



第二章 臺灣氣候變遷分析

王嘉琪¹、江 鈞²、李亭萱³、李清騰³、洪志誠²、涂建翊⁴、
許晃雄⁵、郭怡君⁶、陳英婷⁵、曾于恒⁶、童裕翔⁷、黃婉如⁸、
蔡宜君⁵、羅資婷³

¹中國文化大學大氣科學系

²臺北市立大學地球環境暨生物資源學系

³中央氣象署

⁴國立彰化師範大學地理學系

⁵中央研究院環境變遷研究中心

⁶國立臺灣大學海洋研究所

⁷國家災害防救科技中心

⁸國立臺灣師範大學地球科學系



摘要

臺灣各測站溫度的長期變化趨勢一致，有逐年暖化的情況並具有年代際尺度的低頻振盪訊號，增溫趨勢越靠近現代越明顯。以6個百年署屬測站而言，平均升溫趨勢由每10年約 0.15°C 增加至 0.27°C ，夏半年則由 0.15°C 增加至 0.32°C 。冬半年由 0.15°C 增加至 0.29°C (近50年趨勢)，近30年的冬半年增溫趨勢則趨緩 (未通過顯著性檢定)。日最高溫及日最低溫的變化趨勢類似於平均氣溫，且日最低溫的增溫趨勢較日最高溫明顯，是日夜溫差縮小的主要原因。以溫度定義之冬、夏季節長度呈現夏季延長，冬季縮短的趨勢。夏季提早開始、延後結束，最高溫日期提早，最高氣溫升高。整體來說，近50年來每10年夏季延長約6.31天至12.88天。冬季延後開始、提早結束。最低溫日期延後，最低氣溫升高。近50年每10年冬季縮短約6.19天至12.20天。年雨量的長期變化趨勢不明顯，各地區的年總雨量變化趨勢及季節雨量的趨勢皆沒有一致的特徵，且普遍未通過顯著性檢定。年平均風速、最大風速及季節平均最大風速大致呈現減弱的趨勢，亦有年代際尺度的低頻振盪訊號。

臺灣周遭海域的海溫變化與全球平均一致。主要增溫季節為冬季與春季，並與聖嬰現象有關。根據潮位站及衛星資料，臺灣海峽海域的海溫增加 (1957年至2016年間，年平均海溫增溫趨勢為每10年 0.23°C)。臺灣周遭海平面變化趨勢受到聖嬰現象與太平洋年代際振盪影響，1993年至2015年平均值約為每年升高 2.2 ± 0.3 毫米，略低於全球平均值的每年 3.2 ± 0.1 毫米。

極端溫度的變化趨勢呈現高溫天數增加，低溫天數減少，夜晚氣溫降低的幅度越來越小。極端降雨日數 (R80mm、R200mm、R350mm) 的變化各地沒有一致性，亦沒有顯著的長期變化趨勢，但在山區有較明顯的年際變化，且於2000年後變化幅度增大。冬季寒潮發生的頻率和低溫持續日數皆顯著的下降，以臺北為例，近50年寒潮發生頻率減少約3.8次，低溫日數減少約14.5天，但近30年的變化趨勢變緩。平均持續日數，近30年減少約1.1天。平均24小時降溫幅度的長期趨勢為增加且緯度越往北越為明顯。

年最大連續不降雨日及標準化降雨指數 (SPI12) 沒有長期變化趨勢，但中、南部測站的年際變化幅度較大，且在1960年後臺南、恆春及臺東站的氣象乾旱事件發生頻率明顯增多。過去嚴重乾旱事件最常發生的區域為中、南部，其次是北部。最常發生的季節

為春季，其次是秋、冬季。氣象乾旱發生的頻率具有明顯區域特性及低頻振盪特徵，造成雨量偏低的原因皆與大尺度環流條件相關。

影響臺灣的颱風個數及強烈颱風個數，長期變化趨勢不明顯，且呈現年代際變化特徵。颱風路徑的變化受到大尺度環流影響，與全球溫度上升的關聯性不顯著。梅雨季 (5月至6月) 午後對流發生頻率及降雨強度有增加的趨勢，夏季 (6月至8月) 在北部地區發生頻率有增加的趨勢，其他地區則減少，降雨強度在北部地區有增加的趨勢，山區有減弱的趨勢。梅雨季的雨量長期趨勢、雨日降雨強度及極端降雨強度 (PR90) 在5月皆有增加的趨勢，顯著增加的地區集中在北部、中部及南部山區。6月則沒有顯著變化趨勢。

臺灣從1990年代後，各類污染物平均濃度呈現下降趨勢，但O₃濃度持平，且人為活動產生的硝酸鹽有增加的趨勢。整體來說，北部降低的趨勢大於南部。

2.1 前言

本章彙整與臺灣歷史氣候變遷相關的分析與研究成果，第2.2小節至2.4小節使用中央氣象署署屬測站資料分析溫度 (日最高溫、日最低溫、日夜溫差)、雨量 (年總雨量、分區及季節雨量) 及風速 (年平均風速、最大風速) 3種常用氣象變數的長期趨勢及變異。溫度相關變數分為全年、夏半年 (5月至10月) 與冬半年 (11月至4月) 作臺灣整體的長期趨勢分析，最後以溫度分析夏季及冬季的季節長期變遷趨勢。年總雨量因各地區降雨型態差異較大，分為平地、山區及外島討論。季節雨量以自然季節區分並分地區討論雨量趨勢變化。風速分析包含長期趨勢分析、分區風速趨勢分析及季節最大風速分析。本報告僅呈現區域平均後各變數隨時間變化之趨勢，各別測站之氣候狀態及詳細變化趨勢可參閱中央氣象署之「1897-2020臺灣氣候統計圖集」。須注意本報告的氣候平均值為1961年至1990年間的平均，使用的資料至2022年；「1897-2020臺灣氣候統計圖集」採用1991年至2020年的資料計算氣候平均值，使用的資料至2020年，計算後的距平值與本報告不同，但變化趨勢沒有明顯影響。第2.2小節至2.4小節中長期變化趨勢的統計檢定方法為Mann-Kendall test，檢定統計量以5%為標準。



第2.5節說明臺灣周遭海域的海溫及海平面變化，討論造成變化的可能原因，並與全球變化趨勢比較；第2.6節針對極端現象分析，包含夜晚及白天的極端高低溫、極端降水、乾旱及容易致災的天氣現象，如：寒潮、颱風、夏季午後熱對流及梅雨季降雨整體趨勢分析，除了使用氣象署測站資料，也使用「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) 網格化降雨資料，再分析資料等。最後第2.7節彙整臺灣空氣品質的過去變遷及原因。

TCCIP網格化降雨資料與鄰近署屬站資料的差異比較可參考Tung et al. (2022)，兩種資料的時空相關性高，但夏季 (6月至8月) 平均日雨量在西南部迎風面山區仍有蠻大的不確定性；秋季 (9月至11月) 則在中央山脈東側山區有較大不確定性。

2.2 溫度長期趨勢及變異

此節的分析分為資料長度超過百年的6個署屬測站 (臺北、臺中、臺南、恆春、花蓮及臺東) 及超過70年的14個署屬測站 (基隆、臺北、新竹、臺中、臺南、高雄、恆春、宜蘭、花蓮、成功、臺東、大武、彭佳嶼及澎湖)。使用的時間解析度為日資料，6個百年署屬測站的時間長度由1900年至2022年，共123年；14個署屬測站由1950年至2022年，共73年。其中臺北、新竹、臺南及高雄站因遷站關係有缺漏值，皆補以替代測站的日資料。6個百年署屬測站溫度變化趨勢彙整於本節末端表格中，藉以呈現各地區域差異，更詳細的分析可以參考中央氣象署之「1897-2020臺灣氣候統計圖集」。

2.2.1 平均氣溫

圖2.2.1為日平均氣溫距平值時間序列圖。從百年測站的全年平均氣溫時間序列圖來看 (圖2.2.1a)，平均氣溫於1920年至1940年緩慢上升，1940年至1980年持平，但又於1980年後開始有較大幅度的增溫，此增溫幅度明顯高於其他時段。此外，1970年之後平均氣溫在各測站之間的差異值 (以灰色陰影表示) 明顯較前期大，代表不同地區在1970年後有不同的溫度變化情形。比較「1897-2020臺灣氣候統計圖集」中各別測站的平均氣溫時序圖，發現臺南及恆春在1975年至1990年之間氣溫下降，臺中及花蓮溫度

持平，臺北及臺東則持續升溫。由近30年、近50年及長期 (1900年至2022年) 的趨勢值來看，分別是每10年升溫 0.27°C 、 0.25°C 及 0.15°C ，可以發現近年的溫度上升趨勢越來越明顯。將溫度分成夏半年 (5月至10月；圖2.2.1c) 及冬半年 (11月至4月；圖2.2.1e) 來探討。夏半年及冬半年的平均氣溫長期變化趨勢和全年平均氣溫的變化相似，以每10年 0.15°C 的幅度增加。比較3種平均溫度的50年趨勢值可以發現，冬半年的增溫幅度比夏半年大。冬半年的溫度變化有相較於夏半年明顯的低頻振盪，因此近30年的趨勢值較小，且沒有通過統計檢定。

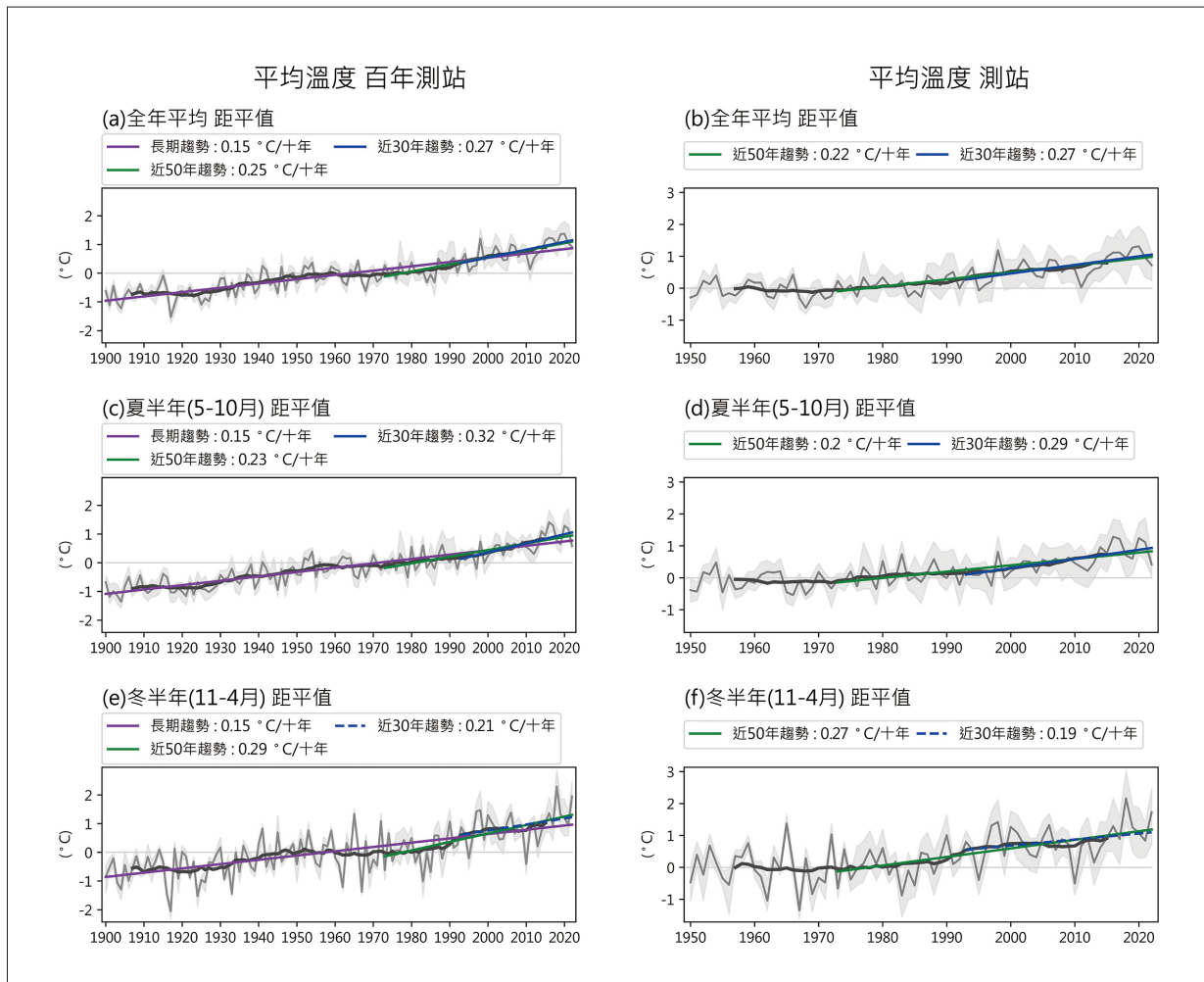


圖2.2.1 日平均氣溫距平值時間序列圖。左側為6個百年署屬測站平均，右側為14個署屬測站平均，(a, b) 全年平均，(c, d) 夏半年 (5月至10月) 平均，(e, f) 冬半年 (11月至4月) 平均。橫軸為年分，縱軸為溫度距平值，參考的氣候值為各測站1961年至1990年的平均。灰色陰影為所用測站的溫度分布範圍，灰色實線為測站平均值，黑色實線為15年滑動平均值。近30年、近50年及長期 (1900年至2022年) 趨勢線分別以藍、綠及紫色表示，實線表示趨勢值通過5%顯著性檢定，虛線則是未通過。(資料來源：中央氣象署，本報告產製)



14個署屬測站的全年平均溫度 (圖2.2.1b) 自1990年開始顯著增溫，越近期的趨勢值越大。夏半年 (圖2.2.1d) 與冬半年 (圖2.2.1f) 呈現出與全年平均溫度相似的年際變化特徵。各測站之間的平均溫度差異 (以灰色陰影表示) 在1970年後較為明顯，突顯出不同地區在1970年後有不同的溫度變化情形。此外，冬半年有明顯的10年以上週期變化，與Chen et al. (2008) 的發現一致，臺灣的秋季 (9月至11月) 溫度具有11年的準週期振盪特性。

2.2.2 最高氣溫

圖2.2.2為日最高溫長期變化趨勢，以日最高溫計算年平均值後，扣除氣候平均得到此距平值時間序列圖。從百年測站的全年日最高溫時間序列圖來看 (圖2.2.2a)，溫度呈現出階段性的變化，1900年至1950年之間緩慢上升，1950年至1985年之間轉為緩慢下降，1990年起開始再轉為增溫現象。此外，1920年至1955年與2010年至2022年之間日最高溫在各測站之間差異較為明顯，代表不同地區在這兩時段之間呈現出不一致的溫度變化情形。比較「1897-2020臺灣氣候統計圖集」中各別測站的絕對最高氣溫時序圖，可以發現臺南與恆春具有明顯年代際振盪的特徵，臺南在1920年至1980年間，恆春在1940年至1970年間最高氣溫較高，在這段時期的前後溫度則偏低。臺北由設站起持續升溫至1960年後開始降溫到1985年左右，再轉為升溫。2010年後僅臺東站的最高氣溫呈現下降趨勢，其他百年測站皆明顯升溫。由近30年、近50年及長期 (1900年至2022年) 增溫趨勢可發現，日最高溫的增溫幅度不如平均氣溫 (2.2.1節) 來得明顯，但仍然可以看出近期的增溫幅度有越來越大的現象。夏半年 (圖2.2.2c) 和冬半年 (圖2.2.2e) 的近50年及長期趨勢變化和全年的變化趨勢相似。但冬半年在1985年至2000年之間明顯升溫，2000年後溫度趨緩並微幅下降，2010年後溫度再度明顯上升，與全球暖化停滯現象時期 (約1998年至2012年) 重疊，可能受此現象影響，因此冬半年的近30年趨勢值較小，且未通過統計檢定。

由14個署屬測站的平均日最高溫長期變化 (圖2.2.2b) 可以看出，在1950年至1985年之間，溫度變化近乎持平，而後轉為明顯增溫的情形。分析夏半年 (圖2.2.2d)、冬半年 (圖2.2.2f) 日最高溫的長期變化趨勢，可以看到夏半年的變化和全年的溫度變化相似，但冬半年與6個百年署屬測站一樣在1985年至2010年之間有較大溫度變化，因此冬半年的近30年趨勢值較小，且未通過統計檢定。

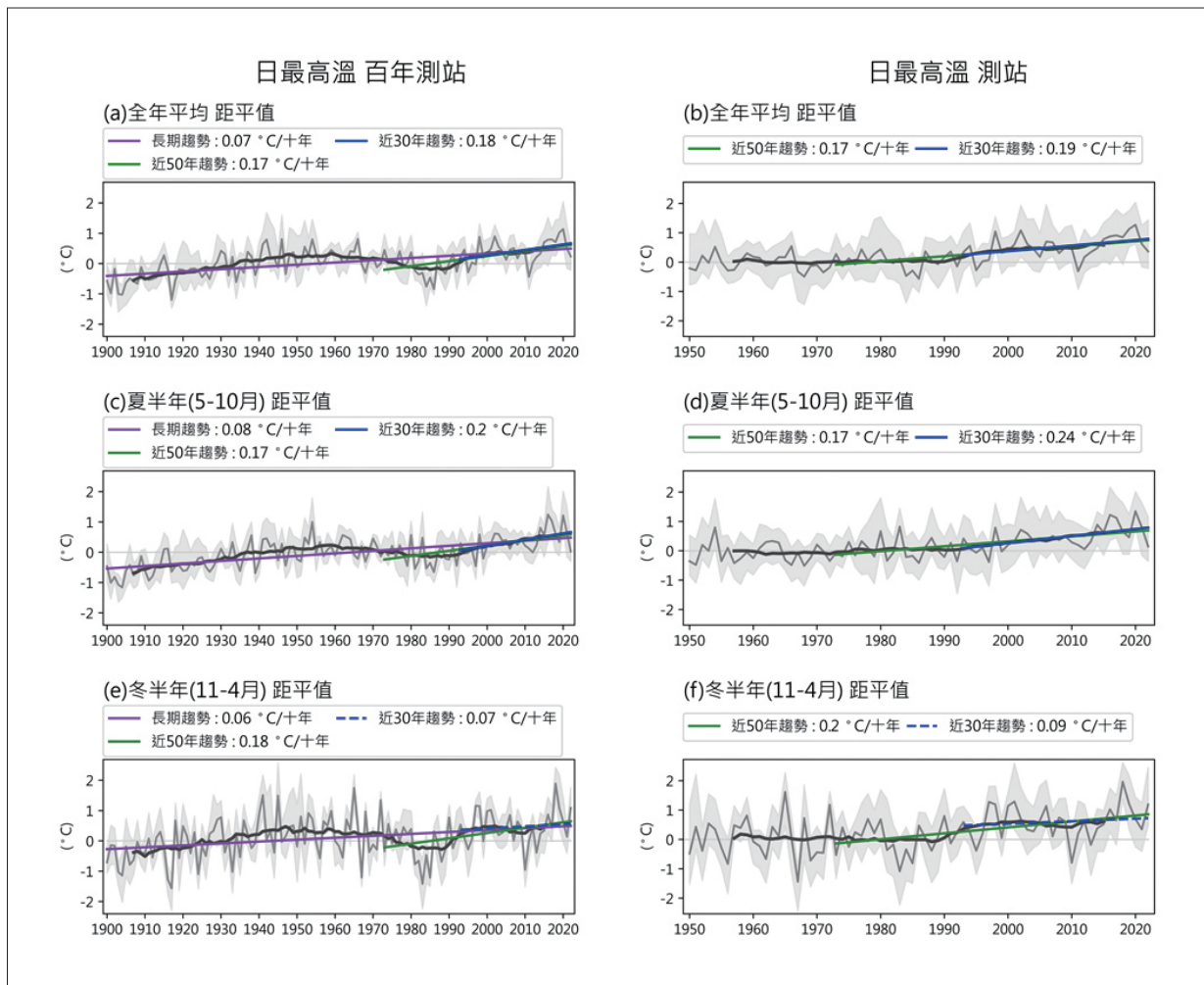


圖2.2.2 日最高溫距平值時間序列圖。左側為6個百年署屬測站平均，右側為14個署屬測站平均，(a, b) 全年平均，(c, d) 夏半年 (5月至10月) 平均，(e, f) 冬半年 (11月至4月) 平均。橫軸為年分，縱軸為溫度距平值，參考的氣候值為各測站1961年至1990年的平均。灰色陰影為所用測站的溫度分布範圍，灰色實線為測站平均值，黑色實線為15年滑動平均值。近30年、近50年及長期 (1900年至2022年) 趨勢線分別以藍、綠及紫色表示，實線表示趨勢值通過5%顯著性檢定，虛線則是未通過。(資料來源：中央氣象署，本報告產製)

2.2.3 最低氣溫

圖2.2.3為日最低溫長期變化趨勢，以日最低溫計算年平均值後，扣除氣候平均得到此距平值時間序列圖。從6個百年署屬測站的全年平均值來看 (圖2.2.3a)，日最低溫在1900年至1925年之間緩慢下降，1930年至1950年之間轉為顯著上升，1950年至1970年之間變化持平，直到1970年後呈現出顯著的上升趨勢，因此30年及50年的趨勢值較長期趨勢值大。比較「1897-2020臺灣氣候統計圖集」中各別測站的絕對最低氣溫時序



圖，各測站之趨勢變化一致沒有明顯區域差異。夏半年 (圖2.2.3c) 與冬半年 (圖2.2.3e) 的溫度年際變化和全年平均最低溫的變化相似，但冬半年溫度變化幅度明顯較夏半年大，在2000年之後單一測站的距平值可大於 2°C 以上，甚至2015年之後距平值高達 3°C 。整體來說，從1925年後有顯著的上升趨勢，在1950年至1970年之間溫度轉為持平，但在1970年後則是顯著上升趨勢。由30年、50年及整段時間 (1900年至2022年) 的趨勢來看，可明顯看出越近期增溫趨勢越大的現象。冬半年由於在2000年至2010年間溫度較為持平，與全球暖化停滯現象時期 (約1998年至2012年) 重疊，可能受此現象影響，造成近30年的增溫趨勢減小。

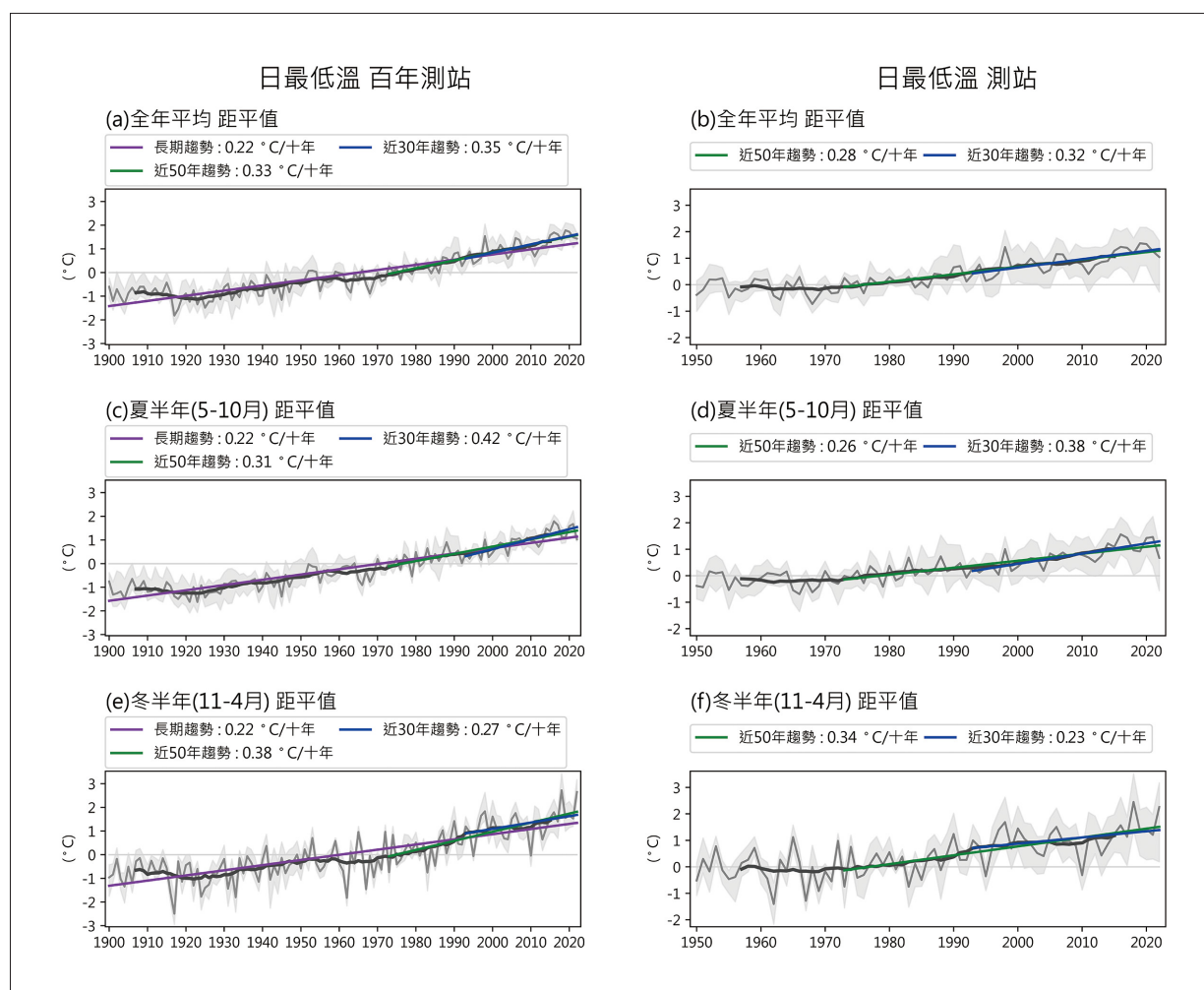


圖2.2.3 日最低溫距平值時間序列圖。左側為6個百年署屬測站平均，右側為14個署屬測站平均，(a, b) 全年平均，(c, d) 夏半年 (5月至10月) 平均，(e, f) 冬半年 (11月至4月) 平均。橫軸為年分，縱軸為溫度距平值，參考的氣候值為各測站1961年至1990年的平均。灰色陰影為所用測站的溫度分布範圍，灰色實線為測站平均值，黑色實線為15年滑動平均值。近30年、近50年及長期 (1900年至2022年) 趨勢線分別以藍、綠及紫色表示，實線表示趨勢值通過5%顯著性檢定，虛線則是未通過。(資料來源：中央氣象署，本報告產製)

14個署屬測站的平均日最低溫，無論是全年 (圖2.2.3b)、夏半年 (圖2.2.3d) 或冬半年 (圖2.2.3f) 的長期變化都可看出，在1950年至1990年之間溫度緩慢上升，從1990年之後呈現出快速上升的趨勢。此外，1990年後日最低溫在各測站之間的差異較為明顯 (灰色陰影)，代表各測站之間的日最低溫變化有不一致的情形。和6個百年署屬測站一樣，冬半年在2015年之後也呈現出單一測站的距平值可高達3°C的現象，明顯比夏半年的距平值高出約1°C。

2.2.4 氣溫日夜溫差

圖2.2.4為日夜溫差 (日最高溫減日最低溫) 的長期變化趨勢。由6個百年署屬測站來看 (圖2.2.4a)，全年平均日夜溫差的年際變化在1900年代初期上升，1920年後持平至1945年後緩慢下降，1970年後明顯下降。造成各時期日夜溫差變化的原因不同，由前述2.2.2節最高氣溫及2.2.3節最低氣溫的結果可知，日最低氣溫上升的趨勢較為明顯，是造成日夜溫差長期趨勢下降的主要原因，但1970年至1990年間是因為日最高氣溫下降而有明顯下滑，1990年後開始的下降趨勢則是因日最低溫上升。全年、夏半年 (圖2.2.4c) 及冬半年 (圖2.2.4e) 的長期趨勢相近，以每10年約0.16°C幅度下降。冬半年在近30與近50年日夜溫差縮小的趨勢皆比夏半年明顯。整體可看出近期日夜溫差縮小的幅度稍微增加，且年代際變化較為明顯。14個署屬測站平均的日夜溫差距平值 (圖2.2.4右側)，無論是全年、夏半年或冬半年都呈現出相似的年際變化特性，日夜溫差以線性趨勢逐年下降，其中冬半年的下降趨勢最為明顯。

以下表格彙整6個百年署屬測站近30年及近50年溫度趨勢 (表2.2.1至表2.2.4)。其中，表2.2.2臺南站於1993年至2022年間的最高溫度趨勢值為負值。經檢視「1897-2020臺灣氣候統計圖集」臺南站最高氣溫時序圖 (p.18)，雖然臺南站於1998年至2001年間遷至永康站，但遷站前後沒有明顯溫度跳動的情況，其近30年及近50年變化趨勢為負值的主要原因是1965年至1980年間有一段溫度偏高的時期，1980年至1990年間溫度偏低，1990年至2010年間溫度持平，2010年至2015年間又有一段溫度偏低的時期，因此造成近30年及近50年趨勢非常接近零，甚至出現負值，同時這兩段時期的溫度變化趨勢皆沒有通過5%顯著性檢定。此低頻振盪亦影響到全年平均溫度的趨勢變化。不管是平均溫度、最高溫度或最低溫度，皆在冬半年有數個測站之近30年溫度變化趨勢趨緩且未通過



統計檢定，可能與全球暖化停滯現象 (約1998年至2012年) 有關。

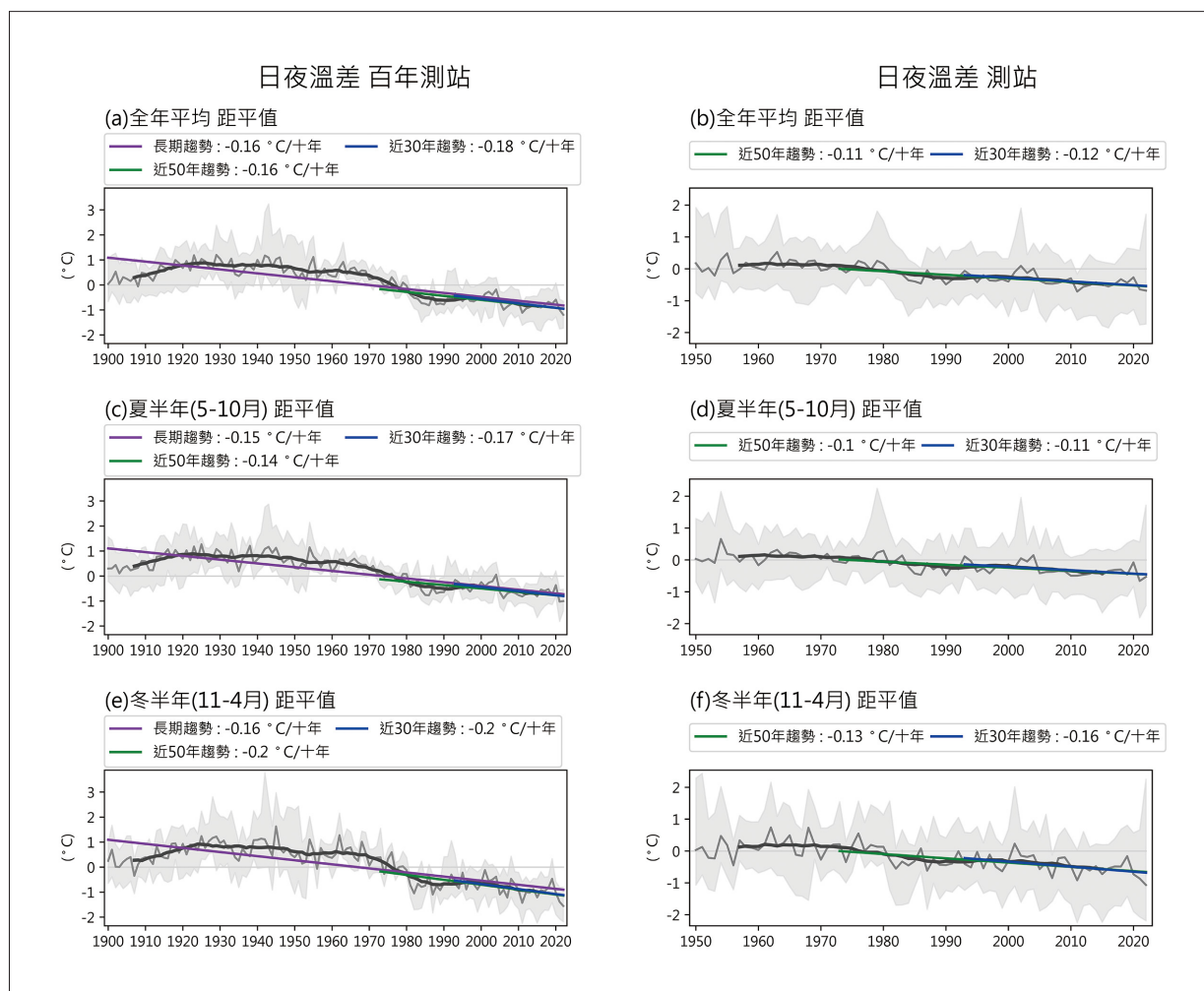


圖2.2.4 日夜溫差距平值時間序列圖。左側為6個百年署屬測站平均，右側為14個署屬測站平均，(a, b) 全年平均，(c, d) 夏半年 (5月至10月) 平均，(e, f) 冬半年 (11月至4月) 平均。橫軸為年分，縱軸為溫度距平值，參考的氣候值為各測站1961年至1990年的平均。此處的距平值為負值，並非指日夜溫差為負值。負距平值代表該年的日夜溫差低於長期 (1961年至1990) 平均的日夜溫差。灰色陰影為所用測站的數值分布範圍，灰色實線為測站平均值，黑色實線為15年滑動平均值。近30年、近50年及長期 (1900年至2022年) 趨勢線分別以藍、綠及紫色表示，實線表示趨勢值通過5%顯著性檢定，虛線則是未通過。(資料來源：中央氣象署，本報告產製)

表2.2.1 6個百年署屬測站年平均溫度近30年及近50年變化趨勢彙整表。粗體字表示趨勢值通過5%顯著性檢定。(資料來源：中央氣象署，本報告產製)

平均溫度 趨勢值 (°C / 10 年)		全年	夏半年	冬半年
臺北	1993 年至 2022 年	0.44	0.46	0.37
	1973 年至 2022 年	0.35	0.32	0.40
臺中	1993 年至 2022 年	0.30	0.32	0.28
	1973 年至 2022 年	0.34	0.28	0.43
臺南	1993 年至 2022 年	0.21	0.23	0.12
	1973 年至 2022 年	0.23	0.20	0.28
恆春	1993 年至 2022 年	0.31	0.33	0.26
	1973 年至 2022 年	0.21	0.19	0.24
花蓮	1993 年至 2022 年	0.21	0.27	0.12
	1973 年至 2022 年	0.20	0.20	0.22
臺東	1993 年至 2022 年	0.23	0.30	0.10
	1973 年至 2022 年	0.20	0.22	0.21

表2.2.2 6個百年署屬測站最高溫度近30年及近50年變化趨勢彙整表。粗體字表示趨勢值通過5%顯著性檢定。(資料來源：中央氣象署，本報告產製)

最高溫度 趨勢值 (°C / 10 年)		全年	夏半年	冬半年
臺北	1993 年至 2022 年	0.55	0.55	0.41
	1973 年至 2022 年	0.32	0.32	0.38
臺中	1993 年至 2022 年	0.23	0.30	0.23
	1973 年至 2022 年	0.20	0.18	0.30
臺南	1993 年至 2022 年	-0.05	-0.04	-0.12
	1973 年至 2022 年	0.01	0.03	-0.02
恆春	1993 年至 2022 年	0.11	0.20	0.02
	1973 年至 2022 年	0.11	0.11	0.09
花蓮	1993 年至 2022 年	0.08	0.18	-0.01
	1973 年至 2022 年	0.20	0.22	0.19
臺東	1993 年至 2022 年	0.11	0.16	-0.02
	1973 年至 2022 年	0.17	0.19	0.18



表2.2.3 6個百年署屬測站最低溫度近30年及近50年變化趨勢彙整表。粗體字表示趨勢值通過5%顯著性檢定。(資料來源：中央氣象署，本報告產製)

最低溫度 趨勢值 (°C / 10 年)		全年	夏半年	冬半年
臺北	1993 年至 2022 年	0.43	0.49	0.37
	1973 年至 2022 年	0.40	0.38	0.44
臺中	1993 年至 2022 年	0.36	0.40	0.32
	1973 年至 2022 年	0.42	0.35	0.53
臺南	1993 年至 2022 年	0.37	0.37	0.30
	1973 年至 2022 年	0.38	0.34	0.46
恆春	1993 年至 2022 年	0.40	0.45	0.36
	1973 年至 2022 年	0.32	0.30	0.38
花蓮	1993 年至 2022 年	0.30	0.36	0.19
	1973 年至 2022 年	0.24	0.23	0.28
臺東	1993 年至 2022 年	0.30	0.37	0.15
	1973 年至 2022 年	0.26	0.27	0.26

表2.2.4 6個百年署屬測站日夜溫差近30年及近50年變化趨勢彙整表。粗體字表示趨勢值通過5%顯著性檢定。(資料來源：中央氣象署，本報告產製)

日夜溫差 趨勢值 (°C / 10 年)		全年	夏半年	冬半年
臺北	1993 年至 2022 年	0.12	0.04	0.09
	1973 年至 2022 年	0.02	-0.02	-0.05
臺中	1993 年至 2022 年	-0.09	-0.08	-0.11
	1973 年至 2022 年	-0.20	-0.16	-0.23
臺南	1993 年至 2022 年	-0.40	-0.38	-0.38
	1973 年至 2022 年	-0.36	-0.28	-0.41
恆春	1993 年至 2022 年	-0.21	-0.19	-0.32
	1973 年至 2022 年	-0.20	-0.16	-0.27
花蓮	1993 年至 2022 年	-0.18	-0.19	-0.22
	1973 年至 2022 年	-0.04	-0.01	-0.07
臺東	1993 年至 2022 年	-0.18	-0.16	-0.25
	1973 年至 2022 年	-0.07	-0.06	-0.10

2.2.5 臺灣的季節變遷

此節使用6個百年署屬測站的日平均氣溫資料及應用Yan et al. (2011) 的方法定義季節的起始與結束時間 (詳細方法參考文字框4 | 臺灣季節定義)，並依此計算季節長度、季節峰值溫度與峰值發生時間，以探討臺灣的季節變遷。

文字框 4 | 臺灣季節定義

本報告在分析臺灣季節相關的變化趨勢時採用的定義說明如下：

本報告使用中央氣象署6個百年署屬測站的日平均氣溫資料，並應用Yan et al. (2011) 的方法，將日平均氣溫資料以傅立葉轉換做分解後再合併得到長週期之日平均氣溫。其中長週期指週期為近一年及以上的變化訊號，目的在於將季節(約3個月) 以下的訊號濾除。過去透過中央氣象署測站的波譜分析結果發現，長週期主要由一年及半年(前兩個頻率) 的訊號主宰(李庭慧等人，2018)。

接著以1961年至1990年間的長週期日平均氣溫計算年循環之氣候值，取最冷日(最暖日) 前後45 天窗區中頭尾兩天的溫度計算平均值，作為定義冬(夏) 季起始與結束的門檻值。利用門檻值篩選每年長週期日平均氣溫變化與對應的日期，就可找出每年的冬、夏季的起始與結束時間、季節長度、季節峰值溫度與峰值發生時間，以探討臺灣的季節變遷。本報告中的2.2.5節與3.2.2節以上述定義分析臺灣歷史與未來的季節長度(夏季與冬季) 的變化趨勢。

圖2.2.5為臺灣6個百年署屬測站的季節起訖日期與峰值日期分布。可以看到臺北(圖2.2.5a) 在20世紀初，夏季從7月初開始到8月底結束，到了21世紀初，夏季則提早於5月底開始，並延後到近9月底才結束。夏季由為期2個月擴展至4個月。高溫峰值出現的日期變化不大，大多落在8月初前後。20世紀初，臺北冬季始於12月，至3月中結束，在20世紀末則延至1月冬季才開始，並提早於2月中結束，冬季只維持了1個半月。低溫峰值發生的日期變化不大，多發生在1月底。

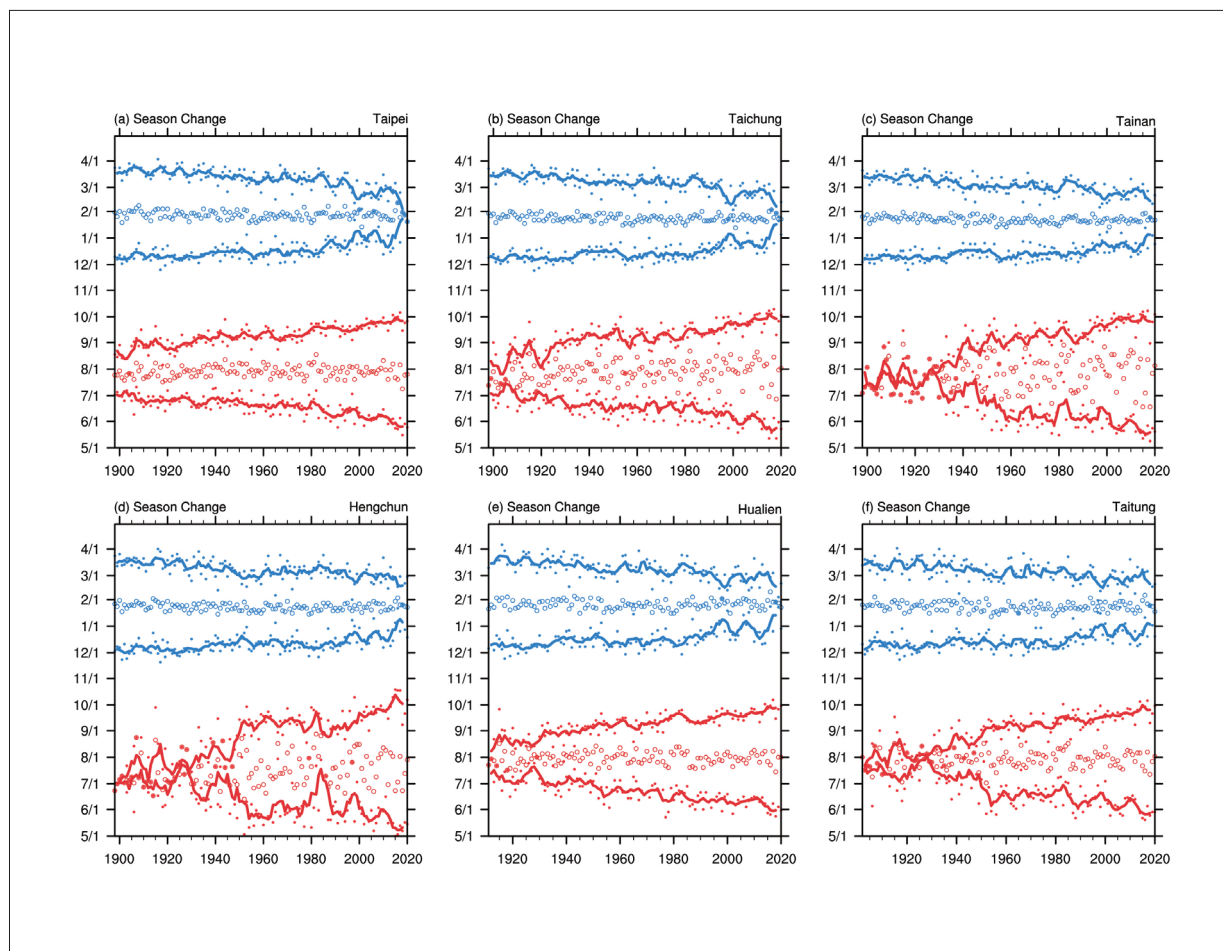


圖2.2.5 臺灣6個百年署屬測站的季節變化趨勢。依序為 (a) 臺北、(b) 臺中、(c) 臺南、(d) 恆春、(e) 花蓮與 (f) 臺東。夏季與冬季分別以紅色與藍色表示。橫軸為年分，縱軸為日期，實心圓點為季節始末日期，實線為其5年移動平均，空心圓點為峰值日期。(資料來源：中央氣象署，依李庭慧等人 [2018] 之方法重繪，本報告產製)

臺中 (圖2.2.5b) 與花蓮 (圖2.2.5e) 變化類似，20世紀初，夏季從6月底開始到8月中結束，到了21世紀初，夏季提早於5月底開始，延後至近9月底才結束。夏季從1個半月擴展至4個月。高溫峰值出現的日期相較於臺北較為分散，不過大多落在8月初前後。20世紀初，冬季開始於12月，到3月中結束，世紀末則延至12月底冬季才開始，3月初冬季結束。低溫峰值發生的日期變化不大，也多發生在1月底。冬季在1995年至2020年間有個明顯但短暫的變化，冬季開始的時間延後，結束的時間提早，造成冬季長度明顯變短，隨後又延長，尤其臺北、臺中及花蓮變化較為明顯。

臺南 (圖2.2.5c)、恆春 (圖2.2.5d) 及臺東 (圖2.2.5f) 在1950年以前較難界定出夏季的時間範圍，由5月中至9月中都有可能，爾後夏季逐漸提早開始且延後結束，開始與

結束的時間分別往前與往後擴展了半個月，在1985年至2020年之間曾發生3次夏季延後開始的現象。冬季則相反，延後開始且提早結束。冬季的時間範圍從12月中到3月中縮短為從12月底到3月初。這三個測站的夏季溫度在20世紀前期較低，因此容易低於以1961年至1990年作為氣候值訂出的氣候閾值，造成夏季的起始及結束時間在1950年以前較難界定 (李庭慧等，2018)。

分別計算6個百年署屬測站季節的起始與結束時間、峰值與季節長度的百年 (1921年至2020年間) 及50年 (1971年至2020年間) 趨勢 (表2.2.5)。6個測站的百年趨勢皆顯示夏季起始時間每10年提前2.81天至5.6天、結束時間每10年延後2.69天至6.81天，季節長度每10年延長5.5天至11.89天。冬季則是起始時間每10年延後1.64天至3.11天、結束時間每10年提前1.53天至3.11天、冬季季節長度每10年縮短3.42天至6.22天。百年趨勢都通過5%顯著性檢定。各測站夏季長度的變化幅度都比冬季大，此現象在南部測站更為明顯。整體來說，各站一致的趨勢變化為夏季提早開始、延後結束，夏季更長，最高氣溫升高。冬季延後開始、提早結束，冬季更短，最低氣溫升高。

50年趨勢呈現夏季起始時間每10年提前3.19天至6.7天、結束時間每10年延後3.12天至6.18天，夏季季節長度每10年延長6.31天至12.88天。冬季起始時間每10年延後3.78天至6.09天、結束時間每10年提前2.35天至6.10天、冬季季節長度每10年縮短6.19天至12.20天。50年趨勢也幾乎都通過5%顯著性檢定。整體一致的趨勢變化類似百年趨勢。比較50年與百年趨勢，夏季臺北、臺中與恆春以及冬季全部的測站，50年趨勢都比百年趨勢明顯。臺南、花蓮及臺東於夏季近50年趨勢反而較緩和，可能是因為一直維持在高溫，趨勢反而不明顯。比較各測站緯度地域性，均是測站所在位置越靠近 (遠離) 赤道，夏季 (冬季) 長度變化趨勢越為明顯。恆春站可能是由於較靠近海邊，受到三面海洋調節，且測站位置緯度最低，冬季長度變化較其他北邊的測站小。

圖2.2.6為6個百年署屬測站夏季及冬季日數隨時間的變化。夏季日數從20世紀初的2個月逐漸增加至21世紀初的4、5個月，各測站年際變化大，尤其是在1950年前後，呈現驟變 (abrupt change)，1950年以前各站差異大，1950年以後各站日數差異較小。1950年以前北部測站夏季長度長於其他測站。恆春與東部測站在1950年後，夏季長度迅速增加，從短於其他測站轉為與其他測站相近。2015年以後各測站夏季天數更是明顯增加，尤其是恆春站。冬季持續從20世紀初的3個多月逐漸減短至21世紀初的1、2個



月，但在2015年後日數快速減少，各站差異不大。近年，冬季長度減少的速度比夏季長度增加速度快也符合表2.2.5的分析，近50年的趨勢較近百年趨勢更明顯。

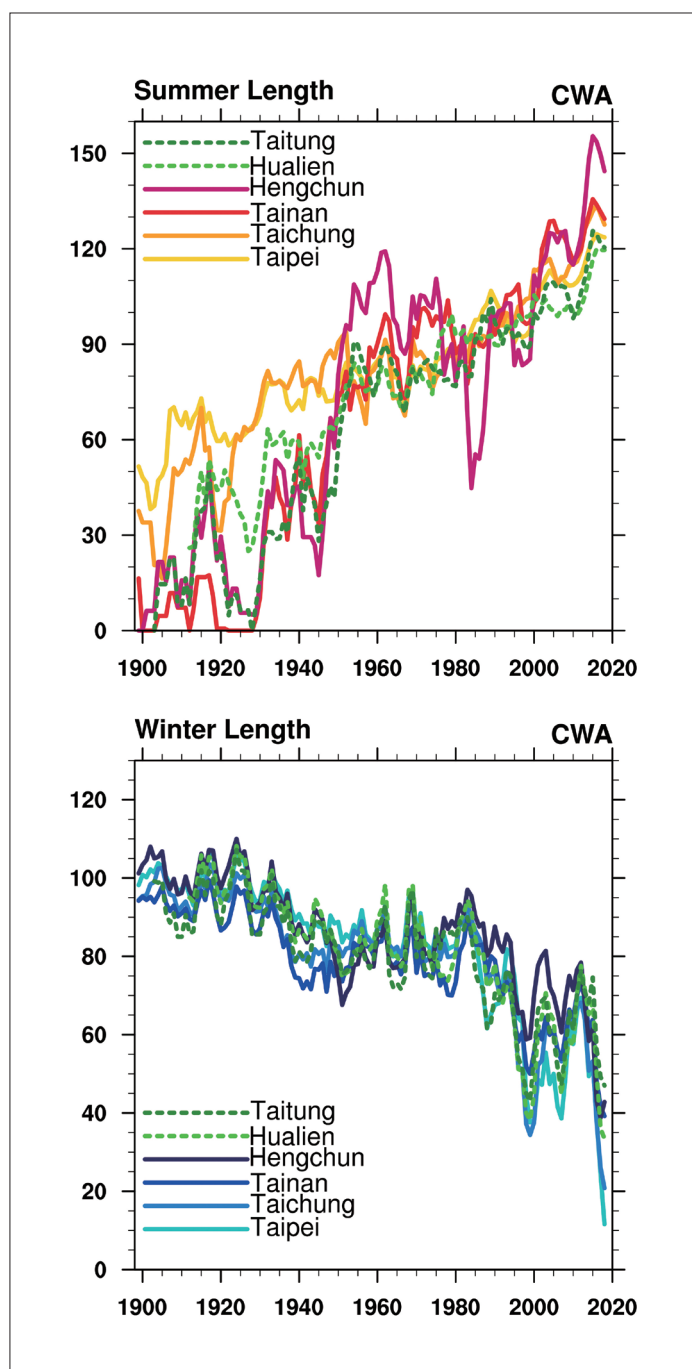


圖2.2.6 臺灣6個百年署屬測站的夏季 (上) 及冬季 (下) 長度日數。顏色由淺至深色為地理位置由北至南的測站，虛線為東部測站。(資料來源：中央氣象署，依李庭慧等人 [2018] 之方法重繪，本報告產製)

表2.2.5 臺灣6個百年署屬測站冬、夏兩季之百年 (1921年至2020年間) 與50年 (1971年至2020年間) 長期變遷趨勢。單位為每10年之日數與溫度變化量 (day decade^{-1} 、 $^{\circ}\text{C decade}^{-1}$)。負值表示日期提早、日數減少或溫度下降。正值表示日期延後、日數增長或溫度上升。粗體為通過5%顯著性檢定。(資料來源：中央氣象署，依李庭慧等人 [2018] 之方法，本報告產製)

		夏季					冬季				
		起始	峰值	結束	長度	峰值溫度	起始	峰值	結束	長度	峰值溫度
臺北	1921-2020	-2.81	-0.14	2.69	5.50	0.19	3.11	0.01	-3.11	-6.22	0.20
	1971-2020	-4.58	-0.77	3.50	8.08	0.33	6.09	0.08	-6.10	-12.20	0.38
臺中	1921-2020	-2.73	0.31	3.10	5.83	0.10	2.50	0.02	-2.42	-4.92	0.19
	1971-2020	-5.45	-0.55	5.14	10.60	0.22	5.83	0.74	-4.52	10.35	0.41
臺南	1921-2020	-5.60	0.63	6.29	11.89	0.17	1.64	-0.10	-1.79	-3.42	0.14
	1971-2020	-4.15	0.10	4.77	8.92	0.17	13.87	0.63	-2.51	-6.28	0.28
恆春	1921-2020	-4.42	0.98	6.81	11.23	0.13	1.98	0.15	-1.53	-3.51	0.09
	1971-2020	-6.70	-0.78	6.18	12.88	0.20	4.67	0.91	-2.72	-7.38	0.22
花蓮	1921-2020	-3.72	-0.04	3.62	7.34	0.17	2.51	0.08	-2.40	-4.91	0.13
	1971-2020	-3.19	-0.28	3.12	6.31	0.20	5.02	1.08	-3.06	-8.09	0.25
臺東	1921-2020	-5.06	0.25	5.40	10.47	0.18	2.03	0.07	-1.90	-3.92	0.10
	1971-2020	-4.64	-0.63	3.84	8.48	0.20	3.84	0.87	-2.35	-6.19	0.19

2.3 降雨長期趨勢及變異

本節分析6個百年署屬測站 (臺北、臺中、臺南、恆春、花蓮及臺東) 於1900年至2022年間的雨量長期趨勢，並選取自1950年 (含) 起有資料的署屬測站，做1950年至2022年各區域的雨量趨勢討論，分為平地 (淡水、臺北、新竹、臺中、臺南、高雄、恆春、花蓮、成功、臺東、大武、宜蘭及基隆)、山區 (竹子湖、鞍部、日月潭及阿里山) 及外島 (彭佳嶼、蘭嶼及澎湖)。最後以6個百年署屬測站做季節雨量的趨勢分析，季節以自然季節區分為春季 (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) 及冬季 (12月至1月)。



2.3.1 年降雨量

圖2.3.1為1900年至2022年6個百年署屬測站平均的年總降雨量，可以看到臺灣整體雨量變化沒有明顯長期趨勢，正負距平(多雨年、少雨年)差異在1930年至1970年間及2000年後較大。各測站之間的年總降雨量有明顯的差異(以灰色陰影表示)，同時有明顯的年際及年代際振盪。各別百年署屬測站之分析可參閱「1897-2020臺灣氣候統計圖集」，除臺北之百年趨勢(每10年增加23.58毫米)通過5%統計顯著性檢定，其他各站及各時期皆未通過統計檢定。進一步分析年總降雨量在臺灣平地、山區及外島的差異變化(圖2.3.2)。圖中可以看到，平地測站有較大的雨量差異(灰色陰影)，山區雨量有較大的年際變化，但各區域無一致的趨勢變化，且皆未通過統計顯著性檢定。

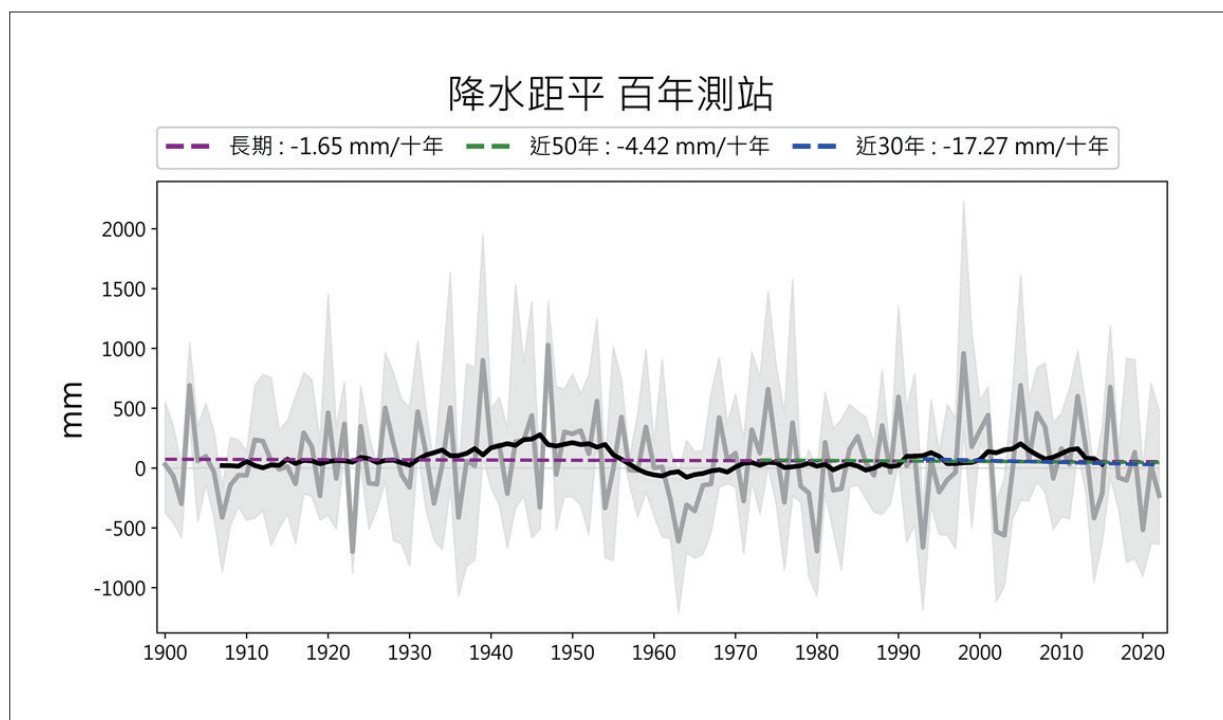


圖2.3.1 6個百年署屬測站平均年總降雨量距平值時間序列圖。橫軸為年分，1900年至2022年，縱軸為相對於各測站氣候值(1961年至1990年)的雨量距平，灰色陰影為所用測站的雨量距平分布範圍，灰色實線為測站平均距平，黑色實線為15年滑動平均值。近30年、50年及長期(1900年至2022年)趨勢線分別以藍、綠及紫色表示，實線表示趨勢值有通過5%顯著性檢定，虛線則是未通過。(資料來源：中央氣象署，本報告產製)

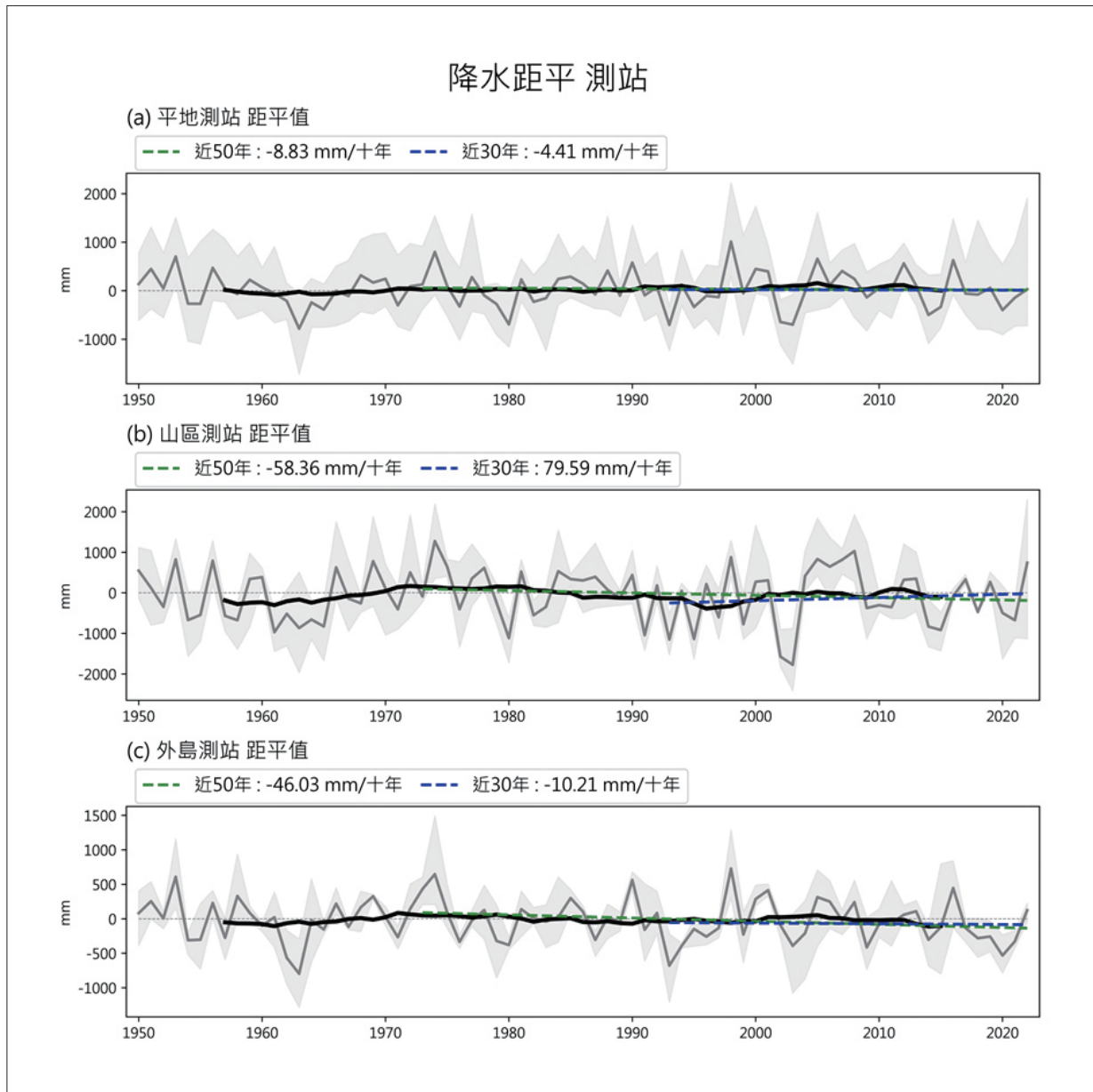


圖2.3.2 分區平均年總降雨量距平值時間序列圖。(a) 平地測站、(b) 山區測站 (海拔高度200米以上)、(c) 外島測站。橫軸為年分，1950年至2022年，縱軸為相對於各測站氣候值 (1961年至1990年) 的雨量距平，灰色陰影為所用測站的雨量距平分布範圍，灰色實線為測站平均距平，黑色實線為15年滑動平均值。近30年及近50年趨勢線分別以藍色及綠色表示，實線表示趨勢值有通過5%顯著性檢定，虛線則是未通過。(資料來源：中央氣象署，本報告產製)

2.3.2 季節降雨變化

由於年總雨量總和了不同季節的雨量，同時也包含了極端降雨，無法明確區分不同季節的差異，因此，此節分析各季節雨量的長期趨勢 (圖2.3.3)，圖中顯示春季臺北及臺

中雨量減少最多，雖未通過統計檢定，但是減少的趨勢近年大幅提高。花蓮站春季雨量的近50年趨勢有通過5%顯著性檢定，為每10年減少21毫米。6個百年署屬測站於梅雨季的變化趨勢皆沒有通過統計檢定，但是臺北與臺中近30年的雨量趨勢相較於近50年的趨勢大幅提高，恆春則大幅減少。颱風季的雨量趨勢僅臺東站的近30年趨勢有通過5%顯著性檢定，為每10年減少148 毫米。秋季在花蓮的長期趨勢有通過5%顯著性檢定，每10年增加20毫米。冬季雨量趨勢沒有明顯變化，且未通過統計檢定。

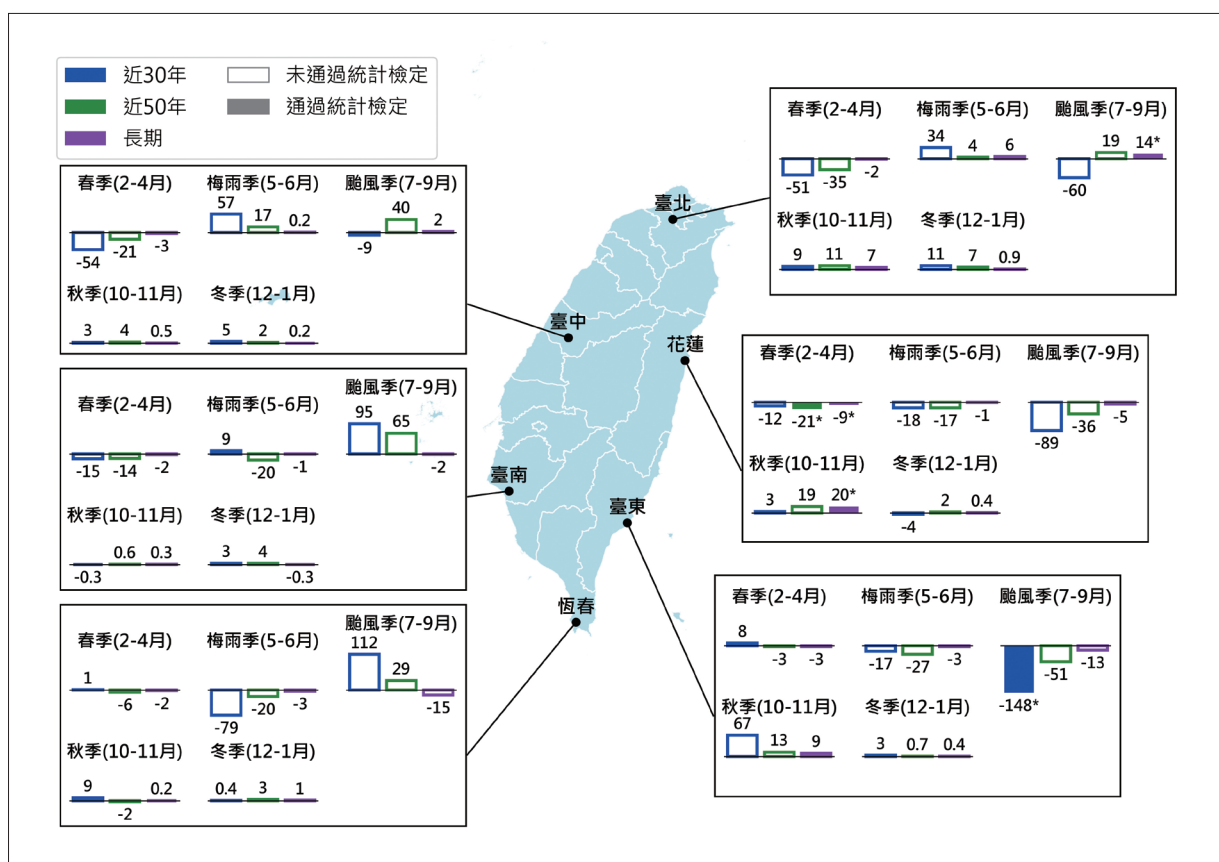


圖2.3.3 6個百年署屬測站的季節雨量趨勢變化。季節定義為春季 (2月至4月)、梅雨季 (5月至6月)、颱風季 (7月至9月)、秋季 (10月至11月)、冬季 (12月至1月)。長條圖及數字由左至右分別為季節雨量之近30年、近50年及長期 (1900年至2022年) 趨勢值，單位： mm decade^{-1} 。實心長條及 * 號代表趨勢值有通過5%顯著性檢定，空心代表未通過。(資料來源：中央氣象署，本報告產製)

整體來說，分區季節雨量的趨勢變化不大，僅少數季節及測站通過顯著性檢定。儘管如此，由於近年已有多次乾旱事件及極端降雨事件，仍須注意部分地區在特定季節的雨量變化，例如北部至中部地區近30年的春季雨量有較大的減少趨勢，南部在梅雨季雨量減少；東部地區在夏季也有較大的減少趨勢，但南部則是增加。

2.4 風速長期趨勢及變異

本節分析年平均風速及年最大風速的趨勢變化。以6個百年署屬測站 (臺北、臺中、臺南、恆春、花蓮、臺東) 的資料，分析1900年至2022年的風速長期趨勢。也選取自1950年 (含) 起有紀錄的署屬站資料，分區討論1950年至2022年之間的風速趨勢。分區方式為北部 (淡水、新竹、臺北)、中部 (臺中)、南部 (臺南、高雄、恆春)、東部 (基隆、宜蘭、花蓮、成功、臺東、大武)、山區 (竹子湖、鞍部、日月潭、阿里山) 及外島 (彭佳嶼、蘭嶼、澎湖)。最後使用百年署屬測站的資料分析各季節最大風速的趨勢變化。

2.4.1 年平均風速

圖2.4.1為6個百年署屬測站的年平均風速於1900年至2022年之間的變化。臺北站 (圖2.4.1a) 在1920年以前風速較大 (正距平)，1920年至1940年與1950年至1960年之間風速偏弱 (負距平)，而1940年至1950年與1960年至1975年兩階段有較大的風速，至1980年後風速持續地快速減小 (負距平)，因此近30年及近50年風速趨勢值為顯著負值，而且越近期的下降趨勢越明顯。臺中站 (圖2.4.1b) 的風速變化特性和臺北站相似，也是1980年後風速持續地減小。

臺南站 (圖2.4.1c) 的風速年際變化和其他測站明顯不同，風速在1982年前後有明顯差異，1950年至1982年之間風速較弱，1982年之後風速增強，但長期來看，仍可看出風速逐年減小的現象。此外，由中央氣象署的風速儀器歷史資紀錄得知，1982年至1984年間的風速急劇變化主要是由於觀測環境的改變 (測站附近有興建大樓，導致風速突然減小) 和儀器位置改變 (由平地遷至大樓樓頂測量，導致風速突然增強)，風速資料因此呈現出不連續的情形。

恆春 (圖2.4.1d) 及臺東站 (圖2.4.1f) 則於1980年前後有顯著的轉變，恆春站風速持續地略低於氣候平均，臺東站則是明顯地風速減弱，因此風速長期趨勢有較大的下降幅度。花蓮站 (圖2.4.1e) 的風速年際變化明顯和其他測站不相同，雖然1980年後風速明顯下降，但在2000年之後風速增強，是唯一一個近30年及近50年的風速趨勢值呈現出正值的測站。整體而言，百年署屬測站除了花蓮站外，風速皆減弱。



風速距平 百年測站

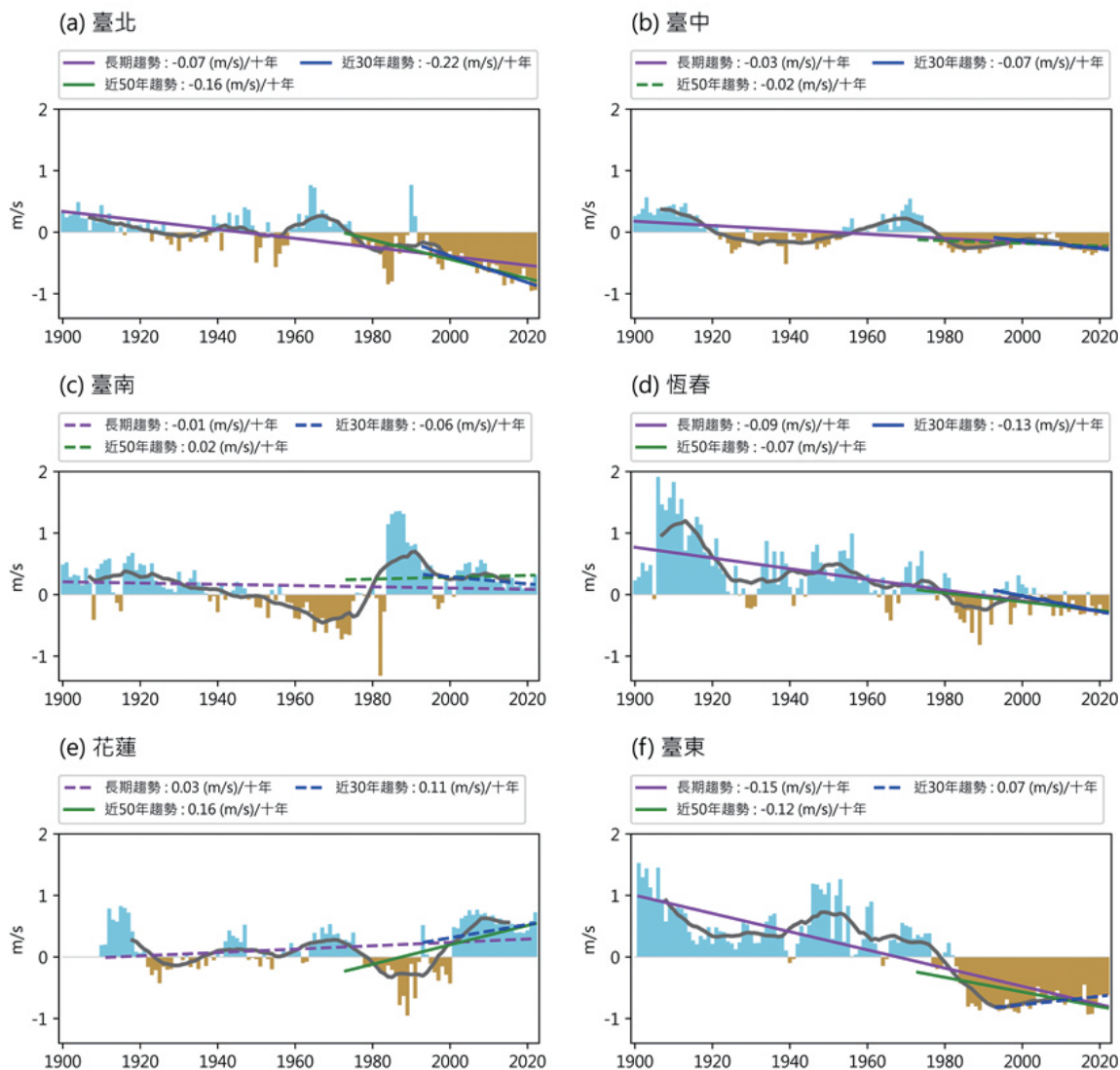


圖2.4.1 1900年至2022年6個百年署屬測站年平均風速的距平值時間序列圖。測站分別是 (a) 臺北、(b) 臺中、(c) 臺南、(d) 恆春、(e) 花蓮與 (f) 臺東測站。橫軸為年分，1900年至2022年，縱軸為相對於各測站氣候值 (1961年至1990年) 的風速距平，正距平為藍色柱狀，負距平為咖啡色柱狀，曲線為15年滑動平均值。近30年、近50年及長期 (1900年至2022年) 趨勢線分別以藍、綠及紫色表示，實線表示趨勢值通過5%顯著性檢定，虛線則未通過。(資料來源：中央氣象署，本報告產製)

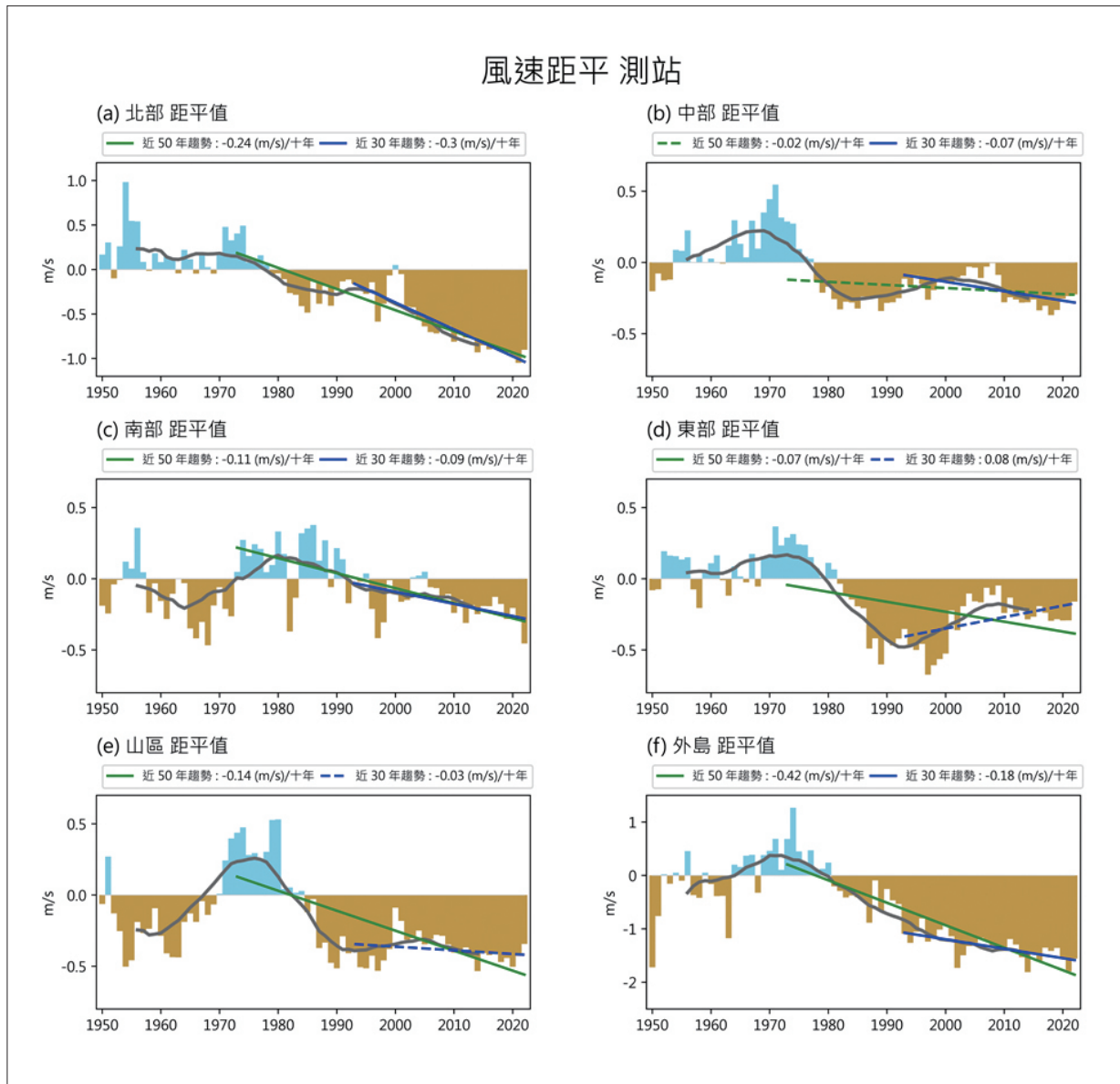


圖2.4.2 分區測站平均的年平均風速於1950年至2022年之間的變化。分別是 (a) 北部、(b) 中部、(c) 南部、(d) 東部、(e) 山區及 (f) 外島。橫軸為年分，縱軸為相對於各測站氣候值 (1961年至1990年) 的風速距平，正距平為藍色柱狀，負距平為咖啡色柱狀，曲線為15年滑動平均值。近30年及近50年趨勢線分別以藍及綠色表示，實線表示趨勢值通過5%顯著性檢定，虛線則未通過。(資料來源：中央氣象署，本報告產製)



2.4.2 年最大風速

圖2.4.3為1900年至2022年6個百年署屬測站的年最大風速之距平值時間序列圖，臺北、臺中、恆春與臺東站年最大風速年際變化有相似特徵，1970年前最大風速偏大，1970年後最大風速轉為偏小，其中臺北、臺東站風速偏弱的情況較明顯。臺南及花蓮站相較於其他測站沒有明顯前後時期的正、負距平分布特性，不過從長期趨勢值可以看到皆為顯著負趨勢值。

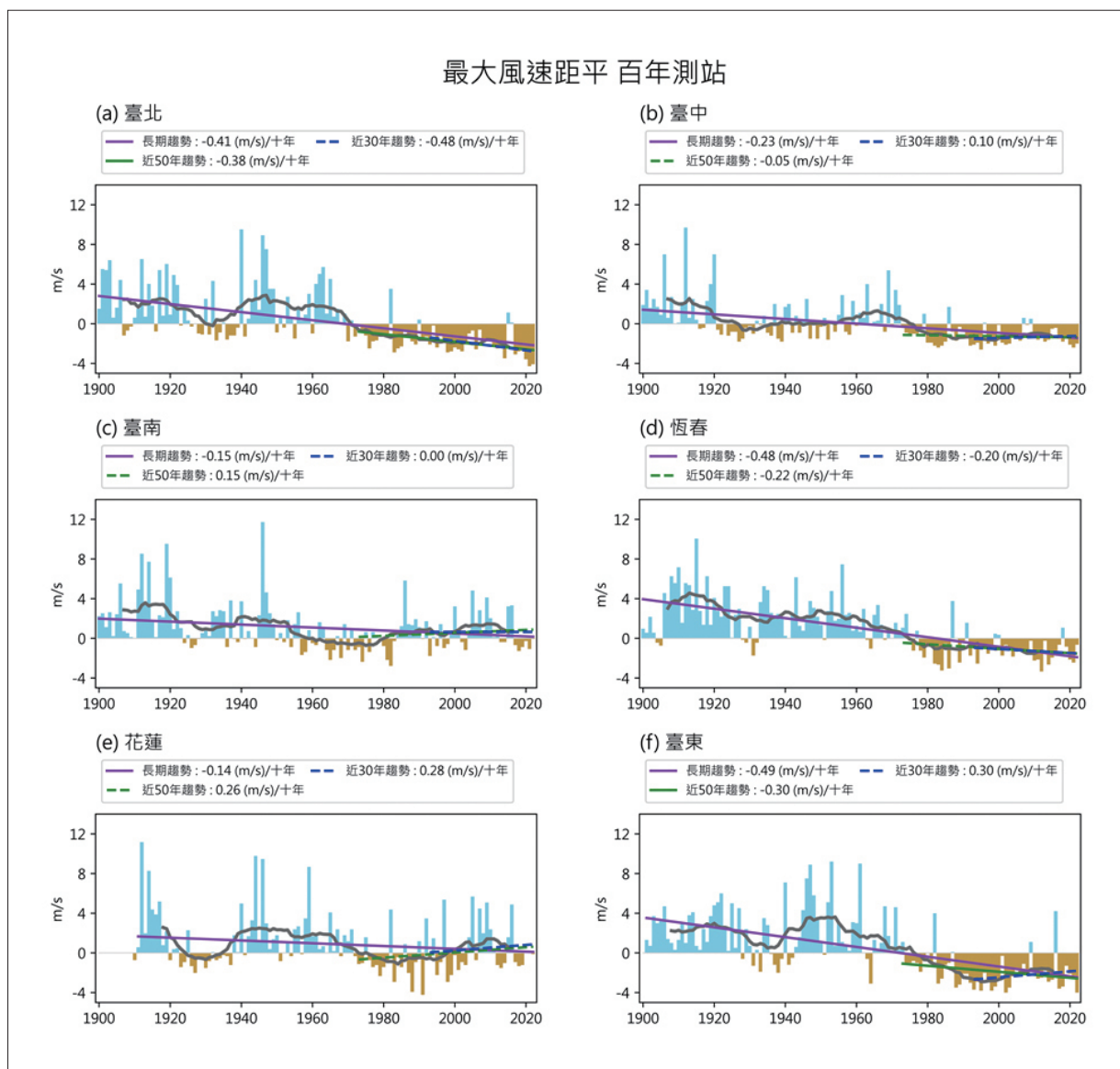


圖2.4.3 1900年至2022年6個百年署屬測站年最大風速的距平時間序列圖。分別是 (a) 臺北、(b) 臺中、(c) 臺南、(d) 恆春、(e) 花蓮及 (f) 臺東測站。風速正距平為藍色柱狀，負距平為咖啡色柱狀，曲線為15年滑動平均值。近30、近50年及長期(1900年至2022年)趨勢線以藍、綠及紫色表示，實線表示趨勢值有通過5%顯著性檢定，虛線則未通過。(資料來源：中央氣象署，本報告產製)

圖2.4.4為分區平均的年最大風速於1950年至2022年之間的變化。可明顯看到1970年代前後有明顯風速減弱的情況，且減弱的幅度逐年增大，除中部地區近50年變化趨勢不顯著，其餘地區大部分的近30年及近50年趨勢值顯著下降，其中北部、山區及外島地區下降幅度較大。

進一步分析年最大風速在不同季節的變化，季節分別是春季、梅雨季、颱風季、秋季、冬季。圖2.4.5為6個百年署屬測站年最大風速在各季節的近30年、近50年及長期

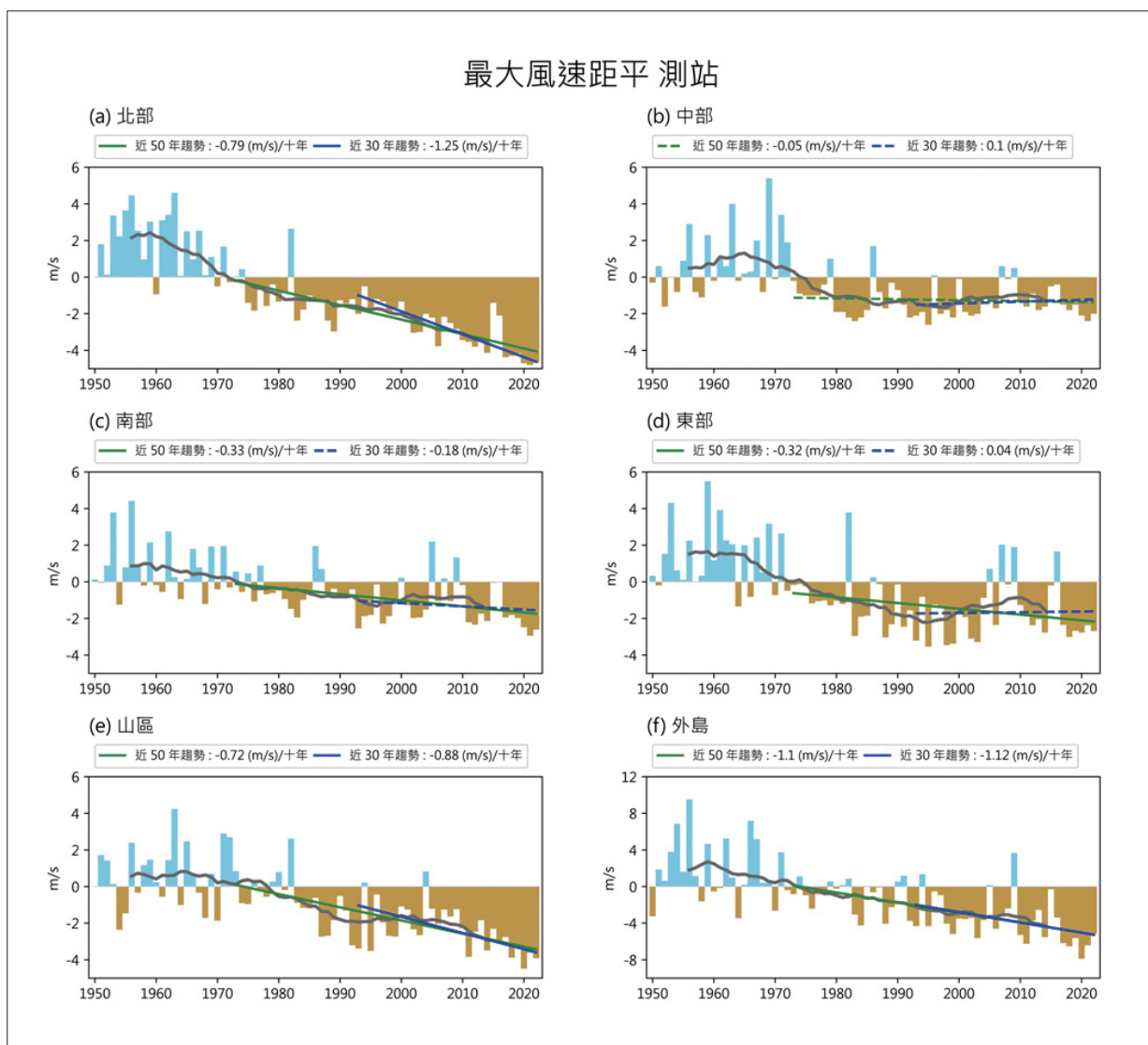


圖2.4.4 分區平均年最大風速於1950年至2022年之間的變化。分區為 (a) 北部、(b) 中部、(c) 南部、(d) 東部、(e) 山區及 (f) 外島地區。風速正距平為藍色柱狀，負距平為咖啡色柱狀，曲線為15年滑動平均值。近30年及近50年趨勢線以藍及綠色表示，實線表示趨勢值有通過5%顯著性檢定，虛線則未通過。(資料來源：中央氣象署，本報告產製)



(1900年至2022年) 趨勢值，圖中顯示最大風速無論在哪個季節都呈現減小的趨勢。其中，臺北、恆春與臺東最大風速減弱的趨勢較其他測站大，而且趨勢值均通過顯著性檢定。此外，颱風季臺北與臺東站的長期趨勢負值明顯大於其他季節，恆春站颱風季的趨勢值和其他季節相似，反而是冬季有最大負趨勢值，花蓮站雖然長期趨勢有略減小情形，但近30年與近50年的趨勢值在春季、梅雨季與冬季卻是顯著增加，臺中與臺南的最大風速並無顯著性的季節變化。

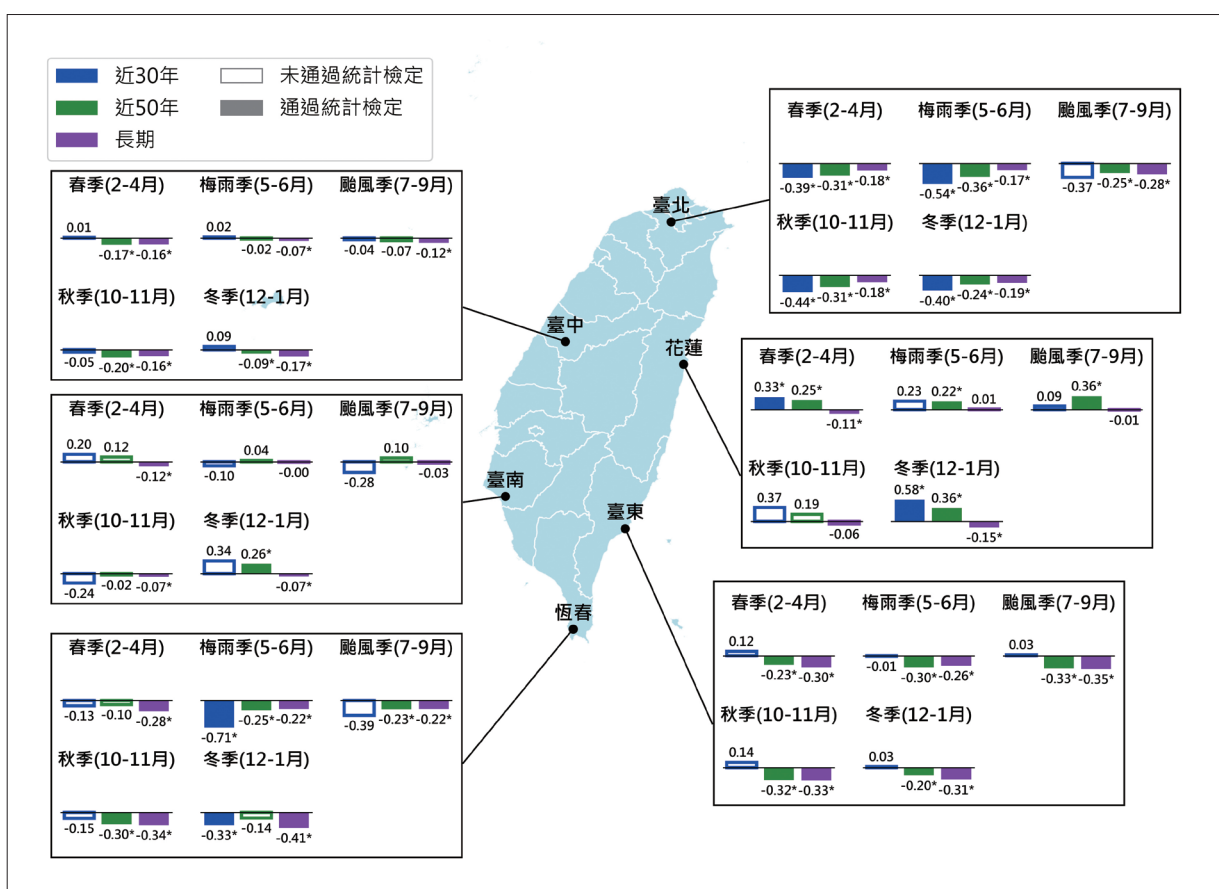


圖2.4.5 6個百年署屬測站各季節最大風速趨勢值。季節分為春季、梅雨季、夏季、颱風季及冬季。長條圖由左至右分別為近30年、近50年及長期 (1900年至2022年) 趨勢值，單位：(每10年) m s^{-1} ，實心及 * 號標誌代表趨勢值通過5%顯著性檢定，空心代表未通過。(資料來源：中央氣象署，本報告產製)

2.5 海溫、海平面變化以及海洋酸化

海洋在氣候調節上扮演相當重要的角色，全球暖化過程中所伴隨的區域性海溫與海平面變化將對臺灣民生與海洋生態等帶來更顯著的衝擊。根據近年研究，全球海溫的增溫趨勢 (1981年至2018年) 約為每10年 0.09°C (Bulgin et al., 2020)，其中臺灣周遭海域與全球平均有一致的變化趨勢 (參考圖1.2.2)，1981年至1999年大幅增溫，在1998年至2012年間短暫停滯 (暖化停滯，Warming Hiatus)，且在2010年後再度大幅增溫，幾次的大幅增溫現象都與強聖嬰現象有關 (詹森等人，2018)。在1957年至2016年間，臺灣海峽海域有明顯增溫大約 1.4°C ，年平均海溫增溫趨勢為每10年 0.23°C ，主要的增溫季節發生在冬季與春季，其中幾次快速增溫都伴隨較強的聖嬰事件 (詹森等人，2018)。另一方面，臺灣周遭海域海水溫度改變所引起的熱膨脹效應以及其他動力因素也促使海平面有所變化。

本節整理近年來臺灣周遭海域的海溫與海平面高度變化的科學文獻進展，由於臺灣周遭海域的海洋氣候變遷有顯著的空間分布與年代際的差異，我們以下將分別說明臺灣海峽、東海與西北太平洋、南海等海域的長期變遷以及臺灣周遭海域的海洋酸化趨勢。

2.5.1 臺灣海峽

臺灣海峽水深較淺 (主要水域約小於100米水深)，海水垂直分層較弱。海表溫度的空間變化大致上由南往北遞減，且東側高於西側。夏季海表溫度約 29°C 至 30°C ，最主要的溫度梯度發生在由夏季季風所引起的海水湧升區域 (Tang et al., 2002)。冬季水溫空間變化較大，較冷的大陸沿岸水南下佔據海峽西北側 (小於 16°C)，與北上較溫暖的黑潮支流 (大於 19°C) 約在雲彰隆起¹附近形成一道鋒面。冬季寒冷的大陸沿岸流會由東海入侵臺灣海峽，入侵的幅度主要受到東北季風的影響 (Jan et al., 2002)，其年際變化可能因氣候變異等影響而十分顯著，並間接造成海洋生態資源的衝擊。根據觀測的海溫資料顯示 (Lee et al., 2021)，由1998年至2012年暖化停滯期間伴隨的海表增溫停滯的現象在2012年後已再被增溫取代，2012年至2018增溫趨勢約為每10年 0.63°C (圖2.5.1)，增溫

1 指位於濁水溪出海口，雲林及彰化外海一帶海底隆起的高地，水深平均約 30 米至 40 米之間。



幅度仍以冬季較為顯著 (圖2.5.2)，且主要在臺灣海峽北部，研究顯示冬季顯著增溫可能與冬季海洋鋒面的推移有關。

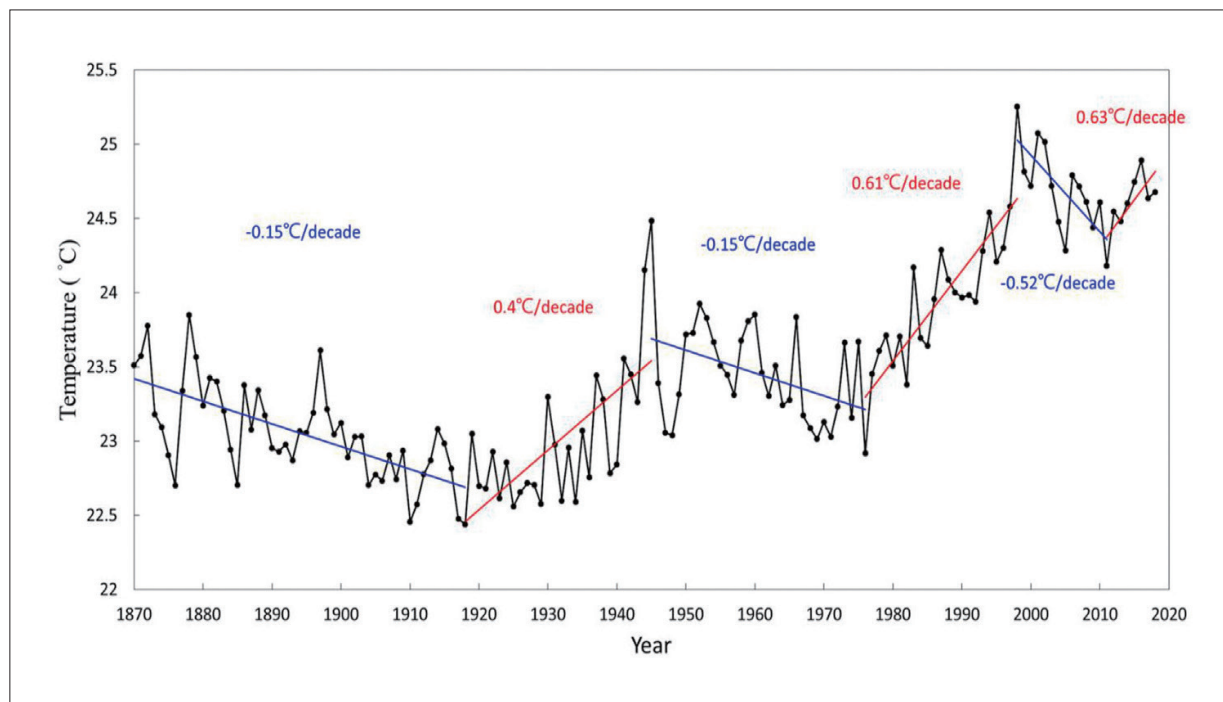


圖2.5.1 臺灣海峽長期海溫變遷趨勢。橫軸為年分，縱軸為年平均海溫。(摘自Lee et al., 2021, Figure 4)

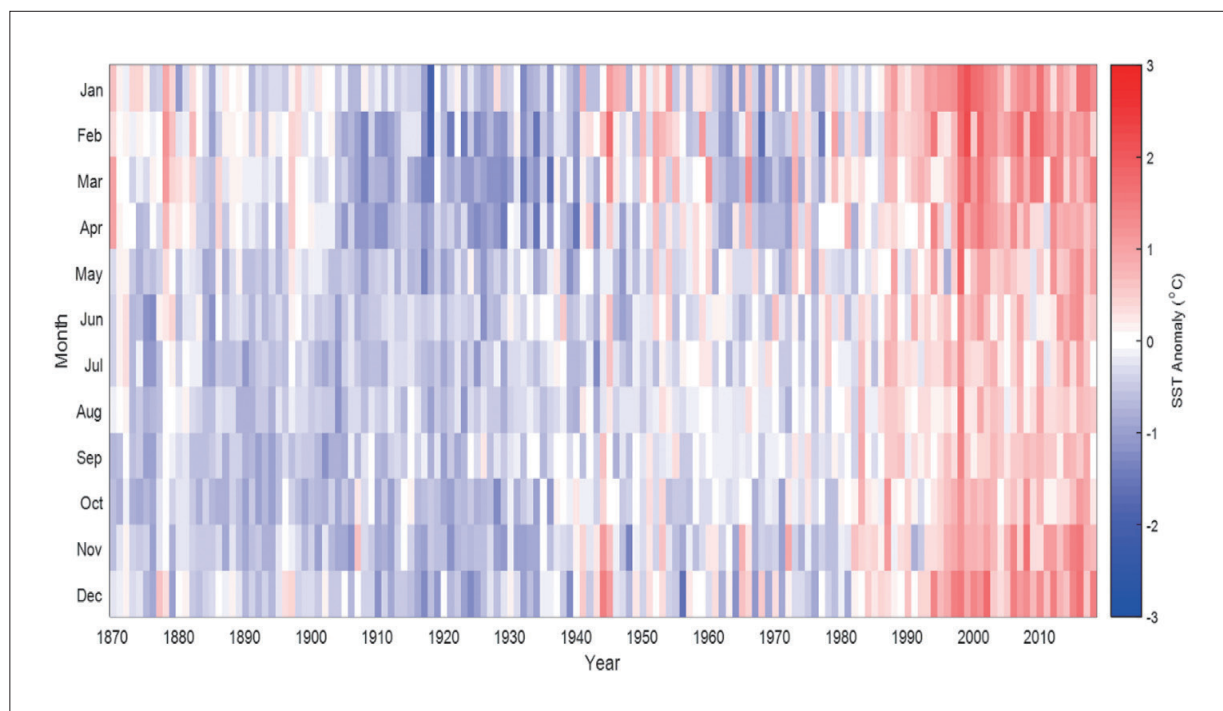


圖2.5.2 臺灣海峽月平均海表溫度距平 (參考的氣候值為1940年至1990年的月平均)。橫軸為年分，縱軸為月分。紅色表示正距平，藍色為負距平。(摘自Lee et al., 2021, Figure 6)

臺灣位處於西北太平洋，此區域在1961年至2003年間的海平面變化率超過全球平均變化率1.5倍，海平面上升為十分重要的研究課題 (Tseng et al., 2010)。此外，部分沿岸區域因超抽地下水或過度的地表承載，也影響其海平面上升率 (Wang, 1998)。Lan et al. (2017) 利用臺灣沿海潮位站資料計算1993年至2015年間의絕對海平面高度趨勢 (absolute sea-level trends) (表2.5.1)，平均值約為每年增加 2.2 ± 0.3 毫米，此結果與衛星高度計數據接近，但這速率略低於1993年至2012年期間觀察到的全球平均值 (每年增加 3.2 ± 0.1 毫米) (Cazenave & Cozannet, 2014)。原因可能與2013年後臺灣周遭平均海平面明顯下降有關，該研究推測可能與聖嬰事件以及太平洋年代際振盪有關連 (圖2.5.3)。整體而言，臺灣周圍的長期海平面趨勢將持續受到當前和未來全球平均海平面上升的影響。

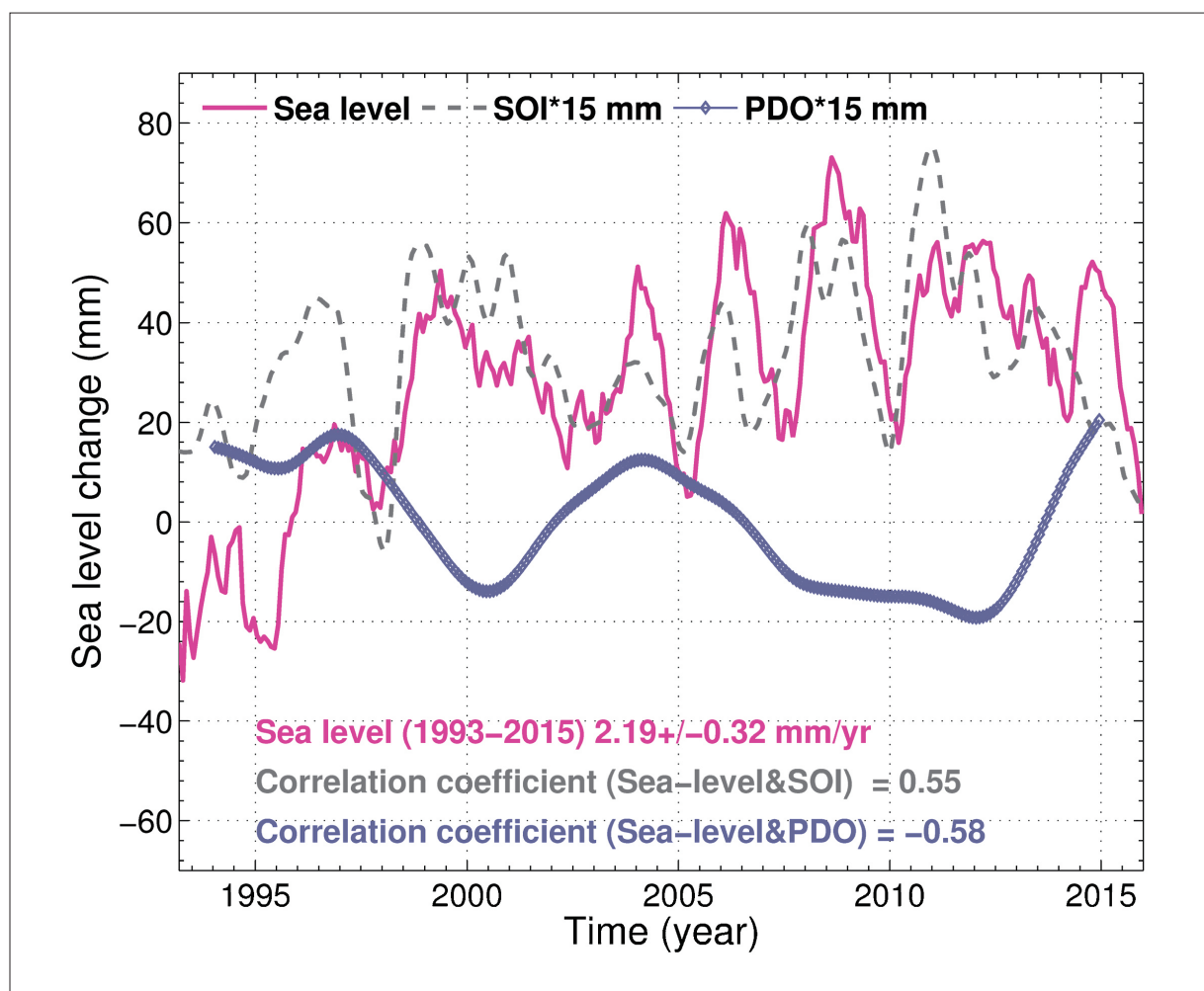


圖2.5.3 臺灣周遭海平面高度變化 (粉紅色曲線)、南方振盪指數 (灰色虛線) 和太平洋海表面溫度年代際振盪 (PDO) 指數 (藍色曲線) 於1993年至2015年間的變化。(摘自Lan et al., 2017, Figure 5)



表2.5.1 臺灣沿海潮位站資料所計算1993年至2015年絕對海面高度趨勢 (absolute sea-level trends) (摘自Lan et al., 2017, Table 1)

Table 1. Absolute sea-level trends and vertical motion rates obtained in this study.

Station	Date Period	Coordinates		Absolute Sea-Level Trend (mm/yr)			Vertical Land Motion Rates (mm/yr)		GPS Period	Dist. (km)	C.C.
		Lat.(°N)	Lon.(°E)	Tide gauge (TG)	Altimetry	1993-2015	ALT-TG	GPS			
Keelung (KL)	1993-2015	25.155	121.752	2.7±0.3(±0.6)		2.3±0.3	1.5±0.5	N/A	N/A	N/A	0.73
Longdong (LD)	2001-2015	25.098	121.918	1.6±0.6(±1.1)		2.4±0.3	-2.5±0.9	-3.5±0.1	2003-2012	2003-2012	0.01
Gengfang (GF)	1993-2008	24.892	121.869	3.5±0.6(±0.9)		2.4±0.3	4.2±0.7	N/A	N/A	N/A	0.62
Su-ao (SA)	1997-2015	24.593	121.867	1.1±0.4(±0.6)		2.3±0.3	-5.2±0.5	-4.6±0.1	2002-2012	2002-2012	0.02
Hualien (HL)	1997-2015	23.981	121.624	-0.5±0.5(±1.1)		1.9±0.5	-6.2±1.0	N/A	N/A	N/A	0.25
Chenggong (CHG)	1993-2015	23.097	121.380	1.3±0.4(±1.0)		2.0±0.6	-2.1±0.9	1.5±0.1	2002-2012	2002-2012	0.60
Fugang (FG)	1993-2015	22.791	121.192	2.9±0.4(±0.6)		2.2±0.5	1.8±0.5	-1.2±0.1	2003-2012	2003-2012	0.00
Lanyu (LY)	2001-2015	22.058	121.507	1.9±1.1(±1.3)		3.0±0.5	-0.4±0.7	N/A	N/A	N/A	0.85
Houbihu (HBH)	1998-2015	21.946	120.745	1.6±0.8(±1.5)		2.5±0.5	-17.8±1.3	-23.4±0.3	2009-2012	2009-2012	0.32
Syunguangzui (SGZ)	1993-2015	21.986	120.712	2.4±0.4(±0.7)		2.5±0.5	-10.3±0.6	N/A	N/A	N/A	0.49
Donggang (DG)	1998-2015	22.465	120.438	2.8±0.7(±1.0)		2.2±0.4	-5.7±0.7	N/A	N/A	N/A	0.73
Kaohsiung (KS)	1993-2014	22.614	120.288	2.7±0.4(±0.6)		2.2±0.4	0.6±0.4	-0.9±0.1	2004-2012	2004-2012	0.01
Jiangjun (JG)	1993-2015	23.213	120.083	2.5±0.5(±0.7)		2.2±0.4	-3.1±0.5	N/A	N/A	N/A	0.69
Dongshi (DS)	1993-2015	23.450	120.139	2.4±0.5(±0.9)		2.3±0.5	-31.0±0.7	-32.4±0.1	2004-2012	2004-2012	0.27
Wengang (WG)	1993-2015	23.467	120.123	1.8±0.6(±1.1)		2.4±0.5	-23.5±0.9	N/A	N/A	N/A	0.43
Penghu (PH)	1993-2015	23.560	119.577	2.2±0.4(±0.6)		2.4±0.4	5.6±0.4	N/A	N/A	N/A	0.70
Boziliao (BZL)	1995-2015	23.619	120.138	2.1±0.6(±1.1)		2.5±0.5	-26.8±0.9	N/A	N/A	N/A	0.37
Taichung Port (TCP)	1993-2015	24.288	120.533	3.7±0.5(±1.2)		3.2±0.8	-3.9±1.1	-3.3±0.1	2004-2012	2004-2012	0.39
Hsinchu (HSC)	1993-2015	24.849	120.921	2.8±0.4(±1.2)		2.9±0.8	1.0±1.1	-3.3±0.1	2004-2012	2004-2012	0.42
Mean	1993-2015			2.2		2.2±0.3	-6.5	-7.9	2002-2012	2002-2012	0.23
											0.54

Note: Lat. and lon. represent latitude and longitude, respectively. N/A represents no GPS station close to the tide gauge sites. The positive value in vertical land motion represents uplift, and negative means subsidence. C.C. refers to correlation coefficient. Column 5 regarding TG estimates shows two kinds of standard deviations; one is calculated by least squares adjustment, and the other in brackets is calculated using the standard deviations of the relative sea-level trends and vertical land motion rates by error propagation theory.

2.5.2 東海與西北太平洋

西北太平洋海域裡最重要的環流系統是流經臺灣東岸、經過東海到日本再向東轉向的黑潮，流速極快的黑潮能夠大量輸送低緯度熱能至中高緯度，在大氣與海洋的氣候調節扮演重要角色 (1.3.1節)。東海與西北太平洋海溫變化主要受到海洋平流和海氣熱通量影響，研究指出，冬季東海長期增溫 (每年增加 $0.067 \pm 0.03^{\circ}\text{C}$) 的過程中除了受到海氣熱通量的作用，黑潮水入侵的增加也有同樣重要的影響 (Oey et al., 2013)。

Wang et al. (2019) 利用NOAA OISST (Optimum Interpolation Sea Surface Temperature) 研究1982年至2011年間東海海表溫度的變化，結果顯示年平均海表溫度以每10年 $0.21 \pm 0.08^{\circ}\text{C}$ 的速率顯著增加，每年最低和最高海溫也有顯著的變暖趨勢 (圖2.5.4)。以空間上而言，年平均海溫快速增溫的區域位於長江口附近。以季節來說，冬季的增溫比夏季明顯。雖然夏季海表溫度的長期趨勢不顯著，但夏季海表溫度呈現相當大的年際變化 (Kuo et al., 2023)。

另外，Xu et al. (2015) 利用衛星測高計及潮位站資料研究東海與黑潮長期的海平面高度變化，研究發現黑潮主軸東側的海平面上升速率高於西側，且由於黑潮的屏障作用，使西北太平洋與東海陸棚區的海平面高度變化相關性偏低。整體而言，平均海平面於1993年至2010年間上升45.0毫米，上升速率為每年 2.5 ± 0.4 毫米，低於全球平均上升速率，相對較慢的海平面上升速率可能是受到區域性海洋系統的影響。Yuan et al. (2021) 利用多衛星資料及模式校正產製高解析度 (經緯度1分網格) 長期海平面變遷資料，結果顯示在2013年至2019年間西北太平洋邊緣整體海平面上升趨勢約為每年2.55毫米至3.42 毫米，並透過高解析度資料進一步指出在大陸沿岸有較高的海平面上升趨勢，可達每年6 毫米 (圖2.5.5)。

2.5.3 南海

呂宋海峽位於臺灣南側與菲律賓呂宋島間，黑潮於菲律賓東方北流至此時常入侵至南海，在冬季此現象伴隨顯著海表溫度鋒面 (Chang et al., 2022)，由東側黑潮入侵區向西遞減，然而此梯度在夏季並不顯著 (Yuan et al., 2006)，黑潮入侵北南海帶來的熱通量對冬季南海海盆的熱容量 (溫度) 平衡扮演重要的角色 (Qu et al., 2004)。

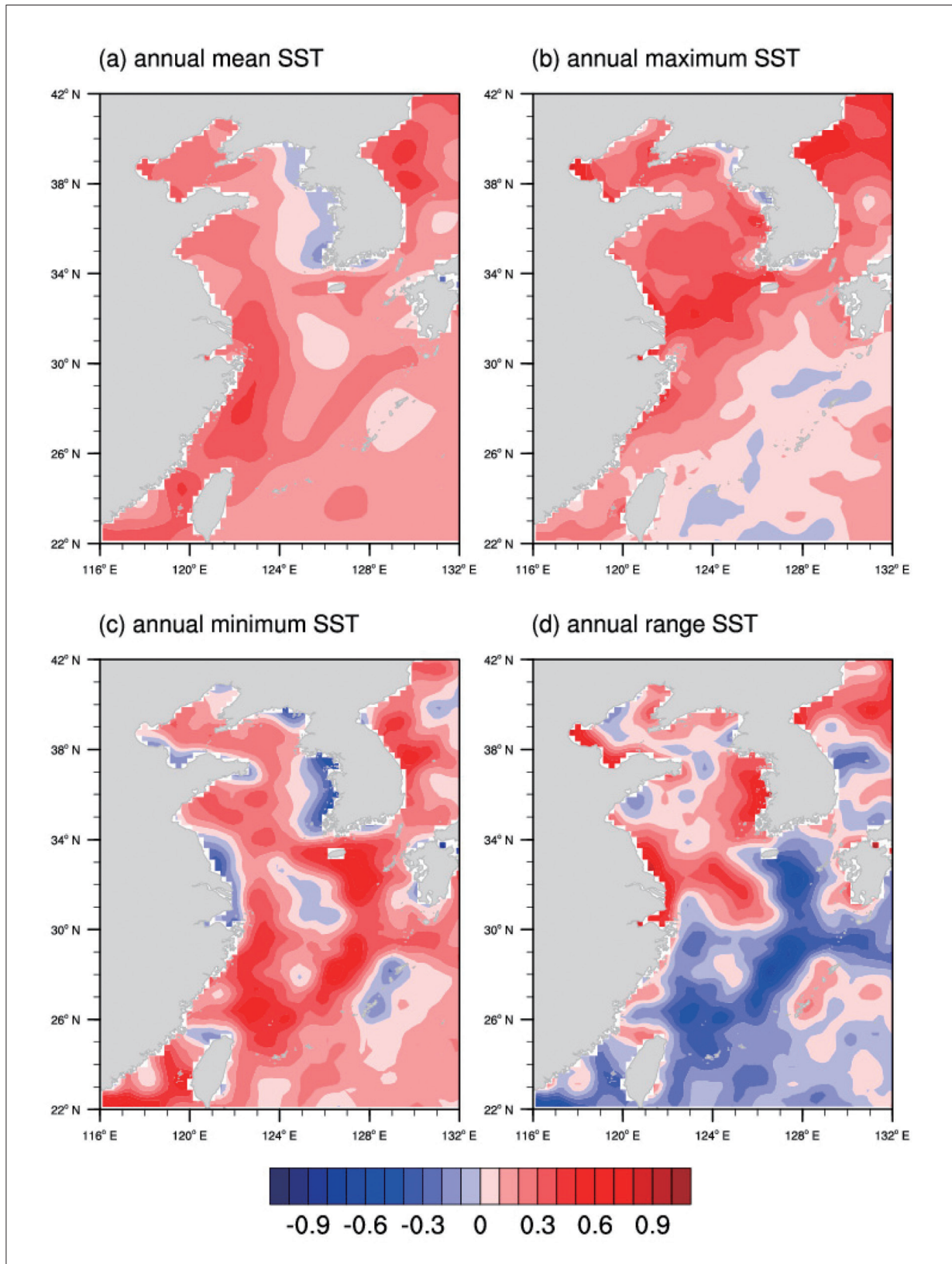


圖2.5.4 東海海表面溫度於1982年至2011年間的線性趨勢空間分佈 (單位： $^{\circ}\text{C decade}^{-1}$)。(a) 年平均海表面溫度，(b) 海表面溫度年最大值，(c) 海表面溫度年最小值，(d) 海表面溫度年溫差。(摘自Wang et al., 2019, Figure 5)

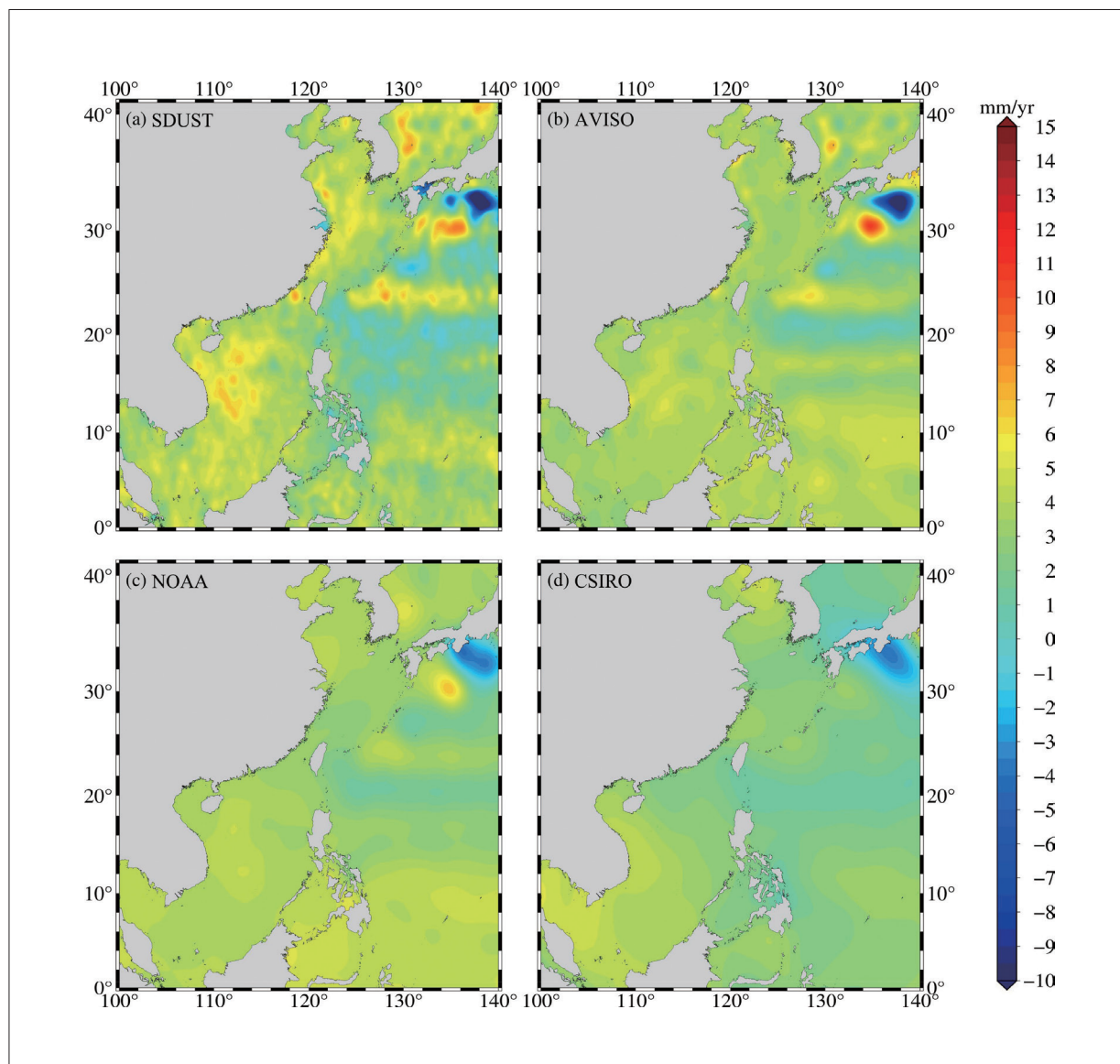


圖2.5.5 臺灣黑潮及其鄰近海域1993年至2019年間海平面高度變化趨勢。(a) 山東科技大學產製高解析度 (經緯度1分網格) 資料，(b) AVISO多衛星測高儀資料 (經緯度15分網格)，(c) 美國大氣與海洋局衛星測高儀實驗室產製資料 (經緯度30分網格)，(d) 澳洲聯邦科學與工業研究組織 (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, CSIRO) 產製資料 (經緯度60分網格)。(摘自Yuan et al., 2021, Figure 3)

南海在1970年至1998年間海表增溫速率約為每年 0.015°C ，然而此增溫現象在1999年後有停滯的現象 (圖2.5.6)。Jiang et al. (2021) 研究發現這個增溫停滯現象與南海增強的冬季季風有關，此現象類似反聖嬰期間因增強的沃克環流使西北太平洋的反氣旋環流增強，這個增強的冬季季風是減緩南海盆地尺度變暖的大氣驅動力。大尺度氣候變異所伴隨的季風異常可能會受到黑潮入侵南海伴隨的熱通量變化，進一步將太平洋大尺度海

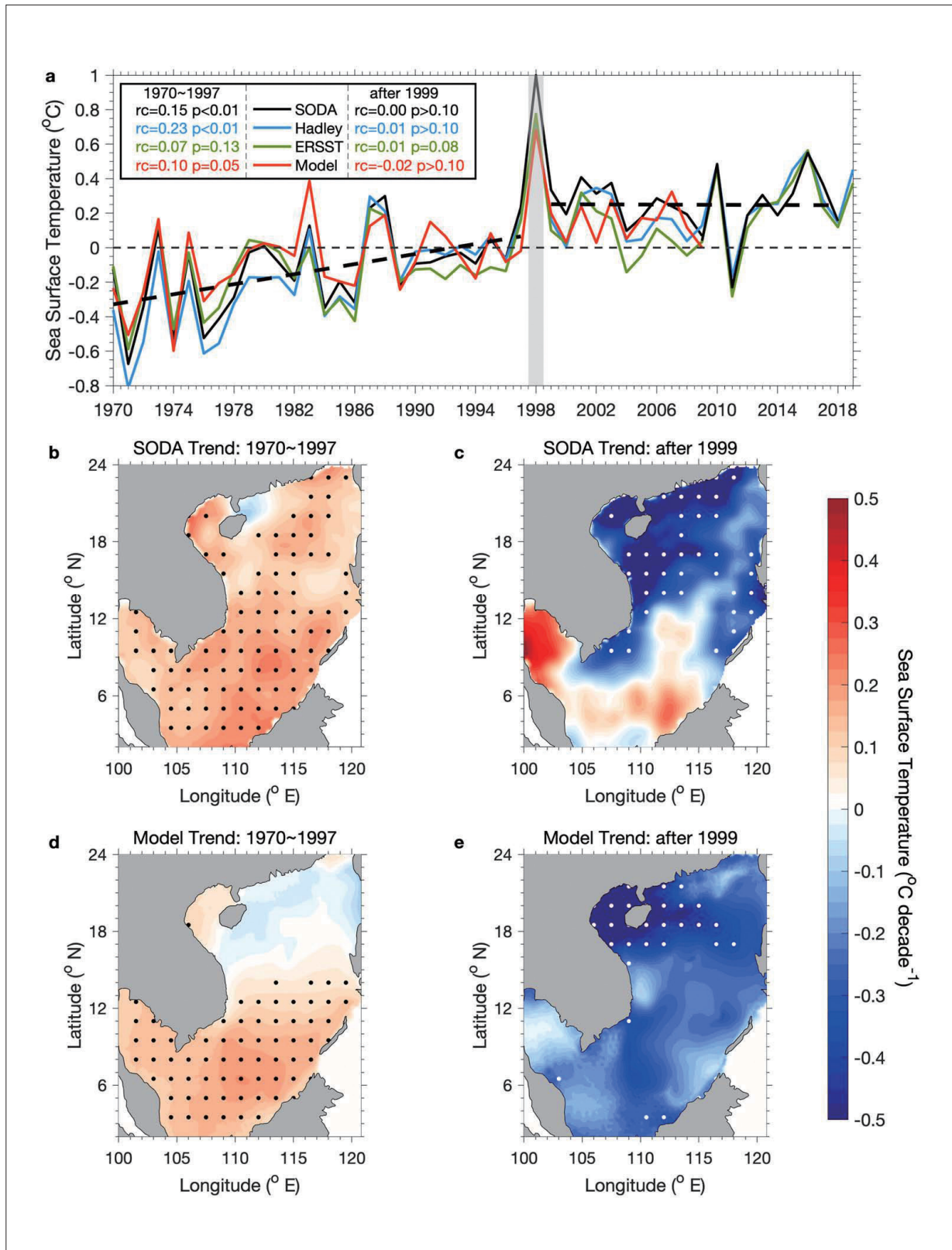


圖2.5.6 南海海面溫度變化與趨勢的空間分布。(a) 為時間序列，黑色、藍色及綠色分別為3種再分析資料，紅色為模式模擬；(b) 為SODA再分析資料於1970年至1997年間的海表面溫度趨勢；(c) 為SODA再分析資料於1999年後的趨勢；(d) 為模式模擬於1970年至1997年間的趨勢；(e) 為模式模擬於1999年後的趨勢。(摘自Jiang et al., 2021, Figure 1)

溫變異的訊息傳入南海海盆 (Qu et al., 2004)，呂宋海峽的海水通量在1999年至2005年有增強的現象 (Chen et al., 2020; Wei et al., 2016)，此現象進一步增強北南海上層海洋的氣旋式環流，增加南北間的海水混和，間接造成北南海增溫的停滯，此發現對未來南海和鄰近海洋的氣候預測可能有重要影響 (Jiang et al., 2021)。

Li et al. (2002) 利用TOPEX/Poseidon衛星測高資料研究1993年至2000年間南海的海平面變化趨勢，他們發現在淺層大陸棚海平面上升速率普遍較低，整體約為每年10毫米、最高上升速率發生在呂宋島西部約為每年增加27毫米。海平面的快速上升可歸因於南海上層海洋的迅速增溫。海平面變化具有季節差異，從1993年至2016年衛星資料可發現4月至9月海平面增高趨勢較大，10月至3月較小 (參考Fu et al., 2019, Figure 5)，整體平均海平面上升趨勢減緩為每年 4.42 ± 0.25 毫米 (Fu et al., 2019)。研究指出南海的海平面變化趨勢與南方振盪指數 (Southern Oscillation Index, SOI) 以及PDO有高度相關性，在反聖嬰期間或PDO負相位期間，南海海平面有正的距平值 (Wang et al., 2017; Fu et al., 2021)，而1993年至2000年之間PDO由正相位轉為負相位，因此這段期間海平面上升趨勢較大 (每年11 毫米, Cheng & Qi, 2007)。

2.5.4 海洋酸化

海洋酸化源自工業革命後大氣的二氧化碳濃度不斷上升，大約每年有將近三分之一的人為二氧化碳排放透過海氣交換進入海水中 (Sabine et al., 2004)。海水與二氧化碳作用形成碳酸 (H_2CO_3)，其中一部分的碳酸會再解離，形成碳酸氫根 (HCO_3^-) 與碳酸根 (CO_3^{2-})，此三項統稱溶解態無機碳 (dissolved inorganic carbon, DIC)。同時碳酸解離過程會釋放出氫離子 (H^+)，降低pH值。因此全球二氧化碳的增加將使海水pH降低、降低碳酸鈣飽和度 (Ω)，使得由碳酸鈣材質構成殼體的生物有溶解的危機、造成海洋生態的可能危害 (Doney et al., 2009)。(註：當 $\Omega > 1$ 時，海水碳酸鈣礦物過飽和狀態，因此利於其在海水中產生固態沉澱；當 $\Omega = 1$ 時，海水的碳酸鈣礦物處於平衡狀態；當 $\Omega < 1$ 時，碳酸鈣礦物處於未飽和狀態，不利於其在海水中沉澱，反而易使其在海水中溶解。)

上述大氣進入海洋的二氧化碳海氣交換總量受控於大氣與海洋的二氧化碳分壓 ($p\text{CO}_2$) 差值 ($dp\text{CO}_2$)，當大氣二氧化碳增加，透過海氣交換進入海洋也會增加 $p\text{CO}_2$ 。影響海水pH值主要因素，除了海氣交換主要還有溫度的變化以及生物分解。溫度上升會使海水中的



溶解態無機碳以及氫離子增加，生物分解則消耗氧氣產生二氧化碳，增加 $p\text{CO}_2$ ，降低pH值，形成酸化現象。在生物與物理過程大致維持不變的情形下，全球大洋的 $p\text{CO}_2$ 多半與大氣二氧化碳分壓同步增長 ($\sim 2\mu\text{atm yr}^{-1}$) (Sutton et al., 2017)。而二氧化碳分壓 ($p\text{CO}_2$) 則與pH呈反向關係，因此大洋海水酸化速率大約類似，介於 -1.6×10^{-3} 至 -1.8×10^{-3} pH unit yr^{-1} (Lui & Chen, 2015)，酸化的程度主要受控於每年大氣中的二氧化碳增長速率 ($\sim 2\mu\text{atm yr}^{-1}$)。然而大陸邊緣海域附近因其流場複雜，生產力較強，此區域碳化學 (carbonate chemistry) 更易受到區域的生物與物理 (bio-physical) 的過程所影響而與大洋有所不同，因此 $p\text{CO}_2$ 增長與酸化速率皆常與大洋有所不同 (Laurelle et al., 2018; Ma et al., 2023) (圖2.5.7)。

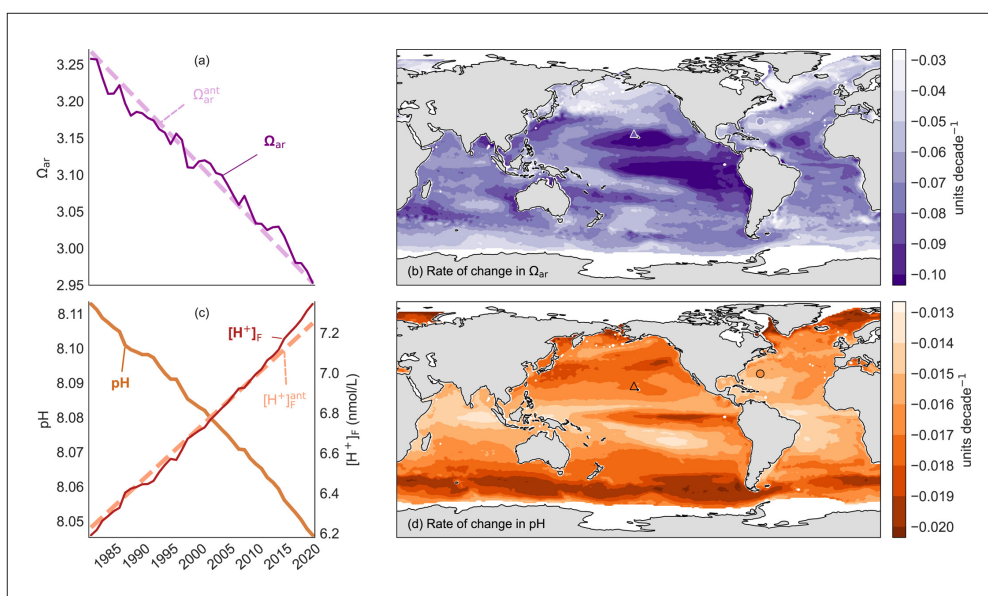


圖2.5.7 全球海水 (a) 霰石飽和度 (aragonite saturation state, Ω_{ar}) (註：霰石是一種碳酸鈣礦物) 在1982年至2021年間的時間變化。(b) 霰石飽和度的空間分布趨勢。(c) pH值與氫離子 (H^+) 在1982年至2021年間的時間變化。(d) pH值的空間分布趨勢。(摘自Figure 2, Ma et al., 2023)

臺灣附近的東海與黑潮區域，因東海底層受黑潮中層影響 (Kuroshio Intermediate Water)，其漸增強的生物生產力與次表層海水的分解作用使pH值遞減較大洋快 (Liu et al., 2015)。至於表層海水，東海之黑潮區域因為近年東亞邊緣海域暖化速率較快，表層海水酸化速率也因此顯著高於其他大洋區域 (Tsao et al., 2023)。不過臺灣附近海域pH值資料缺乏長期且連續的觀測資料，根據Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS) (<http://marine.copernicus.eu/>) 提供Global Ocean Biogeochemistry Hindcast (GLOBAL_MULTIYEAR_BGC_001_029) 資料顯示，於1993年至2020年間臺灣附近海域 (21°N 至 27°N , 118°E 至 124°E) 海洋酸化速率約 1.7×10^{-3} pH unit yr^{-1} 。

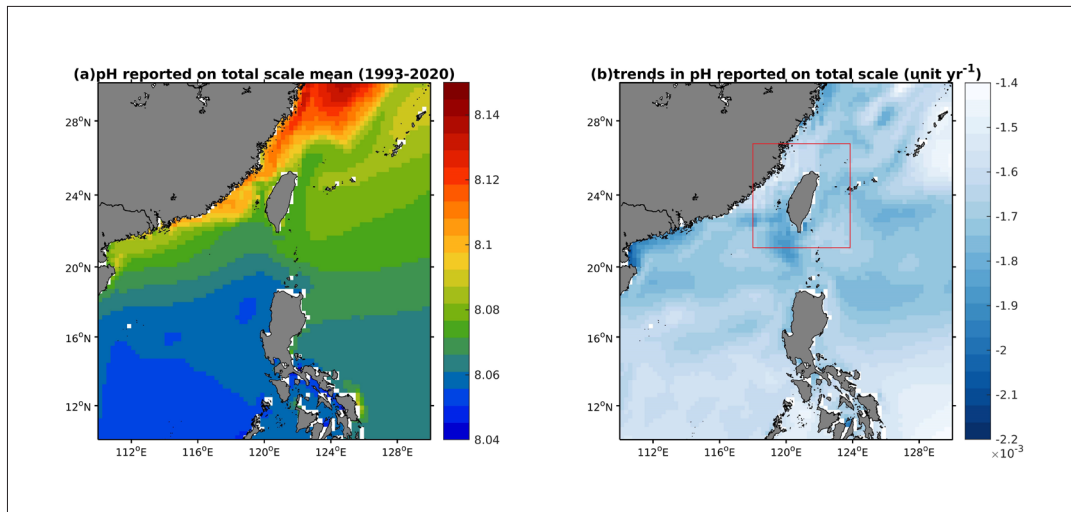


圖2.5.8 臺灣附近海域表層pH值於1993年至2020年間 (a) 平均值 (b) 線性趨勢變化。紅框區域平均值為 1.7×10^{-3} pH unit yr⁻¹。資料來源為Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS) Global Ocean Biogeochemistry Hindcast (GLOBAL_MULTIYEAR_BGC_001_029) (<http://marine.copernicus.eu/>) (資料來源：本報告產製)

未來臺灣周遭海域的酸化速率將取決於大氣二氧化碳是否持續快速增加、以及此海域是否仍以較快速率暖化、伴隨沿岸優養化 (eutrophication) 與海洋低氧區 (hypoxia) 是否增加與擴大，然而這些部分需要高解析度臺灣附近海域生地化與物理耦合模型進行更可靠的模擬驗證與確認。過去以全球模式研究預估南海、東海、日本海等邊緣海域其酸化情形都將持續，碳酸鈣飽和度可能在未來60年至350年下降至低於1 (Luo and Boudreau., 2016)。若真達此狀態碳酸鈣生物殼體將有溶解之危機、恐怕將構成海洋生態的危機。

2.6 極端天氣與氣候

本節探討臺灣過去百年來極端天氣之長期趨勢、變化特徵及氣候特性等，使用相關氣候指標及氣象署測站資料呈現極端高、低溫度及降雨的變化趨勢。接著針對容易造成極端溫度及降雨的特定天氣現象分析，包含乾旱事件、寒潮、颱風、午後對流及梅雨，除了使用氣象署測站資料，也使用TCCIP網格化降雨資料、再分析資料等。Tung et al. (2022) 比較TCCIP網格化降雨資料與鄰近氣象署測站資料，發現兩組資料的時空相關性高，但夏季 (6月至8月) 平均日雨量在西南部迎風面山區仍有蠻大的不確定性；秋季 (9月至11月) 則在中央山脈東側山區有較大不確定性。極端降雨指標 (RX1day、RX5day、R99pTOT、SDII) 兩組資料的相關性超過0.8。由於TCCIP網格資料的雨量分布



較為均勻，RX1day、RX5day、R99pTOT有被低估的傾向，而CDD則有被高估的傾向。

2.6.1 極端高、低溫

本節使用4種與溫度相關之氣候變遷指標 (Peterson, 2005) 分析氣象署測站資料 (圖 2.6.1)，以暖晝天數 (TX90p)、冷晝天數 (TX10p)、暖夜天數 (TN90p) 及冷夜天數 (TN10p) 代表極端高、低溫的變化 (計算方式參考文字框 6 | 極端指標定義)。為了避免遇到參考時期不連續性問題，參考Zhang et al. (2005) 方法以留一方法 (leave-one-out)對參考時期1961年至1990年區間做指標計算，並扣除各測站氣候值 (1961年至1990年)來計算距平值。

白天達到高溫門檻的日數 (極端暖晝，圖2.6.1a) 及夜晚達到高溫門檻的日數 (極端暖夜天數，圖2.6.1b)，無論是百年署屬測站或是各區域平均的時間序列均顯示近10年來，超過的日數大幅增加，尤其夜晚達到高溫門檻的日數增加最為明顯。各區域夜晚的極端高溫日數在1995年後明顯增加，且年際變化大，尤其是中部與南部地區。整體而言，夜間的高溫日數增加較白天明顯。在冷晝天數 (TX10p) (圖2.6.1c) 與冷夜天數 (TN10p) (圖 2.6.1d) 的長期時間序列圖中顯示，相較於極端高溫指標，各區域的年際變化較小。極端冷晝指標在2000年後才有明顯的日數下降趨勢，但極端冷夜指標則有長期明顯的日數下降趨勢。更詳細的分析同樣可以參考中央氣象署之「1897-2020臺灣氣候統計圖集」。

2.6.2 極端降雨、乾旱

本節以氣象署測站資料分析暴雨及氣象乾旱現象並彙整與臺灣氣象乾旱相關的科學報告及研究成果。暴雨分析依氣象署雨量分級，以大雨、豪雨及大豪雨門檻值為標準，分別計算R80mm、R200mm及R350mm之日數 (參考文字框 6 | 極端指標定義)。氣象乾旱則以年最長連續不降雨日數 (maximum number of Consecutive Dry Days, CDD) 及標準化降雨指標 (Standardized Precipitation Index, SPI; McKee et al., 1993)，又稱氣象乾旱指標，分別做分析探討。CDD扣除各測站氣候值 (1961年至1990年) 以距平值來呈現。SPI使用6個百年署屬測站的12個月累積雨量計算，表示為SPI12。當SPI指數小於0則表示累積雨量低於氣候狀態，小於-1即定義為各種不同程度的乾旱，一般來說小於-2即為非常嚴重之乾旱。

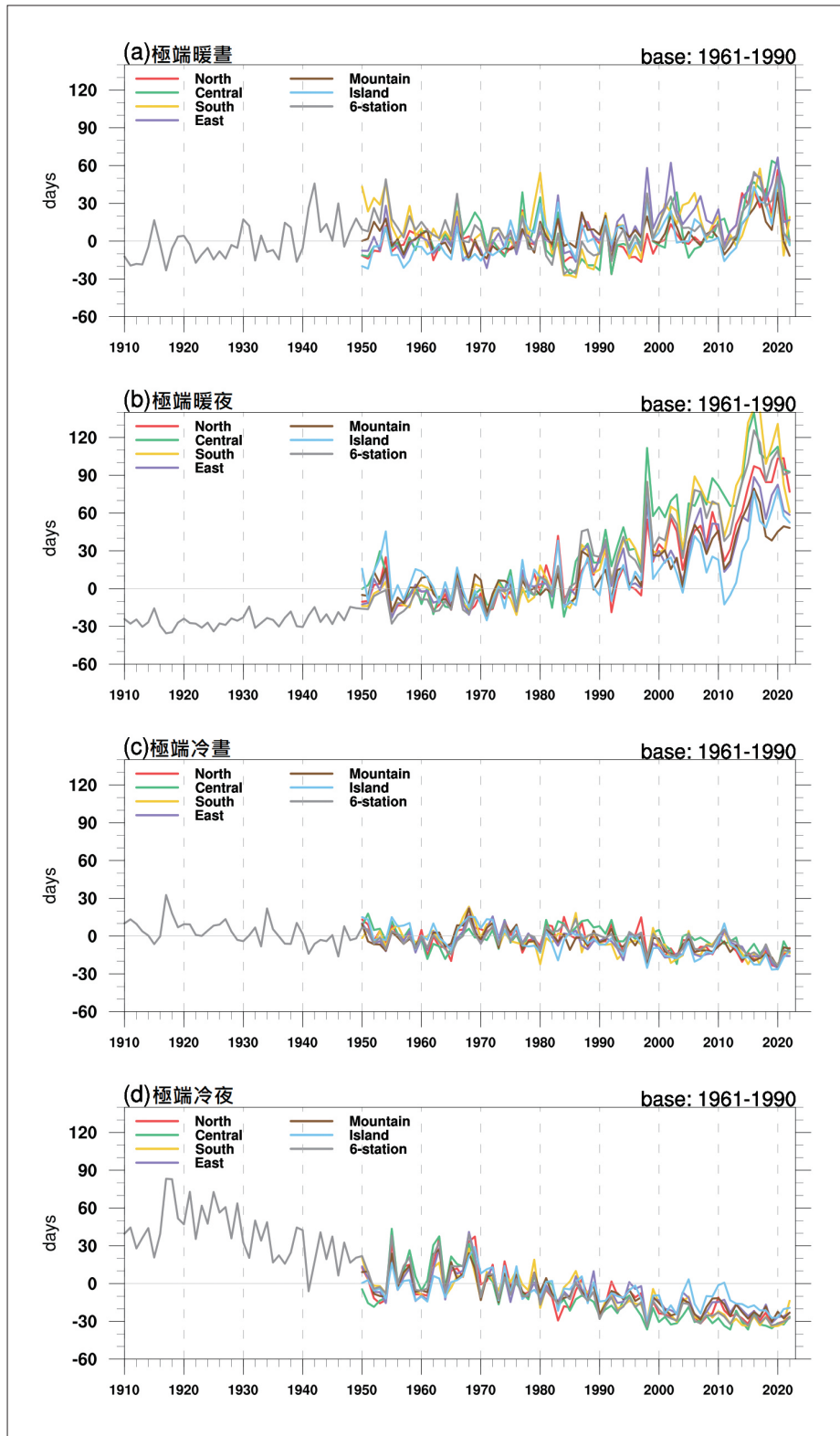


圖2.6.1 極端溫度指標。(a) 暖晝天數 (TX90p)、(b) 暖夜天數 (TN90p)、(c) 冷晝天數 (TX10p)、(d) 冷夜天數 (TN10p) 指標之距平時間序列圖，各測站氣候值為1961年至1990年之平均。線條顏色分別代表北部 (紅色)、中部 (綠色)、南部 (黃色)、東部 (紫色)、山區 (咖啡色)、外島 (淺藍色) 及6個百年署屬測站 (灰色) 數值。(資料來源：中央氣象署，本報告產製)



圖2.6.2為大雨、豪雨、大豪雨日數的逐年變化。由大雨日數可知，各地區的大雨日數年際變動幅度較大，無一致性的變化，亦沒有顯著的長期變化趨勢。在豪雨與大豪雨日數的時間序列分析上，都可以看到山區的年際變化較為顯著，而且於2000年後日數的距平值有增加的情形。

圖2.6.3為年最長連續不降雨日數 (CDD) 的逐年變化，圖中明顯看到年最長連續不降雨日並無長期變化趨勢，其中，中部、南部測站較其他地區有明顯正、負距平值。南部地區的無雨日數在近10年比前期有日數偏少現象。百年測站中僅臺北及恆春的百年趨勢通過5%顯著性檢定，分別為每10年增加0.26天及0.7天 (參考「1897-2020臺灣氣候統計圖集」)。圖2.6.4為6個百年測站SPI12的時間序列，各測站並無顯著長期上升趨勢。其中，臺北站在1995年之後SPI12的振幅有增大的跡象；臺南、恆春及臺東站在1960年之後SPI12數值小於-2發生的次數較多，代表這3個測站的乾旱事件發生頻率在近期明顯增多。

臺灣氣象乾旱事件發生的頻率具有明顯區域特性及低頻振盪特徵。洪致文與施明甫 (2017) 定義「臺灣氣象乾旱指數²」並分析臺灣歷年氣象乾旱事件，發現其氣候特徵為夏季乾旱發生頻率最低，而秋季至隔年春季則有相對較高的乾旱發生頻率。秋季在1980年代後發生乾旱的頻率增加。此外，受PDO相位影響，1950年至1970年代屬於少雨期，因此冬季及春季在1970年代前乾旱發生頻率較高。陳昭安等人 (2023) 亦指出臺灣最常發生乾旱的季節，並非原本就少雨的冬季，而是發生在春季。乾旱發生的區域，以中南部最多，其次是北部，東部最少。翁叔平與楊承道 (2013) 以臺灣測站降雨資料計算標準化降雨蒸發散指數³ (Standardized Precipitation Evapotranspiration Index, SPEI; Vicente-Serrano et al., 2010) 分析臺灣百年來的乾濕變化特徵，發現有3種區域型態：(1) 以臺灣西部平原為主的西部型，此型態在1960年代後有一致性的變乾轉折；(2) 局限在北部海岸的北部型，此型態在1970年代中期後有變濕的轉折；(3) 花東縱谷一帶的東南型，在1960年代後變乾，同時有相對明顯的來自降雨的多年代乾濕交替變化。他們認為3種型態的乾濕轉折都與溫度距平的變化相關，此溫度變化則與大尺度環流的改變相關。此研究指出之乾濕變化特徵與使用6個百年署屬測站的SPI12結果一致 (圖2.6.4)。

2 「臺灣氣象乾旱指數」採用臺灣全島低於或等於海拔 150 公尺的平地觀測站雨量資料，藉由 90 天窗區內連續不降水日數的計算，以超過歷史數據一個百分化的標準，來測定在這個窗區內的乾期發生時間。

3 修改自標準化降雨指數，加入以測站溫度推算的地表潛在蒸發散量來計算。

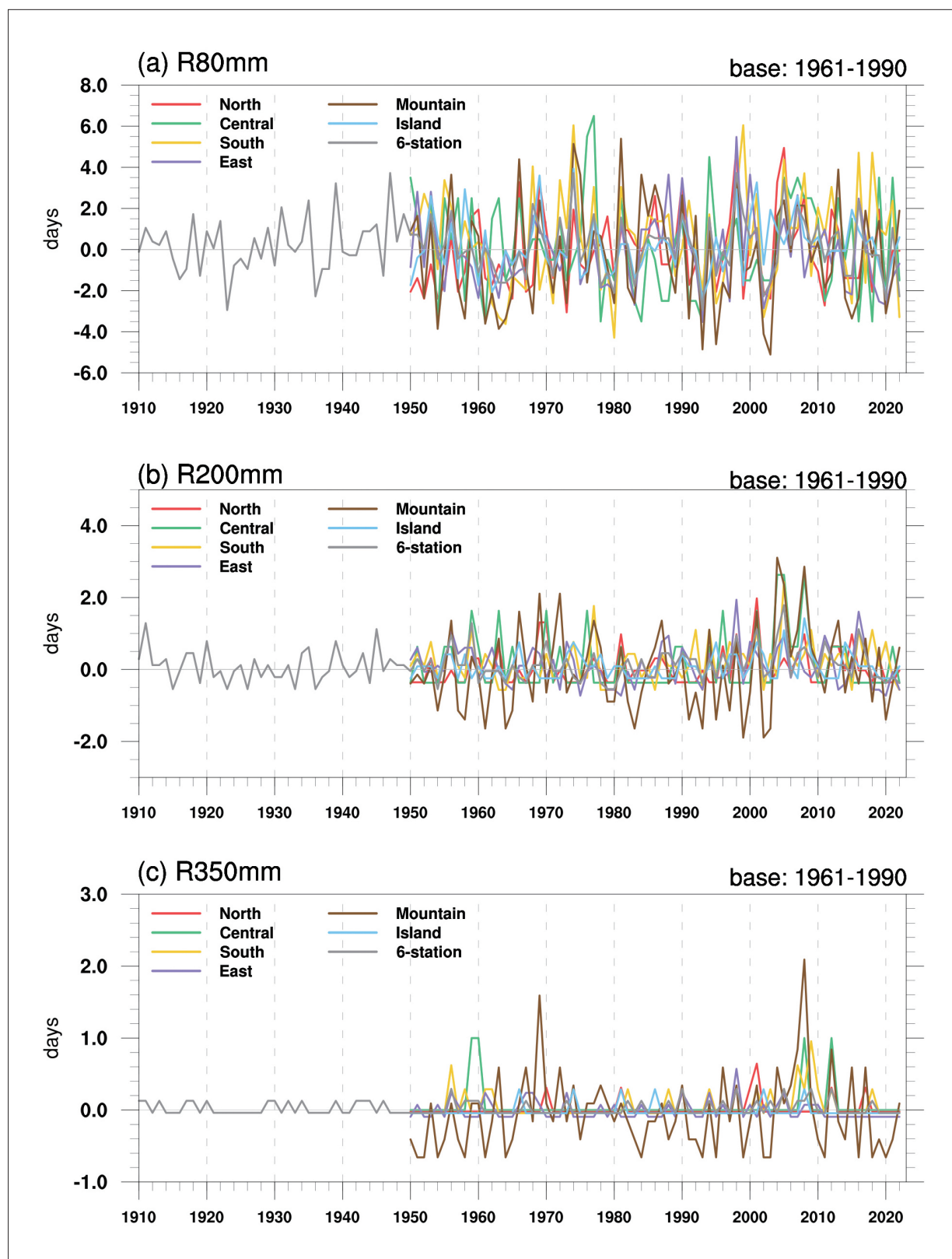


圖2.6.2 自1910年至2021年每年雨量超過 (a) 大雨門檻80毫米、(b) 豪雨門檻200毫米及 (c) 大豪雨門檻350毫米總日數之距平時間序列圖。各測站氣候值為1961年至1990年之平均。線條顏色分別代表北部 (紅色)、中部 (綠色)、南部 (黃色)、東部 (紫色)、山區 (咖啡色)、外島 (淺藍色) 及6個百年測站 (灰色)。(資料來源：中央氣象署，本報告產製)

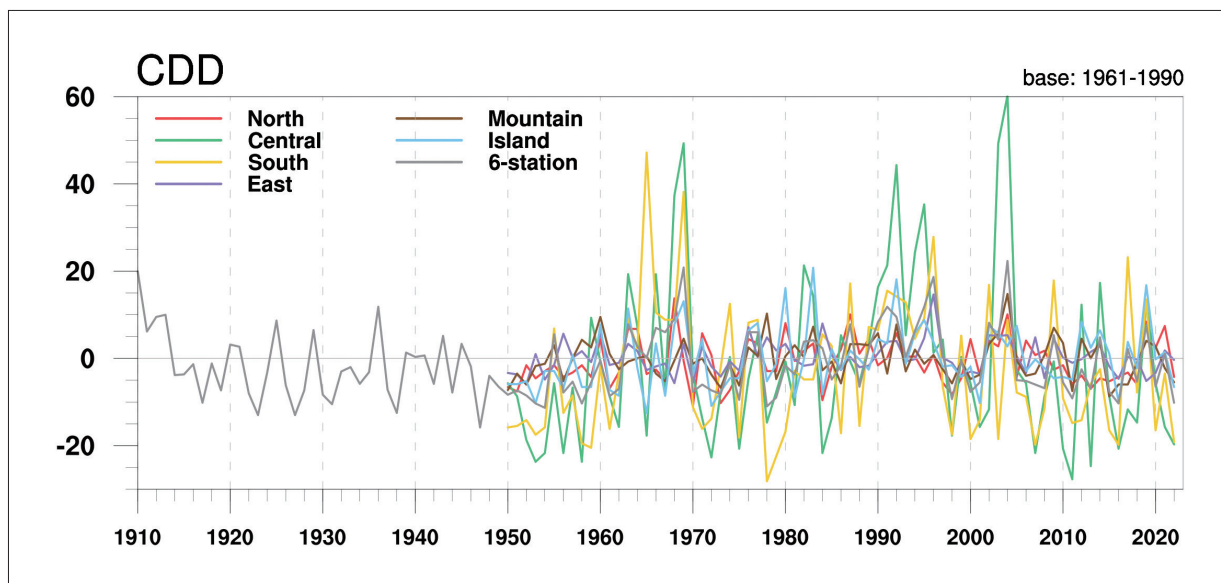


圖2.6.3 自1910年至2021年每年連續不降雨日數之距平時時間序列圖。氣候值為1961年至1990年之平均。線條顏色分別代表北部 (紅色)、中部 (綠色)、南部 (黃色)、東部 (紫色)、山區 (咖啡色)、外島 (淺藍色) 及6個百年署屬測站 (灰色)。(資料來源：中央氣象署，本報告產製)

臺灣氣象乾旱的發生主要受到大尺度環流影響，且有季節上的差異 (卓盈旻與盧孟明，2013；陳昭安等人，2023)。冬季及春季受冬季季風強弱及熱帶對流系統 (季內振盪) 活躍程度影響 (卓盈旻與盧孟明，2013)。春季同時也受到太平洋副高影響 (陳昭安等人，2023)，當副高較弱時，菲律賓東方海面會出現氣旋式環流距平，此時臺灣附近的低層風場相對於季節平均呈現東北風距平，將帶來較乾冷的空氣，使原本春季盛行西南風減弱，不利春雨發展。發生在梅雨季及颱風季的氣象乾旱，主因是副熱帶高壓明顯增強且西伸，臺灣上空受到反氣旋式環流距平影響，大氣環境較為乾燥與穩定，不利天氣系統發展與降雨 (卓盈旻與盧孟明，2013；陳昭安等人2023)。

2020年至2021年臺灣發生百年來最大型的乾旱，對農業產生嚴重衝擊，可參考朱容練等人 (2022) 與黃紹欽等人 (2022) 彙整的乾旱事件歷程。李明營等人 (2023) 針對百年大旱事件分析，指出百年大旱不是單一因素造成的極端事件，而是許多因素同時出現的複合現象。在2020年6月至9月受到極端偏強的副熱帶高壓影響，秋、冬兩季則受到反聖嬰及菲律賓海偏暖影響。延續到了2021年春季，主要因為菲律賓海海溫偏暖，再加上部分PDO負相位的影響，2021年3月至5月則受到熱帶季內振盪影響。

綜合而言，過去研究皆指出臺灣的氣象乾旱具有明顯的區域差異及季節特徵，並明

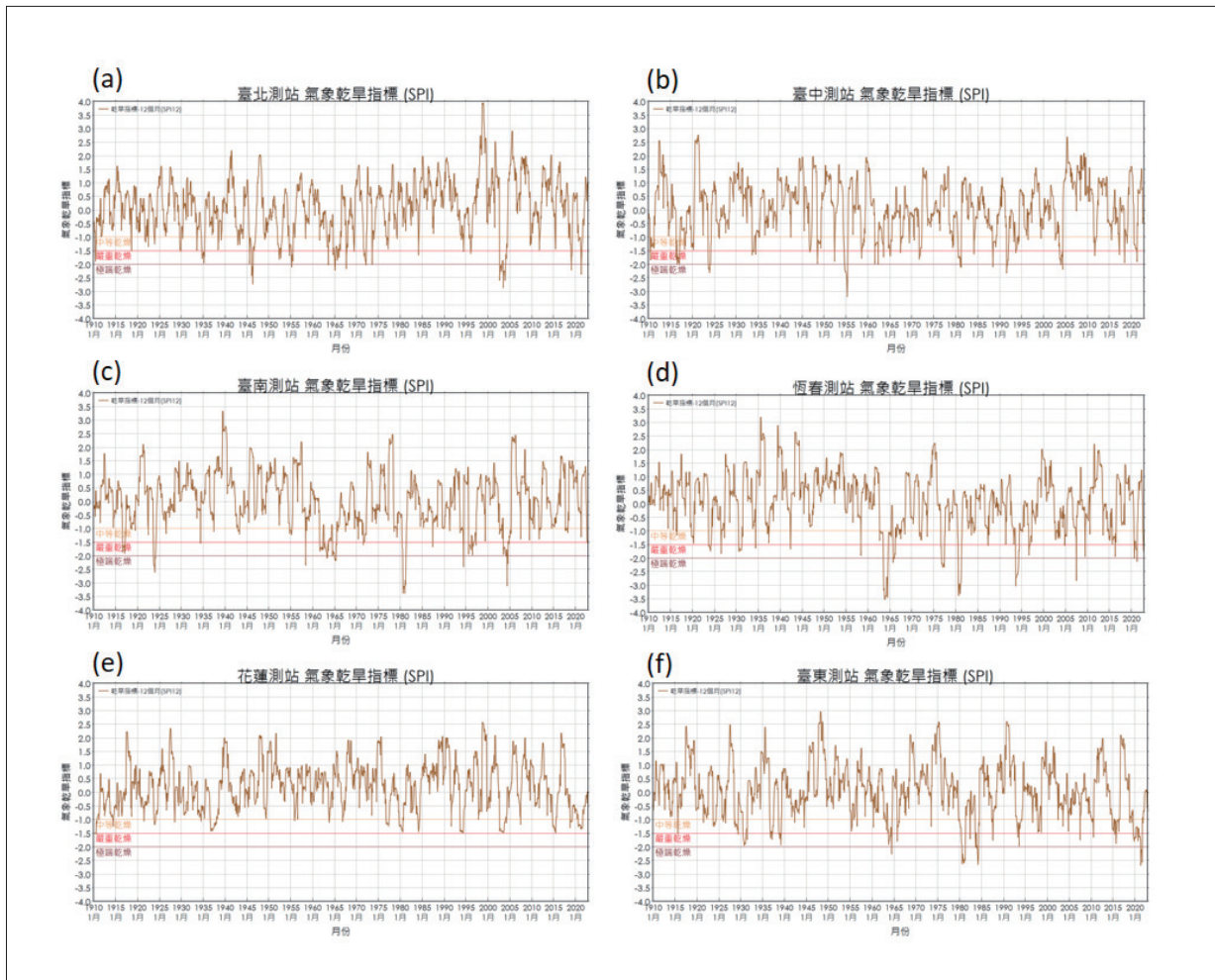


圖2.6.4 6個百年署屬測站自1910年至2022年氣象乾旱指標。使用12個月累積雨量計算(SPI12)。(a) 臺北，(b) 臺中，(c) 臺南，(d) 恆春、(e) 花蓮及 (f) 臺東測站。(資料來源：中央氣象署，本報告產製)

顯的受到大尺度環流配置、大氣低頻振盪及熱帶海表面溫度影響，具有多重時間尺度的變化特徵。

2.6.3 寒潮

張智鈞等人 (2020) 分析臺灣百年來的寒潮變遷，使用全臺5個超過百年資料的署屬氣象站，臺北、臺中、臺南、恆春以及花蓮，參照盧與李 (2009) 提出的研究方法定義寒潮，選取時間範圍內冬季 (12月至隔年1月) 的日最低溫，並計算日最低溫的24小時及48小時溫度變化，當日最低溫低於第10百分位數 (PR10) 時，或48小時溫度降幅大於第90



百分位數 (PR90) 的溫度降幅時，定義為寒潮的開始。當日最低溫回升到大於第20百分位 (PR20) 或24小時升溫幅度大於PR90時，定義為寒潮結束。以2003年至2004冬季為例 (圖2.6.5)，總共有4次寒潮發生。

分析的寒潮特徵包含寒潮發生頻率 (Cold Surge Frequency, CSF)，低溫日數 (Cold Days, CD)、平均持續日數 (Duration, DUR)，以及寒潮發生日的平均24小時降溫幅度 (DT)。寒潮特徵在近30年、近50年及近100年的線性變化趨勢 (圖2.6.6) 在時空分布上並不均勻，從1900年至2011年以來寒潮發生頻率和低溫日數皆有顯著的下降，以臺北為例，近50年寒潮發生頻率減少約3.8次，低溫日數減少約14.5天，但近30年的變化趨勢變緩，寒潮發生頻率僅減少0.2次，低溫日數僅減少約1.2天，且皆未通過顯著性檢定。平均持續日數則因地而異，臺南及花蓮近100年寒潮持續日數減少的趨勢較明顯，約減少1.4天，臺北及恆春是近30年較明顯，分別約減少1.1及0.8天，臺中則無明顯趨勢。由於整體溫度升高，24小時降溫幅度要更大，才能降到符合寒潮標準的溫度，並被定義為寒潮發生日。因此，平均24小時降溫幅度除恆春外，近100年趨勢為各地一致的增加且越往北越為明顯。

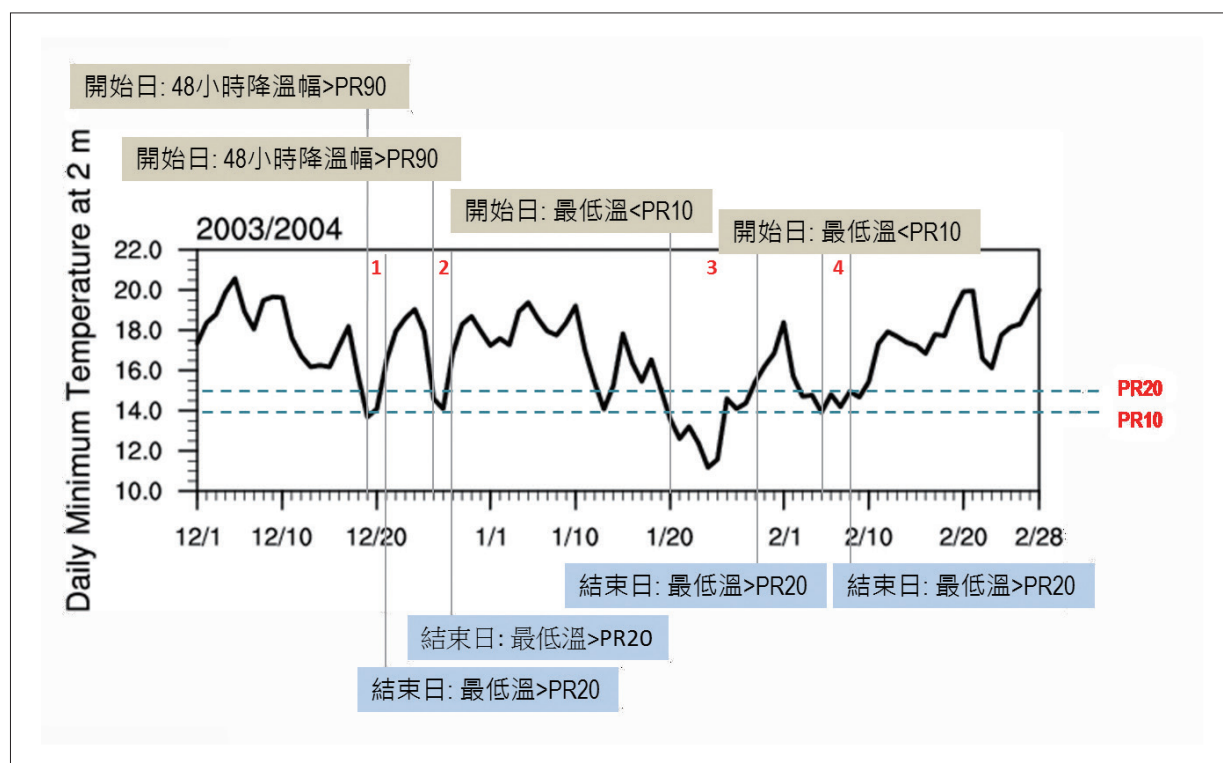


圖2.6.5 寒潮定義示意圖。以2003年至2004年冬季為例，共有4次寒潮發生。(摘自洪志誠等人，2018)

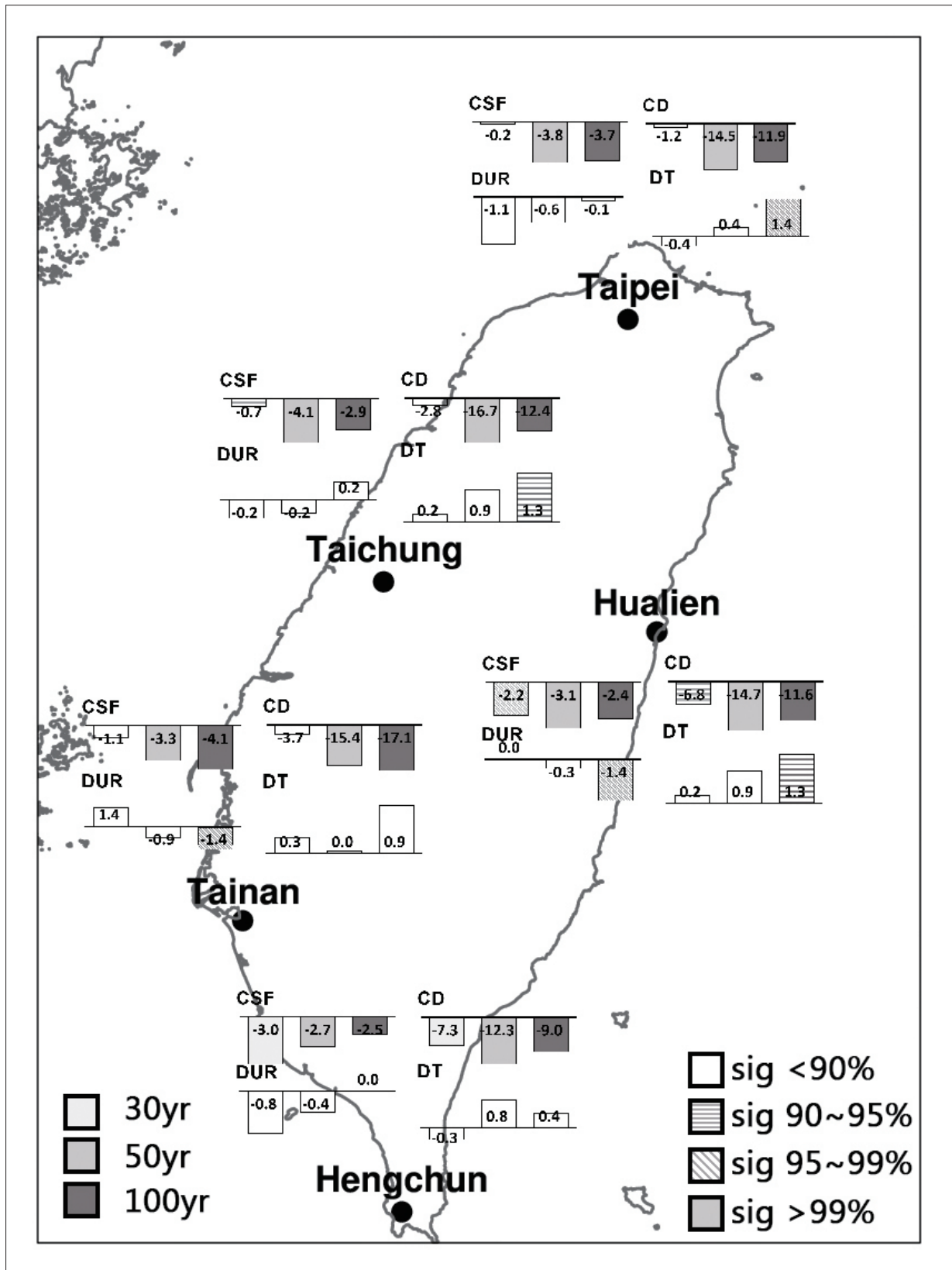


圖2.6.6 使用5個臺灣百年署屬測站計算之寒潮特徵的線性趨勢，顏色由淺至深分別為近30年、近50年及近100年之趨勢。CSF為寒潮發生頻率，CD為低溫日數、DUR為平均持續日數，以及DT為發生日的平均24小時降溫幅度。(摘自張智鈞等人，2020)



2.6.4 颱風

臺灣位處於西北太平洋颱風主要移動路徑上，常年遭受颱風伴隨的強風、豪雨所影響，造成災害損失。不過颱風也為臺灣帶來豐沛的降水量，是供應臺灣水資源重要的天氣系統。聯合國政府間氣候變遷專門委員會 (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) 第六次氣候變遷評估報告 (6th Assessment Report, AR6) 指出，受到全球暖化影響，颱風強度有增強趨勢，移動路徑偏北，緯度較高的東亞地區 (日本、韓國) 受颱風影響機率將會提高，東南亞地區 (菲律賓、越南) 則相對降低 (IPCC AR6, 2021)，臺灣正好位於 2 個區域中間，受颱風影響的不確定性相對較大。本小節將針對 1950 年至 2021 年間，影響臺灣的颱風特性，做進一步介紹。

使用李清騰與盧孟明 (2012) 所提出颱風影響臺灣的客觀定義，以及美國聯合颱風警報中心 (Joint Typhoon Warning Center, JTWC) 所提供的颱風路徑資料，計算每年影響臺灣的颱風個數 (圖 2.6.7)。從長期平均來看，一年約有 5 個颱風進入離臺灣海岸線 300 公里範圍內的區域，每年個數有所不同，少則 1 個至 2 個，至多可達 9 個至 10 個，年際之間差異大。從長期變化來看，逐年增加或減少的趨勢不明顯，於 2000 年至 2008 年期間，每年平均個數提高至 6.3 個，之後又逐漸減少，呈現年代際變化特徵。具有較強破壞力的強烈颱風，出現在臺灣周遭海域的頻率，同樣具有年代際變化特徵 (圖 2.6.8)。1950 年代至 1960 年代中期和 2000 年至 2016 年間，個數均偏多，平均每年有 2.3 個，其餘時期的影響個數相對偏少，平均每年僅有 1 個，顯示全球溫度上升和颱風影響臺灣的頻率高低，關聯性並不顯著，特別是強烈颱風個數。

生成於西北太平洋海域的颱風是否會影響臺灣，通常需要大尺度環流相互配合。從年循環來看，4 月開始，颱風就有機會影響臺灣，並一直持續到 11 月為止，其中又以 6 月至 10 月影響機率最高，占年總個數的 80% 以上 (Tu & Chen, 2019)，此與大尺度大氣和海洋條件的季節變化有所關聯，特別是副熱帶高壓脊的南北擺盪 (Chen et al., 2017; Tu & Chen, 2019)。由於該時期包含了夏季和秋季，兩季節的大尺度環流特徵並不完全相同，因此有研究分別針對夏、秋季進行分析。夏季期間 (6 月至 8 月)，颱風經過 120°E 至 130°E、20°N 以北的頻率明顯偏高，於緯度上的變化則以年際變化為主，年代際訊號相對弱。秋季 (9 月至 10 月) 則明顯不同，年代際特徵較年際變化顯著，轉變時間點落在 1998 年，颱風通過 20°N 以北的機率增加，連帶對該區域的降水產生影響 (圖 2.6.9) (Tu

et al., 2020)。若整體來看，西北太平洋颱風的生成和移動路徑變化，秋季 (9月至11月) 於1998年之後進入颱風不活躍期，包含生成個數減少、生命週期縮短、累積氣旋能量 (Accumulated Cyclone Energy, ACE) 降低等，路徑上往南海和中南半島的颱風個數明顯減少，不過往臺灣和中國東南沿岸的颱風個數卻增加 (Hsu et al., 2017)，年代際變化特徵十分明顯 (Hong et al., 2016; Hsu et al., 2017)。

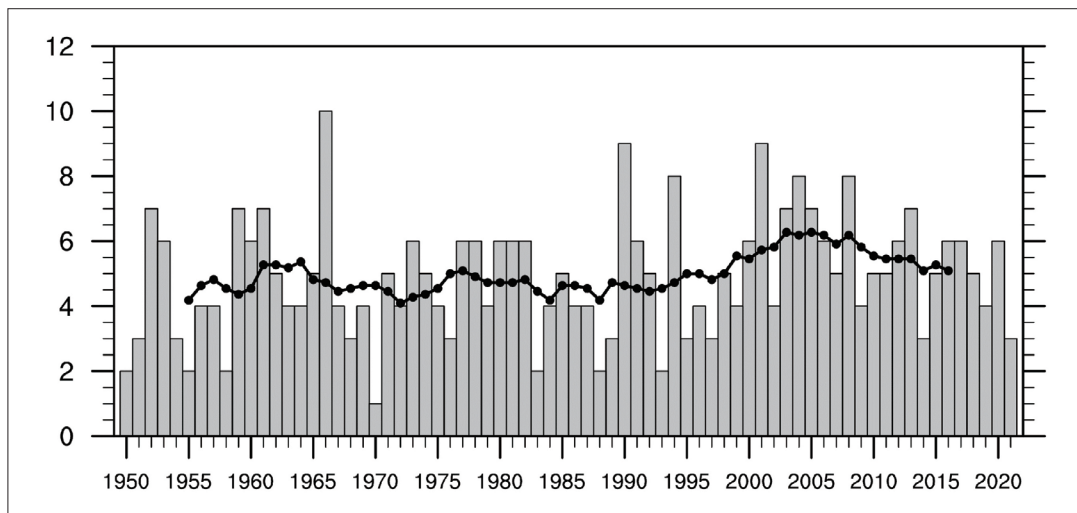


圖2.6.7 1950年至2021年期間，每年進入臺灣海岸線300公里範圍內，且停留12小時 (含) 以上的颱風 (生命週期內最大風速 ≥ 35 knots) 個數時間序列圖。黑實線代表11年滑動平均，橫軸代表年分，縱軸代表每年影響臺灣的颱風個數。(依李清滕與盧孟明 [2012] 之定義重繪。本報告產製。)

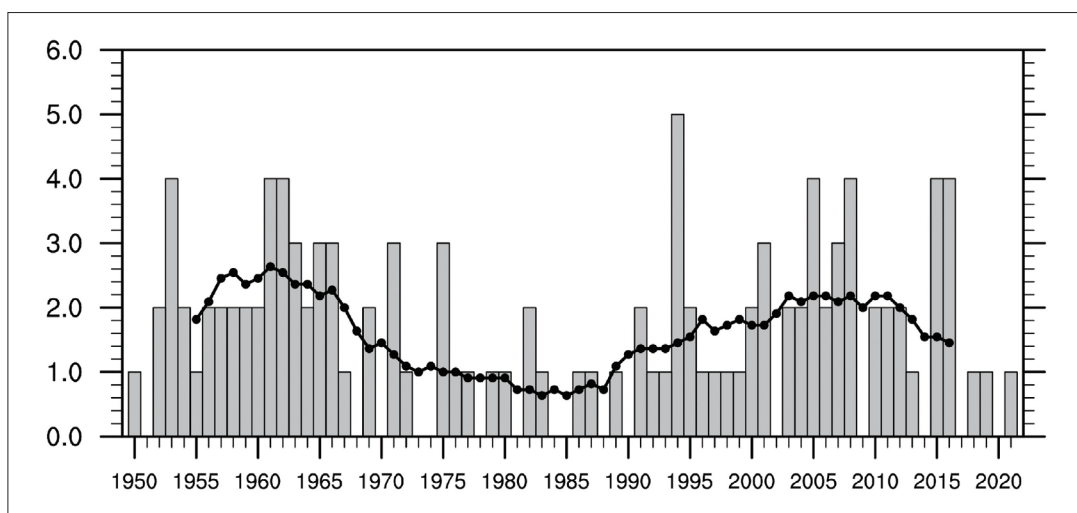


圖2.6.8 1950年至2021年期間，每年進入臺灣海岸線300公里範圍內，且停留12小時 (含) 以上的颱風，達到強烈颱風等級 (生命週期內最大風速 ≥ 95 knots) 的個數時間序列圖。黑實線代表11年滑動平均，橫軸代表年分，縱軸代表每年影響臺灣的強烈颱風個數。(依李清滕與盧孟明 [2012] 之定義重繪。本報告產製。)

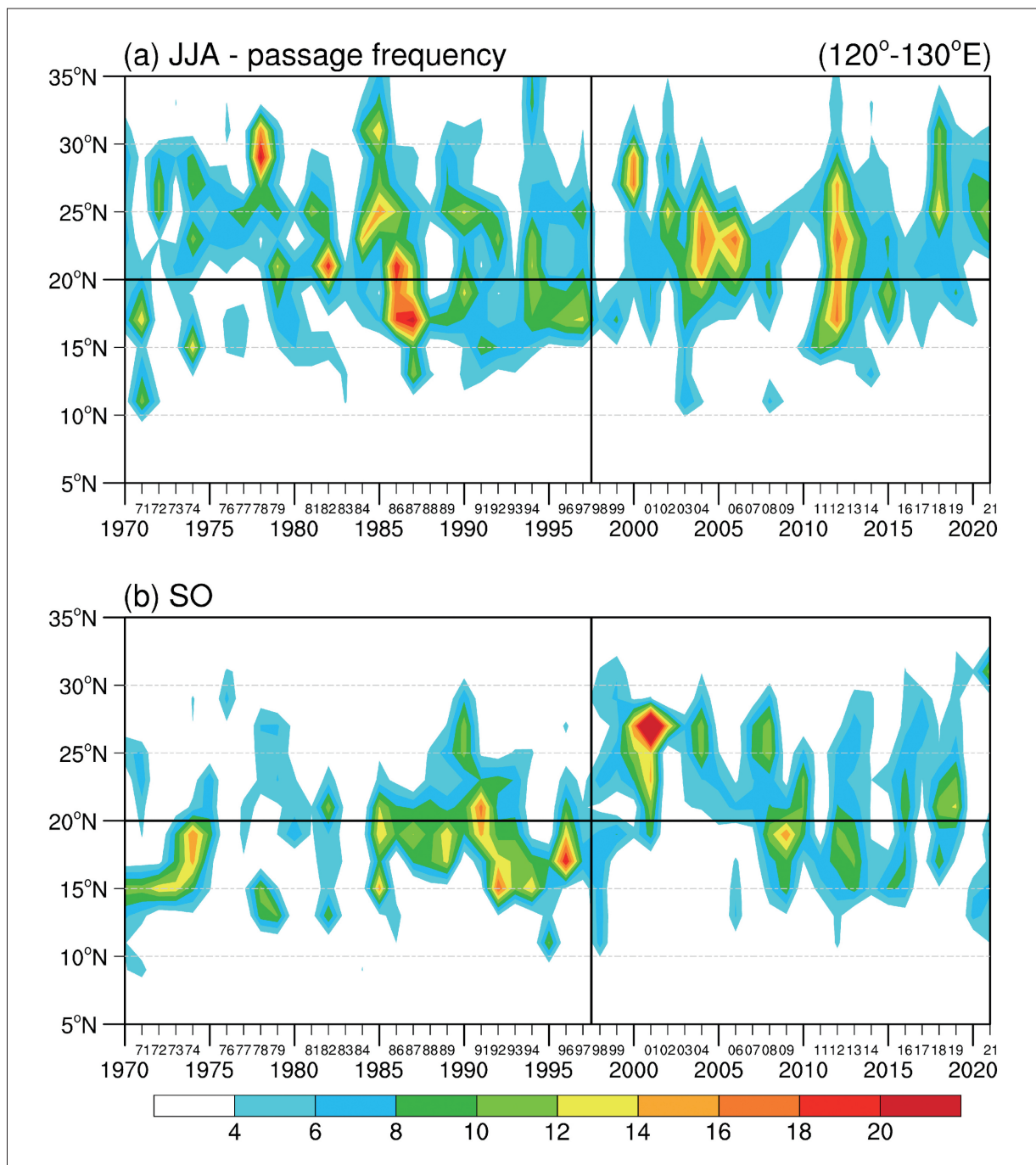
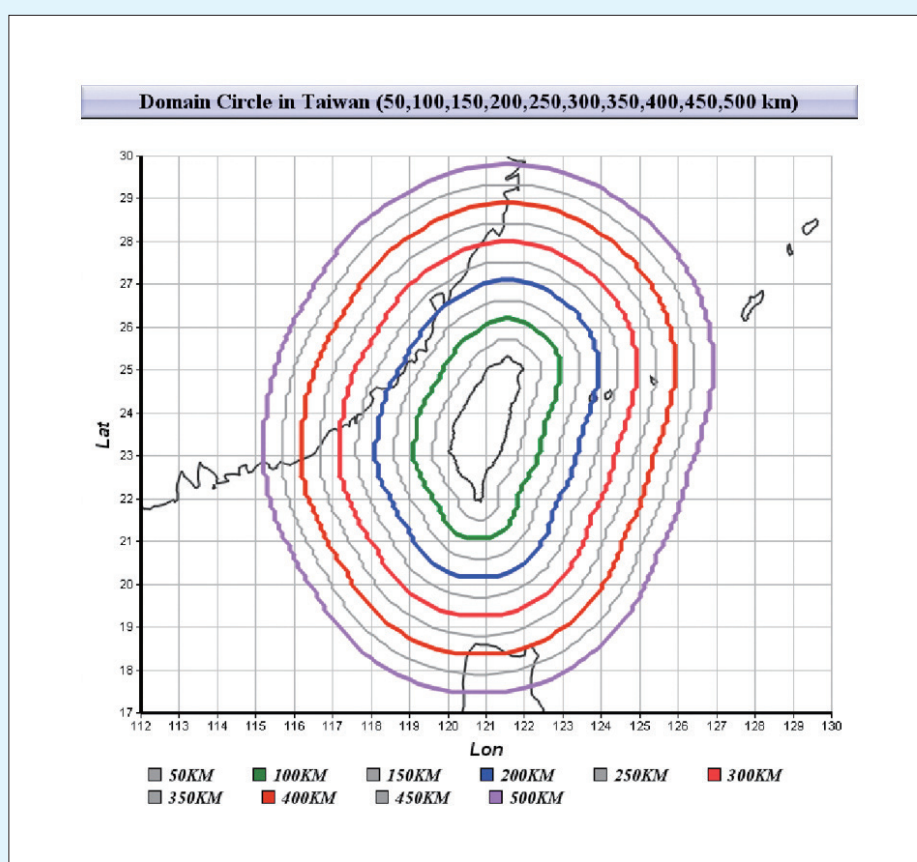


圖2.6.9 1970年至2021年期間，通過120°E至130°E範圍的颱風頻率時間序列圖。(a) 夏季 (6月至8月)、(b) 秋季 (9月至10月)。橫軸代表年分，縱軸代表緯度，南北方向資料網格解析度為2個緯度。(依Tu et al. [2020] 之方法重繪，本報告產製)

文字框 5 | 侵臺颱風定義

如何客觀的界定一個颱風是否影響臺灣？學者或研究單位為了不同的研究或作業目的，而有不同的客觀判定方式。以中央氣象署為例，便是以臺灣本島為中心，設立一個方形範圍 (118°E至124°E、20°N至27°N)，當颱風移動至此範圍內，平地氣象觀測站所觀測到的颱風風力達到放假標準 (即平均風達到7級風 [13.9 m s^{-1}] 以上或陣風達到11級風 [28.5 m s^{-1}] 以上)，同時對臺灣產生災害，就視為侵臺颱風 (謝信良等人，1988)。不過，由於颱風災害的認定有一定的主觀性，所以學界大多採用固定長形或方形的影響範圍 (Chu et al., 2007; Chen et al., 2010; Hung, 2013)，一旦颱風中心進入該預定影響範圍內，且中心平均風速每小時達到 (含) 34海浬以上，就將該颱風視為「侵臺颱風」。



圖Box 2.6.1 根據臺灣海岸線邊界所定義的50公里至500公里的範圍，圖中每個間距為50公里，橫軸和縱軸分別代表經度和緯度。(摘自李清騰與盧孟明，2012)



這樣的方式，在判讀上顯然簡單許多，不過由於是方形範圍，因此邊緣離臺灣本島的距離並不相等，對於從範圍邊緣短暫通過，且對臺灣毫無影響的颱風，仍會被計算進來，為了減少這樣的誤差，有必要再重新去思考和定義更為客觀，且合適於氣候分析研究與颱風預報應用的影響臺灣之颱風。

李清騰與盧孟明 (2012) 分析1970年至2009年的6月至10月間，所有颱風中心位置與臺灣氣象觀測站間的距離，以及當時測站所觀測到的降雨量，發現降雨量會隨著颱風中心離測站愈遠而減少，當距離超過300公里之外，測站降雨量便無明顯的變化。因此，以臺灣海岸邊界形狀為基準，往外擴展300公里，可作為界定颱風影響臺灣的範圍。所以，當颱風中心進入到此範圍內，至少停留12小時，且近中心平均最大風速達到 (含) 每小時34海浬以上，就稱該颱風為「影響臺灣的颱風」，本小節有關於侵臺颱風的個數變化，即採用此定義。

2.6.5 臺灣午後對流之過去變遷

臺灣暖季 (5月至9月) 除了鋒面及颱風降雨外，午後對流降雨也是重要的水資源來源 (Wang & Chen, 2008; Chen et al., 2011; Huang et al., 2016)。午後對流常發生在地表溫度最高溫後的下午時段，常具有「局部短延時強降雨」的特徵 (Jou et al., 2015)，因此容易造成積淹水的災害。以長期平均來看，在梅雨季 (5月至6月)，儘管午後對流帶來的雨量不如鋒面降雨多，但也位居次要 (Wang & Chen, 2008; Chen et al., 2011)。而在夏季 (6月至8月)，午後對流的雨量約占總雨量的40%至50%，降雨發生日數亦約占40%至50%，是臺灣夏季最常見的天氣系統 (Huang et al., 2015)。然而由於臺灣的地形特殊，不同區域的午後對流特徵也不同。Huang et al. (2015) 利用臺灣地面測站資料，發現夏季時中央山脈迎風面山區的午後對流發生頻率明顯高於其他地區 (圖2.6.10a)。降雨強度較強的區域為迎風面山區及臺北盆地 (圖2.6.10c)。

就長期趨勢而言，Huang & Chen (2015) 發現1982年至2012年間臺灣梅雨季午後對流的發生頻率有增加的趨勢，且降雨強度也有增強的現象。而針對夏季，Huang et

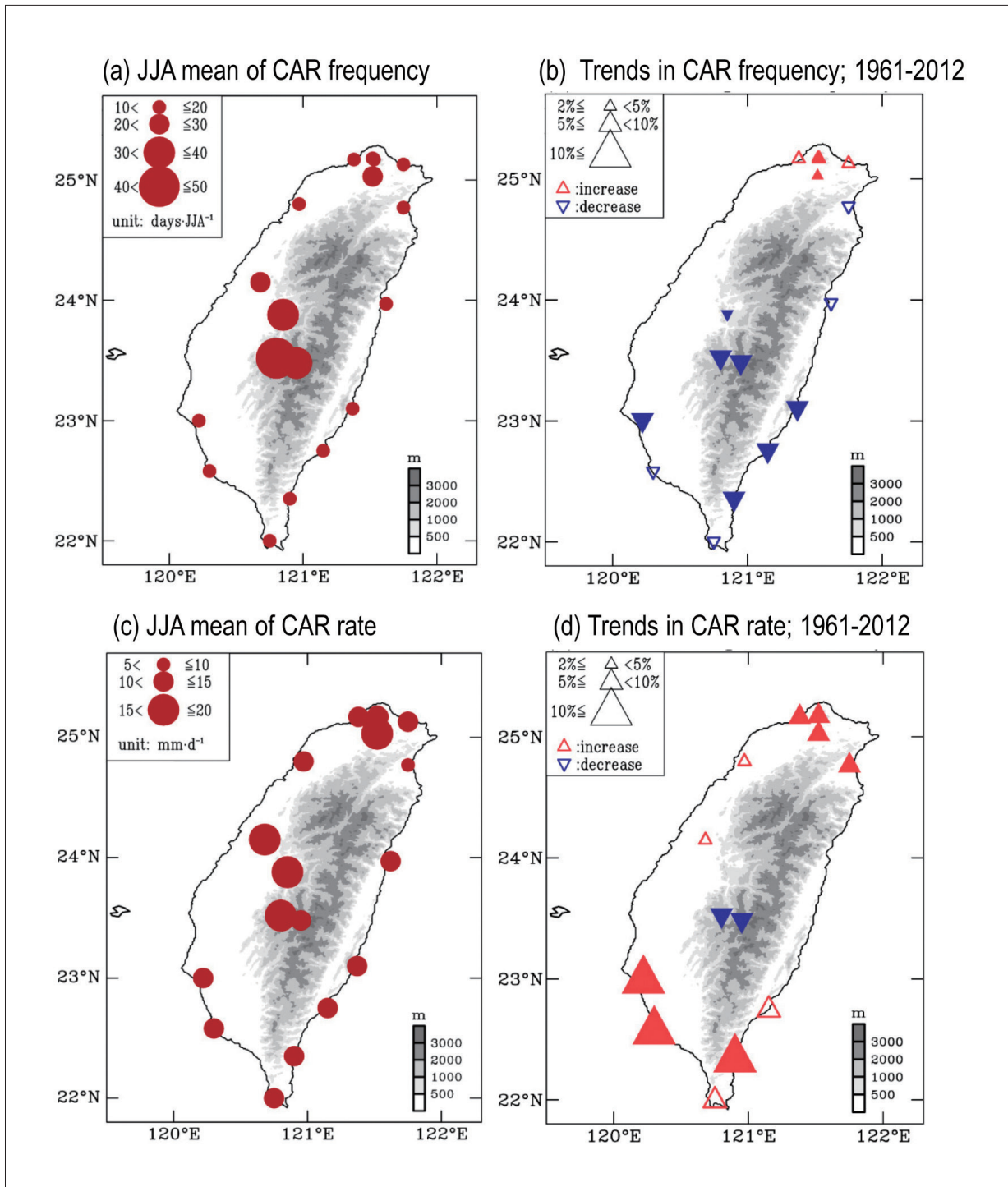


圖2.6.10 夏季午後對流發生頻率及降水強度特徵，使用臺灣地面測站資料。(a) 午後對流發生頻率於1960年至2012年間的平均；(b) 午後對流發生頻率在1961年至2012年間的線性趨勢變化百分比率，百分比率=每年變化量/氣候平均值 $\times 100\%$ ；(c) 午後對流降水強度於1960年至2012年間的平均（單位： $\text{mm} \cdot \text{day}^{-1}$ ）；(d) 午後對流降水強度在1961年至2012年間的線性趨勢變化百分比率。實心三角形表示通過10%顯著性檢定，空心表示未通過。（摘自Huang et al., 2015）



al. (2015) 利用臺灣地面測站資料檢視1961年至2012年間夏季午後對流的趨勢特徵 (圖2.6.10b)，發現北部的午後對流發生頻率有增加的趨勢，但在其他地區卻是減少的趨勢。造成此區域性差異的原因，可能是由於北部地區的熱力不穩定度增加且海風的輻合增強，其他地區則是熱力不穩定度減少，海風的輻合減弱。另一方面，圖2.6.10d顯示夏季午後對流的降雨強度僅在山區測站有減弱的現象，在其他地區則是增強的趨勢，尤其南部增強的幅度最為明顯。進一步分析環境場認為可能與水氣輻合的長期趨勢變化有關，其雖然在低海拔地區有增強的現象，但在高山區域反而有減少的現象。另外，Chen et al. (2007) 也同樣注意到臺北盆地的夏季午後對流加劇 (1961年至2005年)，並其將此歸因於城市熱島效應增強。Lin et al. (2011) 比較衛星觀測資料及中尺度模式模擬的結果，同樣發現都市熱島效應可能增強都市下風處山區的降雨強度，模式中不同的土地用途分類則會影響降雨位置。

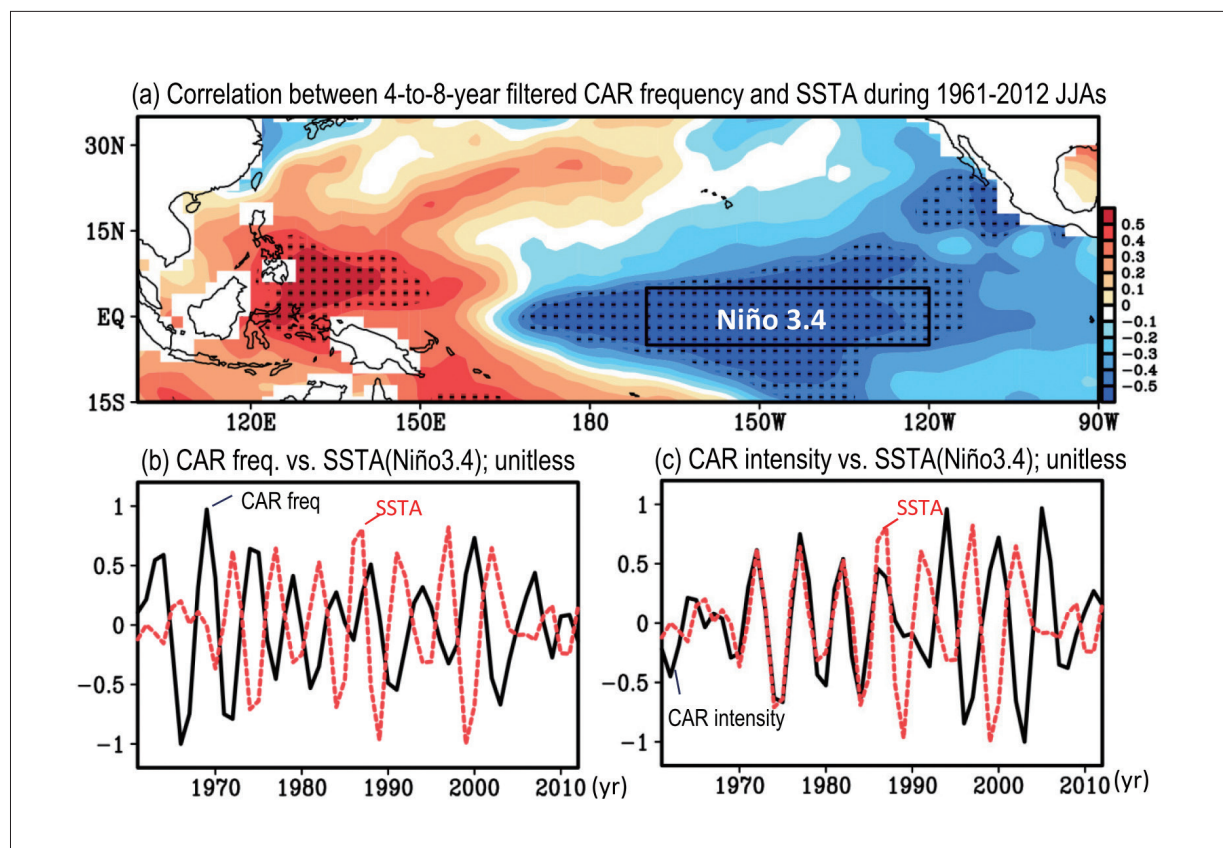


圖2.6.11 臺灣夏季午後對流降水事件與聖嬰現象之關聯。(a) 1960年至2012年間夏季午後對流發生頻率之4年至8年週期變化與海溫的相關性，打點表示通過10%顯著性檢定。(b) 標準化臺灣夏季午後對流發生頻率 (黑線) 與東太平洋海溫 (紅色虛線) 之時間序列，數值已經過4年至8年濾波及標準化處理。(c) 類似 (b)，但為夏季午後對流降水強度的結果。(摘自Huang et al., 2019)

Huang et al. (2015) 發現臺灣夏季午後對流發生頻率具有10年至20年及4年至8年的週期，而降雨強度則具有4年至8年週期。Huang et al. (2015) 認為10年至20年週期與東太平洋海溫的10年至20年週期相關，海表面溫度改變引起的大氣環流變異是可能的原因。此外，Huang et al. (2019) 亦發現臺灣夏季午後對流的4年至8年週期變化與東太平洋海溫4年至8年週期變化有關 (圖2.6.11a)。午後對流發生頻率與東太平洋海溫呈現負相關 (圖2.6.11b)，當海溫變冷時臺灣午後對流變得更頻繁的發生，由於東太平洋海溫變冷時，臺灣東方的副熱帶高壓增強，造成低層風場輻合增強，局地熱力不穩定增加，有助於午後對流形成，反之亦然。午後對流降雨強度與海溫在1980年代前後有不一樣的關係 (圖2.6.11c)，在1980年代前期 (後期) 與海溫呈現正相關 (負相關)。這可能是因在1980年代前期海溫較暖 (冷) 時，支持午後對流降雨強度的水氣通量增加 (減少)，但在1980年代後期兩者的關係則相反。由於臺灣的區域面積不大，當大尺度環流有稍微偏移時，就有可能產生不同的午後對流降雨特徵，過去認知的現象可能已產生變化，或是將產生變化，因此應當持續地了解氣候變遷下臺灣午後對流降雨特徵的變化。

2.6.6 梅雨

梅雨是東亞氣候的特徵之一，臺灣的梅雨期一般落在5月中旬至6月中旬，滯留鋒面配合地形影響，容易造成豪雨事件 (陳泰然，1994；Wang et al., 2005)，但也是東亞地區重要的水資源，對農業灌溉極為重要 (陳慶昌等人，2007；Hung & Hsu, 2008)。本節分析梅雨的長期趨勢，包含總雨量、雨日降雨強度和極端降雨。

使用TCCIP網格化降雨資料分別計算5月分、6月分日雨量的線性趨勢 (1960年至2020年) (圖2.6.12)，5月分雨量全臺大部分地區有增加的趨勢，顯著增加的地區主要集中在北部、中部及南部山區。6月分雨量變化趨勢有明顯空間上的差異，西部及東部雨量減少；北部、中部山區、高雄及屏東則偏向增加，但大多未通過顯著性檢定。雨日降雨強度 (Simple Daily Intensity Index, SDII) (圖2.6.13) 具有年際變化特徵且6月分的變化幅度較5月分大。5月分的雨日降雨強度有顯著增加的趨勢，平均每年增加0.063 毫米 (通過5%顯著性檢定)，但6月分趨勢幾乎持平且未通過檢定。

梅雨期極端降雨強度的變化以日雨量第90百分位 (PR90) 為指標 (圖2.6.14)。比較



1960年至1980年及2000年至2020年兩個時期的極端降雨強度，發現5月分極端降雨強度增加，6月分反之。極端降雨集中在山區 (圖2.6.15a)，6月分雨量明顯高於5月分，分布範圍由山區延伸到西南部平原。極端降雨的雨量變化 (圖2.6.15b) 為後20年平均減前20年平均，2個月分皆可以看到極端雨量的變化在山區較大，尤其6月分的變化有類似線性趨勢 (圖2.6.12) 的空間分布。綜合上述，近60年的臺灣梅雨期雨量變遷，全臺整體變化的幅度5月分較6月分明顯的增加。降雨特徵在中部及南部山區為總雨量增加、雨日降雨強度和極端降雨的強度皆增加；平地及沿海區域，除了北部雨日降雨強度增加外，其他變化較不明顯。

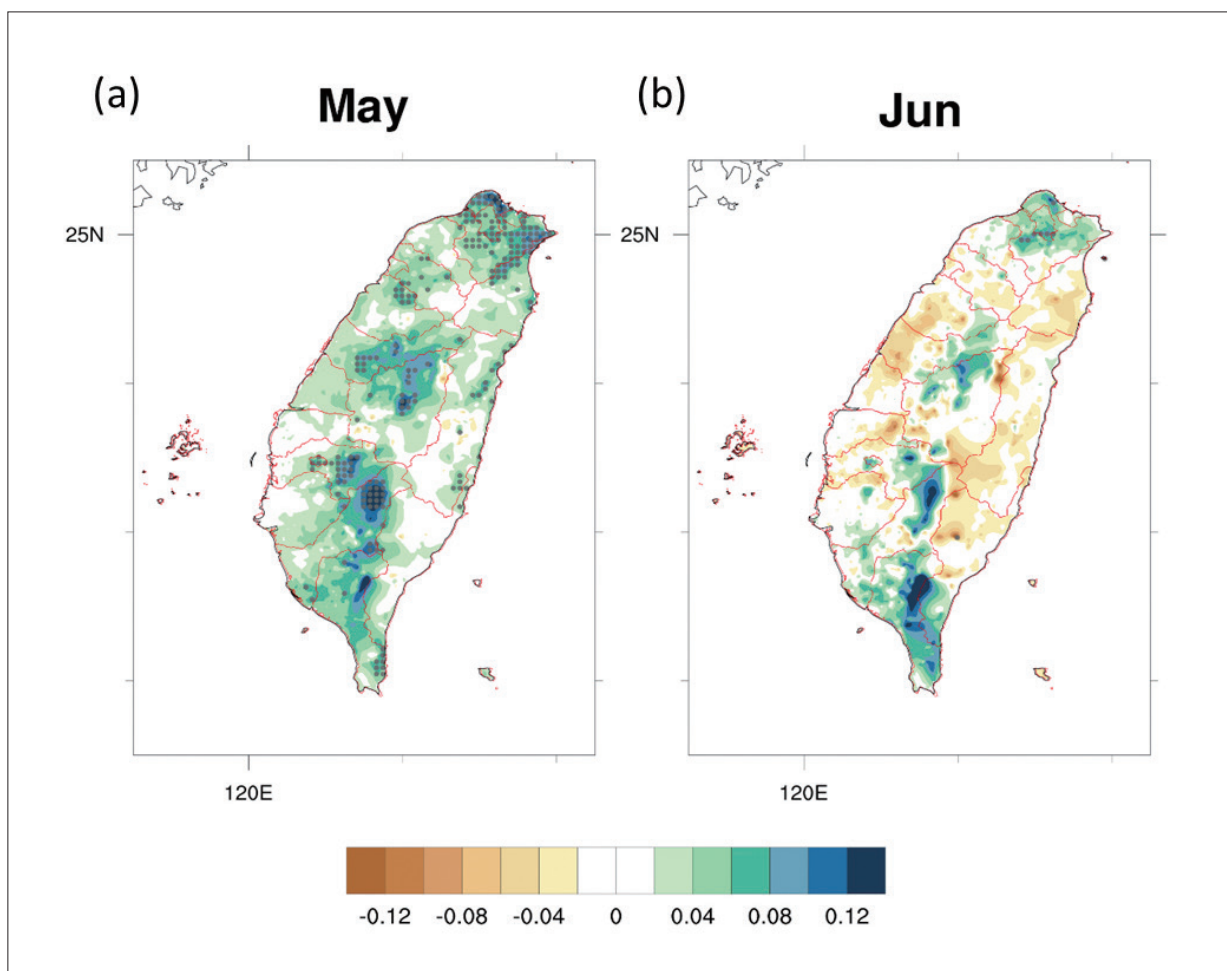


圖2.6.12 臺灣梅雨期月平均日雨量之線性趨勢 (1960年至2020年)。(a) 5月 (b) 6月，單位為 mm year^{-1} ，打點地區表示通過5%顯著性檢定。(資料來源：本報告產製)

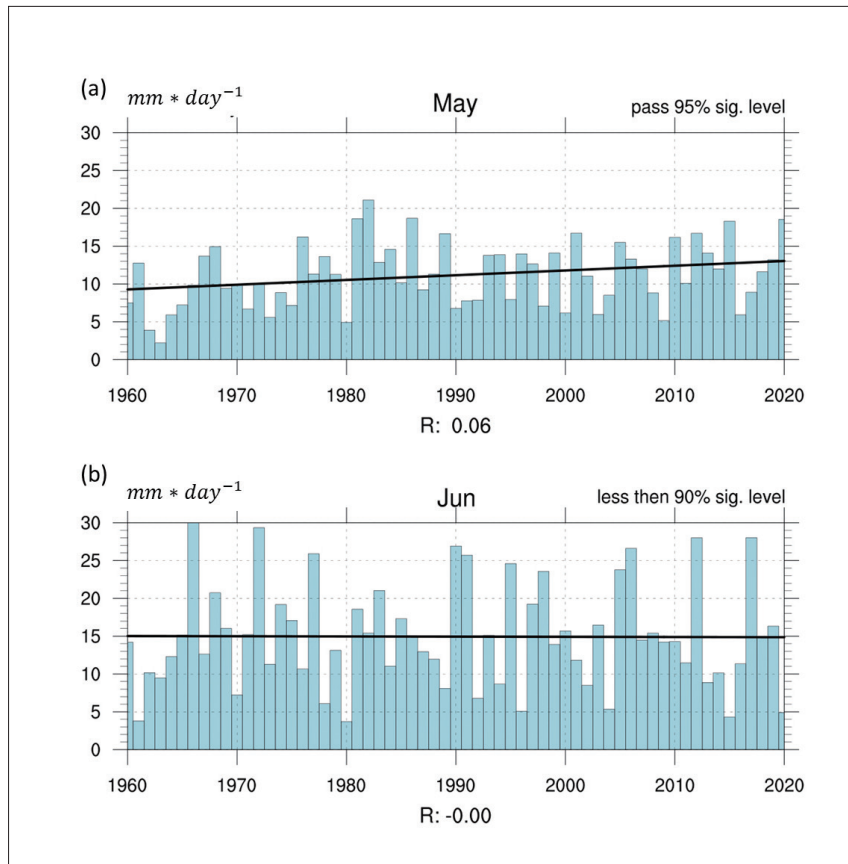


圖2.6.13 臺灣梅雨期雨日降雨強度 (SDII) (長條圖) 及線性趨勢 (黑線)。(a) 5月，(b) 6月。橫軸為時間、縱軸為SDII指標，R為迴歸係數。(資料來源：本報告產製)

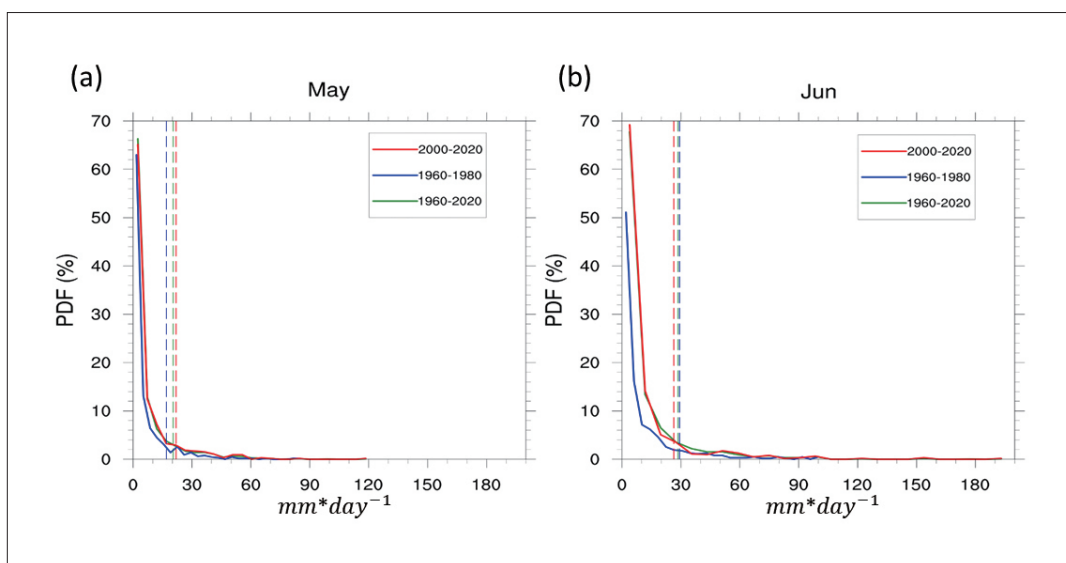


圖2.6.14 臺灣梅雨期日雨量的機率分布圖。(a) 5月，(b) 6月。實線是機率分布曲線，虛線為日雨量第90百分位 (PR90) 參考線，綠色為1960年至2020年間的平均，藍色為1960年至1980年間的平均，紅色為2000年至2020年間的平均。橫軸為日雨量 (毫米)，縱軸為百分機率 (%)。(資料來源：本報告產製)

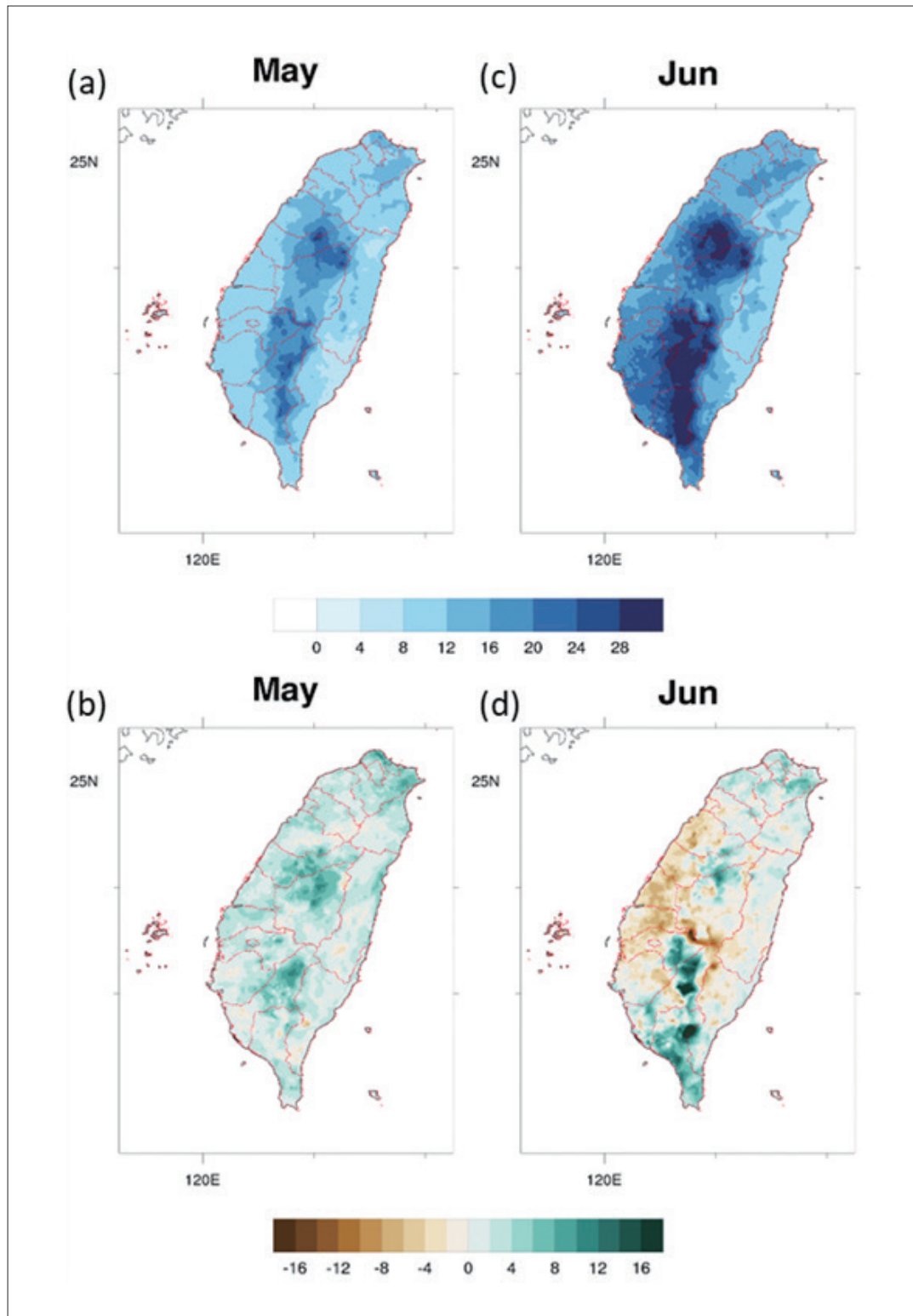


圖2.6.15 臺灣梅雨季極端降雨日雨量 (PR90) 之空間分布及長期變化。單位為毫米。(a)、(c) 分別為5月、6月極端降雨日雨量 (PR90) 於1960年至2020年間的空間分布；(b)、(d) 分別為5月、6月極端降雨日雨量的變化，變化量為2000年至2020年之平均減1960年至1980年之平均。(資料來源：本報告產製)

文字框 6 | 極端指標定義

參考世界氣象組織 (World Meteorological Organization, WMO) 的氣候變遷偵測與指標專家小組 (Expert Team on Climate Change Detection and Indices, ETCCDI)¹ 定義的氣候變遷指標，評估極端事件的頻率或嚴重程度，挑選出適用於臺灣氣候特徵的22項指標，並參考相關文獻進行調整，詳細說明參考臺灣氣候變遷關鍵指標圖集：AR6統計降尺度版 (2023)，關鍵指標包含11項溫度指標與12項降雨指標，如表BOX 2.6.1 (本報告另增大豪雨日R350mm指標)。

表BOX 2.6.1 23項評估臺灣氣候變遷的關鍵指標 (資料來源：臺灣氣候變遷關鍵指標圖集：AR6統計降尺度版)

溫度指標	降雨指標
日最高溫極大值 TXx	最大一日降雨量 Rx1day
日最低溫極大值 TNx	最大連續五日累積降雨量 Rx5day
日最高溫極小值 TXn	雨日 RR1
日最低溫極小值 TNn	雨日總降雨量 PRCPTOT
冷夜天數 TN10p	雨日降雨強度 SDII
冷晝天數 TX10p	10 毫米雨日 R10mm
暖夜天數 TN90p	20 毫米雨日 R20mm
暖晝天數 TX90p	大雨日 R80mm
極端高溫持續指數 HWDI	豪雨日 R200mm
極端低溫持續指數 CWDI	大豪雨日 R350mm
日夜溫差 DTR	最長連續不降雨日 CDD
	最長連續降雨日 CWD

¹ 氣候變遷偵測與指標專家小組 (ETCCDI)：主要是為了協助大眾更容易地理解和應對氣候變遷問題而設立的。提供了許多有關氣候變遷指標的定義及計算方式，以及相關的軟體套件及應用指導，讓使用者可以更方便地進行氣候變遷研究及分析。更多資訊請參考 <https://www.wcrp-climate.org/etccdi>



溫度指標

1. 日最高溫極大值 TXx (Annual maximum value of daily maximum temperature)

一年之中，日最高溫的最大值，單位為°C。

2. 日最低溫極大值 TNx (Annual maximum value of daily minimum temperature)

一年之中，日最低溫的最大值，單位為°C。

3. 日最高溫極小值 TXn (Annual minimum value of daily maximum temperature)

一年之中，日最高溫的最小值，單位為°C。

4. 日最低溫極小值 TNn (Annual minimum value of daily minimum temperature)

一年之中，日最低溫的最小值，單位為°C。

5. 冷夜天數 TN10p (Annual count of days when daily minimum temperature is less than the 10th percentile)

一年之中，日最低溫低於基期當天第10百分位數的總天數，單位為天。

■說明 使用基期 (基期年分的選擇視分析目的而定，例如在第二章分析臺灣歷史氣候變遷時，使用的基期為1961年至1990年。而在第三章中評估未來推估時，則使用1995年至2014年。) 的日最低溫資料，取樣每一日曆天及該日曆天前、後各2天一總共5天的30年資料—合計150筆資料。利用這150筆資料計算第10百分位數的溫度，作為該日曆天的門檻值。將每日最低溫與前面得到的該日門檻值比較，若低於門檻值則為冷夜，再計算一年之中的冷夜天數。

6. 冷晝天數 TX10p (Annual count of days when daily maximum temperature is less than the 10th percentile)

一年之中，日最高溫低於基期當天第10百分位數的總天數，單位為天。

■說明 使用基期的日最高溫資料，取樣每一日曆天及該日曆天前、後各2天一總共5天的30年資料—合計150筆資料。利用這150筆資料計算第10百分位

數的溫度，作為該日曆天的門檻值。將每日最高溫與前面得到的該日門檻值比較，若低於門檻值則為冷晝，再計算一年之中的冷晝天數。

7. 暖夜天數 TN90p (Annual count of days when daily minimum temperature is greater than the 90th percentile)

一年之中，日最低溫高於基期當天第90百分位數的總天數，單位為天。

■說明 使用基期的日最低溫資料，取樣每一日曆天及該日曆天前、後各2天一總共5天的30年資料一合計150筆資料。利用這150筆資料計算第90百分位數的溫度，作為該日曆天的門檻值。將每日最低溫與前面得到的該日門檻值比較，若高於門檻值則為暖夜，再計算一年之中的暖夜天數。

8. 暖晝天數 TX90p (Annual count of days when daily maximum temperature is greater than the 90th percentile)

一年之中，日最高溫高於基期當天第90百分位數的總天數，單位為天。

■說明 使用基期的日最高溫資料，取樣每一日曆天及該日曆天前、後各2天一總共5天的30年資料一合計150筆資料，統計得到日最高溫的第90百分位數的溫度，作為該日曆天的門檻值。將每日最高溫與前面得到的該日門檻值比較，若高於門檻值則為暖晝，再計算一年之中的暖晝天數。

9. 極端高溫持續指數 HWDI (Heat wave duration index)

一年之中，連續3天以上日最高溫高於基期第95百分位數之事件總天數，單位為天。

■說明 使用基期的日最高溫資料，統計基期內所有天數的日最高溫第95百分位數，作為判斷是否為極端高溫事件的溫度門檻值，計算一年之中連續3天以上日最高溫高於門檻值的事件數，得到所有事件數的天數總和。

10. 極端低溫持續指數 CWDI (Cold wave duration index)

一年之中，連續3天以上日最低溫低於基期第5百分位數之事件總天數，單位為天。



■說明 使用基期的日最低溫資料，統計基期內所有天數的日最低溫第5百分位數，作為判斷是否為極端低溫事件的溫度門檻值，計算一年之中連續3天以上日最低溫低於門檻值的事件數，得到所有事件數的天數總和。

11. 日夜溫差 DTR (Daily temperature range)

一年之中，日最高溫與日最低溫差值之年平均值，單位為°C。

降雨指標

1. 最大一日降雨量 Rx1day (Maximum 1-day precipitation)

一年之中，日降雨量的最大值，單位為mm。

2. 最大連續五日累積降雨量 Rx5day (Maximum consecutive 5-day precipitation)

一年之中，連續5日累積降雨量的最大值，單位為mm。

3. 雨日 RR1 (Wet days)

一年之中，日降雨量達到1毫米以上的總天數，單位為天。

4. 雨日總降雨量 PRCPTOT (Annual total precipitation in wet days)

一年之中，所有雨日的總降雨量，單位為mm。

5. 雨日降雨強度 SDII (Simple daily intensity index)

一年之中，雨日的平均降雨量，即所有雨日的總降雨量除以雨日天數，單位為mm day⁻¹。

6. 10 毫米雨日 R10mm (Annual count of days when daily precipitation is greater than or equal to 10mm)

一年之中，日降雨量達到10毫米以上的總天數，單位為天。

7. 20 毫米雨日 R20mm (Annual count of days when daily precipitation is greater than

or equal to 20mm)

一年之中，日降雨量達到20毫米以上的總天數，單位為天。

8. 大雨日 R80mm (Annual count of days when daily precipitation is greater than or equal to 80mm)

一年之中，日降雨量達到80毫米以上的總天數，單位為天。

9. 豪雨日 R200mm (Annual count of days when daily precipitation is greater than or equal to 200mm)

一年之中，日降雨量達到200毫米以上的總天數，單位為天。

10. 大豪雨日 R350mm (Annual count of days when daily precipitation is greater than or equal to 350mm)

一年之中，日降雨量大於 (含) 350毫米的總天數，單位為天。

11. 最長連續不降雨日 CDD (Maximum number of consecutive dry days)

一年之中，日降雨量少於1毫米之連續最長天數，單位為天。若遇跨年事件則併入隔年指標數值。

12. 最長連續降雨日 CWD (Maximum number of consecutive wet days)

一年之中，日降雨量達到1毫米以上之連續最長天數，單位為天。

2.7 臺灣空氣品質變遷

本節彙整臺灣空氣品質的歷史變遷，並初步說明COVID-19對空氣品質的影響。臺灣從1990年代陸續設置空氣品質監測站，早期設備以監測二氧化硫 (SO₂)、氮氧化物 (NO_x)、臭氧 (O₃)、一氧化碳 (CO) 以及粒狀污染物 (PM₁₀) 為主，2005年以後由於細懸浮微粒 (PM_{2.5}) 對環境及健康的衝擊逐漸受到重視，陸續增加PM_{2.5}監測儀。累積至今達20



年的地面觀測逐時資料，由於監測數據品質良好，除原本推動空氣品質保護及防制空氣污染工作的目的之外，亦被學界運用於研究空氣品質長期變化、空氣污染事件解析、以及空氣品質與農業、健康的關連性等課題。

2.7.1 空氣品質的歷史變遷

臺灣空氣品質變遷狀況可從環境部 (前行政院環保署) 每年發表的空氣品質監測年報窺見一二。最近一期的空氣品質監測年報 (行政院環保署, 2021) 顯示，臺灣2012年至2021年期間PM₁₀、PM_{2.5}、SO₂、NO_x和CO年平均濃度呈現下降趨勢，唯有O₃濃度持平 (圖2.7.1)。造成臺灣空氣品質變遷的原因相當複雜，包括氣候變遷、排放控制 (包括本土和境外排放)、都市及產業發展、人類活動、交通工具使用習慣 (例如捷運開通或使用汽油和柴油車變成使用電動車) 等等，不易單從觀測資料評估氣候變遷的影響，因此本小節主要從觀測資料回顧臺灣空氣品質以及各污染物變遷情況，有關氣候變遷對空氣品質影響相關研究，請參考第一章1.6節及第三章3.6節。

Cheng & Hsu (2019) 分析2006年至2017年環境部 (前行政院環保署) PM_{2.5}濃度，顯示臺灣PM_{2.5}濃度有減少的趨勢，而北部PM_{2.5}濃度降低的趨勢大於南部。進一步分析1979年至2017年ERA-interim再分析資料，顯示冬季地表風速減少，加上南部位在東北季風背風面，抵銷了控制排放的效果。風速變化趨勢可參考本章2.4節。PM_{2.5}組成成分相當複雜，早期僅有少數研究性質的密集觀測實驗結果，Chou et al. (2022) 更進一步回顧PM_{2.5}組成的歷史變遷，比較2003年至2009年期間中研院環境變遷研究中心多次密集實驗結果與環境部測站2017年至2021年平均PM_{2.5}組成 (圖2.7.2)，顯示臺北、臺中、花蓮及高雄等4地區的PM_{2.5}總濃度下降48%至55%，大致上組成成分沒有明顯變化，非海鹽硫酸鹽 (nss-sulfate) 在西半部約佔PM_{2.5}總質量的20%，由於排放控制策略得當，高屏地區元素碳 (elementary carbon, EC) 的PM_{2.5}總質量佔比下降，值得注意的是4個地區的硝酸鹽佔比都上升。由於硝酸鹽生成過程與NO_x、VOC、O₃等反應過程會互相影響，不僅與排放量有關，溫度及日照等氣象參數也會影響反應速率。除了地面觀測資料，Lee et al. (2019) 分析2005年至2015年之間的衛星資料，顯示此10年間臺灣NO₂約減少了24%。Singh et al. (2020) 分析2003年至2018年鹿林山 (2862m高) PM_{2.5}濃度，亦發現來自中南半島生質燃燒的有機碳 (Organic Carbon, OC) 以及非海鹽源鉀離子濃度有減少的

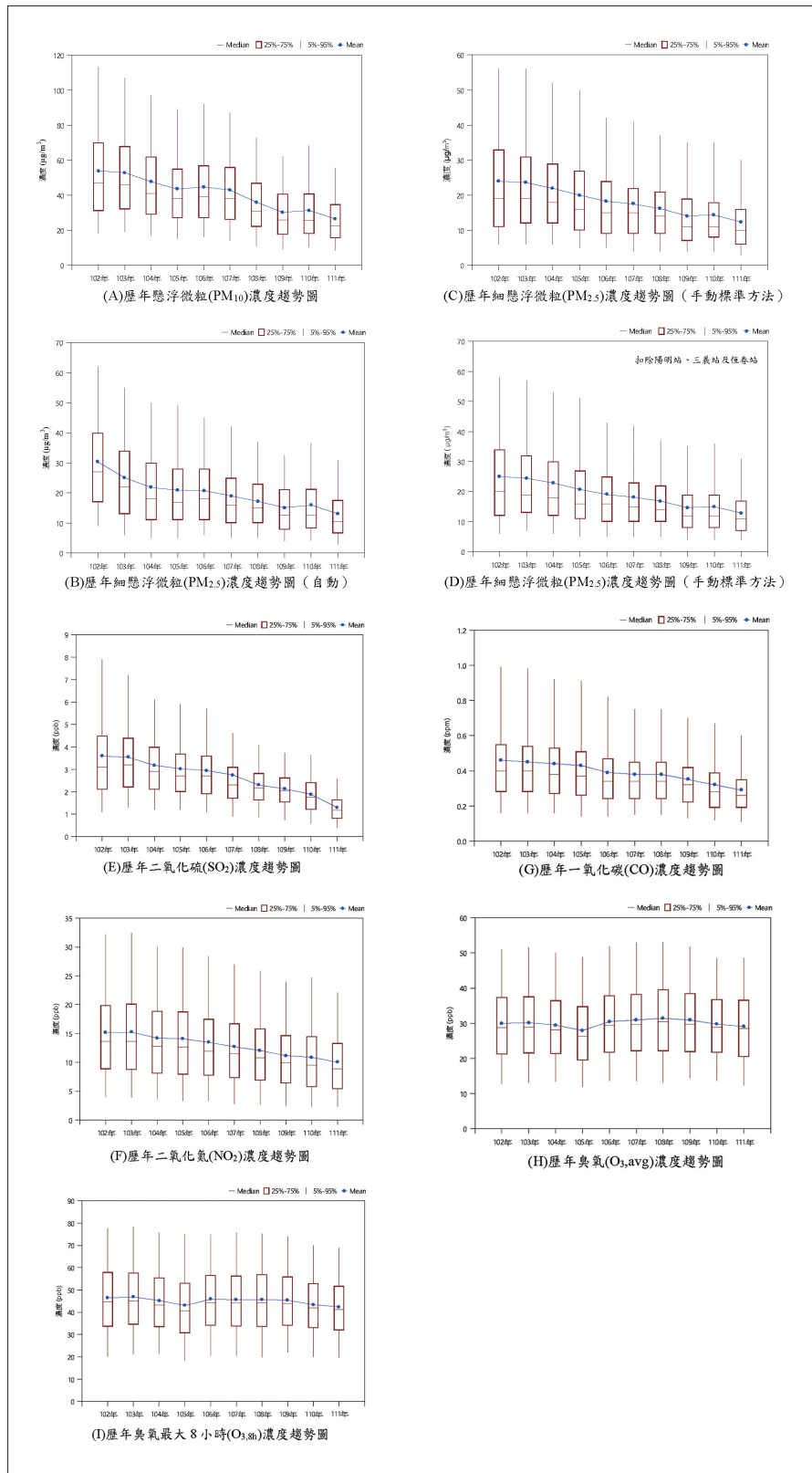


圖2.7.1 臺灣2012年至2021年常見污染物之年平均。(a) PM₁₀、(b) PM_{2.5} (自動觀測)、(c) PM_{2.5} (手動標準方法觀測)、(d) PM_{2.5} (手動標準方法觀測, 扣除陽明站、三義站、恆春站)、(e) SO₂、(f) NO₂和 (g) CO、(h) O₃及 (i) O₃最大8小時濃度趨勢圖。(摘自環保署 [現為環境部], 2021年報。子圖順序為先由上至下, 再由左至右。)



趨勢，而來自人為活動的硝酸鹽則有增加的趨勢。

從各種觀測資料顯示，臺灣地區主要污染物濃度都呈現下降趨勢，只有 O_3 是唯一近10年來濃度持平的污染物，甚至2020年全臺灣高污染事件日 ($AQI > 100$) 中，有72%來自高濃度 O_3 ，28%來自 $PM_{2.5}$ (環保署，2021)，因此氣候變遷對硝酸鹽、 NO_x 、VOC和臭氧影響的研究，是目前迫切需要的 (Chuang et al., 2022)。

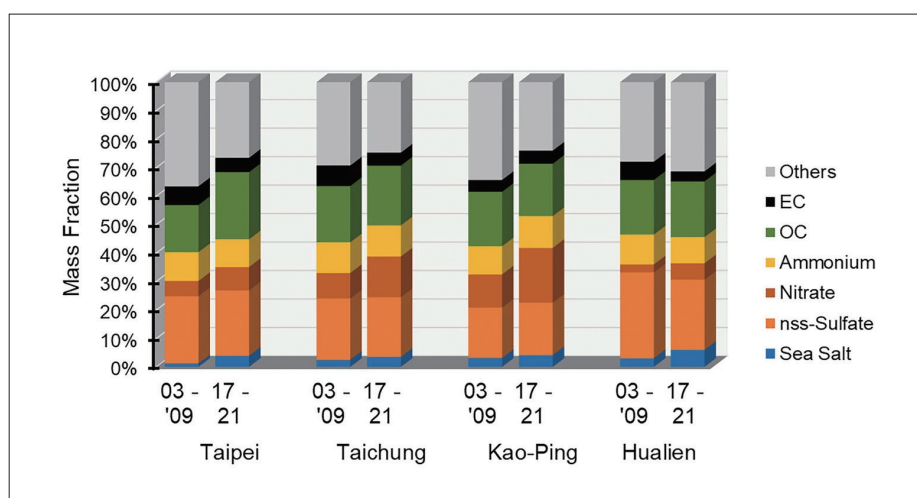


圖2.7.2 $PM_{2.5}$ 化學組成隨時間的變化。左直條是2003年至2009年中央研究院環境變遷研究中心密集觀測實驗平均值，右直條為環保署2017年至2021年測站觀測年平均值。由左而右分別為臺北、臺中、高屏及花蓮4區。(摘自Chou et al., 2022)

2.7.2 COVID-19 對臺灣空氣品質的影響

2019年底COVID-19疫情自中國開始往外擴散並造成全世界大流行，在疫情初期(2020年春天)，臺灣並未進行強制警戒，Chang et al. (2021) 分析此時期臺北市跟新北市的空氣品質資料，發現上班日的空氣品質略變差，假日的空氣品質則稍微改進；進一步分析交通資料發現，民眾使用捷運及共享腳踏車的比例下降8%至18%，使用小客車及機車的情況增加11%至21%，顯示當時雖然臺灣的生活步調大致正常，但人民的交通習慣仍然有所改變，反而造成主要污染物濃度上升3%至7%不等。2020年春季起，全世界各國陸續降低工業、經濟活動、跨國交通等活動強度，臺灣也連帶受到影響，Wong et al. (2022) 分析環保署地面測站的主要污染物濃度，包括 PM_{10} 、 $PM_{2.5}$ 、 SO_2 、 NO_2 、 O_3 和CO的2020年平均濃度比起2018年至2019年減少1.3%至24%，整年的高污染事件日少了

30%。2020年到2021年初，臺灣的疫情比起世界各國相對輕微，直到2021年5月中，因疫情嚴重而進入3級警戒並持續到7月底，Huang et al. (2023) 分析在國立臺灣大學所收集到的資料(圖2.7.3)，發現3級警戒期間的PM_{2.5}濃度比起3級警戒前(2021年3月到5月初)減少49%，其中來自交通活動的硝酸鹽減少可達90%，顯示如果政府能控制交通流量，將可明顯降低PM_{2.5}濃度。

臺灣位於亞洲大陸邊緣，冬、夏季受不同環流系統影響，易受來自不同地區的長程傳送污染物影響，因此COVID-19疫情除了明顯影響本地的污染物排放，也影響來自境外的污染物濃度。Griffith et al. (2020) 以衛星資料分析2017年至2020年春節期間的NO₂濃度，發現中國的中部到北部NO₂濃度減少約24%，在境外污染的事件裡，臺灣北部PM_{2.5}濃度減少達一半以上。Lai & Brimblecombe (2021) 則以金門、馬祖和馬公等外島測站以及北海岸富貴角的污染物濃度資料，搭配逆軌跡分析，發現比較靠近中國的金門和馬祖站，NO_x和PM_{2.5}濃度降低的趨勢較明顯，由實際地面觀測以及衛星遙測資料都指出，中國在COVID-19疫情管制期間，傳送到臺灣的污染物濃度比疫情前減少。

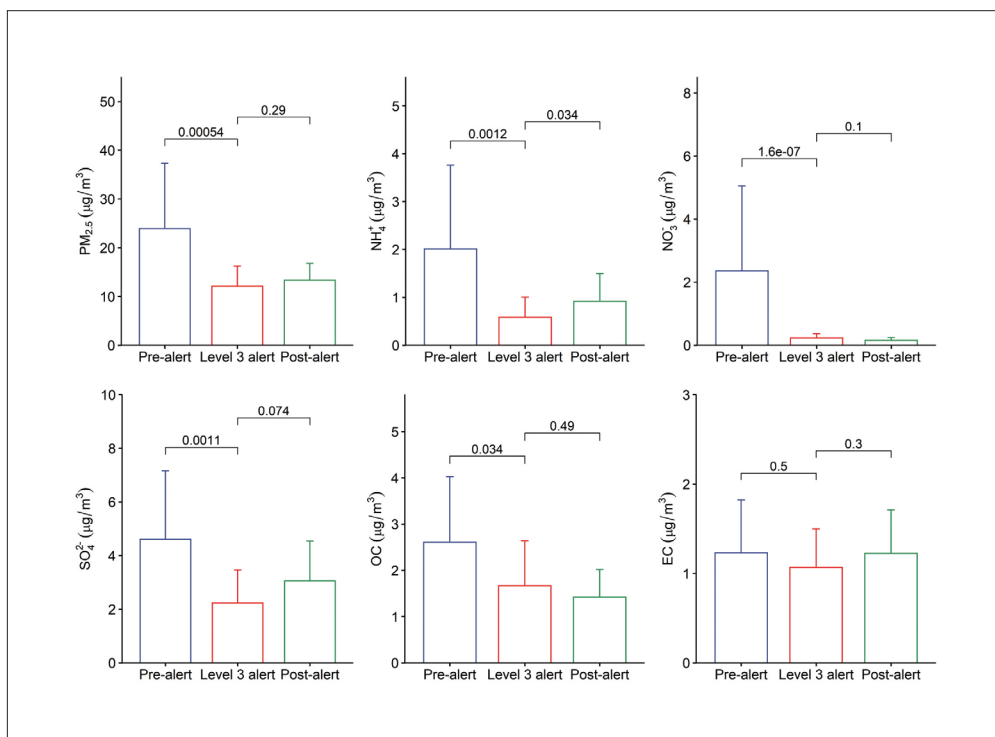


圖2.7.3 COVID-19對常見污染物濃度的影響。上排由左至右分別為PM_{2.5}、NH₄及NO₃，下排由左至右分別為SO₄、OC及EC。圖內長條由左至右分別為3級警戒前(2021年3月4日至5月12日，藍色)、警戒期間(2021年5月15日至7月26日，紅色)及警戒後(2021年7月29日至10月5日，綠色)，資料來自國立臺灣大學。(摘自Huang et al., 2023)



參考文獻

- 呂致穎、洪景山、徐嘉鴻、張兆庠、張博雄、黃馨儀、詹智雄、潘琦、劉坤波、羅資婷 (2023)。1897-2020臺灣氣候統計圖集。交通部中央氣象署。ISBN 978-986-531-506-1
- 朱容練、葉森海、黃柏誠、吳宜昭、陳淡容、王安翔、林欣弘、江宙君、徐理寰、于宜強 (2022)。2020-2021 旱災歷程與應變。國家災害防救科技中心業務報告，NCDR 110-A15。
- 李庭慧、黃威凱、許晃雄 (2018)。台灣氣溫季節循環的長期變遷。大氣科學，46 (3)，294-316。
- 李明營、洪浩哲、許晃雄、王品翔 (2023)。2020-2021臺灣百年大旱原因分析。大氣科學，51 (1)，30-55。
- 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。
- 行政院環境保護署 (2021)。110年空氣品質監測年報。<https://www.epa.gov.tw/Page/672FA2BDDEAA22C7/71fedbd8-9829-49e0-b02b-0addb5bd470a>
- 卓盈旻、盧孟明 (2013)。臺灣地區近百年極端乾期變化分析。大氣科學，41 (2)，171-188。
- 洪致文、施明甫 (2017)。臺灣氣象乾旱指數的建立與嚴重乾旱事件分析。大氣科學，45 (2)，145-164。
- 洪志誠、周佳瑩、黃安億 (2018)。不同海溫情境下臺灣寒潮的未來推估。臺灣氣候變遷推估資訊與調適知識平台計畫 (I)，42。
- 翁叔平、楊承道 (2013)。應用標準化降水蒸發散指數分析臺灣百年來乾溼變化的低頻特徵與遙地相關。大氣科學，41 (2)，139-170。
- 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 (2)，205-233
- 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
- 張智鈞、洪志誠、董德輝 (2020)。台灣冬季寒潮歷史變遷與未來推估。大氣科學，48 (2)，205-233
- 陳昭安、李明營、童裕翔、許晃雄 (2023)。臺灣乾旱事件的過去、現在與未來。TCCIP技術報告。
- 陳泰然 (1994)。臺灣梅雨季之豪雨研究。大氣科學，22 (4)，455-477。
- 陳慶昌、嚴明鈺、王世宇 (2007)。臺灣與東亞之夏季季風降雨變化。大氣科學，35 (4)，305-351。
- 黃紹欽、李宗融、黃柏誠、吳宜昭、王安翔、于宜強 (2022)。臺灣極端氣候與天氣事件回顧與

- 分析. 2021：枯旱大地：百年大旱：2021 乾旱成因與影響。國家災害防救科技中心。
- 詹森主編 (2018)。臺灣區域海洋學 (二版)。國立臺灣大學出版中心。
- 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。
- 謝信良、王時鼎、鄭明典、葉天降 (1998)。百年 (1897-1996) 侵臺颱風之統計分析及應用。中央氣象局之百年颱風資料庫。
- Bulgin, C. E., Merchant, C. J., & Ferreira, D. (2020). Tendencies, variability and persistence of sea surface temperature anomalies. *Sci. Rep.*, 10, 7986.
- Cazenave, A., & Cozannet, G. L. (2014). Sea level rise and its coastal impacts. *Earth's Future*, 2(2), 15-34.
- Chang, H.-H., C. D. Meyerhoefer, & F.-A. Yang, (2021). COVID-19 prevention, air pollution and transportation patterns in the absence of a lockdown. *Journal of Environmental Management*, 298, 113522. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2021.113522>
- Chang, Y., Shih, Y. Y., Tsai, Y. C., Lu, Y. H., Liu, J. T., Hsu, T. Y., Yang, J. H., Wu, X. H., & Hung, C. C. (2022). Decreasing trend of kuroshio intrusion and its effect on the chlorophyll-a concentration in the Luzon Strait, South China Sea. *GIScience & Remote Sensing*, 59(1), 633-647. <https://doi.org/10.1080/15481603.2022.2051384>
- Chen, J.-M. F.-C. Lu & C.-F. Shih. (2008). Decadal Oscillation of Fall Temperature in Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean.*, 19(5), 497-504.
- Chen, J.-M., L. Tim, & C.-F. Shih, (2010). Tropical cyclone and monsoon induced rainfall variability in Taiwan. *J. Clim.*, 23, 4107-4120. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3355.1>
- Chen, J.-M., P.-H. Tan, L. Wu, J.-S. Liu, & H.-S. Chen, (2017). Climatological analysis of passage-type tropical cyclones from the Western North Pacific into the South China Sea. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 28, 327-343. <https://doi.org/10.3319/TAO.2016.10.04.02>
- Chen, T. C., S. Y. Wang, & M. C. Yen, (2007). Enhancement of afternoon thunderstorm activity by urbanization in a valley: Taipei. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 46, 1324-1340.
- Chen, T. C., W. R. Huang, & M. C. Yen, (2011). Interannual variation of the late spring-early summer monsoon rainfall in the northern part of the South China Sea. *J. Clim.*, 24, 4295-4313.
- Chen, Y., Zhai, F., & Li, P. (2020). Decadal variation of the Kuroshio intrusion into the South China Sea during 1992-2016. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125(1), e2019JC015699.
- Cheng, F.-Y., & C.-H. Hsu, (2019). Long-term variations in PM2. 5 concentrations under changing meteorological conditions in Taiwan. *Scientific reports*, 9(1), 1-12.
- Cheng, X., & Y. Qi, (2007). Trends of sea level variations in the South China Sea from merged altimetry data. *Global and Planetary Change*, 57(3-4), 371-382.



- Chou, C. C., Lung, S. C., Hsiao, T., & Lee, C. (2022). *Regional and urban air quality in East Asia: Taiwan*. Handbook of Air Quality and Climate Change, 1-38. https://doi.org/10.1007/978-981-15-2527-8_71-1
- Chuang, M.-T., C.-F. Wu, C.-Y. Lin, W.-C. Lin, C. C. K. Chou, C.-T. Lee, T.-H. Lin, J. S. Fu, & S. S.-K. Kong, (2022). Simulating nitrate formation mechanisms during PM_{2.5} events in Taiwan and their implications for the controlling direction. *Atmospheric Environment*, 269, 118856, <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2021.118856>
- Chu, P.-S., X. Zhao, C.-T. Lee, & M.-M. Lu, (2007). Climate Prediction of Tropical Cyclone Activity in the Vicinity of Taiwan Using the Multivariate Least Absolute Deviation Regression Method. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 18(4), 805-825. [https://doi.org/10.3319/TAO.2007.18.4.805\(A\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2007.18.4.805(A))
- Doney, S. C., Fabry, V. J., Feely, R. A., & Kleypas, J. A. (2009). Ocean acidification: the other CO₂ problem. *Annual review of marine science*, 1, 169-192. <https://doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163834>
- Fu, Y., Zhou, X., Zhou, D., Li, J., & Zhang, W. (2021). Estimation of sea level variability in the South China Sea from satellite altimetry and tide gauge data. *Advances in Space Research*, 68(2), 523-533.
- Fu, Y., Zhou, X., Zhou, D., Sun, W., & Jiang, C. (2019). Sea level trend and variability in the South China Sea. *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 4, 589-593.
- Griffith, S. M., W.-S. Huang, C.-C. Lin, Y.-C. Chen, K.-E. Chang, T.-H. Lin, S.-H. Wang, & N.-H. Lin, (2020). Long-range air pollution transport in East Asia during the first week of the COVID-19 lockdown in China. *Science of The Total Environment*, 741, 140214. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.140214>
- Hong, C.-C., Y.-K. Wu, & T. Li, (2016). Influence of climate regime shift on the interdecadal change in tropical cyclone activity over the Pacific Basin during the middle to late 1990s. *Climate Dynamics*, 47, 2587-2600. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-2986-x>
- Hsu, P.-C., T.-H. Lee, C.-H. Tsou, P.-S. Chu, Y. Qian, & M. Bi, (2017). Role of scale interactions in the abrupt change of tropical cyclone in autumn over the western North Pacific. *Climate Dynamics*, 49(9-10), 3175-3192. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3504-x>
- Huang, W.-R., H.-H. Hsu, S.-Y. Wang, & 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. <https://doi.org/10.1002/2015JD023568>
- Huang, W.-R., Y.-H. Chang, H.-H. Hsu, C.-T. Cheng, & C.-Y. Tu, (2016). Dynamical Downscaling Simulation and Future Projection of Summer Rainfall in Taiwan: Contributions from Different Types of Rain Events. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121, 13973-13988. <https://doi.org/10.1002/2016JD025643>

- Huang, W.-R., Y.-H. Chang & P.-H. Huang, (2019). Relationship between the Interannual Variations of Summer Convective Afternoon Rainfall Activity in Taiwan and SSTA(Niño3.4) during 1961-2012: Characteristics and Mechanisms. *Scientific Reports*, 9, 9378. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-45901-w>
- Huang, W.-R. & 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, C.-H., Y.-R. Ko, T.-C. Lin, Y.-H. Cheng, Y.-C. Chen, & Y.-C. Ting, (2023). Implications of the Improvement in Atmospheric Fine Particles: A Case Study of COVID-19 Pandemic in Northern Taiwan. *Aerosol and Air Quality Research*, 23, 220329. <https://doi.org/10.4209/aaqr.220329>
- Hung, C.-W. (2013). A 300-year typhoon record in Taiwan and the relationship with solar activity. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 24(4), 737-743. [https://doi.org/10.3319/TAO.2013.02.18.01\(A\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2013.02.18.01(A))
- Hung, C.-W., & H.-H. Hsu, (2008). The First Transition of the Asian Summer Monsoon, Interseasonal Oscillation, and Taiwan Mei-yu. *Journal of Climate*, 21(7), 1552–1568.
- IPCC, 2021: *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, 2391 pp. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
- Jan, S., Wang, J., Chern, C. S., & Chao, S. Y. (2002). Seasonal variation of the circulation in the Taiwan Strait. *Journal of Marine Systems*, 35(3-4), 249-268.
- Jiang, G. Q., Jin, Q., Wei, J., Malanotte-Rizzoli, P., Gordon, A. L., & Li, M. (2021). A reduction in the sea surface warming rate in the South China Sea during 1999–2010. *Climate Dynamics*, 57(7-8), 2093-2108.
- Jou, B.J.D., Y.C. Kao, R.G.R. Hsiu, C.J.U. Jung, J.R. Lee, & H.C. Kuo, (2015). Observational Characteristics and Forecast Challenge of Taipei Flash Flood Afternoon Thunderstorm: Case Study of 14 June 2015. *Atmospheric Sciences*, 43, 265-284. (in Chinese with an English abstract)
- Kuo, Y. C., Yu, Y., & Tseng, Y. H. (2023). Interannual changes of the summer circulation and hydrology in the East China Sea: A modeling study from 1981 to 2015. *Ocean Modelling*, 181, 102156.
- Lan, W. H., Kuo, C. Y., Kao, H. C., Lin, L. C., Shum, C. K., Tseng, K. H., & Chang, J. C. (2017). Impact of geophysical and datum corrections on absolute sea-level trends from tide gauges around Taiwan, 1993–2015. *Water*, 9(7), 480.



- Lai, I., & P. Brimblecombe, (2021). Long-range transport of air pollutants to Taiwan during the COVID-19 lockdown in Hubei province. *Aerosol Air Qual. Res.* 21, 200392.
- Laruelle, G. G., Cai, W., Hu, X., Gruber, N., Mackenzie, F. T., & Regnier, P. (2018). Continental shelves as a variable but increasing global sink for atmospheric carbon dioxide. *Nature Communications*, 9, 454. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02738-z>
- Lee, C.-S., K.-H. Chang, & H. Kim, (2019). Long-term (2005–2015) trends analysis of OMI retrieved NO₂ columns in Taiwan. *Atmospheric Pollution Research*, 10(3), 960-970, <https://doi.org/10.1016/j.apr.2019.01.004>
- Lee, M. A., Huang, W. P., Shen, Y. L., Weng, J. S., Semedi, B., Wang, Y. C., & Chan, J. W. (2021). Long-Term Observations of Interannual and Decadal Variation of Sea Surface Temperature in the Taiwan Strait. *Journal of Marine Science and Technology*, 29(4), 7.
- Li, L., Jindian, X., & Rongshuo, C. (2002). Trends of sea level rise in the South China Sea during the 1990s: An altimetry result. *Chinese Science Bulletin*, 47, 582-585.
- Lin C. Y., W.C. Chen, P.-L. Chang, & Y.F. Sheng (2011): Impact of urban heat island effect on the precipitation over complex geographic environment in northern Taiwan. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(2), 339-353. <https://doi.org/10.1175/2010JAMC2504.1>
- Lui, H., Chen, C. A., Lee, J., Wang, S., Gong, G., Bai, Y., & He, X. (2015). Acidifying intermediate water accelerates the acidification of seawater on shelves: An example of the East China Sea. *Continental Shelf Research*, 111, 223-233. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.08.014>
- Lui, H.-K., & Chen, C.-T. A. (2015). Deducing acidification rates based on short-term time series. *Scientific Reports*, 5, 11517. <https://doi.org/10.1038/srep11517>
- Luo, Y., & Boudreau, B. P. (2016). Future acidification of marginal seas: A comparative study of the Japan/East Sea and the South China Sea. *Geophysical Research Letters*, 43(12), 6393-6401. <https://doi.org/10.1002/2016gl068760>
- Ma, D., Gregor, L., & Gruber, N. (2023). Four decades of trends and drivers of global surface ocean acidification. *Global Biogeochemical Cycles*, 37(7), e2023GB007765. <https://doi.org/10.1029/2023gb007765>
- McKee, T. B., N. J. Doesken, & J. Kliest, (1993). *The relationship of drought frequency and duration to time scales*. In Proceedings of the 8th Conference of Applied Climatology, 17-22 January, Anaheim, CA, American Meteorological Society, Boston, MA. 179-184.
- Oey, L. Y., Chang, M. C., Chang, Y. L., Lin, Y. C., & Xu, F. H. (2013). Decadal warming of coastal China Seas and coupling with winter monsoon and currents. *Geophysical Research Letters*, 40(23), 6288-6292.
- Peterson, T.C. (2005). Climate Change Indices. *WMO Bulletin*, 54 (2), 83-86.

- Qu, T., Kim, Y. Y., Yaremchuk, M., Tozuka, T., Ishida, A., & Yamagata, T. (2004). Can Luzon Strait transport play a role in conveying the impact of ENSO to the South China Sea?. *Journal of Climate*, 17(18), 3644-3657.
- Sabine, C. L., Feely, R. A., Gruber, N., Key, R. M., Lee, K., Bullister, J. L., Wanninkhof, R., Wong, C. S., Wallace, D. W., Tilbrook, B., Millero, F. J., Peng, T., Kozyr, A., Ono, T., & Rios, A. F. (2004). The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science*, 305(5682), 367-371. <https://doi.org/10.1126/science.1097403>
- Singh, A., C. C. K. Chou, S.-Y. Chang, S.-C. Chang, N.-H. Lin, M.-T. Chuang, S. K. Pani, K. H. Chi, C.-H. Huang, & C.-T. Lee, (2020). Long-term (2003–2018) trends in aerosol chemical components at a high-altitude background station in the western North Pacific: Impact of long-range transport from continental Asia. *Environmental Pollution*, 265, 114813. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2020.114813>
- Tang, D., Kester, D. R., Ni, I. H., Kawamura, H., & Hong, H. (2002). Upwelling in the Taiwan Strait during the summer monsoon detected by satellite and shipboard measurements. *Remote sensing of environment*, 83(3), 457-471.
- Tsao, S.-E., Shen, P.-Y., & Tseng, C.-M. (2023). Rapid increase of pCO₂ and seawater acidification along Kuroshio at the east edge of the East China Sea. *Marine Pollution Bulletin*, 186, 114471. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2022.114471>
- Tseng, Y.-H., L.C. Breaker & E.T.-Y. Chang, (2010). Sea level variations in the regional seas around Taiwan. *J. Oceanogr.* 66(1), 27-39.
- Tu, J.-Y., & J.-M. Chen, (2019). Large - scale indices for assessing typhoon activity around Taiwan. *International Journal of Climatology*, 39(2), 921-933. <https://doi.org/10.1002/joc.5852>
- Tu, J.-Y., J.-M. Chen, L. Wu, & C.-Z. Chi, (2020). Inter - decadal and inter - annual variability of meridional tropical cyclone activity during September–October in the northwestern North Pacific after 1998. *International Journal of Climatology*, 40(3), 1686-1702. <https://doi.org/10.1002/joc.6295>
- Tung, Y.-S., C.-Y. Wang, S.-P. Weng, & C.-D. Yang, (2022). Extreme index trends of daily gridded rainfall dataset (1960–2017) in Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.* 33, <https://doi.org/10.1007/s44195-022-00009-z>
- Vicente-Serrano, S., S. Beguería, & J. López-Moreno, (2010). A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *J. Climate*, 23(7), 1696-1718.
- Wang, S. Y., & T. C. Chen, (2008). Measuring East Asian summer monsoon rainfall contributions by different weather systems over Taiwan. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 47, 2068–2080.
- Wang, C.-C., G. T. Chen, T. Chen, & K. Tsuboki, (2005). A Numerical Study on the Effects of



- Taiwan Topography on a Convective Line during the Mei-Yu Season. *Mon. Wea. Rev.*, *133*(11), 3217–3242.
- Wang, Y. (1998). Sea-level changes, human impacts and coastal responses in China. *J. Coast. Res.*, *14*, 31–36.
- Wang, H., K. Liu, Z. Gao, W. Fan, S. Liu, & J. Li, (2017). Characteristics and possible causes of the seasonal sea level anomaly along the South China Sea coast. *Acta Oceanologica Sinica*, *36*, 9–16.
- Wang, Q., Y. Li, Q. Li, Y. Liu, & Y. N. Wang, (2019). Changes in means and extreme events of sea surface temperature in the East China Seas based on satellite data from 1982 to 2017. *Atmosphere*, *10*(3), 140.
- Wei, J., P. Malanotte-Rizzoli, M.-T. Li, & H. Wang, (2016). Decomposition of thermal and dynamic changes in the South China Sea induced by boundary forcing and surface fluxes during 1970–2000. *J Geophys Res Oceans* *121*, 7953–7972.
- Wong, Y. J., H.-Y. Shiu, J. H.-H. Chang, M. C. G. Ooi, H.-H. Li, R. Homma, Y. Shimizu, P.-T. Chiueh, L. Maneechot, & N. M. Nik Sulaiman, (2022). Spatiotemporal impact of COVID-19 on Taiwan air quality in the absence of a lockdown: Influence of urban public transportation use and meteorological conditions. *Journal of Cleaner Production*, *365*, 132893. <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2022.132893>
- Xu, Y., Lin, M., Zheng, Q., Ye, X., Li, J., & Zhu, B. (2015). A study of long-term sea level variability in the East China Sea. *Acta Oceanologica Sinica*, *34*(11), 109–117. <https://doi.org/10.1007/s13131-015-0754-0>
- Yan, Z. W., J. J. Xia, C. Qian, & W. Zhou, (2011). Changes in Seasonal Cycle and Extremes in China during the Period 1960–2008. *Adv. Atmos. Sci.*, *28*(2), 269–283.
- Yuan, D., Han, W., & Hu, D. (2006). Surface Kuroshio path in the Luzon Strait area derived from satellite remote sensing data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *111*(C11).
- Yuan, J., Guo, J., Zhu, C., Hwang, C., Yu, D., Sun, M., & Mu, D. (2021). High-resolution sea level change around China seas revealed through multi-satellite altimeter data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, *102*, 102433. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2021.102433>
- Zhang, X., G. Hegerl, F.W. Zwiers, & J. Kenyon, (2005). Avoiding inhomogeneity in per-centile-based indices of temperature extremes. *J. Clim.*, *18*(11), 1641–1651.