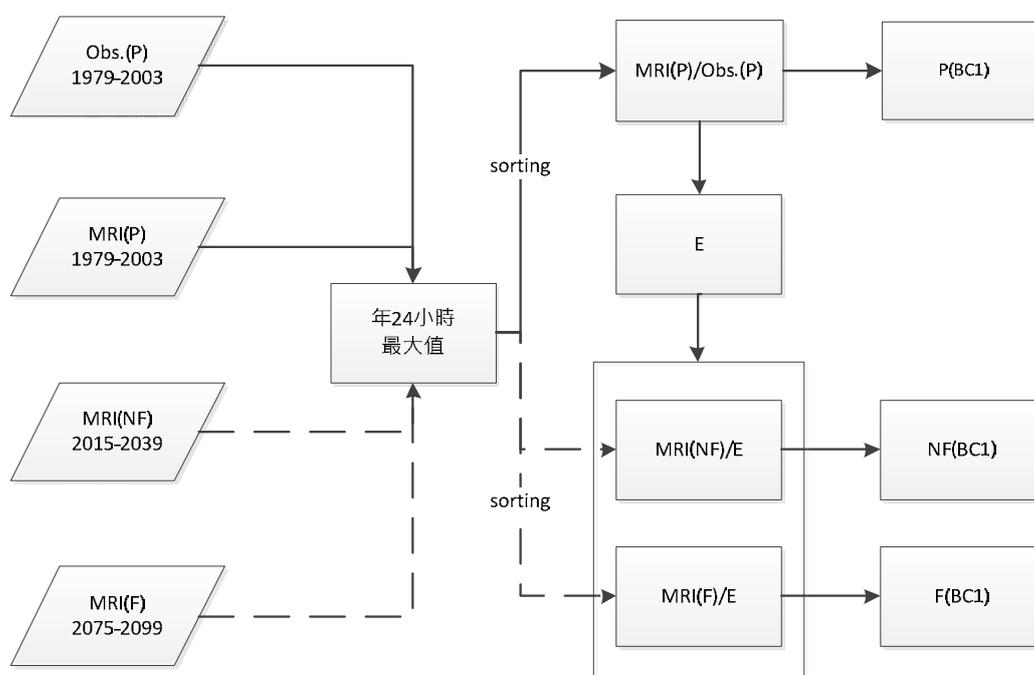


圖 6.25 以年最大降雨資料進行偏差量校正

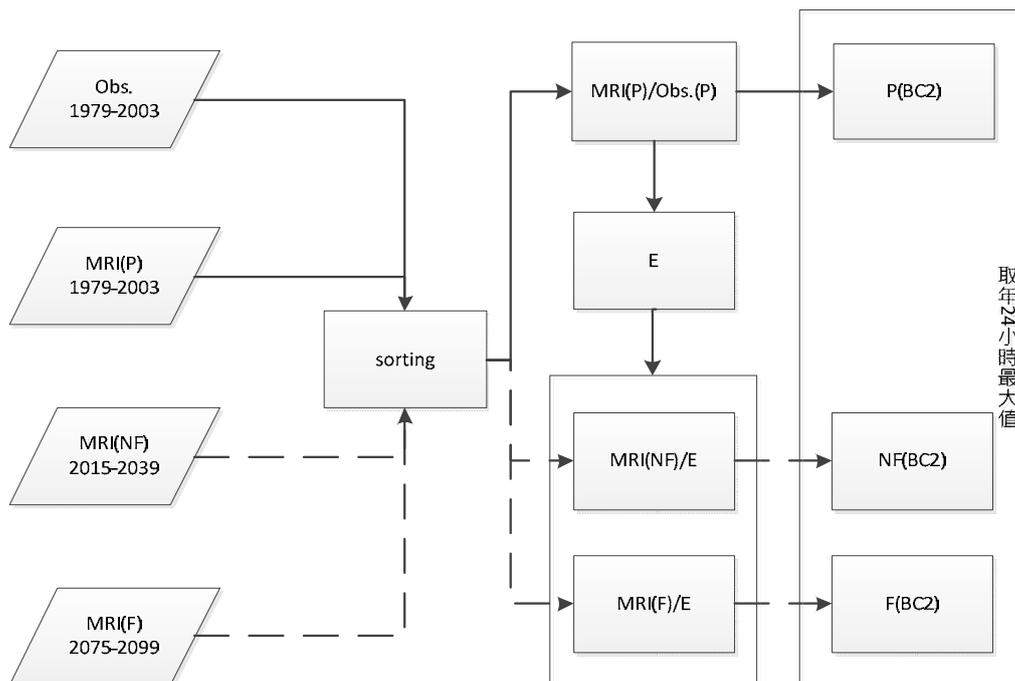


圖 6.26 以小時之時序列資料進行偏差量校正

研究中現在 MRI(P)、近未來 MRI(NF) 與世紀末 MRI(F) 之資料分別為現在 (1979~2003 年)、近未來 (2015~2039 年) 與世紀末 (2075~2099 年) MRI 輸出之降雨量資料；Obs. (P) 為觀測降雨量資料；E 為現在 (1979 年至 2003 年) MRI 降雨量資料與觀測雨量 (1979 年至 2003 年) 資料之比值；NF 為校正後之近未來降雨量資料；F 為校正後之世紀末降雨量資料。

$$\frac{MRI(P)}{Obs.(P)} = E \text{ (for each percentile)} \quad (1)$$

$$\frac{MRI(NF)}{E} = NF \quad (2)$$

$$\frac{MRI(F)}{E} = F \quad (3)$$

(3) 頻率分析

本研究中以頻率分析之方式，進行未來氣候變遷下之設計水文量與現在設計水文量間之改變，作為衝擊量之評估依據。在此命題下，水文量大於或等於某一特定值所發生的時距稱為重現期距 (recurrence interval)，其平均值即稱為重現期 (return period)。在水文量之頻率分析中，重現期一般均以年為單位，故某特定水文量所相對應之重現期，即表示發生大於或等於此水文量所需之平均年數。相對某特定重現期水文量之大小，可表

示為 (Chow, 1951)： $X_T = \mu + K_T\sigma$ ，式中 X_T 為重現期 T 之水文量大小； μ 為水文資料之平均值； σ 為水文資料之標準偏差； K_T 稱為頻率因子 (frequency factor)。上式即為頻率分析通式，於不同的機率分佈下，其頻率因子亦會有所不同。因此若將水文量視為一隨機變數，尋求其機率分佈模式與資料之統計參數，即可求得特定重現期之頻率因子，以計算其相對應之水文量。由於頻率分析所使用之經驗分佈種類極多，為簡化流程，本研究採用水利署之水文設計手冊方法中所提出，可適用於全台灣四大地區之皮爾遜第三型分布 (Pearson Type III Distribution, PT3)，進行頻率分析。

(4) 設計雨型

設計降雨量經由水文模式轉換成逕流前，需套用設計雨型換算總降水量為時降雨作為水文模式之輸入使用。研究中係使用交替組體法 (Chow et al., 1988) 進行設計雨型之算出。此法利用降雨強度-延時-頻率曲線，在降雨延時 dt 中分 n 個組體，每個組體之時間間距為 Δt ，故總延時為 $dt = n\Delta t$ 。當選取適當之重現期後 (本研究中為24小時)，自降雨強度-延時-頻率曲線讀取延時分別為 $\Delta t, 2\Delta t, 3\Delta t, \dots, n\Delta t$ 之降雨強度，再計算相對應的降雨總深度，接著計算各延時間之降雨增量。若將最大的增量置於總延時之中間，而後將其他增量由大至小交替置於最大增量之兩側，則可形成延時為 dt 的設計雨型。由大至小交替置於最大增量之兩側，則可產出所欲推求之重現期與延時的設計雨型。

淡水河基隆雨量測站(46694)與曾文溪阿里山測站 (46753)，提取 1979 年至 2003 年中，5 場最大 24 小時降雨，做為設計雨型之基礎。圖 6.27 為基隆測站與阿里山測站雨量組體圖。

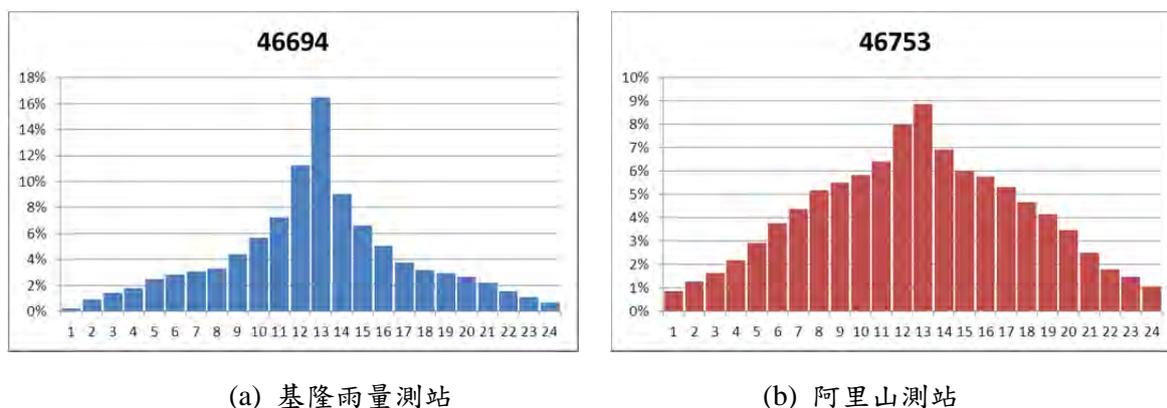


圖 6.27、為基隆測站與阿里山測站雨量組體圖。

(5) 降雨逕流模式

研究中使用 KW-GIUH 模式進行洪水量之計算。KW-GIUH 模式為一半分佈式之水文模式，過去曾應用於全臺各主要河川進行降雨逕流模擬，均取得良好成績。KW-GIUH (Lee and Yen, 1997) 利用運動波理論配合考慮河川網路結構之 V 型漫地流模型，對雨滴之逕流運行時間進行估算。該研究分別以一個 V 型漫地流模型來代表每一級序之次集水區。配合運動波理論推求逕流平均運行時間之地貌瞬時單位歷線理論，即可建立集水區半分佈式水文演算模式之運動波—地貌瞬時單位歷線模式。

6.4.2 水文衝擊評估分析結果與討論

(一) 歷史資料頻率分析及其不確定性之量化

由研究中選用基隆 (46694) 與阿里山 (46753) 兩雨量測站探討以不同時間尺度進行頻率分析時其不確定性範圍。

圖 6.28 分別為基隆測站 (46694) 與阿里山測站 (46753) 依據固定 25 年及 25 至 31 年之不同時間尺度，進行降雨頻率分析後之不確定性範圍。由圖 6.28 可得知，不管是固定 25 年及 25 至 31 年之不同時間尺度資料其基隆測站 (46694) 之不確定性範圍較小，阿里山測站 (46753) 之不確定性範圍較大。

(二) MRI 資料偏差校正之分析

使用 MRI 資料前需先探討其資料的適用性，因此研究中先將 MRI 資料進行修正，探討不同修正方法對近未來 (2015~2039 年)、現在 (1979~2003 年) 以及世紀末 (2075~2099 年) 資料之影響，且將其結果以降雨逕流模式 KW-GIUH 推估流量歷線圖，並推求流量比。另外研究中探討 MRI 三段資料之自然變異。

(1) BC1 與 BC2 二種修正方法

表 6.10 為淡水河流域的基隆雨量站(46694)與 MRI 降雨量資料，進行二種修正方法 (BC1 與 BC2)之比較，使用 BC1 雨量頻率分析結果，近未來(2015~2039 年)頻率分析降雨大於現在(1979~2003 年)以及世紀末(2075~2099 年)；而 BC2 所得之結果與 BC1 有所不同，其雨量頻率分析結果為現在(1979~2003 年)大於近未來(2015~2039)大於世紀末(2075~2099)。

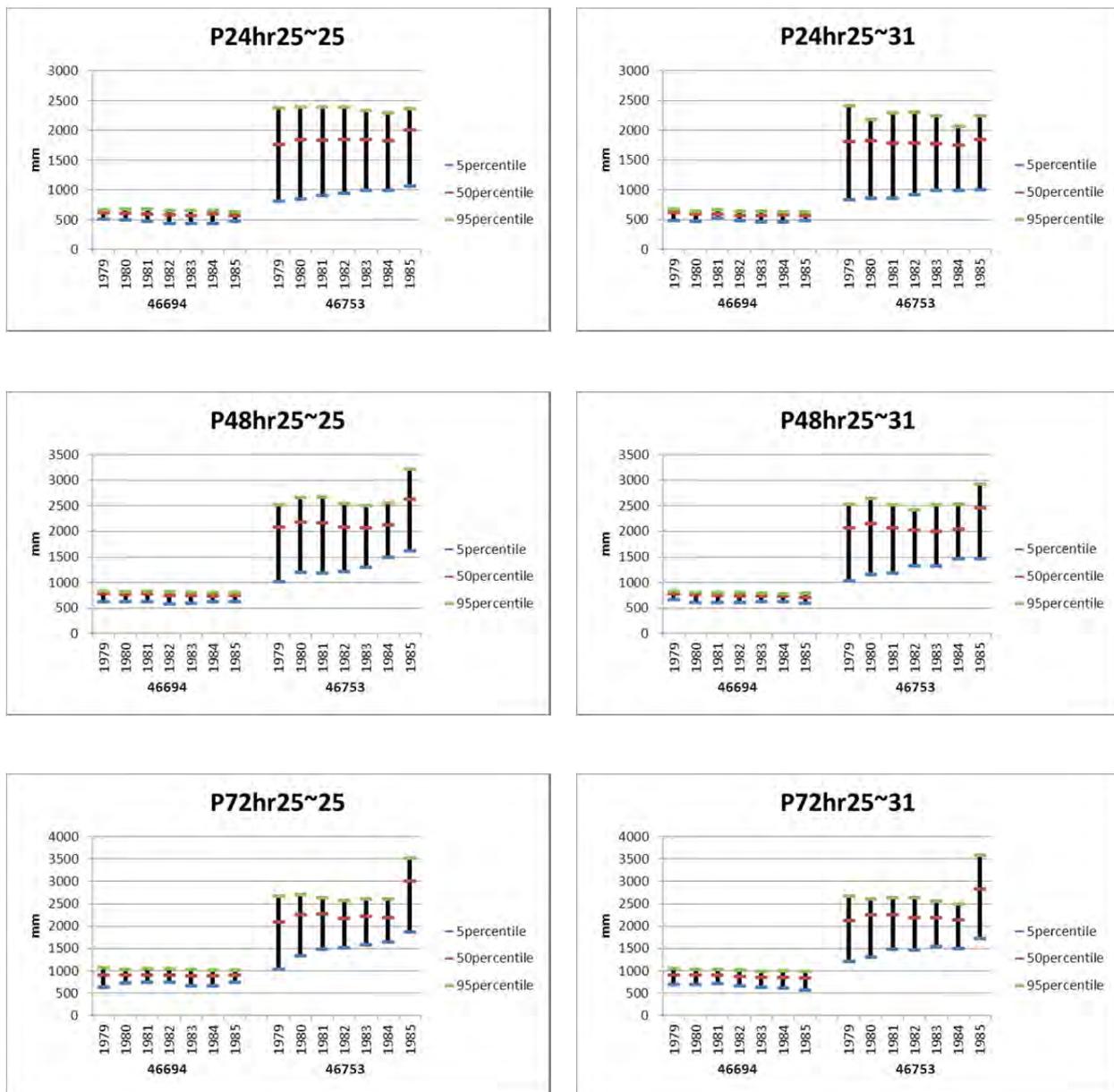


圖 6.28 不同時間尺度降雨頻率分析之不確定性量化結果

表 6.10 BC1 和 BC2 雨量頻率分析結果

頻率分析雨量 24hr ; 1/100						
	BC1			BC2		
(年)	1979~2003	2015~2039	2075~2099	1979~2003	2015~2039	2075~2099
(mm)	618.12	431.9	555.44	824.87	846.69	889.32

(2) MRI 三段時期資料之流量比

依上述 MRI (現在、近未來及世紀末) 降雨量資料以基隆觀測站 (46694) 的降雨量資料進行 BC1 及 BC2 修正方法，將 MRI 修正後之降雨量資料以 KW-GIUH 推估五堵流量觀測站之流量歷線，圖 6.29(a) 與圖 6.29(b) 為進行 BC1 及 BC2 修正方法之流量歷線圖，表 6.11 為 BC1 和 BC2 修正方法以現在流量為基底與近未來、世紀末尖峰流量(Qp，cms) 之比。由表 6.11 可得知，使用 BC1 修正方法於近未來流量比現在流量增加 0.64 倍，但世紀末比現在流量減少 0.88 倍；使用 BC2 修正方法於近未來流量增加 1.03 倍、世紀末流量增加 1.10 倍。此二種修正方法所得結果截然不同，在於頻率分析方法係以年最大值法計算，故 BC1 修正方法為較佳，這間接說明 BC1 修正方法的結果在氣候變遷推估降雨量下較適用。

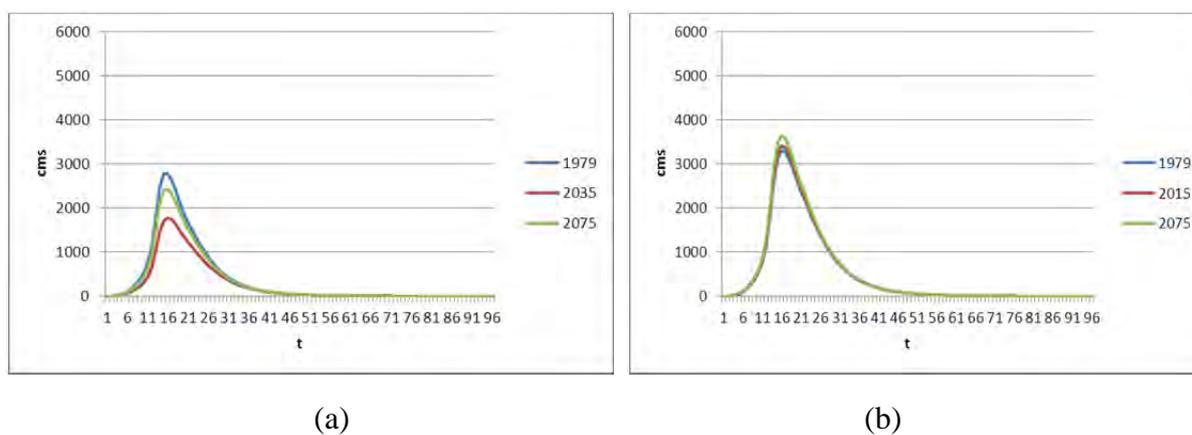


圖 6.29 BC1 和 BC2 模擬流量結果

表 6.11 BC1 和 BC2 流量比

流量比 24hr ; 1/100						
	BC1			BC2		
(年)	1979~2003	2015~2039	2075~2099	1979~2003	2015~2039	2075~2099
(ratio)	1	0.64	0.88	1	1.03	1.10

(三) MRI&WRF 資料之探討及其不確定性分析

研究中將 MRI 20 公里與 WRF 5 公里二組資料，針對 1979 年~2003 年（現在，P）、2015 年~2039 年（近未來，NF）及 2075 年~2099 年（世紀末，F）資料，選出與中央氣象局 23 測站相符之網格位置相互比較，其步驟如下：

1. 原始 MRI 與 WRF 資料，直接進行降雨頻率分析且以 KW-GIUH 模式進行流量分析。
2. 將 MRI 與 WRF 資料進行 Bias Correction 後，進行降雨頻率分析且以 KW-GIUH 模式進行流量分析。其研究流程如圖 6.30 所示。

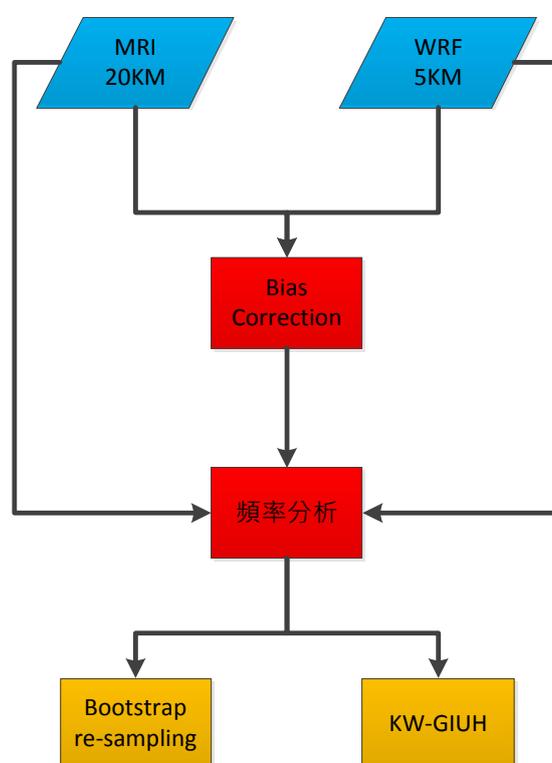


圖 6.30 MRI&WRF 資料之探討及不確定性分析示意圖

(1) 原始 20 公里 MRI 資料之頻率分析

圖 6.31 為以中央氣象局 23 雨量測站位置所對應之 20 公里 MRI 網格資料，針對 1979 年~2003 年（現在，P）、2015 年~2039 年（近未來，NF）及 2075 年~2099 年（世紀末，F）資料相互比較，原始 MRI 現在(p)頻率分析結果，於中部地區降雨量為 800mm~1200mm，其餘地區為 400mm~800mm。近未來(nf)阿里山測站(46753)為 800mm~1200mm。世紀末(f)於中南部山地地區為 1200mm~1600mm。且由 nf/p、f/p 可表示 MRI 現在與近未來、

未來比較之結果，由 nf/p 可表示北部地區頻率分析近未來比現在減少 (0~0.5)，南部地區增加 (1~1.75)。f/p 圖說明中、東部世紀末比現在增加 1~1.5，而南部地區世紀末比現在多 1.75 以上。

表 6.12 可觀察出，與基隆測站位置相對應之原始 20 公里 MRI 網格資料，其雨量頻率分析顯示現在(P)皆高於近未來、世紀末；與阿里山測站位置相對應之原始 20 公里 MRI 網格資料，其近未來比現在多 1.14、世紀末多 1.84。

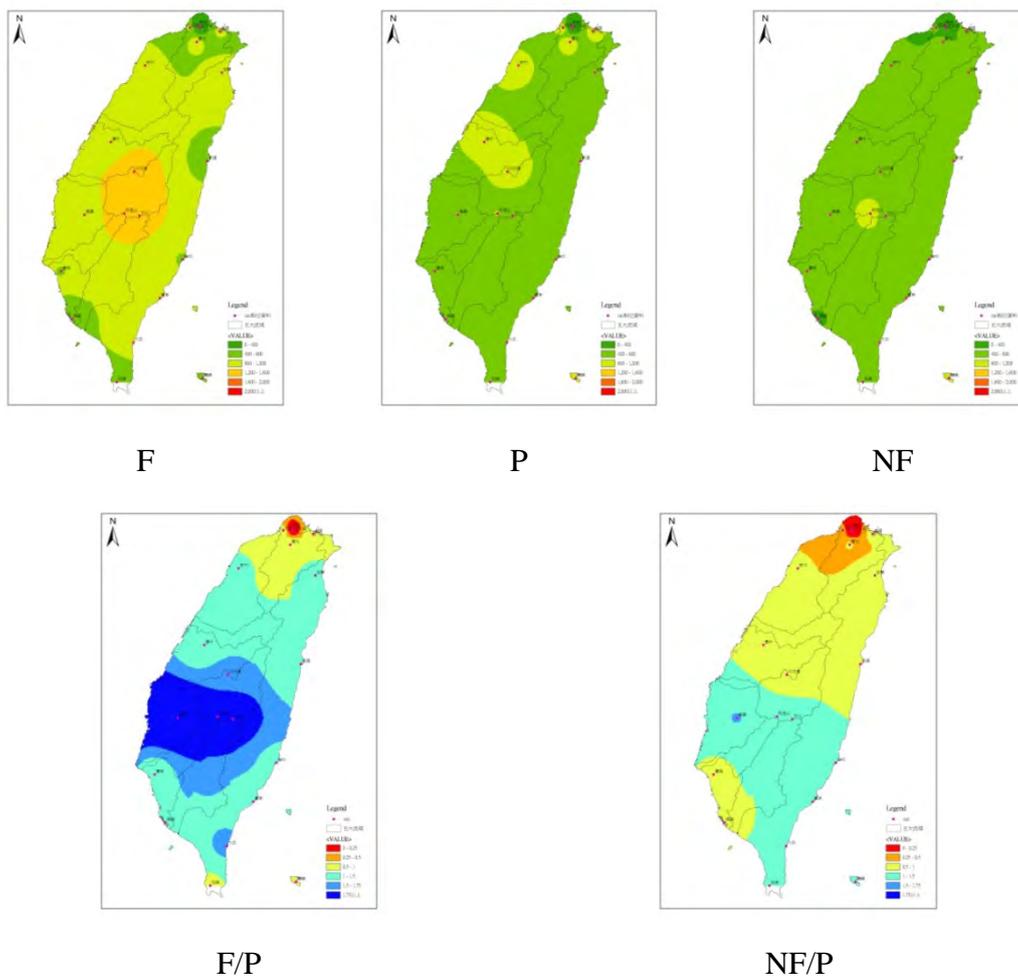


圖 6.31 原始 MRI 20 公里與中央氣象局 23 雨量測站相交網格資料頻率分析結果

表 6.12 基隆與阿里山現在、近未來與世紀末之雨量頻率分析結果

測站	name	P(mm)	NF(mm)	F(mm)	P	NF/P	F/P
20_46694	基隆	985.1	630.46	881.04	1	0.70	0.90
20_46753	阿里山	805.35	918.74	1484.64	1	1.14	1.84

(2) 20 公里 MRI 資料經 BC1 後之頻率分析

圖 6.32 為以中央氣象局 23 個雨量測站位置所對應之 20 公里 MRI 網格位置，針對 1979 年~2003 年 (現在, P)、2015 年~2039 年 (近未來, NF) 及 2075 年~2099 年 (世紀末, F) 資料經 BC1 後相互比較，現在(p)頻率分析結果，中南部山區降雨量為 1600mm~2000mm，其餘地區為 400mm~800mm。近未來 (nf) 中南部雨量頻率分析結果為 2000mm 以上。世紀末 (f) 於中南部山區及東部地區降雨頻率分析結果可以高達 2000mm 以上再由 nf/p、f/p 可表示 MRI 現在與近未來、未來比較結果，由 nf/p 可表示北部地區頻率分析近未來比現在減少 (0.25~0.5)，南部部分地區增加 1~1.75 倍。f/p 圖說明中、東部與南部地區世紀末為現在之 1.75 倍以上。

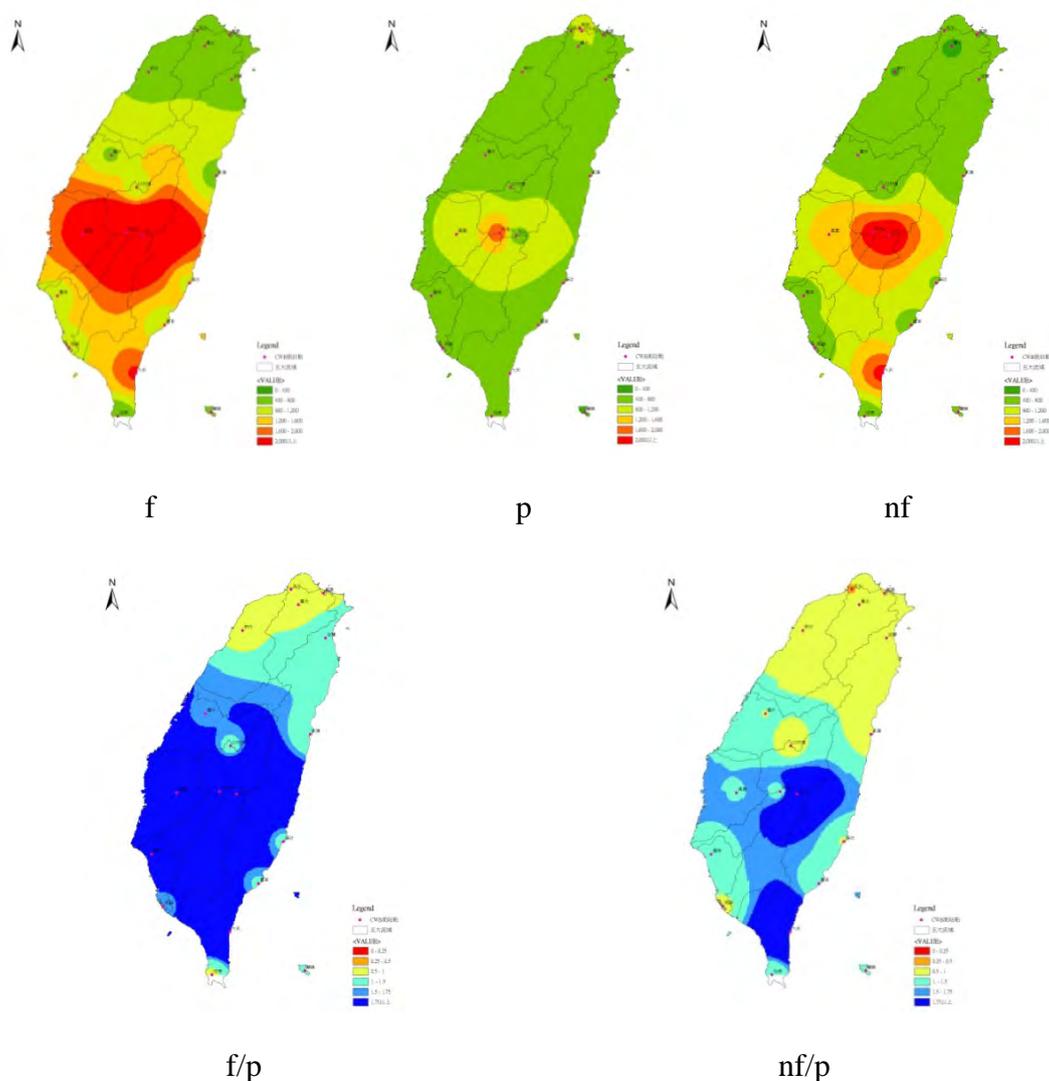


圖 6.32 MRI 20 公里與中央氣象局 23 雨量測站相交網格資料經 BC 後之頻率分析結果

表 6.13 可觀察出，與基隆測站位置相對應之 20 公里 MRI 網格資料，經由 BC1 後現在 (P) 皆高於近未來 0.70、世紀末 0.90，與阿里山測站位置相對應之 MRI 網格資料，近未來為現在之 1.11 倍、世紀末為現在之 1.83 倍。

表 6.13 基隆與阿里山現在、近未來與世紀末之雨量頻率分析結果

測站	name	P(mm)	NF(mm)	F(mm)	P	NF/P	F/P
20_46694	基隆	618.12	431.9	555.44	1	0.70	0.90
20_46753	阿里山	1957.37	2167.27	3586.61	1	1.11	1.83

(3) 原始 5 公里 WRF 資料之頻率分析

以中央氣象局 23 雨量測站位置所對應之原始 5 公里 WRF 網格資料，針對 1979 年~2003 年 (現在, P)、2015 年~2039 年 (近未來, NF) 及 2075 年~2099 年 (世紀末, F) 資料相互比較 (圖略)，原始 5 公里 WRF 現在 (p) 中部地區降雨量為 800mm~1200mm，其餘地區為 400mm~800mm。近未來 (nf) 與世紀末 (f) 於中南部山地為 1200mm~1600mm。由 nf/p、f/p 可表示 MRI 現在與近未來、未來比較結果，nf/p 於北部地區頻率分析近未來比現在減少 (0~0.5)，南部地區增加 (1~1.5)。f/p 圖說明中、南部世紀末為現在之 1.75 倍以上。

表 6.14 可觀察出，與基隆測站位置相對應之原始 5 公里 WRF 網格資料，現在(P)皆高於近未來 1.04、世紀末 0.85，與阿里山測站位置相對應之原始 5 公里 WRF 網格資料，近未來比現在多 1.24、世紀末多 1.60 倍。

表 6.14 基隆與阿里山現在、近未來與世紀末之雨量頻率分析結果

測站	name	P(mm)	NF(mm)	F(mm)	P	NF/P	F/P
5_46694	基隆	658.38	682.38	557.26	1	1.04	0.85
5_46753	阿里山	994.34	1229.72	1591.92	1	1.24	1.60

(4) WRF5 公里資料經 BC1 後之頻率分析

以中央氣象局 23 雨量測站所對應之 5 公里 WRF 網格位置，針對 1979 年~2003 年 (現

在，P)、2015年~2039年(近未來，NF)及2075年~2099年(世紀末，F)資料經BC1後相互比較(圖略)，現在(p)頻率分析結果，中南部山區降雨量為1200mm~1600mm，其餘地區為400mm~800mm。近未來(NF)中南部雨量頻率分析結果為800mm~1200mm。世紀末(f)於中南部山區及東部地區降雨頻率分析結果可以高達800mm~1200mm，由NF/P、F/P可表示WRF現在與近未來、未來比較結果，由NF/P可表示北部地區頻率分析近未來比現在減少(0.25~0.5)，南部部分地區增加1~1.5。

表 6.15 可觀察出，與基隆測站位置相對應之 5 公里 WRF 網格資料，經由 BC1 後現在(P)皆高於近未來 1.14、世紀末 0.91，與阿里山測站位置相對應之 WRF5 公里資料，近未來為現在之 0.98 倍、世紀末為現在之 1.41 倍。

表 6.15 基隆與阿里山現在、近未來與世紀末之雨量頻率分析結果

測站	name	P(mm)	NF(mm)	F(mm)	P	NF/P	F/P
5_46694	基隆	618.12	704.83	562.52	1	1.14	0.91
5_46753	阿里山	1957.37	1920.81	2757.03	1	0.98	1.41

(5) MRI 及 WRF 資料之不同時間尺度流量衝擊

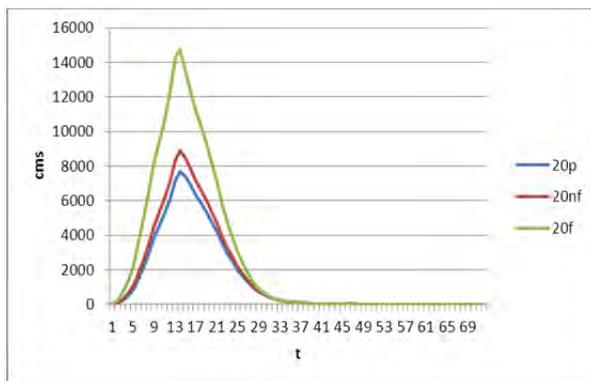
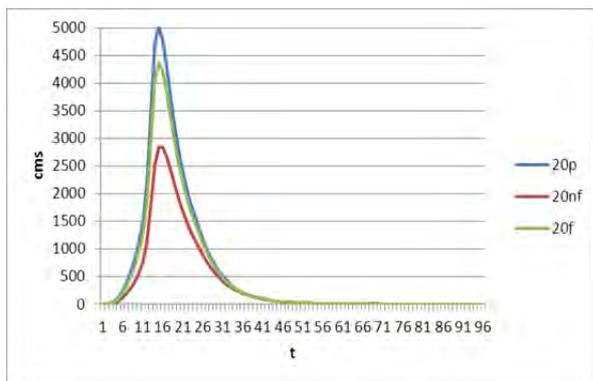
依上述 MRI (現在、近未來及世紀末) 降雨量資料以基隆觀測站(46694)和阿里山測站(46753)的降雨量資料進行 BC1 修正方法，將 MRI 修正後之降雨量資料及未修正降雨量資料，以 KW-GIUH 推估五堵、曾文水庫入流點流量觀測站之流量歷線，圖 6.33 (a)-(h) 為 20 公里 MRI 與 5 公里 WRF 經修正方法及未修正之流量歷線圖，表 6.16 為 20 公里 MRI 與 5 公里 WRF 未經修正方法以現在流量為基底與近未來、世紀末尖峰流量 (Q_p , cms) 之比，及表 12 為 20 公里 MRI 與 5 公里 WRF 經修正方法以現在流量為基底與近未來、世紀末尖峰流量 (Q_p , cms) 之比。

由表 6.16 可得知，淡水河五堵以上流域未經修正於近未來，MRI 資料與 WRF 資料結果相反，MRI 為 1.05 倍、WRF 為 0.57 倍，而在曾文溪流域 MRI 與 WRF 在近未來與世紀末差異不大。表 6.17 為淡水河五堵以上流域經修正於近未來中，亦與未修正一致，MRI 資料與 WRF 資料結果相反，但在曾文溪流域 MRI 與 WRF 在近未來卻為相反，MRI 為 0.98 倍、WRF 為 1.11 倍。此二種資料尺度所得結果截然不同，在於頻率分析方法係以年最大值法計算，故 WRF5 公里為較佳，更能表示地區降雨資訊，這間接說明資料降尺度的必要性。

淡水河

曾文溪

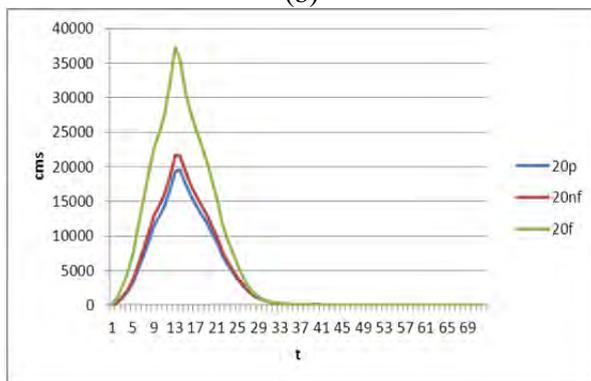
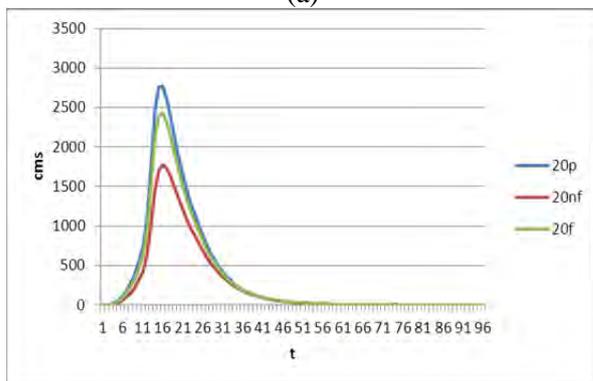
20MRI



(a)

(b)

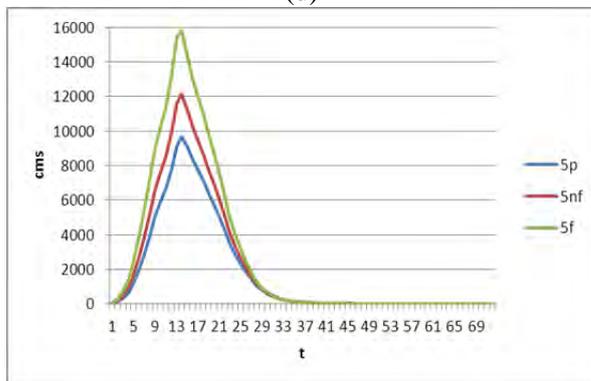
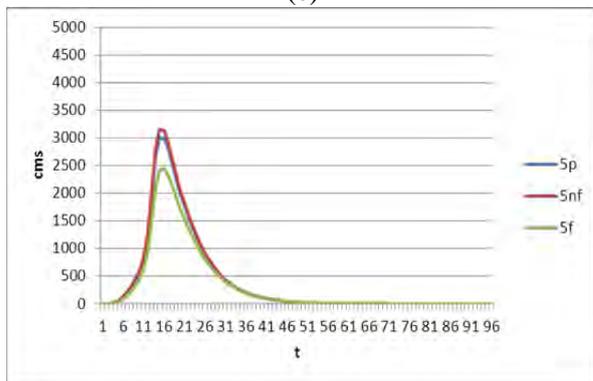
20MRI



(c)

(d)

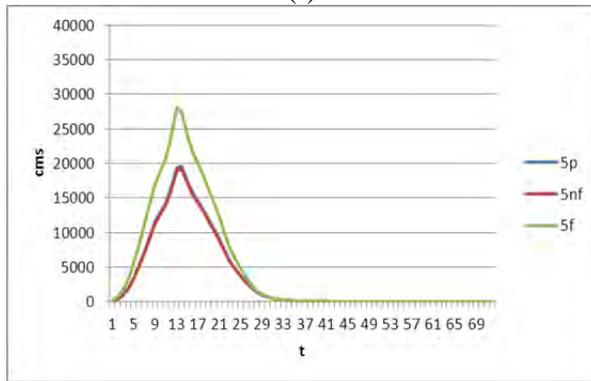
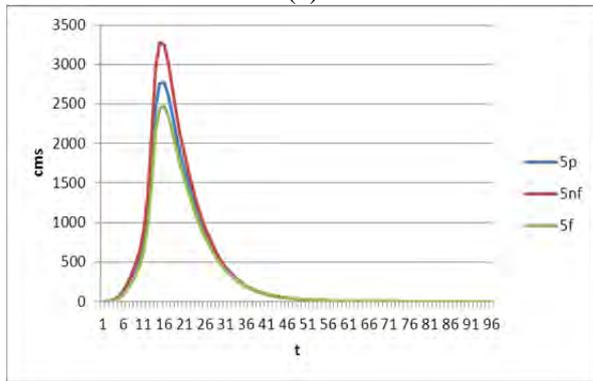
5WRF



(e)

(f)

BC
5WRF



(g)

(h)

圖 6.33 20 公里 MRI 與 5 公里 WRF 經修正方法及未修正之流量歷線圖

表 6.16 原始資料以 KW-GIUH 模式推估流量之比

KW-GIUH (原始)	淡水五堵以上集水區			曾文溪上游集水區		
	現在	近未來	世紀末	現在	近未來	世紀末
5km WRF 資料	1	1.05	0.81	1	1.25	1.64
20km MRI 資料	1	0.57	0.87	1	1.15	1.91

表 6.17 經 Bias Correction 後以 KW-GIUH 模式推估流量之比

KW-GIUH (BC1)	淡水河五堵以上集水區			曾文溪上游集水區		
	現在	近未來	世紀末	現在	近未來	世紀末
5km WRF 資料	1	1.18	0.89	1	0.98	1.43
20km MRI 資料	1	0.63	0.88	1	1.11	1.9

6.5 小結

了解氣候變遷極端降雨以及水利工程設計之衝擊為本研究探討之課題，但受限於目前資料與推估方法之空間解析度、精確性及可靠性，在使用未來氣候推估值前應先評估資料之合理性及可能誤差。本研究探討 20 公里解析度 MRI 與 5 公里解析度 WRF 降雨資料之資料時間區間及時間尺度在水文頻率分析及不同誤差修正方法下之影響及其不確定性，研究結果可歸納結論如下：

1. 依據本計畫所定義之侵台颱風定義，能客觀地使用於模式分析結果的比對。
2. 依據 MRI 高解析模式以及降尺度分析結果顯示，台灣未來極端降雨颱風出現的機率增加，且降雨強度與降雨能力都有增加，此部分結果可作為後續極端事件之災害衝擊評估使用。
3. 五大流域前 20 名強降雨颱風之整場降雨的區域平均值。除了淡水河流域外，其他四流域顯示受氣候變遷影響下，世紀末的整場颱風降雨增加(高屏溪流域的第一名除外)；淡水河流域世紀末的降雨除第一名外，其餘皆減少，淡水河流域前 20 名之降雨以現在的降雨最大。
4. 完成兩種 MRI 雨量資料偏差校正方式(BC1 及 BC2)之比較:近未來(2015~2039 年)大於現在(1979~2003 年)以及世紀末(2075~2099 年)；而 BC2 為現在(1979~2003 年)大於近未來(2015~2039)大於世紀末(2075~2099)。

5. 使用 BC1 修正方法於近未來流量比現在流量增加 0.64 倍，但世紀末比現在流量減少 0.88 倍；使用 BC2 修正方法於近未來流量增加 1.03 倍、世紀末流量增加 1.10 倍。
6. MRI 資料與 WRF 此二種不同空間尺度資料所得結果不同，其原因在於以 5 公里解析度之 WRF 資料可提供更詳細之區域降雨資訊，此結果間接說明氣候變遷資料降尺度之必要性。

第七章 溫度變遷趨勢分析

如圖 7.1 所示，本章節將陳述計畫中氣溫變遷趨勢的研究成果，其中包含了用氣溫所定義之北半球季節變遷過程、台灣地區的氣溫變遷趨勢以及加入資料均一化網格化後，不同解析度間氣溫推估的比較結果。

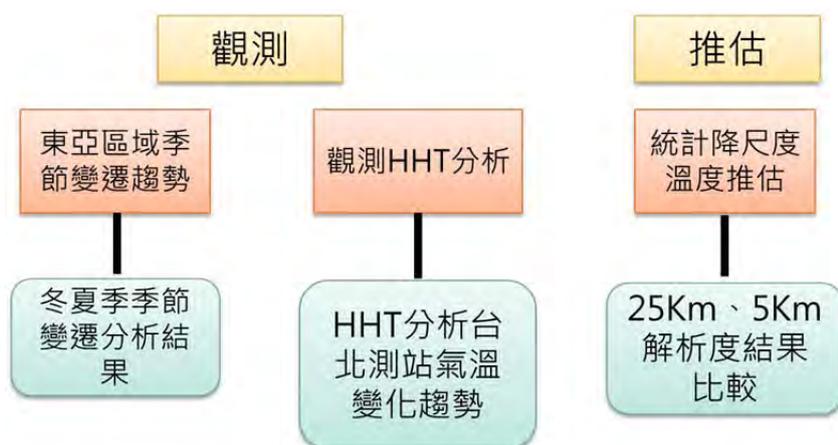


圖 7.1 溫度變遷趨勢分析架構示意圖

7.1 東亞區域季節變遷趨勢

7.1.1 臺灣及東亞區域季節循環的長期變遷

季節變化影響自然環境乃至人類社會的生產活動甚深，傳統定義季節多以月份做為分界，故為固定不變的時間，但在不同的地理區域、不同緯度等條件下，季節的時間並非相同。另外，氣候變遷下，季節的長度、起始及結束的時間，也可能發生改變。故我們嘗試以新的定義來決定季節循環的時間，並量化其長期變化的趨勢。

一、研究方法

Yan et al. (2011) 將日均溫資料以 EEMD (Ensemble Empirical Mode Decomposition) 方法作分解 (Wu and Huang, 2009)，再將長周期 (周期近一年及以上) 的部分合併，得到一組新的長周期日均溫資料 (Qian et al., 2009) 進行分析。接著，以氣候值最熱及最冷的連續 90 日，其頭尾兩日的平均溫度做為夏季與冬季的閾值；另以春分、秋分前後共五日的平均溫度分別做為春季與秋季。此春、秋兩季的定義，在陸地上大多無問題，但在例如低緯度太平洋等區

域，由於所定義出冬季／夏季的時間各自涵蓋了春分／秋分兩時間點，造成春季／秋季的閾值比冬季／夏季還要低／高，致使定義的時間點不合理。

故於此研究僅利用上述夏、冬兩季的定義進行計算，而不考慮春、秋兩季。每年通過夏、冬季閾值的日期分別有夏季起始、夏季結束、冬季起始、冬季結束，則可將起始日至結束日定為夏季及冬季的長度。另外每年夏季、冬季的最高溫、最低溫出現日期及溫度，定為「極值」，如圖 7.2 所示。

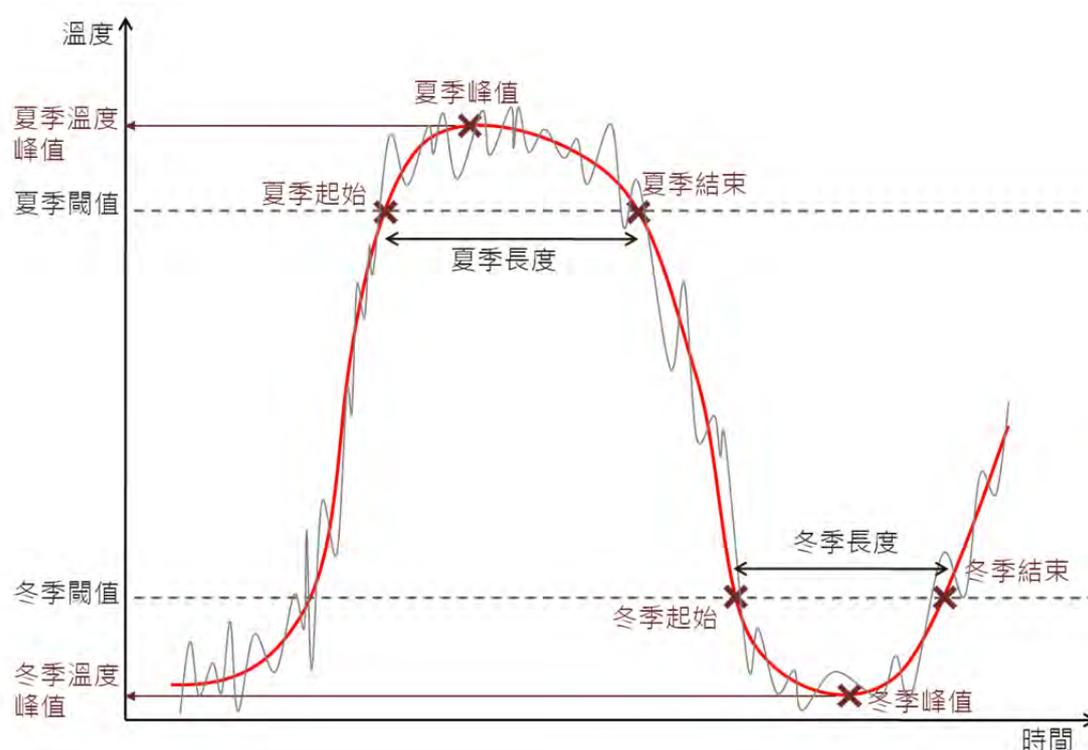


圖 7.2 以溫度定義夏冬兩季之方法，細實線代表為原始日均溫，粗實線為濾波後之長周期變化。

在取得濾波後的長周期溫度變化部分，使用 EEMD 與 Fourier Transform 兩種方法分別計算。EEMD 部分與 Yan et al. (2011) 之方法相同。在 Fourier Transform 部分，由圖 7.3 臺灣測站的波譜分析可以得知，日均溫的時間序列主要為年頻率 1，即周期為一年的訊號佔最強，其次為年頻率 2 的部分，第三為年頻率 6 的訊號，但至第三強的訊號實已僅佔微弱的強度。考量上述情形，故於合成長周期訊號時，僅取年頻率在 2 以下（周期在半年以上）的部分進行合成。

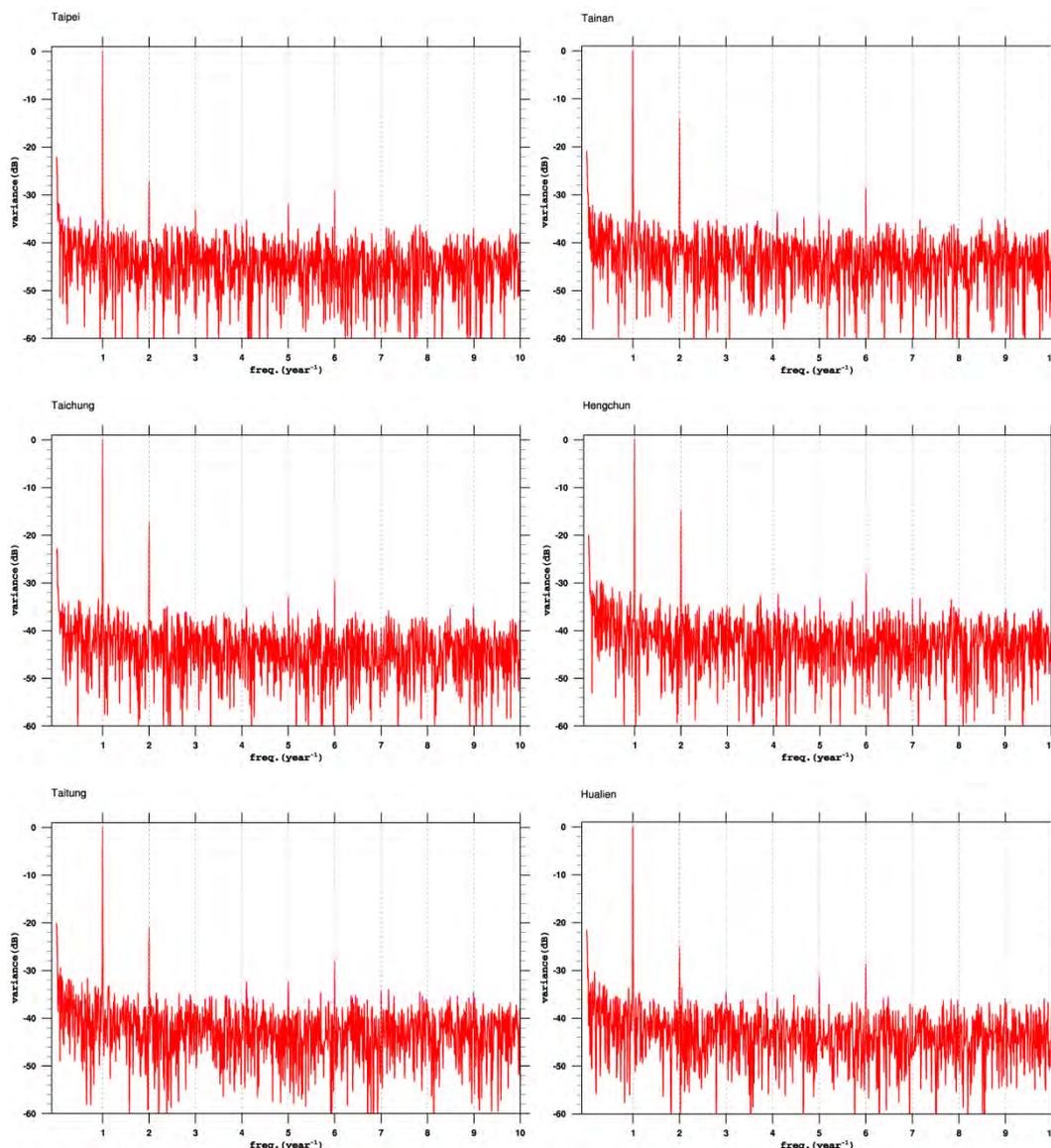


圖 7.3 臺灣六測站日均溫資料之波譜分析。由左而右、由上而下分別為臺北、臺中、臺南、恆春、臺東、花蓮。橫軸為年頻率；縱軸為變異量，定最大的變異量為 0dB。

另外，為避免資料頭尾在濾波得到長周期訊號後的影響，以及在最後一年的冬季會出現有起始而沒有結束時間（結束時間出現在次年）的情形，資料頭尾各一年的季節時間將不予決定。

本研究將對中央氣象局有較長時間觀測資料之測站及利用再分析資料於東亞區域範圍的溫度定義季節。臺灣測站溫度資料為中央氣象局之臺北、臺中、臺南、恆春、臺東、花蓮六個測站。計算之資料開始時間，臺北、臺南、恆春三站為 1900 年，臺東、臺中二站為 1901 年，花蓮為 1911 年；結束時間則為 2007 年。

全球之日均溫資料以 20th Century Reanalysis (V2) (Compo et al., 2011)、ECMWF ERA-40 (Uppala, 2005) 及 NCEP/NCAR Reanalysis I (Kalnay et al., 1996) 三組再分析資料。計算之時間分別為 1900~2008、1958~2001、1948~2010 年。本研究以 1961~1990 年期間之平均定為氣候值，後將每年各季節循環時間點決定後，即可依此分析其長期變化趨勢。

7.1.2 臺灣測站的季節循環變化

表 7.1 為各測站定義之夏冬兩季閾值。六測站之夏季閾值差異不大，介於 27.0 至 28.1°C 之間；冬季閾值則大致為較低緯度的測站其溫度較高，恆春、臺東在 20°C 以上，臺南、花蓮於 19°C 左右，臺中、臺北則在 18°C 以下。

表 7.1 臺灣六測站於夏冬兩季的溫度閾值，單位：°C。

	臺北	臺中	臺南	恆春	臺東	花蓮
夏季	27.4	27.4	28.1	27.6	27.7	27.0
冬季	17.3	18.0	19.2	22.1	20.5	19.1

以 EEMD 方法和 Fourier Transform 計算各測站各年夏冬兩季之三個時間點（起始、峰值、結束），結果呈現分別如圖 7.4、圖 7.5。由二圖來看，使用不同方法的結果基本上大致類似，多為年際變化幅度上的差異，但整體在年代際及長期的趨勢是相同的。本文將以台北測站為例，進行季節變遷之分析與比較，其餘五站結果，將呈現於附錄一。

首先以臺北站來說（圖 7.4、圖 7.5），夏季在 20 世紀初，大致從六月底開始至八月底結束，到了近期，則為從六月初開始至九月中結束，峰值則發生於七月底、八月初。冬季在 20 世紀初，其期間從十二月初開始至三月中結束，近期則從十二月底開始至二月左右結束，峰值多發生於一月底、二月初。

臺北站的長期變化，夏季的起始及結束，除了極早期 1900 年代改變幅度較大，其後的近百年大致呈現為緩慢改變，另外在 1980 年代前後，夏季的起始時間發生有明顯快速的改變，其提早開始，而在同樣時期，結束時間在 1980 年前後也有明顯跳躍式的延後。冬季的變化，在 1980 年代以前，起始時間呈現緩慢延後，結束時間則有相對較大幅度的提早，這在計算長期趨勢上也可以看到，冬季起始時間的趨勢小於冬季結束時間（表 7.2）。而於 1980 年代之後，不論冬季的起始或結束時間，都有很明顯且快速的改變，尤其在 1980 年代後半，冬季的起始時間顯示了階段性的跳躍，這也反應到近五十年以來的趨勢，冬季的起始時間延後幅度大於結束時間的提早（表 7.3、表 7.4）。

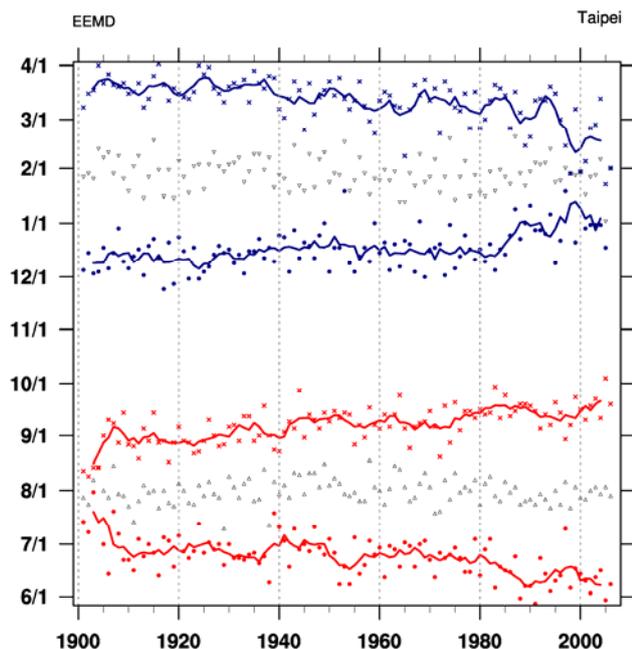


圖 7.4 以 EEMD 方法計算臺北測站所定義夏季、冬季之起始 (圓點)、峰值 (三角)、結束 (打叉) 日期。橫軸為年份，縱軸為日期，粗線為五年移動平均。

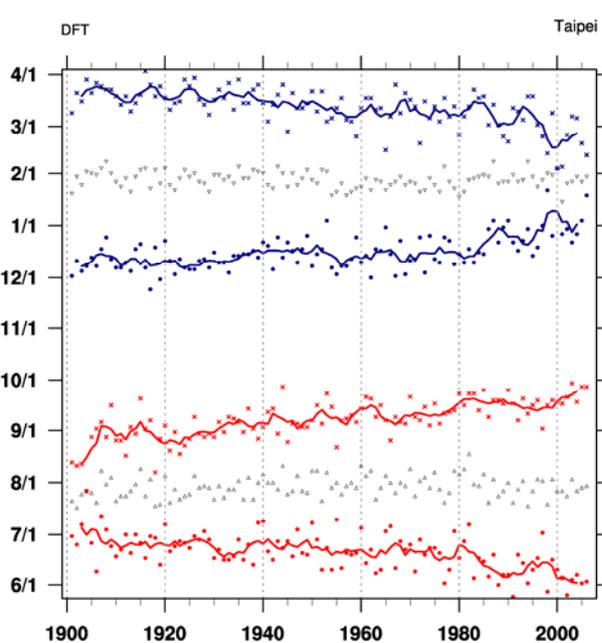


圖 7.5 同圖 7.4，但為 Fourier Transform 計算之結果。

表 7.2 以 EEMD 方法計算之 1912~2006 年間，臺灣六個測站夏冬兩季之時間長期變化趨勢，單位為日/十年；以及峰值溫度趨勢，單位為°C/百年。負值表示日期提早、日數減少或溫度下降，反之，正值表示日期延後、日數增長或溫度上升。以*符號標示及以粗體底線標示者分別代表通過 Mann-Kendall test 90%及 95%統計檢定。

		臺北	臺中	臺南	恆春	臺東	花蓮
夏季	起始	<u>-2.06</u>	<u>-2.60</u>	<u>-5.62</u>	<u>-3.63</u>	<u>-4.67</u>	<u>-3.61</u>
	峰值	-0.07	-0.16	+0.28	+0.84	+0.10	-0.11
	結束	<u>+2.09</u>	<u>+2.64</u>	<u>+5.78</u>	<u>+6.13</u>	<u>+5.08</u>	<u>+3.62</u>
	長度	<u>+4.15</u>	<u>+5.23</u>	<u>+11.40</u>	<u>+9.76</u>	<u>+9.75</u>	<u>+7.23</u>
	溫度	<u>+1.50</u>	<u>+1.02</u>	<u>+1.18</u>	<u>+0.99</u>	<u>+1.68</u>	<u>+1.58</u>
冬季	起始	<u>+2.37</u>	<u>+1.72</u>	<u>+1.52</u>	<u>+1.35</u>	<u>+1.63</u>	<u>+1.70</u>
	峰值	-0.37	-0.51*	-0.43*	-0.34	-0.56	-0.66*
	結束	<u>-2.95</u>	<u>-2.39</u>	<u>-2.27</u>	<u>-1.81</u>	<u>-2.50</u>	<u>-2.66</u>
	長度	<u>-5.32</u>	<u>-4.11</u>	<u>-3.80</u>	<u>-3.16</u>	<u>-4.13</u>	<u>-4.36</u>
	溫度	<u>+1.84</u>	<u>+1.41</u>	<u>+1.25</u>	<u>+0.72</u>	<u>+0.80</u>	<u>+1.07</u>

表 7.3 同表 7.2，但為計算 1957~2006 年間，50 年之趨勢。

		臺北	臺中	臺南	恆春	臺東	花蓮
夏季	起始	<u>-4.06</u>	<u>-4.21</u>	-0.37	+1.08	-2.11*	<u>-3.71</u>
	峰值	-1.27*	-0.70	+1.19	+1.22	+0.14	-0.34
	結束	<u>+2.28</u>	<u>+3.93</u>	<u>+3.26</u>	+1.13	<u>+3.90</u>	<u>+2.98</u>
	長度	<u>+6.34</u>	<u>+8.13</u>	<u>+3.62</u>	+0.05	<u>+6.01</u>	<u>+6.68</u>
	溫度	<u>+2.37</u>	<u>+1.32</u>	<u>+1.31</u>	+0.10	<u>+1.29</u>	<u>+1.87</u>
冬季	起始	<u>+5.44</u>	<u>+4.28</u>	<u>+3.72</u>	+1.35	<u>+3.57</u>	<u>+3.51</u>
	峰值	+0.67*	+0.56	+0.52	+0.27	+0.49	+0.19
	結束	<u>-4.44</u>	<u>-3.06</u>	<u>-2.10</u>	-0.84	<u>-2.27</u>	<u>-2.97</u>
	長度	<u>-9.87</u>	<u>-7.34</u>	<u>-5.81</u>	-2.19	<u>-5.83</u>	<u>-6.48</u>
	溫度	<u>+3.84</u>	<u>+3.53</u>	<u>+2.62</u>	+0.86	<u>+1.99</u>	<u>+2.47</u>

表 7.4 同表 7.3，但為以 Fourier Transform 方法計算 1957~2006 年之趨勢。

		臺北	臺中	臺南	恆春	臺東	花蓮
夏季	起始	<u>-3.97</u>	<u>-4.64</u>	<u>-2.04</u>	+0.62	<u>-2.99</u>	<u>-3.75</u>
	峰值	<u>-1.16</u>	-0.68	+1.33	+2.37*	-0.19	-0.61
	結束	<u>+2.50</u>	<u>+3.78</u>	<u>+3.91</u>	+1.05	<u>+3.34</u>	<u>+2.67</u>
	長度	<u>+6.47</u>	<u>+8.41</u>	<u>+5.95</u>	+0.43	<u>+6.33</u>	<u>+6.42</u>
	溫度	<u>+2.48</u>	<u>+1.28</u>	<u>+1.12</u>	+0.19	<u>+1.01</u>	<u>+1.60</u>
冬季	起始	<u>+5.30</u>	<u>+4.59</u>	<u>+3.29</u>	+1.65	<u>+3.89</u>	<u>+4.28</u>
	峰值	<u>+1.20</u>	<u>+0.88</u>	<u>+0.74</u>	+0.35	<u>+0.90</u>	<u>+1.09</u>
	結束	<u>-3.20</u>	<u>-2.95</u>	<u>-1.82</u>	-0.97	<u>-2.11</u>	<u>-2.34</u>
	長度	<u>-8.50</u>	<u>-7.54</u>	<u>-5.12</u>	-2.62	<u>-6.00</u>	<u>-6.62</u>
	溫度	<u>+3.61</u>	<u>+3.74</u>	<u>+2.89</u>	+1.14*	<u>+2.19</u>	<u>+2.78</u>

綜合分析發現，1980~1990 年代間，冬季的起始時間在六個測站都有發生跳躍性的延後，而結束時間在部分測站亦有類似的情形，此致使冬季的長度產生大幅縮短。比較六個測站 1912~2006 年、1957~2006 年的各季節循環時間線性趨勢 (表 7.2 至表 7.4)。以表 2 而言，為配合全部測站時間長度上的一致性以便比較，故以較晚開始的花蓮為準。而表 7.3、7.4 則取最後 50 年的時間以了解近期的變化是否有程度的不同。於全時期 (表 7.2)，各測站的夏季起始時間長期趨勢之量值，皆多於夏季的結束時間，有些測站僅差異極微，而恆春、臺東的差異較大。冬季的起始時間趨勢變化也大於結束時間的變化，若假定將季節視為對稱的波形，

即峰值時間也會隨著左右的差異而移動，由表可以看到，峰值時間在六個測站都為提前，對應冬季的結束時間提前的日數較多。

在近期 50 年的變化，恆春與其他測站不同，夏冬季的趨勢並未達顯著。雖然冬季的峰值溫度上升大於夏季的峰值溫度，與其他測站類似，但僅有以 Fourier Transform 方法計算有通過 90% 顯著。比較近期 50 年來季節長度的改變，夏季在臺北、臺中測站的延長，大於近百年的趨勢，即近期 50 年的變化較快，而臺南、臺東，此兩地早期存在沒有夏季的情形，故長期的趨勢偏高。冬季的結束時間變化在此時不同於前述近百年的變化，即冬季的結束時間變化量在近 50 年反而小於起始時間的變化。峰值溫度在近期 50 年的變化，冬季的峰值溫度上升幅度在各測站皆大於夏季峰值溫度上升，尤其臺北、臺中、臺南，其兩種方法的冬夏差異皆大於 1°C 以上。

7.1.3 東亞區域的季節循環變化

圖 7.6 及圖 7.7 為以兩種方法計算 20th Century Reanalysis 資料的季節循環長期線性趨勢。由兩組圖來看，使用不同方法而得之正負趨勢之區域相似，並無明顯不同。與前段臺灣測站的部分類同。

過去逾一世紀以來，東亞區域夏季的改變，呈現夏季提早開始，延後結束，即夏季長度延長，主要反應明顯較大的區域，在低緯度的海洋上，以及東亞海陸交界之區域，如中國華南一帶向東北延伸至中國華北的區域，在同一緯度上相比有較大的夏季長度改變。在西北太平洋上，大略是夏季副高的主要位置，此處的夏季與冬季皆變化不大，由峰值溫度來看亦是如此。而在歐亞大陸高緯度內陸的夏季變化亦幾無變化，但冬季的長度是呈現起始延後、結束提前的縮短情形，峰值溫度也有很明顯的上升，即冬夏變化並非正負相反的不對稱。大致而言，夏季起始時間改變較大的區域，結束時間改變也較大，且為正負相反，連帶使得夏季的季節長度變化亦較大。也有部分區域，如中南半島，夏季起始及結束時間都是提前，但是結束時間的提前幅度較大，使得使得夏季長度實為縮短的。

夏季長度變化的正負空間分布大致與夏季極值溫度的增減趨勢分布類似。值得注意的是，在低緯度附近，極值溫度增加較高緯度少，但夏季長度增加較高緯度多，這現象應與溫度的年較差有關，在低緯度的年較差小，若溫度有整體上升，則在門檻值以上的日數便大幅增加，即低緯度溫度變化造成夏季長度的改變會放大許多。同樣的，類似夏季長度的變化，冬季縮短同時來自於冬季延後開始與提早結束兩者影響。但於鄂霍次克海的冬季增長，對照此區域冬季開始時間並無顯著改變，而是來自於結束時間的明顯延後，這樣的現象也表現於冬季極值時間的延後。

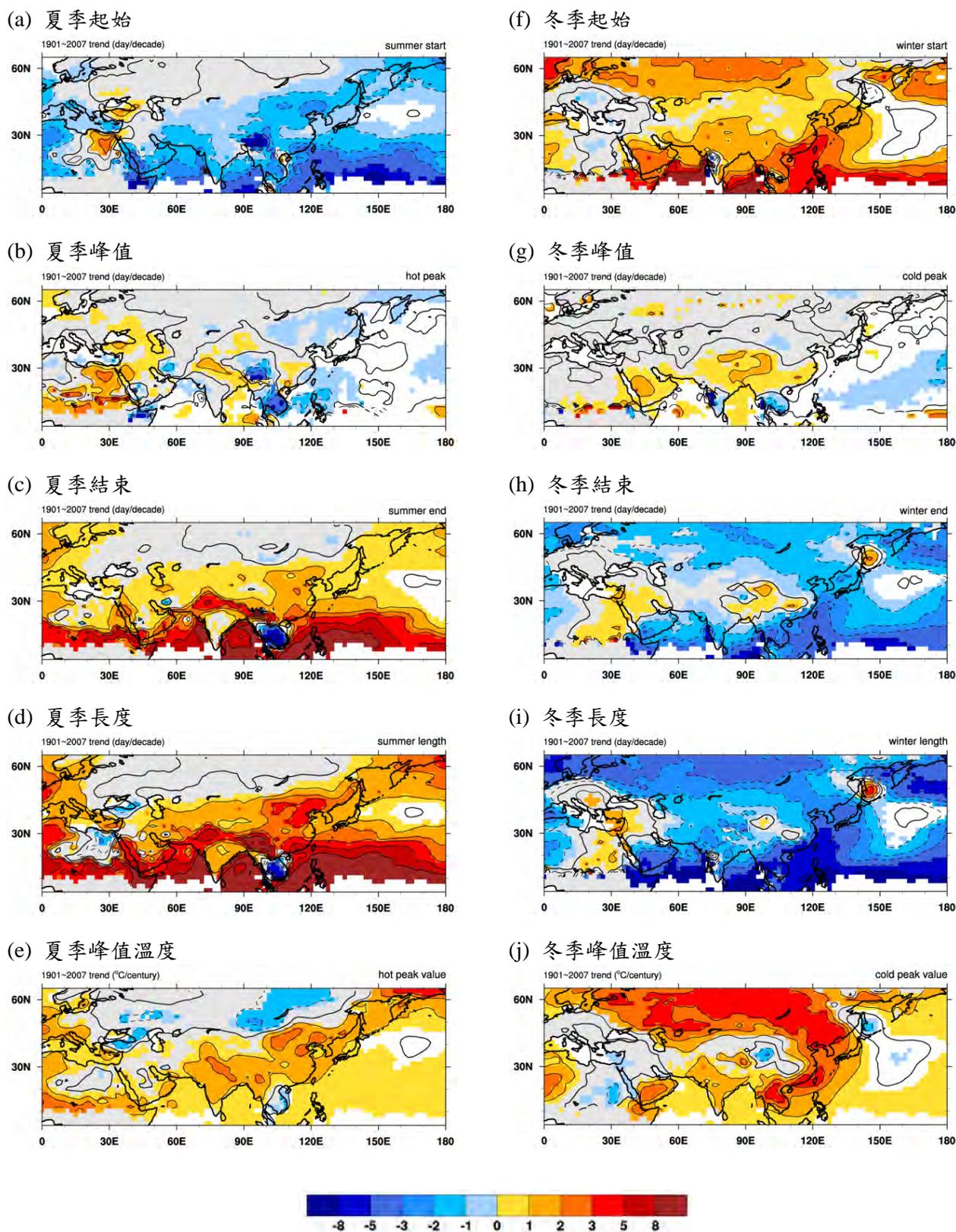


圖 7.6 以 EEMD 方法計算 20th Century Reanalysis 資料，其季節循環及峰值溫度於 1901~2007 年之線性趨勢。單位分別為日/十年、°C/百年。填色部分為通過 MK-test 95% 統計檢定。

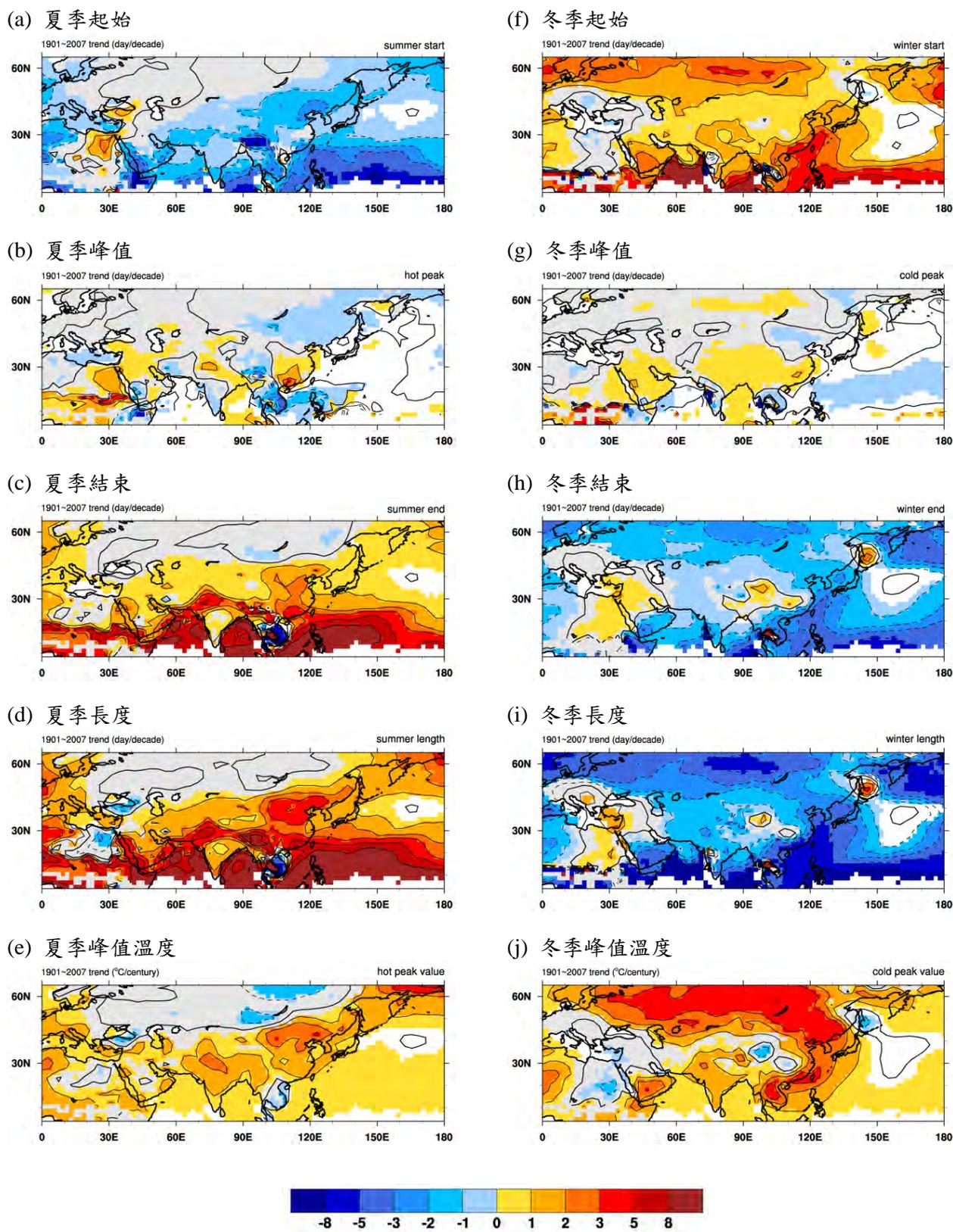


圖 7.7 同圖 7.6。但為 Fourier Transform 計算之結果。

前段所述，季節時間的不對稱變化在夏季部分亦可見。在夏季長度縮短的西北太平洋東側，夏季延後開始比提早結束的變化趨勢更為明顯，即夏季縮短以夏季延後開始的影響較大。

7.1.4 臺灣季節與大區域之關係

選取北緯 20~25 度，東經 120~125 度，代表臺灣附近的區域，時間各有三組資料可計算之年代長度，呈現於圖 7.8。三組資料主要重疊時間於 1959~2000 年。其間之夏季起始時間長期為逐漸提前，結束時間為延後。NCEP Reanalysis 及 ERA-40 於 1980 年前後的夏季結束時間有一小幅度的跳躍延後。而冬季的起始時間在 1960~1980 年代間無明顯變化，而於 1990 年前後，有一明顯的跳躍延後，於三組資料皆有類似的情形。冬季結束時間則大致為逐漸提前，但於 1970 年代後半，亦有一跳躍發生。

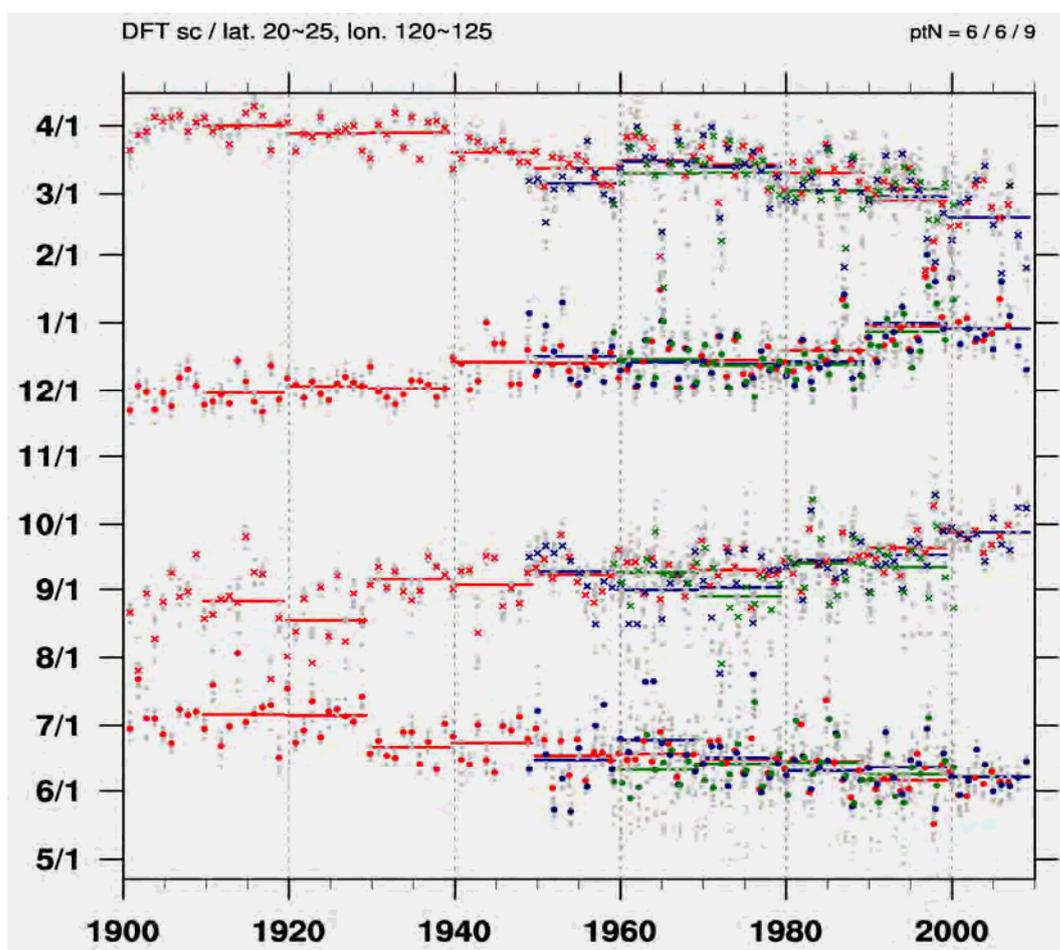
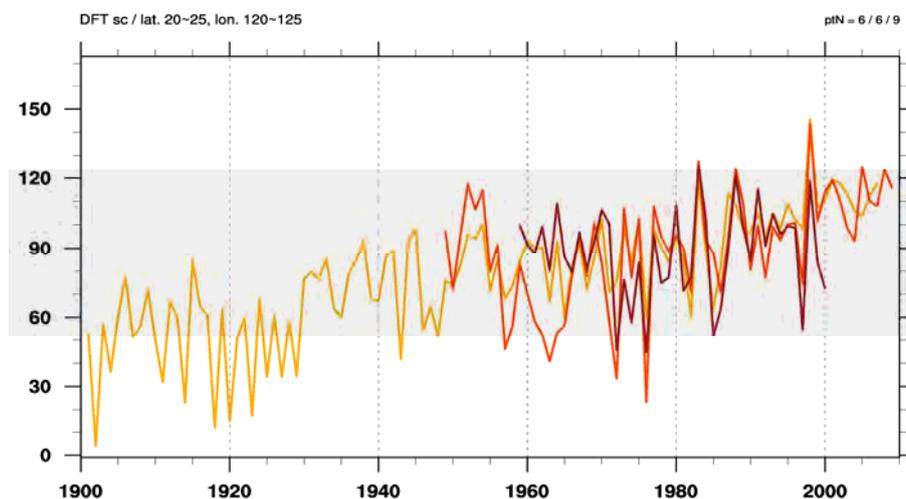


圖 7.8 臺灣附近區域內網格點之季節循環時間 (以 Fourier Transform 計算)。圓點為季節之起始，打叉為季節之結束。灰色標示為所有網格點，紅色、藍色、綠色分別為 20th Century Reanalysis、NCEP/NCAR Reanalysis、ECMWF ERA-40 之每年平均。粗橫線為各年代 (10 年) 平均。

而由兩季的起始及結束時間之間的日數計為該季的長度，於圖 7.9 所示。

三組資料的年際變化相似，年際變化的幅度大致約為 30 天，1960 年之後夏季明顯較短的年份有 1972、1976、1985、1997 年，夏季明顯較長的有 1983、1988、1999 年。而冬季較短的有四年為 1965、1987、1997、1998，較長的出現在 1990 年之前有多個年份，而無特別突出的長冬季。夏季於 1960~1980 年左右，無明顯的趨勢，而在 1990 年代開始之後，則有上升的趨勢。冬季在 1970 年代後期、1990 年及 1990 年代後期，有階段式的縮短，配合前圖(圖 7.8)，在起始和結束時間皆對此有不同的貢獻，例如 1970 年代後期為結束時間的提前較明顯，1990 年代為起始時間的延後為主。

(a) 夏季



(b) 冬季

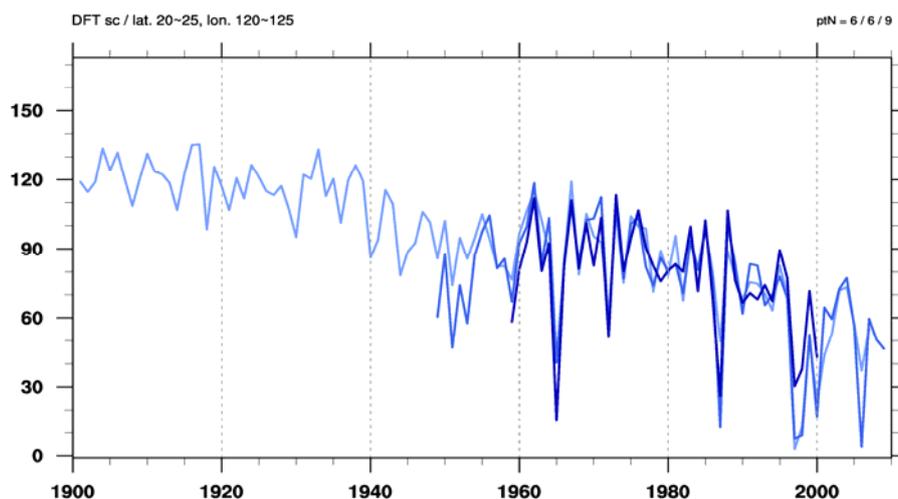
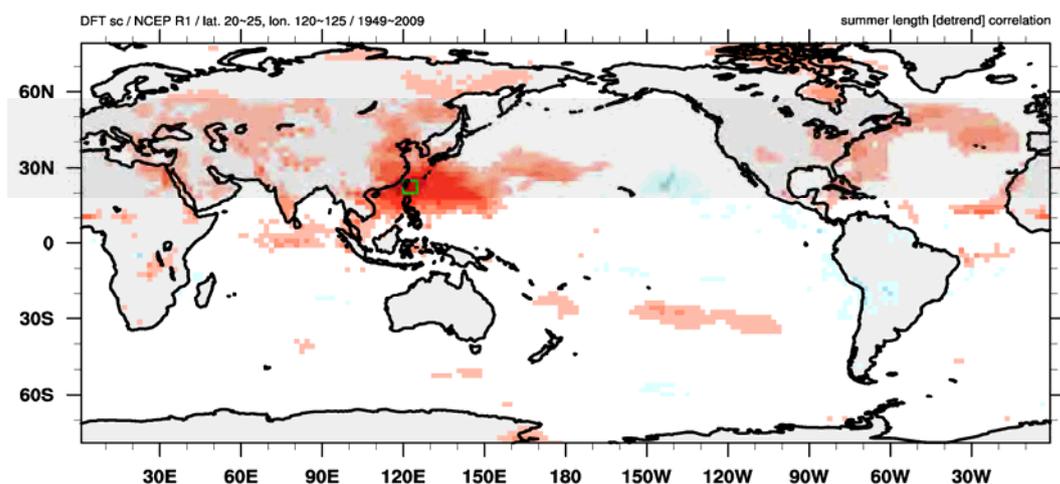


圖 7.9 臺灣附近區域之冬夏兩季長度。縱軸為季節日數。顏色由淺至深分別為 20th Century Reanalysis、NCEP/NCAR Reanalysis、ECMWF ERA-40 三組資料。

接續為了解臺灣附近的區域季節長度與全球的關係，以 NCEP Reanalysis 為例，圖 7.10 為將前述之臺灣附近夏冬兩季長度對其他網格點的相關係數。夏季相關較大的區域主要在臺灣東部海洋向西延伸至換日線一帶以及南海，陸地上從中國華南向北延伸至中國華北，大致在東經 110 度以東的部分。另外在東太平洋有微弱負相關，以及北大西洋上有些微正相關。

(a) 夏季



(b) 冬季

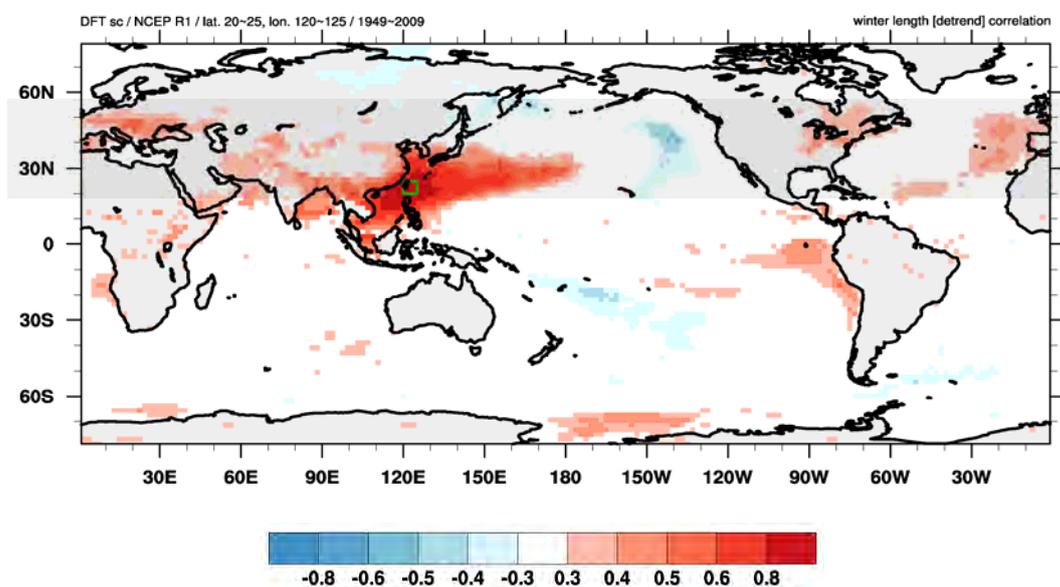


圖 7.10 臺灣附近區域之冬夏兩季長度，於 NCEP/NCAR Reanalysis 資料中(1949~2009 年)，與全球各網格點同一

7.1.5 小結

藉由定義季節日期，可以量化季節循環的長期改變，在臺灣乃至東亞區域，大部分區域的整體長期趨勢為夏季增長、冬季縮短、夏冬季溫度皆上升的情形。尤其近三、四十年來，從大多數的臺灣測站及再分析資料可以看到，臺灣的夏季增長、冬季縮短，其趨勢明顯加速，此為研究結果中特別值得留意的現象。

此外，季節的改變雖然跟隨長期溫度的變化受到影響，但其中也有許多不對稱或跳躍性的變化，如夏季的起始時間提前不代表結束時間有同等的延後，而夏季的延長也不代表冬季有相對的縮短。

從前述篇章可知，季節長度與大尺度環流的關係，在不同的時期也有差異。此年代際尺度上的不同，應是值得進一步深究，為了解區域溫度及季節的方向及提供可能的預測指標。

7.2 觀測 HHT 分析

7.2.1 科學報告中的台灣氣溫變化趨勢

TCCIP 於計畫執行第一年中中期開始，便著手籌畫撰寫台灣氣候變遷科學報告事宜，其中一部分即是針對台灣地區過去測站歷史資料之變遷趨勢進行分析。報告中選用六個具有百年以上紀錄之測站資料，分析台灣地區長期之氣候變遷趨勢。結果顯示，在氣溫方面，台灣暖化現象十分明顯，不論是 100 年、50 年和 30 年的年平均溫度變化均有顯著的上升趨勢，台北在 3 個不同時期的升溫速率較快，恆春則是增溫幅度最小。在季節特性方面，百年變化以秋季溫度的暖化幅度最大，不過近 30 年的變化則以冬季的增溫幅度大於其他三季節。

7.2.2 HHT 分析台北測站氣溫變化趨勢

一、週期與趨勢

審議委員在本計畫第一年度期末審查時，對本計畫中台灣測站資料的百年變化線性趨勢提出疑問，指出是否在計算線性變化趨勢時應該同時估算時間序列的週期性變化，以避免將週期和趨勢混為一談，造成資料詮釋或依此推測未來的錯誤。為回答這個問題，本計畫正與黃鐸院士合作，使用整體平均經驗模態分解法 (Ensemble Empirical Mode Decomposition, EEMD) 分析台灣測站資料。此工作並不容易，分解出的週期和趨勢詮釋起來其實更加複雜。一般慣用的線性變化趨勢相當直觀易懂，如果不作過度延伸其實並沒有什麼不妥之處。用 EEMD 方法分解週期和趨勢的好處是可以完全把類似週期變化的訊號濾除乾淨，最後獲得的殘餘項就代表非週期性的變化。如果一個時序列有非週期性的緩慢變化趨勢，這樣變化的最

嚴謹的表示方法就是把週期全部分解完畢之後剩下的殘餘項。

二、研究方法

經驗模態分解法 (Empirical Mode Decomposition, EMD) 是賀伯黃轉換 (Hilbert-Huang Transform, HHT) 過程中的一個部份 (Huang et al., 1998)，此方法可以將訊號分解為一組內建模態函數 (Intrinsic Mode Function, IMF) 分量和一個殘差項 (residue)，各個時間尺度的 IMF 分量代表不同的能量及頻率，所有分量的總和便是原始數據。由於分解過程是根據訊號局部時間尺度特性來處理，因此適合用於分析非常態 (non-stationary) 及非線性 (non-linear) 的資料。相關 EMD 方法的分解步驟說明，可參考附錄一。

7.2.3 分析結果

本研究今年著重於向黃鄂院士學習正確數學方法的應用，研究正持續進行中，目前完成 1911-2009 年台北測站年平均溫度和年總雨量資料分析結果。圖 7.11 顯示台北測站年平均溫度透過 EEMD 方法的結果，由上而下分別為年平均溫度資料、IMF1 至 IMF5 和趨勢值。過去一百年期間台北溫度有大幅度增加的趨勢，自 1935 年開始有非線性的增溫現象，至 1980 年開始迅速增溫，年均溫增加了 1.5°C 左右。由圖 7.12 的 IMF 顯著性檢定結果可知，僅有約 49.4 年週期的第五個 IMF 分量通過檢定，可見溫度除了有非線性的上升趨勢外，還存在一個約 50 年振盪週期的變化。

圖 7.13 為台北測站年總雨量透過 EEMD 方析的結果，由上而下分別為年總雨量資料、IMF1 至 IMF5 和趨勢值。由長期趨勢變化來看，台北雨量自 1925 年開始有增多的情形，增加的量約為 100 mm 左右，此數值與年雨量約 2000-3000 mm 的數量相比，增加的幅度並不大，整體來說台北年總雨量並沒有明顯的變化趨勢。圖 7.14 顯示雨量僅有第二個 IMF 通過 95% 的顯著性檢定，表示台北測站年總雨量存在約 5.2 年的振盪週期。

7.2.4 小結

台北測站的分析結果顯示，氣溫在過去一百年並不是維持以一種速率上升，而是有 1911 年至 1935 年略微下降，1935 年開始增溫，至 1980 年後加速增暖的長期變化現象；此外，還顯示出有一個約 50 年的振盪週期，這個週期的物理意義現在尚不清楚，還須繼續研究。

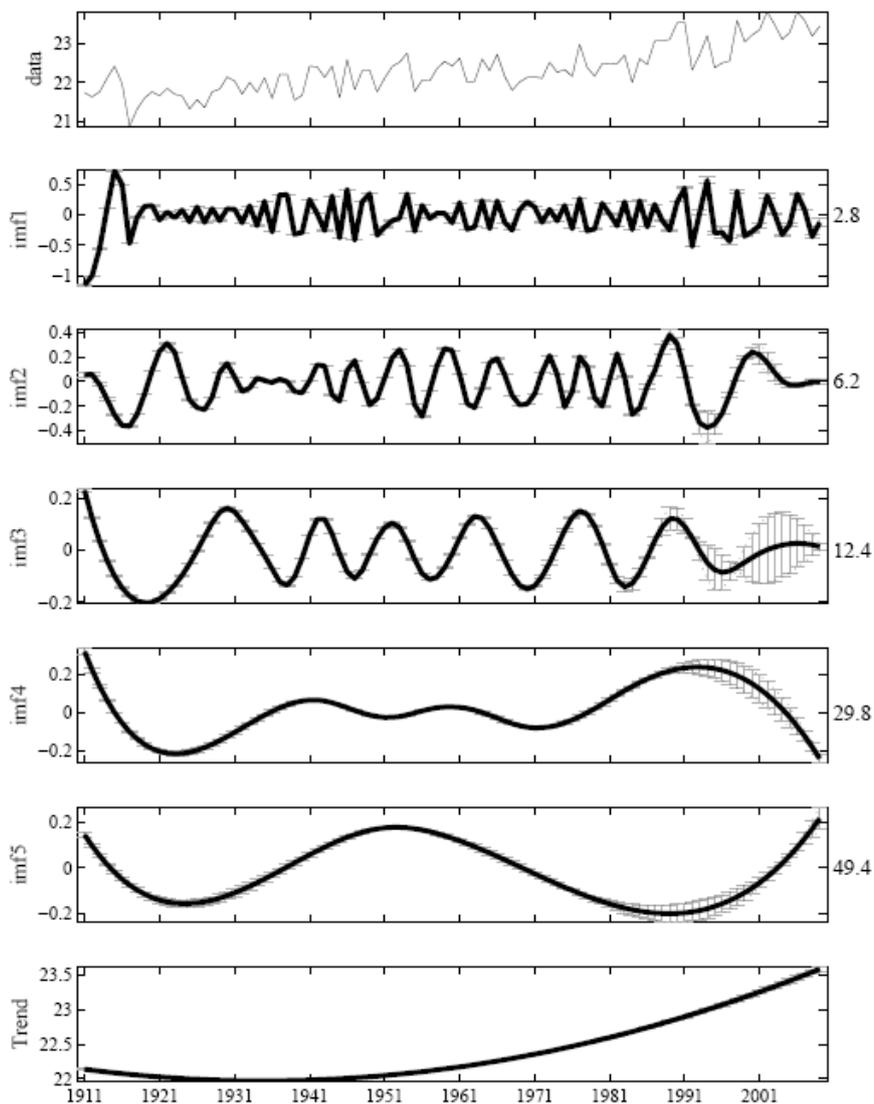


圖 7.11 台北測站年平均溫度經由 EEMD 分解得到的結果。

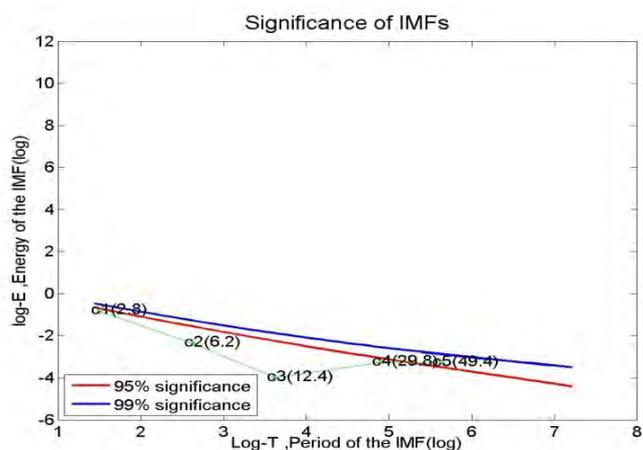


圖 7.12 台北測站年平均溫度 EEMD 分解得到的第一個 IMF 至第五個 IMF 之顯著性檢定，紅線：95%，藍線：99%。

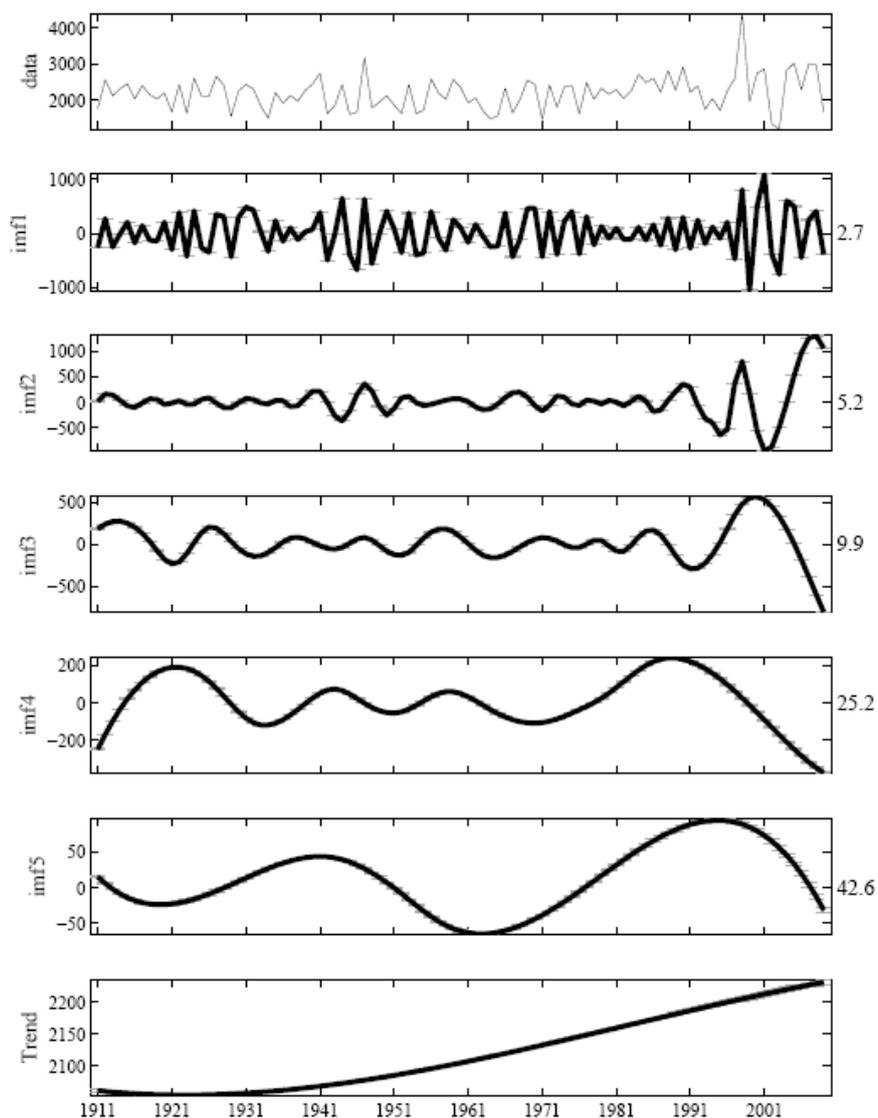


圖 7.13 台北測站年總雨量經由 EEMD 分解得到的結果。

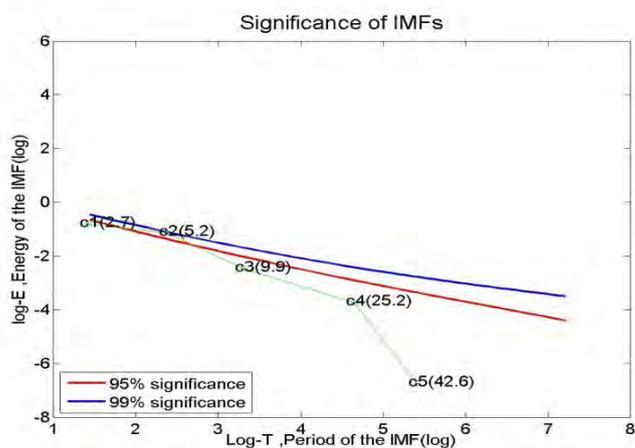


圖 7.14 台北測站年總雨量 EEMD 分解得到的第一個 IMF 至第五個 IMF 之顯著性檢定，紅線：95%，藍線：99%。

7.3 統計降尺度溫度推估

與月降雨統計降尺度之推估相同，本研究所用來進行溫度推估之氣候模式來自於 IPCC 的四次評估報告中所使用之 24 個海-氣耦合模式資料，24 個模式詳細介紹見附錄二第一章。選取模式中二十世紀 (20th Century Climate in Coupled Models ; 20c3m) 以及未來情境，依時間分兩部分做降尺度，一為歷史氣候降尺度，40 年；另一為未來推估降尺度，100 年。

7.3.1 研究方法

一、歷史氣候降尺度

溫度的歷史降尺度方法與降雨的歷史降尺度方法類似。一開始將 CRU 溫度觀測資料與模式溫度資料皆轉換至 $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ 的網格解析度，再將要估計的模式溫度資料及同時間 CRU 溫度觀測資料排除在外後，而後把其他 39 年的 CRU 溫度觀測與模式溫度資料皆做累積機率分佈 (CDFs)。再依兩者累積機率分佈關係式進而做誤差的修正 (bias correction)，之後可得 $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ 誤差修正後的平均溫度。誤差修正後的平均溫度減去 CRU $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ 溫度氣候值，稱之它為差異值 (difference)。將差異值降尺度至 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 解析度，在加上 CRU $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 溫度氣候值，則得統計降尺度-BCSD 後的溫度資料 (如圖 7.15)。

二、未來推估降尺度

溫度的未來推估降尺度需要考慮未來溫度暖化的問題。所以未來模式溫度要先扣除未來溫度趨勢，再放入歷史氣候 40 年的 CRU 溫度觀測資料與模式溫度資料做累積機率分佈 (CDFs) 的關係式中，修正誤差。之後再將扣除的趨勢加回，才得到 $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ 誤差修正後的平均溫度。其他步驟與溫度的歷史氣候降尺度相同。

7.3.2 推估結果

圖 7.16 及圖 7.17 分別為 2020-2039 年及 2080-2099 年四季的東亞溫度變化量之三情境模式推估比較圖。三情境都顯示兩時段的東亞地區各地氣溫均上升，而 2080-2099 年上升趨勢更明顯，高緯度會比低緯度明顯，且冬季暖化比其他季節明顯一些。在 2020-2039 年間，溫度上升較大的地區為中亞及東北亞，上升溫度在 1.5~2 度之間，其他地區上升溫度為 0.5~1.25 度。在 2020-2039 四季氣溫變化量的推估上，三情境的推測結果相似。針對 2080-2099 年四季的東亞溫度變化量的推估上，A1B 與 A2 的結果比 B1 明顯。A1B 與 A2 情境顯示整個東亞比起 1980-1999 年上升溫度 2.5~4 度，尤以 A2 情境推估的上升溫度更高。A1B 與 A2 情境推測中亞、東亞北部的上升溫度比其他地區高。而 b1 情境下所推估的氣溫上升約在 1.75~3.25 之間，尤以中國西南部在四季中的上升幅度均最高，與 A1B、A2 兩情境的分布不相同。

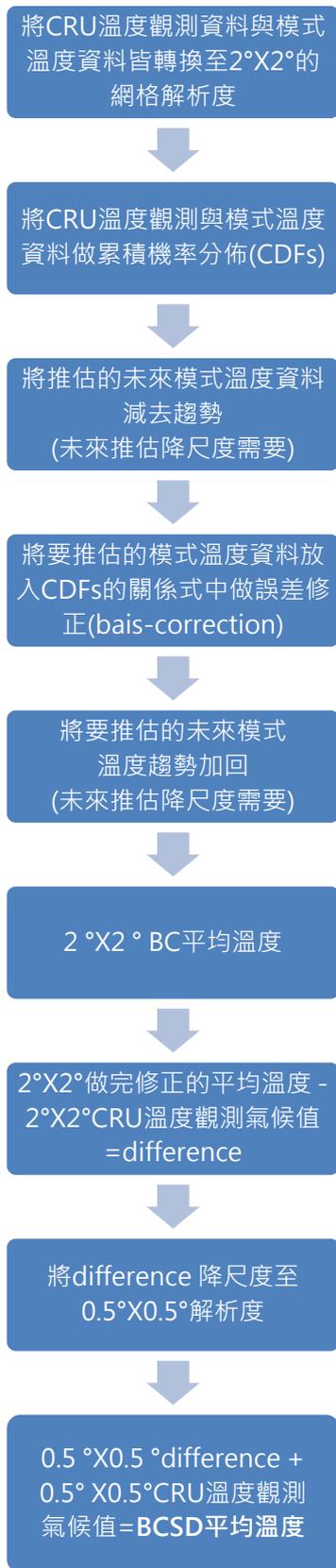


圖 7.15 溫度統計降尺度-BCSD 流程圖

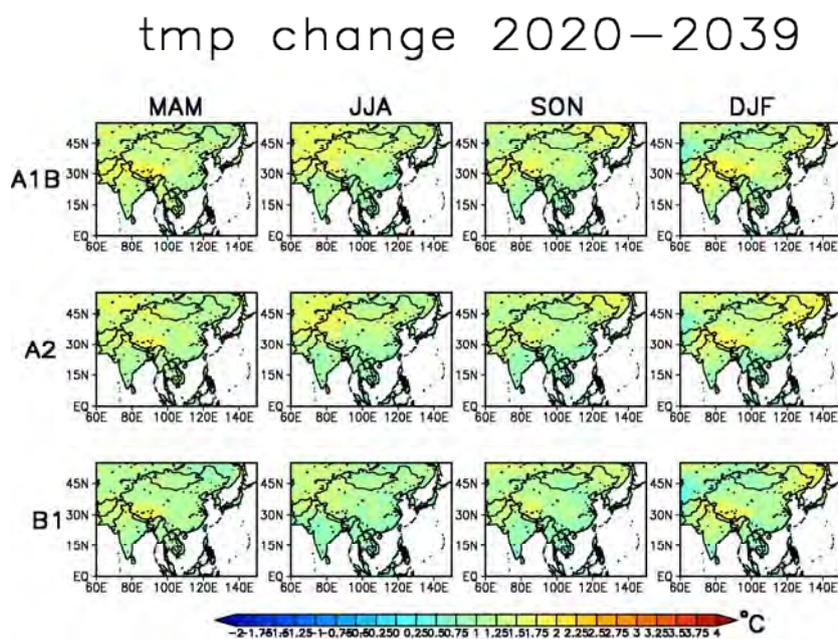


圖 7.16 2020-2039 東亞地區春、夏、秋、冬四季與三情境之平均溫度變化量比較圖。

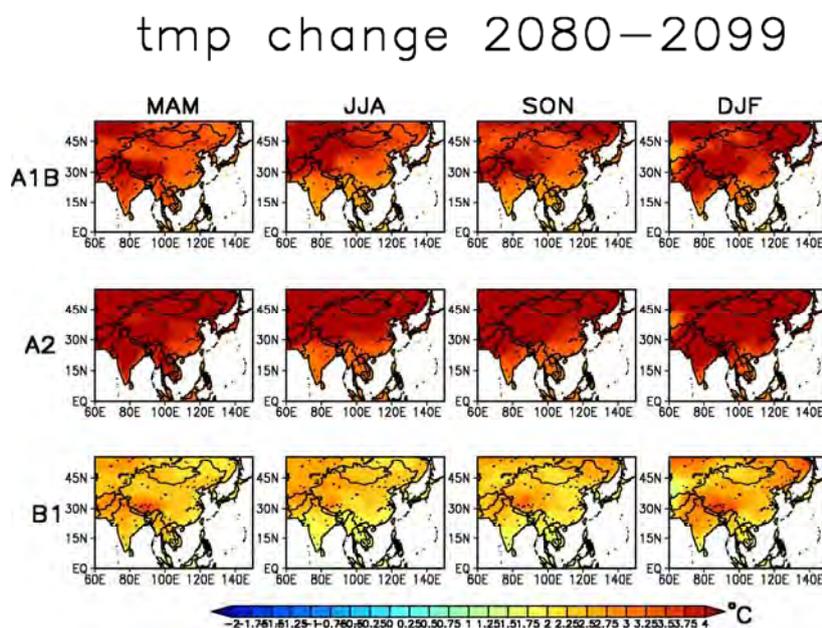


圖 7.17 2080-2099 東亞地區春、夏、秋、冬四季與三情境之平均溫度變化量比較圖。

由 2020-2039 年及 2080-2099 年台灣地區平均溫度與 1980-1999 年台灣地區平均溫度的差異量可知，兩個時段四季溫度都呈現暖化的現象，尤以 2080-2099 年更為明顯，2020-2039 年全台四季平均溫度變化量在 0.75~1.25 度間，而 2080-2099 年全台四季平均溫度變化量在 1.5~2.75 度間。三情境的推測結果以變化量排序而言，為 $a2 > a1b > b1$ ，此情形與二氧化碳排放推估量成正比的趨勢。相關分析可參考附錄二。

表 7.5 為台灣四區（北部、中部、南部及東部）四季平均溫度氣候變化量，由表清楚可知，以三情境推估兩時段的平均溫度均比 1980-1999 年平均溫度氣候值高，在 2020-2039 年間，a1b 情境所推估的溫度變化量在不同季節或不同地區均為最高，而此趨勢於 2080-2099 年間完全不同，而由 a2 情境所推估的溫度變化量呈現最高。與圖 1 的不同情境二氧化碳排放量與濃度表比較，得知在 2020-2039 年間，a1b 情境中的二氧化碳排放量高於 a2 及 b1，但至 2080-2099 年間，a2 情境的二氧化碳排放量最高，高於 a1b 及 b1 兩情境，可見溫度升高量與二氧化碳排放量呈現正相關的趨勢。

表 7.5、2020-2039 年與 2080-2099 年三情境在台灣區域（北部、中部、南部及東部）四季溫度變化量(°C)之平均值。

Tmp (°C)		2020-2039					2080-2099				
		DJF	MAM	JJA	SON	Ann	DJF	MAM	JJA	SON	Ann
Taiwan	A2	0.82	0.84	0.87	0.86	0.87	2.68	2.61	2.8	2.73	2.72
	A1B	0.95	0.9	0.94	0.94	0.96	2.42	2.33	2.43	2.39	2.41
	B1	0.78	0.82	0.87	0.86	0.86	1.63	1.65	1.69	1.65	1.68
North Taiwan	A2	0.84	0.87	0.87	0.87	0.9	2.75	2.64	2.82	2.76	2.75
	A1B	0.97	0.92	0.94	0.94	0.98	2.49	2.37	2.44	2.42	2.46
	B1	0.79	0.85	0.86	0.86	0.88	1.67	1.69	1.7	1.66	1.71
Central Taiwan	A2	0.82	0.85	0.88	0.86	0.88	2.72	2.63	2.82	2.74	2.74
	A1B	0.95	0.9	0.95	0.94	0.96	2.45	2.34	2.44	2.4	2.43
	B1	0.78	0.82	0.87	0.86	0.86	1.65	1.66	1.7	1.65	1.68
South Taiwan	A2	0.78	0.8	0.87	0.86	0.84	2.55	2.54	2.78	2.7	2.66
	A1B	0.91	0.88	0.94	0.93	0.93	2.29	2.25	2.39	2.34	2.34
	B1	0.75	0.77	0.86	0.84	0.83	1.57	1.59	1.66	1.62	1.63
East Taiwan	A2	0.82	0.84	0.87	0.87	0.87	2.67	2.59	2.8	2.73	2.71
	A1B	0.94	0.91	0.95	0.94	0.96	2.41	2.32	2.42	2.39	2.41
	B1	0.78	0.82	0.86	0.86	0.86	1.62	1.65	1.69	1.64	1.67

7.3.3 25 公里與 5 公里空間解析度推估結果比較

針對 2020-2039 及 2080-2099 兩時段進行台灣地區五公里降尺度分析，比較三情境下四季的溫度變化量（圖 7.18、7.19）。在溫度的五公里降尺度的結果方面，不論是 2020-2039 或是 2080-2099，全台四季均呈現暖化的趨勢，其中又以 2080-2099 年更嚴重（圖 7.18、7.19）。2020-2039 的年平均溫度變化量約在 0.5~1.25 度間，2080-2099 年的變化量約在 1~2.75 度間，又存在著北部溫度變化量略高於南部的趨勢。

分析 A1B、A2 及 B1 針對台灣地區四季平均溫度變化量之三種解析度比較圖。結果顯示，不論哪種情境在不同解析度中都呈現相同結果，隨著解析度提高，台灣地區的網格數增加，整體的趨勢並不會改變。

7.3.4 小結

從上述推估分析可知，整體而言，台灣地區溫度持續上升之特性與東亞地區的溫度變化類似，不同情境所推估之結果也存在著明顯的一致性。顯示模式中溫度的變化對於二氧化碳排放情境之反應較為顯著。相對於降雨，提升溫度空間解析度，對於整體的趨勢改變不大。

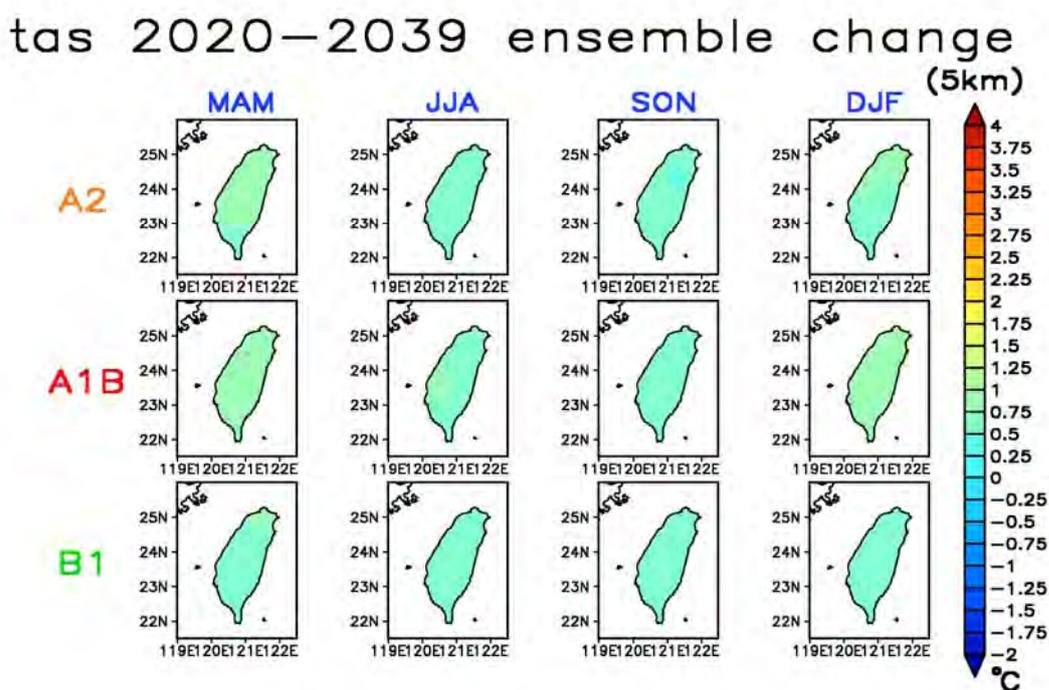


圖 7.18、2020-2039 台灣地區四季與三情境平均溫度變化量之 5 公里降尺度比較圖。

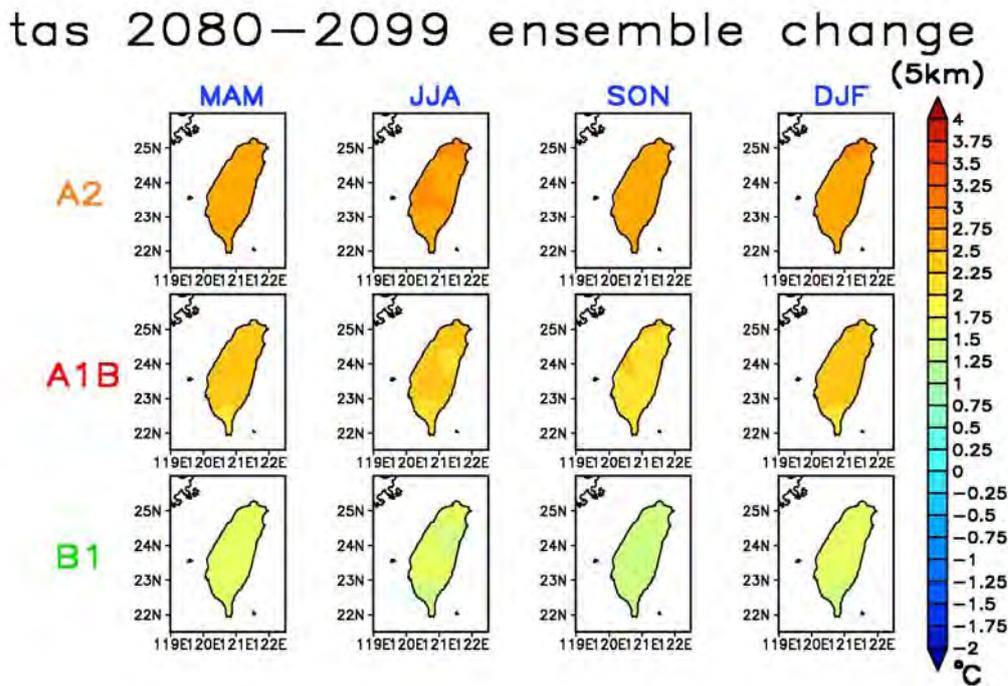


圖 7.19 2080-2099 台灣地區四季與三情境平均溫度變化量之 5 公里降尺度比較圖。

7.4 結語

本章節針對溫度議題進行氣候變遷之研究分析，分成觀測之季節變遷、台北測站溫度變遷趨勢以及模式統計降尺度下，台灣地區未來溫度推估的結果進行闡述。結果顯示，在臺灣乃至東亞區域，大部分區域的整體長期趨勢為夏季增長、冬季縮短、夏冬季溫度皆上升的情形。尤其近三、四十年來，從大多數的臺灣測站及再分析資料可以看到，臺灣的夏季增長、冬季縮短，其趨勢明顯加速，此為研究結果中特別值得留意的現象。台北測站的分析結果顯示，氣溫在過去一百年並不是維持以一種速率上升，而是有 1911 年至 1935 年略微下降，1935 年開始增溫，至 1980 年後加速增暖的長期變化現象；此外，還顯示出有一個約 50 年的振盪週期，這個週期的物理意義現在尚不清楚，還須繼續研究。整體而言，台灣地區溫度持續上升之特性與東亞地區的溫度變化類似，不同情境所推估之結果也存在著明顯的一致性。相對於降雨，提升溫度空間解析度，對於整體的趨勢改變不大。

參考文獻

- Compo, G.P., J.S. Whitaker, P.D. Sardeshmukh, N. Matsui, R.J. Allan, X. Yin, B.E. Gleason, R.S. Vose, G. Rutledge, P. Bessemoulin, S. Brönnimann, M. Brunet, R.I.
- Crouthamel, A.N. Grant, P.Y. Groisman, P.D. Jones, M. Kruk, A.C. Kruger, G.J. Marshall, M. Maugeri, H.Y. Mok, Ø. Nordli, T.F. Ross, R.M. Trigo, X.L. Wang, S.D. Woodruff, and S.J. Worley, 2011: The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly J. Roy. Meteorol. Soc.*, 137, 1-28, doi: 10.1002/qj.776.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, et al., 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437-471.
- Qian, Cheng, Congbin Fu, Zhaohua Wu, and Zhongwei Yan, 2009: On the secular change of spring onset at Stockholm. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L12706, doi:10.1029/2009GL038617.
- Uppala, S. M., 2005: The ERA-40 Re-Analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, 2961-3012.
- Wu, Z., and N. E. Huang, 2009: Ensemble Empirical Mode Decomposition: A noise-assisted data analysis method. *Adv. Adapt. Data Anal.*, 1, 1 –41.
- Yan, Zhongwei, Jiangjiang Xia, Cheng Qian, and Wen Zhou, 2011: Changes in Seasonal Cycle and Extremes in China during the Period 1960-2008. *Adv. Atmos. Sci.*, 28(2), 269-283.

第八章 資訊與資料服務

本計畫執行工作可區分為二大類，其一為研究工作，本年度相關成果已於上述各章節摘要說明，另一部分則為資訊傳遞與資料服務，主要工作在於增進氣候變遷研究上，跨領域的溝通以及研究產出的資料提供服務。

本計畫之計畫辦公室成立於國家災害防救科技中心，負責計畫之協調運作、資源分配及扮演建構資訊平台的角色。資訊傳遞與資料服務的途徑，包括：(1)建置氣候變遷資訊平台，將相關研究所得之資料及資訊系統化的置於平台上，提供使用者瀏覽與使用；(2)參與跨部會的氣候變遷議題討論與整合應用，進行資料產製與使用者之間的雙向溝通，提供符合資料服務對象所需之資料與資訊。

在國際合作的部分，除了使用 IPCC AR4 之模式資料外，亦與日本氣候變動革新計劃 (Kakushin Program) 合作，取得日本 JMA/MRT 20km 高解析度氣候模式資料，將其推估結果直接或經由降尺度使用於本地氣候分析與推估建置。以下即針對本年度之計畫成果予以說明。

8.1 資料應用的跨領域溝通

本年度計畫執行以來分別與水利署研究團隊及中央大學氣候變遷調適科技研究團隊就計畫產出資料的應用以及學術合作進行交流，並規畫與衝擊研究領域學者的座談。

8.1.1 水文應用座談會

目前本計畫的災害衝擊研究服務以水文及水資源衝擊為主，以水利署「因應氣候變遷水環境衝擊調適計畫」為服務示範對象，今年度與該研究團隊部份成員進行兩次座談，摘述如下：

(一) 與水利署研究團隊的第一次座談：

今 (100) 年 1 月 26 日於臺大召開，會中對於水文應用端使用方式提供兩個建議方案：一、水文應用端針對由 IPCC 24 組全球氣候模式資料所獲得之統計降尺度月降雨改變率分別進行水文分析，二、本計畫提供多重模式平均 (Multi-Model Ensemble) 之各月降雨豐枯改變率為參考座標，計算正負一個標準差的數值，進行水資源的模擬分析。

(二) 與水利署研究團隊的第二次座談：

2月17日於NCDR召開第二次的座談會，會中計畫團隊重申建議水文應用端以24組GCM統計降尺度之月降雨改變率進行水文模擬分析；會中決議：一、TCCIP除提供24個GCM模式各月降雨改變率的算術平均值(Ensemble mean)，並提供正、負一個標準差為範圍，作為水文應用之操作參考但必須對使用者說明，是為了滿足目前需求的處理方式。二、建議TCCIP團隊以GCM模式模擬東亞季風之表現為評判標準，排除與臺灣天氣型態相反的GCM，挑選季風表現較好之模式，提供其統計降尺度推估結果(各月降雨改變率)作為水文應用之參考。

8.1.2 統計降尺度資料使用手冊

除了透過座談會進行跨領域溝通，瞭解衝擊應用端的需求，為了使計畫產出的資料能夠被下游使用端應用，提高產製資料的價值，本計畫特別針對此目標製作「統計降尺度資料使用手冊」，說明整個計畫所採用的資料形式、降尺度方法以及產製後資料提供的規劃。(「統計降尺度資料使用手冊」請參閱附錄五)。

8.1.3 其他領域座談

(一) 與氣候變遷調適科技計畫的會談

今(100)年2月9日與氣候變遷調適科技研究團隊蔣偉寧校長、劉振榮副校長以及童慶斌教授就雙方計畫合作及事宜進行溝通協調，雙方的合作於該計畫正式運作後將更頻繁。

(二) 氣候變遷跨領域學術講座

本計畫亦與不同領域的研究人員進行交流，以確保資料的實用性，除了上述已確知的研究團隊的特定需求，希望能透過跨領域學術講座，增加與不同領域學者的溝通機會，進行瞭解其研究的需求。目前已完成四場演講，分別為：

- (1) 4/29 開南大學張康聰教授，講題 “The Potential Impact of Climate Change on Typhoon-Triggered Landslides in Taiwan, 2010-2099”
- (2) 5/27 臺大生物系統工程學系童慶斌教授，講題「系統性調整策略之建構思維與工具」
- (3) 6/17 臺大農藝系盧虎生教授演講的「氣候變遷糧食安全與臺灣糧食生產之調」
- (4) 7/22 中興大學應用經濟系陳吉仲教授進行「氣候變遷、糧食安全以及人類健康」議題的講演。

透過學者們的專題演講對其研究專題有所瞭解，並於會後與學者專家就氣候變遷衝擊及計畫產出資料的使用進行溝通，例如 4 月 29 日張康聰教授的專題講座中，便與張教授就氣候變遷對坡地及土石流災害衝擊進行意見交流。

8.2 臺灣氣候變遷科學報告

國科會鑑於氣候變遷對臺灣造成的影響可能愈趨嚴重，國家推動各項氣候變遷調適策略時需要更多的科學數據與研究成果作為依據，指示本計畫研究團隊針對全球及臺灣過去以及現有最新的氣候變遷研究成果進行彙整，提供現階段最新研究成果與科學進展，於上年度計畫執行期間起草科學報告，該報告參與人數逾 50 人，自報告架構討論與確認、科學問題釐清、報告撰寫與編審及審查意見修訂...費時年餘，終於於今 (100) 年 11 月 9 日正式對外發佈「臺灣氣候變遷科學報告 2011」。

該報告包括共有六個專章討論全球、東亞／西北太平洋地區以及臺灣地區的過去與未來氣候變遷趨勢，並針對氣候變遷自然變異與年代際變化、氣候與環境變遷的災害衝擊進行分析。希望此份報告的發表可增進社會大眾對台灣氣候過去變遷與未來趨勢的了解，並作為相關政府機關在研擬調適政策時之科學依據。報告全文十餘萬言，除了專章的專題探討，並彙編五大關鍵議題：

- (1) 相對於全球的氣候變遷趨勢，臺灣整體的變遷趨勢為何？
- (2) 颱風、暴雨、乾旱、熱浪、寒潮等災害性天氣受氣候變遷影響的程度為何？未來是不是會更為劇烈或頻繁？
- (3) 氣候變遷與聖嬰現象等氣候變異的關係？
- (4) 臺灣近年來的災害似乎有越來越嚴重的趨勢，與氣候變遷的關係為何？
- (5) 臺灣氣候變遷未來推估可信度為何？政府和民眾該如何解讀相關訊息？

除了完整報告，另印製精簡版報告提供關鍵議題、執行摘要以及總摘要等內容（請參閱附錄七）。該報告可同時由國科會 (<http://www.nsc.gov.tw>) 及國家災害防救科技中心 (<http://www.ncdr.nat.gov.tw>) 的首頁連結下載。以下摘錄關鍵議題部份內容：

一、 相對於全球的氣候變遷趨勢，臺灣整體的變遷趨勢如何？

就目前所觀測到資料顯示，臺灣年平均溫度在 1911 年至 2009 年期間上升了 1.4°C，增溫速率相當於每 10 年上升 0.14°C，較全球平均值高（每 10 年上升 0.074°C）。另外，臺灣近 30 年（1980~2009）氣溫的增加明顯加快，每 10 年的上升幅度為 0.29°C，幾乎是百年趨勢值的兩倍，與 IPCC 第四次評估報告結論一致。然而，報告中也澄清臺灣的年增溫率計算方法，並說明全球增溫有地域性的差異，增溫速率較全球平均值高，並非臺灣獨有的現象。

在雨量部分，台灣年平均雨量雖有數十年尺度的乾濕變化特徵，100 年的線性變化趨勢並不明顯，但值得注意的是臺灣降雨日數有較一致的變化，普遍呈現減少的趨勢。同時，統計資料顯示大豪雨日數(日雨量大於 200mm)在近 50 年和近 30 年有明顯增多的趨勢，存在著大約 50~60 年週期的年代際變化現象。

未來氣候變遷推估方面，多數氣候模式顯示 21 世紀末臺灣地區的溫度上升幅度介於 2.0°C 至 3.0°C 之間（相對於 20 世紀末）。在雨量部分，臺灣北、中、南、東四個主要分區的未來冬季平均雨量多半都是減少的，約有一半的模式推估減少幅度介於 -3% 至 -22% 之間。未來夏季平均雨量變化，約有一半的模式認為未來夏季平均雨量變化介於 +2% 至 +26% 之間。這種原本多雨期間的雨量增加，而少雨季節雨量減少的未來發展情境，對於臺灣未來的水資源調配是一大挑戰。

二、 颱風、暴雨、乾旱、熱浪、寒潮等災害性天氣受氣候變遷影響的程度為何？未來是不是會更劇烈或頻繁？

資料顯示西北太平洋颱風以及影響台灣的個數與強度，受年代際變化(Inter-decadal Variability)影響較大，直接受氣候變遷影響之線性變化趨勢則並不明顯。根據大多數氣候模式預測，在暖化的氣候條件下，未來颱風個數偏少的機率偏高，但颱風增強的機率會有增加的可能，意味著未來一方面颱風個數變少減少水資源的挹注，另一方面極端颱風降雨事件出現的機率有增加的可能，提高颱風災害的風險。

全球乾濕季的降雨變化分析發現，降雨在雨季有增加的趨勢，而乾季降雨正在逐漸減少。此一結果意味降雨的季節差異會更加明顯，降雨兩極化現象在乾濕季分明的地區可能會更加明顯，台灣也觀測到同樣的現象。在未來變化方面，上述全球乾濕季越趨明顯的趨勢在 21 世紀將持續維持，台灣地區出現降雨兩極化的機率也偏高，此現象對台灣未來防洪應變操作以及水資源管理是一大挑戰。

受暖化影響，台灣地區高溫日數增加，寒潮事件發生頻率逐漸減少，且強度也有逐漸減弱的趨勢。在極端氣溫變化的未來推估方面，多數模式顯示，極高溫的發生日數將大量增加，極低溫日數則會大量減少。夏季持續高溫的熱浪發生頻率將大幅增加，對能源使用、健康照護、農業等部門都會帶來衝擊。

三、氣候變遷與聖嬰現象、北極振盪等氣候變異(外界通常解讀為異常氣候)的關係?

氣候變化具有多重時間尺度的特性，聖嬰現象、北極震盪等現象屬於氣候自然變異的一部分。過去一百多年的全球氣溫變化，除了長期的上升趨勢，還有周期長達數十年的年代際變化。這些年代際變化可能是海洋環流引起的自然氣候變化，不見得與人為全球暖化有關，真正原因仍不甚清楚。最近研究發現，年代際變化與長期暖化趨勢的合併效果可能造成近數十年全球暖化加速的現象，但年代際變化本身無法解釋百年的長期趨勢。近年來觀察到的異常氣候在將來持續暖化的大環境中，發生頻率與強度是否會有明顯改變，則是值得吾人密切注意的訊息，也是氣候變遷研究與推估中相當重要且待突破的一環。另一方面，如何定量評估人為全球暖化的可能影響程度與氣候自然變異的差別，仍是發展中的關鍵技術，仍未有定論。

四、臺灣近年來的災害似乎有越來越嚴重的趨勢，與氣候變遷的關係為何?

在未來災害的趨勢推估上，IPCC 第四次評估報告指出，在氣候暖化影響下，未來極端事件（如熱浪、豪大雨、乾旱、颱風強度增加、海平面升高）發生的機率偏高（66%~90%），再加上全球經濟發展與人口成長趨勢，世界銀行預估未來災害的次數、受影響人口與災害損失將會大幅增加。臺灣的災害特性與全球趨勢一致，以水文氣象災害為主。根據近年來的災害統計（水災、坡地、旱災）分析，臺灣的災害次數增加且災害特性改變（近年來多屬水土複合型災害），災害程度也有加劇（災害損失增加與牽涉層面變廣）的現象。但須加強說明的是，臺灣近年災害的程度加劇，除了伴隨者氣候上極端事件的增加外，台灣環境變遷也是重要因素之一，包括 921 地震後的影響、地層下陷問題、山區的過度開發與建設、都市化與經濟發展需求…等，都是導致災害更為嚴重的重要因素。因此，面對災害日增，須同時兼顧氣候與環境變遷之問題。

五、 台灣氣候變遷未來推估的可信度為何?政府和民眾該如何利用或解讀相關的訊息?

用來推估全球長期氣候變遷的主要科學方法相當複雜，因此氣候變遷的推估伴隨著一些不確定的因素，因此吾人在進行臺灣氣候變遷衝擊評估以及調適策略擬定之前，必須充分瞭解氣候變遷推估的本質，以及使用這些推估數據的可能限制。

一般而言，對於 21 世紀末全球平均近地表氣溫的改變，即便是臺灣地區小區域的變化，科學家對其推估的可能性機率範圍的信心相當高。但是在降水方面，由於不確定範圍大，模擬結果的可信度較低。

由於進行氣候變遷的未來推估複雜度與困難度相當高，尤其是在未來「量」的改變部分。如何看待氣候變遷的不確定性，並從中獲取最大效益？建議如下：

- (1) 政府與民眾必須了解科學的極限與未來推估資訊可能的不確定性，在氣候變遷的趨勢上進行風險溝通；
- (2) 資料產製者（如學者或研究機構）必須善盡職責提供可能的科學數據，與使用者（如決策者與民眾）進行溝通，避免使用者錯誤的引用數據造成恐慌或漠視；
- (3) 政府可依據現有的科學評估結果的共識基礎上，衡量國家永續發展的願景與國家可運用的資源，強化民眾溝通與社會共識形成，進行決策與風險評估。

8.3 資訊平台

因應本計畫為提供氣候變遷相關資料給政府及研究單位的平台，因此建構了一網頁式的資訊平台，平台主要提供圖形化的計畫成果供外界了解計畫的產出，並提供一管道來申請資料。

資訊平台以資料內容主要分成四大區塊（圖 8.1），另外提供關於本計畫的說明、相關資訊的連結區及本網站資料使用說明。四大區塊如下：

- (一) 臺灣過去氣候變化統計
- (二) 臺灣未來變遷推估
- (三) 東亞變遷
- (四) 臺灣水文變遷



圖 8.1 TCCIP 資訊平台首頁 (<http://tccip.ncdr.nat.gov.tw>)

以下針對四大項之內容做說明；

一、臺灣過去氣候變化統計

此項主要是呈現過去百年來臺灣地區的溫度、雨量、濕度、風速、海平面及颱風的變化。在內容中溫度、雨量、濕度、風速分別使用了八種分區(全臺、都會、山區、離島、北中南東部)及 25 個局屬氣象站分別的變化統計結果；海平面的變化統計則使用了臺灣周遭的 3 個潮位測站；颱風則是分別分析了過去 50 年來影響臺灣颱風強度/個數年際變化、極端降雨頻率及路徑分析。

在此項目中使用了動態圖表的方式來呈現每個圖表，可讓使用者自行挑選想要呈現的參數及時間 (圖 8.2)。另外每個參數及圖表皆有資料說明頁面。

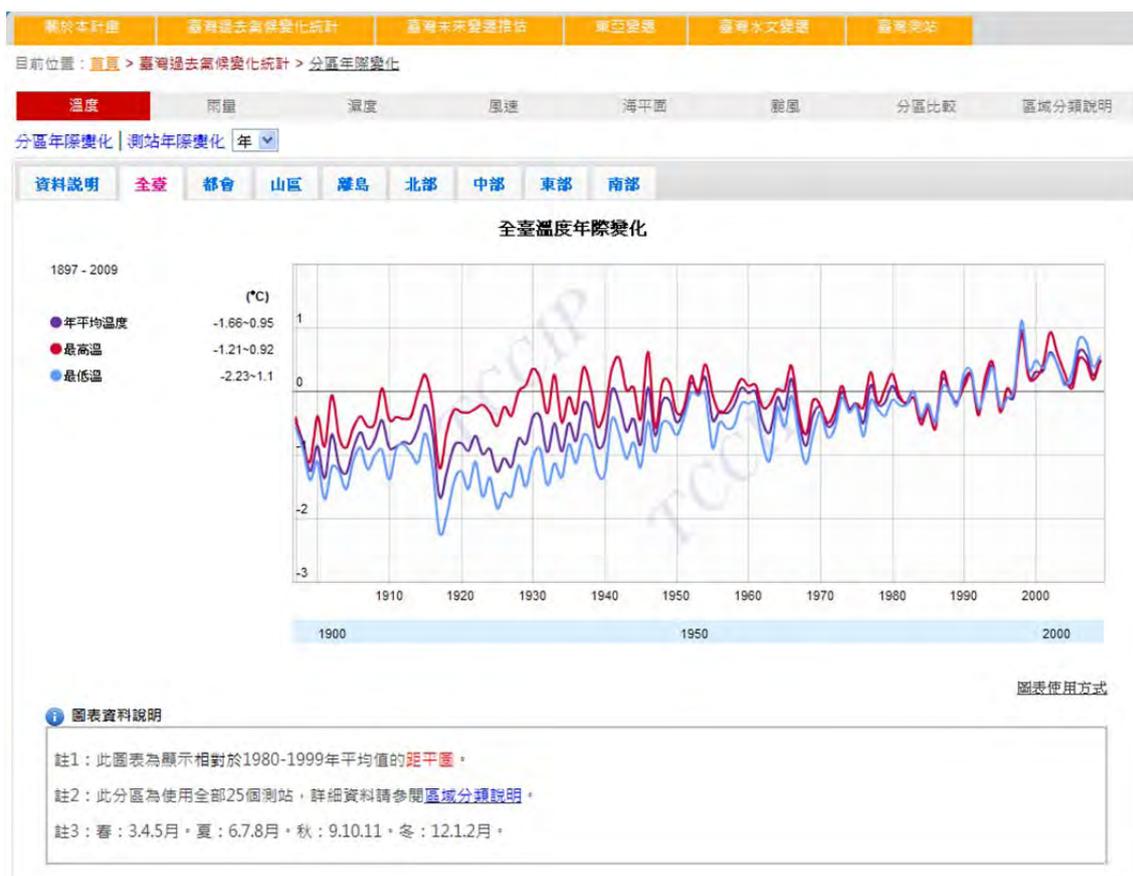


圖 8.2 臺灣過去氣候變化統計頁面

二、臺灣未來變遷推估

此分區主要是呈現未來 2020-2099 溫度及雨量使用 24 種 GCM 模式模擬於東亞地區的變化率/量。此區分成兩種顯示方式空間分布及時序變化，分述如下：

- (一) 空間分布：提供 A1B、B1、A2 三種情境，呈現年平均、四季、1~12 月的時間尺度、2020-2039、2040-2069、2070-2099、2080-2099 四種模擬的區段及模式平均、Ensemble10%~90、24 種模式分別的結果，使用 google map 套疊的方式，可讓使用者縮放想觀看的區域，並調整透明度（圖 8.3）。
- (二) 時序變化：是以圖表的方式呈現整體變化量、模式改變量及模式輸出值的時序變化，同樣是分析溫度及雨量，並呈現分區（全臺及四大分區）的模擬結果其中模式輸出值並疊加上過去的觀測值。可讓使用者了解過去的變化及未來的推估（圖 8.4），圖表皆為動態圖表，使用者可自行挑選想看的模式推估值，或顯示所有模式。



圖 8.3 臺灣未來變遷推估空間分布頁面

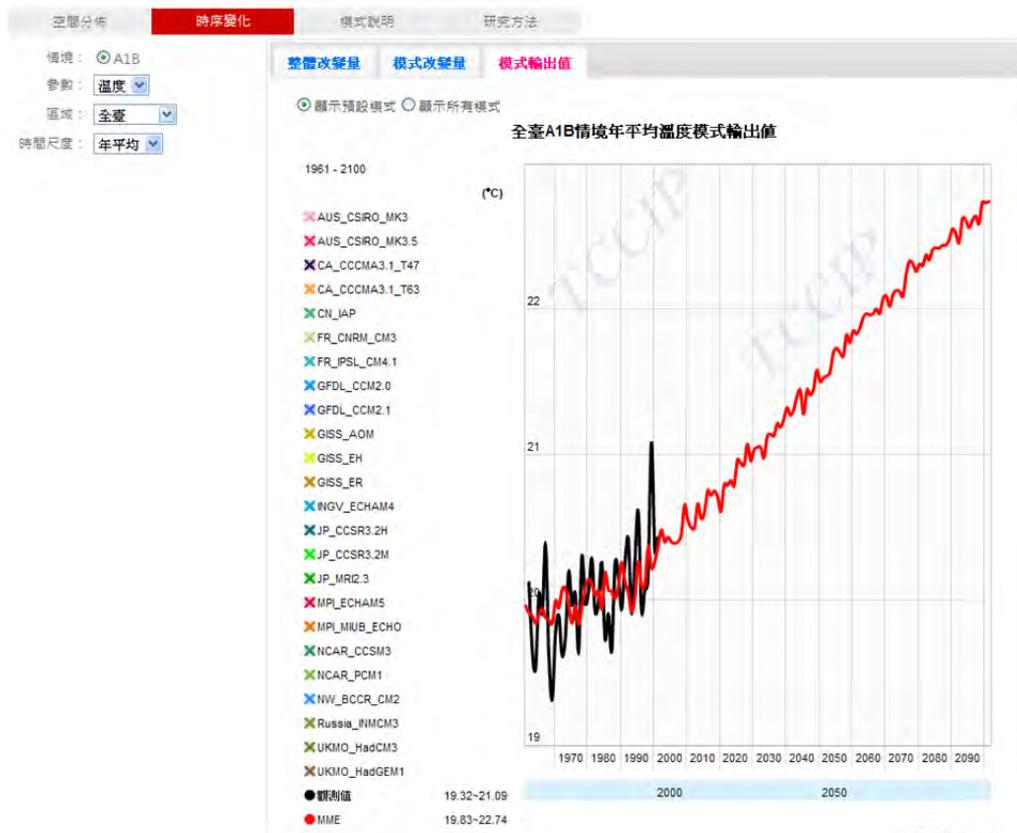


圖 8.4 臺灣未來變遷推估時序變化頁面

三、東亞變遷

此區呈現的是東亞地區的變遷，分為溫度、雨量、季風及西北太平洋颱風，其中溫度及雨量皆是使用圖片的方式顯示東亞地區的年、春夏秋冬的趨勢空間分布。季風則是使用動態圖表的方式顯示冬季季風及夏季季風指數的年際變化，另外冬季季風跟夏季季風指數再使用其定義的變數來區分。西北太平洋颱風分別分析了西北太平洋全部熱帶氣旋 (TC) 的個數/強度變化、生成位置趨勢及路徑趨勢，個數/強度變化使用了動態圖表的方式呈現 (圖 8.5)，生成位置及路徑趨勢以圖片方式呈現。

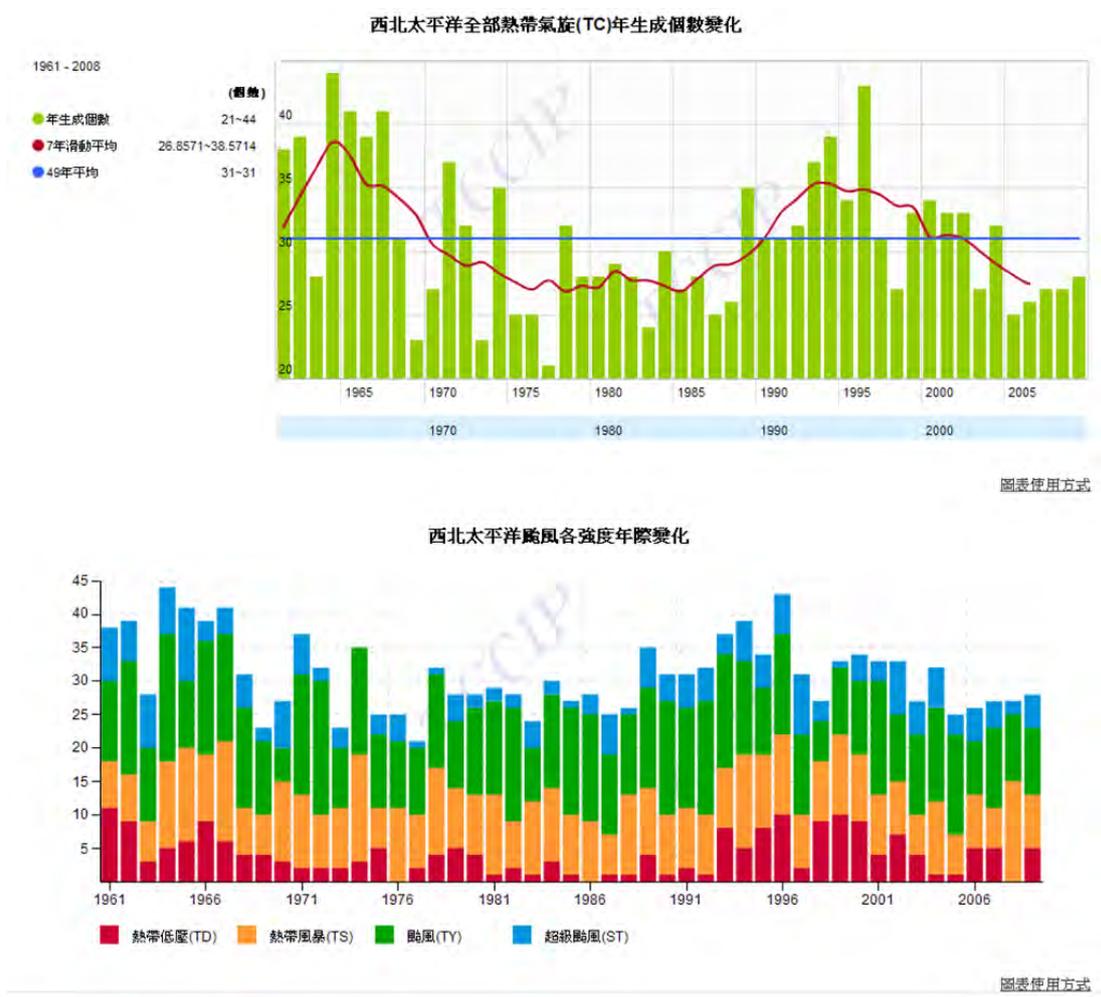


圖 8.5 東亞變遷西北太平洋颱風頁面

四、臺灣水文變遷

此區為分析流域過去及未來的雨量及流量的變化，因此分成兩個區塊，過去變化分析及

未來推估，分析的流域為淡水河及曾文溪，其中淡水河又分成五條溪/河。過去變化分析為了解各流域個月份降雨的特性及流量的變化情形，以圖表呈現各月份的雨量/流量變化。未來推估則是使用了降尺度後 (25km x 25km) 的氣候變遷情境網格資料，評估流域在氣候變遷 A1B 情境下近未來 (2020~2039 年) 河川流量的衝擊，同樣是呈現了雨量及流量的未來變化，此處是使用月變化率及風枯水期變化率來呈現分析結果 (圖 8.6)。



圖 8.6 臺灣水文變遷未來推估頁面

資訊平台除了以上四大分區外，尚有臺灣測站：介紹臺灣百年測站的發展及測站變遷 (以百年測站台北站為例)，由於過去氣候變遷的分析有賴於長期的測站資料，因此知道測站的變遷也是相當重要的。

在資訊提供方面，有關於本計畫，提供計畫緣起及人員與組織的頁面供使用者了解本計畫及本網站資料使用說明，說明資料來源及資料使用注意事項。另外連結區提供了最新消息、研討會資訊、氣候變遷相關新聞、相關連結、團隊發表文章及本計畫舉辦之國際研討會資訊。

資訊平台除了公開資訊之外，也以帳號密碼的方式提供計劃成員進行進階的資料查看及下載，登入後可看到研究用圖集，內容提供了東亞空間分布、東亞年際變化、動力降尺度及資料下載，其中東亞空間分布為 24 個 GSM 模式資料所繪製的圖，包含了過去及未來，並有

多種參數及氣候值、趨勢及變異量的圖形；東亞年際變化則為冬季及夏季季風指數使用 24 個 GCM 模式推估的結果；動力降尺度則為簡介計畫的另外一個重要工作項目，動力降尺度的成果預計第三年度才有具體成果，因此此處僅為文字簡介動力降尺度的工作；資料下載則是讓使用者可下載近未來 (2020-2039 年) A1B 情境的 24 個模式系集平均改變率，以 1~12 月為區分，可使用點選地圖的方式下載需要的網格資料 (圖 8.7)。



圖 8.7 研究用途及資料下載頁面

五、資料服務

載資料服務的部分，為使計畫產出能夠有效率且精準的應用於各專業領域，本計畫於例行的計畫主持人會議中，討論了資料提供的幾個大原則，

資料使用方式：

- (1) 計畫產出的所有資料，計畫成員可自行運用於計畫分析；
- (2) 國外資料 (如 MRI、CRU、AR4、APHRODITE) 不便由計畫資訊平台提供。
- (3) 公部門所提供 TCCIP 計畫之資料，需與原單位協調是否可提供。
- (4) 計畫增值、產製的資料，可提供至各領域使用。

目前已釋出之計畫產出資料為 24 個模式、3 情境之統計降尺度推估月降雨、月溫度改變量。動力降尺度產出將於近期提供服務，再者，對社會人文領域而言極具應用潛力的台灣降

雨指數 (Taiwan Rainfall Index；簡稱 TRI) 是透過均一化過程所加值建置的，該部分產出也預計於明年提供第一版結果至應用端使用。

六、TCCIP產出資料

圖 8.8 為本計畫產出資料及其關聯圖。如圖所示，本計畫該階段預計產出資料分觀測資料與降尺度資料二大部份，觀測資料部分由 Team1 負責處理，建立測站數位化、均一化最後是網格化的過程，並且提供台灣地區台灣降雨指數以及網格化過後之高解析溫度及降雨資料。

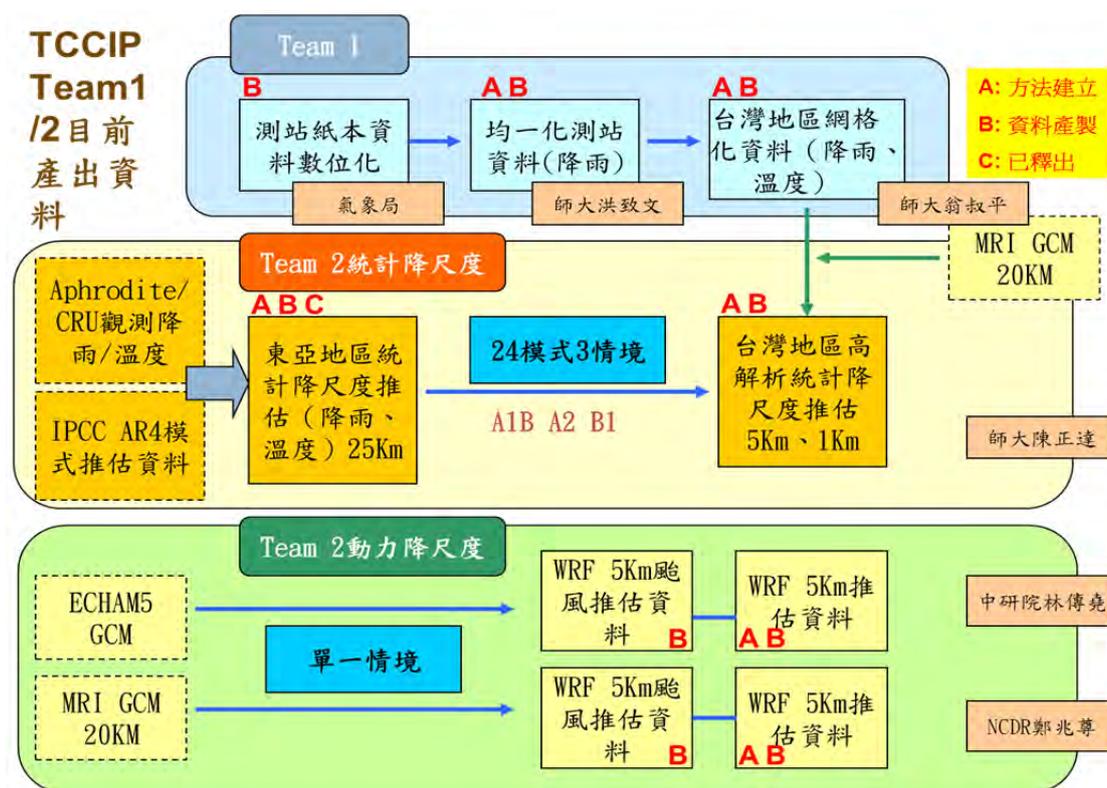


圖 8.8 TCCIP 計畫產出資料及其關聯圖

在推估資料部分，本研究團隊將提供統計降尺度與動力降尺度二種推估資料。目前已釋出者，為 24 個模式 3 種情境之統計降尺度氣溫和降雨推估資料，空間解析度約 25 公里。至於利用 Team1 所處理之台灣地區高空間解析降雨、氣溫資料之推估部分，待驗證工作完成後，預計將可於明年提供。另一方面，動力降尺度的資料為台灣地區之高空間解析推估資料。分別來自於兩個 GCM 模式之結果，其一為 ECHAN5 GCM，另一則為 MRI-JMA 高解析氣候模式推估資料。相關推估資料，部分動力降尺度推估資料，亦可於明年提供應用端使用。該計畫產出之資料清單，可參照附錄四第二章。

8.4 國際研討會與成果發表

8.4.1 國際研討會籌備

氣候變遷的研究需要與國際保持密切的合作關係與管道，透過國際學術研討會的舉辦，可就特定主題有效地切磋與交流。本年度計畫執行過程中，擬定籌辦國際研討會以增進國際間學術交流，籌備國際研討會過程中以計畫辦公室與水利署共同成立國際研討籌備委員會作為推動研討會的對外窗口以及相關執行細節的籌畫單位。

一、成立籌備委員會：

國際研討會籌備委員由中研院環境變遷研究中心與臺大大氣科學系合聘教授許晃雄研究員召集，經濟部水利署阮香蘭科長、臺灣師範大學地球科學系陳正達教授、交通大學土木工程系葉克家教授、交通部中央氣象局盧孟明研究員、國家災害防救科技中心林李耀副執行秘書共同組成，負責國際研討會的籌備與規劃工作；會議相關籌備庶務則由 TCCIP 計畫辦公室與水利署因應氣候變遷水環境衝擊調適計畫總計畫辦公室分工執行，工作小組工作時程規劃如圖 8.9。



圖 8.9 國際研討會工作時程圖

二、國際研討會會議名稱

國際研討會正式名稱為 2011 International Conference on Climate Change，由於第三天為 TCCIP 計畫及水利署因應氣候變遷水環境衝擊調適計畫成果發表會，經籌備委員會議決議，

國內相關宣傳文宣將「2011 氣候變遷國際研討會」、「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫成果發表會」、「因應氣候變遷水環境衝擊調適計畫成果發表會」三個會議並列。

三、國際研討會時間、地點

國際研討會訂於 2011 年 12 月 6 日至 12 月 8 日舉行，地點於公務人力發展中心福華文教會館。

四、研討會主題及議程架構

國際研討會主題有四：

- ⊙ 氣候變遷與極端氣候 (Climate Change and Extremes)
- ⊙ 氣候變遷推估 (Projection and Downscaling)
- ⊙ 水環境衝擊評估 (Impact and Assessment on Water)
- ⊙ 調適策略 (Adaptation and Strategy)。

議程初步擬定上午為共同場次，下午為平行兩場次，每位講者之演講時間為 30 分鐘，會議議程架構如表 8.1，講題陸續確認中。

表 8.1 2011 氣候變遷國際研討會議程架構

	12/6		12/7		12/8	
上午	前瞻廳		前瞻廳		103 室	貴賓廳
	開幕式 + 特邀演講		專題演講		TCCIP 成果 發表	水利 署
下午	前瞻廳	103 階梯教室	前瞻廳	103 階梯教室		
	主題演講： 水環境衝擊評估 (Impact and Assessment on Water)	主題演講： 氣候變遷與極端氣候 (Climate Change and Extremes)	主題演講： 調適策略 (Adaptation and Strategy)	主題演講： 氣候變遷推估 (Projection and Downscaling)		

五、國外學者邀請

本次研討會規畫邀請 22 國外學者分別就上述四個主題進行論文發表及討論，詳細受邀國際學者名單如表 8.2。

表 8.2 2011 氣候變遷國際研討會受邀國外學者名單

受邀學者	單位及職銜
Dr. Noel S. Keenslyside	IFM-GEOMAR Geophysical Institute, University of Bergen
周天軍研究員	中國科學院 LASG 副主任
Hyun-Suk Kang	CORDEX –East Asia
Dr. Francis Zwiers	IPCC WG1 vice chair
Dr. Pardeep Pall	ETH Zürich
Jason P. Evans	Climate Change Research Center, UNSW
Taroh Matsuno	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology
Masato Sugi	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology
Masuo Nakano	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology
Sunmin Kim	Department of Civil and Earth Resources Engineering, Kyoto Univ.
Eiichi Nakakita	Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University
林炳章	中國南京信息大學
Jeff Harris	Chief, Hydrology and Hydraulics Division, HEC
Christopher Dunn	Direcor, HEC
Koutarou Takemura	日本河川整備中心
DEG-HYO BAE	Department of Civil and Environmental Engineering, Sejong Universit
宋連春	中國國家氣候中心
Yong Lai	Sedimentation and River Hydraulics Group, US Bureau of Reclamation
Blair P. Greimann	Sedimentation and River Hydraulics Group, US Bureau of Reclamation
Christopher Dunn	HEC

國際研討會宣傳海報如圖 8.10，相關籌備進展請參閱附錄八。

8.4.2 成果發表會

一、計畫內部成果討論

本年度計畫於 2011 年 6 月 10 日舉行全日的計畫內部成果討論會，會中針對本計畫團隊各 Team 的研究進展及工作規劃進行整合討論。

二、成果發表會

繼11月9日的記者會發佈科學報告之後，國際研討會第三天（12月8日）將對呈現TCCIP計畫的年度成果，並正式發佈資訊平台。相關的訊息宣傳將隨國際研討會的宣傳一併進行。



2011 氣候變遷
2011 International Conference on Climate Change 國際研討會

暨 臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫成果發表會
因應氣候變遷水環境衝擊調適計畫成果發表會

研討會主題
Topics

- 氣候變遷與極端氣候
Climate Change and Extremes
- 氣候變遷推估
Projection and Downscaling
- 水環境衝擊評估
Impact Assessment on Water Environment
- 調適策略
Adaptation Strategy

2011.12.06-08

活動地點 **福華國際文教會館** (前廳廳與103階梯教室) 新生南路三段30號
Howard Civil Service International House
No. 30, Xinsheng South Road Sec.3, Taipei, Taiwan R.O.C.

主辦單位 行政院國家科學委員會 National Science Council, Executive Yuan
經濟部水利署 Water Resources Agency, Ministry of Economic Affairs

共同主辦 中央研究院環境變遷研究中心 Research Center for Environmental Changes, Academia Sinica
交通部中央氣象局 Central Weather Bureau, Ministry of Transportation and Communications
國立臺灣大學大氣科學系 Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University
國立臺灣師範大學地球科學系 Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University
國立交通大學土木工程學系 Department of Civil Engineering, National Chiao-Tung University

執行單位 國家災害防救科技中心 National Science and Technology Center for Disaster Reduction
環興科技股份有限公司 Sinotech Engineering Services, Ltd.

報名網址 國家災害防救科技中心 <http://www.ncdr.nat.gov.tw/ICCC2011>
經濟部水利署氣候變遷水環境知識庫 <http://qihou.sinotech-eng.com>
The Climate Change Knowledge Base on Water Environment

聯絡人：李昱博 先生 Tel: 02-27691366#10418 E-mail: etdabo@mail.sinotech-eng.com

圖 8.10 2011 氣候變遷國際研討會海報

8.5 國際學術交流

透過國外移地研究及參與國際研討會，將研發基礎與能量與國際接軌有助於國內相關研究之進展。本年度計畫人員國外差旅情況（含已成行與規劃中）如下：

- ⊙ 3/8-3/12 赴日本築波參加 Kakushin Workshop
- ⊙ 3/19-3/26 赴義大利 Trieste 參加 international conference on CORDEX
- ⊙ 4/13-4/19 赴中國大陸北京大學移地研究
- ⊙ 6/5-6/24 赴美國 NCAR 移地研究
- ⊙ 10/23-29 赴美國丹佛參加 WCRP Open Science Conference
- ⊙ 11/27-12/4 赴南非德本參加 COP 17

相關出國報告將另行上傳，以下謹就參與的兩場國際研討會略做說明：

一、日本革新計畫國際研討會

本計畫執行以來與日本一直維持學術研究與技術開發的交流，繼參與上年度第三屆國際研討會後，本年度亦組團參與其第四屆國際研討會；會後更與革新計畫研究團隊進行閉門會議 (KAKUSHIN-TCCIP Meeting)。在此次研討會中，有不少的報告都是以使用新舊版本的 MRI 20 公里高解析度全球模式所作的氣候推估做為研究工具，這讓我們對於此筆資料的特性有更深一步的認知。除了氣候變遷的科學研究之外，此次研討會得到許多水文模擬時對於尺度問題應注意到問題點之建言，有利於本計畫洪災衝擊研究。

二、義大利CORDEX國際研討會

CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment) 是一個新的國際計畫，以評估和改善區域氣候動力降尺度與統計降尺度技術、產生新一代的區域氣候降尺度模組、加強氣候變遷研究中氣候模擬與衝擊領域的溝通以及社區參與等為目標。不同區域模式的動力降尺度結果之間存在著一定的差異，在過去，各研究單位各自使用單一區域模式，並無法評估區域氣候推估的不確定性。透過跨國以及跨研究單位之間的合作，將可對區域氣候推估的不確定性做些深入的研究。世界各地的區域氣候模擬研究團隊大多已加入 CORDEX 的實驗計畫，預期將對 IPCC 第五次評估報告在全球的區域氣候降尺度模擬有重大貢獻。

CORDEX 接續 ENSEMBLES 的經驗，將目標地區擴展到其他幾個地方，涵蓋了世界上主要的陸地來進行多模式的動力降尺度，第一期工作以非洲為其主要研究範圍；與臺灣相關的是 CORDEX-East Asia 這個分組。CORDEX-East Asia 的主要參與國家有韓國、日本及中國，CORDEX-Asia 的成果將會上傳到韓國的 APCC 氣候中心。由於 TCCIP 計畫沒有直接參與 CORDEX-Asia 的工作，未來若有需要另覓途徑以取得 CORDEX-Asia 資料。