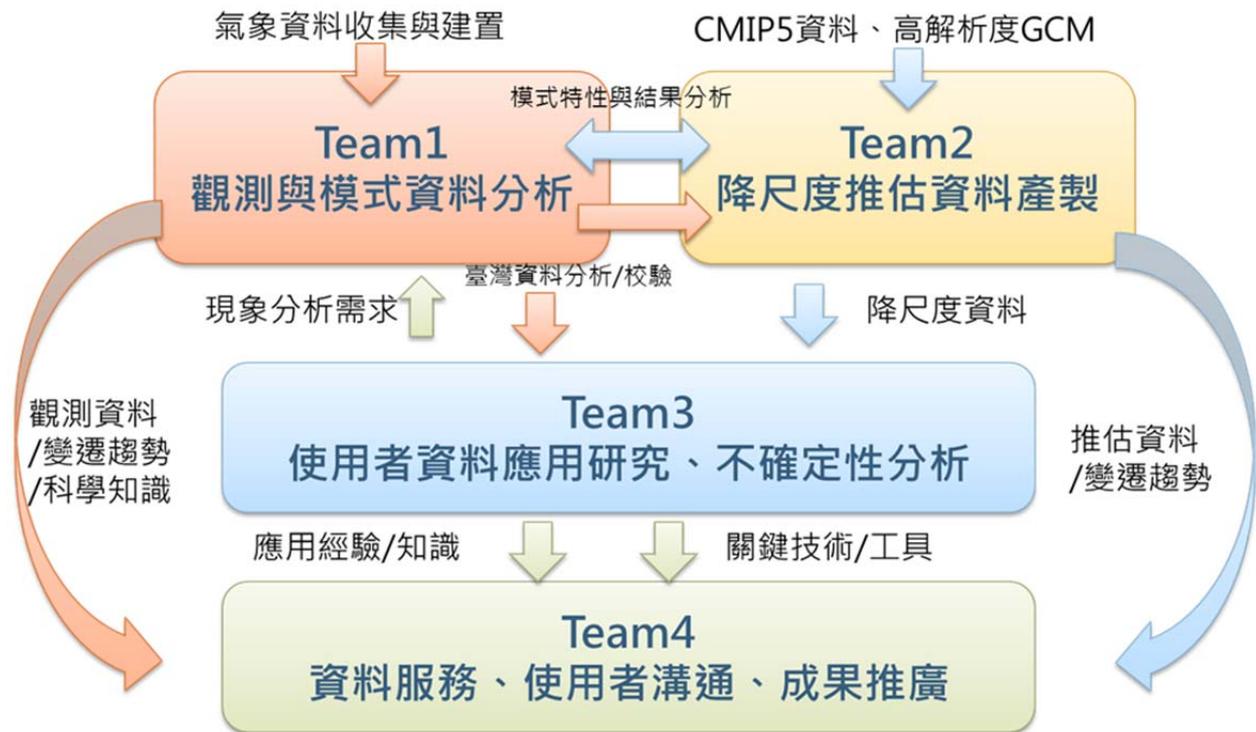


第二期計畫成果發表會論文集



**主辦單位 **
 國家災害防救科技中心

**共同主辦 **

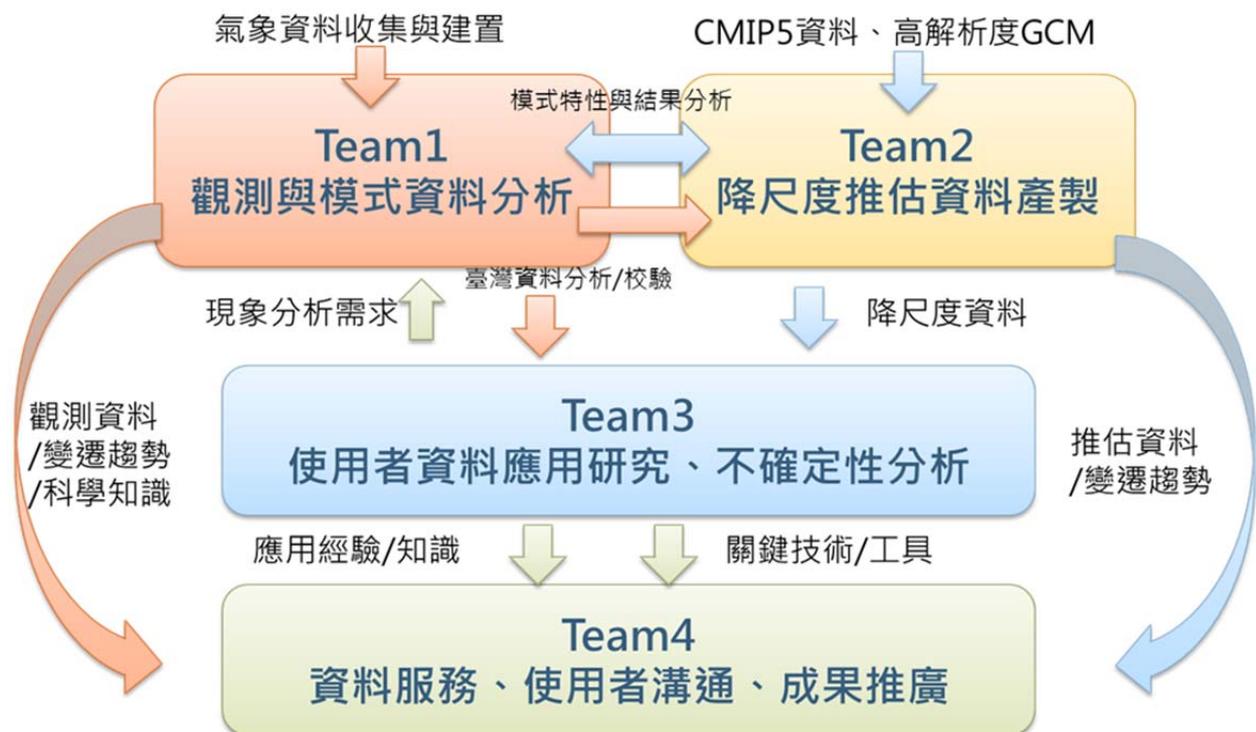
- 交通部中央氣象局
- 農委會農業試驗所
- 衛福部疾病管制署
- 中研院環境變遷研究中心
- 臺灣師範大學地球科學系
- 臺灣大學生物環境系統工程學系
- 交通大學土木工程學系
- 臺灣師範大學地理學系
- 中國文化大學大氣科學系
- 臺北市立大學地球環境暨生物資源學系
- 長榮大學職業安全與衛生學系
- 國研院高速網路與計算中心

**補助及指導 **

科技部自然科學及永續研究發展司



第二期計畫成果發表會論文集



編印 \

國家災害防救科技中心

作者 \

臺灣氣候變遷推估與資訊平台計畫團隊

補助 \

科技部自然科學及永續研究發展司

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

目 錄

臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫	頁碼
臺灣氣候變遷推估與資訊平台：第二期計畫 (TCCIP-II)	1
主題 1：臺灣氣候變遷資料建置	
臺灣氣候資料回溯與資料整集	11
臺灣地區日降水網格化資料庫 (1960-2015) 之建置	19
極端天氣與氣候指標的區域統計降尺度：從日資料到極端事件	31
TCCIP-II 動力降尺度進展：從單一到多組區域氣候推估	43
主題 2：臺灣氣候的過去、現在與未來	
1951-2015 年全球海表面溫度變化對臺灣氣候的影響	53
利用 ECHAM5/MPIOM-WRF 動力降尺度結果探討全球暖化對臺灣之影響	63
全球暖化與臺灣/中國南部颱風活動之變化：高解析度模式推估	71
東亞鋒面活躍度的變遷	81
臺灣冬季寒潮長期變遷：過去及模式未來推估	91
臺灣冬季降雨的歷史數據分析與未來模擬推估	103
1980~2015 年臺灣乾季降水分析與鋒面系統時空變化	123
臺灣夏季午後對流降雨的未來變遷推估	133
氣候變遷下的臺灣梅雨季推估	143
主題 3：氣候資料應用技術研發	
AR5 未來情境日氣象資料與時雨量之衍生	153
環境與氣象因子於臺灣登革熱疫情之分布相關性探討暨潛勢預測	159
氣候變遷對臺灣埃及斑蚊分布的影響	167
氣候變遷資料應用於農糧領域的技術發展與研究-以水稻為例	173
利用類神經網路評估臺灣氣候變遷下颱風水稻農損事件	185
CMIP5 之模式挑選應用水資源領域	193
氣候變遷衝擊下高屏溪河道沖淤變化評估	199
主題 4：氣候資料服務	
TCCIP 氣候資料服務	205

臺灣氣候變遷推估與資訊平台：第二期計畫 (TCCIP-II) Taiwan Climate Change Projection and Information Platform: Phase 2 (TCCIP-II)

林李耀¹、許晃雄²、陳正達³、葉克家⁴、鄭克聲⁵、
陳永明¹、李惠玲¹、黃熾薰¹、陳建寰¹

¹國家災害防救科技中心、²中央研究院環境變遷研究中心、³臺灣師範大學地球科學系、
⁴交通大學土木工程學系、⁵臺灣大學生物環境系統工程學系

摘要

臺灣屬於高災害風險地區，氣候變遷的衝擊影響受到政府與民眾極大的關注。面對氣候變遷的各項挑戰，科技部長期補助許多氣候變遷推估與衝擊研究計畫，「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置」(TCCIP)計畫是其中極重要的一個。TCCIP計畫的目標設定在建立臺灣長期氣候資料、進行氣候變遷的物理機制分析研究、區域氣候變遷推估資料產製、測試推估資料於衝擊評估、資訊平台建置等，以期能協助我們了解氣候變遷對臺灣產生的衝擊，並協助政府規劃與採取適切的調適作為。TCCIP第一期計畫是透過三個工作分組來產製符合臺灣所需的氣候觀測與推估資料，並測試資料應用的方法。在TCCIP第二期計畫中，除了加強區域氣候推估資料產製，擴展資料應用領域之外，也加入第四工作小組 (Team4)，加強知識與資料推廣以及與資料使用者的溝通，以構成第二期計畫完整的氣候變遷機制研究、資料產製、後端應用以及服務溝通四大面向。

關鍵詞：氣候推估、資料應用技術、氣候資料服務

Abstract

Taiwan is an area with high disaster risk, so the impact of climate change has been a critical issue to concern by people and governments. Facing the challenges of climate change, the Ministry of Science and Technology (MOST) sponsored a series of projects for years to promote climate change researches. Among these projects, "Taiwan Climate Change Projection and Information Platform Project (TCCIP)" is an important one and is expected to deliver long term local climate data, analyze climate changes and associated mechanism, produce regional climate projection datasets, test projection data on impact assessment, and build an information platform. We hope all the efforts of TCCIP project not only can help us understand the climate change impact of Taiwan but also can assist governments to plot and take appropriate adaptation strategies.

The aforementioned works were done by three working teams in the 1st phase of TCCIP project. In addition to increasing and improving regional climate projection datasets and extending

data application to other research fields, the 4th working team, data service team, was added to the 2nd phase of TCCIP project (TCCIP2). The data service team is in charge of promoting climate change data and knowledge, and communicating with data users. Therefore, the whole works of TCCIP-2 can be summarized as 4 scopes, climate change mechanism analysis, climate data production, projection data application, and climate change data service.

Keywords: Climate Projection, Data Application, Climate Data Service

一、建構完整的氣候資料服務架構

臺灣屬於高災害風險地區，氣候變遷的衝擊影響受到政府與民眾強烈關注，氣候變遷與國土安全問題已成為臺灣不容忽視的課題。科技部長期推動本地氣候變遷推估與衝擊研究，累積相當程度的氣候變遷研究能量；然而，政府面對氣候變遷的各項調適作為的推動過程中，科學數據與評估方法是政策擬定非常重要的參考依據；民眾亦需要氣候資訊的整合平台，提供氣候的資料、資訊、知識等以獲得正確、有效的氣候變遷資訊。民國 98 年起，科技部陸續推動包括本計畫（「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置」計畫，以下簡稱 TCCIP）在內的三個氣候變遷優勢領域計畫，進一步建立氣候變遷衝擊評估與強化調適能力，以面對處於氣候變遷高風險的臺灣所面臨的各項挑戰。

TCCIP 計畫團隊在科技部的補助及指導下，整合部會與學研單位的能量，投入氣候變遷科學研究、精進氣候推估與後續應用技術發展能力、強化資料產製與應用端的雙向整合溝通的各項工作（圖 1）；由 4 個工作小組分工合作，期許能透過氣候變遷科學研究、資料產製、後端應用以及服務溝通等四大面向（圖 2），打造臺灣專屬的氣候變遷服務平台，協助政府及民眾積極面對氣候變遷產生的衝擊，並採取適切的調適作為。

二、較第一期計畫更為突出的七大亮點成果

TCCIP 第二期計畫 (TCCIP-II) 成果眾多，以具實質應用與服務成效、跨工作分組整合、應用端需求驅動的研發成果等篩選標準，條列七大亮點成果：

2.1 更完善的氣候變遷研究資料庫

TCCIP 第一期計畫在中央氣象局、水利署及各地農田水利會協助下，蒐集全臺 1,497 個測站的雨量歷史紀錄，經過嚴謹的資料篩選程序整理出 1,187 個測站的歷史紀錄，建立臺灣高時空解析度的雨量資料庫；並利用該資料產製臺灣地區 5 公里空間解析度之月降雨網格資料。

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

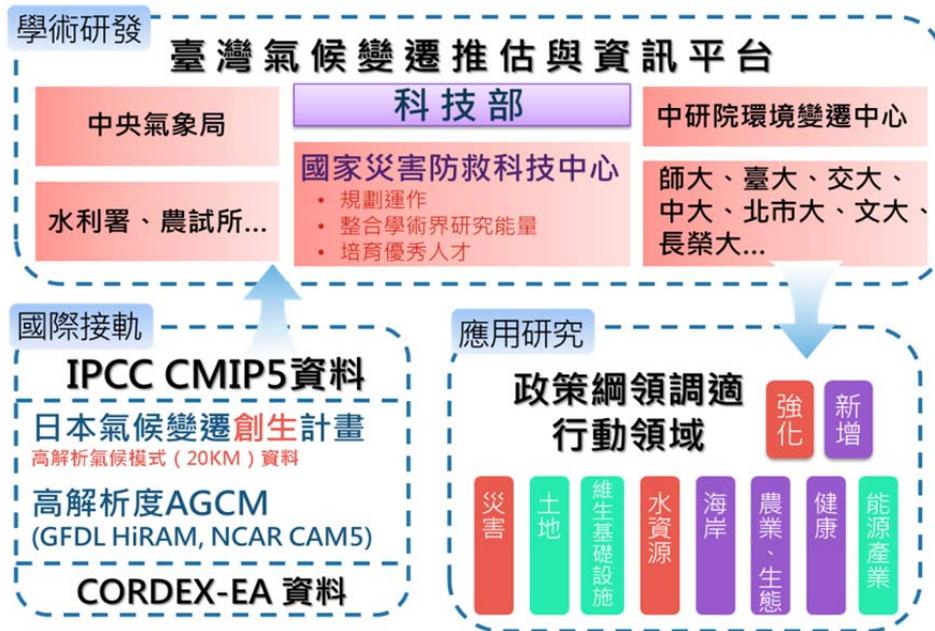


圖 1. TCCIP 第二期計畫參與單位及對內對外關係架構圖

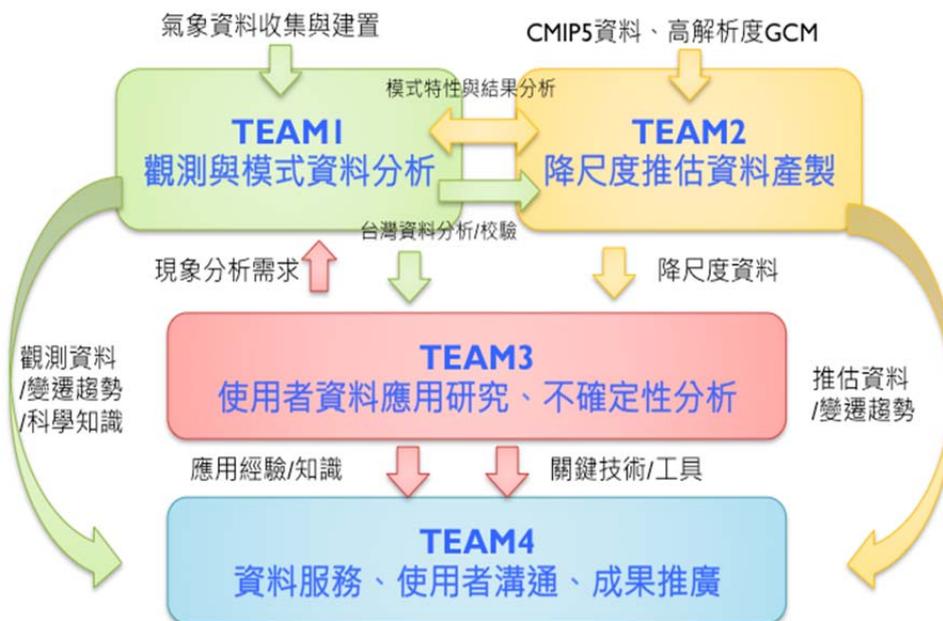


圖 2. TCCIP 第二期計畫推動架構_四個工作小組分工架構圖

第二期計畫執行期間，與中央氣象局合作，將日據時期的早期紙本氣象觀測資料數位化及潮位測站觀測資料均一化工作。完成日資料 23 項變數及部份測站逐時雨量資料，計 720 餘萬筆氣象資料的數位化，以及基隆、高雄、淡水、花蓮、澎湖、塭港、蘇澳、新竹、東石、成功等 10 個潮位測站長期潮位觀測資料均一化工作。此外，計畫團隊利用新的網格化方法讓網格觀測資料更為接近實際空間分佈情形，並因應外界對日資料的需求，完成溫度與雨量的

日資料網格化資料產製、分析與檢校。經過嚴謹的資料檢核及網格化程序建立的臺灣長期而穩定的高時空解析度氣象資料，可利用於氣候變遷的現象分析與風險評估。而潮位資料均一化結果後，較能進行海平面長期變化的資料分析。

2.2 更多元的統計降尺度應用

TCCIP 第一期計畫應用 IPCC AR4 分析全球氣候變遷所使用的 24 組全球氣候模式推估資料進行月均溫與月降雨資料的統計降尺度，產製符合臺灣地區需求的高解析度區域氣候推估資料 (空間解析度：5 公里)，亦讓國內研究資料能與國際接軌。第二期計畫進行 CMIP5 高達 42 組氣候模式推估資料的統計降尺度；除了模式數量的增加，也比第一期計畫產製更多變數的統計降尺度資料，除了原有的月平均溫度與月降雨資料，新增了月平均最高溫與月平均最低溫、日溫度與日降雨的統計降尺度資料產製。此外，第二期計畫中亦發展了一些新的方法與產品，包括多組極端溫度與極端降雨的氣候指標及其應用分析。

團隊成員將完成的統計尺度資料應用於農業領域 (水稻產量評估) 及公衛領域 (登革熱分布) 議題的分析，並依據資料應用需求進行資料應用技術的研發，讓統計降尺度資料的應用層面能更寬廣、更合理。此外，為了讓第一期計畫各領域的使用者順利銜接與比對，並進行 CMIP3 (IPCC AR4) 及 CMIP5 (ICC AR5) 兩組統計降尺度資料的分析比較 (圖 3、表 1)，提供使用者參考。

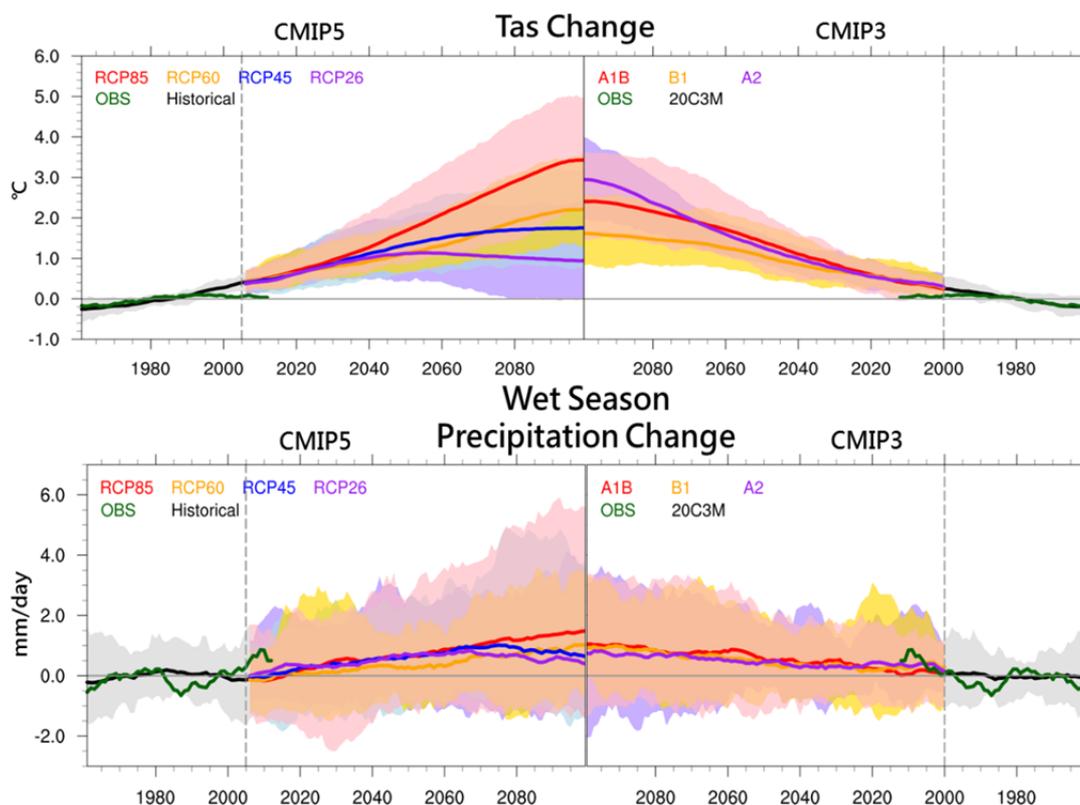


圖 3. CMIP5 與 CMIP3 推估臺灣年平均氣溫 (上) 及濕季降雨 (下) 時序變化比較

表 1. CMIP5 與 CMIP3 推估臺灣年平均氣溫 (左) 及降雨量 (右) 變化率

情境	季節	近地表氣溫平均變化(°C)						
		最小	10	25	50	75	90	最大
RPC 2.6	春(MAM)	-0.1	0.3	0.6	0.8	1.3	1.7	2.2
	夏(JJA)	0.0	0.3	0.5	0.8	1.1	1.5	2.4
	秋(SON)	-0.1	0.2	0.5	0.8	0.9	1.3	1.9
	冬(DJF)	-0.5	0.2	0.4	0.7	1.2	1.8	2.4
RPC 4.5	春(MAM)	0.7	0.9	1.3	1.6	2.1	2.5	3.3
	夏(JJA)	0.6	0.9	1.2	1.5	1.9	2.1	3.3
	秋(SON)	0.7	0.9	1.2	1.4	1.9	2.1	3.0
	冬(DJF)	0.5	1.0	1.2	1.5	2.0	2.3	3.0
RPC 6	春(MAM)	0.9	1.5	1.6	1.8	2.4	2.8	3.0
	夏(JJA)	1.2	1.5	1.6	1.8	2.3	2.5	3.6
	秋(SON)	1.3	1.5	1.6	2.1	2.4	2.5	3.3
	冬(DJF)	0.9	1.4	1.5	1.8	2.3	2.7	3.4
RPC 8.5	春(MAM)	1.9	2.2	2.6	3.0	3.6	4.1	4.7
	夏(JJA)	1.8	2.3	2.7	3.2	3.5	4.0	5.0
	秋(SON)	2.1	2.3	2.8	3.1	3.6	4.1	4.8
	冬(DJF)	1.5	2.2	2.7	3.0	3.4	4.1	4.7
B1	春(MAM)	0.8	1.0	1.2	1.5	1.8	1.9	2.4
	夏(JJA)	0.5	1.1	1.3	1.5	1.7	2.1	2.6
	秋(SON)	0.6	1.0	1.2	1.3	1.8	1.9	2.4
	冬(DJF)	0.5	0.7	1.1	1.5	1.8	1.9	2.2
A1B	春(MAM)	1.5	1.6	1.8	2.1	2.5	2.8	3.4
	夏(JJA)	1.1	1.6	1.9	2.2	2.6	3.0	3.7
	秋(SON)	1.2	1.4	1.9	2.2	2.6	2.8	3.5
	冬(DJF)	0.9	1.5	1.8	2.3	2.7	3.2	3.5
A2	春(MAM)	1.9	2.0	2.3	2.5	2.9	3.4	3.6
	夏(JJA)	1.6	2.2	2.4	2.8	3.0	3.5	3.6
	秋(SON)	1.7	1.9	2.5	2.7	3.0	3.2	3.3
	冬(DJF)	1.6	1.8	2.2	2.6	2.9	3.7	3.8
RPC 2.6	春(MAM)	-24.4	-16.4	-13.1	-7.6	8.0	17.5	37.2
	夏(JJA)	-24.6	-16.0	-7.0	6.8	15.7	30.0	68.0
	秋(SON)	-23.9	-17.3	-6.2	4.0	13.6	29.4	38.3
	冬(DJF)	-34.8	-25.2	-13.9	-4.5	12.0	36.7	78.2
RPC 4.5	春(MAM)	-31.6	-17.9	-10.6	-4.3	9.5	22.9	45.3
	夏(JJA)	-28.0	-11.5	-2.0	5.8	17.3	25.3	89.5
	秋(SON)	-22.4	-15.9	-6.5	4.4	16.6	30.5	41.4
	冬(DJF)	-57.0	-31.5	-17.9	-9.4	6.1	20.2	80.1
RPC 6	春(MAM)	-44.7	-30.6	-19.9	-10.5	4.9	14.3	32.3
	夏(JJA)	-7.0	-1.0	3.9	8.3	17.9	26.8	67.1
	秋(SON)	-17.6	-14.0	-2.3	11.3	26.2	38.2	50.7
	冬(DJF)	-69.2	-39.6	-21.0	-5.9	4.3	13.1	39.7
RPC 8.5	春(MAM)	-43.6	-28.5	-23.2	-15.2	-1.3	14.0	53.4
	夏(JJA)	-32.2	-8.8	1.9	16.5	27.5	42.2	107.5
	秋(SON)	-32.6	-23.6	-10.7	3.8	22.6	43.9	70.6
	冬(DJF)	-68.9	-46.9	-30.9	-16.6	-2.1	16.8	33.1
B1	春(MAM)	-27.6	-11.0	-7.6	-2.9	5.0	7.9	16.6
	夏(JJA)	-3.7	1.4	3.6	11.9	16.5	21.8	25.9
	秋(SON)	-25.8	-14.0	-8.8	2.5	13.3	30.5	49.9
	冬(DJF)	-40.6	-26.8	-17.4	-9.0	11.9	25.3	48.8
A1B	春(MAM)	-30.8	-28.4	-22.0	-5.6	7.0	21.5	33.0
	夏(JJA)	-13.2	-8.0	-3.8	17.0	24.2	33.8	45.1
	秋(SON)	-26.3	-20.0	-12.6	-2.0	20.5	36.0	61.4
	冬(DJF)	-44.3	-34.0	-26.6	-16.5	-0.7	10.0	46.4
A2	春(MAM)	-28.8	-24.9	-19.0	-13.5	-6.2	7.9	19.0
	夏(JJA)	-26.3	-4.8	2.2	8.6	20.5	27.0	33.0
	秋(SON)	-39.9	-30.0	-20.3	-5.0	16.4	33.7	37.2
	冬(DJF)	-54.3	-42.8	-34.2	-23.5	-6.8	30.4	72.8

2.3 更前瞻的動力降尺度模擬與應用

相較於 TCCIP 第一期計畫僅有單一模式 (MRI)、單一情境 (A1B) 推估的產出，TCCIP 第二期計畫完成 GFDL HiRAM 高解析度 GCM 模式結果，以及日本 MRI 4 組不同海溫的高解析度資料的模擬，讓動力降尺度可以比較不同模式、不同海溫情境以及系集平均的結果，可以掌握更多的劇烈天氣風險資訊、更利於評估動力降尺度資料的應用價值。圖 4 為不同模式成員的極端高溫天數模擬結果；不同模式成員一致性指出，臺灣未來在西半部地區日最高溫超過 35°C 的天數將明顯增加，有些地區甚至高達 120 天，此結果對高溫災害、能源使用以及再生能源利用都是非常值得進一步探討的地方。

TCCIP 第二期計畫中以動力降尺度資料探討臺灣地區季節降雨及極端事件的變遷，進行春季降雨變遷特徵、夏季午後降雨變遷原因、颱風活動的變遷、冬季寒潮及降雨的變遷、極端溫度分析等議題的探討；相關研究成果陸續發表於學術期刊中。團隊成員亦應用完成的動力降尺度推估資料應用於水資源及災害領域之評估與分析。

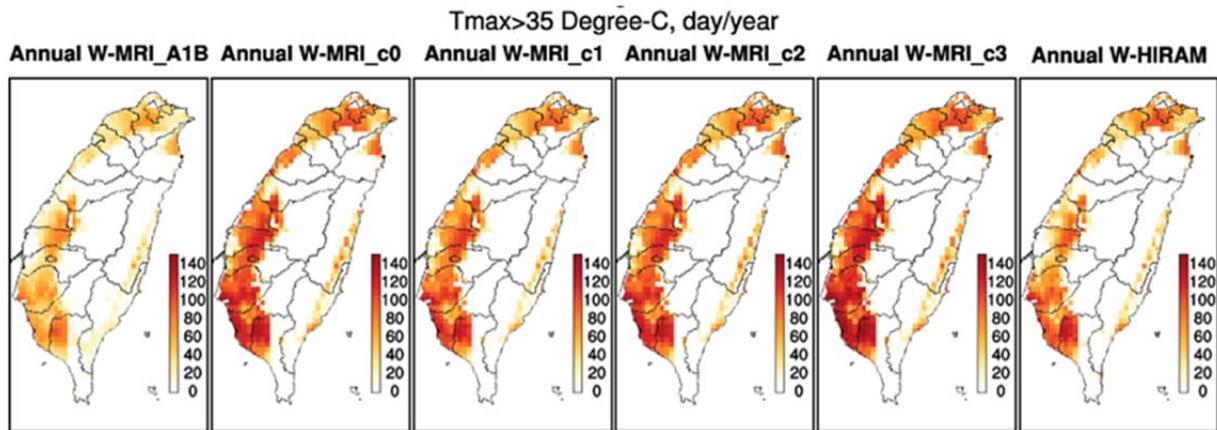


圖 4. 21 世紀末時期動力降尺度的氣候推估全年日最高溫超過 35°C 的天數。單位：日 / 年

2.4 更完整的氣候變遷特性與不確定性分析研究

從 TCCIP 第一期計畫開始，「不確定性分析」一直是使用者關心的重點，尤其是與決策或風險評估相關的應用。因此第二期計畫針對不確定性分析，具體量化比較不同不確定性來源所占之比重，或者給予不同程度之可信程度予以區別不確定性之程度，以及利用機率（信心區間）描述未來可能之改變率，以利使用者更了解資料應用時各階段之不確定性內涵。

未來推估氣象資料不確定性來源包含模式內部自然變異量、不同模式間的不確定性與暖化情境的不確定性三種，以時間序列觀察未來推估時三種不確定性的變化（圖 5），結果顯示在溫度方面，情境間的不確定性最大（圖 5 左）；在降雨方面，則以模式的不確定性最大（圖 5 右）。

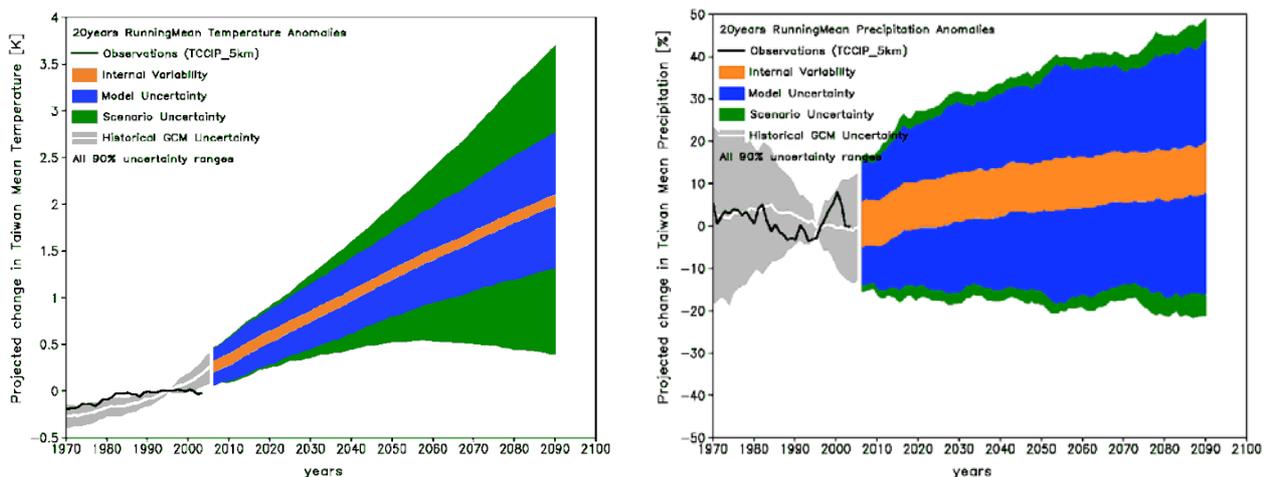


圖 5. (a) 臺灣地區全年平均在 90% 信賴區間下，20 年滑動平均之世紀末增溫圖；(b) 臺灣地區夏季在 90% 信賴區間下，20 年滑動平均之世紀末雨量變化率圖。三種顏色各表示不確定性所佔的比重，橘色為模式內部的變異量、綠色為模式間的不確定性、藍色為情境間的不確定性

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

2.5 更進步的模式挑選方法與應用案例

TCCIP 第二期計畫所使用的 GCM 個數超過 40 個，且氣候模式對不同氣候特徵模擬的能力不一；針對使用者可能的不同需求，連結重點領域關鍵議題與氣象因子製作氣候現象量表 (Phenomena metrics)；並建立評估模式表現量表 (Performance metrics)，供使用者在眾多的 CMIP5 模式中挑選符合表現可應用的模式。表 2 為氣候現象量表 (Phenomena metrics) 與評估模式表現量表 (Performance metrics) 整合分析表示意。

此外，TCCIP 第二期計畫針對農業、公衛、災害、水資源進行現象量表與模式量表的分析工作，表 3 為農業、公衛應用端關心的高低溫衝擊與相關的氣候量表之範例說明。

表 2. 氣候現象量表與評估模式表現量表整合分析表 (示意)

時間	天候現象	影響	氣象因子	特徵描述	模式挑選
11 月至 隔年 4 月	冬、春季降水	臺灣冬、春季 水資源分配	Vq	6.97653°N~18.139°N, 104.062°E~112.5°E 與 9.76715°N~23.7202°N, 123.75°E~126.562°E 水氣場	ACCESS1-3、 MRI-CGCM3、 CSIRO-MK3.6.0、
			-Div (uq _i ,vq _j)	20.9296°N~26.5108°N, 112.5°E~126.562°E 水氣輻散 場	ACCESS1-0、 CNRM-CM5

表 3. 農業、公衛領域之氣候量表與模式推估表現 (溫度)

領域	影響因子 (例)	共同氣候特徵	氣候量表	觀測分析	模式推估
農業 公衛	* 2 月低溫小於 10°C 將抑制秧苗生長，影 響一期稻育苗工作 * 冬天低溫或是溫差 變化太劇烈造成心 血管疾病	* 低溫發生頻 率、幅度 * 溫差變化幅度	* 寒潮 * 東北季風	全台低溫事件減少趨 勢明確、屬於氣候變 遷尺度、主要是發生 於冬季(DJF)、屬於全 球整體增溫趨勢，大 陸冷高壓減弱。	模式推估表 現一致，極端 低溫頻率降 低，但溫差幅 度變大
農業 公衛	* 5 月高溫大於 35°C 水稻將不易結穗，影 響一期稻作產量 * 極端日高溫、濕度變 化對心血管疾病的 衝擊	* 熱浪 * 極端高溫發生 頻率、幅度	* 太平洋副高 位置、強度	屬於大尺度現象，全 球整體增溫趨勢，熱 浪發生時大都為太平 洋高壓偏強(西伸)， 台灣地區的平均氣壓 較氣候平均高。	模式間表現 一致，極端高 溫發生頻率 增高。

2.6 更精進的應用需求之資料產製工具模組

TCCIP 計畫透過統計計算方法 (統計降尺度) 及使用物理模式模擬 (動力降尺度) 方式產製大量的臺灣氣候變遷趨勢與未來氣候推估的科學數據，可供衝擊評估或調適策略研議；但在特殊情況下，可能不敷使用者需求，必須對應用端需求發展「客製化」資料。例如，因應水資源、農業及公衛領域需求，進行日資料與時資料的繁衍及工具模組化。因應水稻生產評估需要日輻射量，分別以衛星影像繁衍之日輻射量資料進行動力降尺度推估資料偏差校正；以本計畫產製的統計降尺度資料，由天氣衍生器繁衍日氣象變數，再根據其中的日最高溫、日最低溫變數以統計迴歸的方式推估日輻射量。

2.7 更貼近應用端的氣候變遷服務平台

TCCIP 第一期計畫以科研能力建構為主，科學服務為輔；建置「臺灣氣候變遷推估與資訊平台」(<https://tccip.ncdr.nat.gov.tw>)，將科學數據轉化為易於理解的圖文資訊；以互動式操作及圖形化介面，提供政府單位及研究人員有關臺灣過去氣候變遷的狀況，以及未來氣候變遷的推估結果。第二期計畫期間整體內容與成效，便轉型為科學服務為主，同時鏈結科研內容需盡可能支援科學服務；因此，資訊平台全面改版，並建置資料申請平台，以加快資料應用推廣。第二版的資訊平台結合氣候變遷資料、資訊與知識的整合平台概念建置；使用者可以透過 TCCIP 資訊平台，瀏覽臺灣各地區的氣候變遷空間圖資、研究報告與知識專欄；也可透過資料申請程序免費下載相關氣候變遷資料，進行深化研究。

此外，考量氣候變遷科學知識對非大氣科學專業的使用者以及民眾有其困難度，對於氣候資料的解讀與應用有相對更高的門檻；TCCIP 計畫團隊舉辦氣候資料應用說明、氣候資料使用者經驗分享與討論、專家座談與專家訪視等各類氣候資料服務與應用推廣活動，啟動知識轉譯與科學溝通。會議資料經演講者同意公開後皆置於 TCCIP 資訊平台供瀏覽或下載。除了被動的等待對臺灣氣候變遷議題有興趣的民眾，TCCIP 計畫團隊自 104 年 8 月起發行電子報 (TCCiPaper)，搭建更積極有效的與使用者及大眾溝通的管道。

三、結語：持續氣候服務與成果推廣

氣候變遷資料服務是 TCCIP 計畫的核心價值；由上而下 (Top-Down) 分析氣候現象、產製氣候資料，同時由下而上 (Bottom-up) 依氣候資料使用者需求提供氣候資料應用技術研發與溝通服務。TCCIP 第二期計畫在第一期計畫的既有基礎上，更加強調研發成果與應用端的結合，許多的研究成果促成了新的應用可能；另一方面，應用端的需求也造就了新的研究方法與課題。將氣候變遷科學數據所提供的有效資訊正確、廣泛、深入、快速地傳遞出來給接收者，TCCIP 資訊平台完整架構氣候服務所需的資料、資訊與知識，並因其學術背景及對氣候變遷知識的理解能力提供不同程度的轉譯，在氣候變遷知識的探索仍需要不斷的創新與充實，落實氣候資料的應用，以創造科技部氣候變遷優勢領域計畫的價值。

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

從 TCCIP 兩期計畫將近七年的時間，計畫團隊整合了科技研究社群，建構使用者與研究者的溝通平台；提供國內最新的氣候變遷研究資料，同時也透過和使用者的互動、溝通與反饋，掌握氣候變遷服務的關鍵知識與經驗。然而，當研究與科學服務工作累積越多，越發意識到未來需要強化與努力的空間很多，例如更多領域（生態、能源、公衛...等）對資料的需求與使用工具、或是高解析度模式資料作為風險評估與調適策略擬定的可行性評估以及結合更多資料使用經驗分享案例的知識服務...等。

謹以本計畫榮獲 105 年度行政院國家永續發展獎行動計劃執行績優獎的得獎感言為結語：我們非常高興透過 TCCIP 計畫落實科研工作與政府部門的施政業務產生連結。本次能夠獲獎代表行政院國家永續發展委員會委員對我們的勉勵與期待；相信科技部與國家災害防救科技中心及相關學研界同仁將持續積極參與科研工作，對國家永續發展做出更多的貢獻！

參考文獻

- TCCIP，2014：「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置(1/3)」。國家科學委員會補助專題研究計畫成果報告，計畫編號：NSC 102-2621-M-492-001。國家科學委員會：臺北。
- TCCIP，2015：「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置(2/3)」。科技部補助專題研究計畫成果報告，計畫編號：MOST 103-2621-M-865-001)。科技部：臺北。
- TCCIP，2016：「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置(3/3)」。科技部補助專題研究計畫成果報告，計畫編號：MOST 104-2621-M-865-001)。科技部：臺北。

臺灣氣候資料回溯與資料整集

Data Recovery and Data Construction in Taiwan

沈里音
中央氣象局

摘要

中央氣象局自 1897 年起即有臺北、臺中、臺南、恆春、澎湖等站開始氣象觀測，同期之天氣圖與觀測資料以紙本型式保存。這些歷史資料紀錄了臺灣氣候變化，雖已裝訂成冊卻無法方便、有效地提供各種研發和作業應用。氣象局自 2010 年起規劃進行氣象觀測資料的回溯建檔，建立電子化的氣候資料。已將溫度、雨量等資料提供 TCCIP 計畫分析應用。氣象局並不以此自滿，持續推動觀測資料、天氣圖以及詮釋資料的回溯，強化資料保存與應用。

數位化觀測資料外，氣象局近年積極發展網格氣象資料，由最基礎的測站資料檢覈及補遺技術做起，並且在資料產出後回饋到資料檢覈作業，期望藉由資料的嚴格品質控管產出足以滿足使用者需求的網格化氣象資料。氣象觀測資料回溯係後續研究領域所需的基本資料，資料的檢覈與詮釋資料的建立亦是成敗關鍵，我們期許資料回溯達到最佳的正確性與完整性，提供後續氣候研究、調適所需。

關鍵詞：資料回溯、資料數位化、網格氣象資料

Abstract

The weather observation in CWB has begun in Taipei, Taichung, Tainan, Hengchun, Penghu since 1897. All these data and weather maps are archived in the Bureau. Although the documents are well protected, we can't process them directly. CWB planned data recovery since 2010, it includes digitizing data, scanning the weather map and metadata construction. CWB participated in TCCIP program and the digitized temperature, precipitation data have been analyzed in this program.

Besides digitized weather parameters, CWB also construct grid observed data to serve much more researcher and user. In order to make sure grid data is correct, data QC and filling process is necessary. The gridding data also feedback to data exam. Data recovery is the basic of climate research. It is not just keying data from archive, data exam and correct are much more important. On the other way, good metadata are needed to ensure that the final data user has no doubt about the conditions in which data have been recorded, gathered and transmitted. The metadata is constructing now. CWB will be a better data provider in the future.

Keywords : data recovery, data digitizing, gridding data

一、前言

中央氣象局 (以下簡稱氣象局) 自 1897 年起即有臺北、臺中、臺南、恆春、澎湖等站開始氣象觀測，其後依序建立花蓮、臺東、彭佳嶼 (前述 8 個觀測站至今均已超過 100 年) 等 25 個氣象觀測站，珍貴的氣候資料完整紀錄並以紙本型式保存於氣象局內；同期氣象預報作業所需之地面、高空天氣圖及相關圖資亦存放於資料庫房。這些歷史資料紀錄了臺灣氣候史，雖已裝訂成冊卻無法方便、有效地提供各種研發和作業應用。氣象局自民國 99 年開始規劃氣象觀測資料的數位化回溯建檔工作。其中已完成各氣象站自設站至今之雨量、溫度小時、日的觀測資料和月統計值已提供 TCCIP 計畫所需之資料分析應用，的資料回溯工作。氣象局並不以此自滿，持續推動觀測資料、天氣圖以及詮釋資料的數位化工作，以強化資料保存、應用。

數位化觀測資料外，為貼近實務應用，氣象局近年積極發展網格化氣象觀測資料方法，充分利用氣象局有人、自動氣象站觀測到的資料產製網格氣象資料。由於自動站因維修不易及通訊傳遞有時不良等資料接收問題，其資料品質相對於人工測站較不穩定，不完整的觀測資訊可能在網格化過程引入錯誤的空間資訊，為避免資料樣本的不一致性，氣象局由最基本的測站資料選擇做起，在資料檢覈及補遺技術上多所著墨，並且在資料產出後回饋到資料檢覈作業，期望藉由資料的嚴格品質控管產出足以滿足使用者需求的網格化氣象資料。

氣象觀測資料的回溯處理係後續研究領域所需的基本資料，回溯資料的過程讓我們更加瞭解前人在觀測作業的執著；同時我們研發出不同的檢覈技術，期能在資料回溯過程中達到最佳的正確性與完整性，透過完整的氣候資料整集，提供後續氣候研究、調適所需。

二、氣象資料回溯

氣象局保存了自 1897 年以來的歷史資料觀測紀錄，這些由觀測人員紀錄的臺灣氣候史，雖已裝訂成冊卻無法方便、有效地提供各種研發和作業應用。部分資料甚至因為早期資料保存技術不完善或觀測環境與設施變遷等影響，品質不一。因此，氣象局自民國 99 年起規劃進行氣象觀測資料的數位化回溯建檔工作，依照測站地理位置、測站設置年分，由設站年份較長的恆春等氣象站做起 (表 1)。另外，由於觀測資料項目、資料類型繁多，因此選訂氣溫、雨量為優先數位化項目，並以建置數位化資料至小時尺度為最終目標進行回溯氣候資料工作。經費來源分由本局氣候變遷應用能力服務發展計畫、TCCIP、NGIS2020 建置時空資訊雲、行政院環境保護署等經費支援，至 2016 年止已完成各氣象站自設站至今之雨量、溫度、氣壓、相對濕度等 26 項包含小時、日的觀測資料和月統計值的數位化工作，並將持續進行部分缺漏資料、燈塔資料及詮釋資料的數位化工作。

觀測資料的回溯由資料盤點做起，由於早期觀測項目及觀測時間不一的狀況存在，因此在數位化觀測資料的準備工作需要對資料進行盤點，其後以人工登打方式進行數位化，2015

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

年之前受限於經費且數位化之資料需求殷切，因此資料採用單人登打方式進行，其後透過檢覈方式篩選錯誤資料，2014 年後資料登打方式改為雙線進行，同時由 2 組人員進行資料登打，經比對後再進行檢覈，資料與紙本紀錄核對之正確率提升至 99% 以上。在資料檢覈部分，早期以範圍值、極端值檢查以及總計、平均是否吻合為主，輔以本局人員查核紙本資料為檢覈方法，2015 年起資料數位化檢覈工作加入移動平均、標準差、關聯項目檢查以及空間關係的檢覈等方式，以強化資料正確性，並且嘗試修正紙本資料錯誤紀錄之觀測資訊。

氣候資料回溯的內容，除了已進行的紙本資料數位化之外，另包含天氣圖集數位化、詮釋資料回溯。詮釋資料是研究氣候重要的依據，舉凡氣象觀測站的遷移、儀器的更迭、觀測方法的改變都會導致氣候統計上的差異，因此氣象局在數位化觀測資料技術純熟後，開始進行詮釋資料的回溯工作，目前已完成臺北氣象站的詮釋資料建置。此工作未屬 TCCIP 計畫範疇，目前由其他計畫支應。氣象局亦開始天氣圖集掃描計畫，初期以東亞地面圖為主，未來將全面數位化氣象局保存之各式天氣圖並且在校正工作完成後逐步開放查閱使用。天氣圖的數位化項目包含盤點、整集、掃描、校色、校正等工作，在掃描完成之後需要人工查核方式將掃描的天氣圖逐幅確認、歸檔以便後續應用。

三、資料網格化

臺灣氣象觀測至今已超過百年歷史，這對於我們而言是極為珍貴的資產，我們要瞭解臺灣的氣候特徵往往也僅能依據長期觀測站的資料進行分析，以掌握綜觀氣候變化的特徵。然而臺灣地形複雜，不僅受綜觀系統影響，亦可能因地理條件而產生如海陸風影響的氣候特徵。若僅以有人觀測站的資料進行分析，並不足以描述臺灣易受地形影響的局地氣候特性。近年因環境、公衛與氣候變遷問題突現，各領域對於氣象資料的分析需求越求精細，小至鄉鎮空

表 1. 觀測資料數位化順序規劃表

測站站碼	測站站名	設站年份	有報表年份
467590	恆春	1896	1897-2000
467490	臺中	1896	1897-2000
466920	臺北	1896	1897-2000
467410	臺南	1897	1897-2000
466990	花蓮	1910	1910-2000
467350	澎湖	1896	1897-2000
467660	臺東	1901	1901-2000
466950	彭佳嶼	1910	1909-1935, 1944-2000
467620	蘭嶼	1941	1942, 1943, 1949-2000
467440	高雄	1931	1931-2000
467530	阿里山	1933	1933-2000
467080	宜蘭	1935	1935-2000
467540	大武	1940	1940-2000
467570	新竹	1938	1938-2000
467480	嘉義	1968	1968-2000
467610	成功	1940	1940-2000
467650	日月潭	1941	1942-2000
467550	玉山	1943	1943-2000
466900	淡水	1942	1942-2000
466930	竹子湖	1937	1943-2000
466910	鞍部	1937	1943, 1946-2000
467300	東吉島	1962	1963-2000
467420	永康	1947	1947-1974
460020	鹿林山	1947	1947-1969
460010	金六結	1940	1940-1972

間尺度的民生應用需求，提供氣象資料將不再侷限於以測站點位為限。以此，氣象局引進網格化氣象觀測資料技術，開始研發產製格點化觀測資料。

氣象局自 1980 年代起規劃由台南及台北區域佈建自動氣象站，分期佈建及汰換自動站，至 2015 年已超過 4 百個自動氣象站。觀測資料自 1987 年開始累積至今達 25 年以上。前述測站中百餘站已累積超過十餘年資料，以此為基礎加上原有的有人氣象站成為氣象局發展鄉鎮尺度氣象資訊的觀測資料，這些資料透過克利金方法產出網格觀測資料至 2015 年已包含由 1998 年起之溫度、雨量資料集。

網格氣象觀測資料的建置，首先對於欲使用於網格化的氣象站進行選取，氣象局採用的策略是以資料連續性及各月份資料齊整率，且盡量以地理位置分布均勻為選擇對象（選取站如圖 1，圖左為雨量網格化所選取的觀測站，圖右為溫度網格化使用之觀測站分布圖）。其目的在確保所使用的觀測站點位及觀測時間具有一致性。由於所選取的觀測資料包含自動氣象站，這些資料難免因為傳輸、儀器故障、電力中斷等因素造成缺漏或明顯不合理，因此測站選定之後，資料的檢查、補遺亦是網格資料進行前的步驟。其後依據資料特性選取適當的網格化方法並且進行不確定分析。

溫度網格化作法假設測站觀測資料具有高度與緯度的線性趨勢而採通用克利金法進行面化，雨量則依是否為局地或大範圍降雨分別採用簡單克利金或普通克利金法，均採指數型半變異圖並且不加入金塊效應，面化後無任何後製處理。網格化方法的不確定性估計採遮蔽測站實驗進行。溫度測站平均絕對誤差 (Mean Absolute Error, MAE) 與方均根誤差 (Root Mean Square Error, RMSE) 的空間分布如圖 2 所示，以牡丹池山站 (C0R420) 的 MAE 與 RMSE 為最大，分別為 1.72°C 與 1.77°C，所有測站平均則分別為 0.55°C 與 0.61°C。

雨量分別以梅雨季 (AMJ)、颱風季 (JAS) 與冬季 (DJF) 計算誤差，測站雨量 RMSE 的空間分布如圖 3 所示，颱風時期山區的誤差較大，所有測站平均為 52.34 mm/month。圖 4 則為相較於距離平方反比 (IDW) 遮蔽測站實驗的 RMSE 改善率 $(RMSE_{IDW} - RMSE_{kriging}) / RMSE_{IDW}$ ，幾乎所有測站都有 70% 以上的改進。

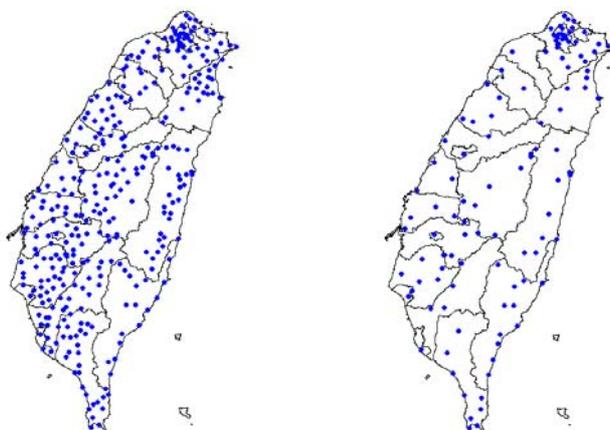


圖 1. 氣象局網格化資料選用之觀測站，圖左為雨量網格化所選取的觀測站 (318 站)，圖右為溫度網格化使用之觀測站 (110 站) 分布圖。

TCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

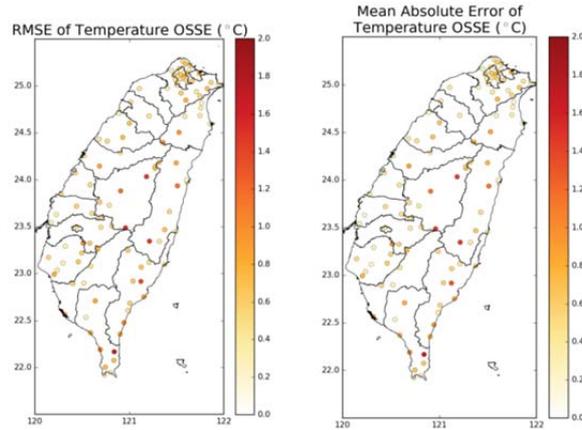


圖 2. 1998~2015 年月平均溫度遮蔽測站實驗 MAE (左) 與 RMSE (右) 空間分布

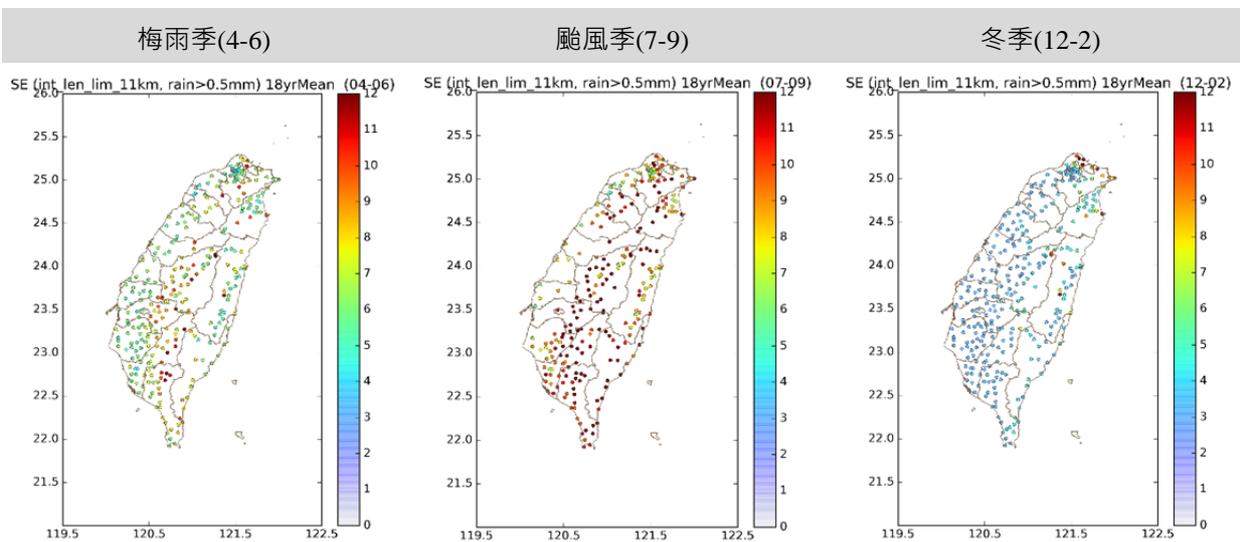


圖 3. 1998~2015 年月雨量遮蔽測站實驗梅雨季 (左)、颱風季 (中) 與冬季 (右) RMSE 空間分布

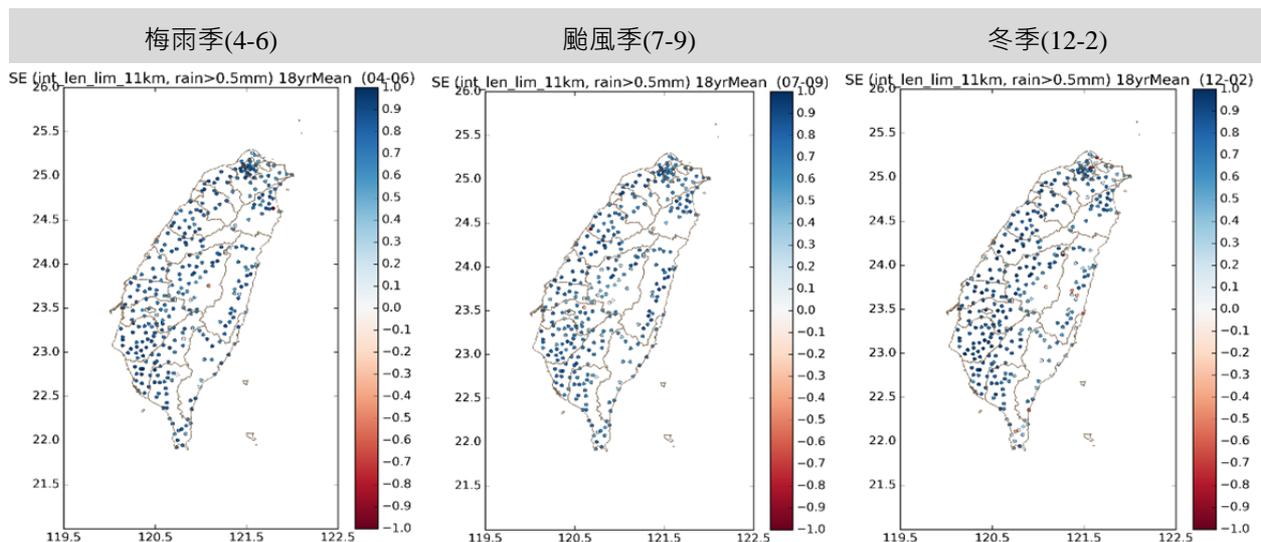


圖 4. 1998~2015 年月雨量遮蔽測站實驗梅雨季 (左)、颱風季 (中) 與冬季 (右) 的 RMSE 改善率空間分布

四、資料整集

氣候資料除了原始觀測資料的收集之外，另外應該包含詮釋資料的建置、資料盤點與網格資料的產製，氣象觀測資料由各氣象站每日觀測經過初步的資料檢查後，傳送回氣象局的資料處理科，運用數值方法檢覈有人氣象站的觀測資料，並依據檢覈結果請各氣象站對於有疑問的觀測資料確認；至於自動觀測站的資料處理，包含即時觀測資料及歷史觀測資料檢覈作業，即時觀測資料於氣象局資料管制科作第一層篩選，其後在廠商維護行程中會將各自動氣象站的資料記錄器取回，進行資料整補，資料整補作業主要目的係將因通訊不良所造成的資料漏失補整，並且進行資料不合理性的篩選。歷史資料的檢覈作業則在資料處理單位，當資料有疑慮時將回饋給觀測單位進行再確認，以此循環的作業模式整集氣候資料。

氣候資料的檢覈另外包含關聯性資料的檢查，由於氣象觀測項目可能有相互關聯、物理意義，因此整集資料會利用這些相關特性進行資料間的檢覈，如氣壓、水氣壓、溫度、相對濕度等項目；對於逐時、逐日、逐月資料則進行保守性的檢查，以確保各項觀測資料集的完整性。

對於潮位資料，氣象局針對架設於全台岸邊之海平面觀測潮位站易受到風災、地層變動或儀器變更等人為因素影響，往往會有基準面之偏移現象。因此，氣象局對於潮位資料海平面進行檢覈校正，針對大量高程基準偏移之歷史潮位觀測資料，設計出自動檢覈模組與手動校正模組，對異常偏移的高程基準值進行修正，使得長期潮位觀測資料可運用於海平面變遷分析，也可提高海潮預報準確度，以及提供海岸工程防災之研究。

方法主要分成兩部份，分別為自動檢覈模組與手動校正模組，並建立天文潮平均差值、直接平均差值、給定差值、對照測站修正、全球潮汐模式等不同的方法修正法。研究成果共完成基隆、高雄、淡水、花蓮、澎湖、塹港、蘇澳、新竹、東石、成功、台中港、竹圍、將軍、梗枋、罈廣嘴、富岡、蘭嶼等 17 個長期潮位站資料的海平面均一化，對均一化後長期潮位資料進行海平面變化初步分析，並以均一化後長期潮位資料進行臺灣各地歷年颱風暴潮極值統計分析，應用沿海村里淹水資料與復現期方法擬定各地暴潮警戒高度，藉以提高颱風暴潮預警的可考性。

五、展望未來

氣候資料回溯是氣候變遷研究、氣候調適應用的基礎工作，由於資料數量龐大且資料種類繁多，回溯計畫 2010 年度起由氣象局、國家災害防救科技中心(NCDR)和臺灣大學共同分攤經費，2013 年起經費分別來自氣象局、環保署與臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫(TCCIP)。受限於經費、人力等因素目前仍有天氣圖集、詮釋資料及部分觀測資料回溯工作尚未完成數位化建置，所建置的數位化資料部分已分享相關單位進行研究使用。

未來氣象局將持續進行數位化工作，並且對於以數位化的資料再行檢覈、標示，持續回溯各項氣象觀測儀器、氣象站的詮釋資料，嘗試資料均一性的檢測，以提供更優質的氣候資

料，提供氣候變遷研究使用。

參考文獻

- 陳雲蘭、陳品妤、詹智雄、沈里音、馮智勇、劉家豪、林佑蓉，2014：臺灣自動氣象站氣溫資料補遺方法探討及網格化分析。中央氣象局103年天氣分析與預報討論會論文摘要彙編，A5-5。
- 陳雲蘭、薛宏宇、呂致穎、陳品妤、詹智雄、沈里音，2015：臺灣長期氣候資料整集分析計畫研究(1) — 自動氣象站長期氣溫觀測值合理性檢測方法探討及分析。中央氣象局104年天氣分析與預報討論會論文摘要彙編，A1-23。
- 馮智勇、林佑蓉、詹智雄、沈里音，2015：臺灣長期氣候資料整集分析計畫研究(6) — 克利金法網格化測站雨量觀測資料作業化流程研究。中央氣象局104年天氣分析與預報討論會論文摘要彙編，A1-36。

臺灣地區日降水網格化資料庫 (1960-2015) 之建置

Constructing a daily gridded rainfall dataset in Taiwan (1960-2015)

翁叔平、楊承道
國立臺灣師範大學地理系

摘要

蒐集散佈各政府單位，近 2000 個測站的日雨量觀測，本研究將包含無雨日在內的測站日累積降水，視為隱藏高斯變數，對日降雨資料進行標準化與利用適切並可逆的單調函數進行轉換後，進行測站資料補遺。再利用經驗正交函數對完整的測站日降雨資料進行局地化，保留 99.5% 的變異量，將對應的特徵向量，內插到 1 公里解析度的網格點。利用主成分乘加對應主要模態的網格化特徵向量後，再根據配適的單調函數的反函數，反算網格點的標準化降雨資料，以便得到網格點的物理降雨量。上述步驟分月份進行後，架構一個 1 公里解析度，臺灣地區 (含澎湖、綠島、蘭嶼等離島) 的長期日降雨網格化資料庫 (1960/1/1~2015/12/31)。本研究也對資料庫的不確定性進行詳細分析。其結果顯示，轉換方法造成的不確定性遠小於因補遺所造成的不確定性，而後者又小於因網格化方法造成的不確定性。

關鍵詞：日累積降水、隱藏高斯變數、網格資料、臺灣

Abstract

Collecting nearly 2,000 rain gauge observations from various governmental agencies, this study treats the station rainfall time series as the latent Gaussian variable and standardizes it (i.e. z scores) by means of a proper reversible monotonic function. Station data imputation has been done on the basis of the transformed z scores. The griddization is then operated on the eigen vectors after employing the EOF analysis to perform the localization. These eigen vectors are interpolated into 1-km resolution mesh before being multiplied by the corresponding principal components and summed together to obtain the gridded z scores by which the gridded rainfall can be calculated through the inversed monotonic function. The above procedure is repeated for individual months and it results in a complete and long term (1960/1/1~2015/12/31) gridded rainfall dataset with 1-km by 1-km resolution across Taiwan area (including Penghu, Green and Langyu Islands). The uncertainty of this newly released dataset is analyzed in detail and the result shows that the uncertainty caused by the transformed method is much smaller than that caused by the imputation procedure and the latter, in turn, is smaller than the uncertainty that arose from the griddization.

Keywords: Daily rainfall accumulation, Latent Gaussian variable, gridded data, Taiwan.

一、前言

我們將包含無雨日的測站降水資料，視為隱藏式高斯變數 (Latent Gaussian variable, LGV)，對日降雨資料做標準化與統計分配模型的參數化，再利用經驗正交函數 (Empirical Orthogonal Function, EOF)，利用得到的特徵向量 (eigenvector)，保留 99.5% 的變異量後，將保留的 eigenvectors 進行網格化。網格化方法乃使用 NCL (NCAR Command Language) 提供的 package: Natural Neighbor Interpolation，將分佈不均勻的測站資料 (即特徵向量)，內插到 1 公里解析度的網格點上，並利用 EOF 分析得到的主分量 (Principle Component, PC) 乘加回去對應之主模 (mode) 的網格化特徵向量值，再利用統計分配模型的參數，將標準化降雨資料的累加值反算回去，以便得到實際的物理降雨量，最後架構一個 1 公里解析度的日降雨網格化資料庫 (1960/1/1~2015/12/31)。我們也對資料庫的不確定性進行詳細分析，並且以侵臺颱風為分析案例完成測試分析。

二、資料來源與網格化方法

2.1 資料來源

使用從臺灣颱風洪水研究中心管理的大氣水文研究資料庫，所提供中央氣象局綜觀氣象測站與自動測站和民航局測站的日降雨資料，以及透過國家防救災中心取得的經濟部水利署測站 (包含農業站) 日降雨資料，還有行政院環境保護署，空氣品質監測網提供下載的雨量資料，整理出日雨量資料測站共計 1,969 站。

圖 1 為日雨量測站分別在 1975、2000、2014 年 1 月 1 日的測站空間分佈，以及 1960~2015 年期間所有雨量測站的分佈。綜觀 1960~2015 年期間的測站分佈，看似相當密集，但部分山區仍然測站密度不足。如果分時段分析，在早期 1975 年時，農業測站的資料很珍貴，全臺灣都有測站分佈，尤其是山區。到了 2000 年時，農業測站數量減少，空間分佈上，可由氣象局自動站與環保署測站彌補，但山區的測站密度仍然不足。到了 2014 年時，農業測站只剩下零星測站，令人大感意外，但原因不明。

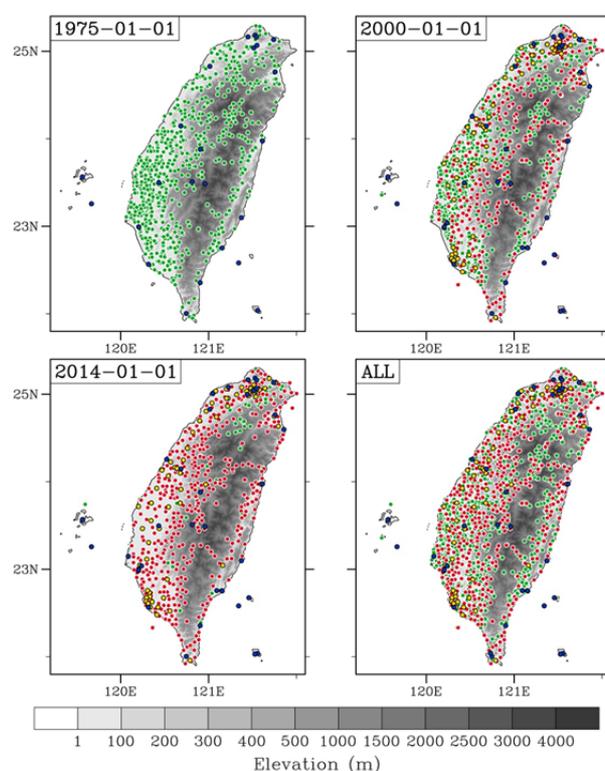


圖 1. 日雨量測站在 1975、2000、2014 年 1 月 1 日的測站空間分佈，以及 1960~2015 年期間所有雨量測站的分佈。灰階陰影為地形高度，單位:公尺。[藍色點：氣象局局署測站以及民航局測站；紅色點：氣象局自動測站；綠色點：經濟部水利署提供之農業測站；黃色點：行政院環境保護署的測站。]

圖 2 是 1960~2015 年期間，不同單位屬性的日雨量測站數目隨時間的變化，不同顏色陰影代表，不同單位屬性測站的日雨量觀測資料缺失情況，1990~2000 年期間是測站最多的時段，但 1990 年以後水利署的農業測站數目開始明顯減少，到 2010 年時，已少了約 500 站左右，而 1987 年開始設站的氣象局自動站資料，剛好可稍彌補水利署農業測站資料缺失的情況。

2.2 網格化方法

我們將包含無雨日在內的測站降水資料，視為隱藏式高斯變數 (Latent Gaussian variable, LGV)，對測站不同月份的日降雨資料做標準化與參數化，此方法的好處是可以同時處理有雨日和無雨日，並使日降水資料 r_t 轉為常態分佈的 z_t 。主要的統計分配模型方程式如下列所示：

$$z_t = \begin{cases} \sum_{k=0}^n a_k r_t^{kb}, & \text{if } r_t > 0, \\ \text{censored value}, & \text{if } r_t = 0, \end{cases} \quad \dots (1)$$

其中， z_t 是標準化後的日降雨值 (從已知的常態化資料庫, normal deviates, 隨機抓取)； a_k 和 b 是參數值； r_t 是測站的日降雨資料。日降雨資料標準化的流程是先使用一組呈現常態分配的資料庫 (值域：-5.5~5.5 之間，共有 600 萬筆資料) 將其由小到大排序，並與測站降雨資料排序後的資料做一對一的對應，使得方程式中的 z_t 和 r_t 為已知，再利用最大概似法 (Maximum likelihood, MLE)，估計統計模型參數值和雨日的門檻值： $Z_{threshold}$ 。學界慣用的日降雨網格化方法中，使用的統計分佈方程式只有上述式子的前面三項 $a_0 \sim a_2$ 和 b (4 個參數；存在解析解)，且使用分測站、分月份的方式做計算，對屬於季風氣候的臺灣來說，4 參數的統計模型還無法完整描述測站的降雨資料。因此，我們增加公式後面的項次 $a_3 \sim a_9$ ，每增加一個項次，視作是一個新的統計分佈模型，因此共產生 8 種統計分佈模型，最多達 11 個參數。利用 MLE 方法針對每種統計模型做參數推估，再利用推估出來的參數值可反算出降雨量估計值，再和測站觀測值做比較，以均方根誤差 (root mean squared error, RMSE) 為比較基準，選出誤差最小的統計模型方程式，作為最佳統計分佈模型。經過測試，將測站日降雨資料標準化和參數化時，採用不分測站，但分月份的全域法，發現所產生的誤差最小。表 1 是經由上述方法在個別月份所決定的最佳統計模型和對應的參數值。表中的 $Z_{threshold}$ 為雨日的門檻值，小於此門檻的 Z 值代表無雨日， $Z_{threshold}$ 值越大 (小) 表示無雨日越多 (少)。

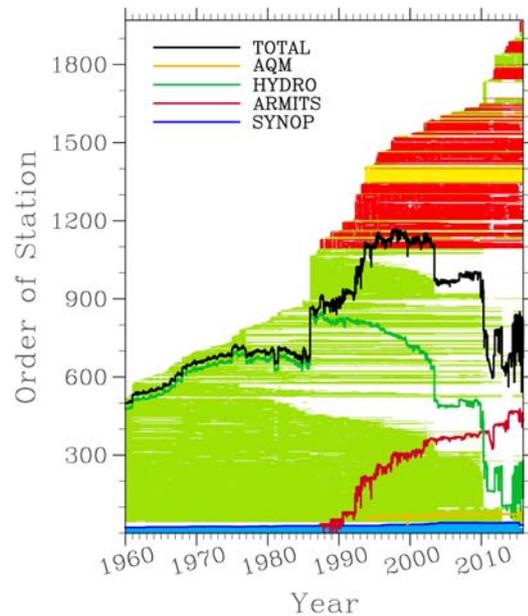


圖 2. 不同顏色線條代表不同單位屬性的日雨量測站數目隨時間的變化，不同顏色的陰影代表不同單位屬性的日雨量觀測資料的缺失情況 (白色代表缺資料)。藍色代表氣象局局署測站以及民航局測站的資料概況；紅色則為氣象局自動測站的資料情況；綠色為經濟部水利署提供之農業測站資料；黃色是行政院環境保護署的測站資料；黑色線是全部單位的測站數目隨時間之變化。

另外，由表可知降雨量較多的月份，如颱風季 (6~9 月)，統計模型不一定會比較複雜 (較多的參數)，相對的降雨較少的月份，像是 11 月的參數卻多達 11 個。

表 1. 臺灣地區降雨測站和月份相依的 LGV 模式的參數推估結果。

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.
$Z_{threshold}$	0.7615	0.5784	0.5776	0.5115	0.2924	0.1221
a_0	0.638228	0.468665	0.498028	0.428365	0.181357	0.048738
a_1	0.310654	0.277119	0.263851	0.256416	0.240824	0.197058
a_2	-0.00899	-0.00771	-0.031414	-0.028289	0.001477	-0.010472
a_3	9.240E-05	0.000444	0.003612	0.003340	-0.000222	0.000780
a_4	/	-1.94E-05	-0.000244	-0.000235	2.848E-06	-3.85E-05
a_5	/	2.63E-07	9.750E-06	9.851E-06	/	1.053E-06
a_6	/	/	-2.32E-07	-2.50E-07	/	-1.45E-08
a_7	/	/	3.236E-09	3.789E-09	/	7.878E-11
a_8	/	/	-2.41E-11	-3.18E-11	/	/
a_9	/	/	7.40E-14	1.069E-13	/	/
b	0.549743	0.546808	0.684989	0.645791	0.479834	0.592275
	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
$Z_{threshold}$	0.2915	0.1216	0.3723	0.8268	0.8719	0.8511
a_0	0.211675	0.026426	0.271915	0.722907	0.784402	0.751159
a_1	0.215408	0.229321	0.241562	0.259912	0.264825	0.273849
a_2	-0.017018	-0.009055	-0.010278	-0.015128	-0.025282	-0.012820
a_3	0.001615	0.000251	0.000211	0.000541	0.002266	0.000835
a_4	-0.000107	-3.45E-06	1.791E-06	-9.03E-06	-0.000136	-5.50E-05
a_5	4.423E-06	1.789E-08	-1.15E-07	5.586E-08	5.088E-06	2.032E-06
a_6	-1.08E-07	/	1.057E-09	/	-1.15E-07	-3.55E-08
a_7	1.552E-09	/	/	/	1.544E-09	2.322E-10
a_8	-1.19E-11	/	/	/	-1.12E-11	/
a_9	3.777E-14	/	/	/	3.398E-14	/
b	0.597994	0.555190	0.542456	0.539128	0.631691	0.578799

測站資料有缺失，必須利用鄰近測站 (稱之為參考測站) 資料進行補遺 (Simolo *et al.*, 2009)。利用參考測站的緯度、經度、高度、測站間夾角等地理資訊以便計算和目標測站相依的距離、高度，以及相對方位角，等 3 種權重函數。當參考測站離目標測站的距離愈遠、高

度差愈大，距離權重函數和高度權重函數就愈小。參考測站間的方位角愈小，代表性質越相近，方位角權重參數就愈小。得到上述 3 種權重後其乘積即為此特定參考測站的總權重。

針對日降水資料有缺失的目標，搜尋最近的 20 個在當日有資料的參考測站（因測站資料有缺失值，所以這 20 個測站隨時間而異），挑出總權重最大的前 10 站，再從這 10 站中，按其所占比率，重新分配相對權重計算目標測站當日的 z score。

完整且常態化 (i.e. z scores) 的測站資料，其在 1960-2015 年間的個別月份，進一步做經驗正交函數 (Empirical orthogonal function, EOF) 分析。把時空資料拆解成時間和空間兩部分。用 EOF 分析得到的空間訊號，即特徵向量 (eigenvector)，保留 99.5% 的變異量 (約 1200 個主模，mode)，利用 NCL 的 Natural Neighbor Interpolation 空間內插法，對特徵向量做網格化，將位置分佈不均勻的測站特徵向量資料內插到 1 公里解析度之網格點上。再利用 EOF 分析所得到的時間訊號，即主分量 (Principle Component, PC)，加乘回去相對應模組 (mode) 的網格化特徵向量值做累加，以便得到降雨資料標準化後的網格化資料。最後再用測站觀測資料做參數化時，得到的各個月份的參數，在統計分配方程式參數和 Z 值為已知的情況下，可用 MLE 反算出實際降雨量，得到日降雨網格化資料庫 (1960/1/1~2015/12/31)。

三、不確定性分析結果與討論

不確定性的來源有三：統計分配模型的不確定性、進行測站資料補遺時的不確定性、以及網格化時的不確定性。針對前者，我們測試了兩種不同方法。第一種方法是分測站，不分月份的方式，把每一測站的資料一起做標準化與參數化，即不同測站有不同的統計模型和參數。第二種方法是，不分測站，但區分為不同月份的方式，將某月份的全部測站資料當樣本，做標準化與參數化，即不同月份有不同的統計模型與參數，換言之，全部測站在相同月份所使用的參數和統計模型是相同的。吾人也和舊版的日降雨網格 (只使用 4 個參數的統計模型) 結果與上述兩種測試方法做比較。

測試結果如圖 3 所示，舊版的日降雨網格化資料庫，其誤差明顯較大，尤

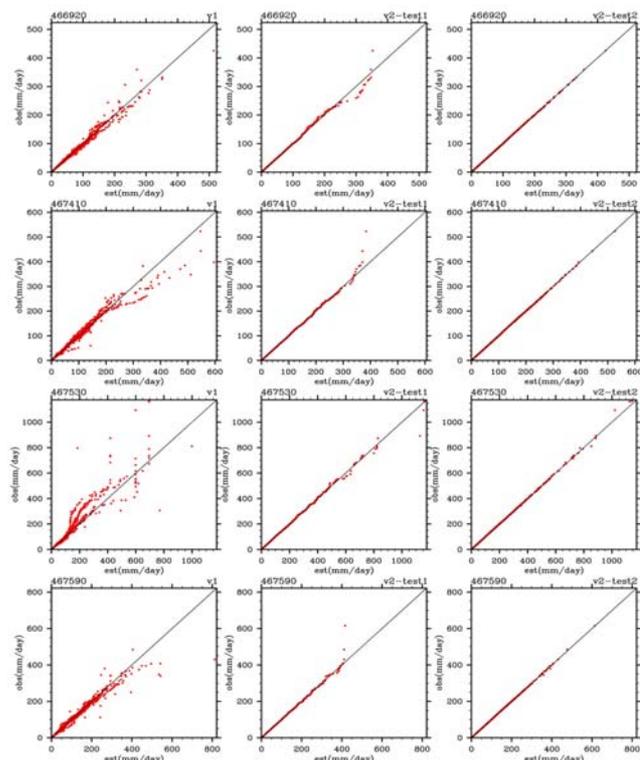


圖 3. 由上至下分別為臺北、臺南、阿里山、恆春站，用不同參數化方法所估計出降雨量和觀測資料的散點圖，橫軸為模式反演的估計值；縱軸為觀測值，3 個欄位由左至右分別為舊版的日降雨網格化方法 (左欄)；採用分測站、不分月份的方式 (中欄)；採用不分測站、分月份的方式 (右欄)，黑色線是斜率為 1 的直線。(單位：mm/day)

其在阿里山測站，雨量誤差頗大 (左邊第 3 張圖)。新方法中，採用從 8 種統計模型中選擇最佳統計分配式的方法，如果用分測站，不分月份做參數估計時，可發現圖中 4 個測站利用參數反算出來的降雨資料，對於極端降雨的估計，還是沒有很好，仍然有雨量低估或高估的情況。但是若採用不分測站，分月份的方式，增加了在個別月份的極端降雨樣本數，期望能減少各別測站極端降雨的誤差。結果顯示，圖 3 中測站的估計雨量和觀測雨量誤差很小 (右邊 4 張圖)。進一步分析顯示，看全部測站在不同月份的參數化結果 (圖略)，仍可以發現，誤差大於 1mm/day 的資料裡面，有少數幾筆資料的誤差較大，但這是全部測站的結果，比起分測站做的方法，測試結果顯示誤差獲得明顯改善。

再進一步分析，將採用不分測站，分月份的上述方法，得到的標準化日降雨資料，利用不同月份對應的參數 (表 1)，反算出實際降雨量的估計值後，以個別測站為單位，分別計算各個測站在不同月份時，降雨估計值與實際觀測資料間的誤差量。其結果如圖 4 所示。圖中每一個小圓點代表測站的空間分布，不同顏色代表均方根誤差 (RMSE) 大小。分析發現，測站降雨資料的誤差量，除了山區測站誤差較大，如 8 月分時的南部山區，還有個別月份的零星測站有較大誤差之外，大部分都小於 1mm/day (白色圓點)。

因此，我們可以確定因統計分配模型的不確定性所導致的誤差可以忽略不計 (相比於其他不確定性來源)。因統計模型對極端降雨量的模擬有其限制，傳統上分測站做的方法，可能會使得每一測站的極端降雨估計誤差偏大。如果採用分月份，不分測站的方法，把不同月份，全部測站的極端降雨都納入同一樣本中，可有效減少極端降雨標準化後，反算降雨量估計值時產生的誤差。除此之外，比起分測站做參數化，分月份做參數化可以大幅減少參數的數量，有利於測站日降雨資料標準化與參數化後，後續計算日降雨資料網格

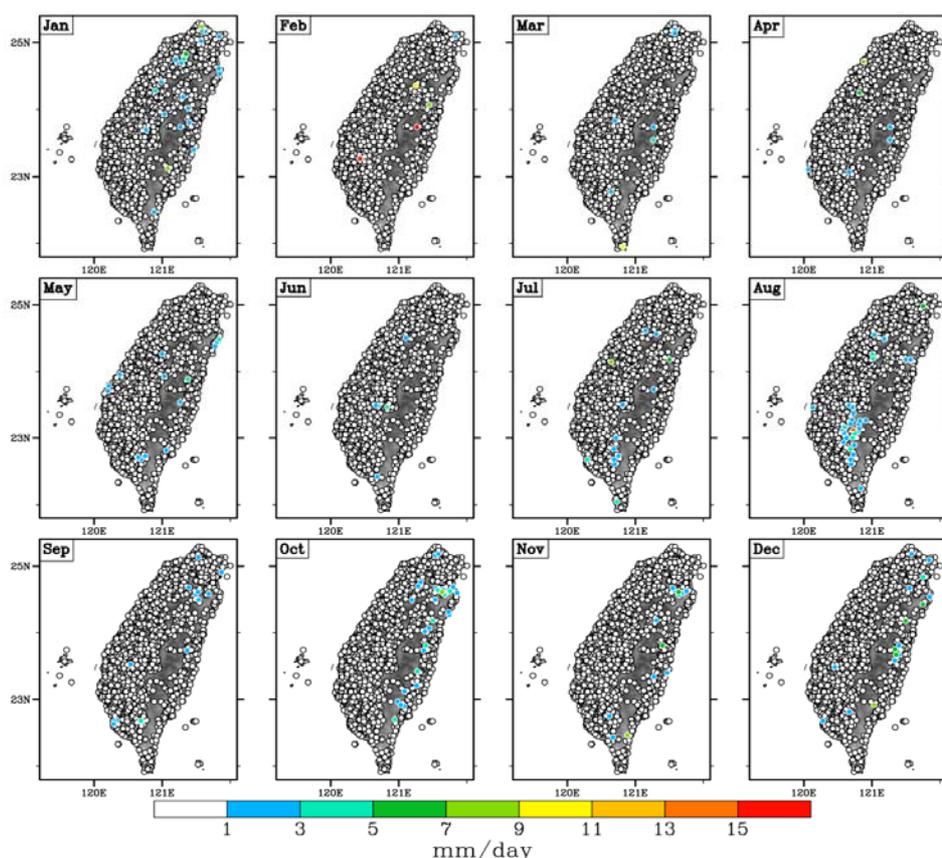


圖 4. 每一測站，利用不分測站、分月份的方法，由統計分配的模型參數反算得到不同月份之降雨估計值與觀測值的均方根誤差 (RMSE)，每一圓點代表不同測站，不同顏色代表不同的誤差量。(單位：mm/day)

TCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

化的步驟。

考量到臺灣測站降雨時空分佈很不均勻的區域特性，為了能夠讓網格化資料的空間分佈看起來比較均勻，我們參考 Simolo *et al.* (2009) 的方法，利用測站地理資訊 (即緯度、經度、高度、測站間夾角)，發展測站資料補遺技術 (翁和楊, 2012)，針對測站日降雨資料標準化後，缺資料的測站做資料補遺。過程中，計算每一筆因缺資料被估計出來的資料，所使用之參考測站的實際降雨觀測資料標準差 (standard deviation, SD)，再計算出每一測站，在不同月份的標準差資料平均值 (圖 5)，當標準差越大 (小)，代表此測站被補遺的標準化降雨資料不確定性越大 (小)。分析圖 5 可知，冷季時 (11~4 月) 臺灣東北部受東北季風影響，降雨較多，不確定性也較大。同樣，暖季時 (5~10 月)，受颱風影響，雨量較大的山區，不確定性也較大，例如 8 月份的南部山區。

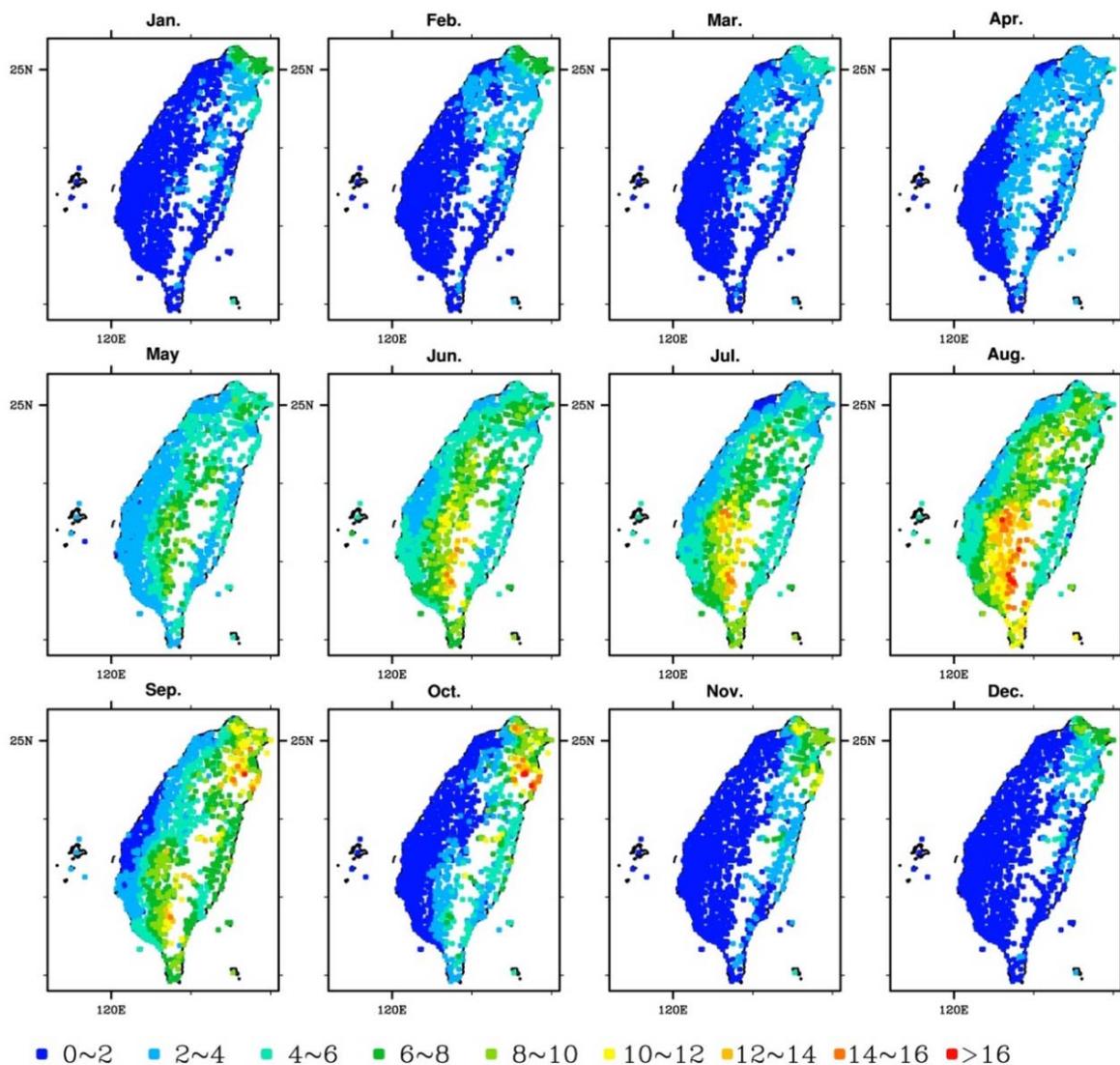


圖 5. 每一測站，做標準化降雨資料補遺時，所使用之參考測站的實際降雨觀測資料標準差在不同月份的平均值，每一方塊代表不同測站，不同顏色代表不同標準差的值。(單位：mm/day)

為了解網格化時因資料豐度所造成的不確定性大小，我們進一步使用拔靴法 (bootstrap method)，以 take-one-out 的方式，探討資料內插至網格點上的不確定性。利用測站已標準化後的降雨資料 (i.e. Z scores)，先假設某時間點的觀測資料為缺失，再利用資料補遺技術，利用周圍參考測站的資料，對其進行估計，得到一組測站的標準化降雨資料估計值，再用前述計算得到的統計分配模型參數 (表 1)，對測站標準化降雨資料的估計值，反算出實際降雨量估計值，並拿來和測站實際有降雨資料進行比較。圖 6 為經上述方法計算得到的測站降雨估計值與觀測值的 RMSE (已內插至 1km 網格)。1~4 月和 12 月的空間內插不確定性較小，但大致能看出山區因測站密度不足，所以誤差較平地大。颱風季時，因降雨強度大，空間內插的不確定性也隨之增加，尤其是山區受到測站密度不足影響，最大誤差量可高達 50mm/day。

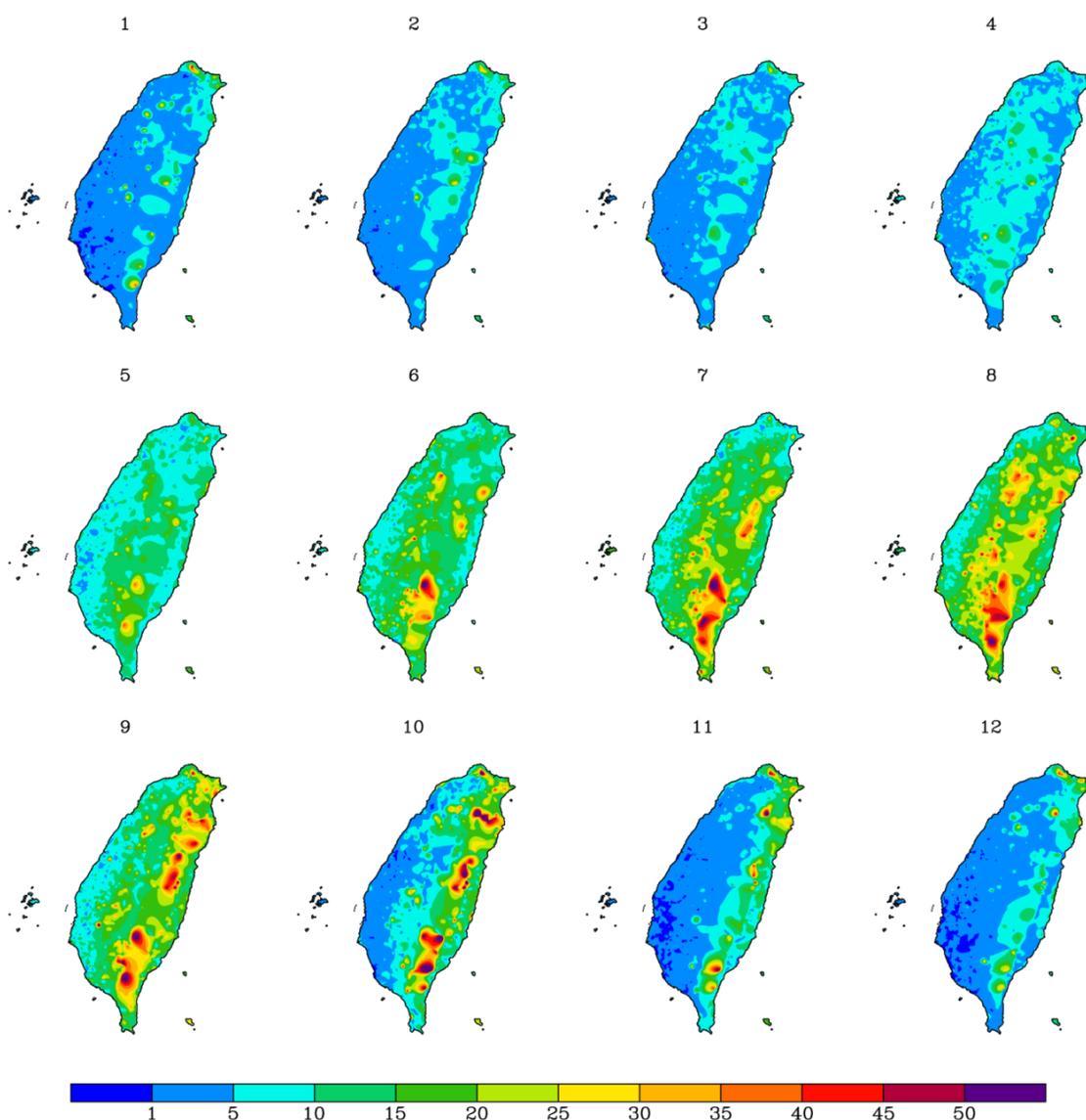


圖 6. 用拔靴法 (Bootstrap) 以 take-one-out 的方式，分析網格化時的不確定性。利用資料補遺技術，得到測站標準化降雨資料估計值後，再用統計模型的參數反算出降雨量，其和測站降雨觀測資料的均方根誤差 (RMSE) 分佈 (已內插至 1km 網格)。(單位: mm/day)

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

我們也測試月平均降水氣候場分佈，與既有版本 (source: Taiwan Climate Change Projection and Information Platform ; TCCIP) 比較可發現，使用新方法產製的降雨場的空間分佈較均勻 (圖 7)，而舊版則顯得比較破碎 (圖略)。此外，新版的降雨網格因使用較高解析度的數位地形資料，其在迎風面的降雨分佈因而相較於舊版資料，顯得更為突出。冬季時，臺灣東北部沿岸的降雨，以及 7、8 月份的颱風季，南部迎風面的山區降雨，更接近實際降雨特性和季節性的空間分佈。

藉由比較分析 3 個侵臺颱風個案的極端降雨空間分佈差異，我們進一步測試本計畫產製的資料庫和中央氣象局利用克利金法 (Kriging Method) 所建置的日降雨網格資料庫 (1998~2015 年) 彼此間的差異。圖 8 至圖 10 的結果顯示，兩個資料庫所表現的極端降雨的空間分佈，定性上，十分接近。用克利金方法得到的降雨分佈顯得較平滑。另外，因為利用 LGV 方法進行網格化時所使用的測站數量有 1969 站，且資料來源多達 50 幾個單位，網格解析度為 1 公里的高解析度，所以網格化資料的降雨空間分佈有時會出現不連續但較真實的區域特徵，這可能和網格解析度較高以及測站雨量資料品質有關。例如，發生在 2004 年 7 月 2 日的敏督利颱風其降雨分佈在台東附近區域有一明顯降雨不連續的情況發生 (圖 9)。

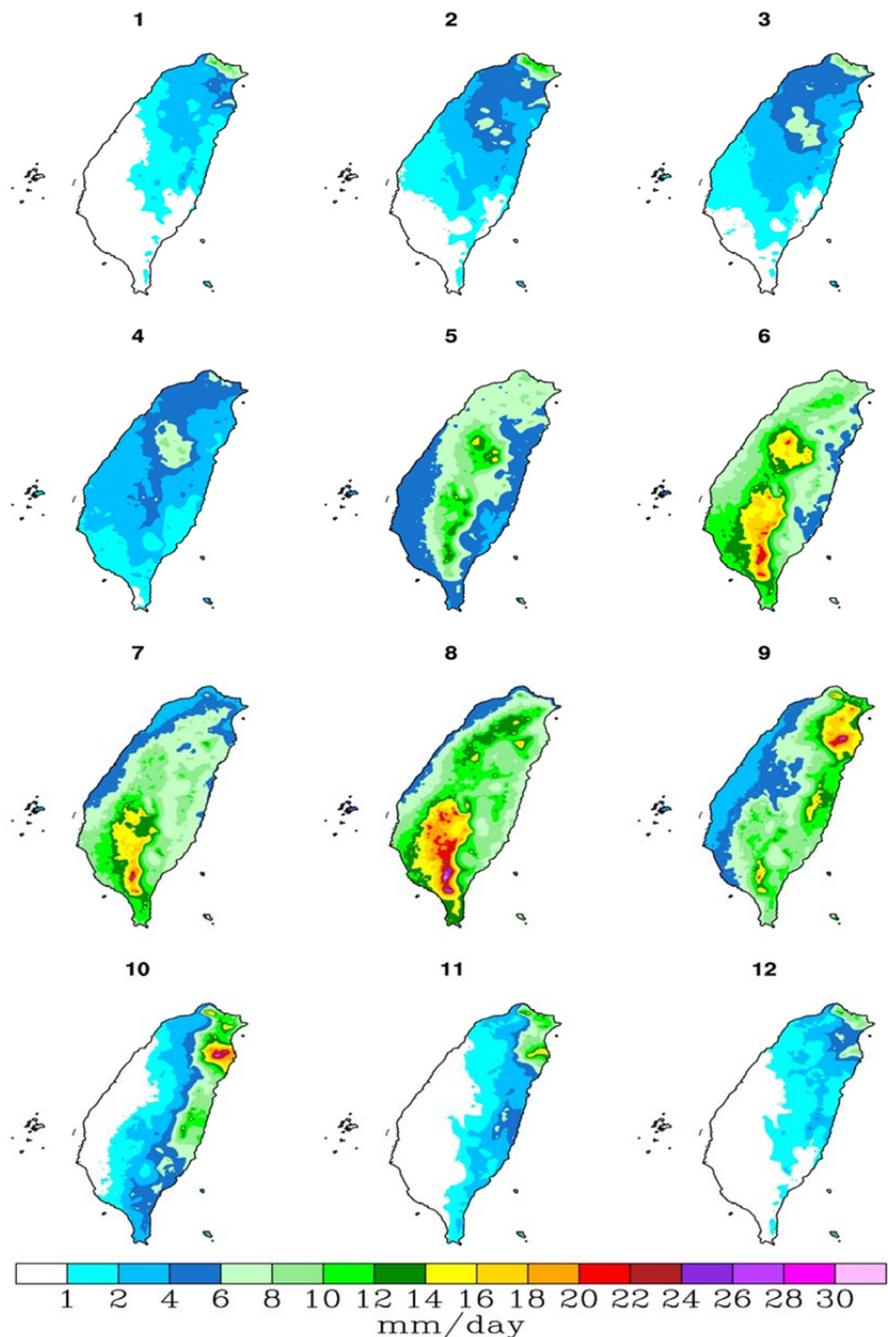


圖 7. 本計畫產製的日降雨網格 (解析度：1 公里) 資料庫的月平均氣候場分佈。(單位：mm/day)

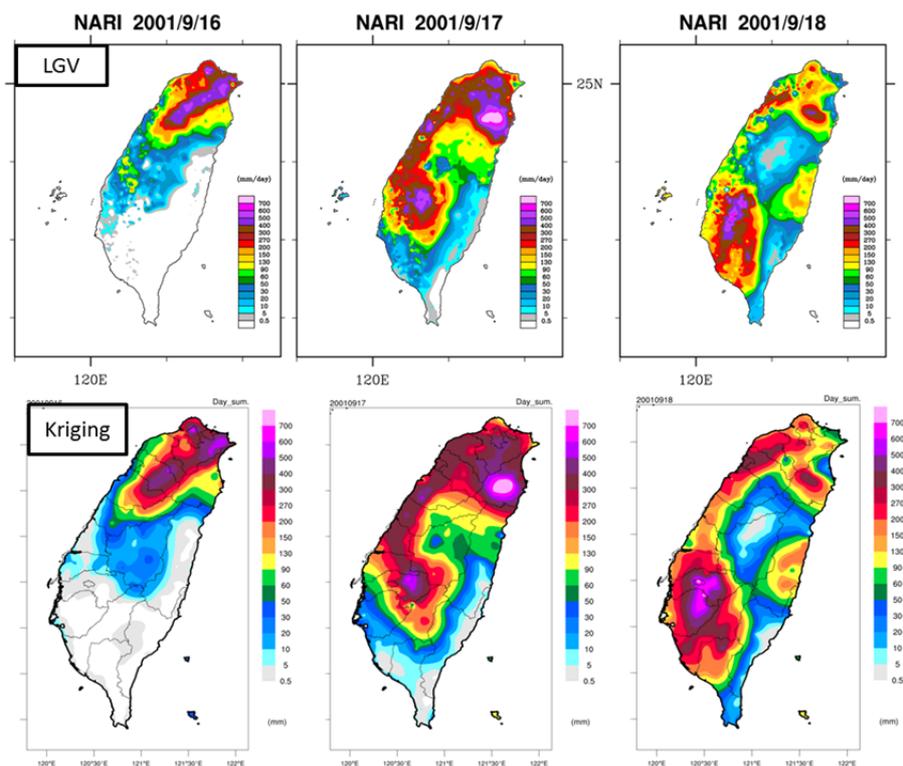


圖 8. 發生在 2001 年，9 月 16 日~18 日的納莉颱風，其影響臺灣期間的極端降雨空間分佈。上下排圖例分別來自本計畫產製的日降雨網格資料 (LGV) 以及氣象局現有網格資料庫 (Kriging)。(單位：mm/day)

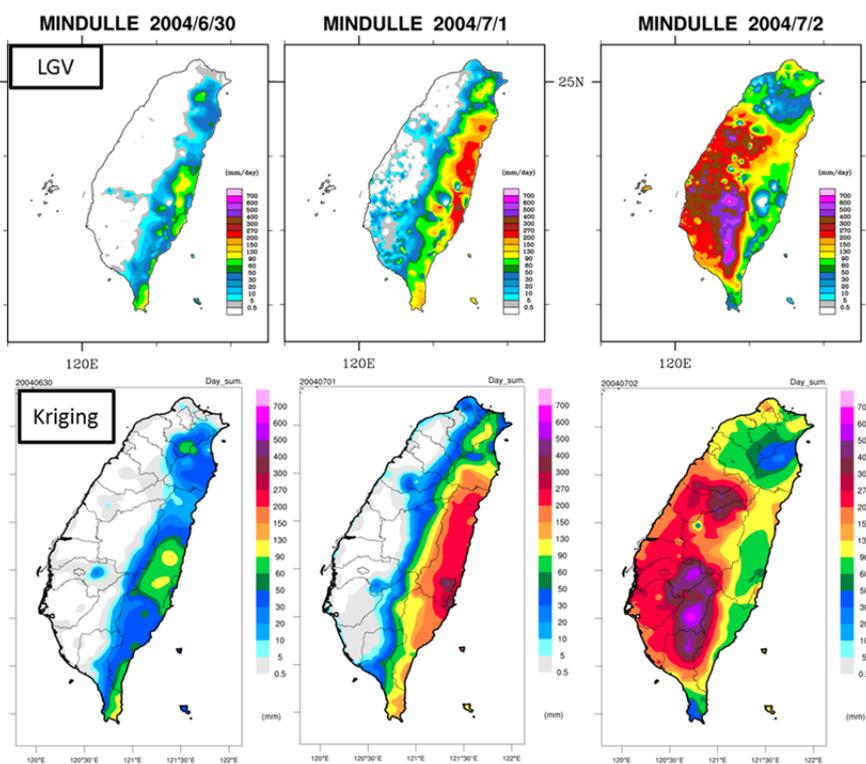


圖 9. 同圖 8，但為敏督利颱風 (2004 年 6 月 30 日~7 月 1 日)。

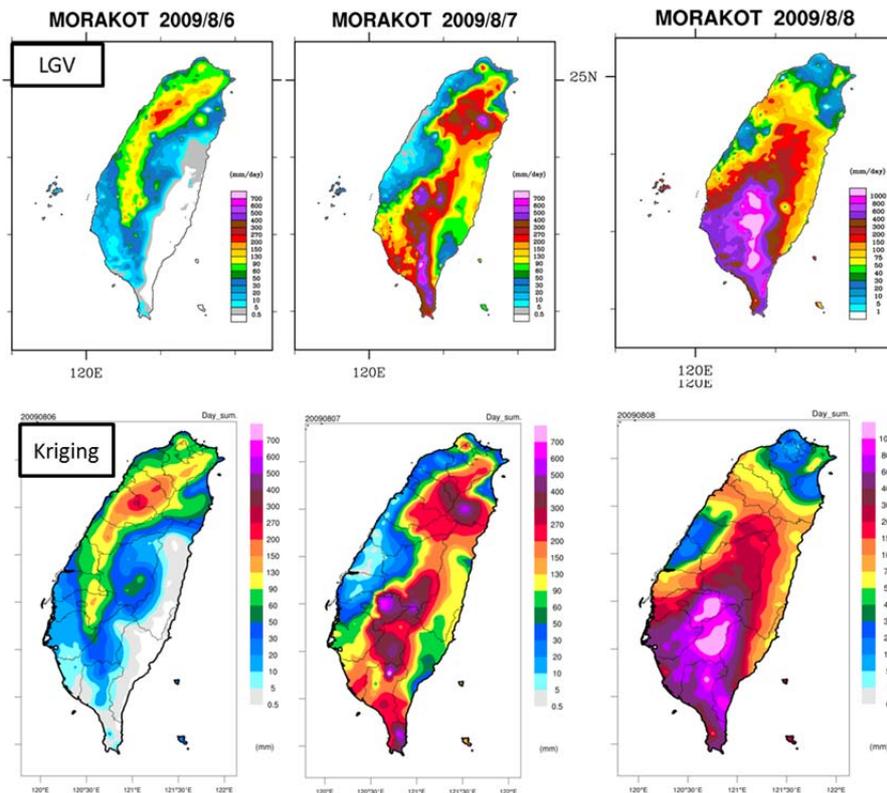


圖 10. 同圖 8，但為莫拉克颱風 (2009 年 8 月 6~8 日)。

四、結論

蒐集散置於不同單位的測站日降水資料，本研究將包含無雨日在內的測站日降水時間序列視為隱藏高斯變數(Z scores)後，再利用可逆的單調函數轉換，分月份建立其與全島物理降水之間一對一的映射關係。測站補遺和空間網格化步驟在 Z scores 和 EOF 空間中進行可充分利用高斯分佈的統計特性並且同時處理降水的混合統計性質。不確定性分析的結果顯示，本研究建立的全域法統計模式的不確定性，遠小於補遺時的不確定性，而後者又小於進行網格化時造成的不確定性。要降低補遺和網格化時的不確定性還是要仰賴強化在偏遠中南部山區的測站豐度。

本研究所建置的臺灣地區 (含離島) 長期日降水網格化資料庫可作為推估氣候變遷相關水文衝擊的觀測基礎資料。

參考文獻

翁叔平和楊承道·2012：臺灣地區月降雨及溫度 1 公里網格資料庫之建置 (1960-2009) 及其在近未來 (2015-2039) 的氣候推估應用·*大氣科學*·**40**·349-370。

Simolo, C., M. Brunetti, M. Maugeri, and T. Nanni, 2009: Improving estimation of missing values in daily precipitation series by a probability density function-preserving approach. *Int. J. Climatol.*, doi:10.1002/joc.

極端天氣與氣候指標的區域統計降尺度：從日資料到極端事件

Regional Statistical Downscaling of Extreme Weather and Climate Indices: From Daily Data to Extreme Events

陳正達、林修立
國立臺灣師範大學

摘要

極端天氣與氣候事件發生頻率與強度發生變化時，對於社會、經濟與環境的衝擊遠大於平均氣候狀態的些許改變。跨政府氣候變遷小組 (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) 第五次評估報告，以及臺灣氣候變遷科學評估報告中分析現有氣候模式的模擬結果，皆推估在未來氣候變遷的影響下，非常可能有更多而且更劇烈的豪雨事件發生，而同時不下雨的日數增加，連續不降雨日的平均時間也會拉長，造成降雨在時間分布的變異量更大，洪澇與乾旱頻率都增加。不過，上述的極端天氣與氣候事件在未來的變化推估主要還是由評估氣候模式模擬結果而來，即使可以發展與運用區域空間降尺度方法，獲得區域局部的極端變化特性。但是，這些變化，往往未必是現階段全球氣候模式的解析度下所能掌握的，必須加以了解導致這些變化背後的物理過程與大尺度背景環境變化。

本研究運用參與 IPCC 評估報告所使用的耦合氣候模式數值實驗計畫 (CMIP5) 結果，進行極端天氣與氣候事件或指標的模擬與未來變化推估方面的探討，首先是評估模式模擬現今氣候中的極端天氣與氣候指標的能力，並分析未來可能的變化推估與不確定性。其次是如何透過高解析度的觀測資料與模式，運用統計關係提升現有氣候模式所模擬區域極端天氣與氣候指標的空間解析度，同時修正模擬的誤差。

關鍵詞：TCCIP、極端氣候指標、統計降尺度

Abstract

The impact from changes in the occurrences frequency and intensity of extreme weather and climate events on the society, economy, and environment are much greater than changes in the mean climate condition. The scientific assessment on climate change from the IPCC 5th Assessment Report (AR5) and Climate Change in Taiwan: Scientific Report 2011 concluded that it is very likely that extreme precipitation would be more frequency and intense based on the current climate model projection. At the same time, the wet day or light rainfall event frequency will reduce and lead to longer period of consecutive dry days. It would create greater temporal variability for precipitation and make both floods and droughts more frequent. But at the same time

it is also an important water resource. Although the future projected frequency of tropical cyclone will generally decrease over the globe, the typhoon intensity and associated rainfall extremes will increase once the tropical cyclone formed. However, the projected future change in weather and climate extremes are mainly based on global climate model that might not properly simulate the extreme events with relatively low spatial resolution. Nevertheless, there are also significant spatial differences in the project change in high impact weather events. Even if we can use dynamical or statistical downscaling method to provide further regional details. One should still carefully examine whether GCM can reproduce similar change at lower resolution, especially the linkage of changes in extremes to large-scale environment and physical processes that GCM can properly simulated.

The proposed work will use the model outputs from CMIP5 experiments used by the IPCC assessment report and analyze the simulated present weather and climate extreme indices and their future projection. The ability of model in capture the present-day extreme events will be evaluated and properly compared with observation. The likelihood of future changes based on climate model projection will be estimated with probabilistic format. Further, high-resolution observational data will be used to statistically downscale the regional details of extreme indices from low resolution global climate model.

Keywords: TCCIP, extreme indices, statistical downscaling

一、前言與研究目的

未來氣候變遷推估主要是依據過去各國主要氣候中心所發展的全球氣候模式，以不同的未來發展情境所做的變遷推估模擬。受限於計算資源的需求與現有模式架構，在 IPCC 第四次評估報告中的這些全球氣候模式水平空間解析度大約是從 500 多公里至 100 多公里，其中大多數的模式網格大小約為 300 公里 (2.8125 經緯度)；在 IPCC 第五次評估報告中的全球氣候模式空間解析度均有所提升，但仍在 300 公里至 80 公里左右。在臺灣在這種典型氣候模式的解析度下僅是數個網格點，無法進一步區分更細部的氣候資訊，而且往往在這些氣候模式中，臺灣地區被定義為海洋的網格點，並不是陸地，同時在低解析度下的臺灣地形也比實際高度要低得多。這些限制都可能造成氣候模式的直接模擬結果與臺灣區域細部觀測資料的差距，特別是地形對氣溫與降雨都有明顯的作用。如果只計算氣候改變量，固定的系統性誤差也許對結果影響有限，但是還是無法評估氣候改變量是否會受到海陸分布與地形的影響。所以必須審慎運用全球氣候模式的模擬資料，特別是運用模式過去氣候模擬結果時，必須瞭解其在現有架構下，全球氣候模式在有局部複雜地形地貌的臺灣區域，無可避免會產生的誤差。

另一部分，極端天氣與氣候事件對於社會、經濟與環境的衝擊遠大於平均氣候狀態的些許改變，氣候變遷科學評估報告分析現有氣候模式的模擬結果，推估在未來氣候變遷的影響

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

下，非常可能有更多而且更劇烈的豪雨事件發生，而同時連續不降雨日的平均時間也會拉長，造成降雨在時間分布的變異量更大。不過上述的極端強降雨事件在未來的變化也並非是各地一致的，從氣候變遷中強降雨事件變化對臺灣的影響與調適評估方面，最重要的資料需求是臺灣局部地區極端降水未來變化，但是這些細部的極端雨量變化，往往而非現階段全球氣候模式的解析度下所能掌握的，必須發展區域空間降尺度方法。

本研究運用參與聯合國跨政府氣候變遷委員會 (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) 評估報告所使用的耦合氣候模式數值實驗計畫 CMIP5 結果，進行極端強降雨事件的模擬與未來變化推估方面的探討，首先是評估模式模擬現今氣候極端降雨的能力，並分析未來可能的變化推估與不確定性。其次是如何透過高解析度的降雨觀測資料，運用統計關係提升現有氣候模式所模擬區域極端降雨的空間解析度，進而分析高解析度氣候模式所模擬的極端降水與變化。

二、模式與降尺度

表 1 各 CMIP5 數值實驗日平均氣候模式，含名稱與解析度。

2.1 全球氣候模式

氣候模式資料則是先選取提供 IPCC 第五次科學評估報告並在模式資料庫中有相關未來情境模擬資料的所有第五次耦合氣候模式比對實驗 (CMIP5) 的模式推估結果。計畫所主要處理的是降雨方面的極端氣候指標部分，必須運用日平均降雨的資料。在表 1 內附有個別模式的名稱、解析度和模式發展的氣候中心 (31 個氣候模式、19 氣候研究中心機構)。

CMIP5	Daily	Atmosphere					
		RES.	historical	rcp26	rcp45	rcp60	rcp85
ACCESS1-0	CSIRO-BOM	192x145	○		○		○
ACCESS1-3		192x145	○		○		○
bcc-csm1-1	BCC	128x64	○	○	○	○	○
bcc-csm1-1m		320x160	○	○	○	○	○
BNU-ESM	BNU	128x64	○	○	○	○	○
CanESM2	CCCMA	128x64	○	○	○	○	○
CCSM4	NCAR	288x192	○	○	○	○	○
CESM1-BGC	NCAR	288x192	○		○		○
CESM1-CAM5		288x192	○	○	○	○	○
CMCC-CM	CMCC	480x240	○		○		○
CMCC-CMS		192x96	○		○		
CNRM-CM5	CNRM-CERFACS	256x128	○	○	○		○
CSIRO-Mk3-6-0	CSIRO-QCCCE	192x96	○	○	○	○	○
EC-EARTH	ICHEC	320x160	○		△		○
FGOALS-g2	LAGG-CESS	128x60	○	○	○		○
GFDL-CM3	NOAA-GFDL	144x90	○		△	○	○
GFDL-ESM2G		144x90	○	○	○	○	○
GFDL-ESM2M		144x90	○	○	○	○	○
HadGEM2-AO	MOHC	192x145	○	○	○	○	○
HadGEM2-CC		192x145	○		○		○
HadGEM2-ES		192x145	○	○	○	○	○
inmcm4	INM	180x120	○		○		○
IPSL-CM5A-MR	IPSL	144x143	○	○	○	○	○
MIROC5	MIROC	256x128	○	○	○	○	○
MIROC-ESM		128x64	○	○	○	○	○
MIROC-ESM-CHEM		128x64	○	○	○	○	○
MPI-ESM-LR	MPI-M	192x96	○	○	○		○
MPI-ESM-MR		192x96	○	○	○		○
MRI-CGCM3	MRI	320x160	○	○	○	○	○
MRI-ESM1		320x160	○		○		○
NorESM1-M	NCC	144x96	○		○		○
		Total :	31	21	28	16	30

在過去，CMIP3 情境之模擬是以人為溫室氣體 (二氧化碳) 排放量，當作氣候變遷溫度上升的基準，而 CMIP5 情境模式則是以輻射量作為氣候變遷之基準，再用以估計各溫室氣體隨時間的代表性變動 (Representative Concentration Pathways, RCP; Meinshausen *et al.*, 2011)。

RCP2.6 其溫室氣體排放量在所有情境中為最低，其輻射驅力在 20 世紀中達到高峰期為 3.1W/m^2 ，但在 2100 年時輻射驅力回到 2.6W/m^2 。為達到此種情境模擬，則隨著時間之推移，需大幅降低溫室氣體之排放量 (在 2050 年以前減半)。

RCP 4.5 為一個穩定之情境，經採用減少排放溫室氣體之技術和政策性決策下，在 2100 年前總輻射驅力已經達到一個平衡不再大幅增加或減少的穩定狀態。

RCP 6.0 跟 RCP 4.5 接近都是在輻射較為穩定成長之狀態，但 RCP6.0 總輻射驅力達到平衡時間在 2100 年之後，此種輻射平衡是假設藉由科技或政策過程削減溫室氣體排放量並不會特別強調排放量會持續上升至 2080 年，之後才會下降。

RCP 8.5 是所有情境中持續增加總輻射驅力最多的，此情境中會隨著時間增加大氣中溫室氣體濃度量，並不會對溫室氣體排放量進行削減。

對於未來世界發展的不同情境，新的 IPCC 科學評估報告中所用的 CMIP5 情境模式則是以輻射驅力作為氣候變遷之基準，再用以估計各溫室氣體隨時間的代表性變動 (RCP)，包含 RCP3-PD、RCP4.5、RCP6、RCP8.5 等，不同情境在溫室氣體的排放量上有所差異，但在決定溫度上升之幅度還是以輻射驅力變化大小最為重要 (參看圖 1)。

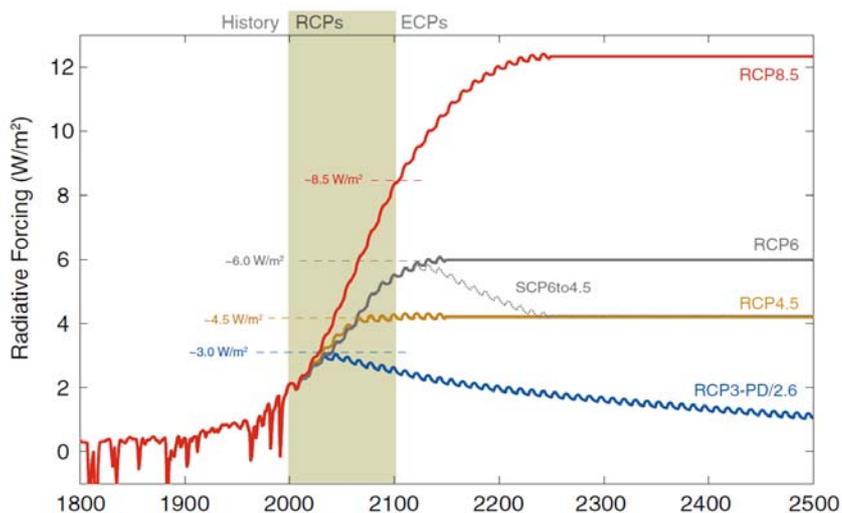


圖 1. CMIP5 各情境輻射驅力隨時間之變化。擷取自 Meinshausen *et al.* (2011)。

本計畫所選用 CMIP5 氣候模式資料，主要符合以下三點資料完整性條件：1. 同時可獲得 historical 與 RCP 情境之模式；2. 模擬時間區間皆涵蓋 1961-2005 年和 2006-2100 年兩時段之模式。根據以上之條件選擇了 historical：31 組、RCP2.6：21 組、RCP4.5：28 組、RCP6.0：16 組與 RCP8.5：30 組資料，計畫選取模式針對歷史模擬實驗以及不同未來發展情境進行分析討論，在模式有多成員系集模擬時會先只取單一成員進行分析，主要是希望在討論模式結構與敏感度所造成的差異與機率分布範圍時，各模式的權重相同。統計降尺度方法的應用與驗證所用的是歷史模擬實驗中 20 世紀的最後 45 年，之後便運用相同的方法進行未來發展情境。模式未來的推估比較，基期是 historical 1986 到 2005 共 20 年，21 世紀末是 2081 到 2100 共 20 年。此外，由於許多極端氣候指標在計算部分百分位閾值時，原始定義都是參考 1961 到 1990 年的氣候值為基準，但鑒於計畫主要在探討氣候變遷的影響，故本計畫在後續計算各極端氣候指標時，將檢期的年份改為 1986 到 2005 年，與基期時段相同。

2.2 觀測資料

在 25 公里網格觀測資料方面，是使用日本的 APHRODITE (Asia Precipitation Highly-Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of the Water Resources, Yagatai *et al.*,

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

2011; Yasutomi *et al.*, 2011) 計畫所分析的日平均降雨與溫度資料為基準，單位為 mm/day，觀測資料範圍為亞洲季風區 (60°E~150°E；15°S~55°N)，資料時間為 1961~2007 年，網格解析度為 0.25°×0.25° (圖 2)。上述的觀測資料都是以陸上氣象測站的長期觀測所進一步處理的網格資料分析，也因此只有陸地的部份有資料，海洋上除島嶼外並無資料。

2.3 降尺度方法

日降雨資料統計降尺度之方法分為兩步驟，第一步驟為內差 (Interpolation)，第二步驟為偏差校正 (Bias correction)，流程圖如圖 3 所示。由於每個模式之解析度並不一致，先透過內差的方式將所有模式解析度降至與觀測資料 (Aphrodite) 相同之 0.25°×0.25°，本研究採用內差之方式為 Bilinear interpolation，接下來對每個 0.25°×0.25° 的格點進行差校正。此偏差校正法主要是參考主 Wood *et al.* (2002, 2004) 與 Maurer (2007) 所發展的偏差校正空間分解法 BCSD (Bias correction and spatial disaggregation) 中偏差校正的概念，再加入時間採樣區間 (TimeWindow) 的技術，目的是能夠增加資料的筆數，透過較

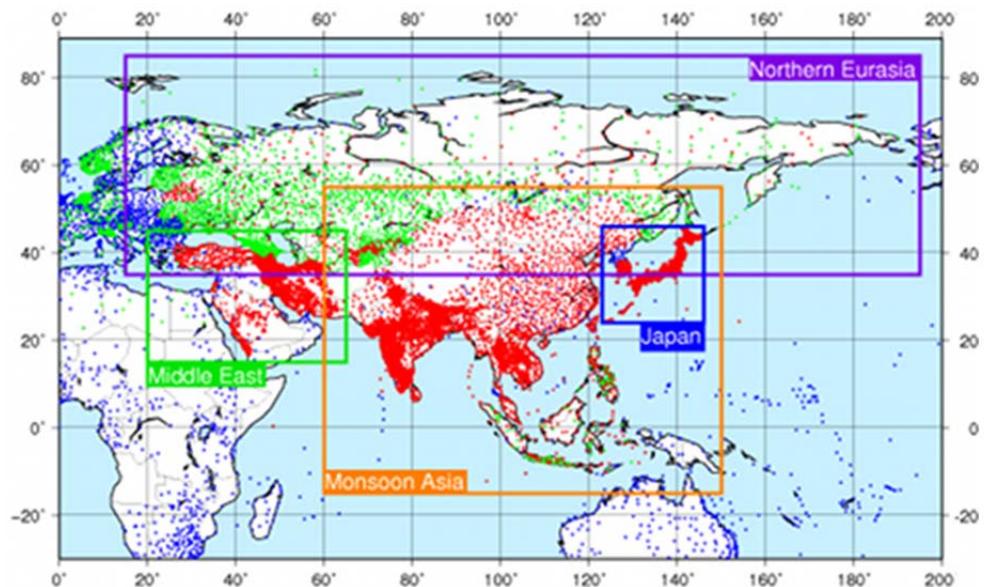


圖 2. APHRODITE 高解析度測站降雨估計資料的範圍、解析度與時間長度。

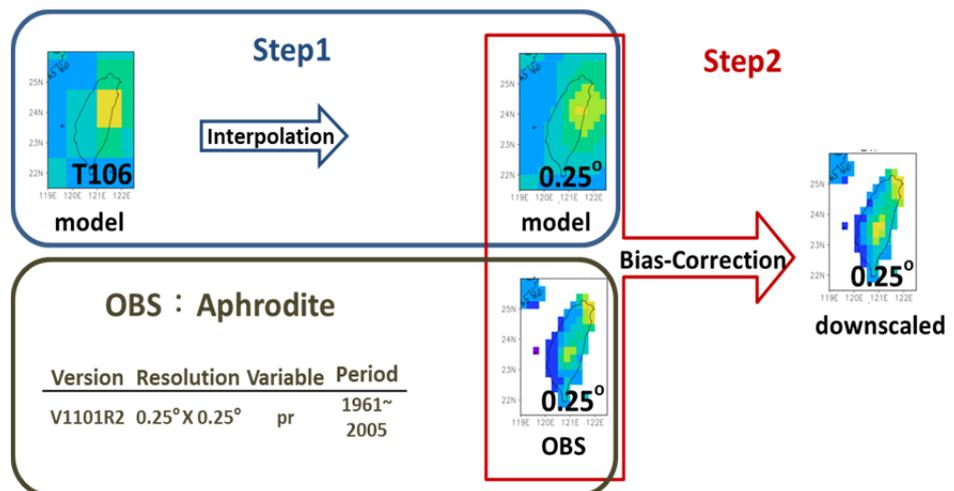


圖 3. 日資料統計降尺度方法流程。左為第一階段內插至 0.25°，右為第二階段偏差校正。

多的資料樣本以獲得的 CDF 函數分布，模式與觀測兩者之間曲線才不至於型態差異過大。接著是百分位分級制，這步驟特別能針對高百分位降雨的部份進行較佳的處理，由於增加 CDF 函數樣本，則同時可能增加了觀測 CDF 曲線高百分位降雨強度的變化性，因此模式越高百分位進行偏差校正時，可能得到的偏差修正率過大而失當，故計劃則透過百分位的分級方式，將偏差修正的係數成等級式地轉換。

2.4 日降尺度結果

此日降尺度之方法不同於以往月平均降尺度之方法，對於模式降雨強度之不足更能有效予以修正，其結果與臺灣地區 CMIP5 日降雨統計降尺度在各季節的表現與前期計畫中越平均降雨之統計降尺度結果相似，以圖 4 為例，模式 MRI-CGCM3 在基期 (1986~2005 年) 四季節之月降尺度與日降尺度兩者所用偏差校正方法上有所差異，結果並不會完全一致。但以整體表現來說，兩者均與觀測資料相近，各季節降雨的區域均能準確呈現。

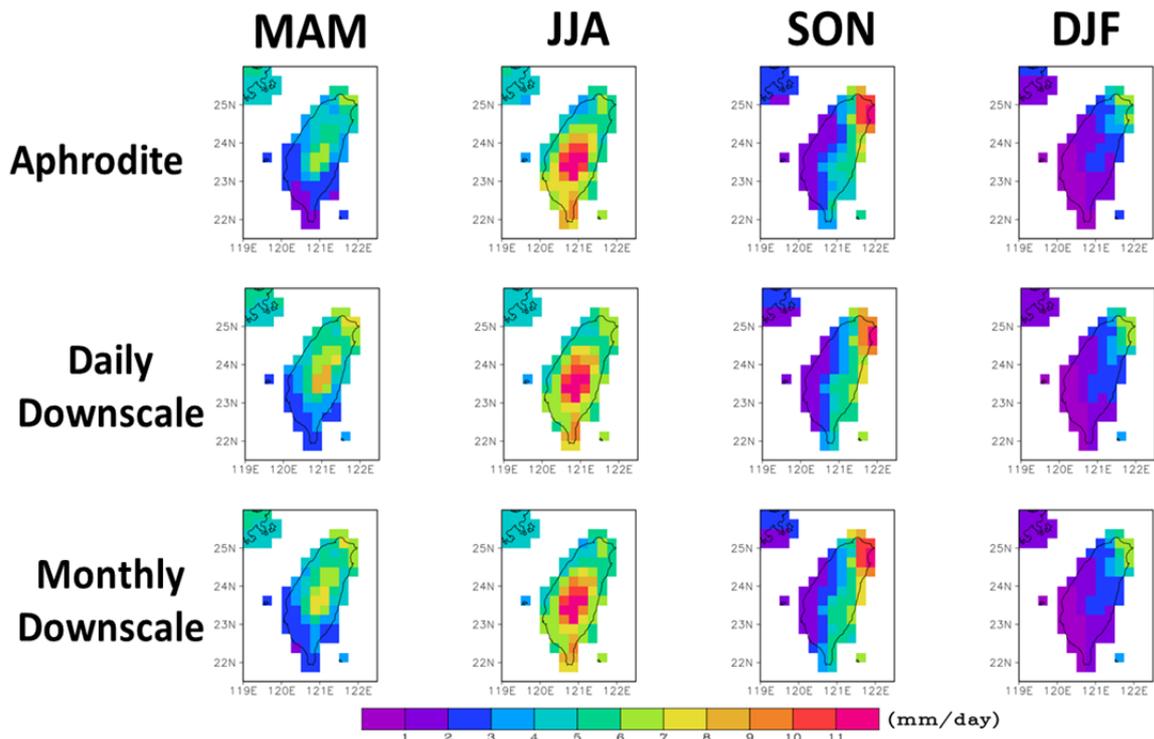


圖 4. MRI-CGCM3 在日降尺度與月降尺度與觀測資料在基期 (1986~2005 年) 四季節在臺灣地區雨量分布氣候值。

三、臺灣地區降雨極端氣候指標

3.1 降雨極端氣候指標說明

在各氣候模式日降雨資料進行極端氣候指標之挑選，計畫採挑選常見的 11 種氣候指標，

1. 最大日降雨強度(RX1DAY)、2. 最大連續五日累積降雨量 (RX5DAY)、3. 簡單日降雨強度 (SDII)、4. 雨日 (RR1)、5. 大雨日數 (R10mm)、6. 特大雨日數 (R20mm)、7. 乾期連續日數 (CDD)、8. 雨期連續日數 (CWD)、9. 95 百分位雨日累積雨量 (R95pTOT)、10. 99 百分位雨日累積雨量 (R99pTOT)、11. 雨日累積雨量(PRCPTOT)，除了 R95pTOT 與 R99pTOT 是 20 年累積的雨量外，其餘都是 20 年的平均。以下為各指標的說明：

1. 年最大日降雨強度 RX1DAY (Max 1-day precipitation amount)

為一年中最大的日降雨之雨量值，故在氣候模式或觀測資料網格裡，每個網格點上每一年都會有一最大日降雨強度，其單位為公厘 (mm)。

2. 最大連續五日累積降雨量 RX5DAY (Max 5-day precipitation amount)

為一年中連續五日最大的日降雨之雨量值，其單位為公厘 (mm)。

3. 簡單日降雨強度 SDII (Simple daily intensity index)

主要評估在所有雨日中的單日平均降雨量，將全年累積降雨量除以雨日(單日累積降雨量超過 1 公厘) 之天數，便可得到該年的雨日降雨強度指標，其單位為公厘 (mm)。

4. 雨日 RR1 (Number of wet days)

一年內單日累積雨量超過 1 公厘($RR \geq 1 \text{ mm}$) 的總日數，單位為天數。

5. 大雨日 R10 mm (Heavy precipitaion days)

其定義為一年中日累積降雨量大於 10 mm 的天數，單位為天數。

6. 特大雨日 R20 mm (Very heavy precipitation days)

其定義為一年中日累積降雨量大於 20 mm 的天數，單位為天數。

7. 乾期連續日數 CDD (Consecutive dry days)

連續最多單日累積雨量少於 1 公厘 ($RR < 1 \text{ mm}$) 之天數，單位為天數。

8. 雨期連續日數 CWD (Consecutive wet days)

連續最多單日累積雨量多於 1 公厘 ($RR > 1 \text{ mm}$) 之天數，單位為天數。

9. R95pTOT (Total precipitation percent due to R95p days)

雨日中，日雨量達到 95 百分位(檢期)之累積雨量，可視為非常大雨日之累積雨量，其單位為公厘 (mm)。

10. R99pTOT (Total precipitation percent due to R99p days)

雨日中，日雨量達到 99 百分位(檢期)之累積雨量，可視為極端大雨之累積雨量，其單位為公厘 (mm)。

11. PRCPTOT (Annual total precipitation in wet days)

雨日累積雨量，主要評估在所有雨日中的累積降雨量，其單位為公厘 (mm)。

3.2 臺灣地區之降雨極端指標

降雨指標可分為兩類，一類是以降雨量強度或累積量表示的降雨指標，單位為 mm，另一位為雨日天數表示的降雨指標，單位為 day，表 2 為偏差校正前之模式資料與觀測資料，都是 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 解析度下所計算的極端氣候降雨指標，綠色欄位為模式不同排名與全部模式平均 (Mean)，紅色為觀測資料，藍色欄位為各極端氣候降雨指標。所有指數都是將能夠代表臺灣的網格 ($0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 解析度有 75 格) 進行計算或平均所得的值。

在偏差校正前，從 SDII、RR1、R10mm 和 CWD 等降雨指標的數值來看，模式 Mean 的結果都說明了模式解析度尺度與降雨參數化等因素，導致降雨的累積機率分佈上小雨的比例較多，小雨天數較多的模式表現，雖與強降雨事件較無關聯，大雨的強度和次數也明顯低估許多，如 RX1DAY、RX5DAY 等。接下來，檢視偏差修正後與觀測同解析度下的情形，如表 3。

在模式資料經過與觀測比對的偏差修正後，SDII、RR1、R10mm 和 CWD 等降雨指標的數值，相當符合與觀測降雨指標所代表的氣候行為意義，如此便有助於以近似相同的標準來評估氣候變遷下，模式所推估的改變趨勢，相關的 RX1DAY、RX5DAY、R95pTOT 和 R99pTOT 等都有統計意義上的特徵表現。

表 2 解析度 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 模式基期 (偏差修正前) 與觀測的極端氣候降雨指標列表。

index	10th %	25th%	Median	75th %	90th %	Mean	Aphrodite	unit
rx1day	46.7	54.6	79.3	103.6	115.0	80.0	131.4	mm/day
rx5day	113.3	136.2	185.9	222.8	266.5	186.8	253.9	mm/day
sdi	6.5	7.4	8.6	10.4	12.3	8.9	11.9	mm/day
rr1	143.6	160.1	179.8	197.6	220.3	183.1	124.7	day
r10mm	31.3	36.4	45.5	55.1	63.7	46.9	38.7	day
r20mm	8.7	12.5	17.6	23.6	29.6	18.5	19.6	day
cdd	14.2	17.1	21.0	25.0	30.3	21.5	31.9	day
cwd	15.3	17.3	21.6	30.9	39.1	26.3	11.8	day
r95pTOT	393.4	425.9	498.2	588.7	643.5	506.7	610.4	mm/day
r99pTOT	146.3	171.6	204.3	250.9	276.3	212.8	338.5	mm/day
prcpTOT	1161.1	1294.7	1534.0	1865.9	2181.5	1615.7	1508.0	mm/day

表 3. 解析度 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 模式基期 (偏差修正後) 與觀測的極端氣候降雨指標列表。

index	10th %	25th%	Median	75th %	90th %	Mean	aphrodite	unit
rx1day	116.1	121.9	128.4	136.4	141.9	129.1	131.4	mm/day
rx5day	254.3	270.6	293.2	321.3	339.6	297.0	253.9	mm/day
sdi	11.5	11.8	12.1	12.4	12.8	12.1	11.9	mm/day
rr1	129.3	131.1	133.0	134.9	136.5	133.0	124.7	day
r10mm	39.5	40.3	41.3	42.4	43.5	41.4	38.7	day
r20mm	19.7	20.3	21.0	21.8	22.6	21.1	19.6	day
cdd	27.9	29.8	31.9	34.6	37.0	32.3	31.9	day
cwd	12.5	14.0	15.5	17.4	18.6	15.7	11.8	day
r95pTOT	598.1	610.9	628.3	646.1	662.5	629.3	610.4	mm/day
r99pTOT	281.2	300.4	324.0	353.9	386.1	330.3	338.5	mm/day
prcpTOT	1529.9	1572.9	1613.6	1666.2	1726.7	1622.3	1508.0	mm/day

3.3 極端氣候降雨指標未來不確定性說明

本計畫在不確定性的評估方式採定性與定量兩種途徑進行說明，其目的在於了解各模式間模擬未來情境的推估結果，有哪些空間上分布 (圖 5、圖 6) 的定性差異，以及將全臺視為單一評估對象時，不同指標在各種程度的暖化情境下，量化後的變化率，其不確定性分佈之描述 (圖 7)。

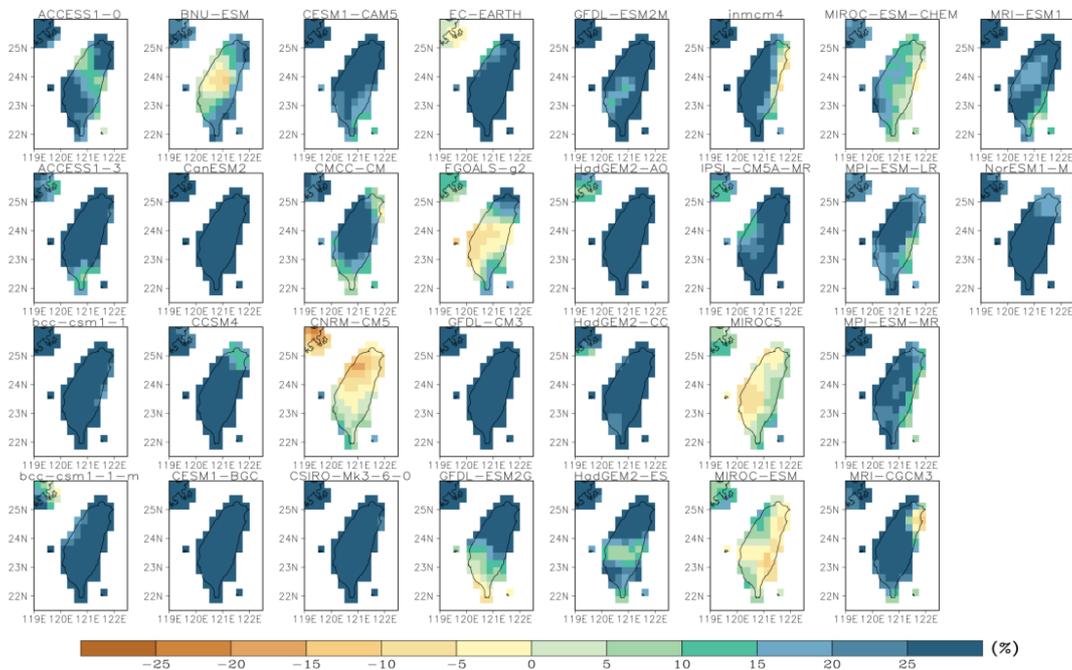


圖 5. 是模式日資料降尺度後的結果，降雨指標是 RX1DAY 在 RCP8.5 情境下的情形為例，從 30 個 CMIP5 氣候模式推估的狀況來看，全臺 RX1DAY 降雨指標變遷的趨勢，以增加為主，但仍有少數模式有部分區域是推估減少的，減少的區域以臺灣中部為主要；在不確定性的定性描述上提供了空間分布的參考。

極端天氣與氣候指標的區域統計降尺度：從日資料到極端事件
陳正達、林修立

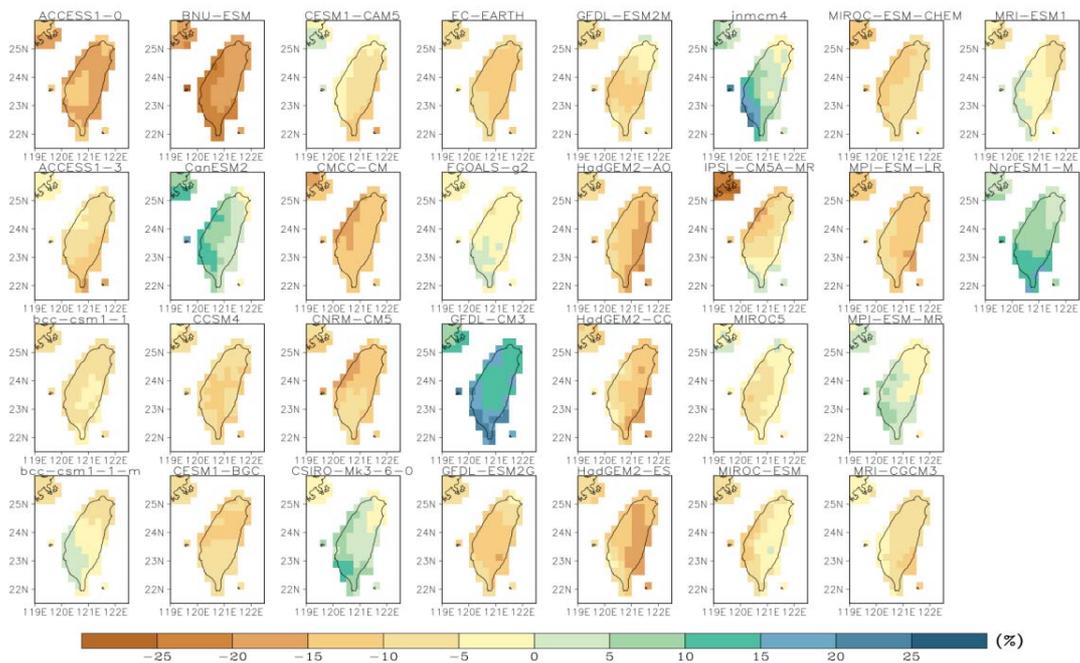


圖 6 降雨指標 RR1 在 RCP8.5 情境下的情形為例，從 30 個氣候模式推估的結果來看，全臺 RR1 雨日指標未來變遷趨勢是減少的，同樣地有部分模式推估的變遷情況是相反的，但比例而言是相對少得多，而全臺變遷的分佈上，北臺灣減少的可能性高於南臺灣，推論可能是冬季鋒面降水減少的緣故。

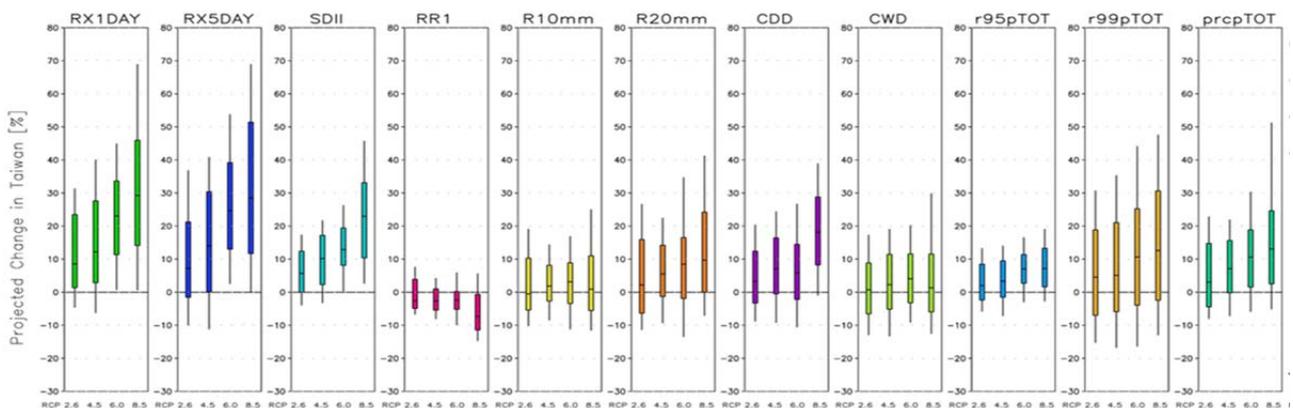


圖 7 臺灣極端氣候降雨指標未來情境推估，各降雨指標不確定性示意盒鬚圖。情境依序為 RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0 和 RCP8.5。

關於量化的不確定性定量描述，計畫採用盒鬚圖 (box-and-whisker plot) 方式來表達，圖 7 是所有降雨指標，在不同情境下，臺灣全區平均變化率的盒鬚圖，每組顏色代表一種降雨指標，由左至右分別為 RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0 和 RCP8.5 四種未來情境，每一個盒鬚圖

示其組成，由上而下代表為模式系集中的 90 百分位、75 百分位、中位數、25 百分位以及 10 百分位，將模式間未來推估結果的不確定性，以盒鬚圖量化表示之。

就強降雨指標 (RX1DAY、RX5DAY、PrcPToT、SDii) 而言，不同未來情境間不確定性的幅度差異小；不同氣候指標間不確定性的幅度差異則較大。原因在於指標特性，PrcPToT、Sdii 比較屬於氣候降雨指標，模式間差異受均化的影響，彼此差異縮小；RX1DAY 與 RX5DAY 則為極端降雨指標，因此不同模式間差異較大，且沒有均化問題。四項降雨指標，在未來推估下，皆顯著表現為降雨增加的趨勢。就雨日(RR1)來說，不同未來情境間不確定性變化幅度彼此差異小，唯 RCP8.5 情境不確性幅度約多出一倍；此降雨指標未來推估主要為雨日減少的趨勢，說明雨日主要減少在於小雨的雨日未來估計是減少，特別是 RCP8.5 情境下。R20mm 等指標說明的是極端降雨天數增加，CDD 指標則是代表未來連續不降雨的天數也增加，未來推估澇旱事件發生機會增。

四、結論

極端天氣與氣候事件往往需要至少日資料時間解析度的資料的資料計算極端天氣與氣候相關的指標。目前耦合氣候模式數值實驗計畫 (CMIP5) 所包含的各國氣候模式相當多，可以進一步提供氣候模式模擬極端天氣與氣候指標的能力比較與評估。由於上述耦合氣候模式數值實驗計畫的模式空間解析度一般並不高，所以固然有日資料，天氣與氣候極端指標的強度往往比高解析度的觀測極端指標小，因此在檢驗模式模擬極端指標的表現時必須考慮空間尺度對極端指標的影響，可以透過模式資料降尺度或觀測資料的升尺度後，了解模式的系統性誤差情形。同時，具體發展天氣與氣候極端指標區域化至臺灣區域的統計降尺度方法。

在臺灣地區世紀末 (2081~2100) 對於基期 (1986~2005) 的變化率來說，四情境表現一致都在強度 (RX1DAY、RX5DAY、SDII、R95pTOT、R99pTOT、PRCPTOT) 或是在頻率 (R20mm) 上均會增加，顯示未來會越容易發生極端強降雨事件；而雨日(RR1)天數減少、連續不降雨日 (CDD) 增加，顯示未來發生乾旱的機會增加。由上述兩點可知，臺灣地區未來正走向乾越乾、濕越濕的極端氣候類型。

參考文獻

- Maurer, E.P., 2007: Uncertainty in hydrologic impacts of climate change in the Sierra Nevada, California under two emissions scenarios, *Clim. Change*, **82**, 10.1007/s10584-006-9180-9
- Meinshausen, M, S. J. Smith, K. Calvin, J. S. Daniel, M. L. T. Kainuma, J-F. Lamarque, K. Matsumoto, S. A. Montzka, S. C. B. Raper, K. Riahi, A. Thomson, G. J. M. Velders, D.P. P. van Vuuren, 2011: The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300, *Clim. Change*, **109**, 213-241, doi 10.1007/s10584-011-0156-z.

- Wood, A. W., E. P. Maurer, A. Kumar, and D. P. Lettenmaier, 2002: Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States. *J. Geophysical Research-Atmospheres*, **107(D20)**, 4429
- Wood, A. W., L. R. Leung, V. Sridhar, and D. P. Lettenmaier, 2004: Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. *Clim. Change*, **62**, 189–216.
- Yasutomi, N., A. Hamada and A. Yatagai, 2011: Development of a long-term daily gridded temperature dataset and its application to rain/snow discrimination of daily precipitation. *Global Environmental Research*, **15(2)**, pp165-172.

TCCIP-II 動力降尺度進展：從單一到多組區域氣候推估

Dynamical Downscaling for the 2nd phase of TCCIP project - multiple regional climate projections

鄭兆尊¹、林宜穎、陳淡容、許晃雄²、陳正達³

國家災害防救科技中心、中央研究院環境變遷中心、國立臺灣師範大學

摘要

臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫 (TCCIP) 中動力降尺度的目的在於透過區域模式的模擬以獲得臺灣地區高時空解析度的區域氣候推估資料，並提供給氣候變遷衝擊研究之用。針對 21 世紀末、RCP8.5 暖化情境，第 2 期 TCCIP 計畫一共使用 2 個高解析度全球氣候模式、4 種不同未來海溫所做出的全球氣候推估資料進行降尺度，計算得到 5 組 5 公里解析度的臺灣地區氣候推估資料。由於大氣環流與臺灣複雜地形交互作用對臺灣氣候有重大影響，使用較接近真實地形的區域模式進行降尺度，不僅提高了資料解析度，也改善了的氣候模擬的結果。雖然 5 組資料仍不足以表達完整的不確定性，對比第一期計畫僅有單一推估結果，目前的成果較為豐富，溫度、降雨與颱風的推估已有些初步成果，可供進一步的分析與應用。以季節降水的變遷為例，5 組的推估皆顯示西部沿海的梅雨季降水增加、東部的秋季降水減少，提昇我們對這樣推估結果的信心度。相反的，5 組春季降水變遷推估的歧異度較高，代表較高的不確定性，若無進一步的分析，比較難對此變化下結論。

關鍵詞：TCCIP、區域氣候變遷、動力降尺度

Abstract

The primary goal of dynamical downscaling in the Taiwan Climate Change projection and Information Platform project (TCCIP) is to create high-resolution regional climate projection data over Taiwan area, which can be used in many climate change impact studies. Aiming at the projection of the end of 21st century, under RCP8.5 warming scenario, climate projections simulated by 2 high resolution atmospheric general circulation models driven by 4 different future projected SST were downscaled to create 5 sets of regional climate projections with 5 km horizontal resolution in the 2nd phase of TCCIP project. Because the interaction between general circulation and complicated terrain play important role in Taiwan's climate, using more realistic terrain in regional climate model allows dynamical downscaling not only increase the resolution but also improve the quality of regional projection data. Although 5 projections may be still too few to cover the whole spectrum of how future climate may change, they can provide more detailed

temperature, precipitation, and typhoons information for application than a single projection can. Take changes of seasonal precipitation as examples: because all 5 projections show that future meiyu precipitation of the west coast will increase and autumn precipitation of east Taiwan will decrease, we are more confident in these results. On the contrary, spring rainfall changes over Taiwan are diverse among 5 projections, indicating its high uncertainty. It is still difficult to draw a conclusion about how future spring rainfall may change without further investigation.

Keywords: TCCIP, regional climate change, dynamical downscaling

一、前言與目的

本計畫執行動力降尺度的目的在於使用具物理基礎的動力模式模擬以獲得高時空解析度的區域氣候推估資料。所產出的變數量豐富，對極端事件的掌握較佳，資料的應用層面較廣。在本計畫中，動力模式的應用主要是應用在劇烈天氣現象的推估上。考慮過去僅有 1 組動力降尺度資料無法評估推估結果的不確定性以及對推估結果的信心度，本期計畫朝向產製多組動力降尺度資料的方向努力，針對 2 個高解析度 AGCM (Atmospheric General Circulation Model 大氣環流模式) 的全球氣候模式資料進行降尺度，算出 5 組 21 世紀末的臺灣區域氣候變遷推估。

為了能凸顯暖化的特性，全球模式氣候推估所選取的兩段時間區間為 20 世紀末時期 (1979-2003 年) 以及 IPCC-AR5 (IPCC, 2013) 中所設定 RCP8.5 的暖化情境下的 21 世紀末時期 (2075-2099 年) 各 25 年。由於 20-25 公里高解析度 AGCM 的模擬需耗費大量的計算資源，只能針對特別的時間區間 (又稱時間切片，time-slice)。透過與日本創生計畫的合作，取得使用了 4 組不同海溫所驅動的 MRI-AGCM 系集模擬的未來時期推估進行降尺度。使用不同的海溫來驅動 AGCM 所得到不同的氣候推估結果，可以有獲得多模式推估結果的效果。雖然 4 組的系集成員數目上稍嫌不足，但是這 4 組海溫各具代表性。除了 1 組代表的是 CMIP5 系集平均之外，其他 3 組是以 CMIP5 海溫透過群落分析計算出來的，透過分析比對這 4 組推估的差異期望能涵蓋大部分的不確定性，對了解臺灣地區氣候變遷的特徵是頗有助益的。下列內容大多摘自「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫第二期(3/3)年度成果報告書」(2016) 筆者所撰寫的內容。

二、模式與降尺度

2.1 全球氣候模式與海溫

兩個高解析度全球模式分別 MRI-AGCM3.2S (Mizuta *et al.*, 2012) 以及 HiRAM (Chen and Lin, 2013)。MRI-AGCM 為日本氣象廳氣象研究所 (Meteorology Research Institute, MRI) 發展

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

的高解析度全球大氣模式，3.2S 版本的解析度約為 20 公里；HiRAM 為美國普林斯頓大學地物動力實驗室所發展的高解析度全球大氣模式 (High Resolution Atmospheric Model, HiRAM)。本研究使用的 HiRAM 有 50 公里解析度的高解析度版的 HiRAM-c192 與 25 公里解析度的 HiRAM-C384。MRI-AGCM 與 HiRAM-C192 皆使用前述 4 組海溫進行系集實驗，HiRAM-C384 僅有一組海溫的模擬。

前述 4 組海溫中，c0 的海溫為 AR5 的 CMIP5 實驗 (Taylor *et al.*, 2012) 中 28 組模式的系集平均，Mizuta *et al.* (2014) 將這 28 組海溫變化的空間分布進行群落分析，將未來海溫推估分為：c1、c2、c3 分別由 8、14、6 個模式海溫暖化推估計算得到的平均。圖 1 所呈現的是這 4 組未來海溫變化在東亞地區不同季節的空間分布，主要的特徵為：高緯度的暖化程度(超過 5°C)大於低緯度地區(介於 2.5°C 至 3.5°C)，夏、秋兩季節的暖化較冬、春兩季明顯。相較於 c0，可以看到臺灣及日本附近的海溫 c1 大致上低於 c0，差異大約在 0.5°C 以內；c2 略接近 c0；c3 則明顯高於 c0，差異大約在 1°C 以內。

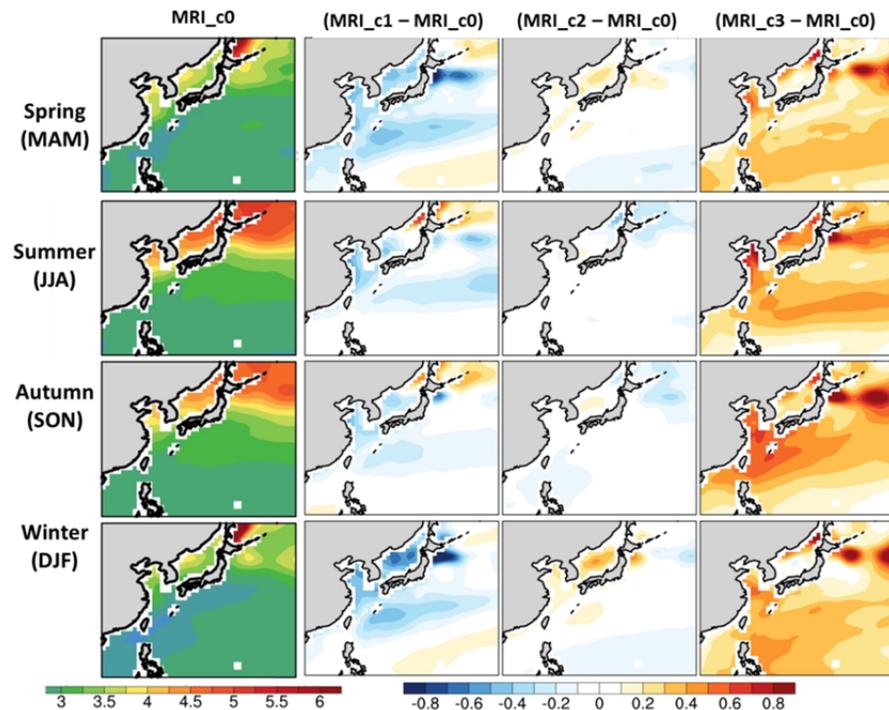


圖 1. 第 1 欄為 c0 的海溫在 21 世紀末增暖的空間分布。第 2-4 欄由左至右分別為、c1、c2 及 c3 與 c0 之差異，單位：°C。

2.2 區域模式

臺灣地區動力降尺度的執行是以美國國家大氣研究中心 (National Center for Atmospheric Research, NCAR) 發展的天氣研究與預報模式 (Weather Research and Forecast model, WRF) 3.5.1 版作為區域模式進行 5 公里解析度的區域氣候模擬。由於 5 公里解析度的 WRF 模式模擬需耗費大量的計算資源，本計畫中只針對 MRI-AGCM 的 4 組系集推估與 HiRAM-C384 的單一推估進行整個 time-slice 25 年的降尺度，對於 HiRAM-C192 的系集推估資料，僅進行侵臺颱風事件的降尺度。在 25 年時間切片模擬中，WRF 水平解析度為 5 公里，範圍如圖 2 左所示。使用 WRF 對 HiRAM-C192 系集颱風事件進行降尺度時，WRF 的設定參考 WRF 網頁所示的 NCAR 颶風模式即時模擬所使用的參數化，對參數化的設定稍作調整，參見表 1。最大的差異是模擬區域範圍，採 3 層巢狀設計循序地執行降尺度，區域所涵蓋的範圍見圖 2 右。3 巢的解析度各為 15、5、2.5 公里，之間的溝通採單向 one-way nesting，子區域的結果不會回饋到母區域。

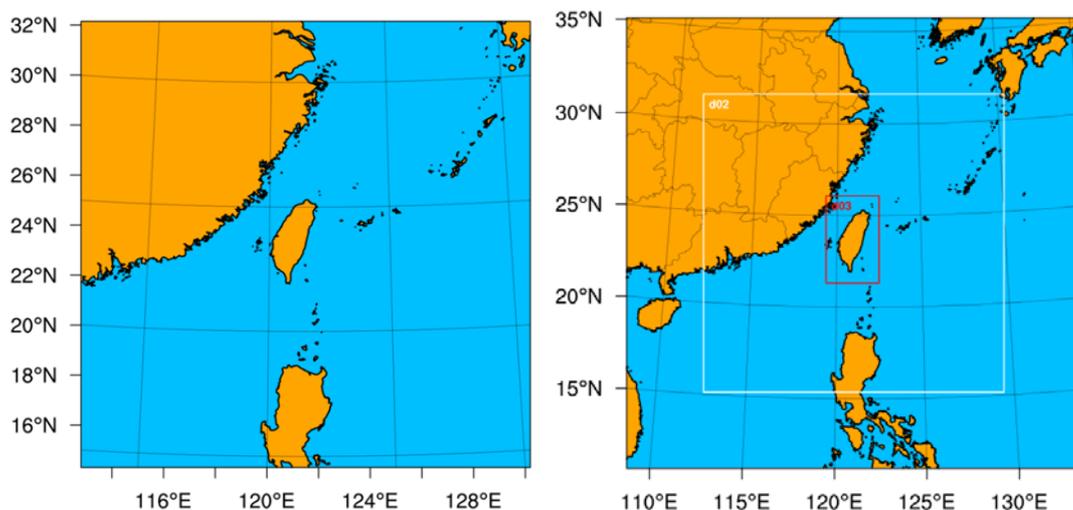


圖 2 左為 25 年長期動力降尺度的執行範圍，解析度為 5 公里。右為颱風事件動力降尺度的執行範圍，最大範圍為解析度 15 公里的區域 1，白線框出解析度 5 公里的區域 2，紅線框出解析度 5 公里的區域 3。

表 1 動力降尺度 WRF 模式所選用的物理參數化選項及模式的設定

參數化	時間切片模擬區域	颱風事件降尺度 區域 1	颱風事件降尺度 子區域 2 與 3
地表過程	Noah	Noah	Noah
邊界層	YSU	YSU	YSU
雲物理	WSM 5-class	WSM 6-class	WSM 6-class
積雲	KF 或 不使用	Tiedtke	不使用
輻射	CAM3	RRTMG	RRTMG
表面層	Monin-Obukhov	Monin-Obukhov	Monin-Obukhov
納進	Spectral nudging	不使用	不使用
垂直層數	36	36	36
側邊緩衝層數	20	10	10
模式層頂	50 百帕等壓面	30 百帕等壓面	30 百帕等壓面

三、台灣地區溫度降與變遷

3.1 季節溫度變遷

臺灣地區的溫度推估部分，圖 3 中臺灣地區全年日均溫區域平均的暖化在 A1B 情境下約

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

增加 2.4 度；在 RCP8.5 情境下的五組推估資料中分別增加了 3.3、3.0、3.4、3.5 及 3.2 度，其中以 WRF-MRI_c3 的最高、WRF-MRI_c1 的最低，彰顯出使用不同海溫（類似使用不同大氣海洋耦合氣候模式的效果）是造成區域推估結果不確定性的重要來源。區域模式推估受到全球模式推估結果所主導，暖化程度最嚴重的全球模式推估資料，其降尺度後的暖化也最顯著。各季節的溫度變化，增溫程度最大值的季節以秋季或冬季的增溫程度最大。另外，不論是在日均溫、日最高溫及日最低溫的變遷中，山區的增溫程度皆大於平地。

至於許多人關心高溫發生頻率的變遷問題，在這以日最高溫大於攝氏 35 度發生次數的改變來呈現（圖 4）。不同組推估結果都一致性指出，台灣未來在西半部地區日最高溫超過 35°C 的天數將明顯增加，尤其是西部平原與大台北都會區，RCP8.5 情境下高溫日數將比現在多出長達 2-4 個月的日數；A1B 情境則是多出 1-2 個月的日數。此結果顯示全球暖化對高溫災害、能源使用以及再生能源利用可能會帶來顯著的影響，非常值得進一步探討。

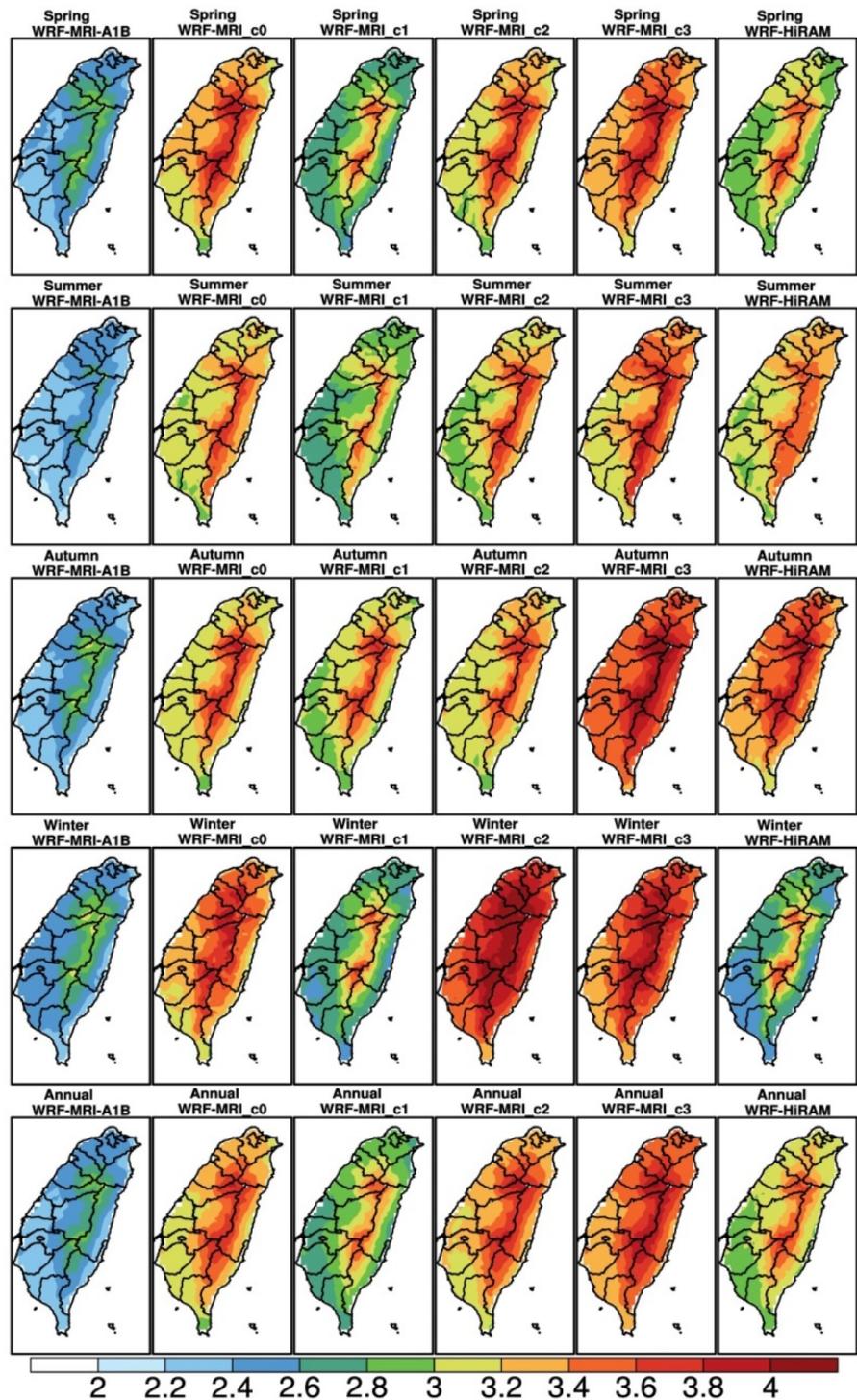


圖 3. 21 世紀末時期各季節臺灣地區日均溫的變化，由左至右分別為 A1B 情境下的 WRF-MRI、RCP8.5 情境下的 WRF-MRI-c0、WRF-MRI-c1、WRF-MRI-c2、WRF-MRI-c3 以及 WRF-HiRAM-C384 的結果。單位：°C

3.2 季節降雨變遷

在 21 世紀末的降雨變遷推估中 (圖 5)，各組推估結果在梅雨、秋季與冬季的變化趨勢較為一致。梅雨季與冬季呈現西半部增加的趨勢、秋季呈現西半部增加東半部減少的趨勢。因為一致性高，我們這推估結果的信心度也較高。至於各組春季與夏季降雨變遷的推估結果較為分歧，較難做出一個信賴程度較高結論。

至於極端降雨事件的變遷，在此以日雨量大於 200 mm 發生次數的改變率來呈現。雖然未來臺灣地區全年的降雨日數多呈現明顯減少的趨勢 (減少約 20%)，在西部地區全年強降雨多呈現增加。圖 6 顯示未來梅雨季以及夏季劇烈降雨的評估結果，梅雨季劇烈降雨增加趨勢在不同模式成員有較為一致的結果，在西半部將明顯增加，夏季的訊號則是有出現較不一致的情形，表示此訊號較不穩定 (與颱風路徑不確定性有關)，使用上需更為謹慎。透過分析多組推估結果，可以對未來可能發展的趨勢能有較佳的掌握，這些資料對後續應用研究帶來許多豐

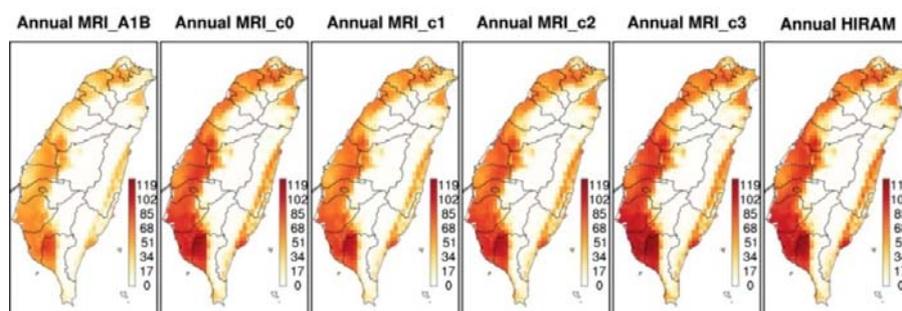


圖 4. 21 世紀末時期全年日最高溫超過攝氏 35°C 增加的天數，由左至右分別為 A1B 情境下的 WRF-MRI、RCP8.5 情境下的 WRF-MRI-c0、WRF-MRI-c1、WRF-MRI-c2、WRF-MRI-c3 以及 WRF-HiRAM-C384 的結果。單位: 日/年。

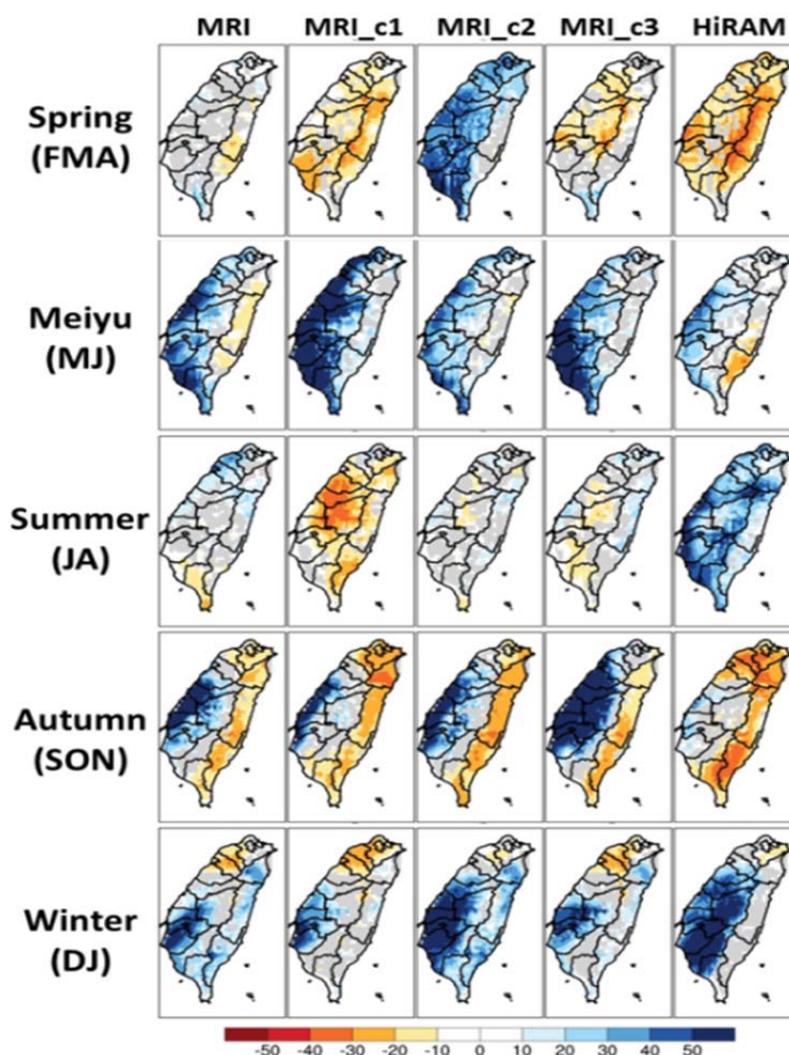


圖 5. 21 世紀末時期各季節降水變化率，由左至右為 WRF-MRI-c0、WRF-MRI-c1、WRF-MRI-c2、WRF-MRI-c3、WRF-HiRAM-C384 的結果。單位: %

富的研究課題。

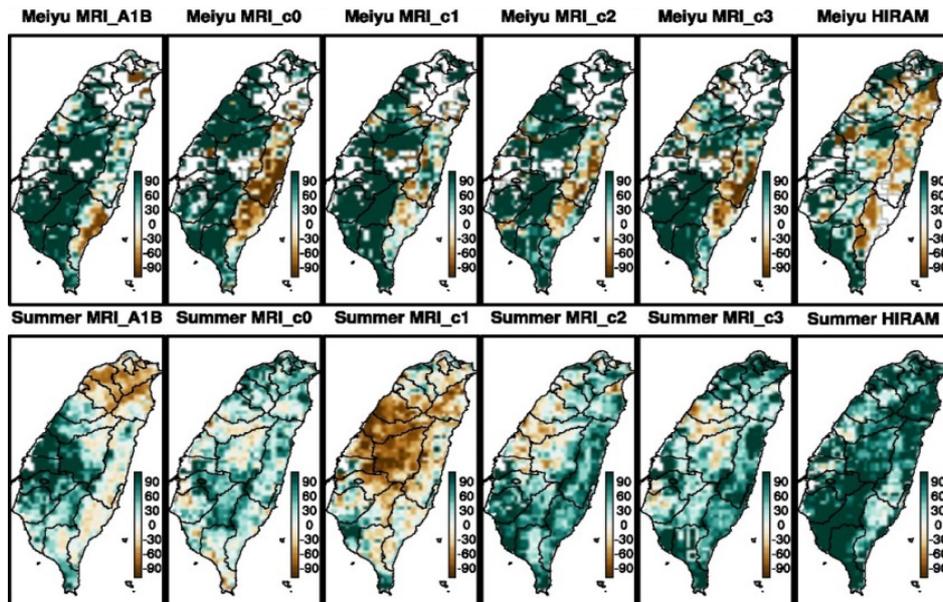


圖 6. 21 世紀末時期動力降尺度的氣候推估結果在梅雨（上）及夏季（下）日雨量大於 200 mm 發生之頻率變化率。單位：%。最左欄為 TCCIP1 完成的 A1B 情境下 WRF-MRI 的結果；其餘為 TCCIP2 完成的 RCP8.5 情境下的推估，由左到右分別為 W-MRI-c0、W-MRI-c1、W-MRI-c2、W-MRI-c3、W-HiRAM-C384 的推估。

3.3 颱風降雨

由於本研究產出解析度高，對颱風能有不錯的模擬，影響臺灣颱風特徵受暖化的改變是本計劃的重點工作之一。在 MRI-AGCM 與 HiRAM-C192 的各 4 組系集實驗中，推估現在與 21 世紀末時期影響臺灣之颱風個數如表 2 所示，觀測顯示現在時期（1979-2003）影響臺灣的颱風個數為 115 場，MRI-AGCM 低估了颱風數目，僅有 87 場；HiRAM-C192 則是高估，有 150 場。兩個模式颱風數目的不同除了來自於模式的差異，也來自使用不同的颱風偵測方法。兩個不同模式颱風的偵測分別由日本 MRI 與中研院研究團隊提供。

表 2. 現在和 21 世紀末影響臺灣之颱風個數、個強度所占比例及影響臺灣比例，其中颱風個數欄位中括弧內之數字表示 21 世紀末個數改變率

	觀測	現在 MRI	未來 MRI-c0	未來 MRI-c1	未來 MRI-c2	未來 MRI-c3	現在 HiRAM -c192	未來 HiRAM -c0	未來 HiRAM -c1	未來 HiRAM -c2	未來 HiRAM -c3
颱風個數	115	87	48 (-45%)	27 (-69%)	65 (-25%)	50 (-43%)	150	74 (-51%)	77 (-49%)	89 (-41%)	81 (-46%)

推估 21 世紀末影響臺灣的颱風個數於不同海溫設定下同樣皆有減少的趨勢。在 MRI-AGCM 中侵臺颱風減少的幅度介於-25%與-69%之間，存在的 44% 差異。在 HiRAM-C192 中，減少幅度的差異性較小，介於-41%與-51%之間，存在 10% 的差異。西北太平洋颱風與侵臺颱風數目皆顯著地減少，顯示 21 世紀末海溫增加雖有利颱風生成，但是中層垂直速度減弱與低層環流的渦度增加（與季風槽的減弱相關）的不利颱風生成效應較強，導致颱風生成減少，不同的海溫分布所模擬出來的結果影響到環流改變的不同，導致颱風生成於所走路徑在不同組的推估中存在明顯的差異。

隨著颱風數目明顯的減少，21 世紀末的年平均颱風降水量在各組推估中皆呈現減少的趨勢（圖 3 上列），意味著颱風帶來的水資源將會減少。然而颱風的降雨強度（總降雨除以降雨日數，圖 3 下列）多是呈現著增強的趨勢，尤其是西半部地區。降雨強度的增強在 MRI-AGCM 的推估較為明顯，HiRAM-c192 的推估較不明顯，此差異是否來自於推估颱風路徑的差異所致有待進一步的研究討論。圖 3 也呈現了單一推估與其整合 4 組的系集所有颱風降雨的結果，比較 HiRAM-C192 單一模式推估與其系集推估，可看到隨著參與分析的颱風數目增加，結果的統計意義較高，降雨強度減少的區域也會縮小，多數區域呈現的是降雨強度增強。

進一步比較系集與僅有單一組推估中強降雨颱風降雨變化的差異。在此將區域分為全臺、北區、中區、南區、東區和淡水河、高屏溪、大甲溪、曾文溪、濁水溪五大流域，依據颱風在這些區域的區域平均總雨量做排名，找出前 10% 的強降雨颱風，在計算出不同時期前 10% 颱風的總降雨平均值，算出各區域強降雨颱風在 RCP8.5 情境下 21 世紀末平均降雨改變趨勢。結果如表 3 所呈現，21 世紀末時期平均每場颱風的區域平均降雨量多是顯著增加的，出現降雨減少趨勢的都沒通過統計檢定，改變不明顯的也多沒通過統計檢定。以下對未通過檢定者，將不做進一步的描述。

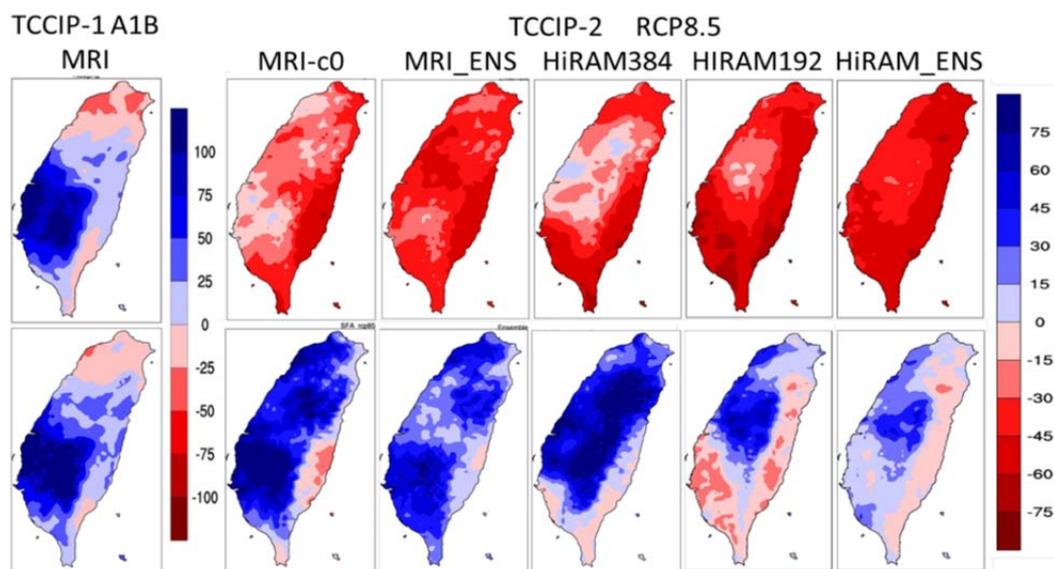


圖 3. 年平均颱風降雨（上排）和颱風降雨強度（下排）改變率，最左欄為 WRF-MRI-A1B 推估結果，其餘為 RCP8.5 情境的推估，左至右分別為 WRF-MRI、WRF-MRI 系集平均、WRF-HiRAM-C384、WRF-HIRAM-C192-c0 和 WRF-HIRAM-C192 系集平均。

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

表 3. 在 RCP8.5 情境下，各區域排名前 10% 強降雨颱風的總降雨區域平均值在 21 世紀末時期的改變率 (單位：%)。其中粗斜體代表降雨減少，深灰、淺灰底分別代表通過 95%、90% 統計檢定。WRF-MRI_c0、WRF-HiRAM-C384、WRF-MRI 系集平均、WRF-HiRAM-C192-c0 和 WRF-HiRAM-C192 系集平均推估。

區域	北	中	南	東	全臺	淡水	大甲	濁水	曾文	高屏
WRF-MRI_c0 單一	54	49	33	8	41	58	65	31	67	52
WRF-MRI 系集	29	23	41	14	35	41	31	18	57	51
W-HiRAM-C384 單一	66	48	-5	-1	18	62	69	41	36	15
W-HiRAM-C192-c0 單一	10	62	-10	4	7	9	42	80	6	1
W-HiRAM-C192 系集	9	48	26	19	27	5	27	62	33	30

四、小結與討論

儘管執行動力降尺度極耗費電腦計算資源，本研究仍以增加臺灣區域氣候動力降尺度推估的數目為目標。相較於單一推估的結果，相互比對 5 組 21 世紀末時期的氣候推估，有助於對於推估結果的變動範圍與發生的可能性有更進一步的了解。對 21 世紀末時期季節降雨、溫度及颱風事件的變遷進可歸納一些重點，整理如下：

1. 推估多顯示年平均降水在臺灣西半部沿海地區增加，而東半部地區則是減少。季節降雨部分，未來變遷趨勢較明顯且具一致性的有梅雨季西半部降水的增加、秋季東半部降水的減少；最具不一致性的則是春季降雨變化的推估。
2. 降雨頻率部分，降雨日數多呈現減少的趨勢，多數地區年平均約減少 10%~15%。大豪雨以上發生頻率的變化，除了 c1 的推估外，其他組多呈現臺灣東半部地區為減少、西半部地區增加，發生頻率增加較多的區域出現在山區。
3. 影響臺灣的颱風部分，推估皆顯示未來颱風個數減少，在 MRI-AGCM 中減少趨勢變動得較大，介於約-70%至-25%，在 HiRAM-C192 中變化幅度的變動得較小，介於-51%至-41%。
4. 受未來颱風數目銳減的影響，颱風總降雨量亦多呈現減少的趨勢；然而降雨強度在卻多呈現增加的趨勢，西部山區地區降雨強度的增加皆可超過 60%。
5. 溫度變遷部分，各組推估一致性極高，未來皆呈現增溫之趨勢，臺灣地區各季節日均溫在 A1B 情境下約增加 2.4 度；在 RCP8.5 情境下增加了 3.0~3.5；增溫程度最大值的季節以秋季或冬季的增溫程度最大。另外，不論是在日均溫、日最高溫及日最低溫的變遷中，山區的增溫程度皆大於平地。

6. 極端高溫部分一致性極高，平地地區未來發生的頻率皆增加、影響範圍變廣，尤其是西部平原與大台北都會區，RCP8.5 情境下全年高溫日數將比現在多出長達 2-4 個月的日數；A1B 情境則是多出 1-2 個月的日數。

目前所歸納的結果尚屬初步的研究成果。雖然透過 4 種海溫的使用，可得到 4 組未來的推估，但所計算未來變化時使用的現在推估仍只有一組。為減少現在時期推估的誤差傳遞到未來變遷推估的影響，在未來的工作增加現在時期推估的系集成員有其必要性，可提高結果的可信度。另外，四組推估中的海溫各具有代表性，能適度表達不確定性，然而考慮到模式之間的差異也是推估不確定的主要來源之一，未來還是需要參考其他全球模式，例如 GFDL HiRAM，系集模擬的結果，做進一步的比對。

參考文獻

- Chen, J.-H., and S.-J. Lin, 2013: Seasonal Predictions of Tropical Cyclones Using a 25-km-Resolution General Circulation Model. *J. Climate*, **26**, 380–398.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013 – The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2013. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Mizuta, R., H. Yoshimura, H. Murakami, M. Matsueda, E. Hirokazu, O. Ose, K. Kamiguchi, M. Hosaka, M. Sugi, S. Yukimoto, S. Kusunoki and A. Kitoh, 2012: Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **90A**, 233-258.
- Mizuta, R., O. Arakawa, T. Ose, S. Kusunoki, H. Endo, and A. Kitoh, 2014: Classification of CMIP5 future climate responses by the tropical sea surface temperature changes. *SOLA*, **10**, 167-171, doi:10.2151/sola.2014-035.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, G. A. Meehl, 2012. An Overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 485-498.
- TCCIP，2016：「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置(3/3)」。科技部補助專題研究計畫成果報告，計畫編號：MOST 104-2621-M-865-001)。科技部：臺北。

1951-2015 年全球海表面溫度變化對臺灣氣候的影響

The influence of global sea surface temperature on Taiwan climate as revealed by 1951-2015 climate data

盧孟明、劉品誼、黃冠鈞、卓盈旻
中央氣象局氣象科技研究中心

摘要

大氣在時間尺度兩周以上的長週期緩慢變化受海洋表面溫度 (SST) 變化影響，而小區域氣候的變化是受大環境影響。因此，欲瞭解臺灣氣候的長期變化和全球氣候變遷的關係，可以先判斷臺灣氣溫、雨量、低層風向風速等氣候變數和 SST 主模態的關連，再運用科學認知比較完整的 SST 與亞澳季風區域氣候的關係作為骨幹，建立全球 SST 變化對臺灣氣候的影響的概念架構，並運用此概念模型分析 IPCC 全球氣候模式產品以推想臺灣未來氣候的可能變化。本文以 1951-2015 年觀測資料建立全球 SST 變化對臺灣氣候影響的概念架構，介紹模式產品分析應用的初步結果。在溫度方面，臺灣氣候暖化現象與全球 SST 主模態在西太平洋近岸海域變化的表現相當一致，冬季關係優於夏季。雨量和低層大氣風向風速變化也是在秋、冬季臺灣與全球 SST 主模態關係較佳，春、夏季的訊號較弱。秋冬季雨量和風場的變化明顯受到赤道太平洋與印度洋甚至大西洋 SST 變化造成的沃克環流和亞澳季風區的區域哈德雷環流變化的影響。本研究結果可作為氣候變遷模式產品應用者設定應用目標的參考。

關鍵詞：臺灣氣候、亞澳季風區氣候變化、海表面溫度主模態。

Abstract

Atmosphere variations in the time scales longer than two weeks are highly modulated by the sea surface temperature (SST) variations. To understand how large-scale climate variability influence Taiwan climate, we propose to attack the problem by, first, to identify how Taiwan climate variables such as temperature, rainfall, and low-level winds are influenced by the major modes of global SST variability. Second, using the current scientific understanding of global SST influence on the Asian-Australian monsoon dynamics as background evidence to design a hypothesis. Third, using the observational data to evaluate the hypothesis and, finally, to establish a conceptual framework to illustrate how global SST variation influences Taiwan climate. The conceptual framework can be used to analyze IPCC global model product to raise the awareness of possible changes of Taiwan climate in a warm climate. In this paper, we will present the conceptual framework using the observation data during the period of 1951-2015. The preliminary model

analysis result will also be introduced. It is found that Taiwan temperature variation reflects the major modes of global SST variation in the marginal seas around Taiwan. The precipitation and wind variations are highly influenced by the tropical SST during the seasons of autumn and winter. However, the relationship between Taiwan and global SST climate variations during the spring and summer seasons is too weak to be identified. The results present in this paper can be used as a reference material for those who wants to use the global climate model output for specific usages.

Keywords: Taiwan climate、Asian-Australian monsoon region climate change、SST variation major modes

一、前言

全球海表面溫度 (Sea Surface Temperatures, SST) 變化往往對於區域氣候如溫度、雨量、風速等變量的變化具有關鍵性的影響，最廣為人知的首推「聖嬰現象」(El Niño and Southern Oscillation, ENSO)。聖嬰現象是海洋與大氣相互影響與變化的現象，分為暖相位 (warm phase) 又稱艾尼紐 (El Niño) 和冷相位 (cold phase) 又稱拉妮娜 (La Niña)，而這裡的「暖」或「冷」是指在東經 180 度以東的赤道太平洋 SST 比氣候平均值明顯偏暖或偏冷且維持達半年以上的狀態 (Rasmusson and Carpenter, 1982 ; Rasmusson and Wallace 1983 ; <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/enso.shtml>)。這樣的 SST 變化和海表面風場、太平洋東部與西部的氣壓差以及熱帶對流運動的活躍區域緊密相關。溫暖的 SST 有利於熱帶對流發展，在上升運動旺盛的區域海平面氣壓 (Sea Level Pressure, SLP) 較低，氣壓場變化帶動風場變化，進而影響對流與環流後續發展。南方振盪 (SO, Southern Oscillation) 乃是在熱帶東太平洋的大溪地測站和在熱帶西太平洋西端的澳洲達爾文測站這兩個測站測得的 SLP 月平均值經常出現類似蹺蹺板的變化關係，並且和熱帶太平洋平均海溫有明顯的關係，也就是當熱帶東太平洋 SST 偏高時大溪地 SLP 偏低但達爾文測站 SLP 偏高，而熱帶東太平洋 SST 偏低時大溪地測站 SLP 偏高但達爾文測站 SLP 偏低。海洋與大氣共同形成的 ENSO 變化週期大約在 3 至 7 年，在海洋方面不僅 SST 變化明顯，海表面下 700 公尺的海洋躍溫層熱含量和海水溫度都有顯著的變化並且可以用伴隨的熱帶海洋波動解釋，而大氣部分除了海表面風場和氣壓與對流運動的變化外，大範圍熱帶對流運動的熱力與動力變化對於大氣環流有廣泛的影響，熱帶與美洲、大西洋、歐亞大陸許多副熱帶區域的風場和氣壓場都會因 ENSO 作用而明顯偏離多年平均的氣候狀態，高空噴射氣流的位置與強弱也會受到影響，進而造成天氣異常變化。

臺灣氣候是東亞與西北太平洋季風氣候系統的一部分，臺灣氣候變化是廣大季風系統變化在臺灣的表現 (Lu *et al.*, 2016 ; Kuo *et al.*, 2016a, 2016b ; Zhang *et al.*, 2016)。因此，了解臺灣氣候變化必須先知道東亞與西北太平洋季風系統的變化特徵，而對於季風系統變化機制目前觀測和理論足以讓科學界提出成熟知識的仍以海洋對季風氣候的影響為主，也唯有知識成熟才能藉實測資料估計氣候模式對氣候現況和未來氣候的模擬與推估能力，這方面仍然須以

ENSO 作為代表。

Wang *et al.* (2002, 2003) 在本世紀初即提出了 ENSO 如何影響東亞與西北太平洋夏季季風的解釋，指出雖然 ENSO 的 SST 在冬季變化最大並在緊接而至的春天減弱消退，但是藉由大氣與海洋相互作用仍然可以影響發生在 ENSO 消散期的夏季西北太平洋副熱帶高壓（副高）的位置和強弱，進而影響東亞夏季季風區降水的強度和持續性。大氣與海洋相互作用在海洋部分主要有伴隨 El Niño 的 SST 變化，赤道中、東太平洋的溫暖 SST 在東經 180 度以西的菲律賓海和西北太平洋區域激發出羅士比 (Rossby) 波，和在西太平洋中高緯度偏暖而低緯度偏冷的 SST 形成海表面溫度梯度和低層風場的溫度平流作用不斷加強地正回饋作用因而構成可自我維持的海氣偶合模態，當 Rossby 波風場變化和季節平均環流風向相同時也有助於加強季節平均場以維持海氣偶合模，若季節平均環流改變則海氣偶合的正回饋作用便無法維持。因此，菲律賓海和西北太平洋副高在 El Niño 冬季之後的東亞夏季季風發展期偏強，但加強效果隨季風的季節特徵轉變而減弱，ENSO 對東亞夏季季風的影響在季風的發展期和消散期是截然不同的。Rossby 波的低層風場對菲律賓海與熱帶西北太平洋風東風有加強作用但對於熱帶東印度洋的西風有減弱作用，海表面風速愈大伴隨的蒸發散作用愈強並且從海表面吸收散入大氣的熱量愈多因此有利於 SST 降溫，風速愈小則愈有利於海洋儲存熱量造成 SST 升溫，這些海洋與大氣的交互作用可解釋 El Niño 高峰期之後的夏季熱帶東印度偏暖而熱帶西北太平洋偏冷，SST 變化影響著東亞與西北太平洋夏季季風的環流、溫度、雨量等氣候變化。近十餘年來許多研究指出 ENSO 對東亞與西北太平洋季風的影響除了前述的機制之外還有印度洋 (Xie *et al.*, 2009 ; Li *et al.*, 2008 ; Wu *et al.*, 2009)、大西洋 (Geng *et al.*, 2016) 海溫對菲律賓海與熱帶西北太平洋氣壓的影響以及 El Niño 和 La Niña 並非反相位差異 (Wu *et al.*, 2009, 2010)，總體而言 Wang *et al.* (2002, 2003) 提出的海氣交互作用過程仍然是了解 ENSO 與季風關係的概念基礎，但 ENSO 的暖、冷相位對東亞氣候的影響受季節平均場相關 (Chou *et al.*, 2009 ; Wu *et al.*, 2010a, 2010b)。

Wu and Zhou (2016) 分析了 18 個 IPCC/CMIP5 模式 (Flato *et al.*, 2013) 的模擬結果，發現僅有 7 個模式可大致掌握 ENSO 的暖、冷相位對東亞與西北太平洋氣候的影響並不是單純的反相位關係。El Niño 消散年的影響藉由局地海氣交互作用和熱帶印度洋暖海溫的影響使西北太平洋異常反氣旋 (western North Pacific anomalous anticyclone, WNPAC) 僅能持續至 8 月並且在秋季往往發展出 La Niña；而 La Niña 消散年因異常海溫出現的位置並非和 El Niño 消散年完全相反，且夏季季節平均場和異常環流形成正反饋加強作用，以致於西北太平洋異常氣旋 (western North Pacific anomalous cyclone, WNPC) 可持續的時間較長並且在其接續的秋季往往沒有 El Niño 發展。這些重要的 ENSO 與東亞與西北太平洋夏季季風的關係模擬能力較強的 7 個模式也僅有 3 個模式的模擬結果能大約區別 El Niño 與 La Niña 的消散過程對東亞與西北太平洋夏季季風的影響不是單純改變相位的關係，多數對 ENSO 能適當掌握的模式並不能掌握 WNPAC 和 WNPC 在 ENSO 消散階段的季節特徵。

關於東亞冬季季風 (East Asian winter monsoon, EAWM) 的模式模擬能力，Wang *et al.* (2013) 分析了 30 個 IPCC/CMIP5 模式發現僅有 10 個模式能合理掌握 ENSO 與 EAWM 的在 1950-2003 年期間的明顯年代際變化特徵。EAWM 在 1970 年代中期以前的強弱變化明顯受到

ENSO 影響，但是在 1970 年代中期之後與 ENSO 的關係明顯減弱，而 ENSO 對亞洲大陸的影響在 1970 年代中期之後有向東偏移的現象。Wang *et al.* (2013) 以這些特徵作為評量原則，挑選 3 個表現最佳的模式，分析在 IPCC 規範的氣候變遷情境 (RCP4.5) 條件下未來 ENSO 對 EAWM 的影響，發現 ENSO-EAWM 關係在近未來 (2016-2046) 將增強，世紀中 (2047-2067) 減弱但世紀末 (2068-2099) 恢復增強。

前人研究顯示，氣候模式對 SST 與東亞及西北太平洋季風關係的掌握能力是判斷氣候模式推估結果的重要依據。為瞭解全球氣候變遷對臺灣氣候的影響，本研究嘗試根據觀測資料分析結果辨識影響臺灣氣候的全球 SST 主要變化模態，再進一步提出影響途徑的概念架構，藉以分析氣候模式產出的模擬與推估資料，以展望未來臺灣氣候變化趨勢。

二、資料與方法

2.1 資料

本文使用的資料有臺灣測站資料和全球氣候變數的格點資料，分析時間為 1951-2015 年。臺灣測站資料包含 21 個氣象局傳統氣象測站皆具有 60 年以上相當完整的觀測記錄 (1951-2015 年日資料缺失比例低於 1%)，其中臺北、臺中、臺南、恆春、花蓮、臺東 6 個測站更具有百年以上的長期觀測記錄 (1911-2015 年日資料缺失比例低於 1%)，因而將此 6 個測站歸為百年測站，是一窺臺灣本島近百年氣候變化最真實的紀錄。

全球氣候變數格點資料在 SST 使用了 NOAA ERSST v3 (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version3) (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.ersst.v3.html>)，空間經緯解析度為 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 。大尺度環流場 (含兩米大氣溫度、雨量) 使用的資料則為 NCEP/NCAR Reanalysis (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>)，空間經緯解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。長度較短的雨量資料 GPCP (Global Precipitation Climatology Project，空間經緯解析度 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$)，和 ERA Interim 再分析資料 (空間解析度 $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$) 也使用了 1981-2015 年資料以驗證分析結果。

2.2 方法

為瞭解全球 SST 變化對臺灣氣候的影響，分析步驟如下。一、運用經驗正交函數方法 (Empirical Orthogonal Function, EOF) 分析全球全年 (1-12 月) 及三個月滑動 (1-3 月、2-4 月、3-5 月... 等 12 個區間) 平均 SST 的主要變化模態。二、計算全球氣溫 (2-meter temperature, T2m)、雨量、低層 (850hPa) 風向風速與 SST 主成分 (principal components, PC) 的迴歸係數，挑選出在臺灣附近統計顯著性達 95% 的月份與主成分。三、分析和臺灣明顯相關的全球 SST 變化主模態與東亞與西北太平洋季風的關係，建構 SST 影響臺灣氣候途徑的概念架構。四、根據前述步驟挑選模式分析模擬推估結果展望臺灣未來氣候變化。

三、研究結果

3.1 全球海溫 EOF 分析

圖 1 顯示全球全年平均海溫主模態的空間與時間變化特徵。EOF1 為緯度範圍 40°S - 60°N 內全球 SST 在 1951-2015 期間普遍上升的暖化模態，但暖化程度在 30°S - 30°N 的熱帶及亞熱帶區域比較明顯。亞洲大陸沿岸近海包括臺灣在內的海域都屬於暖化趨勢較明顯的區域，但不如赤道東太平洋秘魯外海、 20°N 附近的北美加州與墨西哥外海、 10°N 附近的北非外海以及赤道附近熱帶印度洋的變化明顯。北太平洋中緯度 30°N - 45°N 和北大西洋中高緯 60°N 附近 SST 暖化不明顯甚至出現溫度下降的趨勢，南半球副熱帶 20°S - 40°S 也是上升幅度較弱。

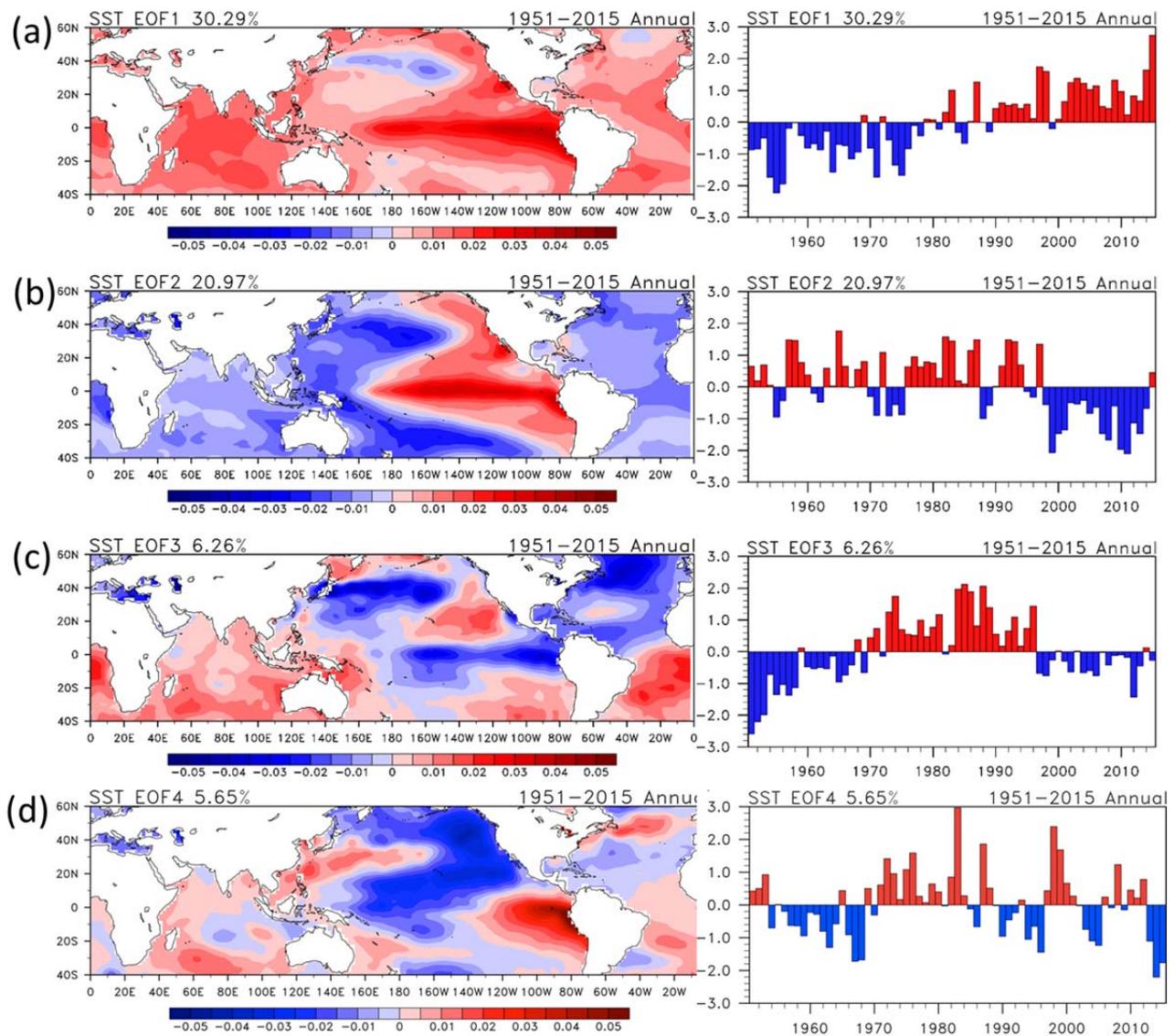


圖 1. 1951-2015 年全球海表面溫度經驗證交函數 (EOF) 分析 (左) 及主成分時間序列 (右)。

(a) EOF1、(b) EOF2、(c) EOF3、(d) EOF4。

EOF2 的空間變化有東太平洋和大西洋以及印度洋和西太平洋變化相位相反的特徵，PC2 則表現出在 1980 年以前有變化週期約為 4-7 年的振盪現象，但在 1976-2015 期間則除了原有的有變化週期還有週期長達 40 年的多年代尺度 (multi-decadal scale) 變化，這個多年代尺度的緩慢變化在 1976-1997 年期間是正相位而在 1998-2014 年期間為負相位，2015 年雖為正相位但因受資料長度限制目前無法確定是否相位已經轉變。

EOF3 的空間變化在大西洋有南北半球海溫反相位變化並且大西洋與東太平洋在類似緯度的 SST 變化相位相同，西太平洋大致也有類似東大西洋的南北半球相位相反結構，印度洋則與南大西洋同一相位。PC3 顯示週期約 60 年的多年代尺度振盪，與大西洋多年代際振盪 (<http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/AMO.html>) 的相位變化極為相似。

EOF4 在太平洋上有非常清楚的空間結構，和北太平洋渦旋振盪 (North Pacific Gyre Oscillation, NPGO) 結構相當類似 (Di Lorenzo *et al.*, 2008)，和臺灣附近海溫變化也有明顯的關連。

其餘三個月滑動 (1-3 月、2-4 月、3-5 月...等 12 個區間) 平均 SST 的主要模態分析結果不多贅述，和臺灣氣候有統計相關的模態將在第 4 節接續討論。

3.2 全球 SST 主成分迴歸分析

以全年和三個月平均 SST 經 EOF 分析後得到的主成分時間序列可分別與全球氣溫 (2-meter temperature, T2m)、雨量、低層 (850hPa) 風向風速計算相關係數或進行迴歸分析，挑選在臺灣附近統計顯著性達 95% 的月份與主成分作為進一步分析重點。為說明這個步驟的分析，圖 2 為 T2m 的迴歸分析結果，可見臺灣附近的氣溫變化和前三個 SST 主模態都顯著相關，

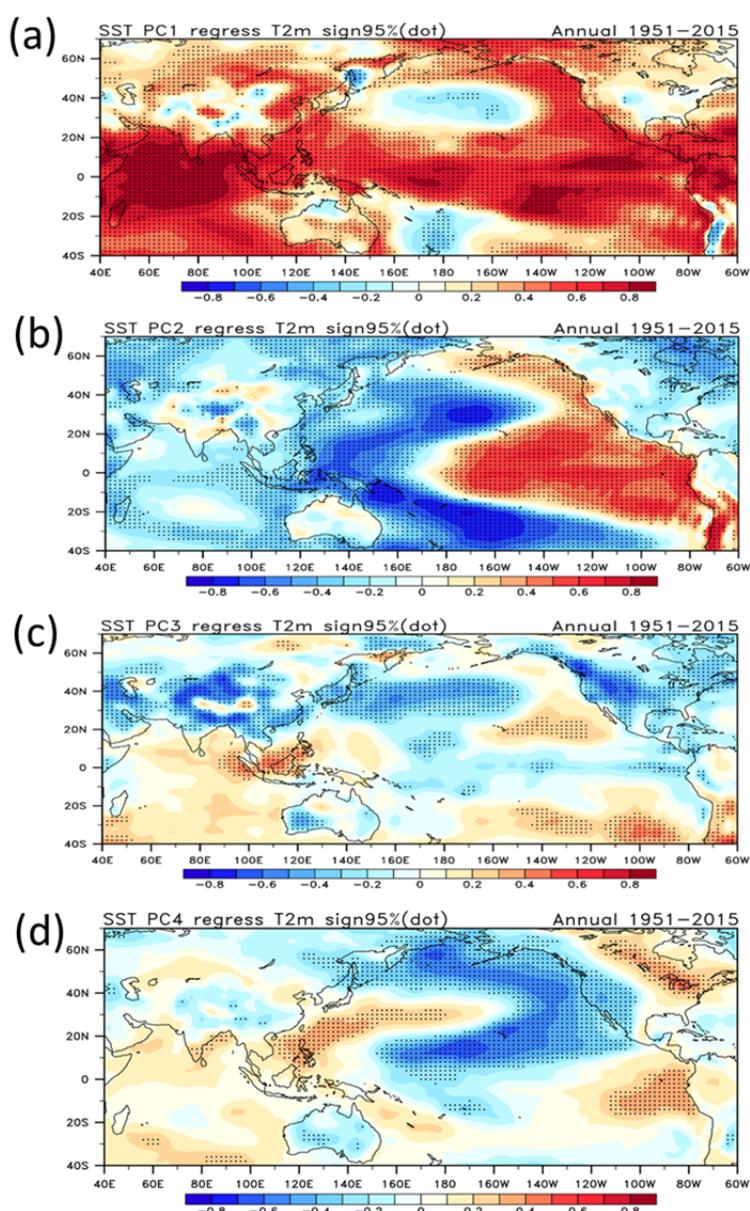


圖 2. 1951-2015 年每年平均近地表 (2 公尺) 氣溫對全球 SST 主成分時間序列迴歸係數，(a) EOF1，(b) EOF2，(c) EOF3，(d) EOF4。打點部分表示迴歸係數通過 95% 統計檢定。

但與 EOF4 的相關性並不顯著。對照圖 1 的主成分時間序列發現 1998 年之後臺灣附近氣溫增暖與三個 SST 主成分的相位變化在 1998 年之後都在太平洋西岸出現暖相位有關。

3.3 SST 變化對東亞與西北太平洋 (EA-WNP) 季風與臺灣氣候的影響

臺灣位在全球季風最明顯的區域內，屬於亞洲季風系統的一環，氣候受到南亞、東亞與西北太平洋季風變化的影響，隨著季節的變動，影響臺灣的季風系統不同。為建構 SST 影響臺灣氣候途徑的概念架構，另分析亞洲-澳洲-印度洋-西太平洋區域 (40°E-180°E·40°S-40°N，以 AAIOWP 表示) 海溫在 1981-2015 年的主要變化模態與全球海溫的關聯，並根據 AAIOWP 區域 SST 的主成分與 T2m、雨量、925hPa 與 200hPa 風場等氣候變數迴歸分析的結果了解區域海溫變化和 EA-WNP 季風氣候的關係。

結果發現與臺灣氣候有明顯關聯的主要海溫模態在夏季有 AAIOWP EOF1 和 EOF2，冬季有 AAIOWP EOF1、EOF2、EOF3。海溫與臺灣夏季氣候變化的關係主要表現在氣溫變化，與臺灣冬季氣候的關係則隨著不同的主模態有不同的表現，EOF1 和臺灣氣溫變化相關，EOF2 和臺灣風速變化相關，EOF3 與臺灣雨量變化相關。根據分析得到的 AAIOWP 海溫主模態與大尺度氣候場及臺灣氣候變化關聯綜整在圖 3 至圖 7。

圖 3 乃是以北半球夏季 AAIOWP SST EOF1 迴歸分析為主軸架構的示意圖，顯示 AAIOWP 區域海溫偏暖時，在海洋大陸和日本北海道附近氣壓偏低；西北太平洋副熱帶高壓偏強，加強了臺灣附近的西南風。海溫偏暖也伴隨 500 hPa 重力位高度場在歐亞大陸偏強；印尼群島的海洋大陸區域 500hPa 垂直速度顯示在這個區域 EOF1 海溫伴隨有明顯上升運動，而中南半島與南海、菲律賓一帶有下沉運動，意味南海附近的局地哈德里環流加強。因此，西北太平洋副熱帶高壓是臺灣附近夏季溫度變化的最重要指標，副高的影響還可從日本附近的乾濕得到支持。伴隨 EOF1 海溫變化還有南海偏乾和印尼偏濕的現象，南海偏乾可加強副高西伸，因此加強了海溫與臺灣夏季氣候的關聯。以北半球夏季 AAIOWP 海溫 EOF2 為主軸架構的示意圖 (圖 4) 顯示印度洋及南

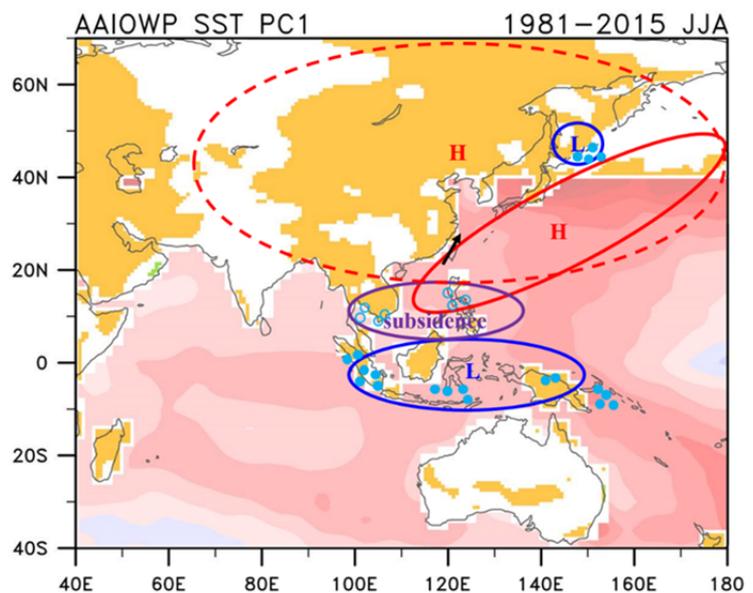


圖 3 亞洲-澳洲-印度洋-西太平洋區域 (40°E-180°E·40°S-40°N，以 AAIOWP 表示) 夏季海溫 EOF1 (海洋部分，紅色為 SST 偏暖，藍色為 SST 偏冷) 的主成分與大尺度氣候變數迴歸分析通過統計 95% 信心度檢驗結果示意圖，實心藍點為多雨區，空心藍點為少雨區，紅、藍實線代表海平面氣壓，紫色實線代表 500 百帕垂直速度。

1951-2015 年全球海表面溫度變化對臺灣氣候的影響

盧孟明 劉品誼 黃冠鈞 卓盈旻

海海溫偏暖時南亞與東南亞高壓偏強，日本及其附近的西北太平洋區域低壓偏強，東南亞、印尼、西北太平洋季風區偏乾，日本偏濕。

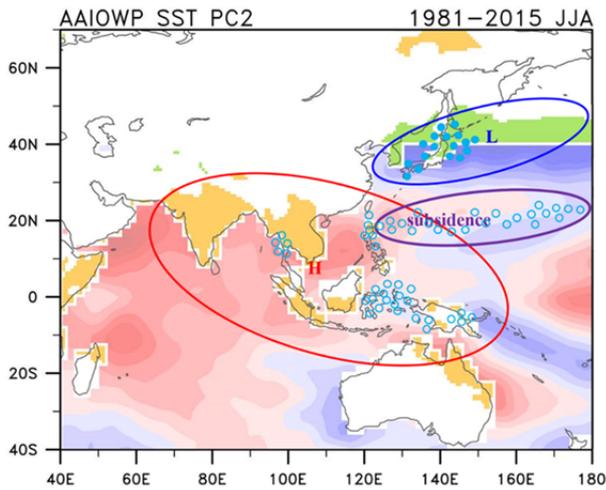


圖 4. 與圖 3 同，但為 EOF2 迴歸分析結果。

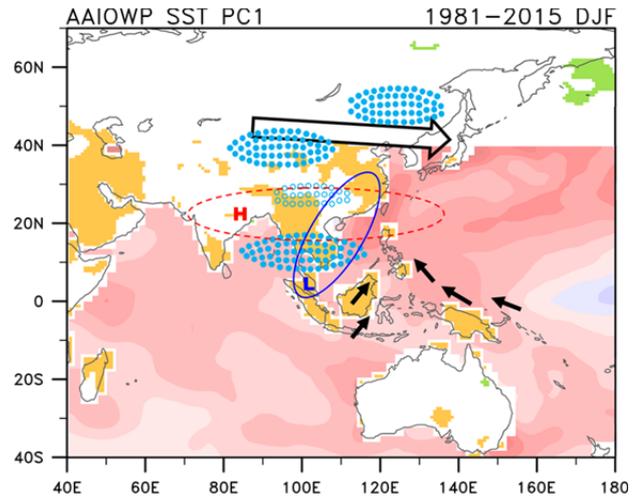


圖 5. 與圖 2 同，但為對 AAIOWP 區域冬季海溫 EOF1 的迴歸分析結果，實心箭頭為 925hPa 風場，空心箭頭為 200hPa 緯向風。

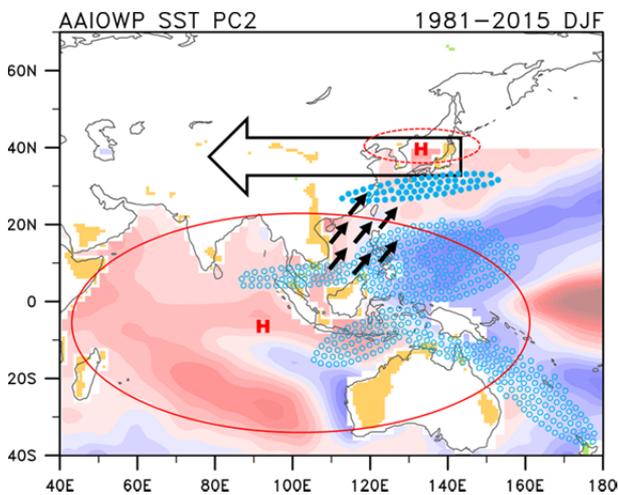


圖 6. 與圖 5 同，但為對 AAIOWP 區域冬季海溫 EOF2 的迴歸分析結果。

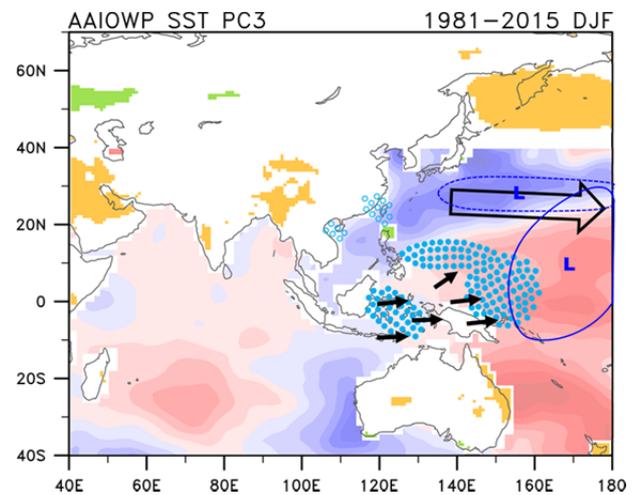


圖 7. 與圖 5 同，但為對 AAIOWP 區域冬季海溫 EOF3 的迴歸分析結果。

以北半球冬季 AAIOWP 海溫 EOF1 為主軸的分析結果 (圖 5) 顯示西太平洋與印度洋 SST 偏暖時，東南亞至蘇門答臘 SLP 為低壓距平，南海出現西南風分量，東南亞與西北太平洋大氣溫度偏暖，表示東北季風偏弱。南亞、東南亞一帶中層大氣為顯著的高壓距平，高層大氣的東亞西風噴流位置偏北，鋒面偏北，中國北部雨量偏多，中部偏少。圖 6 為以北半球夏季 AAIOWP 海溫 EOF2 為主軸的分析結果，顯示海洋大陸群島 SLP 為顯著的高壓距平，

該區域雨量偏少，而從低層風場可見東南亞沿岸有顯著的西南風分量，表示熱帶地區的暖濕空氣較容易往北傳輸，東北季風弱，東亞沿岸溫度偏暖，臺灣北方出現雨帶。且日本上空的高壓距平表示東亞主槽減弱，以及高層東風距平表示西風噴流減弱，也意味著往南的冷空氣減弱。圖 7 為以北半球夏季 AAIOWP 海溫 EOF3 為主軸的分析結果，顯示赤道西太平洋 SST 偏暖時，該區 SLP 為低壓距平，其低層風場的西風分量，加強大氣輻合，赤道西太平洋雨量偏多。此外，高層東亞西風噴流位置偏東南方，表示北方的鋒面系統減弱，再加上低層風場顯示東南亞無南風分量，表示東北季風較弱，中國內陸溫度偏高，且臺灣雨量偏少。

四、結論

臺灣長期氣候變化隨著全球海溫對 AAIOWP 區域的環流與 SST 的影響而改變。根據以上分析，建議根據展望未來臺灣氣候受全球氣候變遷影響須以模式 SST 主模態和觀測資料分析結果的類似程度作為是否採用該模式未來氣候推估結果的評估準則。根據模式對全年、夏季、冬季的 SST 主模態在空間與時間上的變異量掌握程度，發現 IPCC/CMIP5 提供的 46 個模式當中僅有 11 個模式可通過篩選門檻，這些模式均能掌握全球 SST 前兩個主模態(EOF1、EOF2)的變化特性，但是對於 EOF3 與 EOF4 的模擬結果欠佳。

參考文獻

- Chou, C., L.-F. Huang, J.-Y. Tu, L. Tseng, Y.-C. Hsueh, 2009: El Niño impacts on precipitation in the western North Pacific-East Asian sector. *J. Clim.*, **22**, 2039–2059.
- Di Lorenzo, E., N. Schneider, K. M. Cobb, and coauthors, 2008: North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change. *Geophys. Res. Lett.*, **35 (8)**: L08607, doi:10.1029/2007GL032838.
- Flato, G., J. Marotzke, B. Abiodun, P. Braconnot, S.C. Chou, W. Collins, P. Cox, F. Driouech, S. Emori, V. Eyring, C. Forest, P. Gleckler, E. Guilyardi, C. Jakob, V. Kattsov, C. Reason and M. Rummukainen, 2013: Evaluation of Climate Models. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Geng, X., W. Zhang, M. F. Stuecker, P. Liu, F.-F. Jin, and G. Tan, 2016: Decadal modulation of the ENSO–East Asian winter monsoon relationship by the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Climate Dynamics*. Online publication date: 29-Nov-2016.
- Kuo, Y.-C., M.-A. Lee, and M.-M. Lu, 2016a: Association of Taiwan's October rainfall patterns with large-scale oceanic and atmospheric phenomena. *Atmospheric Research*, **180 (2016)**, 200–210.

- Kuo, Y.-C., M.-A. Lee and M.-M. Lu, 2016b: Association of Taiwan's Rainfall Patterns with Large-Scale Oceanic and Atmospheric Phenomena. *Advances in Meteorology*. Volume 2016 (2016), Article ID 3102895, 11 pages. <http://dx.doi.org/10.1155/2016/3102895>
- Lu, M.-M., Y.-M. Cho, Y.-C. Lin, and N. Huang, 2016: The influence of Atlantic and Pacific multidecadal variability on Taiwan winter temperature centennial trend during the period 1911-2010. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, DOI: 10.3319/TAO.2016.06.30.02
- Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354-384.
- Rasmusson, E. M., and J. M. Wallace, 1983: Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation. *Science*, **222**, 1195-1202, doi:10.1126/science.222.4629.1195.
- Wang B, Wu R, Fu X., 2000: Pacific-East Asian teleconnection: how does ENSO affect East Asian climate? *J. Clim.*, **13**, 1517-1536
- Wang B, Wu R, Lukas R, An S-I, 2001: A possible mechanism for ENSO turnabout. Dynamics of Atmospheric General circulation and Climate, *IAP/Academia Sinica, Ed. China Meteorological Press*, pp 552-578
- Wang B, Wu R, Li T., 2003: Atmosphere-warm ocean interaction and its impacts on Asian–Australian monsoon variation. *J. Clim.*, **16**, 1195-1211
- Wang, H., He S., and Liu J., 2013: Present and future relationship between the East Asian winter monsoon and ENSO: Results of CMIP5, *J. Geophys. Res. Oceans*, **118**, 5222-5237, doi:10.1002/jgrc.20332.
- Wu, B. and T. Zhou, 2016: Relationships between ENSO and the East Asian–western North Pacific monsoon: observations versus 18 CMIP5 models. *Clim. Dyn.* **46**, 729-743. DOI 10.1007/s00382-015-2609-y
- Wu B., T. Zhou T, and T. Li, 2009: Seasonally evolving dominant interannual variability modes of East Asian climate. *J. Clim.*, **22**, 2992-3005
- Wu B., T. Li, and T. Zhou, 2010a: Asymmetry of atmospheric circulation anomalies over the Western North Pacific between El Niño and La Niña. *J. Clim.*, **23**, 4807-4822
- Wu B., T. Li, and T. Zhou, 2010b: Relative contributions of the Indian Ocean and local SST anomalies to the maintenance of the western North Pacific anomalous anticyclone during El Niño decaying summer. *J. Clim.*, **23**, 2974-2986.
- Ye, X., W. Zhang, and M. Luo, 2016: The North Pacific Gyre Oscillation and East Asian summer precipitation. *Atmos. Sci. Let.* **17**, 531-537
- Zhang, Lei, T. Li, and M.-M. Lu 2016: Trends of Surface Wind Energy near Taiwan in Winter since 1871. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, DOI: 10.3319/TAO.2016.04.29.01(A)

利用 ECHAM5/MPIOM-WRF 動力降尺度結果探討 全球暖化對臺灣之影響

Future warming scenario over Taiwan: Results from ECHAM5/MPIOM-WRF dynamical downscaling

林傳堯、莊穎叡、盛揚帆、許晃雄、郭勉之
中央研究院環境變遷研究中心

摘要

臺灣是一個海島並且地形非常複雜，現有 IPCC 氣候模式解析度往往接近 100~200 公里，由於解析度不夠，無法解析複雜的地形變化，因此直接使用全球模式的結果來討論臺灣未來的氣候情境有其限制。有鑑於此，在第一期計畫，我們利用 IPCC AR4 中的全球模式 ECHAM5/MPIOM，使用套網格技術，將 ECHAM5/MPIOM 模擬結果動力降尺度至全臺灣 5 公里解析度，經由過去 25 年 (1979-2003) 觀測資料檢驗模擬的成果及了解模式的不確定性及誤差，ECHAM5/MPIOM-WRF 動力降尺度未來的情景研究包括兩個各 25 年 (2015-2039 及 2075-2099) 之動力降尺度。研究結果顯示，平均而言世紀末 (2075-2099) 山區的增溫趨勢比平地明顯，同時冬季臺灣北部增溫也比南部大。在第二期計畫中，我們應用此資料於未來熱浪期間在台北、台中及高雄濕黑球溫度指數 (wet-bulb globe temperature, WBGT) 的推估，以台北為例，在過去 (2003-2012) 夏季 (7 月及 8 月) 達到危險等級 (WBGT>31°C) 的天數約為 10.7%，在世紀末 (2075-2099) 可達 50%。另外，此研究也與建築領域的學者合作，從空間上和時間上量化分析都市熱島和全球暖化在調查區域內，對室內環境過熱風險與全年冷氣能耗造成的衝擊。

關鍵詞：動力降尺度、ECHAM5/MPIOM、熱浪、濕黑球溫度

Abstract

It is difficult and inadequate to use a global model alone for projecting future climate changes such as Taiwan, a complex geographic nature island, due to its coarse resolution. In phase I, we have performed dynamic downscaling of Taiwan's climate in the recent past (1979-2003) and climate change projection for the near and distant future (2015-2039 and 2075-2099, respectively) by using the Weather Research Forecasting (WRF) model. The simulation is forced by the Max Planck Institute Hamburg, global model, ECHAM5/MPIOM. Simulation results showed close correlation between fine-resolution downscaling by WRF nested with ECHAM5/MPIOM and the actual observation data for the period 1979-2003. Projection of future climate changes revealed

both altitudinal and latitudinal variations in warming trend, with more significant temperature increase in mountain areas than in plain areas toward the end of the 21st century and more obvious warming in the north than in the south of Taiwan. In phase II, we further apply this data set on heat wave and others collaboration studies. The trends of heat wave and the heat stress index Wet bulb globe temperature (WBGT) in the past (2003-2012) and future warming scenario in 2075-2099 are also discussed. The results obtained in this study can be applied to other regions of similar latitudes and with comparable relief.

Keywords: dynamic downscaling, ECHAM5/MPIOM, heat wave, WBGT

一、前言

在全球暖化、氣候變遷的背景下，各種氣候極端事件的發生似乎也有越來越頻繁的趨勢，現有氣候模式解析度往往接近 100~200 公里，由於解析度不夠，無法解析複雜的地形變化，特別是臺灣地形非常複雜，複雜的邊界層過程往往主導了局部環流與降雨，因此直接使用全球模式的結果來討論臺灣未來的氣候情境有其限制。本研究以德國 Max Planck Institute for Meteorology 所發展的 ECHAM5/MPI-OM 模式之模擬結果，使用天氣研究與預報模式 (Weather Research and Forecasting modeling system, WRF) 動力降尺度後的模擬結果，分析臺灣地區極端高溫度變化的特徵及未來的趨勢，同時將本研究團隊近幾年發表於國際期刊的研究成果，以重點節錄呈現，期能更進一步與各領域的研究學者合作，共同探討氣候變遷對臺灣之衝擊。

二、方法

本研究中所分析的動力降尺度數值結果，包括一組全球重分析資料與全球數值模擬結果經由天氣研究與預報模式系統 (Weather Research and Forecasting modeling system, WRF) 作動力降尺度的方式產生。全球重分析資料是使用美國國家環境預報中心所產製的 NCEP-CFSR (之後簡稱 NCEP)，此組資料涵蓋 1979~2003 時期。在全球模式模擬，是採用德國 Max Planck Institute for Meteorology 所發展的 ECHAM5/MPI-OM 模式之模擬結果 (之後簡稱 ECHAM5)，全球數值模擬包含三時期，1979-2003、2015-2039 與世紀末時期 (2075-2099) 的結果。在未來推估方面，ECHAM5 使用 A1B 情境，而兩組資料都以 WRF 模式做動力降尺度，WRF 模式是美國大氣研究中心 (NCAR) 所主導發展的天氣研究與預報模式系統，1979-2003 時期，全球資料經動力降尺度產生的結果，分別以 NCEP.wrf、與 ECHAM5.wrf 表示，世紀末則以 ECHAM5.wrf.future 表示。

ECHAM5 模擬資料的時間間隔為 6 小時，此氣候模式的大氣動力模組為一水平解析度為 T63 的波譜模式，在經度方向為等間距網格，網格間距為 1.875° ，共有 192 點；緯度方向則

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

為非等間距的高斯網格 (Gaussian grid) · 網格間距約為 1.875° (約 206 公里) · 共有 96 點 · WRF 模式使用兩層巢狀網格 · 其所涵蓋的範圍如圖 1 所示 · 其中外層網格水平間距為 15 公里 · 其網格點數在東西方向及南北方向均為 301 個點 ; 內層網格水平間隔為 5 公里 · 其網格點數在東西方向為 382 個點 · 南北方向為 400 個點 · 內外網格的垂直方向均採追隨地勢座標 · 由地面至 10hPa 共分割成 45 層 · 為了避免進行降尺度模擬過程中計算誤差導致區域模式的模擬結果無法保持全球模式的大尺度環流特徵 · 外層網格使用 nudging 的方法 (WRF 模式中以四維資料同化稱之 · Four-Dimensional Data Assimilation, FDDA) 以減少動力降尺度後產生的誤差。

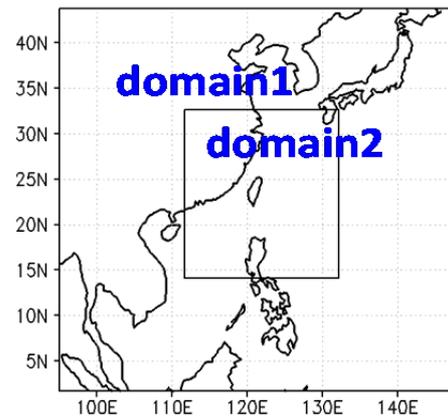


圖 1. ECHAM5-wrf 動力降尺度之兩層網格示意圖 ; 第一層為 15 公里解析度 · 第二層為 5 公里解析度。

三、主要研究成果

3.1 氣溫與地形高度及緯度變化

此節內容主要節錄自我們已經發表於 “International Journal of Climatology” 期刊 Lin *et al.* (2015) 。圖 2 為 1979-2003 時期之觀測平均氣溫 (TCCIP) 、ECHAM5-wrf 動力降尺度 15 公里解析度及 ECHAM5-wrf 動力降尺度 5 公里解析度之結果。當解析度提高後 · 氣候模擬的不確定性和誤差 · 也隨之降低 (表 1) 。應用於未來兩段 25 年 (2015-2039 及 2075-2099) 的氣候變化推估結果。概括而言 · 世紀末 (2075-2099) 氣候對比於過去在 (1979-2003) 在山區 (地形高度 1000 公尺以上) 增溫比平地明顯。平地約增溫 2.6°C - 2.8°C · 而高海拔山區 (高度大於 2500 公尺) 最大增溫幅度達 3.2°C - 3.4°C (圖 3) · 此結果和學者發現臺灣山區植物生長的海拔高度隨著暖化有往高海拔山區發展的變化趨勢

(Chou *et al.*, 2011) · 對臺灣生態有相當的影響另外 · 地面與山區隨緯度變化之氣溫季節變化分析結果 · 發現臺灣冬季增溫趨勢在北部比南部大 (圖 4) · 是否因此會影響登革熱等蚊媒傳染病的空間變化也值得注意。

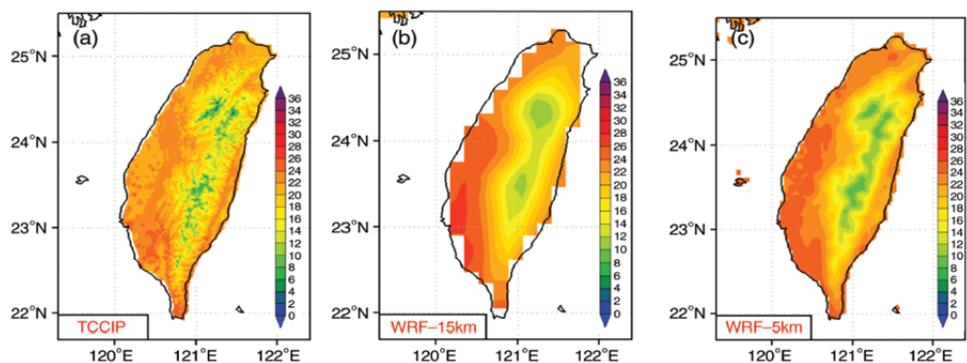


圖 2. 1979-2003 時期平均氣溫 (a) TCCIP 觀測資料 (b) ECHAM5-wrf 動力降尺度 15 公里解析度之結果 (c) ECHAM5-wrf 動力降尺度 5 公里解析度之結果。

表 1. 1979-2003 時期，動力降尺度與觀測 (TCCIP) 之地面 (500 公尺以下) 與山區氣溫平均誤差

		WRF(15 KM)-TCCIP	WRF(5 KM)-TCCIP
BIAS	Plain	1.97	1.31
	Mountain	0.11	-0.18
RMSE	Plain	2.24	1.80
	Mountain	1.53	1.23

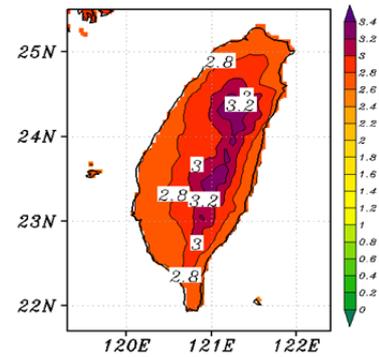


圖 3. 世紀末 (2075-2099) 與過去時期 (1979-2003) 之平均氣溫差

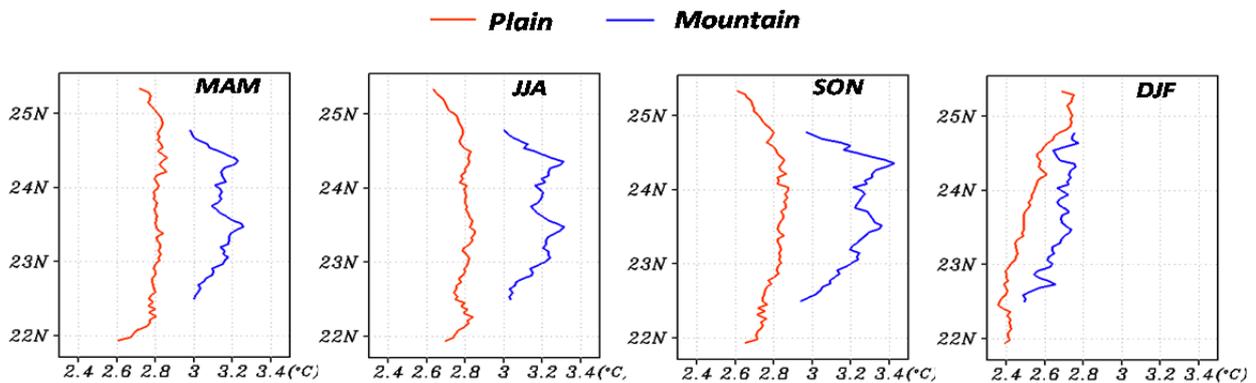


圖 4. 地面與山區隨緯度變化之氣溫季節變化；由左至右依序是春、夏、秋、冬。

3.2 熱浪

此節內容主要節錄自我們近期將要投稿的文章 (Lin *et al.*, 2017) 之部分內容。本研究分析對極端高溫的定義，資料來源分別以 TCCIP、NCEP-wrf、ECHAM5-wrf 之 1979~2003 時期及 ECHAM5-wrf.future 2075-2099 時期之動力降尺度資料為基準，在此基準期中以平地 (<500 公尺) 氣溫平均之日最高溫排序，95 百分位數 (percentile) 的溫度做為極端高溫的溫度閾值，而日最高溫大於這個溫度閾值即為高溫日 (hot day)；若高溫日持續三天以上稱為熱浪事件 (heat wave event)，而熱浪事件中高溫日持續的天數即為熱浪持續天數 (heat wave days)。分析四組資料：TCCIP、NCEP-wrf、ECHAM5-wrf (1979-2003) 及未來 ECHAM5-wrf.future (2075-2099) 之熱浪日氣溫之空間分布如圖 5 所示。以過去同一時期 (1979-2003) 三組不同資料來源，ECHAM5-wrf 略為高估，但高溫區域空間分布與 TCCIP 觀測資料相近，利用 WRF 模式降尺度結果應用於熱浪分布，以此推估世紀末熱浪發生時，西部平原大部分地區都可達 38°C。

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

進一步檢驗熱浪發生時之天氣型態 (圖 6)·其中由 TCCIP 及 NCEP-wrf 得到的熱浪日期之後再分析 NCEP 850 hPa 高度場、溫度場及濕度場與夏季 (6-8 月) 平均值之距平如圖所示·從高度場距平可知·熱浪發生時太平洋高壓脊西伸·臺灣附近為顯著的正高度距平·同時也為溫度的正距平·但為相對溼度負距平·也就是說·熱浪發生時·顯著高壓下沉氣流·使得臺灣附近為暖且乾之天氣型態·ECHAM5 之結果太平洋高壓脊較 NCEP 略為北偏。

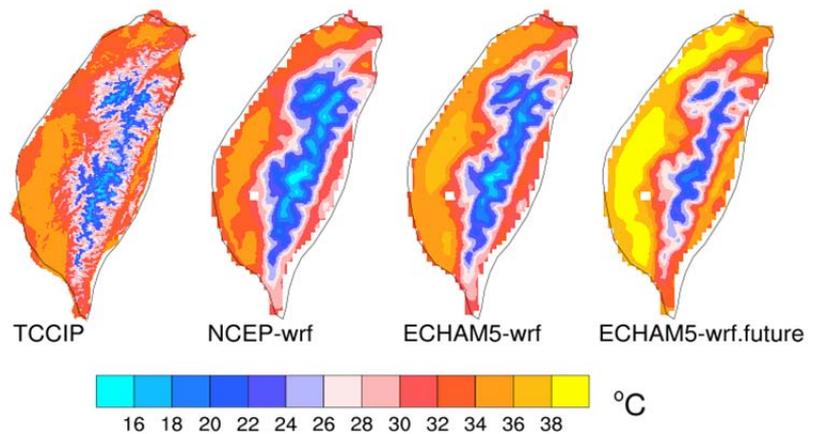


圖 5. 熱浪發生期間氣溫空間分布。(a) TCCIP (1979-2003) ; (b) NCEP-wrf 動力降尺度結果 (1979-2003) ; (c) ECHAM5-wrf 動力降尺度結果 (1979-2003) ; (d) ECHAM5-wrf.future 動力降尺度結果 (2075-2099)。

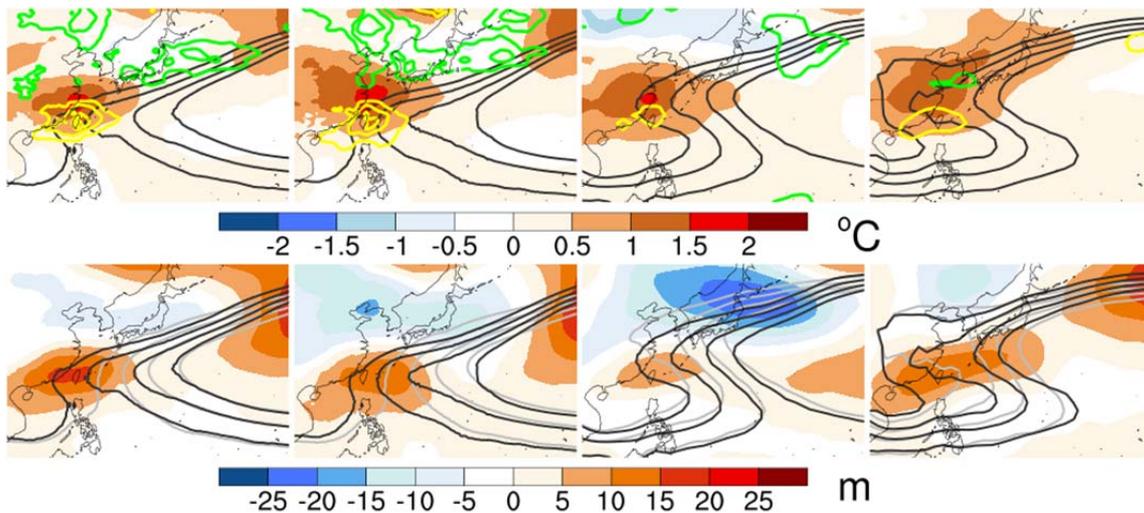


圖 6. 由左至右為 TCCIP (1979-2003) 、NCEP-wrf (1979-2003) 、ECHAM5-wrf (1979-2003) 、ECHAM5-wrf.future (2075-2099)。(上圖) 熱浪期間 850 hPa 高度場 (1490, 1500, 1510 及 1520 m)、溫度場及濕度場 (黃線為負·綠線為正·-4~+4·間距 2%) 與夏季 (6-8 月) 之距平圖·(下圖) 熱浪期間高度場與夏季 (6-8 月)之距平圖。

3.3 WBGT 熱危害指數

此節內容主要節錄自我們近期將要投稿的文章 (Lin *et al.*, 2017)·由於臺灣位於在高溫潮濕的亞熱帶·單純使用氣溫並不足以表示對健康的危害·因此我們也利用濕黑球溫度指數 (wet-bulb globe temperature, WBGT) 作為熱危害指標·WBGT 計算公式如下:

$$WBGT = 0.7T_w + 0.2T_g + 0.1T_d$$

其中 T_w 為濕球溫度， T_g 為黑球溫度， T_d 為乾球溫度。然而以往大部分氣象局測站多僅有輻射資料，並未直接量測黑球溫度及濕球溫度，因此我們分別以 Stull R. (2011) 的方法，由相對溼度計算 T_w 及 Tonouchi et al. (2006) 的方法，由輻射及風速計算來取代 T_g ，方法如下兩公式。

$$T_w = T \operatorname{atan} \left[0.151977(RH\% + 8.313659)^{\frac{1}{2}} \right] \\ + \operatorname{atan}(T + RH\%) - \operatorname{atan}(RH\% - 1.676331) \\ + 0.00391838(RH\%)^{3/2} \operatorname{atan}(0.023101RH\%) - 4.686035$$

$$T_g - T_d = 0.017 * S - 0.208 * U$$

其中 S 是輻射， U 為風速

WBGT 同時考量氣溫、濕度、輻射及風速 WBGT 能同時考量影響熱危害之四種氣象參數。圖 7 為台北測站使用觀測資料 (2003-2012)、ECHAM5-wrf (2003-2012) 及 ECHAM5-wrf.future (2075-2099) 估算 WBGT 熱危害指數之結果。從盒鬚圖 (box and whisker plot) 分析 2003-2012 時期之觀測資料及 ECHAM5-wrf 之結果顯示，25、50 及 75 百分位，模式與觀測分析結果相近，誤差值在 0.5 °C 以內。同時過去時期 (2003-2012) 約有 10.74% WBGT 超過 31 °C。如同日本運動協會及美國陸軍的分類，WBGT > 31 °C 即是屬於危險等級，然而如圖 7 所示，在世紀末夏季 (7-8 月)，約有 50% 時間可超過危險等級，因此氣候變遷對熱浪的影響及其對健康的影響是值得我們注意。

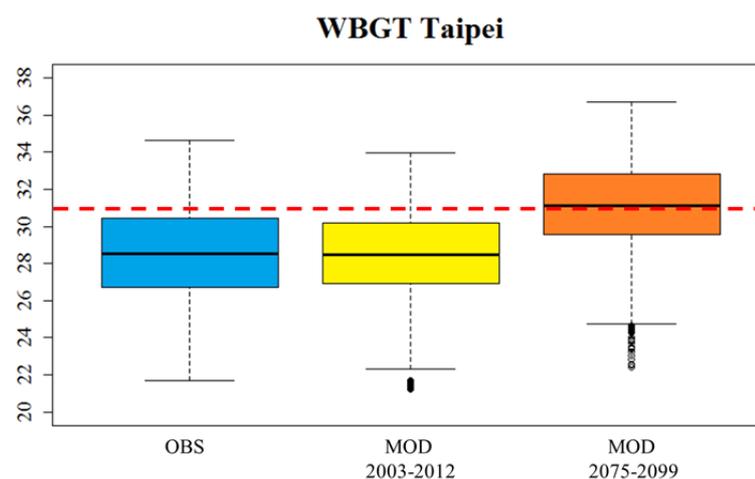


圖 7. WBGT 資料分布盒鬚圖，由左至右分別為資料來源，觀測資料 (OBS, 2003-2012)、ECHAM5-wrf (2003-2012) 及 ECHAM5-wrf. future (2075-2099)

3.4 建築能耗

此節內容主要節錄自我們已經發表於 “Eenergy and Building” 期刊 Hwang et al. (2016)。ECHAM-wrf 動力降尺度的結果也應用於近未來及世紀末，台中地區冷氣能耗的推估上 (Hwang et al., 2016)。圖 8 顯示出在冷氣能耗在整個調查區域的變化。1979-2003 年，全年冷氣能耗範圍從位於山區幾乎不需機械供冷的 0.04 kWh/m²-year，到都會的 18.79 kWh/m²-year。在近未來，範圍為 0.07-21.64 kWh/m²-year，相較於過去期間平均增幅為 24%；在遠未來，範圍為 1.36-39.08 kWh/m²-year，相較於過去期間平均增幅為 184%。

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

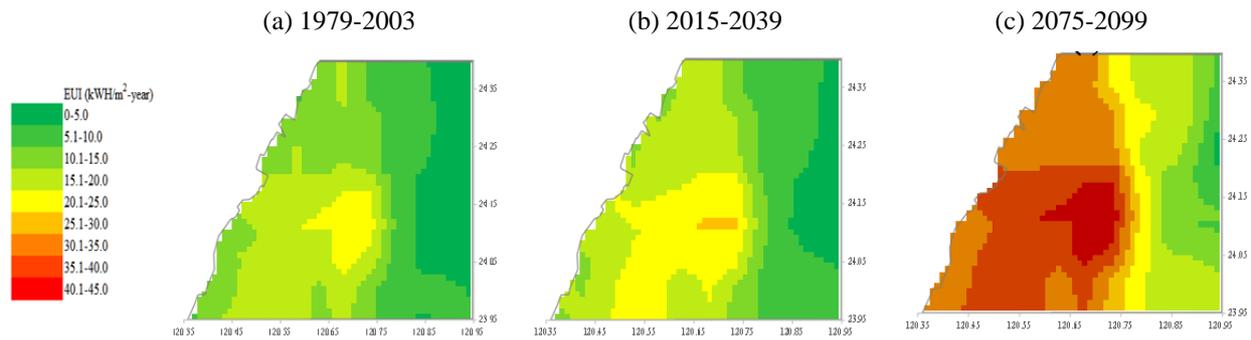


圖 8. 台中地區冷氣能耗變化。(a) 1979-2003；(b) 2015-2039；(c) 2075-2099

四、結論

本研究節錄了這幾年使用 ECHAM5-wrf 動力降尺度之資料分析的研究成果，包括三個時期，1979-2003、2015-2039 及 2075-2099。研究結果顯示，平均而言世紀末 (2075-2099) 山區的增溫趨勢比平地明顯，同時冬季臺灣北部增溫也比南部大。我們也應用此資料於未來熱浪期間在台北、台中及高雄濕黑球溫度指數 (wet-bulb globe temperature, WBGT) 的推估，以台北為例，在過去 (2003-2012) 夏季 (7 月及 8 月) 達到危險等級 (WBGT>31°C) 的天數約為 10.7%，在世紀末 (2075-2099) 可達 50%。應用於全年冷氣能耗位於台中地區山區及都會區之研究。在 2015-2039 時期，相較於過去期間(1979-2003) 冷氣能耗平均增幅為 24%；在遠未來 (2075-2099)，相較於過去期間冷氣能耗平均增幅可達 184%。由於動力降尺度所耗費的計算資源非常龐大，如何與各個不同領域的學者進行交流、合作乃為未來努力的目標。

參考文獻

- Chou C.-H., T.-J. Huang, Y.-P. Lee, C.-Y. Chen, T.-W. Hsu, C.-H. Chen, 2011: Diversity of the alpine vegetation in central Taiwan is affected by climate change based on a century of floristic inventories. *Bot. Stud.* **52(4)**, 503-516.
- Lin C.-Y.*, Y.J. Chua, Y.F. Sheng, H.H. Hsu, C.T. Cheng, Y.Y. Lin, 2015: Altitudinal and latitudinal dependence of future warming in Taiwan simulated by WRF nested with ECHAM5/MPIOM. *Int. J. Climatol.*, **35**, 1800-1809. DOI: 10.1002/joc.4118.
- Hwang R.L., C.-Y. Lin, K.T. Huang, 2016: Spatial and temporal analysis of urban heat island and global warming on residential thermal comfort and cooling energy in Taiwan, *Energy & Buildings*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.enbuild.2016.11.016>
- Lin C.-Y.*, Yi-Yu Chien, Y.-F. Sheng, M.-T. Kuth, S.-C. Lung, 2017: Climate variability of heat wave and future warming scenario in Taiwan. *Climatic changes* (Ready to Submit)

Stull R. 2011: Wet-Bulb temperature from relative humidity and air temperature. *J. Appl. Meteorol. Clim.*, **50**, 2267-2269.

Tonouchi M, Murayama K, Ono M ,2006: WBGT forecast for prevention of heat stroke in Japan. Sixth Symposium on the urban environment, American Meteorological Society, session PJ1. Vol. 1. 2006.

全球暖化與臺灣/中國南部颱風活動之變化：高解析度模式推估

Global Warming and Climate Change Typhoon Activities over Taiwan/Southern China: High Resolution Models Projection

鄒治華¹ 黃沛語² 杜佳穎³ 陳正達¹ 曾騰平¹ 鄭兆尊² RYO MIZU TA⁴ HIROMASA YOSHIMURA⁴

¹Department of Earth Science, National Taiwan Normal University

²Taiwan Climate Change Projection and Information Platforms

³Research Center for Environmental Changes, Academia Sinica, Taiwan

⁴Meteorological Research Institute, Tsukuba, Japan

摘要

本研究利用 HiRAM 25 公里及 MRI 20 公里高解析度氣候模式，模擬 1979-2003 年影響臺灣/中國南部地區 (TWCN) 的颱風活動。並根據政府間氣候變遷小組 (IPCC) 之第五次氣候變遷評估報告 (AR5) 的 RCP8.5 情境，推估 21 世紀末 (2075-2099 年) 的颱風變化。模擬結果顯示，HiRAM 與 MRI 高解析度模式，成功模擬影響 TWCN 地區的颱風生成與軌跡的氣候特徵，倆模式系集模擬更優於各別模式模擬。在 21 世紀末，系集模擬推估影響 TWCN 的颱風生成數量與颱風通過頻率將會減少，此與評估報告 IPCC AR5 一致。然而，颱風強度和最大降水量推估會增加。在 21 世紀末，通過 TWCN 地區的颱風，距離颱風中心 200 公里的平均降水量推估增加了 51%。在全球暖化下，雖然海平面溫度的升高，提供了有利於颱風生成的熱力條件，中層相對濕度的減少及上升運動的減弱，導致熱帶氣旋 (TS) 生成數目減少。

關鍵詞：颱風、全球暖化、高解析度模式。

Abstract

High Resolution Atmospheric Models (HiRAM at 25-km and MRI at 20-km resolution) are adopted to simulate tropical storm (TS) activity over Taiwan/Southern China (TWCN) at the present time (1979-2003) and future climate (2075-2099) under IPCC AR5 representative concentration pathway (RCP) 8.5 scenarios. The results show that TS activities over TWCN region are well simulated by HiRAM and MRI models at 20-km resolution. During 2075 to 2099, both TS genesis numbers and TS frequency over TWCN region are projected to decrease consistent with the IPCC AR5 report. However, TS intensity and the maximum precipitation rate are projected to increase under global warming. At the end of the 21st century the mean precipitation rate within 200 km of TS storm center over the TWCN region is projected to increase by 51 %.

Keywords: Typhoon、Global Warming、High Resolution Atmospheric Models

一、前言

台灣位於西北太平洋颱風的主要路徑上，伴隨颱風而來的強烈豪雨，是影響台灣地區豪雨雨量的重要因素（圖 1）。侵臺颱風是造成臺灣六個百年以上長期觀測站（除臺南外），豪雨與大豪雨的最主要因素（圖 1）。臺北地區 90% 的大豪雨，是由侵臺颱風所造成。臺南侵臺颱風造成大豪雨的比例亦達 46%，顯示颱風也是影響臺南大豪雨的重要因素之一。颱風降水的氣候變化對台灣地區總降水的旱或澇的影響甚巨。

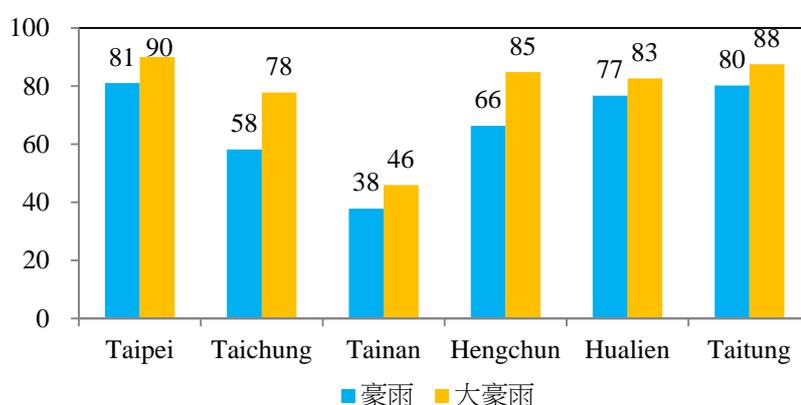


圖 1. 1960-2010 年臺灣六測站 6-11 月，侵台颱風佔豪雨與大豪雨事件之次數比例（單位：%）。侵台颱風表示豪雨發生當日（或前後一日），中央氣象局有發布颱風警報。根據中央氣象局定義，豪雨為 >130 mm/day，大豪雨為 >200 mm/day。

近年來，全球暖化造成氣候變遷。全球暖化對颱風活動的影響，近期受到重大的矚目。聯合國世界氣象組織中的政府間氣候變遷小組（Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC），在第五次評估報告（IPCC AR5, 2013）指出，大多數研究推估，未來全球熱帶氣旋的頻率將減少，強度和降雨卻增強（IPCC AR5, supplementary Material, 2013）。然而，當模式空間範圍從全球減小至西北太平洋區域，低解析度 CMIP5 模式間的差異變大，導致西北太平洋推估熱帶氣旋頻率的可信度降低。大多數研究推估，未來西北太平洋地區所有颱風的頻率將減少（IPCC AR5, supplementary Material, 2013），但變化的幅度卻相當分歧。全球暖化對各海域熱帶氣旋生成數目與活動的影響，至今尚未有一致的研究結果（e.g. Emauel, 2013；Knutson *et al.*, 2013；Walsh *et al.*, 2015）。提高模式解析度，有助於改善模式模擬熱帶氣旋的能力（e.g. Murakami *et al.*, 2011）。因此，本研究利用高解析度氣候模式，推估在全球暖化情境下，世紀末（2075-2099），通過臺灣/中國南部地區（TWCN）颱風活動的變遷。

二、模式與資料

本研究模式資料採用高解析度氣候模式 HiRAM (High Resolution Atmospheric Model) 與 MRI (Meteorological Research Institute)。HiRAM 模式水平解析度約為 20 公里，垂直解析度為 32 層。模式詳細設定，可參考 Chen and Lin (2011) 與 Zhao *et al.* (2009)。MRI 模式水平解析度亦約為 20 公里，垂直解析度為 64 層。模式詳細設定，可參考 Mizuta *et al.* (2012) 與 Murakami *et al.* (2014)。本研究推估在 RCP8.5 情境下，全球暖化對世紀末（2075-2099），西北太平洋地區（WNP）與通過臺灣/中國南部地區（TWCN）颱風活動的變遷。

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

本研究之颱風觀測資料為 JTWC (Joint Typhoon Warning Center) 的最佳軌跡資料。颱風的定義，為近中心最大風速高於 17m/s 者。由於西北太平洋地區，颱風季 (6-11 月) 的颱風生成數目占全年颱風生成數目之 84%，因此本研究只分析 6-11 月的颱風活動。本研究應用 Vitart (1997, 2003) 與 Knutson *et al.* (2007) 所發展的方法，客觀定義出模式中符合颱風特徵的個案。

三、臺灣華南地區颱風活動模擬與未來推估

西北太平洋地區的颱風軌跡可分為向西、向西北與向北轉向三種類型 (*e.g.* Wu and Wang 2004)。本研究參考颱風軌跡的氣候特徵，以及 Wu and Wang (2004) 的研究，將西北太平洋的沿海地區劃分為三大颱風影響區域 (Tsou *et al.*, 2016)，颱風影響區域如圖 2 所示，TWCN 區為颱風影響臺灣與華南區域，SCS 區為颱風影響菲律賓與南中國海；JP 區是颱風影響日本地區。

圖 2 顯示影響臺灣華南區域的颱風軌跡分布。此類颱風多數生成在 150°E 以西，向西北直行。當颱風進入臺灣華南地區時，在此區域內所達到之最大強度，我們稱之為區域最大強度 (RMI)。由於颱風侵襲陸地後，其颱風強度減弱。因此 RMI 的位置多數位於區域邊界 (圖 2)。

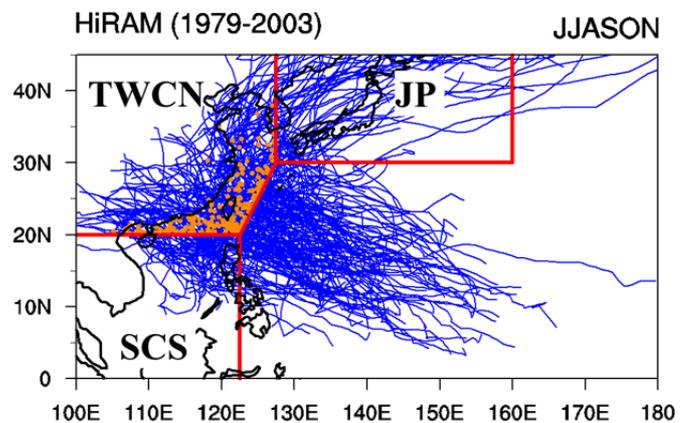


圖 2. 影響區域示意圖 (紅線) 與影響 TWCN 地區颱風軌跡。橘點為 RMI 位置。

表 1 呈現高解析度模式對影響 TWCN 區域之颱風活動的模擬情形。HiRAM 模擬影響 TWCN 地區之颱風數目，與觀測極為相似 (表 1，第一欄)。MRI 嚴重低估影響 TWCN 區的颱風數目，系集模擬也低估颱風數目。HiRAM、MRI 與系集模式對於影響 TWCN 颱風軌跡頻率的模擬皆優 (表 1，第二欄)，空間相關係數分別皆為 0.87、0.86 與 0.89。

影響 TWCN 區域之颱風強度，是依據在此區域內所達到的颱風最大強度 (RMI)。與西北太平洋颱風強度模擬結果相似，HiRAM 模擬影響 TWCN 颱風的弱颱風數目較多 (表 1，第三欄)，而無法模擬強颱風數目 (表 1，第四欄)。因為颱風進入 TWCN 區域，颱風強度減弱，強颱風數目減少，因此 HiRAM 模擬僅略低估平均 RMI (表 1，第五欄)。MRI 低估弱颱風數目 (表 1，第三欄)，然而模擬強颱風數目與觀測相近 (表 1，第四欄)，仍高估平均 RMI (表 1，第五欄)。高解析度模式系集模擬強颱風與弱颱風的個數與觀測相似，略高估平均颱風區域最大強度 (表 1，第五欄)。

區域最大降水量 (RMP)，為颱風達到區域最大強度 (RMI) 時，颱風中心 200 公里內的平均降雨量。HiRAM、MRI 與系集模擬一致高估平均 RMI。由於衛星即時觀測範圍，有時未通過颱風所在位置，觀測資料的平均降水量可能被低估 (表 1，第六欄)。

表 1. 觀測與高解析度模式模擬 1979-2003 年 6-11 月 TWCN 地區颱風活動之比較。PC 是觀測與模式模擬颱風通過頻率的空間相關係數 (110°E~180°E, 0°N~40°N)。颱風強度依據區域內所達到之最大強度 (RMI)。最大降水量 (RMP) 為發生 RMI 時，颱風中心 200 公里內的平均降雨量。

TWCN	TS Num. (Num. per year)	PC	TY1 & TY2 (Num. per year)	TY4 & TY5 (Num. per year)	Mean RMI (m s ⁻¹)	RMP (mm day ⁻¹)
JTWC	8.9		3.4	0.8	35.5	70.2
HiRAM	8.5	0.87	3.8	0.04	33.8	94.7
MRI	4.6	0.86	1.3	1.1	43.5	125.8
Ensemble	6.5	0.89	2.5	0.6	38.6	110.3

HiRAM、MRI 與系集一致推估世紀末 RMP 大幅增強，幅度分別為 54 %、48 % 與 51 %。

本研究參考 IPCC AR5 (2013) 西北太平洋颱風指標，以及 TCCIP 研究小組的討論，建立影響 TWCN 地區颱風度量指標 (Performance Metric)。四個指標分別為：(I) 影響 TWCN 颱風總數目，(II) 在 TWCN 區域內為颱風強度等級 4 及 5 之颱風數目，(III) 在 TWCN 區域內平均颱風最大強度 (RMI)，(IV) 達到 TWCN 區域颱風最大強度時，颱風中心 200 公里內的降雨量 (RMP)。

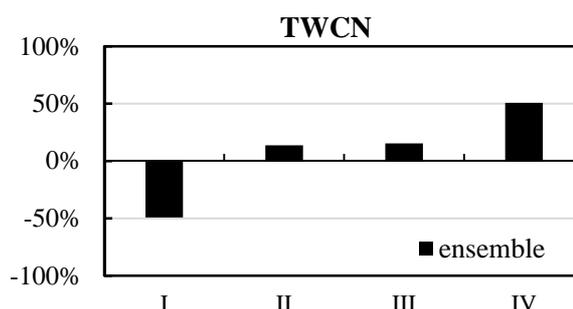


圖 3. 高解析度模式系集推估未來影響 TWCN 地區之颱風活動的變化百分比。四個指標：(I) 影響 TWCN 地區颱風總數目，(II) 強烈 TY4 和 TY5 颱風數目，(III) 平均區域最大強度 (RMI)，(IV) 達到區域最大強度時，颱風中心 200 公里內的降雨量。

圖 3 為高解析度模式 HiRAM 與 MRI 的系集結果。推估世紀末時期，影響 TWCN 地區的颱風數目減少 49 % (圖 3)。強颱 (TY4 及 TY5) 數目增加 14 % (圖 3)。合成平均區域最大強度增強 15 % (圖 3)。達到 RMI 時，颱風中心 200 公里內降雨量大幅增加 51 % (圖 3)。模式推估結果顯示，在全球暖化背景下，雖然影響 TWCN 的颱風數目減少，但影響此區域的颱風強度與所攜帶的颱風降水皆增強。

圖 4 為高解析度模式，系集模擬影響 TWCN 颱風生成與推估世紀末變化 (2075-2099 年減 1979-2003 年) 的空間分布圖。影響 TWCN 地區的颱風，多數颱風生成在 150°E 以西 (圖 4a)，季風槽以及低層東風與西風合流區。系集模擬颱風生成空間分布與觀測相似 (圖 4b)，多數颱風生成在季風槽以及低層東風與西風合流區，但模擬季風槽、颱風生成位置觀測偏北。模式推估世紀末時影響 TWCN 地區的颱風數目大幅減少 (圖 4c、圖 4d)，與西北太平洋地區

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

颱風生成數目大幅減少之結論一致 (未顯示圖)。模式推估世紀末時季風槽減弱，而太平洋副高增強 (圖 4c)。在菲律賓以北出現反氣旋距平 (圖 4d)。此大尺度環流變化，可能抑制颱風生成，尤其是在臺灣以東地區。

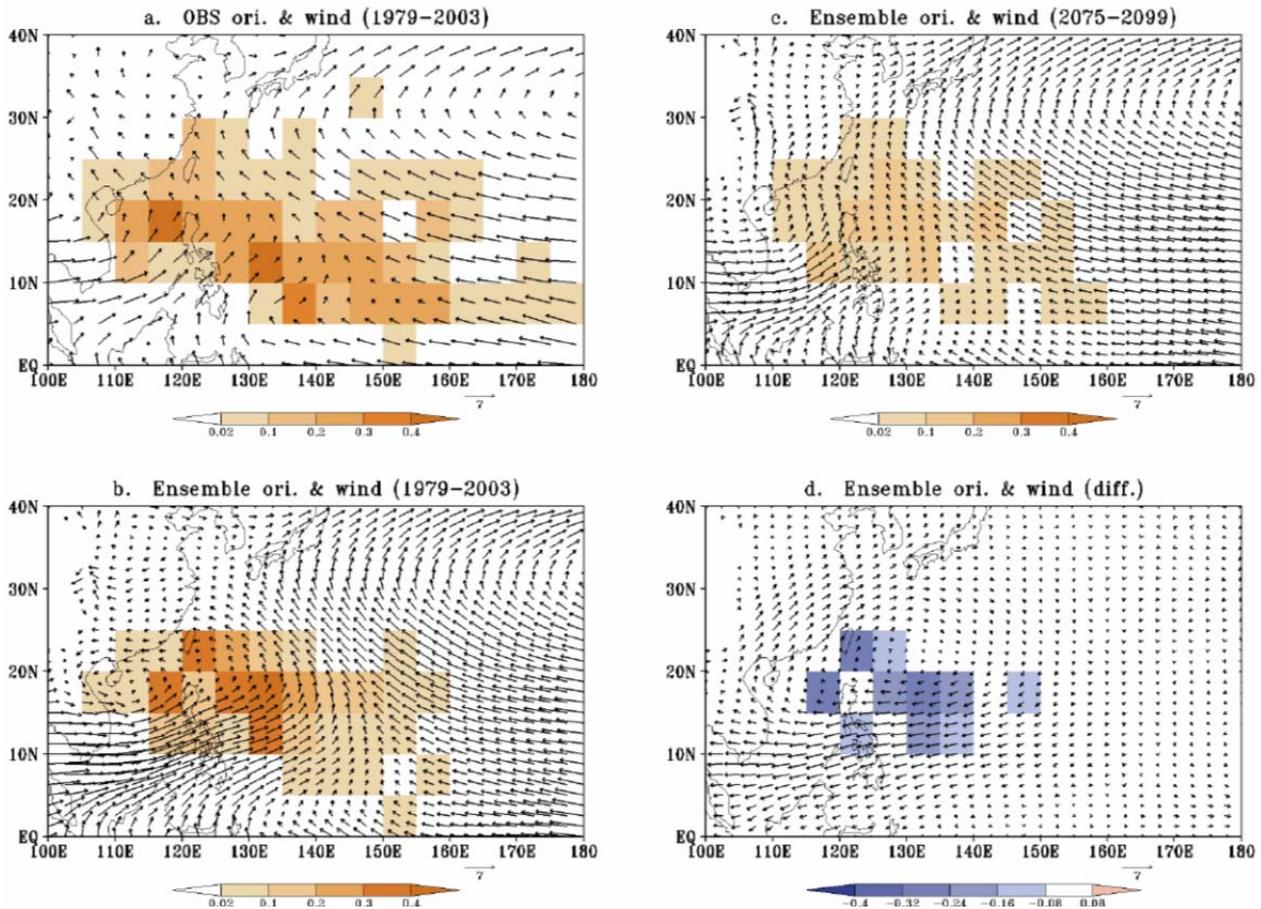


圖 4. 7-9 月侵襲 TWCN 地區之颱風生成頻率與 850 hPa 季節平均風場。(a) 觀測值。(b) Ensemble。(c) Ensemble 未來模擬 (2075-2099 年)。(d) Ensemble 差值 (2075-2099 年減 1979-2003 年)。

影響臺灣與中國南部的颱風，多數颱風生成後，向西北移行 (圖 5a)。系集模擬颱風生成與通過頻率與觀測相似 (圖 5b)。由於影響 TWCN 地區的颱風生成數目劇烈減少，因此颱風通過頻率也顯著減少 (圖 5c 和圖 5d)。

圖 6a 為平均颱風風速的空間分布圖。平均颱風風速是計算每 2.5 度網格點，所通過颱風風速的平均。平均颱風風速的大值區位在臺灣以東區域 (120°E-140°E, 15°N-30°N)。系集模擬颱風風速的空間分佈與觀測相似，但最強風速區比觀測偏北，與模擬季風槽、颱風生成位置偏北情形一致 (圖 6b)。模式推估平均颱風風速在東亞沿海區域 (120°E 以西) 顯著增強 (圖 6c 和圖 6d)。此區域的增強結果與 Emanuel (2013) 推估 Power Dissipation Index 在東亞沿海顯著增加的結論一致。結果顯示雖然影響 TWCN 地區的颱風數目減少，但世紀末時向西北移行與向北轉向的颱風強度增強，影響 TWCN 地區的颱風強度增強。

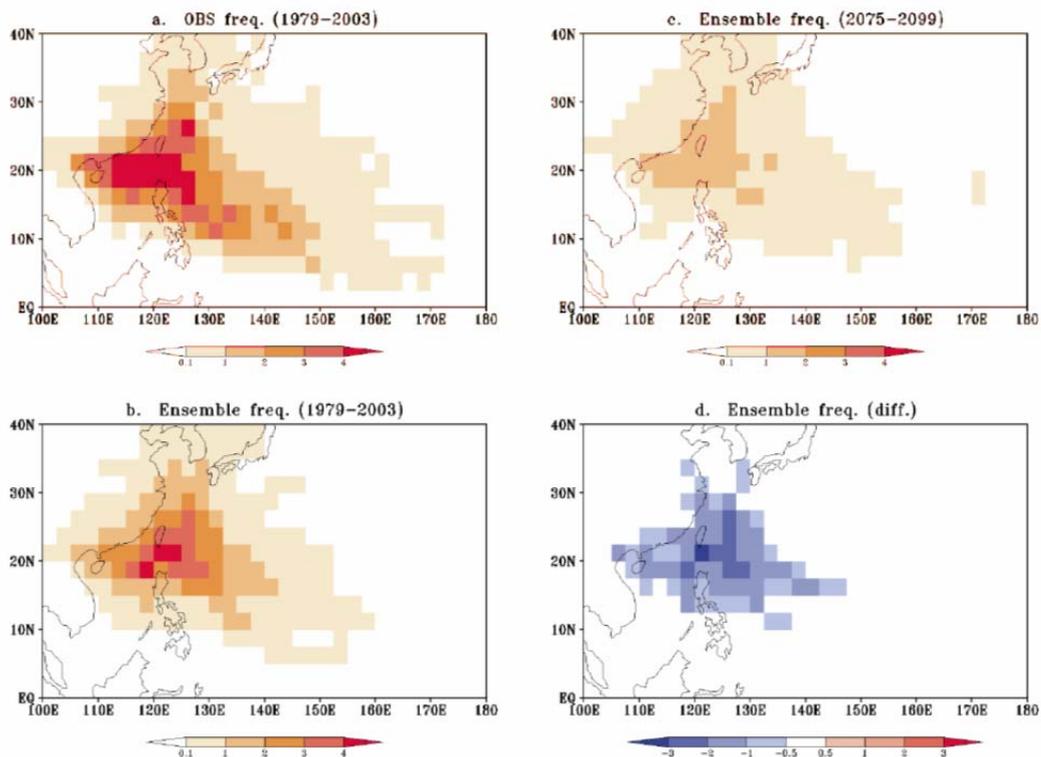


圖 5. 6-11 月侵襲 TWCN 地區之颱風通過頻率。(a) 觀測值。(b) Ensemble。(c) Ensemble 未來模擬 (2075-2099 年)。(d) Ensemble 差值 (2075-2099 年減 1979-2003 年)。

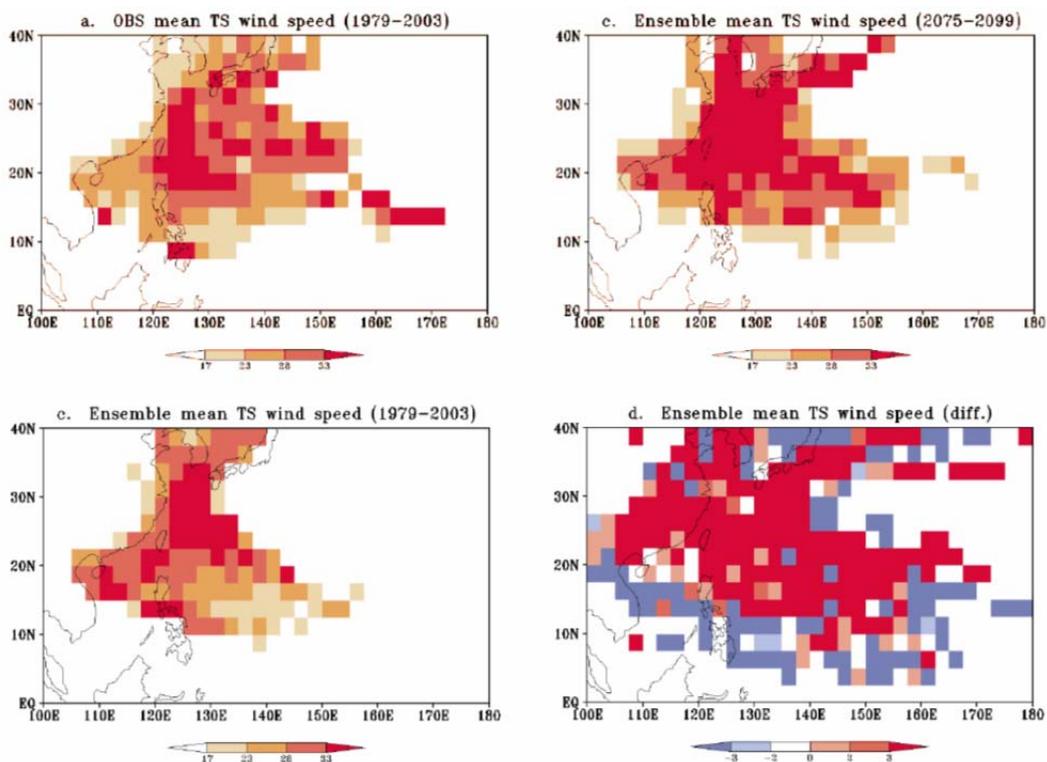


圖 6. 6-11 月侵襲 TWCN 地區之颱風平均風速。(a) 觀測值。(b) Ensemble。(c) Ensemble 未來模擬 (2075-2099 年)。(d) Ensemble 差值 (2075-2099 年減 1979-2003 年)。

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

圖 7 為達到 RMI 時，颱風中心 200 公里內降雨量之水平分布圖。主要的降水區域位於距離颱風中心的 100 公里內，降水最大位置在颱風中心南側，與西北太平洋颱風降水最大位置在颱風中心北側的現象不同。影響 TWCN 的颱風，其颱風降水可能受到西南氣流的影響，有待進一步的研究。世紀末時期，HiRAM 與 MRI 及系集模式推估距離 RMI 中心 100 公里的平均雨量，分別增加 50 %、33 % 與 39 % (圖 7)。

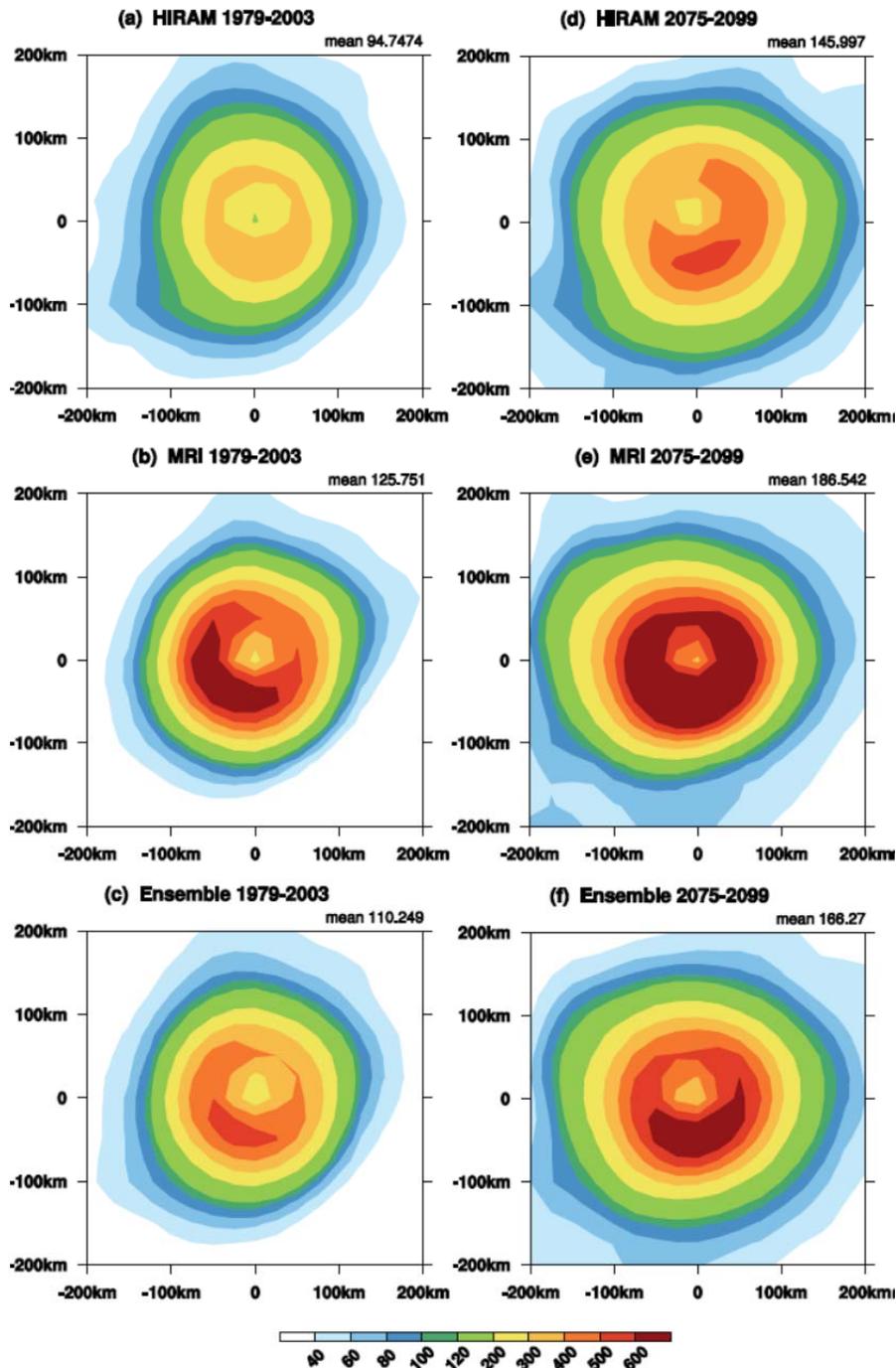


圖 7. 1979-2003 年 6-11 月，影響 TWCN 地區颱風於 RMI 時，距離颱風中心 200 公里的降水合成圖 (單位：mm/day)。 (a) HiRAM，(b) MRI，(c) Ensemble。 (d)~(f) 如同 (a)~(c)，但為 2075-2099 年。

四、利用 GPI 和季內震盪探討影響未來颱風活動變遷機制

高解析度模式 HiRAM 與 MRI 的 Ensemble 結果，推估世紀末時期季風槽減弱，太平洋副高增強，與季內震盪變異量減弱 (圖 8)，較不利於西北太平洋之颱風生成。因此，全球暖化未必有利於颱風生成，本研究利用 GPI 公式 (Murakami and Wang, 2010)，進一步分析大尺度環境場綜合指標 GPI 對颱風生成的影響。

世紀末時期颱風生成數目減少機制，以示意圖 (圖 9) 顯示。在世紀末時期，雖然海溫增高與垂直風切減小使颱風生成數目增加，但季風槽與氣旋式季內環流減弱、相對濕度減少，與垂直速度變弱則使颱風生成數目減少。

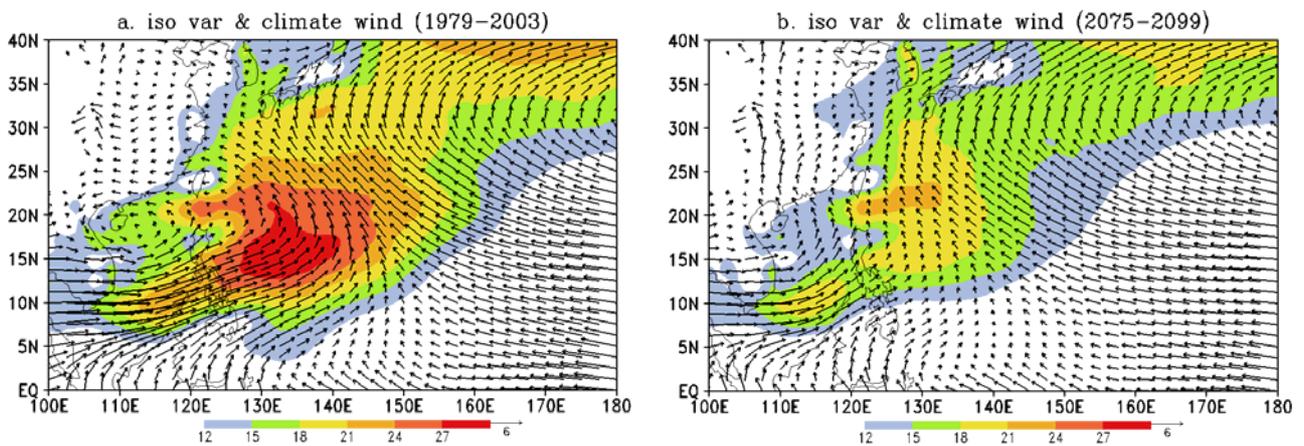


圖 8. HiRAM 與 MRI 的 Ensemble 之(a)1979-2003 年 7-9 月，850 hPa 東西向風場之 10-90 天季內震盪變異數(陰影)與 850 hPa 氣候風場。(b)2075-2099 年。

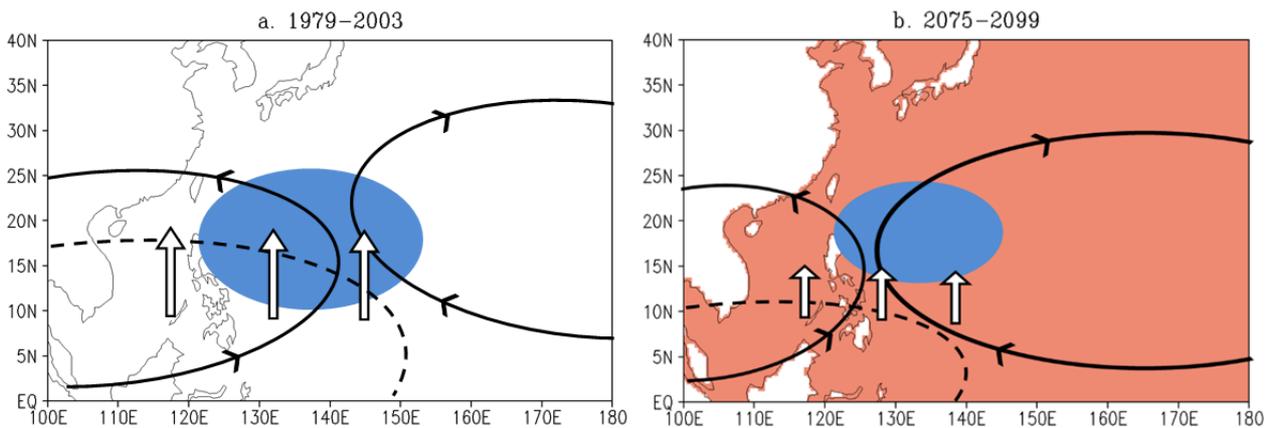


圖 9. 影響西北太平洋颱風生成機制之示意圖。(a)1979-2003 年，(b)2075-2099 年。紅色陰影表示海溫增暖。藍色陰影為季內震盪活躍區域。實線為大尺度環流場，分別為副高與季風槽。虛線為 600 hPa 相對溼度 75% 等值線。白色箭頭為 500 hPa 垂直運動。

參考文獻

- Chen, J.-H., and S.-J. Lin, 2011: The remarkable predictability of inter-annual variability of Atlantic hurricanes during the past decade. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L11804.
- Emanuel, K. A., 2013: Downscaling CMIP5 climate models shows increased tropical cyclone activity over the 21st century. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **110**, 12 219-12 224, doi:10.1073/pnas.1301293110.
- IPCC 2013 Summary for Policymakers, Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Knutson T. R., J. J. Sirutis, S. T. Garner, I. M. Held, and R. E. Tuleya, 2007: Simulation of the recent multidecadal increase of atlantic hurricane activity using an 18-km-grid regional model. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **88**, 1549-1565.
- Knutson, T. R., and Coauthors, 2013: Dynamical downscaling projections of twenty-first-century Atlantic hurricane activity: CMIP3 and CMIP5 model-based scenarios. *J. Climate*, **26**, 6591-6617.
- Mizuta R, Yoshimura H, Murakami H, Matsueda M, Endo H, Ose T, Kamiguchi K, Hosaka M, Sugi M, Yukimoto S, Kusunoki S, Kitoh A, 2012: Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **90A**, 233-258.
- Murakami, H., and B. Wang, 2010: Future change of North Atlantic tropical cyclone tracks: Projection by a 20-km-mesh global atmospheric model. *J. Climate*, **23**, 2699-2721.
- Murakami, H., B. Wang, and A. Kitoh, 2011: Future change of western North Pacific typhoons: Projections by a 20-km-mesh global atmospheric model. *J. Climate*, **24**, 1154-627 1169.
- Tsou C.-H., P.-Y. Huang, C.-Y. Tu, C.-T. Chen, T.-P. Tzeng, C.-T. Cheng, 2016: Present simulation and future projection of typhoon activity over western North Pacific and Taiwan/East Coast of China in 20-km HiRAM Climate Model. *TAO*, **27 (5)**, 687-703.
- Vitart F., D. Anderson, and T. Stockdale, 2003: Seasonal forecasting of tropical cyclone landfall over Mozambique. *J. Climate*, **16**, 3932-3945.
- Vitart F., J. L. Anderson, and W. F. Stern, 1997: Simulation of the interannual variability of tropical storm frequency in an ensemble of GCM integrations. *J. Climate*, **10**, 745-760.
- Walsh, K. J. E., and Coauthors, 2015: Hurricanes and climate: The U.S. CLIVAR working group on hurricanes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **96**, 997-1017.
- Wu, L., and B. Wang, 2004: Assessing impacts of global warming on tropical cyclone tracks. *J. Climate*, **17**, 1686-1698.

Zhao, M., Held, I., Lin, S.-J. and Vecchi, G. A., 2009: Simulations of global hurricane climatology, interannual variability, and response to global warming using a 50-km resolution GCM. *J. Climate*, **22**, 6653-6678.

東亞鋒面活躍度的變遷

Frontal Activity Change in East Asia

許晃雄¹、陳英婷²

¹中央研究院環境變遷研究中心、²國家災害防救科技中心

摘要

以往劃定鋒面，雖以客觀環流場分析為主，但最終仍以人為主觀判斷確認鋒面最後位置，使鋒面定位並不完全客觀，使用相當不便且難以應用在模式資料。本文使用 Hewson (1998) 提出的客觀鋒面定位方法，分析 CMIP5 歷史模擬與未來推估 (RCP8.5 情境) 下之鋒面活躍度，並探討環流場的改變對於東亞鋒面活躍度的影響。

多數 CMIP5 模式歷史模擬可以模擬出鋒面好發區，但頻率低於觀測。21 世紀末時，東亞鋒面活躍度則有明顯的改變。冬、春季阿留申低壓減弱，南北溫度梯度降低伴隨西風垂直風切減弱。整體環境不利於鋒生，鋒面活躍度減弱且降水減少。梅雨季時，副熱帶高壓減弱，溫度梯度增強。西南氣流水氣輻合增強，利於梅雨鋒面的產生和維持，梅雨鋒面活躍度增強並伴隨較強的降水。

關鍵詞：鋒面活躍度、CMIP5、降水

Abstract

Atmospheric front is an important phenomenon in both weather and climate system. It has significant impact on seasonal variability. However, the manual approach for traditional front detection is not effective when using climate data analysis. The objective front location detection method, which is suggested by H98, is applied to reanalysis and climate model data here. This study uses the ERA-interim reanalysis and CMIP5 historical and RCP8.5 experiment data.

By the end of the 21st century, the projection suggests significant change in front frequency in East Asia. During winter and spring, the Aleutian low weakens. Decreased meridional temperature gradient and vertical wind shear provide less favorable environment for frontogenesis and precipitation. Front frequency decreases near Taiwan and Northeast Asia. In Mei-yu season, the subtropical high weakens in the western North Pacific and the southwesterly moisture flux and convergence enhance. This change provides a favorable condition for Mei-yu frontogenesis and precipitation.

Keywords: Frontal activity、CMIP5、precipitation

一、前言

東亞的氣候受冬季冷鋒、春季鋒面以及梅雨鋒面影響，鋒面所帶來的降水是臺灣全年相當重要的降水來源。以往劃定鋒面，雖以客觀環流場分析為主，但最終仍以人為主觀判斷確認鋒面最後的位置，每人主觀認定上的差異，使鋒面的定位並不完全客觀。長期氣候分析與統計上，也需翻閱天氣圖，於界定的範圍內尋找鋒面，才能再進行統計分析，使用上相當不便。現今，氣候模式應用廣泛，但模式推估輸出亦未包含鋒面位置資訊，因此難以進行模式鋒面的分析與研究，無法了解未來鋒面的變化情形。Hewson (1998，以下以 H98 簡稱) 提出客觀鋒面的分析定位方法，以三個熱力參數定義鋒面位置，可便利的應用在觀測或模式資料，並對鋒面環流場與特性做更進一步的探討。

二、資料與方法

2.1 資料

觀測資料使用 ECMWF Re-Analysis 40 (ERA40) 與 ERA-Interim，模式使用 Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5)，取用 historical 與 Representative Concentration Pathway 8.5 (RCP8.5) 兩組實驗的最後 30 年日資料進行分析，兩組實驗分別代表過去歷史模擬以及未來的氣候狀況。使用的變數包含 850hPa 溫度、比濕、風場、垂直運動場與降水以及海平面氣壓。

2.2 方法

H98 建議選擇濕球位溫當作鋒面定位的熱力變數，濕球位溫不僅考慮了鋒面帶溫度梯度密集的特性，且包含水氣資訊。無論水氣有無變化，濕球位溫皆為保守量，能提供較佳的定位效果。因近地表資料易受地表熱通量和水氣通量所造成之中尺度邊界與地形影響，但若氣壓層選擇過高，亦無法抓到較淺鋒面的訊號，故 H98 建議地面鋒面分析選用 800~900hPa 氣壓層較佳，本文使用 850hPa 進行分析。根據 H98 提出的方法，以下述參數與門檻值，定義斜壓區內鋒面的位置。M2：溫度梯度的大小，效用為凸顯鋒面的連續性與綜觀尺度特性，濾除局部環流所產生的雜訊。TFP：溫度梯度變化率，效用為篩選出最大溫度梯度密集處之暖側（由於冷空氣易下切至暖空氣下，故鋒面位置較靠近暖側）。鋒面所在處除了有溫度梯度密集的特性外，且因鋒面成因為不同特性氣團交會，鋒面所在之斜壓區範圍不能只是局部小地區，而需具有一定大小的範圍。溫度梯度的變化率亦要足夠，方能滿足不同氣團交會在細長鋒面帶的特性。

三、研究成果

3.1 觀測之東亞鋒面

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

以 ERA-Interim 2001 年 1 月 28 日 00UTC 資料為例，使用上述定位方法測試，如圖 1，黑點即為鋒面所在位置，色階為該日降水 (mm/day)。圖 2 為 NOAA 該日地面與 500hPa 天氣圖，資料來源為 NOAA Central Library。比較定位結果與天氣圖，北美西側鋒面 A 與墨西哥灣的鋒面 B 與 C，皆可對應地面天氣圖。鋒面 A 與 D 以及 E 則可對應 500hPa 槽線。各個鋒面帶均伴隨明顯降水。鋒面定位方法可有效偵測鋒面位置，且鋒面位置與環流場搭配良好。

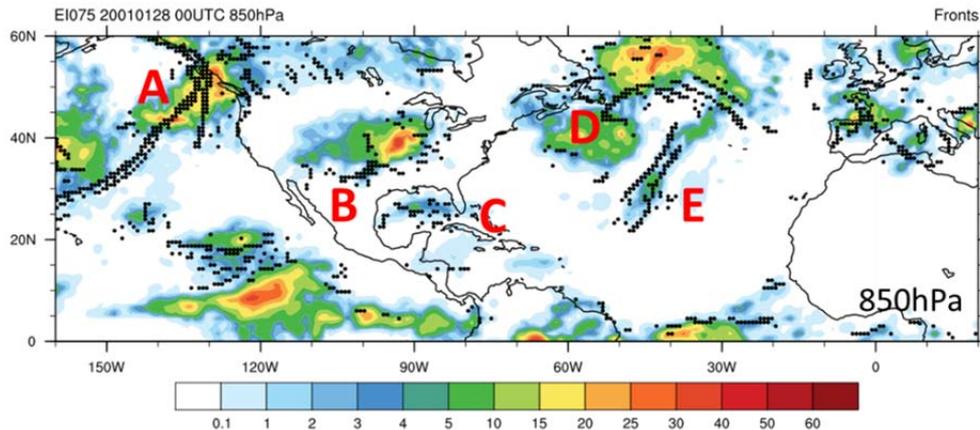


圖 1. 2001 年 1 月 28 日 00UTC 850hPa 鋒面位置圖。黑點為鋒面位置，色階為該日降水 (mm/day)，英文字母為鋒面代號。

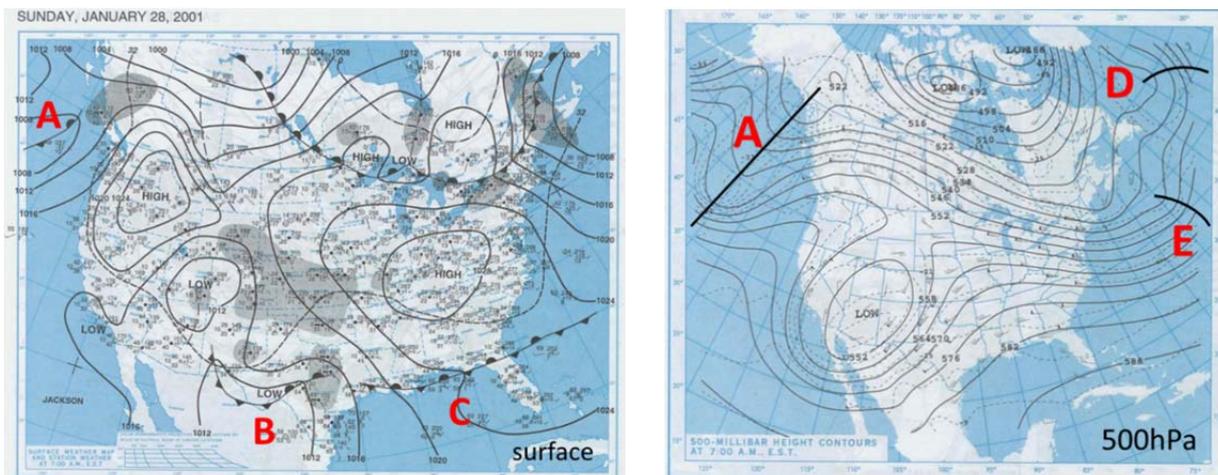


圖 2. 2001 年 1 月 28 日地面天氣圖 (左) 與 500hPa 天氣圖 (右)，擷取自 NOAA Central Library。

臺灣的鋒面季主要有冬季 (DJF) 的冷鋒、春季 (FMA) 鋒面以及梅雨 (MJ) 鋒面。圖 3 上圖為 ERA40 鋒面季各季鋒面頻率。冬季與春季，鋒面帶主要分布在華南、臺灣至日本南部一帶。冬季，較北方的日本海亦有鋒面訊號。梅雨季，鋒面則滯留在臺灣與日本之間。臺灣受鋒面影響時，臺灣位在氣旋式環流西側，反氣旋式環流涵蓋中國，大陸冷高壓東側的北風與菲律賓東北方的西南風交會於臺灣附近的低壓帶，臺灣上空有風切線存在。梅雨季時，臺灣處於高低壓邊緣。臺灣受鋒面影響時的環流場具有溫度梯度密集與多雨的特性，臺灣主要位於輻合上升的低壓帶，上空有氣旋式風切特徵。

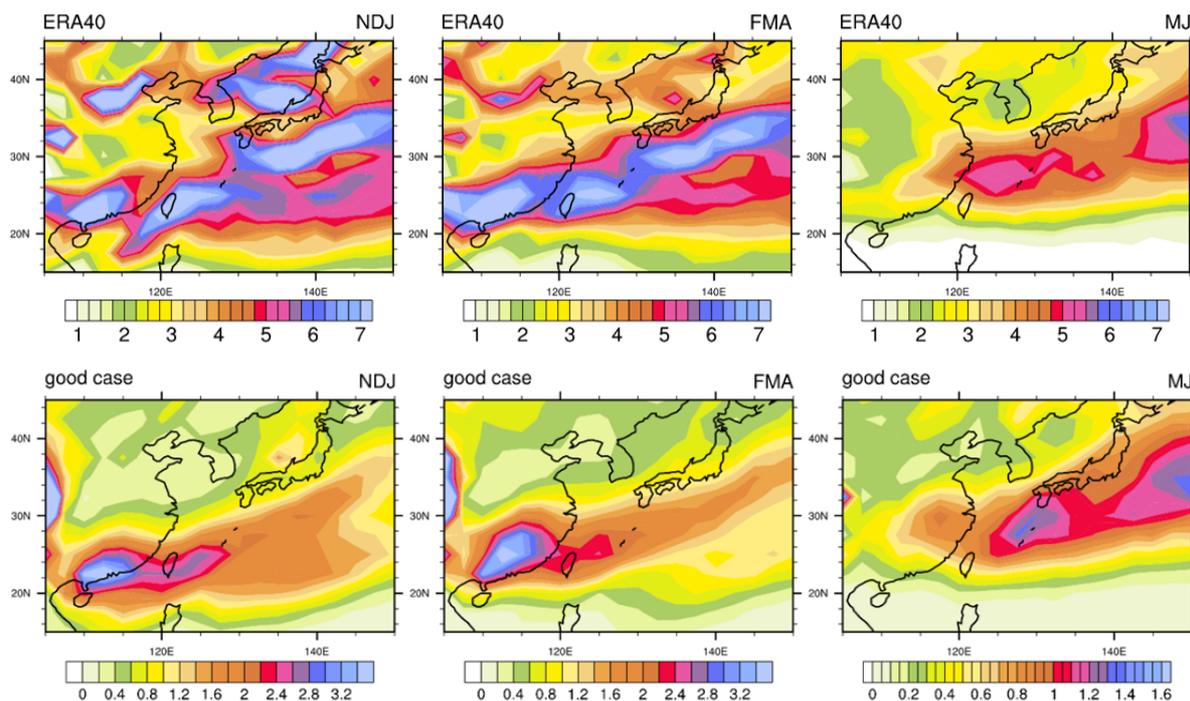


圖 3. 上圖為 ERA40 冬季 (NDJ) 與春季 (FMA) 以及梅雨季 (MJ) 平均鋒面頻率，下圖為 CMIP5 historical 較佳模式之各鋒面季平均鋒面頻率，單位為 days/month。

3.2 模式表現

因 CMIP5 各模式解析度不一，大多是介於 1.5° 至 3° 的網格解析度，將 CMIP5 各個模式重新投影至與 ERA40 相同的 2.5° 解析度，再進行鋒面定位。取鋒面訊號較強處 $22.5^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ ， $110^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 計算各模式與 ERA40 鋒面頻率之型態相關係數，如表 1。各模式皆可模擬出鋒面帶位置，但均有鋒面頻率訊號偏弱的情形，頻率僅有 ERA40 的三分之一左右。再藉由 Performance index (Im) (Reichler and Kim, 2008) 評估各模式的模擬表現，如表 1。型態相關係數著重的是評分分布形態的優劣，而 Im 則是多考慮數值變異度。Im 值越接近零，代表模式表現越佳。挑選出各鋒面季並列於兩種方法前十名的模式當作表現較佳的模式，較佳表現模式的名稱列於表 2，以下提及之 CMIP5 模式之分析皆為表 2 所列之較佳模式。圖 3 比較較佳模式與 ERA40 的鋒面頻率，兩者鋒面帶分布相似，較佳模式在臺灣附近表現優於全部模式 ensemble (未附圖)，分布與強度更接近觀測資料。未來推估 (RCP8.5) 模擬鋒面結果與歷史模擬類似 (未附圖)，計算歷史模擬與 RCP8.5 的型態相關係數，重疊的 27 個模式中，有 22 個模式相關係數皆大於 0.8，未來推估之鋒面分布型態與歷史模擬未有差異。

鋒面季時，除了有較強的濕球位溫梯度，西南風將水氣自熱帶輸送至臺灣，提供給鋒面水氣與能量。因梅雨季時已接近夏季，溫度梯度較冬春季弱，但受西南季風肇始影響，梅雨季的水氣通量較冬春季更強，水氣梯度在梅雨季的貢獻可能比溫度梯度更為重要。CMIP5 歷史模擬 (historical) 與重分析資料 (ERA40) 的濕球位溫梯度與水氣通量氣候平均場呈現接近的分布 (未附圖)。

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

表 1. CMIP5 歷史模擬鋒面頻率之型態相關係數 (Corr.) 與 performance index (Im) 分別為冬季 (NDJ) 與春季 (FMA) 以及梅雨季 (MJ)。

Model name	NDJ		FMA		MJ		Model name	NDJ		FMA		MJ	
	Corr.	Im	Corr.	Im	Corr.	Im		Corr.	Im	Corr.	Im	Corr.	Im
ACCESS1-0	0.37	0.98	0.68	0.96	0.82	1.12	HadGEM2-CC	0.35	1.03	0.65	1.08	0.28	0.84
ACCESS1-3	0.40	0.89	0.73	0.93	0.78	1.11	inmcm4	0.47	0.72	0.41	0.78	0.38	1.14
bcc-csm1-1	0.40	0.97	0.62	0.98	0.39	0.96	IPSL-CM5A-LR	0.33	1.02	0.46	1.06	0.68	1.04
bcc-csm1-1-m	0.54	0.91	0.72	0.88	0.61	0.92	IPSL-CM5A-MR	0.39	0.93	0.63	0.94	0.76	0.92
BNU-ESM	0.38	1.11	0.48	0.99	0.39	0.96	IPSL-CM5B-LR	0.39	1.01	0.55	0.99	0.59	0.91
CanESM2	0.25	0.94	0.49	0.89	0.34	0.98	MIROC-ESM	0.38	1.02	0.31	1.10	-0.08	1.17
CMCC-CESM	0.01	1.28	0.25	1.32	0.51	1.28	MIROC-ESM-CHEM	0.41	1.00	0.27	1.11	-0.15	1.16
CMCC-CM	0.28	0.89	0.51	0.77	0.87	0.85	MIROC4h	0.46	1.05	0.62	0.95	0.67	1.04
CMCC-CMS	0.17	0.95	0.35	0.83	0.89	0.82	MIROC5	0.26	1.18	0.33	1.05	0.36	1.06
CNRM-CM5	0.51	0.98	0.67	0.82	0.81	0.94	MPI-ESM-LR	0.27	1.05	0.24	1.00	0.76	0.92
CSIRO-Mk3-6-0	0.40	0.97	0.54	1.13	0.82	1.01	MPI-ESM-MR	0.31	1.02	0.20	1.04	0.75	0.87
FGOALS-g2	0.38	1.17	0.60	1.16	0.43	1.12	MPI-ESM-P	0.33	1.05	0.36	1.02	0.75	0.94
GFDL-CM3	0.24	1.03	0.41	1.04	0.70	1.03	MRI-CGCM3	0.57	0.97	0.68	1.11	0.72	0.97
GFDL-ESM2G	0.32	0.94	0.29	0.95	0.75	0.95	MRI-ESM1	0.55	1.01	0.71	1.11	0.60	1.00
GFDL-ESM2M	0.33	0.88	0.42	0.94	0.76	0.94	NorESM1-M	0.42	1.03	0.45	1.07	0.25	1.05

表 2. CMIP5 歷史模擬鋒面頻率表現較佳之模式，分別為冬季與春季以及梅雨季。

NDJ	ACCESS1-3	bcc-csm1-1-m	bcc-csm1-1	IPSL-CM5A-MR	MRI-CGCM3	
FMA	ACCESS1-3	bcc-csm1-1-m	CNRM-CM5	IPSL-CM5A-MR		
MJ	CMCC-CM	CMCC-CMS	CNRM-CM5	IPSL-CM5A-MR	MPI-ESM-LR	MPI-ESM-MR

3.3 鋒面活躍度的變遷

3.3.1 鋒面活躍度

比較 historical 與 RCP8.5 實驗結果以了解過去與未來鋒面特性以及變遷。將 CMIP5 較佳模式之 RCP8.5 鋒面頻率減去 historical 鋒面頻率，如圖 4(b)。除了計算鋒面頻率的變化，由於 CMIP5 各模式變化趨勢並不一定一致，另統計各模式趨勢的一致性，如圖 4(a)，紅色圓形表示鋒面頻率增加，即 RCP8.5 鋒面頻率大於 historical，藍色則反之。圓形大小代表具有相同趨勢之模式數量多寡程度。兩組實驗共有 27 個模式可對照分析，設立 14 個模式為門檻值 (全部模式數量的一半)，僅標示相同趨勢模式數量大於門檻值之網格點。因此，無圓形標示表示該區趨勢不明顯。圖 4(a) 顯示模式趨勢的一致性，但不含頻率增加或減少的幅度資訊，圖 4(b) 則是補足變化幅度的訊號強度。冬季與春季，臺灣以北鋒面頻率減少，菲律賓東北方頻率增加。梅雨季鋒面頻率大範圍增加，尤其是在鋒面帶的東側增加最為明顯。關於模式頻率趨勢一致性的部分，冬季時，中緯度減少、熱帶增加兩者的趨勢較為一致，臺灣一帶趨勢一致性較小。春季時，模式趨勢的一致性和頻率變化幅度相似，東亞鋒面趨勢明顯且呈現三極的分布，中國北方鋒面減少，日本、韓國與華北華中一帶鋒面頻率增加，臺灣與中國華南

頻率減少。梅雨季，東亞整體呈現鋒面頻率增加，臺灣與中國浙江一帶各模式的變化趨勢最為一致。CMIP5 全部模式與較佳模式 ensemble 之鋒面趨勢與圖 4(b) 相似 (未附圖)。

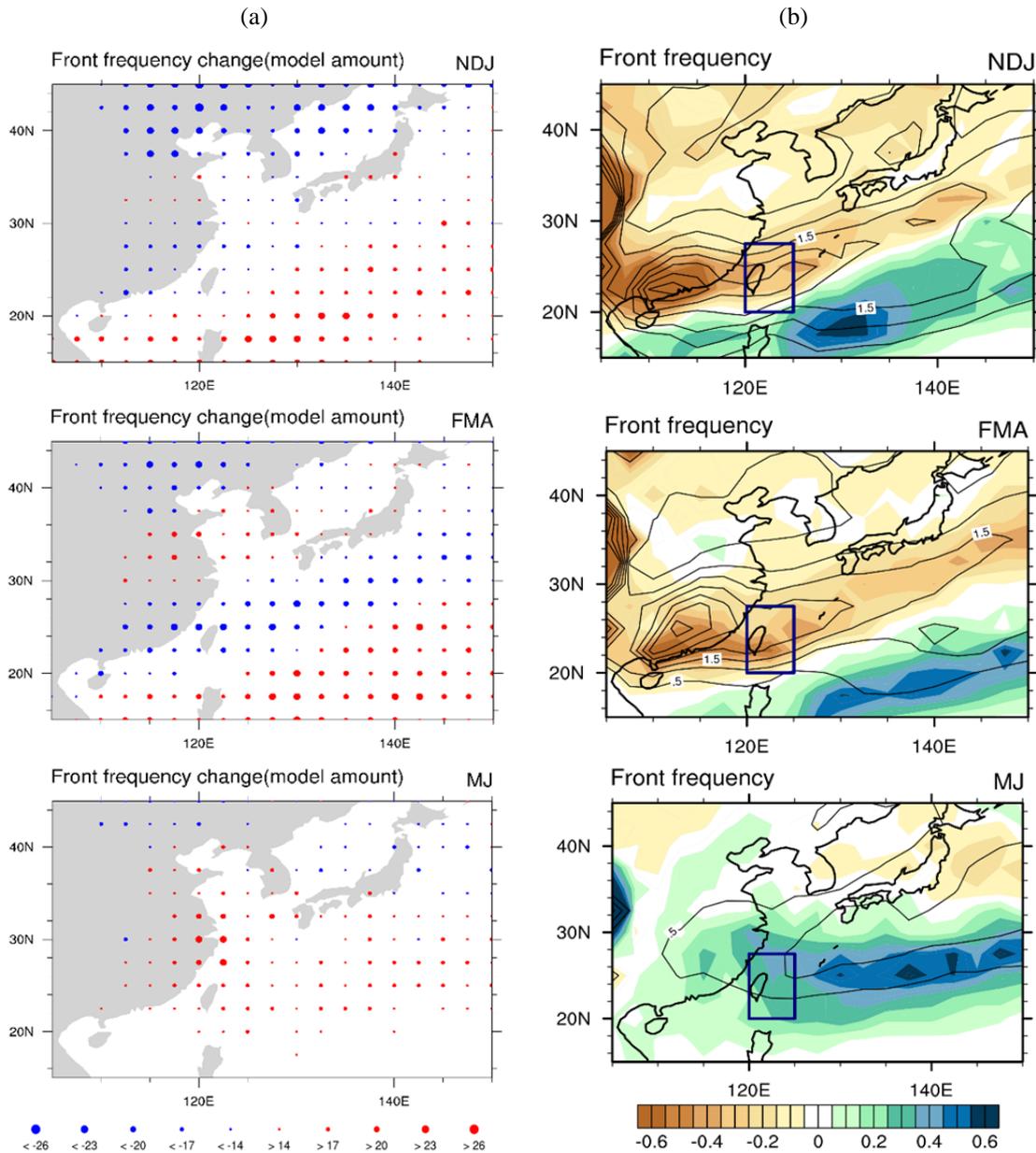


圖 4. (a) CMIP5 相同鋒面頻率趨勢之模式數量統計，紅(藍)色代表增加(減少)趨勢。單位為模式個數。(b) 色階為 CMIP5 鋒面頻率趨勢，等值線為 historical 模擬，數值自 0.5 至 3.5 days/month，間距 0.5days/month。

3.3.2 環流場

鋒面的生成需要背景場提供有利的環境供其生成與發展以及維持，較強的溫度梯度或水氣梯度分布是促使鋒面生成的主因。CMIP5 未來推估 (RCP8.5) 與歷史模擬 (historical) 的

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

濕球位溫梯度與水氣通量氣候平均場呈現接近的分布 (未附圖)。鋒面帶有較強的濕球位溫梯度，春季與梅雨季時，西南氣流將水氣自熱帶輸送至臺灣。

環流場的變遷可能主導了鋒面頻率與分布的變化，透過比較未來與歷史模擬之環流場，探討環境變遷下鋒面頻率變化 (圖 4) 的可能原因。圖 5 為海平面氣壓、850hPa 風場與水氣通量以及經向溼球位溫梯度的改變。冬、春季高壓增強且溫度梯度減弱，不利鋒生。梅雨季臺灣位於高低壓交界，氣壓場變化不明顯，但溫度梯度增加，南方水氣通量明顯增強，水氣梯度增強，利於鋒生，臺灣南方水氣通量增強且向臺灣東側輻合亦可能造成主要梅雨鋒面帶的移動。取臺灣、日本附近 120°E~140°E 作區域平均的經向垂直剖面 (未附圖)。未來冬春季南北溫度梯度降低造成高層西風帶減弱，中緯度下沉區南移。梅雨季西風帶變化較不明顯，北緯 30 度以北下沉增強，30 度以南上升運動略微增強。溫度方面，受全球暖化影響皆為增暖趨勢，但各地增溫幅度不一。冬季，北方溫度增加較南方多，造成南北溫差減小，南北溫度梯度減弱。春季南北溫度梯度略為減弱，北緯 20 度有較強的水氣梯度。梅雨季南北增溫幅度差異較小，以北緯 25 度水氣增加最多，水氣梯度最大區域位於北緯 30 度，有利梅雨鋒生。

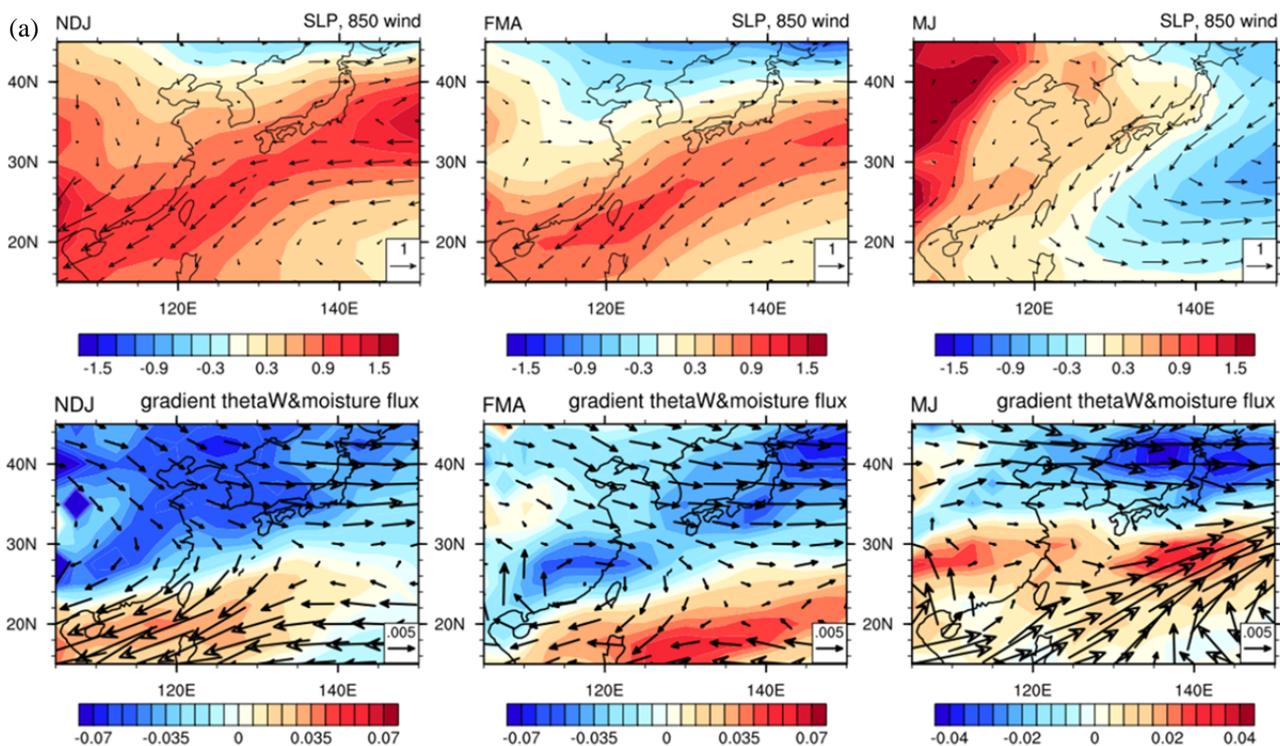


圖 5. (a) CMIP5 較佳模式未來推估與歷史模擬氣候平均場差異，850hPa 風場，色階為海平面氣壓。(b) 同 (a)，但為 850hPa 水氣通量，色階為經向溼球位溫梯度。因溫度梯度皆為負值 (指向熱帶)，乘上負號。

圖 6(a) 為歷史模擬之降水，降水帶的位置和鋒面帶相似，顯示鋒面系統可能為該季節主要降水來源。CMIP5 降水和 ERA40 分布相當類似 (未附圖)，梅雨季則略有差異。CMIP5 降水帶自菲律賓延伸至日本中部，降水帶連續且降水較 ERA40 強。圖 6(b) 為降水未來推估與

歷史模擬差異，臺灣冬春季鋒面帶降水減少，尤其是春雨明顯減少。梅雨季臺灣降水增加，尤其是菲律賓、南海一帶以及日本東部海面降水增加最為明顯。

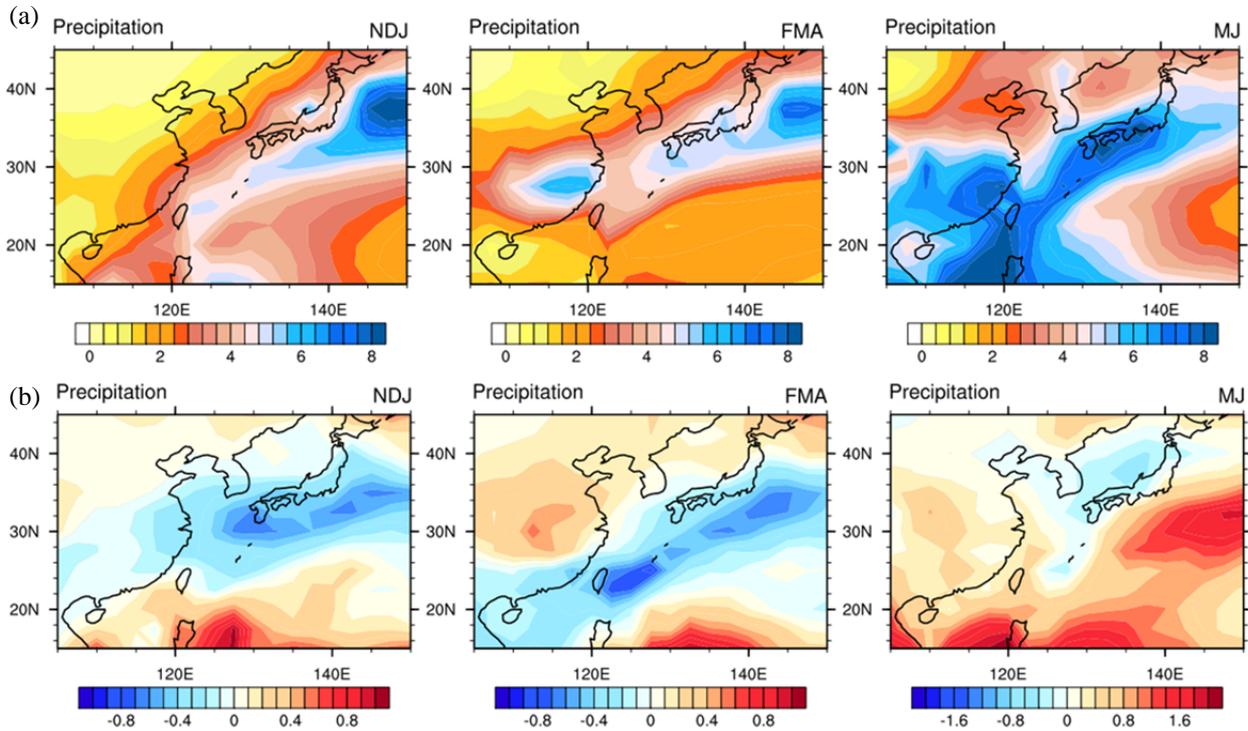


圖 6. (a) CMIP5 較佳模式歷史模擬之降水。(b) 同(a)，但為未來推估與歷史模擬之降水差異。

21 世紀末，冬、春季氣壓增強，南北溫度梯度降低，中緯度下沉區南移，水氣與降水減少。梅雨季溫度梯度增強，氣壓與風場變化較小，但熱帶水氣增加，暖濕的西南氣流利於梅雨鋒面的產生和維持，梅雨季降水增加。降水與鋒面變化趨勢相當相似，鋒面頻率的增減使鋒面季降水的分布發生改變。

四、結論

鋒面影響臺灣時，臺灣除了具有溫度梯度密集與多雨以及上空有風切線的特徵，亦處於水氣輻合上升的低壓帶，利於對流維持與產生降水。多數 CMIP5 模式歷史模擬 (historical) 可以模擬出鋒面好發區，但頻率低於觀測。CMIP5 未來模擬 (RCP8.5) 鋒面分布型態與歷史模擬 (historical) 類似，但各季鋒面頻率與環流場則呈現不一樣的變化。

21 世紀末鋒面頻率變化：冬季，臺灣鋒面有略微減少的趨勢，日本與臺灣東側海面鋒面增加。日韓至中國東北區域頻率減少趨勢明顯。春季，東亞鋒面趨勢明顯且呈現三極的分布，中國北方鋒面減少，日韓與華北華中一帶鋒面增加，臺灣與中國華南鋒面減少。梅雨季，除了日本北部以外，東亞鋒面頻率普遍增加。

21 世紀末環流場變化：冬、春季阿留申低壓減弱，南北溫度梯度降低伴隨西風垂直風切減弱。整體環境不利於鋒生，鋒面活躍度減弱且降水減少。梅雨季時，副熱帶高壓減弱，溫度梯度增強。西南氣流水氣輻合增強，利於梅雨鋒面的產生和維持，梅雨鋒面活躍度增強並伴隨較強的降水。

鋒面定位方法能有效偵測鋒面位置，並應用在任何觀測。透過量化的鋒面資訊，並可直接分析鋒面與環流場之間的關係，降低以往鋒面研究的不便。應用在模式資料上，除了可以了模式對於鋒面模擬之能力，透過比較過去與未來之鋒面頻率與強度以及環流場，可以了解鋒面的趨勢以及鋒面特性的異同以及氣候上的變化，改善以往無法分析未來鋒面變化的缺點。鋒面降水為臺灣中北部重要降水來源，透過模式的鋒面推估未來的鋒面活躍度。鋒面活躍度的降低，可能減少臺灣未來水資源來源；鋒面活躍度的增加，則增加了梅雨季的降水。鋒面的推估與環流場分析可提供水資源分配與防災作為參考。

參考文獻

- Berry, G, C. Jakob and M. Reeder, 2011: Recent global trends in atmospheric fronts. *Geophys. Res. Lett.* **38**:L21812.
- Berry G, Michael J. Reeder, Christian Jakob, 2011: A global climatology of atmospheric fronts. *Geophys. Res. Lett.* **38**:L04809. doi:10.1029/2010GL046451.
- Hewson, T. D., 1998: Objective fronts, *Meteorol. Appl.*, **5**, 37- 65. doi:10.1017/S1350482798000553.
- Reichler, T. and Kim, J., 2008: How well do coupled models simulate today's climate? *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **89**, 303-311.

臺灣冬季寒潮長期變遷：過去及模式未來推估

The variability of Cold Surge Frequency in Taiwan: Present and Future Projection

洪志誠、張智鈞

臺北市立大學地球環境暨生物資源學系

摘要

本研究利用觀測與 CMIP5 模式資料探討臺灣冬季寒潮發生頻率之過去與未來變遷。分析臺灣 5 個百年測站寒潮頻率及低溫日數的長期趨勢，近 100 年來的寒潮發生頻率呈現明顯減少趨勢。觀測資料顯示臺灣寒潮與北極震盪密切相關，超過 6 成的寒潮事件發生在北極震盪負相位。CMIP5 系集平均結果顯示，暖化情境下寒潮的發生頻率與低溫日數都呈現逐年減少趨勢，RCP8.5 情境下，21 世紀末寒潮頻率及低溫日由現今氣候下平均 3.7 次/年及 8.5 日/年減少至世紀末的 0.6 次/年及 0.6 日/年。模式顯示西伯利亞高壓強度在 21 世紀末的強度及範圍相較於現今氣候態並無明顯改變，顯示寒潮發生頻率的減少主要是暖化所導致全球地面溫度上升造成。

關鍵詞：寒潮、CMIP5、北極震盪、西伯利亞高壓、全球暖化

Abstract

This study investigates the change of cold surge frequency based on the observation and the simulations of 21 Coupled Model Intercomparison Project phase 5 (CMIP5) of RCP 8.5 scenario. The long-term station records reveal that the cold surge frequency and cold day show a considerable decrease trend since 1910. The observation reveals that the cold surge frequency in the Taiwan is closely correlated with the Arctic oscillation (AO); More than 60% of the cold surge event appears in the negative AO phase. The multimodel ensemble of CMIP5 RCP8.5 runs indicates that the cold surge frequency and cold day decrease substantially in future climate. The cold surge frequency and cold day change from 3.7 events/year and 8.5 days/year to 0.6 event/year and 0.6 day/year in average respectively from the present climate to the end of 21 century. The change of the strength of Siberian High in the future climate is insignificant. That indicates the decrease in the cold surge frequency and cold day in the end of 21 century is most likely attributed to the global mean surface temperature increase under global warming.

Keywords: cold surge, CMIP5, Arctic oscillation, Siberian High, global warming

一、前言

臺灣冬季的天氣型態主要受到東亞冬季季風的影響，其中寒潮爆發為東亞冬季季風最顯著的天氣現象之一，寒潮是指高緯度強烈的冷空氣潰流到低緯度地區，並導致該地區氣壓上升、風速增強且氣溫急速下降的現象 (Boyle and Chen, 1987)，其所造成的短時間氣溫驟降與極端低溫對於農漁業及國民健康安全造成極大威脅，寒潮的定義至目前為止並沒有製定統一的標準，以臺灣過去對於寒潮的相關研究來看，王 (1978) 將寒潮分為 2 類，前一日之日最高溫於 24 小時內因冷鋒過境而使溫度下降 8°C 以上者稱為急變寒潮，若溫度下降不足 8°C ，但台北市日最低溫度小於 10°C 時則稱為緩變寒潮。任與蔡(1981) 依降溫幅度分類寒潮，台北之日最低溫連續兩天降溫達 4°C 以上定義為寒潮事件。達 $4\sim 5.9^{\circ}\text{C}$ 稱為中寒潮， $6\sim 7.9^{\circ}\text{C}$ 之間稱為強寒潮， 8°C 以上稱為極強寒潮。中央氣象局以臺北測站溫度為判斷標準，當臺北市日最低溫低於 10°C 以下者即稱為寒潮。由以上定義可以發現，臺灣寒潮的定義主要使用最低溫以及 24-48 小時的溫度降幅作為判斷的基準，本研究使用盧與李(2009)以溫度、降溫率的百分位為門檻值的寒潮定義，分析臺灣寒潮的長期趨勢，以及其與大尺度環流之間的相關性分析，並使用同樣定義於數值模式資料，推估未來寒潮可能的變遷，探討造成此種變化的可能原因。

二、資料及方法

2.1 資料來源

溫度資料使用中央氣象局人工測站具有完整長期觀測資料之測站，分別是臺北 (466920)、花蓮 (466990)、臺南 (467410)、臺中 (467490) 及恆春 (467590) 共 5 站的日最低溫。網格化溫度資料使用 NCEP/NCAR Reanalysis 1 的日最低溫，並以臺灣陸地涵蓋範圍的 6 個網格點計算平均值作為全臺平均日最低溫。模式分析的部分使用政府間氣候變遷專門委員會 (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) 第五次評估報告所使用的第五階段耦合氣候模式數值實驗計劃 (CMIP5, Coupled Model Intercomparison Project ; Taylor *et al.*, 2011) 之結果，變數選取日最低溫、水平風場、海平面氣壓及重力位高度場。考量 RCP8.5 情境下溫度大幅上升而致使寒潮個案過少而影響結果的可能性，另外再加入 RCP4.5 情境的模擬結果作為不同暖化程度下的結果進行比較。本文分析月平均資料與日平均資料所使用的模式數量並不相同，其原因來自資料收集的過程中，日平均資料有較多的缺漏而導致可使用模式的減少，另外在不同情境下可取得的模式資料也不相同，寒潮未來推估部分使用的日最低溫度資料在不同情境下選取的模式數量，historical 情境選取 22 個模式，RCP4.5 情境選取 17 個模式，RCP8.5 情境則選取 21 個模式的個別結果及系集平均。

2.2 研究方法

為了能夠對多個數值模式的模擬表現進行客觀的評估與比較，本文採用以下方法對於 CMIP5 模式輸出的各個變數與觀測結果比較，進行量化評估。

1. 泰勒圖 (Taylor diagram) : Taylor (2001) 所提出之泰勒圖可用來表示各個模式於氣候平均場的表現能力，其優點在於可以用圖形化的表示方法明顯看出數值模式對於某一物理量的掌握能力及分布狀況，代表某一模式與觀測量 (真值) 或是模式控制實驗 (control run) 之間的差異程度。泰勒圖中所表示的資訊主要包括水平型態相關係數 (pattern correlation) 及標準差 (standard variation)，藉由以上數值在對應個別模式在圖上的位置與參考點的相對位置比較，愈接近圖中的參考點即代表該模式的模擬結果與觀測值愈接近。
2. Performance index : 由 Reicher and Kim (2008) 所建立之指數，可以將模式的模擬表現進行量化，並可以將計算不同變數所分別得到的指數進行平均，評估模式在特定變數的整體表現結果。Performance index 的計算過程如下所示：

$$e_{vm}^2 = \sum_n (w_n (\bar{s}_{vmn} - \bar{o}_{vn})^2) / \sigma_{vn}^2 \quad \dots\dots (1)$$

$$I_{vm}^2 = e_{vm}^2 / \overline{e_{vm}^2}^{m=20C3M} \quad \dots\dots (2)$$

$$I_m^2 = \overline{I_{vm}^2}^v \quad \dots\dots (3)$$

其中， n 為所計算的總網格點數， v 代表變數， m 代表模式， w_n 為個別網格點的權重指標， \bar{s} 表模式模擬之值， \bar{o} 表觀測值， σ^2 表觀測資料的變異量，而最後由(3)式所得出的 I_m^2 ，即為個別模式的 performance index，其值為正數，且值愈小代表該模式的表現與觀測結果愈為接近。

三、研究成果

3.1 現今氣候下的臺灣寒潮變遷

參照盧與李 (2009) 提出的寒潮定義，選取 1950 年至 2011 年冬季 (12 月至隔年 2 月) 的日最低溫、24 小時及 48 小時溫度變化，分別將資料進行排序後，將第 10 個百分位 (PR10) 的最低溫度以及第 90 個百分位 (PR90) 的 48 小時溫度降幅做為寒潮低溫判定的門檻值，日最低溫大於 PR20 以上定義為非低溫日，若某日最低溫低於 PR10 溫度或者 48 小時溫度降幅大於 PR90 之值則定義為一次寒潮事件的開始，同時該日計為低溫事件發生日；選取第 20 個百分位 (PR20) 的日低溫及 PR90 的 24 小時升溫幅度為寒潮結束的標準，符合日最低溫大於 PR20 溫度或者 24 小時升溫幅度大於 PR90 之值其中之一則該日為寒潮事件結束日。盧與李 (2009) 的研究結果也顯示 80% 的台北測站發生寒潮期間，有 9 個以上的測站同時發生寒潮，約 50% 的比例有 17 站同時出現寒潮，因此本文主要以台北測站為代表分析寒潮各項特徵。圖 1(a) 至圖 1(c) 為台北站寒潮頻率；低溫日與降溫率的百年變化，在 1920 及 1960 年代為

寒潮頻率偏多的時期，並在 1960 年代以後出現明顯的減少趨勢出現，其他 4 站所得到的結果與臺北站基本上相同 (圖略)。由臺灣 5 個測站近 30、50、100 年寒潮頻率的長期線性趨勢 (圖 1d) 可以發現，近 100 年及近 50 年的寒潮頻率在 5 個測站都明顯減少，減少的幅度平均每 100 年及每 50 年可達 3 次以上，其中南部測站的減少幅度又較中部及北部大，而以 30 年變化來看，臺中、花蓮及恆春站仍有明顯的減少趨勢，其中以恆春每 30 年減少 2.8 次最大，臺北及臺南站則無顯著的趨勢出現。綜合以上結果，可以發現臺灣寒潮頻率以長期來看在近百年來有明顯的減少趨勢，但在最近 30 年則有較為趨緩的傾向。圖 2 為每十年區間的寒潮頻率在冬季各月份的變化，整體來看，寒潮多發生 1 月份，2 月份次之，12 月份所佔的比例最少。以時間變化來看，1 月份寒潮在 1950 年代寒潮偏多時期所佔的比例可高達 56%，而後隨著寒潮次數的減少，1 月寒潮所佔的比例也明顯減少，至 1970 年代達到最低 (29%)，而後開始呈現上升趨勢，至 2000 年後達到高 (61%)，寒潮發生明顯有集中發生在 1 月份的趨勢出現，12 月及 2 月份寒潮頻率的比則主要受到 1 月份比例的影響而變化，無明顯趨勢出現。

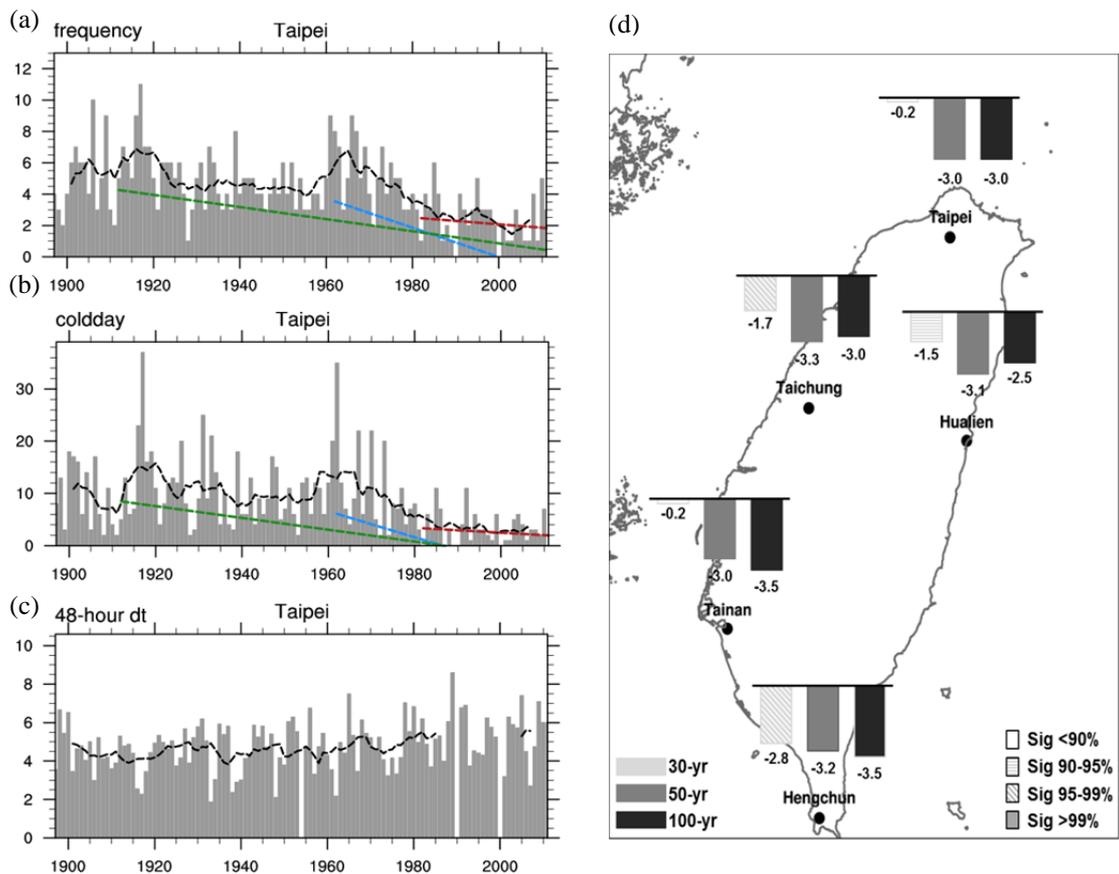


圖 1. 臺北測站 1901-2011 年之 (a) 寒潮頻率、(b) 低溫日數及 (c) 48 小時溫度降幅時間序列，圖中黑色虛線為 9 年滑動平均值，紅色、藍色及綠色虛線分別為 30、50、100 年線性趨勢線。(d) 臺北、臺中、臺南、恆春及花蓮測站近 30、50、100 年寒潮頻率的線性趨勢，長條圖中樣式代表其統計顯著性。(單位：次/30 年、次/50 年、次/100 年)

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

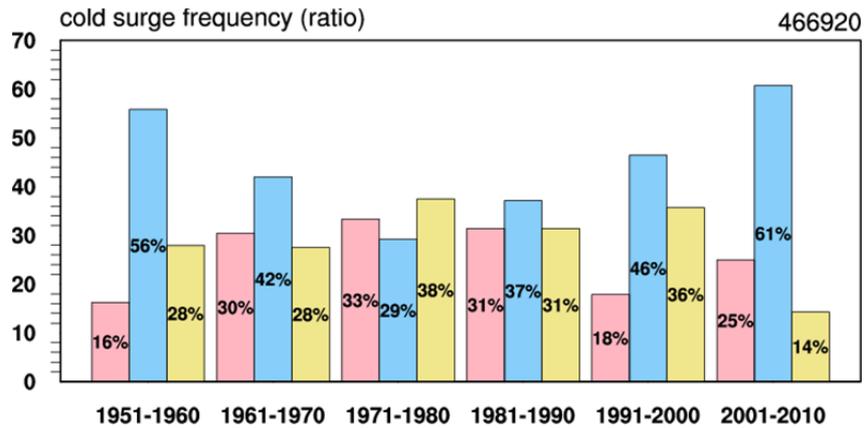


圖 2 1951-2010 年每 10 年區間寒潮發生頻率在冬季各月份所佔的比例變化 (單位：%)，圖中紅、藍、黃色長條圖分別代表 12 月、1 月及 2 月的寒潮比例。

3.2 臺灣寒潮與大尺度環流因子

相關研究指出，寒潮發生頻率受到許多大尺度環境場的影響，如西伯利亞高壓 (王崇岳，1978；Zhang *et al.*, 1997；Park *et al.*, 2010；Ou *et al.*, 2015)、東亞主槽 (任與蔡，1981；吳清吉等人，1989)、北極震盪 (Wu and Wang, 2002；Chang *et al.*, 2006) 甚至熱帶海洋上的聖嬰現象 (許與陳，1991；Zhang *et al.*, 1997；Wang *et al.*, 2000)，表 1 分別計算臺灣寒潮發生頻率與大尺度環流指標 1957-2011 年的年際及年代際 (9 年滑動平均) 交叉相關係數，年際變化的部分以西伯利亞高壓、AO 及東亞主槽強度與臺灣寒潮頻率有較顯著的相關性，而 AO 與西伯利亞高壓及東亞主槽之間也具有 0.3-0.5 的負相關性存在，與 PDO 及 ENSO 則無顯著相關，值得注意的是，過去研究顯示寒潮頻率與 ENSO 之間的相關性根據寒潮的定義不同會出現相反的結果 (Zhang, 1997；Chen, 2003)，但在本研究使用的定義中則無顯著相關出現。年代際變化同樣以西伯利亞高壓、AO 及東亞主槽強度與臺灣寒潮頻率有 0.8 以上的顯著相關，以時

表 1. 1950-2011 年臺北站寒潮頻率與不同大尺度環流指標之年際 (括號內之值) 與 9 年滑動平均曲線之交叉相關係數表

	CSF	SH	NAO	AO	PDO	EATR	Nino3.4
CSF	1	0.8(0.5)	-0.8(-0.2)	-0.8(-0.3)	-0.6(-0.1)	-0.9(-0.6)	-0.3(-0.1)
SH	0.8(0.5)	1	-0.7(-0.1)	-0.8(-0.3)	-0.8(-0.2)	-0.7(-0.5)	-0.7(-0.3)
NAO	-0.8(-0.2)	-0.7(-0.1)	1	0.9(0.8)	0.5(-0.1)	0.7(0.1)	0.2(-0.2)
AO	-0.8(-0.3)	-0.8(-0.3)	0.9(0.8)	1	0.3(-0.3)	0.8(0.4)	0.3(-0.2)
PDO	-0.6(-0.1)	-0.8(-0.2)	0.5(-0.1)	0.3(-0.3)	1	0.2(0)	0.5(0.5)
EATR	-0.9(-0.6)	-0.7(-0.5)	0.7(0.1)	0.8(0.4)	0.2(0)	1	0.3(0.3)
Nino3.4	-0.3(-0.1)	-0.7(-0.3)	0.2(-0.2)	0.3(-0.2)	0.5(0.5)	0.3(0.3)	1

間序列來看，寒潮頻率在 1980 年代末期轉為偏弱的時期，西伯利亞高壓強度在 1980 年代初期即轉變為偏弱的時期，NAO 及 AO 則是在 1980 年代中期轉變為正相位的時期 (圖略)，上述三個指標相對於寒潮頻率的變化有提早發生轉折的現象，寒潮頻率與東亞主槽的長期變遷則相當一致。

統計由 1950-2011 年冬季發生的 262 次寒潮當中，有 82 次 (31%) 發生在 AO 正相位的月份，發生在 AO 負相位的月份則有 180 次 (69%)，262 次寒潮中有 26 次符合本文對於極端寒潮的定義，約佔整體的 10%，26 次極端事件當中有 6 次 (23%) 發生在 AO 正相位的月份，發生在 AO 負相位的月份則有 20 次 (77%)，經由以上統計結果可以發現，無論是不計強度或是極端低溫的寒潮事件，發生在 AO 負相位的比例都明顯的高於 AO 正相位，且極端寒潮事件又更為集中在 AO 負相位的月份發生。寒潮發生頻率較高的時期主要出現在 1950-60 年代，而這段時間的 AO 相位也多為負相位，1980 年代之後 AO 相位開始以正相位為主，寒潮頻率則是呈現明顯的減少趨勢。極端寒潮事件也同樣集中發生在 AO 負相位的時期，絕大部分個案發生在 1985 年之前，1985 年後僅發生 3 次極端寒潮事件。圖 3 進一步依 AO 指數強度區分不同強度的寒潮發生次數，AO 指數介於 0 至-0.5 之間的發生頻率最高，整體分布接近常態分布，但負相位發生次數明顯偏多，寒潮發生頻率 (圖 3b) 來看的話則可以較明顯的看出寒潮在 AO 指數為-3 附近時有最高的發生頻率，並往兩側遞減，極端寒潮則沒有在特定 AO 強度有較大的發生頻率。圖 3c、d 改以統計低溫 (<PR10 日最低溫) 及極端低溫 (<PR5 日最低溫) 的發生日數在不同 AO 指數區間的分布，發生日數最多仍然集中在 0 至-0.5 之間，但可以更明顯的看出負相位區極端低溫日數明顯高於正相位區，以發生頻率來看也可以發現 AO 負相位時的低溫日發生頻率都高於 AO 正相位，在 AO 指數介於-3 至-3.5 之間有最高的低溫/極端低溫日發生頻率。

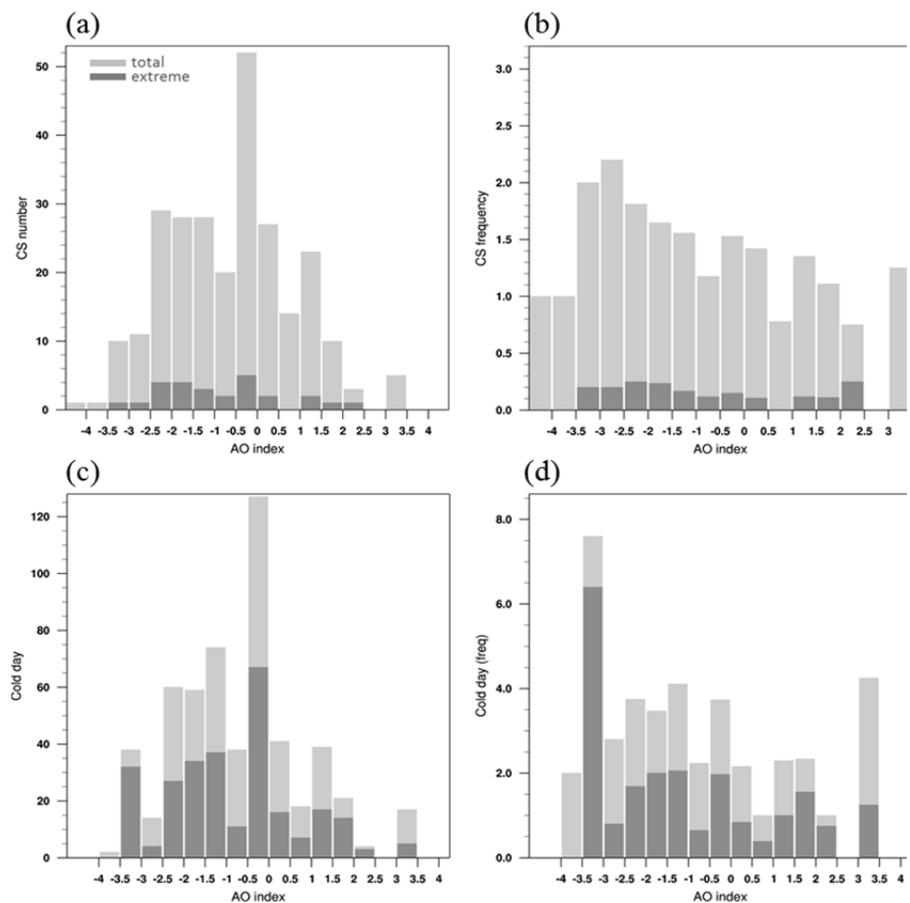


圖 3. 不同 AO 指數強度下寒潮 (淺灰色) 及極端寒潮事件 (深灰色) 之 (a) 寒潮發生次數、(b) 寒潮發生頻率、(c) 低溫日數、(d) 低溫日發生頻率的分布。

3.3 CMIP5 冬季模擬表現評估

參照 Gong *et al.* (2014) 選取的東亞地區(20°N-50°N,100°E-145°E)，評估模式 Historical 情境下 1979-2003 年冬季 (12-2 月) 氣候平均場的模擬表現。圖 4 以泰勒圖的形式呈現各模式在不同變數的表現，海平面氣壓及低層環流的表現在選取的 22 個模式中較為分散，代表模式間的模擬結果有較大的差異，但除了 4 個模式與觀測結果的相關係數低於 0.9 以下 (BCC-CSM-1-1m, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR, MIROC-ESM)，其他模式的氣候平均場在東亞都有 0.9 以上的空間型態相關係數，並以全體模式系集平均的結果最佳。200hPa 緯向風場及 500hPa 高度場的表現較為一致，各模式在泰勒圖中的分布接近圓心位置，以相關係數值來看，u200 同樣是前述的 4 個模式在 0.9 以下，其他模式均有很高的空間型態相關係數，500hPa 高度場則是一致有 0.9 以上的高度相關，並且標準差也最為接近觀測值，分布集中於參考點 (REF) 位置。綜合以上 4 個變數對於東亞氣候平均場的模擬表現，計算 performance index 提供一個量化的指標，結果如圖 4c 所示。針對東亞地區冬季氣候平均場的模擬表現以 ACCESS1-0 模式所得到的結果最佳，其次是系集平均之結果。

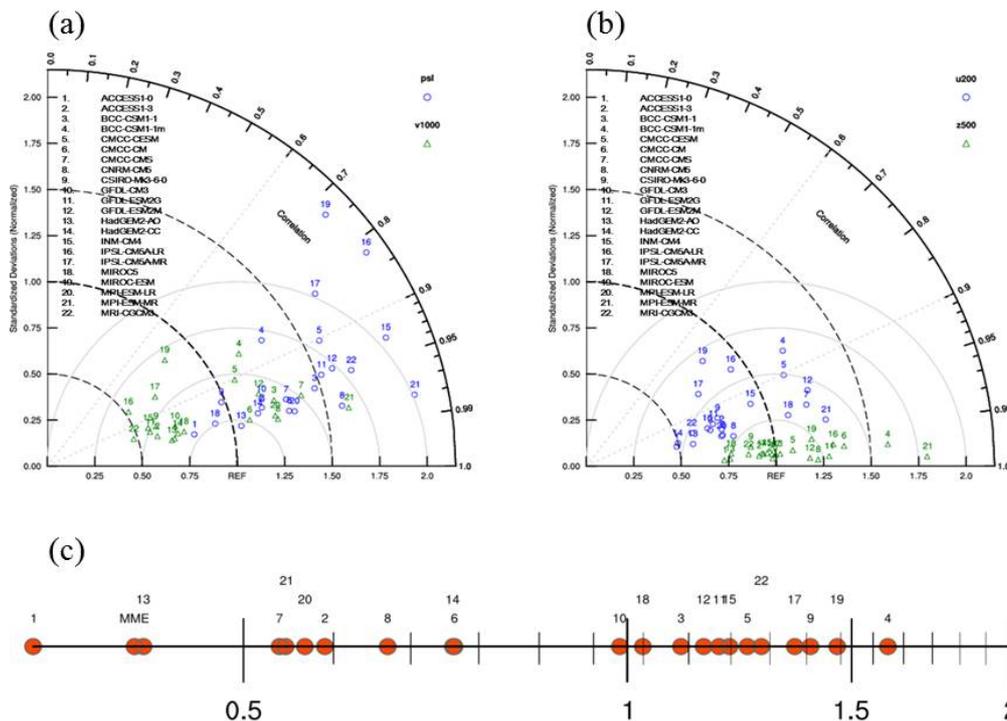


圖 4. CMIP5 模式東亞地區冬季泰勒圖。圖中變數分別為: (a) 海平面氣壓 (psl)、1000hPa 經向風 (v1000)，(b) 500hPa 重力位高度 (z500)、200hPa 緯向風 (u200)。(c) 為 22 個模式之 performance index 數值分布。

3.4 CMIP5 冬季寒潮未來推估

CMIP5 模式的日最低溫在 historical 情境的系集平均顯示 1990 年代後出現與觀測資料相同的上升趨勢 (圖 5a)，RCP4.5 情境下臺灣地區至 21 世紀末時，日最低溫度約較現今氣候上

升約 2°C ，RCP8.5 反應更為嚴重的暖化程度，溫度上升約 $3\text{-}4^{\circ}\text{C}$ 。使用與觀測分析相同的寒潮定義，圖 5b、c 顯示 CMIP5 冬季寒潮發生頻率及低溫日數在現今氣候的模擬即開始出現逐漸減少的趨勢，RCP4.5 與 RCP8.5 情境下寒潮發生頻率與低溫日皆呈現逐年減少的趨勢，RCP8.5 情境下冬季寒潮的減少更為劇烈，至 21 世紀末幾乎沒有寒潮事件的發生，寒潮頻率及低溫日分別由現今氣候下平均 3.7 次/年及 8.5 日/年減少至世紀末 0.6 次/年及 0.6 日/年。以冬季各月份的變遷來看 (表 2)，整體寒潮發生頻率雖然減少，但 1 月份寒潮的發生機率在 2 個情境下都顯示上升 (RCP4.5: +6.2%; RCP8.5: +8.6%)，低溫日也呈現相同變化 (RCP4.5: +6.2%; RCP8.5: +9.0%)，RCP4.5 情境下 12 月份寒潮事件及低溫日世紀末發生機率增加 (+1.6%; +2.0%)、2 月份減少 (-7.8%; -8.1%)，RCP8.5 情境在 12 月 (頻率: -7.2%; 低溫日: -5.8%) 及 2 月 (頻率: -1.4%; 低溫日: -3.1%) 的變化都呈現未來寒潮發生機率減少的結果，2 個情境的未來推估結果都顯示，未來寒潮事件將隨著暖化的程度而明顯減少，且將會更為集中發生在 1 月份，其他月份則較難發生寒潮事件。寒潮事件發生日的平均 48 小時溫度降幅在現未來暖化情境下則是與發生頻率相反的趨勢，圖 5d 顯示在 RCP4.5 及 RCP8.5 情境下溫度降幅均呈逐年上升的趨勢，至 21 世紀末 RCP4.5 平均 48 小時溫度降幅由現今氣候的 3.9°C 增加至 4.9°C ，RCP8.5 則是增加至 5.5°C 。寒潮事件的持續日數在未來略為減少，至 21 世紀末 RCP4.5 情境由現今氣候的 4.3 天減少至 3.5 天，RCP8.5 則是減少至 3 天。

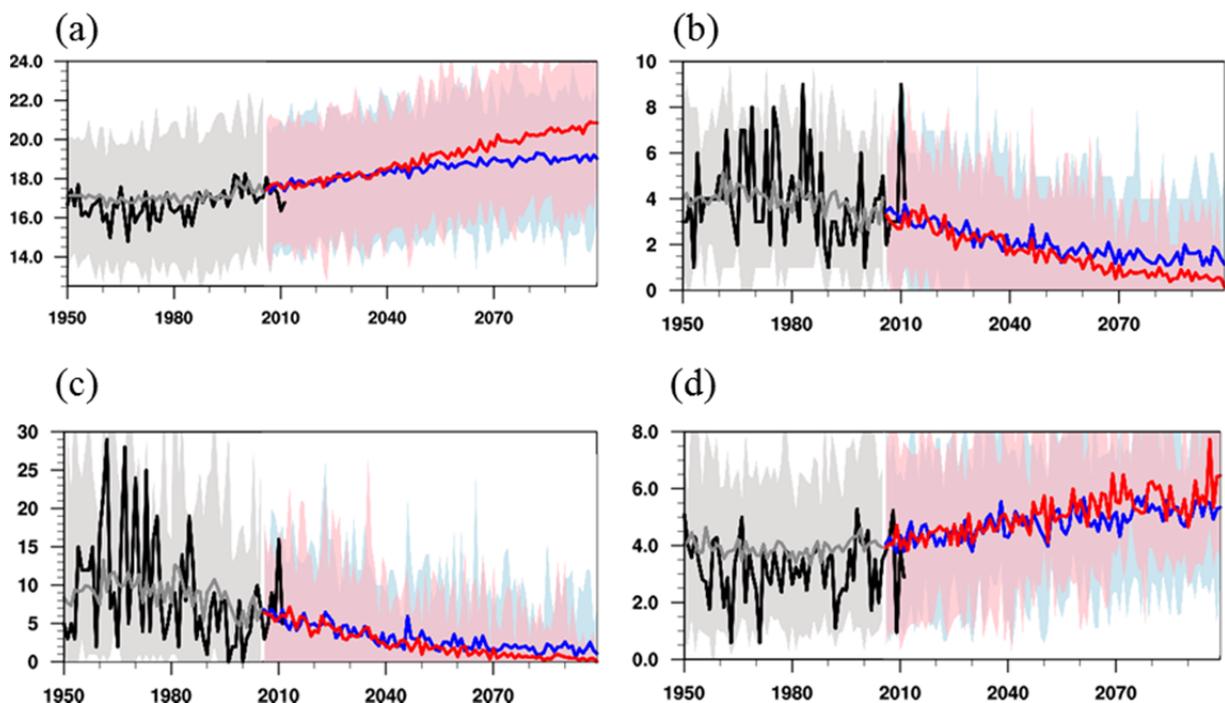


圖 5. CMIP5 模式系集平均之全台平均 (a) 日最低溫、(b) 寒潮頻率、(c) 低溫日及 (d) 48 小時溫度降幅之時間序列。圖中黑色實線為觀測值，灰色實線代表 historical 情境，藍色及紅色實線分別為 RCP4.5 及 RCP8.5 情境的結果。顏色區域代表各情境下模式間差異。

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

表 2. CMIP5 模式在 historical (1979-2003 年)、RCP4.5 及 RCP8.5 情境 (2075-2099 年) 下冬季全體 (DJF) 及逐月 (D:12 月; J:1 月; F:2 月) 之寒潮頻率 (CSF)、低溫日 (CD)、48 小時溫度降幅 (TD) 及持續天數 (DUR) 各時期平均值。

	1979-2003 (Historical)				2075-2099 (RCP4.5)				2075-2099 (RCP8.5)			
	D	J	F	DJF	D	J	F	DJF	D	J	F	DJF
CSF	0.7	1.7	1.3	3.7	0.3	0.7	0.4	1.4	0.1	0.3	0.2	0.6
CD	1.0	4.2	3.2	8.5	0.2	1.0	0.5	1.7	0.04	0.3	0.2	0.6
TD	4.7	3.8	3.6	3.9	5.7	5.0	4.8	4.9	5.7	5.5	5.4	5.5
DUR	3.9	4.7	4.1	4.3	3.2	3.6	3.4	3.5	2.7	3.2	2.9	3.0

四、結論與討論

臺灣冬季寒潮在近百年來出現明顯的減少趨勢，1960 年代以後寒潮出現明顯的減少，同時冬季平均溫度也明顯上升，反應全球暖化現象的影響，但寒潮發生次數在近 30 年則無明顯趨勢，主要來自 2010 年後寒潮發生頻率有較明顯的增多，冬季溫度上升的幅度也較為趨緩。臺灣寒潮與大尺度因子的關係以西伯利亞高壓、東亞主槽與 AO 在年際及年代際變化具有較高的相關性，相關研究指出，AO 處於負相位時，有利於西伯利亞高壓增強與東亞主槽主槽的加深，進一步影響中低緯度地區的寒潮發生 (Wu and Wang, 2002; Park *et al.*, 2011; Judah *et al.*, 2014)，以台北測站為代表，統計由 1950-2011 年冬季發生的 262 次寒潮也可以發現，無論是一般寒潮或是極端低溫的寒潮事件，發生在 AO 負相位的比例都明顯的高於 AO 正相位，且極端寒潮事件又更為集中在 AO 負相位的月份發生，西伯利亞高壓及東亞主槽強度也有顯著的增強。

CMIP5 模式推估臺灣未來寒潮變化結果顯示，RCP4.5 情境下臺灣地區至 21 世紀末時，日最低溫度約較現今氣候上升約 2°C，RCP8.5 上升約 3-4°C。暖化情境下寒潮發生頻率與低溫日都呈現逐年減少的趨勢，寒潮發生日的 48 小時溫度降幅則是呈現逐年上升的趨勢，且 RCP8.5 變化幅度大於 RCP4.5。若以機率密度函數在現今氣候及 21 世紀末的差異來看，日最低溫與 48 小時溫度改變率的整體分布結構沒有太大的改變，但日最低溫受到暖化的影響使得整體溫度上升，產生往高值區偏移的改變，導致 CMIP5 模式在 21 世紀末低於 PR10 溫度以下的比例明顯減少，反應了低溫日數的快速減少，根據盧與李 (2009) 的寒潮定義，其中一項條件為 PR20 以下的低溫門檻，因此在低溫條件的限制下，寒潮頻率也會受到平均溫度上升的影響而呈現顯著的下降趨勢。溫度變化率的機率分布則沒有隨著暖化增溫而出現偏移，代表暖化現象並沒有對溫度上升/下降的幅度產生影響，而做為寒潮冷氣團源地的西伯利亞地區在 21 世紀末時期的強度及勢力範圍並沒有發生明顯的改變 (圖 6)，代表全球暖化下西伯利亞高壓仍然可以維持現今氣候下的強度，冷氣團的強度並不因暖化增溫而減弱。由以上變化可以進一步推論，CMIP5 中溫度變化率的上升趨勢，反應了平均溫度的上升致使寒潮頻率及

低溫日的下降，但西伯利亞高壓強度不變的情況下，冷空氣向南潰流時同樣可以造成臺灣地區出現大幅度的溫度改變，並且因為平均溫度的上升，使得降溫幅度極大的事件發生時，在未來才能成為寒潮事件，即是反應了模式中降溫幅度的增加趨勢。

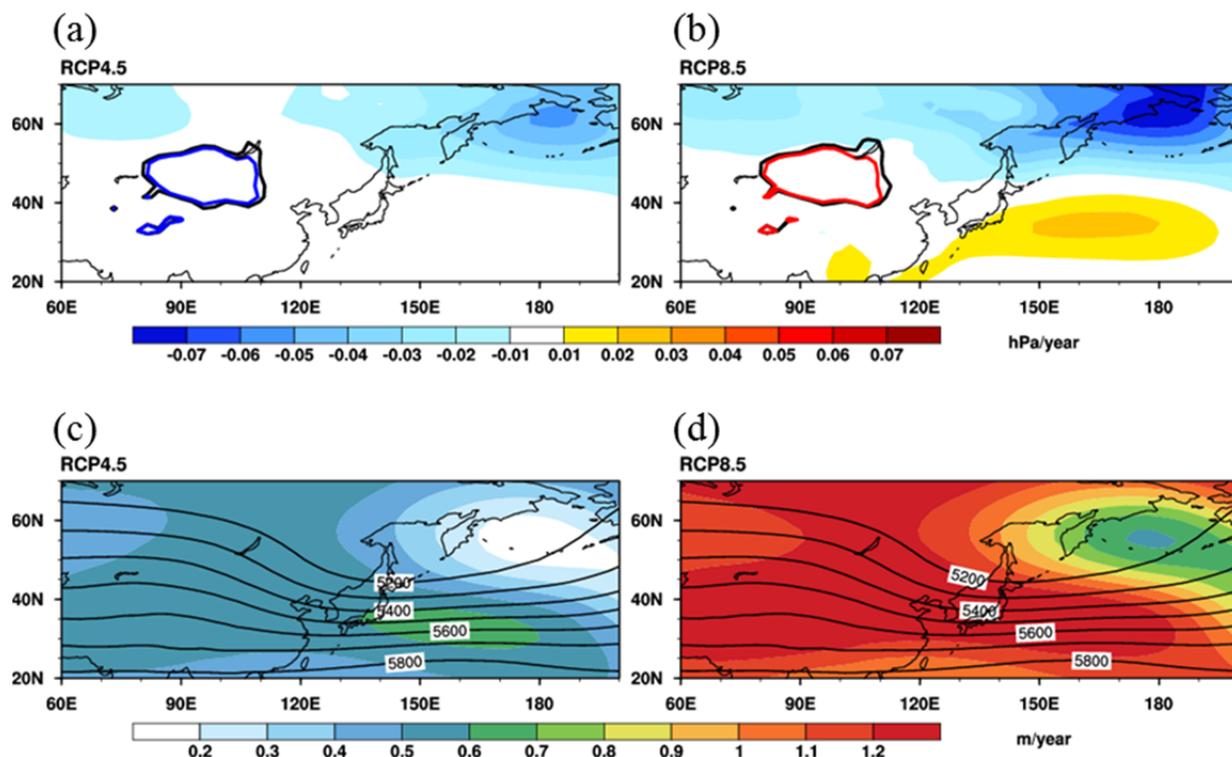


圖 6. (a) RCP4.5 情境 2006-2099 年海平面氣壓線性趨勢；(b) 同圖(a)，但為 RCP8.5 情境之結果。圖中黑色、藍色及紅色實線分別為 historical 情境 1979-2003 年平均、RCP4.5 及 RCP8.5 情境 2075-2099 年平均之 1030hPa 等值線；(c) RCP4.5 情境 2006-2099 年 500hPa 重力位高度線性趨勢；(d) 同圖(c)，但為 RCP8.5 情境之結果。圖中等值線代表 historical 情境 1979-2003 年氣候平均場。

參考文獻

王崇岳，1978：臺灣寒潮之分析與預報。《氣象學報》，**24(2)**，1-18。

任立渝、蔡清彥，1981：臺灣地區冬季異常之長期預報。《大氣科學》，**8**，219-227。

吳清吉、李汴軍、陳圭宏、李玉偵，1989：冷暖冬 500 毫巴環流場之初步分析。《氣象報告彙編》，**1989(A)**，65-71。

許晃雄、陳圭宏，1991：台北各季月平均氣溫與海面溫度的統計關係。《氣象科技研究中心技術報告彙編》，**5-1**，31-35。

吳珍瑩與洪志誠，2008：臺灣寒潮的長期統計分析。臺北市立教育大學自然科學系研究所碩士論文。

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

- 陳慶昌、嚴明鈺、王世宇，2008：臺灣與東亞之夏季季風降雨變化。 *大氣科學*，**35**，305-352。
- 盧孟明、李思瑩，2009：臺灣寒潮定義-分析以臺北測站為代表之適當性。 *大氣科學*，**37**，1，1-10。
- 李思瑩、盧孟明，2013：近三年（2010-2012）東亞冬季季風特徵分析與比較。102年天氣預報與分析研討會，中央氣象局，A3-97-103。
- Boyle, J. S. and T.-J. Chen, 1987: Synoptic aspects of the winter time East Asian monsoon. *Monsoon Meteorology*. C.- P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, New York, 125-160.
- Chang, C.-P., Z. Wang, and H. Hendon, 2006: The Asian winter monsoon. *The Asian Monsoon*, B. Wang, Ed., *Springer Press*, 89-127.
- Chang, C.-P. and M.-M. Lu, 2012: Intraseasonal Predictability of Siberian High and East Asian Winter Monsoon in Recent Decades. *J. Climate*, **25**, 1773-1778.
- Cohen, J. et al., 2014: Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature Geosci.*, **7**, 627-637.
- Hurrell, J.W., Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck, 2003: The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact, Eds. *Geophysical Monograph Series*, 134, 279.
- Jhun, J., and E. Lee, 2004: A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *J. Climate*, **17**, 711-726.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph, 1996: The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Karl E. Taylor, 2001, Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, **106 (D7)**, 7183-7192.
- Li Y., and S. Yang, 2010 : A dynamical index for the East Asian winter monsoon. *J. Climate*, **23**, 4255-4262.
- Lu, M.-M., and C.-P. Chang, 2009: Unusual late-season cold surges during the 2005 Asian winter monsoon: Roles of Atlantic blocking and the central Asian anticyclone. *J. Climate*, **22**, 5205-5217.
- Reichler, T. and J. Kim, 2008: How well do coupled models simulate today's climate? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 303-311.
- Suda, K., 1957: A large-scale upper level cyclone over Eastern Siberia and its effect on the Far East weather. *Geophys. Mag.*, **28**, 9-20.
- Meinshausen, M. et al., 2011: The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Clim. Change*, **109**, 213-241.

- Ou T., D.Chen, J.H.Jeong, H.W.Linderholm, and T.Zhou, 2015: Changes in winter cold surges over Southeast China: 1961 to 2012. *Asia-Pac J. Atmos. Sci.*, in press .
- Park,T-W.,C.-H.HO,and S. YANG, 2011: Relationship between the Arctic Oscillation and cold surges over East Asia. *J. Climate*, **24**, 68-83
- Park, T.-W., C.-H. Ho, S.-J. Jeong, Y.-S. Choi, S. K. Park, and C.-K. Song.2011: Different characteristics of cold day and cold surge frequency over East Asia in a lobal warming situation, *J. Geophys. Res.*, **116**, doi:10.1029/2010JD015369
- Wang,B.,R. Wu, and X. Fu,2000: Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J. Climate*, **13**, 1517-1536.
- Wu, B., and Wang, J. 2002: Winter Arctic Oscillation, Siberian high and East Asian winter. *Geophysical Research Letters*, **29**, doi:10.1029/2002GL015357
- Wu, B.-Y., and Wang J., 2002a : Impacts of winter Arctic Oscillation on Siberian High, the East Asian winter monsoon and sea-ice extent. *Advances in Atmospheric Sciences*, **19**, 297-320.
- Zhang, Y., K. R. Sperber, and J. S. Boyle, 1997a: Climatology and interannual variation of the East Asian winter monsoon: Results from the 1979–95 NCEP–NCAR reanalysis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2605-2619.

臺灣冬季降雨的歷史數據分析與未來模擬推估¹

Historical Analysis and Future Projection of Winter Rainfall in Taiwan

洪致文、林和駿
國立臺灣師範大學 地理學系

摘要

過去的研究多半認為冬半季 (11月至隔年4月) 的降雨主要受來自北方的鋒面系統影響，很少提到南方系統與環流所扮演的角色。本團隊分析臺灣降雨與繞行於赤道附近之 Madden-Julian Oscillation (MJO) 的關係，發現在冬半季 MJO 對流中心位於印度洋時，大尺度環流配置使得臺灣降雨最少。而 MJO 對流中心來到海洋大陸時，因南來水氣的增加、水氣輻合的增加以及鋒面系統接近，使得臺灣地區的降雨相對較多。

本研究利用上述的概念結果，分析第五期耦合模式比對計畫 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, 後稱 CMIP5) 模式的資料來推估未來 (2075-2099 年) 臺灣冬半季降雨變化，結果發現 21 世紀末降雨將比過去 (1979-2000 年) 少。研究設計上，本研究利用臺灣冬半季降雨與環流場及水氣供應的關係來推估，而非直接使用 CMIP5 模式或其他降尺度的模式降雨數據。從過去的歷史觀測資料中分析得知，臺灣冬半季降雨與南方的水氣供應及臺灣附近的水氣輻合成正比。比較 CMIP5 模式中過去與未來時期由南向北水氣供應及水氣輻合場，發現兩者在未來皆有減少的現象。因此，21 世紀末臺灣地區的冬半季降雨很有可能比過去還要少。

關鍵詞：MJO、冬半季降水、臺灣未來降水推估、CMIP5、水氣輻合。

Abstract

In the past studies, the winter-half (November to April) rainfall in Taiwan is considered to be mainly related to the northern frontal system. However, in the study from our team, we find that there are also important factors coming from the south. The Madden-Julian Oscillation (MJO) is an eastward moving system around the Equator. When the MJO moves to the Indian Ocean, Taiwan has less winter rainfall. However, when the MJO arrives the Maritime Continent, the southerly wind brings more moisture from the South China Sea to the Taiwan area. Accompanying with the

¹ 本研究整理成兩篇期刊論文投稿：

Hung, C.-w., H.-J. Lin and H.-H. Hsu, 2014: Madden-Julian Oscillation and the Winter Rainfall in Taiwan. *J. Climate*, **27**, 4521-4530. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00435.1

林和駿、洪致文，2017：氣候變遷下 21 世紀末冬半季臺灣降水推估。(投稿 *地理學報*)

frontal system, there is more winter rainfall in Taiwan.

Using this conceptual model, the present study reveals that the winter-half rainfall in Taiwan will be fewer in the future (2075-2099) with the projection of Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) models in the worst global warming situation-representative concentration pathways 8.5W/m² (RCP8.5). The estimation uses the conceptual model which represents the relationships between the winter Taiwan rainfall and the circulation along with water supply from the south. In the historical observation data (1979-2003), the winter Taiwan rainfall is correlated with water vapor supply from the south and related to the convergence of specific humidity near Taiwan. This study finds that there will be less water vapor supply from the south and weaker convergence of specific humidity in the future (2075-2099). Therefore, the future Taiwan rainfall is possibly less than the historical time (1979-2003) according to the CMIP5 models projection in the RCP8.5 scenario of global warming.

Keywords: MJO, winter precipitation, projection of future Taiwan rainfall, CMIP5, moisture convergence.

一、前言

統計臺灣 21 個氣象局綜觀測候站長期雨量，洪致文 (2009) 將臺灣降雨自然季節分為冬季、春雨、梅雨及颱風季，梅雨季及颱風季雨量加起來佔全年雨量約七成。每年的冬半季 (11 月-4 月) 降雨佔臺灣全年降雨只有 30% 左右，所造成的天然災害也不若夏半季 (5 月-10 月) 的颱風季及梅雨季來得嚴重，如果說夏半季為臺灣的雨季，冬半季就可稱之為臺灣的乾季 (圖 1)。但若是衡量農業需求，中南部的水稻春耕始於 1 月，北部水稻的春耕最遲也要從 3 月開始，水田期持續幾個月，這期間若是久旱不雨，則需休耕或停止播種，對農民來說減少收入、對國家來說要撥款補貼且減少稅收，損失可謂不小。面對氣候變遷，若能了解臺灣地區冬雨的氣候特性與未來可能的變遷，則能預先判斷，經由農業策略的調整達到防災、減災的效果。

關於臺灣地區冬季降雨的研究，目前多半集中在北方中緯度鋒面系統及東北季風的影響，Yen and Chen (2000) 研究 1981-1997 中央氣象局 15 個海岸氣象站的降雨資料，用經驗正交函數 (Empirical orthogonal function, EOF) 分析法整理出臺灣地區雨量的分布隨著季節演替是逆時針繞臺

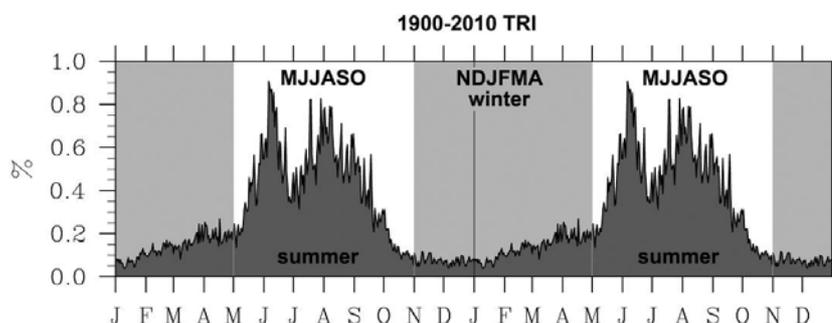


圖 1. 臺灣降雨年循環圖。本圖將年循環重複兩次以凸顯冬半季降雨，使用資料為 1900 年至 2010 年 TRI。

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

灣一周，秋-冬季節集中於東北方位，臺灣降雨明顯受地形影響。冬季鋒面降水多集中在迎風面那一側 (簡與林，2004)，鋒前為西南風的鋒面系統，也會在西南迎風面形成另一個 (有別於臺灣東北側迎風面) 主要降雨區 (陳與廖，2011)。劉 (1987) 分析春季多雨年及少雨年大環境，發現多(少)雨年 500hPa 高度場距平梯度較大(小)，多雨年及少雨年的 500hPa 氣壓距平及 SST 距平之分布也不同。其他如：如戚 (1971) 及吳 (1992) 也都將焦點放在高緯度天氣系統的影響。

Hung and Kao (2010) 利用北部山地測站與平地測站降雨 1980 年前後變化不同步的現象 (北部地區平地測站雨量增加，山區測站則不變)，發現雨量的變化來自於冬季季風減弱 (有可能造成冬季迎風面降雨減少，但也造成南風分量增加，有利南方水氣輸送向北，平地、山地降雨都增加)，與南海一帶海溫上升 (15°N-22°N、110°E-120°E 範圍內 SST) 造成的水氣供應增加。其他關於海洋狀況影響臺灣降雨的研究，盧與麥 (2003) 用 EOF 方法分析 1920-1995 年間 1-3 月全球降雨網格資料中臺灣降雨與亞澳季風區的關係，並找出聖嬰現象與南方震盪 (Elnino-Southern Oscillation, ENSO) 的年際變化與熱帶菲律賓海和赤道西太平洋低層低壓環流對臺灣雨量之影響。Hung *et al.* (2004) 發現臺灣地區春雨 (FMA) 與 Pacific Decadal Oscillation (PDO) 有關係，PDO 是正號時菲律賓海西側邊緣形成西南風距平，此西南風距平會加深在臺灣的春季槽線，因而造成臺灣的春雨較強現象。除了北方鋒面系統之外，臺灣鄰近的大尺度環境對臺灣降雨的影響逐漸受到重視。

近年有些研究顯示，繞行於赤道附近的 Madden-Julian Oscillation (MJO)，除了會影響熱帶地區之外，也會影響副熱帶地區的天氣及氣候 (Li *et al.*, 2013 ; Zhang, 2013 ; Goswami, 2012 ; Jia *et al.*, 2011 ; Wheeler *et al.*, 2009 ; Hsu, 1996)。MJO 為一個在赤道附近由西向東傳遞繞行地球的波動 (Madden and Julian, 1971 ; 1972 ; 1994)，MJO 指數為 1-8 的數值，也可以說是相位 1-8，如圖 2。MJO 週期為 30-90 天，時間尺度小於一個季節。檢視不同 MJO 相位的地球向外長波輻射 (outgoing longwave radiation，簡稱 OLR) 資料，可以看出對流區由非洲東岸 (相位 1) 出現，經印度洋 (相位 2-3)、海洋大陸 (相位 4-5) 到達大西洋西側 (相位 6-7) 而漸漸消散，下一個周期再從非洲東岸出現。MJO 對流中心在印度洋 (相位 2-3) 時，激發區域哈德里環流，將波動向北傳遞到東亞一帶，本研究即是探討冬半季時此一現象對臺灣

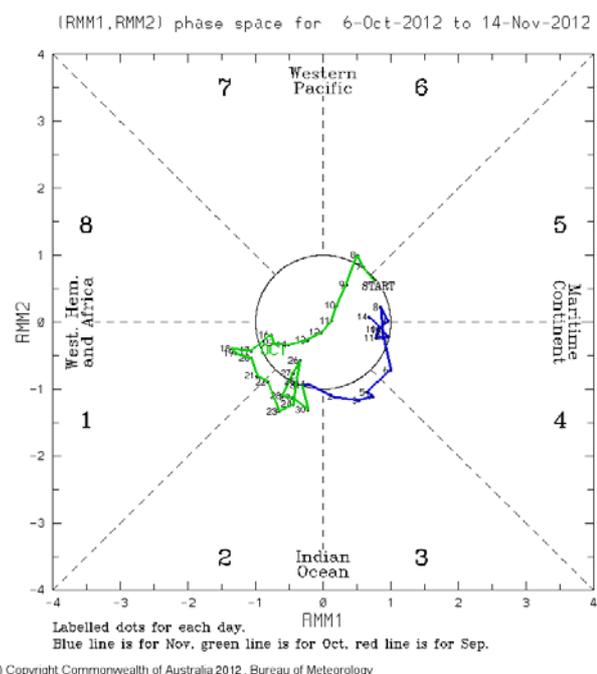


圖 2. 澳洲氣象局提供的 MJO 指數相位、強度圖。MJO 相位 1-8 與其對應的位置，有顏色線段為過去 MJO 相位與強度位置，線段落於中心圓圈內時，MJO 相位不明顯，位於圓圈外時，MJO 震幅大於 1，相位較明顯。

降水之影響的歷史資料分析與未來推估。

本研究分析冬半季臺灣地區長期雨量資料——臺灣降雨指數 (Taiwan Rainfall Index, 簡稱 TRI; 洪, 2012) 與 MJO 的關係, 試圖了解冬半季熱帶地區大氣對臺灣地區降水之影響以及其機制。以利用分析所得的機制找出對冬半季降雨敏感的大環境因子, 分析模式推估資料中的這些參數, 推估未來降水的可能變化。本文以下章節安排為: 歷史分析使用資料與方法、歷史分析結果、未來推估使用資料與方法、未來推估結果、結論。

二、歷史分析方法與資料

2.1 歷史分析使用資料

臺灣降雨指數 (TRI) 資料起於 1897 年, 終於 2010 年, 時間密度為每日一筆。由臺灣本島 1176 個雨量測站 (圖 3a) 中挑選資料總長度超過 15 年的測站, 各測站資料除以該測站之平均年雨量, 最後將所有測站平均為一個值, 製成一個可以代表臺灣整體雨量變化的指數。

華南降雨指數 (Southern China Rainfall Index, 簡稱 CRI) 是統整 1951-2004 中國大陸華南共 142 測站 (圖 3b) 的日雨量觀測, 仿照 TRI 指數, 挑選時間總長度超過 15 年的站, 各測站資料除以該測站之平均年雨量, 最後將所有測站平均為一個值, 形成一個可以代表華南整體雨量變化的指數。

MJO index 資料 (Wheeler and Hendon, 2004) 使用 1974 年至 2010 年資料, 每日資料包含 MJO 相位及 MJO 強度, 資料來源取自澳洲氣象局網站²。本研究只選取 MJO 相位明顯的資料, 篩選震幅大於 1 的的資料, 震幅小於 1 的則濾除不討論。

ERA-40 及 ERA-interim 重分析風場資料 (Uppala *et al.*, 2005; Dee *et al.*, 2011) 時間長度分別為 1974 年到 2002 年、2002 年到 2010 年, 使用日平均資料, 空間解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。因為 ERA-Interim 原始資料為 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$, 需內插降解析為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 再與 ERA-40 合併。

向外長波輻射 (outgoing longwave radiation, 簡稱 OLR) 資料 (Liebman and Smith, 1996) 取自 1974 年起到 2010 年的日平均資料, 空間解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 資料來源為 NOAA 網站³。

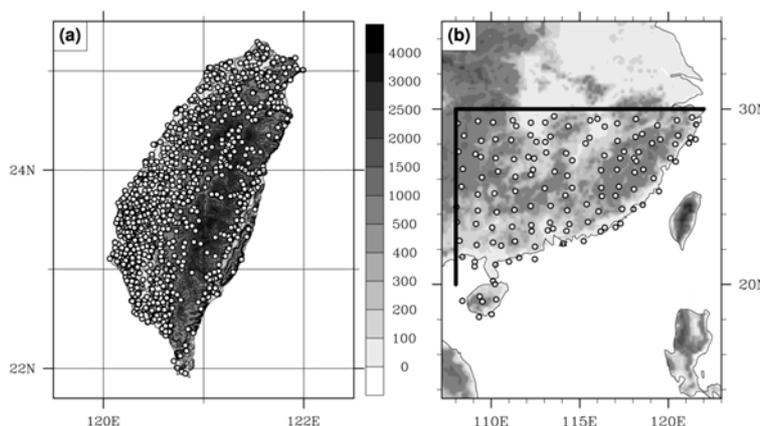


圖 3. 計算 TRI 與 CRI 所使用的測站分布。(a) 計算 TRI 指數所使用的 1176 個測站分布, 範圍為臺灣本島。(b) 計算 CRI 指數所使用的 142 個測站分布, 範圍為 30°N 以南、 108°E 以東, 鄰近臺灣的中國。TRI 與 CRI 使用相同的篩選方法, 所有測站資料長度都大於 15 年。

² <http://www.bom.gov.au/climate/mjo/graphics/rmm.74toRealtime.txt>

³ http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp_OLR.html

2.2 使用方法

歷史資料分析針對 1974 年至 2010 年冬半季 (11 月至隔年 4 月) 資料，分為整理資料、MJO 與 TRI 關係及探討影響機制三個步驟。首先是資料的整理：MJO index 資料自 1974 年開始至今，而 TRI 資料為 1897 年到 2010 年，取其交集的 1974-2010 年，挑選出 MJO 同一個相位的日期，將上述日期的 TRI 合成為一群加總平均，就可以分別得到相位 1 到相位 8 的 TRI 數值。CRI 資料的處理方法仿照 TRI，計算相位 1 到相位 8 合成後的平均 CRI 數值。風場重分析資料使用歐洲中期天氣預報中心 (ECMWF) 資料，ERA-40 資料時間只到 2002，資料解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ，我們用 ERA-Interim 資料來補足至 2010 年。首先將 ERA-Interim 資料計算為日平均，再用線性內差方法，將 ERA-Interim 資料的 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ 解析度降解析為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 解析度，最後再合併 ERA-40 與 ERA-Interim 資料。

MJO 與臺灣雨量的關係則是分析相位 1 到 8 時 TRI 數值加總，並加入中國大陸華南地區 142 個站雨量資料計算成的 CRI 的資料相佐，尋找 MJO 相位與臺灣地區雨量關係。

最後利用重分析資料，檢視 MJO 各個相位時期的水平及垂直環流場與 MJO 對流中心位置 (OLR 場) 的關係，再探討臺灣降水豐厚相位與乾枯相位環境場的差別。

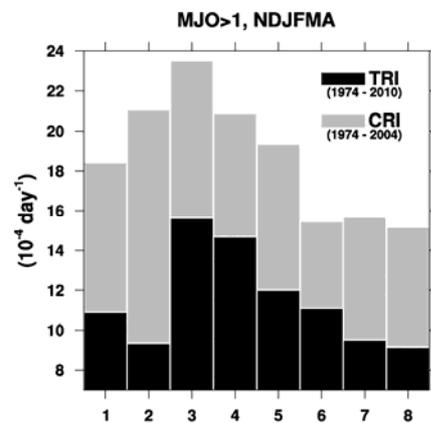


圖 4. 不同 MJO 相位與降雨合成分析。TRI 為臺灣降雨指數，CRI 為仿照 TRI 計算的中國華南地區降雨指數，兩者相位 3 皆為最多降雨，相位 7 降雨偏少。

三、歷史分析結果

冬半季 (11 月至隔年 4 月，以 NDJFMA 表示) 臺灣降水隨著 MJO 相位不同而波動，MJO 對流中心在印度洋-海洋大陸 (相位 3-4) 時臺灣地區降雨較多，MJO 對流中心在換日線附近 (相位 7-8) 時臺灣地區降雨較少 (圖 4)。圖 5 則是統計 1974-2010 年，各 MJO 相位時鋒面在臺灣附近 ($118^\circ\text{E}-124^\circ\text{E}$, $20^\circ\text{N}-28^\circ\text{N}$ 的範圍內，但排除中國大陸陸地) 的天數，結果顯示相位 3 及 4 在臺灣附近有鋒面的天數最多，鋒面系統雖然不是氣候尺度的議題，但是鋒面通過的頻率受到氣候尺度的影響，大尺度環境場存在某種作用力在影響對鋒面系統。經過大尺度環流場分析 (使用 OLR 衛星資料、ERA-40 及 ERA-Interim 重分析資料，各層的重力位高度、風場、比

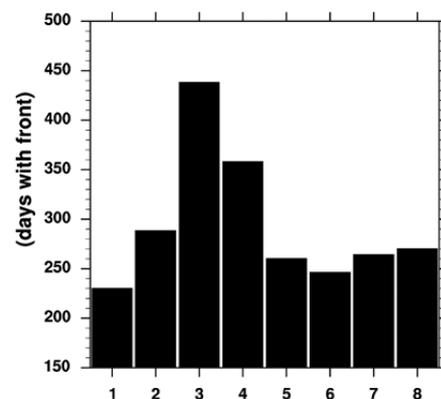


圖 5. MJO 與臺灣附近鋒面天數。1974-2010 年各個 MJO 相位臺灣附近 ($118^\circ\text{E}-124^\circ\text{E}$, $20^\circ\text{N}-28^\circ\text{N}$) 有鋒面之天數統計。

濕等資料)·本研究提出兩種主要可能機制分別或共同影響而增加臺灣地區冬季降雨：熱帶熱源形成波列後傳遞至中緯度的影響及南方水氣供應的增加·分別介紹如下。

3.1 波列傳遞至中緯度的影響

MJO 對流中心從非洲東岸移到印度洋時 (相位 2)·底層的熱源產生 Matsuno-Gill type pattern (Matsuno, 1966 ; Gill, 1980) 的特徵·此時 MJO 對流中心大約在東經 60-90 度 (圖 6)·熱帶大氣對 MJO 非絕熱項加熱的反應·是在加熱區的西側出現兩個對稱於赤道的反氣旋距平 (the Rossby wave response ; Hsu, 1996)·MJO 相位 2 時·北側的反氣旋距平在阿拉伯海處·這個反氣旋距平激發了一連串向東北傳遞的波列 (如圖 7a)·包括中國大陸華中的氣旋式距平及日本中部的反氣旋距平·位於中國大陸上的這個氣旋式距平會加強中國大陸地區的對流·且增加華南地區的降雨 (圖 7d)·然而臺灣地區還未受這個氣旋式距平的影響·以至於相位 2 時臺灣地區降雨偏少·要等到相位 3 時 (圖 7b)·整個波列向東平移·850hPa 氣旋式環流出現在中國大陸沿海地區·加強了對流 (圖 7e)·而增加臺灣的降雨。

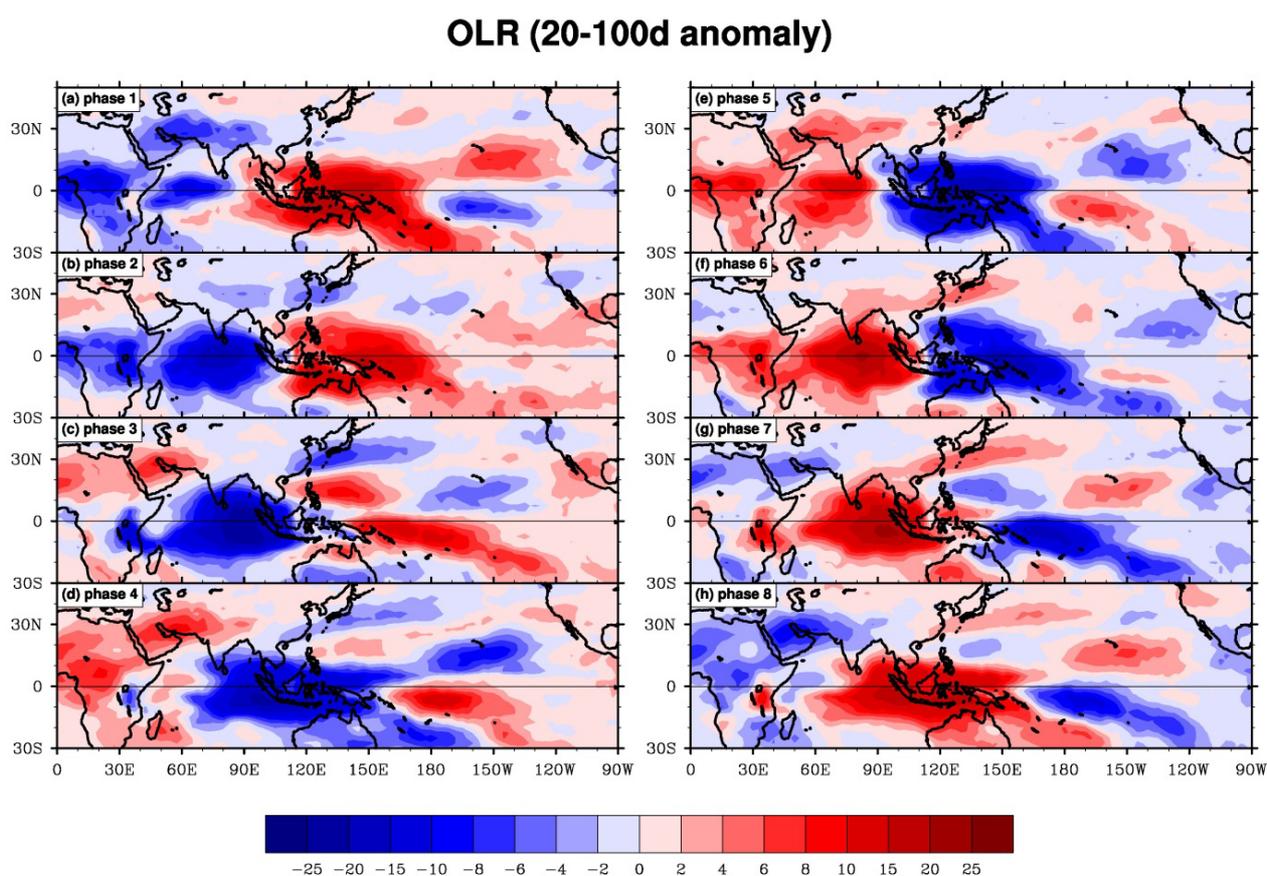


圖 6. 向外長波輻射 (OLR) 距平圖。(a)至(h)分別為 MJO 相位 1-8·資料經過 20-100 天濾波處理。

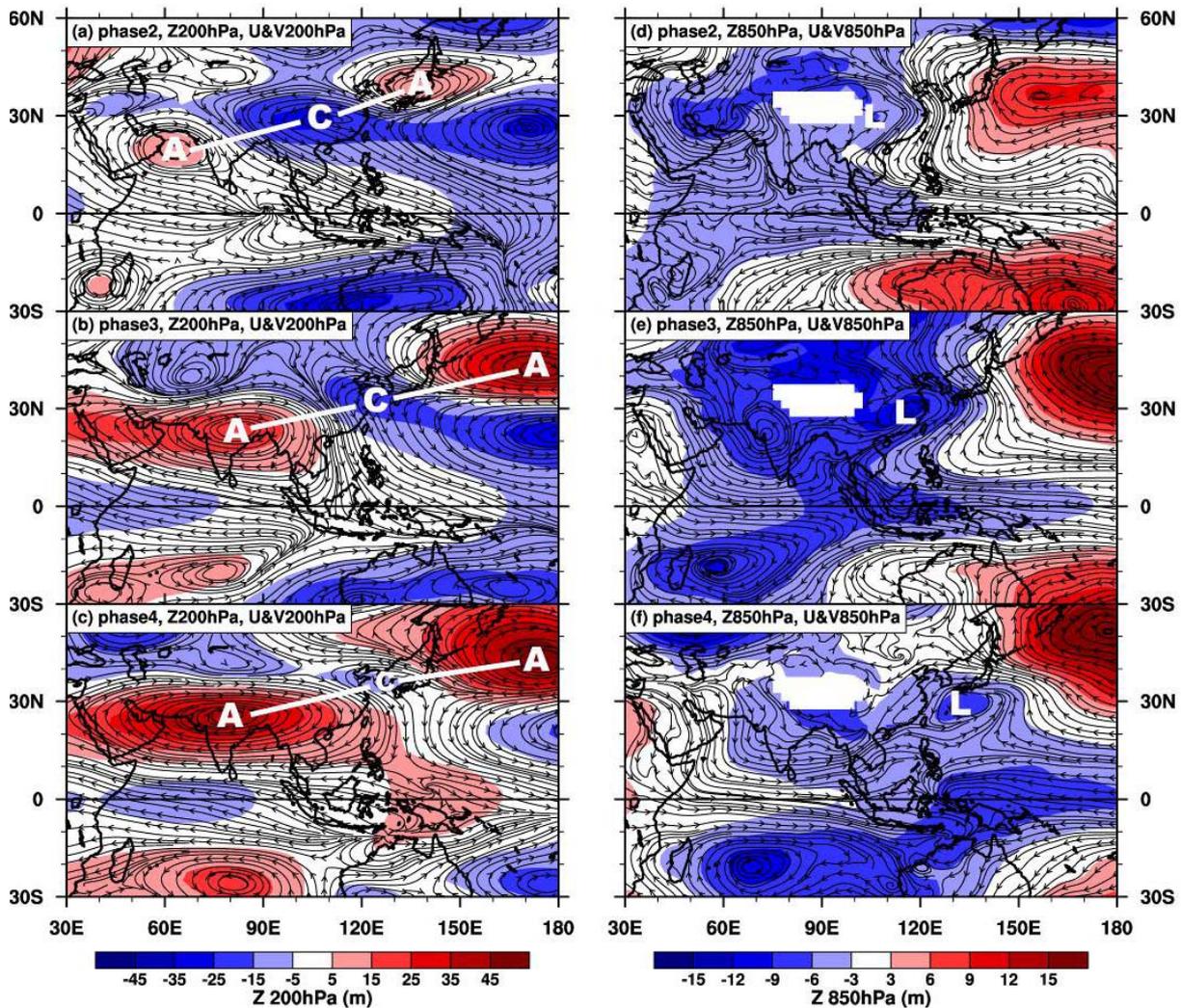


圖 7. MJO 2-4 相位高層與低層重力位高度、風場。(a) MJO phase 2 合成圖 (20-100 天濾波) 距平場，200hPa 重力位高度 (紅藍色塊，單位：m) 及 200hPa 氣流線，圖中「A」與「C」分別代表反氣旋及氣旋，白色直線連結的為同一個波列。(b)、(c) 與 (a) 相似，但分別為 MJO 相位 3 及 4。(d)、(e) 及 (f) 相似於 (a)、(b) 及 (c)，但為 850hPa。圖中的「L」代表低壓，(d)、(e) 及 (f) 因為高度的關係，用白色色塊遮蓋住青藏高原的位置。

3.2 南方水汽供應的增加

MJO 相位 3 時臺灣雨量較多，除了大尺度環境場的波列加強了對流之外，另一個扮演重要角色的是「南方水汽供應的增加」。當 MJO 對流中心來到蘇門達臘及爪哇群島時，前方的下沉區分為二 (圖 6c)，北邊這個下沉氣流分支 (大約東經 120 度，南海到菲律賓海這一帶) 引發向北的 local Hadley circulation，使得上升氣流區出現在臺灣北部 (圖 8b)，並將水汽由南海向北傳送到華南及臺灣地區 (圖 8e)。這樣的結果，使臺灣地區在 MJO 相位 3 及 4 的時候有好的條件下更多的雨。

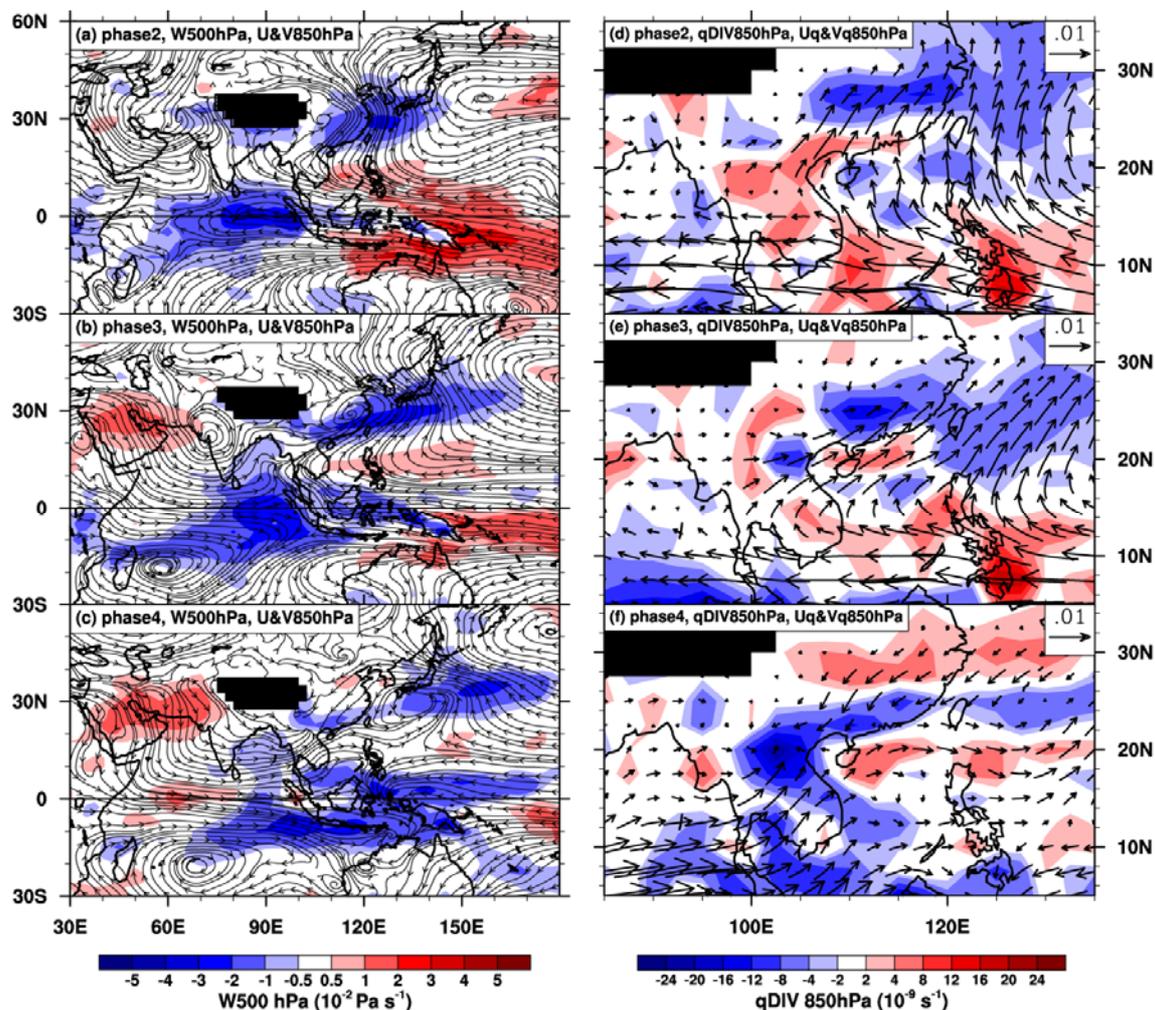


圖 8. MJO 2-4 相位 500hPa 垂直速度與水氣輻合。(a) MJO phase 2 合成圖 (20-100 天濾波) 距平場·500hPa 垂直速度 (紅藍色塊·單位: Pa s^{-1}) 及 850hPa 流線場。(b) 及 (c) 與 (a) 相似, 但是相位 3 及 4。(d)、(e) 及 (f) 分別與 (a)、(b) 及 (c) 相似, 但是 850hPa 的水氣傳送場 uq_i 及 vq_j (q 是比溼), 及水氣幅散場 (紅藍色塊·單位 10^{-9}s^{-1})。因為高度的關係, 清藏高原的位置以黑色色塊遮住。

3.3 討論

利用氣候模式模擬未來的氣候為推估未來氣候變遷下大氣環境的主要工具, 但大多數氣候推估模式僅輸出月時間尺度資料 (與本研究使用日資料分析有所不同), 且氣象模式模擬 MJO 的能力稍弱。本研究提出兩種 MJO 影響臺灣降雨的機制 (圖 9), 使研究者在評估臺灣地區冬半季降雨的多寡時, 可以利用這兩種機制的出現與否來推估降雨的多寡。也就是說, 如果遇到: (1) 熱帶地區有一個加熱源存在印度洋, 它將透過 Rossby wave train 影響中緯度華北槽線的加深, 進而加強地面對流的強度, 影響臺灣地區降雨。(2) 南海向北的水汽傳送增加, 且水氣輻和區在臺灣附近, 將使臺灣地區降雨增加。本研究延伸以上歸納的機制, 檢視氣候模式推估未來的大環境場資料, 以推估未來臺灣冬半季降雨。

四、未來推估使用資料及方法

臺灣地區冬半季受不同相位 MJO 的影響，而有不同的降雨量，本節介紹利用上述歷史資料研究成果，推估未來臺灣地區冬半季降雨的方法，與所使用的資料：

4.1 資料

本研究使用 CMIP5 (Taylor *et al.*, 2012) 模式輸出資料，挑選條件為有日資料、有 850hPa 風場、有 850hPa 水氣場資料、及有降雨資料的模式，而且資料解析度不能太低，設定解析度門檻為 64 x 128 全球網格⁴。經過上述條件挑選的 CMIP5 模式分別是：ACCESS1-0、ACCESS1-3、bcc-csm1-1、bcc-csm1-1-m、CanESM2、CNRM-CM5、CSIRO-Mk3-6-0、GFDL-CM3、GFDL-ESM2G、MIROC-ESM、MRI-CGCM3 (詳如附錄)。過去時期 (Historical) 資料選擇 1979-2003 年共 25 年，未來時期 (Future) 則是 2075-2099 年的 25 年區間。未來時期暖化情境選擇「代表濃度途徑 (representative concentration pathways)」為 2100 年時輻射作用力(Radiative forcing) 比 1750 年增加 8.5W/m^2 (後簡稱 RCP8.5)⁵，為模式設定中暖化最嚴重(worst case) 的情境。CMIP5 模式的計算是連續產出 25 年的計算結果，資料分析比對時，以 25 年整體資料的特性呈現。與過去觀測資料比對時，也只能比較 25 年總體資料特性，而不適合逐年比對。

過去時期觀測資料的選擇，雨量使用臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫 (Taiwan Climate Change Projection and Information Platform, TCCIP) 所產製的 TRI (洪, 2012)，該資料為統合全臺灣各單位降雨資料，測站分布含蓋臺灣本島山區、平地，每一個測站的資料皆除以各自的年平均雨量，以類標準化方式計算成雨量指數，但仍保留雨量資料最低為零值的特性。

大環境低層 (850hPa) 風場資料與水氣資料則使用 ERA-interim 重分析網格資料 (Dee *et al.*, 2011)⁶，時間區段選取 1979-2003 年。因為各個模式的空間解析度不盡相同，因此在分析

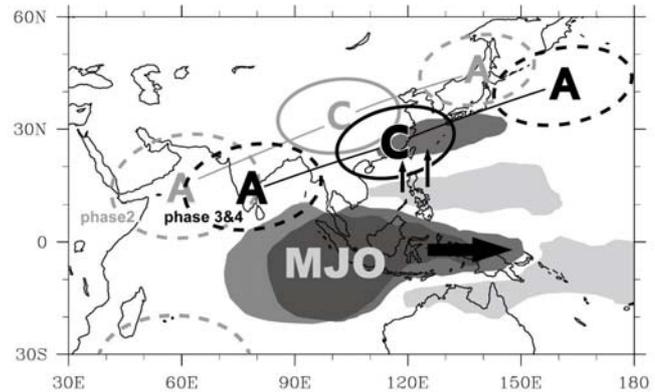


圖 9. MJO 影響臺灣冬半季降雨的兩種機制概念圖。深灰色跟淺灰色分別代表上升及下沉區，「A」跟「C」分別代表反氣旋及氣旋，「MJO」表示 MJO 對流中心。大箭頭表示 MJO 的移動方向，小箭頭表示往臺灣附近的南來水汽供應，相位 2 及相位 3&4 波列的位置分別用灰色及黑色表示。

⁴ 64 x 128 全球網格指的是利用 64 個網格代表緯度-90°到 90°，128 個網格代表經度-180°到 180°，每個網格約為 2.8125° x 2.8125°，真實數值依模式選取的緯度邊界而有些微差距。

⁵ 溫室氣體 (greenhouse gas) 的輻射作用力 (radiative forcing) 是向外長波輻射因為溫室氣體存在，而留存在大氣中的能量通量有多少，單位為 W/m^2 。依照 van Vuuren *et al.* (2011) 指出，目前溫室效應的輻射作用力大約為 2W/m^2 左右，RCP8.5 的增加路徑是由目前的 2W/m^2 一路增加到 2100 年時為 8.5W/m^2 ，CMIP5 氣候推估模式另外還有 RCP2.6、RCP4.5、RCP6 等情境 (scenario)。

⁶ 重分析資料 (reanalysis data) 是將觀測的測站點資料輸入到氣象模式，經由模式的調整得到符合物理方程式之特性的資料，此資料一般被視為具有空間連續性的觀測資料使用。

過程中，包括模式及觀測的環境場網格資料，皆統一成 64x128 全球網格的解析度，再換算成 vq 及 $Div(uq_i, vq_j)$ ，以方便比較。

4.2 研究方法

研究氣候變遷下冬半季降水的推估有幾個方法可以進行，第一種如圖 10 中 (a) 的取徑，圖 4 指出臺灣降雨受到 MJO 相位及其相對應的大氣環流影響，在相位 3-4 時降雨最多。計算模式中過去時期 (1979-2003 年) 與未來時期 (2075-2099 年) 的 MJO 形態差異，進而推估未來降雨的改變方式。然而，Hung *et al.* (2013) 已經指出僅有一個 CMIP5 模式能模擬出對流擾動的東移，模式對 MJO 的掌握不佳，所以無法使用此研究途徑進行未來臺灣冬半季降雨推估。另一種最直接的方法，如圖 10 中之 (b) 所示，是擷取模式輸出的雨量推估數值，比對過去時期與未來時期的降雨改變率，即可供推估參考。這方法要成立，需先檢驗臺灣降雨的觀測資料與 CMIP5 模式中過去時期的降雨，是否有好的相關性，才能依循此路徑取得推估資訊。最後一種方法，則如圖 10 中 (c) 取徑，是間接利用 MJO 對臺灣降雨影響的背後因子，即「南北向水氣傳送 (vq)」及「低層大氣的水氣輻合 ($-Div(uq_i, vq_j)$)」⁷ 的情況，來檢視 CMIP5 模式中過去時期與未來時期的比較，進而推估未來降雨的改變。

在 Hung *et al.* (2013) 的研究當中，指出模式對於 MJO 的掌握不佳，取徑 (a) 因而無法使用，故僅剩取徑 (b) 與 (c) 可以採用。除了為了評估剩下的兩種取徑是否可行，本研究將評估模式模擬之降水表現，以及模式中大環境下 u (東西風向)、 v (南北風向)、 q (比濕) 的表現，以決定該研究取徑能否繼續。

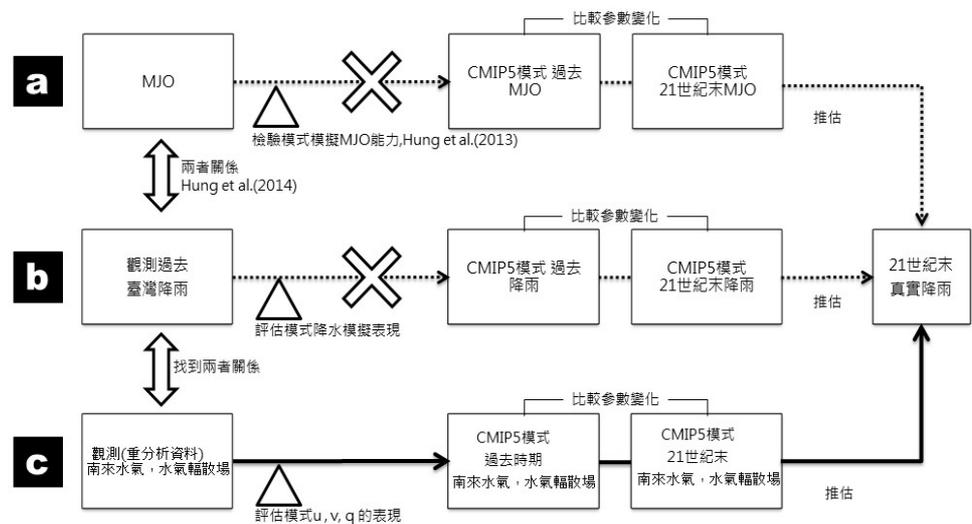


圖 10. 臺灣未來降雨推估的研究取徑示意圖。透過建立臺灣降雨與由南向北水氣 (vq)、水氣輻散場 ($Div(uq_i, vq_j)$) 的關係，並檢驗模式中對環境場 vq 、 $Div(uq_i, vq_j)$ 的掌握，比較模式資料中「未來」相較於「現在」的 vq 、 $Div(uq_i, vq_j)$ 變化，再利用其推估未來臺灣降雨。

本研究評估氣候模式模擬臺灣降雨的表現，除了檢視降雨量的大小之外，也比較其與觀測資料的年循環時間分布比例是否相似。模式的環境場資料評估，除了比較模式形態 (pattern) 相似與否，本研究也使用 Reichler and Kim (2008) 提出的方法計算性能指標 (performance

⁷ 水氣輻合 ($-Div(uq_i, vq_j)$)，為水氣輻散 ($Div(uq_i, vq_j)$) 場中的負值區域。

index) :

$$e_{vm}^2 = \sum_n (w_n (\overline{S_{vmn}} - \overline{O_{vn}})^2 / \sigma_{vn}^2) \quad \dots \text{式(1)}$$

$$I_{vm}^2 = e_{vm}^2 / \overline{e_{vm}^2}^{m=CMIP5 \text{ models}} \quad \dots \text{式(2)}$$

$$I_m^2 = \overline{I_m^2}^{v=u,v,q} \quad \dots \text{式(3)}$$

其中，式(1)的 w_n 為權重參數，與經緯度有關； $\overline{S_{vmn}}$ 為模式的平均場，包括各氣象參數(v)、各模式(m)、各網格點(n)； $\overline{O_{vn}}$ 為相應於前者的觀測值； σ_{vn}^2 為觀測的年際變異。式(2)是將式(1)的結果除以該結果的所有模式平均。式(3)則是將 I_{vm}^2 的各個參數平均，成為該模式的性能指標 (I_m^2 : performance index)。模式的 I_m^2 值愈接近零，代表該模式愈接近觀測值。

五、未來推估結果

本研究除了推估氣候變遷之下臺灣冬半季未來降雨變化的最終目標，也將逐一達成以下研究目的：檢視所選用的 11 個 CMIP5 模式中對過去臺灣降雨及環境場中 u、v、q 參數的掌握。臺灣降雨分別與大環境場中南北向水氣傳送 (vq)、及水氣輻散場 (Div(uq, vq)) 的關係，並找出相關係數好的指標區域。分析 CMIP5 模式在 RCP8.5 情境之下，上述指標區域裡，冬半季 (11 月到隔年 4 月) 南北向水氣傳送 (vq)、及水氣輻散場 (Div(uq, vq)) 兩個參數，在未來時期 (2075-2099 年) 相對於過去時期 (1979-2003 年) 的改變。以下分別介紹各個部分的研究成果：

5.1 CMIP5 模式雨量與低層環流場檢驗

5.1.1 模式雨量檢驗

本研究利用臺灣降雨指數 (TRI) 代表臺灣過去時期 (1979-2003 年) 降雨，檢驗 CMIP5 各個模式模擬過去時期降雨特性的能力。結果發現 CMIP5 模式模擬出來的過去時期降雨量均偏小，一個季節的雨量加總頂多才 0.014mm，在數量上跟實際觀測的雨量值差距甚大⁸。另外，因為模式模擬的過去時期雨量太小，為了要讓模式中的降雨能和 TRI 降雨指數作進一步比較，首先要將雨量仿照洪致文 (2012) 的方法換算成降雨指數，再以年循環的方式呈現資料的特性。臺灣降雨資料網格的選取，測試三個方式，分別為：(1) 臺灣中心的 1 個網格，(2) 臺灣中心網格加上北邊及南邊 1 個網格，其權重分配分別為臺灣中心 1，其餘南北兩個網格各為 0.5，(3) 臺灣附近的 9 個網格平均。測試結果是這三種方法的表現差不多，故本文之後的討論將只以臺灣中心的一個網格之數值進行分析。

⁸ 降水是大氣數值模式中最終產品，是溫度、風場、水氣場...等交互作用之下的結果，因此也是不準確性最高、最不能掌握的一個參數。一般校驗模式的降水，多先求定性上的準確，再求定量的準確。模式對降水的模擬除了受到各個模式物理機制掌握度的影響之外，還受到對環境、地形的掌握度之影響，因此臺灣的複雜環境、地形特性，使得模式在臺灣地區的降雨掌握，定量上一般都不理想。

雨量指數的年循環特性如圖 11 所示，11 個 CMIP5 模式中，只有澳洲氣象局的 ACCESS1-0 模式模擬的結果 (圖 11a)，在年循環的表現與觀測結果一樣，有雙峰的降雨時序，其餘大多為單峰降雨時序，少數為三峰的時序。但唯一年循環特性較為接近的 ACCESS1-0 模式，其降雨的估計在冬季雨量占全年雨量比例上，仍有高估的情形。

降雨的模擬在 CMIP5 模式的表現並不理想，無法有效反映臺灣冬半季降雨情況。因此，本研究捨棄直接用 CMIP5 模式未來降雨推估來討論氣候變遷之下冬半季降雨的變化 (圖 10 中之取徑 b)，而進行取徑 c 之後續分析。

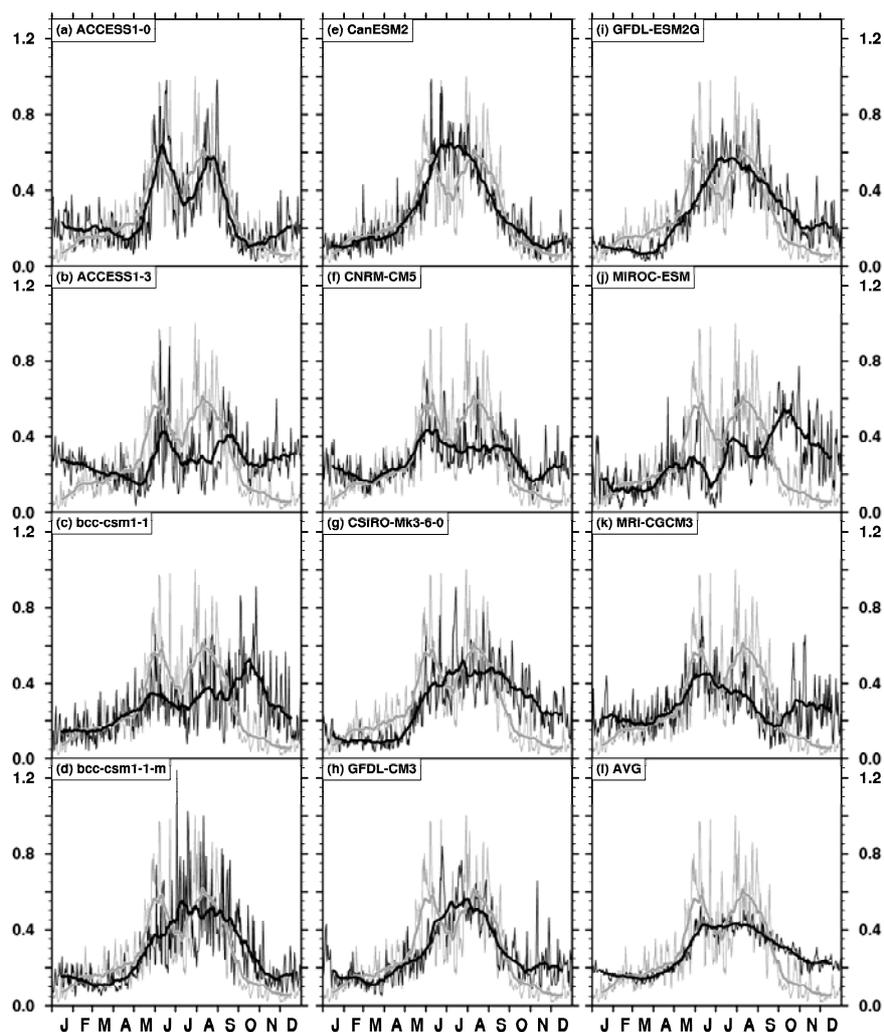


圖 11. CMIP5 模式降雨的年循環與觀測資料的比對。灰色線為觀測的 TRI 指數，黑色為 CMIP5 模式降雨資料仿造 TRI 資料處理計算的雨量指數。

5.1.2 模式低層環流場檢驗

本研究利用 Reichler and Kim (2008) 提出的方法，以過去時期觀測資料為基準，比對過去時期模式的資料，計算「性能指標 (performance index)」，以供衡量模式表現的參考。氣候模式推估因為模擬時間長、不確定性因素大、模式特性不同，各個模式的模擬結果有時差異

很大，大多數使用者會直接選取所有模式平均值來代表推估的綜合結果，並以綜合結果為最終的結論。但計算個別模式的評估表現可以給需要個別模式的使用者更多信心，本研究對 11 個模式分別進行「性能指標分析」，並加入所有模式平均的模式綜合結果（圖 12 中以「avg」為代號）當作第 12 個模式來計算。

因為計算南來水氣與水氣輻散所需要的低層參數為水平東西向風速 (u)、水平南北向風速 (v)、及比濕 (q)，所以製作與計算性能指標就以 850hPa 這一層⁹的 u、v、q 為標的，以公式加以計算，得到的結果如表 1 的 I^2 。若數值完全與觀測資料一樣， I^2 為 0； I^2 數值越大，表示與觀測數據差距越大。圖 12 依照表 1 列出排行。評估結果為 ACCESS1-3 模式表現最好，MRI-CGCM3 及 CSIRO-Mk3-6-0 分別為第 2 及第 3 順位。所有模式的平均則落在第 6 順位，模式表現得分最差的為 MIROC-ESM，但所有模式的 I^2 的數值都落在 2 以內，代表各個模式的表現差距不會太大（使用者可以自行挑選表現最佳的幾個模式推估結果來使用）。

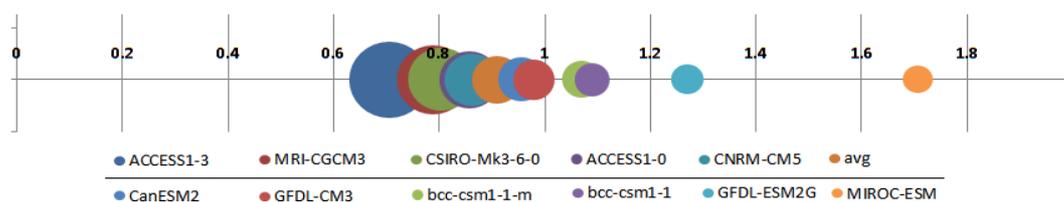


圖 12. Performance Index。CMIP5 中 11 個模式及所有模式的平均 (avg) 的表現排行。

表 1. 性能指標 (Performance Index) 計算結果

模式	ACCESS1-3	MRI-CGCM3	CSIRO-Mk3-6-0	ACCESS1-0	CNRM-CM5	模式平均
I^2	0.705	0.788	0.804	0.857	0.861	0.909
模式	CanESM2	GFDL-CM3	bcc-csm1-1-m	bcc-csm1-1	GFDL-ESM2G	MIROC-ESM
I^2	0.956	0.979	1.070	1.090	1.269	1.707

5.2 觀測資料中臺灣降雨與環境場的關係

雖無法直接使用 CMIP5 模式的未來時期降雨資料來推估未來真實降雨，但上一節環境場的分析比對結果，顯示 CMIP5 模式在模擬過去時期 (1979-2004 年) 低層的環境場之特性符合過去觀測資料，因此若能建立過去時期觀測資料與雨量的關係，將可以持續進行圖 10 中 (c) 的研究取徑，本節將進行此一關係建立的討論：

5.2.1 臺灣降雨與大環境南北向水氣傳送 (vq) 的關係：

由南向北水氣傳送的增加對臺灣地區降雨為正貢獻，臺灣附近的水氣輻合也會增加臺灣地區的降雨，故本研究計算 vq 代表南北向水氣傳送、 $\text{Div}(uq_i, vq_j)$ 代表水氣輻散量，並考量

⁹ 850hPa 指的是垂直座標以大氣壓力 hPa 表示，而非公里 (km)，850hPa 大約為 1.5km。

MJO 的時間尺度為 20-90 天，橫跨一般資料使用的日、月、季的時間尺度，因此以日時間尺度、月時間尺度、及年（實際上是整個冬半季，11 月至隔年 4 月）時間尺度來做相關性分析。

分析結果，此季節對臺灣降雨有正貢獻的環境場水氣的來源大部份來自於臺灣南側（圖 13），尤其是年尺度及月尺度（圖 13a、圖 13b），中南半島、南海、及菲律賓東方海面的南來水氣與臺灣降雨有明顯的正相關。日時間尺度則顯示有一部分的水氣貢獻來自於臺灣西北側（圖 13c），代表南北向水氣輸送的交會處在臺灣附近，而此一結構與鋒面的系統有關。

5.2.2 臺灣降雨與大環境水氣輻散 ($\text{Div}(u_{qi}, v_{qj})$) 的關係

除了由南向北的水氣傳送對臺灣地區降雨的正貢獻之外，水氣輻散場與冬半季臺灣降雨的相關性計算結果顯示，臺灣附近有一區相關係數明顯為負值（水氣輻合與臺灣降雨成反比），而且跨越日、月、年的時間尺度（圖 14a、圖 14b、圖 14c 臺灣附近的藍色區塊），代表不論是何種時間尺度之下，臺灣附近水氣的輻合越大，冬半季臺灣降雨都越多。

5.2.3 降雨評估指標區的定義

經過確認臺灣地區降水與環境場南北向水氣傳送（圖 13）及水氣輻合（圖 14）確實有良好的關係，可以使用 v_q 及 $\text{Div}(u_{qi}, v_{qj})$ 當作臺灣降雨多寡的評估工

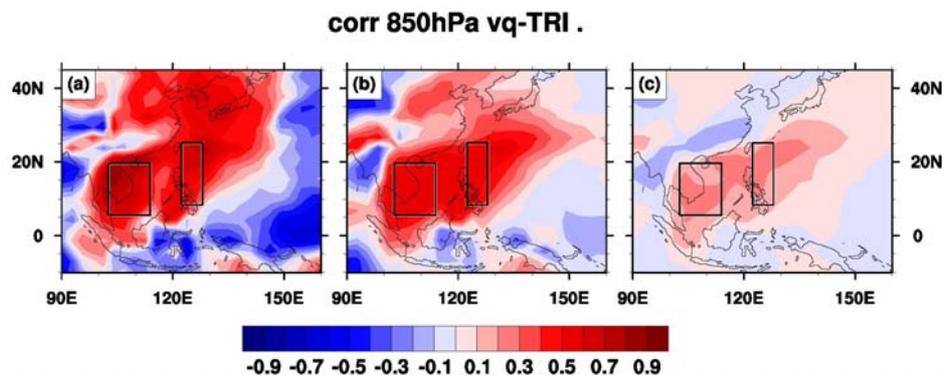


圖 13. 不同時間尺度臺灣降雨與由南向北水氣傳送 (v_q) 的相關係數。(a) 年時間尺度，(b) 月時間尺度，(c) 日時間尺度。相關係數正的區域（紅色區塊）南來水氣越多臺灣降雨就越多，黑色方框為選定的指標區域。

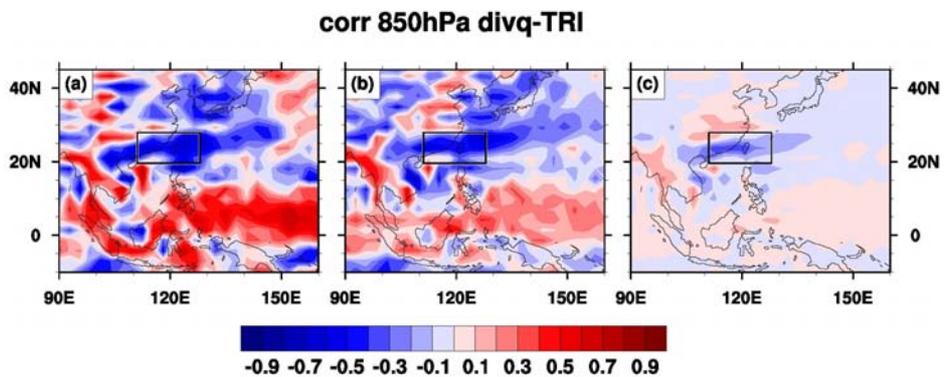


圖 14. 不同時間尺度臺灣降雨與水氣輻散場 ($\text{Div}(u_{qi}, v_{qj})$) 的相關係數。(a) 年時間尺度，(b) 月時間尺度，(c) 日時間尺度。相關係數負的區域（藍色區塊）水氣輻合越多臺灣降雨就越多，黑色方框為選定的指標區域。

具。為了利用 vq 及 $\text{Div}(uqi, vqj)$ 評估未來降雨量的變化，必須框取此二參數的敏感區域，當作降雨評估的指標區域。由於 MJO 跨越日、月、季時間尺度的特性，在選定區域的時候也需要同時考慮這幾種時間尺度，故本研究選擇三種時間尺度皆一致出現高相關區的區域，來做為判定敏感區域的主要位置。

圖 13a、圖 13b、圖 13c 中顯示環境場南北水氣傳送 (vq) 有兩個主要的敏感區，框選的兩個指標區其一是緯度 6.97653°N 到 $18.139^{\circ}\text{N}^{10}$ ，經度 104.062°E 到 112.5°E 所展開的區域，其二為緯度 9.76715°N 到 23.7202°N ，經度 123.75°E 到 126.562°E 所展開的區域。圖 14a、圖 14b 與圖 14c 臺灣附近的長條型黑色方框，其區域為緯度 20.9296°N 到 26.5108°N ，經度 112.5°E 到 126.562°E ，其所圍出來的區域作為水氣輻合 ($-\text{Div}(uqi, vqj)$) 的指標區域。

檢視觀測資料與 CMIP5 模式資料的南來水氣敏感區，過去時期 (1979-2004 年) 兩者的平均場皆是負值，水氣輻散場的敏感區的平均場 (圖 15a、圖 15b) 則是正負值相間。冬季各敏感區的平均狀況是向南的水氣輸送，但臺灣附近的水氣輻合並不明顯，不利臺灣降雨。然而不論是現在時期或未來時期，CMIP5 模式 (圖 15b、圖 15c) 的大環境場形態 (pattern) 皆與現在時期觀測 (圖 15a) 的大環境場相似，顯示模式綜合表現與觀測資料一致，且在此一區域裡，對大環境場的掌握能力不錯，未來時期的大環境形態變化也不大。因此，本節所劃設的敏感區，未來仍是影響臺灣降雨的敏感區故藉由計算 CMIP5 模式中敏感區的數值變化來推估未來臺灣的降雨變化是可行的。

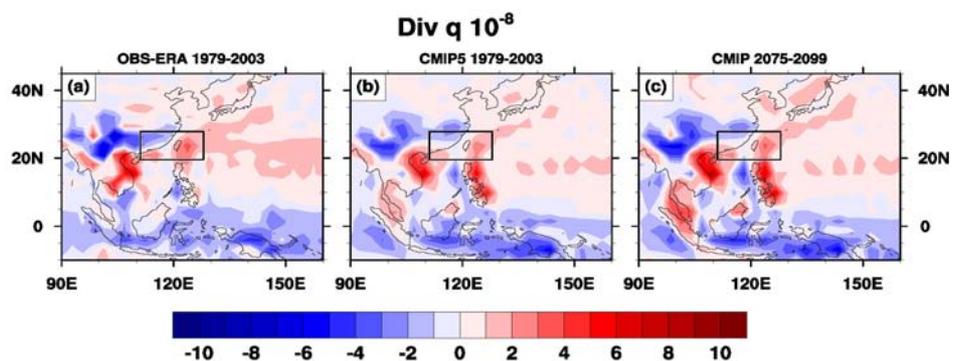


圖 15. CMIP5 模式平均的水氣輻散場。(a) 為觀測資料過去時期 (1979-2003)，(b) 為 CMIP5 過去時期 (1979-2003)，(c) 為 CMIP5 未來時期 (2075-2099)。

5.3 臺灣未來冬半季降雨改變之推估

由上節得知敏感區水氣的傳送及水氣輻合的變化，與臺灣降雨的變化有良好的關係，加上 CMIP5 模式可以有效地模擬冬半季臺灣附近低層環境場。因此，比較模式中的未來與過去時期之差異，來推估未來臺灣降雨的可能變化 (圖 10 之 c)，是可行的研究取徑。以下，便以 CMIP5 模式中南北向水氣傳送 (vq) 與水氣輻散場 $\text{Div}(uqi, vqj)$ 的變化，來探討臺灣未來降雨變化之推估。

¹⁰ 模式的解析度為 64×128 全球網格，每一個網格間隔約為 2.8125° ，因此不是取整數的經緯度，此數值直接取自模式輸出。

5.3.1 南北向水氣傳送 (vq) 未來的變化

檢視現在時期 (1979-2003 年) 與未來時期 (2075-2099 年) CMIP5 模式南來水氣平均場，整體看來臺灣位於南來水氣的東側，兩個時期臺灣地區冬半季的南來水氣皆是缺乏的。將未來時期減去過去時期，兩個指標區的 vq 場是負的 (圖 16a)，代表未來情境下臺灣地區冬半季可能因為南來水氣的減少，而降雨有減少的情形。

5.3.2 CMIP5 模式中水氣輻散場

Div(uqi,vqj) 變化

CMIP5 模式過去與未來兩個時期的冬半季水氣輻散場平均值，臺灣剛好位於鞍形場，東西兩側是輻散場，南北兩側是輻合場，而臺灣較靠近其東側的輻散場 (圖 15b、圖 15c)。以未來時期減去現在時期看未來的變化趨勢，發現臺灣地區是位於輻散場增強的區域 (圖 16b)，代表臺灣未來冬半季降雨有減少的趨勢。

值得注意的是，模式 vq 場不論是過去或未來時期，南北向水氣傳送的正值都出現在臺灣西側的華南一帶，看似有機會因為雨帶東移而影響臺灣，然而很有可能一移出中國大陸，就受到圖 15c 中臺灣及其東側的輻散場影響而消散，這其中的機制及過程需要另闢研究分析討論之。

計算南來水氣場及水氣輻散場指標區域內的數值平均之變化，可以得到量化的變化趨勢。表 2 顯示各個被選取的 CMIP5 模式，未來時期 (2075-2099 年) 減去過去時期 (1979-2004 年) 南來水

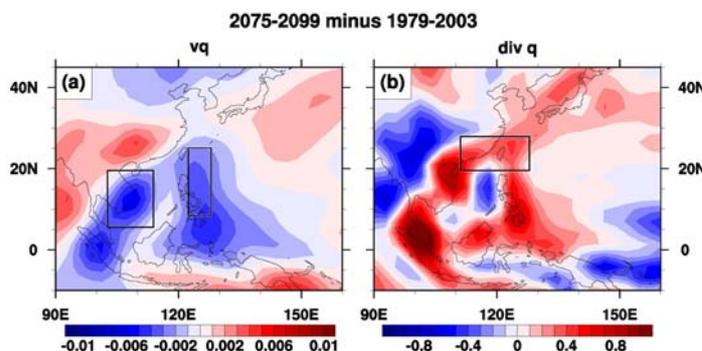


圖 16. 推估未來降雨變化的參考指標。(a) 未來 CMIP5 模式的水氣輻散場 (Div(uqi,vqj)) 變化，(b) 未來由南向北水氣傳送 (vq) 變化，計算方式為未來時期 (2075-2099 年) 減去過去時期 (1979-2003 年)。

表 2. 未來時期 (2075-2099) 減去過去時期 (2075-2099) 的由南向北水氣傳送量 (vq) 及臺灣附近的水氣輻散量 (Div(uqi,vqj))。

模式名稱	Rcp-His vq 變率 (%)	Rcp-His Div(uqi,vqj) 變率 (%)
ACCESS1-0	-362.88	242.15
ACCESS1-3	-1485.57	79.64
bcc-csm1-1	-33.21	49.47
bcc-csm1-1-m	-43.04	33.19
CanESM2	-103.05	20.86
CNRM-CM5	-40.13	84.51
CSIRO-Mk3-6-0	10.81	6.29
GFDL-CM3	-29.02	14.19
GFDL-ESM2G	-17.64	9.52
MIROC-ESM	-35.29	108.70
MRI-CGCM3	-26.25	29.36
所有模式的平均	-196.84	61.63

說明：大部分的 vq 變化值均是負，而 Div(uqi,vqj) 均為輻散

氣場與水氣輻散場的統計結果，可以看到未來與過去改變的百分比，只有 CSIRO-Mk3-6-0 模式的 vq 在未來時期較過去時期增加 10.81%，其他模式的結果皆是減少。而所有模式的輻散場指標區內的未來平均皆較過去增加，顯示輻合減少，輻散增加。以所有 CMIP5 模式的平均來看，輻散場 $\text{Div}(uqi, vqj)$ 增加 60%、由南向北水氣傳送 (vq) 減少約 200%。

六、結論

本研究分析過去臺灣降雨資料與 MJO 的關係，得到臺灣降雨與 MJO 相位 2 時所產生的中緯度波列，及 MJO 相位 3 與 4 時由南向北的水氣傳送及臺灣附近低層的水氣輻合有正相的關係。但在現今的科學技術下，礙於模式發展的限制，未來臺灣地區冬半季的降雨無法直接以 CMIP5 模式世紀末時期的 MJO 形態之變遷來推估，也無法以 CMIP5 模式中的降水變遷來推算，但是仍能以過去時期觀測資料的南北向水氣傳送 (vq)、水氣輻散 ($\text{Div}(uqi, vqj)$) 兩個參數與臺灣降雨 (TRI) 的關係來推估。本研究發現臺灣地區降雨與越南一帶及菲律賓海一帶低層的南來水氣 ($vq, 850\text{hPa}$) 成正相關，與 Hung and Kao (2010) 的研究結果相似。Hung and Kao (2010) 分析 1980 年代冬季季風減弱，但降雨仍增加，指出南海增溫所增加之南來水氣供應，對臺灣冬季降雨具有正貢獻。本研究也發現，臺灣冬半季降雨也與臺灣附近的低層水氣輻合 ($-\text{Div}(uqi, vqj), 850\text{Pa}$) 呈正相關。

性能指標 (Performance Index) 計算結果的前三名分別是 ACCESS1-3、MRI-CGCM3 及 CSIRO-Mk3-6-0，這三個模式的降雨變遷改變率 (表 2) 分別是：由南向北水氣傳送減少 1485.57% (該模式在該地區過去時期的平均 vq 偏小，因為剛好介於正、負 vq 的交界)、減少 26.25%、增加 10.81%；水氣輻合分別是減少 79.64%、減少 29.36%、減少 6.29%。所有模式整體的平均為南來水氣減少 196.84%，水氣輻合減少 61.63%。以此結果綜合來看，臺灣地區在未來 (2075-2099 年) 的冬半季裡，因為水氣的供應變少、水氣的輻合也變少，而造成未來的降雨比過去還要少。

不過這其中有個值得注意的事，如果未來氣候變遷或突發性事件使得大環境場的配置變得與目前時期不一樣，則目前的方法將無法適用：本研究利用過去歷史的觀測資料，去計算出對過去降雨而言的環境場敏感區，以此關係來推估未來的降雨，雖然模式推估未來大環境場的形態與過去時期觀測相似，但如果未來的大氣環境發生現在模式無法掌握的事件，而使得未來的大氣系統配置不若現在一樣，可能在位置上稍微偏移，敏感區的轉變，就會影響固定指標區的計算統計結果，這在氣候變遷推估的計算上，是必須注意的。

參考文獻

- 吳明進，1992：臺灣春雨之長期預報。《大氣科學》，**20(3)**，199-216。
- 洪致文，2009：從百年氣象資料看臺灣降雨的氣候特徵。《臺灣文獻季刊》，**60(4)**，45-69。
- 洪致文，2012：臺灣降雨指數 (TRI) 的建立與其分析應用。《地理學報》，**67**，73-96。

- 陳泰然、廖珮娟·2011：臺灣地區冬季鋒面系統之天氣特徵研究。《大氣科學》，**39-2**，147-1。
- 戚啟勳·1971：臺灣春雨期內東亞環流型特徵之分析。《氣象學報》，**17(3)**，18-31。
- 劉復誠·1987：臺灣地區春季多雨年少雨年 500 毫巴高度及海溫距平差異特徵之初步分析。《大氣科學》，**15-2**，233-246。
- 盧孟明、麥如俊·2003：臺灣與全球雨量長期變化研究(二)：亞奧季風區一至三月雨量年際變化。《大氣科學》，**31-4**，307-331。
- 簡方菁、林勝峰·2004：冬季冷鋒個案之數值研究。《大氣科學》，**32-2**，141-160。
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J. -J. Morcrette, B. -K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J. -N. Thépaut, and F. Vitart, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553-597.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
- Goswami, B. N., 2012: *South Asian monsoon. Intraseasonal Variability of the Atmosphere–Ocean Climate System*, 2nd ed. W. K.-M. Lau and D. E. Waliser, Eds., Springer, 21-72.
- Hung, C.-w., H.-H. Hsu, and M.-M. Lu, 2004: Decadal Oscillation of Spring Rain in Northern Taiwan. *Geophys. Res. Letters.*, **31**, L22206m.
- Hung, C. -w., and P. -k. Kao, 2010: Abrupt increase of winter rainfalls over the northern Taiwan and the weakening of the East Asian winter monsoon in the early 1980s, *J. Climate*, **23**, 2357-2367.
- Hung, M. -P., J. -L. Lin, W. Wang, D. Kim, T. Shinoda, and S. J. Weaver 2013: MJO and Convectively Coupled Equatorial Waves Simulated by CMIP5 Climate Models. *J. Climate*, **26**, 185-6214
- Hsu, H.-H., 1996: Global view of intraseasonal oscillation during northern winter. *J. Climate*, **9**, 2386-2406. doi:10.1175/1520-0442(1996)009,2386:GVOTIO.2.0.CO;2
- Jia, X., L. Chen, F. Ren, and C. Li, 2011: Impacts of the MJO on winter rainfall and circulation in China. *Adv. Atmos. Sci.*, **28**, 521-533. doi:10.1007/s00376-010-9118-z.
- Li, C., J. Pan, and J. Song, 2013: Progress on the MJO research in recent years (in Chinese). *Chin. J. Atmos. Sci.*, **37**, 229-252. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12318.
- Liebman, B., and C. A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 1275-1277.

- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708. doi:10.1175/1520-0469(1971)028, 0702:DOADOI.2.0.CO;2.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1972: Description of global scale circulation cells in the tropics with 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123. doi:10.1175/1520-0469(1972)029,1109:DOGSCC.2.0.CO;2.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1994: Observations of the 40–50-day tropical oscillation—A review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814-837. doi:10.1175/1520-0493(1994)122,0814:OOTDIO.2.0.CO;2.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25-43.
- Reichler, T., and J. Kim 2008: How well do coupled models simulate today’s climate?. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 303-311. doi:10.1175/BAMS-89-3-303.
- Taylor, K.E., R.J. Stouffer, G.A. Meehl 2012: An Overview of CMIP5 and the experiment design.” *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 485-498. doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Uppala, S. M., P. W. KÅllberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. D. C. Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. V. D. Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J. -F. Mahfouf, J. -J. Morcrette, N. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, and J. Woollen, 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 2961-3012. doi: 10.1256/qj.04.176
- Wheeler, M. C., and H. H. Hendon, 2004: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917–1932,doi:10.1175/1520-0493(2004)132,1917:AARMMI.2.0.CO;2.
- Wheeler, M. C., S. Cleland, H. Meinke, and A. Donald, 2009: Impacts of the MJO on Australian rainfall and circulation. *J. Climate*, **22**, 1482-1497. doi:10.1175/2008JCLI2595.1.
- Yen, M. -C, and T. -C Chen, 2000: Short communication seasonal variation of the rainfall over Taiwan. *Int. J. Climatol.*, **20**, 803-809.
- Zhang, c., 2013: Madden–Julian oscillation: Bridging weather and climate. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **94**, 1849-1870. doi:10.1175/BAMS-D-12-00026.1.

附錄：本研究所使用 CMIP5 模式列表

項次	簡稱	全稱	開發團隊	全球網格解析 ¹¹
1	ACCESS1-0	Australian Community Climate and Earth System Simulator coupled model (ACCESS-CM) version 1.0	CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Australia), and BOM (Bureau of Meteorology, Australia)	144x192
2	ACCESS1-3	Australian Community Climate and Earth System Simulator coupled model (ACCESS-CM) version 1.3		144x192
3	bcc-csm1-1	version 1.1 of the Beijing Climate Center Climate System Model	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration	64x128
4	bcc-csm1-1-m	Beijing Climate Center Climate System Model version 1.1 with a moderate resolution		160x320
5	CanESM2	The Second Generation Earth System Model	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis	64x128
6	CNRM-CM5	general circulation model developed jointly by CNRM-GAME (Centre National de Recherches Méteorologiques - Groupe d'études de l'Atmosphère Méteorologique)	Centre National de Recherches Meteorologiques / Centre Europeen de Recherche et Formation Avancees en Calcul Scientifique	128x256
7	CSIRO-Mk3-6-0	CSIRO coupled ocean-atmosphere global climate model (GCM) Mark 3.6 version	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) in collaboration with the Queensland Climate Change Centre of Excellence	96x192
8	GFDL-CM3	GFDL's Climate Model, version 3	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, NOAA	90x144
9	GFDL-ESM2G	GFDL's Earth System Model version 2 which uses Generalized Ocean Layer Dynamics with a bulk mixed layer and interior isopycnal layers		90x144
10	MIROC-ESM	Model for Interdisciplinary Research on Climate (MIROC) Earth System Model	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), and National Institute for Environmental Studies	64x128
11	MRI-CGCM3	atmosphere-ocean Coupled Global Climate Model (CGCM) version 3 developed by Meteorological Research Institute (MRI) of Japan	Meteorological Research Institute of Japan	160x320

¹¹ 全球網格解析以 n x m 表示，代表緯度格數 x 經度格數，數字愈大，解析度愈高。

1980 至 2015 年臺灣乾季降水分析與鋒面系統時空變化

The analysis of Taiwan dry-season precipitation and frontal system variations from 1980 to 2015

蘇世顥¹、邱炳魁¹、劉高原¹、江建霆¹、朱容練²、林李耀²

¹ 中國文化大學、² 國家災害防救科技中心

摘要

臺灣位於副熱帶季風區，全年降雨豐沛，但在時間與空間上的分佈卻具有極高的不均勻特性。在季節變化上，冬、春兩季的降水遠較其他季節少，故一般以 12 月到隔年 4 月這段期間被稱為「乾季」。乾季期間主要的綜觀天氣系統為鋒面，在此季節中與鋒面相關的降水佔總雨量 45%，而春季更可以達 58%，這顯示鋒面系統對於乾季的重要性。分析過去主要乾旱事件，絕大部分也發生於 2 到 4 月，所以當鋒面系統發生變化且造成乾季降雨偏少時，則可能造成嚴重乾旱事件，也會造成民生經濟的損失。

為此本研究的目的為藉由觀測資料分析過去乾季降雨與鋒面之關聯性，研究方法參考 Hope *et al.* (2014)，透過中央氣象局地面天氣圖主觀判斷天氣系統，針對影響臺灣地區鋒面系統進行統計分析，探討近三十六年鋒面系統時空變化。初步統計結果，臺灣平均每年受到 36 道鋒面影響，其中超過一半出現在乾季 (62%)，其次為梅雨季 (18%)。影響日數而言，臺灣平均每年約 20% 天數受到鋒面影響，梅雨季受鋒面影響天數超過三分之一。鋒面個數與影響日數存在明顯的年際震盪，且兩者都存在著線性遞減的趨勢，同樣趨勢出現在鋒面造成的降水量變化，另外也看到在臺灣過去嚴重的乾旱事件同時也是鋒面影響日數較少的年份，這樣的變化主要原因是來自於乾季的鋒面的減少。

進一步討論鋒面與降水相關性，在乾季時鋒面個數或影響天數與乾季降水有良好的正相關 (0.66/0.81)。分析顯示乾季期間冬、春兩季降水空間分佈不同，冬季受東北季風影響，大雨事件主要分佈於東北角，而春季主要受到鋒面影響，主要集中於雪山山脈西側。我們也注意到不同季節的大尺度環境場的配置可能是影響鋒面多寡變化重要因素。透過多與少鋒面年距平值合成圖顯示，乾季多鋒面年時西太平洋靠近菲律賓存在異常反氣旋環流，此時臺灣附近受到偏強西南風分量影響同時水氣也偏多，反之在少鋒面年時菲律賓外海附近轉變為氣旋環流，臺灣受到偏強東北分量，水氣偏少。這樣結果相似於 Hung *et al.* (2014) 的分析結果，其可能與太平洋年際震盪 (PDO) 相位變化有關，需再進一步分析。

關鍵詞：春雨、乾旱事件、鋒面、主觀分析。

Abstract

Taiwan is located in the subtropical monsoon region with abundant annual rainfall amount. The temporal and spatial distribution of precipitation have very high uneven characteristics. In general, the Winter to Spring seasons have relative less precipitation in Taiwan and the time period from the December to April is what we called dry season (DJFMA). The dominated synoptic scale weather systems of dry season are the frontal systems and which contribute about 45% of the total rainfall amount in this period. According to the records, most of the major drought events occurred in this period and also associated with the frontal system variations of frequency.

The surface weather maps were used as the subjective analysis of synoptic scale frontal systems, which affected Taiwan, from 1980 to 2015. In this study, we also used the hourly precipitation data of all of the meteorological stations and rain gauges in Taiwan which operated by the Central Weather Bureau (CWB). The preliminary results show the frontal systems have strong interannual variations for both front numbers and affecting days. We also noticed the frontal properties have different varies between the seasons which may related to the temporal and spatial shifting of the large-scale circulations. Generally, 20% of days per year were affected by the frontal system. Moreover, 68% of frontal systems was occurred in the dry season and 18% in Mei-Yu season. We noticed there is a decreasing trend of front affecting days in past 36 years and this trend intensified recently. That maybe the reason to caused more drought events in past 15 years.

The variations of front affecting days were correlated to the seasonal precipitation. The rainfall amount in the dry season has significant correlation with the front affecting days and numbers (0.81/0.66). The seasonal rainfall distribution was also affected by the interactions of terrain and weather systems. Furthermore, there are some large-scale patterns which may also play important roles to influence the spatial and temporal variations of frontal systems in Taiwan. The preliminary results show there is a low-level anticyclonic circulation anomaly at northwest pacific region during the winter time for more fronts (MF) years and the cyclonic circulation anomaly for less fronts (LF) years during the dry season. We noticed the south-west flow is an obvious feature for MF years. In the other hand, there is more water vapor can be transported to the South China and Taiwan region, which may increase the precipitation amount and intensity during the MF years. This feature is similar with the pacific decadal oscillation (PDO) pattern of Taiwan spring rainfall and need further analysis of the long-term variations of frontal systems.

Keywords: Spring precipitation, Drought events, Frontal system, Subjective analysis

一、前言

臺灣地勢陡峭，降雨的時間與空間分佈特性受到天氣系統與地形因素的影響，其型態有很大不同。而臺灣地區的降雨事件在不同季節會受到不同天氣系統的影響，如冬季在東北季風的影響下，迎風面的地形降雨集中於臺灣東北角區域。相同的，春季臺灣西北部區域受鋒面系統影響降雨較多，梅雨季則是易受到滯留鋒面的影響產生劇烈降水，而夏秋兩季的颱風與夏季季風所導致的對流性降水以及與地形相關的午後熱對流降水則是臺灣中南部地區主要的降水來源。整體而言，臺灣地區降雨量主要受到 5 至 6 月的梅雨季的夏、秋兩季的颱風的影響；從 12 月開始到隔年 4 月則進入長達 5 個月的少雨時期，通常也稱此段時間為「乾季」。

乾季的降雨與影響臺灣之天氣系統有密切的關聯；冬季時主要受到東北季風影響，主要降水分佈於東北部地區，西南側地區則受到地形的阻擋，位於背風側而導致雨量明顯偏少。春季時則主要受到由西向東移行的鋒面影響，但鋒面所影響範圍以西北部區域為主，中南部地區仍處於少雨情況。春季也是臺灣地區第一期稻作耕種的重要時期，對於農業用水的需求很大，若乾季降水異常減少，且前一年的侵台颱風降水量不足情況下，除了影響秧期灌溉用水外，連民生、工業用水也會受到影響。所以了解乾季的降水變化趨勢與所伴隨的長期大氣氣候狀態，可作為分析影響乾季降水之機制探討外，也可進一步推估氣候變遷下臺灣地區乾季水資源變化的重要指標。在過去的研究中，顯示了鋒面系統導致的降雨有長期變化的趨勢。如 Huang *et al.* (2015) 就針對夏季前的鋒面降雨進行分析，也發現有長期遞減的趨勢。本研究將透過分析 1980 至 2015 年乾季期間影響臺灣地區的天氣系統，探討乾季鋒面系統頻率之長期變化趨勢與臺灣地區降水之時間與空間上的變化。我們並進一步分析影響臺灣地區鋒面發生頻率的氣候尺度大氣環境的配置，藉由大氣環境條件之差異探討影響乾季降雨的氣象機制。

二、研究方法與資料使用

本研究基於 Pook *et al.* (2012) 與 Hope *et al.* (2014) 對於澳洲地區鋒面降雨之研究，同樣採用地面天氣分析圖之主觀分析判讀方法，將影響臺灣地區之鋒面系統之長期氣候統計結果與降雨資料進行比對。我們使用 1980 至 2015 年間之中央氣象局地面天氣分析圖，進行主觀判讀分析。此一地面分析資料的時間解析度，在 2001 年前為日資料 (00 UTC)，而 2001 年以後為則為 6 小時資料 (00、06、12、18 UTC)。本研究上考量探討鋒面事件長期氣候變化特徵時資料時間解析度需具有一致性，故在長期統計分析中採用每日 00 UTC 之地面分析天氣圖作為判斷依據。在判斷鋒面影響臺灣的區域範圍方面，以臺灣海岸線之東、西、南、北界向外延伸各一度做為鋒面影響臺灣判定區域 (如圖 1 紅實線所示)。當地面天氣圖中所分析之鋒面接觸或通過此一區域時，則判定為該日屬於受到鋒面影響的時間。在主觀分析過程中，我們同時記錄兩個鋒面系統參數，分別為影響臺灣之鋒面個數與鋒面影響之天數，並分析不同季節鋒面系統的長期氣候變化與趨勢。

針對臺灣地區乾季降水事件分析上，我們利用中央氣象局局屬測站之逐時降水資料分析

不同季節降雨事件的年際變化特性。因考量資料品質、資料長度與資料穩定度等條件下，在本研究中僅使用 21 個長期人工測站進行分析，其使用資料時間為 1980 至 2015 年。再進一步探討不同季節降雨的空間分佈時，我們則考量到資料的空間解析度，故同時採用中央氣象局屬測站及自動雨量站，此一高空間解析度之資料長度超過十年，一共 408 個測站。我們另外使用美國國家環境

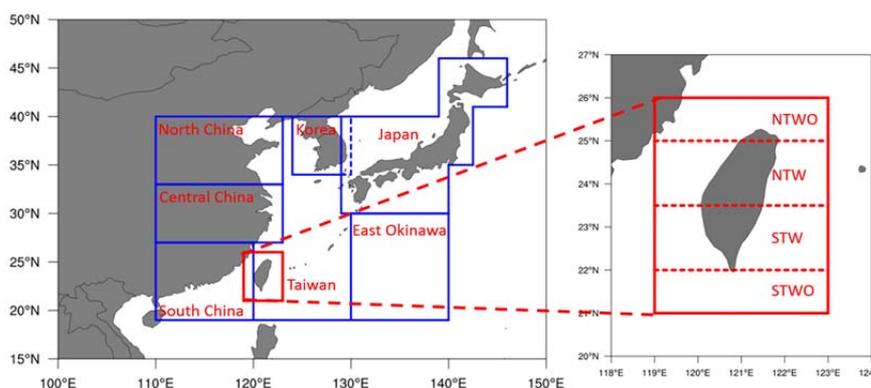


圖 1. 影響臺灣地區鋒面系統之主觀判斷方法示意圖，紅色實線長框區為判定範圍，另外將臺灣地區分成北臺灣外海 (NTWO)、北臺灣 (NTW)、南臺灣 (STW)、南臺灣外海 (STWO) 四區塊，以紀錄空間分布資訊。

預測中心 (National Centers for Environmental Prediction, NCEP) 所產製的氣候再分析資料 (Climate Forecast System Reanalysis, CFSR)，進行大尺度氣候環境特徵的分析。資料時間解析度為每六小時一筆，水平解析度為 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ，所使用之物理變量包含各特徵層之水平風場、相對濕度、重力位高度與溫度場，資料長度同樣為 1980 至 2015 年。

三、研究結果

3.1 影響臺灣鋒面系統年際變化

透過主觀分析判斷的方式，我們分析了過去 36 年間影響臺灣鋒面系統的年際變化，圖 2a 為影響臺灣地區鋒面個數之年際變化，統計顯示臺灣地區每年平均受近 36 道鋒面的影響。進一步依據季節分析鋒面個數的氣候特徵，以春季 (3-4 月) 平均 12 道鋒面最多，佔全年鋒面個數之 33%；而冬季 (12-2 月) 平均受到近 11 道鋒面影響，佔全年之 29%。這樣的結果相較於同樣由鋒面系統主宰的梅雨季，在 5-6 月期間平均僅有 7 道鋒面的影響 (18%)，顯示了乾季鋒面影響的頻率更高。換言之，每年影響臺灣的鋒面中，有一半以上發生於乾季，也是本研究中主要探討的期間。

另一方面，我們由鋒面影響天數的年際變化趨勢 (圖 2b) 來看。臺灣平均一年當中約有 74 天附近有鋒面系統的存在，也就是一年間有 20% 的時間是受到鋒面的影響。若區分為不同季節來看，梅雨季期間受鋒面影響的天數平均為 23 天，佔整個梅雨季 37% 的時間；春季及冬季則分別為 21 天 (34%) 與 18 天 (20%)。由以上的分析可知，乾季的鋒面型態與梅雨季鋒面型態有所不同，梅雨季的鋒面數目少但影響時間長，也就是說鋒面移行速度較慢導致每道鋒面影響臺灣的時間較長。而乾季鋒面型態則是鋒面數目多但移動快，平均一道鋒面影響臺灣時間較短。在鋒面影響天數的年際變化中，我們注意到梅雨季鋒面天數在呈現微幅上升的趨

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

勢，但全年鋒面影響天數卻顯著減少，其原因主要來自於乾季鋒面天數減少。另外，依據經濟部水利署的紀錄顯示，過去臺灣地區發生嚴重乾旱事件（圖 2 中紅色實心圓點），大部分都發生於 2000 年之後，且鋒面影響天數與個數皆明顯低於氣候平均值，也就是鋒面影響減少時較容易發生乾旱事件。

3.2 觀測資料乾季降水年際變化

由鋒面近年的變化趨勢中發現其與乾旱事件之發生頻率有關，所以進一步針對乾季鋒面系統頻率之變化與乾季降水間進行相關性分析。圖 3 為鋒面系統個數與鋒面影響天數與降雨的年際變化，大致上鋒面系統的影響頻率與伴隨鋒面系統之降水量的變化趨勢有一致性，但是鋒面影響日數與降雨的相關性相較於鋒面個數的變化更為顯著，鋒面影響日數與降雨的相關係數可達 0.74。若分析不同季節的鋒面頻率對降雨的影響（表 1），在各季節中鋒面影響日數與降雨的相關性皆可達

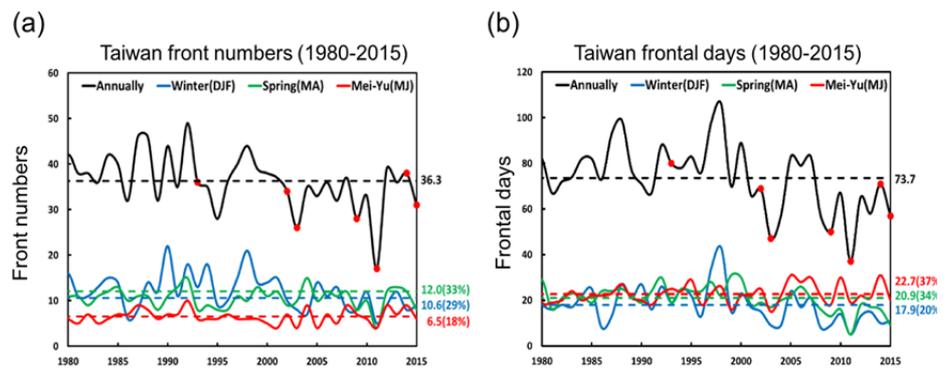


圖 2. 影響臺灣地區鋒面系統之年際變化，(a) 鋒面系統數量，(b) 鋒面系統天數。實線表示每年之頻率，虛線標示出 36 年之平均值。黑色實線代表全年，藍色為冬季，綠色為春季而紅色代表梅雨季。

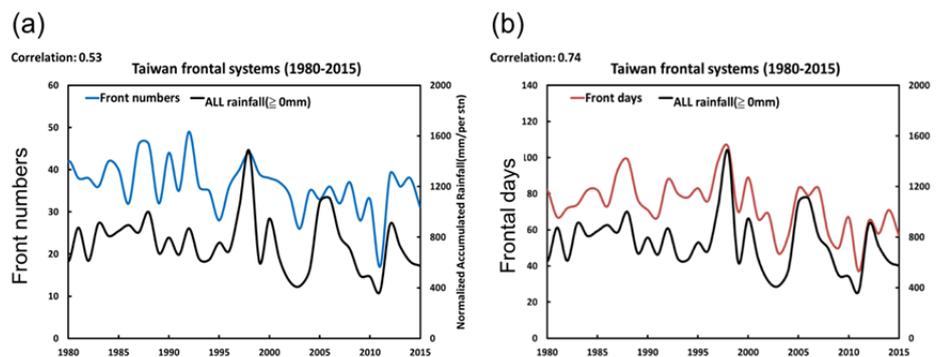


圖 3. 影響臺灣地區鋒面系統頻率與鋒面降水之年際變化。黑色實線為鋒面降水，藍色與紅色實線分別為 (a) 鋒面個數，(b) 鋒面天數。

表 1. 臺灣地區不同季節之鋒面頻率與降水之相關性分析。表格中標示鋒面影響日數、鋒面個數與鋒面整體降水與前百分之五 (95 百分位) 強水事件的相關係數。

Season	Correlation	Days	Numbers	Mei-Yu (MJ)	Correlation	Days	Numbers
	Spring (MA)	ALL	0.61		0.32	ALL	0.59
	95%	0.30	0.27	95%	0.57	0.00	
Winter (DJF)	Correlation	Days	Numbers	All Year	Correlation	Days	Numbers
	ALL	0.81	0.66		ALL	0.74	0.53
95%	0.42	0.33	95%		0.50	0.40	
Dry Season (DJFMA)	Correlation	Days	Numbers				
	ALL	0.81	0.66				
	95%	0.54	0.55				

達 0.5 以上，而與 95 百分位之強降水事件在乾季、梅雨季與全年相關性也很高。尤其在乾季期間，無論是鋒面系統個數變化或是鋒面影響日數都與降雨有明顯的相關，以鋒面影響日數和整體降雨來看更可高達 0.81。換言之，在乾季期間降水事件的發生頻率與降雨量確實受到鋒面系統頻率的影響，也影響了發生於乾季的劇烈降水現象的頻率。

圖 4 顯示 1980 年至 2015 年間，臺灣地區乾季與春季降水年際變化與鋒面頻率變化趨勢。長條圖標示在受鋒面系統影響所導致的降水佔比，我們發現在乾季受鋒面影響的降雨佔總雨量之 45% (圖 4a)，春季更可達 58%。這代表了在乾季近五成的降水受到鋒面的影響，而鋒面頻率或是特性發生變化將導致雨量的改變。我們也注意到乾季降雨的年際變化雖然很大，但資料顯示在過去 36 年間，乾季降水存在著逐年遞減的趨勢。其線性遞減的速率大約是每一測站的乾季降雨量每年下降 5.0mm。相同的線性遞減趨勢也出現在伴隨鋒面所產生的降水量，單一測站每年約下降 4.4mm，兩者間的相關性達 0.73。進一步將資料區分為早 18 年 (1980~1997 年) 與近 18 年 (1998~2015 年) 兩個

時期，透過線性趨勢分析可以觀察到鋒面降水在近 18 年間具有顯著下降的趨勢。這與先前所提及之近年乾季鋒面影響天數逐年減少的訊號一致，而此一訊號主要來自於春季的鋒面頻率與降雨之變化 (圖 4b)，也是導致近年來乾旱事件頻繁的原因之一。

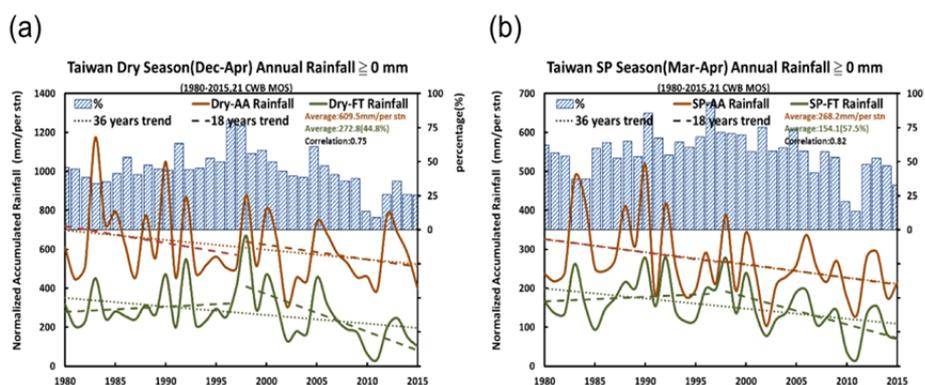


圖 4. 臺灣地區乾季降水年際變化與趨勢分析，(a) (b) 分別顯示乾季與春季的變化趨勢。棕色實線為乾季總降水量，綠色實線為鋒面導致之乾季降水；短虛線標示出 36 年之長期趨勢，長虛線則為兩個時期之線性趨勢。長條圖代表乾季鋒面降水佔該時期總降水百分比。

3.3 強降水事件

鋒面系統的長期變異，除了導致乾旱事件的發生頻率產生改變外，對於劇烈降雨事件也有很大的影響。所以本研究也同時針對與鋒面相關之強降水事件進行分析，要了解在不同季節強降雨事件的空間分佈差異。我們所使用的強降雨指標，是以中央氣象局所發布之大雨 (Heavy Rain) 以上的降雨事件作為門閥值。而依據中央氣象局的定義，當逐時雨量達 40 毫米以上或連續 24 小時累積雨量達 80 毫米以上，視作為強降水事件。圖 5 是不同季節之強降雨事件的空間分佈特徵，我們可以發現以全年來看，伴隨鋒面系統之大雨事件發生頻率高的區域主要集中於臺灣的西北半部，且主要有三大熱點，東北角大屯山脈北側、雪山山脈西南側、中央山脈之西南側 (圖 5a)。進一步分析不同季節強降雨事件的空間分佈特徵，我們可以發現其與不同季節之鋒面系統特性相關。在梅雨季時期，強降雨事件主要分佈於中、南部山區 (圖

第二期計畫成果發表會

5b) 相較於冬、春兩季的強降雨事件東北角的強降雨事件發生頻率較低，南部地區強降雨發生機率明顯較乾季上升。這是由於相較於乾季的鋒面系統，梅雨鋒面影響的緯度較低，當它影響中南部地區時與地形產生交互作用，導致在中南部地區之地形附近有較多強降雨事件的發生。而在乾季時，大雨事件主要集中在北部及中臺灣地區；春季時受到鋒面系統與地形之影響，強降雨主要分佈於雪山山脈西側，而冬季則主要是受到東北季風的影響，在東北沿岸地區產生地形舉升的強降雨事件。冬、春兩季的強降雨事件空間分佈的差異，其實是來自鋒面系統特性之不同。由統計資料顯示，冬季鋒面的移動速度快，所帶來之降雨量較少，且因為伴隨之乾冷空氣導致強降雨事件較難發生。春季鋒面系統移速與冬季相似，但因為伴隨著暖溼空氣較多，發生強降雨機會也較高。

3.4 影響鋒面系統頻率之大尺度環流特徵

由上面的分析已經顯示了乾季鋒面系統發生頻率會影響降水的變化，我們進一步利用長期的氣候在分析資料，探討影響乾季鋒面系統頻率變化之大尺度環流特徵。我們先將鋒面影響日數進行標準化處理，並篩選出高鋒面頻率與低鋒面頻率之年份，透過大尺度環境場的合成分析，討論大尺度環境特徵間的差異。我們利用距於氣候平均值正負一個標準差做為篩選高頻率與低頻率年份之門閥值。圖 6 是依此定義，所篩選出之多鋒面年 (More-Front year)，分別為 1988、1992、1997、1998、1999 與 2006 年，共 6 個樣本年；而少鋒面年 (Less-Front year)，分別為 2008、2009、2011、2012、2014 與 2015 年，同樣共 6 個樣本

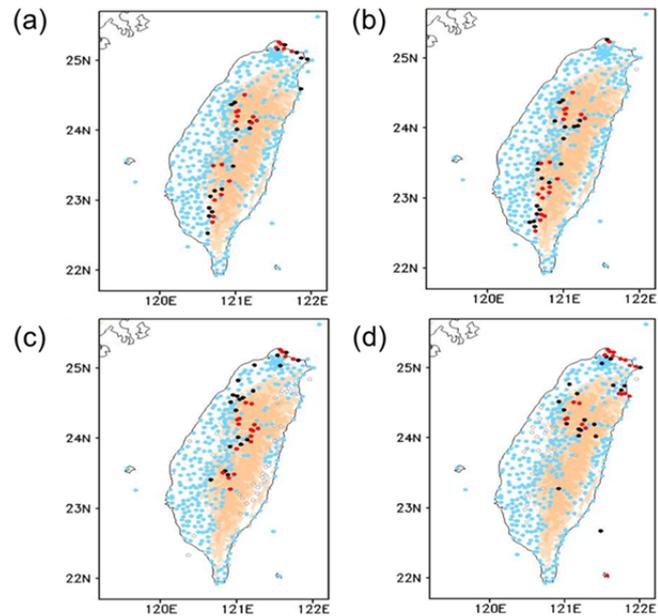


圖 5. 臺灣地區受鋒面影響之不同季節強雨事件分布，(a) 為全年之強降雨事件頻率空間分佈，(b)、(c) 與 (d) 分別代表梅雨季、春季與冬季之強降雨頻率的空間分佈。灰色空心圓點代表該測站未發生大雨事件，藍色實心圓點則表示該測站曾經發生大雨事件。黑色實心圓點為大雨事件頻率前 40~20 名之測站，紅色實心圓點標示前 20 名測站位置。

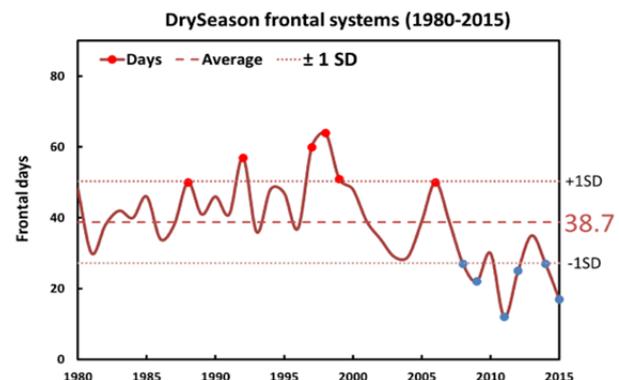


圖 6. 乾季鋒面影響天數年際變化，紅色實線為鋒面頻率（單位：天），長虛線為平均值，短虛線為正負一單位標準差，紅點為篩選出之多鋒面樣本年，藍色點為少鋒面樣本年。

年。我們也注意到少鋒面年皆發生於 2000 年之後，這與先前的鋒面頻率趨勢變化分析結果一致。

圖 7 是多鋒面年與少鋒面年，春季之大尺度環流距平場之差異分析結果。在多鋒面系統年份 (MF) 的春季，此時臺灣、菲律賓與南海區域存在著反氣旋式的環流距平，而此環流會加強臺灣、華南及華東地區的西南風分量，同時將南海暖濕水氣向北傳送。所以此時華東區域至臺灣一帶，水氣含量都較氣候值多。反之，當少鋒面年份 (LF) 時，臺灣與菲律賓東方海面則呈現氣旋式的環流，此一環流特徵加強了北臺灣外海地區的東北分量，同時將北方乾冷的空氣引入，導致華東及臺灣區域水氣含量偏少，導致春季的降雨量降低。這樣的大尺度環流配置特徵，與 Hung *et al.* (2004) 所提出之臺灣地區春雨受太平洋年代際震盪 (PDO) 影響之機制相似，較高的海溫導致菲律賓東方的反氣旋環流加強，而引入之西南風使得臺灣地區鋒面較易形成。這樣的特徵與 Lin *et al.* (2013) 將春季分成乾年濕年相互比較的結果也一致；春季較濕時，臺灣地區伴隨著較強的西南風，而乾年則呈現較強的東北風。冬季的大尺度環流特徵與春季相似 (本篇未附圖)，也是透過大尺段環流距平影響鋒面的發生頻率。

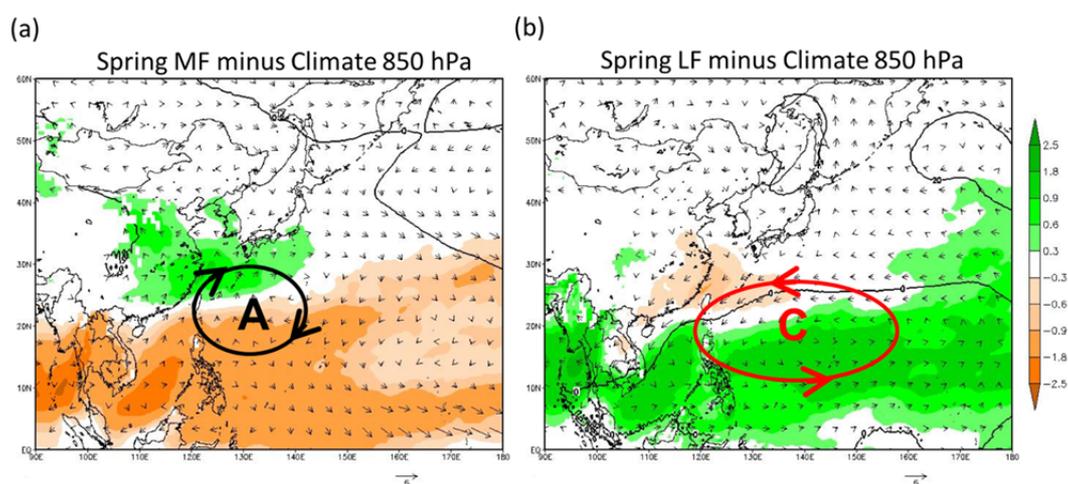


圖 7. 850 hPa 多鋒面年 (MF) 與少鋒面年 (LF) 樣本年物理量距平合成分佈圖，色階為水汽含量 (單位: $g \cdot kg^{-1}$)，等值線為重力位高度 (單位: gpm)，箭頭為風場 (單位: $m \cdot s^{-1}$)，黑色順時針橢圓表示為反氣旋式環流，紅色逆時針橢圓則為氣旋式環流。(a) 多鋒面年距平，(b) 少鋒面年距平。

四、結論與討論

本研究藉由主觀分析判讀方法重建過去 36 年間的鋒面事件資料，並探討鋒面系統頻率的變化與時空分佈特徵。統計顯示影響臺灣鋒面系統有逐年遞減的趨勢，主要原因與乾季期間的鋒面系統頻率降低有關。鋒面影響日數與乾季的降水具有高度相關性，伴隨鋒面的降水佔乾季總降水量之 45%，春季更佔總降雨量的 58%。乾季總降水量或鋒面降水量與乾季鋒面影響頻率有相同的遞減趨勢。而強降雨事件時空分布，也顯示了受到鋒面的影響不同季節的強降雨事件發生頻率與鋒面特性和其與地形之交互作用有關。乾季的發生強降雨事件頻率較高

的區域，集中於東北地形的迎風面區域和中部山區。

我們進一步透過標準化方式篩選出多鋒面及少鋒面的年份，進行影響鋒面系統的大尺度環境特徵分析。分析結果顯示多鋒面年間，臺灣地區水氣偏多主要是受到臺灣及菲律賓東方外海反氣旋環流距平的影響，增強了由南海向北傳送之西南風分量，使得臺灣地區的水氣較多，也較容易形成輻合帶導致鋒面發生頻率增加。而在少鋒面年時，臺灣與菲律賓東方海面則呈現氣旋式環流的距平，而導致臺灣受到較強的東北風的影響。所帶來的乾冷空氣，導致環境相對偏乾且少雨，也降低了鋒面的頻率。這樣的結果可能與太平洋年代際震盪 (PDO) 相位變化有關，但需要進一步的分析與研究。

另外在進行主觀鋒面事件分析的過程中，我們也發現受到過去地面天氣圖資料的限制，在長期氣候分析時無法增加採樣的時間解析度。這樣的限制在本研究中導致部分鋒面的特性，如移速與鋒面影響延時等訊息無法進行分析。為解決這樣的問題，我們必須透過高時間解析度的在分析資料的利用與客觀診斷技術的開發來降低其影響。這部分是目前正在進行的工作，我們將參考 Hewson (1998) 所使用的基礎物理量判斷方式與 Hope et al. (2014) 所使用的類神經網路聚類分析方法進行客觀診斷技術的開發。而更高時空解析度的資料，將能協助我們進一步探鋒面特性對臺灣地區乾季降雨和強降雨事件的影響。

參考文獻

- 林士堯、朱容練、吳宜昭、陳韻如、劉俊志，2013：臺灣春季乾旱與鋒面之關聯性分析，102 年天氣分析與預報研討會，龍潭，臺灣。
- Hewson, T.D., 1998, Objective fronts. *Met. Appl.*, 5, 37-65.
- Hope, Pandora, K. Keay, M. Pook, J. Catto, I. Simmonds, G. Mills, Peter McIntosh, J. Risbey, G. Berry, 2014: A Comparison of Automated Methods of Front Recognition for Climate Studies: A Case Study in Southwest Western Australia. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 343-363.
- Huang, W.-R. and Chen, K.-C., 2015: Trends in pre-summer frontal and diurnal rainfall activities during 1982–2012 over Taiwan and Southeast China: characteristics and possible causes. *Int. J. Climatol.*, **35**, 2608-2619.
- Hung, C.-w, H.-H. Hsu, M.-M Lu, 2004: Decadal oscillation of spring rain in northern Taiwan. *Geophys. Res.Lett.*, **31**, L22206, doi:10.1029/2004GL021344.
- Hung, Chih-Wen and Pei-Ken Kao, 2010: Weakening of the Winter Monsoon and Abrupt Increase of Winter Rainfalls over Northern Taiwan and Southern China in the Early 1980s. *J. Climate*, **23**, 2357-2367.
- Pook, Michael J., James S. Risbey, and Peter C. McIntosh, 2012, The Synoptic Climatology of Cool-Season Rainfall in the Central Wheatbelt of Western Australia. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 28-43

1980 至 2015 年臺灣乾季降水分析與鋒面系統時空變化
蘇世顯、邱炳魁、劉高源、江建靈、朱容練、林李耀

臺灣夏季午後對流降雨的未來變遷推估

Projected Changes of Summer Convective Afternoon Rainfall in Taiwan

黃婉如、張雅惠
國立臺灣師範大學地球科學系

摘要

本研究採用 WRF 模式對 MRI、HiRAM 高解析度全球氣候模式進行動力降尺度 (即 WRF-MRI、WRF-HiRAM) 的模擬結果，針對現在時期 (1979-2003) 與世紀末時期 (2075-2099) 臺灣的午後對流降雨 (Convective Afternoon Rainfall, 簡稱 CAR) 活動進行模擬及推估。研究中發現，動力降尺度後的結果能有效掌握臺灣降雨日夜變化的時、空分布情形。在未來暖化情境下，模式推估臺灣西半部地區世紀末時期的 CAR 降雨量將較現在時期減少，此變化主要是受到 CAR 的頻率減少所造成。而造成臺灣西半部地區未來 CAR 頻率減少的主要因素，則是與未來暖化情境下日間風場輻合減弱以及熱力不穩定度減弱等動力、熱力因素有關。

關鍵詞：午後對流降雨、動力降尺度、WRF、HiRAM、MRI

Abstract

In this study, we investigate the possible future change of summer convective afternoon rainfall (CAR) over Taiwan, using the WRF driven by two super-high resolution global climate models: HiRAM (*i.e.* WRF-HiRAM) and MRI (*i.e.* WRF-MRI). The examinations focus on the spatial-temporal variations in CAR activity during two time periods: the present-day (1979-2003) and the future (2075-2099). For the present-day simulations, analyses indicate that the timing shift problem of the temporal evolution of diurnal rainfall simulation can be fixed after dynamical downscaling HiRAM and MRI's simulation using WRF. The WRF dynamical downscaling approach also helps generate a more realistic simulation of the CAR amount over western Taiwan, where most residents live. In future projections all models predict that a significant decrease in CAR amount will occur over southwest Taiwan. This decrease in CAR amount is suggested to be induced because of the decrease in CAR frequency, not a change in CAR rate. As for the cause of decrease in CAR frequency over southwest Taiwan, all models suggest that both the local afternoon surface wind convergence and thermal instability (*i.e.* the mechanisms for triggering CAR) will be weaker in the future to suppress CAR genesis.

Keywords: Convective Afternoon Rainfall, Dynamical Downscaling, HiRAM, MRI, WRF

一、前言

臺灣位處東亞地區，冬季主要受到東北季風影響，夏季主要受到西南季風影響。隨著季節的變化，影響臺灣的天氣系統也截然不同。一般而言，5-9月期間為臺灣主要的降雨期 (Chen and Chen, 2003 ; Kerns *et al.*, 2010) ; 此時，除了梅雨鋒面和颱風所帶來的豐沛雨量之外，午後對流降雨 (Convective Afternoon Rainfall, 簡稱 CAR) 的貢獻亦相當顯著 (Wang and Chen, 2008)。

由於 CAR 事件所伴隨的短時間、強降雨，常對民眾的生活帶來了諸多的不便與損失，過去有不少文獻曾針對 CAR 事件的特色與機制進行討論 (Jou, 1994; Kerns *et al.*, 2010; 林等, 2012)，試圖深入瞭解影響 CAR 發生的成因。這些前人研究指出，臺灣 CAR 的時空分布特徵與局部環流變化和地形效應息息相關——白天太陽輻射加熱可使大氣不穩定度增加，山脈地形配合海陸風與上坡風，可使局部地區產生氣旋式環流和中尺度渦旋，這些變化將提供有利 CAR 生成的強迫機制 (Kerns *et al.*, 2010)。而隨著 CAR 生成，其降雨所導致的外流可進一步與上坡風產生輻合作用，使局部對流系統往地形較低之處傳播發展 (Jou, 1994; 林等, 2012)。

近年來，受到全球暖化的影響，有越來越多研究開始著重在探討全球暖化對局部地區降雨所可能造成的影響 (Huang and Chen, 2015 ; Huang *et al.*, 2015 ; 張和黃, 2016)，然而這些研究中，甚少有針對「臺灣 CAR 事件的未來變遷」進行分析。因此本研究的主要目的即是希望透過分析全球大氣環流模式 (Atmospheric General Circulation Model, 簡稱 AGCM) 及其動力降尺度後的結果，對暖化情境下臺灣 CAR 事件的可能變遷進行推估，並藉由分析大氣動力、熱力場的變化，找出造成此未來變遷的可能機制。

二、研究資料與方法

2.1 觀測與模式資料

本研究的內容將以比對現在時期 (1979-2003; Historical run) 和世紀末時期 (2075-2099 ; RCP-8.5 scenario) 下的模擬降雨結果為主，試圖找出暖化情境 (RCP8.5) 下臺灣夏季 CAR 的變遷特性。為確保模式能有效掌握 CAR 的特性，我們將先採用觀測資料與模式資料 (現在情境) 的比對，而後才利用模式進行未來的推估。

在臺灣的觀測降雨資料方面，我們採用臺灣氣候變遷推估與資訊平台 (Taiwan Climate Change Projection and Information Platform, 簡稱 TCCIP) 所提供之逐時網格化降雨資料，此資料的水平網格解析度約五公里，資料起始時間為 1992 年。另外，為了瞭解臺灣的 CAR 變遷是否和臨近地區 (華南及呂宋) 相同，我們亦採用熱帶降雨觀測計畫 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 所提供之 3B42 降雨資料，針對華南及呂宋之 CAR 特性進行分析。TRMM 3B42 的水平網格解析度約為 25 公里，資料起始時間為 1998 年。

在模式資料方面，本研究採用 HiRAM (High Resolution Atmospheric Model) 與 MRI (Meteorological Research Institute Atmospheric General Circulation model) 二個 AGCM 的模擬資料，透過 WRF (Weather Research and Forecasting) 區域模式對 CAR 進行動力降尺度模擬與推估。往後提及上述兩動力降尺度模式的分析，將以 WRF-HiRAM、WRF-MRI 簡稱代替。

2.2 午後對流定義方法

針對 CAR 的定義方式，本研究採用 Huang *et al.* (2015) 及 Huang *et al.* (2016a, b) 的方式定義即：(1) 午後（當地時間 1200–2200）的降雨量 \geq 整日降雨量的 80%，且午前（當地時間 0100–1100）的降雨量 \leq 整日降雨量的 10%。(2) 從天氣圖及衛星雲圖的資料上，可判別影響當地的降雨系統非來自其他天氣系統（如颱風、鋒面系統）的影響。

三、成果

3.1 臺灣午後對流之模擬及推估

根據觀測資料分析臺灣地區降雨日夜變化可以發現，臺灣夏季發生最大降雨的時間約在當地時間 17 時左右（圖 1a）。比較觀測資料（圖 1a）與模式現在時期的模擬結果（圖 1b、圖 1c）之差異後可以發現，動力降尺度後的結果對於臺灣降雨日夜時序變化有較好的模擬結果。而就 CAR 之分區活動特性（如圖 2），動力降尺度後的模擬結果皆較原始掌握與觀測特性相近的特徵。其中更以臺灣西半部區域（CAR 活躍區）之動力降尺度模擬結果，有最近似於觀測資料的特性。據此，在本研究當中，我們主要針對臺灣西半部的 CAR 活動變化進行未來推估。

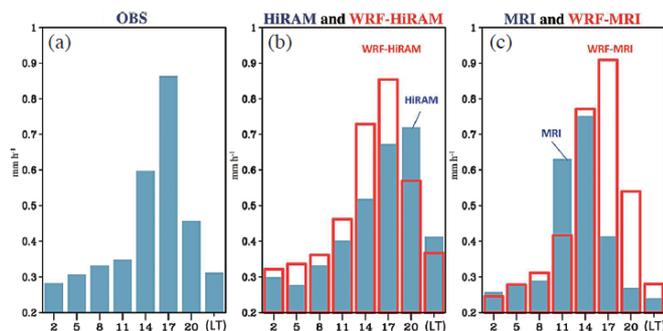


圖 1. 臺灣夏季 (JJA) 時雨量平均，其中 (a) 為 TCCIP 網格式降雨資料 (Grid-TCCIP v2)，(b)、(c) 分別為 HiRAM、MRI 模式資料（藍色實心）及其動力降尺度後之結果（紅色空心）（單位：mm/hr）。摘自 Huang *et al.* (2016a)。

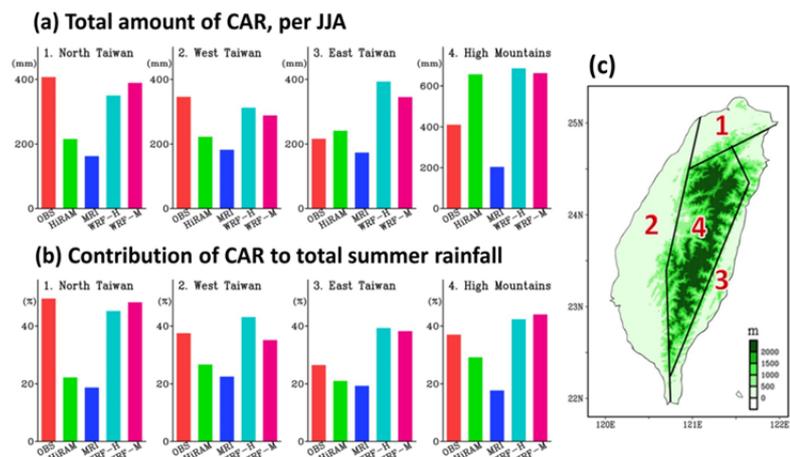


圖 2. (a) CAR 總降雨量在各區域之平均（單位：mm/JJA），(b) CAR 總降雨量佔夏季總雨量百分比在各區域之平均（單位：%），而(c) 區域劃分圖。摘自 Huang *et al.* (2016a)

圖 3 呈現的是針對臺灣 CAR 總降雨量之未來變遷所推估的結果。此處的「變遷」指的是世紀末時期 (2075-2099) 與現在時期 (1979-2003) 下之 CAR 氣候平均值的差異。由圖 3 中可以發現，各模式皆表現出臺灣西南部之山區西側之 CAR 降雨量在世紀末時期將較現在時期有減少的趨勢。由於 CAR 總雨量與其發生頻率和降雨強度有關 (即 CAR 總雨量=CAR 發生頻率×CAR 個案強度)，我們進一步進行了 CAR 發生頻率 (圖 4) 和 CAR 個案強度 (圖 5) 的推估分析。結果發現，所有模式皆推估臺灣西南部地區之 CAR 發生頻率減少 (圖 4)。至於降雨強度，則是除了 MRI 之外，其餘模式皆推估臺灣西南部地區之 CAR 降雨強度將增強 (圖 5)。由此可知，對於 HiRAM、WRF-HiRAM 及 WRF-MRI 的模擬結果而言，西南部 CAR 總雨量的減少，主要是因 CAR 頻率的減少所造成，而非 CAR 降雨強度的變化所造成。而在 MRI 的推估中，雖然 CAR 發生頻率及平均個案強度皆在西半部有減少的現象，但考量兩者之間以 CAR 發生頻率在西南部地區的減少有較高的顯著性，因此可以合理推測在 MRI 的推估中，CAR 總雨量在臺灣西南部地區的減少現象亦主要是受到 CAR 發生頻率減少的影響。

那麼是什麼樣的原因，造成模式推估未來 CAR 發生頻率將在臺灣西南部地區呈現減少的現象？從過去的研究當中，可以發現日間海風的輻合增強現象所伴隨的動力舉升，有利於 CAR 的發展 (Lin *et al.*, 2012 ; Huang and Wang, 2014)。據此，我們分析臺

Projected change in CAR amount, per summer

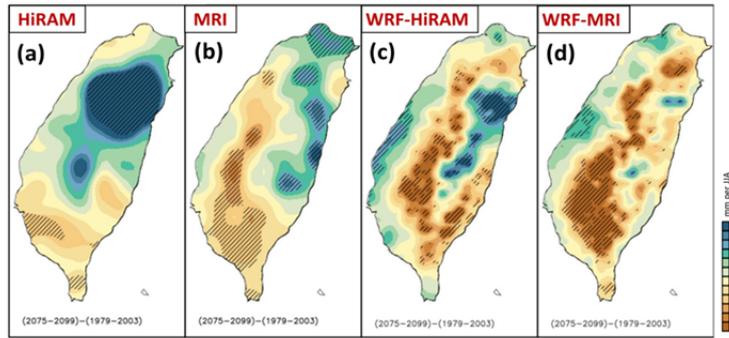


圖 3. (a)、(b)、(c)、(d) 分別為 HiRAM、MRI、WRF-HiRAM、WRF-MRI 臺灣 CAR 總降雨量世紀末平均 (2075-2099) 減去現在平均 (1979-2003) 的差值 (斜線為通過 95% 檢定之區域)。(單位：mm/JJA)。摘自 Huang *et al.* (2016a)。

Projected change in CAR days, per summer

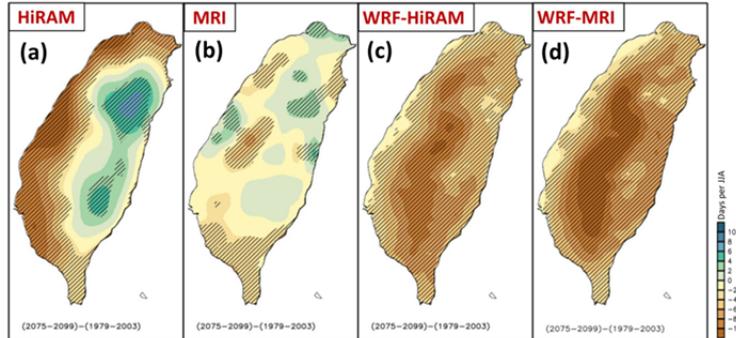


圖 4. 同圖 3，色階為 CAR 發生頻率的差值。(單位：day/JJA)。摘自 Huang *et al.* (2016a)。

Projected change in CAR days, per summer

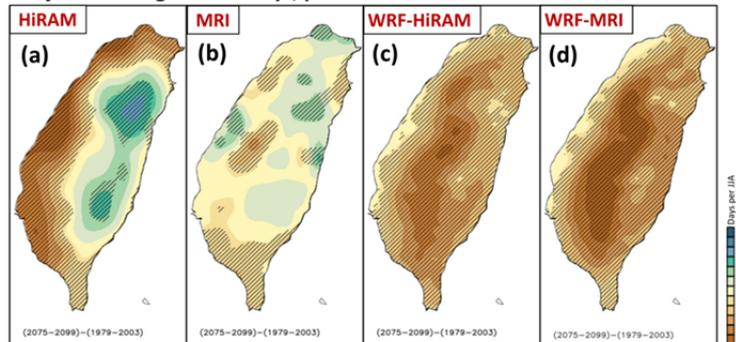


圖 5. 同圖 3，色階為 CAR 平均個案強度的差值。(單位：mm/CAR event)。摘自 Huang *et al.* (2016a)。

灣當地時間 14 時 (即地表風場輻合最大值發生的時間) 之近地表風場輻合變化。如圖 6 所示，在所有模式的模擬下，皆表現出未來在臺灣西半部地區，日間地面風場的輻合會有減少的情形，這樣的變化會使得動力舉升機制減弱，進而造成 CAR 發生頻率減少 (Huang and Wang, 2014)。

此外，從過去的觀測資料當中，Huang and Chen (2015) 也發現了熱力穩定度的變化，同樣會對 CAR 的發生頻率造成影響。據此，我們也分析了未來熱力不穩定度的變化 (圖 7)，希望更進一步的發現其對未來 CAR 發生頻率的影響。圖 7 為臺灣地區溫度垂直變化率的空間分佈變遷情形；從圖 7 中可以發現，就臺灣西南部地區而言，未來的熱力不穩定度將較現在情境弱，顯示未來的熱力條件亦不利於西南部 CAR 的發生。而就東半部來說，雖然各模式之間皆表現出在動力條件下有利於 CAR 的發展 (地面風場輻合增加；圖 6)，但未來的熱力條件卻不利於 CAR 的發生 (圖 7)。由此可推知，熱力因素可能是未來東半部 CAR 發生頻率減少的主因，這與西南部未來 CAR 發生頻率減少的原因 (動力與熱力因素一樣重要) 不同。

3.2 鄰近華南與呂宋地區之午後對流變遷特性

為瞭解未來臺灣的 CAR 變遷是否和鄰近地區相似，我們進一步分析華南及呂宋地區之日夜變化降雨特徵。從觀測資料分析結果中，我們發現華南、呂宋之夏季降雨同樣有明顯的午後降雨極大值特徵 (圖 8a、圖 8b)。而比對現在時期的模擬結果 (圖 8c、圖 8d)，我們發現動力降尺度的模擬方式，同樣能有效改善模式模擬華南、呂宋降雨之日夜時序變化 (圖 8c、圖 8d)，此意謂著動力降尺度模擬能較有效掌握華南、呂宋 CAR 之活動特性。需說明的是，由於 MRI 與 HiRAM 動力降尺度後之結果相當接近 (圖未示)，往後針對華南、呂宋地區的分析，我們僅顯示 HiRAM 及 WRF-HiRAM 之結果進行討論。

Projected change in $(-\nabla \cdot \mathbf{V}_s)$ at 14 LT

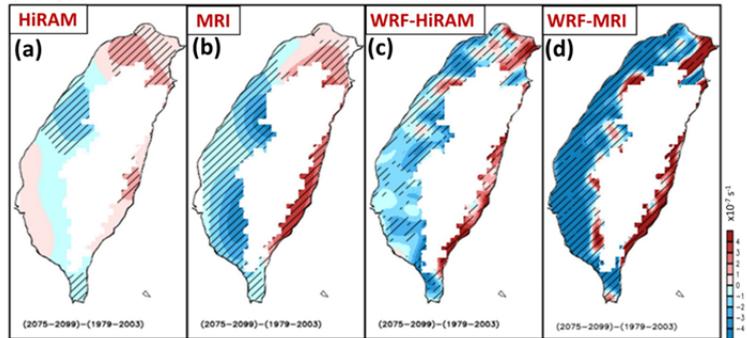


圖 6. 同圖 3，色階為臺灣 14LT 地表風場輻合的差值。(單位： 10^{-6}s^{-1})。摘自 Huang *et al.* (2016a)。

Projected change in thermal instability, i.e. $-dT/dz$

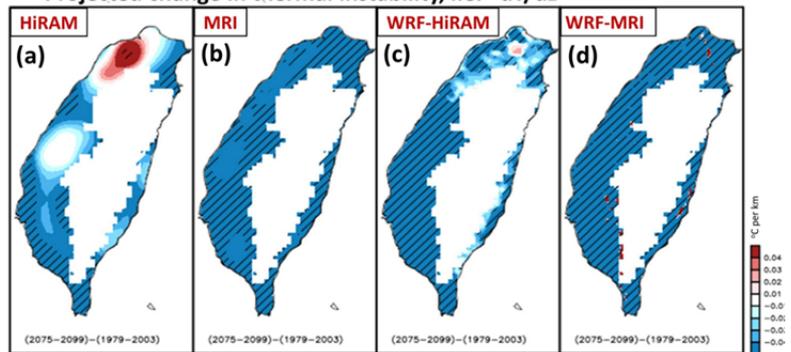


圖 7. 同圖 3，色階為熱力不穩定度的變化 ($-dT/dz$; 800hPa 與 500hPa 之間溫度的差值隨高度變化)。摘自 Huang *et al.* (2016a)。

圖 9 顯示 HiRAM 及 WRF-HiRAM 對於世紀末與現在時期之 CAR 降雨特性差異的推估。由圖中可知，不論是 HiRAM 或是 WRF-HiRAM 皆預測未來在華南地區 CAR 的發生頻率將會減少 (圖 9c、圖 9d)，但其 CAR 降雨強度將增強 (圖 9e、圖 9f)。由於華南內陸地區 (沿岸地區) 的 CAR 降雨強度增強的貢獻明顯大於 (小於) 發生頻率減少的關係，此將導致內陸地區 (沿岸地區) 的 CAR 降雨量增加 (減少) (圖 9a、圖 9b)。另外針對呂宋地區，HiRAM 及 WRF-HiRAM 兩模式皆推估未來呂宋西半部之 CAR 發生頻率 (圖 9c、圖 9d) 跟降雨強度 (圖 9e、圖 9f) 皆較現在時期增加，這將使得未來呂宋西半部之 CAR 的總降雨量 (圖 9a、圖 9b) 較現在時期多。

最後，針對造成華南及呂宋地區 CAR 活動變化的因素，我們同樣分別以熱力及動力機制進行探討。過去的研究顯示，降雨強度的變化與大氣濕度有關 (Chou *et al.*, 2012)，而 CAR 發生頻率與日間近地表風場輻合 (Huang and Wang, 2014) 和熱力不穩定度 (Huang and Chen, 2015) 有關。本研究的模擬結果亦驗證了前述論點。未來華南內陸地區以及呂宋西部地區的大氣濕度增加 (圖 10)，使得 CAR 個案降雨強度增強。值得一提的是，此結果同時可以解釋在上一小節中，HiRAM 及 WRF-HiRAM 模擬臺灣未來夏季 CAR 強度增強的原因。此外，由於日間風場輻合 (圖 11a、圖 11b) 以及熱力不穩定度 (圖 11c、圖 11d) 的減少，使華南和呂宋東部地區的 CAR 發生頻率有減少的現象，至於呂宋西部地區，可能是因為日間風場輻合的增強大於熱力不穩定度降

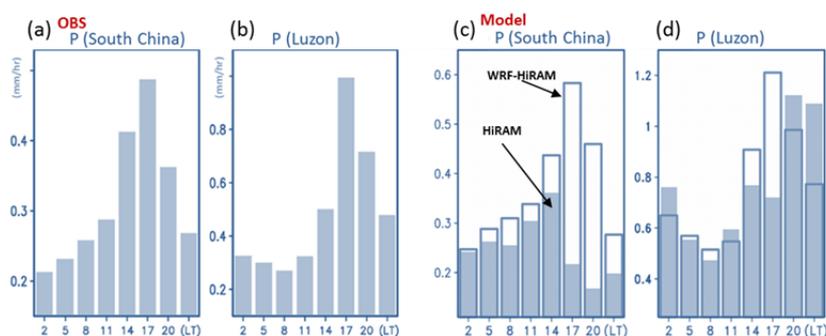


圖 8. (a)、(b) 分別為華南、呂宋夏季 (JJA) 時雨量觀測資料之平均分析結果。(c)、(d) 則為二區域之模式模擬結果，其中實心及空心長條圖分別為 HiRAM 及 WRF-HiRAM 之模擬結果 (單位：mm/hr)。摘自 Huang *et al.* (2016b)。

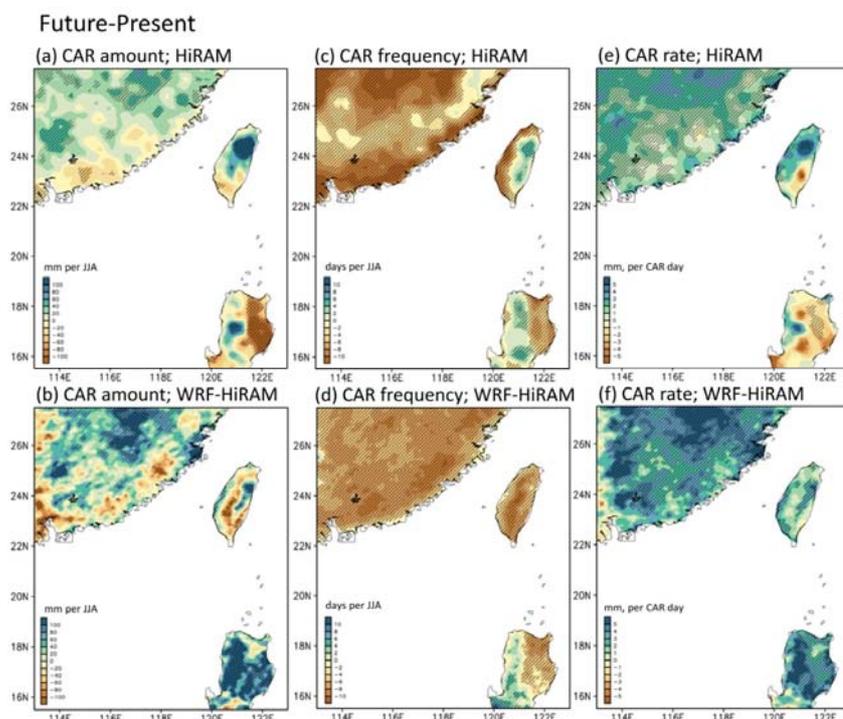


圖 9. HiRAM 和 WRF-HiRAM 對於兩時期 CAR 活動的模擬差值 (世紀末平均減去現在平均)。單位位於圖之左下角。摘自 Huang *et al.* (2016b)。

低的影響，造成該地區的 CAR 發生頻率有增加的趨勢（動力觸發條件大於熱力觸發條件）。

四、結論

本研究中，以 MRI、HiRAM 及兩模式之動力降尺度後 (WRF-MRI、WRF-HiRAM) 之結果，針對現在時期 (1979-2003) 與世紀末 (2075-2099) 臺灣及臨近地區 (呂宋、華南) 的 CAR 活動進行模擬及推估。根據現在時期的模擬結果顯示，WRF-MRI、WRF-HiRAM 對於臺灣、華南、呂宋之降雨日夜時序變化及 CAR 活動有較 MRI、HiRAM 好的模擬能力。

在世紀末的推估方面，大部份模式預測未來在臺灣西半部地區 CAR 的發生頻率減少、強度增強，而由於頻率減少的程度大於強度增強的程度，這將使得世紀末臺灣西半部 CAR 降雨量較現在減少。另外，在華南地區，模式雖同樣推估 CAR 發生頻率將會減少、降雨強度將增強，但因其內陸 (沿岸) 的 CAR 降雨強度增強程度大於 (小於) 發生頻率減少的程度，這將導致其內陸 (沿岸) 的 CAR 降雨量增加 (減少)。而在呂宋方面，模式則推估未來呂宋西半部 CAR 發生頻率與降雨強度都將較現在時期增加，這將使得其 CAR 的總降雨量較現在多。

而透過熱力及動力機制的探討，我們的研究結果顯示，未來日間風場輻合減弱以及熱力不穩定度的減弱，這兩因素皆為臺灣西半部、華南和呂宋東部地區的 CAR 發生頻率減少的主要原因之一。至於呂宋西部地區，

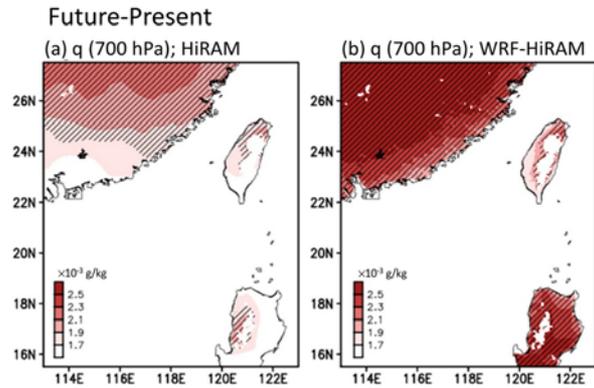


圖 10. (a)、(b) 分別為 HiRAM 和 WRF-HiRAM 700hPa 的大氣濕度世紀末平均 (2075-2099) 減去現在平均 (1979-2003) 的差值 (單位： 10^{-3} g/kg)。自 Huang *et al.* (2016b)。

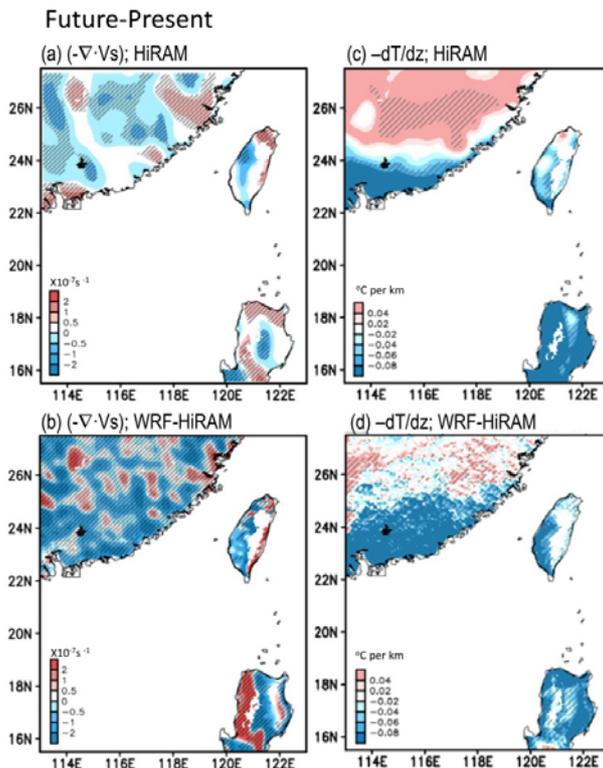


圖 11. HiRAM 和 WRF-HiRAM 的世紀末平均 (2075-2099) 減去現在平均 (1979-2003) 的風場輻合、熱力不穩定度以及垂直溫度變化的差值。(a)、(b) 為 14LT 地表風場輻合差值 (單位： 10^{-7} s $^{-1}$)。(c)、(d) 為熱力不穩定度的變化 (-dT/dz; 800hPa 與 500hPa 之間溫度的差值隨高度變化) (單位： $^{\circ}$ C/km)。(e)、(f) 為華南地區和呂宋平均之垂直溫度變化 (單位： $^{\circ}$ C)。摘自 Huang *et al.* (2016b)。

可能是因為日間風場輻合的增強大於熱力不穩定度降低的影響，造成該地區的 CAR 發生頻率有增加的趨勢（動力觸發條件大於熱力觸發條件）。而針對降雨強度，我們發現未來臺灣西半部、華南內陸地區以及呂宋西部地區的大氣濕度增加，是造成當地 CAR 降雨強度增強的主要因素之一。

五、致謝

本會議論文在科技部計畫 MOST 104-2621-M-865-001，MOST 105-2119-M-003-002 及 MOST 105-2625-M-003-002 的資助下完成，特此感謝。

參考文獻

- 林品芳、張保亮、周仲島，2012：弱綜觀環境下臺灣午後對流特徵及其客觀預報。《大氣科學》，**40**，77-108。
- 張雅惠、黃婉如，2016：2016 年臺灣梅雨季午後對流降雨分析。《大氣科學》，**44**，in press。
- Chen, C.-S., and Y.-L. Chen, 2003: The rainfall characteristics of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1323-1341.
- Chou, C., C. A. Chen, P. H. Tan and K. T. Chen, 2012: Mechanisms for global warming impacts on precipitation frequency and intensity. *J. Climate*, **25**, 3291-3306.
- Huang, W. R. and K. C. Chen, 2015: Trends in Pre-Summer Frontal and Diurnal Rainfall Activities during 1982-2012 over Taiwan and Southeast China: Characteristics and Possible Causes. *International Journal of Climatology*, **35**, 2608–2619.
- Huang, W. R. and S. Y. Wang, 2014: Impact of Land-Sea Breezes at Different Scales on the Diurnal Rainfall in Taiwan. *Clim. Dyn.*, **43**, 1951-1963.
- Huang, W. R., H. H. Hsu, S. Y. Wang, and J. P. Chen, 2015, Impact of atmospheric changes on the low-frequency variations of convective afternoon rainfall activity over Taiwan, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 8743–8758.
- Huang, W. R., Y. H. Chang, C. T. Cheng, H. H. Hsu, C. Y. Tu, and A. Kitoh, 2016a: Summer convective afternoon rainfall simulation and projection using WRF driven by global climate model. Part I: Over Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **27**, 659-671.
- Huang, W. R., Y. H. Chang, H. H. Hsu, C. T. Cheng, and C. Y. Tu, 2016b: Summer convective afternoon rainfall simulation and projection using WRF driven by global climate model. Part II: Over South China and Luzon. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **27**, 673-685.
- Jou, B. J. D., 1994: Mountain – originated mesoscale precipitation system in northern Taiwan : A case study 21 June 1991. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **5**, 169-197.

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台
Taiwan Climate Change Projection and Information Platform
第二期計畫成果發表會

- Kerns, J., B. Wesley, Y. L. Chen, and M. Y. Chang, 2010: The Diurnal Cycle of Winds, Rain, and Clouds over Taiwan during the Mei-Yu, Summer, and Autumn Rainfall Regimes. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 497-516.
- Lin, P. F., P. L. Chang, B. J. D. Jou, J. W. Wilson, and R. D. Roberts, 2012: Objective Prediction of Warm Season Afternoon Thunderstorms in Northern Taiwan Using a Fuzzy Logic Approach. *Wea. Forecasting*, **27**, 1178-1197.
- Wang, S. Y., and T. C. Chen, 2008: Measuring East Asian summer monsoon rainfall contributions by different weather systems over Taiwan, *J. Appl. Meteor. Clim.*, **47**, 2068-2080.

氣候變遷下的臺灣梅雨季推估

Mei-Yu Precipitation Change in the Future Projection over Taiwan

童裕翔、王世宇、朱容練、陳永明、鄭兆尊、林李耀
國家災害防救科技中心

摘要

近年全球暖化造成極端事件發生頻率增加，在此背景下，影響層面廣泛的臺灣梅雨未來可能的變化更值得重視。本研究使用 17 個 CMIP5 CGCM 模式分析東亞夏季季風活躍期，即臺灣梅雨季，在未來推估的結果。應用 TS-Score (Taylor Skill Score) 評估模式在現今氣候，模擬臺灣年降水循環的表現，依得分高低從中挑選 5 個最好的為 TOP5 與 5 個最差的為 LAST5。雖然每個模式表現不太一樣，但一致呈現未來梅雨季降雨為增強的趨勢。增強的梅雨季可能受到增強的西南氣流伴隨著北太平洋的反氣旋距平，與暖化造成熱力直接作用於午後對流增強梅雨降雨 2 者的綜合效應。

關鍵詞：全球暖化、臺灣梅雨、模式挑選

Abstract

The active phase of the East Asian summer monsoon (EASM) in Taiwan, known as Meiyu, produces a substantial influx of moisture for water uses in all sectors of the society. Following a recent observational study that found a persistent increase in the Meiyu precipitation, this study analyzes the simulations of 17 CMIP5 models. Model evaluation based on the EASM lifecycle leads to a higher-skill group and a lower-skill group consisting of five models each. Despite the difference in model performance, both model groups project a substantial increase in Meiyu. The results indicate that the projected increase in Meiyu will likely occur through the combined effects of (i) enhanced southwesterlies accompanying the extension of a strengthened North Pacific anticyclone and (ii) the Clausias-Claperyon relationship that intensifies precipitation in a warmer climate in the form of enhanced diurnal convection.

Keywords: Meiyu, Model Selection, Climate Change

一、前言

臺灣梅雨季所伴隨降水在未來的變異，對公共政策與民生即是很重要的關鍵訊息。對水資源管理層面而言，未來暖化情境下梅雨季帶來的降水時間或是強度改變，將增加水庫水源管理的風險度，這關係到農業、工業以及民生用水的問題。另一方面，梅雨鋒面帶來的強烈降水，除了可能引起平地淹水、坡地水土保持的問題，對於農業災害（如：5、6月梅雨季為水稻抽穗期，決定水稻作物收成的關鍵時期，強降雨將使得當期稻米歉收）的部份亦影響顯著。因而了解氣候變遷下，臺灣梅雨季降雨情況的改變，將有助於政府未來政策擬定。

從分析歷史的觀測資料而言，臺灣梅雨季降水佔全年總降水量貢獻度不下於颱風。梅雨對東亞季風降雨而言，可視為夏季季風肇始，而對於水文循環而言，則為濕（雨）季的開始。地理上臺灣位於東亞夏季季風區的中心位置，每年降雨量的季節循環則是有如圖 1b 的變化特徵：活躍—中止—復甦—消退。這樣的降水特徵同時也反映臺灣濕季（5~11月）從鋒面到午後對流、再到熱帶氣旋（或颱風）降水循環型態。準時的梅雨可解除臺灣春季降水的枯竭，若其帶來的豐沛降雨延後甚至消失，而當年侵臺颱風個數又少，將導致春—夏季缺水風險大增。例如 2015 年發生 67 年來最嚴重的乾旱期，當年梅雨的到來則順利解決此旱災問題。就氣候上而言，夏季季風雨帶開始時間（在臺灣即為梅雨）約在每年第 28~31 候（即 5 月中~5 月底）。研究發現（Wang *et al.*, 2016）東亞夏季季風（East Asia Summer Monsoon, EASM）的活躍期（即梅雨季）從 1990 年代開始，已從 5 月底轉變為 6 月初，且為增強的趨勢。因此梅雨季的開始時間將決定當年度水源的分配與調度。以現今水利署未來推估情境為例（陳韻如等，2016），過去常使用整個濕季（5~11 月）降水的氣候平均值做流量降尺度推估。但夏季臺灣降雨變化複雜，此做法過於粗略，現今已不符需求，且中間降水的變化過程亦會影響未來推估結果（詳述於 3.2 節），不能以平均值來代表整個夏季的降水趨勢。本研究將以未來增加強度的梅雨季做情境設定，應用更高的時間解析度推估資料，探討驅動此降雨變遷效應背後的大尺度環流特徵，同時也分析此情境可能帶來極端降水的變化。

二、資料與方法

2.1 分析資料

為驗證模式模擬臺灣梅雨季降雨帶的演變，本研究應用的觀測大尺度降水場是需要收集長期而穩定的資料。同時敘述觀測資料的不確定性，2 筆長期觀測降雨資料為：(1) 美國國家太空總署 (NASA) GPCP (Global Precipitation Climatology Project) 計畫產製的衛星反演資料 (Adler *et al.*, 2003 ; Huffman *et al.*, 2009) ; (2) 美國國家環境預報暨大氣研究中心 (NCEP/NCAR) 的 CMAP [Climate Prediction Center (CPC) Merged Analysis of Precipitation] (Xie and Arkin, 1997)。資料的空間解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 、應用分析期間為 1981~2000 年的 5 日平均 (Pentad)。依照過去的作法，將 GPCP 做為實際參考資料 (reference)，驗證模式的梅雨季降雨表現。

模式資料則是使用 CMIP5 (Couple Model Intercomparison Projects Phase-5) (Stocker *et al.*, 2013) 17 個 CGCM (Couple General Climate Model) 的模擬日降水資料 (表列於圖 3)。資料是從地球系統網格聯合會 (Earth System Grid Federation, ESGF) 資料庫所下載之包含現今氣候 (Historical, 1981~2000) 與未來暖化嚴重情境 (RCP8.5, 2081~2100) 模擬。在應用於多模式系集平均 (Multi-Model Ensemble mean, MME) 分析前，先將不同空間解析度 CGCM 內差成與觀測資料一致的時-空解析度做為驗證比較。同時也應用模式的上 (250hpa)、下層 (850hpa) 風場資料，分析其垂直方向上動力環流場的變化。另外也應用大氣下層 850hpa 的溫度場分析南 - 北向溫度梯度變化。

2.2 研究方法

許多研究指出 (Kusunoki *et al.*, 2011 ; Li *et al.*, 2010 ; Seo *et al.*, 2013 ; Song *et al.*, 2014 ; Ueda *et al.*, 2006)，全球增溫將使得梅雨的降水型態改變，尤其是近幾年特別明顯，相關的大氣環境因溫度上升導致環流場變化，目前為氣候研究熱門議題。而中南半島與南海夏季季風降雨肇始為臺灣梅雨季的前期訊號，因此研究梅雨的氣候變化，同時也要包含整個東亞區域。若是以全球為分析觀點，含蓋一切可能性，應用愈多個模式分析未來推估結果，其變化趨勢愈具有可信度。若是以區域性或是下游降尺度應用研究領域而言，模式太多愈容易造成困擾，推估結果不確定性愈大，且研究能量容易分散。較合適的方法為挑選符合臺灣氣候特徵的模式推估結果，以達到最大範圍的容許範圍 (van den Hurk *et al.*, 2014)。

參考過去評估模式模擬東亞夏季季風 (East Asia Summer Monsoon, EASM) (90°E-135°E, 10°N-40°N) 降雨帶演進的做法 (童等, 2016)，將夏季季風伴隨的 3 個降雨特徵時間點：肇始 (onset) 與消退 (retreat) 與持續 (duration) 時間，做為評估模式表現的依據。詳細定義描述於 3.1 節。觀測與模式年降雨循環是用 5 日氣候平均 (Climatology Pentad Mean, CPM)，經傅立葉 (Fourier) 低頻濾波平滑的標準化年降水指標 RPI (ratio of monsoon precipitation index) (Tung *et al.*, 2014)。

為定量評估模式表現結果，本研究使用 Taylor -Skill Score (T-Skill Score ; Taylor, 2001) 整合分析模式模擬季節降雨時序變化與參考觀測資料 (GPCP) 間的相關係數 (correlation coefficient, R) 與均方根誤差 (root mean square error, E)。

$$R = \frac{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (A_t - \bar{A})(B_t - \bar{B})}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (A_t - \bar{A})^2 \times \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (B_t - \bar{B})^2}} \quad \dots\dots \text{式(2.1)}$$

$$E = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (A_t - B_t)^2} \quad \dots\dots \text{式(2.2)}$$

其中觀測(A)與模式(B)的空間分布值 A_t 、 B_t 分別被使用於 式(2.1) 與 式(2.2) 統計值的計算。

$$S = \frac{4(1+R)^4}{(\hat{\sigma}_f + 1/\hat{\sigma}_f)^2 (1+R_0)^4} \quad \dots\dots \text{式(2.3)}$$

方程式(2.3) 之中 $\hat{\sigma}_f$ 為模式相對於觀測資料的標準差；R 為模式與觀測的空間相關係數； R_0 則是最大可能相關係數值 (在本研究 $R_0=1$)。

三、分析結果

一般的梅雨降雨帶是受到中對流層暖平流與西風噴流傳送渦流，同時包含著不穩定與絕熱增溫，加上來自於赤道暖濕水汽的啟動與維持。圖 1a 呈現氣候上 5/20~6/10 850mb 風場與南北向溫度梯度及降水的空間分布，即為圖 1b 出現峰值的臺灣梅雨季。過去與多研究都已應用模式模擬出類似的結果(Kusunoki *et al.*, 2011; Li *et al.*, 2010; Seo *et al.*, 2013; Song *et al.* 2014; Ueda *et al.* 2006)。但暖化可能以增強降雨強度或延長夏季季風的長度這 2 種途徑改變 EASM。

3.1 模式挑選與情境設定

臺灣梅雨季的前期訊號可以追溯到中南半島的夏季季風降雨帶的肇始 (LinHo and Wang, 2002)、西太平洋季風與青康藏高原熱力作用引起的西風。另外，為了評估正確的臺灣年降雨循環，先要評估模式在 EASM 季風降雨帶時序演化的模擬表現。圖 1b 為應用 Tung *et al.* (2014) 的方法分析臺灣降雨 (即區域平均圖 1a 小紅色框格) 時序循環。將觀測與模式先標準化為 RPI (ratio of monsoon precipitation index)，目的是去除掉模式的系統性誤差 (systematic bias) 再相互比較，以增強模式模擬季風降雨肇始的準確率。當 RPI 增加超過觀測的特徵門檻值 (與年平均值有關)，其時間點定義為肇始 (onset)；當 RPI 減少低於門檻值時定義為消退 (retreat)；而持續 (duration) 時間則為肇始-消退期間。但臺灣降雨特徵則會在 6 月初出現中斷。

用上述 3 種季風降雨特徵評估，應用在所有 17 個模式表現，並以泰勒圖 (Taylor Diagram; Taylor, 2001) 的方式，整體概略呈現在圖 2。在肇始時間上模式的相關係數多在 0.4~0.6 (圖 2a)；相對的在消退時間模擬則較佳，係數在 0.6~0.8 (圖 2b)；而持續時間則是在 0.4~0.7 (圖 2c)。上述結果說明模式整體上年降水循環模擬都表現很好。最近的國外研究 (e.g., Kitoh *et al.*, 2013) 也呈現類似的結果。進一步將模式評估結果，含相關係數 (correlation coefficient) 與均方根誤差 (root mean square error) 結合在一起，以 Taylor Skill Score (TS-Score; Kitoh and Uchiyama, 2006) 整合計算模式降水變化為單一技術得分。與之前研究 (童裕翔等, 2016) 設定分析方法與範圍相同，經由模式在東亞夏季季風的年降水循環的 3 個特徵：肇始、消退與持續時間點與觀測資料 (GPCP) 的相似程度，評估模式的表現。將所有模式在季風降雨特徵

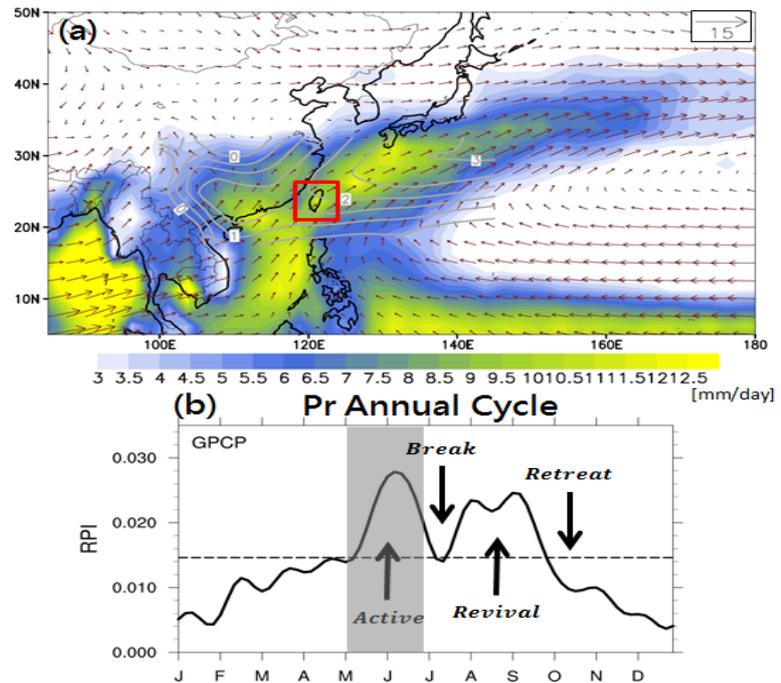


圖 1. (a) 梅雨活躍期 (5/20~6/10) 的 850hpa 風場與 GPCP 降水 (陰影) 氣候平均值，與 925hpa 南北向溫度梯度 (灰色等值線)。(b) 為紅色方框區域 (21.25°N~26.25°N, 118.75°E~122.5°E) 5 日平均降水平滑後的年循環，呈現 EASM 的 4 個特徵降雨變化。梅雨季則是在灰色陰影區塊。

表現，用 0~1 之間數值得分的方式排序（圖 3）。

大致上模式模擬季風降雨肇始，比消退與持續時間低。根據圖 3 的排序分類，可以挑選 5 個表現最好 (TOP5) 與 5 個最差 (LAST5) 的模式，作為接下來未來推估情境設定。TOP5 的模式計有：bcc-csm1-1, HadGEM2-CC, IPSL-CM5A-MR, MPI-ESM-LR, NorESM1-M；而 LAST5 則有：CMCC-CM, CSIRO- Mk3-6-0, FGOALS-g2, MIROC-ESM-CHEM, MRI- CGCM3。

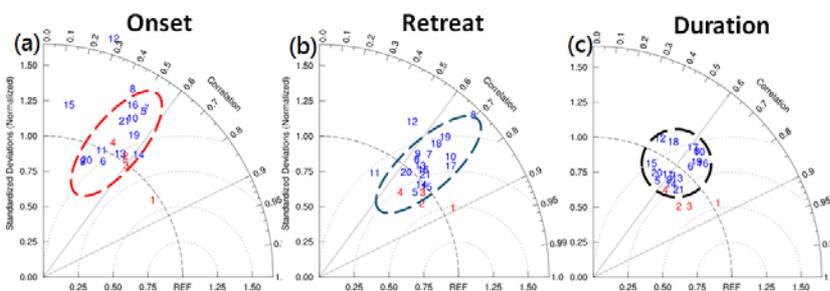


圖 2. 應用泰勒圖 (Taylor Diagram) 呈現 17 個模式在 EASM 的 (a) 肇始、(b) 消退、(c) 持續的 3 個特徵現象時間，與觀測資料比較的結果。圖中數字表不同模式列於圖 3。紅色數字 1 為另一比觀測資料 CMAP 與 3 個模式分組 (2: ALL, 3: TOP-5 and 4: LAST-5)。虛線圓圈呈現模式表現群聚。

3.2 模式分析

圖 4a 將模式模擬與觀測在現今氣候的年降水循環 (annual cycle) 放在一起比較，TOP5 表現出顯著的梅雨降水特徵，即降雨量在正確的時間點 (5 月初~6 月底) 增加 (圖 4a 灰色陰影區)，雖然增加的強度不似觀測一般。且 EASM 的降水循環亦呈現清楚的特徵：活躍-中止-復甦-消退，即模式已能夠模擬梅雨降水帶的演進過程。這也表示模式已經能合理描述因副熱帶高壓的干擾，導致臺灣的季風降水中止，與季風槽在西北太平洋擴展，而導致的降水復甦過程。推估未來 RCP8.5 情境與現今氣候比較呈現在圖 4b 與圖 4c。TOP5 模擬未來梅雨降水增加量比其它的季節的變化量更大，而梅雨或其它季節降雨的時間點則沒有變化。但 LAST5 則呈現與其現今氣候明顯不同，推估未來約有 10 天的復甦期。而所有 17 個模式系集平均 (ALL) 則融合 TOP5 與 LAST5 的結果，大致呈現梅雨降水量增加 (圖 4d)。

在 5/20~6/8 期間 850hpa 風場與降水 TOP5 的空間分布呈現梅雨的活躍期 (圖 5) 的大尺度環流特徵。其中 (a) 為現今氣候，(b) 為未來推估，(c)、(d) 則為下、上層風場變化。直接

	肇始	消退	持續
1 CMAP	0.71	0.82	0.78
2 ALLENS	0.39	0.70	0.61
3 TOPSENS	0.43	0.65	0.68
4 LASTSENS	0.30	0.52	0.45
14 HadGEM2-CC	0.45	0.61	0.47
21 NorESM1-M	0.29	0.57	0.53
16 IPSL-CM5A-MR	0.27	0.55	0.54
6 bcc-csm1-1	0.30	0.48	0.50
19 MPI-ESM-LR	0.36	0.47	0.51
5 ACCESS1-0	0.32	0.61	0.37
7 BNU-ESM	0.32	0.50	0.45
8 CanESM2	0.24	0.44	0.46
10 CNRM-CM5	0.31	0.57	0.48
13 GFDL-ESM2M	0.36	0.52	0.49
15 Inmcm4	0.11	0.64	0.29
17 MIROC5	0.21	0.61	0.43
20 MRI-CGCM3	0.21	0.48	0.35
9 CMCC-CM	0.20	0.46	0.44
18 MIROC-ESM-CHEM	0.14	0.48	0.34
12 FGOALS-g2	0.13	0.33	0.28
11 CSIRO-Mk3-6-0	0.26	0.29	0.41

圖 3. 各別模式在 EASM 肇始、消退與持續的泰勒得分 (TS-Score) 列表。其中包含 17 個 CMIP5 模式、3 組模式分類 (TOP5、LAST5 與 ALL) 以及另一組觀測降水 CMAP。橘色方框為圈選 TOP5 分類，紫色則為 LAST5。

比較圖 5a 與圖 1a (觀測) 發現模式在梅雨季時的低層環流及降雨帶結構都模擬得很好。從上、下層的環流在暖化情境下的變化 (圖 5c、圖 5d) 發現，臺灣-日本東部低層存在個狹長的氣旋式環流、高層則是反氣旋式環流的結構支持梅雨增強。在熱帶附近的降水改變則描述著增強的 ITCZ 向北移動，且與西北太平洋季風聯結。這部份結果與過去研究發現全球暖化會使 EASM 降雨增加類似 (Kusunoki *et al.*, 2011; Li *et al.*, 2010; Seo *et al.*, 2013; Song *et al.*, 2014; Ueda *et al.*, 2006)。LAST5 現今模擬的部份 (圖 5e)，梅雨降雨帶則偏弱且位置偏北，反映南

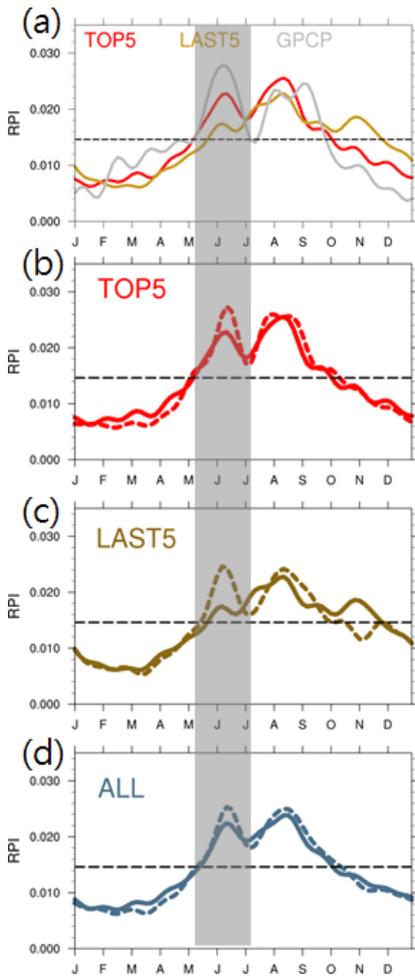


圖 4. (a) 如圖 1b 年降雨循環，別為 TOP5 (紅線)、LAST5 (棕線) 與觀測 (灰線)。 (b)~(d) 為模式 TOP3、LAST5、ALL 分組系集，臺灣現今氣候 (實線) 與未來推估 (虛線) 降雨。灰色陰影則為梅雨期間。

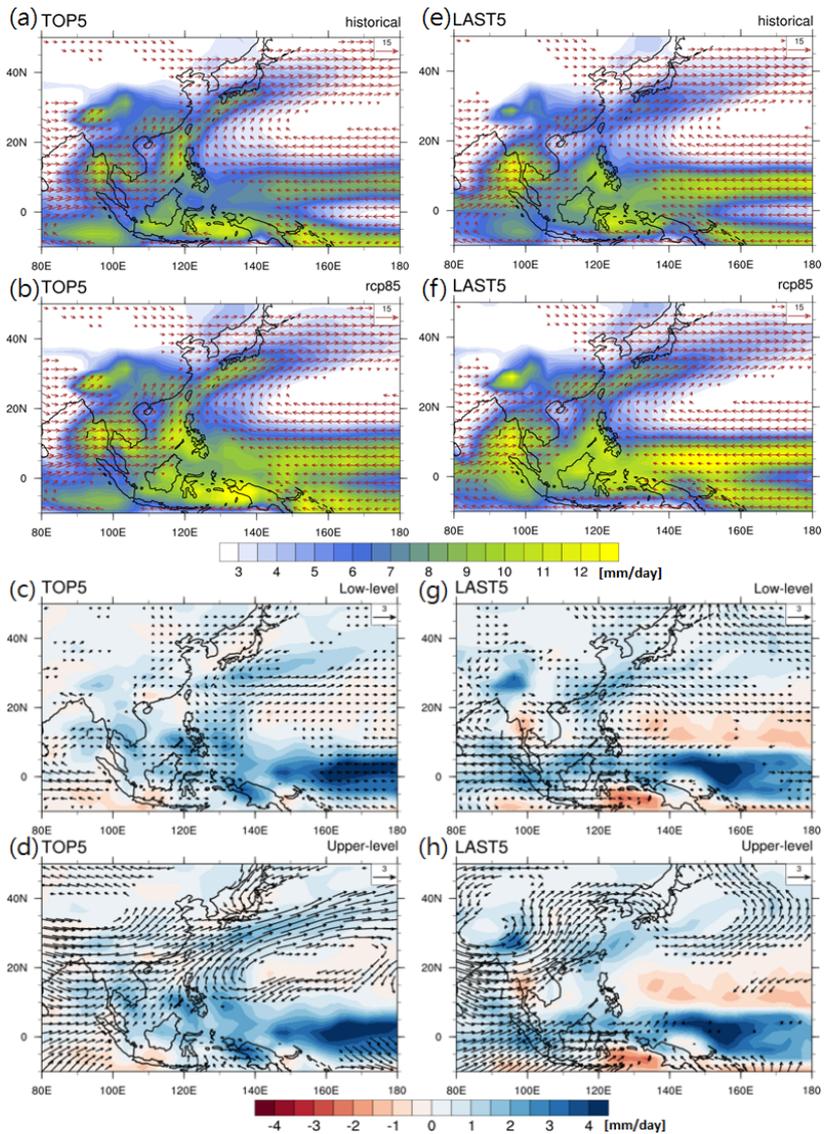


圖 5. 如同圖 1a，但為 TOP5 系集平均降雨與 850hpa 風場在 5/20~6/10 梅雨活躍期的 (a) 現今氣候、(b) 未來 RCP8.5 情境與 (c) 未來與現今的差異；(d) 為 250hpa 上層風場差異。(e)~(h)與 (a)~(d) 相同但為 LAST5 系集。a, b, e, f 的風速單位為 15 [m/s]，c, d, g, h 則為 3[m/s]呈現在每張圖的右上角。

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

海附近季風槽偏弱而減少水汽往北傳送。在其未來推估類似的系統性誤差則不明顯 (圖 5f) · 伴隨的環境場與降雨帶也類似 TOP5 的現今氣候。這樣的環流改變與菲律賓海產生反氣旋進而加強西南氣流所帶來的降雨有關。值得注意的是 LAST5 未來推估增強的西南氣流與前人研究 (Seo *et al.*, 2013; Wang *et al.*, 2016) 發現在 2000 年後夏季季風降雨增強的分析結果類似。

過去研究 (Fu and Qian, 2011) 也指出低層南北溫度梯度的建立，為主導梅雨鋒面系統的形成與位置的主要因子。且因全球暖化下東亞的中、高緯陸地增溫比熱帶海洋快這導致臺灣附近的南北溫度梯度變小 (圖 7) · TOP5 與 LAST5 都模擬出類似的特徵。Wang *et al.* (2016) 從觀測資料發現，梅雨降水來自於中國東部的上層氣旋距平，與位在副熱帶西太平洋低層反氣旋距平驅動西南-東北向不穩定斜壓系統與水汽傳送。模式 TOP5 與 LAST5 的上層 (圖 5d、圖 5h) · 位在中國西南部、喜馬拉亞山附近也出現類似的結構。分析 TOP5 的結果臺灣位在噴流入口，而 LAST5 則是噴流出口。主要的差異在 TOP5 產生一個強烈的西風帶，從臺灣東部延伸到日本東部 (圖 5d) · 反映到低層為氣旋環流與降雨帶 (圖 5c) ; LAST5 則臺灣位處上層噴流出口以及輻散區 (圖 5h) 。

圖 6 則是應用位渦與輻合-輻散場討論。在

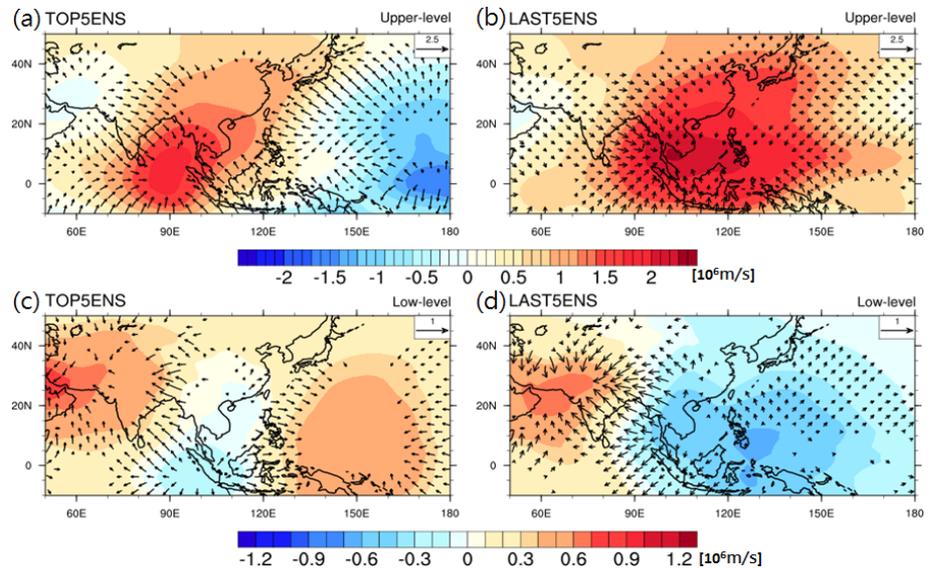


圖 6. 梅雨期間未來 RCP8.5 與現今氣候的變化，在上層 250hpa 位渦 (陰影) 與輻散風 (風場)。(a) 為 TOP5 · (b) 為 LAST5 模式群組。(c)、(d) 同 (a)、(b) · 但為下層 850hpa · 且輻散風距平大於 0.2[m/s] 才畫在圖上。

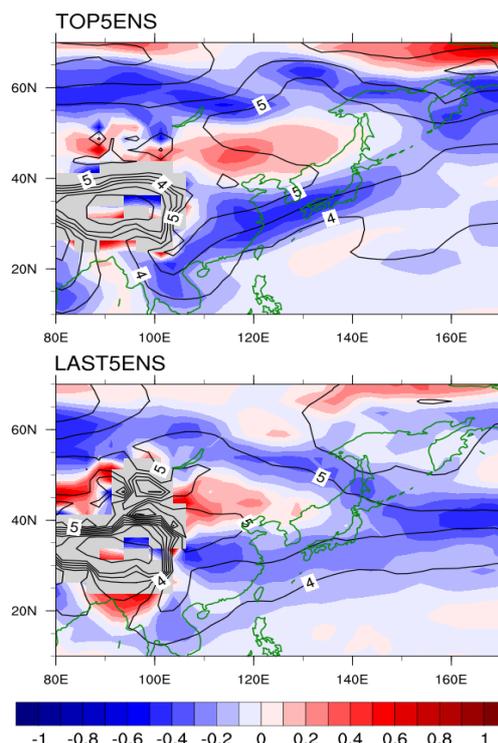


圖 7. TOP5 與 LAST5 系集分組，在梅雨活躍期間 (5/20~6/8) · 低層 850hpa 溫度 [°C] (等值線) 與南北向溫度梯度 (-dt/dy) [10^3 °C/km] (陰影) 在未來與現今氣候的變化。

TOP5 模擬中 (圖 6a、圖 6c)·臺灣附近上層處於輻合、低層微弱輻散的環境場 (儘管未通過顯著性檢定)。在 LAST5 的模擬·臺灣的低層則是處於東亞沿海質量輻合區·上層則是微弱輻合區。比較明顯的是位在熱帶出現低層輻散/高層輻合的距平場·反映出西北太平洋 (10°N-20°N) 降雨變少的情況 (圖 5g)。

一、現象討論

事實上 LAST5 推估模擬描述的是低層西南風與增加強度的副熱帶高壓·因而伴隨著梅雨降雨增加 (圖 5g、圖 5h)·但它的現今氣候模擬卻沒有梅雨相對應的特徵。TOP5 推估未來梅雨的增加可能是透過克勞修斯-克拉佩龍方程 (Clausius-Clapeyron relation) 的過程:即東亞區域暖化增溫·在 RCP8.5 情境下臺灣附近 850hpa 低層大氣增溫約 4°C (圖 7)·水汽在大氣中增加的速度比可降水量更快·將使得降水強度增加·而發生短延時強降雨的頻率也增加 (Trenberth *et al.*, 2003)。

類似的情況可從分析觀測資料得到印證·臺灣梅雨季增加午後對流降雨頻率 (Huang and Chen, 2015)。就 TOP5 未來推估的結果·僅只是 Clausius- Clapeyron 簡單的熱力作用·透過海陸風與日-夜變化的地表加熱作用·即扮演著未來梅雨增加的重要角色·而不需要出現顯著的環流變化。圖 7 呈現未來 RCP8.5 情境下·TOP5 與 LAST5 一致的在臺灣北方有個不穩定帶 (即圖 7 中藍色陰影區域)一直延伸到日本·表示降雨強度增加的趨勢。一般也可以說是 TOP5 增強的上層西風 (圖 5d)·強化了臺灣附近的西南氣流而導致增加了可降水量。同樣的在 LAST5·向西伸展的低層副熱帶高壓可視為加強其梅雨降水的主要因素。

圖 8 為梅雨季降水量於臺灣周圍附近 6 個網格點區域平均後·所有模式分組在設定超過 5mm/day 10mm/day 與 15mm/day 門檻值·不同情境下發生極端降雨事件頻率的改變量 LAST5 的 3 個極端降雨事件門檻值·在未來頻率增加約 25%~45%。類似的結果反映出其低層輻合與氣旋式風切 (參考圖 5、6) ; 而 TOP5 則只有較強的極端降雨事件增加。

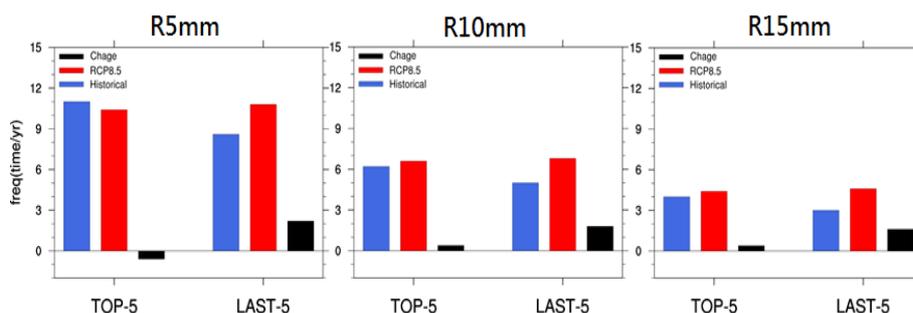


圖 8. 模式 TOP5 (左側) 與 LAST5 (右側) 分組系集·於臺灣 (21.25°N~26.25°N, 118.75°E~122.5°E) 日降雨事件在梅雨活躍期間 (5/15~6/15)·超過 5mm (R5mm)·10mm (R10mm) 與 15mm (R15mm) 的發生頻率。藍色長條圖為現今氣候、紅色為未來 RCP8.5 情境、黑色則為改變量。

五、結論

本研究應用 CMIP5 多模式資料，呈現模擬臺灣梅雨現今與未來推估的年代際降雨變化。利用統計分析 TS-Score 技術得分評估模式東亞夏季季風 (EASM) 在臺灣附近的降雨循環模擬表現，從 17 個模式中挑選分 2 個群組。其中 TOP5 分組在現今氣候中，可以正確的模擬臺灣梅雨降水，而 LAST5 則是較弱。不僅如此，2 個分組的推估未來梅雨季，結果大致呈現降雨增加，但卻是來自不同的原因。在暖化的氣候中，梅雨季降水增加，可能藉由以下 2 種機制影響發生。(1) 環流距平呈現臺灣為濕區。但 TOP5 是因高層西風帶增強而導引低層的西南氣流；LAST5 則是因低層副熱帶高壓增強西伸而引進水汽；(2) 當氣候暖化時，由於氣體 Clausius-Claperyon 方程的關係，熱力作用直接反映到午後對流降雨，不需要大氣環流的變化即可使梅雨季降雨量增加。

參考文獻

- 童裕翔、朱容練、陳韻如、陳永明，2016：應用多組全球氣候模式評估台灣乾、濕季降雨變遷。《國家災害防救科技中心技術報告》，NCDR 104-T23。
- 陳韻如，林建宏，陳偉柏，施虹如，林宣汝，陳永明，2016：極端氣候衝擊下曾文河流域調適策略之研究評估。《國家災害防救科技中心技術報告》，NCDR 104-T21。
- Adler, R. F., and Coauthors, 2003: The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979–Present). *J. Hydrometeorol.*, **4**, 1147–1167, doi:10.1175/1525-7541(2003)004<1147:TVGPCP>2.0.CO;2.
- Fu, J., and W. Qian, 2011: The Structure of a Typical Mei-Yu Front Identified by the Equivalent Temperature. *Atmos. Ocean. Sci. Lett.*, **4**, 109-113.
- Huang, W.-R., and K.-C. Chen, 2015: Trends in pre-summer frontal and diurnal rainfall activities during 1982–2012 over Taiwan and Southeast China: characteristics and possible causes. *Int. J. Climatol.*, **35**, 2608-2619, doi:10.1002/joc.4159.
- Huffman, G. J., R. F. Adler, D. T. Bolvin, and G. Gu, 2009: Improving the global precipitation record: GPCP Version 2.1. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, doi:10.1029/2009GL040000.
- Kitoh, A., and T. Uchiyama, 2006: Changes in Onset and Withdrawal of the East Asian Summer Rainy Season by Multi-Model Global Warming Experiments. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **84**, 247-258, doi:10.2151/jmsj.84.247.
- , H. Endo, K. Krishna Kumar, I. F. a Cavalcanti, P. Goswami, and T. Zhou, 2013: Monsoons in a changing world: A regional perspective in a global context. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 3053-3065, doi:10.1002/jgrd.50258.
- Kusunoki, S., R. Mizuta, and M. Matsueda, 2011: Future changes in the East Asian rain band projected by global atmospheric models with 20-km and 60-km grid size. *Clim. Dyn.*, **37**, 2481-2493,

doi:10.1007/s00382-011-1000-x.

- Li, J., Z. Wu, Z. Jiang, and J. He, 2010: Can Global Warming Strengthen the East Asian Summer Monsoon? *J. Clim.*, **23**, 6696-6705, doi:10.1175/2010JCLI3434.1.
- LinHo, and B. Wang, 2002: The time-space structure of the Asian-Pacific summer monsoon: A fast annual cycle view. *J. Clim.*, **15**, 2001–2019, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<2001:TTSSOT>2.0.CO;2.
- Seo, K.-H., J. Ok, J.-H. Son, and D.-H. Cha, 2013: Assessing Future Changes in the East Asian Summer Monsoon Using CMIP5 Coupled Models. *J. Clim.*, **26**, 7662-7675, doi:10.1175/JCLI-D-12-00694.1.
- Song, F., T. Zhou, and Y. Qian, 2014: Responses of East Asian summer monsoon to natural and anthropogenic forcings in the 17 latest CMIP5 models. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 596-603, doi:10.1002/2013GL058705.
- Stocker, T. F., and Coauthors, 2013: Technical Summary. Climate Change 2013: *The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 33-115.
- Taylor, K. E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a Single Diagram. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7183-7192.
- Trenberth, K. E., A. Dai, R. M. Rasmussen, and D. B. Parsons, 2003: The Changing Character of Precipitation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **84**, 1205-1217, doi:10.1175/BAMS-84-9-1205.
- Tung, Y.-S., C.-T. Chen, and P.-C. Hsu, 2014: Evolutions of Asian Summer Monsoon in the CMIP3 and CMIP5 Models. *Sola*, **10**, 88-92, doi:10.2151/sola.2014-018.
- Ueda, H., A. Iwai, K. Kuwako, and M. E. Hori, 2006: Impact of anthropogenic forcing on the Asian summer monsoon as simulated by eight GCMs. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, doi:10.1029/2005GL025336.
- van den Hurk, B., G. J. van Oldenborgh, G. Lenderink, W. Hazeleger, R. Haarsma, and H. de Vries, 2014: Drivers of mean climate change around the Netherlands derived from CMIP5. *Clim. Dyn.*, **42**, 1683-1697, doi:10.1007/s00382-013-1707-y.
- Wang, B., Q. Ding, X. Fu, I.-S. Kang, K. Jin, J. Shukla, and F. Doblas-Reyes, 2005: Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, doi:10.1029/2005GL022734.
- Wang, S.-Y. S., Y.-H. Lin, and C.-H. Wu, 2016: Interdecadal change of the active-phase summer monsoon in East Asia (Meiyu) since 1979. *Atmos. Sci. Lett.*, **17**, 128-134, doi:10.1002/asl.603.
- Xie, P., and P. A. Arkin, 1997: Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 2539-2558, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<2539:GPAYMA>2.0.CO;2.

AR5 未來情境日氣象資料與時雨量之衍生

Simulation of meteorologically daily data and hourly rainfall with AR5 projection

劉俊志¹、徐永衡¹、林以淳²、吳宜珍³、陳永明¹

¹ 國家災害防救科技中心、² 國立台灣大學土木工程學系、³ 國立台灣大學生物環境系統工程學系

摘要

各領域欲進行台灣地區在氣候變遷下的衝擊風險評估，此時，氣候模式的降尺度資料就是各種評估模式中不可或缺的輸入資料。然而目前台灣氣候變遷推估與資訊平台 (TCCIP) 計畫的統計降尺度資料在時間解析度上屬月資料，無法滿足應用端對日資料與時資料的需求。本研究利用天氣衍生器 (LARSWG) 和根據觀測資料建立的迴歸模式產製 AR5 未來情境下的日氣象資料 (包括日最高溫、日最低溫、日均溫、日雨量和日輻射量)；並建立序率暴雨模擬 (SSRSM) 模式，作為時雨量模擬的基礎。在日氣象資料產製的部分，本研究完成 Ensemble, GFDL-CM3 等兩個模式的資料產製，且驗證結果顯示資料特性符合 AR5 情境檔的預期。在時雨量模擬的部分，則已完成模組的建置並進行初步的驗證。

關鍵詞：氣候變遷、統計降尺度、天氣衍生器、日輻射量、序率暴雨模擬模式。

Abstract

GCM downscaling data is important input of impact-assessment models for many research fields to quantify risk under climate change. However, temporal resolution of GCM statistical downscaling data provided by TCCIP is monthly for rainfall and temperature variables. It can't meet the need, which temporal resolution of meteorological data is usually daily or hourly, of data users. The aim of this study is to simulate AR5 daily data (max/min temperature, rainfall, solar radiation, average temperature) and hourly rainfall series using LARSWG, SSRSM, and regression model, established by the relationship between solar radiation and difference in temperature.

Preliminary results of this study included AR5 daily data generation for Ensemble and GFDL-CM3 GCMs' projection, and coding of SSRSM modules for simulating hourly rainfall series. The statistical properties of generated data are very likely with monthly change rate/ratio of GCMs' projection.

Keywords: climate change, statistical downscaling, weather generator, solar radiation, SSRSM

一、前言

臺灣氣候變遷推估與資訊平台 (Taiwan Climate Change Projection and Information Platform, TCCIP) 的重要目標之一則是進行空間降尺度技術，目的為提供更高解析度且經過誤差修正之降尺度資料供給台灣地區相關研究使用。統計降尺度資料則是根據大量的歷史觀測資料推估，包含的氣象變數僅有雨量和溫度，時間解析度上屬月資料。

然而，降尺度氣候模式資料的應用層面相當廣泛，統計降尺度資料時間解析度上僅有月資料可能不符合對日與時資料使用者之需求，例如極端降雨、乾旱或颱風事件的衝擊評估，或未來情境下災害風險圖的建立等等。不同研究對於氣候資料的需求不盡相同，在幾個主要的應用端中，水文環境風險評估需要時雨量資料，而農業作物模式則需要溫度、雨量和日輻射量的日資料。

若以應用端的需求檢視 TCCIP 提供的統計降尺度資料，則發現時間解析度上仍不足夠，需有日氣象資料以及時雨量，且缺乏日輻射量資料，故需進一步引入時間降尺度技術以及推估日輻射量的方法，以產製符合應用端需求的資料。

本研究的目標為產製統計降尺度之日氣象資料和時雨量資料，以提供相關研究領域使用。主要任務包括：(1) 以天氣衍生器繁衍 AR5 統計降尺度日最高溫、日最低溫和日雨量資料，並以統計迴歸方法推估對應之日輻射量；(2) 建立序率暴雨模擬模式，作為時雨量模擬之基礎。

二、研究資料與方法

2.1 日資料衍生

為了提供農業與公衛領域進行相關研究使用，TCCIP 團隊利用統計方式，進行未來氣候情境下的日氣象資料繁衍。日氣象變數（日雨量、日最高溫與日最低溫）衍生的統計模型 (Richardson, 1981)，主要利用某地區的歷史觀測資料為基礎，先模擬乾溼日的序列，再依據機率分佈曲線決定雨量，接著模擬其他日氣象變數，產生合成序列，常見日氣象資料衍生器包括 WGEN (洪念民等人, 1998) 以及 LARSWG (Racsko *et al.*, 1991)；本研究日射量推估關係式為： $R_{sp} / R_a = a \cdot (T_{max} - T_{min})^b$ ，其中 R_a 為大氣層外日輻射量、 R_{sp} 為近地表之全天空日輻射量、 T_{max} 與 T_{min} 為日最高溫與日最低溫、 a 與 b 則為迴歸係數，詳閱林以淳等人 (2016)。下列分就日最高溫、日最低溫與日雨量資料及以統計迴歸推估日射量資料進行成果概述。

2.2 時雨量衍生

時雨量模擬則需透過序率暴雨模擬模式 (Stochastic Storm Rainfall Simulation Modeling, SSRSM)，詳閱鄭克聲與李光敦 (2016)。降雨事件的發生及雨量隨時間的變化可視為一種隨

第二期計畫成果發表會

機過程 (如圖 1); 其特性由延時、總降雨量、總降雨量在延時內的分配, 及降雨事件間距等水文參數描述。序率暴雨模擬模式將臺灣地區的降雨分為四種類型, 各類型降雨事件定義如表 1。針對各降雨類型, 序率暴雨模擬模式首先分析歷史觀測資料的降雨事件, 用以率定水文參數。再利用這些水文參數和假設的統計分布依序進行降雨百分率、延時、總降雨量及事件間距的模擬。

AR5 時雨量衍生, 除了使用 SSRSM 之外, 還需參考未來時期各月降雨之改變率, 率定未來情境下的水文參數改變率, 例如 11 月~隔年 4 月的月降雨量改變率之平均值則為鋒面雨之平均總雨量改變率、5 月~6 月的月降雨量改變率之平均值則為梅雨之平均總雨量改變率、7 月~10 月的月降雨量改變率之平均值則為颱風與對流雨之平均總雨量改變率 (鄭克聲與李光敦, 2016)。

2.3 資料說明

TCCIP 日氣象歷史觀測網格資料係蒐集、彙整台灣過去各式氣象測站的紀錄, 再利用距離反比權重法將測站資料內插到均勻網格上, 成為網格化的資料, 產製方法詳見 TCCIP 第一期第二年成果報告書 (科技部, 2011)。本資料包括日最高溫、日最低溫、日均溫與日雨量等變數, 空間解析度為 5 公里。本研究使用 TCCIP 歷史觀測網格資料作為 LARS-WG 的輸入資料。時段的選擇與 AR5 基期定義相同 (1986~2005 年), 使得歷史觀測資料的期程與基期一致。使用的參數包括日最高溫、日最低溫及日雨量。

TCCIP AR5 統計降尺度資料是將 CMIP5 中數個不同的大氣環流模式, 以統計降尺度的方法降尺度至台灣地區 5 公里解析度均勻網格的網格化資料 (TCCIP, 2011)。本資料包含月均溫、月平均日最高溫、月平均日最低溫與月平均降雨等變數。

日輻射量紀錄的測站全台 (包含氣象局局屬站與農委會農業氣象站) 共 45 個測站。時雨量測站觀測資料則使用水利署北區水資源局測站紀錄。本研究的目標之一是繁衍 AR5 未來情境下的時雨量資料, 因此在使用歷史觀測資料時, 需選擇與 AR5 基期相同的時段 (1986~2005 年)。

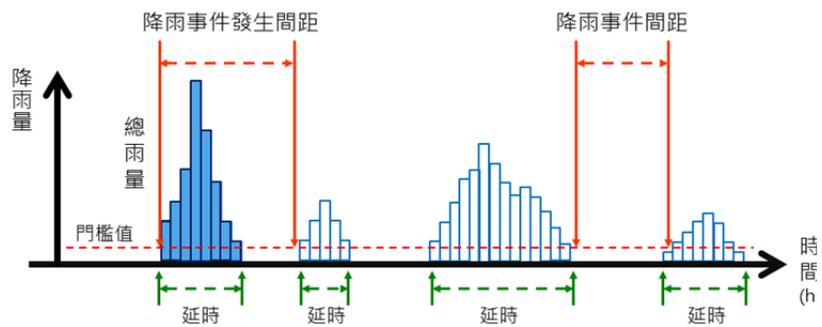


圖 1. 降雨歷程示意圖

表 1. 各類型降雨事件之參數門檻值

降雨類型	月份	延時 (hr)	降雨強度 (mm/hr)	事件間距 (hr)
鋒面雨	1~4、11~12	> 1	0.5	4
梅雨	5~6	> 3	0.5	4
對流雨	7~10	> 3, ≤ 12	2	4
颱風	7~10	> 12	2	8

三、結果與討論

3.1 日氣象資料衍生

本研究以 LARS-WG 繁衍 CMIP5 中數個全球氣候模式 (Global Climate Model, GCM) 之統計降尺度資料的日氣象資料 (包括日最高溫、日最低溫和日雨量等參數); 再以統計迴歸的方式推估日射量資料, 所有產製之資料詳列於表 2。由圖 2 可看出利用統計降尺度技術所衍生資料的空間分佈特性與歷史觀測資料一致; 在時序變化方面, 無論是日最高溫或日最低溫, 兩個未來時期的溫度相較於基期均為增加, 變化趨勢與情境檔描述大致相同。日射量衍生資料與驗證結果部分。由於日射量無 5 公里解析度之歷史觀測網格資料, 所以利用統計迴歸模式進行推估, 由結果顯示, 未來日射量相較於基期變化不大, 呈現北部略減、中南部略增的現象。

統計降尺度資料係根據本計畫 Team2 產製的 AR5 RCP8.5 統計降尺度資料, 由天氣衍生器繁衍日氣象變數, 再根據其中的日最高溫、日最低溫變數以統計迴歸的方式推估日輻射量。圖 3 為統計降尺度資料繁衍 200 年的平均, 包括 AR5 基期、近未來及世紀末等三個期程。由於統計降尺度資料來自於測站的歷史觀測資料, 因此無論空間分佈趨勢或數值範圍均較接近測站資料。

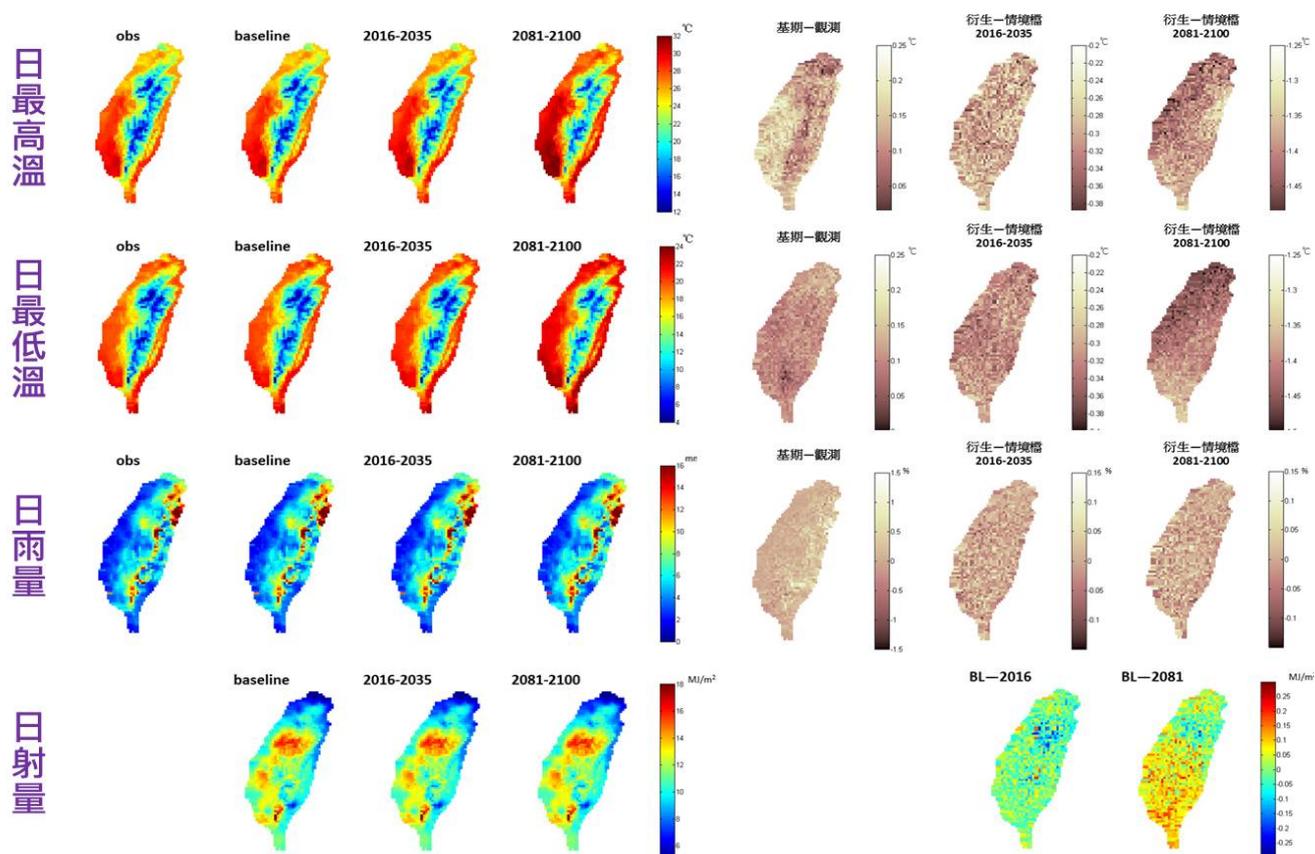


圖 2. AR5-RCP 8.5-ensemble 資料驗證成果圖

表 2. 本計畫產製之 AR5 資料清單與使用對象

情境	GCM	時期	衍生資料長度	包含參數	使用對象
--	baseline	1986-2005	1000 年	T_{max} (日最高溫) ¹ T_{min} (日最低溫) ¹ rain (日雨量) ¹ srad (日射量) ²	農業試驗所
RCP2.6	ensemble	2016-2035	200 年		工研院綠環所
RCP4.5		2046-2065			長榮大學
RCP6.0	GFDL-CM3	2081-2100			TaiCCAT
RCP8.5					國家衛生研究院

註：¹由 LARS-WG 繁衍

²由統計迴歸推估，其關係式為： $R_{sp} / R_a = a(T_{max} - T_{min})^b$ 。式中， R_a 為大氣層外日射量 (MJ/m^2)、 R_{sp} 為近地表之全天空日射量 (MJ/m^2)、 T_{max} 與 T_{min} 為日最高溫與日最低溫 ($^{\circ}C$)、 a 與 b 則為迴歸係數

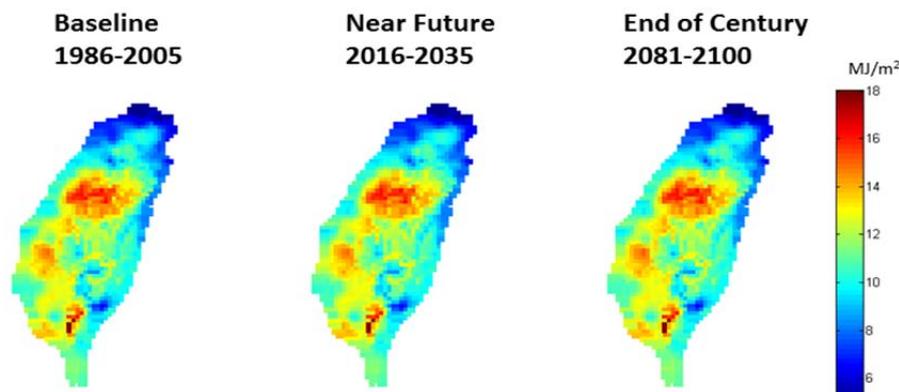


圖 3. AR5 RCP8.5 之統計降尺度日輻射量資料

3.2 時雨量衍生

未來時雨量衍生主要流程，包括三個步驟：(1) 使用 SSRSM 分析歷史觀測紀錄，建立水文參數以及雨型特性，(2) 由 AR5 未來月雨量改變率 (設定為豐愈豐枯愈枯情境)，推估未來情境水文參數改變率 (僅改變暴雨事件之總雨量平均值)，(3) 結合以上兩步驟之結果，利用 SSRSM 衍生 AR5 時雨量。以下用北部竹子湖 (1986~2005 年紀錄) 時雨量站為例。

圖 4 為 AR5 時雨量衍生 (100 次) 與輸入之近未來 RCP8.5 各月降雨改變率之盒鬚圖，5~10 月雨量改變率盒鬚圖中位數 (20~70%) 均為正值，11 月至隔年 4 月雨量改變率盒鬚圖中位數 (-30~-40%) 均為負值，符合豐愈豐枯愈枯情境。

圖 5 為竹子湖測站 466930 近未來 (2016~2035) 與基期 (1986~2005) 之模擬 500 年降雨深度-延時-頻率曲線 (DDF curve, Depth-Duration-Frequency)。其中近未來 (2016~2035) 與基期 (1986~2005) 各種設計延時年最大值序列均選用機率分布為 LPT-3 Distribution。由圖 5 可得出設計降雨延時 72 小時以內且 200 年重現期以內之 DDF 曲線於近未來 (相對於基期) 均有明顯增加之趨勢，顯示基於豐愈豐枯愈枯 AR5 情境下，200 年重現期以內各種降雨延時之

雨量均增加，未來淹水風險增高。

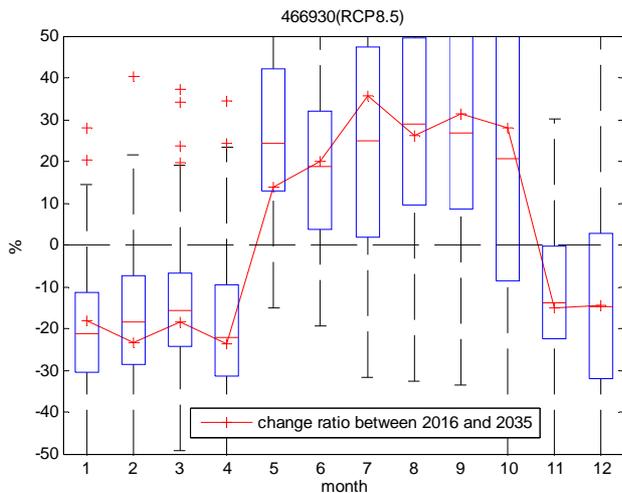


圖 4. 竹子湖測站 466930 近未來 (2016~2035) 相對於基期 (1986~2005) 之各月降雨改變率盒鬚圖。其中盒鬚圖為重複模擬 100 次之降雨改變率、紅色連續線為 AR5 豐愈豐枯愈枯情境 RCP8.5 之各月降雨改變率。

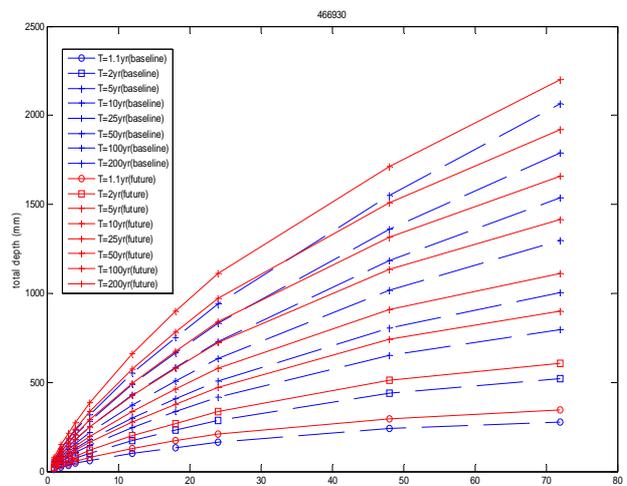


圖 5. 竹子湖測站 466930 近未來 (2016~2035) 與基期 (1986~2005) 之模擬 500 年降雨深度-延時-頻率曲線 (DDF curve, Depth-Duration-Frequency)。其中近未來 (2016~2035) 與基期 (1986~2005) 各種設計延時年最大值序列均選用機率分布為 LPT-3 Distribution。

參考文獻

- 林以淳、朱容練、劉俊志、蘇元風，2016：氣候變遷情境下日輻射量資料之衍生，農業工程學報，第 62 卷第 1 期，第 29-40 頁。
- 洪念民、童慶斌、譚義績，1998：「氣候變遷對台中水利會大安溪灌渠缺水率之影響」，台灣水利，第 46 卷，第 2 期，第 48-59 頁。
- TCCIP, 2011：臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫(2/3)。國家科學委員會補助專題研究計畫成果報告 (編號：NSC98-2625-M-492-011)。
- 鄭克聲、李光敦，2016：都市防洪總合規劃與減災治理策略研究(3/3)，行政院國家科學委員會補助專題研究計畫成果報告。
- Racsko, P., Szeidl, L., & Semenov, M., 1991: A serial approach to local stochastic weather models. *Ecological modelling*, **57**(1), 27-41.
- Richardson, C. W., 1981: Stochastic simulation of daily precipitation, temperature, and solar radiation. *Water Resources Research*, 17(1), 182-190.

環境與氣象因子於臺灣登革熱疫情之 分布相關性探討暨潛勢預測

The effect of environmental and climatic factors on dengue fever spatial distribution in Taiwan - present risk and future prediction

吳佩芝^{1,*}、莊啓佑¹、劉俊志²、趙益群²

¹長榮大學職業安全與衛生學系、²國家災害防救科技中心

摘要

登革熱 (dengue fever) 係熱帶與亞熱帶氣候地區危害嚴重之蟲媒傳染性疾病，臺灣近年夏秋季節亦皆有大規模疫情流行。本研究以 2003-2013 年之登革熱案例登記為基礎，運用臺灣氣候變遷推估與資訊平台 (TCCIP) 提供之 2010 年人口普查資料，進行統計模型建構與驗證，用以探討環境與氣象因子對於登革熱疫情分布之相關性。結果顯示每年月均溫高於 18°C、都市化、原住民族群對於疫情平均發生率 (average incidence) 均具有顯著解釋力。以此模型所繪製之登革熱流行鄉鎮風險潛勢地圖，經過驗證顯示能夠涵蓋全臺 2013 年 99.72% 及預測 2014 年 99.87% 之案例分布。研究團隊更進一步利用 TCCIP 所提供之 IPCC AR5 統計降尺寸之 RCP 8.5 之 41 個情境模式進行未來登革熱流行潛勢預測，結果發現登革熱流行風險區域除了傳統認知之本島南部以外，中、北部及東部地區之風險也將相對提昇。隨著世紀末平均溫度上升之趨勢發展，高風險鄉鎮數可能發展至現階段之 2.6 倍，可見未來全臺各地區登革熱高風險之區域地理版圖將有擴張趨勢，疫情相關控管與調適措施不容忽視。

關鍵詞：登革熱、氣候變遷、傳染性疾病

Abstract

Taiwan locates across subtropical and tropical humid region with a beneficial environment of dissemination for vector-borne disease dengue fever. This study constructed spatial profile analysis model to examine how climatic and other environmental factors might affect dengue fever distributions, and to predict potential epidemic risk under dengue fever with IPCC AR5 climatic change scenarios in Taiwan. Spatial profiling map of dengue epidemic was then illustrated to demonstrate the present and future risk based on all studied variables across each township. Numbers of months with average temperature higher than 18 °C per year, degree of urbanization and indigenous population were found to be associated with increasing risk of dengue fever average incidence at township level in the study. High, moderate and low risk townships identified in our spatial profile map covers 99.72% and 99.87% of 2013 and 2014 domestic cases, respectively. A

highly-suggested warmer trend observed from IPCC AR5 RCP 8.5 scenarios may result geological expansion of dengue epidemic through our model prediction. Up to 2.6 times of high risk township increasing was estimated following with approaching of the end of 21st century. We recommend the authorities concerned pay more regard and resource on monitoring and adapting the epidemic risk.

Keywords: dengue fever, climate change, infectious disease

一、登革熱及其風險因子

1.1 臺灣與登革熱

登革熱係經由埃及斑蚊 (*Aedes aegypti*) 與白線斑蚊 (*Aedes albopictus*) 傳播給人類之感染性疾病，主要集中在熱帶、亞熱帶等病媒蚊生長繁殖之國家，係公共衛生與國民健康之嚴格挑戰。我國地處熱帶與亞熱帶，夏秋季節之氣象條件正是適宜病媒蚊出沒，自然難以完全脫離登革熱威脅。疫情規模與 1987 年之 527 案例紀錄相比，近十年來疫情患者數量顯著增加，2014 年與 2015 年，登革熱各在我國創下超過 15,000 與 43,000 個病例之新紀錄，尤其又以臺南、高雄與屏東等南部地區縣市之疫情更為嚴峻。以 2014 及 2015 年案例分布而言，南部地區之盛行率為其他地區之 166 及 145 倍 (Hsu *et al.*, 2017)。過去傳統認為，臺灣南部地區因為地處熱帶濕熱氣候，氣象條件適宜病媒蚊滋生與繁殖，為影響疫情最為顯著之原因 (Chen and Chang, 2013)。但近年來亦有相關研究顯示，人口密度與都市化等環境變動對於疫情發展也扮演了重要角色。未來本島氣象肇因於氣候變遷，溫度將會漸趨暖化，此些氣象條件與環境變動如何影響登革熱疫情之分布與規模，實為值得深入探究之主題。

1.2 登革熱之氣象風險因子

作為登革熱病媒之埃及斑蚊與白線斑蚊，其生態特性與體外潛伏期 (extrinsic incubation period, EIP) 因為受到氣候因子直接影響，連帶影響登革熱疫情之發生率分布。Morin, Comrie, & Ernst, 2013 針對氣候與登革熱關連性之回顧文章中指出，全球多個研究均顯示溫度與濕度為登革熱疫情之顯著風險因子，也是疫情預測之重要關鍵。在全球氣候變遷影響下，登革熱疫情分布隨之有所變動亦可想像。例如 Hales *et al.* (2002) 利用 IPCC IS92S 氣候模式進行預測之研究指出，即便氣候變遷朝向和緩 (mild) 趨勢發展，2085 年時全球仍有 35% 人口暴露於登革熱疫情風險之中。若氣候變遷趨勢嚴重，則風險暴露人口將高達 50-60%。Campbell *et al.* (2015) 以 CMIP4 模式預測未來兩種登革熱病媒蚊之分布範圍，結果顯示北美、中非、東亞、東北澳洲等地帶之病媒蚊生存範圍將會擴張，南歐地帶之病媒蚊則會往北擴張生存範圍。Bouزيد *et al.* (2014) 研究則發現，氣候變遷模式顯示未來地中海、亞得里亞海、義大利波河河谷等地區都會成為登革熱疫情風險區域。Liu-Helmersson *et al.* (2016) 使用 IPCC AR5 情境模式進行登革熱疫情預測發現，即便是最為樂觀之 RCP2.6 情境，歐洲登革熱疫情仍將由南

歐擴張至法國中心地帶之尼斯與巴黎。而若是採用接近目前發展趨勢之 RCP 8.5 情境進行預測，則至本世紀末北歐地區也將籠罩在登革熱風險之中。

全球學界對於登革熱將因氣候變遷所及而擴張流行區域之研究結論既已明顯，位於濕熱地帶之我國相關分析結果亦顯示相似趨勢，本研究團隊在前期之 Wu *et al.* (2007) 研究中，利用 1998-2002 高雄地區登革熱案例資料進行時序性分析，結果顯示前兩個月的氣象條件，包含每月溫度及相對濕度都是為影響流行區域之重要因子，同時也是先期預測指標 (8-12 週)，並且發現整體氣候暖化之趨勢將使得登革熱流行之潛勢提升。Chen *et al.* (2010) 以 2001-2008 年之案例分析指出在高雄地區降雨、最低溫度與相對濕度都與疫情發生率均有顯著相關，且也可作為先期預測指標 (3 個月)。Yu *et al.* (2011) 以 2002-2006 年案例進行分析之結果顯示氣象條件直接影響病媒蚊之生態分布，疫情發生率也會受到顯著影響。

1.3 登革熱之環境風險因子

登革熱屬於蟲媒傳染病，除了氣象因子以外，人類作為宿主所在之住居環境條件，對於疫情分布也可能造成影響，近年來國際上針對人口密度變化、都市化、等社會環境因子於登革熱疫情所造成之效應也已有相關研究。2011 年泰國學者針對 437 個鄉鎮進行五年累積發生率研究顯示，鄰里效應 (neighborhood effect) 對於疫情發生率具有顯著影響，例如前往最近城市的距離、家戶人口數目較少等環境因子 (Tipayamongkhogul and Lisakulruk, 2011)。一份針對新加坡過去 40 年 (1974~2011) 來登革熱疫情發生率之分析結果顯示，人口成長造成的登革熱疫情相對風險 (relative risk) 為 42.7 倍；氣候變化 (平均與最低溫度) 造成之相對風險則僅有 7.1 倍。該文章作者推測此為由於新加坡地處長年濕熱氣候地帶，全年溫度差異不大，反而是人口成長與密度提高、都市化發展等社會、經濟、人口等周邊環境因子成為登革熱疫情發展的顯著驅力 (Struchiner *et al.*, 2015)。

本研究團隊在 Wu *et al.* (2009) 研究中，以 1998-2002 年登革熱案例資料，加入溫差及相對濕度兩個共變項所建構之建構 ARIMA (autoregressive integrated moving average) 模式，歸納出流行區域的都市化程度以及每年平均氣溫高於 18°C 等兩者，為影響疫情最為顯著之風險因子，且模式推估結果顯示隨著本島人口密度增長及暖化趨勢發展，登革熱疫情流行區域預計會有向北方擴大之趨勢，若以 IPCC AC2 情境進行估計，則籠罩在高風險之人口將增加 1.95 倍，值得後續控管與追蹤。

本研究團隊即以上述模式與數據為基礎，由登革熱案例及 TCCIP 所提供之氣象歷史紀錄與降尺度模式數據，整合人口密度、收入狀況、住居都市化等歷史資料衍生出之環境因子，探討氣象與環境因子對於登革熱疫情之分布相關性，並且納入 IPCC AR5 RCP8.5 情境模式，預測未來暖化趨勢下的疫情潛勢推估。

二、研究方法與步驟

本研究以 2003-2013 年登革熱歷年平均案例發生率為基盤資料，依據前期 Wu *et al.* (2009) 研究方法步驟分析，使用主成分分析法 (principle component analysis, PCA) 分析由 TCCIP 提供之 2010 年人口普查資料，從中萃取出 3 個主要成分，包含都市化 (因子 1)、老年人口 (因子 2) 及原住民人口 (因子 3) 等三個環境因子以備相關性驗證。在氣象因子資料部分，本研究運用 TCCIP 所提供之解析度 5 km 之歷史資料，將歷年每月溫度加以平均後，計算均溫大於 18°C 之月份個數及歷年平均累積年雨量。研究團隊接著使用空間迴歸模式 (spatial lag model)，驗證氣象因子、環境因子與疫情發生率之相關性。此外，做為代表病媒蚊生態指標之布氏指數 (Breteau index，簡稱為 BI，使用 Wu *et al.*, 2009 資料)，亦被納入進行相關性驗證。

此外，研究團隊透過操作 ESRI 公司 ArcGIS 軟體，將所收集之各項氣象、環境因子與疫情資料轉換成各鄉鎮地圖網格資訊，以呈現氣象與環境因子、疫情發生率之空間分布情形，並且藉由分析三者間之相關性分析結果及風險因子分布情形，繪製 2003-2013 年臺灣登革熱疫情流行地圖。

在未來暖化趨勢影響登革熱疫情之潛勢推估方面，本研究以 TCCIP 提供之 IPCC AR5 RCP8.5 為基礎推估三時期 (2016-2035 年、2046-2065 年與 2081-2100 年) 的臺灣各鄉鎮區域溫度數據，搭配 2010 年普查人口資料衍生之環境風險因子 推估全臺灣各鄉鎮之登革熱流行風險，並且將登革熱流行風險等級分為低、中、高三級，進行未來疫情風險潛勢地圖之繪製。

三、研究結果與討論

本研究探討氣象與環境因子對於臺灣地區登革熱疫情分布之相關性，方法為依據前期 Wu *et al.*, 2009 研究所得之統計模式，透過更新全臺灣各鄉鎮平均氣象數據、2003-2013 年登革熱案例歷年平均發生率、人口密度、都市化等資料，再整合所有因子並利用空間迴歸分析方法，瞭解何種風險因子對於登革熱疫情之分布具有相關性。

本研究利用 PCA 方法萃取 TCCIP 所提供之 2010 年人口普查資料，所得到之 3 個環境因子 (都市化、老年人口、原住民人口) 及其解釋變異量如表 1 所示。

接下來，本研究將三個環境因子、氣象因子、布氏指數進行空間迴歸分析之模式適配，其結果如表 2 所示。結果發現每年月均溫高於 18°C 的月份數、因子 1 (都市化) 及因子 3 (原住民人口) 對登革熱平均發生率皆具有顯著相關性。然而布氏指數 (BI) 僅只有 >0 時與發生率具有顯著關係 ($\beta=0.0278$)，但隨著 BI 增高似乎對於平均發生率的相關性卻不具顯著解釋力。

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

表 1. 我國 2010 年人口普查資料之環境因子 PCA 分析結果

元素	解釋變異	Loading
因子 1: 都市化	37.09%	
平均人口密度(人/平方公里)		0.783
從事服務業比率(1/10000)		0.793
從事農業比率(1/10000)		-0.565
房屋擁有率(1/10000)		-0.454
每一萬人可使用診所數		0.768
收入中位數 ^a		0.651
因子 2: 老年人口	15.89%	
獨居老人比率(1/10000)		0.867
老年人口比率(1/10000)		0.866
失能人口比率(1/10000)		0.732
因子 3: 原住民人口	12.00%	
原住民人口比率(1/10000)		0.886
房屋擁擠率(1/10000)		0.565
總解釋變異量	64.97%	

a. 使用 Wu *et al.*, 2009 資料

表 2. 1998 至 2002 年 vs. 2003 至 2013 年登革熱平均發生率各因子之空間迴歸分析

係數	^a 1998-2002 年平均發生率	2003-2013 年平均發生率			
	Spatial lag model	BI>0	BI>1	BI>2	Mean of BI
	R ² =0.4989	R ² =0.4413	R ² =0.4379	R ² =0.4376	R ² =0.4391
境外發生率	0.1564	0.2673	0.2319	0.189	0.2425
布氏指數調查率	0.0273	0.0278**	0.0297	-0.0017	0.0148
年雨量	-0.0116	-0.0134	-0.0146	-0.0127	-0.0155
每年平均月溫 高於 18 °C 的月份數	0.6660**	0.5855***	0.6200***	0.7454***	0.5920***
因素 1：都市化	1.3198***	1.3818***	1.3208***	1.2289***	1.3578***
因素 2：老年人口	-0.0014	0.1105	0.1279	0.1054	0.1587
因素 3：原住民人口	0.9785	0.8410**	0.8339**	0.9219**	0.8206**
Constants	-5.1073	-4.653	-4.1822	-5.0143	-4.1796
Rho	0.7005	0.5615	0.5666	0.5773	0.5643

** p<0.05 ***p<0.01

a. 布氏指數調查率為(Wu et al.,2009)資料

※ 氣象因子解析度為 5km (NCDR 提供 Version 3)

本研究根據上述結果，以每年月均溫高於 18°C 的月份數、都市化 (PCA1>median) 及原住民人口 (PCA3>median) 為風險因子，推估未來暖化趨勢下境對於臺灣地區登革熱流行風險分布之影響。以 TCCIP 提供之 IPCC AR5 RCP8.5 為基礎推估三時期 (2016-2035 年、2046-2065 年與 2081-2100 年) 的臺灣各鄉鎮區域溫度數據，搭配 2010 年之兩個環境因子 (因子 1 及因子 3) 推估全臺灣各鄉鎮之登革熱流行風險，並且將登革熱流行風險等級分為低、中、高三級，藉以繪製 2003-2013 之風險流行地圖 (如圖 1(a) 所示) 及未來各時期風險潛勢地圖 (如圖 1(b) 至圖 1(d) 所示)。

比對 2003-2013 年臺灣登革熱本土案例鄉鎮分布與圖 1(a) 之風險流行地圖，結果如表 3 所示，可以發現 99.7% 之案例發生地圖之具風險區域，且有 92.05% 案例發生於中度及高度風險區域；比對 2014 年本土案例與風險流行地圖，亦可發現具有 99.87% 之分布符合程度顯示本研究所建構之空間迴歸模式與風險地圖具有相當可信度。

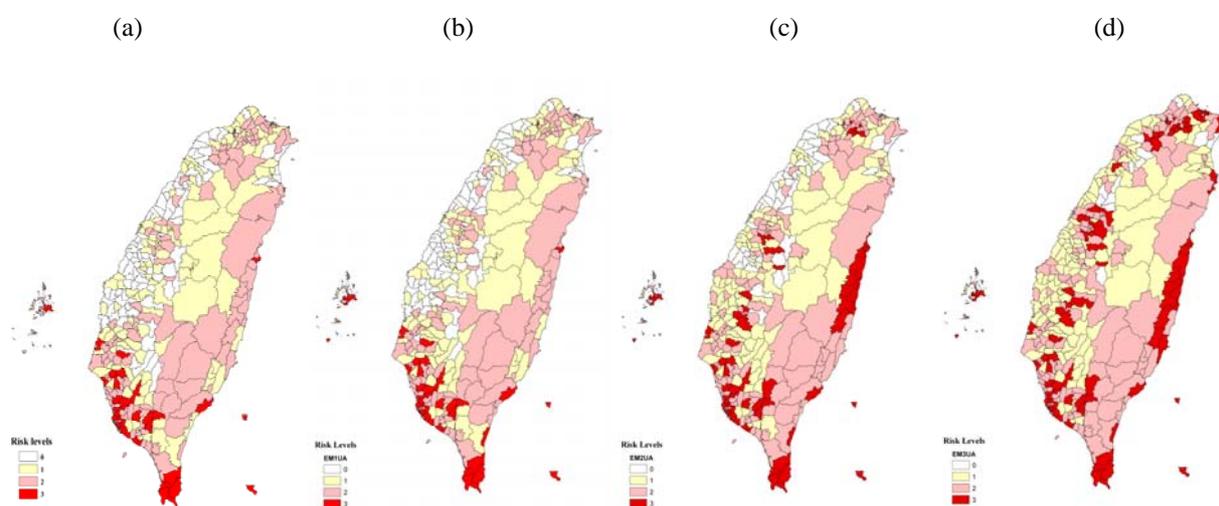


圖 1. (a) 2003-2013 年觀測溫度之登革熱風險分布地圖；(b) 2016-2035 年 IPCC AR5 RCP8.5 Ensemble 模式之登革熱風險潛勢地圖；(c) 2046-2065 年 IPCC AR5 RCP8.5 Ensemble 模式之登革熱風險潛勢地圖；(d) 2081-2100 年 IPCC AR5 RCP8.5 Ensemble 模式之登革熱風險潛勢地圖。

表 3. 登革熱本土案例於不同風險等級鄉鎮之發生個數比例

	無風險	低風險	中風險	高風險
風險鄉鎮數	87	114	122	35
2003-2013 年 本土案例數(%)	28 (0.28%)	761 (7.67%)	3577 (36.03%)	5562 (56.02%)
2014 年 本土案例數(%)	20 (0.13%)	559 (3.6%)	3009 (19.4%)	11921 (76.87%)

觀察本研究運用 IPCC AR5 RCP 8.5 多個情境模式所繪製之登革熱風險潛勢地圖 (如圖 1(b)至圖 1(d)) 可以發現, 隨著時間越接近世紀末 (2100 年), 全臺灣各鄉鎮屬於高風險者隨之增加。而且於相同時期、不同模式之間的風險評估結果類似, 因此, 本研究以不同時期 IPCC AR5 RCP8.5 之 41 個模式平均的風險潛勢地圖進行呈現。由潛勢地圖可以發現, 登革熱流行風險區域除南部地區之外, 中、北部及東部地區風險也相對提升。以 2016-2035 年 IPCC AR5 RCP8.5 之 41 個模式之月平均溫度推估屬於高風險鄉鎮數為 38 個; 2046-2065 年月平均溫度推估屬於高風險鄉鎮數升高為 63 個; 2081-2100 年月平均溫度推估屬於高風險鄉鎮數更是升高至 91 個。世紀末隨著溫度提高, 高風險鄉鎮數為現階段的 2.6 倍。

本研究針對登革熱疫情之環境與氣象因子, 建立空間迴歸模式以探討其相關性, 結果顯示每年月均溫高於 18°C 的月份數、都市化及原住民人口等因子, 對於本島登革熱平均發生率皆具有顯著相關性, 作為病媒蚊生態指標之布氏指數卻並無顯著相關性。研究團隊 IPCC AR5 之未來暖化趨勢情境模式進行推估, 發現全臺灣各地區登革熱高風險鄉鎮的地理版圖將擴張。由此可見未來氣候變遷之溫度變化, 將對臺灣登革熱疫情流行造成顯著影響, 建議主管機關針對登革熱之傳播控管與公衛調適措施應予高度重視。

參考文獻

- Chang, Chih-Pei, Yi-Ting Yang, Hung-Chi Kuo, 2013: Large Increasing Trend of Tropical Cyclone Rainfall in Taiwan and the Roles of Terrain. *J. Clim.*, **26**, 4138-4147. doi:10.1175/JCLI-D-12-00463.1.
- Bouzig, M., Colon-Gonzalez, F. J., Lung, T., Lake, I. R., & Hunter, P. R. 2014. Climate change and the emergence of vector-borne diseases in Europe: case study of dengue fever. *BMC Public Health*, **14**, 781. doi:10.1186/1471-2458-14-781
- Campbell, L. P., Luther, C., Moo-Llanes, D., Ramsey, J. M., Danis-Lozano, R., & Peterson, A. T. 2015. Climate change influences on global distributions of dengue and chikungunya virus vectors. *Philos Trans R Soc Lond B Biol Sci*, **370(1665)**. doi:10.1098/rstb.2014.0135
- Chen, C.-C., & Chang, H.-C. 2013. Predicting dengue outbreaks using approximate entropy algorithm and pattern recognition. *Journal of Infection*, **67(1)**, 65-71. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.jinf.2013.03.012
- Chen, S. C., Liao, C. M., Chio, C. P., Chou, H. H., You, S. H., & Cheng, Y. H. 2010. Lagged temperature effect with mosquito transmission potential explains dengue variability in southern Taiwan: insights from a statistical analysis. *Sci Total Environ*, **408(19)**, 4069-4075. doi:10.1016/j.scitotenv.2010.05.021
- Hales, S., de Wet, N., Maindonald, J., & Woodward, A. 2002. Potential effect of population and climate changes on global distribution of dengue fever: an empirical model. *Lancet*, **360(9336)**, 830-834. doi:10.1016/s0140-6736(02)09964-6

- Hsu, J. C., Hsieh, C. L., & Lu, C. Y. 2017. Trend and geographic analysis of the prevalence of dengue in Taiwan, 2010-2015. *Int J Infect Dis*, **54**, 43-49. doi:10.1016/j.ijid.2016.11.008
- Liu-Helmersson, J., Quam, M., Wilder-Smith, A., Stenlund, H., Ebi, K., Massad, E., & Rocklov, J. 2016. Climate Change and Aedes Vectors: 21st Century Projections for Dengue Transmission in Europe. *EBioMedicine*, **7**, 267-277. doi:10.1016/j.ebiom.2016.03.046
- Morin, C. W., Comrie, A. C., & Ernst, K. 2013. Climate and dengue transmission: evidence and implications. *Environ Health Perspect*, **121(11-12)**, 1264-1272. doi:10.1289/ehp.1306556
- Struchiner, C. J., Rocklov, J., Wilder-Smith, A., & Massad, E. 2015. Increasing Dengue Incidence in Singapore over the Past 40 Years: Population Growth, Climate and Mobility. *PLoS One*, **10(8)**, e0136286. doi:10.1371/journal.pone.0136286
- Tipayamongkholgul, M., & Lisakulruk, S. 2011. Socio-geographical factors in vulnerability to dengue in Thai villages: a spatial regression analysis. *Geospat Health*, **5(2)**, 191-198. doi:10.4081/gh.2011.171
- Wu, P. C., Guo, H. R., Lung, S. C., Lin, C. Y., & Su, H. J. 2007. Weather as an effective predictor for occurrence of dengue fever in Taiwan. *Acta Trop*, **103(1)**, 50-57. doi:10.1016/j.actatropica.2007.05.014
- Wu, P. C., Lay, J. G., Guo, H. R., Lin, C. Y., Lung, S. C., & Su, H. J. 2009. Higher temperature and urbanization affect the spatial patterns of dengue fever transmission in subtropical Taiwan. *Sci Total Environ*, **407(7)**, 2224-2233. doi:10.1016/j.scitotenv.2008.11.034
- Yu, H.-L., Yang, S.-J., Yen, H.-J., & Christakos, G. 2011. A spatio-temporal climate-based model of early dengue fever warning in southern Taiwan. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, **25(4)**, 485-494. doi:10.1007/s00477-010-0417-9

氣候變遷對臺灣埃及斑蚊分布的影響

Assessing the impact of climate change on the distribution of *Aedes aegypti* in Taiwan

傅宗禛^{1,2}、郭宏偉¹、魏嘉¹、劉宇倫¹

¹衛生福利部疾病管制署、²國家災害防救科技中心

摘要

臺灣登革熱的病媒蚊為埃及斑蚊與白線斑蚊，白線斑蚊廣布全臺海拔 1500 公尺以下的平地，而埃及斑蚊只出現在北回歸線以南且海拔 1000 公尺以下的地區。由於埃及斑蚊較具傳播登革熱病毒能力的生物特性，是造成臺灣登革熱大規模疫情爆發的主要媒介，故預估未來氣候變遷下埃及斑蚊分布的變化是分配資源以預防未來登革熱疫情爆發的重要議題。過去許多研究都發現氣溫跟雨量是影響埃及斑蚊分布的兩大重要氣象變數，因此本研究針對 1988-1996 年與 2003-2011 年兩個時期，將中央氣象局 30 個綜觀氣象站的歷史觀測資料視為自變數，將測站所在鄉鎮有無埃及斑蚊視為依變數進行以彈性網為懲罰項的懲罰羅吉斯回歸分析。結果發現全年均溫、冬季平均日最低溫、冬季平均日累積降雨量等 3 個主要影響臺灣埃及斑蚊分布的氣象變數。利用臺灣氣候變遷推估與資訊平台 (TCCIP) 提供的歷史觀測與未來氣候變遷 RCP 4.5 與 RCP 8.5 情境下之 5 公里 x 5 公里網格化氣象資料，本研究建立了埃及斑蚊可能長期分布的風險地圖，並比較相對於 1986-2005 年的基期，未來 2016-2035 年、2046-2065 年與 2081-2100 年三個時期埃及斑蚊可能的分布範圍。最後發現埃及斑蚊的適合棲地在 2016-2035 年可能會擴及雲林與嘉義沿岸；而在 2046-2065 年，在 RCP 4.5 情境埃及斑蚊可能開始在彰化棲息，RCP 8.5 情境則更可能擴展至臺中；在世紀末，RCP 8.5 情境下棲地最北可能會到新竹市區，但不會遍及冬雨較多的臺北、新北、基隆、桃園與宜蘭地區。

關鍵詞：埃及斑蚊、氣候變遷、登革熱、TCCIP。

Abstract

Both *Aedes aegypti* and *Aedes albopictus* are vectors of dengue fever in Taiwan. *Aedes albopictus* is distributed at elevations of less than 1500 meters throughout the island, and *Aedes aegypti* is only found in the south and below the Tropic of Cancer at elevations of less than 1000 meters. *Aedes aegypti* is more capable for dengue transmission, so it has been considered as a principal vector for large dengue outbreaks in Taiwan. Therefore, the estimation of potential distributions of *Aedes aegypti* under climate change scenario is important for future resource allocation and preparedness of dengue fever outbreaks. Temperature and precipitation are two

important weather variables that affect the distribution of *Aedes aegypti*. In this study, the historical observations (as covariates) from 30 Central Weather Bureau's weather stations for periods of 1988-1996 and 2003-2011 were collected and the existence of *Aedes aegypti* at the town where the weather station was located was treated as outcome variable. A penalized logistic regression with elastic-net penalty was then employed to select the most effective covariates. The results showed that the annual average temperature, winter daily minimum temperature and winter daily average precipitation were three main weather variables that affect the distribution of *Aedes aegypti* in Taiwan. Risk maps for the persistence of *Aedes aegypti* on a 5 km x 5 km resolution were generated by using the historical observed gridded data under RCP4.5 and RCP8.5 scenarios provided by the Taiwan Climate Change Projection and Information Platform Project (TCCIP). We found the habitats of *Aedes aegypti* may expand to the coast of Yunlin and Chiayi in 2016-2035. In 2046-2065, *Aedes aegypti* may expand to Changhua under the RCP4.5 scenario and to Taichung under the RCP8.5 scenario. By the end of 21st century, *Aedes aegypti* may present in Hsinchu metropolitan under the RCP8.5 scenario, but may not present in the area with more winter rainfall such as Taipei, New Taipei, Keelung, Taoyuan and Yilan.

Keywords: *Aedes aegypti*, climate change, dengue fever, TCCIP

一、序言

埃及斑蚊與白線斑蚊為臺灣登革熱的主要病媒蚊，白線斑蚊廣布全臺海拔 1500 公尺以下的平地，而埃及斑蚊只出現在北回歸線以南且海拔 1000 公尺以下的地區。由於埃及斑蚊有喜於室內活動且吸血對象為人的特性，故比主要在室外活動且吸血對象為人或動物的白線斑蚊更具傳播登革熱病毒的能力，是造成臺灣南部登革熱疫情爆發的主要媒介 (Teng *et al.*, 2007)。根據疾病管制署的調查 (鄧華真, 2011)，現今埃及斑蚊的分布區域為臺南、高雄、屏東、臺東市區與外島澎湖，在本島則未渡過嘉義以北地區。

在氣候變遷的影響下，全球氣溫逐漸上升，降雨有豐愈豐枯愈枯的現象，可能使得原非適於埃及斑蚊生存的地區變成適合棲地，而造成登革熱疫區的擴大；或使得適合棲地的環境更利於埃及斑蚊的繁殖與傳播，而造成更嚴重的登革熱疫情。根據國際衛生組織 (WHO) 的調查，在 1970 年以前僅有 9 個國家有嚴重的登革熱疫情，而到 2016 年已經超過 100 個國家有登革熱大流行。另外，2015 年出現全球嚴重化的登革熱爆發，舉例來說，菲律賓與馬來西亞的登革熱疫情分別較 2014 年成長 59.5%與 16%，巴西的成長更高達 3 倍，印度則是發生自 2006 年以來最嚴重的疫情 (WHO, 2016)。是故探討氣候變遷對登革熱傳播的影響成了全球公共衛生的重要議題。

然而，登革熱傳播主要受制於病媒蚊的分布，故探討氣候變遷對登革熱傳播的影響之前，應先探討氣候變遷對登革熱病媒蚊分布的影響。許多研究如 Kraemer *et al.* (2015) 與 Roger

(2015) 都發現氣溫跟雨量是影響病媒蚊分布的兩大重要氣象變數。在臺灣由於埃及斑蚊更具傳播登革熱病毒的能力，是造成臺灣登革熱大規模疫情爆發的主要媒介，故探討臺灣埃及斑蚊分布的重要相關氣象因子，並由此建立分布指標預估未來氣候變遷下臺灣埃及斑蚊的分布變化是分配資源以預防未來登革熱疫情爆發的第一步。

二、材料與方法

2.1 埃及斑蚊分布指標建立

根據疾病管制署埃及斑蚊分布調查報告的調查時間 (鄧華真, 2011)，將資料分成 1988-1996 年與 2003-2011 年兩個時期，使用中央氣象局綜觀氣象站的氣象資料，1988-1996 年時期有 25 測站，2003-2011 年時期有 30 測站紀錄完整，將測站視為個體，總計 55 筆資料。以年為單位計算兩個時期各氣象測站全年均溫、夏季平均日最高溫、冬季平均日最低溫、春季平均日累積降雨量、夏季平均日累積降雨量、秋季平均日累積降雨量與冬季平均日累積降雨量等 7 個氣象變數於所屬時期內的平均值作為自變數；測站位置所在鄉鎮是否有埃及斑蚊分布作為應變數進行分析。但由於測站位置所在鄉鎮有埃及斑蚊分布的資料僅有 13 筆，為稀少 (sparse) 資料，不能直接以一般的羅吉斯回歸 (logistic regression) 進行變數選擇，故本研究以彈性網為懲罰項 (elastic-net penalty) 之懲罰 (penalized) 羅吉斯回歸進行變數選擇找出最能解釋埃及斑蚊分布的氣象變數。

定義 Y_i 與 $X_i = (X_{i1}, \dots, X_{i7})$ 分別為第 i 筆資料的應變數與 7 個氣象變數構成的自變數向量， $p_i = E(Y_i | X_i)$ 為給定自變數訊息下第 i 筆資料有埃及斑蚊分布之機率，則可建立羅吉斯回歸模式 $\log(p_i / (1 - p_i)) = \beta_0 + X_i^T \beta$ ，其中 β_0 與 $\beta = (\beta_1, \dots, \beta_7)$ 分別為截距與自變數相對應的回歸係數向量， $p_i / (1 - p_i)$ 又稱作勝算 (odds)， $i = 1, \dots, 55$ 。以懲罰項調整後的對數概似函數 (log-likelihood) 為 $\sum_{i=1}^{55} y_i (\beta_0 + \mathbf{x}_i^T \beta) - \sum_{i=1}^{55} \log(1 + \exp(\beta_0 + \mathbf{x}_i^T \beta)) + \lambda(\alpha \|\beta\|_1 + (1 - \alpha) \|\beta\|_2^2 / 2)$ ，前兩項為一般羅吉斯回歸得到的對數概似函數，最後一項乘上拉格朗日乘子 (Lagrange multiplier) λ 的就是彈性網懲罰項，其中 $\|\cdot\|_p$ 為 p -範數 (norm)， $p=1$ 表示向量各元素取絕對值後相加， $p=2$ 表示向量各元素平方相加後再開根號，本研究取 $\alpha = 0.5$ 。以最大概似估計法配合交叉驗證，可得設定不同 λ 下回歸估計的均方誤 (MSE)，取最小均方誤對應之 λ 及 (β_0, β) 估計值。若回歸係數估計為 0，表示對應的自變數未被選取。

根據懲罰羅吉斯回歸變數選擇的結果，建立數個解釋力較佳的模式，再以 TCCIP 所提供的網格化歷史氣象資料進行歷史時期 (1986-2005 年) 的埃及斑蚊分布估計，配合疾病管制署調查的埃及斑蚊分布地圖，進行模式的估計驗證。由於交叉驗證採用的 k 等分法 (k -fold) 其 k 的設定為隨機，為求穩定每個模式都進行 1000 次的交叉驗證與估計。結果發現只考慮全年均溫、冬季平均日最低溫、冬季平均日累積降雨量等 3 個氣象變數的模式在歷史時期的估計結果最貼近埃及斑蚊分布地圖且無高估分布區域，故以此模式作為埃及斑蚊分布指標。

2.2 氣候變遷下網格化未來氣象資料

為預估未來氣候變遷下臺灣埃及斑蚊的分布變化，本研究使用 TCCIP 提供之 5 公里 x 5 公里統計降尺度網格化未來氣象推估資料。此氣象資料是根據政府間氣候變遷專門委員會 (IPCC) 第五次評估報告 (AR5) 準則，不同代表濃度途徑 (RCPs) 之未來氣候變遷情境，在第五期耦合模式 (CMIP5) 架構下進行各種大氣環流模式 (GCMs) 模擬的整合 (ensemble) 結果再降尺度而成，時間解析度為月。然而，網格化未來氣象資料是相對於歷史時期 1986-2005 年，分別推估 2016-2035 年、2046-2065 年與 2081-2100 年等 3 個時期的溫度變化量與雨量變化率，故還需要網格化歷史氣象資料來得到未來情境的氣象資料實際數值。

2.3 網格化歷史氣象資料

本研究採用 TCCIP 提供之 5 公里 x 5 公里網格化歷史氣象資料，該資料統合台灣中央氣象局、農田水利會、水利署與台電的各個測站的資料，排除重複、錯誤與不一致的資料後，以距離反比內插法配合權重平均法分配不同網格的權重後得到 1960-2012 年，時間解析度為月的網格化歷史氣象資料。本研究只使用 1986-2005 年的歷史資料平均值。

根據 2.1 節建立的埃及斑蚊分布指標，運用 2.2 與 2.3 節整合得到的網格化未來氣象資料，分別探討 RCP4.5 及 RCP8.5 情境下，全年均溫、冬季平均日最低溫、冬季平均日累積降雨量等 3 個氣象變數的改變對臺灣未來埃及斑蚊分布造成的影響。

三、結果

在數值結果方面，以全年均溫 X_1 、冬季平均日最低溫 X_2 與冬季平均日累積降雨量 X_3 等 3 個氣象變數進行 1000 次模式為 $\log(p/(1-p)) = \beta_0 + \sum_{j=1}^3 \beta_j X_j$ 的彈性網懲罰羅吉斯回歸交叉驗證分析後，回歸係數估計值 $\hat{\beta}_j$ 的中位數分別為 0.507、0.274 與 -1.295，而估計值分布如圖 1 所示。將回歸係數估計值取指數 $\exp(\hat{\beta}_j)$ ，可得固定其他自變數不變下，對應的自變數 X_j 數值每增加 1 的勝算 $p'/(1-p')$ (p' 為給定 $X_j = x_j + 1$) 為原本勝算 $p/(1-p)$ (p 為給定 $X_j = x_j$) 之比值估計值 (即勝算比估計值)。故 3 個氣象變數對應之勝算比估計值的中位數分別為 1.660、1.315 與 0.274，顯示一地區全年均溫或冬季平均日最低溫的增加會使該地區埃及斑蚊分布的勝算增高，但冬季平均日累積降雨量的增加反倒使該地區埃及斑蚊分布的勝算降低。

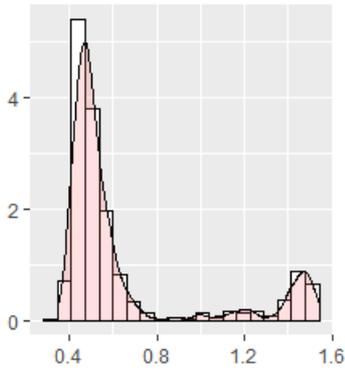
在未來氣候變遷方面，結果發現相對於歷史基期 1986-2005 年，埃及斑蚊長期性分布的適合棲地於 2016-2035 年可能擴及雲林與嘉義沿岸；2046-2065 年，在 RCP 4.5 情境下埃及斑蚊可能開始在彰化棲息，RCP 8.5 情境則更可能擴展至臺中；在世紀末，RCP 8.5 情境下棲地最北可能會到新竹市區，但不會遍及冬雨較多的臺北、新北、基隆、桃園與宜蘭地區 (圖 2)。

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

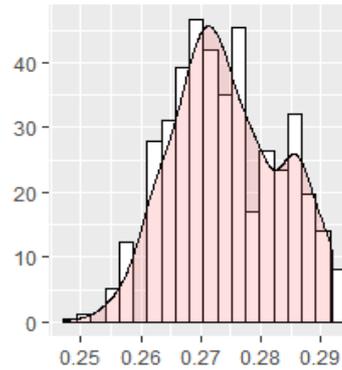
Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

(a) 全年均溫



(b) 冬季平均日最低溫



(c) 冬季平均日累積雨量

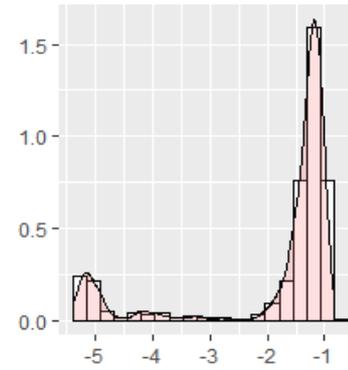
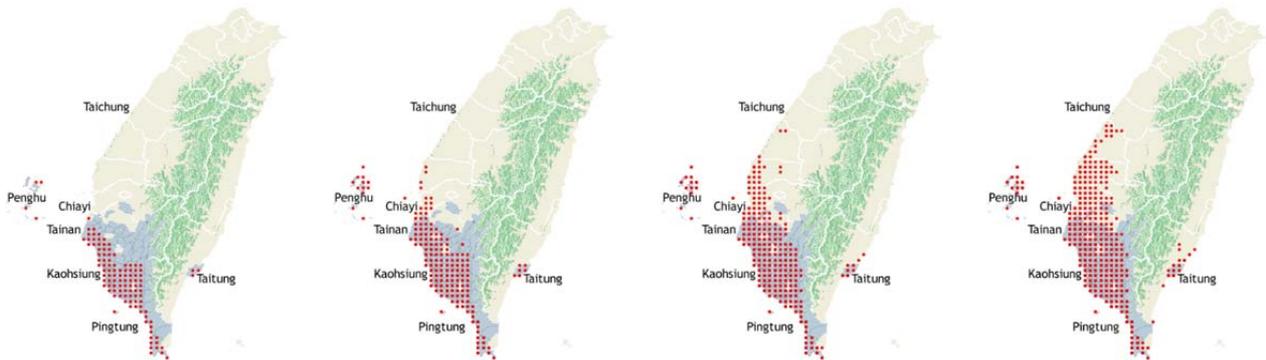
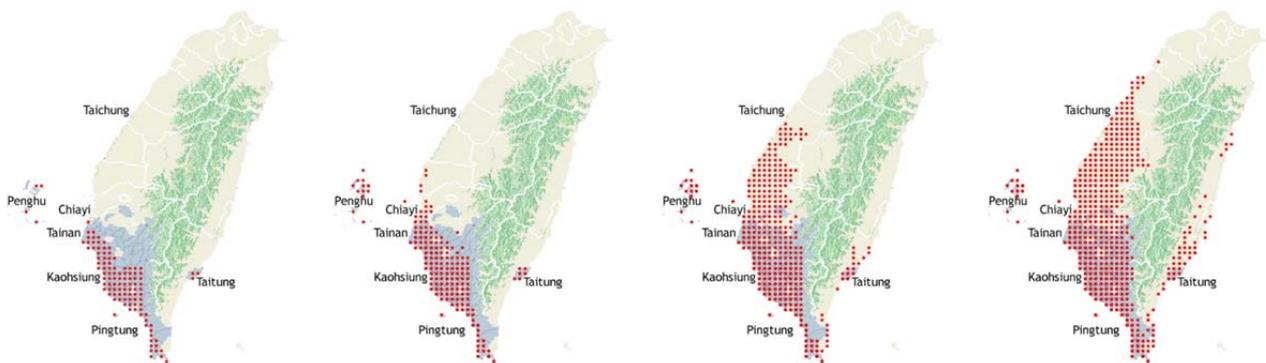


圖 1. 自變數為 (a) 全年均溫、(b) 冬季平均日最低溫與 (c) 冬季平均日累積降雨量等 3 個氣象變數之彈性網懲罰羅吉斯回歸，進行 1000 次的交叉驗證後，得到的回歸係數估計值機率密度函數。橫軸為估計值，縱軸為密度 (density)。

RCP 4.5



RCP 8.5



1986-2005

2016-2035

2046-2065

2081-2100

圖 2. 以全年均溫、冬季平均日最低溫與冬季平均日累積降雨量建立之指標考慮不同氣候變遷情境 (a) RCP 4.5 與 (b) RCP 8.5 下的未來埃及斑蚊分布圖。紅點代表有埃及斑蚊分布，背景灰藍色塊則為 2003-2011 年疾病管制署調查的埃及斑蚊實際分布鄉鎮且海拔小於 1000 公尺的範圍。

四、討論

RCP 4.5 與 RCP 8.5 氣候變遷情境，均推估全年均溫與冬季平均日最低溫長期趨勢為逐漸上升，但冬季平均日累積降雨量則依地區不同，隨時間有豐者愈豐、枯者愈枯的情況。這使得臺灣有冬季降雨的北部及東北部地區雖然全年均溫、冬季平均日最低溫皆隨時間逐漸上升，但因冬季平均日累積降雨量也隨之增高（豐者愈豐），而抵銷氣溫提升的埃及斑蚊分布之勝算。本研究最後的模式並未考慮冬季平均日最低溫與冬季平均日累積降雨量兩者的交互作用，原因是即使放入交互作用，其埃及斑蚊分布的預估結果幾乎相同。很可能是因為臺灣除了蘭嶼外幾乎冬季降雨地區也同時是冬季低溫區，所以交互作用的影響不大。本次模擬結果，雖然歷史基期在南部山區與平地區交界處的埃及斑蚊分布估計較差，但埃及斑蚊的分布於臺南、高雄、屏東、臺東都市區與外島澎湖五大重點區都有預估到，且未來分布變化與學者預期台灣登革熱流行區域將擴大北移趨勢相符，故仍可提供登革熱、茲卡病毒感染、屈公病防治政策未來的病媒蚊防治資源分配參考。

參考文獻

- 鄧華真，2011：台灣地區登革熱病媒蚊分布調查與屈公病發生的可能性探討（計畫編號：DOH100-DC-2018）。行政院衛生福利部疾病管制署，臺北。
- Kraemer M.U.G., M.E. Sinka, K.A. Duda, A.QN. Mylne, F.M. Shearer, C.M. Barker, C.G. Moore, R.G. Carvalho, G.E. Coelho, W.V.Bortel, G. Hendrickx, F. Schaffner, I. RF. Elyazar, H.J. Teng, O.J. Brady, J.P. Messina, D.M. Pigott, T.W. Scott, D.L. Smith, GR.W. Wint, N. Golding, S.I. Hay, 2015: The global distribution of the arbovirus vectors *Aedes aegypti* and *Ae. Albopictus*. *eLife*. **4**, e08347. DOI:10.7554/eLife.08347
- Rogers D.J., 2015: Dengue: recent past and future threats. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, **370**, 20130562.
- Teng H.J., T.J. Chen, S.F. Tsai, C.P. Lin, H.Y. Chiou, M.C. Lin, S.Y. Yang, Y.W. Lee, C.C. Kang, H.C. Hsu, N.T.Chang, 2007: Emergency vector control in a DENV-2 outbreak in 2002 in Pingtung City, Pingtung County, Taiwan. *Japanese Journal of Infectious Diseases*, **60**, 271-279.
- WHO, 2016: Dengue and severe dengue. Retrieved December 26, 2016 from <http://www.who.int/mediacentre/factsheets/fs117/en>

氣候變遷資料應用於農糧領域的技術發展與研究-以水稻為例

Application of Climate Change Data for Technical Development and Research in Agricultural Fields: A Case Study in Rice

姚銘輝¹、陳宣蘋¹、鍾昀軒¹、連柏雁¹、洪鴻¹、徐永衡²、劉俊志²、陳永明²

¹農委會農業試驗所、²國家災害防救災中心

摘要

「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) 第二期計畫新增農糧領域的研究項目, 由國家防救災中心與農業委員會農業試驗所合作, 在氣候變遷降尺度資料產製端與使用端之上下游進行雙向溝通以及跨學門整合。農耕過程中氣象環境和作物之間的交感相當複雜, 因此針對農業政策、栽培技術及環境因素之評估常需藉助於作物模式的使用。水稻是我國最主要糧食作物, 水稻產量也是糧食安全重要指標。本研究利用 TCCIP 團隊所產製未來氣候資料, 配合農業試驗所開發之「不同氣候情境糧食生產評估系統」, 推估未來氣候變遷下臺灣地區水稻產量潛勢, 並分析水稻適合種植區域之未來變遷趨勢。就溫度分析結果顯示, 未來氣溫逐漸上升, 將縮短水稻的生育日數, 使產量下降。另當溫室氣體管制越失控的情境下, 水稻產量減少趨勢越明顯, 至 21 世紀末, 在 RCP 2.6、RCP 4.5、RCP 6.0 及 RCP 8.5 情境下水稻平均產量改變率, 分別減少 6%、13%、16% 及 25%; 另由 AR4 動力降尺度(A1B 情境)分析結果, 暖化將減少 2 月低溫對秧苗造成的傷害, 但 5 月及 6 月的高溫次數在世紀末將明顯增加, 可能使水稻授粉不易或穀粒充實不足導致減產。另將全台淹水災害風險圖與水稻產量推估資料進行分析後可發現, 淹水高風險區多位於彰化以南的水稻主要產區, 說明未來水稻生產將面臨更多的挑戰。

關鍵詞：氣候變遷、降尺度、水稻、糧食安全。

Abstract

The Taiwan Climate Change Projection and Information Platform Project (TCCIP) phase 2 add an agriculture research project. In this study team is collaborate between the National Science and Technology Center for Disaster Reduction (NCDR) and Taiwan Agriculture Research Institute (TARI), use of two-way communication between the upstream and downstream of climate change downscaling data production side. Because of the interaction between the meteorological environment and the crop grow is very complicated. Therefore, the evaluation of agricultural policy, cultivation techniques and environmental factors often need to use the crop model. Rice is the most

important grain crop in Taiwan, and rice yield is also an important indicator of food security. In this study, the future climatic data was produced by TCCIP team and food production evaluation system for different climate scenarios developed by TARI, integrate the climate and crop data to estimate the potential rice yield, and to analyze the suitable planting area of paddy rice in the future. On the temperature analysis showed that the future temperature gradually increased, will shorten the number of rice planting date, so that in the late 21st century, the average yield change rate of rice under RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0 and RCP 8.5 decreased by 6%, 13%, 16%, and 25%, respectively. Climate data was downscaling from IPCC AR4 and AR5, the crop damage caused by low temperature in February is decrease, but the number of heat events in May and June was significantly increased at the end of the century, high temperature will cause the abortion when pollination which lead to reduced grain yield of rice. In addition, it is found that flood risk areas are mainly located in the main rice producing areas south of Changhua, which indicates that rice production will face more challenges in the future.

Keywords: Climate Change, Downscaling, Rice, Food security.

一、前言

根據政府間氣候變遷專門委員會 (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) 第五次評估報告 (IPCC, 2013), 百年氣象資料分析顯示, 全球暖化非常明顯, 其中又以北半球高緯度地區的上升幅度較大, 陸地暖化速度較海洋快, 也帶來全球海溫升高、冰雪普遍融化和平均海平面上升等現象。臺灣氣候變遷科學報告 (2011) 指出, 臺灣地理環境特殊, 面臨全球氣候變遷, 氣候脆弱度與災害性天氣發生頻率及強度遠高於其它國家。根據中央氣象局 (2009) 分析 1897-2008 年溫度資料顯示, 全臺年均溫百年來上升了 0.8°C, 近 50 年來, 夏季的極端高溫日數有明顯增加的趨勢 (李和盧, 2010)。極端降雨事件增加, 降雨型態傾向增強現象; 乾旱事件有更趨嚴重的現象, 不論在發生乾旱時間延長及強度均皆呈現增加。陳等 (2006) 研究發現, 臺灣地區因異常氣候狀況所將導致的嚴重農業氣象災害將持續發生, 且受損金額有逐年擴大的趨勢, 所以隨著暴雨、乾旱與極端氣象事件的發生頻率增加, 將對農業生產及糧食穩定供應產生衝擊。

IPCC AR4 的 GCM 空間解析度大約為 100-500 公里, 而在 IPCC AR5 的 GCM 空間解析度雖有所提升, 但仍在 80-300 公里左右。在 GCM 空間解析度下臺灣僅是數個網格點, 無法進一步區分更細部的氣候資訊, 而且在這些氣候模式中, 臺灣是被定義為海洋的網格點, 並不為陸地, 同時在低解析度下的臺灣地形也較實際高度要低得許多。這些限制皆可能造成 GCM 模擬結果與臺灣區域細部觀測資料之間的差距, 特別是地形對氣溫與降雨都有明顯的作用。由於臺灣區域對未來氣候變遷推估需高解析度細部地區的氣候模擬運用, 以評估氣候變遷影響與調適研究方面的需要, 因此, 降尺度方法為區域氣候評估時的必要手段 (陳與林,

2010)。

農試所建置完成之「不同氣候情境糧食生產評估系統」，可進行氣候變遷下糧食安全評估。TCCIP 團隊產製之動力與統計降尺度氣候資料，提供各領域使用時，會因各個領域的格式差異需求會有所不同。「不同氣候情境糧食生產評估系統」所需氣象資料在時間解析度上，需為完整一年的逐日資料，同時產製氣象資料的最低需求限制為日最高溫 ($^{\circ}\text{C}$)、日最低溫 ($^{\circ}\text{C}$)、日降雨量 (mm) 及日輻射量 (MJ m^{-2}) 四個氣象因子。空間解析度需 $5\text{km} \times 5\text{km}$ 高解析度的氣候資訊且轉製成農試所之網格數，然而匯入產製氣候資料中缺乏日射量項目，日射量為影響農作物生產之重要因素，亦是模擬推估產量不可或缺因子之一，所以暫以前人研究之經驗式利用溫度差推估產製日射量資料 (姚等, 2002)。糧食指標性作物以水稻為例，推估未來氣候變遷下臺灣地區水稻產量，並分析各空間尺度之可能氣候變遷趨勢，以了解未來氣候變遷下對農業生產過程中造成的影響變化，以作為因應氣候變遷農耕制度調整策略之基礎。

執行 TCCIP 第一年計畫係以 AR4 動力降尺度資料 (單一情境及單一模式) 之評估結果，初步以「不同氣候情境糧食生產評估系統」推估未來氣候糧食生產的變化，並從中選擇較易發生極端氣候事件之情境模式，分析極端氣候發生頻率資訊，但未來氣候變遷對各領域衝擊評估以單一情境及模式並不足，第二年 TCCIP 產製之統計降尺度之氣象資料，以 1980 年至 1999 年為基期，推估近世紀 2020 至 2039 年與世紀末 2080 至 2099 年之資料，包含 3 種情境 (A1B、A2、B1) 與 24 種 GCM 模式，為多模式與多情境之結果，將資料產製後匯入「不同氣候情境糧食生產評估系統」進行評估，可彌補動力降尺度模式與情境不足之處，再結合空間尺度及地貌差異以推估農業災害發生機率，預估糧食作物減產程度。第三年由 IPCC AR5 所釋出之未來氣候情境採用「代表濃度途徑 (Representative Concentration Pathways, RCPs)」定義四組未來氣候變遷的情境作為水稻產量評估基礎。

本研究使用 IPCC 第四次評估報告 (AR4) 及第五次評估報告 (AR5) 不同的未來氣候情境，及動力及統計降尺度之氣候資料，以『不同氣候情境糧食生產評估系統』推估未來氣候糧食生產的變化，推估我國未來農業生產區可能面臨之生產現象，並推估糧食作物減產程度，規劃作物適栽區，以供氣候變遷對臺灣糧食生產因應策略之參考。

二、材料方法

2.1 統計降尺度未來氣候資料

統計降尺度原理，是以統計方法分析全球氣候模式低解析模式資料與高解析度觀測資料兩者間的關係，藉以修正模式誤差並提高資料的解析度。由於可以只針對有興趣的氣候變數目標進行分析，並不需要完整的全球氣候模式資料，因此可以涵蓋資料庫中所有不同全球氣候模式的推估結果，有效保留原有推估的可能性機率分布範圍。但統計降尺度的技術仍存在缺點，並非所有氣候變數都有長期的高解析度觀測資料，可以進行上述的分析。TCCIP 團隊所使用之統計降尺度方法為誤差校正空間分解法 (bias correction and spatial disaggregation)

(Wood *et al.*, 2002 ; Wood *et al.*, 2004 ; Maurer, 2007)。未來氣候資料產製採取兩階段降尺度步驟，先將全球氣候模式（解析度約 300 km）降尺度至解析度 25 km × 25 km，再降尺度到解析度 5 km × 5 km，以避免誤差修正過度而產生平滑效應。

除了空間的降尺度技術外，農作物生產模擬之時間尺度須為日資料，因此學界常藉由天氣衍生器（weather generators, WGs）的隨機技術（Richardson, 1981）合成生產日資料。WGs 的概念是利用一地區氣象觀測值的統計特性，合成該地區無限長度的時間序列之氣象資料，目前已有許多學者將 WGs 應用在氣候變遷的衝擊評估研究（Semenov and Barrow, 1997 ; Wilks, 1992）。在利用統計降尺度技術產製降尺度資料後，可得到小區域之月改變率氣候資料，本研究使用英國洛桑實驗室（Rothamsted Research）所開發的 LARS-WG 天氣衍生器（Semenov and Stratonovtich, 2010）來產製逐日的天氣時間序列氣象資料。WGs 可以衍生與基期資料統計特性一致的長期天氣時間序列。本研究衍生 AR4 基期資料為 1980-1999 年，而 AR5 基期資料為 1986-2005 年。未來情境氣候則是以基期與未來氣候變遷下之改變率資料，產生未來統計資料以衍生未來逐日資料，所有資料產製 100 組以供 DSSAT 模式評估水稻生產衝擊。

2.2 DSSAT 模式基本資料

本研究所用 DSSAT 4.5 版作物模式為綜合性模式，其所需參數甚多，包括耕地土壤特性（質地、酸鹼度、離子含量及有機質含量等）、作物特性（遺傳特性及生理特性）及氣象資料。DSSAT 氣象資料輸入值為每日之日射量 (MJ m^{-2})、最高溫度 ($^{\circ}\text{C}$)、最低溫度 ($^{\circ}\text{C}$) 及降雨量 (mm)。水稻栽培方式之設定係以目前慣行方式設定，行株距 15 cm × 30 cm，單位面積株數為 $22 \text{ plant}^{-1} \text{ m}^{-2}$ ，模擬以單一期作為主，不考慮前期作的影響。施用氮肥量為 113 kg N ha^{-1} ，模擬過程中設定為無肥料逆境及水分逆境。土壤特性是依據農委會農業試驗所農場之土壤調查資料，選取粉質黏土為水稻田土壤質地。DSSAT 模式對作物產量模擬有多次改版，更新版除加入新作物外，也改變作物模式模擬架構及增加新生長參數。過去曾利用 DSSAT 3.0 版建立「臺農 67 號」水稻品種之遺傳參數（Yao *et al.*, 2000），由於新版仍沿用舊版之評估方式，因此本研究仍採用已建立之稻種遺傳參數。模擬過程中設定為無肥料、水分、病蟲害等環境逆境，因此模擬所得為無環境逆境狀態下之水稻產量，以探討水稻產量與氣象因子（溫度、日射量）之關係。

2.3 糧食生產評估系統分析流程

農業試驗所開發「不同氣候情境糧食生產評估系統」，採用 Visual Studio 2010 程式 C# 語言撰寫，空間資料運算採用 ESRI ArcGIS Engine 10 以上版本開發獨立運作系統。將各氣象測站之實測資料與模擬資料以地理資訊系統進行面化，並將面化之圖資屬性資料存入資料庫。開發之糧食評估介面直接執行 DSSAT 模式模擬功能，模擬結果之單位面積產量可和已存於資料庫中之農委會農糧署之歷年水稻坪割資料作比對，另由內政部國土測繪中心提供之土地使用分類資料，條列各鄉鎮水稻種植面積，再由預估產量乘以種植面積得到鄉鎮總產量，累

加後即可得全國水稻產量。

利用「不同氣候情境糧食生產評估系統」模擬推估臺灣地區水稻產量，分別將三個期程的產量平均（25 年平均）利用地理資訊系統（GIS）面化評估結果，以了解臺灣各地區面臨氣候變遷下每階段產量平均趨勢，其中，海拔高度超過 500 m 以上不納入計算，因為超過此高度水稻種植極少；並計算基期至未來的改變率，從中得知水稻產量的改變大小。其計算式如下：改變率 (%) =
$$\frac{\text{未來水稻產量} - \text{基期水稻產量}}{\text{基期水稻產量}}$$

為評估模擬資料氣象因子的變化趨勢，以基期資料與實測資料進行比較。實際資料為 1998-2012 年農試所霧峰氣象測站之 15 年平均値，模擬資料為基期、近未來及 21 世紀末各期程之 25 年平均値，依全臺網格點劃分共有 1568 個網格資料。

三、結果討論

3.1 AR4 統計降尺度之氣象因子分析

由結果顯示，三個期程的最高溫度與最低溫度之逐月平均值變化趨勢表現一致，且相較於基期，未來氣溫有增加之趨勢，其中對最高溫度而言，近未來（2020-2039 年）平均上升 0.47 °C，世紀末（2080-2099 年）平均上升 1.48 °C，對最低溫度而言，近未來平均上升 0.55 °C，21 世紀末平均上升 1.55 °C。

由 AR4 基期日較溫（日最高溫度-日最低溫度）平均約為 7.9 °C，近未來之日較溫平均約為 7.8 °C，21 世紀末之日較溫平均約為 7.9 °C（資料未列），由過去歷史資料中顯示日較溫有下降趨勢（Vose *et al.*, 2005），日較溫下降對於水稻產量有正相關與負相關不同結論（Peng *et al.*, 2004；Lobell, 2007），其主要在於不同的溫度範圍影響作物的呼吸作用、蒸發散量、穀粒充實速率甚至於病蟲害發生等，但在 TCCIP 之 AR4 統計降尺度資料中並沒有明顯的變化，即表示最高溫度與最低溫度增溫的趨勢一致。因此，本研究以增溫對水稻產量的影響進行討論，而日較溫對於水稻產量之影響不予以討論。

日射量在農業生產或模擬作物生長模式的研究中，是不可或缺的氣象資料，但受限於國內現行的日射量資料在觀測點數及地域分佈並不足夠，能提供作物模式含有日射量之測站僅 67 個，必須以估計方式來彌補資料的欠缺，因此 TCCIP 團隊利用日較溫來繁衍日射量，以解決此問題。結果顯示，三個期程的日射量資料逐月平均值變化趨勢一致且數值差異不大，其空間分布情況亦有相同之趨勢。由於 TCCIP 產製的統計降尺度資料中，所推估之日較溫並沒有明顯差異，而造成繁衍出來的日射量資料，在基期與近未來、21 世紀末之結果數值相近。

3.2 AR4 情境下水稻未來產量潛勢分析

分析 AR4 統計降尺度資料三個不同期程之第一期作水稻產量平均，結果顯示未來臺灣地區水稻生育日數縮短且產量呈現減產的趨勢。基期臺灣地區第一期作水稻生育日數約 133 天，

單位面積產量平均 $8394 \pm 1615 \text{ kg ha}^{-1}$ ；近未來水稻生育日數約 130 天，第一期作單位面積產量平均 $7949 \pm 1611 \text{ kg ha}^{-1}$ ；世紀末第一期作水稻生育日數約 123 天，單位面積產量平均 $7349 \pm 1607 \text{ kg ha}^{-1}$ 。且結果顯示，水稻高產區位於中部及南部地區，其中以屏東縣來義鄉、台中市石岡區、屏東縣春日鄉及嘉義市東區等較高。

相較於基期水稻產量，近未來改變率平均約 -5.5%，平均減產 480 kg ha^{-1} ，近未來臺灣地區水稻第一期作產量均呈現減產趨勢，且大多數於北部及東部地區的變化較多，例如台北市、新北市、桃園縣、新竹縣市、宜蘭縣及花蓮縣等，產量改變率較少的地區則集中於中部及南部地區，其中以屏東地區鄉鎮數量所占比例較多。相較於基期水稻產量，世紀末改變率平均約 -12.9%，平均減產約 1048 kg ha^{-1} ，且全臺大部分地區均呈現減產，同樣以北部及東部地區的變化較大，台北市、新北市、桃園縣、新竹縣市、宜蘭縣及花蓮縣等地區出現減產的鄉鎮更多，而產量改變率較少的地區亦同樣分布於中部及南部地區，其中以台中與屏東地區鄉鎮數量所占比例較多。

3.3 AR5 統計降尺度之氣象因子分析

全臺在 RCP 2.6、RCP 4.5、RCP 6.0 及 RCP 8.5 之基期 (1986-2005 年)、世紀初 (2016-2035 年)、世紀中 (2046-2065 年) 及世紀末 (2081-2100 年) 的最高溫度與最低溫度之年均值變化趨勢表現一致，相較於基期，未來氣溫皆有增加之趨勢。對最高溫度而言，臺灣在世紀末 RCP 2.6 情境下，平均上升 0.88°C ，RCP 4.5 上升 1.63°C ，RCP 6.0 上升 2.04°C ，RCP 8.5 則上升 3.14°C ；最低溫度而言，世紀末 RCP 2.6 情境下，平均上升 0.82°C ，RCP 4.5 上升 1.63°C ，RCP 6.0 上升 2.00°C ，RCP 8.5 則上升 3.18°C 。另外，除了 RCP 2.6 增溫情況從世紀中到末有下降之外，其餘三種情境皆是持續增溫的情況。

3.4 AR5 情境下水稻未來產量潛勢分析

利用「不同氣候情境糧食生產評估系統」，輸入 AR5 統計降尺度之氣象資料，對臺灣地區水稻一期作與二期作產量進行模擬。結果顯示，在各情境下水稻第一期作之產量皆隨著時間減少，溫室氣體管制越失控的情境之產量減少趨勢也越為明顯 (圖 1)。由於模擬過程未設定肥料及水分逆境，所以模擬產量會較實際產量為高，本研究將一期作產量高於 $10,000 \text{ kg ha}^{-1}$ 訂為高產區，於基期時，全臺鄉鎮有 35 個為高產區，到了世紀末，各情境高產之鄉鎮數量依序為 14 (RCP 2.6)、8 (RCP 4.5)、8 (RCP 6.0) 及 1 個 (RCP 8.5)，可見減產之嚴重情形。另外，從相較於基期之產量改變率空間分布圖可以發現，於世紀初時，各情境之減產程度都低於 10%，隨著時間的推移，各情境間的減產程度越趨嚴重也逐漸有所差異，於世紀末時，除了 RCP 2.6 情境，其餘三個情境的鄉鎮產量大多減少超過 10%，在 RCP 8.5 情境甚至一半以上的鄉鎮減產超過 20%，其中東部及北部之產量減少率全超過 20% (圖 2)。此外，北部與東部產量減少情形較南部與西部嚴重，以 RCP 4.5 情境為例，在世紀初時，北部平均減產率為 6.97%，東部為 5.61%，南部為 3.80%，西部為 4.06%。而 RCP 2.6 情境在世紀末時產量減少反而沒有在世紀中時嚴重，這是由於不論是每月最高溫或是每月最低溫，RCP 2.6 情境於世紀末增溫情

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

形均較世紀中時減緩，所以產量得以稍微恢復。

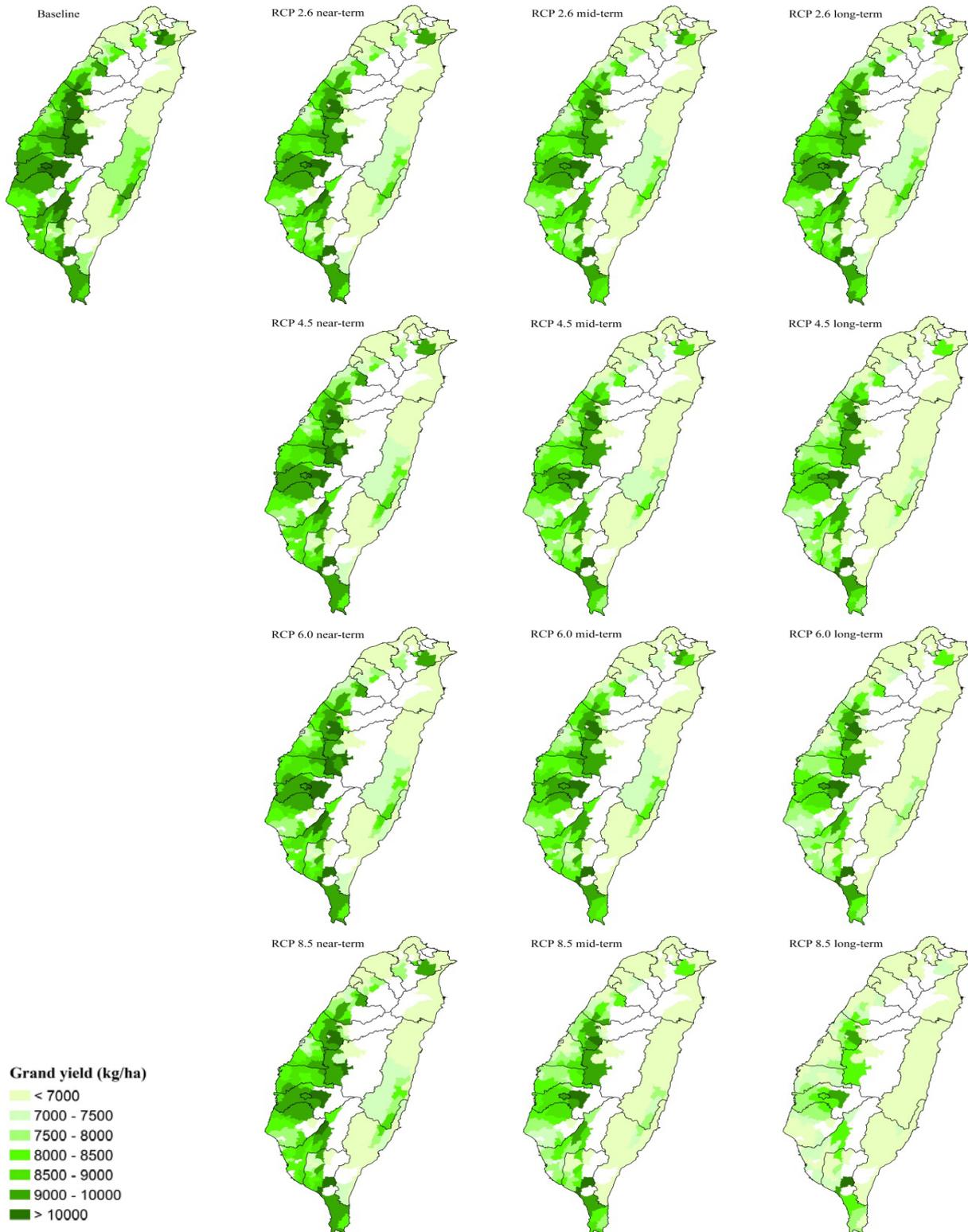


圖 1. 在基期 (baseline) · 及所有未來情境下於世紀初 (near-term) · 世紀中 (mid-term) 及世紀末 (long-term) 各鄉鎮地區之第一期作水稻產量空間分布圖。

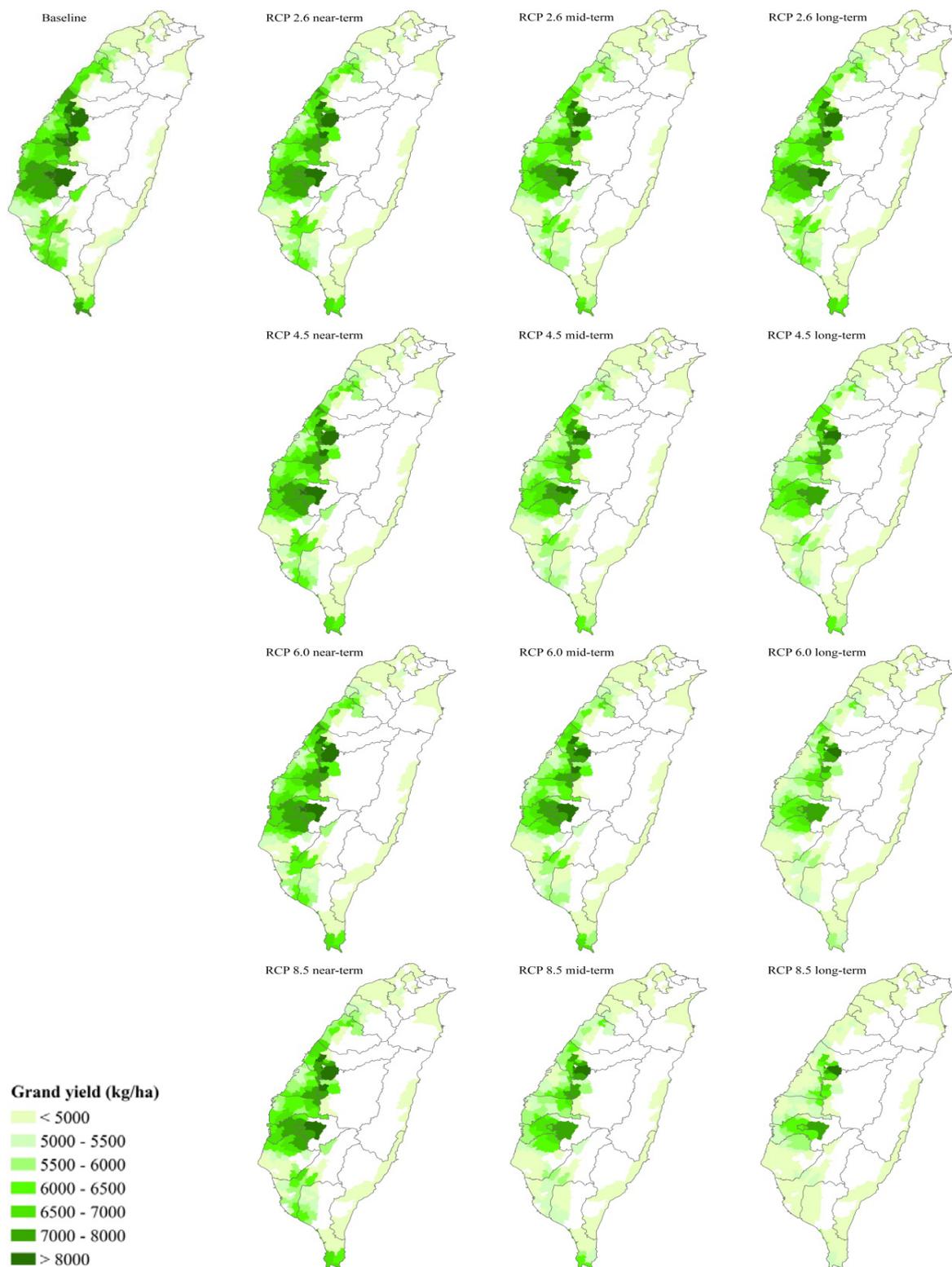


圖 2. 在基期 (baseline) 及所有未來情境下於世紀初 (near-term)、世紀中 (mid-term) 及世紀末 (long-term) 各鄉鎮地區之第二期作水稻產量空間分布圖。

對水稻二期作產量進行模擬時，因二期作之氣象環境因素與一期作有所差異，產量原本就比較低，所以將高產區標準下修至 8000 kg ha^{-1} 。從模擬結果可以發現，即便已經下修高產

區的標準，於基期時，二期作產量表現仍略遜於一期作之產量，而且種植面積也有減少。另從產量面化圖可以發現，隨溫室氣體排放越失控 (RCP 越大) 及時間的推移，二期作產量減少的趨勢與一期作類似，但二期作產量改變率之空間分布則不像一期作在東北部及西南部有所差異，而是全臺各地區產量減少的趨勢差不多。此外，於世紀末時 RCP 6.0 情境鄉鎮產量減少率大多超過 15%，而 RCP 8.5 情境於世紀中時鄉鎮產量減少率大多超過 15%，以及世紀末時產量減少率幾乎超過 20%，皆明顯較第一期作為嚴重。

利用盒鬚圖 (interquartile range, IQR) 比較一期作與二期作產量改變率之差異，可以發現當溫室氣體排放越失控時 (RCP 越大及越靠近世紀末)，二期作之 IQR 相對於一期作較小，表示第二期作減產的變動較小，並且在多數情境與配合之期程下，第二期作產量改變率之平均值較大，表示整體來說，於第二期作時，各鄉鎮產量減少程度較第一期作嚴重。此外，RCP 2.6 屬暖化較不嚴重的情境，於世紀末時，第一期作與第二期作之產量改變量相較於世紀中時皆有稍微回復，但相較於基期仍然是減產的情況，平均約減產 6%。

本研究主要目的在於探討氣候變遷下氣象因子對水稻生產的影響，模擬結果顯示產量將隨氣候情境下降，但無實際量測水稻之產量構成要素以探討產量降低原因。然而，過去研究指出，氣象因子對水稻產量的影響，可以反映在生育日數上，因此，本研究分析氣候變遷下水稻生育日數的變化。結果顯示，水稻第一期作之生育日數皆大於第二期作，並且隨著溫室氣體排放管制越不嚴謹 (RCP 越大)，生育日數越低。在基期時，第一期作水稻之生育日數平均約為 127 天，第二期作平均約為 108 天，到了世紀末，第一期作水稻生育日數隨 RCP 上升分別下降為 121 (RCP 2.6)、116 (RCP 4.5)、114 (RCP 6.0) 及 108 天 (RCP 8.5)，而第二期作隨 RCP 上升，水稻生育日數分別下降為 102、97、95 及 91 天。此外，臺灣一期作之生育日數約為 120-150 天，二期作約為 100-120 天，分別設定 120 及 100 天為一期作與二期作水稻生育日數之下限，以觀察其空間分布情形，於基期時第一期作生育日數低於 120 天僅分布於台南、高雄、屏東及台東縣市，到世紀末，隨溫室氣體排放越多，生育日數低於 120 天之分布越往北延伸，同樣的趨勢也發生在二期作，且二期作生育日數低於 100 天之分布往北延伸的範圍更大，在世紀末 RCP 8.5 情境下，幾乎全台水稻生育日數皆低於 100 天。另比較產量改變量與生育日數改變量的空間分布可以發現，於世紀末時，RCP 6.0 及 RCP 8.5 情境下一期作之生育日數改變量以東北部縮短較為嚴重，此與產量改變量的趨勢相符 (圖 1)，而二期作則無明顯的空間趨勢，與產量改變量的趨勢也一致，並且二期作之生育日數改變量也較一期作大，與產量改變量之結果亦相吻。因此，推測水稻產量在氣溫上升的氣候變遷下減少，與生育日數的縮短有關。另對作物而言，提高大氣 CO₂ 濃度有助於葉片光合作用之進行，使作物生質量累積增加，本研究未考慮 CO₂ 濃度逐漸提高的影響，但姚與陳 (2009) 利用 DSSAT 模式進行氣候敏感度分析，結果顯示增溫對於水稻減產效應大於提高 CO₂ 濃度之增產效應，因此，加入 CO₂ 濃度提高的因素是否能減緩減產的趨勢有待後續深入研究。

四、結論

本研究結果顯示，若不設法控制溫室氣體的排放，暖化是必然的結果，嚴重的話於 21

世紀末可能增溫 3°C (RCP 8.5 情境)。未來溫度升高將使全臺水稻一、二期作的生育日數縮短，使得產量明顯降低，於 21 世紀末平均減產至少 7%，在暖化最嚴重的情境下可能甚至達 25%。然而全球氣候持續發生大幅變化，未來無論是何種策略都將難以抵擋氣候變遷 (IPCC, 2007) 的惡化，CO₂ 濃度將持續增加，極端氣候發生頻率與強度也將加劇，對於此變化我們只能提出緩和對策。為減緩水稻產量的改變，後續研究將進行水稻期作的調整，將目前的二期作改為三期作，評估增加水稻產量的可行性。並以一期作生產良質米，提供國人食用所需及外銷出口，而二、三期作則種植陸稻等耐環境逆境之品種，作為飼料作物，可減少每年飼料大量進口，提升國內糧食自給率。但農業生產涉及許多因素，例如水資源分配、土地使用等，必須整合各領域調適策略以探討糧食生產與糧食安全的問題。另針對極端氣候對農作物生產的威脅，根據本研究結果，因應氣候變遷水稻生產調適建議如下，讓穀粒充實期避開高溫，如第一期作提前插秧（不受低溫影響秧苗的前提下）或第二期作延後種植，育成耐高溫品種。針對淹水（或雨害）控制水稻生育後期施肥量以避免倒伏，育成強桿、耐倒伏及穗上發芽的品種，同樣是調適策略之一。

本研究另一成果是結合科研單位及學者共同建置未來氣候推估資料庫，農業試驗所資料使用者角度參與 TCCIP 計畫，與國家災害防救科技中心 (NCDR) 共同合作建立依農作物生產所需之全年逐日未來氣候資料，項目包括最高溫、最低溫、降雨量及日射量，並利用過去歷史資料進行驗證，經多次修正後，已完成適用於農業之未來氣候推估資料庫。未來氣候推估資料庫在農業領域的運用範圍極為廣泛，可用於糧食作物生產潛勢分析，農田及耕作制度變遷，生物多樣性評估，糧食安全預警及各項因應氣候變遷之調適策略研擬。

參考文獻

中央氣象局，2009：1897-2008 臺灣氣候變化統計報告，臺北，77pp。

李思瑩、盧孟明，2010：近五十年臺灣極端高溫之分析。台北災害管理研討會論文集。

周佳、劉紹臣、吳宜昭、隋中興、許晃雄、Joo-Hong Kim、劉鵬、湯寶君、黃威凱、楊峻凱、羅資婷、盧孟明、洪致文、洪志誠、李明營、陳雲蘭、卓盈旻、曾于恆、徐堂家、李清騰、林昀靜、李思瑩、陳正達、翁叔平、陳昭銘、林傳堯、鄭兆尊、朱容練、陳重功、張雅茹、林士堯、林修立、童裕翔、楊承道、陳亮全、林李耀、陳永明、張志新、陳韻如、江申、于宜強、周仲島、游保杉，2011：臺灣氣候變遷科學報告 2011。行政院國家科學委員會。

姚銘輝、盧虎生、朱鈞、蔡金川，2000：DSSAT 模式在預測水稻產量及氣候變遷衝擊評估之適用性探討。中華農業研究，(49)，16-28。

姚銘輝、陳述、蔡金川、漆匡時，2002：溫度估算日射量之可行性評估。中華農業研究，(51)，73-83。

姚銘輝、陳守泓，2009：氣候變遷下水稻生長及產量之衝擊評估。作物、環境與生物資訊，(6)，141-156。

陳正達、林修立，2010：統計降尺度資料產製與技術研發。臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫(1/3)。

國家科學委員會補助。

- 陳守泓、李炳和、姚銘輝、申雍，2006：臺灣地區年際異常氣象狀況對農業生產之影響。 *作物、環境與生物資訊*，(3)，307-316。
- IPCC, 2007: IPCC Fourth Assessment Report: Climate Change 2007 (AR4). IPCC, Geneva, Switzerland. doi:10.5026/jgeography.116.6_798.
- IPCC, 2013: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, Thomas F., Dahe Qin, Gian-Kasper Plattner, Melinda M.B. Tignor, Simon K. Allen, Judith Boschung, Alexander Nauels, Yu Xia, Vincent Bex, and Pauline M. Midgley (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. doi: 10.1017/CBO9781107415324.004.
- Lobell, D., 2007: Change in diurnal temperature ranges and national cereal yields. *Agric. For. Meteorol.*, **145**, 229-238. doi:10.1016/j.agrformet.2007.05.002.
- Maurer Edwin P., 2007: Uncertainty in hydrologic impacts of climate change in the Sierra Nevada, California under two emissions scenarios. *Clim. Change*, **82**, 309-325. doi:10.1007/s10584-006-9180-9.
- Peng, Shaobing, Jianliang Huang, John Sheehy, Jebecca C. Laza, Romeo M. Visperas, Xuhua Zhong, Grace S. Centeno, Gurdev S. Khush, Kenneth G. Cassman., 2004: Rice yield decline with higher night temperature from global warming. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **101**, 9971-9975. doi:10.1073/pnas.0403720101.
- Richardson Clarence W., 1981: Stochastic simulation of daily precipitation, temperature and solar radiation. *Water Resources Research*, **17**, 182-190. doi: 10.1029/WR017i001p00182.
- Semenov Mikhail A., Elaine M. Barrow, 1997: Use of a stochastic weather generator in the development of climate change scenarios. *Clim. Change.*, **35**, 397-414. doi: 10.1023/A:1005342632279.
- Semenov Mikhail A., Pierre Stratonovitch, 2010: The use of multi-model ensembles from global climate models for impact assessments of climate change. *Clim. Res.*, **41**, 1-14. doi: 10.3354/cr00836.
- Vose, Russell S., David R. Easterling, Byron Gleason, 2005: Maximum and minimum temperature trends for the globe: an update through 2004. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, 23. doi: 10.1029/2005GL024379.
- Wilks Daniel S., 1992: Adapting stochastic weather generation algorithms for climate change studies. *Clim. Change.*, **22**, 67-84. doi: 10.1007/BF00143344.
- Wood Andrew W., Edwin P. Maurer, Arun Kumar, Dennis P. Lettenmaier, 2002: Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States. *J. Geophysical Research-Atmospheres.*, **107**,

1-15. doi: 10.1029/2001JD000659.

Wood Andrew W., Lai R. Leung, V. Sridhar, D.P. Lettenmaier, 2004: Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. *Clim. Change.*, **62**, 189-216. doi: 10.1023/B:CLIM.0000013685.99609.9e.

利用類神經網路評估臺灣氣候變遷下颱風水稻農損事件¹

Using Artificial Neural Networks to Evaluate Agricultural Losses of Rice for Typhoon Events in Taiwan under Climate Change

徐永衡、劉俊志、鄭兆尊、陳永明
國家災害防救科技中心

摘要

本研究探討 1960~2009 年單一颱風事件災害與水稻被害程度比例 (%) 的關係，利用類神經網路 (artificial neural network, ANN) 建立經驗模式，並將訓練好的 ANN 模式應用於氣候變遷下颱風事件水稻農損模擬研究。本研究使用 TCCIP (Taiwan Climate Change Projection and Information Platform Project) 所模擬的 85 場基期 (1979-2003) 颱風事件與世紀末 (2075-2099) 情境 RCP8.5 的 43 場颱風事件動力降尺度資料，進行氣候變遷下未來臺灣世紀末颱風水稻農損事件的評估。根據模擬結果顯示，在 RCP 8.5 氣候變遷的暖化情境下，未來颱風事件對臺灣全區水稻生產的風險是增加的趨勢，但由於本研究颱風模擬事件樣本數目限制，因此對於農損模擬的結果需保守詮釋。

關鍵詞：水稻、颱風、氣候變遷、類神經網路

Abstract

In this study, the relationship between single typhoon event and percentage of damaged rice (%) during 1960 and 2009 was evaluated. The artificial neural network (ANN) model was used to establish the empirical models. Subsequently, the trained ANN models were utilized to evaluate the rice percentage damaged that was caused by further typhoon events under climate change scenarios. The dynamic downscaled data is processed by the Taiwan Climate Change Projection and Information Platform Project (TCCIP). It included the 85 simulated typhoon events of the late 20th century (1979-2003) and the 43 events at the late 21st century (2075-2099) under the scenario RCP 8.5. According to the simulated results, the further typhoon events would raise the level of risk on rice production in Taiwan. However, we have to exercise caution in this results and interpret conservatively. It is important to emphasize that the number of simulated typhoon events in this study limit our explanations.

Keywords: rice, typhoon, climate change, neural network

¹ 本研究部分內容曾於「104 年天氣分析與預報研討會」、「國家災害防救科技中心技術報告 (標號: NCDR 104-T25)」、「第 23 屆太平洋科學大會 (PSC-23)」發表。

一、前言

西北太平洋海域是全球颱風發生頻率最高的地方，臺灣位於西太平洋地區，東岸毗鄰太平洋，是颱風事件災害發生的高風險地區。颱風所帶來的強風豪雨，影響臺灣第一期稻作的開花期、孕穗期、穀粒充實期與成熟期，及第二期稻作整體生育期，給水稻帶來物理上的損害，產生穀粒充實不良、穗上發芽、倒伏脫粒、及增加病害侵入受傷稻體的機會，如白葉枯病、紋枯病、穗稻熱病等，導致嚴重的水稻農業災害損失。在未來氣候長期變遷的研究中，西北太平洋生成的颱風路徑及數量已開始發生變化，Tu *et al.* (2009) 指出颱風生成在 2000 年開始有往北移的轉換趨勢，根據 Knutson *et al.* (2010) 的研究指出，在 2100 年暖化的環境將使颱風強度增加 2-11%，暴風半徑 100 公里內的降雨將增強 20%。雖然許多模擬研究指出 (Knutson *et al.*, 2010 ; Sugi, 2009 ; Sugi *et al.*, 2016 ; Oouchi *et al.*, 2006) 全球暖化使颱風生成總個數減少，但強烈颱風的發生比例、強度卻是增加的趨勢，因此，強烈颱風造成嚴重的水稻農業損失機率可能會增加，程惟國 (2010) 與鄭孟育 (2002) 建立臺灣颱風農業損失的模式，發現颱風對於臺灣農業損失有高度的相關及明顯的地區性。TCCIP (Taiwan Climate Change Projection and Information Platform Project) 與日本氣象廳 (Japan Meteorological Agency, JAM) 所屬的氣象研究所 (Meteorological Research Institute, MRI) 合作，取得資料後進一步以美國的天氣研究與預報模式系統 (Weather Research and Forecasting modeling system, WRF) 進行動力降尺度 (Dynamical Downscaling) 模擬，探討會影響臺灣的未來颱風模擬研究。本研究以 1960 至 2009 年間臺灣颱風事件及水稻被害程度 (%) 歷史統計資料，以及 TCCIP 歷史網格日雨量資料為基礎建立經驗模式，搭配 AR5 RCP 8.5 情境下，WRF-MRI 颱風事件的基本屬性變數，評估氣候變遷下水稻農損改變率。

二、研究方法

2.1 歷史水稻農損與颱風事件

本研究所使用之水稻風災農損統計資料，來源為行政院農業委員會所出版之臺灣農業年報 (民國 88 年後更名為農業統計年報)，蒐集年份為西元 1960 至 2009 年之水稻災損被害程度 (%)，資料尺度為縣市平均調查資料。水稻被害程度的定義為：單位縣市內所有水稻種植面積，因颱風而受損造成無收穫面積的比例。歷史颱風事件資料整理自中央氣象局颱風資料庫，資料年份為西元 1960~2009 年，彙整颱風事件變數：侵臺路徑分類、近臺強度、近臺近中心最大風速 (m/s)，在歷史颱風縣市雨量的部分，本研究使用 TCCIP 研究團隊所產製之西元 1960~2009 年 5 km 網格降尺度日累積雨量歷史觀測資料 (翁叔平，2012) 進行模式建立。

TCCIP 與日本氣象廳所屬之氣象研究所合作取得 20km 解析度資料，並以美國天氣研究與預報模式系統，進行空間解析度 5km 動力降尺度模擬影響臺灣的颱風事件。本研究使用 TCCIP 研究團隊 Team 2 模擬出的 85 場歷史時期 (1979-2003) 與 43 場世紀末 (2075-2099) 的 WRF-MRI 颱風事件 RCP 8.5 情境資料，進行世紀末颱風事件水稻農損的評估，探討氣候變遷

下臺灣水稻生產遭受風災的影響程度。

2.2 類神經網路 (Artificial neural network, ANN)

本研究選用類神經網路進行經驗模式的建立，ANN 是一種模擬人類大腦學習能力的演算法，具有強大的非線性建模能力及穩健性，因此 ANN 被廣泛的應用在各個領域當中 (Dayhoff, 2001)，如農業生態領域 (Kaul *et al.*, 2005；Özesmi *et al.*, 2006)、以及颱風雨量水文預測 (Lin and Wu, 2009) 等。本研究利用眾多 ANN 類型中的前授型 (feed-forward) 的倒傳遞網路 (backpropagation networks, BPN) (Haykin, 1999) 與支援向量機 (support vector machines, SVM) (Vapnik, 1995；Smola and Schölkopf, 2004) 進行經驗模式的建立。在 BPN 模式中，使用被害程度 (%) 做為預測標的，為模式中輸出層的依變數，模式為包含一層有 13 個神經元的隱藏層，神經元轉換函數為 log-sigmoid 函數；在 SVM 模式中，使用類別型的被害程度 (%) 為依變數，將被害程度分成兩個等級的： $<20\%$ 及 $\geq 20\%$ 。SVM 使用 libsvm v3.21 版 (Chang and Lin, 2011) 進行模式建立，並選用輻狀基底 (radial basis) 函數為 SVM 模式中的核函數。

以被害程度評估標的，可避免農損貨幣化的調查資料，因不同時期貨幣價值的變動所造成資料不均質的情況，以及水稻栽培面積因不同年份而發生消長的現象，被害程度在農業統計年報中的定義，為一地區作物受害的比例，選用 20% 為門檻為參考農委會農損補助標準，因此在模式推估應用上，被害程度及 20% 的門檻為一客觀的評估指標。

2.3 模式變數

ANN 模式中輸入層的自變數考慮 6 種影響因子：月份、地區別、侵臺路徑分類、近中心最大風速 (m/s)、各縣市平均日累積雨量、颱風影響臺灣天數。月份因子在模式中為描述水稻不同的生長時期，5、6 月份的颱風事件，常見於危害一期作水稻的孕穗期、穀粒充實期、成熟期，而 8、9 月時期，則常正逢二期作水稻的苗期與分蘗期等營養生長階段，9 月份之後的颱風事件則威脅到二期作開花期、孕穗期、穀粒充實期、成熟期。颱風來襲期間，強風是造成水稻機械性傷害的主要原因之一，而風的強度常與颱風強度有關，但由於高品質網格化的觀測風速取得不易，為了模式的易用性，因此本模式中使用近中心最大風速描述颱風強度。各縣市平均日累積雨量與颱風影響臺灣天數因子，則分別描述颱風期間的降雨強度與累積降雨量，地區別與侵臺路徑分類因子，則代表颱風侵臺位置與受害地區的相對空間屬性，首當其衝面對颱風來襲的地區所遭受的衝擊較大，而地處中央山脈的東西岸，也會因颱風路徑的不同有著相異的衝擊程度。

考慮與空間屬性相關的 2 個因子，地區別因子依照農糧署各分署的管轄縣市分為北、中、南、東四大區；侵臺路徑分類因子，以中央氣象局分類方法，分別區分為 1 至 9 號路徑，無法分類在這 9 種路徑者則歸為特殊路徑。地區別、侵臺路徑分類為了呈現出因子的空間特性，本研究將地區別因子重新編碼成西部、東部地區 2 個變數，其中北、中、南區地處臺灣西半部，由北至南分別為 1、2 與 3，東區位於臺灣東岸，涵蓋縣市由北到南為宜蘭、花蓮與臺東，

分別給予 1、2 與 3 的編碼數值；在侵臺路徑分類中，路徑 1 至 5 號的颱風為由東向西行走從太平洋方向侵襲臺灣，路徑 6 至 9 則為由南向北從南海、巴士海峽方向侵襲臺灣，因此路徑分類因子重新分成 2 大類變數，第一大類為東西走向，路徑 1 至 5 號由北至南給予 1、2、3、4、5 的編碼，第二大類為南北走向的路徑 6 至 9，其中路徑 8 因為接近臺灣後轉向東部，而路徑 7 轉向西部，因此依由東到西的順序給予編碼 4、2、3 及 1，無法分類的特殊路徑在兩大類的編碼上則給予數值 0。除了根據單一資料樣本的模式建立外，本研究也使用拔靴法 (bootstrap) (Efron, 1979) 建立模式，多個拔靴樣本中包含一般及極端歷史情境資料組合，配合拔靴樣本建立多個模式，如同培養多位專家，在接續的模式應用推估時，能使結果更具代表性。

完成經驗模式建立後，利用 TCCIP 所產製的 85 場歷史時期 (1979-2003) 與世紀末未來時期 (2075-2099) 情境 RCP 8.5 的 43 場 WRF-MRI 颱風事件，推估全臺各縣市的每場颱風災害事件水稻被害程度，探討氣候變遷下臺灣世紀末颱風農損事件，並以歷史時期與世紀末推估值的相對改變率 (%) 作為評估標準。在本研究中不建議只討論世紀末的未來模擬推估數值，其原因在於未來長期氣候的動力模擬可能存在系統偏差，因此在氣候變遷的議題上，常以模擬之基期與世紀末的相對改變率，討論變遷情境下各項指標的變化趨勢。

三、結果與討論

3.1 模式效率

表 1 為 BPN 與 SVM 模式建模效率結果，可發現在數值型依變數的 BPN 模式下，檢量組 r 值 95% 信賴區間的中位數達 0.586 而上界達 0.805，但在測試組方面卻出現 r 為負值的情形，這表示模式在預測時推估出相反的結果，這也說明利用過往歷史資料對於推估未來的確具有不確定性，儘管如此，本研究在測試組表現評估準則 r 其 95% 信賴區間的上界達 0.693，顯示在某些資料情境下模式推估效率良好；在類別型依變數 SVM 模式中，建模組平均之準確率達 84.1%，且信賴區間下界也有 76.1% 的準確率，在測試組結果中，並無參與模式訓練過程，因此準確率信賴區間寬度較大，平均準確率為 57.1%，信賴區間上界達 88.2%。本研究將利用建立完成之 BPN 與 SVM 模式，進行氣候變遷下颱風水稻農損評估的工具。

3.2 WRF-MRI 颱風事件水稻被害程度評估

假設在世紀末暖化的情境下，臺灣水稻栽培系統慣行的耕種時間，以及栽培的區域分布沒有改變，根據所建立的 BPN 與 SVM 模式經驗模式推估結果如表 2。在 BPN 模式部分，以臺灣農糧各分區評估結果而言，臺灣中部地區在世紀末，遭受颱風事件的改變率較歷史時期提高 18.05%，其次為南部地區 15.90%，雖然東部地區的改變率為 9.90%，但臺灣東部所面臨的颱風威脅仍就比其他區域高，其歷史時期縣市平均被害程度為 31.15%，為四大區中最高者，在世紀末 RCP 8.5 情境下，臺灣四分區遭受颱風事件的平均被害程度將提高達 14% 以上。

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

在 SVM 模式推估結果部分 (表 2) · 歷史與未來時期縣市平均 $\geq 20\%$ 被害程度發生比率 · 由大到小排列分別為東、北、中、南區 · 可以發現其趨勢與 BPN 模式推估結果相同。以四大分區而言 · 臺灣南部地區在世紀末遭受颱風事件的改變率 · 較歷史期提高 42.46% · 其次是中部地區 33.87% · 雖然東部地區的改變率為 23.21% · 但臺灣東部所面臨的颱風威脅仍就比其他區域高 · 其歷史時期的縣市平均 $\geq 20\%$ 被害程度發生比率為 57.25% · 為四區中最高者 · 整體而言 · 在世紀末時期 RCP 8.5 情境下 · 臺灣四區遭受颱風事件 $\geq 20\%$ 被害程度平均發生比率將提高到 27% 以上。比較 BPN 與 SVM 模式的評估結果 · 可發現臺灣未來水稻生產 · 在每一場颱風事件的受損程度 · 是呈現增加更嚴重的趨勢。

表 1. 類神經網路模式根據 10,000 個拔靴樣本所建立的模式效率結果：模式效率 95% 拔靴信賴區間：(A) BPN 模式推估平均被害程度之模式效率 · (B) SVM 模式推估 2 種類別被害程度之模式效率。

(A) BPN	95% CI	
Criteria	Calibration set	Test set
	Median	
	[Lower limit, Upper limit]	
r	0.586	0.147
	[0.222, 0.805]	[-0.548, 0.693]
RMSE	0.216	0.291
	[0.157, 0.274]	[0.142, 0.530]

(B) SVM	95% CI	
Criteria	Calibration set	Test set
	Median	
	[Lower limit, Upper limit]	
Accuracy (%)	84.1	57.1
	[76.1, 87.5]	[18.7, 88.2]

表 2. 歷史時期 (1979-2003) 與未來時期 (2075-2099) WRF-MRI 颱風事件農糧署各分區之平均被害程度% (BPN 模式) · $\geq 20\%$ 被害程度平均發生比率% (SVM 模式) 及改變率%。

Model	Region	1979-2003 period	2075-2099 period	Change rate
BPN	North	29.61	33.78	14.08
	Central	27.88	32.91	18.05
	South	27.71	32.11	15.90
	East	31.15	34.24	9.90
SVM	North	46.55	51.83	11.33
	Central	37.18	49.77	33.87
	South	30.08	42.86	42.46
	East	57.25	70.54	23.21

在高解析度大氣環流模式 (Atmospheric General Circulation Model, AGCM) 中所模擬的颱風資料 · 吾人需注意其資料特性存在一些限制因子 · 例如資料樣本數目是否足夠 · 及颱風路徑的模擬偏差 · 這些因子會造成區域降雨推估的不確定性問題 · 特別是像臺灣這種小區域的研究範圍 · 以目前對於颱風的預報能力而言 · 颱風路徑預測本來就存在極大的變異 · 未來氣候變遷下颱風模擬結果更具高不確定性 · 因此使用有限樣本數目的 WRF-MRI 颱風事件資

料，探討未來臺灣區域雨量的變化以及颱風路徑的個數，對於其結果詮釋是需要非常保守的。在 IPCC 第 5 次評估報告中，對於未來強颱風活躍程度的增加是有共識，但對於此現象發生的信心程度仍不高，此變化被歸類為比較可能發生，這也代表颱風事件在未來氣候變遷的改變，仍存在高度不確定性的問題。

本團隊所模擬的 AR5 颱風事件動力降尺度資料，存在資料使用上的限制因子，因為電腦大量模擬運算的動力資料，會存在系統上的偏差，造成颱風路徑、侵台時間、發生日期、實際風速及雨量數值上等的的不確定性。雖然實際風速及雨量等屬性的數值，可藉由電腦以同樣系統模擬歷史基期颱風事件的資料，利用與未來事件相對的改變率來評估，但對於路徑、日期等空間及時間上的不確定性，則需更多資料來評估，由於前述因素，對於本研究推估結果的詮釋，仍需要更多的模擬樣本事件來進行驗證。考慮世紀末未來暖化後，臺灣水稻慣行栽培系統可能發生時間或空間上的轉變，再加上氣候變遷下颱風發生路徑、強度、季節上的改變，考慮這些種種效應後的結果，將是下一步模擬研究所進行的方向。

四、結論

在氣候變遷暖化 RCP 8.5 情境下，颱風事件對臺灣水稻生產的威脅是增加的趨勢，模擬結果顯示，世紀末平均被害程度改變率以地區而言，中部地區風險改變率提高最多，考慮 $\geq 20\%$ 被害程度平均發生比率之改變率，則以南部與中部地區呈現增加的趨勢。但由於 WRF-MRI 颱風模擬事件可能存在系統模擬的偏差、及模擬樣本數不足的限制因子，導致颱風路徑、降雨分布不確定性的問題，因此本研究模擬之結果仍需保守看待，需導入更多的颱風模擬事件資料進行驗證。

參考文獻

- 徐永衡、劉俊志、鄭兆尊、陳永明，2015：氣候變遷下颱風事件之台灣水稻農損受害程度推估。104 年天氣分析與預報研討會，中央氣象局，台北。
- 徐永衡、劉俊志、鄭兆尊、陳永明，2016：氣候變遷 (情境 RCP 8.5) 下世紀末颱風事件之臺灣水稻被害程度模擬評估。國家災害防救科技中心(標號：NCDR 104-T25)。
- 翁叔平、楊承道，2012：臺灣地區月降雨及溫度 1 公里網格資料庫之建立(1960-2009)及其在近未來 (2015-2039) 的氣候推估應用。《大氣科學》，**40(4)**，349-369。
- 程惟國，2010：類神經網路應用於颱風期間全台區域農業損失之研究。碩士論文，國立臺灣大學，臺北市。
- 鄭孟育，2002：台灣農作物颱風損失模式之研究 - 以水稻為例。碩士論文，國立高雄第一科技大學，高雄市。

- Chang, Chih-Chung, and Chih-Jen Lin, 2011: LIBSVM : a library for support vector machines. *ACM Transactions on Intelligent Systems and Technology*, **2(3)**:27. doi:10.1145/1961189.1961199.
- Dayhoff, Judith E., James M. DeLeon, 2001: Artificial neural networks: opening the black box. *Cancer*, **91**, 1615-1635. doi:10.1002/1097-0142(20010415)91:8+<1615::AID-CNCR1175>3.0.CO;2-L.
- Efron, Bradley, 1992: Bootstrap methods: another look at the jackknife. *Breakthroughs in Statistics*. Springer New York, 569-593.
- Haykin, Simon, 1999: Neural networks a comprehensive foundation. 139-165. 2nd ed. Macmillan, US.
- Kaul, Monisha, Robert L. Hill, and Charles Walthall, 2005: Artificial neural networks for corn and soybean yield prediction. *Agr. Syst.*, **85**, 1-18. doi: 10.1016/j.agsy.2004.07.009.
- Knutson, T.R., McBride, J.L., Chan, J., Emanuel, K., Holland, G., Landsea, C., Held, I., Kossin, J.P., Srivastava, A.K. & Sugi, M., 2010: Tropical cyclones and climate change. *Nat. Geosci.*, **3**, 157-163. doi:10.1038/ngeo779.
- Lin, Gwo-Fong, Ming-Chang Wu, 2009: A hybrid neural network model for typhoon-rainfall forecasting. *Journal of Hydrology*, **375(3)**, 450-458. doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.06.047.
- Oouchi, K., Yoshimura, J., Yoshimura, H., Mizuta, R., Kusunoki, S., Noda, A., 2006: Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84(2)**, 259-276. doi:10.2151/jmsj.84.259.
- Özesmi, S.L., Stacy L., Can O. Tan, Uygur Özesmi, 2006: Methodological issues in building, training, and testing artificial neural networks in ecological applications. *Ecol. Model.*, **195**, 83-93. doi:10.1016/j.ecolmodel.2005.11.012.
- Smola, Alex J., Bernhard Schölkopf, 2004: A tutorial on support vector regression. *Statistics and computing*, **14(3)**, 199-222. doi: 10.1023/B:STCO.0000035301.49549.88.
- Sugi, Masato, 2009: Possible changes in tropical cyclone frequency and intensity due to global warming. *Global Environ. Res.*, **13**, 107-113.
- Sugi, Masato, Hiroyuki Murakami, Kohei Yoshida, 2016: Projection of future changes in the frequency of intense tropical cyclones. *Climate Dynamics*, 1-14. doi:10.1007/s00382-016-3361-7.
- Tu, Jien-Yi, Chia Chou, Pao-Shin Chu, 2009: The abrupt shift of typhoon activity in the vicinity of Taiwan and its association with western north Pacific–East Asian climate change. *Journal of Climate*, **22**, 3617-3628. doi: 10.1175/2009JCLI2411.1.
- Vapnik, Vladimir, 1995: The Nature of Statistical Learning Theory. Springer, New York. doi:10.1007/978-1-4757-2440-0.

利用類神經網路評估臺灣氣候變遷下颱風水稻農損事件
徐永衡、劉俊志、鄭兆尊、陳永明

Hus, Yung-Heng, 2016: Using Artificial Neural Networks to Evaluate Late-Century Typhoon Events of Climate Change for the Percentage of Damaged Rice Area: a Case Study in Taiwan. The 23rd Pacific Science Congress (PSC-23).

CMIP5 之模式挑選應用水資源領域

Selection of CMIP5 models for water resource sector

陳韻如、童裕翔、朱容練、陳永明
國家災害防救科技中心

摘要

大氣環流模式 (General circulation models, GCMs) 隨著各國的模擬運算技能的提升，提供的氣候變遷模擬的結果更加多元，但對於衝擊評估使用端，因模式數量過多不易評估，且分析的結果過於分散，不易採取合適的調適策略。因此，本研究以水資源領域應用時，主考量豐枯水期的降雨特性，進行 GCM 模式挑選主要準則，東亞季風肇始的表現作為推估模式依據，以 CMIP5 (Couple Model Intercomparison Projects Phase-5) 計畫中 18 個 GCM 模擬結果，針對臺灣周圍區域大尺度降雨型態，評估對季風降雨時間模擬的表現，利用 Taylor Skill Score 評估方法，評估各個 GCM 模式的在季風降雨時間模擬的表現量表 (Performance Metrics)，藉由各個模式的得分，將 GCM 模式表現依據優劣排名，將模擬表現較差的 GCM 模式刪除，以降低未來推估的不確定性。另外，再進一步針對豐枯水期的降雨特性將模式加以分類，提供給水資源領域使用者後續加值應用參考。根據挑選的 GCM 模式結果，應用於 TCCIP 的統計降尺度資料，將挑選的模式應用於評估流域流量衝擊評估，並加以比較不同 GCM 模式數量對流量衝擊之不確定性差異。

關鍵詞：表現量表、東亞季風肇始、Taylor Skill Score

Abstract

The IPCC provided projection results of various General Circulation Models (GCMs) for different Representative Concentration Pathways (RCPs). There are 126 projection results from all GCMs and four RCPs in near future and far future, respectively. Most of researchers apply these results to assess the impacts of climate changes in different sectoral. However, the process of impact assessment is so complicated that the researcher could not evaluate all projections in different sectoral. Hence, selecting GCMs to assess impacts is required. The performance metrics of summer monsoon season in East Asian area were used to select the GCMs. The Taylor Skill Scores meta-analysis is evaluated the performance metrics of each model. According to the T-Skill Scores, the five best GCMs were selected to suggest application on water resource sector. Additionally, the GCMs were divided into four categories according to indicators about precipitation in wet and dry spells for users of water resource studies. Most of GCMs show that

rainfall increased in wet spells and decreased in dry spells.

Keywords: Performance metric, Monsoon in East Asian area, Taylor skill score

一、前言

氣候變遷衝擊評估研究過程中，多數都需大氣環流模式 (General circulation model, GCM) 所推估的未來氣候情境下氣候值，進行相關的衝擊評估研究。政府間氣候變化專門委員會 (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) 提供各國利用 GCM 模式所推估的模擬之降雨與溫度資料，應用於各領域的氣候變遷衝擊評估調適策略擬定。

但使用者多受限於 IPCC 提供的排放情境與 GCM 模式數量過多，無法一一評估可能的衝擊。為降低不同 GCM 模式的不確定性，國際間建議多是建議採用個不同來源的 GCM 做系集平均 (ensemble mean)，可以有效去除氣候模式的氣候系統偏差 (Knutti, 2010)，但系集平均的衝擊量相對於低，其月降雨改變率約為 $\pm 5\sim 10\%$ 之變化，對於水資源與災害的衝擊影響相對低。如何應用多組 GCM 模式在未來氣候推估之研究，是一項重要的課題。

IPCC 於 2014 年公布的 AR5 情境資料，針對不同代表濃度途徑 (Representative Concentration pathway, RCPs) 提供不同 GCM 模式數，相較於 AR4 的模式數，AR5 的結果又多出更多，所有模式數相加共有 126 個，其中以最劣 RCP8.5 代表路徑 (表示世界各國並無任何溫室氣體減量之假設) 之情境，提供的 GCM 模式最多約 41 個，對於情境資料使用端與決策者而言，更不易進行評估與決策。本研究希望藉由挑選模式的方式，減少 GCM 之不確定性，以提供使用者更多資訊，以利使用者應用於衝擊端評估。

二、研究方法

本研究 GCM 模式挑選準則的流程如圖 1 所示，流程中將挑選模式區分成兩個階段，第一個階段針對多數領域的使用者，針對整體降雨特性衝擊的資料使用端，第二階段則是針對水文豐枯特性，進一步挑選模式的結果，其結果適合應用於水資源衝擊評估領域，流程中詳細的評估方法與成果說明如下。

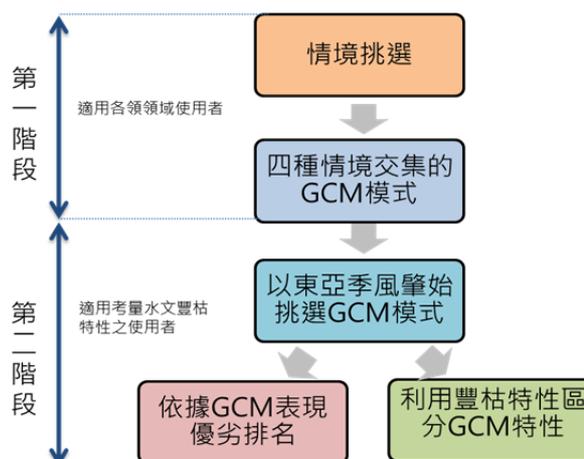


圖 1. AR5 挑選模式流程

2.1 情境挑選

AR5 推估情境資料中，共有四種代表濃度的路徑，不同的排放濃度情境下，溫度會隨著

溫室氣體減量的多寡影響著推估期的增溫量，但雨量的變化趨勢則是不一定。RCP8.5 情境，表示世界各國並無任何溫室氣體減量之假設情境，此情境是相對於是最劣排放情境，以險峻的情境進行推估，可做較保守的調適操作。Hong *et al.* (2014) 分析南韓氣候變遷對逕流衝擊時，亦只有分析 RCP8.5 情境。所有情境中以 RCP2.6 情境對於未來的溫室氣體檢量相對樂觀，其發生的可能性較低，且 RCP2.6 與 RCP6.0 情境相對 GCM 模式數量較少，其不確定性高。因此，在考量使用者應用於分析評估能力與評估資源有限的情況下，建議可優先分析 GCM 模式數較多的 RCP8.5 與 RCP4.5 情境。氣候推估資料使用者，在資源與分析能力許可下，可分析此兩個情境下所有 GCM 模式，呈現所有模式的結果，可不需再進一步模式挑選。

2.2 挑選交集 GCM 模式

針對 IPCC 提供模擬四種排放情境的推估的 GCM 模式作為優先挑選的準則，表 1 中列出 AR5 各情境下提供四種代表濃度情境的分析結果的 GCM 名稱，共有 20 個模式，這些涵蓋了國際上 13 個氣候機構所提供的模擬的結果，故對於無法分析該情境所有的 GCM 模式的資料使用者，建議可優先分析此交集的 GCM 模式。

表 1. 提供四種代表濃度情境之 GCM 模式

GCM 模式名稱			
bcc-csm1-1-m*	FIO-ESM*	HadGEM2-AO*	MIROC-ESM*
bcc-csm1-1*	GFDL-CM3*	HadGEM2-ES*	MIROC5*
CCSM4*	GFDL-ESM2G*	IPSL-CM5A-LR*	MRI-CGCM3*
CESM1-CAM5*	GISS-E2-H*	IPSL-CM5A-MR*	NorESM1-ME*
CSIRO-Mk3-6-0*	GISS-E2-R*	MIROC-ESM-CHEM*	NorESM1-M*

2.3 以東亞季風降雨時序挑選 GCM 模式

台灣的降雨時序主要從五月初開始，且降雨持續至雨帶消退約在 9~10 月期間，此降雨時序主要受東亞季風的肇始所影響，季風造成的降雨時序與台灣水文領域設定之豐水期為 5~10 月而 11~4 月為枯水期的季節時序一致，如圖 2 所示，圖中氣候值之觀測降雨時序的變化是來自於 NASA GPCP (Global Precipitation Climatology Project) 計畫產製的衛星反演之 1981~2000 之日雨量觀測資料 (CMAP)。研究中利用此觀測資料分析驗證各 GCM 模式於基期的降雨表現，以 GCM 模式模擬夏季季風時序的表現較佳的特性，作為挑選 GCM 模式之依據，並利用 CMIP5 計畫中提供的 18 個 CGCM 日降雨資料，包含基期 (1981~2000 年) 與未來暖化嚴重情境 (RCP8.5, 2081~2100)，分析東亞地區夏季季風降雨時序，其評估的範圍如圖 3 所示。

主要分析各 GCM 模式在模擬夏季季風降水的肇始 (onset) 與消退 (retreat) 時間的準確度以作為判別 GCM 優劣之依據。研究中利用應用 Taylor Skill Score (T-Skill Score, 2001) 統合

空間相關係數 (pattern correlation coefficient) 與均方根誤差 (root mean square error) 的統計因子，分析模式與觀測場間的季風降雨時序變化統計相關性，作為挑選合適的模式組合作為衝擊影響相關的研究參考依據。利用整合分析多模式模擬季節降雨時序變化，其得分計算方式如下式所示，詳細的評估方法可參閱 (童裕翔等人, 2015)。

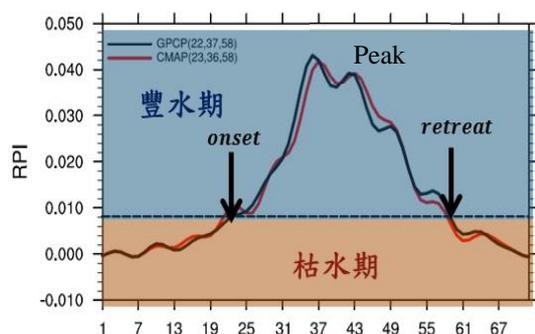


圖 2. 台灣夏季季風肇始與消退時

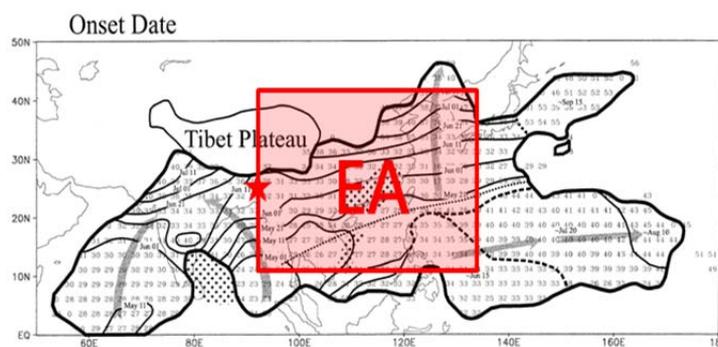


圖 3. 東亞地區季風分析範圍

2.4 以降雨的豐枯特性挑選模式

以模擬東亞季風特性較佳篩選之 GCM 模式，進一步利用降雨改變率之平均豐枯水期特性，將 GCM 模式分為四類並利用改變率區間的方式提供使用者，模式的變化座落的區間，第 I 類為豐水期雨量增加且枯水期雨量增加，全年多雨特性之 GCM 模式適於對防洪較在意的相關研究應用；第 II 類為豐水期雨量減少而枯水期雨量增加之特性；第 III 類則是豐枯水期降雨都呈現減少，全年偏乾特性之 GCM 模式，為對水資源衝擊影響較大，水資源管理者較為在意的水文特性；第 IV 類為豐水期增加而枯水期減少之特性，此類別的降雨特性與的多模式平均 (MME) 的豐越豐枯越枯的降雨變化趨勢相同。研究中除了區分模式的豐枯特性的類別之外，並提供在不同降雨變化區間內 GCM 模式的數量，提供使用者更多模式特性資訊。

三、結果與討論

3.1 模擬東亞季風較佳的 GCM 模式

應用 T-Skill Score 定量整合分析各 GCM 模式於夏季季風降雨時序之模擬結果，如圖 4 的矩陣分析圖，依據此矩陣表得分，將 18 個 GCM 模式進行排名，矩陣表中偏暖色系表示該模式在季風時序上表現較佳依據此特性，選擇五個得分高的模式，分別是 BCC-CSM1.1、HadGEM2-ES、IPSL-CM5A-MR、MPI-ESM-LR 與 NorESM1-M；使用者可挑選模式表現較佳的模式，進一步應用於水文領域的衝擊評估。利用 T-Skill Score 定量分析方法，依據東亞季風時序特性挑選 GCM 模式方法，改善過去 TCCIP 分析 AR4 資料單只利用東亞季風的空

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

間分布挑選模式，東亞季風的時序列更能反映台灣的降雨趨勢，且以更客觀的統計方式，評估各 GCM 模式的得分，以挑選較佳的 GCM 模式。另外，圖 4 的矩陣分析圖中，冷色系則是模式表現較差。研究中並找 5 個最得分低的模式，分別是 CSIRO-Mk3-6-0、FGOALS-g2、MIROC-ESM-CHEM、MRI-CGCM3 與 CCSM4，使用者亦可採用將 18 個 GCM 模式並另外扣除 5 個模擬東亞季風時序較差的 GCM，以 13 個相對模擬東亞季風時序較佳 GCM 模式，進一步分析氣候變遷可能造成的衝擊。

3.2 以豐枯水期特性挑選之模式

統計在近未來期間 RCP8.5 與 RCP4.5 情境中，所有 GCM 模式在豐枯水期降雨改變率區間之模式數，如表 2 所示，由表中可知降雨改變率以豐水期雨量增加 0~15% 且枯水期減少 10% 以上的模式數量較多，此區間矩陣表提供使用者可以更加瞭解 GCM 模式的豐枯水期降雨變化，使用者除了可挑選降雨區間中較多的模式之外，亦可挑選相對有較極端的改變率的 GCM 模式進行評估。圖 5 呈現的是各個 GCM 模式於豐水期與枯水期的比值之散佈圖，由圖中使用者可知相對衝擊較大的模式分布，表 3 列出兩種情境下位於第四象限豐增枯減的 GCM 模式名稱。

四、結論

本研究提供衝擊評估使用者，在面對多量 GCM 模式的推估結果，挑選模式的評估方式，針對不受 GCM 過多而影響衝擊研究的評估時程與計算資源的領域，建議分析所有 GCM 模式，以不確定性方呈

Table of EA Taylor skill score(CMIP5)

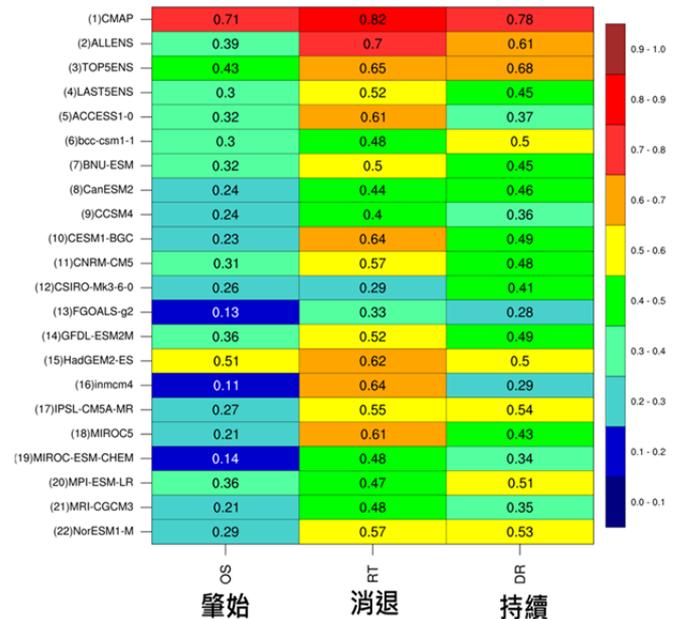


圖 4. T-Skill Score 統計定量整合 CMIP5 個別模式空間分布之矩陣分析圖

表 2. GCM 模式的豐枯水期降雨變化區間之 GCM 模式數

		枯水期平均降雨改變率					
		>15	6~15	0~5	-5~-1	-10~-6	<-10
豐水期平均降雨改變率	>15	2	2	2	3	1	1
	6~15	2	3	1	7	3	8
	0~5	6	1	2	0	2	5
	-5~-1	1	2	2	2	4	3
	-6~-10	0	1	0	1	1	3
	<-10	3	0	2	0	0	3

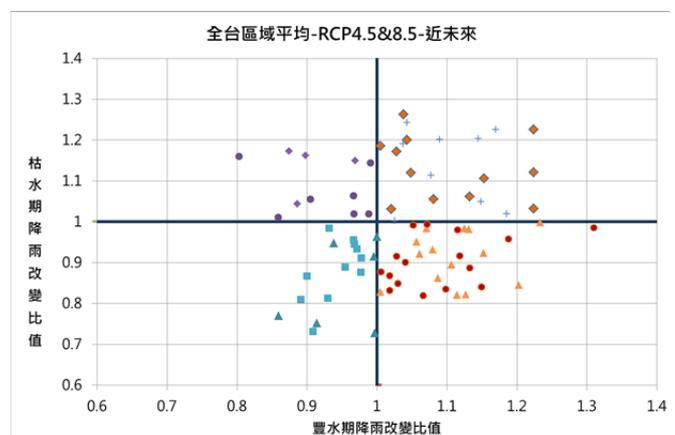


圖 5 GCM 模式的豐枯水期降雨比值之分布圖

現未來可能的衝擊。而對於無法分析所有排放情境方面，也建議使用者可優先分析 RCP8.5 與 RCP4.5 情境，進行衝擊評估。最後針對水資源領域的使用，提供 5 個 GCM 模式模擬東亞季風肇始較佳，提供使用者進一步評估可能的衝擊，對於水資源調適策略評估的使用者，需分析豐水期增加而枯水期減少的影響較大的情境，也提供使用者 16 個模式可供分析，以利使用者進一步分析應用。

參考文獻

Hong, S. J., B. S. Kim, and S. R. Ha, 2014: Climate Change Impact Assessment on Han River Long Term Runoff in South Korea Based on RCP Climate Change Scenario, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **25(5)**, 689-701.

IPCC., 2007, Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability.

Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press.

Kitoh, A., & Uchiyama, T. 2006: "Changes in Onset and Withdrawal of the East Asian Summer Rainy Season by Multi-Model Global Warming Experiments". *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 84(2), 247–258.

Knutti, R., Furrer, R., Tebaldi, C., Cermak, J., & Meehl, G. a. 2010: "Challenges in combining projections from multiple climate models". *Journal of Climate*, 23, 2739–2758.

陳韻如、朱容練、蘇元風、陳永明·2012：以氣候變遷情境下豐枯水期降雨探討大氣環流模式特性」，2012 臺灣災害管理研討會。

童裕翔，2014：氣候變遷下的亞洲—極端事件與夏季季風，國立台灣師範大學地球科學系博士論文，第三章，第二節，13-19

童裕翔、朱容練、陳韻如、陳永明，2015：CMIP5 多模式評估台灣乾、濕季降雨變遷。104 年天氣研究研討會。

表 3. 降雨特性為豐增枯減之 GCM 模式

NO.	RCP4.5 情境	NO.	RCP8.5 情境
1	ACCESS1-3	1	bcc-csm1-1
2	bcc-csm1-1	2	bcc-csm1-1-m
3	CanESM2	3	CCSM4
4	CESM1-BGC	4	CESM1-CAM5
5	CESM1-CAM5-1-FV2	5	CESM1-CAM5-1-FV2
6	CSIRO-Mk3-6-0	6	CMCC-CESM
7	GFDL-ESM2M	7	CMCC-CMS
8	HadGEM2-AO	8	CSIRO-Mk3-6-0
9	HadGEM2-CC	9	FGOALS-g2
10	HadGEM2-ES	10	GISS-E2-H
11	inmcm4	11	HadGEM2-ES
12	IPSL-CM5B-LR	12	inmcm4
13	MRI-CGCM3	13	IPSL-CM5A-MR
14	NorESM1-ME	14	IPSL-CM5B-LR
		15	MIROC5
		16	NorESM1-ME

氣候變遷衝擊下高屏溪河道沖淤變化評估

Climate Change Impacts on Bed Scouring and Deposition in Gaoping River

趙益群、李欣輯、劉俊志、陳永明
國家災害防救科技中心

摘要

莫拉克颱風造成高屏溪主河道大量泥砂淤積及堤防損毀等災害，且在氣候暖化情境下未來遭受類似此嚴重災害的頻率可能增加。為瞭解及避免未來受到如此極端氣候之影響，本文使用「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫」所產製之動力降尺度氣候變遷資料，運用 CCHE2D 模式進行高屏溪主流的水理及河道沖淤模擬適用性評估，希冀瞭解未來高屏溪主流受極端洪水事件的影響範圍。結果顯示，當高屏溪主流洪峰流量達到 10 年洪水頻率時，會產生劇烈的土砂淤積災害。上述結果為單一模式模擬成果，僅提供相關單位參考。建議未來可增加氣候變遷情境或氣候模式結果，用以減少系統性誤差，增加結果的信心程度。

關鍵詞：高屏溪、氣候變遷、河道沖淤、CCHE2D。

Abstract

Typhoon Morakot induced the huge sediment deposition and levee failures in Gaoping River, and these severe disasters will happen frequently in the future. This report aims to understand the influence areas and to avoid the possible hazards by extreme flood under climate change. It used dynamic downscaled climate change scenario from Taiwan Climate Change Projection and Information Platform (TCCIP) project to apply CCHE2D to simulate flow and sediment transport in Gaoping River. Result shows that the severe sediment deposition will occur when the peak flow of discharge approaches 10-year flood frequency. However, the system errors from single model for weather and hydrodynamic simulation existed in the results. Authors suggest that the research in the future could use multi-scenarios and models to reduce the system errors, and enhance the confidence level.

Keywords: Gaoping River, Climate Change, Scouring and Deposition, CCHE2D

一、前言

近年來高屏溪集水區每逢颱風豪雨極易造成山區及中下游地區發生重大土砂及洪水等災害。2008 年至 2010 年間高屏溪集水區共發生 232 處淹水災害紀錄 (國家災害防救科技中心, 2015)。尤其以莫拉克颱風造成高屏溪沿岸堤防損毀導致淹水、橋梁斷裂造成交通中斷, 高屏堰遭泥砂淤埋, 影響大高雄地區供水等災情最為嚴重 (科技部, 2010)。而受到氣候暖化影響, 未來臺灣整體颱風降雨特性將有降雨延時減少, 但總降雨量明顯增加之趨勢 (蘇元風等, 2014)。因此可知未來所面臨的洪水及土砂災害將更為嚴峻。本文將針對未來氣候變遷影響所造成的極端颱風降雨事件, 進行高屏溪主流河道沖淤變化模擬, 並針對 20 世紀末與 21 世紀末期極端颱風降雨事件的河道沖淤及不同洪峰流量下河道底床變化進行評估。另詳細內容已刊登於 *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 期刊, DOI: 10.3319/TAO.2016.06.30.03。

二、研究方法

2.1 試區簡介

高屏溪上游主要支流為旗山溪、荖濃溪及隘寮溪等。主流全長約 117 km, 河床平均坡度為 1/150, 流域面積為 3,257 km²。高屏溪集水區地形大致呈現由東北向西南遞減, 高程落差將近 3,900 m, 地形高程在 1,000 m 以上者占總流域面積之 47%。高屏溪集水區中各水文測站年平均降雨量介於 1,980 至 4,350 mm 之間。降雨集中於 4 至 10 月之間, 約佔全年降雨量之 90%, 季節性豐枯明顯。評估範圍為出海口 (斷面 1) 至三溪匯流處 (斷面 74), 全長約 35 km (圖 1); 模擬區域河床平均坡度為 0.00067 (m/m)。經濟部水利署第七河川局 (2011) 重新檢討莫拉克颱風後高屏溪本流之重現期流量, 經修改後里嶺大橋下游 Q_{100} 為 30,564 m³/s, 其他如 Q_2 、 Q_5 、 Q_{10} 則分別為 9,666 m³/s、15,447 m³/s 及 19,188 m³/s。

2.2 氣候變遷資料選擇

本文使用科技部 (2012) 「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫」, 利用 A1B 氣候變遷排放情境所產製之動力降尺度資料, 作為模擬未來極端氣候之所需資料來源。在極端事件選擇部分, 本文採用最大 24 小時累積降雨方式進行排序, 並分別選擇 20 世紀末與 21 世紀末最嚴重事件作為評估時所使用之資料。根據資料分析顯示, 20 世紀末最極端降雨事件的總降雨量為 1,889 mm, 而 21 世紀末則為 1,605 mm。然而, 21 世紀末的降雨延時為 48 小時, 遠小於 20 世紀末的 120 小時。在平均降雨強度部分, 21 世紀末的降雨強度為 33.45 mm/hr, 遠大

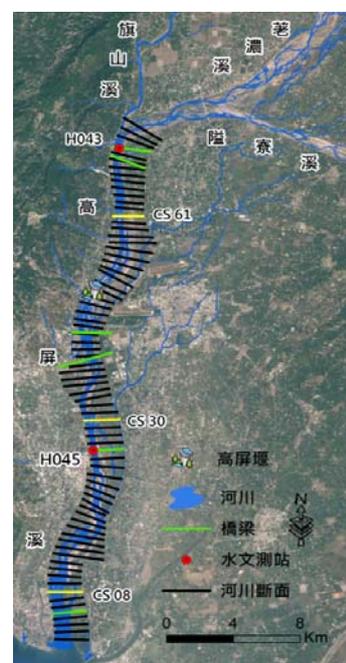


圖 1. 模擬區域內河道斷面相對位置及橋樑與水文測站相對位置圖。

於 20 世紀末的 15.74 mm/hr。

2.3 河道沖淤模式介紹

為評估氣候變遷衝擊對高屏溪主流造成的河道沖淤問題，本文利用 CCHE2D 模式 (Zhang, 2008) 進行評估。CCHE2D 係利用二維水深平均求解變量流流況與輸砂進程之數學模型，水理模組建構於水深平均之那維爾 - 史托克斯方程式 (Navier-Stokes equations)。輸砂模組係以非均勻砂 (non-uniform sediment) 求解非平衡 (non-equilibrium) 輸砂方程，相關輸砂控制方程式如下所示 (Wu *et al.*, 1999)：

$$\text{懸浮載：} \frac{\partial(hC_k)}{\partial t} + \frac{\partial(UhC_k)}{\partial x} + \frac{\partial(VhC_k)}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_s h \frac{\partial C_k}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_s h \frac{\partial C_k}{\partial y} \right) + \alpha \omega_{sk} (C_{*k} - C_k)$$

$$\text{推移載：} \frac{\partial(\delta_b \bar{c}_{bk})}{\partial t} + \frac{\partial(\alpha_{bx} q_{bkx})}{\partial x} + \frac{\partial(\alpha_{by} q_{bky})}{\partial y} + \frac{1}{L_t} (q_{bk} - q_{b*k}) = 0$$

$$\text{底床改變：} (1 - p') \frac{\partial z_{bk}}{\partial t} = \alpha \omega_{sk} (C_k - C_{*k}) + \frac{1}{L_t} (q_{bk} - q_{*k})$$

懸浮載輸砂方程式中 C_k 為某一粒徑 k 懸浮載之水深平均濃度、 C_{*k} 為某一粒徑 k 平衡條件下懸浮載之水深平均濃度、 ε_s 為泥砂之擴散係數； α 為懸浮載之調適係數、 ω_{sk} 為泥砂粒徑 k 之沈降速度。推移載輸砂方程式中 δ_b 為推移載之厚度、 \bar{c}_{bk} 為推移載之平均濃度、 α_{bx} 及 α_{by} 為推移載運動之餘弦函數、 q_{bkx} 及 q_{bky} 為 x 及 y 方向粒徑 k 之推移載輸砂率、 q_{b*k} 為粒徑 k 推移載輸砂能力、 L_t 為泥砂非平衡調適長度。在底床改變方程式中，式中 p' 為河床質孔隙率、 $\partial z_{bk} / \partial t$ 為某粒徑 k 之底床改變率。

2.4 起始條件與邊界條件設定

本文選擇 2009 年莫拉克颱風及 2012 年蘇拉颱風進行模式檢定與驗證。上游邊界則使用里嶺大橋站之時測流量及泥砂率定曲線含量進行設定，下游邊界則使用國家災害防救科技中心 (2015) 提供的高屏溪出海口潮位資料作為邊界條件。氣候變遷情境則利用國家災害防救科技中心 (2015) 所提供的上下游流量及潮位資料進行設定。氣候變遷情境下 20 世紀末及 21 世紀末邊界條件如圖 2 所示。

三、結果與討論

3.1 河道沖淤模式檢定與驗證結果

圖 3 為河道縱剖面沿程變化與底床變化關係圖，用來檢定與驗證模式的準確性。模式檢定結果除了在曹公堰 (Tsaugung weir) 之間有明顯高估的淤積情形及在河口處有明顯的沖刷結果外，其餘沖淤模擬趨勢與實測資料相符 (圖 3(a))。模式驗證結果與大斷面量測資料比對後發現，該模式預測的沖淤結果與實測資料趨勢相吻合 (圖 3(b))。整體而言，模式不管在河

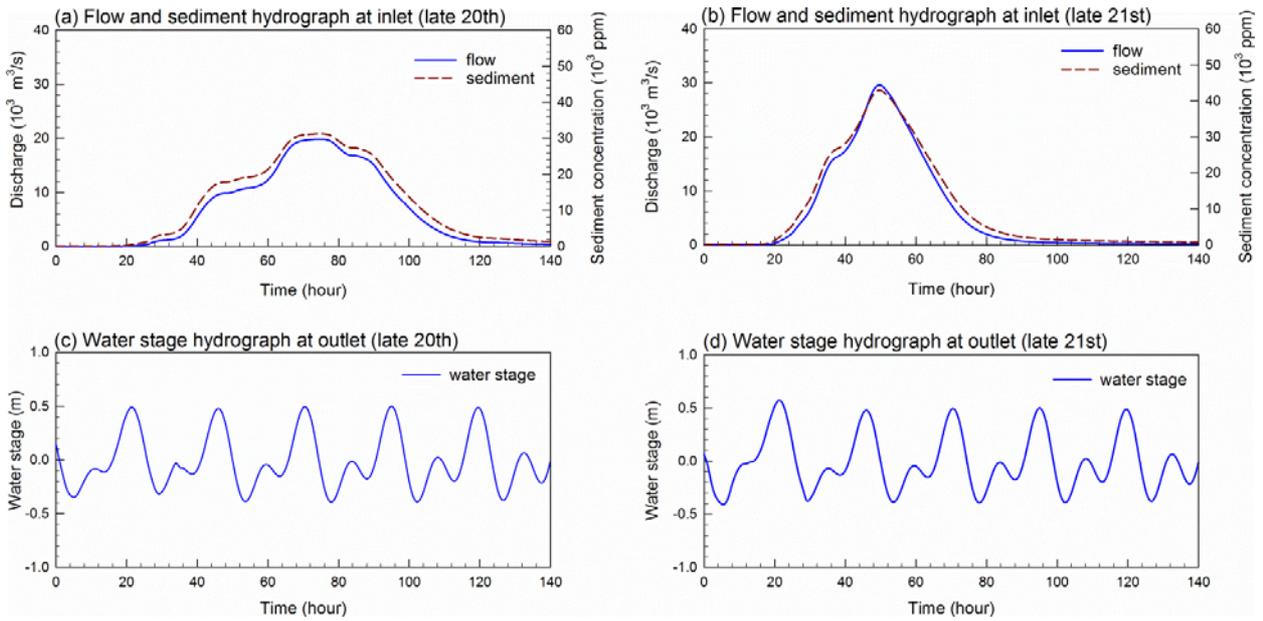


圖 2. 氣候變遷情境河道沖淤模擬上下游邊界；(a) 及 (c) 為 20 世紀末，(b) 及 (d) 為 21 世紀末

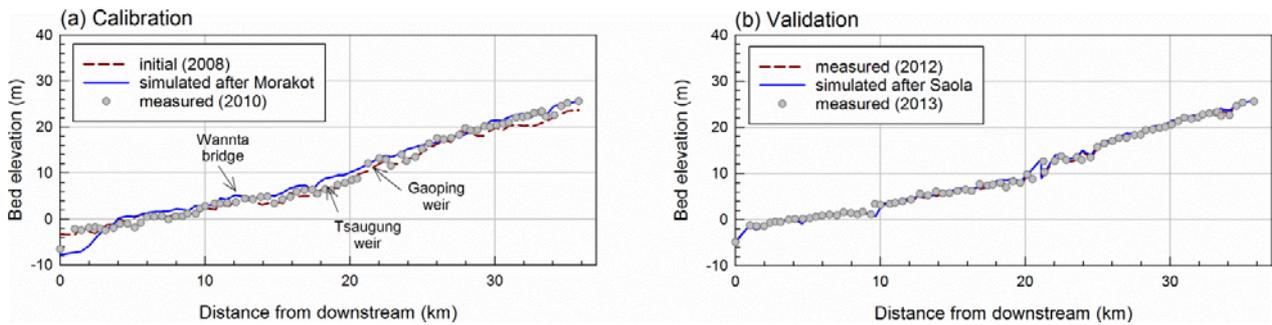


圖 3. 河道沖淤模擬縱剖面沿程變化與底床變化關係圖

道縱斷面及橫斷面的表現，均符合應有水準，故可利用此模式與參數進行未來氣候變遷條件的模擬。

3.2 氣候變遷情境河道沖淤模擬

圖 4 為氣候變遷情境 20 世紀末與 21 世紀末河道沖淤縱剖面沿程最低點變化模擬結果。與起始斷面相比，氣候變遷情境條件下均造成河道淤積之結果，尤其越往上游淤積情況越明顯；20 世紀末與 21 世紀末沿程平均淤砂分別為 3.31 ± 1.61 公尺及 2.68 ± 1.20 公尺。雖然 21

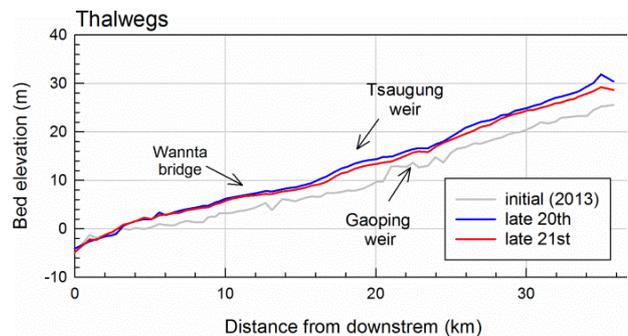


圖 4. 氣候變遷情境 20 世紀末與 21 世紀末河道沖淤縱剖面沿程變化

世紀末淤積情況較 20 世紀末減緩，但最大淤積深度與起始斷面相比，仍高達 4.60 公尺。

圖 5 為氣候變遷情境下 20 世紀末與 21 世紀末模擬河段的平面沖淤變化情形。而底床平均淤砂在 20 世紀末及 21 世紀末分別為 1.86 m 及 1.59 m。另外，臺灣南部的供水系統取水口「高屏堰」，在模擬結果中亦顯示該處會有明顯泥砂淤積。此結果顯示，未來臺灣南部的供水資源調配將會面臨重大考驗。

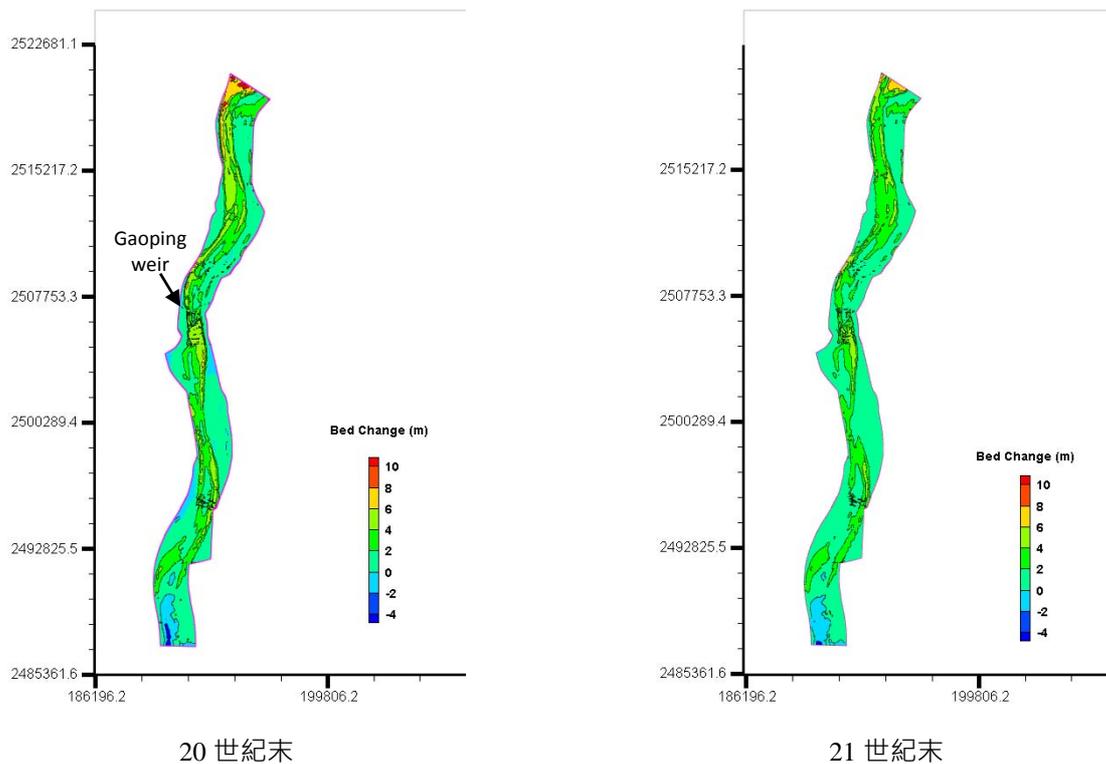


圖 5. 氣候變遷情境 20 世紀末與 21 世紀末河道沖淤變化

3.3 不同洪峰流量下河道沖淤變化探討

一般而言，洪峰流量高或低決定河道沖淤結果。21 世紀末期的最極端洪水事件洪峰流量較 20 世紀末的極端洪水事件高出 $1,000 \text{ m}^3/\text{s}$ 以上，故推論 21 世紀末的泥砂沖淤情形應較 20 世紀末嚴重；但是，模擬結果卻呈現相反之結果。為瞭解主要原因，本文利用實驗設計方式，分別減少 20 世紀末及 21 世紀末洪峰流量 25 % 及 50 %，故有 6 不同洪水事件，進而探討不同洪峰流量下，河道沖淤有何不同影響，如圖 6(a)。

圖 6(b) 為實驗模擬結果，從圖中可發現當洪峰流量高過高屏溪 10 年洪水頻率時，河道會出現明顯的淤積現象。此結果會隨著洪峰流量的增加，底床淤積則相對地逐漸減緩。雖然淤積變化趨緩，但仍十分可觀。

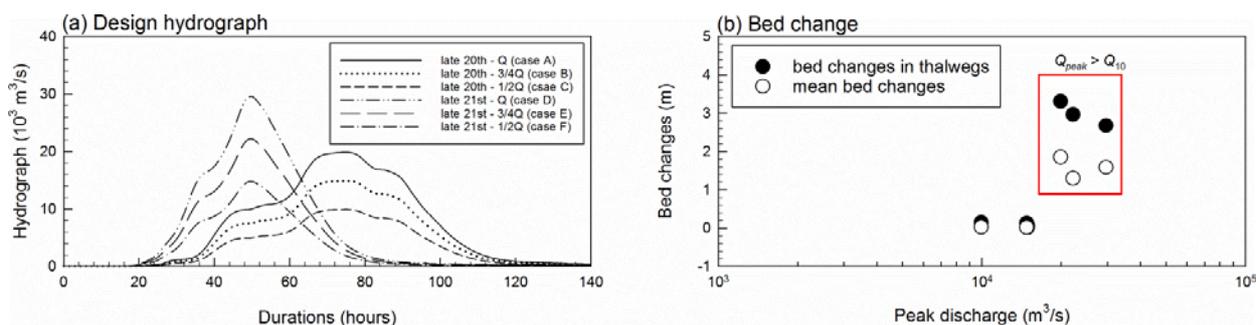


圖 6. 不同洪峰流量下河道沖淤變化

四、結論

本研究利用動力降尺度技術所產製的氣候變遷資料，因動力模式本身有考慮大氣物理及臺灣山區地形特性，故較以往研究所使用之統計降尺度氣候變遷資料更具代表性。然而，上述結果均使用單一氣候模式所產製的資料模擬而成。而未來氣候推估資料，主要考慮碳排放所導致的溫度上升，所造成的氣候變異。不同氣候動力模式所提供的未來氣候資料亦不盡相同，所以使用單一氣候模式易存在模式的系統係誤差；除此之外，水文模式間亦存在著系統性誤差。因此，未來在資源及時間許可下，建議使用多組氣候模式與多組水文模式進行模擬，來提高模式結果的信心程度。

參考文獻

- 國家災害防救科技中心，2015：氣候變遷極端颱風豪雨於高屏溪之全流域災害（坡災、水災、暴潮）衝擊評估。國家災害防救科技中心，新北市。
- 科技部，2010：莫拉克颱風之災情勘查與分析。科技部，臺北。
- 蘇元風、劉俊志、鄭兆尊、鬼頭昭雄，2014：以動力降尺度資料評估氣候變遷下颱風降雨事件特性變異。農業工程學報，**60(4)**，48-60。
- Zhang, Y., 2008: CCHE-GUI Graphical Users Interface for NCCHE Model User's Manual. The Univ. of Mississippi.
- Wu, W., Wang, S., 1999: Movable Bed Roughness in Alluvial Rivers. Journal of Hydraulic Engineering, **125(12)**, 1309-1312. doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(1999)125:12(1309)

TCCIP 氣候資料服務

TCCIP Climate Data Service

朱容練¹、黃柏誠¹、李惠玲¹、黃熾薰¹、朱吟晨¹、陳永明¹、林錫慶²
¹國家災害防救科技中心、²國家實驗研究院國家高速網路與計算中心

摘要

氣候變遷的資料服務與溝通是 TCCIP 計畫的核心價值；將科學訊息（包括知識、觀念等資訊）正確、廣泛、深入、快速且有效地傳遞出來給接收者則是 Team4 的工作核心。訊息的接收者（包括不同領域科技社群學者、政策制定者、利害團體等）因其學術背景及對氣候變遷知識的理解能力不同，需要不同程度的轉譯；如何將相關複雜的氣候變遷科學資訊正確且有效地傳遞，以利接收者作出適當的因應措施，便是 Team4 的重要任務。

為提供非氣象領域之進階使用者更高解析度以及更原始的氣候變遷資料，本期計畫針對資訊平台全面改版，並於 2015 年 6 月於科技部召開記者會對外公布，瀏覽人數超過 20 萬人次。此外，亦積極開發專業版的服務平台，設法滿足各進階使用者的使用需求。在氣候變遷資料服務部分，TCCIP 團隊於第二期計畫執行期間建置線上資料服務系統，簡化資料服務流程；截至 2016 年 12 月為止，共完成 172 件次的氣候資料線上申請及提供的服務，平均每月 6 件次；2016 年起並著手相關使用者之使用分析。在氣候變遷科學知識服務的部分，因應 IPCC AR5 的最新資料以及研究成果，TCCIP 計畫結合國內重要氣候變遷研究人員，共同撰寫第二版的氣候變遷科學報告，作為近年研究成果的彙整與總和。在氣候變遷資訊與知識推廣的活動上，TCCIP 團隊舉辦了多場的資料使用說明會、使用者經驗分享研討會以及一系列之 IPCC 第五次技術報告 (AR5) 導讀課程，提供使用者相關之資訊與知識導覽。另一方面，本計畫亦因應國發會氣候變遷調適政策綱領的推動，提供台灣氣候變遷之科研結果，TCCIP 網站即代表科技部於國發會氣候變遷資訊整合平台中，列為「科學資料」提供的代表性網站，並持續定期發布氣候變遷電子報於網站上供民眾參考。國際交流部分，則是積極與澳洲、英國、以及荷蘭等氣候變遷相關科研與政策發展相對成熟的國家進行交流，並配合科技部進行 Belmont Forum 中 E-Infrastructure and Data Management 議題之推動工作。TCCIP 團隊之資料服務與推廣成效，受政府肯定。

關鍵詞：TCCIP、氣候變遷資料服務、AR5 導讀

Abstract

“Taiwan Climate Change Projection and Information Platform Project (TCCIP)” Team4 aims to provide and translate valuable projection data to potential users concerning climate change. A

new version of TCCIP website was constructed and launched in June 2015. New modules for users with advanced requirement was conducted and updated to the website at the same time. More than 200 thousand people has visited the TCCIP website till now. To provide climate projection data effectively, a data service system was built in 2015. Based on the statistics, 172 users have made a request for data download through the data service system. To spread science knowledge on climate change, Team4 created a series of curricula for public users to introduce IPCC AR5 reports. Hundreds of people attended the courses and gave mostly positive comments for the introduction. To promote the research results of TCCIP, Team4 also held a series of workshops for data users, which includes the usage of TCCIP projection data and experience sharing from users among different disciplines. For the international collaboration, TCCIP is engaged in the project of Belmont Forum on the issue of E-Infrastructure and Data Management. Highly recognition to the performance of TCCIP project is given by government.

Keywords: TCCIP, Climate Change Data Service, Guided Reading on IPCC AR5

一、前言

氣候變遷的資料服務與溝通是 TCCIP 計畫的核心價值；將科學訊息（包括知識、觀念等資訊）正確、廣泛、深入、快速且有效地傳遞出來給接收者則是 Team4 的工作核心。訊息傳遞流程中的基本要素包含：資訊來源 (Information Source)、傳送者 (Sender)、管道與媒介 (Channel)、接收者 (Receiver)、訊息接收目的地 (Destination)、訊息 (Message)、轉譯 (Encode 及 Decode)、回饋 (Feedback) 等，在訊息及資訊傳遞的過程中，有許多因素會影響資訊傳遞的效果，其中理解科學知識便是解決問題的第一步驟。訊息的接收者（包括不同領域科技社群學者、政策制定者、利害團體等）因其學術背景及對氣候變遷知識的理解能力不同，需要不同程度的轉譯；如何將相關複雜的氣候變遷科學資訊正確且有效地傳遞，以利接收者作出適當的因應措施，便是 Team4 的重要任務。

Team4 針對科學研究者、政策制定者、利害團體及一般大眾等不同對象設定不同的氣候變遷資料 / 資訊 / 知識溝通與服務的執行策略及目標（圖 1），並以第一類（科學研究者）及第二類（政策制定者）為主要服務對象。針對不同資訊接收者，TCCIP 計畫團隊設計不同資訊傳遞的管道與媒介，期待接收者透過視覺、聽覺及動手操作等方式有效的接收到計畫團隊所要傳遞的訊息內涵，並給予適當的回饋。

本文將針對 TCCIP 網站、氣候變遷科學服務以及 TCCIP 計畫國際合作部分進行闡述。

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

設定目標	目標對象	資訊內涵	執行策略
促進我國氣候變遷知識能量累積	科學研究者	• 需有科學內涵及方法深度	• 出版科學報告 • 研討會 / 成果發表會 • 專家座談會
影響政府氣候變遷調適政策及決策，並落實之	政策制定者 (有公權力的人、影響團體)	• 需有摘要(SPM) • 需有政策意涵	• 資訊應用說明會 • 轉譯後推廣出版品 • 持續溝通 • 小眾
促進利害及受影響團體及部門採取調適行為	利害及受影響團體及部門	• 需有受影響評估資訊及調適行為訊息	• 持續溝通 • 小眾~中眾
提升普羅大眾氣候變遷風險意識	一般大眾	• 簡單易懂	• 大眾傳媒 • 單向傳遞

圖 1. TCCIP 氣候變遷科學知識溝通與服務策略

二、TCCIP 資訊平台

2.1 資訊平台

TCCIP 資訊平台的建置共分成二期，TCCIP 計畫自 2010 年起開始建構第一期臺灣氣候變遷資訊平台網站，並於 2011 年 8 月正式上線服務 (<http://tccip.ncdr.nat.gov.tw/>)，以互動式操作及圖形化介面，提供政府單位及研究人員有關臺灣過去氣候變遷的狀況，以及未來氣候變遷的推估結果，並於 2012 年開始作為提供氣候變遷數據資料的入口網站，至 2016 年 11 月為止已有 26 萬到訪人次。

因應 IPCC 第五次評估報告的公布，TCCIP 資訊平台網站架構與內容自 2013 年起全面更新，依據 TCCIP-I 使用者的經驗回饋發現，TCCIP 資訊平台對使用者來說仍是一個展示臺灣氣候變遷資料為核心的網站，另外使用者會想要知道更多氣候變遷的知識，以利在取得氣候變遷資料後能進行研究。此外，使用者歷年來也參加了相當多 TCCIP 舉辦的活動，但是並無統一的入口可知道 TCCIP 最新資訊的地方。依據以上的概念，第二期資訊平台，定位三個主要的主题：「資料、知識、資訊」，並希望提供互動視覺化可使用的資料讓使用者可自行挑選想要查看的區域過去及未來變化、邀請團隊成員或是外部撰稿者撰寫正確及客觀的專家知識並有定期更新的資訊以增加網站的黏著度，其中後兩者是原始第一期網站中沒有的。然而，如前所述，TCCIP 計畫的核心仍是資料，藉由資料展示進而提供服務，是目前資訊平台主要提供的功能，因此在第二期資訊平台資料展示部分仍是會佔最大的比例約 60%，知識則是第二期計畫想要積極推廣的因此會佔第二大的比例約 30%，資訊則礙於人力收集有用的資訊並不容易，因此會佔比較小的比例約 10%，第二期資訊平台架構如圖 2 所示。



圖 2. 第二期資訊平台架構

在依照上述的比例進行網頁的比重的分配進行網站的製作後，第二期資訊平台已於 2015 年 6 月 24 日「全球氣候變遷/在地科學資料：自己的氣候自己算」氣候變遷推估資訊平台」新版網站發表記者會上正式公開上線。新版網站整合我國原始氣象資料以及模式推估未來百年的氣候變遷資料，並加值處理，使其資料可提供進階研究使用；其中，未來推估資料因應 IPCC AR5 的發布，已更新到使用 AR5 的 4 種情境及 41 種模式來推估未來臺灣百年的變化趨勢。

除了資料展示之外，TCCIP 計畫也肩負著氣候變遷知識推廣的任務，因此新版資訊平台增加了氣候知識專欄、TCCIP 歷年舉辦推廣活動及 TCCIP 出版品等，提供更多元的知識與資訊；網站內容彙整超過 7 萬筆氣候資料、10 萬張圖片。更擴充功能提供一使用者友善之互動介面（可依使用者不同需求輸入選項出圖，並進行比較分析）。同時該網站也整理了 TCCIP 舉辦之歷年研討會的簡報 180 份、影片 140 則，以及 TCCIP 出版的專書 3 本...等。總計研究團隊所產製之氣候變遷資料將近 600 Terabyte。

2.2 TCCIP 線上資料服務系統

資料服務是 TCCIP 計畫的重要任務之一，TCCIP 團隊希望能將產製的氣候變遷或是推估的資料，推廣到下游研究或是政府單位；第一期因尚在推廣期間，使用資料清單及提供聯絡的方式來提供資料服務。考量到未來資料服務的需求可能會越來越多，因此建置線上資料服

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

務系統，希望能加速資料的推廣。使用者不須申請帳號即可觀看資料服務清單、資料範本展示，若使用者須下載資料，為了解資料使用狀況及使用者需求，則須申請帳號並經過 TCCIP 計畫辦公室的審核後，方可下載。截至 2016 年 11 月為止，已有 172 人上線使用，使用人次並以平均每月 5 件的速度持續增加中。

2.3 資料使用者特性、需求與經驗分析

如圖 3 所示，超過 95% 均為學校與學術機構申請研究用，其中 68% 來自大專院校，另外則有如中央研究院、商業發展研究院、中華經濟研究院、國土規劃及不動產資訊中心、國家衛生研究院、特有生物研究保育中心、農委會林業試驗所等機構申請。

研究領域大致可分成以下八類：農業/生態、災害、水文/水資源、地方調適、能源/產業、公衛、土地利用、其他（氣象）。其中農業/生態申請案件最多佔 21%，災害次之佔 20%，接下來則是水文/水資源，約佔 18%。申請的計畫 43% 來自科技部補助，34% 為部會署研究計畫，8% 為地方政府執行地方調適計畫；另外 15% 則為各學校補助項下研究計畫或是法人單位使用。（圖略）

如圖 4，各領域對資料的需求屬性不同，農業/生態及災害領域在資料申請上申請觀測+推估資料類別比例約佔 40%；災害領域單申請推估、觀測+推估比例約各占一半；水文/水資源、地方調適、能源/產業同時申請觀測+推估超過 60% 以上；公衛申請較多觀測資料；土地利用領域則是全部申請觀測加推估作分析研究。近一半的領域都是觀測加上推估資料一併申請，可以用觀測資料和未來推估的狀況做比較，除公衛及其他選項中偏氣象的部分，僅申請觀測比率較高，原因推測是因為公衛領域及氣象領域大多著重季節尺度的問題作研究，如：登革熱、心血管疾病。從資料使用之方式，某種程度，亦凸顯領域之間對於氣候認知（如氣候變遷與季節預報）上之差異。因此分析結果，意味著 TCCIP 資料服務過程中，需與使用者溝通以及強化氣候變遷與季

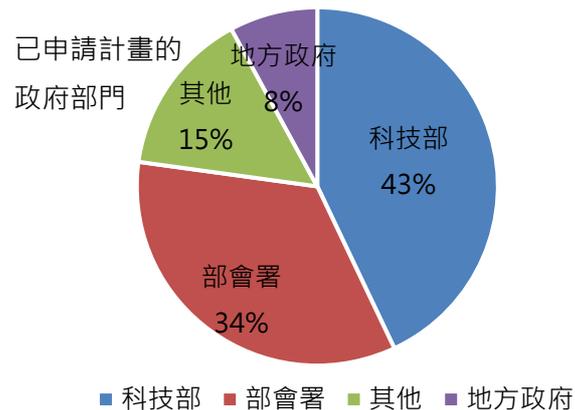


圖 3. 資料使用者特性、需求與經驗分析

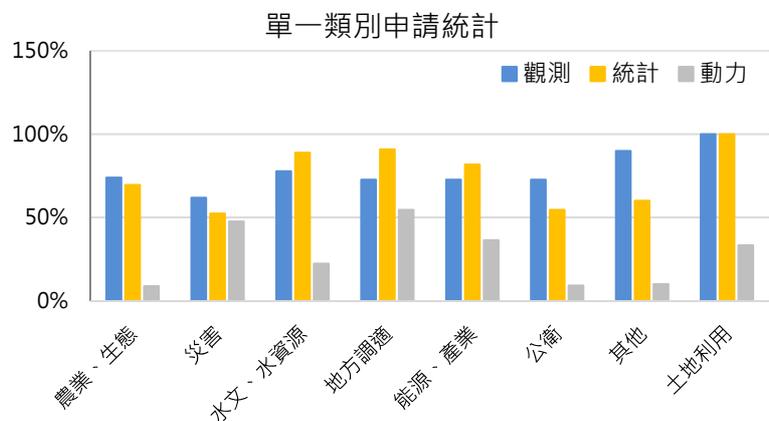


圖 4. 各領域資料申請屬性統計圖

節預報間，本質上的異同之處。

為了瞭解這些科學資料如何被運用，也為了瞭解氣候科學資料供給與需求之間是否存有落差，計畫執行期間針對「資料申請者/使用者」、「調適政策制定者」進行調查訪談研究，一方面希望能將資料使用經驗回饋至資料服務流程中，二方面也希望藉由面對面的溝通了解未來氣候服務的發展潛能。透過使用者的回覆，其中發現的問題及解決方式包括：

- ❖ 進行風險溝通時，應提供更完整的資訊，除了資料生產履歷之外，也需要資料「可靠性」的說明，幫助其了解資料特性及不確定性，避免解讀錯誤的問題。
- ❖ 資料使用者不了解「空間尺度」及「時間尺度」解析度的提升，將引起的不確定性議題。
- ❖ 進行風險溝通時，除了資料不能如此使用的說明之外，更需要說明「為何不能如此使用」的原因，顯示「了解原因」後，使用者可能更能接受溝通之訊息。
- ❖ 進行風險溝通時，資訊來源十分重要，故需要提供完整的參考資訊。

三、氣候變遷科學知識服務

3.1 WGI AR5 導讀系列活動

2013 年底 IPCC 公布的氣候變遷第五次評估報告 - 第一工作小組報告(以下簡稱 WGI AR5) (IPCC 2013) 包含對過去氣候系統觀測結果的描述，也評估最新的近未來及遠未來的全球與區域的氣候變遷推估。報告包括內文 (14 章)、技術摘要與給決策者摘要，是由 209 位主要作者與 50 位編審委員，以及超過 600 位各領域的專家，評估大量的科學與技術資料並引用超過 9200 筆著作之後，撰寫完成的。經過嚴謹的審查程序所完成的評估報告，是各國政府面對未來氣候變遷的衝擊、制定與推動相關政策的重要參考資訊。

因應此報告的公佈，TCCIP 計畫團隊設計一系列導讀活動 (表 1) 讓參與者正確地了解全球與區域氣候變遷最新的科學分析與評估，並透過第四次和第五次氣候變遷評估報告的差異比較，協助參與者思考與重新評估東亞及臺灣區域氣候未來可能的變化。

表 1. TCCIP 因應 IPCC WGI AR5 報告發布之系列活動

2013 / 10 / 04	2013 / 11 / 30	2013 / 12 / 02
AR5 網頁專區	WGI AR5 決策者摘要 中譯版(審定中版本)	IPCC 氣候變遷第五次 評估報告(第一工作小 組)導讀講座
<ul style="list-style-type: none"> • TCCIP 團隊針對 WGI AR5 總結 重點說明 • 決策者摘要重點摘譯 • AR5 報告時程介紹 • 提供下載連結 	<ul style="list-style-type: none"> • 完整翻譯 決策者摘要，讓國內讀者即時掌握氣候變遷研究 最新成果 • 提供國內專家學者最即時的研究重點 	<ul style="list-style-type: none"> • 由團隊 專家學者 們帶領讀者針對報告中的科學知識做導讀 • 將全球尺度下的氣候變遷趨勢反應到台灣國內的 各領域應用

3.2 資料應用諮詢與溝通

TCCIP 臺灣氣候變遷推估與資訊平台

Taiwan Climate Change Projection and Information Platform

第二期計畫成果發表會

能源系統是維持社會經濟穩定運轉之重要基礎設施，為因應氣候變遷對能源系統之衝擊，國家發展委員會以及經濟部能源局多年來積極投入人力物力，推動一系列之氣候變遷調適策略之研究，其中氣候變遷下之風力衝擊研究，為政府推行綠能產業過程中之重要參考訊息。透過 TCCIP 與能源領域的學者多次討論與溝通，讓使用者了解，氣候變遷推估資料的分析，須由“統計特性”的角度切入較為合適。圖 5 為使用經驗轉換後，對風力評估的表達方式，使用者從而改成風力的機率密度函數來比較未來與基期間的風力變化差異。後續將利用此密度函數，配合致災風力門檻值，以百分位的方式進行風速變化差異比較，藉以評估單一情境下風力變化對能源系統之衝擊。

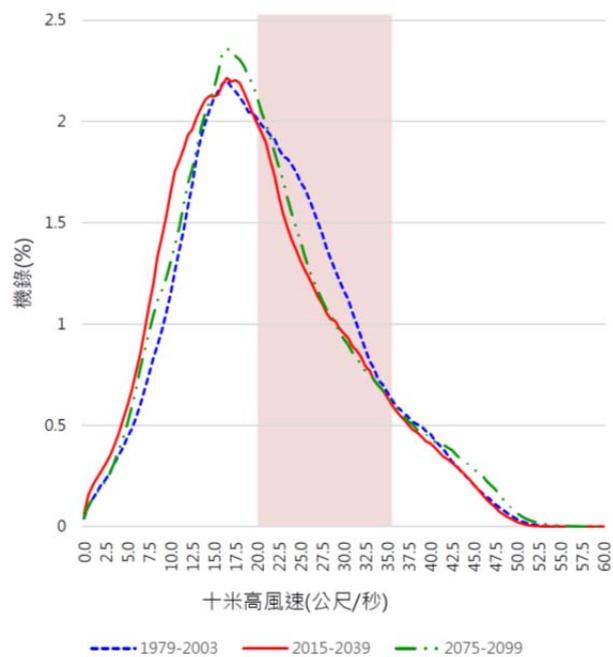


圖 5. A1B 情境下之影響台灣颱風之風力機率密度函數

3.3 資料應用說明會

因應行政院國家發展委員會氣候變遷調適政策推動，TCCIP 計畫於 102 年 7 月 26 日舉行「資料應用說明會系列-縣市政府氣候變遷調適計畫」說明會，為專案管理計畫團隊成員、縣市政府氣候變遷調適計畫業務承辦同仁與委託協辦機構人員解說如何有效利用 TCCIP 計畫所產製的多種氣候觀測與推估資料，此說明會著重氣候變遷概念之傳達與實際操作面之溝通，以期使 TCCIP 計畫研究內容與產製資料能充分應用於氣候變遷調適計畫的推動及辦理。

隔年因應計畫完成臺灣地區 IPCC AR5 氣候推估資料，於 103 年 10 月間舉辦北中南東四區 TCCIP 臺灣氣候變遷推估資料說明會，四場次累積參與人數超過 350 人。議程包括：IPCC AR5 簡介、TCCIP 簡介、TCCIP 提供之資料服務。場外同時也展示計畫介紹海報、各 Team 研究介紹，另有資訊平台及資料申請平台的展示介紹。同時亦舉辦「TCCIP 氣候變遷資料使用經驗分享研討會」，邀請防災應用（洪災、水文、水資源、坡地災害）、生態、公共衛生、能源、農糧安全等領域資料使用者分享與討論氣候變遷資料應用於科學研究，以瞭解資料申請者在資料使用、分析上之經驗，供做未來改進資料提供服務的參考，並促進不同領域分享氣候變遷觀測與推估資料的使用方式及經驗。

四、國際合作

TCCIP 計畫長期以來皆持續與外國保持良好的互動與交流，計畫執行期間，團隊成員先

後造訪了澳洲、英國、荷蘭等氣候變遷研究發展相對較為成熟的國家，了解這些國家於氣候變遷科研與應用落實上的最新發展。

另一方面，有鑑於地理環境與災害類型的相似性，TCCIP 計畫與日本 Meteorology Research Institute(簡稱 MRI)合作，取得 MRI 超高解析度之氣候模式資料，於團隊內發展動力降尺度方法，針對氣候變遷下颱風等極端降雨之衝擊進行研究與推估資料產製與提供，並定期與日方舉行研討會，彼此討論研究結果。此外，TCCIP 計畫亦配合科技部，參與 Belmont Forum 相關會議。Belmont Forum 在 2013 年啟動多階段 E-Infrastructures and Data Management 之 Collaborative Research Action (簡稱 CRA)，初始目標為結合 14 國領域科學家、資訊科學家、律師、社會學家及其他領域專家，提供 BF 推薦方案，以建立更全面、合作、及永續的方法，以支持全球環境變遷研究。

此 CRA 在於協助 BF 其他 CRA 與國際現有資料庫達成 BF 傳遞面對環境變遷之災害事件所需知識、資訊、資料與調適做為之目的。除國內推動 Open Data 有關以外，因涉及學術層面，適合科技部扮演某種程度之角色。此外，從國際合作的觀點，加入 CRA 可與美國、日本、法國、歐盟等之科技部門 (亦即 funding agency) 建立密切夥伴關係。推動成果也有利於國內未來之學術整合，其重要性由此可見，而 TCCIP 團隊為國內目參與 BF 之工作小組一員。

五、結語

TCCIP 計畫秉持著與資料使用者溝通與服務的精神，以各種方式參與政府部門的氣候變遷政策推動，同時也將計畫產製之氣候變遷推估資訊落實於政策推動之中，並於 105 年獲得行政院國家永續發展獎的殊榮，如同計畫團隊在得獎專輯中所述：我們非常高興透過 TCCIP 計畫落實科研工作與政府部門的施政業務產生連結。本次能夠獲獎代表行政院國家永續發展委員會委員對我們的勉勵與期待；相信科技部與國家災害防救科技中心及相關學研界同仁將持續積極參與科研工作，對國家永續發展做出更多的貢獻！

國家圖書館出版品預行編目(CIP)資料

臺灣氣候變遷推估與資訊平臺：第二期計畫成果發

表會論文集 / 臺灣氣候變遷推估與資訊平臺計畫

團隊彙編. -- 第一版. -- 新北市：國家災害防救科

技中心, 2017.01

面；公分

ISBN 978-986-05-1629-6(平裝)

1.氣候變遷 2.管理資訊系統 3.文集

328.807

105025205

書名：臺灣氣候變遷推估與資訊平台：第二期計畫成果發表會論文集

發行人：陳宏宇

出版機關：國家災害防救科技中心

地址：新北市新店區北新路三段 200 號 9 樓

電話：02-8195-8600

出版年月：中華民國 106 年 01 月

版次：第一版

非賣品



地 址：新北市新店區北新路三段 200 號 9 樓

電 話：886-2- 8195-8600

中心網址：<https://www.ncdr.nat.gov.tw/>

計畫網址：<https://tccip.ncdr.nat.gov.tw/>

ISBN 978-986-05-1629-6(平裝)
中華民國 106 年 1 月第 1 版