

臺灣氣候變遷科學報告 2017

- 物理現象與機制

(總摘要)

臺灣氣候變遷科學報告 2017

- 物理現象與機制

(總摘要)

周 佳 * 陳維婷 * 羅敏輝 * 李明安 *
許晃雄 * 洪志誠 * 鄒治華 * 盧孟明 * 主筆
洪致文 * 陳正達 * 鄭兆尊

總編輯

許晃雄／中央研究院環境變遷研究中心

各章主筆

周佳／中央研究院環境變遷研究中心

陳維婷／臺灣大學大氣科學系

羅敏輝／臺灣大學大氣科學系

李明安／臺灣海洋大學環境生物與漁業科學學系

許晃雄／中央研究院環境變遷研究中心

洪志誠／臺北市立大學地球環境暨生物資源學系

鄒治華／臺灣師範大學地球科學系

盧孟明／交通部中央氣象局氣象科技中心

洪致文／臺灣師範大學地理學系

陳正達／臺灣師範大學地球科學系

鄭兆尊／國家災害防救科技中心

編輯工作小組

陳永明・吳宜昭・郭士筠・朱容練・童裕翔・李惠玲

「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫」團隊

補助單位

科技部自然科學與永續研究發展司

編印

國家災害防救科技中心

科學報告總摘要

一、全球氣候變遷

本章主要是根據聯合國政府間氣候變遷專門委員會 (IPCC) 第一工作分組第五次評估報告 (The 5th Assessment Report, Working Group I, 以下簡稱 AR5) 的內容, 與一些新近發表的研究, 彙整目前對全球氣候變遷狀況的最新瞭解, 內容包括以觀測資料分析近百年來地表與大氣溫度、大氣環流、降水及水文循環的改變情形, 探討極端天氣事件強度與頻率的變化, 比較各種人為與自然輻射驅動因子對當前氣候變化的貢獻, 並以氣候模式進行未來氣候推估。

根據三組將海洋與陸地合併統計後的全球平均溫度觀測資料 (圖 S1.1), 全球地表溫度自從 19 世紀末「幾乎確定」(virtually certain) 有增加, 在 1880 年至 2012 年間增加 0.85°C [$0.65^{\circ}\text{C}\sim 1.06^{\circ}\text{C}$], 且統計上均有「高」可信度 (high confidence)。但全球均溫上升速度在不同年代有所不同, 1998 年之後溫度變化的表現和過去長期趨勢很不一樣, 目前所有的觀測資料均顯示沒有明顯的趨勢變化, 這種暖化減緩的現象可能是受到氣候年代際變化的影響, 造成海洋儲存了一部份的能量所致, 此外也可能和北極區的觀測資料匱乏有關。

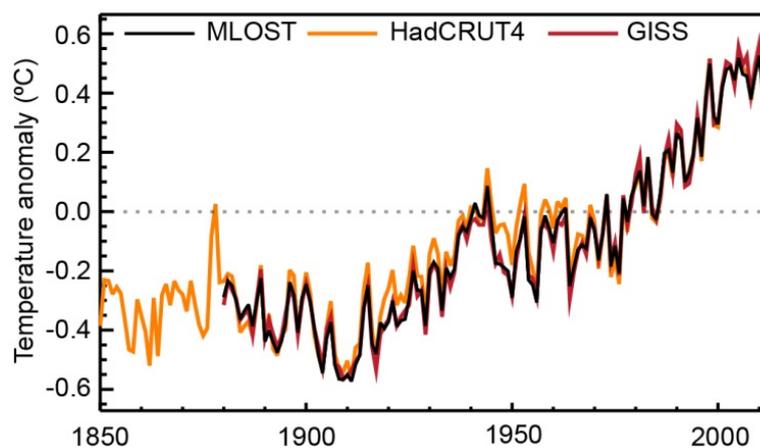


圖 S1.1 三種不同觀測資料的全球平均地表溫度年均距平時序 (合併陸地與海洋資料, 以 1961~1990 年之氣候平均值為計算基準) (摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 2.20)

根據探空資料和衛星觀測，「幾乎確定」自 20 世紀中葉以後全球對流層的溫度在增加中，而平流層的溫度則在減少中，主要原因為對流層內二氧化碳 (CO₂) 等溫室氣體濃度增加，更有效地將地面與低層大氣發出的長波輻射能量留在對流層內，而往上進入平流層的長波能量則減少。

多組均顯示全球陸地平均降水量在 1901 年至 2008 年間有上升的趨勢，且具有統計顯著性，針對不同緯度圈計算陸地平均降水趨勢，資料顯示 1950 年之後低緯度地區 (30°S~30°N) 與南半球中緯度地區 (30°S~60°S) 陸地降水減少 (但可信度均低)；北半球中高緯度地區 (30°N~90°N) 陸地降水量則增加 (可信度較高)。降水量在不同地區的變異很大。1901 年至 2010 年間美國與歐洲大部份地區的降水有增加趨勢，但其餘地區大都缺乏 1950 年前的降雨測站資料，百年間趨勢的可信度較低。

在全球均溫上升的這段時間亦觀測到海平面上升、北極海冰覆蓋量下降厚度變薄、冰川質量下降等相關變化。圖 S1.2 的衛星觀測顯示北極海冰面積從 1979 年至 2012 年間每年減少 0.38%，以夏季與秋季的減少最為顯著，且冰層的厚度也在下降；但南極海冰面積則每年增加 0.15%。從冰川的長度、面積、體積和質量的變化來看，地球大多數的冰川質量都持續減少，在 1971 年至 2009 年間減少速率為每年 2260 ± 1350 億公噸 (相當於 $0.62 \pm 0.37 \text{ mm yr}^{-1}$ 的海平面上升)。過去 10 年中，

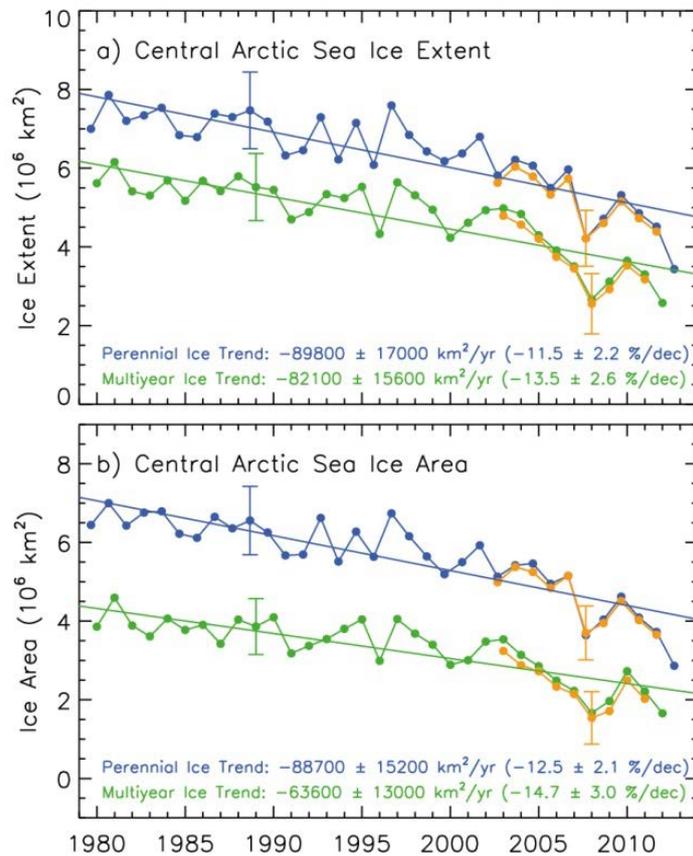


圖 S1.2 衛星微波感測器推算所得北冰洋中部區域一年期 (藍線，由夏季海冰範圍最低值推估) 與多年期 (綠線，由 12 月至 2 月海冰平均範圍推估) 海冰覆蓋範圍之時間序列。黃線為 AMSR-E 衛星自 2002 年加入之觀測結果。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 4.4)

阿拉斯加、加拿大北極地區、格陵蘭冰蓋、安第斯山脈南部和亞洲山脈大部份的冰川都在消退，佔全球冰川損失的 80% 以上。而南極大陸的冰蓋損失主要來自北部的南極半島和南極洲西部，其消融速率在 1992 年至 2001 年間為每年減少 300 ± 670 億公噸（相當於 $0.08 \pm 0.19 \text{ mm yr}^{-1}$ 的海平面上升），在 2001 年至 2011 年間加速到每年減少 1470 ± 740 億公噸（相當於 $0.40 \pm 0.21 \text{ mm yr}^{-1}$ 的海平面上升）。

相對於平均氣候的改變，極端事件對於社會與生態系統的衝擊更為嚴重，表 S1.1 彙整了目前極端天氣事件方面觀測分析得到的趨勢，包括熱浪、降雨、旱災與熱帶氣旋等。

自 20 世紀中葉以來，全球大部分陸地區域極冷事件發生的頻率「非常可能」有減少的趨勢，而極熱事件頻率則增加。圖 S1.3 的機率分布變化統計結果顯示，相對於 1951 年至 1980 年間的機率分布，在 1981 年至 2010 年間無論是每日最高、每日最低溫度皆有更多高溫事件發生，且每日最低溫的增暖幅度大於每日最高溫的增暖幅度。不同資料之間具一致性，因此結果有「高可信度」。此外，歐洲、澳洲以及大部分亞洲地區都有充分的資料顯示熱浪事件發生頻率可能有增加的趨勢。

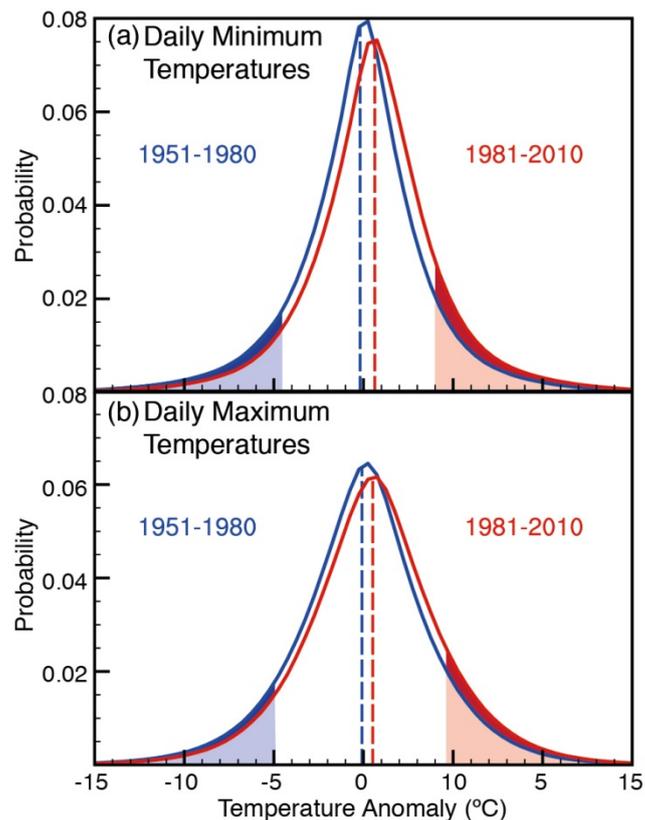


圖 S1.3 HadGHCND 資料在 1951~1980 年間（藍色實線）與 1981~2010 年間（紅色實線）期間 (a) 每日最低溫與 (b) 每日最高溫距平的機率分布（以 1961~1990 的氣候平均為計算距平之基準）。虛線代表機率分布的眾數位置。淺藍/紅色陰影區代表 1951~1980 年間最冷/暖的 10% 極端事件。深藍/紅色陰影區則是相對於 1951~1980 年間的機率分布，在 1981~2010 年間最冷/暖日夜的機率分布改變情形。（摘自 IPCC AR5, 2013, FigFAQ2.2-1）

表 S1.1 極端天氣與氣候事件：在全球尺度下，評估近年來觀測到的變遷、人類的影響程度，以及 21 世紀早期 (2016~2035 年) 與 21 世紀後期 (2081~2100 年) 進一步變遷的推估。黑粗體字代表 AR5 根據 SREX (藍色) 或 AR4 (紅色) 修訂過*的全球尺度評估。以往的評估報告中並未提供 21 世紀早期的推估。AR5 中的推估以 1986~2005 年為參考基準時期，並使用新版的「代表濃度途徑」(RCP) 情境。

現象與趨勢走向	對變遷是否發生的評估 (皆為 1950 年迄今，除非另外註明)	人類對觀測到的變遷的影響	進一步變遷的可能性	
			21 世紀早期	21 世紀後期
大多數陸地地區變得較暖及/或寒日及寒夜減少	非常可能 非常可能	非常可能 可能 可能	可能	幾乎確定 幾乎確定 幾乎確定
大多數陸地地區變得較暖及/或暖夜更頻繁	非常可能 非常可能	非常可能 可能 可能 (僅限熱夜)	可能	幾乎確定 幾乎確定
暖期/熱浪：大多數陸地地區的頻率及/或持續時間增加	中等可信度 在全球尺度上 可能 在歐洲、亞洲及澳洲的大範圍區域	可能	未正式評估	非常可能
豪大雨事件：發生的頻率、強度及/或降雨量增加	可能 陸地上增加的區域多於減少的區域 可能 陸地上增加的區域多於減少的區域 可能 大多數陸地地區	中等可信度 中等可信度 比較可能	可能 許多陸地地區	非常可能 大部分中緯度陸地地區及潮濕熱帶地區 可能 許多地區 非常可能 大部分陸地地區
乾旱的強度及/或持續時間增加	低可信度 在全球尺度 可能 部分地區 中等可信度 部分地區 可能 許多地區 自 1970 年以來	低可信度 中等可信度 比較可能	低可信度	可能 (中等可信度) 區域尺度到全球尺度 中等可信度 部分地區 可能
強烈熱帶氣旋活動增加	低可信度 長期 (世紀尺度) 的變遷 幾乎確定 北大西洋 自 1970 年以來 低可信度 可能 (部分地區 自 1970 年以來)	低可信度 低可信度 比較可能	低可信度	比較可能 西北太平洋及北大西洋海域 比較可能 部分海域 可能
極端高海面發生率及/或程度增加	可能 (自 1970 年以來) 可能 (20 世紀後期) 可能	可能 可能 比較可能	可能	非常可能 非常可能 可能

*直接比較不同評估報告是很困難的。對於部分氣候變數，評估的面向不同，而且 SREX 和 AR5 都根據修改過後的指引來標示不確定性。新資訊的可取得程度、改進的科學了解、資料與模式的持續分析及評估研究中使用方法的特定差異都對評估結果的修正有影響。

說明：

- (a) 以可取得的個案研究為基礎評估造成衝擊的因素。在某些區域，人類活動的影響可能使已觀測到的熱浪發生機率增加超過一倍。
- (b) 模式推估近未來 (near-term) 熱浪和暖期的持續時間、強度和空間範圍都將增加。
- (c) 在大多數的陸塊，變化趨勢的可信度均不高於中等可信度。例外的是北美和歐洲，這兩個洲的豪大雨事件的頻率或強度可能已經增加，且呈現季節性和/或區域性的變化。北美洲中部非常可能也已呈現增長的趨勢。
- (d) 地中海和西非地區的乾旱頻率和強度可能已經增加，而北美洲中部和澳洲西北部則可能已經減少。
- (e) AR4 評估了受乾旱影響的區域。
- (f) SREX 的評估 (中等可信度) 認為人為活動影響了 20 世紀後半觀測到的乾旱型態的變遷，其依據是認為人為作用對降水和溫度變化都有影響。SREX 對於在單一地區導致乾旱變化的原因之評估具有低可信度。
- (g) 對於土壤濕度變化的推估具有低可信度。
- (h) 在 RCP8.5 情境中，根據區域和全球性的模擬，推估在本世紀末目前的乾燥區域可能 (中等可信度) 土壤溼度會下降且農業乾旱更頻繁發生。在地中海、美國西南部和非洲南部出現的土壤濕度下降現象，與推估的哈德雷環流變化和表面溫度上升一致，因此在 RCP8.5 情境中，在本世紀末這些區域可能出現表面乾化的現象 (高可信度)。
- (i) 北大西洋上空的氣溶膠作用力減少對該區域自 1970 年代以來觀測到的熱帶氣旋活動增加起了至少部分的作用 (中等可信度)。
- (j) 依據專家判斷以及採用 SRES A1B (或類似) 情境推估所得的評估結果。
- (k) 歸因 (attribution) 的依據是所觀測到的海面高度極端值變化和海面高度平均值變化之間的密切關係。
- (l) 極端海面高度的增加主要是由平均海面高度的上升所引起的 (高可信度)。對於特定區域的風暴和相關的暴潮之推估僅有低可信度。
- (m) SREX 評估認為平均海面的上升非常可能對未來極端海岸高水位的上升趨勢有影響。

在 1951 年至 2003 年間中緯度地區的年累積雨量有減少的現象，但極端降水發生頻率自 1951 年以來增加，尤其是北美與歐洲地區最為顯著。這個趨勢存在著區域與季節上的差異，在部分地區與季節有可能出現減少的趨勢或是在統計上並不顯著。亞洲與大洋洲極端降水增加的區域仍然比極端降水減少的區域來得廣泛。在 20 世紀後葉，歐洲、印度、東亞與南美洲部分區域乾燥時期長度增加或是極端降水事件增加。與氣候增暖的訊號一致；澳洲與南美洲北部的則有乾燥時期長度減少或極端降水事件減少的趨勢。

在觀測資料相關因素的限制下，要評估熱帶氣旋變化趨勢，尤其是在衛星觀測年代之前的海洋區域，是十分困難的。整體而言，全球熱帶氣旋的發生頻率在過去一個世紀沒有明顯的改變，僅北大西洋的強熱帶氣旋強度與發生頻率自 1970 年代以來有顯著且可信度高的增加趨勢。迄今最完整的觀測記錄分析發現全球等級 4 與 5 的強熱帶氣旋在總數量與佔整體氣旋數的比例雖然在 1970 至 1990 年之間有增加的趨勢，但 1990 至 2014 年之間趨勢變得微弱且不顯著；而 1990 至 2014 年之間的全​​球累積氣旋能量則有十分顯著的下降趨勢。

為了量化各種人為及自然因子對當前已發生的氣候變化所貢獻的程度，最常用指標是輻射強迫作用 (radiative forcing, RF)，其定義為「當某個因子發生改變時，假設對流層及地表保持不變的狀況下，對流層頂的向下總輻射量變化」。但由於部分因子的變化會迅速影響雲量，造成的輻射通量變化可能會加強或抵銷原本的輻射強迫作用，故 AR5 引介了新指標「有效輻射強迫作用」 (effective radiative forcing, ERF)，定義為「在海洋與海冰不變的狀況下，因子變化造成之大氣層頂輻射通量的改變」。

圖 S1.4 顯示 IPCC AR5 推估各種人為與自然因子的輻射強迫作用或有效輻射強迫作用。所有人為因子的總有效輻射強迫作用為 2.29W m^{-2} ，大於 AR4 估計的 1.6W m^{-2} 。在所有人為氣候變化因子中，均勻溫室氣體的排放所造成的暖化效應最大，包括二氧化碳、甲烷與氧化亞氮，濃度由工業革命前的 278ppm、722ppb、270ppb 增加為 2011 年時的 391ppm、1803ppb、324ppb，造成的輻射強迫作用為 1.82W m^{-2} 、 0.48W m^{-2} 、 0.17W m^{-2} 。原本不存在於自然界中的鹵碳化合物的輻射強迫作用為 0.36W m^{-2} 。對流層臭氧與平流層水氣也會造成溫室效應，其輻射強迫作用為 0.40W m^{-2} 與 0.07W m^{-2} 。平流層臭氧遭到氟氯碳化物的破壞而減少，使得進入對流層的紫外線增加，但允許更多紅外線逸出對流層，其輻射強迫效應為 -0.05W m^{-2} 。

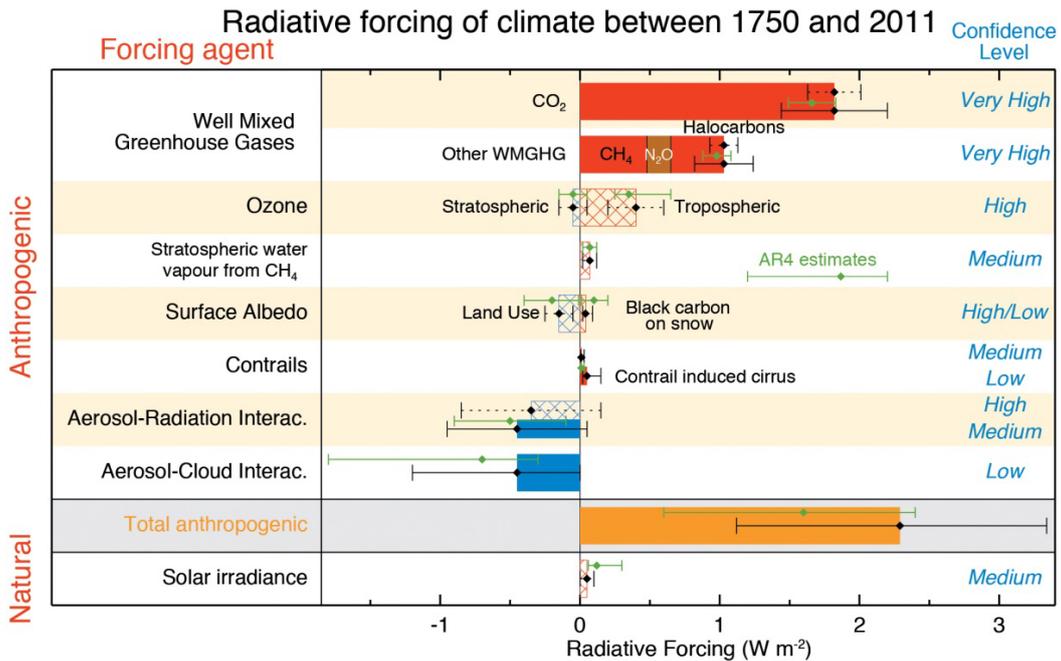


圖 S1.4 IPCC AR5 估算各種人為與自然因子在 1750~2011 年間所造成的有效輻射強迫作用 (實心長條) 與輻射強迫作用 (網格長條)。實線與虛線分別表示有效輻射強迫作用與輻射強迫作用的 5%~95% 信心區間。綠色線為 AR4 的估計值。

人為排放的氣膠可吸收或反射陽光 (氣膠-輻射交互作用), 或透過影響雲量、雲滴大小、雲的生命期來改變輻射能量收支 (氣膠-雲交互作用), 造成的有效輻射強迫作用分別為 -0.45 W m^{-2} 與 -0.45 W m^{-2} , 與 AR4 的估計相比, 氣膠的冷卻效應大幅降低。另外, 黑碳氣膠降落於冰雪上會降低其反射率, 其有效輻射強迫作用為 0.04 W m^{-2} 。飛機在高空飛行造成的凝結尾會反射陽光, 但也減少逸出的長波輻射, 兩者之和的有效輻射強迫作用為 0.05 W m^{-2} 。人為地表型態改變通常是將森林轉為農地或都市, 增加反照率, 造成的輻射強迫作用為 -0.15 W m^{-2} 。

自然氣候變化因子中最重要的是太陽輻射強度的變化與火山活動。自 1750 年以來, 大氣層頂的入射太陽輻射僅約增加了 0.12 W m^{-2} , 相當於 0.09 W m^{-2} 的輻射強迫作用。且近十年來太陽強度有減弱的趨勢。火山活動會噴發火山灰和二氧化硫, 後者可形成細小的硫酸鹽氣膠, 能有效反射陽光。大型火山爆發能將二氧化硫排放至平流層, 硫酸鹽氣膠可停留一年之久, 在短期內造成明顯的冷卻效應。

若以更長期的古氣候紀錄觀點切入，溫室氣體對氣候的回饋以及對輻射平衡的影響，是影響冰期 - 間冰期循環變化的重要因素之一，冰芯與古氣候代用指標記錄顯示，南極地區在進入冰消期 (deglaciation) 氣溫開始上升數百年後，大氣二氧化碳濃度亦會開始上升。溫室氣體濃度與南極地區溫度在過去六次冰期 - 間冰期循環間，皆呈現穩定的統計高度相關。冰芯的量測資料亦顯示大氣中的二氧化碳、甲烷和氧化亞氮濃度自 1750 年以來明顯升高，如今已遠超過工業革命前之濃度值，因此且非常確定目前溫室氣體造成的大氣輻射反應是過去 22,000 年來最高的。透過現代儀器觀測與代用數據的比對與統計，1983 年至 2012 年期間非常可能是北半球年均溫在過去 800 年中最暖的 30 年。雖然氣溫變化的幅度及其不確定性會隨著選取的氣候代用指標種類、計算區域平均的範圍 (例如僅計算海洋地區平均)、與統計方法而異，但幾乎所有的重建紀錄都支持此一結論。

瞭解目前全球氣候已發生的變化及可能的驅動因素後，可使用全球氣候模式為主要工具，推估未來數十年至百年後氣候可能發生的改變。近年來，模式在解析度與物理過程的處理持續得到改善，亦有更多模式加入 IPCC 之評估報告。由於未來的溫室氣體排放、氣膠排放、土地型態等因子可能隨未來人類社會的發展情形而不同，因此針對不同的情境 (scenario) 設定了四組代表濃度途徑 (RCP)，分別對應人為排放將在 21 世紀末造成約 $8.5W m^{-2}$ 、 $6.0W m^{-2}$ 、 $4.5W m^{-2}$ 與 $2.6W m^{-2}$ 的輻射強迫作用，再針對不同的 RCP 進行未來氣候推估 (如圖 S1.5)。

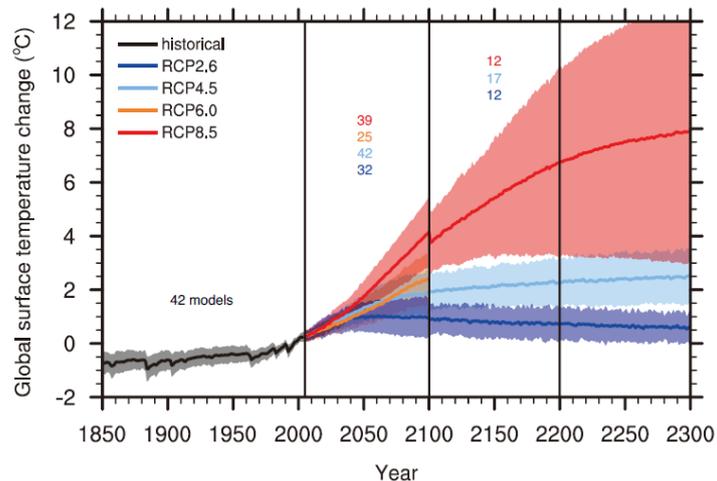


圖 S1.5 CMIP5 氣候模式於不同 RCP 下全球平均地表溫度距平 (相對於 1986 年至 2005 年)。實線代表各情境模擬之模式平均值，色塊代表個別模式的 5% 至 95% 區間之值。2100 年之後的不連續是由於參與計算的模式組數不同所造成，並無任何物理意義。每個模式僅由系集模擬中選一組進行計算，圖上的數字是表示參與計算的模式數量。由於 2100 年至 2300 年的模擬中，只有兩個模式有進行 RCP6.0 情境模擬，因此沒有將其值呈現於圖上。(摘自 IPCC AR5, Ch12, Figure 12.5)

整體而言，目前各個模式在不同情境下的氣候推估結果中，以下幾個因子的未來 30 年趨勢有較為一致的結果：相較於 1986-2005 年的長期平均，2016~2035 年的全球平均溫度「可能」上升 $0.3^{\circ}\text{C}\sim 0.7^{\circ}\text{C}$ (圖 S1.5)、陸地增溫程度超過海洋增溫程度、赤道區域上對流層顯著暖化、熱極端事件增多與冷極端事件減少、全球平均降水強度增加、乾區與濕區和乾季與濕季的對比增加、部分區域地表土壤變乾、北半球高緯度地區逕流增加、全球地表蒸發量增加、海冰覆蓋面積減少變薄、北半球春天積雪程度與地表永凍土範圍減少等現象。未來氣候變遷推估也發現北極將是暖化最劇烈的地區。「海冰-反照率回饋」、「永凍土融化釋放出溫室氣體」，及其他與生態環境相關的回饋機制，讓北極地區成為全球暖化的放大器，然而現有模式仍欠缺許多相關機制的精確模擬能力。

在模式降水敏感度、氣候因子變化的區域分布與變化的程度上，模式之間仍存在分歧，也造成對於未來推估的不確定性。全球平均降雨隨溫度上升而增加是「幾乎確定」的，但是這些降雨的變化在空間上有相當大的差異 (圖 S1.6)。除此

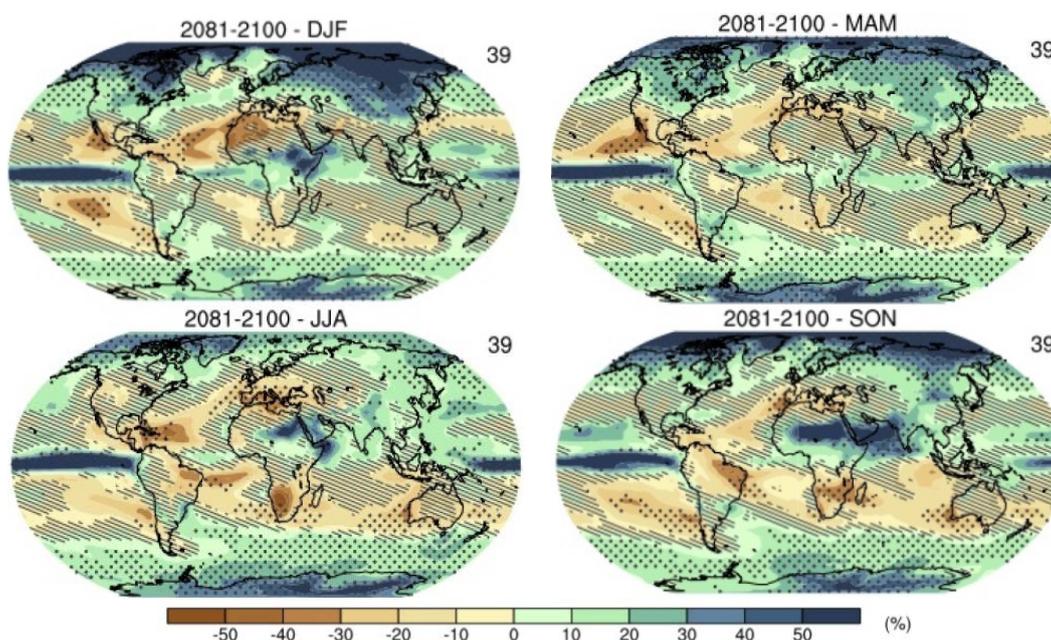


圖 S1.6 CMIP5 跨模式平均在 RCP8.5 模擬情境下，於 2081-2100 年各季節平均降雨量相對於 1986~2005 年變化的百分比。包括 12~2 月 (左上)、3~5 月 (右上)、6~8 月 (左下)、9~11 月 (右下)。斜線區域表示模式平均氣溫改變在內部變異度之一個標準差以內，打點區域表示平均值改變大於內部變異度兩個標準差，且至少九成的模式對於所推估的變化正負號一致。在各小圖右上角的數字表示使用 CMIP5 模式的數量。(摘自 IPCC AR5, 2013, Chapter 12)

之外，乾區與濕區間的差距和乾季與濕季的不同都會增加。受對流層暖化導致絕對濕度增加與熱帶地區往兩極的緯向水氣輸送增強的影響，高緯度陸地區域在未來「可能」會有較大的降雨發生。中緯度與副熱帶乾燥區的降雨量「可能」會減少。蒸發量與降水差的突變能用來解釋乾季變的更乾，濕季變的更濕的現象；不論乾濕季的全球降水都有增加，但濕季增加比乾季來的多，導致年降水差距變的更大。

二、海洋系統與變遷

過去 40 年來，人為溫室效應產生的淨輻射能約有 93% 保留於海洋中，加上海洋質量龐大，帶有巨大的慣性，地球上大部分輻射能量收支不平衡所引起的變化多可從海洋變遷中嗅出端倪，因此海洋系統及其變遷成為探討氣候變遷過程與反饋機制的重要環節。本章 IPCC AR5 第三章的內容與氣候變遷相關議題之文獻，針對海洋系統及海流、水溫、海平面、海水酸化與古海洋等議題，論述全球及臺灣周邊海洋系統與變遷。

海洋系統

IPCC AR5 指出人類活動對上述現象與極端氣候事件的影響，以及其對生態的可能衝擊，認為人類活動「極有可能」是 20 世紀中期以來觀測到的全球氣候變暖的主因之一。其中，海洋的持續升溫可能促使熱量從海洋表層傳導到深海，影響深海環流系統，導致氣候變暖更加持久，並加劇氣候系統內部的反饋效應。例如全球水深 700 公尺以上的上層海洋溫度在 1971 年至 2010 年間「幾乎確定」呈現升溫趨勢，且升溫最快的時期大約在 1870 至 1971 期間。由於海洋升溫在海表最為明顯，這使得 200 公尺以內的海洋分層強度很可能增加了 4% (圖 S2.1)。如未來溫室氣體的持續排放，全球平均地表溫度上升，海冰覆蓋面積及厚度可能繼續縮減，海洋持續的升溫將改變海水熱容量與海水層化，影響海水蒸散、降雨等水循環過程，並促使熱量從海洋表層滲透到深海並影響深海環流系統，導致氣候進一步變暖以及氣候系統內部反饋變化加劇。

海流

IPCC 第五次評估報告根據改進的氣候模式及相關指標研究，認為大量溫室氣體 (例如：二氧化碳) 使地球輻射收支不平衡，所蓄積之能量大多進入海洋。

而海水除了能儲存大部分的熱能，也藉由海洋中大尺度洋流南來北往的運動，輸送與交換高低緯度間的海洋熱能，對調節氣候及全球熱量平衡都具有重要的貢獻。近年較新觀測顯示全球海洋環流系統有明顯的年際至年代際變化，特別是太平洋副熱帶環流自 1993 年後「非常可能」會發生擴張與加強現象，主要原因可能與風應力的年代際變動有關。唯受限於海洋環流的觀測資料時間長度，目前科學研究對於將海流的長期變化趨勢從年代際變異中分離出來有較大的困難度。

水溫

在最近的三十年內，全球與海岸地區的海溫變化趨勢有明顯的空間不均勻性，72% 的海岸地區呈現高於平均暖化（升溫速率約為每 10 年 $0.25 \pm 0.13^\circ\text{C}$ ），超過海洋平均暖化速率，主要的升溫地區為北迴歸線以北至北極圈，特別是在歐亞大陸及北美洲之海灣地區，以及東海、西非外海及南美洲之東北外海等海域。如以臺灣周遭海域（ $18^\circ\text{N} \sim 30^\circ\text{N}$, $114^\circ\text{E} \sim 128^\circ\text{E}$ ）之現況而言，SST 時空間變異量在冬季增溫現象十分顯著，約為 0.5°C 至 4°C （圖 S2.2），並以臺灣海峽冬季增溫最為明

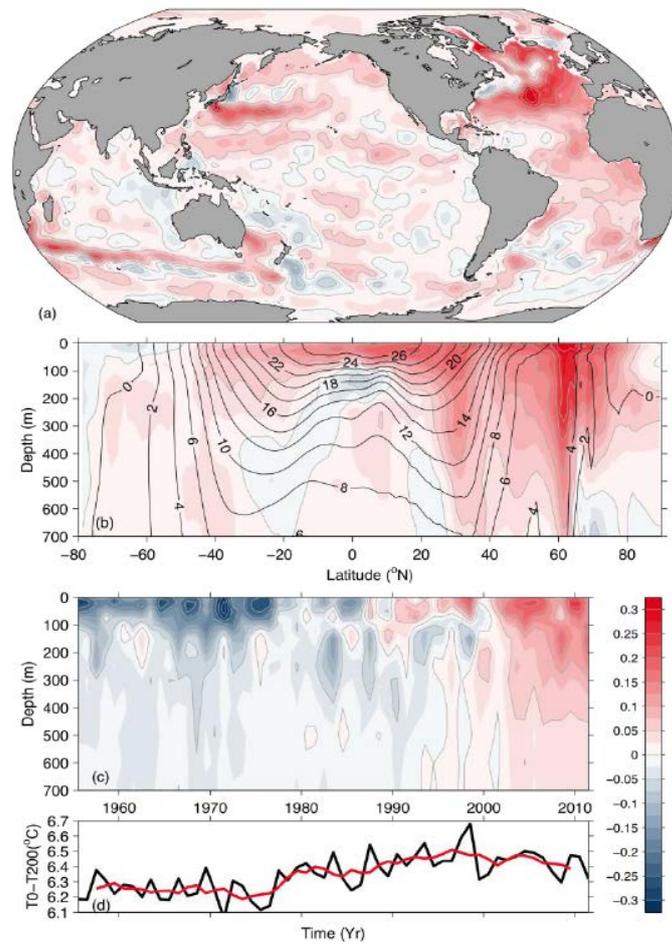


圖 2.1 (a) 1971~2010 年間海洋表層 0~700 公尺平均溫度的上升趨勢（單位： $^\circ\text{C}/\text{decade}$ ）；(b) 緯向平均的海洋溫度上升趨勢；(c) 全球平均海洋溫度距平隨深度及年代的變化（相對於 1971~2010 年的平均值）；(d) 全球平均海表面與 200 公尺深的海水溫度差值的時序變化，其中黑實線與紅線分別代表年平均與 5 年移動平均。（摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 3.1）

顯，2 月份海峽各區域的增溫趨勢皆大於每年 0.07°C ，至於夏季的變異較為緩和，約為 0.5°C 至 1.5°C ，此一增溫的環境將對臺灣的漁業造成一定程度的影響，例如冬至前後之烏魚捕獲量，已證實在氣候變異 (i.e. PDO) 與暖化效應下，有逐年下降之趨勢。不過 1999~2011 年來臺灣海峽之升溫現象亦有減緩趨勢 (降溫幅度約為 $-0.67^{\circ}\text{C}/\text{decade}$)，此與近 10 年全球海域平均 SST 的變動趨勢頗為一致。

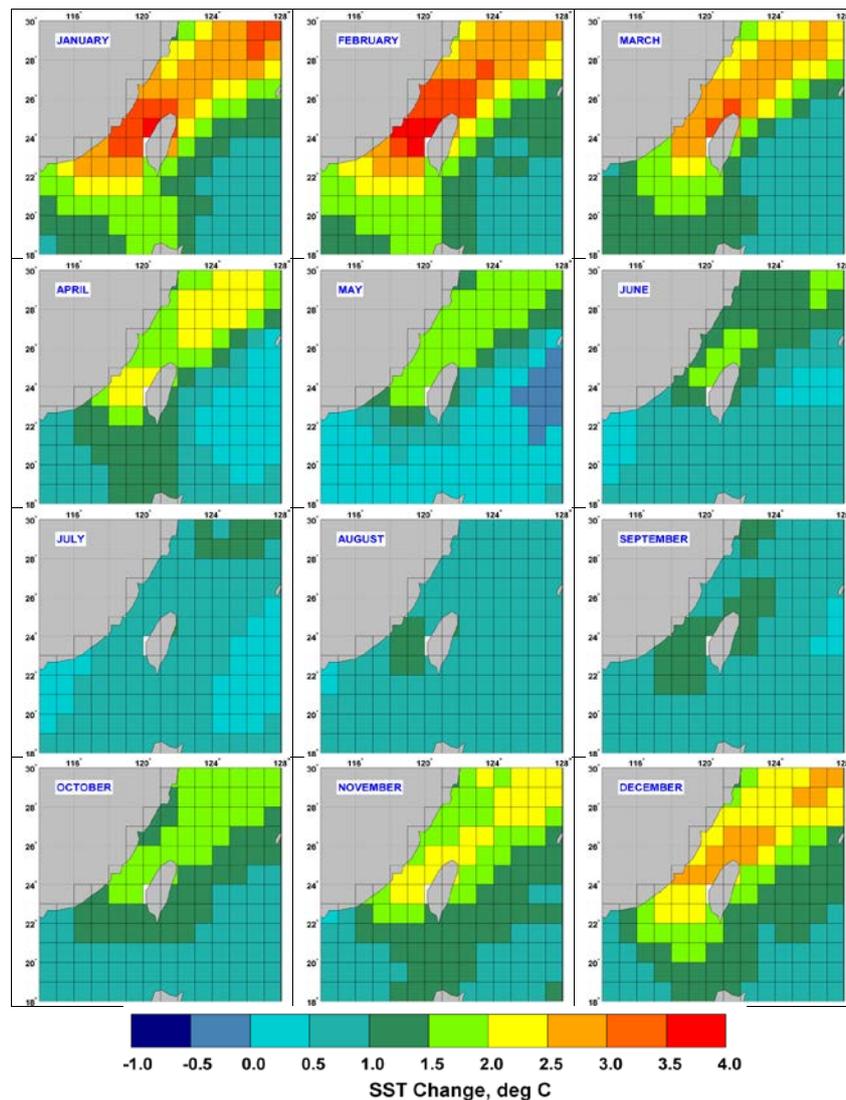


圖 S2.2 1957~2011 年間臺灣周遭海域 ($18^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $114^{\circ}\text{E}\sim 128^{\circ}\text{E}$) 月別 SST 變異量 (updated from Belkin and Lee, 2014)

海平面

海洋擴張為現今海平面變化的主要影響因子，當地球上的溫室氣體濃度增加，導致海洋儲存了氣候系統中近幾十年來大幅增加的熱容量而變暖，進一步造成海平面的上升。其次來自陸地以及極區的冰 (和水) 進入海洋後，亦會導致全球平

均海平面的變化，全球平均海平面於 1900 年至 2010 年的長期趨勢大致上是 1.7mm yr^{-1} [1.5~1.9]，共上升了 0.19m [0.17~0.21]，然而潮位的觀測資料常存在年代際的低頻變化，海平面上升加速度的結果對於所選擇的分析時段相當敏感，這對於過去長期全球平均海平面的估計有很大的不確定性。最近幾十年以衛星測高為基礎估計在 1993 年至 2012 年期間全球平均海平面上升率約為 3.2mm yr^{-1} [2.8~3.6]，與整個 20 世紀的平均趨勢相比，自 1993 年以來全球平均海平面呈現較高變化率是十分真實可信的，而全球海平面顯著的年代際變化對最近幾年平均海平面的上升加速有很大的影響 (圖 S2.3)。另外世界各地海平面在過去 20 年上升的速率相當地不同，區域海平面的變化與全球平均海平面存在很大的差異，這些差異大多是自然氣候變化結果，例如：時間尺度從每年至幾十年的聖嬰現象與太平洋年代際振盪，改變近地表風、洋流、溫度和鹽度，進而影響到海平面。臺灣周圍海域位處於西北太平洋，此區域的海平面變化率約為全球平均 1.5 倍至 3 倍，利用長期潮位觀測和衛星測高資料分析臺灣附近海域的海平面變化料顯示 1961 年至 2003 年間海平面上升趨勢平均為 $+2.4\text{mm yr}^{-1}$ ，較全球平均值 ($+1.8\text{mm yr}^{-1}$) 為大，比較海溫之距平值則可發現上層海洋的熱膨脹和熱對流顯著影響臺灣附近海域海平面的長期變化 (圖 S2.4)。

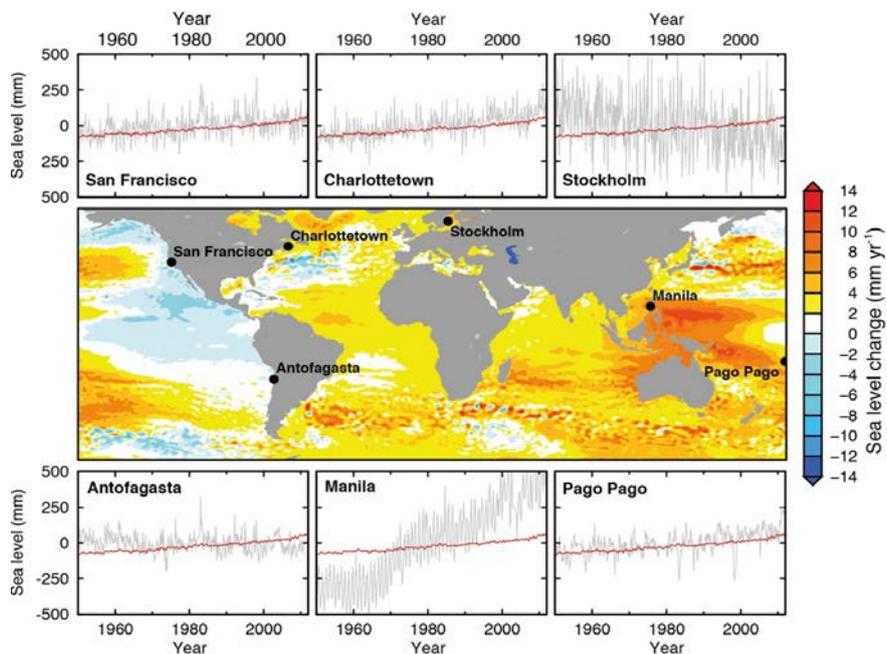


圖 S2.3 由衛星測高資料所得海平面變化率 (1993~2012 年) 全球分布圖及六個選定潮位站 1950~2012 年之監測數據所得之海平面變化率 (灰線)，其中紅線所示為推估的全球平均海平面上升趨勢以利比較。(圖片摘自 IPCC AR5, 2013, FAQ13.1, Figure 1)

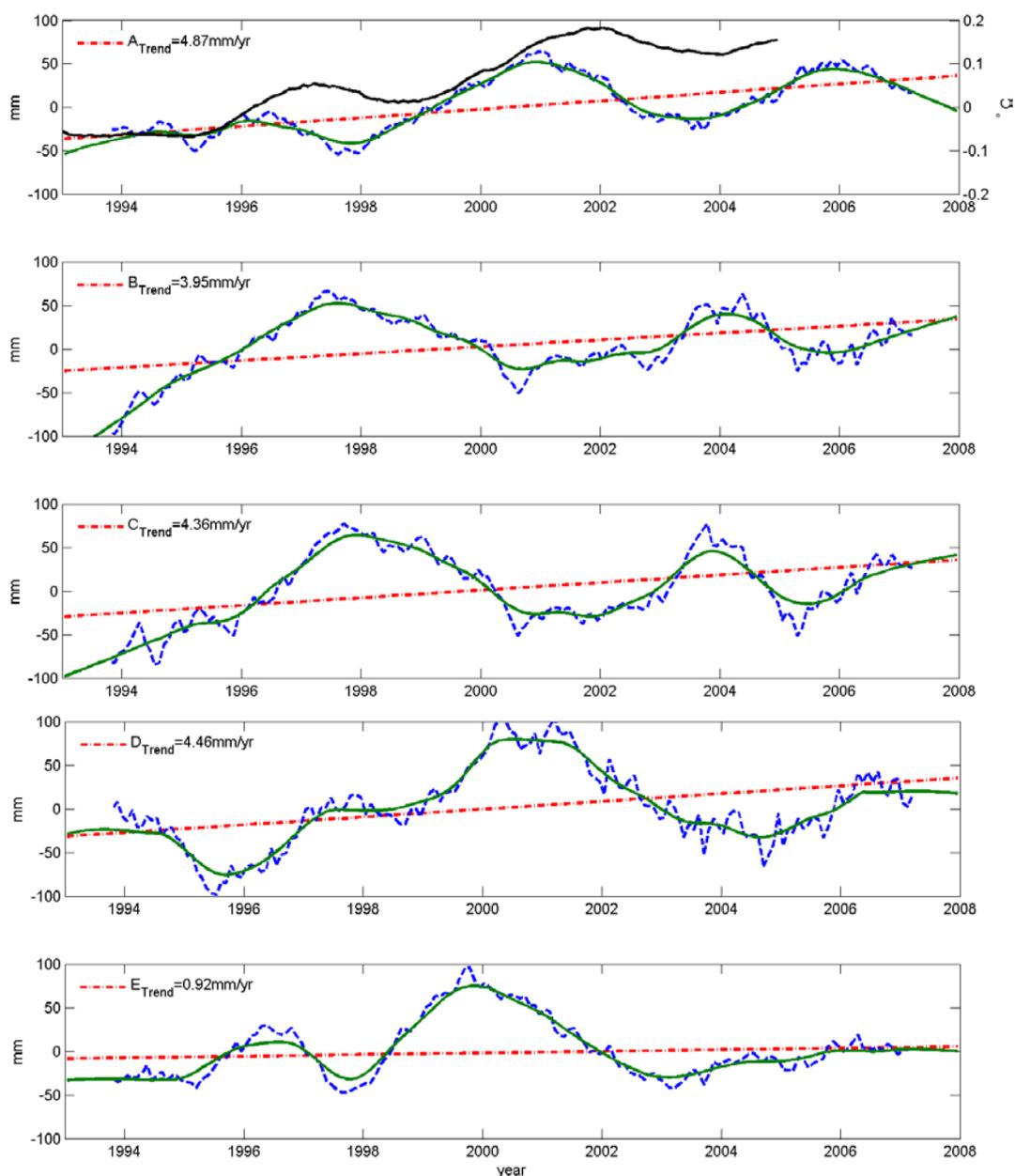


圖 S2.4 臺灣周遭海域 1993~2007 年衛星測高數據所推估之海平面變化趨勢。虛線為觀測數據經 18 個月移動平均之結果、虛點直線為線性迴歸所得之趨勢、實曲線為 LOESS 分析所得之非線性變化趨勢。

海洋酸化

氣候變遷的驅動力主要來自大氣二氧化碳濃度的升高，而部分人為活動所導致之二氧化碳排放增加，其中有將近 15% 至 40% 的二氧化碳排放量會存留在大氣中超過 1,000 年之久，可能在百年至千年的時間尺度上是不可逆的。而隨著二氧化碳於大氣的累積，越來越多的二氧化碳溶在海水裡，造成海水酸鹼值 (pH=

log[H⁺]) 降低；工業革命以來，全球海洋表水 pH 平均值下降了約 0.1，估計在 21 世紀末，海洋表水 pH 將達到 2,000 萬年來的最低值。快速的海水酸化威脅整個海洋生態，尤其是會降低海洋生物形成碳酸鈣殼體或骨架的能力。造成海水酸化的因素還包括近岸海水優養化，或是自然釋放、人為排放入海洋的化學物質，例如海底火山活動的增加、大氣的酸性物沉降通量增加等。雖然模擬結果顯示暖化對海水 pH 的影響很微小，但估計 2100 年海水平均 pH 將由工業革命前的 8.2 下降到 7.8 (圖 S2.5)。

古海洋

由目前所有記錄看來，千年時間尺度氣候震盪主要是以隨機方式呈現，但由其振盪間隔來看似乎有週期性存在，且造成此千年-百年氣候震盪週期的機制可能與大西洋垂直翻轉環流 (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC) 的改變、海冰覆蓋率、大氣循環有關。臺灣古海洋研究係利用東海沖繩海槽岩心重建距今 4 萬年以來的百年至千年尺度黑潮主流區的海表溫變化，此一海表溫不同相位與振幅的變化揭示出臺灣鄰近海域在萬年、千年、百年等不同時間尺度海表溫變化的輻度，並可充分反映出全球冰原體積、大氣二氧化碳濃度與黑潮的海氣交互作用的複雜綜合效應。

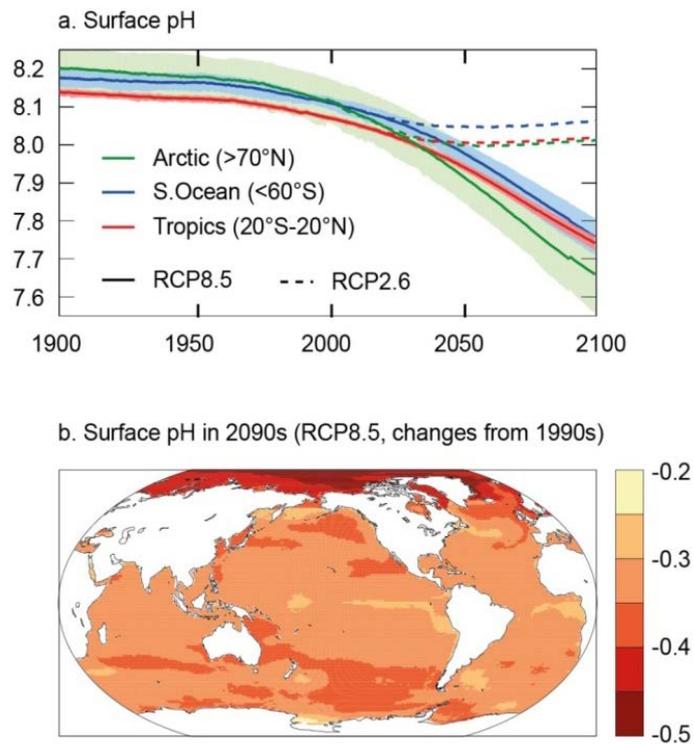


圖 S2.5 根據 RCP8.5 代表濃度途徑使用 11 個 CMIP5 模式推估海洋表層酸化情形。(a) pH 值的時間序列，其中實線為平均，色塊為模式間差異。(b)以各模式中位數呈現未來全球海洋表層 pH 值變化分布(相對於 1850~2100 的平均值) (摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 6.28)

三、氣候模態、年代際變化、氣候遷移、與暖化遲滯

氣候變化具有多重時間尺度的特性，過去一百多年的氣候變化包括了年際（數年）、年代（際）（十至數十年）與百年趨勢變化（圖 S3.1）。這些存在於大氣與海洋的自然氣候變化現象的時間尺度從數年（稱為年際，interannual）、十幾二十年（稱為年代，decadal）到數十年（稱為年代際，interdecadal）不等，且具相當大的空間尺度，如包括整個極區與高緯度區域或整個大西洋/太平洋，因此對氣候的影響也是洲際甚至全球尺度。受到年代際變化的影響，氣候可能在數年之中從暖和轉為偏涼，或由多雨轉少雨，這些不同時間尺度的氣候變化疊加在一起，形成過去百年來多重時間尺度的氣候變化。

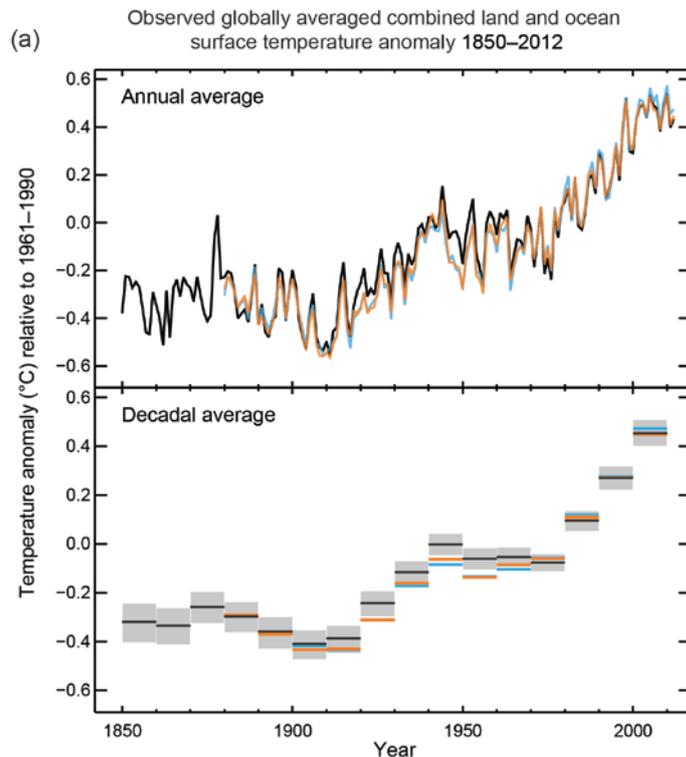


圖 S3.1 (a) 1850~2012 年全球海陸表面溫度距平，資料來自三組不同資料源，上圖為全年平均，下圖為十年平均及其中一組資料（黑色）的不確定性，距平是相對於 1961~1990 年的氣候平均。(b) 觀測地表溫度在 1901~2012 年的線性趨勢圖，資料與在 (a) 的橘色曲線相同，只顯示可用資料較高的區域（資料占分析時期達 70% 且前後 10% 的時間有 20% 以上的可用資料），「+」代表線性趨勢的統計信心度達 90% 以上。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure SPM.1)

地球大氣與海洋存在許多影響整個海盆甚至跨洲際的大尺度擾動，其中有些在過去一百年數次或多次出現，甚至具有類週期的特性，稱之為模態。最為人熟知的如聖嬰現象，屬於年際變化，對於長期氣候變遷影響不明顯。有些年代際變化尺度的模態（如太平洋年代際振盪，大西洋多年代振盪等），因為時間尺度長達

數十年，資料分析不易將其與暖化趨勢清楚區隔，造成詮釋上的困擾，而且科學界對造成年代際變化的相關機制尚無全盤了解。全球平均氣溫在 1970 年代末期突然升溫，太平洋年代際振盪的轉為暖相位的時間幾乎同步；過去百年來，大西洋多年代振盪正負相位間的變動也與同一時期全球平均溫度的冷暖變化有極高的統計相關性(圖 S3.2)。這些年代際變化明顯的調節了全球暖化的趨勢，形成年代間的冷暖交錯(圖 S3.3)。

根據 IPCC AR5，1951~2012 年全球平均地面溫度上升幅度為每 10 年 0.11°C ，1998~2012 年為 $0.04^{\circ}\text{C } 10\text{yr}^{-1}$ ，1984~1998 年為 $0.26^{\circ}\text{C } 10\text{yr}^{-1}$ ，顯見全球平均地面溫度上升幅度呈現年代變化，並非定值(參見本文圖 3.18a)。1998~2012 年暖化趨勢延緩，稱為暖化遲滯。綜合 IPCC 第五份報告發布後的研究結果，結論與之前

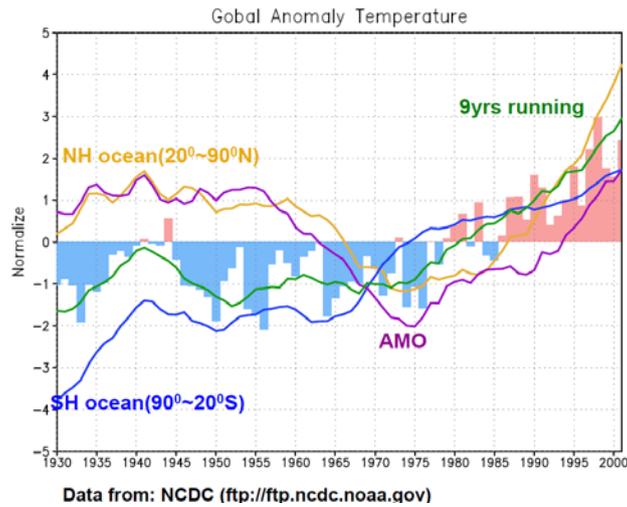


圖 S3.2 溫度的長期變化 (1930-2001)：全球地表溫度長期變化 (柱狀圖:逐年變化、綠色線:9 年移動平均)，與 9 年移動平均之北半球海表溫度 (黃色線)、南半球海表溫度 (藍色線)，以及大西洋多年代振盪 (紫色線)。

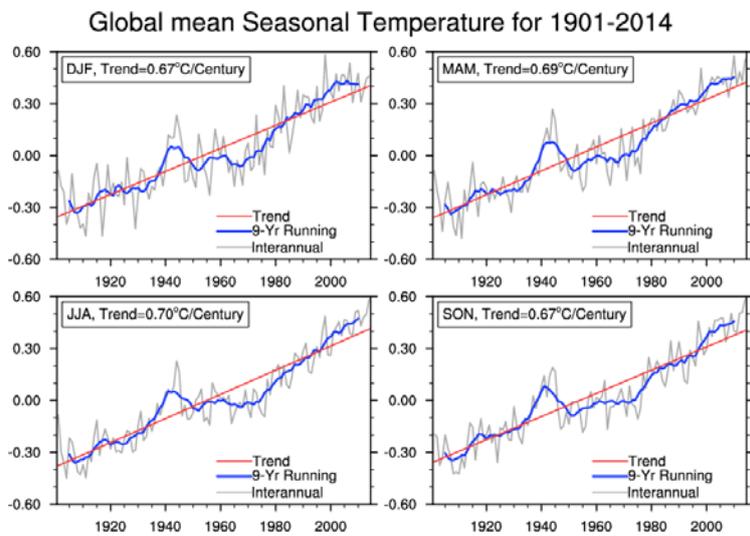


圖 S3.3 1901-2014 年全球平均地表氣溫的長期變化。12~2 月 (左上)，3~5 月 (右上)，6~8 月 (左下)，9~11 月 (右下)。灰色線為逐年變化，可以明顯觀察到年際變化；藍色線為 9 年移動平均，可以觀察到年代(際)變化；紅色線為 1901-2014 年的線性趨勢，明顯呈現暖化現象。資料來源：GISS, <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/>。

的理解並無不同，亦即年代際變化與人為暖化趨勢共存，“暖化遲滯”其實是受到太平洋年代際振盪的調節作用產生的暫時性現象。過去幾十年，人為暖化幅度尚未超過自然年代際變化，暖化趨勢因而時快時慢。年代際變化在北半球最明顯（可能與海陸分布造成的海洋環流振盪有關），對大氣（尤其地表溫度）影響最直接，而且陸地溫度反應迅速，全球平均地面溫度因此呈現出明顯的年代際變化與近年來的暖化遲滯。相對而言，南半球大部分為海洋，年代際的影響較小，全球平均地面溫度呈現相當線性的暖化趨勢，無明顯的暖化遲滯現象（圖 S3.2）。海平面高度受到海水熱脹冷縮影響，部分反映出海面下熱容量的變化，因此即使過去 10 多年熱量儲存於較深的海洋，全球平均地面溫度呈現暖化遲滯現象，海平面高度仍舊會持續上升。除此之外，研究也發現極端高溫（95 百分位）發生頻率與幅度並未稍減，1996 年之後反而有加速的現象。簡而言之，全球平均地面溫度不是恰當的地球暖化指標，海平面高度與海洋熱容量，或極端高溫指標，才能比較忠實反映暖化程度與趨勢。如果考慮 2012 年以後的溫度變化（圖 S3.4），全球平均地面溫度近幾年呈現

更劇烈的上升趨勢，其中的原因之一為 2015~2016 年聖嬰現象的影響。此聖嬰現象對全球平均地面溫度的實際影響程度仍有待進一步探討。此一現象再次顯示全球暖化的須以長期趨勢研判，不宜以變化較為快速的年代際變化與年際變化論斷。

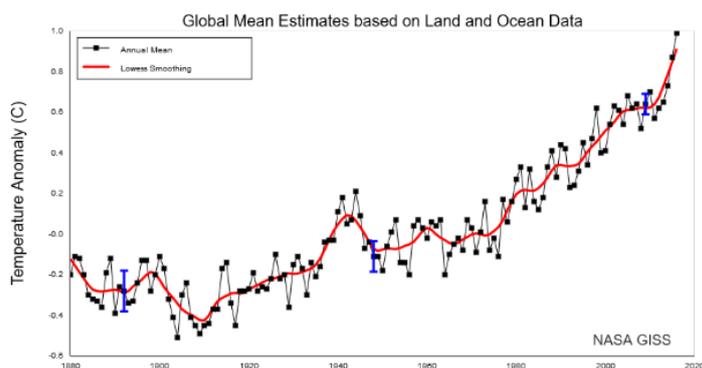


圖 S3.4 1880~2016 年全球平均地面溫變化趨勢。
（來源：NASA GISS surface temperature analysis）

四、東亞與西北太平洋氣候變異與氣候變遷

亞洲人口超過 40 億，占世界人口總數約三分之二，其中一半以上人口分布在以農業為主的季風地區。夏季季風的降水集中在 5 月至 9 月，降水量超過全年降水總量的 6 成，季風降水的變化左右全年的總降水量，對亞洲季風區的人民生計具關鍵性的影響。亞洲季風起緣於是亞洲大陸與印度-太平洋海陸度對比，是全球季風系統中最龐大也是最活躍的一支，本章主要介紹東亞季風區過去以及未

來的氣候變遷。

季風

在古氣候方面，透過黃土-古土壤 (Loess-paleosol) 沉積序列的研究推測，東亞季風的歷史大約是從 7 百萬年前開始，東亞季風的形成時間被認為與青康藏高原的隆起歷史相關。3.4 百萬至 2.6 百萬年間風成沉積快速堆積，表示此時期東亞夏季、冬季季風一併增強，一般認為此變遷與青康藏高原快速隆升後造成可能的全球冷化相關。過去 2.5 百萬年來，東亞季風的變化則與冰期 - 間冰期的變化呈現一致：冰期減弱，間冰期轉強。

過去百年觀測資料顯示，長期線性下降趨勢與年代際變化主宰東亞季風變化。東亞夏季季風在 1960 年代之後出現減弱的線性下降趨勢，此變化與 1960 年代至 1980 年代東亞夏季季風出現年代際時間尺度的減弱一致，兩者加總導致 1970 年代至 1980 年代東

亞季風明顯偏弱，此期間，東亞大尺度環境場主要的變化：850hPa 西南氣流減弱、東亞對流層大氣溫度下降、太平洋副高往西延伸，以及南亞高壓東西向的擴張 (圖 S4.1)。目前研究 1950 年代到 21 世紀初期，東亞夏季季風環流的年際與年代際變化歸因於海洋-大氣系統自然變異，與人類活動關係不大。與夏季季風相似，東亞

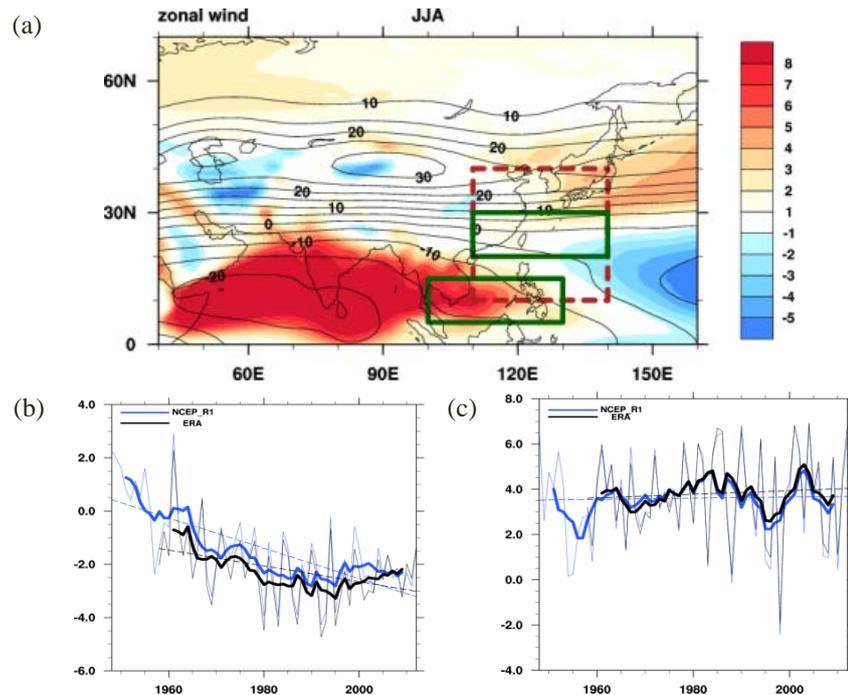


圖 S4.1 (a) 東亞夏季低層 (850hPa，陰影區) 與高層 (200hPa) 緯向風的空間分布，圖中紅色虛線矩形表東亞夏季季風指數，垂直風切的範圍，綠色矩形則為熱帶西北太平洋夏季季風指數水平風切的範圍。(b) 東亞夏季季風指數。(c) 熱帶西北太平洋夏季季風指數。細線為年際變化季風指數，粗線為 11 年滑動平均。

冬季季風約從 1960 年代中期以後出現線性減弱趨勢，其中，西伯利亞高壓在 1980 年代以後的減弱特別明顯。研究指出，東亞冬季季風減弱與近五十年東亞冬季地面溫度快速暖化密切相關（圖 S4.2）。東亞夏季季風或冬季季風在 1990 年代中期之後出現轉強，此變化似乎與 1990 年代中期至末期東亞或太平洋地區氣候遷移有關。

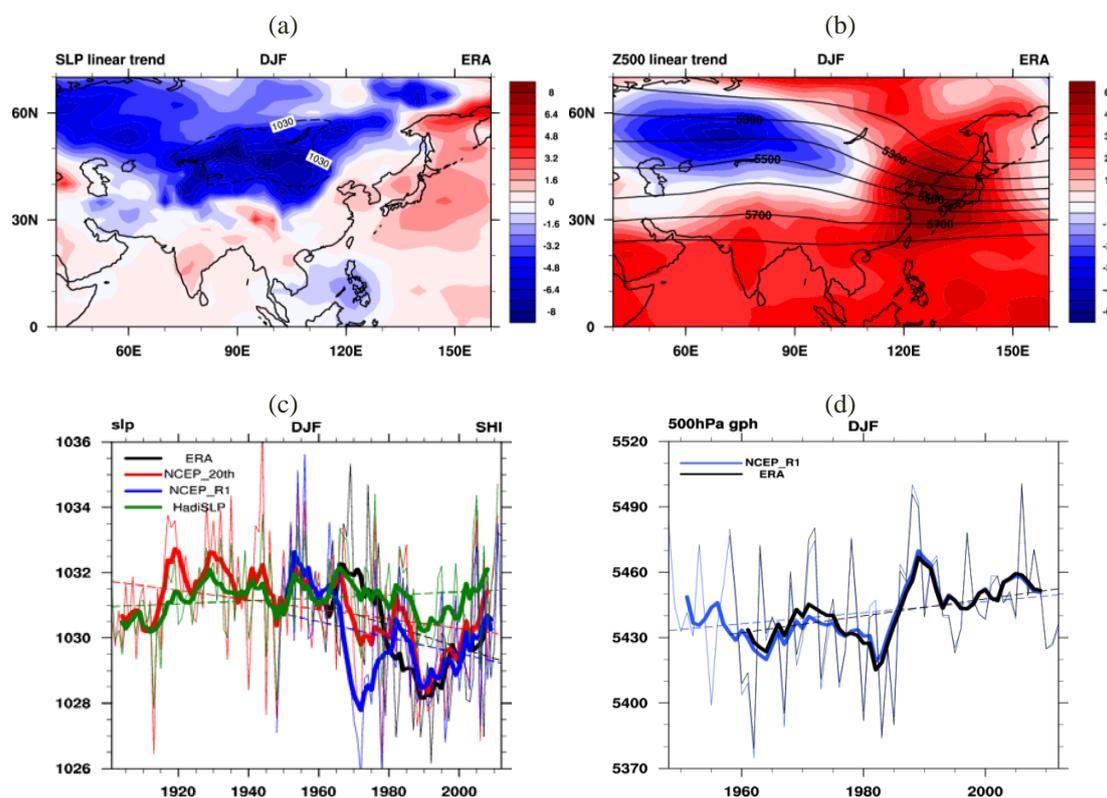


圖 S4.2 東亞地區冬季 (a) 海平面氣壓以及 (b) 500hPa 高度場的 1958~2010 年線性變化趨勢。圖中陰影區表百年線性變化趨勢，等值線為氣候平均值。(c) 冬季 (12~2 月) 西伯利亞高壓指數，(d) 東亞主槽指數。

溫度變化趨勢

東亞地區過去百年年均溫變化趨勢顯示增暖地區主要發生在日本、韓國以及中國華北等中高緯度地區（圖 S4.3）。過去百年東亞地面年均溫約增加 $1^{\circ}\text{C}\sim 3^{\circ}\text{C}$ ，增溫現象遠較印尼、菲律賓等熱帶地區明顯。此外，冬季地表增溫現象較夏季明顯，研究指出東亞冬季地表增溫現象與西伯利亞高壓自 1960 年代後快速減弱有關。在時間演變，過去百年東亞地面年均溫的變化大致與全球地面溫度的演變化一致：在 20 世紀出現兩次較顯著的溫度上升，第一次約發生在 1900 初期到 1940 年代，第二次約從 1980 年代以後至今。1940 年代到 1970 年代東亞地面溫度的變化出

現較明顯的區域差異：日本、朝鮮半島以及臺灣等地區，地面溫度僅出現微略下降，但中國華北、華中以及華南則出現明顯的下滑。另外，東亞地面溫度暖化的現象在 21 世紀初有緩和跡象，似乎反應 2000 年後全球暖化遲滯現象。

季節變化趨勢

過去百年，東亞地區夏季的改變呈現夏季提早開始、延後結束，即夏季長度延長；夏季延長主要發生在低緯度的海洋，以及華南與華北等地區。冬季長度的變化，大多數區域皆為縮短，較明顯的區域發生在低緯度海洋、中國沿岸、朝鮮半島以及貝加爾湖等地區

(圖 S4.4)。冬季峰值溫度的改變，從西伯利亞東北側，沿著順時針方向，經過貝加爾湖、韓國、中國沿岸、臺灣到中南半島，有明顯上升趨勢，以上地區與冬季季風盛行方向一致，表示東亞冬季峰值溫度的變化趨勢與西伯利亞高壓的減弱密切有關。夏季峰值溫度增溫的幅度較小，主要的增溫地區沿著西南 - 東北走向，從青藏高原延伸到華北以及東北亞等地區。

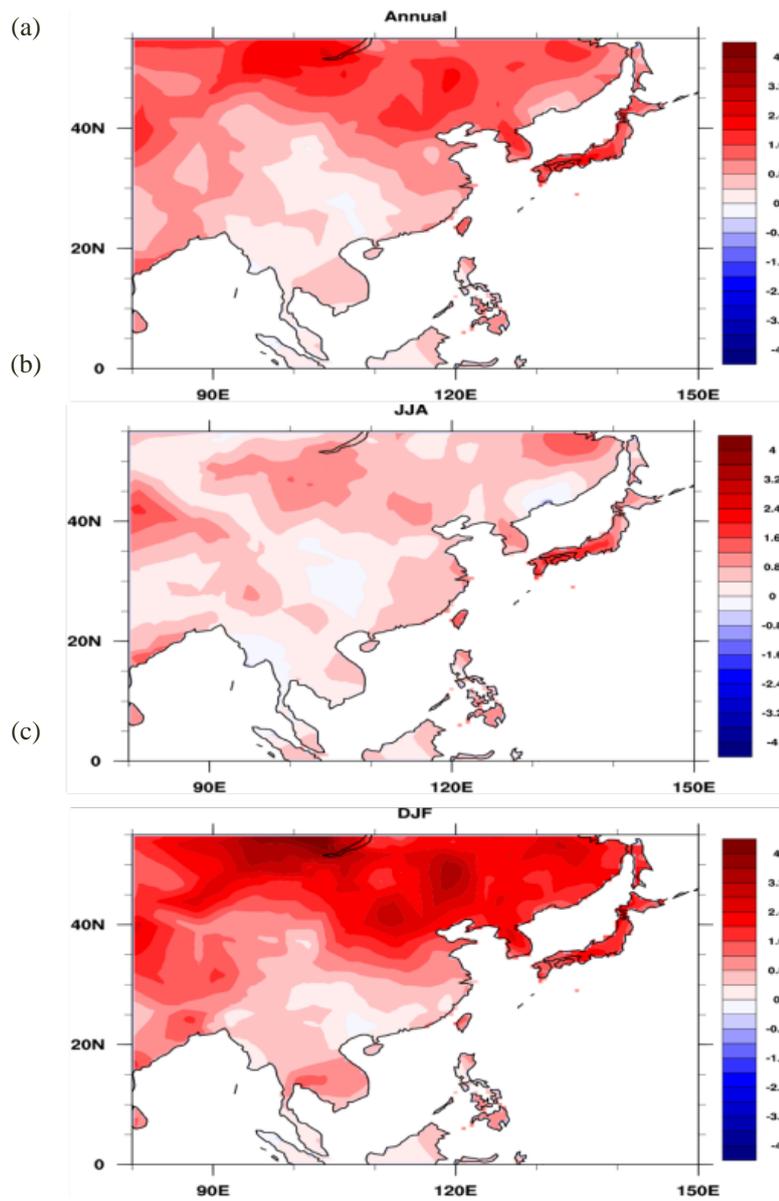


圖 S4.3 (a) 1901~2012 年東亞地面年平均溫度線性變化趨勢，單位： $K 10yr^{-2}$ ；(b)、(c) 同 (a)，但時間分別為夏季 (6~8 月) 與冬季 (12~2 月)。溫度資料來源為 CRU。

降水

1960~2000 年東亞地區年平均降水在華南、長江流域、日本與朝鮮半島等地區出現明顯線性增加趨勢，但華中與華北中國東南部、北部與東北一帶則為減少，此區域性差異導致東亞地區域平均年降水總量並無明顯增加或減少趨勢（圖 S4.5）。在季節雨量變化，夏季降水，華南、華中、朝鮮半島等地區出現增強趨勢，臺灣與日本變化趨勢呈現明顯區域特性，華北與東北亞地區以及菲律賓賓北部、呂宋島等地區則減少。冬季降水，華南、臺灣與菲律賓地區出現增加趨勢，日本北海道，庫頁島與東北亞地區則減少，其它地區冬季降水改變不明顯。

颱風

歷史資料顯示全球熱帶氣旋發生頻率沒有明顯變化，但不同洋盆每年颱風生成頻率出現呈現年代際變化（圖 S4.5）：

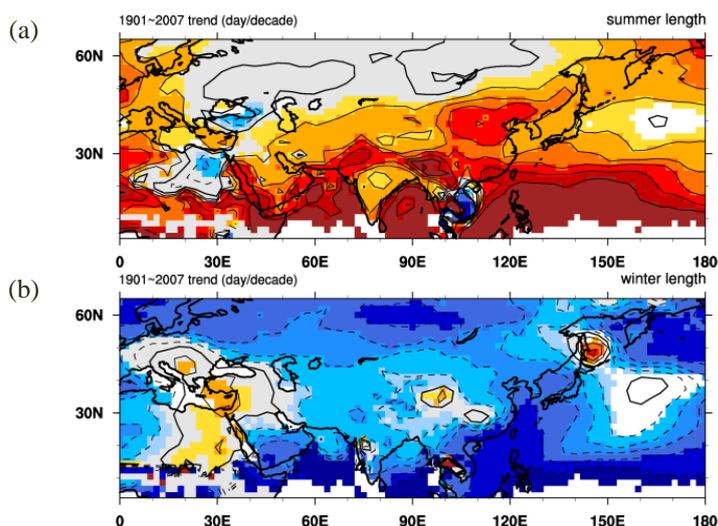


圖 S4.4 東亞地區季節長度的長期（1901~2007 年）線性變化趨勢。(a)、(b) 分別為夏季與冬季長度的變化，單位為 $\text{day } 10\text{yr}^{-1}$ 。

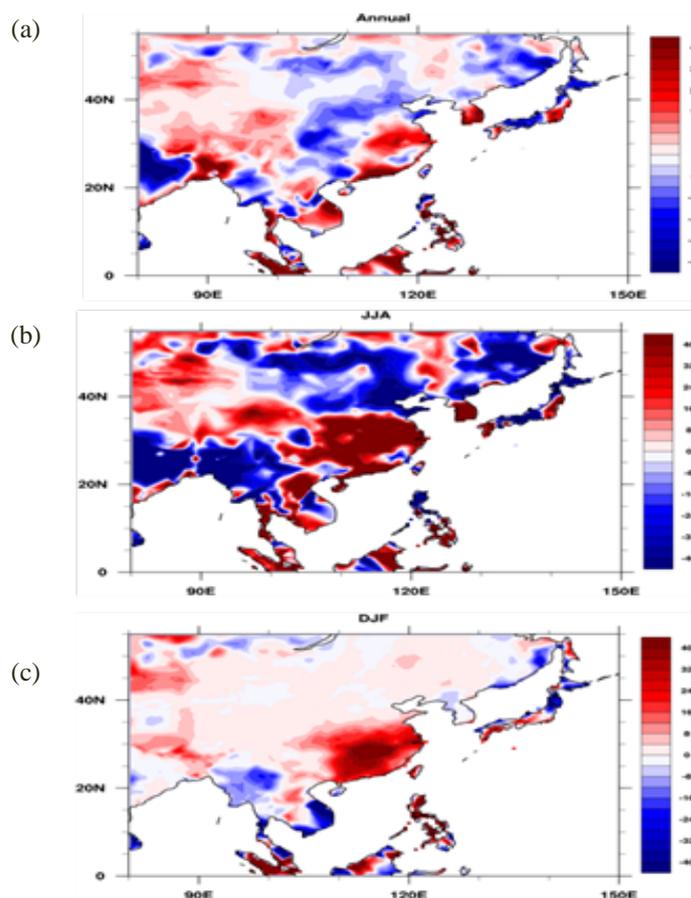


圖 S4.5 (a) 1961~2007 年東亞地區年平均降水的線性變化趨勢；單位為 $\text{mm } 100\text{yr}^{-1}$ 。(b)、(c) 同 (a)，但時間分別夏季（6~8 月）與冬季（12~2 月）。

北大西洋熱帶氣旋活動頻率自 1970 年代以來顯著增加；相反的，熱帶西北太平洋海域每年颱風生成個數 1990 年代之後明顯減少 (圖 S4.6)。至於颱風強度，1982 至 2009 年間，全球熱帶氣旋的強度略為增加，但並不顯著；在不同洋盆，北大西洋颱風強度明顯增強，南太平洋也出現增強；但熱帶西北太平洋與東太平洋反而減弱 (圖 S4.7)。

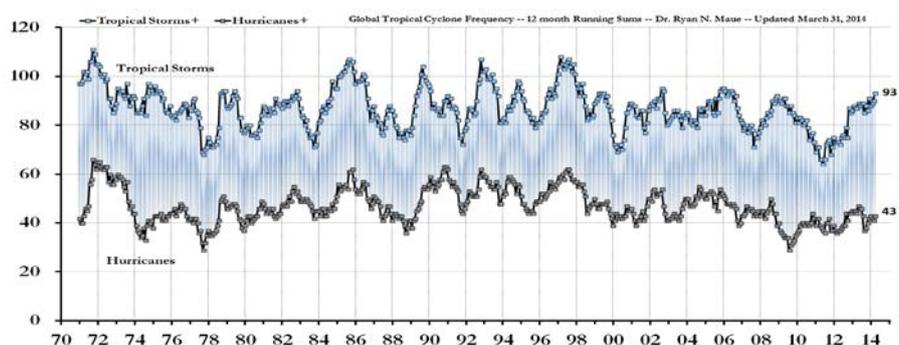


圖 S4.6 1970 年 1 月至 2014 年 3 月間，全球熱帶氣旋活動頻率時間序列圖。圖中上曲線為強度達到熱帶風暴等級 (含) 以上 (Tropical Storm, 生命期中最大風速超過 34knots) 的熱帶氣旋活動頻率，下曲線為強度達到 Saffir-Simpson 一級颶風等級 (含) 以上 (生命期中最大風速超過 64knots) 的熱帶氣旋活動頻率。兩組時間序列均為採取 12 個月滑動加總後的結果。

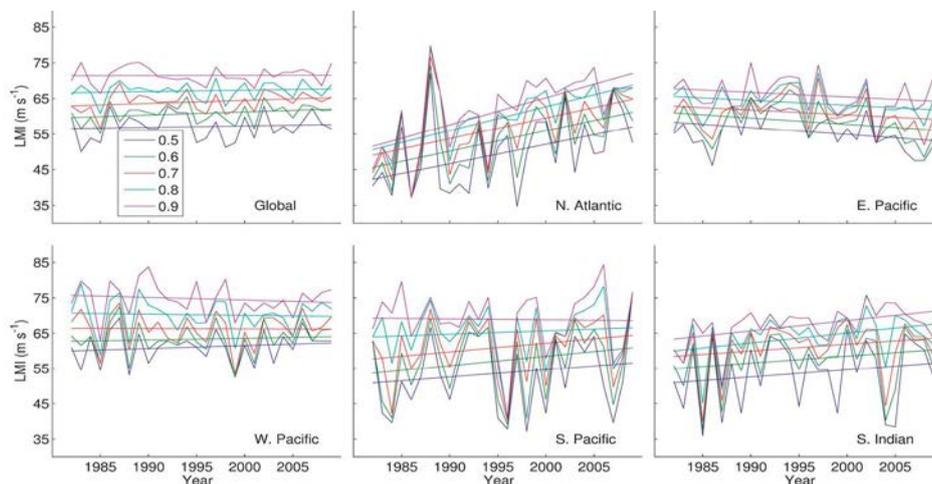


圖 S4.7 1982 ~ 2009 年間，全球及各熱帶氣旋活躍海域 (北大西洋、東太平洋、西太平洋、南太平洋、南印度洋)，第 50 至 90 百分位數熱帶氣旋強度變化時間序列圖。0.5 代表第 50 百分位數熱帶氣旋強度，其餘依此類推，直線則為各百分位數的線性回歸線。X 軸為年份，Y 軸為熱帶氣旋生命期強度極大值 (lifetime maximum intensity, LMI)

未來推估

季風

CMIP5 對未來氣候的模擬結果顯示，東亞夏季季風的強度、降水將增加 (圖 S4.8)。RCP4.5 代表濃度途徑下，東亞降水增加最可能發生在 5~7 月梅雨季；極端降水發生頻率增加的地區最可能出現在亞洲東部，且春夏秋冬都可能發生，但日本地區極端降水增加較可能發生在夏季。

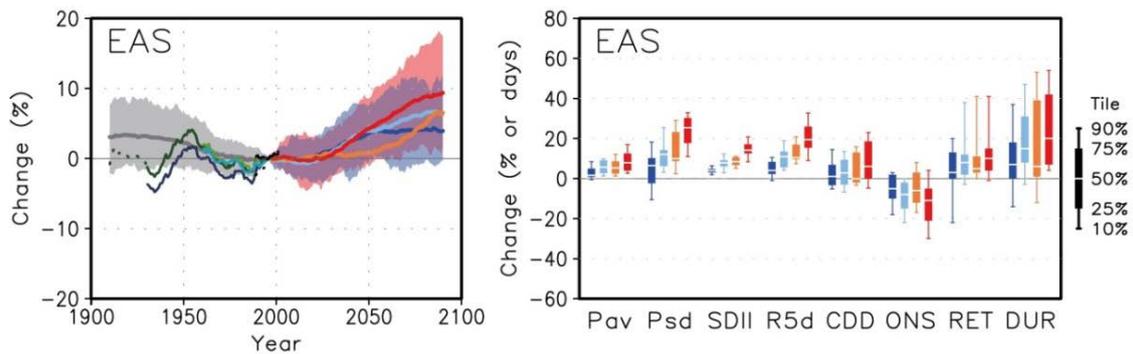


圖 S4.8 (a) 觀測及 CMIP5 各模式東亞夏季季風降水變化時間序列。單位為% (夏季降水距平與現今氣候之比值)；所有曲線皆經過 21 年滑動平均。不同顏色分別代表：歷史 (灰色，40 個模式平均)、RCP2.6 (深藍，24 個模式平均)、RCP4.5 (淺藍，34 個模式平均)、RCP6.0 (橘，20 個模式平均) 和 RCP8.5 (紅，32 個模式平均)。RCP2.6 及 RCP8.5 模式表現 10% 及 90% 之間為陰影區塊。觀測不同顏色代表：CRU TS3.2 (深藍)，GPCC V6 (深綠)，GPCC VASClmO (淺綠)，APHRODITE v1101 (淺藍)，GPCC V2.2 (黑)，CMAP v1201 (點)。(b) 圖為 2080~2099 年與現今氣候之差異。Pav：平均降水(%)，Psd：季節降水標準差 (%)，SDII：簡易逐日降水強度 (%)，R5d：連續 5 日累積雨量 (%)，CDD：連續乾燥日數 (日)，ONS：季風肇始日 (日)，RET：季風消散日 (日)，DUR：季風持續時間 (日)。RCP2.6 (深藍，18 個模式)，RCP4.5 (淺藍，24 個模式)，RCP6.0 (橘，14 個模式) 及 RCP8.5 (紅，26 個模式)。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 14.4)

溫度

氣候模擬顯示，中國東南部，日平均、最高與最低溫度都出現顯著增加的現象，伴隨溫度上升，霧發生日數減少，熱浪持續時間增長。CMIP5 模擬結果與

CMIP3 大致相似，RCP4.5 模擬顯示，東亞冬季與夏季的地面溫度都明顯增暖。但由於冬季季風與寒潮強度減弱，地面年平均與季節平均地面最大風速則有減弱趨勢。

降水

CMIP5 模擬結果顯示，東亞地區夏季季風與降水在 21 世紀末皆出現增強趨勢，冬季季風則為減弱，臺灣到日本一帶的降水出現減少的趨勢（圖 S4.9）。由於北半球陸地增溫遠比海洋增溫快速，海陸南北溫差在未來將增加，此差異導致在 21 世紀末，每增溫 1°C，東亞夏季季風降水增加率大約是澳洲季風的 2.5 倍，東亞夏季季風降水在世紀末每增加 1°C 降水約增加 6.4%，澳洲季風降水為 2.5%，印度夏季季風降水介於兩者之間約 5%，整個亞澳夏季季風降水平均增加率則為 4.5%。東亞梅雨季在 21 世紀末的降水量將增加，伴隨鋒面的極端降水發生頻率有增加的趨勢。

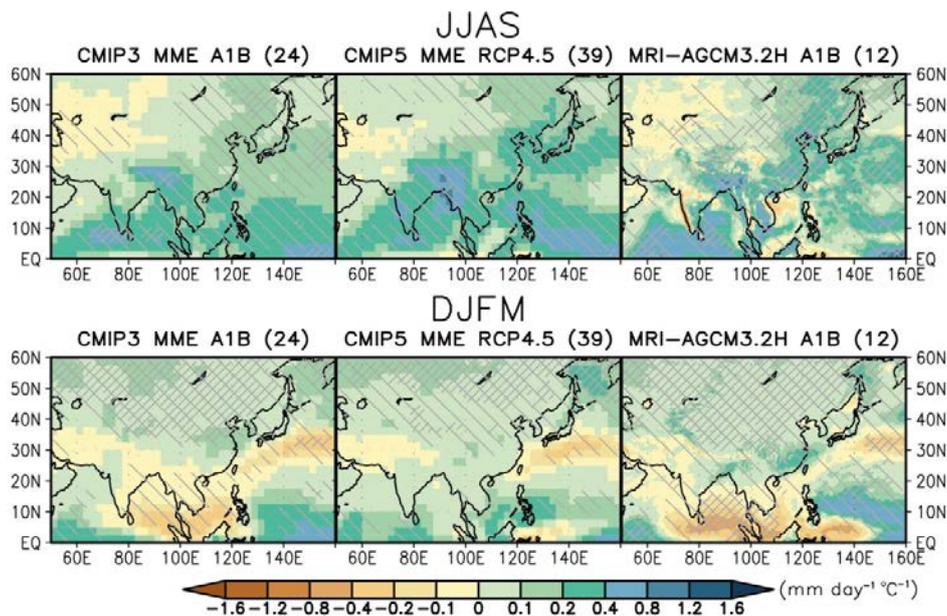


圖 S4.9 上圖和下圖分別為世紀末亞洲夏季 (6~9 月) 和冬季 (12~3 月) 降水的改變量 (2080~2099 年平均減去 1986~2005 年平均)。左圖為 CMIP3 A1B 情境 24 個模式平均、中圖為 CMIP5 RCP4.5 代表濃度途徑 39 組模式平均、右圖為 CMIP3 A1B 情境 MRI-AGCM3.2 12 組 60km 空間高解析度模式系集模擬結果。在此，未來變遷為 2075~2099 年平均與 1979~2003 年平均的差。各情境降水變化皆對全球溫度變化做標準化。單斜線與交叉斜線區域分別代表超過 66% 及 90% 模式與系集平均有相同之表現。

颱風

在未來，雖然全球海表溫度、水氣增加，有利於颱風生成，但影響颱風生成的其他大尺度環境，如垂直風切，中對流層相對濕度等，不利於颱風生成。IPCC AR5 推估 21 世紀末全球熱帶氣旋頻率減少；在不同海洋區域，熱帶西北太平洋、南印度洋以及南太平洋減少顯著，北大西洋、北印度洋與東太平洋等海域改變不明顯。在強度方面，相對於 1986~2005 年，21 世紀末全球強烈（等級 4、5 級）熱帶氣旋的發生頻率增加，颱風降雨強度增強；在不同洋盆，熱帶西北太平洋之熱帶氣旋強度大約上升 4~6 m/sec；北大西洋同樣增強，但不同模式之間的差異相當大；其它海域的改變則不明顯（圖 S4.10）。

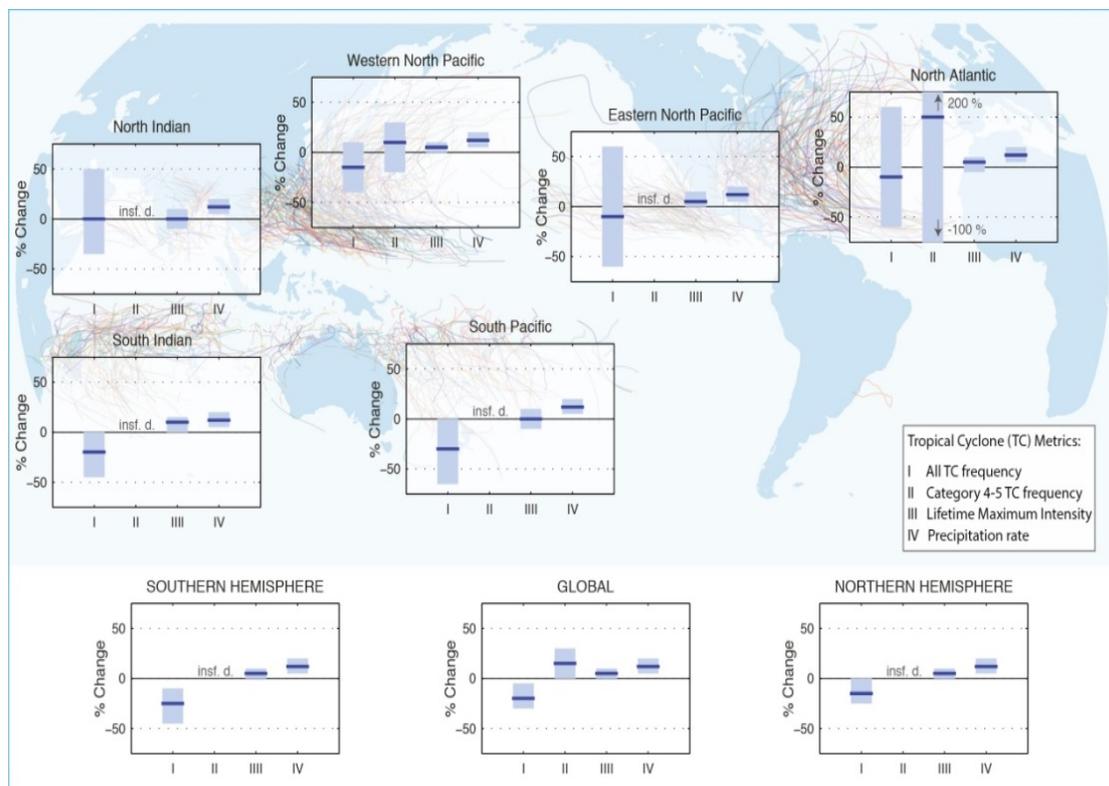


圖 S4.10 在類似 A1B 情境下，全球氣候模式對不同生成地區，熱帶氣旋活動之未來變遷的推估。圖中柱狀圖，由左至右分別表示，熱帶氣旋生成頻率、強烈熱帶氣旋（等級 4 級、5 級）生成頻率、最大強度以及降水率的變化率（百分比）；在此未來變遷表示未來（2081~2100 平均）與現今氣候（2000-2019 年平均）的差值。（摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 14.17）

五、臺灣氣候觀測分析

本章整理了有至少 20 年良好觀測紀錄的臺灣氣候觀測資料，另加國際通用的觀測與格點資料，記錄近百餘年的臺灣氣象與大氣成分的變化。「臺灣氣候變遷推估與資訊平台」計畫 (Taiwan Climate Change Projection and Information Platform, TCCIP) 整合氣象、農業、水利、電力等單位的雨量觀測紀錄成為「臺灣降雨指數」(Taiwan

Rainfall Index, TRI) · 代表臺灣整體雨量變化。溫度則是以 14 個氣象局測站的平均值為代表，分別統計日平均氣溫、日最高氣溫、日最低氣溫、氣溫日較差等變量的變化。水氣壓、相對濕度、日照時數、雲量、能見度等資料的分析結果沒有納入本摘要報告，有興趣的讀者請閱報告全文第五章。二氧化碳 (CO₂)、甲烷 (CH₄)、臭氧 (O₃)、氣膠 PM₁₀ 等大氣成分的監測與分析對於了解氣候的變化和影響非常重要，其增加或減少以及不同時期之間的差異都是重要的紀錄。

雨量

臺灣全年平均雨量 (圖 S5.1a) 自 1900 年代開始上升至 1940 年達到

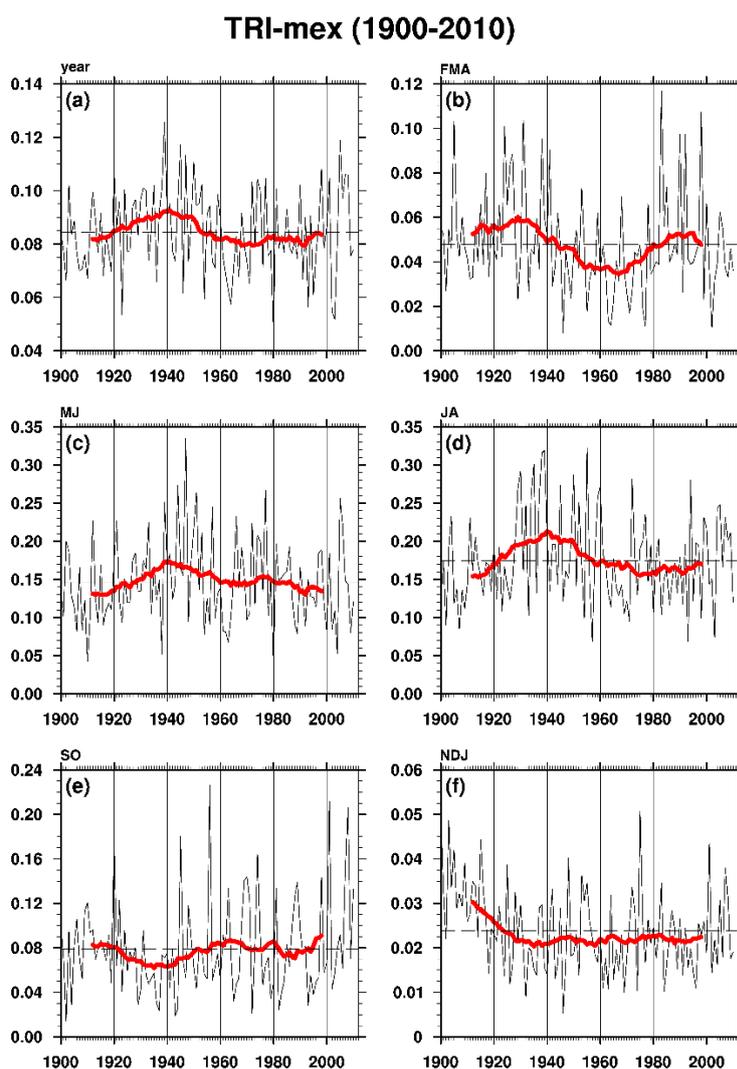


圖 S5.1 臺灣雨量時序變化：(a) 全年平均，(b) 2~4 月春季平均，(c) 5~6 月梅雨季平均，(d) 7~8 月夏季平均，(e) 9~10 月秋季平均，(f) 11~1 月冬季平均。黑實線是每年各季平均值，水平黑虛線是黑實線的所有年份平均值，粗紅線是 25 年滑動平均。(TCCIP 計畫提供)

最大值，接下來減少至 1960 年代中期，再接下來是緩慢上升至 2010 年。而春季 (圖 S5.1b) 自 1900 年代上升至 1920 年代末期後，變成減少至 1960 年代末期，又再上升至 1990 年代初期，再變為減少至 2010 年。梅雨季 (圖 S5.1c) 和夏季 (圖 S5.1d) 則自 1900 年代開始上升至 1940 年到達極大值，接下來緩慢下降至 2010 年。秋季 (圖 S5.1e)

是先緩慢上升至 1910 年代末期，雨量減少至 1930 年代末期，轉為上升至 1960 年代中期，接下來雨量在平均線附近上下擺動，至 1990 年代初才又明顯的上升至 2010 年。冬季 (圖 S5.1f) 情況較為不同，自 1900 年代起開始下降至 1930 年代中期，接著幾乎持平至 1990 年代末才又開始明顯上升至 2010 年。各季節都有明顯的年代際變化，秋雨和春雨的變化有負相關的關係，也就是在秋雨偏多的年代春雨偏少，反之亦然。

氣溫

以 14 個氣象局測站 (臺北、基隆、彭佳嶼、花蓮、宜蘭、澎湖、臺南、高雄、臺中、大武、新竹、恆春、成功、臺東) 為代表的臺灣全年、夏半年 (5~10 月)、冬半年 (11~4

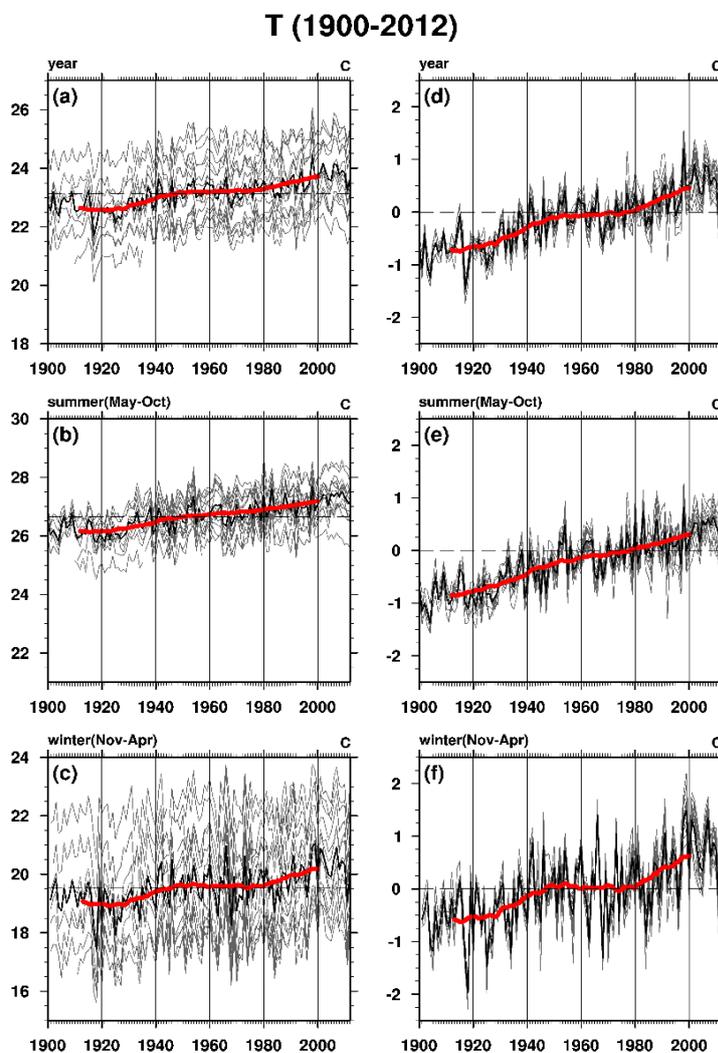


圖 S5.2 臺灣氣溫時序變化：(a) 全年平均，(b) 5~10 月夏半年平均，(c) 11~4 月冬半年平均。其中灰線是各測站的逐年氣溫，黑實線是所有測站的平均值，水平黑虛線是黑實線的所有年份平均值，粗紅線是 25 年滑動平均。(d)、(e)、(f) 與(a)、(b)、(c) 相同，但為減去各測站 1961~1990 年的平均值後的距平值。(TCCIP 計畫提供)

月) 平均氣溫分別為 23.1°C、26.7°C、19.6°C。臺灣全年平均氣溫百餘年來呈現階段性上升現象 (圖 S5.2a 與圖 S5.2d)：1900~1920 年代初緩慢上升，1920 年代至 1940 年代上升較快，1940 年代至 1970 年代氣溫上升趨緩，自 1980 年代又有較大的上升幅度。此一階段性上升在冬半年最明顯 (圖 S5.2c 與圖 S5.2f)，夏半年氣溫 (圖 S5.2b 與圖 S5.2e) 則大致呈現長期線性上升趨勢。

日最高氣溫

以與前相同的 14 個氣象局測站為代表的臺灣全年、夏半年 (5~10 月)、冬半年 (11~4 月) 平均日最高氣溫分別為 27°C、30.5°C、23.4°C。日最高氣溫全年平均與距平圖 (圖 S5.3a、圖 S5.3d) 顯示：氣溫從 1900 年代至 1920 年代初緩慢上升，1920 年代至 1940 年代上升較快，1940 年代至 1970 年代氣溫上升變緩，自 1980 年代又有較大的上升幅度。計算最高氣溫距平圖中紅色線的線性回歸斜率，得到百年來全年最高氣溫增溫為 0.8°C，夏半年 (圖 S5.3b 與圖 S5.3e) 最高氣溫增溫為 0.9°C，冬半年 (圖 S5.3c 與圖 S5.3f) 最高氣溫百年增加幅度為 0.9°C。

Tmax (1900-2012)

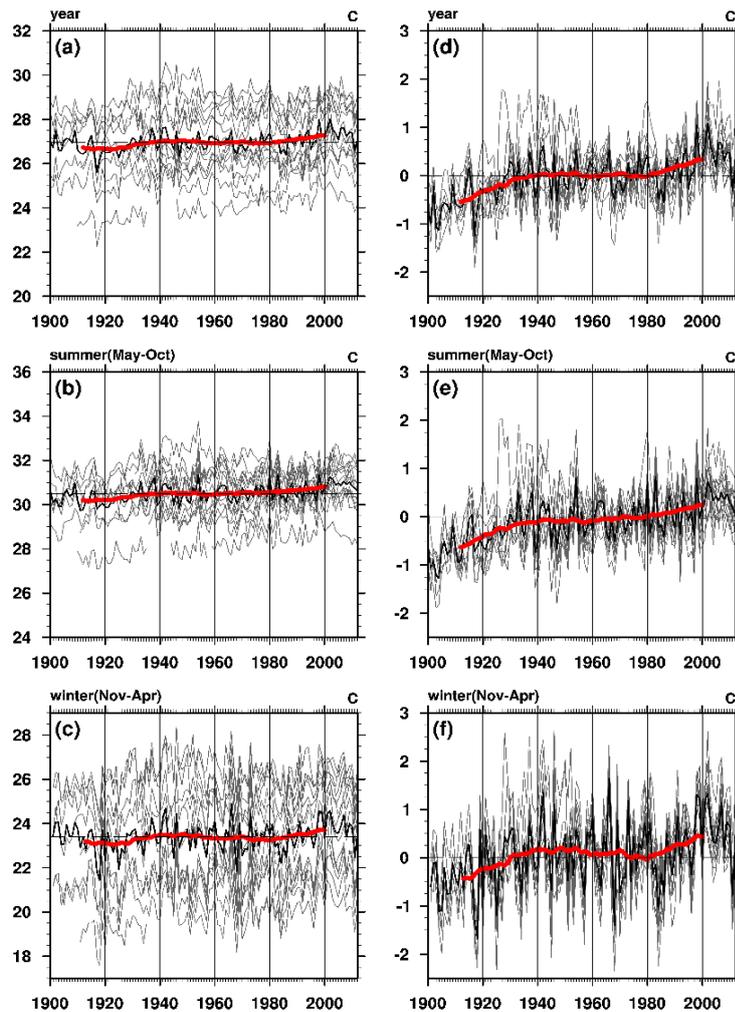


圖 S5.3 臺灣最高氣溫時序變化：(a) 全年平均，(b) 5~10 月夏半年平均，(c) 11~4 月冬半年平均，其中灰線是各測站的逐年資料，黑實線是所有測站的平均值，水平黑虛線是黑實線的所有年份平均值，粗紅線是將黑線做 25 年的滑動平均。(d)、(e)、(f) 與 (a)、(b)、(c) 相同，但為減去各測站 1961~1990 年的平均值後的距平值。(TCCIP 計畫提供)

日最低氣溫

與日最高溫用相同方法計算臺灣全年、夏半年、冬半年平均日最低氣溫分別為 20.2°C 、 23.7°C 、 16.6°C 。日最低氣溫全年平均與距平圖 (圖 S5.4a 與圖 5.4d) 顯示：氣溫從 1900 年代至 1920 年代初緩慢下降，自 1920 年代初起開始上升至近年，增溫在 1920 年代至 1940 年代及 1970 年代末期至 2010 年較快，1940 年代至 1970 年代，增溫緩慢甚至看不出來有明顯上升。利用線性回歸斜率計算增溫幅度，全年及冬半年 (圖 5.4d 與圖 5.4f) 最低氣溫百年增溫約 1.7°C ，而夏半年 (圖 S5.4e) 最低氣溫百年增加幅度約 1.8°C 。

氣溫日較差

氣溫日較差是每日最高氣溫減去最低氣溫所得的數值。使用與日最高溫 and 日最低溫相同方法計算臺灣全年、夏半年、冬半年平均日較差獲得數值分別為 6.81°C 、 6.83°C 、 6.79°C ，三者差異很小。氣溫日較差全年平均與距平圖 (圖 S5.5a 與圖 S5.5d) 顯示：數值從 1900 年代至 1930 年代上升，自 1930 年代初開始緩慢

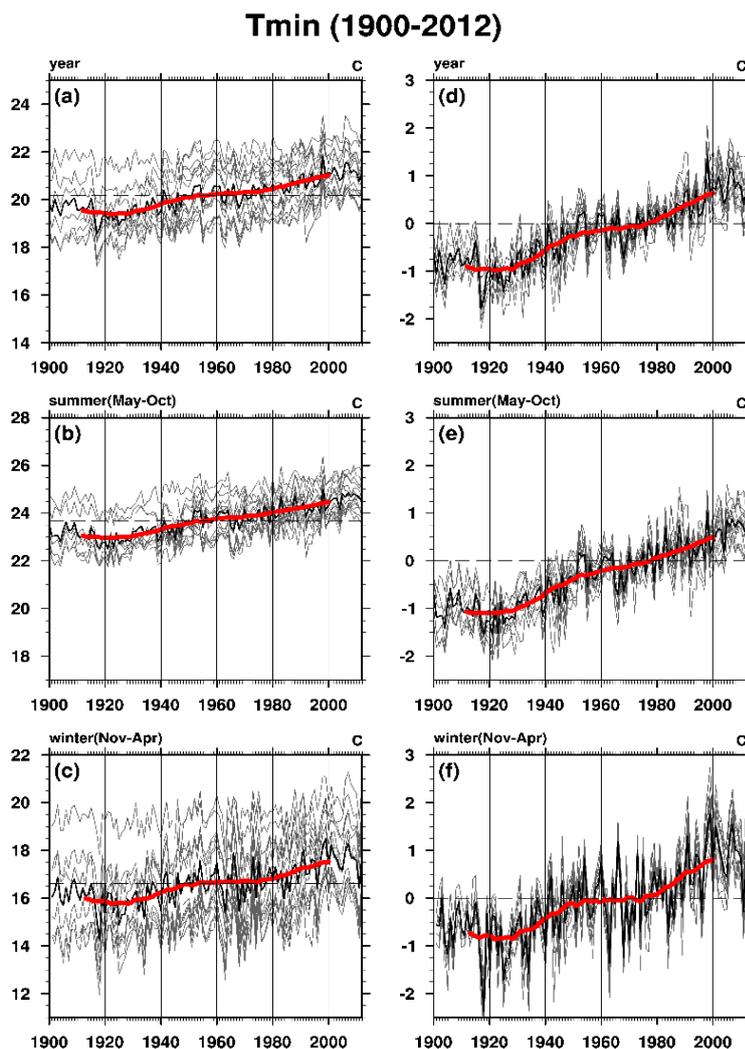


圖 S5.4 臺灣最低氣溫時序變化:(a)全年平均，(b)5~10月夏半年平均，(c)11~4月冬半年平均，其中灰線是各測站的逐年資料，黑實線是所有選取測站的平均值，水平黑虛線是黑實線的所有年份平均值，粗紅線是將黑線做 25 年的滑動平均。(d)、(e)、(f) 與 (a)、(b)、(c) 相同，但為減去各測站 1961~1990 年的平均值後的距平值。(TCCIP 計畫提供)

下降至近年。從氣溫日較差距平圖可看出，平均日較差自 1900 年代至 1930 年代初期約上升 0.7°C ，自 1930 年代初期至 2012 年下降約 1.2°C 。由前述日最低溫與日最高溫的百年增溫幅度可知，日最低溫增溫（約 1.7°C ）大於日最高溫增溫（約 0.8°C ），與氣溫日較差緩慢下降趨勢一致。

季節循環

以臺北、臺中、臺南、恆春、臺東、花蓮 6 個有 100 年觀測資料的氣象局測站溫度資料分析臺灣氣候季節（表 S5.1）。季節循環的變化則是以 1961~1990 年氣候基期之平均值定出氣候季節之夏季與冬季溫度閾值，依此計算每年各季節循環的起始與結束的時間點，依此分析其近百年來的長期變化趨勢。

極端天氣

極端天氣是鮮少發生的天氣事件，對民生經濟的影響往往遠大於其他比較容易發生的事件。社會大眾最關心的氣候變遷影響其實最主要的就是極端天氣事件的變化與影響，其中又以伴隨氣候暖化而至的極端高溫事件增多的發展趨勢最為明確。

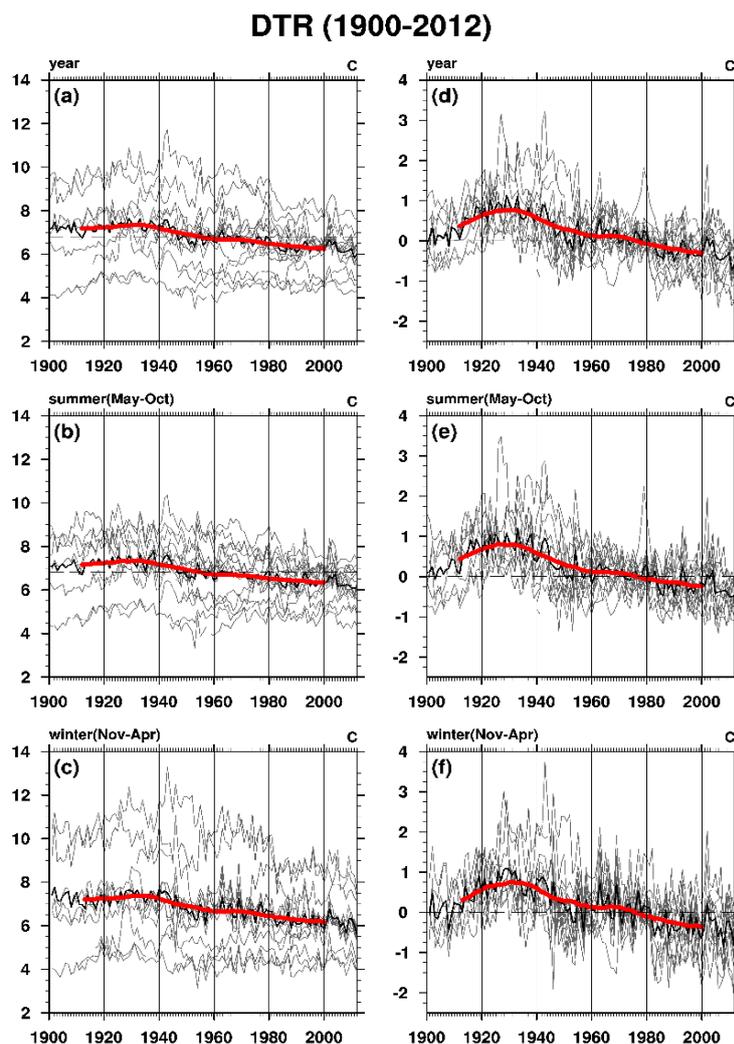


圖 S5.5 臺灣氣溫日較差時序變化：(a) 全年平均，(b) 5~10 月夏半年平均，(c) 11~4 月冬半年平均，其中灰線是各測站的逐年資料，黑實線是所有測站的平均值，水平黑虛線是黑實線的所有年份平均值，粗紅線是將黑線做 25 年的滑動平均。(d)、(e)、(f) 與 (a)、(b)、(c) 相同，但為減去各測站 1961~1990 年的平均值後的距平值。(TCCIP 計畫提供)

本報告分析了極端的日平均氣溫、日最高溫、日最低溫，發現日最低溫極端溫暖事件已發生極為顯著的變化。由於日最高溫出現在白天日最低溫出現在夜晚，因此將日最高溫極端溫暖的事件稱為「暖晝」，而將日最低溫極端溫暖的事件稱為「暖夜」。暖晝與暖夜的長期變化（圖 S5.6a 與圖 S5.6b）特徵與年平均最高溫度

表 5.1 於 1957~2006 年，臺灣六個測站夏冬兩季的起始、結束與長度的長期變化趨勢統計，單位為日/十年；以及峰值溫度(最高低溫)趨勢，單位為 $^{\circ}\text{C}/$ 百年。負值表示日期提早、日數減少或溫度下降；反之，正值表示日期延後、日數增長或溫度上升。以*符號標示及以粗體底線標示者分別代表通過 Mann-Kendall test 90% 及 95% 統計檢定。

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

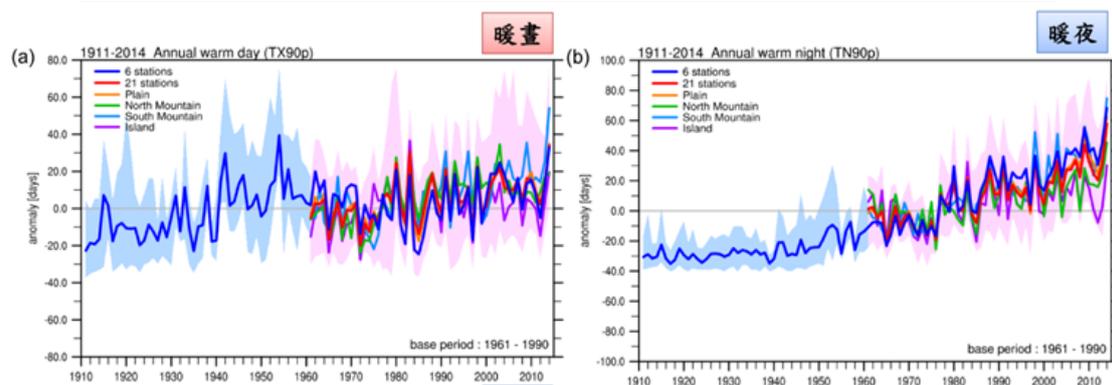


圖 S5.6 1910~2013 年逐年 (a) 暖晝、(b) 暖夜的日數減去 1961~1990 年氣候基期平均日數的距平值。藍色線條與陰影顯示 6 個百年測站的平均距平與各測站距平分布範圍，紅色線條與陰影顯示 21 個（含 6 個百年測站）有 52 年觀測紀錄測站的平均距平與各測站距平分布範圍。另標示了將 21 個測站分為 13 個平地站（橘線）、2 個北部山區（綠線）、3 個南部山區（天藍線）、3 個外島（紫線）的平均距平值。（TCCIP 計畫提供）

及年平均最低溫度相當類似 (圖 S5.3a 與圖 S5.4a)。雖然暖晝在近 10 年發生頻率較高，但在 1940 年代至 1960 年代也相當頻繁，百年來並沒有明顯的線性變化趨勢。暖夜日數則是在 1950 年以前偏低且變化較不明顯，1950 年之後急速增多，近 10 年發生頻率明顯高於過去的任何時期。暖夜日數增多很可能是受到人為排放溫室氣體濃度增加的影響，大氣中有較多的溫室氣體吸收了白天從地表向太空輻射的能量，如同保溫作用，降低了地面夜間散熱效率。

臺灣的極端天氣事件受颱風影響最大。影響臺灣的颱風個數有明顯的年代際振盪變化，但沒有明顯的長期 (60 年) 持續增加或減少的線性變化。在 1960 年代和 2000 年之後颱風個數相對偏多，在 1950 年代與 1970 年代至 1990 年代間則相對偏少。若將不同等級 (輕度、中度、強烈) 的侵臺颱風分開統計 (圖 S5.7)，發現強烈颱風比另外兩個等級的變化清楚。於 1950~60 年代以及 1990 年代之後侵臺的強烈颱風個數較多，平均每 10 年有 18 個侵台，1970 年代至 1980 年代則相對偏少，平均每 10 年僅有 7 個強烈颱風影響臺灣。

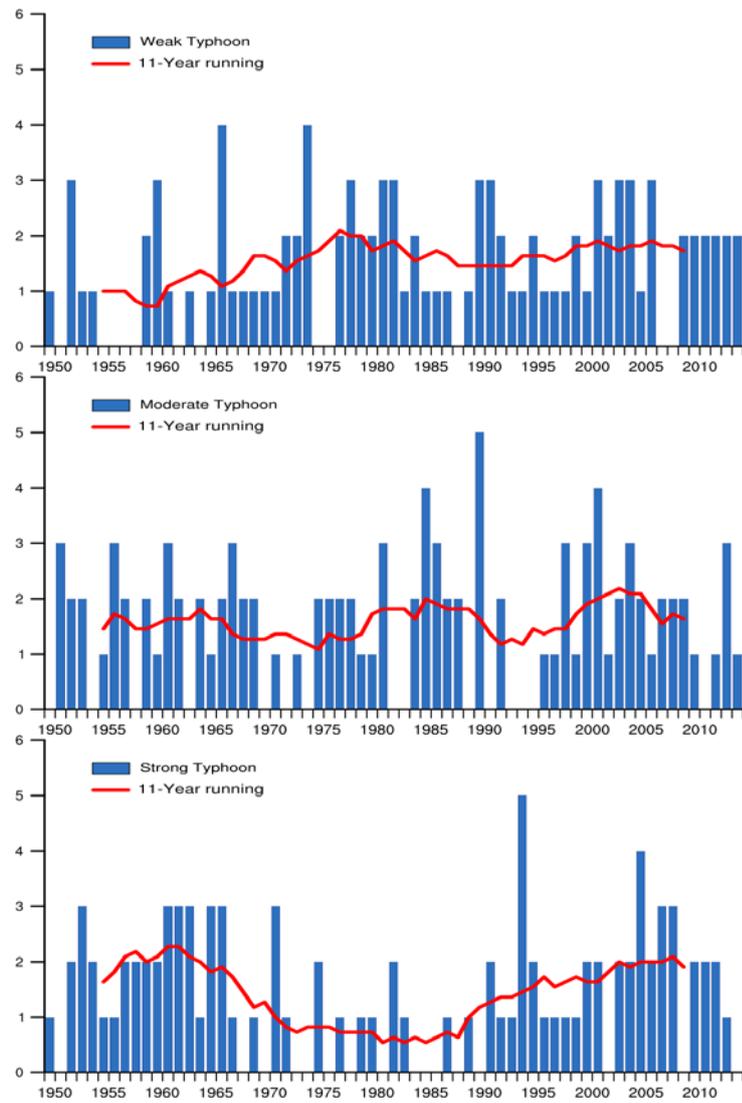


圖 S5.7 1950~2014 年期間，不同強度的颱風，每年進入臺灣海岸線 300 公里範圍內的個數時間序列圖。由上至下依序為輕度颱風 ($34\text{knots} \leq V_{\text{max}} \leq 63\text{knots}$)、中度颱風 ($64\text{knots} \leq V_{\text{max}} \leq 99\text{knots}$)、強烈颱風 ($V_{\text{max}} \geq 100\text{knots}$)。紅線代表 11 年滑動平均值，X 軸代表年份，Y 軸代表影響臺灣的颱風個數。(TCCIP 計畫提供)

大氣成分

本報告彙整分析了臺灣地區的二氧化碳 (CO₂)、甲烷 (CH₄)、臭氧 (O₃) 長期觀測資料與氣膠 (aerosol) 濃度的監測數據。二氧化碳 (CO₂) 濃度的增加被普遍認為是導致全球暖化現象的關鍵，而 CO₂ 的分子數量在一般大氣中僅佔有不到 0.05% 的比例，其他在 IPCC AR5 列入討論的溫室氣體 (CH₄, N₂O, O₃, CFCs) 的濃度更遠低於

CO₂，然而對大氣物理化學乃至於氣候變遷的影響卻不容忽視。氣膠 (aerosol) 亦稱為懸浮微粒 (suspended particles)，是指懸浮在空氣中的微小粒子，不僅可直接散射或吸收可見光因而影響大氣輻射的傳遞，更可經由和水氣的交互作用影響雲霧的形成及雲霧滴的微物理性質進而間接干擾地球系統的能量平衡。粒徑小於 10 μ m 的微粒以 PM₁₀ 表示，會沉積在肺部與氣管有害人體健康。

近 20 年間 CO₂ 濃度顯著增加的現象 (圖 S5.8)。蘭嶼站 1997 年的 CO₂ 年

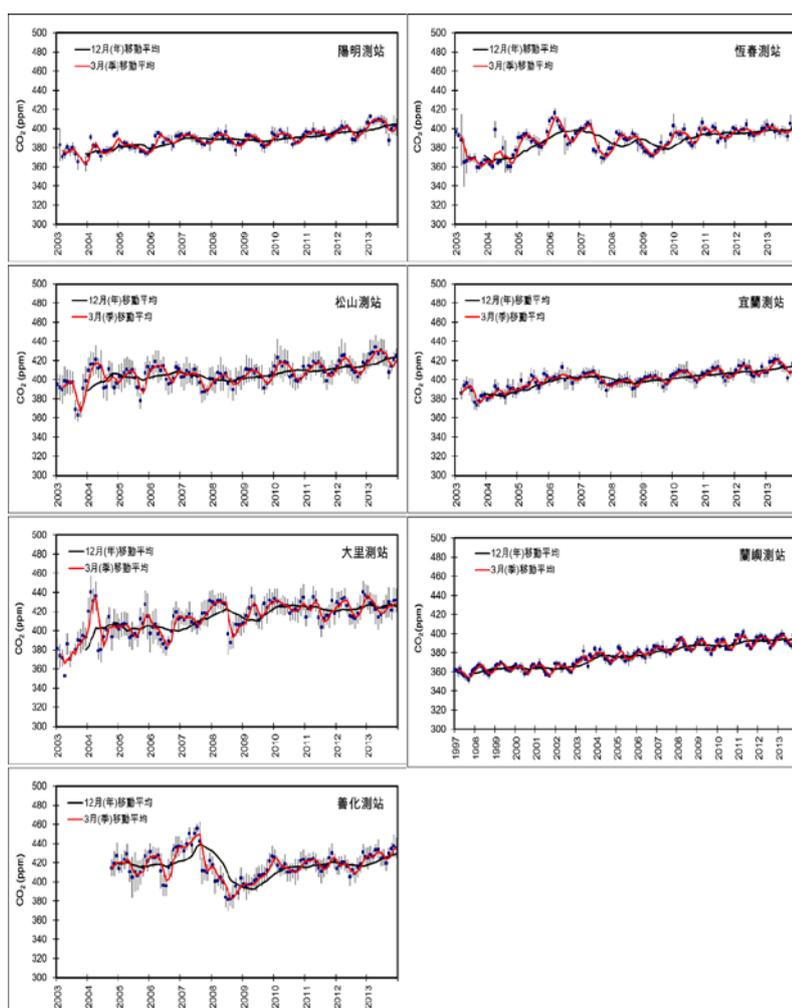


圖 S5.8 臺灣地區六個空氣品質監測站及蘭嶼氣象站之地表二氧化碳 (CO₂) 濃度月平均值時間序列。空氣品質監測站資料期間採用 2003~2013 年 (善化站起始於 2004 年 10 月)，蘭嶼氣象站資料期間為 1997~2012 年。誤差線代表以日平均值為基礎的月平均值標準偏差範圍。紅色實線為 3 個月移動平均，黑色實線為 12 個月移動平均，分別呈現觀測值的季節波動及變化趨勢。

平均濃度為 358.5ppm，2004 年增加至 375.4ppm，陽明山和恆春站 2004 年的 CO₂ 年平均濃度則分別為 380.8ppm 及 370.1ppm，2013 年這三個背景站的濃度分別為 394.8ppm、404.6ppm、399.8ppm，相較於 2004 年分別增加了 5.2%、6.3% 及 8.0%。城市地區的 CO₂ 濃度受到人為污染的影響而顯著高於背景區，松山、大里、善化、宜蘭四站 2013 年的 CO₂ 年平均值分別為 423.9ppm、425.8ppm、429.5ppm、414.7ppm，並且均為各站監測記錄中的前三高值，上述觀測資料明顯地反映出臺灣及周邊地區大氣中 CO₂ 濃度增加的現象。

O₃ 濃度在過去 20 年間呈現顯著的增加趨勢，但總臭氧量 (O₃) 監測記錄顯示 2004 年之後的臭氧濃度增加趨勢較 1994 年至 2003 年間明顯減緩，CH₄ 濃度則無顯著的變化。大氣氣膠 PM₁₀ 濃度在最近 10 年 (2004~2013 年) 也在逐年下降。

六、臺灣未來氣候變遷推估

臺灣未來氣候變遷的推估主要是依據參與第 5 期耦合模式比對計畫 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5) 全球氣候模式所做的模擬結果，透過統計降尺度方法呈現臺灣區域的特性與可能的機率分佈範圍，以及由其部分模式與高解析度全球氣候模式輸出驅動區域氣候模式的動力降尺度模擬結果。IPCC AR4 的情境模擬是以未來世界發展方向估計其對應的人為溫室氣體排放量，當作未來氣候變遷推估的基準；而 IPCC AR5 所使用的新情境設計，則是以輻射強迫作用 (radiative forcing) 做為未來氣候變遷推估之基準，再用以估計各溫室氣體隨時間的代表濃度途徑 (Representative Concentration Pathways, RCPs; Meinshausen *et al.*, 2011)。

報告所運用的統計降尺度方法是依據 Wood *et al.* (2002, 2004) 與 Maurer (2007) 所發展的誤差校正空間分解法 (Bias Correction and Spatial Disaggregation, BCSD)；統計降尺度需要高解析度的觀測資料作為統計分析的基準與校驗，由於氣候模式模擬資料是網格平均資料，因此使用網格化觀測資料做為分析比較的基準；統計降尺度所建立的統計模型多數是以現今氣候特性所歸納分析出的關係為基準，是否這些關係在未來氣候變遷下還持續維持，是後續應用時必須要留意的問題。運用統計降尺度方法推估臺灣區域未來氣候變遷的流程示意如圖 S6.1。

Future Climate Scenarios Cascade (Statistical Downscaling)

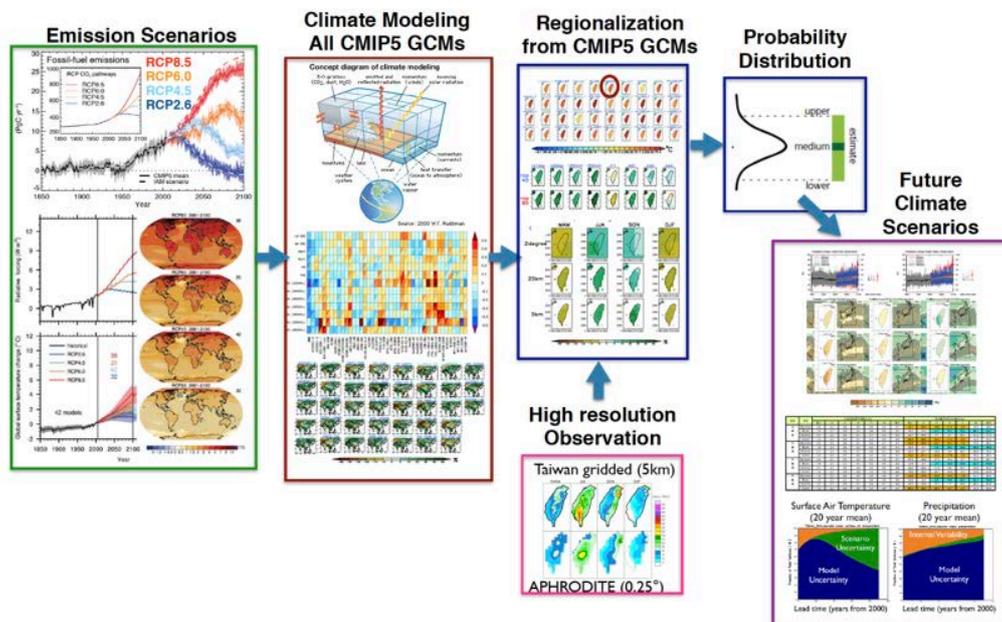


圖 S6.1 運用統計降尺度方法推估臺灣區域未來氣候變遷的流程示意圖。

不同應用領域在進行氣候變遷影響與調適評估研究時，對於氣候資料項目與時空解析度的需求往往不一樣，但由於氣候變遷推估模擬資料與觀測資料解析度的限制，後續所說明的統計降尺度推估結果只會以 5 公里的網格資料解析度做一般性的舉例呈現。報告中並不推估不同情境個別發生的機率高低，而是分別針對某單一未來情境加以推估。分析比較的基準是以 1986~2005 年平均特徵代表現今氣候狀態，對於未來氣候變遷推估則是以 2016~2035 年、2046~2065 年、與 2081~2100 年的平均特徵，分別代表未來由近程至遠程的三個變動的分析。

臺灣未來氣溫推估

年平均

圖 S6.2 為臺灣地區年平均溫度變化推估；第一個時段 (2016~2035 年) 年平均溫度改變量約在 0.3°C ~ 0.9°C ，不同情境在這個時段增暖的幅度差別不大；在 21 世紀中期 (2046~2065 年)，RCP4.5 情境的強迫作用大於 RCP6.0，因此圖 S6.2 中 RCP6.0 的暖化在這個時段 (2046~2065 年) 比 RCP4.5 情境下還要小一些；到了世紀末 (2081~2100 年)，在 RCP8.5 情境下增溫可能達到 3.0°C ~ 3.6°C ，而在 RCP2.6 情境下，除了北臺灣之外，多在 1°C 以下。

圖 S6.3 是全臺灣地區年平均溫度隨時間變動的時間序列圖；區域平均的暖化幅度隨時間的變化與圖 S6.2 中各時段及情境的增溫變化推估相當一致，21 世紀中以前，RCP6.0 與 RCP4.5 的暖化幅度的差別不大。圖 S6.4 顯示在 RCP2.6 情境下，世紀末全臺平均增溫非常不可能超過 2°C；RCP6.0 情境下，全臺增溫非常可能超過 1°C。而在 RCP8.5 情境下，全臺平均氣溫上升甚至將超過 2°C；大約有一半的模式推估臺灣各地區的增溫在世紀末將超過 3°C。

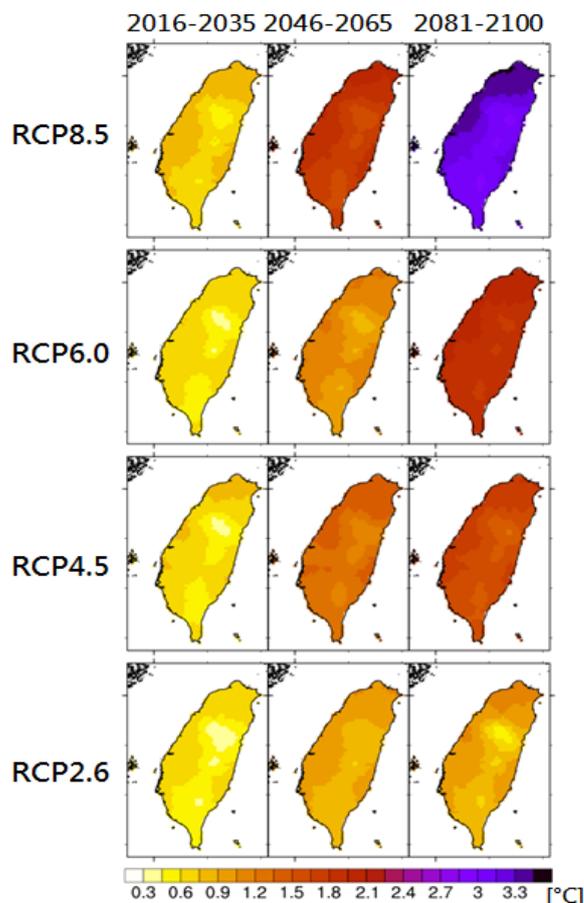


圖 S6.2 CMIP5 四個情境下的三種未來時段依據所有 IPCC 氣候模式所推估臺灣地區近地面氣溫氣候平均變化 (各時段減去 1986~2005 年平均變化) 的系集中位數，單位：°C。須注意不同情境在計算中位數時，氣候模式的數量並不相同。

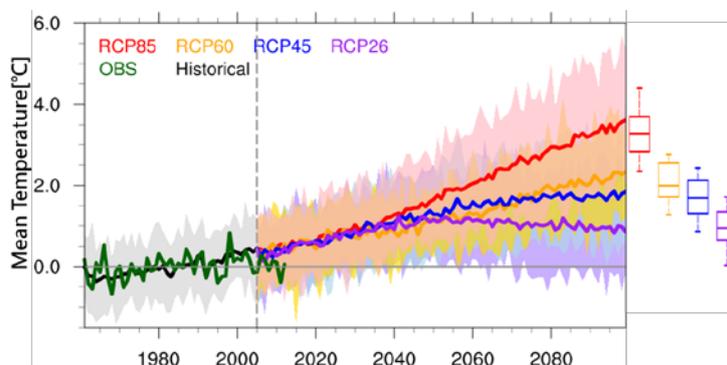


圖 S6.3 全臺灣區域平均年平均近地面氣溫的時間序列。圖右的盒鬚圖則是對應上述不同情境在 2081~2100 年時段平均的模式推估變化分佈特徵 (含 90, 75, 50, 25, 10 百分位)

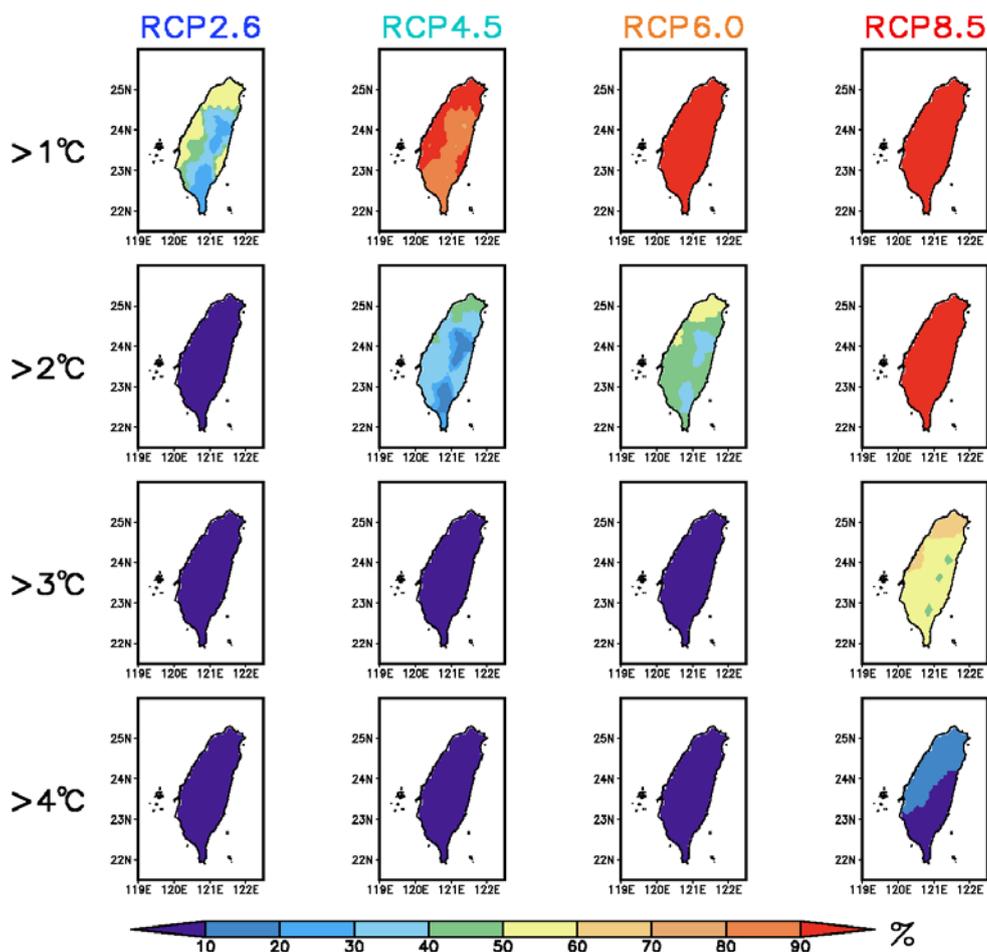


圖 S6.4 臺灣地區 5 公里解析度之四情境下，世紀末年均溫增加超過 1°C、2°C、3°C 與 4°C 之 CMIP5 模式推估機率分布圖。

季節循環

不同季節未來在世紀末的暖化程度 (圖 S6.5) 與年平均 (圖 S6.2) 相似，沒有顯著的季節差異，唯一略微不同的是冬、春季時，不同區域的暖化差異更小。

極端氣溫變化

依據世界氣象組織氣候變遷偵測與指標專家小組 (CCI/CLIVAR/JCOMM Expert Team on Climate Change Detection and Indices, ETCCDI) 用以評估氣候變遷影響所使用的極端天氣與氣候指標，分析描述臺灣在世紀末 (2081~2100 年) 極端事件變化如圖 S6.6。CMIP5 資料庫中有提供 RCP2.6 與 RCP6.0 情境模擬的模式也比較少，考量到極端指標可能的變異量較大，更可能出現目前氣候範圍之外的異常值。所以在此部份僅針對有較多模式的 RCP4.5 與 RCP8.5 情境進行相關的模擬分析。

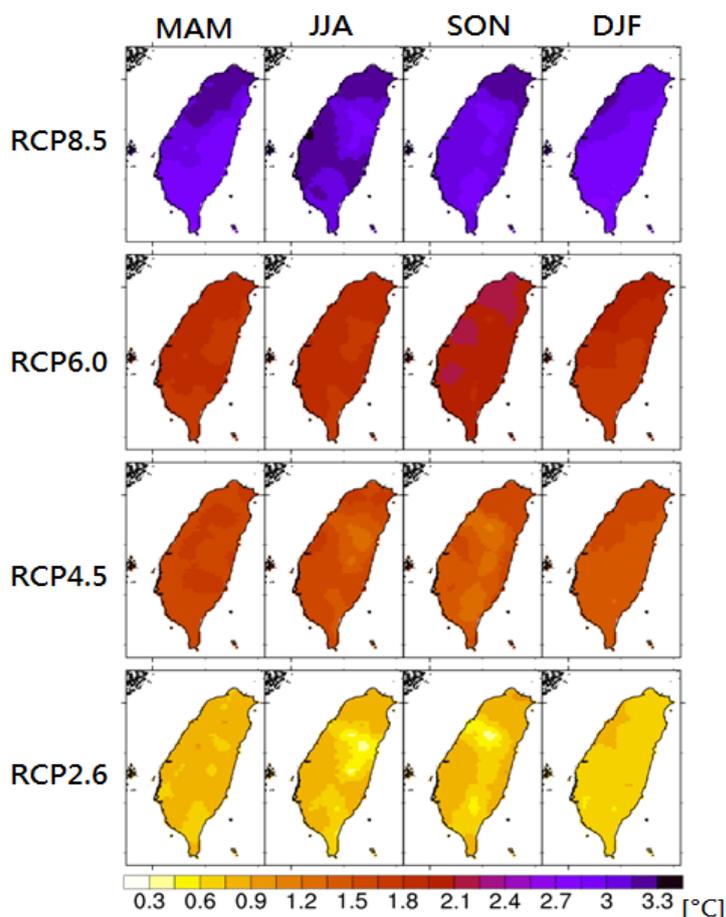


圖 S6.5 在四個情境下的四個不同季節在 21 世紀末臺灣地區近地面氣溫氣候季節平均變化。MAM、JJA、SON、DJF 分別代表北半球的春、夏、秋、冬季，單位：°C。

由圖 S6.6 可以明顯地看到不同未來情境 (輻射強迫作用) 是主導極端溫度改變差異的主要原因；從可能的機率變化而言，未來增溫的情形下，現今氣候機率分布的極端低值在未來都會變成幾乎不可能再發生；相對的極端暖晝與暖夜事件發生頻率，在 2 種不同情境下，世紀末均有明顯增加的趨勢，極端暖晝 (TX90p) 增加與極端暖夜 (TX10p) 減少的天數變化趨勢，也同樣表現在極端溫度事件的持續天數的熱浪與寒潮指標上；平均日夜溫差 (DTR) 的變化很小，而且不同模式與情境間的差異也非常有限。

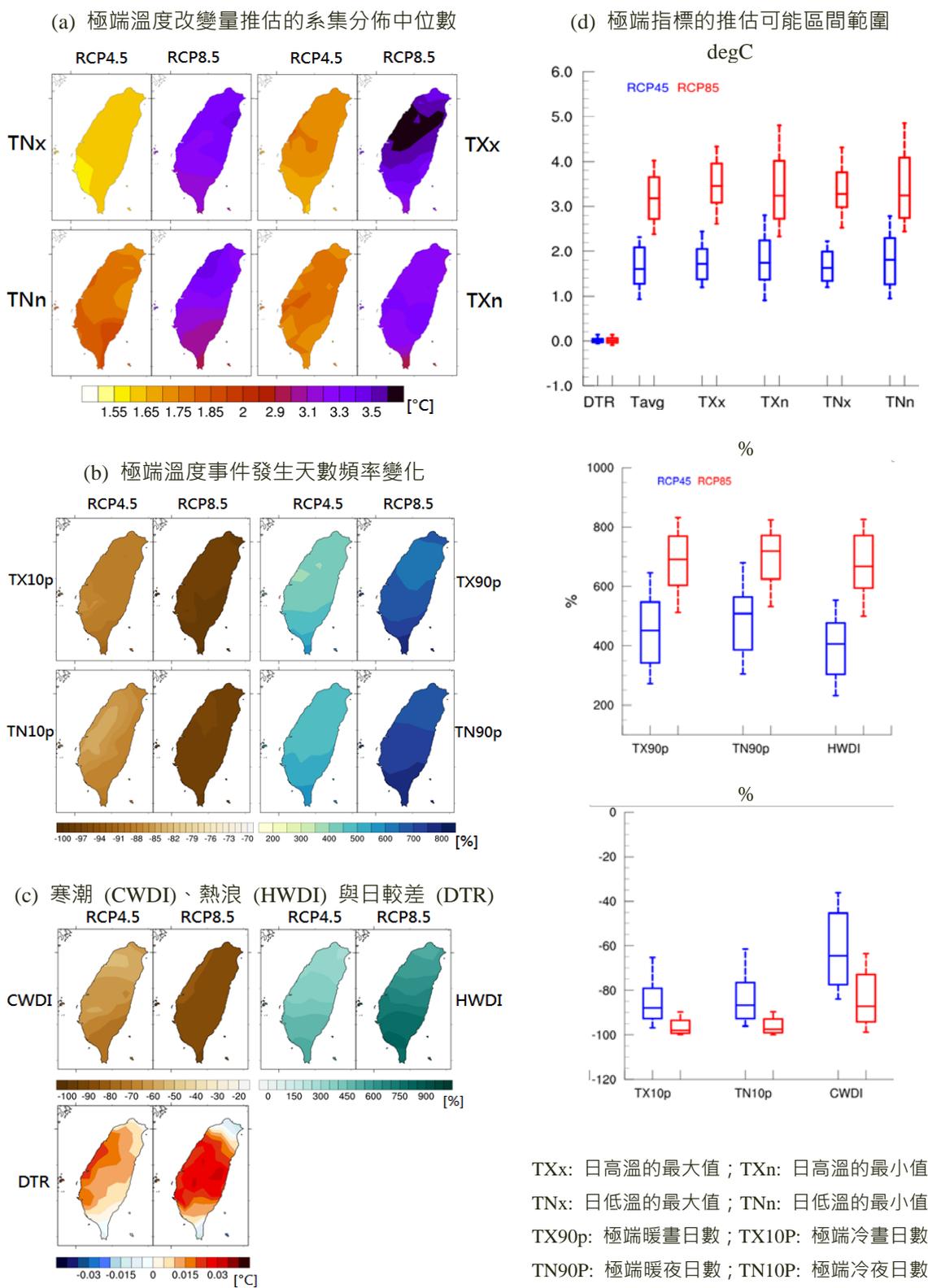


圖 S6.6 在 RCP4.5 與 RCP8.5 情境下，臺灣世紀末 (2081~2100 年) 極端溫度變化的空間分布及改變率盒鬚圖。

CMIP5 與 CMIP3 統計降尺度推估的差異比較

CMIP5 氣候模式在模擬現今地球氣候系統特徵的時候，其表現比過去運用 CMIP3 的模式綜觀表現，平均而言更好，但是對於未來變遷推估的合理比較，關鍵還是在於如何將前述未來情境與其對應的氣候系統驅力的差別對暖化的影響加以處理；但是，型態特徵往往需要從大尺度的空間分佈差異加以比較，如果只侷限在臺灣鄰近區域時，可以比較的往往只是變化幅度。圖 S6.7 為 CMIP5 與 CMIP3 個別未來情境下的 21 世紀末臺灣區域性溫度變化模式推估中位數比較結果。將 CMIP3 的三種情境以及 CMIP5 的四種情境下，臺灣區域平均增溫推估在各個季節與全年的可能分佈範圍以盒鬚圖 (圖 S6.8) 與對應表格中所所用的百分位數值 (表 S6.1) 表示，可以看到台灣區域平均後隨季節的模式分佈可能機率分佈範圍。圖 S6.9 進一步以時間軸對稱的方式，比較 CMIP5 與 CMIP3 各個不同未來情境下，臺灣區域平均溫度距平加以 20 年滑動平均後隨時間變化，距平計算的基準分別為 1986 至 2005 年與 1981 至 2000 年。

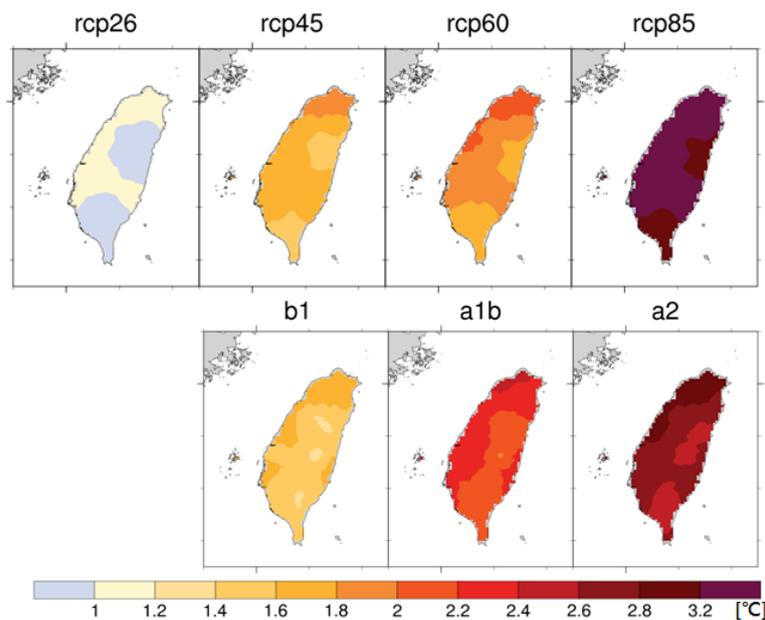


圖 S6.7 CMIP5 (上列：由左起分別為 RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0、RCP8.5 情境) 與 CMIP3 (下列：由左起分別為 B1、A1B、A2 情境) 模式中位數所推估 21 世紀末臺灣平均溫度變化的空間分佈。單位：°C。

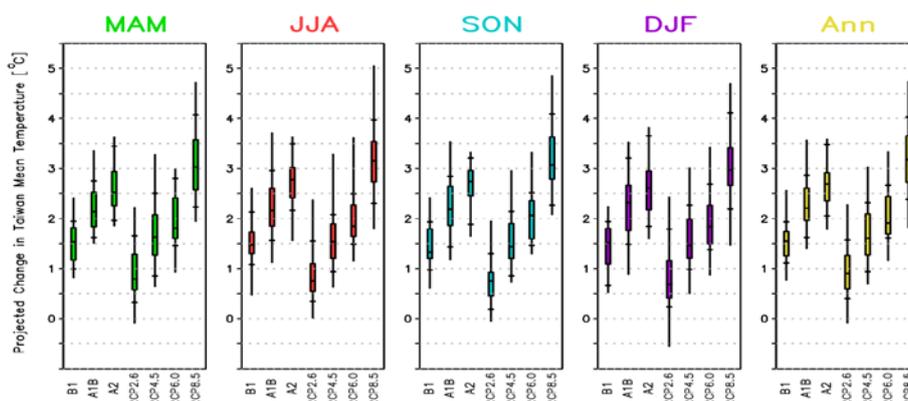


圖 S6.8、臺灣地區在 CMIP3 與 CMIP5 各情境下，21 世紀末增溫情形在春、夏、秋、冬與年平均之各模式最小、10、25 百分位值、中位數、75、90 百分位值與最大值。10 與 90 百分位值為盒鬚圖上所標的橫線。

表 S6.1 CMIP5 與 CMIP3 未來情境下，臺灣四季的氣候平均溫度變化。表中標題列分別代表該區該季節平均值統計機率密度分布的不同百分位值。

情境	季節	近地表氣溫平均變化 (°C)						
		最小	10	25	50	75	90	最大
B1	春(MAM)	0.8	1.0	1.2	1.5	1.8	1.9	2.4
	夏(JJA)	0.5	1.1	1.3	1.5	1.7	2.1	2.6
	秋(SON)	0.6	1.0	1.2	1.3	1.8	1.9	2.4
	冬(DJF)	0.5	0.7	1.1	1.5	1.8	1.9	2.2
A1B	春(MAM)	1.5	1.6	1.8	2.1	2.5	2.8	3.4
	夏(JJA)	1.1	1.6	1.9	2.2	2.6	3.0	3.7
	秋(SON)	1.2	1.4	1.9	2.2	2.6	2.8	3.5
	冬(DJF)	0.9	1.5	1.8	2.3	2.7	3.2	3.5
A2	春(MAM)	1.9	2.0	2.3	2.5	2.9	3.4	3.6
	夏(JJA)	1.6	2.2	2.4	2.8	3.0	3.5	3.6
	秋(SON)	1.7	1.9	2.5	2.7	3.0	3.2	3.3
	冬(DJF)	1.6	1.8	2.2	2.6	2.9	3.7	3.8
RCP 2.6	春(MAM)	-0.1	0.3	0.6	0.8	1.3	1.7	2.2
	夏(JJA)	0.0	0.3	0.5	0.8	1.1	1.5	2.4
	秋(SON)	-0.1	0.2	0.5	0.8	0.9	1.3	1.9
	冬(DJF)	-0.5	0.2	0.4	0.7	1.2	1.8	2.4
RCP 4.5	春(MAM)	0.7	0.9	1.3	1.6	2.1	2.5	3.3
	夏(JJA)	0.6	0.9	1.2	1.5	1.9	2.1	3.3
	秋(SON)	0.7	0.9	1.2	1.4	1.9	2.1	3.0
	冬(DJF)	0.5	1.0	1.2	1.5	2.0	2.3	3.0
RCP 6.0	春(MAM)	0.9	1.5	1.6	1.8	2.4	2.8	3.0
	夏(JJA)	1.2	1.5	1.6	1.8	2.3	2.5	3.6
	秋(SON)	1.3	1.5	1.6	2.1	2.4	2.5	3.3
	冬(DJF)	0.9	1.4	1.5	1.8	2.3	2.7	3.4
RCP 8.5	春(MAM)	1.9	2.2	2.6	3.0	3.6	4.1	4.7
	夏(JJA)	1.8	2.3	2.7	3.2	3.5	4.0	5.0
	秋(SON)	2.1	2.3	2.8	3.1	3.6	4.1	4.8
	冬(DJF)	1.5	2.2	2.7	3.0	3.4	4.1	4.7

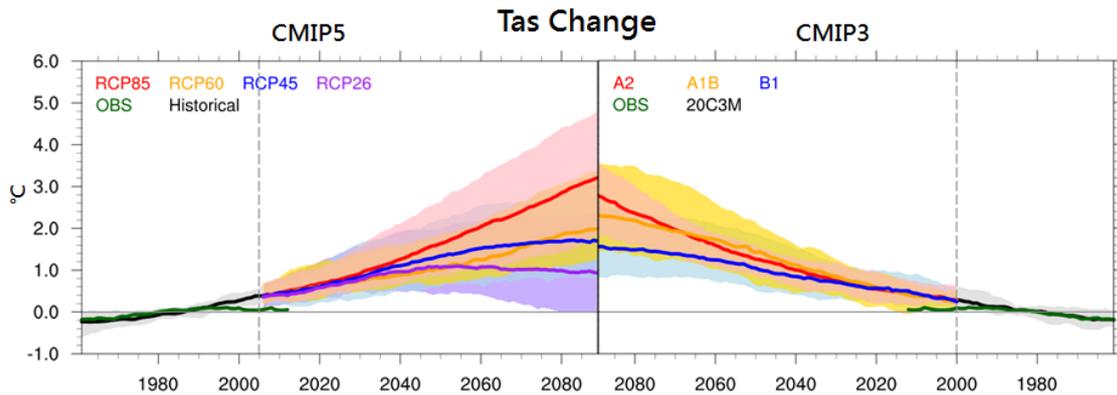


圖 S6.9 比較 CMIP5 與 CMIP3 在不同情境下，推估臺灣平均溫度距平隨時間的變化。觀測資料 (OBS) 為 TCCIP 產製的 5 公里網格資料。深色線條為模式中位數，線條所伴隨的淺色範圍則是不同模式推估的範圍。單位： $^{\circ}\text{C}$ 。

以隨時間變化的趨勢而言，過去 CMIP3 的未來情境對於二氧化碳與其他溫室氣體排放減量的時程比較慢，並估計二氧化碳在大氣的停留時間較長，同時也比 CMIP5 高估近未來人為懸浮微粒的作用，這些都使氣候系統所受輻射強迫隨時間增加的趨勢，在 CMIP3 的未來情境中更明顯，即使是增溫最小的 B1 情境，到世紀末之前，溫度還是持續上升。在情境與氣候模式的個數和版本的選擇上，CMIP5 所提供的資料種類與時間都更具多樣性，而且模擬的誤差相對較小、可信度較過去更高。除了暖化情況下溫度持續增加的情境 (RCP6.0 與 RCP8.5) 之外，若是在較為積極減少溫室氣體排放的情境下，升溫的趨勢到了 21 世紀中期之後可能逐漸趨緩 (RCP4.5)，或甚至下降 (RCP2.6)。

臺灣未來降雨推估

年平均

與溫度變化不同，臺灣地區年平均降雨變化在四個不同未來情境下，從近未來、世紀中、世紀末三個時段，對於全年平均降雨改變量的模式系集中位數而言，並沒有顯而易見的系統性變化型態 (圖 S6.10)；總體而言，模式系集變化量的中位數都在 -5%~+5% 之間，並沒有顯著增加或減少的趨勢。諸多 CMIP5 氣候模式所推估的臺灣區域年平均降雨變化也沒有一致性的特徵，在增加與減少的情形都有的狀況下，模式系集中位數也就傾向推估未來的年平均降雨量變化並沒有明顯的趨勢可循。

季節循環

臺灣位處於歐亞大陸與太平洋之間，季節性的降雨受到來自於西伯利亞高壓與太平洋副熱帶高壓以及其所伴隨的環流與天氣系統影響。氣候上典型的濕季從 5 月梅雨季開始直到 10 月颱風季結束，濕季雨量貢獻多來自於包含梅雨鋒面、颱風、或是午後強烈對流所引發的夏季降雨過程；11 月至隔年 4 月則降雨偏少是為乾季，尤其是中南部地區並不像北部地區在冬季東北季風強盛的時候還有地形舉升所造成的降雨，以及冬季鋒面系統經過。圖 S6.11 為未來世紀末 (2081~2100 年) 各情境下，模式所模擬推估臺灣乾、濕季降雨改變率系集中位數的空間分布。未來濕季變更更濕，且暖化情境愈顯著雨量也增加更明顯；乾季則是暖化情境愈顯著雨量減少更明顯，空間分佈上則是臺灣西南部減少的最嚴重。

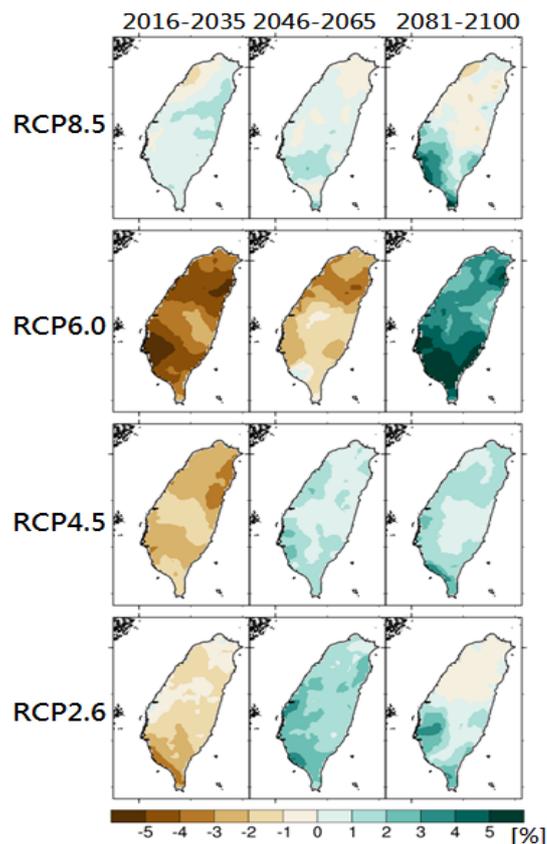


圖 S6.10 CMIP5 四種情境下，所有模式的中位數推估臺灣地區雨量平均變化率 (各時段減去 1986~2005 年平均變化)。單位：%。

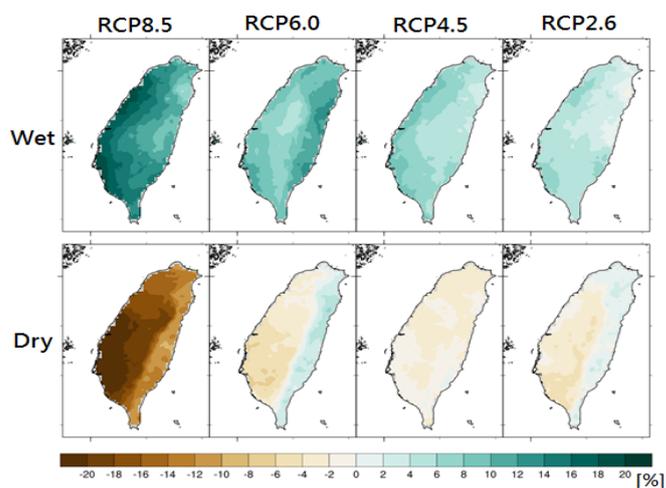


圖 S6.11 在四種 CMIP5 未來發展情境下，推估臺灣地區降雨之乾 (Dry：11~4 月)、濕 (Wet：5~10 月) 季，模式中位數降雨變化率 (2081~2100 年減去 1986~2005 年平均變化率)。單位%。

極端降雨變化

比較臺灣世紀末 RCP4.5 與 RCP8.5 情境下各種極端降雨指標改變率 (圖 S6.12)，顯示暖化愈嚴重，降雨天數 (RR1) 減少更明顯；非常大雨日數 (R20mm) 增加明顯，特別是西南部地區。由災害型降雨量指標：年最大日降雨 (RX1day) 明顯增加、年最大連續降雨日數 (CWD) 減少、年最大連續無雨日 (CDD) 增加等結果顯示未來的降雨型態呈現短延時、強降雨。臺灣地區未來正走向乾越乾、濕越濕的極端氣候類型；無論是澇、旱，類似的災害型天氣型態未來發生的機率在增加，且暖化愈嚴重愈明顯。

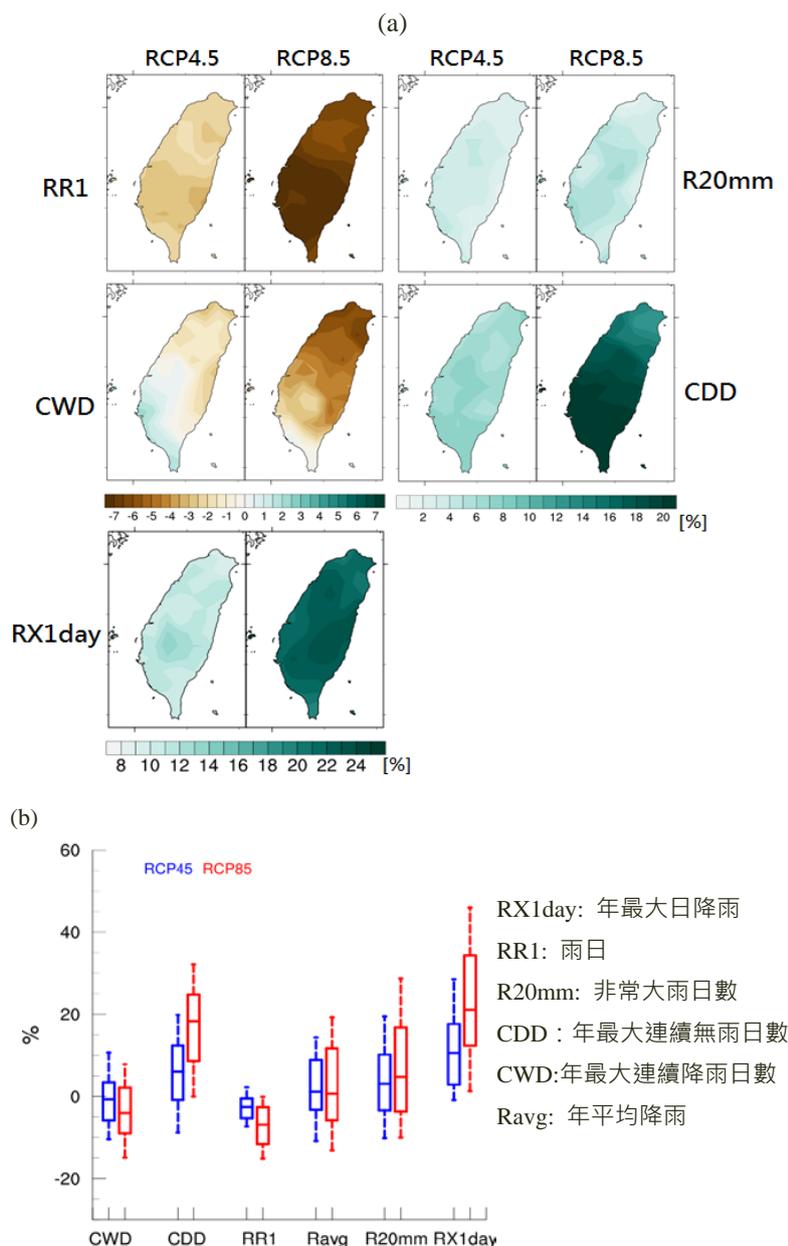


圖 S6.12 在 RCP4.5 與 RCP8.5 情境下，臺灣世紀末 (2081~2100 年) 極端降雨變化的 (a) 空間分布及 (b) 改變率盒鬚圖。

CMIP5 與 CMIP3 統計降尺度推估的差異比較

CMIP5 與 CMIP3 的暖化情境變化趨勢雖有些許差異，降雨量的變化屬於區域性；比較其在乾、濕季時，臺灣降雨量的改變率，有助於了解應用策略的變化 (圖 S6.13，表 S6.2)。圖 S6.13 顯示，CMIP5 模擬情境在濕季時，除了 RCP8.5 情境外，於世紀中 (2046~2065 年) 降雨量增加的情況開始減緩，CMIP3 的所有情

境則是穩定增加；由於 CMIP5 各情境的模式個數較多，可能造成分析結果不確性較大，但可信度較高。2 組全球模式在乾季的時序變化類似，即乾季降雨量變少，且暖化趨勢愈嚴重愈乾。雖然在全球平均溫度暖化趨勢上 A1B 與 RCP4.5 類似，但在區域上臺灣無論溫度或降雨乾、濕季的改變率則較相似 RCP6.0。

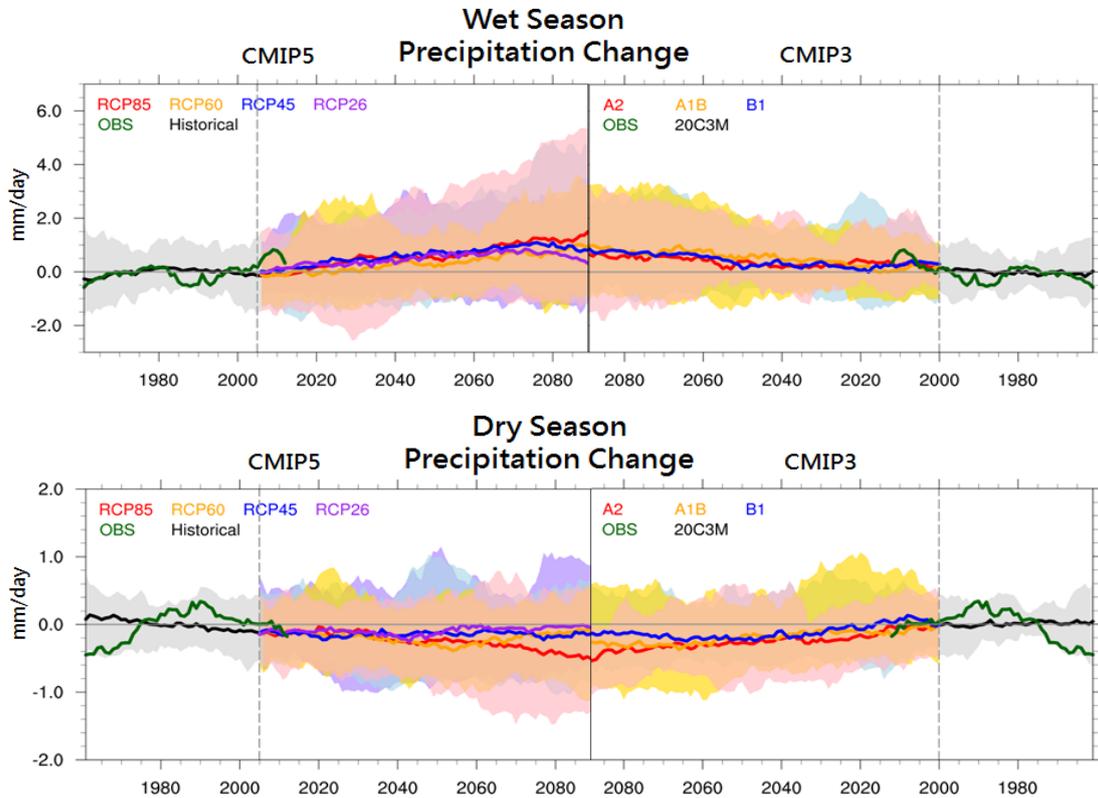


圖 S6.13 比較 CMIP5 與 CMIP3 推估臺灣濕季 (5~10 月)、乾季 (11 月至隔年 4 月) 年平均降雨量的時序變化 (經 20 年滑動平均)，其中觀測資料 (OBS) 為 TCCIP 產製的 5 公里網格資料。單位：mm/day。

表 S6.2 CMIP5 與 CMIP3 未來情境下，臺灣四季的氣候平均降水量平均百分比變化。表中標題列分別代表該區該季節平均值統計機率密度分布的不同百分位值。

情境	季節	降水量平均百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大
B1	春(MAM)	-27.6	-11.0	-7.6	-2.9	5.0	7.9	16.6
	夏(JJA)	-3.7	1.4	3.6	11.9	16.5	21.8	25.9
	秋(SON)	-25.8	-14.0	-8.8	2.5	13.3	30.5	49.9
	冬(DJF)	-40.6	-26.8	-17.4	-9.0	11.9	25.3	48.8
A1B	春(MAM)	-30.8	-28.4	-22.0	-5.6	7.0	21.5	33.0
	夏(JJA)	-13.2	-8.0	-3.8	17.0	24.2	33.8	45.1
	秋(SON)	-26.3	-20.0	-12.6	-2.0	20.5	36.0	61.4
	冬(DJF)	-44.3	-34.0	-26.6	-16.5	-0.7	10.0	46.4
A2	春(MAM)	-28.8	-24.9	-19.0	-13.5	-6.2	7.9	19.0
	夏(JJA)	-26.3	-4.8	2.2	8.6	20.5	27.0	33.0
	秋(SON)	-39.9	-30.0	-20.3	-5.0	16.4	33.7	37.2
	冬(DJF)	-54.3	-42.8	-34.2	-23.5	-6.8	30.4	72.8
RCP 2.6	春(MAM)	-24.4	-16.4	-13.1	-7.6	8.0	17.5	37.2
	夏(JJA)	-24.6	-16.0	-7.0	6.8	15.7	30.0	68.0
	秋(SON)	-23.9	-17.3	-6.2	4.0	13.6	29.4	38.3
	冬(DJF)	-34.8	-25.2	-13.9	-4.5	12.0	36.7	78.2
RCP 4.5	春(MAM)	-31.6	-17.9	-10.6	-4.3	9.5	22.9	45.3
	夏(JJA)	-28.0	-11.5	-2.0	5.8	17.3	25.3	89.5
	秋(SON)	-22.4	-15.9	-6.5	4.4	16.6	30.5	41.4
	冬(DJF)	-57.0	-31.5	-17.9	-9.4	6.1	20.2	80.1
RCP 6.0	春(MAM)	-44.7	-30.6	-19.9	-10.5	4.9	14.3	32.3
	夏(JJA)	-7.0	-1.0	3.9	8.3	17.9	26.8	67.1
	秋(SON)	-17.6	-14.0	-2.3	11.3	26.2	38.2	50.7
	冬(DJF)	-69.2	-39.6	-21.0	-5.9	4.3	13.1	39.7
RCP 8.5	春(MAM)	-43.6	-28.5	-23.2	-15.2	-1.3	14.0	53.4
	夏(JJA)	-32.2	-8.8	1.9	16.5	27.5	42.2	107.5
	秋(SON)	-32.6	-23.6	-10.7	3.8	22.6	43.9	70.6
	冬(DJF)	-68.9	-46.9	-30.9	-16.6	-2.1	16.8	33.1

區域特定天氣與氣候現象的未來推估

針對颱風降雨、梅雨季豪雨、熱浪及寒潮等主題，使用全球氣候模式以及其動力降尺度資料的結果呈現臺灣地區極端現象的氣候特徵；暖化情境皆設為 A1B 情境。

颱風降雨

全球暖化會導致 21 世紀末颱風發生頻率減少、強度增加；受到颱風環流將

水氣帶往颱風中心的影響，A1B 情境下，21 世紀末 MRI-AGCM 模擬的颱風，颱風中心的水汽含量要比颱風外圍環境的水汽含量高出甚多，而且降水多集中在距颱風中心 100 公里以內的區域。隨著全球暖化，颱風的水汽含量及降雨的強度都有大幅增加的情況；侵臺颱風的水氣含量與西北太平洋颱風水氣含量的增加幅度差不多，在 21 世紀末增加了約 20% 上下。

若不考慮颱風路徑及頻率的改變，只考慮降雨強度的改變，在 A1B 情境下的 21 世紀末臺灣地區的颱風降雨強度呈現增加的趨勢（平均增加 20%~40%），尤其是中部地區及中北部山區增加較為顯著，平均降雨強度可超過 60%（圖 S6.14）。

梅雨季降雨

21 世紀末（2075~2099 年）梅雨季降雨在中、南部地區大致為明顯增加的趨勢，尤其是西南地區沿海，其降雨改變率增加可達 30%（圖 S6.15）；進一步分析日雨量大於 50、130 及 200 毫米三種不同降雨強度出現的頻率（圖 S6.16），可以發現應該是跟 21 世紀末出現豪大雨頻率增加有關。

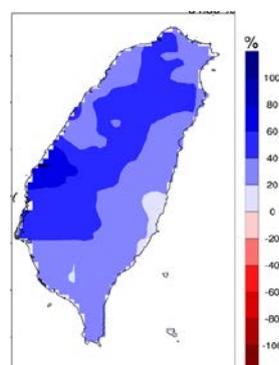


圖 S6.14 颱風降雨氣候值在 21 世紀末的改變率的空間分布圖。

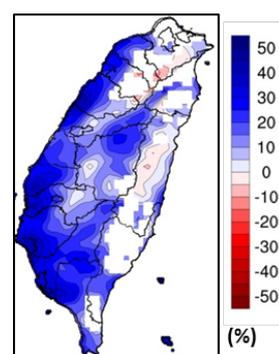


圖 S6.15 推估 21 世紀末的梅雨季總降雨改變率分布圖。單位：%

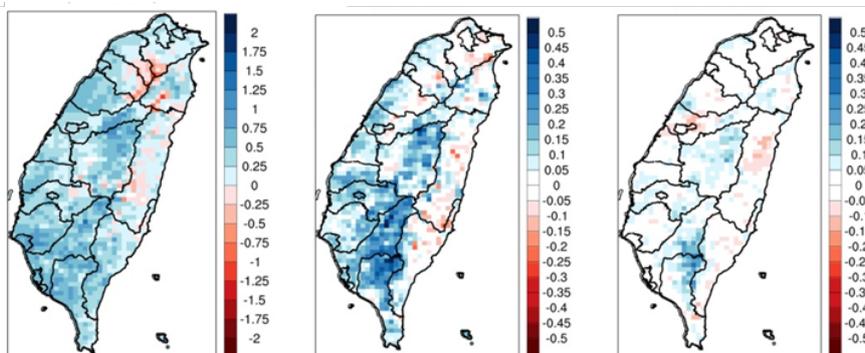


圖 S6.16 推估 21 世紀末（2075~2099 年）日累積雨量大於 50、130 及 200 mm（從左至右）頻率變化分布。單位：天數/月。

極端高溫

以日本氣象廳的 MRI-JMA (簡稱 MRI) 與德國 Max Planck Institute 的 ECHAM5/MPI-OM (簡稱 ECHAM5) 兩種氣候模擬結果動力降尺度模式之背景場，並使用美國國家環境預報中心產製的氣候預報系統重分析資料 (簡稱 NCEP) 做為當代 (1979~2003 年) 時期比較的參考資料，推估未來在 A1B 的情境下，臺灣發生極端高溫時的大氣特徵。由圖 S6.17 可看到 20 世紀末臺灣西半部的閾值溫度較東半部高；比較 21 世紀末與 20 世紀末的日最高溫的改變量 (圖 S6.18)，整體提升以北部及山區溫度增加較明顯。

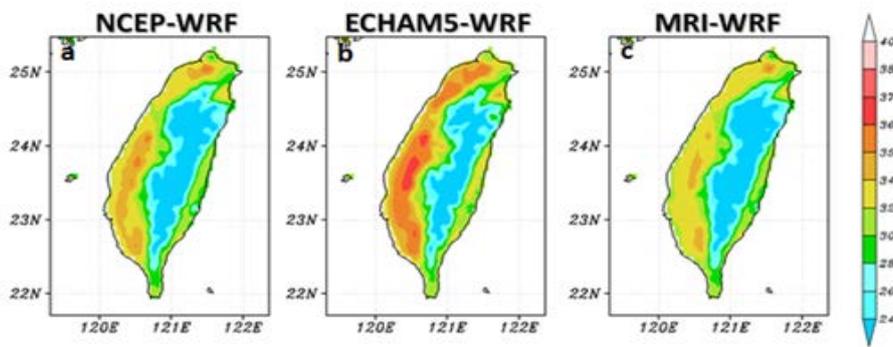


圖 S6.17 三組降尺度在 20 世紀末時期所推估臺灣地區之高溫日閾值溫度分布，分別為 (a) NCEP-WRF、(b) ECHAM5-WRF 及 (c) MRI-WRF 的推估結果。單位：°C。

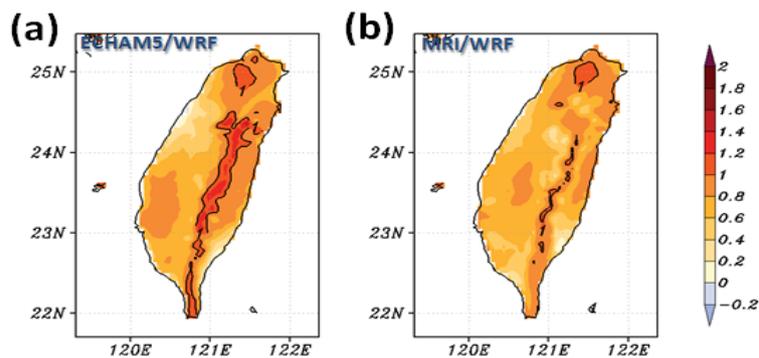


圖 S6.18 21 世紀末時期臺灣地區高溫日平均溫度的改變量，分別為 (a) ECHAM5-WRF 與 (b) MRI-WRF。等值線溫度為 1°C，單位：°C。

熱浪是比高溫日更極端的高溫現象，高溫日持續三天以上稱為一次熱浪事件；20 世紀末及 21 世紀末臺灣地區熱浪發生日數的空間分布，都顯示日數較多的位置發生在南部與山區 (圖 S6.19，圖 S6.20)。無論是 20 世紀末或是 21 世紀末，熱浪發生的比例在 7 月份高於其他月份；但是，在 21 世紀末其他月份熱浪發生

的比例明顯增加，尤其以 9 月最明顯，顯示夏季與熱浪好發季節變長、延後結束 (圖 S6.21)。

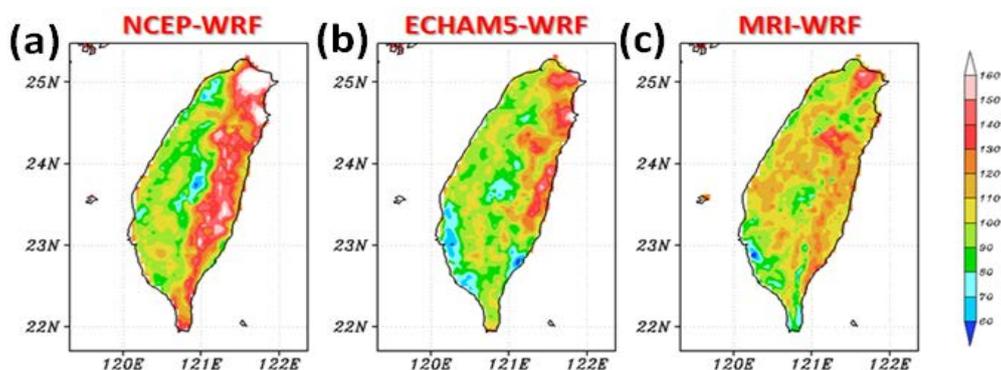


圖 S6.19 20 世紀末時期臺灣地區熱浪發生日數分布。單位：日/年。

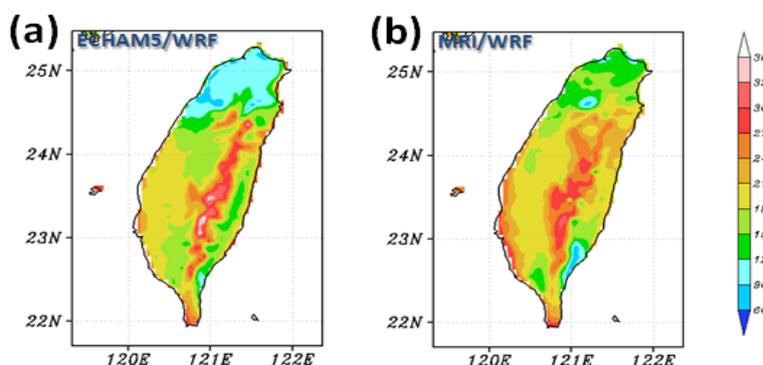


圖 S6.20 21 世紀末時期臺灣地區熱浪發生日數分布。單位：日/年。

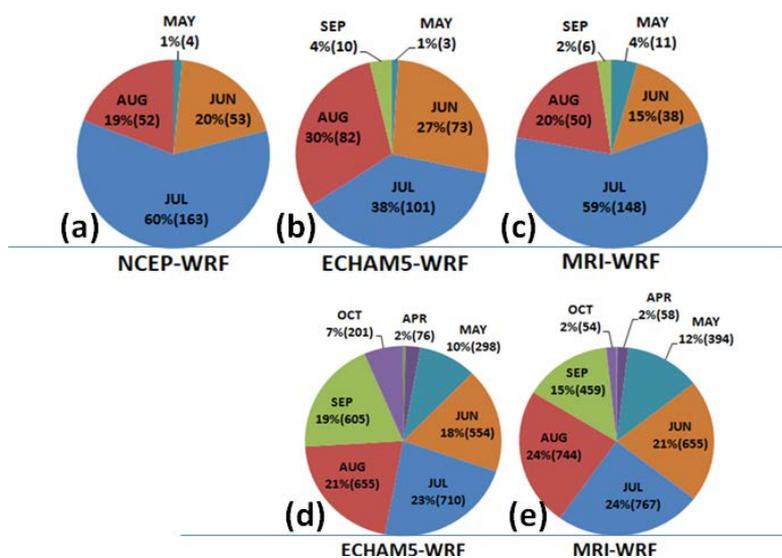


圖 S6.21 20 世紀末時期 (a) NCEP-WRF、(b) ECHAM5-WRF 及 (c) MRI-WRF 熱浪發生的月份分布以及 21 世紀末時期 (d) ECHAM5-WRF 與 (e) MRI-WRF 熱浪發生的月份分布。括號內的數字為熱浪發生日數。

將臺灣地區發生極端高溫時的特性定量化 (表 S6.3)；結果顯示，到了 21 世紀末時期，日最高溫好發的溫度區間增加了 3°C、熱浪事件數目增加了 2.2~3.5 倍，每個熱浪事件數持續的天數也增加了約 1.6~2.8 倍。

表 S6.3 區域氣候推估結果在高溫日的平均溫度、平均標準差、25 年的熱浪事件數以及每個事件持續的時間。

		1979-2003	2075-2099
高溫日平均日 最高溫	NCEP-WRF	28.1	
	ECHAM5-WRF	29.7	31.0
	MRI-WRF	28.1	29.2
高溫日平均日 最高溫標準差	NCEP-WRF	0.3	
	ECHAM5-WRF	0.4	1.1
	MRI-WRF	0.3	0.8
熱浪總天數	NCEP-WRF	272	
	ECHAM5-WRF	269	3112
	MRI-WRF	253	3134
熱浪事件數	NCEP-WRF	46	
	ECHAM5-WRF	56	248
	MRI-WRF	56	182
平均每個熱浪 持續天數	NCEP-WRF	5.9	
	ECHAM5-WRF	4.8	12.5
	MRI-WRF	4.5	17.2

未來氣候推估資料使用說明

未來氣候推估資料的特性

利用全球氣候模式 (GCM) 以空間網格的方式來描述地球的氣候變化，是從未來氣候變遷推估研究仍是現今科學界氣候變遷推估的主流；目前大多數的 GCM 皆能解析 200~300 公里的空間網格。GCM 的驅動力主要來自於邊界條件，邊界條件的設定則會因為模式使用的目的而有所調整；進行氣候變遷的“推估”(projection) 時，設定為未來地球可能的氣候變化狀況 (如 RCP8.5 或 RCP4.5)，而進行季節“預報”(forecast) 時則是從當前最新的觀測結果出發，預報未來 6 個月的氣候狀態。

動力降尺度是以區域氣候模式為工具來銜接上游 GCM 的推估資料；由於區域氣候模式本身包含了完整氣候動力與熱力控制方程，再加上對此特定區域的地形也有完整描述，因此，在處理氣流與地形的交互作用上，較有優勢。統計降尺度是以歷史觀測資料為基底，結合 GCM 過去同一時期的歷史推估資料，建立長

期而穩定的統計關係，並將此統計關係應用於 GCM 未來的推估資料中，空間解析度的高低，取決於歷史觀測資料的解析度，二者的優缺點比較如表 S6.4。不同領域在使用氣候變遷降尺度推估資料時，必須因應不同的使用目的選擇動力或是統計降尺度資料。

表 S6.4 降尺度方法優缺點比較

	統計降尺度	動力降尺度
優點	<ul style="list-style-type: none"> * 計算速度快 * 對於長期的變化趨勢 (如季節、月尺度) 較有掌握能力 * 能於短時間內獲得由不同 GCM 模式，針對同一地點所進行降尺度之預報變量產出資訊。 	<ul style="list-style-type: none"> * 較能掌握劇烈天氣 (如颱風、梅雨等) 中極端值之變化強度量。 * 可進行劇烈天氣對局部地區 (如臺灣本地) 高解析度物理過程機制研判與分析。 * 針對致災天氣的研究，有其重要性。
缺點	<ul style="list-style-type: none"> * 預報因子與預報變量間必須存在長期而穩定的統計關係。 * 地形變化所造成之影響不易辨識。 * 現階段，在劇烈天氣現象的應用上 (如颱風、梅雨等) 有其使用限制。 	<ul style="list-style-type: none"> * 需要大量的計算資源。 * 無法一次獲得由不同 GCM 源頭，經由降尺度技術所產製之大量之本地預報變量資料。 * 大氣長期變化趨勢之掌握有待評估。

如何使用氣候推估資料

面對氣候變遷推估資料時，使用者要有三個重要的觀念，統計特性的概念、風險的概念以及雙向溝通的觀念。

(1) 由統計特性的角度分析：

氣候變遷強調的是某一段時間，氣象變數的平均特性是否發生變化；而資料應用端在分析歷史資料時，切入點都是以個案分析為主，因此，必須調整分析的切入點，例如，從“重大颱風事件對坡地的衝擊”調整為“分析基期與世紀末推估資料中，各自前十場極端降雨事件對於淹水所造成之衝擊”，如此，可比較不同時期前十場極端降雨事件有何差異、所造成的衝擊有何改變。此外，在進行模式與歷史驗證時，基期的整體特性在模式中是否有辦法掌握才是驗證過程的關鍵所在；以極端降雨校驗為例，要期望目前的模式能模擬到某歷史個案 (如莫拉克颱風) 的發生有其難度；但若模式能掌握歷史極端降雨事件發生的頻率與整體強度則是可以期待的。

(2) 以風險的概念來詮釋分析結果

氣候變遷衝擊研究的目的是在於及早因應與準備，其中包含了政策的制定、因應作為與建設等需長時間才有辦法成形的策略規劃。越多的模式結果，可提供越完整的推估分佈，使用者則可以機率的方式來呈現與解讀這些訊息。模式推估的結果不必然會發生，使用端應以現有能力及，可承受且能夠有所因應作為的氣候變遷推估結果，作為衝擊影響評估之首要參考訊息。

(3) 資料提供者與使用者的雙向溝通

長久以來，大氣科學家們致力於提高 GCM 的時空解析度，透過降尺度技術，對於局部區域可達到 5 公里水平解析度的細緻度；然而，對於某些應用領域而言，5 公里水平網格的解析度仍無法直接使用。在不斷提升模擬以及降尺度技術，使推估資料趨近應用端使用需求的同時，應用端若也同時嘗試將分析單元升尺度，使其能於現有推估資料下分析，累積氣候變遷跨領域應用的研究經驗與方法建立，並期待不斷有更高品質的推估資料出現。如此雙向且動態的調整與溝通，讓推估資料提供者與使用者逐漸趨近於某個可運作的中間點，將有利於加速國內跨領域氣候變遷的科學研究。