



第三章

臺灣未來氣候變遷推估

陳正達¹、王俊寓²、王嘉琪³、杜佳穎⁴、林思穎²、林修立¹、
許晃雄⁴、郭怡君⁵、陳昭安²、陳英婷⁴、曾于恒⁵、童裕翔²、
黃婉如¹、蔡宜君⁴、鄭兆尊²

¹國立臺灣師範大學地球科學系

²國家災害防救科技中心

³中國文化大學大氣科學系

⁴中央研究院環境變遷研究中心

⁵國立臺灣大學海洋研究所



摘要

未來的臺灣氣候變遷推估，主要是應用統計降尺度後的第6期耦合模式比對計畫 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6, CMIP6) 模擬資料，以基期 (1995年至2014年) 氣候值為基準，進行短期 (2021年至2040年)、中期 (2041年至2060年) 與長期 (2081年至2100年) 3個20年時段氣候變化的評估。在4種不同共享社會經濟路徑 (Shared Socioeconomic Pathway, SSP) 情境下，臺灣在短期的平均增溫為 0.6°C 至 0.8°C 。長期氣候變化，在世紀末時段，不同情境出現較明顯的差別，從SSP1-2.6增溫 1°C ，至SSP5-8.5增溫 3.4°C ，但升溫較顯著的區域皆為臺灣西北部。以全球暖化程度為基準，評估在不同暖化程度的臺灣增溫幅度介於 0.6°C 至 2.7°C 之間，小於全球平均增溫幅度。在季節長度變化的未來推估方面，本世紀末夏季持續變長至超過150天，冬季持續變短至少於30天。惟有在SSP1-2.6情境下，夏季與冬季的長度能維持在世紀中的情況，分別為150天及45天左右。

臺灣未來降雨量變化推估方面，年平均降雨在短期與中期的增加幅度較小，於長期世紀末有較明顯的增加。在SSP5-8.5的情境下模式平均推估降雨增加約15%，但不同模式的降雨變化率分布於-6%至+83%，顯示推估結果的不確定性高。空間上的分布結果也呈現低一致性。惟有在SSP5-8.5情境下的世紀末，西南部有降雨較大增加率(+10%) 且具一致性。以全球暖化程度 (Global Warming Level, GWL) 為基準也呈現相似的結果，全臺降雨變化幅度隨暖化程度增加而增加 (由GWL從 1.5°C 至 4°C 所對應的上升幅度為1.6%至14%)。西南部在GWL 4°C 狀態下呈現高模式一致性，降雨增加可超過30%。降雨季節分布變化推估結果顯示，乾季 (11月至4月) 越來越乾，濕季 (5月至10月) 越來越濕，其不均勻將隨全球暖化而變得更加嚴重。以GWL推估結果為例，GWL 3°C 及GWL 4°C 時，乾季降雨減少10%至15%，主要在臺灣東北部及東半部地區，且模式一致性較高。濕季降雨增加幅度，在GWL 3°C 小幅增加5%至15%。但在GWL 4°C 時，中南部沿海、臺東及澎湖區域可增加超過30%，這些未來乾濕季雨量的變化將使臺灣的水資源調度更加困難。

極端高溫以日高溫超過 36°C 天數 (TX36)，呈現未來持續性高溫事件的變化趨勢。在 1.5°C 至 4°C 的4種GWL下，TX36分別增加5.4天、10.6天、28天與54.5天。若以最劣SSP5-8.5情境的推估，本世紀末平均增加74.6天。增加天數較多的區域包括臺北盆地、

中部近山區與高屏近山區。低溫事件用極端低溫持續指數 (Cold Wave Duration Index, CWDI) 進行評估，結果發現所有暖化情境皆呈現天數減少。以GWL 1.5°C至GWL 4°C的結果為例，平均每年分別為減少4.1天、6.6天、8.8天與10天。由於位處副熱帶的臺灣受寒潮爆發影響的機率較小，採樣不足導致多模式推估低溫事件變化趨勢的一致性低、不確定高。但日低溫最小值 (TNn) 的上升趨勢具有高模式一致性，4種GWL溫度增加介於0.7°C至3°C，增加幅度較高的區域為西部 (GWL 4°C時)。極端降雨的型態變化部分，在未來暖化情境下，夏季增溫結構特徵將導致大氣垂直穩定度增加，不利於午後對流發生，使得午後對流的降雨頻率變少，但水汽蒸發散量增加，降雨強度將增強。在梅雨季，臺灣西半部迎風面極端降雨事件天數及強度皆為增加，而在東部地區則是減少。此外，21世紀中後期，梅雨季降雨量最大的發生時間，從6月中旬往後延至6月下旬，且降雨強度亦將增強，此因南海地區西南風增強的時間往後延遲，所以傳輸至下游的臺灣產生劇烈降雨時間也往後遞延。

未來推估年最大一日降雨量 (Rx1day) 降雨強度將增加，隨著全球暖化程度的加劇，極端一日暴雨強度呈現逐漸增強的趨勢，特別是在SSP5-8.5的排放情境下，中彰投地區的增加幅度可能達60%。在GWL 1.5至GWL 4°C增暖下，增加幅度分別為8%、10%、14.1%和28.6%。水文頻率分析也顯示降雨量隨著暖化嚴重程度增加，尤其在GWL 4°C情境下，10年重現期距降雨量 (return value 10, rv10)，已接近現今氣候 (基期) 50年重現期距降雨量 (return value 50, rv50)。

極端氣候未來推估的部分，與乾旱有關的年最長連續不降雨日呈現增加趨勢，在世紀末隨著暖化情境加劇而增加得更為明顯，且南部的增加情況比北部更嚴重。標準化降水指數則顯示，世紀末隨著暖化程度越嚴重，全臺乾旱事件越來越多，短時間尺度乾旱事件 (SPI3) 發生時的強度及頻率會增強。而事件延時則受熱帶海溫變化影響較大，但目前不確定性仍高。另外，推估未來春季為少雨趨勢，其可能原因與低層的東北風變異有關，造成春季提供水氣的西南風減弱。

由於CMIP模式空間解析度不足，無法直接模擬出實際颱風的強度，影響臺灣颱風部分的模擬與推估，使用的是以高解析度全球模式推估進一步用區域模式動力降尺度模擬結果。相對於基期的21世紀中期與末期，期間分別對應的侵臺颱風發生個數減少約10%與50%，但強颱出現頻率則是增加約105%與60%；颱風影響期間的近中心最大風



速增加約5%與9%；當颱風強度最強時，距中心半徑200 km內的區域平均降雨增加約20%與35%；颱風所造成臺灣陸地的降雨強度普遍增加20%與40%；受降雨強度增加但是颱風頻率減少的因素影響下，臺灣陸地上颱風降雨在世紀中稍有增加，但在世紀末減少約10%至50%不等。

臺灣周遭海平面高度的未來推估，在SSP1-2.6、SSP2-4.5及SSP5-8.5情境下，基隆及高雄兩個位置的多模式推估上升幅度在世紀末分別將介於0.48 m至0.82 m及0.41 m至0.78 m。然而受到海水溫度、鹽度變化伴隨密度改變，以及與極區冰川融化、河川逕流流入等複雜物理過程影響，以及冰原模擬過程的潛在因子了解不足，使氣候模式未來推估趨勢的一致性較低。臺灣南北海平面變化的差異受到區域性洋流及海水熱結構的影響，仍需藉高解析度區域海洋模式動力降尺度資料以瞭解其變化細節。

以動力降尺度模擬結果驅動空氣品質模式，在排放量不變的情形下，推估未來臺灣秋冬季的空氣品質將會變差，主要是受到低層風速變弱、穩定度增加、邊界層變淺不利於污染物傳送與擴散，再加上東北季風日數減少的影響。此外大氣的增溫加速臭氧光化反應，導致臭氧濃度增加。目前臺灣空氣品質不良主要來自PM_{2.5}與臭氧，但未來因臭氧濃度增加造成空氣品質不良的情況將更容易發生。

3.1 前言

聯合國政府間氣候變遷專門委員會 (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) 於2021年發佈第六次氣候變遷評估報告 (The Sixth Assessment Report, AR6) 的第一工作小組報告「氣候變遷2021：物理科學基礎」，其中針對區域氣候變遷與推估，較過去報告提供了更多資訊，包含從全球與區域氣候的連結、極端天氣與氣候事件的改變以及災害風險評估所需要的氣候資訊，並且提供了區域氣候變遷圖集以及互動式圖集網頁給一般大眾參考。報告揭示自工業革命以來，全球平均溫度上升趨勢明顯，導致近年來越加嚴重氣候變化，各地熱浪、乾旱、颱風……等極端天氣與氣候事件發生頻率、強度產生變化，從第二章中針對臺灣過去百年測站溫度變化，以及相關的極端氣候指標的分析結果，也同樣多半呈現上升趨勢。

而針對未來推估方面，IPCC AR6以新提出的全球未來不同社會經濟發展途徑 (參見第一章的文字框1)，運用CMIP6氣候模式系集推估未來全球與區域氣候變遷，在影響社會甚鉅的極端天氣與氣候事件改變方面，未來發生頻率、強度的改變，將持續隨著全球平均氣溫上升而進一步再增強。由於目前CMIP6氣候模式因模擬能力與水平空間解析不足，無法精確地提供局部地區的氣候特性改變，因此，本章將以進一步針對臺灣氣候所得到的動力與統計降尺度結果 (TCCIP技術報告，2021；TCCIP資料說明，2023)，提供以CMIP氣候模式推估為基準的臺灣未來氣候變遷推估資料的相關說明 (參見文字框7)。在統計降尺度方面，因CMIP6氣候模式已經有日資料的輸出，目前所使用的統計降尺度方法運用高解析度的臺灣網格化氣溫與降雨日資料，將氣候模式資料的空間解析度加高，並移除模式的系統性誤差，提供合理的區域氣溫與降雨日資料的統計機率密度分佈 (Cannon et al., 2015)。由於高解析度日資料可以計算標準極端天氣與氣候指標，易與AR6中的結果對應比較，而氣候平均改變的推估還是可以由統計降尺度後的日資料計算獲得，以保持資料的一致性。另外，「臺灣氣候變遷分析系列報告：2020-2021百年乾旱與未來推估」(陳昭安等人，2023) 與「臺灣氣候變遷關鍵指標圖集：AR6統計降尺度版」(國家災害防救科技中心，2023) 為本章中描述乾旱與極端指標分析結果的重要文獻。空污部分則引用Tsai et al. (2024) 成果為關鍵依據。

除了全球未來不同社會經濟發展途徑的氣候未來推估外，本章也以GWL (Haustein et al., 2017) 做為未來氣候推估的基準，AR6報告中也同樣使用兩種呈現方式。由於CMIP氣候模式的氣候敏感度差異大，將使不同社會經濟發展途徑在選擇時段所呈現的模式未來推估，不只是模式架構、特性所造成的差異，也包含模式對於相同溫室氣體排放情境所產生反應的差異。為了去除這些複雜問題，科學家發展出以氣候模式在暖化增溫到達相同程度時，截段取出對應的氣候資料，降低因未來情境不同所造成的氣候推估分布的差異，也更適合針對在特定氣候暖化程度進行區域變化特性的比較 (參見第一章的文字框2)。

另外，由於像颱風或暴雨等極端天氣事件的改變往往需要更完整地伴隨氣象場的進一步分析，以探討未來氣候變遷對極端天氣事件的影響，因此針對臺灣的颱風或暴雨所使用的，是以AR5 RCP8.5情境下的高解析度全球模式推估所驅動之動力降尺度資料。雖然所使用的不是AR6的未來情境，但是與AR6中的SSP5-8.5情境相似，都是在世紀末有較高全球平均溫度上升的推估。



文字框 7 | 降尺度資料說明

氣候變遷資料若要應用於臺灣，要先建立高時一空解析度、時序型降尺度資料。過去的技術只能呈現月或季節變化的推估資訊，僅可得到長期平均的氣候變化趨勢。本次科學報告進一步應用新的降尺度資料，可應用於評估未來極端氣候變化，表BOX 3.1.1分別針對動力與統計降尺度資料進行說明。

表BOX 3.1.1 統計與動力降尺度資料特性說明 (摘自TCCIP技術報告，2021。WRF全名為Weather Research and Forecasting Model，天氣研究和預報模式)

	統計降尺度	WRF動力降尺度
使用全球模式	地球系統模式	HiRAM全球氣候模式
暖化情境	CMIP6 SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0、SSP5-8.5	CMIP5 RCP8.5 世紀中 (2041年至2065年) 世紀末 (2075年至2099年)
全球暖化程度	1°C、1.5°C、2°C、3°C、4°C	1°C、2°C、4°C
時間解析度	日	小時
降尺度方法	統計演算法 (QDM)	大氣物理熱力與動力方程
產製花費時間	產製快速	耗時、需要大量運算資源
變數	溫度 (最高、最低、平均)、雨量	颱風雨量、風場、氣壓、輻射、相對濕度等
應用層面	平均或極端氣候變化趨勢	極端事件分析及衝擊模擬，以及其他應用，例如能源、淹水等

統計降尺度

統計降尺度方法與步驟可參考TCCIP資料說明 (2023)。雖然全球模式歷史模擬 (historical) 時期為1850年至2014年，但考量統計降尺度日資料的產製，需要

使用CMIP6全球模式日資料，同時要使用網格化觀測日資料進行偏差修正，因此降尺度的資料也設定在網格化觀測資料最早時間點1960年、結束時間為全球模式歷史模擬 (historical) 最終年2014。未來推估則為全球模式使用 4 組社會經濟-排放情境 (SSP-RCPs) 的模擬結果，資料長度為2015年至2100年，包含SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0與SSP5-8.5 (表Box 3.1.2)。

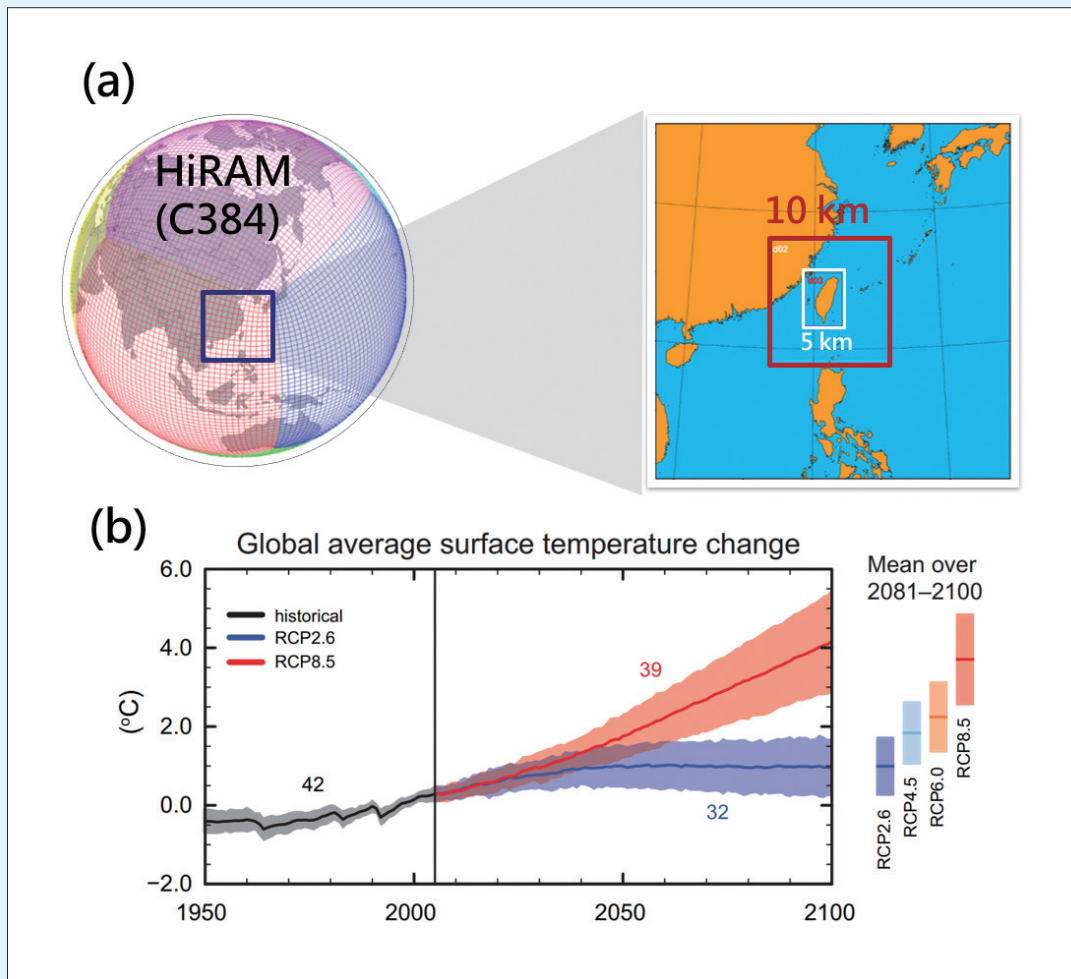
表BOX 3.1.2 統計降尺度資料說明 (包含情境、模式數量、時間與變數)(摘自TCCIP資料說明，2023)

暖化情境	模式數量	資料時間範圍	氣候變數
historical	31 (28)	統計降尺度資料：1960年至2014年	平均氣溫 最高氣溫 最低氣溫 降雨量
SSP1-2.6	28 (25)	2015年至2100年	
SSP2-4.5	29 (26)		
SSP3-7.0	27 (23)		
SSP5-8.5	29 (26)		

而後將各別全球模式GWL達到相對應的氣候時間區段日資料，計算臺灣的平均溫度或降雨變化，以及相關的極端氣候指標。

動力降尺度

災害領域未來暖化情境推估，需要高時一空解析度極端事件大氣模擬資料，進行相關氣候變遷衝擊模擬。動力降尺度資料以物理模式模擬，應用GFDL-HiRAM全球模式，使用4組代表CMIP5暖化最嚴重RCP8.5情境下的海溫，進行高解析度全球氣候模擬，再應用WRF進行臺灣區域5km解析度動力降尺度 (圖BOX 3.1.1a)。未來推估模擬包含21世紀中、21世紀末，以及GWL 2°C、GWL 4°C高時空解析度資料 (圖BOX 3.1.1b)。由於模擬過程複雜，可產製多變數資料，因此建置過程相對於統計降尺度，需要花費較長時間與電腦計算資源，詳細說明可參考TCCIP技術報告 (2021)。



圖BOX 3.1.1 動力降尺度模擬示意圖。使用GFDL-HiRAM (C384) 高解析度 (25 km) 全球模式模擬，再以WRF區域氣候模式使用2層槽狀網格進行臺灣區域5km解析度動力降尺度。(b) 使用AR5 RCP8.5的4組海溫進行如圖 (a) 步驟進行降尺度。現今氣候模擬50年分 (2組不同初始場、每組25年)，2°C (世紀中，約於紅色實線的2035-2060年處) 與4°C (世紀末，約於紅色實線的2075-2100年處) 分別100年分模擬 (4組海溫、每組25年)。(資料來源：[圖a] 本報告產製，[圖b] IPCC AR5, Working Group 1, SPM Figure SPM.7)

文字框 8 | 暖化情境模擬比較

IPCC出版的全球氣候變遷評估報告 (AR, Assessment Report)，使用的未來推估全球氣候變化物理基礎，是以CMIP (Coupled Model Intercomparison Project) 計畫結合全球各地氣候研究中心應用各自發展的氣候模式，設定全球未來可能的暖化情境，進行長時間氣候模擬的資料。從CMIP3以特定的溫室氣體排放情境，至AR6則加入更複雜且強調減緩與調適的社會經濟發展情境，除了模式解析度與個數增加，並更新推估的開始年，目的是增加未來情境模擬的真實度，呈現可能發生的實際狀況。相關版本比較可參考表BOX 3.1.3。

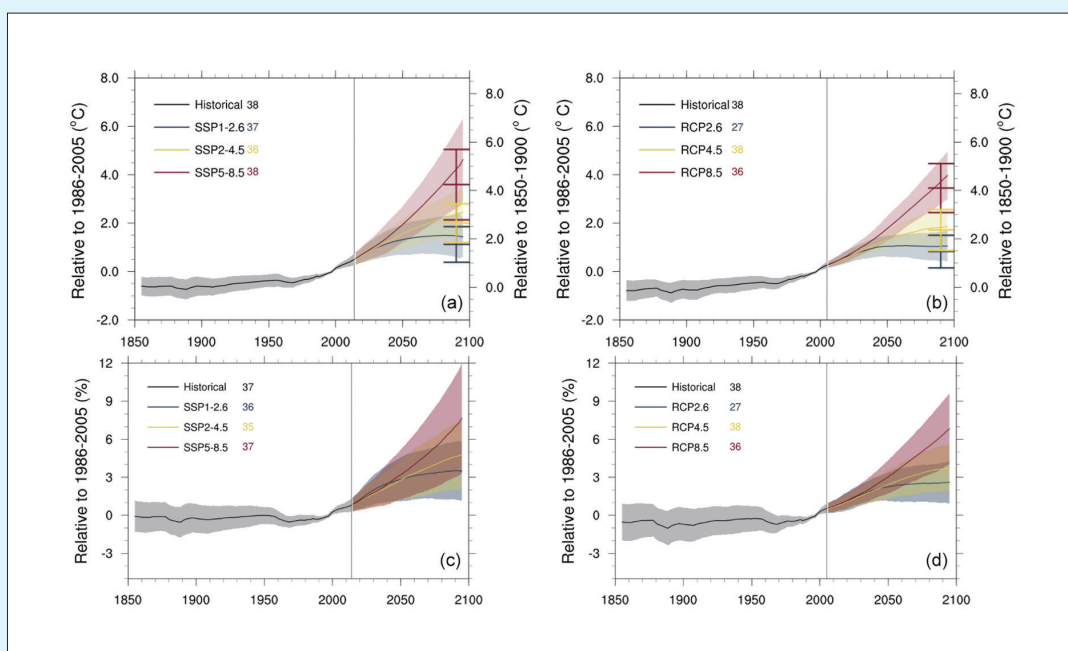
表BOX 3.1.3 IPCC各版本評估報告使用的全球模式資料特徵比較 (資料來源：Tebaldi et al., 2021、本報告產製)

評估報告	AR6	AR5	AR4
資料組	CMIP6	CMIP5	CMIP3
推估起始年	2015	2006	2001
常用暖化情境	社會經濟發展情境 SSPs (1-2.6, 2-4.5, 3-7.0, 5-8.5)	代表濃度途徑 RCPs (2.6, 4.5, 6.0, 8.5)	排放情境特別報告 SRES (B1, A1B, A2)
空間解析度	60 km至125 km	100 km至250 km	250 km至350 km
模式數	60個	42個	24個

隨時間演進發展出越來越先進而複雜的地球系統模式，以下以常用的兩個氣象變數溫度及降雨，從大範圍全球平均，到臺灣區域範圍尺度，呈現不同版本的相互比較。

全球

雖然CMIP6 (SSPs) 與CMIP5 (RCPs) 使用相對應的輻射驅動力 (相關說明參考Box 3.1.1)，然而CMIP6相較CMIP5於21世紀末長期 (2081年至2100年) 推估結果，全球平均溫度與降雨呈現增加較嚴重的情況 (圖BOX 3.1.2)，原因來自兩者使用的暖化情境不同，以及CMIP6有更多模式對於溫室氣體排放較為敏感 (Tebaldi et al., 2021)。



圖BOX 3.1.2 CMIP6與CMIP5全球模式溫度 (a)、(b) 與 (c)、(d) 降雨推估變化趨勢比較。左側為CMIP6 SSPs、右側為CMIP5 RCPs。如圖標所示以不同顏色代表暖化情境，其後面數字為使用的模式個數 (引用自Tebaldi et al., 2021)。

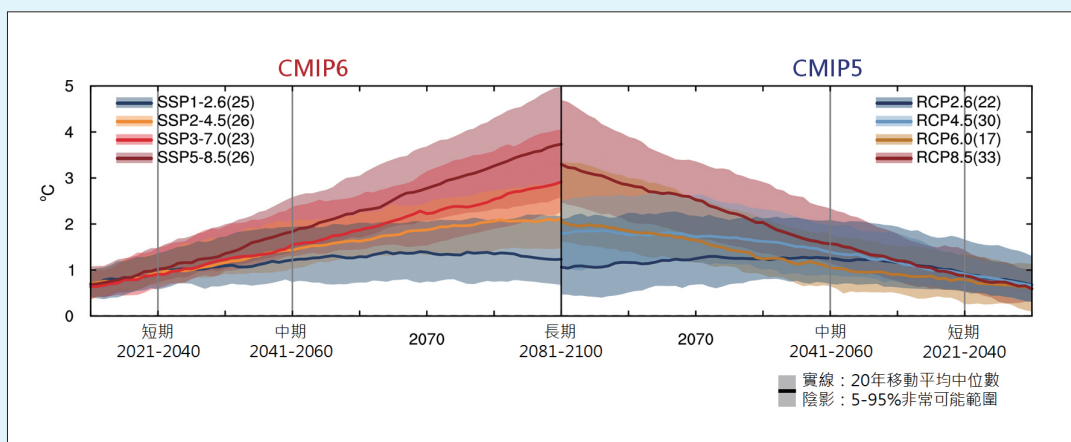
臺灣

臺灣區域則使用「臺灣氣候變遷推估資訊與調適知識平台計畫」(Taiwan Climate Change Projection Information and Adaptation Knowledge Platform, TCCIP) 的統計降尺度資料進行評估。與全球模式一樣設定現今氣候 (1986年至2005年) 為參考期，溫室氣體高排放情境 (SSP5-8.5) 於長期 (2081年至2100年) 推估上升約3.7°C；相對的低排放情境 (SSP1-2.6) 只會升溫1.23°C。整體而言，CMIP6推估升溫幅度略大於CMIP5模式，同時以最新的CMIP6的推估結果比較，臺灣的溫度增加情況略小於全球平均¹ (圖BOX 3.1.4)。

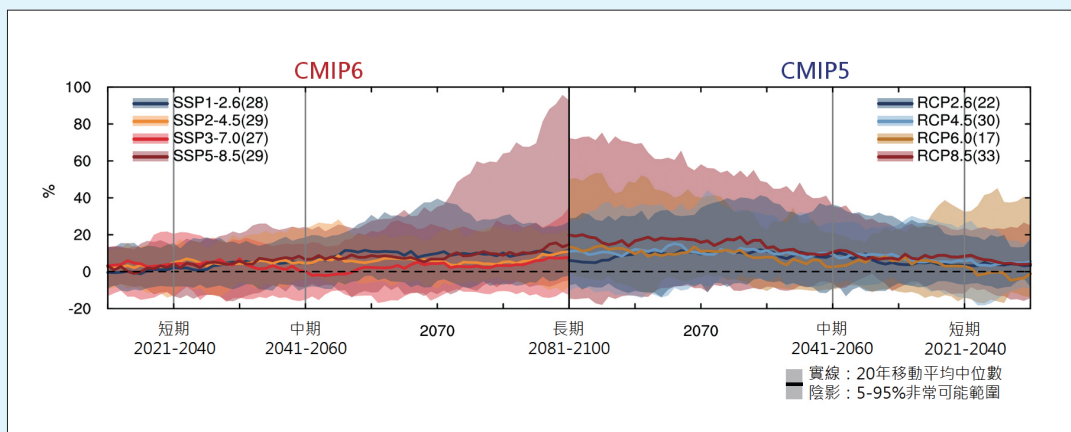
降雨部分，由於模擬的不確定性高，使得個別模式差異明顯，不似溫度推估變化趨勢穩定。同樣用20年滑動時序平均的方式呈現未來變化趨勢 (圖BOX 3.1.4)，以降雨變化率 (未來一基期) / (基期) [單位：%] 表現未來推估情況。在21

1 21世紀末長期 (2081年至2100年) 平均溫度變化，全球平均值相對於基期 (1995年至2014年) 為增加3.99°C (Tebaldi et al., 2021)，臺灣則是增加3.5°C (國家災害防救科技中心，2023)。

世紀中期 (2041年至2060年) 推估降雨上升分別約10.6%與6.6%，且暖化情境間差異不明顯；長期 (2081年至2100年) 推估降雨分別上升約19.8%與14.6%。系集平均結果發現，雖然年平均雨量推估變化不似溫度增加趨勢顯著，仍可見暖化程度越大、降雨增加越多，兩個版本的推估降雨變化趨勢也一致，即呈現未來本世紀中期微幅上升，到長期才有顯著增加。



圖BOX 3.1.3 CMIP6與CMIP5統計降尺度推估的臺灣年平均溫度未來變化 (單位：°C)。使用20年滑動平均溫度，相對於參考期1986年至2005年變化的時間序列，實線為各暖化情境的模式系集中位數，陰影為SSP1-2.6 (藍色)、SSP2-4.5 (黃色)、SSP3-7.0 (紅色) 與SSP5-8.5 (暗紅色) 的5%至95%模式範圍。(資料來源：本報告產製)



圖BOX 3.1.4 CMIP6與CMIP5統計降尺度推估的臺灣年平均降雨未來變化 (單位：°C)。使用20年滑動平均溫度，相對於基期1986年至2005年變化的時間序列，實線為各暖化情境的模式系集中位數，陰影為SSP1-2.6 (藍色)、SSP2-4.5 (黃色)、SSP3-7.0 (紅色) 與SSP5-8.5 (暗紅色) 的5%至95%模式範圍。(資料來源：本報告產製)



3.2 溫度

3.2.1 平均溫度變化

以2015年為CMIP6氣候模擬推估資料的起始年分，進行4組SSPs未來情境臺灣區域平均溫度隨時間變化的分析，並以現今氣候 (1995年至2014年) 為基準計算距平 (圖3.2.1)，可以發現臺灣未來短期 (2021年至2040年) 的區域平均氣溫上升差異不明顯，增溫 0.6°C 至 0.8°C (中位數)；中期 (2041年至2060年) 不同情境稍有差異，SSP1-2.6增溫 1°C 、SSP5-8.5則增溫 1.6°C ；長期 (2081年至2100年) 推估則出現比較明顯的差別，SSP1-2.6維持中期的增溫幅度 (1°C)，但SSP5-8.5則暖化程度增長至 3.4°C 。

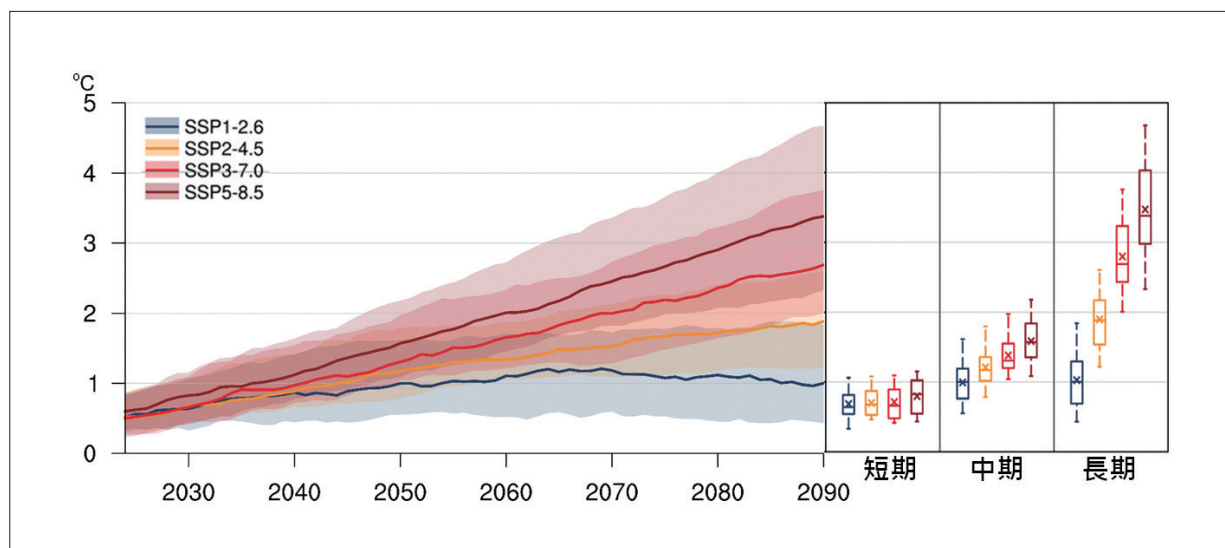


圖3.2.1 以CMIP6氣候模式評估不同SSPs情境下臺灣區域平均溫度距平的長期變化 (單位： $^{\circ}\text{C}$)，現今氣候平均計算時段為1995年至2014年，長期變化曲線以每20年的滑動平均代表。左側時間序列圖中以不同顏色代表不同SSP情境，實線為所有氣候模式模擬結果的中位數、陰影區為所有模式系集的第5百分位至第95百分位數值區間。右側盒鬚圖為短期 (2021年至2040年)、中期 (2041年至2060年) 與長期 (2081年至2100年) 氣候平均第95、75、50、25、5百分位數 (由上至下)，同樣以顏色區分不同SSP情境、圖中X記號為系集平均值。(資料來源：本報告產製)

進一步檢視臺灣各時期溫度上升的空間分布 (圖3.2.2)，在短期 (2021年至2040年)，各種不同未來發展情境的區域差異較不明顯，唯有在SSP5-8.5的情境下，臺灣西北部地區升溫略高。在中期 (2041年至2060年)，各種不同情境的區域差異較短期略微增

加，但各種不同情境下，升溫較顯著的區域還是以臺灣西北部地區為主。而世紀末長期(2081年至2100年)的氣溫增暖未來推估，在不同情境間開始呈現比較明顯的差異，其中SSP1-2.6情境維持在世紀中期的增溫幅度(約1.5°C)，但在SSP5-8.5情境下則可增加至3.5°C。即越嚴重的溫室氣體排放與增加時，臺灣各地增溫幅度越高。由模式模擬推估結果可見，如果全球積極進行減碳策略(如SSP1-2.6情境)，雖然無法立即在臺灣減緩增溫情況，但未來世紀末長期的溫度變化，可以維持增溫幅度與21世紀中期相仿。上述增暖的結果在不同模式間的一致性相當高，雖然幅度還是有差別，圖3.2.2中以不同模式推估值的中位數呈現推估結果，較不受個別模式離群值的影響。

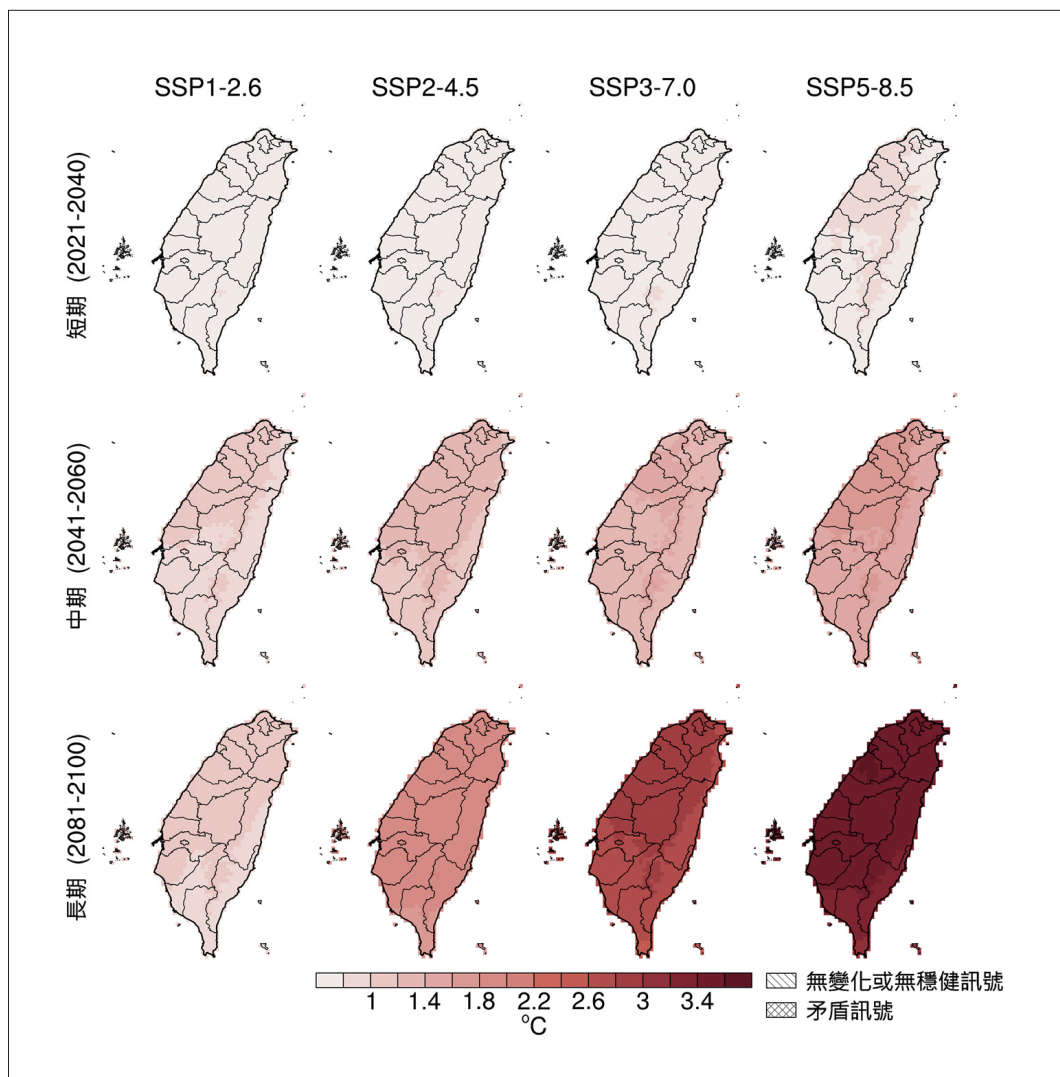


圖3.2.2 使用CMIP6模式系集的中位數，評估不同SSPs情境下以及不同時期的未來平均溫度距平的空間變化(單位：°C)，現今氣候平均值的計算時段為1995年至2014年。左至右分別為SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0、SSP5-8.5情境；上至下為短期(2021年至2040年)、中期(2041年至2060年)、長期(2081年至2100年)時段。(資料來源：本報告產製)



GWLs是以全球地表溫度平均增溫與工業革命前相比，達到特定溫度時的方式探討全球各地的氣候變遷，各區域的增溫幅度不盡然與全球平均相同 (請參考IPCC AR6, TS, Figure TS.5b)，在GWL 1.5°C、GWL 2°C、GWL 3°C、GWL 4°C時段，氣候模式推估臺灣的平均溫度相對於基期1995年至2014年 (GWL 1°C) 的增加幅度，以及所有模式推估結果中位數的空間分布，如圖3.2.3所示，臺灣在基期的年平均溫度分佈在圖的左上方 (圖3.2.3a)。使用CMIP6統計降尺度推估的未來臺灣年平均溫度變化，模式20年氣候平均的中位數分別為增加0.6°C、1.1°C、1.9°C與2.7°C (圖3.2.3b)。比較不同GWL與臺灣的溫度變化情況，加上基期1995年至2014年所對應的GWL 1°C，臺灣相對升溫在GWL 1.5°C、GWL 2°C 時段較全球地表溫度平均暖化速率大，但是在GWL 3°C、GWL 4°C時段，全球暖化速率反而略大於臺灣。空間分布 (圖3.2.3c) 則呈現北部增溫幅度略大於南部地區。

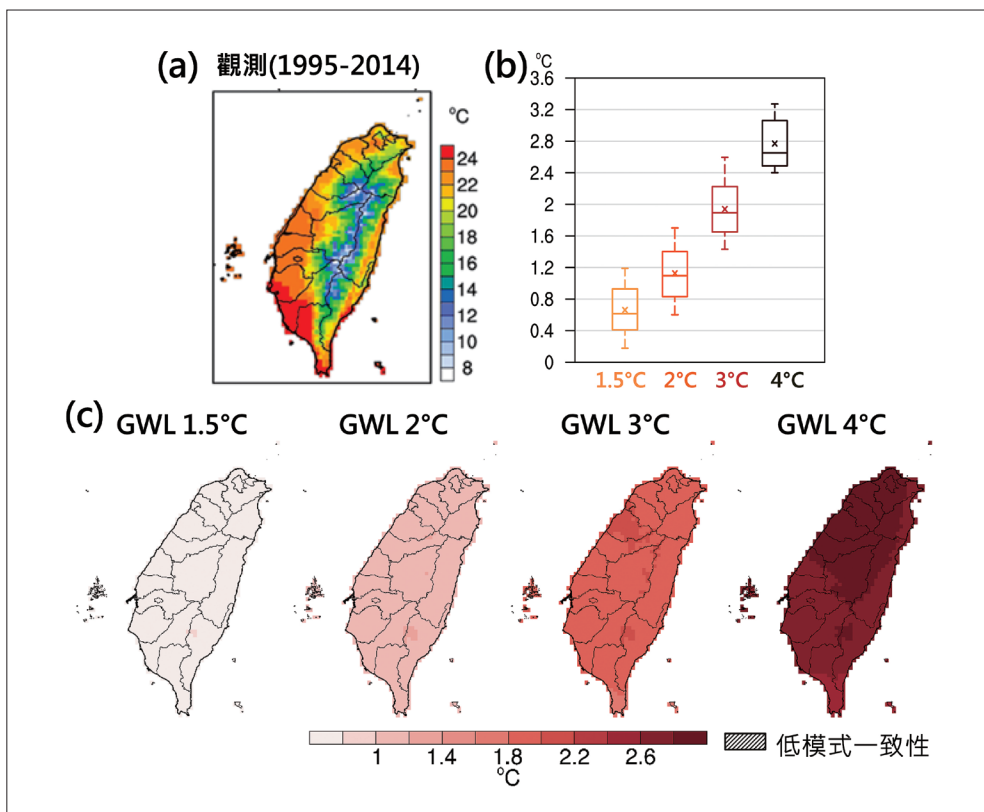


圖3.2.3 歷史與GWL下臺灣平均溫度變化。其中歷史氣候使用TCCIP網格化觀測，未來推估則為統計降尺度資料。(a) 圖為基期 (1995年至2014年) 觀測氣候年平均溫度分佈 (單位：°C)；(b) 圖為GWL 1.5°C、GWL 2°C、GWL 3°C、GWL 4°C相對於模式現今氣候 (1995年至2014年)，以盒鬚圖第95、75、50、25、5百分位數 (由上至下) 呈現模式氣候平均溫度變化分佈範圍 (單位：°C)，X記號為系集平均值。(c) 圖為GWL溫度變化 (模式中位數) 空間分布 (單位：°C)，斜線區域為低模式一致性。GWL下各模式或各情境的詳細時間區間可參考臺灣氣候變遷關鍵指標圖集：AR6統計降尺度版 (2023)。(資料來源：本報告產製)

3.2.2 季節長度變化

臺灣處於熱帶與副熱帶交界，冬寒夏熱，春秋季氣候溫和。全球暖化下，四季更迭也可能發生改變。此節應用Yan et al. (2011) 的方法於觀測與模式資料，分析冬夏季的起始、終結時間與長度以及炎熱寒冷的程度，探討臺灣的季節長度變遷。

以CMIP6模式歷史模擬 (1960年至2014年) 的統計降尺度日溫度分析臺灣夏季與冬季季節長度變化，模式大致可掌握6月中至9月中的夏季與12月中至3月中的冬季分布，不過模式間的差異不小 (圖3.2.4)。比較觀測與模式日溫度模擬資料所呈現的季節長度的過去變化，模式也大致可以模擬出觀測資料的長期趨勢，呈現夏季提早開始、延後結束，冬季則是延後開始、提早結束的情形 (圖3.2.4)，此外全年最高溫的日期變得較為分散，但全年最低溫的日期變得較為集中。自1990年代至2005年，觀測之夏季與冬季長度均低於模式模擬值，可能反應模式模擬之夏季高溫與冬季低溫均比觀測值更強。

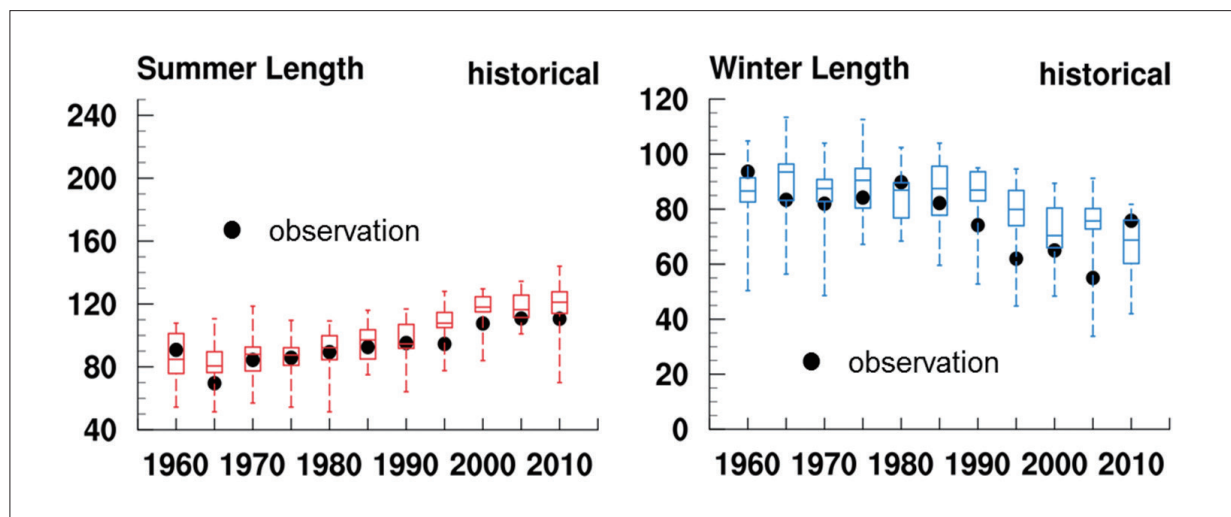


圖3.2.4 觀測與CMIP6 模式所模擬臺灣夏季 (左圖) 與冬季 (右圖) 季節長度的長期變化比較圖。觀測資料與CMIP6歷史模擬每5年平均成一個區間加以比較該區間的差異，圖中黑點為臺灣6個百年測站平均的季節長度，不同模式的結果以盒鬚圖呈現 (由上而下分別為最大值、第三四分位數、中位數、第一四分位數以及最小值)。(資料來源：本報告產製)

圖3.2.5為CMIP6模式資料推估，在不同暖化情境下的臺灣冬夏季季節長度變化。夏季在2020年至2040年期間隨時間增長，各情境間的差異不大，但2040年後隨著暖化情境的嚴重程度，夏季天數增加趨勢的差異也隨之增加。在SSP1-2.6情境下，自2040年



後，夏季大約穩定，都維持在150天左右，其他情境則都是隨著時間持續增加。到了21世紀末，夏季天數在SSP5-8.5情境將達近7個月。冬季則是在2020年至2030年期間各情境差異不大，但在2030年之後，將隨著暖化情境的嚴重程度加劇，冬季天數減少的趨勢也加快。在SSP1-2.6情境，從2050年後，大約穩定，都維持在45天左右，其他未來情境的冬天則都隨時間越來越短。在SSP2-4.5與SSP3-7.0情境，至2080年至2090年之間已無冬季，在SSP5-8.5情境下，更是在2060年冬季就已消失，冬季天數減少的趨勢較夏季天數增加的趨勢更明顯。在SSP5-8.5情境下，到了21世紀末，臺灣全年相較於現今，夏季長達近7個月，幾乎無冬季的存在，全年幾乎都是在溫暖至炎熱的情況，臺灣的氣候狀態會更接近熱帶國家的溫度氣候特性。

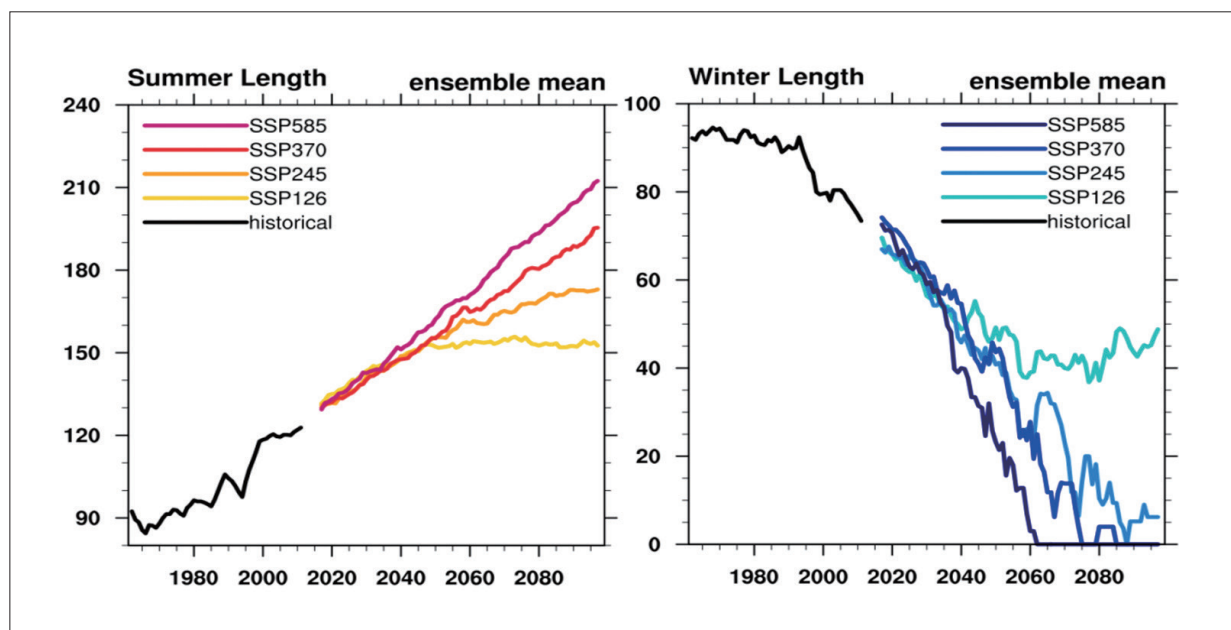


圖3.2.5 CMIP6模式系集平均後的臺灣夏季(左圖)與冬季(右圖)季節長度天數，在不同未來情境下，隨時間的變化，包含歷史模擬(黑線)與未來推估(左圖以暖色系代表夏季推估、右圖以冷色系代表冬季推估)，顏色由淺至深，分別為SSP1-2.6、SSP2-4.5、與SSP3-7.0以及SSP5-8.5情境。未來推估(2015年至2100年)的季節分析，採用歷史模擬1961年至1990年基期的門檻值。(資料來源：本報告產製)

不過仍需注意如同歷史模擬，CMIP6中不同模式推估還是有一些差異，以自2020年開始每20年的區間分析各模式推估冬季與夏季的分布與差異(圖3.2.6)，可以發現除了在2020年至2039年期間模式推估夏季天數的差異較小，到了21世紀末，2080年至2099年期間模式推估的差異明顯地加大。推估未來冬季天數，模式間的差異一般比推估夏季天

數更大，即使是在近未來的2020年至2039年期間，除了世紀末2080年至2099年期間，暖化較明顯的情境，冬季天數已經接近下限，模式間的差異反而變小。

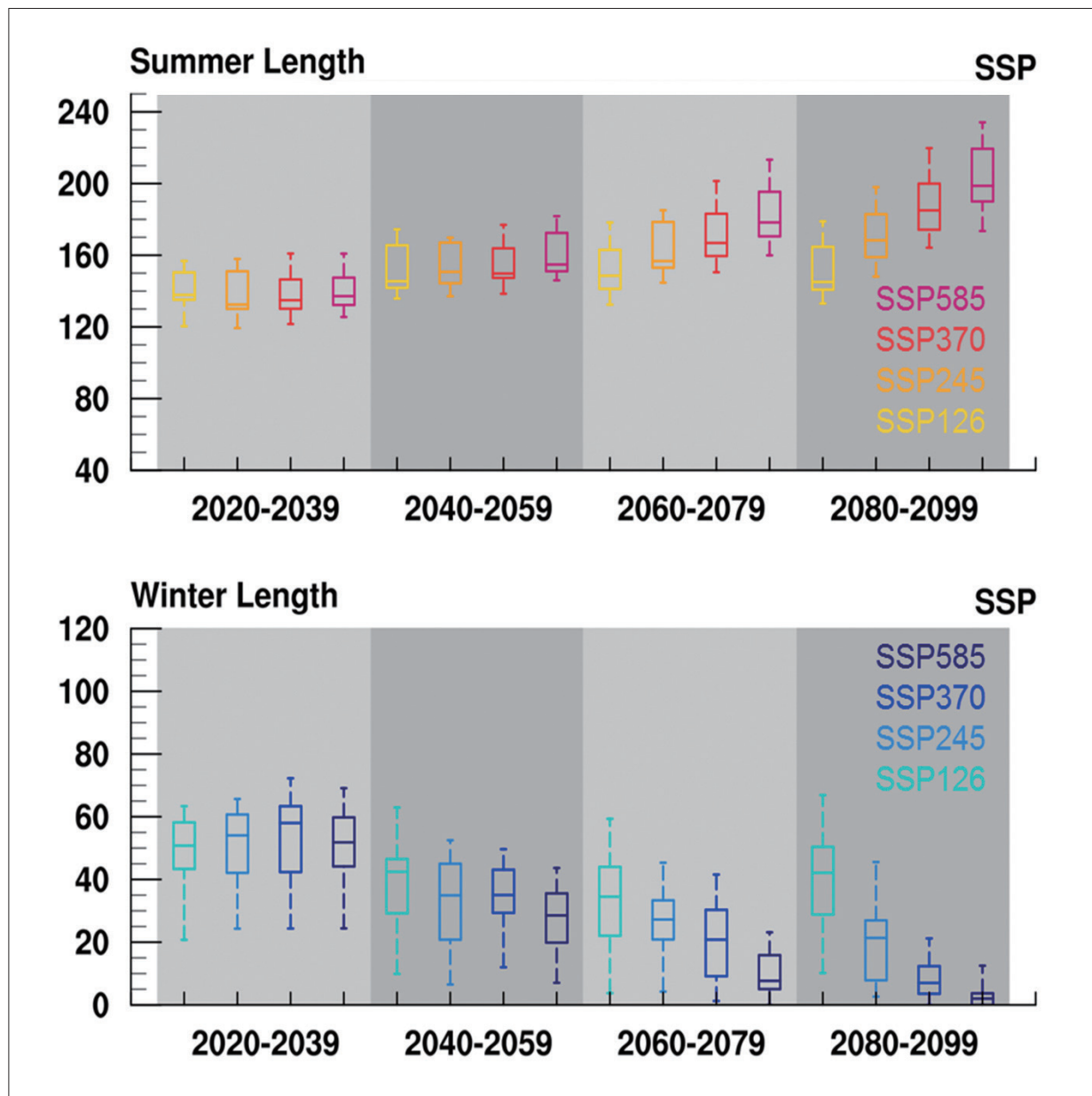


圖3.2.6 CMIP6模式在不同未來情境下所模擬臺灣夏季(上圖)與冬季(下圖)季節長度在不同時期的變化。CMIP6模式自2020年開始以每20年的區間加以比較模式在不同情境的變化差異，不同模式結果分布以盒鬚圖呈現(由上而下分別為最大值、第三四分位數、中位數、第一四分位數以及最小值)。每個時段中盒鬚圖顏色由淺至深分別為SSP1-2.6、SSP2-4.5與SSP3-7.0以及SSP5-8.5情境。(資料來源：本報告產製)



3.3 降雨

3.3.1 年平均降雨

以模式現今氣候 (1995年至2014年) 為基準，計算4組SSPs未來情境臺灣年平均降雨隨時間變化 (圖3.3.1)，可以發現臺灣未來短期 (2021年至2040年)，甚至到中期 (2041年至2060年)，不同情境間的系集平均降雨變化率差別很小，且增加幅度不明顯，反而不同模式間的差異程度大於降雨增加幅度與不同情境間的差異，直至長期 (2081年至2100年) 推估，最嚴重排放情境SSP5-8.5才會有較大的變化 (約增加15%)。

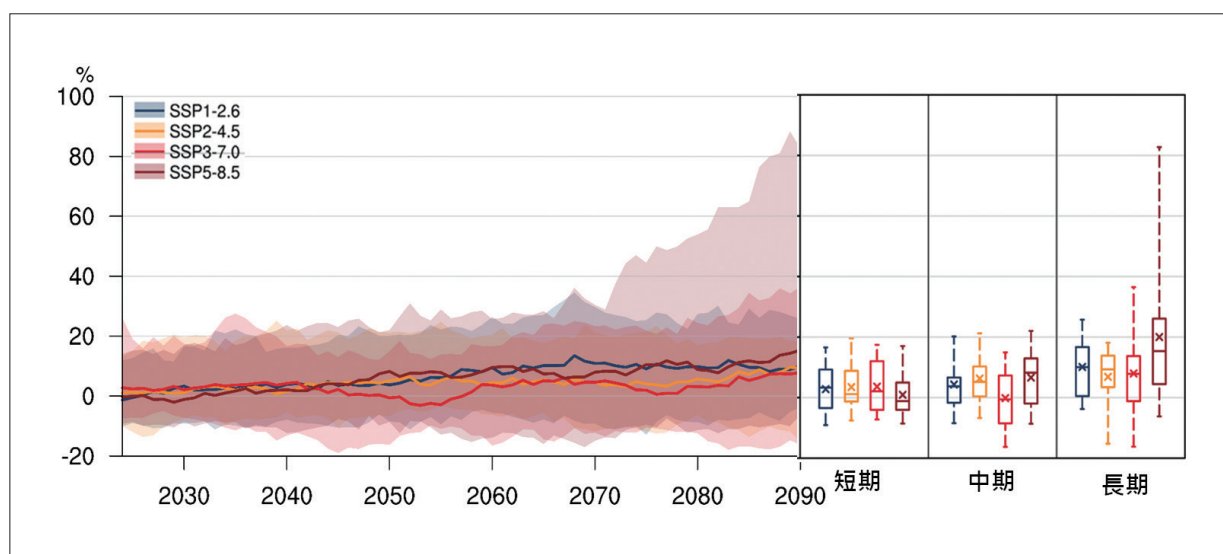


圖3.3.1 以CMIP6氣候模式評估不同SSPs情境下，臺灣區域平均降雨距平的長期變化 (單位：%)，現今氣候平均計算時段為 1995年至2014年，長期變化曲線以每20年的滑動平均代表。左側時間序列圖，以不同顏色代表不同SSP情境，實線為所有氣候模式模擬結果的中位數、陰影區為所有模式系集的第5百分位數至第95百分位數值區間。右側盒鬚圖為短期 (2021年至2040年)、中期 (2041年至2060年) 與長期 (2081年至2100年) 氣候平均第95、75、50、25、5百分位數 (由上至下)，同樣以顏色區分不同SSP情境、圖中X記號為系集平均值。(資料來源：本報告產製)

雖然不同暖化情境下的系集平均結果差異不大，但隨著模擬推估期間越長，不同模式推估結果的差異越加顯著，特別是暖化最明顯的情境。比較臺灣世紀末長期 (2081年至2100年) 的不同模式推估結果，不同CMIP6模式在SSP5-8.5情境下，模式分佈的5%至

95%範圍落在-6%至83%，如此大範圍的數值落差，主要原因是由於降雨過程除了受到暖化後水氣增加的影響之外，也與局部地區的環流變化有關，目前氣候模式對於暖化情境下的降雨趨勢模擬仍然有很大的不確定性，模式一致性較低，此情況與過去（「臺灣氣候變遷科學報告 2017」，第六章）降雨不確定性分析的結果一致。

進一步檢視臺灣CMIP6模式，在各時期降雨改變率推估結果分布中位數的空間分布（圖3.2.2），在短期（2021年至2040年）臺灣各地的降雨變化率小（中位數增加0%至5%），各種不同未來發展情境的區域差異也不明顯，模式間結果的一致性也低。在中期（2041年至2060年），各種不同情境的區域改變有較大的差異，在SSP1-2.6情境下，降雨變化率與短期相似，除了西部沿海地區增加為5%至10%，在SSP2-4.5與SSP5-8.5情境下的降雨變化率相似，各地降雨變化率多半都是增加5%至10%之間，較為特別的是在SSP3-7.0情境，中部以北多數區域的降雨略為變少（-5%至0%），但多數區域模式間結果的一致性低。而在世紀末長期（2081年至2100年）的降雨變化率分佈未來推估，SSP5-8.5情境與其他情境間有較為明顯的差異，西南部地區的增加幅度可以達到30%以上。在其他不同情境下，也多半呈現西南部降雨增加率較大（都能達到10%），此外，在SSP5-8.5情境下，西南部地區的降雨增加，模式間結果有較高的一致性。

不同GWL的降雨變化分布如圖3.3.3，全臺降雨變化率依全球暖化上升程度逐步增加。相對於基期1995年至2014年，在GWL 1.5°C、GWL 2°C、GWL 3°C、GWL 4°C時段，系集平均全臺平均年降雨分別增加1.6%、2.6%、5.3%與14%（圖3.3.3b右上盒鬚圖），不同模式推估的差異範圍也隨著全球平均暖化程度增加而增加。在全球平均暖化程度2°C以下，臺灣各地年平均降雨量沒有明顯變化趨勢（增加0%至5%），各地的變化差異也有限（圖3.3.3c圖下方）。在全球平均暖化程度達到3°C以上時，臺灣西部平地、南部區域及澎湖的年平均降雨量有比較明顯增加的趨勢。特別是在GWL 4°C，西南部降雨增加的幅度可以到30%以上，而且模式間的一致性高。由於部分區域在基期平均雨量少，因此未來推估即使降雨量僅有些微增加，仍可能有較高的變化率。

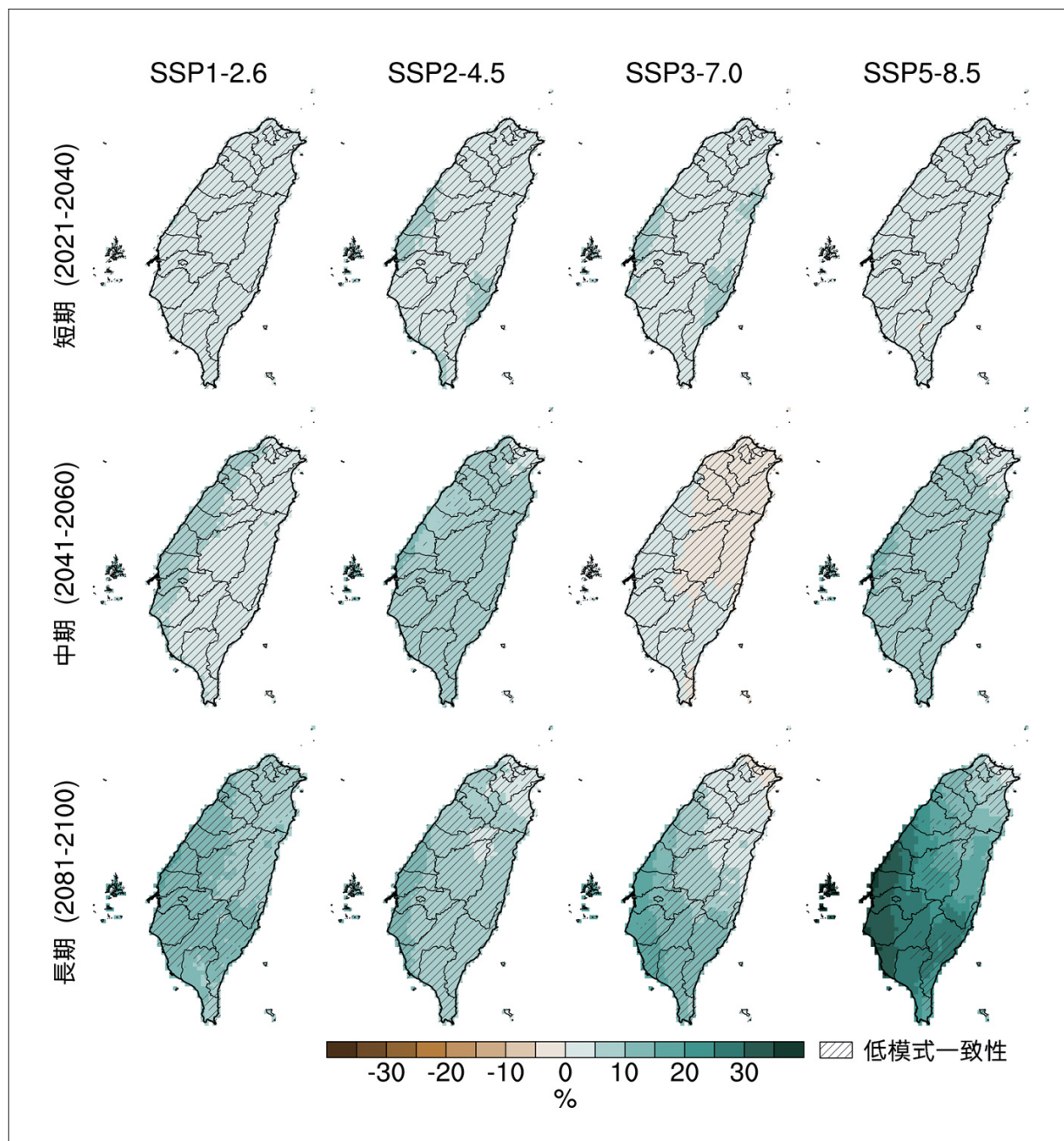


圖3.3.2 使用CMIP6模式系集的中位數，評估不同SSPs情境下以及不同時期的未來平均年降雨距平的空間變化 (單位：%)，現今氣候平均值的計算時段為 1995年至2014年。由左至右分別為SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0、SSP5-8.5情境；由上至下為短期 (2021年至2040年)、中期 (2041年至2060年)、長期 (2081年至2100年) 時段。斜線區域為低模式一致性。(資料來源：本報告產製)

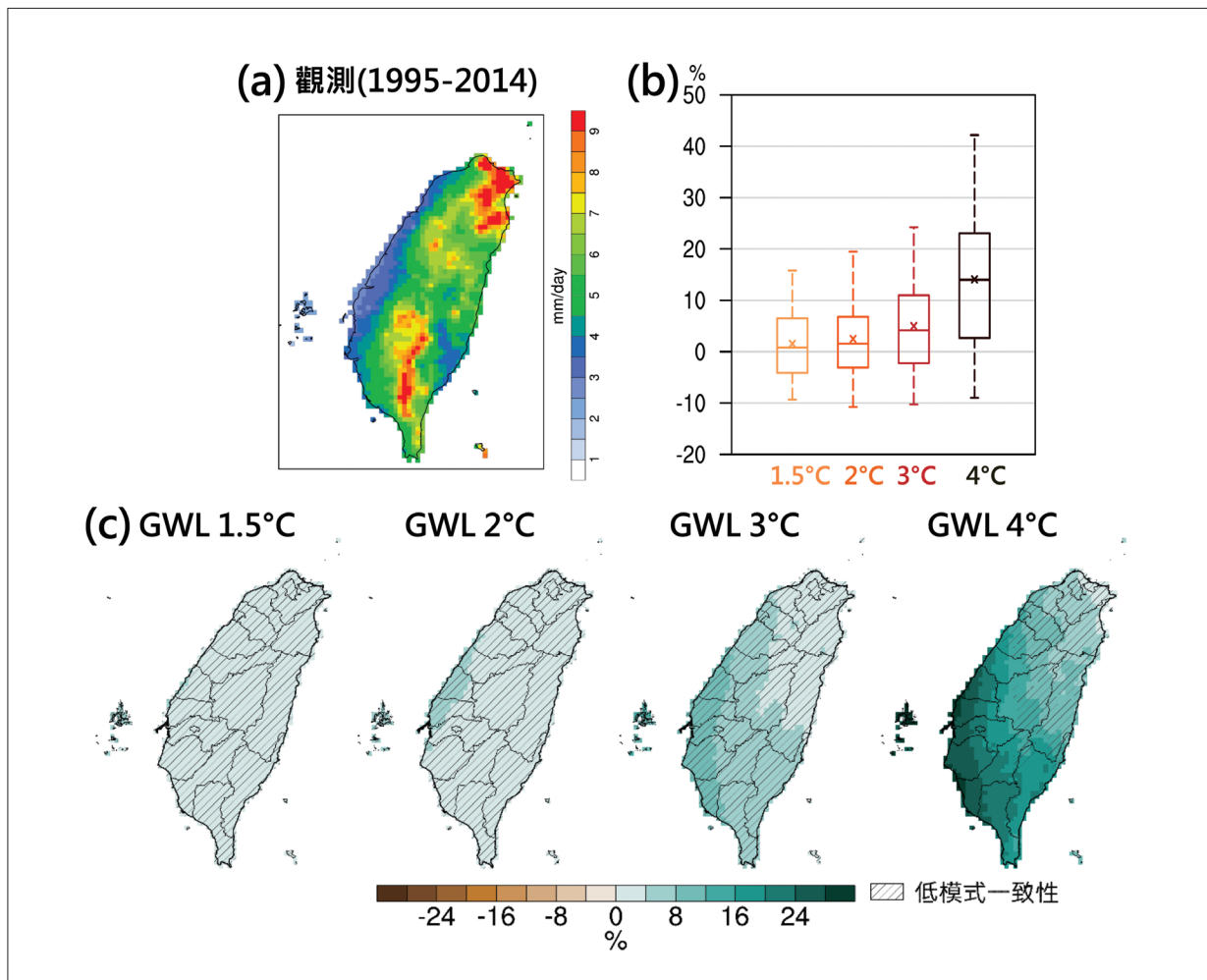


圖3.3.3 歷史與不同GWLs下臺灣氣候平均降雨變化。(a) 圖為基期 (1995年至2014年) 觀測氣候年平均降雨分佈 (單位： mm day^{-1})；(b) 圖為GWL 1.5°C、GWL 2°C、GWL 3°C、GWL 4°C 相對於模式現今氣候 (1995年至2014年)，以盒鬚圖第95、75、50、25、5百分位數 (由上至下) 呈現模式的變化範圍 (單位：%)，X記號為系集平均值。(c) 圖為不同GWL下臺灣氣候平均降雨變化 (模式中位數) 空間分布 (單位：%)，斜線區域為低模式一致性。(資料來源：本報告產製)

3.3.2 季節降雨變化

由於臺灣各地的降雨有明顯的季節變化，因此除了年平均降雨變化之外，本節進一步以3種季節分類方式評估不同季節降雨的長期氣候變化趨勢。第一種以年降雨循環特徵為出發點，將乾季設定為11月至4月、濕季為5月至10月區分，常應用於水文、水資源領域；第二種是為了解更細部的降雨變化，依照自然降雨氣候特徵，分為春季 (2月至4月)、梅雨季 (5月至6月)、颱風季 (7月至9月)、秋季 (10月至11月) 以及冬季 (12月至1月)



進行分析；最後一種則是類似溫度季節長度變化 (參見3.2.2節) 的方式，評估降雨季節長度變化。

乾、濕季變化

「臺灣氣候變遷科學報告2017」使用CMIP5統計降尺度資料，分析臺灣乾、水濕季降雨變化，結果顯示暖化情境下降雨呈現「乾越乾、濕越濕」的變化趨勢。本節進一步使用最新的CMIP6統計降尺度日降雨資料進行評估。圖3.3.4為各種不同SSP暖化情境下，相對於基期1995年至2014年，乾季 (11月至4月) 的全臺平均降雨隨時間的變化率，所推估的短期 (2021年至2040年) 模擬結果，各情境降雨變化幅度小且沒有明顯差別，到了世紀末的長期 (2081年至2100年) 推估，在SSP3-7.0與SSP5-8.5情境下，隨著暖化程度的加劇，降雨減少較為明顯。但在SSP1-2.6與SSP2-4.5情境下，無論短、中、長期，乾季降雨量變化幅度都不大，不過需注意的是不同模式間的差異相當大。

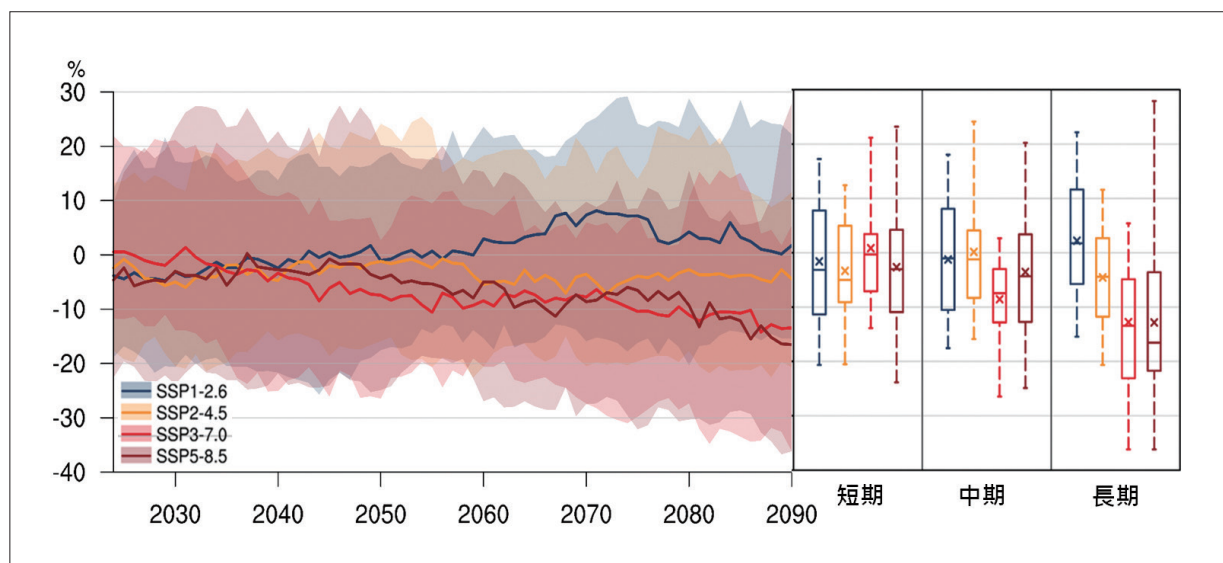


圖3.3.4 與圖3.3.1繪製方式一樣，但所呈現的是乾季 (11月至4月) 降雨長期變化趨勢。(資料來源：本報告產製)

濕季 (5月至10月) 全臺平均降雨長期變化趨勢則與乾季相反 (圖3.3.5)，模式推估未來降雨變化率在各種不同SSP暖化情境多半是增加的。值得注意的是，在SSP5-8.5情境下，世紀末的長期 (2081年至2100年) 推估顯示不同氣候模式幾乎都呈現降雨增加，使模式推估變化的平均值與中位數都增加到20%以上，雖然不同模式間的差異也有大幅的增加。

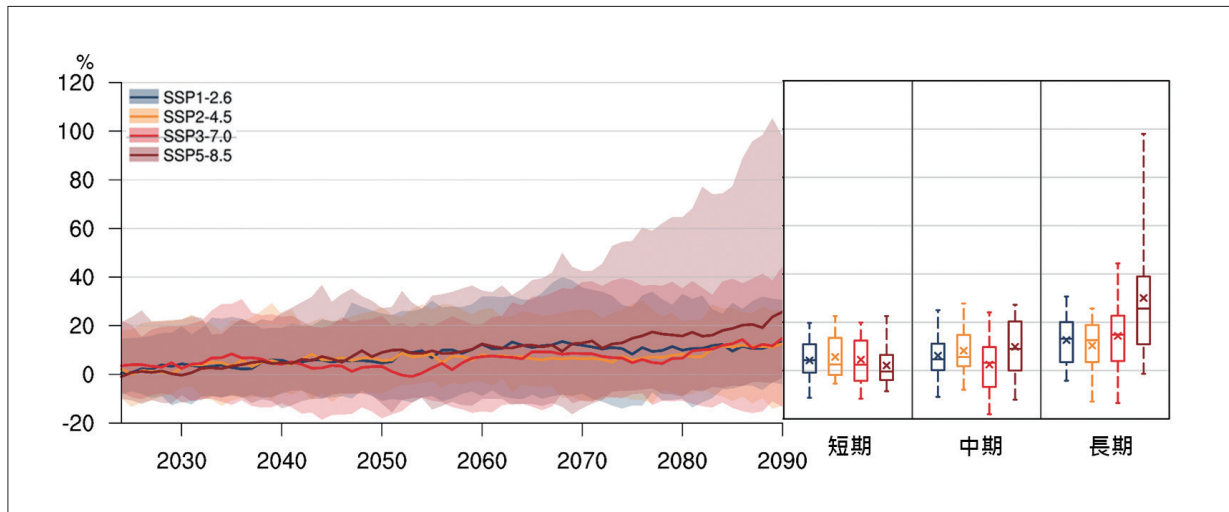


圖3.3.5 與圖3.3.4繪製方式相同，但所呈現的是濕季 (5月至10月) 降雨長期變化趨勢。(資料來源：本報告產製)

圖3.3.6為不同暖化程度 (GWLs) 時的臺灣季節降雨變化的空間分布。對於乾季而言，在GWL 1.5°C至GWL 2°C，西南部原本少雨的區域，反而模式推估平均有降雨率略為增加的趨勢 (低模式一致性)，儘管全臺其他區域多半在乾季降雨減少，特別是東北部與東部地區。當GWL上升到3°C至4°C時，全臺各地乾季降雨減少的趨勢更加明顯，尤其是東北部與東部地區，減少的幅度可以到10%至15%，而且不同模式間有較高的一致性。由於北海岸與東北山區在臺灣整體為乾季時的平均雨量不小，暖化較強的情境下冬季東北季風減弱 (張智鈞等人，2020；You et al., 2022)，使區域地形降雨明顯減少。

相對地，對於濕季而言，在GWL 1.5°C至GWL 2°C，全臺各地的降雨反而是有微幅增加的趨勢 (多半在0%至5%之間，雖然模式間一致性低)，當GWL 3°C時，全臺各地濕季的降雨增加的幅度上升至5%至15%之間，而在GWL 4°C時，全臺各地濕季降雨增加幅度更為明顯，而且模式間有相當高的一致性，中、南部沿海、澎湖與臺東的降雨可能增加超過30%。

進一步分析GWL臺灣乾季與濕季區域平均降雨變化率的模式推估值機率分布，並以盒鬚圖呈現 (圖3.3.7)，可以簡要看出先前所陳述的臺灣乾、濕季降雨變化特徵，特別是隨著全球暖化程度上升越高，「乾季越乾、濕季越濕」的趨勢將越來越明顯。雖然還是必須注意不同模式推估的差異，但是在當GWL上升到3°C以上時，有75%以上的模式呈現同樣的季節降雨增減特徵。

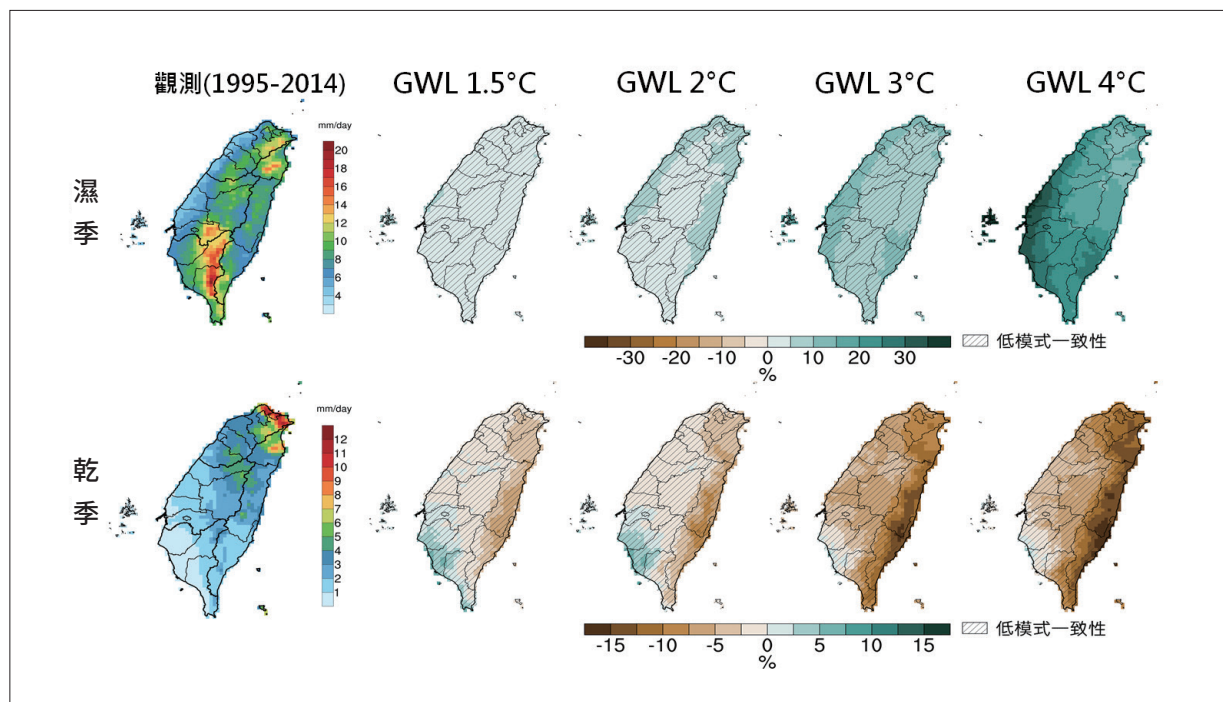


圖3.3.6 歷史與不同GWL下臺灣平均濕(上)、乾(下)季的降雨空間變化。圖最左側為基期(1995年至2014年)觀測濕(上)、乾(下)季平均降雨分佈(單位： mm day^{-1})，圖右為不同GWL下推估臺灣濕(上)、乾(下)季平均降雨變化(模式中位數)空間分布(單位：%)，斜線區域為低模式一致性。(資料來源：本報告產製)

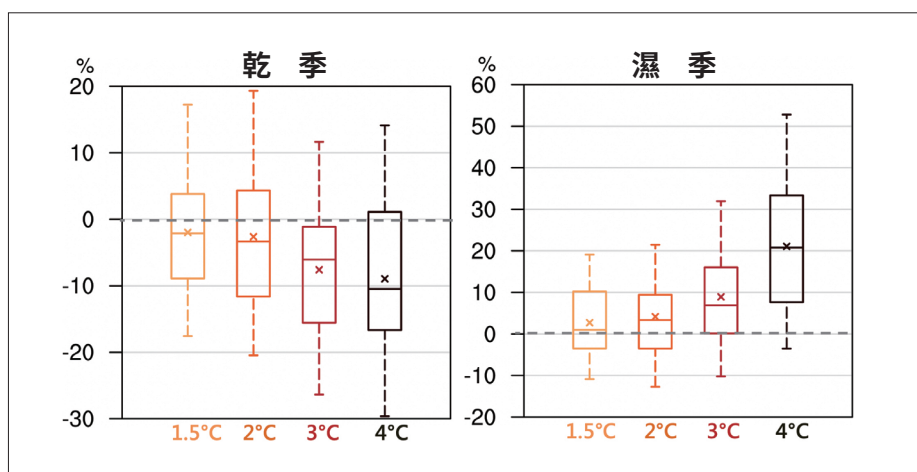


圖3.3.7 與圖3.3.3中的左圖繪製方式相似，但是圖中呈現變數改為乾季(左圖)與濕季(右圖)在不同GWL下的降雨空間變化率盒鬚圖。(資料來源：本報告產製)

自然季節

以中央氣象署統計評估臺灣雨量氣候特徵方式，區分出春季(2月、3月、4月)、梅雨(5月、6月)、颱風季(7月、8月、9月)、秋季(10月、11月)以及冬季(12月、1月)降雨

(中央氣象署，2023)。本節將進一步探討臺灣的降雨自然季節在不同GWL增暖時段的變化。前述乾、濕季降雨變化在暖化情境下將趨向兩極化，也可以再進一步了解所對應的不同自然季節降雨型態改變的貢獻。

冬季至隔年春季是中、南部的枯水期，其降雨的貢獻度約佔全年的1成，但對於北部、東北部則約佔全年的2成至3成 (中央氣象署，2023)，此季節的降雨量若不足，將造成北部發生乾旱的機會增加。藉由自然降雨季節分析，發現在GWL 3°C、GWL 4°C時，乾季降雨在北部、東北部減少，分別是來自於冬、春季雨量的減少，其中又以冬季減少最顯著 (約-15%) (圖3.3.8)，而主要原因是暖化情境下東北季風的減弱 (張智鈞等人，

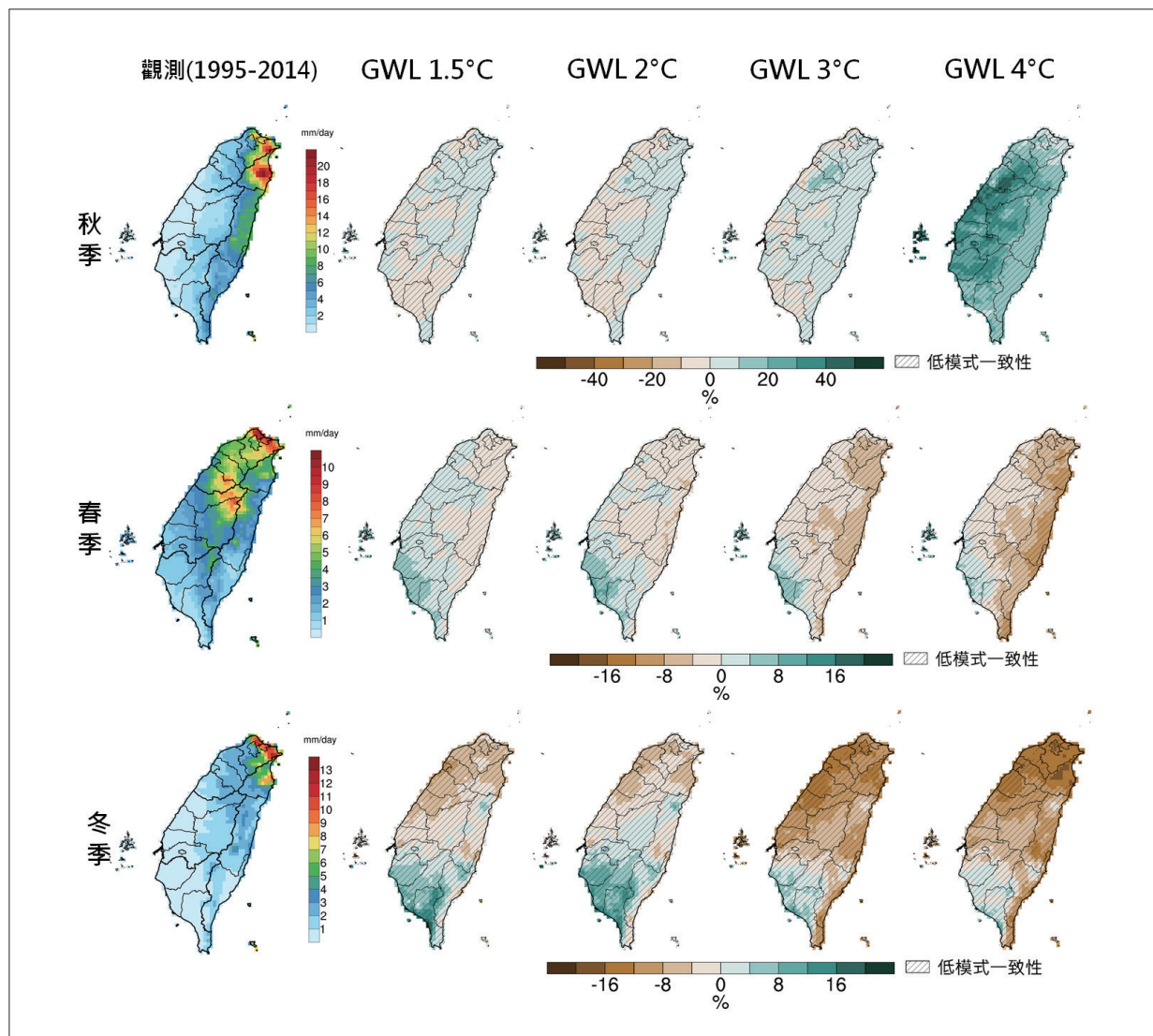


圖3.3.8 與圖3.3.6的繪製方式相似，但是圖中呈現變數改為由上至下，分別為秋季、春季、冬季在觀測與不同GWL下的降雨空間變化。(資料來源：本報告產製)



2020；You et al., 2022)，臺灣西南部乾季原本雨量就少，反而在暖化情境下，降雨量有略增的趨勢。臺灣秋季降雨集中在東北與東部 (翁叔平與楊承道，2018)，GWL由1.5°C升溫至3°C，降雨變化小，只有在GWL升溫至4°C時，臺灣西部降雨有較為明顯的增加，雖然秋季西部降雨原本就小，而且模式的一致性低。

圖3.3.9為GWLs梅雨季、颱風季降雨變化評估結果。梅雨季西部平地隨著GWL由1.5°C升溫至4°C，降雨變化比例依序由-4%至4% (低模式一致性)、12%至16% (低模式一致性) 增加至28%以上 (高模式一致性)。颱風季降雨變化亦有類似的情況且增幅更顯著，西部平地GWL 3°C增加10%至20% (高模式一致性)，GWL 4°C更增加至40%以上 (高模式一致性)。

5月、6月梅雨季的降雨改變，主要是因為伴隨梅雨鋒面大尺度暖水汽的西南氣流，呈現增強趨勢且帶來更多的雨量 (Tung et al., 2020)。CMIP6颱風季統計降尺度的降雨量，雖可直接反映颱風季氣候模式模擬推估的未來降雨趨勢，但過去研究 (Arakane et

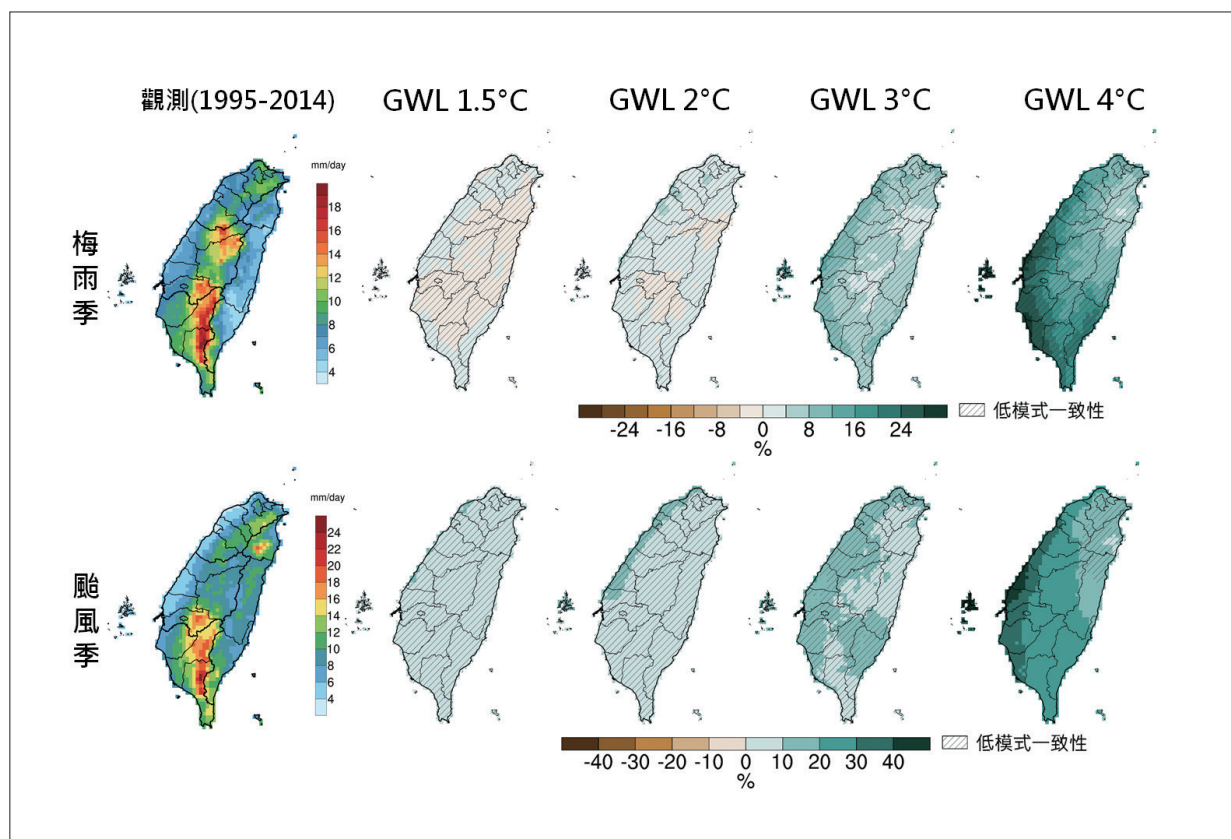


圖3.3.9 與圖3.3.8中的繪製方式相似，由上至下，分別為梅雨季、颱風季在觀測與不同GWL下的降雨空間變化。(資料來源：本報告產製)

al., 2019, Arakane & Hsu, 2021) 說明模式必須能夠解析颱風活動，才能對於東亞季風槽與西北太平洋副熱帶高壓有較好的模擬表現，才能有較佳的降水模擬。但目前多數CMIP6氣候模式的水平解析度不足，無法解析颱風活動與相關的強降雨現象，影響到颱風季推估結果之可信度。雖然高解析度大氣模式 (水平網格小於60 km)，比較有能力模擬颱風相關的強降雨以及伴隨的大氣環流 (Chen et al., 2019)，分析結果呈現未來暖化情境下，颱風季由於西北太平洋的颱風數目減少，導致平均降雨減少，但以模式目前模擬颱風與其相關降雨仍有相當大的誤差，以目前模式的結果呈現颱風季未來降雨變化推估仍有相當的不確定性。

春季降雨長度變化

陳昭安等人 (2023) 使用CMIP6氣候模式統計降尺度日降雨資料，在排除表現較差的模式，並且使用有完整4組情境資料模擬的模式結果 (Chen et al., 2021)，進行臺灣春雨季節長度分析。發現在世紀末較嚴重的暖化情境 (SSP3-7.0與SSP5-8.5) 下，春雨季起始時間由2月中延後至3月初 (圖3.3.10)，特別在2060年之後有明顯延後的變化，呈現乾季延長或春雨季縮短。在較緩和的暖化情境 (SSP1-2.6與SSP2-4.5)，春雨起始時間到世紀末並沒有明顯變化。

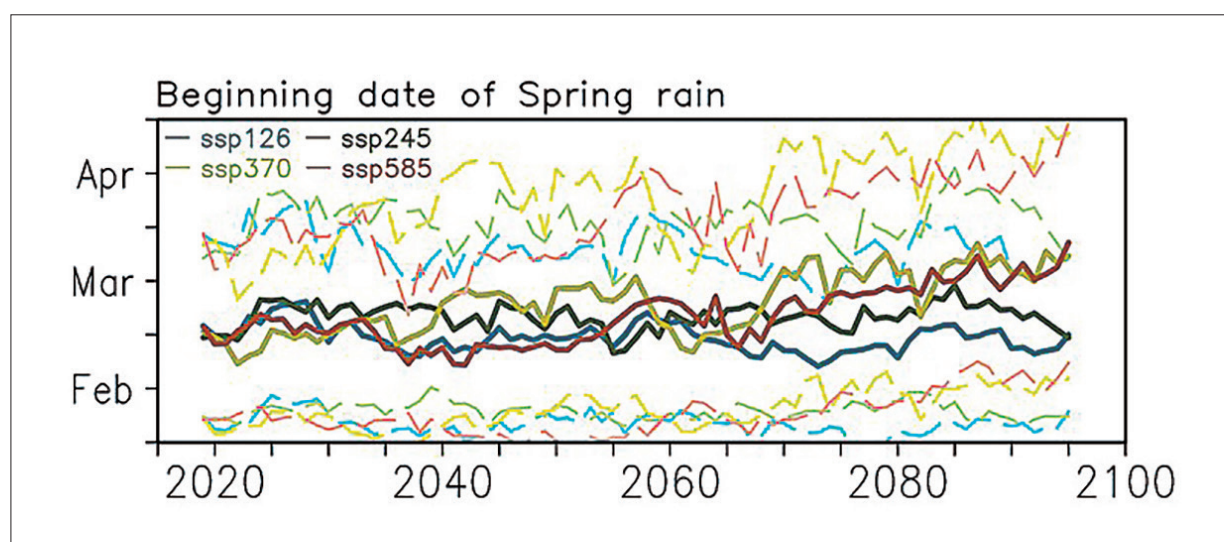


圖3.3.10 CMIP6統計降尺度推估之臺灣春季降雨起始時間。不同顏色實線代表各暖化情境模式系集平均的時間序列，虛線代表模式相對於系集平均，模式推估分佈結果一個標準差的範圍。(摘自陳昭安等人，2023)



3.4 海平面高度推估

CMIP6氣候模式模擬推估未來暖化情境，全球模式中多數海洋模式受限於計算資源的限制，空間解析度仍約100 km左右，以臺灣本島而言，只佔最多2個至3個網格點。低空間解析度雖仍可模擬大範圍的海洋變動趨勢，但比網格尺度更小的中小尺度動力過程都無法直接模擬，往往需仰賴各種簡化的參數化方法代表這些無法解析的過程，模擬海洋實際動力過程受到限制。以臺灣周遭海域為例，在空間解析度較低的模式中無法解析處處可見的中尺度渦漩，因此無法精準模擬出黑潮與渦漩交互作用所產生的變異性與能量傳輸 (Tseng et al., 2016)。臺灣面積小，且周遭海底地形崎嶇複雜，海洋中充滿著不同中小尺度的動力過程，需要高解析度的模式模擬結果，才能更加了解未來暖化下周遭海域較細緻的變化與影響。

根據IPCC AR6中提出的評估結果 (資料來源：<https://sealevel.nasa.gov/ipcc-ar6-sea-level-projection-tool>)，臺灣周遭海平面高度，相對於1995年至2014年的未來變化推估方面 (以所有氣候模式結果的中位數代表)，基隆的海平面在SSP1-2.6、SSP2-4.5及SSP5-8.5暖化情境下，在世紀末可能上升分別約0.48 m、0.57 m及0.82 m，但不同模式推估的差異不小 (四分位差約為0.20 m、0.23 m及0.26 m)。高雄的海平面在SSP1-2.6、SSP2-4.5及SSP5-8.5暖化情境下，在世紀末可能上升分別約為0.41 m、0.56 m及0.78 m，但同樣地不同模式推估的差異也不小 (四分位差約為0.25 m、0.27 m及0.29 m)。海平面高度上升幅度可以用海表增溫值的函數加以表示，彼此為非線性的正相關 (Hermans et al., 2021)，海平面高度同時受到溫度、鹽度變化所伴隨的密度改變以及與極區冰川融化、河川逕流流入等物理過程影響，其中熱膨脹效應佔約3成至4成。值得注意的是，因為模式低一致性和證據有限，冰原過程的潛在影響具較高的不確定性。臺灣南北海平面趨勢的差異受到區域性洋流 (如黑潮) 分布和海水熱結構變化的影響，需再藉高解析度數值模式產製降尺度資料，以分析其中物理過程與更細節的空間分布。21世紀末時，臺灣周遭平均海平面上升較全球平均 (SSP1-2.6、SSP2-4.5及SSP5-8.5暖化情境下，分別為0.44 m、0.56 m及0.77 m) 高，且臺灣東岸的變化較西岸大 (Sung et al., 2021)，此空間上的分布特性與海水熱膨脹效應以及受大氣風場驅動之海洋環流改變有關 (Yamanaka et al., 2021)。

3.5 極端天氣與氣候推估

本章節說明全球暖化對臺灣的極端天氣及氣候現象的影響，討論的主題包括颱風風雨、乾旱、暴雨、極端高溫與低溫。除了使用CMIP6統計降尺度日資料，過去已發表的研究成果多是使用CMIP5統計降尺度日資料。由於高解析度的模擬推估對極端天氣事件的模擬掌握得比較好，且CMIP統計降尺度資料缺乏颱風資訊，部分的研究使用科技部TCCIP計畫 (2017) 所產製的AR5 RCP8.5情境下之高解析度全球模式推估動力降尺度資料。

3.5.1 高溫、低溫

IPCC AR6 (Seneviratne et al., 2021) 指出平均溫度上升將使得低溫事件減少、高溫事件增加、強度增強，且持續時間變長。特別是中緯度地區，未來將更容易出現歷史未曾出現的極端溫度。東亞地區呈現極端高溫增加、極端低溫減少，非常可能來自於人為溫室氣體排放所導致 (IPCC AR6, Chapter 11, Fig. 11.4, 11.5)。「臺灣氣候變遷科學報告2017」(周佳等人，2017)，將歷史觀測資料分兩個時期 (1980年至1999年與2000年至2017年)，以統計機率分布的方式分析夏季日最高溫與冬季日最低溫，也呈現高溫天數增加的情況。臺灣未來推估也呈現一樣的情況，以下引用以CMIP6統計降尺度日溫度資料做出的「臺灣氣候變遷關鍵指標圖集：AR6統計降尺度版」(國家災害防救科技中心，2023) 之中的溫度指標，來呈現未來極端高、低溫變化。

高溫

臺灣雖然四面環海，但位處副熱帶地區夏季極為高溫炎熱，熱浪事件的發生與太平洋副熱帶高壓壟罩、颱風外圍下沉區、乾燥的西南風影響有關。其中以太平洋副熱帶高壓的位置與強度最有關係，當太平洋副熱帶高壓壟罩多日的情況下，伴隨著穩定的下沉氣流、對流不易發展，即容易出現持續的高溫事件 (駱世豪與陳正達，2021)。連續多日的高溫事件往往伴隨著乾燥與少雨，對於健康、農作、生態等環境造成嚴重衝擊 (Chen et al., 2021)。本節以日高溫超過36°C天數 (TX36) 以及極端高溫持續指數 (Heat Wave Duration Index, HWDI)，分析臺灣未來持續性高溫事件的趨勢變化。並以每年日高溫極大值 (TXx) 與日低溫極大值 (TNx)，呈現全球暖化情境下臺灣溫度特徵的改變。



高溫 36°C天數

依據中央氣象署定義日最高氣溫達36°C以上即會發布高溫資訊，在此每年日高溫超過36°C的天數 (TX36) 代表高溫事件的指標。山區溫度較低高溫不易超過36°C，為免影響到全臺平均的高溫日數評估結果，故只取海拔高度500 m以下的網格進行分析。圖3.5.1a為相較於1995年至2014年 (GWL 1°C) 的TX36推估變化，最右側的盒鬚圖顯示在GWL 1.5°C、GWL 2°C、GWL 3°C、GWL 4°C，TX36分別增加5.4天、10.6天、28天與54.5天 (中位數)；若以最極端的SSP5-8.5在長期的推估變化來看，全臺平均增加74.6天 (盒鬚圖左側長期裡的暗紅色結果)，95百分位甚至增加135.2天。

關於空間上的變化 (圖3.5.1b)，GWL 1.5°C情境中有不少區域無顯著增加。其他GWL情境中，除了屏東南部外，高溫36°C天數皆為統計上顯著且一致地增加，其中增加天數較多的區域包括臺北盆地、中部近山區與高屏近山區，同時包含盆地、內陸近山區及山谷 (河谷、縱谷) 等地區。主要與附近伴隨的天氣系統，且這些區域缺乏海風調節，加上地形封閉等因素有關。由於網格化資料為區域 (空間解析度為0.05°) 平均，其極端值常不如測站觀測值極端。以TX36為例，以網格化資料計算得到的天數常會低於測站觀測所計算出的天數。

極端高溫持續指數

另一個常用來評估高溫事件的HWDI，其定義為一年之中連續3天以上日最高溫高於基期 (1995年至2014年) 第95百分位之事件總天數。設定此指數的門檻值為各地區第95百分位的溫度，無高山地區缺值的問題。圖3.5.2為多模式推估結果，各種暖化情境一致，在未來推估短期 (2021年至2040年) 增加約14天至17天，增加並不明顯；至中期 (2041年至2060年) 則開始出現不同暖化情境的差異，排放情境最嚴重SSP5-8.5增加41天，相對的SSP1-2.6高溫天數增加則不明顯；長期 (2081年至2100年) 差異更大，溫室氣體排放最嚴重 (SSP5-8.5) 與減排 (SSP1-2.6) 的情境，高溫天數差別有87天 (模式高度一致性)，顯示減少溫室氣體排放，將直接反映至高溫天數的減少。

HWDI的增加天數亦與全球暖化程度直接關連，圖 3.5.3以模式中位數說明，相對於現今氣候 (GWL 1°C)，GWL 1.5°C至GWL 4°C的天數分別將增加13天、28天、57天與88天。其中在GWL 4°C的情況下，中、南部相對於其他地區將有更顯著的增加天數。相關分析與李庭慧與許晃雄 (2017) 分析CMIP5的未來推估結果一致，HWDI的增加是受到中、高緯度北太平洋上層大氣暖化的影響。

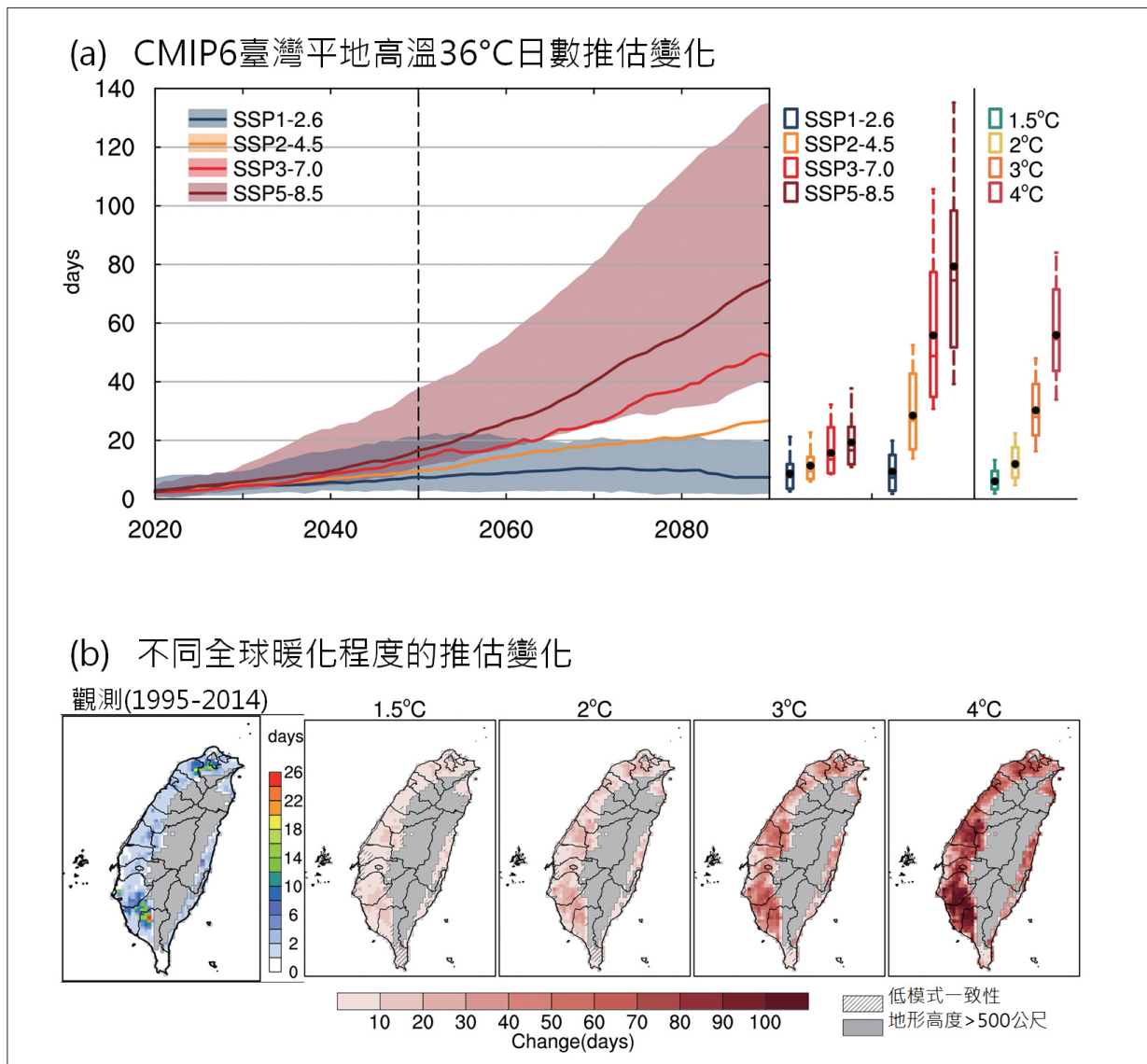


圖3.5.1 (a) CMIP6模式推估平地TX36的天數 (只計算海拔500公尺以下網格平均值；計算TX36使用的門檻值經測站與網格資料比較分析後調整)。左圖為20年滑動平均的2020年至2090年平均溫度變化 (相對於基期1995年至2014年)，實線為各SSP-RCPs的系集中位數，陰影為SSP1-2.6 (藍色)、SSP2-4.5 (黃色)、SSP3-7.0 (紅色) 與SSP5-8.5 (暗紅色) 的5%至95%模式範圍，直虛線對應2050年 (2041年至2060年平均值，代表世紀中期)，時間序列最右側為2090年 (2081年至2100年平均值，代表長期)。右圖為中期、長期以及不同GWL的盒鬚圖，數值分布由下至上分別為第5至17至50至83至95百分位，其中17%至83%為可能範圍，5%至95%為非常可能範圍，黑點代表系集平均。(b) 網格化觀測資料與GWL結果。左圖為0.05°網格化觀測資料於1995年至2014年的TX36平均值空間分布，右圖為不同GWL的系集平均推估變化，反斜線區域表示無變化或無穩健訊號 (<66%模式有顯著變化)，交叉線區域表示矛盾訊號 (≥66%模式有顯著變化但<80%模式有一致性)。(資料來源：本報告產製)

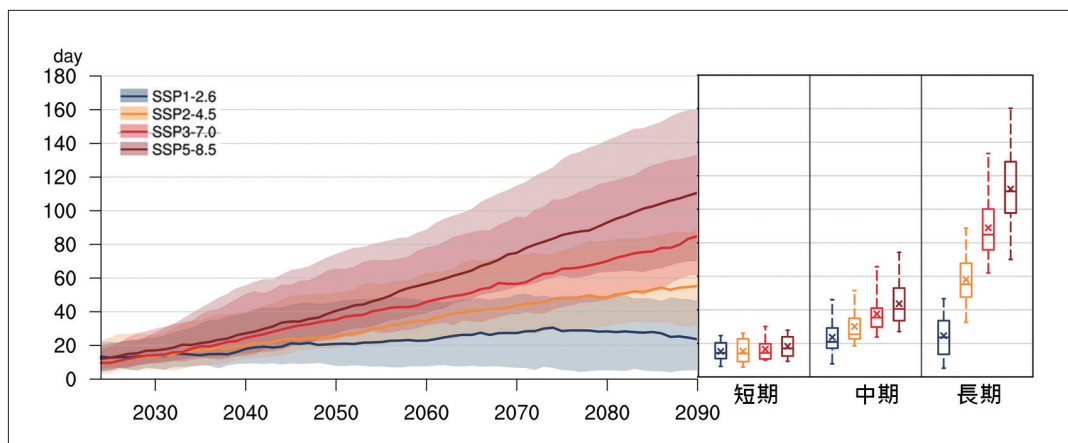


圖 3.5.2 使用CMIP6多模式評估SSPs情境極端高溫持續指數HWDI變化趨勢 (單位：天)。以現今氣候 (1995年至2014年) 為參考期，每20年的滑動平均計算。左側時序圖以不同顏色代表情境，實線為模式中位數、陰影區為第95至第5百分位數值區間。右側盒鬚圖為短期 (2021年至2040年)、中期 (2041年至2060年)、長期 (2081年至2100年) 氣候平均第95、75、50、25、5百分位數 (由上至下)，以顏色區分不同情境、X記號為系集平均值。(資料來源：本報告產製)

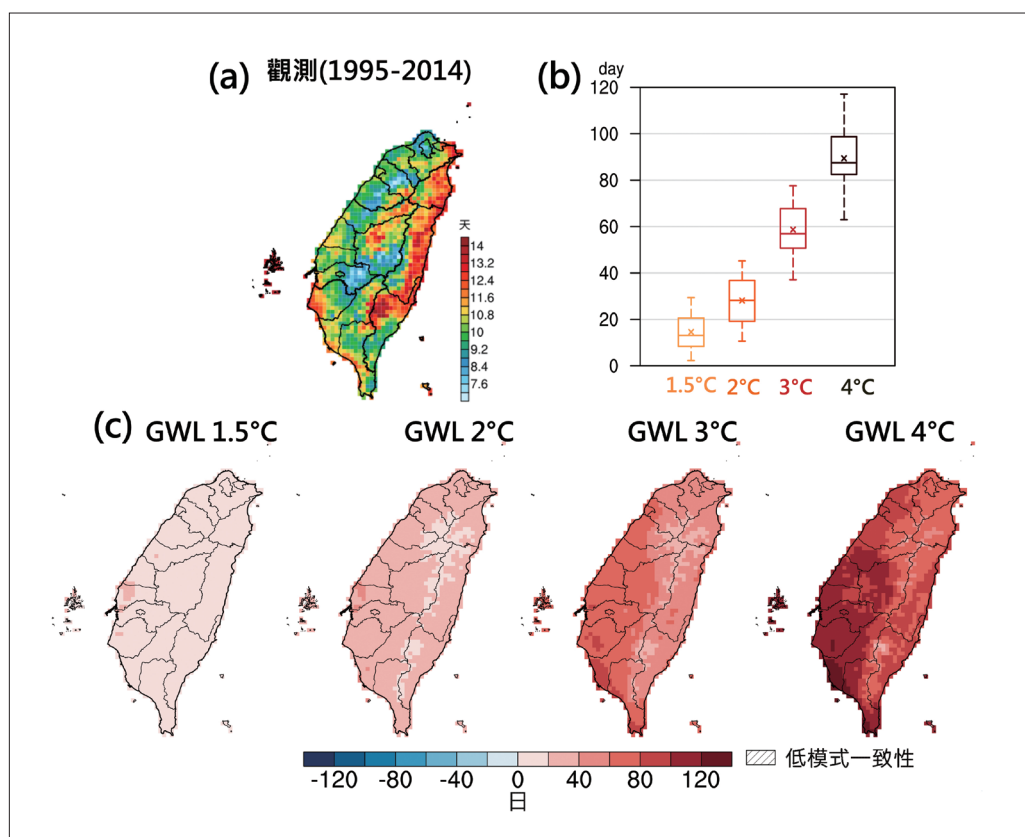


圖 3.5.3 歷史與GWL下極端高溫持續指數HWDI變化趨勢。(a) 圖為TCCIP網格化觀測 (1995年至2014年) (單位：天)；(b) 圖為GWL 1.5°C、GWL 2°C、GWL 3°C、GWL 4°C 相對於模式現今氣候 (1995年至2014年)，以盒鬚圖第95、75、50、25、5百分位數 (由上至下) 呈現全臺平均變化 (單位：天)，X記號為系集平均值。(c) 圖為不同GWL (模式中位數) 空間分布，斜線區域為低模式一致性。(資料來源：本報告產製)

日最高溫與最低溫極大值

前述TX36與HWDI皆是以發生天數度量高溫事件，然而暖化情境下每年出現的TXx，亦是許多基礎工程設計需要的重要資訊，如：能源設施、道路工程、建築結構……等。此外，全年TNx隨著全球暖化的增溫情況也值得關注，TNx常發生在臺灣夏季夜晚，晚上高溫持續上升將影響人體的生理機能與糧食作物的生產效率。TXx的變化趨勢，無論不同情境、時期的增溫幅度，均類似平均溫度 (參見3.3節) 增加情況。相關結果可參考「臺灣氣候變遷關鍵指標圖集：AR6統計降尺度版」(國家災害防救科技中心，2023)。以TNx趨勢來看，到21世紀末長期 (2081年至2100年) 推估 (圖3.5.4)，才會出現暖化情境不同所導致的差異，但在暖化最嚴重的情境下，夏季夜晚高溫增加幅度將比白天高溫更嚴重。以全球暖化程度模式中位數呈現 (圖3.5.5)，將模式現今氣候 (GWL 1°C) 設定為基期，GWL 1.5°C至GWL 4°C將使得臺灣分別增加1°C、1.5°C、2.4°C、3.3°C。除了GWL 1.5°C模式一致性較低外，其他皆呈現高模式一致性。

低溫

觀測資料發現，全球增溫造成極區冬季溫度屢創新高，使得該地區冰原與海冰面積大量減少。然而在此背景下，仍可見低溫事件的發生，例如2021年2月極地渦旋的劇烈變化，造成了美國德州極端低溫事件。臺灣位於東亞地區，與其冬季低溫最相關的是東亞冬季季風 (East Asian Winter Monsoon system, EAWM) 強度變化。張智鈞等人 (2020) 分析CMIP5結果顯示，暖化情境下，因EAWM的強度減弱，使寒潮的發生頻率、低溫日數以及寒潮持續日數都呈現顯著減少趨勢。You et al. (2022) 分析CMIP6模式也顯示，在GWL 1.5°C與GWL 2°C的情況下，冬季東亞主槽位置向東移，使得EAWM呈現減弱趨勢。本節將「臺灣氣候變遷關鍵指標圖集：AR6統計降尺度版」(國家災害防救科技中心，2023) 中的CWDI以及每年TNn，說明未來低溫事件的趨勢變化情況。

極端低溫持續指數

極端低溫持續指數 (CWDI) 是以1995年至2014年內所有天數的日低溫第5百分位數作為溫度門檻值後，計算連續3天以上日低溫低於門檻值的事件，得到平均每年所有事件數的天數。圖3.5.6說明不分暖化情境將呈現極端低溫天數減少趨勢，未來推估短期變化不明顯，中期 (2041年至2060年) 則呈現不同暖化情境的差異，SSP1-2.6平均每年減少5.8天 (中位數)，SSP5-8.5則減少8.1天 (中位數)；長期 (2081年至2100年) 推估則更明顯說明溫室氣體減排情境 (SSP1-2.6) 使極端低溫事件天數減少。

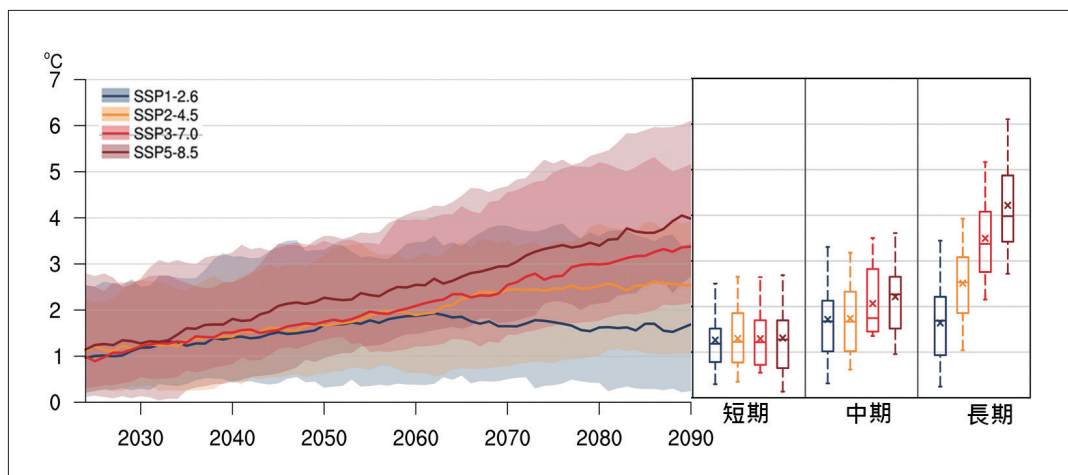


圖3.5.4 各SSPs情境每年日低溫最大值 (TNx，單位：°C) 未來變化趨勢 (參考圖3.5.2說明)。(資料來源：本報告產製)

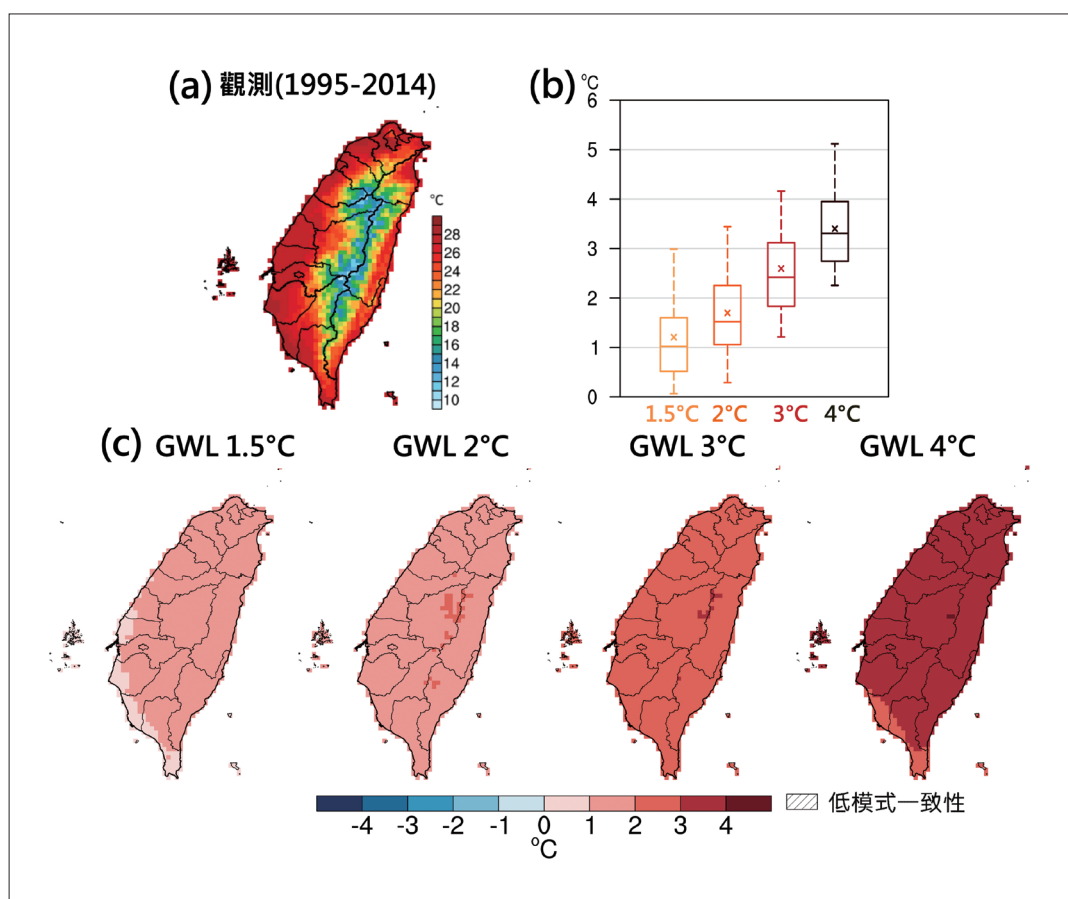


圖3.5.5 歷史與GWL下的TNx。(a) 圖為1995年至2014年觀測 (單位：°C)；(b) 圖為GWL 1.5°C、GWL 2°C、GWL 3°C、GWL 4°C相對於模式現今氣候 (1995年至2014年)，以盒鬚圖第95、75、50、25、5百分位數 (由上至下) 呈現全臺氣候平均溫度變化 (單位：°C)，X記號為系集平均值。(c) 圖為GWL溫度變化 (模式模式中位數) 空間分布 (單位：°C)，斜線區域為低模式一致性。(資料來源：本報告產製)

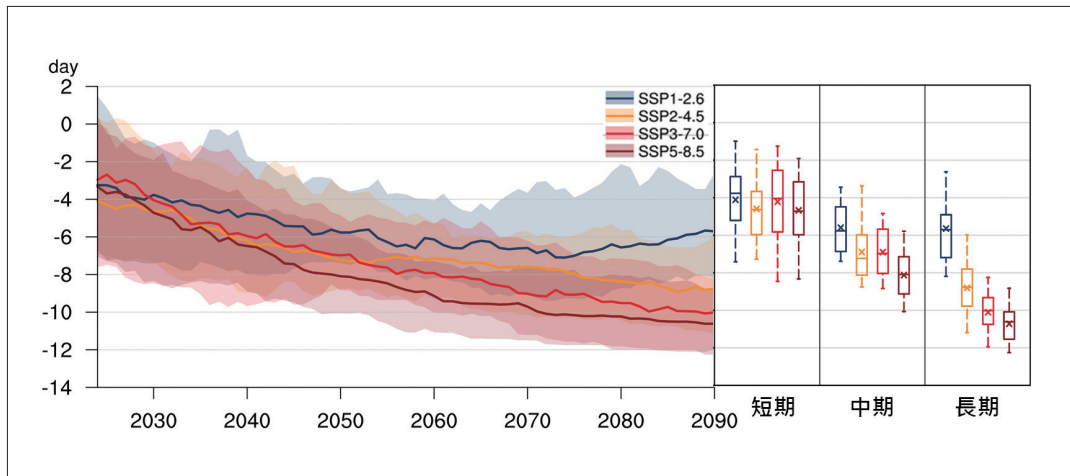


圖3.5.6 SSPs情境下，CWDI (單位：日) 長期變化趨勢 (類似圖3.5.2說明)。(資料來源：本報告產製)

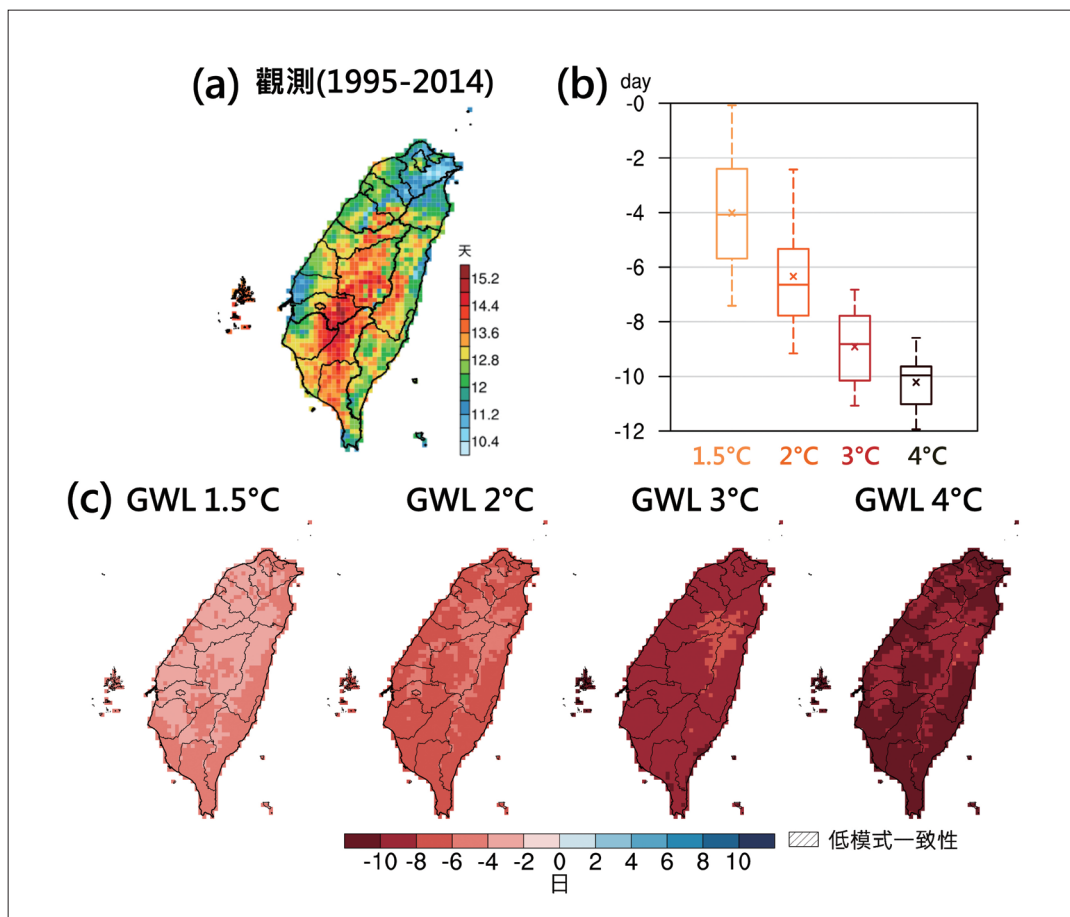


圖3.5.7 歷史與GWL下的CWDI。(a) 圖為TCCIP網格化觀測 (1995年至2014年) (單位：天)；(b) 圖為GWL 1.5°C、GWL 2°C、GWL 3°C、GWL 4°C相對於模式現今氣候 (1995年至2014年)，以盒鬚圖第95、75、50、25、5百分位數 (由上至下) 呈現全臺平均變化 (單位：天)，X記號為系集平均值。(c) 圖為不同GWL (模式中位數) 空間分布，斜線區域為低模式一致性。(資料來源：本報告產製)



極端低溫持續天數隨著不同的全球暖化程度呈現的下降趨勢 (圖3.5.7)，GWL 1.5°C至GWL 4°C平均每年分別為減少4.1天、6.6天、8.8天與10天 (中位數)。過去研究 (Kharin et al., 2013; Sillmann et al., 2013) 發現，全球暖化為極端低溫天數減少的主要因素。除了受到全球增溫的影響之外，由於冬季臺灣周遭大尺度範圍的環流場變化，且臺灣位處中、低緯度，受寒潮爆發影響的機率較小，因此隨全球暖化程度增加，CWDI天數持續減少。

日低溫最小值

每年TNn通常出現在每年冬季，也可用來評估極端低溫的強度變化趨勢。圖3.5.8說明各種的暖化情境下，呈現一致性的低溫上升趨勢，短期內無明顯溫度上升情況，中期則開始可分辨出溫室氣體排放情境的效果差異，至長期則溫室氣體減排與高度排放效果差異明顯。Kim et al. (2015) 發現全球TNn持續上升，與人為溫室氣體排放有顯著相關，此結論應用至未來不同溫室氣體排放情境的推估趨勢同樣適用。TNn的變化趨勢 (見圖3.5.9) 隨著全球暖化程度呈現上升趨勢，GWL 1.5°C至GWL 4°C分別為增溫0.7°C、1.3°C、2.1°C與3°C (中位數)。空間分布所有GWLs都呈現高模式一致性，且GWL 4°C增溫幅度較嚴重多在臺灣西部地區。

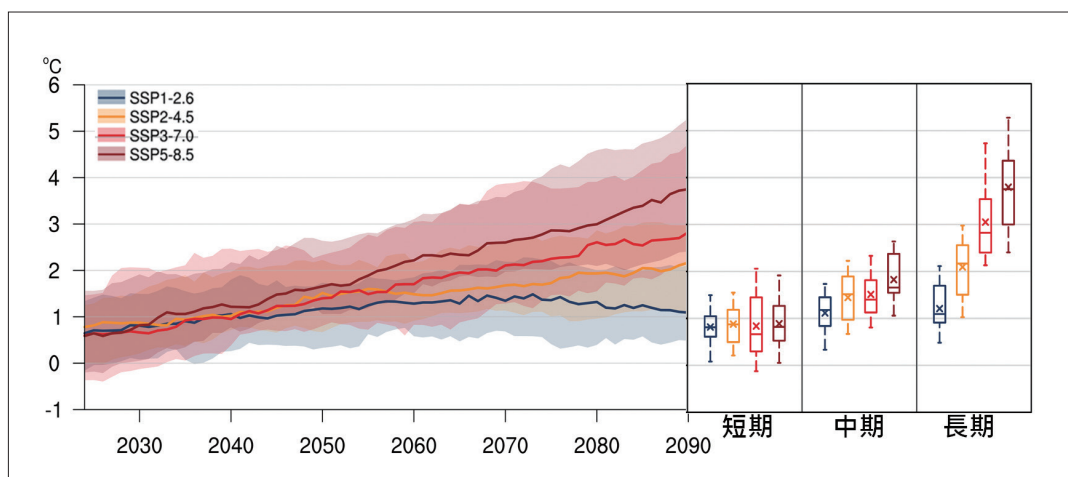


圖3.5.8 SSPs情境下的TNn (單位：°C) 長期變化趨勢 (類似圖3.5.2說明)。(資料來源：本報告產製)

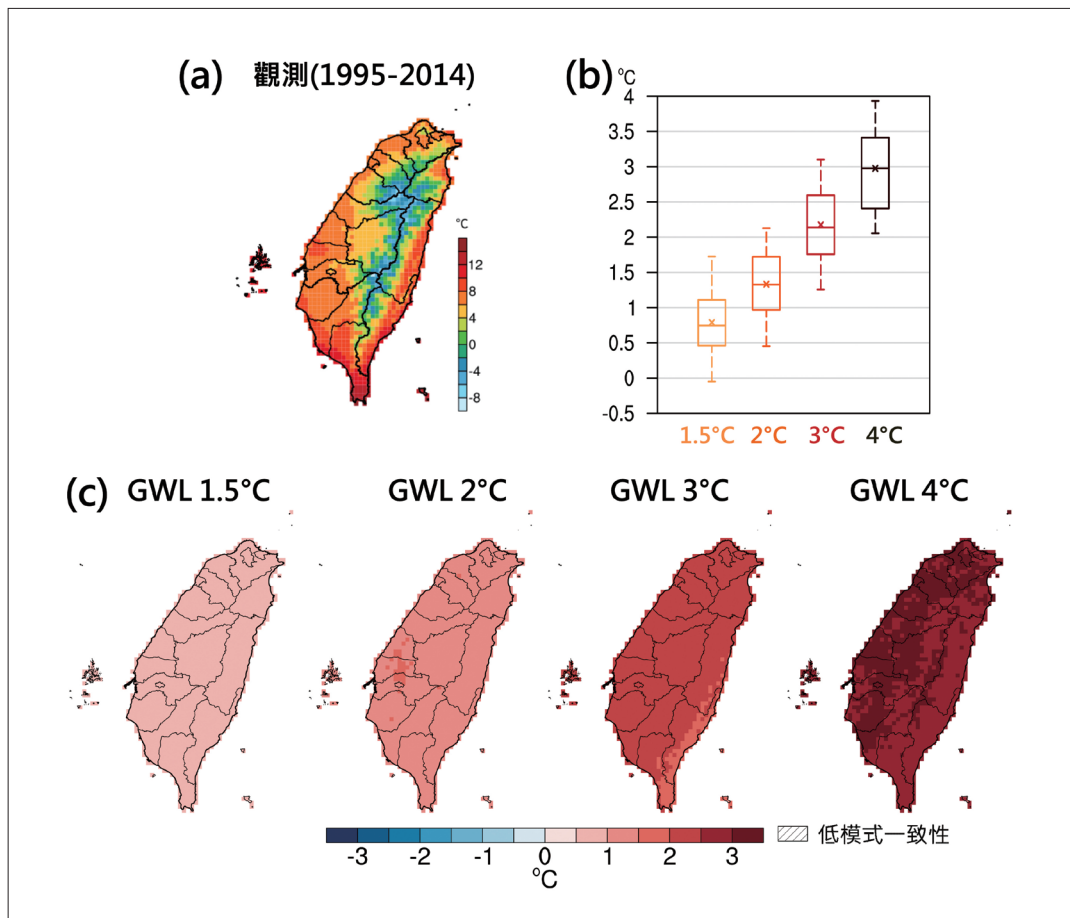


圖3.5.9 類似圖3.5.3.5，但為日最低溫極小值 (TNn)，單位： $^{\circ}\text{C}$ 。(資料來源：本報告產製)

3.5.2 極端降雨、梅雨、午後對流

臺灣發生的暴雨除了颱風 (3.5.4節) 之外，多來自鋒面、西南氣流或是強烈的午後對流等天氣系統所造成。由於CMIP6的全球模式的空間解析度粗，不易對臺灣的降雨分布做詳細評估，因此需借助具有較高時空解析度的全球氣候模式動力降尺度資料，或是統計降尺度資料進行推估。

本節介紹了動力降尺度資料在未來暖化情況下，對臺灣夏季午後陣雨與梅雨季暴雨頻率、強度的變化所進行的推估，並探討了多模式對梅雨季降雨頂峰值發生時間的推估結果。同時，使用統計降尺度日降雨資料來分析Rx1day和工程上常用的重現期降雨指標，並呈現暖化情境下臺灣極端降雨的氣候變化趨勢。



梅雨季暴雨與夏季午後陣雨

現今研究未來極端降雨變化，常採用全球氣候模式及區域動力降尺度模式的推估資料結果，Huang et al. (2016) 則使用動力降尺度資料 (HiRAM-WRF)，分析RCP8.5情境下，21世紀末臺灣夏季不同類型天氣系統之降雨日發生頻率和強度的未來變化。結果顯示夏季午後對流的降雨頻率變少，但是降雨強度將增強 (圖3.5.10)。進一步分析暖化情境下的環境場發現，除了太平洋副熱帶高壓增強往西南延伸，暖化程度的垂直差異也會導致大氣穩定度的增加，不利於午後對流發生。不過常伴隨太平洋副熱帶高壓增強的西南氣流增強與低層輻合增加，則有利於將海面上產生的降雨系統移入臺灣。而未來臺灣與鄰近區域的低層水氣增強，一旦降雨事件發生，其強度可能較以往更加劇烈。

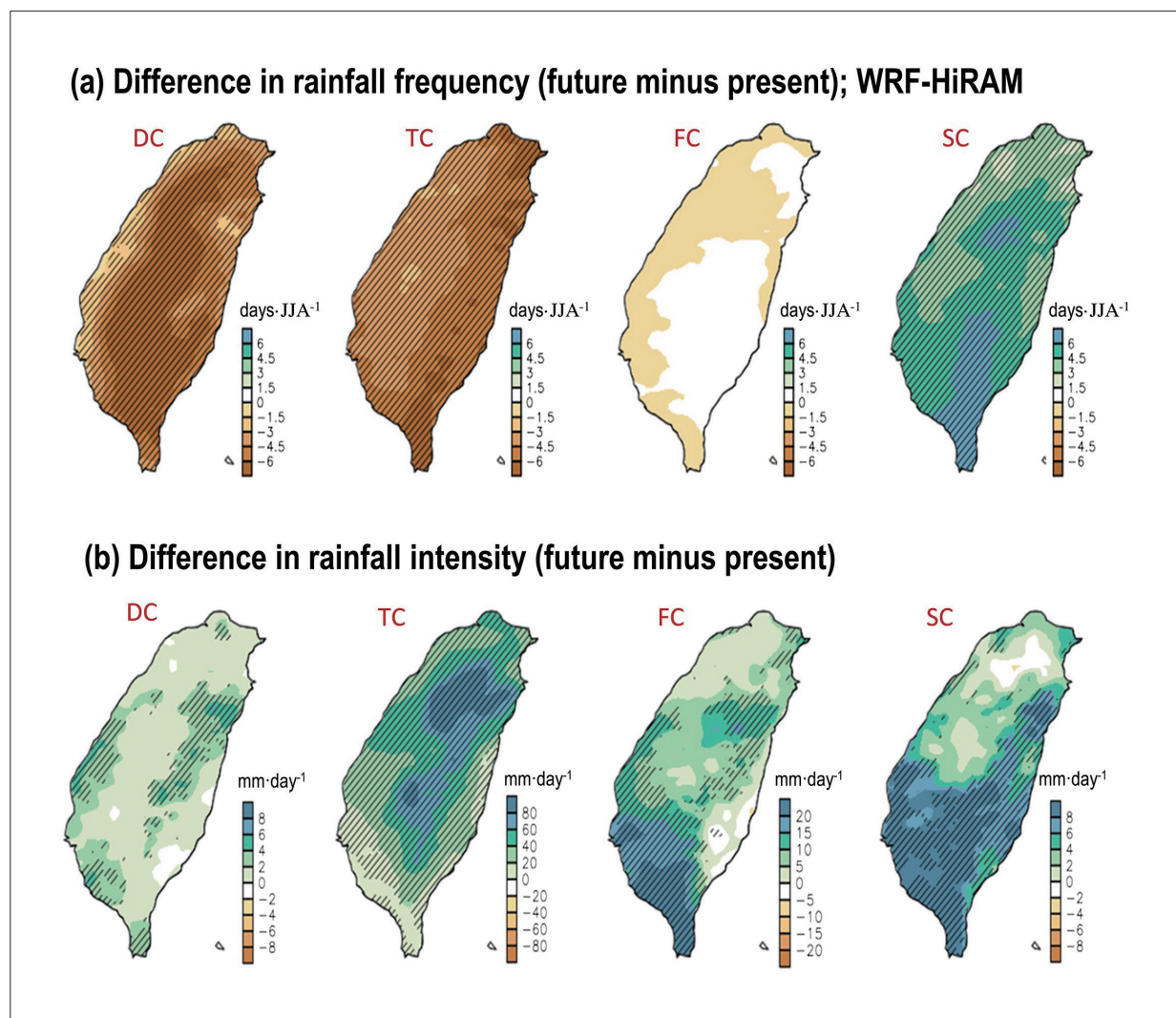


圖3.5.10 WRF-HiRAM推估夏季 (JJA) 四種天氣事件：(a) 每3個月 (6月至8月) 的發生頻率 (day) 與 (b) 降雨強度 (mm day⁻¹) 的變化 (即RCP8.5情境下，21世紀末未來推估減去現今時期)。其中DC為午後降雨，斜線區表示該變化通過90%可信度統計檢定。(摘自Huang et al., 2016)

臺灣發生致災性的鋒面降雨時常在梅雨季 (5月至6月)，Tung et al. (2020) 分析 CMIP5 全球氣候模式推估結果，發現在 RCP8.5 情境下，臺灣梅雨季降雨於 21 世紀末將有增強的現象。另外針對梅雨季極端降雨，觀測的梅雨季 PR90 (有雨日的降雨強度的第 90 百分位) 日雨量有地區上差異：在少雨的東部約為 30 至 40 mm day^{-1} 、西部平地約為 40 mm day^{-1} 至 50 mm day^{-1} 、西南平原約為 50 mm day^{-1} 至 70 mm day^{-1} 、迎風面的中南部山區大於 70 mm day^{-1} (Huang et al., 2019, Fig 4)。Huang et al. (2019) 使用動力降尺度資料計算日雨量超過 PR90 之平均日雨量，及 R90N (PR90 中的極端降雨事件天數)，結果顯示在 RCP8.5 情境下，21 世紀末梅雨季極端降雨事件天數及強度在西半部地區皆為增加，而在東部地區則皆是減少 (圖 3.5.11a, b)。造成此現象的原因，可能是在未來暖化情

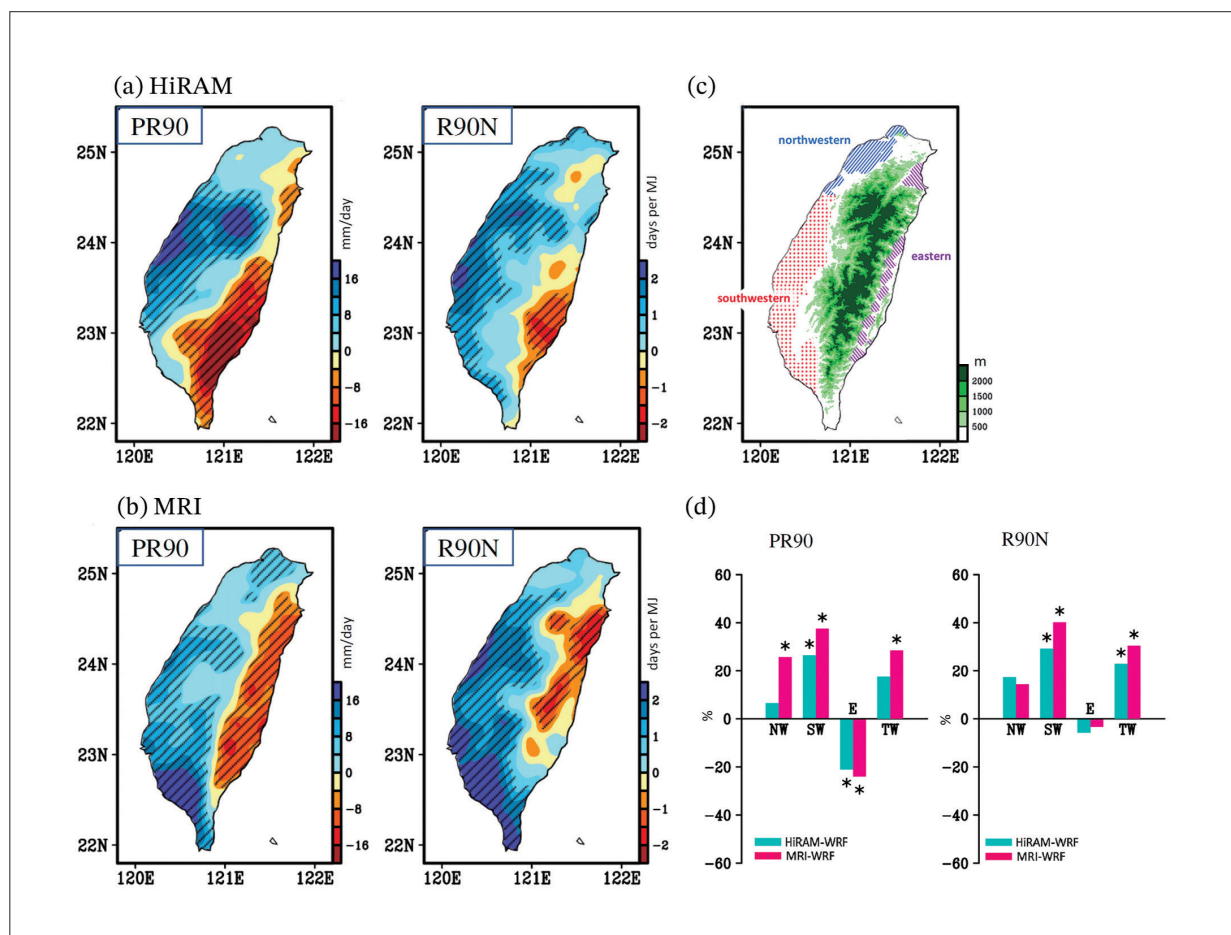


圖 3.5.11 (a) HIRAM-WRF 推估梅雨季降水日雨量的 PR90、R90N 變化 (即未來推估減去現今時期)。(b) 類似 (a)，但為 MRI-WRF 的結果。斜線區表示該變化通過 90% 可信度統計檢定。(c) 為臺灣地形及不同區域之農業區分布，藍色代表西北區、紅色代表西南區、紫色代表東區。(d) 將 (a) 和 (b) 針對全臺灣及不同農業區的结果進行量化 (即未來推估減去現今時期，除以現今時期，乘以 100%) 藍色為 HIRAM-WRF 的結果，紅色為 MRI-WRF 的結果。* 表示該變化通過 90% 可信度統計檢定。(摘自 Huang et al., 2019)



境下，臺灣西半部迎風面的風場輻合、水氣通量都增加，但東半部背風面則是減弱。若針對臺灣農業區來看 (圖3.5.11c, d)，西南部受影響的幅度較為顯著 (25%至40%)。

除了關心降雨強度的變化，梅雨季大雨發生的時間與臺灣南部乾季結束、旱象解除有很大關係。近期研究發現，臺灣梅雨季大雨發生的時間 (降雨年循環的第一個峰值) 有延遲的現象，在1990年代前，降雨峰值約在5月下旬達到頂峰，而在1990年代後，則延遲至6月中旬 (Wang et al., 2015; Tung et al., 2020; Huang et al., 2022)。針對此延遲現象，Huang et al. (2022) 使用CESM2-LE及CMIP6多個全球氣候模式的推估結果進行分析，發現在SSP3-7.0的情境下，21世紀中後期，臺灣梅雨季降雨峰值的延遲

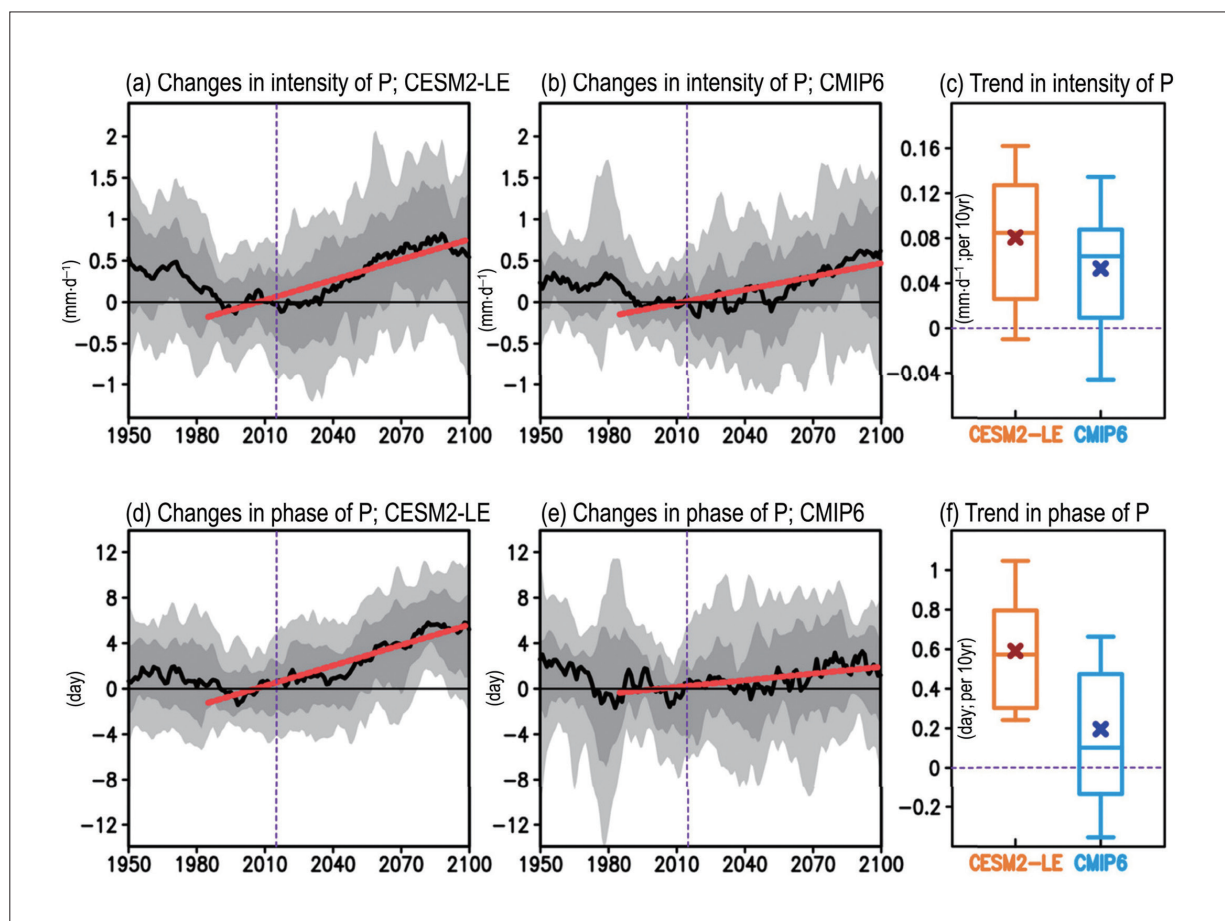


圖3.5.12 (a) 由CESM2-LE估計初夏 (5月至6月) 降雨變異量 (移除1985年至2014年平均值) 的時間序列。黑線為模式系集平均，紅線為1985年至2100年的趨勢線，紫色虛線為2015年即SSP3-7.0開始模擬的年分。淺灰色和深灰色陰影分別對應第75 (第25) 和第90 (第10) 百分位數之間的結果。(b) 與 (a) 類似，但為CMIP6的結果。(c) 盒鬚圖為從CESM2-LE和CMIP6中所估計之1985年至2100年降雨趨勢，如 (a) 和 (b) 中的紅線。(d至f) 分別與 (a至c) 類似，但為初夏發生最大降雨之時間的相位變化。(摘自Huang et al., 2022)

現象將加劇 (圖3.5.12d,e)，從6月中旬往後至6月下旬，降雨峰值的強度亦將增強 (圖3.5.12a,b)。進一步分析暖化情境下的環境場，顯示南海地區西南風增強，但增強的時間往後延遲，導致水氣傳輸到臺灣產生劇烈降雨的時間往後延遲。然而，從圖3.5.12c,f中，可見不同模式對於此現象的未來推估結果仍有些差異，因此這個議題需未來多多深入研究。

年最大一日降雨量 (Rx1day) 趨勢與重現期暴雨強度變化

由於臺灣各區域極端降雨特徵複雜，Tung et al. (2022) 使用1960年至2017年TCCIP網格化觀測資料分析Rx1day空間變化趨勢，發現2000年後西南部區域呈現顯著的增加趨勢 (通過統計檢定)。進一步使用CMIP6統計降尺度未來推估資料 (國家災害防救科技中心，2023) 發現，不論是何種暖化情境下，Rx1day皆增加 (圖3.5.13)。不同暖化情境下的差異在中期 (2041年至2060年) 以後較明顯。SSP3-7.0與SSP5-8.5情境下的模式推估結果差異較大，SSP5-8.5的範圍介於31%至135% (可能出現)，少數模式有相當極端的增加趨勢。從不同時期的推估結果發現，嚴重排放情境長期 (2081年至2100年) 的推估結果，Rx1day降雨強度變化最嚴重的區域在中部地區增加40%，同時全臺的暴雨增加情況顯著，且具高模式一致性 (見圖3.5.14)。

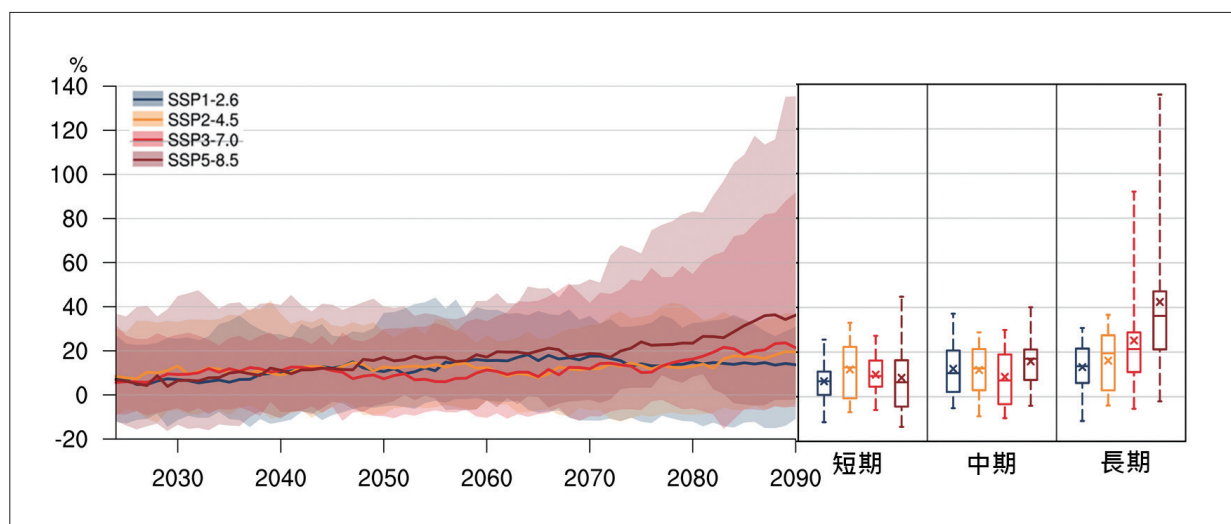


圖3.5.13 使用CMIP6多模式評估SSPs情境之Rx1day變化趨勢 (單位：%)，以現今氣候 (1995年至2014年) 為參考期，每20年的滑動平均計算。左側時序圖以不同顏色代表情境，實線為模式中位數、陰影區為第95至5百分位數值區間。右側盒鬚圖為短期 (2021年至2024年)、中期 (2041年至2060年)、長期 (2081年至2100年) 氣候平均第95、75、50、25、5百分位數 (由上至下)，以顏色區分不同情境、X記號為系集平均值。(資料來源：本報告產製)

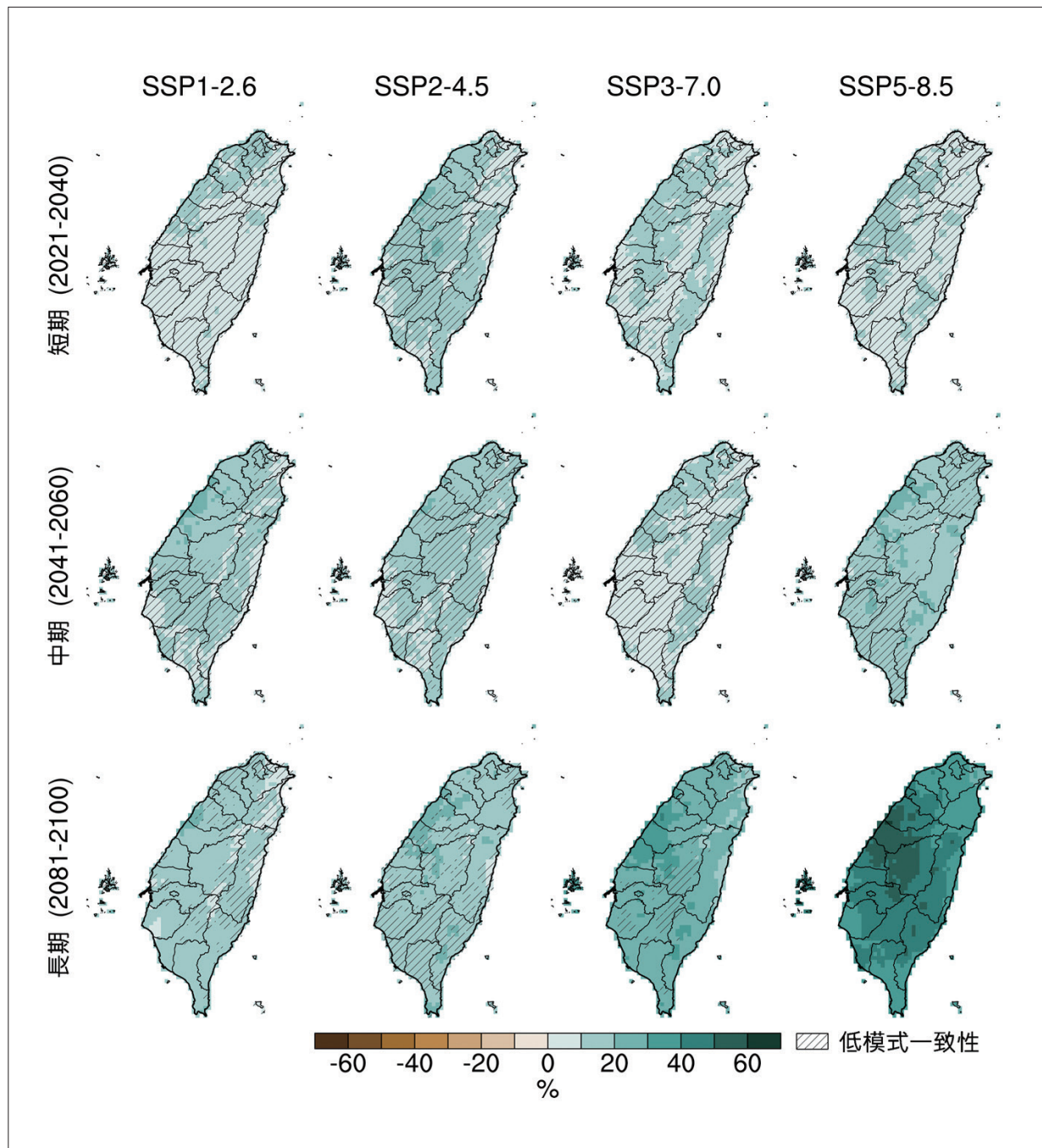


圖3.5.14 使用CMIP6模式中位數評估SSPs情境下，不同時期（相對於1995年至2014年）Rx1day空間變化（單位：%）。左至右為SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0、SSP5-8.5；上至下為短期（2021年至2040年）、中期（2041年至2060年）、長期（2081年至2100年）。以斜線區域呈現低模式一致性趨勢。（資料來源：本報告產製）

圖3.5.15呈現在全球暖化達到GWL 1.5°C至GWL 4°C情境下，相對於基期1995年至2014年，Rx1day的變化情況。系集平均推估結果顯示，隨著全球暖化程度的加劇，極端一日暴雨的強度也有增加越強的趨勢，在不同情境下，相對增加幅度分別為8%、

10%、14.1%與28.6%。然而，在GWL 1.5°C至GWL 2°C情境下，大多數區域的推估結果皆為低模式一致性，而在GWL 4°C情境下，幾乎全臺的推估結果皆呈現高一致性的增加趨勢。值得注意的是，基期高屏山區原本就具有較高的Rx1day強度，未來推估結果顯示其增加趨勢也相當顯著。

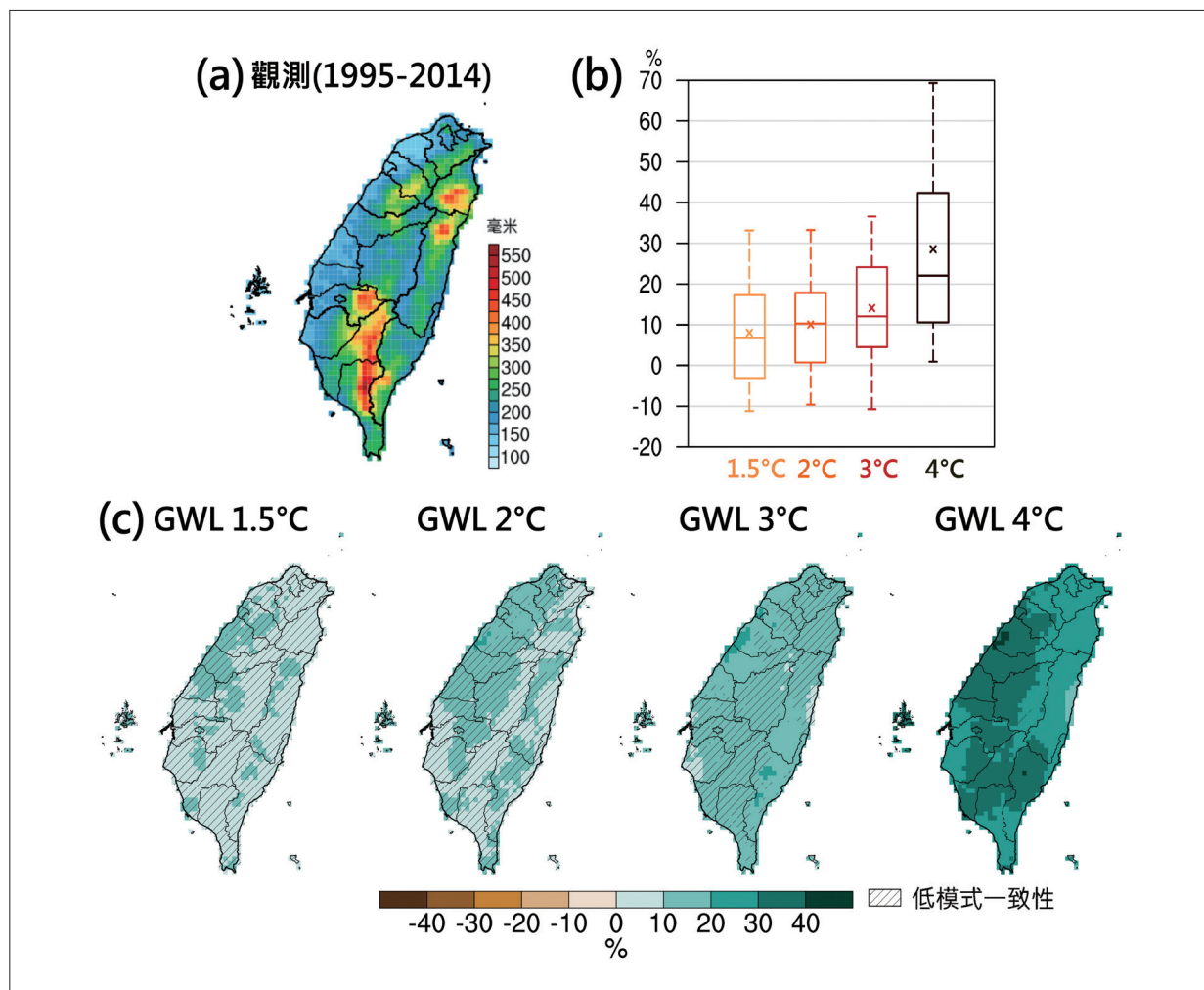


圖3.5.15 歷史與GWL下的Rx1day。(a) 圖為1995年至2014年網格化觀測 (單位：mm)；(b) 圖為GWL 1.5°C、GWL 2°C、GWL 3°C、GWL 4°C相對於模式現今氣候 (1995年至2014年)，以盒鬚圖第95、75、50、25、5百分位數 (由上至下) 呈現全臺氣候平均變化 (單位：%)，X記號為系集平均值；(c) 圖為不同GWL (模式中位數) 空間分布 (單位：%)。斜線區域為低模式一致性。(資料來源：本報告產製)

近年來，極端降雨事件頻繁發生，對於許多工程設計如坡地穩定和防洪措施等帶來挑戰。在許多情況下，防護工程的設計標準是根據過去發生過最強降雨量來制定的。當某場極端降雨事件發生後，要利用有限的降雨資訊呈現長期歷史結果，了解該事件在過

去歷史上是否發生過，類似的降雨強度大約是多久發生一次，在工程應用上的做法即是水文頻率分析。都市溝渠與河岸堤防的淹水防護標準，通常使用10年與50年降雨重現值做為極端降雨的評估依據。為了進行全臺網格的水文頻率分析，以下應用TCCIP網格化日降雨資料，首先計算觀測 (1995年至2014年) 與各模式在不同情境下的Rx1day，並在GWL 2°C與GWL 4°C時，使用鄭克聲與連琮勛 (2015) 的方法呈現rv10與rv50變化。

根據圖3.5.16，觀測資料呈現的水文頻率分析空間分布，符合觀測Rx1day的降雨增

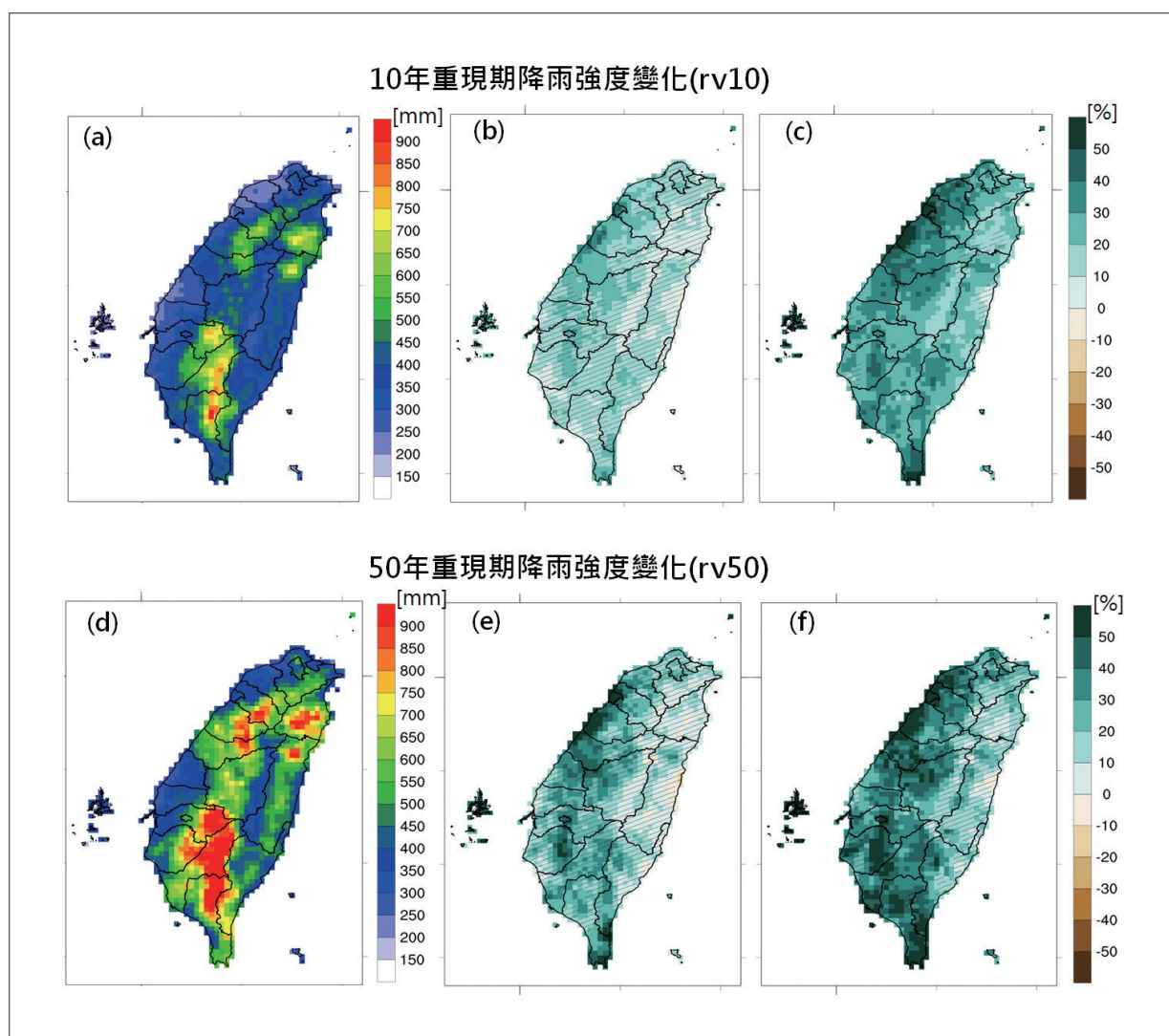


圖3.5.16 應用Rx1day網格化資料，參考「臺灣氣候變遷關鍵指標圖集：AR6統計降尺度版」(國家災害防救科技中心，2023)，計算歷史與GWLs下rv10 (圖a, b, c) 與rv50 (圖d, e, f) 極端降雨強度變化 (相對於模式基期1995年至2014年)。圖 (a,d) 為觀測1995年至2014年 (單位：mm)；圖 (b,c) 為GWL 2°C (99組模式)、圖 (e, f) 為GWL 4°C (31組模式)，以多模式降雨變化率 (單位：%) 的中位數呈現。其中斜線區域代表低模式一致性。(資料來源：本報告產製)

加幅度，在GWL 2°C情境下，北部和中部平地的rv10顯著增加了30%至40%。而在GWL 4°C情境下，全臺的rv10增加幅度更大，約比GWL 2°C增加了10%至20%。這種趨勢變化的結果，不論是增幅還是空間分布，都與在GWL 2°C、GWL 4°C下的Rx1day一致 (圖3.5.15)。此外，在GWL 2°C情境下，除了北部和中部平地外，rv50在臺南山區與恆春增加40%至50%。而在GWL 4°C情境下，rv50也呈現增加幅度放大的情況。值得注意的是，rv50降雨強度變化在臺灣西半部變嚴重的趨勢明確。

圖3.5.17以空間平均值的方式，呈現全臺水文頻率年降雨量的變化情況。在GWL 1°C情境下 (即為模式基期：1995年至2014年)，rv10為350 mm，而在GWL 2°C 和GWL 4°C情境下，分別為407 mm (增加16%) 和468 mm (增加34%)。就rv50來看，則是在GWL 1°C情境下為485 mm，而在GWL 2°C和GWL 4°C情境下，分別為581 mm (增加20%) 和673 mm (增加39%)。上述結果說明，臺灣水文頻率年降雨量，依全球暖化嚴重程度而增加，rv10在GWL 4°C情境下已接近在GWL 1°C情境下 (基期) 的rv50，這意味著目前每50年才發生一次的降雨強度，於暖化程度達4°C時就會變成10年發生一次，極端降雨對臺灣的影響日益嚴重。

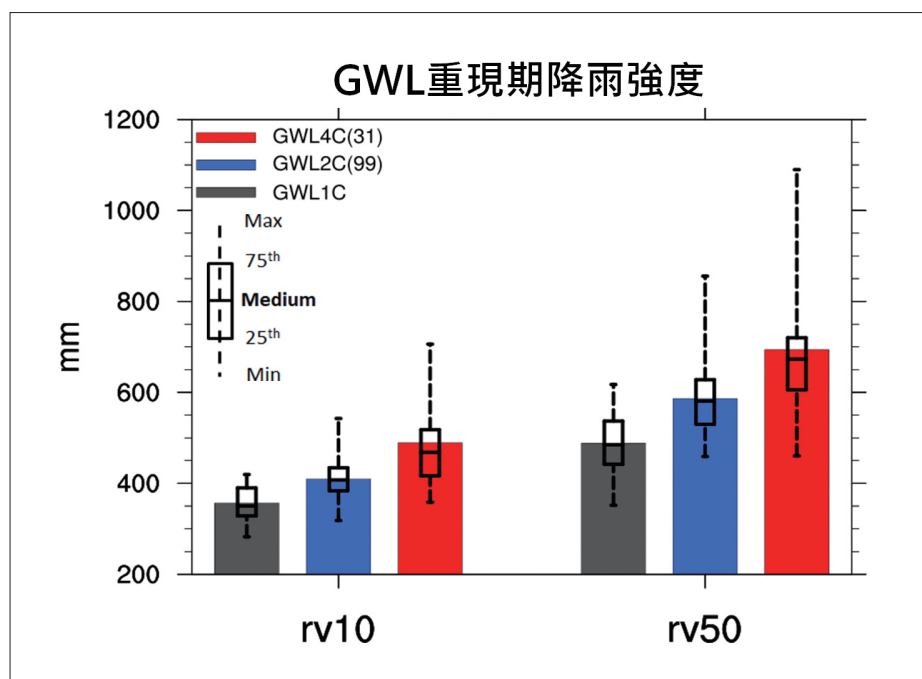


圖3.5.17 使用圖3.5.13的結果，以長條圖 (系集平均) 加上盒鬚圖 (由上至下代表：最大至75百分位至中位數至25百分位至最小值) 呈現GWL 1°C (黑色)、GWL 2°C (藍色) 與GWL 4°C (紅色) 的rv10、rv50全臺空間平均 (單位：mm)。(資料來源：本報告產製)



3.5.3 乾旱

乾旱事件的發生因素複雜，本章節以未來推估降雨情況的改變，導致氣象乾旱為出發點進行討論。根據2021年IPCC AR6之科學重點摘錄與臺灣氣候變遷評析更新報告，在未來暖化情境下，CDD呈現增加趨勢，世紀末隨著暖化情境加劇而增加得更為明顯，且南部的增加情況比北部更加嚴重。直接影響是乾季 (11月至4月) 的雨量，其中的關鍵又以春季 (2月至4月) 改變 (參考3.3節) 值得關注。本節使用CDD與SPI，說明模式推估臺灣的乾旱特徵。先呈現春季的情況，再加以延長至前一年的秋季，以完整呈現整個乾季的未來推估變化。以下內容部分引用自「臺灣氣候變遷分析系列報告：2020-2021百年乾旱與未來推估」(陳昭安等人，2023) 與「臺灣氣候變遷關鍵指標圖集：AR6統計降尺度版」(國家災害防救科技中心，2023)。

連續不降雨日數

世紀末春季CDD的日數變化 (圖3.5.18a至d) 顯示，CDD隨著排放情境越嚴重 (由SSP1-2.6至SSP5-8.5) 而增加，南部地區此季節不降雨日數原本就較長，其中以嘉義、臺南、高雄、屏東與臺東地區天數增加較多，CDD變化率 (圖3.5.18e至h) 與日數變化一致，普遍高於20%，值得注意的是中部增加比例最高圖3.5.19為整個乾季 (秋季至冬季至春季) CDD變化。隨著暖化變嚴重而持續時間拉長，CDD天數增加的分布與春季類似，但持續天數更長 (圖3.5.19d)。CDD的變化率分布，在東半部的增加比例較高 (圖3.5.19g至h)，其次是北部與南部地區。然而在梅雨季 (5月、6月) 與颱風季 (7月至9月) 的雨季期間，CDD的未來推估變化不大，相關結果與3.3節的平均降雨推估趨勢一致，呈現乾越乾、濕越濕的情況。整體而言，未來暖化情境下，CDD增加，集中在原本降雨就相對偏少的乾季。其中春季CDD增加比例較高，降雨偏少的範圍與期間更加擴張與延長。

從3.2節分析結果，雖然梅雨季與颱風季降雨增加，然而在每一年的雨季來臨前，臺灣面臨少雨、甚至連續不降雨的時間將更為延長。為了解乾旱的嚴重程度 (持續時間)，圖3.5.20、圖3.5.21進一步呈現所有網格點的CDD發生機率分布。

圖3.5.20呈現基期 (1995年至2014年) 正常的春季，最常發生的CDD大約在14 day year⁻¹至21 day year⁻¹ (2週至3週) (黃色直條)，隨著排放嚴重度增加，CDD的機率密度分

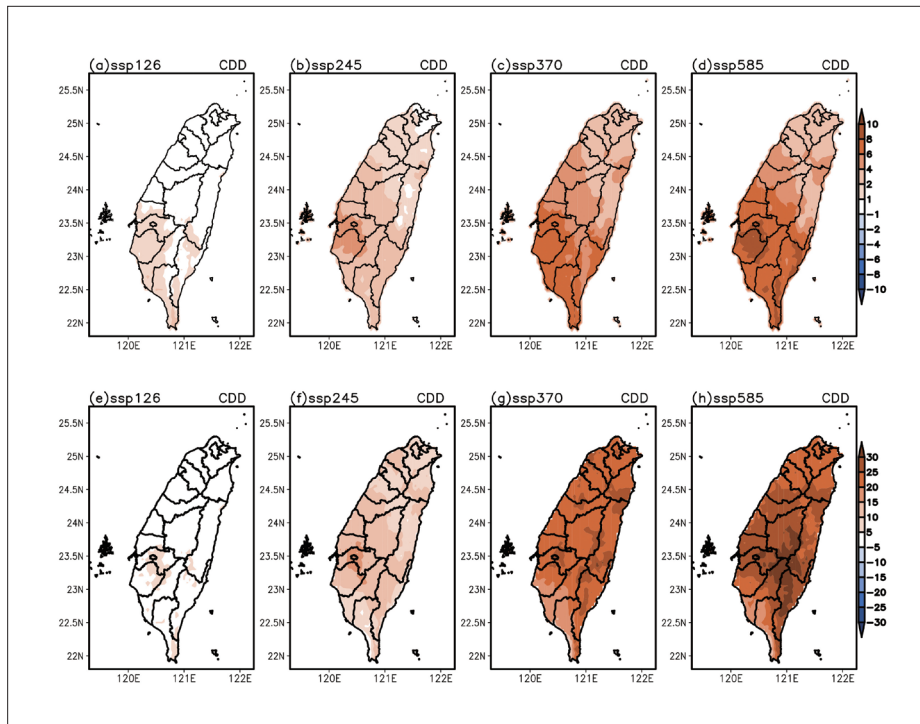


圖3.5.18 暖化情境下推估世紀末之 (a至d) 春季CDD的變化 (單位：day year⁻¹)；(e至h) 變化率 (單位：%)。變化與變化率的估算是以1995年至2014年基期的CDD為參考基準。(摘自陳昭安等人，2023)

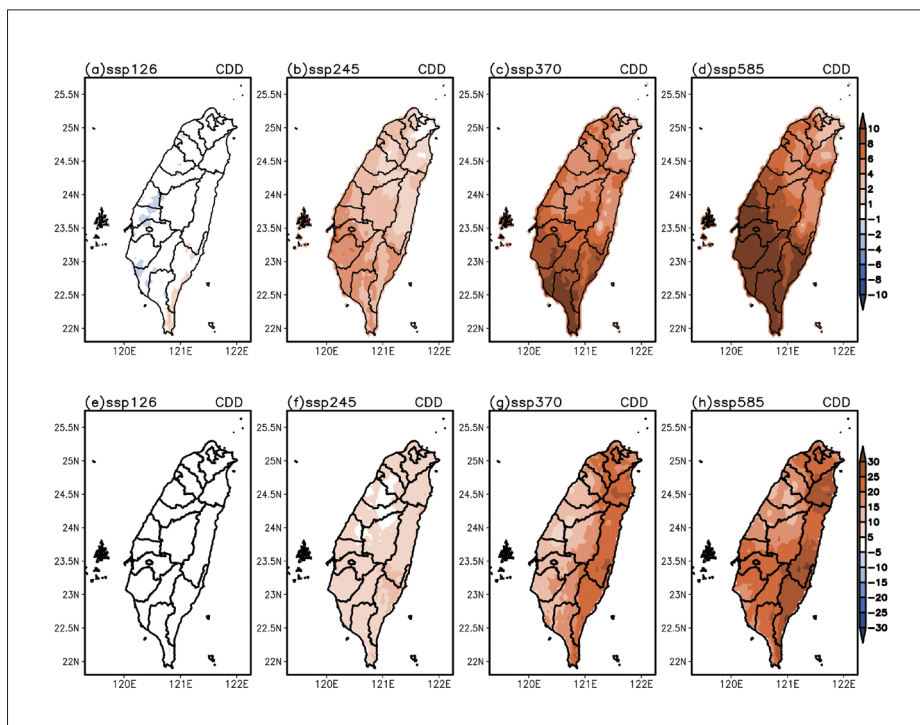


圖3.5.19 同圖3.5.18，但為秋季至春季 (10月至4月) 的結果。(摘自陳昭安等人，2023)



布在世紀中與世紀末變化的趨勢越趨一致，即較短天期CDD (1週至2週) 發生頻率減少 (綠色與紅色空心長條)；而長天期的CDD發生次數增加。高於30天以上較罕見的CDD事件，增加的次數加倍 (圖3.5.20c至d右上縮圖)。

分析歷史基期的乾季 (秋季至隔年春季)，最常發生的CDD每年大約14天至42天 (2週至6週) (圖3.5.21)。未來暖化情境推估顯示，原本常見的CDD發生頻率減少，但持續6週以上的事件發生頻率增加。天數大於120天的CDD，發生頻率倍數增加，代表部分區域CDD將跨越了秋季直到春季，形成更長的乾季。

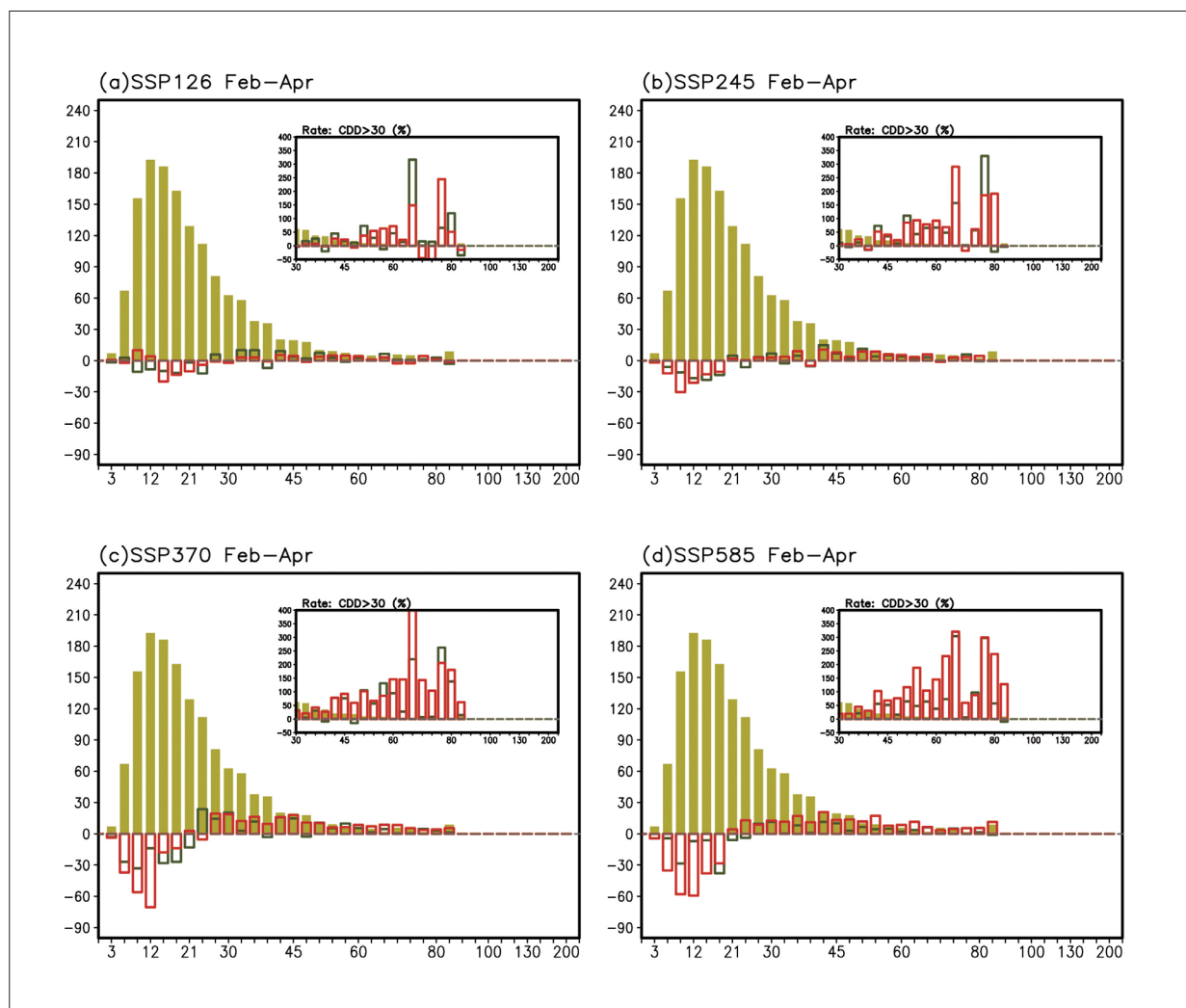


圖3.5.20 春季全臺CDD機率密度分布，橫軸代表CDD指標 (單位：天)，縱軸代表發生頻率次數 (單位：次/月/年)。黃色直條代表基期的氣候平均分布，暖化中期的變化以綠色空心直條表示，世紀末的變化以紅色空心直條表示。30日以上連續不降雨日的頻率變化率 (單位：%) 呈現在右上角縮圖。(摘自陳昭安等人，2023)

依不同GWLs (圖3.5.22) 分類後計算CDD，也呈現暖化程度越嚴重，CDD越長的情況。從增溫1.5°C至4°C的程度，全臺平均CDD分別增加4.1%、4.8%、8.5%與10.3%，同時模式具有一致性的範圍逐漸擴大，部分南部地區及山區在增溫4°C時已具有模式一致性。

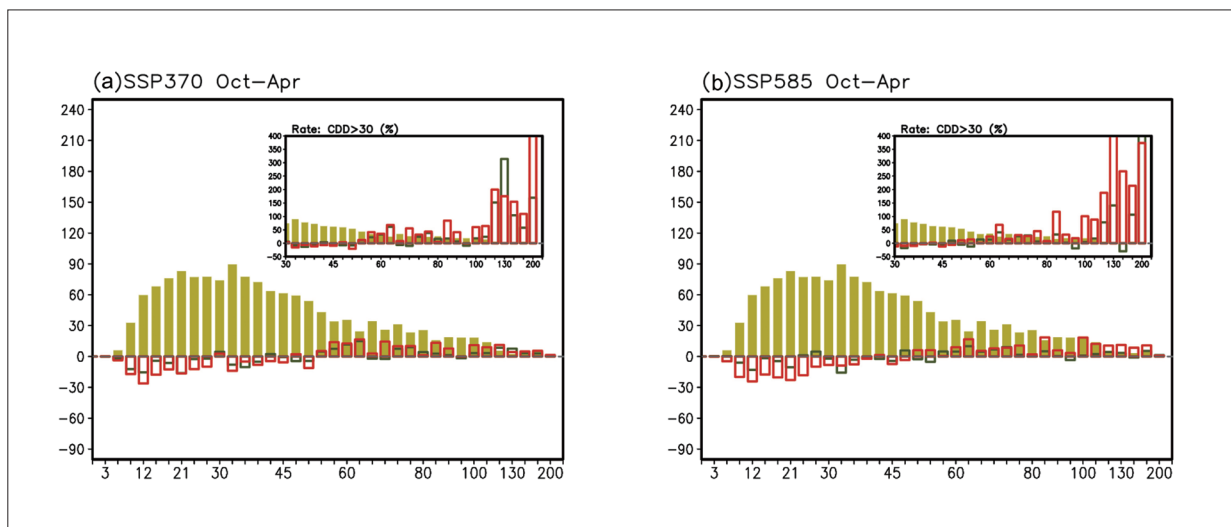


圖3.5.21 同圖3.5.20，但為乾季在 (a) SSP3-7.0與 (b) SSP5-8.5排放情境之結果。(摘自陳昭安等人，2023)

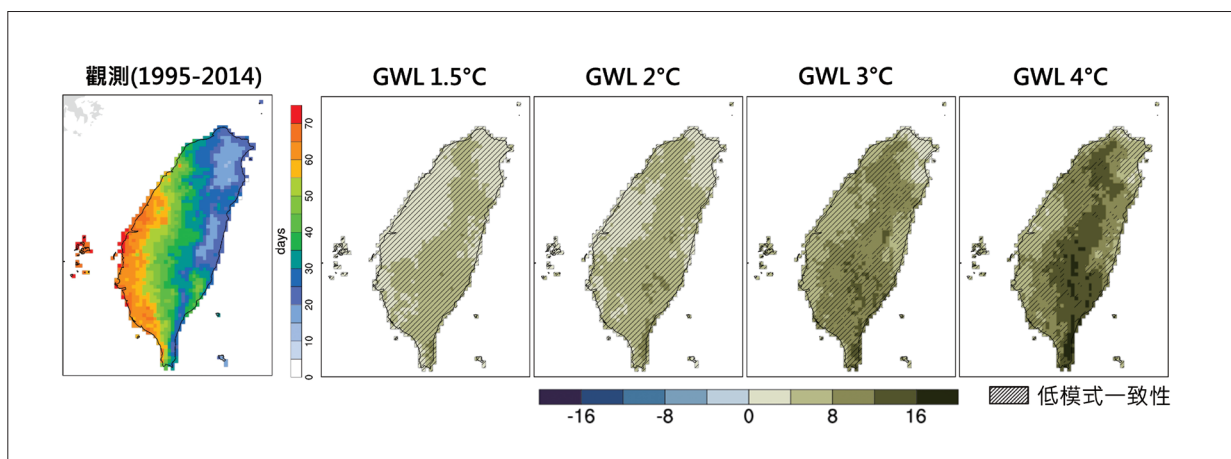


圖3.5.22 歷史與GWLs下，CDD變化率 (單位：%)。斜線區域為模式低一致性。(資料來源：本報告產製)



標準化降雨指標

3個月SPI (SPI3, McKee et al., 1993)，為一般常用來評估氣象乾旱的指標。陳昭安等人 (2023) 使用CMIP6統計降尺度資料計算SPI3，統計分析4種排放情境系集平均的指標數值分布結果 (圖3.5.23)。除了SSP1-2.6以外，各種排放情境隨著暖化程度越嚴重，SPI3負值越來越多。在較嚴重的SSP3-7.0與SSP5-8.5情境則特別明顯，這樣的趨勢至世紀末更加顯著 (圖3.5.23c至d)，而春季偏濕的情況似乎越來越少。乾季 (秋季到春季) 的SPI3分布也呈現類似春季世紀末的訊號。

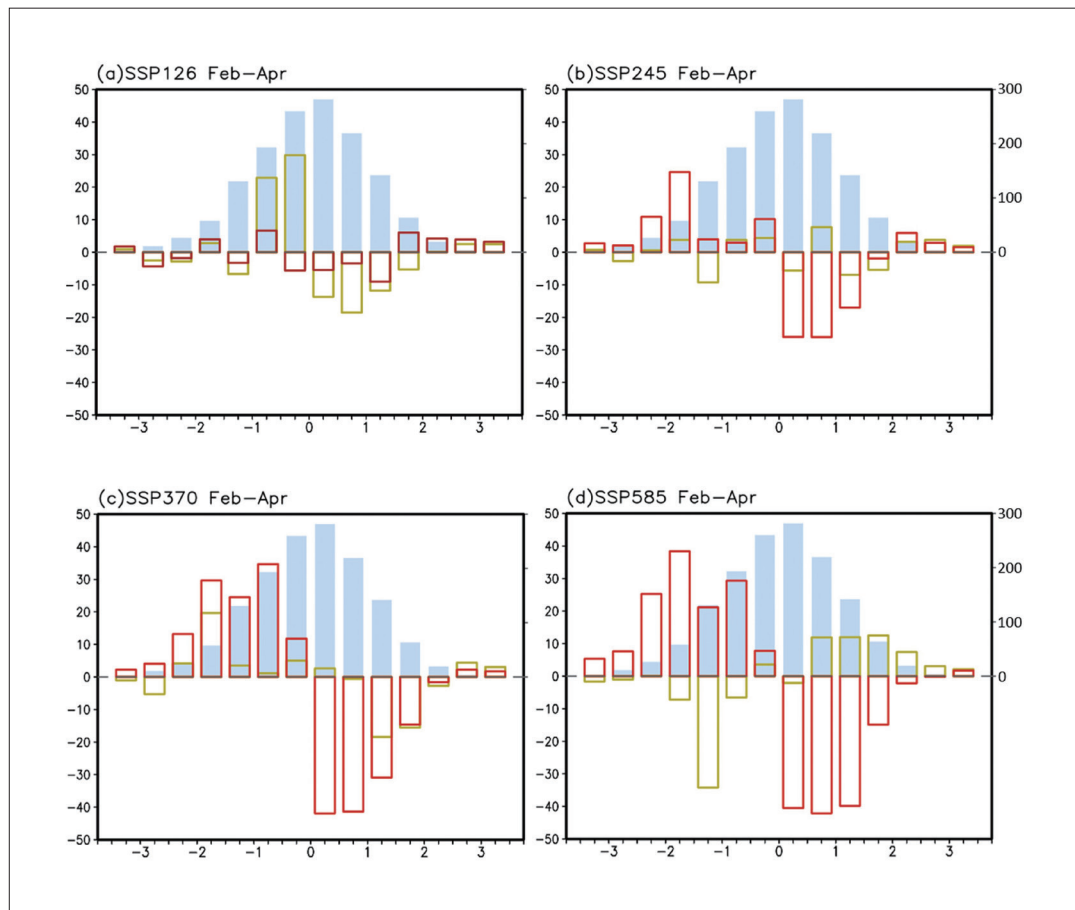


圖3.5.23 SPI3於春季 (a) SSP1-2.6、(b) SSP2-4.5、(c) SSP3-7.0及 (d) SSP5-8.5情境下，發生頻率分別於世紀中 (黃色空心直條) 與世紀末 (紅色空心直條) 的變化。橫軸代表指標數值分布，縱軸代表每年發生次數，淺藍色直條為基期的機率密度分布。(摘自陳昭安等人，2023)

李昱琪等人 (2019) 使用CMIP5統計降尺度及動力降尺度RCP8.5的推估資料計算SPI，並計算4種乾旱特性於世紀末的變化情形。4種乾旱特性分別是乾旱發生頻率 (Drought Frequency, DF)、乾旱延時 (Drought Duration, DD)、乾旱嚴重度 (Drought

Severity, DS) 以及乾旱強度 (Drought Intensity, DI)¹。簡而言之，在RCP8.5情境下，動力降尺度的推估顯示，臺灣乾旱特性的變化趨勢有區域上的差異，短時間尺度之乾旱 (SPI3) 發生頻率及乾旱強度都會增加，長時間尺度 (SPI12) 則不一定。北部及東部不管長短時間尺度的乾旱頻率、嚴重度及強度都增加；乾旱延時則受全球熱帶海溫分布影響 (國家災害防救科技中心，2023)。統計降尺度的推估顯示，臺灣整體而言，短時間尺度的乾旱事件 (SPI3) 發生時的強度會增強，但其他乾旱特性易受海溫分布影響；長時間尺度的乾旱事件 (SPI12) 在世紀中期及末期呈現較為一致的變化，其乾旱發生頻率傾向於減少，且乾旱發生時的持續時間會縮短。

從過去相關文獻也發現，使用高解析度大氣模式與CMIP5海氣耦合模式推估，一致顯示自南海至臺灣東北外海有東北至西南向的帶狀降雨減少區域，這個少雨分布，主要與低層的東北風變異有關 (Chen et al., 2019; Dai et al., 2022)，造成春季提供水氣的西南風減弱。類似的環流變化，與過去臺灣重大乾旱事件的春季環流合成分析相當一致。Chen et al. (2022) 利用高解析度大氣模式的大量系集模擬資料分析，呈現春季有更頻繁的長天期連續不降雨日數、季節降雨減少與相似的環流變化。綜合過去文獻與本節的分析結果，顯示未來暖化氣候條件下，臺灣春雨將減少且連續不降雨日數增加，以及有乾季延長、濕季縮短的趨勢。

臺灣持續6個月以上的嚴重乾旱事件，與濕季 (5月至10月) 梅雨與颱風降雨貢獻高度相關。高解析度大氣模式 (Chen et al., 2019) 與CMIP5海氣耦合模式的推估 (Dai et al., 2022) 呈現相反的趨勢，特別是颱風季。高解析度大氣模式HiRAM與MRI_AGCM推估顯示，未來東亞颱風季季節平均降雨減少，同時颱風活動減少 (Tsou et al., 2016; Endo et al., 2022, 3.5.1節)。這些颱風活動的變化深受暖化情境下，大尺度環流與副熱帶高壓變化的影響。從過去觀測紀錄的乾旱事件環流合成分析，呈現在菲律賓東部海面有反氣旋式環流變異，與副熱帶高壓西伸的環流變化 (圖2.5.6)，在高解析度大氣模式的暖化情境的模擬，颱風季也呈現類似的環流結構。相反的，在CMIP5海氣耦合模式的推估 (Dai et al., 2022) 與CMIP6統計降尺度臺灣降雨資料皆顯示，未來濕季 (含颱風季) 降雨增加。綜

1 由SPI定義乾旱事件的方式為：當SPI為連續負值且有至少一次小於-1 (含) 以上即定義為一次乾旱事件。定義出乾旱事件後。乾旱特性DF為總年分中所有乾旱事件的次數，DD表示每次乾旱事件持續的時間，DS為加總某次乾旱事件的SPI絕對值，乾旱強度DI則為乾旱嚴重度 (DS) 除以乾旱延時 (DD)。
總年分N年間所有乾旱事件的加總或平均則為乾旱總延時 (total Drought Duration, tDD)、乾旱總嚴重度 (total Drought Severity, tDS)，以及乾旱平均強度 (mean Drought Intensity, mDI)。



觀而言，由於目前模式發展的技術限制，此類嚴重乾旱事件牽涉到颱風季的降雨推估趨勢，仍有相當的不確定性。

3.5.4 颱風風雨未來推估

影響臺灣的颱風都是在西北太平洋生成的，第一章提到高解析度全球模式的推估顯示暖化情境下，颱風活動範圍往北擴張 (Yamada et al., 2017; Yoshida et al., 2017; Roberts et al., 2020)，強度最大時的發生位置也向北偏移，強烈颱風頻率可能增加；21世紀末西北太平洋颱風生成數量減少、生命期縮短，但伴隨的最大風速與降雨都是增強的 (Tsou et al., 2016; Yamada et al., 2017; Lok & Chan, 2018; Knutson et al., 2020; Endo et al., 2022; Hsu et al., 2021)。Chih et al. (2023) 將TCCIP HiRAM全球模式推估的西北太平洋颱風進一步作動力降尺度，得到較佳的模擬結果，發現在RCP8.5情境下，強烈颱風的強度在21世紀末增強了約6.5%，且颱風強度最強時的位置也較基期偏西，對陸地的威脅變強。

至於影響臺灣颱風的推估，Tsou et al. (2016) 分析RCP8.5情境下21世紀末颱風變化，發現未來影響臺灣的颱風事件發生頻率減少但強度變強，與其相關的颱風中心半徑200 km內的平均降雨也增強。透過熱帶氣旋生成潛勢指數 (Genesis Potential Index, GPI) 分析，指出未來大尺度環境不利於颱風生成 (中層水氣減少和低層相對渦度減弱)，然而一旦生成颱風，其強度將增強 (海表面溫度上升和垂直風切減弱)。

鄭兆尊等人 (2024) 沿用在2.5節提到的影響臺灣颱風的客觀定義 (李清騰與盧孟明，2012)，分析RCP8.5情境下，動力降尺度資料中所有的影響臺灣颱風，結果顯示颱風經過臺灣附近時，21世紀中、末的海表面氣溫相對於基期分別增加1.5°C、3°C；水氣量增加約15%、25%；颱風個數減少約10%、50%；強颱出現的頻率增加約105%、60%；影響期間颱風最強時的近颱風中心最大風速增加約5%、9%；颱風最強時距颱風中心半徑200 km內的區域平均降雨增加約20%、35% (圖3.5.24)。前述的數字僅是圖3.5.24中的系集平均，盒鬚圖內的範圍都是可能發生的，其中以強颱頻率分析不確定性最大，模式使用了未來不同的海溫暖化空間分布，是導致颱風頻率變化差異的主要來源 (國家科學及技術委員會，2016)。此結果顯示推估情境下雖然影響臺灣颱風個數減少，但是颱

風強度、降雨量都有所增加，與西北太平洋颱風的變遷趨勢相同。上述未來推估是單一模式的系集模擬結果，信心程度的描述可以參考第一章提到AR6報告所提：最大雨量增加具高信心程度；強烈颱風比例的增加有高信心程度；生成頻率減少或沒有變化則具中等信心程度。未來颱風數目的減少，也反映在每年影響臺灣颱風的數目，由最常見的每年4個至5個，21世紀中變為3個至4個、21世紀末變為1個至2個 (圖3.5.25)，21世紀末發生每年零颱風的機率大增。

臺灣陸地上颱風強降雨與強風的發生，和颱風路徑息息相關，但是颱風路徑推估的不確定性太大，未來颱風路徑在臺灣偏北、偏南比例的變化並無太大意義。為避免颱風路徑差異此一不確定性大的因素，鄭兆尊等人 (2024) 分析臺灣陸地上的風、雨強度變化時，考慮了颱風中心跟降雨的空間分布關係進行合成分析，以動力降尺度資料計算當颱風中心在特定經緯度附近時，臺灣陸地上颱風的平均風、雨強度以及未來的變化率。在RCP8.5情境下，21世紀中、末的臺灣颱風的風、雨強度多呈現增加趨勢，陸地上平均時雨量強度在世紀中增加約20%、世紀末增約40%，西部平原地區增加較為顯著 (圖3.5.26a至c)。地面平均風速變化比降雨強度的趨勢小，在世紀中及世紀末分別增加約8%及10% (圖3.5.26d至f)。

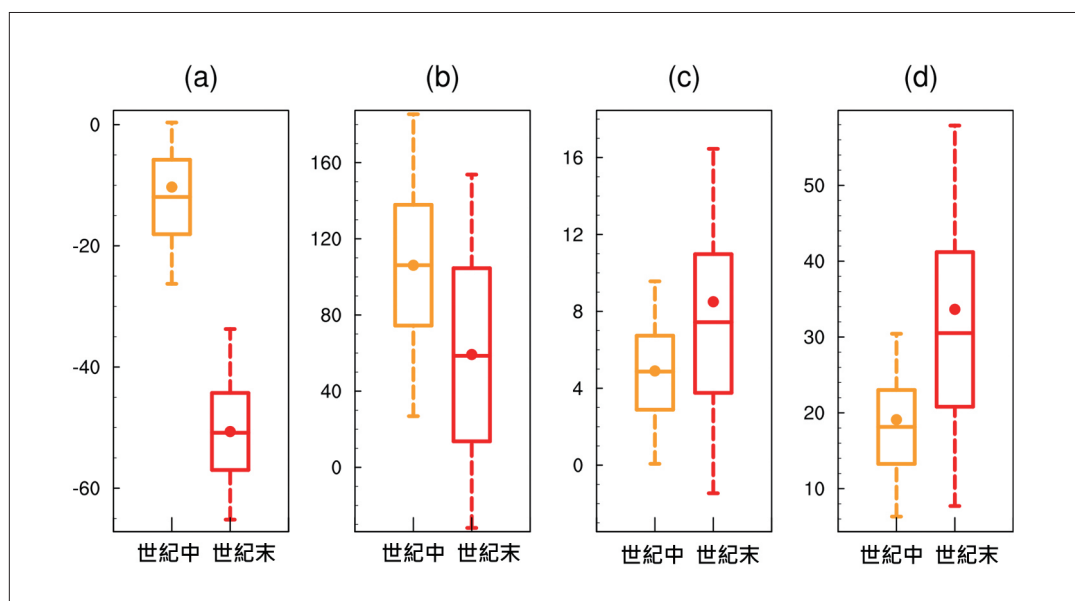


圖3.5.24 RCP8.5情境下，21世紀中 (黃色)、世紀末 (紅色) 的 (a) 影響臺灣颱風頻率、(b) 強颱風頻率、(c) 颱風最強時近中心最大風速、(d) 颱風最強時距中心200 km內平均雨量等4項颱風指標未來改變率的盒鬚圖。圓點表示系集平均，盒鬚圖表示第95、75、50、25、5百分位 (單位：%)。(資料來源：鄭兆尊等人，2024)

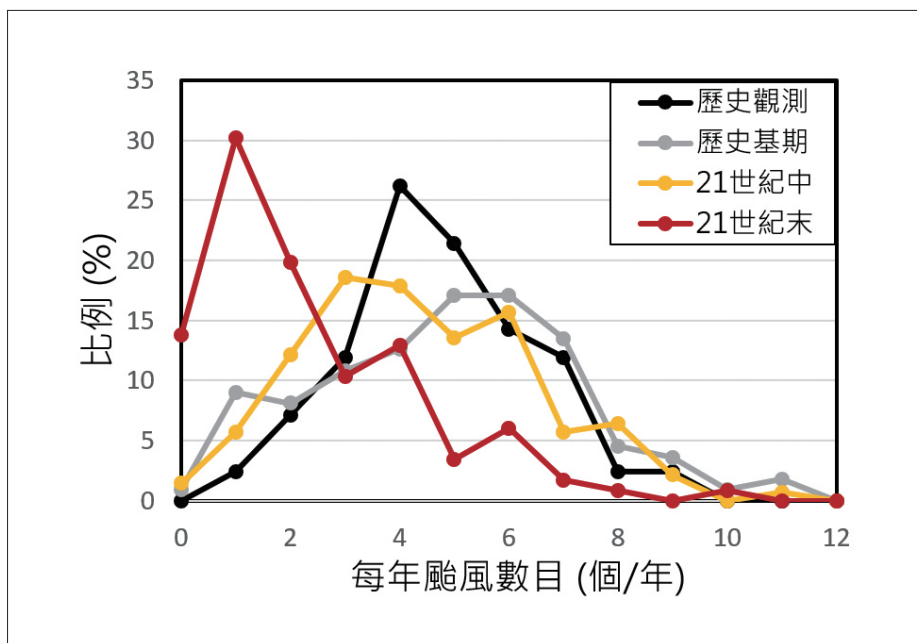


圖3.5.25 RCP8.5情境下，不同時期每年侵臺颱風數目的比例 (出現的年數除以全部年數)。其中黑色為歷史觀測 (1979年至2020年)、灰色為模式歷史基期 (1979年至2015年)、黃色為模式推估21世紀中 (2031年至2065年)、紅色為模式推估21世紀末 (2071年至2099年)。(資料來源：鄭兆尊等人，2024)

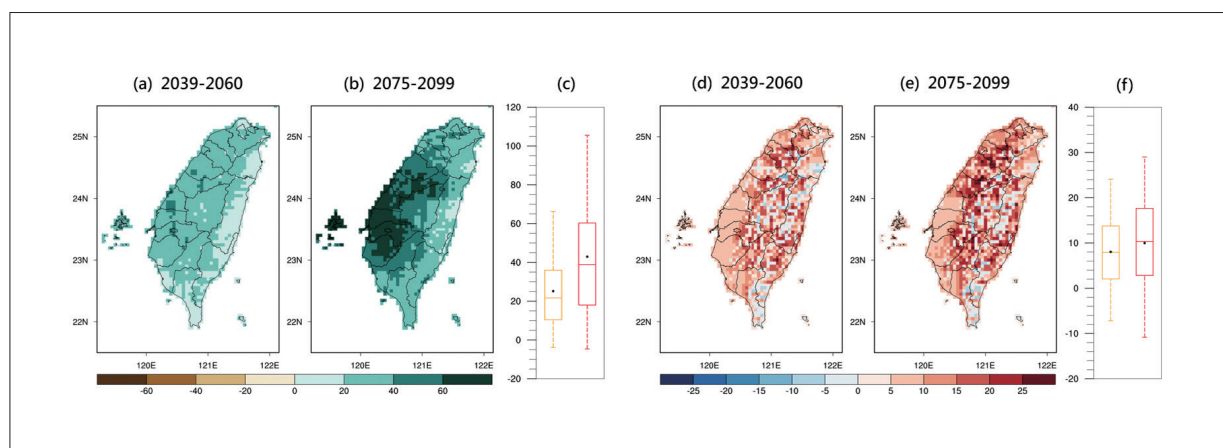


圖3.5.26 RCP8.5情境下，21世紀中、末，影響臺灣颱風的平均風雨變化趨勢 (單位：%)。(a) 至 (c) 為降雨強度的改變、(d) 至 (f) 為風速的改變。盒鬚圖 (c) 與 (f) 中，黃、紅色分別代表21世紀中、末；圓點表示系集平均，盒鬚圖呈現的是改變率的第95、75、50、25、5百分位。(資料來源：鄭兆尊等人，2024)

颱風累積雨量的空間分布會受到颱風路徑的影響。鄭兆尊等人 (2024) 以前述的颱風時雨量變化趨勢，搭配歷史颱風路徑，來討論局部地區的累積雨量變化。發現在假設未來颱風路徑與歷史觀測相同，但是颱風頻率減少 (世紀中減少10%、世紀末減少50%)，導致

影響時間也相同地減少狀況下，平均颱風降雨累積量在世紀中有增加 (0%至20%)，但是在世紀末，則臺灣西、南部可能減少10%至30%、東、北部減少30%至50% (圖3.5.27)。

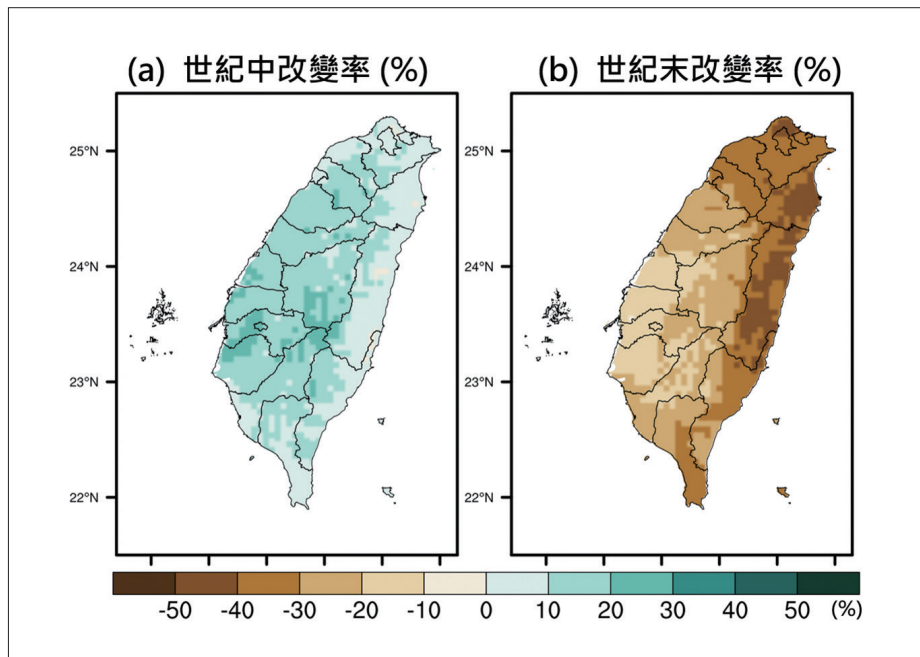


圖3.5.27 RCP8.5情境下，考慮颱風頻率變化下，(a) 21世紀中與 (b) 21世紀末影響臺灣颱風的平均年累積降雨變化率(單位：%)。(資料來源：鄭兆尊等人，2024)

3.6 臺灣空氣品質之未來變化

3.6.1 臺灣空氣品質未來趨勢

臺灣地處副熱帶地區，位於歐亞大陸及太平洋交界，加上地形起伏大且地貌變化複雜，要評估暖化對臺灣空氣品質的影響，不適合使用粗解析度的全球模式 (可參考第一章1.6節)，故需使用區域模式進行高解析度模擬。由於此類研究的長期模擬需耗費大量電腦資源，故不易進行 (Fox-Kemper et al., 2021)。Tsai et al. (2024) 使用美國國家大氣研究中心發展的WRF與美國環保署發展的第三代空氣品質模式 (Community Multiscale Air Quality Model, CMAQ)，採用擬暖化的方式 (Tsai et al., 2023)，在排放量固定 (基準年為2010年) 的情境下，進行臺灣2011年至2015年的空氣品質模擬實



驗。模擬結果顯示GWL 2°C及GWL 4°C情境下，若排放量維持不變，未來臺灣整體空氣品質有變差的趨勢 (圖3.6.1)；以季節區分，秋冬兩季空氣品質變差的情況比春夏兩季嚴重。

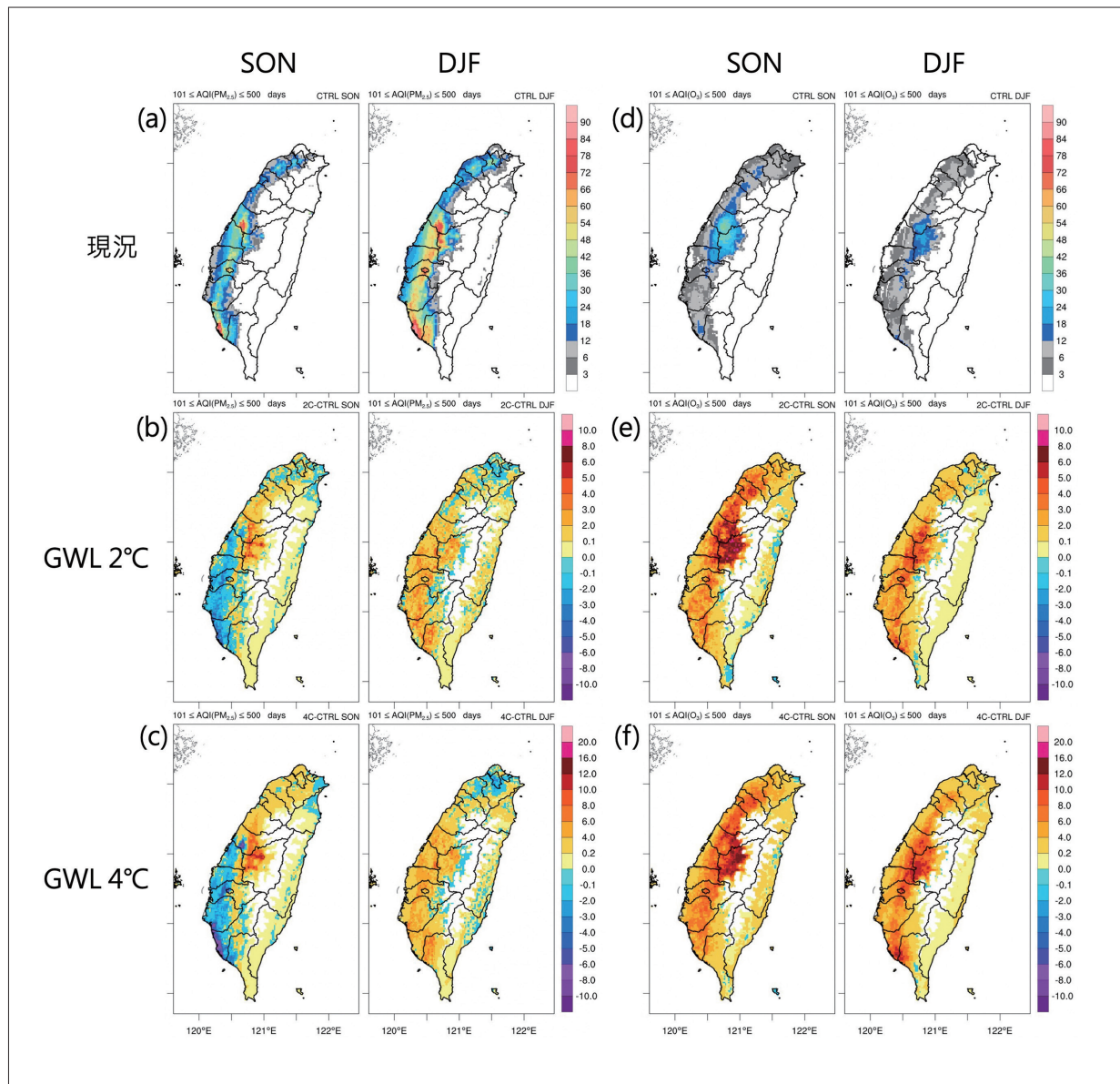


圖3.6.1 (a) 至 (c) PM_{2.5}及 (d) 至 (f) 臭氧，每季空氣品質不良 (AQI>100) 天數 (高度1,500 m以上地區未計算)。(a) 與 (d) 為2011年至2015年平均，(b) 至 (c) 及 (e) 至 (f) 為未來GWL 2°C和GWL 4°C情境下，AQI>100天數變化量 (空氣品質指標 Air Quality Index, AQI)。(資料來源：Tsai et al., 2024)

造成臺灣空氣品質不良的主要污染物是細懸浮微粒 ($\text{PM}_{2.5}$) 和臭氧 (O_3)，從圖3.6.1 (a) 至 (c) 可看出在全球暖化的情況下，秋季 $\text{PM}_{2.5}$ 空氣品質不良日數呈現西南部減少、中北部增加的情況；冬季除了北部少數地區，其他地區的空氣品質不良日數增加1天至6天。 O_3 對暖化的反應比 $\text{PM}_{2.5}$ 更加顯著，如圖3.6.1 (d) 至 (f) 所示，在GWL 4°C情境下，秋冬季 O_3 空氣品質不良日數可增加10天以上。

進一步採用停滯指數 (air stagnation index, Horton et al., 2014) 以及通風指數 (ventilation index, Kiefer et al., 2019) 分析氣象因子與空氣品質變化的相關性，顯示造成空氣品質變差的主因是暖化情境下低層風速變弱，不利於污染物傳送與擴散；另一方面，也有其他因素抵銷低層風速變弱的效果。例如秋季西南部雖然低層風速降低，但因暖化造成降雨增加，由於濕沉降可移除大氣中污染物，造成西南部空氣品質變好的趨勢 (圖3.6.2)。冬季的情況與秋季不同，反而北部的東北季風日數增加，風速增加有利污染物擴散，造成冬季北部空氣品質稍微改善的趨勢。與 $\text{PM}_{2.5}$ 空氣品質不良日數相比， O_3 空氣品質不良日數在秋冬季均增加，這是因為西南部的降雨對移除氣體的效果並不明顯，無法抵銷低層風速變弱的影響，此外，暖化情境下，提高大氣溫度，加速臭氧光化反應，導致臭氧濃度增加，使空氣品質降低。以上結果顯示未來因 O_3 造成空氣品質不良的狀況可能會更頻繁發生，後續的影響值得進一步研究。

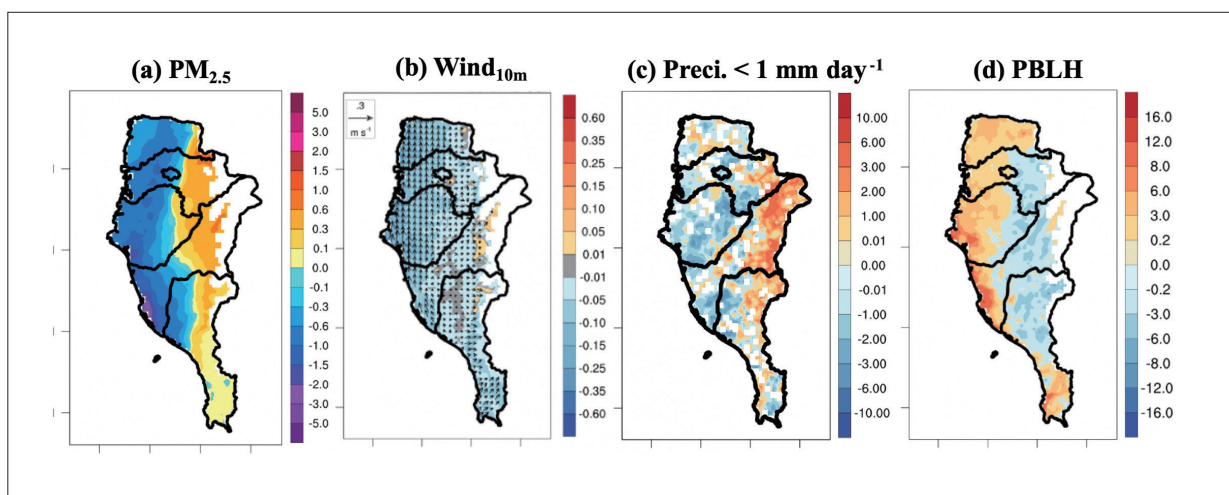


圖3.6.2 GWL 2°C情境下，臺灣南部地區秋季平均 (a) $\text{PM}_{2.5}$ 濃度變化 (單位： $\mu\text{g m}^{-3}$)、(b) 10 m風速 (單位： m s^{-1}) 風向變化，(c)日降雨量<1 mm日數變化以及 (d) 邊界層高度變化 (單位：m)。(資料來源：Tsai et al., 2024)



參考文獻

- 王俊寓、童裕翔、陳永明 (2023)。AR6臺灣氣候變遷圖資產製成果。國家災害防救科技中心，NCDR 111-A28。
- 李昱祺、王嘉琪、翁叔平、陳正達、鄭兆尊 (2019)。氣象乾旱特性未來趨勢推估。大氣科學，47(1)。
- 李庭慧、許晃雄 (2017)。臺灣熱浪特性分析與變遷推估。大氣科學，45 (4)，281-303。
- 李清勝、盧孟明 (2012)。從氣候觀點探討影響臺灣颱風的定義問題。氣象學報，48 (4)，25-38。
- 周佳、李明安、許晃雄、洪志誠、盧孟明、陳正達等 (2017)。氣候變遷科學報告2017-物理現象與機制。國家災害防救科技中心。
- 翁叔平、楊承道 (2013)。應用標準化降水蒸發散指數分析百年來乾濕變化的低頻特徵與遙地相關。大氣科學，41 (2)，139-170。
- 翁叔平、楊承道 (2018)。臺灣地區日降雨網格化資料庫 (1960-2015) 之建置與驗證。臺灣水利，66 (4)，33-52。
- 國家科學及技術委員會 (2016)。臺灣氣候變遷推估資訊與調適知識平臺計畫期末報告。國家科學及技術委員會。
- 國科會「臺灣氣候變遷推估資訊與調適知識平台計畫」(2023)。臺灣氣候變遷關鍵指標圖集：AR6統計降尺度版。國家災害防救科技中心。https://tccip.ncdr.nat.gov.tw/ds_05_03.aspx
- 中央氣象署 (2023)。氣候百問二、臺灣的溫度和雨量特徵第16項"臺灣季節雨量分布比率為何？"。https://www.cwa.gov.tw/V8/C/K/Encyclopedia/climate/climate2_list.html#climate2-09
- 張智鈞、洪志誠、董德輝 (2020)。臺灣冬季寒潮歷史變遷與未來推估。大氣科學，48，205-232。
- 陳昭安、李明營、劉子明、許晃雄、羅資婷、陳永明、童裕翔、吳芊瑩、洪浩哲、鄭兆尊與林思穎 (2023)。2020-2021極端乾旱事件與未來推估。國家災害防救科技中心。https://tccip.ncdr.nat.gov.tw/km_publish.aspx
- 鄭兆尊、簡毓瑤、林思穎、王俊寓 (2024)。不同氣候變遷時期下之臺灣颱風推估差異分析。國家災害防救科技中心，NCDR 112-T24
- 鄭克聲、連琮勛 (2015)。具離群值資料之水文頻率分析。農業工程學報，61 (3)，29-41。[https://www.airitilibrary.com/Common/Click_DOI?DOI=10.29974/JTAE.201509_61\(3\).0002](https://www.airitilibrary.com/Common/Click_DOI?DOI=10.29974/JTAE.201509_61(3).0002)
- 駱世豪、陳正達 (2021)。灣熱浪特性受人為影響的量化歸因分析。大氣科學，49，1-29。
- TCCIP技術報告 (2021)。統計與動力降尺度方法。臺灣氣候變遷推估資訊與調適知識平台。https://tccip.ncdr.nat.gov.tw/km_publish_data_document_one.aspx?dd_id=20210609212941
- TCCIP資料說明 (2023)。AR6統計降尺度日資料-資料說明文件。臺灣氣候變遷推估資訊與調適知識平台。https://tccip.ncdr.nat.gov.tw/km_publish_data_document_one.aspx?dd_

id=20220708151649

- Arakane, S., Hsu, H., Tu, C., Liang, H., Yan, Z., & Lin, S. (2019). Remote effect of a tropical cyclone in the Bay of Bengal on a heavy-rainfall event in subtropical East Asia. *npj Climate and Atmospheric Science*, 2(1). <https://doi.org/10.1038/s41612-019-0082-8>
- Arakane, S., & Hsu, H. (2021). Tropical cyclone footprints in long-term mean state and Multiscale climate variability in the western North Pacific as seen in the JRA-55 reanalysis. *Journal of Climate*, 34(18), 7443-7460. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-20-0887.1>
- Cannon, A. J., Sobie, S. R., & Murdock, T. Q. (2015). Bias correction of simulated precipitation by quantile mapping: How well do methods preserve relative changes in quantiles and extremes? *J. Climate*, 28, 6938–6959. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00754.1>
- Chih, C. P., Wu, C., Huang, Y., Li, Y., Shen, L., Hsu, H., & Liang, H. (2023). *Intense tropical cyclones in the western North Pacific under global warming: A dynamical Downscaling approach*. <https://doi.org/10.22541/essoar.167591076.65860406/v1>
- Chen, C., Hsu, H., Hong, C., Chiu, P., Tu, C., Lin, S., & Kitoh, A. (2019). Seasonal precipitation change in the western North Pacific and East Asia under global warming in two high-resolution AGCMs. *Climate Dynamics*, 53(9-10), 5583-5605. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04883-1>
- Chen, C., Hsu, H., & Liang, H. (2021). Evaluation and comparison of CMIP6 and CMIP5 model performance in simulating the seasonal extreme precipitation in the western North Pacific and East Asia. *Weather and Climate Extremes*, 31, 100303. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2021.100303>
- Chen, C., Hsu, H., Liang, H., Chiu, P., & Tu, C. (2022). Future change in extreme precipitation in east Asian spring and Mei-Yu seasons in two high-resolution AGCMs. *Weather and Climate Extremes*, 35, 100408. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2022.100408>
- Chen, C., Wang, Y., Wang, Y., Lin, S., Chen, C., Lu, M., & Guo, Y. L. (2021). Projection of future temperature extremes, related mortality, and adaptation due to climate and population changes in Taiwan. *Science of The Total Environment*, 760, 143373. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143373>
- Dai, L., Cheng, T. F., & Lu, M. (2022). Dai, L., Cheng, T. F., & Lu, M. (2022). Anthropogenic warming disrupts intraseasonal monsoon stages and brings dry-get-wetter climate in future East Asia. *npj Climate and Atmospheric Science*, 5(1). <https://doi.org/10.1038/s41612-022-00235-9>
- Endo, H., Kitoh, A., & Mizuta, R. (2022). Future changes in extreme precipitation and their association with tropical cyclone activity over the western North Pacific and East Asia in 20 km AGCM simulations. *SOLA*, 18(0), 58-64. <https://doi.org/10.2151/sola.2022-010>
- Fox-Kemper, B., Hewitt, C., Xiao, G., Aðalgeirsdóttir, S., Drijfhout, T., Edwards, N., Golledge, M., Hemer, R., Kopp, & G. Krinner, (2021). *Ocean, Cryosphere and Sea Level Change. Climate Change 2021:*



- The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited, Cambridge University Press.
- Haustein, K., Allen, M. R., Forster, P. M., Otto, F. E., Mitchell, D. M., Matthews, H. D., & Frame, D. J. (2017). A real-time global warming index. *Scientific Reports*, 7(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-017-14828-5>
- Hermans, T. H., Gregory, J. M., Palmer, M. D., Ringer, M. A., Katsman, C. A., & Slangen, A. B. (2021). Projecting global mean sea - level change using CMIP6 models. *Geophysical Research Letters*, 48(5). <https://doi.org/10.1029/2020gl092064>
- Horton, D. E., Skinner, C. B., Singh, D., & Diffenbaugh, N. S. (2014). Occurrence and persistence of future atmospheric stagnation events. *Nature climate change*, 4(8), 698-703. <https://doi.org/10.1038/nclimate2272>
- Hsu, P., Chen, K., Tsou, C., Hsu, H., Hong, C., Liang, H., Tu, C., & Kitoh, A. (2021). Future changes in the frequency and destructiveness of Landfalling tropical cyclones over East Asia projected by high - resolution AGCMs. *Earth's Future*, 9(3). <https://doi.org/10.1029/2020ef001888>
- Huang, W., Chang, Y., Hsu, H., Cheng, C., & Tu, C. (2016). Dynamical downscaling simulation and future projection of summer rainfall in Taiwan: Contributions from different types of rain events. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(23). <https://doi.org/10.1002/2016jd025643>
- HUANG, W., HUANG, P., CHANG, Y., CHENG, C., HSU, H., TU, C., & KITOH, A. (2019). Dynamical Downscaling simulation and future projection of extreme precipitation activities in Taiwan during the Mei-Yu seasons. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 97(2), 481-499. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2019-028>
- Huang, W., Liu, P., Lee, S., & Wu, C. (2022). Changes in early summer precipitation characteristics over South China and Taiwan: CESM2 - LE and CMIP6 multi - model simulations and projections. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127(17). <https://doi.org/10.1029/2022jd037181>
- 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, 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, (pp. 1–30). <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- IPCC, 2018: Summary for Policymakers. In: *Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan,

- R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, and T. Waterfield (eds.)). Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, (pp. 3-24). <https://doi.org/10.1017/9781009157940.001>
- IPCC, 2021: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, (pp. 3–32). <https://doi.org/10.1017/9781009157896.001>
- IPCC, 2021: Technical Summary. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, (pp. 33–144). <https://doi.org/10.1017/9781009157896.002>.
- Kiefer, M. T., Charney, J. J., Zhong, S., Heilman, W. E., Bian, X., Hom, J. L., & Patterson, M. (2019). Evaluation of the ventilation index in complex terrain: a dispersion modeling study. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 58(3), 551-568. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-18-0201.1>
- Kim, Y., Min, S., Zhang, X., Zwiers, F., Alexander, L. V., Donat, M. G., & Tung, Y. (2016). Attribution of extreme temperature changes during 1951–2010. *Climate Dynamics*, 46(5-6), 1769-1782. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2674-2>
- Knutson, T., Camargo, S. J., Chan, J. C., Emanuel, K., Ho, C., Kossin, J., Mohapatra, M., Satoh, M., Sugi, M., Walsh, K., & Wu, L. (2020). Tropical cyclones and climate change assessment: Part II: Projected response to anthropogenic warming. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 101(3), E303-E322. <https://doi.org/10.1175/bams-d-18-0194.1>
- Lok, C. C., & Chan, J. C. (2018). Changes of tropical cyclone landfalls in South China throughout the twenty-first century. *Climate Dynamics*, 51(7-8), 2467-2483. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-4023-0>
- McKee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. In *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*, 17(22), 179-183.
- Roberts, M. J., Camp, J., Seddon, J., Vidale, P. L., Hodges, K., Vannière, B., Mecking, J., Haarsma, R., Bellucci, A., Scoccimarro, E., Caron, L., Chauvin, F., Terray, L., Valcke, S., Moine, M., Putrasahan, D., Roberts, C. D., Senan, R., Zarzycki, C., ··· Wu, L. (2020). Projected future changes in tropical



- cyclones using the CMIP6 HighResMIP Multimodel ensemble. *Geophysical Research Letters*, 47(14). <https://doi.org/10.1029/2020gl088662>
- Seneviratne, S.I., X. Zhang, M. Adnan, W. Badi, C. Dereczynski, A. Di Luca, S. Ghosh, I. Iskandar, J. Kossin, S. Lewis, F. Otto, I. Pinto, M. Satoh, S.M. Vicente-Serrano, M. Wehner, & B. Zhou, (2021). *Weather and Climate Extreme Events in a Changing Climate*. In Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, (pp. 1513–1766). <https://doi.org/10.1017/9781009157896.013>
- Sung, H. M., Kim, J., Lee, J., Shim, S., Boo, K., Ha, J., & Kim, Y. (2021). Future changes in the global and regional sea level rise and sea surface temperature based on CMIP6 models. *Atmosphere*, 12(1), 90. <https://doi.org/10.3390/atmos12010090>
- Tebaldi, C., Debeire, K., Eyring, V., Fischer, E., Fyfe, J., Friedlingstein, P., Knutti, R., Lowe, J., O' Neill, B., Sanderson, B., van Vuuren, D., Riahi, K., Meinshausen, M., Nicholls, Z., Tokarska, K. B., Hurtt, G., Kriegler, E., Lamarque, J.-F., Meehl, G., ... Ziehn, T. (2021). Climate model projections from the Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) of CMIP6, *Earth Syst. Dynam.*, 12, 253–293, <https://doi.org/10.5194/esd-12-253-2021>
- Tsai, I. C., Hsieh, P. R., Cheng, C. T., Tung, Y. S., Lin, L. Y., & Hsu, H. H. (2023). Impacts of 2 and 4° C global warmings on extreme temperatures in Taiwan. *International Journal of Climatology*, 43(2), 702–719. <https://doi.org/10.1002/joc.7815>
- Tsai, I. C., Hsieh, P. R., Hsu, H. H., Tung, Y. S., Chen, Y. M., & Cheng, C. T. (2024). Climate change-induced impacts on PM_{2.5} in taiwan under 2 and 4° C global warming. *Atmospheric Pollution Research*, 15(6) 102106. <https://doi.org/10.1016/j.apr.2024.102106>
- Tseng, Y., Lin, H., Chen, H., Thompson, K., Bentsen, M., Böning, C. W., Bozec, A., Cassou, C., Chassignet, E., Chow, C. H., Danabasoglu, G., Danilov, S., Farneti, R., Fogli, P. G., Fujii, Y., Griffies, S. M., Ilicak, M., Jung, T., Masina, S., ... Yeager, S. G. (2016). North and equatorial Pacific Ocean circulation in the CORE-II hindcast simulations. *Ocean Modelling*, 104, 143–170. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.06.003>
- Tsou, C., Huang, P., Tu, C., Chen, C., Tzeng, T., & Cheng, C. (2016). Present simulation and future typhoon activity projection over western North Pacific and Taiwan/East Coast of China in 20-km Hiram climate model. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 27(5), 687–703. <https://doi.org/10.3319/tao.2016.06.13.04>
- Tung, Y., Wang, S., Chu, J., Wu, C., Chen, Y., Cheng, C., & Lin, L. (2020). Projected increase of the east Asian summer monsoon (Meiyu) in Taiwan by climate models with variable performance.

- Meteorological Applications*, 27(1). <https://doi.org/10.1002/met.1886>
- Tung, Y., Wang, C., Weng, S., & Yang, C. (2022). Extreme index trends of daily gridded rainfall dataset (1960–2017) in Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 33(1). <https://doi.org/10.1007/s44195-022-00009-z>
- Wang, S. S., Lin, Y., & Wu, C. (2016). Interdecadal change of the active - phase summer monsoon in East Asia (Meiyu) since 1979. *Atmospheric Science Letters*, 17(2), 128-134. <https://doi.org/10.1002/asl.603>
- Yamanaka, G., Nakano, H., Sakamoto, K., Toyoda, T., Urakawa, L. S., Nishikawa, S., Wakamatsu, T., Tsujino, H., & Ishikawa, Y. (2021). Projected climate change in the western North Pacific at the end of the 21st century from ensemble simulations with a high-resolution regional ocean model. *Journal of Oceanography*, 77(3), 539-560. <https://doi.org/10.1007/s10872-021-00593-7>
- Yamada, Y., Satoh, M., Sugi, M., Kodama, C., Noda, A. T., Nakano, M., & Nasuno, T. (2017). Response of tropical cyclone activity and structure to global warming in a high-resolution global Nonhydrostatic model. *Journal of Climate*, 30(23), 9703-9724. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-17-0068.1>
- Yan, Z., Xia, J., Qian, C., & Zhou, W. (2011). Changes in seasonal cycle and extremes in China during the period 1960–2008. *Advances in Atmospheric Sciences*, 28(2), 269-283. <https://doi.org/10.1007/s00376-010-0006-3>
- You, Q., Jiang, Z., Yue, X., Guo, W., Liu, Y., Cao, J., Li, W., Wu, F., Cai, Z., Zhu, H., Li, T., Liu, Z., He, J., Chen, D., Pepin, N., & Zhai, P. (2022). Recent frontiers of climate changes in East Asia at global warming of 1.5°C and 2°C. *npj Climate and Atmospheric Science*, 5(1). <https://doi.org/10.1038/s41612-022-00303-0>
- Yoshida, K., Sugi, M., Mizuta, R., Murakami, H., & Ishii, M. (2017). Future changes in tropical cyclone activity in high - resolution large - ensemble simulations. *Geophysical Research Letters*, 44(19), 9910-9917. <https://doi.org/10.1002/2017gl075058>

