

臺灣氣候變遷科學報告 2017
- 物理現象與機制

「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫」團隊

臺灣氣候變遷科學報告 2017

- 物理現象與機制

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

目　錄

執行摘要 1

科學摘要 11

第一章　全球氣候變遷 61

摘要 61

1.1 前言 62

1.2 溫度 62

1.2.1 地表溫度

1.2.2 中高對流層和平流層溫度

1.3 降水及水循環 67

1.3.1 降水

1.3.2 水氣

1.3.3 陸地水文

1.3.4 冰雪覆蓋面積

1.4 極端天氣 75

1.4.1 溫度、熱浪

1.4.2 降雨極端事件與洪水

1.4.3 旱災

1.4.4 劇烈天氣事件與熱帶氣旋

1.5 雲、氣膠與輻射 85

1.5.1 雲

1.5.2 氣膠

1.5.3 輻射

1.6 古氣候 104

1.6.1 冰期與間冰期
1.6.2 過去兩千年的古氣候
1.7 北極放大 112
1.7.1 暖化紀錄器與放大器
1.7.2 極區氣候回饋機制：海冰
1.7.3 極區氣候回饋機制：永凍土
1.7.4 其他回饋機制
1.7.5 小結
1.8 未來推估 117
1.8.1 溫度
1.8.2 水循環
1.8.3 冰雪覆蓋面積
1.8.4 極端天氣與氣候事件
1.9 結語 136
參考文獻 138
常見問題 164
第二章 海洋系統與變遷 171
摘要 171
2.1 前言 172
2.2 海洋系統 174
2.2.1 海洋表面溫度變化
2.2.2 海洋內部的溫度變化
2.2.3 海洋及全球熱含量之變化
2.2.4 海洋鹽度變化與水循環
2.2.5 海氣通量與海洋水團之改變
2.2.6 海洋生物地球化學狀態之改變

2.3 海流 184
2.3.1 全球海流概況
2.3.2 黑潮
2.3.3 北太平洋流場年代變異
2.4 水溫暖化 196
2.4.1 臺灣周邊水域海表溫變動
2.5 海平面 202
2.5.1 海平面之定義及變化機制
2.5.2 海平面之觀 (監) 測及長期變化
2.6 海洋酸化 213
2.6.1 人為二氧化碳與海水酸化
2.6.2 酸化的現況
2.6.3 近岸優養化與酸化
2.7 古海洋 218
2.7.1 古海洋代用指標概述
2.7.2 自上次冰盛期以來的海洋變化
2.8 未來推估 224
2.8.1 海流
2.8.2 海表水溫
2.8.3 海平面
2.8.4 酸化
2.9 結語 239
參考文獻 242
常見問題 257

第三章　氣候模態、年代際變化、 氣候遷移、與暖化遲滯 267

摘要 267

3.1 前言 267

3.2 氣候模態 268

3.2.1 大氣

3.2.2 海洋

3.3 年代際變化 279

3.3.1 全球溫度

3.3.2 全球降水量

3.4 氣候遷移 288

3.4.1 1960 年代

3.4.2 1970 年代

3.4.3 1980 年代

3.5 暖化遲滯 292

3.6 結論 301

參考文獻 302

常見問題 310

第四章　東亞與西北太平洋氣候變異與變遷 317

摘要 317

4.1 前言 318

4.2 氣候特徵 318

4.2.1 東亞季風氣候特徵

4.2.2 溫度與降水變化趨勢

4.3 季風 329
4.3.1 夏季季風環流變化趨勢
4.3.2 冬季季風環流變化趨勢
4.4 古氣候變遷 337
4.4.1 亞洲古環境變遷
4.4.2 臺灣古環境變遷
4.5 熱帶氣旋 342
4.5.1 颱風生成數目的變化
4.5.2 熱帶氣旋強度的變化
4.6 未來推估 346
4.6.1 季風
4.6.2 西北太平洋颱風未來推估
4.7 結語 358
參考文獻 360
常見問題 376

第五章 臺灣氣候觀測分析 383

摘要 383
5.1 前言 385
5.2 資料與方法 385
5.3 長期變化趨勢 388
5.3.1 雨量 (Precipitation，TRI 指數)
5.3.2 氣溫 (Air Temperature)
5.3.3 最高氣溫 (Maximum Temperature)
5.3.4 最低氣溫 (Minimum Temperature)
5.3.5 氣溫日較差 (Diurnal Temperature Range)

5.3.6 水汽壓 (Vapor Pressure)
5.3.7 相對溼度 (Relative Humidity)
5.3.8 雲量 (cloud amount)
5.3.9 日照時數 (Duration of Sunshine)
5.3.10 能見度 (Visibility)
5.4 季節循環 406
5.4.1 氣候季節定義
5.4.2 臺灣氣候季節之變化
5.5 極端天氣 409
5.5.1 極端事件辨識方法
5.5.2 氣溫
5.5.3 降雨
5.5.4 強風
5.6 颱風 419
5.6.1 颱風個數
5.6.2 颱風強度
5.6.3 颱風路徑
5.6.4 颱風移動速度
5.7 大氣成分 425
5.7.1 二氧化碳 (CO_2)
5.7.2 甲烷 (CH_4)
5.7.3 臭氧 (O_3)
5.7.4 氣膠
5.8 結語 433
參考文獻 434
常見問題 438

第六章　臺灣未來氣候變遷推估 443

摘要 443

6.1 前言 443

6.2 氣候推估資料的降尺度 445

6.2.1 氣候推估資料區域化的必要性與侷限

6.2.2 降尺度的方法

6.2.3 推估區域化的信心區間範圍與表現方式

6.3 臺灣未來氣溫推估 455

6.3.1 年平均

6.3.2 季節循環

6.3.3 極端氣溫變化

6.3.4 臺灣未來溫度推估變化與全球氣候變遷的關聯

6.3.5 CMIP5 與 CMIP3 統計降尺度推估的差異比較

6.4 臺灣未來降雨推估 476

6.4.1 年平均

6.4.2 季節循環

6.4.3 極端降雨變化

6.4.4 CMIP5 與 CMIP3 統計降尺度推估的差異比較

6.5 區域特定天氣與氣候現象的未來推估 485

6.5.1 颱風

6.5.2 梅雨季降雨

6.5.3 極端高溫

6.6 未來氣候推估資料使用說明指引 497

6.6.1 未來氣候推估資料的特性

6.6.2 如何使用氣候推估

6.7 結語 502

參考文獻 505

常見問題 507

附錄 509

臺灣氣候觀測分析彙整 509

未來臺灣區域氣候推估情境圖表集 517

名詞縮寫表 561

執行摘要

本報告整理與分析全球、東亞與臺灣的氣候變遷趨勢；推估臺灣未來的可能氣候變遷。

氣候變遷趨勢分析

全球 (陸域與海洋)

1. 根據 HadCRUT4、MLOST、GISS 三組合併統計海洋與陸地的全球平均溫度觀測資料，全球地表溫度 (global mean surface temperature, GMST) 在 1880~2012 年間增加 0.85˚C [0.65~1.06][1]，1901~2012 年間增加 0.89˚C [0.69~1.08]，1951~2012 年間增加 0.72˚C [0.49~0.89] (圖 1.1, 圖 1.2, 1.2.1 節)。GMST 上升幅度呈現年代變化，並非定值 (圖 3.6, 圖 3.7)。1998~2012 年暖化趨勢延緩 (暖化遲滯)，但 21 世紀初仍是有 GMST 紀錄以來最暖的 10 年 (圖 3.18, 3.5 節)。受到 2014/2016 聖嬰現象的部分影響，2014-2015 年的 GMST 顯著升高。

2. 自 1950 年起，全球大部分的陸地區域的最高溫與最低溫都有顯著的暖化現象；冷晝與暖晝的發生頻率也分別有降低與增加的趨勢。這樣的變化趨勢導致溫度日較差的降低 (1.4.1 節)。

3. 根據 HadSST3 資料，1880~2012 年間全球平均海溫上升的趨勢約為每 10 年 0.054ºC±0.012ºC，但此一變化趨勢並非線性；1971 年之後上升速率明顯增加 (0.124±0.030ºC/decade) (2.2.1 節)。

4. 最近 30 年，全球 72%的海岸地區暖化速率 (0.25±0.13ºC/decade) 超過海洋平均暖化速率，主要升溫地區為北迴歸線以北至北極圈。垂直空間剖面上，海水最主要的增溫區域在海洋上層水域，增溫幅度隨著海水深度增加而遞減 (2.2.1 節)。全球海表至水深 75 公尺水層之平均升溫為每 10 年 0.11ºC，上

[1] 中括號[ ]內數據為範圍值。

層 700 公尺之平均升溫為每 10 年 0.015ºC (2.2.2 節)。

5. 多組陸地降水觀測資料均顯示全球陸地平均降水量在 1901~2008 年間有上升的趨勢，且具有統計顯著性；其中 CRU 觀測資料估算的趨勢最強，每 10 年全球年均降水量增加 2.77±1.46mm (1.3.1 節)。

6. 1951~2003 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。極端降水事件變化的趨勢，不但存在著區域上的差異，同時也有季節上的差異 (1.4.2 節)。

7. 1950 年代後，部分地區的乾旱事件有強度增強與延時更久的趨勢 (1.4.3 節)。

8. 全球平均海平面於 1900~2010 年間的長期趨勢大致上是每年上升 1.7mm [1.5~1.9]；在 1993~2012 年間上升率約為每年 3.2mm [2.8~3.6] (2.5.2 節)。

9. 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；1990~2014 年間全球累積氣旋能量則有十分顯著的下降趨勢 (1.4.4 節, 4.5.2 節)。

10 工業革命以來，全球海洋表水 pH 平均值下降了約 0.1 (由 8.2 下降至 8.1)；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 (2.6 節)。

東亞與西北太平洋

1. 過去百年 (1901~2012 年) 東亞地面年均溫約增加 1ºC~3ºC；冬季地表增溫現象較夏季明顯。日本、韓國以及中國華北等中高緯度地區增溫現象遠較印尼、菲律等熱帶地區明顯 (4.2.2 節)。

2. 依據 NCEP-R1 溫度資料，過去百年 (1901~2007 年) 東亞地區季節變化長期趨勢為：夏季長度延長 (提早開始，延後結束)、冬季長度縮短。夏季延長主要發生在副熱帶海洋，以及華南與華北地區；冬季縮短較明顯的區域發生在副熱帶海洋、中國沿岸、朝鮮半島以及貝加爾湖等地區 (4.2.2 節)。

3. 1960~2000 年間東亞區域平均年降水總量並無明顯增加或減少趨勢。研究

顯示華南、臺灣以及日本南部冬季降水自 1980 年代之後出現明顯增多趨勢，與南海地區海溫上升導致水氣量增多有關 (4.2.2 節)。

4. 1993~2012 年間西太平洋海域海平面上升率比全球平均值高出約 3 倍；東太平洋海域則是比全球平均值低 (2.5.2 節)。

5. 東亞夏季季風指數在 1960 年代之後出現線性下降趨勢；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 (4.3.1 節)。東亞冬季季風約從 1960 年代中期以後出現線性減弱趨勢。此與近 50 年東亞冬季地面溫度快速暖化密切相關 (4.3.2 節)。東亞夏季季風或冬季季風在 1990 年代中期之後出現轉強，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 (4.3.1 節, 4.7 節)。

6. 全球每年大約生成 90 個熱帶氣旋；年與年之間並沒有特別顯著的改變，但不同洋盆每年颱風生成頻率呈現年代際變化。北大西洋熱帶氣旋活動頻率自 1970 年代以來顯著增加；熱帶西北太平洋海域每年颱風生成個數 1990 年代後明顯減少 (4.5.1 節)。1982~2009 年間，全球熱帶氣旋強度有些微增強的趨勢，但並不顯著；熱帶西北太平洋與東太平洋反而減弱 (4.5.2 節)。

臺灣與週遭海域

1. 臺灣氣溫百餘年來呈現階段性上升現象：1900~1920 年代初緩慢上升，1920~1940 年代上升較快，1940~1970 年代氣溫上升趨緩，自 1980 年代又有較大的上升幅度 (5.3.2 節)。臺灣百年平均增溫約 1.3°C；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 (5.3.2 節, 5.3.3 節, 5.3.4 節, 5.3.5 節)。

2. 以氣溫而言，臺灣夏季日數增加，起始日期提早，結束日期延後；相反的，冬季日數減少，起始日期延後，結束日期提前；春秋(?)季長度受到壓縮，季節轉換變快 (5.4.2 節)。

3. 臺灣周遭海域海溫的年際變動亦隨全球海水暖化趨勢而增溫；冬季增溫現象較為顯著 (0.5°C~4°C)，夏季的變異較為緩和 (0.5°C~1.5°C)，就空間變異而言，臺灣海峽的增溫特別快速，近 50 餘年間 (1957~2011) 約增溫 1.6°C (圖 2.19, 2.4.1 節)。

4. 長期潮位觀測資料顯示 1961~2003 年間臺灣附近海域海平面上升趨勢為每年 2.4mm；最近 20 年 (1994~2013 年) 平均為每年 3.4mm (2.5.2 節)。

5. 臺灣各季節降雨量的年代際變化明顯；秋雨與春雨有明顯負相關，梅雨季 (5、6 月) 與夏季 (7、8 月) 的年代際變化則與全球平均溫度去掉長期暖化趨勢後的變動成正相關 (5.3.1 節)。

6. 臺灣暖化現象在夜間比日間明顯；暖夜日數增加，冷夜日數明顯減少。受東亞冬季季風年際變異影響，某些年份出現與趨勢逆向的現象，如 2005 年及 2011 年冷晝及冷夜日數皆多於氣候平均值 (5.5.2 節)。

7. 近百年 (1911~2011) 臺灣極端乾期事件發生頻率有明顯 20~30 年尺度的年代際變化，並有季節差異 (圖 5.17)；近 20 年 (1992~2011) 極端乾期事件發生在乾季的頻率明顯高於雨季 (5.5.3 節)。

8. 臺灣自 1985 年之後大豪雨日數偏高的情況在山區更明顯。北部山區大豪雨事件在 1990 年代之後出現比較大的年與年之間的變動；南部山區在 2000 年之後豪雨和大豪雨事件明顯增多，2004 年至 2009 年的持續偏多現象尤其醒目 (5.5.3 節)。

9. 整體而言，不同強度等級的侵臺颱風個數具有明顯的年代際振盪，長期持續增加或減少的趨勢不明顯 (圖 5.18, 5.6.1 節, 圖 5.19, 5.6.2 節)；2004 年之後，通過臺灣本島北、中、南部的颱風個數增加，尤其以從臺灣本島中部通過的颱風頻率增加較多 (表 5.2, 5.6.3 節)；1970~2010 年間侵臺颱風移動速度減慢、影響臺灣的時間變長，颱風影響臺灣期間的總雨量增多 (圖 5.22, 5.6.4 節)。

未來氣候變遷推估

全球

1. 相較於 1986~2005 年的長期平均，近期 (2016~2035 年) 全球平均地表溫度可能上升 0.3ºC~0.7ºC，不同 RCP (溫室氣體排放途徑) 的差異不明顯；不同 RCP 推估的 21 世紀末 (2081~2100 年) 增溫幅度為：RCP2.6 0.3˚C~1.7˚C、RCP4.5 1.1˚C~2.6˚C、RCP6.0 1.4˚C~3.1˚C、RCP8.5 2.6˚C~4.8˚C (圖 1.25, 1.8.1.1

節)；其中，陸地增溫程度超過海洋增溫程度，比例約為 1:1.4~1:1.7 (表 1.4, 圖 2.39)，北極區域增溫程度大約是全球平均值的 2.2~2.4 倍 (圖 1.26, 1.8.1.2 節)。

2. 全球平均降水強度變化和全球溫度變化大致為線性相關。因低層大氣增溫造成的水氣敏感度為每增溫 1˚C 約增加 7%水氣；因大氣能量平衡改變造成的降水敏感度為每增溫 1˚C 增加 1%~3%降水 (1.8.2.1 節)。

3. 推估未來全球平均降雨隨溫度上升而增加，不論乾濕季全球降水都有增加，但濕季增加比乾季來的多，導致年降水差距變大 (1.8.2.1 節)。

4. 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。強降水事件有增加且增強的趨勢；平均敏感度 (sensitivity) 約為每增溫 1˚C 增加 4%~5.3%在相較乾旱的中緯度地區降水會減少 (1.8.2.1 節)。

5. 未來將有更多的極熱事件與較少的極冷事件。最冷日低溫的上升幅度在北半球高緯度地區最大，最暖日高溫則是在副熱帶和中緯度地區暖化最多；各地的結霜日都減少；最低溫度高於 20ºC 的日數則在北美東南部、中亞與地中海區域有明顯的增加 (圖 1.37, 1.8.4.1 節)。

6. 模式推估顯示世紀末 (2081~2100 年) 的年連續乾日數相較於上個世紀末 (1981~2000 年) 增加 (圖 1.38)；此外，適合雷雨發生的環境頻率增加，強雷雨的發生機會提高(1.8.4.2 節)。

7. 21 世紀末 (2081~2100 年)，RCP2.6 情境下所預估的海平面上升量最小，大約為 0.40 公尺；RCP4.5 和 RCP6.0 情境下約為 0.47 公尺；RCP8.5 情境下的海平面上升量最大，大約為 0.62 公尺 (圖 2.43a, 2.8.3 節)。海平面上升趨勢方面，RCP2.6 情境下保持 4.5mm yr^{-1}；RCP4.5 和 RCP6.0 情境下，大致維持 6.0mm yr^{-1}~7.0mm yr^{-1}；RCP8.5 情境下，上升速率持續增加，至世紀末 (2081~2100 年) 可達 11mm yr^{-1} (圖 2.43b, 2.8.3 節)。

8. 模擬結果顯示，RCP8.5 情境下，21 世紀末海水平均 pH 將由工業革命前的 8.2 下降到 7.8 (2.8.4 節)；快速降低海洋生物形成碳酸鈣殼體或骨架的能力。

東亞與西北太平洋

1. RCP4.5 模擬顯示，東亞冬季與夏季的地面溫度都明顯增暖 (表 4.2)。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 (4.6.1 節)。

2. 整體而言，CMIP3/CMIP5 模擬顯示，東亞冬季或夏季季風的降水總水量與強降水發生頻率在未來氣候皆出現增加趨勢 (圖 4.25)，但是增加的幅度不一致 (圖 4.21, 圖 4.22, 4.6.1 節)。

3. RCP4.5 代表濃度途逕下，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 (4.6.1 節)。

4. 大多數研究推估，未來西北太平洋地區所有颱風的發生頻率將減少，但西北太平洋地區強烈颱風 (強度 4、5 級) 的相對發生頻率將增加，熱帶氣旋的平均最大強度也增強 (圖 4.26, 4.6.2 節)。

5. RCP8.5 代表濃度途逕下，西北太平洋地區世紀末 (2081~2100 年) 熱帶氣旋強度，以風速而言，平均大約上升 4~6m sec^{-1} (圖 4.27)；熱帶氣旋的降雨率增加，增幅介於 5%～30%。然而，氣候模式模擬的現今熱帶氣旋生成頻率之時間與空間變異仍有明顯偏差，熱帶氣旋活動未來變化趨勢仍存許多不確定性 (4.6.2 節)。

臺灣及週遭海域

1. 就臺灣地區年平均溫度變化而言，四種 RCPs 推估近期 (2016~2035 年) 增暖的幅度差別不大，約在 0.3°C~0.9°C；世紀中 (2046~2065 年) 除 RCP8.5 情境可能增溫至 1.5°C~2.1°C 外，其餘三種 RCPs 增溫幅度都在 1.5°C 以下；至世紀末 (2081~2100 年) 在 RCP8.5 情境下增溫可達 3.0°C~3.6°C，RCP6.0 與 RCP4.5 情境則增加 1.3°C~2.1°C，RCP6.0 情境下除了北臺灣之外，多半增溫 1°C 以下 (圖 6.6, 圖 6.7, 6.3.1 節)。

2. 世紀末各情境下，隨著暖化程度的增加，呈現濕季降雨增加、乾季降雨減少的特徵，乾濕季的降雨差距更加顯著。臺灣的濕季 (夏、秋季) RCP2.6 約

增加 4%~6%，RCP8.5 則增加 14%~20%，西部比東部降雨量增加更明顯；乾季 (冬、春季) 雨量則是減少，RCP2.6 減少約 2%，RCP8.5 則減少到 15%~20%，空間上則是西南部減少的最嚴重 (圖 6.18, 6.4.2 節)。

3. 極端溫度變化部分，21 世紀末極端低溫發生頻率減少，減少幅度與全球陸地區域相似，寒潮日數由現今每年 6.5 天，在 RCP4.5 情境下降為每年 2~3 天、RCP8.5 情境更是只剩約每年 1 天；極端高溫發生頻率顯著增加，熱浪天數由每年 20 天，增加為 RCP4.5 情境下的 80~120 天、RCP8.5 情境下的 110~180 天 (圖 6.11, 圖 6.12, 6.3.3 節, 6.5.3 節)。

4. 臺灣地區未來災害型天氣型態發生的機率增加；災害型降雨量指標 (RX1day) 發生頻率增加 (RCP4.5 增加 5%~10%，RCP8.5 則增加 20%~25%)；每年延時最長的連續不降雨日 (CDD) 增加 (RCP4.5 增加 2%~4%，RCP8.5 增加 12%~16%)、每年延時最長的連續降雨日 (CWD) 是減少的 (RCP4.5 減少 1%~2%，RCP8.5 減少 4%~5%)，顯示未來發生乾旱事件的機率增加 (圖 6.20, 6.4.3 節)。

5. 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 世紀末臺灣附近的海表面氣溫增加了約 2.6°C，水氣含量增加了約 20%上下。A1B 情境下，西北太平洋颱風內極端降雨出現的機率在 21 世紀末則可增加一倍以上；以次數而言，則多了約 60% (圖 6.23, 6.5.1 節)。若不考慮颱風路徑及頻率的改變，臺灣地區的颱風降雨強度將增加 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 6.24, 6.5.1 節)。

6. 21 世紀末梅雨季降雨在中、南部地區有明顯增加的趨勢，尤其是西南地區沿海，降雨改變率增加可達 30% (圖 6.25)；西北部及東部地區的降雨改變則不太明顯。進一步分析不同降雨強度出現的頻率，可以發現山區降雨的增加主要是跟 21 世紀末出現豪大雨頻率增加有關 (圖 6.26、圖 6.27)。

7. 四種 RCPs 推估顯示世紀中 (~2060 年) 臺灣周邊海域 SST 上升幅度 (平均值 0.6°C~2.0°C，上下限為 0.5°C~3.0°C) 高於全球海域 SST (平均值 0.6°C~1.0°C，上下限為 0.1°C~2.0°C) (圖 2.37, 圖 2.40, 2.8.2 節)。

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°C~1.06°C]，且統計上均有「高」可信度 (high confidence)。但全球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。

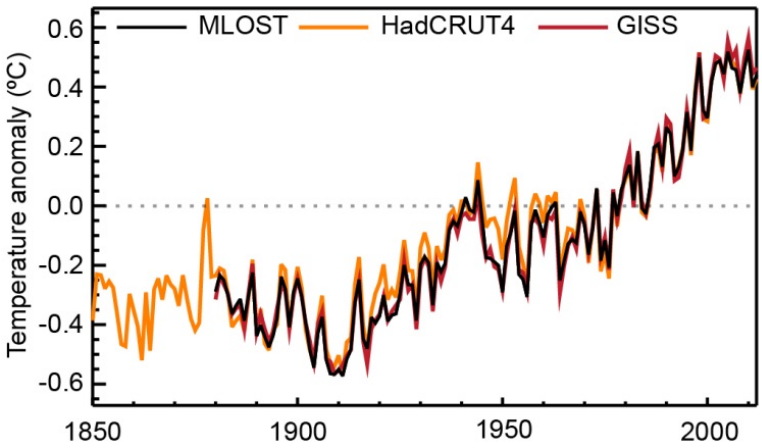


圖 S1.1　三種不同觀測資料的全球平均地表溫度年均距平時間序列 (合併陸地與海洋資料，以 1961~1990 年之氣候平均值為計算基準) (摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 2.20)

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 (CO_2) 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±0.37mm yr^{-1} 的海平面上升)。過去 10 年中，

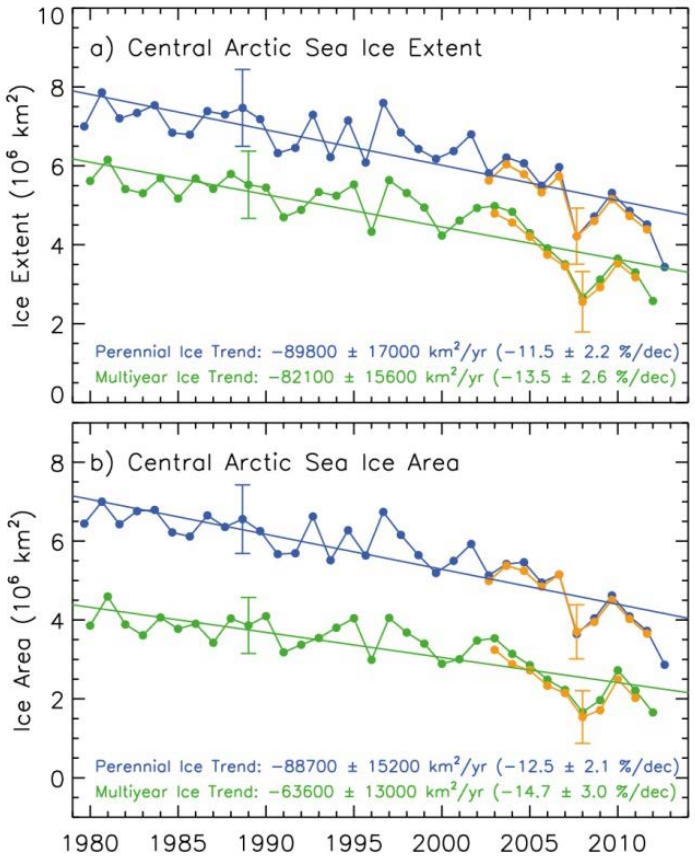


圖 S1.2　衛星微波感測器推算所得北冰洋中部區域一年期 (藍線，由夏季海冰範圍最低值推估) 與多年期 (綠線，由 12 月至 2 月海冰平均範圍推估) 海冰覆蓋範圍之時間序列。黃線為 AMSR-E 衛星自 2002 年加入之觀測結果。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 4.4)

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±0.19mm 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±0.21mm 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。

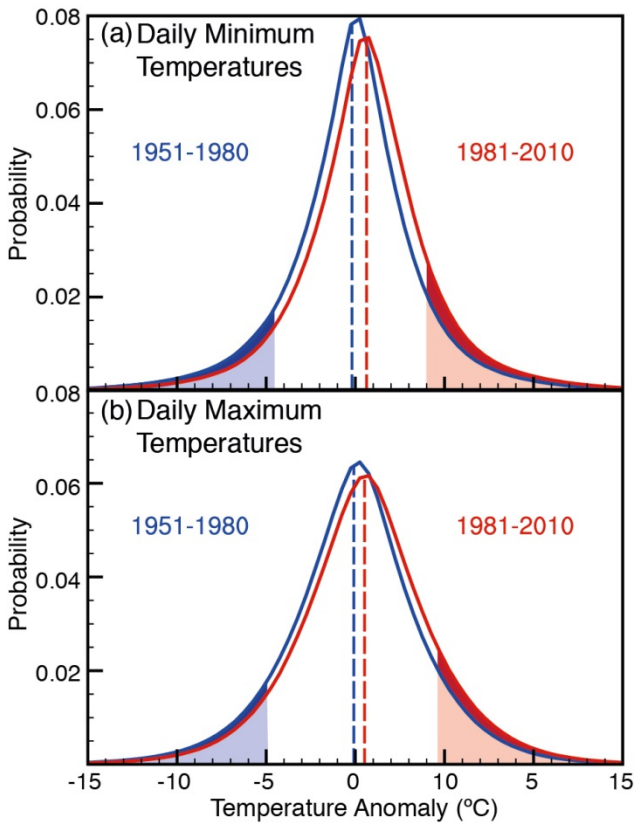


圖 S1.3 HadGHCND 資料在 1951~1980 年間 (藍色實線) 與 1981~2010 年間 (紅色實線) 期間 (a) 每日最低溫與 (b) 每日最高溫距平的機率分布 (以 1961~1990 的氣候平均為計算距平之基準)。虛線代表機率分布的眾數位置。淺藍/紅色陰影區代表 1951~1980 年間最冷/暖的 10%極端事件。深藍/紅色陰影區則是相對於 1951~1980 年間的機率分布，在 1981~2010 年間最冷/暖日夜的機率分布改變情形。(摘自 IPCC AR5, 2013, FigFAQ2.2-1)

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 年至今，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***	*可能*	***幾乎確定***
	非常可能 *非常可能*	*可能* *可能*		*幾乎確定* *幾乎確定*
大多數陸地地區變得較暖及/或暖日及暖夜更頻繁	*非常可能*	***非常可能***	*可能*	***幾乎確定***
	非常可能 *非常可能*	*可能* *可能* (僅限熱夜)		*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*
	中等可信度 在許多 (但非全部) 地區 *可能*	未正式評估 *比較可能*		*非常可能* *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	***中等可信度***	*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 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* *比較可能*		*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	*低等可信度 在*全球尺度 *可能 部分*地區	***低可信度***	*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* 許多地區 自 1970 年以來	*中等可信度* *比較可能*		*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***	*低可信度*	***比較可能*** **西北太平洋及北大西洋海域**
	低可信度 *可能* (部分地區 自 1970 年以來)	*低可信度* *比較可能*		*比較可能* 部分海域 *可能*
極端高海平面發生率及/或程度增加	*可能* (自 1970 年以來)	***可能***	*可能*	***非常可能***
	可能 (20 世紀後期) *可能*	*可能* *比較可能*		*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平面高度極端值變化和海平面高度平均值變化之間的密切關係。

(l) 極端高海平面高度的增加主要是由平均海平面高度的上升所引起的 (高可信度)。對於特定區域的風暴度和相關的暴潮之推估僅有低可信度。

(m)SREX 評估認為平均海平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 0.40 W m^{-2} 與 0.07 W 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}。

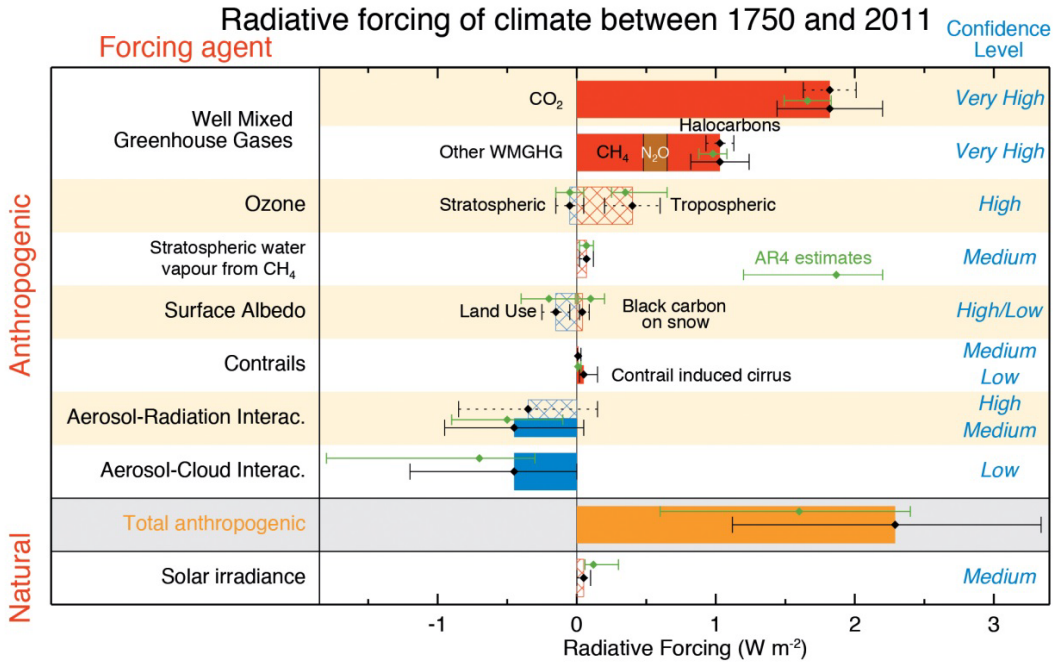


圖 S1.4　IPCC AR5 估算各種人為與自然因子在 1750~2011 年間所造成的有效輻射強迫作用 (實心長條) 與輻射強迫作用 (網格長條)。實線與虛線分別表示有效輻射強迫作用與輻射強迫作用的 5%~95% 信心區間。綠色線為 AR4 的估計值。

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-0.45W m^{-2} 與-0.45W 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 0.04W 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 0.05W 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 -0.15W 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 0.12W m^{-2}，相當於 0.09W 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逕 (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)。

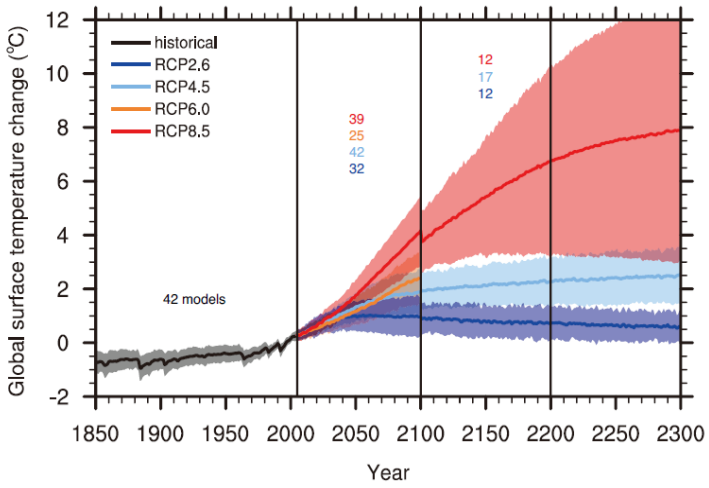


圖 S1.5 CMIP5 氣候模式於不同 RCP 下全球平均地表溫度距平 (相對於 1986 年至 2005 年)。實線代表各情境模擬之模式平均值，色塊代表個別模式的 5%至 95%區間之值。2100 年之後的不連續是由於參與計算的模式組數不同所造成，並無任何物理意義。每個模式僅由系集模擬中選一組進行計算，圖上的數字是表示參與計算的模式數量。由於 2100 年至 2300 年的模擬中，只有兩個模式有進行 RCP6.0 情境模擬，因此沒有將其值呈現於圖上。(摘自 IPCC AR5, Ch12, Figure 12.5)

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 0.3ºC~0.7ºC (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

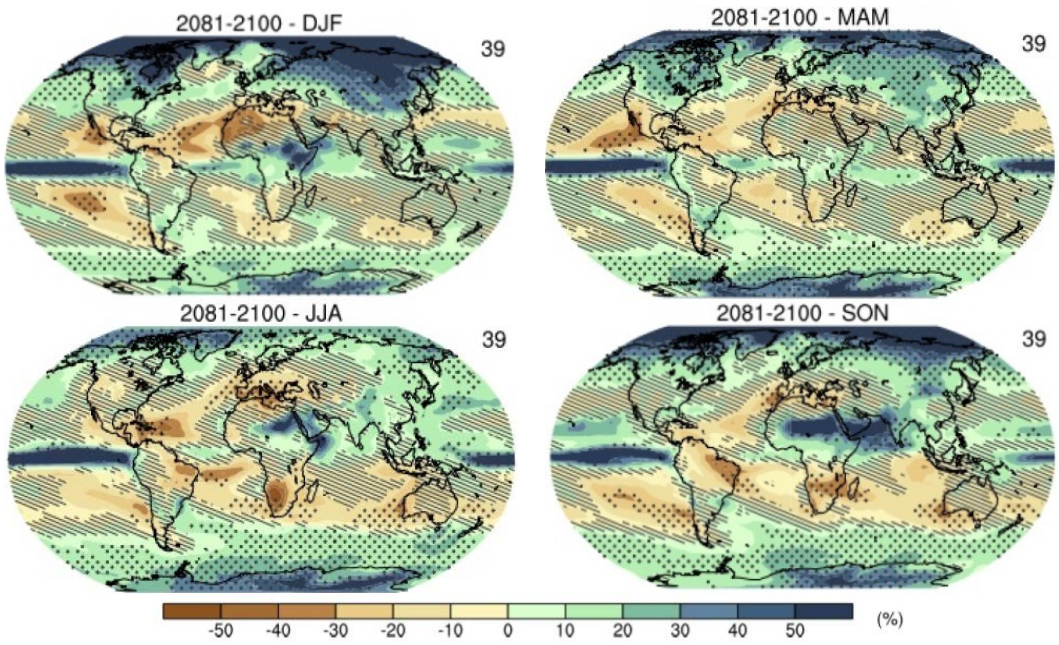


圖 S1.6　CMIP5 跨模式平均在 RCP8.5 模擬情境下，於 2081-2100 年各季節平均降雨量相對於 1986~2005 年變化的百分比。包括 12~2 月 (左上)、3~5 月 (右上)、6~8 月 (左下)、9~11 月 (右下)。斜線區域表示模式平均氣溫改變在內部變異度之一個標準差以內，打點區域表示平均值改變大於內部變異度兩個標準差，且至少九成的模式對於所推估的變化正負號一致。在各小圖右上角的數字表示使用 CMIP5 模式的數量。(摘自 IPCC AR5, 2013, Chapter 12)

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。

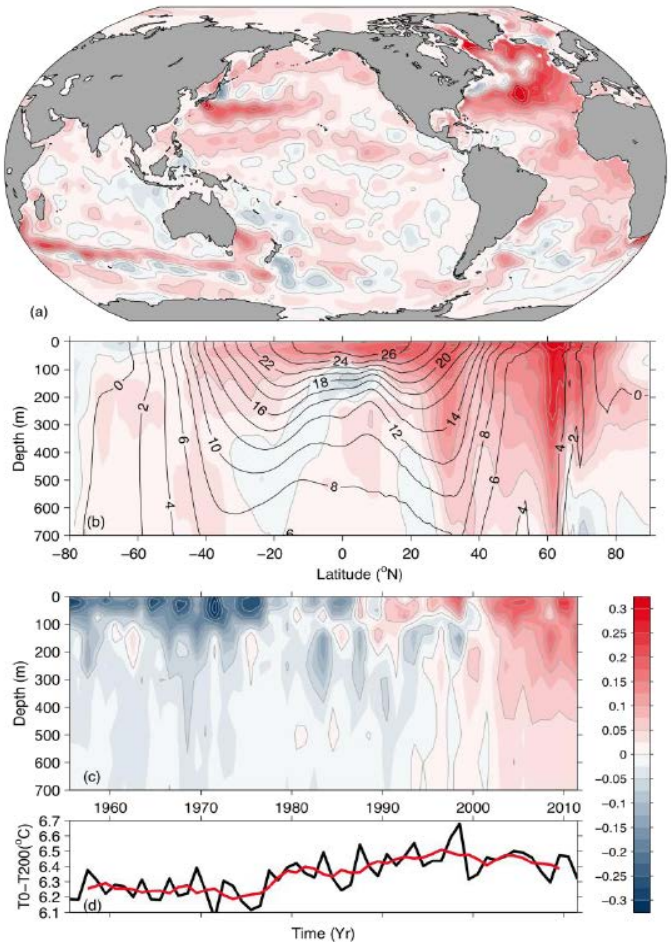


圖 2.1 (a) 1971~2010 年間海洋表層 0~700 公尺平均溫度的上升趨勢 (單位：°C/ decade)；(b) 緯向平均的海洋溫度上升趨勢；(c) 全球平均海洋溫度距平隨深度及年代的變化 (相對於 1971~2010 年的平均值)；(d) 全球平均海表面與 200 公尺深的海水溫度差值的時序變化，其中黑實線與紅線分別代表年平均與 5 年移動平均。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 3.1)

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±0.13°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°N ~30°N, 114°E~128°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

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 0.5ºC 至 1.5ºC，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-0.67ºC /decade)，此與近 10 年全球海域平均 SST 的變動趨勢頗為一致。

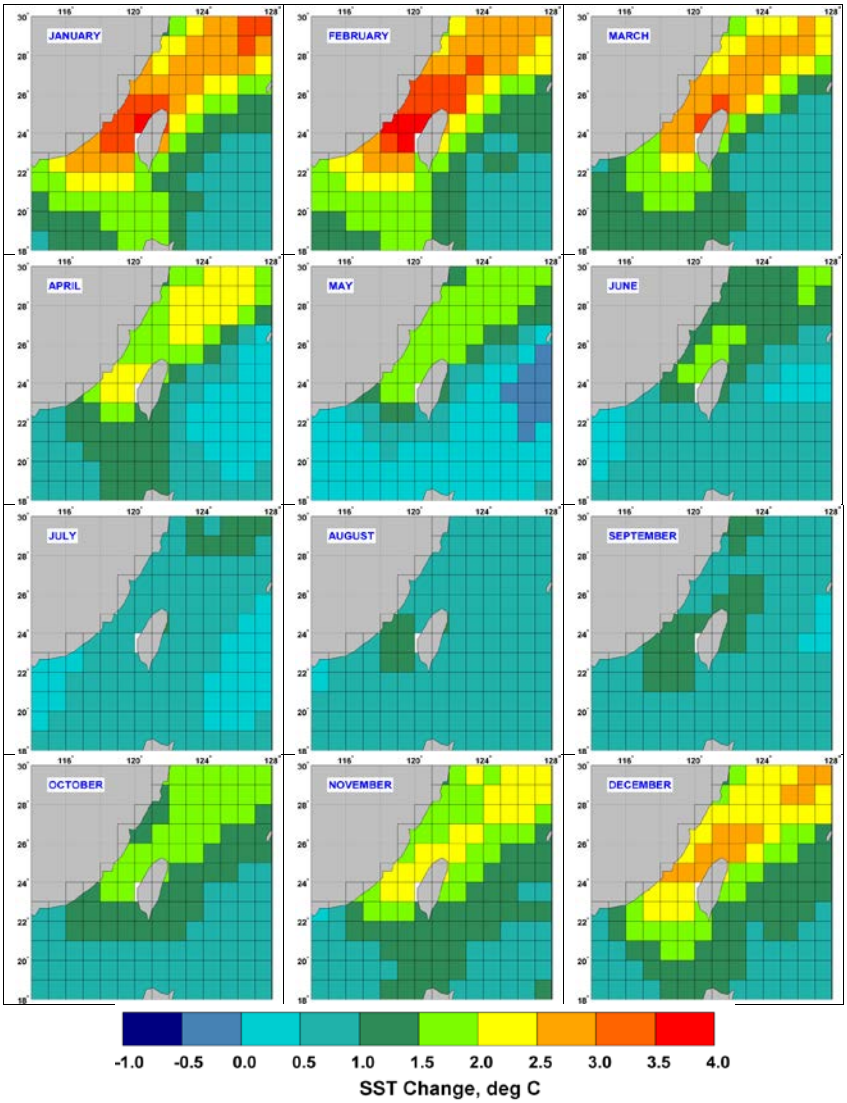


圖 S2.2　1957~2011 年間臺灣周遭海域 (18ºN~30ºN, 114ºE~128ºE) 月別 SST 變異量 (updated from Belkin and Lee, 2014)

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+2.4mm yr^{-1}，較全球平均值 (+1.8mm 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)。

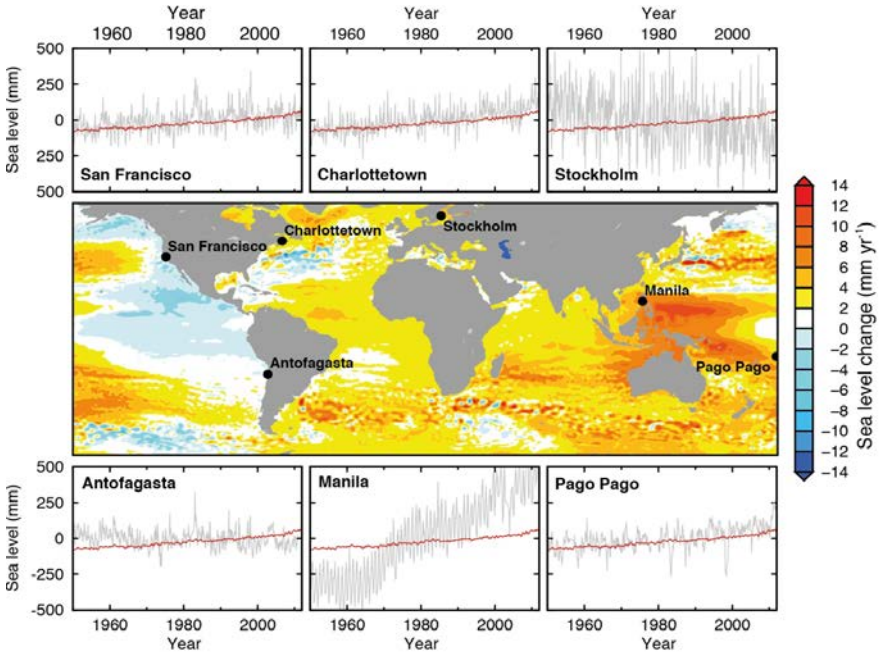


圖 S2.3　由衛星測高資料所得海平面變化率 (1993~2012 年) 全球分布圖及六個選定潮位站 1950~2012 年之監測數據所得之海平面變化率 (灰線)，其中紅線所示為推估的全球平均海平面上升趨勢以利比較。(圖片摘自 IPCC AR5, 2013, FAQ13.1, Figure 1)

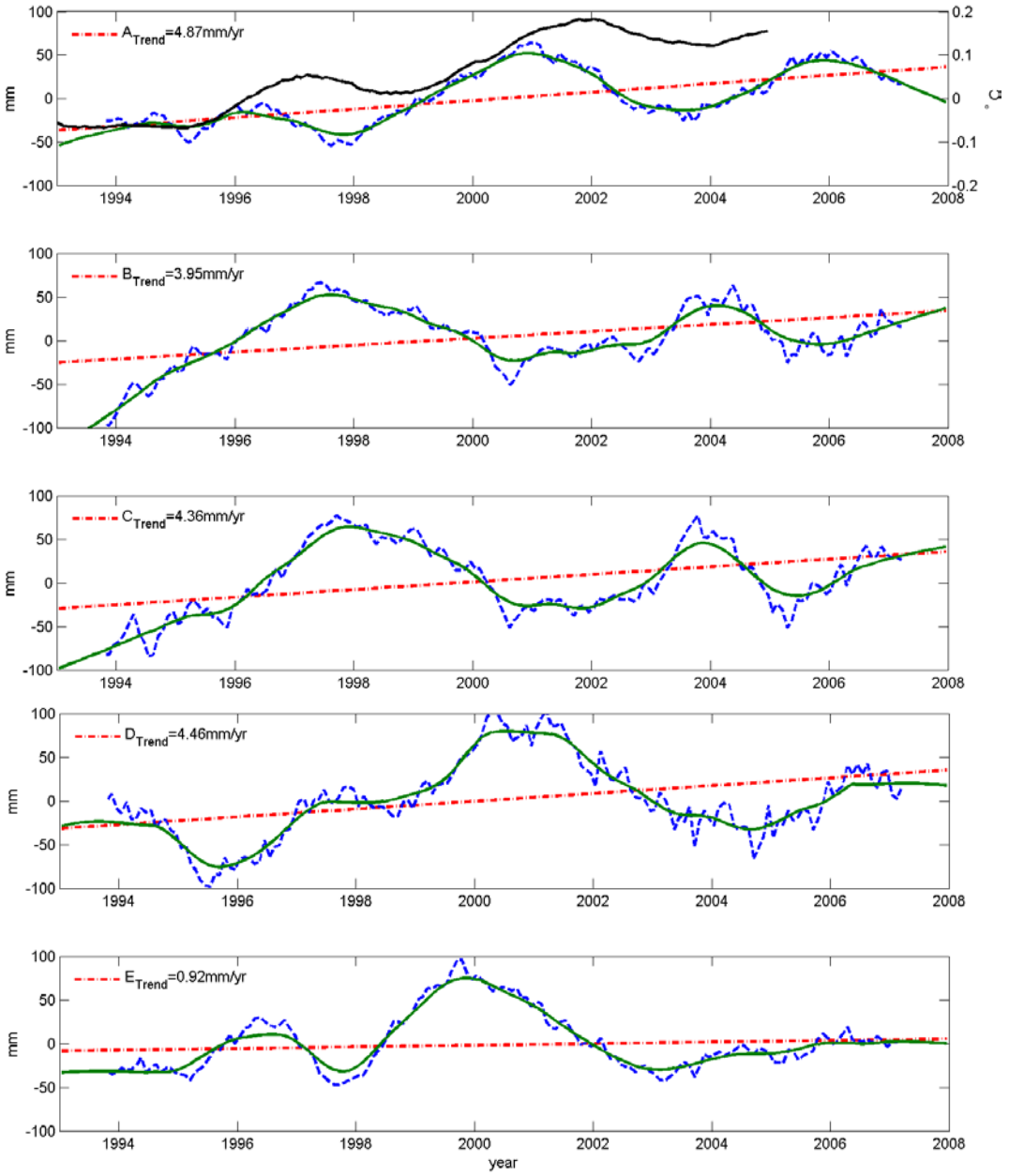


圖 S2.4　臺灣周遭海域 1993~2007 年衛星測高數據所推估之海平面變化趨勢。虛線為觀測數據經 18 個月移動平均之結果、虛點直線為線性迴歸所得之趨勢、實曲線為 LOESS 分析所得之非線性變化趨勢。

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)。

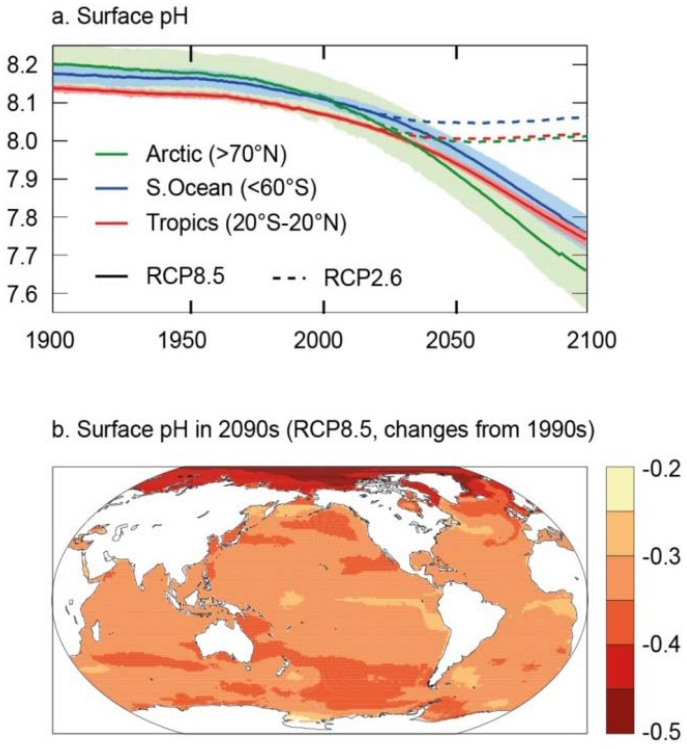


圖 S2.5　根據 RCP8.5 代表濃度途逕使用 11 個 CMIP5 模式推估海洋表層酸化情形。(a) pH 值的時間序列，其中實線為平均，色塊為模式間差異。(b)以各模式中位數呈現未來全球海洋表層 pH 值變化分布(相對於 1850~2100 的平均值) (摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 6.28)

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。

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。

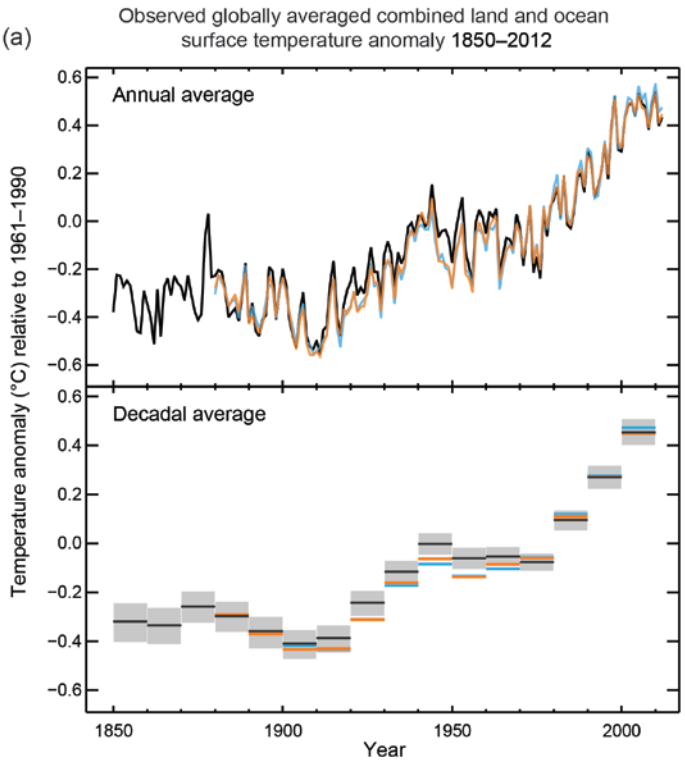


圖 S3.1 (a) 1850~2012 年全球海陸表面溫度距平，資料來自三組不同資料源，上圖為全年平均，下圖為十年平均及其中一組資料 (黑色) 的不確定性，距平是相對於 1961~1990 年的氣候平均。(b) 觀測地表溫度在 1901~2012 年的線性趨勢圖，資料與在 (a) 的橘色曲線相同，只顯示可用資料較高的區域 (資料占分析時期達 70%且前後 10% 的時間有 20%以上的可用資料)，「+」代表線性趨勢的統計信心度達 90%以上。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure SPM.1)

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 0.11ºC，1998~2012 年為 0.04ºC $10yr^{-1}$，1984~1998 年為 0.26ºC $10yr^{-1}$，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

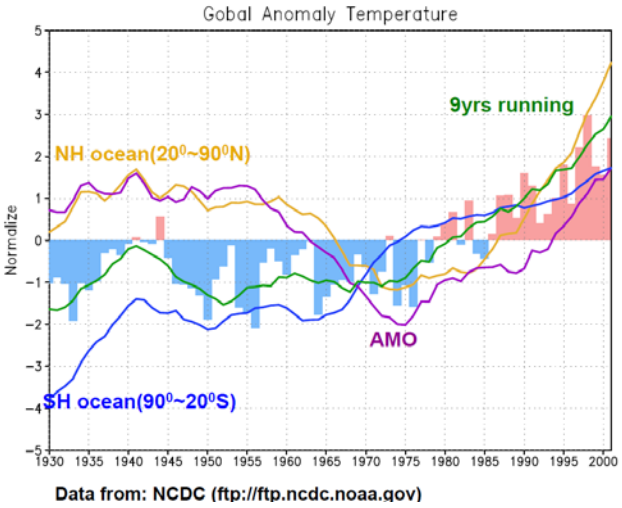


圖 S3.2　溫度的長期變化 (1930-2001)：全球地表溫度長期變化 (柱狀圖:逐年變化、綠色線:9 年移動平均)，與 9 年移動平均之北半球海表溫度 (黃色線)、南半球海表溫度 (藍色線)，以及大西洋多年代振盪 (紫色線)。

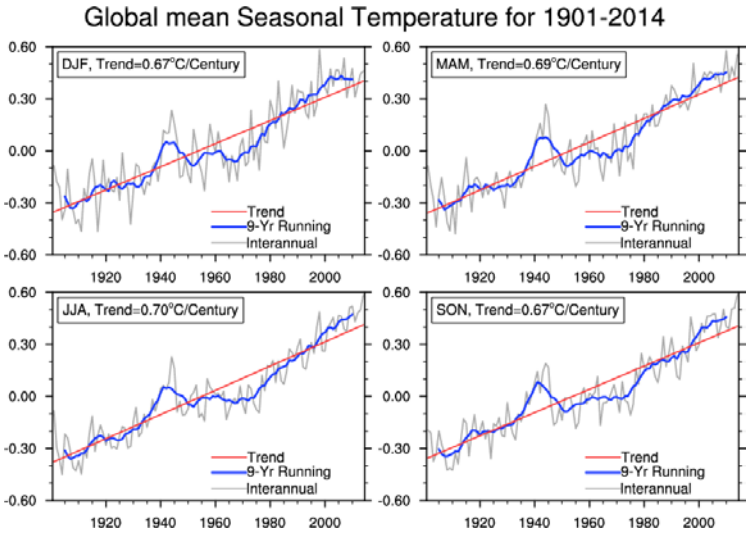


圖 S3.3　1901-2014 年全球平均地表氣溫的長期變化。12~2 月 (左上)，3~5 月 (右上)，6~8 月 (左下)，9~11 月 (右下)。灰色線為逐年變化，可以明顯觀察到年際變化；藍色線為 9 年移動平均，可以觀察到年代(際)變化；紅色線為 1901-2014 年的線性趨勢，明顯呈現暖化現象。資料來源：GISS, http://data.giss.nasa.gov/gistemp/。

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。

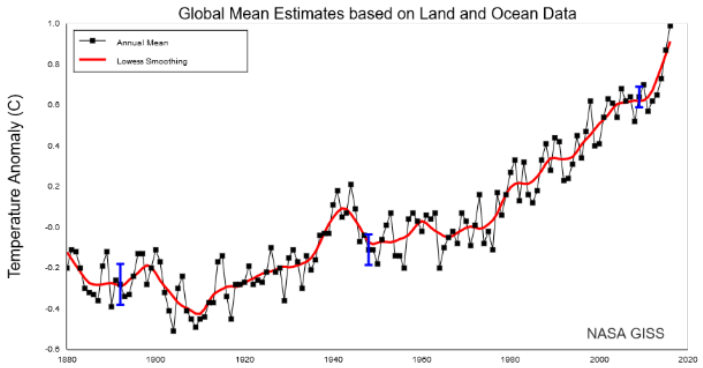


圖 S3.4 1880~2016 年全球平均地面溫變化趨勢。(來源：NASA GISS surface temperature analysis)

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

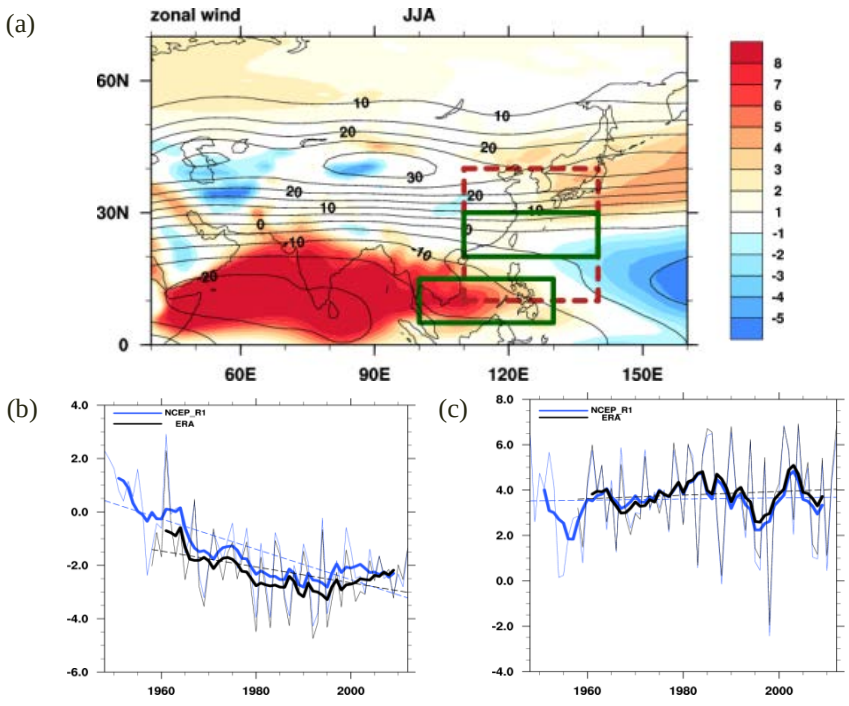


圖 S4.1 (a) 東亞夏季低層 (850hPa，陰影區) 與高層 (200hPa) 緯向風的空間分布，圖中紅色虛線矩形表東亞夏季季風指數，垂直風切的範圍，綠色矩形則為熱帶西北太平洋夏季季風指數水平風切的範圍。(b) 東亞夏季季風指數。(c) 熱帶西北太平洋夏季季風指數。細線為年際變化季風指數，粗線為 11 年滑動平均。

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。

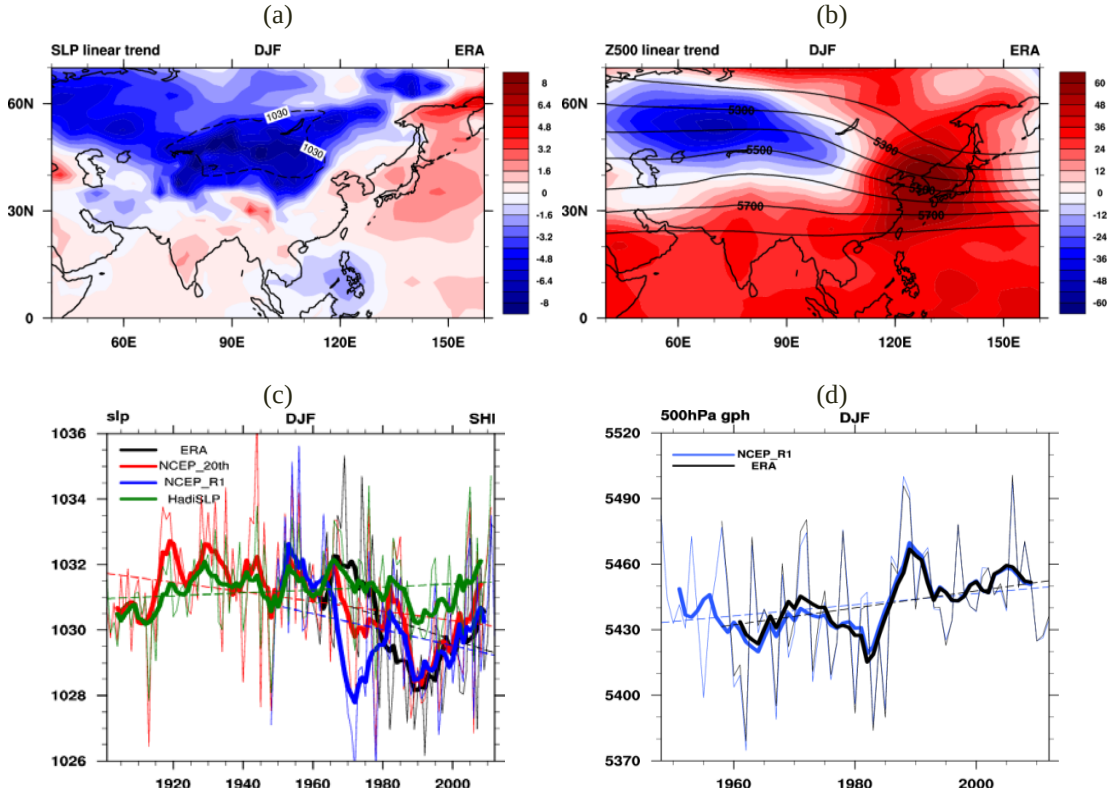


圖 S4.2　東亞地區冬季 (a) 海平面氣壓以及 (b) 500hPa 高度場的 1958~2010 年線性變化趨勢。圖中陰影區表百年線性變化趨勢，等值線為氣候平均值。(c) 冬季 (12~2 月) 西伯利亞高壓指數，(d) 東亞主槽指數。

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°C~3°C，增溫現象遠較印尼、菲律等熱帶地區明顯。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。

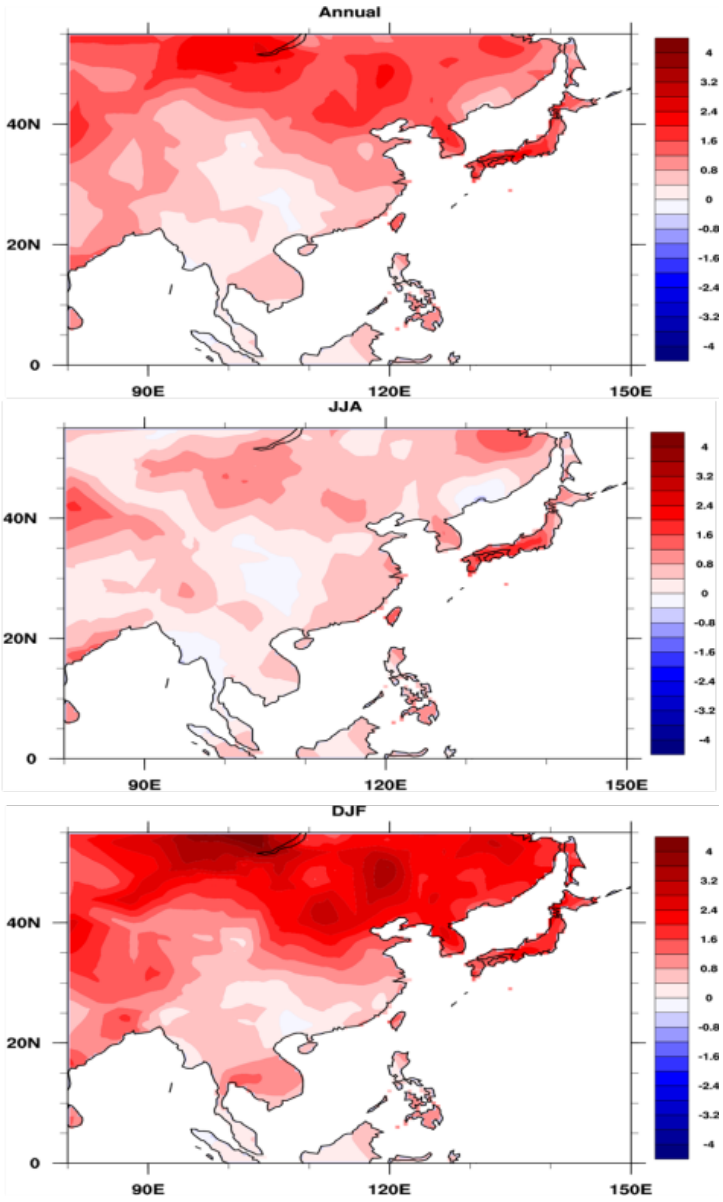


圖 S4.3　(a) 1901~2012 年東亞地面年平均溫度線性變化趨勢，單位：K $10yr^{-2}$；(b)、(c) 同 (a)，但時間分別為夏季 (6~8 月) 與冬季 (12~2 月)。溫度資料來源為 CRU。

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。

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)：

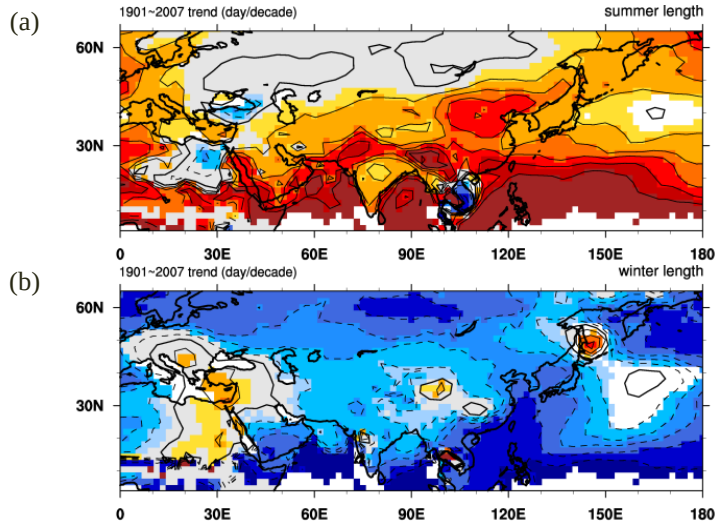


圖 S4.4 東亞地區季節長度的長期 (1901~2007 年) 線性變化趨勢。(a)、(b) 分別為夏季與冬季長度的變化，單位為 day $10yr^{-1}$。

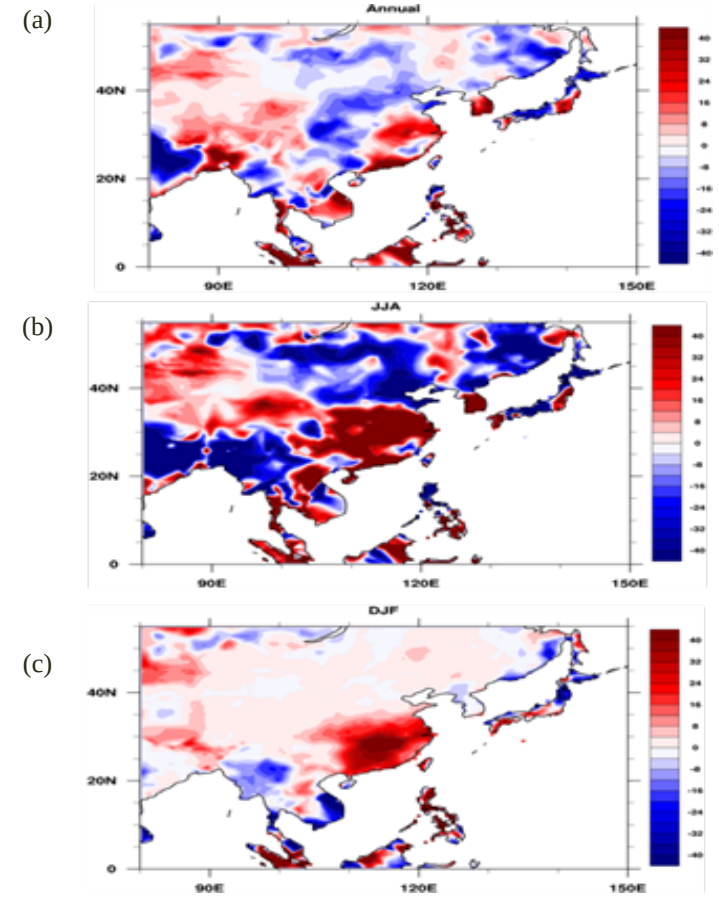


圖 S4.5 (a) 1961~2007 年東亞地區年平均降水的線性變化趨勢；單位為 mm $100yr^{-1}$。(b)、(c) 同 (a)，但時間分別夏季 (6~8 月) 與冬季 (12~2 月)。

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)。

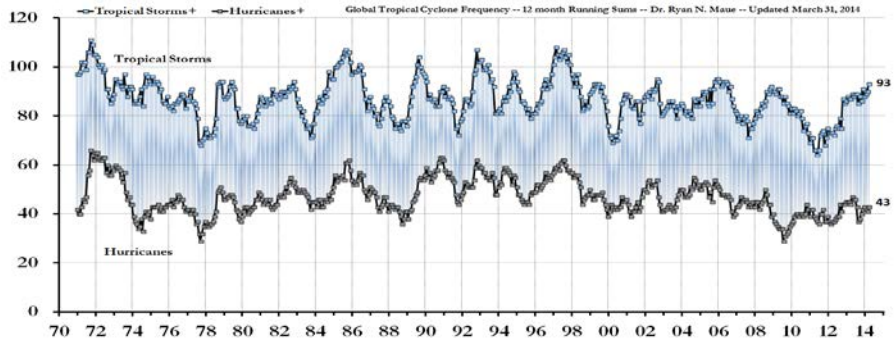


圖 S4.6　1970 年 1 月至 2014 年 3 月間，全球熱帶氣旋活動頻率時間序列圖。圖中上曲線為強度達到熱帶風暴等級 (含) 以上 (Tropical Strom，生命期中最大風速超過 34knots) 的熱帶氣旋活動頻率，下曲線為強度達到 Saffir-Simpson 一級颶風等級 (含) 以上 (生命期中最大風速超過 64knots) 的熱帶氣旋活動頻率。兩組時間序列均為採取 12 個月滑動加總後的結果。

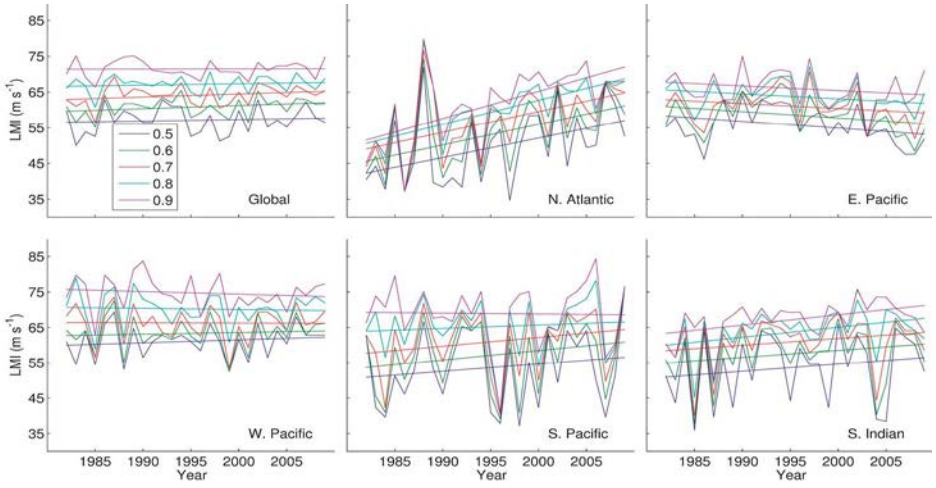


圖 S4.7　1982 ~ 2009 年間，全球及各熱帶氣旋活躍海域 (北大西洋、東太平洋、西太平洋、南太平洋、南印度洋)，第 50 至 90 百分位數熱帶氣旋強度變化時間序列圖。0.5 代表第 50 百分位數熱帶氣旋強度，其餘依此類推，直線則為各百分位數的線性回歸線。X 軸為年份，Y 軸為熱帶氣旋生命期強度極大值 (lifetime maximum intensity, LMI)

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 代表濃度途逕下，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。

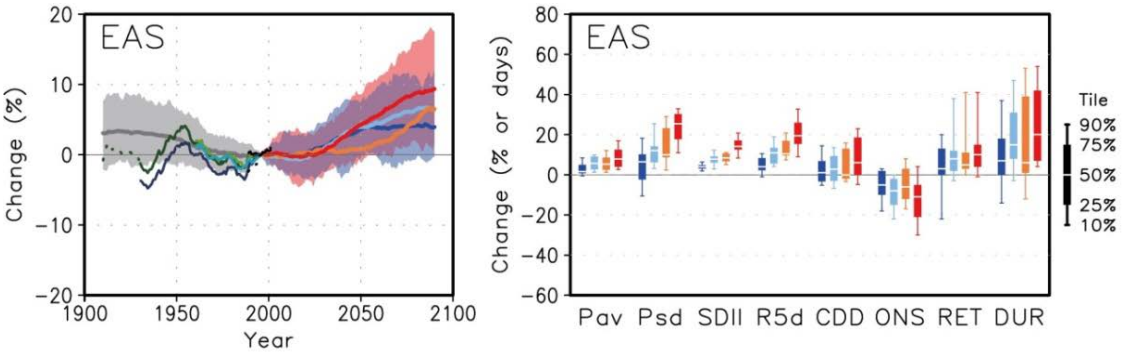


圖 S4.8 (a) 觀測及 CMIP5 各模式東亞夏季季風降水變化時間序列。單位為% (夏季降水距平與現今氣候之比值)；所有曲線皆經過 21 年滑動平均。不同顏色分別代表：歷史 (灰色，40 個模式平均)、RCP2.6 (深藍，24 個模式平均)、RCP4.5 (淺藍，34 個模式平均)、RCP6.0 (橘，20 個模式平均) 和 RCP8.5 (紅，32 個模式平均)。RCP2.6 及 RCP8.5 模式表現 10%及 90%之間為陰影區塊。觀測不同顏色代表：CRU TS3.2 (深藍)，GPCC V6 (深綠)，GPCC VASClimO (淺綠)， APHRODITE v1101 (淺藍)，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。

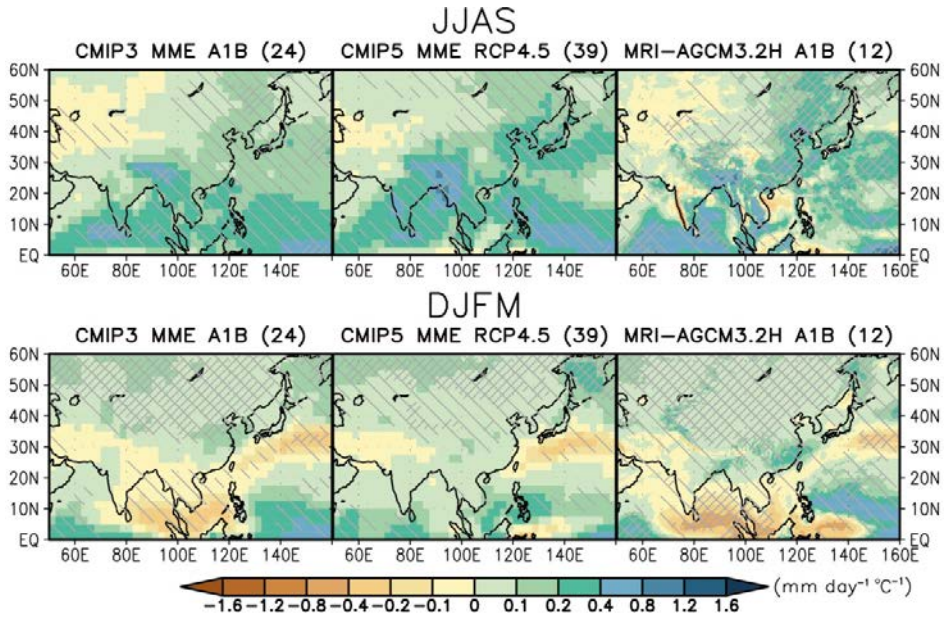


圖 S4.9　上圖和下圖分別為世紀末亞洲夏季 (6~9 月) 和冬季 (12~3 月) 降水的改變量 (2080~2099 年平均減去 1986~2005 年平均)。左圖為 CMIP3 A1B 情境 24 個模式平均、中圖為 CMIP5 RCP4.5 代表濃度途徑 39 組模式平均、右圖為 CMIP3 A1B 情境 MRI-AGCM3.2 12 組 60km 空間高解析度模式系集模擬結果。在此，未來變遷為 2075~2099 年平均與 1979~2003 年平均的差。各情境降水變化皆對全球溫度變化做標準化。單斜線與交叉斜線區域分別代表超過 66%及 90%模式與系集平均有相同之表現。

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)。

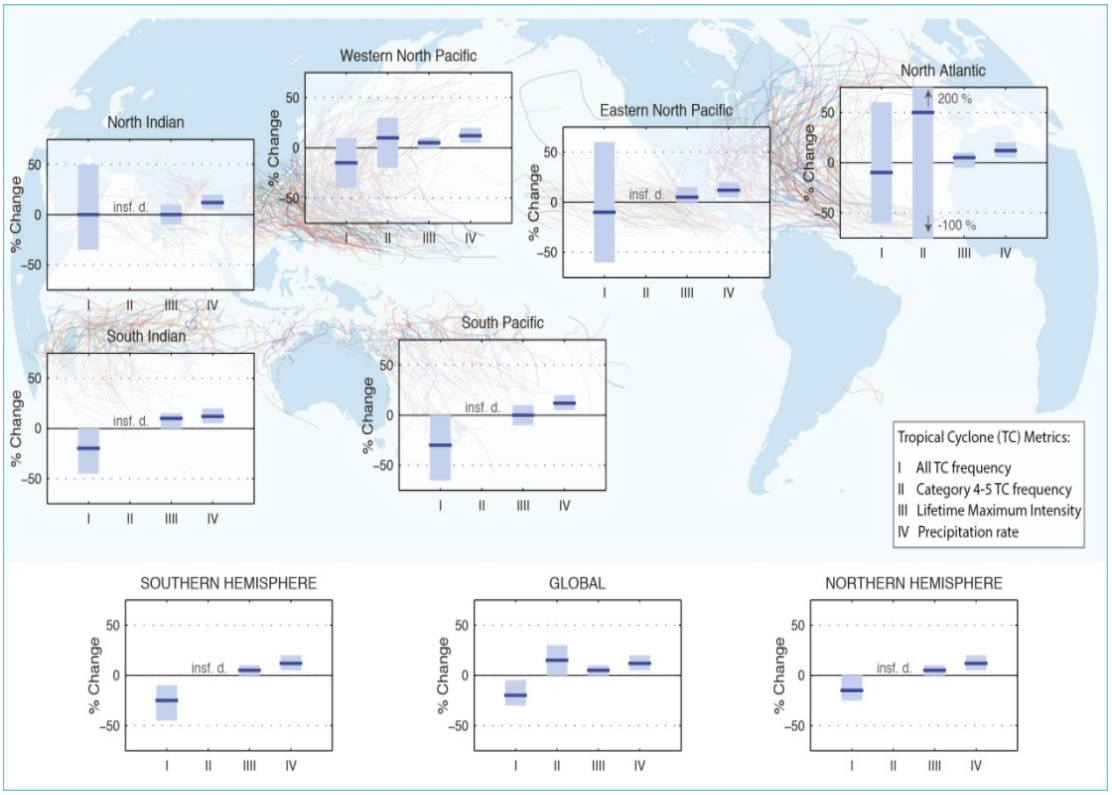


圖 S4.10 在類似 A1B 情境下，全球氣候模式對不同生成地區，熱帶氣旋活動之未來變遷的推估。圖中柱狀圖，由左至右分別表示，熱帶氣旋生成頻率、強烈熱帶氣旋 (等級 4 級、5 級) 生成頻率、最大強度以及降水率的變化率 (百分比)；在此未來變遷表示未來 (2081~2100 平均) 與現今氣候 (2000-2019 年平均) 的差值。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 14.17)

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 (CO_2)、甲烷 (CH_4)、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。

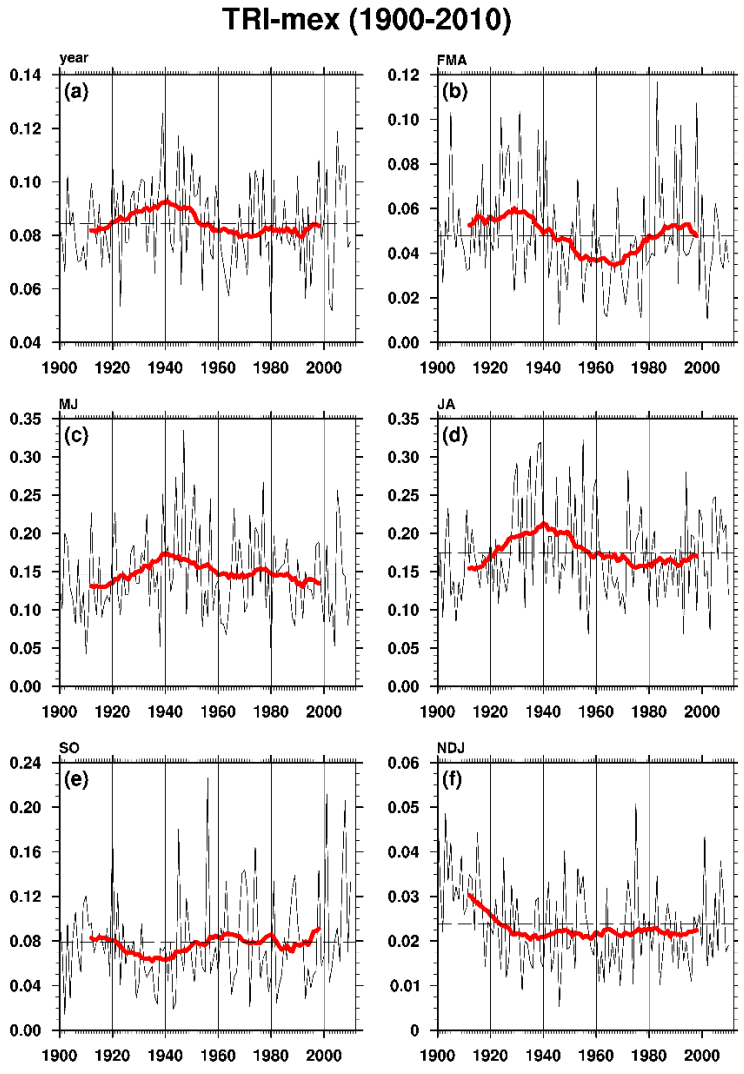


圖 S5.1 臺灣雨量時序變化：(a) 全年平均，(b) 2~4 月春季平均，(c) 5~6 月梅雨季平均，(d) 7~8 月夏季平均，(e) 9~10 月秋季平均，(f) 11~1 月冬季平均。黑實線是每年各季平均值，水平黑虛線是黑實線的所有年份平均值，粗紅線是 25 年滑動平均。(TCCIP 計畫提供)

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

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 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。

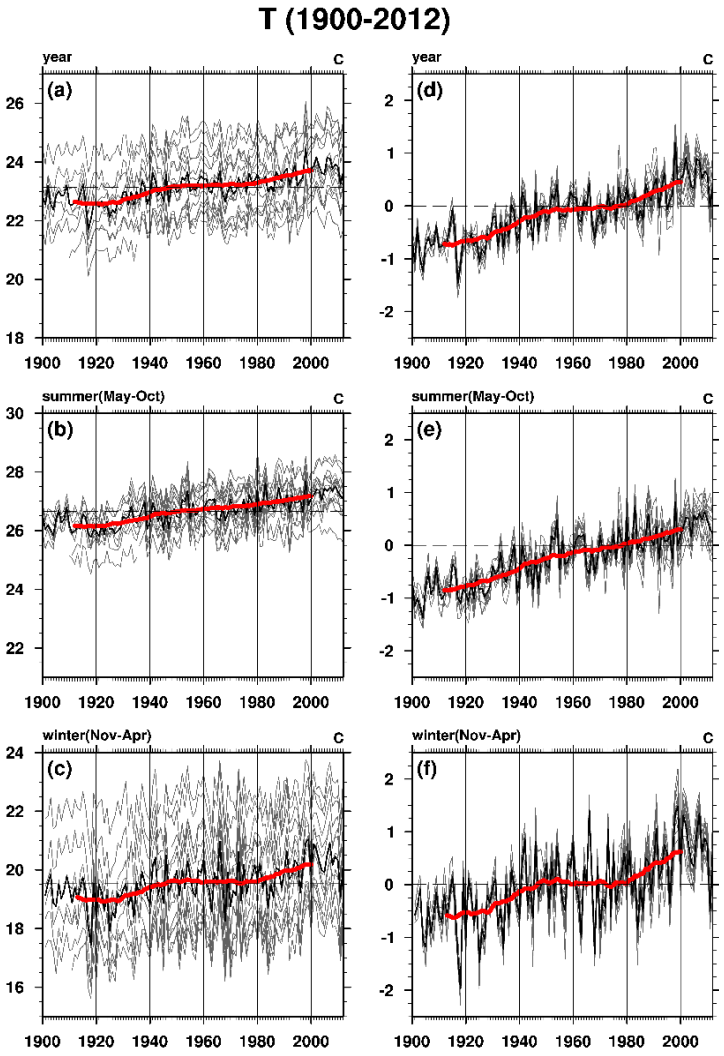


圖 S5.2 臺灣氣溫時序變化：(a) 全年平均，(b) 5~10 月夏半年平均，(c) 11~4 月冬半年平均。其中灰線是各測站的逐年氣溫，黑實線是所有測站的平均值，水平黑虛線是黑實線的所有年份平均值，粗紅線是 25 年滑動平均。(d)、(e)、(f) 與(a)、(b)、(c) 相同，但為減去各測站 1961~1990 年的平均值後的距平值。(TCCIP 計畫提供)

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

月) 平均氣溫分別為 23.1ºC、26.7ºC、19.6ºC。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 27ºC、30.5ºC、23.4ºC。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 0.8ºC，夏半年 (圖 S5.3b 與圖 S5.3e) 最高氣溫增溫為 0.9ºC，冬半年 (圖 S5.3c 與圖 S5.3f) 最高氣溫百年增加幅度為 0.9ºC。

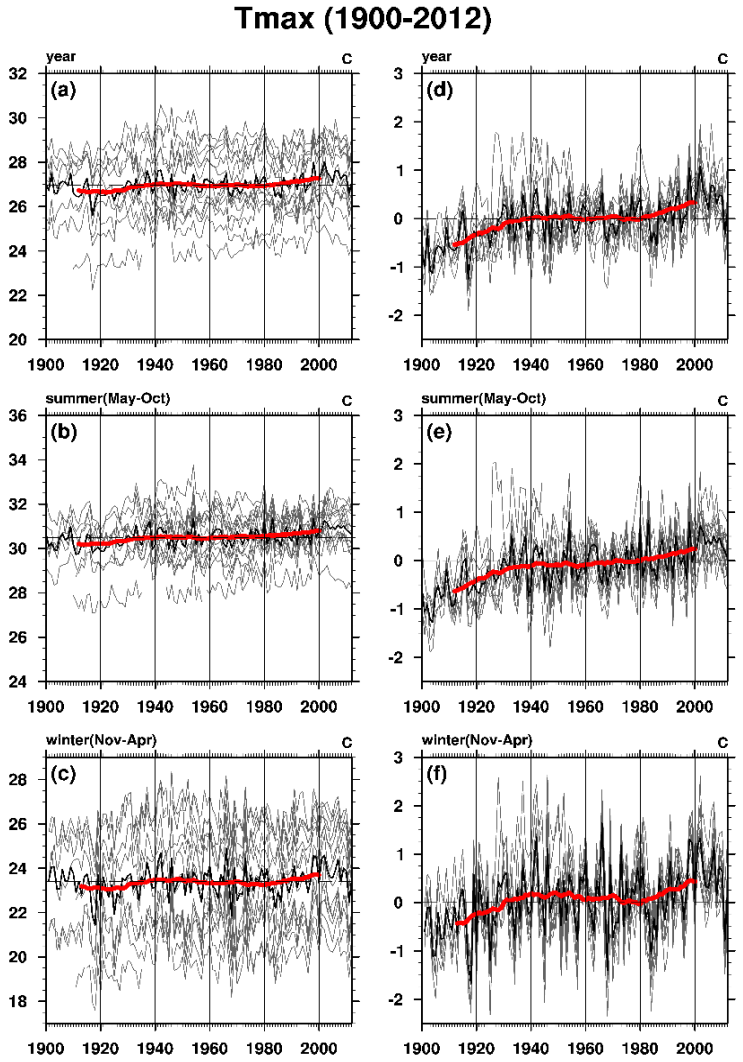


圖 S5.3 臺灣最高氣溫時序變化：(a) 全年平均，(b) 5~10 月夏半年平均，(c) 11~4 月冬半年平均，其中灰線是各測站的逐年資料，黑實線是所有測站的平均值，水平黑虛線是黑實線的所有年份平均值，粗紅線是將黑線做 25 年的滑動平均。(d)、(e)、(f) 與 (a)、(b)、(c) 相同，但為減去各測站 1961~1990 年的平均值後的距平值。(TCCIP 計畫提供)

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20.2ºC、23.7ºC、16.6ºC。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 1.7ºC，而夏半年 (圖 S5.4e) 最低氣溫百年增加幅度約 1.8ºC。

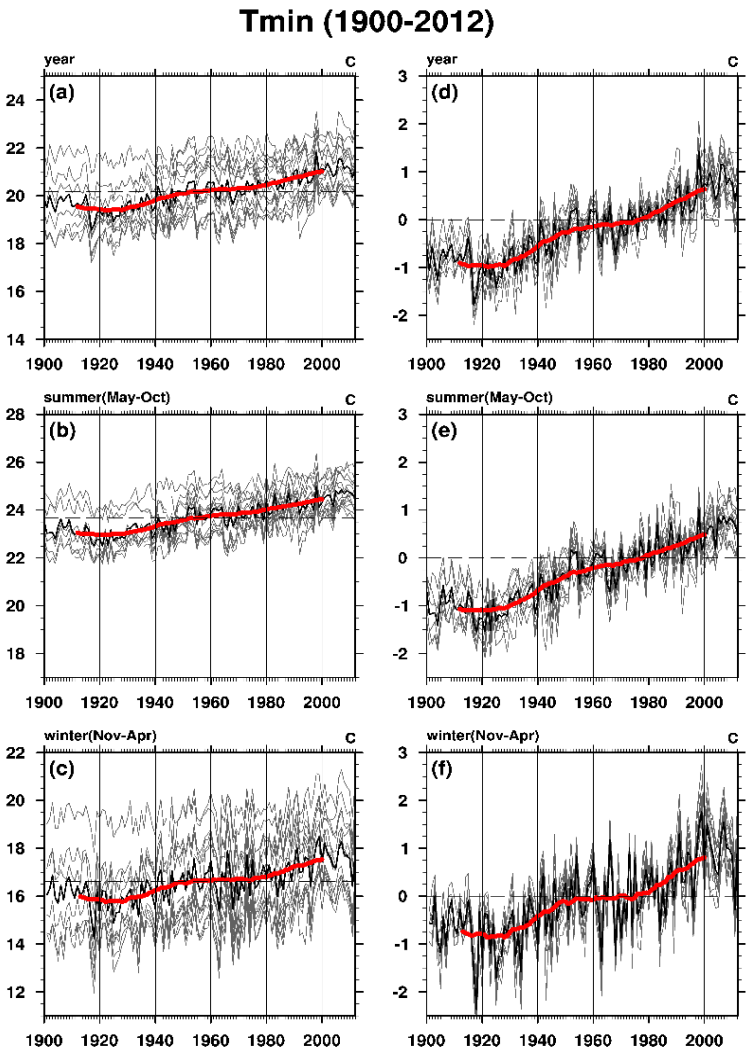


圖 S5.4 臺灣最低氣溫時序變化:(a)全年平均，(b) 5~10 月夏半年平均，(c) 11~4 月冬半年平均，其中灰線是各測站的逐年資料，黑實線是所有選取測站的平均值，水平黑虛線是黑實線的所有年份平均值，粗紅線是將黑線做 25 年的滑動平均。(d)、(e)、(f) 與 (a)、(b)、(c) 相同，但為減去各測站 1961~1990 年的平均值後的距平值。(TCCIP 計畫提供)

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。使用與日最高溫和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6.81ºC、6.83ºC、6.79ºC，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

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 0.7ºC，自 1930 年代初期至 2012 年下降約 1.2ºC。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 1.7ºC) 大於日最高溫增溫 (約 0.8ºC)，與氣溫日較差緩慢下降趨勢一致。

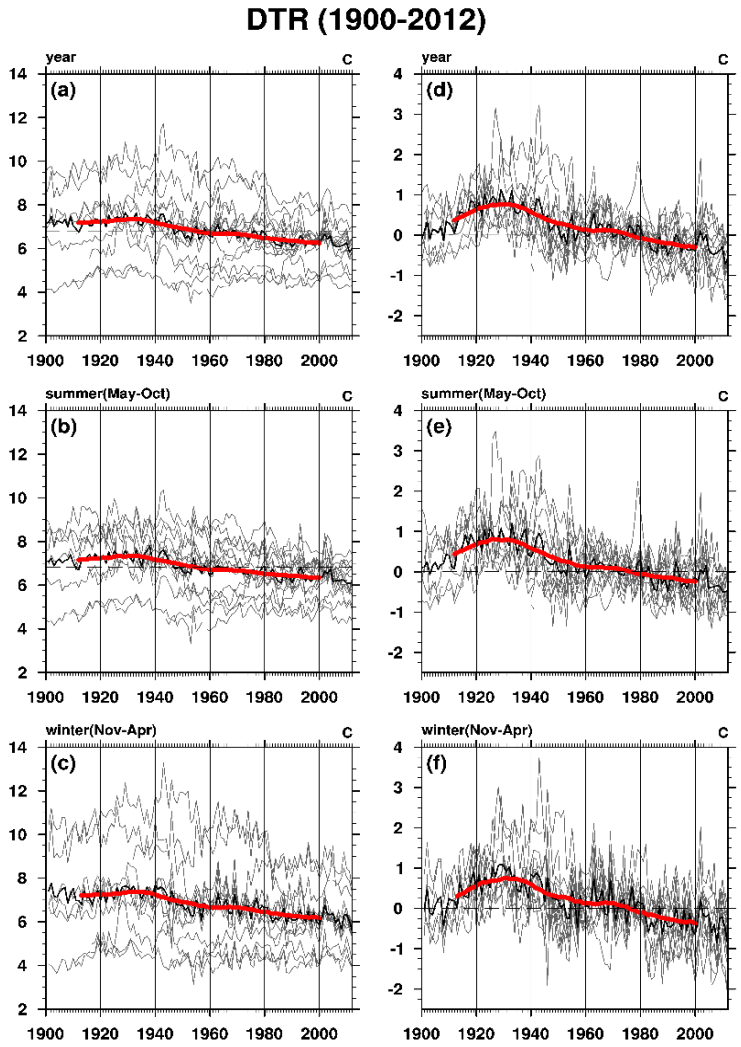


圖 S5.5 臺灣氣溫日較差時序變化：(a) 全年平均，(b) 5~10 月夏半年平均，(c) 11~4 月冬半年平均，其中灰線是各測站的逐年資料，黑實線是所有測站的平均值，水平黑虛線是黑實線的所有年份平均值，粗紅線是將黑線做 25 年的滑動平均。(d)、(e)、(f) 與 (a)、(b)、(c) 相同，但為減去各測站 1961~1990 年的平均值後的距平值。(TCCIP 計畫提供)

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。

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

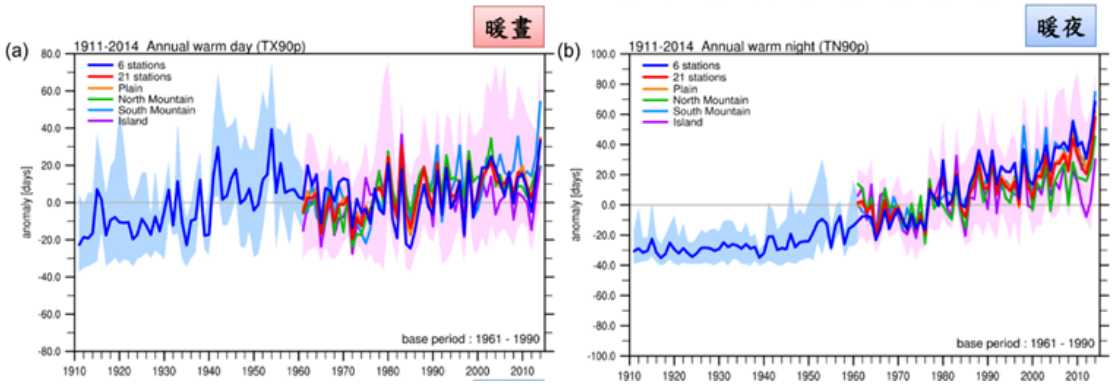


圖 S5.6 1910~2013 年逐年 (a) 暖晝、(b) 暖夜的日數減去 1961~1990 年氣候基期平均日數的距平值。藍色線條與陰影顯示 6 個百年測站的平均距平與各測站距平分布範圍，紅色線條與陰影顯示 21 個 (含 6 個百年測站) 有 52 年觀測紀錄測站的平均距平與各測站距平分布範圍。另標示了將 21 個測站分為 13 個平地站 (橘線)、2 個北部山區 (綠線)、3 個南部山區 (天藍線)、3 個外島 (紫線) 的平均距平值。(TCCIP 計畫提供)

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。

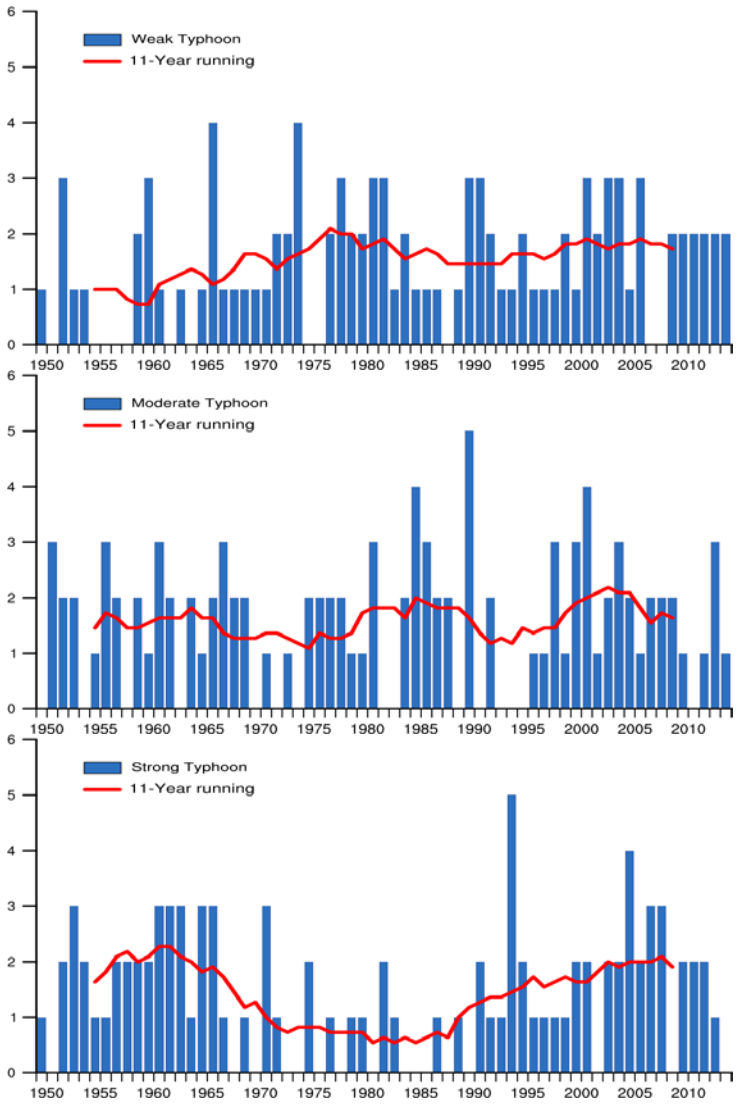


圖 S5.7　1950~2014 年期間，不同強度的颱風，每年進入臺灣海岸線 300 公里範圍內的個數時間序列圖。由上至下依序為輕度颱風 (34knots≦Vmax≦63knots)、中度颱風 (64knots≦Vmax≦99 knots)、強烈颱風 (Vmax≧100knots)。紅線代表 11 年滑動平均值，X 軸代表年份，Y 軸代表影響臺灣的颱風個數。(TCCIP 計畫提供)

大氣成分

本報告彙整分析了臺灣地區的二氧化碳 (CO_2)、甲烷 (CH_4)、臭氧 (O_3) 長期觀測資料與氣膠 (aerosol) 濃度的監測數據。二氧化碳 (CO_2) 濃度的增加被普遍認為是導致全球暖化現象的關鍵，而 CO_2 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 (CH_4, N_2O, O_3, CFCs) 的濃度更遠低於 CO_2，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 10μm 的微粒以 PM_{10} 表示，會沉積在肺部與氣管有害人體健康。

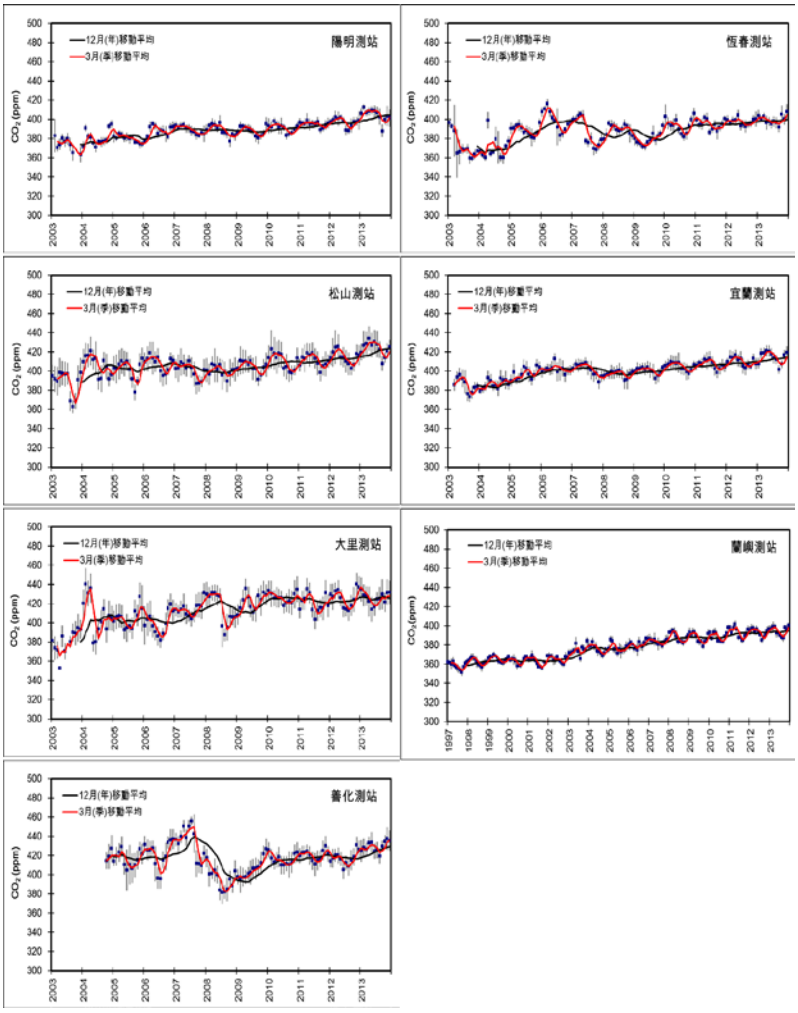


圖 S5.8 臺灣地區六個空氣品質監測站及蘭嶼氣象站之地表二氧化碳 (CO_2) 濃度月平均值時間序列。空氣品質監測站資料期間採用 2003~2013 年 (善化站起始於 2004 年 10 月)，蘭嶼氣象站資料期間為 1997~2012 年。誤差線代表以日平均值為基礎的月平均值標準偏差範圍。紅色實線為 3 個月移動平均，黑色實線為 12 個月移動平均，分別呈現觀測值的季節波動及變化趨勢。

近 20 年間 CO_2 濃度顯著增加的現象 (圖 S5.8)。蘭嶼站 1997 年的 CO_2 年

平均濃度為 358.5ppm，2004 年增加至 375.4ppm，陽明山和恆春站 2004 年的 CO_2 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 CO_2 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 CO_2 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 CO_2 濃度增加的現象。

O_3 濃度在過去 20 年間呈現顯著的增加趨勢，但總臭氧量 (O_3) 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，CH_4 濃度則無顯著的變化。大氣氣膠 PM_{10} 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。

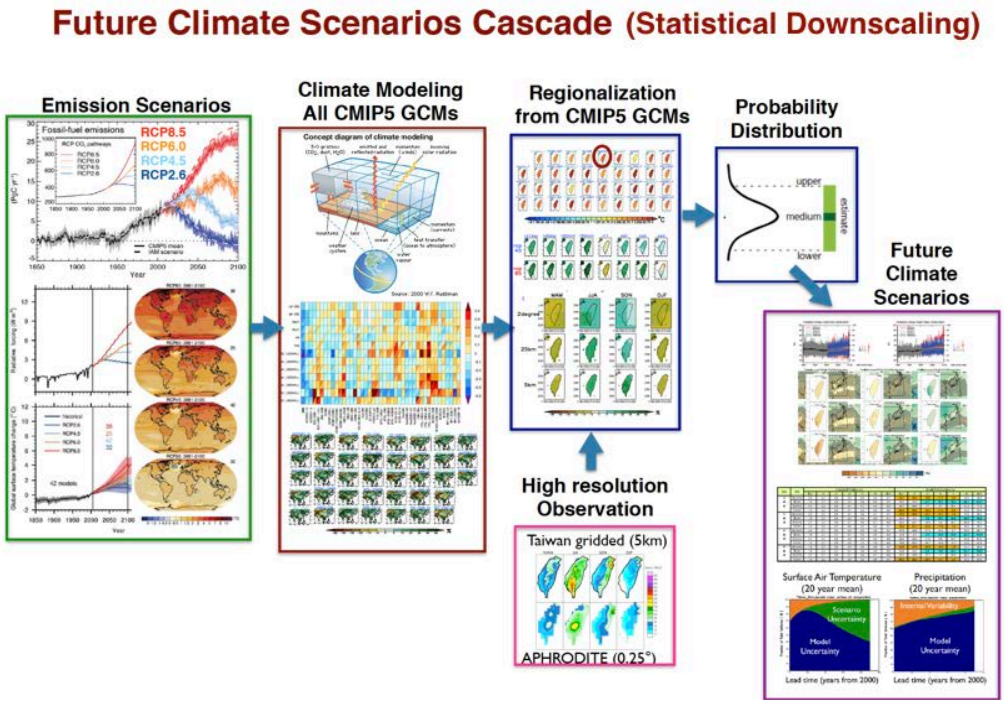


圖 S6.1　運用統計降尺度方法推估臺灣區域未來氣候變遷的流程示意圖。

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 2ºC；RCP6.0 情境下，全臺增溫非常可能超過 1ºC。而在 RCP8.5 情境下，全臺平均氣溫上升甚至將超過 2ºC；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。

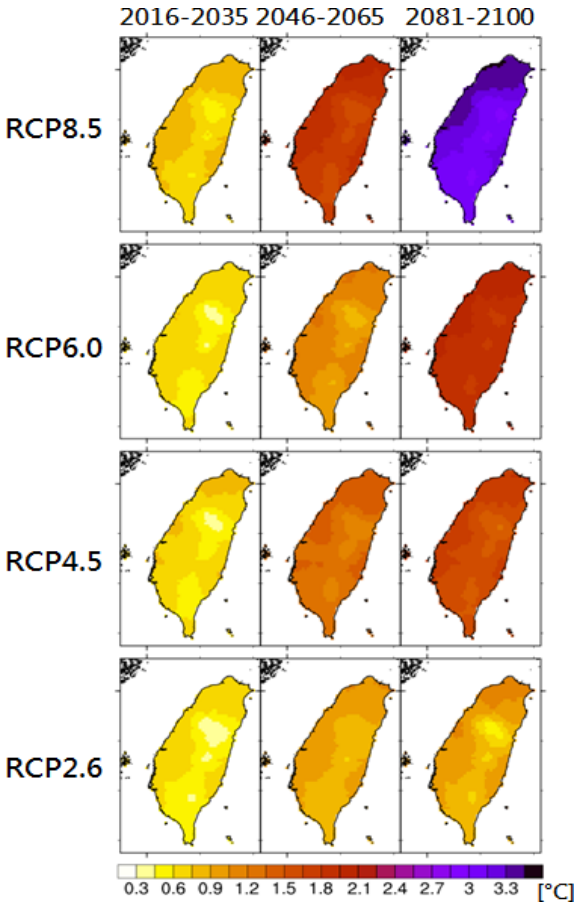


圖 S6.2 CMIP5 四個情境下的三種未來時段依據所有 IPCC 氣候模式所推估臺灣地區近地面氣溫氣候平均變化 (各時段減去 1986~2005 年平均變化) 的系集中位數，單位：°C。須注意不同情境在計算中位數時，氣候模式的數量並不相同。

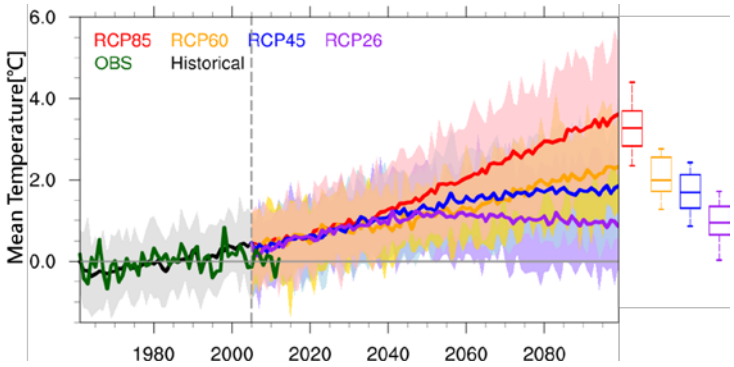


圖 S6.3 全臺灣區域平均年平均近地面氣溫的時間序列。圖右的盒鬚圖則是對應上述不同情境在 2081~2100 年時段平均的模式推估變化分佈特徵 (含 90, 75, 50, 25, 10 百分位)

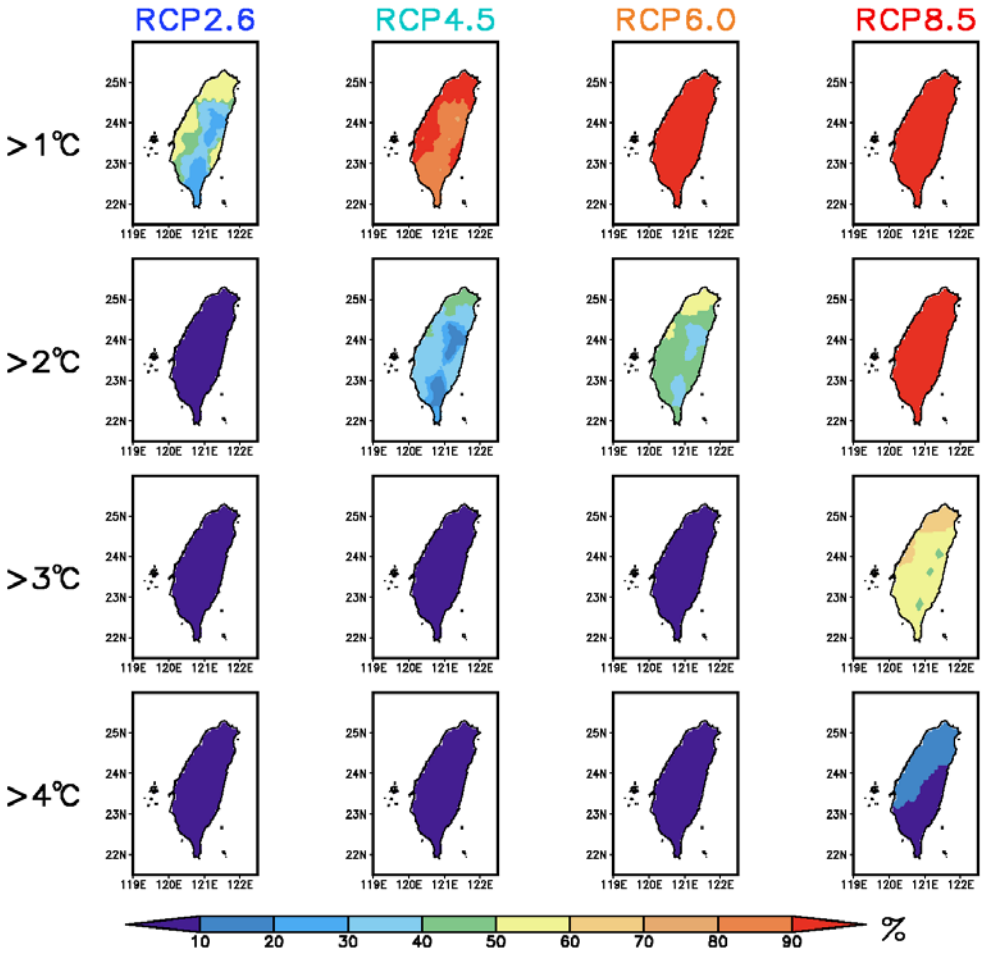


圖 S6.4　臺灣地區 5 公里解析度之四情境下，世紀末年均溫增加超過 1°C、2°C、3°C 與 4°C 之 CMIP5 模式推估機率分布圖。

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。

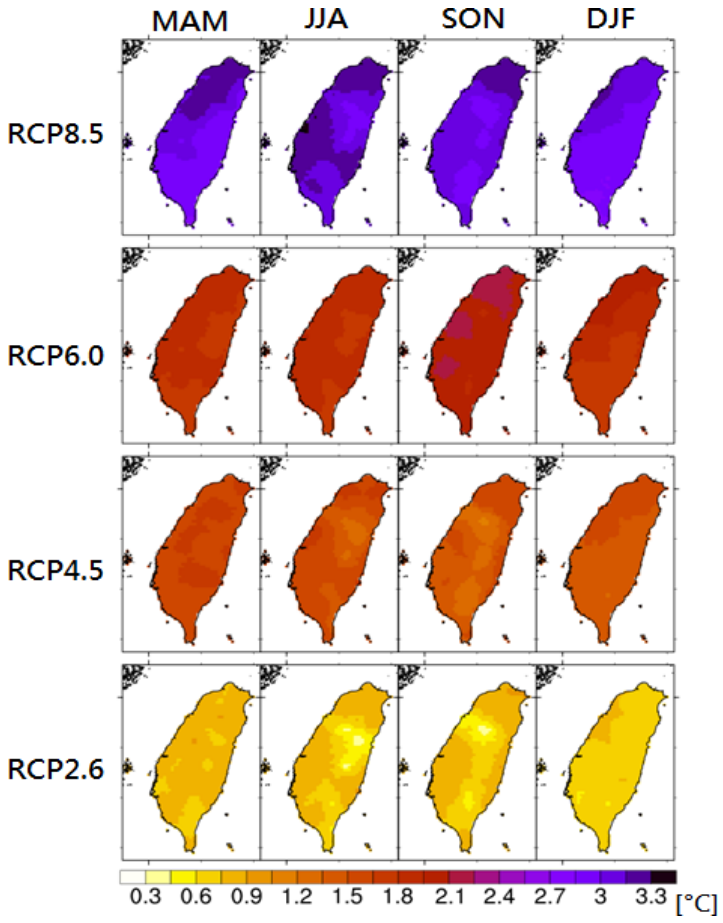
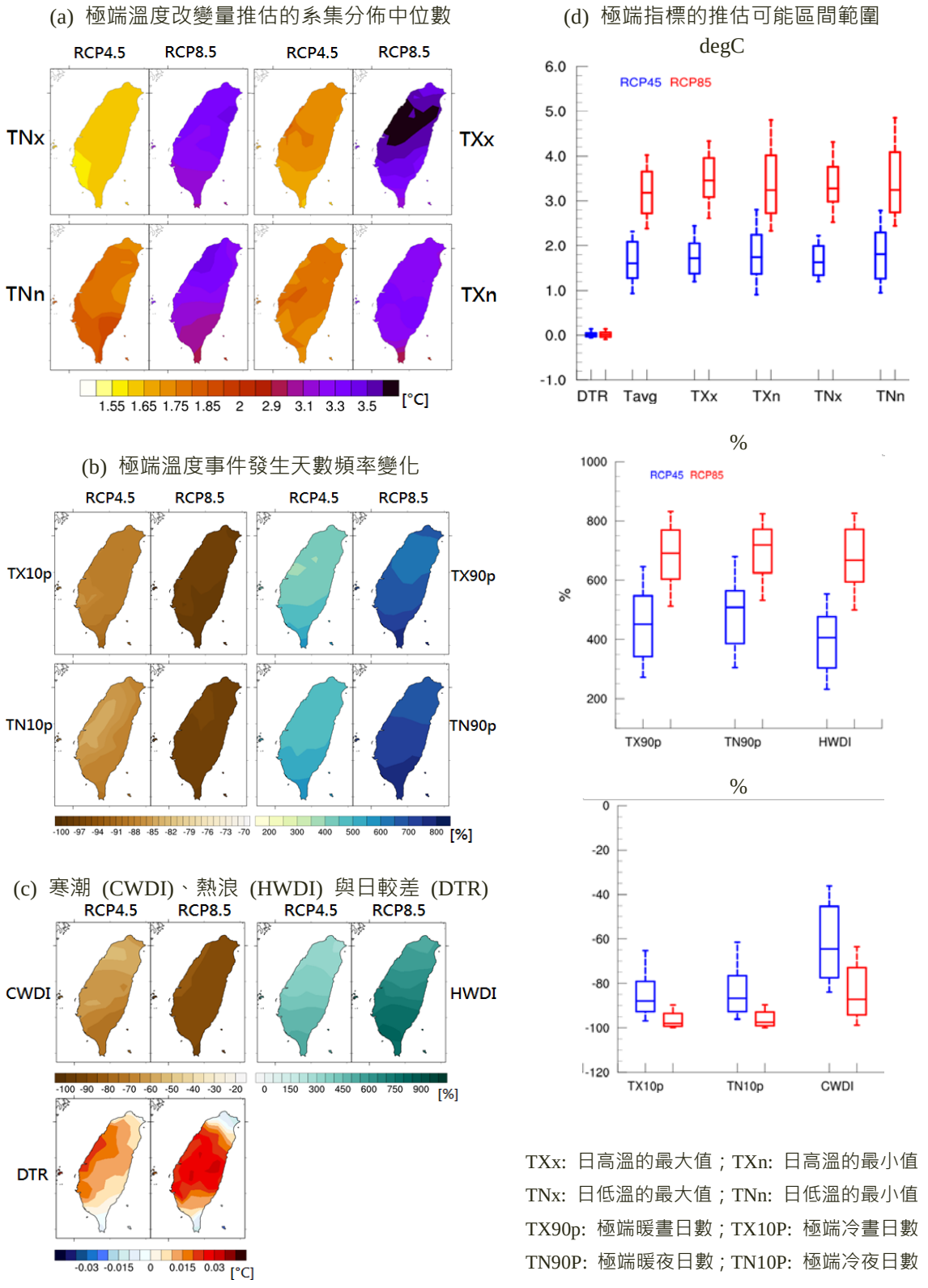


圖 S6.5　在四個情境下的四個不同季節在 21 世紀末臺灣地區近地面氣溫氣候季節平均變化。MAM、JJA、SON、DJF 分別代表北半球的春、夏、秋、冬季，單位：℃。

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。



TXx: 日高溫的最大值；TXn: 日高溫的最小值
TNx: 日低溫的最大值；TNn: 日低溫的最小值
TX90p: 極端暖晝日數；TX10P: 極端冷晝日數
TN90P: 極端暖夜日數；TN10P: 極端冷夜日數

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。

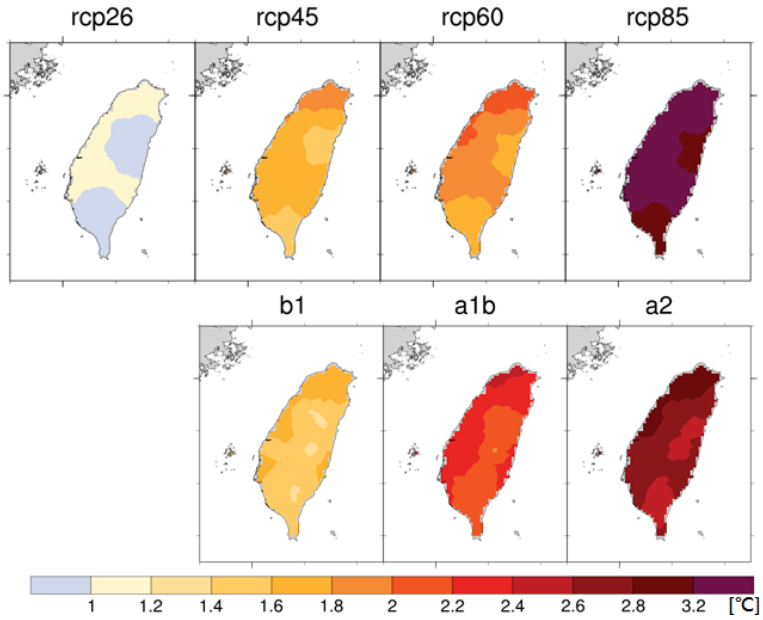


圖 S6.7　CMIP5 (上列：由左起分別為 RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0、RCP8.5 情境) 與 CMIP3 (下列：由左起分別為 B1、A1B、A2 情境) 模式中位數所推估 21 世紀末臺灣平均溫度變化的空間分佈。單位：ºC。

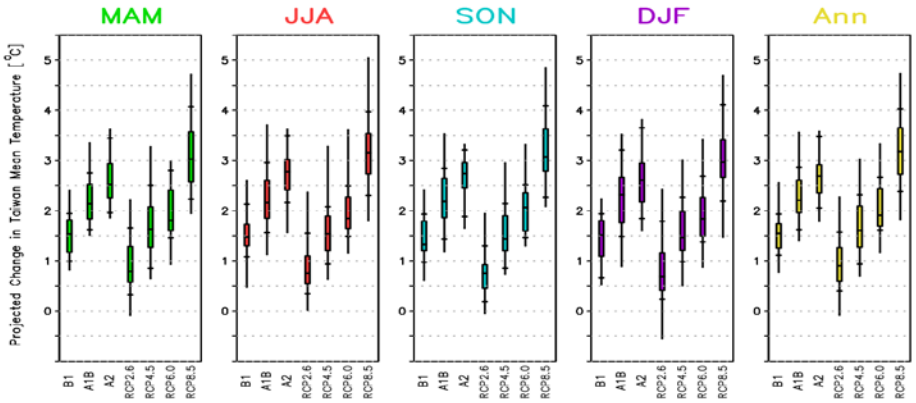


圖 S6.8、臺灣地區在 CMIP3 與 CMIP5 各情境下，21 世紀末增溫情形在春、夏、秋、冬與年平均之各模式最小、10、25 百分位值、中位數、75、90 百分位值與最大值。10 與 90 百分位值為盒鬚圖上所標的橫線。

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 (℃)						
		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

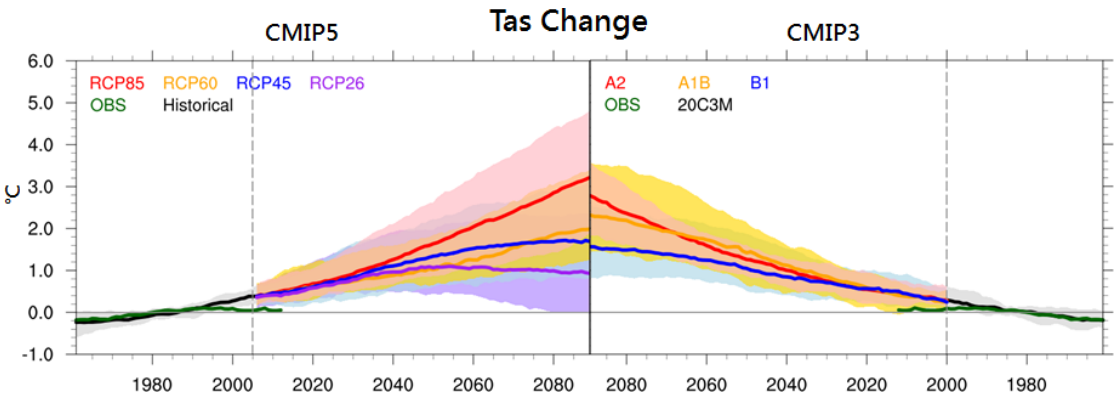


圖 S6.9　比較 CMIP5 與 CMIP3 在不同情境下，推估臺灣平均溫度距平隨時間的變化。觀測資料 (OBS) 為 TCCIP 產製的 5 公里網格資料。深色線條為模式中位數，線條所伴隨的淺色範圍則是不同模式推估的範圍。單位：^{o}C。

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。

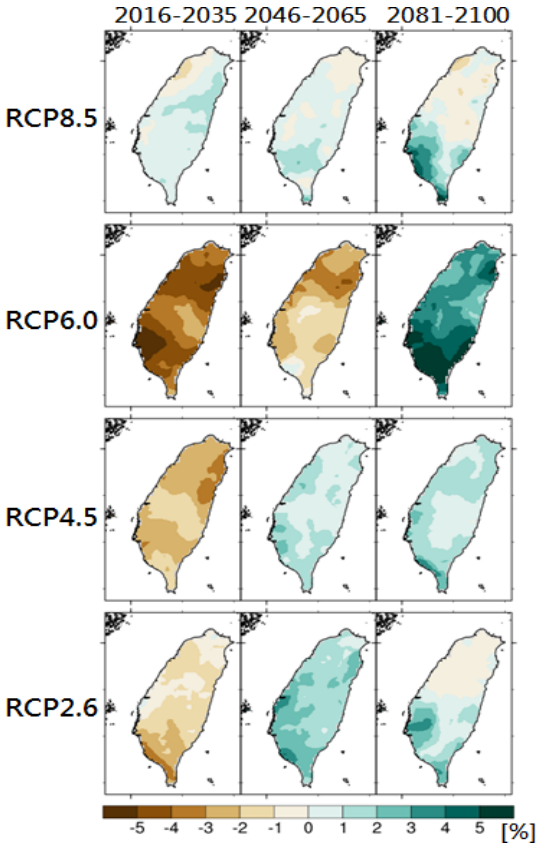


圖 S6.10 CMIP5 四種情境下，所有模式的中位數推估臺灣地區雨量平均變化率 (各時段減去 1986~2005 年平均變化)。單位：%。

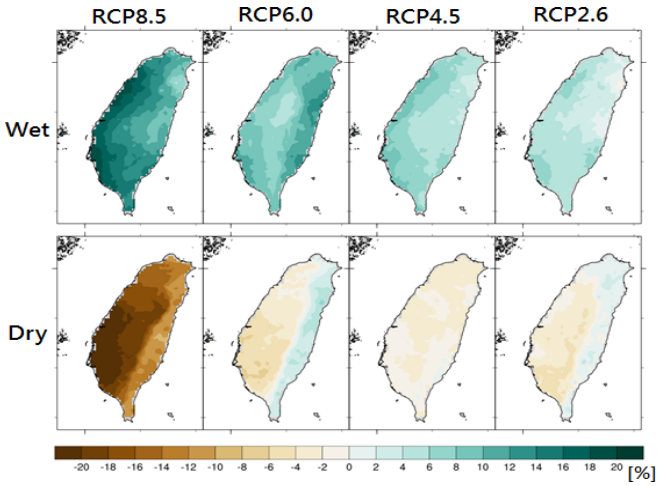


圖 S6.11 在四種 CMIP5 未來發展情境下，推估臺灣地區降雨之乾 (Dry：11~4 月)、濕 (Wet：5~10 月) 季，模式中位數降雨變化率 (2081~2100 年減去 1986~2005 年平均變化率)。單位%。

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。

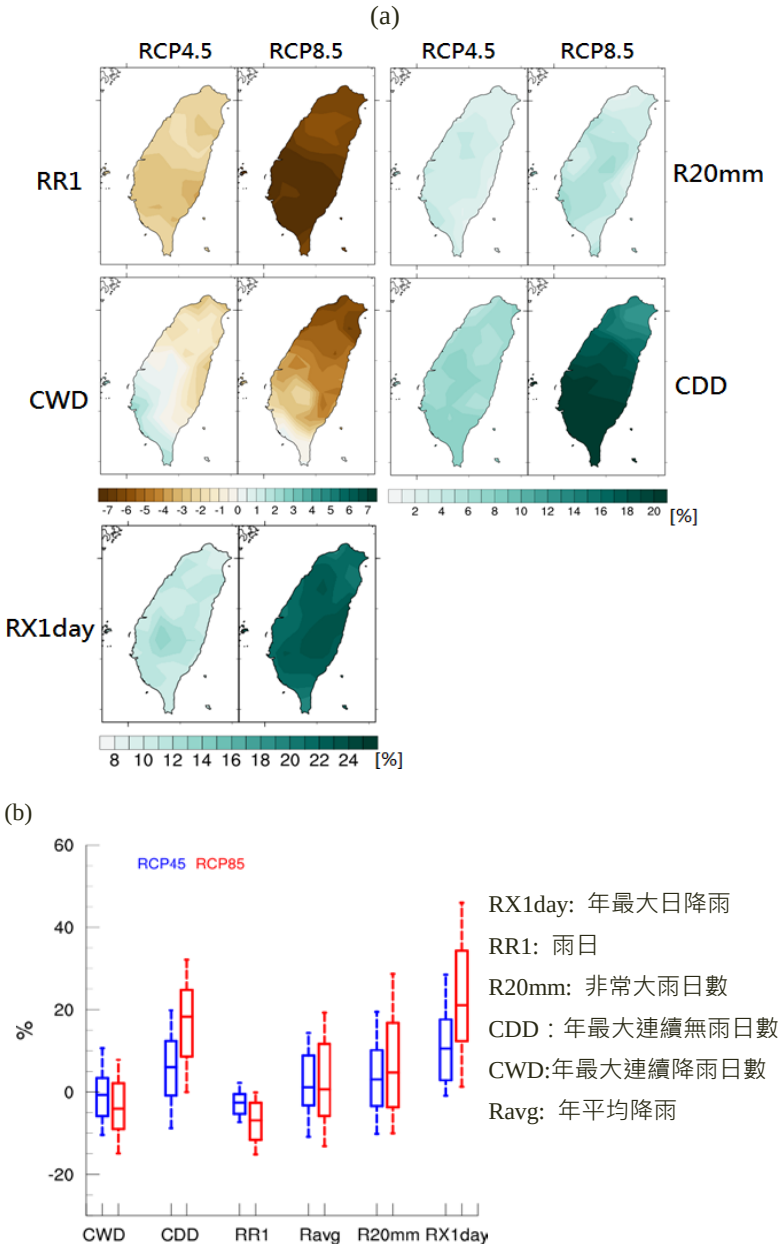


圖 S6.12 在 RCP4.5 與 RCP8.5 情境下，臺灣世紀末 (2081~2100 年) 極端降雨變化的 (a) 空間分布及 (b) 改變率盒鬚圖。

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。

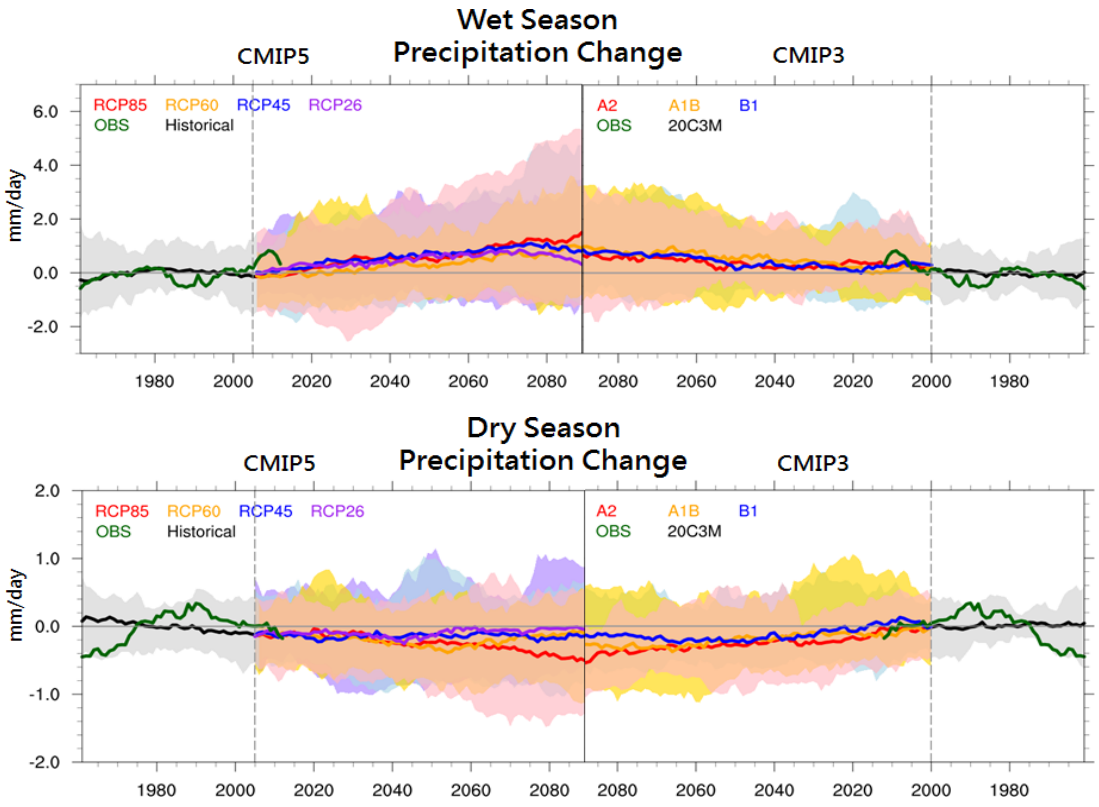


圖 S6.13 比較 CMIP5 與 CMIP3 推估臺灣濕季 (5~10 月)、乾季 (11 月至隔年 4 月) 年平均降雨量的時序變化 (經 20 年滑動平均)，其中觀測資料 (OBS) 為 TCCIP 產製的 5 公里網格資料。單位：mm/day。

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)。

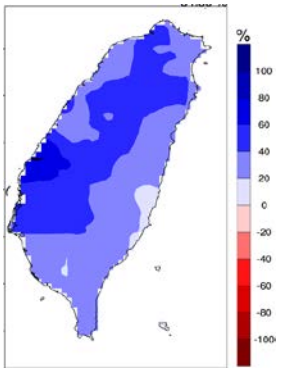


圖 S6.14 颱風降雨氣候值在 21 世紀末的改變率的空間分布圖。

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。

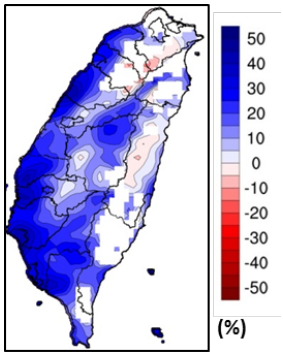


圖 S6.15 推估 21 世紀末的梅雨季總降雨改變率分布圖。單位：%

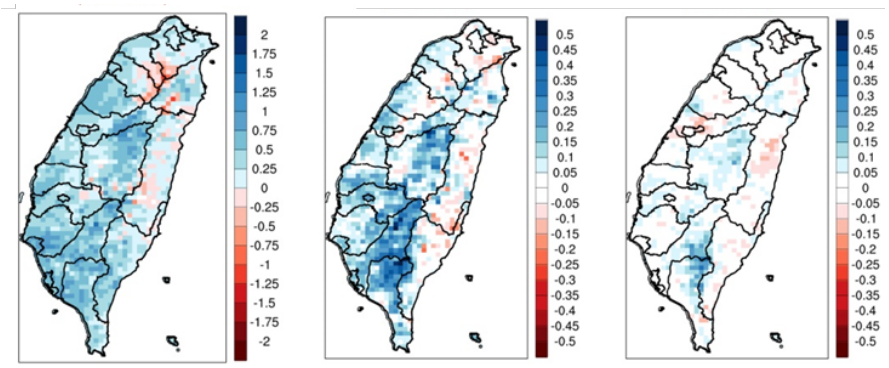


圖 S6.16 推估 21 世紀末 (2075~2099 年) 日累積雨量大於 50、130 及 200 mm (從左至右) 頻率變化分布。單位：天數/月。

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閥值溫度較東半部高；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。

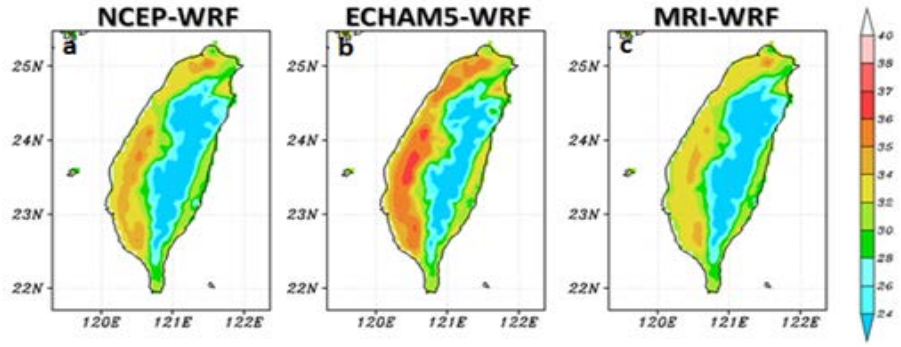


圖 S6.17 三組降尺度在 20 世紀末時期所推估臺灣地區之高溫日閥值溫度分布，分別為 (a) NCEP-WRF、(b) ECHAM5-WRF 及 (c) MRI-WRF 的推估結果。單位：ºC。

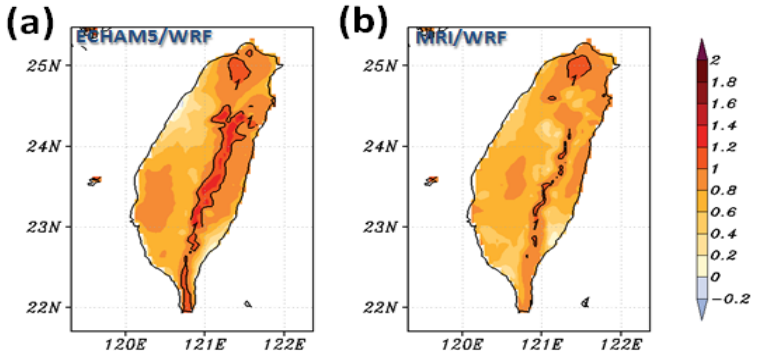


圖 S6.18 21 世紀末時期臺灣地區高溫日平均溫度的改變量，分別為 (a) ECHAM5-WRF 與 (b) MRI-WRF。等值線溫度為 1ºC，單位：ºC。

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)。

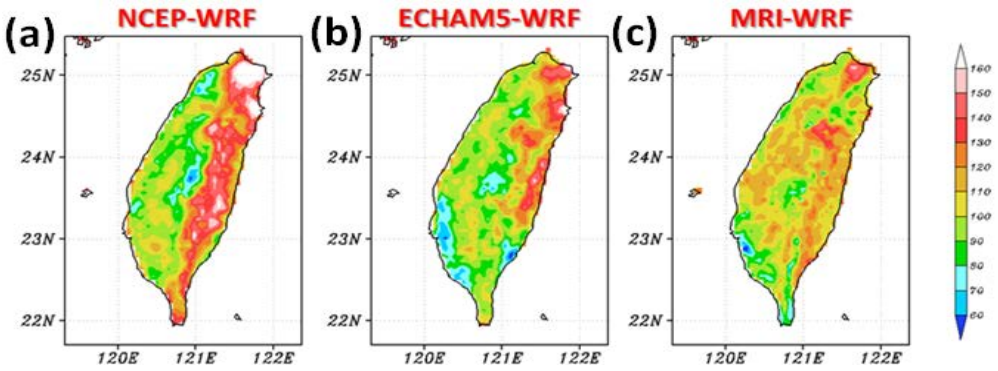


圖 S6.19　20 世紀末時期臺灣地區熱浪發生日數分布。單位：日/年。

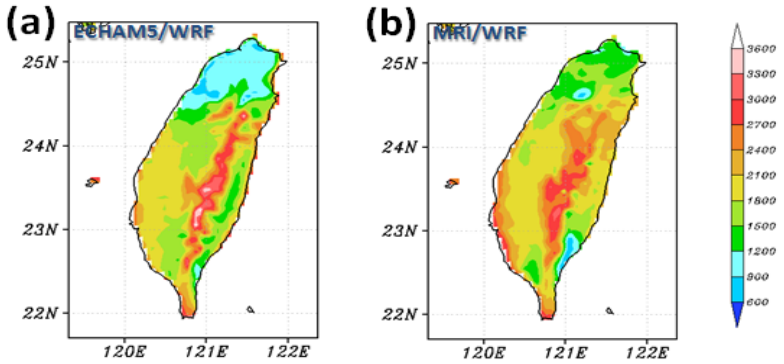


圖 S6.20　21 世紀末時期臺灣地區熱浪發生日數分布。單位：日/年。

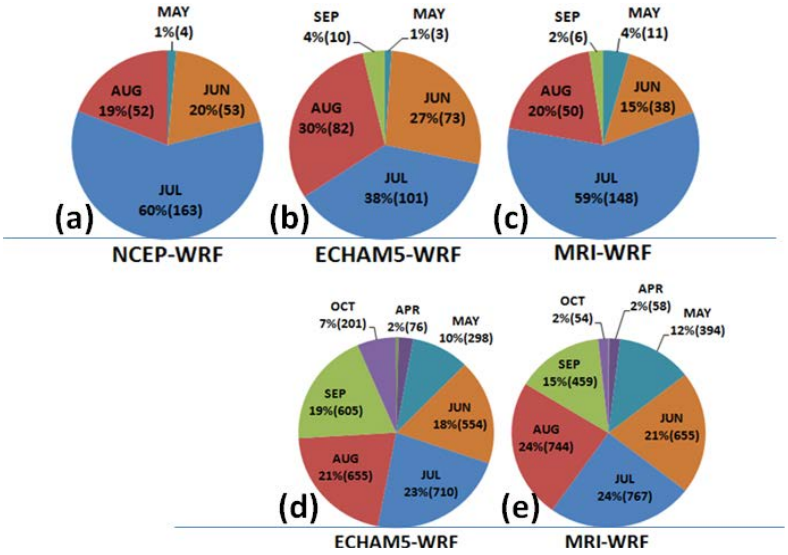


圖 S6.21　20 世紀末時期 (a) NCEP-WRF、(b) ECHAM5-WRF 及 (c) MRI-WRF 熱浪發生的月份分布以及 21 世紀末時期 (d) ECHAM5-WRF 與(e) MRI-WRF 熱浪發生的月份分布。括號內的數字為熱浪發生日數。

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 3ºC、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	
	EH5-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，是從事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	* 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。	* 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	* 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。	* 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“重大颱洪事件對坡地的衝擊” 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；但若要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所及，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。

第一章　全球氣候變遷

周佳[1,2]、陳維婷[2]、羅敏輝[2]、李威良[1]、李時雨[1]、陳昭安[1]、
許晃雄[1]、藍嘉偉[2]、黃筱晴[2]、王啟芸[2]、劉千義[3]、蘇世顥[4]
[1]中央研究院環境變遷研究中心、[2]國立臺灣大學大氣科學系、
[3]國立中央大學大氣科學系、[4]中國文化大學大氣科學系

摘要

本章彙整全球氣候變遷相關的最新研究。觀測資料一致顯示全球地表氣溫明顯上升，過去百餘年 (1880~2012 年) 約增加 0.85ºC，同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。全球陸地平均降水量在百年內長期上升，然而，近 30 年呈現減少趨勢。

降水量變化有明顯地區性差異，1950 年後赤道與南半球陸地降水減少，北半球中高緯度地區則增加。極端天氣事件方面，高溫、熱浪，極端降雨以及北大西洋強熱帶氣旋活動均顯著增加，然而空間分布上除了極端溫度的變化較為一致，降雨、旱災與熱帶氣旋活動等極端事件的變化趨勢則隨區域不同或缺乏統計信心度。

由雲量及雲物理特性的變化觀測，推估雲對氣候的整體影響可能是額外製造暖化的正回饋作用，然而模式與觀測資料對此評估的不確定性很高。氣膠可與輻射及雲產生交互作用影響輻射收支，然而目前氣膠作用的模擬，尤其是氣膠與雲交互作用以及後續的回饋機制推估仍有極大不確定性。

整體而言，自 1750 年至 2011 年，人類活動所造成的有效輻射強迫作用為 2.29W m^{-2}，遠大於同時期太陽輻射強度增加所造成的 0.05W m^{-2}，其中最主要暖化貢獻來自均勻溫室氣體，而人為排放之氣膠與人為活動改變地表型態則稍微減緩暖化效應，總體有效輻射強迫作用分別為-0.9W m^{-2} 與-0.15W m^{-2}。

古氣候記錄顯示大氣二氧化碳 (CO_2) 濃度是冰期－間冰期氣候循環上的重要調控因子，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。透過儀器觀測與代用數據的比對，顯示 1983 年至 2012 年非常可能是北半球年均溫在過去 800 年中最暖的 30 年。

對於未來氣候變遷的推估，政府間氣候變遷專門委員會第五次評估報告 (IPCC AR5) 設定了四組代表濃度途逕 (RCP)，針對溫室氣體排放、氣膠排放、土地型態等因子未來變遷的不同情境進行數值模擬。雖然有其不確定性，但模式顯示 21 世紀末全球平均氣溫與降水量會升高，惟空間分布不均勻，具明顯區域特性；北半球冰雪覆蓋面積將顯著縮小，但縮小程度隨模擬情境不同而異。未來氣候變遷推估發現海冰、永凍土等回饋機制均可能提高北極溫度敏感度，造成北極放大現象，使北極成為未來暖化最劇烈的地區。

1.1 前言

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，與一些新近發表但尚未被 IPCC 報告引用的研究，以及臺灣本地學者的相關研究，彙整目前對全球氣候變遷狀況的最新瞭解。本章前半部以現代儀器觀測資料分析的結果探討近百年來地表與大氣溫度的變化趨勢 (1.2 節)、降水及水文循環的改變 (1.3 節)、極端天氣事件強度與頻率的變化 (1.4 節)、雲與氣膠對氣候的作用以及輻射收支的改變 (1.5 節)。後半部則介紹古氣候 (1.6 節)、探討北極放大現象以及相關機制 (1.7 節)，最後則以氣候模式進行未來氣候推估 (1.8 節)。

本章針對結果可信度與不確定性的文字描述，都依據 IPCC 所使用的專門術語，並以單引號 (「」) 標示，這些描述所對應的量化機率，在文字框 1.1 均有說明。數值部分如有提供不確定範圍的推估結果，則以方括號 ([ ]) 標示。

1.2 溫度

1.2.1 地表溫度

由於一些人為因素，IPCC 第四次氣候變遷評估報告 (AR4) 中地表溫度的變

化曾遭到一些質疑，所以 IPCC AR5 選取了更多不同的資料來源，確保資料的客觀與一致性。此外，IPCC AR4 強調溫度上升的速率有增快的趨勢，主要是受到年代際變化的影響，所以 AR5 也特別強調此點。

文字框 1.1: 對不確定性的處理

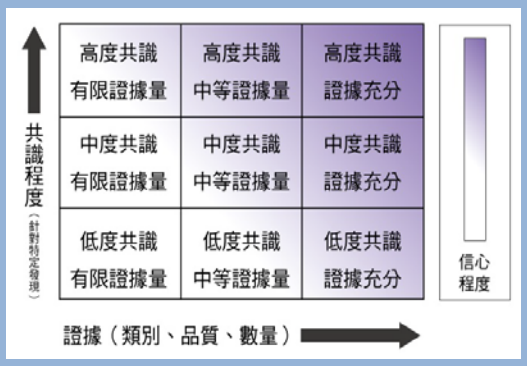
IPCC 第五次評估報告依據兩個衡量標準來表達重要發現的不確定程度：

- 根據證據的類型、數量、品質，以及從對機制的瞭解程度、學理、數據、模式、專家意見等的共識程度給予信心度；信心程度以**定性**方式表示。
- 根據觀測值和模擬結果的統計分析以及專家判斷**量化**不確定性，並以機率表示。

IPCC 第五次報告的不確定評估方式與第四次評估報告差異明顯，無法直接比較前後版本的不確定性評估結果，且針對某些極端事件，評估方向已有所不同，因此不適宜將兩者直接做比較。

IPCC 第五次評估報告中每項主要發現的信心程度是作者團隊依據上述兩種衡量標準對該項發現所作的綜合判斷；如果不確定性可以用機率量化，作者團隊就會以標準化的“可能性”或“機率”更精準的表述該項發現的特徵。除非另有說明，「高可信度」或「非常高可信度」都是作者團隊對該項發現評量後所給予的“可能性” 描述。

下圖以術語概要描述現有證據質量 (有限的、中等的、充分的) 以及共識程度 (低度、中等、高度) 的關係。二者的關係是有彈性的；在評估一項證據的共識程度後給予不同等級的信心度，當證據質量增加與共識度增高，信心程度就會增強。



信心程度用顏色深淺表示，越往右上角顏色越深表示可信度越高。一般來說，當有最大量證據，共識程度最高及可信度最高時表示證據最充分。

下列術語用來表示評估的可能性：

專門用語	發生機率
幾乎確定	99%~100%
非常可能	90%~100%
可能	66%~100%
或許可能	發生機率 33%~66%
不可能	發生機率 0 ~33%
非常不可能	發生機率 0 ~10%
幾乎不可能	發生機率 0 ~1%

由於對北半球高緯度陸地上資料的改進，IPCC AR5 所使用的資料較 AR4 一致，不同資料之間的差距較年際變化和長期趨勢來得小，因此資料間差異不影響分析結果。根據 HadCRUT4 (Morice *et al.*, 2012)、MLOST (Vose *et al.*, 2012)、GISS (Hansen *et al.*, 2010) 這三組將海洋與陸地合併統計後的全球平均溫度的獨立觀測資料 (圖 1.1 與圖 1.2)，全球地表溫度自從 19 世紀末「幾乎確定」[1](virtually certain) 有增加，在 1880 年至 2012 年間增加 0.85°C [0.65~1.06][2]，在 1901 年至 2012 年間增加 0.89°C [0.69~1.08]，1951 年至 2012 年間增加 0.72°C [0.49~0.89]，且統計上均有「高」可信度 (high confidence)。在有溫度計記錄以來，過去三個 10 年的變化遠較於過去任何 10 年都要來暖和許多，特別是 21 世紀的第一個 10 年是最暖的 10 年。最熱的 10 年均發生在 1997 年之後，其中 2005 年和 2014 年是有記錄以來最熱的年份。

雖然全球地表溫呈現明顯上升的趨勢，但上升速度在不同年代 (decade, 10 年) 卻有所不同 (圖 1.1)。根據前述資料，1998~2012 年的增溫率約為每 10 年增加 0.05°C [-0.05~0.15] 略小於 1951-2012 年的每 10 年增溫 0.12°C [0.08~0.14]。

此類短時期趨勢分析結果對於起迄年份十分敏感。舉例來說，15 年的統計時間若分別以 1995 年、1996 年及 1997 年開始計算，則增溫率為每 10 年 0.13°C

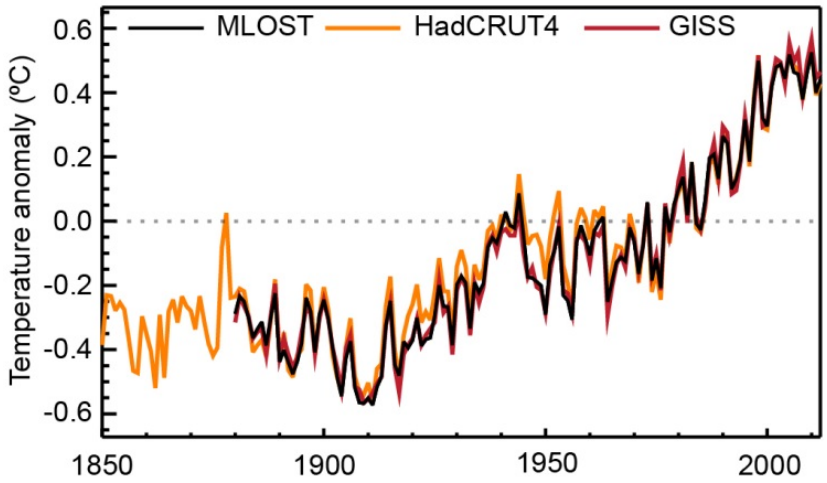


圖 1.1 三種不同觀測資料的全球平均地表溫度年均距平時間序列 (合併陸地與海洋資料，以 1961~1990 年之氣候平均值為計算基準) (摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 2.20)

[1] 可信度與不確定性描述文字所代表的量化機率請參考文字框 1.1。

[2] 中括號[ ]內數據為範圍值。

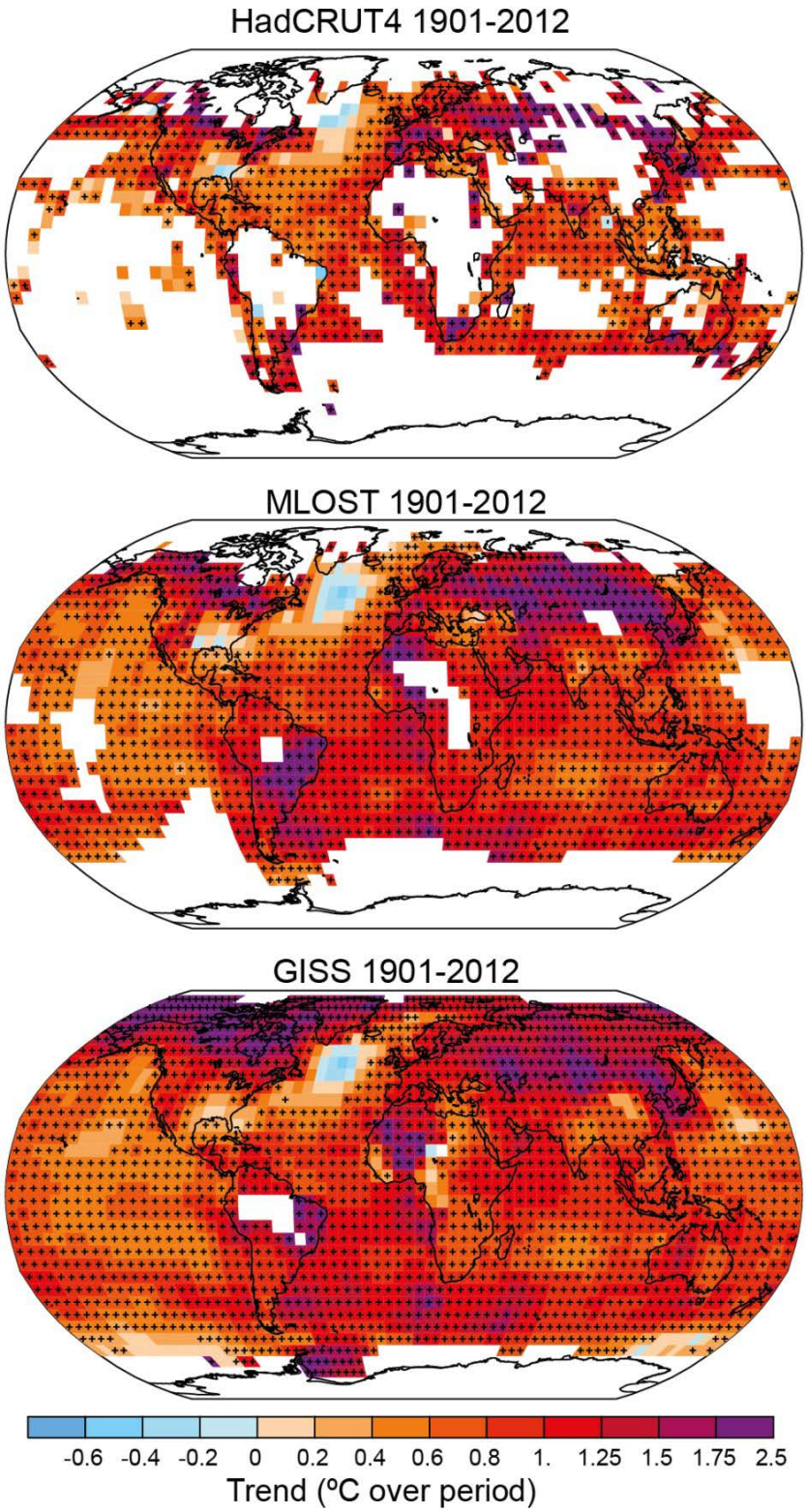


圖 1.2　由三種不同觀測資料計算所得 1901~2012 年全球地表溫度長期趨勢的空間分布 (每 10 年的溫度改變量，單位：ºC)，白色網格代表資料不足或缺值，黑色十字符號標示溫度改變趨勢具有統計顯著性 (90%信心區間) 的網格。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 2.21)

[0.02~0.24]、0.14°C [0.03~0.24] 與 0.07°C [-0.02~0.18]。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，這種暖化遲滯的現象 (hiatus) 可能是受到年代際的影響 (Kosaka and Xie, 2013)，造成海洋儲存了一部份的能量所致。另一種可能則和北極的觀測資料匱乏有關，特別是當北極是地球表面主要快速增溫的區域之一，如果無法正確加入這些影響，地表平均溫度的變化就相對較小 (Cowtan and Way, 2014；Curry, 2014)。

對於區域溫度的變化，信心度則相對較低，特別是南極洲的變化。大部分資料顯示南極洲整體的溫度在增加；但是由於年際與年代際的影響和其變化強度的不確定性，此增溫趨勢為「低」可信度。近年來新增許多地面觀測點，特別是海表溫度 (Sea Surface Temperature, SST) 的觀測，又有衛星溫度反演推估資料的加入；分析全球地表溫度時，這些資料有助於瞭解誤差及系統性偏差。

此章探討的地表溫度為全球或大範圍區域平均值，在部分快速發展的都市或土地利用變遷劇烈的地區，受熱島效應和土地利用的影響，區域性地表溫度可能發生更大的變動。IPCC AR5 第二章也討論到全球平均地面溫度的升溫趨勢，是否受到測站局地熱島效應或土地利用改變，而造成高估升溫趨勢的偏差。在比較了都市測站與郊區測站的觀測紀錄，並根據各種陸地溫度再分析資料共同呈現的一致性，IPCC AR5 評估此類效應對前述的百年全球地面溫度趨勢的貢獻「不可能」超過 10%。

1.2.2 中高對流層和平流層溫度

IPCC AR5 根據探空資料和衛星觀測分析對流層與平流層溫度變化趨勢，且納入更多的校驗比對及一些新的分析方法。所得結果「幾乎確定」自 20 世紀中葉以後全球對流層的溫度在增加中，平流層的溫度則在減少中 (圖 1.3)，主要原因為對流層內二氧化碳 (CO_2) 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。但這一個觀測趨勢統計的可信度為「中等」，較地面溫度變化趨勢的可信度低。此外，肇因於觀測資料在空間上的不均勻分布，對流層的溫度空間上的變化率僅在觀測樣本數較佳的北半球中高緯度信心度較高 (中度)。另一方面，對流層溫度在垂直方向的變化則因資料的不同而有差異，所以其信心度相對較低，僅在北半球中高緯度陸地上因為有較多的探空資料而達到「中等」可信度。

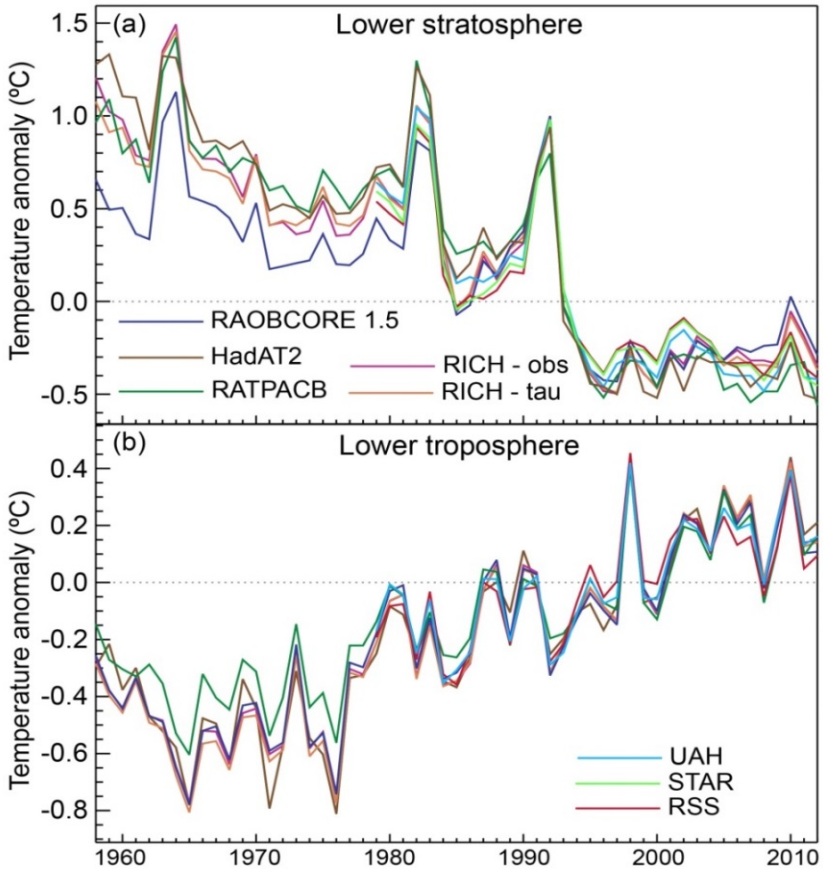


圖 1.3　觀測所得全球平均 (a) 低平流層與 (b) 低對流層溫度年均距平時間序列，以 1981~2010 年之氣候平均值為計算基準 (摘自 IPCC AR5, 2013, Figure2.24)

1.3 降水及水循環

1.3.1 降水

IPCC AR4 分析 GHCN (Vose *et al.*, 1992) 和 CRU (Mitchell and Jones, 2005) 降水觀測資料，發現 1900 年至 2005 年 30°N 以北陸地上的降水量普遍增加；由於全球平均年降水量有增加趨勢，但是觀測資料相對不足，且不具統計顯著性。熱帶陸地地區降水量自 1970 年後有下降的趨勢，其他緯度地區因測站不足，平均降水量長期趨勢可信度比較低。

IPCC AR5 中使用了更多組且更新的陸地降水觀測資料，包括：GHCN V2 (Vose *et al.*, 1992)、CRU TS 3.10.01 (Mitchell and Jones, 2005)、GPCC V6 (Becker *et*

al., 2013) 和一組重建的降水資料 (Smith *et al.*, 2012)。四組資料採用的雨量站數目並不相同，但均顯示 1901 年至 2008 年間全球陸地平均降水量有上升的趨勢，其中有三組資料 (CRU、GHCN 與 Smith *et al.*, 2012) 具有統計顯著性 (參見表 1.1，圖 1.4)，其中 CRU 觀測資料估算的趨勢最強，每 10 年全球年均降水量增加 2.77±1.46mm；Smith *et al.* (2012) 觀測資料估算的趨勢則最弱，每 10 年增加 1.01±0.64mm。1951 年至 2008 年的最近五十多年間，有三組資料 (CRU、GHCN 與 GPCC) 呈現全球平均降水量減少的趨勢，每 10 年減少 1.54±4.50mm 至 2.77±3.92mm，僅 Smith *et al.* (2012) 估算降水量有微弱增加趨勢 (每 10 年增加 0.66±2.07mm)，但與百年降水量的趨勢估算相比，四組資料對此短期趨勢估算的可信度均較低。

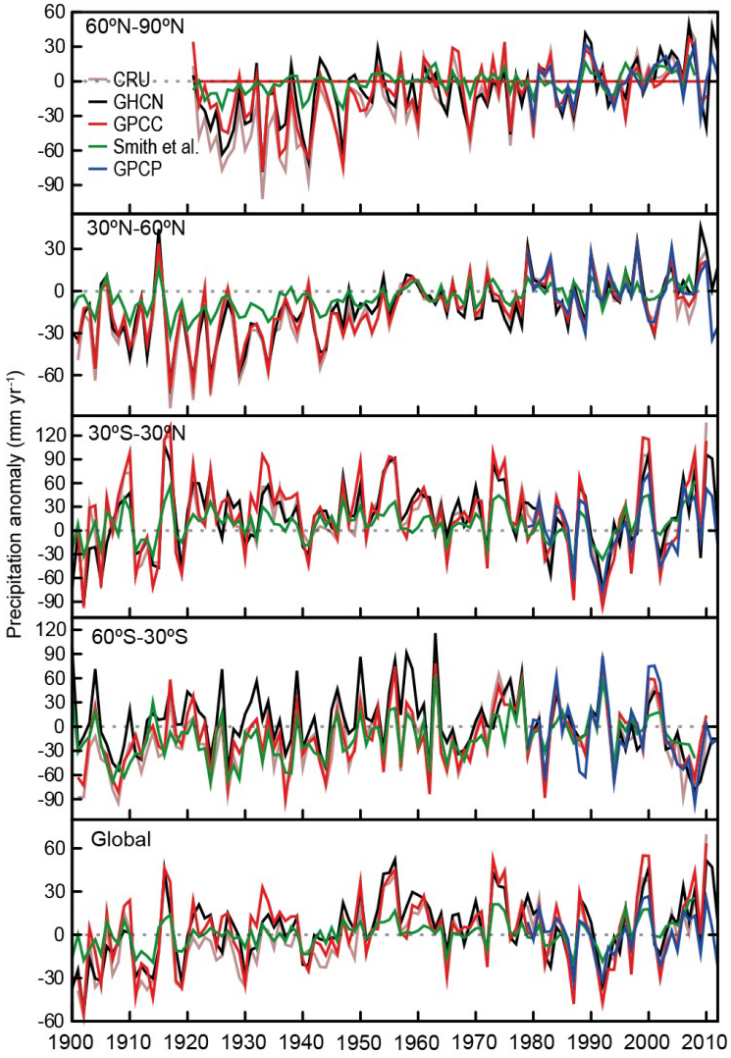


圖 1.4　陸地年降水量在四個不同緯度圈(第 1~4 子幅) 以及全球平均 (第 5 子幅) 的距平值時間序列，四組色線分別代表不同的觀測資料組。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 2.28)

針對不同緯度圈計算陸地平均降水趨勢 (表 1.2)，三組資料 (CRU、GPCC 與 GHCN) 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。Smith *et al.* (2012) 之觀測資料則顯示所有緯度圈的陸地降水量在 1951 年至 2008 年間有微弱增加趨勢。

表 1.1　由四組觀測資料估算所得全球平均陸地年降水量分別在 1901~2010 年與 1951~2010 年的變化趨勢。(IPCC AR5, 2013, Table 2.9)

Data Set	Area	Trends in mm yr^{-1} per decade	
		1901–2008	1951–2008
CRU TS 3.10.01 (updated from Mitchell and Jones, 2005)	Global	2.77 ± 1.46	–2.12 ± 3.52
GHCN V2 (updated through 2011; Vose et al., 1992)	Global	2.08 ± 1.66	–2.77 ± 3.92
GPCC V6 (Becker et al., 2013)	Global	1.48 ± 1.65	–1.54 ± 4.50
Smith et al. (2012)	Global	1.01 ± 0.64	0.68 ± 2.07

表 1.2　由四組觀測資料估算所得陸地降水量在四個不同緯度圈平均的線性趨勢。(摘自 IPCC AR5, 2013, Table 2.10)

Data Set	Area	Trends in mm yr^{-1} per decade	
		1901–2008	1951–2008
CRU TS 3.10.01 (updated from Mitchell and Jones, 2005)	60°N–90°N	–	5.82 ± 2.72
	30°N–60°N	3.82 ± 1.14	1.13 ± 2.01
	30°S–30°N	0.89 ± 2.89	–4.22 ± 8.27
	60°S–30°S	3.88 ± 2.28	–3.73 ± 5.94
GHCN V2 (updated through 2011; Vose et al., 1992)	60°N–90°N	–	4.52 ± 2.64
	30°N–60°N	3.23 ± 1.10	1.39 ± 1.98
	30°S–30°N	1.01 ± 3.00	–5.15 ± 7.28
	60°S–30°S	–0.57 ± 2.27	–8.01 ± 5.63
GPCC V6 (Becker et al., 2013)	60°N–90°N	–	2.69 ± 2.54
	30°N–60°N	3.14 ± 1.05	1.50 ± 1.93
	30°S–30°N	–0.48 ± 3.35	–4.16 ± 9.65
	60°S–30°S	2.40 ± 2.01	–0.51 ± 5.45
Smith et al. (2012)	60°N–90°N	–	0.63 ± 1.27
	30°N–60°N	1.44 ± 0.50	0.97 ± 0.88
	30°S–30°N	0.43 ± 1.48	0.67 ± 4.75
	60°S–30°S	2.94 ± 1.40	0.78 ± 3.31

降水量在不同地區的變異很大。1901 年至 2010 年間全球降雨趨勢的空間分布 (圖 1.5a) 顯示，除了美國西部與地中海地區以外，美國與歐洲大部份地區的降水有增加趨勢；但是，除了美國與歐洲，大部份的地區都缺乏 1950 年前的降雨測站資料，百年間趨勢的可信度較低。1950 年後 (圖 1.5b)，三組資料 (CRU、GPCC 與 GHCN) 已涵蓋全球大部份的陸地區域，除了格陵蘭島、南極大陸、非洲與沙烏地阿拉伯半島等地；三組資料皆顯示在美國西部、地中海沿岸、中國華北平原與澳洲東南部的降水呈現減少的趨勢。

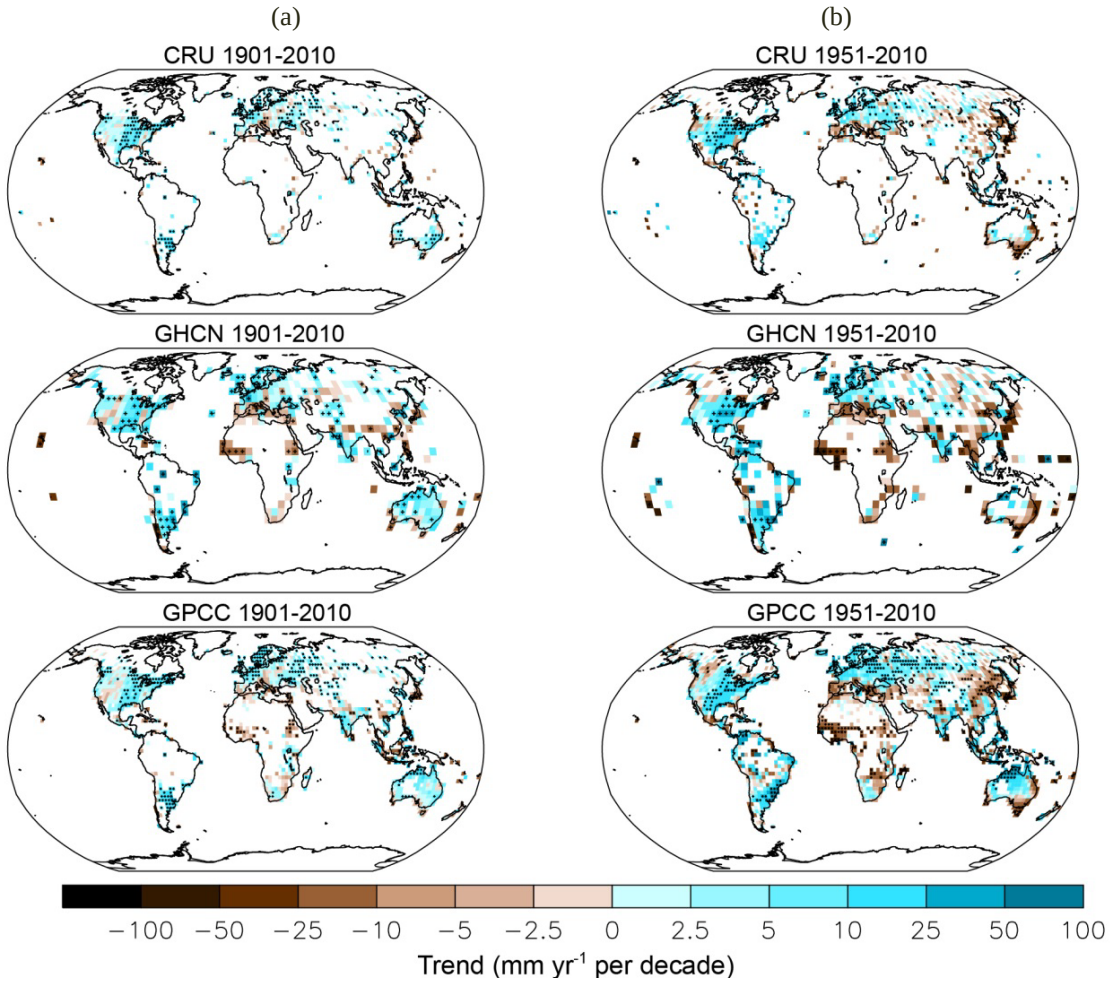


圖 1.5　陸地上年降水量趨勢在 (a) 1901~2010 年與 (b) 1951~2010 年的空間分佈，趨勢值的單位為每十年年降水量改變的毫米數，藍色區域代表降水量有增加趨勢，棕色區域代表降水量有減少趨勢。黑色+號標示趨勢具有統計顯著性的網格點。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 2.29)。

在降雪量的觀測統計方面，IPCC 在 AR4 中並沒有給出定論。在部分區域降雪是增加的 (例如加拿大多數地區、北歐和俄羅斯)，而在近地表年均溫接近 0ºC 的區域，降雪量則有減少的趨勢。在 IPCC AR4 之後，許多研究針對北美、日本與瑞士的降雪量進行較深入的分析。在美國西部與中部，越來越多的冬季降水是以降雨 (液態) 而非降雪 (固態) 的相態產生 (Knowles *et al.*, 2006；Feng and Hu, 2007；Kunkel *et al.*, 2009)；但根據 Kunkel *et al.* (2009) 的研究，北美五大湖的降雪是增加的。在日本降雪量氣候值較高的地區，降雪量呈現減少的趨勢 (Takeuchi *et al.*, 2008)。Serquet *et al.* (2011) 發現，1961 年後由於溫度上升的關係，降雪日數佔總降水日數 (即降雨日數與降雪日數總和) 的比例越來越小。Scherrer and

Appenzeller (2006) 發現，在瑞士阿爾卑斯山脈的低海拔的地區降雪量有減少的趨勢。總結來說，由於近地面溫度上升，除了南極洲的變化不顯著以外，陸地降雪量均有減少的趨勢，北美、歐洲、南亞與東亞等地區呈現降雪事件減少的趨勢。

1.3.2 水氣

觀測資料顯示全球大氣中的水氣量自 1970 年後「非常可能」有增加的趨勢，包括衛星微波觀測所得之氣柱累積 (column-integrate) 水氣量 (圖 1.6a，趨勢具有高度可信度)，以及近地表比濕資料 (圖 1.6b)。隨著大氣溫度每上升 1ºC，大氣水氣量約增加 7%，此增加速率大致符合克勞修斯-克拉佩龍方程 (Clausius-Clapeyron Relation) 的熱力關係。對流層的相對濕度並無明顯的變化趨勢，僅在最近幾年陸地近地表相對濕度有減少的趨勢，其可信度為中等。

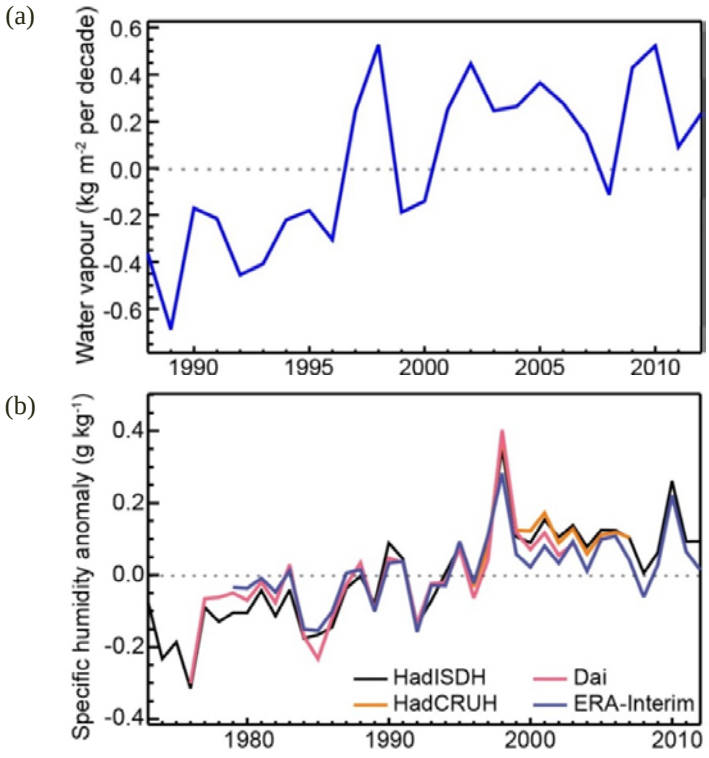


圖 1.6 (a) SSMI 衛星反演之海洋平均氣柱累積 (column-integrated) 水氣量年均距平時間序列 (以 1988~2007 年的氣候平均值為計算距平之基準)。(b) 四組陸地平均地表比濕觀測資料之年均距平時間序列 (以 1979~2003 年的氣候平均值為計算距平之基準)。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 2.30, Figure 2.31)

1.3.3 陸地水文

地表過程除了決定雨水降至地面後蒸散和逕流所佔的比例，也會影響地表淨輻射中可感熱和潛熱通量的比例，因此地表過程對於氣候和水資源有著相當大的影響。以下總結近年來地表過程的研究以及未來在全球暖化下水循環的變化，包括河流流量、蒸發散量，與土壤濕度等參數。

河流流量代表了一個流域在時間和空間上流量的加總。但是大多數的河流，尤其是有長期逕流記錄存在的河流，由於人為影響 (如土地使用的改變)，在分析河流流量的變化時變得相當困難。整體而言，河流流量的減少與哈德里環流的變化造成降水減少和氣候變暖引起的蒸散量增加有相當大的關係，而高緯度地區流量的增加則與降水量變多有關。除了平均流量的變化，Kienzle *et al.* (2012) 對於在加拿大西部克萊因河的流量做了更詳盡的分析，發現一年中河流流量的最大值發生的時間，在未來全球暖化的模擬情境下，跟 1961~1990 年相比，早了四個星期。這說明了或許在全球平均下河流流量的變化不明顯，但在局部地區的改變量受到全球暖化的影響可能相當的顯著。

雨水降至地面後會蒸散回到大氣，或逕流回注海洋，而此兩種途徑的比例取決於地面水分的分佈與土地覆被的屬性。此外，土壤水分對降水的影響在地域上也有相當大的變異，如非洲中部的薩赫勒 (Sahel) 地區，較乾的土壤甚至可以造成降雨量的增加 (Taylor *et al.*, 2011)。

觀測資料顯示全球陸地的蒸發散量從上世紀 80 年代初期到 90 年代末期持續增加 (Jung *et al.*, 2010；Wang *et al.*, 2010)，而在 1998 年後，由於南半球土壤含水量的降低，使得全球蒸散量增加趨緩。另一方面，植物生理過程的改變也會影響到蒸發散量，例如，大氣中二氧化碳濃度增加促使植物關閉氣孔，除了造成蒸散量降低也可能會造成河流流量的增加 (Betts *et al.*, 2007a；Idso and Brazel, 1984)；此外，土地利用改變也會對區域水循環有所影響，但是這些都需要更多的觀測資料或實驗佐證。

1.3.4 冰雪覆蓋面積

冰圈包括雪地、海冰、冰川、冰蓋與永凍土等地區，可顯著影響地表能量收

支與碳循環，近年來成為關注的焦點之一。冰圈中各個組成對於氣候變遷的反應相當敏感，藉由監測冰圈的改變就可得知氣候變化的情形；隨著觀測技術的進步，目前對於冰圈大部分的組成變化及趨勢估算已有大幅改善，有助於對氣候變化的了解。

北極海冰面積從 1979 年至 2012 年間每年減少 0.38% (圖 1.7)，以夏季與秋季的減少最為顯著。北極終年性海冰的範圍則每年減少 1.15±0.21%，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±0.37mm yr^{-1} 的海平面上升)，1993 年至 2009 年間為每年 2750±1350 億公噸 (相當於 0.76±0.37mm yr^{-1} 的海平面上升)，2005 年至 2009 年間為每年 3010±1350 億公噸 (相當於 0.83±0.37mm yr^{-1} 的海平面上升)。過去 10 年中，阿拉斯加、加

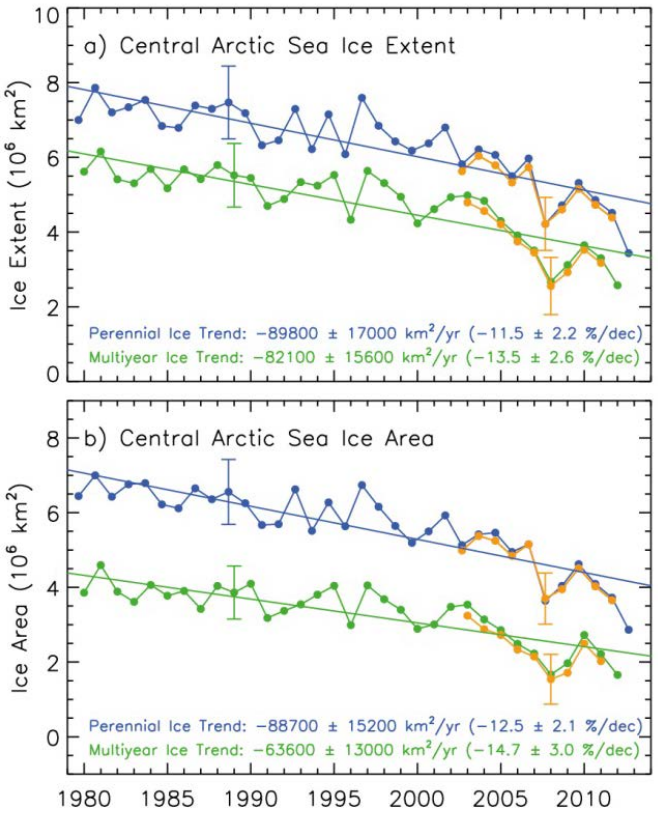


圖 1.7　衛星微波感測器推算所得北冰洋中部區域一年期 (藍線，由夏季海冰範圍最低值推估) 與多年期 (綠線，由 12 月至 2 月海冰平均範圍推估) 海冰覆蓋範圍之時間序列。黃線為 AMSR-E 衛星自 2002 年加入之觀測結果。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 4.4)

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。衛星與實地觀測資料 (圖 1.8) 顯示格陵蘭冰蓋平均消融速率在 1992 年至 2001 年間為每年減少 340±400 億公噸 (相當於 0.09±0.11mm yr^{-1} 的海平面上升)，2002 年至 2011 年間加速到為每年減少 2150±590 億公噸 (相當於 0.59±0.17mm yr^{-1} 的海平面上升)；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±0.19mm 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±0.21mm yr^{-1} 的海平面上升)。

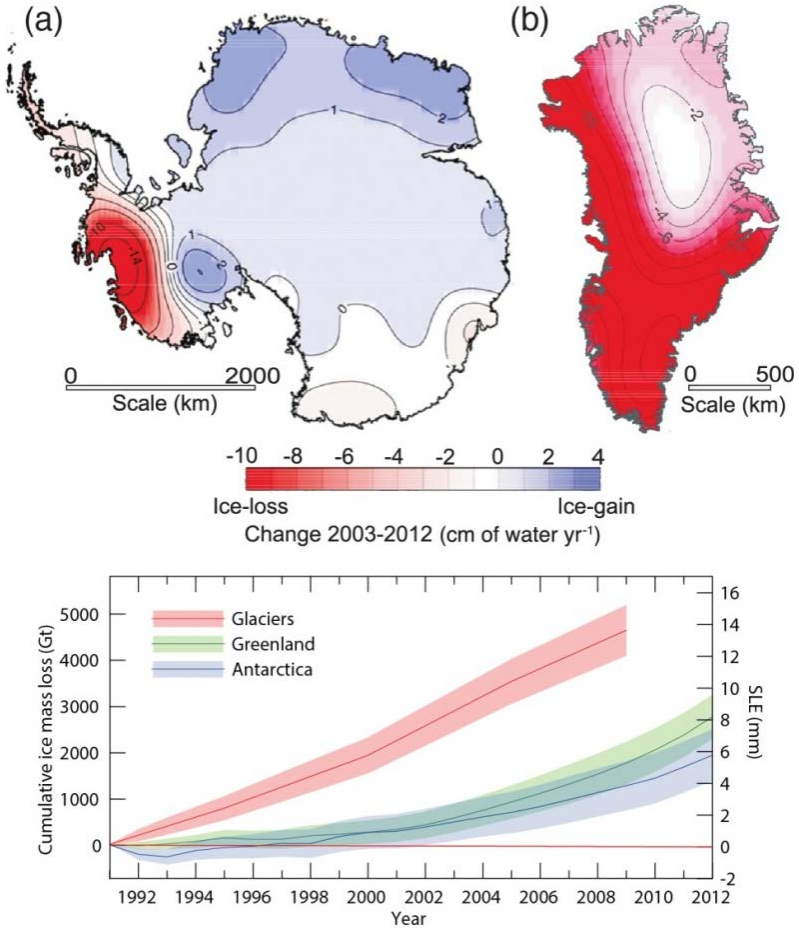


圖 1.8　上半部是由 GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) 重力衛星推估 2003~2012 年間 (a) 南極與 (b) 格陵蘭冰蓋改變率，單位為每年改變的等量釐米水高，紅色區域為減少，藍色區域為增加。下半部是冰川與冰蓋消融量，左方縱軸顯示質量，單位為十億公噸 (Gt)，右方縱軸顯示換算所得之相當海面高度 (sea level equivalent, SLE)，單位：mm。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure TS-03)

衛星資料顯示1967年至2012年間北半球積雪覆蓋量顯著減少 (圖1.9)，6 月平均積雪覆蓋量減少 53±13%。1922 年至 2012 年的 3、4 月份，北半球的積雪覆蓋量減少 7±2.5%，此積雪減少現象與 3、4 月北半球中緯度 (40°N~60°N) 的土壤溫度有顯著的負相關；而南半球的積雪覆蓋變化情形可信度相當低。大多數地區的永凍土溫度自 1980 年起都在增加，且較寒冷地區凍土溫度上昇的幅度比較大。在 1975~2005 年間俄羅斯和歐洲北部的凍土範圍顯著縮小，約有 15 公尺厚的永凍土完全融化。另一方面，從實地觀測和衛星數據顯示這些地區的地層下陷與永凍土減少現象有明顯的關係。

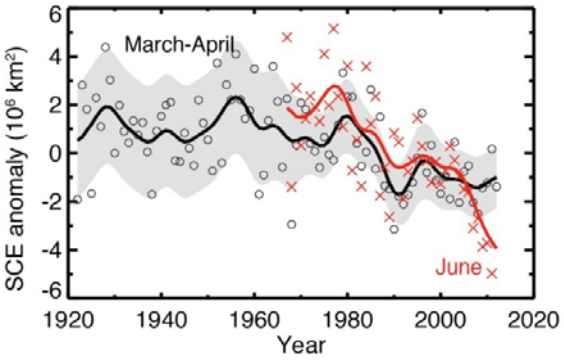


圖 1.9 北半球三、四月 (黑點) 與六月 (紅點) 積雪覆蓋範圍距平值時間序列 (以1971~2000年的氣候平均值為計算基準)。黑色與紅色實線為 13 點滑動平均之結果。灰色陰影標示三、四月資料之 95%信心區間。(IPCC AR5, 2013, Figure 4.19)

1.4 極端天氣

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，因此在 IPCC AR4 (2007) 中強調了極端事件變化的重要性，更在 IPCC 促進氣候變遷調適的極端事件與災害風險管理特別報告 (SREX, IPCC Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation, 2012) 中針對近期觀測到的極端事件變化提供了更完整的評估。

在大氣科學的研究上，我們通常會利用長期的觀測資料，透過嚴謹的統計分析方法探討氣候極端事件。但觀測資料的可使用度、品質與歷史紀錄的連續性對於極端事件的統計結果會產生很大的影響。氣象因子的長期觀測資料紀錄，對於觀測技術與方法的改變相當敏感；當資料採樣的時空特性發生變化時，很有可能影響到極端事件的長期變化趨勢分析結果。以大西洋熱帶氣旋發生頻率的長期變化趨勢為例，由於衛星遙測技術的發展，導致長期資料在觀測設備、資料品質與

採樣時空分布等特性上有不均一性，導致長期變化趨勢分析產生了誤差 (Landsea *et al.*, 2004；2008；2012)，而這些因素也使得大洋之間的分析結果常隨區域不同而有差異 (Knapp and Kruk, 2010)。相似的問題也常發生在溫度、降雨或是風場極端事件變化的研究上 (Alexander *et al.*, 2006；Smits *et al.*, 2005；Wan *et al.*, 2010)。

氣候極端事件在科學文獻上尚無一致性的定義，大多數的研究採用極端事件指標來做為評估的工具。極端事件指標可以是基於某氣象因子的發生機率分布 (probability distribution)、絕對的門檻值、或是相對於某一氣候平均情境下超過門檻事件的比例來定義。在不同的應用下，有時也會採用包含更多複雜條件的定義，例如事件延時 (duration) 與事件強度等。這些用來評估極端事件不同的標準，會導致在分析長期測站與網格氣候資料時的不一致性，也會進一步增加氣候變遷下極端事件評估的不確定性。

在本節將簡要說明目前極端天氣事件在溫度與水循環方面的觀測分析與進展，尤其是熱浪與水循環極端事件 (包括降雨、水災、旱災與熱帶氣旋) 方面觀測到的趨勢。

1.4.1 溫度、熱浪

第四次氣候變遷評估報告總結目前的科學證據後指出，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。這樣的變化趨勢與我們所熟知的全球暖化訊號一致。此外，全球平均的多日高溫事件發生頻率也可能有增加的趨勢。SREX 使用了更新的觀測資料以及與第五次氣候變遷評估相同的信賴度檢驗標準，也得到相同的結論。大量的科學證據顯示，自 1950 年起，全球大部分的陸地區域的最高溫與最低溫都有顯著的暖化現象 (Donat *et al.*, 2013a)。冷晝與暖晝 [3]的發生頻率也分別有降低與增加的趨勢。圖 1.10 為不同觀測資料自 1950 年以來的全球極端溫度事件變化趨勢，雖然各組觀測資料使用了不同的網格方式計算與初始測站樣本資料，但是結果顯示大多數地區均呈現冷晝與冷夜發生頻率減少，而暖晝與暖夜發生頻率增加

[3] 冷晝定義為當日最高溫低於日最高溫 10 百分位的日子。暖晝定義為當日最高溫超過日最高溫 95 百分位的日子

的現象 (Donat *et al.*, 2013a)，與全球暖化下所預期出現的變化趨勢一致。

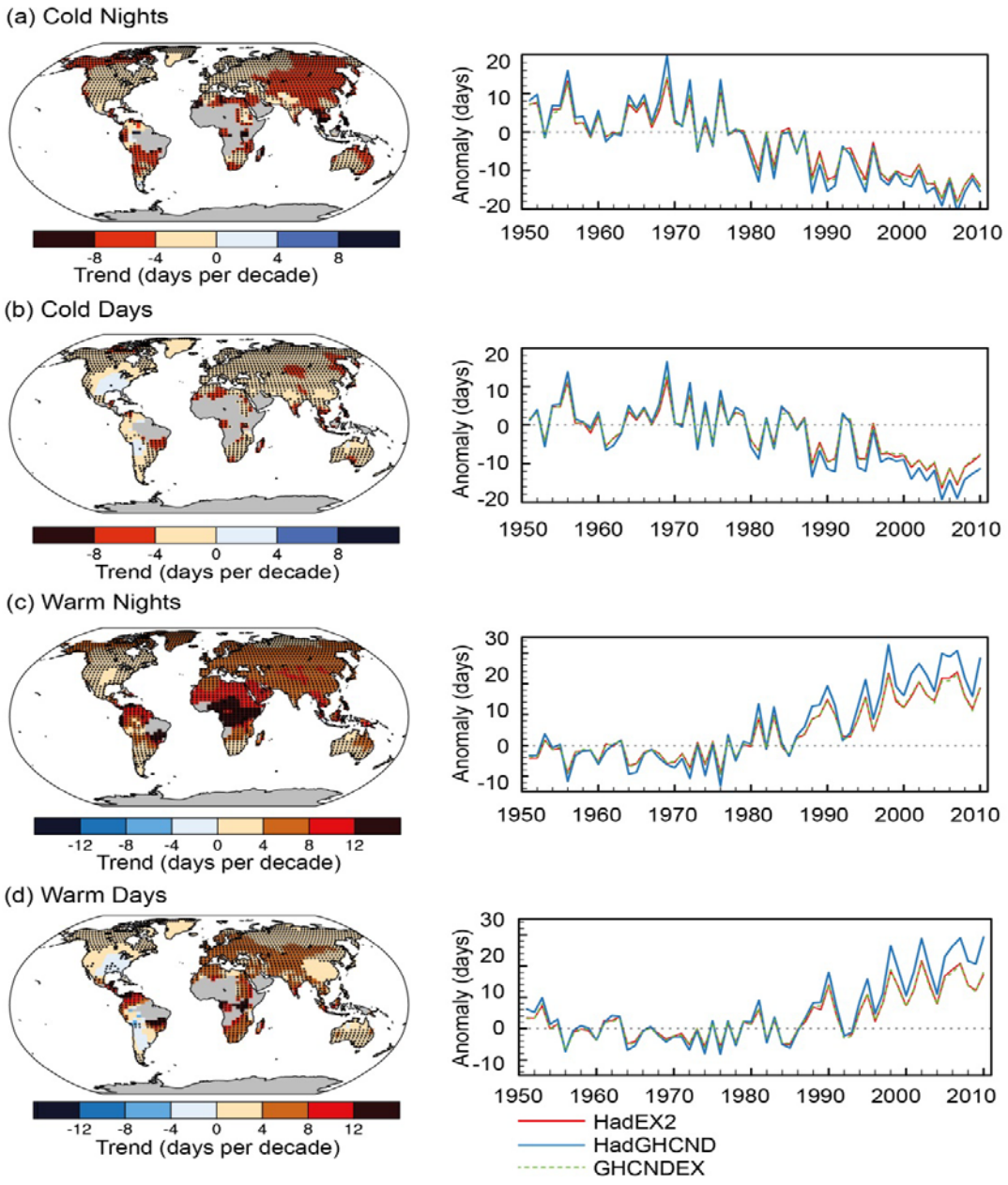


圖 1.10　極端溫度事件，包括 (a) 冷夜、(b) 冷晝、(c) 暖夜與 (d) 暖晝，在 1951~2010 年的 (左半) 年頻率趨勢 (採用 HadEX2 (Donat *et al.*, 2013b) 的結果，其中包含最新版本的歐洲氣候評估資料 (Klok and Klein Tank, 2009)。單位為每十年發生日數的改變量，灰色區塊表示資料不完整或無資料的區域，黑色+號表示趨勢具有 90%可信度)，以及 (右半) 各變數近全球平均年頻率距平時間序列 (以 1961~1990 年的氣候平均值為計算距平之基準。資料包括 HadEX2 (紅實線)、HadGHCND (藍實線) 與 GHCNDEX (綠虛線) 三組不同資料)。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 2.32)

圖 1.11 為 HadGHCND (Caesar *et al.*, 2006) 資料統計所得全球日夜極端溫度距平的機率分布變化，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。事實上，所有的氣候觀測資料庫，包括 Duke (Morak *et al.*, 2011；2013)、GHCNDEX (Donat *et al.*, 2013a)、HadEX (Alexander *et al.*, 2006)、HadEX2 (Donat *et al.*, 2013b) 與 HadGHCND，都顯示每日最低 (夜間) 溫度機率分布的偏移較每日最高 (日間) 溫度的分布偏移來得明顯，代表最低溫的增暖幅度大於最高溫的增暖幅度。基於此分析結果的一致性，在 IPCC AR5 中給予「高可信度」的結論。另一方面，這樣的變化趨勢亦可能會導致溫度日較差 (DTR, Diurnal Temperature Range) 的降低，但其變化趨勢在評估報告中僅具「中等可信度」。

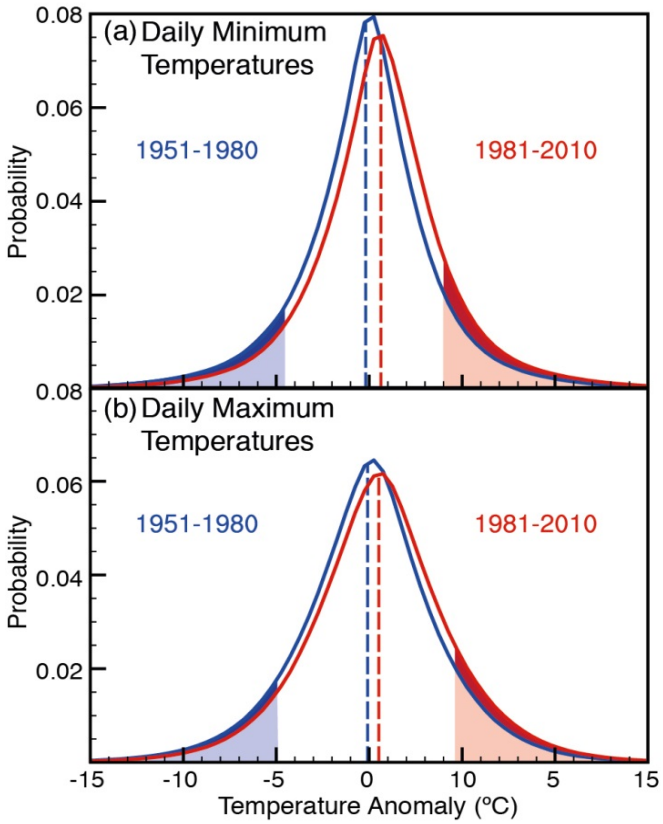


圖 1.11　HadGHCND 資料在 1951~1980 年間 (藍色實線) 與 1981~2010 年間 (紅色實線) 期間 (a) 每日最低溫與 (b) 每日最高溫距平的機率分布 (以 1961~1990 的氣候平均為計算距平之基準)。虛線代表機率分布的眾數位置。淺藍/紅色陰影區代表 1951~1980 年間最冷/暖的 10%極端事件。深藍/紅色陰影區則是相對於 1951~1980 年間的機率分布，在 1981~2010 年間最冷/暖日夜的機率分布改變情形。(摘自 IPCC AR5, 2013, FigFAQ2.2-1)

在空間分布上，最低溫極端值在全球各地一致顯示暖化的趨勢，相對於最高溫極端值，最低溫極端值的增溫趨勢有較高的可信度。在區域極端溫度變化的研究方面，在大多數陸地區域 (包括森林地區) 有暖晝與暖夜頻率增加而冷晝與冷夜頻率可能減少的趨勢。舉例來說，自從 20 世紀中葉起，部分亞太地區 (Choi *et al.*, 2009) 與部分歐亞地區 (如 Klein Tank *et al.*, 2006；Donat *et al.*, 2013a) 有暖夜發生頻率加倍而冷夜發生頻率減半的變化。整體而言，科學證據顯示 20 世紀初開始，溫度極端事件具有大尺度的暖化趨勢，特別是最低溫的變化。但有少數區域卻顯示極端溫度有變冷的趨勢，包含北美中部、美國東部 (如 Alexander *et al.*, 2006；Kunkel *et al.*, 2008；Peterson *et al.*, 2008) 以及南美洲部份地區 (如 Alexander *et al.*, 2006；Skansi *et al.*, 2013)，然而這些地區的極端溫度的冷卻趨勢大多與日最高溫的變化有關 (Donat *et al.*, 2013a)，其原因可能與局地水循環、陸地大氣交互作用 (如 Pan *et al.*, 2004；Portmann *et al.*, 2009, Misra *et al.*, 2012)，以及大西洋與太平洋的年代、多年代變化有所關連 (Meehl *et al.*, 2012b；Weaver, 2012)。

IPCC AR4 (2007) 發布後，許多研究更深入分析從局地到區域性多日溫度極端事件的變化，尤其是熱浪事件的頻率、強度、延時與空間範圍等特徵。熱浪通常與近似滯留的反氣旋環流變異有關，此類大氣環流條件使地表長期維持在高溫狀態 (如 Black and Sutton, 2007；Garcia-Herrera *et al.*, 2010)，但目前對這些長期持續之異常變化的瞭解還是相對的不足。地表的土壤濕度條件對於熱浪將有所影響，若土壤已處於乾燥狀態 (如 Mueller and Seneviratne, 2012) 或土壤溼度持續有變異存在 (Lorenz *et al.*, 2010)，可能導致熱浪事件增強。乾燥的土壤狀態可能是由於降雨不足，或過度蒸發散，又或者是兩者結合 (Seneviratne *et al.*, 2010) 所引發。Hirschi *et al.* (2011) 的研究顯示，此類土壤濕度與溫度回饋作用的增強可能是造成 20 世紀後期東南歐夏季極端熱浪延時加長的部分原因。

整體來說，自 20 世紀中葉以來，歐洲、澳洲以及大部分亞洲地區都有充分的資料顯示熱浪發生頻率可能有增加的趨勢。然而，由於缺乏非洲與南美洲的觀測資料，以及熱浪變化的趨勢推估會隨熱浪定義不同而有結果上的差異 (Perkins *et al.*, 2012)，因此對於全球的熱浪發生頻率的變化趨勢，在 IPCC AR4 中僅給予「中等」可信度。

1.4.2 降水極端事件與洪水

極端降水事件的變化上，過去的觀測資料顯示可能有長期的變化趨勢，在 1951 年至 2003 年間中緯度地區的年累積降水量有減少的現象，但是極端降水事件卻顯著增加。19 世紀末以來的觀測資料提供了充足的科學證據，說明部分區域的極端降水事件可能有增加的趨勢。這樣的分析結果在 IPCC AR5 (2013) 與 SREX (2012) 中都得到支持，但報告中也同時強調強降水事件的變化仍存在有明顯的區域差異 (Seneviratne *et al.*, 2012)。

圖 1.12(a) 及圖 1.12(b) 為強降水降水量與強度變化的空間分布圖，分別使用「強降水日貢獻降水量[4]」(R95p) 與「簡易逐日降水強度[5]」(SDII) 兩種降水指標呈現，結果顯示降水量與強度增加的區域比減少的區域還要廣泛許多。自從 20 世紀中葉以來，極端降水的變化顯示可能增加的趨勢。但在北美與歐洲地區以外的其他區域，其可信度都低於中等。最近期的研究指出，北美與歐洲地區顯示極端降水「可能」有增加的趨勢，尤其北美中部更是存在「非常可能」的增加趨勢。整個南美洲的強降水事件在強度與頻率上都有增加 (Donat *et al.*, 2013b；Skansi *et al.*, 2013)。在歐洲與地中海的趨勢評估則有區域與季節性差異，冬季顯示極端降水增加的趨勢，但是在某些區域 (例如：北義大利、波蘭與部分地中海沿岸) 則是減少的趨勢 (如 Pavan *et al.*, 2008；Lupikasza, 2010；Toreti *et al.*, 2010)。此外，亞洲與大洋洲也顯示區域性的差異，但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。針對非洲地區的研究並沒有發現明顯的極端降水變化趨勢。

整體而言，目前有更多的分析支持 IPCC AR4 (2007) 與 SREX (2012) 的結論。自 1951 年以來強降水事件發生頻率可能有增加的趨勢，且在統計上具有顯著性。此一趨勢在時空上並非均一，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。換句話說，極端降水事件變化的趨勢，不但存在著區域上的差異，同時也有季節上的差異 (可參考 IPCC AR5 表 2.13)。

4 Precipitation from very wet days, 以「日降雨強度超過 95 百分位的累積降雨量」定義，單位為 mm

5 Simple daily intensity index，以「年降雨總量除以降雨日數」所定義，單位為 mm/day（降雨日的定義是日降雨量大於每日 1 毫米）

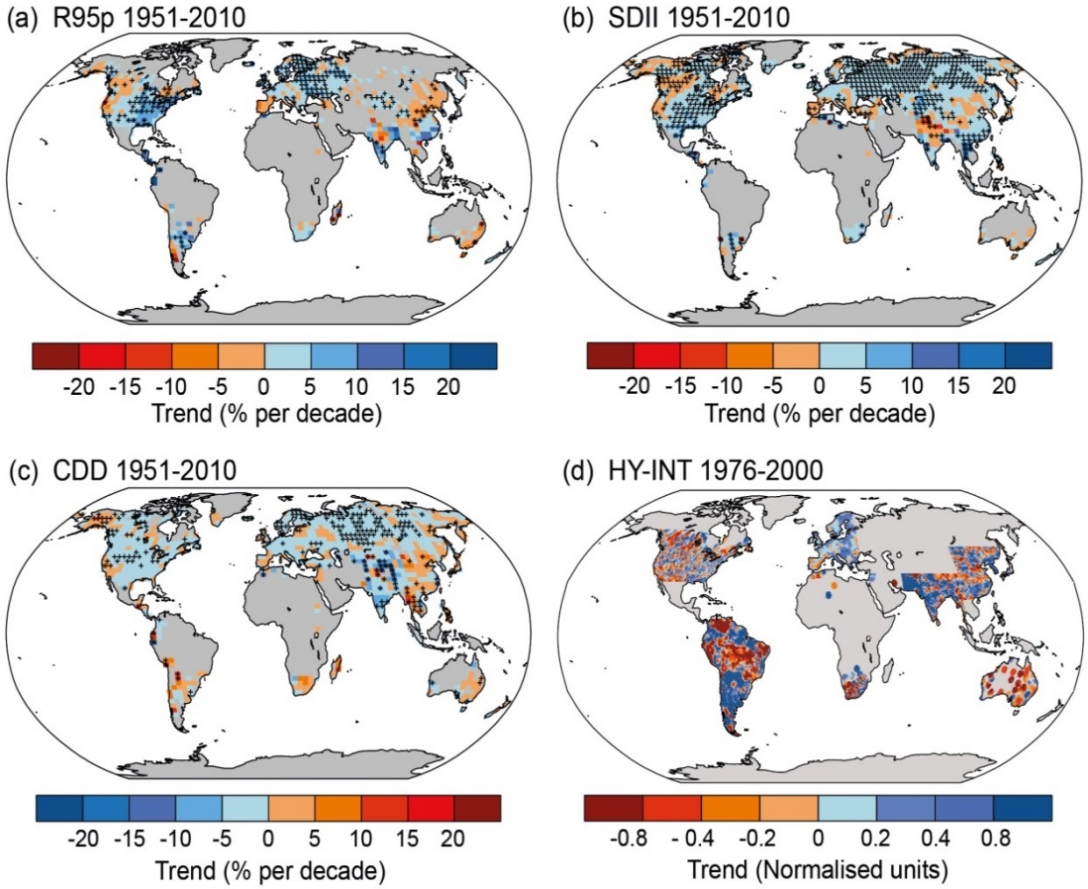


圖 1.12 (a) 日降水高於 95 百分位強度的年降水量 (R95p)、(b) 日降水強度 (SDII) 與 (c) 年最強連續無雨日數 (CDD) 頻率在 1951~2010 年間的趨勢空間分布，為能考慮各氣候區間的差異，這裡利用相對變化之百分比代表變化之趨勢。為求資料之代表性，只對於具有 40 年長期資料且包含 2003 年之後資料的網格點進行趨勢分析；當資料不完整或無資料時，以灰色區塊標示該區域，黑色+號標示趨勢具有 90%可信度的網格。資料來源為 HadEX2 (Donat *et al.*, 2013b)，包含最新版本的歐洲氣候評估資料 (Klok and Klein Tank, 2009)。(d) 水文氣候強度指標 (HY-INT) 在 1976~2000 年間的趨勢空間分布 (Giorgi *et al.*, 2011)；HY-INT 指標的增加或減少，反應了乾旱或極端降水事件長度的增加或降低。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 2.33)

IPCC AR4 第一工作小組的報告 (Trenberth *et al.*, 2007) 並沒有針對洪水的變化加以評估，但是在第二工作小組的報告則說明了洪水的變化並沒有全球一致的趨勢 (Kundzewicz *et al.*, 2007)。SREX 進一步提到洪水發生強度與頻率變化在全球尺度上的訊號，在目前的科學證據上只有低度的共識與低可信度。

IPCC AR5 第二工作小組的報告中提到，區域性洪水變化的趨勢受到河川管理影響很大。例如，在北半球受到全球暖化影響嚴重的高緯度地區有很多證據顯示洪水事件確實有增加的趨勢；但是分析俄羅斯每日的河流流量，並沒有任何證據顯示極端洪水事件有變化的趨勢 (Shiklomanov *et al.*, 2007)。同樣的，除了部分區域會受到早春融雪的影響 (Seneviratne *et al.*, 2012) 之外，在針對歐洲 (如 Hannaford and Marsh, 2008；Renard *et al.*, 2008；Petrow and Merz, 2009；Stahl *et al.*, 2010) 與亞洲 (如 Jiang *et al.*, 2008；Delgado *et al.*, 2010) 地區的研究中，並無法從現有觀測資料得到清楚且廣泛的證據顯示有洪水變化的趨勢。總結來說，在全球尺度上依然缺乏相關證據判斷洪水強度與發生頻率的變化，因此對於洪水變化的趨勢只有低信心度。

1.4.3 旱災

由於評估乾旱的相關的氣候因子，如土壤濕度 (Robock *et al.*, 2000) 等，鮮少有直接測量的數據，因此通常採用乾旱指標，例如 Palmer Drought Severity Index (PDSI)、Standardised Precipitation Index (SPI)、Standardised Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI) 等，以及水文乾旱指標 (例如 Vidal *et al.*, 2010；Dai, 2011) 來評估旱災。然而，被選用的代用指標 (例如降雨、蒸發散量、土壤濕度或流場) 與資料的時間尺度會影響乾旱事件的等級評估結果 (Sheffield *et al.*, 2009；Vidal *et al.*, 2010)。又因為乾旱事件是個複雜的系統，一般常用的乾旱指標無法完整代表所有的因子，加上計算上的校準值、選用資料來源不同或是使用模擬推估的數據等原因，導致對於乾旱變化的分析結果可能會有不同的詮釋，進而影響全球乾旱變化趨勢的評估 (Sheffield *et al.*, 2012；Dai, 2013；van der Schrier *et al.*, 2013)。

在分析全球乾旱變化趨勢時，資料的可用度、品質與紀錄長度仍有許多問題待克服。即使如此，IPCC AR4 (2007) 中依然提到旱災自 1970 年代後發生得更加頻繁，特別是在熱帶與副熱帶地區。然而，最新的研究顯示此趨勢可能被高估。IPCC SREX (2012) 進一步更新 IPCC AR4 的結論；強調旱災型態的認定與旱災定義的複雜性會影響旱災的趨勢評估。自從 1950 年代後部分地區的乾旱事件有強度增強與延時更久的趨勢，觀測資料也顯示此一變化趨勢有中等可信度，但由於在全球尺度缺乏直接觀測且趨勢變化的地理分布不一致或是選用的參考指標不同等因素，目前沒有足夠的直接觀測證據說明全球乾旱變化有高可信度。第四

次氣候變遷評估報告後對於乾旱的定義有所改變，以及 IPCC 不確定性評估指引有重新修正，是造成兩次評估報告之間有差異的主要原因。

Donat *et al.* (2013) 研究顯示 1950 年代以來每年最強連續無雨日數 (consecutive dry day, CDD) 減少的區域比日數增加的區域還多，但此趨勢僅部分地區 (如俄羅斯與美國) 具有高可信度 (圖 1.12c)。其他針對全球乾旱的相關研究也顯示了類似的結論，同時指出年代際變化主導了長期的趨勢 (Frich *et al.*, 2002；Alexander *et al.*, 2006；Donat *et al.*, 2013)。Giorgi *et al.* (2011) 結合乾期長度與降雨強度的水文氣候強度指標顯示，在 20 世紀後葉，歐洲、印度、東亞與南美洲部分區域的指標變化與氣候增暖的訊號一致，意即乾燥時期長度增加或是極端降雨事件增加。澳洲與南美洲北部的水文氣候強度指標則有減少的趨勢，代表這些地區乾燥時期長度減少或極端降雨事件減少。

1.4.4 劇烈天氣事件與熱帶氣旋

水循環中的另一個極端現象，便是局地發生的劇烈天氣事件；例如冰雹或雷陣雨。雖然近期遙測技術的發展提供了偵測小尺度劇烈天氣現象的新方式；但由於具有長期觀測紀錄的地面氣象觀測站的密度較低，並不足以量測所有的劇烈天氣事件，因此缺乏長期且良好的歷史紀錄，以及現存紀錄報告的均一性，造成評估的困難 (如 Doswell *et al.*, 2009)。整體來說，由於歷史數據與監控系統的不足，目前對於小尺度劇烈天氣事件變化趨勢僅有低信心度。

熱帶氣旋

IPCC AR5 對熱帶氣旋有更完整的討論，除了綜合 IPCC AR4 與 SREX，以及近期文獻的結果，亦考量過去資料記載、觀測能力、氣旋強度對儀器測量敏感度所造成的誤差。當使用不同方法修正歷史資料時，可能會導致評估分析產生不同的結論 (Chang and Guo, 2007；Mann *et al.*, 2007；Kunkel *et al.*, 2008；Vecchi and Knutson, 2008, 2011)。在這些因素限制下，要評估北大西洋地區以外的熱帶氣旋變化趨勢，尤其是在衛星觀測年代之前的海洋區域熱帶氣旋變化是十分困難的。

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；北大西洋海域每年熱帶氣旋的數量也沒有明顯的變化趨勢。Kossin *et al.* (2007) 研究顯示，自 1970 年代以來北大西洋的強熱帶氣旋強度與發生頻率有顯著且可信度

高的增加趨勢。但在其他區域以及全球平均值來看，仍缺乏證據支持熱帶氣旋變化的趨勢。針對氣旋數量進行長期統計分析時，可能容易被微弱且生命期較短的熱帶氣旋所影響，因此分析登陸之熱帶氣旋個數，被認為是較合理的評估方式(圖 1.13)。Callaghan and Power (2011) 發現在澳洲東岸登陸的熱帶氣旋自 19 世紀末期以來有顯著的減少趨勢，然而在納入 2010 年與 2011 年的資料後趨勢反而不再顯著。在全球的其他區域的相關研究中，並沒有在較短的時間尺度中找到熱帶氣旋有任何顯著的變化趨勢 (Chan and Xu, 2009；Kubota and Chan, 2009；Mohapatra *et al.*, 2011；Weinkle *et al.*, 2012)。

Emanuel (2007) 利用熱帶氣旋頻率、生命期以及強度等資訊，建立評估熱帶氣旋整體風場能量的指標，並分析此指標的時間序列，顯示自從 1970 年代末期以來，在北大西洋地區有上升的趨勢，而在西北太平洋有較弱的上升趨勢。但是在長期趨勢的評估中，仍會受到資料品質的限制 (Landsea *et al.*, 2011)。

Klotzbach and Landsea (2015) 以迄今最完整的觀測記錄針對等級 4 與 5 的強熱帶氣旋進行長期趨勢分析，發現全球強熱帶氣旋的總數量與佔整體氣旋數的比例在 1970 至 1990 年之間雖然有增加的趨勢，但 1990 至 2014 年之間趨勢變得微弱且不顯著，氣候模式的結果也與此吻合，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。

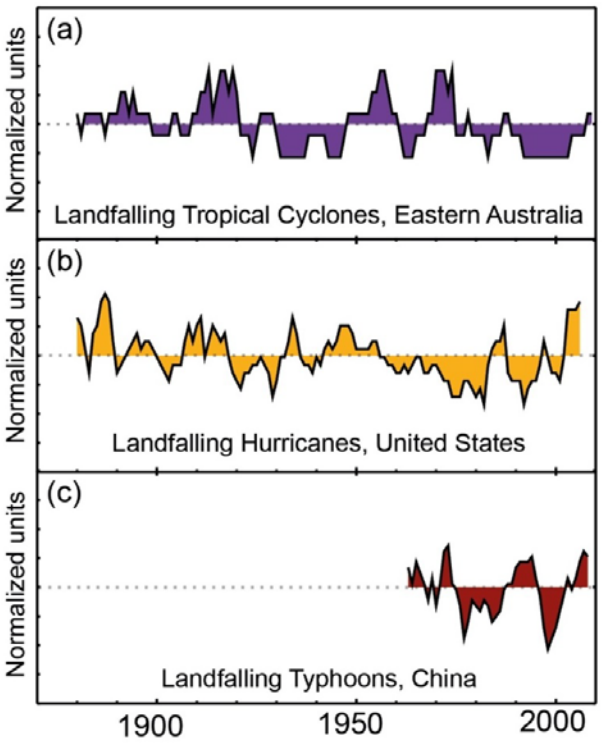


圖 1.13 經過五年滑動平均標準化且 (a) 調整後的澳洲東部熱帶氣旋登陸數量 (Callaghan and Power, 2011)、(b) 未調整之美國颶風登陸數量 (Vecchi and Knutson, 2011) 與 (c) 登陸中國的颱風數量 (CMA, 2011) 距平時間序列。縱軸每一刻度代表一個標準差。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 2.34)

整體而言，IPCC AR5 的結論是科學證據對於熱帶氣旋變化趨勢只有低信心度，與 SREX 報告結論相同。過去百年期間，全球熱帶氣旋個數與強度並沒有顯著增加；僅有北大西洋地區的強烈熱帶氣旋幾乎可以確定有頻率與強度增加的趨勢。

1.5 雲、氣膠與輻射

大氣除了氣體組成外，還有各種液相、固相的微小粒子懸浮其中，一般根據微粒的大小、化學組成、含水量與終端速度等性質，區分為降水粒子、雲粒子、與氣膠粒子。這些粒子在大氣中整體的質量與體積微小，卻可明顯影響輻射傳遞與潛熱收支分布，進而影響天氣與氣候。氣膠、雲與降水的分布與物理化學特性都有很高的時空變異度，且彼此之間可互相轉換，產生複雜的交互作用與回饋機制，目前在進行氣候預測與氣候敏感度分析推估時，氣膠、雲與降水是不確定性的主要來源之一，因此從 IPCC AR4 (2007) 以來一直是氣候研究的一項重點課題。1.5.1 節主要介紹雲粒子及降水粒子之氣候特徵及氣候效應，氣膠粒子相關之討論請參見 1.5.2 節。各種不同人為與自然輻射強迫作用彙整於 1.5.3 節。

1.5.1 雲

1.5.1.1 雲的性質、氣候分布特徵與模擬

若以微物理及雲動力的角度討論，雲的產生需要空氣達到過飽和，這通常發生在空氣因絕熱膨脹冷卻的上升氣流區，氣膠粒子得以活化 (activate) 成長為雲滴或冰晶粒子，這些終端速度極小的雲粒子若能繼續成長，就會轉換成降水粒子落下，可能型態包括毛毛雨 (drizzle)、雨滴、雪花、軟雹、冰雹等。雲的形成及特性牽涉到多種動力、熱力、輻射與微物理過程之間的平衡，而這些過程在液相雲 (暖雲)、冰相雲 (冷雲) 與混相雲中均有顯著的差異。

若以綜觀到行星尺度來看，全球約有 64% (Hahn *et al.*, 1995) 的面積被雲覆蓋，而雲出現的區域受大尺度環流組織主宰，氣候上赤道對流區與中緯度氣旋活動區是雲量最高之處，而沙漠與副熱帶大洋中心為雲量最稀少之處。過去三十年來衛星遙測技術的進展，為雲的發生頻率、巨觀與微觀性質提供了基本且重要的全球時空分布觀測，其中主要仰賴地球同步氣象衛星的被動式遙測，而新的主動

式遙測儀器，例如 2006 年進入軌道的 CloudSat 雲剖雷達 (Stephens *et al.*, 2002) 與 Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO) 衛星光達 (Winker *et al.*, 2009)，即使位於較低高度的雲被較高處的雲層覆蓋 (overlapping)，仍可偵測到低層雲的存在，對於分辨極區低雲與海冰也有較高的正確性，因此提供了更完整的雲垂直結構、含水量與相態觀測。

相較於 IPCC AR4，目前對各類雲種出現的時空條件有了更為清楚的掌握，圖 1.14(a)~(c) 與圖 1.14(e)~(g) 是整合 CloudSat 與 CALIPSO 衛星所得雲量全球分布，一般會先根據大尺度環流的特徵 (如圖 1.14(d) 與圖 1.14(h) 之中對流層垂直速度場長期平均值) 決定主要雲系 (cloud regime)，其中熱帶深對流雲系與冬季中緯度氣旋風暴雲系，是高雲與中雲出現最頻繁的區域，在對流層內均有強烈的上升運動，伴隨明顯地面降水與高層外流 (outflow) 形成的砧狀雲 (anvil clouds)，因此圖中可見高雲雲量、上升運動與降水的分布緊密相關；而副熱帶海洋性層積雲、信風積雲及兩極則是淺積雲與層雲等低雲主要出現的區域。

以數值模擬方式探討雲在氣候系統中的角色與變化至今仍是一大挑戰，傳統全球氣候模式的網格大小約數百至數十公里，雲相關的複雜動力、熱力、輻射與微物理過程，會因為解析度過低而無法得到完整解析，且模式現有的參數化處理尚未完善，仍含有高度不確定性。因此，儘管全球模式能掌握大範圍環流的狀態，對於雲的模擬狀況尚有待評估改進，關鍵項目包括現今氣候狀態下各雲種的雲量分布與輻射效應，以及氣候變遷下雲的反應與回饋等。至於網格大小約數十公尺至數公里的雲解析模式 (cloud-resolving model) 雖可外顯解析 (explicitly resolve) 雲動力與熱力過程，卻受限於所需計算資源龐大，其模擬空間範圍難以涵蓋數十至數千公里的大氣環流系統，因此在討論雲與氣候交互作用等問題有其侷限。幸好在近十年來模擬雲與氣候交互作用的理論與技術有許多進展，重要的突破包括全球雲解析模式 (global cloud-resolving model；如 Tomita *et al.*, 2005；Putman and Suarez, 2011) 與超級參數法模式 (super-parameterized model；如 Khairoutdinov and Randall, 2001；Tao *et al.*, 2009) 的研發、不同高度雲層重疊覆蓋的改進處理 (如 Pincus *et al.*, 2006；Shonk *et al.*, 2012)、降水粒子輻射效應的評估 (如 Waliser *et al.*, 2011)、北極海冰與雲的交互作用 (如 Kay *et al.*, 2011) 等。

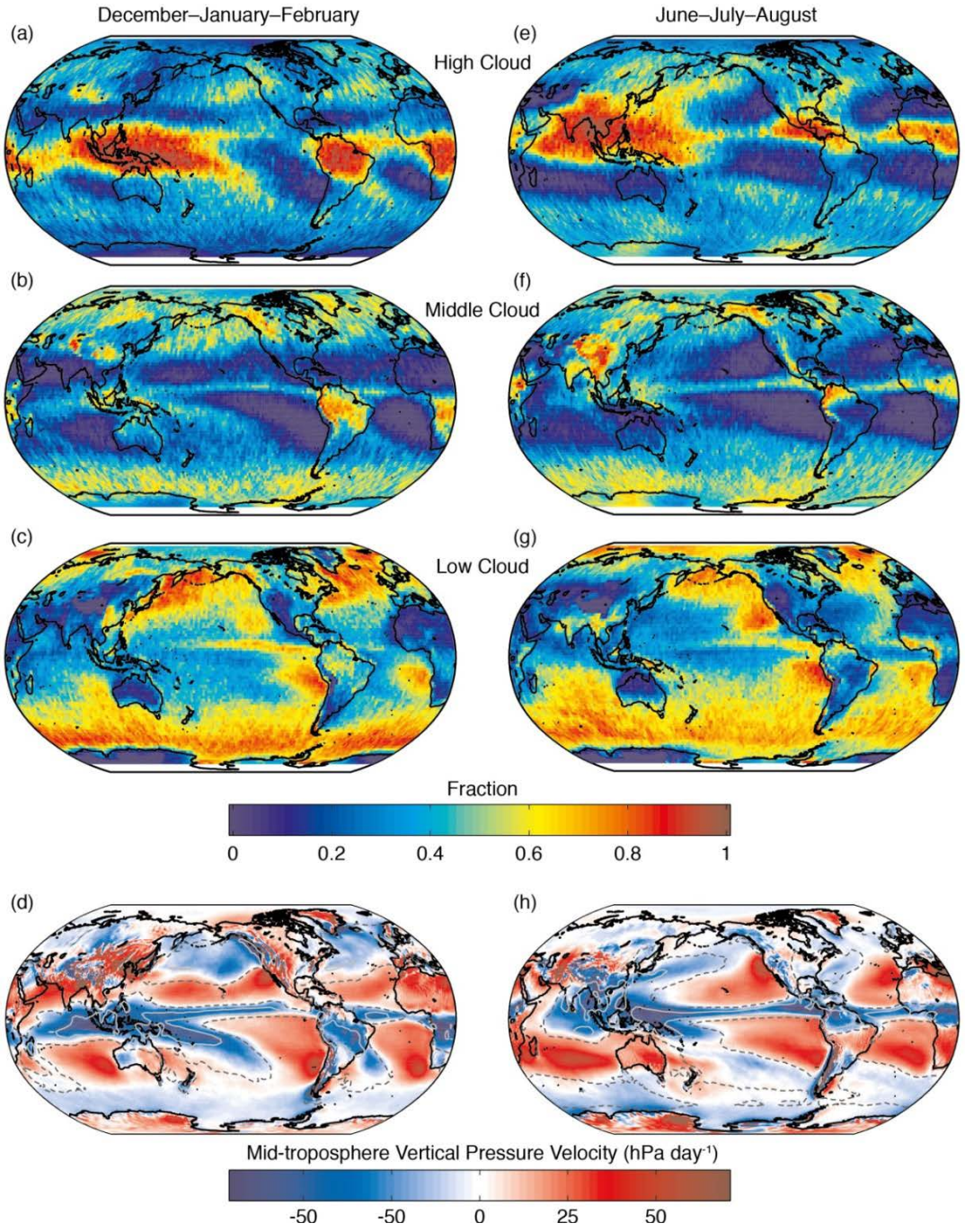


圖 1.14 (a)~(c) 整合 2006~2011 年間 CloudSat 與 CALIPSO 衛星資料所得 12~2 月平均高雲 (雲頂壓力低於 400hPa)、中雲 (雲頂壓力介於 680~400hPa)、低雲 (雲頂壓力大於 680hPa) 雲量全球分布；(d) 由 1979~2010 年 ERA-Interim 再分析資料所得之 12~2 月平均中對流層 (500hPa 壓力面) 的垂直壓力速度 (色階，單位為每日上升或下降的百帕數，負值代表上升運動) 與 1981~2010 年 GPCP 降水量 (灰色等值線，虛線為每日 3mm、實線為每日 7mm)。(e)~(h) 類似 (a)~(d) 但為 6~8 月平均狀態。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 7.6)

1.5.1.2 雲對輻射收支的影響與雲-氣候回饋過程

雲對大氣層頂輻射收支的影響稱為「雲輻射效應 (cloud radiative effect)」。根據衛星觀測的推估 (Loeb *et al.*, 2009)，雲反射陽光造成的雲短波輻射 (即可見光) 效應約為全球每年平均-50W m^{-2}，而雲吸收長波輻射 (即紅外線) 造成的溫室效應造成的雲長波輻射效應，約為全球每年平均+30W m^{-2}。對地球氣候而言，雲的存在產生了每年-20W m^{-2} 的全球淨輻射效應 (冷卻)。

雲的短波與長波輻射效應的量值極大，顯示雲量的些微改變可能顯著影響地球輻射收支，為進而產生氣候回饋，即「雲回饋作用 (cloud feedback)」。要注意的是，「雲回饋作用」的正負號 (分別代表暖化與冷卻作用)，是根據全球溫度與環流改變時，雲量與雲的變化來決定，與目前氣候中「雲輻射效應」淨值的正負號無關。目前「雲回饋作用」的相關研究主要對五種回饋機制有較多討論，如圖 1.15 所示，在較暖的氣候中可能發生：

(1) 高雲高度上移，造成更強的溫室效應；

(2) 中緯度氣旋區向高緯移動，高緯日照短且入射天頂角低，因此雲反射較少陽光；

(3) 低雲雲量減少、尤其在副熱帶地區，造成入射陽光增加。

(4) 中、高雲雲量整減少，如間熱帶輻合區 (Intertropical Convergence Zone, ITCZ)，造成入射陽光增加；

(5) 融解層 (melting level) 升高，中高緯度的冷雲轉為暖雲，造成雲的光學厚度增加，反射更多陽光。

以上除了最後一項機制均為正回饋 (positive feedback)，即雲的反應可造成額外暖化。目前全球模式、理論與觀測對於前兩項機制有較為一致且信心度較高的結論，對於後三項則欠缺完整理論與觀測證據，模式結果亦多分歧。此外，以上各種雲回饋可能同時發生，彼此可能抵銷或加強，在分析研判觀測資料與模式結果時難以清楚區分，因此對於「雲回饋作用」的推測目前仍有極大的不確定性。IPCC AR5 綜合當前研究與觀測、模式結果，推估全球平均地面溫度每上升 1ºC，所有雲的淨回饋作用可能為正回饋，產生 0.6W m^{-2} (90%信心區間-0.2W~+2.0W) 的輻射作用。全球模式結果大多推測雲回饋作用為正號，然而不同模式之間對於

回饋強度的估算有明顯差異，主要來自模式中低雲雲量的反應不一，且目前尚缺乏適當的觀測資料進行比對。

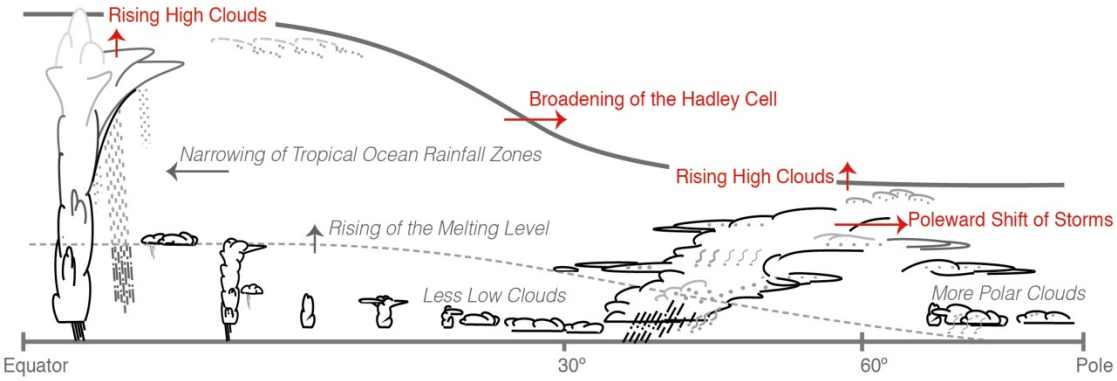


圖 1.15　示意圖解釋人為溫室氣體排放造成全球暖化下，可能發生的數種「雲回饋作用」機制。紅色箭頭標示模式與觀測結果較為一致且明顯的「正回饋」機制，包括高雲抬升、中緯度氣旋區往兩極移動；灰色箭頭則為影響較小或不確定的機制，包括低雲雲量減少、間熱帶輻合區窄化使中高雲雲量減少、融解層高度上升使冰雲轉為暖雲等。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure7.11)

1.5.2 氣膠

氣膠是懸浮在大氣中，未活化為雲滴或冰晶的液態及固態微粒，包括乾粒徑小於 0.1 微米 (μm，即百萬分之一公尺) 的核模 (nucleation mode) 粒子、粒徑介於 0.1~1 微米的累積模 (accumulation mode) 粒子，以及粒徑大於 1 微米的粗模 (coarse mode) 粒子。氣膠的來源、粒徑譜、化學成分、光學性質、物化性質與時空分布均十分多元複雜。氣膠直接參與大氣輻射傳遞過程，並可改變雲的微物理與光學特性，間接影響輻射收支。在大氣化學與地球系統生地化循環 (biogeochemical cycles) 中，氣膠亦扮演重要角色。

1.5.2.1 氣膠的主要成分與來源

氣膠的成分可能涉及數萬種無機與有機化合物，以全球整體而言，最主要的幾種氣膠成分包括硫酸鹽 (sulfate)、硝酸鹽 (nitrate)、銨鹽 (ammonium)、海鹽 (sea salt)、有機物 (有機氣體凝結或由燃燒過程產生)、黑碳 (black carbon，化石或生質燃料燃燒不完全產生)、礦物質沙塵、原生性生物氣膠 (primary biological aerosol particles，如細菌、花粉) 等。

氣膠可根據其排放形成過程區分為兩種：直接由粒子型態進入大氣的「原生性氣膠 (primary particulate matter)」，與氣體前驅物 (gaseous precursors) 核化凝結產生的「衍生性氣膠 (secondary particulate matter)」。海鹽、黑碳、沙塵與原生性生物氣膠均直接以粒子態排放，而非海鹽硫酸鹽 (non-sea-salt sulfate)、硝酸鹽與銨鹽絕大部分為衍生性氣膠。有機氣膠則部分為原生性，部分為衍生性。

若以排放源進行區分，海鹽、大部分的沙塵、原生性生物氣膠來自「自然源 (natural sources)」，而目前大氣中的硫酸鹽、硝酸鹽、銨鹽與黑碳氣膠主要來自「人為源 (anthropogenic sources)」。有機氣膠則自然與人為排放源各佔相當的比例。針對各種成分氣膠與氣膠前驅物的排放強度，人為源排放可由各國工業農業活動相關排放資料庫進行估算，通常較自然源排放的估算更為準確，但有幾種人為源氣膠排放強度仍有高度不確定性，如人為排放的黑碳 (Bond *et al.*, 2013)、人為排放的數種揮發性有機碳氣體 (volatile organic carbons) 與沙塵等。自 IPCC 第四次氣候變遷評估報告之後，衛星觀測、反演模型 (inverse modeling) 與資料同化 (data assimilation) 的應用對估算自然與人為氣膠排放提供了極大助益 (e.g. Dubovik *et al.*, 2008；Jaeglé *et al.*, 2011；Huneeus *et al.*, 2012)。

1.5.2.2 氣膠的觀測與時空分布

由於氣膠的排放源空間分布相當不均勻，且氣膠在大氣中的生命期短，濃度又受大氣環流與降水控制，氣膠的時空分布有非常高的變異度，有明顯的日、季與年際變動，對於推估氣膠的氣候效應造成極大的挑戰與不確定性。近十年來全球與區域地面觀測網 (如 Aerosol Robotic Network, AERONET；Holben *et al.*, 1998) 的建置、密集觀測活動 (如 INTEX-B；Bergstrom *et al.*, 2010；Logan *et al.*, 2010) 與衛星遙測技術的發展，提供了嶄新的氣膠時空分布監測資料。

氣膠光學厚度 (aerosol optical depth) 與氣柱累加 (column-integrated) 之氣膠量緊密相關，是最廣泛用以代表大氣氣膠含量的參數，可由地面或衛星輻射儀的觀測反演求得。AERONET 全球地面監測網提供相當準確的氣膠光學厚度觀測資料與其他氣膠光學性質資訊，分析後可幫助瞭解氣膠的含量與種類變化，並常應用在校驗比對衛星氣膠反演產品。目前有數個以觀測氣膠為主要任務的衛星儀器在軌道運行，如「中尺度影像光譜儀」(MODIS, Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer；Remer *et al.*, 2005) 與「多角度輻射成像光谱儀」(MISR, Multi-angle Imaging SpectroRadiometer；Kahn *et al.*, 2005)，搭配數值模式與資料

同化技術，提供最近十多年全球各地的氣膠光學厚度分布狀況 (如圖 1.16a)，高值出現在主要人為排放源區 (如東亞、南亞)、生質燃燒區 (如亞馬遜盆地、中非、中南半島) 與沙塵暴區 (如中東、撒哈拉沙漠)。最新的 CALIPSO 衛星光達 (Winker *et al.*, 2009) 與地面光達可觀測氣膠消光係數 (extinction coefficient) 的垂直分布結構 (如圖 1.16b 至圖 1.16e)。從圖中可知主要影響輻射收支的氣膠集中在近地面 1~2 公里以內，但在對流旺盛區域 (如熱帶、季風區) 可被傳送至邊界層之上。

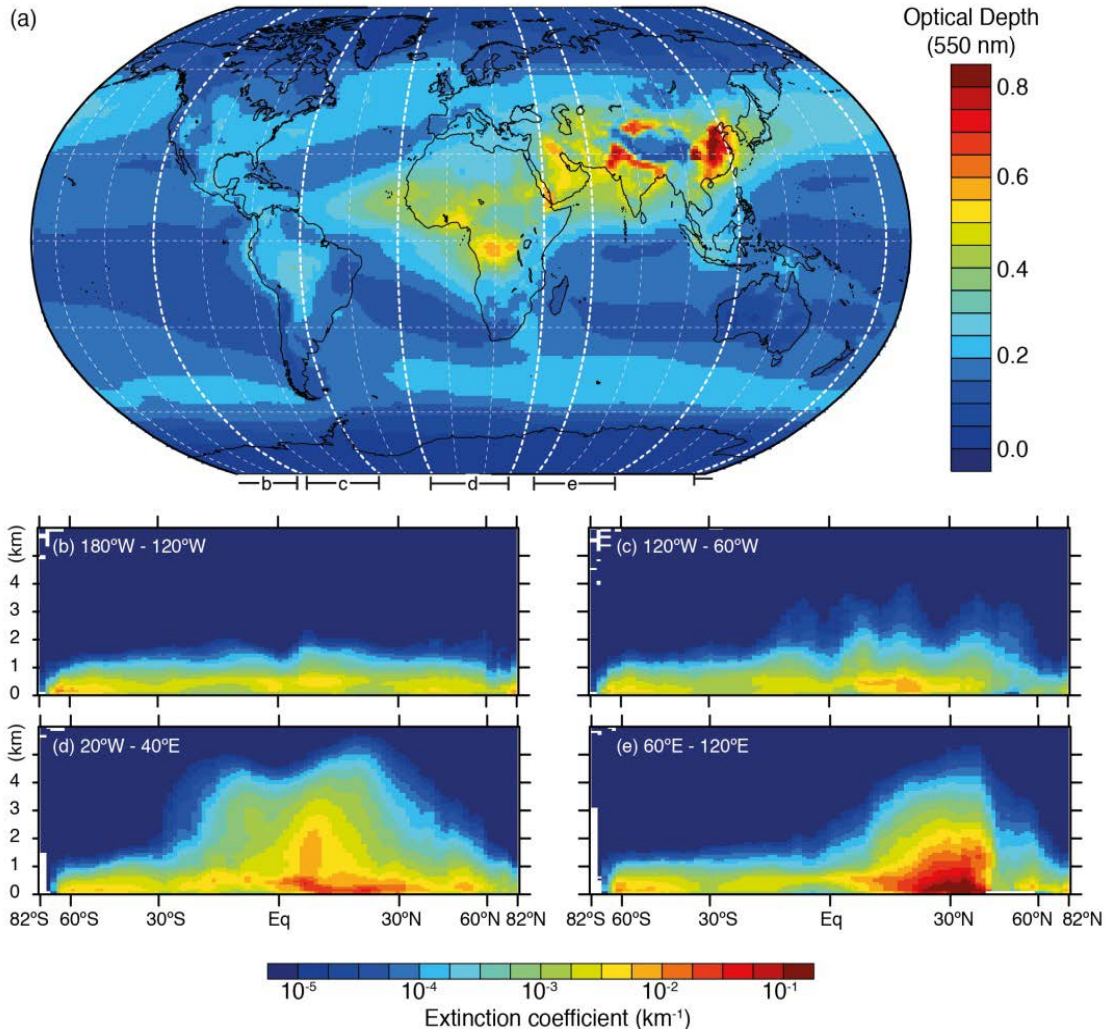


圖 1.16 (a) 以 ECMWF IFS 全球模式同化 MODIS 觀測資料所得 2003~2010 年平均 550 奈米波段氣膠光學厚度的全球分布狀況。(b)~(e) CALIPSO 衛星光達觀測所得 2010 年平均氣膠消光係數 (單位為每公里消光量) 隨緯度與高度的分布，圖中分別顯示四個經度帶 (180°W~120°W, 120°W~60°W, 20°W~40°E, 60°E~120°E，即 (a) 之白色虛線) 的平均結果。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 7.14)

IPCC AR5 指出，氣柱累加氣膠質量「非常可能」自 1990 年後在歐洲與美國東部有減少的現象，但自 2000 年後在東亞與南亞地區則增加。至於人為排放氣膠佔整體氣膠光學厚度的比例，可透過模式與衛星資料分析進行估算，但兩種方法所得結果仍有落差。IPCC AR5 彙整各方研究後，估計現今全球氣膠光學厚度約有 20%~40%來自人為源，但此估算僅有中等可信度。

1.5.2.3 氣膠的氣候效應

氣膠對於氣候的影響，在此探討兩種主要的效應(交互作用)。氣膠粒子對輻射的散射 (scattering) 及吸收 (absorption) 會直接影響輻射傳遞過程，以往稱為「直接效應 (direct effects)」，IPCC AR5 改稱為「氣膠-輻射交互作用 (aerosol-radiation interaction)」 (見文字框 1.2)。而氣膠中的親水性粒子可做為雲凝結核 (cloud condensation nuclei) 與冰核 (ice nuclei)，在適當環

文字框 1.2 氣膠-輻射交互作用

在晴空無雲狀態下，氣膠通常會減少大氣層頂的淨短波輻射，主要貢獻來自於累積模粒子的散射，但在氣膠吸收較強烈，有雲或地表反照率較高時此效應會較微弱，甚至轉為增加大氣層頂的短波輻射，例如吸收性氣膠 (absorbing aerosols) 位於冰面上空 (Stone *et al.*, 2008) 或海洋性層積雲上方 (Chand *et al.*, 2009；de Graaf *et al.*, 2012) 等情形。氣膠同時也會減少地表淨短波輻射，效應比大氣層頂更明顯，而且隨吸收性氣膠增多而加強 (Li *et al.*, 2010)。此外，海鹽、沙塵等粗模氣膠 (Reddy *et al.*, 2005) 以及平流層氣膠 (McCormick *et al.*, 1995) 對地表長波輻射有微弱吸收性，可稍微減少大氣層頂的外逸長波輻射。

若已知氣膠濃度、粒徑譜、形狀、化學成分與混合狀態，便可由理論計算求得氣膠光學性質 (包括波譜消光係數 (spectral extinction coefficient)、單次散射反照率 (single scattering albedo)、相位函數 (phase function))，再經由輻射傳遞計算，便可得出氣膠直接對輻射散射與吸收的情形，因此氣膠-輻射交互作用的推估有較為確定的學理基礎，尤其是晴空狀態下的氣膠短波輻射作用，在有充分已知條件的情況下，理論計算與觀測結果可高度吻合 (e.g., Osborne *et al.*, 2011)。然而目前對於全球各地氣膠性質 (如單次散射反照率與垂直濃度分布) 與輻射傳遞計算所需其他環境條件 (如地表輻射性質、吸收性微量氣體濃度、雲量等) 的瞭解尚未完備 (Anderson *et al.*, 2005；Satheesh and Moorthy, 2005；Jaeglé *et al.*, 2011)，故對整體氣膠-輻射交互作用量值的推估仍不完全確定，特別是針對吸收性氣膠較多，以及氣膠層與雲層重疊的狀況 (Stier *et al.*, 2013)。

當氣膠影響地表輻射收支時，氣膠集中地區的地表溫度可能在短時間發生反應；而吸收性氣膠吸收短波輻射後，可同時加熱氣膠周圍大氣。局部溫度改變可立即影響雲量，干擾輻射收支，此類快速調整機制以往被稱為氣膠的「半直接效應 (semi-direct effects)」，在 IPCC AR5 中則被納入「氣膠-輻射交互作用之有效輻射強迫作用」中討論 (詳見文字框 1.5)。此效應牽涉到雲量對地表溫度與穩定度的反應，無論由觀測或模式推估均有相當高的不確定性。

境條件中活化為雲滴及冰晶，改變雲的光學及微物理性質。氣膠透過對雲的各種複雜影響間接擾動輻射收支，以往稱為「間接效應 (indirect effects)」，IPCC AR5 則改稱為「氣膠 - 雲交互作用 (aerosol-cloud interaction)」(文字框 1.3)。

文字框 1.3 氣膠-雲交互作用

以往將氣膠-雲交互作用 (間接效應) 進一步區分為雲反照率效應 (cloud albedo effect) 與雲生命期效應 (cloud lifetime effect)。雲反照率效應是假設暖雲液態水含量與雲幾何厚度 (cloud geometrical thickness) 不變，親水性氣膠 (雲凝結核) 數量增加可導致雲滴數量增多、雲滴粒徑減少，使雲滴總表面積增加，進而讓暖雲反射更多陽光，減少大氣層頂淨短波輻射 (Twomey, 1977)；雲反照率效應涉及之微物理過程較少，亦有較多理論基礎與觀測佐證。雲生命期效應則是在雲滴數量增加與粒徑減少後，減緩雲內降水發展過程，使降水效率降低及雲量增多，淨短波輻射進一步減少 (Albrecht, 1989；Liou and Ou, 1989)；雲生命期效應牽涉到降水形成機制，除了微物理過程，也受雲巨觀物理性質 (macrophysical property)、雲尺度動力、邊界層紊流過程影響，一直無法準確量化其作用強度，甚至觀測到相反的現象。此外，假設暖雲含水量與幾何厚度不變，使得上述兩種效應僅適用於討論穩定的層狀暖雲 (如海洋性層積雲)，無法擴及冷雲及對流雲。

近年來陸續有其他氣膠對雲與降水的影響機制被提出 (Denman *et al.*, 2007)，包括氣膠影響冰核數量，改變冷雲與混相雲微物理 (Morrison *et al.*, 2012)，以及氣膠干擾深對流雲發展與砧狀雲性質 (如 Rosenfeld *et al.*, 2008；Tao *et al.*, 2012) 等。研究亦發現不同機制彼此間可能有非線性交互作用，難以區分其個別的效應；在雲中不同尺度微物理與動力過程共同調整下，各種效應傾向互相抵銷，緩衝了氣膠對雲與降水的影響 (Stevens and Feingold, 2009；Morrison and Grabowski, 2011)。而隨著雲的動力、熱力特性與所處的環境條件不同，雲及降水對氣膠數量增加產生反應亦有所不同 (如 Khain, 2009；Seifert *et al.*, 2012)，氣膠增多可能加強或減少輻射強迫作用，造成觀測資料 (包括飛機觀測與衛星遙測) 分析及數值模式 (包括全球、區域及雲尺度模式) 得到分歧的結果。

全球模式持續加入更多氣膠與雲交互作用相關理論過程，並與觀測資料及不同模式互相比對，進行改進 (Quaas *et al.*, 2009；Penner *et al.*, 2012)。早期僅是根據雲反照率效應與雲生命期效應進行簡單表述，之後不斷發展改進詳細物理過程的參數法，如氣膠活化過程，冰晶核化過程，以及氣膠對對流雲、冷雲及混相雲的影響。然而相關參數化大多需要雲內上升速度等雲尺度資訊才能進行計算，以目前全球模式網格大小無法完善正確予以解析；而氣膠對雲量及雲其他性質的影響常為非線性，現有參數化也大多尚未掌握此類較複雜的關係。最後，要計算人為氣膠排放對雲與氣候的影響程度，還必須估計工業化以前的雲滴數量濃度，才能與現今狀態進行比較，然而對此資訊幾乎沒有觀測資料可供佐證，僅能以目前受人為氣膠影響最低區域 (如大洋中心) 之雲滴數量來估算。綜合上述各種挑戰，雖然全球模式中氣膠-雲交互作用的處理技術持續改進，目前對於此作用的模擬，以及相關輻射強迫作用的推估仍有極大不確定性。

氣膠對氣候的影響與其濃度及物理化學特性息息相關 (文字框 1.4)，關鍵參數包括氣膠的粒徑譜、化學組成、混合狀態 (mixing state) 與形狀 (球形、非球形)，這些參數共同決定了氣膠的光學性質與吸濕特性，影響氣膠對輻射的散射與吸收程度，以及做為雲凝結核與冰核的能力。自 IPCC AR4 以後，應用新式儀器在實驗室與野外所進行的量測，為氣膠物理化學性質提供更完整的描述，也幫助改進數值模式中氣膠物化與光學性質的表述方式。然而氣膠對雲與降水的影響過程還需考慮考慮雲內上升速度、雲含水量、雲外空氣逸入速率 (entrainment rate) 等相關條件，多為現有氣候模式尚無法完整解析的參數。許多全球氣候模式開始增添與氣膠氣候效應相關的過程或模組，但所考慮的複雜程度與處理技術多有差異，目前仍難以判定何者為較佳選擇。

圖 1.17 為氣膠與氣候交互作用相關過程之簡化示意圖，如前一節所述，氣體前驅物的排放與大氣化學反應可影響衍生性氣膠的生成速率，而原生性氣膠的存在亦可改變氣體前驅物的分配 (partitioning) 與化學反應。原生性與衍生性氣膠除了外部混合 (external mixing) 共存，還可彼此碰撞合併 (coagulate) 形成內部混合 (internal mixing)。氣體凝結在現有粒子表面，粒子內也可能發生化學反應，形成「老化氣膠 (aged aerosols)」。混合過程與老化過程均可造成氣膠整體光學性質與親水性的改變，影響後續的氣膠-輻射交互作用與氣膠-雲交互作用。氣體前驅物與氣膠可經由沉降過程 (deposition) 自大氣中移除。最後，要決定氣膠的有效輻射強迫作用 (effective radiative forcing，詳見文字框 1.5)，須同時考慮大氣狀態、雲的分布、地表性質等條件。

文字框 1.4 氣膠-氣候回饋

當氣候因子 (如溫度、濕度、降水、環流) 發生改變時，氣膠的移除過程以及自然氣膠的排放源可能隨之改變，形成「氣膠-氣候回饋 (aerosol-climate feedbacks)」。例如目前較為瞭解的氣膠-氣候反饋機制，是由於海溫影響浮游生物的二甲基硫 (dimethylsulphide) 排放量，二甲基硫經過一連串化學氧化反應，可形成硫酸鹽氣膠，做為良好的雲凝結核，進而影響雲滴大小與雲反照率 (cloud albedo)，最後反饋影響海溫。目前學界對於氣膠與氣膠先驅物排放與性質會如何隨氣候變化仍缺乏共識，尤其是對控制氣膠自然源的相關過程，以及氣膠參與水循環的複雜交互作用瞭解有限，針對回饋作用的正負號與量值推估仍為高度不確定，但模式結果顯示此回饋作用可能相當微弱，但在某些特定區域可能有較明顯的影響。IPCC 第五次氣候變遷評估報告提供的回饋參數 (feedback parameter) 估計全球平均地表溫度每改變攝氏一度會製造每平方公尺±0.2 瓦的輻射強迫作用，但此估算為低可信度。

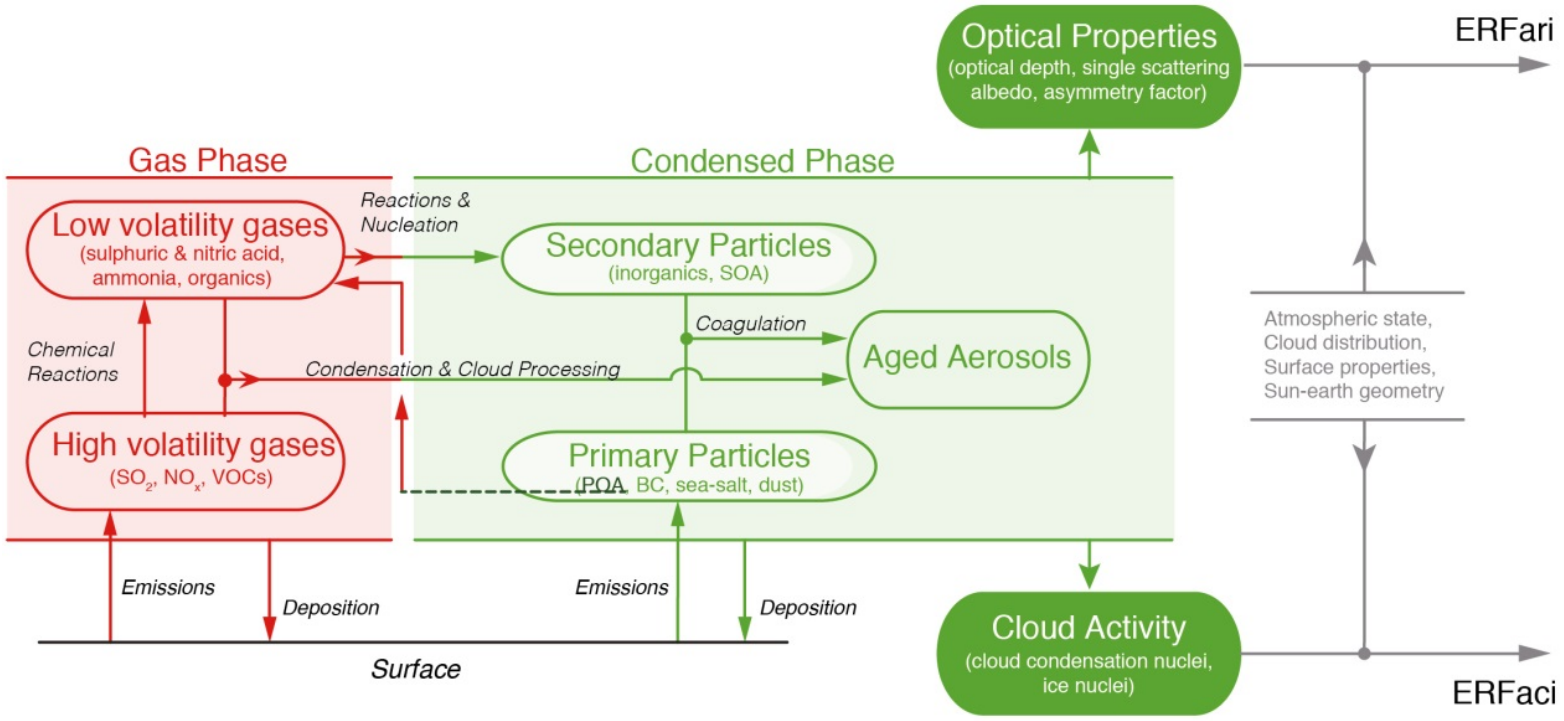


圖 1.17　氣膠與氣候交互作用相關過程與重要參數之簡化示意圖。紅色字體標示氣態相關化學物種 (如低揮發性與高揮發性氣體) 與過程；綠色字體標示粒子態相關種類 (如原生性、衍生性與老化氣膠)、過程 (如合併、雲內化學反應) 與物理參數 (如光學性質、雲凝結核、冰核)。目前學界傾向將氣膠與雲視為緊密互動的耦合系統 (coupled system)，圖中僅以單向箭頭表示氣膠如何造成「有效輻射強迫作用 (ERF)」，包括「氣膠-輻射交互作用 (ari)」與「氣膠-雲交互作用 (aci)」，但省略當中較為複雜的雙向交互作用。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figutre 7.12)

文字框 1.5 有效輻射強迫作用 (effective radiative forcing, ERF)

近來學界逐漸體認到需進一步界定輻射強迫作用、快速調整過程 (rapid adjustment) 與回饋機制 (feedback) 的不同。過去定義的「輻射強迫作用」概念，是輻射收支受到干擾時的立即變化 (僅容許平流層溫度進行調整反應)，然而在全球平均地面溫度尚未對輻射強迫作用產生明顯反應前，氣候系統中有部分參數 (例如雲、局地溫度、穩定度等) 會先產生反應，加強或抵銷初始的輻射強迫作用。IPCC AR5 將此類「快速調整過程」發生後剩餘的輻射強迫作用定義為「有效輻射強迫作用 (effective radiative forcing, ERF)」。若要與反應時間較長的全球平均地面溫度變化，及全球溫度改變所導致的氣候回饋 (如水氣回饋、冰-反照率回饋) 連結，有效輻射強迫作用是比初始輻射強迫作用更具有代表性的參數；尤其是對氣膠-雲-輻射交互作用等牽涉多種快速調整過程的問題，有效輻射強迫作用不僅較能表示其長期氣候效應，也較容易以全球模式模擬進行計算。關於推估有效輻射強迫作用在此不予詳述 (可參考 IPCC AR5, 2013, Chapter 7.5；Gregory *et al.*, 2004；Hansen *et al.*, 2005)，僅彙整 IPCC 對氣膠相關有效輻射強迫作用的最新評估數值。

對未來全球溫度的推估來說，有效輻射強迫作用是比輻射強迫作用更好的指標。但由於有效輻射強迫作用包含大氣與地表過程，需要較複雜的氣候模式，模式間物理過程參數化的歧異使有效輻射強迫作用的不確定性範圍大於輻射強迫作用。對於大部分溫室氣體與太陽輻射強度而言，有效輻射強迫作用和輻射強迫作用的值差異不大；然而黑碳氣膠的沉降對雪地反照率的影響所造成的有效輻射強迫作用可達輻射強迫作用的三倍之多。

1.5.3 輻射

在所有用來估計特定人為或自然因子對氣候變化之影響程度的指標中，輻射強迫作用 (radiative forcing) 是最常用的。本節將介紹兩種主要的輻射強迫作用的定義，接著利用輻射強迫作用量化人為與自然因子對地球系統的影響，包括溫室氣體、氣膠、地表反照率、太陽活動、火山爆發等，以及這些因子的綜合效應。在這個小節中，輻射強迫作用的值是以 2011 年相對於 1750 年工業革命前的狀況來表示。

1.5.3.1 輻射強迫作用

輻射強迫作用指的是一種或多種因子之變化對地球大氣系統總能量收支的影響，一般以每平方公尺改變的瓦數 (W m^{-2}) 表示。由於系統能量收支與平均溫度的變化有直接的關連，輻射強迫作用在氣候變遷的研究領域中被廣泛使用。

在第三次與第四次氣候變遷評估報告中，輻射強迫作用 (RF) 的定義為「當某個因子發生改變時，在對流層與地表的各項氣象參數 (如溫度、水氣、雲量等) 保持不變的狀況下，對流層頂的向下總輻射量之變化」。也就是說，在容許平流層的溫度調整到輻射平衡的情形下，輻射強迫作用顯示的是因子改變時對流層頂的立即輻射變化。

對於大部分的氣候變化因子來說，輻射強迫作用是很直觀的量化指標，可用來比較各因子的相對重要性。然而某些因子 (如氣膠) 的變化會迅速影響雲量，造成的輻射通量改變可能會加強或抵銷原本的輻射強迫作用。為了涵蓋此類發生在對流層內的快速調整過程，IPCC AR5 引介了一個新的指標「有效輻射強迫作用 (effective radiative forcing, ERF)」，其定義為在海洋表面溫度與海冰覆蓋範圍不變的狀況下，因子變化造成之大氣層頂輻射通量的改變。有效輻射強迫作用的計算不僅考慮了大氣的快速調整，也包含地表的變化，如地表溫度、冰雪與植被的覆蓋面積等。

1.5.3.2 人為的輻射強迫作用

人類活動對大氣成分與地表型態造成很大的改變，尤其自工業革命以來，化石燃料的使用與土地利用的改變大幅增加了溫室氣體濃度。人類活動所排放的氣膠也對氣候有直接的影響。此小節將分別討論各個因子所造成的輻射強迫作用。

❄ 溫室氣體

二氧化碳是影響最大的溫室氣體。自工業革命以來，二氧化碳的濃度由 1750 年的 278ppm 增加到 2011 年的 391ppm，造成的輻射強迫作用為 1.82W m^{-2} [1.63W m^{-2}~2.01W m^{-2}]。由於二氧化碳的濃度仍在上升，自 IPCC AR4 以來，輻射強迫作用以每年 0.0.27W m^{-2} 的速率持續增加。在對流層中，二氧化碳濃度的變化會影響垂直降溫率與雲的形成，但其有效輻射強迫作用可能不完全等於輻射強迫作用。根據「第五期耦合模式比對計畫」 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5；Vial *et al.*, 2013) 的分析結果，二氧化碳增加造成的地表暖化對大氣層頂的輻射通量有負貢獻，但造成的水氣增加、垂直降溫率改變、與地表反照率降低則有正貢獻，其淨效應使得平均有效輻射強迫作用與輻射強迫作用差異不大，但不確定性則增加了±20%。二氧化碳同時也會影響植物生理，例如增加生長率及降低蒸散效率等 (O'ishi *et al.*, 2009；Andrews *et al.*, 2012)。但由於這些效應的時間尺度較長，因此被歸類於氣候的回饋作用，而不屬於快速調整過程。

甲烷 (CH_4) 的濃度由 1750 年的 722ppb 增加到 2011 年的 1803ppb，造成的輻射強迫作用為 0.48W m^{-2} [0.43~0.53]，大於 AR4 的 1774ppb 與 0.47W m^{-2}。由於活性較高，人為或自然排放的甲烷會影響大氣中二氧化碳、平流層水氣、臭氧、硫酸鹽氣膠、以及部分鹵碳化合物的濃度 (Boucher *et al.*, 2009；Shindell *et al.*, 2009；Collins *et al.*, 2010)。考慮這些化學反應，甲烷排放量自 1750 年以來的增加，造成甲烷與其他溫室氣體的濃度上升，其綜合輻射強迫作用為 0.97W m^{-2}。

氧化亞氮 (N_2O) 由 270ppb 增加到 324ppb，造成 0.17W m^{-2} [0.15~0.19] 的輻射強迫作用。

由於蒙特婁議定書 (Montreal Protocol, 1987) 的制訂，鹵碳化合物 (halocarbon) 中氟氯碳化物 (CFCs) 的濃度持續下降，使其輻射強迫作用由 AR4 的 0.273W m^{-2} 下降到 AR5 的 0.263W m^{-2}。但因為氟氯碳化物之替代物 (如 HCFCs 與 HFCs) 的濃度上升，鹵碳化合物的總輻射強迫作用反而有些微的增加，由 IPCC AR4 的 0.351W m^{-2}，變為 AR5 的 0.36W m^{-2}。

臭氧 (O_3) 在對流層內的效應是吸收地表的長波輻射，與其他溫室氣體相同。由於人為排放的臭氧前驅物增加，在光化學反應後對流層內的臭氧濃度上升，造成 0.40W m^{-2} [0.20~0.60] 的輻射強迫作用 (Skeie *et al.*, 2011；Conley *et al.*, 2013；Lamarque *et al.*, 2013；Stevenson *et al.*, 2013)。平流層臭氧的濃度則受到氟氯碳化物的破壞而減少，使得進入對流層的太陽輻射增加，但允許更多的地球長波輻射逸出對流層，其淨輻射強迫作用為-0.05W m^{-2} [-0.15~+0.05] (WMO, 2011；Søvde *et al.*, 2011；Shindell *et al.*, 2013)。除了直接的輻射效應之外，有明確的證據指出對流層臭氧增加對植物的傷害將減少二氧化碳的消耗，但此間接效應尚難以量化 (Sitch *et al.*, 2007)。

平流層水氣 (stratospheric water vapor) 的來源為平流層中的甲烷與氫的氧化、飛機廢氣、強對流頂部的逸入與火山爆發 (Joshi and Jones, 2009) 等。其中前兩者可視為人為效應，造成的輻射強迫作用為 0.07W m^{-2} [0.02~0.12]，與 IPCC AR4 的估計值相同。

❄ 氣膠與雲

人為排放氣膠可直接干擾輻射收支，或透過改變溫度與雲微物理，使雲量及雲與降水的特性發生變化，兩者均產生輻射強迫作用，導致氣候變遷。然而在幾

次 IPCC 報告中，人為氣膠相關的輻射強迫作用估算值的不確定性極高 (尤其是牽涉到氣膠-雲交互作用的部分)。在估算整體人為輻射強迫作用與氣候敏感度 (climate sensitivity，即每單位輻射強迫作用所導致的全球平均溫度反應) 時，其不確定性最主要的來源便是氣膠 (Forster *et al.*, 2007；Haywood and Schulz, 2007)。若希望對過去與未來氣候變遷有更完備的解讀與瞭解，必須改進全球模式次網格尺度 (subgrid scale) 相關過程參數化，並對氣膠-雲-輻射相關交互作用進行更詳細的剖析與評估。

在 IPCC AR4 中，氣膠對輻射強迫作用的影響被分為三類：直接效應、雲反照率效應、以及黑碳對地表冰雪反照率的效應。直接效應是指氣膠對短波與長波輻射的散射和吸收，大部分的氣膠會反射陽光，減少大氣層頂的淨短波輻射；但部分氣膠 (如黑碳) 對陽光有很強的吸收力。AR4 估計直接效應造成的輻射強迫作用為-0.5W m^{-2}[-0.9~-0.1]。雲反照率效應是指假設雲所含之總水量不變時，親水性氣膠的增加會導致雲滴數目增多，加強雲對陽光的反射率。AR4 估計雲反照率效應的輻射強迫作用為-0.7W m^{-2} [-1.8~-0.3]。地面的冰雪若含有黑碳，其反射陽光的能力會大幅減弱，造成的輻射強迫作用為 0.1W m^{-2} [-0.2~0.0]。

在 IPCC AR5 中，氣膠-輻射交互作用的輻射強迫作用 (相當於直接效應) 為-0.35W m^{-2} [-0.85~+0.15]，小於 AR4 的估計值，但不確定性較大。最主要的負貢獻來自硫酸鹽氣膠、硝酸鹽氣膠、沙塵與有機碳，其輻射強迫作用分別為-0.40W m^{-2}、-0.11W m^{-2}、-0.10W m^{-2} 與-0.09W m^{-2}。黑碳是唯一有正貢獻的氣膠，其輻射強迫作用為+0.40W m^{-2}。

如前所述，氣膠會對對流層內的快速調整過程有顯著的影響，因此僅考慮輻射強迫作用，不足以代表氣膠改變地球系統能量收支的程度。IPCC AR5 估算了氣膠-輻射交互作用 (包括了人為氣膠直接干擾輻射收支的「直接效應」，以及人為氣膠影響地表溫度與大氣穩定度引發雲量快速調整反應的「半直接效應」) 與氣膠-雲交互作用 (涵蓋了學理較為確定的雲反照率效應，以及尚待瞭解的雲生命期效應與其他效應) 的有效輻射強迫作用，較能顯示氣膠對長期氣候的影響。詳情可參見 1.3.2 小節。綜合觀測分析與模式最新的結果顯示，氣膠-輻射交互作用的有效輻射強迫作用為-0.45W m^{-2} [-0.95~+0.05]，氣膠-雲交互作用的有效輻射強迫作用為-0.45W m^{-2} [-1.2~0.0]。考量到人為「氣膠-輻射交互作用」與「氣膠-雲交互作用」之間可能有非線性過程，將兩者之有效輻射強迫作用直接線性疊加並不恰當，IPCC AR5 估算兩者綜合之後的有效輻射強迫作用為-0.9W m^{-2} [-1.9~

-0.1]，比較適合代表氣膠整體氣候效應，且 IPCC AR5 對此綜合作用推估的可信度遠高於氣膠-雲交互作用的有效輻射強迫作用。雖然氣膠效應的不確定性是所有人為效應中最大的，但 AR5 推估氣膠可減緩溫室氣體造成的暖化，且信心程度為「高」。

純淨的冰對可見光的吸收非常小，但冰雪若包含了黑碳會使吸收率大幅增加，對氣候造成影響 (Warren and Wiscombe, 1980)。自 AR4 發表以來，最近的研究指出黑碳氣膠在雪地沉降的效應小於 Hansen and Nazarenko (2004) 在 AR4 的估計 (Flanner *et al.*, 2007 ; Koch *et al.*, 2009 ; Rypdal *et al.*, 2009 ; Lee *et al.*, 2013)。AR5 對此效應造成的輻射強迫作用的估計值為+0.04W m^{-2} [0.02~0.09]。但值得注意的是，當輻射強迫作用的值相同時，黑碳在雪地沉降所造成的地表溫度上升會是二氧化碳的二到四倍。

飛機在高空航行造成的線狀凝結尾會減少入射的太陽輻射，但同時也減少逸出的長波輻射。AR4 估計兩者的淨效應之輻射強迫作用為+0.01W m^{-2} [-0.007~+0.02]。AR5 除了估算凝結尾的輻射強迫作用為+0.01W m^{-2} [+0.005~+0.03] 之外，同時也計算了凝結尾導致的高空卷雲增加所造成的有效輻射強迫作用，其值為+0.05W m^{-2} [+0.02~+0.15]。

❄ 地表型態

人為造成的地表型態改變會影響地表反照率，直接改變地球的輻射能量收支，同時也會影響地表對大氣的摩擦力、地表潛熱釋放、地面逕流等。另外，森林砍伐還會影響大氣中溫室氣體的濃度。人為地表型態改變造成的輻射強迫作用在 IPCC AR4 中的估計值為-0.2W m^{-2}[-0.4~0.0]，最大的不確定性來自對 1750 年以前的土地利用狀況及對地表輻射過程的瞭解程度。

1700~2000 年間，全球地表已經有 42~68% 經歷人為改變 (Hurtt *et al.*, 2006)，大部分發生在北半球的溫帶地區。自 20 世紀中期以來，森林復育在西歐、北美及中國等地進行中，但熱帶地區仍有大量的森林被砍伐，直到過去十年才稍微減緩。Pongratz *et al.* (2008) 與 Kaplan *et al.* (2011) 重建了過去一千年農業發展與重大歷史事件所造成的地表型態改變。必須注意的是，農業在 1750 年之前已經在歐亞大陸廣為傳播，故人為地表型態改變造成的輻射強迫作用 (定義為 2011 年與 1750 年之差) 會小於自古以來農業所造成之地球輻射能量改變。由於農田和草地對陽光的反射大於森林，過去千年以來人為森林砍伐造成冷卻效應，Betts

et al. (2007b) 和 Goosse *et al.* (2006) 據此推論此效應加上太陽強度的自然變遷與火山活動導致了 16 世紀至 19 世紀間的小冰河期，直到人為溫室氣體的增加逆轉此趨勢為止。另外，因為森林地區融雪較快，森林砍伐使得冬季與春季的地表反照率大增 (Bernier *et al.*, 2011)。考慮以上的效應，Pongratz *et al.* (2009) 估計工業革命前人為的地表反照率改變造成的輻射強迫作用為-0.05W m^{-2}。

近年來 MODIS 衛星遙測資料 (Schaaf *et al.*, 2002) 大幅改善了對全球地表反照率的觀測 (Rechid *et al.*, 2009)。Myhre *et al.* (2005) 和 Kvalevag *et al.* (2010) 分析 MODIS 資料發現天然植被與農作物的反照率之差並不如先前在全球氣候模式所假設的那麼大，因此，未使用衛星資料的研究可能導致地表反照率改變造成的輻射強迫作用被高估。

除了增加反照率，森林砍伐也會經由增加二氧化碳濃度影響氣候。近來的一些研究指出，森林砍伐造成溫室氣體增加的暖化效應可能相當或大於反照率增加的冷化效應 (Pongratz *et al.*, 2010；Bathiany *et al.*, 2010；Lohila *et al.*, 2010)。森林砍伐也會減少地表蒸發和雲量，進而影響水循環 (van der Molen *et al.*, 2011)。另外，農業灌溉會在局部地區增加蒸發造成冷卻效應 (Kueppers *et al.*, 2007)，同時影響到鄰近地區的雲量與降水 (Puma and Cook, 2010；DeAngelis *et al.*, 2010)。這些重要的非輻射效應暗示輻射強迫作用不足以顯示地表型態改變對氣候影響的全貌。由於這些互相抵銷的複雜效應，植樹造林可能難以緩和氣候變遷 (Arora and Montenegro, 2011)。

綜上所述，人為地表反照率增加的輻射強迫作用估計為-0.15W m^{-2} [-0.25~-0.05]。但考慮其他非輻射因素後，現今仍難以判斷人為地表型態改變對氣候的影響是暖化或冷化。

1.5.3.3 自然的輻射強迫作用

❄ 太陽輻射強度

太陽輻射強度的變化包含許多種時間尺度。在天文方面，太陽與地球的相對運動會顯著改變地球接收的太陽輻射，此類米蘭科維奇循環的週期通常大於一萬年。太陽的 11 年週期也會改變太陽放出的輻射量，極大與極小期的差異大約是輻射量的 0.1% (Kopp and Lean, 2011)，相當於在大氣層頂造成約±1W m^{-2} 的波動。AR4 利用 11 年的移動平均計算太陽輻射變化趨勢，顯示自 1750 年至 2005 年大

氣層頂的入射太陽輻射增加了 0.12W m^{-2}，相當於 0.09W m^{-2} [0.05~0.23] 的輻射強迫作用。

Krivova *et al.* (2010) 與 Ball *et al.* (2012) 利用太陽物理模式計算太陽黑子、光斑、磁場與輻射量的關連，分別重建 1745~1973 年與 1974~2012 年的太陽輻射變化。利用此分析結果，IPCC AR5 估計太陽輻射強度變化造成的輻射強迫作用為 0.05W m^{-2} [0.00~0.10]，明顯小於 AR4 的估計值。其主要原因為太陽輻射強度在最近一個太陽週期的極小期 (2008) 有顯著的減弱，造成 1986~2008 年間的輻射強迫作用為-0.04W m^{-2} [-0.08~0.00]。

最近的太陽週期 (1996~2008 年) 的太陽輻射強度是自有衛星觀測以來最低的 (McComas *et al.*, 2008；Russell *et al.*, 2010)，大部分的研究預測下一個太陽週期的強度將會更弱 (Abreu *et al.*, 2008；Lockwood *et al.*, 2009；Rigozo *et al.*, 2010)，暗示太陽輻射強度可能會從 1920 年以來的極大活動期轉為衰弱 (Jones *et al.*, 2012)。由於直接觀測太陽輻射強度的時間長度不足，IPCC AR5 對未來太陽輻射變化的推估信心程度很低。雖然太陽活動可能減弱，但其幅度遠小於未來溫室氣體增加所造成暖化，AR5 對此信心程度為「高」。

❄ 火山活動

火山活動會噴發火山灰和二氧化硫，由於二氧化硫可形成細小的硫酸鹽氣膠，能夠有效反射陽光，且停留在大氣中的時間較長，因此可對氣候造成影響。硫酸鹽氣膠在對流層中僅能停留一週的時間，但在平流層內平均可停留一年之久。因此能夠排放大量二氧化硫進入平流層的火山爆發可在短期 (一至二年) 內造成巨大的冷卻效應。歷史上有許多短期氣候異常都與大型火山爆發有關，最近的一次是 1991 年菲律賓 Pinatubo 火山爆發，造成-4W m^{-2} 的淨輻射量與全球平均約 0.5°C 的降溫。

地球自 1991 年以來並無大型火山爆發，但近年來一連串小型噴發造成 2008 年至 2011 年間相對於 1750 年之輻射強迫作用為-0.10W m^{-2} [-0.13~-0.07]，大於 1999 年至 2002 年間的-0.05W m^{-2} [-0.07~-0.03]。

火山活動同時也會排放二氧化碳到大氣中。自 1750 年以來，所有火山爆發排放的二氧化碳總量至多僅有人為排放量的百分之一，因此對氣候變遷的貢獻可以忽略不計 (Gerlach, 2011)。

1.5.3.4 過去與未來的輻射強迫作用綜合變化

圖 1.18 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，其中實心表示有效輻射強迫作用，網格則為輻射強迫作用。有效輻射強迫作用與輻射強迫作用的不確定性 (5%~95%信心區間) 分別以實線和虛線表示。在假設各項有效輻射強迫作用與輻射強迫作用是可以線性相加的狀況下 (Boucher and Haywood, 2001；Forster *et al.*, 2007；Haywood and Schulz, 2007)，所有人為因子的總有效輻射強迫作用為 2.29W m^{-2} [1.10~3.30]，明顯大於 AR4 所估計的總人為輻射強迫作用 1.6W m^{-2} [0.6~2.4]，主要的差別來自於均勻溫室氣體 (AR4 稱為長生命期溫室氣體) 與氣膠。根據這些數據，人為的有效輻射強迫作用幾乎確定大於零，也就是造成暖化。

均勻溫室氣體包括二氧化碳、甲烷、氧化亞氮以及各種鹵碳化合物。至 2011 年止，IPCC AR5 估計人為排放的均勻溫室氣體造成的輻射強迫作用為 2.83W m^{-2} [2.54~3.12]，比 AR4 對 2005 年的估計值 (2.63W m^{-2} [2.37~ 2.89]) 大了 8%，主要的原因是均勻溫室氣體濃度仍在持續上升。

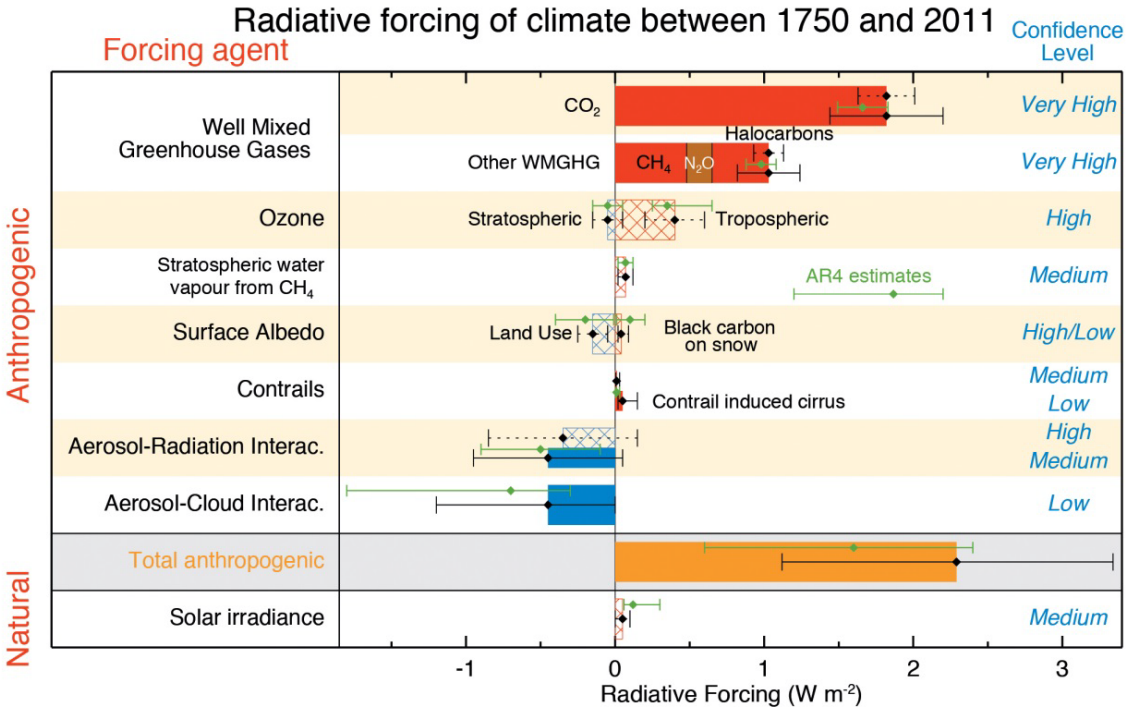


圖 1.18　IPCC AR5 估算各種人為與自然因子在 1750~2011 年間所造成的有效輻射強迫作用 (實心長條) 與輻射強迫作用 (網格長條)。實線與虛線分別表示有效輻射強迫作用與輻射強迫作用的 5%~95% 信心區間。綠色線為 AR4 的估計值。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure TS.6)

IPCC AR5 對氣膠 - 輻射交互作用與氣膠-雲交互作用之有效輻射強迫作用的估計值分別為-0.45W m^{-2} [-0.95~+0.05] 及-0.45W m^{-2} [-1.2~ 0.0]，與 AR4 的估計值 (-0.50W m^{-2} [-0.90~-0.10] 及-0.70W m^{-2} [-1.80~-0.30]) 相比，氣膠的冷卻效應大幅降低。

圖 1.19 顯示自 1750 年工業時代以來各種人為與自然因子的有效輻射強迫作用隨時間的變化。人為因子的綜合有效輻射強迫作用在這段時間內持續上升。除了一些大型火山爆發在短期內有很強的負貢獻之外，二氧化碳在這段期間的輻射強迫作用最大，其他均勻溫室氣體次之。均勻溫室氣體的暖化效應在 1960 年代之後有加速的趨勢。氣膠則造成最大的冷卻效應，其強度在 1950~1980 年間迅速增加，且趨勢具有「高」信心程度。但氣膠增加的趨勢在過去 20 年 (1990~2010 年) 幾乎消失，甚至可能減弱，IPCC AR5 對這段期間氣膠輻射強迫作用的趨勢推估信心程度為「非常低」。

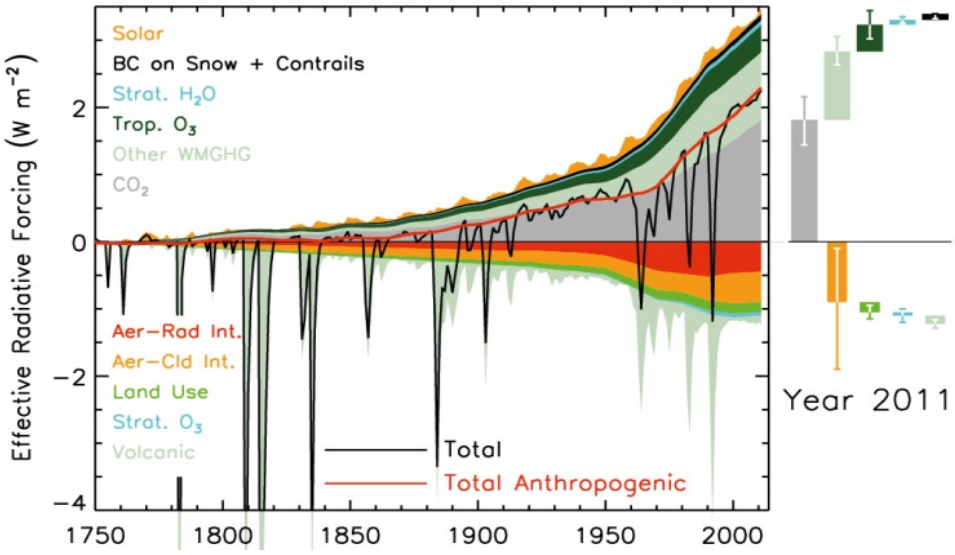


圖 1.19 IPCC AR5 1750~2011 年間各種人為與自然因子所造成的有效輻射強迫作用的變化。右側的長條表示各因子的 5%~95% 信心區間。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 8.18)

1.6 古氣候

古氣候的研究利用對氣候變化敏感的代用指標 (proxy) 變化，推斷過去數百年以至於數百萬年的氣候改變情形。古氣候研究於 1980 年代積極開展，增加了我們對氣候變化歷史的了解與資料的可信度，並顯示世界各地多種氣候代用指標

變化規率的一致性。歷史回朔時間越久，可獲得的資料量越少，古氣候變化研判的不確定性也因此增加。除了利用氣候標記物的研究外，數值氣候模式也用以模擬過去的氣候狀態 (例如：末次冰盛期，Last Glacial Maximum) 以幫助我們了解造成氣候改變的機制。氣候模式不只是測試氣候改變理論的重要工具，也可以幫助我們補足氣候標記物研究在時間與空間尺度上的不足。

氣候代用指標研究建立的古氣候歷史也提供一個測試現有數值模式的機會。因為氣候驅動力 (driving force) 可以進行獨立的數值模式實驗，我們非但可用以評估氣候對單一氣候因子 (forcing factor) 的反應，還可以透過與古氣候重建的交互對照，評估各不同氣候模式的模擬能力。

1.6.1 冰期與間冰期

氣候狀態在地球歷史中任何時間尺度上都一直在變化。古氣候紀錄經常透過冰芯 (EPICA community members, 2004)、深海陳積物 (Lisiecki and Raymo, 2005) 與黃土 (Ding *et al.*, 2002) 的研究進行重建。過去的 40 萬年最顯著的氣候特徵，即是以 10 萬年週期循環，呈現大幅度溫度變化的冰期 - 間冰期氣候循環。冰期 - 間冰期的氣候變化與地球相對太陽的軌道造成的日照量變化相關。10 萬年週期循環與地球繞日軌道的離心率 (eccentricity) 有關。地球自轉傾角 (obliquity) 與歲差 (precession) 的變化也有明顯週期性，且對地球氣候也有明顯影響 (Hays *et al.*, 1976) (詳見文字框 1.6)。底棲性有孔蟲氧同位素值可用以推估地球總冰川體積，冰芯紀錄中的溫室氣體濃度可以顯示過去氣溫的變化。圖 1.20 顯示過去 65 萬年的冰期 - 間冰期循環中，冷暖期交互，但時間長短不同。暖期通常發展較為快速，持續時間相對較短 (約 1 萬至 3 萬年)，隨後的冷期期間則溫度下降較為緩慢，持續時間較長。我們目前正處於上次冰期最盛期在一萬年前結束後的間冰期中，稱為全新世 (Holocene)。

冰芯紀錄顯示，溫室氣體與南極地區溫度 (氘同位素 δD)[6] 在冰期間冰期時

[6]在水蒸發過程中氫同位素氘 (δD) 組成的水分子容易被保留在液態；水蒸氣凝結 (或結冰)的過程中由 δD 組成的水分子則容易先凝結，導致液態水或進一步受冷所形成的冰晶中含有相對較多由 δD 組成的水分子。當氣候轉冷，大氣中的水蒸氣不斷冷凝成水或冰晶時，水蒸氣中所含由 δD 組成的水分子便越來越少，因此，當氣候越冷，南北極降雪所形成冰晶的氫同位素 (氘, δD) 便相對越輕。冰芯中的 δD 值越偏負值，表示降雪當時的大氣溫度越低。 http://mynotes.org/earth/?p=5805#

間尺度上，呈現高度相關 (見圖 1.20；Mudelsee, 2001)。此相關性是用以推斷溫室氣體作為氣候驅動力的重要依據。冰消期 (deglaciation) 時，南極地區的氣溫開始上升數百年後，大氣二氧化碳濃度亦會開始上升 (Monnin *et al.*, 2001；Caillon *et al.*, 2003)。資料顯示，南北半球高緯度地區的暖化比海平面上升早發生約數百年 (Shackleton, 2000；Pépin *et al.*, 2001)。南極地區溫度與大氣二氧化碳濃度，在過去六次冰期 - 間冰期循環，皆呈現穩定的統計關係 (Siegenthaler *et al.*, 2005a)。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，圖 1.21a 至圖 1.21c 顯示隨著二氧化碳、甲烷與氧化亞氮的增加，輻射作用力也變大。溫室氣體濃度在上次冰期最盛期之後迅速增加，在約一萬年前趨於穩定，直至工業革命後，以更快的速率上升。圖 1.21d 顯示上次冰期最盛期之後，溫室氣體增加產生的輻射作用相當微小，直到工業革命後，溫室氣體濃度大量上升，具溫室效應的輻射作用也跟著迅速加強，增加速率遠遠超過之前的一萬多年。

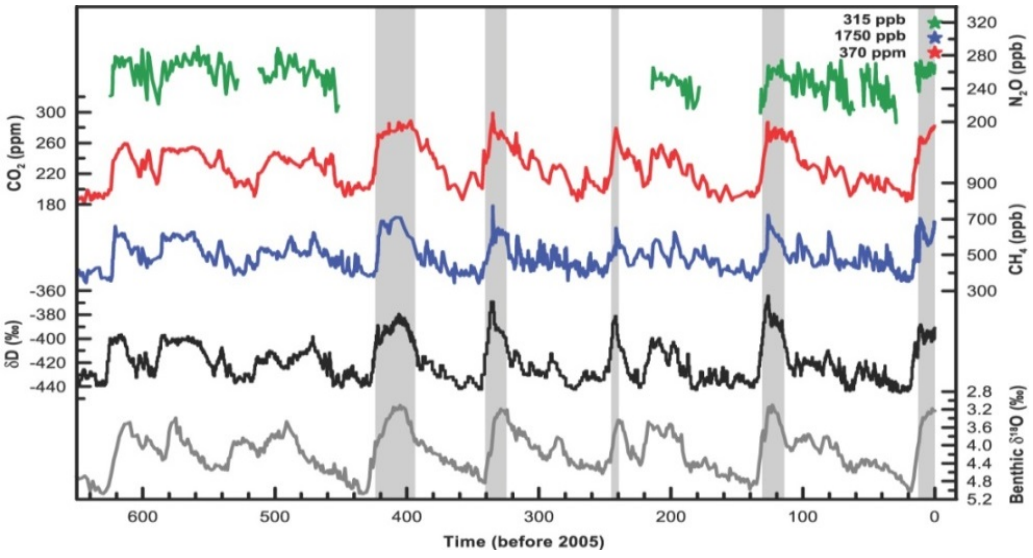


圖 1.20　過去近 65 萬年來，溫室氣體 (綠線為笑氣 N_2O，紅線為二氧化碳 CO_2，藍線為甲烷 CH_4)、氘同位素 δD (黑線) 與底棲性有孔蟲氧同位素值 (灰線) 隨時間之變化。溫室氣體濃度由冰芯中保存的氣泡測得，氘同位素是區域氣溫的古氣溫代用指標；底棲性有孔蟲氧同位素值可用以推估地球總冰川體積，較高的數值表示冰體積大。灰色陰影區標示過去冰期間冰期循環中的相對暖期。(圖取自 IPCC AR4, 2007, Figure 6.3，引用 Petit *et al.*, 1999；Indermühle *et al.*, 2000；EPICA Community Members, 2004；Spahni *et al.*, 2005；Siegenthaler *et al.*, 2005a, 2005b；Lisiecki and Raymo, 2005)。

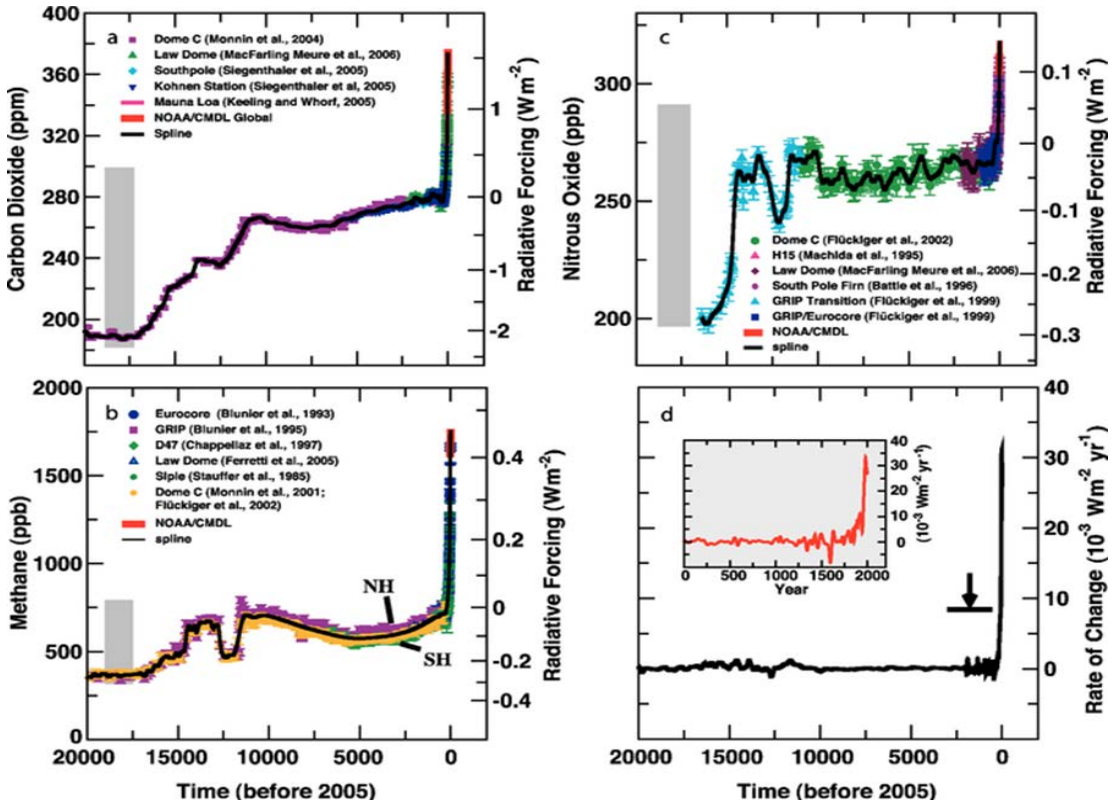


圖 1.21　過去兩萬年來，大氣溫室氣體 (a) 二氧化碳 CO_2、(b) 甲烷 CH4 與 (c) 氧化亞氮 (亦稱笑氣) N_2O 的輻射強迫作用和 (d) 上述三種氣體加總輻射強迫作用變率隨時間的變化。圖(a)~(c) 柱狀區間顯示過去 65 萬年來的變異 (Siegenthaler *et al.*, 2005a；Spahni *et al.*, 2005)。

數值模式實驗結果顯示，地球軌道參數變化對於冰期間冰期氣候變化扮演重要的角色 (文字框 1.6)。地球軌道參數導致的溫度下降足以造成北半球大型陸地冰川初期的成長 (Carlson *et al.*, 2012；Herrington and Poulsen, 2012)。冰川的地表反照率回饋會使氣溫更進一步下降，使得北半球進入逐漸冷化的冰期。研究顯示，由地球軌道參數與二氧化碳變化量驅動的數值模式實驗結果，與氣候標記物研究建立的古氣候歷史結果，相當一致 (圖 1.22)。此一結果支持地球軌道參數是驅動冰期 - 間冰期循環的主要外在因素的說法，該理論的信心程度高。相對應於前述之外在因素，許多研究證實大氣二氧化碳濃度變化是驅動冰期循環的主要的 (地球系統) 內在因素。例如，中亞與赤道地區氣候 (Prokopenko *et al.*, 2006；Herbert *et al.*, 2010)、南大洋海表溫 (Pahnke *et al.*, 2003；Lang and Wolff, 2011)、南極溫度 (Parrenin *et al.*, 2013) 與北太平洋的生物地球化學循環 (Jaccard *et al.*, 2010) 在冰期循環的時間尺度上與大氣二氧化碳濃度呈現密切的共變關係。

文字框 1.6 地球軌道-氣候強迫作用

太陽輻射是驅動大氣環流的主要能量來源，地球接收到的太陽輻射隨著太陽與地球之間的距離、太陽輻射入射角度不同而改變，主要的影響因子有三 (見圖 A)：(1) 地球公轉軌道的離心率變化 (eccentricity)，(2) 地球自轉軸傾角變化 (obliquity)，(3) 歲差 (precession)。地球以接近圓形的橢圓軌道繞太陽公轉。目前的偏心率為 0.018，在過去五百萬年之中，偏心率變化的範圍為 0.000483~0.060791，週期約為十萬年。偏心率大小影響太陽輻射入射地球的年累積量，偏心率越大 (小)，年輻射量越小 (大)，但是變化量相當小，比如上述偏心率的變化造成入射太陽輻射的變化僅為+0.014%到-0.12%。地球自轉軸傾角是地球自轉軸與黃道面法線之間夾角，介於 22 與 24.5 度之間 (目前為 23.5 度)，變動週期為四萬年。地球自轉軸傾角的變動不會影響地球攔截太陽輻射的總量，但影響太陽直射的緯度範圍，如果自轉軸傾角較大，則一年中太陽直射可達的緯度較高，形成夏季太陽輻射量較大、冬季較小，季節變化也因此變大、四季更明顯。相反的，如果自轉軸傾角較小，則季節變化較小、四季較不明顯。歲差是由於地球自轉軸不停進行圓周擺動，繞完一圈約兩萬兩千年。目前地球經過近日點時為一月，經過遠日點時為七月。一月時雖然日地距離比較短但太陽直射南半球，因此是北半球的冬季。約一萬一千年後，地球改在七月經過近日點且直射北半球。因此北半球夏季接收到的太陽輻射量會比目前多，冬季則較目前少。

米蘭科維奇 (Milankovitch) 指出日-地關係的變化是造成冰期與間冰期交替出現的主因。冰期形成的主要原因是夏季 (不是冬季) 的太陽輻射量變弱，不足以融化上一冬季留下的冰雪。使得冰雪覆蓋區域逐年往低緯度區擴展。較廣的冰雪覆蓋區反射較多的太陽輻射，地表吸收的太陽輻射變少，冰雪融化量因此更形減少。此『冰-反照率機制』產生的正回饋，使得冰雪覆蓋區逐年擴大。地球自轉軸傾角較小與夏季位於遠日點是適合冰期發展的日-地關係，此配置下高緯度地區夏季所接收的太陽輻射量最小。相反的，如果是地球自轉軸傾角較大及夏季位於近日點的情形，高緯度地區夏季所接收的太陽輻射量最大，因此適合間冰期的發展。米蘭科維奇的理論已為許多古氣候資料印證。

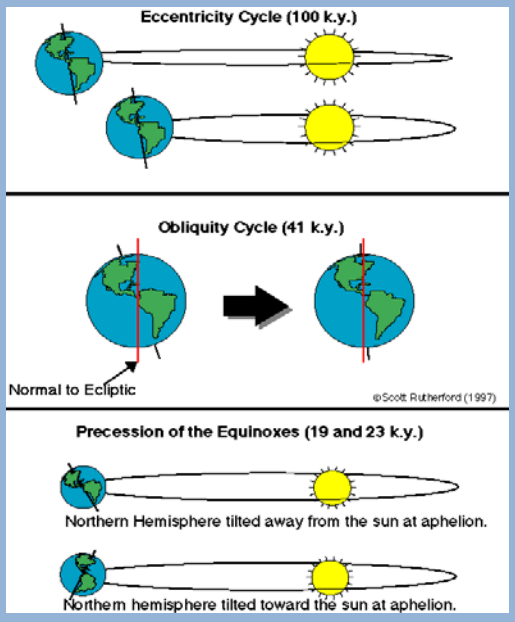


圖 A：地球軌道參數的變化：(上) 離心率 (eccentricity)，(中) 自轉傾角 (obliquity)，與 (下) 公轉歲差 (precession)。

日-地關係的影響不只是冰期及間冰期。在一萬兩千年到五千年前之間，地球自轉軸傾角約比目前大一度，而且地球經過近日點時北半球為夏季，因此北半球在夏季接收到的太陽輻射較多。當時的季節變化較明顯，季風也可能因此較強。在非洲及亞洲，現代許多乾涸的湖泊，在當時都充滿了水。

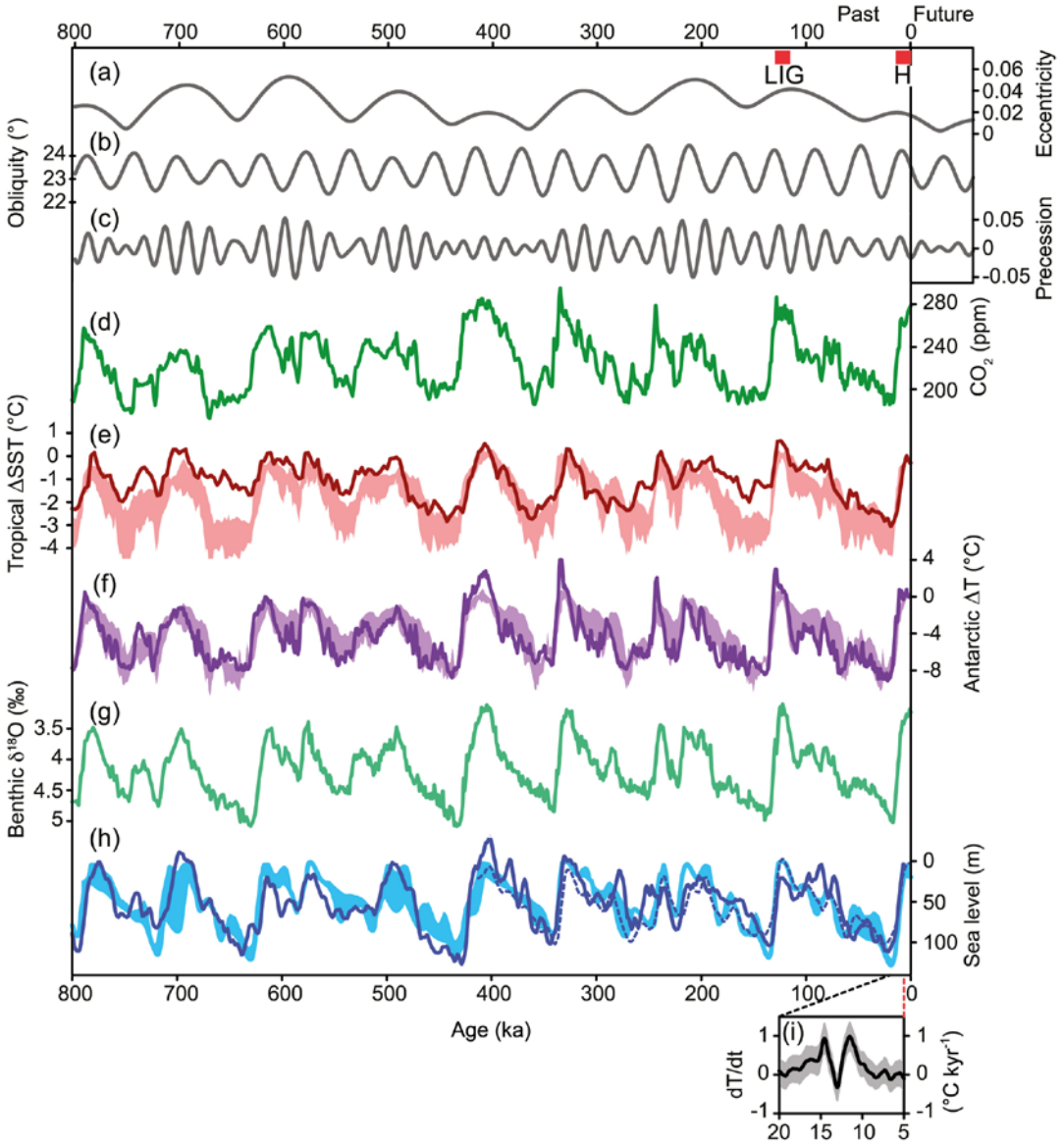


圖 1.22　過去近八十萬年來地球軌道參數 (a) 離心率 (eccentricity)，(b) 自轉傾角 (obliquity)，與 (c) 公轉歲差 (precession) 的變化 (Berger and Loutre, 1991)，(d) 南極地區冰芯紀錄的大氣二氧化碳濃度 (Petit *et al.*, 1999；Siegenthaler *et al.*, 2005b；Ahn and Brook, 2008；Lüthi *et al.*, 2008)，(e) 赤道海表溫變化 (Herbert *et al.*, 2010)，(f) 南極地區溫度 (Petit *et al.*, 1999；Blunier *et al.*, 1995; Blunier and Brook, 2001；Watanabe *et al.*, 2003；EPICA Community Members, 2006；Jouzel *et al.*, 2007；Stenni *et al.*, 2011)，(g) 全球冰川體積 (Lisiecki and Raymo, 2005)，(h) 海平面變化 (Rohling *et al.*, 2010；solid line: Elderfield *et al.*, 2012) 隨時間的變化，圖(e) 至圖(h) 的陰影區表是綜合不同數值氣候模式模擬的結果。(i) 全球平均溫度在上一次冰消期時的變化狀況 (Shakun *et al.*, 2012)。

1.6.2 過去兩千年的古氣候

研究工作可以藉由古氣候代用指標重建過去兩千年高解析度的氣候狀況。這些高解析度的氣候還原紀錄可以進一步與儀器實測資料比較，以評估數十年至百年時間尺度上氣候狀況對於外在 (external forcing) 與內在 (internal forcing) 驅動因素的反應，也可以用於評估氣候系統的內部變異 (internal variability)。由於新興的古氣候代用指標研究，在整段地球氣候歷史中我們對於過去兩千年的溫度狀況 (見 1.6.2.1 節) 與溫度重建的不確定性 (見 1.6.2.2 節) 有最好的紀錄與掌握。

1.6.2.1 過去兩千年的氣候變異

氣候紀錄重建顯示過去兩千年來有兩個顯著的氣候變異事件：中世紀暖期 (Medieval Climate Anomaly) 與小冰期 (Little Ice Age)，資料整理見表 1.3。雖然這兩個事件在全球各地在發生時間與氣溫變化幅度上的表現並不一致，但目前認為北半球氣溫在西元 950 年至 1250 年間是較暖的；1450 年至 1850 年間為冷期。

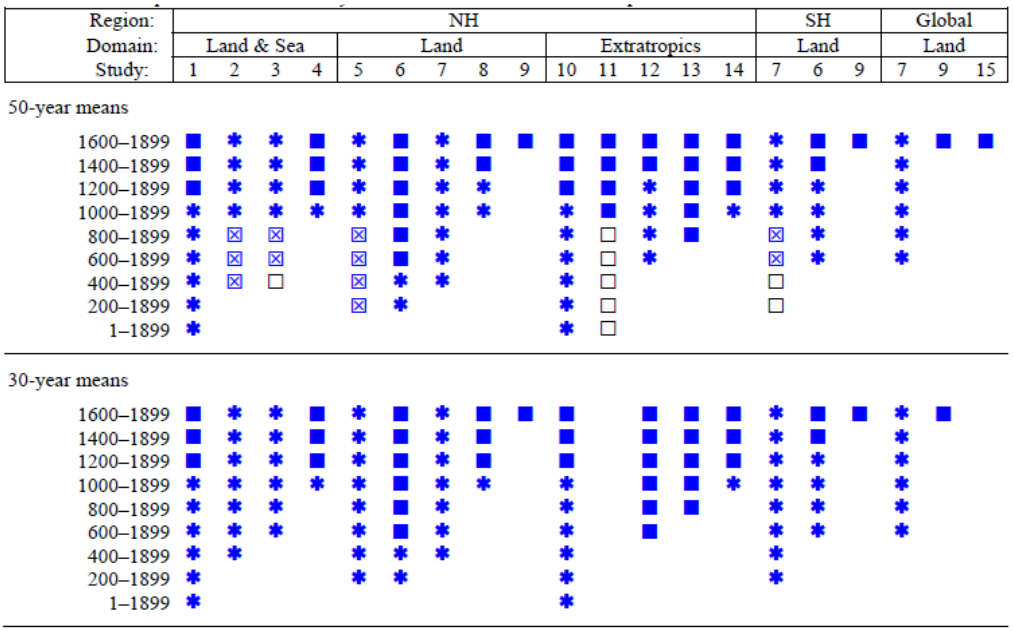
根據多項氣候紀錄重建的統計結果，推估北半球過去 30 或 50 年的平均氣溫「非常可能」暖於過去 800 間任何一個 30 年或 50 年平均。雖然氣溫變化的幅度及其不確定性會隨著選取的氣候代用指標種類、計算區域平均的範圍 (例如僅計算海洋地區平均)、與統計方法而異，但幾乎所有的重建紀錄都顯示北半球地區在 1200 年至 1899 年間任一 30 年或 50 年的平均溫度皆「非常可能」冷於 1983 年至 2012 年間的儀器觀測紀錄，這些推估都具有的高可信度。

相對於北半球而言，南半球的氣候紀錄重建雖然不多且不確定性較高 (Morice *et al.*, 2012)，但從僅有的紀錄推估認為，南半球以至於全球平均溫度在過去四百年間任何一個 30 年或 50 年平均皆「非常可能」冷於 1900 年後任一個 30 年或 50 年平均，近來的暖化超越了過去的紀錄，然而受限於資料量不足，此一推估僅有低可信度。

1.6.2.2 氣候重建的方法與其限制和不確定性

過去 2000 年的氣溫重建是研究工作中的一大挑戰，其主要的困難來自於採取重建標本時空的限制，氣候代用指標相互對比的不確定性，以及用來校正與整合各項氣候代用指標的統計方法 (Jones *et al.*, 2009, Frank *et al.*, 2010a) 不同。

表 1.3　南北半球和全球平均溫度的交互比較與其信賴度。實心藍色方塊表示重建之古溫度「非常有可能」低於 1900 年後由代用指標重建的溫度，同時也低於 1983~2012 年或 1963~2012 年儀器實測的溫度值；星號表示重建之古溫度「非常有可能」低於 (但僅低於) 1983~2012 年間或 1963~2012 年間儀器實測的溫度值；空心藍色方塊表示重建之古溫度「可能」低於 1983~2012 年間或 1963~2012 年間儀器實測的溫度值；空心黑色方塊表示重建之古溫度「可能」低於 1983~2012 年間或 1963~2012 年間儀器實測的溫度值。



Notes:
Symbols indicate the likelihood (based on the published multi-decadal uncertainty ranges) that each *N*-year mean of the reconstructed temperature during the indicated period was colder than the warmest *N*-year mean after 1900. A reconstructed mean temperature *X* is considered to be likely (very likely) colder than a modern temperature *Y* if $X+aE < Y$, where *E* is the reconstruction standard error and $a = 0.42$ (1.29) corresponding to a 66% (90%) one-tailed confidence interval assuming the reconstruction error is normally distributed. Symbols indicate that the reconstructed temperatures were either:
☒ *likely* colder than the 1983–2012 or 1963–2012 mean instrumental temperature;
✱ *very likely* colder than the 1983–2012 or 1963–2012 mean instrumental temperature;
■ *very likely* colder than the 1983–2012 or 1963–2012 mean instrumental temperature and additionally *very likely* colder than the warmest 30- or 50-year mean of the post-1900 reconstruction (which is typically not as warm as the end of the instrumental record);
☐ indicates that at least one *N*-year reconstructed mean is about as likely colder or warmer than the 1983–2012 or 1963–2012 mean instrumental temperature.
No symbol is given where the reconstruction does not fully cover the indicated period.
Identification and further information for each study is given in Table 5.A.6 of Appendix 5.A.1:
1=Mo05wave; 2=Ma08eivf; 3=Ma09regm; 4=Ju07cvm; 5=LM08ave; 6=Ma08cpsl; 7=Ma08eivl; 8=Sh13pcar; 9=LO2012; 10=Lj10cps; 11=CL12loc; 12=He07tls; 13=Da06treecps; 14=Fr07treecps; 15=PS04bore.

利用千年尺度的氣候重建模擬，我們可以藉由對已知古氣候紀錄的重現 (replicate) 測試氣候模式的模擬能力並進一步利用模式結果彌補氣候代用指標在空間上採樣的不足 (Smerdon, 2012)。藉由此一過程,我們目前已知大多數的氣候重建皆低估了低頻率氣候變異的幅度 (Lee *et al.*, 2008；Christiansen *et al.*, 2009；Smerdon *et al.*, 2010)，此限制在進行長期氣候分析時需加以注意。

然而在全球及大尺度空間重建古氣溫紀錄的研究中，最為根本的限制來自相對時間尺度上儀器實測紀錄的不足，以及不同氣候代用指標在數目、地理空間分佈、可信度 (reliability) 上的差異。雖然自 IPCC 第四次氣候變遷評估報告發表以來的研究工作已有長足的進步 (Mann *et al.*, 2008；Wahl *et al.*, 2010；Neukom and Gergis, 2011；PAGES 2k Consortium, 2013)，目前在赤道、南半球與全球各大洋區的氣候重建資料仍然相當不足。除此以外，將低時間解析度 (如海洋湖泊岩心) 與高時間解析度 (如樹輪、冰芯、珊瑚與鐘乳石紀錄) 的氣候重建資料進行整合也是統計方法上的一大挑戰.

資料間的平均以及氣候代用指標與溫度的相關性的可信度，都造成氣候重建過程的不確定性。許多研究工作都對時空資料進行多重統計模式的分析以及求取氣候平均 (Mann *et al.*, 2008；Frank *et al.*, 2010b)，但是近來有研究指出這樣的分析方式可能會導入新的誤差 (Christiansen *et al.*, 2009；Smerdon *et al.*, 2011)，因此需要進一步的研究釐清。其次，氣候代用指標與溫度的相關係數可能會隨氣候或非氣候狀況 (如生物因素) 而變. 舉例來說，樹輪資料反應的古氣候資訊可能不僅止於古氣溫紀錄，而可能包含極端氣溫、極端降水、季節形態的變化，甚至是太陽活動的變化。

1.7 北極放大

1980 年代以來，北極溫度上升趨勢高居全球第一，全球平均氣溫大約上升 0.4°C，北極平均溫度則上升了約 1.1°C，將近 3 倍之多。相同的現象也發生於 1920-1940 年的暖化期間。北極氣溫的變化幅度顯然比其他地區高出許多，也就是說敏感度高。未來氣候變遷推估也發現北極將是暖化最劇烈的地區。這個現象就是北極氣候衝擊評估報告 (Arctic Climate Impact Assessment； ACIA, 2004) 所宣稱的「極區放大 (polar amplification)」現象。南極是個大冰原，冰棚厚達數公里，周圍海冰受季節變化的影響，不像北極海海冰與北半球陸地冰原的季節變化那麼大。相對於北極，南極的氣候較為穩定，變化較小。因此，「極區放大」就是「北極放大」(arctic amplification)。這個放大現象，與冰雪的存在有極大關係。

系統性的冰雪變化，極易產生氣候的正回饋作用，米蘭科維奇的冰期 / 間冰期理論，就是一個最佳的例子。北極冰雪可以分成兩大類：地表的冰雪覆蓋 (包括海冰與陸地冰雪；Screen and Simmonds, 2010)，與地表下的永凍土 (permafrost；

Schaefer *et al.*, 2012；Schuur and Abott, 2011；Harden *et al.*, 2012)，以下分別討論不同種類冰雪所牽涉的數個氣候回饋機制如何造成北極放大，以及未來變化的推估。

1.7.1 暖化紀錄器與放大器

一般討論暖化趨勢都著眼於地表氣溫 (也就是經常看到的全球平均溫度變化曲線)。其實，如果排放過多溫室氣體造成全球暖化確實發生，相對於空氣與土壤，海水比熱高儲熱能力佳，海面高度與海水熱容量應該是保存暖化訊息最為完全的氣候變數之一。如前所述，科學家發現雖然最近十多年地表溫度沒有持續上升，深海海水其實仍持續變暖。過去百年的海面高度也是呈現持續上升的趨勢，上下振盪幅度甚小，暖化遲滯與冷卻現象不明顯。如果說海洋是人為全球暖化的最佳紀錄器，北極就是全球暖化的放大器。因為，如前所說，由於冰雪的存在，北極溫度敏感度極高，如果有人為暖化現象，衝擊最大的地區之一應該就是北極。

1.7.2 極區氣候回饋機制：海冰

「冰-反照率回饋」是最常被提到的放大效應。反照率，簡單的說，就是反射率。冰雪的反照率可高達 80%~90%，大部分的太陽光都被反射。一個區域內，冰雪越多，反射的太陽光越多，地表吸收的能量越少，因此越冷、越容易形成更多的冰雪。反之，如果冰雪少，「冰 - 反照率回饋」會讓地表溫度上升更多、冰雪更少。短期內，這個放大效應在海洋可能比陸地更明顯。北極海的海冰如果減少，露出低反照率 (低於 20%) 的海面，大部分的太陽輻射被海水吸收，海水的比熱大於陸地，而且體積龐大，相較於土壤儲熱能力好很多，夏天儲存的能量，可以在秋冬釋出，使得海冰較不易形成，可以加強冰 - 反照率回饋與暖化趨勢。

從 1979 年有衛星觀測以來至今，每年 9 月 (一年中海冰面積最少的時期) 的北極海海冰覆蓋面積已經從八百多萬減少到三百四十多萬平方公里。因為海冰不僅覆蓋面積變小也變薄，海冰體積減少三分之二，減少的程度比面積更明顯 (圖 1.23)。歐亞大陸上的冰雪覆蓋面積則從約 600 萬平方公里減少到 93 萬平方公里。冰雪快速減少與溫度快速上升，反映了「冰 - 反照率回饋」放大效應。

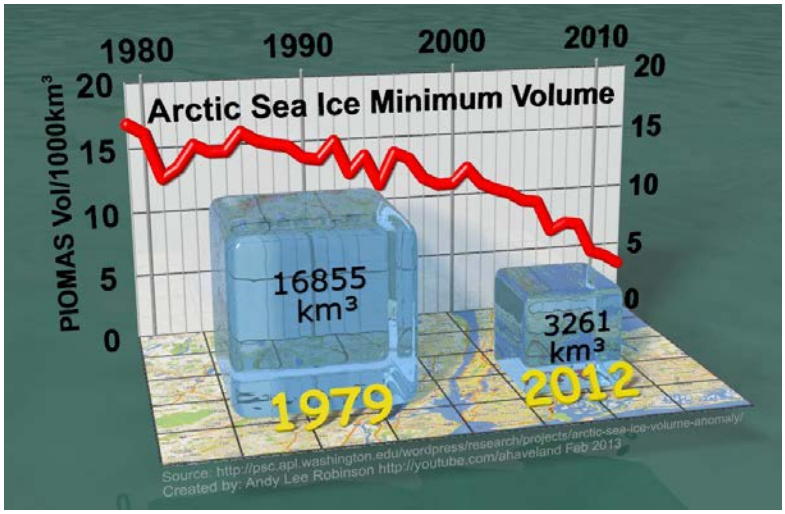


圖 1.23　北極海冰 1979-2012 年間年體積最低值的減少趨勢，縱軸單位為千立方公里 (資料來源:PIOMAS Arctic Sea Ice Volume Reanalysis)，圖由 Andy Lee Robinson 繪製，https://www.youtube.com/user/ahaveland)

IPCC AR4 (2007) 推估 2100 年海冰覆蓋面積將減少至約 2 x 10^6 km^2，是 1980 年代初期的四分之一。但是模式推估結果差異很大，從完全消失到減少至約 500 萬平方公里不等。不少研究人員認為這項推估低估了海冰減少的速率。觀測資料顯示過去 30 年海冰覆蓋面積減少速度極快，2012 年的海冰面積已經減少至 341 萬平方公里，比模式推估的結果少了不只 300 萬平方公里。模式顯然欠缺模擬海冰快速減少的機制，如何精準推估海冰未來減少的趨勢，仍舊是一項亟需突破的嚴厲科研挑戰。

1.7.3 極區氣候回饋機制：永凍土

陸地雖然儲存熱量效果比海水差很多，永凍土融化造成的放大效應，長期 (百年尺度) 而言，可能更加嚴重。永凍土是土壤溫度低於零度，含水結成冰的區域，存在於北極圈附近的區域與高山，有些甚至存在於海面與水面下。永凍土覆蓋範圍約佔北半球陸地面積的 24%。現今大部分的永凍土形成於上個冰河期期間，已經存在數千到數萬年，部分較新的永凍土形成於中世紀之後的小冰期，也有數百年歷史。水面下的永凍土形成於上一次冰期，後來氣候變暖，海面上升才被海水淹沒。

永凍土形成期間，被凍結的植物與動物遺骸，被覆蓋在土壤中，由於溫度低，

微生物的分解停止，永凍土成為龐大的有機物儲存庫。永凍土的最上層為活躍層 (active layer)，受到上方空氣影響，夏季土壤中的冰融化、冬季則凍結，有明顯的季節變化。活躍層厚度從數十公分到數公尺不等。基本上，較冷較穩定的永凍土其活躍層較淺，較暖較不穩定的永凍土其活躍層較深。當氣溫逐漸上升，土壤漸漸加溫，使活躍層變深、永凍土逐漸融化，微生物的分解活絡起來，在無氧狀態下有機物變成甲烷，在有氧環境則形成二氧化碳。雪量變多也可能加深活耀層，這是因為雪中含有大量空氣，隔絕雪上的寒冷空氣，具有隔熱效果，對雪下的土壤有升溫作用。全球溫度上升，空氣含水氣量增加，較多的水氣被傳送至極區，雪量反而增加，永凍土的活躍層變深，加速永凍土的融化速率。監測資料顯示，自 20 世紀初迄今北緯 45 度以北的永凍土面積從約 1,300 萬平方公里減少至約 1,000 萬平方公里。

微生物在融化的永凍土中製造甲烷與二氧化碳 (均為溫室氣體)，透過土壤隙縫排入大氣層，增加大氣的溫室氣體濃度，加劇溫室效應、加強暖化，使更多永凍土融化，形成正回饋過程，稱為「永凍土碳回饋 (permafrost carbon feedback)」。冰雪覆蓋面積減少、冰原與冰川退縮，也可能透過不同的方式將原本儲存於地表下的甲烷與甲烷水合物釋放至大氣中，增加大氣溫室氣體濃度。甲烷的溫室效應潛勢是二氧化碳的 25 倍，是衝擊更大的溫室氣體，雖然量比不上二氧化碳，對整體溫室效應的貢獻不容忽視。

根據 IPCC AR4 的未來氣候推估，到 21 世紀末北極氣溫上升幅度約為全球平均值的 2 倍，降水量增加約 30%，這些因素都會使永凍土範圍逐漸北退。如果全球平均氣溫上升 3ºC，北極上升 6ºC，永凍土面積推估將減少 30%~85%。值得注意的是，這些推估都沒考慮到永凍土碳回饋機制，因此很可能低估了永凍土減少的程度。永凍土的總含碳量約 16,720 億公噸，大約是目前大氣層含碳量的兩倍。這些碳以二氧化碳與甲烷型態排放至大氣層，會顯著增強未來的暖化程度。因此，到底會有多少碳從永凍土排放至大氣中，是一個極其重要且必須了解的問題。但是預估值的不確定性很高 (260 億公噸至 1040 億公噸)，換算成二氧化碳當量 (CO_2 equivalent) 為 430 億公噸至 1350 億公噸。

推估結果顯示，永凍土融化釋放出溫室氣體對現今的人類而言是一個不可逆的過程。這個過程可能在未來幾十年內啟動且維持數個世紀之久。這是因為永凍土碳回饋是具有自我放大效應，一旦啟動，除非氣候急速變冷再度冰封永凍土，否則很難逆轉。近幾十年大氣二氧化碳濃度以每年超過 2 ppm 的速率增加，甚至

有加速趨勢。2014 年 5 月大氣二氧化碳濃度的月平均值已超過 400 ppm，相對於工業革命前的 280 ppm，增加約 43%。以目前的趨勢看來，如欲以控制溫室氣體排放來避開永凍土碳回饋的啟動，似乎很難。

1.7.4 其他回饋機制

當極區暖化發生，受影響的不只是天氣與氣候，生態環境、地表狀況、人類維生系統都受到影響。這些環境變遷甚至可能形成另類回饋機制，進一步強化北極放大現象。永凍土區南為寒帶森林，北為苔原。前者是高大的樹木，後者是矮小植物。當暖化發生，較低緯度的林帶北移，苔原區長出較為高大的植物。有些地區冬季會落葉的落葉松被雲衫、冷杉等冬天不落葉的長青樹種取代。較高大且樹葉覆蓋面積較大的樹種，不只吸收太陽光的能力較高，還會吸收地表放出的長波輻射 (紅外線)，減緩地表失溫的速度，這兩種作用都會讓地表溫度上升，無形中加強暖化作用 (Shuman *et al.*, 2011)。也有些研究 (Hartley *et al.*, 2012) 發現，苔原植物為寒帶森林取代後，土壤中的氧化過程加快，將加速分解將土壤中的有機碳並以二氧化碳形式排放至大氣中，增加溫室氣體濃度。

永凍土融化後，土壤的水流失、地層下陷，不只導致建築物與樹木傾斜、公路下陷，也將下陷區鄰近的結凍土壤直接暴露在空氣中，永凍層因之融化得更快，內含的有機碳加速被氧化排放至大氣中。海冰減少、海面上升，強風吹洋面更容易造成波浪衝擊與侵蝕海岸，海岸因此崩塌，露出更多的永凍層，也會加速永凍土的融化與碳排放。

1.7.5 小結

最新的研究發現了許多意想不到的回饋機制貢獻至北極放大現象。除了前述的自然回饋機制，人為活動也可能參與北極放大的回饋效應，由於北極暖化使穿越北冰洋的航運更便利快速，北極不再是無法接近與利用的地區，由於北極海域蘊藏量豐富的石油、天然氣、甲烷水合物，化石燃料的開採與排放伴隨人為的污染與對生態的衝擊，都可能加速放大北極的暖化速度。全球暖化在北極被放大，似乎即將開啟一個會加速暖化的潘朵拉盒子。儘速了解北極放大現象與影響機制，並探討人類如何自律以延遲此潘朵拉盒子的開啟，無疑是人類目前面臨最大的挑戰之一。

1.8 未來推估

本節以 IPCC AR5 的數值模式模擬結果為基礎，推估 21 世紀末以及之後的長期氣候變遷趨勢。IPCC 對未來發展與排放設定了不同的情境 (scenario)，模式模擬的氣候變化會隨著所使用的情境 不同而有所差異。一般而言，因情境而造成的氣候推估差異，其幅度會大於氣候系統的內在變異度。本節所描述的變化以 1986 年至 2005 年的氣候平均狀態為基準，推估未來相對於此基準的氣候變化。

對於未來氣候變遷的推估，IPCC AR5 利用代表濃度途徑 (representative concentration pathway, RCP) 來設定可能發生的情境 (詳見文字框 1.7)，包含了溫室氣體、氣膠、各種臭氧前驅物的排放量，以及土地型態改變等，並以這些情境所造成的淨輻射量在 2100 年與 1750 年之間的差異作為指標。IPCC AR5 設定了四種 RCP，分別表示人為排放將在 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。圖 1.24 為這些情境所造成的有效輻射強迫作用在 1850 年至 2100 年間的變化，顯示未來絕大部分的暖化貢獻仍來自溫室氣體，尤其是二氧化碳。值得注意的是氣膠的冷卻效應在未來會逐漸減弱至幾乎為零，主要是因為二氧化硫的排放減少所致，但硝酸鹽氣膠將會明顯增加，使得氣膠的總有效輻射強迫作用仍為負值。至 2030 年為止，四種 RCP 所造成的有效輻射強迫作用間的差別尚小 (少於 1W m^{-2})，但在 2100 年將有顯著的差異。

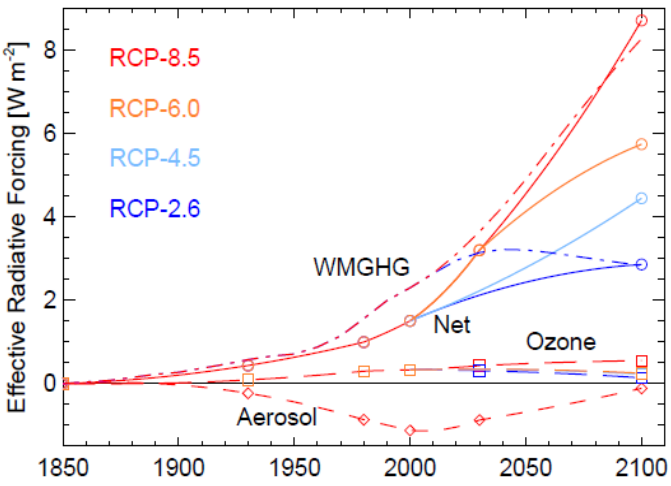


圖 1.24 有效輻射強迫作用在 1850~2000 年的歷史變化及四種 RCP 在 2000~2100 年間的未來推估。四種 RCP 分別以不同顏色表示，圖中的實線表示有效輻射強迫作用的淨值，短虛線、長虛線及虛點線分別表示氣膠、臭氧與均勻溫室氣體的貢獻。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure8.22)

文字框 1.7 代表濃度途徑 Representative Concentration Pathways (RCPs)

IPCC 第一工作分組所做的氣候變遷推估中，需要對未來溫室氣體、氣膠的排放或濃度，以及其他氣候驅動機制的相關訊息有所描述，這些訊息通常是以人類活動情境來表達。IPCC 所考慮的情境設定並不納入太陽、火山或是自然界的甲烷、一氧化二氮等自然界驅動力的改變，僅僅關注在人為造成的排放。

在 IPCC AR5 是以「代表濃度途徑」(途徑所指的是濃度的變化歷程) 來重新定義四組未來變遷的情境，並以輻射強迫作用在 2100 年與 1750 年之間的差異量當作指標性的數值來區分之。被命名為 RCP2.6 的情境意味著輻射強迫作用在 2100 年增加了 2.6W m^{-2}，而 RCP4.5、RCP6.0 與 RCP8.5 則代表輻射強迫作用分別增加了 4.5、6.0 與 8.5W m^{-2}。在這四種 RCP 中，RCP2.6 是個暖化減緩的情境 (輻射強迫作用在 2100 年呈減少趨勢)；RCP4.5 與 RCP6.0 是屬於穩定的情境 (輻射強迫作用的變化在 2100 年呈較為穩定狀態)；RCP8.5 則是個溫室氣體高度排放的情境 (輻射強迫作用在 2100 年呈持續增加趨勢)。相較於第三次評估報告 (TAR) 與 AR4 所考慮的情境 (SRES，文字框 1.8)，這四種情境所能涵蓋層面更廣。除了設定了逐年的溫室氣體濃度，根據整合評估模式、簡化氣候模式、大氣化學模式以及全球碳循環模式的組合計算，每個 RCP 可以估算出人為溫室氣體排放量，並提供土地利用變遷的空間分布以及各區域空氣汙染物的排放量。雖然這些 RCP 已經涵蓋了相當廣的輻射強迫作用範圍，但仍有其不足之處，特別是與氣膠相關的部分。

大多數的 CMIP5 模式與地球系統模式都使用各 RCP 所設定的溫室氣體濃度變化來進行氣候推估的模擬。到了 2100 年，在 RCP2.6 中，二氧化碳的濃度會達到 421 ppm；RCP4.5 會達到 538 ppm；RCP6.0 情境會達到 670 ppm；而 RCP8.5 則會達到 936 ppm。若以所有溫室氣體的總體效應所導出的相當二氧化碳濃度來看：在 RCP2.6 中相當二氧化碳濃度會達到 475 ppm；在 RCP4.5 中達到 630 ppm；在 RCP6.0 情境中達到 800 ppm；在 RCP8.5 中則達到 1313 ppm。除了使用溫室氣體濃度之外，部分的地球系統模式則在模擬中加入了預設的二氧化碳排放，對 RCP8.5 做了些額外的氣候推估模擬。除此之外，亦使用了最新的大氣化學相關資料及耦合模式對四種 RCP 做額外的模擬。這些模擬可被用來研究碳循環造成的回饋以及大氣化學所導致的不確定性。

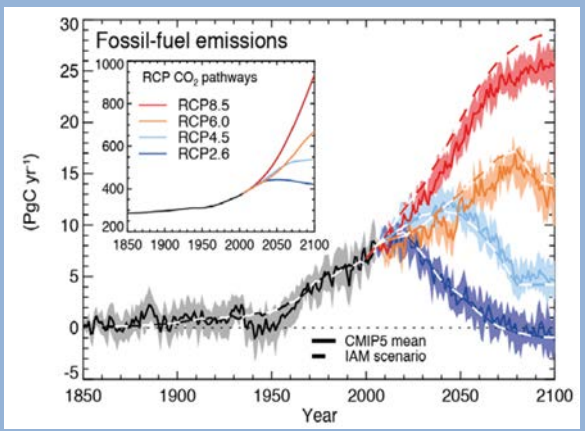
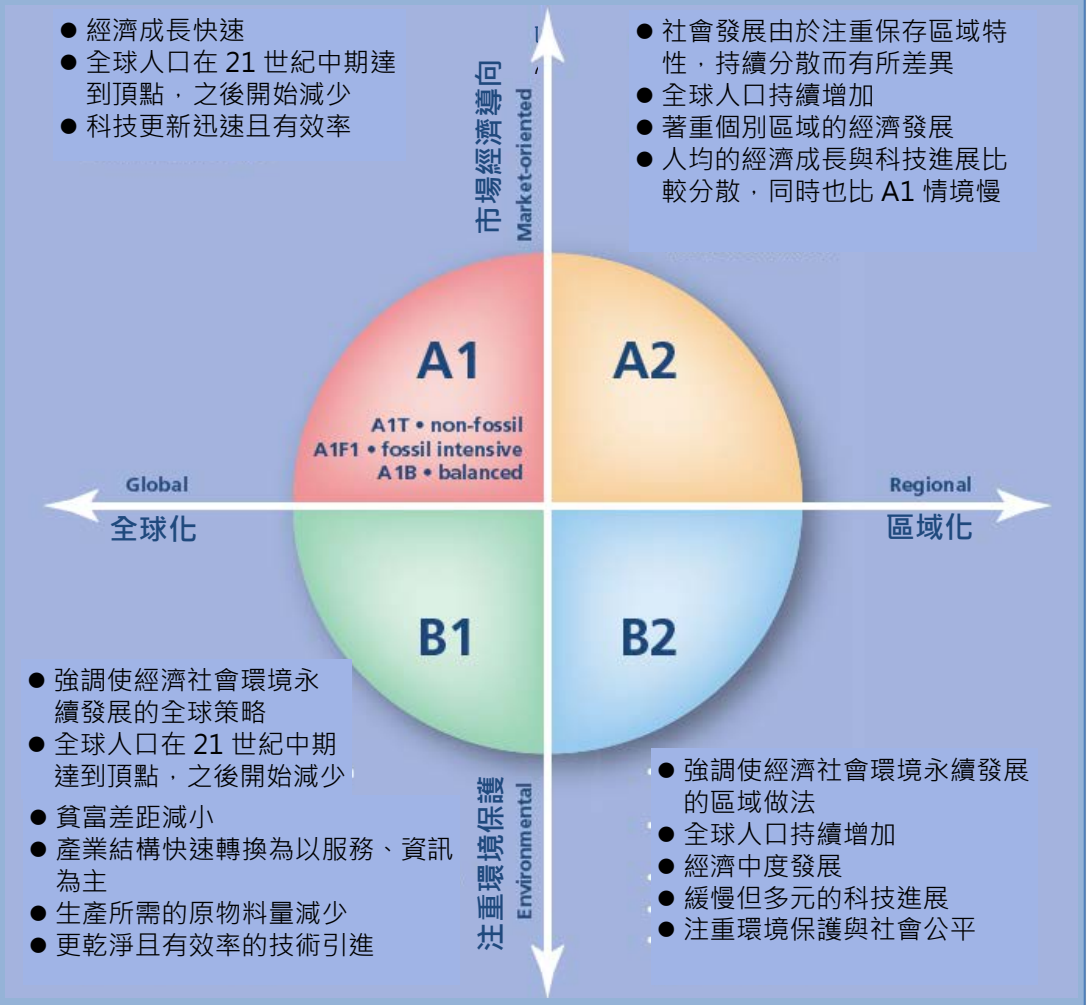


圖 A (大圖) 歷史與未來四種代表濃度途徑下的化石燃料二氧化碳排放量 (單位為每年十億噸碳)。(小圖) 歷史與未來四種代表濃度途徑下的「相當二氧化碳」大氣濃度 (單位為百萬分之一，ppm)。黑線為歷史推估，深藍線 RCP2.6，淺藍線 RCP4.5，橘線 RCP6.0，紅線 RCP8.5；實線與陰影範圍為 CMIP5 地球系統模式平均結果與一個標準差範圍；虛線為整合評估模式 (IAM，Integrated Assess- ment Model) 推算結果。

文字框 1.8 未來溫室氣體排放情境特別報告 Special Report on Emissions Scenarios (SRES)

氣候變遷第四次評估報告中所使用的排放情境，主要依據未來能源使用情況，分成 A1、A2、B1 和 B2 四大類，其中 A1 又再依照石化能源與替代能源使用情形分為 A1F1 (密集使用石化能源)、A1T (石化和替代能源各半) 和 A1B (主要使用替代能源)。A1 代表全球經濟快速發展、人口快速增加，二氧化碳排放至 2050 年達至巔峰而開始減緩，並且同時發展更多有效率的科技，幫助改善環境問題。A2 所呈現的是不均衡的世界，各區域仰賴自己的經濟與技術發展，二氧化碳排放持續增加至 21 世紀末。B1 和 A1 類似，二氧化碳排放持續增加至 2050 年後減緩，但是經濟結構轉向以資訊服務為主，並且高度使用潔淨能源。B2 則各區域發展自己的經濟策略與潔淨能源技術，由於資源不均因此發展成不一，二氧化碳排放持續緩慢增加至 21 世紀末。



1.8.1 溫度

本節介紹未來推估全球平均溫度的長期變化，主要分為全球平均溫度與空間變化兩個部分。

1.8.1.1 全球地表平均溫度

根據 CMIP5 氣候模式的模擬推估，所有 RCPs 推估一致顯示全球暖化將會持續至 21 世紀末 (圖 1.25)。RCP2.6 推估皆顯示全球平均地表增溫低於 2°C，此結果與前人研究的積極減緩氣候變遷策略之情境模擬結果一致 (Johns *et al.*, 2011；Meehl *et al.*, 2012a)；RCP4.5、RCP6.0 和 RCP8.5 的推估都超過 2°C，與 Joshi *et al.* (2011) 使用 IPCC AR4 的 A1B 與 A2 情境 (詳見文字框 1.8) 的推估有相似的量值。

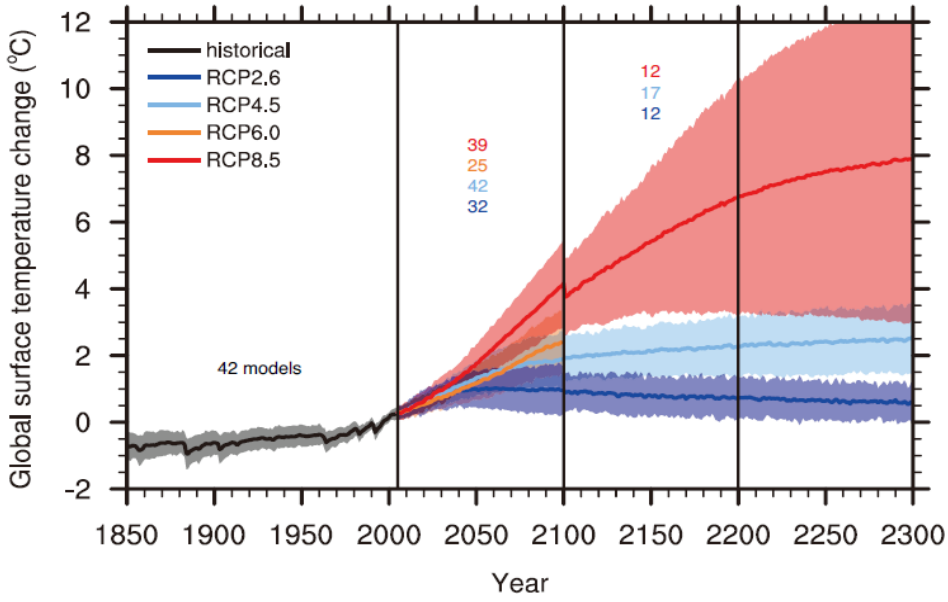


圖 1.25 CMIP5 氣候模式於不同 RCP 下全球平均地表溫度距平 (相對於 1986 年至 2005 年)。實線代表各情境模擬之模式平均值，色塊代表個別模式的 5%至 95%區間之值。2100 年之後的不連續是由於參與計算的模式組數不同所造成，並無任何物理意義。每個模式僅由系集模擬中選一組進行計算，圖上的數字是表示參與計算的模式數量。由於 2100 年至 2300 年的模擬中，只有兩個模式有進行 RCP6.0 情境模擬，因此沒有將其值呈現於圖上。(摘自 IPCC AR5, Ch12, Figure 12.5)

以針對 2005~2035 年的短期推估來看，所有 RCP 模擬皆有相似的全球平均地表增溫率，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 0.3ºC~0.7ºC，然以長期來看，全球平均地表增溫率取決於特定的溫室氣體濃度路徑，像 RCP8.5 下其每十年的全球平均地表增溫率約大於 0.3°C，而 RCP2.6 的增溫率不但遠小於 RCP8.5，於 2050 年到 21 世紀末全球平均地表溫度變化皆處於平衡態。2100 年至 2300 年的模擬顯示，RCP2.6 有逐年降溫的趨勢，而 RCP4.5 和 RCP8.5 則顯示增溫率逐年趨緩。2081 年至 2100 年各 RCP 模擬全球平均地表溫度相對於 1986 年至 2005 年之改變分別為 (5%~95%區間)：RCP2.6 增溫 0.3°C~1.7°C、RCP4.5 增溫 1.1°C~2.6°C、RCP6.0 增溫 1.4°C~3.1°C、RCP8.5 增溫 2.6°C~4.8°C。

在 RCP4.5、RCP6.0 和 RCP8.5，2081 年至 2100 年這段時間相對於 1850 年至 1990 年的全球全球平均地表增溫幅度推估「可能」會超過 1.5°C (「高」信心程度)；其中 RCP6.0 和 RCP8.5「可能」會超過 2°C (高可信度)，而 RCP4.5「比較有可能」會超過 2°C (「中等」信心程度)；RCP2.6 之下，溫度改變「不可能」超過 2°C (「中等」信心程度)。除了 RCP8.5，其他 RCP「不可能」增溫超過 4°C (「高」信心程度)，而 RCP8.5「或許可能」會增溫超過 4°C (「中等」信心程度)。

1.8.1.3 地表溫度變化的空間分布

四個不同 RCP 所推估的地表溫度變化在各地的分布情形，如圖 1.26 所示，雖然所有情境模擬下的 21 世紀皆為全面暖化，可以發現陸地和海洋的增溫程度並不一致，陸地增溫程度超過海洋增溫程度 (「高」信心程度)，而這個現象從過往模式模擬氣候變遷就可以看出 (像是 Manabe *et al.*, 1990 的研究)。由表 1.4 可以看出陸地和海洋暖化程度比例可能約為 1.4 到 1.7 之間，其結果與前人研究相符 (Lambert *et al.*, 2011)。海陸熱容差異並不是主要造成此增溫程度差異 (Sutton *et al.*, 2007；Joshi *et al.*, 2008, 2013)，造成此現象的原因是因為氣候變遷下 (1) 陸地地表可感熱和潛熱差異 (Sutton *et al.*, 2007)，(2) 海陸邊界層遞減率改變之差異 (Doutriaux-Boucher *et al.*, 2009；Fasullo, 2010)，(3) 土壤濕度減少 (Dong *et al.*, 2009；Clark *et al.*, 2010)，以及 (4) 氣膠強迫作用 (Allen and Sherwood, 2010；Joshi *et al.*, 2013)。

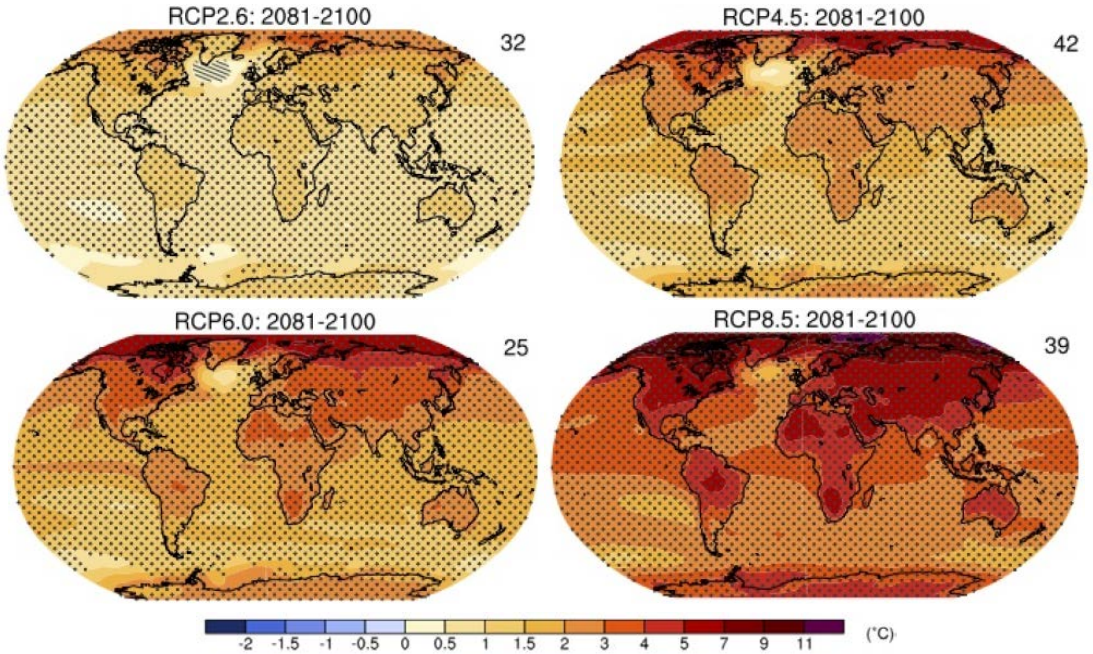


圖 1.26 CMIP5 氣候模式系集模擬平均之 2080~2100 年相對於 1986~2005 年的地表溫度改變空間分布。分別顯示 RCP2.6 (左上)、RCP4.5 (右上)、RCP6.0 (左下) 和 RCP8.5 (右下) 的結果。斜線區域表示模式平均氣溫改變在內部變異度之一個標準差以內，打點區域表示平均值改變大於內部變異度兩個標準差，且至少九成的模式對於所推估的變化正負號一致。在各小圖右上角的數字表示使用 CMIP5 模式的數量。 (IPCC AR5, Ch12, Figure 12.11)

表 1.4 CMIP5 氣候模式於不同區域 2081~2100 年之年平均地表溫度距平 (相對於 1986~2005 年平均值，單位為°C，僅從各模式系集模擬中選出一組為代表)。數字後標註±1 個標準差，括號內數字為 5%~95%信心區間。(取自 IPCC AR5, 2013, Table 12.2)

	RCP2.6 (ΔT in °C)	RCP4.5 (ΔT in °C)	RCP6.0 (ΔT in °C)	RCP8.5 (ΔT in °C)
Global: 2046–2065	1.0 ± 0.3 (0.4, 1.6)	1.4 ± 0.3 (0.9, 2.0)	1.3 ± 0.3 (0.8, 1.8)	2.0 ± 0.4 (1.4, 2.6)
2081–2100	1.0 ± 0.4 (0.3, 1.7)	1.8 ± 0.5 (1.1, 2.6)	2.2 ± 0.5 (1.4, 3.1)	3.7 ± 0.7 (2.6, 4.8)
Land: 2081–2100	1.2 ± 0.6 (0.3, 2.2)	2.4 ± 0.6 (1.3, 3.4)	3.0 ± 0.7 (1.8, 4.1)	4.8 ± 0.9 (3.4, 6.2)
Ocean: 2081–2100	0.8 ± 0.4 (0.2, 1.4)	1.5 ± 0.4 (0.9, 2.2)	1.9 ± 0.4 (1.1, 2.6)	3.1 ± 0.6 (2.1, 4.0)
Tropics: 2081–2100	0.9 ± 0.3 (0.3, 1.4)	1.6 ± 0.4 (0.9, 2.3)	2.0 ± 0.4 (1.3, 2.7)	3.3 ± 0.6 (2.2, 4.4)
Polar: Arctic: 2081–2100	2.2 ± 1.7 (-0.5, 5.0)	4.2 ± 1.6 (1.6, 6.9)	5.2 ± 1.9 (2.1, 8.3)	8.3 ± 1.9 (5.2, 11.4)
Polar: Antarctic: 2081–2100	0.8 ± 0.6 (-0.2, 1.8)	1.5 ± 0.7 (0.3, 2.7)	1.7 ± 0.9 (0.2, 3.2)	3.1 ± 1.2 (1.1, 5.1)

除了海陸差異外，由圖 1.26 也可以發現北極區域表面有最高增溫（「非常高」信心程度），由表 1.4 可知其增溫程度大約是全球平均值的 2.2 至 2.4 倍。造成此現象的原因和海冰與雪的改變間接影響其回饋機制有關（Hall, 2004；Soden *et al.*, 2008；Graversen and Wang, 2009；Kumar *et al.*, 2010；本章 1.7 節有更詳細的介紹），也與極區大氣層頂較少的長波輻射發散（Winton *et al.*, 2006；Soden *et al.*, 2008），以及增溫造成更多的水平潛熱傳送至北極區域（Flanery, 1987；Alexeev *et al.*, 2005；Cai, 2005；Langen and Alexeev, 2007；Kug *et al.*, 2010）有關。然而，極區的（暖化）放大作用並沒有在南極區域被發現，其主要原因和深層海水混合作用、海洋的吸熱作用，以及冰層不隨季節消長有關。

1.8.1.3 對流層與低平流層平均溫度

模擬結果顯示對流層於 21 世紀末暖化，而不同 RCP 極區平流層則呈現暖化或是冷卻等不一的推估結果（圖 1.27）。不同 RCP 所模擬出的對流層暖化程度有所不同，大致上來說赤道的上對流層增溫幅度最大，其原因如下。溫度較高時，空氣含有較多水氣，在上升過程中可以釋放出較多潛熱，濕絕熱遞減率較小。在暖化的背景下，赤道附近水氣增加量最多，上對流層增溫幅度也因此最高（Bony *et al.*, 2006）。近地表的最大增溫則出現在北極區域（原因見 1.8.1.3 與 1.7 節）。

曾用於 IPCC TAR (2001) 與 AR4 中的模式，在 RCP2.6 和 RCP4.5 下的對流層氣溫模擬結果與本次報告所用的模式在空間分布上一致，儘管數值大小不盡相同，因此 IPCC AR5 報告裡所推估的對流層氣溫變化在空間分布型態方面具有「高」可信度。

針對赤道區域上對流層的顯著暖化，Allen and Sherwood (2008) 與 Johnson and Xie (2010) 分別提出了動力與熱力的機制來解釋為何暖化會在此區域出現極大值，但是對於暖化的量值推估，由於觀測資料的不確定性較高，以及不同分析結果之間分歧性較大，IPCC AR5 僅給予「中等」信心程度。

相對於 RCP8.5，RCP2.6 和 RCP4.5 模擬結果皆顯示極區尤其是南極的低平流層有些微暖化其主要原因是平流層臭氧層的復原後，吸收較多輻射，對平流層產生加熱作用（Baldwin *et al.*, 2007；Son *et al.*, 2010；Butchart *et al.*, 2010；Meehl *et al.*, 2012a）。對流層內溫室氣體增加，阻擋了更多來自地面與對流層大氣的長波輻射，會造成低平流層整體的冷卻，然而在 RCP2.6 與 RCP4.5 的未來推估中，對流層溫室氣體對低平流層的冷卻作用，在極區大多被平流層臭氧層復原的加熱

所抵銷，因此最後產生微弱暖化。至於 RCP8.5 情境中，未來對流層溫室氣體濃度高於其他 RCP，因此造成較強的低平流層冷卻，超過極區臭氧復原的加熱作用，因此在極區低平流層出現降溫 (Meehl *et al.*, 2012a)。Eyring *et al.* (2013) 比較了 CMIP5 中耦合與沒有耦合大氣化學過程的氣候模式，發現未來平流層臭氧復原的程度是影響極區平流層溫度的關鍵因素。

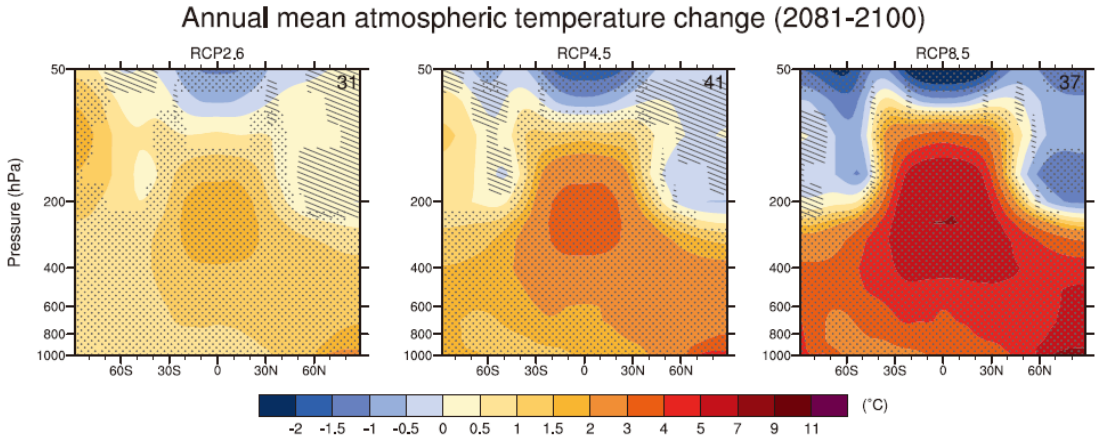


圖 1.27　CMIP5 氣候模式系集模擬平均之 2080~2100 年相對於 1986~2005 年的緯向(zonal)平均氣溫改變垂直分布，由左到右分別是 RCP2.6、RCP4.5 和 RCP8.5 的結果。斜線區域表示模式平均氣溫改變在內部變異度之一個標準差以內，打點區域表示平均值改變大於內部變異度兩個標準差，且至少九成的模式對於所推估的變化正負號一致。在各小圖右上角的數字表示使用 CMIP5 模式的數量。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 12.12)

1.8.2 水循環

在地球上的水循環過程包含水的所有相態，大氣主要以氣態為主，在雲內、地表、冰帽則是液態與冰態為主。在全球暖化下，飽和水氣壓隨著溫度的升高而增加，但水循環的未來推估比溫度來的複雜許多，例如當其他區域水文活動變活躍時，有一些區域水氣卻是降低。

1.8.2.1 濕度、降雨與蒸發

大氣相對濕度在過去模式研究，根據克勞修斯-克拉佩龍方程 (Clausius-Clapeyron Relation) 在全球及氣候尺度下增加率接近於常數值。當相對濕度改變後，會直接影響到雲的覆蓋面積及大氣的對流 (Sherwood, 2010)。從圖 1.28 可知，本世紀末大部分陸地上的相對濕度減少，這現象與本世紀前十年的觀測結果很一

致 (Simmons *et al.*, 2010)；陸地相對濕度減少比海洋多，主要由於陸地的增溫比海洋大 (Joshi *et al.*, 2008；Fasullo, 2010；O'Gorman and Muller, 2010)。許多陸地的近地表相對濕度「可能」會減少，此推估有中等可信度。

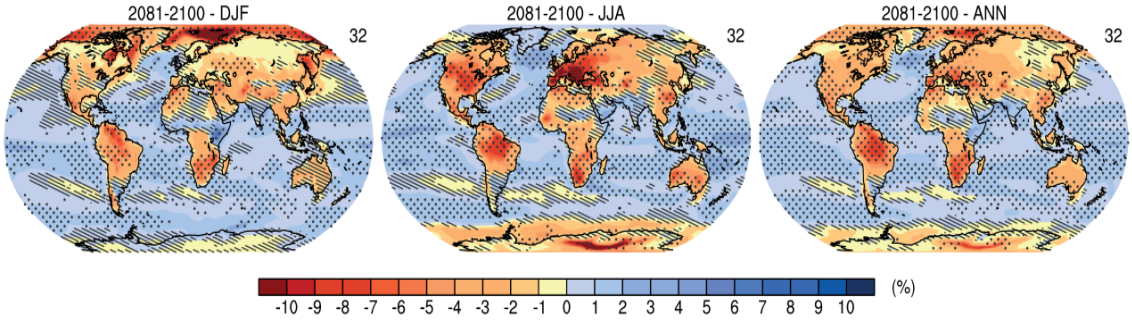


圖 1.28 CMIP5 氣候模式系集模擬在 RCP8.5 下於 2081~2100 年 12~2 月 (左)、6~8 月 (中) 及全年 (右) 平均近地表相對濕度相對於 1986~2005 年平均值的變化量。斜線區域表示模式平均氣溫改變在內部變異度之一個標準差以內，打點區域表示平均值改變大於內部變異度兩個標準差，且至少九成的模式對於所推估的變化正負號一致。在各小圖右上角的數字表示使用 CMIP5 模式的數量。(摘自 IPCC AR5, 2013, Chapter 12)

平均而言，大部分的 CMIP5 氣候模式皆推估在 RCP2.6 情境之下，21 世紀末的全球平均降水強度會超過 0.05mm day^{-1}，相當於全球降水的 2%；RCP8.5 下全球平均降水強度會超過 0.15mm day^{-1}，相當於全球降水的 5%。全球平均降水強度變化和全球溫度變化大致為線性相關，每增溫 1°C 降水約增加 1%至 3% (圖 1.29)。此降水敏感度 (每增溫 1°C 增加 1 至 3%) 和水氣敏感度 (每增溫 1°C 約增加 7%) 有相當大的差異，主要原因是因為不同的物理過程主導其變化。由克勞修斯-克拉佩龍方程可計算出當低層大氣增溫，大氣水氣將增加；然而未來降水強度改變主要是由於大氣能量平衡的改變，進而影響大氣環流、濕度與溫度所造成的 (Mitchell *et al.*, 1987；Boer, 1993；Vecchi and Soden, 2007；Previdi, 2010；O'Gorman *et al.*, 2012)。造成各模式降水敏感度差異的主要原因尚未被徹底了解；目前已知雲輻射、溫度遞減率與水氣回饋的加成和地表熱通量 (Previdi, 2010)，以及水氣對短波輻射的吸收 (Takahashi, 2009) 與氣膠對短波輻射的吸收，都是敏感度的來源。

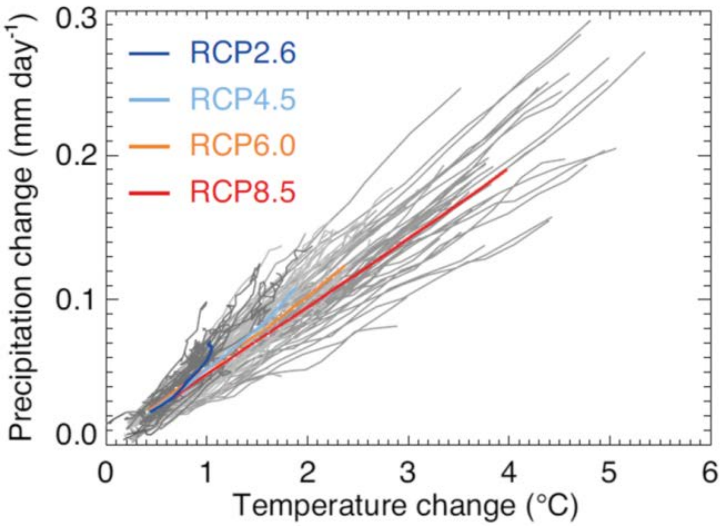


圖 1.29 CMIP5 氣候模式系集模擬四個 RCP 推估全球平均降水強度 (mm day^{-1}) 與溫度 (°C) 變化量之間的關係，線條的斜率代表降水的敏感性 (即每增溫 1°C 的降水變化量)。灰線為不同 RCP 下從系集成員中選一組模擬自 2006 年開始每間隔五年計算一次十年平均值 (如 2006~2015 年、2011~2020 年...2091~2100 年) 相對於 1986~2005 年平均值的改變，不同顏色的線分別代表不同 RCP 的系集平均結果。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 12.6)

全球平均降雨隨溫度上升而增加是「幾乎確定」的，這些降雨的變化會隨著空間而改變 (圖 1.30)。除此之外，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。強降水事件有增加且增強的趨勢，在相較乾旱的中緯度地區降水會減少 (圖 1.31)。每日最大降水的全球平均值相對應於溫度上升的平均敏感度 (sensitivity) 介於每增溫 1°C 增加 4%~5.3%。

在 IPCC AR4 中，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 (Mitchell *et al.*, 1987；Chou and Neelin, 2004；Held and Soden, 2006)；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 (Seager *et al.*, 2010；Chou and Lan, 2012)。由於冰凍日數減少，在北半球高緯度較冷的地區，降水的增加導致降雪增多，較溫暖的地區降雪量則減少。在中高緯度地區，推估未來降水在冬季增加比夏季來的多，但在副熱帶海洋地區，夏季降水比冬季來的多。

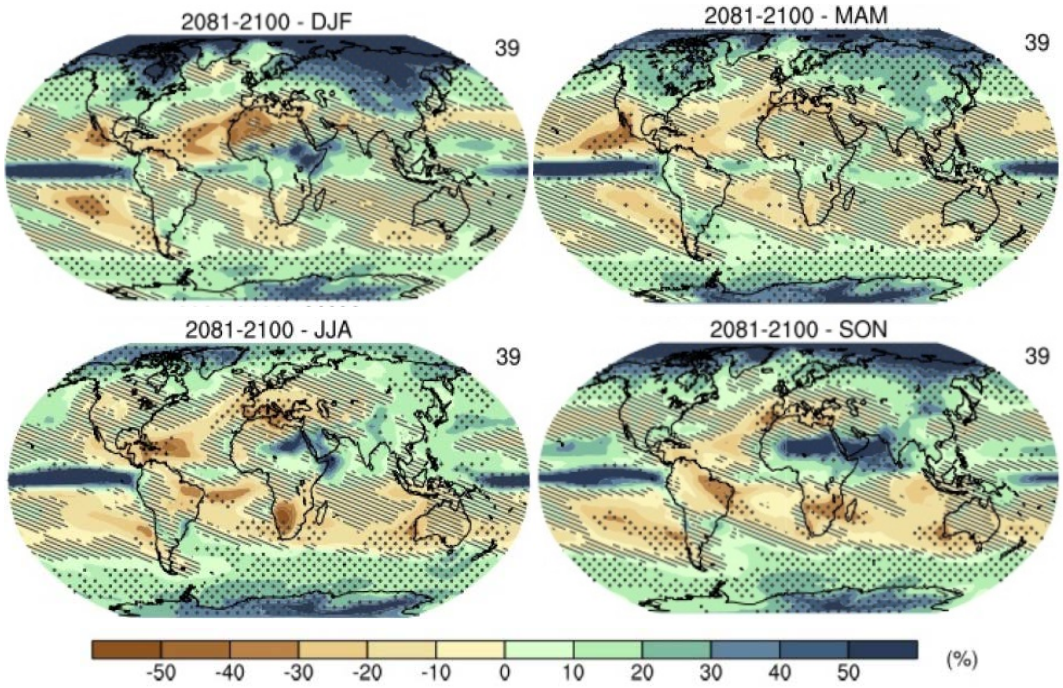


圖 1.30　CMIP5 跨模式平均在 RCP8.5 模擬情境下，於 2081-2100 年各季節平均降雨量相對於 1986~2005 年變化的百分比。包括 12~2 月 (左上)、3~5 月 (右上)、6~8 月 (左下)、9~11 月 (右下)。斜線區域表示模式平均氣溫改變在內部變異度之一個標準差以內，打點區域表示平均值改變大於內部變異度兩個標準差，且至少九成的模式對於所推估的變化正負號一致。在各小圖右上角的數字表示使用 CMIP5 模式的數量。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 12.22)

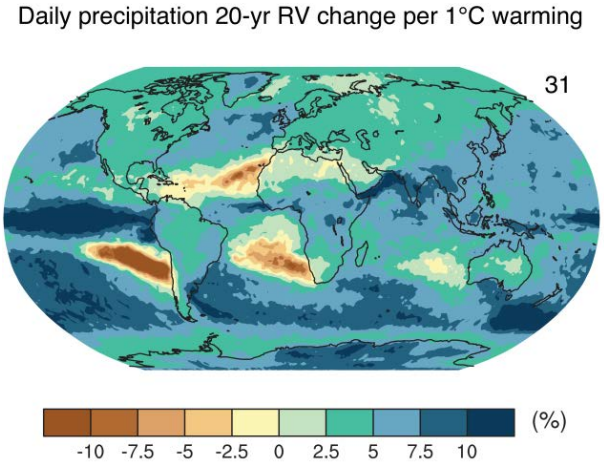


圖 1.31　CMIP5 氣候模式系集模擬推估 2081-2100 年極端降水相對於 1986-2005 年的改變情形。圖中顯示再現期 (return period) 為 20 年的最大日雨量每增溫 1ºC 的增加比率。右上角的數字表示使用 CMIP5 模式的數量。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 12.27)

1.8.2.2 土壤濕度、逕流

近地表的土壤濕度是一連串複雜過程的結果，如：降水、蒸發散、逕流等過程。在 CMIP5 模式內有高信心水準可以說明在部分區域地表土壤會逐漸變乾，而在 RCP8.5 的情境模擬之下，在地中海、南美洲的東北部及西南部、非洲南部及美國西南部土壤濕度有一致逐漸變乾 (圖 1.32)。部分變乾燥的區域也與哈德里環流 (Hadley Circulation) 的擴張造成下沈氣流區的偏移導致降水減少的區域一致，而土壤含水量的減少會增加農業上乾旱災害的風險。上述變化與赤道地區的大氣環流變化息息相關，因此變化趨勢亦屬於「高」可信度。土壤濕度在高緯度凍土區的估計是非常重要的，除了已知在凍土區的降水、雪覆蓋量以及蒸發量的改變外，土壤濕度會受到凍土的融解、引流及樹木族群的改變，目前為止這些過程對於氣候的關連尚很缺乏，所以在全球環流模式中也較缺少。

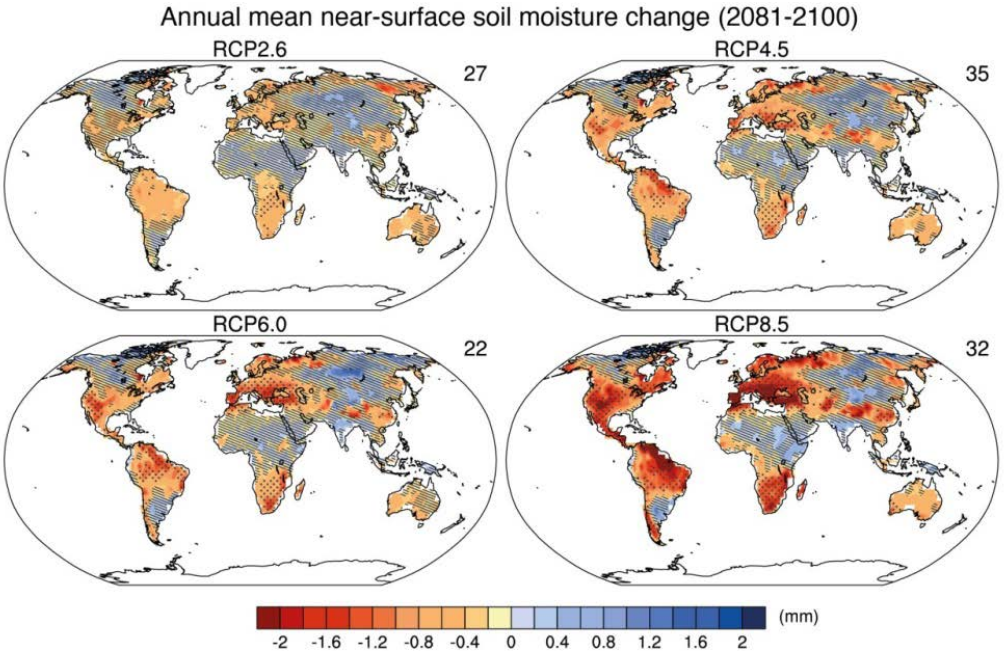


圖 1.32 CMIP5 氣候模式系集模擬在 RCP2.6 (左上)、RCP4.5 (右上)、RCP6.0 (左下) 及 RCP8.5 (右下) 下，2081~2100 年平均土壤濕度相對於 1986~2005 年平均值的變化量 (包含在上層 10 公分土壤內所有相態的水量)。斜線區域表示模式平均氣溫改變在內部變異度之一個標準差以內，打點區域表示平均值改變大於內部變異度兩個標準差，且至少九成的模式對於所推估的變化正負號一致。在各小圖右上角的數字表示使用 CMIP5 模式的數量。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 12.23)

逕流部分最大的減少區域是在南歐及非洲南部 (圖 1.33)，這些區域也與哈德里環流 (Hadley Circulation) 造成降水減少及蒸發量變多的區域一致，在 RCP8.5 的情境模擬之下，在北半球高緯度地區逕流是「可能」增加，且與降水的增加區域一致。海洋地區表面全年蒸發量受全球溫度上升影響在未來預期會增加。陸地上的蒸發量變化有增加也會有減少 (圖 1.34)，但預期和上述降水量有相同的變化趨勢。整體而言，有「高可信度」顯示年平均蒸發量是「可能」增加的。

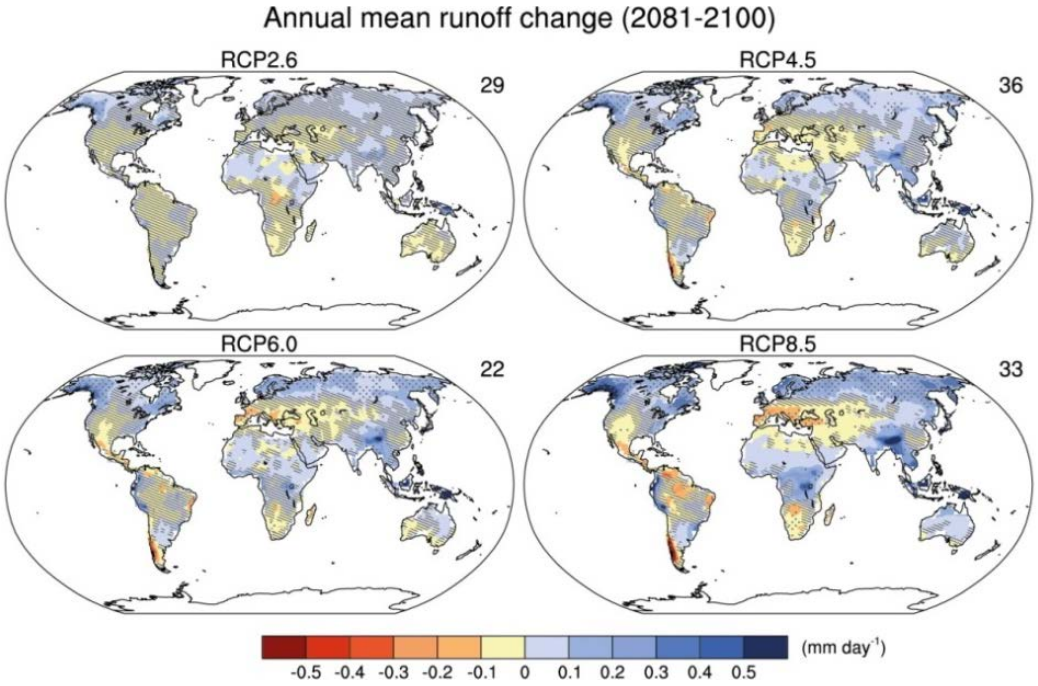


圖 1.33　CMIP5 氣候模式系集模擬在 RCP2.6 (左上)、RCP4.5 (右上)、RCP6.0 (左下) 及 RCP8.5 (右下) 下，2081~2100 年平均逕流量相對於 1986~2005 年平均值的變化。斜線區域表示模式平均氣溫改變在內部變異度之一個標準差以內，打點區域表示平均值改變大於內部變異度兩個標準差，且至少九成的模式對於所推估的變化正負號一致。在各小圖右上角的數字表示使用 CMIP5 模式的數量。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 12.24)

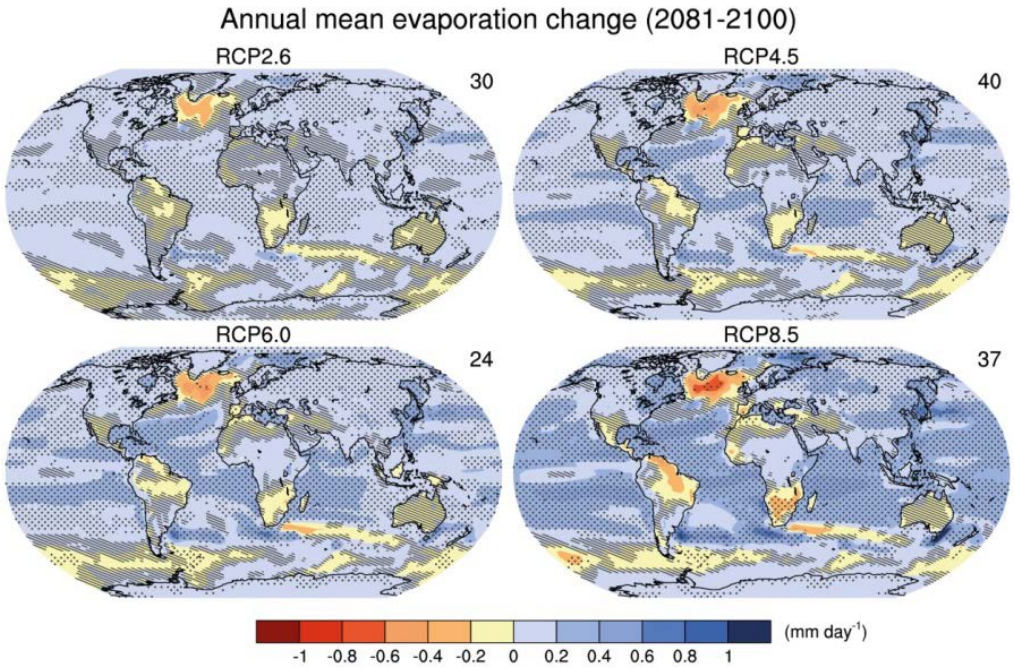


圖 1.34　CMIP5 氣候模式系集模擬在 RCP2.6 (左上)、RCP4.5 (右上)、RCP6.0 (左下) 及 RCP8.5 (右下) 下，2081~2100 年平均蒸發量相對於 1986~2005 年平均值的變化。斜線區域表示模式平均氣溫改變在內部變異度之一個標準差以內，打點區域表示平均值改變大於內部變異度兩個標準差，且至少九成的模式對於所推估的變化正負號一致。在各小圖右上角的數字表示使用 CMIP5 模式的數量。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 12.25)

1.8.3 冰雪覆蓋面積

CMIP5 模式推估海冰覆蓋面積會持續減少 (圖 1.35)；北半球的平均海冰融冰率在夏季 (9 月) 最大，如圖 1.35c) 所示，北半球在 2081~2100 年平均海冰融冰狀況依不同的 RCP 模擬，在冬季約為 8%~34% 夏季則達 43%~94%，北極地區夏季在 21 世紀以前甚至約有 90% (RCP8.5) 的可用模式達到幾乎完全無冰狀態 (至少連續五年海冰範圍小於 100 萬平方公里)，這些預估屬於「中等」信心程度。反之南半球的平均海冰融冰率在冬季 (2 月) 最大，且在本世紀冬季南極地區並未預估 (RCP8.5) 會有季節性的無冰狀態，但只有「低」信心程度 (Maksym *et al.*, 2012；Turner *et al.*, 2013；Zunz *et al.*, 2013)。根據以上結果，在 21 世紀全球年平均地表溫度不斷上升時，北極海冰覆蓋範圍「非常可能」隨之持續減小或變薄。並且在本世紀中葉當溫室氣體排放量變高 (RCP8.5)，九月份的北極海也將「可能」達到幾乎無冰狀態 (「中等」信心程度)。

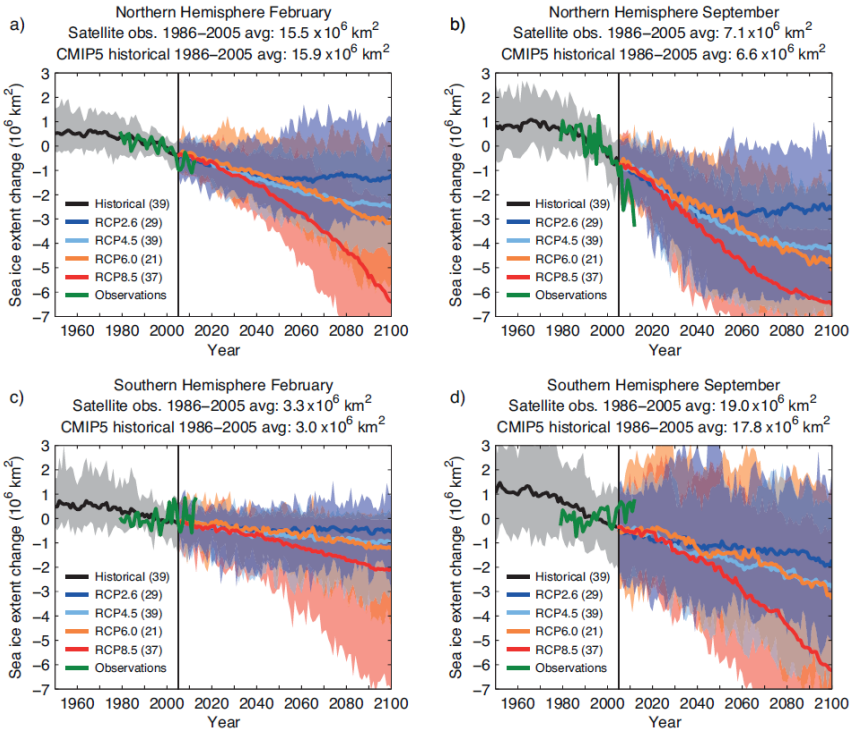


圖 1.35　從 20 世紀下半葉到 21 世紀，分別在 RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0、RCP8.5 下，由 CMIP5 氣候模式系集模擬在北半球 (a) 二月份 (b) 九月份與南半球 (c) 南半球二月份 (d) 九月份的海冰覆蓋範圍變化量。實線表示系集平均值，陰影表示介於 5%~95%的集合；垂直線標出在 CMIP5 模式中歷史氣候變化模擬的結束時間。海冰覆蓋面積的定義：計算模式總海水區域中海冰含量超過 15%時的資料，並以 1986~2005 年為基準期推估變化情形。在各 RCP 下可用的模式數量分別列在圖例中。綠色實線則表示 1979~2012 年衛星觀測資料 (Comiso and Nishio, 2008, updated 2012)。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 12.28)

因為在地球的大陸分布結構會引起較大的季節性最大積雪程度與其對氣候變遷的較大敏感性，因此不含冰原與冰川，季節性的積雪變化主要集中在北半球。季節性積雪程度會與溫度與降水相關，特別在雪季的開始與結束時。因此，在 21 世紀末，若是人為的氣候作用力強如同模式模擬的較強情境時，北半球春天的積雪程度將「非常可能」會比今天減少 (圖 1.36a)，具高可信度。另外，預估近地表永久凍土的變化不只與暖化有關，也跟降雪特性與其季節性變化對土壤熱狀態產生的顯著影響有關 (Zhang, 2005；Lawrence and Slater, 2010；Shkolnik *et al.*, 2010；Koven *et al.*, 2013)。因此，在歷史資料與模式預估下，「幾乎確定」近地表永久凍土的範圍會隨著全球暖化逐漸縮小 (圖 1.36b，高可信度)。

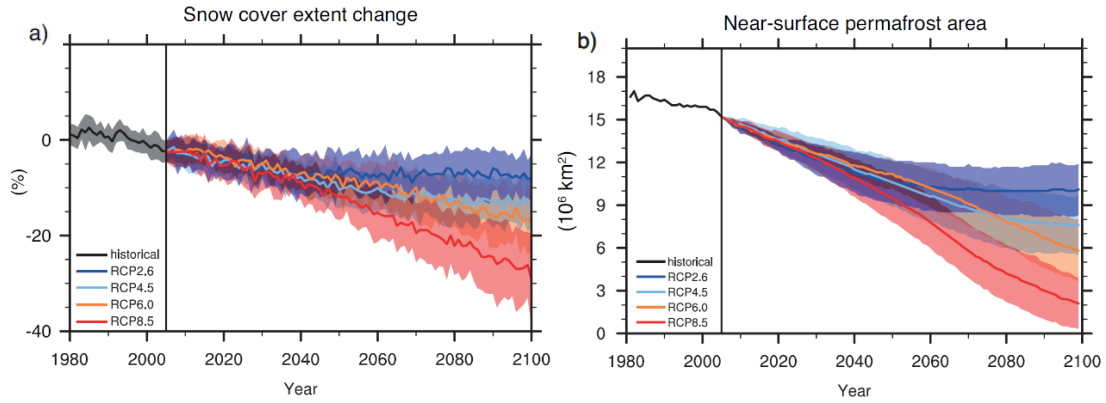


圖 1.36 CMIP5 氣候模式系集模擬在 RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0、RCP8.5 下北半球 (a) 春季 (3~4 月平均) 的積雪量 (%) 與 (b) 近地表的永久凍土區域 (單位：10^6 km^2；Slater and Lawrence, 2013；Nelson and Outcalt, 1987) 相對於 1986~2005 年的改變。粗線標記系集平均，陰影表示系集結果的 1 個標準差範圍。1986~2005 年春季平均積雪量的觀測值為 32.6x10^6km^2 (Brown and Robinson, 2011)，永久凍土範圍則是 12x10^6~17x10^6km^2 (Zhang *et al.*, 2000)。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure12.32、Figure12.33)

1.8.4 極端天氣與氣候事件

IPCC AR5 對未來各種極端事件的變化也利用氣候模式進行了推估，分析四種 RCP 模擬結果中，各類極端事件發生頻率與強度的改變。在此節針對未來極端溫度事件 (1.8.4.1 節) 與乾旱事件 (1.8.4.2 節) 進行較詳細的介紹，AR5 所討論到的其他種類極端事件，則簡要彙整於表 1.5。

1.8.4.1 極端溫度

在全球暖化持續發生之下，許多關於溫度的極端事件已經被觀察到 (Donat *et al.*, 2013)，在未來也將會繼續發生 (Seneviratne *et al.*, 2012)。基本上可以確定在未來將會有更多的極熱事件與較少的極冷事件 (Caesar and Lowe, 2012；Orlowsky and Seneviratne, 2012；Sillmann *et al.*, 2013)。從圖 1.37 可以發現最冷日低溫的暖化程度較最暖日高溫來得大，這個現象也與圖上的「耦合模式比較計畫第三期」(CMIP3) 模擬結果一致。最冷日低溫在在北半球高緯度地區暖化幅度最大，最暖日高溫則是在副熱帶和中緯度地區暖化最多。各地的結霜日都減少，而「赤道夜晚日數 (最低溫度大於 20ºC 的日數)」則在北美東南部、中亞與地中海區域有明顯的增加 (圖 1.37e、圖 1.37f)。

表 1.5　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 年至今，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***	*可能*	***幾乎確定***
	非常可能 *非常可能*	*可能* *可能*		*幾乎確定* *幾乎確定*
大多數陸地地區變得較暖及/或暖日及暖夜更頻繁	*非常可能*	***非常可能***	*可能*	***幾乎確定***
	非常可能 *非常可能*	*可能* *可能* (僅限熱夜)		*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*
	中等可信度 在許多 (但非全部) 地區 *可能*	未正式評估 *比較可能*		*非常可能* *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	***中等可信度***	*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 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* *比較可能*		*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	*低等可信度* 在全球尺度 *可能 部分*地區	***低可信度***	*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* 許多地區 自 1970 年以來	*中等可信度* *比較可能*		*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***	*低可信度*	***比較可能*** 西北太平洋及北大西洋海域
	低可信度 *可能* (部分地區 自 1970 年以來)	*低可信度* *比較可能*		*比較可能* 部分海域 *可能*
極端高海平面發生率及/或程度增加	*可能* (自 1970 年以來)	***可能***	*可能*	***非常可能***
	可能 (20 世紀後期) *可能*	*可能* *比較可能*		*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二十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平面高度極端值變化和海平面高度平均值變化之間的密切關係。

(l) 極端高海平面高度的增加主要是由平均海平面高度的上升所引起的 (高可信度)。對於特定區域的風暴度和相關的暴潮之推估僅有低可信度。

(m)SREX 評估認為平均海平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。

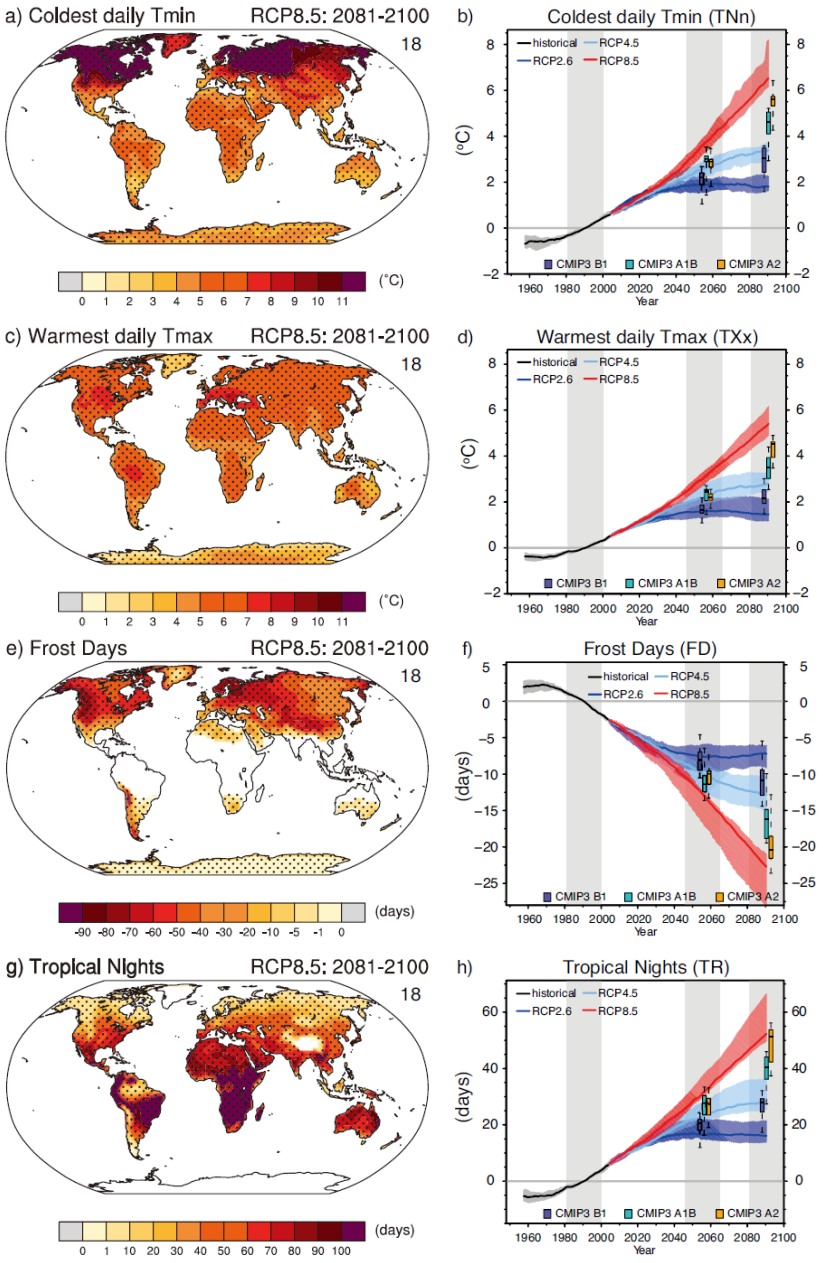


圖 1.37 CMIP5 氣候模式系集模擬對未來極端溫度變化的推估結果，由上而下分別為：最冷日低溫、最暖日高溫、赤道夜晚日數 (最低溫度大於 20°C 的日數)。左邊欄位為 RCP8.5 下 2081~2100 年相對於 1981~2000 年的變化空間分布，陸地的白色區域表示該極端事件指數無法被計算，打點的區域表示通過 95%顯著水準檢定。右邊欄位為 RCP2.6、RCP4.5 與 RCP8.5 下極端溫度隨時間的變化情形 (以 20 年的移動平均呈現)，圖上不同顏色代表不同 RCP 的模擬結果，色塊上下界表示第三與第一個四分位數，不同顏色的盒鬚圖則表示 CMIP3 中 11 個氣候模式於不同的 SRES 情境的模擬結果，其上下界表示離群值。(IPCC AR5, 2013, Figure 12.13)

從 AR4 開始，對於氣候變遷造成溫度極端事件的機制與回饋過程已經有所了解 (Seneviratne *et al.*, 2012)。CMIP5 氣候模式模擬結果顯示在未來全球暖化之下，北半球中緯度地區會因為土壤的溼度氣溫回饋作用增加熱極端事件的發生 (Seneviratne *et al.*, 2006；Diffenbaugh *et al.*, 2007；Lenderink *et al.*, 2007；Vidale *et al.*, 2007；Fischer and Schär, 2009；Fischer *et al.*, 2012)，此結果與 AR4 結論一致。除此之外，海陸差異的改變也會有所影響，Watterson *et al.* (2008) 發現其造成較多的暖平流由內陸傳輸至南澳洲，導致南澳夏季溫度較往年高了許多。北半球高緯度地區由於雪覆蓋量減少 (Gregory and Mitchell, 1995；Kjellstrom *et al.*, 2007；Fischer *et al.*, 2011)、海陸差異改變 (de Vries *et al.*, 2012)，許多地方的冷極端事件的溫度都上升了 (Orlowsky and Seneviratne, 2012；Sillmann *et al.*, 2013)。

氣候變遷下，一地區大氣環流的改變藉由遙相關作用影響到較遠的區域，其也會間接改變當地的溫度分布 (Haarsma *et al.*, 2009)。例如，Sillmann and Croci-Maspoli (2009) 發現，當未來全球溫度上升時，導致極冷事件發生的大氣阻塞現象會被改變，因此影響極冷事件的溫度分布和發生頻率。

1.8.4.2 乾旱

有許多農業乾旱問題的文獻都針對乾旱嚴重指標 (Palmer Drought Severity Index, PDSI) 來做探討，並且針對在中高緯度地區高二氧化碳排放的情境下的極端乾旱事件發生頻率加以推估 (Wehner *et al.*, 2011；Schwalm *et al.*, 2012；Dai, 2013)。在長時間尺度下，陸地的蒸發量增加，會導致農業乾旱的發生頻率變高及時間拉長，而在未來這些發生乾旱風險區域主要會在土壤濕度有明顯減少的地方。此外，在氣候模式的未來推估中顯示大部分陸地的濕季降水會變的較強，特別是在北半球的高緯度地區與季風區，在全球尺度的平均也是類似的結果。

在 CMIP5 RCP8.5 的推估中顯示 2081~2100 年的年連續乾日數相較於 1981~2000 年增加 (圖 1.38)，且降水及土壤濕度的空間分布相似，極端氣候發生的頻率會越來越高而強度越來越強。此外，在未來因為對流可用位能 (Convective Available Potential Energy, CAPE) 的增加以及風切強度的減少，導致適合雷雨發生的環境頻率增加，以致於強雷雨的發生機會提高，但目前針對雷雨發生頻率是否增加的直接觀測證據相當少。

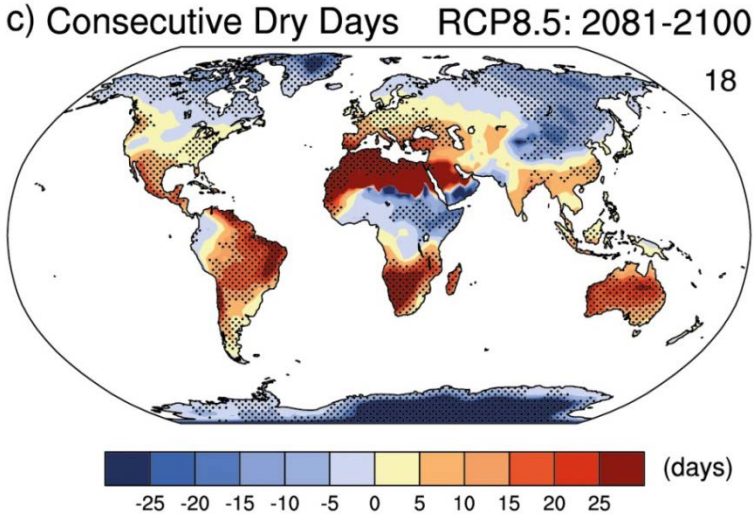


圖 1.38 CMIP5 氣候模式系集模擬平均在 RCP8.5 下，2081~2100 年的年連續乾日數相對於 1981~2000 年的改變量。打點的區域表高於 95%的信心水準。在右上角的數字表示使用 CMIP5 模式的數量。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure12.26c)

1.9 結語

由於觀測資料的時空覆蓋量增加，尤其是衛星遙測技術的進步，IPCC AR5 對於過去已發生的全球氣候變遷有了比前幾次報告更完整的觀測證據，對於溫度、降水、冰圈的全球長期趨勢有更明確的掌握。主要的發現為:全球地表平均溫度自 19 世紀開始上升、全球對流層溫度自 20 世紀中葉以後增加而平流層溫度減少、北極海冰面積從 1979 年開始減少、大多數的冰川質量持續減少、北半球積雪覆蓋量自 1967 年後減少、永凍土溫度自 1980 年起增加、全球大氣水氣量自 1970 年後增加、北半球中緯度陸地降水自 1950 年開始增加等，都是目前觀測資料已呈現高信心度的變化。

然而，對於區域性差異與極端事件，許多觀測資料的時間長度、品質、連續性仍不足以顯示是否有明確的氣候變遷趨勢，訊號較清楚顯著的包括全球大部分陸地區域極冷事件頻率減少而極熱事件頻率增加、每日最低溫的增暖幅度大於每日最高溫的增暖幅度、極端降雨自 1951 年以來增加 (尤其是北美與歐洲地區)。氣旋活動方面，只有北大西洋的強烈熱帶氣旋強度與發生頻率有較明顯的增加，其他地區或其他強度的熱帶氣旋活動，則沒有統計上顯著的變化。

雲與氣膠仍是目前氣候模式與未來推估中，主要的不確定性來源。高雲高度上移與中緯度氣旋區向高緯移動這兩項雲的正回饋作用，是全球模式、理論與觀測結果較為一致的研究結果。其他可能與雲相關的回饋作用，仍欠缺完整證據，而且模式間結果分歧。觀測資料顯示氣柱累加氣膠質量「非常可能」在歐洲與美國東部有減少，而在東亞與南亞地區有增加，雖然氣膠整體氣候效應的不確定性是所有人為效應中最高的。整體而言，1750 年至 2010 年間人為活動所造成的總有效輻射強迫作用為 2.29W m^{-2}，遠高於自然變化的輻射強迫作用。其中均勻溫室氣體增加貢獻 2.83W m^{-2}，而氣膠雖能部分減緩溫室氣體造成的暖化，但其有效輻射強迫作用持續在減弱中，因此人為的有效輻射強迫作用幾乎確定會造成暖化。

古氣候記錄顯示地球軌道參數是驅動地球系統冰期-間冰期循環的主要外在因素，而大氣二氧化碳濃度變化則是主要的內在驅動因素。目前的大氣溫室氣體濃度處於過去八個冰期間冰期循環中的最高值，近 30 年可能是過去 800 年中，北半球年平均溫度最高的時期。

推估未來氣候仰賴全球氣候模式為主要工具。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。整體而言，CMIP5 各個模式的氣候推估氣候結果中以下幾個因子的未來 20 年趨勢有較為一致的結果：短期全球平均地表增溫率、對流層氣溫變化的空間分布、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、北極地區暖化放大等現象。但在模式降水敏感度、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。

參考文獻

Abreu, J., J. Beer, F. Steinhilber, S. Tobias, and N. Weiss, 2008: For how long will the current grand maximum of solar activity persist? Geophys. Res. Lett, 35, L20109.

ACIA, 2004: Impacts of a Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge University Press,. http://www.acia.uaf.edu/pages/scientific.html

Ahn, J., and E. J. Brook, 2008: Atmospheric CO_2 and Climate on Millennial Time Scales During the Last Glacial Period. *Science*, **322**, 83-85. doi:10.1126/ science.1160832.

Albrecht, B. A., 1989: Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness. *Science*, 245, 1227-1230. doi:10.1126/science.245.4923.1227.

Alexander, L. V., X. Zhang, T. C. Peterson, J. Caesar, B. Gleason, A. M. G. Klein Tank, M. Haylock, D. Collins, B. Trewin, F. Rahimzadeh, A. Tagipour, K. Rupa Kumar, J. Revadekar, G. Griffiths, L. Vincent, D. B. Stephenson, J. Burn, E. Aguilar, M. Brunet, M. Taylor, M. New, P. Zhai, M. Rusticucci, J. L. Vazquez-Aguirre, 2006: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **111**, D05109. doi: 10.1029/2005JD006290.

Alexeev, V. A., P. L. Langen, and J. R. Bates, 2005: Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in “ghost forcing” experiments without sea ice feedbacks. *Clim. Dyn.*, **24**, 655-666. doi:10.1007/s00382-005-0018-3.

Allen, R. J., and S. C. Sherwood, 2008: Warming maximum in the tropical upper troposphere deduced from thermal winds. *Nature Geosci.*, **1**, 399-403. doi:10.1038/ngeo208.

Allen, R. J., and S. C. Sherwood, 2010: Aerosol-cloud semi-direct effect and land-sea temperature contrast in a GCM. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L07702. doi:10.1029/ 2010GL042759.

Anderson, T. L., R. J. Charlson, N. Bellouin, O. Boucher, M. Chin, S. A. Christopher, J. Haywood, Y. J. Kaufman, S. Kinne, J. A. Ogren, L. A. Remer, T. Takemura, D. Tanré, O. Torres, C. R. Trepte, B. A. Wielicki, D. M. Winker, and H. Yu, 2005: An "A-Train" Strategy for Quantifying Direct Climate Forcing by Anthropogenic Aerosols. *Bull. Amer. Meteoro. Soci.*, **86**, 1795-1809. doi:10.1175/BAMS-86-12-1795.

Andrews, T., M. A. Ringer, M. Doutriaux-Boucher, M. J. Webb, and W. J. Collins, 2012: Sensitivity of an Earth system climate model to idealized radiative forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L10702. doi: 10.1029/2012GL051942.

Arora, V. K., and A. Montenegro, 2011: Small temperature benefits provided by realistic afforestation efforts. *Nature Geosci.*, **4**, 514-518. doi:10.1038/ ngeo1182.

Baldwin, M. P., M. Dameris, and T. G. Shepherd, 2007: ATMOSPHERE: How will the Stratosphere Affect Climate Change? *Science*, **316**, 1576-1577. doi:10.1126/ science.1144303.

Ball, W. T., Y. C. Unruh, N. A. Krivova, S. Solanki, T. Wenzler, D. J. Mortlock, and A. H. Jaffe, 2012: Reconstruction of total solar irradiance 1974-2009. *Astron. Astrophys.*, **541**, A27. doi:10.1051/0004-6361/201118702.

Bathiany, S., M. Claussen, V. Brovkin, T. Raddatz, and V. Gayler, 2010: Combined biogeophysical and biogeochemical effects of large-scale forest cover changes in the MPI earth system model. *Biogeosciences*, **7**, 1383-1399. doi:10.5194/bg-7-1383-2010.

Becker, A., P. Finger, A. Meyer-Christoffer, B. Rudolf, K. Schamm, U. Schneider, and M. Ziese, 2013: A description of the global land-surface precipitation data products of the Global Precipitation Climatology Centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901-present. *Earth System Science Data*, **5**, 71-99. doi:10.5194/essd-5-71-2013.

Bergstrom, R. W., K S. Schmidt, O. Coddington, P. Pilewskie, H. Guan, J. M. Livingston, J. Redemann, and P. B. Russell, 2010: Aerosol spectral absorption in the Mexico City area: results from airborne measurements during MILAGRO/INTEX B. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 6333-6343. doi:10.5194/acp- 10-6333-2010.

Bernier, P. Y., R. L. Desjardins, Y. Karimi-Zindashty, D. Worth, A. Beaudoin, Y. Luo, and S. Wang, 2011: Boreal lichen woodlands: A possible negative feedback to climate change in eastern North America. *Agr. Forest Meteorol.*, **151**, 521-528. doi:10.1016/j.agrformet.2010.12.013.

Betts, R. A., O. Boucher, M. Collins, P. M. Cox, P. D. Falloon, N. Gedney, D. L. Hemming, C. Huntingford, C. D. Jones, D. M. H. Sexton and M. J. Webb, 2007a: Projected increase in continental runoff due to plant responses to increasing carbon dioxide. *Nature*, **448**, 1037-1041 doi:10.1038/nature06045.

Betts, R. A., P. D. Falloon, K. K. Goldewijk, and N. Ramankutty, 2007b: Biogeophysical effects of land use on climate: Model simulations of radiative forcing and large-scale temperature change. *Agr. Forest Meteorol.*, **142**, 216-233. doi:10.1016/j.agrformet.2006.08.021.

Black, E., and R. Sutton, 2007: The influence of oceanic conditions on the hot European summer of 2003. *Clim. Dyn.*, **28**, 53-66. doi:10.1007/s00382-006- 0179-8.

Blunier, T., J. Chappellaz, J. Schwander, B. Stauffer, and D. Raynaud, 1995: Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch. *Nature*, **374**, 46-49. doi:10.1038/374046a0.

Blunier, T., and E. Brook, 2001: Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science*, **291**, 109-112. doi:10.1126/science.291.5501.109.

Boer, G. J., 1993: Climate change and the regulation of the surface moisture and energy budgets. *Clim. Dyn.*, **8**, 225-239. doi:10.1007/BF00198617.

Bond, T. C., S. J. Doherty, D. W. Fahey, P. M. Forster, T. Berntsen, B. J. DeAngelo, M. G. Flanner, S. Ghan, B. Kärcher, D. Koch, S. Kinne, Y. Kondo, P. K. Quinn, M. C. Sarofim, M. G. Schultz, M. Schulz, C. Venkataraman, H. Zhang, S. Zhang, N. Bellouin, S. K. Guttikunda, P. K. Hopke, M. Z. Jacobson, J. W. Kaiser, Z. Klimont, U. Lohmann, J. P. Schwarz, D. Shindell, T. Storelvmo, S. G. Warren, C. S. Zender , 2013: Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment. *J. Geophys. Res.*, **118**, 5380-5552. doi:10.1002/jgrd.50171.

Bony, S., R. Colman, V. M. Kattsov, R. P. Allan, C. S. Bretherton, J.-L. Dufresne, A. Hall, S. Hallegatte, M. M. Holland, W. Ingram, D. A. Randall, B. J. Soden, G. Tselioudis, and M. J. Webb, 2006: How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *J. Clim.*, **19**, 3445-3482. doi:10.1175/ JCLI3819.1.

Boucher, O., and J. Haywood, 2001: On summing the components of radiative forcing of climate change. *Clim. Dyn.*, **18**, 297-302. doi:10.1007/s003820100185.

Boucher, O., P. Friedlingstein, B. Collins, and K. P. Shine, 2009: The indirect global warming potential and global temperature change potential due to methane oxidation. *Environ. Res. Lett.*, **4**, 044007. doi:10.1088/1748-9326/4/4/044007.

Brown, R. D., and D. A. Robinson, 2011: Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922-2010 including an assessment of uncertainty. *Cryosphere*, **5(1)**, 219-229. doi:10.5194/tc-5-219-2011.

Butchart, N., I. Cionni, V. Eyring, T. G. Shepherd, D. W. Waugh, H. Akiyoshi, J. Austin, C. Brühl, M. P. Chipperfield, E. Cordero, M. Dameris, R. Deckert, S. Dhomse, S. M. Frith, R. R. Garcia, A. Gettelman, M. A. Giorgetta, D. E. Kinnison, F. Li, E. Mancini, C. McLandress, S. Pawson, G. Pitari, D. A. Plummer, E. Rozanov, F. Sassi, J. F. Scinocca, K. Shibata, B. Steil, and W. Tian, 2010: Chemistry-climate model simulations of twenty-first century stratospheric climate and circulation changes. *J. Clim.*, **23**, 5349-5374. doi: http://dx.doi.org/10.1175/2010JCLI3404.1

Caesar, J., L. Alexander, and R. Vose, 2006: Large-scale changes in observed daily maximum and minimum temperatures: Creation and analysis of a new gridded data set. *J. Geophys. Res.*, **111**, D05101. doi:10.1029/2005JD006280.

Caesar, J., and J. A. Lowe, 2012: Comparing the impacts of mitigation versus non-intervention scenarios on future temperature and precipitation extremes in the HadGEM2 climate model. *J. Geophys. Res.*, **117**, D15109. doi:10.1029/ 2012JD017762.

Cai, M., 2005: Dynamical amplification of polar warming. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L22710. doi:10.1029/2005GL024481.

Caillon, N., J. P. Severinghaus, J. Jouzel, J.-M. Barnola, J. Kang, V. Y. Lipenkov, 2003: Timing of Atmospheric CO_2 and Antarctic Temperature Changes Across Termination III. *Science*, **299**, 1728-1731. doi:10.1126/science.1078758.

Callaghan, J., and S. B. Power, 2011: Variability and decline in the number of severe tropical cyclones making land-fall over eastern Australia since the late nineteenth century. *Clim. Dyn.*, **37**, 647-662. doi:10.1007/s00382-010-0883-2.

Carlson, A. E., D. J. Ullman, F. S. Anslow, F. He, P. U. Clark, Z. Liu, and B. L. Otto-Bliesner, 2012: Modeling the surface mass-balance response of the Laurentide Ice Sheet to Bølling warming and its contribution to Meltwater Pulse 1A. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **315-316**, 24-29. doi:10.1016/j.epsl. 2011.07.008.

Chan, J. C. L., and M. Xu, 2009: Inter-annual and inter-decadal variations of landfalling tropical cyclones in East Asia. Part I: time series analysis. *Int. J. Climatol.*, **29**, 1285-1293. doi:10.1002/joc.1782.

Chand, D., R. Wood, T. L. Anderson, S. K. Satheesh, and R. J. Charlson, 2009: Satellite-derived direct radiative effect of aerosols dependent on cloud cover. *Nature Geosci.*, **2**, 181-184. doi:10.1038/ngeo437.

Chang, E. K. M., and Y. J. Guo, 2007: Is the number of North Atlantic tropical cyclones significantly underestimated prior to the availability of satellite observations? *Geophys. Res. Lett*., **34**, L14801. doi:10.1029/2007GL030169.

Choi, G., D. Collins, G. Ren, B. Trewin, M. Baldi, Y. Fukuda, M. Afzaal, T. Pianmana, P. Gomboluudev, P. T. T. Huong, N. Lias, W.-T. Kwon, K.-O. Boo, Y.-M. Cha and Y. Zhou, 2009: Changes in means and extreme events of temperature and precipitation in the Asia Pacific Network region, 1955-2007. I*nt. J. Climatol.*, **29**, 1906-1925. doi:10.1002/joc.1979.

Chou, C., and J. D. Neelin, 2004: Mechanisms of global warming impacts on regional tropical precipitation. *J. Clim.*, **17**, 2688-2701. doi:10.1175/1520-0442(2004)017<2688: MOGWIO>2.0.CO;2.

Chou, C., and C.-W. Lan, 2012: Changes in the Annual Range of Precipitation under Global Warming. *J. Clim.*, **25**, 222-235. doi:10.1175/JCLI-D-11-00097.1

Christiansen, B., T. Schmith, and P. Thejll, 2009: A Surrogate Ensemble Study of Climate Reconstruction Methods: Stochasticity and Robustness. *J. Clim.*, **22**, 951-976. doi:10.1175/2008JCLI2301.1.

CMA, 2011*: China Climate Change Bulletin*. China Meteorological Administration. Beijing, China.

Clark, R. T., J. M. Murphy, and S. J. Brown, 2010: Do global warming targets limit heatwave risk? *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L17703. doi:10.1029/2010GL043898.

Collins, W. J., S. Sitch, and O. Boucher, 2010: How vegetation impacts affect climate metrics for ozone precursors. *J. Geophys. Res.* , **115**, D23308. doi:10.1029/ 2010JD014187.

Comiso, J. C., and F. Nishio, 2008: Trends in the sea ice cover using enhanced and compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR data. *J. Geophys. Res.*, **113**, C02S07. doi:10.1029/ 2007JC004257.

Conley, A. J., J.-F. Lamarque, F. Vitt, W. D. Collins, and J. Kiehl, 2013: PORT, a CESM tool for the diagnosis of radiative forcing. *Geosci. Model Dev.*, 6, 469-476. doi:10.5194/ gmd-6-469-2013.

Cowtan, K., and R. G. Way, 2014: Coverage bias in the HadCRUT4 temperature series and its impact on recent temperature trends. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **133**, 459-77. doi: 10.1002/qj.2297.

Curry, J., 2014: Climate science: Uncertain temperature trend. *Nature Geosci.*, **7(2)**: 83-84. doi:10.1038/ngeo2078.

Dai, A., 2011: Drought under global warming: A review. *WIREs Clim. Change*, **2**, 45-65. doi: 10.1002/wcc.81.

Dai, A., 2013: Increasing drought under global warming in observations and models. *Nature Clim. Change*, **3**, 52-58. doi:10.1038/nclimate1633.

de Graaf, M., L. G. Tilstra, P. Wang, and P. Stammes, 2012: Retrieval of the aerosol direct radiative effect over clouds from spaceborne spectrometry. *J. Geophys. Res.*, **117**, D07207. doi:10.1029/2011JD017160.

de Vries, H., R. J. Haarsma, and W. Hazeleger, 2012: Western European cold spells in current and future climate. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L04706. doi:10.1029/ 2011GL050665.

DeAngelis, A., F. Dominguez, Y. Fan, A. Robock, M. D. Kustu, and D. Robinson, 2010: Evidence of enhanced precipitation due to irrigation over the Great Plains of the United States. *J. Geophys. Res. Atmos*, 115, D15115. doi:10.1029/2010JD013892.

Delgado, J. M., H. Apel, and B. Merz, 2010: Flood trends and variability in the Mekong River. *Hydrol. Earth Syst. Sci*., **14**, 407-418. doi:10.5194/hess- 14-407-2010.

Denman, K. L., G. Brasseur, A. Chidthaisong, P. Ciais, P. M. Cox, R. E. Dickinson, D. Hauglustaine, C. Heinze, E. Holland, D. Jacob, U. Lohmann, S. Ramachandran, P. L. da Silva Dias, S. C. Wofsy and X. Zhang, 2007: Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Ding, Z.L., *et al.*, 2002: Stacked 2.6-Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea $\delta^{18}O$ record. *Paleoceanography*, **17 (3)**, 1033. doi:10.1029/2001PA000725.

Donat, M. G., L. V. Alexander, H. Yang, I. Durre, R. Vose, and J. Caesar, 2013a: Global land-based datasets for monitoring climatic extremes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **94**, 997-1006. doi:10.1175/BAMS-D-12-00109.1.

Donat, M. G., L. V. Alexander, H. Yang, I. Durre, R. Vose, R. J. H. Dunn, K. M. Willett, E. Aguilar, M. Brunet, J. Caesar, B. Hewitson, C. Jack, A. M. G. Klein Tank, A. C. Kruger, J. Marengo, T. C. Peterson, M. Renom, C. Oria Rojas, M. Rusticucci, J. Salinger, A. S. Elrayah, S. S. Sekele, A. K. Srivastava, B. Trewin, C. Villarroel, L. A. Vincent, P. Zhai, X. Zhang, and S. Kitching, 2013b: Updated analyses of temperature and precipitation extreme indices since the beginning of the twentieth century: The HadEX2 dataset. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 2098-2118. doi:10.1002/jgrd.50150.

Doswell, C. A., H. E. Brooks, and N. Dotzek, 2009: On the implementation of the enhanced Fujita scale in the USA. *Atmos. Res.*, **93**, 554-563. doi:10.1016/j.atmosres. 2008.11.003.

Dubovik, O., T. Lapyonok, Y. J. Kaufman, M. Chin, P. Ginoux, R. A. Kahn, and A. Sinyuk, 2008: Retrieving global aerosol sources from satellites using inverse modeling. *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 209-250. doi:10.5194/acp-8-209-2008.

Elderfield, H., P. Ferretti, M. Greaves, S. Crowhurst, I. N. McCave, D. Hodell, and A. M. Piotrowski, 2012: Evolution of ocean temperature and ice volume through the mid-Pleistocene climate transition. *Science*, **337**, 704-709. doi:10.1126/science. 1221294.

Emanuel, K., 2007: Environmental factors affecting tropical cyclone power dissipation. *J. Clim*., **20**, 5497-5509. doi:10.1175/2007JCLI1571.1.

EPICA community members, 2004: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, **429 (6992)**, 623-628. doi:10.1038/nature02599.

EPICA Community Members, 2006: One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. Nature, **444**, 195-198. doi:10.1038/ nature05301.

Eyring, V., J. M. Arblaster, I. Cionni, J. Sedlácek, J. Perlwitz, P. J. Young, S. Bekki, D. Bergmann, P. Cameron-Smith, W. J. Collins, G. Faluvegi, K.-D. Gottschaldt, L. W. Horowitz, D. E. Kinnison, J.-F. Lamarque, D. R. Marsh, D. Saint-Martin, D. T. Shindell, K. Sudo, S. Szopa, and S. Watanabe., 2013: Long-term ozone changes and associated climate impacts in CMIP5 simulations. *J. Geophys. Res*., **118**, 5029-5060. doi:10.1002/jgrd.50316.

Fasullo, J. T., 2010: Robust land-ocean contrasts in energy and water cycle feedbacks. *J. Clim*., **23**, 4677-4693. doi:10.1175/2010JCLI3451.1.

Feng, S., and Q. Hu, 2007: Changes in winter snowfall/precipitation ratio in the contiguous United States. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **112**, D15109. doi:10.1029/ 2007JD008397.

Fischer, E. M., and C. Schär, 2009: Future changes in daily summer temperature variability: Driving processes and role for temperature extremes. *Clim. Dyn.*, **33**, 917-935. doi:10.1007/s00382-008-0473-8.

Fischer, E. M., D. M. Lawrence, and B. M. Sanderson, 2011: Quantifying uncertainties in projections of extremes - A perturbed land surface parameter experiment. *Clim. Dyn.*, **37(7)**, 1381-1398. doi:10.1007/s00382-010-0915-y.

Fischer, E. M., J. Rajczak, and C. Schär, 2012: Changes in European summer temperature variability revisited. *Geophys. Res. Lett*., **39**, L19702. doi:10.1029/2012GL052730.

Flanner, M. G., C. S. Zender, J. T. Randerson, and P. J. Rasch, 2007: Present-day climate forcing and response from black carbon in snow. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 112, D11202. doi:10.1029/2006JD008003.

Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland, 2007: Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis.* Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Frank, D., J. Esper, E. Zorita, and R. Wilson, 2010a: A noodle, hockey stick, and spaghetti plate: a perspective on high-resolution paleoclimatology. *WIREs: Clim. Change*, **1(4)**, 507-516. doi:10.1002/wcc.53.

Frank, D. C., J. Esper, C. C. Raible, U. Buntgen, V. Trouet, B. Stocker, and F. Joos, 2010b: Ensemble reconstruction constraints on the global carbon cycle sensitivity to climate. *Nature*, **463**, 527-530. doi:10.1038/nature08769.

Garcia-Herrera, R., J. Diaz, R. M. Trigo, J. Luterbacher, and E. M. Fischer, 2010: A review of the European summer heat wave of 2003. *Crit. Rev. Environ. Sci. Technol.*, **40(4)**, 267-306. doi:10.1080/10643380802238137.

Gerlach, T., 2011: Volcanic versus anthropogenic carbon dioxide. *Eos*, **92**, 201-202.

Gettelman, A., J. Holton, and K. Rosenlof, 1997: Mass fluxes of O_3, CH_4, N_2O and CF_2Cl_2 in the lower stratosphere calculated from observational data. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **102(D15)**, 19149-19159. doi:10.1029/97JD01014.

Giorgi, F., E.-S. Im, E. Coppola, N. S. Diffenbaugh, X. J. Gao, L. Mariotti, and Y. Shi, 2011: Higher hydroclimatic intensity with global warming. *J. Clim.*, **24**, 5309-5324. doi:10.1175/2011JCLI3979.1.

Goosse, H., O. Arzel, J. Luterbacher, M. E. Mann, H. Renssen, N. Riedwyl, A. Timmermann, E. Xoplaki, and H. Wanner, 2006: The origin of the European "Medieval Warm Period". *Clim. Past*, **2**(2), 99-113.

Graversen, R. G., and M. Wang, 2009: Polar amplification in a coupled climate model with locked albedo. *Clim. Dyn.*, **33**, 629-643. doi:10.1007/s00382-009-0535-6.

Gregory, J. M., and J. F. B. Mitchell, 1995: Simulation of daily variability of surface temperature and precipitation over Europe in the current and $2xCO_2$ climates using the UKMO climate model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **121**, 1451-1476. doi:10.1002/qj.49712152611.

Gregory, J. M., W. J. Ingram, M. A. Palmer, G. S. Jones, P. A. Stott, R. B. Thorpe, J. A. Lowe, T. C. Johns, and K. D. Williams., 2004: A new method for diagnosing radiative forcing and climate sensitivity. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L03205. doi:10.1029/2003GL018747.

Haarsma, R. J., F. Selten, B. vd Hurk, W. Hazeleger, and X.-L. Wang, 2009: Drier Mediterranean soils due to greenhouse warming bring easterly winds over summertime central Europe. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L04705. doi:10.1029/2008GL036617.

Hall, A., 2004: The Role of Surface Albedo Feedback in Climate. *J. Clim.*, **17**, 1550-1568. doi:10.1175/1520-0442(2004)017<1550:TROSAF>2.0.CO;2.

Hannaford, J., and T. J. Marsh, 2008: High-flow and flood trends in a network of undisturbed catchments in the UK. *Int. J. Climatol.*, **28**, 1325-1338. doi:10.1002/joc.1643.

Hansen, J., and L. Nazarenko, 2004: Soot climate forcing via snow and ice albedos. *Proc. Natl. Acad. Sci.* , 101, 423-428. doi:10.1073/pnas.2237157100.

Hansen, J., M. Sato, R. Ruedy, L. Nazarenko, A. Lacis, G. A. Schmidt, G. Russell, I. Aleinov, M. Bauer, S. Bauer, N. Bell, B. Cairns, V. Canuto, M. Chandler, Y. Cheng, A. Del Genio, G. Faluvegi, E. Fleming, A. Friend, T. Hall, C. Jackman, M. Kelley, N. Kiang, D. Koch, J. Lean, J. Lerner, K. Lo, S. Menon, R. Miller, P. Minnis, T. Novakov, V. Oinas, Ja. Perlwitz, Ju. Perlwitz, D. Rind, A. Romanou, D. Shindell, P. Stone, S. Sun, N. Tausnev, D. Thresher, B. Wielicki, T. Wong, M. Yao, and S. Zhang, 2005: Efficacy of climate forcings. *Journal of Geophysical Research*, **110**, D18104. doi:10.1029/2005JD005776.

Hansen, J., R. Ruedy, M. Sato, and K. Lo, 2010: Global surface temperature change. *Rev.*

Geophys., **48**, RG4004. doi:10.1029/2010RG000345.

Harden, J. W., C. D. Koven, C.-L. Ping, G. Hugelius, A. D. McGuire, P. Camill, T. Jorgenson, P. Kuhry, G. J. Michaelson, J. A. O'Donnell, E. A. G. Schuur, C. Tarnocai, K. Johnson, and G. Grosse1, 2012: Field information links permafrost carbon to physical vulnerabilities of thawing. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L15704. doi:10.1029/2012GL051958.

Hartley, I. P, M. H. Garnett, M. Sommerkorn, D. W. Hopkins, B. J. Fletcher, V. L. Sloan, G. K. Phoenix, and P. A. Wookey, 2012: A potential loss of carbon associated with greater plant growth in the European Arctic. *Nature Clim. Change*, **2**, 875-879. doi:10.1038/nclimate1575.

Hays, J. D., J. Imbrie, and N. J. Shackleton, 1976: Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science*, **194**, 1121-1132. doi:10.1126/science. 194.4270.1121.

Haywood, J., and M. Schulz, 2007: Causes of the reduction in uncertainty in the anthropogenic radiative forcing of climate between IPCC (2001) and IPCC (2007). *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L20701. doi:10.1029/2007GL030749.

Held, I. M., and B. J. Soden, 2006: Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. *J. Clim.*, **19**, 5686-5699. doi:10.1175/JCLI3990.1.

Herbert, T. D., L. C. Peterson, K. T. Lawrence, and Z. Liu, 2010: Tropical Ocean Temperatures Over the Past 3.5 Million Years. *Science*, **328**, 1530-1534. doi:10.1126/science.1185435.

Herrington, A., and C. Poulsen, 2012: Terminating the Last Interglacial: the Role of Ice Sheet ‐ Climate Feedbacks in a GCM Asynchronously Coupled to an Ice Sheet Model. *J. Clim.*, **25**, 1871-1882. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00218.1.

Hirschi, M., S. I. Seneviratne, V. Alexandrov, F. Boberg, C. Boroneant, O. B. Christensen, H. Formayer, B. Orlowsky, and P. Stepanek,, 2011: Observational evidence for soil-moisture impact on hot extremes in southeastern Europe. *Nature Geosci.*, **4**, 17-21. doi:10.1038/ngeo1032.

Holben, B. N., T. F. Eck, I. Slutsker, D. Tanre´, J. P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J. A. Reagan, Y. J. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenu, I. Jankowiak, and A. Smirnov, 1998: AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sens. Environ.*, **66**, 1-16. doi:10.1016/S0034-4257(98)00031-5.

Huneeus, N., F. Chevallier, and O. Boucher, 2012: Estimating aerosol emissions by assimilating observed aerosol optical depth in a global aerosol model. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 4585-4606. doi:10.5194/acp-12-4585-2012.

Hurtt, G. C., S. Frolking, M. G. Fearon, B. Moore, E. Shevliakova, S. Malyshev, S. W. Pacala and R. A. Houghton, 2006: The underpinnings of land-use history: Three centuries of global gridded land-use transitions, wood-harvest activity, and resulting secondary lands. *Global Change Biol.*, **12**, 1208-1229. doi:10.1111/j.1365-2486.2006.01150.x.

Idso, S. B., and A. J. Brazel, 1984: Rising atmospheric carbon dioxide concentrations may increase streamflow, *Nature*, **312**, 51-53. doi:10.1038/312051a0.

Indermühle, A., E. Monnin, B. Stauffer, T. F. Stocker, 2000: Atmospheric CO_2 concentration from 60 to 20 kyr BP from the Taylor Dome ice core, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, **27(5)**, 735-738. doi:10.1029/1999GL010960.

IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis.* Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noquer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.

IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis.* Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

IPCC, 2012: *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582 pp.

IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Jaccard, S. L., E. D. Galbraith, D. M. Sigman, and G. H. Haug, 2010: A pervasive link between Antarctic ice core and subarctic Pacific sediment records over the past 800 kyrs. *Quat. Sci. Rev.*, **29**, 206-212. doi:10.1016/j.quascirev.2009.10.007.

Jaeglé, L., P. K. Quinn, T. S. Bates, B. Alexander, and J. T. Lin, 2011: Global distribution of sea salt aerosols: new constraints from in situ and remote sensing observations. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 3137-3157. doi:10.5194/acp- 11-3137-2011.

Jiang, T., Z. W. Kundzewicz, and B. Su, 2008: Changes in monthly precipitation and flood hazard in the Yangtze River Basin, China. *Int. J. Climatol.*, **28**, 1471-1481. doi:10.1002/joc.1635.

Johns, T. C., J.-F. Royer, I. Ho¨schel, H. Huebener, E. Roeckner, E. Manzini, W. May, J.-L. Dufresne, O. H. Ottera˚, D. P. van Vuuren, D. S, Melia, M. A. Giorgetta, S. Denvil, S. Yang, P. G. Fogli, J. Ko¨rper, J. F. Tjiputra, E. Stehfest, C. D. Hewitt, 2011: Climate change under aggressive mitigation: The ENSEMBLES multi-model experiment. *Clim. Dyn.*, **37**, 1975-2003. doi:10.1007/s00382- 011-1005-5.

Johnson, N. C., and S.-P. Xie, 2010: Changes in the sea surface temperature threshold for tropical convection. *Nature Geosci.*, **3**, 842-845. doi:10.1038/ngeo1008.

Jones, P. D., K. R. Briffa, T. J. Osborn, J.M. Lough, T.D. van Ommen, B.M. Vinther, J. Luterbacher, E.R. Wahl, F.W. Zwiers, M.E. Mann, G.A. Schmidt, C.M. Ammann, B.M.

Buckley, K.M. Cobb, J. Esper, H. Goosse, N. Graham, E. Jansen, T. Kiefer, C. Kull, M. Küttel, E. Mosley-Thompson, J.T. Overpeck, N. Riedwyl, M. Schulz, M. Schulz, A.W. Tudhope, R. Villalba, H. Wanner, E. Wolff, and E. Xoplaki, 2009: High-resolution palaeoclimatology of the last millennium: A review of current status and future prospects. *The Holocene*, **19**, 3-49. doi:10.1177/0959683608098952.

Jones, G. S., M. Lockwood, and P. Stott, 2012: What influence will future solar activity changes over the 21st century have on projected global near-surface temperature changes? *J. Geophys. Res. Atmos.*, **117**, D05103. doi:10.1029/2011JD017013.

Joshi, M. M., and G. S. Jones, 2009: The climatic effects of the direct injection of water vapour into the stratosphere by large volcanic eruptions. *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 6109-6118. doi:10.5194/acp-9-6109-2009.

Joshi, M., E. Hawkins, R. Sutton, J. Lowe, and D. Frame, 2011: Projections of when temperature change will exceed 2°C above pre-industrial levels. *Nature Clim. Change*, **1**, 407-412. doi:10.1038/nclimate1261.

Joshi, M. M., J. M. Gregory, M. J. Webb, D. M. H. Sexton, and T. C. Johns, 2008: Mechanisms for the land/sea warming contrast exhibited by simulations of climate change. *Clim. Dyn.*, **30**, 455-465. doi:10.1007/s00382-007-0306-1.

Joshi, M. M., F. H. Lambert, and M. J. Webb, 2013: An explanation for the difference between twentieth and twenty-first century land–sea warming ratio in climate models. *Clim. Dyn.*, **41(7)**, 1853-1869. doi:10.1007/s00382-013-1664-5.

Jouzel, J., V. Masson-Delmotte, O. Cattani, G. Dreyfus, S. Falourd, G. Hoffmann, B. Minster, J. Nouet, J. M. Barnola, J. Chappellaz, H. Fischer, J. C. Gallet, S. Johnsen, M. Leuenberger, L. Loulergue, D. Luethi, H. Oerter, F. Parrenin, G. Raisbeck, D. Raynaud, J. Schwander, R. Spahni, R. Souchez, E. Selmo, A. Schilt, J. P. Steffensen, B. Stenni, B. Stauffer, T. F. Stocker, J. L. Tison, M. Werner, and E. W. Wolff, 2007: Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science*, **317**, 793-796. doi:10.1126/ science.1141038.

Jung, M., M. Reichstein, P. Ciais, S. I. Seneviratne, J. Sheffield, M. L. Goulden, G. Bonan, A. Cescatti, J. Chen, R. de Jeu, A. J. Dolman, W, Eugster, D. Gerten, D. Gianelle, N. Gobron, J. Heinke, J. Kimball, B. E. Law, L. Montagnani, Q. Mu, B. Mueller, K. Oleson, D. Papale, A. D. Richardson, O. Roupsard, S. Running, E. Tomelleri, N. Viovy, U. Weber, C. Williams, E. Wood, S. Zaehle and K. Zhang, 2010: Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature*, **467**, 951-954. doi:10.1038/nature09396.

Kahn, R. A., B. J. Gaitley, J. V. Martonchik, D. J. Diner, K. A. Crean, and B. Holben, 2005: Multiangle Imaging Spectroradiometer (MISR) global aerosol optical depth validation based on 2 years of coincident Aerosol Robotic Network (AERONET) observations. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10S04. doi:10.1029/ 2004JD004706.

Kaplan, J. O., K. M. Krumhardt, E. C. Ellis, W. F. Ruddiman, C. Lemmen, and K. K. Goldewijk, 2011: Holocene carbon emissions as a result of anthropogenic land cover change. *The Holocene*, **21**, 775-791. doi:10.1177/0959683610386983.

Kay, J. E., K. Raeder, A. Gettelman, and J. Anderson, 2011: The Boundary Layer Response to

Recent Arctic Sea Ice Loss and Implications for High-Latitude Climate Feedbacks. *J. Clim.*, **24**, 428-447. doi:10.1175/2010JCLI3651.1.

Khain, A. P., 2009: Notes on state-of-the-art investigations of aerosol effects on precipitation: a critical review. *Environ. Res. Lett.*, **4**, 015004. doi:10.1088/ 1748-9326/4/1/015004.

Khairoutdinov, M. F., and D. A. Randall, 2001: A Cloud Resolving Model as a Cloud Parameterization in the NCAR Community Climate System Model: Preliminary Results. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3617-3620. doi:10.1029/ 2001GL013552.

Kienzle, S. W., M. W. Nemeth, J. M. Byrne and R. J. MacDonald, 2012: Simulating the hydrological impacts of climate change in the upper North Saskatchewan River basin, Alberta, Canada. *J. Hydrol.*, **412-413**, 76-89. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.01.058.

Kjellstrom, E., L. Barring, D. Jacob, R. Jones, G. Lenderink, and C. Schär, 2007: Modelling daily temperature extremes: Recent climate and future changes over Europe. *Clim. Change*, **81**, 249-265. doi:10.1007/s10584-006-9220-5.

Klein Tank, A. M. G., T. C. Peterson, D. A. Quadir, S. Dorji, X. Zou, H. Tang, K. Santhosh, U. R. Joshi, A. K. Jaswal, R. K. Kolli, A. B. Sikder, N. R. Deshpande, J. V. Revadekar, K. Yeleuova, S. Vandasheva, M. Faleyeva, P. Gomboluudev, K. P. Budhathoki, A. Hussain, M. Afzaal, L. Chandrapala, H. Anvar, D. Amanmurad, V. S. Asanova, P. D. Jones, M. G. New, and T. Spektorman, 2006: Changes in daily temperature and precipitation extremes in central and south Asia. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **111**, D16105. doi:10.1029/ 2005JD006316.

Klok, E. J., and A. M. G. Klein Tank, 2009: Updated and extended European dataset of daily climate observations. *Int. J. Climatol.*, **29(8)**, 1182-1191. doi:10.1002/ joc.1779.

Klotzbach, P. J. and C. W. Landsea, 2015: Extremely Intense Hurricanes: Revisiting Webster *et al.* (2005) after 10 Years. *J. Climate*, **28**, 7621-7629. doi:http://dx.doi.org/10.1175/ JCLI-D-15-0188.1.

Knapp, K. R., and M. C. Kruk, 2010: Quantifying interagency differences in tropical cyclone best-track wind speed estimates. *Mon. Weather Rev*., **138**, 1459-1473. doi:10.1175/ 2009MWR3123.1.

Knowles, N., M. D. Dettinger, and D. R. Cayan, 2006: Trends in snowfall versus rainfall in the Western United States. *J. Clim.*, **19**, 4545-4559. doi:10.1175/ JCLI3850.1.

Koch, D., S. Menon, A. Del Genio, R. Ruedy, I. Alienov, and G. A. Schmidt, 2009: Distinguishing Aerosol Impacts on Climate over the Past Century. *J. Clim.*, **22**, 2659-2677. doi:10.1175/2008JCLI2573.1.

Kopp, G., and J. Lean, 2011: A new, lower value of total solar irradiance: Evidence and climate significance. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L01706. doi:10.1029/ 2010GL045777.

Kosaka, Y., and S.-P. Xie, 2013: Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. *Nature*, **501(7467)**, 403-407. doi:10.1038/nature12534.

Kossin, J. P., K. R. Knapp, D. J. Vimont, R. J. Murnane, and B. A. Harper, 2007: A globally consistent reanalysis of hurricane variability and trends. G*eophys. Res. Lett*., **34**, L04815. doi:10.1029/2006GL028836.

Koster, R. D., P. A. Dirmeyer, Z. Guo, G. Bonan, E. Chan, P. Cox, C. T. Gordon, S. Kanae, E. Kowalczyk, D. Lawrence, P. Liu, C.-H. Lu, S. Malyshev, B. McAvaney, K. Mitchell, D. Mocko, T. Oki, K. Oleson, A. Pitman, Y. C. Sud, C. M. Taylor, D. Verseghy, R. Vasic, Y. Xue, T. Yamada, 2004: Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation. *Science*, **305**, 1138-1140. doi:10.1126/science.1100217.

Koven, C. D., W. J. Riley, and A. Stern, 2013: Analysis of Permafrost Thermal Dynamics and Response to Climate Change in the CMIP5 Earth System Models. *J. Clim.*, **26**, 1877-1900. doi:10.1175/JCLI-D-12-00228.1.

Krivova, N. A., L. E. A. Vieira, and S. K. Solanki, 2010: Reconstruction of solar spectral irradiance since the Maunder minimum. *J. Geophys. Res.*, **115**, A12112. doi:10.1029/2010JA015431.

Kubota, H., and J. C. L. Chan, 2009: Interdecadal variability of tropical cyclone landfall in the Philippines from 1902 to 2005. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L12802. doi:10.1029/2009GL038108.

Kueppers, L. M., M. A. Snyder, and L. C. Sloan, 2007: Irrigation cooling effect: Regional climate forcing by land-use change. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L03703. doi:10.1029/2006GL028679.

Kug, J.-S., D.-H. Choi, F.-F. Jin, W.-T. Kwon, and H.-L. Ren, 2010: Role of synoptic eddy feedback on polar climate responses to the anthropogenic forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L14704. doi:10.1029/2010GL043673.

Kumar, A., J. Perlwitz, J. Eischeid, X. Quan, T. Xu, T. Zhang, M. Hoerling, B. Jha, and W. Wang., 2010: Contribution of sea ice loss to Arctic amplification. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L21701. doi:10.1029/2010GL045022.

Kundzewicz, Z. W., L. J. Mata, N. W. Arnell, P. Döll, P. Kabat, B. Jiménez, K. A. Miller, T. Oki, Z. Sen and I. A. Shiklomanov, 2007: Freshwater resources and their management. In *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, M. L. Parry, O. F. Canziani, J. P. Palutikof, P. J. van der Linden and C. E. Hanson [Eds.], Cambridge University Press, Cambridge, UK, 173-210.

Kunkel, K. E., et al., 2008: Observed changes in weather and climate extremes. In: Weather and Climate Extremes in a Changing Climate. Regions of Focus: North America, Hawaii, Caribbean, and U.S. Pacific Islands [T. R. Karl, G. A. Meehl, D. M. Christopher, S. J. Hassol, A. M. Waple, and W. L. Murray (eds.)]. A Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research.

Morak, S., G. C. Hegerl, and J. Kenyon, 2011: Detectable regional changes in the number of warm nights. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L17703. doi:10.1029/ 2011GL048531.

Kunkel, K. E., M. A. Palecki, L. Ensor, D. Easterling, K. G. Hubbard, D. Robinson, and K. Redmond, 2009: Trends in Twentieth-century US Extreme Snowfall Seasons. *J. Clim.*, **22**, 6204-6216. doi:10.1175/2009JCLI2631.1.

Kvalevag, M. M., G. Myhre, G. Bonan, and S. Levis, 2010: Anthropogenic land cover changes in a GCM with surface albedo changes based on MODIS data. *Int. J.*

Climatol., **30**, 2105-2117. doi:10.1002/joc.2012.

Lamarque, J.-F., D. T. Shindell, B. Josse, P. J. Young, I. Cionni, V. Eyring, D. Bergmann, P. Cameron-Smith, W. J. Collins, R. Doherty, S. Dalsoren, G. Faluvegi, G. Folberth, S. J. Ghan, L. W. Horowitz, Y. H. Lee , I. A. MacKenzie, T. Nagashima, V. Naik, D. Plummer, M. Righi, S. T. Rumbold, M. Schulz, R. B. Skeie, D. S. Stevenson, S. Strode, K. Sudo, S. Szopa, A. Voulgarakis, and G. Zeng, 2013: The Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP): Overview and description of models, simulations and climate diagnostics. *Geosci. Model Dev.*, **6**, 179-206. doi:10.5194/gmd- 6-179-2013.

Lambert, F. H., M. J. Webb, and M. M. Joshi, 2011: The Relationship Between Land-Ocean Surface Temperature Contrast and Radiative Forcing. *J. Clim.*, **24**, 3239-3256. doi:10.1175/2011JCLI3893.1.

Landsea, C. W., C. Anderson, N. Charles, G. Clark, J. Dunion, J. Fernandez-Partagas, P. Hungerford, C. Neumann, and M. Zimmer, 2004: The Atlantic hurricane database re-analysis project: Documentation for the 1851-1910 alterations and additions to the HURDAT database. *Hurricanes and Typhoons: Past, Present and Future*. R. J. Murname and K.-B. Liu, Eds., Columbia University Press, 177-221.

Landsea, C. W. , D. A. Glenn, W. Bredemeyer, M. Chenoweth, R. Ellis J. Gamache, L. Hufstetler, C. Mock, R. Perez, R. Prieto, J. Sanchez-Sesma, D. Thomas, and L. Woolcock, 2008: A Reanalysis of the 1911-20 Atlantic Hurricane Database. *J. Clim*., **21**, 2138-2168. doi:10.1175/2007JCLI1119.1.

Landsea, C. W., S. Feuer, A. Hagen, D. A. Glenn, J. Sims, R. Perez, M. Chenoweth, and N. Anderson, 2011: A Reanalysis of the 1921-30 Atlantic Hurricane Database. *J. Clim*., **25**, 865-885. doi:10.1175/JCLI-D-11-00026.1.

Lang, N., and E. W. Wolff, 2011: Interglacial and glacial variability from the last 800 ka in marine, ice and terrestrial archives. *Clim. Past*, **7**, 361-380. doi:10.5194/ cp-7-361-2011.

Langen, P. L., and V. A. Alexeev, 2007: Polar amplification as a preferred response in an idealized aquaplanet GCM. *Clim. Dyn.*, **29**, 305-317. doi:10.1007/s00382-006-0221-x.

Lawrence, D. M., and A. G. Slater, 2010: The contribution of snow condition trends to future ground climate. *Clim. Dyn*., **34**, 969-981. doi:10.1007/ s00382-009-0537-4.

Lee, T. C. K., F. W. Zwiers, and M. Tsao, 2008: Evaluation of proxy-based millennial reconstruction methods. *Clim. Dyn.*, **31**, 263-281. doi:10.1007/ s00382-007-0351-9.

Lee, Y. H., J.-F. Lamarque, M. G. Flanner, C. Jiao, D. T. Shindell, T. Berntsen, M. M. Bisiaux, J. Cao, W. J. Collins, M. Curran, R. Edwards, G. Faluvegi, S. Ghan, L. W. Horowitz, J. R. McConnell, J. Ming, G. Myhre, T. Nagashima, V. Naik, S. T. Rumbold, R. B. Skeie, K. Sudo, T. Takemura, F. Thevenon, B. Xu, and J.-H. Yoon, 12013: Evaluation of preindustrial to present-day black carbon and its albedo forcing from Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP). *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 2607-2634. doi:10.5194/acp-13-2607-2013.

Lenderink, G., A. van Ulden, B. van den Hurk, and E. van Meijgaard, 2007: Summertime

inter-annual temperature variability in an ensemble of regional model simulations: Analysis of the surface energy budget. *Clim. Change*, **81**, 233-247. doi:10.1007/s10584-006-9229-9.

Li, Z., K.-H. Lee, Y. Wang, J. Xin, and W.-M. Hao, 2010: First observation-based estimates of cloud-free aerosol radiative forcing across China. *J. Geophys. Res.*, **115**, D00K18. doi:10.1029/2009JD013306.

Liou, K.-N., and S.-C. Ou, 1989: The role of cloud microphysical processes in climate - An assessment from a onedimensional perspective. *J. Geophys. Res.*, **94(D6)**, 8599-8607. doi:10.1029/JD094iD06p08599.

Lisiecki, L. E., and M. E. Raymo, 2005: A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography*, **20**, PA1003. doi:10.1029/ 2004PA001071.

Lockwood, M., A. P. Rouillard, and I. D. Finch, 2009: The rise and fall of open solar flux during the current grand solar maximum. *Astrophys. J.*, **700**, 937-944. doi:10.1088/ 0004-637X/700/2/937.

Loeb, N. G., B. A. Wielicki, D. R. Doelling, G. L. Smith, D. F. Keyes, S. Kato, N. Manalo-Smith, and T. Wong, 2009: Toward Optimal Closure of the Earth's Top-of-Atmosphere Radiation Budget. *J. Clim.*, **22**, 748-766. doi:10.1175/ 2008JCLI2637.1.

Logan, T., B.-K. Xi, X.-Q. Dong, R. Obrecht, Z. Q. Li, and M. Cribb, 2010: A study of Asian dust plumes using satellite, surface, and aircraft measurements during the INTEX-B field experiment. *J. Geophys. Res.*, **115**, D00K25. doi:10.1029/ 2010JD014134.

Lohila, A., K. Minkkinen, J. Laine, I. Savolainen, J.-P. Tuovinen, L. Korhonen, T. Laurila, H. Tietäväinen, and A. Laaksonen, 2010: Forestation of boreal peatlands: Impacts of changing albedo and greenhouse gas fluxes on radiative forcing. *J. Geophys. Res. Biogeosci.*, **115**, G04011. doi:10.1029/2010JG001327.

Lorenz, R., E. B. Jaeger, and S. I. Seneviratne, 2010: Persistence of heat waves and its link to soil moisture memory. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L09703. doi:10.1029/2010GL042764.

Lupikasza, E., 2010: Spatial and temporal variability of extreme precipitation in Poland in the period 1951-2006. *Int. J. Climatol.*, **30**, 991-1007. doi:10.1002/joc.1950.

Lüthi, D., M. Le Floch, B. Bereiter, T. Blunier, J. –M. Barnola, U. Siegenthaler, D. Raynaud, J. Jouzel, H. Fischer, K. Kawamura and T. F. Stocker, 2008: High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. *Nature*, **453**, 379-382. doi:10.1038/nature06949.

Maksym, T., S. E. Stammerjohn, S. Ackley, and R. Massom, 2012: Antarctic Sea Ice －A Polar Opposite? *Oceanography*, **25(3)**, 140-151. doi:10.5670/oceanog.2012.88.

Manabe, S., K. Bryan, and M. J. Spelman, 1990: Transient-Response of a Global Ocean Atmosphere Model to a Doubling of Atmospheric Carbon Dioxide. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 722-749. doi:10.1175/1520-0485(1990)020<0722:TROAGO>2.0.CO;2.

Mann, M. E., T. A. Sabbatelli, and U. Neu, 2007: Evidence for a modest undercount bias in early historical Atlantic tropical cyclone counts. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L22707.

doi:10.1029/2007GL031781.

Mann, M. E., Z.-H. Zhang, M. K. Hughes, R. S. Bradley, S. K. Miller, S. Rutherford, and F.-B. Ni, 2008: Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **105(36)**, 13252-13257. doi10.1073/pnas.0805721105.

McComas, D. J., R. W. Ebert, H. A. Elliott, B. E. Goldstein, J. T. Gosling, N. A. Schwadron, and R. M. Skoug, 2008: Weaker solar wind from the polar coronal holes and the whole Sun. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L18103. doi:10.1029/ 2008GL034896.

McCormick, M. P., L. W. Thomason, and C. R. Trepte, 1995: Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption. *Nature*, **373**, 399-404. doi:10.1038/373399a0.

Meehl, G. A., W. M. Washington, J. M. Arblaster, A. Hu, H.aiyan Teng, C. Tebaldi, B. N. Sanderson, J.-F. Lamarque, A. Conley, W. G. Strand, and J. B. White III,. 2012a: Climate system response to external forcings and climate change projections in CCSM4. *J. Clim.*, **25**, 3661-3683. doi:10.1175/JCLI- D-11-00240.1.

Meehl, G. A., J. M. Arblaster, and G. Branstator, 2012b: Mechanisms contributing to the warming hole and the consequent U.S. East–West differential of heat extremes. *J. Clim.*, **25**, 6394-6408. doi:10.1175/JCLI-D-11-00655.1.

Misra, V., J. P. Michael, R. Boyles, E. P. Chassignet, M. Griffin, and J. J. O'Brien, 2012: Reconciling the Spatial Distribution of the Surface Temperature Trends in the Southeastern United States. *J. Clim.*, **25**, 3610-3618. doi:10.1175/ JCLI-D-11-00170.1.

Mitchell, J. F. B., C. A. Wilson, and W. M. Cunnington, 1987: On CO_2 climate sensitivity and model dependence of results. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **113**, 293-322. doi:10.1002/qj.49711347517.

Mitchell, T. D., and P. D. Jones, 2005: An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *Int. J. Climatol.*, **25**, 693-712. doi:10.1002/joc.1181.

Mohapatra, M., B. K. Mandyopadhyay, and A. Tyagi, 2011: Best track parameters of tropical cyclones over the North Indian Ocean: A review. *Nat. Hazards*. **63(3)**, 1285-1317. doi:10.1007/s11069-011-9935-0.

Monnin, E., A. Indermühle, A. Dällenbach, J. Flückiger, B. Stauffer, T. F. Stocker, D. Raynaud, J.-M. Barnola, 2001: Atmospheric CO_2 Concentrations over the Last Glacial Termination. *Science*, **291(5501)**, 112-114. doi:10.1126/science.291.5501.112.

Morak, S., G. C. Hegerl, and J. Kenyon, 2011: Detectable regional changes in the number of warm nights. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L17703. doi:10.1029/2011GL048531.

Morak, S., G. C. Hegerl, and N. Christidis, 2013: Detectable Changes in the Frequency of Temperature Extremes. *J. Clim.*, **26**, 1561-1574. doi:10.1175/JCLI-D-11-00678.1.

Morice, C. P., J. J. Kennedy, N. A. Rayner, and P. D. Jones, 2012: Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set. *J. Geophys. Res.*, **117**, D08101. doi:10.1029/2011JD017187.

Morrison, H., and W. W. Grabowski, 2011: Cloud-system resolving model simulations of

aerosol indirect effects on tropical deep convection and its thermodynamic environment. *Atmo. Chem. Phys.*, **11(20)**, 10503-10523. doi:10.5194/acp-11-10503-2011.

Morrison, H., G. de Boer, G. Feingold, J. Harrington, M. D. Shupe, and K. Sulia, 2012: Resilience of persistent Arctic mixed-phase clouds. *Nature Geosci.*, **5**, 11-17. doi:10.1038/ngeo1332.

Mudelsee, M., 2001: The phase relations among atmospheric CO_2 content, temperature and global ice volume over the past 420 ka. *Quat. Sci. Rev.*, **20(4)**, 583-589. doi:10.1016/S0277-3791(00)00167-0

Mueller, B., and S. I. Seneviratne, 2012: Hot days induced by precipitation deficits at the global scale. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **109**, 12398-12403. doi:10.1073/pnas.1204330109.

Myhre, G., M. M. Kvalevag, and C. B. Schaaf, 2005: Radiative forcing due to anthropogenic vegetation change based on MODIS surface albedo data. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L21410. doi:10.1029/2005GL024004.

Nelson, F. E., and S. Outcalt, 1987: A computational method for prediction and regionalization of permafrost. *Arct. Alpine Res.*, **19(3)**, 279-288. doi:10.2307/1551363.

Neukom, R., and J. Gergis, 2011: Southern Hemisphere high-resolution palaeoclimate records of the last 2000 years. *Holocene*, **22**, 501-524. doi:10.1177/0959683611427335.

O'Gorman, P. A., and C. J. Muller, 2010: How closely do changes in surface and column water vapor follow Clausius-Clapeyron scaling in climate change simulations? *Environ. Res. Lett.*, **5**, 025207. doi:10.1088/1748-9326/5/2/025207.

O'Gorman, P., R. Allan, M. Byrne, and M. Previdi, 2012: Energetic constraints on precipitation under climate change. *Surv. Geophys.*, **33**, 585-608. doi:10.1007/s10712-011-9159-6.

O'ishi, R., A. Abe-Ouchi, I. Prentice, and S. Sitch, 2009: Vegetation dynamics and plant CO2 responses as positive feedbacks in a greenhouse world. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L11706. doi:10.1029/2009GL038217.

Orlowsky, B., and S. I. Seneviratne, 2012: Global changes in extreme events: Regional and seasonal dimension. *Clim. Change*, **110**, 669-696. doi:10.1007/s10584-011-0122-9.

Osborne, S. R., A. J. Barana, B. T. Johnson, J. M. Haywood, E. Hesse, and S. Newman, 2011: Short-wave and long-wave radiative properties of Saharan dust aerosol. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 1149-1167. doi: 10.1002/qj.771.

PAGES 2k Consortium, 2013: Continental-scale temperature variability during the last two millennia. *Nature Geosci.*, **6**, 339-346. doi:10.1038/ngeo1797.

Pahnke, K., R. Zahn, H. Elderfield, and M. Schulz, 2003: 340,000-year centennial-scale marine record of Southern Hemisphere climatic oscillation. *Science*, **301**, 948-952. doi:10.1126/science.1084451.

Pan, Z.-T., R. W. Arritt, E. S. Takle, W. J. Gutowski Jr., C. J. Anderson, and M. Segal, 2004: Altered hydrologic feedback in a warming climate introduces a "warming hole". *Geophys. Res. Lett.*, **31**. L17109. doi:10.1029/2004GL020528.

Parrenin, F., V. Masson-Delmotte, P. Köhler, D. Raynaud, D. Paillard, J. Schwander, C. Barbante, A. Landais, A. Wegner, J. Jouzel, 2013: Synchronous change of atmospheric CO_2 and Antarctic temperature during the last deglacial warming. *Science*, **339(6123)**, 1060-1063. doi:10.1126/science.1226368.

Pavan, V., R. Tomozeiu, C. Cacciamani, and M. Di Lorenzo, 2008: Daily precipitation observations over Emilia-Romagna: mean values and extremes. *Int. J. Climatol.*, **28**, 2065-2079. doi:10.1002/joc.1694.

Penner, J. E., C. Zhou, and L. Xu, 2012: Consistent estimates from satellites and models for the first aerosol indirect forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L13810. doi:10.1029/2012GL051870.

Pépin, L., D. Raynaud, J.-M. Barnola, and M.F. Loutre, 2001: Hemispheric roles of climate forcings during glacial-interglacial transitions, as deduced from the Vostok record and LLN-2D model experiments. *J. Geophys. Res.*, **106(D23)**, 31885-31892. doi:10.1029/2001JD900117.

Perkins, S. E., L. V. Alexander, and J. R. Nairn, 2012: Increasing frequency, intensity and duration of observed global heatwaves and warm spells. *Geophys. Res. Lett*., **39**. L20714. doi:10.1029/2012GL053361.

Peterson, T. C., X.-B. Zhang, M. Brunet-India, and J. L. Vazquez-Aguirre, 2008: Changes in North American extremes derived from daily weather data. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **113**, D07113. doi:10.1029/2007JD009453.

Petrow, T., and B. Merz, 2009: Trends in flood magnitude, frequency and seasonality in Germany in the period 1951-2002. *J. Hydrol.*, **371**, 129-141. doi:10.1016/j.jhydrol. 2009.03.024

Pincus, R., R. Hemler, and S. A. Klein, 2006: Using stochastically generated subcolumns to represent cloud structure in a large-scale model. *Monthly Weather Review*, **134**, 3644-3656. doi:10.1175/MWR3257.1.

Pongratz, J., C. Reick, T. Raddatz, and M. Claussen, 2008: A reconstruction of global agricultural areas and land cover for the last millennium. *Global Biogeochem. Cycles*, **22**, GB3018. doi:10.1029/2007GB003153.

Pongratz, J., T. Raddatz, C. H. Reick, M. Esch, and M. Claussen, 2009: Radiative forcing from anthropogenic land cover change since A.D. 800. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L02709. doi:10.1029/2008GL036394.

Pongratz, J., C. H. Reick, T. Raddatz, and M. Claussen, 2010: Biogeophysical versus biogeochemical climate response to historical anthropogenic land cover change. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L08702. doi:10.1029/2010GL043010.

Portmann, R., S. Solomon, and G. Hegerl, 2009: Spatial and seasonal patterns in climate change, temperatures, and precipitation across the United States. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **106**, 7324-7329.

Previdi, M., 2010: Radiative feedbacks on global precipitation. *Environ. Res. Lett.*, **5**, 025211. doi:10.1088/1748-9326/5/2/025211.

Prokopenko, A., L. Hinnov, D. Williams, and M. Kuzmin, 2006: Orbital forcing of continental

climate during the Pleistocene: a complete astronomically tuned climatic record from Lake Baikal, SE Siberia. *Quat. Sci. Rev.*, **25**, 3431-3457. doi:10.1016/j.quascirev. 2006.10.002.

Puma, M. J., and B. I. Cook, 2010: Effects of irrigation on global climate during the 20th century. *J. Geophys. Res.*, **115**, D16120. doi:10.1029/2010JD014122.

Putman, W. M., and M. Suarez, 2011: Cloud-system resolving simulations with the NASA Goddard Earth Observing System global atmospheric model (GEOS-5). *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L16809. doi:10.1029/2011GL048438.

Quaas, J., Y. Ming, S. Menon, T. Takemura, M. Wang, J. E. Penner, A. Gettelman, U. Lohmann, N. Bellouin, O. Boucher, A. M. Sayer, G. E. Thomas, A. McComiskey, G. Feingold, C. Hoose, J. E. Kristjansson, X. Liu, Y. Balkanski, L. J. Donner, P. A. Ginoux, P. Stier, B. Grandey, J. Feichter, I. Sednev, S. E. Bauer, D. Koch, R. G. Grainger, A. Kirkevag, T. Iversen, Ø. Seland, R. Easter, S. J. Ghan, P. J. Rasch, H. Morrison, J.-F. Lamarque, M. J. Iacono, S. Kinne, and M. Schulz, 2009: Aerosol indirect effects - general circulation model intercomparison and evaluation with satellite data. *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 8697-8717. doi:10.5194/acp-9-8697-2009.

Rechid, D., T. Raddatz, and D. Jacob, 2009: Parameterization of snow-free land surface albedo as a function of vegetation phenology based on MODIS data and applied in climate modelling. *Theor. Appl. Climatol.*, **95**, 245-255. doi:10.1007/s00704-008-0003-y

Reddy, M. S., O. Boucher, Y. Balkanski, and M. Schulz, 2005: Aerosol optical depths and direct radiative perturbations by species and source type. *Geophy. Res. Lett.*, **32**, L12803. doi:10.1029/2004GL021743.

Remer, L. A., Y. J. Kaufman, D. Tanré, S. Mattoo, D. A. Chu, J. V. Martins, R.-R. Li, C. Ichoku, R. C. Levy, R. G. Kleidman, T. F. Eck, E. Vermote, and B. N. Holben, 2005: The MODIS aerosol algorithm, products, and validation. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 947-973. doi:10.1175/JAS3385.1.

Renard, B., M. Lang, P. Bois, A. Dupeyrat, O. Mestre, H. Niel, E. Sauquet, C. Prudhomme, S. Parey, E. Paquet, L. Neppel, J. Gailhard, 2008: Regional methods for trend detection: Assessing field significance and regional consistency. *Water Resour. Res.*, **44**, W08419. doi:10.1029/2007WR006268.

Rigozo, N., D. Nordemann, E. Echer, M. Echer, and H. Silva, 2010: Prediction of solar minimum and maximum epochs on the basis of spectral characteristics for the next millennium. *Planet. Space Sci.*, **58**, 1971-1976. doi:10.1016/ j.pss.2010.09.020.

Robock, A., K. Y. Vinnikov, G. Srinivasan, J. K. Entin, S. E. Hollinger, N. A. Speranskaya, S. Liu, and A. Namkhai, 2000: The Global Soil Moisture Data Bank. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **81**, 1281-1299. doi:10.1175/1520-0477(2000) 081<1281:TGSMDB>2.3.CO;2.

Rosenfeld, D., U. Lohmann, G. B. Raga, C. D. O'Dowd, M. Kulmala, S. Fuzzi, A. Reissell, M. O. Andreae, 2008: Flood or drought: How do aerosols affect precipitation? *Science*, **321**, 1309-1313. doi:10.1126/science.1160606.

Russell, C. T. , J. G. Luhmann, and L. K. Jian, 2010: How unprecedented a solar minimum?

Rev. Geophys., **48**, RG2004. doi:10.1029/2009RG000316.

Rypdal, K., N. Rive, T. Berntsen, Z. Klimont, T. Mideksa, G. Myhre, and R. Skeie, 2009: Costs and global impacts of black carbon abatement strategies. *Tellus Ser. B - Chem. Phys. Meteorol.*, **61(4)**, 625-641. doi:10.1111/j.1600-0889. 2009.00430.x.

Satheesh, S. K., and K. K. Moorthy, 2005: Radiative effects of natural aerosols: A review. *Atmos. Environ.*, **39**, 2089-2110. doi:10.1016/j.atmosenv.2004.12.029.

Schaaf, C. B., F. Gao, A. H. Strahler, W. Lucht, X. Li, T. Tsang, N. C. Strugnell, X. Zhang, Y. Jin, J.-P. Muller, P. Lewis, M. Barnsley, P. Hobson, M. Disney, G. Roberts, M. Dunderdale, C. Doll, R. P. d'Entremont , B. Hu, S. Liang, J. L. Privette, D. Roy 2002: First operational BRDF, albedo nadir reflectance products from MODIS. *Remote Sens. Environ.*, **83**, 135-148. doi:10.1016/ S0034-4257(02)00091-3.

Schaefer, K., H. Lantuit, V. E. Romanovsky, E. A. G. Schuur, R. Witt, 2012: *Policy Implications of Warming Permafrost*. UNEP, 38pp. http://www.unep.org/pdf/permafrost.pdf

Scherrer, S. C., and C. Appenzeller, 2006: Swiss Alpine snow pack variability: major patterns and links to local climate and large-scale flow. *Clim. Res.*, **32**, 187-199. doi:10.3354/cr032187.

Schuur, E. A. G. and B. Abbot, 2011: Climate change: High risk of permafrost thaw. *Nature*, **480**, 32-33. doi:10.1038/480032a.

Schwalm, C. R., C. A. Williams, K. Schaefer, D. Baldocchi, T. A. Black, A. H. Goldstein, B. E. Law, W. C. Oechel, K. T. Paw U and R. L. Scott, 2012: Reduction in carbon uptake during turn of the century drought in western North America. *Nature Geosci.*, **5**, 551-556. doi:10.1038/ngeo1529.

Screen, J., and I. Simmonds, 2010: The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*, **464**, 1334-1337. doi:10.1038/nature09051.

Seager, R., N. Naik, and G. A. Vecchi, 2010: Thermodynamic and dynamic mechanisms for large-scale changes in the hydrological cycle in response to global warming. *J. Clim.*, **23**, 4651-4668. doi:10.1175/2010JCLI3655.1.

Seifert, A., C. Köhler, and K. D. Beheng, 2012: Aerosol-cloud-precipitation effects over Germany as simulated by a convective-scale numerical weather prediction model. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 709-725. doi:10.5194/acp- 12-709-2012.

Seneviratne, S. I., D. Lüthi, M. Litschi, and C. Schär, 2006: Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, **443**, 205-209. doi:10.1038/ nature05095.

Seneviratne, S. I., T. Corti, E. L. Davin, M. Hirschi, E. B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky, and A. J. Teuling, 2010: Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth Sci. Rev.*, **99**, 125-161. doi:10.1016/j.earscirev.2010.02.004.

Seneviratne, S. I., N. Nicholls, D. Easterling, C. M. Goodess, S. Kanae, J. Kossin, Y. Luo, J. Marengo, K. McInnes, M. Rahimi, M. Reichstein, A. Sorteberg, C. Vera, and X. Zhang, 2012: Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. In: *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation* [Field, C. B., V. Barros, T. F. Stocker, D. Qin, D. J.

Dokken, K. L. Ebi, M. D. Mastrandrea, K. J. Mach, G.-K. Plattner, S. K. Allen, M. Tignor, and P. M. Midgley (eds.)]. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, pp. 109-230.

Serquet, G., C. Marty, J. P. Dulex, and M. Rebetez, 2011: Seasonal trends and temperature dependence of the snowfall/precipitation-day ratio in Switzerland. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L07703. doi:10.1029/2011GL046976.

Shackleton, N.J., 2000: The 100,000-Year Ice-Age Cycle Identified and Found to Lag Temperature, Carbon Dioxide, and Orbital Eccentricity. *Science*, **289**, 1897-1902. doi:10.1126/science.289.5486.1897.

Shakun, J. D., P. U. Clark, F. He, S. A. Marcott, A. C. Mix, Z. Liu, B. Otto-Bliesner, A. Schmittner, and E. Bard, 2012: Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature*, **484**, 49-54. doi:10.1038/nature10915.

Sheffield, J., K. M. Andreadis, E. F. Wood, and D. P. Lettenmaier, 2009: Global and continental drought in the second half of the twentieth century: Severity-area-duration analysis and temporal variability of large-scale events. *J. Clim.*, **22**, 1962-1981. doi:10.1175/2008JCLI2722.1.

Sheffield, J., E. Wood, and M. Roderick, 2012: Little change in global drought over the past 60 years. *Nature*, **491**, 435-438, doi:10.1038/nature11575.

Sherwood, S. C., 2010: Direct versus indirect effects of tropospheric humidity changes on the hydrologic cycle. *Environ. Res. Lett.*, **5**, 025206. doi:10.1088/ 1748-9326/5/2/025206.

Shiklomanov, A. I., R. B. Lammers, M. A. Rawlins, L. C. Smith, and T. M. Pavelsky, 2007: Temporal and spatial variations in maximum river discharge from a new Russian data set. *J. Geophys. Res.* **112**, G04S53, doi:10.1029/2006JG000352.

Shindell, D., and G. Faluvegi, 2009: Climate response to regional radiative forcing during the twentieth century. *Nature Geosci.*, **2**, 294-300. doi:10.1038/ ngeo473.

Shindell, D., G. Faluvegi, L. Nazarenko, K. Bowman, J.-F. Lamarque, A. Voulgarakis, G. A. Schmidt, O. Pechony, and .Reto Ruedy, 2013: Attribution of historical ozone forcing to anthropogenic emissions. *Nature Clim. Change*, **3**, 567-570. doi:10.1038/ nclimate1835.

Shkolnik, I., E. Nadyozhina, T. Pavlova, E. Molkentin, and A. Semioshina, 2010: Snow cover and permafrost evolution in Siberia as simulated by the MGO regional climate model in the 20th and 21st centuries. *Environ. Res. Lett.*, **5**, 015005. doi:10.1088/1748-9326/ 5/1/015005.

Shonk, J. K. P., R. J. Hogan, and J. Manners, 2012: Impact of improved representation of horizontal and vertical cloud structure in a climate model. *Clim. Dyn.*, **38**, 2365-2376. doi:10.1007/s00382-011-1174-2.

Shuman, J. K., H. H. Shugart, and T. I. O'halloran, 2011: Sensitivity of Siberian larch forests to climate change. *Global Change Biol.*, **17**, 2370-2384, doi:10.1111/ j.1365-2486.2011.02417.x.

Siegenthaler, U., T. F. Stocker, E. Monnin, D. Lüthi, J. Schwander, B. Stauffer, D. Raynaud, J.-M. Barnola, H. Fischer, V. Masson-Delmotte, J. Jouzel, 2005a: Stable Carbon Cycle-Climate Relationship During the Late Pleistocene. *Science*, **310(5752)**, 1313-1317. doi:10.1126/science.1120130.

Siegenthaler, U., E. Monnin, K. Kawamura, R. Spahn, J. Schwander, B. Staffer, T. F. Stocker, J.-M. Barnola, andH. Fischer,, 2005b: Supporting evidence from the EPICA Dronning Maud Land ice core for atmospheric CO_2 changes during the pastmillennium. *Tellus Ser. B-Chem. Phys. Meteorol.*, **57**, 51-57. doi:10.1111/ j.1600-0889.2005.00131.x.

Sillmann, J., and M. Croci-Maspoli, 2009: Present and future atmospheric blocking and its impact on European mean and extreme climate. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L10702. doi:10.1029/2009GL038259.

Sillmann, J., V. V. Kharin, F. W. Zwiers, X. Zhang, and D. Bronaugh, 2013: Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 2. Future climate projections. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 2473-2493. doi:10.1002/jgrd.50188.

Simmons, A. J., K. M. Willett, P. D. Jones, P. W. Thorne, and D. P. Dee, 2010: Low-frequency variations in surface atmospheric humidity, temperature, and precipitation: Inferences from reanalyses and monthly gridded observational data sets. *J. Geophys. Res.*, **115**, D01110. doi:10.1029/2009JD012442.

Sitch, S., P. M. Cox, W. J. Collins, and C. Huntingford, 2007: Indirect radiative forcing of climate change through ozone effects on the land-carbon sink. *Nature*, **448**, 791-794. doi:10.1038/nature06059

Skansi, M., M. Brunet, J. Sigró, E. Aguilar, J. A. A. Groening, O. J. Bentancur, Y. R. C. Geier, R. L. C. Amaya, H. Jácome, A. M. Ramosi, C. O. Rojas, A. M. Pasten, S. S. Mitro, C. V. Jiménez, R. Martínez, L. V. Alexander, P. D. Jones,, 2013: Warming and wetting signals emerging from analysis of changes in climate extreme indices over South America. *Global Planet. Change*, **100**, 295-307. doi:10.1016/j.gloplacha.2012.11.004.

Skeie, R., T. Berntsen, G. Myhre, K. Tanaka, M. Kvalevag, and C. Hoyle, 2011: Anthropogenic radiative forcing time series from pre-industrial times until 2010. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 11827-11857. doi:10.5194/acp-11-11827-2011.

Slater, A. G., and D. M. Lawrence, 2013: Diagnosing present and future permafrost from climate models. *J. Clim.*, **26**, 5608-5623. doi:10.1175/ JCLI-D-12-00341.1.

Smerdon, J. E., A. Kaplan, D. Chang, and M. N. Evans, 2010: A Pseudoproxy Evaluation of the CCA and RegEM Methods for Reconstructing Climate Fields of the Last Millennium. *J. Clim.*, **23**, 4856-4880. doi:10.1175/ 2010JCLI3328.1.

Smerdon, J. E., A. Kaplan, E. Zorita, J. F. Gonzalez-Rouco, and M. N. Evans, 2011: Spatial performance of four climate field reconstruction methods targeting the Common Era. *Geophy. Res. Lett.*, **38**, L11705. doi:10.1029/2011GL047372.

Smerdon, J. E., 2012: Climate models as a test bed for climate reconstruction methods: pseudoproxy experiments. *WIREs Clim. Change*, **3(1)**, 63-77. doi:10.1002/ wcc.149.

Smith, T. M., P. A. Arkin, L. Ren, and S. S. P. Shen, 2012: Improved reconstruction of global precipitation since 1900. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **29**, 1505-1517. doi:10.1175/

JTECH-D-12-00001.1.

Smits, A., A. M. G. Klein Tank, and G. P. Konnen, 2005: Trends in storminess over the Netherlands, 1962–2002. *Int. J. Climatol.*, **25**, 1331-1344. doi:10.1002/ joc.1195.

Soden, B., I. Held, R. Colman, K. Shell, J. Kiehl, and C. Shields, 2008: Quantifying climate feedbacks using radiative kernels. *J. Clim.*, **21**, 3504-3520. doi:10.1175/ 2007JCLI2110.1.

Son, S.-W., E. P. Gerber, J. Perlwitz, L. M. Polvani, N. P. Gillett, K.-H. Seo, V. Eyring, T. G. Shepherd, D. Waugh, H. Akiyoshi, J. Austin, A. Baumgaertner, S. Bekki, P. Braesicke, C. Brühl, N. Butchart, M. P. Chipperfield, D. Cugnet, M. Dameris, S. Dhomse, S. Frith, H. Garny, R. Garcia, S. C. Hardiman, P. Jöckel, J. F. Lamarque, E. Mancini, M. Marchand, M. Michou, T. Nakamura, O. Morgenstern, G. Pitari, D. A. Plummer, J. Pyle, E. Rozanov, J. F. Scinocca, K. Shibata, D. Smale, H. Teyssèdre, W. Tian, and Y. Yamashita, 2010: Impact of stratospheric ozone on Southern Hemisphere circulation change: A multimodel assessment. *J. Geophys. Res.*, **115**, D00M07. doi:10.1029/ 2010JD014271.

Søvde, O. A., C. R. Hoyle, G. Myhre, and I. S. A. Isaksen, 2011: The HNO_3 forming branch of the HO_2+NO reaction: Pre-industrial-to-present trends in atmospheric species and radiative forcings. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 8929-8943. doi:10.5194/acp-11-8929-2011.

Spahni, R., J Chappellaz, T. F. Stocker, L. Loulergue, G. Hausammann, K. Kawamura, J. Flückiger, J. Schwander1, D. Raynaud, V. Masson-Delmotte, J. Jouzel, 2005: Atmospheric methane and nitrous oxide of the late Pleistocene from Antarctic ice cores. *Science*, **310(5752)**, 1317-1321. doi:10.1126/science.1120132.

Stahl, K., H. Hisdal, J. Hannaford, L. M. Tallaksen, H. A. J. van Lanen, E. Sauquet, S. Demuth, M. Fendekova, and J. Jódar, 2010: Streamflow trends in Europe: Evidence from a dataset of nearnatural catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **14**, 2367-2382. doi:10.5194/hess-14-2367-2010.

Stenni, B., D. Buiron, M. Frezzotti, S. Albani, C. Barbante, E. Bard, J. M. Barnola, M. Baroni, M. Baumgartner, M. Bonazza, E. Capron, E. Castellano, J. Chappellaz, B. Delmonte, S. Falourd, L. Genoni, P. Iacumin, J. Jouzel, S. Kipfstuhl, A. Landais, B. Lemieux-Dudon, V. Maggi, V. Masson-Delmotte, C. Mazzola, B. Minster, M. Montagnat, R. Mulvaney, B. Narcisi, H. Oerter, F. Parrenin, J. R. Petit, C. Ritz, C. Scarchilli, A. Schilt, S. Schüpbach, J. Schwander, E. Selmo, M. Severi, T. F. Stocker and R. Udisti, 2011: Expression of the bipolar see-saw in Antarctic climate records during the last deglaciation. *Nature Geosci.*, **4**, 46-49. doi:10.1038/ngeo1026.

Stephens, G. L., D. G. Vane, R. J. Boain, G. G. Mace, K. Sassen, Z. Wang, A. J. Illingworth, E. J. O'Connor, W. B. Rossow, S. L. Durden, S. D. Miller, R. T. Austin, A. Benedetti, C. Mitrescu, and CloudSat Science Team, 2002: THE CLOUDSAT MISSION AND THE A-TRAIN - A New Dimension of Space-Based Observations of Clouds and Precipitation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1771-1790. doi:10.1175/BAMS-83-12-1771.

Stevens, B., and G. Feingold, 2009: Untangling aerosol effects on clouds and precipitation in

a buffered system. *Nature*, **461**, 607-613. doi:10.1038/ nature08281.

Stevenson, D. S., P. J. Young, V. Naik, J.-F. Lamarque, D. T. Shindell, A. Voulgarakis, R. B. Skeie, S. B. Dalsoren, G. Myhre, T. K. Berntsen, G. A. Folberth, S. T. Rumbold, W. J. Collins, I. A. MacKenzie, R. M. Doherty, G. Zeng, T. P. C. van Noije, A. Strunk, D. Bergmann, P. Cameron-Smith, D. A. Plummer, S. A. Strode, L. Horowitz, Y. H. Lee, S. Szopa, K. Sudo, T. Nagashima, B. Josse, I. Cionni, M. Righi, V. Eyring, A. Conley, K. W. Bowman, O. Wild, and A. Archibald,2013: Tropospheric ozone changes, radiative forcing and attribution to emissions in the Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP). *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 3063-3085. doi:10.5194/acp-13-3063-2013.

Stier, P., N. A. J. Schutgens , N. Bellouin, H. Bian, O. Boucher, M. Chin, S. Ghan, N. Huneeus, S. Kinne, G. Lin, X. Ma, G. Myhre, J. E. Penner, C. A. Randles, B. Samset, M. Schulz, T. Takemura, F. Yu, H. Yu, and C. Zhou, 2013: Host model uncertainties in aerosol forcing estimates: results from the AeroCom prescribed intercomparison study. *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 3245-3270. doi:10.5194/acp-13-3245-2013.

Stone, R. S., G. P. Anderson, E. P. Shettle, E. Andrews, K. Loukachine, E. G. Dutton, C. Schaaf, and M. O. Roman III, 2008: Radiative impact of boreal smoke in the Arctic: Observed and modeled. *J. Geophys. Res.*, **113**, D14S16. doi:10.1029/2007JD009657.

Sutton, R. T., B. W. Dong, and J. M. Gregory, 2007: Land/sea warming ratio in response to climate change: IPCC AR4 model results and comparison with observations. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L02701. doi:10.1029/2006GL028164.

Takahashi, K., 2009: The Global Hydrological Cycle and Atmospheric Shortwave Absorption in Climate Models Under CO_2 Forcing. *J. Clim.*, **22**, 5667-5675. doi:10.1175/ 2009JCLI2674.1.

Takeuchi, Y., Y. Endo, and S. Murakami, 2008: High correlation between winter precipitation and air temperature in heavy-snowfall areas in Japan. *Ann. Glaciol.*, **49**, 7-10. doi:10.3189/172756408787814898.

Tao, W.-K., W. Lau, J. Simpson, J.-D. Chern, R. Atlas, D. Randall, M. Khairoutdinov, J.-L. Li, D. E. Waliser, J. Jiang, A. Hou, X. Lin, and C. Peters-Lidard, 2009: A Multiscale Modeling System: Developments, applications, and critical issues. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90**, 515-534. doi:10.1175/2008BAMS2542.1.

Tao, W.-K., J.-P. Chen, Z. Li, C. Wang, and C. Zhang, 2012: Impact of aerosols on convective clouds and precipitation. *Rev. Geophys.*, **50**, RG2001. doi:10.1029/2011RG000369.

Taylor, C. M., A. Gounou, F. Guichard, P. P. Harris, R. J. Ellis, F. Couvreux, and M. De Kauwe, 2011: Frequency of Sahelian storm initiation enhanced over mesoscale soil-moisture patterns. *Nature Geosci.*, **4**, 430-433. doi:10.1038/ ngeo1173.

Tomita, H., H. Miura, S. Iga, T. Nasuno, and M. Satoh, 2005: A global cloud-resolving simulation: Preliminary results from an aqua planet experiment. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L08805. doi:10.1029/2005GL022459.

Toreti, A., E. Xoplaki, D. Maraun, F. G. Kuglitsch, H. Wanner, and J. Luterbacher, 2010: Characterisation of extreme winter precipitation in Mediterranean coastal sites and

associated anomalous atmospheric circulation patterns. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **10**, 1037-1050. doi:10.5194/nhess-10-1037-2010.

Trenberth, K.E., P.D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J.A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden and P. Zhai, 2007: Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis.* Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Turner, J., T. J. Bracegirdle, T. Phillips, G. J. Marshall, and J. S. Hosking, 2013: An initial assessment of Antarctic sea ice extent in the CMIP5 models. *J. Clim.*, **26**, 1473-1484. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00068.1.

Twomey, S., 1977:The Influence of Pollution on Shortwave Albedo of Clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1149-1152. doi:10.1175/1520-0469(1977)034<1149: TIOPOT >2.0.CO;2.

van der Molen, M. K., B. J. J. M. van den Hurk, and W. Hazeleger, 2011: A dampened land use change climate response towards the tropics. *Clim. Dyn.*, **37**, 2035-2043. doi:10.1007/s00382-011-1018-0.

van der Schrier, G., J. Barichivich, K. R. Briffa, and P. D. Jones, 2013: A scPDSI-based global dataset of dry and wet spells for 1901-2009. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 4025-4048. doi:10.1002/jgrd.50355.

Vecchi, G. A., and B. J. Soden, 2007: Global Warming and the Weakening of the Tropical Circulation. *J. Clim.*, **20**, 4316-4340.doi:10.1175/JCLI4258.1.

Vecchi, G. A., and T. R. Knutson, 2008: On estimates of historical north Atlantic tropical cyclone activity. *J. Clim.*, **21**, 3580-3600. doi:10.1175/ 2008JCLI2178.1.

Vecchi, G. A., and T. R. Knutson, 2011: Estimating Annual Numbers of Atlantic Hurricanes Missing from the HURDAT Database (1878-1965) Using Ship Track Density. *J. Clim.*, **24**, 1736-1746. doi:10.1175/2010JCLI3810.1.

Vial, J., J.-L. Dufresne, and S. Bony, 2013: On the interpretation of inter-model spread in CMIP5 climate sensitivity estimates. *Clim. Dyn.*, **41(11)**, 3339-3362. doi:10.1007/ s00382-013-1725-9.

Vidal, J., E. Martin, L. Franchisteguy, F. Habets, J.-M. Soubeyroux, M. Blanchard, and M. Baillon, 2010: Multilevel and multiscale drought reanalysis over France with the Safran-Isba-Modcou hydrometeorological suite. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **14**, 459-478.

Vidale, P. L., D. Lüthi, R. Wegmann, and C. Schär, 2007: European summer climate variability in a heterogeneous multi-model ensemble. *Clim. Change*, **81**, 209- 232. doi:10.1007/s10584-006-9218-z.

Vose, R. S., R. L. Schmoyer, P. M. Steurer, T. C. Peterson, R. Heim, T. R. Karl, and J. K. Eischeid, 1992: The Global historical climatology network: long-term monthly temperature, precipitation, sea level pressure, and station pressure data. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Environmental Science Divison Publication No. 3912. doi:10.3334/CDIAC/cli.ndp041.

Vose, R. S., D. Arndt, V. F. Banzon, D. R. Easterling, B. Gleason, B. Huang, E. Kearns, J. H. Lawrimore, M. J. Menne, T. C. Peterson, R. W. Reynolds, T. M. Smith, C. N. Williams Jr., and D. B. Wuertz, 2012: NOAA's Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, doi:10.1175/BAMS-D-11- 00241.1.

Wahl, E. R., D. M. Anderson, B. A. Bauer, R. Buckner, E. P. Gille, W. S. Gross, M. Hartman, and A. Shah, 2010: An archive of high-resolution temperature reconstructions over the past 2+ millennia. *Geochem. Geophys. Geosys.*, **11**, Q01001. doi:10.1029/ 2009GC002817.

Waliser, D. E., J.-L. F. Li, T. S. L'Ecuyer, and W.-T. Chen, 2011: The impact of precipitating ice and snow on the radiation balance in global climate models. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L06802. doi:10.1029/2010GL046478.

Wan, H., X.-L. Wang, and V. R. Swail, 2010: Homogenization and trend analysis of Canadian near-surface wind speeds. *J. Clim.*, **23**, 1209-1225. doi:10.1175/ 2009JCLI3200.1.

Wang, K.-C., R. E. Dickinson, M. Wild, and S.-L. Liang, 2010: Evidence for decadal variation in global terrestrial evapotranspiration between 1982 and 2002: 2. Results. *J. Geophy. Res.* , **115**, D20113. doi:10.1029/2010JD013847.

Warren, S., and W. Wiscombe, 1980: A Model for the Spectral Albedo of Snow. II. Snow Containing Atmospheric Aerosols. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2734-2745. doi: 10.1175/1520-0469(1980)037<2734:AMFTSA>2.0.CO;2.

Watanabe, O., J. Jouzel, S. Johnsen, F. Parrenin, H. Shoji, and N. Yoshida, 2003: Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles. *Nature*, **422**, 509-512. doi:10.1038/nature01525.

Watterson, I. G., 2008: Calculation of probability density functions for temperature and precipitation change under global warming. *J. Geophys. Res.*, **113**, D12106. doi:10.1029/2007JD009254.

Weaver, S. J., 2012: Factors Associated with Decadal Variability in Great Plains Summertime Surface Temperatures. *J. Clim.*, **26**, 343-350. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00713.1.

Wehner, M., D. R. Easterling, J. H. Lawrimore, R. R. Heim Jr., R. S. Vose, and B. D. Santer, 2011: Projections of Future Drought in the Continental United States and Mexico. *J. Hydrometeor.*, **12**, 1359-1377. doi:10.1175/2011JHM1351.1.

Weinkle, J., R. Maue, and R. Pielke, 2012: Historical Global Tropical Cyclone Landfalls. *J. Clim.*, **25**, 4729-4735. doi:10.1175/JCLI-D-11-00719.1.

Winker, D. M., M. A. Vaughan, A. Omar, Y.-X. Hu, K. A. Powell, Z.-Y. Liu, W. H. Hunt, and S. A. Young, 2009: Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 2310-2323. doi:10.1175/ 2009JTECHA1281.1.

Winton, M., 2006: Amplified Arctic climate change: What does surface albedo feedback have to do with it? *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03701. doi:10.1029/ 2005GL025244.

WMO, 2011: *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010*. Global Ozone Research and Monitoring Project-Report. World Meteorological Organisation, Geneva, Switzerland, 516 pp.

Zhang, T., J. A. Heginbottom, R. G. Barry, and J. Brown, 2000: Further statistics on the distribution of permafrost and ground ice in the Northern Hemisphere. *Polar Geogr.*, **24(2)**, 126-131. doi:10.1080/10889370009377692.

Zhang, T., 2005: Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview. *Rev. Geophys.*, **43**, RG4002. doi:10.1029/2004RG000157.

Zunz, V., H. Goosse, and F. Massonnet, 2013: How does internal variability influence the ability of CMIP5 models to reproduce the recent trend in Southern Ocean sea ice extent? *Cryosphere*, **7**, 451-468. doi:10.5194/tc-7-451-2013.

常見問題

問題 1.1 目前對於氣候系統的科學瞭解應該比過去更完整，為什麼對於未來氣候推估仍然有這麼大的不確定性？

IPCC AR5 報告中使用許多氣候模式對未來溫度進行推估模擬，雖然模擬結果一致顯示未來氣候將發生暖化，但不同模擬結果中的暖化趨勢大小卻有差異，造成對於未來升溫情形的不確定性，大致上源於下列三種因素，各因素對於不確定性的貢獻如圖 F1.1 所示：

(1) 未來的溫室氣體和氣膠排放量會受到各種社會與經濟發展條件的影響，因此需要假定數種不同的排放情境 (IPCC AR5 報告中稱為「代表濃度途徑」) 來涵蓋未來人類社會的可能發展。不同排放情境產生的氣候驅動力不同，未來的氣候變化程度也隨之不同。(圖 F1.1 的綠色部分)

(2) 因此即使使用相同的排放情境，各模式預測的結果之間仍會有差異，這是因為科學上對於影響氣候暖化的原因與機制尚無徹底的瞭解，這些氣候機制也還未能在氣候模式中完美地被模擬，各氣候模式對於同一個氣候過程的處理亦不同，進而造成氣候推估結果不同。(圖 F1.1 的藍色部分)

(3) 自然界的溫度變化原來就存在著相當程度的自然變異性，即使沒有外在驅動力影響，溫度的年際變化也有相當的幅度，未來氣候的推估結果自然也帶有這部分所貢獻的變動。(圖 F1.1 的橘色部分)

考慮上述原因即可理解為什麼對溫度推估的不確定性還是相當大，而圖 FAQ1.1 也呈現了這些因素對於不確定的貢獻比例。未來對氣候系統進一步的瞭解，與對氣候模式的改進，都有助於降低氣候推估的不確定性。

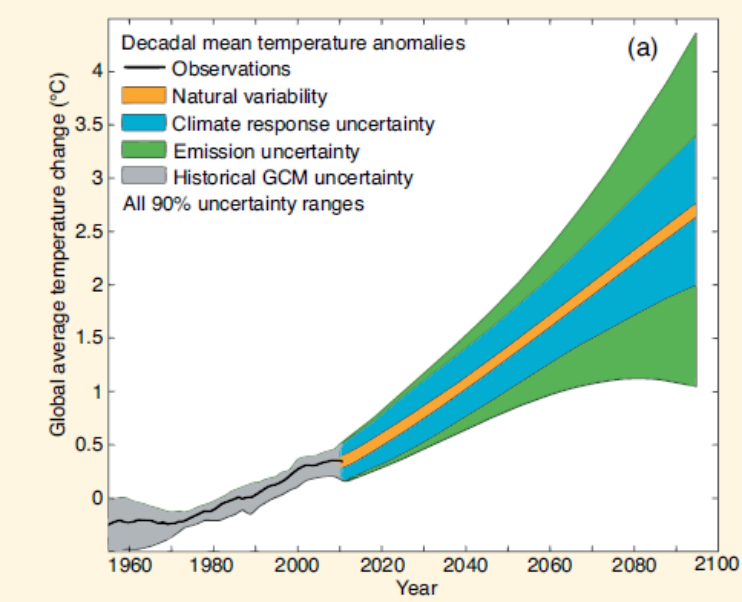


圖 F1.1　氣候模式模擬全球平均地面升溫的不確定性會隨時間改變，圖中顯示歷史模擬 (灰色陰影，黑線為觀測資料) 與未來推估 (彩色色塊) 的 90% 信心區間範圍，未來推估的不確定性主要來自三種因素，包括排放情境 (綠色，即所有代表濃度途徑的模式系集平均散佈範圍)、氣候系統對輻射驅動力的反應 (藍色，包含不同氣候模式之間的差異、與碳循環相關的不確定性，以及因為對物理過程瞭解不足而造成的不確定性) 與氣候自然變異性 (橘色，由模擬結果的年際變化大小 (interannual variability) 估算得出，此處假設其大小不隨時間改變)。圖中的升溫數值是以 1961~1980 年的平均溫度為基準。

問題 1.2 氣候變暖的證據有哪些？

地球上許多不同的氣候與氣象觀測資料證實從大氣層到深層海洋都有全球變暖的趨勢，如果單看一種觀測資料，說服力可能不夠，但藉由分析多樣不同且獨立的資料來源與證據，且經過許多研究團隊各自進行多次驗證，已經可以確認地球從 19 世紀末以來已經發生暖化。

陸地氣象測站資料雖然是顯示氣候暖化的重要紀錄，但在整個氣候系統中，陸地地表溫度改變只是其中一項指標，若能綜合考慮氣候系統當中互相緊密關連的數個物理因子，對各自的觀測資料進行一致的分析，可對暖化現象給予更廣泛的佐證。圖 F1.2 整理了當前觀測資料分析所得的各項趨勢中，與預期中暖化會發生的氣候改變訊號一致的幾項指標：

(1) 全球表面溫度與近地面氣溫自 1900 年長期顯著上升，儘管有年際之間與年代際之間的暖化速度差異，這是暖化最直接的指標，而陸地與海洋表面溫度的暖化趨勢也一致；

(2) 受地表的暖化影響，氣球探空與衛星觀測皆顯示地面到 10 公里高度的對流層內大氣溫度也有上升；

(3) 自 1970 年代以來，海洋已吸收了氣候系統 90%的額外能量，因此除了海表溫度以外，海洋上層的熱容量也明顯增加；

(4) 較暖的空氣能承載較多的水氣 (有較高的飽和水氣壓)，由學理上可知，當大氣溫度每升高攝氏一度時，大氣的水氣含量會增加 7%。自上世紀 70 年代以來的觀測顯示，陸地與海洋近地表大氣中的水氣濃度均有增多，且與大氣變暖所預期的速度一致；

(5) 局部地區的暖化可以使地表冰層融化，過去數十年北極海冰的覆蓋面積、全球整體冰川的體積、北半球陸地積雪覆蓋面積都有顯著下降的趨勢；

(6) 由於海水熱膨脹、冰山和冰河融化所貢獻的質量、陸地用水與含水量的改變，過去百年已觀測到海平面上升。

此外，陸地地區普遍有極冷事件發生的頻率減少，而極熱事件頻率增加的趨勢；部分地區則有乾燥時期長度增加或極端降水事件增加的趨勢。與氣候增暖下的預期相符。

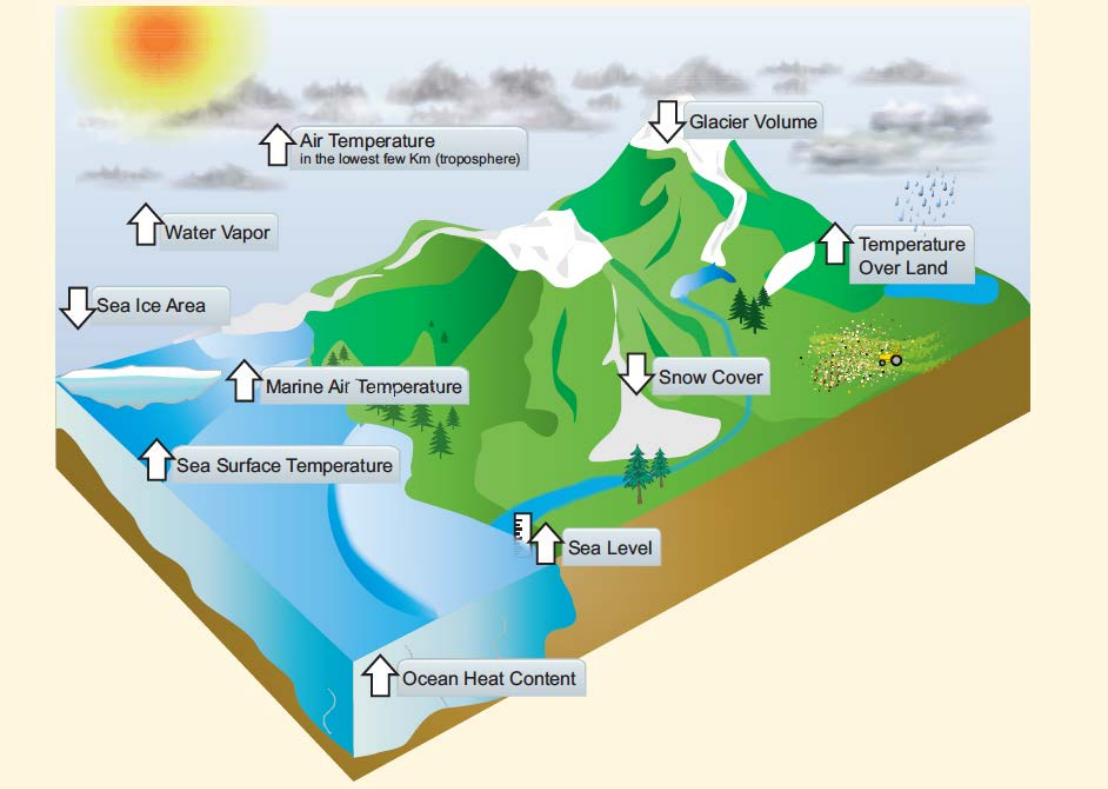


圖 F1.2　當前觀測資料分析所得的各項趨勢中，與預期中暖化會發生的氣候改變訊號一致的幾項指標 (向上箭號表示有增加趨勢，向下箭號表示有減少趨勢)。

問題 1.3 如何判定人為溫室效應是造成全球暖化的主要原因？

藉由在氣候模式中分別放入各個因素的氣候驅動力，進行數十到數百年的氣候模擬，我們可以辨識出個別因素對氣候造成之影響的空間與時間分布特性 (如圖 F1.3)。這些長期的氣候驅動力包括了人為 (主要有溫室氣體排放、氣膠排放等) 及自然 (主要有太陽活動強度的變化、火山噴發、氣候系統內部自然變異) 的因素。在比對模擬所得的各種變化特性與歷史觀測資料後，我們就能夠判定哪些因素造成的時空變化最接近實際的氣候變遷，或者氣候變遷僅是地球系統本身的自然變化，與人為或自然氣候驅動力無關。

由圖 F1.3(b) 呈現的模擬結果，地球大氣層頂所量測到的總太陽輻射能量 (定義為太陽照度) 在近 140 年來造成的全球均溫長期變化趨勢不大，主要訊號為太陽 11 年循環所造成的週期性變動，與二十世紀初期太陽照度略微增強所造成的全球微幅升溫 (僅約 0.05ºC)，整體而言，太陽活動所驅動的全球均溫變化幅度並不足以解釋這段期間內的地表增溫 (圖 F1.3(a))。火山噴發活動 (圖 F1.3(c)) 則是在短期內造成明顯降溫，最強的幾次噴發事件可達約-0.15ºC，但影響只持續約 2~4 年。地球系統的內部變異性 (圖 F1.3(d))，主要來自聖嬰現象，其影響是造成全球均溫在年際間頻繁的上下震盪，幅度約在±0.2ºC 之內，但並無法造成明顯的長期升溫趨勢。

整體而言，與實際觀測的地表溫度紀錄 (圖 F1.3(a)) 相比，上述幾項自然氣候驅動力均不足以解釋工業革命以來的氣溫變化。只有在以人為氣候驅動力進行的模擬中 (圖 F1.3(e)) 出現過去百年來的長期穩定升溫趨勢，並且在最近 20 年升溫加速，與氣候觀測紀錄的長期趨勢最為一致。根據眾多氣候模擬的分析結果，在 1951 年至 2010 年間觀測到的全球地表平均溫度上升中，極可能超過一半的增溫是由人類活動所造成的。

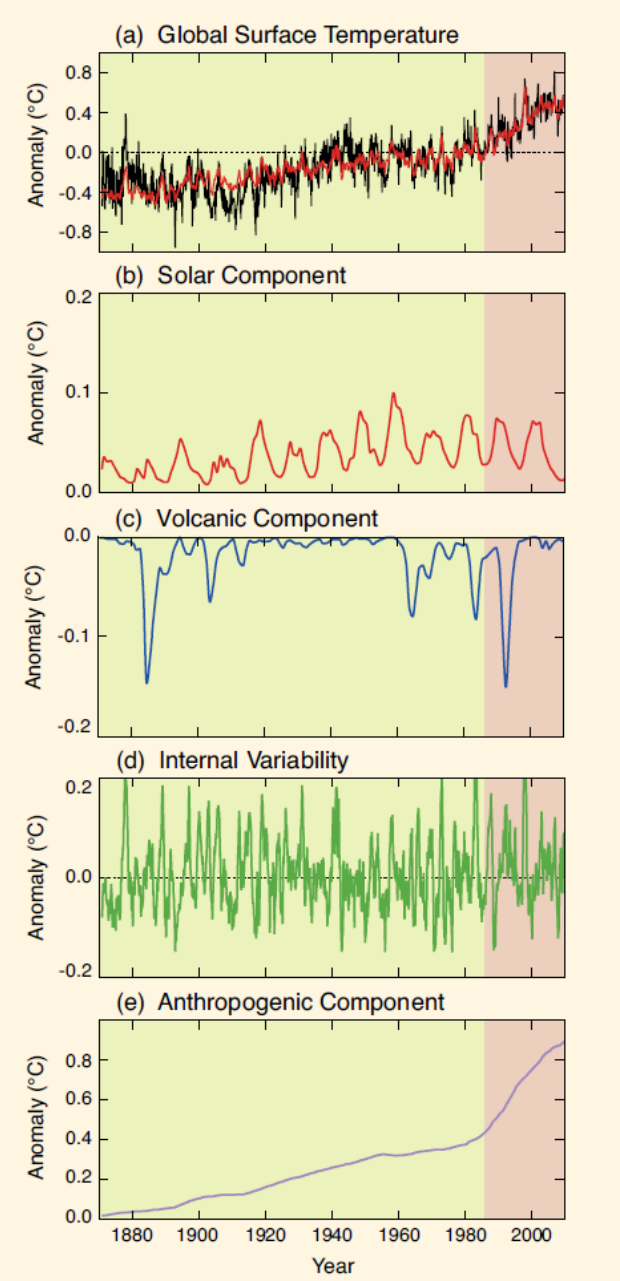


圖 F1.3　全球平均地面溫度距平值自 1870 年至 2010 年間的變化，以及影響此變化的自然 (包括太陽、火山、內部變異) 與人為因素。(a) 全球平均地面溫度距平的觀測 (黑線) 與模擬 (紅線，將自然 (b, c, d) 與人為 (e) 對溫度的影響加總而得)，距平值的計算以 1961~1990 年平均溫度為基準。(b) 模式推估太陽照度變化所造成的溫度改變。(c) 模式推估火山噴發所造成的溫度改變。(d) 模式推估氣候系統內部變異性 (主要為聖嬰-南方震盪現象 (ENSO)) 所造成的溫度改變。(e) 模式推估人為輻射強迫作用所造成的溫度改變 (包括溫室氣體的暖化與多數氣膠的冷卻效應)。

第二章　海洋系統與變遷

李明安[1]、劉康克[2]、吳朝榮[3]、曾于恆[4]、楊智傑[5]、陳鎮東[6]、
雷漢杰[6,7]、陳明德[8,9]、藍國瑋[1]、郭怡君[1,4]、林永富[3]、汪佑霖[3]
[1]臺灣海洋大學環境生物與漁業科學學系、[2]中央大學水文與海洋科學研究所、
[3]臺灣師範大學地球科學系、[4]臺灣大學海洋研究所、[5]臺灣海洋大學海洋環境資訊系、
[6]中山大學海洋科學系、[7]國家實驗研究院台灣海洋科技研究中心、
[8]臺灣海洋大學海洋科學與資源學院、[9]臺灣海洋大學應用地球科學研究所

摘要

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。

本章參照政府間氣候變遷專門委員會第一工作分組第五次評估報告 (以下簡稱 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、海面高度、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。IPCC AR5 評估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。

整體而言，溫室氣體的增加，促使全球暖化速度遠超過自然變化的幅度。透過海洋系統與變遷的觀測與了解能更清晰掌握氣候長期變遷的特性，因此如何透過海洋系統的監測與分析，掌握海洋環境系統的變動趨勢，有助於引導人類思考如何大幅減少溫室氣體排放，以減緩全球暖化對地球生態環境的衝擊。

2.1 前言

海洋為地球氣候系統之一環，可儲存地表的熱能、碳與水，並將這些物質與能量透過海氣交互與耦合等作用和大氣交換。更重要的，相較於大氣，海洋有更大的熱容量。目前相關研究已證實 1971 年至 2010 年間，大氣中持續累積的溫室氣體產生的過剩的熱能約有 93%保留於海洋當中 (Church *et al.*, 2011；Levitus *et al.*, 2012)，因此人為溫室效應所引起的能量變化多與海洋有關 (圖 2.1)。就碳而言，海洋之儲存量是大氣的 50 倍，估計每年約可吸收 30%人為活動所釋放的二氧化碳 (簡稱人為二氧化碳)。因而，海洋系統成為探討氣候變遷議題中不可或缺的元素。由於海洋質量龐大帶有巨大的慣性，相較於其他氣候系統的變化因子，海洋系統能更明確呈現氣候長期變遷的特性。觀測結果顯示海洋在 1960 年至 2010 年間有顯著的改變，海洋溫度的變遷與人為溫室氣體增加所引起的全球暖化的效應有一致的趨勢 (Pierce *et al.*, 2006)。

政府間氣候變遷專門委員會第一工作分組第五次評估報告 (以下簡稱 IPCC AR5) 第三章海洋觀測的主要內容包括:與全球暖化相關的海水升溫及上層海水熱容量的變化，降雨及海水蒸發效應變遷伴隨的海洋溫鹽性質的改變，暖化效應之下海氣交互作用的變遷 (包含風應力、水循環及熱輻射等)，海洋生地化特性的改變，全球主要洋流的變異與變遷，以及海平面上升趨勢與海洋酸化等議題。其結論綜整如後：

1. 全球上層海洋溫度在 1971 年至 2010 年間「幾乎確定」[1]呈現升溫趨勢。
2. 1950 年代後的海水鹽度變異趨勢的發生機率為「非常可能」，基本上其增加或減少的變化趨勢隨緯度與海水深度而不同。
3. 目前研究結果顯示大尺度的風應力變動趨勢有低至中等的可信度，海氣熱通量的變遷趨勢的不確定性較大。
4. 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。

[1]本報告對結果可信度與不確定性的文字描述皆依據 IPCC 專門術語，並以單引號 (「」) 標示。其對應的量化機率請參考文字框 1.1。

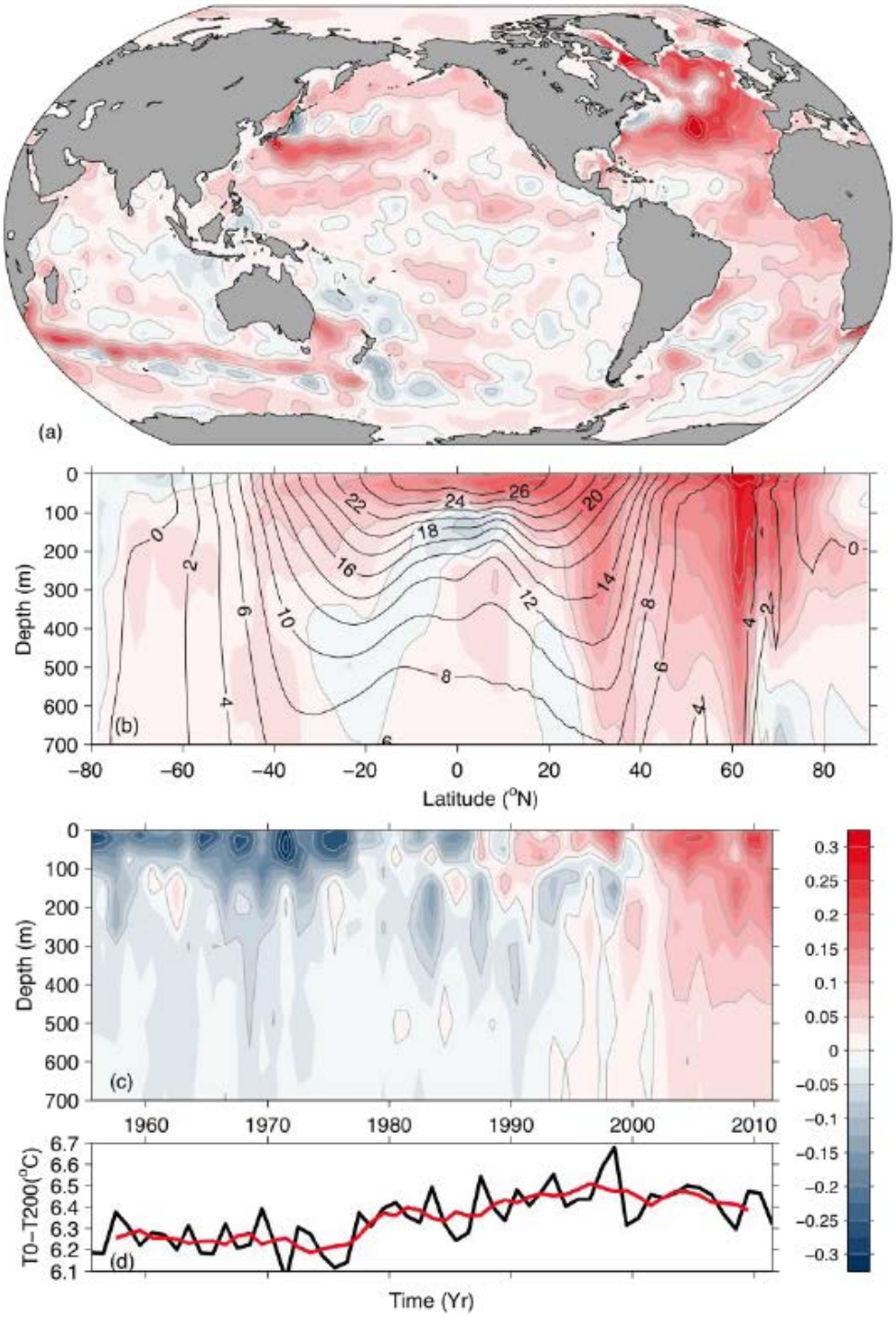


圖 2.1 (a) 1971~2010 年間海洋表層 0~700 公尺平均溫度的上升趨勢 (單位：°C/ decade)；(b) 緯向平均的海洋溫度上升趨勢；(c) 全球平均海洋溫度距平隨深度及年代的變化 (相對於 1971~2010 年的平均值)；(d) 全球平均海表面與 200 公尺深的海水溫度差值的時序變化，其中黑實線與紅線分別代表年平均與 5 年移動平均。(摘自 IPCC AR5, 2013,Figure 3.1)

5. 在 1901 年至 2010 年間，全球海平面的上升趨勢有高可信度，其中 1971 年後海平面上升的主要原因，比較可能為上層海水升溫所帶來的熱膨脹效應。
6. 1994 年至 2010 年間海水酸化現象被認為有高可信度。
7. 相較於全球平均值而言，臺灣周遭海域的變遷趨勢 (包括海洋暖化與海平面上升等) 似乎更為顯著 (Belkin, 2009；Tseng *et al.*, 2010；Baumann and Doherty, 2013；Belkin and Lee, 2014)。其主因是在全球氣候變遷背景下，大尺度環流變異對區域性海域的影響，致使臺灣周遭海域的變異具有獨特性。

本章根據 IPCC AR5 結果，以及近期的學術研究成果依序討論海洋系統、海流、海溫與生地化性質，及其在氣候變遷下所扮演的重要角色與變遷，並特別著墨於臺灣附近海域的氣候變遷 (本章 2.2 節至 2.6 節)。此外，隨著深海岩心沉積物的代用指標技術的發展與應用，文中也進一步從古海洋 (過去 8000 年) 角度綜整海洋可能變動趨勢及未來變遷的推估與總結 (本章 2.7 節至 2.9 節)。

2.2 海洋系統

2.2.1 海洋表面溫度變化

最新整理的數據顯示全球平均海洋表面溫度 (Sea surface temperature, SST) 自 20 世紀初至今有顯著的上升。在 1980 年代以前，SST 觀測主要來自於船隻，爾後隨著科技的進步，浮標及錨錠的布施，觀測日益增加。來自船隻的測量，早期主要運用水桶打水進行測量，後來逐漸由設置在船體上的測溫儀器直接量測，使得水溫的觀測更為便利。近年來更利用衛星感應器 (如 Advanced very high resolution radiometer, AVHRR) 進行遙測 (文字框 2.1)，再藉由海面實測溫度來校正，這些數據提供前所未有的空間涵蓋率。在海洋氣候變遷研究上，HadISST (Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature dataset) 是重要的資料庫之一，該資料來源為衛星觀測資料與自 1880 年迄今的歷史船測資料，這些資料經校正與網格化處理後，供大眾使用。隨實測水溫校正方法的精進，該資料庫已由 HadISST1 更新至 HadSST3 版本，所有資料經過除錯及偏差修正後，目前可提供 1850 年代至今的全球平均海表溫度資料。根據此一 HadSST3 資料庫 (表 2.1)，IPCC AR5 指出，自 20 世紀初到現在 (特別是從 1979 年至今) 有明顯上升趨勢，

在 1880 年至 2012 年間，全球平均海溫上升的趨勢約為每 10 年 0.054ºC±0.012ºC。此一變化趨勢並非線性，大約在 1945 年至 1971 年間上升趨勢有減緩的現象 (Gouretski *et al.*, 2012) (圖 2.2)，但 1971 年之後上升速率則明顯增加，為每 10 年上升 0.124±0.030ºC。

表 2.1　不同年代的海洋表面溫度上升率 (單位：ºC/decade)。

年代	1880~2012 年	1901~2012 年	1901~1950 年	1951~2012 年	1979~2012 年
HadSST3 溫度上升率	0.054 ± 0.012	0.067 ± 0.013	0.117 ± 0.028	0.074 ± 0.027	0.124 ± 0.030
HadSST2 溫度上升率	0.051 ± 0.015	0.069 ± 0.012	0.084 ± 0.055	0.098 ± 0.017	0.121 ± 0.033

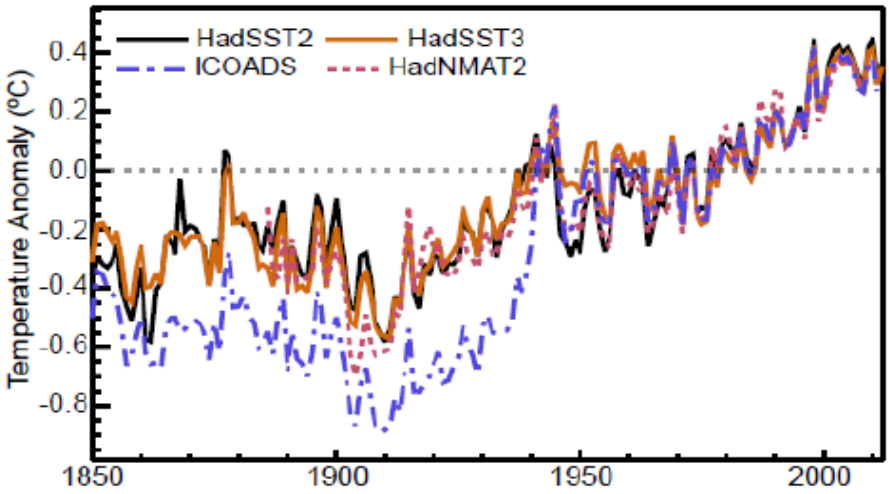


圖 2.2　全球平均海洋表面溫度 (SST) 及夜間海溫 (HadNMAT2, Kent *et al.*, 2013) 距平值的長期變化。距平值以 1961~1990 之平均值為基準，實線代表空間內插結果的平均值，虛線代表未經內插的數據平均。HadSST2 (Rayner *et al.*, 2006) 及 HadSST3 (Kennedy *et al.*, 2011) 為根據 International Comprehensive Ocean-Atmosphere Dataset (ICOADS, v2.5)原始資料的修正後的值。(摘自 IPCC AR5,2013, Figure 2.16)

文字框 2.1 衛星遙測海表溫觀測 (SST remote sensing observation)

遙感探測 (Remote Sensing) 又簡稱為遙測，一般係指在無需直接接觸的情況下，利用儀器偵測目標物反射或輻射出的電磁波能量，量測該目標物的物理性質的技術。衛星遙測具有以下幾個特點:

(1) 動態觀測和長期監測

(2) 大面積同步測量，能自動計算海域空間平均值，適用於數值模型的檢驗與改進

(3) 彌補船舶與浮標不易抵達海區觀測的不足

(4) 具有即時與準確性

海洋衛星遙測於 1957 年第一顆人造地球探測衛星升空後，開啟了從太空探究海洋的大門。海洋衛星遙測由於可透過太空中之衛星、感應器與電磁波特性，觀測海洋表面理化特性，具有廣視鷹眼作用，是輔佐船測進行大尺度海洋觀測、生態動力特性及生地化通量研究的利器。海表溫是海洋遙測中最早被量測的海洋物理性質。任何物體只要溫度大於絕對零度，就會輻射電磁波，海水溫度越高，輻射的紅外線與微波的能量越多。衛星遙測海表溫，主要就是應用輻射計接收海水向太空輻射的熱紅外線或微波，進而推算海面溫度。

目前海表溫觀測是以美國國家海洋與大氣總署 (The National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)的 NOAA 系列與 Terra/Aqua 人造衛星為主，分別裝載高解析精密輻射儀 (AVHRR: Advanced very high resolution radiometer; MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)，具有狹波、高靈敏度、高空間解像力 (約 1 公里) 及良好的資料訊號傳遞能力的特質。兩類衛星均為繞極軌道衛星，繞地球一周所需時間約為 102 分鐘，資料接收最長時間約 16 分鐘，可同時觀察 2000 公里*6000 公里範圍。除了受雲層遮蔽、大氣組成分衰減吸收等限制，而必須尋求微波遙測 (低空間解析度 25 公里以上) 觀測外，其所獲得之高精確度資料，已足夠提供大部分海洋徵候與環境調查上之所需。AVHRR 與 MODIS 均具有五個以上的頻道來感測地表的輻射大小，利用多頻道演算法所求得海表溫之精密度可達 0.1℃，與實測海表溫資料相比，兩者平均值之誤差範圍為±0.5℃ (Lee *et al.*, 2010)。

由全球的水溫變化而言，在最近的三十年之內，全球有 72%的海岸地區的暖化趨勢超過全球海洋平均暖化速率 (Lima and Wethey, 2012；http://www.coastalwarming.com)，其升溫速率為每 10 年增溫 0.25±0.13ºC；7%則呈現降溫，其平均降溫速率為每 10 年降溫 0.11±0.10ºC (圖 2.3)。在水平分布上，北半球 (e.g. 25ºN~65ºN) 的海水增溫幅度較大，尤其在北大西洋，暖化幅度可達每 10 年增溫 0.2ºC~0.3ºC (Palmer *et al.*, 2007；Durack and Wijffels, 2010；Gleckler *et al.*,

2012)。在垂直空間剖面上，海水最主要的增溫區域在海洋上層水域，增溫幅度隨著海水深度增加而遞減。Cohen *et al.* (2012) 指出，1998 年至 2012 年間，年增溫速度[2]已有趨緩的現象，此一現象在冬季最為明顯，以太平洋的變化最大。至於此一增溫減緩可能與最近十多年來，太平洋赤道信風加強，引起赤道附近海水湧升，以及間接促使熱帶太平洋上層海水含量分布改變有關 (England *et al.*, 2014)。

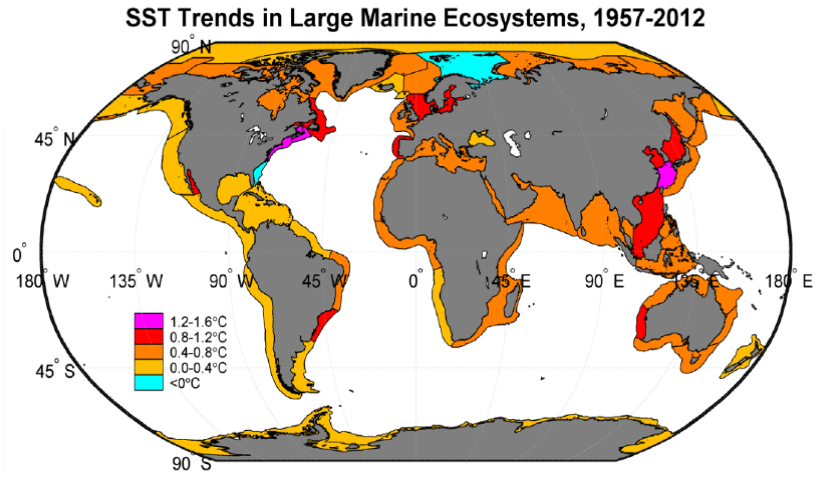


圖 2.3　1957~2012 年間全球大尺度沿岸海洋生態區之水溫距平變化 (updated from Belkin *et al.*, 2009)

在空間上，主要的升溫地區為北迴歸線以北至北極圈 (圖 2.1)，特別是在歐亞大陸及北美洲的海灣地區 (圖 2.3)。其他開放之海域，如：東海，西非外海及南美洲之東北外海，也呈現升溫現象。不過整個太平洋東西方向熱量變異也有不對稱性 (Domingues *et al.*, 2008)，特別是西太平洋的暖化程度更甚，例如在長江口附近之海域，其平均增溫率為每 10 年上升 0.55ºC，幾乎為平均升溫速率之兩倍，而冬季的升溫速率在舟山群島附近與臺灣海峽北部水域更可達到每 10 年 1.5ºC 以上 (Belkin and Lee, 2014)。此一升溫現象對臺灣附近海域之影響很大，最近之模式研究顯示 (Oey *et al.*, 2013)，東海近岸之升溫現象主要是受到海流之影響，由於東北季風之增強，造成臺灣海峽東西向跨海峽海水輸送變得更強，使得臺灣海峽內的臺灣暖流水或黑潮支流水，更多的輸送到中國大陸沿海，造成快速升溫。此對於臺灣的漁業有顯著的影響，特別是在烏魚的捕獲量變動方面，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，其年別漁獲量有年代際變動特性 (Lan *et al.*, 2014) 值得特別關注。

2 0.042°C±0.093°C/decade (HadCRUT4)、0.037°C±0.085°C/decade (NCDC MLOST)、0.069°C±0.082°C /decade, GISS

2.2.2 海洋內部的溫度變化

從海表面至 700 公尺深的上層水體，從 1971 年以來，溫度有明顯上升的趨勢 (圖 2.1)，特別是在北大西洋和北太平洋的小部份 (Levitus *et al.*, 2009)；然而，南半球的廣大海域對海洋內部暖化的總貢獻更大。從縱深來說，暖化最快的是北半球接近海表的水體。全球海表至水深 75 公尺水層之平均升溫為每 10 年 0.11ºC，上層 700 公尺之平均升溫則只有每 10 年 0.015ºC。由於海表升溫之速率遠大於海洋內部之升溫，因此，海洋上層之層化現象，有日益加強的現象。圖 2.1d 顯示自 1950 年代以來全球平均海表面與 200 公尺水深的溫差從 6.2ºC 升到 6.4ºC 左右，上升約 0.25ºC (Levitus *et al.*, 2009)。此一溫差主要是發生在 40ºS 以北海域，並造成全球平均上層水體層化現象加強了 34%。

全球海洋暖化也可能造成冰山融化。此外，研究發現北極海的歐亞海盆已有次表層的大西洋暖水團入侵現象，而在加拿大海盆中的北極海表水也有暖化現象。此一證據顯示北極海仍在暖化中，而這些暖化也造成北極海的冰覆蓋率逐年減少。

自 1970 年代以來，上層海洋之熱含量逐年增加，其上升率估算值介於 74TW 至 137TW 之間 ($1TW=10^{12}W$)。在 2005 年之前 700 公尺以下海洋觀測數據之涵蓋範圍十分有限，主要是一些反覆測量之水文斷面和一些時間序列測站。最難確定的是在中層水深，因為其溫度梯度相當顯著，在受到內波、內潮及渦旋等作用下，使其變動特性不易掌握。根據有限的觀測資料，深海 2000~3000 公尺水層之暖化現象並不明顯，暖化最明顯的水層在 4500 公尺左右，該深度是受到南極底層水 (Antarctic Bottom Water, AABW) 影響最強的深度，其全球平均暖化速率為每 10 年增溫 0.01ºC，影響範圍則可達到太平洋海盆。

2.2.3 海洋及全球熱含量之變化

利用觀測資料，可建立全球能量收支表。地球的輻射不平衡 (即接收的入射短波輻射能量超過地球發出的長波輻射)，造成大氣、陸地、海洋暖化，並引起較高的蒸發及冰層融化，所蓄積的能量大多進入海洋。海洋的反照率低於冰圈，海冰減少，更多短波輻射為海洋吸收。大氣所吸收能量的改變係利用衛星觀察 82.5ºN~70ºS 之間的對流層與 82.5ºN~82.5ºS 之間的平流層熱含量變化來加以計算而得。此二層之質量比假設為 83:17，而大氣總質量假設為 5.14×10^{18} 公斤，

其中水蒸氣佔 12.7 x 10^{15} 公斤 (Trenberth and Smith, 2005 ; Held and Soden, 2006)，據此估計 1979 年至 2010 年間大氣平均暖化率為 2TW。另一方面，1971 年至 2010 年上層海洋 (0~700 公尺) 之暖化率約為 137TW (Domingues *et al*., 2008)，700 公尺至海底水域之暖化率估算為 62TW。不過因資料有限，上述這些估算都有相當之不確定性。

地球系統自 1971 年至 2010 年所增加的熱儲量估計為 274ZJ [196~351] (1ZJ=10^{21}J)，海洋佔 93% (圖 2.4)。在此期間的全球熱含量線性增加率為 213TW，相當於平均加熱功率 0.41W m^{-2}，以上層海洋而言 (0~700 公尺) 佔 64%，融冰佔 3%，陸地增溫佔 3%，大氣增溫只佔 1%。若以海洋之暖化來說，其平均加熱功率為 0.55Wm^{-2}。但 1993 年至 2010 年地球之能量儲量增加為 163ZJ [127~201]，線性增加率為 275TW，海洋部份為 257TW，平均加熱功率是 0.71Wm^{-2}，顯示地球熱量蓄積有越來越快的趨勢。

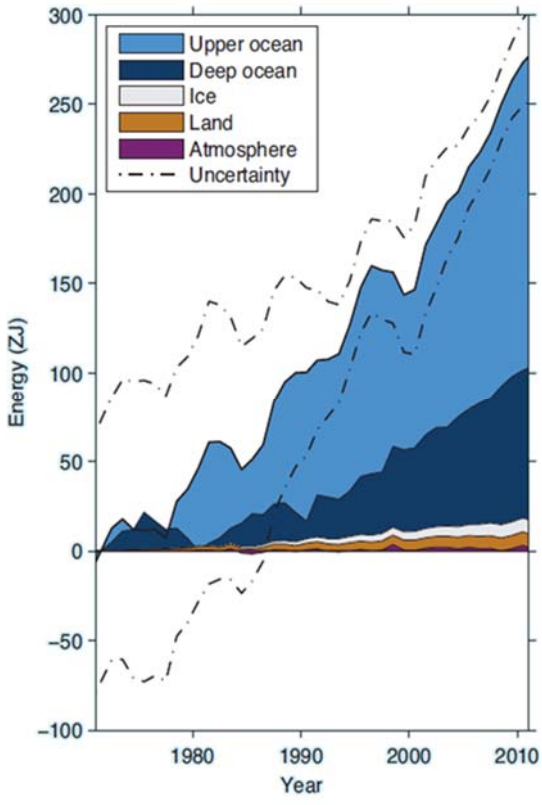


圖 2.4 地球系統不同部位能量蓄積隨年代的變化。海洋的暖化佔了最主要的部份，其中上層水體 (0~700m，淺藍色) 的熱含量增加超過 700m 以深之水體 (深藍色)。冰之融化 (灰色) 是由格陵蘭及南極洲的冰層融化以及北極海浮冰融化所估算。大氣 (紫色) 與陸地 (褐色) 的貢獻很小。虛線代表總能量估計值的上下限，估計值的誤差主要來自海洋。(摘自 IPCC AR5, 2013, Box 3.1, Figure 1)

2.2.4 海洋鹽度變化與水循環

海洋在全球水循環中扮演極重要的角色，約 85%之蒸發及 77%之降雨發生

在海洋 (Schmitt, 2008)。海表鹽度之變化主要受控於水團的交換作用，也就是蒸發旺盛造成的高鹽區與降雨超過蒸發的低鹽區，後者也包括臨近陸地有大量河水注入的海域。海洋環流也會影響鹽度的分布，而海水的隱沒作用會將海表的變化帶到海洋內部。此外，海冰的融化與凝結也會影響鹽度。由於氣候變遷會影響蒸發與降雨，因此，海洋鹽度會隨著氣候變遷而改變。

由於海洋蒸發與降雨的觀測不足，使得可靠的長期變化趨勢不易獲得。然而，海水鹽度的變化可以反映出蒸發與降雨的淨改變，因此可以做為海洋降雨減掉蒸發 (E-P) 值的指標。此外，鹽度的改變會影響海洋環流及層化作用，進而改變海洋儲存熱及二氧化碳的過程，並且會影響海平面高度。

觀測資料顯示海洋表面鹽度的改變在蒸發旺盛的海域有顯著增加，而在降雨旺盛海域則有下降趨勢 (圖 2.5)。因此，呈現高鹽度海域鹽度更高 (如：副熱帶海域)，而低鹽度海域鹽度更低 (如：副極區及間熱帶輻合區)。大洋之間的鹽度差異也變大。全球海洋有 44%以上的海域呈現顯著的鹽度變化。緯度低於 70°N 的海域中，高鹽區與低鹽區的鹽度差異從 1950 年到 2008 年平均增加 0.13。

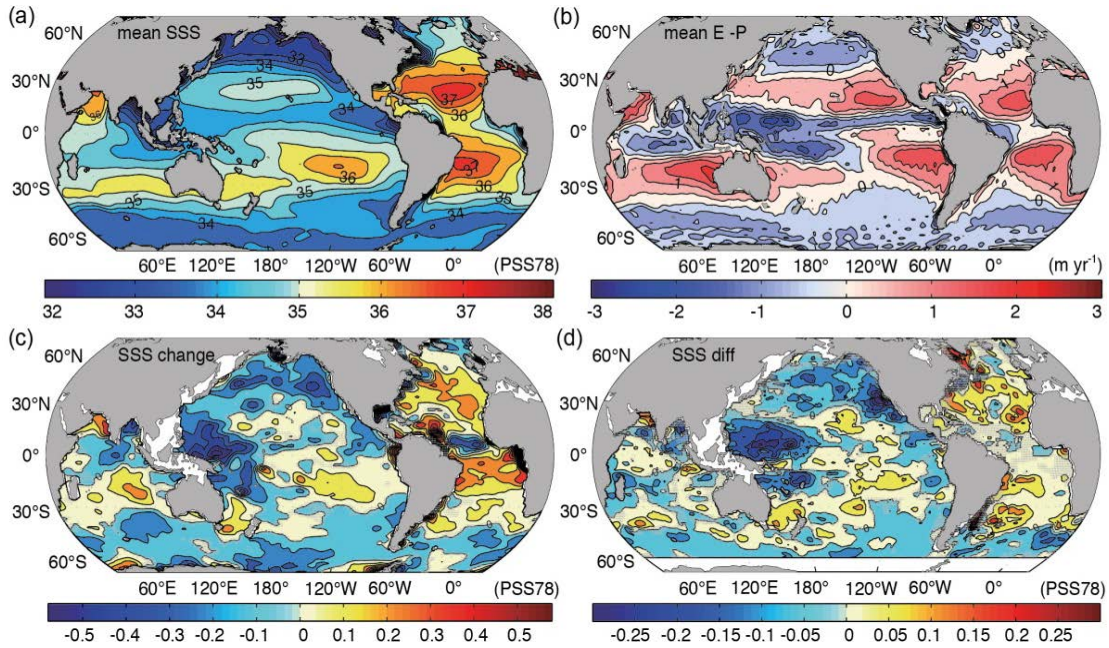


圖 2.5 (a) 1955~2005 年全球海表鹽度平均值分佈情形 (等鹽線間距為 0.5)；(b) 1950~2000 年全球海洋蒸發減降雨 (E-P) 平均值分佈；(c) 1950~2008 年海洋表面鹽度的改變 (2008 年線性趨勢值減去 1950 年線性趨勢值)；(d) 1975~2005 年海洋表面鹽度的改變 (前者扣除後者)，等值線間距為 0.1，變化不顯著的海域為灰色。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 3.4)

在上層 500 公尺海水中，緯向平均鹽度也和表面鹽度一樣，高鹽區上升、低鹽區下降。太平洋平均鹽度下降，而大西洋上升。不過就整個海洋來說，從 1950 年到 2008 年平均鹽度的變化估計在-0.056 到 0.062 之間，平均值增加 0.003，但由於冰河與冰層的融化會造成海水鹽度下降，現今觀察到的鹽度變化尚無法証實此一改變。

在暖化的情況下，水循環應當會加速，因為海水的蒸發會增加。依據理論，每升高 1ºC，空氣中的飽和水氣量增加 7%。自 1970 年代以來，在低層大氣和地表的濕度觀測資料與次一理論大約一致。海洋的總鹽量基本上是恒定的，不會在短期內改變；因此，海水鹽度的改變，並非來自鹽量的改變，而是來自水量的改變，也就是蒸發造成水量的減少，或降雨、逕流、融冰造成水量的增加。大氣過程在此變化中有重要影響，因為大氣環流可將水氣從一處海域移到另一處海域。由於從大西洋蒸發的水氣比降雨多，故大西洋是鹽度最高的大洋。太平洋則幾乎是平衡狀態，其中南大洋則是最主要的降雨海域。鹽度的改變也強化海域間鹽度的差異，例如大西洋上層 500m 的鹽度增加，太平洋和南大洋則降低，顯示蒸發和降雨都比過去增加。這些鹽度的改變可間接証明水循環的改變。

2.2.5 海氣通量與海洋水團之改變

海洋表層的溫度與鹽度都有明顯的改變，但海氣之間的通量 (包括：熱、淡水及動量) 的改變，並不清楚，因為這些通量是雙向的而且不確定性大。以熱通量為例，全球平均的可感熱通量估計約為 10Wm^{-2}，潛熱通量估計約為 90W m^{-2}，可是海洋平均熱通量的改變僅有 0.5W m^{-2}，如此小的改變很難直接從觀測中偵測。淡水通量的觀測也有很大的不確定性，很難從直接觀測偵測出長期變化。此外，風應力也有增加的趨勢，特別是在南大洋 (圖 2.6)。從船舶的觀測及再分析數據顯示，北大西洋 45ºN 以北，示性波 (significant wave) 波高有增加趨勢，其冬季浪高增加率為每 10 年 20 公分。

隨著暖化與水循環改變，海洋水團也有所改變，這些變化與氣候長期變化及氣候振盪現象等有關。不過現有的觀測資料所涵蓋的時間還是太短，無法完全區分或釐清造成這些變化的原因。目前可以確定的是，海氣交換通量的改變造成了表層海水溫鹽改變以及其穿透進入海洋內部的比率，此一過程主要是透過水團的隱沒作用 (subduction) 與透氣作用 (ventilation) 進行。暖化作用造成等密面的移

動，也可改變水團的溫鹽特性，例如：南極底層水 (AABW) 是受到威德海的表層海洋過程影響，從 1980 年代或 1990 年代開始變暖，使得最冷的南極底層水逐漸減少。

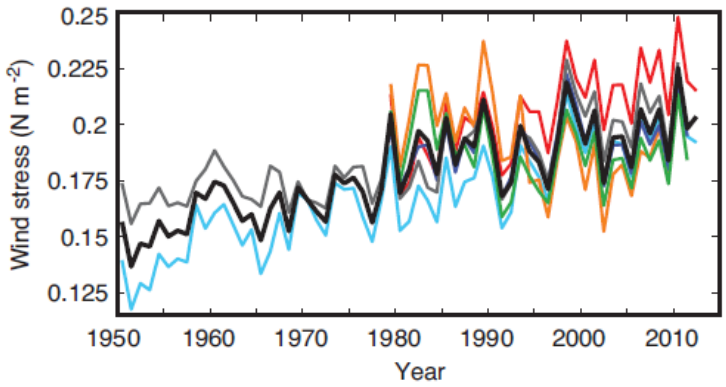


圖 2.6 南大洋最大平均緯向風應力的時序變化。橘色_NCEP Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)，淺藍_NCEP/NCARReanalysis 1 (NCEP1)，紅色_NCEP/DOE Reanalysis 2 (NCEP2)，深藍_ECMWF Interim Reanalysis ERAI，綠色_NASA Modern Era Reanalysis forResearch and Applications (MERRA)，灰色_NOAA-CIRES Twentieth CenturyReanalysis, version 2 (20CR)，黑色_平均值。(摘自 IPCC AR5,2013, Figure 3.8)

2.2.6 海洋生物地球化學狀態之改變

海洋的無機碳存量是大氣的五十倍，因此海洋可以儲存大量二氧化碳，且海洋的碳存量只要有小幅度的改變就可以影響大氣中二氧化碳量。目前海洋是人為二氧化碳最重要的去處之一，其吸收量大約佔總釋出量的 30% (LeQuéré*et al.*, 2010)。海洋二氧化碳吸收量的估算是由海氣之間的二氧化碳分壓差值及氣體交換速率計算所得 (見 2.6 節)，目前估計吸收通量為 1.2~2.5 $PgCyr^{-1}$ (Wanninkopf *et al.*, 2009)。由於不確定性太大，所以無法估算全球海洋吸收二氧化碳之長期變化趨勢。

海洋表水中二氧化碳分壓的長期變化，在一些海洋時間序列測站有長期監測，結果顯示海氣二氧化碳分壓差都在上升，有一些測站的海水分壓的上升速率，超過大氣的上升速率，表示海洋吸收二氧化碳的速率會下降。這些表水的變化與物理及生物作用有關。例如，在聖嬰年或反聖嬰年，二氧化碳分壓的變化就有明顯的不同。

海洋吸收的人為二氧化碳，無法直接測量，只能從觀測到的海水的物理與化學性質來推算 (圖 2.7)。目前所得到的結果顯示，1994 年的吸收量約為 118PgC [93~137]，而 2010 的吸收量約為 160PgC[134~186] (Sabine *et al.*, 2004；Waugh *et al.*, 2006；Khatiwala *et al.*, 2009, 2013)。由此推算 2000~2010 年間海洋吸收二氧化碳之速率為 2.3PgCyr^{-1}[1.7~2.9] (Khatiwala *et al.*, 2013)。

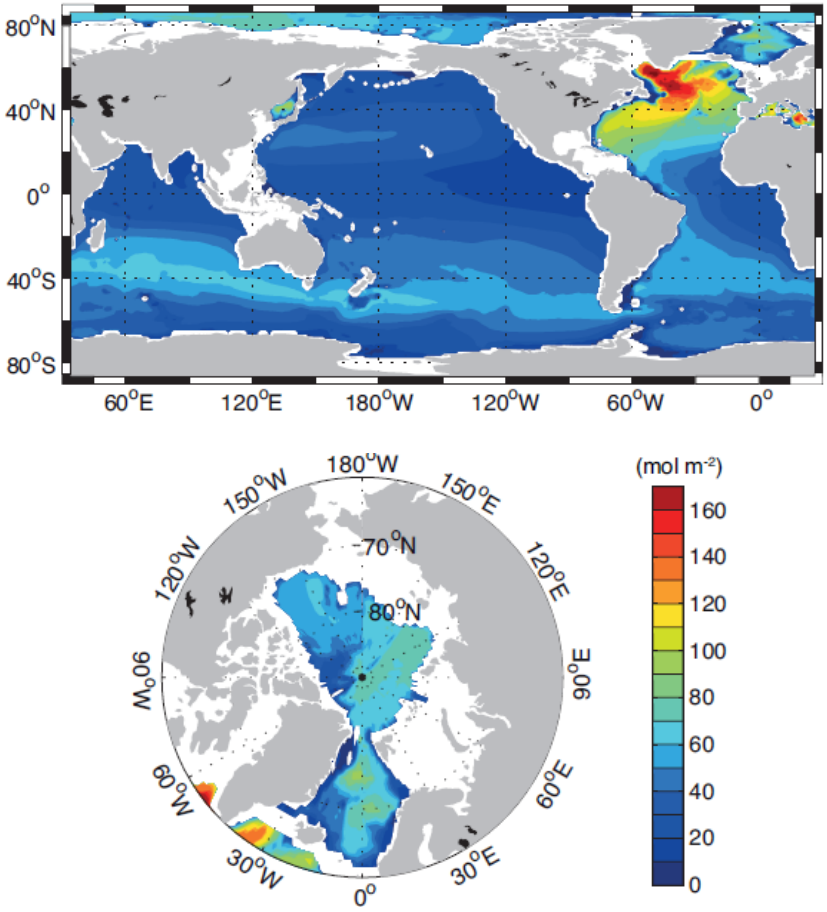


圖 2.7　在 2010 年海洋中人為二氧化碳 (molC m^{-2}) 之分布。不包括邊緣海的海洋人為二氧化碳總量為 150±26 PgC (Khatiwala *et al.*, 2009)；北極海：2.7~3.5 PgC；北歐海：1~1.6 PgC；地中海：1.6~2.5 PgC；日本海：0.4 ±0.06 PgC。(摘自 Khatiwala *et al.*, 2013)

海洋由於暖化及層化的加強，溶氧濃度應當會下降，這是因為氧氣的溶解度隨溫度上升而下降，而層化的加強會使得表水之溶氧不易向下傳遞 (Bopp *et al.*, 2002)。從 1960 年至 2010 年，在 50ºS~50ºN 之間的海域，在 300 公尺深的海水中溶氧濃度以每 10 年 0.63mol kg^{-1} 速率下降，這就是所謂的脫氧作用 (Deoxygenation)。除了暖化，氮肥自大氣沈降至海洋也會造成額外的有機物生產，

進而造成氧氣的消耗 (Duce *et al.*, 2008)。由於脫氧作用，未來的海洋溶氧極低區 (oxygen minimum zone) 會更擴大。根據觀測數據，在熱帶海洋的溶氧濃度下降率可達每 10 年 2~3mol kg^{-1} (Stramma *et al.*, 2010)。

在沿岸海域中也有脫氧作用發生，特別是在北美西岸外海，低氧水團發生在前所未有的海域 (Chan *et al.*, 2008)，溶氧極低區有擴大的現象。整體來說，沿岸海洋溶氧濃度下降的情況，比開放海域更嚴重 (Gilbert *et al.*, 2010)，特別是在近岸海域，由於水體之優養化，低氧水團 (hypoxia) 的發生率急速的上升 (Diaz and Rosenburg, 2008)。在臺灣附近，東海夏季的缺氧現象也日益嚴重 (Chen *et al.*, 2007; Zhu *et al.*, 2011)，主要發生區域在長江口外的陸棚底水。

海洋由於層化加強使得營養鹽向上輸送的速率下降，造成初級生產力減少。衛星觀測顯示，從 1998 年到 2006 年，世界主要海洋寡營養鹽海域正在擴張，其每年增加比率在 0.8%至 4.3%之間。此外並有充分証據顯示大洋的浮游植物生態隨氣候振盪而改變，因此，未來在氣候變遷的影響下，海洋生態必然會隨之改變。

2.3 海流

2.3.1 全球海流概況

海面風長期吹送推動是形成表層洋流的最主要原因。在熱帶、副熱帶地區，北半球的洋流大致上是圍繞副熱帶高氣壓作順時鐘方向流動，在南半球則是作反時鐘方向流動。洋流南來北往的運動，對高低緯度間海洋熱能的輸送與交換，及全球熱量平衡都具有重要的貢獻，同時也調節地球氣候。

大西洋是世界第二大洋，面積約為 8,200 萬平方公里，平均深度約 3,600 公尺，最深處波多黎各海溝深達約 8,600 公尺，北大西洋連接北極海，南大西洋則與南冰洋接連。貿易風造成南北兩個赤道流向西流，而在南北兩赤道流之間，則有一微弱的赤道反流向東流。在大西洋西部，南赤道流分為兩股，一股向南流，一股繼續前進，流入加勒比海後，受陸地的影響而向北流，與北赤道流會合而形成著名的灣流，沿美國東岸進行，直至大沙洲附近與拉布拉多冷流會合，灣流喪失其暖與急的特性，而成為北大西洋流。

南大西洋洋流與北大西洋洋流流場大致相仿。向南流的南赤道流形成巴西洋流，大致沿著南美海岸流，到烏拉圭外海，又分為兩股，一股繼續南流，一股向東流，流到東大西洋與由南極向北流的水流會合，再沿非洲西岸北流，形成本吉格洋流，而與南赤道流相接，完成其環流。

印度洋大部分在南半球，是世界第三大洋，約佔全球海洋面積 21%，總面積約 7,491 萬平方公里，平均深度為 3,890 公尺。印度洋受到季風影響而有季節性周期的變化。阿拉伯海在北半球夏季海流由東北向西南，而在北半球冬季由西南向東北。印度洋在赤道以南有赤道逆流自西向東流,冬季海流較強。印度洋中的南赤道洋流向西流至非洲東岸轉為向南的暖流，稱為莫三比克洋流；部分海流分支延澳洲西岸北流，稱為西澳洋流。

太平洋則是世界第一大洋，從南極洲向北延伸至白令海峽，以馬來半島、蘇門答臘島及爪哇島為界，與印度洋相鄰。太平洋海域由亞洲、美洲及大洋洲等大陸所包圍，與各大陸交界處有白令海、黃海、東海及南海等多個邊緣海。太平洋總表面積約為 18,100 萬平方公里 (Stewart, 2008)，其佔地球總表面積 30%，佔水域總表面積 45%左右。太平洋最深處位於接近美屬關島的馬里亞納海溝，深可達水下 11,000 公尺，這也是全球海洋環境中最深的海域。臺灣位於北太平洋區域，文字框 2.2 針對北赤道洋流、北赤道反流、南赤道洋流、赤道潛流等赤道太平洋表層洋流做較詳細的介紹 (圖 2.8)。

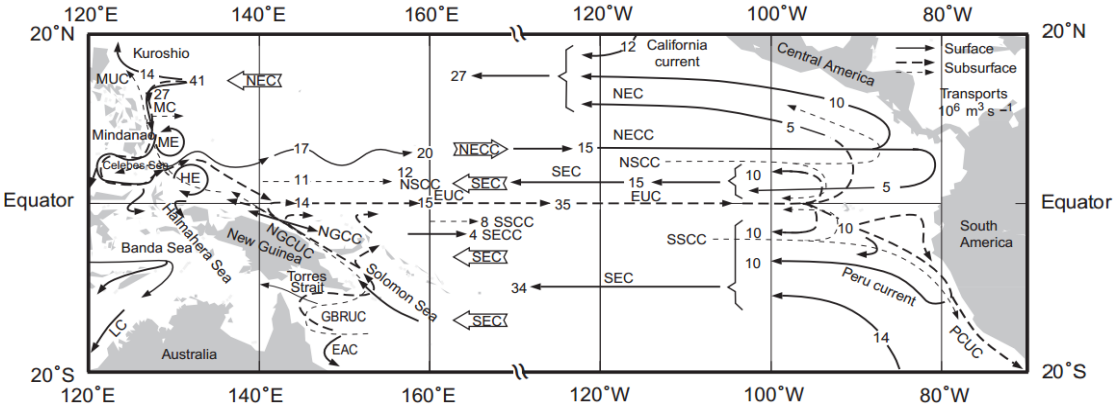


圖 2.8　赤道太平洋海域流況示意圖 (資料來源：Lukas, 2001)

文字框 2.2 赤道太平洋區域的洋流

赤道太平洋海域流況示意如圖 2.8。以下針對赤道太平洋海域流況做概要介紹：

(1) 北赤道洋流 (North Equatorial Current，簡稱 NEC)

NEC 為受到東北信風所推動而產生的風生流，其生成於赤道太平洋東部 10°N～25°N 之間海域。如圖 2.8 所示，NEC 自中美洲瓜地馬拉、墨西哥的西側外海開始往西，成為一股由東向西流的赤道太平洋海流，是太平洋海域主要洋流之一。NEC 橫貫整個太平洋海域，向西輸送的海水在經過夏威夷、馬里亞納群島 (Mariana Islands) 後，直至赤道太平洋西部的呂宋島以東海域，在此 NEC 有分叉之情況發生，該股洋流一分為二，向南的是民答那峨海流 (Mindanao Current)，向北的則是黑潮。NEC 流況變化從多年船測的實測資料中可以看到季節性變化，夏季 (7 月) 的洋流傳輸量達到最大，約為 67Sv，冬季 (1 月) NEC 傳輸量則較弱為 58Sv (Qiu and Joyce,1992)。但運用資料同化的數值模式結果則有不同的發現，數值模式結果中的 NEC 傳輸量是在春季最為強勁，洋流傳輸量可以達到 58Sv 以上，到了秋季則相對較弱，洋流傳輸量約莫 47Sv (Wang *et al.*, 2002)。

NEC 對於太平洋海域的海洋生物及漁撈業而言，是十分重要。如受到國際自然保護組織 (International Union for Conservation of Nature and Natural Resources, IUCN) 瀕危物種紅色名錄評定為瀕危 (Endangered)、易危 (Vulnerable) 且高度關注的赤蠵龜 (Caretta caretta) 及欖蠵龜 (Lepidochelys olivacea) 會藉由 NEC 在北太平洋海域遷徙 (Polovina *et al.*,2004)。NEC 受到氣候變化之影響不僅只造成特定海洋生物分布改變，更因為 NEC 為海域的關鍵性洋流之一，足以影響大規模的氣候訊號，使區域性的氣候具有專屬的型態 (Schwing and Mendelssohn,1997)。氣候及環境異常會影響掠食者及魚類的洄游路線和捕食狀況，亦會影響生產者或浮游生物的數量變化 (Miller and Schneider, 2000)，使得整體區域性生態系統產生連鎖性變化。

(2) 北赤道反流 (North Equatorial Countercurrent，NECC)

圖 2.8 可以看到在赤道太平洋西部 5°N~10°N 海域，有一股由西向東流的海流，此反流存在於 NEC 與 NECC 之間。NECC 年平均流速最大可達 30cms^{-1} 以上，但因為流速變化頗大，在不同海域會有不一樣的流速變化，隨著時間也會產生差異 (Johnson *et al.*,2002)。NECC 於赤道太平洋西部海域時，洋流流速在 12 月份達到最快，之後逐漸減弱，至 3～4 月時流速會減至約 20cms^{-1} 或甚至更小。而在赤道太平洋中部海域則是以 8 月份之流速最強，之後隨著時間逐漸減弱，至次年夏季開始再次流速增強。傳遞至赤道太平洋東部海域的 NECC 末端時，其洋流流速雖然普遍呈現微弱態勢，但持續至赤道太平洋東邊界海域皆能看得到其洋流存在、不間斷。不過在冬季時 (12~2 月)，赤道太平洋東部海域的 NECC 則是減弱至幾乎消失殆盡，到春季 3 月之後才開始逐漸增強恢復 (Johnson *et al.*, 2002)。海洋環境方面的研究結果發現，NECC 含有豐富營養鹽，為赤道太平洋帶來豐富營養鹽和高生產力的表層水。而如此富含營養鹽之水體適合有孔蟲的生產、繁殖，所以 NECC 的傳輸對於赤道太平洋西部海域有孔蟲數量多寡具有很大影響力 (Yamasaki *et al.*, 2008)。也因為這樣的高營養鹽特性吸引著中小型魚類在此覓食，

文字框 2.2 赤道太平洋區域的洋流 (續)

之後，鯨豚及具有很高經濟價值的黃鰭鮪魚等高級掠食者 (apex predators) 又聚集於此捕食中、小型魚類，故 NECC 對於海洋生態及海洋環境食物網鏈系統而言也是十分重要。

(3) 南赤道洋流 (South Equatorial Current, SEC)

SEC 在北半球的夏季、秋季時最強，此時溫躍層在 3°N~10°N 最明顯；在春季時最弱，此時南北的熱壓力梯度最小，東南信風也跟著減弱 (Philander, 1987)。近期有某些學者把 SEC 分成北邊部分 (SECn)、南邊部分 (SECs) 來討論，由實測資料觀察出，SECn 和 SECs 均在中太平洋最強，西太平洋次之，東太平洋最弱。季節變化方面，SECn 和 NECC 相似。SECn 於東太平洋在 8~10 月最強，中、西太平洋在 12 月最強；SECs 則有些不同，於東太平洋在 12 月最強，西太平洋在 2~4 月最強。年際變化方面，聖嬰年發生時，SECn 和 SECs 都會減弱，反聖嬰年時則會增強 (Johnson *et al.*, 2002)。

(4) 赤道潛流 (EUC)

研究顯示 EUC 自西向東，流速越來越快，至 140°W 達到最大值，約 90cm s^{-1} 至 105cms^{-1}，自此以東開始減慢 (Yu and McPhaden, 1999)，且越往東流，EUC 的深度位置越來越淺 (Johnson *et al.*, 2002)。以季節變化來看，一年四季中，4~6 月速度最快，1~3 月次之。年際變化方面，早期學者發現 EUC 在聖嬰年會減弱，且深度位置有淺化的跡象，甚至在 1982~1983 年的強聖嬰年，EUC 向東流至 159°W 即消失不見，這被認為和西太平洋的西風爆發有關 (Firing *et al.*, 1983)。

近期研究顯示 EUC 流至赤道 97°W 附近的加拉帕哥群島 (Galapagos Islands) 西岸時，有湧升的現象，此湧升流成為當地冷水團的主要來源 (Eden and Timmermann, 2004)。但 Wyrki (1966) 指出，EUC 在加拉帕哥群島附近，有一半海水湧升，另一半的海水則是往南匯入了 SEC。

2.3.2 黑潮

2.3.2.1 黑潮流況概述

黑潮是緊鄰臺灣的重要洋流，其與臺灣的氣候、環境、漁業及人類生活等，有著密不可分的關係。源於西太平洋的 NEC，如圖 2.9 所示當 NEC 由東向西流，碰到菲律賓群島後分為兩股支流，向北的黑潮流經菲律賓東岸、呂宋海峽與臺灣東部海岸 (Nitani, 1972)，通過臺灣東北方與琉球島弧南方間有一東西走向，寬 150 公里及深度小於 1,000 公里的東臺灣通道 (East Taiwan Channel) 後進入東海，之後便沿著 200 公尺等深線向北流到日本九州島南方，並在此處分為兩支，主支

經圖克拉海峽向東進入太平洋；另一分支則有季節性的變化。冬季時，在濟洲島的南方再分為兩支，主支經由對馬海峽進入日本海，稱為對馬暖流 (Lie *et al.*,1998)，另一分支向西北方流入黃海海域，稱為黃海暖流；夏季時，此黑潮分支流僅在濟洲島南方向北流入韓國海峽 (Isobe, 1999)。

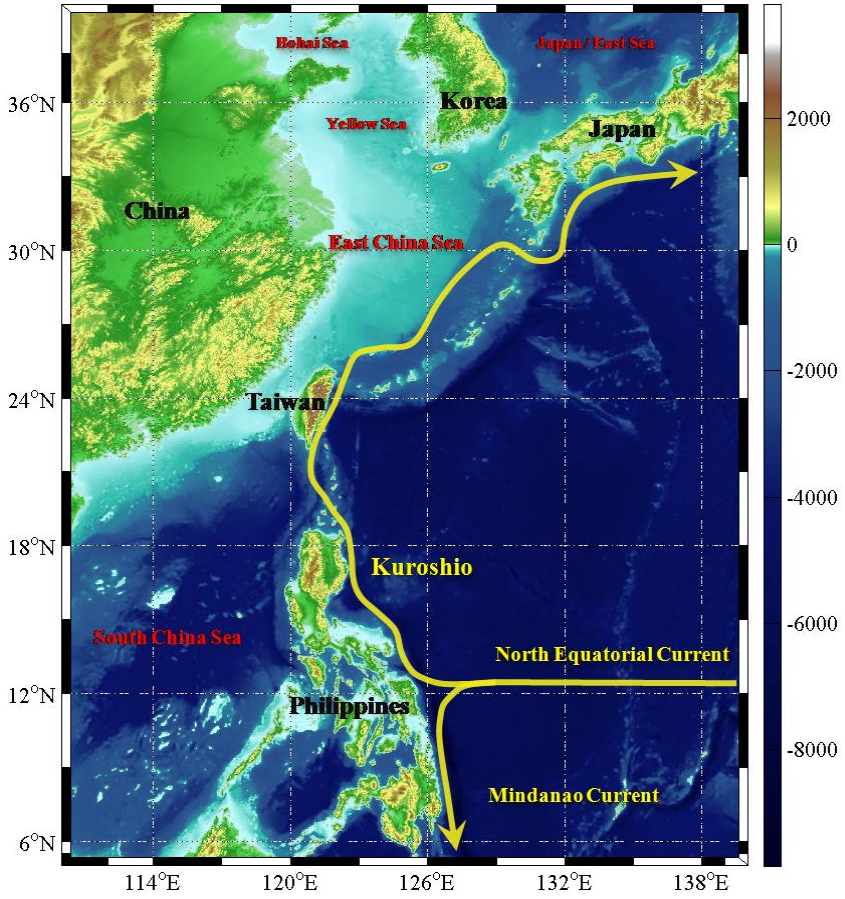


圖 2.9　黑潮海流示意圖：黃色箭頭為海流，底色為地形高度和深度。(單位：公尺)

2.3.2.2 黑潮特性與重要性

黑潮具有高溫、高鹽、低營養鹽及高傳輸量等特性 (相對於其周遭海域而言)。夏季時黑潮的表層水溫達 30ºC，到了冬季水溫也不低於 20ºC。由於黑潮攜帶大量的熱能、水量及鹽類由南向北傳輸，因而對全球氣候以及生地化循環有著相當深遠的影響。黑潮流幅寬約 150 公里，影響深度可達 1,000 公尺左右，表面流速每秒約 1 公尺。

臺灣東海岸面向太平洋，加上有黑潮流經過，故洄游魚類資源極為豐沛，不但可替國家賺取大量外匯，也繁榮了漁村經濟、改善了漁民的生計。例如高經濟

價值的日本鰻魚，在每年夏季新月之前，於西馬裏亞納海溝及南方的駿河海山 (Suruga Seamount) 附近 (14°N, 142°E) 產卵，孵化後成為鰻苗，因無游泳能力需要藉由隨著北赤道洋流一路往西漂向菲律賓東岸外海後，進入往北流動的黑潮 (Kimura *et al.*, 1994)，一路往北經過呂宋海峽，約四至五個月後漂流到臺灣附近的陸棚，並隨著沿岸河水進入河口域 (Tzeng, 2003)，此時漁民便可捕獲到大量的鰻苗，未進入河口域的鰻苗會再繼續往北經過東海陸棚到日本東岸，於成長至可繁殖時期 (成魚的階段)，會再返回到赤道太平洋的駿河海山產卵 (如圖 2.10)。

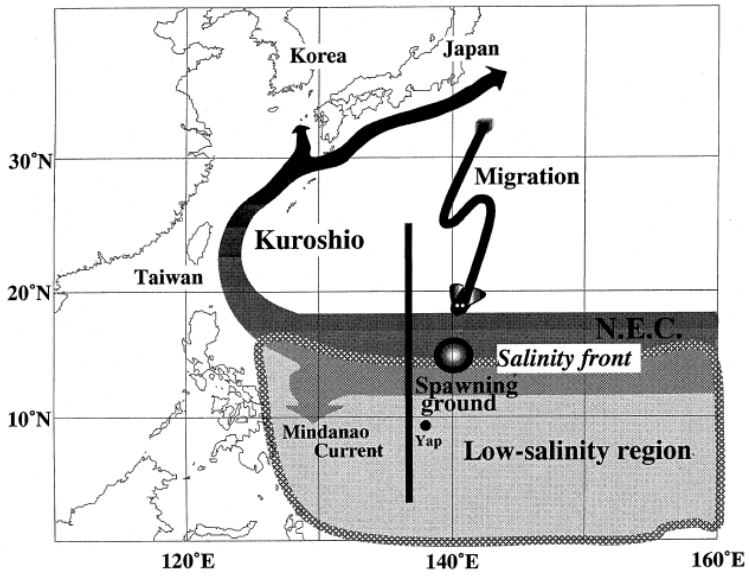


圖 2.10　鰻魚產卵位置及海流示意圖 (摘自 Kimura *et al.*, 2001)

Tang *et al.* (1999) 利用流速觀測資料發現，當黑潮流經臺灣東北時，因遇到東西走向的東海陸棚，迫使黑潮原本向北流而改為向東北沿著 200 等深線流，而部分支流入侵至東海陸棚，又因受地形抬升的效應，會將較冷的黑潮次表層水帶至表層，也造成在棉花峽谷與北棉花峽谷間有一湧升流，Chen (1996) 也發現此現象會將豐富的營養鹽帶到東海，進而影響到東海地區生地化；臺灣東北的湧升流是終年存在的 (Liu *et al.*, 1992)，因湧升流會將下層富含營養鹽的海水帶至陽光充足的表層，此時葉綠素也會有明顯的上升，帶動當地基礎生產力的增加也帶來豐富的漁場，但 Wu *et al.* (2008) 指出黑潮東西向的擺動會影響表層湧升流出現，當黑潮向東擺動時，湧升現象會變得明顯，但黑潮向西擺動時，就沒有湧升現象，但是此現象只有發生在表層至水下約 150 公尺處，亦即黑潮的擺動情形，只在 150 公尺以上較明顯 (Wu *et al.*, 2008)。

2.3.2.3 黑潮之時空變異

在黑潮由 ETC 進入東海的傳輸量之研究上，Johns *et al.* (2001) 根據 WOCE 計劃 PCM-1 資料，利用三種不同的方法估算從 1994 年 9 月到 1996 年 5 月，20 個月期間黑潮在 ETC 之通量，其結果顯示，由三種不同的方法估算出之黑潮平均通量的範圍為 20.7Sv 到 22.1Sv，整個的平均通量為 21.5±2.5Sv。Zhang *et al.* (2001) 亦利用 PCM-1 資料，指出此處黑潮之通量呈現出 100 天、40 天及 18 天的振盪週期，其中 100 天之振盪週期是由於北太平洋中尺度渦漩向西運動到臺灣東部後併入黑潮所造成的。Lee*et al.*, (2001) 將此 100 天週期去除後，指出黑潮通量季節性之最大值發生在夏季 (24Sv)，最小值發生於秋季 (20Sv)。

Gilson and Roemmich (2002) 由 1993~2001 年的 XBT/XCTD 資料，估算出臺灣南方以及臺灣東南方 (臺灣南端向東延伸至 123.05°E) 的黑潮平均傳輸量分別為 22±1.5Sv 與 20.7Sv，並指出黑潮的傳輸量有年週期及年際變化；在黑潮傳輸量之年週期方面，傳輸量之最大值發生在 7 月 (夏季)，最小值則發生在 4 月 (春季)，年間的變化量為 8.4±6Sv。

在臺灣東北部黑潮的主軸有季節性的擺動 (e.g. Wu *et al.*, 2008；Ichikawa *et al.*, 2008；Tseng *et al.*, 2012)，在夏季時，黑潮的主軸較容易向東，偏離臺灣東岸，在冬季時，黑潮的主軸較往臺灣東岸靠近，平均而言，會有支流入侵東海陸棚。在觀測上也可明顯發現此現象，如 Ichikawa *et al.* (2008) 利用雷達觀測資料，觀測臺灣東北的黑潮流場變化，發現當黑潮流速變快時，黑潮主軸容易向離岸方向擺動，且多發生於夏季；反之，較慢時，會較容易往東海陸棚方向擺動，多發生於冬季，又利用衛星觀測資料看海平面高度場，發現西太平洋向西傳的中尺度渦漩也會影響到黑潮，當氣旋式渦漩接觸到黑潮時，會使黑潮流速減慢，且會往靠岸方向擺動；當遇到反氣旋式渦漩時，黑潮流速會增強，且會往離岸方向擺動 (Ichikawa *et al.*, 2008)。在過去的研究也指出黑潮有明顯的年際變化，下節將有清楚的介紹。

2.3.3 北太平洋流場年代變異

2.3.3.1 低緯度北太平洋流場年代變異

許多研究發現在聖嬰年期間，增強的信風使 NEC 的分支點北移 (圖 2.11) (e.g.

Qiu and Lukas, 1996；Qiu and Chen, 2011)，分支點的位移會影響迴游性魚類的遷移以及下游黑潮的強度及路徑變化。例如鰻魚產卵處主要位於菲律賓島東方約一千公里遠的 NEC 流域北側，剛孵化的鰻苗缺乏自主游泳能力而依賴洋流系統漂流至河口等淡水流域生長 (Tsukamoto, 1992, 2006)，當分支點北移時，有較多的鰻苗往南流入民答那峨洋流，可能為聖嬰年東亞邊緣海的鰻苗捕獲量減少的原因之一 (Kim *et al.*, 2007) (圖 2.12)。此外 NEC 的位移也會經由與另一條位於其北側的東向海流-副熱帶反流 (Subtropical Countercurrent, STCC) 之間的交互作用產生緩慢西移的渦漩 (e.g. Qiu and Chen, 2010)，當這些渦漩西移至臺灣東南方海域時會影響黑潮的軸心位置及傳輸量 (e.g. Zhang *et al.*, 2001；Hsin *et al.*, 2013)。聖嬰現象 (El Niño Southern Oscillation, ENSO) 對於臺灣東側黑潮的影響具有區域性差異，Hwang and Kao (2002) 的研究指出聖嬰時期臺灣東北黑潮傳輸量增加，臺灣東南黑潮傳輸量減弱，且兩區域的黑潮對於 ENSO 的反應時間也不一樣。

臺灣東南方海域往東延伸至夏威夷島西側，這個狹長海域是已知海洋渦漩相當活躍的區域。此區域內存在兩條海流-STCC 與夏威夷反流 (Hawaiian Lee Countercurrent，HLCC)。STCC 主要流域為 4°N 並從 130°E 往東延伸至西經 160°W，HLCC 則約位於 20°N 與 150°E 至夏威夷島西側之間。其中 HLCC 是信風受夏威夷島地形阻擋而在下風處因風應力旋度差異而形成，其範圍可從夏威夷島下風處往西延伸數千公里，其東流特性將部份西北太平洋海域的溫暖海水向東傳輸 (圖 2.13) (Xie *et al.*, 2001)。STCC 最初是藉由春季風應力資料推估 Sverdrup 傳輸量後，認為應存在於西北太平洋 20°N~25°N 的海域，並在後續的研究中被證實出來 (e.g. Uda and Hasunuma, 1969)。

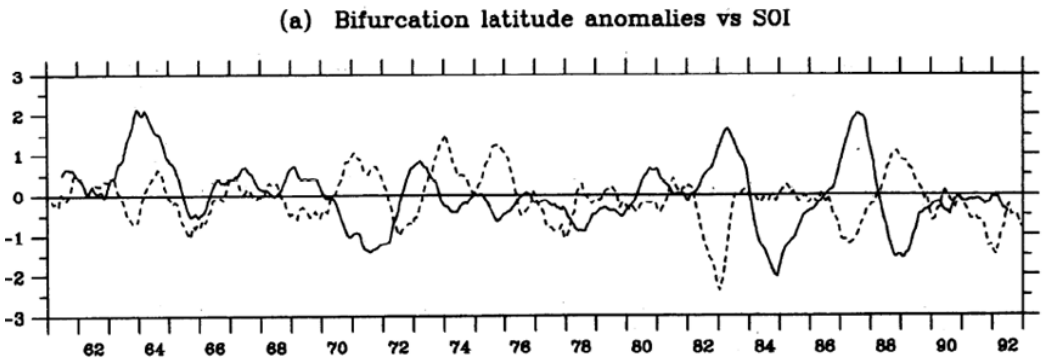
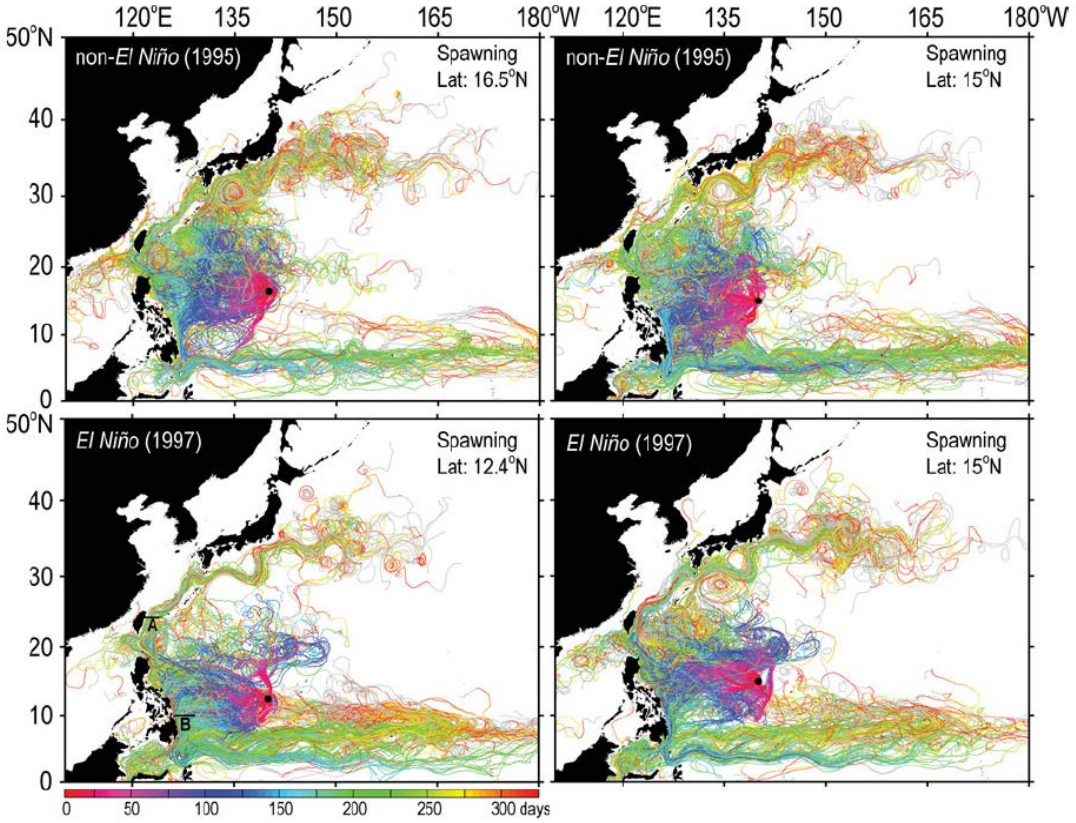


圖 2.11　NEC 分支點緯度位置與 SOI 的時間序列 (Qiu and Lukas, 1996)。實線為 NEC 分支點緯度位置，虛線為 SOI，顯示聖嬰年時 NEC 分支點偏北、反之偏南。



	Changed spawning point		Fixed spawning point	
	% into Kuroshio	% into Mindanao	% into Kuroshio	% into Mindanao
Non-*El Niño* (1995)	30.3	25.6	21.3	48.0
El Niño (1997)	18.1	71.0	36.2	41.3

圖 2.12　聖嬰年與非聖嬰年的鰻苗漂浮路徑模擬結果 (Kim *et al.*, 2007)。顏色表示模式中顆粒釋放後經過的天數，左半兩張圖為顆粒釋放根據鹽度鋒面的位移而改變 (分別釋放在 16.5°N 與 12.4°N)，下表統計結果可觀察到聖嬰年顆粒流入黑潮的數量比非聖嬰年時期減少許多。右半兩圖為固定釋放點 (15°N) 的模擬結果。

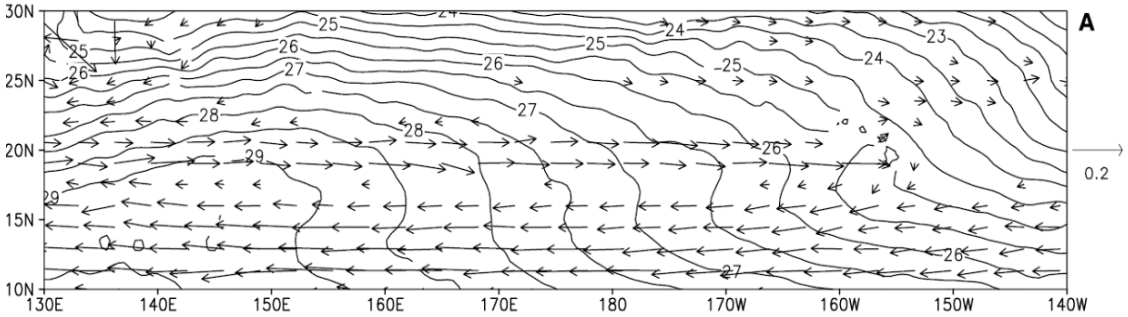


圖 2.13　1992~1998 年表層平均流場分佈 (Xie *et al.*, 2001)。等值線為平均海溫。

STCC 與 HLCC 的年際變化部分在早期研究中認為與 ENSO 有一定程度的關聯性。然而近幾年的研究亦發現北太平洋月別表水溫距平的經驗正交函數 (Empirical Orthogonal Function, EOF) 第一模態 (其具有年代際震盪的特性因而被統稱為 Pacific Decadal Oscillation, PDO) 也與兩者的變動有關，例如在 PDO 正相位時期，STCC-HLCC 與 NEC 之間的垂直斜壓不穩定性增加，使得更多的渦漩生成在 STCC-HLCC 區域 (圖 2.14) (e.g. Qiu and Chen, 2013)，這些數量增多的緩慢西移渦漩抵達臺灣東側海域時與黑潮產生交互作用 (Qiu and Chen, 2010)。黑潮對不同類型的渦漩會有不同的反應，當氣旋式冷渦撞入黑潮時，會使黑潮的流軸往大洋方向擺動，反之當反氣旋式暖渦撞入黑潮時會使之較往陸地邊緣擺動 (e.g. Zhang*et al.*, 2001；Hsin *et al.*, 2013)。其中當黑潮往大洋方向擺動時，有較多的海水轉向東沿著琉球群島弧東側北流，因而使得通過東臺灣通道的黑潮水量減少。

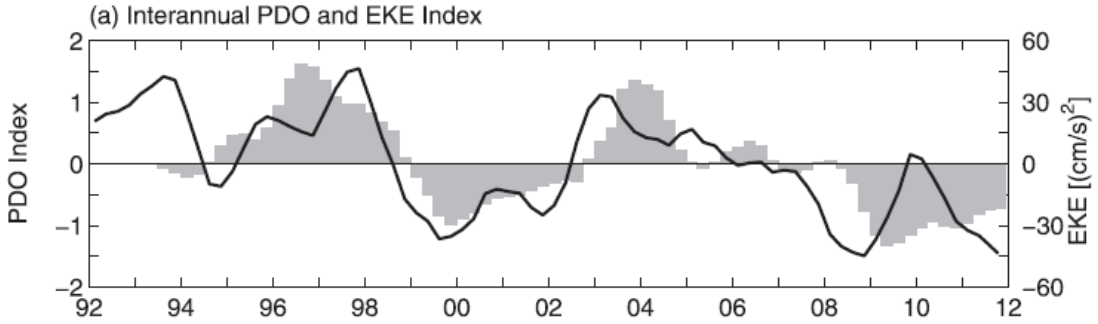


圖 2.14　PDO 指標與 STCC 區域渦漩活應程度的時序變化 (Qiu and Chen, 2013)。灰色區域表示 EKE，黑色實線為 PDO 指標。顯示當 PDO 指數為正時，STCC 區域的渦漩較為活躍。

黑潮在臺灣附近的路徑變化深深影響著週遭流場 (見 2.3.2 節)。在臺灣南方海域有明顯的黑潮季節性入侵南海的現象，每當入侵事件發生時，常在臺灣西南方形成套流轉向流回東臺灣海域，對於南臺灣海域的流場扮演著重要的流場擾動角色 (e.g. Wu and Hsin, 2012)。在年際變化上 PDO 正相關於於黑潮入侵南海的頻率，在 PDO 為正相位時菲律賓島西側海域的海平面高度 (Sea level hight) 較低，黑潮容易經由呂宋海峽入侵至北南海，反之較不容易入侵 (圖 2.15) (e.g. Wu, 2013)。黑潮入侵將溫暖高鹽的黑潮水帶入南海及臺灣海峽，在臺灣西南海域形成的套流現象已知會演進成渦漩而脫離，並緩慢沿著南海地形往西南方向移動。部分來自太平洋的渦漩有時也會經由呂宋海峽傳遞至南海 (e.g. Sheu*et al.*, 2010)。

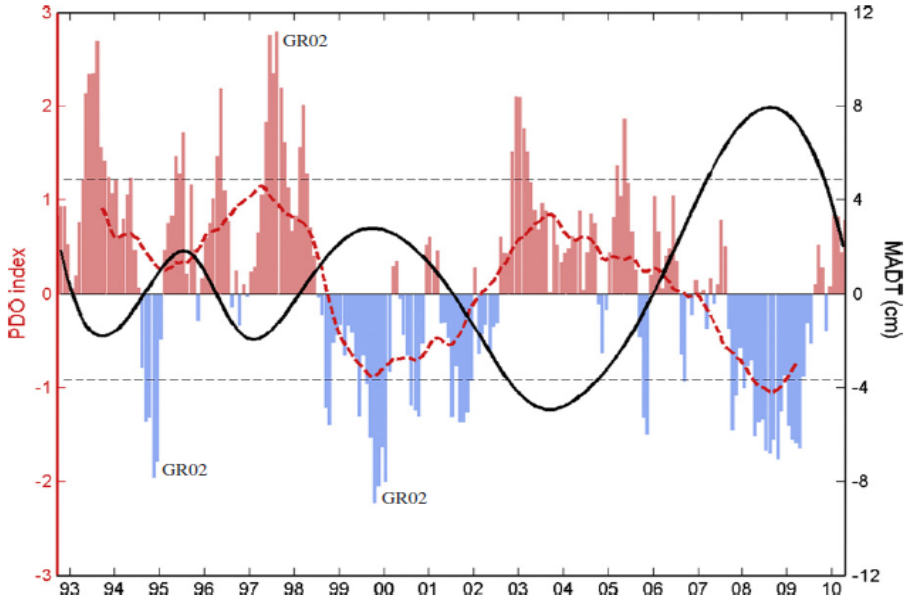


圖 2.15 PDO 指標與呂宋海峽黑潮入侵指標 (Kuroshio intrusion index, KI 指標) 的時序變化 (Wu, 2013)。KI 指標表示呂宋島西邊海域的平均海高 (115°E~120°E；15°N~20°N)，當期數值較低時黑潮容易入侵至北南海、反之不容易入侵。

2.3.3.2 中緯度北太平洋流場年代變異

東臺灣通道位於臺灣東北外海，是黑潮從低緯度輸送物質能量進入東海的主要路徑。當黑潮受渦漩的影響而往陸棚方向擺動時，湧升流會因為被黑潮覆蓋而不易從表層溫鹽變化觀察到，因此當渦漩的活躍隨著年際變化而有所不同時，臺灣東部海域的黑潮強度、位置及東北湧升區也會受到影響 (e.g. Hsin *et al.*, 2013)，此外熱通量梯度以及風應力變化在往昔研究中也被提出用來解釋臺灣東邊的湧升與黑潮擺動 (e.g. Chao, 1990；Oey *et al.*, 2010)。

東海黑潮在年際變化上已知正相關於 PDO，在 PDO 正 (負) 相位時期黑潮兩側海面高度增加 (減少)，因地轉平衡而使黑潮增強 (減弱) (e.g. Gordon and Giulivi, 2004；Andres *et al.*, 2009)。東海黑潮的強度及位移變化調節了黑潮水往陸棚方向入侵的通量，對於營養鹽的能量的交換有重要的影響 (e.g. Wong *et al.*, 2004；Isobe, 2008)。黑潮從東海流經圖克拉海峽進入日本南方海域時，在此處的流軸變化也跟 PDO 有密切關聯：在 PDO 正相位時黑潮在圖克拉海峽的位置較為往南、反之往北 (Andres *et al.*, 2009)。PDO 同時也影響此區域黑潮的強度，在正相位時黑潮強度增加，反之減少，黑潮的強度減弱會使更多海水分支進入對馬海流 (Tsushima Current)，經由對馬海峽流入日本海 (Gordon and Giulivi, 2004)。

黑潮在通過圖克拉海峽後進入日本南方並往東流與親潮匯集流入黑潮蜿蜒區 (Kuroshio extension region)。此區為北太平洋渦漩最活躍的區域，黑潮脫離日本本島往東流入太平洋時會伴隨著蜿蜒位移以及渦漩的產生 (Tseng *et al.* 2012)，且來自東太平洋因斜壓不穩定產生的的渦漩西移也會併入黑潮蜿蜒區而對此區的海溫、流場、氣候產生顯著的影響 (圖 2.16) (e.g. Seager *et al.*, 2001；Kwon *et al.*, 2010；Qiu and Chen, 2011)。PDO 相位轉換對於海表面溫度最主要的影響區域位於北太平洋中緯度西風帶的海域，異常的海溫變化藉由渦漩傳遞至日本東岸約需 3~5 年的時間 (e.g. Seager *et al.*, 2001)，並在強烈的冬季季風擾動下將這些異常的海溫訊號藉由上層海洋混合作用而釋放至表層與大氣中 (e.g. Kwon *et al.*, 2010)。西移的渦漩貢獻在黑潮蜿蜒區南北兩側海面高度差會影響此區黑潮的強度，PDO 在 1992 年轉為正相位時產生了偏低的海面高度異常從東太平洋延伸至黑潮蜿蜒區南側，北側則為偏高的海面高度異常，黑潮蜿蜒區的南北海面高度差因而減少使得地轉效應貢獻在黑潮強度的程度減少。反之當 PDO 在 1997 年轉變為負向位時，黑潮蜿蜒區南側出現偏高的海面高度異常，伴隨北側偏低的海面高度異常，使此區黑潮的強度增加 (Qiu 2003)。

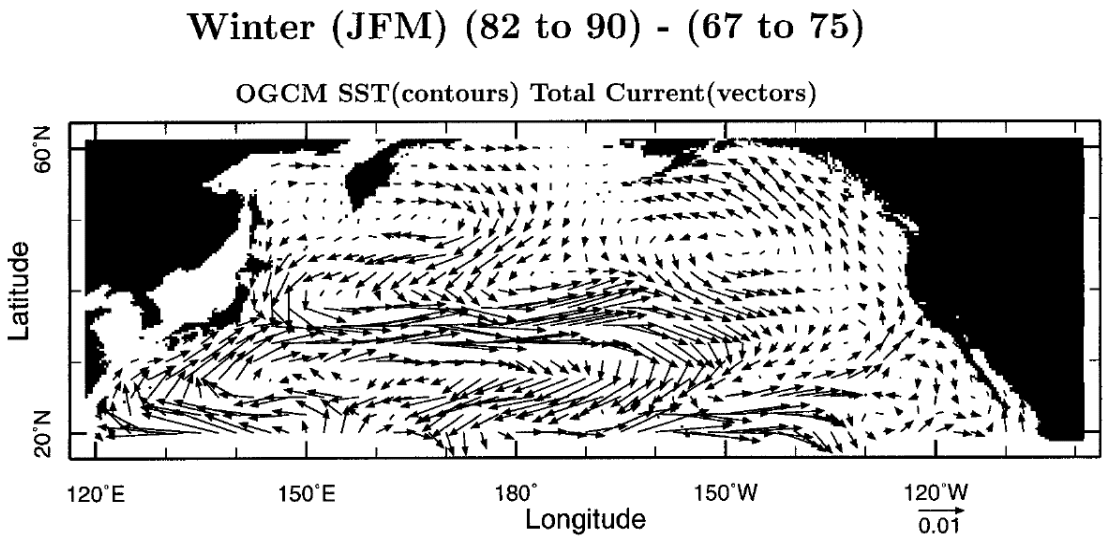


圖 2.16　PDO 正相位 (1982~1990 年) - 負相位 (1967~1975 年) 的混合層平均流場分佈 (Seager *et al.*, 2001)。顯示 PDO 正相位時期黑潮蜿蜒區的海流東向分量增加。

近年研究的進展發現北太平洋環流振盪 (North Pacific Gyre Oscillation, NPGO) 是另一個會影響此區黑潮強度的氣候指標，NPGO 為東北太平洋

(180°W~110°W，25°W~62°N) 海面高度異常值經由經驗正交函數 (EOF) 分析後的第二個模態。NPGO 已知相較於 PDO、其對於東北太平洋的鹽度、營養鹽與葉綠素濃度的變化有更良好的相關性，這個近幾年逐漸被關注的氣候指標對於 PDO 與營養鹽之間的低相關性提供了新的解釋 (e.g. Lorenzo *et al.*, 2008)。在年際變化上，當 NPGO 正相位時，北太平洋洋流會增強，其東流至美國西岸後形成的北向分支-阿拉斯加海岸流 (Alaskan Coastal Current) 與南向分支-加州海流也跟著增強，同時風應力的變化有利於形成加州海流區域與阿拉斯加環流區域的湧升條件及副熱帶環流與阿拉斯加海岸流區域的沉降條件，這種 NPGO 關聯的垂直通量影響了區域海域的葉綠素濃度變化 (Lorenzo *et al.*, 2008)。此外 NPGO 在中緯度東太平洋造成的海溫異常訊號也會在延遲 2~3 年後，經由緩慢西移的渦漩傳遞至日本以東的黑潮蜿蜒區 (Ceballos *et al.*, 2009)。

2.4 水溫暖化

海溫是海洋中最容易量測的參數，如前所述 (見 2.2 節)，除了實測資料外，也可運用長期海洋衛星紅外線 (i.e. AVHRR) 或微波資料以掌握其變遷趨勢。IPCC AR5 (2013) 指出早至 1870 年代開始就有大洋海溫的船測調查，但自 1950 年代起才開始有較完整個大洋尺度船測海溫資料建立，而較深層的海溫 (至 700 公尺) 資料則是從 1990 年代後才開始普遍測量，且以北半球較為完整 (圖 2.17)。在氣候變遷的背景下，海洋升溫的現象可能進一步反饋回大氣，以致加速或是減緩全球的氣候變遷效應，海溫變異亦對海洋生態與生物資源造成巨大的衝擊 (Environment Agency, 2008；Cheung *et al.*, 2009；Barange *et al.*, 2010)。另一方面，海水溫度增加所引起的熱膨脹效應也促使海平面上升，可能對全球各地海岸居民造成危害。

臺灣附近海流與水團分布有顯著的時空變異 (見 2.3 節)，周遭海洋表面溫度 (SST) 的長期變遷除了受到東海快速增溫的影響外，也在大尺度環流變異的背景下有相較於全球更強烈的變動 (Belkin,2009；Oey *et al.*, 2013；Baumann and Doherty, 2013) 及季節特性 (Belkin and Lee, 2014)。以下本節依序說明全球與臺灣附近海域水溫的季節變動，以及在全球海洋增溫趨勢及大尺度氣變異等背景下臺灣周遭海域水溫的年際變化、長期趨勢及其季節特性。

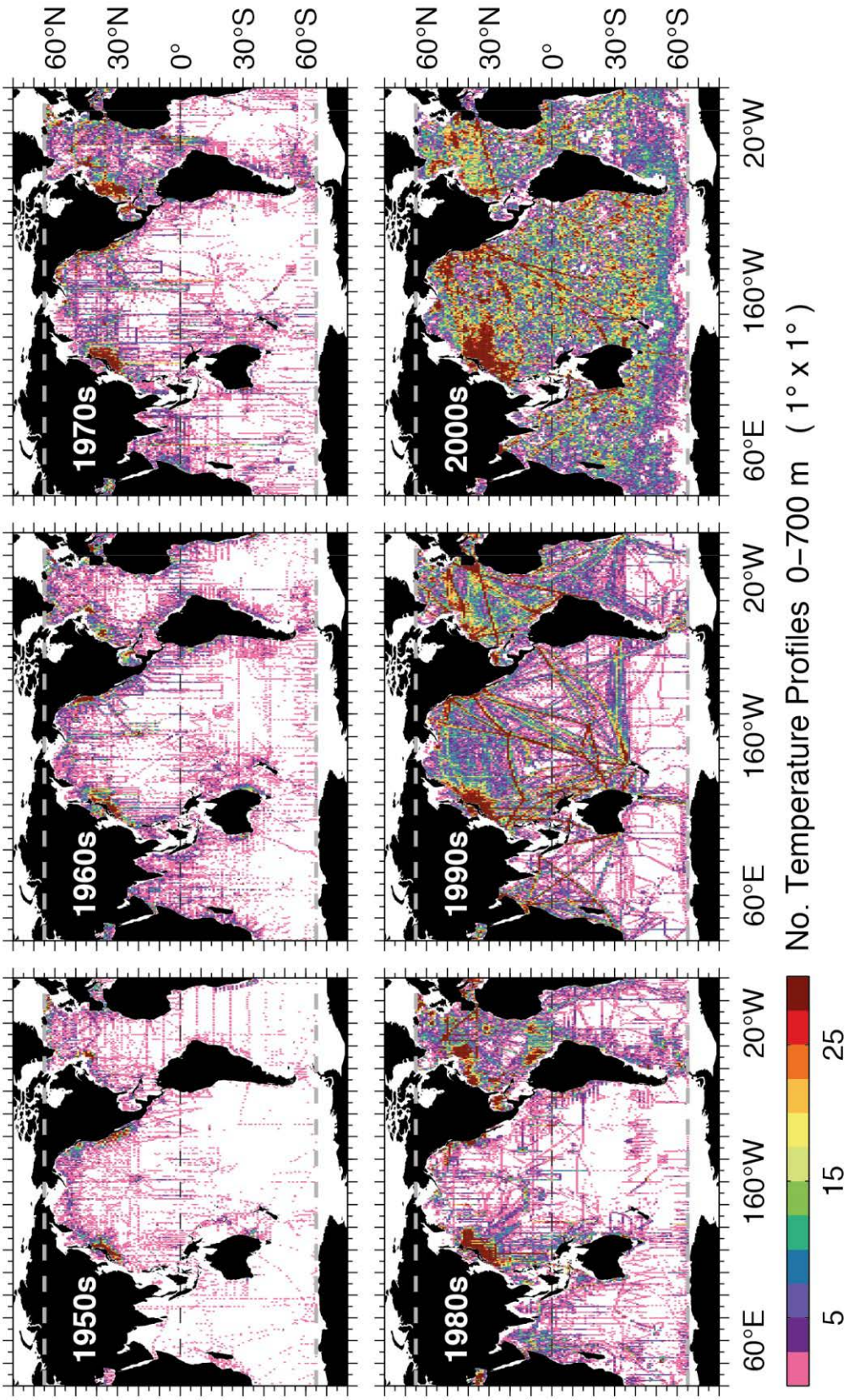


圖 2.17　全球實測海溫剖面資料量的年代際變化。(摘自 IPCC AR5, 2013, Appendix Figure 3.A.1)

2.4.1 臺灣周邊水域海表溫變動

2.2.2 節藉由許多研究結果已說明與證實過去五十年內海洋的升溫現象十分顯著 (Levitus *et al.*, 2009)，雖然由於測量的儀器與校正方法及研究的時空間尺度的不同，對於全球長期海溫變化在諸多研究中有些微誤差。在全球表水溫暖化的現象裡，因為沿岸海域提供約 80%全球漁業生產量 (Sherman *et al.*, 2011)，也提供海洋生態系統研究重要的資訊，故沿岸區域也特別受到人們關注。Belkin (2009) 根據 Sherman *et al.*, (2005) 所定義大洋生態系統區域 (Large marine ecosystems, LMEs) 計算出 1982 年至 2006 年間全球 LMEs 的暖化趨勢，結果指出增溫最顯著的區域位在波羅的海 (Baltic Sea, 1.35ºC)，其次為北海 (North Sea, 1.31ºC)，而鄰近臺灣海域之東海 (East China Sea) 海域約增溫幅度 1.22ºC，位居第三。Belkin (2015) 進一步將資料更新至 2012 年且追朔至 1957 年，並將 LMEs 的變化趨勢重新分為 5 個等級 (圖 2.3)。此最新研究指出全球除了北洲東岸和北極圈有兩個大洋生態系統呈現降溫，其餘區域皆有增溫的趨勢。總而言之，全球海溫暖化的趨勢隨時間尺度不同而有明顯的差異，除了存在上述年際間增溫趨勢的變化外，尚存在有更長時間尺度間溫度變異趨勢與轉變，此一部分尚難以用簡單的線性趨勢來模擬與推估。有鑑於臺灣北部的東海也被列為最大增溫等級 (super-fast warming) 海域，臺灣周遭海域如南海及臺灣海峽也屬於第二等級 (fast warming) 的快速增溫的區域，意即臺灣周遭海域環境與生態資源可能面臨特別大的衝擊。

2.4.1.1 季節變動

圖 2.18 為利用 NOAA/AVHRR-海洋表面溫度 (SST) 資料計算 2009~2014 年平均臺灣周遭海域季節性平均 SST 分布。觀測資料顯示臺灣東側-黑潮流域以及西南側海域 SST 較高，臺灣西側與西北側海域 SST 較低。在季風變動下四季 SST 變異則以臺灣海峽最為顯著，其春至冬季之平均 (2009~2014 年) SST 依序約為 24ºC、29ºC、26ºC 及 19ºC。整體而言，臺灣周遭海域海溫主要的年內變動可能來自於隨季節轉換伴隨的海洋與大氣間熱通量變化，以及亞洲季風的轉換所造成的現象 (Jan *et al.*, 2002；Jan *et al.*, 2006)。以下將介紹隨著季節推移，臺灣周邊海域 (臺灣海峽、東海、南海與東部海域) 水溫的季節變化情形，及冷暖水交會形成鋒面等特性。

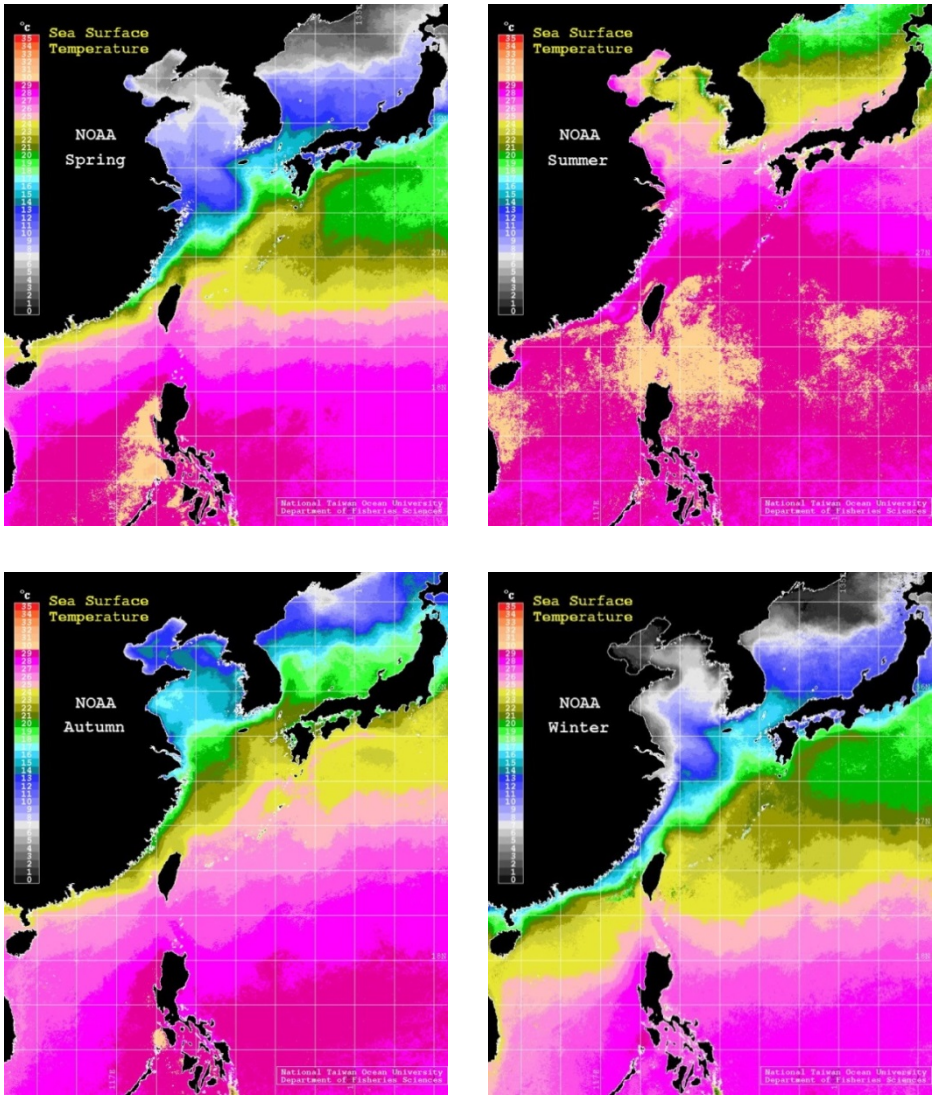


圖 2.18　2009~2014 年臺灣周遭海域季節平均海表溫度分布 (資料來源：國立臺灣海洋大學衛星遙測研究室)

a. 臺灣海峽

臺灣海峽 SST 的空間變化大致上是由南往北遞減，且東側高於西側，季節的變化上以夏季海溫最高，海峽東南水域約 29ºC~30ºC，此外夏季海溫的水平分布較為均勻 (>27ºC)，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 (大陸沿岸及澎湖、臺灣灘附近)。冬季寒冷的大陸沿岸水南下佔據海峽西北側 (<16ºC)，與北上較溫暖的黑潮支流 (>19ºC) 約在雲彰隆起附近形成一道鋒面。冬季寒冷的大陸沿岸海流入侵臺灣海峽的幅度主要受到東北季風的影響，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巨大衝擊，例如 2008 年 2 月間大陸沿岸水 (China coastal current, CCC) 入侵澎湖周邊海域，

使其冬季平均水溫 21ºC~22ºC 降至 15ºC 左右，造成沿岸漁業與養殖產業經濟重大損失 (Chang *et al.*, 2013)。

b. 臺灣東部與北部海域

臺灣東部海域是俗稱黑潮海流流經之水域。黑潮帶來高溫高鹽的海水，透過海氣交互作用，黑潮引起的濕暖空氣對臺灣氣候、文化特色與經濟產業有重要的作用與影響。黑潮在季風變動及區域地形變化等影響下產生入侵臺灣東北部陸棚同時伴隨湧升的特徵 (Tang. *et al.*, 2000)。臺灣東部黑潮之時空間變動已於 2.3.2.3 節中闡述，其黑潮主軸之離、近岸現象也表現在 SST 分布上。例如，冬季黑潮主軸 (>23ºC) 會近岸移動，並與大陸沿岸水 (<17ºC) 交會於臺灣東北部陸棚海域，形成顯著海表溫度鋒面 (Chang *et al.*, 2006)。夏季黑潮主軸離岸，但因 SST 較高且在空間上較為均勻 (>27ºC)，因此單純由衛星 SST 資料難以判斷黑潮鋒面的位置。

c. 呂宋海峽與北南海海域

臺灣南側與菲律賓呂宋島間為呂宋海峽，黑潮在此海域形成流套，從冬季的表水溫分布圖可以看到存在顯著的溫度梯度，由東側黑潮流套區域向西遞減，然而此梯度在夏季並不顯著。黑潮存在入侵南海的現象，其入侵所帶來的熱通量在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)，因而大尺度氣候變異所伴隨的季風異常值可能受黑潮入侵南海伴隨的熱通量變化，並進一步將太平洋大尺度海溫變異的訊息傳入南海海盆 (Yamagata and Behera, 2001；Qu *et al.*, 2004)。

2.4.1.2 年代際間變異

臺灣周遭海域海溫的年際變動亦似有隨全球海水暖化趨勢而增溫的現象。圖 2.19 係 1957~2011 年間 HadISST1 資料庫之臺灣周遭海域 (18ºN~30ºN, 114ºE~128ºE) SST 時空間變異量 (ºC) (Belkin and Lee, 2014)。以季節變動而言，冬季增溫現象較為顯著 (0.5ºC~4ºC)，夏季的變異較為緩和 (0.5ºC~1.5ºC)。就空間變異而言，臺灣海峽的增溫特別快速，其次為東海與大陸東岸沿岸海域，南海與呂宋海峽黑潮流域的增溫相對不顯著。進一步觀察臺灣海峽之變動趨勢 (圖 2.20)，50 年間海域年平均增溫變動十分明顯，約增溫 1.6ºC，在時間上大約可區分為三個區間，1957~ 1980 年間呈現降溫現象，約-0.41ºC/decade，1980~1998 年

間有顯著的增溫 (約 1.3ºC/decade)，而近 10 年來則有略為降溫 (約-0.67ºC/decade) 的現象，此與全球海域平均 SST 變動趨勢在近 10 年略為減緩的現象 (Cohen *et al.*, 2012) 頗為一致。至於季節上臺灣海峽夏季的增溫幅度相較於冬季不顯著，約 0.5ºC~1.5ºC，但在海峽南半部增溫幅度較大，而冬季增溫達 3.0ºC~4.0ºC，且以海峽北部增溫較快。

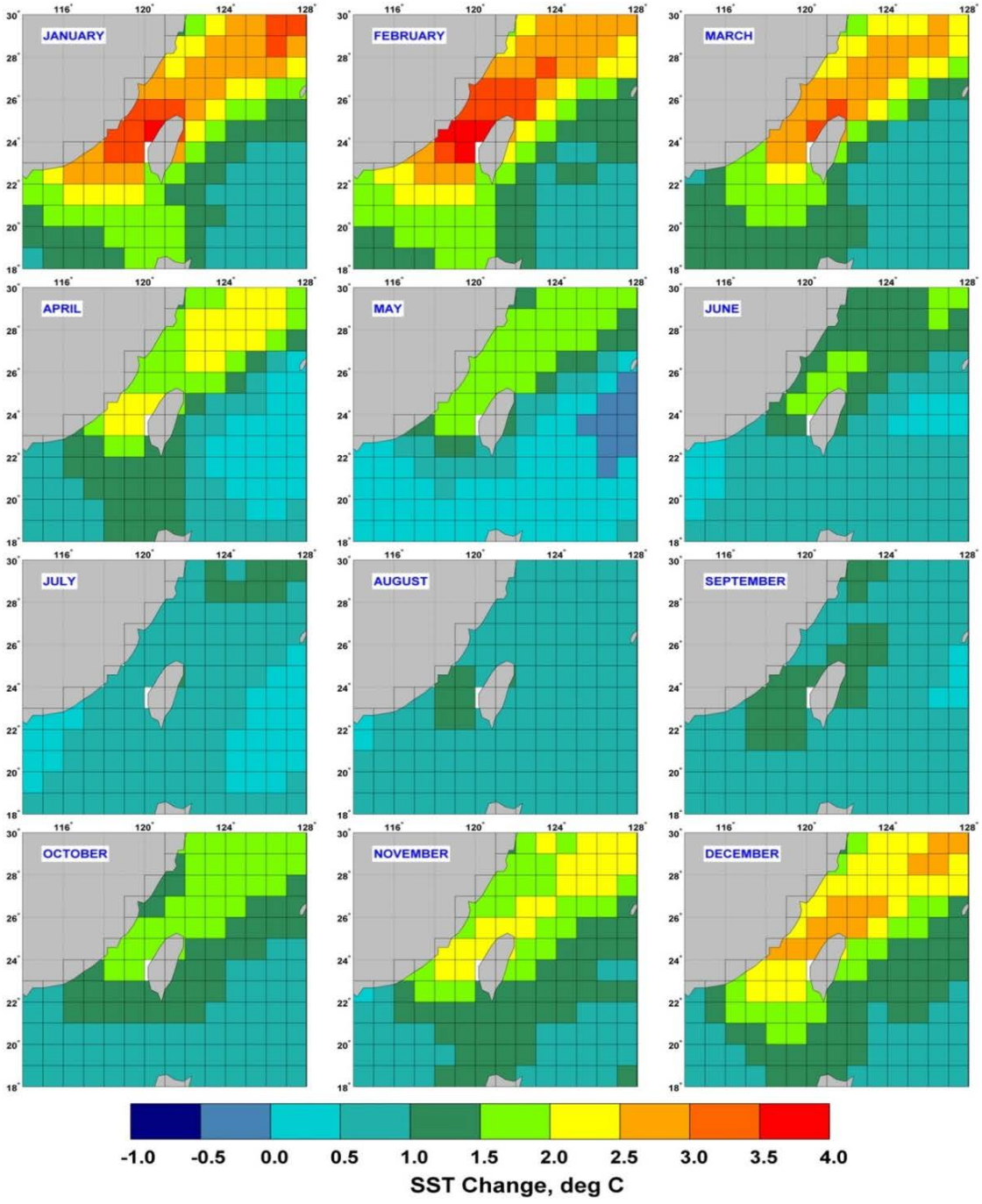


圖 2.19　1957~2011 年間臺灣周遭海域 (18ºN~30ºN, 114ºE~128ºE) 月別 SST 變異量 (updated from Belkin and Lee, 2014)

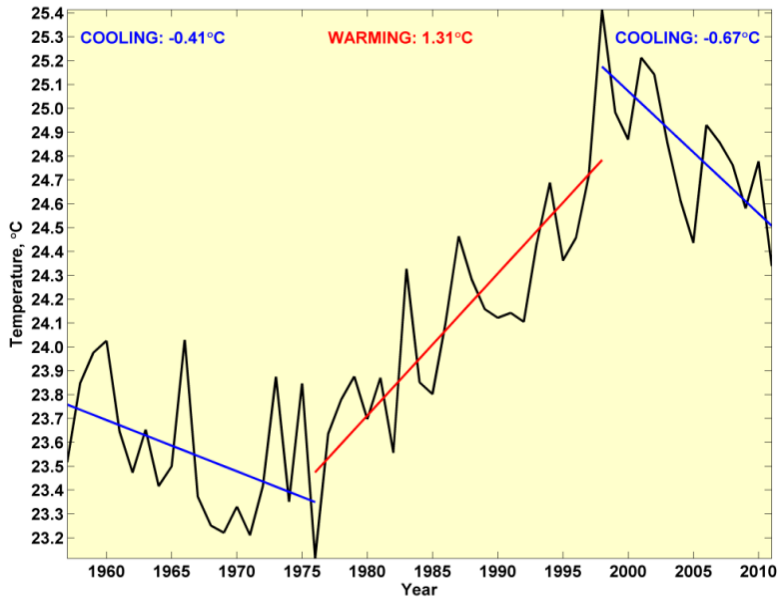


圖 2.20　臺灣海峽長期年平均 HadISST1 SST 變動趨勢 (Belkin and Lee, 2014)

除了 HadISST 資料庫外，海洋大學遙測實驗室提供之高解析度 NOAA-AVHRR 資料亦顯示臺灣海峽 36 年 (1980~2015 年) 來平均冬季 (12 月至次年 2 月) 海表溫度的變化 (圖 2.21)，可以看到 20ºC 等溫線在 1980~1986 年間主要分布在澎湖以南，於 1997~2006 年及 1997~2015 年已大幅越過澎湖以北 80 公里以上。最新研究指出臺灣海峽表水溫增溫的現象可能是由大氣平均風場變異而增加黑潮暖水往北的傳輸量 (Oey *et al.*, 2013)，此趨勢將造成冬季由黑潮及大陸沿岸流交會所形成的鋒面發生向西北推移的現象，因此從高解析度衛星水溫的長期資料也可以看到增溫最顯著的位置與冬季海溫鋒面分布位置相吻合 (Kuo and Lee, 2013)。

2.5 海平面

2.5.1 海平面之定義及變化機制

海平面 (Sea Level) 或平均海平面 (Mean Sea Level, MSL) 係指某一處海洋表面高度之長期平均值，即針對包含各種頻率訊號 (如：波浪或潮汐) 的海洋表面高度進行時間上的平均以去除短週期之變化。更進一步，將各位置的平均海平面進行空間上的平均則可得全球平均海平面 (Global Mean Sea Level, GMSL)。

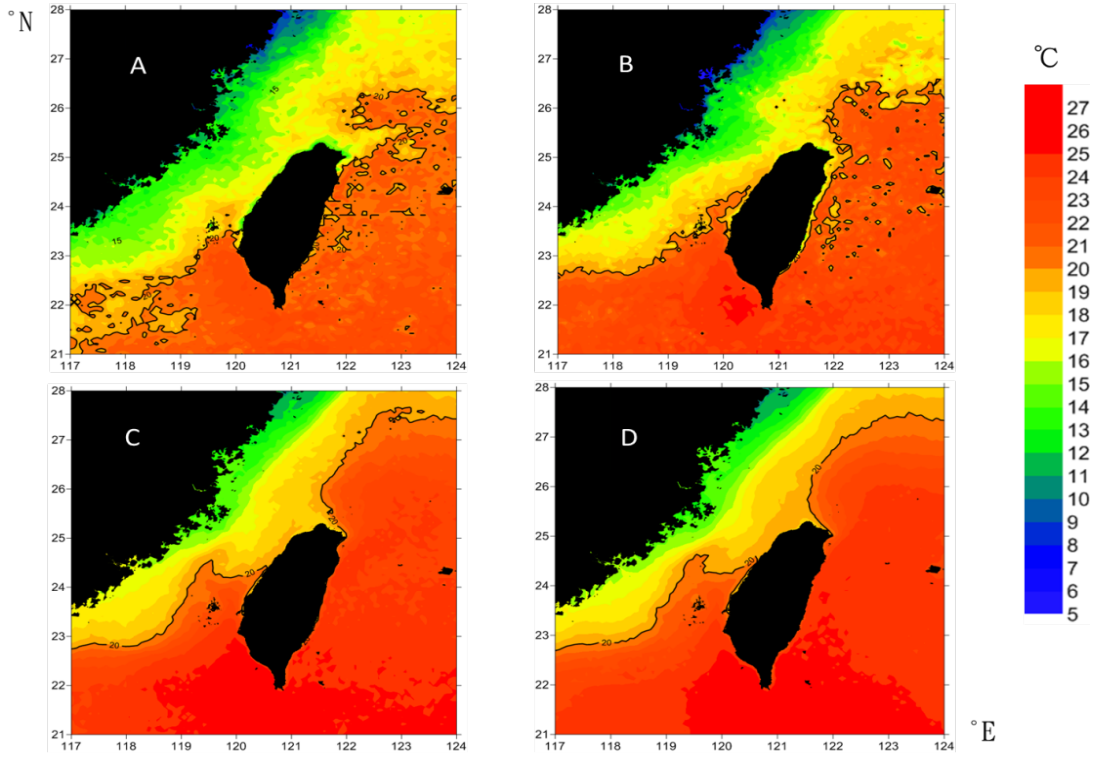


圖 2.21　臺灣年代際冬季表水溫變動趨勢 (NOAA AVHRR 衛星影像資料)，A~D 分別為 1980~1986 年、1987~1996 年、1997~2006 年及 2006~2015 年表水溫平均影像圖。其中粗黑線表示 20ºC 等溫線之位置。(資料來源：國立臺灣海洋大學衛星遙測研究室)

海平面的變化涵蓋廣泛的時間和空間尺度，為研究氣候變遷的重要參考指標 (Milne *et al.*, 2009；Church *et al.*, 2010)。區域或全球尺度海平面於過去 (或者未來) 數十年至數百年的變化，主要受到許多與氣候變異相關且敏感的物理機制影響，如：海洋、大氣、陸冰和水文循環等 (圖 2.22)。這些物理機制簡述如下。

海洋洋流的循環、海水密度的改變及海平面的變化，三者之間有著十分密切的關聯性。海洋某處的特性改變，除了影響其附近區域，亦可能造成遠處海平面的變化，例如：遠洋深層的溫度改變可能導致近岸的海平面變化 (Landerer *et al.*, 2007；Yin *et al.*, 2010)。海水溫度和鹽度的變化可明顯改變區域海平面的特性 (Church *et al.*, 2010)。由於熱膨脹效應，溫度改變對全球平均海洋體積造成顯著的影響 (Gregory and Lowe, 2000)。也就是說，海洋擴張乃為現今海平面變化的主要影響因子 (Church *et al.*, 2011b)。過去觀測分析指出地球上的溫室氣體濃度增加，海洋由於儲存了氣候系統中近幾十年來大幅增加的熱容量而變暖，導致海平面上升。

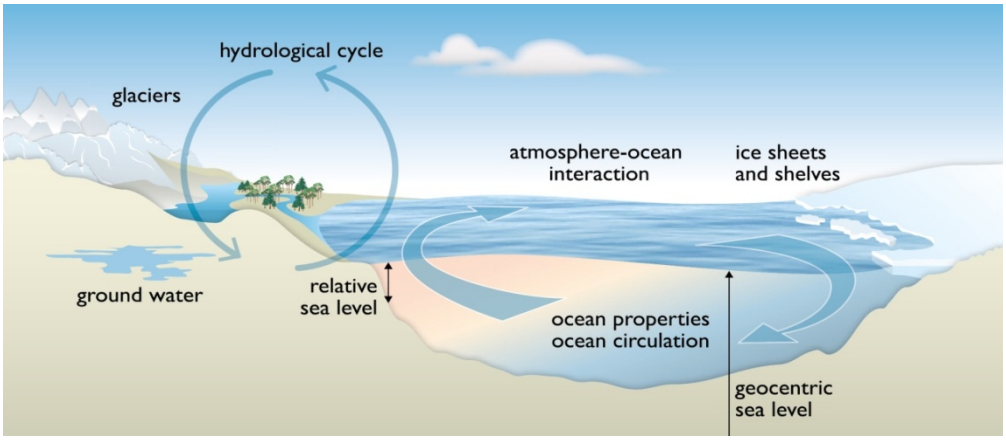


圖 2.22 影響區域或全球尺度海平面變化且與氣候變異相關的物理機制過程。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure13.1)

區域大氣壓力改變會影響海表面壓力，進一步導致海平面變化 (Wunsch and Stammer, 1997)。大氣壓力改變對海平面時空尺度變化的影響範圍也相當地廣泛，包含非常短暫的事件及幾十年或世紀的持續變化 (White *et al.*, 2005；Miller and Douglas, 2007；Zhang and Church, 2012)，前者如海浪和暴潮，後者如與氣候變異相關的海洋模態。

來自陸地的冰 (和水) 進入海洋後，亦會導致全球平均海平面的變化。海洋某處因陸冰融化增加其質量，此變化會迅速傳播至世界各地，所有地區在幾天內將會感受到海水因質量增加所造成的海平面變化 (Lorbacher *et al.*, 2012)。此外，由陸地流入的淡水將改變海洋的溫度和鹽度，進而改變洋流和當地海平面 (Stammer, 2008；Yin *et al.*, 2009)，此一變化則會經過數十年的時間緩慢地傳播全球海洋。大氣-海洋耦合系統可透過海氣反饋，調適由地表淡水所造成的溫度異常，產生海平面動態調整 (Okumura *et al.*, 2009；Stammer *et al.*, 2011)。陸地和海洋之間的水體交換時，因重力場的改變和地球黏彈性形變 (Farrell and Clark, 1976) 所造成的海底垂直運動，也會導致某種特殊的海平面變化樣貌，即所謂的“海平面指紋” (Clark and Lingle, 1977；Conrad and Hager, 1997；Mitrovica *et al.*, 2001)。質量分佈的改變同時也影響地球的慣性張量和旋轉，也因而反映出額外的海平面變化 (Milne and Mitrovica, 1998)。

其他與當代氣候變遷無關的物理過程也影響著海平面，造成的變化甚至大到足以影響區域和全球尺度觀測記錄和海平面預測的詮釋。以冰原為例，其具較長的反應時間，故能持續反映過去氣候變化的影響。特別是在上一次冰川消退期後，

海洋因流入的陸冰增加其質量，進而造成地球黏彈性形變及相對應的海底高度和重力變化。這些所謂的冰川均衡調整 (glacial isostatic adjustment, GIA) 仍然在持續進行中，並且顯著地影響現今的海平面變化 (Lambeck and Nakiboglu, 1984；Peltier and Tushingham, 1991)。

另一方面，人類的活動包括建立水壩水庫蓄水、灌溉操作、以及取用地下水等等，可能改變存儲在地表 (湖泊和水庫) 的水量或土地表面利用特性而影響逕流及蒸發率，這些人類行為將會擾亂水文循環，並導致海平面變化 (Sahagian, 2000；Wada *et al.*, 2010)。

海平面也可能因為地殼構造的變動或海岸過程而產生變化。地殼構造在地震時能產生快速的局部變化，並導致海嘯 (Broerse *et al.*, 2011)。地殼於震後的持續變形也會影響長期的海平面變化 (Watson *et al.*, 2010)。除了地震事件的發生外，地殼構造變動過程所造成的海平面變化相當地低，平均來說改變率約 0.1mm yr^{-1} 或更少 (Moucha *et al.*, 2008)。

在沿海地帶的泥砂運移和壓實對三角洲地區特別重要 (Blum and Roberts, 2009；Syvitski *et al.*, 2009)。上述的作用可支配局部地區的海平面變化，但對區域和全球尺度海平面變化而言不太重要。根據泥砂輸送到海洋的估算量 (Syvitski and Kettner, 2011)，其對全球平均海平面上升的貢獻僅有 0.01mm yr^{-1}。

海平面的趨勢具有十分複雜的空間變化，區域海平面的變化趨勢與全球平均海平面有很大的不同。由最近衛星測高觀測及過去幾十年的潮位數據重建的區域海平面分佈，學者發現水體體積效應為影響其變化的重要因子 (Levitus *et al.*, 2005；Lombard *et al.*, 2005b；Lombard *et al.*, 2005a；Ishii and Kimoto, 2009；Levitus *et al.*, 2009；Stammer *et al.*, 2013)，其中又以溫度所引起的體積效應 (thermosteric) 為主，而鹽度所造成的體積效應 (halosteric) 也會在某些局部區域產生重要的影響 (如：大西洋、孟加拉灣)，海洋環流模式的結果也證實以上的論述 (Carton *et al.*, 2005；Wunsch and Heimbach, 2007；Stammer *et al.*, 2011；Lombard *et al.*, 2009；Griffies *et al.*, 2014)。此外觀測以及海洋再分析資料 (Stammer *et al.*, 2011，2013) 也顯示在 20 世紀後期的水體體積效應空間變化隨著海洋大氣耦合系統中的氣候模態 (如：ENSO、NAO、PDO) 在時間和空間上同時產生擾動變化 (Levitus *et al.*, 2005；Lombard *et al.*, 2005a；Di Lorenzo *et al.*, 2010；Lozier *et al.*, 2010；Zhang and Church, 2012)。在這些情況下，區域海平面的變異與大尺度氣候變遷相對應

改變的風場以及海洋環流 (Kohl and Stammer, 2008) 有直接相關，例如在 1993 年至 2010 年期間對應赤道中至東太平洋信風的增強，造成熱帶西太平洋的海平面有明顯上升趨勢，而東太平洋則呈現顯著的海平面下降 (Timmermann *et al.*, 2010；Merrifield and Maltrud, 2011；Nidheesh *et al.*, 2012)。區域海平面趨勢的時空變化可能也會因特定的海洋而異，例如：1993 年至 2001 年間日本海的海平面上升趨勢為每年 5.4±0.3 毫米，幾乎是全球平均海平面上升趨勢的 2 倍，其中超過 80% 的增長是溫度所引起的體積效應 (Kang *et al.*, 2005)，這些皆與 2.5.2.2 節臺灣周遭海域海平面變化一致。

2.5.2 海平面之觀 (監) 測及長期變化

2.5.2.1 海平面之觀 (監) 測

海平面的觀 (監) 測的參考基準可為地球固體表面或地心座標。前者稱為相對海平面 (relative sea level, RSL)，後者則為所謂的地心海平面 (geocentric sea level)。相對海平面較常為利用潮位計量測之結果，其紀錄可長達上百年 (圖 2.23a)，大多被用來探討海平面變化對沿海區域的影響，不過需注意長達百年以上全球測站資料較少，近二十年來之潮位站資料較多也較可靠。地心海平面則是指 1990 年代初期迄今的二十年來利用衛星測高所得之結果 (圖 2.23b)。本節首先將介紹由潮位站、衛星遙測等觀測資料所評估的全球平均海平面變化趨勢，接著說明區域海平面與全球海平面變化的差異，最後將概述臺灣周邊海域海平面過去的長期變化。潮位觀測站最早在 18 世紀設置於北歐的一些港口，其後潮位站的數量不斷增加。由於潮位站在空間上不均勻分佈，量測的時間長度也有所不同，量測資料中甚至包含由地殼垂直運動所造成的訊號，因此學者發展各種不同的方法以克服上述問題。近年來，潮位計所得的量測資料已成功地被用以評估 20 世紀海平面的上升趨勢 (Douglas, 2001；Church and White, 2006；Jevrejeva *et al.*, 2006；Holgate, 2007；Jevrejeva *et al.*, 2008；Church and White, 2011；Ray and Douglas, 2011)。雖然平均海平面的長期趨勢本身包含了年際、年代際尺度的變異，而且各種不同方法所推估的變化在這些時間尺度下也存在著些許差異，研究仍得到一致的結論:全球平均海平面於 1900 年至 2010 年的長期趨勢大致上是每年上升 1.7 毫米 [1.5~1.9]，共上升了 0.19 公尺 [0.17~0.21] (圖 2.23a)。除此之外，幾乎能肯定的是在過去的兩個世紀裡，全球平均海平面上升的速率呈現增加的狀態。由於潮位的觀測資料常存在多年代際的低頻變化 (Chambers *et al.*, 2012)，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。若分析時考慮 60 年週期的振盪，學者們估算自 1900~2010 年全球平均海平面上升的加速度約為 0.000mm yr^{-2} [-0.002~0.002] (Ray and Douglas, 2011)、0.013mm yr^{-2} [0.007~0.019] (Jevrejeva *et al.*, 2008)、0.012mm yr^{-2} [0.009~0.015] (Church and White, 2011)。為了便於比較，Church and White (2011) 則未考慮 60 年週期的振盪，估算 1880~2009 年全球平均海平面上升的加速度為 0.009mm yr^{-2} [0.004~0.014]，這些結果顯示過去長期全球平均海平面上升速率的估計有相當的不確定性。

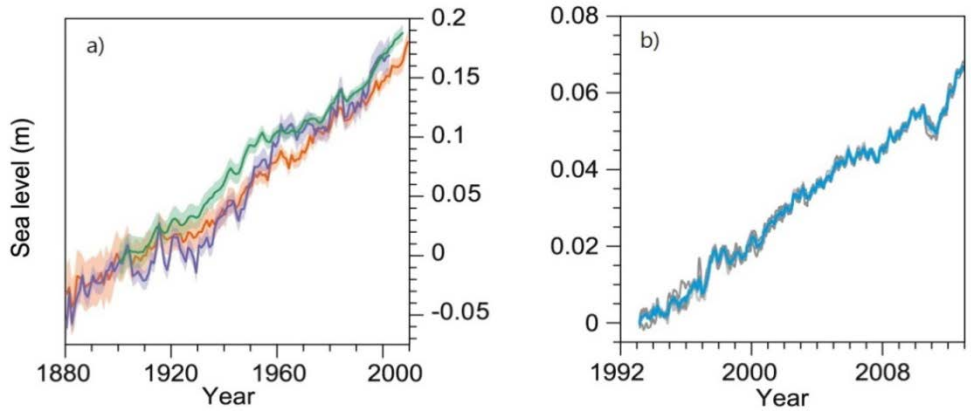


圖 2.23 (a) 三種不同方法由潮位觀測資料所得年平均全球海平面上升 (1900~2010)，橘線 (Church and White 2011)、藍線 (Jevrejeva *et al.*, 2008)、綠線 (Ray and Douglas, 2011)，(b) 五組 (CU, NOAA, GSFC, AVISO, CSIRO) 衛星測高海平面資料 (灰線) 及所有資料之平均 (淺藍線)。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure13.3)

高精度的衛星測高 (TOPEX/Poseidon) 始於 1992 年，提供了 10 天間隔、涵蓋南、北緯 66°間的海平面觀測資料。於 2002 年發射的 Envisat 衛星更可觀測到 ±82°，提供近乎全球的平均海平面記錄 (Ollivier *et al.*, 2012)。學者們分別利用衛星測高為基礎，建立全球平均海平面的時間序列。雖然不同研究群的資料在年際時間尺度上可能有細微的差異 (Masters *et al.*, 2012)，20 年的長期變化趨勢則大致上吻合 (圖 2.23b)。由於冰川均衡調整 (Glacial Isostatic Adjustment, GIA) 導致全球海洋盆地規模日益擴大 (Peltier, 2009)，對海平面的影響大約為-03mm yr^{-1}，估計海平面上升量必須考慮此一因素。考慮此一修正量後，在 1993 年至 2012 年期間全球平均海平面上升率約為每年 3.2 毫米 [2.8~3.6]。相較於整個 20 世紀的平均趨勢，1993 年以來的全球平均海平面呈現較高變化率，此一觀測是十分真實可信的。在相同的時期，潮位站的觀測數據也可見到相似的結果。但單就觀察

而言，進一步的詮釋還需考慮先前所提的年代際變化，上述的結果不一定反映平均海平面近年來的加速。另外，全球平均海平面自 2011 年快速增長，主要與 2011 年的反聖嬰現象有關 (Boening *et al.*, 2012)。

衛星測高結果 (圖 2.24) 亦清楚地顯示世界各地海平面在 1993 年至 2012 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。例如：位於西太平洋海域，海平面上升率比全球平均值高出約 3 倍；東太平洋海域則是比全球平均值低，甚至許多美洲西海岸的海平面於 1993 年至 2012 年期間呈現出下降的趨勢。海平面上升在空間上的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。除了上述的氣候自然變異之外，海平面的長期變化趨勢將隨時間持續累積，21 世紀 (甚至更久的將來) 世界各地的海平面變化

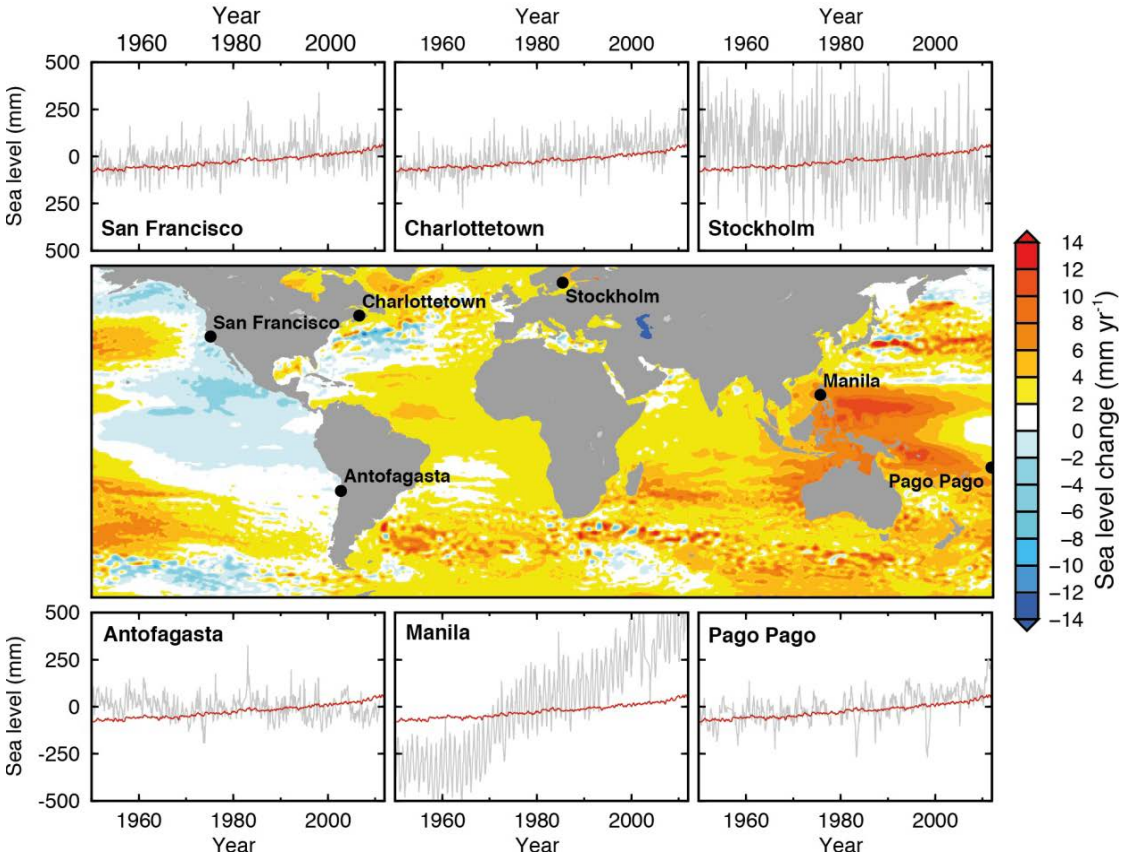


圖 2.24 由衛星測高資料所得海平面變化率 (1993~2012 年) 全球分布圖及六個選定潮位站 1950~2012 年之監測數據所得之海平面變化率 (灰線)，其中紅線所示為推估的全球平均海平面上升趨勢以利比較。(圖片摘自 IPCC AR5, 2013, FAQ13.1, Figure 1

可能會呈現出非常不同的樣貌。另外，沿海岸設置的潮位觀測站，可能量測到因海洋或陸地表面的垂直運動所導致海平面變化 (圖 2.24)。在很多沿海地區，陸地垂直運動很小，觀測紀錄所得的海平面長期變化趨勢與全球平均值相似，如：舊金山和帕果帕果 (Pago Pago)。在一些地區，陸地的垂直運動則產生重要的影響，如：斯德哥爾摩 (Stockholm) 地區於上次冰河期結束融化大規模 (超過 1km 厚) 的陸冰後，該區域地形隆起導致海平面呈現持續下降變化；在夏洛特敦 (Charlottetown) 地區，則是因陸冰融化過程產生地面沉降，進而導致相對海平面的提升。地球的板塊運動引起陸地的垂直運動，安託法加斯塔 (Antofagasta) 地區的陸地因為靠近活躍的俯衝帶 (納斯卡板塊俯衝到南美板塊下方) 穩定隆起，故相對海平面顯現出下降趨勢。陸地的垂直運動也可能因為人類活動 (如：超抽地下水) 產生非常局部且十分快速的變化，如：馬尼拉 (Manila) 因超抽地下水產生地層下陷，故海平面上升速率明顯高於全球之平均。

2.5.2.2 臺灣周遭海域長期變化

臺灣周圍海域位處於西北太平洋，如上所述此區域的海平面變化率約為全球平均之三倍，海平面上升為十分重要的研究課題。Wang (1998) 估計中國沿岸 20 世紀的海平面上升率大約為每年 2~3 毫米。部分區域因超抽地下水或過度的地表承載，其海平面上升率則受到很大的影響，如：天津的海平面上升趨勢約為每年 24.5 毫米至 50 毫米；上海的海平面上升趨勢則為每年 6.5 毫米至 11.0 毫米。另外，Li *et al.* (2002) 利用 TOPEX/Poseidon 衛星測高資料研究 1993 年至 2000 年間南中國海的海平面變化趨勢，他們發現在淺層大陸棚海平面上升趨勢普遍較低、最高上升趨勢發生在呂宋島西部約為每年 27 毫米，整體上，海平面變化約為每年上升 10 毫米。海平面的快速上升可歸因於南中國海上層海洋的迅速增溫。Cheng and Qi (2007) 進一步利用較長的衛星測高數據 (1992~2006 年) 分析南中國海的變化。他們發現 1993~2000 年呈現 11.3mm yr^{-1} 的上升速率，隨後 2001~2005 年則為 11.8mm yr^{-1} 下降率。這些結果指出南中國海區域的海平面的確有顯著的變化，且受到熱對流的影響。

中央氣象局 2014 年對臺灣沿海基隆、高雄、淡水、蘇澳等 4 處潮位站的歷年潮位資料 (長度為 67~27 年) 進行均一化 (homogeneous) 校正，再針對 1994 年至 2013 年間資料分析 18 個月移動平均海平面，並比對減除潮位站參考基準點之高程 (Digital Elevation Model) 變動數據後，獲得海平面上升趨勢最近 20 年 (1994~2013 年) 平均為每年 3.4mm (圖 2.25)，較先前估計的上升趨勢小，與 IPCC

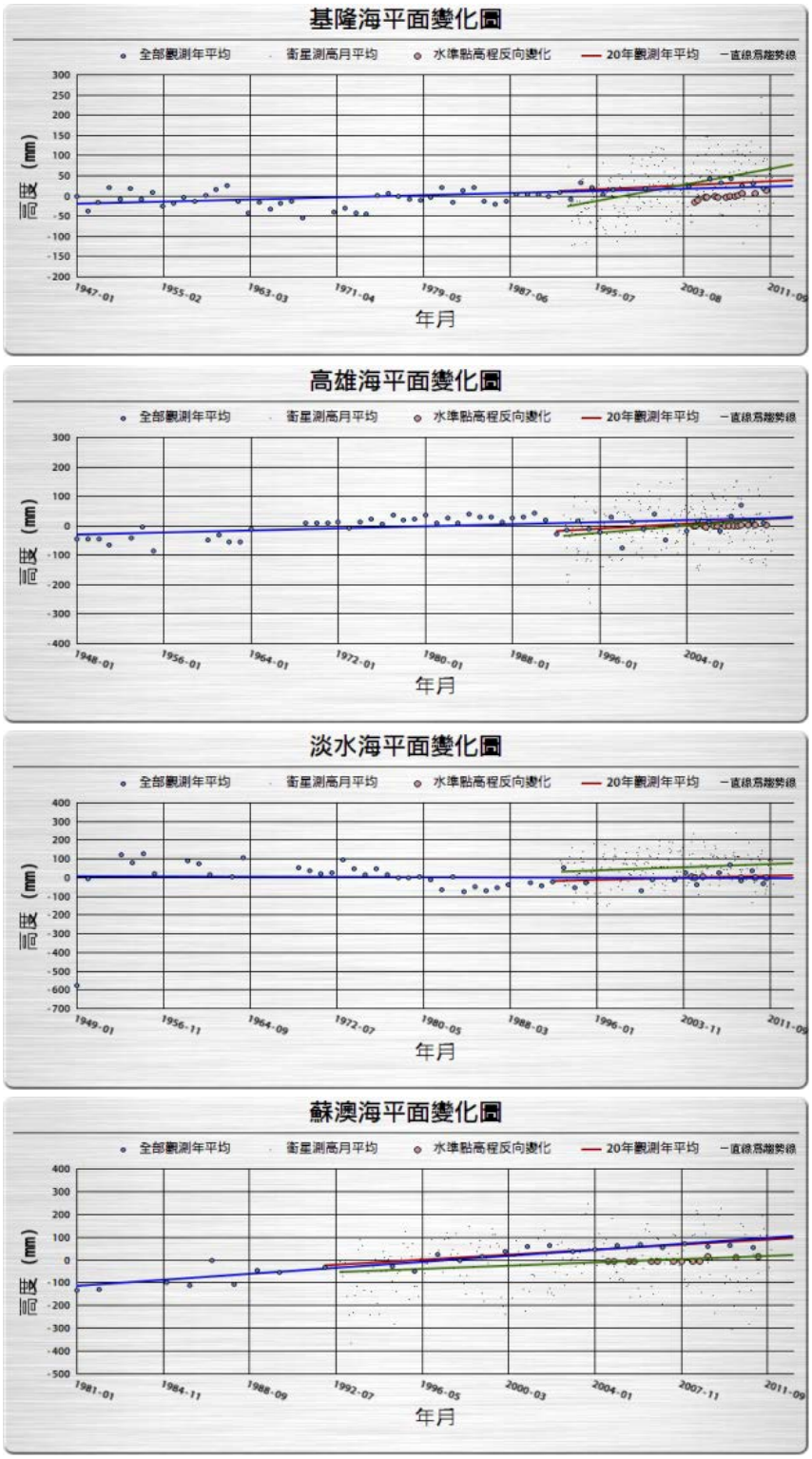


圖 2.25 (a) 基隆站、(b) 高雄站、(c) 淡水站和 (d) 蘇澳站之海平面觀測資料平均及變化趨勢。藍點符號為潮位觀測資料月平均、粉色點符號為水點高程測量資料偏差並乘以負 1、細綠點符號為鄰近格點衛星測高資料月平均，各種顏色直線為其相對資料線性趨勢，潮位觀測月平均資料並另加最近 1994~2013 年線性趨勢紅色直線。(資料來源：中央氣象局)

AR5 公布的 1993 年至 2010 年全球平均海平面上升幅度 (每年 2.8mm 至 3.6mm) 相當接近。目前仍持續對其餘 13 處潮位站歷史資料進行均一化校正，以取得更具代表性的海平面變化趨勢。近期，Tseng *et al.* (2010) 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。長期潮位觀測資料顯示 1961 年至 2003 年間海平面上升趨勢平均為+2.4 mm yr^{-1} (圖 2.26)，較全球平均值 (+1.8mm yr^{-1}) 為大。若僅考慮 1993 年至 2003 年期間，海平面的上升趨勢約為 5.7mm yr^{-1}，亦較全球平均 (3.1mm yr^{-1}) 顯著。衛星測高數據在同一時期也顯示出與潮位數據分析相當一致的結果，臺灣附近各地海平面的上升趨勢約為 5.3mm yr^{-1} (圖 2.27 及表 2.2)。比較海溫之距平值 (圖 2.19 參照) 則可發現上層海洋的熱膨脹和熱對流 (Oey *et al.*, 2015) 顯著地影響臺灣附近海域海平面的長期變化。

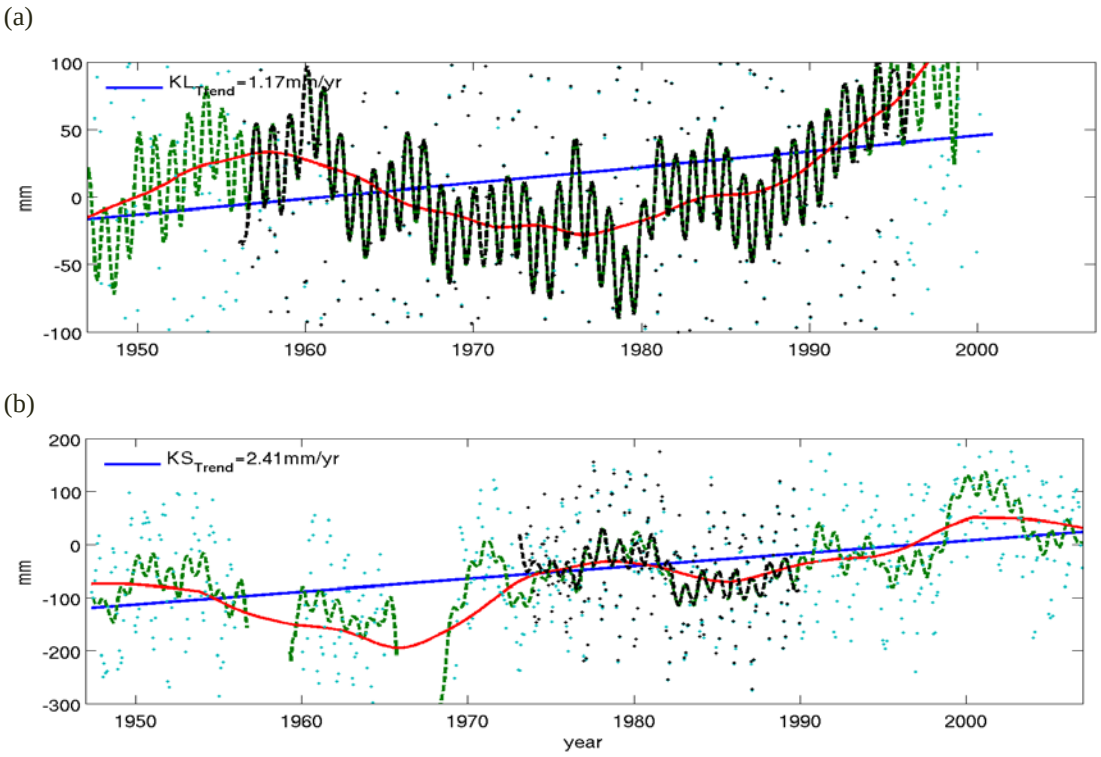


圖 2.26 (a) 基隆站和 (b) 高雄站之海平面觀測資料月平均及變化趨勢。點符號為觀測資料、虛線為 18 個月移動平均、直線為線性迴歸所得之趨勢、實曲線為為局部加權回歸散點平滑法(Locally weighted scatterplot smoothing, LOESS) 分析所得的非線性變化趨勢 (Tseng *et al.*, 2010)

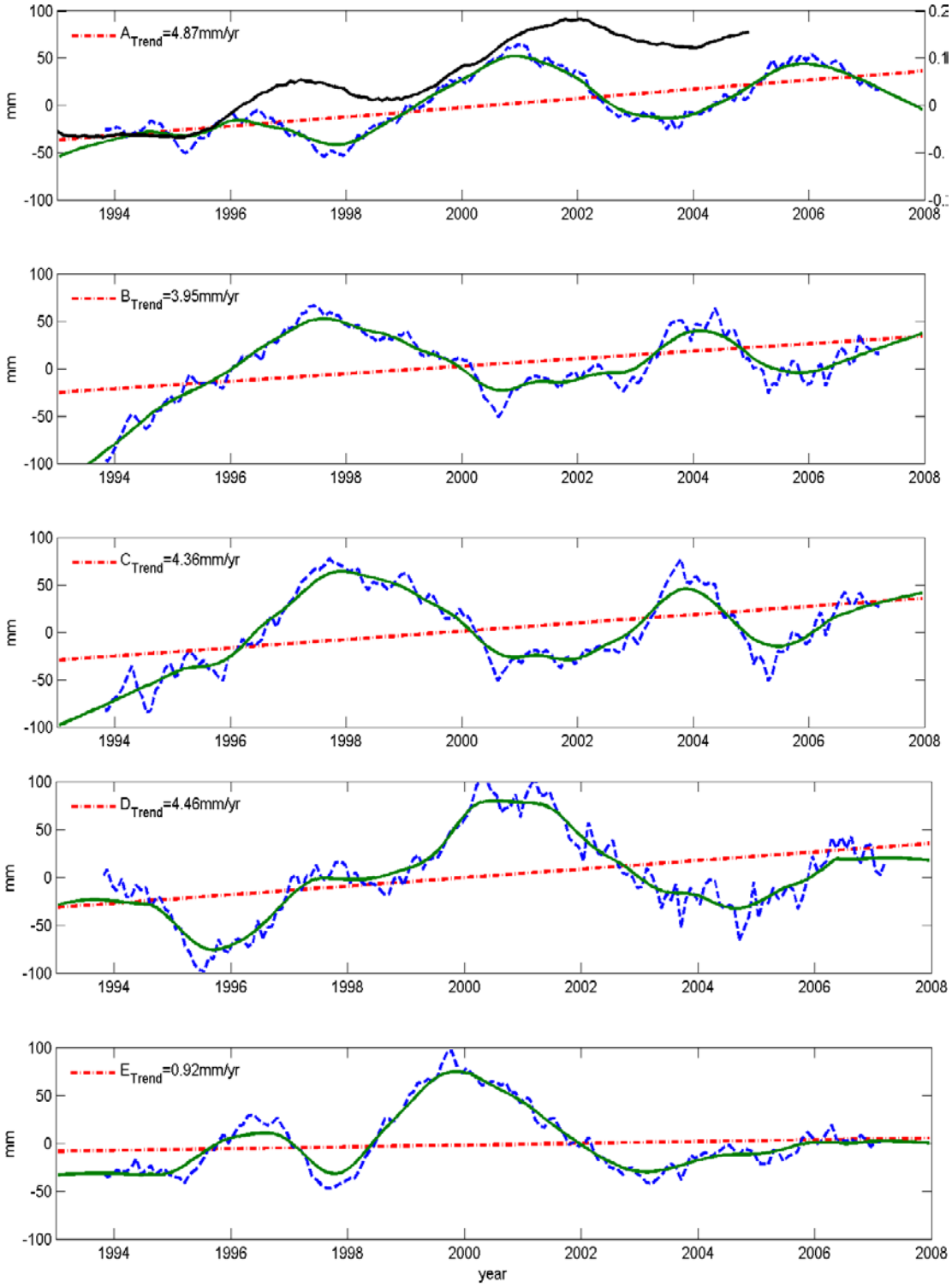


圖 2.27　臺灣周遭海域 1993~2007 年衛星測高數據所推估之海平面變化趨勢。虛線為觀測數據經 18 個月移動平均之結果、虛點直線為線性迴歸所得之趨勢、實曲線為 LOESS 分析所得之非線性變化趨勢 (Tseng *et al.*, 2010)

表 2.2　由潮位站及衛星測高數據利用 LOESS 分析方法所推估之臺灣附近海域平均海平面上升趨勢 (mm yr^{-1}) (Tseng *et al.*, 2010)

	1993~2003	1961~2003	1955~2003	Entire Periods
Hong Kong (HK)	4.0	2.1	0.2	0.6 (1951~2006)
Kanmen (KM)	2.0	1.7	—	1.4 (1960~2007)
Kaohsiung (KS)	7.3	4.9	3.4	1.9 (1949~2006)
Keelung (KL)	–0.3	0.8	0.5	0.8 (1948~2006)
NAHA (NH)	3.5	2.5	—	3.4 (1968~2007)
NASE (NS)	4.3	0.4	—	–0.1 (1959~2007)
Penghu (PH)	17.1	4.3	11.0	10.5 (1956~2006)
Xiamen (XM)	7.8	2.7	2.3	2.3 (1955~2003)
Mean (tide gauges)	5.7	2.4	3.5	
Mean (altimetry)	5.3	—	—	5.0 (1993~2007)
Global (IPCC, 2007)	3.1	1.8	—	

2.6 海洋酸化

2.6.1 人為二氧化碳與海水酸化

自工業革命以來，人類大量燃燒化石燃料，排放大量的二氧化碳 (CO_2) 氣體到大氣，造成大氣中的二氧化碳分壓 (pCO_2^{atm})，從 1850 年時的 280μatm，急速上升到 2014 年的 400μatm。這些因人為活動而釋放到大氣的二氧化碳，通稱為「人為二氧化碳」。目前大氣二氧化碳的濃度，是過去 80 萬年來最高 (Luthi *et al.*, 2008)，而且持續加速上升中。

二氧化碳是一種溫室氣體，於大氣的累積，會加強溫室效應，造成全球暖化。海洋是碳的大儲存庫，溶解在海水中的無機碳量，為整個大氣二氧化碳量的 50 倍以上。海洋同時也是大氣二氧化碳的匯，於工業革命以來，從大氣中吸收了約 155Pg 的碳，是人為二氧化碳排放量的四分之一 (Sabine *et al.*, 2004)，且每年透過海氣交換持續從大氣吸收 2Gt 的碳 (Takahashi *et al.*, 2009)。但另一方面，二氧化碳同時也是酸性氣體，越來越多的二氧化碳溶在海水裡，海水酸鹼值 ($pH=-\log[H^+]$) 就會越來越低；工業革命以來，海洋表水 pH 平均值便由 8.2 下降至 8.1，

估計在 21 世紀末，海洋表水 pH 將達到 2,000 萬年來的最低值。如此顯著且快速的海水酸化，正威脅著整個海洋生態，特別是降低海洋生物形成碳酸鈣殼體或骨架的能力 (Feely *et al.*, 2009；Orr *et al.*, 2005)。

海洋酸化是指海水 pH 值於一段時間內 (通常指幾十年或更長時間)，隨時間持續下降的現象。造成 pH 值下降的原因，主要是因為越來越多的二氧化碳溶在海水裡，產成碳酸 (H_2CO_3) 並從而解離出氫離子 (H^+)。其化學公式如下：

$$CO_{2(g)} + H_2O_{(l)} \rightleftharpoons H_2CO_{3(aq)}$$

$$H_2CO_{3(aq)} \rightleftharpoons H^+_{(aq)} + HCO^-_{3\,(aq)}$$

$$HCO^-_{3(aq)} \rightleftharpoons H^+_{(aq)} + CO^{2-}_{3\,(aq)}$$

由碳酸解離出的氫離子，大部份會與海水中的碳酸根 (CO32-) 結合，形成碳酸氫根 (HCO3-)。水中的碳酸根濃度下降，海水的碳酸鈣飽和度 (文石飽和度：ΩAra；方解石飽和度：ΩCal) 也跟著下降 (Feely and Chen, 1982)。圖 2.28 是 HOT (Hawaii Ocean Time-Series，22o45'N, 158o W) 測站 1988~2011 年間的相關碳化學參數時間序列，清楚顯示出海水二氧化碳分壓 (pCO2sea) 與 pCO2atm 同步增加，而 pH、[CO32-]、ΩAra 及ΩCal 則隨之下降。造成海水酸化的其他因素，還包含自然釋放或人為排放化學物質到海洋，例如海底火山活動的增加、有機質分解率增加、陸源的酸性物排放增加、大氣的酸性物沉降通量增加…等等。

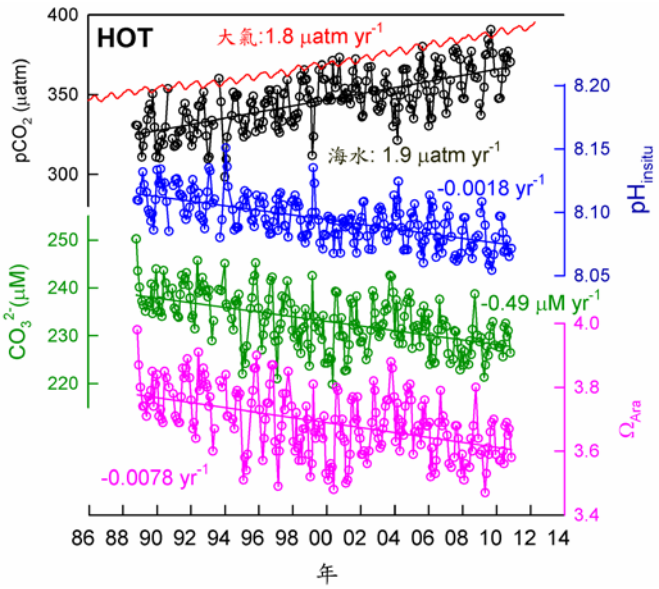


圖 2.28 HOT 測站 1988~2011 年間的表水二氧化碳分壓 (黑)、原位 pH (藍)、[CO_3^{2-}] (綠)，以及 Ω_{Ara} (粉紅) 時間序列。(數據取自 Dore *et al.*, 2009；夏威夷 Mauna Loa 測站 1986~2011 年的實測大氣二氧化碳分壓(紅)時間序列，數據取自 Scripps Institution of Oceanography CO_2-Program)。實線及數字分別代表回歸線及斜率。

海水酸化將對整個海洋生態有深遠的衝擊，從實驗、現場考察至地質記錄，都顯示出海洋生態對海水二氧化碳的增加 (pH 與碳酸鈣飽和度同時因此下降) 有負面的反應 (Doney *et al.*, 2009；Fabry *et al.*, 2008)。一些物種 (例如：海草) 目前看來在較低 pH 下有較好的成長率，但很多物種如蛤、牡蠣、珊瑚，其形成碳酸鈣外殼或骨架的能力，隨著 pH 的下降而降低。此外，某些魚類或是貝類，在較低 pH 的環境下，其生理機制亦會受到負面的影響 (Bijma *et al.*, 2002；Kroeker *et al.*, 2010)。

2.6.2 酸化的現況

海洋 pH 值主要受到海氣二氧化碳交換、微生物的光合作用、呼吸作用，以及碳酸鈣的形成及溶解所控制。表層海水的 pH 主要受控於海氣二氧化碳交換、生物作用 (例如：光合作用)，以及水文特徵 (湧升強度、水團來源) 所控制。在透光層 (約表層 200 公尺) 下，pH 主要受到透光層掉下來的有機質分解、水團來源不同、以及人為二氧化碳入侵所控制。在大洋，人為二氧化碳的穿透量隨著深度的增加而遞減。大洋的酸化率，整體也是隨著深度的增加而遞減 (Dore *et al.*, 2009；Gonzalez-Davila *et al.*, 2010)。

假設海氣二氧化碳交換達到平衡，海洋表水 pH 在過去 20~30 年間，平均每年應下降約 0.0017。然而，海洋表水的 pH 有明顯的季節性變化，因此要觀測到海水 pH 整體是否有明顯下降，需要長期的實測時間序列以作分析。表 2.3 列出各測站已發表的相關表水碳化學參數，以及時間變率。目前已發表有十年以上、並以碳化學為研究目的的時間序列測站，在太平洋有 HOT 測站及 137ºE 測線，在大西洋有 BATS (Bermuda Atlantic Time Series Study，31º50’N, 64º10’W) 測站及 ESTOC (European Station for Time Series in the Ocean at the Canary Islands，29º04’N, 15º15’W) 測站；在邊緣海則有北美的 CARIACO (Carbon Retention in a Colored Ocean Project，10°30’N, 64°40’W) 測站、冰島海的 IS (Iceland Sea，64º33’N, 28ºW) 測站，以及臺灣設立在南海的 SEATS (South East Asia Time-Series Study，18ºN, 116ºE) 測站。

表 2.3 顯示各實測 pH 時間序列都呈現下降趨勢，下降率在-0.0004 yr^{-1} 至-0.0024 yr^{-1} 之間，表示海洋整體在酸化中。測站間的大氣二氧化碳分壓上升率在 1.6μatm yr^{-1} 至 2.1μatm yr^{-1} 之間。除了邊緣海的測站，其他測站大氣以及海水的

二氧化碳分壓上升率相當一致：pH 下降率在-0.0015 yr^{-1} 至-0.0019 yr^{-1} 之間。此一數據與理論值向當一致 (在海氣二氧化碳交換達到平衡的情下，以熱力學算得的酸化率為-0.0016 yr^{-1} 至-0.0018 yr^{-1})。此一致性表示大洋表水的酸化，主要是大氣二氧化碳增加所造成，並且可以據之估算。CARIACO 測站的海水二氧化碳分壓上升率雖然與大氣的一致，但 pH 下降率卻只有估計的 24%。IS 測站冬天海水二氧化碳分壓上升率比大氣的快了 27%，而 pH 下降率則比估計快了 41%。SEATS 測站雖然未有 pH 時間序列的數據發表，然海水二氧化碳分壓上升率卻比大氣的快了 52%；研判在研究期間，SEATS 測站的酸化率，應該明顯會比大氣二氧化碳增加所估算的酸化率來得高。以上結果顯示，邊緣海的海水酸化，除了人為二氧化碳增加外，還有其他影響因子。

表 2.3. 已發表之碳化學時間序列測站的 pCO_2^{atm}、pCO_2^{sea}、pH、$[CO_3^{2-}]$、Ω_{Ara}，以及 Ω_{Cal} 長趨勢變化率。數據分別取至 137°E 測線 (Midorikawa *et al.*, 2010)、BATS 測站 (Bates, 2007)、CARIACO 測站 (Astor *et al.*, 2013)、ESTOC 測站 (Gonzalez-Davila *et al.*, 2010；Santana-Casiano *et al.*, 2007)、HOT 測站 (Dore *et al.*, 2009)、IS 測站 (Olafsson *et al.*, 2009)，以及 SEATS 測站 (Sheu *et al.*, 2010)。

測站	觀測時間	長趨勢變化率				
		pCO_2^{atm} ($\mu atm yr^{-1}$)	pCO_2^{sea} ($\mu atm yr^{-1}$)	pH (yr^{-1})	$[CO_3^{2-}]$ ($\mu mol kg^{-1} yr^{-1}$)	Ω_{Ara} Ω_{Cal} (yr^{-1})
137°E 測線	1983-2007	--	Winter: 1.58±0.12 Summer: 1.37±0.33	Winter: -0.0018±0.0002 Summer: -0.0013±0.0005	--	--
BATS	1983-2005	1.78±0.02	1.80±0.13	-0.0017±0.0003	-0.47±0.09	0.007±0.002 0.011±0.002
CARIACO	1996-2008	--	1.95±0.48	-0.0004±0.0005	--	--
ESTOC	1995-2004	1.6±0.7	1.55±0.43	-0.0015±0.0007	-0.90±0.08	-0.0140±0.0018 0.0135±0.0016
HOT	1988-2007	1.68±0.03	1.88±0.16	-0.0019±0.0002	-0.49	-0.0078
IS	1985-2006	1.69±0.04	Winter: 2.15±0.16	Winter: -0.0024±0.0002 Summer: -0.0017±0.0009	--	Winter: -0.0072±0.0007 -0.0117±0.0011
SEATS	1999-2008	2.1	3.2	--	--	--

2.6.3 近岸優養化與酸化

除了人為二氧化碳所造成的海水酸化以外，海水優養化是另一個造成近岸水體酸化的因素。主要是因為河流帶來的營養鹽量增加，增加了鄰近海域的生產力。這些有機碳會慢慢沉積到海底，夏季表水受熱，海水層化較明顯，減少海水的垂直交換。這些有機質一旦分解，除了消耗底水溶氧外，同時也會釋出二氧化碳及酸，造成海水酸化。出現低氧的區域，由 1970 年的 60 個，增加到 1990 年的 300 個，並快速於 2007 年達到 400 個，影響面積超過 245,000 km^2 (Diaz and Rosenberg, 2008)。圖 2.29 顯示東海陸棚與墨西哥灣以北，次表層水 pH 與溶氧的正相關性，即溶氧越低，pH 就越低。值得注意的是，當溶氧由飽和到被耗盡，pH 下降 0.34，是工業革命至今，人為二氧化碳所造成海水酸化的 3 倍以上。流進東海的長江水，其營養鹽濃度持續上升 (Wang, 2006)，造成東海底水低氧面積廣達 12,000 km^2 (Chen *et al.*, 2007)。東海進一步的優養化，將加快東海海水的酸化，更可能進一步影響到臺灣北部海域的酸化。

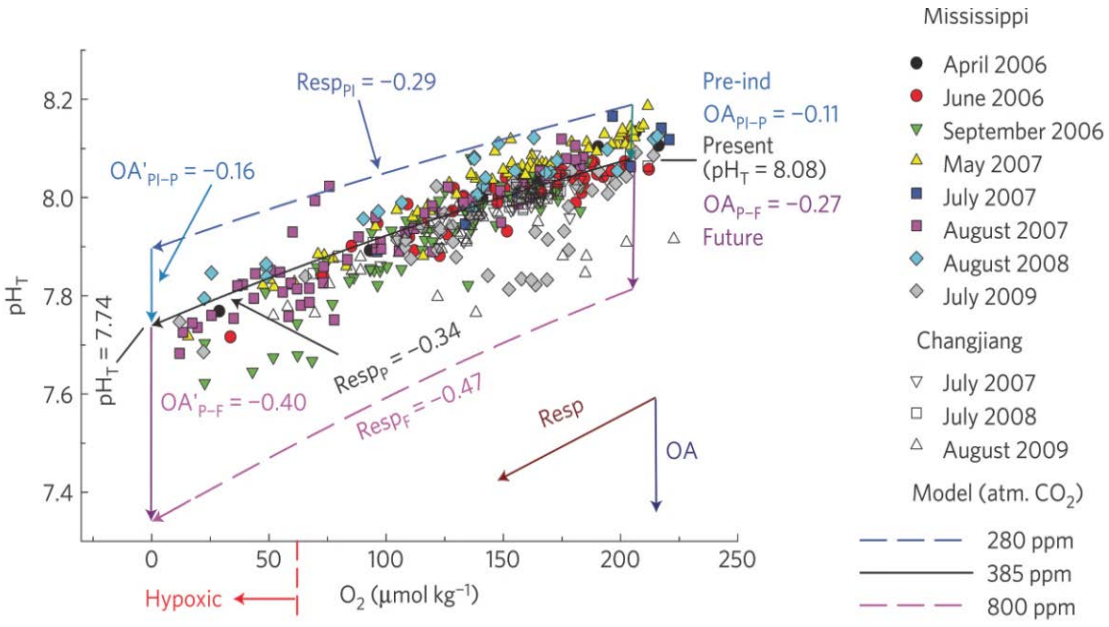


圖 2.29　北墨西哥灣及東海陸棚次表層水，實測與模擬 pH 對溶氧分布。實心及空心符號分別是北墨西哥灣及東海陸棚的實測數據 (鹽度>32，深度>12m)，藍色虛線、黑色線，及粉紅色虛線分別為大氣二氧化碳分壓為 280μatm (工業革命前)、385μatm (現今)，及 800μatm (2100 年時) 之模擬結果。OA 及 Resp 分別代表大氣二氧化碳及微生物呼吸作用所造成之 pH 改變量。(摘自 Cai *et al.*, 2011，圖 2)

綜上所述，人為二氧化碳排放造成的海水酸化，已是一個不爭的事實。大洋的海水酸化速率，與假設海氣二氧化碳交換達到平衡情況下的酸化率相當一致。模擬結果顯示暖化並不會加快海水酸化，但大氣二氧化碳分壓的增加，將令 2100 年時海水的 pH 比工業革命前的低 0.3~0.4。高緯度海域的Ω_{Ara}將先下降到低於飽和值，在兩極海域Ω_{Ara}低於飽和時，熱帶及亞熱帶海域的Ω_{Ara}仍然接近 300%。海水優養化是另一個造成近岸水體酸化的重要因素，其造成的海水酸化，可達工業革命至今之人為二氧化碳所造成海水酸化的 3 倍以上。除大氣二氧化碳增加的因素，在其他因素的加乘影響下，海洋生態遭受海水酸化衝擊的時間，將要發生的更早。

2.7 古海洋

2.7.1 古海洋代用指標概述

IPCC AR5 (2013) 提出：現今 (2011) 大氣中溫室效應氣體濃度已超過過去 80 萬年冰心記錄到的最高濃度，二氧化碳濃度比工業革命前足足高出 40%，而且目前溫室效應氣體上升速率及其所伴隨之輻射增溫效應也遠超出原先科學家所預期，海洋也因吸收大量二氧化碳而產生酸化現象，且自 19 世紀中期以來，海水面由於受熱膨脹效應影響上升的速度一直高於過去兩千年的平均速度，大多數跡象顯示未來地球氣候系統的變暖是毋庸置疑的。

面對我們所居住這複雜龐大的地球氣候系統，過去百年氣候觀測所提供的訊息，仍不足以滿足我們對於地球氣候了解的渴望。獲得氣候與海洋系統於地球歷史上的演變歷程的資訊，將有助於我們辨識氣候系統的自然律動以及人類對於整個氣候系統的衝擊與影響程度，進而提升我們推估氣候變遷之能力。過去數十年來，科學家已能利用鑽井的方式取得珍貴的深海岩心沉積物，分析由深至淺的層序保存地球過去至今之變化，應用沉積物中的代用指標來重建現代至數百萬年時間尺度的地球氣候變化檔案 (Climate Archives)，包括表層與深層海洋環流演化、海水表面溫度、鹽度、生物生產力等變化與氣候變遷的關係。常用的古氣候代用指標包括微體化石與有機與無機地球化學等兩大類 (文字框 2.3)。

文字框 2.3 古氣候代用指標

❖ 微體化石

岩心沉積物中的微體與超微體化石如：有孔蟲、放射蟲、鈣板藻、矽藻等，其群聚的時空分佈得用以推估過去海洋的溫度、鹽度、水團性質、洋流格局與生物生產力等的變化，並可據以推論全球風場與氣候帶在不同經緯度的季節性擴張與收縮。其中較為廣泛應用的有孔蟲，依其生存環境又可分為浮游性與底棲性。隨著不同緯度、海域又有其專屬優勢種屬。科學家能藉由沉積物中有孔蟲種屬的分類鑑別，推測過去相對海域之水團特性。再者，有孔蟲造殼時，殼體元素組成會與其生活環境的海水達成平衡，死亡後沉降到海底的有孔蟲殼體所含之氧同位素 (18O 及 16O) 比、鎂/鈣比、鍶/鈣比等，經由轉換可良好反應過去全球冰川體積及海水表面溫度、鹽度變化。另外，沉積物中特定有機物質，如長鏈狀正烷類和烯酮類不飽合有機物、TEX86 (TetraEther indeX of tetraethers consisting of 86 carbon atoms) 指標與 BIT (Branched and Ioprenoid Tetraether) 指標等，亦可作為重建海水表面溫度及作為反映過去海洋表層基礎生產力變化的指標，成為識別氣候變化的有效參數。

❖ 有機與無機地球化學

近年科學家亦使用沉積物中特定有機物質進行分析，如產自海洋鈣板藻 (Coccolithphophores) 之含 37 個碳的長鏈狀烯酮 (C37 alkenone)；利用這些烯酮的不飽合度所建立 $U^{K'}_{37}$指標 (Alkenone Unsaturation Index) 可重建海水表面溫度變化。另外利用產自海洋 Thaumarchaeota 門的奇古菌所產生，以異戊二烯為單元所組成的甘油二甲基甘油四醚酯 (Glycerol Dialkyl Glycerol Tetraether, GDGT) 所建立 TEX86 (TetraEther indeX of tetraethers consisting of 86 carbon atoms) 指標亦可重建海水表面溫度變化，甚至在一些特定的海洋環境下可反映海洋次表層水的溫度變動。長鏈狀正烷 (Long-Chain n-alkane)、脂肪酸 (Long-Chain Fatty Acids) 或木質素 (Lignin) 的組成與其碳、氫同位素成分可指示周邊陸地的植被組合與降雨變化；另外基於土壤厭氧細菌所產生的分支狀 GDGT (Branched GDGT) 與海洋奇古菌所製造的 GDGT 之相對比例所建立的 BIT 指數，則反映周邊陸地土壤的侵蝕情形。海洋沉積物岩心之碳酸鹽 (CaCO3)、總有機碳 (TOC, Total Organic Carbon)、蛋白石 (Opal) 含量與碳氮比 (C/N Ratio)，可用以推估鄰近站位所鑽取之其他岩心之生物含量變化趨勢，並瞭解此海域生物生產力的長期變化及其在全球碳循環中所扮演的角色，以及與全球氣候變化的關聯性。藉由岩心表面反射色可估測海洋沉積物岩心之陸源鐵氧化物含量。鐵氧化物反射色經驗公式已成功運用在西赤道太平洋與南海的古海洋研究上 (Zhang *et al.*, 2009；Zhang *et al.*, 2007)。又如 Harris and Mix (1999) 於南美洲亞馬遜沖積扇的研究，應用岩心沉積物中針鐵礦及赤鐵礦含量，推估過去亞馬遜流域之古環境、古氣候變化。

2.7.2 自上次冰盛期以來的海洋變化

地球的氣候變化具有多重時間尺度的特性。在過去千萬年的地質時間尺度，主要受控於海陸分佈等古地理因素以及大氣二氧化碳濃度變化。在百萬年的時間尺度上，主要受地球構造活動影響。千萬年的時間尺度，則是受到地球繞日軌道週期 (10 萬年、4.1 萬年、2.3 萬年) 的軌道力週期變化所控制，造成地球不同緯度、季節所接收的日照輻射入射量差異，再加上地球氣候系統內部二氧化碳的反饋機制，產生以 10 萬年為主要週期的冰期-間冰期旋迴。而較為大眾所關注的短時間尺度 (1~100 年) 氣候變化，主要為日照輻射強度、火山噴發、海洋與大氣交互作用與人為活動及其所製造的溫室氣體所影響。

冰期與間冰期的循環變化導致冰原面積的擴張與縮減，間冰期時大量融冰注入海洋的淡水影響全球海水面升降、深海洋流系統、高低緯度間的熱量傳輸，甚至整個海洋–大氣氣候系統的變化。距今 11 萬年至 1 萬年間地球處於末次冰期狀態，在此期間存在著 25 次的大幅度冰川消長冷暖變化現象。在最近一次冰期期間，格陵蘭冰心及北大西洋沉積岩心分別記錄到大振盪幅度的千年尺度大氣溫度振盪 (Dansgaard-Oeschger Oscillations) 及漂冰碎屑事件 (Ice-Rafted Debris；Heinrich events)。類似於在格陵蘭冰心及北大西沉積岩心所記錄的千年尺度氣候震盪，也存在於北半球中低緯度的陸地和海洋記錄中。在北半球在最近一次冰期期間，南極冰心記錄到的千年時間尺度大氣溫度的振盪幅度比在格陵蘭冰心所記錄到的幅度小，而且幾乎是呈現反相位 (Anti-Phased) 變化。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，雖然由其振盪的間隔來看似乎有週期性存在。IPCC AR5 (2013) 從氣候模式研究及相關海洋指標推論，造成此千年-百年氣候震盪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。

臺灣古海洋研究利用東海沖繩海槽岩心 MD012404，重建距今 4 萬年以來的百年至千年尺度黑潮主流區的古海溫變化 (圖 2.30a)。MD012404 岩心以加速器 ^{14}C 定年的有孔蟲鎂 / 鈣 SST 記錄，可表現出從沖繩海槽中部的千年尺度 SST 變化。黑潮主流區的 SST 表現出兩個梯次的變化 – 21ka B.P. 以來的氣候變暖，與在 14.7ka B.P. 和 12.8ka B.P. 的趨冷 (大約 1.5°C) –本紀錄亦顯示黑潮海溫在北半球高緯地區變冷的新仙女木事件中呈現不變或甚至有增暖 (大約 1.5ºC~2°C) 的現象 (Chen *et al.*, 2010)。在北半球寒冷的期間 (距今 2-4 萬年，圖 2.30b)，黑

潮海溫也表現出千年尺度增溫的現象，並與南極地區的增溫事件的時間相同。因此，本紀錄顯示，西北太平洋副熱帶在 20~40ka B.P. 前之間，明顯表現出 “似南極般的” 千年尺度的增溫現象。這增溫現象可能受控於在北太平洋高緯趨冷時期，因經度向風應力和溫度梯度變化，所產生的海洋快速反應調整作用。

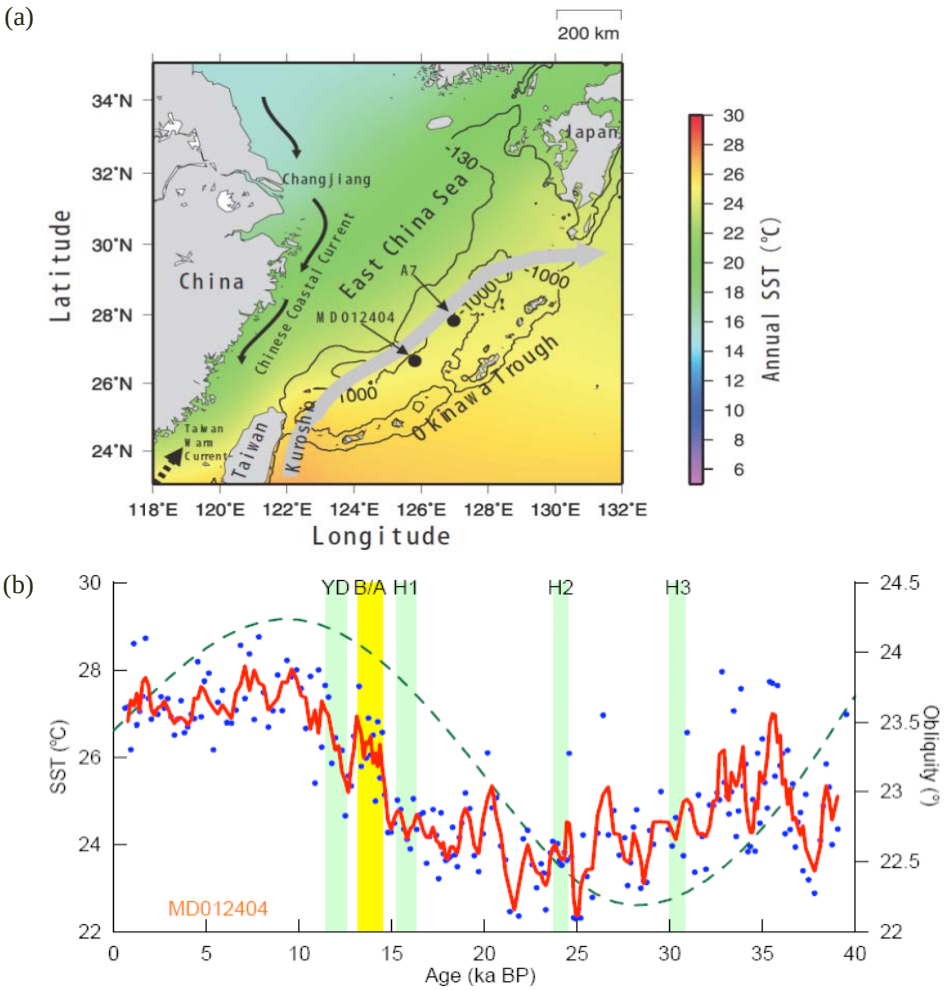


圖 2.30 (a) 位於東海沖繩海槽大陸坡之岩心 MD012404 位置、與東海海底地形，年均海水表面溫度分布變化，與入侵沖繩海槽黑潮主流 (灰色)。(Chen *et al.*, 2010) (b)由 MD012404 岩心資料推估之黑潮主流區最近 40ka B.P. 之古海洋海水表面溫度變化(YD: 北半球高緯新仙女木冷期事件 ; B/A: 北半球高緯阿勒羅德暖期事件 ; H: 北大西洋漂冰碎屑冷期事件)。(Chen *et al.*, 2010)

距今 21,000 年左右，全球冰川體積到達極致，此一時期稱之為上次冰盛期 (Last Glacial Maximum, LGM)；而後進入明顯的冰消期，大量融冰在 13,000 年內使全球平均海水面上升 130 公尺 (Lambeck *et al.*, 2002b)。IPCC AR5 (2013) 顯示

從最新的珊瑚研究記錄獲知，在此期間發生在北半球阿勒羅德暖期，海水面在340年內迅速上升 20 公尺 (Deschamps *et al.*, 2012)。冰消期末時，地球歷經新仙女木事件 (Younger Dryas) 數百年的短暫回冷，此時冰川再度擴張，海水面也再次下降。而後進入間冰期經歷了全新世暖期、中世紀氣候適宜期、小冰期等。第五次評估報告研究顯示過去 7,000 年至 3,000 年間，海水體積增加，導致海水面上升 2~3 公尺 (Lambeck *et al.*, 2004b；Lambeck., 2010)，其中有 10%的貢獻是來自於南極洲西部冰原的消融 (Stone *et al.*, 2003)。

在臺灣鄰近海域的古海洋紀錄研究中，利用沉積速率泥質區所採取的岩心可顯示最近數千年的快速氣候轉變事件。臺灣鄰近海域主要的洋流有黑潮、中國沿岸流 (China Coastal Current , CCC) 與臺灣暖流 (Taiwan Warm Current, TWC)。黑潮終年經沖繩海槽流過東海東邊，中國沿岸流受亞洲冬季季風影響，在冬季時沿著中國大陸沿岸流往南方而臺灣暖流主要在夏季時經臺灣海峽進入東海。最近研究運用 TEX_{86} (TetraEther indeX of tetraethers consisting of 86 carbon atoms) 指標與 BIT (Branched and Ioprenoid Tetraether) 指標於海洋岩心 MZ01 (26°32.82'N, 120°50.94'E) 重建東海 (近閩江口) 過去 8000 年的氣候變化 (圖 2.31a)。海洋泉古菌 (Crenarchaeota) 中 GDGTs (Glycerol Dibiphytanyl Glycerol Tetraethers) 的結構與海洋表面水溫變化 (Sea Surface Temperature, SST) 有關，因此 GDGTs 之間的相對比例可用以建立 TEX_{86}SST 溫度代用指標。過去研究將 TEX_{86} 指標修正為 TEX^{H}_{86} (適用 15°C 以上) 與 TEX^{L}_{86} (適用 15°C 以下) 兩種 SST 估測指標；而利用陸生泉古菌 GDGTs 與海洋泉古菌 GDGTs 的相對含量所建立的 BIT 指標，可用於顯示沉積物中陸源物質的多寡。研究結果顯示，BIT 指標在過去 8000 年的變化範圍介於 0.03 至 0.09 之間，這說明了在研究區域中土壤來源的陸源物質貢獻很低，而 TEX^{H}_{86} 指標受到陸源物質的影響較小。利用岩心頂樣推估的 TEX^{H}_{86} 溫度較現代觀測溫度低 2°C，但與岩心站位 50 公尺至 60 公尺水深的現代觀測溫度相似，因此 TEX^{H}_{86} 指標建立的溫度變化可能反映次表層水的溫度變化。比較 TEX^{H}_{86} 與 $U^{K'}_{37}$ 指標所推估的溫度變化，發現這兩種指標所建立過去 8000 年的溫度變化趨勢並不一致，且在距今 6400 年、5900 年、5300 年、3000~4000 年、2500 年、1000 年期間，兩者間溫度估測值差異較大，可能與表層海水與次表層海水- CCC 與 TWC 兩個水團分層及混合的現象有關，在上述時期可能水團有明顯的分層現象。而在距今 7600 年、6100 年、5800 年、400 年期間，兩者溫度估測值較接近，代表 CCC 與 TWC 水團的混合現象較劇烈，顯示由亞洲季風所驅動的東海沿岸流過去 8000 年的相對強度變化 (圖 2.31b)。

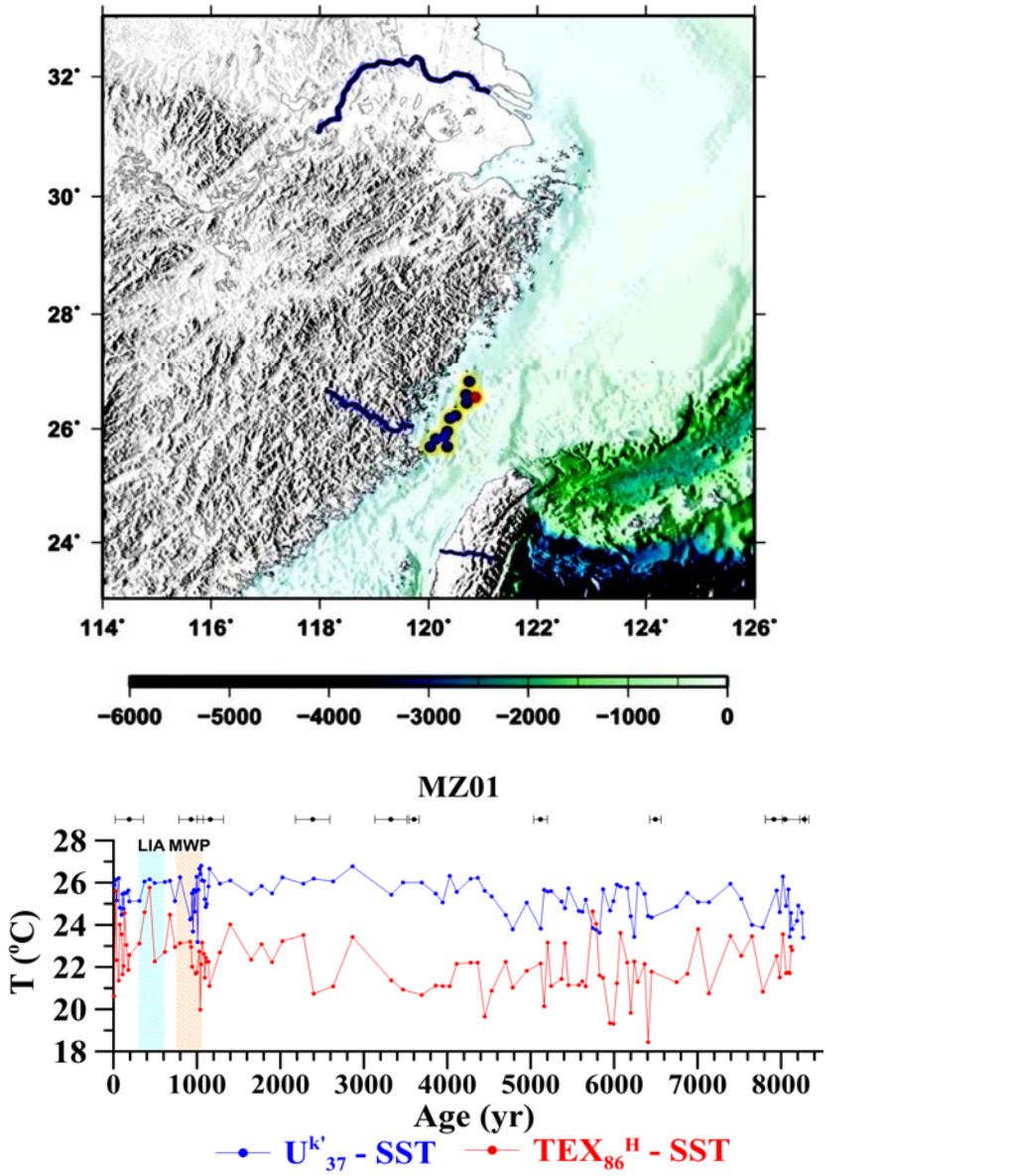


圖 2.31 (a) 閩江口高沉積速率泥質區海洋岩心 MZ01 站位 (資料整理：國立臺灣海洋大學陳明德老師研究室)；(b) 根據閩江口岩心 MZ01 重建的過去 8 千年海洋表面水溫變化 (資料整理：國立臺灣海洋大學陳明德老師研究室)。

IPCC AR5 報告指出，地球軌道力雖為控制冰期間冰期氣候的主要營力，然而大氣中二氧化碳濃度變化及其所產生的升溫效應更是間接的影響海水體積變化與海水面的升降。綜合各項氣候觀測記錄及 2000 年前之古海洋古氣候代用指標研究，在西元 1900 年後全球平均海水面的上升速率已超過全新世晚期的背景值，其上升的主因有 30%-55%是受海水熱膨脹影響，15%–35%受冰川融化導致，科學家預估本世紀末海水面最高將上升 0.98 公尺。

2.8 未來推估

根據政府間氣候變遷專門委員會 (Intergovernmental Panel on Climate Change，IPCC) 於 2013 年 9 月 30 日公布氣候變遷第五次評估報告結案中，已十分確認 20 世紀迄今的暖化狀況以及人為因素對暖化的影響，且如與氣候變遷第四次評估報告相比，所用觀測資料較多，情境模擬評估模式也有明顯改進。有鑑於大氣海洋環流模式 (Atmosphere-ocean general circulation models, AOGCM) 在預測暖化效應下海平面未來的上升趨勢時，第五次評估報告考慮了四種代表濃度過程 (請參見第一章文字框 1.7)，推估未來的海洋變遷，討論如下。

2.8.1 海流

本節是以 CCSM (Community Climate System Model) 模式輸出資料所分析的初步結果推估未來的海流變化，其中未來暖化情境以 RCP8.5 進行模擬 (2005~2100 年)，並與工業革命前的條件下 (1850 年) free run 1000 年之結果進行比較，推估未來在暖化的情境下太平洋上非常重要的兩股海流 NEC 及 NECC (如圖 2.8) 的流況變化，並運用數值模式從四種型態 (現今正常年、現今聖嬰年、暖化正常年、暖化聖嬰年) 的冬季流況，探討在未來暖化時期及暖化聖嬰時期的流場變化。

2.8.1.1 NEC 在現今與暖化後時期流場變化之比較

在正常年情況下，暖化之後的 NEC 流軸 (圖 2.32) 位置在赤道太平洋區域將向南偏移，在傳輸量 (圖 2.33) 的部分，大約在 175°E 以東呈現增強，而 175°E 以西是呈現減弱情況。在聖嬰年情況下，暖化之後的 NEC 流軸大約在 160°W~175°W 的區域向南偏移最大，西部次之，而東部最不明顯。在傳輸量的部分，在赤道太平洋在 165°E 以西是減少的，以東是增強的情況。

2.8.1.2 NECC 在現今與暖化後時期流場變化之比較

在正常年情況下，暖化之後 NECC 流軸 (圖 2.34) 大約在 100°W 以西有大幅度向南偏移情況，約有 1.5 度的偏移，大約在 175°E 以西最為明顯，而 100°W 以東並不明顯。NECC 傳輸量 (圖 2.35) 則是在 179°E 以東呈現增強，而 179°E 以西呈現減弱情況。在聖嬰年情況下，暖化後 NECC 流軸位置也有向南偏移的情況，但大約 100°W 以東的南移幅度最小。傳輸量的部分，平均是呈現增強情況，

但大約在 160°E 以西和 110°W 以東變化的情況並不明顯。

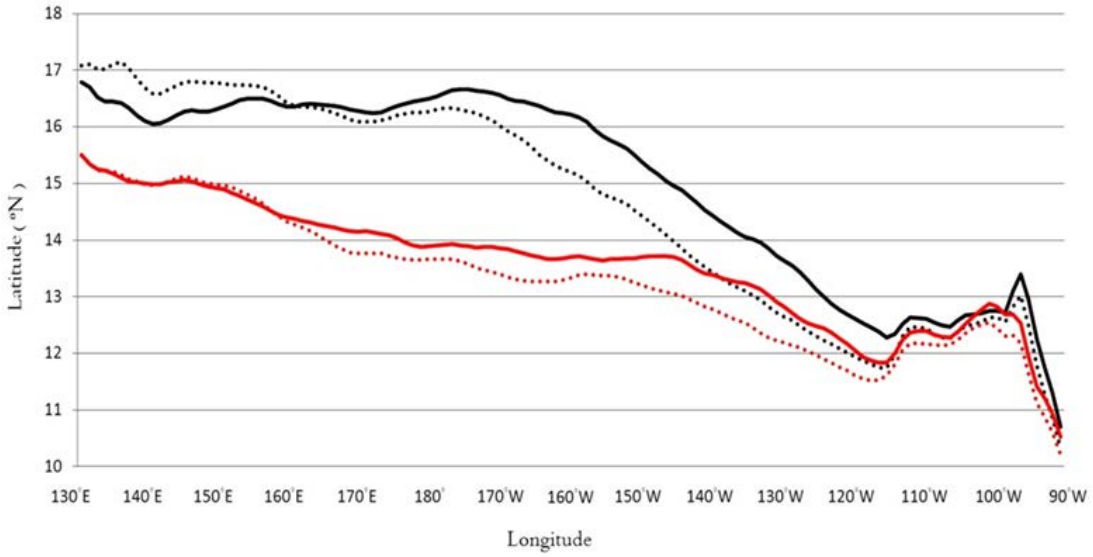


圖 2.32　現今及暖化冬季赤道太平洋海域 NEC 之流軸位置分佈，黑色實線 (虛線) 為現今正常 (聖嬰) 年，紅色實線 (虛線) 為暖化正常 (聖嬰) 年。(資料整理：國立臺灣師範大學吳朝榮老師研究室)

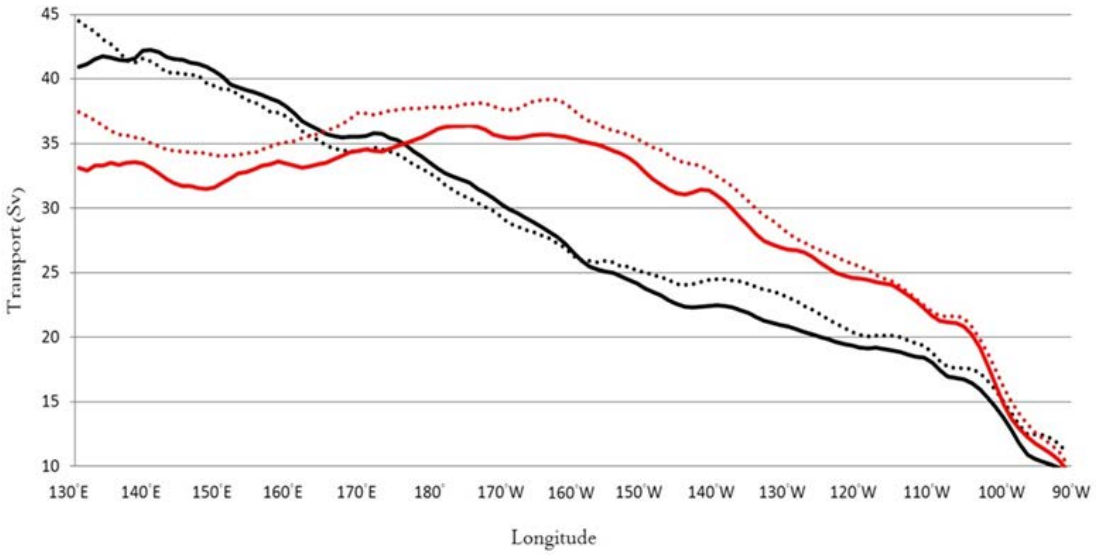


圖 2.33　現今及暖化冬季赤道太平洋海域 NEC 之傳輸量，黑色實線 (虛線) 為現今正常 (聖嬰) 年，紅色實線 (虛線) 為暖化正常 (聖嬰) 年 (資料整理：國立臺灣師範大學吳朝榮老師研究室)

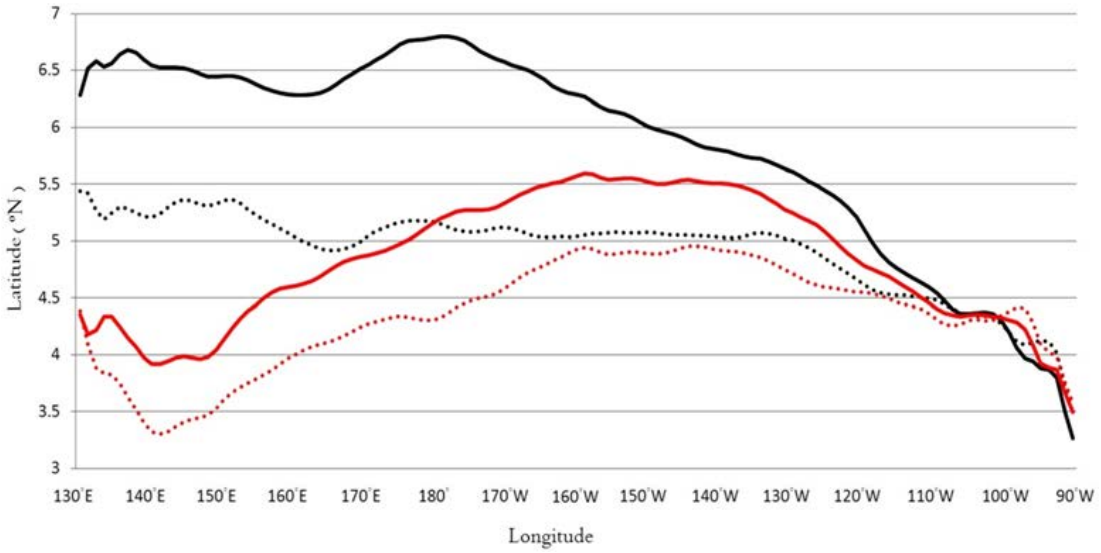


圖 2.34 現今及暖化冬季赤道太平洋海域北赤道反流之洋流流軸位置分佈，黑色實線 (虛線) 為現今正常 (聖嬰) 年，紅色實線 (虛線) 為暖化正常 (聖嬰) 年。(資料整理：國立臺灣師範大學吳朝榮老師研究室)

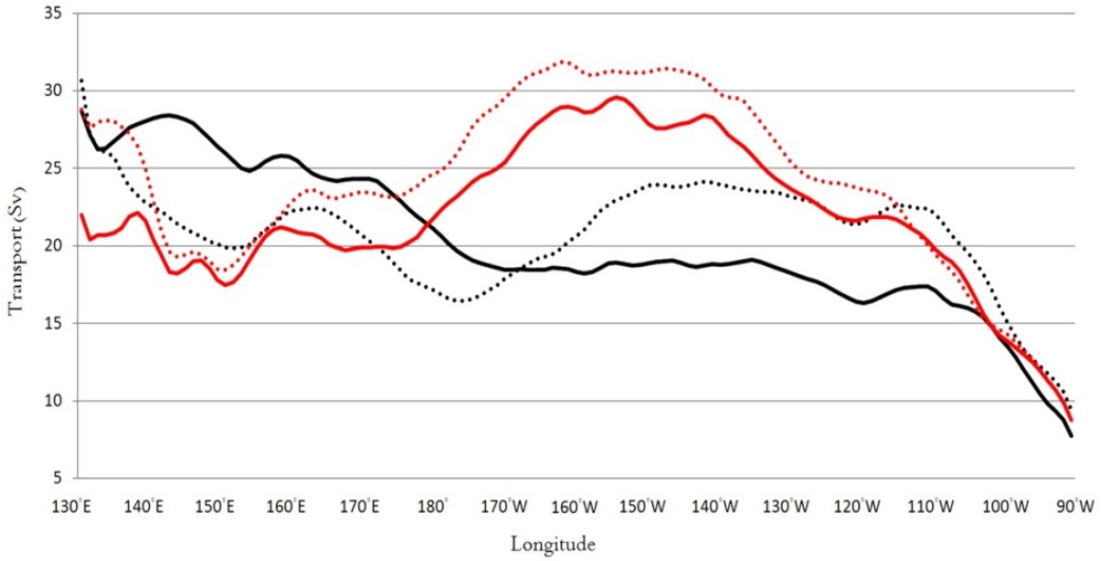


圖 2.35 現今及暖化冬季赤道太平洋海域北赤道反流之傳輸量，黑色實線 (虛線) 為現今正常 (聖嬰) 年，紅色實線 (虛線) 為暖化正常 (聖嬰) 年。(資料整理：國立臺灣師範大學吳朝榮老師研究室)

2.8.1.3 流場變化之可能原因

研究發現 NEC 及 NECC 在暖化後的流況變化，與現今聖嬰年發生時的變化相似，主要受到赤道太平洋海域的風應力旋度變化影響而導致，風應力旋度的旋

轉會造成海洋表面水體一起運動，造成洋流流速的消長，並藉由洋流流速變化，影響著洋流流軸及傳輸量 (Hsin and Qiu, 2012)。正的風應力旋度因反時鐘旋轉特性會加強 NECC 南邊流速，減弱北邊流速，使得流軸向南偏移，傳輸量因為流速增強而增強。負的風應力旋度因順時針旋轉特性則會加強 NEC 南邊流速，減弱北邊流速，使得 NEC 流軸也向南偏移，傳輸量因為流速增加而增強 (圖 2.36a)。暖化後的聖嬰年，在赤道太平洋中部及東部的洋流流軸及傳輸量變化與現今聖嬰年類似，但是變化幅度比現今聖嬰年來得小，是因為在風應力的異常值較小 (圖 2.36b)。

整體而言，利用數值模式已可預測未來在地球暖化日漸嚴重的情境。本節以現今與暖化的環境下做比較發現，NEC 和 NECC 的流況都有明顯的變化，不管是流軸位置或是傳輸量的改變，而此改變與大氣風場的改變有關。

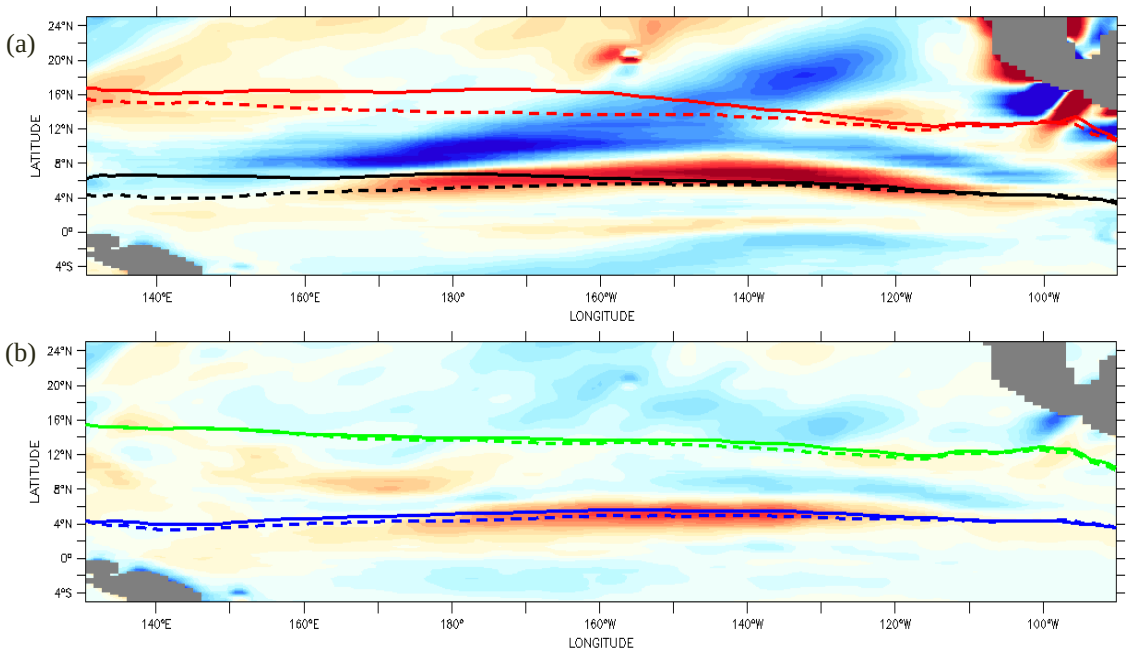


圖 2.36 (a) 暖化正常年與現今正常年相減、(b) 暖化聖嬰年與暖化正常年相減的赤道太平洋風應力旋度變化量。紅色為正風應力旋度值，藍色為負風應力旋度值。 (單位：$dyncm^{-3}$) (資料整理：國立臺灣師範大學吳朝榮老師研究室)

2.8.2 海表水溫

根據 IPCC AR5 四種代表濃度途逕 (RCPs) 推估在 2060 年時全球海洋表水

溫上升程度約在平均值 0.6ºC~1.0ºC，上下限為 0.1ºC~2.0ºC (圖 2.37)，略小於 IPCC AR4 推估結果。但是 IPCC AR5 所採用之四種 RCPs 與 IPCC AR4 採用的多種情境 (SRES) 不太一樣，因此不能詮釋為 IPCC AR5 推估的暖化程度較弱。另外，IPCC AR5 所用的模式加入許多新的物理過程，也可能造成前後推估的差異。

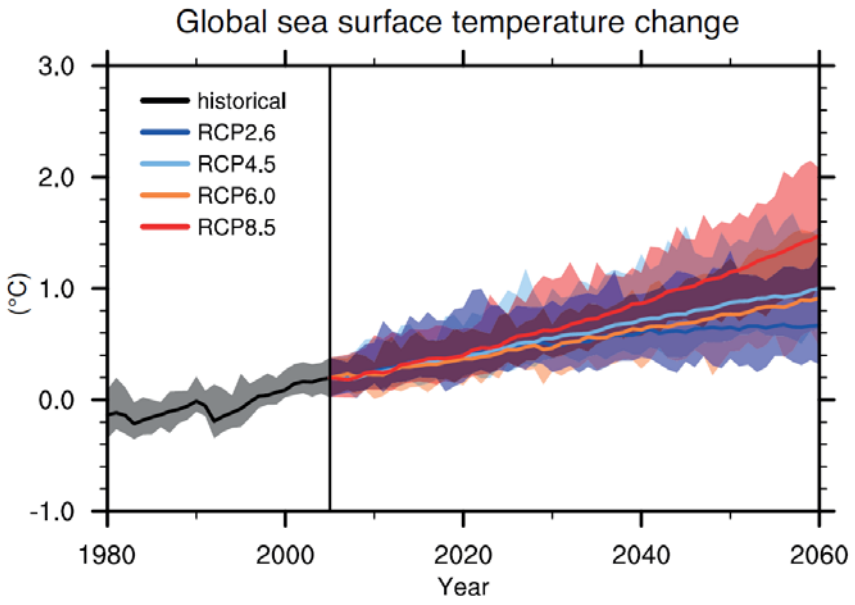


圖 2.37 IPCC AR5 中以四種 RCPs 推估全球 SST 在 2060 年時的變動圖，粗實線為四種情境模式的平均結果，黑線為 20 世紀模擬水溫值，實線間之陰影區分別代表各模式年平均 SST 的 90%標準差範圍 (摘自 IPCC AR5, 2013, Figure11.19)。

在 RCP4.5 情境，2016~2035 年全球表水溫相對於 1986~2005 年 (圖 2.38)，全球各海域 SST 皆呈現上升之情形，且赤道低緯度的上升幅度會較中高緯度海域高。在 RCP2.6，RCP4.5 和 RCP8.5 三種情境下，2081~2100 年相對 1986~2005 年 (圖 2.39)，南半球高緯度海域海表層下水溫上升情況會較北半球嚴重，變化主要約在 700 公尺以內之深度，但南半球高緯度海域海表層下水溫變化可達約 2,000 公尺深度；暖化趨勢隨深度而遞減，海洋層化現象將越趨明顯。比較三種情境的推估結果，溫室氣體濃度越高的情境，暖化趨勢越明顯。

進一步利用 IPCC AR5 四組 RCPs 推估臺灣周邊海域 (22ºN~26ºN，117ºE~124ºE) 海表溫度在 2006~2060 年間的變化 (圖 2.40)，發現 2060 年時臺灣周邊海域表水溫上升程度約在平均值 0.6ºC~2.0ºC，上下限為 0.5ºC~3.0ºC，顯示臺灣周邊海域表水溫上升幅度高於全球海域之平均值 (圖 2.21)。另外如比較

1986~2005 年和 RCP8.5 情境 2051~2060 年夏季 (6 月~8 月) 與冬季 (12 月~2 月) 季節平均水溫圖 (圖 2.41)，可發現 1986~2005 年時臺灣周邊海域夏季與冬季平均水溫分別介於 26ºC~29ºC 和 18.5ºC~22ºC，然而到了 2051~2060 年時，平均水溫則分別上升至 27ºC~31ºC 和 20ºC~24ºC。

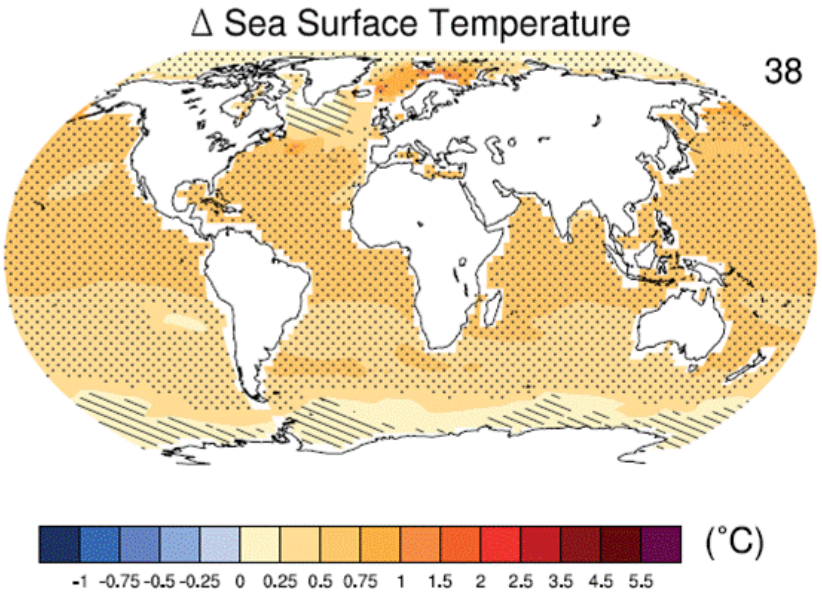


圖 2.38 利用 RCP4.5 情境模式推估全球表水溫於 2016~2035 年相對於 1986~2005 年的水溫變化 (摘自 IPCC AR5, 2013, Figure11.20)。

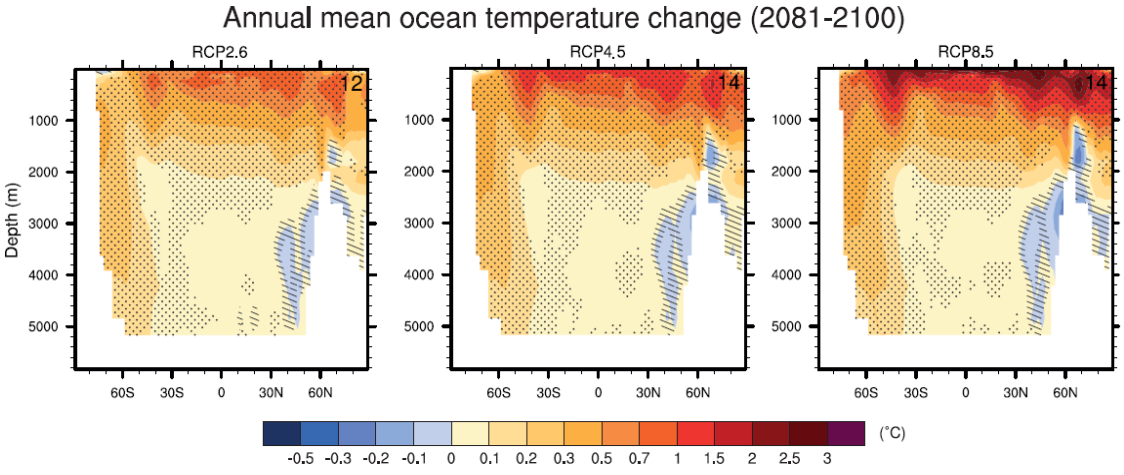


圖 2.39 RCP2.6，RCP4.5 和 RCP8.5 三種情境模式下推估 2081~2100 年時相對於 1986~2005 年全球海表層下水溫緯度變動圖 (摘自 IPCC AR5, 2013, Figure12.12)。

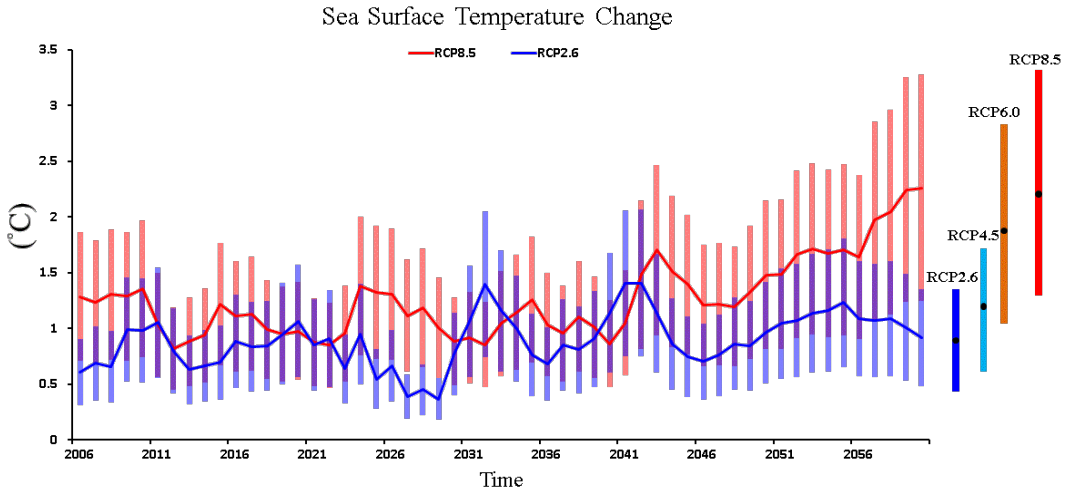


圖 2.40 利用 IPCC AR5 四種 RCPs 推估臺灣周邊海域 (22°N~26°N，117°E~124°E) 表水溫變動圖，藍色與紅色粗實線分別為 RCP2.6 和 RCP8.5 情境模式年平均變動，實線間之陰影範圍代表 90%年平均標準差。右側不同顏色之區塊為各情境推估所對應的表水溫變動範圍，區塊內的黑點則為該情境水溫上升的最佳估量。(資料整理：國立臺灣海洋大學衛星遙測研究室)

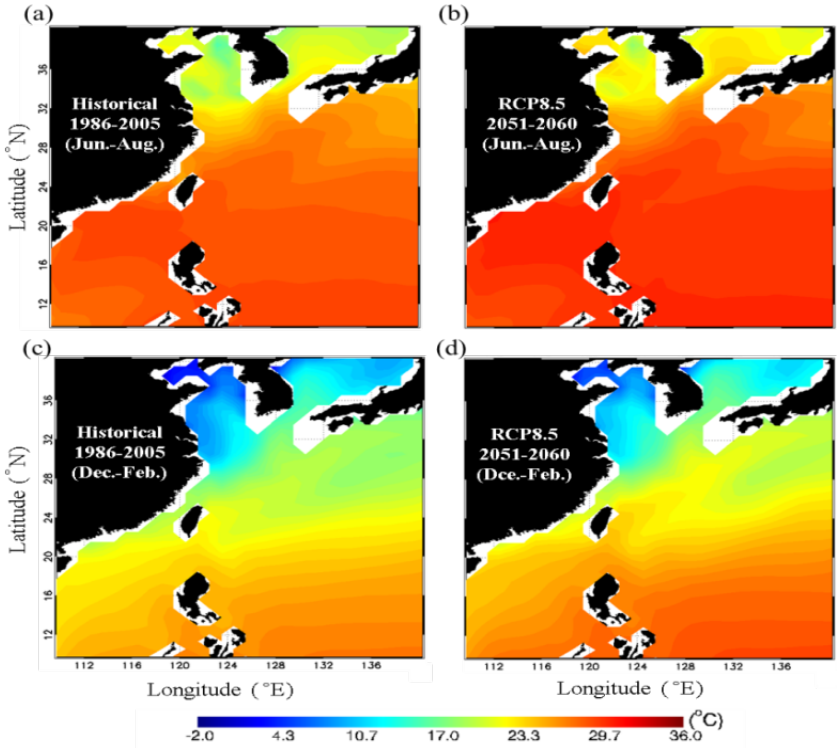


圖 2.41 1986~2005 (a) 夏季 (6~8 月) (c) 冬季 (12~2 月) 和 RCP8.5 情境模擬下 (b) 夏季 (6~8 月) (d) 冬季 (12~2 月) 的西北太平洋季節平均水溫圖。(資料整理：國立臺灣海洋大學衛星遙測研究室)

如比較 RCP8.5 情境下臺灣周邊海域 2021~2060 年間每 10 年相對於 1986~2005 年 SST 變化空間分布圖 (圖 2.42)，顯示 2021~2030 年時臺灣周邊表水溫平均約上升 0.8ºC，2031~2040 年時表水溫變化並不明顯，但到了 2041 年之後則呈現每 10 年表水溫約上升 0.4ºC 的現象，特別為臺灣北部和東海海域水溫上升幅度比臺灣南部和南海水域明顯。

綜上所述，根據 IPCCAR5 所採用四種代表濃度路徑推估臺灣周邊水域表水溫上升情況，結果顯示在 2060 年時臺灣周邊海域表水溫上升程度約在 0.6ºC~2.0ºC 左右，且北部海域較南部明顯。同時該評估報告也指出，檢視近十幾年觀測到的暖化趨勢減緩現象 (圖 2.19 參照)，初步推論應是自然變異的現象，但是判斷暖化趨勢需長期的觀察，不能僅依據短時期資料論斷。水溫之變化將會伴隨著氣候的變異進而影響海洋生物棲地、洄游路徑之改變 (Lan *et al.*, 2013, 2014)，因此如能掌握氣候變遷下所導致之海洋環境變化，應可供相關管理單位管理上有用的時空間分布訊息，對於調適管理及政策之擬定上亦有極大參考價值。

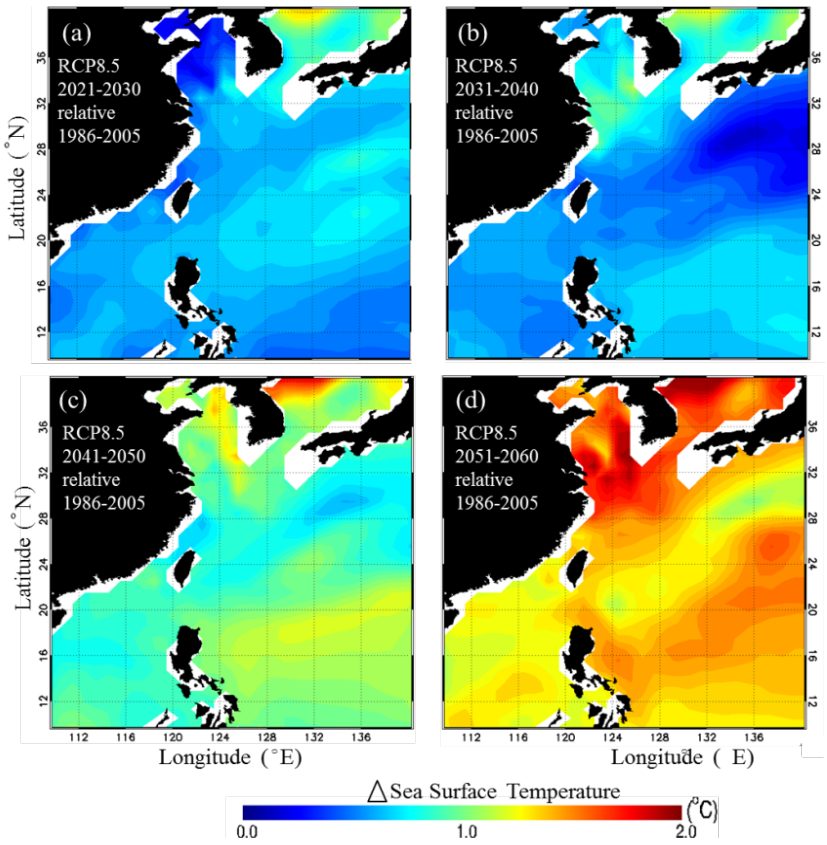


圖 2.42　利用 RCP8.5 情境模式推估西北太平洋表水溫於 (a) 2021~2030 年；(b) 2031~2040 年；(c) 2041~2050 年及 (d) 2051~2060 年相對於 1986~2005 年的水溫變動圖。(資料整理：國立台灣海洋大學衛星遙測研究室)

2.8.3 海平面

隨著地球系統相關理論的發展、數值方法的改良及計算機效能的大幅提升，學者近年來以具有物理過程基礎的大氣海洋環流模式 (AOGCM) 推估海平面未來的變化趨勢。大氣海洋環流模式包含數個模組，分別詮釋地球系統中海洋、大氣、陸地和冰凍圈之物理特性以及彼此之間的交互作用，故可表現出全球不同的氣候特徵，例如：聖嬰-南方振盪 (El Niño Southern Oscillation，ENSO)、太平洋年代際振盪 (Pacific Decadal Oscillation，PDO)、北大西洋振盪 (North Atlantic Oscillation，NAO) 等等 (White *et al.*, 2005；Zhang and Church, 2012)。大氣海洋環流模式可用以模擬自然因素 (地球自然氣候變異、太陽輻射改變或火山爆發) 或人為因素 (溫室氣體、氣溶膠的排放) 於未來 (過去) 所造成的海平面高度變化。大氣海洋環流模式中海水密度、海洋循環和海平面的狀態是一同發展演變、動態相聯，如同於真實世界。其中，影響全球或區域尺度海平面變化的關鍵是表面風應力、海-氣間熱通量、淡水通量 (Lowe and Gregory, 2006；Timmermann *et al.*, 2010；Suzuki and Ishii, 2011)、對應的海洋密度及環流之改變。大西洋經向翻轉環流 (Atlantic meridional overturning circulation，AMOC) 即為一重要指標，它最近十年的改變已經被證實為影響大西洋海平面變化重要的因素 (Yin *et al.*, 2009；Lorbacher *et al.*, 2010；Pardaens *et al.*, 2011a)。然而利用大氣海洋環流模式推估海平面變化需要注意很多應用上的限制，例如大部分模式產出的海平面高度數據無法直接代表真實的海平面變化；模式裡頭水文循環的淡水通量並無法真實的進入海洋模式 (Griffies *et al.*, 2014)，模式的詳細理論在此不深入探討與說明，以下將概述其所推估未來的海平面變化趨勢。

首先，大氣海洋環流模式總合了各種物理機制過程 (如：海洋熱膨脹、冰川、陸冰、地表水等等) 預估的貢獻量，推估全球平均海平面未來上升的趨勢及可能範圍 (圖 2.43，其中實線為預測值，陰影區域則表示可能範圍)。在 21 世紀初期至中期 (2005~2050 年)，各情境下推估的全球平均海平面上升量十分接近，可能範圍的差距僅約 0.05 公尺 (圖 2.43a 之陰影區域)。其主因為各情境氣候的差異在反應到海平面的變化上具有時間的延遲效應。到 21 世紀的後期 (2081~2100 年)，平均而言，RCP2.6 情境下所預估的海平面上升量最小，大約為 0.40 公尺 [0.26~ 0.54]；RCP8.5 情境下的海平面上升量最大，大約為 0.62 公尺 [0.45~0.81]。至於 RCP4.5 和 RCP6.0 情境，到本世紀結束時海平面的上升量則非常相似，分

別為 0.47 公尺 [0.32m~0.62m] 和 0.47 公尺 [0.33m~0.62m]。同時，全球平均海平面變化在各情境預測下所得的差異範圍可達 0.2 公尺以上。

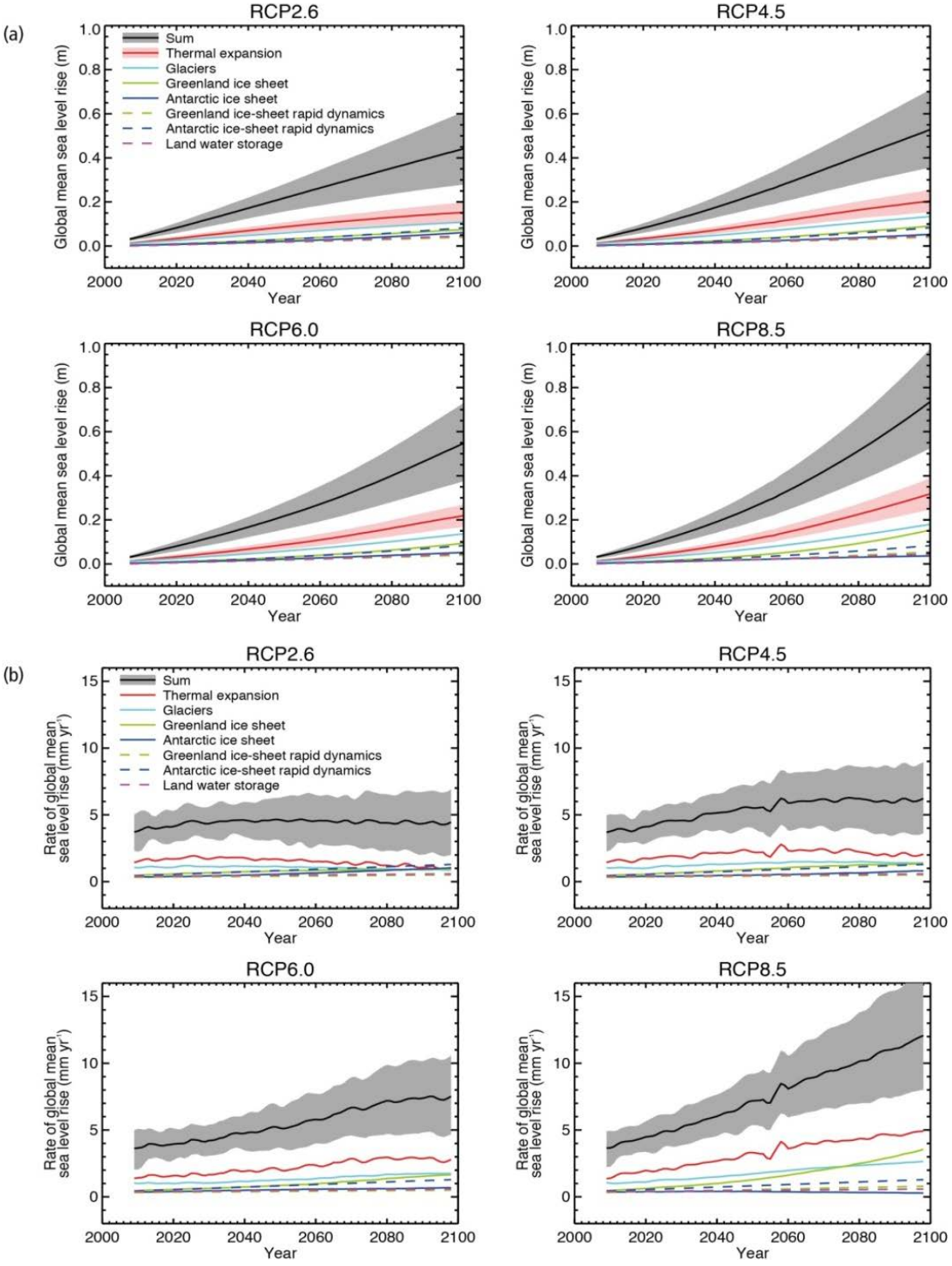


圖 2.43　相較於 1986~2005 年，四種不同 RCP 情境之下所預測的 21 世紀全球平均海平面 (a) 上升量與 (b) 其變化趨勢及各物理機制過程的貢獻量。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure13.11)

至於海平面的上升趨勢 (圖 2.43b)，在 2007~2013 年期間各情境下所推估的變化率約為每年 3.7 毫米，略微高於 1993~2010 年間衛星測高觀測數據所推估的每年 3.2 毫米 [2.8~3.6]。這是因為各種物理機制過程模擬的貢獻量處於 1993~2010 年觀察推估範圍的上半部分。也就是說，模擬的氣候暖化速度較目前所觀察到的略為快。在 21 世紀的初期，海平面之上升趨勢逐年提高。隨著接近本世紀中期至晚期，各模擬情境有明顯的不同。在 RCP2.6 情境下，海平面上升趨勢在本世紀中葉穩定保持在每年 4.5 毫米左右，隨後略有下降。RCP4.5 和 RCP6.0 情境下的海平面上升趨勢到了世紀末大致維持不變，約為每年 6.0~7.0 毫米。至於 RCP8.5 情境，預測的海平面上升趨勢於整個世紀呈現持續加速，2081~2100 年間可達到每年 11 毫米 [7~15]。進一步探究各物理機制過程對海平面上升趨勢的貢獻，海洋熱膨脹效應不管在任何情境下都是最重要的，約佔 30%~55%。第二重要的為冰川，到了 2100 年在 RCP2.6 代表濃度途逕下，目前冰川體積預計將消失 15%~55%，若為 RCP8.5 則將消失 35%~85%。至於冰原表面質量平衡的變化，格陵蘭地區對全球平均海平面的上升趨勢有所增加，在南極地區則是有所削減。兩個區域內的浮冰動態變化均對全球海平面帶來正的貢獻。地表水的部分則佔有相當小的正面影響，其主要是由人類超抽地下水而造成。

在區域海平面的趨勢方面，如 2.5.2 節所述，海平面的趨勢具有十分複雜的空間變化，與全球平均海平面有很大的不同。以下概述模式在考量各種物理機制過程 (海洋、大氣壓力負荷、陸冰、冰川均衡調整及地表水等) 貢獻結合下所推估的區域海平面未來變化趨勢。在 RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0 和 RCP8.5 代表濃度途逕下 (包含上述的影響要素)，模式整體平均所得之 2081~2100 年 (相較於 1986~2005 年) 區域海平面的淨變化如圖 2.44 所示，結果顯示出很多區域都可能出現與全球平均顯著不同的變化。其中約 95%的世界海洋之區域海平面變化呈現上升趨勢，少數海平面下降區域大部分位於現今或過去冰川和冰原地區。學者更詳細分析模式結果，發現在接下來的幾十年裡，大部分區域的海平面淨變化可能由氣候自然變異引起的動態變化 (水體重新分佈和其體積變化) 所主導；但冰原迅速融化區域則例外，由質量增加的靜態影響可能會變得很大。到 21 世紀末，所有其他物理機制過程對區域海平面變化的貢獻將逐漸顯現，其影響最終將可能超越自然變化。圖 2.45 所示為 RCP4.5 及 RCP8.5 代表濃度途逕下 2081~2100 年間沿全球海岸線海平面變化與全球平均的偏差，我們發現明顯的偏斜呈現非高斯分佈。當圍繞南極洲和格陵蘭島的海岸線不列入考慮，分佈的大致結構則保持相同，但大多的負變化消失 (圖 2.45b)。一般而言，在 RCP4.5 代表濃度途逕下，

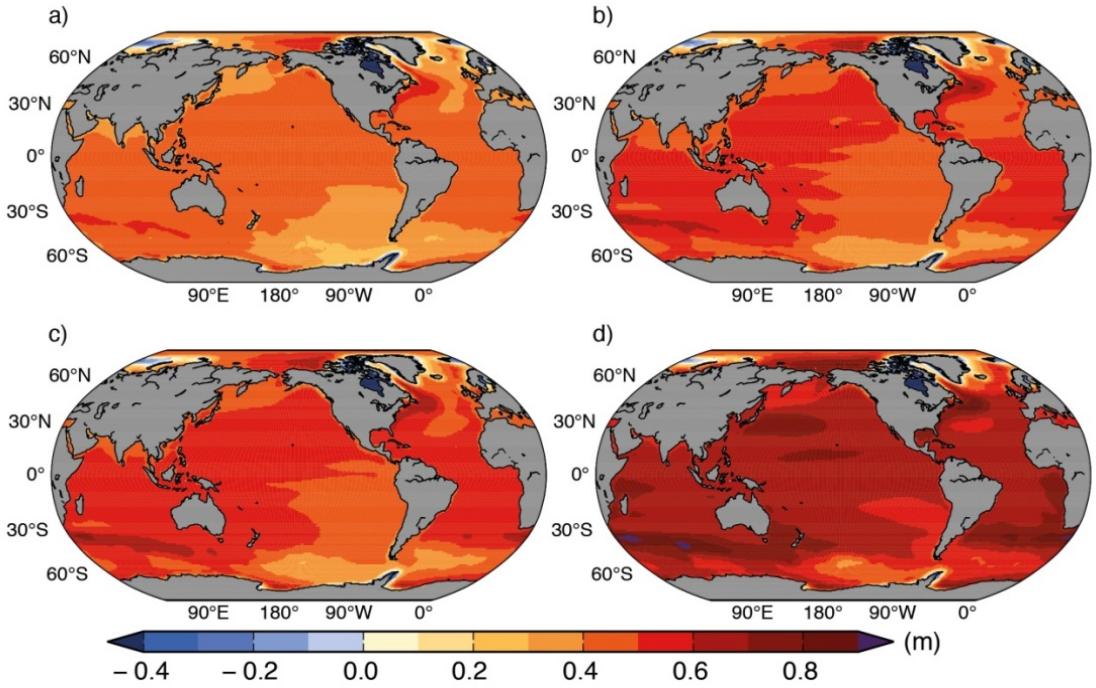


圖 2.44　由模式在 (a) RCP2.6、(b) RCP 4.5、(c) RCP 6.0 和 (d) RCP 8.5 代表濃度途逕下，2081~2100 年海平面淨變化 (單位：公尺)，此為考慮不同 RCP 情境加上大氣壓力負荷、陸冰、冰川均衡調整及地表水的貢獻。(圖片摘自 IPCC WG1 AR5, Figure13.20)

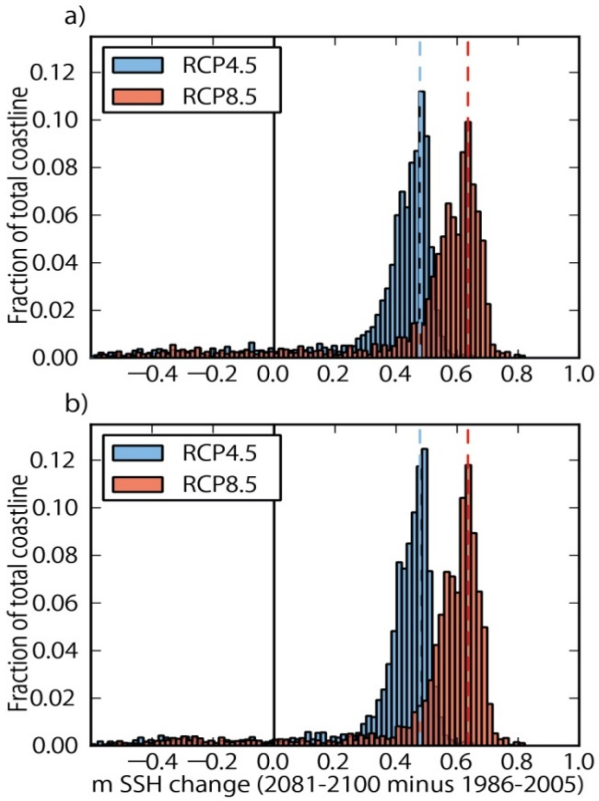


圖 2.45　(a) 2081~2100 年，海岸線海平面淨變化幅度與所佔的海岸線比例；(b) 與 (a) 相同，但不包含南極洲與格陵蘭島之海岸線。RCP4.5 (藍線)、RCP8.5 (紅線)、全球平均海平面變化 (虛直線) (摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 13.22)

沿海岸線的海平面變化範圍約從 20 公分至 50 公分，最大部份 (>10%或 0.1) 的海岸線變化接近 40 公分；在 RCP8.5 情境下，海岸線變化範圍大約從 40 公分到超過 80 公分，有極大部份 (>8%或 0.08) 的變化超過 75 公分。另外，在 RCP4.5 和 RCP8.5 代表濃度途逕下，約 68%和 72%的沿海岸線海平面變化與全球平均值相差在±20%之間。只有一些海岸線的海平面有較全球平均值高出 50%以上的變化。圖 2.46 所示為分佈於世界各地之潮位站在 RCP4.5 代表濃度途逕下，模式推估的海平面上升趨勢。上升趨勢是否大於自然變異所造成的變化 (如年際與年代際變化) 是判斷暖化影響是否顯著的重要依據。以位在赤道太平洋的帕果帕果 (Pago Pago, 14°S, 195°E) 為例，歷史量測記錄顯示其平均海平面的年際變化約為 21 公分 (5%~95%範圍內)。各氣候模式的預測也顯示具類似範圍的自然變異將很可能持續整個 21 世紀。到 2100 年，平均預測的海平面為 0.53 公尺 [0.34~0.74]，大於任何在量測記錄中的年平均海平面的年際變化。圖 2.46 同時也顯示了年際到年代際變化具有相當大的空間不均勻性。在所有測站案例中，最大的海平面上升發生在紐約，這代表了該地區因海洋過程和大西洋冰川均衡調整而增強的海平面上升。

2.8.4 酸化

暖化對海水酸化的影響是另一個重要的議題，特別是像東海及臺灣周遭海域這些邊緣海及沿岸地方，海水暖化比大洋的快好幾倍 (Belkin, 2009)。水溫上升一方面會造成 pH 及二氧化碳溶解度下降，另一方面又會減少碳酸鈣的溶解度。目前推估結果顯示，假設二氧化碳分壓於 2100 年達到 720μatm，海水水溫上升 3.5ºC，並不會造成額外的 pH 下降 (McNeil and Matear, 2007)。這是因為溶在海水的二氧化碳比沒有暖化的情況下少了 18%，因而減緩了 pH 的下降，並抵消了暖化所造成的 pH 下降量。而碳酸鈣飽和度的下降，則因水溫上升及溶在海水的二氧化碳減少而減緩 15% (McNeil and Matear, 2007)。這也就是說，大洋的海水酸化，主要受大氣二氧化碳分壓所控制。

根據 IPCC AR5 四種代表濃度途逕 (RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0 及 RCP8.5) 推估結果，在 1986 年至 2005 年間，全球表層海水 pH 將分別下降 0.065、0.145、0.203 及 0.31，且表層海水的酸化現象有相當大的區域性變動 (圖 2.47)，如以 RCP8.5 的代表濃度途逕結果發現除了北半球高緯度部分海域之 pH 值可較 1990

年代降低 0.4 以上外，北大西洋中高緯度區域的酸化趨勢較副熱帶區域高出 50% (Olafsson, 2009) 亦最為明顯。

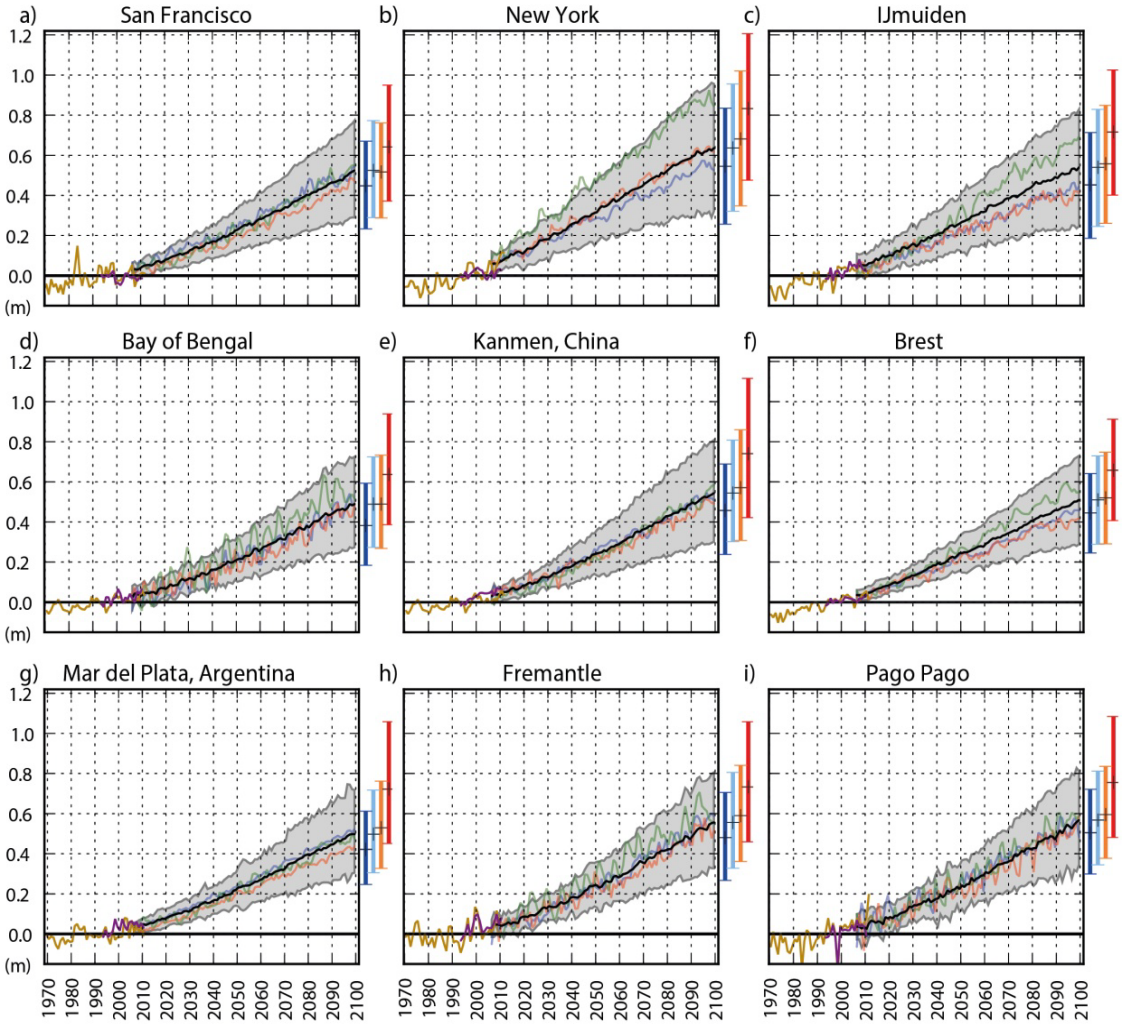


圖 2.46 九個具代表性海岸線潮位站的觀測與推估的海平面淨變化：(a) San Francisco: 37.8°N, 122.5°W；(b) New York: 40.7°N, 74.0°W；(c) Ijmuiden: 52.5°N, 4.6°E；(d) Haldia: 22.0°N, 88.1°E；(e) Kanmen, China: 28.1°N, 121.3°E；(f) Brest: 48.4°N, 4.5°W；(g) Mar del Plata, Argentina: 38.0°S, 57.5°W；(h) Fremantle: 32.1°S, 115.7°E；(i) Pago Pago: 14.3°S, 170.7°W。潮位觀測資料 (黃線)起自 1970 年、衛星測高資料 (紫線)起自 1993 年、RCP4.5 情境模式 2006~2100 年的推估 (90%不確定性，灰色區間；整體平均，粗黑實線；任三個模式的整體平均，彩色線)、右方直線段表示 RCP2.6 (深藍)、RCP4.5 (淺藍)、RCP6.0 (黃) 和 RCP8.5 (紅) 代表濃度途逕下，在 2100 年時的系集平均推估值與可能變動範圍。(圖片摘自 IPCC WG1 AR5, Figure13.23)

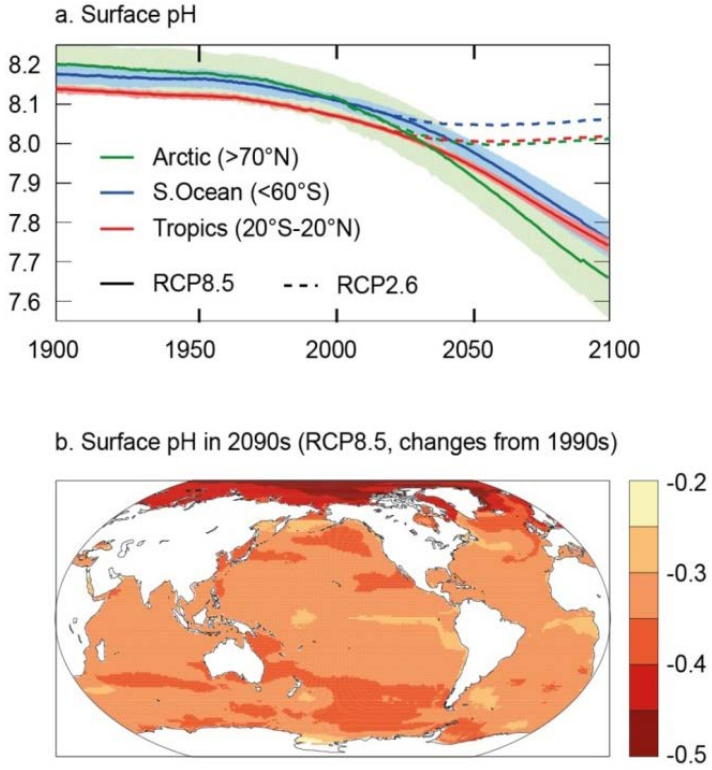


圖 2.47　根據 RCP8.5 代表濃度途逕使用 11 個 CMIP5 模式推估海洋表層酸化情形。(a) pH 值的時間序列，其中實線為平均，色塊為模式間差異。(b)以各模式中位數呈現未來全球海洋表層 pH 值變化分布(相對於 1850~2100 的平均值) (摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 6.28)

目前模擬結果顯示，於 2100 年海水平均 pH 將由工業革命前的 8.2 下降到 7.8，北極海域的年平均Ω_{Ara}將於 2020 開始出現低於飽和 (Ω_{Ara}<1)，並於 2050 年全面低於飽和值 (Feely *et al.*, 2009 ; Steinacher *et al.*, 2009)。南大洋的年平均Ω_{Ara}，將於 2050 年低於飽和 (Orr *et al.*, 2005)。如果考慮到季節變化，南大洋冬季的Ω_{Ara}將於 2030 年時就低於飽和值 (McNeil and Matear, 2008)，而南緯 60^{o} 以南以及部份太平洋海域則將於 2095 年低於飽和 (Feely *et al.*, 2009 ; Steinacher *et al.*, 2009)。熱帶及臺灣位處的亞熱帶海域，Ω_{Ara} 於 2100 年時仍能維持在 2 以上，這是因為這些海域有比較高 CO_3^{2-}濃度及水溫 (Chen *et al.*, 2006 ; Feely *et al.*, 2009)。圖 2.48 是南海北部相關碳化學參數對深度，於工業革命前 (1850 年)、1997 年以及 2050 年的分布圖 (Chen *et al.*, 2006)。結果顯示隨著海水吸收越來越多二氧化碳，pH、Ω_{Ara} 及Ω_{Cal} 均隨時間下降。由於人為二氧化碳入侵的量隨深度增加而遞減，pH、Ω_{Ara} 及Ω_{Cal} 的下降幅度，也隨著深度增加而遞減。但當北極海域及南大洋的Ω_{Ara}於 2050 年低於飽和時，南海表水的Ω_{Ara} 仍然會接近 300%。

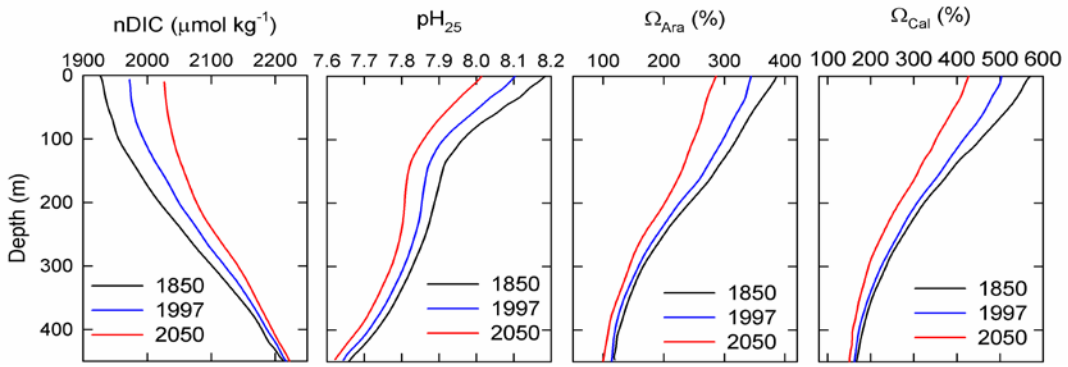


圖 2.48　南海標準化溶解態無機碳 (nDIC)、25ºC 下量測的 pH (pH25, total scale)、Ω_{Ara}，以及 Ω_{Cal} 於 1850 年 (黑)、1997 年 (藍)，以及 2050 年 (紅) 對深度的分布。(摘自 Chen *et al.*, 2006，圖 11-12)

值得注意的是，在海洋酸化的情況下，未來海水中的碳酸鈣將逐漸變成未飽和狀態，因此表層海水對於所有含碳酸鈣的海底岩石及沉積礦物溶解性會增加，恐影響海洋中珊瑚、貝類等生物形成其外殼或骨架的能力 (Feely *et al.*, 2009)。對特定的魚類或貝類，海洋環境的 pH 值持續降低，可能對其生理機制有負面影響 (Bijma *et al.*, 2002；Kroeker *et al.*, 2010)。模式結果也證實表層海水的碳酸鈣飽和度的變化，且其趨勢隨季節及緯度變化不同。McNeil and Matear (2008) 研究發現，當大氣二氧化碳濃度到達 410ppm，10%極區海水中的碳酸鈣 (以霰石，aragonite 作為代表) 不飽和現象就會開始發生因而使海洋生態受到影響，當大氣中的二氧化碳濃度到達 450ppm，也就是近 30 年內，在南半球海洋的冬季中，碳酸鈣的不飽和現象便會開始發生。而若當大氣中二氧化碳濃度到達 500ppm~600 ppm，碳酸鈣不飽和現象就會廣布於全球海洋。

2.9 結語

IPCCAR5 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，產生海洋暖化的現象。而海水除了能儲存大部分的熱能，也藉由海洋中的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。NEC 足以影響大規模的氣候訊號，使區域性的氣候具有專屬的獨特模式。NEC 的分支黑潮流為緊鄰臺灣的重要洋流，其與臺灣的氣候、環境、漁業及人類生活等，有著密不可分的關係。許多研究發現聖嬰年期間，NEC 分支點

會發生位移現象，影響迴游性魚類的遷移以及下游黑潮的強度及路徑變化。此外 ENSO 及 PDO 皆可能對於臺灣東側與呂宋海峽黑潮路徑與傳輸量帶來明顯的變化。未來暖化的環境下，NEC 與 NECC 的流況皆有流軸位置或傳輸量的變化，且現今之聖嬰現象等大尺度洋流引起的變異在暖化的情況下也可能會發生變化。

在最近的三十年之內，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%的海岸地區超過海洋平均暖化速率 (升溫速率約為每 10 年 0.25±0.13ºC)，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的海灣地區，以及東海、西非外海及南美洲東北外海等海域。以 RCP8.5 代表濃度途逕為例，2021~2030 年臺灣周邊表水溫平均約上升 0.8ºC，其中臺灣北方的東海海域水溫暖化現象較臺灣南方南海水域明顯。臺灣周遭海洋表面溫度也在大尺度環流變異的影響下，有相較於全球更強烈的變動及季節特性 (Belkin, 2002)。以臺灣周遭海域 (18ºN~30ºN, 114ºE~128ºE) 現況而言，SST 時空間變異量 (ºC) 在冬季增溫現象十分顯著，約為 0.5ºC 至 4ºC，夏季的變異較為緩和，約為 0.5ºC 至 1.5ºC (Belkin and Lee, 2014)。此一增溫的環境將對臺灣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 (Lan *et al.*, 2014)。不過近 10 年來，臺灣海峽的升溫現象亦有減緩趨勢 (降溫幅度約為 0.67ºC/deacde)，此與近 10 年全球海域平均 SST 的變動趨勢 (Cohen *et al.*, 2012) 頗為一致。此外，聖嬰與反聖嬰現象亦可能引起臺灣海峽環流的改變及短期海溫的顯著變異，並造成生態資源的衝擊 (如：2008 年澎湖寒害事件)，也是值得特別關注的議題 (Chang *et al.*, 2009，2013；Lee *et al.*, 2014)。

海水熱膨脹效應導致全球平均海洋體積產生顯著增加 (Gregory and Lowe, 2000) 是現今海平面升高的主要原因。除了海水密度，海洋洋流的循環的變化，區域大氣壓力改變，來自陸地的冰 (和水) 進入海洋後，地殼構造的變動或海岸過程也可能改變海平面高度。由於潮位觀測資料常存在多年代際低頻變化 (Chambers *et al.*, 2012)，海平面上升加速度的估計對於所選擇的分析時段相當敏感。然而，自 1993 年以來全球平均海平面呈現較高變化率，則十分可信。衛星測高結果亦顯示，近 20 年的海平面上升速率有明顯的區域特性，如西太平洋海平面上升率比全球平均值高出約 3 倍，而東太平洋則是比全球平均值低。此空間上的差異大多是反應自然氣候變化 (如聖嬰現象與太平洋年代際振盪) 的影響。臺灣周圍海域位處於西北太平洋，海平面上升是十分重要的研究課題。1961 年至 2003 年間臺灣附近各地海平面的上升趨勢約為每年 5.3 毫米 (Tseng *et al.*,

2010)。根據 RCP4.5 代表濃度途逕，2081 年至 2100 年間，全球沿海岸線的海平面變化範圍約介於 20 公分至 50 公分，而年際到年代際變化具有相當大的空間不均勻性。

暖化現象會影響海水蒸散、降雨等水循環，使海水鹽度改變。大西洋上層 500 公尺的鹽度在 1950~2008 年間呈增加趨勢，而太平洋和南大洋則降低，證明水循環已經改變。暖化及層化的加強，海水溶氧濃度應當會下降，因為氧氣的溶解度隨升溫而下降，而層化之加強則使得表水溶氧不易向下傳遞，造成初級生產力減少。此情況在沿岸海洋比開放海域更嚴重。由衛星觀測資料可知，從 1998 年到 2006 年，世界主要海洋的寡營養鹽海域正在擴張，其擴張速率在每年 0.8%至 4.3%之間。此外，有充分証據顯示大洋的浮游植物生態隨氣候振盪而改變。隨二氧化碳在大氣層的累積，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，海洋表水 pH 平均值下降了約 0.1 (由 8.2 下降至 8.1)。推估結果顯示，於 2100 年海水平均 pH 將由工業革命前的 8.2 下降到 7.8，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 (Feely *et al.*, 2009；Orr *et al.*, 2005)。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。

整體而言，IPCC AR5 (2013) 顯示人類活動「極其可能」是 20 世紀中期以來觀測到的全球氣候變暖的主要原因。目前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。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，海洋持續的升溫亦促使熱量從海洋表層滲透到深海並影響深海環流系統，將導致氣候進一步變暖以及氣候系統內部反饋變化加劇。海水升溫的現象將增加海水熱容量與強化海水層化，影響海水蒸散、降雨等水循環過程，進一步反饋大氣。此外，伴隨著熱膨脹效應，整體而言，海平面將明顯上聲 (Church *et al.*, 2011b)。如果無法抑制溫室氣體的增加，全球暖化的速度將遠超過自然變化的幅度，因此如何透過海洋系統之監測與分析，掌握海洋系統的變動趨勢，應有助於人類思考與進行溫室氣體減量或維持平衡的工作，以減緩全球暖化對地球生態環境的可能衝擊。

參考文獻

Andres, M., J. H. Park, M.Wimbush, X. H.Zhu, H.Nakamura, K., Kim and, K. I. Chang, 2009: Manifestation of the Pacific decadal oscillation in the Kuroshio.*Geophys.Res. Lett.*, **36(16)**,L16602.doi:10.1029/2009GL039216.

Astor, Y.M., L. Lorenzoni, R. Thunell, R. Varela, F. Muller-Karger, L. Troccoli, G.T. Taylor, M.I. Scranton, E. Tappa and D. Rueda, 2013: Interannual variability in sea surface temperature and fCO_2 changes in the Cariaco Basin. *Deep-Sea Res. Part II*, **93**, 33-43. doi:10.1016/j.dsr2.2013.01.002.

Barange, M., John G. Field, Roger P. Harris, Eileen E. Hofmann, R. Ian Perry and Francisco Werner,2010: Marine Ecosystem and Global Change. Oxford University Press. 412pp.doi:10.1093/acprof:oso/9780199558025.001.0001.

Bates, N.R., 2007: Interannual variability of the oceanic CO_2 sink in the subtropical gyre of the North Atlantic Ocean over the last 2 decades. *J. Geophys. Res.*, **112(C9),**C09013. doi:10.1029/2006jc003759.

Baumann, H. and O. Doherty,2013: Decadal Changes in the World's Coastal Latitudinal Temperature Gradients.*PLoS ONE*,**8(6)**: e67596.doi:10.1371/ journal.pone.0067596.

Belkin, I.M., 2009: Rapid warming of Large Marine Ecosystems. *Prog. Oceanogr.*, **81(1-4)**, 207-213. doi:10.1016/j.pocean.2009.04.011.

Belkin, I.M., 2015: Long-term variability of sea surface temperature in Large Marine Ecosystems. *Prog. Oceanogr.*, (in preparation).

Belkin, I. M. and M. A. Lee,2014: Long-term variability of sea surface temperature in Taiwan Strait. *Clim. Change*, **124**, 821-834. doi: 10.1007/s10584-014-1121-4.

Bijma, J., B. Hönisch and R.E. Zeebe, 2002: Impact of the ocean carbonate chemistry on living foraminiferal shell weight: Comment on “Carbonate ion concentration in glacial-age deep waters of the Caribbean Sea” by W. S. Broecker and E. Clark. *Geochem. Geophy. Geosy.*, **3(11)**, 1064, doi:10.1029/ 2002GC000388.

Blum, M. D., and H. H. Roberts, 2009: Drowning of the Mississippi Delta due to insufficient sediment supply and global sea-level rise. *Nature Geosci.*,**2**, 488-491. doi:10.1038/ngeo553.

Boening, C., J., K. Willis, F. W. Landerer, R. S. Nerem and J. Fasullo,2012: The 2011 La Niña: so strong, the oceans fell. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L19602. doi:10.1029/ 2012GL053055.

Bopp, L., C. Le Quéré, M. Heimann, A.C. Manning and P. Monfray, 2002: Climate-induced oceanic oxygen fluxes: Implications for the contemporary carbon budget. *Global Biogeochemi. Cycles*, **16(2)**, 1022. doi:10.1029/ 2001GB001445.

Broerse, D. B. T., L. L. A. Vermeersen, R. E. M. Riva and W. van der Wal, 2011: Ocean contribution to co-seismic crustal deformation and geoid anomalies: Application to the 2004 December 26 Sumatra-Andaman earthquake. *Earth.Planet. Sci. Lett.*, **305**, 341-349.

Cai, W. J., X. Hu, W. J. Huang, M. C. Murrell, J. C. Lehrter, S. E. Lohrenz, W. C. Chou, W.

Zhai, J. T. Hollibaugh, Y. Wang, P. Zhao, X. Guo, K. Gundersen, M. Dai, G. C. Gong, 2011: Acidification of subsurface coastal waters enhanced by eutrophication. *Nat. Geosci.*, **4**, 766-770.doi:10.1038/NGEO1297.

Carton, J. A., B. S. Giese and S. A. Grodsky, 2005: Sea level rise and the warming of the oceans in the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) ocean reanalysis. *J. Geophys. Res.*, **110**, C09006.doi:10.1029/2004JC002817.

Ceballos, L. I., Di Lorenzo, E., Hoyos, C. D., Schneider, N., and B.Taguchi, 2009: North Pacific Gyre Oscillation Synchronizes Climate Fluctuations in the Eastern and Western Boundary Systems.*J. Climate*, **22(19)**, 5163-5174.

Chambers, D. P., M. A. Merrifield and R. S. Nerem, 2012: Is there a 60-year oscillation in global mean sea level? *Geophys. Res. Lett.s*, **39**, L18607. doi:10.1029/2012GL052885.

Chan, F., J.A. Barth, J. Lubchenco, A. Kirincich, H. Weeks, W.T. Peterson and B.A. Menge, 2008: Emergence of anoxia in the California Current large marine ecosystem. *Science*, **319(5865)**, 920.DOI:10.1126/science.1149016.

Chang, Y., T. Shimada, Lee, M. A., Lu, H. J., Sakaida, F., and H. Kawamura, 2006: Wintertime sea surface temperature fronts in the Taiwan Strait.*Geophys. Res. Lett.*, **33**, L23603. doi:10.1029/2006GL027415.

Chang, Y., K.T. Lee, M.A. Lee and K.W.Lan, 2009: Satellite Observation on the Exceptional Intrusion of Cold Water in the Taiwan Strait. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **20(4)**: 661-669.doi:10.3319/TAO.2008.08.07.01(Oc).

Chang, Y., M. A Lee, K.T. Lee, K.T. Shao, 2013: Adaptation of fisheries and mariculture management to extreme oceanic environmental changes and climate variability in Taiwan. *Marine policy*, **38**, 476-482. doi:10.1016/ j.marpol.2012.08.002.

Chao, S. Y., 1990: Circulation of the East China Sea, a numerical study.*J. Oceanogr. Soc. Japan*,**46(6)**, 273-295.

Chen, C. T. A., 1996:The Kuroshio intermediate water is the major sourceof nutrients on the East China Sea continental shelf.*Oceanol. Acta*, **19(5)**, 523–527.

Chen, C.T.A., S.L. Wang, W.C. Chou and D.D. Sheu, 2006: Carbonate chemistry and projected future changes in pH and $CaCO_3$ saturation state of the South China Sea. *Mar. Chem.*, 101(3-4), 277-305. doi:10.1016/j.marchem.2006.01.007.

Chen, C.C., G.C. Gong and F.K. Shiah, 2007: Hypoxia in the East China Sea: One of the largest coastal low-oxygen areas in the world. *Mar. Environ. Res.*, **64(4)**, 399-408. doi:10.1016/j.marenvres.2007.01.007.

Chen, M.-T., X.P. Lin, Y.-P.Chang, Y.-C.Chen, L. Lo, C.-C. Shen, Y. Yokoyama, D. W. Oppo, W. G. Thompson, and R. Zhang, 2010: Dynamic millennial-scale climate changes in the northwestern Pacific over the past 40,000 years.*Geophys. Res. Lett.*, **37**, L23603.doi: 10.1029/2010GL045202.

Cheng, X. H. and Y. Q. Qi, 2007: Trends of sea level variations in the South China Sea from merged altimetry data. *Global Planet. Change*, **57**, 371-382. doi:10.1016/j.gloplacha. 2007.01.005.

Cheung W. W. L., V. W. Y. Lam, J. L. Sarmineto, K. Kearney, R. Watson, D. Zeller and D. Pauly, 2009: Large-scale redistribution of maximum fisheries catch potential in the global ocean under climate change. *Global Change Biol.*, **16(1)**, 24-35. doi:10.1111/ j.1365-2486.2009.01995.

Church, J. A., and N. J. White, 2006:A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L01602. doi:10.1029/2005GL024826.

Church, J. A., P. L. Woodworth, T. Aarup and W. S. Wildon (Eds.), 2010:*Understanding Sea-Level Rise and Variability*, PP.456.Wiley-Blackwell, Oxford, UK. doi:10.1002/ 9781444323276.

Church, J. A., and N. J. White, 2011: Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century. *Surv.Geophy.*, **32**, 585-602. doi: 10.1007/s10712-011-9119-1.

Church, J. A., N. J. White, L. F. Konikow, C. M. Domingues, J. G. Cogley, E. Rignot, J. M. Gregory, M. R. van den Broeke, A. J. Monaghan and I. Velicogna,2011: Revisiting the Earth's sea-level and energy budgets from 1961 to 2008. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L18601. doi:10.1029/2011GL048794.

Clark, J. A., and C. S. Lingle, 1977: Future sea-level changes due to West Antarctic ice sheet fluctuations. *Nature*, **269**, 206-209. doi:10.1038/269206a0.

Cohen, J. L., J. C. Furtado, M. Barlow, V. A. Alexeev, and J. E. Cherry, 2012: Asymmetric seasonal temperaturetrends. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L04705. doi:10.1029/ 2011GL050582.

Conrad, C. P., and B. H. Hager, 1997: Spatial variations in the rate of sea level rise caused by the present-day melting of glaciers and ice sheets. *Geophys. Res. Lett.*, **24(12)**, 1503-1506.

Deschamps, P., N. Durand, E. Bard, B. Hamelin, G. Camoin, A. Thomas, G. Henderson, J. Okuno and Y. Yokoyama, 2012: Ice-sheet collapse and sea level rise at the Bølling warming 14,600 years ago. *Nature*, **483**, 559-564. doi:10.1038/nature10902.

Diaz, RJ. and R. Rosenberg, 2008: Spreading dead zones and consequences for marine ecosystems. *Science*, **321(5891)**, 926-929. doi:10.1126/science1156401.

Di Lorenzo, E., K. M. Cobb,J. C. Furtado,N. Schneider, B. T. Anderson, A. Bracco, M. A. Alexander and D. J. Vimont,2010: Central Pacific El Niño and decadal climate change in the North Pacific Ocean. *Nature Geosci.*, **3**, 762-765. doi:10.1038/ngeo984.

Domingues, C. M., J. A. Church, N. J. White, P. J. Gleckler, S. E. Wijffels, P. M. Barker, and J. R. Dunn, 2008:Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise. *Nature*, **453**, 1090-1093. doi:10.1038/ nature07080.

Doney, S. C., V. J. Fabry, R. A. Feely and J. A. Kleypas,2009: Ocean acidification: The other CO_2 problem. *Ann. Rev. Mar. Sci.*, **1(1)**, 169-192, doi:10.1146/annurev.marine. 010908.163834.

Dore, J. E., R. Lukas, D. W. Sadler, M. J. Church and D. M. Karl, 2009: Physical and biogeochemical modulation of ocean acidification in the central North Pacific. *Proc. Natl. Acad. Sci.* , **106(30)**, 12235-12240. doi:10.1073/pnas.0906044106.

Douglas, B. C., 2001: Sea level change in the era of the recording tide gauge.*Sea Level Rise, History and Consequences.International Geophysics Series*, **75**, 37-64. doi:10.1016/ S0074-6142(01)80006-1.

Domingues Catia M., J. A. Church, N. J. White, P. J. Gleckler, S. E. Wijffels, P. M. Barker and J. R. Dunn, 2008. Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise. *Nature*, **453**, 1090-1093. doi:10.1038/ nature07080.

Duce, R. A., J. LaRoche, K. Altieri, K. R. Arrigo, A. R. Baker, D. G. Capone, S. Cornell, F. Dentener, J. Galloway, R. S. Ganeshram, R. J. Geider, T. Jickells, M. M. Kuypers, R. Langlois, P. S. Liss, S. M. Liu, J. J. Middelburg, C. M. Moore, S. Nickovic, A. Oschlies, T. Pedersen, J. Prospero, R. Schlitzer, S. Seitzinger, L. L. Sorensen, M. Uematsu, O. Ulloa, M. Voss, B. Ward and L. Zamora, 2008: Impacts of atmospheric anthropogenic nitrogen on the open ocean. *Science*, **320(5878)**, 893-897.doi:10.1126/ science.1150369.

Durack, P. J., and S. E. Wijffels, 2010: Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scalewarming. *J. Climate*, **23**, 4342-4362. doi:10.1175/ 2010JCLI3377.1.

Eden C. and A. Timmerman, 2004: The influence of the Galápagos Islands on tropical temperatures, currents and the generation of tropical instability waves. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L15308. doi:10.1029/2004GL020060.

England, M.H., S. McGregor, P. Spence, G. A. Meehl, A. Timmermann, W.Cai, A. S. Gupta, M. J. McPhaden, A. Purich and A. Santoso, 2014: Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. *Nature Clim. Change*, **4**, 222-227. doi:10.1038/NCLIMATE2106.

Environment Agency, 2008: *Climate change impacts and spatial planning- Decision support guidance*. Europe Spatial planning: Adapting to Climate Events. 30pp.

Fabry, V. J., B. A. Seibel, R. A. Feely and J. C. Orr, 2008: Impacts of ocean acidification on marine fauna and ecosystem. *ICES J. Mar. Sci.*, **65**, 414-432. doi:10.1093/ icesjms/fsn048.

Farrell, W. E., and J. A. Clark, 1976: On postglacial sea level. *Geophys.j. R. Astron. Soc.* **46(3)**, 647-667. doi:10.1111/j.1365-246X.1976.tb01252.x.

Feely, R.A. and C.T.A. Chen, 1982: The effect of excess CO_2 on the calculated calcite and aragonite saturation horizons in the northeast Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **9(11)**, 1294-1297. doi:10.1029/GL009i011p01294.

Feely, R.A., S.C. Doney and S.R. Cooley, 2009: Ocean acidification: Present conditions and future changes in a high-CO_2 world. *Oceanography*, **22(4)**, 36-47. http://dx.doi.org/ 10.5670/oceanog.2009.95.

Firing E., R. Lukas, J. Sadler and K. Wyrtki, 1983: Equatorial undercurrent disappears during the 1982-83 El Niño. *Science*, **222**, 1121-1123. doi:10.1126/science.222.4628.1121.

Gilson, J. and D. Roemmich, 2002: Mean and temporal variability in Kuroshio geostrophic transport south of Taiwan (1993-2001). *J.Oceanogr.*, **58**, 183-195.

Gilbert, D., N. N. Rabalais, R. J. Diaz, and J. Zhang, 2010: Evidence for greater oxygen decline rates in the coastal ocean than in the open ocean. *Biogeosciences*, **7(7)**, 2283-2296.

doi:10.5194/bg-7-2283-2010.

Gleckler, P. J., B.D. Santer, C. M. Domingues, D. W. Pierce, T. P. Barnett, J. A. Church, K. E. Taylor, K. M. AchutaRao, T. P. Boyer, M. lshii and P. M. Caldwell, 2012: Human-induced global ocean warming on multidecadal timescales. *Nature Clim. Change*, **2**, 524-529. doi:10.1038/nclimate1553.

Gonzalez-Davila, M., J.M. Santana-Casiano, M.J. Rueda and O. Llinas, 2010: The water column distribution of carbonate system variables at the ESTOC site from 1995 to 2004. *Biogeosciences*, **7(10)**, 3067-3081. doi:10.5194/bg-7-3067-2010.

Gordon, A. L. andC. F. Giulivi,2004: Pacific decadal oscillation and sea level in the Japan/East Sea. *Deep Sea Research PTI*, **51(5)**, 653-663.

Gregory, J. M., and J. A. Lowe, 2000: Predictions of global and regional sea-level rise using AOGCMs with and without flux adjustment. *Geophys. Res. Lett.*, **27(19)**, 3069-3072.

Griffies, S. M.,J. Yin, P. J. Durack, P. Goddard, S. C. Bates, E. Behrens, M. Bentsen, D. Bi, A. Biastoch, C. W. Böning, A. Bozec, E. Chassignet, G. Danabasoglu, S. Danilov, C. M. Domingues, H. Drange, R. Farneti, E. Fernandez, R.J. Greatbatch, D. M. Holland, M. Ilicak, W. G. Large, K. Lorbacher, J. Lu, S. J. Marsland, A. Mishra, A.J. G. Nurser, D. S. y Méli, J. B. Palter, B. L. Samuels, J. Schröter, F. U. Schwarzkopf, D. Sidorenko, A. M. Treguier, Y.-h. Tseng, H. T., Petteri Uotila, S. Valcke, A. Voldoire, Q. Wang, M. Winton, X. Zhang, 2014: An assessment of global and regional sea level for years 1993-2007 in a suite of interannual CORE-II simulations. *Ocean Modelling*, **78**, 35-89. doi:10.1016/j.ocemod.2014.03.004

Held, I., and Soden, B. R.,2006:Responses of the hydrological cycle to global warming.*J. Climate*, **19**, 5686-5699.

Holgate, S. J., 2007: On the decadal rates of sea level change during the twentieth century. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L01602. doi:10.1029/2006GL028492

Hsin, Y.C. and B. Qiu, 2012: The impact of Eastern-Pacific versus Central-Pacific El Niños on the North Equatorial Countercurrent in the Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **117**, C11017.doi:10.1029/2012JC008362

Hsin, Y. C., B. Qiu, T. L. Chiang and C. R. Wu,2013: Seasonal to interannual variations in the intensity and central position of the surface Kuroshio east of Taiwan. *J. Geophys. Res*., **118(9)**, 4305-4316.

Hwang, C. and R. Kao,2002. TOPEX/POSEIDON‐derived space–time variations of the Kuroshio Current: applications of a gravimetric geoid and waveletanalysis. *Geophys. J. Int.* **151(3)**, 835-847.

Ichikawa, K., R. Tokeshi, M. Kashima, K. Sato, T. Matsuoka, S. Kojima and S. Fujii, 2008: Kuroshio variations in the upstream region as seen by HF radar and satellite altimetry data. *Int. J. Remote Sens.*, **29**, 6317-6326. doi:10.1080/01431160802175454.

IPCC, 2013:*Climate Change 2013: The Physical Science Basis.* Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press,

Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Ishii, M., and M. Kimoto, 2009: Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections. *J. Oceanogr.*, **65**, 287-299.

Isobe, A., 1999: On the origin of the Tsushima Warm Current and its seasonality. *Cont. Shelf Res.*, **19**, 117-133.

Isobe, A., 2008: Recent advances in ocean-circulation research on the Yellow Sea and East China Sea shelves. *J. Oceanogr.*, **64(4)**, 569-584.

Jan, S., J. Wang, C. S. Chern and S. Y.Chao, 2002: Seasonal variation of the circulation in the Taiwan Strait. *J. Mar. Syst.*, **35(3-4)**, 249-268. doi:10.1016/S0924-7963(02)00130-6.

Jan, S., D. D.Sheu andH. M. Kuo, 2006: Water mass and throughflow transport variability in the Taiwan Strait. *J. Geophys. Res.*, **111**, C12012. doi:10.1029/2006JC003656.

Jevrejeva, S., A. Grinsted, J. C. Moore and S. Holgate, 2006: Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records. *J. Geophys. Res.-Oceans*, **111**, C09012.doi:10.1029/ 2005JC003229.

Jevrejeva, S., J. C. Moore, A. Grinsted and P. L. Woodworth, 2008: Recent global sea level acceleration started over 200 years ago? *Geophys. Res. Lett.*, **35(8)**, L08715. doi:10.1029/2008GL033611.

Johns, W. E.,T. N. Lee, D. Zhang, R. Zontopp, C. T. Liu and Y. Yang, 2001: The Kuroshio East of Taiwan: Moored Transport Observations from the WOCE PCM-1 Array. *J.Phys. Oceanogr.*, **31**, 1031-1053. doi:http://dx.doi.org/10.1175/ 1520-0485(2001)031 <1031:TKEOTM>2.0.CO;2.

Johnson G. C., B. M. Sloyan, W. S. Kessler and K. E. McTaggart, 2002: Direct measurements of upper ocean currents and water properties across the tropical Pacific during the 1990s. *Prog.Oceanogr.*,**52(1)**, 31-61.

Kang, S. K., J. Y. Cherniawsky, M. G. G. Foreman, H. S. Min, C. H. Kim and H. W. Kang, 2005: Patterns of recent sea level rise in the East/Japan Sea from satellite altimetry and in situ data. *J. Geophys. Res.*, **110**, C07002. doi:10.1029/2004JC002565.

Kennedy, J. J., N. A. Rayner, R. O. Smith, D. E. Parker and M. Saunby, 2011: Reassessing biases and otheruncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850: 2. Biases and homogenization.*J. Geophys. Res. Atmos.*, **116**, D14104. doi:10.1029/2010JD015220.

Kent, E. C., N. A. Rayner, D. I. Berry, M. Saunby, B. I. Moat, J. J. Kennedy, and D. E. Parker, 2013: Global analysis of night marine air temperature and its uncertainty since 1880, the HadNMAT2 Dataset. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 1281-1298. doi:10.1002/ jgrd.50152.

Khatiwala, S., F. Primeau, and T. Hall, 2009: Reconstruction of the history of anthropogenic CO_2 concentration in the ocean.*Nature*, **462**, 346-349.doi:10.1038/nature08526.

Khatiwala, S., T. Tanhua, S. Mikaloff Fletcher, M. Gerber, S. C. Doney, H. D. Graven, N. Gruber, G. A. McKinley, A. Murata, A. F. Ríos and C. L. Sabine, 2013: Global ocean storage of anthropogenic carbon.*Biogeosciences*, **10**, 2169-2191. doi:10.5194/ bg-10-

2169-2013.

Kim, H., S. Kimura, A.Shinoda, T.Kitagawa, Y. Sasai and H. Sasaki, 2007: Effect of El Niño on migration and larval transport of the Japanese eel (Anguilla japonica).*ICES J. Mar. Sci*., **64(7)**, 1387-1395. doi:10.1093/icesjms/fsm091.

Kimura S., K. Tsukamotoa and T. Sugimoto, 1994: A model for the larval migration of the Japanese eel. roles of the trade winds and salinity front. *Mar. Biol.*, **119(2)**, 185-190. doi: 10.1007/BF00349555.

Kimura S., T. Inoue and T. Sugimoto, 2001: Fluctuation in the distribution of low-salinity water in the North Equatorial Current and its effect on the larval transport of the Japanese eel. *Fish.Oceanogr.*, **10(1)**, 51-60. doi:10.1046/j.1365-2419.2001.00159.x.

Kwon, Y.-O., Alexander, M., Bond, N., Frankignoul, C., Nakamura, H., Qiu, B., Thompson, L.A., 2010. Role of the gulf stream andKuroshio–Oyashio systems in large-scale atmosphere ocean interaction: a review. *J. Clim.***23**, 3249-3281. doi:10.1175/ 2010JCLI3343.1

Kroeker, K. J., R. L. Kordas, R. N. Crim and G. G. Singh, 2010: Meta-analysis reveals negative yet variable effects of ocean acidification on marine organisms. *Ecol. Lett.*, **13(11)**, 1419-1434. doi:10.1111/j.1461-0248.2010.01518.x.

Kuo, Y. C., and M. A. Lee, 2013: Decadalvariation of winter sea surface temperature in the Taiwan Strait. *J. Mar. Sci. Technol.*, **21**, 117-123. doi: 10.6119/JMST-013-1219-9.

Lambeck, K., and S. M. Nakiboglu, 1984. Recent global changes in sea level. *Geophys. Res. Lett.*, **11(10)**, 959-961. doi:10.1029/GL011i010p00959.

Lambeck, K., T. Esat and E. Potter, 2002b: Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, **419**, 199-206. doi:10.1038/nature01089.

Lambeck, K., M. Anzidei, F. Antonioli, A. Benini, and A. Esposito, 2004b: Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change. *Earth.Planet. Sci. Lett.*, **224**, 563-575. doi:10.1016/j.epsl.2004.05.031.

Lambeck, K., C. D. Woodroffe, F. Antonioli, M. Anzidei, W. R. Gehrels, J. Laboreland A. J. Wright, 2010: Paleoenvironmental records, geophysical modelling, and reconstruction of sea level trends and variability on centennial and longer timescales. In *Understanding sea level rise and variability*, J. A. Church, P. L. Woodworth, T. Aarup, and W. S. Wilson (Eds.), Wiley-Blackwell, Oxford, UK. 61-121. doi:10.1002/ 9781444323276.ch4.

Lan, K.W., K. Evans and M.A. Lee, 2013: Effects of climate variability on the distribution and fishing conditions of yellowfin tuna (Thunnus albacares) in the western Indian Ocean. *Climatic Change*, **119**, 63-77. doi:10.1007/s10584- 012-0637-8.

Lan, K.W., M. A. Lee, C. I.k. Zhang, P. Y. Wang, L.J. Wu and K. T. Lee, 2014: Effects of Climate Variability and Climate Change on the Fishing Conditions for Grey Mullet (*Mugil cephalus* L.) in the Taiwan Strait. *Climatic Change*, **126**, 189-202. doi:10.1007/s10584-014-1208-y.

Landerer, F. W., J. H. Jungclaus and J. Marotzke, 2007: Regional dynamic and steric sea level change in response to the IPCC-A1B scenario. *J.Phys. Oceanogr.*, **37**, 296-312.

Lee, T. N., W. E. Johns, C. T. Liu, D. Zhang, R. Zantopp and Y. Yang, 2001: Mean transport and seasonal cycle of the Kuroshio east of Taiwan with comparison to the Florida Current. *J. Geophys. Res*., **106(C10)**, 22143-22158.doi:10.1029/2000JC000535.

Lee, M .A., M. T. Tzeng, K. Hosoda, F. Sakaida, H. Kawamura and Y. Chang, 2010: Validation of JAXA/MODIS Sea Surface Temperature aboard Terra and Aqua in Water around Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **21(4)**, 727-736. doi:10.3319/TAO. 2009.09.07.01(Oc).

Lee, M. A., Y. C. Yang, Y. L. Shen, Y.Chang, W. S.Tsai, K. W.Lan and Y. C. Kuo, 2014:Effects of an Unusual Cold-Water Intrusion in 2008 on the Catch of Coastal Fishing Methods around Penghu Islands, Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **25(1)**, 107-120. doi:10.3319/TAO.2013.0 8.06.01(Oc).

Levitus, S., J. Antonov and T. Boyer, 2005: Warming of the world ocean, 1955-2003. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02604. doi:10.1029/2004GL021592.

Levitus, S., J. I. Antonov, T. P. Boyer, R. A. Locarnini, H. E. Garcia and A. V. Mishonov, 2009: Global ocean heatcontent 1955-2008 in light of recently revealed instrumentation problems. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L07608. doi:10.1029/2008GL037155.

Levitus, S.,J. I. Antonov, T. P. Boyer, O. K. Baranova, H. E. Garcia, R. A. Locarnini, A. V. Mishonov, J. R. Reagan, D. Seidov, E. S. Yarosh andM. M. Zweng, 2012: World ocean heat content and thermosteric sea level change (0-2000m) 1955-2010.*Geophys. Res. Lett.*, **39**, L10603.doi:10.1029/2012GL051106.

Li, L., J. D. Xu and R. S. Cai, 2002: Trends of sea level rise in the South China Sea during the 1990s: An altimetry result. *Chinese Sci. Bull*., **47(7)**, 582-585. doi: 10.1360/02tb9134.

Lie, H. J., C. H. Cho, J. H. Lee, P. Niiler and J. H. Hu, 1998: Separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu. *J. Geophys. Res.*, **103(C2)**, 2963-2976. doi:10.1029/97JC03288.

Liu, K. K., G. C. Gong, C. Z. Shyu, S. C. Pai, C. L. Wei and S. Y. Chao, 1992: Response of Kuroshio upwelling to the onset of northeast monsoon in the sea north of Taiwan: Observations and a numericalsimulation.*J. Geophys. Res.*, **97(C8)**, 12511-12526. doi:10.1029/92JC01179.

Lombard, A., A. Cazenave, P. Y. Le Traon, and M. Ishii, 2005a: Contribution of thermal expansion to present-day sea level change revisited. *Global Planet. Change*, **47**, 1-16. doi:10.1016/j.gloplacha.2004.11.016.

Lombard, A., A. Cazenave, K. DoMinh, C. Cabanes and R. S. Nerem, 2005b:Thermosteric sea level rise for the past 50 years; comparison with tide gauges and inference on water mass contribution. *Global Planet. Change*, **48(4)**, 303-312. doi:10.1016/j.gloplacha.2005.02.007.

Lombard, A., G. Garric and T. Penduff, 2009: Regional patterns of observed sea level change: insights from a 1/4 degrees global ocean/sea-ice hindcast. *Ocean Dyn.*, **59(3)**, 433-449.

Lorbacher, K., J. Dengg, C. W. Boning and A. Biastoch, 2010: Regional patterns of sea level change related to interannual variability and multidecadal trends in the Atlantic meridional overturning circulation. *J. Climate*, **23**, 4243-4254. doi:10.1175/2010JCLI3341.1.

Lorbacher, K., S. J. Marsland, J. A. Church, S. M. Griffies and D. Stammer, 2012:Rapid barotropic sea-level rise from ice-sheet melting. *J. Geophys. Res.*, **117**, C06003. doi:10.1029/2011JC007733.

Lorenzo, E. D., N. Schneider, K. M. Cobb, P. J. S. Franks, K. Chhak, A. J. Miller,J. C. McWilliams, S. J. Bograd, H. Arango, E. Curchitser, T. M. Powell, and P. Riviere, 2008:North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L08607. doi:10.1029/2007GL032838.

Lowe, J. A., and J. M. Gregory, 2006: Understanding projections of sea level rise in a Hadley Centre coupled climate model. *J. Geophys. Res.*, **111**, C11014. doi:10.1029/2005JC00342.

Lozier, M. S., V. Roussenov, M. S. C. Reed and R. G. Williams, 2010: Opposing decadal changes for the North Atlantic meridional overturning circulation. *Nature Geosci.*, **3**, 728-734. doi:10.1038/ngeo947.

Lukas, R., 2001: Pacific Ocean equatorial currents. In J. H. Steele *et al.*, (Editors), *Encyclopediaof Ocean Sciences*, 4,2069-2076. Academic Press, San Diego, California. doi:10.1006/rwos.2001.0354.

Luthi, D., M. Le Floch, B. Bereiter, T. Blunier, J.M. Barnola, U. Siegenthaler, D. Raynaud, J. Jouzel, H. Fischer, K. Kawamura and T.F. Stocker, 2008: High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. *Nature*, **453(7193)**, 379-82. doi:10.1038/nature06949.

Masters, D., R. S. Nerem, C. Choe, E. Leuliette, B. Beckley, N. White and M. Ablain, 2012:Comparison of global mean sea level time series from TOPEX/Poseidon, Jason-1, and Jason-2. *Marine Geodesy*, **35**, 20-41. doi:10.1080/ 01490419.2012.717862.

Merrifield, M. A., and M. E. Maltrud, 2011: Regional sea level trends due to a Pacific trade wind intensification. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L21605. doi:10.1029/2011GL049576.

McNeil, B.I. and R.J. Matear, 2007: Climate change feedbacks on future oceanic acidification. *Tellus Ser. B-Chem. Phys. Meteorol.*, **59(2)**, 191-198. doi:10.1111/j.1600-0889.2006.00241.x.

McNeil, B.I. and R.J. Matear, 2008: Southern Ocean acidification: a tipping point at 450-ppm atmospheric CO_2. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **105(48)**, 18860-4. doi:10.1073/pnas.0806318105.

Midorikawa, T., M. Ishii, S. Saito, D. Sasano, N. Kosugi, T. Motoi, H. Kamiya, A. Nakadate, K. Nemoto and H.Y. Inoue, 2010: Decreasing pH trend estimated from 25-yr time series of carbonate parameters in the western North Pacific. *Tellus Ser. B-Chem. Phys. Meteorol.*, **62(5)**, 649-659. doi:10.1111/j.1600-0889.2010.00474.

Miller, A. J. and N. Schneider, 2000: Interdecadal climate regime dynamics in the North Pacific Ocean: Theories, observations and ecosystem impacts. *Prog.Oceanogr.*, **47**, 355-379.

Miller, L., and B. C. Douglas, 2007: Gyre-scale atmospheric pressure variations and their relation to 19th and 20th century sea level rise. *Geophys.Res. Lett.*, **34(16)**, L16602. doi:10.1029/2007GL030862.

Milne, G. A., and J. X. Mitrovica, 1998: Postglacial sea-level change on a rotating Earth.

*Geophys. J. Int.***133**, 1-19. doi:10.1046/j.1365-246X.1998.1331455.x.

Milne, G. A., W. R. Gehrels, C. W. Hughes and M. E. Tamisiea, 2009: Identifying the causes of sea-level change. *Nature Geosci.*, **2**, 471-478. doi:10.1038/ngeo544.

Mitrovica, J. X., M. E. Tamisiea, J. L. Davis and G. A. Milne, 2001: Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea-level change. *Nature*, **409**, 1026-1029. doi:10.1038/35059054.

Moucha, R., A. M. Forte, J. X. Mitrovica, D. B. Rowley, S. Quere, N. A. Simmonsand S. P. Grand, 2008: Dynamic topography and long-term sea-level variations: there is no such thing as a stable continental platform. *Earth.Planet. Sci. Lett.*, **271**, 101-108. doi:10.1016/j.epsl.2008.03.056.

Nidheesh, A. G., M. Lengaine, J. Vialard, A. S. Unnikrishnam and H. Dayan, 2012: Decadal and long-term sea level variability in the tropical Indo-Pacific Ocean. *Clim. Dyn.*. **41(2)**, 381-402. doi:10.1007/s00382-012-1463-4.

Nitani, H., 1972: Beginning of the Kuroshio. In. *Kuroshio, its physical aspects*, H. Stommel and K. Yoshida, editors, University of Tokyo Press, Tokyo, 129-163.

Oey, L. Y., Y. C.Hsin and C. R. Wu, 2010: Why does the Kuroshio northeast of Taiwan shift shelfward in winter? *Ocean Dyn.*,**60(2)**, 413-426.

Oey, L. Y., M. C.Chang, Y. L.Chang, Y. C. Linand F. H. Xu,2013:Decadalwarming of coastal China Seas and coupling with winter monsoonand currents. *Geophys. Res. Lett.*, **40(23)**, 6288-6299. doi:10.1002/2013GL058202.

Oey, L. Y., M. C. Chang, S. M. Huang, Y. C. Lin and M. A. Lee, 2015:The influence of shelf-sea fronts on winter monsoon over East China Sea. *Clim. Dyn.*, **45(7)**, 2047-2068. doi:10.1007/s00382-014-2455-3.

Okumura, Y. M., C. Deser, A. Hu, A. Timmermann and S. P. Xie, 2009: North Pacific climate response to freshwater forcing in the Subarctic North Atlantic: oceanic and atmospheric pathways. *J. Climate*, **22**, 1424-1445.

Olafsson, J., S.R. Olafsdottir, A. Benoit-Cattin, M. Danielsen, T.S. Arnarson and T. Takahashi, 2009: Rate of Iceland Sea acidification from time series measurements. *Biogeosciences*, **6(11)**, 2661-2668.

Ollivier, A., Y. Faugere, N. Picot, M. Ablain, P. Femenias and J. Benveniste, 2012: Envisat Ocean Altimeter Becoming Relevant for Mean Sea Level Trend Studies. *Marine Geodesy*, **35**, 118-136.

Orr, J.C., V.J. Fabry, O. Aumont, L. Bopp, S.C. Doney, R.A. Feely, A. Gnanadesikan, N. Gruber, A. Ishida, F. Joos, R.M. Key, K. Lindsay, E. Maier-Reimer, R. Matear, P. Monfray, A. Mouchet, R.G. Najjar, G.K. Plattner, K.B. Rodgers, C.L. Sabine, J.L. Sarmiento, R. Schlitzer, R.D. Slater, I.J. Totterdell, M.F. Weirig, Y. Yamanaka and A. Yool, 2005: Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature*, **437(7059)**, 681-686. doi:10.1038/ nature04095.

Palmer, M. D., K. Haines, S. F. B. Tett, and T. J. Ansell, 2007: Isolating the signal of ocean global warming. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, 6.

Pardaens, A., J. M. Gregory and J. Lowe, 2011a: A model study of factors influencing projected changes in regional sea level over the twenty-first century. *Clim. Dyn.*, **36**, 2015-2033.

Peltier, W. R., and A. M. Tushingham, 1991: Influence of glacial isostatic-adjustment on tide gauge measurements of secular sea-level change. *J. Geophys. Res.*, **96(B4)**, 6779-6796.doi:10.1029/90JB02067.

Peltier, W. R.,2009: Closure of the budget of global sea level rise over the GRACE era: the importance and magnitudes of the required corrections for global glacial isostatic adjustment. *Quaternary Sci. Rev.*, **28**, 1658-1674.doi:10.1016/j.quascirev.2009.04.004.

Philander, S. G. H., W. J. Hurlin and A. D. Seigel,1987: Simulation of the seasonal cycle in the tropical Pacific Ocean.*J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 1986-2002.

Pierce, D. W., T. P. Barnett, K. M. AchutaRao, P. J. Gleckler, J. M. Gregory and W. M. Washington, 2006:Anthropogenic warming of the oceans: Observations and model results. *J. Climate*, **19**, 1873-1900.

Polovina, J. J., G. H. Balazs, E. A. Howell, D. M. Parker, M. P. Seki and P. H. Dutton, 2004: Forage and migration habitat of loggerhead (Caretta caretta) and olive ridley (Lepidochelys olivacea) sea turtles in the central North Pacific Ocean. *Fish.Oceanogr.*, **13**, 36-51.

Qiu, B., 2003: Kuroshio Extension Variability and Forcing of the Pacific Decadal Oscillations: Responses and Potential Feedback. J. Phys. Oceanogr., 33, 2465-2482. doi:https://doi.org/10.1175/2459.1.

Qiu, B. and T. M. Joyce, 1992:Interannual Variability in the Mid- and Low-Latitude Western North Pacific.*J.Phys. Oceanogr.*, **22**, 1062-1079.

Qiu, B. and R. Lukas, 1996: Seasonal and interannual variability of the North Equatorial Current, the Mindanao Current, and the Kuroshio along the Pacific western boundary.*J. Geophys. Res*., **101(C5)**, 12315-12330.

Qiu, B. and S. Chen, 2010: Interannual-to-decadal variability in the bifurcation of the North Equatorial Current off the Philippines. *J. Phys. Oceanogr*., **40(11)**, 2525-2538.

Qiu, B. and S. Chen, 2011: Multidecadal sea level and gyre circulation variability in the northwestern tropical Pacific Ocean.*J.Phys. Oceanogr.*, **42(1)**, 193-206.

Qiu, B. and S. Chen, 2013: Concurrent Decadal Mesoscale Eddy Modulations in the Western North Pacific Subtropical Gyre. *J. Phys. Oceanogr.*, **43**, 344-358.

Qu, T., Y. Kim, M. Yaremchuk, T. Tozuka, A. Ishida andT. Yamagata,2004: Can Luzon Strait Transport Play a Role in Conveying the Impact of ENSO to the South China Sea? *J. Climate*, **17(18)**, 3644-3657.

Ray, R. D., and B. C. Douglas, 2011: Experiments in reconstructing twentieth-century sea levels. *Prog. Oceanogr.*, **91**, 495-515.

Rayner, N. A., P. Brohan, D. E. Parker, C. K. Folland, J. J. Kennedy, M. Vanicek, T. J. Ansell and S. F. B. Tett, 2006: Improved analyses of changes and uncertainties in sea surface temperature measured in situsice the mid-nineteenth century: The HadSST2 dataset. *J. Climate*, **19**, 446-469.

Sabine, C. L., R. A. Feely, N. Gruber, R. M. Key, K. Lee, J. L. Bullister, R. Wanninkhof, C. S. Wong, D. W. R. Wallace, B. Tilbrook, F.J. Millero, T.-H. Peng, A. Kozyr, T. Ono and A.F. Rios, 2004: The Oceanic Sink for Anthropogenic CO_2. *Science*, **305(5682)**, 367-371. doi:10.1126/science.1097403.

Sahagian, D., 2000: Global physical effects of anthropogenic hydrological alterations: sea level and water redistribution. *Global Planet. Change*, **25**, 39-48.

Santana-Casiano, J.M., M. Gonzalez-Davila, M.J. Rueda, O. Llinas and E.F. Gonzalez-Davila,2007: The interannual variability of oceanic CO_2 parameters in the northeast Atlantic subtropical gyre at the ESTOC site. *Glob. Biogeochem. Cycle*, **21**, GB1015. doi:Gb101510.1029/2006gb002788.

Schmitt, R. W., 2008: Salinity and the global water cycle. *Oceanography*, **21(1)**, 12-19. http://dx.doi.org/ 10.5670/oceanog.2008.63.

Schwing, F. B. and R. Mendelssohn, 1997: Increased coastal upwelling inthe California Current System. *J. Geophys. Res*., **102**, 3421-3438.

Seager, R., Y. Kushnir, N. H.Naik, M. A.Cane andJ. Miller,2001: Wind-Driven Shifts in the Latitude of the Kuroshio-Oyashio Extension and Generation of SST Anomalies on Decadal Timescales.*J. Climate*, **14(22)**, 4249-4265.

Sherman, K., M.Sissenwine,V.Christensen, A.Duda, G.Hempel, C.Ibe, S.Levin,D.Lluch-Belda, G.Matishov, J.McGlade, M.O'Toole, S.Seitzinge , R.Serra, H.R.Skjoldal, Q.Tang, J.Thulin, V.Vandeweerd, K.Zwanenburg, 2005: A global movement toward an ecosystem approach to management of marine resources. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **300**, 275–279.

Sherman, K., J. O'Reilly,I.M. Belkin,C. Melroseand K.D. Friedland,2011: The application of satellite remote sensing for assessingproductivity in relation to fisheries yields of the world's large marine ecosystems. *ICES J. Mar. Sci.*, **68**, 667-676. doi:10.1093/icesjms/fsq177

Sheu, D.D., W.C. Chou, C.L. Wei, W.P. Hou, G.T.F. Wong and C.W. Hsu, 2010: Influence of El Nino on the sea-to-air CO_2 flux at the SEATS time-series site, northern South China Sea. *J. Geophys. Res.*, 115, C10021. doi:10.1029/2009jc006013

Sheu, W. J., C. R. Wu and L. Y.Oey, 2010: Blocking and westward passage of eddies in the Luzon Strait. *Deep Sea Research PT II*,57(19), 1783-1791. doi:10.1016/j.dsr2.2010.04.004

Stammer, D., 2008: Response of the global ocean to Greenland and Antarctic ice melting. *J. Geophys. Res.*, **113**, C06022.doi:10.1029/2006JC004079.

Stammer, D., N. Agarwal, P. Herrmann, A. Kohl and C. R. Mechoso, 2011: Response of a coupled ocean-atmosphere model to Greenland ice melting. *Surv.Geophy.*,**32**, 621-642.

Stammer, D., A. Cazenave, R. M. Ponte and M. E. Tamisiea, 2013: Causes for contemporary regional sea level changes. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, **5**, 21-46. doi:10.1146/ annurev-marine-121211-172406.

Steinacher, M., F. Joos, T. L. Frölicher, G. K. Plattner and S. C. Doney, 2009: Imminent ocean acidification in the Arctic projected with the NCAR global coupled carbon cycle-

climate model. *Biogeosciences*, **6(4)**, 515-533, doi:10.5194/bg-6-515-2009.

Stewart, R. H., 2008: *Introduction to physical oceanography*. Texas A & M University. 345pp.

Stone, J. O., G. A. Balco, D. E. Sugden, M. W. Caffee, L. C. Sass, S. G. Cowdery and C. Siddoway, 2003: Holocene deglaciation of Marie Byrd Land, West Antarctica. *Science*, **299**, 99-102.

Stramma, L., S. Schmidtko, L. A. Levin and G. C. Johnson, 2010: Ocean oxygen minima expansions and their biological impacts. *DeepSea Research PTI*,**57(4)**, 587-595. doi:10.1016/j.dsr.2010.01.005.

Suzuki, T., and M. Ishii, 2011: Regional distribution of sea level changes resulting from enhanced greenhouse warming in the Model for Interdisciplinary Research on Climate version 3.2. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L02601. doi:10.1029/2010GL045693.

Syvitski, J. P. M., James P. M. Syvitski, A. J. Kettner, I. Overeem, E. W. H. Hutton, M. T. Hannon, G. R. Brakenridge, J. Day, C. Vörösmarty, Y. Saito, L. Giosan and R. J. Nicholls, 2009:Sinking deltas due to human activities. *Nature Geosci.*, **2**, 681-686. doi:10.1038/ngeo629.

Syvitski, J. P. M., and A. Kettner, 2011: Sediment flux and the Anthropocene. *Phil. Trans. R. Soc. A*, **369**, 957-975.doi:10.1098/rsta.2010.0329.

Takahashi, T., S. C. Sutherland, R. Wanninkhof, C. Sweeney, R. A. Feely, D. W. Chipman, B. Hales, G. Friederich, F. Chavez, C. Sabine, A. Watson, D. C. E. Bakker, U. Schuster, N. Metzl, H. Yoshikawa-Inoue, M. Ishii, T. Midorikawa, Y. Nojiri, A. Körtzinger, T. Steinhoff, M. Hoppema, J. Olafsson, T. S. Arnarson, B. Tilbrook, T. Johannessen, A. Olsen, R. Bellerby, C. S. Wong, B. Delille, N. R. Bates and H. J. W. de Baar, 2009: Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO_2, and net sea–air CO_2 flux over the global oceans. *DeepSea Res. PT I*, **56(8–10)**, 554-577. doi:10.1016/j.dsr2.2008.12.009.

Tang, T. Y., Y. Hsueh, Y. J. Yang and J. C. Ma, 1999 Continental Slope Flow Northeast of Taiwan. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 1353-1362.

Tang, T. Y., J. H. Tai and Y. J. Yang, 2000: The flow pattern north of Taiwan and the migration of the Kuroshio. *Cont. Shelf Res.*, **20(4-5),** 349-371. doi:10.1016/S0278-4343(99)00076-X

Timmermann, A., S. McGregor, and F. F. Jin, 2010: Wind effects on past and future regional sea level trends in the Southern Indo-Pacific. *J. Climate*, **23**, 4429-4437.

Trenberth, K. E., and L. Smith, 2005: The mass of the atmosphere: A constraint on global analyses, *J. Clim.*, **18**, 864-875.

Tseng, Y. H., L. C. Breaker and E. T-Y. Chang, 2010: Sea level variations in the regional seas around Taiwan. *J. Oceanogr.*, **66(1)**, 27-39.

Tseng, Y. H., M.-L. Shen, S. Jan, D. E. Dietrich, C. P. Chiang, 2012: Validation of the Kuroshio current system in the dual-domain Pacific Ocean model framework. *Prog.Oceanogr.*, **105**, 102-124.

Tsukamoto, K., 1992: Discovery of the spawning area for Japanese eel. *Nature*, **356(6372)**, 789-

791.

Tsukamoto, K., 2006: Oceanic biology: spawning of eels near a seamount. *Nature*, **439(7079)**, 929-929.

Tzeng, W. N., 2003: The processes of onshore migration of the Janpanese eel Anguilla Japonica an revealed by otolith microstructure. In. Aida K,, Tsukamotoa K., Yamauchi K. (Eds.) *Eel Biologym*. Springer, Tokyo, 181-190. doi:10.1007/978-4-431- 65907-5_13.

Uda, M., and Hasunuma, K., 1969: The eastward subtropical countercurrent in the western North Pacific Ocean. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **25(4)**, 201-210.

Wada, Y., L. P. H. van Beek, C. M. van Kempen, J. W. T. M. Reckman, S. Vasak and M. F. P. Bierkens, 2010: Global depletion of groundwater resources. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L20402. doi:10.1029/2010GL044571

Wang, Y., 1998: Sea-level changes, human impacts and coastal responses in China. *J. Coast. Res*., **14**, 31-36.

Wang, F., P. Chang, D. X. Hu and H. Seidel, 2002: Circulation in the western tropical pacific ocean and its seasonal variation. *Chinese Sci. Bull.*, **47**, 591-595.

Wang, B., 2006: Cultural eutrophication in the Changjiang (Yangtze River) plume: History and perspective. *Estuar. Coast Shelf Sci.*, **69(3-4)**, 471-477.

Watson, C., R. Burgette,P. Tregoning,N. White,J. Hunter,R. Coleman,R. Handsworth, andH. Brolsma, 2010: Twentieth century constraints on sea level change and earthquake deformation at Macquarie Island. *Geophys. J. Int.***182(2)**, 781-796. doi:10.1111/ j.1365-246X.2010.04640.x.

Waugh, D. W., T. M. Hall, B. I. McNeil, R. Key, and R. J. Matear, 2006: Anthropogenic CO_2 in the oceans estimated using transit time distributions.*Tellus Ser. B-Chem. Phys. Meteorol.*, **58(5)**, 376-389. doi:10.1111/j.1600-0889.2006.00222.x.

White, N. J., J. A. Church and J. M. Gregory, 2005: Coastal and global averaged sea level rise for 1950 to 2000. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L01601. doi:10.1029/2004GL021391.

Wong, G. T., C. C.Hung, and G. C.Gong, 2004: Dissolved iodine species in the East China Sea-a complementary tracer for upwelling water on the shelf. *Cont. Shelf Res.*, **24(13)**, 1465-1484.

Wu, C.-R., 2013: Interannual modulation of the Pacific Decadal Oscillation (PDO) on the low-latitude western North Pacific. *Prog.Oceanogr.*,**110**, 49-58. doi:10.1016/j.pocean. 2012.12.001.

Wu, C. R., H. F. Lu and S. Y. Chao, 2008: A numerical study on the formation of upwelling off northeast Taiwan. *J. Geophys. Res.*, **113**, C08025. doi:10.1029/2007JC004697.

Wu, C. R., and Hsin, Y. C., 2012: The forcing mechanism leading to the Kuroshio intrusion into the South China Sea. *J. Geophys. Res.*, **117,** C07015. doi:10.1029/2012JC007968.

Wunsch, C., and D. Stammer, 1997: Atmospheric loading and the oceanic "inverted barometer" effect. *Rev. Geophys.*, **35**, 79-107.

Wunsch, C., and P. Heimbach, 2007: Practical global oceanic state estimation. *Physica D*, **230**, 197-208. doi:10.1016/j.physd.2006.09.040.

Wyrtki K., 1966: Oceanography of the eastern equatorial Pacific Ocean. *Oceanogra*. *Mar. Biol. Ann. Rev.*, **4**, 33-68.

Xie, S. P., W. T. Liu, Q. Liu and M. Nonaka, 2001: Far-reaching effects of the Hawaiian Islands on the Pacific ocean-atmosphere system.*Science*,**292(5524)**, 2057-2060.

Yamagata, T., and S. K. Behera, 2001: Dynamics of the South China Sea circulation, *Ocean Dev. News*, **29**, 5, 25-30 (in Japanese)

Yamasaki, M., A. Sasaki, M. Oda and H. Domitsu, 2008: Western equatorial Pacific planktic foraminiferal fluxes and assemblages during a La Niña year (1999). *Mar. Micropaleonto*l., **66**, 304-319.

Yin, J. J., M. E. Schlesinger and R. J. Stouffer, 2009: Model projections of rapid sea-level rise on the northeast coast of the United States. *Nature Geosci*., **2**, 262-266.

Yin, J. J., S. M. Griffies and R. J. Stouffer, 2010: Spatial variability of sea level rise in twenty-first century projections. *J. Climate*, **23**, 4585-4607.

Yu X. and M. J. McPhaden, 1999: Seasonal variability in the equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 925-947.

Zhang D., W. E. Johns, T. N. Lee, C. T. Liu and R. Zantopp, 2001: The Kuroshio east of Taiwan: modes of variability and relationship to interior mesoscale eddies. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 1054-1074.

Zhang, X. B., and J. A. Church, 2012: Sea level trends, interannual and decadal variability in the Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L21701. doi:10.1029/2012GL053240

Zhu, C., Z. H. Wang, B. Xue, P. S. Yu, J. M. Pan, T. Wagner, R. D. and Pancost, 2011: Characterizing the depositional settings for sedimentary organic matter distributions in the Lower Yangtze River-East China Sea Shelf System. *Estuar.Coast.Shelf. S.*, **93(3)**, 182-191.

常見問題

問題 2.1 人為海洋酸化與氣候變化有關嗎?

人為氣候變遷和人為海洋酸化都是因為大氣中二氧化碳濃度增加造成的。和其他溫室氣體類似，二氧化碳 (CO_2) 濃度增加時，可吸收從地球表面反射回的熱能，從而可間接改變氣候系統。海洋酸化指的是 pH 值長期 (通常為幾十年或者更長) 下降，由於 pH 值是酸度的無因次量，故海洋酸度說明的是 pH 的變化方向而不是終點。因為目前海水可吸收掉大氣中將近 30%的 CO_2，所以 CO_2 濃度升高的現象維持在數十年以上時，會直接造成 pH 值降低的海洋酸化現象。當然海洋酸化也可以由海洋中其他自然化學成分的增加或減少而引起，例如火山活動的加強、甲烷水合物的釋放或者因人類活動 (例如：釋放到大氣中的氮氣硫磺化合物) 引發。

人為造成的海洋酸化指的是因人類活動造成 pH 值下降的分量。從大約 1750 年開始，我們開始利用石化燃料來獲取能源，許多工業、農業活動排放的 CO_2 使得全球大氣平均 CO_2 濃度從 278ppm 上升到了 2011 年的 390.5ppm，估計海洋也從大氣中吸收了將近 155±30PgC，大致相當於自工業革命前時代以來人類活動所排放 CO_2 總量的四分之一 (555±85PgC)，因而目前大氣中 CO_2 的濃度比過去八十萬年中的任何時候都要高，而且持續加速上升中。目前觀察從工業革命開始以來，海洋表面水體的 pH 平均值已經從 8.2 下降到了 8.1，降低了大約 0.1 個單位，如以大氣和海洋 CO_2 濃度的模式推估結果，本世紀末的海洋表面 pH 平均值將再下降 0.2 到 0.4 個單位 (圖 F2.1)。

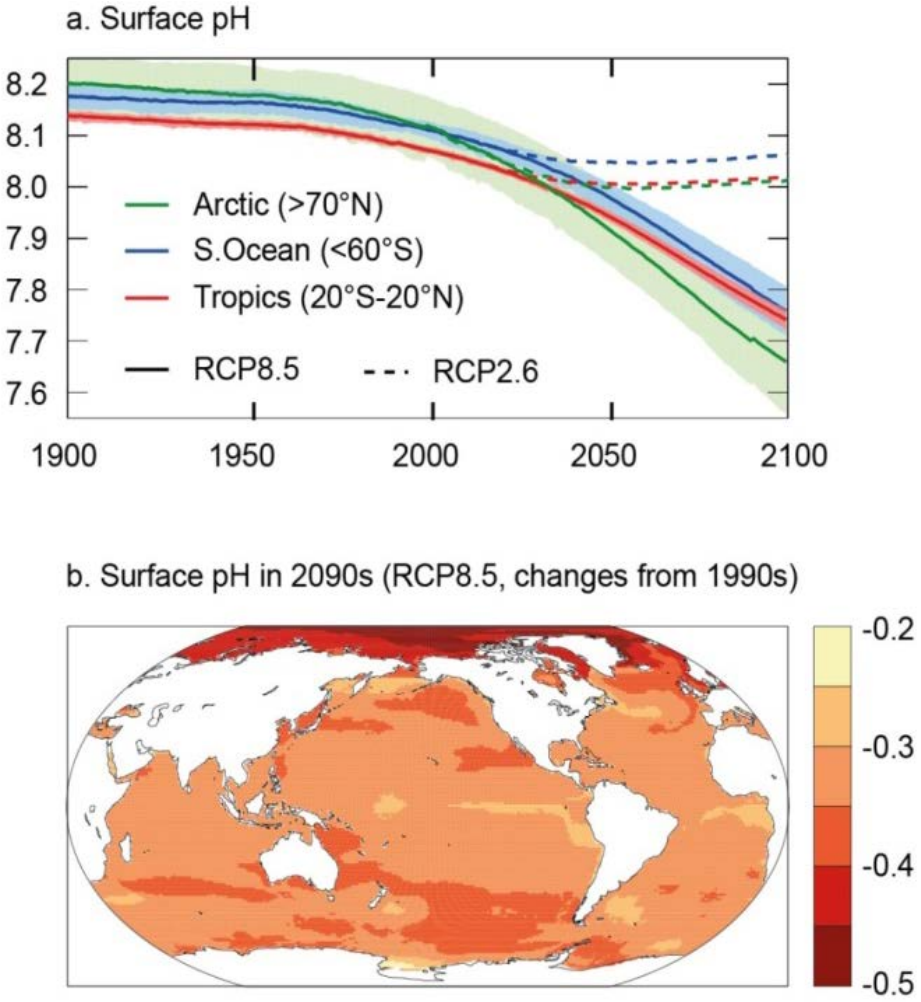


圖 F2.1 根據 RCP8.5 代表濃度途逕使用 11 個 CMIP5 模式推估海洋表層酸化情形。(a)pH 值的時間序列，其中實線為平均，色塊為模式間差異。 (b)以各模式中位數呈現未來全球海洋表層 pH 值變化分布 (相對於 1850~2100 的平均值) (摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 6.28)

問題 2.2 現今海平面的變動趨勢在歷史紀錄上是不尋常的嗎?

海平面的儀器觀 (監) 測的參考基準可為地球固體表面或地心座標。前者稱為相對海平面 (relative sea level, RSL)，後者則為所謂的地心海平面 (geocentric sea level)。相對海平面多為利用潮位計量測之結果，不過長達百年以上全球測站資料不多，近二十年來之潮位站資料較多也較可靠，而地心海平面則是指近二十年來利用衛星測高所得之結果，兩者均可用來探討海平面變化對沿海區域的影響。前者最早在 18 世紀設置於北歐的部分港口，雖然潮位站的數量不斷增加，不過由於潮位站在空間上不均勻分佈，量測的時間長度也有所不同，甚至量測資料會包含由地殼垂直運動所造成的誤差，因此學者發展各種不同的方法以克服上述問題。近年來，潮位計所得的量測資料精準度已提升並可應用於評估 20 世紀海平面的上升趨勢。雖然平均海平面的長期趨勢本身包含了年際、年代際尺度的變異，各種不同方法所推估的變化在這些時間尺度下也存在著些許差異，不過學者們認為在過去的兩個世紀裡全球平均海平面上升的速率呈現增加的狀態，而 1900 年至 2010 年全球平均海平面的長期趨勢大致上每年增加 1.7 mm，上升了 0.19 m。除此之外，學者們分別利用潮位站的觀測數據與衛星測高為基礎所建立的全球平均海平面時間序列，既使不同研究群之資料因時間尺度與參數選取而有細微的差異 (Masters *et al.*, 2012)，例如考量冰川均衡調整所引起的全球海洋盆地規模變動效應 (Peltier 2009) 所需的修正量 (每年約減少 0.3 mm)，但 1993 年至 2012 年期間的長期變化趨勢大致仍維持全球平均海平面上升率，大約每年增加 3.2 mm (圖 F2.2)。

在世紀尺度的觀測資料中，整個 20 世紀和 1993 年以來全球海平面平均變動率是不同的，過去 20 年的海平面上升大約是 20 世紀平均值的兩倍。特別是在過去冰帽迅速解體的時期裡，海平面變動率的波動更為迅猛，例如在冰川期和間冰期的過渡階段，異常的地殼運動可能引發局部海平面的快速變化，因而超越了目前全球海平面平均變動率。但透過指標記錄可重構過去 2000 年的海平面資訊，以便與儀器觀測時期資料相比對，但因為這些紀錄是基於千年尺度的信息，故無法排除世紀尺度上有更快的海平面變動率。例如，這些指標記錄顯示過去 50 萬年裡的冰川期-間冰期氣候週期導致全球海平面變動高達 120 公尺至 140 公尺之間，此一變動主要發生在由全冰川期轉變為間冰期的 1 萬年到 1 萬 5 千年間，當時每年平均海平面上升 10 毫米至 15 毫米。這些長時間尺度的實例說明，目前全球平均海平面變動率與過去 2000 年中觀測或估算出的變動率相比有不尋常之處，

這一結論亦得到了儀器和地質記錄的支持。

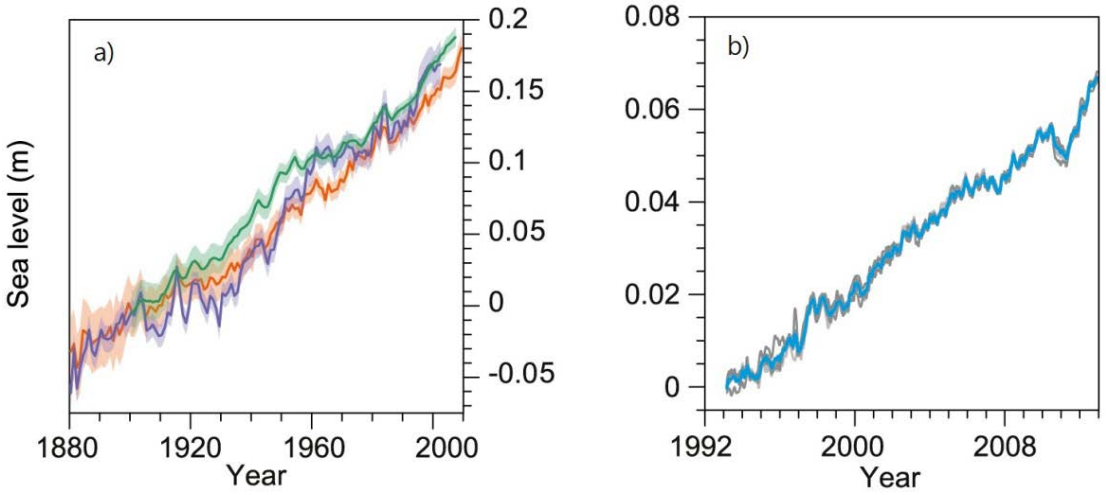


圖 F2.2 (a) 三種不同方法由潮位觀測資料所得年平均全球海平面上升 (1900~2010)，橘線 (Church and White 2011)、藍線 (Jevrejeva *et al.*, 2008)、綠線 (Ray and Douglas, 2011)，(b) 五組 (CU, NOAA, GSFC, AVISO, CSIRO) 衛星測高海平面資料 (灰線) 及所有資料之平均 (淺藍線)。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure13.3)

問題 2.3 為什麼區域性的海平面變化和全球平均值有顯著差異?

區域性的海表面風應力、海水的熱膨脹，以及融冰增多都可改變洋流，進而可能導致各地出現不同的海平面變化。此外，受到區域性過程 (如大氣壓力改變、泥沙的淤積和大地構造運動等) 亦可引起海平面的其他變化。例如，區域大氣壓力改變會影響海表面壓力，進一步導致海平面變化。此一大氣壓力改變對海平面時空尺度變化的影響範圍也相當地廣泛，包含非常短暫的事件及幾十年或世紀的持續變化，前者如海浪和暴潮，後者則屬於氣候變異相關的海洋模態，其中以海水容量和陸地冰體積發生變化等因素被認為是幾十年乃至幾百年之區域海平面變化的主要貢獻因子。在上述較長時間尺度上，任何沿岸、海洋或陸面的垂直運動種過程也會導致海平面相對的大幅度變化。

目前衛星測高結果更清楚地顯示過去二十年世界各地海平面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。例如：位於西太平洋海域，海平面上升率比全球平均值高出約三倍；東太平洋海域則是比全球平均值低，甚至許多美洲西海岸的海平面則呈現出下降的趨勢。臺灣周圍海域位處於西北太平洋，此區域的海平面變化率 (見圖 F2.3.1) 約為全球平均之三倍。

海平面上升在空間上的差異大多是自然氣候變化結果，例如：時間尺度包括有每年至幾十年的聖嬰現象與太平洋年代際振盪現象等，這些自然氣候變化改變近地表風、洋流、溫度和鹽度，進而影響到海平面。除了上述的氣候自然變異之外，海平面的長期變化趨勢將隨時間持續累積，21 世紀 (甚至更久的將來) 世界各地的海平面變化可能會呈現出非常不同的樣貌。另外，沿海岸設置的潮位觀測站，可能量測到因海洋或陸地表面的垂直運動所導致的海平面細微變化 (見圖 F2.3.2)。

綜言之，上述這些過程可能引起洋面和洋底高度發生變化，最終導致在區域尺度上海平面變化出現獨特的空間分佈型態。將這些過程結合起來可勾勒出一個完整的海平面總體變化型態，此一全球平均變化可體現各種氣候過程 (如陸地冰融化和海洋變暖) 的總體貢獻，並代表許多沿海地點的海平面變化的一個良好估值。但由於每個過程的相對貢獻發生變化，海平面的總體變化型態也將隨著時間推移而改變，一旦區域性過程產生一個強信號，則有可能出現大幅度背離全球平均值的情況。

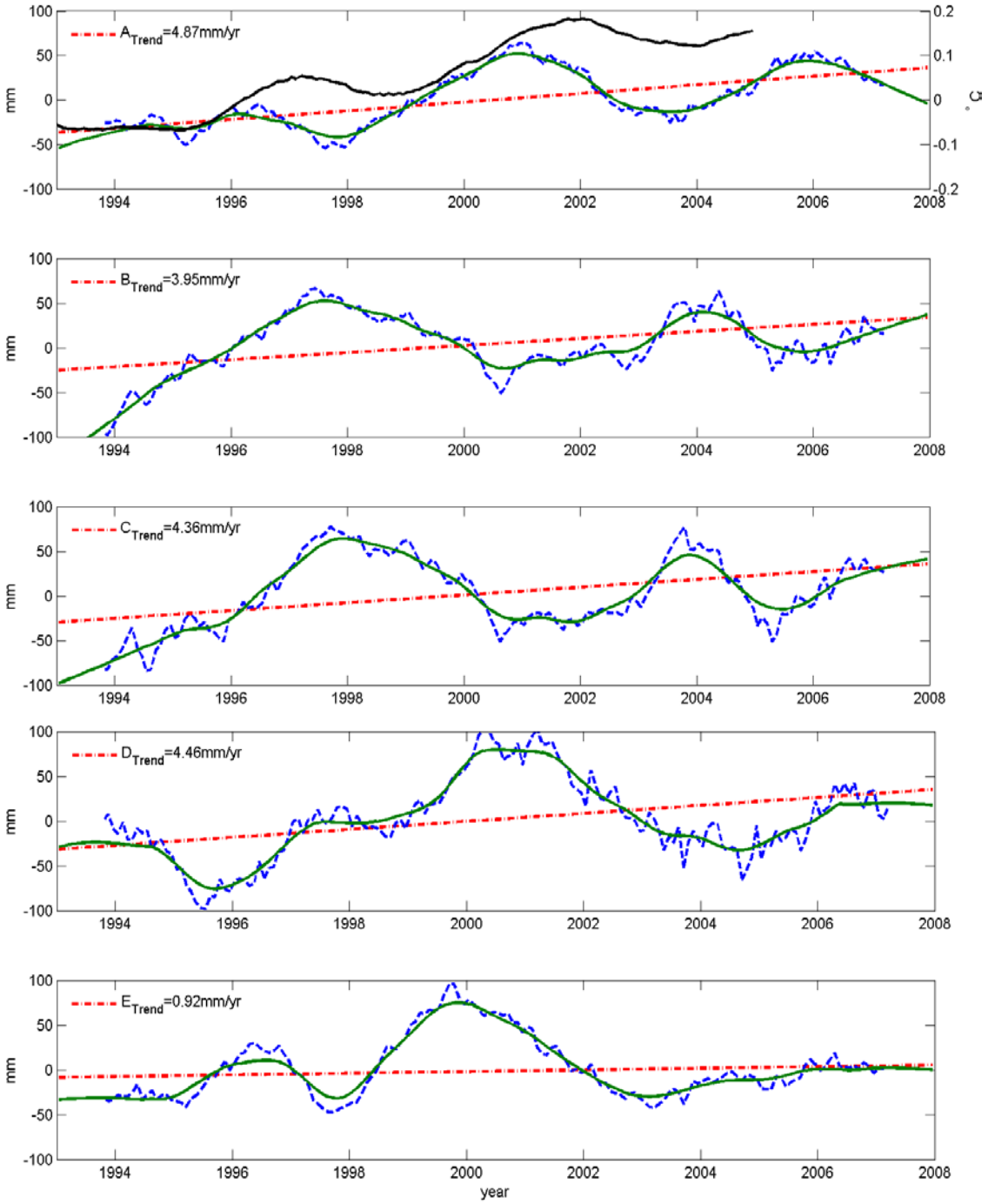


圖 F2.3.1 臺灣周遭海域 1993~2007 年衛星測高數據所推估之海平面變化趨勢。虛線為觀測數據經 18 個月移動平均之結果、虛點直線為線性迴歸所得之趨勢、實曲線為 LOESS 分析所得之非線性變化趨勢 (Tseng *et al.*, 2010)

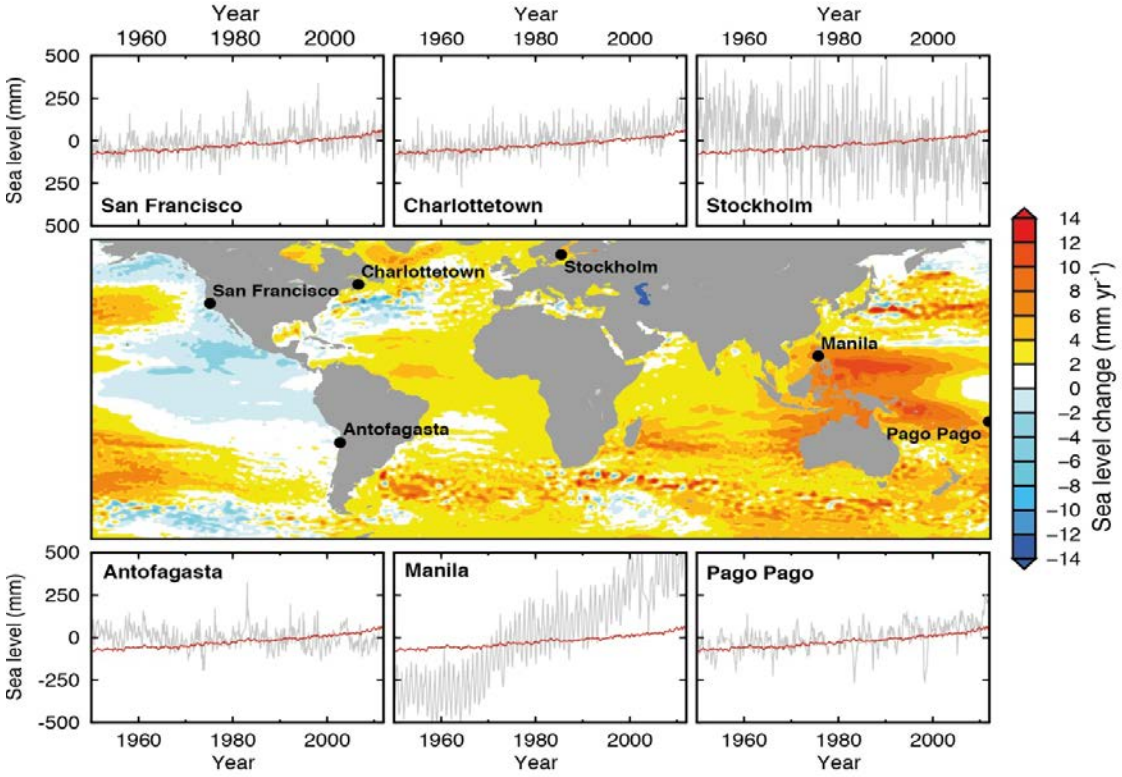


圖 F2.3.2 由衛星測高資料所得海平面變化率 (1993~2012 年) 全球分布圖及六個選定潮位站 1950~2012 年之監測數據所得之海平面變化率 (灰線)，其中紅線所示為推估的全球平均海平面上升趨勢以利比較。(圖片摘自 IPCC AR5, 2013, FAQ13.1, Figure 1)

問題 2.4 臺灣周遭海洋增溫情況為何?

臺灣周遭海域也有增溫現象，但此一增溫現象隨著季節與區域的不同而異。我們以 1957 年至 2009 年 Haddly 一度方格 SST 的月別變動資料可知，近 50 年臺灣周遭海域的增溫現象以冬季較為顯著 (圖 F2.4.1)，此一期間增溫約 0.5ºC~4ºC，夏季的變異較為緩和，約 0.5 ºC~1.5 ºC。就空間變異而言，臺灣海峽的增溫特別快速，其次為東海與大陸沿岸海域，南海與呂宋海峽黑潮流域的增溫相對不顯著。以臺灣海峽之變動趨勢而言，50 年間海域年平均增溫變動十分明顯 (圖 F2.4.2, Belkin and Lee, 2014)，平均約增溫 1.6 ºC，並似可在時間上區分為三個區間，1957~1980 年間呈現降溫現象，約-0.41 ºC/decade，1980~1998 年間有顯著的增溫 (約 1.3ºC/decade)，而近 10 年來之增溫現象則略有停滯的情形 (約-0.67 ºC /decade)，此與全球海域平均 SST 變動趨勢在近 10 年略為減緩的現象 (Cohen *et al.*, 2012) 相吻合。至於季節上臺灣海峽夏季的增溫現象相較於冬季不顯著，增溫幅度約為 0.5ºC~1.5ºC，但以海峽南部水域增溫較大，而冬季增溫可達 3.0ºC~4.0ºC，且以海峽北部增溫較大。最新研究指出臺灣海峽表水溫增溫的現象可能是由大氣平均風場變異而增加黑潮暖水往北的傳輸量 (Oey *et al.*, 2013)，此一趨勢將造成冬季由黑潮及大陸沿岸流交會所形成的鋒面發生向西北推移的現象。

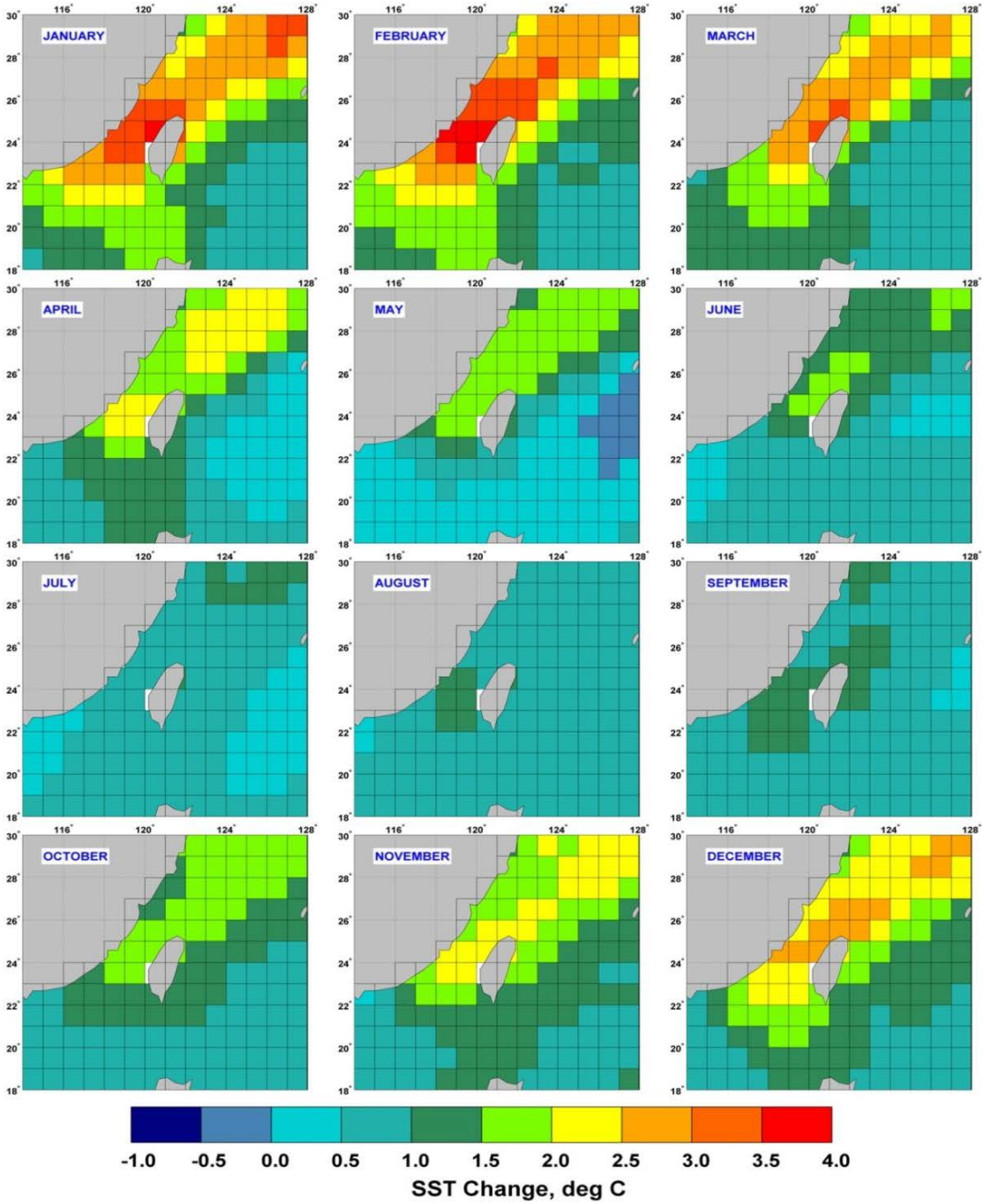


圖 F2.4.1 1957~2011 年間臺灣周遭海域 (18°N~30°N, 114°E~128°E) 月別 SST 變異量 (updated from Belkin and Lee, 2014)

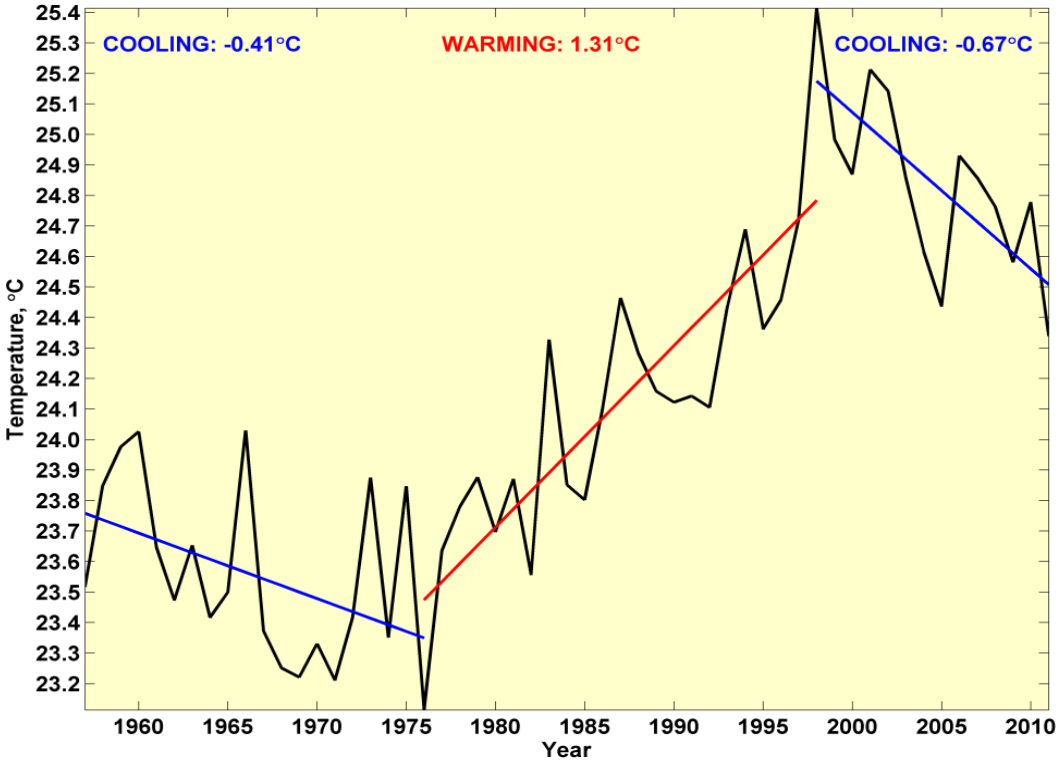


圖 F2.4.2 臺灣海峽長期年平均 HadISST1 SST 變動趨勢 (Belkin and Lee, 2014)

第三章　氣候模態、年代際變化、氣候遷移、與暖化遲滯

[1]許晃雄、[2]李明營、[2]羅資婷

[1]中央研究院環境變遷研究中心、[2]交通部中央氣象局

摘要

本章介紹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年際 (數年)、年代 (際) (十至數十年) 與百年趨勢變化。這些變化多由已知的氣候模態 (振盪、型態) 引起。發生於 1990 年代後期之後的全球暖化遲滯現象，是由於年代際變化處於降溫過程暫時掩蓋了長期暖化趨勢，亦即全球暖化並無停滯或消失的跡象。在可見的未來，當年代際變化轉為增溫過程，可能會強化長期暖化趨勢，呈現更急遽的暖化現象。

3.1 前言

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。這些變化發生於過去，在暖化的未來也會持續發生。氣候變遷專門委員會定義的氣候變遷包括自然與人為因素引起的氣候隨時間的演變。在判斷人為暖化是否已經發生的過程，了解這些變化的特性，有助於研判自然變化與人為影響的相對重要性。造成氣候變化的自然因素很多，其中不少現象仍未完全被理解與預報。本章的目的即在綜整與介紹存在於大氣與海洋的自然氣候變化現象。依據有限的觀測資料，這些自然現象的時間尺度多在數年 (稱為年際，interannual)、十幾二十年 (稱為年代，decadal)、或數十年 (稱為年代際，interdecadal)，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。這些氣候擾動在長期統計上，都是最具影響力的現象，常以模態 (mode)、型態(pattern)

或振盪 (oscillation) 命名。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。由於變化相對快速，稱為氣候遷移。這些不同時間尺度的氣候變化疊加在一起，形成過去百年來的複雜氣溫變化。在百年暖化趨勢中，年代際變化造成時而加速增溫，時而遲緩甚至降溫的現象，聖嬰/反聖嬰現象造成的年際之間的溫差更是時常遠大於百年暖化趨勢的幅度。IPCC AR5 特地指出1990年代末期之後，暖化趨勢呈現遲緩現象，後來被稱為全球暖化遲滯 (global warming hiatus)。這項發現引起輿論討論，甚至質疑全球暖化的真實性。過去幾年，學術界投入相當多精力探討暖化遲滯現象的原因，再次確定主要原因是過去十多年間，年代際變化處於降溫過程暫時掩蓋了長期暖化趨勢。這些研究多發表於 IPCC AR5 正式公告之後，本章特地整理相關研究結果，介紹最新的研究發現。

3.2 氣候模態

近年來，由於氣候資料收集越來越完整，資料的長度往往達幾十年甚或百年，資料的完整與多樣化，幫助我們對於較長時間尺度的氣候現象有進一步的認識。氣候模態為主要存在大氣或海洋中的結構，我們可以藉由這些結構，對於地球系統有更多的認識，而了解這些氣候模態的變化，也幫助我們對於天氣系統及氣候在時間空間上的變異有更深入的了解。

每一個氣候模態影響的範圍，區域均不相同，通常我們可以藉由某些測站及大氣環流的遙相關 (teleconnection) 分析得到，或者可以由主成分分析 (principal component analysis) 得到最主要影響因子的時間序列，這些時間序列的變化代表每個氣候模態的強弱變化。若將這些時間序列與全球或區域資料做迴歸分析，可得這些氣候模態主要影響的區域，有些只侷限於某些緯度，有些影響的區域可達整個北半球，或整個海洋周邊區域。

本章根據 IPCC AR5 整理出較為人熟知的氣候模態，這些氣候模態包括聖嬰現象 (El Niño-Southern Oscillation，ENSO)，太平洋年代際振盪 (Pacific Decadal Oscillation，PDO)，大西洋多年代振盪 (Atlantic Multidecadal Oscillation，AMO) 等。某些氣候模態的定義及描述方式有好幾種，通常和研究者使用的資料及研究的時間區段相關，雖然同一現象可能有不同的定義 (請參閱 IPCC, 2013, Box2.5 Table1)，呈現的結果通常沒有太大差異。以下介紹這些氣候模態的時間變化 (圖 3.1) 及影響區域 (圖 3.2)。

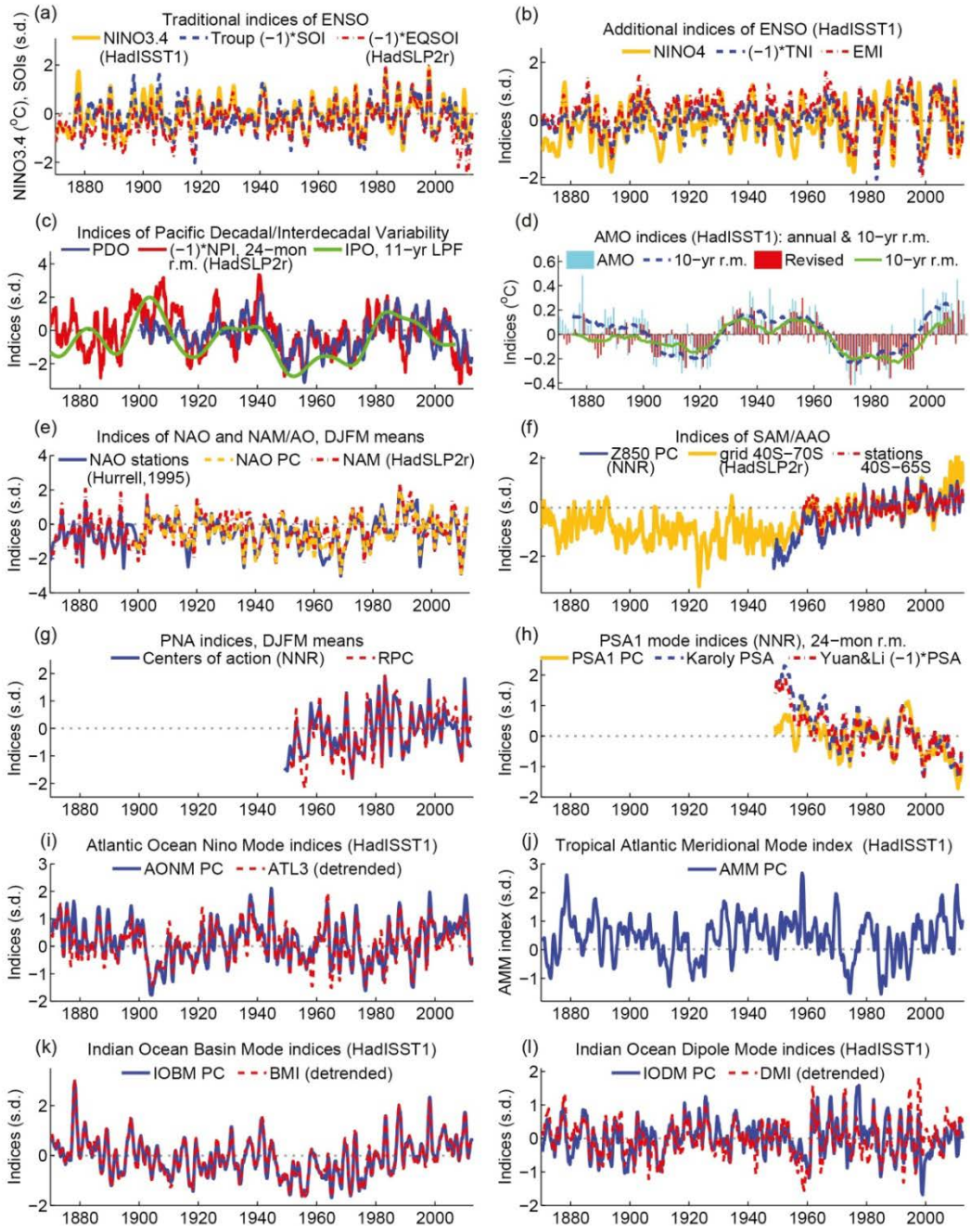


圖 3.1　各氣候變異指數時間序列變化，指標的定義請參考 IPCC AR5 (2013) Box2.5。除了 Niño3.4 (聖嬰指數) 及 AMO 指數外，均經過標準化 (以 1971~2000 年為基準)，長期趨勢 (trend) 均以 1870~2012 年來計算。(a) 傳統聖嬰；(b) 中太平洋聖嬰；(c) 太平洋年代際振盪；(d) 大西洋多年代振盪；(e) 北極振盪及北大西洋振盪；(f) 南極振盪；(g) 太平洋 - 北美遙相關；(h) 太平洋 - 南美遙相關；(i) 大西洋聖嬰模態；(j) 赤道大西洋經向模態；(k) 印度洋海盆模態；(l) 印度洋偶極模態。

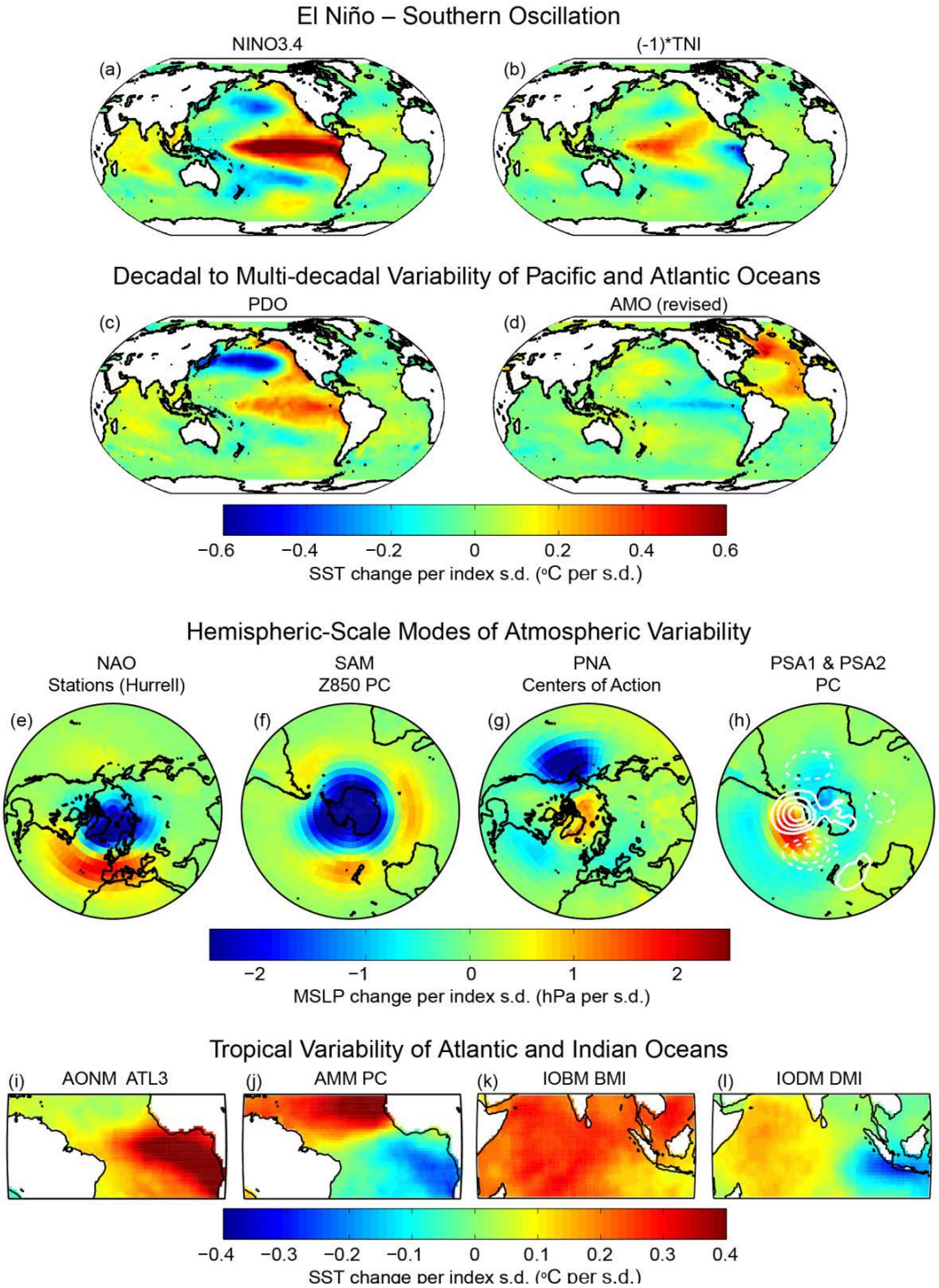


圖 3.2 氣候模態的空間分布，將各氣候變異指數與海溫或海平面氣壓做回歸分析所得到的結果。回歸分析以 1870~2012 年有資料的時間為主。(a) 傳統聖嬰；(b) 聖嬰指標；(c) 太平洋年代際振盪；(d) 大西洋多年代振盪；(e) 北極振盪及北大西洋振盪；(f) 南極振盪；(g) 太平洋 - 北美遙相關；(h) 太平洋 - 南美遙相關；(i) 大西洋聖嬰模態；(j) 赤道大西洋經向模態；(k) 印度洋海盆模態；(l) 印度洋偶極模態。

3.2.1 大氣

北極振盪

北極振盪 (Arctic Oscillation, AO；亦被稱為 Northern Annular Mode, NAM) 經常被用來解釋北半球中緯度地區溫度驟降的現象。2009/2010 冬天，歐洲及亞洲大陸持續降雪，造成多處交通中斷及農損，美國東岸也有雪災，造成多人傷亡，中緯度許多地區陸續有災情發生，分析主要原因其一為北極振盪影響。2009/2010 年北極振盪指數明顯下降 (圖 3.3a)，此自然變化造成中亞地區溫度較氣候值偏低 5ºC 至 6ºC，歐洲，美國東岸也較氣候值偏低 3ºC 至 4ºC，另外，非洲北部及加拿大東岸明顯偏暖 (圖 3.3b)，這樣的氣候異常呈現北極振盪在負相位時的結構。此說明此種氣候模態對於冬天的影響主要反應在大氣中，且對人類影響甚鉅，此明顯的影響，也喚起吾人對於北極振盪變化的重視。

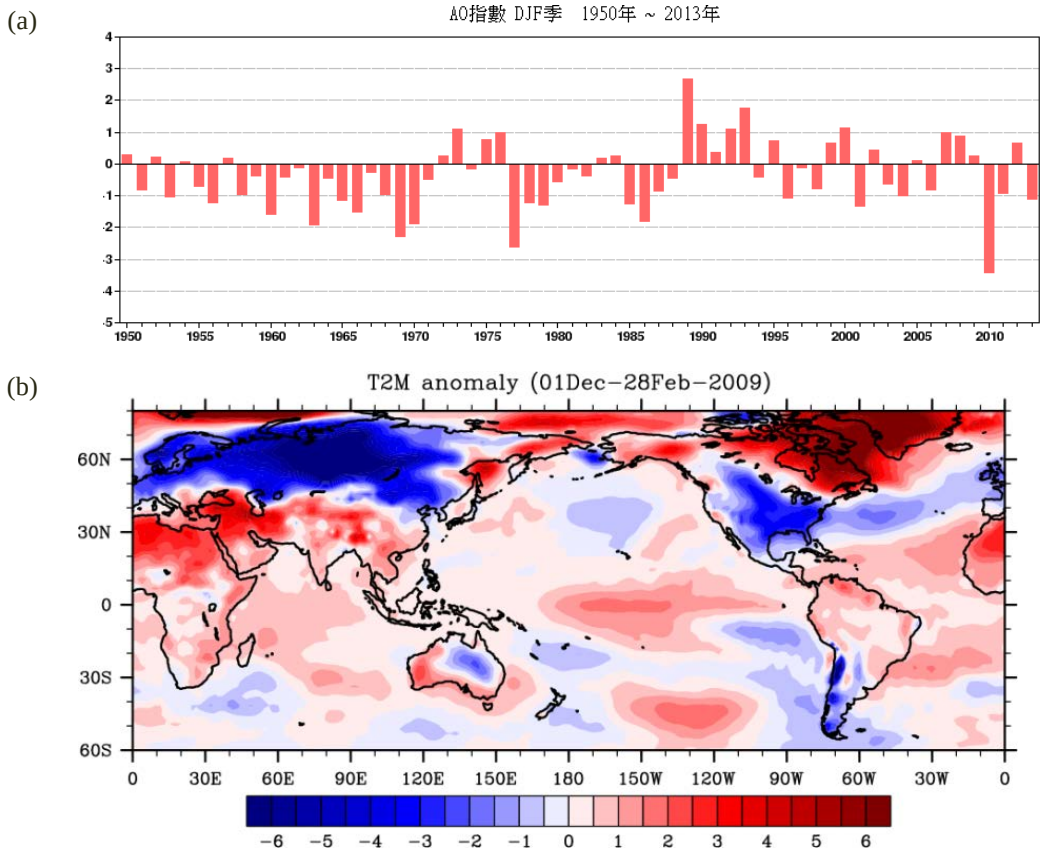


圖 3.3 (a) 1950~2013 年冬季 AO 指數時間序列變化；(b) 2009 年 12 月至 2010 年 2 月溫度距平值。AO 指數摘自 http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/ daily_ao_index/JFM_season_ao_index.shtml。

北極振盪指數的計算方式為將北半球 20°N 以北的海平面氣壓場做經驗正交函數所得到的第一個主成分時間序列 (Thompson and Wallace, 1998)，以冬季影響最為明顯。圖 3.3a 的北極振盪指數呈現逐年高低變化，但亦有較長時間尺度的年代際變化，於 1980 年代前，除了 1970 年代初期有短時間轉為正值外，指數多呈現負距平，1980 年代後則多為正距平，但值得注意的是 1990 年代中期過後，北極振盪指數已下降許多，甚至在近幾年有持續下降至負值的趨勢。

當冬季北極振盪指數為正時，歐洲至中亞及美國東部為偏暖，而加拿大東岸及非洲北部、阿拉伯則呈現偏冷，赤道及南半球受北極振盪影響較小；因北極振盪指數為正時，反應極區的低壓及中緯度的高壓均偏強，西風噴流偏強，北方的冷空氣不易南下，中高緯度區域包括歐洲、北亞及美國東岸均偏暖。反之，當極區的低壓及中緯度高壓偏弱，西風噴流弱，北極振盪指數呈現負值，北方冷空氣容易南下，中高緯度地區則易呈現偏冷。雨量方面訊號較不集中，且不只是北半球，南半球部分區域相關係數也大。較為明顯的是，當北極振盪指數為正值時，西風噴流強，易將大西洋上的暖濕空氣帶入歐洲，使得歐洲南部偏濕。

目前研究顯示，北極振盪為一自然氣候模態，部分研究認為北極振盪的發生與平流層的環流改變有關，平流層的訊號可以向下傳遞至對流層，導致對流層的環流改變，當觀察到平流層訊號，可提早預報北極振盪的變化 (Wang and Chen, 2010)。

北大西洋振盪

北大西洋振盪 (North Atlantic Oscillation, NAO) 代表大西洋冰島低壓及大西洋副熱帶高壓的蹺蹺板變化 (圖 3.2e)，當北大西洋振盪為正相位時，冰島低壓及副熱帶高壓均增強，中緯度西風帶也增強，溫帶氣旋活躍，對北大西洋以及周邊的陸地地區造成極大的影響 (Hurrell and Deser, 2009)。北大西洋振盪與北極振盪極為相似，不同的是，北極振盪是北緯 20°N 以北的海平面氣壓場經驗正交函數得到的結果，而北大西洋振盪則是以北大西洋為主，計算出的第一個主成分即為北大西洋振盪指數，主要影響的範圍也以大西洋中高緯歐洲及北美洲為主。當 NAO 指數為負時 (圖 3.4 左)，北大西洋易發生阻塞高壓，歐洲南部偏暖偏濕、北部偏冷偏乾，北美洲東北岸均偏暖且海冰減少，東南岸偏冷易降雪；反之，當 NAO 指數為正時 (圖 3.4 右)，西風噴流將暖濕空氣帶至歐洲北部，呈現偏暖偏濕，歐洲南部則偏冷偏乾，北美洲東岸呈現北冷南暖的型態。

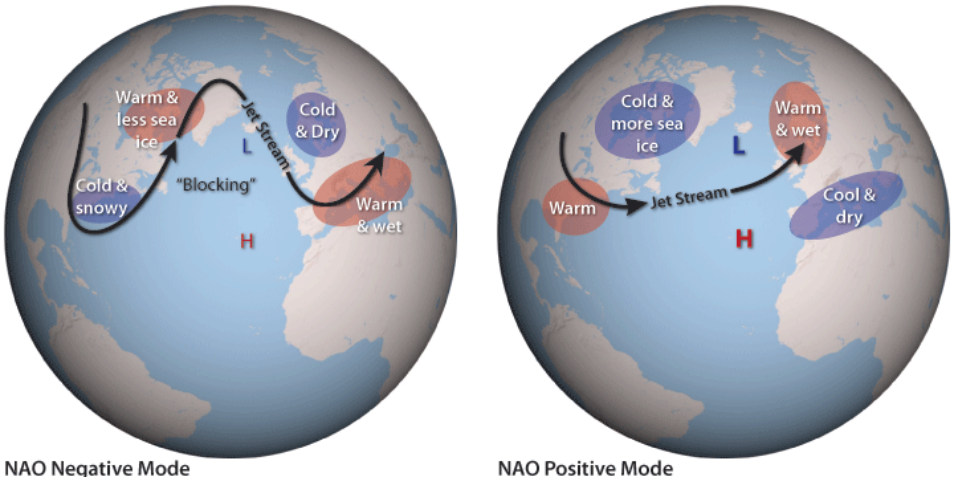


圖 3.4. NAO 正負相位時對溫度雨量的影響。此圖來源為 NOAA 網站 www.climate.gov。

除了環北大西洋的部分，NAO 的變化也與歐亞大陸的冬季季風系統有著密切的關係。在年際變化的部分，NAO 與西伯利亞高壓年際變化有顯著相關，當 NAO 為負相位時，西伯利亞高壓偏強，東亞地區溫度偏低 (Wu and Wang, 2002；Jeong and Ho, 2005)。在年代際變化方面，Hong *et al.* (2008) 發現 NAO 和影響臺灣寒潮次數的年代際變化有負相關，當 NAO 為正，影響臺灣寒潮次數偏少；NAO 為負，影響臺灣寒潮次數偏多。1976/1977 年之後，影響臺灣的寒潮次數明顯減少，西伯利亞高壓弱，且 NAO 指數明顯上升。

北大西洋振盪的變化主要歸因於自然變異，近年來研究發現 NAO 與低平流層的變化有關，由平流層的變化可以解釋近年來 NAO 的下降，若是能夠改進模式中平流層的模擬以及平流層和對流層的交互作用，將會對於未來 NAO 變化的模擬有很大的幫助。有些研究也發現 NAO 的變化與太陽活動有關 (Haigh and Roscoe, 2006；Kodera *et al.*, 2008；Lockwood *et al.*, 2010)，且近年來於模式中也可以模擬出兩者的關係。另外，近年研究也發現 NAO 的減弱與海冰的減少有關 (Strong *et al.*, 2009；Wu and Zhang, 2010)。於 IPCC AR4 部分模式中可模擬冬季的 NAO 隨著溫室氣體的增加有增加的趨勢 (Kuzmina *et al.*, 2005；Miller *et al.*, 2006；Stephenson *et al.*, 2006)，但部分模式變化則不明顯。

南極振盪

南極振盪 (Antarctic Oscillation, AAO)，也被稱為 Southern Annular Mode (SAM)，為南半球 20°S 以南的第一主成分 (Thompson and Wallace, 2000；圖 3.2f)，

與北極振盪一樣，南極振盪與中緯度噴流的位置與強度有關，其影響的地方以南極、澳洲、南美洲及南非為主 (Thompson *et al.*, 2011)，如圖 3.5。由圖中可發現，赤道東太平洋地區和南極振盪亦有相關，部分研究顯示，南極振盪與聖嬰現象存在遙相關的關係 (Carvalho *et al.*, 2005)。

在過去幾十年裡，南半球的夏秋季 AAO 指數呈現上升的趨勢 (Marshall, 2007；Jones *et al.*, 2009)，如圖 3.1f，而這樣的變化大部分歸因於臭氧消耗 (ozone depletion)，溫室氣體的增加也有助於 AAO 的增加 (Thompson *et al.*, 2011)。若臭氧繼續消耗，溫室氣體持續增加，AAO 持續增加的機會較高，但若臭氧量有恢復，則至少在兩者相關度較高的南半球春季至夏季，AAO 指數就會減弱 (Thompson *et al.*, 2011；Bracegirdle *et al.*, 2013)。目前的模式在臭氧的模擬上較為不足，模擬不出 AAO 的上升趨勢 (Fogt *et al.*, 2009)。

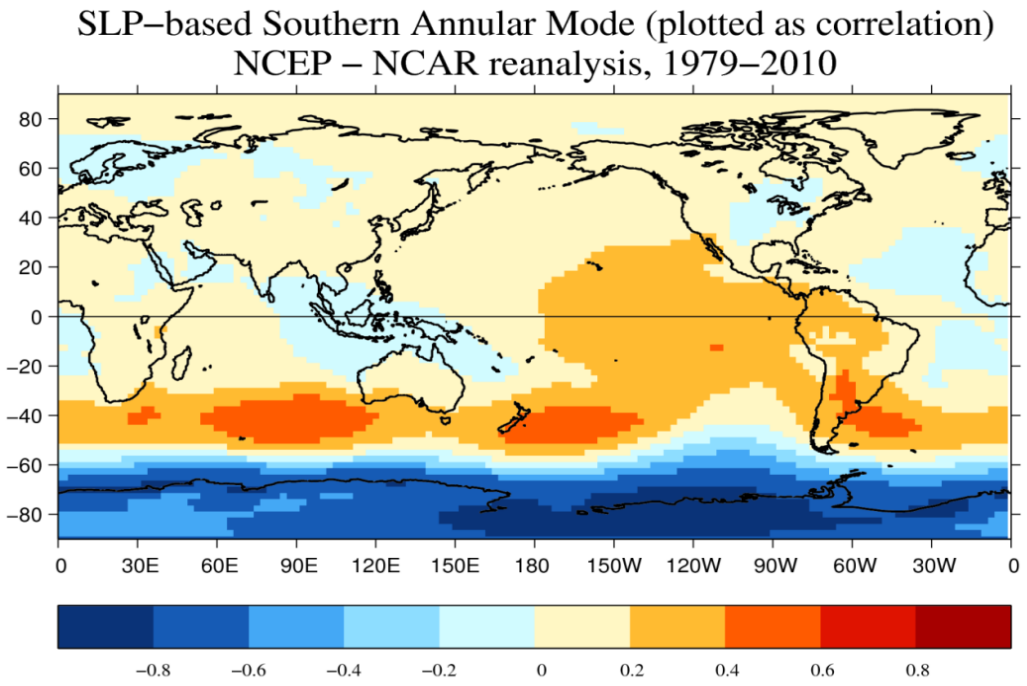


圖 3.5　AAO 指數和海平面氣壓場的相關係數圖。資料來源：http://www.jisao.washington.edu/aao/slp/

太平洋 - 北美型態與太平洋 - 南美型態

太平洋 - 北美型態 (Pacific-North American Pattern, PNA) 為太平洋上一重要現象，為一從赤道往北美傳遞的羅士比波 (Rossby wave) 波列 (圖 3.2g)，主要影響的範圍為北太平洋及北美陸地。當聖嬰現象發展時，往往會誘發此遙相關現

象，使得北美洲地區的溫度及雨量受到影響，且能夠提供一個赤道的聖嬰及北大西洋振盪連結的橋樑 (Li and Lau, 2012)。

太平洋 - 北美型態為 500 百帕重力位高度場經過旋轉經驗正交函數得到的第一主成分，由太平洋 - 北美型態指數時間序列變化 (圖 3.1g) 可看見在 1950 年至 1980 年間冬季的太平洋 - 北美遙相關指數有顯著的上升趨勢，約於 1990 年後，大多呈現正值。將太平洋 - 北美型態指數與溫度場做相關，可發現太平洋 - 北美型態主要影響區域為北美洲西岸沿海以及北美洲，當指數為正時，加拿大西岸呈現偏暖，美國中部及東岸則呈現偏冷，且這樣的影響以冬季和春季最為明顯，夏季影響最小。

太平洋 - 南美型態 (Pacific-South American Pattern，PSA) 和太平洋 - 北美遙相關類似，為一從赤道往南美傳遞的羅士比波波列 (圖 3.2h)。此配置主要影響到的區域為南美洲，以降雨為最明顯 (Vasconcellos and Cavalcanti, 2010)。且由 PSA 時間序列 (圖 3.1h) 來看，過去 50 年有逐漸下降的趨勢且通過統計檢定，也就是說，PSA 相位有由正轉負的趨勢，對於南美洲的氣候影響不容忽視。

3.2.2 海洋

聖嬰現象

將全球月平均海溫去掉長期趨勢後做主成分分析第 1 個主成分即為聖嬰指標，現今許多人使用 Niño3.4 區域 (5°N~5°S，170°W~120°W) 的海溫變化代表聖嬰指標 (圖 3.1a)，兩者變化非常相似。將聖嬰指標與全球海溫做回歸分析，可得圖 3.2a，說明聖嬰現象主要變化的振幅在於東太平洋赤道地區，伴隨西太平洋到北半球及南半球的馬蹄形反相位變化，除了太平洋以外，也可看到印度洋及大西洋上海溫也有部分相關。聖嬰現象通常維持 1 年至 1.5 年，經過 2~7?年的週期再發展另一次聖嬰或反聖嬰現象，以冬季振幅最大，4 月至 6 月振幅最小。

當聖嬰現象發生，因赤道大氣海洋的變化，有時會產生明顯的遙相關影響，常呈現波列結構傳遞能量 (如前述太平洋 - 北美型態)。有些研究也發現，聖嬰現象發生時，大西洋會產生如北大西洋振盪結構的變化，影響到天氣系統 (如風暴路徑) 位置及強度的改變。除了上述區域，南半球的部分地區如澳洲以及印度洋區域 (可參考下列印度洋海盆模態部分) 也會受到聖嬰現象影響。

近年來發現部分聖嬰現象發展及變化的歷程和傳統聖嬰不同，有些聖嬰事件在中太平洋發展且振幅最大之處也較傳統聖嬰偏西 (Kao and Yu, 2009)。Trenberth and Stepaniak (2001) 使用 Trans-Nino Index (TNI) 探討與傳統聖嬰不同的聖嬰事件特性，後來也有學者以換日線聖嬰 (Larkin and Harrison, 2005)、Modoki (Ashok *et al.*, 2007) 或中太平洋聖嬰 (Kao and Yu, 2009) 來代表與傳統聖嬰不同的事件。中太平洋聖嬰主要變化區域位於赤道中太平洋 (圖 3.2b)，且中太平洋和東太平洋及西太平洋的相位相反。參考圖 3.1b，發現中太平洋聖嬰指標雖沒有明顯的長期變化趨勢，但在近年來振幅有增強的變化。

太平洋年代振盪

太平洋年代振盪 (Pacific Decadal Oscillation, PDO) 為太平洋 20°N 以北海溫變化的主要型態，因為觀測資料較短，目前還沒辦法計算正確的週期，但以目前來看，週期介於 20~50 年 (Deser *et al.*, 2004)。將北太平洋 20°N 以北海溫做主成分分析，第一主成分時間序列即為 PDO 指數的變化 (圖 3.1c)，也可得 PDO 主要的海溫配置，如圖 3.2c。若將北太平洋擴展到整個太平洋作主成分分析，可得相似的結果，稱為年代際太平洋振盪 (Interdecadal Pacific Oscillation, IPO)。PDO 指數於 1920 年代由負相位轉為正相位，於 1940 年代由正轉為負，再於 1970 年代轉回正相位，近年來部分研究提出 1990 年代末期 PDO 再次轉回負相位。當 PDO 指數為正時，赤道太平洋東岸以及北美洲西岸的海溫升高，北太平洋阿留申低壓增強及附近的海溫降低。當 PDO 指數為負時，則呈現相反的環流狀態。其海溫配置與聖嬰現象非常類似，不同的是聖嬰現象振幅較明顯的區域以赤道地區為主，而 PDO 的配置振幅較大的地方則以北太平洋為主。

不僅是太平洋上海溫的變化，環太平洋陸地上溫度、降水的環流均有明顯變化，包括了當 PDO 於正的相位，阿拉斯加與加拿大西岸冬季的溫度較為溫暖，墨西哥與美洲東南部的溫度較低，另外就雨量來說，墨西哥與美洲東南部的雨量較多，加拿大與西伯利亞的雨量較少 (Mantua and Hare, 2002)。於東亞地區，PDO 的變化影響也很廣，包括了 Chang *et al.* (2000) 提出太平洋海溫高低會影響副熱帶高壓的強弱，進而影響華南梅雨季雨量以及華南和長江梅雨的相互關係。Gong and Ho (2002) 發現夏季太平洋副熱帶高壓西伸的位置於 1976/1977 年明顯改變，強度增強，進而影響到西北太平洋颱風路徑的變化，通過台灣東方海面的颱風明顯減少 (Ho *et al.*, 2004)。台灣北部地區春雨的變化與 PDO 的關係，也有高度相關 (Hung *et al.*, 2004)。其他地區，如印度夏季季風的變化也與 PDO 有關，當 PDO

於正相位 (1977 年後)，夏季季風降水減少，印度地區的溫度升高 (Krishnan and Sugi, 2003)，白令海的海冰則於 1977 年後減少 (Niebauer, 1998)。除了大氣海洋的變化外，Mantua *et al.* (1997) 則針對不同地區及不同種類的鮭魚作探討，發現在 1970 年代 PDO 由負相位轉為正相位後，阿拉斯加附近的鮭魚，產量突然間提高許多；反之，美洲西岸的鮭魚產量卻突然下降許多。PDO 影響到魚類的捕獲量，間接影響經濟發展，Mantua *et al.* (1997) 的研究喚起了更多學者對 PDO 的重視。

關於 PDO 的機制，共有幾種說法，包括赤道的影響 (如聖嬰現象)，副熱帶－赤道海洋過程，以及北太平洋的大氣海洋交互作用等。在年際變化下，聖嬰現象或其他外力透過表面熱通量造成阿留申低壓的強度變化是最主要造成 PDO 變異的主要因素，而在年代際變化下，熱通量的影響、大氣波動、北太平洋海洋環流都有可能造成 PDO 的變化 (Newman *et al.*, 2003；Vimont, 2005；Schneider and Cornuelle, 2005；Qiu *et al.*, 2007；Newman, 2007)。

大西洋多年代振盪

大西洋多年代振盪 (Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO) 為北大西洋海溫 65~80 年週期的年代際振盪 (Ting *et al.*, 2009；Guan and Nigam, 2009)。AMO 指數計算方式為將 0~70°N 的海溫去掉長期趨勢再做 10 年滑動平均可得 (Enfield *et al.*, 2001)，如圖 3.1d。1920 年代至 1960 年代以及 1990 年代中期過後，AMO 為正相位，1900 年代至 1920 年代以及 1970 年代至 1990 年代中期為負相位。且其相對應的空間型態如圖 3.2d，主要振幅在北大西洋，最大值在格陵蘭的南方海面上。

AMO 的變化和部分區域的降雨變化有關，包含美國東南岸以及非洲的巴西及撒哈拉等 (Enfield *et al.*, 2001；Ting *et al.*, 2009)。其他地區包含歐洲 (Ionita *et al.*, 2012)、極區氣候 (Mahajan *et al.*, 2011) 以及大西洋颶風發生的頻率 (Chylek and Lesins, 2008；Zhang and Delworth, 2009) 也都和 AMO 有關。

部分研究認為 AMO 和 AO/NAO 一樣為一自然變異的模態，認為 AMO 與大西洋溫鹽環流有關 (Delworth and Mann, 2000)。近年來有些研究認為溫鹽環流的變化與人為溫室氣體的變化有關 (Dixon *et al.*, 1999；Wood *et al.*, 1999)，且當溫室氣體增加，全球的海洋及陸地溫度也會跟著變化，所以也有部分研究認為 AMO 的變化部分來自於人為影響。

印度洋海盆模態與印度洋偶極模態

將熱帶印度洋 (20°N~20°S) 月平均海溫作主成分分析，第 1 個模態即為印度洋海盆模態 (Indian Ocean Basin Mode, IOBM)，時間序列的變化如圖 3.1k。IOBM 於 1950 年代以後有顯著的上升趨勢，且通過統計檢定測試 (Du and Xie, 2008)。第 2 個模態則為印度洋偶極模態 (Indian Ocean Dipole Mode, IODM)，時間序列的變化如圖 3.1l。

IOBM 為整個印度洋海溫的變化 (圖 3.2k)，與 ENSO 變化有密切相關，於冬季振幅最大。當聖嬰現象發生時，赤道印度洋會於 3 至 6 個月後有增暖現象，此增暖歸因於印度洋上風速的減弱，減少向上的潛熱通量，以及雲量減少，增加太陽輻射的結果 (Klein *et al.*, 1999)。維持增暖的因素為海洋動力的影響，當海洋受到風的影響而產生海洋中向西傳遞的羅士比波，將加深印度洋溫躍層 (thermocline) 的深度，偏暖可維持較久 (Xie *et al.*, 2009)。

IODM 則為印度洋東西反相位的變化 (圖 3.2l)，以較短周期的年際變化為主，於秋季振幅最大。當 IODM 為正相位時，印尼群島附近海溫偏冷，造成的原因為當赤道印度洋東岸有東風距平，使得東岸有湧升流產生，溫躍層也會相對應變淺且使海表面溫度下降 (Saji *et al.*, 1999)。赤道印度洋東西風距平的變化，使得印度洋溫躍層也會有東西方蹺蹺板變化。

大西洋聖嬰模態與熱帶大西洋經向模態

赤道大西洋有兩種主要的模態，也分別為赤道大西洋第 1 主成分及第 2 主成分。第 1 主成分很類似於太平洋上的 ENSO 現象，稱為大西洋聖嬰模態 (Atlantic Ocean Niño Mode, AONM)，時間序列如圖 3.1i，呈現明顯的年際變化，週期大約 2~3 年，於一年之中的 5 月至 7 月最為明顯。振幅最為明顯的地方為東大西洋 (如圖 3.2i)，和 ENSO 一樣呈現冷/暖舌的型態。主要產生的原因和太平洋聖嬰很類似，為大氣海洋間的交互作用得到的正回饋結果，當東大西洋呈現偏暖，東風減弱，湧升流也減弱，溫躍層變淺，東大西洋偏暖更明顯。但整體而言大西洋聖嬰比起太平洋聖嬰較弱，週期較短。

第 2 主成分為熱帶大西洋經向模態 (Tropical Atlantic Meridional Mode, AMM)，時間序列如圖 3.1j，以 3 月至 5 月最為明顯，環流配置如圖 3.2j，大約以赤道為分界，呈現南北反向位的配置。當赤道以北為暖，以南為冷，相對應的

東風在赤道以北為減弱，赤道以南為東風增強，風速增加，海溫下降。若有南風分量時，因科氏力的影響呈現南半球有向西的分量，北半球有向東的分量，即會造成 AMM 如此反相位的配置。AMM 對於非洲的雨量有很大的影響 (Nobre and Shukla, 1996)，且此模態的變化也會影響到北大西洋上的颶風生成，當正相位時，北大西洋海溫偏高，颶風生成機率升高。

3.3 年代際變化

過去一百多年的全球氣溫變化包含多重的時間變化尺度:百年暖化趨勢，跨年代尺度的年代際變化，以及年與年之間的年際變化。百年暖化趨勢在第一章已有詳細討論，年際變化 (如，聖嬰 / 反聖嬰現象) 對長期變化趨勢無明顯影響。年代際變化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。本章引薦年代際變化觀念，討論其與地球自然變異產生的氣候模態的關係，以及為何近 20 年來呈現所謂「全球暖化遲滯」(global warming hiatus) 現象。

3.3.1 全球溫度

IPCC AR5 以非常高的信心聲明，19 世紀起的全球平均氣溫明顯增暖，而且幾乎確定近 50 年的暖化趨勢是人類活動排放溫室氣體造成的結果。然而，全球平均氣溫曲線呈現階梯式的上升趨勢，除單純的線性上升趨勢外，亦存在明顯的年代際變化 (圖 3.6a)。如 1850 年代至 1920 年代、1940 年代至 1970 年代，這兩段時間氣溫趨勢溫持平甚至逐漸變冷。相對來說，1930 年代至 1950 年代暖化趨勢明顯，1970 年代末期之後持續且大幅度的增暖，高溫記錄更是履履創新。

圖 3.6b 為 1901~2012 年間地表氣溫的線性趨勢。整體而言，除了北大西洋冰島附近，全球各地都呈現明顯的暖化趨勢，而且陸地高於海洋，高緯度高於低緯度，其中以歐亞大陸北方、北美洲、西非及巴西附近的暖化程度最為嚴重。圖 3.7 更清楚地呈現暖化趨勢在不同時期、不同區域皆略有差異。雖然，早期的資料缺漏 (圖 3.7a 及圖 3.7b 中空白處) 的情況較為嚴重，其可信度不如近期的記錄，許多地區的變化趨勢仍舊十分明顯。其中，1911~1940 年東北太平洋、北美西部、北大西洋至北歐的暖化趨勢較明顯 (圖 3.7a)；1951~1980 年於北半球的溫

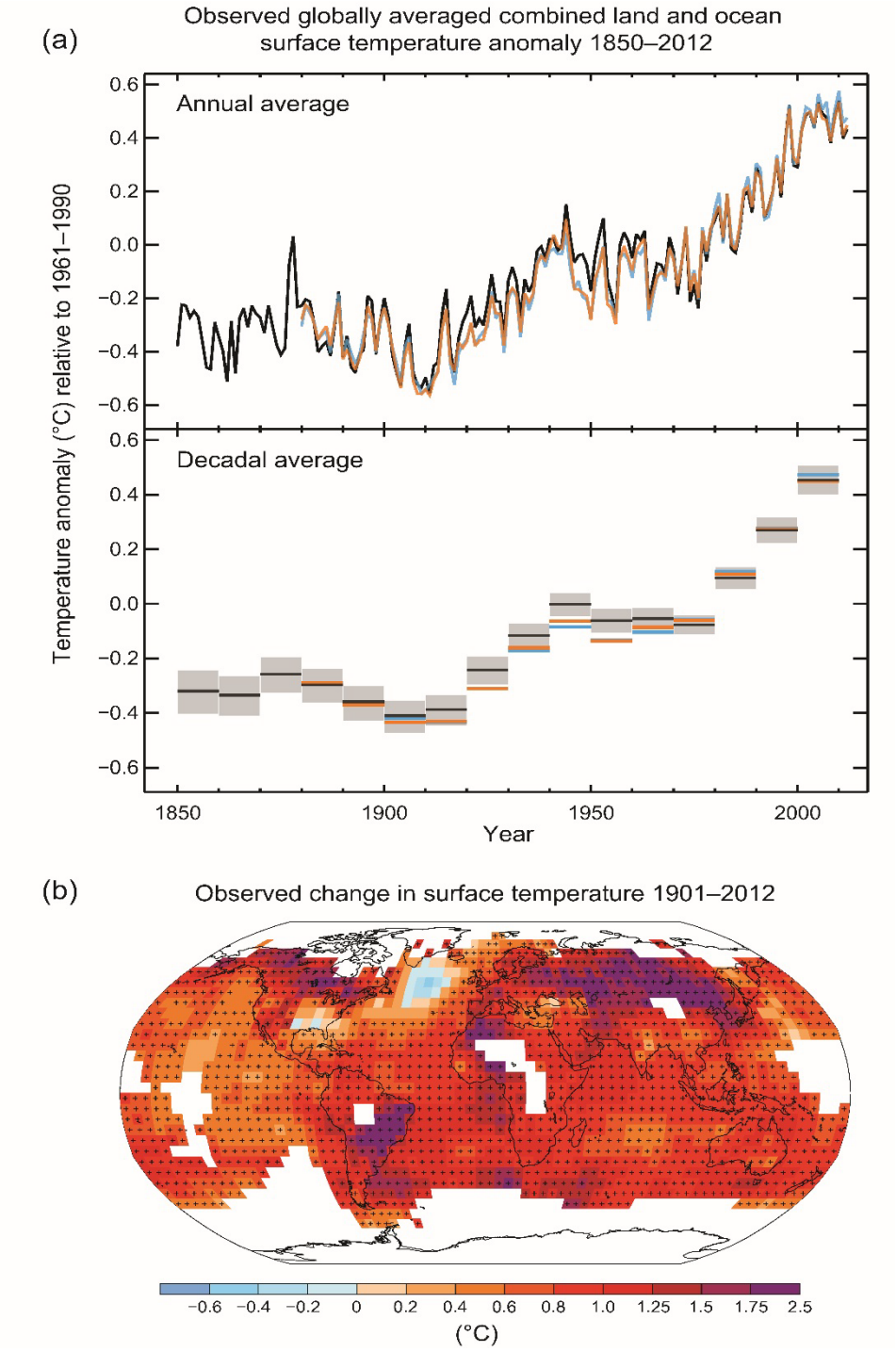


圖 3.6 (a) 1850~2012 年全球海陸表面溫度距平，資料來自三組不同資料源，上圖為全年平均，下圖為十年平均及其中一組資料 (黑色) 的不確定性，距平是相對於 1961~1990 年的氣候平均。(b) 觀測地表溫度在 1901~2012 年的線性趨勢，資料與在 (a) 的橘色曲線相同，只顯示可用資料較高的區域 (資料占分析時期達 70%，且前後 10%的時間有 20%以上的可用資料)，「+」代表線性趨勢的統計信心度達 90%以上。 (摘自 IPCC AR5, 2013, Figure SPM.1)

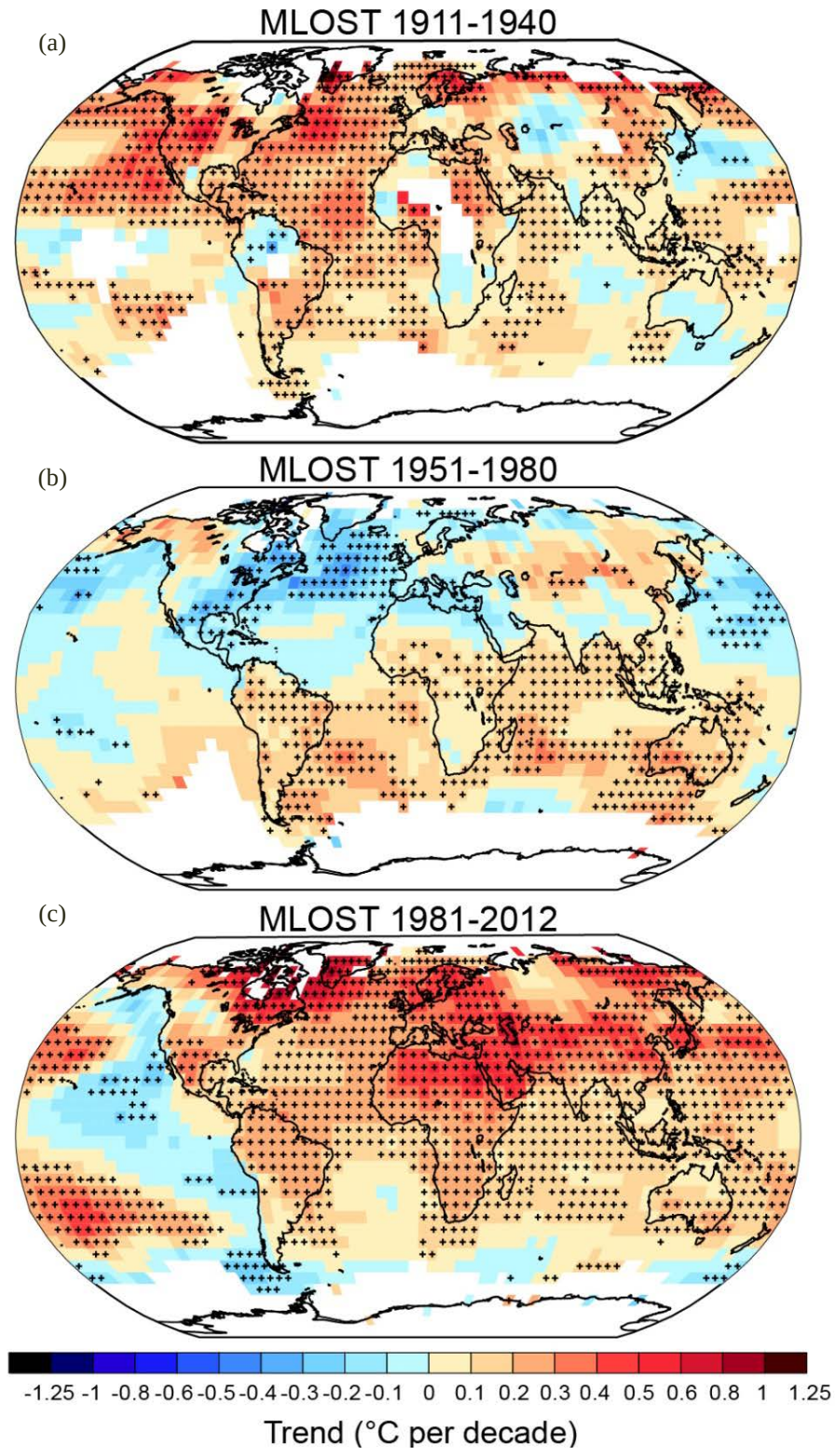


圖 3.7　全球地表年平均氣溫的線性趨勢，由上至下的時期分別為 1911~1940 年、1951~1980 年、1981~2012 年。資料來源為 NCDC MLOST，白色區域代表資料完整性不足，「+」代表線性趨勢的統計信心度達 90%以上。 (摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 2.22)

度趨勢幾乎跟 1911~1940 年呈現相反相位的關係，尤其在北大西洋 (比較圖 3.7a 與圖 3.7b)。最近 30 多年 (1981~2012 年，圖 3.7c) 的暖化速率則最為明顯且範圍最為寬廣，除東太平洋呈現冷卻外，全球幾乎都是增暖趨勢。上述的溫度變化趨勢隱含全球溫度具有不可忽略的年代際變化量。此一現象在大西洋特別明顯。如，1981~2012 年與 1911~1940 年期間，大西洋在北半球暖化程度大於南半球，1951~1980 年則為北大西洋冷卻、南大西洋暖化的反相空間結構。以上現象說明年代際變異在全球 (尤其大西洋) 氣溫的重要性。

回顧圖 3.6 發現，1998 年之後的十多年雖然氣溫距平仍相當高，但其上升趨勢並不明顯 (1998~2012 年的趨勢在 HadCRU4、NCDC MLOST、GISS 三組資料分別為每 10 年變化 0.042ºC±0.093ºC、0.037ºC±0.085ºC、0.069ºC±0.082ºC ,IPCC AR5, 2013)。這一現象被稱為全球暖化遲滯，並成為反對全球暖化理論者的證據 (詳細討論請見 3.5 節)。然而，先不論全球暖化是否遲滯，無可否認的是，由 1980 年代起的最近三個 10 年，除氣溫持續攀高外，更是百多年氣象儀器歷史記錄中最暖的三個 10 年，暖化事實無可置疑。

全球地表平均氣溫具有如階梯般上升的年代際變化特徵，引起許多科學家投入心力欲探索其中的原因，亦出現各式各樣的理論。其中一派的說法把影響因子歸究於大西洋的年代際變化。例如，Wu *et al.* (2007) 及 Wu *et al.* (2011) 利用非線性分解方法，發現全球平均溫度在年代際時間尺度的變化特徵，與北大西洋多年代振盪 (Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO；Kerr, 2000) 幾乎同步。Keenlyside *et al.* (2008) 應用偶合大氣海洋模式，預測接下來的十年經向翻轉環流 (Meridional Overturning Circulation, MOC) 較長期平均偏弱，因此歐洲及北美將略為降溫，全球暖化的威脅亦將稍稍減緩。Lee and Hsu (2013) 指出大西洋多年代際的海溫變化可以引起大氣擾動，並透過高空噴流的傳遞，將影響力延伸至整個北半球。

除由大西洋的角色切入外，亦有不少研究認為懸浮微粒 (包括人為排放與火山爆發等自然因素) 會遮避太陽光，並以直接或間接的物理過程降低進入氣候系統的短波輻射能量，進而降低全球平均氣溫。許多地區 (如，歐洲，美國、中國、日本等地) 的太陽輻射量具有明顯的年代際變化特色，如 1970 年代至 1980 年代中期呈現遞減趨勢，之後隨即轉為上升趨勢。Wild (2012) 認為人為懸浮微粒濃度是影響入射太陽光的主因，北半球硫化物在 1970 年代至 1990 年代初期有高峰值 (圖 3.8)，所以這段時間的地表接受到的太陽輻射較低，抵消部份溫室氣體造

成的暖化現象；1990 年代之後北半球硫化物排放逐漸受到控制，減緩暖化的力道就減弱了一些，全球平均氣溫又開始飆高。相對來說，南半球硫化物排放呈現單純且緩慢上升趨勢，所以南半球氣溫的變化不具明顯的年代際變化特徵。

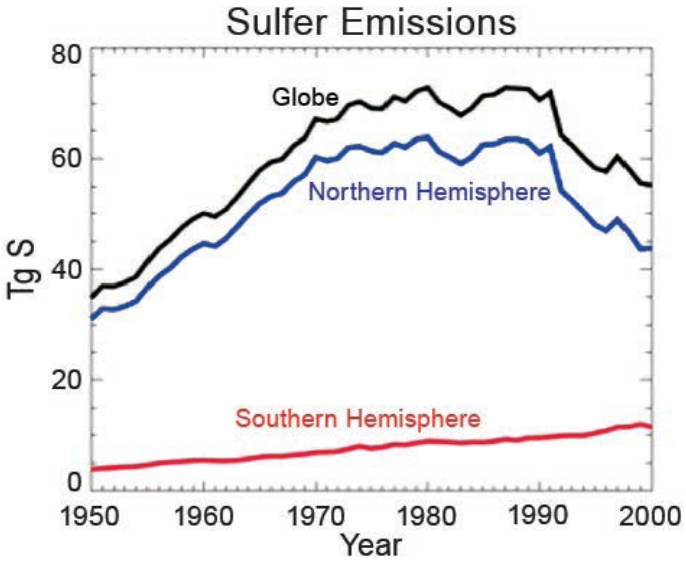


圖 3.8　1950~2000 年在北半球 (藍色線)、南半球 (紅色線) 與全球平均 (黑色線) 的硫化物排放量。 (摘自 Wild, 2012)

3.3.2 全球降水量

全球平均溫度具有線性上升及年代際變化的雙重變化特徵。相對來說，雨量的長期變化趨勢較無可循的規律性。分析圖 3.9 全球陸地平均年總降水發現，不同資料之間的差異性頗大，尤其在 1950 年代之前，降水資料品質較差，可信度偏低；在較近期中，約 1970 年代之後各降水資料有較高的一致性。雖然高頻的年際變異仍大，但全球陸地平均降水量在 1970 年代至 1990 年代具有下降趨勢，隨後轉為上升 (圖 3.9)。此一年代際的變化趨勢主要來自於熱帶地區 (30°S~30°N) 的貢獻，其他緯度的年代際變異則不明顯。另一方面，Wild (2012) 分析北半球陸地年平均降水量發現，1960 年代至 1980 年代末期的降水逐漸降低，隨後轉為上升趨勢 (圖 3.10)，此兩段時期同時也是全球汙染區嚴重與改善的年代 (亦即暗化 dimming 與亮化 brightening)，因此，Wild (2012)認為汙染物可能對降水量的年代際變化有所影響。與陸上降水相似，海面上的降水亦有高頻年際變異明顯，低頻的年代際變化相對較小的特性，20 世紀初至 1930 年代中期、1980~2000 年兩段期間雨量有上升趨勢 (圖 3.11)。相對於陸地降水，海洋降水長期上升趨勢較為

明顯，IPCC AR5 估計全球海洋降水在 1900~2008 年的線性趨勢值為月累積雨量每年約增加 1.5 毫米 (圖 3.11 藍色曲線)。

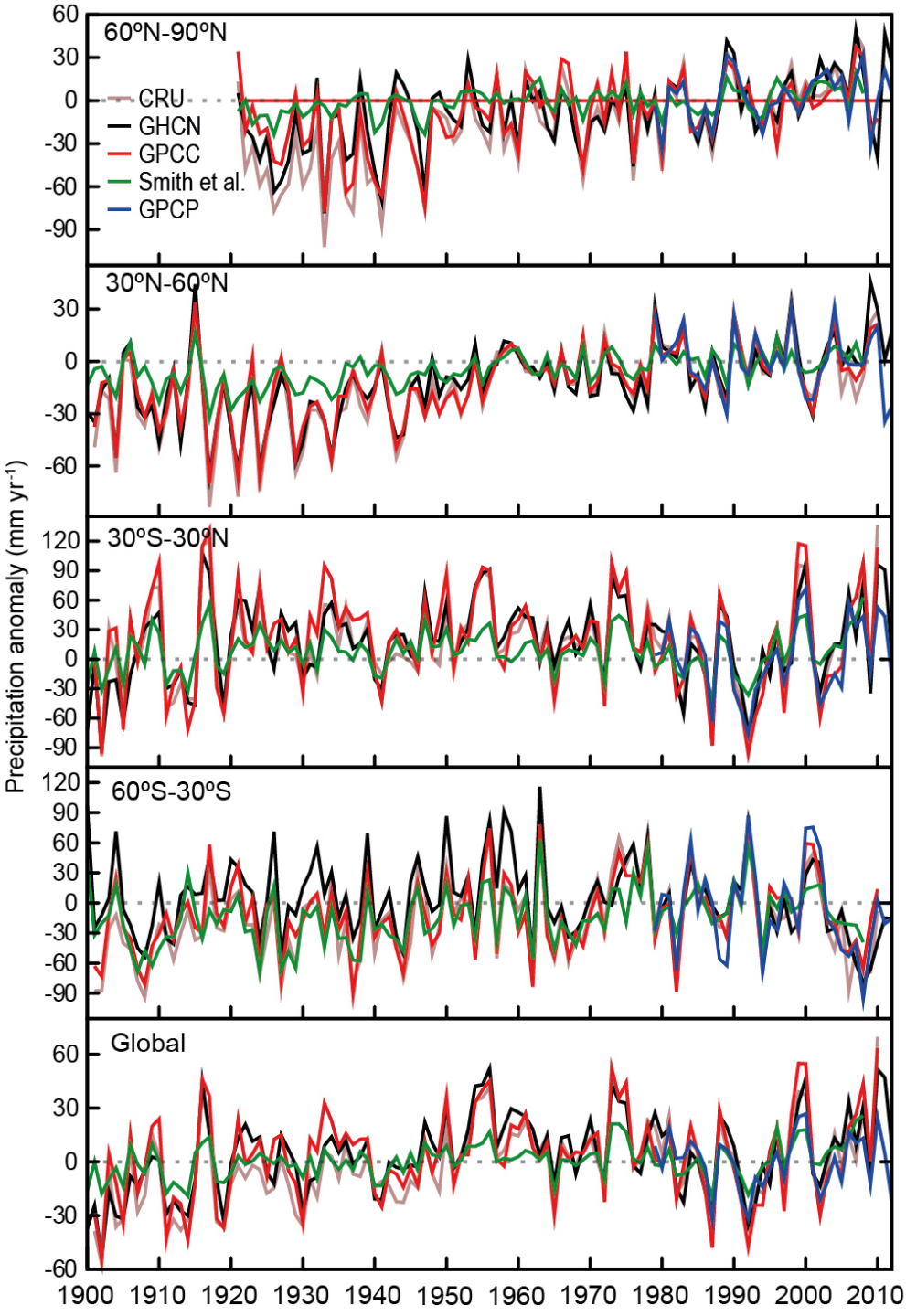


圖 3.9 陸地年總降水距平時間序列在不同緯度的緯圈平均，時間為 1900~~2012 年，距平值是相對 1981~2010 年的氣候值，不同顏色曲線代表不同資料源。 (摘自 IPCC AR5)

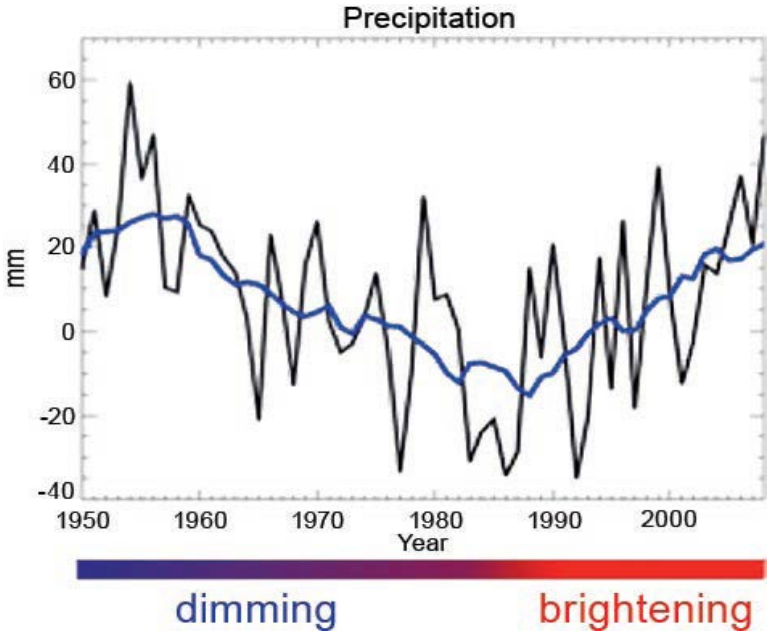


圖 3.10　北半球陸地在 1958~2008 年年降水距平的時序圖，距平值是相對 1961~1990 年的氣候值，藍色線為 11 年滑動平均，資料來源為 Global Historic Climate Network。(摘自 Wild, 2012)

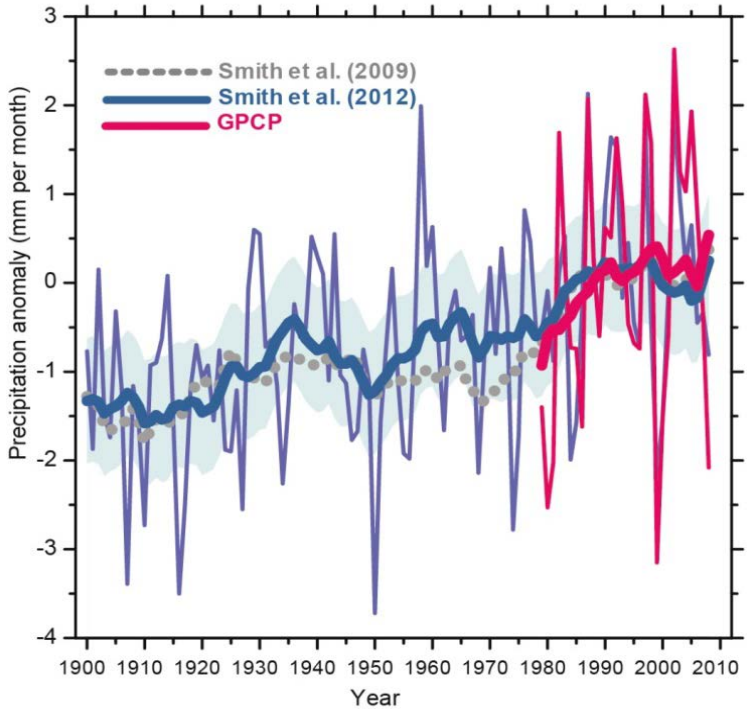


圖 3.11　重建海洋降水距平場的時間序列，範圍是 75°S~75°N，不同顏色曲線代表不同資料源，細線代表年平均值，粗線為其低頻濾波的結果，淡藍色區域代表藍色曲線的不確定度，距平值是相對 1979~2008 年的氣候值。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 3.7)

陸地降水趨勢的空間分佈方面，1901~2010 年的趨勢因早期資料缺漏的較多，可用資訊的區域主要位於美國、歐洲、澳洲及東亞沿岸 (圖 3.12)，其中前三者在百年的降水趨勢大致呈現上升走勢，東亞沿岸則有變乾傾向，唯上述趨勢值在不同資料組間仍存在不小的差異性。1951~2010 年的趨勢方面，美國及歐洲的中北部降水有增多趨勢；南歐、澳洲東岸及東亞沿岸的降水大致為下降趨勢。但臺灣及華南在 GHCN、GPCC 則為上升趨勢。上述的比較顯示局地的降水趨勢在不同資料組間有相異的結果，隱含網格降水場的可信度較低。

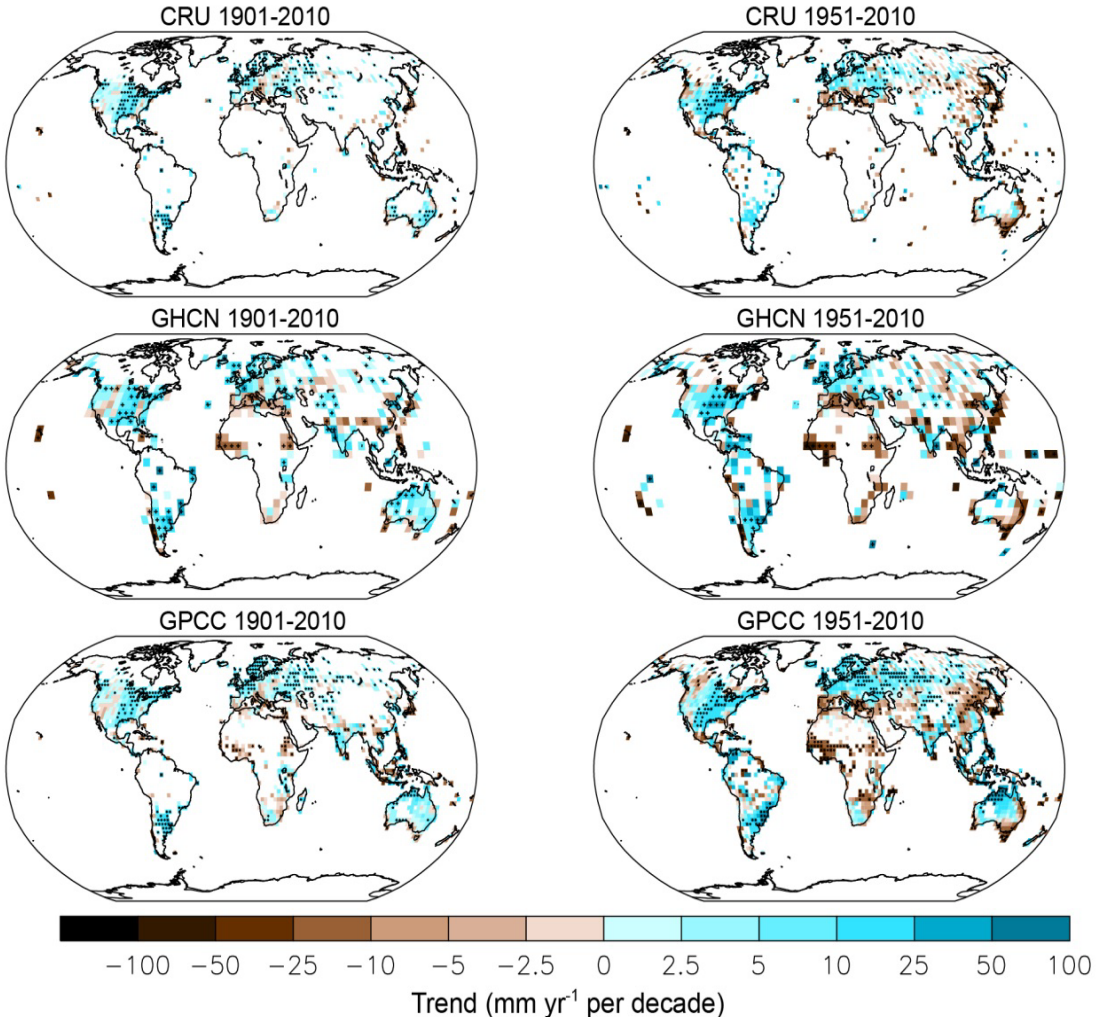


圖 3.12　全球陸表雨量的線性趨勢，資料來自三組不同資料源 (由上而下分別是 CRU、GHCN 及 GPCC) 及分別時期 (左方為 1901~2010 年，右方為 1951~2010 年)，資料只顯示資料完整性較充足的區域，「+」代表線性趨勢的統計信心度達 90%以上。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 2.29)

許多研究指出，根據 Clausius-Clapeyron relation (每上升 1ºC 增加 7%的水氣)，在暖化的背景下，全球水氣含量也會跟著增加。圖 3.13a 顯示北半球多數地區的比濕於 1973~2012 年期間有顯著增加的趨勢，但此一趨勢多發生於 1998 年之前。1998 年之後，全球陸地比濕雖有年際變化，但無明顯上升趨勢，與暖化遲滯現象一致 (圖 3.13b)。

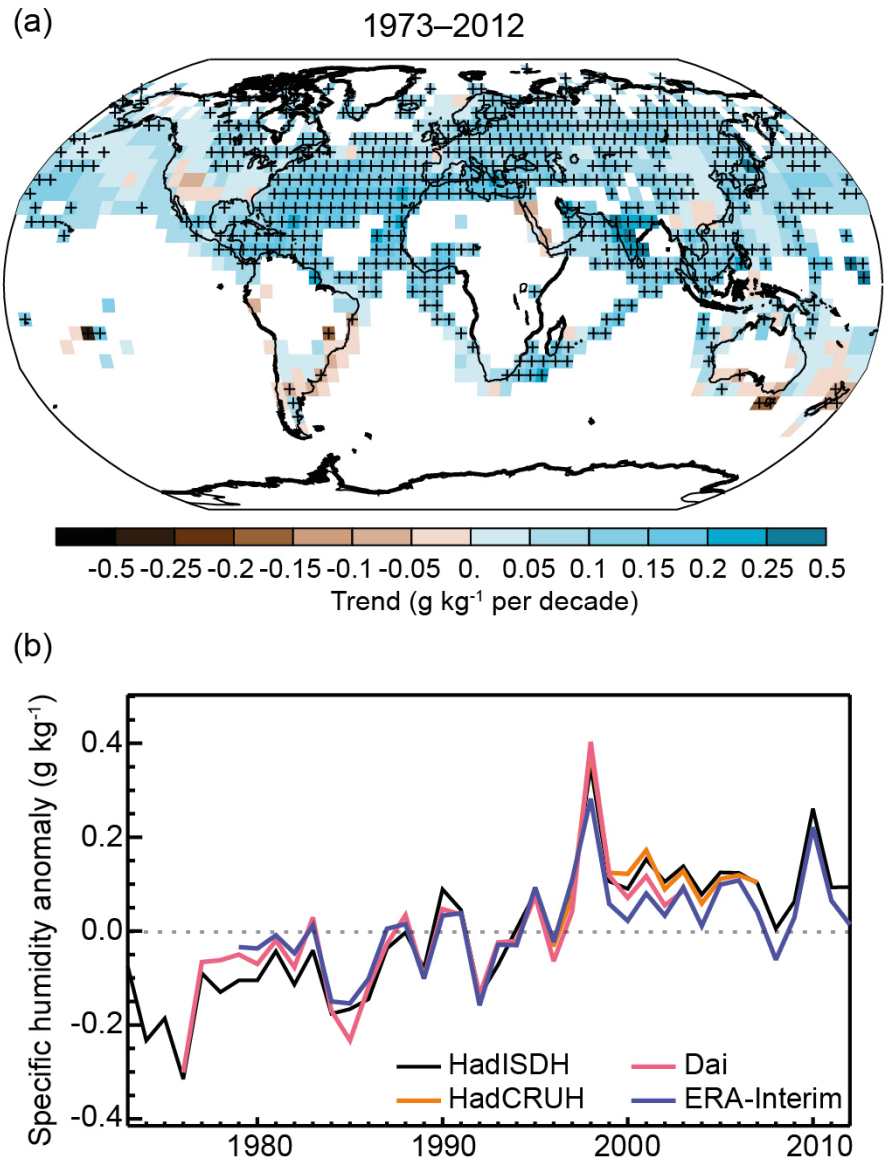


圖 3.13 (a) 全球地表比濕在 1973~2012 年的線性趨勢，資料來源為 HadISDM 及 NOCS，資料只顯示資料完整性較充足的區域，「+」代表線性趨勢的統計信心度達 90%以上。(b) 全球陸地地表比濕的年平均變化時序圖，不同顏色代表不同資料源，距平值是相對 1979~2003 年的氣候值。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 2.30)

3.4 氣候遷移

當年代際變化轉變相位時 (如由正距平轉變成負距平)，局部或大範圍地區氣候特性產生明顯變化，形成氣候遷移 (climate regime shift)。這些現象的發生有時可以用氣候模態的相位轉變來解釋。氣候遷移是指一個氣候穩定狀態在相對短暫時間跳躍至另一個穩定狀態的現象，此前後的穩定狀態需維持 5 年以上，且其跳躍過程的時間遠短於穩定狀態維持的時間 (Yasunaka and Hanawa, 2002)。利用冬季海溫做經驗證交函數分析 (Empirical Orthogonal Function，亦即主成分分析)及學生-t 檢定，Yasunaka and Hanawa (2002) 共發現了 6 個年代的遷移，分別是 1925/1926、1945/1946、1957/1958、1970/1971、1976/1977 及 1988/1989。氣候遷移有時發生於局部區域，對當地氣候有明顯影響，如 1990 年代中期東亞與西北太平洋夏季季風區發生氣候特性的明顯轉變 (e.g., Kwon et al. 2005)。Hong *et al.* (2014) 發現 1980 年後西北太平洋副熱帶高壓的年際變化振幅明顯變強。有些局部區域的氣候遷移卻有全球性的影響：熱帶東太平洋海溫從 1997/1998 年聖嬰現象後，進入長達十多年的相對冷期，被成為巨型反聖嬰 (mega La Niña, Kosaka and Xie, 2013)，研究發現可能是造成全球暖化遲滯現象的主要原因之一。以下舉例介紹發生於 1960 年代、1970 年代與 1980 年代影響範圍較廣的氣候遷移現象。

3.4.1 1960 年代

1960 年代晚期的氣候遷移在世界各地留下了不少蹤跡，如撒赫爾 (Sahel) 雨量的突然降低 (圖 3.14; Higginbottom and Symeonakis, 2014)，巴西雨量、北半球夏季的 NAO、哈德里環流輸送量、南半球副熱帶噴流輸送量、格林蘭南部海岸溫度、南加勒比海海溫以及北大西洋颶風強度等均亦有極劇的變化。Baines and Folland (2007) 指出 1960 年代晚期氣候突變訊號最顯著的季節是 6 月至 8 月，其次是 12 月至次年 2 月。Baines and Folland (2007) 亦認為在 1950 年代至 1970 年代溫鹽環流較弱，即大西洋向北傳送的海洋熱通量較低。另一方面，1950 年代至 1960 年代的人造懸浮徵粒濃度有快速上升的現象，特別是在歐洲與北美兩地，上述現象與突變發生的時間點相當一致，因此這些因素可能是引發 1960 年代晚期氣候突變遷移的導因。台灣夏季雨量在 1960 年代後明顯減少至今 (第五章圖 5.1d)，是否與此一現象有關，值得進一步探討。

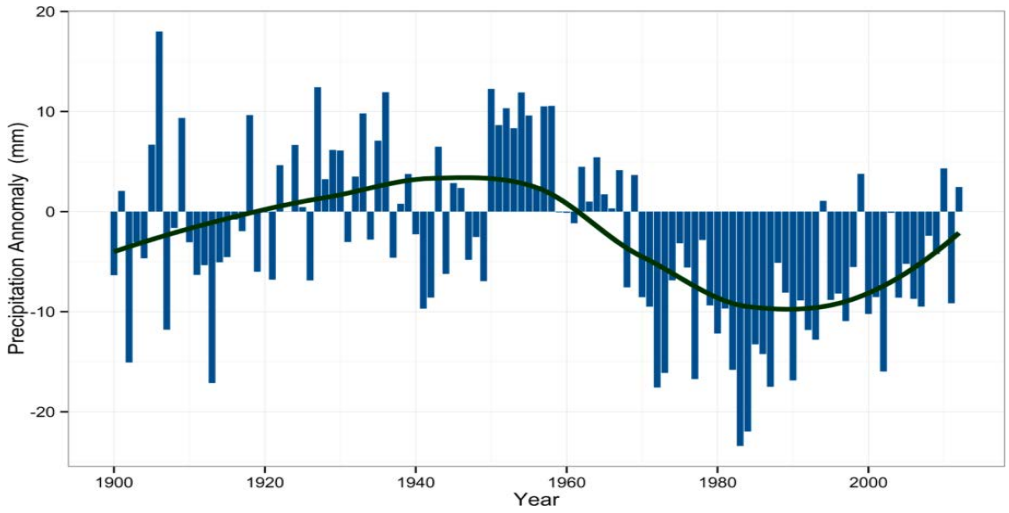


圖 3.14 薩赫爾雨量距平過去一百多年的變化(摘自 Higginbottom and Symeonakis, 2014)

3.4.2 1970 年代

1976/1977 的氣候遷移與 PDO 由負相位轉正相位的時間點十分吻合，兩者常被拿來共同討論。如同圖 3.2c 所示，PDO 的空間結構為座落於中緯度北太平洋至熱帶中東太平洋的海溫距平偶極，海溫距平變化以中緯度較為顯著。海溫距平偶極的空間特徵與 ENSO 類似，但後者的海溫變化以熱帶地區為主。由於彼此相似的海溫距平形態，探索 PDO 與 ENSO 是否有關聯性的理論成為熱門議題。Newman *et al.* (2003) 舉出許多證據說明 PDO 只是 ENSO 投影到年代至年代際時間尺度的隨機變異量。另一角度的理論亦被提出，這類的看法認為 PDO 能調節 ENSO 在年代至年代際時間尺度的變異量 (Power *et al.*, 1999; An and Wang, 2000; Rodgers *et al.*, 2004)。比方說，1976/77 年之前以反聖嬰現象出現的頻率較高，但在這之後轉變成聖嬰現象為主。1976/1977 氣候遷移及 PDO 的影響遍及全球的，如阿留申低壓在 1976/1977 之後亦有明顯加強，北半球春季時菲律賓海則有反氣旋距平，使東亞主槽向南伸展並加強，臺灣北部春雨因此較為偏多 (Hung *et al.*, 2004)。

Ding *et al.*, (2013) 使用海 - 氣 - 海冰的偶合模式進行回朔預報 (hindcast)，模式中置入真實觀測的風應力來驅動海洋與海冰，並保留海水、海冰與大氣之間熱量交換的偶合過程。結果顯示，模式能成功地掌握到 1976/1977 及 1998/1999 兩個氣候遷移。其中 1976/1977 的模擬結果與真實觀測最為神似，除海溫距平結構有高度相似外 (圖 3.15a,b)，亦成功地模擬到阿留申低壓加深的現象，且遷移

發生後海溫距平還能維持 9 年。Ding *et al.* (2013) 認為熱帶地區的初始條件與海洋熱含量的動力調整，是模式能成功模擬 1976/1977 及 1998/1999 兩個氣候遷移的關鍵因素。另一方面，雖然 1998/1999 氣候遷移與 PDO 由正轉為負相位的時間點相同 (圖 3.15c)，但 Ding *et al.* (2013) 認為 1998/1999 氣候遷移比較符合大氣中的北太平洋振盪 (North Pacific Oscillation, NPO；Linkin and Nigam, 2008) 與海洋中的北太平洋環流振盪 (North Pacific Gyre Oscillation, NPGO；Di Lorenzo *et al.*, 2008)。由其海溫距平的水平結構來看，1998/1999 氣候遷移在水平尺度較 1976/1977 小。

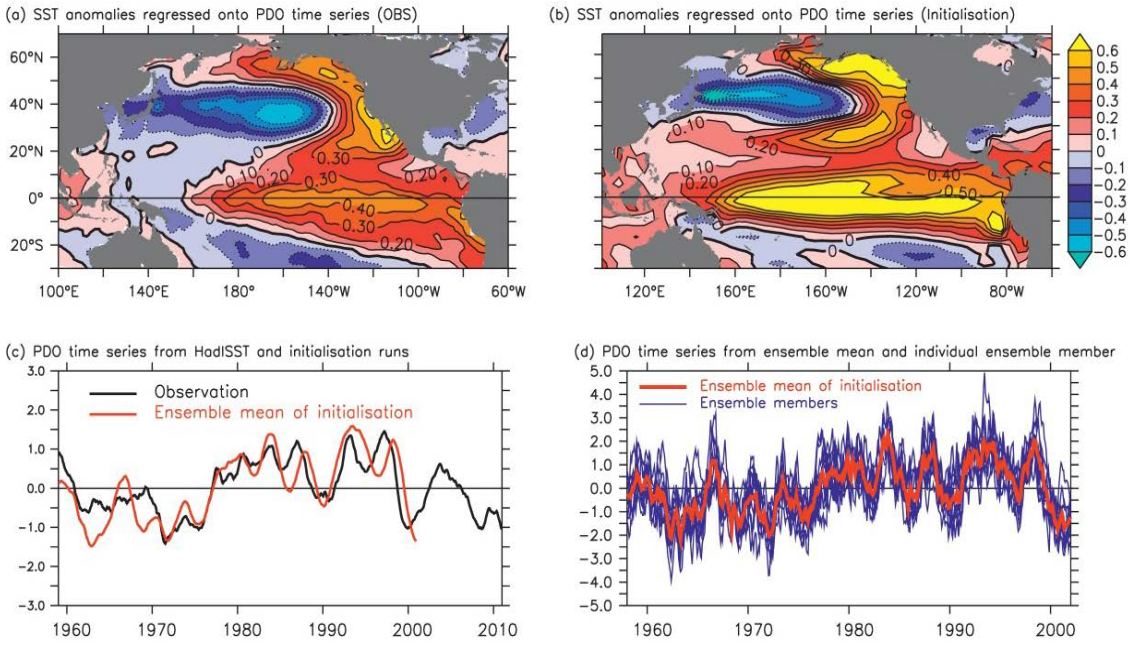


圖 3.15 (a) 觀測及 (b) 模式系集平均的 PDO 海溫距平圖。(c) 相對應 (a) 及 (b) 的時間序列 (主分量)，經 25 個月低頻濾波。(d) 模式 PDO 時間序列，藍色線為個別模式成員，紅色粗線為系集平均。(摘自 Ding *et al.*, 2013)

3.4.3 1980 年代

發生於 1980 年代晚期的突變，亦是另一個較為人熟悉的氣候遷移。Lo and Hsu (2010) 利用變遷點偵測法 (change point detection) 分析北半球冬季氣溫，客觀地偵測出 1980 年代末期發生氣候遷移的區域，其中在歐洲、東亞、黑潮延伸地帶以及美洲東南方氣溫突然上升，而在加拿大東岸快速降溫。此一氣候遷移事件影響範圍相當大，如全球平均氣溫在 1980 年代末期的上升速度有加速現象。

羅 (2010) 更發現此一暖化現象不僅發生於近地表，同時也發生於整個北半球對流層的氣溫與環流，以及海面下深達數百公尺的溫度 (圖 3.16)。為探求引發 1980 年代晚期氣候突變的導因，利用 ECHAM5 氣候模式，模擬 1980 年代末期在大西洋海溫突變對大氣的影響，海溫距平是 1988~1997 年減去 1978~1987 年的差異，其模擬的地表溫度變化與真實觀測場如出一轍 (比較圖 3.16 與圖 3.17)，說明 1980 年代晚期的氣候突變可能與北大西洋的海水溫度增暖有關。Lee and Hsu (2013) 更認為 1980 年代晚期的氣候突變與歐亞 - 北太平洋多年代振盪 (Eurasia-Pacific Multidecadal Oscillation, EAPMO) 在空間結構上有相當程度類似。Reid *et al.* (2016) 的最近研究發現多達 72 種氣候、海洋、冰雪、生態指標都可發現 1980 年代遷移現象，顯示該遷移的全球性與對地球環境與生態的廣泛衝擊。

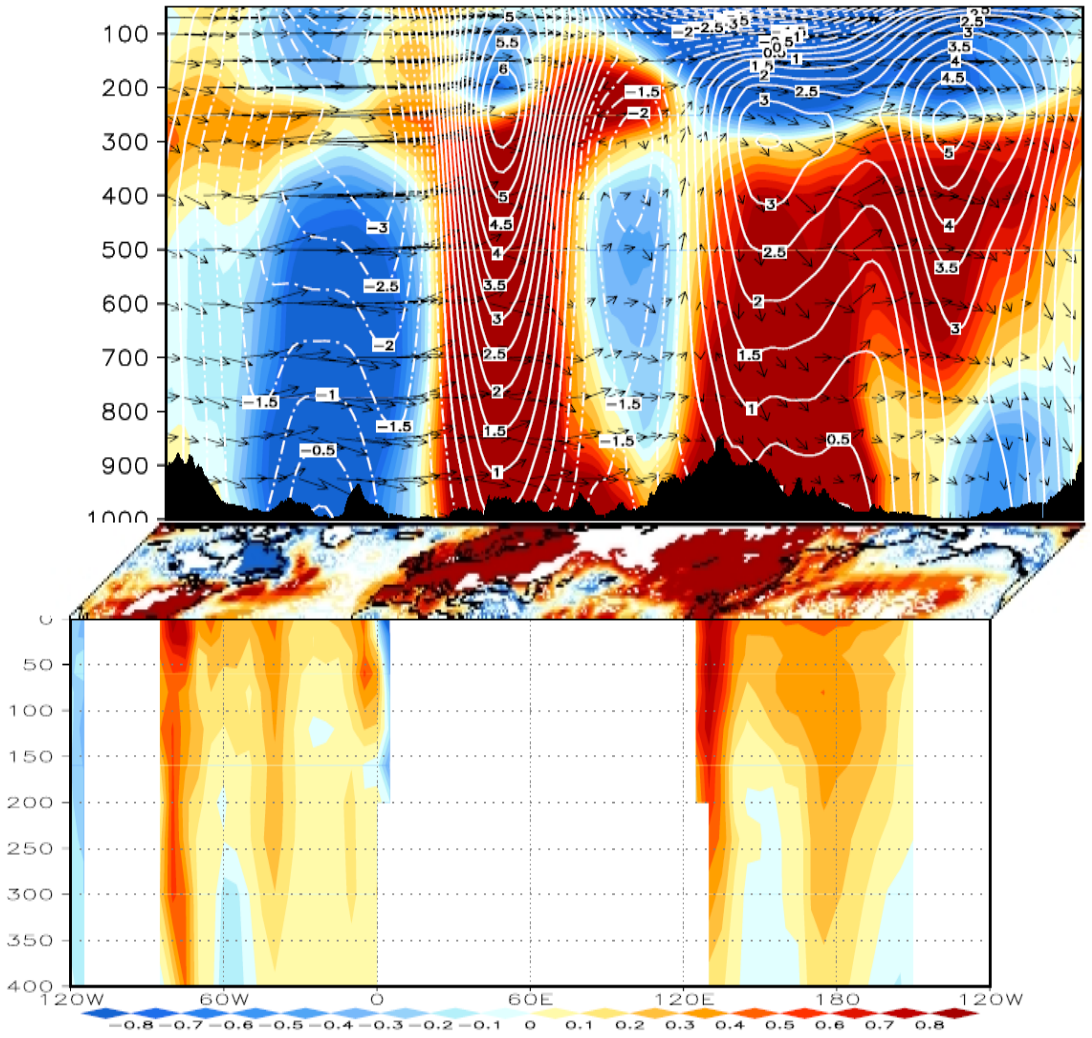


圖 3.16　1988~1997 年減去 1978~1987 年的大氣、海面與海面下溫度差異 (彩色陰影)，以及北半球中緯度緯向風與經向風的差異。(摘自羅，2010)

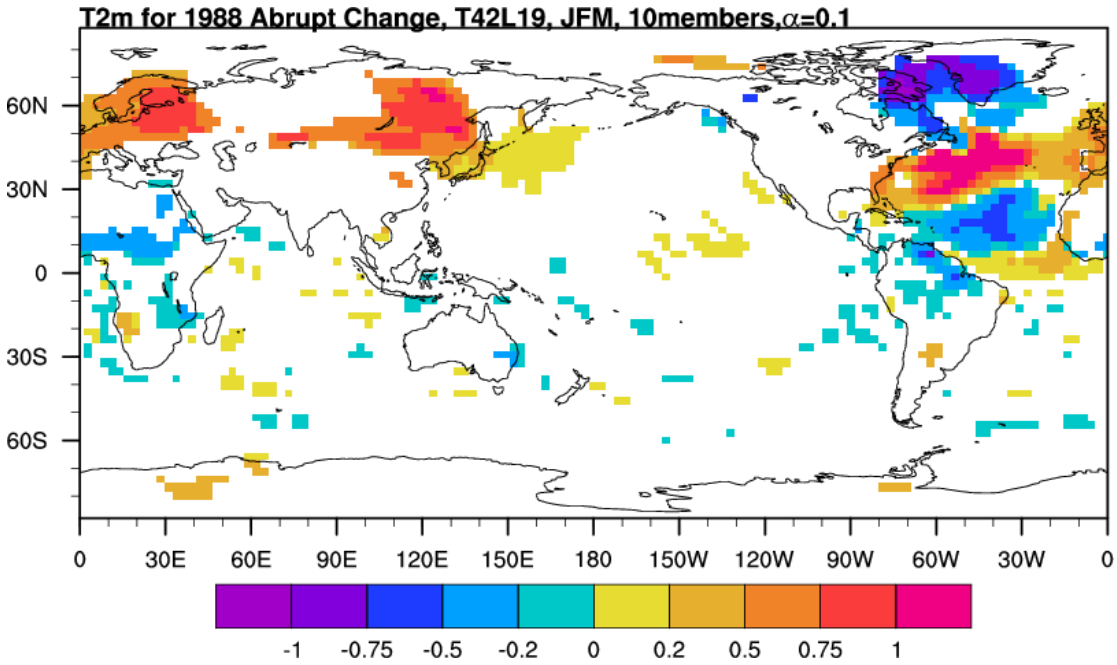


圖 3.17　模擬 1980 年代末期在大西洋海溫突變的大氣反應，變數為 1~3 月平均的 2 公尺溫度距平場。模式為 ECHAM5，水平與垂直解析度為 T42L19，共 10 組不同初始場的系集平均，只繪出統計信水度在 90%以上的訊號。

3.5 暖化遲滯

根據 IPCC AR5 (Stoker *et al.*, 2013)，1951~2012 年全球平均地面溫度 (global mean surface temperature, GMST) 上升幅度為每 10 年 0.11ºC，1998~2012 年為 0.04ºC $10yr^{-1}$，1984~1998 年為 0.26ºC $10yr^{-1}$，顯見 GMST 上升幅度呈現年代變化，並非定值 (圖 3.18a)。1998~2012 年暖化趨勢延緩，稱為暖化遲滯，但 21 世紀初仍是有 GMST 紀錄以來最暖的 10 年。除此之外，IPCC AR5 所根據的氣候模式模擬的 1998~2012 年暖化趨勢為 0.21ºC $10yr^{-1}$，比觀測值高出許多，並未模擬到暖化遲滯的現象。暖化遲滯的發生與模擬高估，引起輿論與某些團體對 IPCC 報告的質疑，認為 “人為溫室效應是導致近數十年全球暖化的主因” 的結論有誤，因為溫室氣體排放未減緩，累積量越多，但是暖化趨勢卻減緩，IPCC 報告有依據不準確模擬做出不正確結論的嫌疑。有趣的是，IPCC 模式模擬 1984~1998 年暖化趨勢僅有 0.16ºC $10yr^{-1}$ 年比觀測值低了 0.1ºC $10yr^{-1}$，但是若考慮 1951~2012 的 62 年期間，暖化趨勢又與觀測值十分接近 (差別不到 0.02ºC $10yr^{-1}$)。圖 3.18a 顯示了這些年代間的差異，比較圖 3.18a 與圖 3.18b 則發現如果不考慮溫室氣體

含量增加，無法模擬出過去 50 多年的暖化現象，但若是只考慮溫室氣體的影響，模式模擬出過強的暖化趨勢 (圖 3.18c)，尤其在最後十幾年特別明顯。

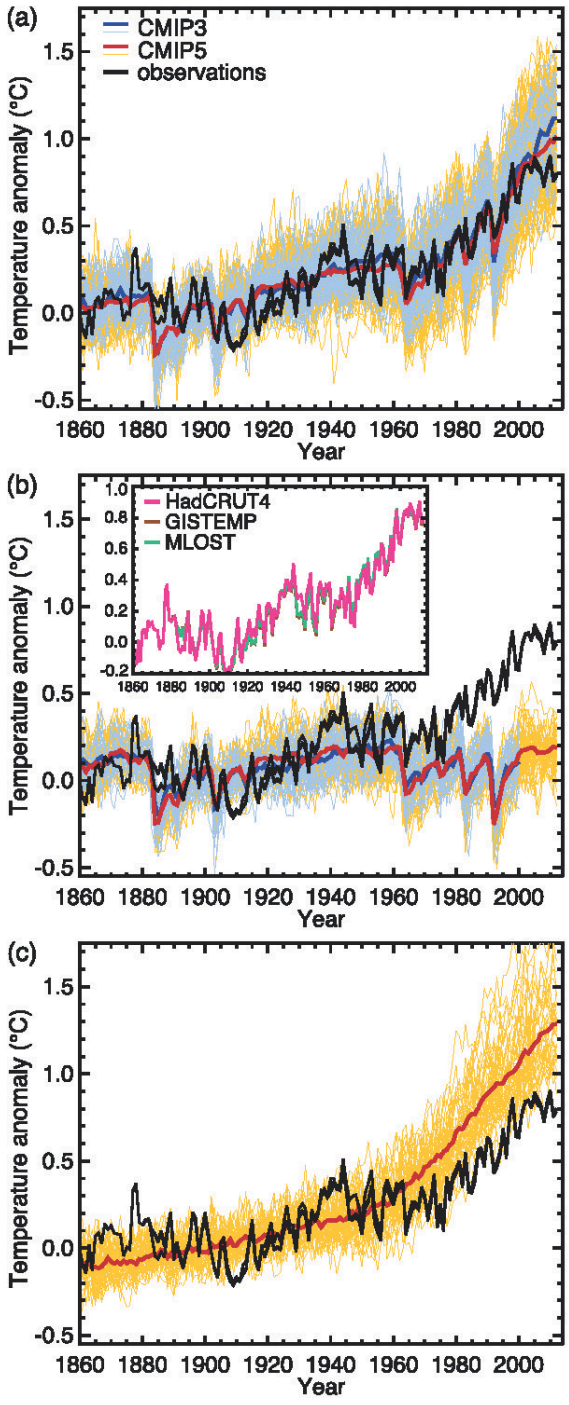


圖 3.18　觀測與模擬 GMST (CMIP3：藍線，CMIP5：紅線) 的比較：(a) 考慮所有外在強迫的模擬，(b) 不考慮溫室氣體的模擬，小圖內為三種不同觀測資料的 GMST)，(c) 只考慮溫室氣體的模擬。(摘自 Stocker *et al.*, 2013, Figure TS.9)

如果分季節與區域觀察，所謂的暖化遲滯主要發生於北半球冬季期間，春季與夏季的 GMST 在暖化遲滯期間暖化趨勢並未減緩 (圖 3.19)。進一步將全球分成北半球、熱帶與南半球，則發現暖化遲滯現象主要發生於北半球，南半球並無此現象 (圖 3.20)。IPCC 用來判斷暖化趨勢的主要資料依據為 HadCRUT4。Cowtan and Way (2014) 發現該氣候資料在 1997 至 2012 年間，可用資料的覆蓋率只占全球面積的 84%，且其中在南北極、非洲資料缺漏的情形最為嚴重。因為近數十年在北極的暖化速率冠居全球，若忽略北極的影響，全球平均溫度的變化趨勢將會低估暖化的速率。他們應用衛星資料及統計內差法將全球的網格資料補齊，並用此修正後的資料重新計算全球平均溫度在 1997~2012 年的上升趨勢，結果顯示修正後的溫度變化率達 0.12℃/10 年，比原始資料估計的 0.04℃/10 年高出兩倍多，因此認為暖化資料完整性的不足可能造成了全球平均氣溫在近十多年暖化趨勢不明顯的假象。

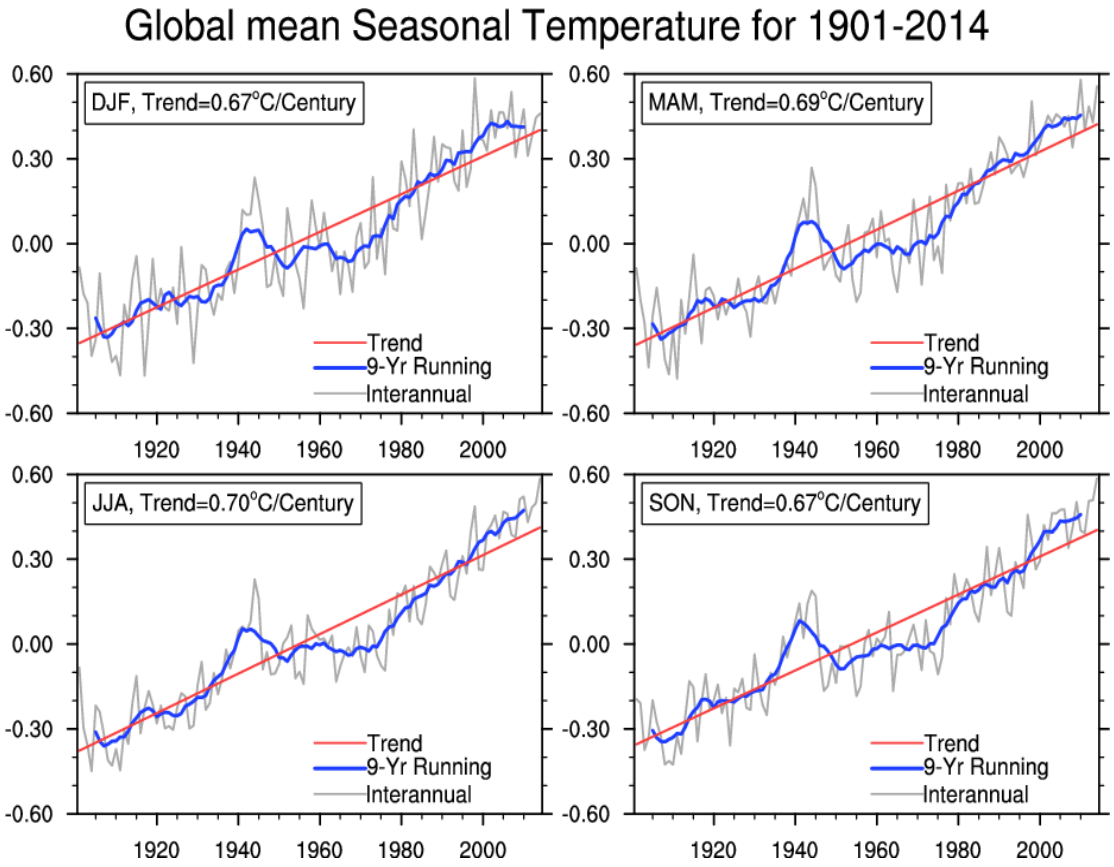


圖 3.19 四季平均 GMST 的長期變化：12~2 月 (左上)，3~5 月 (右上)，6~8 月 (左下)，9~11 月 (右下)。資料來源：GISS, http://data.giss.nasa.gov/gistemp/。

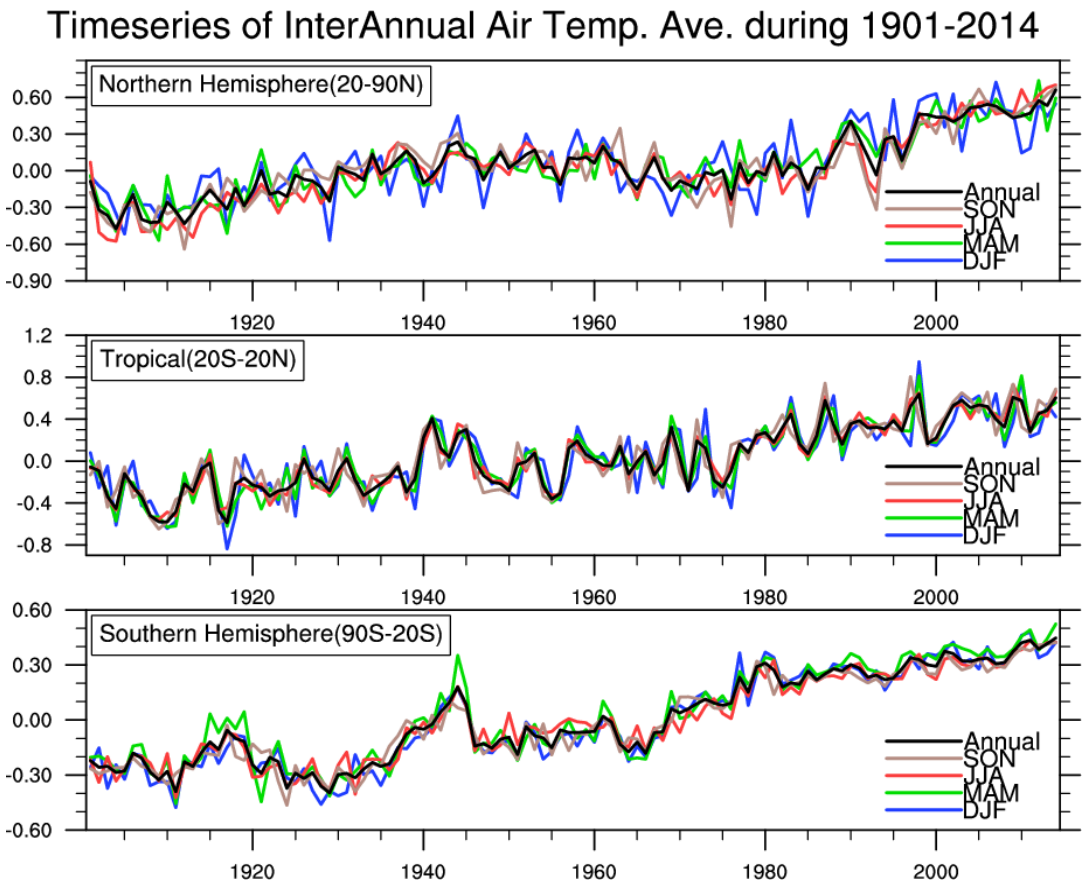


圖 3.20　年平均地表氣溫長期變化：(上) 北半球 (20°N~90°N)，(中) 熱帶 (20°S~20°N)，(下) 南半球 (20°S~90°S)。資料同圖 3.19。

所謂的暖化遲滯其實與本章探討的年代際變化有關。在溫室效應持續加強的暖化過程中，存在於地球氣候系統的自然年代際變化仍舊繼續運作，變化幅度有時比暖化趨勢還大，導致某些年代暖化趨勢明顯，有些年代不明顯甚至降溫，至於自然年代際變化是否可能與人為暖化形成交互作用，則了解甚少。Easterling and Wehner (2009) 發現短期 (10~20 年) 暖化遲滯與加速是常態，因為地球系統存在許多 10~20 年擾動，在過去不斷發生。IPCC AR4 所依據的 CMIP3 模式模擬也都可以模擬到類似的年代際擾動，其發生頻率的機率分布與觀測資料相當接近。他們更進一步利用 A2 情境推估 21 世紀氣候，發現即使在未來持續暖化的氣候中，雖然機率較低，也可能發生短暫的冷化趨勢，但皆無法逆轉暖化趨勢。

到底是甚麼因素造成了 1998 年以來的暖化遲緩?這是科學界這幾年的重大研究議題。過去幾年的研究提出了不同的可能因子，包括火山爆發、空氣汙染、太陽輻射變化、氟氯碳化物禁用 (為了控制臭氧洞)、平流層水氣減少、太平洋年代振盪的影響等 (Tollefson, 2014)。以下概述這些觀點。

Lean and Rind (2009) 利用觀測資料建立各種影響氣候因子與 GMST 的回歸模式，並用來推估 2009~2014 年間溫度會上升 0.15±0.03ºC，這是因為溫室氣體增加與太陽輻射增強的關係；2014~2019 年間則因為太陽強度變弱，溫度將僅上升 0.03±0.01ºC。該研究推測的 2009~2014 年暖化趨勢太高，與暖化遲滯的觀測不符。Wild (2012) 指出雖然近期人造懸浮微粒濃度已逐漸降低，但中國及印度的污染情形仍是持續惡化的，其結果將使得 2000 年之後的暖化再次受到抑制。懸浮微粒除來自人為排放外，自然界亦是其來源之一，例如 2000 年之後全世界至少有 17 次火山爆發，造成平流層有高濃度的火山灰。Santer *et al.* (2014) 分析觀測在平流層的懸浮微粒光程厚度，發現它與對流層溫度、大氣層頂短波輻射通量均有顯著相關。他們進一步應用氣候模式指出，若忽略 21 世紀初的火山爆發，模式對 1998 年之後對流層暖化趨勢有高估的誤差，在加入火山的影響後，模式模擬與觀測結果較為接近。Santer *et al.* (2014) 也發現如果考慮近期的火山爆發造成的冷卻作用，可減少模式模擬與觀測間的差異大約 15%。Hansen *et al.* (2011) 也做此推論。由於 CMIP5 模式的歷史模擬止於 2005 年，2005 年之後則依情境假設進行，沒能考慮這段期間觀測到的火山爆發產生的冷卻效應。但是，即使考慮此一因素，15%還是太小，無法解釋模式高估暖化趨勢的主因。

Solomon *et al.* (2010) 發現平流層水氣含量在 2000~2009 年間減少了 10%。由於平流層的水氣有極強的溫室效應，水氣減少可能導致地表溫度下降。他們估計水氣的減少可能降低 2000~2009 年間的暖化趨勢約 25%。這個影響機制也無法在 CMIP5 模式中正確呈現。Estrada *et al.* (2013) 計算不同氣體含量變化造成的輻射作用對氣溫的可能影響，發現為了防止臭氧洞擴大與恢復平流層臭氧含量，禁用氟氯碳化物 (也是溫室氣體)，降低了人為溫室效應，因此可能對暖化遲滯有貢獻。他們也提出另一個可能的原因：亞洲地區使用化學肥料改善了稻米用水的效率，因而減少甲烷排放 (Kai *et al.*, 2011)，降低人為溫室效應，間接延緩暖化趨勢。根據計算結果，他們進一步推測，兩次世界大戰與經濟大蕭條期間，溫室氣體排放皆明顯減少，可能與 20 世紀中的冷卻有關，因此推論人為因素造成的溫室氣體排放量變動，有可能造成短期的全球氣溫變動。

從衛星觀測的太陽短波輻射與地球長波輻射，可以計算在大氣層頂的地球輻射收支平衡狀態。長期以來，科學界假設地球處於輻射平衡狀態，因此在大氣層頂進入地球大氣的淨短波輻射量應該等於外射的地球長波輻射量。近幾年的研究卻發現 2000 年以來，地球處於輻射不平衡的狀態，射入的短波輻射比射出的長

波輻射多出 0.5Wm^{-2} 至 10Wm^{-2} (Trenberth *et al.*, 2009；Trenberth and Fasullo, 2010, 2013；Hansen *et al.*, 2011)。亦即，過去 10 多年來，地球一直處於輻射加熱的情況中，這些多出來的能量應該儲存於地球某處。可是，同一時間的 GMST 暖化趨勢卻是減緩的。新的海洋觀測儀器 (如 Argo floats 漂移浮標，http:// www.argo.net/) 與海洋重分析資料 (ORAS-4) 記錄了這些多餘能量的去處。圖 3.21 顯示，雖然 GMST 暖化趨勢減緩，海洋熱量仍持續增加。最上層 700 公尺的海水熱容量從 2000 年開始上升，2005 年後上升趨勢變緩和，似乎也有遲滯的現象。但是，整層 (深達 3000 公尺) 海水熱容量增加趨勢卻未呈現遲滯現象，顯然熱量持續儲存於 700 公尺以下的海洋。空間分布 (圖 3.22a) 顯示從 1976~1998 年到 1999~2011 年之間，熱容量增加的區域為西太平洋、南印度洋與大西洋。相反的，東太平洋的熱量是減少的。同樣的空間結構也出現在海表面溫度。這個結構與之前提到的 PDO 或 IPO 類似。

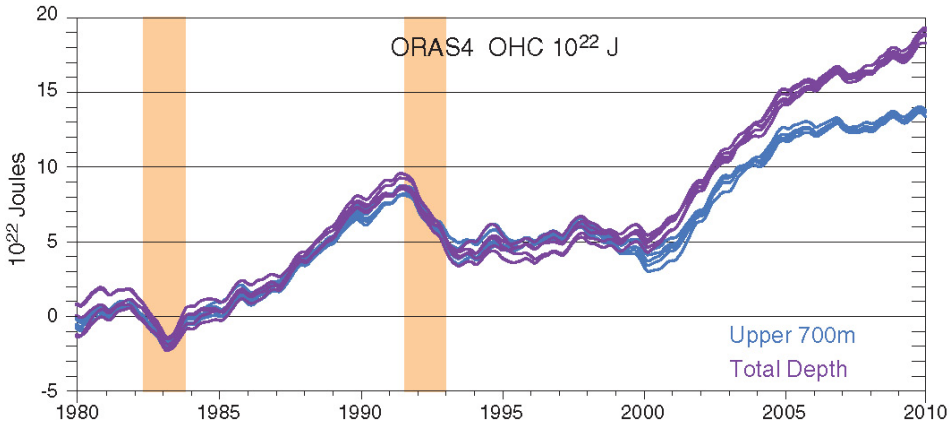


圖 3.21　全球海洋熱容量 (1980~2010 年)，藍線為 0~700m，紫線為所有深度。(取自 Trenberth and Fasullo, 2013, Figure 10)

最近有許多研究指出，當太平洋出現聖嬰現象時，有會較多的熱含量海洋釋放到大氣之中；反之，反聖嬰時期有較多的熱含量進入海洋。其中一個例子就是上個世紀的 1997/1998 超級聖嬰，造成 1998 年全球地表平均氣溫在當時達到儀器記錄中的空前高值。之後，太平洋進入一個長十多年類似反聖嬰狀態，全球溫度暖化趨勢也趨緩。這個聖嬰/反聖嬰與全球平均氣溫的關聯性，被許多研究應用來解釋暖化遲滯。此一理論認為，就如同圖 3.22a 所顯示的，太平洋在近 10 多年的趨勢類似於反聖嬰形態的冷海溫距平，表示進入海洋儲存的熱能較多。科學家估計在近十多年期間，氣候系統中的熱含量約有高達 90%以上被儲存於海洋 (Wolff *et al.*, 2014；IPCC AR5, 2013)，因此才有暖化遲滯的現象發生。England *et*

al. (2014) 試圖發掘 1997/1998 年之後造成太平洋變冷的原因，他們的研究指出，觀測的太平洋貿易風在最近 20 年有顯著的增強 (圖 3.23b)，而此一現象是氣候模式中無法模擬掌握的。加速的貿易風除使赤道太平洋海溫變冷外，更將大量的熱量帶進且儲存於較深層的海洋中，並未反映在海表水溫，反而形成近期的地球表面溫度暖化遲滯現象。England *et al.* (2014) 亦指出，IPO 具有調節全球平均氣溫的能力，當 IPO 為正相位時，全球暖化趨勢較大；反之，負 IPO 相位期間全球平均氣溫的暖化趨勢較不明顯 (圖 3.23a)。

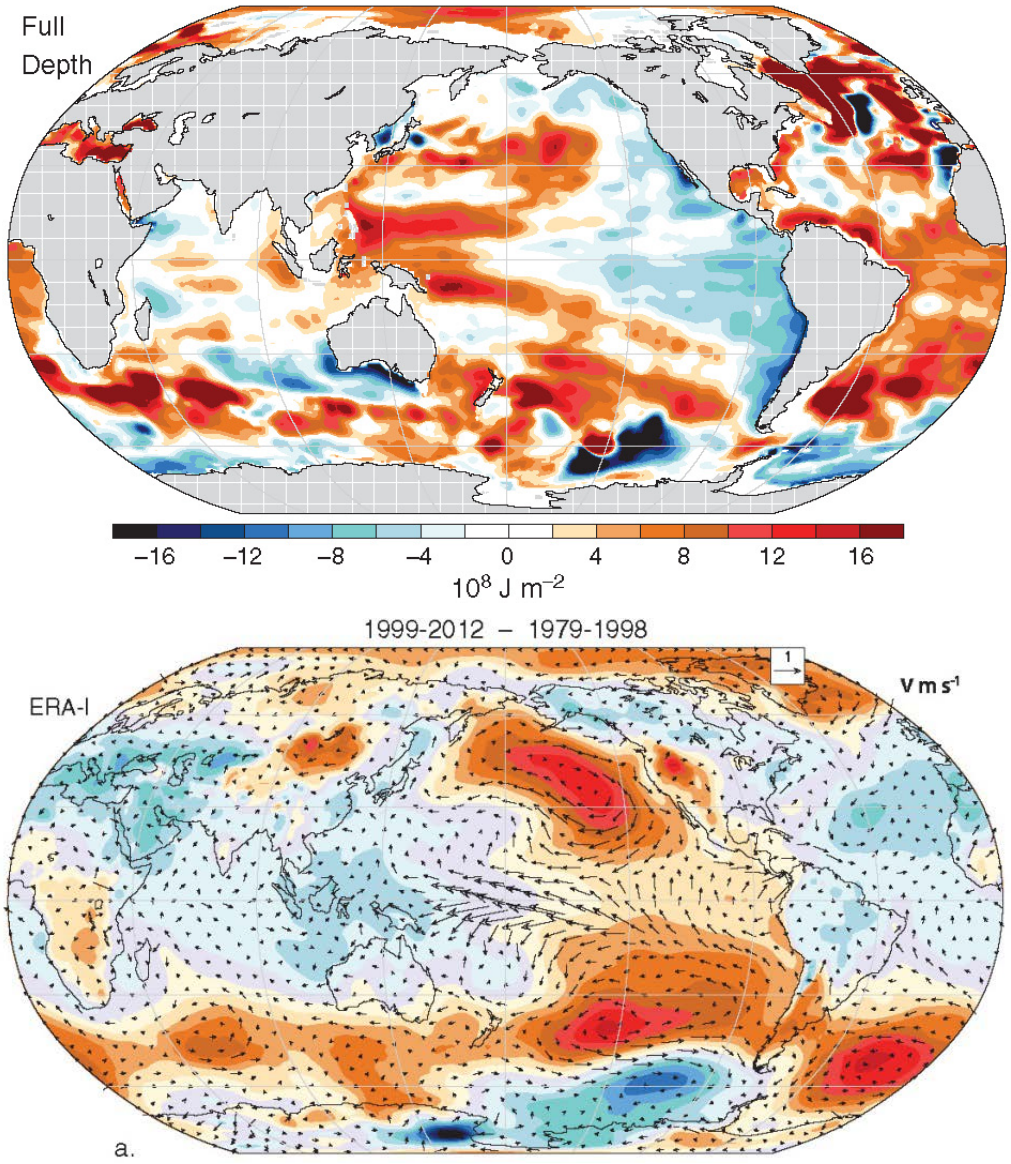


圖 3.22 (a) 海洋熱容量變化，1999~2012 年平均減去 1979~1998 年平均。 (b) 海平面氣壓與地表 (海面) 風場的變化，1999~2012 年平均減去 1979~1998 年平均。(取自 Trenberth and Fasullo, 2013, Figure 12c 與 Figure 11a)

資料顯示，1997/1998 年超級聖嬰結束後至今，IPO 一直處於這樣的負相位(圖 3.23)。搭配 IPO 的海平面氣壓與風場 (圖 3.22b) 為東太平洋赤道外的兩個高壓距平，與熱帶中太平洋的東風距平，亦即太平洋信風在 1998 年之後增強，而且一直維持。數值模擬研究發現，增強信風可以將海水往西太平洋堆積，形成暖水團，另一方面則在赤道中/東太平洋強化湧升流，赤道附近海水往高緯度流動，在副熱帶下沉，形成垂直翻轉的副熱帶海洋環流 (subtropical cell)。因此，東太平洋海溫與熱容量降低，副熱帶西太平洋變暖、熱容量增加 (圖 3.22a；Meehl *et al.*, 2011；Trenberth and Fasullo, 2013；England *et al.*, 2014)。這些資料顯示人為溫室效應產生的輻射加熱，多出的熱量是經由海洋大氣交互作用被儲存於深海之中。

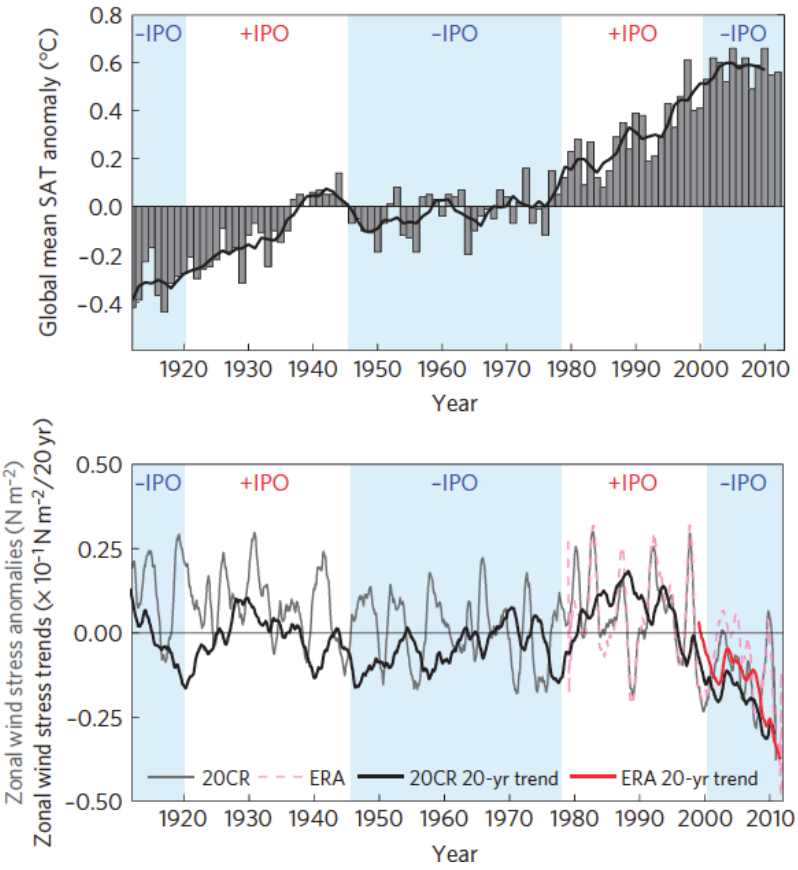


圖 3.23 (a) 全球地表平均溫度年平均 (直方圖) 與 5 年滑動平均 (黑色曲線) 的時序圖，距平值是相對 1951~1980 年的氣候值。(b) 熱帶太平洋 (6°S~6°N, 180°~150°W) 風應力距平，灰色實線、紅色虛線分別是 20 世紀重分析資料 (20CR)、ERA-Interim (ERA) 的分析結果，黑色實線、紅色實線為該兩組資料的 20 年趨勢強度 (the strength of the 20-year trends leading up to each year)。正、負時期的 IPO 分別以白包、淺藍色背景色標示. (摘自 England *et al.*, 2014)

那為何會減緩 GMST 暖化趨勢？過去研究顯示，聖嬰與反聖嬰發生時，熱帶東太平洋海溫變化對全球氣候有明顯影響，使得 GMST 分別上升與下降。Kosaka and Xie (2013) 利用氣候模式模擬觀測海溫 (1970~2112 年) 對全世界各地環流與氣溫的影響，發現近十多年的反聖嬰型態的偏冷海溫，在模式中可以驅動許多和實際觀測十分接近的現象 (如，增強的沃克環流、較冷的北美西北部、美國南部長期乾旱)、GMST 年際變化與暖化遲滯。此一研究證實了負相位 IPO (呈現反聖嬰特性) 對大氣的影響，可以導致 GMST 暖化遲滯。England *et al.* (2014) 則以觀測的近海面風場驅動海洋模式，證實 1998 年以來增強的太平洋沃克環流與 (東風) 信風，確實可以使得熱帶東太平洋變冷，西太平洋變暖，引發海洋環流將熱量儲存與深海之中。

至於太平洋沃克環流與 (東風) 信風為何會增強，則有不同的推論。許多研究認為沒有特殊原因，純粹是 IPO 自然變動造成的，但是吾人仍不了解為何會有 IPO 與 10~25 年的準振盪週期。另有研究 (McGregor *et al.*, 2014) 發現大西洋的暖化可以強化太平洋的沃克環流與熱帶東太平洋海溫的下降，因此間接對暖化遲滯有所貢獻。圖 3.22a 顯示深海熱容量累積不只發生在西太平洋，大西洋與南大洋 (Southern Oceans) 也十分明顯。Chen and Tung (2014) 分析全球海洋熱容量資料，發現除了反聖嬰型態的影響，次極區北大西洋的鹽度變化可以驅動 20~35 年週期的中層海洋環流。最近的暖化遲滯可能與近年來變強的中層海洋環流將較多熱量帶離表層海水，將之除儲存於中層海洋有關。

綜合最近研究結果，結論與之前的理解並無不同，亦即年代際變化與人為暖化趨勢共存。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，因此 GMST 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，GMST 呈現相當線性的暖化趨勢，無明顯的暖化遲滯現象。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，GMST 呈現暖化遲滯現象，海平面高度仍舊會持續上升。除此之外，Seneviratne *et al.* (2014) 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，GMST 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。

在眾多研究投入了解暖化遲滯現象時，1998 年之後即陷入長期負海溫距平狀態的熱帶東太平洋，在 2015 年春季，海溫急速上升，轉換成強聖嬰狀態，結束長達約 7 年的類反聖嬰狀態。2014 年春季，熱帶西太平洋海面下的海水，累積了龐大的熱容量，各大季節氣候預報中心多預告聖嬰即將發生，有部分觀察者甚至認為超強聖嬰即將發生，而給予“哥吉拉”與“李小龍”等暱稱，預期海溫正距平強度甚至可能超越 1997/98 聖嬰事件。但聖嬰現象遲至 2015 年春季才開始發展 (Hong *et al.*, 2017)，許多因素 (如海洋與大氣無法配合，海洋狀態特殊，缺乏適當的大氣擾動等)被提出解釋聖嬰延遲發生的原因。2015/16 聖嬰現象強度雖然未打破 1997/98 聖嬰的紀錄，但可與 1982/83、1997/98 並稱為近代三大強聖嬰現象。暖化遲滯現象在 2014 年聖嬰醞釀期間結束，取而代之的是接連破紀錄的全球平均溫度，各地破紀錄高溫頻傳 (圖 3.24)。對照 AR5 報告的溫度變化圖，加入近幾年溫度資料後，更加凸顯暖化遲滯其實是年代際變化的一部分，不能以短暫數年的變化，論斷暖化趨勢的減弱或增強的看法。

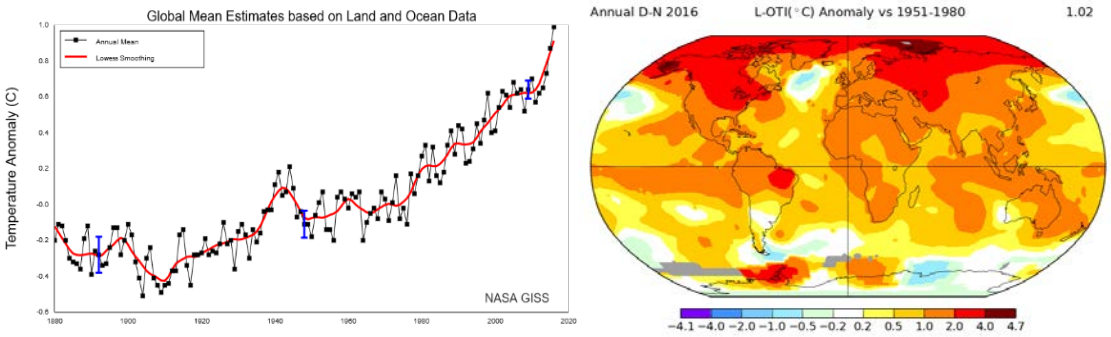


圖 3.24 (左)全年平均之全球平均溫度序列(1880-2016)，(右)2015 年 12 月至 2016 年 11 月年平均溫度距平。距平為與 1951-1980 年氣候平均溫度的差距。單位 ºC。

探討暖化遲滯的過程，讓科學界更深入了解年代際振盪對全球暖化趨勢的影響。研究多顯示，負相位 IPO (類似反聖嬰) 導致 GMST 暖化減緩，正相位 IPO (類似聖嬰) 則導致暖化加速 (Meehl *et al.*, 2013；Watanabe *et al.*, 2014)。這也從 IPCC CMIP5 眾多模式的模擬中得到驗證。數十個 IPCC 模擬中，有幾個模式實際上有模擬到暖化遲滯現象。這些模式都是可以較為準確模擬 IPO 或聖嬰/反聖嬰最近 10 多年活躍程度的模式。這個結果顯示，如果模式能夠“知道”目前的 IPO 或聖嬰 / 反聖嬰狀態，準確推估未來 10~20 年暖化程度的機率可以提高 (Risbey *et al.*, 2014)。Meehl *et al.* (2014) 引進年代預測實驗 (Kirtman *et al.*, 2013)

中發展的初始化技術，重新進行氣候推估，發現引進觀測資料作為初始條件，可以模擬到暖化遲滯現象。因此，未來若進行氣候推估時能引進觀測資料，可以提升年代際變化的可預報度。Maher *et al.* (2014) 分析 CMIP5 模擬過去與推估未來氣候結果中的暖化遲滯，除了再次證實相對於火山爆發與人為氣膠的影響，負相位 IPO 具關鍵影響，更發現在較溫和的暖化情境 (RCP4.5) 暖化遲滯在 21 世紀仍將持續發生，在較嚴重的暖化情境 (RCP8.5)，2050 年之後將無暖化遲滯現象發生。亦即，在嚴重的暖化情境下，地球氣候的自然變化幅度將遠小於人為暖化的影響，對人為暖化不再具有調節作用。此一研究指出，如果吾人能將有效抑制溫室氣體排放，自然的氣候變化或許還有些許機會抗衡人為暖化的影響。

3.6 結論

氣候模態、年代際變化、氣候遷移、暖化遲滯與全球暖化趨勢都是過去百年氣候變遷的複雜過程的一部分，其中自然與人為因素影響交織，何者影響較大在科學上雖經嚴謹研判，仍不易有確切答案。氣候變遷專門委員會第五份報告確認人為因素導致過去半世紀左右的暖化，但無法確認是否已經影響到氣候模態、年代際變化或氣候遷移。有些研究發現大氣中的自然振盪現象在未來的暖化情境下可能呈現較大的變化幅度，有加劇極端天氣與氣候影響的可能性 (如，Chang *et al.*, 2015)。在暖化的未來，人為溫室效應如何影響氣候模態、年代際變化與氣候遷移，將是下一階段的研究議題，協助吾人更深入了解全球暖化造成的衝擊。

參考文獻

羅資婷，2010：1980 年代晚期北半球冬季氣候轉移。國立臺灣大學大氣科學所博士論文，103 頁。

An, S.-I., and B. Wang, 2000: Interdecadal change of the structure of the ENSO mode and its impact on ENSO frequency. *J. Clim.*, **13**, 2044-2055. doi:10.1175/1520-0442(2000)013<2044:ICOTSO>2.0.CO;2.

Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Y. Weng, and T. Yamagata, 2007: El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.*, **112,** C11007. doi:10.1029/ 2006JC003798.

Baines, P. G., and C. K. Folland, 2007: Evidence for a rapid global climate shift across the late 1960s. *J. Clim.*, **20**, 2721-2744. doi:10.1175/JCLI4177.1.

Bracegirdle, T. J., E. Shuckburgh, J.-B. Sallee, Z. Wang, A. J. S. Meijers, N. Bruneau, T. Phillips, and L. J. Wilcox, 2013: Assessment of surface winds over the Atlantic, Indian, and Pacific Ocean sectors of the Southern Ocean in CMIP5 models: Historical bias, forcing response, and state dependence. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 547-562. doi:10.1002/jgrd.50153.

Carvalho, L. M. V., C. Jones, and T. Ambrizzi, 2005: Opposite phases of the antarctic oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. *J. Clim.*, **18**, 702-718. doi:10.1175/JCLI- 3284.1.

Chang, C.-P., Y. Zhang, and T. Li, 2000: Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part II: Meridional Structure of the Monsoon. *J. Clim.*, **13**, 4326-4340. doi:10.1175/1520-0442(2000)013<4326:IAIVOT>2.0.CO;2.

Chang, C.-W. J., W.-L. Tseng, H.-H. Hsu, N. Keenlyside and B.-J. Tsuang, 2015: The Madden-Julian Oscillation in the Warming World. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 6034-6042. doi:10.1002/2015GL065095.

Chen, X., and K.-K. Tung, 2014: Varying planetary heat sink led to global-warming slowdown and acceleration. *Science*, **345(6199)**, 897-903. doi:10.1126/science. 1254937.

Chylek, P., and G. Lesins, 2008: Multidecadal variability of Atlantic hurricane activity: 1851–2007. *J. Geophys. Res.*, **113**, D22106. doi:10.1029/2008JD010036.

Cowtan, K., and R. G. Way, 2014: Coverage bias in the HadCRUT4 temperature series and its impact on recent temperature trends. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **140**, 1935-1944. doi:10.1002/qj.2297.

Delworth T. L., and M. E. Mann, 2000: Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Clim. Dyn.*, **16**, 661-676. doi: 10.1007/ s003820000075.

Deser C., A. S. Phillips, and J. W. Hurrell, 2004: Pacific interdecadal climate variability: linkages between the tropics and the North Pacific during boreal winter since 1900. *J. Clim.*, **17**, 3109-3124. doi:10.1175/1520-0442(2004)017 <3109:PICVLB>2.0.CO;2.

Di Lorenzo, E., N. Schneider, K. M. Cobb, P. J. S. Franks, K. Chhak, A. J. Miller, J. C. McWilliams, S. J. Bograd, H. Arango, E. Curchitser, T. M. Powell, and P. Rivie`re, 2008: North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change. *Geophys. Res.*

Lett., **35**, L08607. doi:10.1029/ 2007GL032838.

Ding, Hui, R. J. Greatbatch, M. Latif, W. Park, and R. Gerdes, 2013: Hindcast of the 1976/77 and 1998/99 Climate Shifts in the Pacific. *J. Clim.*, **26**, 7650-7661. doi:10.1175/JCLI-D-12-00626.1.

Dixon K. W., T. L. Delworth, M. J. Spelman, and R. J. Stouffer, 1999: The influence of transient surface fluxes on North Atlantic overturning in a coupled GCM climate change experiment. *Geophys. Res. Lett.*, **26(17)**, 2749-2752.

Du, Y., and S.P. Xie, 2008: Role of atmospheric adjustments in the tropical Indian Ocean warming during the 20th century in climate models. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L08712. doi:10.1029/2008GL033631.

Easterling, D. R., and M. F. Wehner, 2009: Is the climate warming or cooling? *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L08706. doi:10.1029/2009GL037810.

Enfield D. B., A. M. Mestas-Nunez, and P. J. Trimble, 2001: The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall river flows in the continental U.S. *Geophys. Res. Lett.* **28(10)**, 2077-2080. doi:10.1029/ 2000GL012745.

England, M. H., S. McGregor, P. Spence, G. A. Meehl, A. Timmermann,W. Cai, Alex Sen Gupta, M. J. McPhaden, A. Purich, and A. Santoso, 2014: Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. *Nature Clim. Change*, **4**, 222-227. doi:10.1038/nclimate2106.

Estrada, F., P. Perron, and B. Martinez-Lopez, 2013: Statistically derived contributions of diverse human influences to twentieth-century temperature changes, *Nature Geosci.*, **6**, 1050-1055. doi:10.1038/NGEO1999.

Fogt, R. L., J. Perlwitz, A. J. Monaghan, D. H. Bromwich, J. M. Jones, and G. J. Marshall, 2009: Historical SAM variability. Part II: Twentieth-century Variability and Trends from Reconstructions, Observations, and the IPCC AR4 Models. *J. Clim.*, **22**, 5346-5365. doi: 10.1175/2009JCLI2786.1.

Gong, D.-Y., and C.-H. Ho, 2002: Shift in the summer rainfall over the Yangtze River valley in the late 1970s. *Geophys. Res. Lett.*, **29(10)**, 1436. doi:10.1029/ 2001GL014523.

Guan, B., and S. Nigam, 2009: Analysis of Atlantic SST Variability Factoring Interbasin Links and the Secular Trend: Clarified Structure of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *J. Clim.*, **22**, 4228-4240. doi:10.1175/2009JCLI 2921.1.

Hansen, J., M. Sato, P. Kharecha, and K. von Schuckmann, 2011: Earth's energy imbalance and implications. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 13421-13449. doi:10.5194/acp-11- 13421-2011.

Haigh, J. D., and H. K. Roscoe, 2006: Solar influences on polar modes of variability. *Meteorol. Z.*, **15**, 371-378. doi:10.1127/0941-2948/2006/0123.

Higginbottom, T. P., and E. Symeonakis, 2014: Assessing Land Degradation and Desertification Using Vegetation Index Data: Current Frameworks and Future Directions. *Remote Sens.* **6(10)**, 9552-9575. doi:10.3390/rs6109552.

Ho, C.-H., J.-J. Baik, J.-H. Kim, D.-Y. Gong, and C.-H. Sui, 2004: Interdecadal changes in summertime typhoon tracks. *J. Clim.*, **17**, 1767-1776. doi:10.1175/1520-0442(2004)

017<1767:ICISTT>2.0.CO;2.

Hong, C.-C., H.-H. Hsu, and H.-H. Chia, 2008: A Study of the East Asian Cold Surges during 2004/05 Winter: Impacts of East Asian Jet Stream and Subtropical Upper-level Rossby Wave Trains. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **20(2)**, 333-343. doi:10.3319/TAO.2008.02.04.01(A).

Hong, C.-C., T.-C. Chang, and H.-H. Hsu, 2014: Enhanced relationship between the tropical Atlantic SST and the summertime western North Pacific subtropical high after the early 1980s, *J. Geophys. Res. Atmos*., **119**, 3715–3722. doi:10.1002/2013JD021394.Hong, C.-C., H.-H. Hsu, W.-L. Tseng, M.-Y. Lee, C.-H. Chow, and L.-C. Jiang, 2017: Extratropical forcing triggered the 2015 Madden–Julian Oscillation–El Niño Event. *Scientific Reports*, 7:46692 | DOI: 10.1038/srep46692.

Hung, C.-w., H.-H. Hsu, and M.-M. Lu, 2004: Decadal oscillation of spring rain in northern Taiwan. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L22206. doi:10.1029/2004GL021344.

Hurrell, J. W., and C. Deser, 2009: North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *J. Mar. Syst.*, **78**, 28-41. doi:10.1016/j.jmarsys.2008.11.026.

Ionita, M., G. Lohmann, N. Rimbu, S. Chelcea, and M. Dima, 2012: Interannual to decadal summer drought variability over Europe and its relationship to global sea surface temperature. *Clim. Dyn.*, **38(1)**, 363-377. doi:10.1007/s00382-011-1028-y.

Jeong, J.-H., and C.-H Ho, 2005: Changes in occurrence of cold surges over east Asia in association with Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14704. doi:10.1029/2005GL023024.

Jones, J. M., R. L. Fogt, M. Widmann, G. J. Marshall, P. D. Jones, and M. Visbeck, 2009: Historical SAM variability. Part I: Century-length seasonal reconstructions. *J. Clim.*, **22**, 5319-5345. doi:10.1175/2009JCLI2785.1.

Kai, F. M., S. C. Tyler, J. T. Randerson, and D. R. Blake, 2011: Reduced methane growth rate explained by decreased Northern Hemisphere microbial sources. *Nature*, **476**, 194-197. doi:10.1038/nature10259.

Kao, H.-Y. and J.-Y. Yu, 2009: Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO. *J. Clim.*, **22**, 615-632. doi:10.1175/2008JCLI2309.1.

Keenlyside, N. S., M. Latif, J. Jungclaus, L. Kornblueh and E. Roeckner, 2008: Advancing decadal-scale climate prediction in the North Atlantic sector. *Nature*. **453**, 84-88. doi:10.1038/nature06921.

Kerr, R. A., 2000: A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, **288(5473)**, 1984-1985. doi: 10.1126/science.288.5473.1984.

Kirtman, B., S. B. Power, J. A. Adedoyin, G. J. Boer, R. Bojariu, I. Camilloni, F. J. Doblas-Reyes, A. M. Fiore, M. Kimoto, G. A. Meehl, M. Prather, A. Sarr, C. Schär, R. Sutton, G. J. van Oldenborgh, G. Vecchi and H. J. Wang, 2013: Near-term Climate Change: Projections and Predictability. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (Eds.)]. Cambridge University

Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Klein, S. A., B. J. Soden, and N.-C Lau, 1999: Remote Sea Surface Temperature Variations during ENSO: Evidence for a Tropical Atmospheric Bridge. *J. Clim.*, **12**, 917-932. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<0917:RSSTVD>2.0.CO;2.

Kodera, K., M. E. Hori, S. Yukimoto, and M. Sigmond, 2008: Solar modulation of the Northern Hemisphere winter trends and its implications with increasing CO_2. Geophys. Res. Lett., **35**, L03704. doi:10.1029/2007GL031958.

Kosaka, Y., and S.-P. Xie, 2013: Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. *Nature*, **501**, 403-407. doi:10.1038/nature12534.

Krishnan, R., and M. Sugi, 2003: Pacific decadal oscillation and variability of the Indian summer monsoon rainfall. *Clim. Dyn.*, **21**, 233-242. doi:10.1007/ s00382-003-0330-8.

Kuzmina, S. I., L. Bengtsson, O. M. Johannessen, H. Drange, L. P. Bobylev, and M. W. Miles, 2005: The North Atlantic Oscillation and greenhouse-gas forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L04703. doi:10.1029/2004GL021064.Kwon, M. H., J.-G. Jhun, B. Wang, S.-I. An, and J.-S. Kug, 2005: Decadal change in relationship between east Asian and WNP summer monsoons. Geophys. Res. Lett., 32, L16709, doi:10.1029/2005GL023026.

Larkin, N. K., and D. E. Harrison, 2005: On the definition of El Niño and associated seasonal average US weather anomalies. *Geophys. Res. Lett.*, **32,** L13705. doi:10.1029/ 2005GL022738.

Lean, J. L., and D. H. Rind, 2009: How will Earth's surface temperature change in future decades? *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L15708. doi:10.1029/2009GL038932.

Lee, M.-Y., and H.-H. Hsu, 2013: Identification of the Eurasian–North Pacific Multidecadal Oscillation and Its Relationship to the AMO. *J. Clim.*, **26**, 8139-8153. doi:10.1175/ JCLI-D-13-00041.1.

Li, Y., and N.-C. Lau, 2012: Impact of ENSO on the Atmospheric Variability over the North Atlantic in Late Winter–Role of Transient Eddies. *J. Clim.*, **25**, 320-342. doi:10.1175/ JCLI-D-11-00037.1.

Linkin, M. E., and S. Nigam, 2008: The North Pacific Oscillation–West Pacific Teleconnection Pattern: Mature-Phase Structure and Winter Impacts. *J. Clim.*, **21**, 1979-1997. doi:10.1175/2007JCLI2048.1.

Lo, T.-T., and H.-H. Hsu, 2010: Change in dominant decadal patterns and the late 1980s abrupt warming in the extratropical Northern Hemisphere. *Atmos. Sci. Lett.*, 11, 210-215. doi:10.1002/asl.275.

Lockwood, M., R. G. Harrison, T. Woollings, and S. K. Solanki, 2010: Are cold winters in Europe associated with low solar activity? *Environ. Res. Lett.*, **5(2)**, 024001. doi:10.1088/1748-9326/5/2/024001.

Mahajan, S., R. Zhang, and T. L. Delworth, 2011: Impact of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) on Arctic Surface Air Temperature and Sea ice Variability. *J. Clim.*, **24**, 6573-6581. doi:10.1175/2011JCLI4002.1.

Maher, N., A. S. Gupta, and M. England, 2014: Drivers of decadal hiatus periods in the 20th and

21st centuries. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 5978-5986. doi:10.1002/ 2014GL060527.

Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis, 1997: A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069-1079. doi:10.1175/1520-0477(1997)078<1069: APICOW>2.0.CO;2.

Mantua, N. J. and S. R. Hare, 2002: The Pacific Decadal Oscillation. *J. Oceanogr.*, **58**, 35-44. doi:10.1023/A:1015820616384.

Marshall, G. J., 2007: Half-century seasonal relationships between the Southern Annular Mode and Antarctic temperatures. *Int. J. Climatol.*, **27**, 373-383. doi:10.1002/ joc.1407.

McGregor, S., A. Timmermann, M. F. Stuecher, M. H. England, M. Merrifield, F.-F. Jin, and Y. Chikamoto, 2014: Recent walker circulation strengthening and Pacific cooling amplified by Atlantic warming. *Nature Clim. Change*, **4**, 888-892. doi:10.1038/ nclimate2330.

Meehl, G. A., J. M. Arblaster, J. T. Fasullo, A. Hu, and K. E. Trenberth, 2011: Model-based evidence of deep-ocean heat uptake during surface-temperature hiatus periods. *Nature Clim. Change*, **1**, 360-364, doi:10.1038/nclimate1229.

Meehl, G. A., A. Hu, J. Arblaster, J. Fasullo, and K. E. Trenberth, 2013: Externally Forced and Internally Generated Decadal Climate Variability in the Pacific. *J. Clim.*, **26,** 7298-7310. doi:10.1175/JCLI-D-12-00548.1.

Meehl, G. A., H. Teng, and J. Arblaster, 2014: Climate model simulations of the observed early-2000s hiatus of global warming. *Nature Clim. Change*, **4**, 898-902. doi:10.1038/ nclimate2357.

Miller, R. L., G. A. Schmidt, and D. T. Shindell, 2006: Forced annular variations in the 20th century intergovernmental panel on climate change fourth assessment report models. *J. Geophys. Res.*, **111**, D18101. doi:10.1029/2005JD006323.

Newman, M., 2007: Interannual to Decadal Predictability of Tropical and North Pacific Sea Surface Temperatures. *J. Clim.*, **20**, 2333-2356. doi:10.1175/JCLI4165.1.

Newman, M., G. P. Compo, and M. A. Alexander, 2003: ENSO-Forced Variability of the Pacific Decadal Oscillation, *J. Clim.*, **16(23)**, 3853-3857. doi:10.1175/1520-0442 (2003)016<3853:EVOTPD>2.0.CO;2.

Niebauer, H. J. 1998: Variability in Bering Sea ice cover as affected by a regime shift in the North Pacific in the period 1947-1996. *J. Geophys. Res.*, **103(C12)**, 27717-27737. doi:10.1029/98JC02499.

Nobre, P., and J. Shukla, 1996: Variations of Sea Surface Temperature, Wind Stress, and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America. *J. Clim.*, **9**, 2464-2479.

Power, S., T. Casey, C. Folland, A. Colman, and V. Mehta, 1999: Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia. *Clim. Dyn.*, **15**, 319-324.

Qiu, B., N. Schneider, S. Chen, 2007: Coupled Decadal Variability in the North Pacific: An Observationally Constrained Idealized Model. *J. Clim.*, **20**, 3602-3620. doi:10.1175/ JCLI4190.1.

Reid, P. C., R. E. Hari, G. Beaugrand, D. M. Livingstone, C. Marty, D. Straile, J. Barichivich, E. Goberville, R. Adrian Y. Aono, R. Brown, J. Foster, P. Groisman, P. Helaouet, H.-H

Hsu, R. Kirby, J. Knight, A. Kraberg, J. Li, T-T Lo, R. B. Myneni, R. P. North, J. A. Pounds T. Sparks, R. Stubi, Y. Tian, K. H. Wiltshire, D. Xiao, and Z. Zhu, 2016: Global impacts of the 1980s regime shift. *Global Change Biol.*, **22**, 682-703. doi:10.1111/gcb.13106

Risbey, J. S., S. Lewandowsky, C. Langlais, D. P. Monselesan, T. J. O'Kane, and N. Oreskes, 2014: Well-estimated global surface warming in climate projections selected for ENSO phase. *Nature Clim. Change*, **4**, 835-840. doi:10.1038/nclimate2310.

Rodgers, K. B., P. Friederichs, and M. Latif, 2004: Tropical Pacific decadal variability and its relation to decadal modulations of ENSO. *J. Clim.*, **17**, 3761-3774. doi:10.1175/ 1520-0442(2004)017<3761:TPDVAI>2.0.CO;2.

Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, and T. Yamagata, 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, **401**, 360-363.

Santer B. D., C. Bonfils, J. F. Painter, M. D. Zelinka, C. Mears, S. Solomon, G. A. Schmidt, J. C. Fyfe, J. N. S. Cole, L. Nazarenko, K. E. Taylor and F. J. Wentz, 2014: Volcanic contribution to decadal changes in tropospheric temperature. *Nature Geosci.*, **7**, 185-189. doi:10.1038/ngeo2098.

Schneider, N., and B. D. Cornuelle, 2005: The Forcing of the Pacific Decadal Oscillation. *J. Clim.*, **18**, 4355-4373. doi: 10.1175/JCLI3527.1.

Seneviratne, S. I., M. G. Donat, B. Mueller, and L. V. Alexander, 2014: No pause in the increase of hot temperature extremes. *Nature Clim. Change*, **4**, 161-163. doi:10.1038/ nclimate2145.

Solomon, S., K. H. Rosenlof, R. W. Portmann, J. S. Daniel, S. M. Davis, T. J. Sanford, and G.-K. Plattner, 2010: Contributions of stratospheric water vapor to decadal changes in the rate of global warming. *Science*, **327**, 1219-1223. doi:10.1126/science.1182488.

Stephenson, D. B., V. Pavan, M. Collins, M. M. Junge, and R. Quadrelli, 2006: North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate: a CMIP2 multi-model assessment. *Clim. Dyn.*, **27**, 401-420. doi:10.1007/s00382-006-0140-x.

Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, L. V. Alexander, S. K. Allen, N. L. Bindoff, F.-M. Bréon, J. A. Church, U. Cubasch, S. Emori, P. Forster, P. Friedlingstein, N. Gillett, J. M. Gregory, D. L. Hartmann, E. Jansen, B. Kirtman, R. Knutti, K. Krishna Kumar, P. Lemke, J. Marotzke, V. Masson-Delmotte, G. A. Meehl, I. I. Mokhov, S. Piao, V. Ramaswamy, D. Randall, M. Rhein, M. Rojas, C. Sabine, D. Shindell, L. D. Talley, D. G. Vaughan, and S.-P. Xie, 2013: Technical Summary. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (Eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Strong, C., G. Magnusdottir, and H. Stern, 2009: Observed feedback between winter sea ice and the North Atlantic Oscillation. *J. Clim.*, **22**, 6021-6032. doi:10.1175/ 2009JCLI3100.1.

Ting, M., Y. Kushnir, R. Seager, and C. Li, 2009: Forced and Internal Twentieth- Century SST Trends in the North Atlantic. *J. Clim.*, **22**, 1469-1481. doi:10.1175/2008JCLI2561.1.

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime

geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25(9)**, 1297-1300. doi: 10.1029/98GL00950.

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 2000: Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. *J. Clim.*, **13(5)**, 1000-1016. doi:10.1175/ 1520-0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2.

Thompson, D. W. J., S. Solomon, P. J. Kushner, M. H. England, K. M. Grise, and D. J. Karoly, 2011: Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change. *Nature Geosci.*, **4**, 741-749. doi:10.1038/ngeo1296.

Tollefson, J., 2014: Climate change: The case of the missing heat. *Nature*, **505**, 276-278. doi:10.1038/505276a.

Trenberth, K. E., and D. P. Stepaniak, 2001: Indices of El Niño Evolution. *J. Clim.*, **14**, 1697–1701. doi:10.1175/1520-0442(2001)014<1697:LIOENO>2.0.CO;2.

Trenberth, K. E., J. T. Fasullo, and J. Kiehl, 2009: Earth's global energy budget. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **90**, 311-323. doi:10.1175/2008BAMS2634.1.

Trenberth, K. E., and J. T. Fasullo, 2010: Tracking Earth's Energy. *Science*, **328(5976)**, 316-317. doi:10.1126/science.1187272.

Trenberth, K. E., and J. T. Fasullo, 2013: An apparent hiatus in global warming? *Earth's Future*, **1**, 19-32. doi:10.1002/2013EF000165.

Vasconcellos, F. C., and I. F. A. Cavalcanti, 2010: Extreme precipitation over Southeastern Brazil in the austral summer and relations with the Southern Hemisphere annular mode. *Atmos. Sci. Lett.*, **11**, 21-26. doi:10.1002/asl.247.

Vimont, D. J., 2005: The Contribution of the Interannual ENSO Cycle to the Spatial Pattern of ENSO-Like Decadal Variability. *J. Clim.*, **18**, 2080-2092. doi:10.1175/JCLI3365.1.

Wang, L., and W. Chen, 2010: Downward Arctic Oscillation signal associated with moderate weak stratospheric polar vortex and the cold December 2009, *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L09707. doi:10.1029/2010GL042659.

Watanabe, M., H. Shiogama, H. Tatebe, M. Hayashi, M. Ishii, and M. Kimoto, 2014: Contribution of natural decadal variability to global warming acceleration and hiatus. *Nature Clim. Change*, **4**, 893-897. doi:10.1038/nclimate2355.

Wild, M., 2012: Enlightening global dimming and brightening. *Bull. Amer. Meteoro. Soc.*, **93**, 27-37. doi:10.1175/BAMS-D-11-00074.1.

Wolff, E., and coauthor, 2014: *Climate Change: Evidence and Cause.* The Royal Society. 36pp. https://royalsociety.org/~/media/Royal_Society_Content/policy/projects/climate - evidence-causes/climate-change-evidence-causes.pdf

Wood, R. A., A. B. Keen, J. F. B. Mitchell, and J. M. Gregory, 1999: Changing spatial structure of the thermohaline circulation in response to atmospheric CO_2 forcing in a climate model. *Nature*, **399**, 572-575. doi:10.1038/21170.

Wu, Q., and X. Zhang, 2010: Observed forcing-feedback processes between Northern Hemisphere atmospheric circulation and Arctic sea ice coverage. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **115**, D14119. doi:10.1029/2009jd013574.

Wu, R., and B. Wang, 2002: A Contrast of the East Asian Summer Monsoon - ENSO Relationship between 1962-77 and 1978-93. *J. Clim.*, **15(22)**, 3266-3279. doi:10.1175/1520-0442(2002)015<3266:ACOTEA>2.0.CO;2.

Wu, Z., N. E. Huang, S. R. Long, and C. K. Peng, 2007: On the trend, detrending and variability of nonlinear and nonstationary time series. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **104(38)**, 14889-14894. doi:10.1073pnas.0701020104.

Wu, Z., N. E. Huang, J. M. Wallace, B. V. Smoliak, and X. Chen, 2011: On the time-varying trend in global-mean surface temperature. *Clim. Dyn.*, **37**, 759-773. doi:10.1007/ s00382-011-1128-8.

Xie, S.-P, K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean Capacitor Effect on Indo-Western Pacific Climate during the Summer Following El Niño. *J. Clim.*, **22**, 730-747. doi:10.1175/2008 JCLI2544.1.

Yasunaka, S., and K. Hanawa, 2002: Regime shifts found in the Northern Hemisphere SST field. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **80(1)**, 119-135. doi:10.2151/jmsj.80.119.

Zhang, R., and T. L. Delworth, 2009: A new method for attributing climate variations over the Atlantic Hurricane Basin's main development region. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L06701. doi:10.1029/2009GL037260.

常見問題

問題 3.1 不是說全球暖化嗎?為何會有暖化停滯現象?

由 1980 年代起的最近三個 10 年為有觀測紀錄以來最暖的時期，其對於人類生活、經濟、環境等各種層面的影響引起人們對於全球暖化現象的重視，但由1998年以來，暖化趨勢減緩，造成某些質疑全球暖化真實性的論點產生。

是甚麼因素造成了 1998 年以來的暖化停滯現象?首先，以資料正確性來討論，網格化資料是科學上最常使用計算全球溫度變化趨勢的來源，但往往在極區的部分有很多缺漏，低估了實際暖化趨勢。另一方面，亦有研究指出，因資料儀器的均一性誤差，造成低估 21 世紀前 15 年的暖化速率，在修正此一偏差後，暖化停滯現象則不如修正前明顯 (圖 F3.1)，顯見資料不足或未充分使用，是造成近年來觀察到的暖化遲滯現象的因素之一。

另外，過去幾年的研究提出了不同的可能因子，主要可區分成自然及人為因素的影響。自然因素包含近期火山爆發造成的冷卻效應，平流層水氣減少，太陽輻射減小等，將使得地表溫度上升幅度減緩。人為因素包含氟氯碳化物禁用使得溫室氣體排放量減小、工業汙染造成懸浮微粒增加、亞洲地區使用化學肥料改善了稻米用水的效率，因而減少甲烷排放。

除上述之外，近年來許多學者認為年代際振盪的變化對於暖化停滯現象有明顯的影響。年代際振盪包含了太平洋年代際振盪，大西洋年代際振盪及北極振盪等等，隨著時間及空間尺度，不同的年代際振盪扮演重要的角色。以過去十多年的資料研究，太平洋進入一個長達十多年類似反聖嬰的海溫距平形態，此型態為太平洋年代際振盪 Pacific decadal Osciilation (PDO) / Interdecadal Pacific Osciilation (IPO) 的負相位，研究顯示當 IPO 進入負相位時，較多的熱含量進入海洋使得大氣溫度上升減緩。由本報告圖 3.23(a) 比對全球溫度及 IPO 正負相位變化，當 IPO 為正相位時，全球暖化加速，反之，當 IPO 為負相位時，全球溫度上升幅度趨緩，此可說明近年來的暖化停滯與近年 IPO 進入負相位有明顯相關，反之，當未來 IPO 再次進入正相位，暖化速度又會加劇。

近年來的暖化停滯現象為人為及自然因素 (如：年代際振盪) 變化的影響造成。如果人為暖化程度與自然因素影響相當，後者處於降溫狀態時會暫時性的減緩暖化趨勢，呈現所謂的停滯現象；相反的，若自然因素也處於增溫趨勢，則會發生暖化加速現象。這也是為何過去百年來地球平均趨勢，雖然持續上升，但仍出現不均勻的溫度上升趨勢，甚至些微的下降 (如 1950～1980 年代)。研究發現過去數百年來自然因素引發的溫度變化多在 0.2ºC~0.3ºC 左右，人為溫室效應預期將持續加強，無論考慮何種排放情境，數十年後暖化幅度將遠大於地球氣候的自然變化幅度，後者造成的短暫調節作用，將越趨微弱。

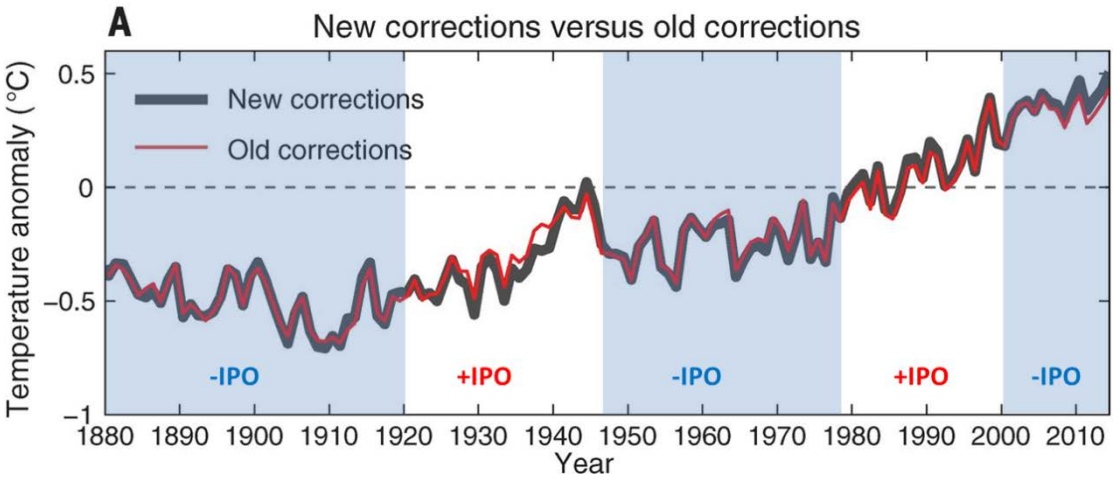


圖 F3.1 全球地表平均溫度距平時序圖，黑、紅色曲線分別代表新、舊版本資料。白色與藍色區塊分別代表 IPO 的正向位與負相位。曲線圖摘自 Karl et al., 2015。

Karl, T.R. *et al.*, 2015: Possible artifacts of data biases in the recent global surface warming hiatus. *Science*, **348(6242)**, 1469-1472. doi:10.1126/science.aaa5632.

問題 3.2 地球氣候一直在變化，歷史上的幅度甚至大於過去一百多年的變化，為何我們需要重視人為暖化趨勢?

根據古氣候的重建資料，距今約 10,000 至 18,000 年之間全球均溫上升幅度約 3.5ºC，約是 1880 年至 2015 年溫度增加 0.6ºC ~ 0.7 ºC 的 5 倍多。不過，就溫度變化速率來說，8,000 年期間增加 3.5ºC，約略相當於每百年上升 0.044ºC，還不到近百多年增暖速率十分之一。圖 F3.2 為最近兩千年的溫度重建時序圖，在最近百年，溫度變化趨勢不同以往，呈現大幅度、跳躍性的上升現象。這說明人為造成的暖化現象，在自然界是前所未見的劇烈變化。

所以，在人為暖化趨勢之前的時代，雖然溫度變化幅度不算小，但全球均溫是緩慢、溫和地變動，整個地球生態系統可以隨之調整，適應這平緩的自然律動。但是，在近百多年溫度變化，突然大幅度地劇烈上升，對全球生態環境的衝擊當然嚴重許多。

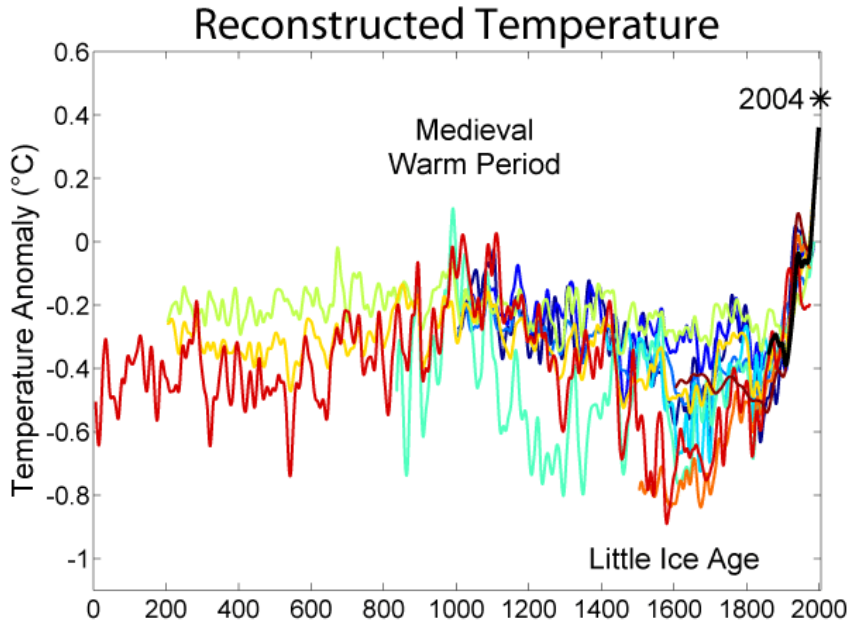


圖 F3.2 過去 2000 年溫度距平重建時序圖。資料來自 11 篇已發表的論文期刊，線條顏色代表不同資料源，圖中亦標示中世紀暖期 (medieval warm period)、小冰期 (little ice age) 的約略時期，距平值調整至參考 20 世紀平均值，2004 年全球均溫被註記在圖的最右側。圖片來自 http://www.globalwarmingart.com/wiki/File:2000_Year_Temperature_Comparison_png

問題 3.3 能夠明確判定最近發生的極端天氣與氣候是人為暖化造成的嗎?

研判人為暖化是否對觀測到的現象有明確的影響，需要經過一套設計完整的控制組與對照組氣候模擬，經由嚴格的統計分析比較兩組模擬結果，研判全球暖化的影響程度，這個過程稱為歸因 (attribution) 研究，大致可以分為兩類：全球暖化對 1) 長期氣候變遷趨勢與 2) 單一極端天氣氣候事件的影響。第一類研究中最好的例子是過去百年全球溫度上升趨勢的檢驗。研究人員利用多達 40 幾個模式模擬溫室效應、氣膠、火山爆發、太陽輻射強度變化、自然氣候變異等影響因素，對百年來溫度變化的影響，發現只有在考慮溫室氣體快速增加的因素，模式才能模擬出最近數十年的暖化趨勢，其他因素有些造成冷卻 (如氣膠)，有些造成短期變化 (如火山爆發)，太陽強度變化亦不足以解釋暖化幅度。更重要的是，每個模式都模擬出類似的結果，因此可信度極高，IPCC AR5 因此判定溫室氣體的快速上升 “非常可能” 是造成過去數十年全球暖化的原因。

相對而言，模式對與溫度較無直接關係的天氣與氣候現象，以及極端天氣與氣候個案的歸因研究結果，多僅能給予較低的信心程度的評等。如對人為因素是否造成過去數十年豪大雨事件發生的頻率、強度及/或降雨量增加，僅能做出 “可能” 的研判，且為中等可信度。又如，強烈熱帶氣旋活動增加，也是 “可能”，但為低可信度 (如第一章表 1.5)。這是因為溫室效應的強化，直接影響的是溫度，因此與氣溫相關的變遷 (如大氣與海洋溫度上升、海平面上升、北極海冰減少趨勢等) 受到人類影響的可能性較容易確認。劇烈天氣 (如颱風、豪雨等) 等空間尺度比較小的劇烈天氣現象，受到許多不同隨機因素的影響，很難有高信心的研判人為暖化的影響程度 (圖 F3.3.1)。對大範圍地區颱風活動的長期變化尚且如此，對單一個案 (如莫拉克颱風、海燕颱風等) 更是難以確認。目前對單一極端個案的歸因研究，多以人為暖化對發生該現象的機率是否有影響作為結論 (如，由於人為暖化，某一強烈颱風或熱浪的發生機率會提高多少?)。比如，如果該事件發生於暖化不明顯的年代 (如 1950~1960 年代)，強度與發生機率如果顯著不同，則可引伸出人為暖化對事件的影響程度。這類研究多以氣候模式進行情境模擬分析。以 2010 年七月破紀錄的俄羅斯熱為例，歸因研究考慮 21 世紀初 (較暖) 與 1960 年代 (較冷) 的氣候狀態，分別進行氣候模擬，比較在兩種不同氣候背景下，高溫事件發生頻率與強度的差異。如圖 F3.3.2 所示，25°C 氣溫回歸週期從 1960 年代的 99 年縮短成 33 年，亦即發生發生頻率顯著升高；若以 33 年回歸週期判斷，1960 年代的熱浪溫度低於 23°C，但在 21 世紀初則是約 25°C，亦即強度增

加。

近年來的極端天氣與氣候發生頻率與強度有增強的跡象，為了解人為暖化的影響程度，國際間已經啟動整合性的歸因研究，以嚴謹的方法評估每年的極端個案，但研究結論仍多分歧 (NAS, 2016)。可能性之一為全球暖化如果對極端個案有影響，幅度仍小於自然變異，因此偵測不出。以目前趨勢觀之，溫室氣體排放無法抑止，全球暖化將持續增強，累積於大氣與海洋的能量持續升高，強化極端天氣與氣候的風險極高，必須予以嚴格監控。科學界將持續進行歸因研究，甚至考慮對每一極端個案進行詳細的歸因研究，了解暖化對極端天氣與氣候的影響是否愈加明顯。此一近乎即時的歸因研究，對監控與了解人為暖化的影響將會有關鍵性的貢獻。

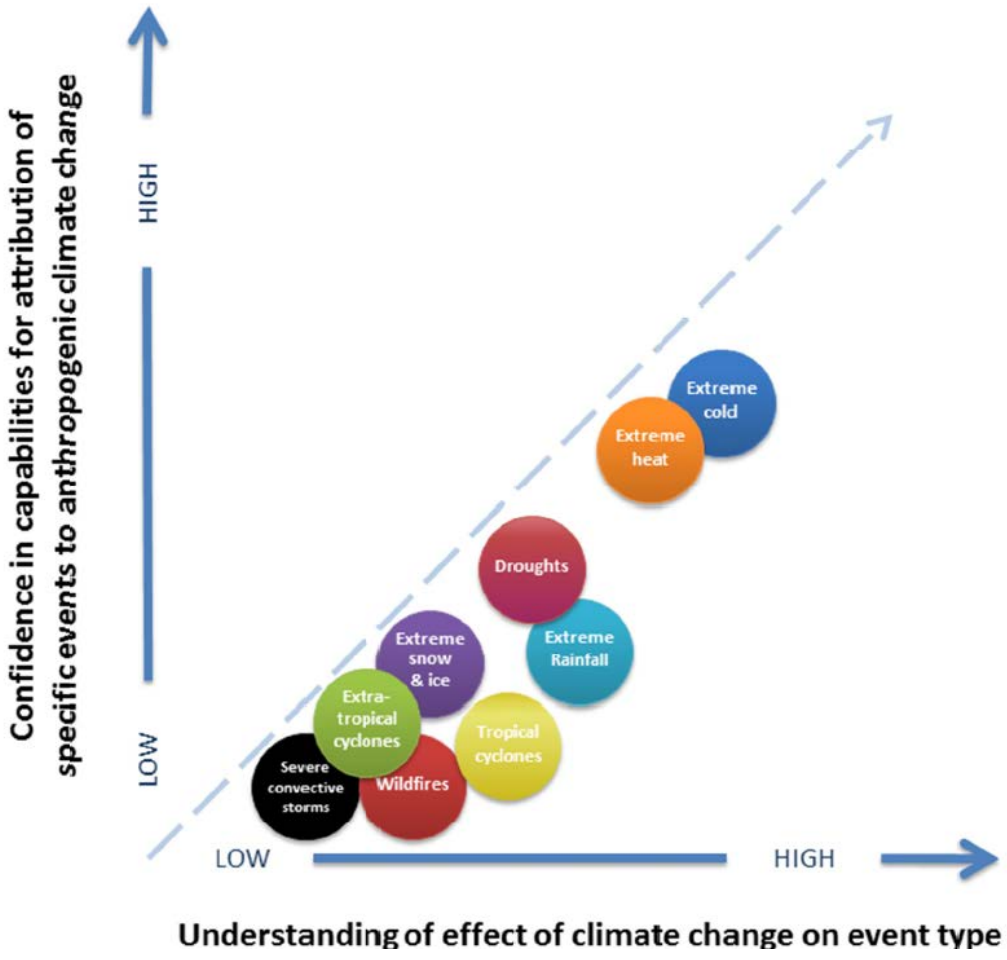


圖 F3.3.1 示意圖說明現階段科學知識在氣候變遷對極端天氣氣候事件的了解程度 (橫軸) 與將極端事件歸因於人為暖化的信心度 (縱軸)。(摘自 National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine. 2016.)。

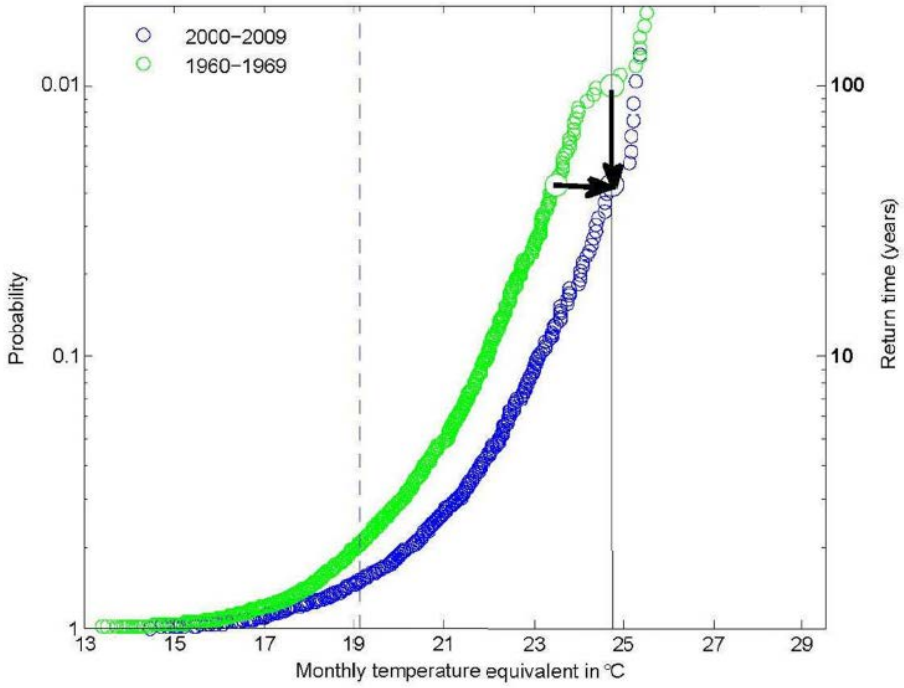


圖 F3.3.2 Otto *et al.* (2012) 分別對 2000 年代與 1960 年代，進行數百組氣候模擬，探討西俄羅斯平均溫度超過某一閥值的發生機率，用來研判類似 2010 年 7 月西俄羅斯熱浪強度與發生機率是否因全球氣候變暖有所改變。(摘自 National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine. 2016.)。

參考文獻

National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine. 2016. *Attribution of Extreme Weather Events in the Context of Climate Change*. Washington, DC: The National Academies Press. doi:10.17226/21852

Otto, F. E. L., N. Massey, G. J. van Oldenborgh, R. G. Jones and M. R. Allen. 2012. Reconciling two approaches to attribution of the 2010 Russian heat wave. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L04702. doi:10.1029/2011gl050422.

第四章　東亞與西北太平洋氣候變異與變遷

[1]洪志誠、[2]李時雨、[3]鄒治華、[4]涂建翊

[1]臺北市立大學地球環境暨生物資源學系、[2]中央研究院環境變遷研究中心、

[3]臺灣師範大學地球科學系、[4]彰化師範大學地理學系

摘要

本章主要探討東亞季風的變遷趨勢，並推估在溫室氣體增加情境下未來的可能變化。在古氣候方面，東亞季風大約是從 700 萬年前開始，形成時間與青康藏高原的隆起有關。以千年時間尺度，東亞氣候目前處在上次冰期 (距離現今約 2 萬年) 結束之後相對偏暖的間冰期。觀測儀器所得資料顯示，1900 年代之後東亞地面年均溫度約增加 1°C~3°C；其中，以日本、韓國以及中國華北等地區的增幅最顯著，冬季增溫幅度大於夏季增溫；此暖化趨勢造成夏季提早發生、延後結束，冬季則剛好相反。至於降雨變化趨勢，區域性的差異顯著，夏季主要呈現「南澇北旱」特徵，華南地區年降水總量增多，華北以及東北亞 (朝鮮半島除外) 減少，此區域差異導致東亞地區的夏季降水總量無明顯變化趨勢；冬季降水，華南、臺灣與日本南部等地區出現增加趨勢，日本北部以及東北亞地區則出現減少趨勢。在季風環流方面，自 1950 年之後，東亞夏季季風指數以及太平洋副熱帶高壓指數皆出現線性減弱，熱帶西北太平洋夏季季風指數則無明顯變化；與冬季季風環流密切相關的西伯利亞高壓以及東亞主槽則出現減弱趨勢。整體而言，東亞夏季與冬季環流皆出現減弱趨勢。至於颱風活動，熱帶西北太平洋颱風生成次數主要呈現年代際變化，無明顯的線性變化趨勢；其中，1990 年代末期之後颱風生呈次數呈現偏少趨勢。

未來氣候推估部份，東亞地面溫度持續增暖，夏季延長、冬季縮短、熱浪日發生頻率增加且持續時間變長，低溫日發生頻率則出現減少趨勢。在降雨方面，冬夏兩季降雨量皆增加，強降雨以及極端降雨發生頻率增加；華南、華北、韓國、日本梅雨季 (5~7 月) 降雨增加。在季風環流方面，21 世紀末東亞夏季季風環流略為增強，熱帶西北太平洋季風環流則減弱；華南梅雨季 (5~6 月) 西南氣流變

強，但冬季季風以及西伯利亞高壓皆減弱。至於熱帶氣旋活動，21 世紀末熱帶西北太平洋地區熱帶氣旋頻率減少，在強度方面，21 世紀末全球強烈 (等級 4、等級 5 級) 熱帶氣旋的發生頻率增加，颱風降雨強度增強；其中，熱帶西太平洋之熱帶氣旋強度的增強最顯著。

4.1 前言

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。亞洲季風起源於亞洲大陸與印度-太平洋海陸對比，是全球季風系統中最龐大也是最活躍的一支，本章主要介紹亞洲季風氣候特徵，同時透過歷史資料以及政府間氣候變遷專門委員會 (Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report) 第四次評估報告 (IPCC AR4, 2007) 與第五次評估報告 (IPCC AR5, 2013)，探討季風過去以及未來的變化。

4.2 氣候特徵

圖 4.1a 是亞洲地區，夏季季風期間 (5 月至 9 月) 累積降水量占全年全降水總量的百分比，圖中陰影區表示夏季季風降水量超過全年總降水量的 55%，此陰影區域可視為亞洲夏季季風的範圍。亞洲季風包括三個子系統：印度季風、東亞季風以及西北太平洋季風 (Wang and Lin, 2002；圖 4.1b)，印度季風包括印度與緬甸；西北太平洋季風包括菲律賓、南海以及熱帶西北太平洋地區；東亞季風範圍約落在 20ºN~45ºN、100ºE~140ºE，包含**中國**東部和南部、**菲律賓群島**、**臺灣**、**琉球群島**、**日本**等地；位於三個子系統的交接地區，中南半島，泰國、寮國以及越南等國家，則屬於過渡帶。圖 4.1b 數字表示東亞夏季季風肇始的時間，統計上，華南地區夏季季風約肇始於 5 月底到 6 月中，華北以及韓國等地區肇始時間約落後一個月，發生在 6 月底到 7 月中。平均而言，東亞夏季季風降水約占本地區全年降水的 70%。

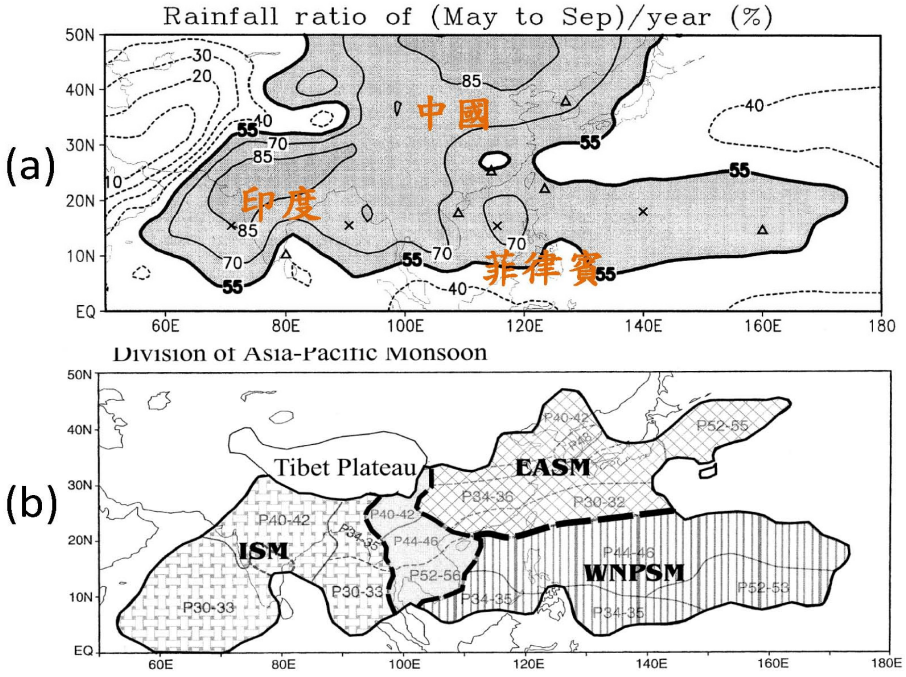


圖 4.1　(a) 夏季 (5~9 月) 降水與全年降水之比例。(b) 根據肇始時間，亞洲夏季季風可分為印度季風區 (ISM)、東亞季風區 (EASM) 及西北太平洋季風區 (WNPSM) 三個子系統 (摘自 Wang and Lin, 2002)。圖中 P 為 Pentad (5 天或 1 候) 的簡寫，以 P30 為例，代表第 30 候為夏季季風肇始時間，即 1 月 1 日起算，第 146~150 天，相當於 5 月 26 日至 5 月 30 日。(摘自 Wang and Lin, 2002)

4.2.1 東亞季風氣候特徵

東亞季風的主要特徵是，濕季 (夏季) 從熱帶海洋吹向大陸的西南風，以及乾季 (冬季) 源自西伯利亞高壓吹向海洋的東北風。夏季季風期間，沿著中國東部到日本，東西方向分布的鋒面雨帶 (臺灣、中國稱 Meiyu，韓國稱 Changma，日本稱 Baiu) 是東亞夏季季風不同於其它季風區最特殊的現象 (Ding and Chan, 2005；Zhou *et al.*, 2009b)。鋒面雨帶主要分布在副熱帶太平洋副高的西北側 (Zhou and Yu, 2005)，並伴隨高層副熱帶西風噴流，隨著季節演進逐漸向北移動 (Sampe and Xie, 2010)。至於東亞冬季季風環流，主要受到西伯利亞高壓以及阿留申低壓系統控制。此外，北極振盪 (Arctic Oscillation，以下簡稱 AO)、北大西洋振盪 (North Atlantic Oscillation，以下簡稱 NAO) 以及聖嬰現象等引起的大尺度環流變化也影響東亞冬季風的年際變化 (e.g. Wang *et al.*, 2000；Wu and Wang, 2002；Jeong and Ho, 2005；Chang *et al.*, 2006；Hong *et al.*, 2008)。

圖 4.2a 是東亞夏季季風期間近地面 (925 hPa) 風場與降水的水平分布。圖中顯示，源自印度洋的西風以及來自太平洋的東風，兩股氣流在東亞沿岸匯合，構成盛行西南氣流。從氣流場分布得知，源自印度洋的西南氣流到達菲律賓一帶，受到太平洋高壓阻擋 (圖中 H 處) 的影響，產生較明顯的往北分量，此氣流轉折的區域 (圖中折線處) 稱為季風槽，是夏季季風降水以及颱風活動活躍的地方。在垂直結構，此西南氣流從低對流層發展到中高對流層 (約 400hPa)；到了高對流層，南亞地區被大尺度反氣旋式環流籠罩 (圖 4.2b，即俗稱的南亞高壓)，此高壓環流在熱帶地區產生東風，與低層西南氣流區形成顯著的垂直風切 (高對流層風和低對流層風的差異)，垂直風切的大小反應南北方向溫度梯度的強弱，可作為亞洲夏季風環流指標 (Webster and Yang, 1992)，垂直風切愈大 (負值愈大)，夏季季風環流越強。

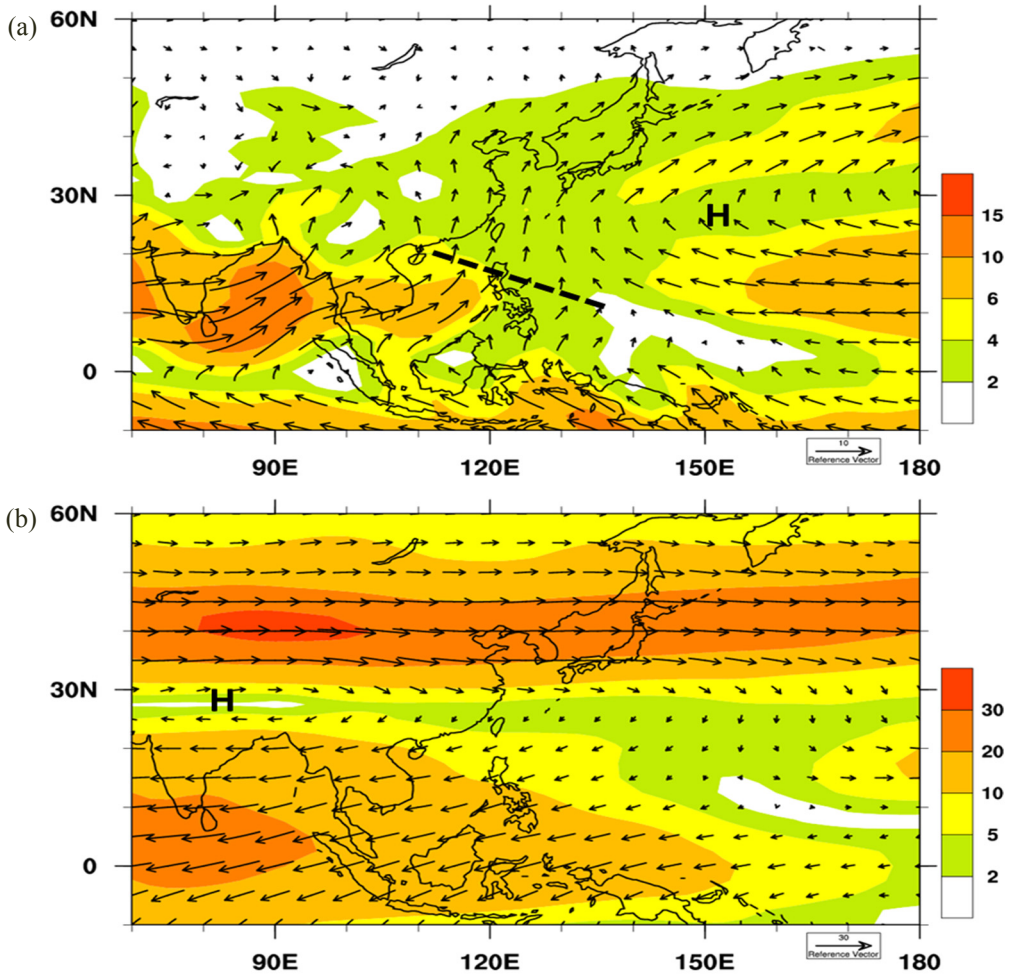


圖 4.2　東亞地區季風環流。(a) 為夏季 (6~8 月) 低層大氣 (925hPa) 平均風場 (箭頭) 與風速 (色階)；(b) 同 (a)，但為高層大氣 (200hPa)。資料來源 NCEP-R1 (Kalnay *et al.*, 1996)，氣候平均的時間為 1958~2010 年。

東亞冬季季風低層環流主要受到西伯利亞高壓的影響，西伯利亞高壓東側地區盛行西北風，高壓東南側則盛行東北風 (圖 4.3a)。相較於夏季季風，東亞冬季季風垂直方向的發展較淺，東北風大僅發展到中低對流層，在 700 hPa (約 3 公里) 以上，東北季風就相當微弱，500hPa (約 5 公里) 以上，就完全被西風所取代 (圖 4.3b)。圖 4.3b 也顯示，受到海陸溫差的影響，200hPa 的高度場在日本以及中國沿岸一帶出現相對的低值 (折線處)，此區又稱為東亞主槽，是東亞冬季高層大氣環流的主要特徵之一，此區等高線密集，氣壓梯度力大，也是高層噴流出現的位置。

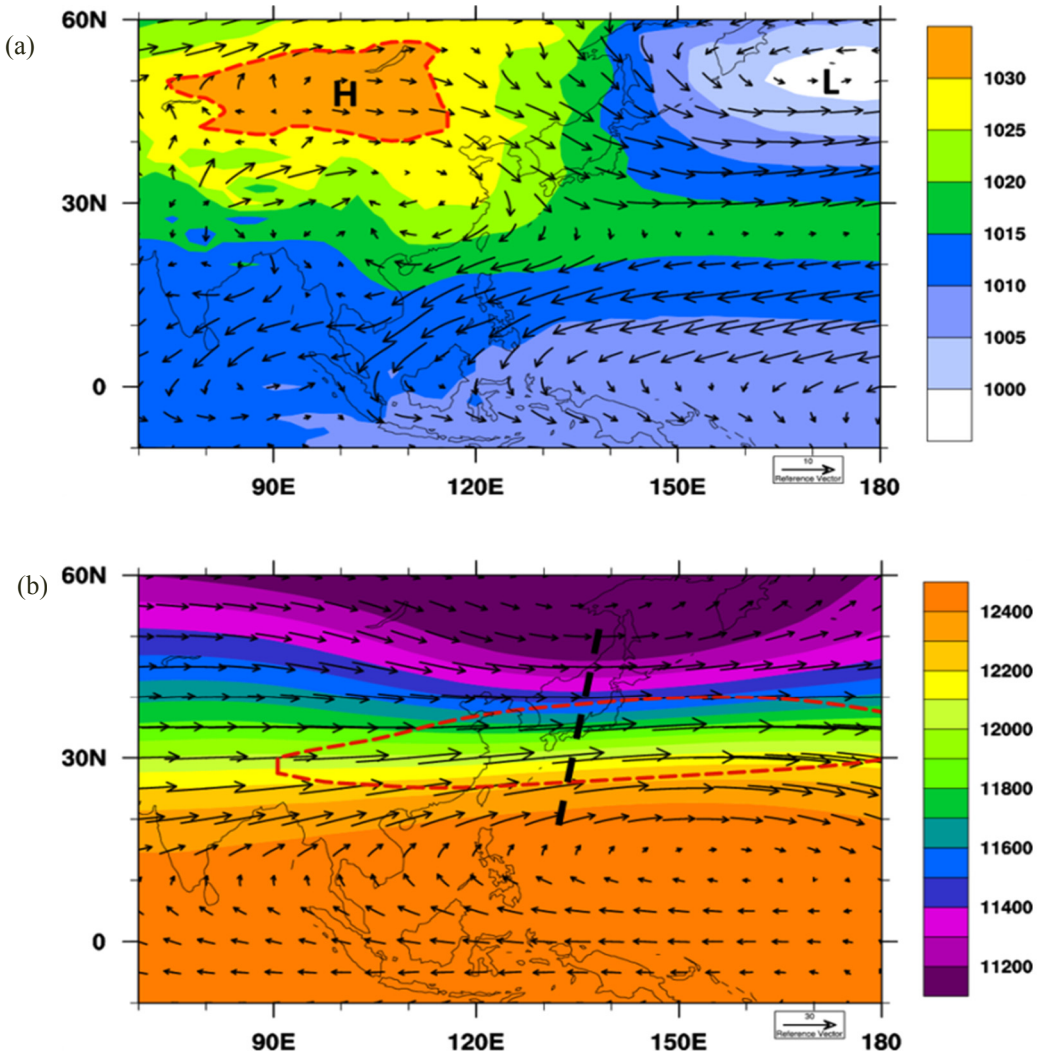


圖 4.3　東亞冬季季風環流。(a) 為海表面氣壓 (色階)，925hPa 風場 (箭頭)，海平面氣壓 1030 等值線 (紅色虛線，代表西伯利亞高壓位置)；(b) 200hpa 高度場 (色階)，平均風場 (箭頭)，50m/s 等風速線 (紅色虛線)，以及東亞冬季主槽 (折線)。(資料來源 NCEP-R1)

另外，位於北太平洋的阿留申低壓與東亞冬季季風強弱變化也有關，西伯利亞高壓與阿留申低壓兩地的海平面氣壓差可作為東亞冬季季風的指標 (e.g., Wu and Wang, 2002 ; Chan and Li, 2004)。東北季風除了影響東亞地區的溫度與降水，當乾冷的空氣 (例如，寒潮) 南移到熱帶地區，覆蓋在溫暖海面上的冷空氣，在邊界層附近形成不穩定的大氣，常激發熱帶對流發生 (e.g. Chang and Lum, 1985)；相反的，熱帶天氣系統，特別是季內震盪，透過熱帶-中高緯度的交互作用對冷空氣南移，以及鋒面降水的強弱也有密切的關聯 (e.g. Hong and Li, 2009 ; Hung *et al.*, 2014)。

太平洋副熱帶高壓 (簡稱副高) 也是東亞夏季季風環流的主要成員之一，其位置與強度直接影響梅雨鋒面的位置，也左右熱帶西北太平洋夏季季風環流的強弱。西北太平洋副高的強弱與位置與季節循環密切有關，臺灣梅雨季期間 (5~6 月)，太平洋副高脊位於菲律賓海附近，高壓脊呈現西南-東北走向 (圖 4.4a、圖 4.4b)；隨著日照北移，副高脊往北移動，在八月分到達最北邊 (約略在日本一帶)，高壓脊走向則轉變為西北 - 東南 (圖 4.4c、圖 4.4d)。太平洋副高脊的位置影響夏季季風降水的位置，每年 5、6 月間，副高脊與來自印度洋的西南氣流，在華南地區形成梅雨鋒面，揭開東亞夏季季風降雨的序幕；之後，隨著副高脊的北移 (7~8 月)，鋒面北移到長江流域、朝鮮半島與日本一帶，帶來夏季季風期間第二波降水。

圖 4.5 是東亞地區氣候降水的莫哈圖 (110ºE~120ºE 平均)。圖中顯示，東亞地區較明顯的降水從春末華南地區開始，然後往北推進：5 月初鋒面雨帶於華南 (23°N) 附近形成後逐漸往北移動，7 月底快速往中高緯度移動，8 月中下旬北移至 40°N 附近，之後開始往南退，10 月前後，雨帶回到熱帶地區，11 月至次年 2 月則進入乾季，乾季期間除了華南地區仍有結構性的降雨，華中 (30ºN) 以北進入明顯乾季。Ramage (1952) 分析東南亞 (含中國南岸、臺灣等地) 主要城市的測站雨量資料發現，東亞夏季季風降雨呈現二次主要雨季 (圖中箭頭處)，第一波降水發生在春末，即俗稱的梅雨季，第二波則發生在夏末，並在夏初伴隨短暫的降雨衰減，而此二次雨季則與副熱帶高壓的北移密切有關。在這二波降水間約為期一個月的雨量衰減期，則形成了所謂季風間歇期 (monsoon break)，亦是臺灣夏季最炎熱的季節 (Chen *et al.*, 2007)。

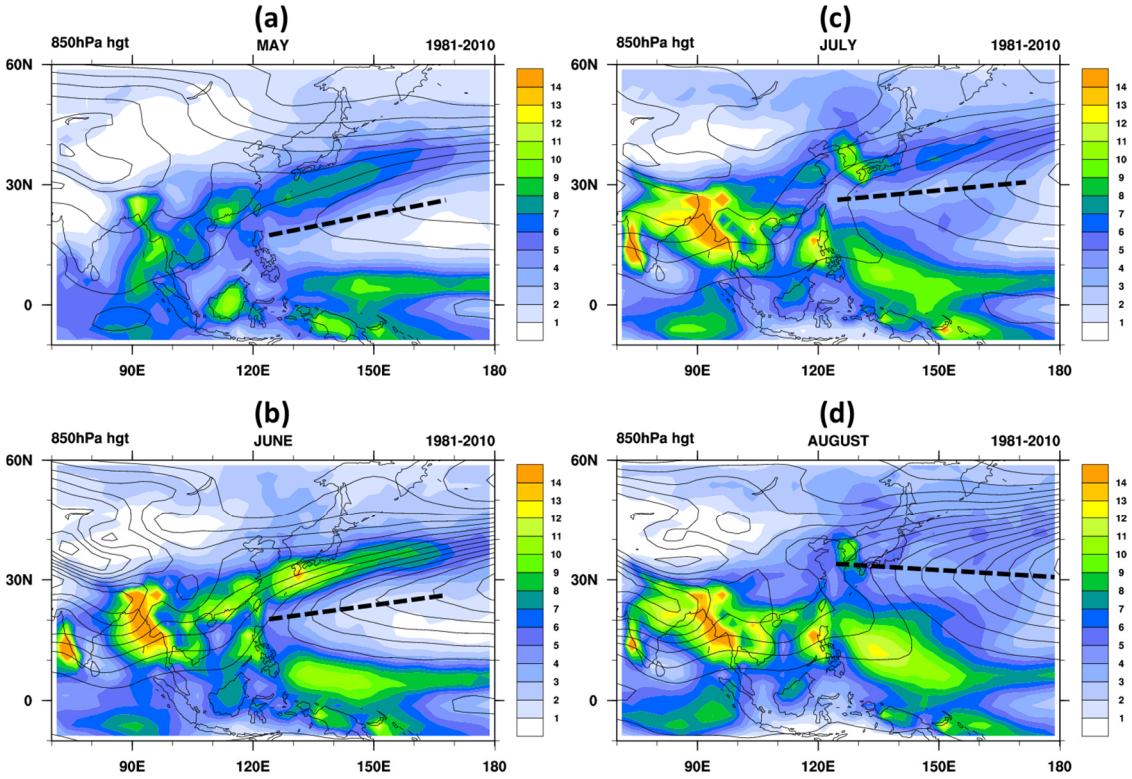


圖 4.4　東亞夏季期間，不同月分 (a~d 分別對應 5~8 月) 西北太平洋副高以及東亞鋒面雨帶 (陰影) 的演變。圖中黑色折線表示不同月分副高脊得位置。圖為 1981~2010 年 30 年氣候平均值。環流資料自 NCEP-R1，降水為 GPCP。

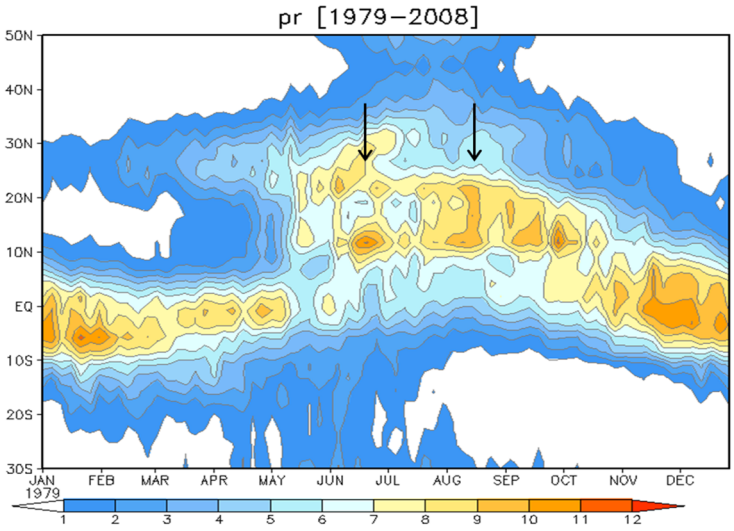


圖 4.5　東亞地區 (100ºE~110ºE 平均)，降水年循環 (1979~2008 年氣候平均) 的南北變化，圖中箭頭表華南地區夏季主要兩波降水，兩箭頭之間將水偏少期間即為季風間歇期。圖中降水資料來源為 GPCP。(資料來源：TCCIP 計畫)

4.2.2 溫度與降水變化趨勢

4.2.2.1 溫度

圖 4.6a 是東亞地區過去百年年均溫的變化趨勢，圖中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。過去百年東亞地面年均溫約增加 1°C~3°C，增溫現象遠較印尼、菲律等熱帶地區明顯。

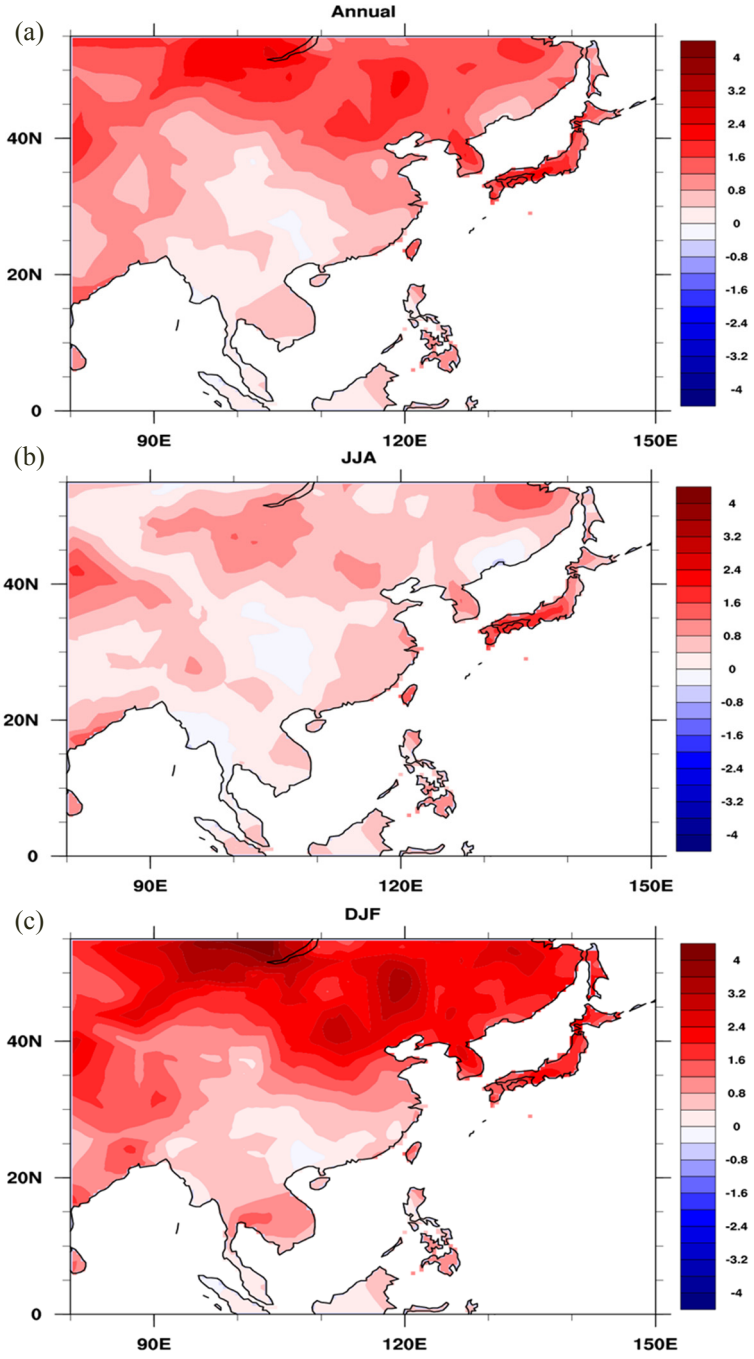


圖 4.6 (a) 為 1901~1012 年東亞地面年平均溫度線性變化趨勢，單位為 K $10yr^{-2}$；(b)、(c) 同 (a)，但時間分別為夏季 (6~8 月) 與冬季 (12~2 月)。溫度資料來源為 CRU。

此外，冬季地表增溫現象較夏季明顯 (圖 4.6b、圖 4.6c)，研究指出東亞冬季地表增溫現象與冬季季風 (或西伯利亞高壓) 自1960年代後快速減弱有關 (施，1996；Gong and Wang, 1999； Kang *et al.*, 2006)。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 (圖 4.7)。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 (南韓與北韓) 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 年後全球暖化停滯現象 (e.g. Kosaka and Xie, 2013；Trenberth and Fasullo, 2013；England *et al.*, 2014)，有關全球暖化停滯的詳細內容，讀者可以參閱第三章。

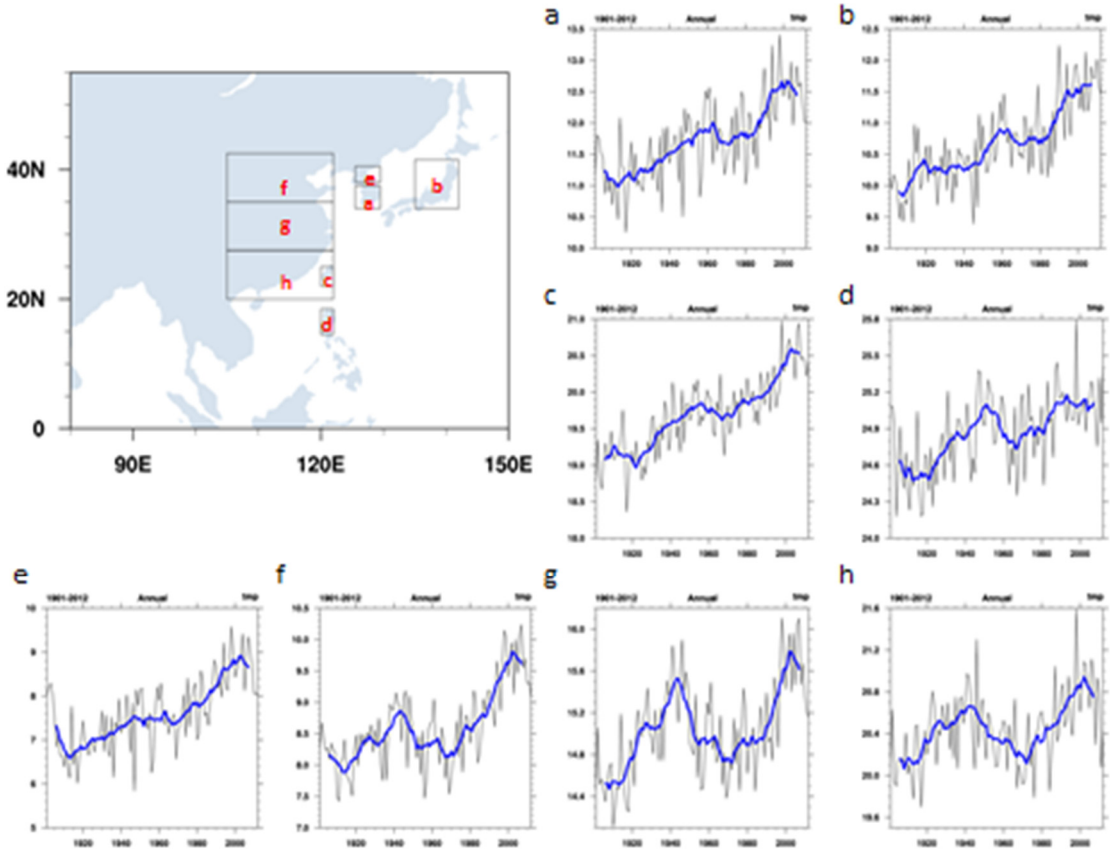


圖 4.7　(a)~(h) 分別為 (a) 南韓、(b) 日本、(c) 臺灣、(d) 菲律賓、(e) 北韓、(f) 華北、(g) 華中及 (h) 華南 (左地圖 a~h 範圍) 之地表年平均度溫度時間序列 (1901~2012 年)，黑線為年際變化，藍線為 11 年滑動平均。降水資料來源為 CRU。

4.2.2.2 季節變化趨勢

圖 4.8 為東亞的季節變化長期線性趨勢。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。

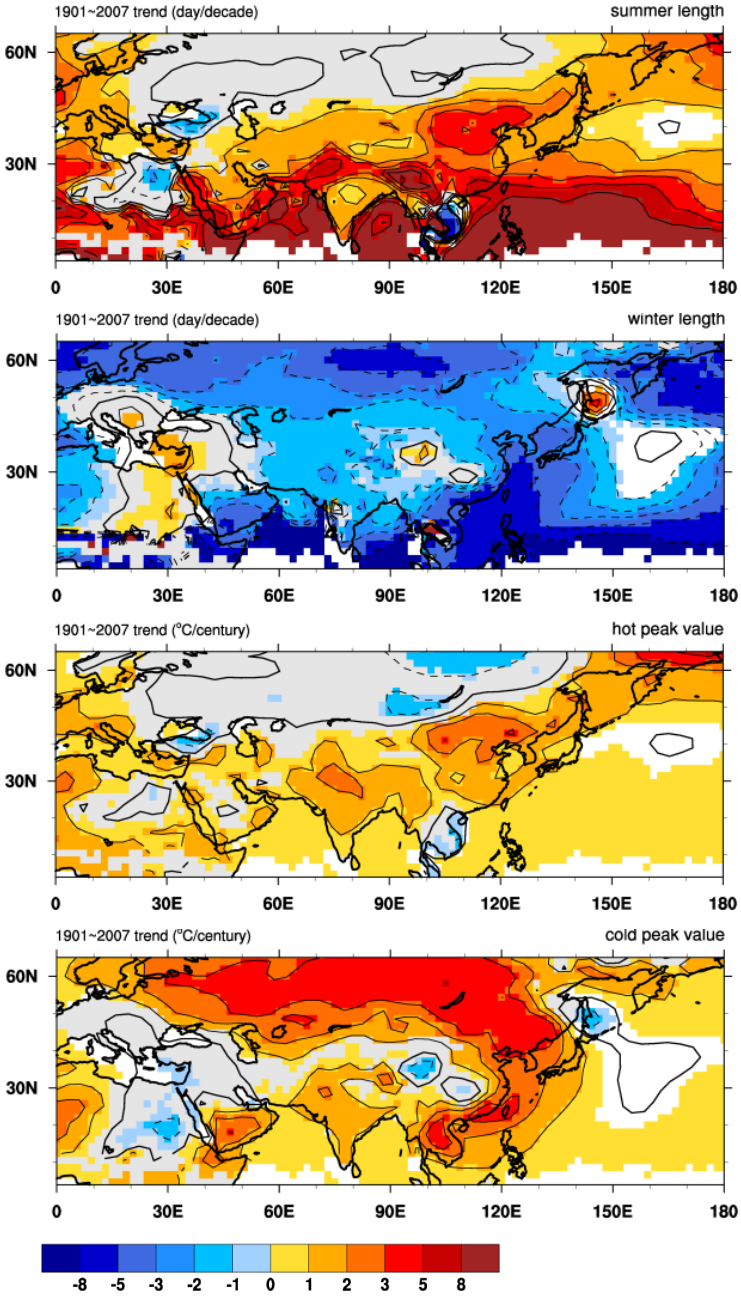


圖 4.8　東亞地區季節長度及峰值溫度的長期 (1901~2007 年) 線性變化趨勢。(a)、(b) 分別為夏季與冬季長度的變化，單位為 day $10yr^{-1}$；(c)、(d) 為夏季與冬季的峰值溫度，單位為°C $10yr^{-2}$。填色區域為通過 MK-test 95% 統計檢定。溫度資料來源為 NCEP-R1。

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。至於冬季峰值溫度 (即每年冬季最低溫度) 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。相較於冬季，夏季峰值(即每年夏季最高溫度)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。

4.2.2.3 降水

在降水方面，1960~2000 年東亞地區年平均降水，華南、長江流域 (30ºN)、日本與朝鮮半島等地區出現明顯線性增加趨勢 (Wang *et al.*, 2006)，但中國東南部、北部與東北則為減少 (圖 4.9a)，此區域性差異導致東亞區域平均年降水總量並無明顯增加或減少趨勢 (Zhang and Zhou, 2011)。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北部、呂宋島等地區則減少 (圖 4.9b)；華南與華北地區的降水變化趨勢呈現負相關，出現南澇北旱的現象。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 (圖 4.9c)。華南、臺灣以及日本南部 (本州、四國) 冬季降水自 1980 年代之後出現明顯增多趨勢，Hung *et al.* (2014) 研究指出，此變遷與南海地區海溫增暖導致水氣量增多有關。

相較於溫度變化，東亞降水的變遷在區域間的差異較大，空間分布較無一致的結果。年降水總量的時間演變 (圖 4.10) 顯示，南韓與日本 1940 年代降水偏少，1960 年代降水偏多，1960 年代之後，南韓的年降水緩慢增加，日本則減少。進一步分析發現南韓年降水緩慢增加主要來自夏季季風降水增加 (圖未示)。北韓的降水演變與南韓大致相似，主要差異是，1980 年至 1990 年降水總量的變化不大，1990 年代之後才出現明顯的增加。臺灣年降水的演變趨勢大致與南韓相反：1940 年代降水偏多，1960 年代降水偏少，之後緩慢減少。菲律賓降水變化與臺灣相似，1940 年代出現相對高值，之後呈現減少趨勢，約 1960 年代出現相對低值。華南地區的年降水出現週期約 25~30 年的年代際變化，1920 年代、1950 年代、1970 年代、21 世紀初偏多，1930 年代、1960 年代、1990 年代偏少。華中與華北的演變大致相同:1960 年代偏多、1920 年代偏少，年降水大致與華南成反相位，即南澇北旱的關係，但此相反關係自 1980 年代之後有減弱的現象。

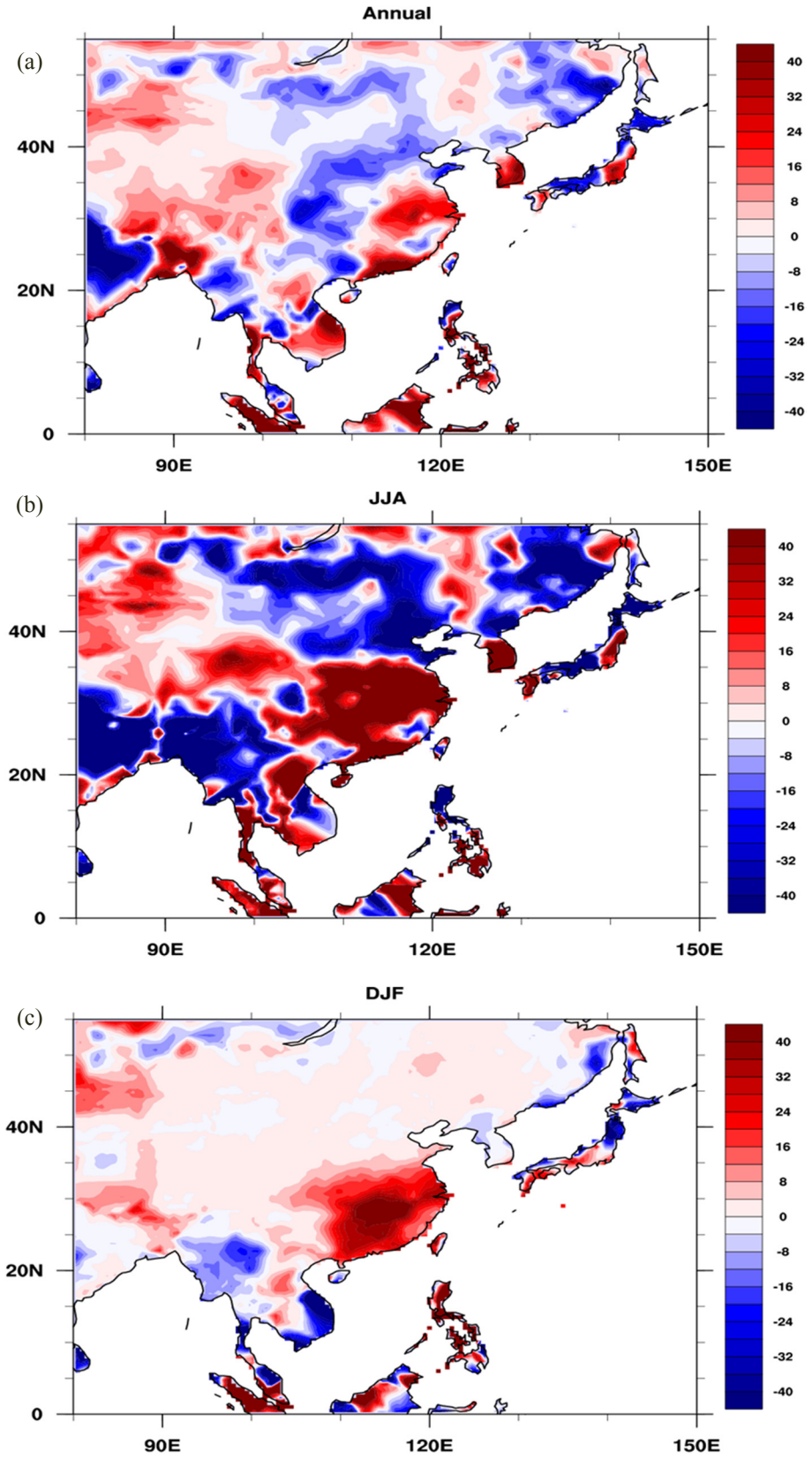


圖 4.9 (a) 1961~2007 年東亞地區年平均降水的線性變化趨勢；單位為 mm 100yr^{-1}。(b)、(c) 同 (a)，但時間分別夏季 (6~8 月) 與冬季 (12~2 月)。(資料來源 CRU)

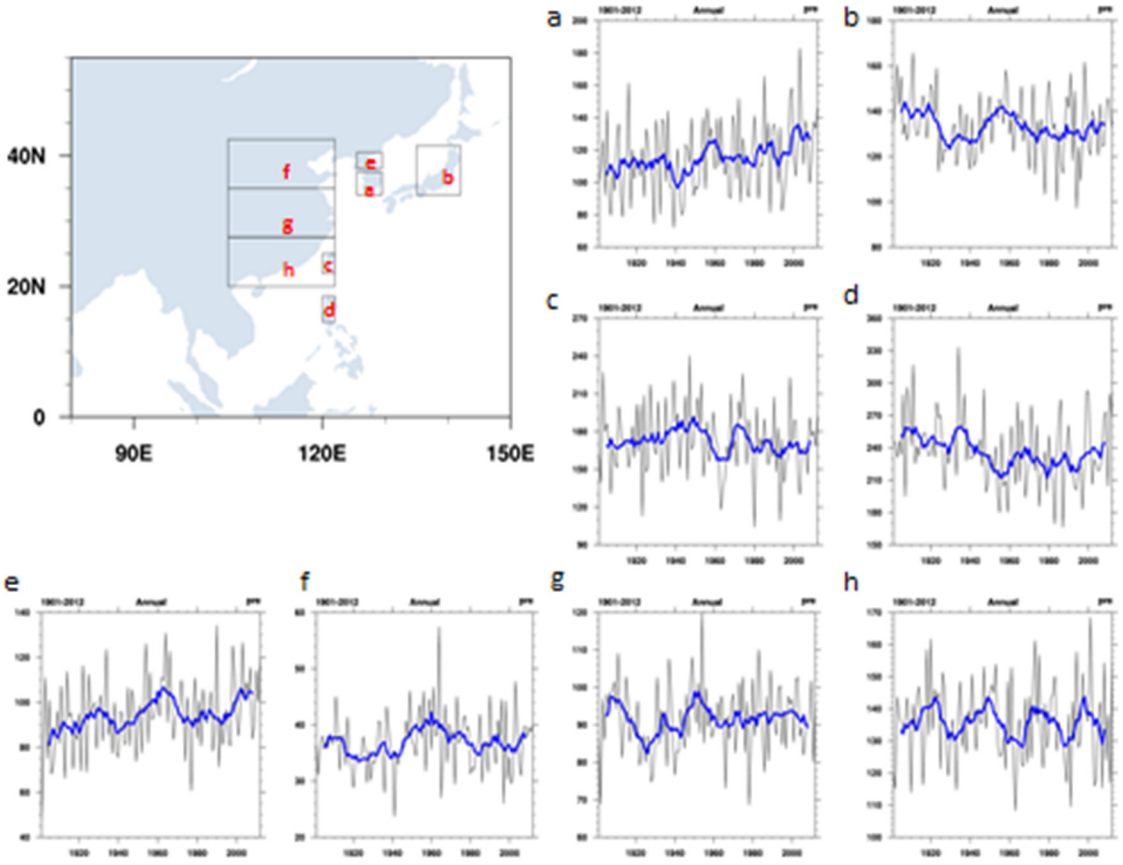


圖 4.10 (a)~(h) 分別為 (a) 南韓、(b) 日本、(c) 臺灣、(d) 菲律賓、(e) 北韓、(f)華北、(g) 華中及 (h) 華南 (左地圖 a~h 範圍) 之年降水時間序列 (1901~2012 年)，黑線為年際變化，藍線為 11 年滑動平均。(資料來源 CRU)

4.3 季風

4.3.1 夏季季風環流變化趨勢

青藏高原與印度洋之間的南北方向海陸比熱差異是驅動亞洲季風的主要因子之一，但由於東亞夏季季風同時受到東西方向海陸分布的影響，其變化遠比南亞季風複雜，因此，東亞夏季季風指數的定義有多種不同方法 (Wang *et al.*, 2008)。南北向熱力差異 (Webster and Yang, 1992) 或東西向熱力差異 (Guo, 1983) 皆顯示，東亞夏季季風指數在 1960 年代之後出現線性下降趨勢 (圖 4.11)，此與 Hori *et al.*, 2007、Li *et al.*, 2010a 等研究發現，1960 年代至 1980 年代東亞夏季季風出

現年代際時間尺度減弱是一致的，但此下降趨勢在 1990 年代之後減緩，甚至略為轉強。伴隨東亞夏季季風指數減弱，東亞大尺度環境場較明顯的變化包括：850hPa 西南氣流減弱 (Xu *et al.*, 2006)、東亞對流層大氣溫度下降 (Yu and Zhou, 2007；Zhou and Zhang, 2009)、太平洋副高往西延伸 (Zhou *et al.*, 2009a)、南亞高壓東西向的擴張 (Gong and Ho, 2002；Zhou *et al.*, 2009a)，以及副熱帶噴流加強 (Zhang *et al.*, 2006；Yu and Zhou, 2007)。研究發現，東亞夏季季風環流減弱，導致某些地區季風平均降水、極端降水 (Zhai *et al.*, 2005)、降水頻率與強度發生顯著改變 (Qian *et al.*, 2009；Yu *et al.*, 2010；Bennartz *et al.*, 2011；Li *et al.*, 2011a；Liu *et al.*, 2011；Guo *et al.*, 2013)。例如，華中以及長江流域 (30ºN) 夏季連續強降水發生頻率增加，但華北地區降水則出現偏少現象 (Hu, 1997；Wang, 2001；Gong and Ho, 2002；Yu *et al.*, 2004)。數值實驗顯示，東亞夏季季風自 1960 年代之後的減弱與太平洋年代際變化引起的海溫變化 (Zhou *et al.*, 2008；Li *et al.*, 2010b；Zhou and Zou, 2010)，以及青康藏高上空大氣加熱減弱，造成海陸溫差減弱有關 (Ding *et al.*, 2008, 2009；Duan and Wu, 2008)。根據目前的研究結果，1950 年代到 21 世紀初期，東亞夏季季風環流的年代際變化較可能歸因於海洋 - 大氣系統自然變異，人類活動的貢獻並不明顯 (Lei *et al.*, 2011；Zhu *et al.*, 2012)。

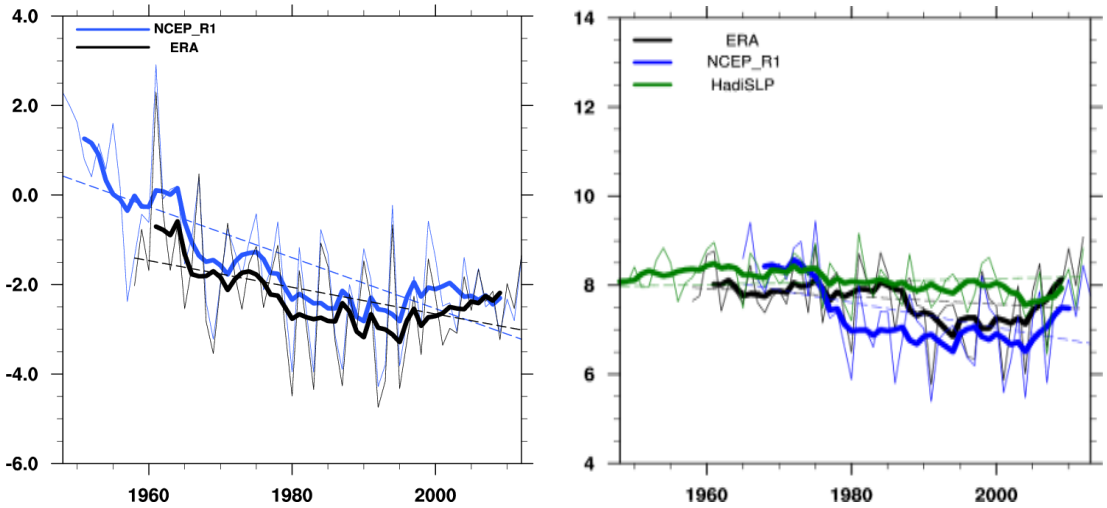


圖 4.11 以 (a) 南北熱力差異 (Webster and Yang, 1992；U850 (10°N~40°N, 110°E~140°E) - U200 (10°N~40°N, 110°E~140°E) 以及 (b) 東西熱力差異 (Guo, 1983；10°N~50°N, 160°E 與 110°E 海平面氣壓差) 之東亞夏季季風指數的長期變化。細線為年際變化季風指數，粗線為 11 年滑動平均。(資料來源為 NCEP-R1、ERA 與 HadiSLP)

一個值得注意的現象，東亞夏季季風指數下降趨勢自 1990 年代之後減緩甚至轉強 (Liu *et al.*, 2012a；Zhu *et al.*, 2012)，此轉折與 1980 代末期 (Lo and Hsu, 2010) 或 1990 代中期至末期 (Kwon *et al.*, 2005；Hong *et al.*, 2013) 東亞或太平地區氣候遷移的關聯，值得吾人作後續追蹤。

圖 4.11b 顯示亞洲夏季季風包括東亞、熱帶西北太平洋以及印度三個子區域，其中熱帶及熱帶西北太平洋夏季季風主要發生在海面上，範圍包括南中國海、菲律賓海，環流特徵為季風槽以及位於太平洋副熱帶高壓脊 (Zhang and Wang, 2008)，此地區季風的強弱不但與颱風活動有關，也影響東亞夏季氣候。根據 1950~2010 年觀測資料，熱帶西北太平洋夏季季風環流長期變化並未出現明顯增強或減弱趨勢 (圖 4.12)。在年際 / 年代際變化，聖嬰 - 熱帶西北太洋夏季季風遙相關 (負相關) 從 1970 年代以後卻出現增強趨勢；其中，聖嬰現象在印度洋產生之下沉運動加熱印度洋扮演關鍵角色：印度洋盆增暖有助於聖嬰成熟期 (冬天) 在菲律賓海形成之反氣旋的維持，此反氣旋減弱夏季季風槽，造成熱帶西北太平洋夏季季風降水減弱 (Huang *et al.*, 2010；Xie *et al.*, 2010；Wu *et al.*, 2010)。

圖 4.13a 顯示太平洋副高的範圍 (500hPa 5880m 等值線) 在 1970 年代末期出現明顯的擴張，高壓脊的位置從 150ºE，向西延伸到 130ºE 附近；從副高指數時間序列也清楚反應，在 1970 年代末期副高有明顯增強的現象 (圖 4.13b)；研究指出，1970 年代末期副高的變遷與熱帶印度洋以及西太平洋海溫增暖有關 (Zhou *et al.*, 2009a)。除了上述年代際變化，西北太平洋副高指數也呈現 2~3 年及 3~5 年的年際變化，2~3 年週期與準兩年之海洋大陸暖海溫變化有關，而 3~5 年週期則和聖嬰減弱時，西北太平洋局地的冷海溫相關 (Sui *et al.*, 2007；Chung *et al.*, 2010)。最近的研究指出 (Hong *et al.* 2014a)，1980 年代之後大西洋熱帶海溫對太平洋副高年際變化的影響轉強。以 2010 年夏季 (中度反聖嬰發展夏季) 為例：太平洋副高壓強度打破歷史記錄，熱帶西北太平洋夏季季風出現異常減弱，以及熱帶西北太平地區整年颱風生成次數創下歷史新低紀錄，Hong *et al.* (2014b) 研究發現，除了與反聖嬰期間赤道東太平洋海溫偏冷以及反聖嬰前一年聖嬰 (2009) 導致的大尺度下沉運動在印度洋造成的增暖作用，熱帶大西洋暖海溫 (打破 1870~2010 年歷史記錄) 對副高的加強也有顯著的貢獻。

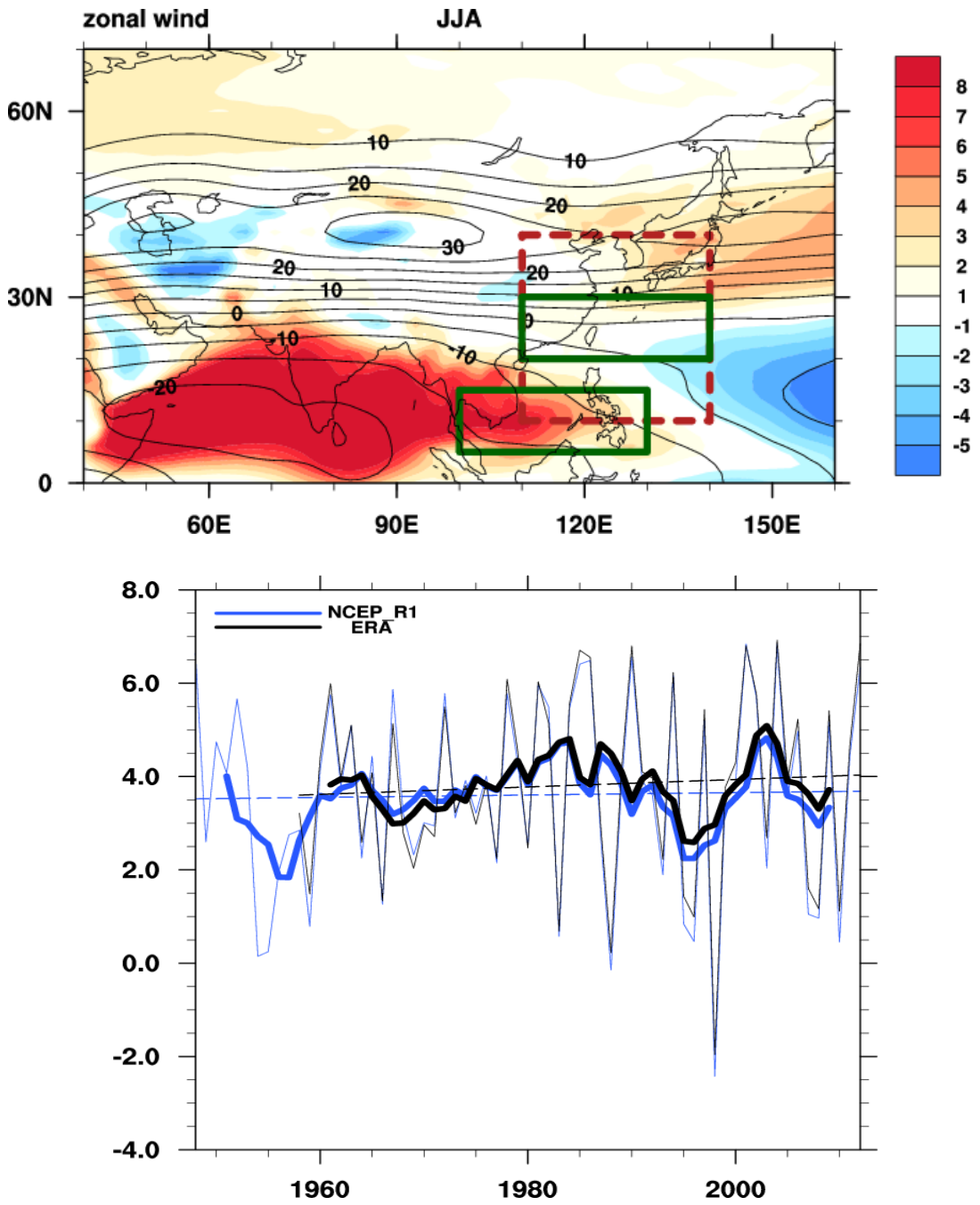


圖 4.12 (a) 東亞夏季低層 (850hPa，陰影區) 與高層 (200hPa) 緯向風的空間分布，圖中紅色虛線矩形表東亞夏季季風指數，垂直風切的範圍，綠色矩形則為熱帶西北太平洋夏季季風指數水平風切的範圍。(b) 同圖 4.11，但為熱帶西北太平洋夏季季風指數 (Wang *et al.* 2001；U_{850} (5°N~15°N, 100°E~130°E) - U_{850} (20°N~30°N, 110°E~140°E)。

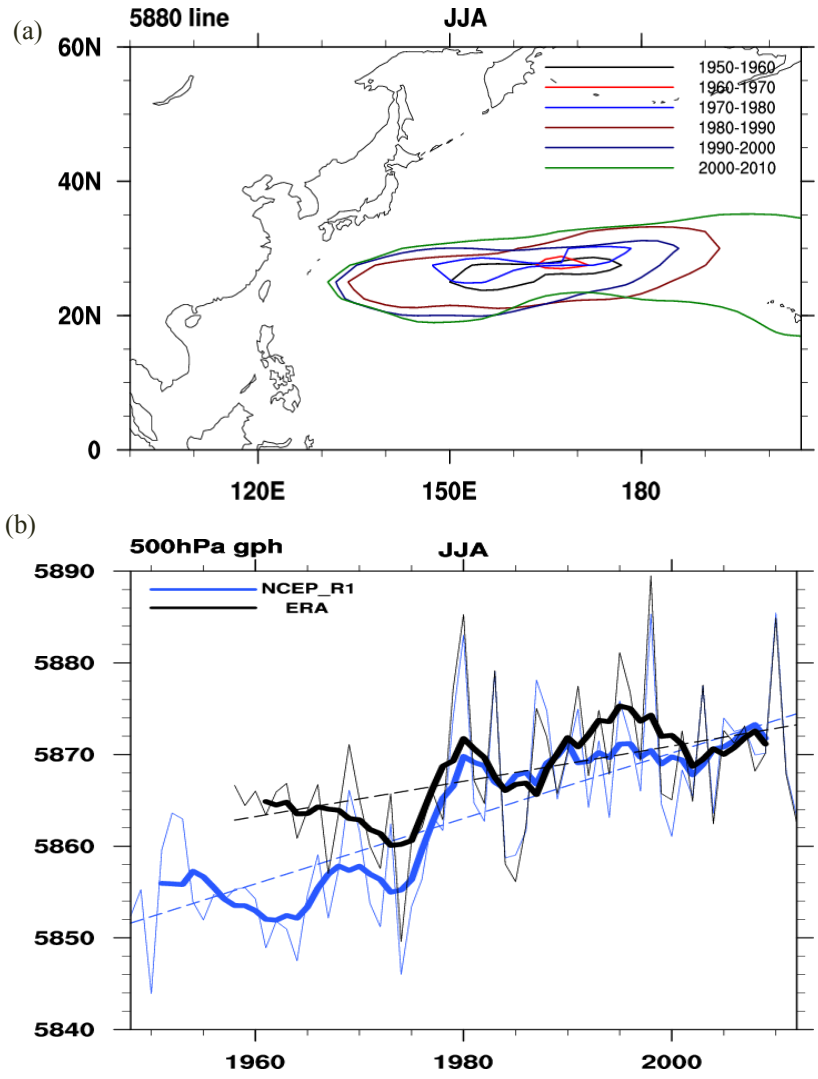


圖 4.13 (a) 1950 年之後，夏季 (6~8 月) 500hPa 高度場 5880 等值線 (可視為太平洋副熱帶高壓範圍) 每隔十年平均的演變；(b) 夏季 (6~8 月) 太平洋副熱帶高壓指數 H_{500} (10°N~30°N, 120°E~140°E) 的長期變化。在此，副高指數定義為：夏季西北太平洋地區 500hPa 高度場變異最大地區，約 10°N-30°N, 120°E~140°E，平均高度場。細線為 6~8 月平均季風指數時間序列，粗線為 11 年滑動平均。

4.3.2 冬季季風環流變化趨勢

圖 4.14a 是東亞地區冬季海平面氣壓以及 500hPa 高度場的變化趨勢，圖中顯示，1958~2010 年西伯利亞高壓呈現明顯的線性減弱趨勢，西伯利亞高壓約以每百年減弱 3~5hPa 的速度減弱；此外，與東亞冬季季環流密切相關的東亞主槽 (圖 4.14b)，以及東亞主槽西側的貝加爾湖高壓，自 1958 年以後也出現減弱趨勢。

從西伯利亞高壓 (40°N~60°N, 80°E~120°E 海平面平均氣壓) 與東亞主槽 (30°N~45°N, 125°E~145°E 500hPa 平均高度場) 指數 (圖 4.15) 來看，冬季環流的長期變化更明顯:西伯利亞高壓和東亞主槽約從 1960s 中期以後開始減弱，其中，西伯利亞高壓在 1980s 以後的減弱更加明顯。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有密切的關聯 (施，1996；Gong and Wang, 1999；Kang *et al.*, 2006)，從圖 4.6b 得知，東亞地區冬季地面增溫趨勢最顯著的地區大約與西伯利亞高壓減弱的地區一致。值得留意的，西伯利高壓與東亞主槽在 1990 年代出現轉強，發生時間與東亞夏季季風在 1990 年代中期轉強一致 (圖 4.11)，東亞季風系統 (冬季與夏季) 在 1990 年代中期的轉折現象，值得吾人留意。

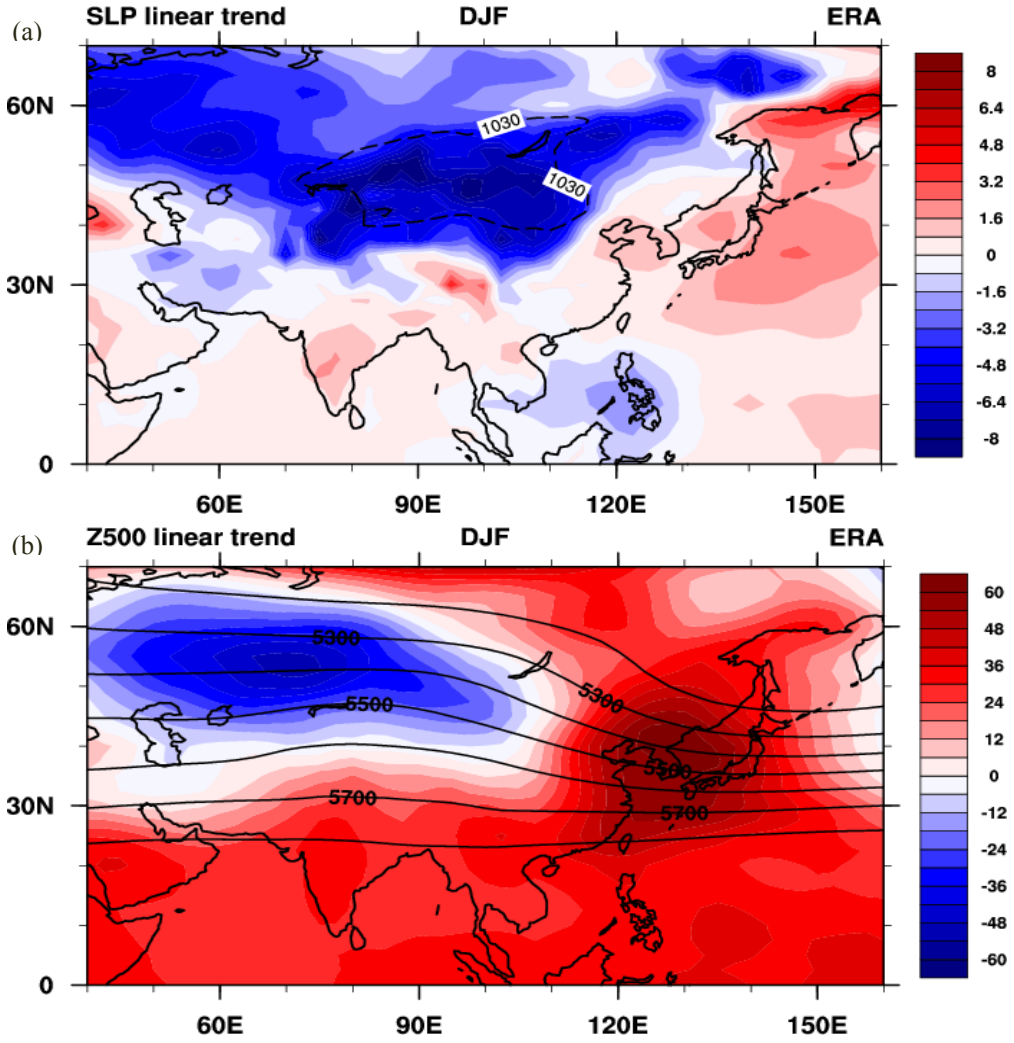


圖 4.14 東亞地區冬季 (a) 海平面氣壓以及 (b) 500hPa 高度場的 1958~2010 年線性變化趨勢。圖中陰影區表百年線性變化趨勢，等值線為氣候平均值。(資料來源為 ERA)

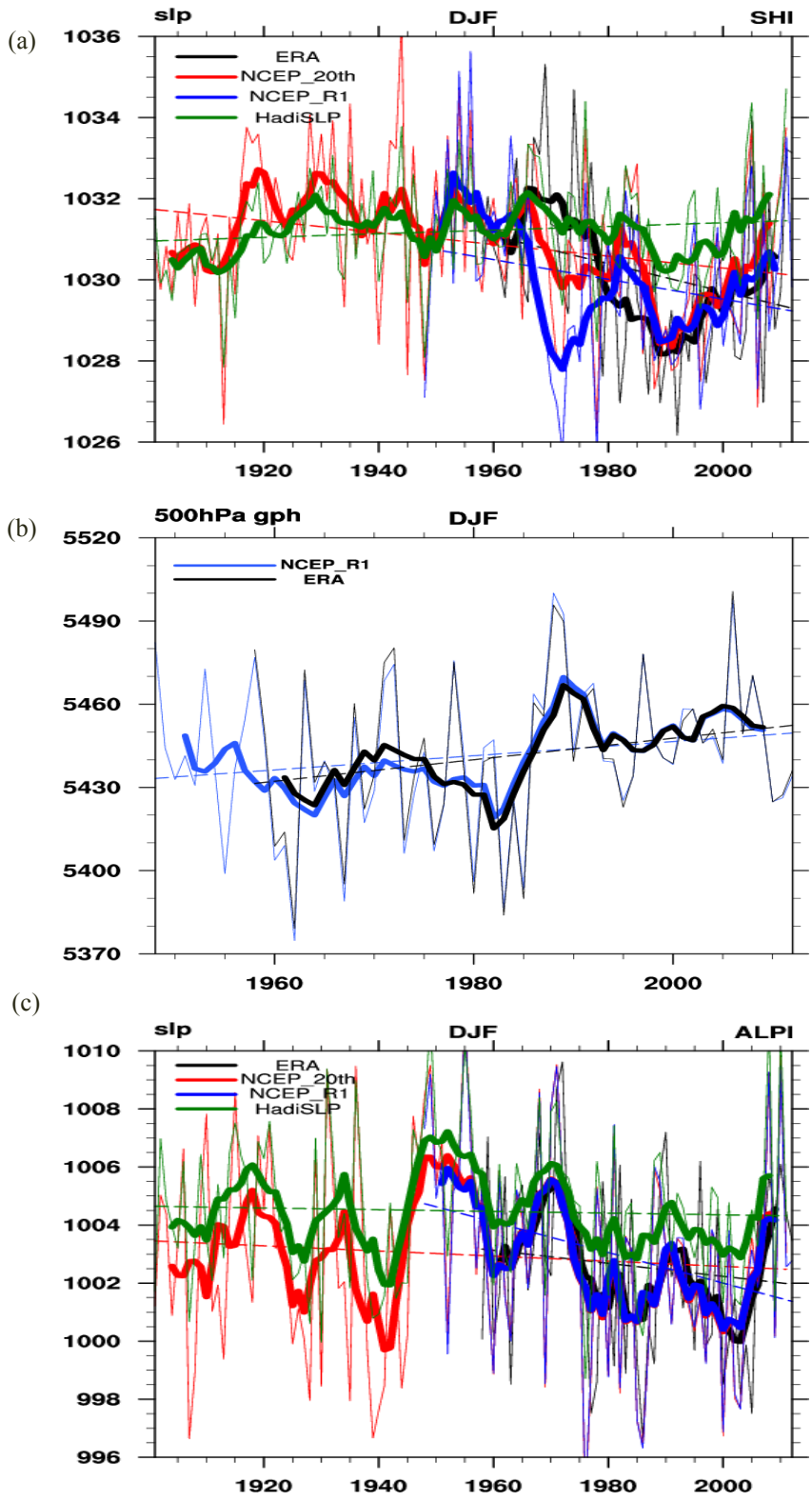


圖 4.15　同圖 4.11，但 (a) 冬季 (12~2 月) 西伯利亞高壓指數 (40°N~60°N, 80°E~120°E 平均海平面氣壓)，(b) 東亞主槽指數 H_{500} (30°N~45°N, 125°E~145°E)，(c) 阿留申低壓指數 (40°N~60°N, 160°E~200°E 平均海平面氣壓)，不同顏色曲線表不同資料來源。

另一個有趣的現象，西伯利亞高壓與阿留申低壓 (40ºN~60ºN,160ºE~160ºW 海平面平均氣壓) 兩地的海平面氣壓差存在顯著的年代際變化 (週期約 20 年) (圖 4.16)，西伯利亞高壓的年代際變化與北大西洋振盪 (North Atlantic Oscillation, NAO) 呈負相關 (Hong *et al.*, 2009)，而阿留申低壓的年代際變化則與太平洋年代際變化 (Pacific decadal Oscillation, PDO) 也呈現負相關 (e.g. Deser *et al.*, 2004；Newman, 2007)。目前研究顯示，1960 年代之後東亞冬季季風或夏季季風減弱現象，較可能是自然因素造成，與人類活動關係不大。此外，阿留申低壓在 2000 年之後快速減弱，除了北極海冰覆蓋面積減少以及太平洋熱帶海溫等 (Lee *et al.*, 2014) 因素，是否受其它大氣年代際振盪影響，仍有待後續探討。

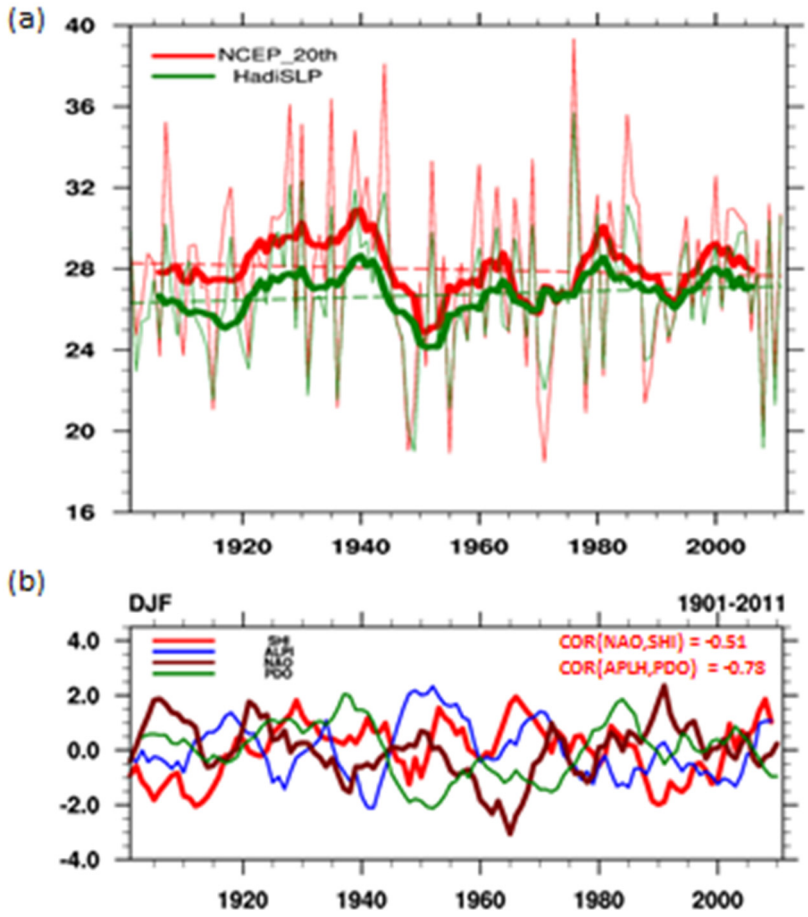


圖 4.16 (a) 同圖 4.15，但為西伯利亞高壓指數 (40°N ~60°N, 80°E~120°E 平均海平面氣壓)，與阿留申低壓指數 (40°N~60°N, 160°E~200°E 平均海平面氣壓) 的差值，(b)西伯利亞高壓 (粗紅線)、NAO 指數 (粗褐線)、阿留申低壓 (細藍線) 與 PDO 指數 (細綠線) 的 11 年滑動平均，圖右上角數字分別代表西伯利亞高壓與 NAO 的相關係數，以及阿留申低壓與 PDO 指數的相關係數。

4.4 古氣候變遷

為因應全球變遷，國際科學理事會 (International Council for Science, ICSU) 於 1986 年提出國際地圈生物圈計畫 (International Geosphere-Biosphere Program, IGBP)，包含十個核心計劃，其中之一即為研究「古全球變遷」 (Past Global Changes，簡稱 PAGES)，主要目標在於提出古環境變遷的定量資料，並定義環境自然變異，以區分出人類文明對生物圈、岩石圈及大氣圈的衝擊。

IGBP 制訂出的研究策略包含五大焦點，前三個焦點分別強調全球古環境變異、極區古環境變異與人類活動對古環境的衝擊。觀測與研究鎖定在二個時間尺度：過去二千年、過去數十萬年的冰期 - 間冰期循環。前者的解析度希望能達到每年，甚或每季；後者則要求百年至千年的解析能力。第四個焦點則強調氣候模式的模擬與古環境資料的比較，探查氣候對不同氣候影響因子的敏感度、外在因素 (火山、太陽、溫室氣體) 的驅動 (external forcing) 機制及氣候系統內部的反饋機制 (internal feedback)。第五個焦點強調創新、整合、資訊、教育及科際連繫，希望改善定年技術，開發新的古環境指標；進行多指標填圖，做整合性古環境解釋；建立古環境資料庫，並與其他核心計劃合作，從事區域性、教育性，及努力改善各國社會結構。

4.4.1 亞洲古環境變遷

亞洲地區的古氣候變化趨勢大致上與全球氣候變化在冰期-間冰期與千年時間尺度上相同 (請見第一章)，區域性研究著重對陸地資料的採集與解釋，以及對古季風變化的探討。

4.4.1.1 亞洲大陸地區

圖 4.17 是根據青海鹽水湖 (36º32’N~37º15’N, 99º36’E~100º47’E) 沉積物，重建過去 2 萬年東亞大陸內陸的氣候 (Ji, *et al.*, 2005)，圖中縱軸表土壤紅度，值較高 (低) 對應夏季季風降水偏多 (少)。圖中清楚發現土壤紅度能重現發生在仙女木 (Younger Dryas, DY；12900~12000 B.P.) 時期地球偏乾的氣候狀態。全新世 (Holocene) 的早期到中期 (12,000~4200 B.P.) 為上次冰盛期 (Last Glacial Maximum) 後進入融冰期 (deglaciation) 的階段，東亞夏夏季風的降水量在此一

時期逐漸增加 (圖 4.17a)，在 7000~6000 B.P.達到相對高值；之後開始減弱，4,200~2,300 B.P 對應季風降水偏少的時期，2,300 B.P 之後則為乾濕交替出現，例如中世紀偏濕，小冰期偏乾 (圖 4.17b)。除了古季風降水，結合其它分析，例如氧同為素或孢粉的種類等分析 (e.g. Lister *et al*., 1991；Yao *et al.*, 1996；Yu and Kelts, 2002；Henderson *et al.*, 2003；Shao *et al.*, 2005；Shen *et al.*, 2005；Xu *et al.*, 2006；Xu *et al.*, 2006b) 可以推估過去的溫度變化。總而言之，東亞大陸的內陸地區在過去一萬兩千年來的氣候狀況大致分為五期，相對的氣候特徵描述於表 4.1。

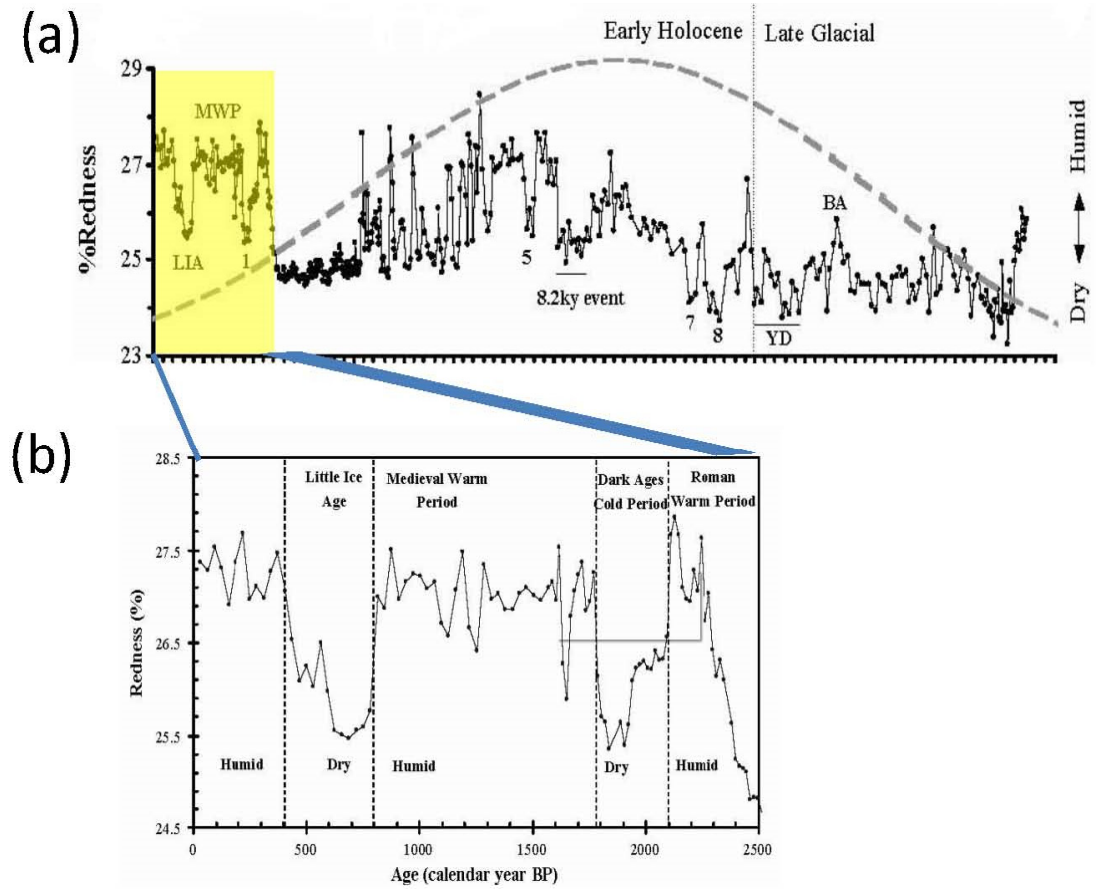


圖 4.17 以青海鹽水湖 (36º32'N~37º15'N, 99º36'E~100º47'E) 沉積物重建過去 2 萬年東亞大陸的氣候，(a) 為土壤紅度[1]的演變，紅度高 (低) 者對應夏季季風偏強 (弱)，降水偏多 (少) 時期；(b) 同 (a)，但為過去 2500 年的演變。摘自 Ji *et al.*, 2005。

[1] 土壤的紅度 (redness) 與降水密切有關，在季風降水偏多時期，雨水逕流量增加，更多的礦物被攜帶到湖泊沉積，其中含鐵的礦物經過氧化可以使土壤顏色趨於紅色，亦即，土壤紅度增加代表夏季季風降水偏多。

表 4.1 過去一萬二千年東亞大陸內陸地區氣候演變表

時間 (B.P.)	氣候環境狀況
12,000-10,000	代表從上次冰盛期 (Last Glacial Maximum) 進入融冰期 (deglaciation) 的過程，溫度逐漸上升，降水量也逐漸增加，但氣候變異度不大
10,000-7,500	溫度迅速升高，湖泊生產力與陸生植物蓬勃發展。討論乾旱度的氣代用指標指出此時期降水量大多小於蒸發量， 陸地上植被以草原為主。
7,500-5,000	暖濕而穩定，降水量大於蒸發量。陸生植物型態以喬木為主，陸地上植被以森林至草原為主，是全新世 (Holocene) 時期最暖濕的氣候狀態，一般稱之為全新世暖期。
5,000-2,500	氣溫在前期快速下降偏濕；後期趨近平穩承現暖乾的氣候狀態，此時期蒸發量約等同於降雨量。陸地植被上前期以喬木為主；晚期灌木與草本植物占優勢，陸地上植被以草原為主。
2,500-現今	呈現逐漸乾旱的氣候趨勢，氣候變異度小，約兩千年前森林迅速萎縮，一千年前已全部被灌木和草本植物取代，與現今的林相大致相同。

4.4.1.2 東亞季風地區

東亞季風主要由亞洲大陸與太平洋間的海陸溫差驅動，其範疇包含了孟加拉灣以東的亞洲地區。東亞季風的強弱受控於高緯度氣溫、低緯度海表面溫度、西太平洋暖池海氣交互作用以及與青康藏高原相關的熱力與動力過程。東亞季風的歷史多是透過黃土-古土壤 (Loess-paleosol) 沉積序列的研究一窺究竟，如沉積的粒度大小 (particle size)、風成通量 (aeolian flux) 可用來標示冬季季風狀況；而古土壤層受夏季風化成土作用 (pedogenesis) 影響、古土壤磁感率 (magnetic susceptibility)、有機碳含量 (organic carbon content)、碳同位素 (carbon isotope)、化學風化程度 (chemical weathering index) 則用以標示夏季季風狀況[2]。

風成的沉積開始於 720 萬至 730 萬年前，顯示東亞季風的歷史大約是從 700 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 (Ruddiman and Kutzbach, 1989；An *et al.*, 1991b；An and Thompson, 1998；Sun *et*

2 黃土沉積物為風力吹送搬運堆積，其粒度大小與風成通量一般可以反應風力的強弱與風力作用的時間長短。風力強勁可以搬運較重粒度較大的碎屑沉積，風力作用時間長則總風成通量較高。土壤成土作用是岩石經由機械風化 (物理結構因而破壞) 與化學風化 (化學性質改變) 作用，在長時間催化下，逐漸轉變成土壤的過程。氣候條件例如雨量 (加速磁性礦物氧化降低磁感率)、溫濕度 (植被生長增加有機碳含量，植物種類影響碳同位素值) 皆會影響風化程度與上述土壤成分。

al., 1998；Rea *et al.*, 1998；An, 2000)。青康藏高原達到一定的高度後造成了大陸內部的乾旱並導致了西伯利亞高壓 (Siberian High) 的北移與強化。340 萬至 260 萬年間，紅黏土 (red clay) 的物理化學性質指出夏季季風強度在此時期逐漸增強，風成沉積的快速堆積指出此時期的冬季季風一併增強，此一時期的東亞季風變化一般認為與青康藏高原快速隆升後造成可能的全球冷化相關；過去 250 萬年來東亞季風的變化則與冰期-間冰期的變化呈現一致 (Kutzbach and Street-Perrott, 1985；Kukla, 1987；Martinson *et al.*, 1987；Ding *et al.*, 1994；McManus *et al.*, 1994；Shackleton *et al.*, 1995；Zhang *et al.*, 1997)。

4.4.1.3 南亞印度季風地區

南亞印度季風主要受到亞洲大陸上的印度低壓 (Indian Low) 與印度洋上的馬斯克林高壓 (Mascarene High) 間的氣壓梯度所驅動。近一百萬年來，南亞印度季風的強度變化與東亞季風相似，其強度的變化大致與全球冰川體積呈現高度相關並清楚紀錄了地-日關係所造成的日照量變化週期，南亞印度季風在冰期時的強度減弱並於間冰期時達到極大值 (Webster, 1987；Clemens *et al.*, 1996；Tomas and Webster, 1997；Clemens and Prell, 2003；Webster and Fasullo, 2003；Braconnot *et al.*, 2007；Jouzel *et al.*, 2007；Kutzbach *et al.*, 2008；Pollard and DeConto, 2009；An *et al.*, 2011)。

4.4.2 臺灣古環境變遷

臺灣島是地球歷史上相對年輕的火山島，以下簡短列出臺灣與古氣候相關重要的地質與氣候事件，並整理臺灣自上次冰期以來的氣候變化。大尺度的氣候變遷事件請見第一章。

4.4.2.1 臺灣古環境簡史

根據地質資料，距今約一億年至 20 萬年前，臺灣的古環變遷主要包括：臺灣島及附近或山群生成 (距今約 200 萬至 20 萬年前)，臺灣出現 (距今約 300 萬年前，即俗稱的蓬萊運動)，中央山脈形成 (距今約 2,000 萬至 500 萬年前) 臺灣出現，以及澎湖群島的形成 (距今約 10,000 萬至 5,000 萬年前)，其它古環境變遷如表 4.2 所示。

表 4.2　距今約一億年至 20 萬年前，臺灣古環變遷的主要事件。

時間 (萬年)	事件
10000-5000	澎湖群島形成 (曹恕中，1999：經濟部中央地質調查所， p85)
2000-500	西菲律賓板塊碰撞擠壓；中央山脈形成 (曹恕中，1999：經濟部中央地質調查所，p85)
300	火山島弧隨菲律賓海板塊之運動撞上古臺灣島，中央山脈隆升，東海岸山脈與臺灣結成一體，臺灣島出陸，此稱為蓬萊運動。 (洪崇勝 謝凱旋 地調所特刊, 18, 51-83)
200-20	臺灣島及附近或山群生成: 大屯火山群、觀音火山、基隆火山、龜山島、棉花嶼等等。 (洪崇勝 謝凱旋 地調所特刊, 18, 51-83)

4.4.2.2 臺灣自上次冰盛期 (Last Glacial Maximum) 以來的變化

上次冰盛期距今約二萬至一萬八千年前，臺灣地區在氣候狀況與地貌上都與今日極為不同，此部分報告主要參照以下文獻：蘇鴻傑，1984a, 1984b；Kuo and Liew, 2000；An *et. al.*, 2000；劉平妹，2000；Hsieh and Liew, 2001；Liew and Hsieh, 2001；Wang *et al.*, 2001；He *et al.*, 2004；Chen e*t al.*, 2005；蔡宜君等，2006；劉平妹與李政益，2006；Chang *et al.*, 2008；劉平妹，2007；劉平妹等，2007；汪良奇等，2009。

古氣候代用指標紀錄顯示，氣候上臺灣地區周邊的海水表面溫度較現今冷，冷化現象在冬季尤為明顯，因而加大季節變化幅度。南海北部也有類似得海表溫紀錄，海水表面溫度的改變直接影響蒸發量的多寡，海洋對大氣的潛熱輸送以及對亞洲內陸地區可能的水氣供應量。上次冰盛期時，因為海水表面溫度降低，臺灣地區頭社盆地的植物孢粉紀錄也顯示了較為冷乾與垂直高度上森林林線下降的現象；亞洲內陸地區的氣候紀錄亦多呈現冷乾的現象，學者將乾冷的氣候狀況加上黃土發育南界的南移解釋為冬季季風的增強。在臺灣地區的表現極為可能是強勁東北季風的影響結果。

臺灣附近洋面上的地貌狀況與現今的型態最大的不同是臺灣與亞洲大陸的連接，因為南北極大陸冰川的擴張，學者推估上次冰盛期時的全球平均海平面下

降約 100~120 公尺，受到海平面下降的影響，臺灣海峽出陸，臺灣與亞洲大陸連接。亞洲地區的邊緣海也因海水面下降而造成大陸棚面積的擴張。南海地區因為南緣及北緣對太平洋的水道接出陸封閉，而成為僅靠呂宋海峽與太平洋相通的封閉型內海。受到洋面上的地貌狀況影響，研究結果一般認為黑潮的流徑在冰期時較現今位置向東並向南移動。

受到氣候與地貌變化的影響，臺灣地區在冰期時的生物多樣性大大增加，匯聚了大陸型與海島型的生物；左鎮與澎湖動物群的化石群提供了上述變化的支持與佐證。生物在冰期時的遷移甚至造成少數寒帶生物身陷臺灣地區高山，以至於成為孑遺生物，著名的櫻花鉤吻鮭即為一例。

4.5 熱帶氣旋

要在有限的觀測資料裡，確認全球或者各大洋的熱帶氣旋活動頻率和強度的長期變遷趨勢，是個相當大的挑戰。IPCC 第四次評估報告中提到有關於熱帶氣旋特性的變化認為，自 1970 年代以來，全球每年出現的熱帶氣旋總數並沒有太明顯的變化，不過部分海域的熱帶氣旋強度卻有增強趨勢，且強熱帶氣旋出現頻率也增加 (Emanuel, 2005；Webster *et al.*, 2005)。然而，因觀測技術和強度分析方法不斷的改進，科學家對於資料品質的一致性與穩定性不斷提出質疑；這也讓熱帶氣旋活動頻率與強度變化和全球暖化之間的關聯性，至今仍被廣泛的討論著。

4.5.1 颱風生成數目的變化

自 1970 年代中期開始有穩定的衛星觀測以來，科學家們有了更客觀的資料，來重新審視及評估全球各大洋的熱帶氣旋活動頻率與強度的長期變化趨勢 (Knapp and Kossin, 2007；Kossin *et al.*, 2007；Kossin *et al.*, 2013)。不過，受限於可供參考使用的衛星觀測資料僅有三、四十年，科學家也僅能利用這近四十年的衛星資料進行比對。結果顯示，全球熱帶海洋面上每年大約生成 90 個熱帶氣旋，年與年之間並沒有特別顯著的改變 (圖 4.18) (Knutson *et al.*, 2010；Maue, 2011；Seneviratne *et al.*, 2012)。不過，不同大洋每年生成的個數卻有所不同，且明顯存在著年際到年代際時間尺度的變動 (Webster *et al.*, 2005)。

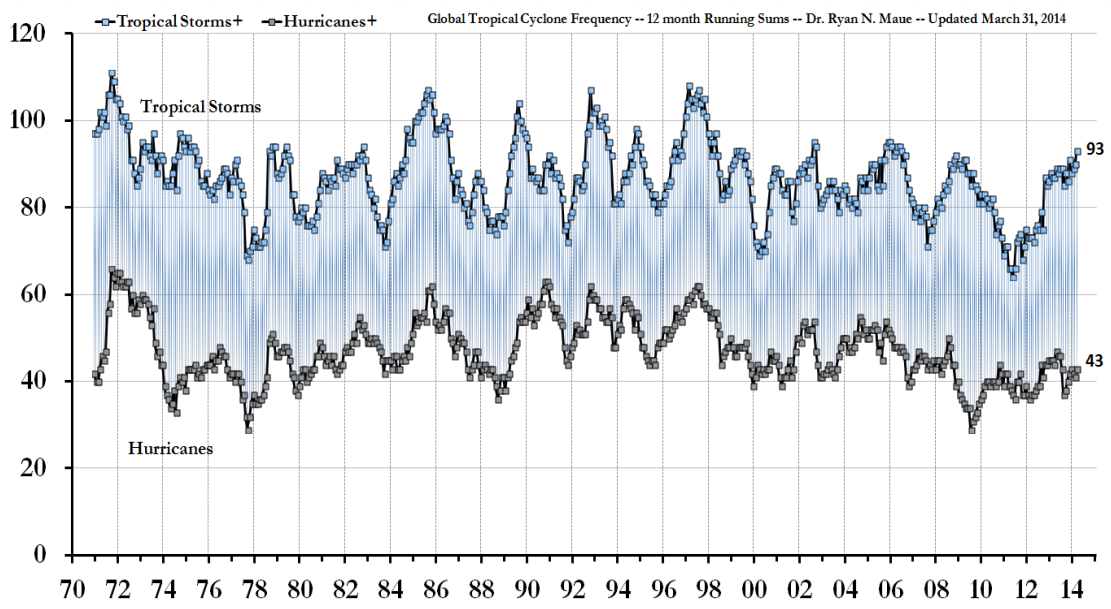


圖 4.18　1970 年 1 月至 2014 年 3 月間，全球熱帶氣旋活動頻率時間序列圖。圖中上曲線為強度達到熱帶風暴等級 (含) 以上 (Tropical Strom，生命期中最大風速超過 34knots) 的熱帶氣旋活動頻率，下曲線為強度達到 Saffir-Simpson 一級颶風等級 (含) 以上 (生命期中最大風速超過 64knots) 的熱帶氣旋活動頻率。兩組時間序列均為採取 12 個月滑動加總後的結果。(本圖延伸自 Maue, 2011；http://policlimate.com/tropical/frequency_12months.png)

既然全球熱帶氣旋的活動頻率沒有明顯的改變，那麼不同海域之間的活動頻率是否也是如此呢？學者分析發現，北大西洋海域的熱帶氣旋活動頻率，自 1970 年代以來，確實有顯著增加的趨勢；由於該海域的觀測資料較為完整，因此一般認為可信度較高 (Kossin *et al.*, 2007)。即使如此，由於評估熱帶氣旋的方法不斷改進，仍有學者提出質疑，認為早期的觀測紀錄有可能被低估 (Chang and Guo, 2007；Mann *et al.*, 2007a；Kunkel *et al.*, 2008；Vecchi and Knutson, 2008, 2011)。此外，造成該海域熱帶氣旋活動頻率增加的理由為何？若考慮更長時間的觀測資料，是否還可以保有這樣的增加趨勢？也都無法被確認 (Landsea *et al.*, 2006；Holland and Webster, 2007；Landsea, 2007；Mann *et al.*, 2007b)。

相較於北大西洋，其他海域的熱帶氣旋活動頻率，並沒有那麼明顯的增加趨勢 (Chan and Xu, 2009；Kubota and Chan, 2009；Callaghan and Power, 2011)；以西北太平洋海域來看，1951 年至 2013 年間，熱帶氣旋的生成個數呈現明顯的年代際變化特徵，且於 1990 年代中期開始至今，生成個數相對偏少 (圖 4.19)。

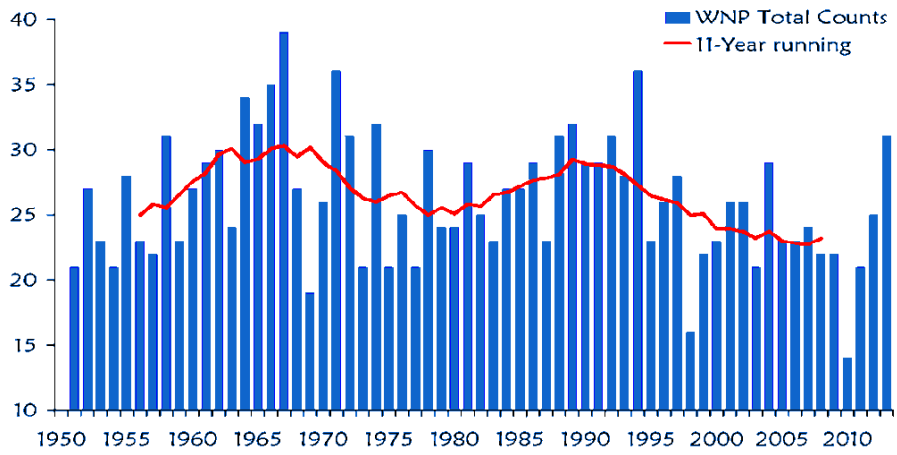


圖 4.19　1951～2013 年期間，西北太平洋海域每年生成的颱風個數時間序列圖。紅線代表 11 年滑動平均值，X 軸代表年份，Y 軸代表每年生成的颱風個數。(資料來源：Regional Specialized Meteorological Center, RSMC) Tokyo - Typhoon Center)

4.5.2 熱帶氣旋強度的變化

熱帶氣旋的生成，只要於生命期中能被診斷出強度達到特定標準即可；不過熱帶氣旋的強弱，則需要評估出整個生命期，各個階段的強度值，才能加以判斷。估算熱帶氣旋的強度明顯比估算熱帶氣旋的生成個數更為困難 (Landsea *et al.*, 2006)。評估一個熱帶氣旋的強度，通常採用近地面、近中心的平均風速；過去觀測紀錄中，作業單位所估算出來的熱帶氣旋強度值，可能受到不同時期觀測資料品質不一、觀測技術和強度評估方法不同所影響，進而產生系統性的誤差，同時加大熱帶氣旋強度增強的趨勢 (Kossin *et al.*, 2007)。

那麼，如果統一使用衛星觀測資料，採用新的強度評估方式，來重新檢驗全球熱帶氣旋的強度呢？Kossin 等 (2013) 採用百分位數方式，重新分析熱帶氣旋的強度變化發現，自 1982 年至 2009 年間，全球熱帶氣旋強度有些微增強的趨勢，但並不顯著，各百分位數強度變化趨勢也不一致，第 60 至 80 百分位數強度些微增強，不過第 90 百分位數強度並沒有改變。

從各大洋的強度變化來看，北大西洋海域各百分位數的熱帶氣旋強度有增強的趨勢，且因觀測資料較完整而具有高可信度。南太平洋和南印度洋於各百分位數強度也都同樣有增強的趨勢。然而，東太平洋海域各百分位數強度卻呈現減弱趨勢，不過並未通過統計檢定，西太平洋海域則幾乎沒有改變，最強等級 (第 90

百分位數) 的熱帶氣旋強度甚至減弱了 (圖 4.20)。這也說明了，採用新的方法重新分析近 30 年 (1980 年之後) 的衛星觀測資料，所反映出來的全球熱帶氣旋強度變化特徵，各海域有所不同，並沒有共同一致性的增強或減弱趨勢。

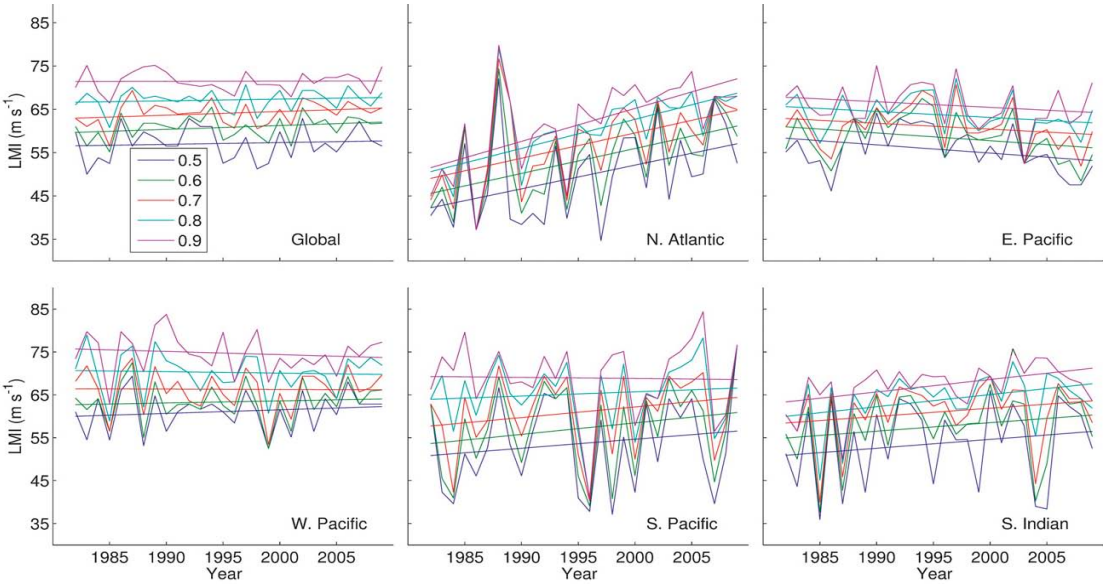


圖 4.20　1982 ~ 2009 年間，全球及各熱帶氣旋活躍海域 (北大西洋、東太平洋、西太平洋、南太平洋、南印度洋)，第 50 至 90 百分位數熱帶氣旋強度變化時間序列圖。0.5 代表第 50 百分位數熱帶氣旋強度，其餘依此類推，直線則為各百分位數的線性回歸線。X 軸為年份，Y 軸為熱帶氣旋生命期強度極大值 (lifetime maximum intensity, LMI) (摘自 Kossin *et al.*, 2013)

另外，科學家結合了熱帶氣旋頻率、持續時間以及強度所發展出來的新熱帶氣旋強度指數 (power dissipation index)，來估算熱帶氣旋所產生的總能量消耗 (total energy consumption) 發現，1980 年之後，北大西洋海域有明顯的上升趨勢，而西北太平洋雖也有上升趨勢，但相對偏弱許多 (Emanuel, 2007)。若把分析時間延長，受限於資料品質不穩定的影響，仍有其不確定性存在 (Landsea *et al.*, 2012)。另外，分析全球的累積氣旋能量 (Accumulated cyclone energy, ACE) 也發現，自 2005 年達到高值之後，近年的累積氣旋能量並沒有特別明顯的增加，甚至是降低 (Maue, 2009, 2011)。

綜合上面的論述不難發現，科學家要如何從原本就存在的自然變動背景下，考量觀測資料本身的不確定性，進而評估出熱帶氣旋活動頻率與強度的長期變遷趨勢，確實是個相當大的挑戰。透過分析近期的衛星觀測資料可知，各大洋的熱

帶氣旋強度變化趨勢並不一致，而西北太平洋海域的熱帶氣旋強度並沒有顯著的增強，且個數於近年也呈現偏少的現象。

4.6 未來推估

4.6.1 季風

4.6.1.1 降水

IPCC AR4 (2007) 指出溫室氣體增加導致的全球增溫，東亞地區的增暖幅度比全球平均增溫幅度大 (Christensen *et al.*, 2007)。受暖化趨勢影響，未來東亞夏季，熱浪、持續性高溫發生的頻率、強度以及持續時間加將增加，但低溫發生頻率則減少。雖然 CMIP3 模式大致對東亞夏季季風大尺度環流有不錯的模擬能力 (Boo *et al.*, 2011)，但在夏季季風降水的模擬仍不是很理想 (Lin *et al.*, 2008a；Li and Zhou, 2011)，僅有少數空間解析度越高的模式能正確模擬出鋒面雨帶 (Kitoh and Kusunoki, 2008；Ninomiya, 2012)。整體而言，CMIP3 模式對東亞夏季季風降水與環流未來變遷的模擬仍存在很大不確定性 (Ding *et al.*, 2007；Kripalani *et al.*, 2007a)，但此不確定性在 CMIP5 模擬有大幅改善 (Sperber *et al.*, 2013)。此外，相較於 CMIP3，CMIP5 對東亞夏季風年際變化的模擬能力有明顯提升。概括地說，CMIP3/CMIP5 模擬顯示，東亞冬季或夏季季風的降水總水量與強降水發生頻率在未來氣候皆出現增加趨勢。

有更多的分析得到，在溫室氣體增加情境下 (A1B)，CMIP3 對未來氣候模擬顯示，由於水氣通量輻合的增強，東亞夏季季風降水的總量與強度增加 (圖 4.21 左、圖 4.21 右) (Ding *et al.*, 2007；Sun and Ding, 2010；Chen *et al.*, 2011；Kusunoki and Arakawa, 2012)，年際變化的幅度也增加 (Lu and Fu, 2010)。至於冬季 (12~3 月) 降水的未來變化，CMIP3 模擬顯示，從南中國海到日本一帶，沿著西南-東北走向出現較明顯的減少，CMIP5 模擬也出現類似的結果，但冬季降水減少的幅度減小 (圖 4.21、圖 4.22 下)。至於暖季，絕大多數的氣候模擬顯示，溫室氣體增加將導致東亞夏季降水增加 (Jiang *et al.*, 2011；Lee *et al.*, 2011；Li *et al.*, 2011a, 2011b)。IPCC 評估報告的季平均為四個月，夏季為 6~9 月、冬季為 12~3 月；但其結果與一般以 6~8 月為夏季及 12~2 月為冬季相似。RCP8.5 代表濃度途

逕的模擬結果顯示，在 21 世紀末，東亞地區夏季季風 (西南氣流) 與降水接出現增強趨勢 (圖 4.22a)；相反的，東亞冬季季風 (東北風) 減弱，臺灣到日本一帶的降水 (冬季冷鋒常出現的位置) 出現減少的趨勢 (圖 4.22b)；值得留意的，主宰東亞冬季季風環流的兩大系統在 21 世紀末出現相反的變化趨勢：西伯利亞高壓明顯減弱，但阿留申低壓則變強 (圖 4.22b)。

整體而言，CMIP5 RCP4.5 代表濃度途徑氣候模擬結果大致和 CMIP3 A1B 情境一致 (圖 4.21)，季風區的降水未來有增加的趨勢，但是南北半球夏季季風降水增加的幅度並不一致，兩者有明顯的差異。Wang *et al.* (2014) 研究指出，由於北半球陸地 (亞洲大陸) 增溫遠比海洋 (印度洋) 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只者之間約 5%，整個亞澳夏季季風降水平均增加率則為 4.5%。

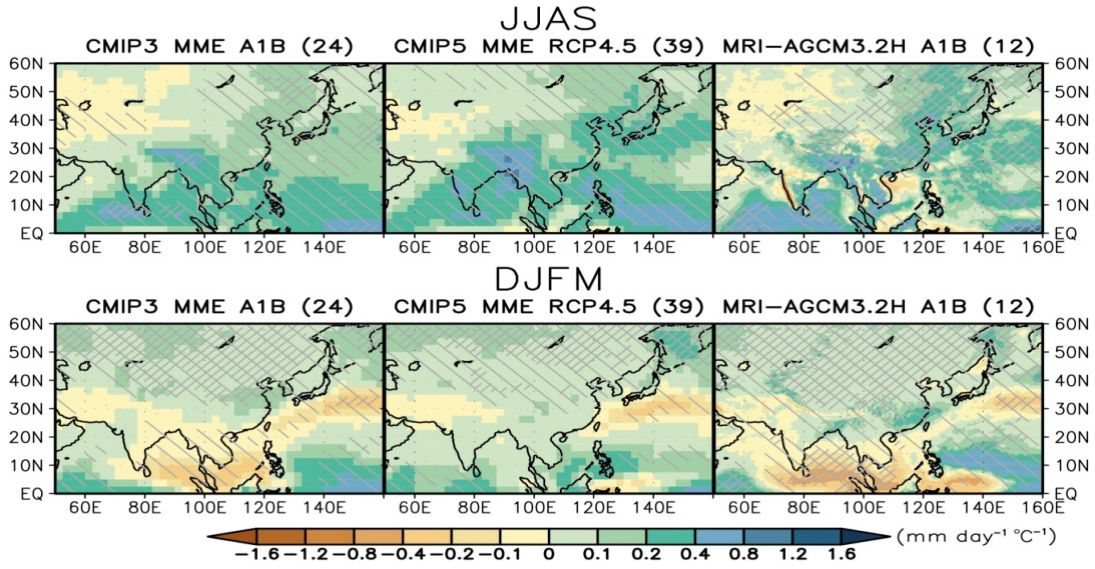


圖 4.21 上圖和下圖分別為世紀末亞洲夏季 (6~9 月) 和冬季 (12~3 月) 降水的改變量 (2080~2099 年平均減去 1986~2005 年平均)。左圖為 CMIP3 A1B 情境 24 個模式平均、中圖為 CMIP5 RCP4.5 代表濃度途徑 39 組模式平均、右圖為 CMIP3 A1B 情境 MRI-AGCM3.2 12 組 60km 空間高解析度模式系集模擬結果。在此，未來變遷為 2075~2099 年平均與 1979~2003 年平均的差。各情境降水變化皆對全球溫度變化做標準化。單斜線與交叉斜線區域分別代表超過 66%及 90%模式與系集平均有相同之表現。(摘自 IPCC, 2013, Figure14.24)

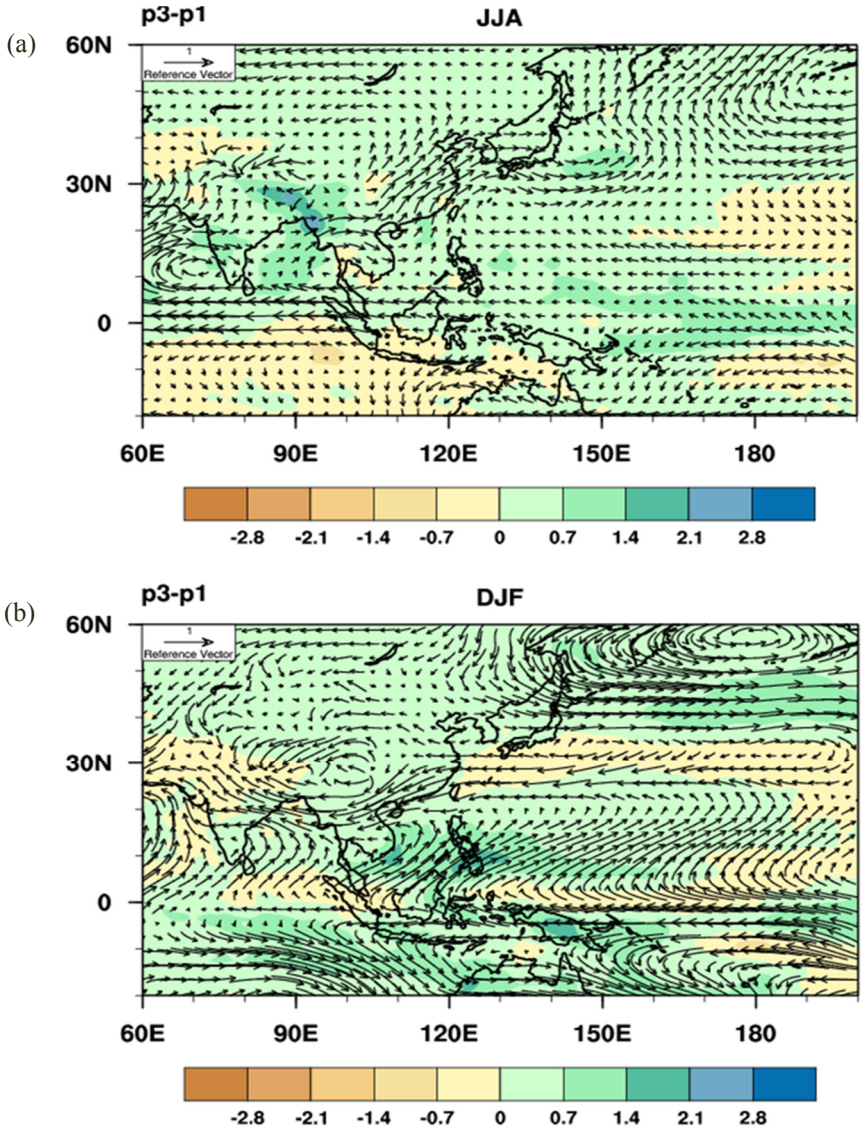


圖 4.22　同圖 4.21，但為亞洲 (a) 夏季 (6~8 月) 和 (b) 冬季 (12~2 月) 降水以及 850hPa 風場遠未來的變遷 (2080~2099 年平均減去 1986~2005 年平均)。圖為 CMIP5 RCP8.5 代表濃度途逕 25 個模式平均。(資料來源 TCCIP 計畫)

4.6.1.2 溫度

在溫度未來變遷，氣候模擬顯示，碳排量較大的情境 (CMIP3 A2 情境)，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 (Chen *et al.*, 2011)。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 (表 4.3)。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 (Jiang and Zhao, 2013)。

表 4.3　東亞地區地面溫度與降水的未來變化趨勢。表中數字分別表溫度 (降水) 最小、25%百分位、50%百分位、75%百分位與最大值的變化趨勢。(摘自 IPCC, 2013, Chapter 14.SM)。

RCP8.5			Temperature (°C)					Precipitation (%)				
REGION	MONTH[a]	Year	min	25%	50%	75%	max	min	25%	50%	75%	max
Eastern Asia	DJF	2035	0.1	0.9	1.2	1.5	2.4	–7	–1	1	3	14
		2065	1.3	2.3	2.9	3.3	4.7	–10	3	6	9	23
		2100	3.5	4.2	5.4	6.1	7.5	–15	9	13	19	32
	JJA	2035	0.5	0.9	1.0	1.2	1.9	–4	0	1	3	5
		2065	1.4	2.1	2.6	3.1	3.9	–3	3	6	9	15
		2100	2.8	3.8	4.8	5.7	6.8	1	7	9	15	28
	Annual	2035	0.5	0.9	1.1	1.3	1.9	–2	0	1	3	5
		2065	1.6	2.2	2.7	3.1	4.2	–1	4	6	9	14
		2100	3.3	4.0	4.9	5.6	7.2	–3	7	10	16	22

4.6.1.3 梅雨降水

對於東亞梅雨鋒面模擬較佳 (通常是空間解析較高的模式) 的模式，對於未來的氣候模擬顯示，A1B 情境下，21 世紀末東亞梅雨季的降水量將增加 (Kusunoki and Mizuta, 2008)；伴隨鋒面的極端降水發生頻率有增加的趨勢 (Kusunoki and Mizuta, 2008；Endo, 2012)。此外，日本地區梅雨鋒面結束時間有延後現象 (Kitoh and Uchiyama, 2006)，此未來推估與觀測發現近年來日本東部與西部梅雨季結束時間有延後現象是一致的 (Endo, 2010)。CMIP5 對梅雨降水的模擬結果大致與 CMIP3 相似：源自印度洋的西南氣流增強且華南地區梅雨鋒面 (降水) 增加 (圖 4.23)。在解釋梅雨降水增多的物理過程，Kanada *et al.* (2010) 研究發現，夏季期間，來自亞洲大陸乾空氣有東移滲入日本中對流層的現象，導致該地區大氣溫度垂直變化趨於不穩定，此大尺度環境變化有利於梅雨鋒面對流系統發展，造成梅雨降水增強。一些研究則指出，暖化影響下，由南往北傳送之水氣通量增加以及鋒面對流系統的加強，導致日本梅雨季日平均降水增加 (Kanada *et al.*, 2012)。

區域模式對東亞地區氣候的模擬顯示，未來降水的水平變化大致上與全球海氣耦合模式的模擬結果相似 (e.g. Dairaku *et al.*, 2008)。兩者間較大的差異是，區域模式降尺度模擬使用較接近真實的地形，更能模擬出較微細的區域降水結構，能有效改善空間解析度較差之全球環流模式 (global circulation model) 在梅雨鋒面模擬能力的不足 (Gao *et al.*, 2008, 2012a)。區域氣候模式降尺度顯示，受到溫室氣體增加影響，日本與臺灣地區，未來夏季平均降水與極端降水發生頻率增加 (Im *et al.*, 2008；Iizumi *et al.*, 2012)。5-km 空間高解度區域氣候模式在增溫速度

適中的情境，對未來氣候模擬顯示，近未來 (2020~2039 年) 每小時最大降水量有增強趨勢 (Kitoh *et al.*, 2009)。

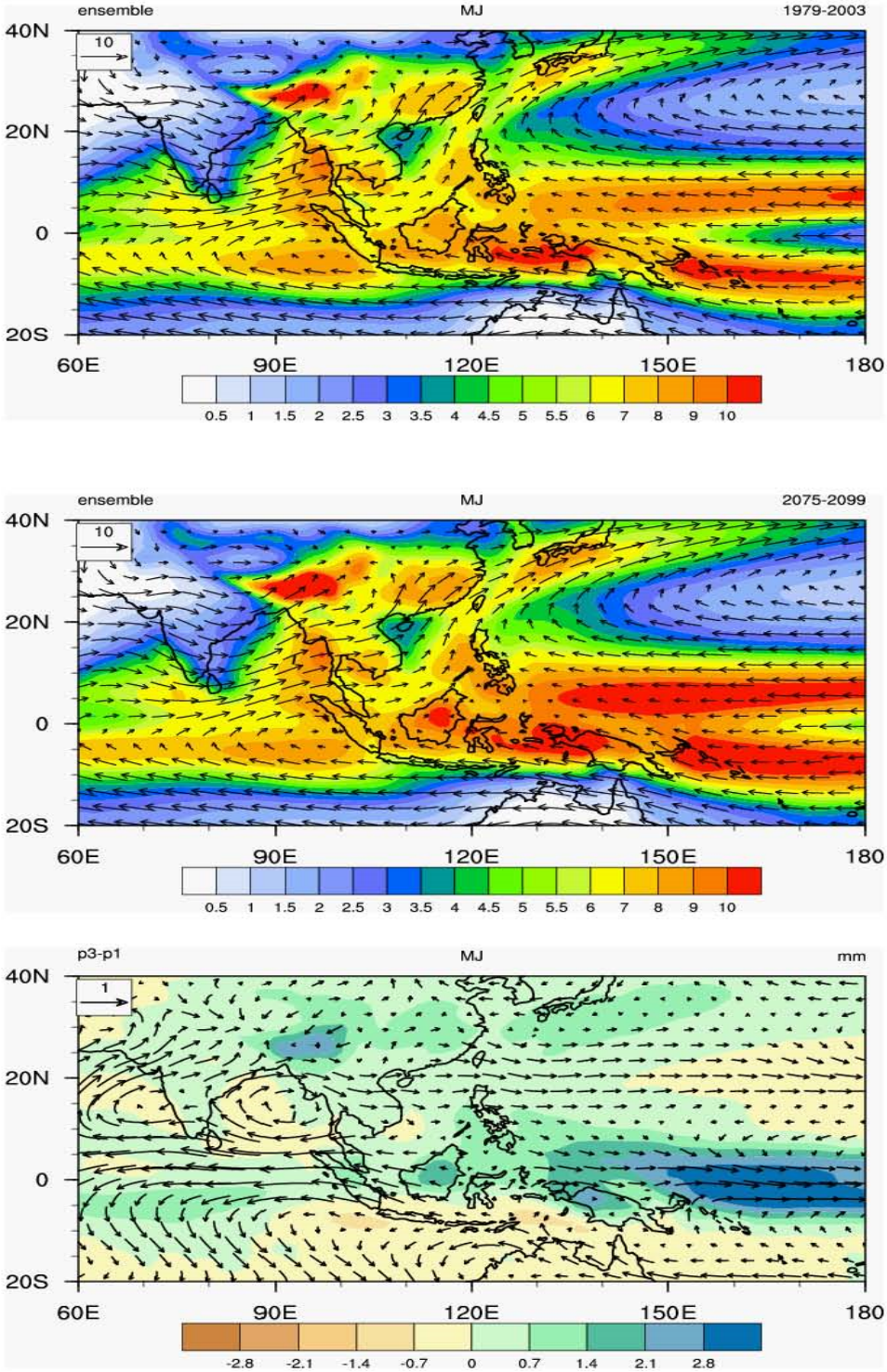


圖 4.23 華南梅雨期間 (5~6 月)，梅雨鋒面與 850hPa 水平風場的變化。(a) 現今氣候 (1986~2005 年)，(b) 為 21 世紀末 (2080~2099 年)，(c) 為 21 世紀末減去現今氣候。(資料來源：TCCIP 計畫)

4.6.1.4 季風環流

CMIP5 模擬顯示，21 世紀末的東亞夏季季風環流與降水皆增強；值得留意的，雖然印度夏季季風與熱帶西北太平洋夏季季風的降水在 21 世紀末皆出現增強，但伴隨的季風環流並未出現明顯改變，甚至略為減弱 (圖 4.24a)。季風環流減弱的主要原因是溫室效應增強導致大氣穩定度增加，不利對流發展。以上結果表示，東亞夏季季風降水和熱帶季風降水增加的趨勢所涉及物理過程有所差異，其中熱帶地區降水增加主要歸因於海洋蒸發變強，大氣含水量與水氣輻合增加；但東亞夏季季風，除了上述因子，季風環流的增強也是因素之一。除了 RCP2.6 模擬外，其它輻射路徑的 CMIP5 模擬顯示，季風降水的年際變化在未來將增大，強降水事件增加，夏季季風肇始可能提前，且季風持續時間變長。

綜觀 CMIP5 對未來氣候的模擬結果 (具中度信心) 顯示：東亞夏季季風的強度、降水將增加 (圖 4.25)。RCP4.5 代表濃度途逕下，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。受限於空間解析度，CMIP5 模擬對於東亞夏季季風某些特定微細結構，例如鋒面雨帶或地形降水的未來變遷只能提供信心度較低的參考。

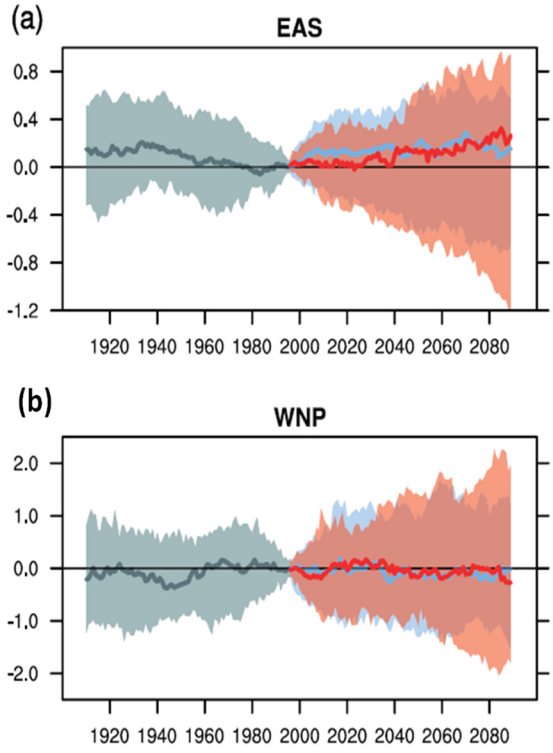


圖 4.24 年滑動平均夏季季風指數，灰、藍跟紅線分別代表歷史、RCP4.5 及 RCP8.5 代表濃度途逕 (39 個模式系集平均)，模式表現 10%及 90%之間為陰影區塊，50%則為水平細線。(a) 東亞夏季 (6~8 月) 季風，定義為 SLP (10°N~50°N, 160°E) - SLP (10°N~50°N, 110°E)，(b) 西北太平洋夏季季風，U_{850} (5°N~15°N, 110°E~130°E) - U_{200} (20°N~30°N, 110°E~140°E)。(摘自 IPCC AR5,2013 Figure 14.5)

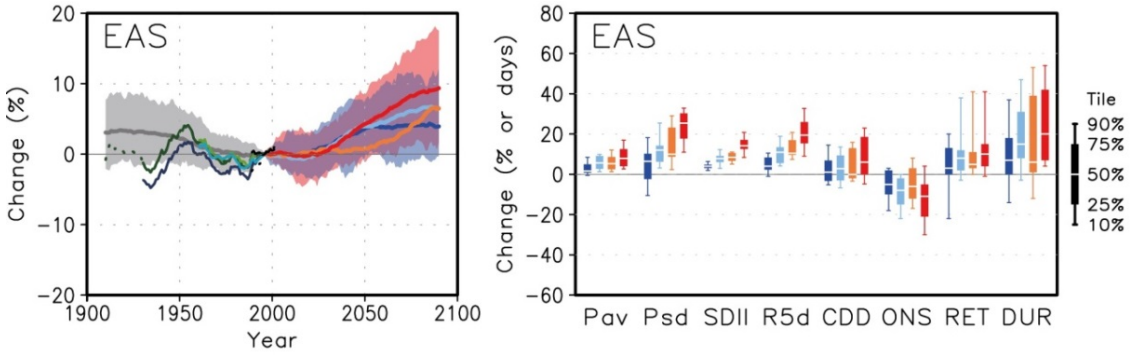


圖 4.25 (a) 觀測及 CMIP5 各模式東亞夏季季風降水變化時間序列。單位為%(夏季降水距平與現今氣候之比值)；所有曲線皆經過 21 年滑動平均。不同顏色分別代表：歷史 (灰色，40 個模式平均)、RCP2.6 (深藍，24 個模式平均)、RCP4.5 (淺藍，34 個模式平均)、RCP6.0 (橘，20 個模式平均) 和 RCP8.5 (紅，32 個模式平均)。RCP2.6 及 RCP8.5 模式表現 10% 及 90%之間為陰影區塊。觀測不同顏色代表：CRU TS3.2 (深藍)，GPCC V6 (深綠)，GPCC VASClimO (淺綠)， APHRODITE v1101 (淺藍)，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)

4.6.2 西北太平洋颱風未來推估

全球暖化，西北太平洋地區颱風生成個數、軌跡及發展強度的變化，不僅是影響未來侵台颱風次數及豪雨的重要因素，也在維護區域水資源上扮演重要角色。此議題廣受科學家及社會大眾矚目。

4.6.2.1 未來颱風活動推估方法

探討西北太平洋地區熱帶氣旋活動的未來變化，首先我們要了解推估未來颱風活動的方法。大多數科學家利用氣候模式，推估未來颱風的活動。他們主要採用下列三種篩選熱帶氣旋的方法 ，分析氣候模式的輸出結果，推估未來颱風的活動 (Emanuel, 2013；Camargo, 2013)。

1. 直接模擬：現今大多數氣候模式採用直接分析模擬結果，找出模式中符合熱帶氣旋特徵之個案，推估未來熱帶氣旋的活動。一般全球耦合模式因空間解析度較粗，無法模擬出真實的颱風結構 (Bengtsson *et al.*, 2007；Knutson *et al.*, 2007)，目前多數研究藉由選取適當的大氣動力、熱力狀態作為條件門檻，客觀定義出模式中符合熱帶氣旋特徵之個案。此方法的最大優點在於，模式不需要其他額外的假設或模式應用方法 (除了偵測氣旋的篩選流程外) 即可運作。而此方法最大的限制在於，其對熱帶氣旋的解析能力不足，導致模擬氣旋的強度結構太弱，模擬熱帶氣旋數量比觀測少 (Camargo, 2013)。

2. 動力降尺度：此方法是藉由提高模式的解析度，來提高模式對於熱帶氣旋的解析能力。現今主要採用高解析度的全球大氣環流模式或區域氣候模式。前者需輸入海表溫度 (SST)，後者除需要輸入 SST 低邊界資料外，也需要輸入側邊界資料。此方法的優點在於模式模擬的熱帶氣旋強度與觀測較接近，少數 20km 空間解析度大氣環流模式 (Murakami *et al.*, 2014) 及區域氣候模式 (Knutson *et al.*, 2013)，可以模擬強度 4 級和 5 級的颱風。但在擁有高水平空間解析度的優點下，尚須容忍幾個缺點存在。包括：需要龐大的計算資源，忽略了氣旋本身和大氣環流對於全球氣候耦合系統的反饋及交互作用，區域模式與全球模式之間不協調的物理過程等。

3. 經驗指數：此方法藉由分析大尺度環流和熱帶氣旋之間的關係，推導出大尺度環境經驗指數，進而推得熱帶氣旋的活動。Gray (1979) 為此方法的先趨者，他首先發展出熱帶氣旋生成指數 (GPI, Genesis Potential intensity)。其他常用指數包括：potential intensity (PI)、Accumulated cyclone energy (ACE) 等。此方法的優點在於經驗方程式功能強又計算簡單，能夠很簡單地套用在模式或在分析的資料上。但另一方面，計算一種指數通常只能預估熱帶氣旋的一項特徵。例如：GPI 只能預估熱帶氣旋發生的位置與頻率，而無法計算出熱帶氣旋強度與軌跡之間的變化；除此之外，經驗指數主要的發展與修正目的，通常是為了掌握地區性的變化，無法有效反映全球性的變遷。

IPCC AR4 及 AR5 推估熱帶氣旋活動的方法，包含上述三種方法 。但 IPCC AR5 採用的 CMIP5 耦合模式，空間解析度較高，有助於改善模式模擬熱帶氣旋的能力。

4.6.2.2 未來颱風活動的數值推估

圖 4.26 為 CMIP5 模式對帶氣旋活動在 21 世紀末 (2081~2100 年) 變化推估。如上一小節所述，因模式特性、模擬實驗情境、颱風推估方法不同，模式的推估結果通常分歧，要得到一致的結果是困難的挑戰。為了從分歧的模擬推估歸納出較一致性的結果，IPCC AR5 (2013) 先將模式輸出結果標準化，然後綜合客觀與主觀經驗判斷，產生四項熱帶氣旋指標 (metrics)。此四項指標為：(I) 所有熱帶氣旋的年頻率，(II) 強烈颱風 (強度 4 級和 5 級) 的年頻率，(III) 平均最大強度 (颱風生命史中達到的最大強度)，(IV) 達到最大強度時，颱風中心 200 公里內的降雨率。圖 4.26 顯示相對於 2000~2019 年，在 2081~2100 年此四項颱風活動指標的變化；結果如下：

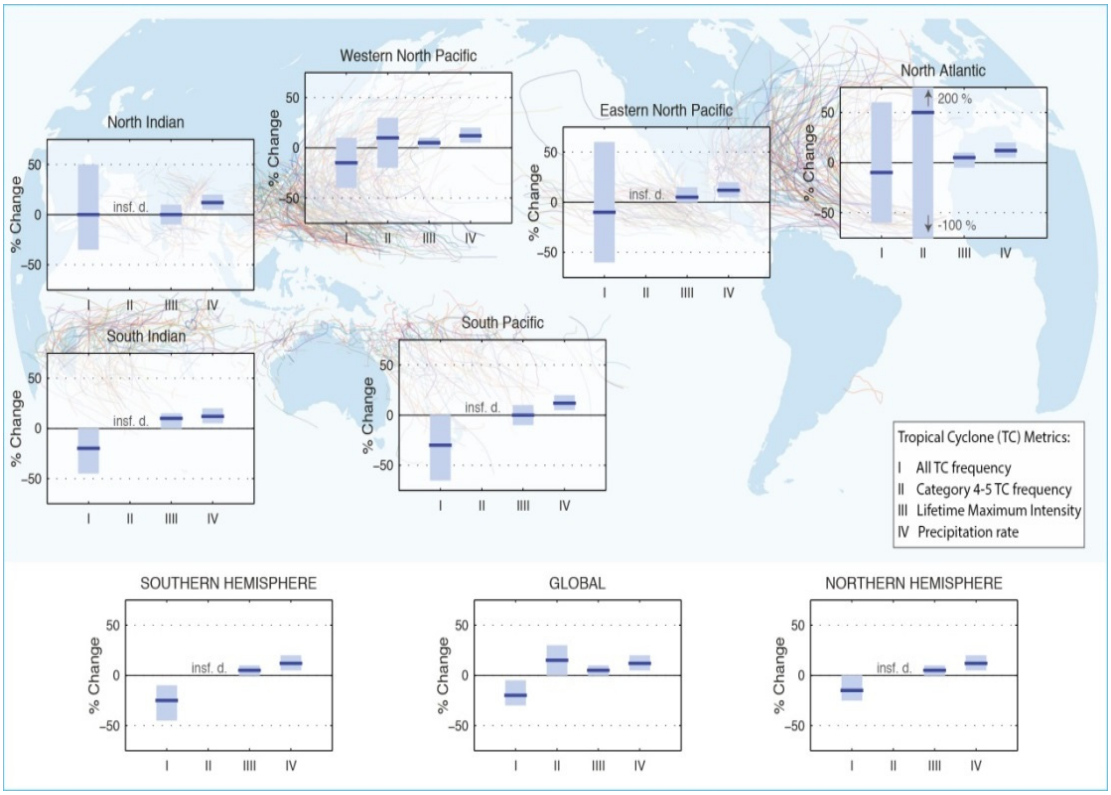


圖 4.26 在類似 A1B 情境下，全球氣候模式對不同生成地區，熱帶氣旋活動之未來變遷的推估。圖中柱狀圖，由左至右分別表示，熱帶氣旋生成頻率、強烈熱帶氣旋 (等級 4 級、5 級) 生成頻率、最大強度以及降水率的變化率 (百分比)；在此未來變遷表示未來 (2081~2100 平均) 與現今氣候 (2000-2019 年平均) 的差值。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 14.17)

A. 颱風頻率

與 IPCC AR4 A1B 情境的研究結果相似，世紀末全球熱帶氣旋頻率減少 (Knutson *et al.*, 2010)。大多數研究推估，未來西北太平洋地區所有颱風的頻率將減少，但變化的幅度卻相當分歧。當模式空間範圍從全球減小至特定區域，模式間的差異變大，導致特定海域推估熱帶氣旋頻率的可信度降低。

雖然全球海溫，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，卻未必有利於颱風生成。未來全球熱帶氣旋頻率的減少，可能歸因於垂直風切的增加 (Vecchi and Soden, 2007a；Zhao *et al.*, 2009；Bender *et al.*, 2010)，熱帶環流的減弱和未來向上深對流質量通量減少及熱帶中對流層未達飽和的情形加劇 (Bengtsson *et al.*, 2007；Emanuel *et al.*, 2008, 2012；Zhao *et al.*, 2009；Held and Zhao, 2011；Murakami *et al.*, 2012；Sugi *et al.*, 2012；Sugi and Yoshimura, 2012)。

B. 颱風強度

雖然未來西北太平洋地區颱風 (熱帶氣旋) 發生的頻率減少，但西北太平洋地區強烈颱風 (強度 4、5 級) 的頻率將增加，熱帶氣旋的平均最大強度也增強。然而受限於全球耦合模式空間解析度，CMIP5 實驗對於颱風結構與強度的推估仍存很大的不確定性 (Randall *et al.*, 2007)。部份研究嘗試利用 PI 指數 (熱帶氣旋發展強度的理論上限，Emanuel, 1995) 推估未來熱帶氣旋最大發展強度。圖 4.27 顯示在 RCP8.5 代表濃度途逕下，CMIP5 模式系集平均推估未來 PI 的結果；在全球大多數海域，未來熱帶氣旋 PI 增強。西北太平洋地區，相對於 1986~2005 年，世紀末 (2081~2100 年) 熱帶氣旋強度大約上升 4~6m sec^{-1} (圖 4.27)。部分高解析度模式與動力降尺度的模擬推估也顯示熱帶氣旋的平均最大強度增強 (e.g. Oouchi *et al.*, 2006；Murakami *et al.*, 2014；Emanuel, 2013)。模式推估最大強度變化幅度也相當一致，介於-3%至+18%。PI 推估熱帶氣旋強度的結果與利用高解析度模式推估的結果一致；顯示模式在推估西北太平洋熱帶氣旋的平均最大強度有較高的信心度。

C. 颱風降雨率

颱風達到最大強度時，颱風中心 200 公里內的降雨率增加。模式普遍推估，西北太平洋地區，熱帶氣旋的降雨率增加，不同模式的推估相當一致，

增幅介於+5%到+30%。顯示模式推估熱帶氣旋的降雨率信心度高。伴隨熱帶氣旋降雨率增加的現象，其與數值模式中，溫室效應暖化情境下，熱帶大氣水氣含量增加及熱帶氣旋水氣輻合增強等特徵結果一致 (Trenberth *et al.*, 2005, 2007；Allan and Soden, 2008；Knutson *et al.*, 2010, 2013)。

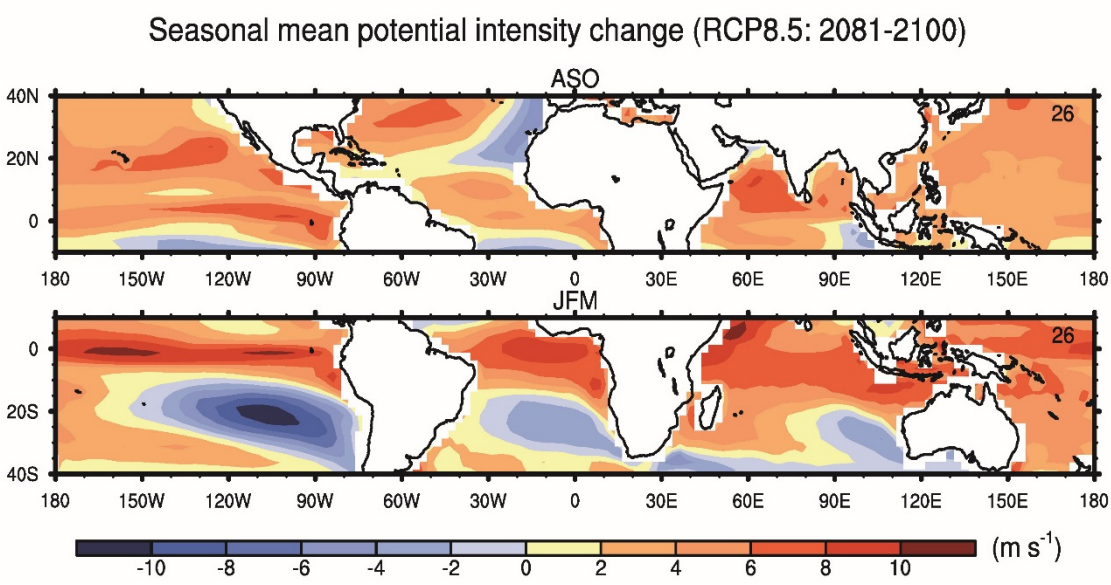
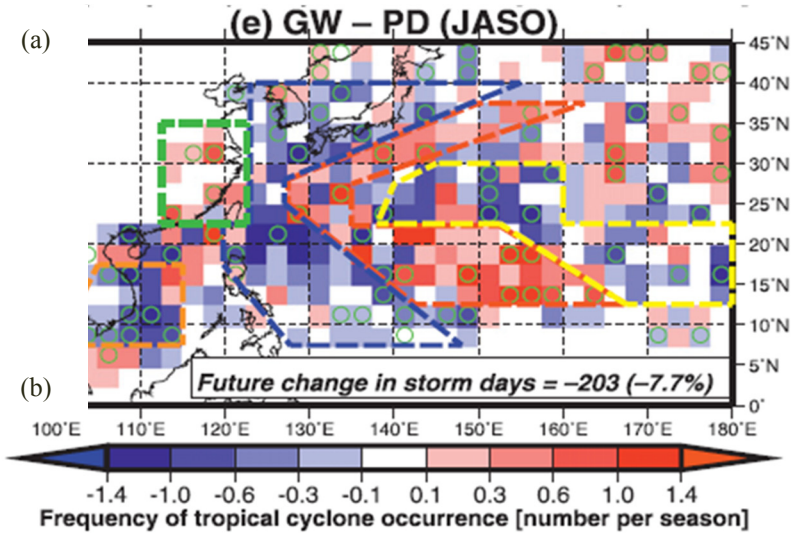


圖 4.27　RCP8.5 代表濃度途逕下，相對於 1986~2005 年，世紀末 (2081~2100 年) 熱帶氣旋潛在強度 (PI) 季節平均變化分布圖。上圖為 8~10 月平均；下圖為 1~3 月平均，此兩季節分別為兩半球歷史上熱帶氣旋最常發生季節。右上角數字為系集平均所採用模式數量。潛在強度計算以 Bister and Emanuel (1998) 的理論為基礎；利用月平均風場計算熱帶氣旋在地表的潛在最大風速 (單位：m s^{-1})。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 14.SM.2)

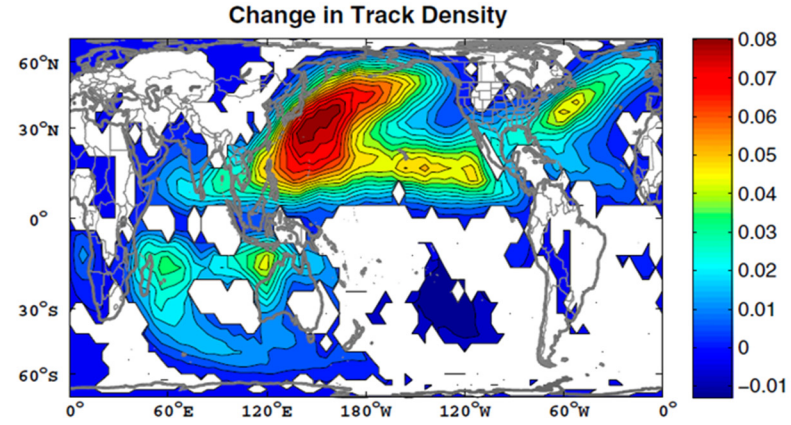
D. 颱風路徑

2007 年 IPCC AR4 發布後，部分研究嘗試推估西北太平洋區未來熱帶氣旋發生頻率與路徑的未來變化趨勢 (Yokoi and Takayabu 2009；Murakami *et al.*, 2011, 2014；Yokoi *et al.*, 2012；Mori *et al.*, 2013)；相關研究顯示，西北太平洋地區未來熱帶氣旋最活躍的區域有向東偏移的趨勢，導致現今熱帶氣旋發生頻率最高的地區 (臺灣東側) 將大幅減少 (圖 4.28a)。然而，Emanuel (2013) 採用動力降尺度法推估熱帶氣旋未來發生頻率的變化，卻得到與上述相反的結果 (圖 4.28b)。以上結果表示，熱帶氣旋的未來推估有很大的不確定性，預測結果與推估方法或與模式對於現今熱帶氣旋之模擬能力密切有

關 (Murakami and Sugi, 2010；Murakami *et al.*, 2014)。另外，部分研究發現熱帶氣旋活動的未來變化趨勢，與熱帶海溫未來變化之空間分布特徵 (Sugi *et al.*, 2009；Chauvin and Royer, 2011；Murakami *et al.*, 2011；Zhao and Held, 2012) 以及太平洋沃克環流減弱的趨勢 (Vecchi and Soden, 2007a) 密切關聯；也有研究指出西北太平洋區，熱帶氣旋生成與路徑變化，可能隨大氣 - 海洋模態 (modes) 的未來變化 (例如：聖嬰現象) 而調整。換言之，熱帶氣旋活動未來推估的可信度依賴模式重現這些大氣 - 海洋模態的能力 (e.g. Yokoi and Takayabu, 2009)。然而，科學界至今仍無法正確模擬現先熱帶氣旋生成頻率之時間與空間變異 (Walsh *et al.*, 2012)，且大氣 - 海洋模態 (modes) 的未來推估仍存在許多不確定性 (Christensen *et al.*, 2013)，熱帶氣旋活動未來變化趨勢仍存許多不確定性。



Murakami et al. 2011



Emanual et al. 2013

圖 4.28　21 世紀末熱帶氣旋發生路徑的變遷 (世紀末颱風路徑密度減去現今氣氣候颱風路徑。(a) 20km 高空間解析度全球模式推估 (Murakami *et al.*, 2011)；(b) 動力降尺度推估 (Emanual, 2013)。

4.7 結語

本章主要探討東亞季風的過去變遷，以及在溫室氣體增加情境下未來的變化趨勢。過去近百年的氣候變遷的重建，主要依賴古氣候以及觀測儀器；未來變化的推估主要根據 CMIP3 與 CMIP5 的模擬結果。

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。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。值得一提的，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 (Kwon *et al.*, 2005；Hong *et al.*, 2013) 有關。

根據 CMIP5 模擬推估，未來氣候在溫室氣體導致全球增暖影響下，東亞夏季季風肇始時間提前，結束時間延後，季風持續時間加長，季風環流增強，季風期間的降水總量明顯增加。至於冬季，季風環流與寒潮強度皆出現明顯減弱，未來冬季降水，從南中國海到日本地，沿著西南-東北走向出現較明顯的減弱。

颱風

歷史資料顯示全球熱帶氣旋發生動頻率沒有明顯變化，但不同洋盆發生頻率出現呈現年代際變化：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。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。

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。

參考文獻

汪良奇、陳淑華、劉平妹、李培芬、吳俊宗、林淑芬，2009：運用地理資訊系統分析臺灣化石花粉之氣候紀錄。中國地質學會九十八年年會暨學術研討會摘要集。

施能，1996：近 40 年東亞冬季風強度的多時間尺度變化特徵及其與氣候的關係。應用氣象學報，**7(2)**，175-182 頁。

劉平妹，2000：南海北緣井樣孢粉化石在第四紀古氣候之意義。臺灣之第四紀第八次研討會暨亞洲古環境變遷計畫成果發表會論文集，51-52 頁。

劉平妹、李政益，2006：從臺灣中部孢粉記錄看全新世中期的大暖與突冷事件。中國地質學會九十五年年會暨學術研討會摘要集。166 頁。.

劉平妹，2007：從孢粉組合看臺灣上次冰期的開始。臺灣地球科學聯合學術研討會摘要集。44 頁。

劉平妹、李政益、張秋蓮，2007：由湖沼沉積孢粉紀錄看兩千餘年來氣候變遷趨勢。Workshop on climatic and environmental changes in the East Asia since the Last 2000 years. Global Change Center, National Taiwan University. in prog. With Abst, p4.

蔡宜君、劉平妹、李德貴，2006：新疆博斯騰湖 8000 年以來之植被及古氣候變遷。中國地質學會九十五年年會暨學術研討會摘要集。245 頁。

蘇鴻傑，1984a：臺灣天然林氣候與植群型之研究(1)：氣候因子變異之分析。中華林學季刊，**17(3)**，1-14

蘇鴻傑，1984b：臺灣天然林氣候與植群型之研究(2)：山地植群帶與溫度梯度之關係。中華林學季刊，**17(4)**，57-73。

Allan, R. P., and B. J. Soden, 2008: Atmospheric warming and the amplification of precipitation extremes. *Science*, **321(5895)**, 1481-1484, doi:10.1126/science. 1160787.

An, Z.-S. 2000: The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quat. Sci. Rev.*, **19(2000)**, 171-187. doi:10.1016/S0277-3791(99)00060-8.

An, Z.-S., and L.G., Thompson, 1998: Paleoclimatic change of monsoonal China linked to global change. In: Galloway, J.N. (Ed.), *Proceedings of Global Change.* Cambridge University Press, London, pp. 18-41.

An, Z.-S., Kukla, G., S. C. Porter, and J.-L., Xiao, 1991b: Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130,000 years. *Quat. Res.*, **36(1)**, 29-36. doi:10.1016/0033- 5894(91)90015-W.

An, Z.-S, .S C. Porter, J. E. Kutzbach, X.-H. Wu, S.-M Wang, X.-D Liu, X.-Q Li, and W.-J Zhou, 2000: Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon. *Quat. Sci. Rev.*, **19**, 743-762. doi:10.1016/S0277-3791(99)00031-1.

An, Z.-S, S. C. Clemens, J. Shen, X. Qiang, Z. Jin, , Y. Sun, W. L. Prell, J. Luo, S. Wang, H. Xu, Y. Cai, W. Zhou, X. Liu, W. Liu, Z. Shi, L. Yan, X. Xiao, H. Chang, F. Wu, Ai, L., and F. Lu, 2011: Glacial-interglacial Indian summer monsoon dynamics. *Science*, **333**, 719-723. doi:10.1126/science.1203752.

Bister, M., and K. A. Emanuel, 1998: Dissipative heating and hurricane intensity. *Meteorol.*

Atmos. Phys., **65(3)**, 233-240. doi:10.1007/BF01030791.

Bender, M. A., T. R. Knutson, R. E. Tuleya, J. J. Sirutis, G. A. Vecchi, S. T. Garner, and I. M. Held, 2010: Modeled impact of anthropogenic warming on the frequency of intense Atlantic hurricanes. *Science*, **327(5964)**, 454-458. doi:10.1126/science.1180568.

Bengtsson, L., K. I. Hodges, M. Esch, N. Keenlyside, L. Kornblueh, J.-J. Luo, and T. Yamagata, 2007: How may tropical cyclones change in a warmer climate? *Tellus A*, **59(4)**, 539-561. doi:10.1111/j.1600-0870.2007.00251.x.

Bennartz, R., J. Fan, J. Rausch, L. Y. R. Leung, and A. K. Heidinger, 2011: Pollution from China increases cloud droplet number, suppresses rain over the East China Sea. *Geophys. Res. Lett*., **38**, L09704. doi: 10.1029/2011GL047235.

Boo, K. O., G. Martin, A. Sellar, C. Senior, and Y. H. Byun, 2011: Evaluating the East Asian monsoon simulation in climate models. *J. Geophys. Res.*, **116**, D01109. doi:10.1029/2010JD014737.

Braconnot P., B. Otto-Bliesner, S. Harrison, S. Joussaume, J.-Y. Peterchmitt, A. Abe-Ouchi, M. Crucifix, E. Driesschaert, Th. Fichefet, C. D. Hewitt, M. Kageyama, A. Kitoh, A. Laˆıne´, M.-F. Loutre, O. Marti, U. Merkel, G. Ramstein, P. Valdes, S. L. Weber, Y. Yu, and Y. Zhao, 2007: Results of PMIP2 coupled simulations of the mid-holocene and last glacial maximum - Part 1: Experiments and large-scale features. *Clim. Past*, **3(2)**, 261-277. doi:10.5194/cp-3-261-2007.

Callaghan, J., and S. B. Power, 2011: Variability and decline in the number of severe tropical cyclones making land-fall over eastern Australia since the late nineteenth century. *Clim. Dyn.*, **37(3)**, 647-662. doi:10.1007/s00382-010- 0883-2.

Camargo, S. J., 2013: Global and regional aspects of tropical cyclone activity in the CMIP5 models. *J. Climate*, **26(24)**, 9880-9902. doi:10.1175/JCLI-D-12- 00549.1.

Chan, J. C. L., and C. Y. Li, 2004: The East Asia winter monsoon. In *East Asian Monsoon*, C.-P. Chang (Ed.), World Scientific Publishing Co. Pet. Ltd., 54-106. doi:10.1142/9789812701411_0002.

Chan, J. C. L., and M. Xu, 2009: Inter-annual and inter-decadal variations of landfalling tropical cyclones in East Asia. Part I: time series analysis. *Int. J. Climatol.*, **29(9)**, 1285-1293. doi: 10.1002/joc.1782.

Chang, C. L., P. M.Liew, M. L.Hsieh, and C. Y. Lee, 2008: Pollen analysis of the recent 2600 years' sediments at the Liyu Lake, Central Taiwan. Int. Palynol. Conf., Bern, Germany.

Chang, C-P., and K. G. Lum, 1985: Tropical-Midlatitude Interactions over Asia and the Western Pacific Ocean during the 1983/84 Northern Winter. *Mon. Wea. Rev.*, **113(8)**, 1345-1358. doi:10.1175/1520-0493(1985)113<1345:TMIOAA>2.0.CO;2.

Chang, E. K. M., and Y. J. Guo, 2007: Is the number of North Atlantic tropical cyclones significantly underestimated prior to the availability of satellite observations? *Geophys. Res. Lett.*, **34**. L14801. doi:10.1029/2007GL030169.

Chang, C. P., Z. Wang, and H. Hendon, 2006: The Asian winter monsoon. *The Asian Monsoon*, B. Wang, (Ed.). Praxis, Berlin, 89-127.

Chauvin F, and Royer J-F, 2011: Role of the SST anomaly structures inresponse of cyclogenesis to global warming. In Elsner JB *et al.* (Eds) *Hurricanes and climate change, Vol 2.* Springer Science, Berlin. doi:10.1007/978-90-481- 9510-7_3.

Chen, B. C., Hsieh, M. L., Liew, P. M., 2005: Late quaternary denudation and rock uplift of the subbed, Lateritic hills surrounding Puli central Taiwan. AGU Fall meeting, USA.

Chen, C.-S., C.-Y. Lin, C.-C. Liu, P.-L. Lin, and W.-C. Chen, 2007: Statistics of heavy rainfall occurrences in Taiwan. *Wea. Forecasting*, **22**, 981-1002. doi:10.1175/ WAF1033.1.

Chen, W., Z. Jiang, L. Li, and P. Yiou, 2011: Simulation of regional climate change under the IPCC A2 scenario in southeast China. *Clim. Dyn.*, **36(3)**, 491-507. doi:10.1007/ s00382-010-0910-3

Christensen, J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr and P. Whetton, 2007: Regional Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Chung, E.-S., D. Yeomans, and B. J. Soden, 2010: An assessment of climate feedback processes using satellite observations of clear-sky OLR, *Geophys. Res. Lett.*, **37(2)**, L02702, doi:10.1029/2009GL041889.

Clemens, S. C., and W. L. Prell, 2003: A 350,000 year summer-monsoon mult-proxy stack from the Owen Ridge, Northern Arabian Sea. *Mar. Geol.*, **201(1-3)**, 35-51. doi:10.1016/S0025-3227(03)00207-X.

Clemens, S. C., Murray, D. W., Prell, W. L., 1996: Nonstationary Phase of the Plio-Pleistocene Asian Monsoon. *Science*, **274(52889)**, 943-948. doi:10.1126/science. 274.5289.943.

Dairaku, K., S. Emori, and T. Nozawa, 2008: Impacts of global warming on hydrological cycles in the Asian monsoon region. *Adv. Atmos. Sci.*, **25(6)**, 960-973. doi:10.1007/ s00376-008-0960-1

Deser C, A. S. Phillips, and Hurrell J.W., 2004: Pacific interdecadal climate variability: linkages between the tropics and the North Pacific during boreal winter since 1900. *J. Climate,* **17,** 3109-3124.

Ding, Y., and J. C. L. Chan, 2005: The East Asian summer monsoon: An overview. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **89(1)**, 117-142. doi: 10.1007/s00703-005-0125-z.

Ding, Y.-H., 1994: *Monsoon over China*. Kluwer Academic Pub., 419 pp.

Ding, Y., G. Ren, Z. Zhao, Y. Xu, Y. Luo, Q. Li, and J. Zhang, 2007: Detection, causes and projection of climate change over China: An overview of recent progress. *Adv. Atmos. Sci.*, **24(6)**, 954-971. doi:10.1007/s00376-007-0954-4.

Ding, Y., Z. Wang, and Y. Sun, 2008: Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I:

Observed evidences. *Int. J. Climatol*., **28(9)**, 1139-1161. doi: 10.1002/joc.1615.

Ding, Y., Y. Sun, Z. Wang, Y. Zhu, and Y. Song, 2009: Inter-decadal variation of the summer precipitation in China and its association with decreasing Asian summer monsoon Part II: Possible causes. *Int. J. Climatol*., **29(13)**, 1926-1944. doi: 10.1002/joc.1759.

Ding, Z., Z. Yu, N. W. Rutter, and T. Liu, 1994: Towards an orbital time scale for Chinese1oess deposits. *Quat. Sci. Rev*., **13(1)**, 39-70. doi:10.1016/0277-3791(94) 90124-4.

Duan, A., and G. Wu, 2008: Weakening trend in the atmospheric heat source overthe Tibetan Plateau during recent decades. Part I: Observations. *J. Clim*., **21**, 3149-3164. doi:10.1175/2007JCLI1912.1.

Emanuel, K. A., 1995: Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. *J. Atmos. Sci*., **52**, 3969-3976. doi:10.1175/1520-0469(1995)052<3969: SOTCTS>2.0.CO;2.

Emanuel, K., 2005: Increase destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature,* **436**, 686-688. doi:10.1038/nature03906.

Emanuel, K., 2007: Environmental Factors Affecting Tropical Cyclone Power Dissipation. *J. Clim.*, **20**, 5497-5509. doi: 10.1175/2007JCLI1571.1.

Emanuel, K., 2013: Downscaling CMIP5 climate models shows increased tropical cyclone activity over the 21st century. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **110(30)**, 12219- 12224. doi:10.1073/pnas.1301293110.

Emanuel, K., R. Sundararajan, and J. Williams, 2008: Hurricanes and global warming: Results from downscaling IPCC AR4 simulations. *Bull. Am. Meteorol. Soc*., **89**, 347-367. doi:10.1175/BAMS-89-3-347.

Emanuel, K., S. Solomon, D. Folini, S. Davis, and C. Cagnazzo, 2012: Influence of tropical tropopause layer cooling on Atlantic hurricane activity. *J. Clim*., **26(7)**, 2288-2301. doi:10.1175/JCLI-D-12-00242.1.

Endo, H., 2010: Long-term changes of seasonal progress in Baiu rainfall using 109 years (1901-2009) daily station data. *Sola*, **7**, 5-8. doi:10.2151/sola.2011-002.

Endo, H., 2012: Future changes of Yamase bringing unusually cold summers over northeastern Japan in CMIP3 multi-models. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **90A,** 123-136. doi:10.2151/jmsj.2012-A06.

England, M. H., S. McGregor, P. Spence, G. A. Meehl, A. Timmermann, W. Cai, A. S. Gupta, M. J. McPhaden, A. Purich, and A. Santoso, 2014: Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. *Nature Clim. Change*, **4**, 222-227. doi:10.1038/nclimate2106.

Gao, X., Y. Shi, and F. Giorgi, 2012a: A high resolution simulation of climate change over China. *Sci. China Earth Sci.*, **54**, 462-472. doi:10.1007/s11430-010- 4035-7.

Gao, X., Y. Shi, R. Song, F. Giorgi, Y. Wang, and D. Zhang, 2008: Reduction of future monsoon precipitation over China: Comparison between a high resolution RCM simulation and the driving GCM. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **100(1-4)**, 73-86.

doi:10.1007/s00703-008-0296-5.

Gong, D. Y. and S. W. Wang, 1999: Long-term variability of the Siberian High and the possible connection to global warming (in Chinese). *Acta Geogr. Sin.*, **54(2),** 125-133. doi:10.11821/xb199902004.

Gong, D. Y., and C. H. Ho, 2002: The Siberian High and climate change over middle to high latitude Asia. *Theor. Appl. Climatol.*, **72(1-2)**, 1-9. doi: 10.1007/ s007040200008.

Gray, W. M., 1979: Hurricanes: Their formation, structure, and likely role in the tropical circulation. *Meteorology over the Tropical Oceans*, Shaw, Ed., Royal Meteorological Society, 155-218.

Guo, Q, 1983: The index of East Asian summer monsoon and its variations. *Acta Geogr. Sin.*, **38(3)**, 207-216.

Guo, L., E. J. Highwood, L. C. Shaffrey, and A. G. Turner, 2013: The effect of regional changes in anthropogenic aerosols on rainfall of the East Asian Summer Monsoon. *Atmos. Chem. Phys*., **13**, 1521-1534. doi:10.5194/acp- 13-1521-201.

He, Y. T., W, H. Zhang. Z., Zhang, D., Yao, T., Chen, T., Shen, Y., Pang, H., 2004: Asynchronous Holocene climatic change across China: a review. *Quat. Res.*, **61(1)**, 52-63. doi:10.1016/j.yqres.2003.08.004.

Held, I. M., and M. Zhao, 2011: The response of tropical cyclone statistics to an increase in CO2 with fixed sea surface temperatures, *J. Clim*., **24**, 5353-5364. doi:10.1175/JCLI-D-11-00050.1.

Henderson, A. C. G., Holmes, J. A., Zhang, J. W., Leng, M. J., Carvalho, L. R., 2003: A carbon-and oxygen-isotope record of recent environmental change from Qinghai Lake, NE Tibetan Plateau. *Chinese Sci. Bull.*, **48(14)**, 1463-1468. doi:10.1360/02wd0272.

Holland, G. J., and P. J. Webster, 2007: Heightened tropical cyclone activity in the North Atlantic: Natural variability or climate trend? *Philos. Trans. R. Soc. A*, **365**, 2695-2716. doi:10.1098/rsta.2007.2083.

Hong, C.-C., H.-H. Hsu, H.-H. Chia, and J.-I. Wu, 2008: Decadal Relationship between the North Atlantic Oscillation and Cold Surges Frequency in Taiwan. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L24707. doi:10.1029/2008GL034766.

Hong, C.-C., and T. Li, 2009: The Extreme Cold Anomaly over Southeast Asia in February 2008: Roles of ISO and ENSO. *J. Climate,* **22,** 3786-3801. doi:10.1175/2009JCLI2864.1.

Hong, C.-C., H.-H. Hsu, and H.-H. Chia, 2009: A Study of the East Asian Cold Surges during 2004/05 Winter: The Impacts of East Asian Jet Stream and Subtropical Upper-level Rossby Wave Trains. *Terr. Atmos. Ocean Sci*., **20**, 333-343. doi:10.3319/TAO. 2008.02.04.01(A).

Hong, C.-C, Y.-K. Wu, T. Li, and C.-C. Chang, 2013: The climate regime shift over the Pacific during 1996/1997. *Clim. Dyn.*, **34**, 435-445. doi:10.1007/s00382- 013-1867-9.

Hong, C.-C., T.-C. Chang, and H.-H. Hsu, 2014a: Enhanced relationship between the tropical Atlantic SST and the summertime western North Pacific subtropical high after the

early 1980s. *J. Geophys. Res.*, **119**, 3715-3722. doi:10.1002/ 2013JD021394.

Hong, C.-C., M.-Y. Lee, H.-H. Hsu, N.-H. Lin, and B.-J. Tsuang, 2014b: Tropical SST forcing on the anomalous WNP subtropical high during July-August 2010 and the record-high SST in the tropical Atlantic. *Clim Dyn*, **45**, 633-650. doi:10.1007/s00382-014-2275-5.

Hori, M. E., D. Nohara, and H. L. Tanaka, 2007: Influence of Arctic Oscillation towards the Northern Hemisphere surface temperature variability under the global warming scenario. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **85(6)**, 847-859. doi: 10.2151/ jmsj.85.847.

Hsieh, M. L., Liew, P. M., 2001: Deglacial fan-delta sequence on the Tulan marine terrace, southeastern Taiwan, and its tectonic implication. Prog. With Abst. Intern. Meeting on both Sea-level changes and costal evolution and Neotectonics (INQUA). Taipei, P27.

Hu, Z. Z., 1997: Interdecadal variability of summer climate over East Asia and its association with 500 hPa height and global sea surface temperature. *J. Geophys. Res.*, **102(D16)**, 19403-19412. doi:10.1029/97JD01052.

Huang, G., K. M. Hu, and S. P. Xie, 2010: Strengthening of tropical Indian Ocean teleconnection to the northwest Pacific since the mid-1970s: An atmospheric GCM study. *J. Clim.*, **23**, 5294-5304. doi:10.1175/2010JCLI3577.1.

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

Iizumi, T., F. Uno, and M. Nishimori, 2012: Climate downscaling as a source of uncertainty in projecting local climate change impacts. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **90B**, 83-90. doi:10.2151/jmsj.2012-B07

Im, E. S., J. B. Ahn, W. T. Kwon, and F. Giorgi, 2008: Multi-decadal scenario simulation over Korea using a one-way double-nested regional climate model system. Part 2: Future climate projection (2021-2050). *Clim. Dyn.*, **30(2)**, 239-254. doi:10.1007/s00382-007-0282-5

Jeong, J.-H., and C.-H. Ho, 2005: Changes in occurrence of cold surges over East Asia in association with Artic oscillation. *Geophys. Res. Lett.,* **32,** L14704. doi:10.1029/2005/GL023024.

Ji, J. F., Shen, J., Balsam, W., Chen, J., Liu, L.W., Liu, X.Q., 2005: Asian monsoon oscillations in the northeastern Qinghai-Tibet Plateau since the late glacial as interpreted from visible reflectance of Qinghai Lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, **233**, 61-70.

Jiang, Y. L., and Z. Zhao, 2013: Maximum wind speed changes over China. *Acta Meteorol. Sin.*, **27**, 63-74.

Jiang, Z., J. Song, L. Li, W. Chen, Z. Wang, and J. Wang, 2011: Extreme climate events in China: IPCC-AR4 model evaluation and projection. *Clim. Change*, **110**, 385- 401.

Jouzel, J., V. Masson-Delmotte, O. Cattani, G. Dreyfus, S. Falourd, G. Hoffmann, B. Minster, J. Nouet, J. M. Barnola, J. Chappellaz, H. Fischer, J. C. Gallet, S. Johnsen, M. Leuenberger, L. Loulergue, D. Luethi, H. Oerter, F. Parrenin, G. Raisbeck, D. Raynaud, A. Schilt, J. Schwander, E. Selmo, R. Souchez, R. Spahni, B. Stauffer, J. P. Steffensen, B. Stenni, T. F. Stocker, J. L. Tison, M. erner, E. W. Wolff, 2007: Orbital

and millennial Antarctic climate variability over the last 800,000 years. *Science*, **317(5839)**, 793-796. doi: 10.1126/science.1141038.

Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471. doi:10.1175/1520-0477(1996)077 <0437:TNYRP>2.0.CO;2.

Kanada, S., M. Nakano, and T. Kato, 2010: Changes in mean atmospheric structures around Japan during July due to global warming in regional climate experiments using a cloud resolving model. *Hydrol. Res. Lett.*, **4**, 11-14. doi: 10.3178/HRL.4.11.

Kanada, S., M. Nakano, and T. Kato, 2012: Projections of future changes in precipitation and the vertical structure of the frontal zone during the Baiu season in the vicinity of Japan using a 5-km-mesh regional climate model. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **90A**, 65-86. doi:10.2151/jmsj.2012-A03.

Kang, L. H., Chen W. and Wei K., 2006: The interdecadal variation of winter temperature in China and its relation to the anomalies in atmospheric general circulation (in Chinese). *Climatic Environ. Res.,* **11(3),** 330-309.

Kitoh, A., and T. Uchiyama, 2006: Changes in onset and withdrawal of the East Asian summer rainy season by multi-model global warming experiments. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **84(2)**, 247-258. doi:10.2151/jmsj.84.247.

Kitoh, A., and S. Kusunoki, 2008: East Asian summer monsoon simulation by a 20-km mesh AGCM. *Clim. Dyn.*, **31(4)**, 389-401. doi:10.1007/s00382- 007-0285-2.

Kitoh, A., T. Ose, K. Kurihara, S. Kusunoki, M. Sugi, and KAKUSHIN Team-3 Modeling Group, 2009: Projection of changes in future weather extremes using super-high-resolution global and regional atmospheric models in the KAKUSHIN Program: Results of preliminary experiments. *Hydrol. Res. Lett.*, **3**, 49-53. doi:10.3178/HRL.3.49.

Knapp, K. R. and J. P. Kossin, 2007: A new global tropical cyclone data set from ISCCP B1 geostationary satellite observations. *J. Appl. Remote Sens.*, **1(1)**, 013505. doi:10.1117/1.2712816.

Knutson, T. R., J. J. Sirutis, S. T. Garner, I. M. Held, and R. E. Tuleya, 2007: Simulation of the recent multidecadal increase of Atlantic hurricane activity using an 18-km-grid regional model. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 1549-1565. doi:10.1175/BAMS-88-10-1549.

Knutson, T. R., J. L. McBride, J. Chan, K. Emanuel, G. Holland, C. Landsea, I. Held, J. P. CKossin, A.K. Srivastava, and M. Sugi, 2010: Tropical cyclones and climate cchange. *Nature Geos.*, **3(3)**, 157-163. doi:10.1038/ngeo779.

Knutson, T. R., J. J. Sirutis, G. A. Vecchi, S. Garner, M. Zhao, H.-S. Kim, M. Bender, R. E. Tuleya, I. M. Held, G. Villarini , 2013: Dynamical Downscaling Projections of Late 21st Century Atlantic Hurricane Activity: CMIP3 and CMIP5 Model-based Scenarios. *J. Clim.*, **26(17)**, 6591-6617. doi:10.1175/JCLI-D-12- 00539.1.

Kosaka, Y., and S-P. Xie, 2013: Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. *Nature*, **501,** 403-407. doi:10.1038/nature12534.

Kossin, J. P., K. R. Knapp, D. J. Vimont, R. J. Murnane, and B. A. Harper, 2007: A globally consistent reanalysis of hurricane variability and trends. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L04815. doi:10.1029/2006GL028836, 2007.

Kossin, James P., Timothy L. Olander, Kenneth R. Knapp, 2013: Trend Analysis with a New Global Record of Tropical Cyclone Intensity. *J. Climate*, **26**, 9960-9976. doi:10.1175/JCLI-D-13-00262.1.

Kripalani, R., J. Oh, and H. Chaudhari, 2007a: Response of the East Asian summer monsoon to doubled atmospheric CO_2: Coupled climate model simulations and projections under IPCC AR4. *Theor. Appl. Climatol.*, **87**, 1-28. doi:10.1007/s00704-006-0238-4.

Kubota, H., and J. C. L. Chan, 2009: Interdecadal variability of tropical cyclone landfall in the Philippines from 1902 to 2005. *Geophys. Res. Lett.*, **36(12)**, L12802. doi:10.1029/2009GL038108.

Kukla, G., 1987: Loess stratigraphy in central China. *Quat. Sci. Rev.*, **6(3),** 191-219. doi:10.1016/0277-3791(87)90004-7.

Kunkel, K. E., P. D. Bromirski, H. E. Brooks, T. Cavazos, A. V. Douglas, D. R. Easterling, K. A. Emanuel, P. Y. Groisman, G. J. Holland, T. R. Knutson, J. P. Kossin, P. D. Komar, D. H. Levinson, and R. L. Smith, 2008: Observed changes in weather and climate extremes. In: *Weather and Climate Extremes in a Changing Climate. Regions of Focus: North America, Hawaii, Caribbean, and U.S. Pacific Islands.* [Karl, T. R., G. A. Meehl, D. M. Christopher, S. J. Hassol, A. M. Waple, and W. L. Murray (Eds.)]. A Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research, Washington, DC, pp. 222.

Kuo, C. M., Liew, P. M., 2000: Vegetation history and climatic fluctuations based on pollen analysis of the Toushe peat bog, central Taiwan since the last glacial maximum. *J. Geol. Soc. China*, **43 (3)**, 372-392.

Kusunoki, S., and R. Mizuta, 2008: Future changes in the Baiu rain band projected by a 20-km mesh global atmospheric model: Sea surface temperature dependence. *Sola*, **4**, 85-88.

Kusunoki, S., and O. Arakawa, 2012: Change in the precipitation intensity of the East Asian summer monsoon projected by CMIP3 models. *Clim. Dyn.*, **38**, 2055-2072. doi:10.1007/s00382-011-1234-7.

Kutzbach, J. E., Liu, X., Liu, Z., Chen, G., 2008: Simulation of the evolutionary response of global summer monsoons to orbital forcing over the past 280,000 years. *Clim. Dyn.*, **30(6)**, 567-579. doi:10.1007/s00382-007-0308-z.

Kutzbach, J. E., Street-Perrott, F. A., 1985: Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 ka B.P *Nature*, **317**, 130-134. doi:10.1038/ 317130a0.

Kwon, M. H., J.-G. Jhun, B. Wang, S.-I. An, and J.-S. Kug, 2005: Decadal change in relationship between east Asian and WNP summer monsoons. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L16709. doi:10.1029/2005GL023026.

Landsea, C. W., 2007: Counting Atlantic tropical cyclones back to 1900. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **88(18)**, 197-202.

Landsea, C. W., B. A. Harper, K. Hoarau, and J. A. Knaff, 2006: Can we detect trends in extreme tropical cyclones? *Science*, **313(5786)**, 452-454. doi:10.1126/science.1128448.

Landsea, C. W., S. Feuer, A. Hagen, D. A. Glenn, J. Sims, R. Perez, M. Chenoweth, and N. Anderson, 2012: A reanalysis of the 1921-30 Atlantic Hurricane Database. *J. Clim.*, **25**, 865-885. doi:10.1175/JCLI-D-11-00026.1.

Lee, T.-C., K.-Y. Chan, H.-S. Chan, and M.-H. Kok, 2011: Projections of extreme rainfall in Hong Kong in the 21st century. *Acta Meteorol. Sin.*, **25**, 691-709.

Lee, J.-Y. Lee, B. Wang, K.-H. Seo, J.-S. Kug, Y.-S. Choi, Y. Kosaka, and K.-J. Ha, 2014: Future Change of Northern Hemisphere Summer Tropical-Extratropical Teleconnection in CMIP5 Models. *J. Clim.*, **27(10)**, 3643-3664. doi:10.1175/JCLI-D-13-00261.1.

Lei, Y., B. Hoskins, and J. Slingo, 2011: Exploring the interplay between natural decadal variability and anthropogenic climate change in summer rainfall over China. Part I: Observational evidence. *J. Clim*., **24**, 4584-4599. doi:10.1175/ 2010JCLI3794.1

Li, G., B. H. Ren, C. Y. Yang, and J. Q. Zheng, 2010a: Indices of El Niño and El Niño Modoki: An improved El Niño Modoki index. *Adv. Atmos. Sci*., **27(5)**, 1210-1220. doi:10.1007/s00376-010-9173-5

Li, B., and T. J. Zhou, 2011: El Niño - Southern Oscillation-related principal interannual variability modes of early and late summer rainfall over East Asia in sea surface temperature-driven atmospheric general circulation model simulations. *J. Geophys. Res.*, **116**, D14118. doi:10.1029/2011JD015691.

Li, H., A. Dai, T. Zhou, and J. Lu, 2010b: Responses of East Asian summer monsoon to historical SST and atmospheric forcing during 1950-2000. *Clim. Dyn.*, **34**, 501-514. doi:10.1007/s00382-008-0482-7.

Li, H. M., L. Feng, and T. J. Zhou, 2011b: Multi-model projection of July-August climate extreme changes over China under CO_2 doubling. Part I: precipitation. *Adv. Atmos. Sci.*, **28(2)**, 433-447. doi: 10.1007/s00376-010-0013-4.

Li, J., R. Yu, W. Yuan, and H. Chen, 2011a: Changes in duration-related characteristics of late-summer precipitation over eastern China in the past 40 years. *J. Clim*. **24**, 5683-5690. doi:10.1175/JCLI-D-11-00009.1.

Liew, P. M., M. L. Hsieh, and B. H. Shyu, 2004: An overview of coastal development in a Young Mountain Belt-Taiwan. *Quat. Int.*, **115-116**, 39-45. doi:10.1016/S1040-6182(03)00095-8.

Lin, J. L., K. M. Weickman, G. N. Kiladis, B. E. Mapes, S. D. Schubert, M. J. Suarez, J. T. Bacmeister, and M.-I Lee, 2008a: Subseasonal variability associated with Asian summer monsoon simulated by 14 IPCC AR4 coupled GCMs. *J. Clim.*, **21**, 4541-4567. doi:10.1175/2008JCLI1816.1.

Lister, G.S., Kelts, K., Chen, K.Z., Yu, J.Q., Niessen, F., 1991: Lake Qinghai, China:

closed-basin lake levels and the oxygen isotope record for Ostracoda since the latest Pleistocene. *Palaeogeogr. Palaeocl.*, **84**, 141-162. doi:10.1016/0031-0182(91) 90041-O.

Liu, B., M. Xu, and M. Henderson, 2011: Where have all the showers gone? Regional declines in light precipitation events in China, 1960-2000. *Int. J. Climatol*., **31**, 1177-1191. doi: 10.1002/joc.2144.

Liu, H. W., T. J. Zhou, Y. X. Zhu, and Y. H. Lin, 2012a: The strengthening East Asia summer monsoon since the early 1990s. *Chinese Sci. Bull.*, **57**, 1553- 1558. doi:10.1007/ s11434-012-4991-8.

Lo, T.-T., and H.-H. Hsu, 2010: Change in dominant decadal models and the late 1980s abrupt warming in the extratropical northern hemisphere. *Atmos. Sci. Lett*., **11(3)**, 210-215. doi:10.1002/asl.275.

Lu, R., and Y. Fu, 2010: Intensification of East Asian summer rainfall interannual variability in the twenty-first century simulated by 12 CMIP3 coupled models. *J. Clim.*, **23**, 3316-3331. doi:10.1175/2009JCLI3130.1.

Mann, M. E., T. A. Sabbatelli, and U. Neu, 2007a: Evidence for a modest undercount bias in early historical Atlantic tropical cyclone counts. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L22707. doi:10.1029/2007GL031781.

Mann, M. E., K. A. Emanual, G. J. Holland, and P. J. Webster, 2007b: Atlantic tropical cyclones revisited. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **88(36)**, 349-350. doi:10.1029/ 2007EO360002.

Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C., Shackleton, N. J., 1987: Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000 year chrono-stratigraphy. *Quat. Res.,* **27**, 1-29. doi:10.1016/0033-5894(87)90046-9.

Maue, R. N., 2009: Northern Hemisphere tropical cyclone activity. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L05805. doi:10.1029/2008GL035946.

Maue, R. N., 2011: Recent historically low global tropical cyclone activity. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L14803. doi:10.1029/ 2011GL047711.

McManus, J.F., Bond, G.C., Broecker, W.S., Johnsen, S., Labeyrie, L., Higgins, S., 1994: High-resolution climate records from the North Atlantic during the last interglacial. *Nature*, **371**, 326-329. doi:10.1038/371326a0.

Mori, N., T. Shimura, T. Yasuda and H. Mase, 2013: Multi-model climate projections of ocean surface variables under different climate scenarios -Future change of waves, sea level and wind, *Ocean Eng.*, **71**, 122-129. doi:10.1016/j.oceaneng. 2013.02.016.

Murakami, H., R. Mizuta, and E. Shindo, 2012: Future changes in tropical cyclone activity projected by multi and multi-SST ensemble experiments using the 60-km-mesh MRI-AGCM. *Clim. Dyn*., **39**, 2569-2584. doi:10.1007/ s00382- 011-1223-x.

Murakami, H., B. Wang, and A. Kitoh, 2011: Future Change of Western North Pacific Typhoons: Projections by a 20-km-Mesh Global Atmospheric Model. *J. Climate*, **24**, 1154-1169. doi:10.1175/2010JCLI3723.1.

Murakami, H., P. Hsu, O. Arakawa, and T. Li, 2014: Influence of model biases on projected future changes in tropical cyclone frequency of occurrence. *J. Climate*., **27(5)**, 2159-2181. doi:10.1175/JCLI-D-13-00436.1.

Murakami H., M. Sugi, 2010: Effect of model resolution on tropical cyclone climate projections. *SOLA*, **6**, 73-76. doi:10.2151/sola.2010-019.

Murakami, H., Y. Wang, M. Sugi, H. Yoshimura, R. Mizuta, E. Shindo, Y. Adachi, S. Yukimoto, M. Hosaka, A. Kitoh, T. Ose, and S. Kusunoki, 2012: Future changes in tropical cyclone activity projected by the new high-resolution MRI-AGCM. *J. Clim*, **25**, 3237-3260. doi:10.1175/JCLI-D-11-00415.1.

Newman M., 2007: Interannual to decadal predictability of tropical and North Pacific sea surface temperatures. *J. Clim.*, **20,** 2333-2356. doi:10.1175/ JCLI4165.1.

Ninomiya, K., 2012: Characteristics of intense rainfalls over southwestern Japan in the Baiu season in the CMIP3 20th century simulation and 21st century projection. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **90A**, 327-338. doi:10.2151/jmsj.2012-A18.

Oouchi, K., J. Yoshimura, H. Yoshimura, R. Mizuta, S. Kusunoki, and A. Noda, 2006: Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **84(2)**, 259-276. doi: 10.2151/jmsj.84.259.

Pollard, D., and DeConto, R.M., 2009: Modelling West Antarctic ice sheet growth and collapse through the past five million years. *Nature*, **458(7236)**, 329-332. doi:10.1038/ nature07809.

Qian, Y., D. Gong, J. Fan, L. R. Leung, R. Bennartz, D. Chen, and W. Wang, 2009: Heavy pollution suppresses light rain in China: Observations and modeling. *J. Geophys. Res*, **114**, D00K02. doi:10.1029/2008JD011575.

Randall, D. A., Wood RA, Bony S, Colman R, Fichefet T, Fyfe J, Kattsov V, Pitman A, Shukla J, Srinivasan J, Stouffer RJ, Sumi A, Taylor KE, 2007: Climate models and their evaluation. In: *Climate change 2007: The Physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S, *et al.*, (Eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Ramage, C. S., 1952: Diurnal Variatoin of Summer Rainfall over East China, Korea and Japan. *J. Meteor.*, **9**, 83-86. doi:10.1175/1520-0469(1952)009<0083:DVOSRO> 2.0.CO;2.

Rea, D.K., Snoeckx, H., Joseph, L.H., 1998: Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asia drying, Tibetan Uplift, and cooling of the Northern Hemisphere. *Paleoceanography*, **13(3)**, 215-224.

Ruddiman, W. F., Kutzbach, J. E., 1989: Forcing of late Cenozoic Northern Hemisphere climate by Plateau uplift in southern Asia and the America West. *J. Geophys. Res.*, **94(D15)**, 18409-18427. doi:10.1029/JD094iD15p18409.

Sampe, T., and S.-P. Xie, 2010: Large-scale dynamics of the Meiyu-Baiu rainband: Environmental forcing by the westerly jet. *J. Climate*, **23(1)**, 113-134. doi:10.1175/ 2009JCLI3128.1.

Seneviratne, S. I., N. Nicholls, D. Easterling, C. M. Goodess, S. Kanae, J. Kossin, Y. Luo, J. Marengo, K. McInnes, M. Rahimi, M. Reichstein, A. Sorteberg, C. Vera, and X. Zhang, 2012: Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. In: *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*. [Field, C. B., V. Barros, T. F. Stocker, D. Qin, D. J. Dokken, K. L. Ebi, M. D. Mastrandrea, K. J. Mach, G.-K. Plattner, S. K. Allen, M. Tignor, and P. M. Midgley (Eds.)]. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, pp. 109-230.

Shackleton, N. J., Hall, M. A., Pate, D., 1995: Pliocene stable isotope stratigraphy of site 846. In: Pisias, N. G., Mayer, L. A., Janecek, T. R., Palmer-Julson, A., van Andel, T. H. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **138**, 337-355.

Shao, X. M, Huang, L., Liu, H. B., Liang, E. Y., Fang, X. Q., Wang, L. L., 2005: Rconstruction of precipitation variation from tree rings in recent 1000 years in Delingha, Qinghai. *Sci. China Ser. D*, **48 (7)**, 939-949.

Shen, J., Liu, X. Q., Wang, S. M., Matsumoto, R., 2005: Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18,000 years. *Quaternary International*, **136(1)**, 131-140. doi:10.1016/j.quaint.2004.11.014.

Sperber, K. R., H. Annamalai, I.-S. Kang, A. Kitoh, A. Moise, A. Turner, B. Wang, T. Zhou, 2013: The Asian summer monsoon: An intercomparison of CMIP5 vs. CMIP3 simulations of the late 20th century. *Clim. Dyn.*, **41**, 2711-2744. doi:10.1007/s00382-012-1607-6.

Sugi, M., H. Murakami, and J. Yoshimura, 2009: A reduction in global tropical cyclone frequency due to global warming. *Sola*, **5**, 164-167. doi:10.2151/ sola.2009-042.

Sugi, M., and J. Yoshimura, 2012: Decreasing trend of tropical cyclone frequency in 228-year high-resolution AGCM simulations. *Geophys. Res. Lett*., **39**, L19805. doi:10.1029/2012GL053360.

Sugi, M., H. Murakami, J. Yoshimura, 2012: On the mechanism of tropical cyclone frequency change due to global warming. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **90A**, 397-408. doi:10.2151/jmsj.2012-A24.

Sui, C.-H., P.-H. Chung, and T. Li, 2007: Interannual and interdecadal variability of the summertime western North Pacific subtropical high. *Geophys. Res. Lett*, **34**, L11701. doi:10.1029/2006GL029204.

Sun, D. H., J. Shaw, Z.-S. An, M.-Y. Cheng, L.-P. Yue, 1998: Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of a continuous 7.2Ma Late Cenozoic eolian sediments from the Chinese Loess Plateau.*Geophys. Res. Lett.*, **25(1)**, 85-88. doi:10.1029/97GL03353.

Sun, Y., and Y. H. Ding, 2010: A projection of future changes in summer precipitation and monsoon in East Asia. *SCI. CHINA Earth Sci.*, **53(2)**, 284-300. doi:10.1007/s11430-009-0123-y.

Tomas, R. A., and P. J. Webster, 1997: The role of inertial instability in determining the

location and strength of near-equatorial convection. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **123**, 1145-1482. doi:10.1002/qj.49712354202.

Trenberth, K. E., J. Fasullo, and L. Smith, 2005: Trends and variability in column integrated atmospheric water vapor. *Clim. Dyn*., **24**, 741-758. doi:10.1007/ s00382-005-0017-4.

Trenberth, K. E, Smith L, Qian T, Dai A, and Fasullo J., 2007: Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data. *J Hydrometeor.*, **8**, 758-769. doi:10.1175/JHM600.1

Trenberth, K. E. and J. T. Fasullo, 2013: An apparent hiatus in global warming? *Earth's Future*, **1,** 19-32. doi:10.1002/2013EF000165.

Vecchi, G. A., and B. J. Soden, 2007a: Increased tropical Atlantic wind shear in model projections of global warming. *Geophys. Res. Lett*., **34**, L08702. doi:10.1029/ 2006GL028905.

Vecchi, G. A., and T. R. Knutson, 2008: On estimates of historical north Atlantic tropical cyclone activity. *J. Clim.*, **21**, 3580-3600. doi:10.1175/2008JCLI2178.1.

Vecchi, G. A., and T. R. Knutson, 2011: Estimating annual numbers of Atlantic hurricanes missing from the HURDAT database (1878-1965) using ship track density. *J. Clim.*, **24**, 1736-1746. doi:10.1175/2010JCLI3810.1.

Walsh, K. J. E., K. L. McInnes and J. L. McBride, 2012: Climate change impacts on tropical cyclones and extreme sea levels in the South Pacific - A regionalassessment. *Glob. Planet. Chang.*, **80-81**, 149-164. doi:10.1016/ j.gloplacha.2011.10.006.

Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J. Clim.*, **13**, 1517-1536. doi:10.1175/1520-0442(2000)013 <1517:PEATHD>2.0.CO;2.

Wang, B. and LinHo, 2002: Rainy seasons of the Asian-Pacific monsoon. *J. Clim.*, **15**, 386-398. doi:10.1175/1520-0442(2002)015<0386:RSOTAP>2.0.CO;2.

Wang, B., Q. Ding, and J. Jhun, 2006: Trends in Seoul (1778-2004) summer precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L15803. doi:10.1029/2006GL026418.

Wang, B., Z.-W. Wu, J.-P. Li, J. Liu, C. P. Chang, Y. H. Ding, and G. X. Wu, 2008: How to measure the strength of the East Asian summer monsoon. *J. Clim.*, **21**, 4449-4462. doi: 10.1175/2008JCLI2183.1.

Wang, B., S.-Y. Yim, J.-Y. Lee, J. Liu, and K.-J. Ha, 2014: Future change of Asian-Australian monsoon under RCP4.5 anthropogenic warming scenario. *Climate Dyn*., **42**, 83-100. doi:10.1007/s00382-013-1769-x.

Wang, H., 2001: The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's. *Adv. Atmos. Sci.*, **18(3)**, 376-386. doi: 10.1007/BF02919316.

Wang, Sh. W., Gong, D. Y., Zhu, J. H., 2001: Twentieth century climatic warming in China in the context of the Holocene. *The Holocene*, **11(3)**, 313-321. doi:10.1191/ 095968301673172698.

Webster, P. J., 1987: The Elementary Monsoon. *Monsoons*. J, Wiley Co., (Eds., Fein and Stephens), 3-32.

Webster P., and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Q. J. R. Meteorol. Soc.,* **118(507)**, 877-926. doi:10.1002/qj.49711850705.

Webster, P. J., and J. Fasullo, 2003: Monsoon: Dynamical Theory. In *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*. J. Holton and J. A. Curry (Eds.). Academic Press, pp. 1370-1385. doi:10.1016/B0-12-227090-8/00236-0.

Webster, P. J., G. J. Holland, J. A. Curry, and H. R. Chang, 2005: Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, **309(5742)**, 1844-1846. doi:10.1126/science.1116448.

Wu, B. G. and J. Wang, 2002: Winter Arctic oscillation, Siberian high and East Asia 261 winter monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **29(19)**, 1987. doi:10.1029/ 2002GL015373.

Wu, B., T. Li, and T. Zhou, 2010: Relative contributions of the Indian Ocean and local SST anomalies to the maintenance of the western North Pacific anomalous anticyclone during the El Niño decaying summer. *J. Clim.*, **23**, 2974-2986. doi:10.1175/ 2010JCLI3300.1.

Xie, S. P., Y. Du, G. Huang, X. T. Zheng, H. Tokinaga, K. M. Hu, and Q. Y. Liu, 2010: Decadal shift in El Niño Influences on Indo-Western Pacific and East Asian Climate in the 1970s. *J. Clim.*, **23**, 3352-3368. doi:10.1175/ 2010JCLI3429.1.

Xu, H., Ai, L., Tan, L.C., An, Z.S., 2006: Stable isotope in bulk carbonates and organic matter in recent sediments of Lake Qinghai and their climate implications. *Chemical Geology*, **235**, 262-275.

Xu, H., Hong, Y. T., Lin, Q. H., Zhu, Y. X., Hong, B., Jiang, H. B., 2006b: Temperature responses to quasi-100-yr solar variability during the past 6000 years based on δ18O of peat cellulose in during the past 6000 years based on $\delta^{18}O$ of peat cellulose in Hongyuan, eastern Qinghai-Tibet Plateau, China. Paleogeography, Palaeoclimatology, *Palaeoecology*, **230**, 155-164.

Xu, M., C.-P. Chang, C. Fu, Y. Qi, A. Robock, D. Robinson, and H. Zhang, 2006: Steady decline of east Asian monsoon winds, 1969-2000: Evidence from direct ground measurements of wind speed, *J. Geophys. Res.*, **111**, D24111.

Yao, T.D, Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Yang, Z., Zhang, X., Lin, P.N., 1996: Climatological significance of $\delta^{18}O$ in north Tibetan ice cores. Journal of *Geophysical Research*, **101**, 29513-29537.

Yokoi, S., and Y. N. Takayabu, 2009: Multi-model projection of global warming impact on tropical cyclone genesis frequency over the western North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87(3)**, 525-538. doi:10.2151/jmsj.87.525.

Yokoi, S., C. Takahashi, K. Yasunaga, and R. Shirooka, 2012: Multi-model projection of tropical cyclone genesis frequency over the Western North Pacific: CMIP5 results. *SOLA,* **8,** 137-140. doi:10.2151/sola.2012-034.

Yu, J. Q., Kelts, K. R., 2002: Abrupt changes in climatic conditions across the Late-glacial / Holocene transition on the N.E. Tibet-Qinghai Plateau: evidence from Lake Qinghai China. *J. Paleolimnol.*, **28**, 195-206. doi:10.1023/ A:1021635715857.

Yu, R. C., B. Wang, and T. J. Zhou, 2004: Tropospheric cooling and summer monsoon

weakening trend over East Asia. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L22212. doi:10.1029/2004GL021270.

Yu, R. C., and T. J. Zhou, 2007: Seasonality and Three-Dimensional Structure of Interdecadal Change in the East Asian Monsoon. *J. Clim.*, **20**, 5344-5355. doi:10.1175/2007JCLI1559.1.

Yu, R., J. Li, W. Yuan, and H. Chen, 2010: Changes in characteristics of late-summer precipitation over eastern China in the past 40 years revealed by hourly precipitation data. *J. Clim*., **23**, 3390-3396. doi: 10.1175/2010JCLI3454.1.

Zhai P.-M., X.-B. Zhang, H. Wang, and X.-H. Pan, 2005: Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China. *J Clim*, **18**, 1096-1108. doi:10.1175/JCLI-3318.1.

Zhang, L. X., and T. J. Zhou, 2011: An assessment of monsoon precipitation changes during 1901-2001. *Clim. Dyn.*, **37**, 279-296. doi:10.1007/s00382-011-0993-5.

Zhang, S., and B. Wang, 2008: Global summer monsoon rainy seasons. *Int. J. Climatol.*, **28(12)**, 1563-1578. doi:10.1002/joc.1659.

Zhang, X. Y., R. Arimoto, Z.S. An, 1997: Dust emission from Chinese desert sources linked to variations in atmospheric circulation. *J. Geophys. Res.*, **102(D23)**, 28041-28047. doi:10.1029/97JD02300.

Zhang, Y. C., X. Y. Kuang, W. D. Guo, and T. J. Zhou, 2006: Seasonal evolution of the upper-tropospheric westerly jet core over East Asia. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L11708. doi:10.1029/2006GL026377.

Zhao, M., and I. M. Held, 2012: TC-permitting GCM simulations of hurricane frequency response to sea surface temperature anomalies projected for the late twentyfirst century. *J. Clim*., **25**, 2995-3009. doi:10.1175/JCLI-D-11-00313.1.

Zhao, M., I. M. Held, S.-J. Lin, and G. A. Vecchi, 2009: Simulations of global hurricane climatology, interannual variability, and response to global warming using a 50-km resolution GCM. *J. Clim*., **22**, 6653-6678. doi:10.1175/ 2009JCLI3049.1.

Zhou, T. J., and R. C. Yu, 2005: Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **110**, D08104, doi:10.1029/2004JD005413.

Zhou, T. J., R. Yu, H. Li, and B. Wang, 2008: Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half-century. *J. Clim.*, **21**, 3833-3852. doi:10.1175/2008JCLI2067.1.

Zhou, T. J., and J. Zhang, 2009: Harmonious inter-decadal changes of July-August upper tropospheric temperature across the North Atlantic, Eurasian continent, and North Pacific. *Adv. Atmos. Sci.*, **26(4)**, 656-665. doi:10.1007/s00376-009- 9020-8.

Zhou, T. J., R. Yu, J. Zhang, H. Drange, C. Cassou, C. Deser, D. L. R. Hodson, E. Sanchez-Gomez, J. Li, N. Keenlyside, X. Xin, and Y. Okumura, 2009a: Why the Western Pacific Subtropical High Has Extended Westward since the Late 1970s. *J. Climate*, **22**, 2199-2215. doi:10.1175/2008JCLI2527.1.

Zhou, T. J., D. Y. Gong, J. Li, and B. Li, 2009b: Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian Summer Monsoon—Recent progress and state of affairs. *Meteorol. Z.*, **18(4)**, 455-467. doi:10.1127/0941-2948/2009/ 0396.

Zhou, T. J., and L. W. Zou, 2010: Understanding the predictability of East Asian summer monsoon from the reproduction of land-sea thermal contrast change in AMIP-type simulation. *J. Clim.*, **23**, 6009-6026. doi:10.1175/2010JCLI3546.1.

Zhu, C., B. Wang, W. Qian, and B. Zhang, 2012: Recent weakening of northern East Asian summer monsoon: A possible response to global warming. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L09701. doi:10.1029/2012GL051155.

常見問題

問題 4.1 冬季東北季風是否受到全球暖化的影響減弱？相反的，夏季西南氣流以及降水會變得更強嗎?

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冬季季風的變化。1901~2010 年西伯利亞高壓呈現明顯的線性減弱趨勢，約以每百年減弱 3~5hPa 的速度減弱 (圖 F4.1a)，西伯利亞高壓減弱的地區與冬季地表溫度增暖的地區相當一致，表示全球暖化確實與西伯利亞高壓減弱有密切的關聯；受到西伯利亞高壓減弱的影響，東北季風出現減弱趨勢。除了長期減弱趨勢，西伯利亞高壓也呈現年代際變化，1960-1970 偏強，1980s 偏弱，但 1990s 之後又出現轉強。其中，1990s 之後的轉強化無法用全球暖化解釋，較可能是海洋 - 大氣系統的年代際化造成。

相較於冬季季風，東亞夏季季風的變遷較為複雜，雖然過去百年夏季季風環流呈現線性減弱趨勢，但降水總量並未伴隨季風環流減弱而出現長期減弱趨勢，而是呈現年代際變化，在 1950s-1970s 偏多，1980s 之後出現偏少。雖然夏季降水總量無長期變遷趨勢，但夏季季風降水的位置卻出現顯著的改變：雨帶往南偏移，華南增多，華北減少，出現南澇北旱的現象 (圖 F4.1b)。研究顯示，東亞夏季季風以及降水過去半世紀(1950-2010)的減弱趨勢主要是太平洋年代際變化引起之海溫變化造成，溫室氣體增加的影響不明顯；伴隨東亞夏季季風減弱，東亞大尺度環境場較明顯變化包括：850hPa 西南氣流減弱、太平洋副高往西延伸以及南亞高壓東西向的擴張。

至於未來推估，根據 CMIP5 模擬，未來氣候在溫室氣體導致全球增暖影響下，東亞夏季季風肇始時間提前，結束時間延後，季風持續時間加長，季風環流增強，季風期間的降水總量明顯增加 (圖 F4.1c)。至於冬季，季風環流減弱，寒潮發生頻率明顯減少；RCP8.5 未來氣候模擬顯示，21 世紀末，台灣與日本之間的海平面氣壓出現高壓距平，受到此高壓距平影響，冬季降水從南中國海到日本地區，沿著西南-東北走向出現明顯減弱趨勢 (圖 F4.1d)；受到此高壓距平引起的環流距平影響，台灣與華南地區出現顯著的東風距平。

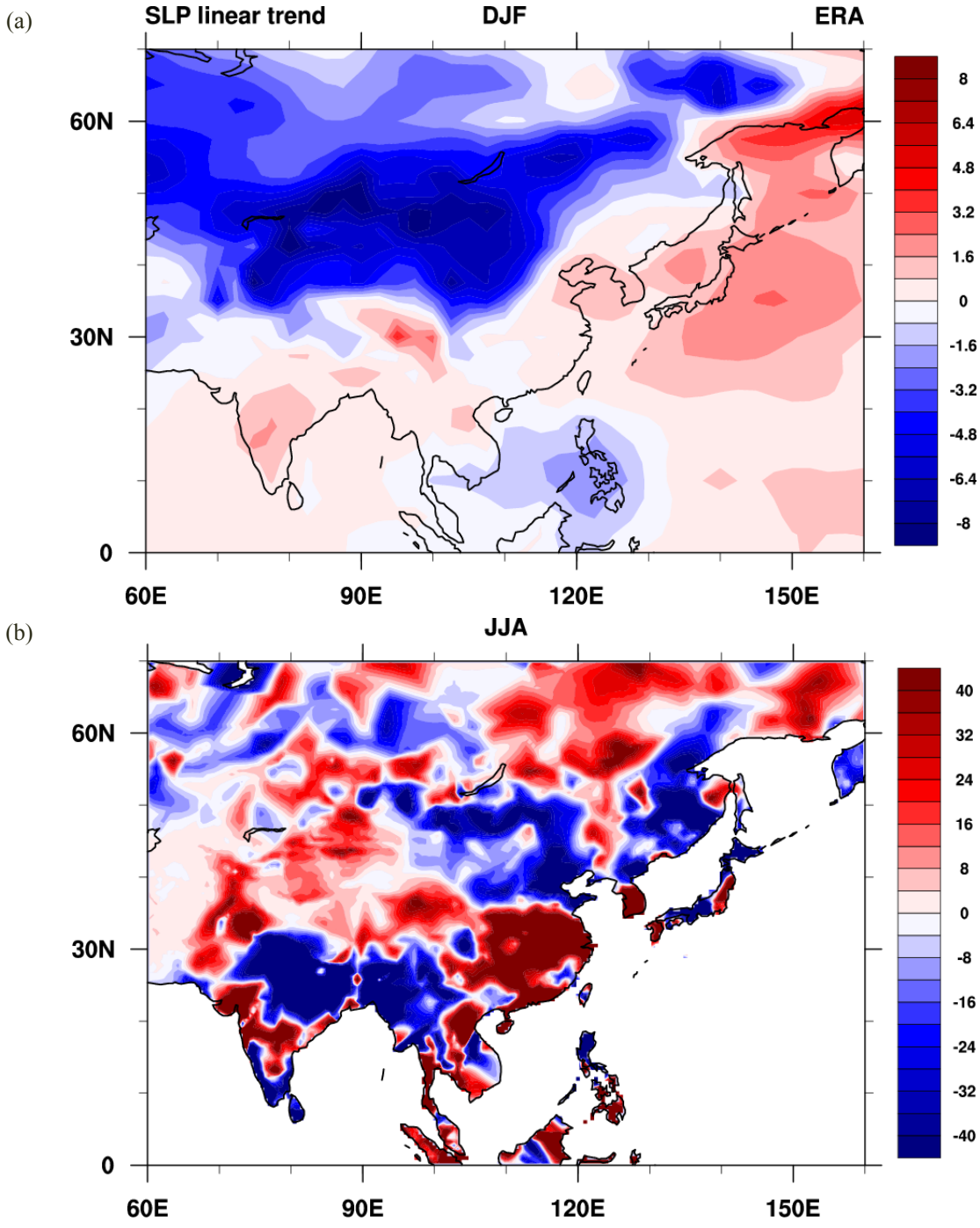


圖 F4.1 (a) 以 ERA40 觀測資料 (1958-2010) 推估東亞地區冬季 (DJF) 海平面氣壓過去百年的長期變遷趨勢，圖中顯示西伯利亞高壓過去百年約減弱 3~5hPa。(b) 以 CRU 觀測資料 (1901-2010) 推估東亞地區夏季 (JJA) 降水過去百年的長期變化趨勢。圖中顯示，華南與華中地區出現降水增多，但華北則出現降水減少趨勢，東亞夏季季風降水出現南澇北旱結構，整個東亞地區夏季季風降水並未呈現明顯增多或減少趨勢。(資料來源 TCCIP 計畫)

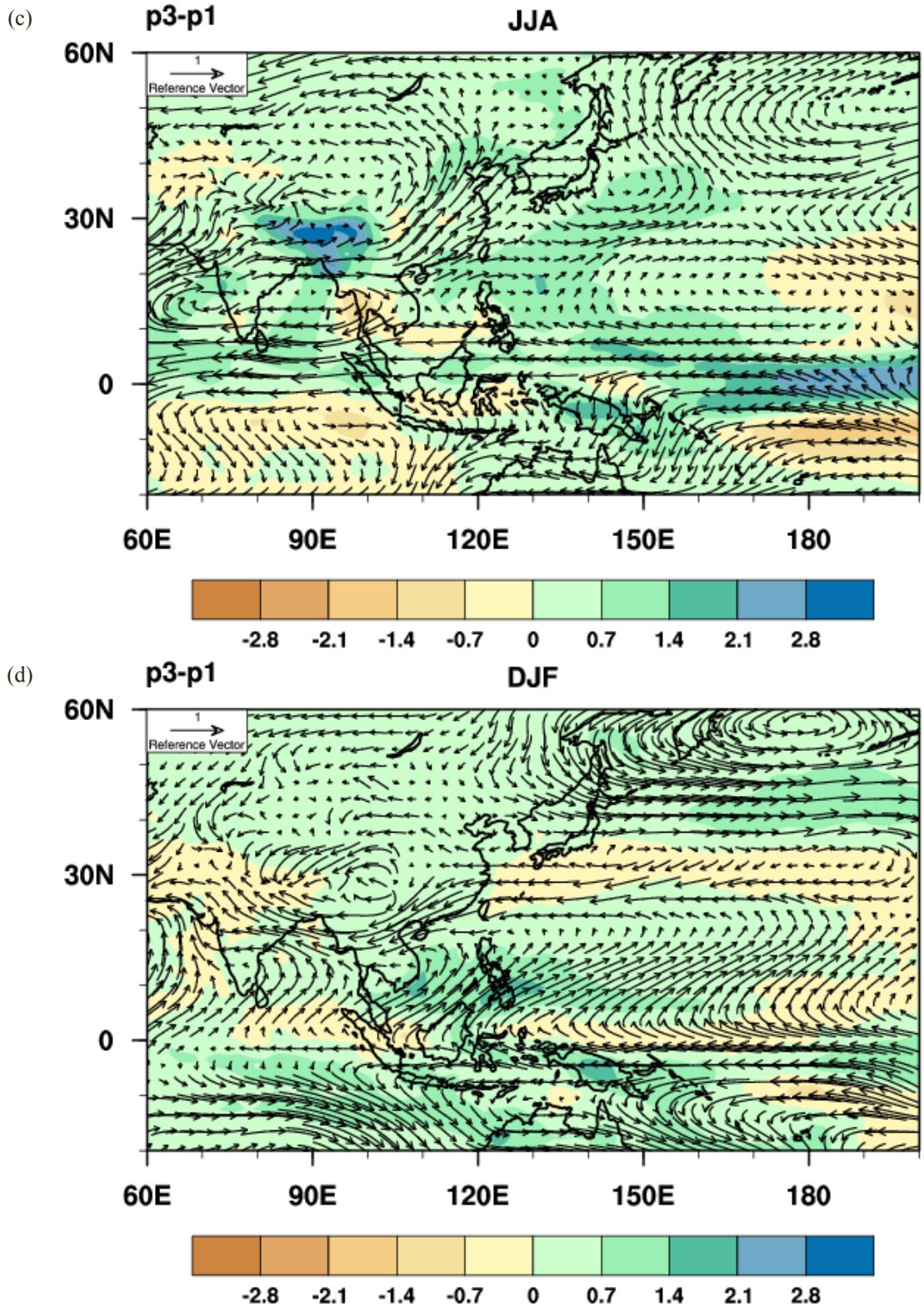


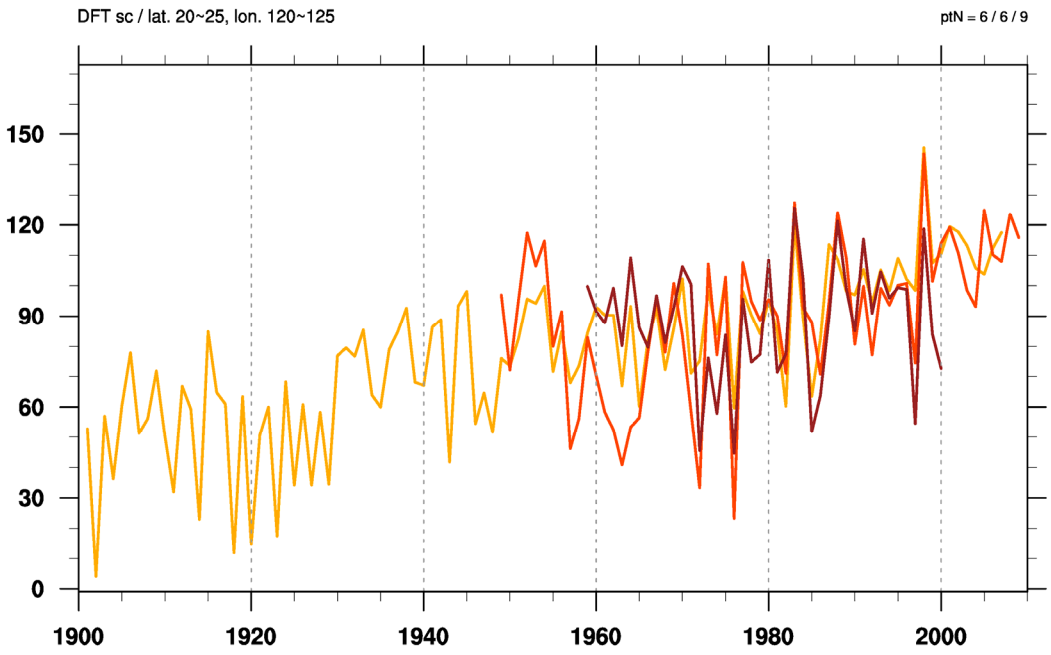
圖 F4.1 (c) 夏季 (6~8 月) 和 (d) 冬季 (12~2 月) 降水以及 850hPa 風場遠未來的變遷 (2080~2099 年平均減去 1986~2005 年平均)。圖為 CMIP5 RCP8.5 代表濃度途逕 25 個模式平均。(資料來源 TCCIP 計畫)

問題 4.2 根據過去百年觀測資料，東亞冬季長度出現明顯減短？夏季長度反而變長嗎？

根據觀測資料 (1901~2007 年) 的分析結果，東亞冬季長度的變化，大多數區域皆為縮短，冬季峰值溫度 (即每年冬季最低溫度) 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。資料顯示，臺灣附近區域 (20ºN~25ºN, 120ºE~125ºE) 過去百年冬季最低溫度約上升 3ºC~5ºC；冬季長度從 20 世紀初的 120 天，到了 20 世紀末約減少 70 天，縮短剩下 50 天左右 (圖 F4.2a)。

相反的，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。相較於冬季，夏季峰值 (即每年夏季最高溫度) 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，臺灣附近區域 (20ºN~25ºN, 120ºE~125ºE) 過去百年夏季最高溫約上升 1ºC~2ºC，長度從 20 世紀初的 50 天，到了 20 世紀末約增長一倍，增為 100 天左右 (圖 F4.2b)。

(a) 夏季長度



(b) 冬季長度

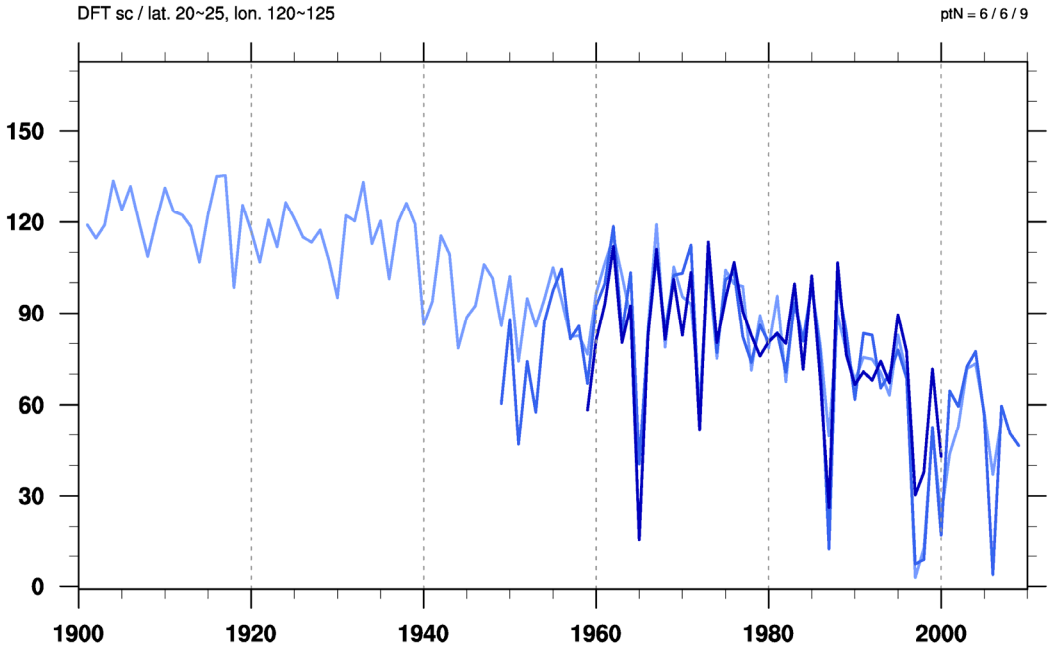


圖 F4.2 過去百年臺灣附近區域 (20-25N, 120-125E)，(a) 夏、(b)冬兩季長度的變遷。縱軸為季節日數。顏色由淺至深分別為 20th Century Reanalysis、NCEP/NCAR Reanalysis、ECMWF ERA-40 三組資料。

問題 4.3 全球暖化對颱風的影響大嗎？主要會造成哪些改變？

根據目前的觀測資料，要確認全球或者各大洋的熱帶氣旋活動頻率和強度的長期變遷趨勢，是相當大的挑戰。IPCC 第四次評估報告中提到有關於熱帶氣旋特性的變化，認為自 1970 年代以來，全球每年約生成 90 個熱帶氣旋，總數並沒有太明顯的變化 (圖 F4.3.1)，不過，不同洋盆的特性差異很大：北大西洋海域的熱帶氣旋活動頻率，自 1970 年代以來有顯著增加的趨勢，但熱帶西北太平洋颱風生成個數則出現年代際時間尺度的變動，1990 年代末期之後明顯減少；至於颱風強度，北大西洋海域的熱帶氣旋強度有增強的趨勢，且因觀測資料較完整而具有高可信度。南太平洋和南印度洋的強度也都同樣有增強的趨勢。然而，東太平洋海域卻呈現減弱趨勢，不過並未通過統計檢定，西太平洋海域則幾乎沒有改變。

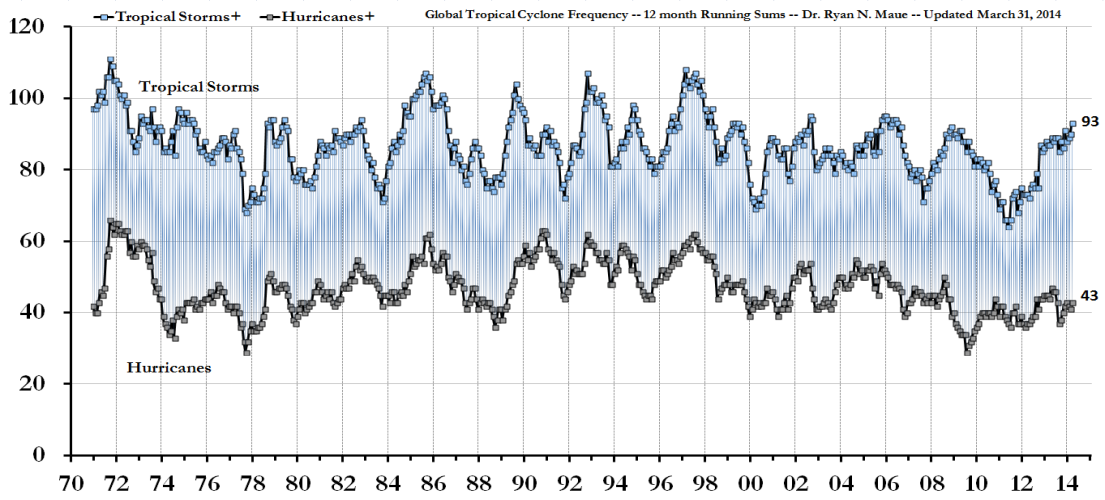


圖 F4.3.1 1970 年 1 月至 2014 年 3 月間，全球熱帶氣旋活動頻率時間序列圖。圖中上曲線為強度達到熱帶風暴等級 (含) 以上 (Tropical Strom，生命期中最大風速超過 34knots) 的熱帶氣旋活動頻率，下曲線為強度達到 Saffir-Simpson 一級颶風等級 (含) 以上 (生命期中最大風速超過 64knots) 的熱帶氣旋活動頻率。兩組時間序列均為採取 12 個月滑動加總後的結果。(本圖延伸自 Maue, 2011；http://policlimate.com/tropical/frequency_12months.png)

全球氣候模式對熱帶氣旋活動的未來推估顯示，受到全球暖化的影響，21 世紀末全球每年的熱帶氣旋數目出現減少趨勢，但變化的幅度卻相當分歧；在區域性差異，南半球 (南印度洋以及南太平洋) 熱帶氣旋生成次數減少趨勢比北半

球明顯，北半球的減少以熱帶西北太平洋地區最為顯著。當數值模式的空間範圍從全球減小至特定區域，模式間的差異變大，導致特定海域推估熱帶氣旋頻率的可信度降低。雖然未來西北太平洋地區颱風 (熱帶氣旋) 發生的頻率減少，但西北太平洋地區強烈颱風 (強度 4、5 級) 的頻率將增加，熱帶氣旋的平均最大強度也增強 (圖 F4.3.2)。然而受限於全球耦合模式空間解析度，CMIP5 實驗對於颱風結構與強度的推估仍存很大的不確定性。

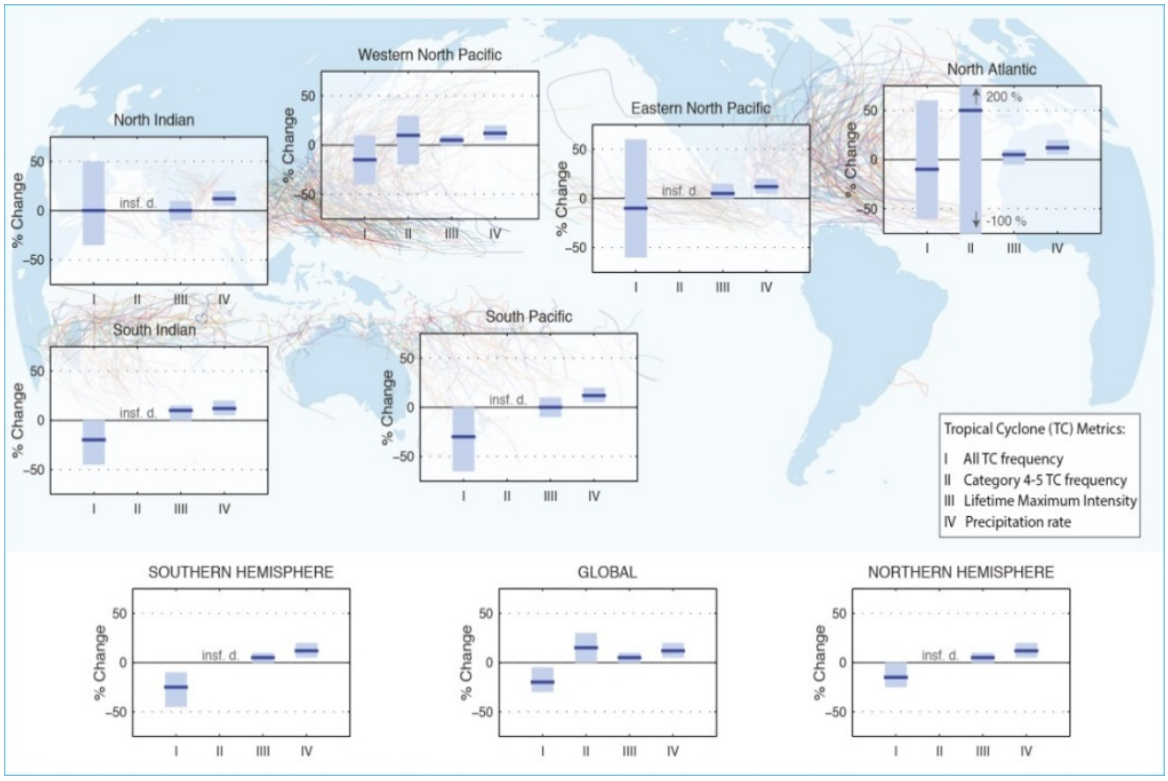


圖 F4.3.2 全球氣候模式對不同生成地區，熱帶氣旋活動之未來變遷的推估。圖中柱狀圖，由左至右分別表示，熱帶氣旋生成頻率、強烈熱帶氣旋 (等級 4 級、5 級) 生成頻率、最大強度以及降水率的變化率 (百分比)

第五章　臺灣氣候觀測分析

[1]盧孟明、[2]洪致文、[3]涂建翊、[4]黃威凱、[4]周崇光、[1]卓盈旻、[1]鄭琇嬬、[5]張順欽
[1]交通部中央氣象局、[2]臺灣師範大學地理學系、[3]彰化師範大學地理學系、
[4]中央研究院環境變遷研究中心、[5]環境保護署環境監測及資訊處

摘要

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，分析近百餘年的臺灣氣象與成分的變化特徵。

運用臺灣降雨指數 (TCCIP Taiwan Rainfall Index) 來描述臺灣地區氣候降雨變化，發現 1920 年至 1960 年間臺灣的雨量較多，1960 年至 1990 年雨量較少，1990 年代中期後 (特別是 2000 年後) 明顯增加。各季節的年代際變化明顯，秋雨與春雨有明顯負相關，梅雨季 (5、6 月) 與夏季 (7、8 月) 的年代際變化則與全球平均溫度去掉長期暖化趨勢後的變動成正相關。

溫度分析結果顯示，臺灣氣溫從 1900 年代至 1920 年代初緩慢下降，其中以全年平均與冬半年 (11~4 月) 平均最為明顯。自 1920 年代初起，氣溫開始上升至近期，但全年與冬半年平均在 1950 年代至 1970 年代末期間則大約持平，沒有明顯上升或下降，1980 年代之後才又明顯上升。從氣溫距平圖來看，百年來全年與夏半年 (5~10 月) 平均氣溫增溫約 1.3°C，冬半年為 1.2°C。日最高溫紀錄顯示，近百年的全年平均最高氣溫增溫約 0.8°C，冬半年及夏半年增加幅度為 0.9°C。日最低溫紀錄顯示，近百年的全年及冬半年最低氣溫增溫約 1.7°C，夏半年最低氣溫增加幅度為 1.8°C。氣溫日較差數值從 1900 年代至 1930 年代約上升 0.7°C，自 1930 年代初開始緩慢下降，至 2012 年約下降 1.0°C，在 121 年期間約下降 0.3°C。

水氣壓和相對溼度在 1960 年代之後，都出現明顯下降趨勢，但 2000 年之後水氣壓變化不大。能見度和日照時數的變化也都在 1960 年代之後，出現明顯下降趨勢，但 2000 年之後日照時數變化不大。

近 60 年來，以溫度而言，臺灣各季節的起始日期、長度與峰值，呈現明顯變化趨勢。以 1961 年至 1990 年為氣候基期，臺北、臺中、花蓮的夏季長度在 1970 年代開始即明顯增加，而臺東則遲至 1980 年代才開始增加；除恆春變化幅度不顯著之外，各站增加幅度約為每 10 年 5~6 天，而以臺中站每 10 年 8.4 天增加最多。冬季整體顯示長度減少的趨勢，唯恆春的冬季日數雖然減少，但仍無統計顯著性；其他各站則以每 10 年 5~8 天的速率減少，其中以臺北冬季日數減少的最為快速。夏季日數的增加是由於季節起始日期提前以及季節結束日期延後所致，冬季則是起始時間延後、結束時間提早，但峰值出現的日期延後；冬夏季節長度的變化使得冬夏之間的春季長度受到壓縮，季節轉換變快。

在極端天氣事件的長期變化方面，暖化現象在夜間比日間明顯。臺灣的暖夜日數在 2001~2010 年這 10 年與 1911~1920 年的 10 年相比幾乎增加了 60 天之多。伴隨暖夜日數的增加，冷夜日數明顯減少，但減少幅度略小於暖日的增加。

影響臺灣的颱風個數在 1960 年代和 2000 年之後相對偏多，每 10 年平均約有 54 個颱風，而 1950 年代與 1970 年代至 1990 年代間，個數則相對偏少，每 10 年平均約為 40 個。整體而言，侵臺颱風個數具有明顯的年代際振盪，長期持續增加或減少的趨勢不明顯。輕度颱風於 1950 年代至 60 年代個數偏少，進入到 1970 年代以後，個數維持穩定，沒有明顯的長期增加或減少趨勢。中度颱風出現頻率，於 1970 年代和 1990 年代相對偏少，其他年代則相對偏高，長期變化趨勢不明顯。強烈颱風個數則於 1950~60 年代以及 1990 年代之後較多，平均每 10 年有 18 個強烈颱風襲台，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，個數差異大。1970 年至 2010 年間的侵臺颱風移動速度有減慢的趨勢，影響臺灣的時間變長。颱風移動速度越慢，強降雨 (95 百分等級) 的降雨量也越多，以至於颱風影響臺灣期間的總雨量較多。

在大氣成分監測方面，資料顯示 1994 年至 2013 年這 20 年間，二氧化碳 (CO_2) 濃度顯著增加。蘭嶼站 1997 年的 CO_2 年平均濃度為 358.5ppm (ppm 是 part per million 的縮寫，即百萬分之一的意思)，2004 年增加至 375.4ppm，陽明山和恆春站 2004 年的 CO_2 年平均濃度則分別為 380.8ppm 及 370.1ppm，2012 年這三個背景站的濃度分別為 393.4ppm、397.3ppm、397.5ppm。臺灣地區的甲烷 (CH_4) 濃度具有顯著的季節波動，但是並無顯著的長期變化趨勢。中央氣象局自 1992 年起在臺北和臺東 (成功) 測站有完整的總臭氧量 (O_3) 監測記錄，1993 年兩站的總臭氧量年平均值分別為 259.2DU 和 255.8DU，2012 年的總臭氧量年平均值則

分別為 266.9DU 和 266.1DU；然而 2004 年之後的臭氧濃度增加趨勢較 1994 年至 2003 年間有明顯減緩的現象。大氣氣膠 PM_{10} 濃度的變化在最近 10 年 (2004~2013 年) 也是有逐年下降的趨勢，1994 年各空品區 PM_{10} 濃度的平均值在 45.1μg m^{-3} 至 89.8μg m^{-3} 之間，2013 年的濃度範圍則在 29.4μg m^{-3} 至 70.9μg m^{-3} 之間。

5.1 前言

本章分析有至少 20 年良好觀測紀錄的臺灣氣象與大氣理化資料，臺灣 (含外島) 以外區域則使用如美國聯合颱風警報中心 (Joint Typhoon Warning Center, JTWC) 颱風資料等國際通用的觀測資料進行分析，以呈現近百餘年儀器觀測紀錄顯示的臺灣氣候變化特徵。

臺灣氣候變化在《臺灣氣候變遷科學報告 2011》已有相當篇幅的說明，但該報告僅使用 6 個有 100 年以上觀測歷史的測站資料，對於全島代表性和地區間差異的說明略顯不足。此外，該報告的分析僅限於氣象與海象，沒有觸及大氣理化監測。本章在這些方面可補充前報告的不足，有興趣了解更多的讀者請閱讀前報告。

本章使用的資料與分析方法簡介在 5.2 節說明，臺灣整體氣候的長期變化趨勢分析在 5.3 節，5.4 節介紹全球暖化對臺灣季節循環的影響，5.5 節介紹有明顯變化的極端天氣特性。颱風是對臺灣影響最大的災害性天氣系統，自前一份科學報告完稿至今有不少從氣候角度探討颱風變化及對臺影響的重要文獻，研究發現綜整在本章 5.6 節。5.7 節是大氣成分監測分析，5.8 節為結語。

5.2 資料與方法

不同氣象變量的觀測空間密度和時間長度不盡相同，但分析長期變化特徵的方法大致相同 (文字框 5.1)。觀測紀錄較長的雨量和溫度資料在分析時多以年或季平均為基礎，再以不同方式計算空間與時間上的平均量以觀察其長期變化。由於氣象、農業、水利、電力等單位都有雨量的長期觀測紀錄，資料密度遠高於其他變量，「臺灣氣候變遷推估與資訊平台」計畫 (Taiwan Climate Change Projection

and Information Platform，TCCIP) 將這些資料整合成「臺灣降雨指數」(Taiwan Rainfall Index, TRI) 作為代表區域整體降雨特色的指標，計算方法在 5.3.1 節詳細說明。溫度則是以 14 個氣象局測站平均值為區域指標，分別按日平均氣溫、日最高氣溫、日最低氣溫、氣溫日較差等變量統計，計算方法在 5.3.2 節至 5.3.5 節說明。代表空氣中的水汽含量的水氣壓和相對濕度是用 10 個氣象局測站平均值為區域指標，計算方法在 5.3.6 與 5.3.7 節說明。日照時數用 8 個氣象局測站平均值為代表。除前述儀器觀測量外，以 6 站平均值為代表的雲量指標 (5.3.8 節) 和以 20 站平均值為代表的能見度指標 (5.3.10 節) 的原始資料都是靠觀測員用肉眼辨識記錄的。

在極端天氣方面由於屬罕見事件，測站間差異大，不宜用時間或空間上的平均值作為指標，因此以事件的年發生頻率長期變化作為代表極端天氣變化的指標，事件的辨識與分析方法說明在第 5.4 節，影響臺灣的颱風個數、颱風強度、颱風路徑、颱風移動速度等變化的統計方法則在第 5.5 節說明。觀測年份較短的如二氧化碳 (CO_2) 和甲烷 (CH_4) 等大氣理化資料，採直接分析觀測結果以觀察有無增加或減少趨勢，同時比較不同年代的平均值以量化差異。

文字框 5.1: 臺灣氣候觀測

臺灣的氣象與海象觀測主要由交通部中央氣象局管理，氣象觀測包含一般氣象與大氣理化，海象觀測包含波浪與潮位。在一般氣象方面，本章使用的資料有溫度、雨量、日照時數、風向風速等變量，大氣理化方面則使用了臭氧與二氧化碳的觀測資料。海象方面使用了潮位觀測資料（見第二章）。

❄ 地面氣象觀測

臺灣氣象觀測業務早在 1885 年開始，完整記錄從 1896 年 8 月 11 日在日本臺灣總督府民政局下成立臺北測候所開始，日治時代陸續建立 25 個綜觀氣象站。後經裁併、改隸及增設，目前由中央氣象局管理的綜觀氣象站有 26 個。綜觀氣象站是指有觀測員依地面氣象測報作業規範執行定時觀測，若遇氣象要素突變，如氣壓、氣溫突然急遽上升或下降，雷雨之發生與終止，風向風速之急遽轉變等情形，需立即作特別觀測，並按照規定記錄觀測簿，編成電碼報告指定機構。地面氣象觀測主要觀測項目有現在天氣、過去天氣、風向、風速、雲量、雲狀、雲底高度、能見度、氣壓 (含氣壓變量及氣壓趨勢)、氣溫 (含極端溫度)、濕度、降水量 (含降水強度)、地面狀態、蒸發量、全天空輻射量、日照時數及特殊現象；部份站還有地表及不同深度之土壤溫度的觀測。

文字框 5.1: 臺灣氣候觀測 (續)

地面氣象觀測除有綜觀氣象站外另有自動氣象觀測站。自動氣象觀測站包含由中央氣象局所設置，其他機關、團體、學校或個人所設置，以及由氣象局和其他機構合作設置。氣象局所設置的自動雨量和氣象站網係自 1986 年開始逐步架設，目前 (截至 2014 年 12 月 31 日) 已完成由 279 個自動氣象站與 190 個自動雨量站構成的自動觀測網。

地面氣象之外氣象局有 4 個雷達站與 2 個高空氣象觀測站進行雨量和自地面以上約到 30 公里的大氣垂直特性觀測。高空氣象觀測自 1949 年開始，目前在板橋及花蓮 2 個探空站的觀測項目包含氣壓、氣溫、相對濕度、風向及風速等五要素。

❄ 大氣理化觀測

氣象局從事大氣物理及化學之觀測與分析業務始於 1956 年，當時的觀測項目為臺北地區落塵的放射性含量測分析，1972 年起有雨水酸鹼度值的量測。後因全球對氣候變遷的重視，觀測的項目逐漸增加與氣候變遷有關的臭氧觀測、紫外線輻射及背景大氣的監測與分析。目前在臺北與成功站有臭氧總量觀測，蘭嶼站有背景大氣的監測，板橋探空站有臭氧剖面觀測。臭氧總量的觀測自 1965 年開始，初期使用人工作業儀器，後改用自動觀測儀器，並於 1991 年起增加為 2 個觀測點，同年亦開始臭氧剖面探空的觀測。1997 年起有蘭嶼背景大氣的監測資料，觀測項目包括近地面之氮氧化物、臭氧、二氧化硫、一氧化碳、二氧化碳濃度等，係以精密度較高的儀器解析遠離都市化及工業化影響的較乾淨地區大氣的成份。紫外線指數監測自 1998 年起，迄 2014 年已陸續在 20 個氣象站設置觀測設備。至於雨水酸鹼度值，目前共 18 個氣象站進行該項量測。

❄ 海象觀測

氣象局所負責的海洋氣象業務是指波浪、潮汐及其他存在於大氣與海洋交界面之自然現象，例如波浪、潮汐、暴潮、海水表面溫度及海水面之風向、風速、氣壓、溫度...等。海象觀測網除了海岸及離島氣象站外，主要是海氣象資料浮標站、沿岸波浪站、沿岸潮位站等可直接測量大氣與海洋交界面的變量。

目前氣象局設有 8 個波浪觀測站，包含 7 個海氣象資料浮標站及 2 個沿岸波浪站、6 個海氣象資料浮標站，與 23 個沿岸潮位站。波浪觀測站的觀測項目有海浪波高、週期、波向、海面風速、風向、海溫、海面氣溫以及海面氣壓等。潮位觀測則包含每 6 分鐘潮高以及逐月最高高潮與暴潮位、最高天文潮位、大潮平均潮位、平均高潮位、平均潮位、平均低潮位、大潮平均低潮位、最低天文潮、最低低潮位等項目。臺灣平均海水面是以一段時間內潮位站觀測之所有潮位紀錄的平均值計算。在高程測量之應用上，係以天體運行之章動週期 (nutation period) 18.6 年為基礎計算的平均海水面為準 (內政部地政資衛星測量中心，http://www.gps.moi.gov.tw/SSCenter/Introduce/IntroducePage.aspx?Page=Height1)，因此資料太短的潮位站資料並不適合作為海平面變化參考。

5.3 長期變化趨勢

本節中之臺灣地區氣象觀測資料長期變化趨勢，除雨量係以臺灣降雨指數 (TRI) 加以分析外，其餘變數是依據中央氣象局局屬測站平均統計分析而來。分析的方式，主要是以每年各季節為統計單位，降雨部分因各季節變化較大，故區分成全年與季節 (春季、梅雨季、夏季、秋季與冬季)，其他變數則分成全年、夏半年 (5-10 月) 與冬半年 (11-4 月)。在資料統計上，扣除缺漏資料的天數後再做平均，但未對數據資料做任何修正處理，因此關於氣壓與風速等的分析，因為原始資料尚待校驗比對，故不在本次分析的項目內。以下各節，主要對於臺灣地區這些氣象變數的百年長期變化做一分析，並以 25 年滑動平均呈現年代際的長期變化趨勢。

5.3.1 雨量 (Precipitation，TRI 指數)

本節運用臺灣降雨指數 (TRI) 的月資料 (TRI-mex，資料長度：1900~2010 年)，來描述臺灣地區降雨變化。臺灣降雨指數，是臺灣氣象科學觀測史上，首度整合最多降雨資料所彙整成的最長雨量指數。臺灣降雨指數使用臺灣超過 1,100 站的雨量觀測數據，包含清代觀測、氣象局綜觀測站、及臺灣降雨資料庫 (來自 51 個不同來源，主要為水利署、農田水利會、臺電等之資料)，與近年氣象局自動雨量站的觀測數據，以類似國際上著名「印度季風降雨指數」方式，提供研究者一個方便處理且具有區域整體降雨特色的雨量觀測指標。

該指數的計算，係先將各測站各自的時間序列除以氣候平均的年總量，讓其成為「類標準化」的數據後，再將所有測站的時間序列整合平均。因為這種作法並無空間分布上的權重調整，因此並不獨厚山地或平地站，但卻不失為一種「最能表達臺灣地區降雨一致現象」之指數設計。依此 TRI 指數的製作方式，計算出的時間序列，任意挑選某年加總計算，得出的數值都將在 1 的上下。本研究的指數設計，隱含的用意即在計算每日或每月雨量佔全年雨量的比例。只不過，每年的年雨量有時多有時少，故指數呈現上的年總值也會有多有少的差別。詳細的 TRI 指數介紹，可參閱洪致文 (2012)。

運用 TRI-mex 資料來分析 1900 年以來臺灣降雨的情形，圖 5.1 顯示臺灣地區百年來全年及各季節的降雨狀況，黑色線條是 TRI 指數，粗紅線為黑色線的

25 年滑動平均，由圖中可以看出全年及夏季平均較相似，自 1900 年代開始上升至 1940 年達到最大值，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。冬季情況較為不同，自 1900 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。

由臺灣降雨指數的初步分析臺灣雨量長期變化，發現過去一百多年臺灣整體年總雨量的情形，大致呈現日治時代中後期 (1920 年至戰後 1960 年間) 雨量較多，1960 年至 1990 年雨量較少，1990 年代中期後 (特別是 2000 年後) 又開始明顯增加的變化。這樣的年代際變化趨勢，除了呈現在年總值上，也出現在極端降雨的個案發生次數上 (圖略)。此外，各季節的分析則顯示，春雨與太平洋年代振盪 (Pacific Decadal Oscillation，PDO；見第三章) 有正相關 (Hung *et al.*, 2004)，秋雨與春雨有明顯負相關 (洪，2012)，另梅雨季 (5、6 月) 與夏季 (7、8 月) 的雨量年代際變化，則與全球的溫度去掉長期暖化趨勢後的變動成正相關 (洪，2012)。

5.3.2 氣溫 (Air Temperature)

臺灣長期氣溫變化的分析，選取 1940 年 (含) 以前有資料的 14 個測站 (不含阿里山等高山測站) 分析: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、成功及臺東。其中，臺北、澎湖、臺南、臺中及恆春等 5 站資料始自 1900 年，其他測站資料則起自 1940 年。

氣溫氣候平均值的所有測站平均全年為 23.1ºC，夏半年為 26.7ºC，冬半年為 19.6ºC。圖 5.2 顯示臺灣地區百年來的氣溫統計，圖中灰色線條是個別測站的數值，線條的分散程度能顯示各測站溫度的差異；比較圖 5.2(b) 與圖 5.2(c) 可知冬半年氣溫各測站的溫差比夏半年大；黑色線條是所有測站平均數值；粗紅線為黑色線的 25 年滑動平均；圖 5.2(a)、圖 5.2(b)、圖 5.2(c) 是實際觀測值，可以看出各測站氣溫的變化範圍；圖 5.2(d)、圖 5.2(e)、圖 5.2(f) 則是減去各自的氣候

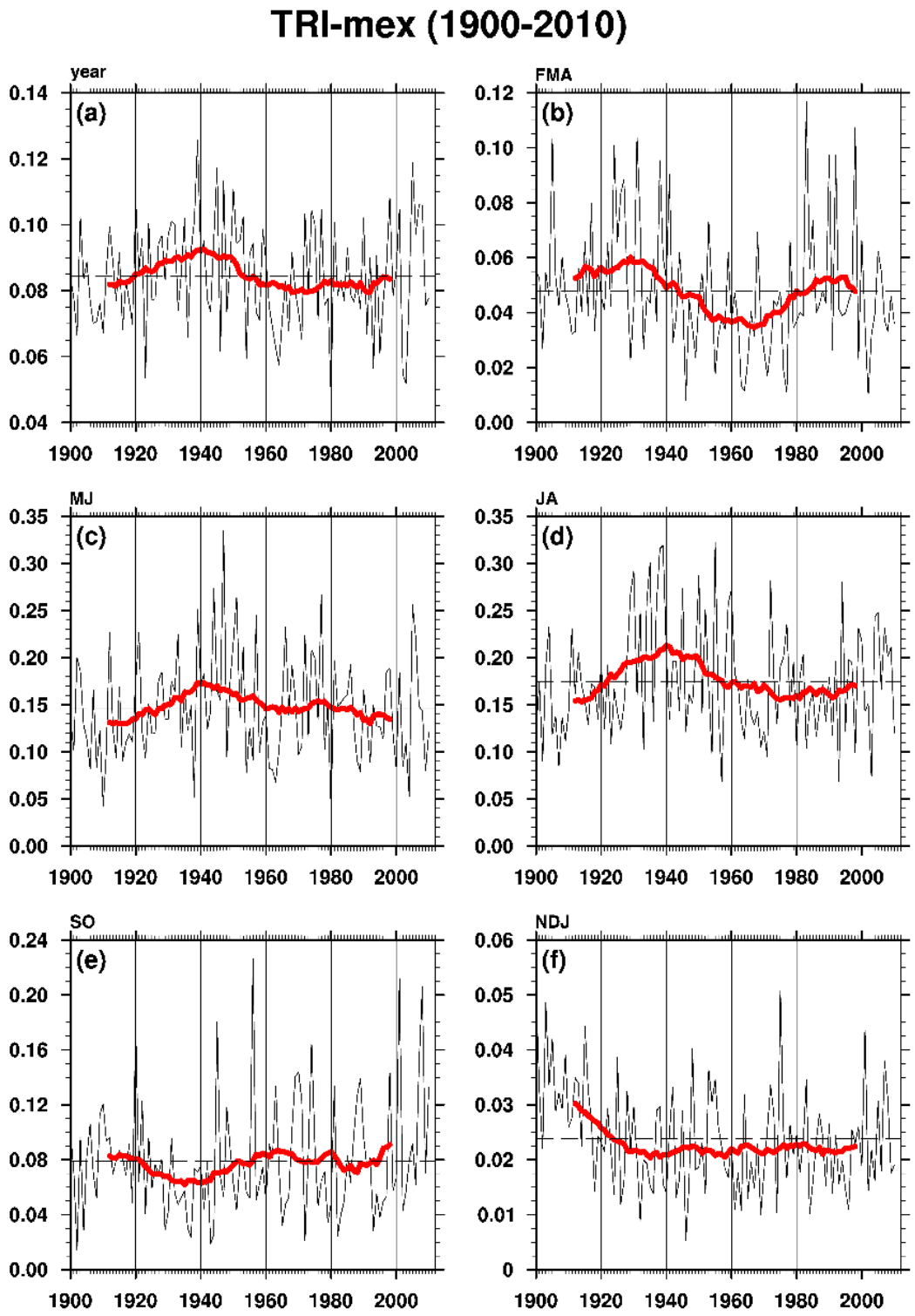


圖 5.1　臺灣雨量時序變化：(a) 全年平均，(b) 2~4 月春季平均，(c) 5~6 月梅雨季平均，(d) 7~8 月夏季平均，(e) 9~10 月秋季平均，(f) 11~1 月冬季平均。黑實線是每年各季平均值，水平黑虛線是黑實線的所有年份平均值，粗紅線是 25 年滑動平均。(TCCIP 計畫提供)

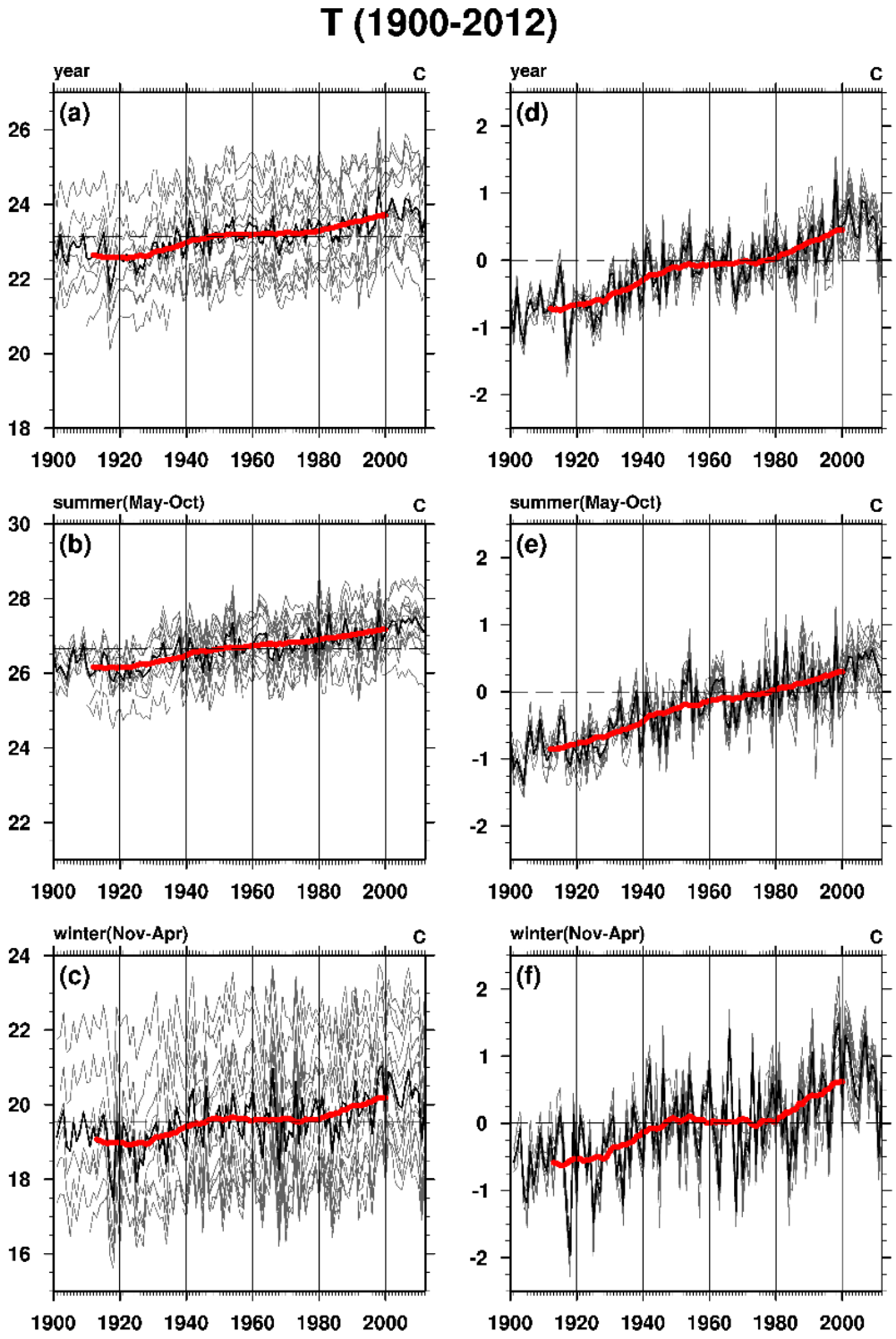


圖 5.2　臺灣氣溫時序變化：(a) 全年平均，(b) 5~10 月夏半年平均，(c) 11~4 月冬半年平均。其中灰線是各測站的逐年氣溫，黑實線是所有測站的平均值，水平黑虛線是黑實線的所有年份平均值，粗紅線是 25 年滑動平均。(d)、(e)、(f) 與(a)、(b)、(c) 相同，但為減去各測站 1961~1990 年的平均值後的距平值。(TCCIP 計畫提供)

平均，為距平值，方便比較氣溫在時間上的變遷。從年平均氣溫距平圖來看，台灣氣溫百餘年來呈現階段性上升現象:1900~1920 年代初緩慢上升，1920~1940 年代上升較快，1940~1970 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，夏半年氣溫則大致呈現長期線性上升趨勢。計算距平圖中紅線的線性回歸斜率，得到百年來全年與夏半年平均氣溫增溫約 1.3ºC，冬半年為 1.2ºC，這與盧等 (2012) 以 1911~2009 年的資料得到全年平均氣溫百年來增加 1.4ºC 的結果相近，而這個數值也落在中央氣象局 (2009) 利用 1909~2008 年的資料，統計全臺各測站百年來增溫幅度的 0.9ºC 至 1.4ºC 之間。

5.3.3 最高氣溫 (Maximum Temperature)

最高氣溫為每日最高氣溫值 (Tmax)，利用最高溫度計記錄。選取 1940 年 (含) 以前有資料的 14 個測站 (不含阿里山等高山測站) 分析：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、成功及臺東。其中，臺北、澎湖、臺南、臺中及恆春等 5 站資料始自 1900 年，其他測站資料則起自 1940 年。

最高氣溫氣候平均值的所有測站平均全年為 27ºC，夏半年為 30.5ºC，冬半年為 23.4ºC。圖 5.3 顯示臺灣地區百年來的最高氣溫統計，圖中灰色線條是個別測站的數值，線條的分散程度能顯示各測站溫度的差異；比較圖 5.3(b) 與圖 5.3(c) 可知冬半年各測站間的最高溫溫差比夏半年大；黑色線條是是所有測站平均值；粗紅線為黑色線的 25 年滑動平均；圖 5.3(a)、圖 5.3(b)、圖 5.3(c) 是實際觀測值，可以看出各測站最高氣溫的變化範圍；圖 5.3(d)、圖 5.3(e)、圖 5.3(f) 則是減去各自的氣候平均，為距平值，方便比較最高氣溫在時間上的變遷。圖 5.3(a)、圖 5.3(b)、圖 5.3(c) 因基隆站及彭佳嶼站分別於 1916 及 1910 年始有資料，兩站相對於其他站氣溫較低，因此最高溫度滑動平均在 1910-1920 年代呈現下滑趨勢，而圖 5.3(d)、圖 5.3(e)、圖 5.3(f) 則是減去各測站氣候平均值的距平，不受較低溫度站加入影響，較能顯示總體溫度在時間上的變遷。從最高氣溫距平圖來看，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 0.8ºC，夏半年最高氣溫增溫為 0.9ºC，冬半年最高氣溫百年增加幅度為 0.9ºC。這樣的結果與其它研究結果相似，如 Hsu and Chen (2002) 使用 1897 年至 1999 年資料，全

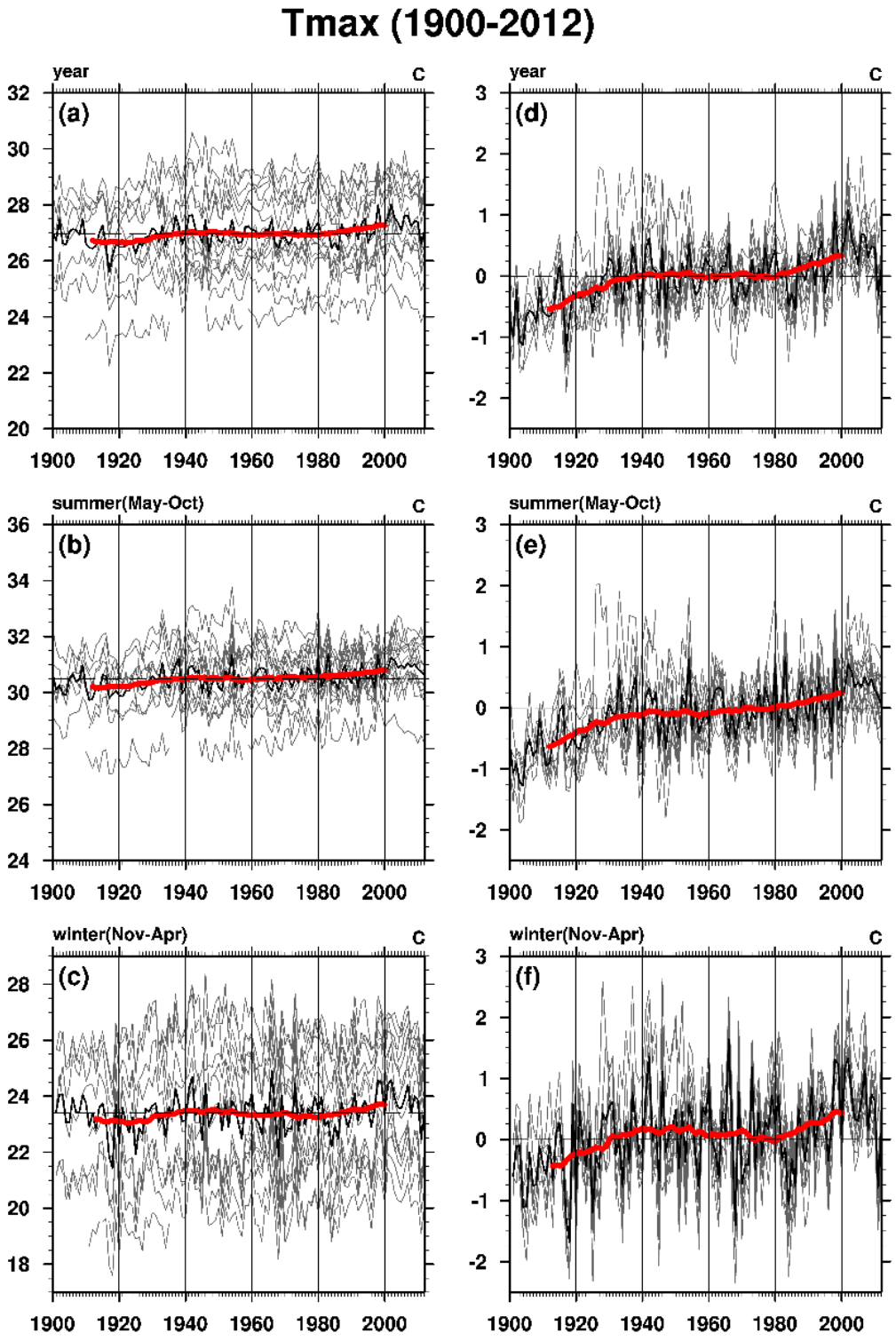


圖 5.3　臺灣最高氣溫時序變化：(a) 全年平均，(b) 5~10 月夏半年平均，(c) 11~4 月冬半年平均，其中灰線是各測站的逐年資料，黑實線是所有測站的平均值，水平黑虛線是黑實線的所有年份平均值，粗紅線是將黑線做 25 年的滑動平均。(d)、(e)、(f) 與 (a)、(b)、(c)相同，但為減去各測站 1961~1990 年的平均值後的距平值。(TCCIP 計畫提供)

臺各測站百年來全年最高氣溫增加在 0.4ºC 至 0.9ºC 之間，而中央氣象局 (2009) 使用 1909 年至 2008 年資料，百年來全年最高氣溫增加在 0.5ºC 至 1.0ºC 之間。

5.3.4 最低氣溫 (Minimum Temperature)

最低氣溫為每日最低氣溫值 (Tmin)，利用最低溫度計記錄。選取自 1940 年 (含) 以前有資料的 14 個測站 (不含阿里山等高山測站)分析：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、成功及臺東。其中，臺北、澎湖、臺南、臺中及恆春等 5 站資料始自 1900 年，其他測站資料則起自 1940 年。

最低氣溫氣候平均值的所有測站平均，全年為 20.2ºC，夏半年為 23.7ºC，冬半年為 16.6ºC。圖 5.4 顯示臺灣地區百年來的最低氣溫變化，圖中灰色線條是個別測站的數值，線條的分散程度能顯示各測站溫度的差異；比較圖 5.4(b) 與圖 5.4(c) 可知冬半年各測站間的最低溫溫差比夏季還要大；黑色線條是所有測站的平均值；粗紅線為黑色線的 25 年滑動平均；圖 5.4(a)、圖 5.4(b)、圖 5.4(c) 是實際觀測值，可以看出各測站最低氣溫的變化範圍；圖 5.4(d)、圖 5.4(e)、圖 5.4(f) 則是各測站減去各自的平均，為距平值，方便比較最低氣溫在時間上的變遷。數值從 1900 年代至 1920 年代初緩慢下降，在全年平均及冬半年比較明顯。自 1920 年代初起，最低氣溫開始上升至近年，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。Hsu and Chen (2002) 分析 1897~1999 年資料，全臺各測站的全年最低氣溫增溫在 0.94ºC 至 2.21ºC 之間，中央氣象局 (2009) 分析 1909 年至 2008 年資料，全臺測站全年最低氣溫增溫在 0.7ºC 至 2.1ºC 之間，本研究全台測站最低氣溫距平的平均，利用線性回歸斜率計算增溫幅度，全年及冬半年最低氣溫百年增溫約 1.7ºC，數值落在前述研究之間，而夏半年最低氣溫百年增加幅度約 1.8ºC。

5.3.5 氣溫日較差 (Diurnal Temperature Range)

氣溫日較差是每日最高氣溫減去最低氣溫所得的數值，即 DTR=Tmax-Tmin。選取自 1940 年 (含) 以前有資料的 14 個測站 (不含阿里山等高山測站) 分析：臺北、基隆、彭佳嶼、花蓮、宜蘭、澎湖、臺南、高雄、臺中、大武、新竹、恆

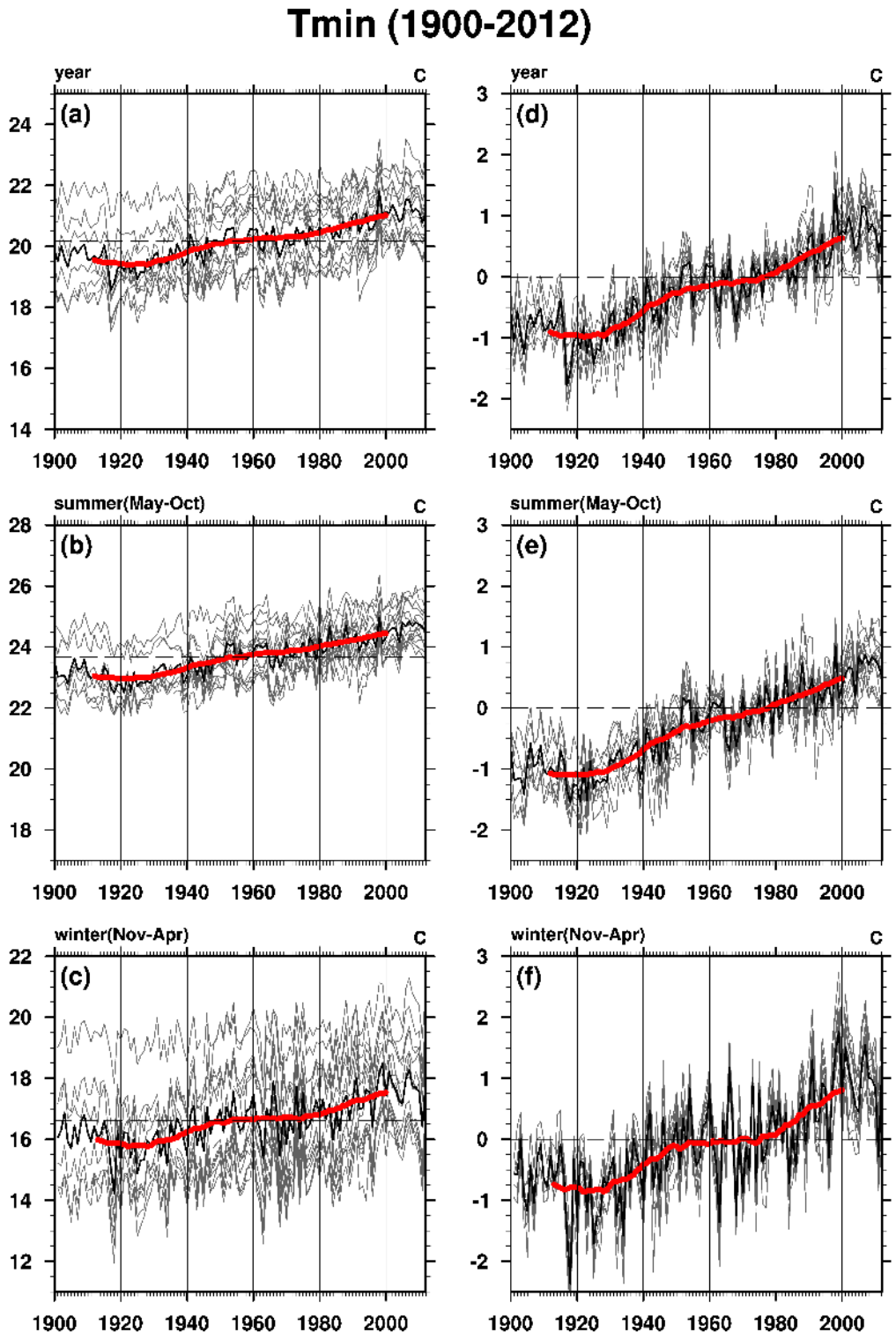


圖 5.4　臺灣最低氣溫時序變化：(a)全年平均，(b)5~10 月夏半年平均，(c)11~4 月冬半年平均，其中灰線是各測站的逐年資料，黑實線是所有選取測站的平均值，水平黑虛線是黑實線的所有年份平均值，粗紅線是將黑線做 25 年的滑動平均。(d)、(e)、(f) 與 (a)、(b)、(c) 相同，但為減去各測站 1961~1990 年的平均值後的距平值。(TCCIP 計畫提供)

春、成功及臺東。其中，臺北、澎湖、臺南、臺中及恆春等 5 站資料始自 1900 年，其他測站資料則起自 1940 年。

氣溫日較差氣候平均值的所有測站平均，全年為 6.81ºC，夏半年為 6.83ºC，冬半年為 6.79ºC，三者差異很小。圖 5.5 顯示臺灣地區百年來的氣溫日較差變化，圖中灰色線條是個別測站的數值，線條的分散程度能顯示各測站溫度差異；比較圖 5.5(b) 與圖 5.5(c) 可知冬半年各測站間的日較差差異比夏季還要大；黑色線條是所有測站的平均值；粗紅線為黑色線的 25 年滑動平均；圖 5.5(a)、圖 5.5(b)、圖 5.5(c)為實際觀測值，可以看出各測站日較差的變化範圍；圖 5.5(d)、圖 5.5(e)、圖 5.5(f) 則是各測站減去各自的氣候平均，為距平值，方便比較氣溫日較差在時間上的變遷。數值從 1900 年代至 1930 年代上升，自 1930 年代初開始緩慢下降至近年。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 0.7ºC，自 1930 年代初期至 2012 年下降約 1.2ºC。由 5.3.3 節及 5.3.4 節得到百年增溫幅度，最低溫增溫 (約 1.7ºC) 大於最高溫增溫 (約 0.8ºC)，也使得本節討論的氣溫的日較差減小。

5.3.6 水汽壓 (Vapor Pressure，簡稱 E)

水汽壓代表空氣中的水汽含量，單位是百帕 (hPa)。選取自 1940 年 (含) 以前有資料的 10 個測站 (不含阿里山等高山測站) 分析：臺北、花蓮、宜蘭、臺南、臺中、大武、新竹、恆春、成功及臺東。其中，臺北、臺南及恆春等三站資料始自 1900 年，其他測站資料則起自 1940 年。

水汽壓氣候平均的所有測站平均，全年為 23.1hPa，夏半年為 27.9hPa，冬半年為 18.3hPa。圖 5.6 顯示臺灣地區百年來的水汽壓變化，圖中灰色線條是個別測站的數值，線條的分散程度能顯示各測站水汽壓差異。比較圖 5.6(b) 與圖 5.6(c)，可知冬半年各測站間的水汽壓差異比夏季稍大；黑色線條是所有測站的平均數值；粗紅線為黑色線的 25 年滑動平均。圖 5.6(a)、圖 5.6(b)、圖 5.6(c) 是實際觀測值，可以看出各測站水汽壓的變化範圍；圖 5.6(d)、圖 5.6(e)、圖 5.6(f) 則是各測站減去各自的平均，為距平值，方便比較水汽壓在時間上的變遷。從 1900 年代至 1930 年代中期，全年平均及夏半年平均皆緩慢上升，但冬半年平均幾乎是持平。自 1930 年代中期至 1960 年代初期則上升較快。而自 1960 年代初期開始，水汽壓又下降至 2000 年代初期，接下來至 2012 年幾乎是持平。計算平均水汽壓距平

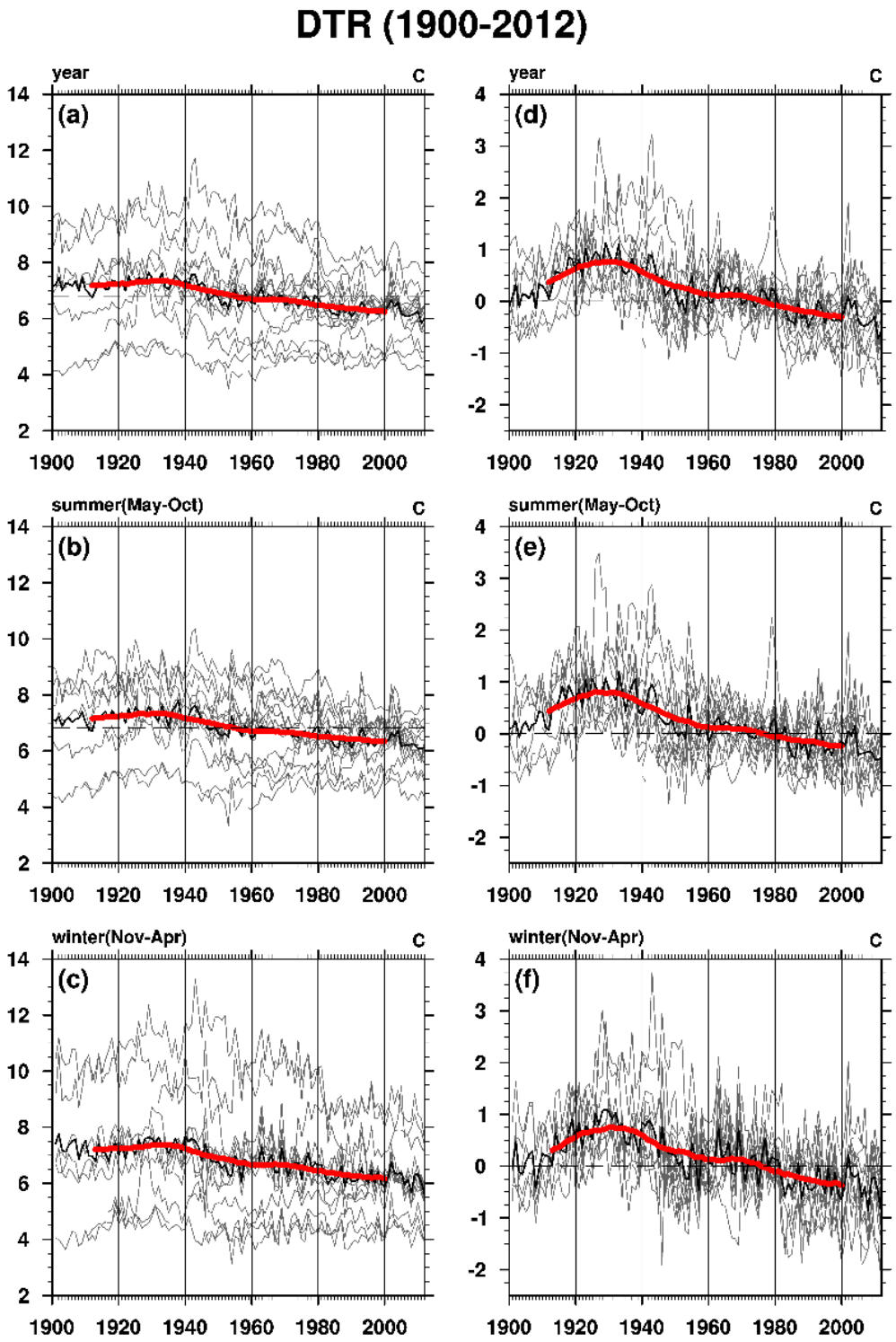


圖 5.5　臺灣氣溫日較差時序變化：(a)全年平均，(b)5~10 月夏半年平均，(c)11~4 月冬半年平均，其中灰線是各測站的逐年資料，黑實線是所有測站的平均值，水平黑虛線是黑實線的所有年份平均值，粗紅線是將黑線做 25 年的滑動平均。(d)、(e)、(f)與(a)、(b)、(c) 相同，但為減去各測站 1961~1990 年的平均值後的距平值。(TCCIP 計畫提供)

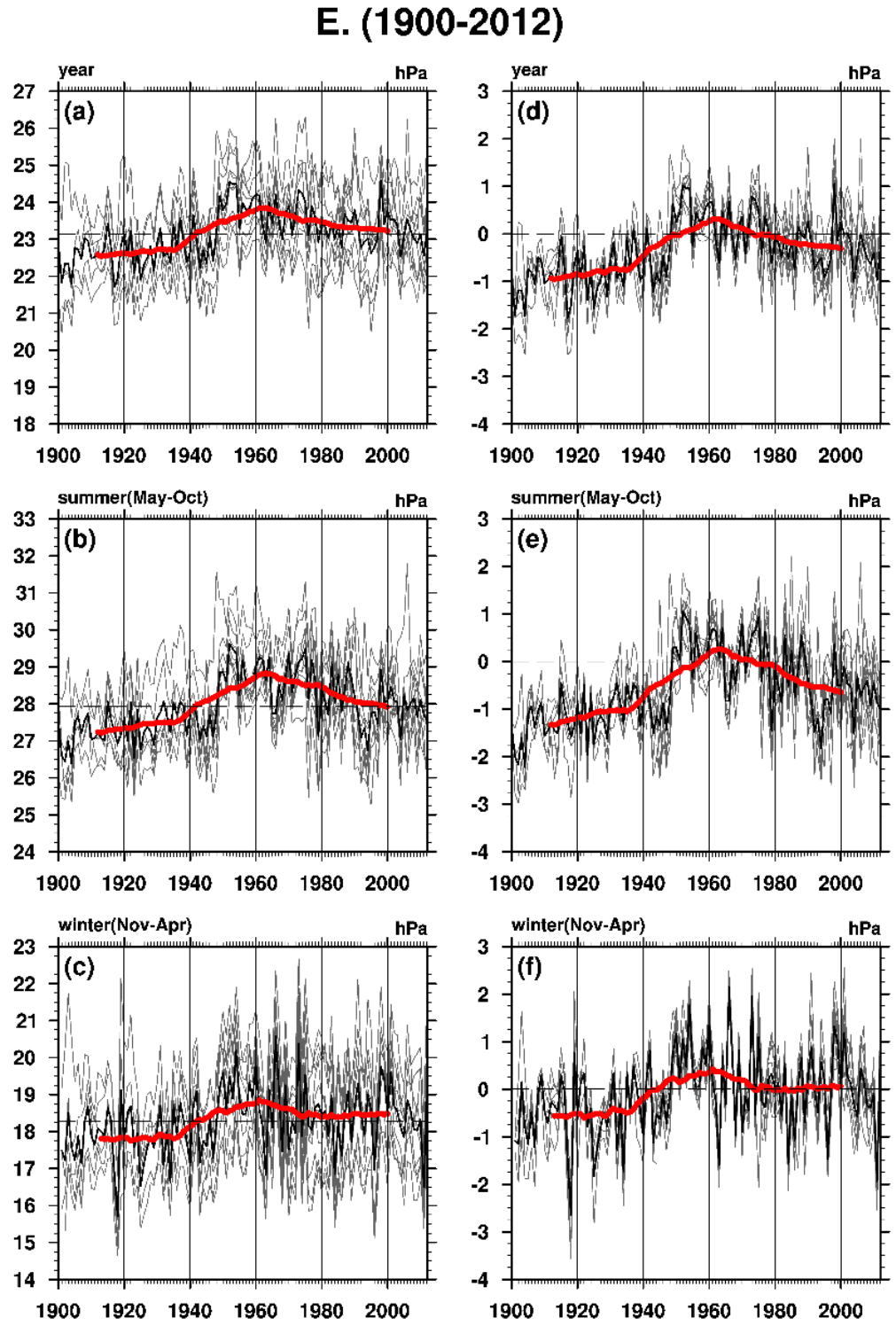


圖 5.6　臺灣平均水汽壓時序變化：(a) 全年平均，(b) 5~10 月夏半年平均，(c) 11~4 月冬半年平均，其中灰線是各測站的年平均資料，黑實線是所有測站資料的平均值，水平黑虛線是黑實線的所有年份平均值，粗紅線是將黑線做 25 年的滑動平均。(d)、(e)、(f) 與 (a)、(b)、(c) 相同，但為減去各測站 1961~1990 年的平均值後的距平值。(TCCIP 計畫提供)

圖紅線的線性回歸斜率，得到平均水汽壓在過去百年來，全年上升約 0.8hPa，夏半年約 1.0hPa，而在冬半年約 0.6hPa。Hsu and Chen (2002) 使用 1897 年至 1999 年全臺各測站資料，結果全年平均水汽壓百年來增加為 0.52hPa 至 2.45hPa，本研究結果的數值在此區間之中。

5.3.7 相對溼度 (Relative Humidity，簡稱 RH)

相對溼度是以空氣中實際水汽壓，除以當時溫度壓力狀況下之飽和水汽壓所計算出的數值，以表示實際水汽距離水汽達飽和狀態的程度，通常以百分數 (%) 表示。選取自 1940 年 (含) 以前有資料的 10 個測站 (不含阿里山等高山測站) 分析：臺北、花蓮、宜蘭、臺南、臺中、大武、新竹、恆春、成功及臺東。其中，臺北、臺南及恆春等三站資料始自 1900 年，其他測站資料則起自 1940 年。

相對溼度資料的所有測站平均，全年約 79.3%，夏半年約 80.3%，冬半年約 78.2%。圖 5.7 顯示臺灣地區百年來的相對濕度變化，圖中灰色線條是個別測站的數值，線條的分散程度顯示各測站相對濕度的差異。比較圖 5.7(b) 與圖 5.7(c)，可知冬半年各測站間的相對濕度差異比夏半年還要大；黑色線條是所有測站平均值；粗紅線為黑色線的 25 年滑動平均。圖 5.7(a)、圖 5.7(b)、圖 5.7(c) 是實際觀測值，可以看出各測站相對濕度的分布範圍；圖 5.7(d)、圖 5.7(e)、圖 5.7(f) 則是各測站減去各自的平均，為距平值，用來判斷隨時間的變化。整體而言，相對溼度在 1900-1960 年之間，長期變遷趨勢不明顯，但從 1960 年代起呈現大幅度下降趨勢。計算距平圖中紅線的線性回歸斜率，得到 1960 年以來相對溼度下降不論全年、夏半年及冬半年，都是大約 5%。本研究結果相當於中央氣象局 (2009) 計算結果:全臺測站相對濕度百年 (1909~2008 年) 下降幅度為 3.0%~5.8%。

相對濕度的變化是溫度與水汽壓變化結合的結果，同樣水氣量，溫度變高則相對濕度降低，參考 5.3.6 節水汽壓的變化及 5.3.2 節平均溫度的趨勢，可以發現平均溫度一路向上攀升而水汽壓在 1960 年開始下滑，因此相對濕度平均數值自 1960 年開始下滑。依據 Shiu *et al.* (2009) 研究的結果，近 45 年來 (1961~2005 年) 臺灣地區相對濕度下降在都市地區比離島地區明顯，大城市又比小城市明顯，相對濕度的減少顯然與都市化成正相關。

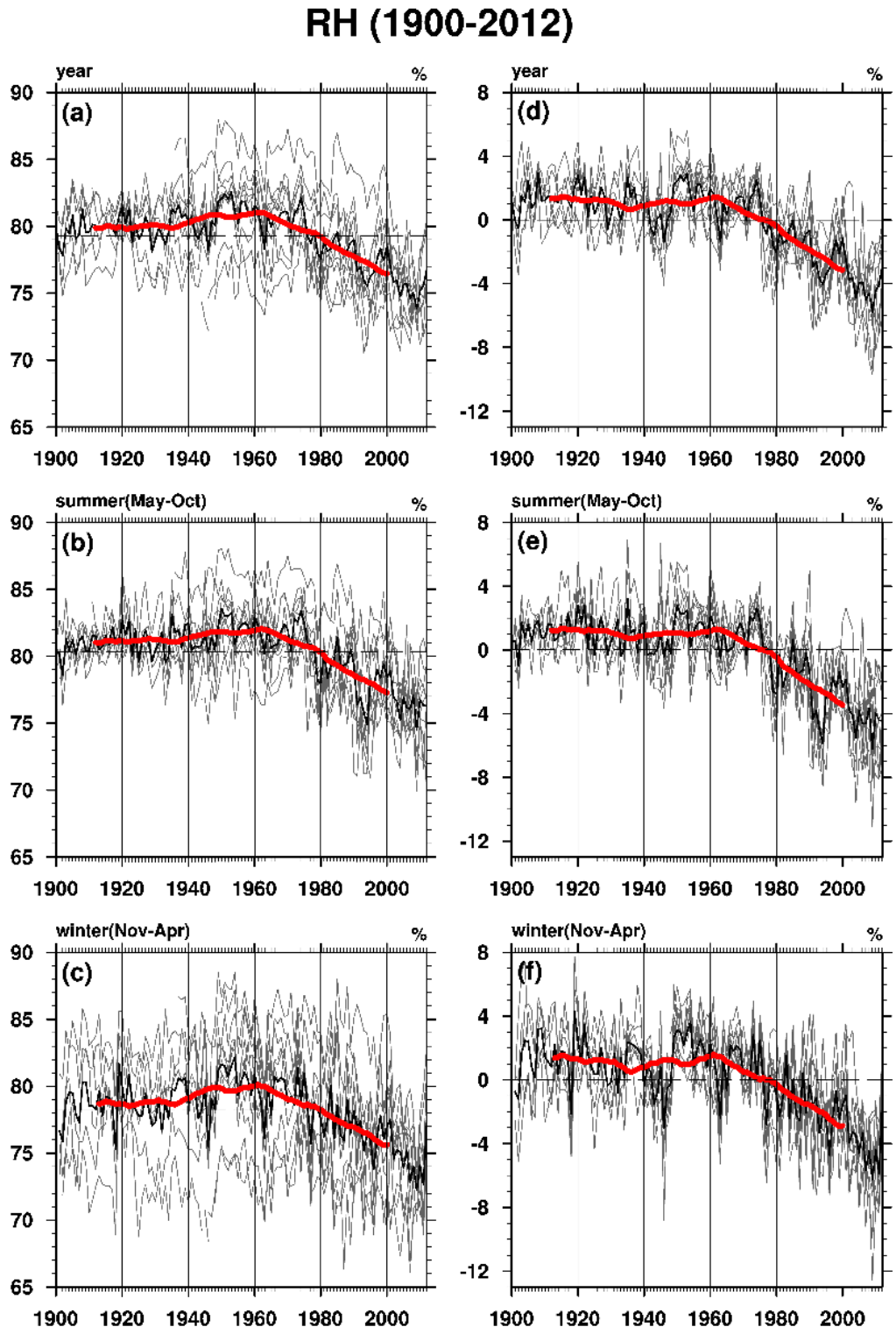


圖 5.7　臺灣平均相對溼度時序變化：(a) 全年平均，(b) 5~10 月夏半年平均，(c) 11~4 月冬半年平均，其中灰線是各測站的逐年資料，黑實線是所有測站的平均值，水平黑虛線是黑實線的所有年份平均值，粗紅線是將黑線做 25 年的滑動平均。(d)、(e)、(f)與(a)、(b)、(c) 相同，但為減去各測站 1961~1990 年的平均值後的距平值。(TCCIP 計畫提供)

5.3.8 雲量 (cloud amount)

雲量是指視野所及的天空被雲遮蔽的比例，以十分量表示遮蔽的程度。選取自 1940 年 (含) 以前有資料的測站 (不含阿里山等高山測站)分析：臺北、花蓮、臺南、臺中、恆春及臺東。其中，臺北、臺南及恆春等三站資料始自 1900 年，其他測站則起自 1911 年。

所有測站的平均雲量，全年約 6.6，夏半年約 6.5，冬半年約 6.8。圖 5.8 顯示臺灣地區百年來的雲量變化，圖中灰色線條是個別測站的數值，線條的分散程度顯示各測站間雲量的差異。比較圖 5.8(b) 與圖 5.8(c)，可知冬半年各測站間的雲量差異比夏季大很多。黑色線條是將各測站的平均雲量，粗紅線為黑色線的 25 年滑動平均，圖 5.8(a)、圖 5.8(b)、圖 5.8(c) 是實際觀測值，相互比較可以看出各測站雲量的分布範圍；圖 5.8(d)、圖 5.8(e)、圖 5.8(f) 則是減去各自的平均，為距平值，方便比較雲量隨時間的的變化。平均雲量從 1900 年代上升至 1940 年代末期，然後開始下降至 2010 年。此結果與中央氣象局報告 (2009) 相似。從百年距平圖來看，夏半年雲量變化最顯著在 1940 年代末期達到極大值極大值，與 1900 年代初期的極小值相差約 0.75 分量，而全年也有約 0.5 分量的差異，可見 20 世紀中期雲量曾有一較高的階段。

5.3.9 日照時數 (Duration of Sunshine，簡稱 SunD.)

日照時數是一地實際受日光照射的時間，太陽光在到達地表之前，在大氣中受雲、霧、水滴或灰塵之遮蔽而有強弱，當直接太陽輻射 (direct solar irradiance) 到達地面強度超過世界氣象組織規範的標準 120W/m^2，則記錄有日照，一天的總日照時間為日照時數，以小時為單位，取至小數一位，即十分之一小時。

此項分析選取自 1940 年 (含) 以前有資料 8 個測站 (不含阿里山等高山測站)，分別為：臺北、花蓮、宜蘭、臺南、臺中、新竹、恆春及臺東。臺北站有資料始自 1900 年，臺南、臺中、恆春及臺東 4 站始自 1902 年，其他測站則起自 1938 年。在計算所有測站平均時，要有 3 個 (含) 以上測站時才計算所有測站平均，因此所有測站平均自 1902 年起才有數值。

所有測站平均日照時數，全年約每日 5.4 小時，夏半年約每日 6.4 小時，冬

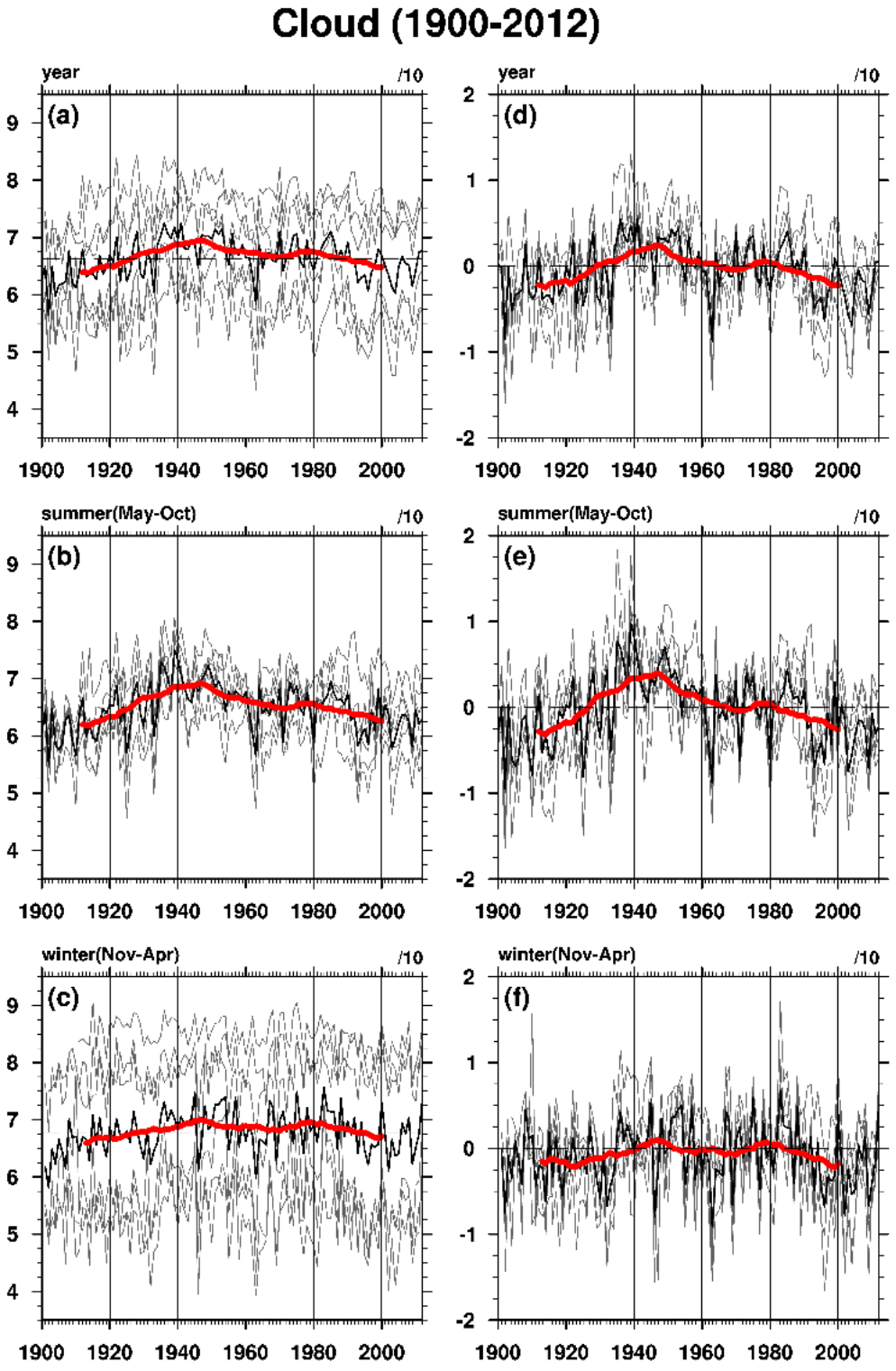


圖 5.8　臺灣雲量時序變化：(a)全年平均，(b)5~10 月的夏半年平均，(c) 11~4 月的冬半年平均，其中灰線是各測站的年平均資料，黑實線是所有測站資料的平均值，水平黑虛線是粗黑線的所有年份平均值，粗紅線是將黑線做 25 年的滑動平均。(d)、(e)、(f) 與 (a)、(b)、(c) 相同，但為減去各自測站 1961~1990 年的平均值後的距平值。(TCCIP 計畫提供)

半年約每日 4.4 小時。圖 5.9 為臺灣日照時數百年來的變化，圖中灰色線條是個別測站的數值，線條的分散程度能顯示各測站間日照時數的差異。比較圖 5.9(b) 與圖 5.9(c) 可知冬半年各測站間的日照時數差異比夏季大很多;黑色線條是所有測站平均；粗紅線為黑色線的 25 年滑動平均。圖 5.9(a)、圖 5.9(b)、圖 5.9(c) 是實際觀測值，可以看出各測站日照時數的分布範圍；圖 5.9(d)、圖 5.9(e)、圖 5.9(f) 則是減去每一測站的平均值，為距平值，方便比較日照時數在時間上的變遷。

距平圖中，全臺日照時數自 1900 年代起持平至 1940 年代末期，自 1940 年代末期微升至 1950 年代中期，自 1950 年代中期則下降至 1990 年代初期，自 1990 年代初期後微升至近年。計算日照時數距平圖紅線的線性回歸斜率，得到過去百年來全年減少約 0.8 小時，夏半年減少約 1.1 小時，冬半年減少約 0.5 小時，夏半年減少較多的情形與中央氣象局報告 (2009) 相同。

Liu *et al.* (2002) 使用自 1960 年開始的觀測資料，發現日照時數的減少包括離島及高山站，並分析指出日照時數的減少原因，可能是人為汙染造成的，而這些汙染源來自於東亞或南亞，夏季時則來自於當地區域的排放，間接使雲的反照率增加而改變地面的日照時數，至於 1990 年代日照時數開始增加則沒有提及。

5.3.10 能見度 (Visibility，簡稱 VIS)

能見度是以肉眼能夠辨別最遠物體的距離，判定為能見度距離。此項分析選取 20 個測站 (不含阿里山等高山測站)，分別為：淡水、鞍部、臺北、竹子湖、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、蘭嶼、日月潭、臺東及永康，所有測站資料均自 1950 年開始。

圖 5.10 顯示臺灣自 1950 年以來的能見度變化，圖中灰色線條是個別測站的數值，線條的分散程度顯示各測站日照時數的差異;黑色線條是所有測站平均值;粗紅線為黑色線的 25 年滑動平均。圖 5.10(a)、圖 5.10(b)、圖 5.10(c) 是實際觀測值，可以看出各測站能見度的分布範圍；圖 5.10(d)、圖 5.10(e)、圖 5.10(f) 則是減去各自的平均，為距平值，方便比較能見度在時間上的變遷。能見度的所有測站平均，全年約 15.9 公里，夏半年約 17.3 公里，冬半年約 14.3 公里，該數值自 1950 年代起持續下降至近年。從能見度距平圖中紅線來計算線性回歸斜率，過去 63 年 (1950~2012 年) 來，全年減少約 12 公里，夏半年減少約 14 公里，冬半年減少約 10 公里。與 5.3 節其他參數相較，能見度的減少趨勢更為明顯。

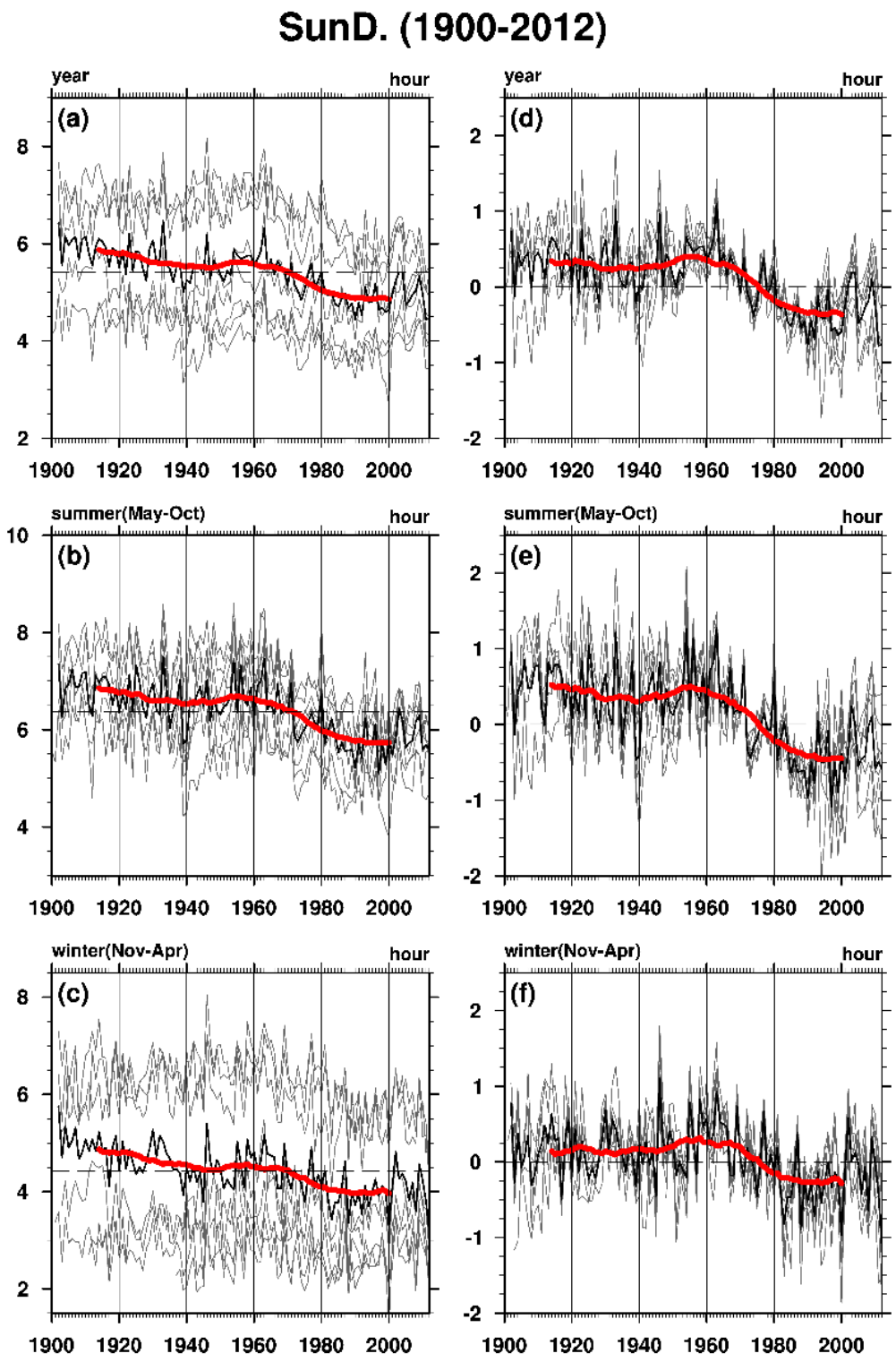


圖 5.9　臺灣日照時數時序變化：(a) 全年平均，(b) 5~10 月的夏半年平均，(c)11~4 月的冬半年平均，其中灰線是各測站年平均值，黑實線是所有測站平均值，水平黑虛線是黑實線的所有年份平均值，粗紅線是黑線的 25 年滑動平均。(d)、(e) 及 (f) 三圖與 (a)、(b) 及 (c) 相同，但為各測站年平均減去 1961~1990 年平均值後的距平值。(TCCIP 計畫提供)

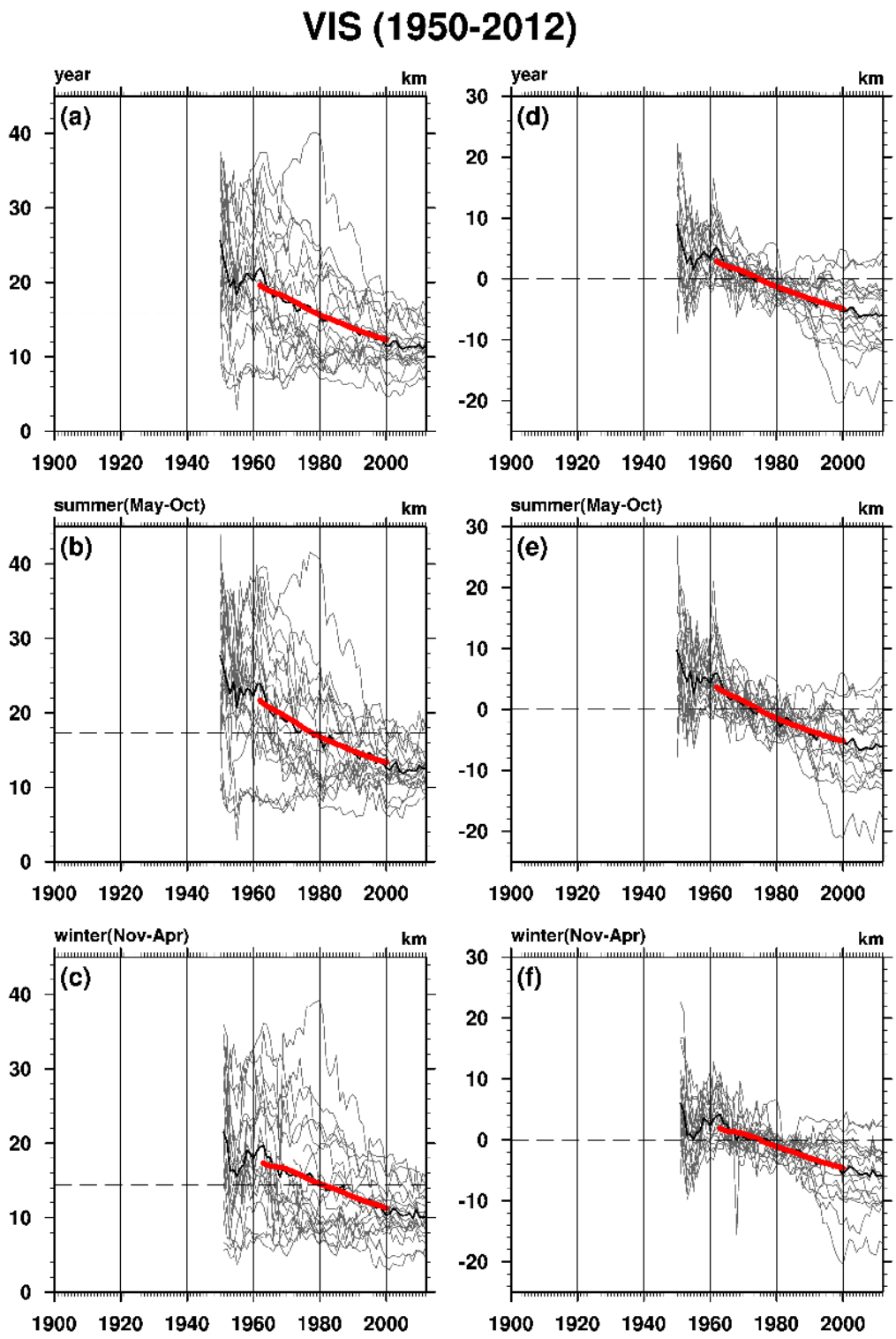


圖 5.10　臺灣能見度時序變化：(a)全年平均，(b) 5~10 月的夏半年平均，(c) 11~4 月的冬半年平均，其中灰線是各測站年平均，黑實線是所有測站的平均值，水平黑虛線是粗黑線的所有年份平均值，粗紅線是黑實線的 25 年滑動平均。(d)、(e)、(f) 與 (a)、(b)、(c) 相同，但為各測站年平均資料減去 1961~1990 年平均值後的距平值。(TCCIP 計畫提供)

5.4 季節循環

季節循環可從天文和氣候兩方面劃分。天文季節是以地球在黃道上的位置決定，由於地球的自轉軸與黃道 (地球繞太陽公轉的軌道) 有 23.5 度傾斜角，使得地球上大部分地區在一年當中因太陽照射角度的不同以至於照射時間長短不同造成四季的變化。臺灣位在北緯 22 與 25 度 (22ºN~25ºN) 之間，每年夏至時節太陽直射北回歸線 (北緯 23 度 27 分，23ºN27') 也就是嘉義與花蓮所在的緯度，冬至太陽直射南回歸線，6 月至 8 月是臺灣的天文夏季、而 12 月至次年 2 月是臺灣的天文冬季。

氣候季節則是以平均溫度劃分的季節，結合了天文的規律與冷暖感覺。季節性溫度變化與動植物生長乃至人類社會的生活關係密切，在不同的地理區域、不同緯度等條件下，每個地方的氣候季節循環時間也不盡相同。另外，由於大範圍的氣候變遷，區域氣候季節的長度、起始及結束的時間可能會隨之改變。

5.4.1 氣候季節定義

氣候季節以多年溫度資料所顯示的年循環基本週期為辨識基礎。Yan *et al.* (2011) 將日均溫資料以總體經驗模態分解 (Ensemble Empirical Mode Decomposition, EEMD；Wu and Huang, 2009) 方法作分解，再將長周期 (周期一年及以上) 的部分合併，得到一組新的長周期日均溫資料 (Qian *et al.*, 2009) 進行分析。接著，以長期平均年循環值的最熱及最冷的連續 90 日，其頭尾兩日的平均溫度做為夏季與冬季的閾值 (threshold)。由於使用傅利葉方法轉換可得到和 EEMD 方法相同的結果，本報告採用較為普及的傅利葉方法 (TCCIP, 2013)。另外，為避免資料頭尾在濾波得到長周期訊號後的影響，以及在最後一年的冬季會出現有起始而沒有結束時間 (結束時間出現在次年) 的情形，資料時間在頭尾各一年的季節時間將不予決定。依此，每年通過夏、冬季閾值的日期分別有夏季起始、夏季結束、冬季起始、冬季結束，則可將起始日至結束日的日數定為夏季及冬季的長度。另外每年夏季、冬季的最高溫、最低溫出現日期及溫度，定為「極值」，如圖 5.11 所示。

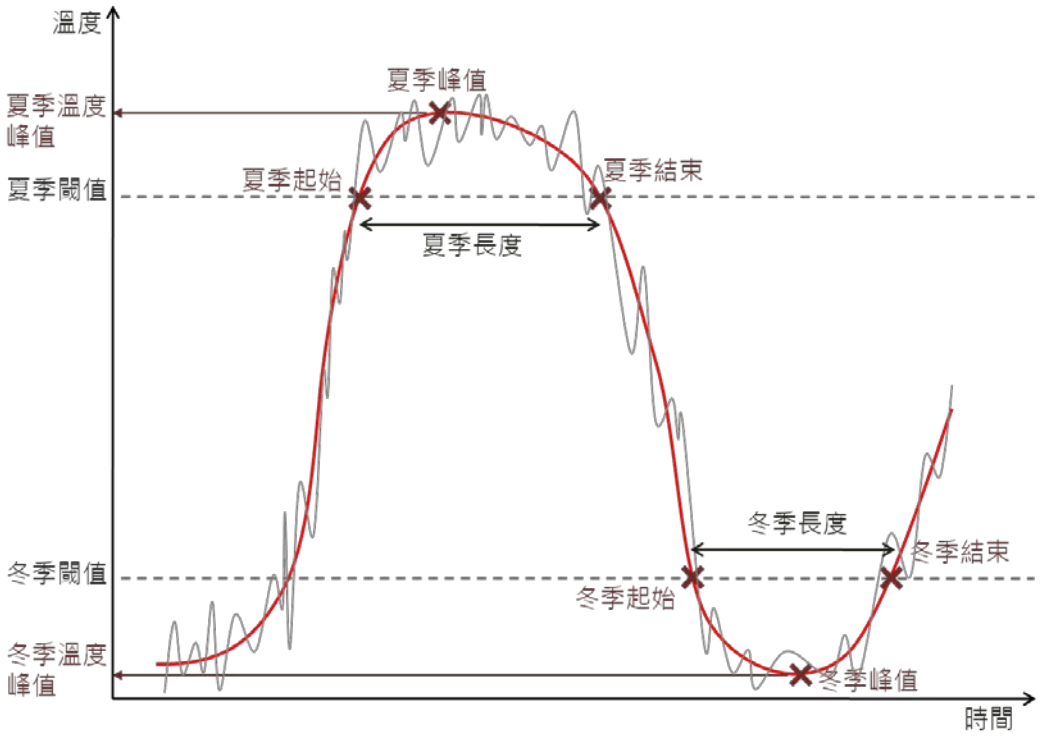


圖 5.11　以溫度定義夏冬兩季之方法，細實線代表為原始日均溫，粗實線為濾波後之長周期變化。(TCCIP 計畫提供)

5.4.2 臺灣氣候季節之變化

本報告以臺北、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。使用資料的起始時間在臺北、臺南、恆春三站為 1900 年，臺東、臺中二站為 1901 年，花蓮為 1911 年；結束時間則為 2014 年。另外，也利用三套全球格點資料放大至臺灣及周遭整體區域分析氣候季節變化同時驗證測站資料的計算結果，使用的資料是 20th Century Reanalysis (V2) (Compo *et al.*, 2011)、ECMWF ERA-40 (Uppala, 2005) 及 NCEP/NCAR Reanalysis I (Kalnay *et al.*, 1996) 三組之日均溫，資料可利用之時間分別為 1900~2008 年、1958~2001 年、1948~2010 年。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。

計算結果各站 1961 年至 1990 年氣候基期夏季閾值為：臺北 27.4ºC、臺中 27.4ºC、臺南 28.1ºC、恆春 27.6ºC、臺東 27.7ºC、花蓮 27.0ºC，差異並不大；冬季閾值為：臺北 17.3ºC、臺中 18.0ºC、臺南 19.2ºC、恆春 22.1ºC、臺東 20.5ºC、

花蓮 19.1ºC，大致為較低緯度的測站其溫度較高，符合一般認知。而季節起終時間點，以臺北站為例，在 20 世紀初，夏季大致從 6 月底開始至 8 月底結束，到了 20 世紀末的近期，則從 6 月初開始至 9 月中結束，峰值發生於 7 月底、8 月初。在 20 世紀初，冬季期間從 12 月初開始至 3 月中結束，20 世紀末的近期，則從 12 月底開始至 2 月左右結束，峰值多發生於 1 月底、2 月初。

臺北、臺中、花蓮的夏季長度在 1970 年代開始即明顯增加，而臺東則遲至 1980 年代才開始增加，臺東的峰值溫度於 1970 年前後也反應有較低的一段期間。臺北、臺中、花蓮三站的季節日數在 1970 年代後的增加情形是類似的，但峰值溫度的反應，以臺北的變化近 1ºC 最為明顯，而臺中、花蓮僅於 0.5ºC。

以 1957~2006 年 50 年的期間作線性迴歸的結果整理為表 5.1，6 站的夏季日數皆為增加，其中僅恆春無統計顯著性；其他站的增加多在每 10 年 5~6 天，而以臺中站每 10 年 8.4 天增加最多。但值得注意的是，峰值溫度的上升與夏季日數的增加並非成正比，如臺北站雖然日數增加少於臺中，但其峰值溫度的增加卻明顯高於其他站。夏季日數的增加，是由於季節起始日期的提前以及季節結束日期的延後所致。冬季整體顯示長度減少的變化，唯恆春的冬季日數雖然減少，但仍無統計顯著性。其他各站則以每 10 年 5~8 天的速率減少，其中以臺北冬季減少的最為快速。在此也可看到，冬季峰值溫度的增加在各站皆大於夏季，即冬季變暖的程度比夏季為明顯。臺北、臺中、臺南、臺東、花蓮 5 站的冬季起始時間延後，結束時間提早，但量值並不對稱，反應在峰值出現的日期為延後的情形，也就是說，冬季的整體時間是平移至較晚的日期。此為夏季所沒有的情形，在臺北站，夏季的峰值時間甚至是提前的。此亦代表，在冬季之後及夏季之前的春季，是被壓縮的。

利用三套全球格點資料選取 120ºE~125ºE、20ºN~25ºN 範圍內的網格點計算季節循環日期後，再作平均的結果顯示於圖 5.12。三組資料的長度不一，僅於 1959 年至 2000 年間有重疊，1949 年以前僅有 20th Century Reanalysis 一組數據。於 20 世紀初，夏季大約是 7 月初至 8 月底，長度為 50~60 天左右，於 2000 年前後，夏季時間已變為 6 月初至 9 月底，約為 110 天。反之，於 20 世紀初，冬季大約是 12 月初至 3 月底，長度有 120 天，然而至 2000 年前後，為 12 月底至 2 月底，僅餘約 50 天。由圖 5.12 所見，就每個年代的平均，1920 至 1930 年代，夏季的季節起始日期及結束日期有一明顯的跳躍，反應在季節日數為增加，如對照臺灣測站的觀測，發現在 1930 年前後有明顯的夏季日數增加，但到 1940 年代

又暫趨緩。另外，前述之臺灣冬季日數在 1980 年後開始快速減少，在再分析資料也是類似的情形。在 1990 年代，冬季的起始日期延後及結束日期提前，都有較明顯變化，直接反應在冬季日數上即符合其快速減少的趨勢。

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

5.5 極端天氣

極端天氣事件是指一年當中在某地發生的罕見事件。若以機率分佈函數來描述天氣，低於 10% (PR10) 或高於 90% (PR90) 的事件才符合可謂罕見的基本要求。一個地方罕見的極端天氣換到另一個地方去也許就不能算是罕見而是相當平常的普通天氣，因此所謂的極端天氣往往沒有絕對的標準，必須根據當地的氣候性質決定。一種極端天氣在一段時間頻頻或持續發生往往會造成極端氣候事件，也就是在月、季、年或更長時間的平均狀態也出現極端的特質。例如，若在同一季節數度出現極端降雨事件，該季總雨量即可能超乎尋常；或在雨季連續不降雨甚至連續若干年的雨季都少雨即造成乾旱，異常多雨和乾旱都是極端的氣候事件。

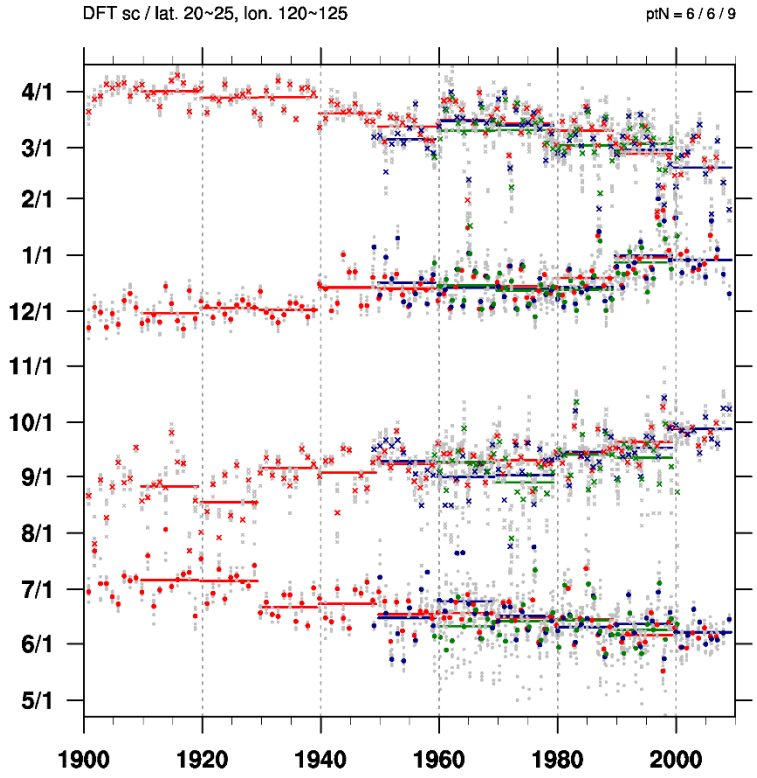


圖 5.12 臺灣附近區域內網格點的冬夏季發生時間的百年變化。縱軸由下而上為日期。圓點為季節之起始，打叉為季節之結束。灰色點標示為個別網格點原始值，紅色、藍色、綠色分別為 20th Century Reanalysis、NCEP/NCAR Reanalysis、ECMWF ERA-40 之每年平均。粗橫線為各年代 (10 年) 平均。(TCCIP 計畫提供)

極端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。為此，IPCC 在 2012 年出版了一份特別報告：以管理極端事件與災害氣候變遷調適 (Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation)，使用的極端指數 (extreme indices) 主要出自 Zhang *et al.* (2011) 並在 IPCC AR5 被大量引用。本報告僅針對最重要的臺灣極端溫度和雨量指標說明如下。

5.5.1 極端事件辨識方法

判斷天氣或氣候事件是否屬於罕見的極端事件需要有足夠的觀測資料。本文除了使用《臺灣氣候變遷科學報告 2011》的 6 個百年氣象測站 (臺北、臺中、臺

南、恆春、臺東、花蓮) 資料之外，另加入 15 個有 50 年以上資料的測站作為輔助，即 1911 年至 2014 年期間根據 6 個測站，而 1961 年至 2014 年期間則根據 21 個測站的資料，分析極端天氣的長期變化。21 個測站當中有 13 個測站的海拔高度低於 300 公尺，為平地站，另外 8 個測站分別為北部山地 2 站 (鞍部、竹子湖)、南部山地 3 站 (日月潭、阿里山、玉山) 及外島 3 站 (彭佳嶼、澎湖、蘭嶼)。為表達上的方便，將 21 個測站分為平地、北部山區、南部山區、外島等 4 組。

在風速資料分析方面，本報告使用的資料和《臺灣氣候變遷科學報告 2011》相同，以 1950 年至 2014 年風向和風速資料記錄最完整的 6 個測站，即臺北、臺中、恆春、宜蘭、花蓮和臺東代表臺灣本島，選取彭佳嶼、蘭嶼、澎湖和東吉島四個都市化發展較少的外島測站作為對照，其中東吉島設於 1962 年，資料較短。

極端事件分析包含高溫、低溫、降雨、乾期、強風等項目。溫度的極端定義都是依照各測站資料百分排序決定，高於 PR90 者為極端高溫，低於 PR10 者為極端低溫。依照 IPCC 極端指數定義的「暖晝」(指數代號：TX90p) 是指日最高溫 (Tmax) 高於以氣候基期的多年 Tmax 決定的 PR90 門檻值的當日，「暖夜」(TN90p) 則是指日最低溫 (Tmin) 高於以氣候基期決定的 PR90 門檻值的當日。「冷晝」(TX10p) 是指日最高溫 (Tmax) 低於以氣候基期的多年 Tmax 決定的 PR10 門檻值的當日，「冷夜」(TN10p) 則是指日最低溫 (Tmin) 低於以氣候基期決定的 PR10 門檻值的當日。雨量方面是依照中央氣象局定義的大雨 (日雨量 >80mm)、豪雨 (日雨量>200mm) 和大豪雨 (日雨量>350mm) 決定；另外，也使用時雨量資料將極端值重現期距大於 2 年的事件判斷為極端的強降雨事件。異常乾期是依照連續不降雨日數高於 PR99 判斷。強風的極端事件分為颱風和非颱風兩類，辨識方法的詳細說明請閱《臺灣氣候變遷科學報告 2011》第 4.3.2B(f) 節。

由於《臺灣氣候變遷科學報告 2011》已涵蓋觀測至 2009 年的分析結果，為避免與該報告有太多重複，本章將說明近 5 年 (2010~2014 年) 資料和增加分析 21 個測站的 52 年資料對前報告結論的影響或補充。

5.5.2 氣溫

檢視極端溫度變化的長期變化可看高溫、低溫、冷晝、冷夜、暖晝、暖夜發生頻率的變化，這些極端溫度事件的判斷乃是依照所述溫度高於 PR90 者為極端高溫，低於 PR10 者為極端低溫，而門檻值是根據 1961 年至 1990 年的溫度排序

決定。《臺灣氣候變遷科學報告 2011》指出 6 個百年測站的高溫日數都呈增加的趨勢，臺北站增加幅度最大，約為每 10 年增加 1.4 天，2000 年至 2009 年的高溫日數比 1911 年至 1920 年平均增加了 10 天以上，變化相當明顯。本報告加入 2009 年之後 5 年 (2010~2014 年) 資料發現高溫趨勢仍以臺北測站最明顯，高溫日數的變化仍是在 2000~2009 年的水準，2014 與 2013 年的高溫日數在 1911~2014 年的 104 年的資料長度分別排名第四與第五，前三名依序為 2002、2003、1988 年。

檢視 21 個測站 1950~2014 年的逐年極端高溫日數，發現近 30 年增加幅度最大的 6 個測站分別是高雄、玉山、花蓮、宜蘭、臺北、澎湖。圖 5.13a 顯示高雄站極端高溫日數在 1984 年至 1990 年期間特別少，以致於近 30 年 (1985~2014 年) 線性變化呈每 10 年約 7 天的增加趨勢，花蓮測站的大幅增加趨勢大致也和 1984 年至 1990 年的低谷有關。6 個測站在 1977 年至 1983 年都出現了一波高溫日數偏多的現象，對玉山站而言這段時期可視為近半世紀進入高溫日數頻繁期的肇始。

全球氣候變遷對日夜溫度的影響是農業、健康、生態研究者高度關注的議題。暖晝與暖夜的長期變化如圖 5.14a 與 5.14b，其特徵與年平均最高溫度及年平均最低溫度相當類似 (圖 5.3a 與圖 5.4a)。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。

冷晝與冷夜的變化如圖 5.15a 與圖 5.15b 所示，冷晝只有在 1961~1986 年這段期間出現比較密集的偏多狀況，1990 年代以來冷晝偏少的現象相當明顯，與《臺灣氣候變遷科學報告 2011》指出的臺灣極端低溫發生頻率顯著下降結論一致。但 2000 年之後有兩年 (2005 年及 2011 年) 冷晝天數高於 1961~1990 年的氣候平均值，2011 年尤其明顯；這兩年年東亞冬季季風的變異和強度都不尋常 (Lu and Chang , 2009；李與盧，2014)，東亞冬季季風是影響臺灣冷晝天數多寡的主要因素。圖 5.15b 顯示冷夜自 1970 年之後日數明顯偏少，最近 10 年偏少程度尤其明顯；值得注意的是外島和北部山區在 2005 年與 2011 年的冷夜日數同樣有類似冷晝日數多於氣候平均值的現象，表示即使在比較溫暖的氣候狀態溫度仍然還是會有劇烈的變動。《臺灣氣候變遷科學報告 2011》指出 1985 年之後臺灣寒潮事件 (盧與李，2009) 明顯偏少，並且類似的情況在 1985 年以前不曾出現過。

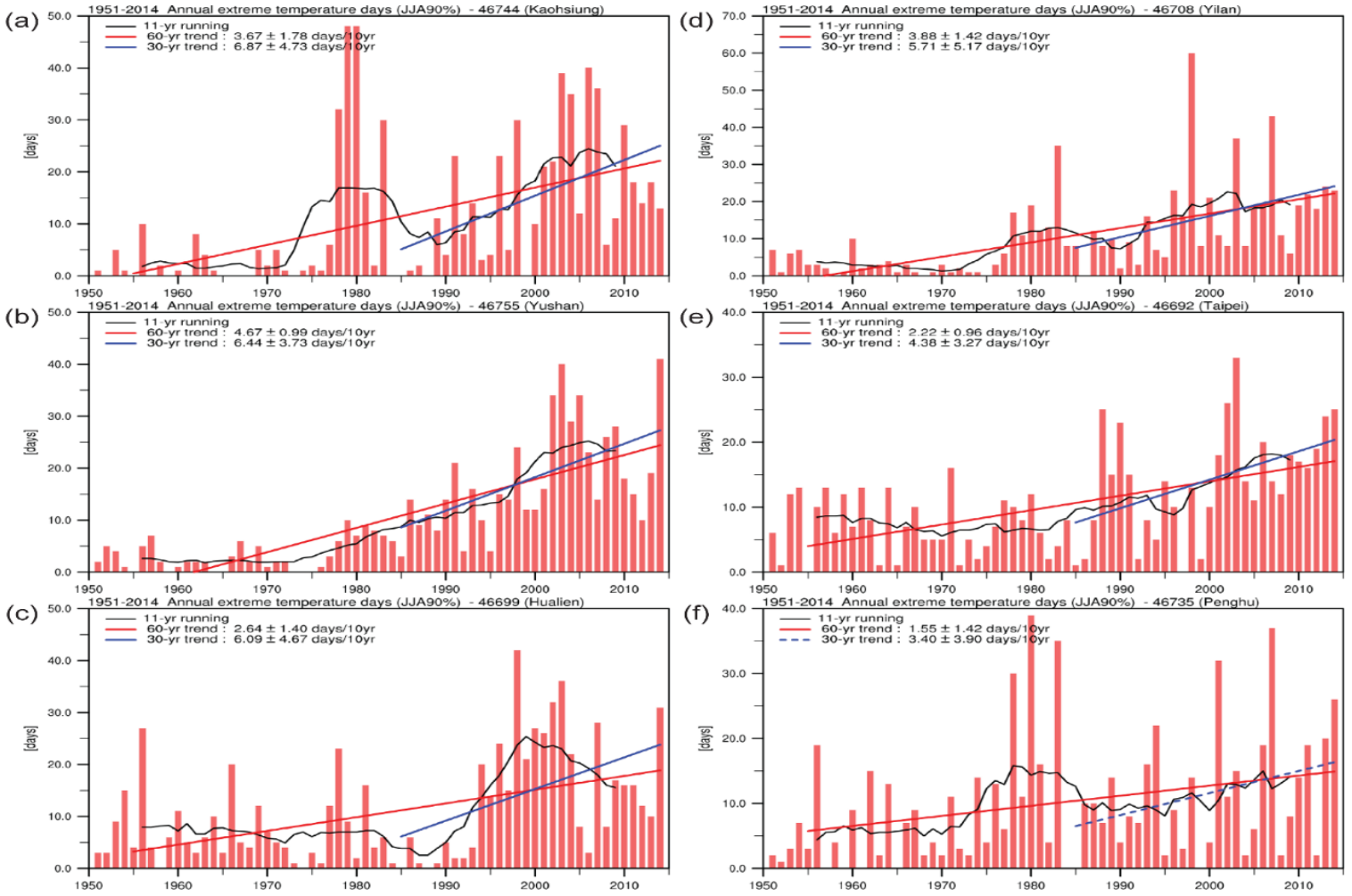


圖 5.13　1951~2014 年每年極端高溫日數之時間序列與變化趨勢，(a) 高雄、(b)玉山、(c) 花蓮、(d) 宜蘭、(e) 臺北、(f) 澎湖。極端高溫辨識的門檻值是按照各站夏季 (6~8 月) 溫度機率分布的高溫 90%定義。黑線表示 11 年滑動平均的結果，紅線為 60 年迴歸線，藍線為 30 年，實線表示線性變化趨勢通過了 95%的信心度檢定，虛線則表示未通過檢定，根據各迴歸線斜率計算的變化趨勢標示於圖左上角。(TCCIP 計畫提供)

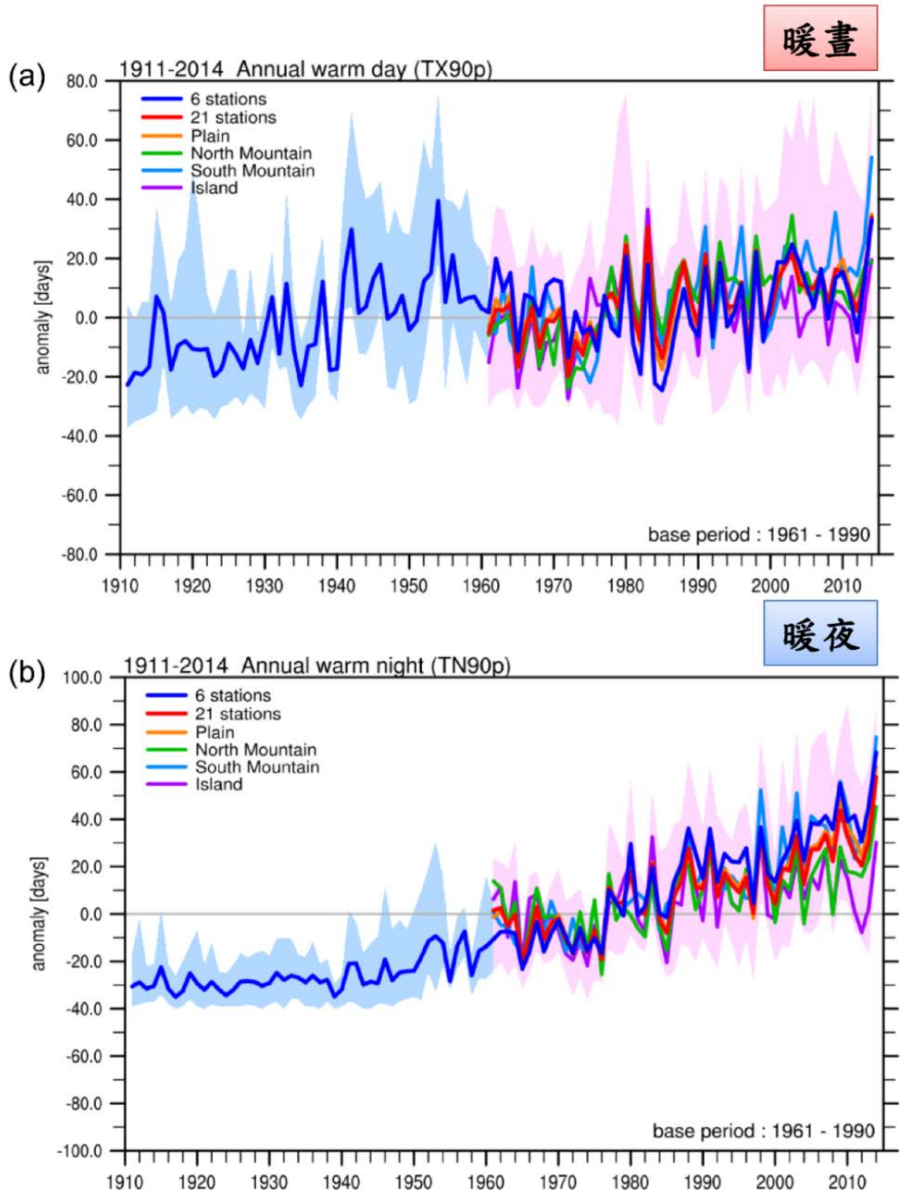


圖 5.14 1910~2013 年逐年 (a) 暖晝、(b) 暖夜的日數減去 1961~1990 年氣候基期平均日數的距平值。藍色線條與陰影顯示 6 個百年測站的平均距平與各測站距平分布範圍，紅色線條與陰影顯示 21 個 (含 6 個百年測站) 有 52 年觀測紀錄測站的平均距平與各測站距平分布範圍。另標示了將 21 個測站分為 13 個平地站 (橘線)、2 個北部山區 (綠線)、3 個南部山區 (天藍線)、3 個外島 (紫線) 的平均距平值。(TCCIP 計畫提供)

根據相同定義分析 2010~2014 年寒潮，發現 2011 年是 1988 年以來寒潮發生次數最多的一年，與 1963 年並列為 1952 年以來排名第 2 的寒潮事件偏多年。2011 年冬季臺灣北方的高層華南西風噴流偏強，西太平洋東亞沿海區域被廣大低壓壟

罩，大環境情勢有利於偏冷的歐亞大陸冷空氣南下造成臺灣寒潮事件 (李與盧，2014)。

本節極端氣溫分析結果顯示暖化現象在夜間比日間明顯，隨著全球暖化臺灣的暖夜日數明顯攀升，2001~2010 年的平均日數與 1911~1920 年相比幾乎增加了 60 天之多。伴隨暖夜日數的增加，冷夜日數明顯減少，但減少幅度略小於暖晝的增加。冷夜日數的年際變化幅度較大，不同於暖晝日數變化的幅度較小頻率較低，也就是偏暖或偏冷有比較明顯的多年持續性，這樣的溫度變化特性對於作物生長與國民健康和生物多樣性的生態環境有何影響需要繼續觀察研究。

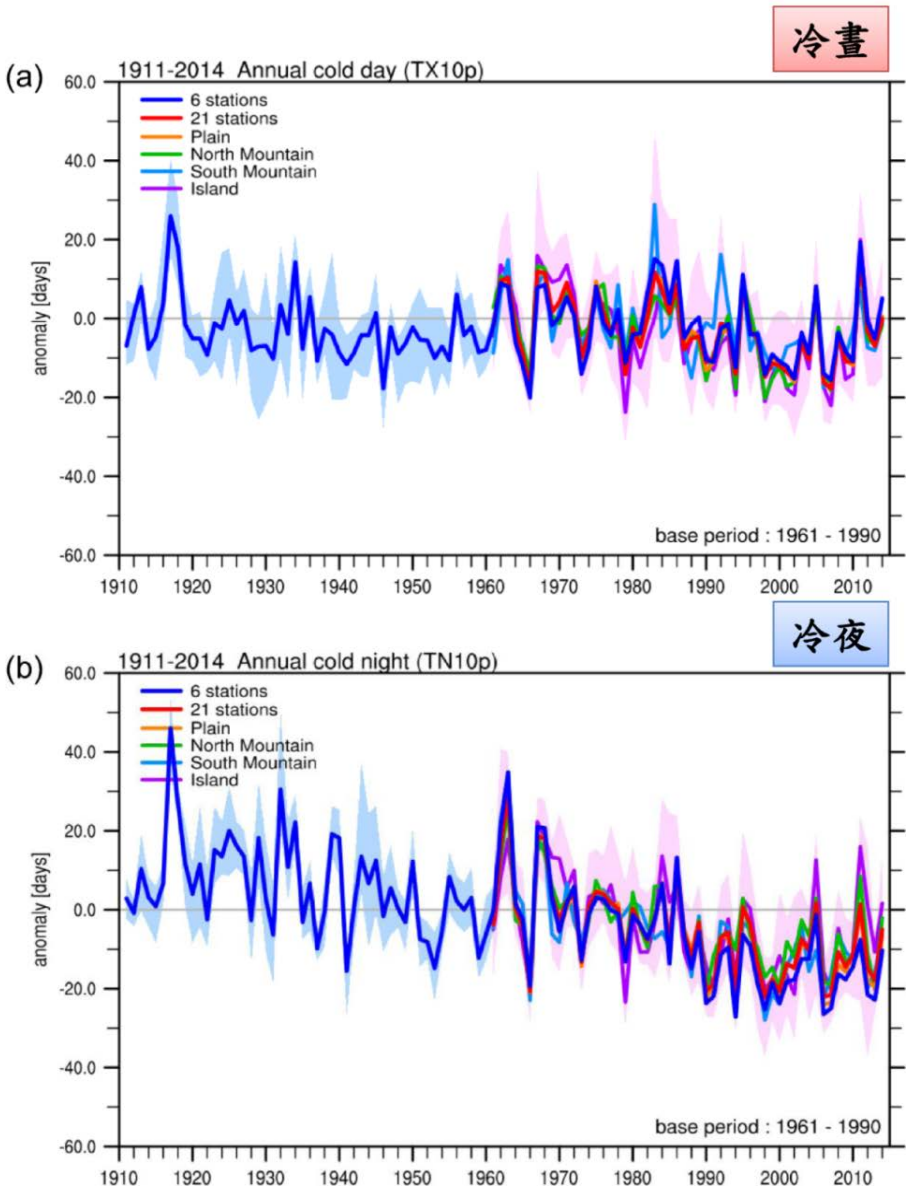


圖 5.15 同圖 5.14，但為 (a) 冷晝、(b) 冷夜的日數減去 1961~1900 年氣候基期平均日數的距平值。(TCCIP 計畫提供)

5.5.3 降雨

A. 降雨強度

《臺灣氣候變遷科學報告 2011》指出 6 個百年測站資料顯示在降雨強度變化方面臺灣大豪雨日數在近 50 年和近 30 年有明顯增多的趨勢，大約有 50~60 年週期的年代際變化現象，未來是否持續上升目前仍無法判斷。臺灣小雨日數則呈現大幅減少的趨勢，近百年來的減少幅度為每 10 年減少 2 天，而近 30 年的減少幅度增加為每 10 年減少 4 天。另外，大豪雨日數也有以大約 10~20 年為一期的長週期變化現象，1920~1935 年與 1965~1985 年大豪雨日數都偏低，1940~1960 年和 1985 年之後大豪雨日數都偏高；然而，不論在日數偏多或日數偏少的年代，年與年之間的差異還是相當明顯。

本報告進一步檢視了 15 個測站 1961 年至 2013 年的降雨強度變化，發現前述結論相當完整，唯 1985 年之後大豪雨日數偏高的情況在山區更明顯。6 個百年測站與加入的 15 個 50 年測站雨量強度長期變化如圖 5.16，雨量強度依照氣象局 2015 年公布的雨量分級定義分為大雨 (日雨量≧80mm)、豪雨 (日雨量≧200mm)、大豪雨 (日雨量≧350mm) 三個類別統計。圖 5.16a 顯示近百年來大雨事件年發生率沒有明顯的變化趨勢，北部山區的大雨事件在 1980 年代比較頻繁。北部山區的豪雨事件也是在 1990 年代以前較為頻繁，大豪雨事件則是在 1990 年代之後出現比較大的年與年之間的變動。南部山區則在 2000 年之後有豪雨和大豪雨事件增多的明顯變化，2004 年至 2009 年的持續偏多現象尤其醒目。1960 年至 1980 年南部山區的豪雨和大豪雨事件也相當頻繁，但沒有像 2004 年至 2009 年那樣連續 6 年偏高的現象。

B. 異常乾期

卓與盧 (2013) 根據 6 個百年測站資料設計了一個可以代表臺灣有異常偏長乾期現象的「極端乾期指數」(DSidx) (圖 5.17)，藉以衡量臺灣極端乾期事件是否發生與嚴重程度。極端乾期事件的判斷是以連續不降雨日數達到超越機率小於 1%的水準為依據。分析結果顯示，若以 11 年為區間滑動統計極端乾期事件總數，從圖 5.17 可清楚看到近百年臺灣極端乾期事件發生頻率有明顯 20~30 年尺度的年代際變化，並有季節差異。整體來說，1960 年之後極端乾期發生頻率變多，1920~1940 年代期間極端乾期發生頻率較低。1960~1980 年代異常乾期主要發生

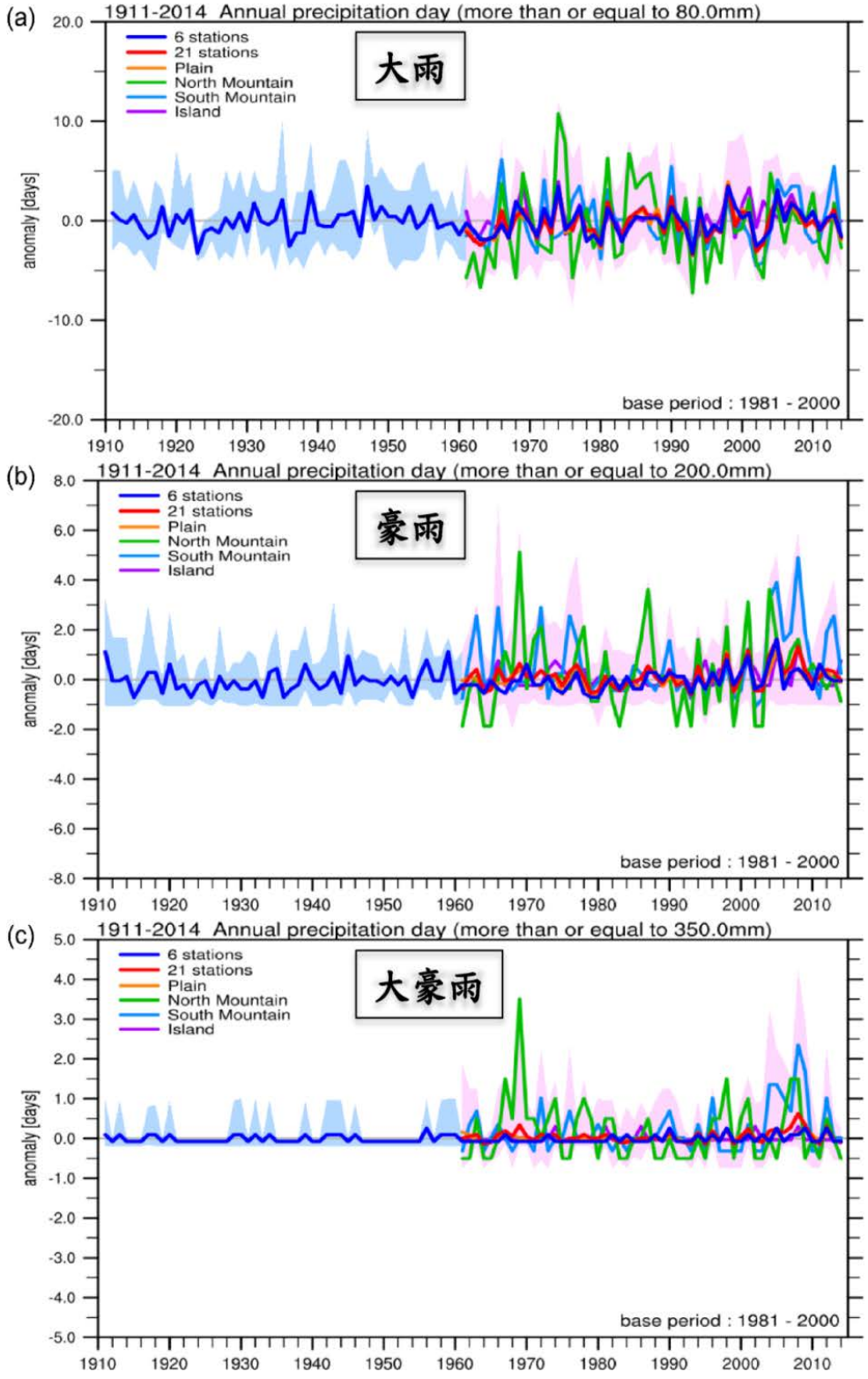


圖 5.16　同圖 5.14 但為 (a) 大雨、(b) 豪雨、(c) 大豪雨的日數減去 1961~1900 年氣候基期平均日數的距平值。(TCCIP 計畫提供)

在夏、秋二季，梅雨季的異常偏乾事件在 1970~1980 年較其他年代稍多。1990 年代之後，11 月至隔年 4 月冬半年的臺灣極端乾期發生頻率則有明顯增多趨勢，近 20 年 (1992~2011) 極端乾期事件發生在乾季的頻率明顯高於雨季。增加 15 個測站重新檢視極端乾期的長期變化發現結果與卓與盧 (2013) 相符，並且更加強先述 1990 年代之後乾季的極端乾期發生頻率明顯增多的結論。另一方面，加入最新的 2012~2014 年資料之後，圖 5.17 顯示乾季的極端乾期頻率偏高現象不如 2012 年以前明顯，這樣的轉變是否會持續只有等待時間來證明，也突顯辨識小區域雨量特徵變化必須考慮多重尺度的氣候因素。

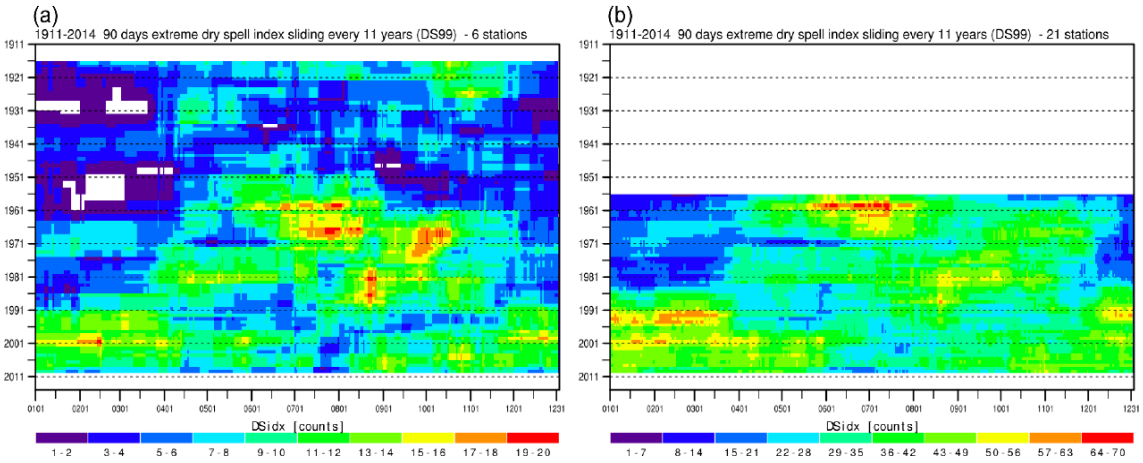


圖 5.17 以 11 年為單位，統計 1911~2011 年每日極端乾期指數 (DSidx) 11 年滑動累計的極端乾期指數 (DSidx11，代表 11 年滑動累計) 變化。(a) 為根據 6 個百年測站計算的指數，(b) 根據 21 個測站 52 年資料計算的指數，指數數值愈高表示極端乾期的極端程度愈強。DSidx 可呈現極端乾期的時間變化，但因指數是測站數量的函數，根據 21 個測站計算的 DSidx 比根據 6 個測站計算的數值大，不同測站數量計算的指數不能相互比較。關於指數的詳細說明請閱卓與盧 (2013)。(TCCIP 計畫提供)

5.5.4 強風

《臺灣氣候變遷科學報告 2011》指出將強風日數變化分為有颱風影響和沒有颱風影響兩類，發現沒有颱風影響下的強風日數除宜蘭有增加情形之外，本島 5 個測站的日數皆呈現遞減的趨勢，並以臺東的減少趨勢最明顯。外島 4 個測站無論是 6 級以上或 7 級以上的強風日數也都呈現減少的趨勢。有颱風影響的強風日數分析結果顯示，除宜蘭和花蓮強風日數為增加的趨勢外，其餘 4 站皆呈現減

少的趨勢。而外島除了澎湖之外，強風日數呈現增加的趨勢，可能是颱風強度增強的結果。這些結論在增加 2010 年至 2013 年觀測資料之後仍然維持，更加確定本島測站的非颱風影響的強風天數，只有處於臺灣東北部的宜蘭與花蓮有增多的現象，其餘測站都是減少；颱風影響的強風天數也是僅在宜蘭和花蓮有些微增加的趨勢但統計上並不顯著。外島除澎湖外均有些微增加趨勢但也不顯著。

5.6 颱風

臺灣位於全球颱風發生頻率最高的西北太平洋及南海海域，每年都會遭受颱風夾帶的狂風和豪雨影響，造成巨大損失，颱風也成為臺灣最主要的氣象災害(見文字框 5.2)。雖如此，颱風每年也為臺灣帶來豐沛的降雨量，為臺灣水資源的主要貢獻者，因此一旦颱風帶來的降雨量不足，臺灣也勢必面臨水資源匱乏的危機，颱風對臺灣的重要性可想而知。近年受到全球暖化議題影響，有關於颱風特性變化與暖化關係的討論也相當多。本單元將針對 1950 年至 2012 年間，影響臺灣的颱風特性變化，做進一步的介紹。

5.6.1 颱風個數

西北太平洋與南海海域平均每年約生成 26 個颱風，個數除了有年際變化訊號外，也有明顯的年代際振盪 (Yumoto and Matsuura, 2001)，而影響臺灣的颱風個數也是如此 (Hung, 2013)。近年來，西北太平洋海域生成的颱風個數有減少的趨勢，不過影響臺灣的颱風個數卻增加了，Tu 等 (2009) 認為，可能與大氣和海洋環境條件變化，使得西北太平洋颱風移動路徑往北移動機率增加，造成侵臺颱風個數增加有關。

依據李與盧 (2012) 對影響臺灣颱風的定義 (文字框 5.2)，統計美國聯合颱風警報中心 (Joint Typhoon Warning Center，JTWC) 所提供 1950 年至 2014 年間的颱風資料發現，期間總共有 285 個颱風影響臺灣，平均每 10 年約有 45 個。從時間變化來看，個數具有明顯的年際和年代際變化訊號 (圖 5.18)。年際變化部份，1966 和 2001 年分別有 9 個颱風影響臺灣，為個數最多的年份，而 2004 年和 1990 年有 8 個，1952 年、1961 年、2003 年和 2005 年則有 7 個，均為相對偏多的年份。1970 年為統計期間所觀測到颱風影響臺灣個數最少的一年，僅有，

一個，其次有 8 年 (1950 年、1955 年、1958 年、1976 年、1983 年、1988 年、1989 年和 1993 年) 僅有兩個颱風影響臺灣，顯示個數於年際之間的差異很大。

文字框 5.2: 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。以中央氣象局為例，便是以臺灣本島為中心，設立一個方形範圍 (118°E~124°E、20°N~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 (即平均風達到七級風 (13.9m/s) 以上或陣風達到 11 級風 (28.5m/s) 以上) ，同時對臺灣產生災害，就視為侵臺颱風 (謝等，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 34 海浬 (含) 以上，就將該颱風視為「侵臺颱風」。

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 (李與盧，2009)。

李與盧 (2009) 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每小時 34 海浬 (含) 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。

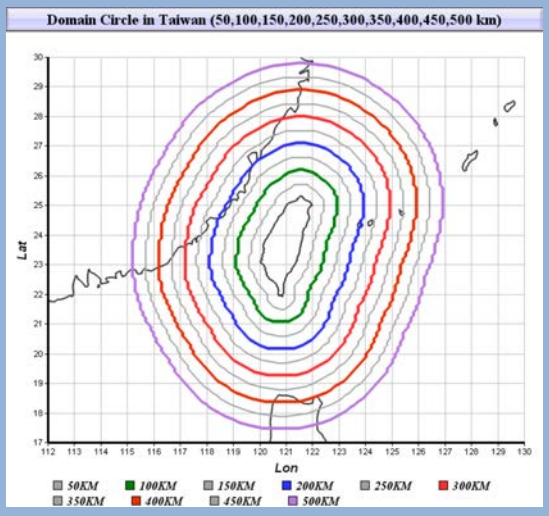


圖 Box 5.2 根據臺灣海岸線邊界所定義的 50 至 500 公里的範圍，圖中每個間距為 50 公里，X-Y 軸分別代表經度和緯度。(摘自李與盧，2012)

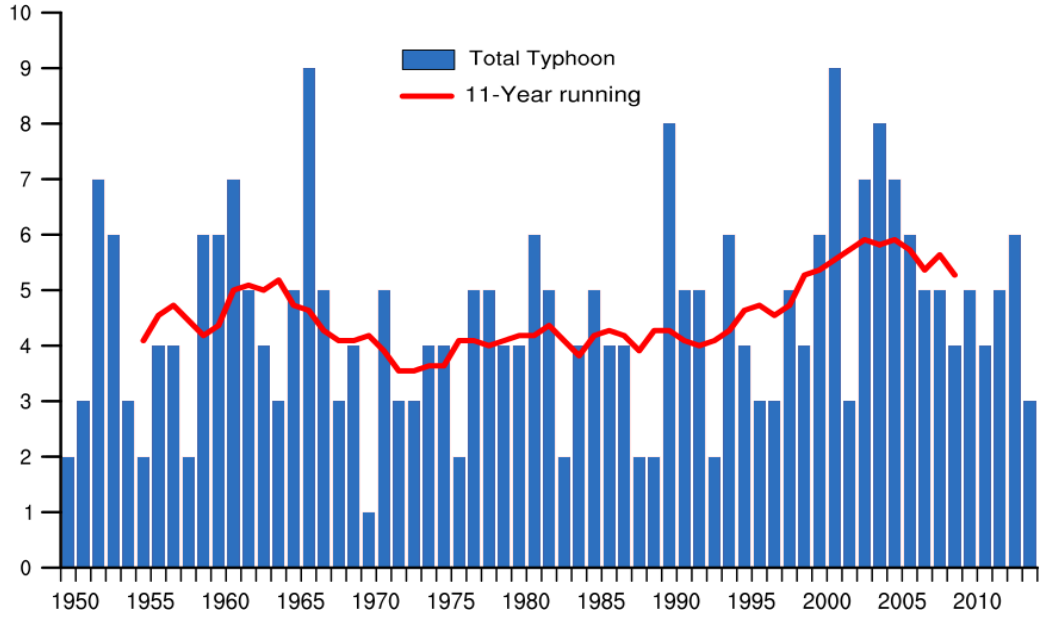


圖 5.18　1950～2014 年期間，每年進入臺灣海岸線 300 公里範圍內，且停留 12 小時 (含) 以上的颱風個數時間序列圖。紅線代表 11 年滑動平均值，X 軸代表年份，Y 軸代表每年影響臺灣的颱風個數。(TCCIP 計畫提供)

從年代際時間尺度來看，1960 年代和 2000 年之後，影響臺灣的颱風個數相對偏多，每 10 年平均約有 54 個颱風，而 1950 年代、1970 年代至 1990 年代間，個數則相對偏少，每 10 年平均約為 40 個，顯示侵臺颱風個數具有明顯的年代際振盪，長期持續增加或減少的趨勢則不明顯。

5.6.2 颱風強度

颱風的強弱一般採用接近颱風中心的低層平均風速大小來決定，中央氣象局依據平均風速大小，將侵臺颱風分成輕度、中度和強烈三個等級[1]。統計 1950 年至 2014 年間不同強度等級的颱風個數發現，輕度、中度和強烈颱風，平均每 10 年分別出現 15、16、14 次，各強度等級的颱風出現機率差異不大。

從時間變化來看，年際變化與年代際變化訊號於各強度等級均存在 (圖 5.19)。輕度颱風於 1950~1960 年代個數偏少，進入到 1970 年代以後，個數維持穩定，

[1] 當颱風中心位於臺灣海岸線 300 公里範圍內時，若最大風速介於 34～63 (knots) 之間稱為輕度颱風、當最大風速介於 64～99 (knots) 之間稱為中度颱風、一旦最大風速達到 100 (knots) (含) 以上，則稱為強烈颱風，knots=浬 / 每時

沒有明顯的長期增加或減少趨勢。中度颱風出現頻率，於 1970 年代和 1990 年代相對偏少，其他年代則相對偏高，長期變化趨勢不明顯。強烈颱風個數則於 1950 年代至 1960 年代、1990 年代之後較多，平均每 10 年有 18 個強烈颱風襲台，1970 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，個數差異大。

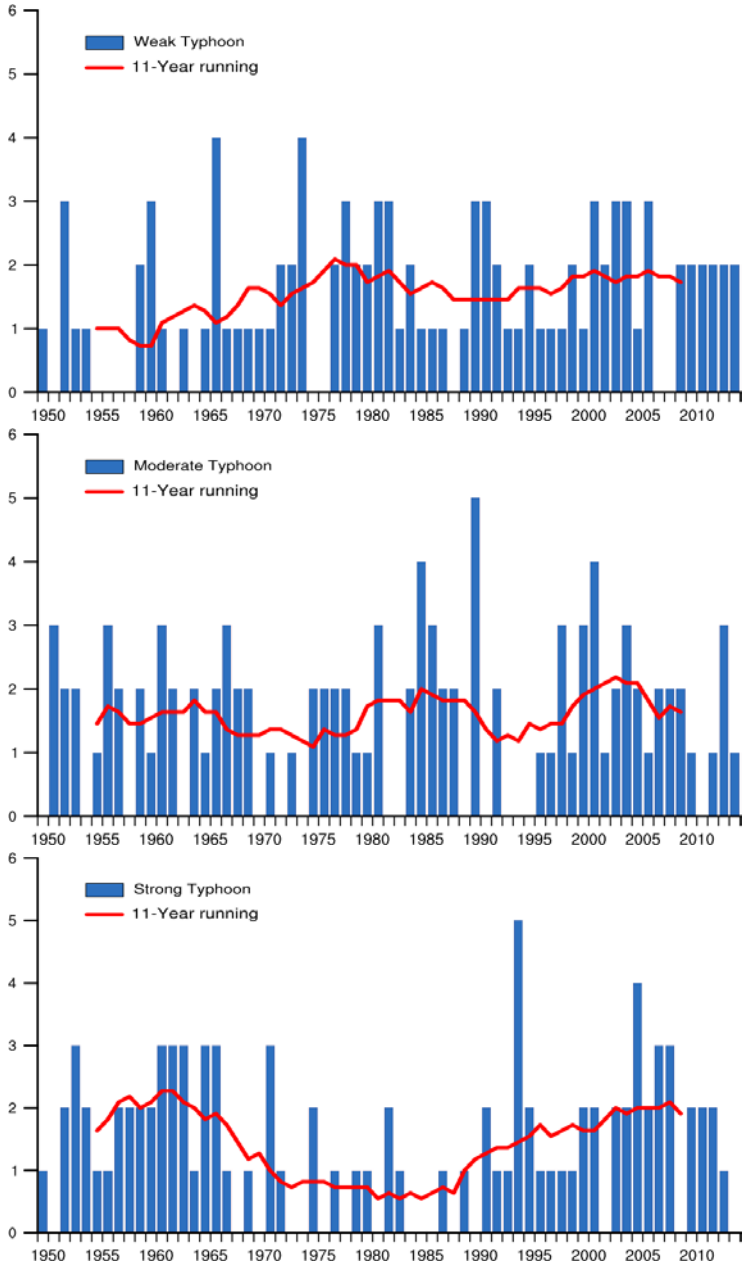


圖 5.19　1950～2014 年期間，不同強度的颱風，每年進入臺灣海岸線 300 公里範圍內的個數時間序列圖。由上至下依序為輕度颱風 (34knots≦Vmax≦63knots)、中度颱風 (64knots≦Vmax≦99 knots)、強烈颱風 (Vmax≧100knots)。紅線代表 11 年滑動平均值，X 軸代表年份，Y 軸代表影響臺灣的颱風個數。(TCCIP 計畫提供)

造成強烈颱風侵臺個數偏少的原因，可能與西北太平洋海域於該時期 (1971~1986 年間) 的強烈颱風生成個數相對減少有關，而颱風生成位置較偏西，則可能是強颱生成個數減少的原因 (Chan, 2008)。最近兩年 (2013、2014) 強颱尤其偏少，但長期變化趨勢仍待觀察。

5.6.3 颱風路徑

西北太平洋海域的颱風移動路徑，具有明顯的年際 (謝等 1998; Wang and Chan, 2002；Camargo *et al*., 2007；Hong *et al*., 2011) 與年代際時間尺度變化特徵 (Ho *et al*., 2004；Liu and Chan, 2008；Tu *et al*., 2009)，當太平洋副熱帶高壓勢力範圍向西延伸時，颱風移動路徑往西機率相對較高，然而當高壓勢力範圍偏東時，則颱風往北移動機率提高 (Tu *et al*., 2009)，近年西北太平洋海域的颱風移動路徑，往北偏移的頻率有提高的現象 (圖 5.20) (Wu *et al*., 2005；Liu and Chan, 2008；Tu *et al*., 2009)。Chang 等 (2013) 分析 1960 年至 2011 年間，從臺灣北部、中部及南部陸地通過的颱風個數變化，並討論 2004 年前後的差異。結果 (表 5.2) 顯示，2004 年之後平均每年通過臺灣本島北、中、南部的颱風個數都比 2004 年之前增加，尤其以從臺灣本島中部通過的颱風頻率增加較多，所佔登陸臺灣的颱風個數比例也相對提高。

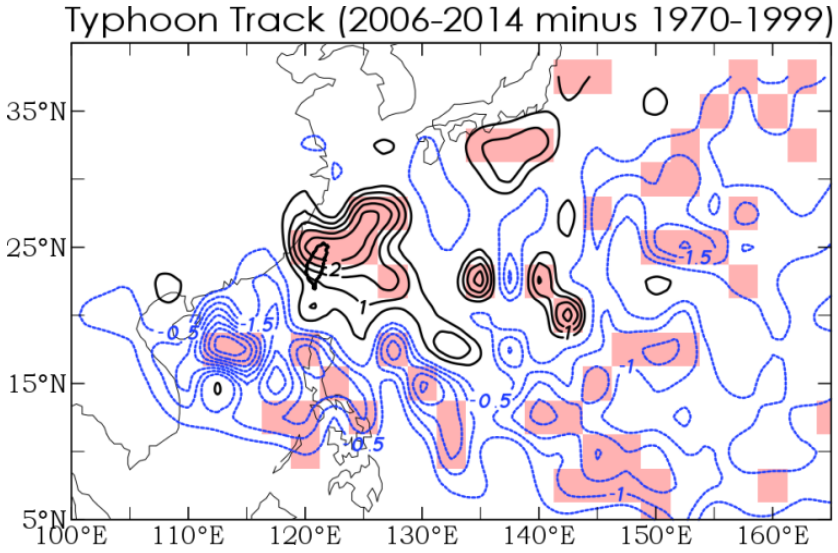


圖 5.20　西北太平洋與南海海域 2006~2014 年與 1970~1999 年之 6~10 月颱風頻率變化差異。等值線間距為 0.5，陰影區代表統計檢定顯著性達 0.05 的區域. (TCCIP 計畫提供)

表 5.2. 登陸颱風從臺灣北部、中部與南部通過的個數(括號內是佔總個數的百分比例)在 2004 年前後的差別。(摘自 Chang *et al*., 2013)

	1960–2003	2004–11
Frequency		
N	21 (44.6%)	5 (31.3%)
C	15 (31.9%)	8 (50.0%)
S	11 (23.4%)	3 (18.8%)

5.6.4 颱風移動速度

臺灣具有複雜的地形，高聳的山脈與颱風環流的交互作用，常為臺灣帶來劇烈的降雨，近期研究也顯示，颱風帶來的強降雨發生頻率有增加的趨勢，歸咎其因，全球暖化效應 (Liu, 2013)、大尺度季風環流強度變化與地形的交互作用 (Chang *et al*., 2013)，以及颱風本身特性 (如：移動速度) 的改變 (Tu and Chou, 2013；Hsu *et al*., 2013) 等，都可能是造成的原因。

從颱風移動速度對應臺灣的降雨量變化來看 (圖 5.21)，颱風移動速度越慢，強降雨 (95 百分等級) 的降雨量也越多，兩者間有明顯的負相關 (Su *et al*., 2012)。而颱風影響臺灣期間所降下的總雨量，也與颱風移動速度呈反比 (Hsu *et al*., 2013)。Tu and Chou (2013) 分析颱風停留在臺灣鄰近區域的時間以及颱風本身的移動速度也發現，1970 年至 2010 年間的侵臺颱風移動速度有減慢的趨勢，同時停留在臺灣的時間也拉長了 (圖 5.22)。

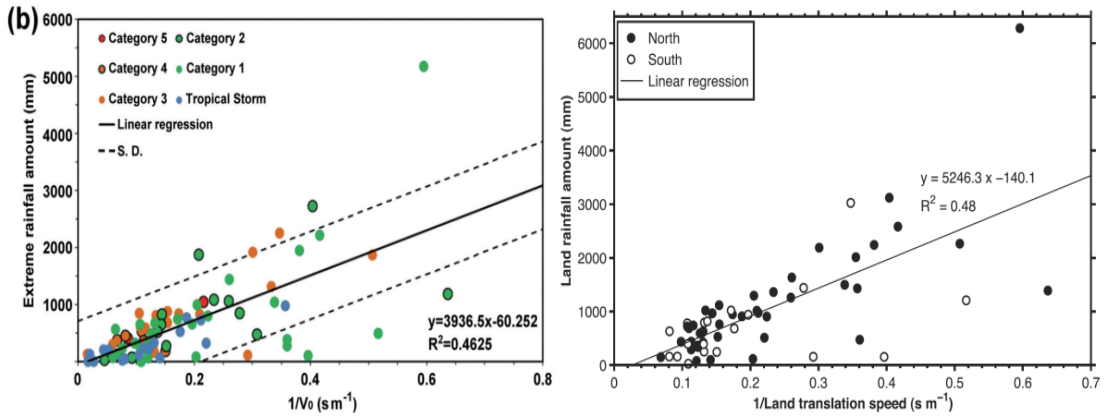


圖 5.21 1960~2010 年間侵臺颱風移動速度與 95 百分等級強降雨量 (左圖)，以及 21 個地面氣象站累積降雨量 (右圖) 散布圖。X 軸為颱風移動速度的倒數，Y 軸為降雨量。(摘自 Su *et al*., 2012 (左)；Hsu *et al*., 2013 (右)

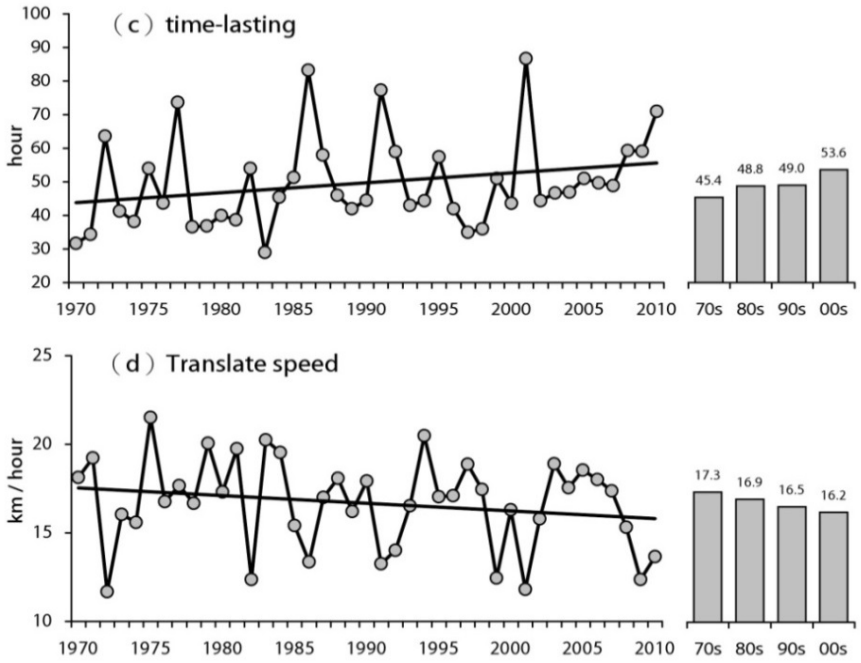


圖 5.22　1970~2010 年間颱風於臺灣附近範圍時 (116°E~126°E、18°N~29.5°N,) 的平均停留時間 (上圖) 與平均移動速度 (下圖) 時間序列，直線為線性趨勢，右側圖則為每 10 年的平均值。(摘自 Tu and Chou, 2013)

5.7 大氣成分

空氣的分子組成是決定其物理化學行為的要素，特別是當主要氣體 (N_2 和 O_2) 維持在相對穩定的條件下，微量氣體濃度的變化成為影響大氣環境的主要因子。例如在關於氣候變遷的各種論述中，二氧化碳 (CO_2) 濃度的增加被普遍認為是導致全球暖化現象的關鍵，而 CO_2 的分子數量在一般大氣中僅佔有不到 0.05%的比例。除了 CO_2 以外，在 IPCC AR5 列入討論的微量氣體還包括 CH_4, N_2O, O_3, 以及 CFCs 等，這些氣體的大氣濃度更遠低於 CO_2，然而對大氣物理化學乃至於氣候變遷的影響卻不容忽視。本報告針對臺灣地區的 CO_2, CH_4,及 O_3 長期觀測資料進行分析。

廣義的空氣組成包括了氣態與非氣態的成分，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，科學研究顯示，氣膠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，本報告也對臺灣地區氣膠濃度的觀測數據進行彙整分析。整體而言，臺灣

地區的 CO_2 及 O_3 濃度在過去 20 年間呈現顯著的增加趨勢，氣膠 (PM_{10}) 濃度呈現降低的趨勢，CH_4 濃度則無顯著的變化。

5.7.1 二氧化碳 (CO_2)

臺灣地區的二氧化碳長期觀測最早是由氣象局蘭嶼站開始進行，自 1997 年開始有可靠的資料，環保署則在 2002 年開始分別在北 (松山)、中 (大里)、南 (善化)、東 (宜蘭) 及陽明山、恆春兩處國家公園設置 CO_2 長期監測儀器。圖 5.23 彙整七個測站的二氧化碳時間序列，觀測數據除了呈現季節性碳循環調節產生的季節波動外，也顯示出近二十年間 CO_2 濃度顯著增加的現象。蘭嶼站 1997 年的 CO_2 年平均濃度為 358.5ppm，2004 年增加至 375.4ppm，陽明山和恆春站 2004 年的 CO_2 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 CO_2 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 CO_2 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 CO_2 濃度增加的現象。

5.7.2 甲烷 (CH_4)

圖 5.24 為 1994~2013 年間環保署空氣品質監測站網得到的甲烷濃度時空分布，空間分布是以環保署公告之臺灣空氣品質區 [2]為單元。在 2005 年以前的資料變異度較大可能與監測儀器的品質有關，資料變異度在 2005 年之後隨著新監測設備的建置而明顯減小。整體而言，臺灣地區的甲烷濃度具有顯著的季節波動，但是並無顯著的長期變化趨勢，2005 年北部、竹苗、中部、雲嘉南、高屏等 5 個空品區的 CH_4 平均濃度分別為 1.91ppm、1.91ppm、1.93ppm、1.96ppm、1.82ppm，2013 年的平均濃度則分別為 1.92ppm、1.82ppm、1.82ppm、1.89ppm、1.93ppm。東部的宜蘭和花東空品區 2005 年的 CH_4 平均濃度分別為 2.01ppm 和 1.80ppm，與西部地區相當 (東部的 CH_4 監測在 2006 年終止)。

[2] 環保署為進行空氣品質趨勢探討，並解析污染傳輸情形及研訂合理控制對策，乃依各地污染特性、地形及氣象條件等，將臺灣劃分成北部、竹苗、中部、雲嘉南、高屏、宜蘭、花東等 7 個空氣品質區及外島地區。

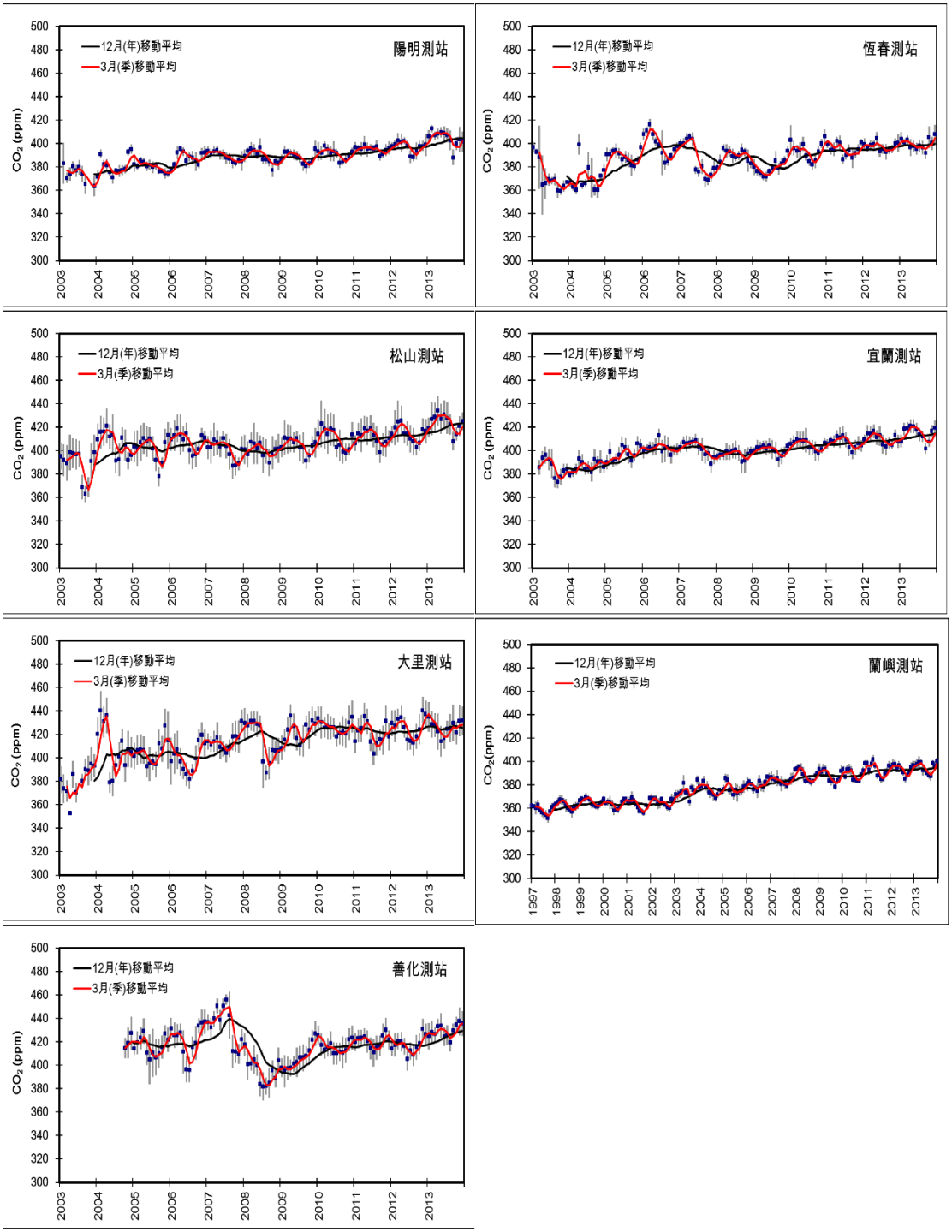


圖 5.23　臺灣地區六個空氣品質監測站及蘭嶼氣象站之地表二氧化碳 (CO_2) 濃度月平均值時間序列。空氣品質監測站資料期間採用 2003~2013 年 (善化站起始於 2004 年 10 月)，蘭嶼氣象站資料期間為 1997~2012 年。誤差線代表以日平均值為基礎的月平均值標準偏差範圍。紅色實線為 3 個月移動平均，黑色實線為 12 個月移動平均，分別呈現觀測值的季節波動及變化趨勢。

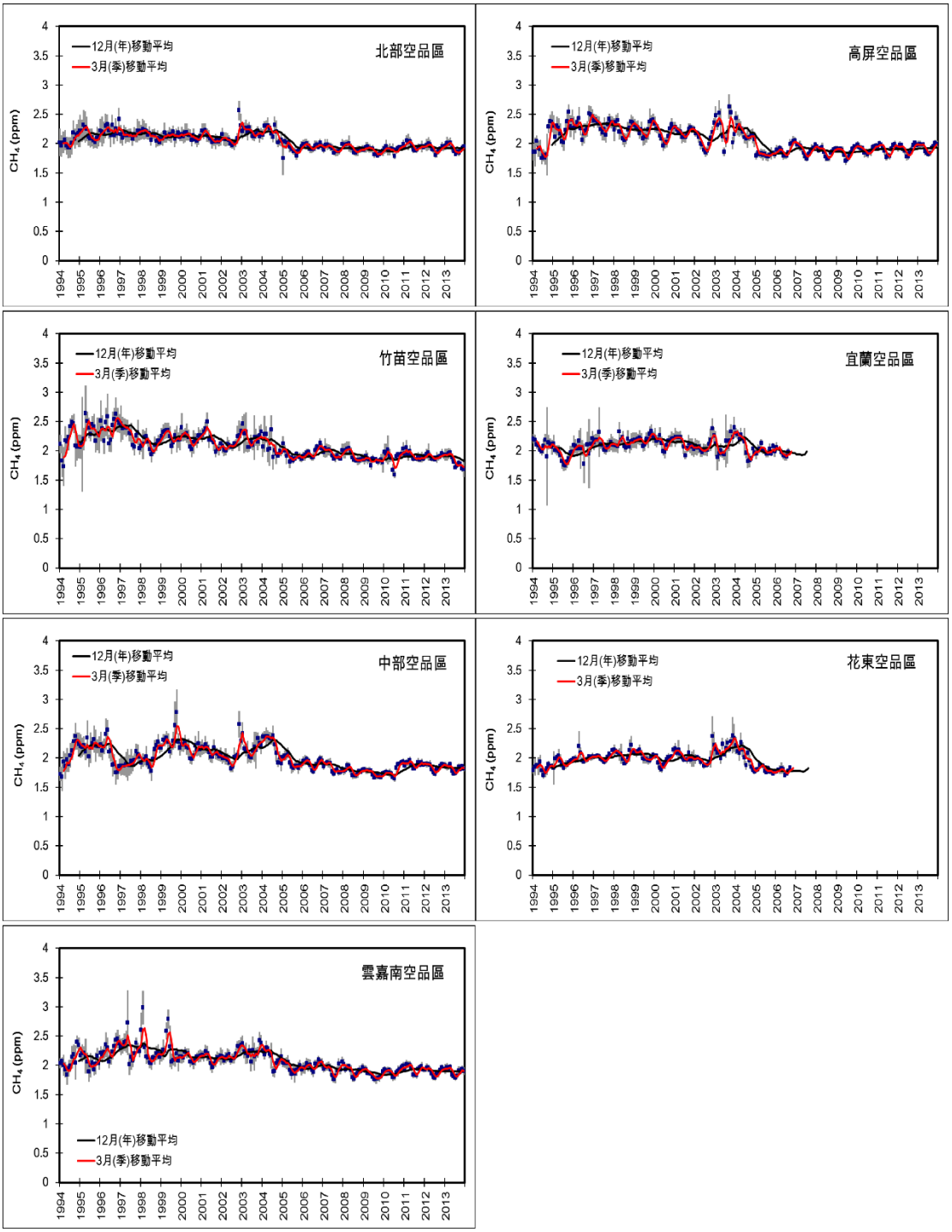


圖 5.24　1994~2013 年臺灣地區各空氣品質區地面甲烷 (CH_4) 濃度月平均值時間序列 (宜蘭及花東空品區之 CH_4 監測於 2006 年終止)。誤差線代表以日平均值為基礎的月平均值標準偏差範圍。紅色實線為 3 個月移動平均，黑色實線為 12 個月移動平均，分別呈現觀測值的季節波動及變化趨勢。

5.7.3 臭氧 (O_3)

臺灣的臭氧監測工作分別由環保署和氣象局負責，地面的臭氧是受國家空氣品質標準管制的空氣污染物之一，因此環保署設於全國的空氣品質監測站中皆設有臭氧濃度監測儀；另一方面，大氣柱中的總臭氧量對於大氣輻射有重要的影響，氣象局自 1992 年起在臺北和臺東 (成功) 測站有完整的總臭氧量監測記錄[3]。圖 5.25 為 1994 年至 2013 年間環保署空氣品質監測站網得到的臭氧濃度時空分布，由於地面層臭氧是由空氣污染物，如氮氧化物 (NOx) 及 揮發性有機化合物 (VOCs) 等，經光化學反應所生成，因此具有高度的空間變異。在長期趨勢上，1994 年至 2003 年間各地的臭氧濃度普遍呈現遞增的趨勢，1994 年各空品區的臭氧平均濃度在 18.0ppb 至 23.6ppb 之間，2003 年的臭氧平均濃度範圍增高為 22.4ppb 至 30.1ppb。該項變化趨勢在 2004 年至 2013 年間呈現減緩的現象，2013 年各空品區的臭氧平均濃度在 26.2ppb 至 30.7ppb 之間。Chou *et al.* (2006) 分析台北盆地臭氧濃度的變化趨勢，其結論指出：臺北盆地的 O_3 濃度在 1994 年至 2003 年間以每年 0.96 ppb 的線性趨勢穩定增加，主要的原因是 NOx 濃度降低導致 O_3-NO 的化學反應減緩所致；Chen *et al.* (2014) 進一步分析臺灣地區 1994 年至 2012 年的 O_3 變化，結論指出臺灣地區的 O_3 濃度在 1994 年至 2007 年間以每年 0.66ppb 的線性趨勢穩定增加，但是 O_3 濃度在 2007 年後即維持在大約 30ppb 未再上升，顯示 O_3 的光化學生成速率已減緩，並與 O_3-NO 反應減緩的效應達到約略平衡的程度。

圖 5.26 分析 1992 年至 2013 年臺北及成功測站大氣柱總臭氧 (O_3) 量的監測結果，1993 年兩站的總臭氧量年平均值分別為 259.2DU 和 255.8DU，2012 年的總臭氧量年平均值則分別為 266.9DU 和 266.1DU。分別較 20 年前增加了 3%及 4%。除了前述臺灣地區的地面層 O_3 濃度監測結果之外，Chan *et al.* (2003) 發現 1984 年至 1999 年間，香港地區的背景臭氧濃度存在 1.5% yr^{-1} 的增加率；Lee *et al.* (1998) 的調查則指出在 1989 年至 1997 年間，琉球上空之低對流層 (0~2km) O_3

[3] 臭氧 (Ozone, O_3) 為大氣中重要的微量氣體之一，其分布範圍涵蓋對流層及平流層。在一般生活環境中，臭氧因對生物及材料具有傷害性，被列為主要空氣污染物之一，我國空氣品質監測站均設置儀器進行臭氧空氣體積濃度監測，量測單位為空氣體積的十億分之一(ppb)。另一方面，由於臭氧是影響大氣輻射傳遞的重要氣體分子，大氣層中的總臭氧量是分析地球系統輻射能量收支的重要參數，我國是由氣象局負責總臭氧量之長期監測，量測結果一般以 Dobson Unit（DU）來表示，1DU 相當於在標準大氣壓下，單位面積上大氣柱所含的臭氧總厚度為 0.01mm。

濃度以每年 2.5%的速率穩定增加，以上觀測研究數據一致顯示東亞地區的空氣污染導致此區域 O_3 濃度增加的現象。

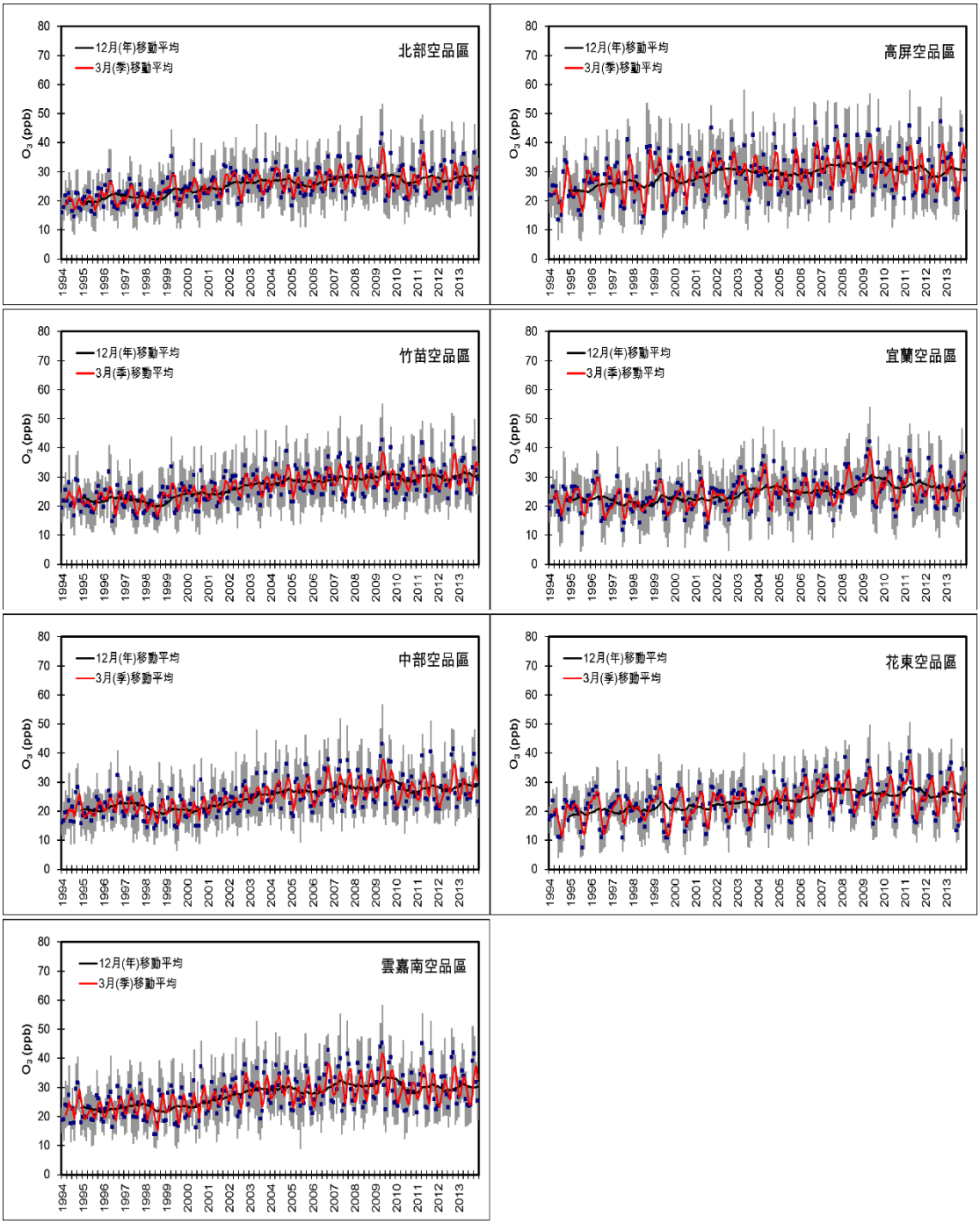


圖 5.25　1994~2013 年臺灣地區各空氣品質區地面臭氧 (O_3) 濃度月平均值時間序列。誤差線代表以日平均值為基礎的月平均值標準偏差範圍。紅色實線為 3 個月移動平均，黑色實線為 12 個月移動平均，分別呈現觀測值的季節波動及變化趨勢。

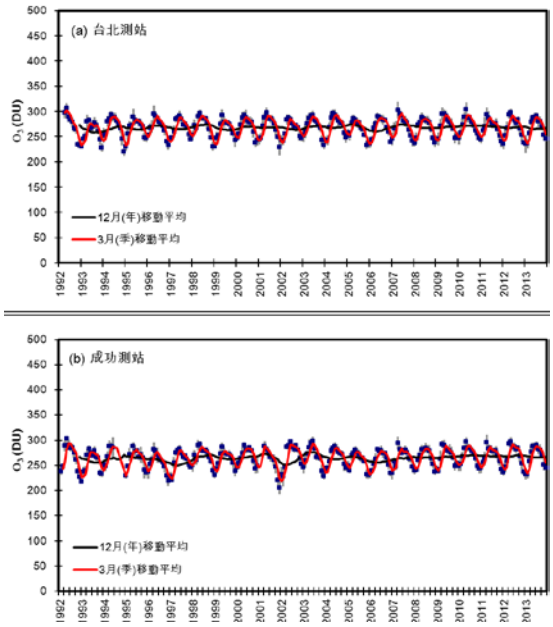


圖 5.26　1994~2013 年 (a) 臺北測站及 (b) 成功測站大氣柱總臭氧 (O_3) 量月平均值時間序列。誤差線代表以日平均值為基礎的月平均值標準偏差範圍。紅色實線為 3 個月移動平均，黑色實線為 12 個月移動平均，分別呈現觀測值的季節波動及變化趨勢。

5.7.4 氣膠

氣膠的自然來源十分廣泛，同時也是主要的工業和都市污染物之一。在我國國家空氣品質標準中主要是以 PM_{10} (空氣動力直徑小於 10 微米的懸浮微粒) 為管制項目，並於 2012 年增加對 $PM_{2.5}$ (空氣動力直徑小於 2.5 微米的懸浮微粒) 的管制。環保署設於全國的空氣品質監測站中皆設有 PM_{10} 濃度監測儀。圖 5.27 分析 1994 年至 2013 年臺灣地區各空氣品質區大氣氣膠 (PM_{10}) 濃度的變化趨勢。在空間分布上，臺灣的氣膠濃度以南部較高而東部最低，在年際變化上則存在一個逐漸降低的現象，1994 年各空品區 PM_{10} 濃度的平均值在 45.1μgm^{-3} 至 89.8μgm^{-3} 之間，2003 年的濃度範圍降低至 31.2μgm^{-3} 至 68.8μgm^{-3}，2013 年的濃度範圍則在 29.4μgm^{-3} 至 70.9μgm^{-3} 之間。

氣膠是由多種物質構成的混合物，氣膠來源的差異性使得各地的氣膠質量濃度相似組成卻可能不同。圖 5.28 為 2003 年至 2009 年間台澎地區氣膠組成調查研究得到的 PM_{10} 平均組成分布，氣膠組成中以海鹽、硫酸鹽、硝酸鹽和有機物為最主要的成分，元素碳的濃度雖然較低，卻是影響輻射收支的關鍵污染物。整體而言，西部城市測站的元素碳濃度顯著高於富貴角、澎湖和花蓮，顯示出清楚

的都市污染性質；硫酸鹽、硝酸鹽及有機氣膠則呈現南部較北部高的空間分布特質，此項分布是大氣光化學反應及氣膠的濕沉降等機制綜合作用的結果。

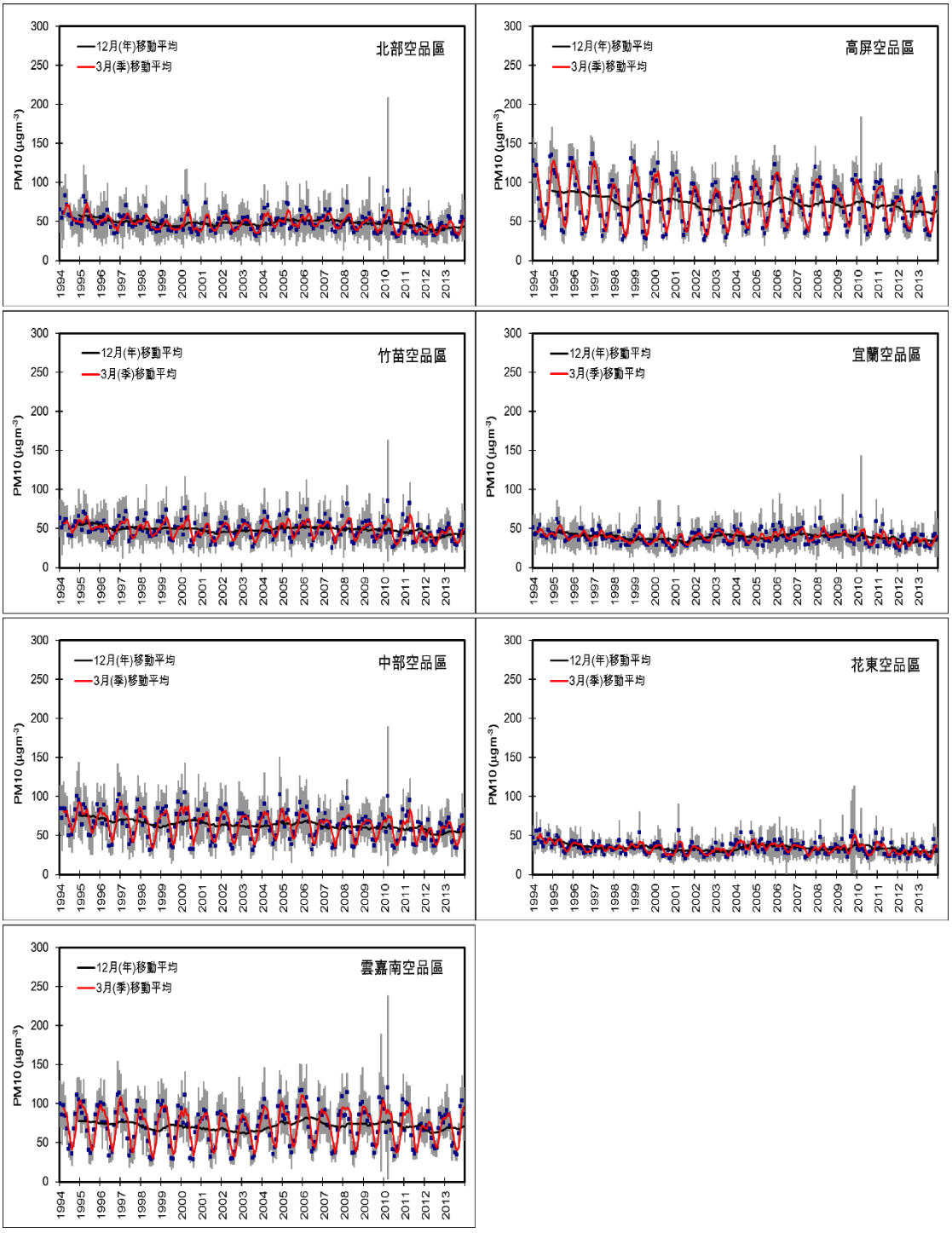


圖 5.27　1994~2013 年臺灣地區各空氣品質區大氣氣膠 (PM_{10}) 濃度月平均值時間序列。誤差線代表以日平均值為基礎的月平均值標準偏差範圍。紅色實線為 3 個月移動平均，黑色實線為 12 個月移動平均，分別呈現觀測值的季節波動及變化趨勢。

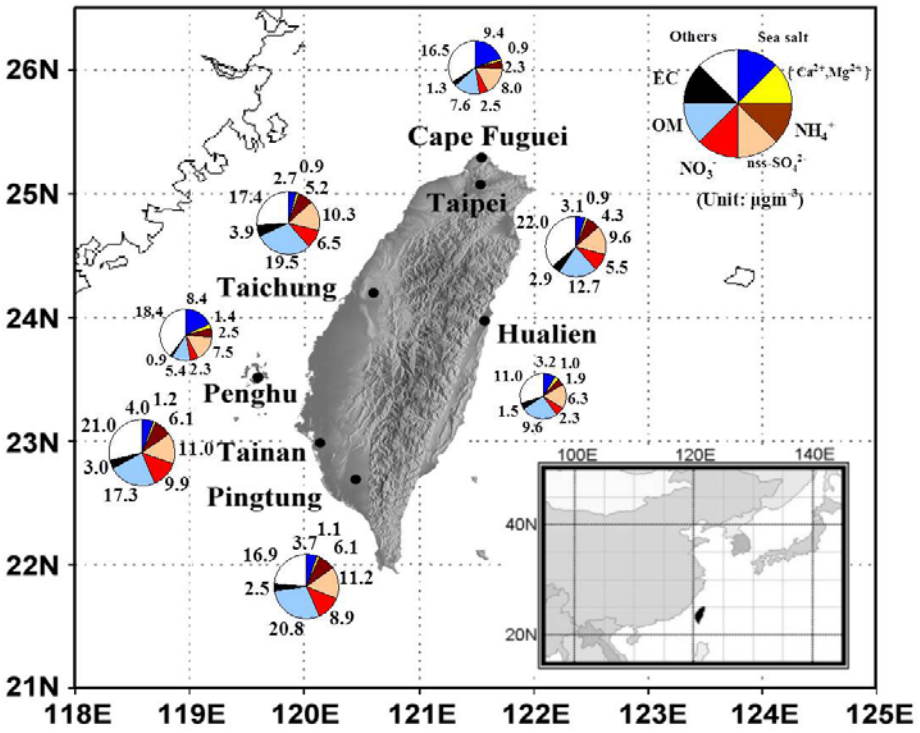


圖 5.28　2003~2009 年台澎地區七個監測站測得之大氣氣膠 (PM_{10}) 組成濃度。監測期原則上為每月最後一週，但是受降雨及測站儀器條件影響，每站的採樣數據量不同。

5.8 結語

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，分析近一百餘年來的臺灣氣象、海象與大氣理化特性的變化。加入更多的臺灣測站資料和更新的 2011 年後觀測資料後重新檢視《臺灣氣候變遷科學報告 2011》第四章《臺灣地區氣候變遷》。除此之外，本章增加了許多前一份報告沒有提到的內容，包括運用臺灣降雨指數描述臺灣地區氣候降雨變化以及增加一些與水氣和日照直接有關的變量的分析，臺灣氣候季節變化分析，和大氣理化觀測資料分析。

整體而言，暖化與 CO_2 濃度持續上升的現象在 2011 年之後並未減緩，但極端降雨事件的頻繁程度仍以 2004 年至 2009 年最為突出，2011 年之後沒有出現更極端的案例。然而溫度日較差幅度持續縮小，暖夜日數持續增多，以及氣候冬季日數減少夏季日數增加，冬夏之間的春季日數大幅縮減等等臺灣氣候的變化與影響值得各界重視。

參考文獻

中央氣象局，2009：**臺灣氣候變化統計報告**。中央氣象局，臺北。

洪致文，2012：臺灣降雨指數 (TRI) 的建立與其分析應用。**地理學報**，**67**，73-96。

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**，25-37。

李思瑩、盧孟明，2014：冬季東亞季風與臺灣氣候即時監測分析：2010-2013 年實例。**大氣科學**，**42(2)**，87-112。

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)**，171-187。

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。

盧孟明、卓盈旻、李思瑩、李清勝、林昀靜，2012：臺灣氣候變化：1911～2009 年資料分析。**大氣科學**，**40(3)**，297-321。

盧孟明、李思瑩，2009：臺灣寒潮定義 - 分析以臺北測站為代表的適當性。**大氣科學**，**37**，1-10。

Camargo, S. J., A. W. Robertson, S. J. Gaffney, P. Smyth, M. Ghil, 2007: Cluster Analysis of Typhoon Tracks. Part II: Large-Scale Circulation and ENSO. *J. Clim.*, **20**, 3654-3676. doi:10.1175/JCLI4203.1.

Chan, C. Y., L. Y. Chan, J. M. Harris, 2003: Urban and background ozone trend in 1984-1999 at subtropical Hong Kong, South China. *Ozone Sci. Eng.*, **25(6)**, 513-522. doi:10.1080/01919510390481829.

Chan, J. C. L., 2008: Decadal variations of intense typhoon occurrence in the western North Pacific. *Proc. Royal Soc. A*, 464, 249-272. doi:10.1098/rspa.2007.0183.

Chang, C.-P., Y.-T. Yang, H.-C. Kuo, 2013: Large Increasing Trend of Tropical Cyclone Rainfall in Taiwan and the Roles of Terrain. *J. Clim.*, **26**, 4138-4147. doi:10.1175/JCLI-D-12-00463.1.

Chen, J.-M., L. Tim, and C.-F. Shih, 2010: Tropical cyclone and monsoon induced rainfall variability in Taiwan. *J. Clim.*, **23**, 4107-4120. doi:10.1175/2010JCLI3355.1.

Chen, S.-P., C.-C. Chang, J.-J. Liu, C. C.-K. Chou, J. S. Chang, and J.-L. Wang, 2014: Recent improvement in air quality as evidenced by the island-wide monitoring network in Taiwan. *Atmos. Environ.*, **96**, 70-77. doi:10.1016/j.atmosenv.2014.06.060.

Cheng, X. H. and Y. Q. Qi, 2007: Trends of sea level variations in the South China Sea from merged altimetry data. *Global Planet. Change*, **57**, 371-382. doi: 10.1016/j.gloplacha. 2007.01.005.

Chou, C. C.-K., S. C. Liu, C.-Y. Lin, C.-J. Shiu, and K.-H. Chang, 2006: The trend of surface ozone in Taipei, Taiwan, and its causes: implications for ozone control strategies. *Atmos. Environ.*, **40**, 3898-3908. doi:10.1016/j.atmosenv.2006. 02.018.

Chu, P.-S., X. Zhao, C.-T. Lee, and 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. doi:10.3319/TAO.

2007.18.4.805(A).

Compo, G.P. and J.S. Whitaker, P.D. Sardeshmukh, N. Matsui, R.J. Allan, X. Yin, B.E. Gleason, Jr., R.S. Vose, G. Rutledge, P. Bessemoulin, S. Brönnimann, M. Brunet,R.I. Crouthamel, A.N. Grant, P.Y. Groisman, P.D. Jones, M.C. Kurk, A.C. Kruger, G. J. Marshall, M. Maugeri, H. Y. Mok, Ø. Nordli, T.F. Ross, R.M. Trigo, X.L. Wang, S.D. Woodruff, and S.J. Worlry, 2011: The Twentieth Century Reanalysis Project. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 1-28. doi:10.1002/qj.776.

Ho, C.-H., J.-J. Baik, J.-H. Kim, D.-Y. Gong, C.-H. Sui, 2004: Interdecadal Changes in Summertime Typhoon Tracks. *J. Clim.*, **17**, 1767-1776. doi:10.1175/1520-0442(2004)017<1767:ICISTT>2.0.CO;2.

Hong, C.-C., Y.-H. Li, T. Li, and M.-Y. Lee, 2011: Impacts of central Pacific and eastern Pacific El Niños on tropical cyclone tracks over the western North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L16712. doi:10.1029/2011GL048821.

Hung, C.-w., H. -H. Hsu, and M. -M. Lu, 2004: Decadal oscillation of spring rain in northern Taiwan. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L22206. doi:10.1029/2004GL021344.

Hung, C.-w., 2013: A 300-year typhoon record in Taiwan and the relationship with solar activity. T*err. Atmos. Ocean. Sci.*, **24(4)**, 737-743. doi:10.3319/TAO.2013.02.18.01(A).

Hsu, H.-H., and C.-T. Chen, 2002: Observed and projected climate change in Taiwan. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **79**, 87-104. doi:10.1007/s703-002-8230-x.

Hsu, L.-H., H.-C. Kuo, R. G. Fovell, 2013: On the Geographic Asymmetry of Typhoon Translation Speed across the Mountainous Island of Taiwan. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 1006-1022. doi:10.1175/JAS-D-12-0173.1.

Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, Roy Jenne, and Dennis Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77(3)**, 437-471. doi:10.1175/1520-0477(1996)077 <0437:TNYRP>2.0.CO;2.

Lee, S., H. Akimoto, H. Nakane, S. Kurnosenko, Y. Kinjo, 1998: Lower tropospheric ozone trend observed in 1989-1997 at Okinawa, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **25(10)**, 1637–1640. doi: 10.1029/98GL01224.

Li, L., J.-D. Xu and R.-S. Cai, 2002: Trends of sea level rise in the South China Sea during the 1990s: An altimetry result. *Chinese Sci. Bull.*, **47(7)**, 582-585. doi:10.1360/02tb9134.

Liu, K. S. and J. C. L. Chan, 2008: Interdecadal variability of western North Pacific tropical cyclone tracks. *J. Clim.*, **21**, 4464-4476. doi:10.1175/2008JCLI2207.1.

Liu, S. C., C. -H. Wang, C. -J. Shiu, H. -W. Chang, C. -K. Hsiao, and S. -H. Liaw, 2002: Reduction in Sunshine Duration over Taiwan: Cause and Implications. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **13(4)**, 523-545.

Liu, S.-C. and C.-J. Shiu, 2013: Is Extreme Typhoon Precipitation Increasing with Global Warming? APEC Typhoon Symposium 2013, Taipei.

Lu, M.-M. and C.-P. Chang, 2009: Unusual Late-Season Cold Surges during the 2005 Asian Winter Monsoon: Roles of Atlantic Blocking and the Central Asian Anticyclone. *J. Clim.*, **19**, 5205-5217. doi:10.1175/2009JCLI2935.1.

Qian, C., C. Fu, Z. Wu, and Z. Yan, 2009: On the secular change of spring onset at Stockholm. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L12706. doi:10.1029/ 2009GL038617.

Shiu, C.-J., S. C. Liu, and J.-P. Chen, 2009: Diurnally Asymmetric Trends of Temperature, Humidity, and Precipitation in Taiwan. *J. Clim.*, **22**, 5635-5649. doi:10.1175/ 2009JCLI2514.1.

Su, S.-H., H.-C. Kuo, L.-H. Hsu, and Y.-T. Yang, 2012: Temporal and Spatial Characteristics of Typhoon Extreme Rainfall in Taiwan. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **90(5),** 721-736. doi:10.2151/jmsj.2012-510.

Tseng, Y. H., Breaker, L. C., and Emmy T.-Y. Chang, 2010: Sea Level Variations in the Regional Seas around Taiwan. *J. Oceanogr.*, **66(1)**, 27-39. doi:10.1007/s10872-010-0003-2.

Tu, J.-Y., C. Chou, P.-S. Chu, 2009: The Abrupt Shift of Typhoon Activity in the Vicinity of Taiwan and Its Association with Western North Pacific–East Asian Climate Change. *J. Clim.*, **22(13)**, 3617-3628. doi:10.1175/ 2009JCLI2411.1.

Tu, J.-Y., and C. Chou, 2013: Changes in precipitation frequency and intensity in the vicinity of Taiwan: typhoon vs. non-typhoon events. *Environ. Res. Lett.*, **8(1),** 014023. doi:10.1088/1748-9326/8/1/014023.

Uppala, S. M., 2005: The ERA-40 Re-Analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc*., **131(612)**, 2961-3012. doi:10.1256/qj.04.176.

Wang, B., J. C. L. Chan, 2002: How Strong ENSO Events Affect Tropical Storm Activity over the Western North Pacific. *J. Clim.*, **15**, 1643-1658. doi:10.1175/1520-0442(2002)015 <1643:HSEEAT>2.0.CO;2.

Wang, Y., 1998: Sea-level changes, human impacts and coastal responses in China. *J. Coast. Res*., **14(1)**, 31-36.

Wu, L., B. Wang, and S. Geng, 2005: Growing typhoon influence on east Asia. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18703. doi:10.1029/2005GL022937.

Wu, Z., and N. E. Huang, 2009: Ensemble Empirical Mode Decomposition: A noise-assisted data analysis method. *Adv. Adapt. Data Anal.*, **1(1)**, 1-41. doi:10.1142/ S1793536909000047.

Yan, Z., J. Xia, C. Qian, and W. Zhou, 2011: Changes in Seasonal Cycle and Extremes in China during the Period 1960-2008. *Adv. Atmos. Sci*., **28 (2)**, 269-283.

Yumoto, M. and T. Matsuura, 2001: Interdecadal variability of tropical cyclone activity in the western North Pacific. *J. Meteorol. Soc. Jpn*., **79(1)**, 23-35. doi:10.2151/jmsj.79.23.

Zhang X, L. Alexander, G. C. Hegerl, P. Jones, A. Klein Tank, T. C. Peterson, B. Trewin, and F. W. Zwiers, 2011: Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *WIREs Clim. Change*, **2(6)**, 851-870. doi:10.1002/ wcc.147.

常見問題

問題 5.1 臺灣氣候暖化程度為何大於全球平均?

臺灣氣溫在 1900 年至 1920 年代初呈現緩慢上升，自 1920 年代中至 1940 年代上升較快，1940 年代至 1970 年代上升趨緩，但 1980 年代之後上升幅度加大。全球各地的氣溫上升速度雖有所不同 (詳見本報告第一章)，但臺灣氣溫的變化步調和全球平均氣溫的步調大致相同；不過從變化幅度來看，臺灣在 1900 年至 2012 年間的上升幅度約 1.25°C，比全球平均值 0.89°C (以 1901~2012 年統計) 高了 0.36°C。為何臺灣氣溫的上升幅度大於全球平均呢？

首先，從 1901~2012 年全球溫度變化趨勢空間分布圖 (圖 F5.1.1) 可以看到臺灣處於氣候暖化幅度較大的區域，也就是圖中顏色比較深的位置，而且臺灣鄰近海面的暖化幅度都比較大。臺灣北方的東海與黃海以及中國東北、韓國、日本等等陸面的暖化幅度都很大，歐亞大陸緯度較高如中亞和西伯利亞區域的暖化程度明顯更甚於沿海區域。其次，將全年平均氣溫分冬春 (1~3 月) 和夏秋 (7~9 月) 月份統計 (圖 F5.1.2)，看到冬春季節的暖化幅度遠大於夏秋季節，臺灣及附近海面暖化幅度的季節變化和歐亞大陸非常類似，都是 7~9 月的幅度小於其他月份，表示臺灣暖化的幅度相對於全球平均幅度偏大是東亞大範圍區域氣候的共同特徵，並非臺灣的特有現象。

全年平均溫度的暖化程度受冬半年溫度變化主導，全球暖化使中高緯度陸地上冰雪覆蓋面積縮小，亞洲冬季季風減弱，使得受冬季季風影響較深的東亞沿海區域的氣溫上升幅度都比全球平均偏高。圖 F5.1.1 顯示在臺灣附近從 1901 年到 2012 年氣溫約上升了 1.25°C，和臺灣測站觀測的紀錄非常一致，表示臺灣與大區域暖化現象相當確實。

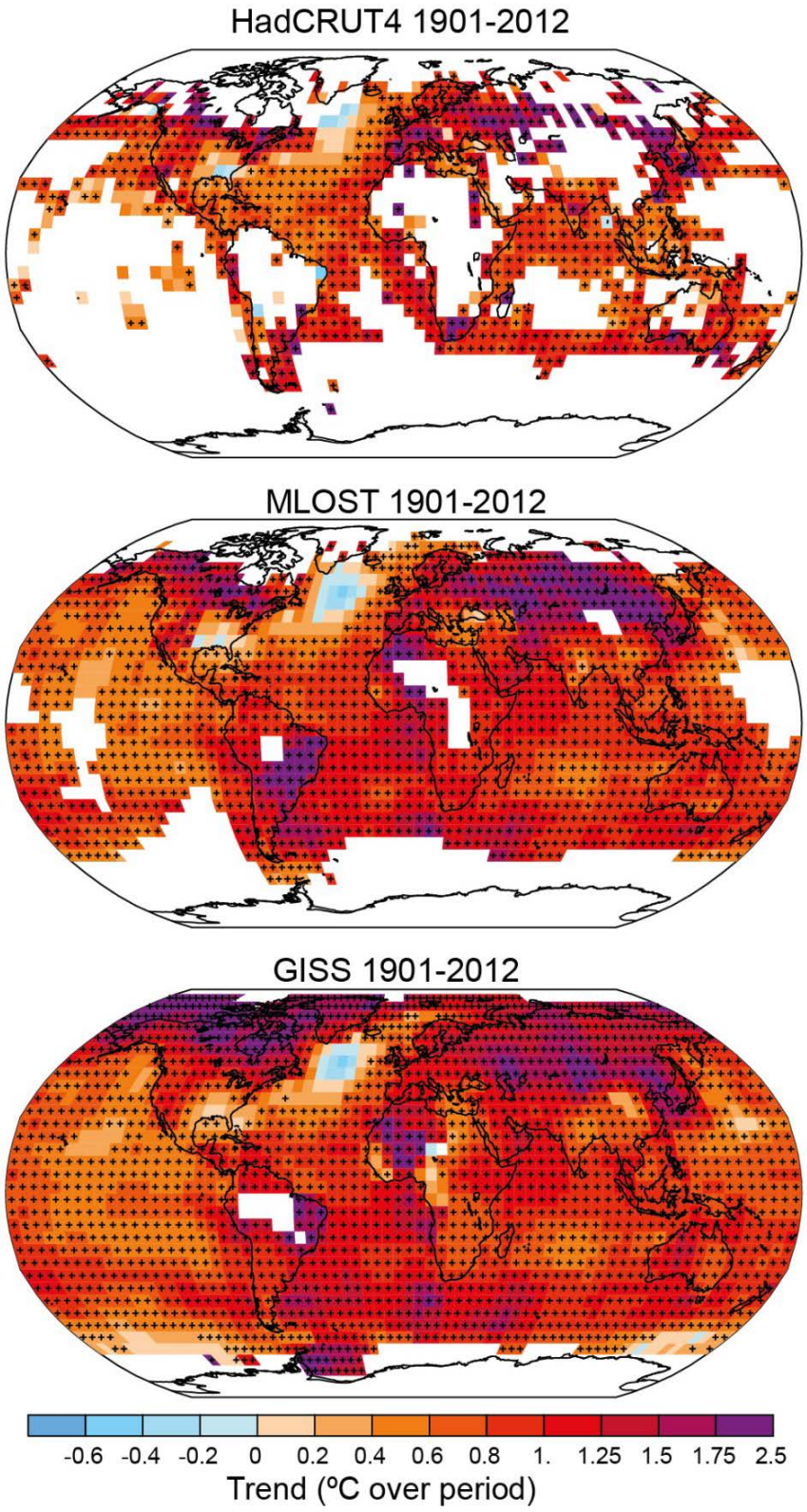


圖 F5.1.1 由三種不同觀測資料計算所得 1901~2012 年全球地表溫度長期變化線性趨勢的空間分布 (單位：ºC)，白色網格代表資料不足或缺值，黑色十字符號標示溫度改變趨勢具有統計顯著性 (90%信心區間) 的網格。(摘自 IPCC AR5, 2013, Figure 2.21)

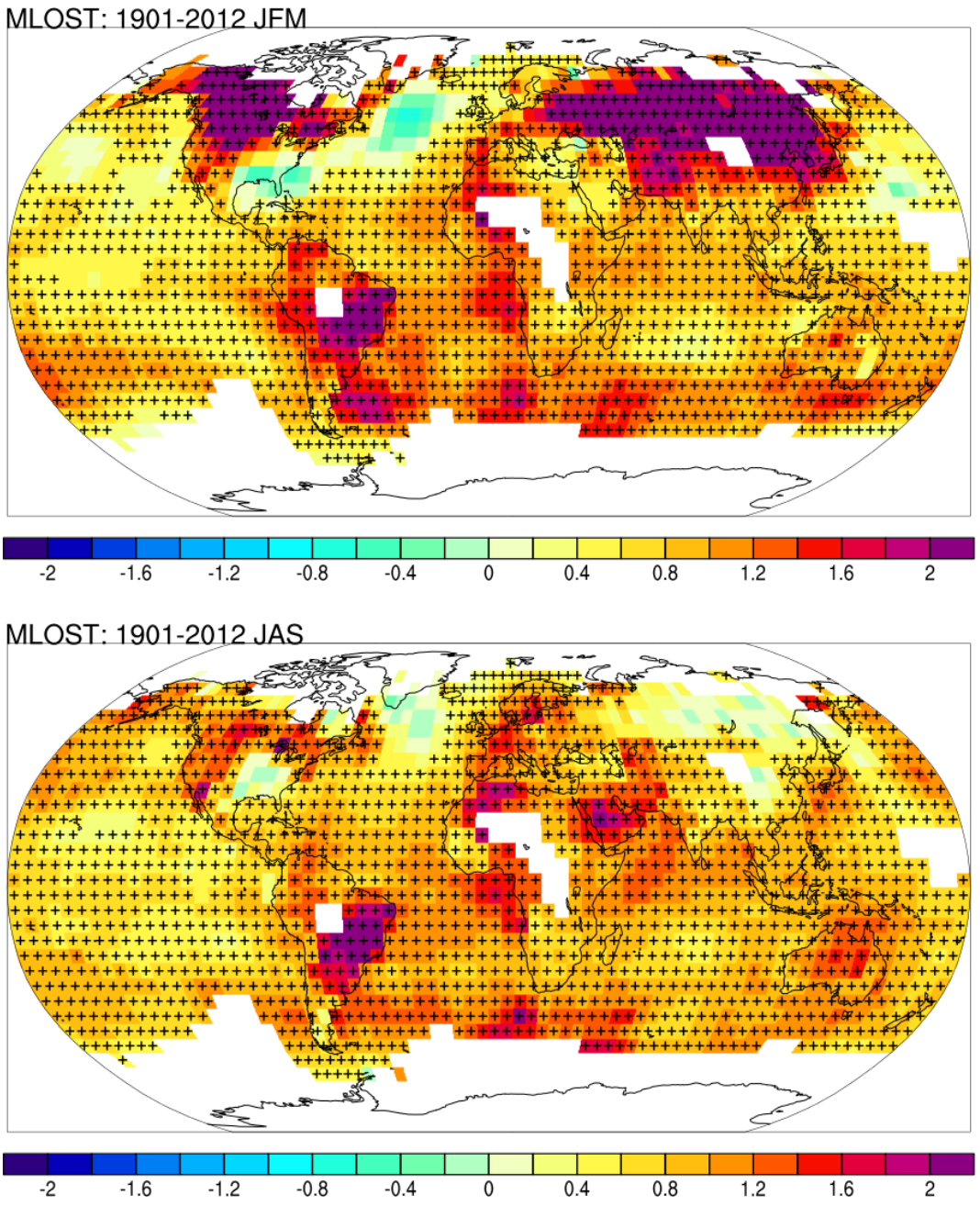


圖 F5.1.2 根據美國海洋與大氣總署提供的溫度觀測資料 (Merged Land–Ocean Surface Temperature Analysis, MLOST) 計算所得 1901~2012 年全球地表溫度在(a)1~3 月、(b)7~9 月的長期變化線性趨勢的空間分布 (單位:°C)，白色網格代表資料不足或缺值，黑色十字符號標示溫度改變趨勢具有統計顯著性 (90%信心區間) 的網格。(TCCIP 計畫提供)

問題 5.2 全球與東亞的氣候變化對臺灣氣候的最顯著影響的是什麼？

臺灣氣候的主要變化特徵可分氣溫和雨量兩方面來看。在氣溫方面: 全年和分季平均溫度都有暖化現象，暖夜日數增多，冷夜日數減少，寒潮發生次數的長期變化也呈現減少趨勢。在雨量方面：全年總雨量有週期超過十年的年代際時間尺度長週期變化，1920 年至 1960 年間臺灣的雨量較多，1960 年至 1990 年雨量較少，1990 年代中期後 (特別是 2000 年後) 明顯增加。臺灣受到侵臺颱風影響的日數從 1970 年至 2010 年間有增多趨勢，極端強降雨事件和雨量也有增多趨勢。

臺灣在溫度變化和全球以及東亞的變化特徵相當一致。東亞處於全球暖化象比較明顯的位置，日本、韓國、華北等中高緯度地區一百年來地面年均溫約增加 1°C~3°C，冬季地表增溫現象較夏季明顯，有東亞冬季季風指標意義的西伯利亞冷高壓自 1960 年代之後快速減弱。受到東亞冬季季風減弱的影響，臺灣附近東北季風也明顯減弱，寒潮發生次數減少，冬季暖化幅度較夏季明顯，夏季提早而冬季延遲開始，冬季最冷的日期也延後出現，冬夏季節轉換變快。

臺灣雨量的年代際變化步調與華南相似，而更廣大的東亞區域在 1960~2000 年期間的年雨量變化有「南澇北旱」的特徵，也就是華南、長江流域 (30°N)、日本與朝鮮半島等地區在 1990 年代中期後雨量增加，但中國東南部、北部與東北則雨量減少。華南近期偏濕主要是夏季大尺度氣候條件有利於低層水氣在華南與南海和西北太平洋輻合所致 (Chen and Chen, 2011；Hsu and Chen, 2011)，也增加了颱風在臺灣附近活動的機會。華南、臺灣以及日本南部 (本州、四國) 冬季降水自 1980 年代之後出現明顯增多趨勢，與冬季季風減弱，南海地區海溫增暖導致水氣量增多有關 (Hung and Kao, 2010)。

影響東亞溫度和雨量變化的主要氣候模態首推聖嬰與南方振盪 (ENSO)，ENSO 成熟期的冬季臺灣偏濕偏暖，成熟期之後的夏季東亞緯度較低區域包括臺灣在內往往也是氣溫偏高。此外，北大西洋振盪 (NAO，North Atlantic Oscillation) 雖然主要影響區域在緯度較高的歐亞大陸，但由於 NAO 指數偏高時西伯利亞冬季溫度偏暖，冷高壓偏弱，不利寒潮入侵臺灣，因此也是影響臺灣冬季溫度的重要因素 (Hong *et al.*, 2008)。

參考文獻

Chen, J.-M. and H.-. Chen, 2011: Interdecadal variability of summer rainfall in Taiwan associated with tropical cyclones and monsoon. *J. Climate*, 24, 5786-5798.

Hong, C.-C., H.-H. Hsu, H.-H. Chia, and J.-I. Wu, 2008: Decadal Relationship between the North Atlantic Oscillation and Cold Surges Frequency in Taiwan. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L24707. doi:10.1029/2008GL034766

Hsu, H.-H., and Y.-L. Chen, 2011: Decadal to bi-decadal rainfall variation in the western Pacific: A footprint of South Pacific decadal variability?, *Geophys. Res. Lett.* , 38, L03703, doi:10.1029/2010GL046278.

Hung, C.-W. and P.-K. Kao, 2010: Weakening of the winter monsoon and abrupt increase of winter rainfall over northern Taiwan and southern China in the early 1980s. *J. Climate*, 23, 2357–2367, doi:10.1175/2009JCLI3182.1

第六章　臺灣未來氣候變遷推估

[1]陳正達、[2]鄭兆尊、[3]林傳堯、[1]林修立、[2]朱容練、[2]童裕翔、
[3]莊穎叡、[2]錢伊筠[2]陳淡容、[3]林宜穎
[1]臺灣師範大學地球科學系暨海洋環境研究所、
[2]國家災害防救科技中心、[3]中央研究院環境變遷研究中心

摘要

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) 所規劃氣候變遷研究相關數值實驗的全球氣候模式所做的推估模擬結果，透過統計與動力降尺度方法呈現在各種排放情境下，在 21 世紀臺灣氣溫與雨量變遷的可能趨勢與發生機率。相對於前一版臺灣氣候變遷報告，本次報告增加了極端氣溫與雨量變遷趨勢以及影響臺灣颱風的推估。整體而言，暖化幅度在不同情境設定下的差異很大，21 世紀末臺灣氣溫在 RCP8.5 情境下預估將增溫超過 3˚C、甚至是 4˚C，但在 RCP2.6 情境下則低於 2˚C。北部的增溫幅度多於南部，高溫日數的增加則是南多於北；熱浪天數則由每年 20 天，增加為 RCP4.5 情境下的 80~120 天、RCP8.5 情境下的 110~180 天。年雨量的變遷雖不顯著，但是卻呈現濕季降雨增加、乾季降雨減少，降雨分配趨向兩極化的趨勢，這也導致澇與旱的災難性天氣型態在未來發生的機率將增加，且暖化愈嚴重，此一趨勢愈明顯。影響臺灣颱風發生的頻率減少、強颱風比例增加，降雨強度亦增加，這些趨勢特徵也與 IPCC 所描述的西北太平洋颱風變遷趨勢相同。在不考慮颱風路徑的改變的前提下，臺灣地區的颱風降雨強度預估將會增加 20%~40%。

6.1 前言

聯合國政府間氣候變遷專門委員會 (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) 於 2014 年初發佈的完整版第五次氣候變遷評估報告 (5th

Assessment Report, AR5)，其中的第一工作小組報告「氣候變遷 2013：物理科學基礎」，包含了從 2007 年第四次氣候變遷評估報告 (AR4) 後，新近發表的氣候變遷研究論文的綜整，並參考撰寫報告過程所獲得的審查意見所得，可以說是現階段學術界對氣候變遷議題的最新科學認知。其中對於未來全球與區域氣候狀態的推估，主要是運用與分析第 5 期耦合模式比對計畫氣候模式 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5)，在不同未來排放情境的模擬實驗結果所得。

雖然整體東亞區域氣候未來變遷推估與估計範圍可以直接參考 IPCC AR5 中的區域氣候變遷推估章節與附錄圖集，甚至進一步檢視臺灣臨近區域的改變特性，但是由於參與 CMIP5 的氣候模式，空間解析度 (模式水平網格大小) 平均而言還是在 200 公里左右，儘管許多氣候模式已經向建構更完整的地球系統模式方向發展，比過去的模式增加了更詳細、複雜的物理過程，不過在空間分佈上，還是無法提供比其模式網格更小的區域氣候變遷推估訊息。空間解析度不足，模式的地形與海陸分佈的精確度過低，無法準確估算兩者對氣候的影響，因而可能造成模擬氣候的系統性偏差。但是氣候變遷的影響評估與調適策略又往往需要區域局部的氣候變遷訊息，才能夠具體落實。因此，在現階段全球氣候模式仍無法提供足夠詳細的區域氣候變遷推估資訊時，必須透過科學的方法將上述 CMIP5 的粗解析度模擬結果區域化到更高的空間解析度，這種過程通常稱為降尺度 (downscaling)。

在此章中，主要處理的是氣候變遷推估如何降尺度到臺灣與鄰近區域的問題，考慮不同的排放情境的影響，對於不同氣候模式造成的差異，則是以不排除任何氣候變遷模擬結果為原則，並以機率方式呈現各種變遷趨勢的可能性。這些機率的估算是以不同氣候模式的推估結果為基準，其中包含源自氣候系統自然的內部變動以及氣候模式的結構與參數差異所造成的不同氣候變遷推估值。

除了本節的簡單背景介紹，第 6.2 節說明氣候變遷推估資訊降尺度方法，如降尺度的必要性，降尺度方法的特性與可能的誤差範圍。上述機率分佈與推估信心區間的呈現方式有詳細說明。第 6.3 節討論降尺度後的臺灣未來氣溫變遷推估，內容包括全年與四季平均變化，近未來、世紀中以及世紀末的差別，不同模式推估的差異，以及模式系集所組成的機率分佈特徵。除了平均氣候，也討論極端氣溫指標的未來變遷。其次，相對於全球平均氣溫的未來變遷，在臺灣區域的變遷幅度與特徵有何不同，造成這些差異的原因，也在該節討論。最後則是比較 CMIP5

與 IPCC AR4 所使用的第 3 期耦合模式比對計畫 (CMIP3) 氣候模式的差異，強調兩者的未來情境無法直接對應，必須先加以常態化再做比較，或是比較距平分佈的特性而非比較變化量大小的差異，如暖化程度是否加劇等評估。第 6.4 節與 6.3 節架構相似，討論變數為降雨。

第 6.5 節是針對區域特定天氣與氣候現象的未來推估，所用的降尺度方法是以高解析度 (如 5 公里) 的區域模式進行臺灣區域氣候的模擬 (亦稱為動力降尺度)。這些特定天氣包含颱風、梅雨豪雨與熱浪在未來變化的推估，由於動力降尺度需要相當多的電腦計算資源，以所有 (或多個) CMIP5 模擬結果驅動區域模式仍不可行，因此本報告選擇在特定排放情境下，以特定模式驅動區域模式。此種方式無法如統計降尺度考慮所有可能的變遷情境與不同模式的模擬差異，因此無法呈現變遷的機率分布，其結果在應用上有所侷限，主要為提供一種可能的趨勢，無法判斷不同可能性的發生機率，因此適合用於實驗性質的衝擊評估與調式策略思考。第 6.6 節則是氣候變遷推估資料的使用說明，包含對資料特性的理解以及區域化過程、統計方法對資料的潛在影響。

6.2 氣候推估資料的降尺度

6.2.1 氣候推估資料區域化的必要性與侷限

氣候變遷影響評估與調適研究需要局地細部的臺灣未來氣候變遷訊息。能源、水資源、公共衛生、農業、旱澇、防災、經濟等影響評估研究，通常都是運用區域細部的相關部門觀測記錄，以及氣候資料與其相關性的分析為基準，也因此區域高解析度的氣候變遷推估資料才能滿足應用端的需求。

受限於目前各國主要氣候中心的全球氣候模式尚無法以高空間解析度 (如數十至數公里) 完成耦合模式比對計畫的各種長期氣候變遷模擬，其推估的未來氣候變遷的資料空間解析度無法滿足需要局地氣候變遷資訊的影響與調適研究；同時，區域氣候的模擬誤差與變異量，一般而言，隨著區域空間尺度變小而加大，因此將未來氣候變遷推估運用在區域環境與社會的影響調適研究時，必須將全球氣候模式模擬的結果，透過統計或動力降尺度方法獲得區域空間細節 (文字框 6.1)，同時也可以修正模擬氣候特徵的誤差，以加強資料在運用上的可行性。

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不一，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包含特定空間解析度的結果。雖然理論上，統計關係的轉換與方法建立可以在不同資料時空解析度上進行嘗試，但是處理分析工作的最主要關鍵，在於高時空解析度的觀測氣候資料與變數存在與否，所以報告並不特別針對這些個別需求，而是以 5 公里的網格資料解析度做一般性的舉例呈現。其次，報告中的未來氣候變遷推估結果是以區域網格化資料為主，並不會以測站資料為基準進行統計方法的建立，通常針對測站資料的區域化統計模型有其個別處理方式，雖然也可以直接採用測站所在的網格資料，不過，必須注意如測站的點觀測資料，是否與代表區域平均的網格資料有明顯特性上的差異，而會影響資料在影響評估方面的應用。一般而言，溫度資料的空間變異度較小，對

文字框 6.1: 資料區域化或降尺度

目前大多數全球氣候模式的空間水平解析度多在 200 公里以上，所模擬出來的氣候推估並不足以描述區域氣候的特徵，需要更進一步地將氣候推估資料區域化，以提升推估資料的解析度、顯示更小空間尺度的特徵，故區域化亦常被稱作降尺度。在氣候推估的研究中常見的區域化方法為統計降尺度及動力降尺度。

❖ 統計降尺度

利用氣候模式推估資料及觀測資料的統計特性來修正模式的推估資料。觀測資料的時、空間解析度決定來統計降尺度資料的解析度極限。解析度受限於可得的觀測資料，除了資料解析度受限於觀測資料的時空密度之外，較難提供溫度、降雨之外的變數也是其缺點之一。由於源頭是低解析度的資料，即使經過區域化後，對於呈現極端事件的能力仍是有限。此方法的計算快速，可得到所有全球模式推估的降尺度資料，以進一步評估變遷現象發生的可能性及不確定性是其一大優點。

❖ 動力降尺度

動力降尺度是以低解析度(如 100-200 公里)全球氣候模式推估的結果來驅動高解析度(如數公里)的全球或區域氣候模式以進行氣候模擬，得到高解析度的氣候推估資料。由於進行長期高解析度的模擬需要用到龐大的電腦計算資源，使用計算資源需求較小的區域來進行動力降尺度是常見的做法。因為各國有興趣進行降尺度的區域不同，要像全球模式一般整合多國的高解析度區域模式模擬難度高，不易得到多模式及多情境的降尺度資料來判斷推估結果的可能性或不確定性是動力降尺度最大的缺點。優點除了可以提供高時空解析度溫度、降雨，模式模擬的變數包括描述大氣狀況的各種資訊，如風、雲量、輻射、濕度等。由於氣候模式是依據物理機制建構，各項變數之間的關聯性可透過物理過程來合理解釋。解析度提高除了可提供更多細節之外，也增強了模式對劇烈天氣現象模擬的能力。

於長期氣候平均值而言，測站與網格資料的差異比較小，但是對於空間變異度更顯著的降雨，使用上必須更加注意這些差異是否可能會影響後續的應用，特別是與降雨相關的極端天氣與氣候指標。

氣候變遷推估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，並假設這些關係在未來氣候變遷下還持續維持。此一假設是否成立無法確認，但是目前可行且廣為採用的方式，這是後續應用時必須要留意的問題。如果區域所在地點的氣候區帶與季節主要天氣系統形態無明顯改變，即使平均溫度或降雨有一些變化，未必會大幅改變氣候資料在不同空間解析度間的關係，因此氣候模式的模擬與觀測資料的系統性誤差與統計特性在未來氣候變遷下，也可能會維持類似的關係，特別是這些統計關係能具體呈現有脈絡可循的物理過程對氣候變數的影響。

統計降尺度所依據的原始資料來自相對低解析度的氣候模式。這些模式無法精確模擬海陸分佈狀態、地形、海岸線、細部土壤與植被所可能產生的影響。儘管 CMIP5 全球氣候模式的解析度已經比過去提升，多數氣候模式的網格大小平均還是在 200 公里左右。在有限的計算與資料儲存資源限制下，全球氣候模式所關注的模擬重點是全球或大尺度的氣候特性，且已經有相當不錯的掌握能力(Reichler and Kim, 2008)。但是這些模式仍無法掌握高解析度模式才能模擬的現象。以臺灣為例，臺灣北部冬季降雨形態主要是由於東亞冬季季風受到臺灣地形作用所引發，北部、東北部地區持續有地形抬升作用而產生降雨，相對的中南部位於背風面，下雨機率小，臺灣中南部因此有明顯的乾濕季節變化。當氣候模式由於解析度不足，無法模擬地形作用，氣候模式便無法模擬出與觀測降雨類似的結果。吾人必須體認，對於氣候模式無法模擬的區域尺度現象(如前述的地形效應)，即使以統計降尺度方法將氣候變遷推估模擬區域化，也不能期待可以模擬出這類局部區域氣候特徵的可能變遷。一般的統計降尺度方法著重的是氣候模式系統性誤差修正與資料在水平空間上的細緻化，但是無法改變模式受限於本身解析度不足而無法模擬相關現象的限制，除非能在統計模型中將這類已知影響區域氣候特徵的物理過程包含在其中。

6.2.2 降尺度的方法

如前述降尺度方法可以分為運用高解析度模式模擬的動力降尺度與運用統

計模型處理的統計降尺度，報告中動力降尺度的運用只限於第 6.5 節針對區域特定天氣與氣候現象的未來推估部分，其他小節的未來氣候變遷推估都是以統計降尺度為主。報告所運用的統計降尺度方法與前一版科學報告所用的降尺度方法類似。主要是依據 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)，是屬於比較簡單的統計降尺度方法，不過還是比 Giorgi and Mearns (1991) 所提及的簡單變化量法 (delta method) 要更細緻一些，可以處理部份變異量與空間內插。之所以未運用其他各種更複雜的統計降尺度方法 (Wilby *et al.*, 1998, 2004)，是因為東亞冬夏季風環流與局部地區的主要降雨系統的關係未必容易找到合適、準確的線性回歸統計關係，勉強套用的結果往往並不理想，而且也未必能有效移除模式的系統性誤差，使後續的氣候變遷影響、調適的實際應用受到更多的限制。

誤差校正空間分解法，在誤差校正方面，是先將高解析度觀測月平均資料與氣候模式資料皆內插轉換至較低的空間網格解析度，再運用每個網格點的長期觀測時間累積機率分佈 (Cumulative Distribution Function, CDF) 修正模式的時間累積機率分佈，且經過交互驗證 (cross-validation) 。此方法的特性是將模式的機率密度函數分布修正為與觀測的機率密度函數分布的統計性質相似，但是不保證某個特定年份會與實際觀測值有所對應，只有在累計平均年數較多時，才能預期比較好的修正作用。在運用這些資料進行影響、調適評估時必須避免使用單一或少數年份資料，同時也須了解其誤差範圍。此外是當這種方法在資料有顯著的長期趨勢時，必須先計算模式資料的長期趨勢特性，在模式誤差修正前先將其扣除，修正後再將此長期趨勢特性加回，以保持累積機率分佈修正的有效性。亦即，資料機率密度分佈的修正是以年際變化範圍為主，排除了明顯長期趨勢的效應，。

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資料，也因此我們使用網格化觀測資料做為分析比較的基準，並不處理測站點與網格區域平均值轉換，或者將資料降尺度到測站點。報告所使用的統計分析方法較需要長時間的觀測作為機率分布的基準，因此只選擇資料長度在 40 年以上的觀測分析。

由於全球氣候模式的解析度 (200 公里左右的網格大小) 與透過臺灣氣候變遷推估資訊平台計畫 (Taiwan Climate Change Projection and Information Platform, TCCIP) 所產製的臺灣區域長期氣候網格資料的解析度 (5 公里) 差異較大，本研究用兩階段的方式逐步進行降尺度，先將模式資料區域化至 0.25 度 (約 25 公里)，

之後再進一步降尺度到 5 公里，以避免誤差修正與空間內差時可能產生的過度平滑效應，同時也可以提供整個東亞區域 0.25 度解析度的氣候降尺度資料。

在 0.25 度 網格觀測資料方面，報告中的未來氣候推估降尺度是使用日本的 APHRODITE (Asia Precipitation Highly-Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of the Water Resources) 計畫所分析的日平均降雨與溫度資料為基準資料，算出月平均值。觀測資料範圍為亞洲季風區 (60°E~150°E, 15°S~55°N)，資料時間為 1961~2007 年，日降雨版本為 V1101R2 (Yagatai *et al.* 2012)，日平均溫度版本為 V1204R1 (Yasutomi *et al.*, 2011)。上述的觀測資料都是以陸上氣象測站的長期觀測產生的網格資料，因此只有陸地資料，海洋上除島嶼外並無資料。日本 APHRODITE 計畫的氣溫資料只有日均溫。最高溫與最低溫的月平均觀測資料取自自英國東安格利亞大學 (University of East Anglia) 的氣候研究單位 (Climate Research Unit, CRU; Mitchell and Jones 2005) 的 CRU TS3.21 版資料。該資料空間解析度為 0.5°，範圍涵蓋全球陸地，時間長度為 1901 年至 2012 年。為了方便比較，比照 APHRODITE 選取的亞洲季風區範圍與時段。

在 5 公里網格觀測資料的部分，則是運用整合臺灣各地面測站資料 (含自動雨量站) 分析所得的高解析度網格化降雨與溫度估計分佈資料庫 (翁與楊，2012)。此資料庫的產製，蒐集了散置於不同單位、時空分佈上不均勻的測站月降雨量暨月溫度資料，並利用測站的地理資訊，對缺失資料進行補遺，先產生時間上完整的測站資料後，再利用空間內插方法獲得長期的高解析度網格資料，以做為統計降尺度方法的觀測資料依據。

6.2.3 推估區域化的信心區間範圍與表現方式

未來氣候變遷推估無可避免會面臨科學上的不確定性，因為沒有人可以準確預測未來世界的發展以及伴隨的溫室氣體排放，同時也還無法完全無誤地建構與運用氣候模式，以掌握地球氣候系統受到外在驅力時的各種反饋作用與反應。其次，氣候系統本身就有自然的變動，即使所討論的推估已經是長期的氣候平均，還是無法完全排除氣候系統內部動力的可能影響。此外，還有降尺度方法本身所可能帶來的誤差範圍的估計。

在氣候變遷推估不確定性範圍評估方面，我們運用了 Hawkins and Sutton (2009, 2010) 的估算方法，其中氣候系統內部動力貢獻是以模擬結果在時間序列

上的變異量估計，而並非定義為個別模式系集成員間的差異。臺灣地區未來氣候推估不確定範圍與個別因子貢獻的評估以兩種方式呈現，一種是計算模式內部變異量、模式間的差異與未來不同排放情境產生的不確定程度的分布比較；其次為在氣候模式系集平均的推估變化時間序列時，繪出前述三種不確定性散佈區間，呈現氣候變遷趨勢的可能範圍。

圖 6.1 是個別不確定性來源對 21 世紀二十年滑動平均臺灣氣溫與降雨總變異量的貢獻百分比。對臺灣未來溫度變化推估 (圖 6.1 左)，氣候系統內部自然變異量佔總變異量比例隨著時間變小。依分析的定義方式，內部自然變異量不會隨著時間改變，但是由於其他原因所造成的變異量隨著時間有所改變，因此所佔總變異量的百分比也隨著時間越變越小。反觀不同未來情境間所造成的不確定性，在近未來對臺灣地區溫度變化推估的貢獻仍小於自然變動所可能造成的差異，但是到了 21 世紀的最後 20 年，未來溫度變遷推估的差異，反而主要是由於不同未來情境所造成。不同氣候模式的區域氣候敏感度差異，雖然也是造成不確定性的重要因素，但是在 21 世紀最初 20 年之後，這些模式間模擬差異的影響對於整體不確定性的貢獻比例，有逐漸下降的趨勢，如 21 世紀初大於 70%，21 世紀末降至約 40%。整體而言，21 世紀末暖化程度的差異，主要來自模式與排放情境差異。有趣的是，時間越久，模式差異的貢獻百分比逐漸降低，這是因為四種排放情境中，RCP2.6 在世紀末之前已達碳排放中和，造成的全球暖化可能小於 2C，而 RCP8.5 的碳排放仍持續增加，全球暖化程度可高達約 4C。排放情境的顯著差異造成臺灣暖化程度的可能區間隨時間放大，也意味著迅速減排可以有效縮小暖化程度。

對於臺灣地區未來降雨變化推估 (圖 6.1 右)，除了降雨本身的變動就比溫度大之外，源自氣候系統內部自然變異佔總變異量比例也較高，在 21 世紀初時接近 40%，不過百分比也隨著時間越小，到 21 世紀末降到 10%以下。未來情境差異對未來降雨變化推估所造成不確定範圍與佔總變異量比例遠比溫度的部分小，即使到了世紀末也只有不到 10%。由於小區域降雨的變化十分劇烈，就算有做 20 年的滑動平均，不同模式間推估的差異還是非常大，是造成未來降雨推估範圍不確定性的主要貢獻，在 21 世紀初已經是佔整體差異的 60%，到了 21 世紀末，模式差異所造成的不確定性更高達 80%以上。

另外可直接繪出不確定性範圍的三種主要來源的時間變化，並標示 90%信賴區間 (即三種不確定性來源的正負 1.65 倍標準差區間) 於系集平均推估值之上。

如此，可以經由比較不確定範圍與未來推估變化的相對大小，具體呈現平均氣候變遷的可能變化區間。圖 6.2 為 21 世紀臺灣二十年滑動平均的年平均溫度變化，同時三種不確定性來源造成的 90%信賴區間。由於估計方法的緣故，氣候系統內部自然變動的變異量 (橘色) 並不隨時間改變；而模式差異造成的不確定性範圍 (藍色) 則逐漸增加;至於情境間的不確定性 (綠色) 雖然在 21 世紀初期非常小，到了世紀末時反而是推估不確定範圍的最大來源。

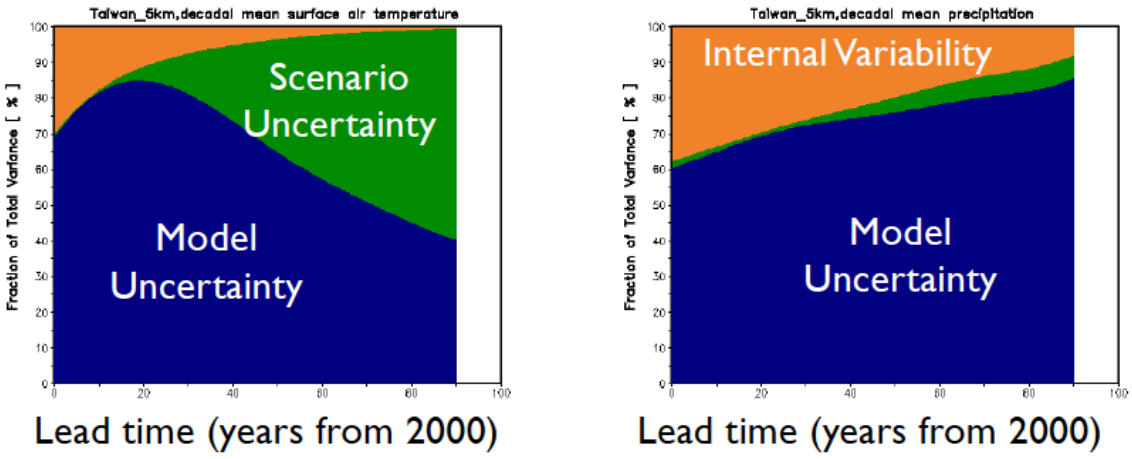


圖 6.1　21 世紀臺灣全年平均氣溫 (圖左) 與降雨 (圖右) 推估值的可能變動範圍：情境差異 (綠色)、模式差異 (藍色)，以及自然變異 (橘色) 的相對貢獻，以推估總變異量百分比呈現。圖中數值為 20 年滑動平均值。

圖 6.3 與圖 6.2 相同，但為平均夏季降雨變化。即使考慮的是 20 年滑動平均，氣候系統內部動力造成的變異量 (橘色) 所占的百分比遠大於上述的氣溫模擬推估。模式間的不確定性 (藍色) 在 21 世紀初期還是比氣候內部動力所造成的變異量 (橘色) 大。情境差異所造成的降雨變化不確定性 (綠色) 範圍還是相當有限，即使到了 21 世紀末，不確定性雖然有微幅的增加，但是還是小於氣候內部自然變動所造成的變異量。模式差異所造成的不確定性 (藍色) 有隨時間持續加大的趨勢，是未來臺灣地區夏季降雨變化推估的最大不確定性來源。從 2005 年的氣候模式推估模擬開始計算，未來夏季降雨有緩步上昇的趨勢，到 21 世紀末時，模式系集平均改變量約為增加 12%，略微大於氣候內部自然變動幅度，但是由於模式差異，其降雨改變率範圍可能從減少 23%至增加 47%。亦即，降雨增加的機率雖然較高，但也不能完全排除減少的可能性。

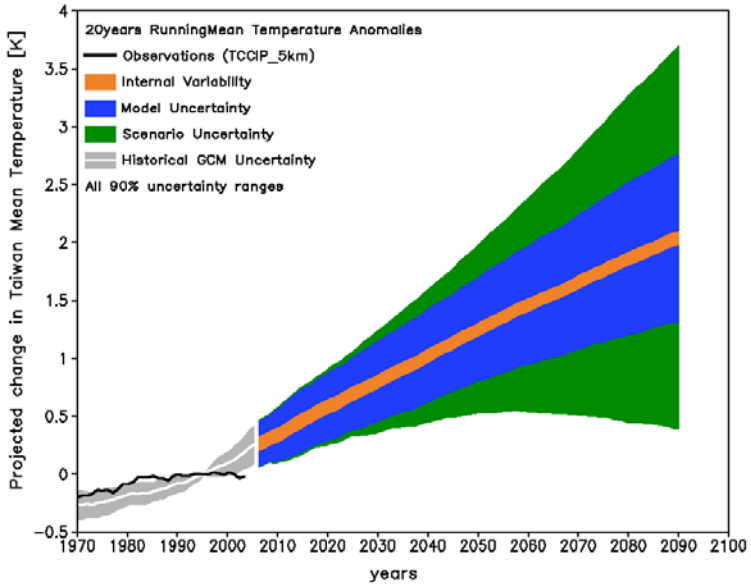


圖 6.2　臺灣全年平均氣溫的 20 年滑動平均值在 21 世紀期間的變化推估。(圖中三種顏色各表示以 90%信賴區間估計的不確定性所佔的比重，橘色部分源自模式內部動力、藍色為模式差異、綠色為情境間差異。)

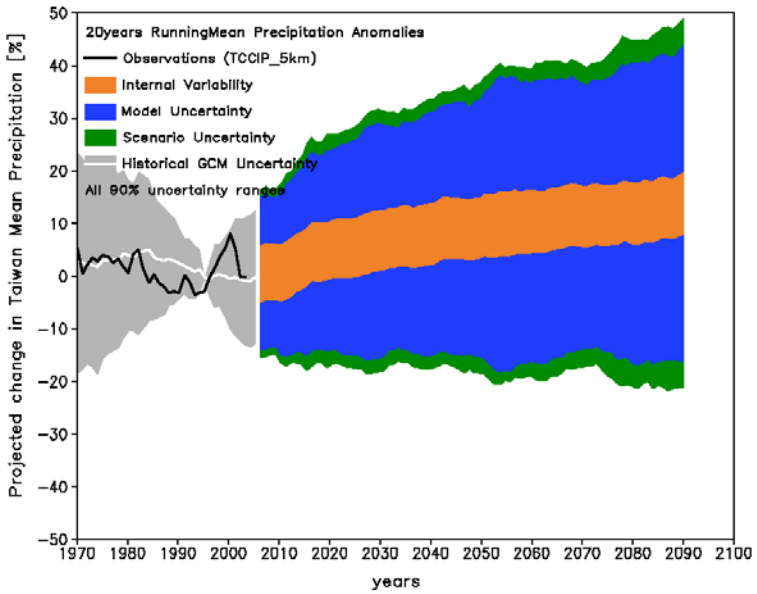


圖 6.3　臺灣夏季平均降雨的 20 年滑動平均值在 21 世紀期間的變化推估圖。(圖中三種顏色各表示以 90%信賴區間估計的不確定性所佔的比重，橘色部分源自模式內部動力、藍色為模式差異、綠色為情境間差異。)

圖 6.4 為臺灣平均冬季降雨變化範圍由不同不確定性造成的 90%信賴區間時間序列圖，在不確定性分佈與來源方面，其主要結果與夏季相似，不過源自氣候系統內部自然變動與模式推估差異所造成的冬季降雨變異量 (橘色) 改變率都

比夏季大，唯需注意臺灣地區冬季平均降雨量比較小，絕對量的變化其實在冬季反而比較小。情境差異的不確定性雖然到世紀末會有微幅增加，但對未來推估範圍的影響，遠小於其他兩種變異量的貢獻。模式差異造成的不確定性 (藍色) 是未來冬季降雨變化推估的最大不確定來源。但是與夏季降雨未來變化不同的是，模式模擬平均的未來冬季降雨有微微下降的趨勢，在 21 世紀末，模式系集平均改變量約為下降 8%，未超過氣候內部自然變動幅度，但是由於模式差異，其降雨改變率範圍可能從減少 45%至增加 30%，也一樣不排除增加的可能性。

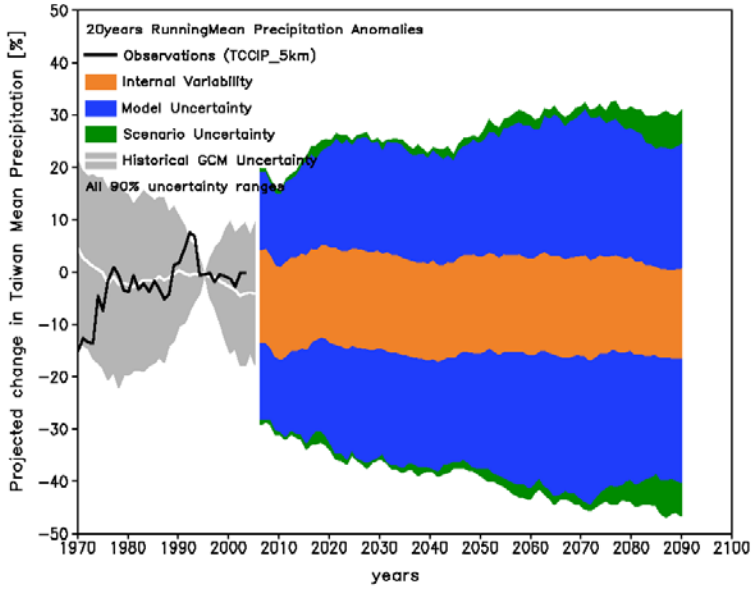


圖 6.4　臺灣地區冬季平均降雨的 20 年滑動平均值在 21 世紀期間的變化推估圖。(圖中三種顏色各表示以 90%信賴區間估計的不確定性所佔的比重，橘色部分源自模式內部動力、藍色為模式差異、綠色為情境間差異。)

在此提醒，不確定性的評估必須選取四情境共有之模式，數量只有 19 個，與後續章節所討論之模式數量並不見得一致。雖然模式數量有異，在此提供的資訊仍具重要參考價值。總的來說，在未來溫度推估的不確定性方面，在 21 世紀末時，不同情境所造成的差異最大；但是在未來降雨變化推估方面，21 世紀末時模式差異是最大的不確定性來源。

除了界定未來氣候變遷推估不確定性的範圍與來源，另外必須說明的是後續未來臺灣氣候變遷推估的表示方式，由於科學上的不確定性，將以機率的概念客觀呈現推估的可能性範圍與分佈。未來排放展情境 (如代表濃度途徑 RCP4.5、RCP8.5 等) 主要是取決於全球溫室氣體排放減量的程度，原則上還是以分別探討的方式呈現，雖然也不免會比較不同未來情境的差異。這些差異可以作為政策

決定者在設定減量目標時的參考。

其次是以不同 CMIP5 模式的推估範圍為基準呈現統計分布，而且每個模式都只取一個系集成員，亦即機會一致 (Allen and Stainforth, 2002)，避免某些模式因為系集成員多而主宰了推估值的走向。此外，CMIP5 全球氣候模式只有部分模式有碳循環、大氣化學或完整的氣溶膠作用等，諸如此類模式架構完整性的差異，還有模式發展血統親疏程度 (Knutti *et al.*, 2013) 也會對 CMIP5 模式推估範圍的估算偏差。只是不見得所有的氣候中心都有足夠的計算資源，完成所有不同代表路徑濃度的實驗，所以在比較不同未來情境的機率分佈結果時，必須注意氣候模式系集成員數目不同時，也會對統計機率分佈範圍有影響。

上述運用統計降尺度方法推估臺灣區域未來氣候變遷的流程如示意圖 6.5。

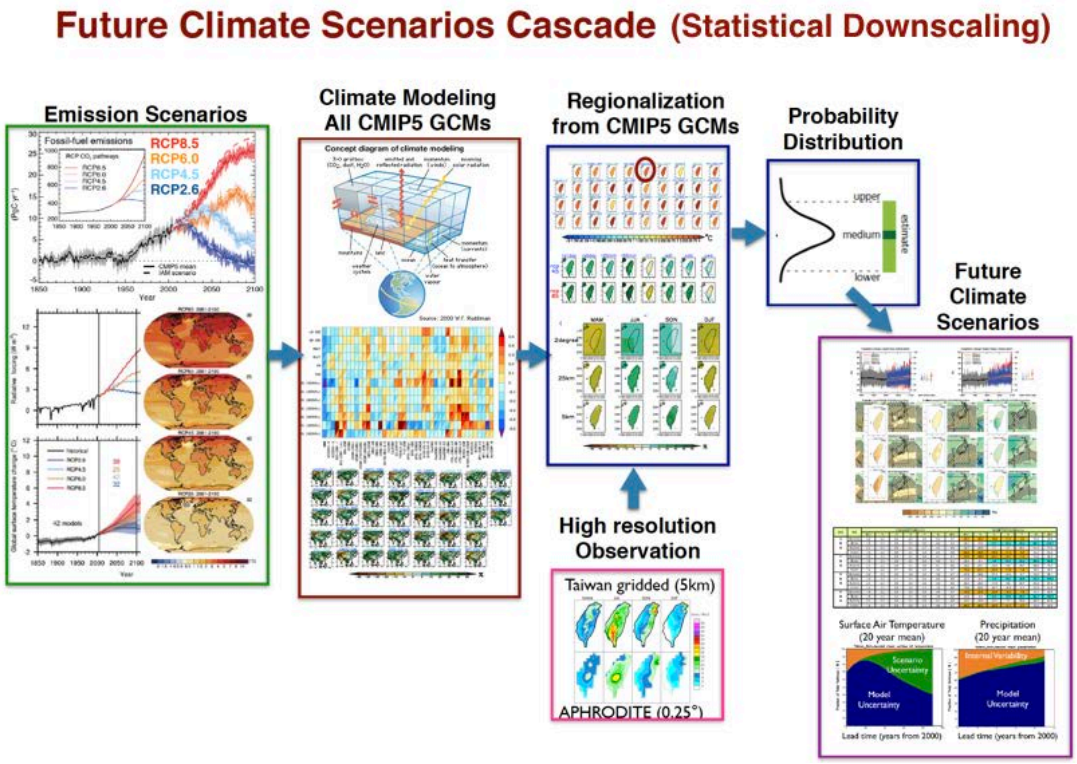


圖 6.5　運用統計降尺度方法推估臺灣區域未來氣候變遷的流程示意圖。

6.3 臺灣未來氣溫推估

相對於過去報告以 CMIP3 氣候模式模擬資料為基準的未來氣候變遷機率分布推估，本報告中對未來溫度、降雨變遷的推估，是以新的 CMIP5 氣候模式中

針對過去二十世紀歷史模擬實驗以及未來發展情境進行分析討論，雖然 CMIP3 與 CMIP5 模式模擬未來氣候變遷所使用的未來發展情境的處理方式不同，所運用的輻射強迫作用 (radiative forcing) 也無法有直接的對應，亦即不能與過去的氣候變遷推估評估科學報告直接比較，不過後續還是可以針對未來氣候變遷推估的特徵與機率分布進行分析比較，或依據驅力與反應大小差異加以常態化後再行分析比較。

在過去，CMIP3 情境之模擬是以未來世界發展方向是朝注重替代能源發展或繼續化石燃料使用，以及是朝全球化持續擴張或區域化受青睞的假想下，進一步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 AR5 所使用的新情境設計，則是以輻射驅動力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)。

RCP2.6 情境的溫室氣體排放量在所有情境中為最低，全球平均輻射強迫作用在 20 世紀中達到高峰期為 3.1W m^{-2}，但在 2100 年時輻射強迫作用回到 2.6W m^{-2}。為達到此種情境模擬，則隨著時間之推移，需大幅降低全球的溫室氣體排放量 (在 2050 年以前減半)。RCP4.5 情境也需要採取積極的減少排放溫室氣體之技術和決策，預計全球每年的溫室氣體排放量在 2080 年以前必須降低至不到現今一半的水準，而在 2100 年前總輻射強迫作用已經達到一個平衡不再大幅增加或減少的穩定狀態 (4.5W m^{-2})。RCP6.0 跟 RCP4.5 情境相似，都是預期輻射強迫作用最後趨近較為穩定的狀態，但 RCP6.0 總輻射強迫作用達到平衡時間在 2100 年之後，而其溫室氣體排放量會持續上升至 2080 年，之後才會下降，亦即藉由科技或政策過程削減溫室氣體排放量雖然也持續進行，但是並不積極。RCP8.5 情境則是所有情境中持續增加總輻射強迫作用最多的，溫室氣體排放量並不會削減，大氣中溫室氣體濃度隨著時間持續快速增加。

CMIP5 模式不只是只有大氣海洋耦合模式，也包括有碳循環模組的地球氣候系統模式，可以自行模擬二氧化碳在大氣中的濃度。CMIP5 以 21 世紀末的總輻射驅動力回推的大氣溫室氣體濃度或排放量。大氣海洋耦合模式以溫室氣體濃度為模擬基準，地球氣候系統模式則以氣體排放量為模擬基準。由於有模擬碳循環的能力，地球氣候系統模式模擬的溫室氣體濃度與總輻射驅動力未必與 RCP 情境完全一致，而可能有小幅度的差異。亦即，即使以相同 RCP 情境加諸在個別 CMIP5 模式，計算出的總輻射驅動力還是可能有一些微幅的不同。

由於所有 CMIP5 實驗包含多種實驗設計，各參與計劃的氣候中心所需提供的模式資料量相當龐大，而且提供資料的齊全度不一，經過濾可取得的資料後，本報告選取不同 RCP 情境，源自二十幾個氣候研究中心，共四十多組完整的模式結果，作為主要研究分析對象。報告所選用的模式模擬結果包含 45 組歷史模擬、26 組 RCP2.6 情境、38 組 RCP4.5 情境、21 組 RCP6.0 情境與 41 組 RCP8.5 情境模擬推估資料，在表 6.1 中列有個別模式的名稱、解析度和提供資料的氣候中心名稱。

本報告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。在同一未來情境下，臺灣未來氣候變遷推估的主要依據，是來自不同全球氣候模式所模擬的氣候變遷，經過過統計降尺度後的結果。表現的方式為客觀地將推估結果以機率密度函數呈現其可能發生的氣溫與降雨變化大小與機率分布。必須注意的是，這種表示方式所含的不只是模式間的結構與參數差異，也同時隱含個別模式模擬過程中的自然氣候變動的影響，以及統計降尺度方法在誤差修正與空間細部化過程所衍生的推估信心區間的不確定範圍。分析過程無法完全釐清不確定性來源，但是可以透過先前所描述的不確定性分析，估算個別不確定性來源對推估結果的可能影響。在單一未來情境下，模式差異多是造成機率分佈範圍的主要因素。

6.3.1 年平均

以 CMIP5 模式資料進行統計降尺度推估臺灣未來氣候變遷趨勢，分析比較的基準是以 1986~2005 年平均特徵代表現今氣候狀態，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變化。一般氣候狀態的定義是以 30 年的統計特徵為基準，但是為了方便與 IPCC 第五次評估報告內容直接比較，並考慮可以與 CMIP3 氣候模式資料庫中的日平均資料，進一步進行極端天氣與氣候指標變化的比較分析，分析時段選定為 20 年。溫度的變化值以攝氏溫度變化 (°C) 表示，雨量變化則是以百分比變化 (%) 表示。

表 6.1　報告所使用的 CMIP5 氣候模式的名稱、模式發展中心、解析度、不同數值實驗 (含歷史模擬與不同未來 RCP 情境) 與採用的變數 (降雨和溫度) 等 ，其中標注〇為有資料；標注Δ為有資料但時間長度不足。模式模擬具有多系集成員者只取單一成員進行後續處理。

CMIP5	Monthly	Atmosphere										
Model	Institute	RES.	historical		rcp26		rcp45		rcp60		rcp85	
			pr	tas	pr	tas	pr	tas	pr	tas	pr	tas
ACCESS1-0	CSIRO-BOM	192x145	〇	〇			〇	〇			〇	〇
ACCESS1-3		192x145	〇	〇			〇	〇			〇	〇
bcc-csm1-1	BCC	128x64	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇
bcc-csm1-1m		320x160	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇
BNU-ESM	BNU	128x64	〇	〇	〇	〇	〇	〇			〇	〇
CanCM4	CCCMA	128x64	〇	〇			Δ	Δ				
CanESM2		128x64	〇	〇	〇	〇	〇	〇			〇	〇
CCSM4	NCAR	288x192	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇
CESM1-BGC	NCAR	288x192	〇	〇			〇	〇			〇	〇
CESM1-CAM5		288x192	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇
CESM1-CAM5-1-FV2		144x96	〇	〇			〇	〇			〇	〇
CMCC-CESM	CMCC	96x48	〇	〇							〇	〇
CMCC-CM		480x240	〇	〇			〇	〇			〇	〇
CMCC-CMS		192x96	〇	〇			〇	〇			〇	〇
CNRM-CM5	CNRM-CERFACS	256x128	〇	〇	〇	〇	〇	〇			〇	〇
CSIRO-Mk3-6-0	CSIRO-QCCCE	192x96	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇
EC-EARTH	ICHEC	320x160	〇	〇			Δ	〇			〇	〇
FGOALS-g2	LASG-CESS	128x64	〇	〇	〇	〇	〇	〇			〇	〇
FIO-ESM	FIO	128x64	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇
GFDL-CM2p1	NOAA-GFDL	144x90	〇	〇			Δ	Δ				
GFDL-CM3		144x90	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇
GFDL-ESM2G		144x90	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇
GFDL-ESM2M		144x90	〇	〇			〇	〇	〇	〇	〇	〇
GISS-E2-H	NASA-GISS	144x90	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇
GISS-E2-H-CC		144x90	〇	〇			〇	〇			〇	〇
GISS-E2-R		144x90	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇
GISS-E2-R-CC		144x90	〇	〇			〇	〇			〇	〇
HadCM3	MOHC	96x73	〇	〇			Δ	Δ				
HadGEM2-AO		192x145	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇
HadGEM2-CC		192x145	〇	〇			〇	〇			〇	〇
HadGEM2_ES		192x145	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇
inmcm4	INM	180x120	〇	〇			〇	〇			〇	〇
IPSL-CM5A-LR	IPSL	96x96	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇
IPSL-CM5A-MR		144x143	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇
IPSL-CM5B-LR		96x96	〇	〇			〇	〇			〇	〇
MIROC4h	MIROC	640x320	〇	〇			Δ	Δ				
MIROC5		256x128	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇
MIROC-ESM		128x64	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇
MIROC-ESM-CHEM		128x64	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇
MPI-ESM-LR	MPI-M	192x96	〇	〇	〇	〇	〇	〇			〇	〇
MPI-ESM-MR		192x96	〇	〇	〇	〇	〇	〇			〇	〇
MRI-CGCM3	MRI	320x160	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇
MRI-ESM1		320x160	〇	〇							〇	〇
NorESM1-M	NCC	144x96	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇
NorESM1-ME		144x96	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇	〇
Total :			45	45	26	26	38	39	21	21	41	41

就臺灣年平均溫度變化而言，第一個時段 (2016~2035 年) 全年平均溫度改變量的模式系集中位數 (median)，在四個不同未來情境升溫都在 0.3°C~0.9°C 之間，發生的機率大於 50%，屬於 IPCC 定義的「多半可能」 (more likely than not，中位數的定義與 IPCC 詞彙) 層級 (圖 6.6)，不同情境在這個時段增暖的幅度差別不大。在第二個時段 (2046~2065 年)，全年模式系集平均溫度改變量，在 RCP8.5 情境「多半可能」增加至 1.5°C~2.1°C；RCP4.5 情境增暖的幅度相對較小，約在 1.2°C~1.7°C；RCP2.6 情境增溫幅度又比 RCP 4.5 情境略小，除了北部地區，多數地區的增溫「多半可能」落在 0.7°C~1.1°C 之間。圖中 RCP6.0 情境的暖化在這個時段似乎比 RCP4.5 情境下還要小一些，這是因為 RCP6.0 在 21 世紀中期的輻射強迫作用小於於 RCP6.0。此外，提供 RCP6.0 與 RCP2.6 情境模擬結果的模式數量比較少，與 RCP8.5、RCP4.5 比較時，必須考慮模式數目偏少可能造成的影響。在第三個時段 (2081~2100 年)，全年模式系集平均溫度改變量，在 RCP8.5 的情境下增溫「多半可能」是在 3.0°C~3.6°C 之間，RCP4.5 情境則「多半可能」增加 1.3°C~1.8°C，而 RCP6.0 情境下增溫「多半可能」在 1.7°C~2.1°C 之間，在 RCP2.6 情境臺灣地區年平均溫度變化的中位數，除了北臺灣之外，還是多半在 1°C 以下 (圖 6.6)。

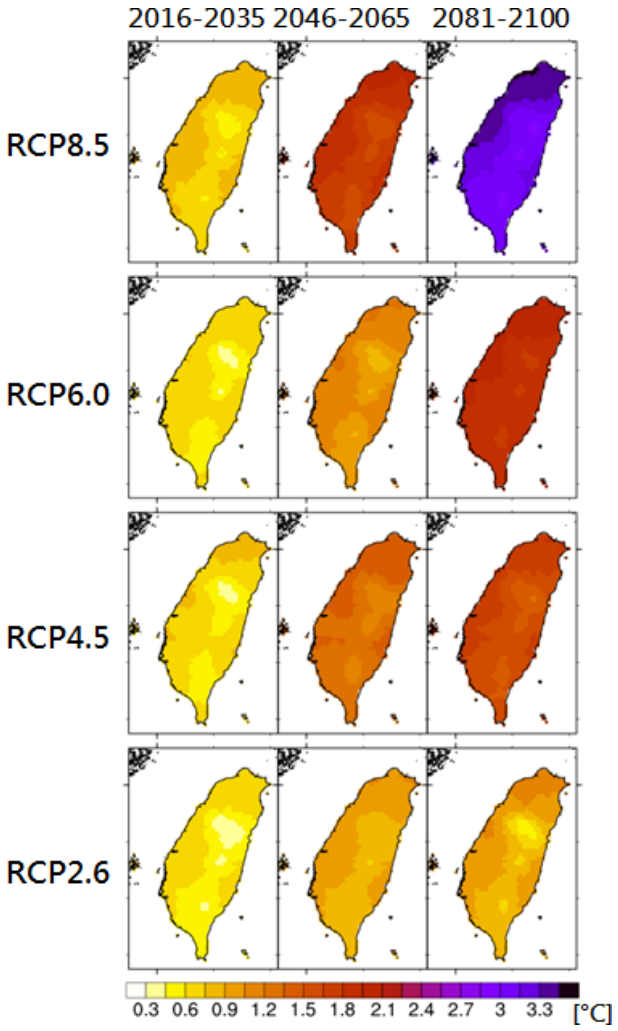


圖 6.6 四個情境下，三個未來時段 (2016~2035 年、2046~2065 年、2081~2100 年)的臺灣地面平均氣溫的變遷，數據為 IPCC 各時段的推估值減去 1986~2005 年平均值之後的系集中位數，單位：°C。須注意不同情境在計算中位數時，氣候模式的數量並不相同。

圖 6.7 是全臺灣地區年平均溫度隨時間變動的時間序列圖，圖中陰影表示 CMIP 模式模擬推估值的分布區間，粗線則是模式系集平均的結果。儘管 RCP6.0 情境的暖化在世紀末比 RCP4.5 情境時更顯著，在 21 世紀中以前，兩者的差別不大，甚至 RCP6.0 情境的暖化平均幅度還略小，如前所述，這是排放情境時間演變不同造成的。

另外，2011 年的觀測氣溫比在系集平均推估模擬小，但還是在不同個別模式模擬的區間範圍內，而且此一差異也在過去數十年觀測資料的年際變化幅度以內，亦即並未比自然變動大。造成此一差異的另一個原因為前面章節提到的年代際變化造成的短暫遲滯效應，但未在 CMIP5 模式模擬出來。這是由於 CMIP5 模式的未來推估的依據是排放情境，反應的主要是人為因素的影響。如第五章的討論，在 21 世紀初期，溫室氣體造成的暖化程度仍與氣候的自然變動幅度相當，但到了中後期，暖化程度則遠大於氣候的自然變動幅度。此一情況亦可在圖 6.7 觀察到，在 21 世紀中後期，所有情境下的增溫幅度都遠大於過去數十年溫度自然變動的區間 (如圖中綠色曲線)。

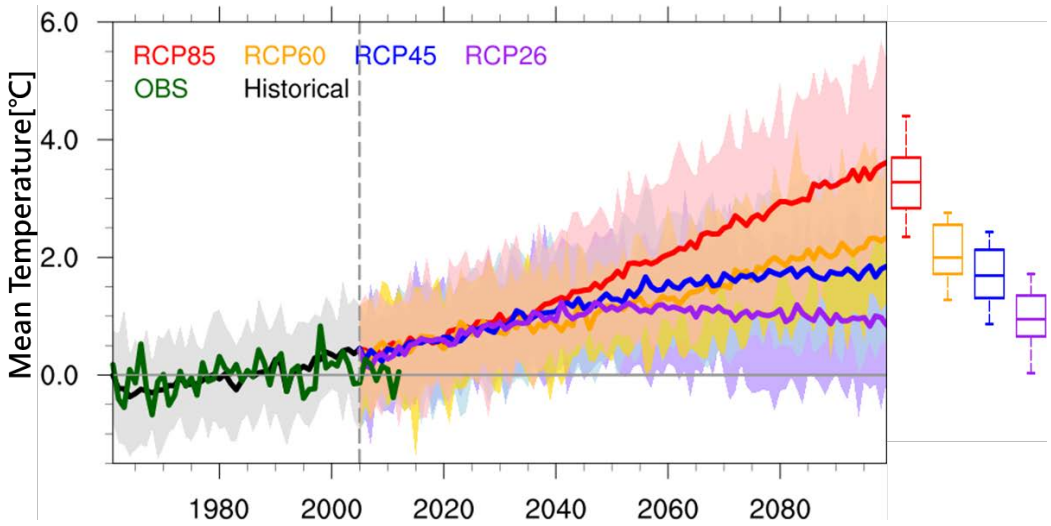


圖 6.7　全臺灣平均的年平均地面氣溫的時間序列。圖中綠色粗線是 5 公里網格化觀測資料平均的結果、黑色粗線為氣候模式歷史模擬實驗至 2005 年的系集平均值、灰色區間則是個別氣候模式模擬值的區間。氣候模式在 RCP8.5, RCP6.0, RCP4.5 與 RCP2.6 情境下的推估系集平均分別以紅、橘、藍、紫色粗線表示，對應的淺色區間是所有氣候模式的推估值的散佈區間。圖右的盒鬚圖則是對應上述不同情境在 2081~2100 年時段平均氣溫推估值散佈區間 (含 90, 75, 50, 25, 10 百分位)。

除了前述的模式推估分布的中位數外，在此並沒有將其他百分位的平均氣溫變化的空間分佈等分析結果，請見附錄「未來臺灣區域氣候推估情境圖表集」。在此，我們以 21 世紀末時段 (2081~2100 年) 平均，討論臺灣在不同未來情境下，氣溫變化分別超過 1°C、2°C、3°C 與 4°C 的可能發生機率。這些機率是從 CMIP5 氣候模式系集分佈計算而得，不過要重申分析不同未來情境資料時，由於模式的總數有所不同 (表 6.1)，可能略為影響發生機率的計算結果。另外，由於溫度上升程度在各季節的差異不大，在此只討論全年平均。雖然臺灣在各種情境下增溫的機率與趨勢明顯，但還是有區域上的些微差異。圖 6.8 是在不同情境下，臺灣各地在 21 世紀末增溫超過 1°C、2°C、3°C 與 4°C 之模式數目所佔之百分比，紅色表示機率大於 90% (即 10 個模式中有 9 個)，深藍色表示機率小於 10%。對照文字框 1.1 模式對增溫程度不確定性描述，「非常可能」(very likely，也就是超過

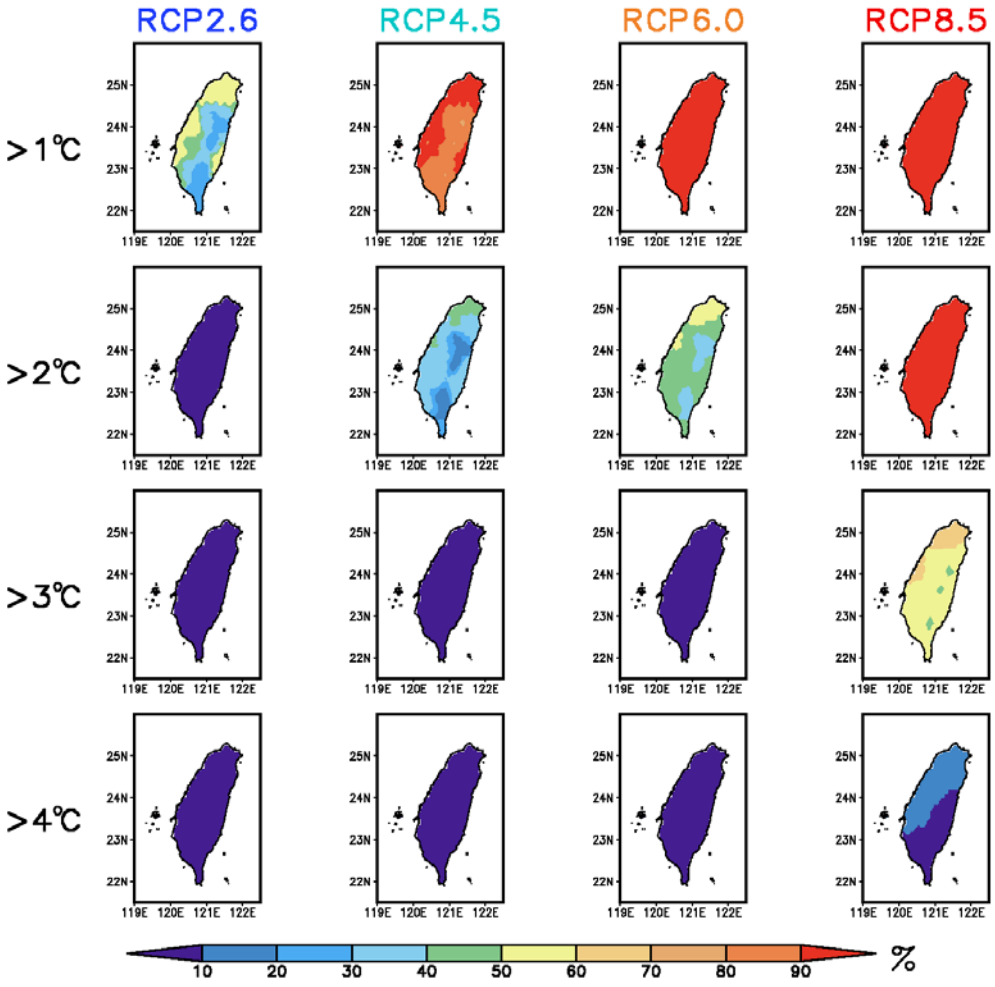


圖 6.8　四排放情境下，世紀末年均溫增加超過 1°C、2°C、3°C 與 4°C 機率分布圖。

90%的機率) 於 RCP4.5 情境下，在臺灣北部與中部，或在 RCP6.0 情境下，全臺增溫相對於現今氣候平均值 (1986~2005 年) 將超過 1°C，而在 RCP8.5 情境下，世紀末全臺各地的平均氣溫上升甚至將超過 2°C。在 RCP2.6 情境下，世紀末全臺各地平均增溫「非常不可能」 (very unlikely，也就是小於 10%的機率) 超過 2°C，甚至臺灣北部與中部增溫小於 1°C 的機率都還超過 50%。在 RCP8.5 的情境下，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，其中有 10%~20%的模式推估溫度上升甚至會超過 4°C，特別是在臺灣北部與中部。

6.3.2 季節循環

相對於先前的長期年平均氣溫變化推估，此小節的分析重點是臺灣未來四季的平均溫度變化是否與年平均值有顯著的差異。一般而言，未來氣溫上升的季節差異只有在高緯度地區比較明顯，主要是由於原本增溫的能量在夏季高緯度用來融冰時，對氣溫的影響變小，不過在熱帶區域沒有海冰融化的問題，暖化的季節差異並不大。圖 6.9 是不同季節的臺灣地面氣溫變化 (世紀末時段減去現今氣候時段) 的系集中位數，與圖 6.6 比較，可以發現不同季節未來在世紀末的暖化程度與上述的年平均相似，沒有顯著的季節差異，略微不同的是冬、春季時，不同區域的暖化差異更小。

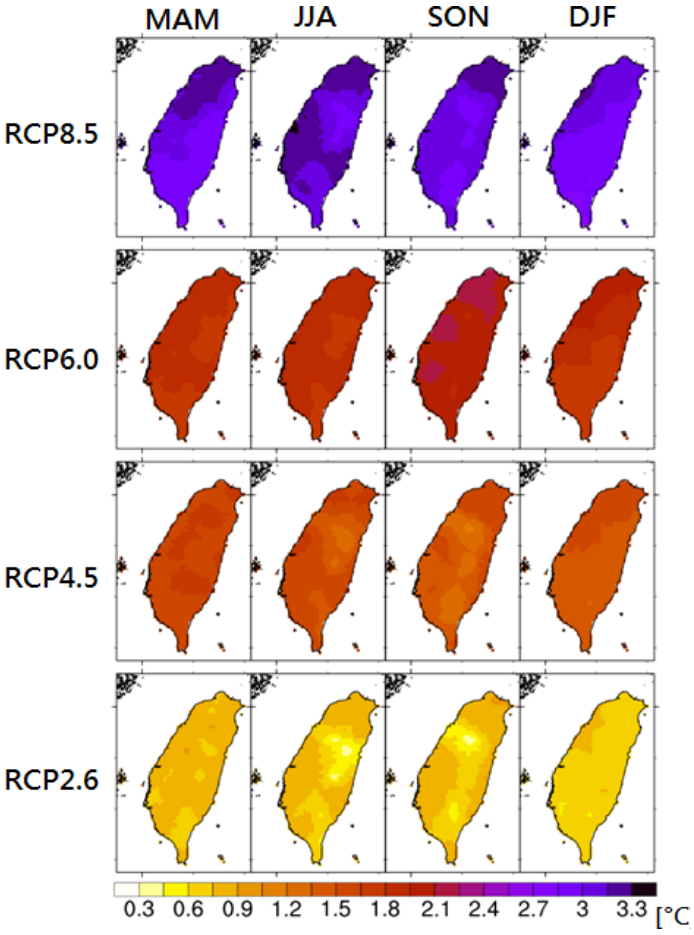


圖 6.9 四個情境下，春夏秋冬季在 21 世紀末時段 (2081~2100 年)地面氣溫氣候季節平均變化 (世紀末時段減去現今氣候 1986~2005 年時段) 的系集中位數。MAM、JJA、SON、DJF 分別代表北半球的春、夏、秋、冬季，單位：°C。

6.3.3 極端氣溫變化

根據 IPCC AR5 報告指出，全球平均溫度上升後，就統計機率分布上而言，極端事件 (包括降雨、溫度) 的發生機率可能伴隨著增加。本節依據世界氣象組織下的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，從其中挑選出 11 個與溫度相關的極端天氣與氣候指標 (說明參見文字框 6.2)，在此小節中分析臺灣在 21 世紀末 (2081~2100 年) 相對於現今氣候 (1986~2005 年) 極端事件的變遷趨勢。極端天氣與氣候指標的計算需要日資料，但是 CMIP5 模式資料庫中提供日資料的模式數目比提供月資料的模式數目少，其中 RCP2.6 與 RCP6.0 情境模擬提供的的模式數目更少。考量到極端指標可能的變異量較大，可能出現目前氣候範圍之外的異常值，此部份僅分析有較多模式提供的 RCP4.5 與 RCP8.5 情境推估資料。

極端溫度變化部份，先討論年日高溫的最大值 (TXx)、年日低溫的最大值 (TNx)、年日高溫的最小值 (TXn) 與年日低溫的最小值 (TNn) 在 21 世紀末 (2081~2100 年) 期間的模式推估值的中位數。圖 6.10 呈現在中等暖化 (RCP4.5) 與嚴重暖化 (RCP8.5) 的情境模擬下，上述臺灣極端溫度變化的空間分布；可以明顯地看到排放情境差異 是主導極端溫度改變差異的主要原因。這 4 個不同極端溫度指標的變化在同一情境下的差異不大，意味著整體溫度機率分布變化是以平移為主 (亦即不同氣溫下的變化量相似)，變異量沒有顯著的變化，特別是系集變化的中位數對異常值較不敏感。RCP4.5 情境下，4 個極端溫度指標的增加範圍在 1.6°C~2°C 間；而 RCP8.5 情境下，增加範圍則是在 3.0°C~3.7°C 間。RCP4.5 情境下，大致上呈現全年日最低溫與日最高溫的最小值 (TNn 與 TXn) 比全年最大值 (TNx 與 TXx) 的溫度增加更多一些，亦即溫度的變異量有微幅減小的情形。前述變異量微幅減小的情形在 RCP8.5 的情境下並不相同，反而是全年日最低溫與日最高溫的最大值比較大，即變異量有些微增加的情形。限於篇幅在此只討論模式推估分佈的中位數，完整的未來不同時段變化推估區間分佈呈現於附錄「未來臺灣區域氣候推估情境圖表集」。

文字框 6.2: 與溫度相關的極端指標的選擇與說明

以氣候模式氣溫日資料進行極端天氣與氣候指標計算時，由於氣候模式可能有系統性的誤差，因此報告中儘可能避開一些需要特定絕對溫度值為標準所計算的指標，所選擇的指標的定義與計算方式說明如下：

TXx (Yearly maximum value of daily maximum temperature)
每年中日最高溫的最大值，單位為 ºC。

TNx (Yearly maximum value of daily minimum temperature)
每年中日最低溫的最大值，單位為 ºC。

TXn (Yearly minimum value of daily maximum temperature)
每年中日最高溫的最小值，單位為 ºC

TNn (Yearly minimum value of daily minimum temperature)
每年中日最低溫的最小值，單位為 ºC。

TX90p (Very warm days wrt 90th percentile of reference period)
定義為日最高溫大於以基期當日為中心的 5 日資料的 90 百分位的日數。

TN90p (Very warm nights wrt 90th percentile of reference period)
定義為日最低溫大於以基期當日為中心的 5 日資料的 90 百分位的日數。

TX10p (Very cold days wrt 10th percentile of reference period)
定義為日最高溫小於以基期當日為中心的 5 日資料的 10 百分位的日數。

TN10p (Very cold nights wrt 10th percentile of reference period)
定義為日最低溫小於以基期當日為中心的 5 日資料的 90 百分位的日數。

HWDI (*Heat wave duration index*)
熱浪指標，每年至少連續 3 日最高溫大於全年日最高溫 93 百分位之總天數，單位為日數。在此以臺北測站溫度超過 35ºC 且持續 3 天定義為熱浪事件，再以台北站基期時間日最高溫為 35ºC 換算約為 93 百分位值，故以 93 百分位為門檻值計算指標。

CWDI (*Cold wave duration index*)
寒潮指標，每年至少連續 2 日最低溫低於全年日最低溫 2 百分位之總天數，單位為日數。對於寒潮的定義是以氣溫低於 10ºC 且持續 48 小時也就是 2 日 (盧與李,2009)，再以台北測站基期時間日最低溫 10ºC 換算約為 2 百分位值，故以 2 百分位為門檻值計算指標。

DTR (*Daily temperature range*)
日最高溫減最低溫之日夜溫差，單位為 ºC

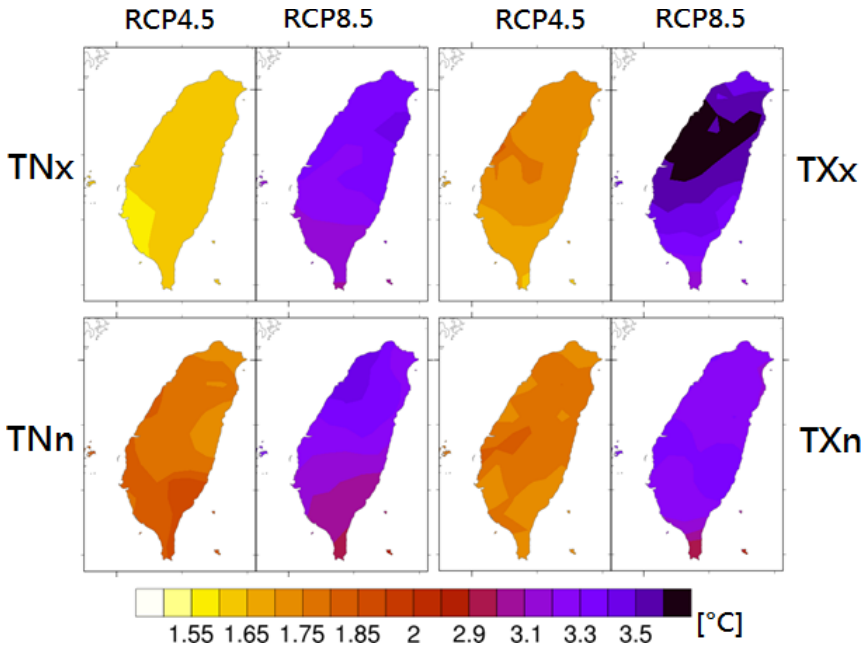


圖 6.10　在 RCP4.5 與 RCP8.5 情境下，在 21 世紀末 (2081~2100 年) 之 CMIP5 模式極端溫度改變量推估的系集分佈中位數。分別為年日高溫的最大值 (TXx)、年日低溫的最大值 (TNx)、年日高溫的最小值 (TXn) 與年日低溫的最小值 (TNn)。單位：ºC。

除了極端溫度變化量，極端溫度指標也包括極端溫度事件發生的頻率。圖 6.11 為模式推估未來極端溫度事件發生天數頻率的變遷趨勢，以現今氣候 (1986~2005 年) 的資料做為極端溫度事件發生與否的判斷門檻，這些指標分別是超過該時段 90 百分位的極端暖晝日數 (TX90p)、超過該時段 90 百分位的極端暖夜日數 (TN90p)、低於該時段 10 百分位的極端冷晝日數 (TX10p) 以及低於該時段 10 百分位的極端冷夜日數 (TN10p) 的改變率 (%)。雖然 10 與 90 百分位並不算特別極端的低溫與高溫狀況，但是在這裡的極端指標設計還是希望有一定的採樣數目，降低採樣數目對統計特性的影響。此外，以特定日溫度百分位而非特定溫度值設置判斷門檻，也可以有效去除個別模式模擬溫度誤差，以及地理位置的影響。圖中顯示極端冷晝與冷夜發生頻率，在 2 種不同情境下，世紀末均為減少的趨勢。在 RCP4.5 的情境下，21 世紀末期 (2081~2100 年) 減少超過 80%，亦即會從「非常不可能」(只有 10%的發生機率) 變成只有不到 2%的發生機率。在 RCP8.5 的情境下，21 世紀末期減少甚至超過 90%，也就是變成「幾乎不可能」(exceptional unlikely, 只有小於 1%的發生機率) 發生。區域差異方面，則是臺灣東南部減少的程度比西北部略多。由於極端事件的減少有上限，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。在 RCP4.5 的情境下，21 世紀末期 (2081~2100 年) 增加的幅度主要介於 350%~500%之間，亦即會從「非常不可能」(只有 10%的發生機率) 變成幾乎有一半的時間都處於超過現今氣候 90 百分位的極端暖晝與暖夜事件。在 RCP8.5 的情境下，21 世紀末期增加的幅度甚至到達 600%~800%的範圍，也就是超過 70%的天數，氣溫都會比目前 90 百分位的極端暖晝與暖夜事件更暖。區域差異方面，則是臺灣南部增加的程度比北部更多。

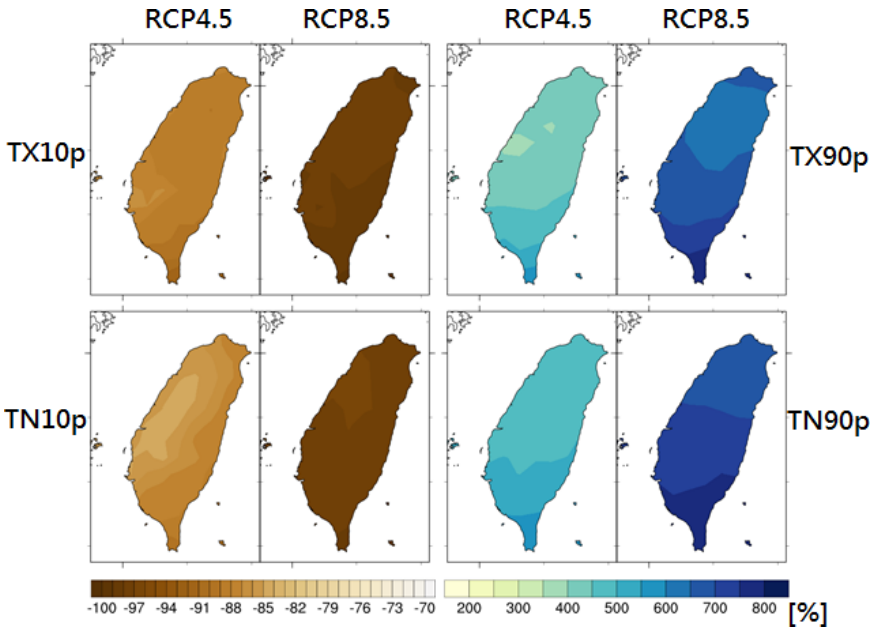


圖 6.11　同圖 6.10 但為極端冷晝日數 (TX10p)、極端冷夜日數 (TN10p)、極端暖晝日數 (TX90p)、極端暖夜日數 (TN90p) 的改變百分比。單位：%。

除了上述超過或小於特定百分位的極端溫度發生日數指標，也進一步分析臺灣地區持續發生極端溫度的情形 (如熱浪、寒潮等) 與日夜溫差變化。在基期 (1986~2005 年) 平均而言，模式熱浪指標 (HWDI) 的中位數每年平均約為 20 天；模式寒潮 (CWDI) 指標的中位數每年平均約為 6.5 天；而模式模擬日較差 (DTR) 的中位數則是約為 2.3°C。未來臺灣極端暖晝 (TX90p) 增加與極端冷晝 (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 (圖 6.12)。不過在兩種未來情境下，寒潮減少與熱浪增加的百分比，都比先前極端溫度事件發生頻率改變的幅度小一些。RCP4.5 情境下，21 世紀末的寒潮天數減少 50%~70%，亦即平均而言，降為每年只剩 2~3 天左右；而熱浪天數則是

增加 300%~500%，也就是平均未來將增加為 80~120 天，而且越往臺灣南部增加的幅度越明顯。RCP8.5 情境下，寒潮天數則是減少約 80%~90%，也就是平均每年只剩約 1 天左右，而熱浪天數則是增加 450%~800%，即平均未來將增加為 110 到 180 天之間，也就是世紀末時臺灣將變成幾乎整個夏天都處於現今氣候的熱浪極端事件中，也同樣是越往臺灣南部增加的幅度越顯著。在未來暖化情境下，高溫事件的發生將成為常態，而且持續天數也有增加的趨勢，對於能源使用、公共衛生健康等都可能帶來前所未有的衝擊。

以每日最高、最低溫所計算的平均日較差 (DTR) 則是著重在氣溫日夜循環的幅度，在 2 種情境下世紀末的變化情形在臺灣西部地區的差別不大，即使改變量最大的地區也多半不超過 0.03°C，也就是不超過 2%的增加，亦即臺灣溫度日夜變化的型態並無明顯的變化，即使在 RCP8.5 情境下平均日較差增加的範圍擴及中部山區與東部地區，但是增加的幅度還是微乎其微。

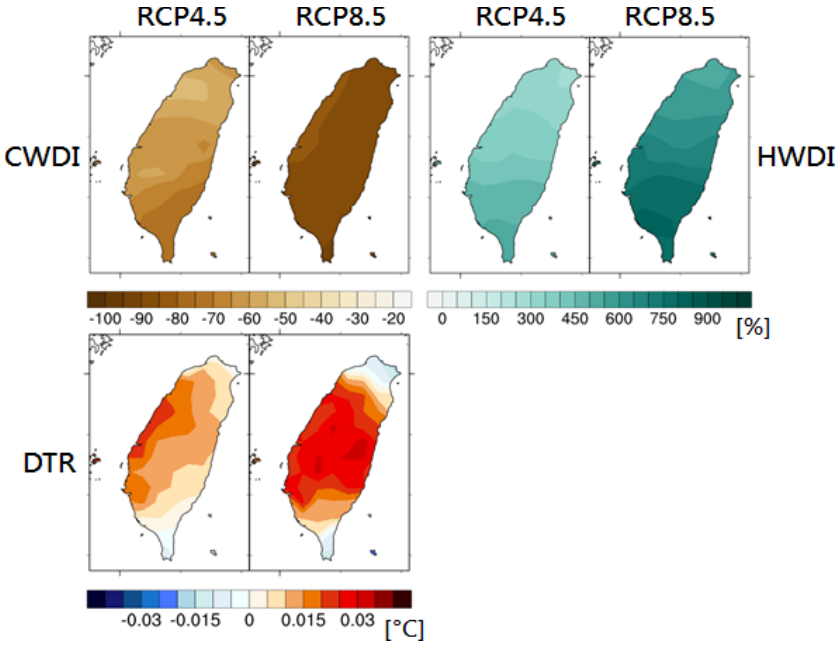


圖 6.12　同圖 6.10 但為寒潮指標 (CWDI)、熱浪指標 (HWDI) (單位：%) 以及平均日較差 (DTR) (單位：°C)

除了上述空間上氣候模式系集推估極端指標變化的中位數，圖 6.13 是各項溫度相關的極端指標的模式間差異的散佈區間，所討論的是整個臺灣的區域平均值。以 CMIP5 模式系集所建構的盒鬚圖中，第 25~75 百分位區間代表有半數模式在各別情境下所推估的變化區間中心範圍。在未來 2 種情境下，如先前所述平

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。反觀模式在 21 世紀末的年極端日最高低溫 (TXx, TNx, TXn, TNn) 變化範圍，則是在不同未來情境下有明顯的差異。如果跟長期氣候平均溫度 (Tavg) 改變範圍相比，推估極端指標未來增暖的四分位距 (Interquatile Range, IQR) 的散佈範圍比對應的氣候平均溫度範圍些微增加一些，特別在 RCP8.5 情境特別明顯。極大值 (TXx, TNx) 改變量略大於平均值改變量，顯示 CMIP5 模式未來日溫度的變異量似乎有率為增加的趨勢，儘管增加的幅度很小。此外是年日最高溫與最低溫的極小值的模式分佈範圍較大，顯示模式中典型冬季日溫度變異量較大的特徵。

(a)

(b)

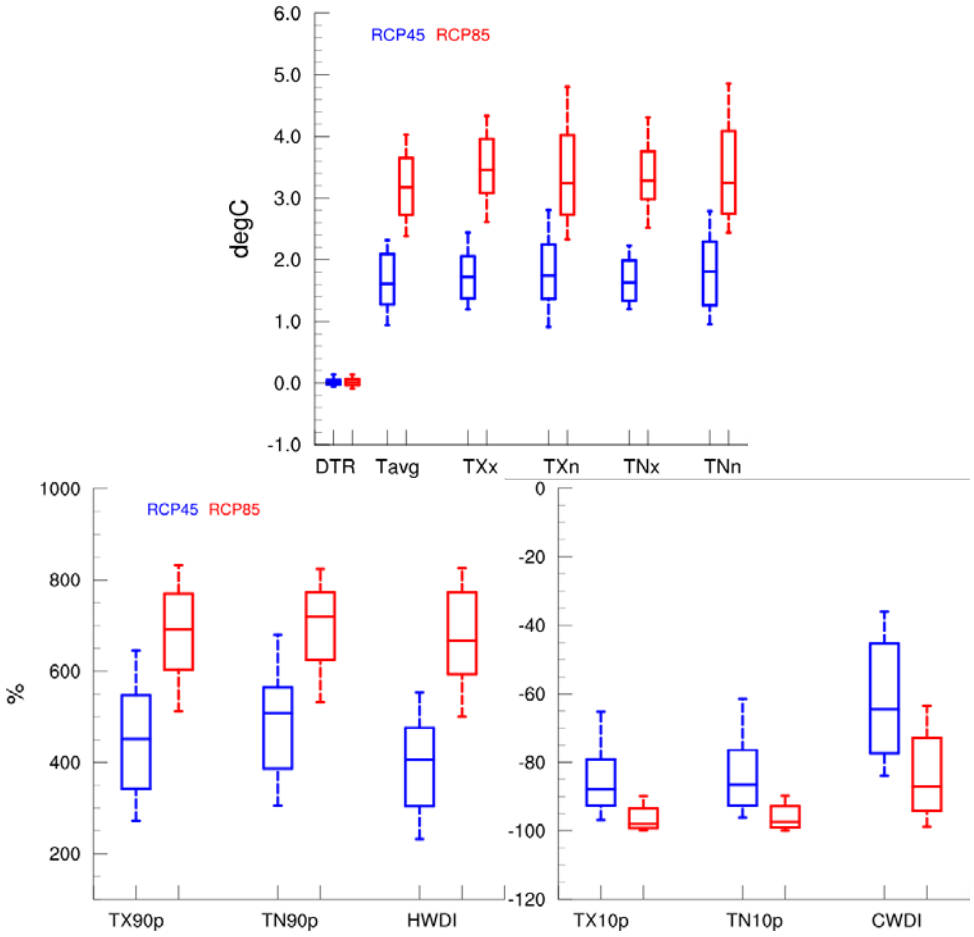


圖 6.13 (a) 應用盒鬚圖表現 CMIP5 全球模式在 RCP4.5 (38 個模式) 與 RCP8.5 (41 個模式) 於臺灣極端指標的推估可能散佈區間。由上到下表示第 90、75、中位數、25、10 百分位。分別為 DTR、Tavg、TXx、TXn、TNx、TNn 的改變率。(單位：°C)。(b) 分別為 TX90p、TN90p、HWDI、TX10p、TN10p 與 CWDI 的改變率盒鬚圖。(單位：%)。

其次是以極端事件發生頻率變化為主的指標，極端暖晝日數 (TX90p)、極端暖夜日數 (TN90p)、以及熱浪指標 (HWDI) 在 21 世紀末的暖化氣候中都會有相當大幅度地增加，不同情境間的差異依舊還是很明顯，雖然略小於不同模式之間的差異。在 RCP4.5 的情境下，極端暖晝與暖夜日數增加主要 (80%的模式推估) 介於 300%~650%之間，在 RCP8.5 情境則進一步增加到 500%~850%之間。這些區域平均的模式差異範圍與先前所討論的臺灣南北區域差別類似。此外，暖夜日數增加的幅度高於暖晝，與過去臺灣測站觀測資料所分析所得的差異相似。熱浪指標比起相對高溫增加的幅度略小，特別是在 RCP4.5 的情境下，說明平均增暖較小的情境，熱浪事件較不易發生。

至於極端冷晝日數 (TX10p)、極端冷夜日數 (TN10p)、以及寒潮指標 (CWDI) 在 21 世紀末的暖化氣候中，則是會大幅度地減少，但限於減少百分比有上限，在 RCP8.5 情境下，幾乎所有模式的極端冷晝與冷夜日數都減少超過 90%以上。亦即，現今氣候下最低 10%的極端冷晝與冷夜，未來在 21 世紀末幾乎都不再發生，而且模式間的差異非常小。即使在 RCP4.5 情境下，還是有四分之三的模式推估的極端冷晝與冷夜將減少 75%以上。對於需要進一步極端低溫時間持續的寒潮指標，減少的程度比較小，模式間的差異也比較大。在 RCP4.5 情境下，未來在 21 世紀末減少的比例 (80%的模式推估) 介於 35%~85%之間，在 RCP8.5 情境下，則減少的幅度擴大到 65%~100%之間，也就是原本平均每年還有 6~7 天的寒潮日數，在未來大概只剩不到 2 天。

6.3.4 臺灣未來溫度推估變化與全球氣候變遷的關聯

先前已討論運用 CMIP5 氣候模式在不同情境下的臺灣未來溫度變化推估範圍，但是臺灣與全球氣候未來變遷的趨勢又有些什麼差異？IPCC 第五次氣候變遷評估報告中，針對全球平均溫度變化推估，在 RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0 以及 RCP8.5 情境下，到了 21 世紀末 (2081~2100 年) 平均模式推估溫度變化分別為 1.0°C、1.8°C、2.2°C 以及 3.7°C，而對應的可能範圍 (模式機率分佈 5~95 百分位) 則是 0.3°C~1.7°C、1.1°C~2.6°C、1.4°C~3.1°C 以及 2.6°C~4.8°C 的區間，增溫的幅度與人為溫室氣體排放的累積量有很好的相關性。但上述的增溫在空間上並不是均勻的，相對而言，陸地的增溫比海洋上高，而高緯度地區，特別是北半球的極區，變暖的幅度則是比熱帶地區顯著。臺灣位於緯度較低的副熱帶，同時又介於歐亞大陸與太平洋之間的海面上，因此，臺灣平均溫度變化幅度比全球平均溫度

變化幅度來的小一些，大約是全球平均值的 80%，而模式推估的可能溫度變化範圍則是比全球平均溫度變化可能範圍大，由於模式間的差異往往隨著空間尺度的變小而加大。

在極端溫度指標變化部分，臺灣的年日低溫最小值 (TNn) 的變化也比全球平均值小。例如在 RCP8.5 情境下，21 世紀末全球陸地區域平均年日低溫最小值增加約為 6.5°C (參見 IPCC AR5 圖 12.13；Sillmann *et al.*, 2013)，但是在臺灣區域平均卻只增加 3.2°C 左右。極端溫度指標的差距比平均溫度的差距更明顯，最主要的原因還是由於北半球高緯度地區的未來極值變化遠比低緯度大。相對而言，同樣以 RCP8.5 情境為例，21 世紀末臺灣地區的年日高溫最大值 (TXx) 的變化也比全球平均值小，差異幅度小於年日低溫最小值，同樣是由於年日高溫最大值變化在高緯度與低緯度地區的差異，並不像年日低溫最小值變化那麼明顯 (Sillmann *et al.*, 2013)。

著重極端事件發生頻率變化的極端暖晝日數 (TX90p)、極端暖夜日數 (TN90p)、極端冷晝日數 (TX10p)、極端冷夜日數 (TN10p) 等指標，在 RCP8.5 與 RCP4.5 兩種情境下，21 世紀末 (2081~2100 年) 臺灣區域平均極端暖晝與暖夜發生頻率增加的中位數，都比全球陸地區域平均增加的中位數略大，四分位距的大小或不同模式推估的差異範圍也是比全球陸地區域平均大。不過，極端冷晝與冷夜發生頻率減少的中位數，則是與全球陸地區域平均非常相似，推估的可能機率範圍也相似。

臺灣區域平均極端暖晝與暖夜日數增加大於全球陸地區域，主要是由於這兩個極端指標在熱帶地區的增加幅度遠大於中緯度地區，而熱帶地區因為氣溫逐日的變異量比較小，所以即使整體增溫幅度比中高緯度小，極端暖晝與暖夜發生頻率在未來推估增加的幅度也就更加顯著。在 RCP8.5 的情境下，在赤道鄰近地區極端暖晝與暖夜發生頻率的中位數，幾乎都從原本定義的 10%增加到 100% (近乎持續發生)，而在中緯度地區，則是只增加到 50%的發生機率。臺灣位置比較接近熱帶地區，也因此增加幅度比全球陸地區域平均增幅的中位數 (暖晝 62%，暖夜 69%) 大。未來平均極端暖晝與暖夜發生頻率，則是增加到約為 70%±10% (±10%間約為四分位距的範圍) 的時段，都將處於現今氣候的極端情形，也就是現在極端暖晝與暖夜在未來將變為常態。而在增暖幅度較小的 RCP4.5 情境下，臺灣地區未來平均極端暖晝與暖夜發生頻率的機率分佈中位數則分別是從 10%增加到約為 45%和 50%。較可能的範圍若以四分位距的範圍表示，則分別約為

35%~55%與 40%~55%。極端暖夜發生頻率增加比極端暖晝略高，也與全球陸地區域平均增幅的差異 (暖晝增至 40%而暖夜增至 45%) 類似，但是臺灣位置較接近熱帶區域，增加的幅度還是比全球陸地區域平均高 (Sillmann *et al.*, 2013)，但還是小於赤道鄰近區域。

臺灣區域平均極端冷晝與冷夜的發生頻率幾乎都從原本定義的 10%降至不到 1%，同時模式間的差異也很小 (圖 6.13，Sillmann *et al.*, 2013)，由於減少的比例最多只能到 100%，使得平均增暖幅度大的 RCP8.5 情境下，即使不同模式的推估結果相似，不同區域差別也非常有限。在增暖幅度較小的 RCP4.5 情境，臺灣區域平均極端冷夜發生頻率降低的中位數與全球陸地區域平均依舊差別不大，降低的幅度小於赤道與北半球高緯度區域，但大於多數中緯度區域。臺灣區域平均極端冷晝發生頻率降低幅度的中位數，則是略大於全球陸地區域平均，但是四分位距的大小或不同模式推估的差異範圍相似。由於降低幅度較小，比較不受降低上限的影響，可預期比 RCP8.5 情境下的差異範圍大。

熱浪指標與寒潮指標，由於定義的方式是以臺灣區域溫度分佈特徵決定，不適合與其他區域或全球陸地區域平均比較。

6.3.5 CMIP5 與 CMIP3 統計降尺度推估的差異比較

從跨政府氣候變遷委員會在 2007 年發表第 4 次氣候變遷評估報告到 2013 年發佈第 5 次氣候變遷評估報告，對於未來氣候變遷的推估，都是透過第三次與第五期耦合模式比對計畫 (CMIP3 與 CMIP5) 的數值實驗所分析而得。嚴格來說，這兩次的比對計畫所使用的未來情境與溫室氣體排放的設計與假設不相同，對氣候系統所產生輻射驅動力隨時間的變化也不一樣。此外，參與計畫與執行各項設計實驗的全球氣候模式的數目、版本也不相同，所以並無法真正進行未來氣候推估結果的直接比較。但是，由於氣候變遷科學報告每隔幾年就持續更新，而且許多研究人員對於過去的未來氣候變遷推估已有很多進一步分析、應用的成果，很自然地會希望知道新一代的氣候模式對於未來氣候變遷的推估與過去有什麼差異？運用上次氣候變遷推估所衍生的氣候影響、調適等應用結果是否需要進行大幅的修正？

從模式發展的角度而言，新一代的 CMIP5 氣候模式比過去考慮了更多影響地球氣候系統的機制 (如氣溶膠、植物生態、碳循環等)，能更細緻的模擬地球氣

候系統的運作。在大氣海洋模式耦合過程中，也有更多的模式不再需要人為修正海氣之間的能量與水氣交換，就可以讓所模擬的氣候系統穩定運作，沒有長期的偏移問題。平均而言，模式的空間解析度也明顯提升。從評估報告以及其引用的論文可以知道，最新報告中所用的 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 模式的整體表現，平均而言更好。但是，對於未來變遷推估的合理比較，關鍵還是在於如何處理未來情境 (與其對應的氣候系統驅力) 的差別對暖化的影響。其中最簡單的是，將地球氣候系統的反應除以全球平均增溫幅度，也就是相對於全球暖化平均值的氣候變遷分佈型態。但是，這種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，較難看出空間分佈的細節差異。因此，這些比較結果必須小心詮釋。另外，由於模式版本與數目也有不同，可以預期模式差異所造成的推估的散佈區間，就會有差異。至於推估區域化所用的統計降尺度方法是相同的，不應是造成差異的原因。最後是代表現今氣候的基期在 CMIP3 與 CMIP5 也略有差異 (CMIP3 為 1981~2000 年、CMIP5 則是 1986~2005 年)，但是這 5 年差別所造成的差異也相當有限。

闡述了 CMIP5 與 CMIP3 的差異之後，我們接下來比較前後兩期報告的溫度變遷推估結果。圖 6.14 是 CMIP5 與 CMIP3 個別未來情境下，21 世紀末臺灣溫度變化推估值中位數。若比較增溫級距，CMIP5RCP6.0 情境 (增加 1.8ºC~2.2ºC) 略低於 CMIP3A1B 情境 (增加 2.0ºC~2.6ºC)；CMIP5RCP4.5 情境 (1.4ºC~2.0ºC) 較接近 CMIP3B1 情境 (增加 1.2ºC~1.8ºC)；CMIP5RCP8.5 情境 (增加 2.8ºC~3.4ºC) 則是比 CMIP3A2 情境 (增加 2.4ºC~3.2ºC) 的增溫更大一些；而 CMIP5RCP2.6 情境下的增溫幅度 (增加 0.8ºC~1.2ºC) 比 CMIP3 的所有未來情境所推估的暖化都更小，而且臺灣北部增溫幅度略大於其他區域。如果將 CMIP3 三種情境以及 CMIP5 四種情境下，臺灣平均增溫推估的可能分佈範圍以盒鬚圖 (圖 6.15) 與百分位數值 (表 6.2) 表示，可以呈現臺灣平均溫度變遷的可能機率分佈範圍。就 CMIP3 與 CMIP5 各種情境，溫度變化中位數大小與圖 6.9 中的訊息相似。在模式推估可能範圍的機率分佈方面，B1 與 A2 的情境範圍較小，但是這兩種情境下的分析結果所用的模式數目也最少。第五次報告中的 21 世紀末推估全球平均溫度變化的中位數以及 5 百分位與 95 百分位範圍為 CMIP5 四種情境依序為：RCP2.6 (1.0ºC) [0.4ºC ~1.6ºC]、RCP4.5 (1.8ºC) [1.1ºC~2.6 ºC]、RCP6.0 (2.2ºC) [1.4ºC~3.1 ºC]、RCP8.5 (3.7 ºC) [2.6ºC~4.8 ºC]；第四次報告中以 CMIP3 模式為基準的常用三種情境的最佳估計與可能範圍為：B1 (1.8 ºC) [1.1ºC~2.9 ºC]、A1B (2.8

°C) [1.7°C ~4.4 °C]、A2 (3.4 °C) [2.0 °C~5.4 °C]。比較結果發現，與前述的 CMIP5 與 CMIP3 模式推估臺灣地區平均溫度變化的分佈差異特徵類似。

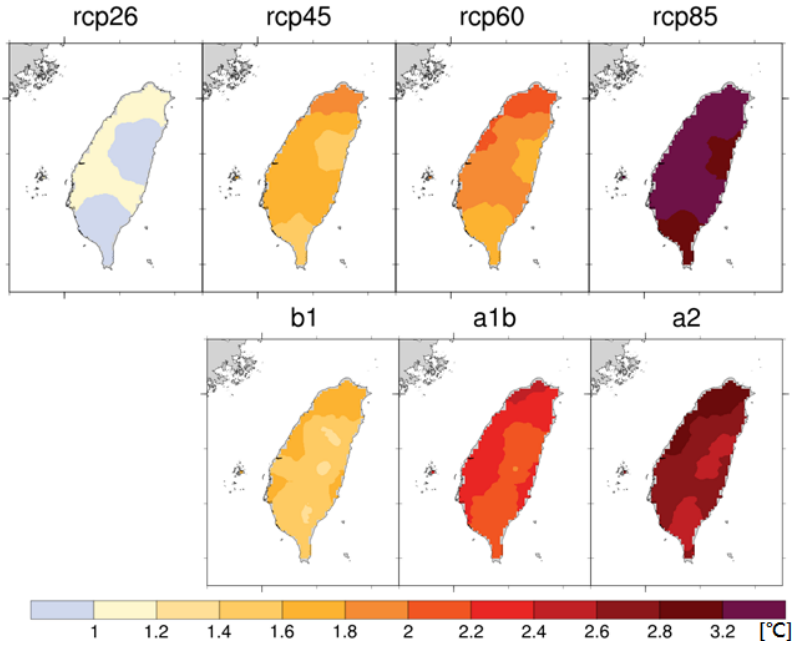


圖 6.14　CMIP5 (上列：由左起分別為 RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0、RCP8.5 情境) 與 CMIP3 (下列：由左起分別為 B1、A1B、A2 情境)　模式推估的 21 世紀末臺灣年平均溫度變化的中位數分佈圖。單位：°C。

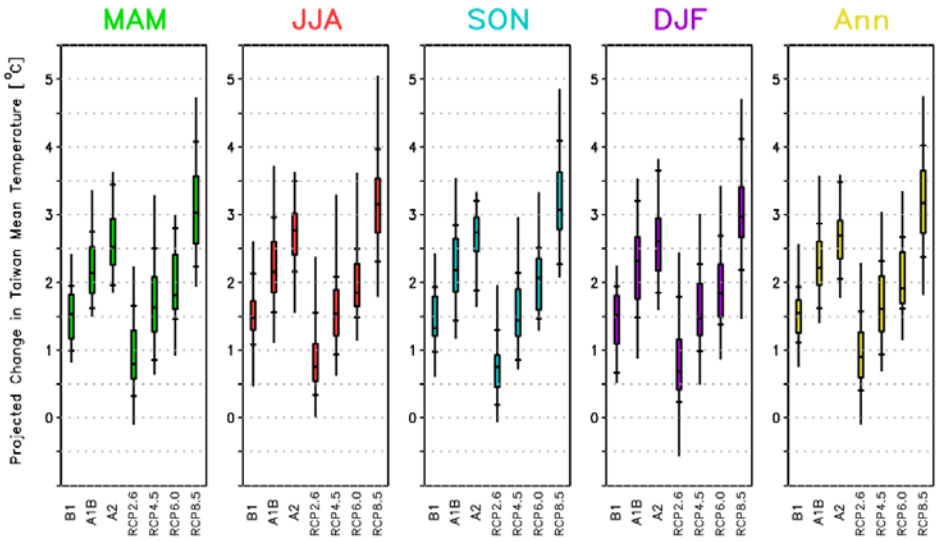


圖 6.15、在 21 世紀末，CMIP3 三種情境與 CMIP5 四種情境下，各模式推估的臺灣春 (MAM)、夏 (JJA)、秋 (SON)、冬 (DJF) 與年 (ANN) 平均增溫程度的散佈區間，以盒鬚圖呈現最小、10、25 百分位值、中位數、75、90 百分位值與最大值，盒鬚圖上所標的橫線為 10 與 90 百分位值。

表 6.2　CMIP5 四種 RCPs (RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0、RCP8.5) 與 CMIP3 三種未來情境 (B1、A1B、A2) 下，臺灣春夏秋冬四季平均溫度，在 21 世紀末與 20 世紀末的差值 (CMIP5 為 2081~2100 年減去 1986~2005 年平均；CMIP3 為 2080~2099 年減去 1980~1999 年平均)。表中標題列中的 10、25、50、75、90 分別代表溫度改變值的機率密度分布的不同百分位值，以及極小與極大值。

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 6.16 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，臺灣平均溫度距平隨時間變化，值為 20 年滑動平均距平，計算的基準分別為 1986 至 2005 年與 1981 至 2000 年平均值。相較於 CMIP5 情境，以隨時

間變化的趨勢而言，CMIP3 未來情境描述的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。因此，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 CMIP5 RCP2.6 情境，由於溫室氣體排放減量的時程與幅度都更積極，連帶地也使得氣溫在 2050 年之後就開始有下降的趨勢，即使是 RCP4.5 情境，在 21 世紀末期的溫度也已經趨於穩定。在 21 世紀末期，B1 與 RCP4.5 的兩種不同情境的輻射強迫近似，不過在 RCP4.5 情境下臺灣地區的溫度上升的幅度與可能範圍都比 B1 情境下略高，顯示區域氣候敏感度有略微增強的趨勢，推估可能範圍的增加則可能與推估模式數目的增加有關。

在資料應用或選擇上，比較 CMIP5 與 CMIP3 不同情境下的未來暖化推估時則要特別注意先前提及的差異。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，可信度較高。在較極端的排放情境 (如 RCP6.0 與 RCP8.5)，氣溫在 21 世紀末仍將持續上升。相對的，，若是較為積極減排的情境，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)。

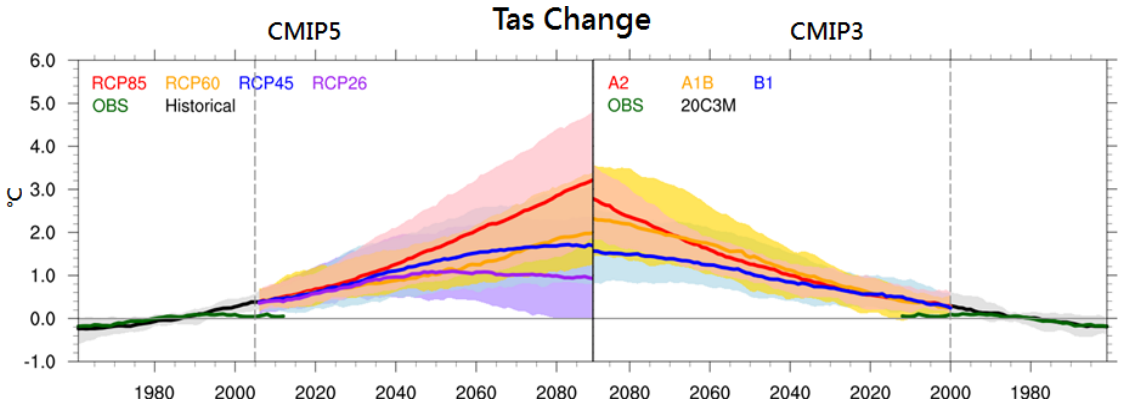


圖 6.16 CMIP5 與 CMIP3 在不同情境下，推估臺灣平均溫度距平隨時間的變化 (20 年滑動平均，距平的計算基準分別為 1986 至 2005 年與 1981 至 2000 年)，以及 TCCIP 依據觀測資料 (OBS) 產製的 5 公里網格溫度資料。深色線條為模式中位數，線條所伴隨的淺色範圍則是不同模式推估的範圍，模式過去歷史模擬值為黑色，過去觀測資料為綠色，RCP8.5、RCP6.0、RCP4.5、RCP2.6 分別為紅、橘、藍、紫色，A2、A1B、B1 分別為紅、橘、藍色。單位：ºC。

6.4 臺灣未來降雨推估

上一節在提到臺灣地區未來溫度推估之前，已經針對報告推估所使用的 CMIP5 氣候模式的歷史模擬實驗以及未來發展情境推估模擬實驗的特性加以說明。同樣地，在臺灣區域未來降雨變化推估方面，報告中不探討個別情境發生的可能性 (主要取決於政策決定者與國際協定所選擇的減量措施)，而是分別針對某單一未來情境下，運用所有 CMIP5 氣候模式所推估的未來區域變化，透過統計降尺度後的結果進行分析整理，以機率密度分布的方式，呈現未來的降雨變化與可能的變動區間。

相對於溫度變化模擬，降雨的模擬受到動力與雲物理的影響更大，隨著時間與空間的變化也非常顯著。因此，氣候模式在降雨氣候分佈以及極端降雨指標的模擬方面，往往有比較大的系統性誤差。氣候系統內部自然變動與不同模式間所模擬的降雨差異，通常比溫度模擬更明顯，對於未來推估範圍的信心比較低。參與 CMIP5 的氣候模式解析度不足以描述臺灣地形、詳細的地表特性、海岸分布等，所以模式無法模擬出受到這些局部表特徵影響的現象 (例如地形舉升所造成的降雨)。因此無法掌握這些現象的未來變化模擬的現今氣候可以透過觀測資料進行地形降雨的誤差修正，在進行未來降雨推估降尺度時，只能根據現在氣候特性修正誤差，無法加入氣候變遷後所可能產生的額外變化。

6.4.1 年平均

本報告利用 CMIP5 模式模擬與推估雨量，作統計降尺度，推估臺灣雨量的未來變遷。分析比較的基準以 1986~2005 年平均特徵代表現今氣候狀態，以 2016~2035 年、2046~2065 年、與 2081~2100 年平均特徵，分別代表未來由近程至遠程的三個時期的降雨量變化，並以以百分比變化 (%) 呈現變化量。

與溫度變化不同，臺灣年平均降雨變化在四個不同未來情境下，在近未來、世紀中到世紀末三個時段，全年平均降雨改變量的模式系集中位數沒有顯而易見的系統性變化型態 (圖 6.17)。雖然在近未來，多數情境都有年平均降雨量減少的情形，在世紀末時並無顯而易見的系統性變化型態 (圖 6.17) 顯示平均降雨量增加。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。這樣的年平均降水變化百分比，比將在後續討論的季節平均值的

變化小。一方面是由於臺灣在不同季節的降雨變化趨勢各有增減，導致在計算年平均降雨變化時彼此相互抵銷。另一方面則是諸多CMIP5氣候模式所推估的臺灣年平均降雨變化，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 (或平均) 也就顯示無明顯趨勢。此一情況發生於本報告所考慮的所有時段與情境。

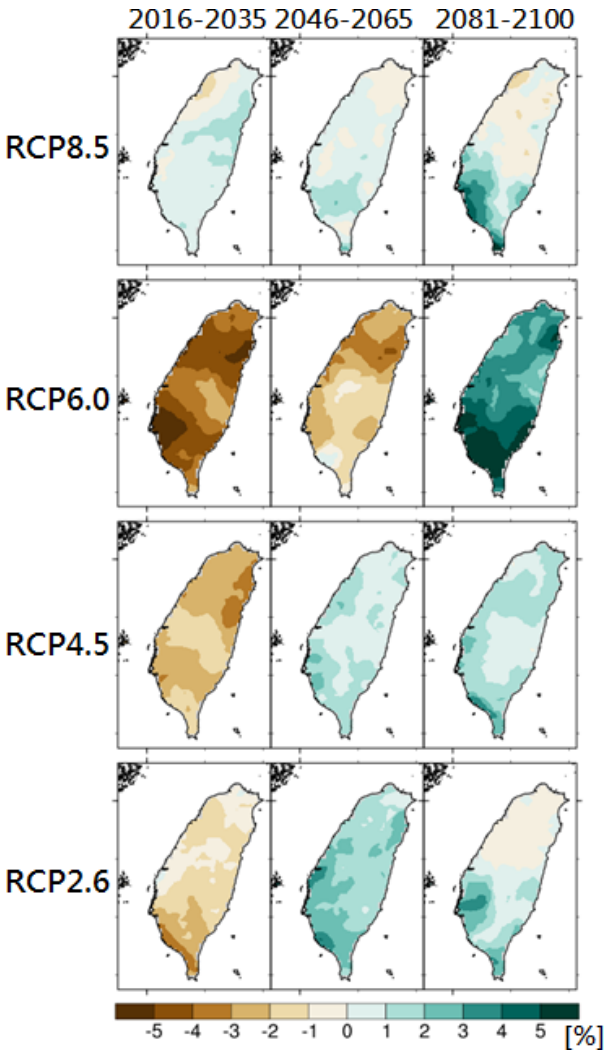


圖 6.17 在 CMIP5 四種情境下，近未來 (2016~2035)、世紀中 (2046~2065) 與世紀末 (2081~2100) 三個時段，以所有模式的中位數，推估臺灣地區雨量平均變化率 (各時段減去 1986~2005 年 20 年平均值再除以 1986~2005 年 20 年平均值)。單位：%

6.4.2 季節循環

因臺灣的位處於歐亞大陸與太平洋之間，季節性的降雨往往受到來自於西伯利亞高壓、太平洋副熱帶高壓與西南季風，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 月梅雨季開始到 10 月颱風季結束，整年濕季的雨量貢獻多來自於包含梅雨鋒面、颱風、或甚至是午後強烈對流所引發的夏季降雨過程。另外半年 11 月至隔年 4 月，則降雨偏少是為乾季，尤其是中南部地區不像北部地區在冬季東北季風強盛的時候，有地形舉升與冬季鋒面系統經過所造成的降雨。現今氣候模式在降雨相關的物理參數化方法上雖然持續有所進展，但是降雨隨著時間與空間的複雜變化，依舊是氣候模擬的最大挑戰之一。幸好，東亞降雨的季節循環變化還是多半能被合理地模擬出來。

圖 6.18 為 21 世紀末 (2081-2100) 各情境下，模式所模擬推估的臺灣乾、濕季降雨改變率的系集中位數的空間分布。在濕季方面，在未來濕季變更濕，且暖化情境愈顯著雨量增加越明顯，如 RCP2.6 約增加 4%~6%，到 RCP8.5 則增加至 14%~20%。在空間上，則是除了 RCP6.0 情境，在其他情境下，臺灣西部降雨量增加比東部明顯。乾季則是暖化情境愈顯著，雨量減少更明顯， 如 RCP2.6 減少約 2%，到 RCP8.5 則減少到 15%~20%。空間分佈上，則是臺灣西南部減少的最嚴重。綜合上述乾、濕季降雨推估的特性，在暖化情境下呈現濕季愈濕、乾季愈乾的特徵，也就是乾濕季差距更加顯著，意味著臺灣未來面對水資源的調配與調度，對決策者而言，將會是更大的挑戰。

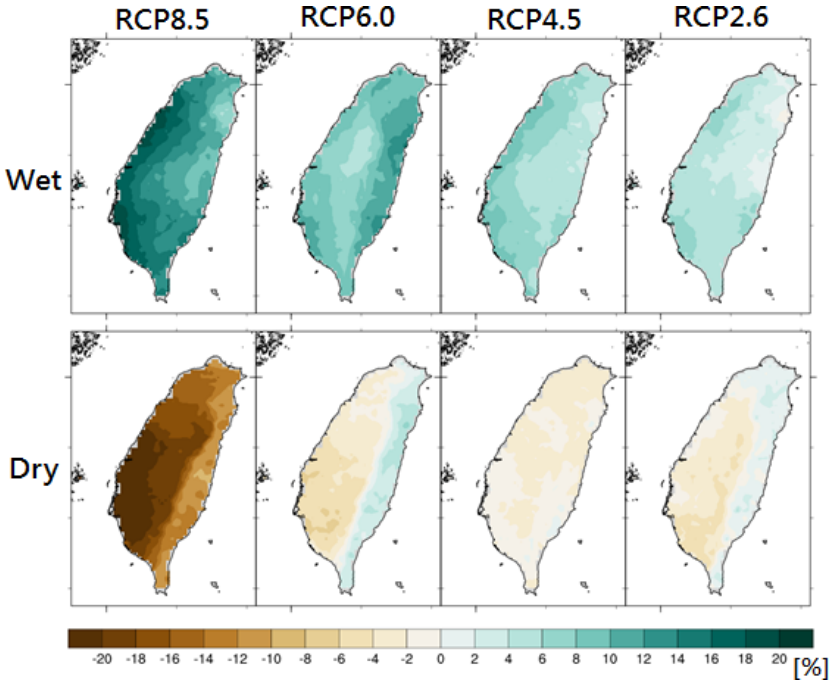


圖 6.18　在四種 CMIP5 未來發展情境下，推估臺灣地區降雨之乾 (Dry：11 月~隔年 4 月)、濕 (Wet：5~10 月) 季，模式中位數降雨變化率 (2081~2100 年減去 1986~2005 年平均變化率)。單位%。

以未來暖化程度最大的未來模擬情境 RCP8.5 為例 (圖 6.19)，分析 4 個季節的長期降雨變化趨勢發現，儘管降雨的自然變動與不同氣候模式間的模擬差異相當大 (圖 6.3 與 6.4)，個別季節的趨勢與差異還是有跡可循。其中從 CMIP5 氣候模式所模擬推估的臺灣四季降雨未來變遷，以夏季降雨的增加最為明顯，特別是在世紀中之後；秋季降雨也有增加的趨勢，可是增加的幅度比較小；區域的冬季與春季的降雨則是有長期減少的趨勢，雖然減少的幅度比夏、秋季降雨增加的幅度都更小，但是由於臺灣區域冬、春乾季的降雨量就比較小，換成百分比變化時

不同季節的差異不大。同樣地，雖然夏、秋季為典型臺灣降雨的濕季 (包括梅雨、颱風季)，雨量較多，但是自然變動與模式間模擬結果不確定性也較大。

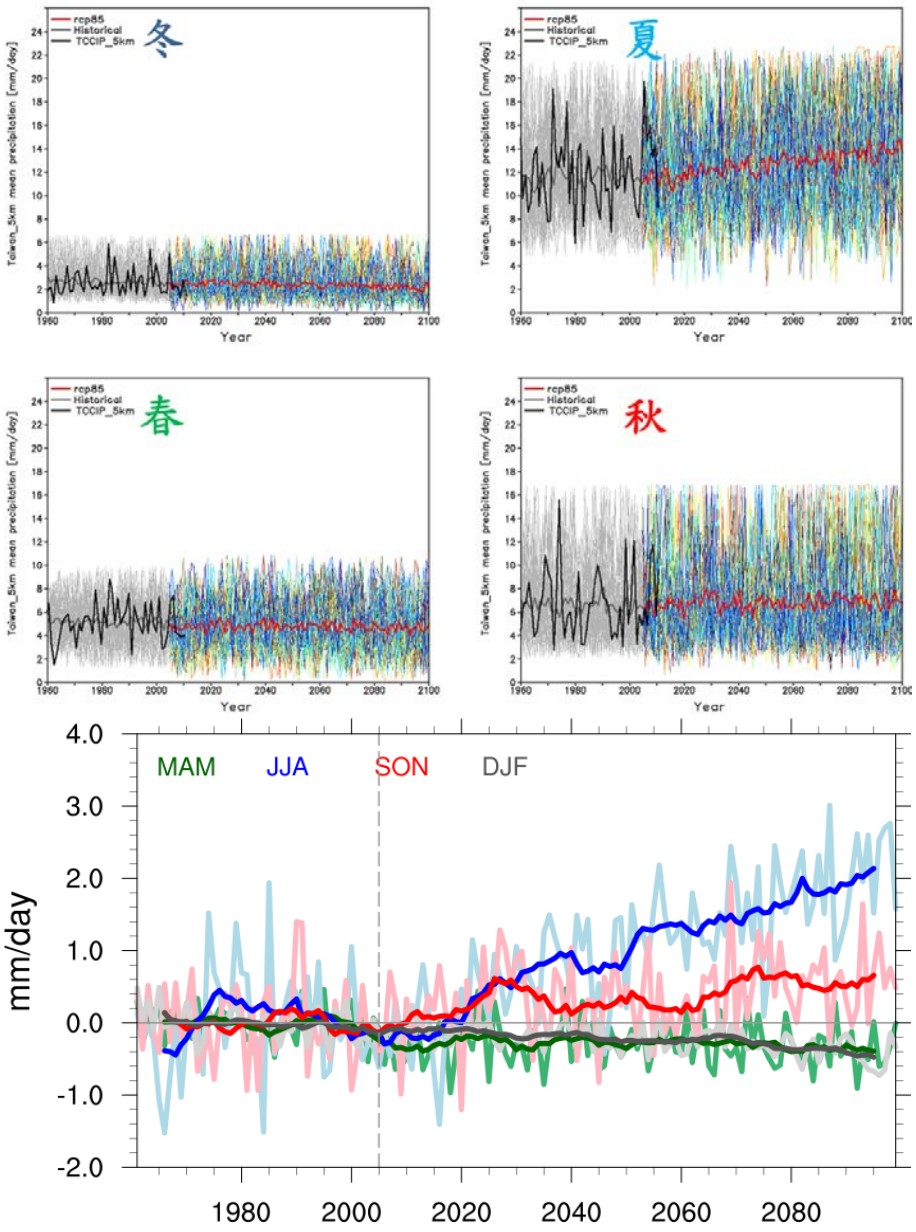


圖 6.19 上方兩列圖為在 RCP8.5 情境下，全臺灣春夏秋冬平均降雨的未來變化，圖中黑粗線是 5 公里網格觀測雨量、黑細線為模式歷史模擬的系集平均值、粗紅線為模式未來推估的系集平均值、細線為個別氣候模式的模擬推估結果。最下方的圖為四個季節模式相對於現今氣候 (1961~2005) 的距平值。淺色實線為逐年變化，深色線則為 11 年滑動平均變化。單位 mm/day

6.4.3 極端降雨變化

與極端溫度指標類似，本報告以氣候變遷偵測與指標專家小組所訂定的極端天氣與氣候指標為基準，計算其中 11 個與降雨相關的極端天氣與氣候指標 (說明參見文字框 6.2)由於極端天氣與氣候指標的計算需要日降雨資料，此部份僅針對有較多模式資料的 RCP4.5 與 RCP8.5 情境進行相關的分析，加強可信度區間的估計。此外，分析描述臺灣極端事未來件變化推估的時段以世紀末 (2081~2100 年) 為主。

降雨指標中，挑選幾個重要指標呈現模式推估未來臺灣氣候上乾與濕的極端降雨變化情況。相對於溫度極端指標對模擬情境較敏感，降雨指標則是對於不同模式模擬結果的差異較敏感。因為全球模式極端降雨的模擬結果，又比平均降雨的不確定性更高 (參見 6.2.3 節)，故本文只挑選 5 個重要的指標描述：年最大日降雨(RX1day)、雨日 (RR1)、非常大雨日數 (R20mm)、年最大連續無雨日 (CDD)、年最大連續降雨日數 (CWD)。其中除了 RX1day 強調的是雨量強度變化外，其餘都是發生次數的變化率。

圖 6.20 為世紀末各降雨指標在 2 種不同情境下的改變率。RR1 為降雨天數的改變率。圖中 RCP4.5 減少 2%~4%；RCP8.5 減少 6%~8%，呈現暖化愈嚴重，降雨天數減少更明顯。進一步分析非常大雨日數 (R20mm) 的改變率發現，RCP8.5 增加約 12%~16%天數，特別是西南部地區。RX1day 災害型降雨量指標改變率，RCP4.5 增加 5%~10%，RCP8.5 則增加到 20%~25%，說明暖化情境下災害風險愈來愈高。年最大連續降雨日數 (CWD)，在 RCP4.5 減少約 1%~2%，RCP8.5 則是減少 4%~5%，除了西南部些微增加以外，其它的區域都在減少。前二變數的變化，隱約指出降雨強度變大，但持續時間縮短。年最大連續無雨日 (CDD) 描述每年最大乾旱事件的強度，在 RCP4.5 增加 2%~4%，RCP8.5 則增加 12%~16%，且西南比東北部更加明顯。RR1 減少，但 R20mm 增加，亦即降雨趨於極端，再加上 CWD 為減少的趨勢，說明未來的降雨呈現短延時、強降雨型態，但是連續無降雨的日數增加。綜合而言，澇、旱類似的災害型天氣型態未來發生的機率將增加，且暖化愈嚴重，此一趨勢愈明顯。

文字框 6.2: 降雨相關極端指標的選擇與說明

以氣候模式日降雨量資料所定義的極端天氣與氣候指標，有一些是強調定義時間區段內的降雨強度，有一些是計算超過或不足定義極端日雨量值的發生頻率，另外則是強調極端降雨佔總降雨量的比例大小。由於氣候模式的空間解析度不同，而極端降雨指標又受到日資料空間解析度的影響，因此，除了統計降尺度外，需要針對資料的空間解析度部分進行修正。所選擇的指標的定義與計算方式說明如下：

年最大日降雨強度 RX1DAY (Max 1-day precipitation amount)
一年中最大的日降雨之雨量值，單位為公厘(mm)。

年最大連續五日累積降雨量 RX5DAY (Max 5-day precipitation amount)
一年中連續五日最大的日降雨之雨量值，單位為公厘 (mm)。

TXn (Yearly minimum value of daily maximum temperature)
每年中日最高溫的最小值，單位為 ºC

TNn (Yearly minimum value of daily minimum temperature)
每年中日最低溫的最小值，單位為 ºC。

TX90p (Very warm days wrt 90th percentile of reference period)
定義為日最高溫大於以基期當日為中心的 5 日資料的 90 百分位的日數。

TN90p (Very warm nights wrt 90th percentile of reference period)
定義為日最低溫大於以基期當日為中心的 5 日資料的 90 百分位的日數。

TX10p (Very cold days wrt 10th percentile of reference period)
定義為日最高溫小於以基期當日為中心的 5 日資料的 10 百分位的日數。

TN10p (Very cold nights wrt 10th percentile of reference period)
定義為日最低溫小於以基期當日為中心的 5 日資料的 90 百分位的日數。

HWDI (*Heat wave duration index)*
熱浪指標，每年至少連續 3 日最高溫大於全年日最高溫 93 百分位之總天數，單位為日數。在此以臺北測站溫度超過 35ºC 且持續 3 天定義為熱浪事件，再以台北站基期時間日最高溫為 35ºC 換算約為 93 百分位值，故以 93 百分位為門檻值計算指標。

CWDI (C*old wave duration index*)
寒潮指標，每年至少連續 2 日最低溫低於全年日最低溫 2 百分位之總天數，單位為日數。對於寒潮的定義是以氣溫低於 10ºC 且持續 48 小時也就是 2 日(盧與李,2009)，再以台北測站基期時間日最低溫 10ºC 換算約為 2 百分位值，故以 2 百分位為門檻值計算指標。

DTR (*Daily temperature range)*
日最高溫減最低溫之日夜溫差，單位為 ºC

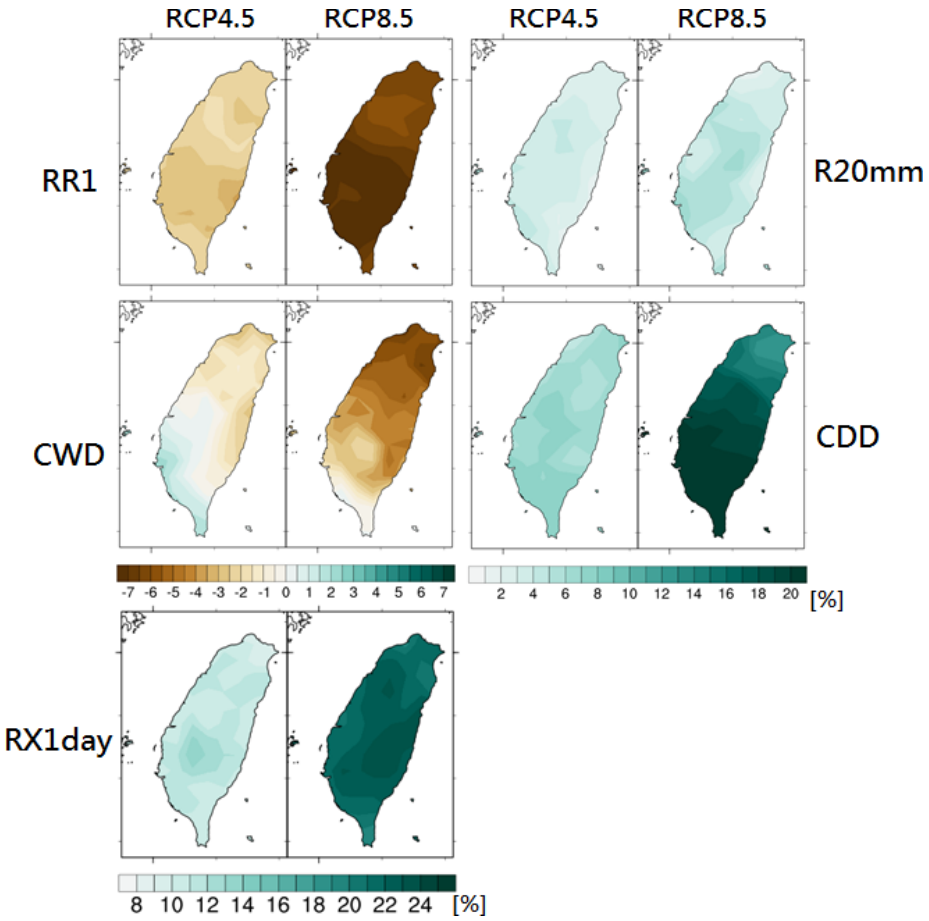


圖 6.20　在 RCP4.5 與 RCP8.5 二種未來模擬情境下，推估臺灣周圍地區，雨日 (RR1)、非常大雨日數 (R20mm)、年最大連續無雨日 (CDD)、年最大連續降雨日數 (CWD)、年最大日降雨 (RX1day) 極端降雨量的變化率 (2080~2099 年減去 1980~1999 年平均變化率)。單位：%。

所有模式降雨指標，呈現結果於圖 6.21。除了上述 5 個指標，另增加年平均降雨 (Ravg) 做相互比較。相同暖化情境下的推估結果發現，RR1 模式模擬結果最一致，雨日的減少反映出連續降雨日數 (CWD) 減少以及連續無雨日 (CDD) 的發生率增加。現今氣候模式模擬極端降雨還有很大的困難度，反映在 RX1day 的不確定性最大，但所有模式都呈現降雨強度增加的趨勢。若以相同指標但不同情境間的比較來看，RCP8.5 情境比 RCP4.5 不確定性更高，但均呈現愈往極端的趨勢變化。

整體而言，臺灣世紀末 (2081~2100 年) 相對於基期 (1986~2005 年) 的變化率 (如圖 6.19)，RCP4.5 與 RCP8.5 都表現一致強度變化，只有情境上的差異，即未來會更趨於極端。雨日 (RR1) 雖然是整體減少的趨勢，非常大雨日數 (R20mm)

增加顯示強降雨日數為增加的趨勢，特別是在西南部地區。連續不降雨日 (CDD) 增加與連續降雨日 (CWD) 減少，顯示未來發生乾旱事件的機率增加。由上述兩點可知，臺灣地區未來正走向乾越乾、濕越濕的極端氣候類型。表八為四情境下臺灣全區之最小、25 百分位、中位數、75 百分位、最大與平均值之各氣候指標，提供給有需要的使用者自行參考。

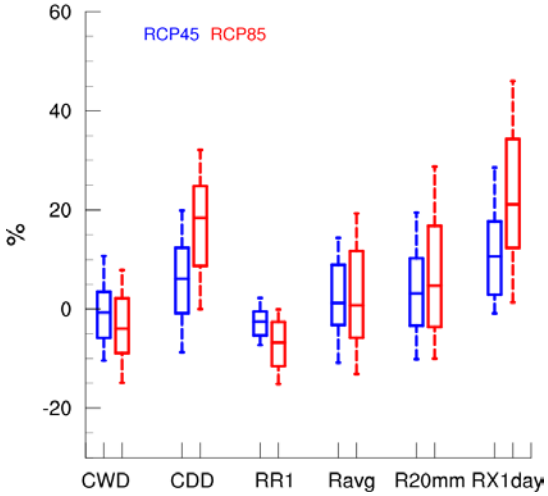


圖 6.21 CMIP5 全球模式在 RCP4.5 (38 個模式) 與 RCP8.5 (41 個模式) 於臺灣周圍區域降雨極端指標的不確定性評估。由上到下表示第 90、75、中位數、25、10 百分位。分別為 CWD、CDD、RR1、Ravg (每平均降雨)、R20mm、RX1day 的改變率。(單位：%)。

6.4.4 CMIP5 與 CMIP3 統計降尺度推估的差異比較

CMIP5 與 CMIP3 暖化情境變化趨勢雖有些許差異，比較 2 種版本的情境下，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。以類似 CMIP5 的分析方法 (參考圖 6.18) ，但應用於 CMIP3 的三種情境，結果呈現於圖 6.22。圖中由右至左為暖化愈趨嚴蹭的情境，在濕季時，三種情境下降雨都增加，但是降雨的變化率不會隨著暖化程度而有系統性變化，這一結果與 CMIP5 不同。乾季時，則呈現暖化越嚴重，乾季雨量越少，且以西南部降雨乾季減少的最明顯。整體而言，同樣是濕季變濕、乾季變乾。

在未來推估的變化趨勢部份，CMIP5 與 CMIP3 也是有些許不同 (圖 6.23)。CMIP5 模擬顯示，在濕季時，除了 RCP8.5 情境 (紅線)，於世紀中 (2046~2065 年) 降雨量增加的情況開始減緩，CMIP3 則是所有情境都穩定增加。另由於 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。CMIP5 與 CMIP3 情境對乾季降雨的影響則是類似，即乾季降雨量變少，且暖化趨勢愈嚴重愈乾。兩組情境下，各季降雨變遷趨勢的詳細資料呈現於表 6.3。

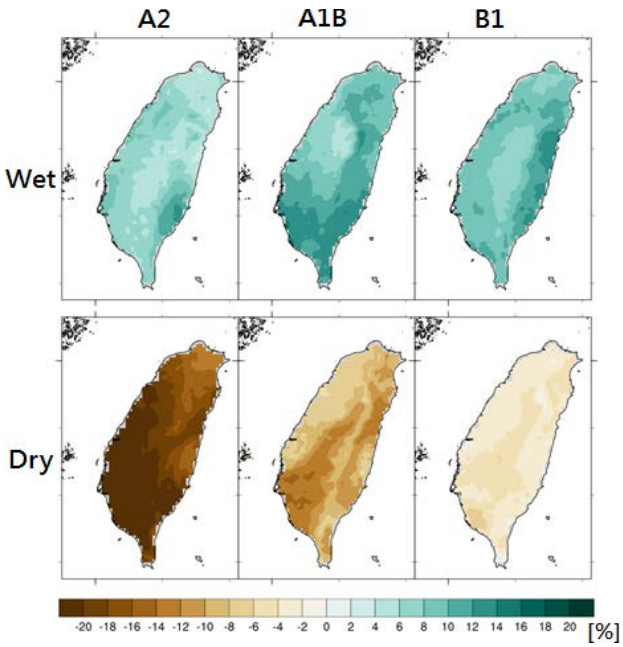


圖 6.22　CMIP3 (A2、A1B、B1) 推估未來世紀末 (2080~2099 年) 臺灣乾、濕季平均降雨量，相對於基期 (1980~1999 年) 的空間變化率。單位：%。

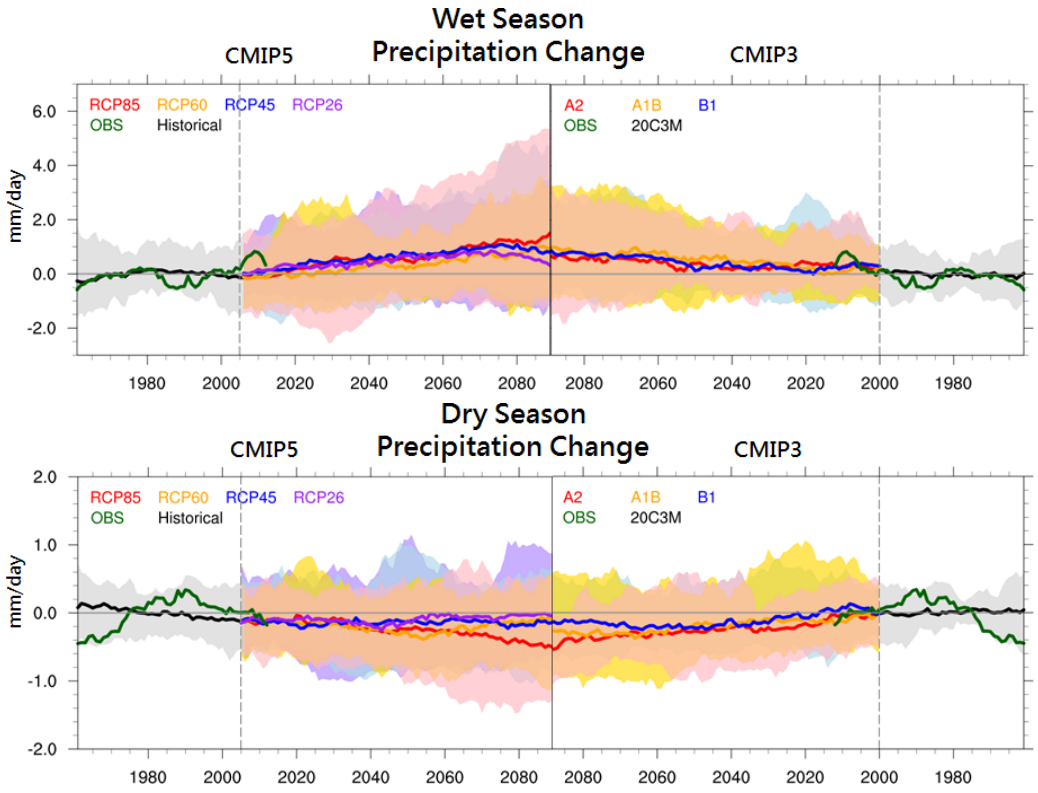


圖 6.23　比較 CMIP5 與 CMIP3 推估臺灣濕季 (5~10 月)、乾季 (11 月至隔年 4 月) 年平均降雨量的時序變化 (經 20 年滑動平均)，其中觀測資料 (OBS) 為 TCCIP 產製的 5 公里網格資料。單位：mm/day。

表 6.3　同表 6.2 但為降水量平均百分比變化。

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

6.5 區域特定天氣與氣候現象的未來推估

本章節探討的是影響臺灣地區的極端天氣及氣候現象在 21 世紀末的變遷，討論的主題包括颱風降雨、梅雨季豪雨、熱浪及寒潮等。本節使用全球氣候模式以及其動力降尺度資料的結果來呈現臺灣地區極端現象的氣候特徵，在未來暖化

環境中可能的變化，原因有二。首先，用來進行氣候推估的全球氣候模式的水平解析度普遍都在 100 公里以上 (文字框 6.3)，對臺灣而言，無法反映局部區域地貌對大氣環流的影響，解析極端天氣系統的空間結構及發展的能力較差。其次，本章前半部所使用的統計降尺度方法呈現全球暖化對極端事件所造成的影響的能力，有其學理上的限制。本章節中用來定義極端事件所用的閥值是所有參與統計樣本參數值的第 95 百分位，事件參數值大於閥值者定義為極端事件。

文字框 6.3: 全球氣候模式解析度

全球氣候模式需要使用到龐大的電腦計算資源來對大氣環流進行至少長達一百多年的三維模擬，並且需要進行多種暖化情境的模擬。在計算資源有限的情況下，模式所使用的解析度多超過 100 公里。在 AR4 中多數的全球模式解析度為 200 公里至 250 公里，在最新的 AR5 報告中所用的全球模式模式開始出現網格大小約 50 公里至 60 公里的，稱之為高解析度模式，以此觀點，全球模式網格小於 30 公里便可稱之為超高解析度模式。然而這些定義在數年之後應該將會隨著電腦計算能力的增加有所改變。

由於臺灣地區高解析度全球模式或動力降尺度氣候推估的研究有限，本章節所引用的資料，主要為臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置 (Taiwan Climate Change Projection and Information Platform, TCCIP) 計畫第一、二期年度成果報告 (2011、2013、2014) 中的動力降尺度資料分析結果，暖化的情境皆設為 A1B 情境。依據有限的模式模擬結果來推估氣候變遷，猶如由單一視角來看複雜事物，得到的結果可能不是未來臺灣氣候變遷的全貌，且無從評估極端現象推估結果的發生機率及不確定性，故本章節僅呈現爭議性較小的研究結果。依據 CMIP5 資料進行的推估，則因為數值計算量龐大，為第三期研究的重點，目前仍在進行中，待完成後將在後續報告中呈現。

在臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫中，為了能反映出劇烈天氣現象的氣候特徵，使用日本氣象研究所 (Meteorological Research Institute, MRI) 20 公里及 60 公里解析度的全球氣候模式 (MRI-AGCM) 資料以及經過動力降尺度所得到 5 公里解析度的資料，分析臺灣區域氣候的變遷。雖然 60 公里解析度的全球模式，仍無法模擬出極端降雨該有的強度，但是對熱帶氣旋的發生頻率、發展、以及移動路徑已經有不錯的模擬能力。20 公里解析度的全球模式，對極端降雨的發生頻率、強度及空間分布的模擬已經接近於觀測值，也可直接模擬出中心氣

壓極低的強烈颱風，以及伴隨的強降雨 (Sugi *et al.*, 2009；Kanada *et al.*, 2010；Kusunoki, 2011)。

6.5.1 颱風

關於全球暖化對未來颱風發生的頻率及強度的影響，Knutson *et al.* (2010) 彙整了數個高解析度動力模式對未來颱風的推估結果，其研究中指出，21 世紀末全球颱風發生的頻率減少 6%~34%，但是強颱風頻率增加，颱風暴風半徑 100 公里內降雨強度增加約 20%，這些變化在各海域的變動程度有著相當大的差異。Sugi *et al.* (2009) 亦指出全球暖化會導致 21 世紀末颱風發生頻率減少、強度增加。除了颱風發生頻率減少之外，Murakami *et al.* (2011) 的研究還指出西北太平洋的颱風生成處會往東邊偏移、侵襲東南亞海岸的颱風個數亦會減少約 44%。

關於臺灣附近的颱風受暖化的影響，「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫 (2/3) 年度成果報告書」(2011) 中分析了 MRI-AGCM 模擬的颱風的降雨、溫度及水氣，結果顯示西北太平洋上的颱風經過時的海表面氣溫在 21 世紀末則是增加了 2.2°C；至於影響臺灣颱風 (指那些颱風中心進到離臺灣本島海岸線 300 公里範圍內的颱風) 所經過臺灣附近時的海表面氣溫在 21 世紀末則是增加了 2.6°C。A1B 情境下，暖化的結果導致 21 世紀末西北太平洋上颱風發生的個數約為 20 世紀末時期的 73%；侵臺颱風個數變化的不確定性太高，在此不予以討論。

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 (可多出約 50%)，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。至於降雨增加的幅度越靠近颱風中心越大，西北太平洋近颱風中心 (100 公里內) 的降雨強度在 21 世紀末增加超過 20%；侵臺颱風部分比較不受到颱風生成期及消散期的影響，近中心降雨強度的增幅較稍高，在 21 世紀末增加的幅度超過 30%。

由於模式中較大的降雨主要發生在距颱風中心 100 公里內，若將以此區域內所有時雨量大於 5 mm 的降水當做統計樣本，並以 20 世紀末時期颱風降雨時雨量的第 95 百分位當作評判是否為極端降雨的閥值，在 A1B 情境下，西北太平洋

颱風內極端降雨出現的機率在 21 世紀末則可增加一倍以上；以次數而言，則多了約 60%。

除了評估颱風內部降雨強度的改變，亦可以颱風中心 100 公里內的區域平均值來計算機率及累積分布函數來分析颱風的降雨能力及內部的溫度及所含的水汽量。圖 6.24 顯示在 A1B 情境下，西北太平洋颱風所經海域的海面氣溫與颱風所含水汽量的機率密度函數分布情況，呈現很好的對應關係，二者皆隨著全球暖化明顯地往較大值平移，分布形狀的改變並不太大。至於颱風降雨的機率密度函數，除了平均值增加，分布曲線形狀也有較大的改變，分布曲線的範圍 (標準差) 變的比較寬，亦即降水能力較強的颱風發生比例變大。雖然圖 6.24 顯示的是西北太平洋颱風的特徵，分析侵台颱風亦可得到類似的結果。

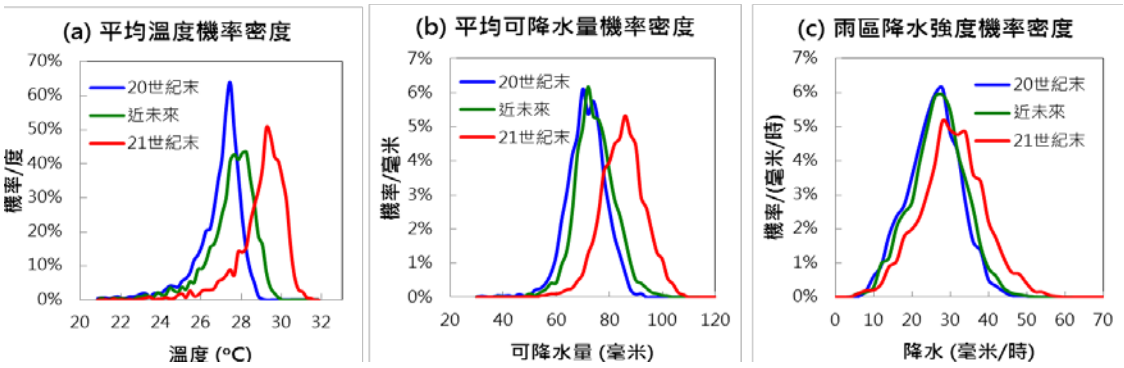


圖 6. 24　在 A1B 情境之下，西北太平洋各時期颱風的海面氣溫 (左，單位：K)、水汽含量 (中，單位：mm)、平均降雨強度的機率密度函數 (右，單位：mm/hr)。樣本取自中度以上颱風在離中心 100 km 範圍內的區域平均值。藍、綠、紅各代表 20 世紀末、近未來、21 世紀末時期。

同樣地，若以颱風中心 100 公里內的區域平均雨量作為參數，並以其 20 世紀末時期的第 95 百分位來定義強降雨颱風，極端降雨颱風出現的機率在 21 世紀末時期所佔的比例，則可增加 3 倍至 4 倍以上。但若考慮隨著暖化颱風頻率減少，臺灣地區極端降雨颱風出現的次數，在 21 世紀末比 20 世紀末出現的次數多出約 200% (臺灣) 及 160% (西北太平洋)。

臺灣地區颱風降雨受颱風路徑所主宰，但 100 公里的路徑差距常可導致截然不同的颱風降水空間分布。由於模擬的颱風路徑在小區域中變異的程度不小，模式推估臺灣附近的颱風路徑的變化仍具有很高的不確定性，導致颱風降雨改變的推估也存在明顯的不確定性，對暖化後臺灣地區颱風降雨改變的評估會有明顯影

響。為降低颱風路徑差異所產生的不確定性，「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫(3/3) 年度成果報告」(2013) 利用颱風中心跟降雨的空間分布關係，以及4 組高解析度全球模式系集模擬的資料 (來自 60 公里解析度 MRI-AGCM)，算出颱風中心在特定位置時，未來颱風降雨的平均空間分布的氣候值。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 6.25)。

6.5.2 梅雨季降雨

「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置 (1/3) 年度成果報告」(2014) 分析 MRI-AGCM 動力降尺度資料中梅雨季降雨在 21 世紀末的降雨改變率，結果顯示梅雨季降雨在中、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 6.26)。至於西北部及東部地區的降雨改變則不太明顯，未能通過統計檢定。進一步分析不同降雨強度出現的頻率，可以發現山區降雨的增加主要是跟 21 世紀末出現豪大雨頻率增加有關。

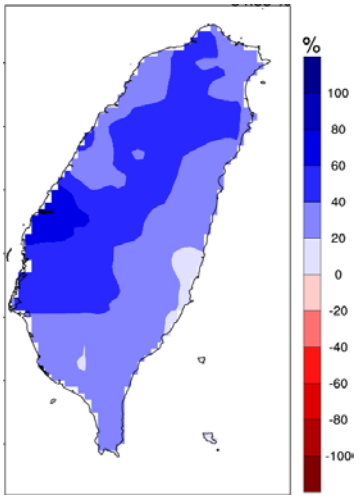


圖 6.25 颱風降雨氣候值在 21 世紀末的改變率的空間分布圖。

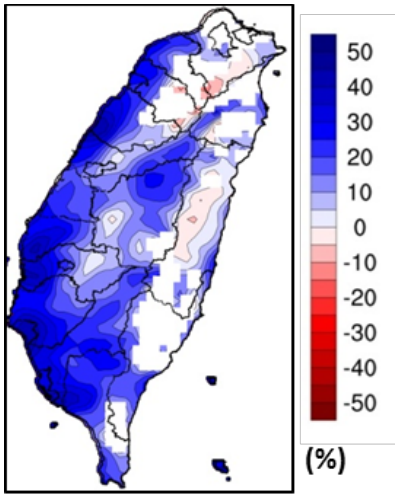


圖 6.26 推估 21 世紀末的梅雨季總降雨改變率分布圖。單位：%

分析世紀末 (2075~2099 年) 日雨量大於 50、130 及 200 毫米發生的頻率發現，中、南部地區發生頻率有明顯增加的趨勢，尤其是西南沿海一帶，顯示 21 世紀末西南部地區降雨增加，應該是受到豪雨及大豪雨增加的影響 (圖 6.27)。進一

步分析各降雨強度佔總降雨百分比的機率密度函數 (圖 6.28)，也發現在未來的梅雨季降水中，日雨量大於 50 毫米所貢獻的比例增加。

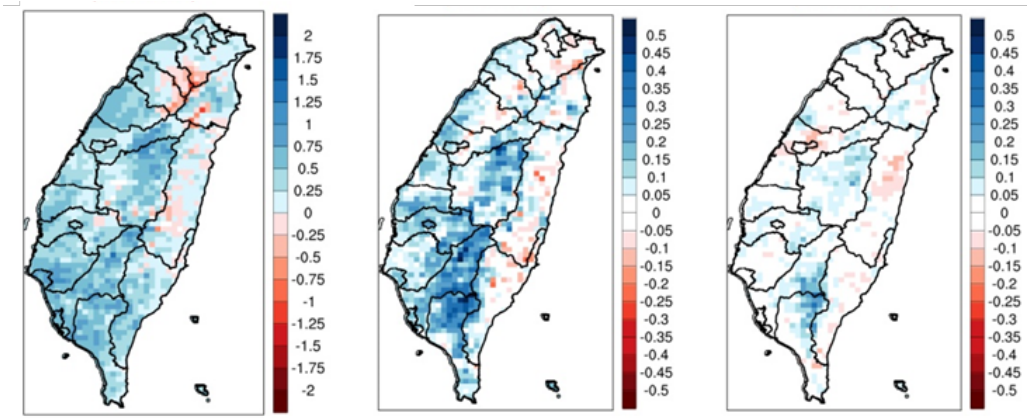


圖 6.27　推估 21 世紀末 (2075~2099 年) 日累積雨量大於 50、130 及 200 mm (從左至右) 頻率變化分布。單位: 日數/月。

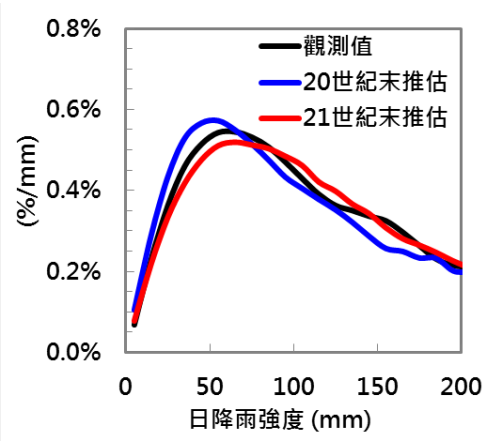


圖 6.28　以臺灣全區每個網格點資料計算降雨量佔總降雨量之百分比 密度函數分布。單位:% / mm。

進一步分析梅雨季的極端降雨事件，可看到動力降尺度可模擬出與觀測極端事件類似的環流場特性：臺灣位於低壓槽風切帶，北方有明顯的東北風，南方則方海上存在著低層噴流；臺灣南部低層的水氣通量偏高；低層在華南延伸至臺灣一帶有一相對濕度極大值；降雨極大值出現在中、南部山區迎風面。

圖 6.29 為極端降雨事件發生時的環流及降雨合成圖，可發現 21 世紀末的極端降雨事件中，南海地區的西南風變化較不顯著、但是臺灣海峽及臺灣南部海域的可降水量 (水汽垂直積分值) 及水氣通量則是明顯增加 (可降水量增加約 25%，

水氣通量增加約 20%)。臺灣地區中南部山區及西南部地區的極端降水事件的降水量也有明顯的增加，中南部山區增加皆超過 20%，西南部沿海地區增加最多，可超過 60%~80%。由於 21 世紀末梅雨季臺灣地區極端降雨事件的風場及環流場的配置與 20 世紀末相較並無太大的改變，而臺灣中南部山區及西南部沿海地區的降雨增加，應該與環境場的水氣及水氣通量增加有較大的關係。

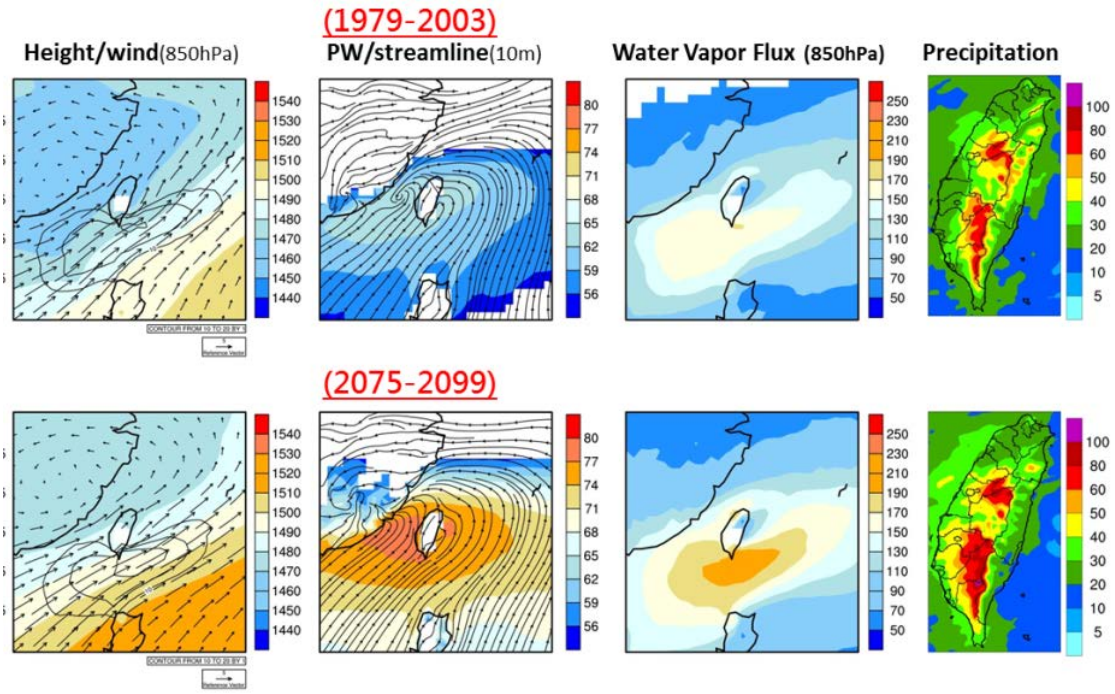


圖 6.29 20 世紀末 (上排) 與 21 世紀末 (下排) 梅雨季極端降雨事件的環流場與降雨合成圖。左至右為 850 hPa 高度場 (hPa) 與風場 (m/s)、可降水量 (kg/m^2) 與 10m 氣流場 (m/s)、850 hPa 水氣通量以及臺灣地區降雨分布 (mm)。

6.5.3 極端高溫

以往分析氣象測站的觀測資料是研究區域極端高溫的主要方法，但受限於觀測站的位置與數目，只能了解臺灣局部區域的高溫特徵，但由於臺灣地形的複雜性，無法直接將局部區域的高溫特徵擴充應用至臺灣全島。如今，因高解析度動力降尺度資料的建置，可將高溫特徵的研究由局部區域擴展至全島，以了解臺灣地區不同位置與不同高度之間極端高溫的差異，以及未來臺灣地區極端高溫空間與時間的變化。

本節以日本氣象廳發展的 MRI-JMA (之後簡稱 MRI) 與德國 Max Planck Institute 發展的 ECHAM5/MPI-OM (之後簡稱 ECHAM5) 兩種氣候模擬結果做為驅動美國大氣研究中心 (NCAR) WRF 動力降尺度模式之背景場，推估在 A1B 的情境下，臺灣未來發生極端高溫時的大氣特徵。動力降尺度執行當代 (1979~2003 年) 及世紀末 (2075~2099 年) 兩個時期各 25 年的氣候模擬，並使用美國國家環境預報中心 (The National Centers for Environmental Prediction，NCEP) 產製的氣候預報系統重分析資料 (Climate Forecast System Reanalysis，CFSR) (之後簡稱 NCEP) 做為當代 (1979~2003 年) 時期比較的參考資料。本節所使用臺灣地區高解析度溫度推估資料來自於上述三種模式資料經 WRF 模式進行動力降尺度後的資料，分別以 NCEP-WRF、ECHAM5-WRF 與 MRI-WRF 表示。

參考澳大利亞地質調查機構在自然災害對昆士蘭東南部影響的風險評估報告 (Natural hazards and the risks they pose to South-East Queensland) 第 10 章中對極端高溫的定義，以 1979~2003 為基準期，在此基準期中的日最高溫 95 百分位數(percentile) 的溫度做為高溫日閥值，而日最高溫大於這個閥值溫度即為高溫日；若高溫日持續三天以上稱為一次熱浪事件，而熱浪事件中高溫日持續的天數便納入熱浪持續天數的計算。

6.5.3.1 臺灣地區高溫日的分布特徵

兩模式資料經過降尺度之後的區域氣候推估中，以臺灣地區平均的日最高溫度來看，在 20 世紀末時期全年平均日最高溫最常出現的溫度約落在 27°C~28°C，到了 21 世紀末時期全年平均日最高溫分布曲線往高溫區移動 (圖 6.30)，常出現的溫度約在 30 °C~31°C，增加了約 3°C。

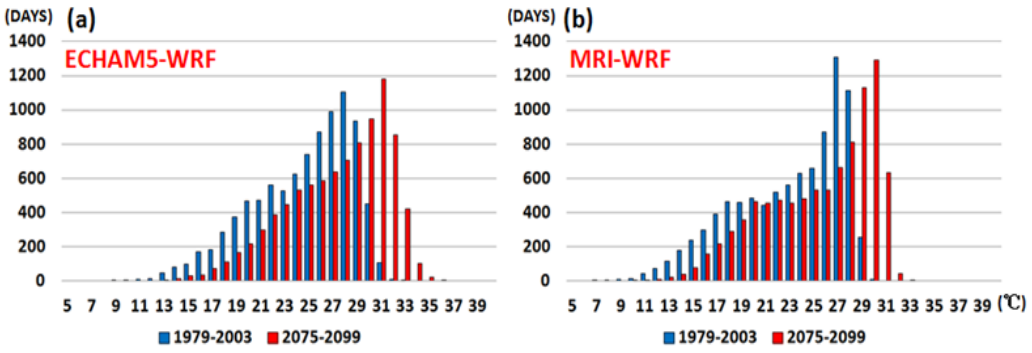


圖 6.30 1979~2003 年與 2075~2099 年兩個時期臺灣地區平均日最高溫，在各溫度區間日數分布，分別為 (a) ECHAM5-WRF 與 (b) MRI-WRF 推估結果，藍線為 1979-2003 時期，紅色線為 2075-2099 時期。

進一步以臺灣地區各網格點上的日最高溫定義每一個網格點的高溫日。圖 6.31 為 20 世紀末時期極端高溫閥值分布的狀況，可看到臺灣西半部的閥值溫度較東半部高。而高溫日的平均溫度分布的位置也與閥值相近，主要分布於臺灣西側。而在 21 世紀末時期，除了溫度整體的提升，在極端高溫分布的位置並沒有顯著的變動。而由時期與時期的差異 (圖 6.32) 所示，未來臺灣高溫日溫度整體提升以北部及山區溫度增加較明顯。

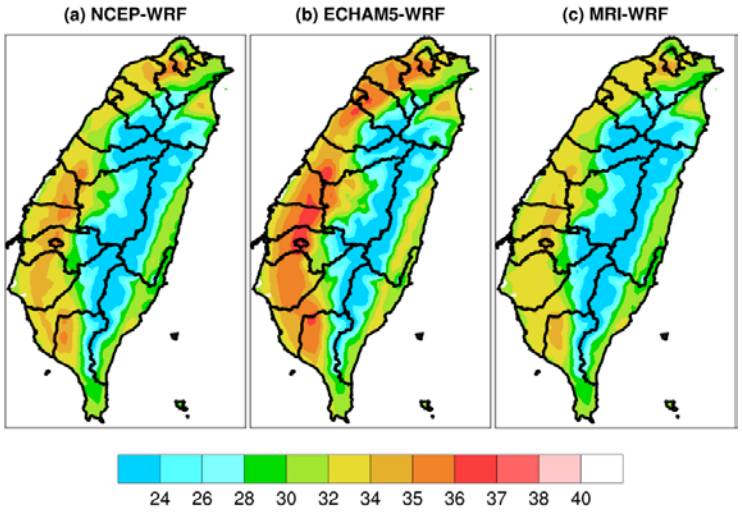


圖 6.31 三組降尺度在 20 世紀末時期所推估臺灣地區之高溫日閥值溫度分布，分別為 (a) NCEP-WRF、(b) ECHAM5-WRF 及 (c) MRI-WRF 的推估結果。單位：ºC。

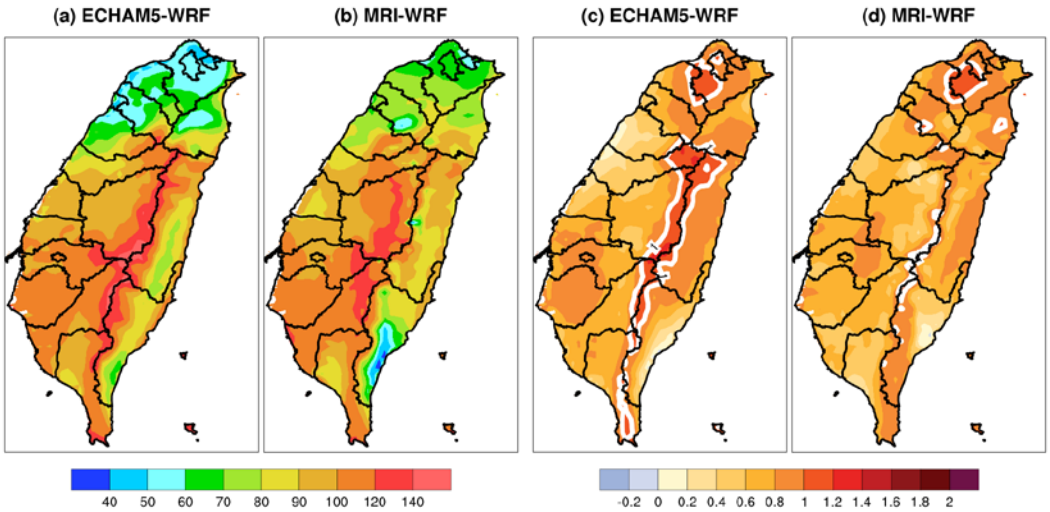


圖 6.32 21 世紀末時期臺灣地區 (a)、(b) 高溫日數改變量，單位：日/年。(c)、(d) 高溫日平均溫度的改變量。等值線溫度為 1ºC，單位：ºC。

6.5.3.2 臺灣地區熱浪的分布特徵

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。圖 6.33 為 20 世紀末期間熱浪發生天數空間分布，主要分布在臺灣北部、東部與山區，在臺灣西半部則相對天數較少。21 世紀末熱浪發生天數隨著高溫日數的增加也大量增加 (圖 6.34)，臺灣發生熱浪天數分布，都是在南部與山區熱浪發生日數較多，在山區的熱浪發生日數在 2075~2099 年內可超過 2700 日，而北部日數相對的比其他區域為少。

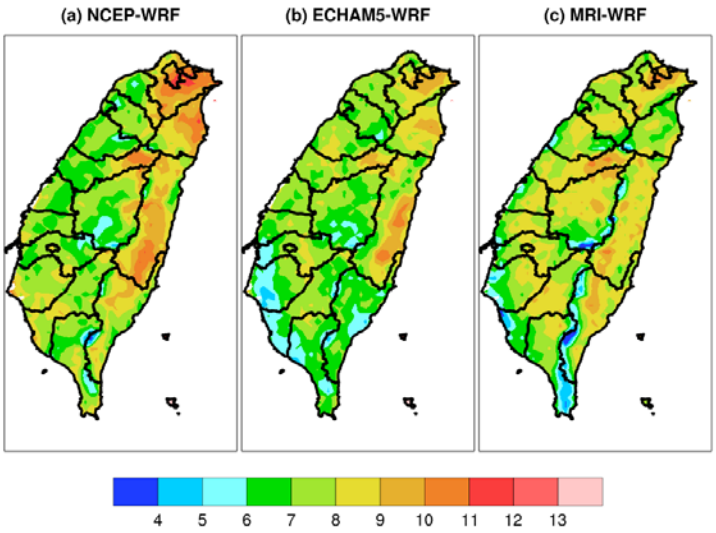


圖 6.33　20 世紀末時期臺灣地區熱浪發生日數分布，分別為 (a) NCEP-WRF、(b) ECHAM5-WRF 與 (c) MRI-WRF。單位：日 / 年。

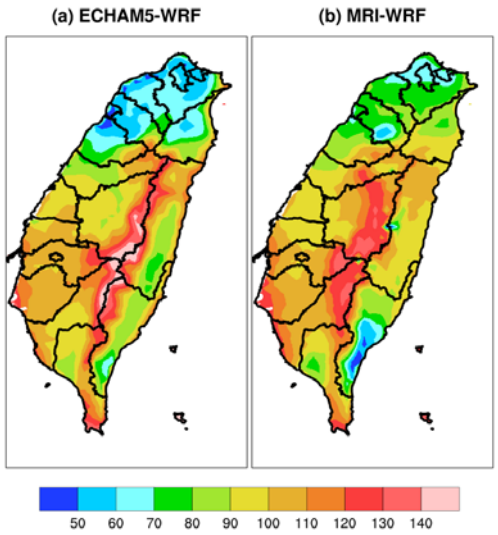


圖 6.34　21 世紀末時期臺灣地區熱浪發生日數分布，分別為 (a) ECHAM5-WRF 與 (b) MRI-WRF。單位：日 / 年。

綜合高溫日與熱浪的特徵，在高溫日的平均溫度分布上，溫度增加較多的區域分布在北部與山區；在高溫日數與熱浪發生天數的分布上，也都顯示日數較多的位置發生在南部與山區，同樣也顯示北部的日數少於其他區域的特徵。

統計熱浪發生的時間，顯示 20 世紀末時期熱浪發生的比例在七月份高於其他月份，而熱浪發生在夏季 (6~8 月) 的比例超過了 90% (圖 6.35a 至圖 6.35c)，也就是說在 1979-2003 時期熱浪發生的時間大多集中在夏季。資料亦顯示 (圖 6.35d 與圖 6.35e) 在 21 世紀末時期，夏季發生熱浪的比例仍佔大部分，但是其他月份熱浪發生的比例明顯增加，尤其以九月最明顯，顯示夏季與熱浪好發季節變長、延後結束。

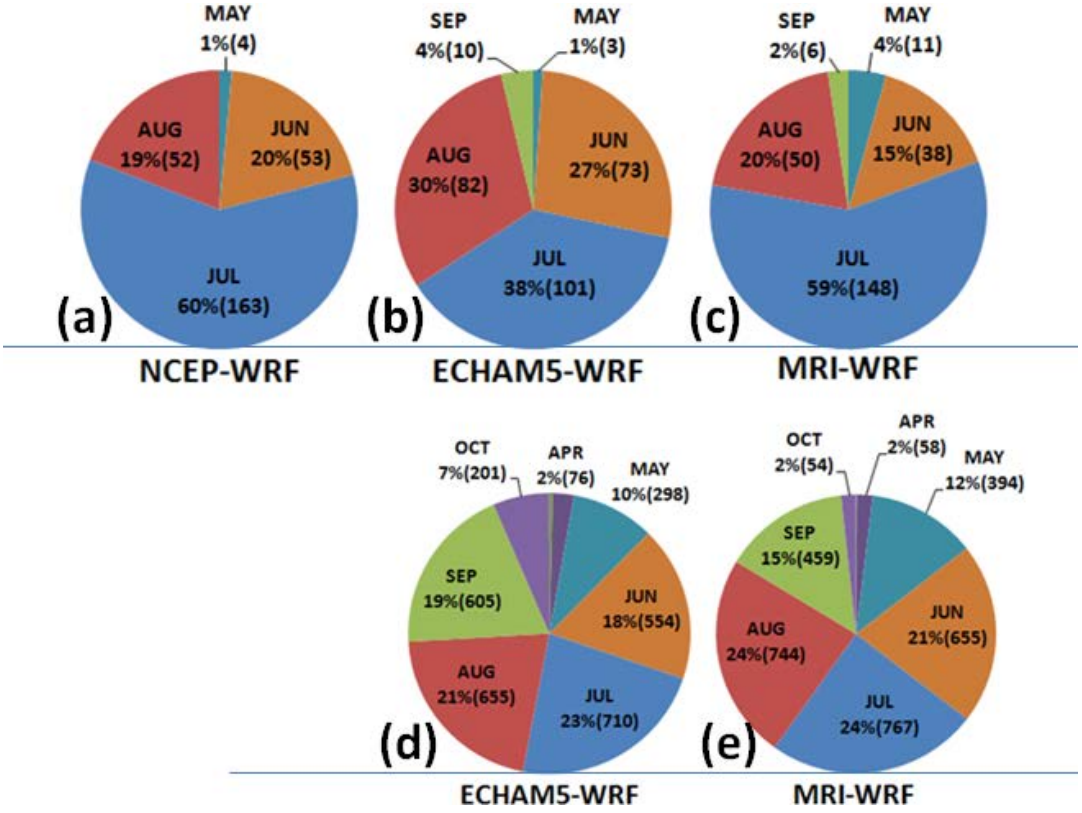


圖 6.35 20 世紀末時期 (a) NCEP-WRF、(b) ECHAM5-WRF 及 (c) MRI-WRF 熱浪發生的月份分布以及 21 世紀末時期 (d) ECHAM5-WRF 與 (e) MRI-WRF 熱浪發生的月份分布。括號內的數字為熱浪發生日數。

為了瞭解熱浪發生時的大尺度系統分布，將夏季熱浪發生時的平均海平面氣壓與 10 米風場標準化 (減去夏季氣候平均得到平均距平，再將平均距平值除以平均距平值的變動範圍)，以判斷熱浪發生時大氣環流的特性。結果如圖 6. 36 所

示；臺灣發生熱浪時北緯 30 度以南氣壓增高、30 度以北則氣壓降低，而臺灣位於高氣壓距平的區域中 (圖 6.36a 至圖 6.36c)；而且南風分量也較氣候平均強，利於南方暖空氣向北傳輸。氣壓高表示有較穩定的天氣，再加上南方的暖空氣更是有利於增溫。兩組推估資料都顯示 21 世紀末臺灣地區的海平面氣壓場較氣候平均高的現象 (圖 6.36d、圖 6.36e)。

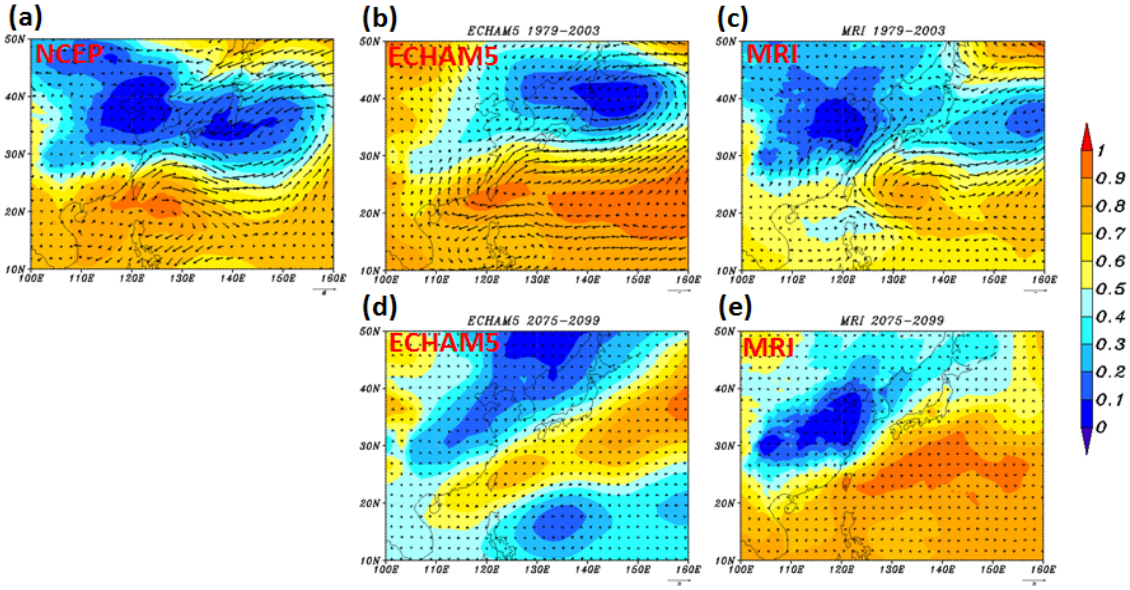


圖 6.36　臺灣地區夏季發生熱浪時大尺度系統差異分布，分別為 20 世紀末時期 (a) NCEP 分析場、(b) ECHAM5 推估結果與(c) MRI 的推估結果與 21 世紀末時期 (d) ECHAM5 與(e) MRI 的推估結果。其中色階為臺灣發生熱浪時標準化過後的海平面氣壓與 10 米風。

最後將臺灣地區發生極端高溫時的特性定量化 (表 6.4)，在高溫日平均溫度方面，20 世紀末時期高溫日平均溫度約為 28.1°C ~ 29.7°C，到了 21 世紀末時期則增加為 29.2°C~31°C；高溫日平均溫度標準差約為 0.3°C~0.4°C，到了 21 世紀末時期增加為 0.8°C~1.1°C。未來變化的趨勢卻是一致都有溫度升高、高溫日與熱浪發生的機會變多，熱浪持續的時間加長等現象。至於 25 年的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。

總結上述各項資料，到了 21 世紀末時期，日最高溫好發的溫度區間增加了 3°C。在高溫日空間分布的特徵上，都是南部與山區高溫日數較多，而北部的高溫日數則都比其他區域為少，這與熱浪空間分布的特徵相近。由標準化的資料中可知，在熱浪發生時夏季平均環流分布的特徵顯示臺灣地區氣壓會比氣候平均高，

且南風的分量也會比較強。由量化的臺灣地區極端高溫特性顯示，在現在時期雖然各模式間推估結果略有差異，但在未來變化的趨勢卻是一致都有溫度升高、高溫日與熱浪發生的機會變多，熱浪持續的時間加長等現象。

表 6.4　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	
	EH5-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

6.6 未來氣候推估資料使用說明指引

如果有一筆資料，能夠完整描述臺灣未來 100 年的氣候變遷趨勢，其中包含了颱風、梅雨、熱浪、寒潮等極端事件，也包含了季節降雨、季節變遷等較長期的變化，對於氣候變遷應用端來說，將會是一個相對容易使用的資訊。如此一來，各個領域的使用者，都只需要用同一組資料就可以完成所有的應用研究與衝擊分析。然而事實並非如此，以目前的科學研究與技術來說，氣候變遷的推估技術還無法達到這個目標。因此，氣候變遷研究人員，會依據不同的推估目的，進行氣候條件的設定以及決定使用的模式。對於應用端使用者來說，如果對所使用的推估資料能有進一步的了解，相信在資料使用效率上定能有所提升。有鑑於此，本節將針對氣候推估資料的使用進行闡述，包含了推估資料的特性說明以及氣候推估資料的使用方式。

6.6.1 未來氣候推估資料的特性

6.6.1.1 全球氣候模式與降尺度

利用全球氣候模式為工具從事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。在氣候推估上，全球氣候模式是以空間網格的方式來描述地球的氣候變化，目前大多數的全球氣候模式皆能解析 200~300 公里的空間網格。

從全球的觀點來看，這樣的空間解析度已足夠描述全球主要氣候系統的變遷趨勢，但是對於臺灣以及其他島嶼來說，這樣的解析度其實不容易使用。舉例來說，臺灣南北縱長約 400 公里，東西寬約 140 公里，在全球氣候模式的虛擬網格地球裡，臺灣的面積大概只佔了 3~4 個網格點，這還包含了可能落在臺灣近海的點。試問以這樣解析度的資料該如何應用在臺灣地區北、中、南、東，甚至是各縣市、各鄉鎮的氣候變遷推估研究呢？

然而，不可否認的，全球氣候模式推估資料仍是臺灣目前最主要的氣候變遷推估資訊來源。為了使氣候變遷推估資訊真正應用到世界各個小區域，必須要有一種工具，扮演將全球氣候模式提供的大尺度資訊導入小區域的角色。這個工具，就是所謂的降尺度技術。透過統計或者是區域氣候模式 (亦即動力) 的方式，將全球氣候模式的粗網格資料，於某特定區域 (如臺灣) 進行空間上的資料細緻化工作，目前通常細緻化成 5 公里網格的空間解析度。如此一來，要研究臺灣各區、各縣市甚至各鄉鎮的氣候變遷趨勢，相形之下就容易許多了。

6.6.1.2 氣候變遷推估與季節預報

全球氣候模式的驅動力主要來自於邊界條件或輻射作用力，邊界條件的設定則會因為模式使用的目的而有所調整。同一個全球氣候模式，用於氣候變遷推估與季節預報時，其驅動力的設定會不一樣。當我們在進行氣候變遷的推估模擬時，全球氣候模式的驅動力主要是依照假設情境下的溫室氣體與氣膠變化情形來設定 (如 RCP8.5、A2 等)，並且以此設定來模擬未來 100 年地球可能的氣候變化狀態。由於是情境假設下的模擬結果，所以它被稱為 “推估 (Projection)” 而非 “預報 (forecast)”。反觀季節預報， 是從當前最新的觀測結果出發，預報未來數個月至一年的氣候狀態。

6.6.1.3 動力降尺度與統計降尺度推估資料的特性

動力降尺度是以區域氣候模式為工具來銜接全球氣候模式的推估資料，並進行特定區域的高解析度氣候變遷模擬。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，相對於統計降尺度，動力降尺度在處理氣流與地形的交互作用上，較有優勢。換言之，動力降尺度具有模擬極端事件(如颱風、極端降雨、熱浪等)的能力。不僅如此，由於是完整的區域氣候模式，動力降尺度除了可以提供極端事件的資訊，更可以提供所有的氣象變數以及較高時間解析度的推估資料 (例如每日、每小時等)。然而，也就因為動力降尺度是以完整的區域氣候模式作為工具，計算上極為耗時，其模式輸出之資料量亦極為龐大。IPCC AR5 所提供的全球氣候模式約有 46 組，為了使降尺度的推估結果儘量客觀，理想狀況是以 46 組為依據進行動力降尺度，然而，以臺灣現有的運算與儲存資源，要達成這個目標有其挑戰。這也是為什麼目前動力降尺度資料只源自於某些特定全球氣候模式結果的原因。

與動力降尺度相對應的是統計降尺度，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全球氣候模式未來的推估資料中，空間解析度的高低，取決於歷史觀測資料的解析度。運算速度快是的優勢。因此，研究人員便利用此優點針對 IPCC AR5 所提供的 46 組 GCM 產製臺灣地區統計降尺度資料。統計降尺度可提供使用者完整且客觀的推估趨勢與變化範圍，這是動力降尺度資料目前較難達成的。不過，由於所使用的降尺度方法來自於統計方程式，統計降尺度普遍以描述較長時間尺度的氣候特性為主，例如每月降雨、每月氣溫等，對於極端事件的掌握，則相對較為困難。另一限制則為統計降尺度的依據為現在氣候的統計特性，並將之延伸至未來氣候。如果未來氣候的統計特性有所改變，統計降尺度的基本假設就產生問題。以上討論指出統計與動力降尺度各有其優缺點，其特性比較如表 6.5 所示。

有鑑於此，不同領域在使用氣候變遷降尺度推估資料時，就必須因應不同的使用目的選擇動力或是統計降尺度資料。舉例來說，氣候變遷淹水衝擊研究時，講求的是短延時強降雨的極端事件，此時就應該選擇動力降尺度的資料，但是必須犧牲資料源頭只來自於少數幾個全球氣候模式的缺點。另外，又如進行氣候變遷水資源衝擊分析時，主要是從每旬、每月甚至每季的觀點切入，這時候源自於多組全球氣候模式的統計降尺度月推估雨量就會是不錯的選擇，然而，若要進一步分析流量時，則必須要準備好，將月雨量轉換成日雨量的工具(如 Weather

Generator) 才有辦法。

表 6.5 降尺度方法優缺點比較

	統計降尺度	動力降尺度
優點	* 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。	* 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	* 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。	* 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。

6.6.2 如何使用氣候推估

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。以下將針對此三個觀念進行說明。

6.6.2.1 由統計特性的角度來分析

氣候變遷趨勢的分析，往往將時間區分成基期、近未來與世紀末加以討論，並比較近未來與基期、世紀末與基期以及世紀末與近未來間，氣象變數的變遷趨勢，例如平均溫度的改變、平均雨量的改變等。舉例來說，從 IPCC AR5 的降尺度推估結果顯示，在 RCP8.5 情境下，相對於基期，臺灣地區世紀末的年平均溫度有增加的趨勢。上述例子中，所謂「世紀末年平均溫度」指的是世紀末 (如 2081 至 2100 年) 這段期間內，年溫度的平均值，而非世紀末與基期在某一年的年溫度比較。因為氣候變遷強調的是某一段特定時期內，氣象變數的平均特性是否發生變化?

然而，這樣的資料使用方式，往往與使用者的氣象資料使用習慣不同。大多數的應用端，在分析歷史資料時，切入點都是以個案分析為主。例如重大歷史乾

旱事件對水資源的影響、重大颱洪事件對淹水、坡地、農業以及公共衛生的衝擊等。這是否意味著重視個案分析的使用者就無法使用推估資料?其實也不盡然，只要調整分析的切入方式，一樣可以進行衝擊分析。例如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?由此角度切入，即可比較平均而言，不同時期的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，在分析比較的過程中，模式模擬與歷史觀測個案間的校驗方式也是需要加以考量的。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；但若要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。換言之，氣候變遷研究時，模擬與觀測個案在時間上的對應關係相對較不重要。在進行模式與歷史驗證時，極端降雨在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。相同的思考方式，應用端模式 (如淹水面積推估模式、土砂量推估模式、稻米產量推估模式…等)在使用氣候變遷推估資料後，各領域的模式在基期所呈現衝擊面的整體特性是否有辦法掌握，將會是應用端模式驗證時的重點。

6.6.2.2 以風險的概念來詮釋分析結果

IPCC AR5 設計了不同的情境以全球氣候模式來推估未來的氣候狀態，情境的描述可參考文字框 1.7。全球有數十個全球氣候模式依照同樣的情境設定來進行推估資料的產製，臺灣地區則是利用降尺度的方式，將此數十個全球氣候模式的情境推估訊息導引至臺灣地區並使這些訊息在空間的分布上更加細緻。從大多數使用者的角度來說，使用單一的氣候變遷推估結果或許是最容易進行後續研究的方式，然而，目前的情況是，有數十個全球氣候模式情境推估結果，如何詮釋數十個針對臺灣某個時期(如世紀末)的推估結果背後的訊息，是應用端需留意的重要課題。

氣候變遷衝擊研究的目的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。舉例來說，在 RCP8.5 的情境下，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，其中有 10%~20%的模式推估溫度上升甚至會超過 4°C，特別是在臺灣北部與中部。面對這樣的結果，衝擊研究的使用者必須思考的一件事情是，哪一部分

的結果是最適合用來進行後續延伸研究的?例如選取 3°C 的強度變化結果作為後續應用研究，因為過大或是過小的變化，在氣候變遷衝擊評估上，往往是無法作為或是無須作為的。類似的處理方式，應用端也可依照不同場合與時機點，從該組推估結果中，以百分位的方式求得適合的推估數據，並以此數據進行後續衝擊應用。以上所要表達的，是一種風險的概念，全球氣候模式的推估結果不必然會發生，使用端應以現有能力所及，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。

6.6.6.3 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全球氣候模式的時空解析度，過去數十年的努力已有長足進步，尤其是在水平解析度的部分，普遍均可提高至 100 公里左右，少部分模式甚至可提高至 20 公里~10 公里。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似乎仍無法直接使用。舉例來說，坡地災害研究的崩坍地，大約是以公尺作為分析的尺度；公共衛生傳染病的研究則是以村里或是戶數作為分析單元。以現在的氣象模擬技術，氣候變遷推估資料的時空解析度仍有其極限。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。

6.7 結語

本章根據 CMIP3 與 CMIP5 全球模式推估資料經過降尺度提高解析度後的結果，探討臺灣區域 21 世紀的氣候的變遷，所談未來的變化是相對於現今氣候平均值 (1986~2005 年) 的統計數據。除了年平均溫度、降雨的變遷之外，亦以極端暖晝日數、極端暖夜日數、熱浪日數、極端冷晝日數、極端冷夜日數以及寒潮日數來表示極端溫度事件的改變。另外，因為極端天氣現象的時空尺度較小，需要倚賴高解析度物理模式進行動力降尺度來呈現。在此亦以 CMIP3 A1B 情境下 21 世紀末的動力降尺度推估資料來討論臺灣區域極端天氣與氣候現象 (颱風、梅雨與熱浪) 可能的變遷。

溫度

21 世紀臺灣地區的增暖在 2016~2035 年時期多介於 0.3°C~0.9°C 之間；到了 2081~2100 年間，RCP8.5 為 3.0°C~3.6°C、RCP2.6 則低於 1°C。根據多模式的評估，這些增溫的發生機率都大於 50%，屬於 IPCC 定義的「多半可能」(more likely than not)。在 21 世紀中後期，所有情境的增溫幅度都遠大於過去數十年溫度自然變動，變遷的訊號顯著。由於全球陸地的增溫比海洋上高且高緯度地區增溫又比熱帶顯著，臺灣是個海島且所處緯度較低，平均溫度變化幅度比全球平均的變化幅度小一些，大約是全球平均值的 80%。在 21 世紀末 RCP8.5 情境下，約有一半的模式推估增溫將超過 3°C，有 10%~20%的模式推估增溫甚至會超過 4°C，特別是在臺灣北部與中部，需特別留意；但在 RCP2.6 情境下，「非常不可能」(very unlikely，也就是小於 10%的機率)　超過 2°C。

以溫度的第 90 百分位定義的極端暖晝與暖夜以及熱浪發生日數在臺灣也將隨著暖化而明顯增加，且增加幅度大於全球陸地區域，這是因為熱帶地區氣溫逐日的變異量比中高緯度的小，單位溫度內的發生頻率變化較大。21 世紀末極端暖晝與暖夜日數在 RCP4.5 情境下增加了 3.5~6.5 倍，每年幾乎有一半的天數都是；在 RCP8.5 情境增加了 5~8.5 倍，每年超過 70%的天數都是；熱浪天數則由每年 20 天，增加為 RCP4.5 情境下的 80~120 天、RCP8.5 情境下的 110~180 天。在未來極端高溫事件的發生將成為常態，21 世紀末 RCP8.5 情境下更是幾乎整個夏天都是高溫日。上述極端高溫的發生頻率在臺灣南部增加的程度比北部更多，同樣是因為南部地區溫度日變異量較北部小的緣故。

暖化亦會減少寒冷的極端溫度發生頻率，以溫度的第 10 百分位定義的極端冷晝與冷夜以及寒潮發生日數均為減少的趨勢，減少幅度臺灣與全球陸地區域相似。21 世紀末臺灣極端冷晝與冷夜的發生機率在 RCP4.5 情境下將減少 75%以上，由 10%變成低於 2.5%、RCP8.5 情境則是由 10%變成低於 1%。寒潮日數由現今每年 6.5 天，在 RCP4.5 情境下降為每年 2~3 天、RCP8.5 情境更是只剩約每年 1 天。

降雨

臺灣平均降雨變化雖然在近未來雖有稍減，到了 21 世紀末並沒有顯著增加或減少的趨勢。然而不同季節的降雨各有不同的變化趨勢，夏季降雨的增加最為明顯，特別是在世紀中之後；秋季降雨也有增加的趨勢，增加的幅度比較小；冬

季與春季的降雨則是有長期減少的趨勢。在臺灣夏、秋季為降雨的濕季，整體呈現濕季降雨增加，在 21 世紀末 RCP2.6 情境約增加 4%~6%，在 RCP8.5 情境增加至 14%~20%；乾季雨量則是減少， 在 21 世紀末 RCP2.6 情境減少約 2%，RCP8.5 情境減少到 15%~20%。隨著暖化程度的增加，呈現濕季降雨增加、乾季降雨減少的特徵，乾濕季的降雨差距更加顯著。雖然夏季降雨增加的機率較高，但是推估不確定性大，21 世紀末時變化範圍介於-23%到+47%，降雨減少的情況亦可能發生，只是發生的機率較低。冬季降雨平均約為下降 8%，未超過氣候內部自然變動幅度，降雨改變率範圍可能從-45%至+30%，也一樣不排除增加的可能性。

由於臺灣地區未來降雨正走向乾季變乾、濕季變濕的型態，也反應在 21 世紀末降雨的極端事件發生頻率的增加。未來降雨日數減少 (RCP4.5 減少 2%~4%; RCP8.5 減少 6%~8%)，大雨日數增加，特別是在西南部地區。災害型降雨量指標發生頻率 (RCP4.5 增加 5%~10%，RCP8.5 增加 20%~25%)；每年延時最長的連續不降雨日增加 (RCP4.5 增加 2%~4%，RCP8.5 增加 12%~16%)、每年延時最長的連續降雨日是減少的 (RCP4.5 減少 1%~2%，RCP8.5 減少 4%~5%)，顯示未來發生乾旱事件的機率增加。CMIP5 與 CMIP3 暖化情境變化趨勢雖有些許差異，整體而言，同樣是濕季變濕、乾季變乾。綜合而言，澇、旱類似的災害型天氣型態未來發生的機率將增加，且暖化愈嚴重，此一趨勢愈明顯。

推估不確定性

本文以自然變動 (模式內部變異量)、模式間推估的差異以及不同暖化情境設定來評估臺灣地區未來氣候推估不確定性。由於估計方法的緣故，氣候系統內部自然變動的變異量並不隨時間改變，而模式差異與情境差異造成的不確定性範圍則是逐年增加，同時逐年降低自然變動對不確定性的貢獻比例。對溫度而言，不確定性主要來自模式差異與暖化情境差異，在 21 世紀初期主要是模式間的差異所造成，隨著時間越久、暖化程度越嚴重，模式差異對不確定性的影響比例逐漸降低，到了 21 世紀末則來自於暖化情境設定的差異。對降水而言，不確定性主要來自模式差異與自然變動，排放情境差異的貢獻最小，模式差異一直是推估不確定範圍的最大來源。

極端事件

在 IPCC 報告中對未來颱風的推估結果顯示西北颱風發生的頻率減少、強颱

風頻率增加，降雨強度亦增加，這些趨勢特徵也與影響臺灣颱風相同。A1B 情境下的 21 世紀末時期，臺灣附近的海表面氣溫增加了約 2.6°C，侵臺颱風的水氣含量增加了約 20%上下，近中心降雨強度的增加的幅度超過 30%，強降雨颱風出現的比例也增加。在不考慮颱風路徑的改變的前提下，臺灣地區的颱風降雨強度將會增加 20%~40%。

21 世紀末的梅雨季降雨，在中、南部地區為增加的趨勢，其他地區的改變較不顯著。西南部地區降雨增加主要是跟豪大雨事件發生頻率的增加有關。根據梅雨季的極端降雨事件的合成分析顯示，中南部山區及西南部沿海地區的極端降雨事件的降雨量明顯地增加，因為上方風場及環流場的特徵與強度並無明顯的改變，此降雨增加應該與環境場的水氣及水氣通量的明顯增加有較大的關係。

在 21 世紀末時期 A1B 情境下，極端高溫日數增加 3~6 倍；高溫日的平均溫度增加了約 1~2 度，增加較多的區域則在北部與山區。高溫日的日溫度變異也增加，日平均溫度標準差，到了 21 世紀末增加超過 1 倍。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。熱浪發生日數也大量增加，雖仍好發於夏季，但是夏季以外月份熱浪發生的比例明顯增加，尤其以九月最明顯，顯示熱浪發生時節變長。熱浪與高溫日數的增加以山區較為顯著，南部地區也比北部地區增加得多。臺灣發生熱浪時附近氣壓會比氣候平均高，有較穩定的天氣，同時南風也會比較強，利於南方暖空氣向北傳輸。推估資料顯示 21 世紀末臺灣地區的海平面氣壓場較氣候平均高的現象，是除了增溫之外，有利於熱浪發生的一個因素。

參考文獻

國科會,「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫第一期 (2/3) 年度成果報告書」,2011。

國科會,「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫第一期 (3/3) 年度成果報告書」,2013。

國科會,「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫第二期 (1/3) 年度成果報告書」,2014。

Allen, M. R. and D. A. Stainforth, 2002. Towards Objective Probabilistic Climate Forecasting. *Nature*, **419**: 228. doi:10.1038/nature01092a

Giorgi, F., and L. O. Mearns, 1991: Approaches to regional climate change simulation: A review. *Rev. Geophys.*, **29**, 191–216.

Hawkins, E. and Sutton, R. T., 2009. The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. Bull. Amer. Met. Soc. 90, 1095-1107

Hawkins, E. and Sutton, R. T., 2011. The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change. *Clim. Dyn.*, **37(1-2)**. pp. 407-418. ISSN 1432-0894

Knutson, Thomas R., John L. McMcbride, Johnny chan, Kerry emanuel, Greg Holland, Chris Landsea, Isaac Held, James P. Kossin, A. K. Srivastava and Masato Sugi, 2010: Tropical cyclones and climate change. *Nature Geoscience*, **3**, 157-163.

Knutti, R., D. Masson, and A. Gettelman, 2013: Climate model genealogy: Generation CMIP5 and how we got there. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 1194-1199, doi:10.1002/grl.50256.

Maurer, E.P., 2007: Uncertainty in hydrologic impacts of climate change in the Sierra Nevada, California under two emissions scenarios, *Climatic Change*, **82**, 10.1007/s10584-006-9180-9

Mitchell, T. D., and P. D. Jones, 2005. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. International Journal of Climatology, 25, 693-712. doi:10.1002/joc.1181.

Mizuta, R., H. Yoshimura, H. Murakami, M. Matsueda, H. Endo, T. Ose, K. Kamiguchi, M. Hosaka, M. Sugi, S. Yukimoto, S. Kusunoki, and A. Kitoh, 2012: Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90A**, 233-258.

Murakami, H., B. Wang and A. Kitoh, 2011: Future changes in the western North Pacific typhoons: Projection with a 20-km-mesh global atmospheric model. *J. Climate*, **24**, 1154-1169.

Reichler, T. and J. Kim, 2008: How Well Do Coupled Models Simulate Today's Climate? *Bull. Am. Met. Soc.*, **89**, 303-311. doi:310.1175/BAMS-1189-1173-1303.

Sillmann, J., V. V. Kharin, F. W. Zwiers, X. Zhang, and D. Bronaugh, 2013: Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 2. Future climate projections. *J. Geophys. Res.*, **118**, 2473-2493.

Sugi, M., H. Murakami, and J. Yoshimura, 2009: A Reduction in Global Tropical Cyclone Frequency due to Global Warming. *SOLA*, **5**, 164-167.

Wilby, R. L., T. M. L. Wigley, D. Conway, P. D. Jones, B. C. Hewitson, J. Main, and D. S. Wilks, 1998: Statistical downscaling of general circulation model output: A comparison of methods. *Water Resour. Res.*, **34(11)**, 2995-3008, doi:10.1029/98WR02577.

Wilby, R. L., S. P. Charles, E. Zorita, B. Timbal, P. Whetton, and L. O. Mearns, 2004: Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods, technical report, Data Distrib. *Cent., Intergovt. Panel on Clim. Change*, Norwich, U. K.

Wood, A. W., Maurer, E. P., Kumar, A., and Lettenmaier, D. P., 2002: Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States. *J. Geophys Res.*, **107**, 4429, doi:4410.1029/2001JD000659.

Wood, A. W., Leung, L. R., Sridhar, V., and Lettenmaier, D. P., 2004: Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. *Climatic Change*, **62**, 189-216.

Yasutomi, N., A. Hamada and A. Yatagai (2011): Development of a long-term daily gridded temperature dataset and its application to rain/snow discrimination of daily precipitation. *Global Environmental Research*, V15N2, 165-172.

Yatagai, A., K. Kamiguchi, O. Arakawa, A. Hamada, N. Yasutomi and A. Kitoh (2012): APHRODITE: Constructing a Long-term Daily Gridded Precipitation Dataset for Asia based on a Dense Network of Rain Gauges, *Bulletin of American Meteorological Society*. doi:10.1175/BAMS-D-11-00122.1.

常見問題

問題 6.1　影響統計降尺度推估結果的重要因素為何?

以統計方法進行未來氣候推估區域化所依據的原始資料還是來自相對低解析度的氣候模式，而當氣候模式解析度不足的時候，還是不可能模擬在高解析模式才能呈現的特性，例如海陸分佈狀態、地形、海岸線、細部土壤與植被所可能產生的影響。儘管 CMIP5 全球氣候模式的解析度已經比過去提升，多數氣候模式的網格大小平均還是在 200 公里左右，由於在有限的計算與資料儲存資源限制下，原本全球氣候模式所關注的模擬重點是全球或大尺度的氣候特性，也的確有相當好的掌握，並持續有所進步 (Reichler and Kim, 2008)，但是無法要求原本就不是這些模式所能處理的區域氣候特性，特別是先前提及高解析度模式才能模擬的現象。以臺灣為例，臺灣冬季降雨形態主要是由於東亞冬季季風受到臺灣地形作用所衍生，北部、東北部地區持續有地形抬升作用所產生的降雨，而中南部地區位於背風面，則是幾乎不下雨，使臺灣中南部有明顯的乾濕季節變化，但是當氣候模式在臺灣區域由於模式解析度不足而沒有辦法產生地形作用時，氣候模式便無法產生與觀測降雨機制一樣的結果。也因此必須體認到對於氣候模式無法模擬的區域尺度現象，即使以統計降尺度方法將氣候變遷推估模擬結果區域化，但是如果海陸分佈、地形對於所推估的大尺度環境變化可能有進一步的影響 (例如上述東亞冬季風如果減弱，可能使臺灣北部受地形抬升作用的降雨減少)，也就不能預期在缺乏這些地形的低解析度氣候模式中可以產生這些影響，或模擬這類局部區域氣候特徵的可能改變。一般的統計降尺度方法著重的是氣候模式系統性誤差修正以及資料在水平空間上的細緻化，但是並不能改變模式受限於本身解析度不足而無法模擬相關現象的問題，除非在統計模型中將這類已知影響區域氣候特徵的物理過程透過巧妙的方式包含在其中。

問題 6.2 現行科學報告中的臺灣地區颱風降雨變遷為何不引用單一模式動力降尺度的推估結果?

利用區域氣候模式對全球氣候模式推估資料進行動力降尺度，是一種常被用來提高資料解析度並提供多元的氣象變數的方式，此方法也可同時提高對極端事件(如暴雨或颱風)的模擬能力，但改進仍有其極限存在。對氣候推估中影響臺灣的颱風事件而言，最大的不確定來自於對颱風行徑路徑的推估，這受全球模式對大氣環流決定颱風生成位置與大環境駛流場是否能被適當地模擬出來的影響極大。以大洋盆地尺度來看，雖然目前高解析度的模式模擬對颱風生成個數、生成位置與行經路徑的模擬有長足的進步，但是以局部區域的視角來看，不同的模擬所推估出來的颱風路徑氣候統計值的變動很大，常與觀測的統計資料顯著的不同，僅憑單一模式推估中個數有限的特定路徑颱風樣本的模擬資料來計算局部地區降雨、風力變遷，所做的判斷容易有失偏頗，甚至可能會推出變遷趨勢方向不同的結論。

在 IPCC 報告中多以結果較佳的多模式系集平均來表示氣候變遷推估結果，也以多個模式的結果估算出推估結果的不確定性。但是高解析度全球氣候推估的執行相當耗計算資源，不易取得夠多的多模式高解析度全球推估資料來執行動力降尺度，再加上動力降尺度的執行也耗計算資源，產製多模式與多情境之動力降尺度資料的難度較高。對動力降尺度資料而言，若能有多模式系集的結果來計算區域氣候的變遷也會是較佳的做法，可以有較多數目的特定路徑颱風個數來進行統計分析，以計算出局部地區降雨、風力變遷，並估算推估結果的不確定性。

臺灣氣候觀測分析結果整理

資料來源：臺灣氣候變遷科學報告 2011、臺灣氣候變遷科學報告 2017

❖ 降雨

	上升趨勢	下降趨勢
全年	◎ 1900 年代~1940 年 ◎ 1960 年代中期~2010 年	◎ 1940 年~1960 年代中期
春季 (FMA)	◎ 1900 年代~1920 年代末期 ◎ 1960 年代末期~1990 年代初期	◎ 1920 年代末期~1960 年代末期 ◎ 1990 年代初期~2010 年
梅雨季 (MJ)	◎ 1900 年代~1940 年	◎ 1940 年~2010 年
夏季 (JA)	◎ 1900 年代~1940 年 ◎ 1960 年代中期~2010 年	◎ 1940 年~1960 年代中期
秋季 (SO)	◎ 1900 年代~1910 年代末期 ◎ 1930 年代末期~1960 年代中期 ◎ 1990 年代初期~2010 年	◎ 1910 年代末期~1930 年代末期
冬季 (DJ)	◎ 1900 年代~1930 年代中期 ◎ 1990 年代末期至 2010 年	
臺灣整體年總雨量	◎ 1920 年~1960 年間 ◎ 1990 年代中期~2010	◎ 1960 年~1990 年

註：2016 報告以臺灣降雨指數 (TRI) 代表臺灣全島降雨。資料長度：1900~2010 年

❖ 氣溫 (Air Temperature)

臺灣氣溫	全年	夏半年	冬半年
所有測站所有年平均	23.1 °C	26.7 °C	19.6 °C
百年來增溫	約 1.3 °C	約 1.3 °C	1.2 °C

臺灣氣溫從 1900 年代至 1920 年代初期上升緩慢，1920 年代至 1940 年代上升較快，1940 年代至 1970 年代氣溫上升趨緩，1980 年代至 2012 年有較大的上升幅度。此階段性上升在冬半年最明顯，夏半年氣溫則大致呈現長期線性上升趨勢。

註: 2016 報告以 14 個氣象局測站代表臺灣溫度。資料年份：1900~2012 年

❖ 最高氣溫 (Maximum Temperature)

臺灣最高氣溫	全年	夏半年	冬半年
所有測站所有年平均	27 ºC	30.5 ºC	23.4 ºC
百年來增溫	0.8 ºC	0.9 ºC	0.9 ºC

臺灣最高氣溫從 1900 年代至 1920 年代初期上升緩慢，1920 年代至 1940 年代上升較快，1940 年代至 1970 年代氣溫上升變緩，1980 年代至 2012 年有較大的上升幅度。

❖ 最低氣溫 (Minium Temperature)

臺灣最低氣溫	全年	夏半年	冬半年
所有測站所有年平均	20.2 ºC	23.7 ºC	16.6 ºC
百年來增溫	約 1.7 ºC	1.8 ºC	約 1.7 ºC

臺灣最低氣溫從 1900 年代至 1920 年代初期緩慢下降，在全年平均及冬半年比較明顯。1920 年代初期至 2012 年氣溫上升，增溫在 1920 年代至 1940 年代、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。

❖ 氣溫日較差 (Diurnal Temperature Range)

臺灣氣溫日較差	全年	夏半年	冬半年
所有測站所有年平均	6.81 oC	6.83 oC	6.79 oC
百年來狀況	由於百年來全年最低氣溫增溫 (約 1.7 ºC) 大於最高氣溫增溫 (約 0.8 ºC)，因此氣溫日較差減小 (夏半年與冬半年亦是)。		

臺灣氣溫日較差從 1900 年代至 1930 年代初期上升 0.7 ºC，1930 年代初期至 2012 年下降約 1.2 ºC。

❖ 水氣壓 (Vapor Pressure，簡稱 E)

臺灣水氣壓	全年	夏半年	冬半年
所有測站所有年平均	23.1 hPa	27.9 hPa	18.3 hPa
百年來上升	0.62 hPa/ ºC	0.77 hPa/ ºC	0.5 hPa/ ºC

臺灣水氣壓從 1900 年代至 1930 年代中期，全年、夏半年皆緩慢上升，但冬半年幾乎是持平。1930 年代中期至 1960 年代初期則上升較快。1960 年代初期至 2000 年代初期下降，2000 年代初期至 2012 年幾乎是持平。 (資料年份：1900~2012 年)

❖ 相對溼度 (Relative Humidity，簡稱 RH)

臺灣相對濕度	全年	夏半年	冬半年
所有測站所有年平均	79.3%	80.3%	78.2%
1960 年代~2012 年下降	5%	5%	5%

臺灣相對溼度在 1900 年代至 1960 年間，長期變遷趨勢不明顯。

依據 Shiu *et al.* (2009) 研究的結果，近 45 年來 (1961~2005 年) 臺灣地區相對濕度下降在都市地區比離島地區明顯，大城市又比小城市明顯，相對濕度的減少顯然與都市化成正相關。

(資料年份：1900~2012 年)

❖ 雲量 (cloud amount)

臺灣雲量	全年	夏半年	冬半年
所有測站所有年平均	6.6	6.5	6.8

臺灣雲量從 1900 年代至 1940 年代末期上升，1940 年代末期至 2010 年下降。夏半年雲量變化極大值 (1940 年代末期) 與極小值 (1900 年代初期) 相差約 0.75 分量，而全年也有約 0.5 分量的差異。

(資料年份：1900~2012 年)

❖ 日照時數 (Duration of Sunshine，簡稱 SunD.)

臺灣日照時數	全年	夏半年	冬半年
所有測站所有年平均	每日 5.4 hr	每日 6.4 hr	每日 4.4 hr
百年來減少	每日 0.8 hr	每日 1.1 hr	每日 0.5 hr

臺灣日照時數 1900 年代至 1940 年代末期持平，1940 年代末期至 1950 年代中期微升，1950 年代中期至 1990 年代初期下降，1990 年代初期至 2012 年微升。

(資料年份：1900~2012 年)

❖ 能見度 (Visibility，簡稱 VIS)

臺灣能見度	全年	夏半年	冬半年
所有測站所有年平均	15.9 公里	17.3 公里	14.3 公里
1950~2012 年減少	約 12 公里	約 14 公里	約 10 公里

臺灣能見度 1950 年代至 2012 年呈下降趨勢。

(資料年份：1950~2012 年)

❖ 季節變化

臺灣六個測站夏冬兩季的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℃/百年。負值表示日數減少或溫度下降；反之，正值表示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。

臺灣季節變化		臺北	臺中	臺南	恆春	臺東	花蓮
夏季	季節日數	+ 6.47	+ 8.41	+ 5.95	+ 0.43	+ 6.33	+ 6.42
	峰值溫度	+ 2.48	+ 1.28	+ 1.12	+ 0.19	+ 1.01	+ 1.60
冬季	季節日數	- 8.50	- 7.54	- 5.12	- 2.62	- 6.00	- 6.62
	峰值溫度	+ 3.61	+ 3.74	+ 2.89	+ 1.14*	+ 2.19	2.78

6 站的夏季日數皆為增加趨勢，僅恆春無統計顯著性；臺中站增加最多。冬季日數皆為減少趨勢，唯恆春無統計顯著性；臺北冬季減少最多。此外，冬季變暖程度比夏季明顯。臺北、臺中、花蓮的夏季長度在 1970 年代開始即明顯增加，而臺東則遲至 1980 年代才開始增加。

(資料年份：1957~2006 年)

❖ 極端高溫日數 (高於 PR90)

■《臺灣氣候變遷科學報告 2011》(6 個百年測站，1911-2009)

天/10 年	台北	臺中	臺南	恆春	花蓮	臺東
近 100 年	1.36 天	0.12 天	0.23 天	0.97 天	0.52 天	0.76 天
近 50 年	2.06 天	0.23 天	-1.53 天	-2.08 天	3.20 天	1.64 天
近 30 年	3.96 天	-0.86 天	1.88 天	0.23 天	7.43 天	2.42 天

6 個百年測站之極端高溫日數百年來皆呈增加的趨勢。

臺北站增加幅度最大，約增加 1.4 天/10 年，2000 年-2014 年的高溫日數比 1911 年-1920 年平均增加 10 天以上。

■ 《臺灣氣候變遷科學報告 2016》(6 個百年測站：1911~2014；15 個 50 年測站：1961~2014)

* 1950 年至 2014 年間，近 30 年極端高溫日數增加幅度最大的 6 個測站分別是高雄、玉山、花蓮、宜蘭、臺北、澎湖。高雄站每 10 年約增加 7 天。

❖ 極端低溫 (低於 PR10)

■《臺灣氣候變遷科學報告 2011》(6 個百年測站，1911~2009 年)

次/10 年	台北	臺中	臺南	恆春	花蓮	臺東
近 100 年	-0.43 次	-0.40 次	-0.49 次	-0.30 次	-0.37 次	-0.44 次
近 50 年	-1.03 次	-0.97 次	-0.78 次	-0.89 次	-0.74 次	-0.42 次
近 30 年	-0.86 次	-1.29 次	-0.76 次	-1.07 次	-0.76 次	-0.30 次

6 個百年測站之寒潮事件近百年、近 50 年、近 30 年皆為減少的趨勢。寒潮事件定義根據盧與李 (2009)。

❖ 暖晝與暖夜 (TX90p、TN90p)

事件	偏多	偏少	備註
暖晝	* 1940 年代至 1960 年代 * 近 10 年		百年來並沒有明顯的線性變化趨勢
暖夜	* 1950 年之後 * 近 10 年發生頻率明顯高於過去的任何時期。	1950 年之前	2001~2010 年的平均日數比 1911~1920 年幾乎增加 60 天。

❖ 冷晝與冷夜 (TX10p、TN10p)

事件	偏多	偏少	備註
冷晝	1961~1986 年	1990 年代~2014 年	* 2005 年與 2011 年冷晝天數高於氣候平均值，2011 年尤其明顯。 * 外島和北部山區在 2005 年與 2011 年的冷夜日數同樣有類似冷晝日數多於氣候平均值的現象，表示即使在比較溫暖的氣候狀態，溫度仍然還是會有劇烈的變動。
冷夜		1970~2014 年，尤其近 10 年	

❖ 降雨強度

■《臺灣氣候變遷科學報告 2011》(6 個百年測站，1911-2009)

大豪雨(日雨量≧200mm)日數		豪雨(日雨量≧130mm)日數	小雨日數(日雨量<1.0mm)
* 百年趨勢不顯著 * 近 50 年、近 30 年有明顯增多趨勢		* 百年趨勢不顯著 * 近 50 年、近 30 年有明顯增多趨勢	* 近 100 年來減少 2 天/10 年 * 近 30 年來減少 4 天/10 年
1920 年~1935 年	日數偏低		
1940 年~1960 年	日數偏高		
1965 年~1985 年	日數偏低		
1985 年之後	日數偏高		

■《臺灣氣候變遷科學報告 2016》(6 個百年測站 1911-2014、15 個 50 年測站 1961-2014)

	大豪雨(日雨量≧350mm)日數	豪雨(日雨量≧200mm)日數	大雨(日雨量≧80mm)
北部山區	* 1990 年代後出現比較大的年與年之間的變動	* 在 1990 年代以前出現較為頻繁	* 近百年發生率沒有明顯的變化趨勢 * 在 1980 年代出現比較頻繁
南部山區	* 1960~1980 年相當頻繁 * 在 2000 年後明顯增多，尤其 2004 年至 2009 年連續 6 年偏高。	* 1960~1980 年相當頻繁 * 在 2000 年後明顯增多，尤其 2004 年-2009 年連續 6 年偏高	

❖ 臺灣極端乾期事件

1920~1940 年代	1960~1980 年代	1970~1980 年代	1990 年代之後	1992 年~2011 年
發生頻率較低	主要發生在夏季、秋季	發生在梅雨季較其他年代稍多	冬半年 (11-4 月)明顯增多趨勢	發生在乾季的頻率明顯高於雨季

(資料年份：1911~2011 年)

❖ 強風

■《臺灣氣候變遷科學報告 2011》(資料年份：1950~2009 年)

強風日數	臺北	臺中	恆春	臺東	花蓮	宜蘭	澎湖	東吉島	蘭嶼	彭佳嶼
沒有颱風影響	減少	減少	減少	顯著減少	減少	增加	減少	減少	減少	減少
有颱風影響	減少	減少	減少	減少	增加	增加	減少	增加	增加	增加

❖ 颱風個數

影響臺灣之颱風	1950 年代	1960 年代	1970~1990 年代	2000~2014 年
個數偏多		平均約 54 個/10 年		平均約 54 個/10 年
個數偏少	平均約 40 個/10 年		平均約 40 個/10 年	
1950 年-2014 年共有 285 個颱風影響臺灣，平均約 45 個/10 年。 侵臺颱風個數有明顯的年代際振盪，長期持續增加或減少的趨勢不明顯。				

(資料長度: 1950~2014 年)

❖ 颱風強度(個數)

	颱風出現個數	侵臺個數偏多	侵臺個數偏少	侵臺個數穩定	
輕度颱風	平均 15 個/10 年		1950~1960 年代	1970~2014 年	長期變化趨勢不顯著
中度颱風	平均 16 個/10 年	其餘年代	1970 年代 1990 年代		長期變化趨勢不顯著
強烈颱風	平均 14 個/10 年	1950~1960 年代 1990 年代之後	1970~1980 年代		偏多: 平均 18 個/10 年 偏少: 平均 7 個/10 年
造成強烈颱風侵臺個數偏少的原因，可能與西北太平洋海域於該 1971-1986 年間的強烈颱風生成個數相對減少有關，而颱風生成位置較偏西，則可能是強颱生成個數減少的原因 (Chan, 2008)。					

(資料長度: 1950~2014 年)

❖ 颱風路徑

* 近年西北太平洋海域的颱風移動路徑往北偏移的頻率提高。
* 2004 年之後平均每年通過臺灣本島北、中、南部的颱風個數都比 2004 年之前增加，尤其以從臺灣本島中部通過的颱風頻率增加較多，所佔登陸臺灣的颱風個數比例也相對提高。

❖ 颱風移動速度

* 1970~2010 年間的侵臺颱風移動速度有減慢的趨勢，影響臺灣的時間變長。(Tu and Chou, 2013)
* 颱風移動速度越慢，強降雨 (95 百分等級) 的降雨量也越多，以至於颱風影響臺灣期間的總雨量較多。(Su *et al.*, 2012)

❖ 二氧化碳 (CO_2)

	蘭嶼站	陽明山站	恆春站	松山站	大里站	善化站	宜蘭站
1997 年濃度平均值	358.5ppm						
2004 年濃度平均值	375.4ppm	380.8ppm	370.1ppm				
2013 年濃度平均值	394.9ppm	404.8ppm	399.7ppm	423.9ppm	425.8ppm	429.5ppm	414.7ppm

2003~2013 年各地二氧化碳濃度普遍呈現顯著增加的趨勢。

城市地區 (底線) 的CO_2濃度受到人為污染的影響而顯著高於背景區(無底線)。

(資料長度: 2003~2013 年)

❖ 甲烷 (CH_4)

	北部	竹苗	中部	雲嘉南	高屏	宜蘭	花東
2005 年濃度平均值	1.91ppm	1.91ppm	1.93ppm	1.96ppm	1.82ppm	2.01ppm	1.80ppm
2013 年濃度平均值	1.92ppm	1.82ppm	1.82ppm	1.89ppm	1.93ppm		

臺灣甲烷濃度具有顯著的季節波動，但是並無顯著的長期變化趨勢。

註：東部的 CH_4 監測在 2006 年終止；資料長度: 1994 年-2013 年。

❖ 臭氧 (O_3)

■ 環保署空氣品質監測站網

	各空品區濃度平均值
1994 年	18.0ppb - 23.6ppb
2003 年	22.4ppb - 30.1ppb
2013 年	26.2ppb - 30.7ppb

各地普遍呈現遞增的趨勢

■ 中央氣象局臺北和臺東(成功)測站

	台北站	台東 (成功) 站
1993 年	259.2DU	255.8DU
2012 年	266.9DU	266.1DU

2004~2013 年臭氧濃度增加趨勢較 1994~2003 年間明顯減緩。(資料長度:1994~2013 年)

❖ 氣膠

	各空品區濃度平均值	
1994 年	45.1μgm-3 - 89.8μgm-3	* 大氣氣膠 PM10 濃度變化近 10 年 (2004-2013 年) 逐年下降趨勢。 * 在空間分布上，臺灣的氣膠濃度以南部較高而東部最低。
2013 年	29.4μgm-3 -70.9μgm-3	

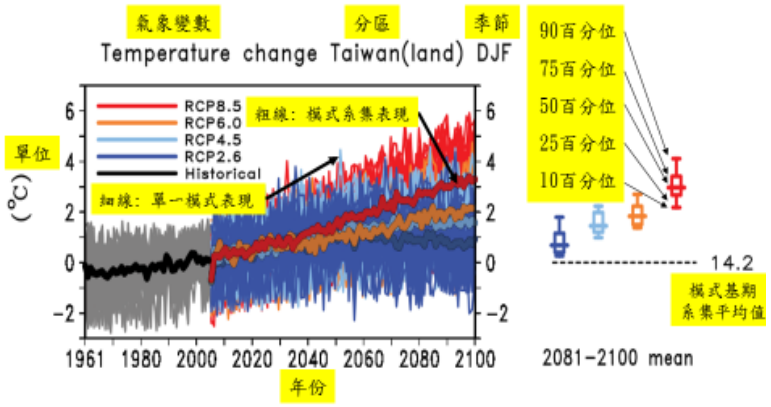
資料長度: 1994~2013 年

未來臺灣區域氣候推估情境圖表集

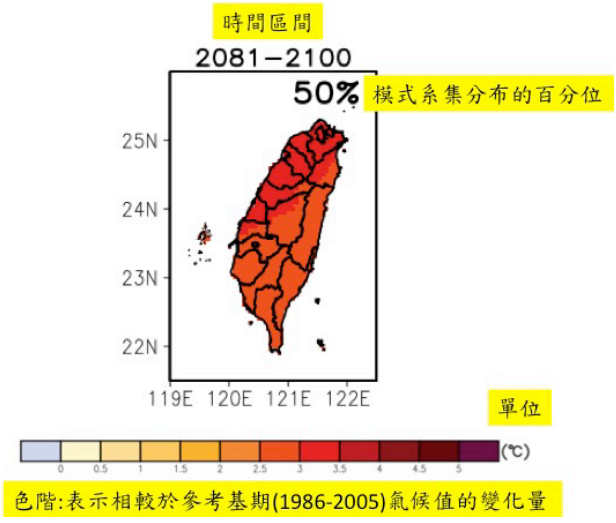
❖ 簡介與希望透過圖表集所傳達的資訊

本附錄圖表集將提供一系列圖表，藉以了解參與第 5 期耦合模式比對計畫的氣候模式 (CMIP5；Taylor *et al.*, 2012) 所模擬的臺灣區域氣候變遷推估可能範圍機率分佈。在時間上，21 世紀氣候改變的推估描述，區分為近未來 (2016~ 2035 年)、世紀中 (2046~ 2065 年) 與世紀末 (2081~2100 年) 三個時期，並且是以各推估時期 20 年平均值減去現今氣候參考期 (1986~2005 年) 20 年平均值，以計算得出各時期平均改變量。

未來情境的典型濃度排放途徑 (Representative Concentration Pathways, RCPs) 的設計與說明已於先前有詳盡的敘述。附錄圖 1 與圖 2 是對於相關系列的圖集，所呈現的範例式說明。



附錄圖 1: 氣候推估情境圖表集附錄中所繪製的時間序列圖的說明，標註黃色背景的文字是針對圖中所包含的變數、區域、時間軸、線條、統計分佈特性等的解釋。



附錄圖 2: 氣候推估情境圖表集附錄中所繪製的推估變化空間分佈圖的說明，標註黃色背景的文字是針對圖中所包含的時程區間、所代表的模式系集百分位、色階所對應的變化量等的解釋。

❖ 圖表集製作的技術細節說明

- 資料蒐集與處理

圖表製作參考的資料，來源基礎是以 CMIP5 模式輸出為基礎，經由統計降尺度方法處理後所得之結果，資料共包括 26/38/21/41 個不同氣候模式實驗，分別對應 RCP2.6/4.5/6.0/8.5 等未來情境，每組情境實驗皆只取 1 個系集成員，其目的在於讓每個模式或每組模擬實驗都能有平等的權重。

- 參考基期時段

氣候變遷大小的推估不管是時間序列圖或是空間分佈圖都是以距平的方式呈現，距平計算所使用的參考基期時段為 1986-2005，是比照 IPCC 第五次評估報告所用的時段，雖然 20 年氣候平均相對而言，受到氣候系統內部自然變動會稍微比傳統 30 年平均更大一些。

- 模式系集個數對機率分佈計算的權重

第 5 期耦合模式比對計畫的氣候模式的推估模擬實驗中，單一模式可能因為模式架構、或使用不同物理參數化方法，而使模擬推估結果有所不同，然而對這種情況，國際間並沒有較一致性的整合與系統性歸納方式，因此在使用 CMIP5 資料庫時，是以每個氣候模式只取一個系集模擬成員的方式計算機率分佈，即使有一些氣候模式有數個系集模擬成員。也不考慮氣候模式在模擬現今氣候的表現優劣，加以不同的權重。

- 變數

本附錄主要說明兩個氣象變數，所有圖表所呈現的包括近地面氣溫與降雨。溫度變數採各時期氣候值與參考基期氣候值，相減的改變量作為溫度變遷之變化。降雨方面則採各時期相對於參考期的改變量，再進一步計算改變量對應於參考期氣候值的百分比，如此一來，降雨變遷是以變化百分比的形式表示。關於臺灣全區與分區，在計算處理上，首先處理空間的平均，其次計算變遷的變化量。

- 季節

季節表達上，春夏秋冬季節平均所用的月份區間依序為 3 月到 5 月 (MAM，春)、6 月到 8 月 (JJA，夏)、9 月到 11 月 (SON，秋) 和 12 月到隔年 2 月 (DJF，冬)，全年平均則是從 1 月到 12 月 (Annual)。

- 時間序列

在圖集方面，關於模式不確定性與自然變動的表現，所有模式資料使用的時間長度皆為 1961-2100。圖集的上排變化時序圖，其變化為相對於參考期而言，而時序圖右側的盒鬚圖，為世紀末 2081-2100 年的 20 年平均表現，盒鬚所示之變動範圍，分別為代表模式系集百分位的 10 百分位、25 百分位、50 百分位、75 百分位 和 90 百分位。

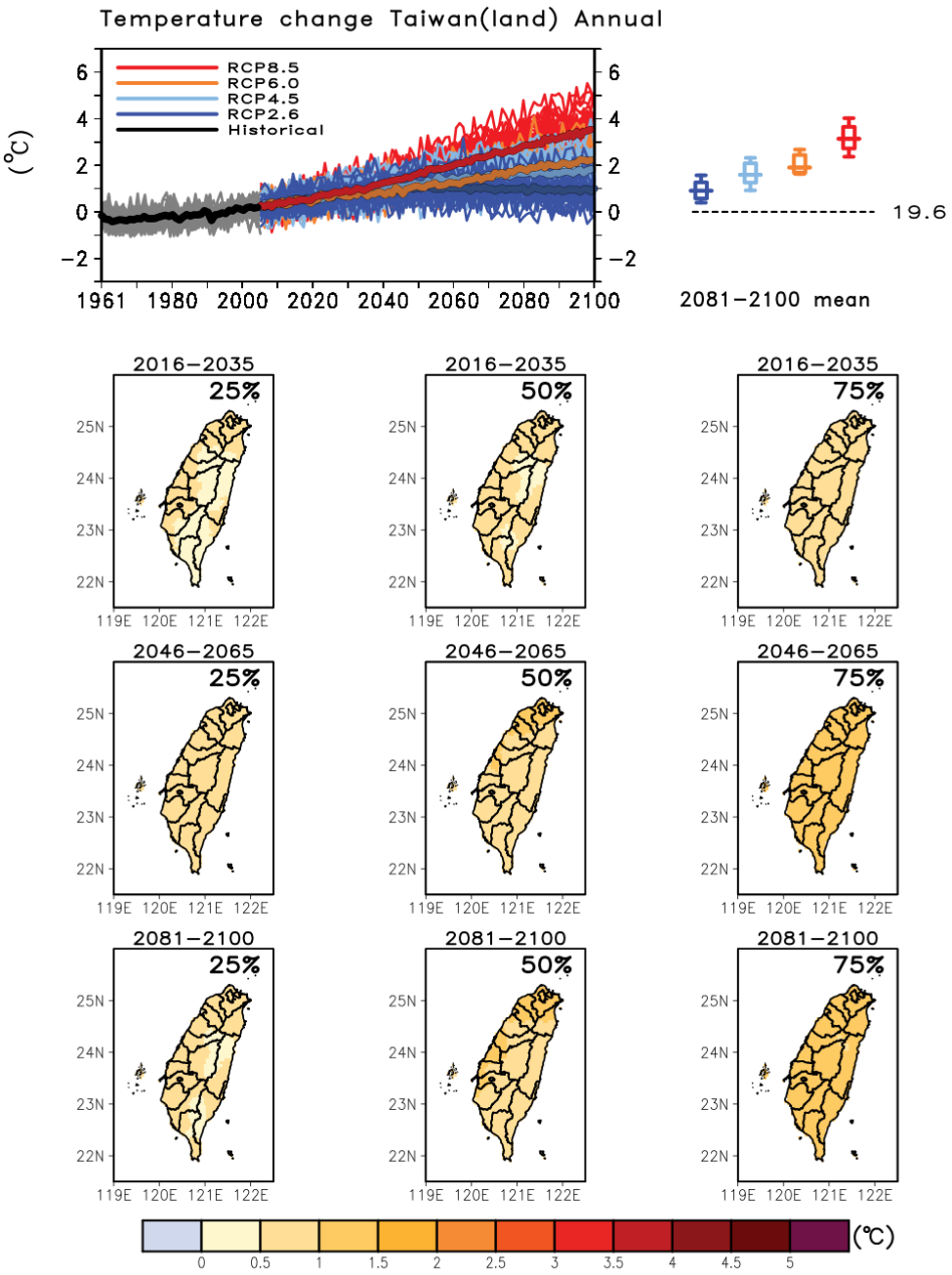
- 空間分佈

時間序列圖的下方共有 9 張空間分布圖，以時間區分，由上而下，依序為近未來 (2016~2035 年)、世紀中 (2046~2065 年) 和世紀末 (2081~2100 年)，以模式系集百分位區分，由左至右，則是模式所組成機率分佈的 25、50 與 75 百分位。

- 分區

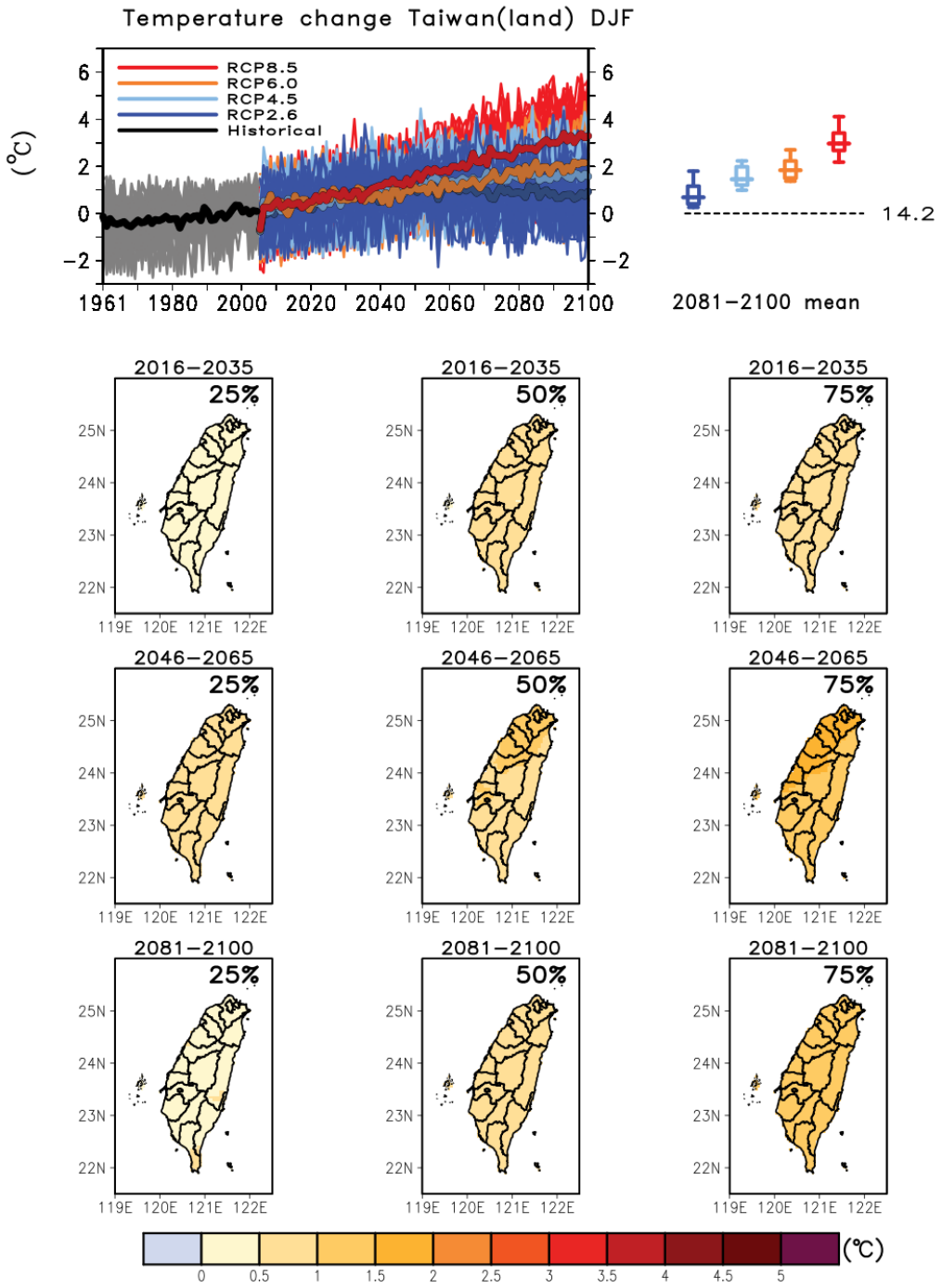
附錄圖集中，時間序列圖是以台灣全區平均為基準所做的計算。附錄表格中，對於臺灣全區與分區的呈現，分區依範圍大小，共分為臺灣 4 區與臺灣縣市 16 分區兩類。臺灣 4 區分別為北、中、南、東 4 區。臺灣縣市 16 分區，依序為北北基、桃園、新竹、苗栗、台中、彰化、南投、雲林、嘉義、台南、高雄、屏東、宜蘭、花蓮、台東及澎湖，此縣市 16 分區，由於有三個區域，區域其中的縣市，因為地理位置同質性高，故合而為一表示之，台北市、新北市和基隆市以北北基簡稱，新竹市與新竹縣以新竹簡稱，嘉義市與嘉義縣以嘉義簡稱。以上的分區，在模式資料處理上，皆為所訂定之分區範圍內，所有模式網格 (陸地) 資料的平均。

❖ RCP2.6 年平均近地面氣溫變化



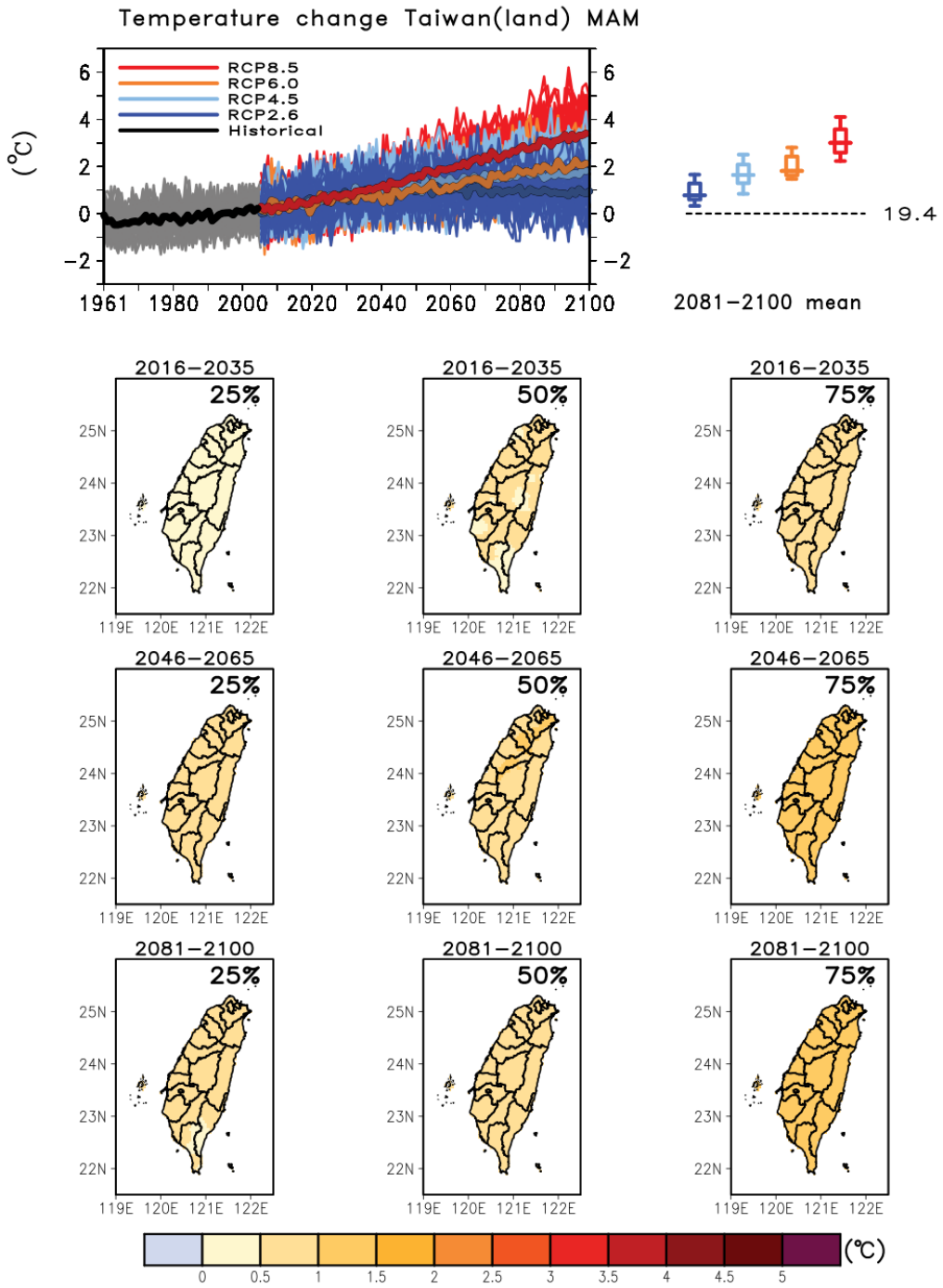
附錄圖 3-1：上圖為臺灣區域平均相對於 1986~2005 年氣候值的年平均近地面氣溫變化的時間序列；細實線為各氣候模式在不同情境的推估，粗實線為各氣候模式的平均值，右方分別是 4 個不同 RCP 情境在世紀末 (2081~2100 年) 20 年平均由不同氣候模式對近地面氣溫變化推估所形成的盒鬚圖，包含 10、25、50、75、 90 百分位值。下圖則是在 RCP2.6 情境下，相對於 1986~2005 年氣候值，在近未來 (2016~2035 年)、世紀中 (2046~2065 年) 與世紀末 (2081~2100 年) 期間的長期年平均近地面氣溫推估變化分布圖 (由上到下)，在每個 5 公里解析度的降尺度網格上，由左到右分別是所有 CMIP5 氣候模式近地面氣溫變化推估機率分佈的 25、50、75 百分位值。單位為°C。

❖ RCP2.6 冬季近地面氣溫變化



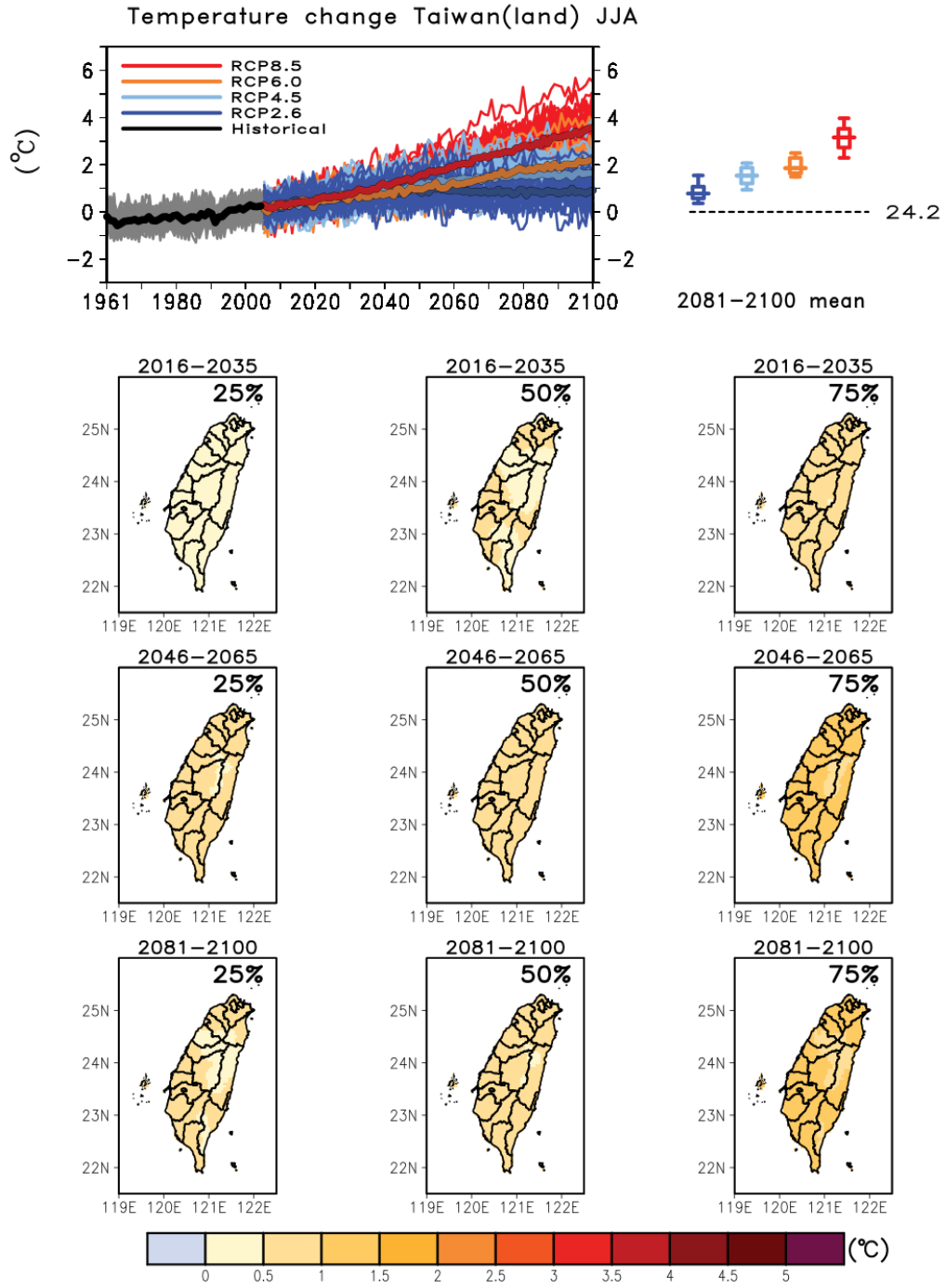
附錄圖 3-2：同附錄圖 3-1，不過是在 RCP2.6 情境下的長期冬季平均近地面氣溫。

❖ RCP2.6 春季近地面氣溫變化



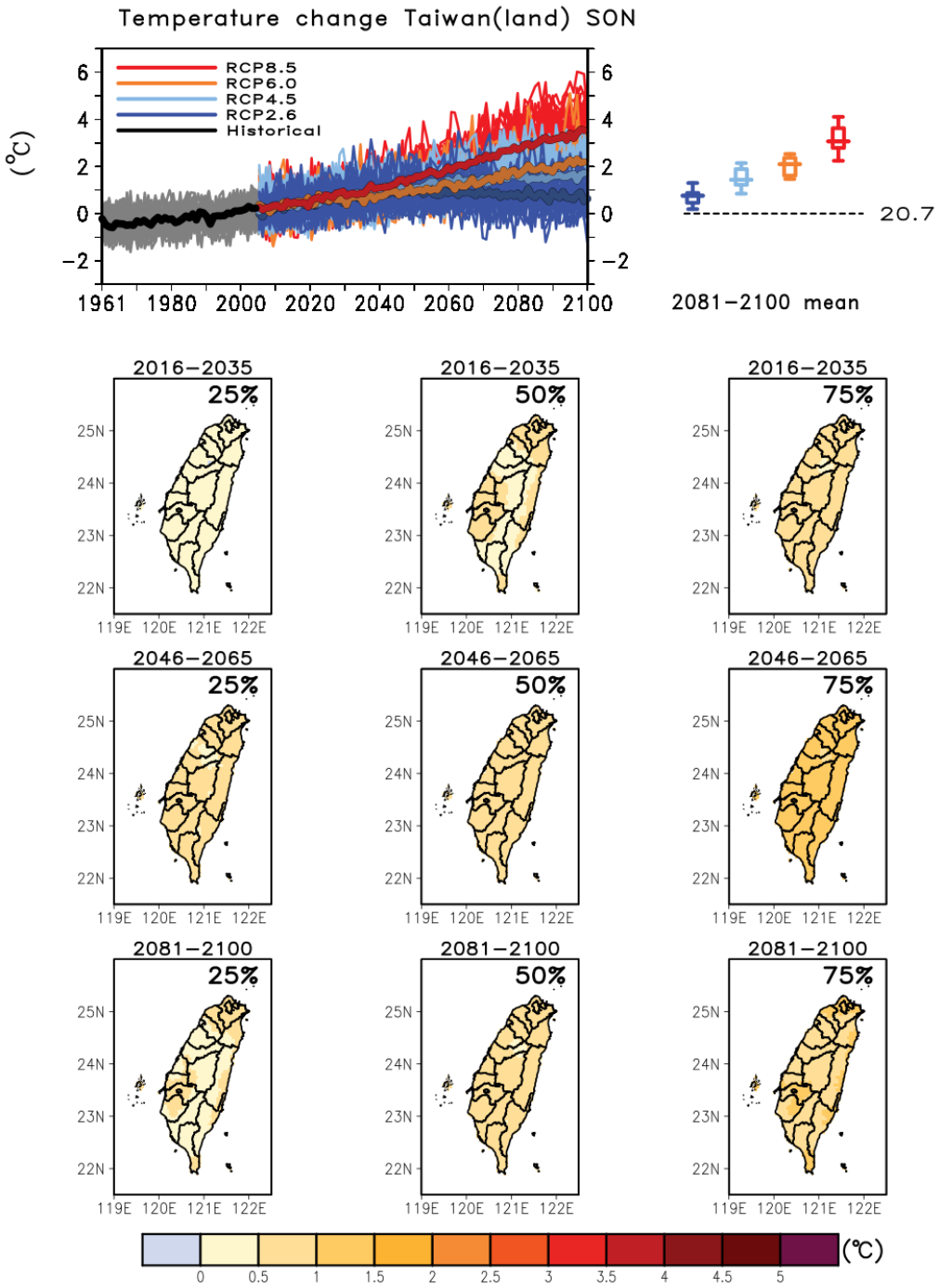
附錄圖 3-3：同附錄圖 3-1，不過是在 RCP2.6 情境下的長期春季平均近地面氣溫。

❖ RCP2.6 夏季近地面氣溫變化



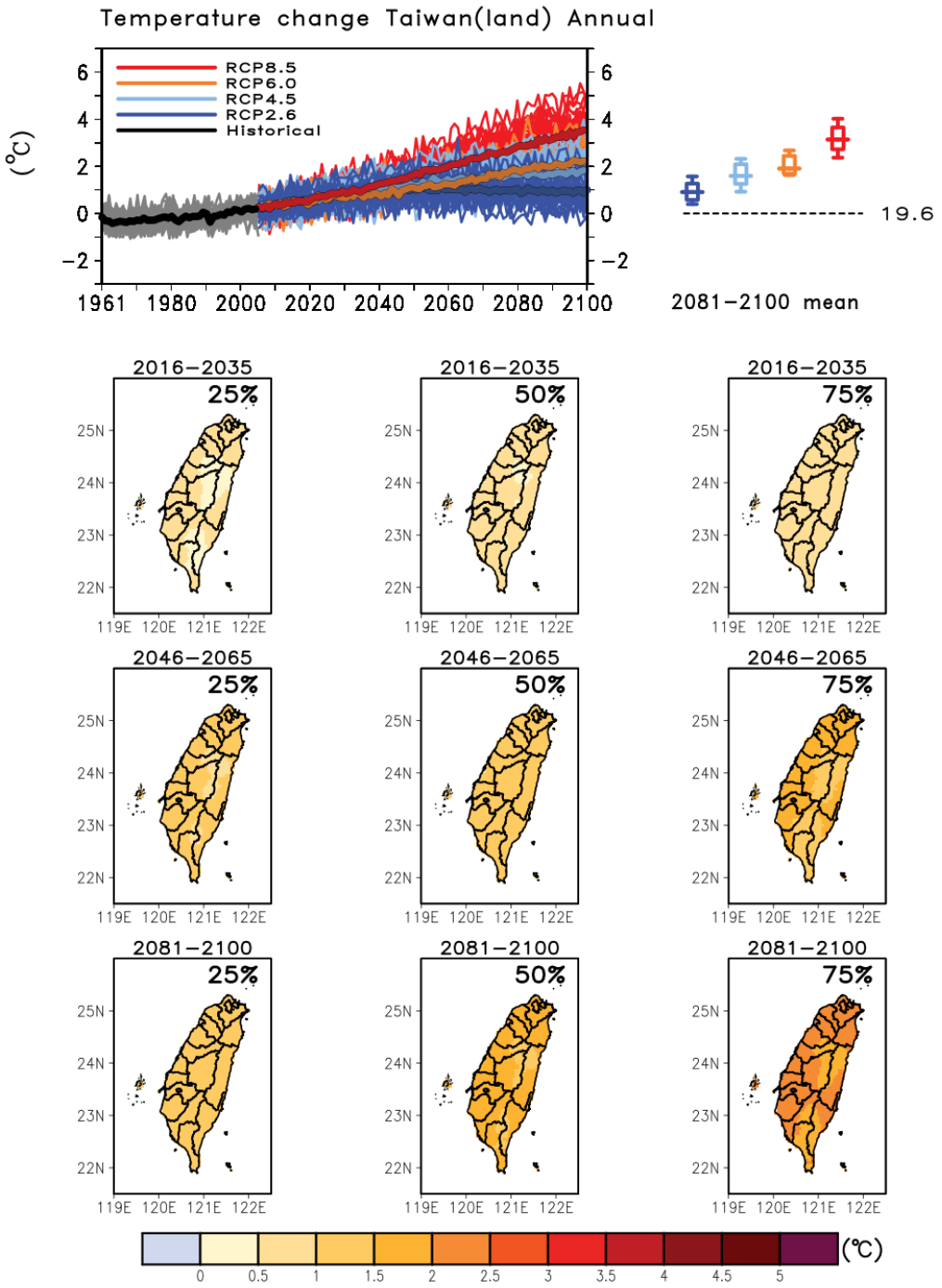
附錄圖 3-4：同附錄圖 3-1，不過是在 RCP2.6 情境下的長期夏季平均近地面氣溫。

❖ RCP2.6 秋季近地面氣溫變化



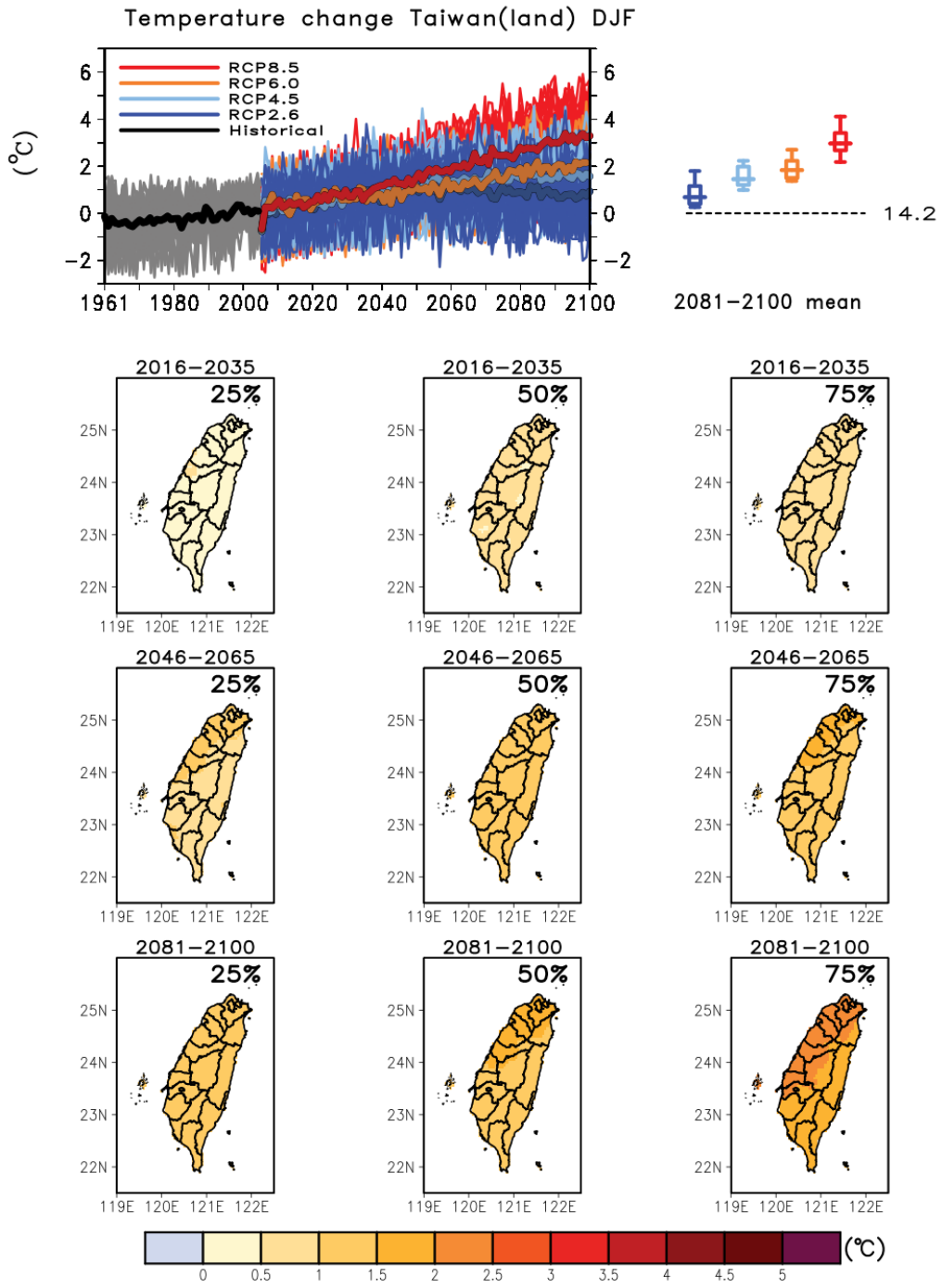
附錄圖 3-5：同附錄圖 3-1，不過是在 RCP2.6 情境下的長期秋季平均近地面氣溫。

❖ RCP4.5 年平均近地面氣溫變化



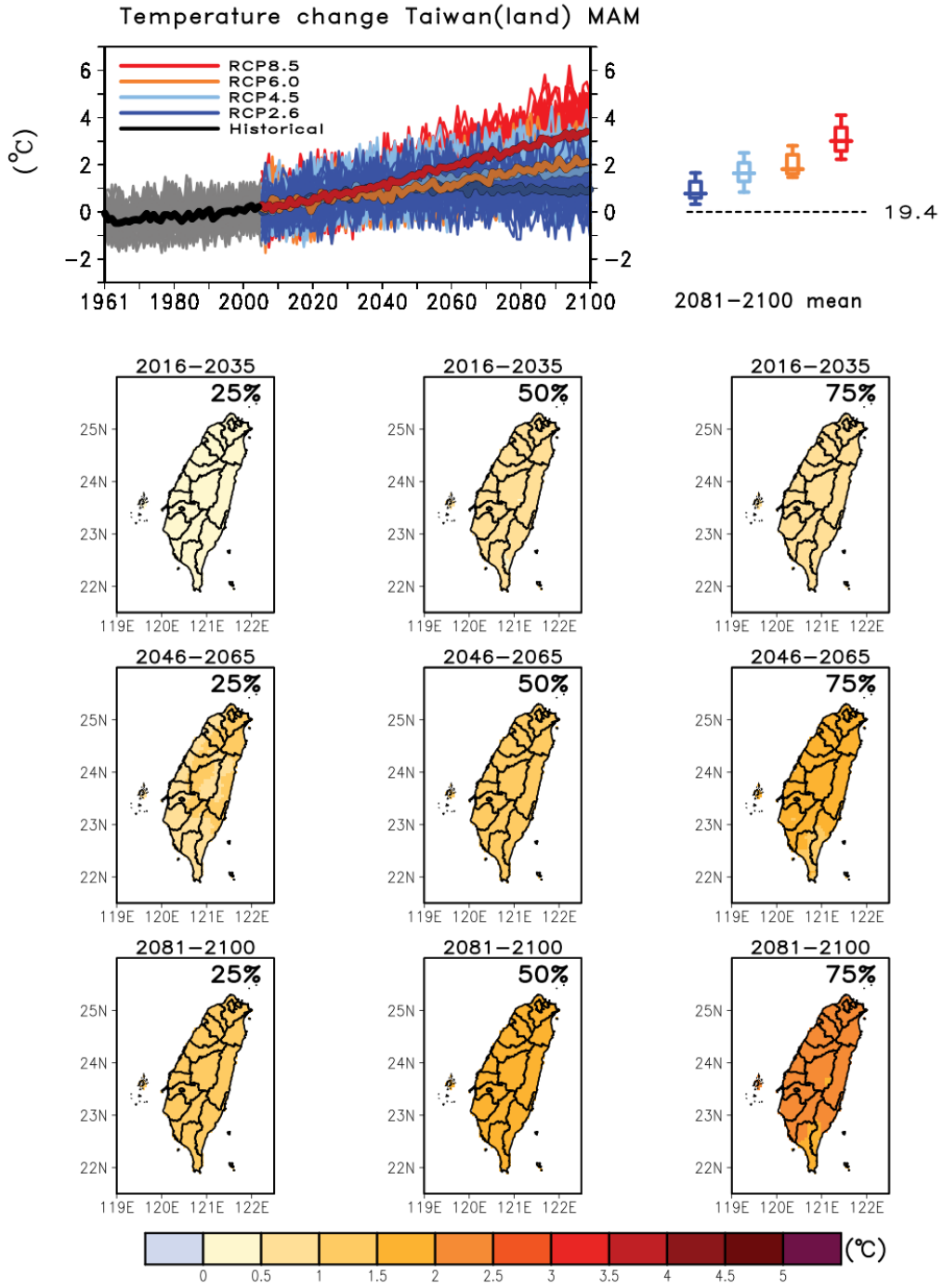
附錄圖 3-6：同附錄圖 3-1，不過是在 RCP4.5 情境下的長期年平均近地面氣溫。

❖ RCP4.5 冬季近地面氣溫變化



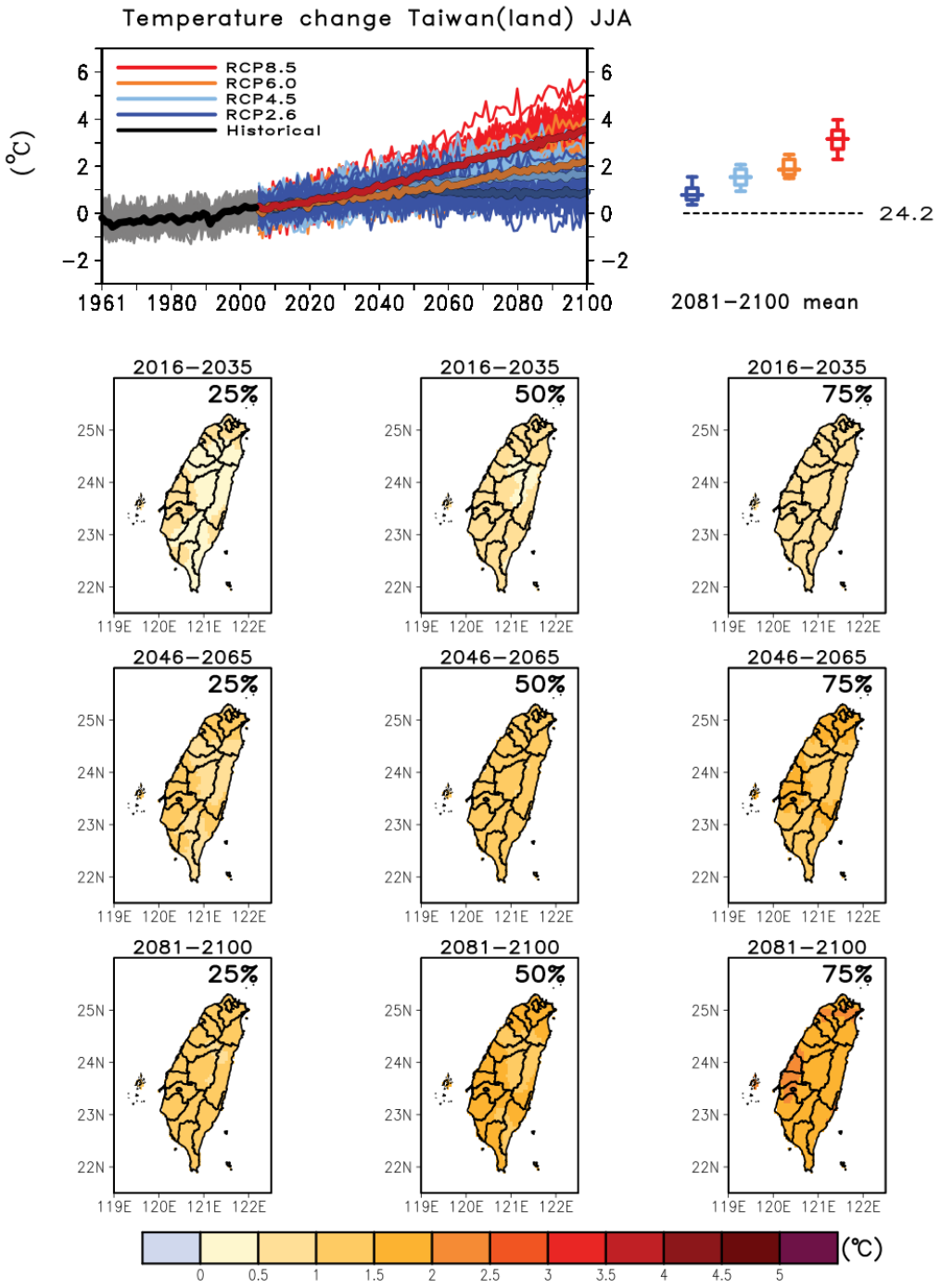
附錄圖 3-7：同附錄圖 3-1，不過是在 RCP4.5 情境下的長期冬季平均近地面氣溫。

❖ RCP4.5 春季近地面氣溫變化



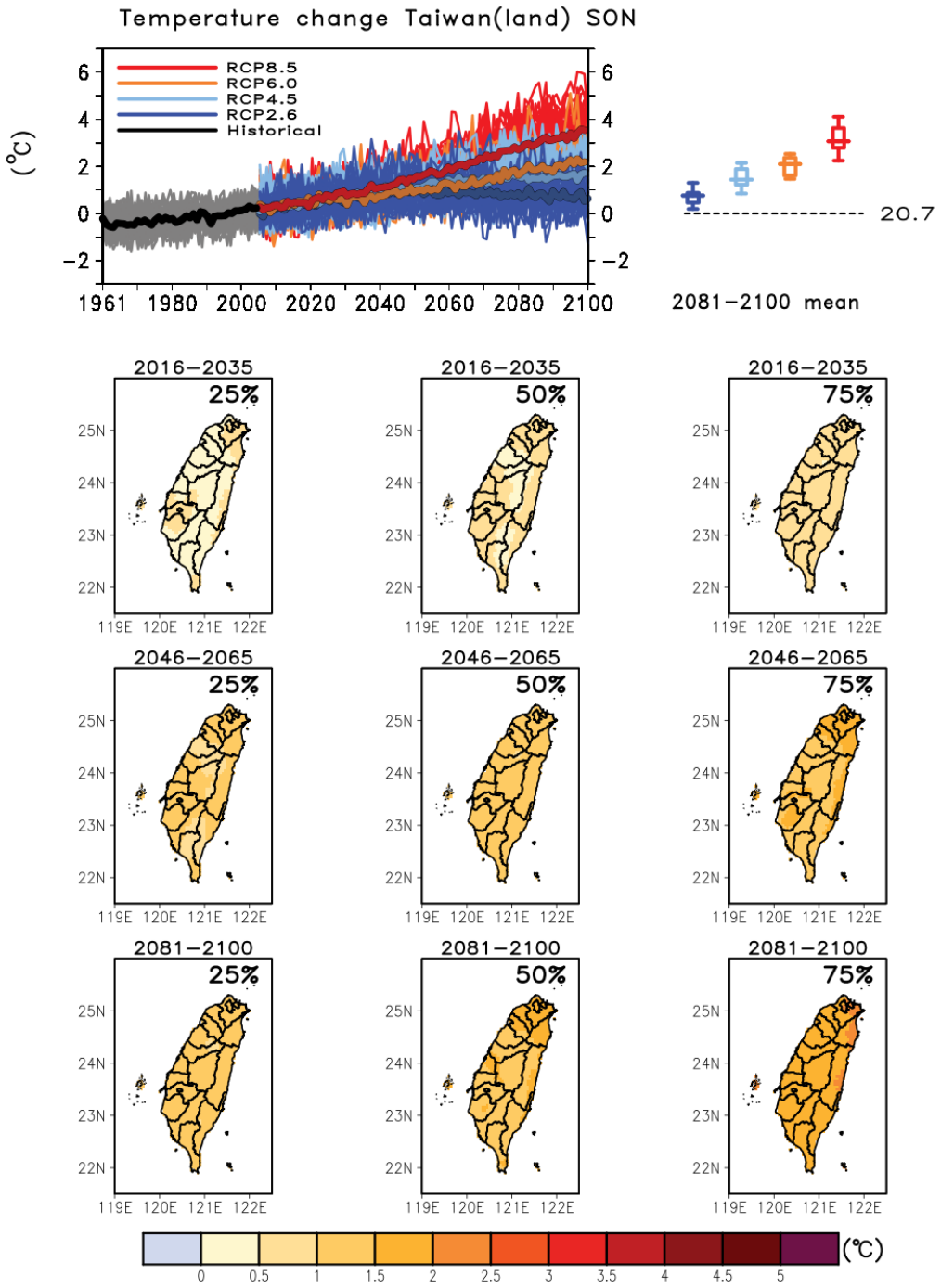
附錄圖 3-8：同附錄圖 3-1，不過是在 RCP4.5 情境下的長期春季平均近地面氣溫。

❖ RCP4.5 夏季近地面氣溫變化



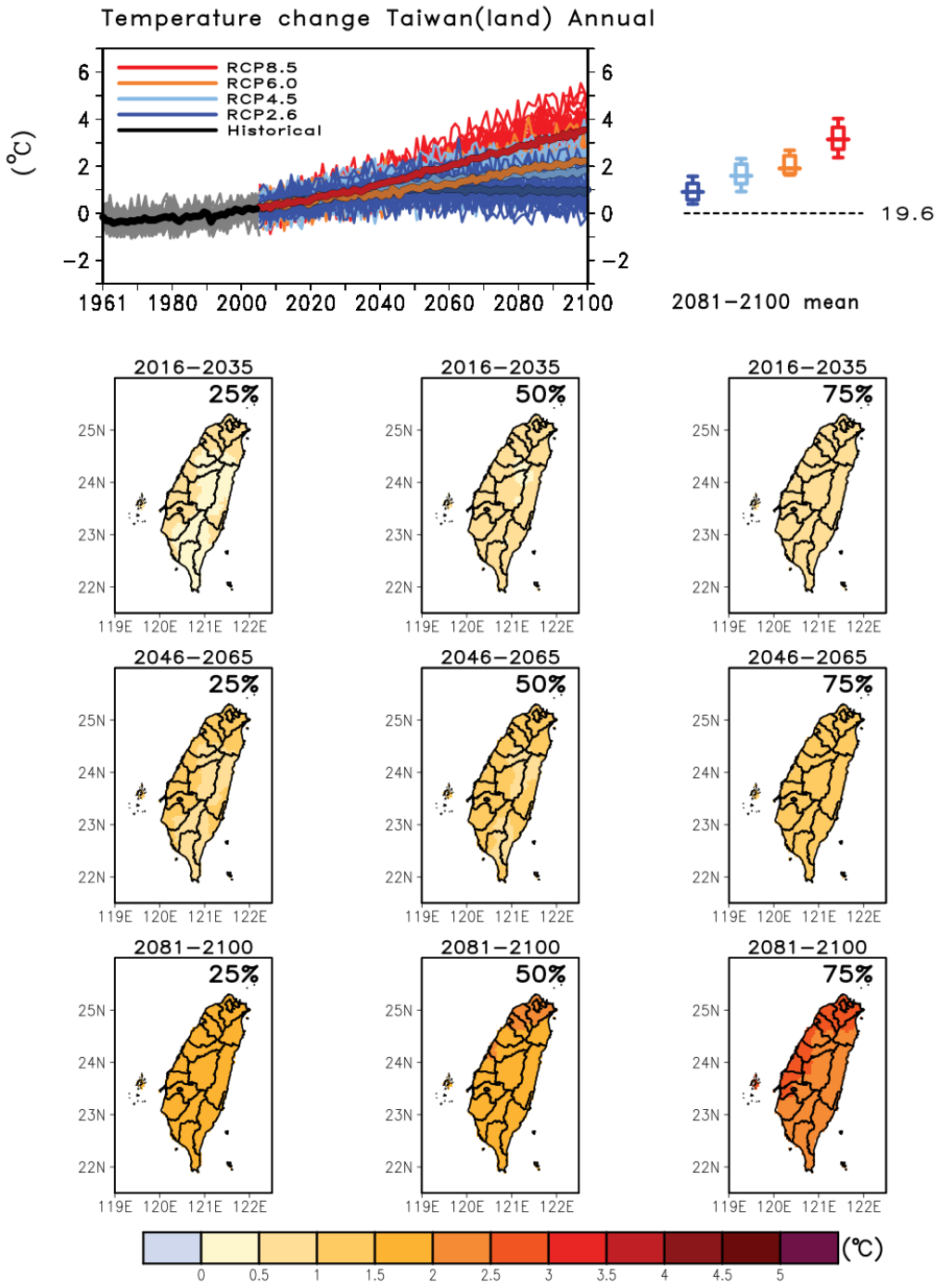
附錄圖 3-9：同附錄圖 3-1，不過是在 RCP4.5 情境下的長期夏季平均近地面氣溫。

❖ RCP4.5 秋季近地面氣溫變化



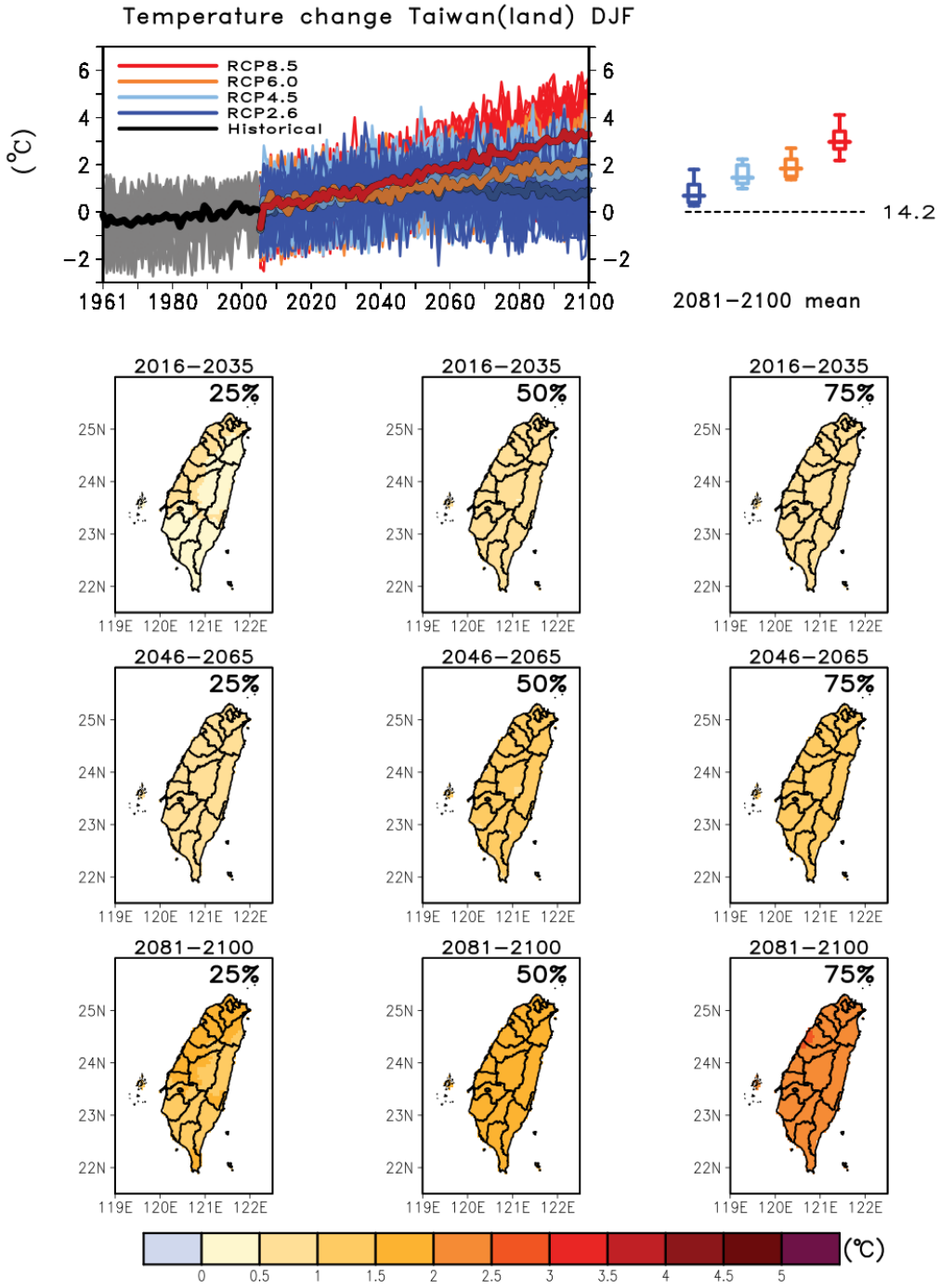
附錄圖 3-10：同附錄圖 3-1，不過是在 RCP4.5 情境下的長期秋季平均近地面氣溫。

❖ RCP6.0 年平均近地面氣溫變化



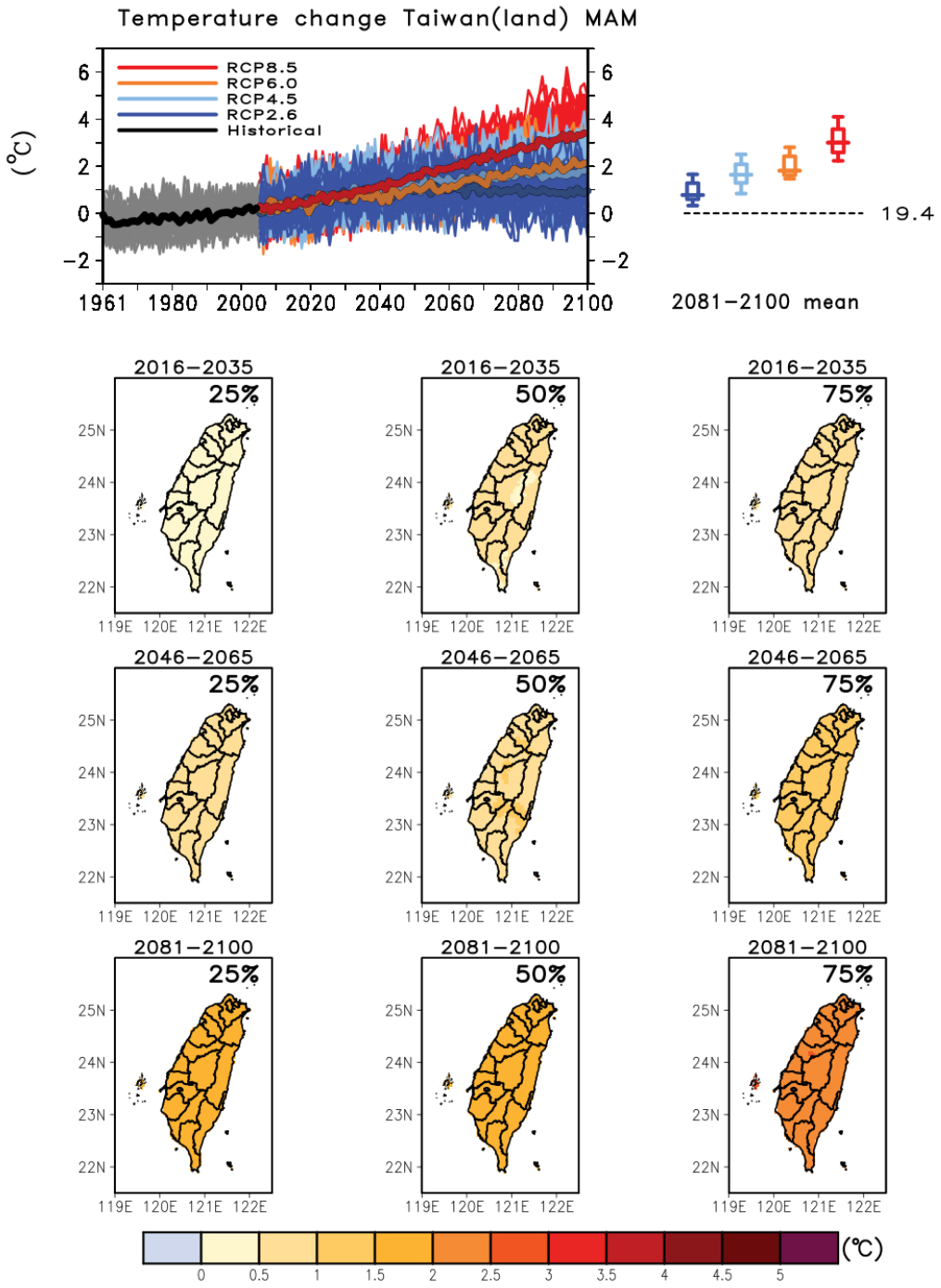
附錄圖 3-11：同附錄圖 3-1，不過是在 RCP6.0 情境下的長期年平均近地面氣溫。

❖ RCP6.0 冬季近地面氣溫變化



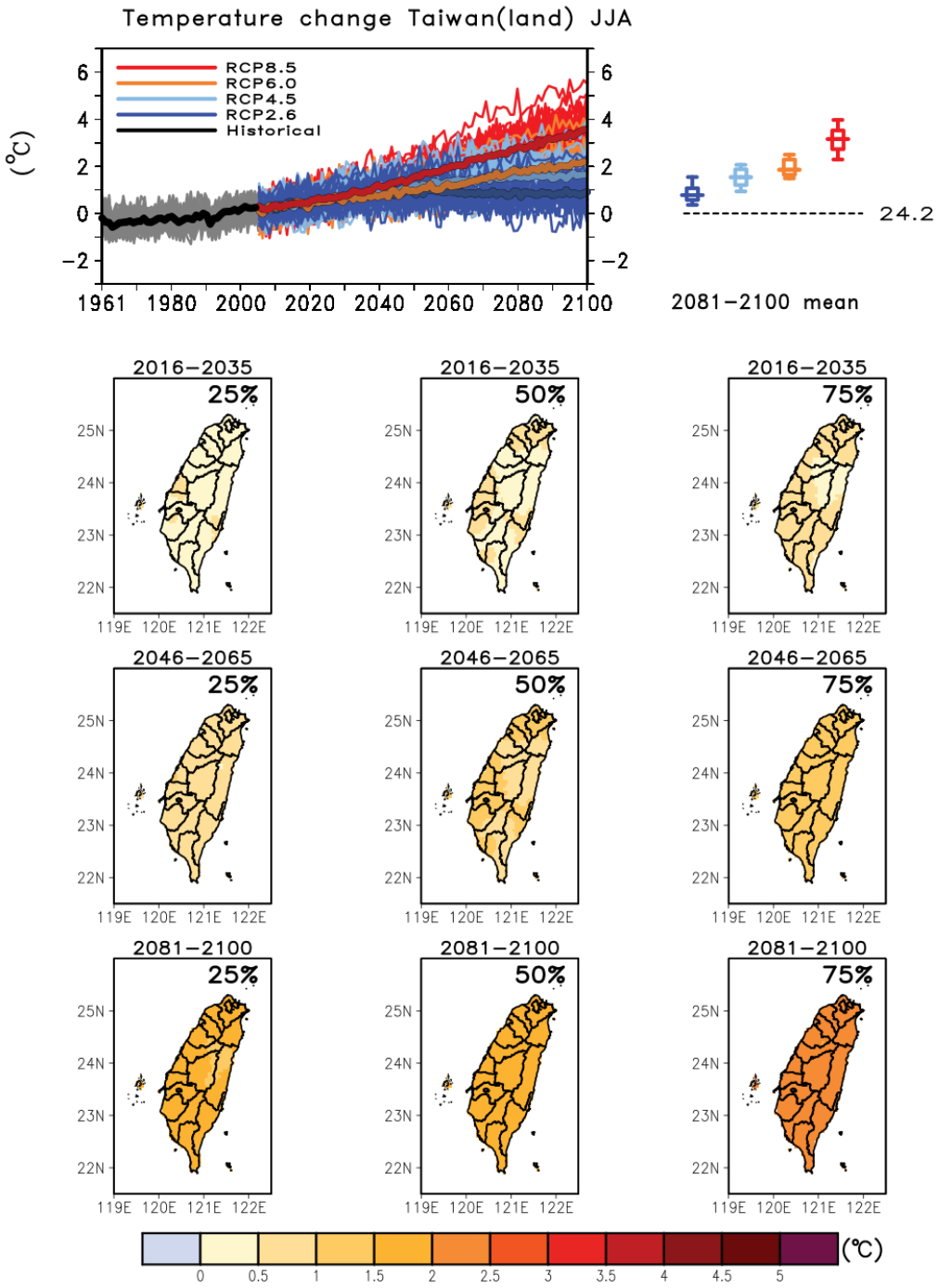
附錄圖 3-12：同附錄圖 3-1，不過是在 RCP6.0 情境下的長期冬季平均近地面氣溫。

❖ RCP6.0 春季近地面氣溫變化



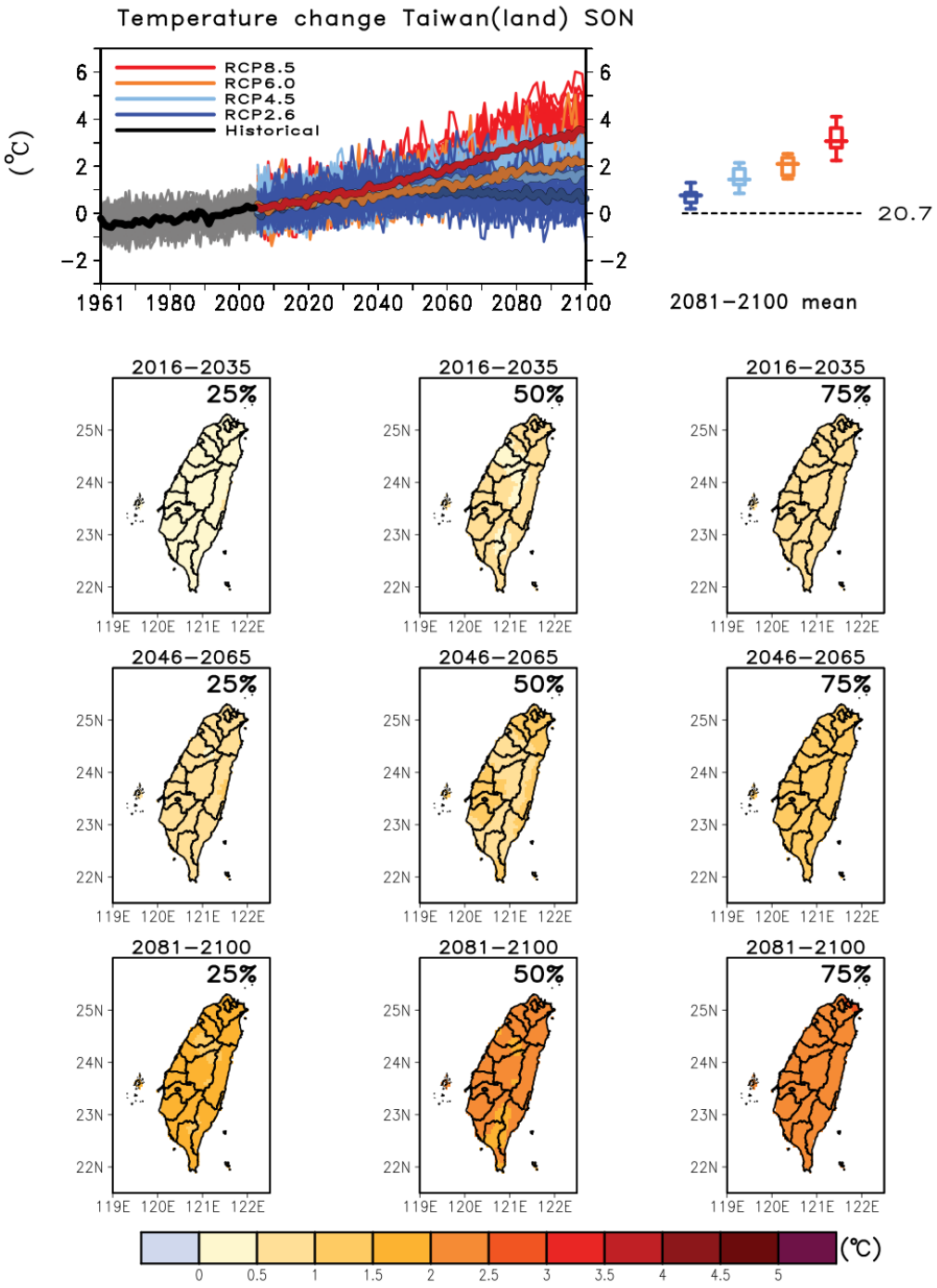
附錄圖 3-13：同附錄圖 3-1，不過是在 RCP6.0 情境下的長期春季平均近地面氣溫。

❖ RCP6.0 夏季近地面氣溫變化



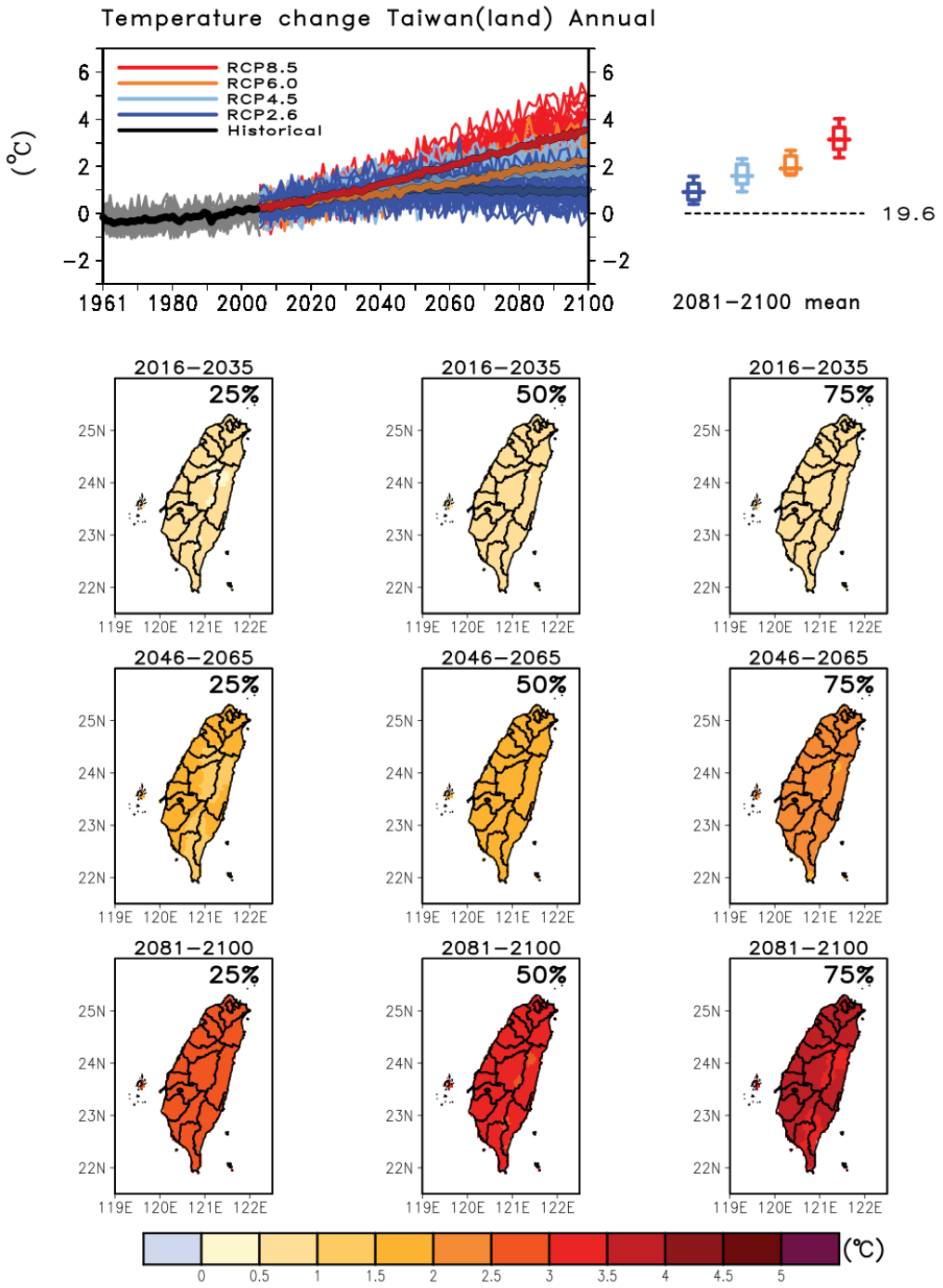
附錄圖 3-14：同附錄圖 3-1，不過是在 RCP6.0 情境下的長期夏季平均近地面氣溫。

❖ RCP6.0 秋季近地面氣溫變化



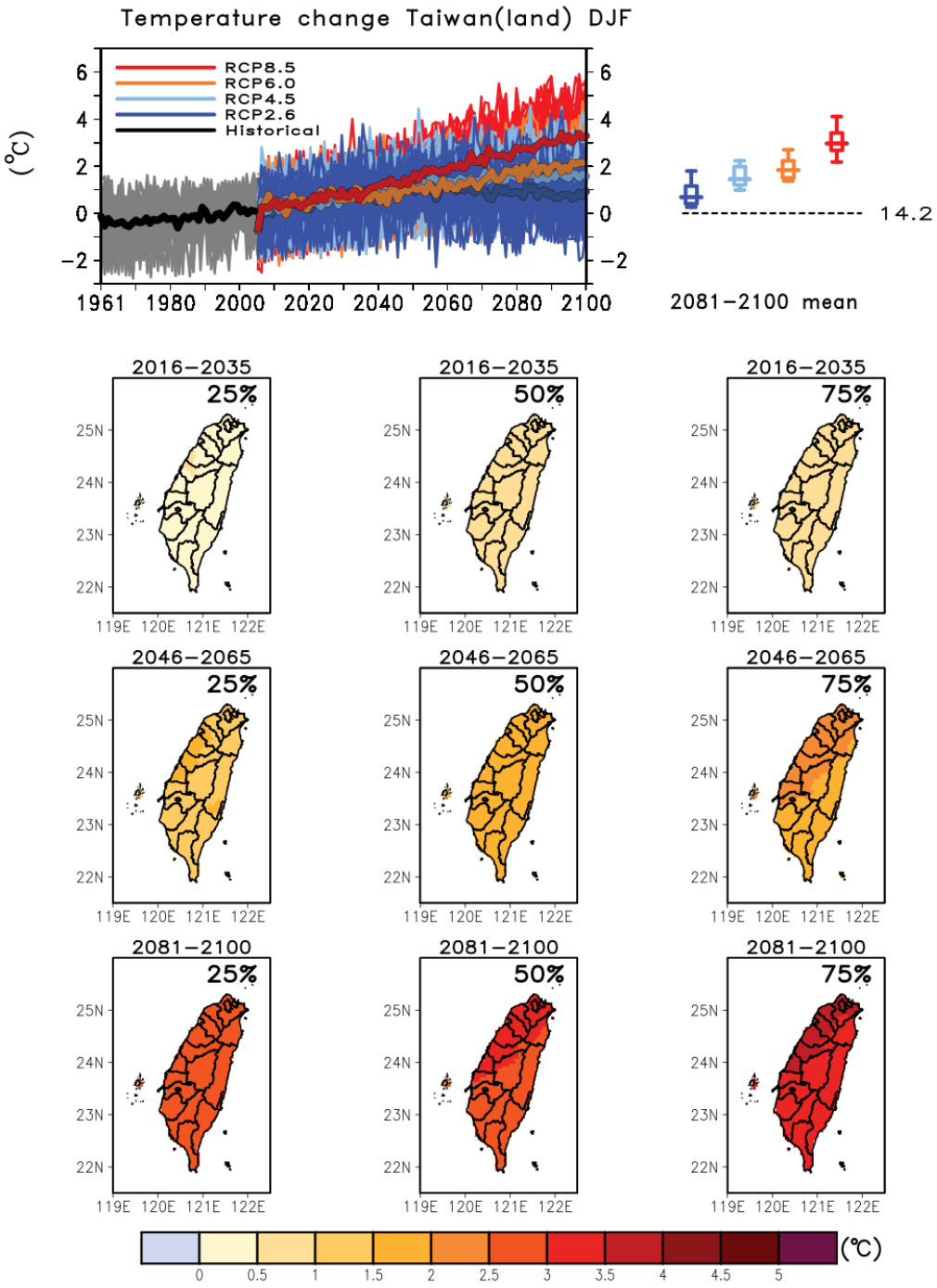
附錄圖 3-15：同附錄圖 3-1，不過是在 RCP6.0 情境下的長期秋季平均近地面氣溫。

❖ RCP8.5 年平均近地面氣溫變化



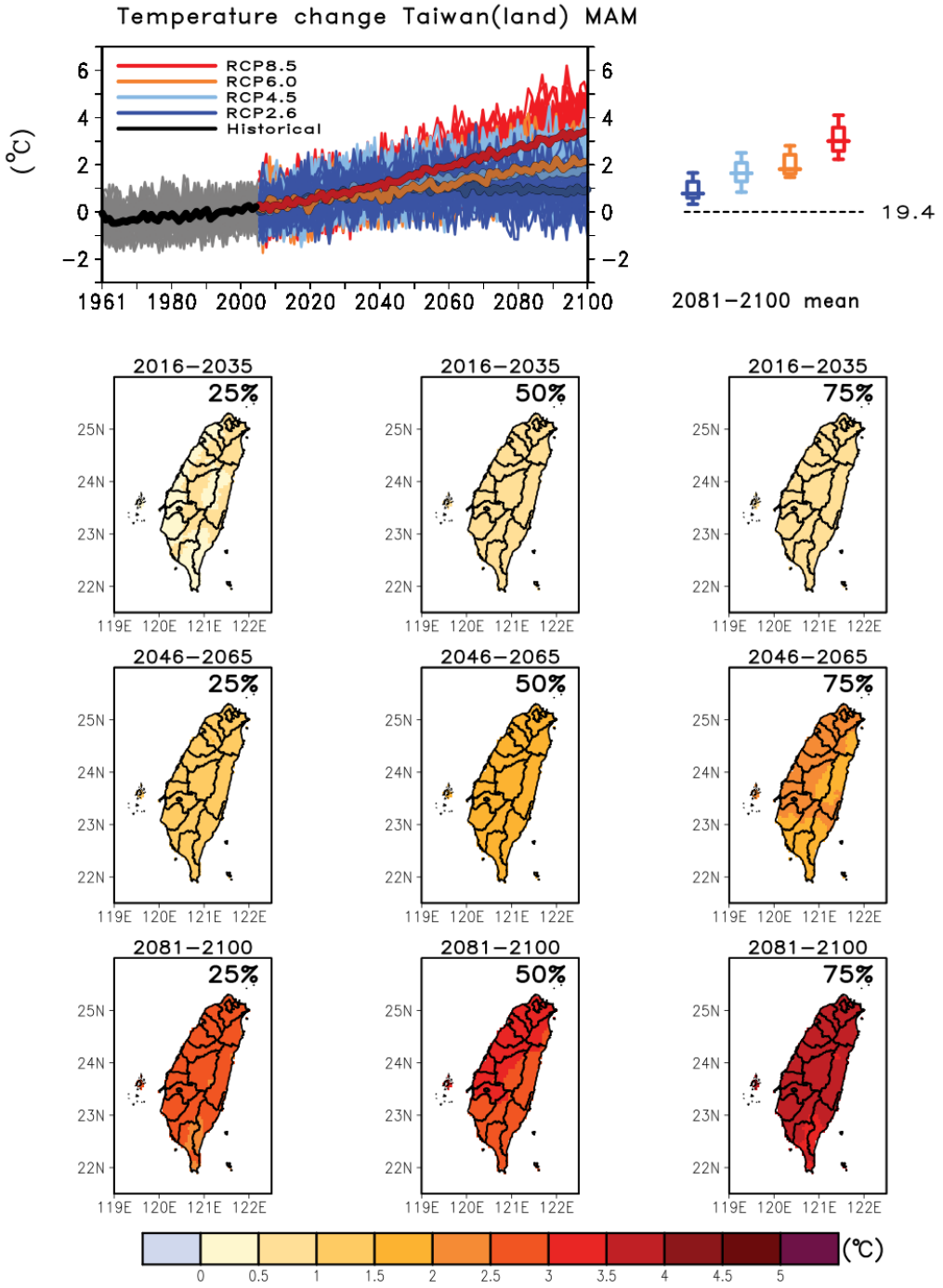
附錄圖 3-16：同附錄圖 3-1，不過是在 RCP8.5 情境下的長期年平均近地面氣溫。

❖ RCP8.5 冬季近地面氣溫變化



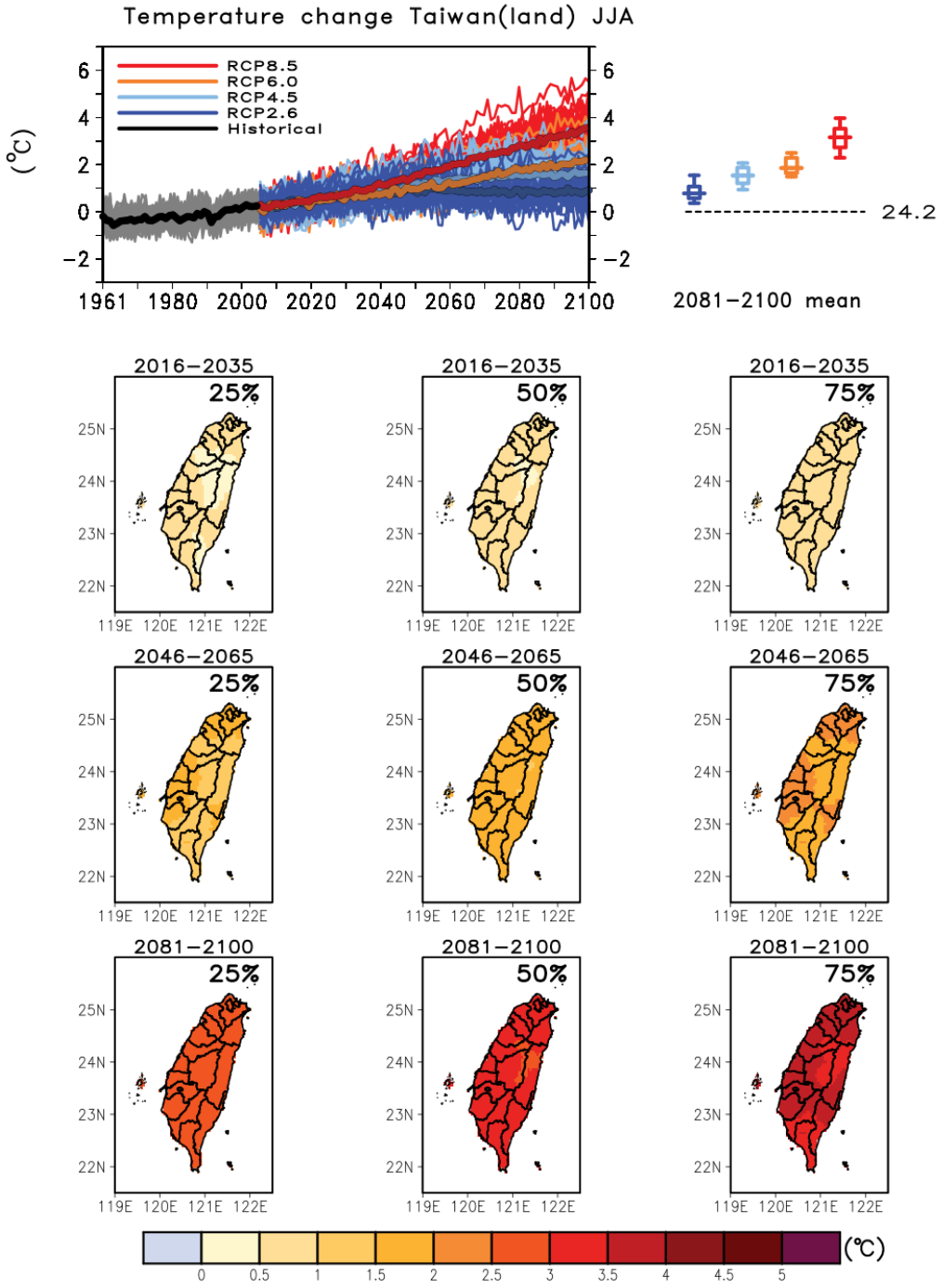
附錄圖 3-17：同附錄圖 3-1，不過是在 RCP8.5 情境下的長期冬季平均近地面氣溫。

❖ RCP8.5 春季近地面氣溫變化



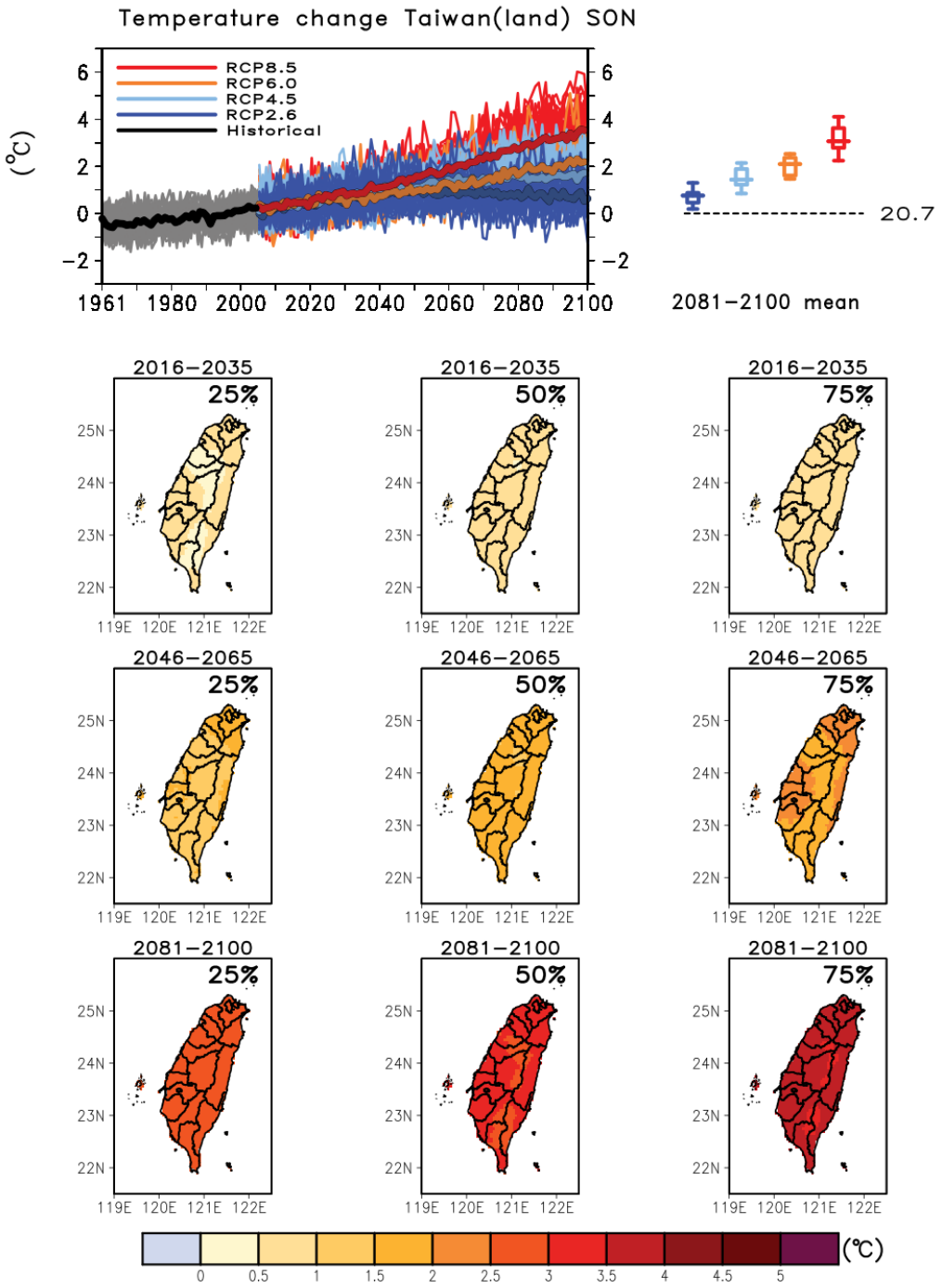
附錄圖 3-18：同附錄圖 3-1，不過是在 RCP8.5 情境下的長期春季平均近地面氣溫。

❖ RCP8.5 夏季近地面氣溫變化



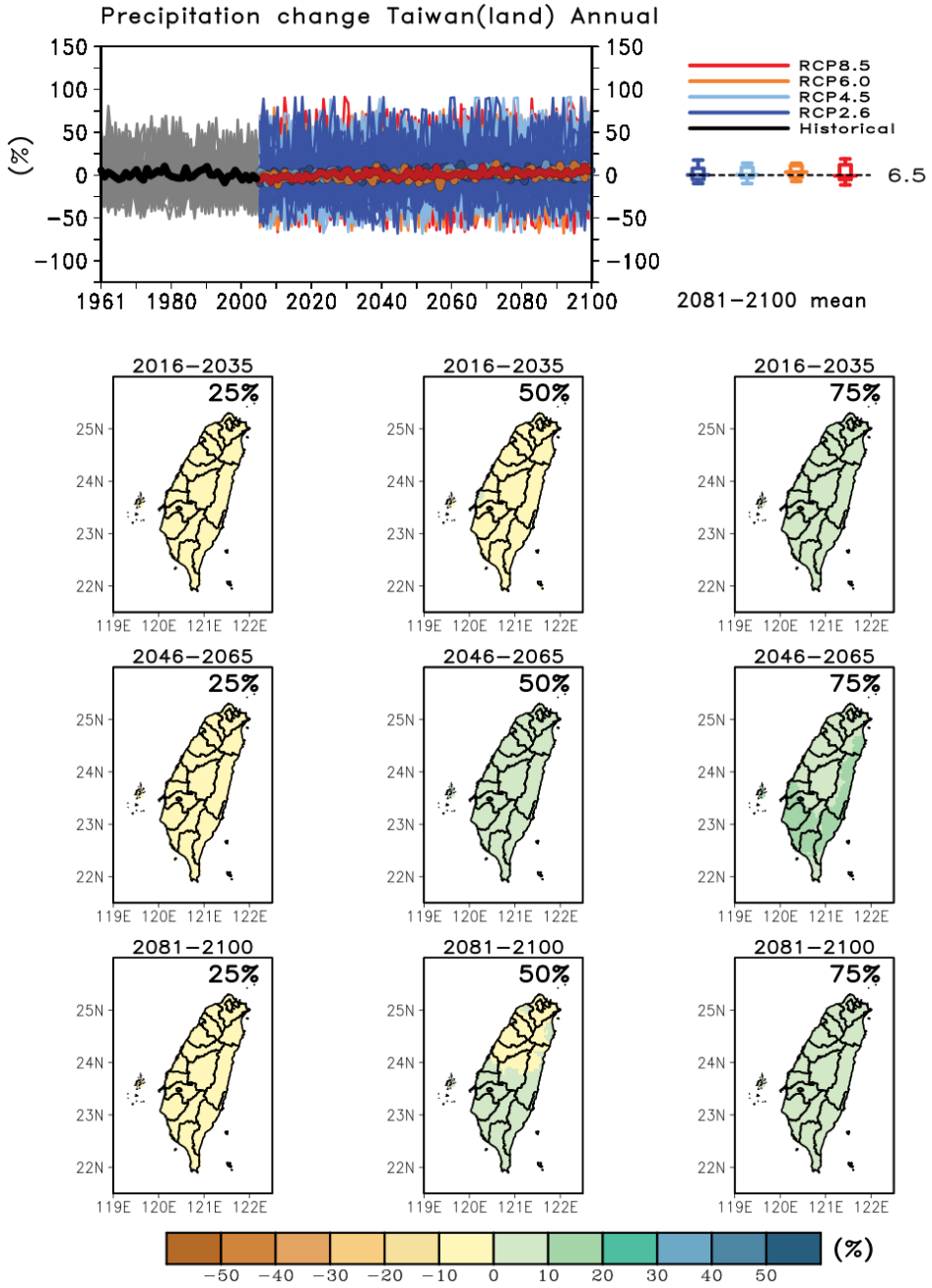
附錄圖 3-19：同附錄圖 3-1，不過是在 RCP8.5 情境下的長期夏季平均近地面氣溫。

❖ RCP8.5 秋季近地面氣溫變化



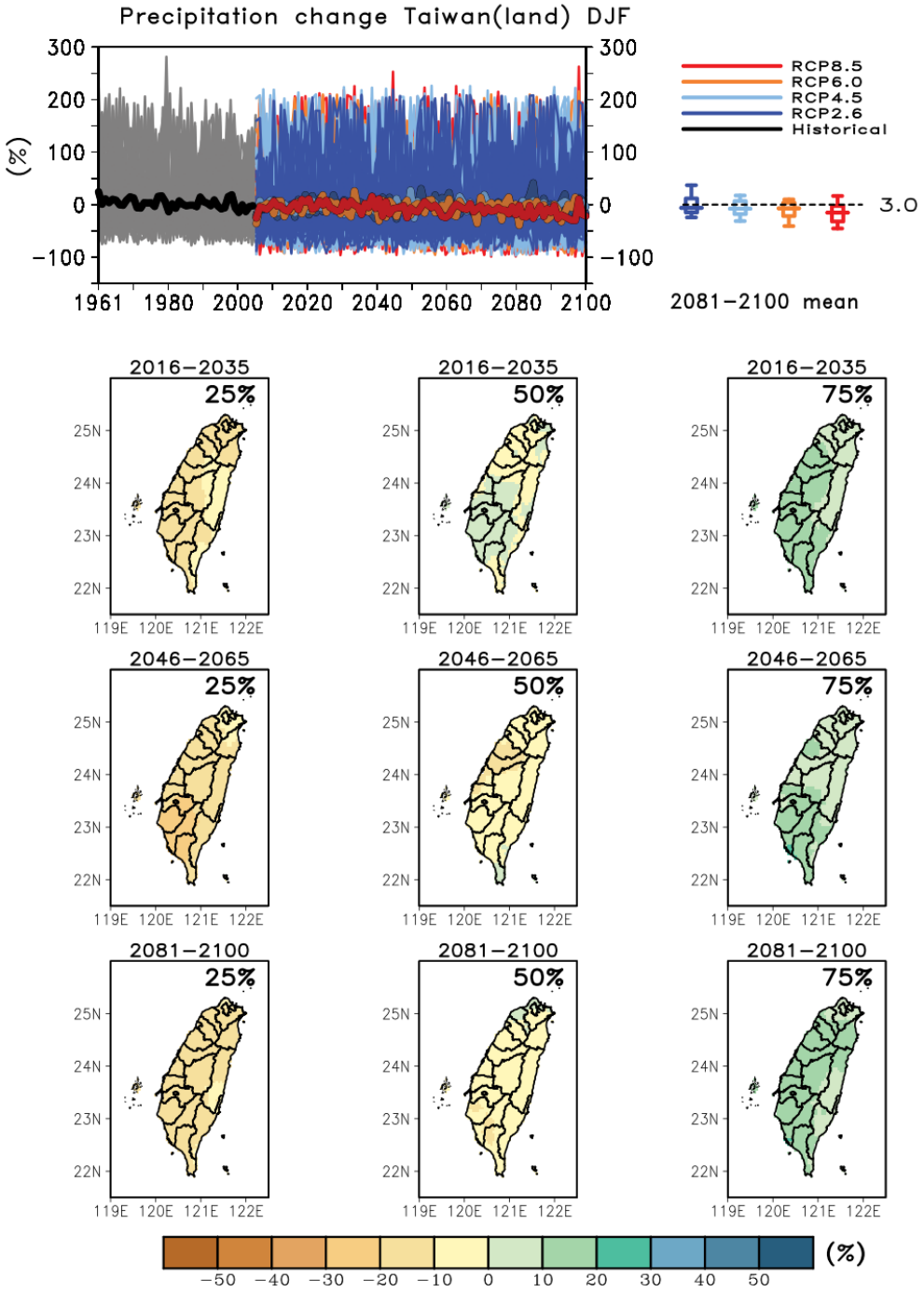
附錄圖 3-20：同附錄圖 3-1，不過是在 RCP8.5 情境下的長期秋季平均近地面氣溫。

❖ RCP2.6 年平均降雨變化



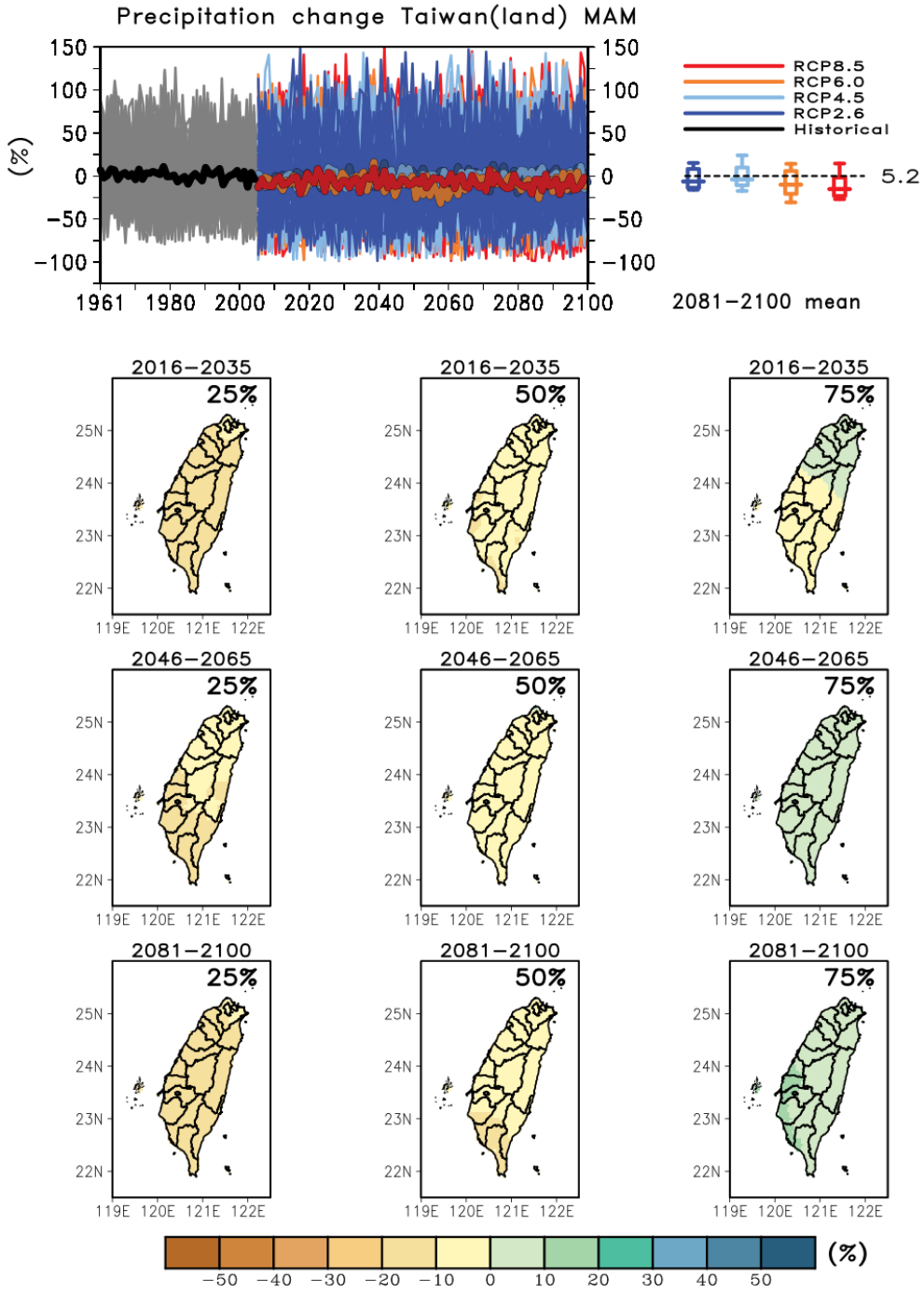
附錄圖 4-1: 上圖為臺灣區域平均相對於 1986-2005 年氣候值的年平均降雨變化的時間序列; 細實線為各氣候模式在不同情境的推估，粗實線為各氣候模式的平均值，右方則分別是 4 個不同 RCP 情境在世紀末 (2081~2100 年) 20 年平均由不同氣候模式對降雨變化推估所形成的盒鬚圖，包含 10, 25, 50, 75, 90 百分位值。下圖則是在 RCP2.6 情境下，相對於 1986-2005 年氣候值，由上到下分別在近未來 (2016~2035 年)、世紀中 (2046~2065 年) 與世紀末 (2081~2100 年) 期間的長期年平均降雨推估變化分布圖，在每個 5 公里解析度的降尺度網格上，由左到右分別是所有 CMIP5 氣候模式降雨變化推估機率分佈的 25、50、75 百分位值。單位為%

❖ RCP2.6 冬季降雨變化



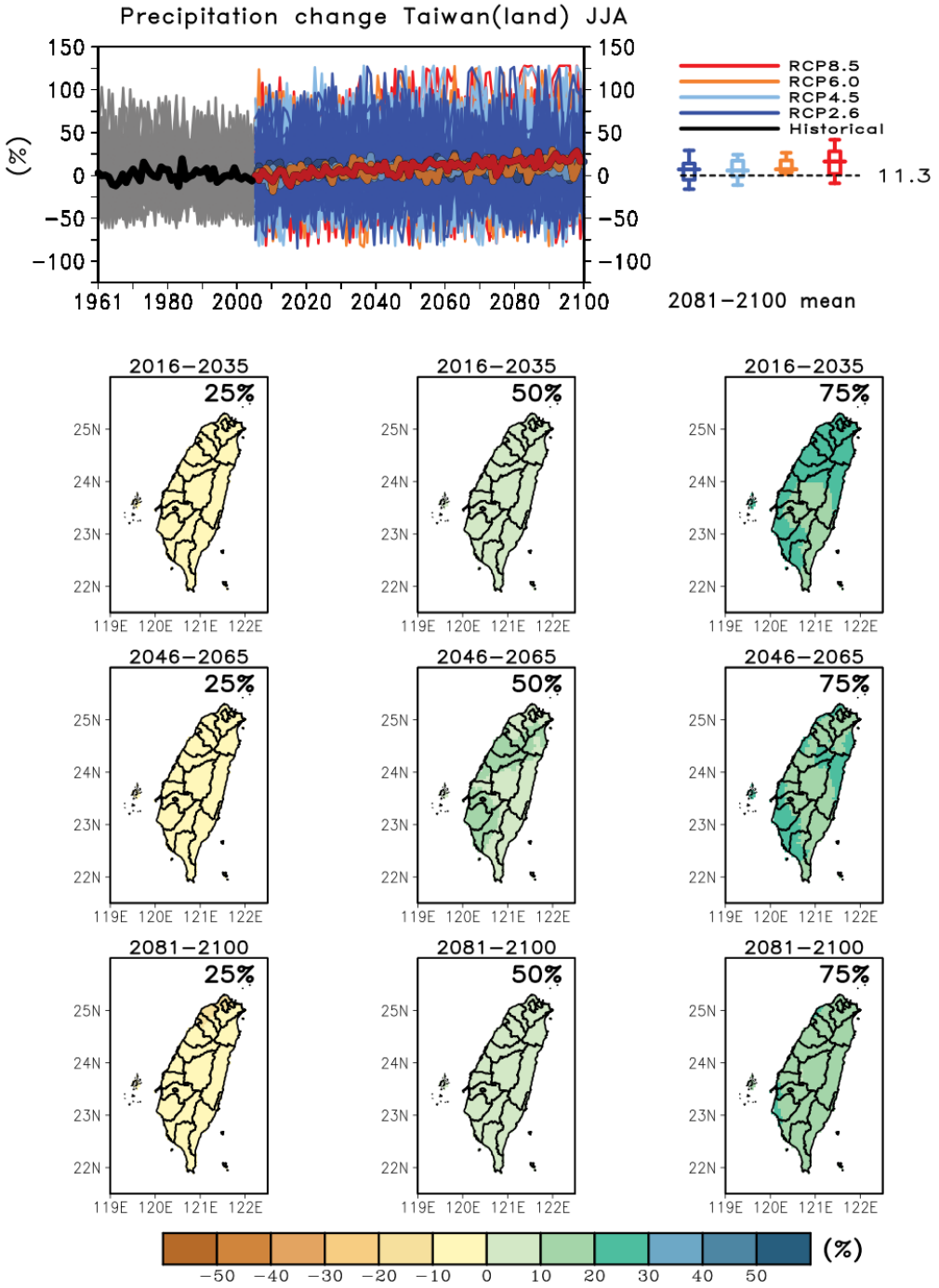
附錄圖 4-2：同附錄圖 4-1，不過是在 RCP2.6 情境下的長期冬季平均降雨。

❖ RCP2.6 春季降雨變化



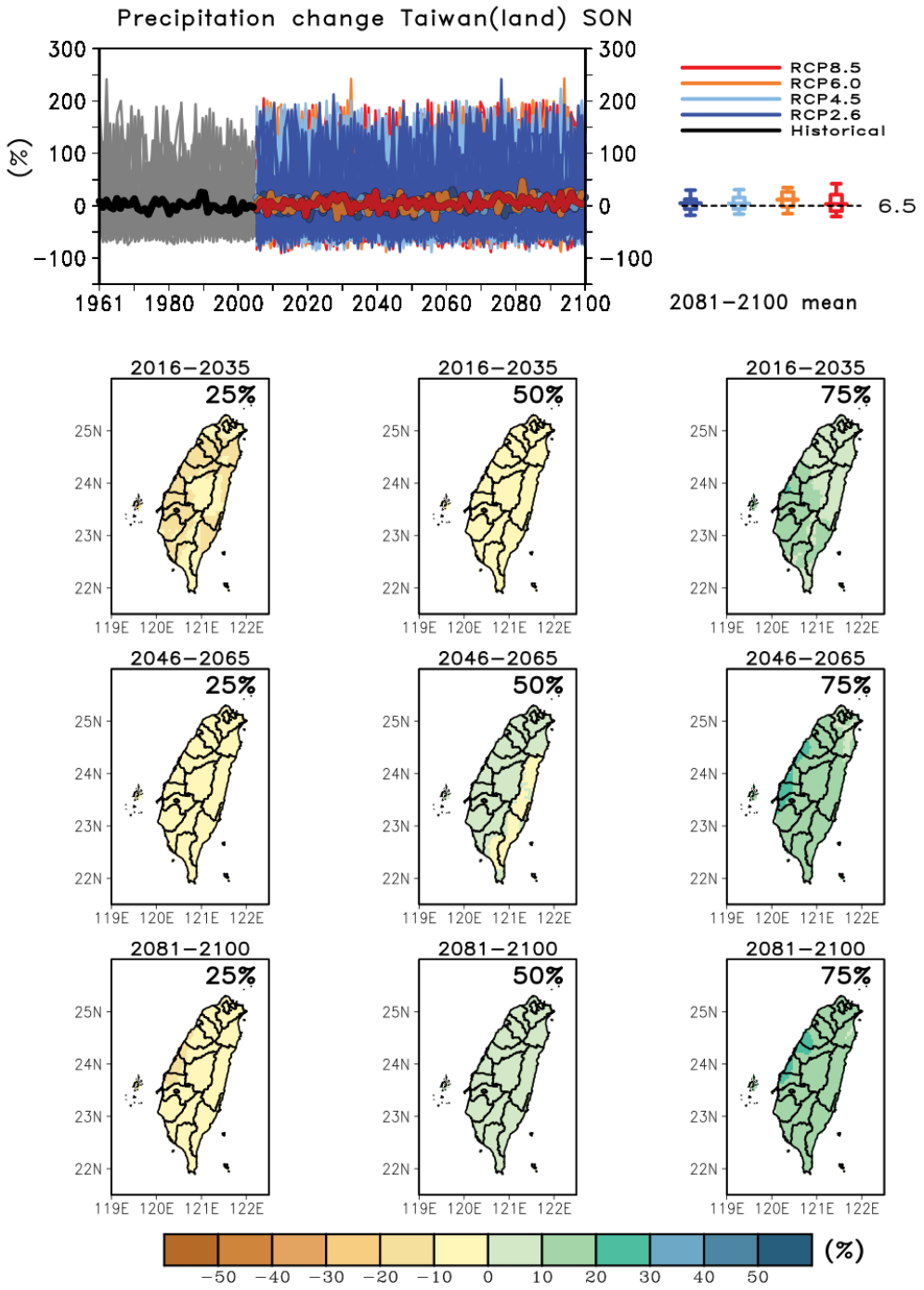
附錄圖 4-3：同附錄圖 4-1，不過是在 RCP2.6 情境下的長期春季平均降雨。

❖ RCP2.6 夏季降雨變化



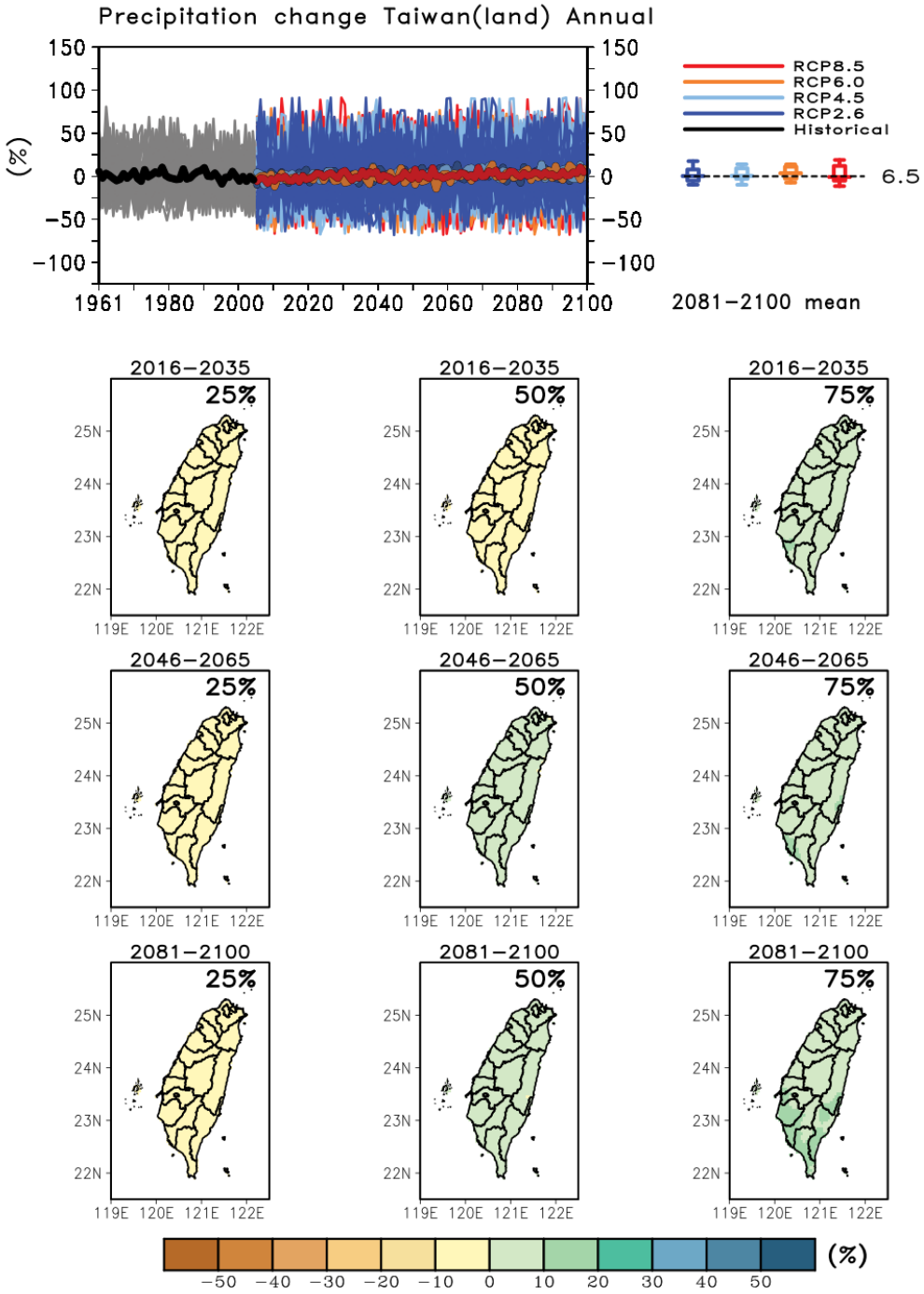
附錄圖 4-4：同附錄圖 4-1，不過是在 RCP2.6 情境下的長期夏季平均降雨。

❖ RCP2.6 秋季降雨變化



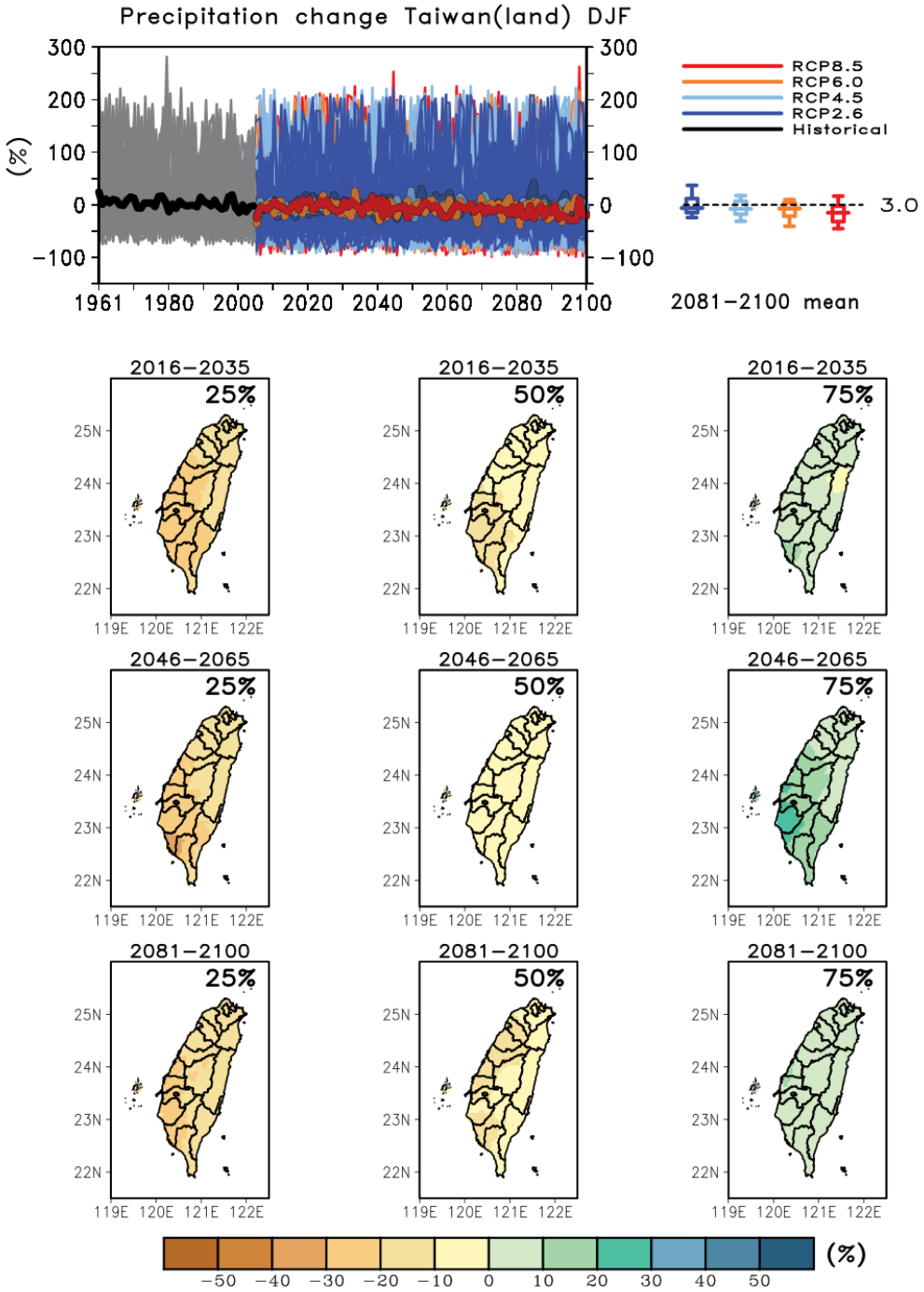
附錄圖 4-5：同附錄圖 4-1，不過是在 RCP2.6 情境下的長期秋季平均降雨。

❖ RCP4.5 年平均降雨變化



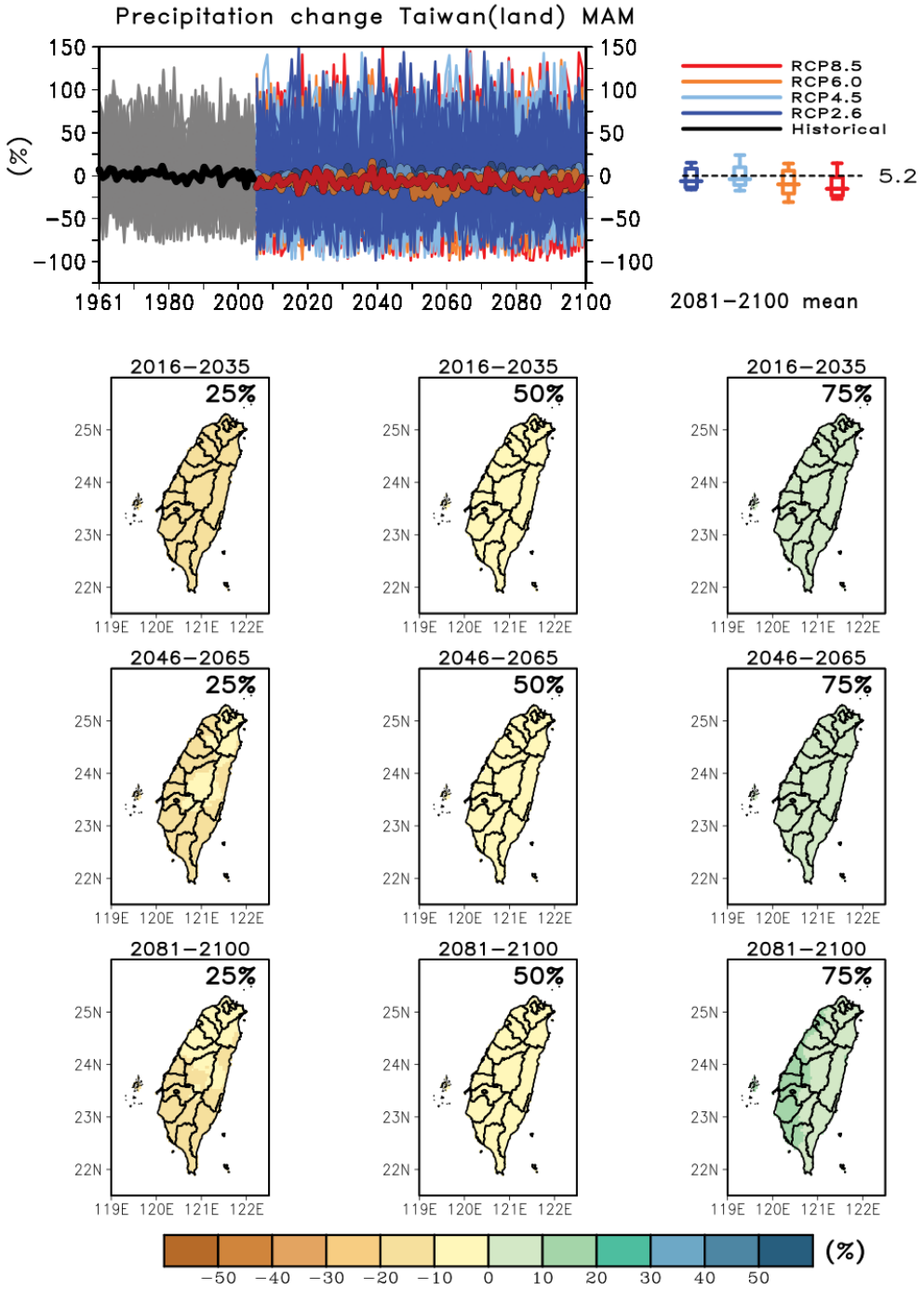
附錄圖 4-6：同附錄圖 4-1，不過是在 RCP4.5 情境下的長期年平均降雨。

❖ RCP4.5 冬季降雨變化



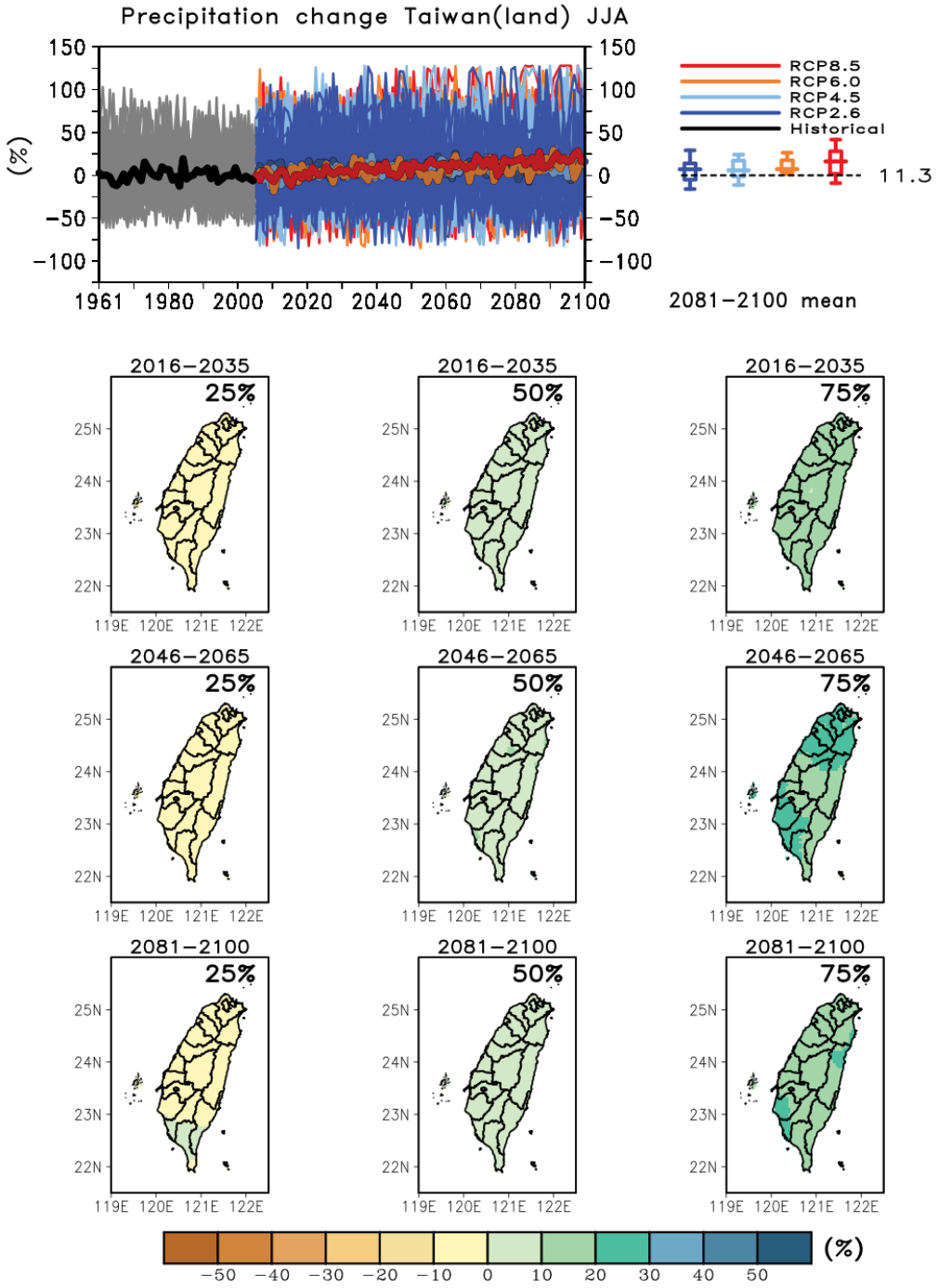
附錄圖 4-7：同附錄圖 4-1，不過是在 RCP4.5 情境下的長期冬季平均降雨。

❖ RCP4.5 春季降雨變化



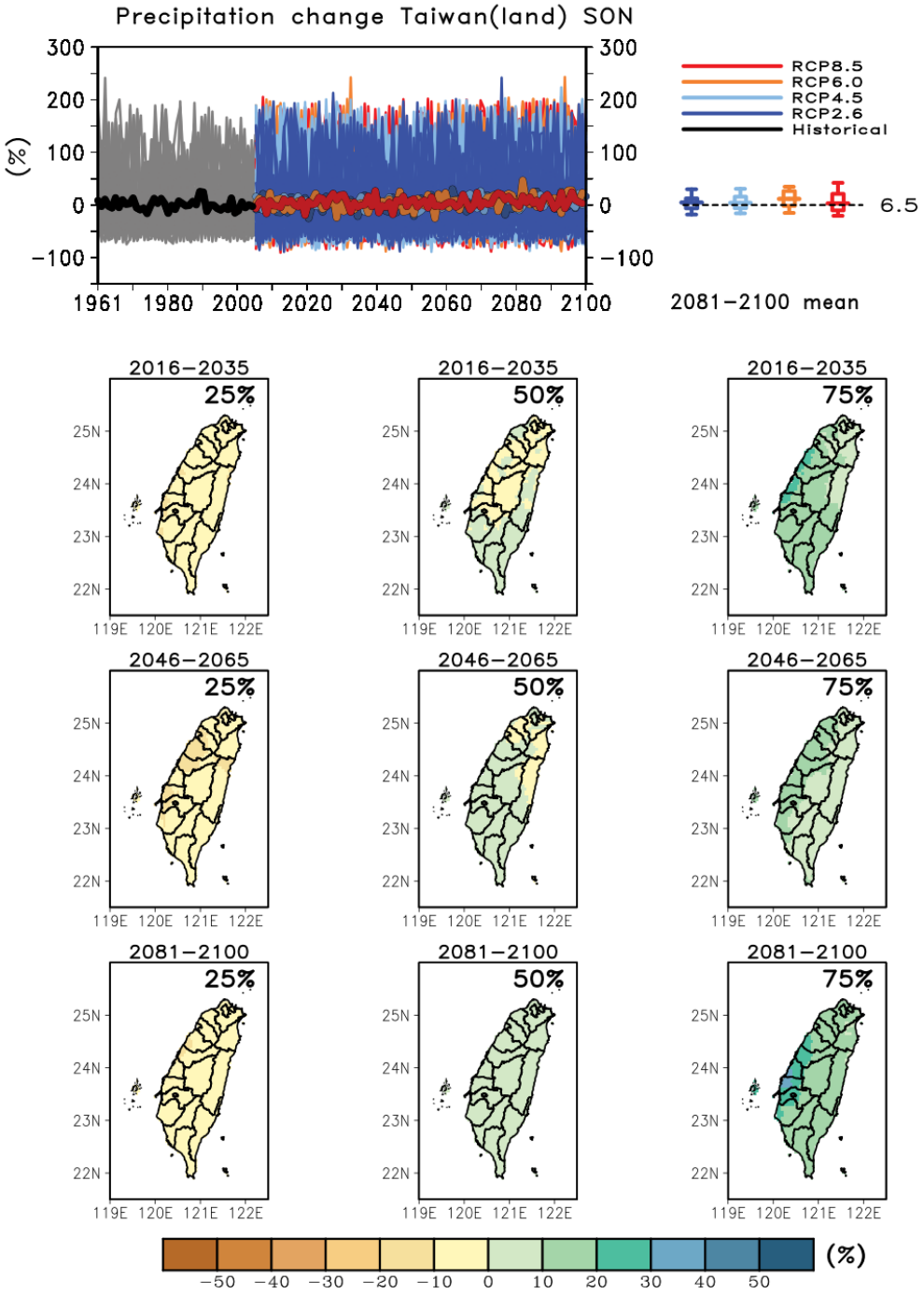
附錄圖 4-8：同附錄圖 4-1，不過是在 RCP4.5 情境下的長期春季平均降雨。

❖ RCP4.5 夏季降雨變化



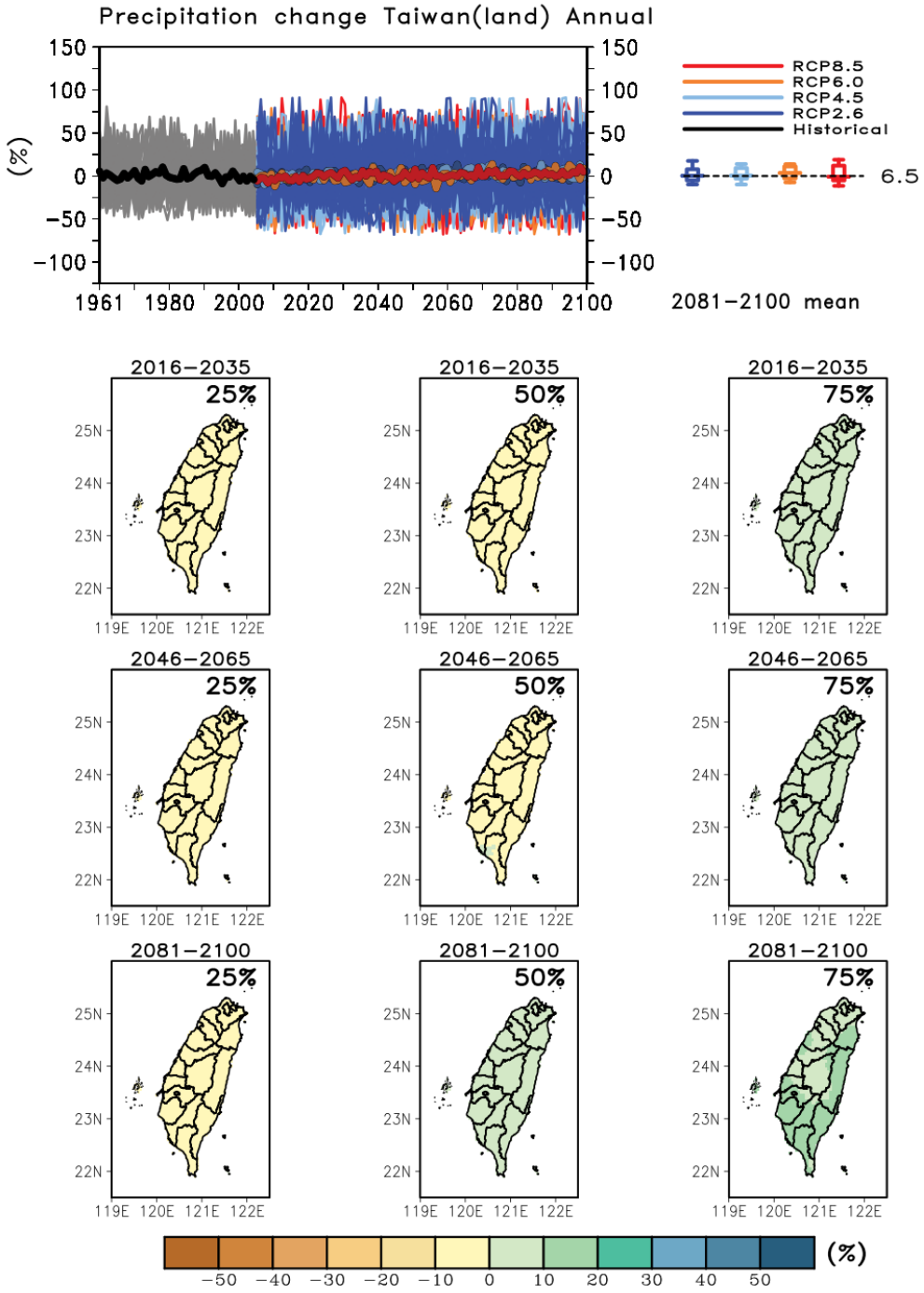
附錄圖 4-9：同附錄圖 4-1，不過是在 RCP4.5 情境下的長期夏季平均降雨。

❖ RCP4.5 秋季降雨變化



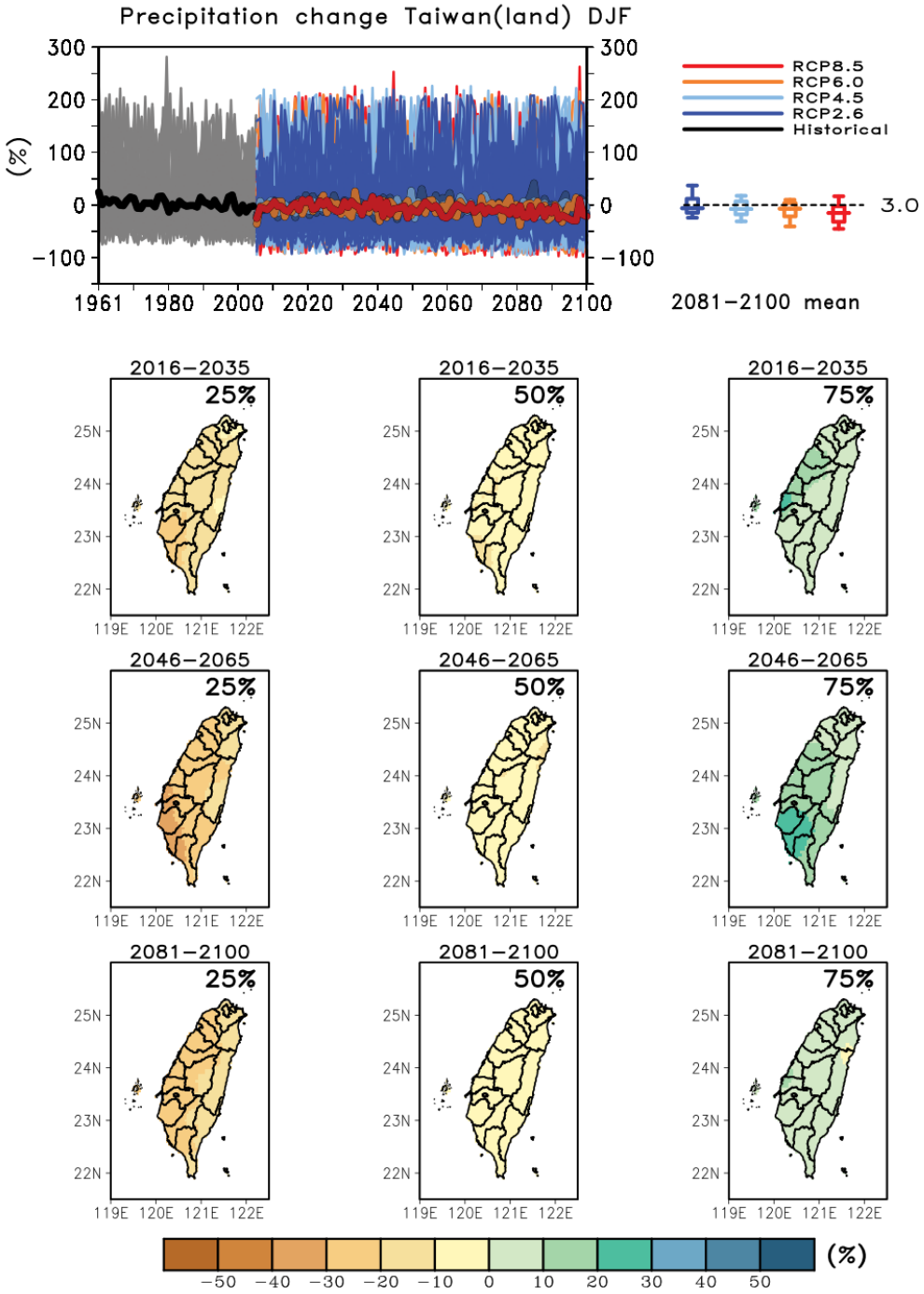
附錄圖 4-10：同附錄圖 4-1，不過是在 RCP4.5 情境下的長期秋季平均降雨。

❖ RCP6.0 年平均降雨變化



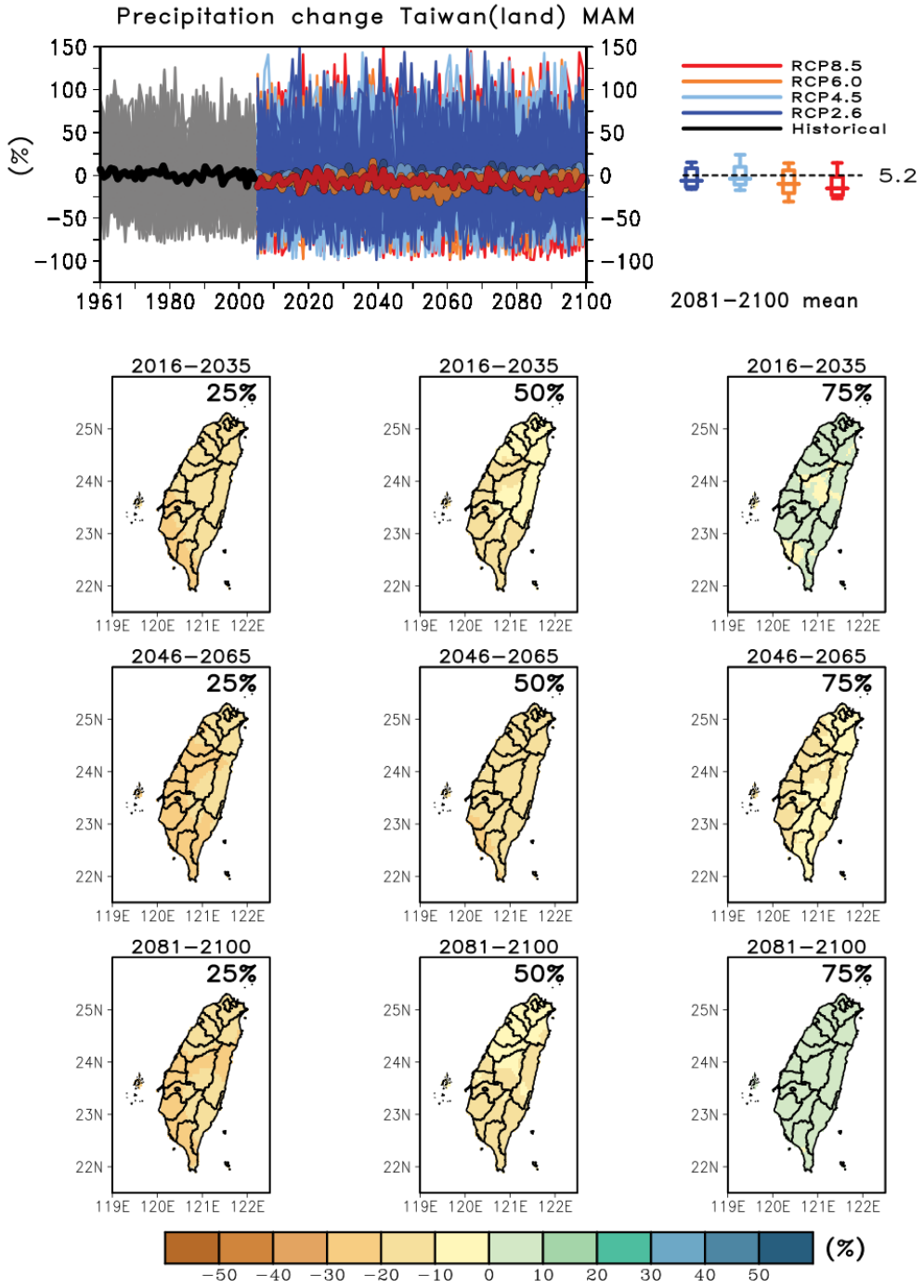
附錄圖 4-11：同附錄圖 4-1，不過是在 RCP6.0 情境下的長期年平均降雨。

❖ RCP6.0 冬季降雨變化



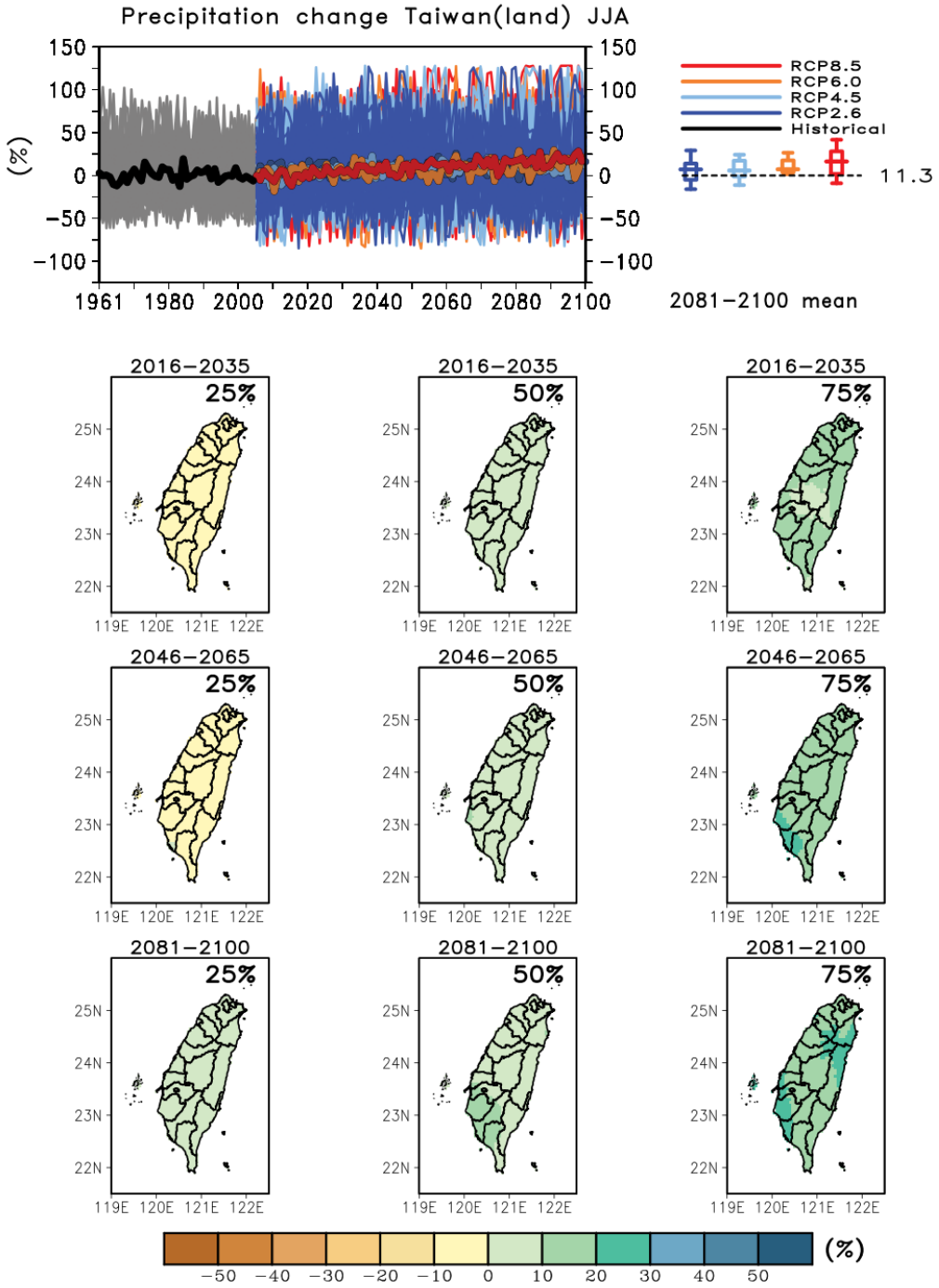
附錄圖 4-12：同附錄圖 4-1，不過是在 RCP6.0 情境下的長期冬季平均降雨。

❖ RCP6.0 春季降雨變化



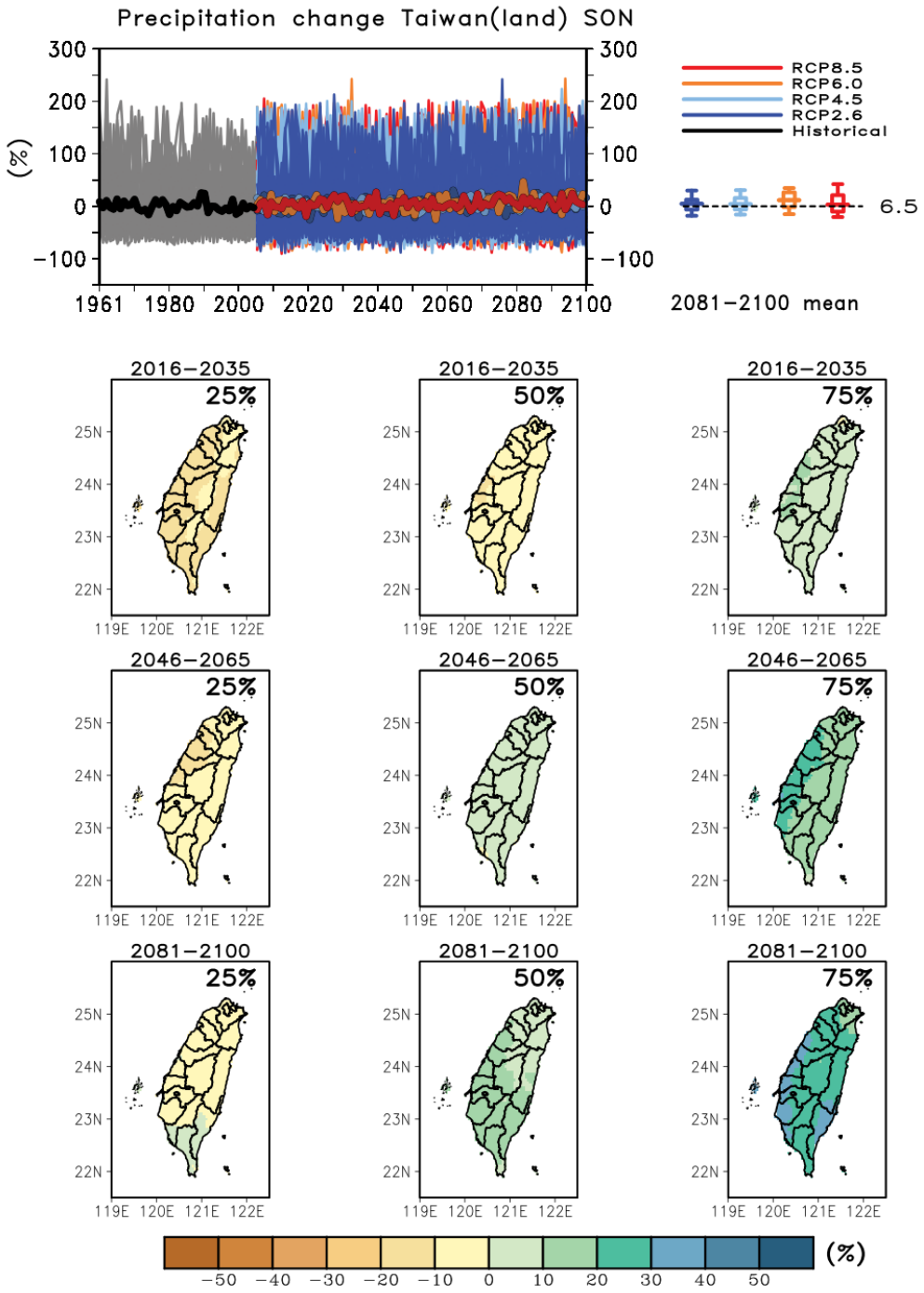
附錄圖 4-13：同附錄圖 4-1，不過是在 RCP6.0 情境下的長期春季平均降雨。

❖ RCP6.0 夏季降雨變化



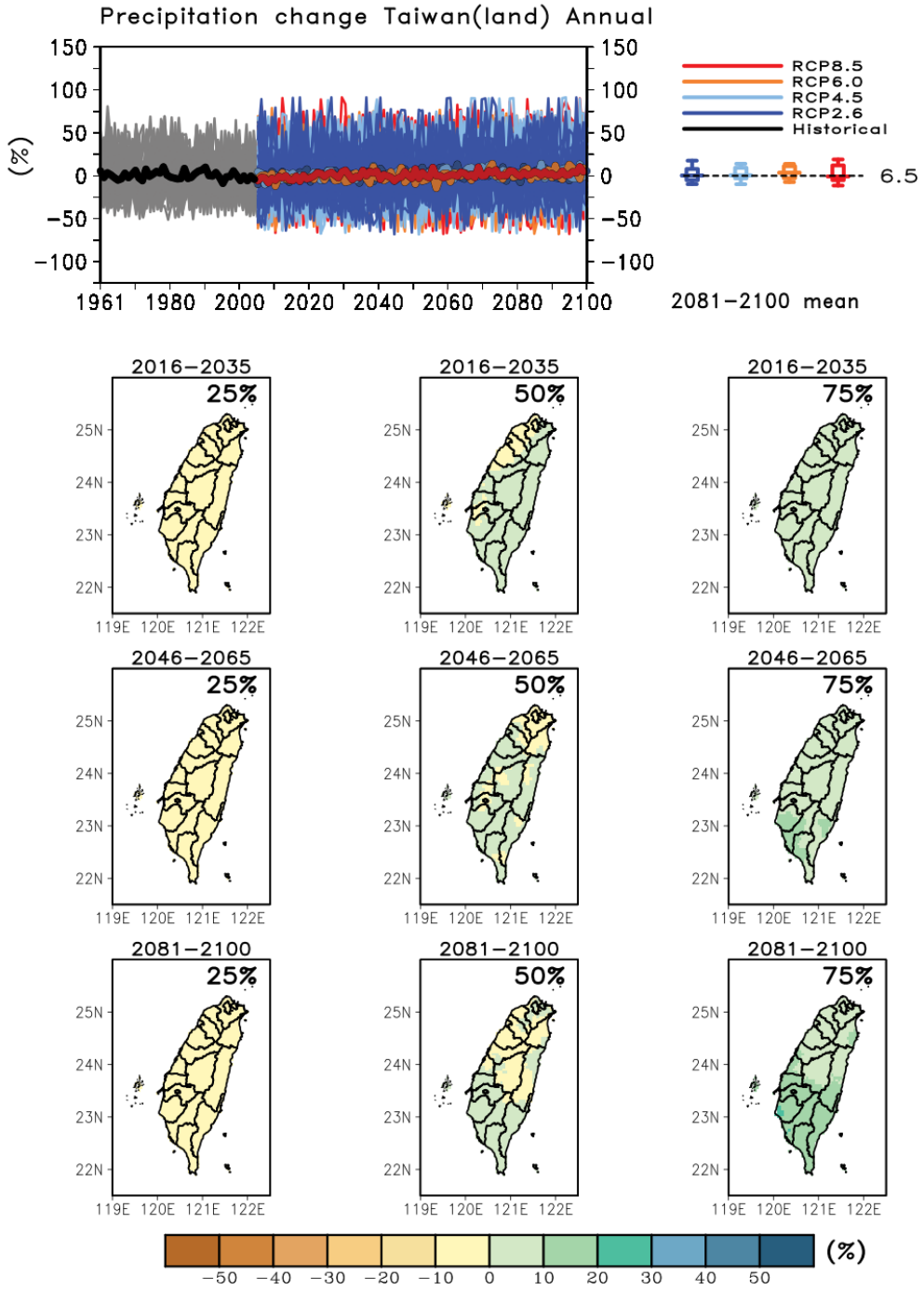
附錄圖 4-14：同附錄圖 4-1，不過是在 RCP6.0 情境下的長期夏季平均降雨。

❖ RCP6.0 秋季降雨變化



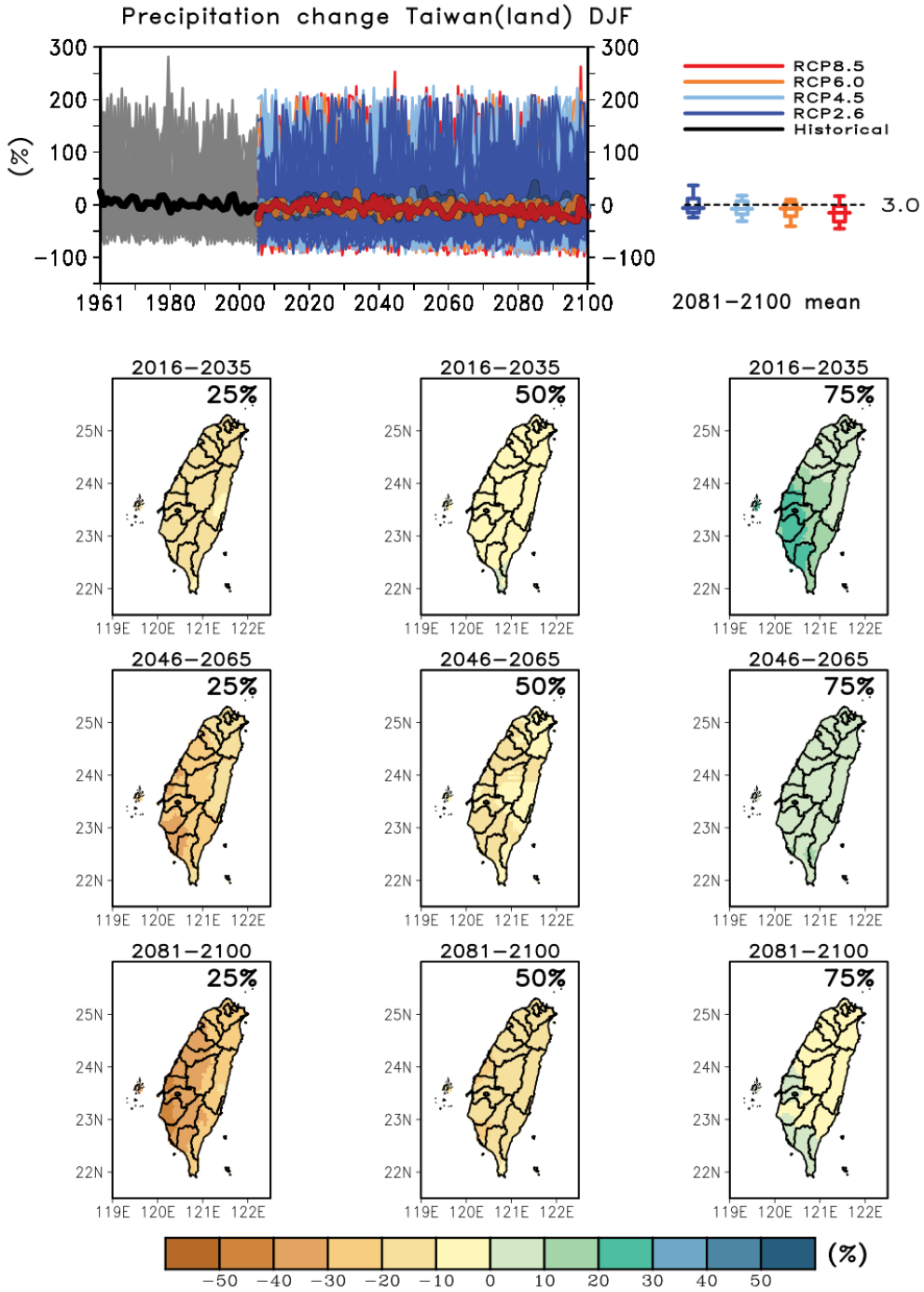
附錄圖 4-15：同附錄圖 4-1，不過是在 RCP6.0 情境下的長期秋季平均降雨。

❖ RCP8.5 年平均降雨變化



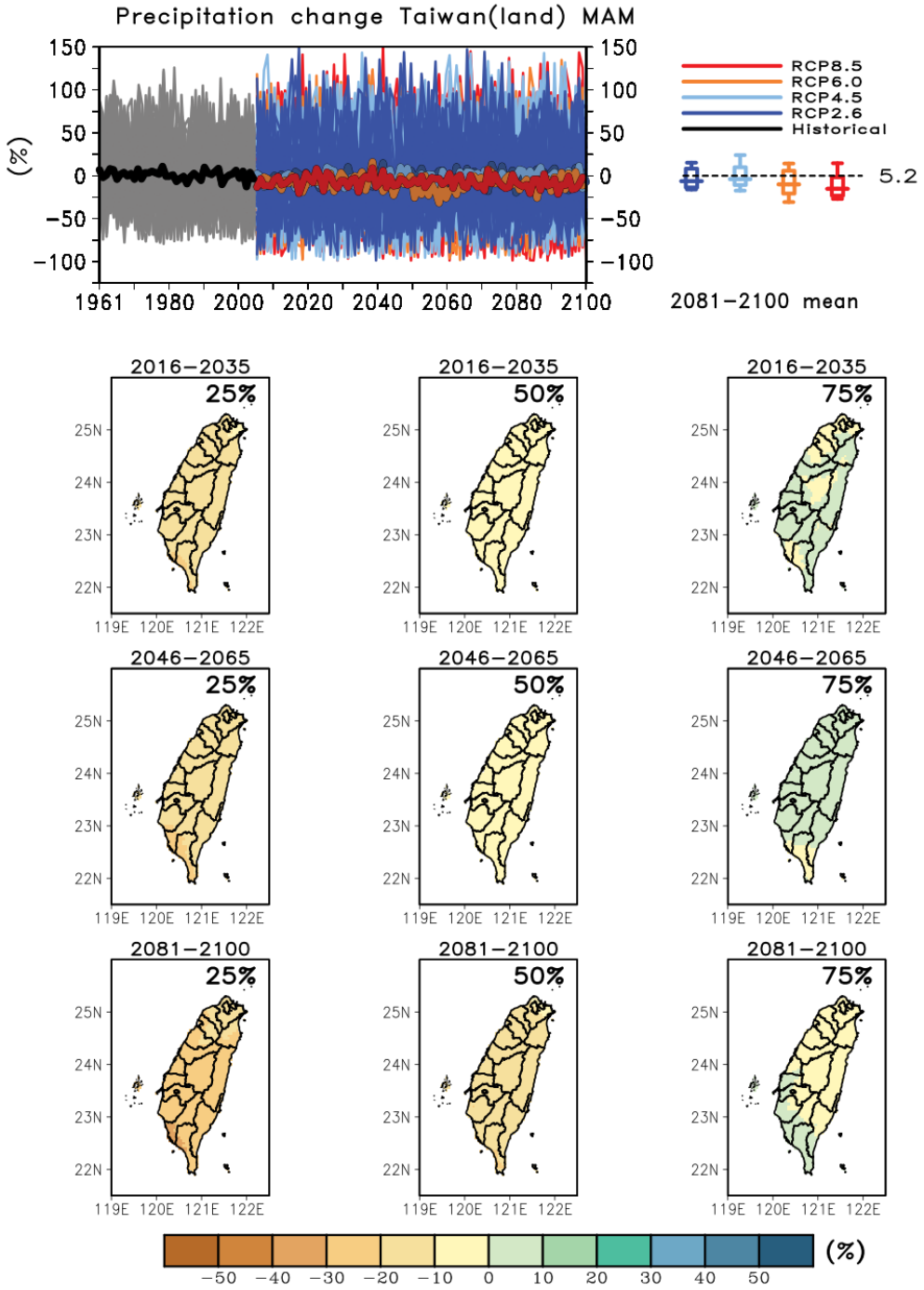
附錄圖 4-16：同附錄圖 4-1，不過是在 RCP8.5 情境下的長期年平均降雨。

❖ RCP8.5 冬季降雨變化



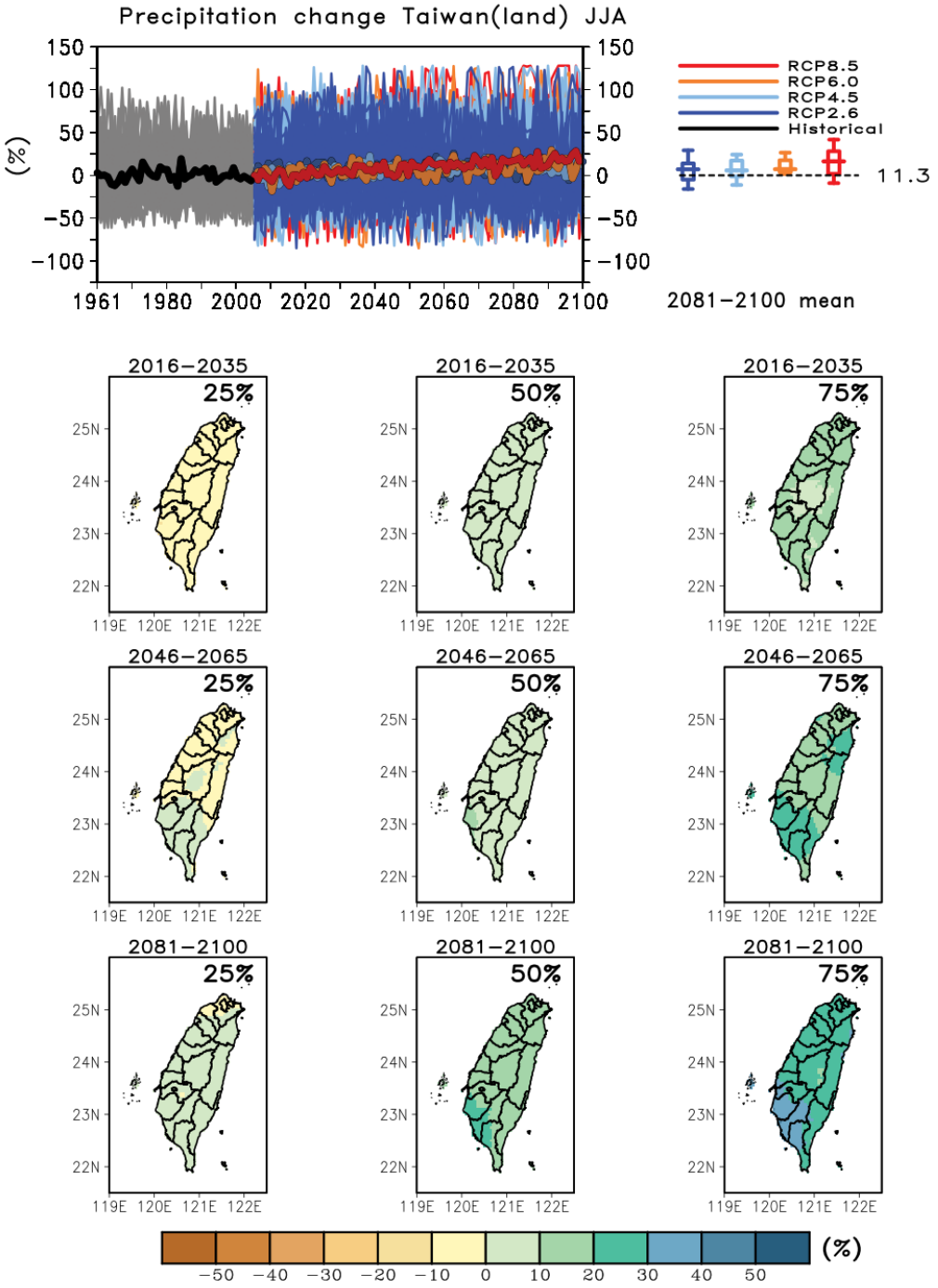
附錄圖 4-17：同附錄圖 4-1，不過是在 RCP8.5 情境下的長期冬季平均降雨。

❖ RCP8.5 春季降雨變化



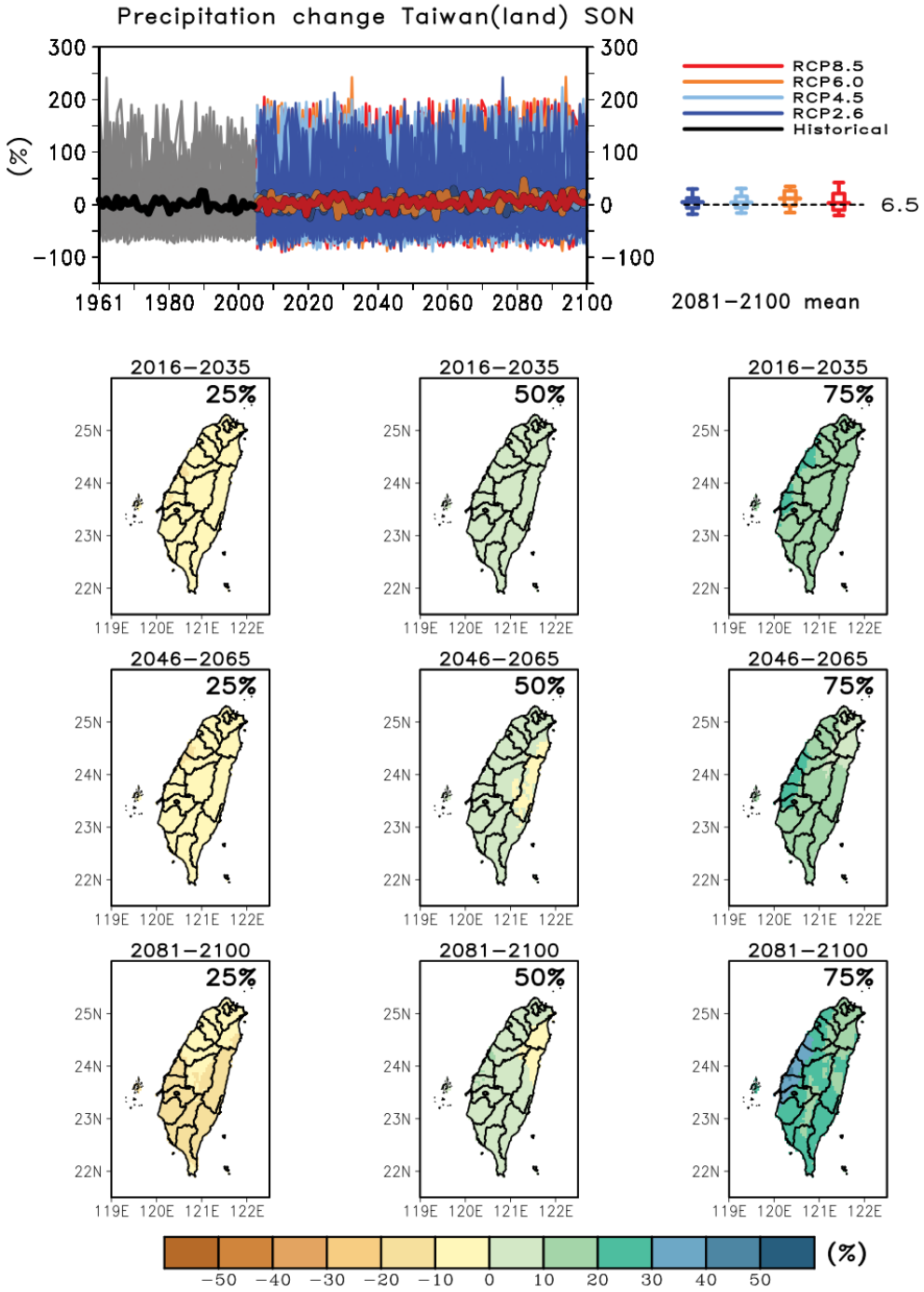
附錄圖 4-18：同附錄圖 4-1，不過是在 RCP8.5 情境下的長期春季平均降雨。

❖ RCP8.5 夏季降雨變化



附錄圖 4-19：同附錄圖 4-1，不過是在 RCP8.5 情境下的長期夏季平均降雨。

❖ RCP8.5 秋季降雨變化



附錄圖 4-20：同附錄圖 4-1，不過是在 RCP8.5 情境下的長期秋季平均降雨。

❖ 臺灣全區與北、中、南、東四個分區在基期的觀測值

附表 1: TCCIP5 公里觀測資料在基期（1986-2005），四季節與年平均之近地面氣溫與降水量，區域方面含臺灣全區平均以及北、中、南、東四個分區。

區域	近地表氣溫 (℃)					降水量 (mm/day)				
	春(MAM)	夏(JJA)	秋(SON)	冬(DJF)	年平均(Ann)	春(MAM)	夏(JJA)	秋(SON)	冬(DJF)	年平均(Ann)
全臺	19.4	24.2	20.7	14.2	19.6	5.2	11.3	6.3	2.6	6.4
北臺灣	18.8	25.0	20.9	13.6	19.6	6.8	9.4	7.0	4.7	6.9
中臺灣	19.3	23.9	20.6	13.9	19.4	5.7	11.2	3.1	2.0	5.5
南臺灣	21.9	25.5	22.7	16.7	21.7	4.1	15.3	4.7	1.1	6.3
東臺灣	17.2	22.4	18.5	12.4	17.6	4.7	9.9	10.5	3.3	7.1

❖ 臺灣全區與北、中、南、東四個分區在不同未來情境的年平均變化

附表 2: IPCC AR5 的四個未來發展情境下，由 CMIP5 氣候模式模擬推估所建構的世紀末（2081-2100）可能的年平均近地面氣溫與降雨變化範圍，區域方面含臺灣全區平均以及北、中、南、東四個分區平均，表中標題列中的最小、10、25、50、75、90、最大分別代表該區年平均值統計機率密度分布的極值與不同百分位值。氣溫與降雨變化所標記的背景顏色所對應的是先前空間分佈圖所用的色階範圍。

區域	情境	近地表氣溫平均變化 (℃)							降水量平均百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大	最小	10	25	50	75	90	最大
全臺灣	rcp26	-0.1	0.4	0.6	0.9	1.3	1.6	2.3	-13.6	-10.6	-5.1	0.7	7.5	17.6	32.3
	rcp45	0.7	0.9	1.3	1.6	2.1	2.3	3.0	-16.9	-10.8	-3.2	1.2	8.9	14.4	34.4
	rcp60	1.2	1.6	1.7	1.9	2.4	2.7	3.3	-20.0	-6.8	-2.4	4.0	10.7	14.6	26.2
	rcp85	1.8	2.4	2.7	3.2	3.7	4.0	4.7	-31.0	-13.1	-5.8	0.8	11.7	19.3	39.8
北臺灣	rcp26	-0.1	0.5	0.7	1.0	1.4	1.7	2.4	-11.1	-7.3	-4.8	-0.4	7.3	16.2	30.5
	rcp45	0.8	1.1	1.4	1.7	2.2	2.5	3.1	-15.7	-10.3	-4.0	1.1	7.2	11.2	30.7
	rcp60	1.2	1.7	1.7	2.0	2.5	2.8	3.4	-18.5	-10.0	-2.4	3.0	9.3	13.0	22.8
	rcp85	1.9	2.5	2.8	3.4	3.8	4.2	4.9	-30.8	-14.8	-7.2	-0.4	7.0	17.1	34.4
中臺灣	rcp26	-0.1	0.4	0.6	0.9	1.3	1.6	2.3	-12.7	-9.0	-5.0	0.5	7.4	17.2	30.6
	rcp45	0.7	0.9	1.3	1.6	2.1	2.3	3.0	-15.7	-9.9	-3.2	1.1	8.1	13.8	32.2
	rcp60	1.2	1.6	1.7	1.9	2.5	2.7	3.3	-17.2	-6.6	-2.7	3.6	9.6	13.0	24.3
	rcp85	1.8	2.4	2.7	3.2	3.7	4.1	4.7	-29.6	-11.7	-5.3	0.3	10.5	18.3	37.0
南臺灣	rcp26	0.0	0.4	0.6	0.9	1.2	1.5	2.2	-15.5	-13.2	-5.8	1.9	7.9	17.8	35.4
	rcp45	0.7	0.9	1.2	1.6	2.0	2.2	3.0	-18.4	-11.3	-2.5	1.6	10.8	18.6	40.1
	rcp60	1.2	1.6	1.7	1.9	2.4	2.6	3.3	-21.6	-5.9	-2.3	5.2	12.2	17.2	30.8
	rcp85	1.8	2.3	2.7	3.1	3.6	3.9	4.7	-32.7	-11.5	-5.0	2.7	16.8	22.6	46.3
東臺灣	rcp26	-0.1	0.4	0.6	0.9	1.2	1.5	2.3	-14.6	-12.3	-4.6	0.6	7.3	18.8	32.7
	rcp45	0.7	0.9	1.2	1.6	2.0	2.3	3.0	-17.8	-11.8	-3.3	1.0	9.4	13.4	34.4
	rcp60	1.2	1.6	1.7	1.9	2.4	2.6	3.3	-22.7	-5.7	-2.2	4.0	11.5	15.2	26.6
	rcp85	1.8	2.3	2.7	3.1	3.6	4.0	4.7	-31.1	-14.8	-5.9	0.3	11.8	18.9	40.6

❖ 臺灣全區與北、中、南、東四個分區在 RCP2.6 情境未來的季節平均變化

附表 3.1: IPCC AR5 RCP2.6 未來發展情境下，由 CMIP5 氣候模式模擬推估所建構的世紀末（2081-2100）可能的春、夏、秋、冬季平均近地面氣溫與降雨變化範圍，區域方面含臺灣全區平均以及北、中、南、東四個分區平均，表中標題列中的最小、10、25、50、75、90、最大分別代表該區季節平均值統計機率密度分布的極值與不同百分位值。氣溫與降雨變化所標記的背景顏色所對應的是先前空間分佈圖所用的色階範圍。

區域	季節	近地表氣溫平均變化 (℃)							降水量平均百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大	最小	10	25	50	75	90	最大
全臺灣	春(MAM)	-0.1	0.3	0.6	0.8	1.3	1.7	2.2	-24.4	-16.4	-13.1	-7.6	8.0	17.5	37.2
	夏(JJA)	0.0	0.3	0.5	0.8	1.1	1.5	2.4	-24.6	-16.0	-7.0	6.8	15.7	30.0	68.0
	秋(SON)	-0.1	0.2	0.5	0.8	0.9	1.3	1.9	-23.9	-17.3	-6.2	4.0	13.6	29.4	38.3
	冬(DJF)	-0.5	0.2	0.4	0.7	1.2	1.8	2.4	-34.8	-25.2	-13.9	-4.5	12.0	36.7	78.2
北臺灣	春(MAM)	-0.1	0.3	0.6	0.8	1.4	1.8	2.2	-17.1	-13.6	-10.7	-5.9	7.5	18.4	36.0
	夏(JJA)	0.0	0.3	0.6	0.8	1.1	1.6	2.5	-24.5	-18.1	-9.4	7.9	18.1	33.4	80.9
	秋(SON)	-0.1	0.2	0.5	0.8	0.9	1.3	1.9	-22.1	-17.3	-5.1	2.8	15.4	27.9	42.6
	冬(DJF)	-0.7	0.2	0.4	0.7	1.2	1.8	2.5	-26.0	-16.7	-13.7	-0.5	10.7	24.7	63.4
中臺灣	春(MAM)	-0.1	0.3	0.6	0.8	1.3	1.7	2.2	-23.3	-15.9	-13.3	-6.5	8.5	18.5	39.4
	夏(JJA)	0.0	0.3	0.5	0.7	1.1	1.5	2.4	-22.3	-14.6	-4.9	5.8	13.7	27.5	64.7
	秋(SON)	-0.1	0.2	0.4	0.7	0.9	1.3	1.9	-25.0	-17.5	-7.8	5.4	15.0	30.9	40.4
	冬(DJF)	-0.6	0.2	0.4	0.7	1.2	1.8	2.4	-37.8	-27.1	-15.0	-5.4	13.1	43.8	95.7
南臺灣	春(MAM)	-0.1	0.3	0.5	0.8	1.2	1.5	2.2	-31.9	-20.9	-15.3	-10.3	9.0	17.2	37.4
	夏(JJA)	0.1	0.4	0.6	0.8	1.1	1.6	2.3	-26.8	-16.4	-7.4	6.5	16.4	31.7	64.9
	秋(SON)	0.0	0.2	0.4	0.7	0.9	1.3	1.9	-24.4	-16.8	-6.5	4.6	12.4	30.4	36.1
	冬(DJF)	-0.5	0.2	0.4	0.6	1.1	1.8	2.4	-44.4	-30.9	-15.4	-8.3	14.6	49.9	92.7
東臺灣	春(MAM)	-0.1	0.3	0.6	0.8	1.3	1.6	2.2	-23.9	-15.0	-12.7	-7.8	6.7	16.0	35.1
	夏(JJA)	0.0	0.3	0.5	0.7	1.1	1.5	2.3	-25.1	-15.7	-7.3	7.2	15.6	28.8	65.1
	秋(SON)	0.0	0.2	0.5	0.8	0.9	1.3	2.0	-23.4	-17.5	-5.1	2.6	11.9	28.0	34.5
	冬(DJF)	-0.5	0.2	0.4	0.7	1.1	1.8	2.4	-29.6	-24.4	-11.7	-3.3	9.8	26.7	58.9

❖臺灣全區與北、中、南、東四個分區在 RCP4.5 情境未來的季節平均變化

附表 3.2: 同附表 3.1，但為 IPCC AR5 RCP4.5 未來發展情境。

區域	季節	近地表氣溫平均變化 (℃)							降水量平均百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大	最小	10	25	50	75	90	最大
全臺灣	春(MAM)	0.7	0.9	1.3	1.6	2.1	2.5	3.3	-31.6	-17.9	-10.6	-4.3	9.5	22.9	45.3
	夏(JJA)	0.6	0.9	1.2	1.5	1.9	2.1	3.3	-28.0	-11.5	-2.0	5.8	17.3	25.3	89.5
	秋(SON)	0.7	0.9	1.2	1.4	1.9	2.1	3.0	-22.4	-15.9	-6.5	4.4	16.6	30.5	41.4
	冬(DJF)	0.5	1.0	1.2	1.5	2.0	2.3	3.0	-57.0	-31.5	-17.9	-9.4	6.1	20.2	80.1
北臺灣	春(MAM)	0.6	0.9	1.3	1.6	2.1	2.7	3.2	-30.7	-18.0	-7.8	-2.7	9.0	21.6	38.3
	夏(JJA)	0.6	1.0	1.3	1.6	1.9	2.1	3.4	-31.7	-13.4	-4.2	7.1	17.9	25.8	100.1
	秋(SON)	0.7	0.9	1.2	1.5	1.9	2.2	2.9	-28.1	-18.3	-6.8	2.7	14.2	26.7	44.8
	冬(DJF)	0.4	1.0	1.3	1.5	2.1	2.4	3.1	-42.4	-25.3	-16.3	-10.5	5.0	22.3	51.9
中臺灣	春(MAM)	0.6	0.9	1.3	1.6	2.1	2.6	3.3	-32.2	-18.6	-10.6	-4.0	10.4	24.2	45.5
	夏(JJA)	0.6	0.9	1.2	1.5	1.9	2.1	3.3	-25.7	-10.7	-1.8	5.1	15.8	24.2	82.8
	秋(SON)	0.7	0.8	1.2	1.4	1.9	2.1	2.9	-25.0	-17.2	-6.8	4.1	20.3	33.5	45.4
	冬(DJF)	0.5	1.0	1.2	1.5	2.0	2.3	3.0	-57.6	-34.1	-19.8	-10.2	7.3	26.3	96.3
南臺灣	春(MAM)	0.7	0.8	1.2	1.6	2.0	2.4	3.3	-31.4	-18.2	-12.8	-6.1	9.8	22.2	52.1
	夏(JJA)	0.7	1.0	1.2	1.6	1.9	2.1	3.2	-26.1	-10.2	-0.2	6.0	18.7	28.4	91.4
	秋(SON)	0.8	0.8	1.2	1.4	1.9	2.1	3.0	-18.7	-14.2	-5.6	6.1	17.2	32.9	39.1
	冬(DJF)	0.6	1.0	1.2	1.4	1.9	2.2	2.9	-72.3	-39.1	-19.6	-9.7	7.2	19.4	107.6
東臺灣	春(MAM)	0.7	0.8	1.3	1.6	2.1	2.5	3.3	-31.8	-16.7	-10.7	-4.2	8.5	22.7	43.8
	夏(JJA)	0.6	0.9	1.2	1.5	1.8	2.0	3.2	-29.3	-11.9	-2.2	5.4	17.4	23.4	87.7
	秋(SON)	0.8	0.8	1.2	1.5	1.9	2.2	3.0	-18.8	-14.2	-6.5	4.4	13.9	27.9	36.5
	冬(DJF)	0.5	1.0	1.2	1.4	1.9	2.2	3.0	-53.9	-26.8	-15.7	-7.6	4.7	13.2	59.5

❖臺灣全區與北、中、南、東四個分區在 RCP6.0 情境未來的季節平均變化

附表 3.3:　同附表 3.1，但為 IPCC AR5 RCP6.0 未來發展情境。

區域	季節	近地表氣溫平均變化 (℃)							降水量平均百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大	最小	10	25	50	75	90	最大
全臺灣	春(MAM)	0.9	1.5	1.6	1.8	2.4	2.8	3.0	-44.7	-30.6	-19.9	-10.5	4.9	14.3	32.3
	夏(JJA)	1.2	1.5	1.6	1.8	2.3	2.5	3.6	-7.0	-1.0	3.9	8.3	17.9	26.8	67.1
	秋(SON)	1.3	1.5	1.6	2.1	2.4	2.5	3.3	-17.6	-14.0	-2.3	11.3	26.2	38.2	50.7
	冬(DJF)	0.9	1.4	1.5	1.8	2.3	2.7	3.4	-69.2	-39.6	-21.0	-5.9	4.3	13.1	39.7
北臺灣	春(MAM)	0.9	1.5	1.6	1.9	2.4	2.9	3.0	-45.7	-25.5	-16.8	-7.3	5.2	8.6	26.6
	夏(JJA)	1.1	1.5	1.7	1.9	2.3	2.5	3.7	-8.4	-1.5	2.6	6.8	18.6	29.6	75.3
	秋(SON)	1.3	1.5	1.6	2.1	2.4	2.6	3.2	-14.9	-11.5	-4.3	8.5	22.4	36.7	51.4
	冬(DJF)	0.8	1.5	1.6	2.0	2.4	2.7	3.5	-61.1	-33.2	-21.1	-5.4	3.1	8.2	25.5
中臺灣	春(MAM)	0.9	1.5	1.6	1.8	2.4	2.8	3.0	-46.8	-30.3	-20.7	-9.9	5.5	14.3	32.8
	夏(JJA)	1.1	1.5	1.7	1.9	2.3	2.5	3.6	-5.6	-0.7	3.9	7.8	16.8	24.0	62.3
	秋(SON)	1.3	1.5	1.6	2.1	2.3	2.5	3.3	-17.7	-14.7	-2.8	12.3	26.3	39.3	54.3
	冬(DJF)	0.9	1.4	1.5	1.9	2.3	2.7	3.4	-70.7	-43.7	-23.9	-5.5	5.4	14.2	46.7
南臺灣	春(MAM)	1.0	1.4	1.6	1.8	2.4	2.7	3.0	-47.3	-36.4	-21.8	-13.4	4.0	19.4	37.3
	夏(JJA)	1.2	1.5	1.6	1.8	2.3	2.5	3.5	-6.6	0.3	4.7	11.1	18.4	28.1	68.4
	秋(SON)	1.3	1.5	1.6	2.0	2.3	2.5	3.3	-19.8	-17.2	-0.2	12.8	28.1	41.2	49.3
	冬(DJF)	0.9	1.3	1.5	1.8	2.2	2.7	3.4	-78.6	-47.7	-21.6	-6.8	5.9	20.1	53.9
東臺灣	春(MAM)	0.9	1.5	1.6	1.8	2.4	2.8	3.0	-39.4	-29.2	-19.4	-11.0	4.9	13.5	31.1
	夏(JJA)	1.1	1.5	1.6	1.8	2.3	2.5	3.6	-7.8	-2.2	4.1	7.6	18.1	26.7	65.4
	秋(SON)	1.3	1.5	1.6	2.1	2.4	2.5	3.4	-17.3	-12.2	-2.2	10.8	26.9	35.3	47.4
	冬(DJF)	0.9	1.3	1.5	1.8	2.2	2.7	3.4	-65.6	-33.4	-17.7	-5.9	2.8	9.6	30.2

❖臺灣全區與北、中、南、東四個分區在 RCP8.5 情境未來的季節平均變化

附表 3.4:　同附表 3.1，但為 IPCC AR5 RCP8.5 未來發展情境。

區域	季節	近地表氣溫平均變化 (℃)							降水量平均百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大	最小	10	25	50	75	90	最大
全臺灣	春(MAM)	1.9	2.2	2.6	3.0	3.6	4.1	4.7	-43.6	-28.5	-23.2	-15.2	-1.3	14.0	53.4
	夏(JJA)	1.8	2.3	2.7	3.2	3.5	4.0	5.0	-32.2	-8.8	1.9	16.5	27.5	42.2	107.5
	秋(SON)	2.1	2.3	2.8	3.1	3.6	4.1	4.8	-32.6	-23.6	-10.7	3.8	22.6	43.9	70.6
	冬(DJF)	1.5	2.2	2.7	3.0	3.4	4.1	4.7	-68.9	-46.9	-30.9	-16.6	-2.1	16.8	33.1
北臺灣	春(MAM)	2.0	2.2	2.6	3.2	3.6	4.3	4.7	-40.1	-25.3	-18.8	-11.4	-3.2	12.6	49.5
	夏(JJA)	1.8	2.3	2.8	3.2	3.6	4.0	5.2	-35.2	-12.5	0.7	15.3	26.2	46.1	114.7
	秋(SON)	2.1	2.3	2.8	3.1	3.7	4.2	4.9	-32.7	-24.5	-7.7	2.7	20.1	41.3	77.2
	冬(DJF)	1.5	2.2	2.8	3.1	3.5	4.4	4.8	-60.5	-40.5	-28.3	-17.3	-5.2	12.2	24.2
中臺灣	春(MAM)	2.0	2.2	2.6	3.1	3.6	4.1	4.7	-43.2	-28.0	-23.1	-15.1	-1.4	13.6	56.2
	夏(JJA)	1.8	2.3	2.8	3.2	3.5	4.0	5.1	-29.4	-9.1	1.6	15.7	25.2	38.9	98.6
	秋(SON)	2.1	2.3	2.8	3.1	3.6	4.1	4.8	-34.4	-23.1	-10.4	5.5	26.1	48.8	75.3
	冬(DJF)	1.5	2.2	2.7	3.0	3.4	4.2	4.7	-70.3	-51.1	-34.4	-17.8	-1.5	18.2	38.4
南臺灣	春(MAM)	2.0	2.3	2.5	2.9	3.5	3.9	4.7	-47.6	-32.6	-27.3	-18.3	0.7	15.2	56.1
	夏(JJA)	1.9	2.3	2.7	3.1	3.5	4.0	4.9	-31.8	-6.3	2.3	19.3	32.6	43.2	114.8
	秋(SON)	2.1	2.3	2.8	3.0	3.6	4.0	4.8	-30.4	-24.2	-11.8	5.6	22.7	43.9	67.0
	冬(DJF)	1.5	2.2	2.6	2.9	3.3	3.9	4.6	-79.6	-55.0	-34.7	-16.9	0.3	23.9	43.8
東臺灣	春(MAM)	1.9	2.2	2.5	3.0	3.6	4.0	4.7	-43.0	-27.6	-22.9	-15.3	-1.9	14.1	50.5
	夏(JJA)	1.8	2.3	2.7	3.1	3.5	3.9	5.0	-33.5	-8.3	2.4	15.9	26.1	42.1	105.8
	秋(SON)	2.1	2.3	2.8	3.1	3.6	4.1	4.9	-32.2	-22.8	-12.1	1.1	20.4	40.2	63.8
	冬(DJF)	1.4	2.2	2.6	2.9	3.3	4.0	4.7	-64.2	-40.2	-26.3	-14.7	-2.7	12.5	25.0

❖ 臺灣縣市 16 個分區在基期的觀測值

附表 4: TCCIP5 公里觀測資料在基期（1986-2005），四季節與年平均之近地面氣溫與降水量，區域方面含臺灣縣市 16 個分區。

區域	近地表氣溫 (ºC)					降水量 (mm/day)				
	春(MAM)	夏(JJA)	秋(SON)	冬(DJF)	年平均(Ann)	春(MAM)	夏(JJA)	秋(SON)	冬(DJF)	年平均(Ann)
北北基	19.4	26.2	21.6	14.3	20.4	7.3	9.4	12.0	7.3	9.0
桃園	19.5	26.4	22.0	14.2	20.5	6.2	7.8	5.5	3.7	5.8
新竹	17.5	23.4	19.5	12.2	18.1	6.5	9.6	5.0	3.5	6.1
苗栗	18.6	24.0	20.3	13.2	19.0	6.8	10.3	3.1	2.9	5.8
臺中	18.3	23.1	19.7	12.7	18.4	6.7	10.5	2.9	2.6	5.6
彰化	22.5	28.0	24.2	16.7	22.9	4.0	7.5	1.6	1.2	3.6
南投	17.0	21.2	18.3	12.1	17.1	6.6	12.0	3.9	2.4	6.2
雲林	22.7	27.9	24.3	17.0	23.0	3.8	9.2	2.0	1.1	4.0
嘉義	21.0	25.3	22.2	15.7	21.0	4.9	14.1	3.5	1.3	6.0
臺南	23.8	28.0	24.8	18.0	23.7	3.4	13.0	2.9	0.9	5.1
高雄	20.1	23.6	20.9	14.9	19.9	4.9	15.7	4.6	1.3	6.6
屏東	22.4	25.7	23.0	17.6	22.2	3.9	16.6	6.2	1.1	7.0
宜蘭	17.5	23.7	18.8	12.0	18.0	5.6	9.1	15.9	5.6	9.0
花蓮	16.4	21.5	17.7	11.6	16.8	4.9	9.5	10.0	3.3	6.9
臺東	18.1	22.6	19.2	13.7	18.4	3.8	11.1	7.6	1.9	6.1
澎湖	23.3	28.6	25.3	18.2	23.8	3.1	6.7	2.1	1.0	3.2

❖ 臺灣縣市 16 個分區在不同未來情境的年平均變化

附表 5: IPCC AR5 的四個未來發展情境下，由 CMIP5 氣候模式模擬推估所建構的世紀末（2081-2100）可能的年平均近地面氣溫與降雨變化範圍，區域方面含臺灣縣市 16 個分區平均，表中標題列中的最小、10、25、50、75、90、最大分別代表該區年平均值統計機率密度分布的極值與不同百分位值。氣溫與降雨變化所標記的背景顏色所對應的是先前空間分佈圖所用的色階範圍。

區域	情境	近地表氣溫平均變化 (℃)							降水量平均百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大	最小	10	25	50	75	90	最大
北北基	rcp26	-0.1	0.5	0.8	1.1	1.4	1.8	2.4	-10.0	-7.0	-4.6	-0.4	6.9	16.2	29.0
	rcp45	0.8	1.1	1.4	1.8	2.3	2.5	3.2	-14.2	-9.8	-3.9	1.2	7.2	10.0	28.5
	rcp60	1.2	1.7	1.8	2.0	2.6	2.8	3.4	-18.0	-10.8	-2.7	3.1	8.8	12.4	21.3
	rcp85	1.9	2.5	2.8	3.4	3.9	4.3	4.9	-28.3	-13.7	-7.3	0.0	6.0	16.7	32.8
桃園	rcp26	-0.1	0.5	0.8	1.1	1.4	1.8	2.4	-11.4	-7.7	-4.8	-0.2	7.3	15.7	30.4
	rcp45	0.8	1.1	1.4	1.8	2.3	2.5	3.2	-16.1	-11.2	-3.9	0.5	7.1	11.0	30.2
	rcp60	1.2	1.7	1.8	2.1	2.6	2.8	3.4	-19.7	-9.5	-2.5	3.2	9.4	12.8	22.8
	rcp85	1.9	2.5	2.8	3.4	3.9	4.3	4.9	-32.3	-16.3	-7.6	-1.0	6.5	16.1	33.8
新竹	rcp26	-0.1	0.5	0.7	1.0	1.4	1.7	2.4	-11.3	-7.6	-5.1	-0.3	7.5	15.6	30.8
	rcp45	0.8	1.1	1.4	1.7	2.2	2.5	3.1	-15.7	-10.6	-4.0	1.0	7.0	11.0	31.2
	rcp60	1.2	1.7	1.7	2.0	2.5	2.8	3.4	-18.6	-9.9	-2.1	2.9	9.3	13.1	23.4
	rcp85	1.9	2.5	2.8	3.4	3.8	4.2	4.8	-31.3	-15.2	-7.1	-0.5	7.2	16.7	34.6
苗栗	rcp26	-0.2	0.4	0.6	0.9	1.3	1.6	2.3	-12.1	-7.3	-4.9	-0.6	7.8	17.1	32.3
	rcp45	0.7	0.9	1.3	1.6	2.1	2.4	3.0	-17.2	-10.3	-4.2	1.5	7.4	12.9	33.6
	rcp60	1.1	1.6	1.7	1.9	2.5	2.8	3.4	-18.1	-9.5	-2.2	2.7	9.9	13.9	24.4
	rcp85	1.8	2.4	2.8	3.3	3.7	4.2	4.8	-32.4	-15.0	-7.0	-0.6	8.5	18.6	36.8
臺中	rcp26	-0.2	0.3	0.6	0.9	1.2	1.6	2.2	-13.1	-7.9	-5.0	-0.5	7.9	17.4	32.1
	rcp45	0.7	0.9	1.3	1.6	2.1	2.4	3.0	-17.1	-10.7	-4.1	1.4	7.9	12.9	33.1
	rcp60	1.1	1.6	1.7	1.9	2.5	2.7	3.3	-18.3	-8.8	-2.6	3.4	9.9	13.5	24.6
	rcp85	1.8	2.4	2.7	3.2	3.7	4.2	4.8	-32.3	-14.0	-6.8	-0.3	8.5	18.3	37.1
彰化	rcp26	-0.1	0.5	0.7	1.0	1.4	1.7	2.4	-13.1	-8.8	-5.6	0.3	8.2	17.0	32.3
	rcp45	0.8	1.0	1.4	1.7	2.2	2.5	3.1	-16.5	-9.9	-3.1	1.3	8.5	14.7	33.6
	rcp60	1.2	1.7	1.8	2.0	2.5	2.8	3.4	-15.5	-5.7	-3.3	3.9	9.2	13.0	25.5
	rcp85	1.9	2.5	2.8	3.3	3.8	4.2	4.8	-31.0	-11.4	-6.0	0.1	10.2	18.0	38.0
南投	rcp26	-0.1	0.3	0.5	0.8	1.2	1.5	2.2	-12.4	-8.9	-3.9	0.1	6.7	16.1	27.3
	rcp45	0.7	0.8	1.2	1.5	2.0	2.3	3.0	-14.6	-9.9	-2.9	0.7	7.6	11.3	28.8
	rcp60	1.1	1.6	1.6	1.9	2.4	2.6	3.3	-18.2	-5.9	-2.0	3.3	8.9	12.1	21.8
	rcp85	1.8	2.3	2.7	3.1	3.6	4.0	4.7	-28.0	-11.4	-5.2	-0.3	9.2	16.4	33.2
雲林	rcp26	-0.1	0.5	0.7	1.0	1.3	1.7	2.3	-12.3	-9.5	-6.2	1.3	7.9	18.3	33.3
	rcp45	0.8	1.0	1.4	1.7	2.2	2.4	3.1	-15.8	-9.3	-3.1	1.6	8.4	17.3	35.3
	rcp60	1.2	1.7	1.7	1.9	2.5	2.8	3.4	-14.6	-6.3	-4.0	3.9	10.1	13.4	26.6
	rcp85	1.9	2.5	2.8	3.3	3.7	4.1	4.8	-29.7	-10.2	-4.8	1.4	12.8	20.7	41.3
嘉義	rcp26	0.0	0.5	0.7	1.0	1.3	1.6	2.3	-12.6	-10.3	-5.9	2.0	7.5	18.5	33.0
	rcp45	0.8	1.0	1.3	1.6	2.1	2.3	3.1	-15.7	-9.4	-2.6	1.3	8.7	17.0	35.3
	rcp60	1.2	1.7	1.7	1.9	2.5	2.7	3.3	-16.7	-6.5	-3.2	4.0	10.9	13.9	26.9
	rcp85	1.9	2.4	2.8	3.2	3.7	4.0	4.7	-29.3	-10.9	-3.6	1.5	14.2	20.7	41.7
臺南	rcp26	0.0	0.5	0.6	0.9	1.3	1.6	2.3	-15.8	-12.5	-6.9	3.0	8.0	20.8	39.6
	rcp45	0.7	1.0	1.3	1.6	2.1	2.3	3.0	-19.0	-12.2	-2.9	1.4	11.3	21.2	43.8
	rcp60	1.2	1.6	1.7	1.9	2.5	2.7	3.3	-21.3	-7.3	-3.6	5.1	13.4	17.5	33.6
	rcp85	1.9	2.4	2.7	3.1	3.7	4.0	4.7	-33.9	-12.0	-4.7	3.1	18.6	24.5	51.1
高雄	rcp26	-0.1	0.4	0.5	0.8	1.2	1.5	2.2	-15.4	-13.4	-5.2	1.4	8.0	17.9	34.7
	rcp45	0.7	0.9	1.2	1.6	2.0	2.2	3.0	-18.2	-11.0	-2.5	1.2	10.3	17.7	39.0
	rcp60	1.2	1.6	1.7	1.9	2.4	2.6	3.3	-22.2	-5.5	-1.9	5.1	11.9	17.0	29.9
	rcp85	1.8	2.3	2.7	3.1	3.6	3.9	4.7	-32.7	-12.1	-5.3	2.2	16.2	21.6	44.9
屏東	rcp26	-0.1	0.4	0.5	0.8	1.2	1.4	2.2	-15.3	-13.6	-5.7	1.7	7.7	15.3	32.9
	rcp45	0.6	0.8	1.2	1.5	2.0	2.1	2.9	-18.2	-10.9	-2.1	2.1	10.9	17.4	38.4
	rcp60	1.2	1.5	1.6	1.8	2.3	2.5	3.2	-21.3	-5.4	-1.6	5.3	11.4	17.1	29.6
	rcp85	1.8	2.3	2.6	3.0	3.5	3.8	4.6	-31.7	-10.6	-5.0	2.9	16.0	22.1	44.0
宜蘭	rcp26	-0.1	0.4	0.6	1.0	1.3	1.6	2.3	-13.2	-10.3	-5.0	-0.2	7.5	18.8	32.8
	rcp45	0.7	1.0	1.3	1.6	2.2	2.4	3.1	-17.6	-11.8	-4.7	1.3	7.7	10.8	32.1
	rcp60	1.2	1.6	1.7	1.9	2.5	2.7	3.4	-22.5	-8.9	-2.7	4.2	10.8	14.8	25.2
	rcp85	1.8	2.4	2.7	3.2	3.7	4.1	4.8	-30.8	-16.6	-6.8	-0.6	8.7	18.0	39.0
花蓮	rcp26	-0.1	0.4	0.5	0.8	1.2	1.5	2.2	-15.0	-12.8	-4.5	0.5	7.4	19.4	32.3
	rcp45	0.6	0.9	1.2	1.5	2.0	2.3	3.0	-18.3	-12.8	-3.3	0.7	9.5	12.4	33.8
	rcp60	1.1	1.5	1.7	1.9	2.4	2.6	3.3	-23.4	-4.6	-2.0	3.0	11.7	14.6	26.1
	rcp85	1.8	2.3	2.7	3.1	3.5	4.0	4.7	-31.5	-15.8	-6.1	-0.1	10.7	18.0	40.0
臺東	rcp26	-0.1	0.4	0.5	0.8	1.2	1.5	2.2	-14.8	-13.1	-4.5	1.3	7.1	17.9	33.1
	rcp45	0.7	0.9	1.2	1.5	2.0	2.2	3.0	-17.3	-10.4	-2.3	1.4	10.5	16.6	36.7
	rcp60	1.2	1.6	1.7	1.9	2.4	2.6	3.3	-21.8	-5.0	-2.3	5.1	11.9	16.2	28.3
	rcp85	1.8	2.3	2.7	3.1	3.5	3.9	4.7	-30.9	-12.1	-5.1	1.3	15.5	20.7	42.4
澎湖	rcp26	-0.1	0.5	0.7	1.0	1.4	1.7	2.4	-12.1	-10.9	-6.8	1.2	7.2	20.1	37.9
	rcp45	0.8	1.1	1.4	1.7	2.2	2.4	3.1	-16.9	-10.7	-4.2	0.8	8.8	21.2	40.1
	rcp60	1.2	1.7	1.7	1.9	2.5	2.8	3.4	-16.1	-6.7	-3.2	4.0	11.0	14.3	29.0
	rcp85	1.9	2.5	2.8	3.3	3.8	4.1	4.8	-30.6	-11.5	-5.4	1.6	15.0	24.4	45.1

❖ 臺灣縣市 16 個分區在不同情境未來的季節平均變化

附表 6.1: IPCC AR5 RCP2.6 未來發展情境下，由 CMIP5 氣候模式模擬推估所建構的世紀末（2081-2100）可能的春、夏、秋、冬季平均近地面氣溫與降雨變化範圍，包含臺灣縣市 16 個分區平均，表中標題列中的最小、10、25、50、75、90、最大分別代表該區季節平均值統計機率分布的極值與不同百分位值。氣溫與降雨變化所用的背景顏色所對應的是先前空間分佈圖所用的色階範圍。

區域	季節	近地表氣溫平均變化 (℃)							降水量平均百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大	最小	10	25	50	75	90	最大
北北基	春(MAM)	-0.1	0.3	0.6	0.8	1.4	1.8	2.2	-15.5	-12.6	-9.3	-4.9	6.4	15.3	30.5
	夏(JJA)	0.1	0.4	0.6	0.9	1.1	1.6	2.6	-23.5	-16.3	-9.9	8.0	17.6	32.4	81.1
	秋(SON)	-0.1	0.3	0.6	0.9	1.0	1.4	2.0	-18.7	-14.8	-3.2	1.5	11.9	23.2	33.4
	冬(DJF)	-0.7	0.2	0.4	0.7	1.2	1.8	2.5	-20.9	-13.3	-10.7	-0.1	9.4	15.6	41.6
桃園	春(MAM)	-0.2	0.2	0.6	0.8	1.3	1.8	2.2	-17.7	-13.6	-11.1	-6.0	7.5	17.7	39.2
	夏(JJA)	0.0	0.4	0.6	0.9	1.1	1.6	2.6	-25.0	-18.8	-10.3	7.8	19.1	34.7	83.9
	秋(SON)	-0.1	0.3	0.5	0.8	1.0	1.4	2.0	-21.3	-17.1	-4.5	2.7	15.4	27.3	42.4
	冬(DJF)	-0.7	0.2	0.4	0.7	1.3	1.8	2.5	-25.1	-16.1	-13.4	0.3	10.3	22.4	59.6
新竹	春(MAM)	-0.1	0.3	0.6	0.8	1.4	1.8	2.3	-17.8	-13.9	-11.4	-6.7	8.3	18.8	39.1
	夏(JJA)	0.0	0.4	0.6	0.8	1.1	1.6	2.5	-24.9	-19.4	-9.4	7.9	18.7	33.7	80.5
	秋(SON)	-0.1	0.2	0.5	0.7	0.9	1.3	1.9	-22.9	-18.4	-5.5	2.8	16.2	29.5	45.0
	冬(DJF)	-0.7	0.2	0.4	0.7	1.2	1.8	2.5	-28.0	-18.2	-15.1	-0.4	11.3	28.3	71.6
苗栗	春(MAM)	-0.1	0.2	0.6	0.8	1.3	1.8	2.3	-18.1	-14.7	-11.5	-6.5	8.5	22.4	38.5
	夏(JJA)	-0.2	0.2	0.4	0.7	1.0	1.5	2.4	-24.9	-18.9	-8.1	7.7	17.5	33.6	79.0
	秋(SON)	-0.2	0.0	0.3	0.6	0.8	1.1	1.7	-26.4	-19.8	-7.8	4.5	19.1	33.0	52.5
	冬(DJF)	-0.7	0.3	0.4	0.8	1.2	1.9	2.5	-31.7	-20.4	-16.6	-1.8	12.1	35.1	87.5
臺中	春(MAM)	-0.1	0.3	0.6	0.8	1.3	1.8	2.3	-19.7	-14.9	-12.4	-6.5	8.3	21.1	39.7
	夏(JJA)	-0.1	0.3	0.5	0.7	1.0	1.5	2.4	-24.1	-17.3	-6.1	6.8	15.1	31.3	75.8
	秋(SON)	-0.2	0.0	0.4	0.6	0.8	1.2	1.8	-25.5	-19.9	-7.7	5.2	17.3	31.3	48.1
	冬(DJF)	-0.6	0.3	0.4	0.7	1.2	1.8	2.4	-35.2	-23.2	-16.3	-3.5	13.2	40.7	98.2
彰化	春(MAM)	-0.1	0.3	0.6	0.8	1.3	1.7	2.2	-22.8	-17.7	-14.3	-5.5	10.0	23.6	47.4
	夏(JJA)	0.2	0.5	0.7	0.9	1.3	1.7	2.5	-22.5	-14.5	-3.0	5.6	13.1	28.9	69.4
	秋(SON)	-0.1	0.3	0.5	0.8	0.9	1.3	1.9	-29.1	-21.8	-10.8	8.7	19.3	34.5	53.4
	冬(DJF)	-0.6	0.3	0.4	0.7	1.2	1.9	2.5	-41.0	-29.8	-16.5	-6.4	14.6	53.1	118.6
南投	春(MAM)	-0.1	0.3	0.6	0.8	1.3	1.7	2.2	-22.9	-14.7	-12.7	-6.9	7.2	15.8	34.4
	夏(JJA)	-0.1	0.3	0.5	0.7	1.0	1.5	2.3	-21.2	-13.8	-5.2	5.9	12.1	25.0	56.8
	秋(SON)	-0.1	0.1	0.4	0.7	0.8	1.2	1.9	-22.3	-15.4	-6.0	3.9	12.4	27.5	32.6
	冬(DJF)	-0.6	0.2	0.4	0.7	1.1	1.8	2.4	-34.7	-25.7	-13.8	-4.9	12.0	36.7	81.7
雲林	春(MAM)	-0.1	0.3	0.6	0.8	1.3	1.7	2.2	-26.1	-17.1	-14.5	-5.4	10.6	21.4	47.8
	夏(JJA)	0.2	0.4	0.7	0.9	1.2	1.6	2.4	-22.3	-13.5	-2.8	5.4	15.8	27.9	68.0
	秋(SON)	0.0	0.3	0.5	0.8	1.0	1.4	2.0	-29.1	-18.9	-10.1	7.4	17.5	36.6	46.0
	冬(DJF)	-0.6	0.2	0.4	0.7	1.2	1.8	2.4	-43.2	-31.4	-15.7	-6.0	14.9	54.5	108.9
嘉義	春(MAM)	-0.1	0.4	0.6	0.8	1.3	1.6	2.2	-26.7	-17.4	-14.1	-7.0	9.1	16.2	39.5
	夏(JJA)	0.1	0.4	0.7	0.8	1.2	1.6	2.4	-22.5	-14.1	-5.1	4.8	14.5	27.2	63.7
	秋(SON)	0.0	0.3	0.5	0.8	1.0	1.3	2.0	-25.0	-15.9	-8.3	5.7	13.8	31.8	37.1
	冬(DJF)	-0.6	0.3	0.4	0.7	1.1	1.8	2.4	-42.0	-30.3	-14.8	-7.6	13.4	49.5	100.3
臺南	春(MAM)	-0.1	0.3	0.6	0.8	1.3	1.6	2.2	-30.7	-20.3	-15.8	-9.6	9.8	16.5	39.1
	夏(JJA)	0.1	0.4	0.6	0.8	1.2	1.6	2.4	-27.7	-17.5	-8.1	5.6	18.0	34.1	74.8
	秋(SON)	0.0	0.2	0.5	0.8	1.0	1.3	2.0	-26.2	-17.3	-6.4	5.9	13.7	31.9	40.9
	冬(DJF)	-0.5	0.2	0.4	0.6	1.1	1.8	2.4	-47.6	-30.7	-16.5	-9.2	15.9	56.6	105.7
高雄	春(MAM)	0.0	0.4	0.6	0.8	1.3	1.6	2.2	-29.6	-19.2	-14.7	-10.0	8.6	16.7	34.8
	夏(JJA)	0.1	0.4	0.6	0.7	1.1	1.5	2.3	-26.5	-16.3	-7.4	6.3	16.2	31.3	65.3
	秋(SON)	0.0	0.2	0.4	0.7	0.9	1.3	1.9	-24.2	-16.1	-6.3	4.1	11.5	29.5	33.0
	冬(DJF)	-0.5	0.3	0.4	0.6	1.1	1.8	2.4	-44.1	-30.3	-15.1	-8.3	14.7	50.2	91.1
屏東	春(MAM)	-0.1	0.3	0.5	0.7	1.2	1.4	2.1	-35.4	-23.2	-15.7	-11.1	8.9	18.3	38.9
	夏(JJA)	0.1	0.4	0.6	0.7	1.1	1.5	2.2	-26.6	-15.5	-6.9	7.3	15.2	30.3	56.7
	秋(SON)	0.0	0.2	0.4	0.7	0.9	1.3	2.0	-23.2	-17.0	-6.8	4.2	12.4	30.2	35.6
	冬(DJF)	-0.4	0.3	0.5	0.6	1.1	1.7	2.4	-42.3	-31.7	-14.8	-7.5	13.3	44.2	84.2
宜蘭	春(MAM)	-0.1	0.3	0.6	0.8	1.3	1.8	2.2	-17.8	-13.4	-11.2	-6.8	5.9	16.7	32.6
	夏(JJA)	0.0	0.3	0.5	0.8	1.1	1.5	2.4	-24.8	-16.3	-8.7	7.7	18.2	31.2	78.3
	秋(SON)	0.0	0.3	0.5	0.8	1.0	1.4	2.0	-18.9	-16.8	-4.4	1.5	11.7	25.6	32.0
	冬(DJF)	-0.6	0.2	0.4	0.7	1.2	1.8	2.5	-26.2	-18.3	-12.5	-1.1	11.0	18.8	48.2
花蓮	春(MAM)	-0.1	0.4	0.6	0.8	1.3	1.7	2.2	-23.6	-14.5	-12.6	-7.6	6.5	16.5	35.9
	夏(JJA)	-0.1	0.3	0.4	0.6	1.0	1.5	2.3	-25.3	-15.7	-6.9	7.0	15.7	28.4	64.6
	秋(SON)	0.0	0.2	0.5	0.8	0.9	1.3	2.0	-24.4	-17.1	-5.0	2.3	11.7	26.7	33.6
	冬(DJF)	-0.5	0.2	0.4	0.7	1.1	1.8	2.4	-27.5	-22.9	-11.6	-2.7	9.2	24.5	53.8
臺東	春(MAM)	-0.1	0.3	0.5	0.8	1.2	1.5	2.2	-28.3	-16.7	-13.7	-8.8	7.5	14.8	35.8
	夏(JJA)	0.1	0.4	0.6	0.7	1.1	1.5	2.3	-25.1	-15.4	-6.9	7.1	13.8	27.7	57.0
	秋(SON)	0.0	0.1	0.4	0.7	0.9	1.3	2.0	-25.3	-18.5	-5.7	3.6	12.3	31.5	37.4
	冬(DJF)	-0.4	0.3	0.5	0.7	1.1	1.8	2.4	-34.8	-30.6	-11.2	-5.7	9.7	35.2	73.0
澎湖	春(MAM)	-0.1	0.3	0.5	0.8	1.3	1.6	2.2	-21.8	-17.3	-13.1	-5.6	10.4	20.1	42.5
	夏(JJA)	0.2	0.5	0.7	0.9	1.3	1.7	2.4	-23.4	-15.1	-1.7	6.2	19.9	31.0	79.0
	秋(SON)	0.0	0.4	0.6	0.9	1.0	1.4	1.9	-28.2	-15.2	-4.7	5.1	17.9	31.1	46.6
	冬(DJF)	-0.6	0.1	0.3	0.7	1.1	1.8	2.4	-41.1	-26.2	-13.9	-3.7	10.8	46.8	80.8

❖ 臺灣縣市 16 個分區在 RCP4.5 情境未來的季節平均變化

附表 6.2: 同附表 6.1，但為 IPCC AR5 RCP4.5 未來發展情境。

區域	季節	近地表氣溫平均變化 (℃)							降水量平均百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大	最小	10	25	50	75	90	最大
北北基	春(MAM)	0.7	0.9	1.3	1.6	2.1	2.6	3.2	-27.1	-15.4	-7.1	-2.6	7.9	18.7	33.7
	夏(JJA)	0.7	1.0	1.3	1.6	2.0	2.1	3.5	-31.1	-13.1	-3.8	7.2	17.4	25.1	101.9
	秋(SON)	0.7	1.0	1.3	1.6	2.0	2.2	3.0	-22.2	-14.7	-5.7	2.2	10.7	18.8	35.1
	冬(DJF)	0.4	1.0	1.2	1.5	2.1	2.4	3.1	-36.7	-21.0	-14.0	-8.6	4.6	15.1	33.5
桃園	春(MAM)	0.6	0.9	1.2	1.6	2.1	2.7	3.2	-31.6	-18.8	-8.3	-2.8	9.5	21.3	40.0
	夏(JJA)	0.7	1.0	1.3	1.6	2.0	2.1	3.5	-32.8	-13.9	-4.5	7.5	17.8	25.8	102.6
	秋(SON)	0.7	1.0	1.2	1.6	2.0	2.2	3.0	-28.7	-18.0	-6.2	3.0	13.6	24.8	44.3
	冬(DJF)	0.4	1.0	1.2	1.6	2.1	2.4	3.1	-41.4	-24.7	-15.7	-9.9	4.8	21.1	47.9
新竹	春(MAM)	0.7	0.9	1.3	1.7	2.1	2.7	3.2	-32.5	-18.9	-7.9	-2.9	9.6	22.7	40.8
	夏(JJA)	0.6	1.0	1.3	1.6	1.9	2.1	3.4	-32.1	-13.5	-4.5	6.4	18.2	26.0	98.9
	秋(SON)	0.7	0.9	1.2	1.5	1.9	2.2	2.9	-29.9	-19.0	-6.8	3.0	15.1	28.2	47.2
	冬(DJF)	0.4	1.0	1.3	1.5	2.1	2.4	3.1	-45.0	-26.8	-17.2	-11.2	4.8	24.9	58.1
苗栗	春(MAM)	0.6	0.9	1.3	1.6	2.1	2.7	3.2	-33.4	-20.2	-8.3	-2.8	9.7	24.8	41.1
	夏(JJA)	0.5	0.9	1.2	1.4	1.8	2.0	3.4	-31.2	-13.2	-4.1	7.1	18.2	26.5	96.9
	秋(SON)	0.6	0.7	1.1	1.3	1.7	2.1	2.8	-34.1	-22.5	-8.6	2.8	18.3	36.9	55.8
	冬(DJF)	0.5	1.0	1.3	1.5	2.1	2.5	3.1	-48.4	-30.1	-18.9	-12.7	6.0	30.4	73.3
臺中	春(MAM)	0.6	0.9	1.3	1.6	2.1	2.7	3.3	-33.6	-20.5	-9.3	-3.4	9.6	24.3	43.5
	夏(JJA)	0.5	0.9	1.1	1.5	1.9	2.1	3.3	-29.6	-12.7	-2.8	6.4	17.2	25.6	95.6
	秋(SON)	0.6	0.8	1.1	1.4	1.8	2.1	2.9	-29.8	-21.1	-7.9	2.9	19.8	34.7	52.2
	冬(DJF)	0.5	1.0	1.3	1.5	2.1	2.4	3.0	-52.1	-32.3	-19.3	-12.3	6.6	31.6	87.6
彰化	春(MAM)	0.6	0.9	1.2	1.6	2.1	2.6	3.3	-35.2	-20.6	-11.4	-3.7	13.5	25.7	49.6
	夏(JJA)	0.8	1.1	1.3	1.7	2.1	2.2	3.4	-26.1	-10.9	-1.1	5.0	15.6	25.3	88.3
	秋(SON)	0.7	0.9	1.3	1.5	1.9	2.1	3.0	-30.4	-19.9	-9.1	4.3	28.2	41.1	61.1
	冬(DJF)	0.5	1.0	1.3	1.5	2.1	2.4	3.0	-59.6	-37.4	-20.8	-11.7	9.5	35.1	121.9
南投	春(MAM)	0.6	0.8	1.3	1.6	2.1	2.5	3.3	-30.6	-16.9	-10.0	-4.3	8.9	22.4	42.4
	夏(JJA)	0.6	0.9	1.1	1.5	1.8	2.0	3.2	-24.8	-9.8	-1.9	4.5	14.9	21.3	73.8
	秋(SON)	0.7	0.8	1.2	1.4	1.9	2.1	2.9	-21.2	-14.8	-5.4	3.2	15.3	27.2	35.9
	冬(DJF)	0.5	1.0	1.2	1.5	2.0	2.3	3.0	-55.1	-30.5	-18.7	-8.7	6.4	19.5	80.2
雲林	春(MAM)	0.6	0.8	1.2	1.6	2.1	2.6	3.3	-34.1	-19.6	-12.6	-3.9	13.2	27.7	51.3
	夏(JJA)	0.8	1.1	1.3	1.6	2.0	2.2	3.3	-25.2	-11.0	-1.1	5.4	16.2	26.9	85.6
	秋(SON)	0.8	0.9	1.3	1.5	2.0	2.2	3.0	-27.7	-18.3	-7.8	6.6	28.4	41.4	53.4
	冬(DJF)	0.4	1.0	1.2	1.5	2.0	2.3	3.0	-61.8	-39.0	-22.1	-10.8	8.4	33.7	119.7
嘉義	春(MAM)	0.7	0.9	1.3	1.6	2.1	2.5	3.3	-30.9	-18.1	-11.4	-4.3	10.9	24.9	47.8
	夏(JJA)	0.8	1.0	1.3	1.6	2.0	2.2	3.3	-23.6	-9.9	-1.2	4.6	16.2	26.3	82.0
	秋(SON)	0.8	0.9	1.3	1.5	2.0	2.2	3.0	-22.4	-15.4	-6.3	5.7	21.1	35.6	43.1
	冬(DJF)	0.5	1.0	1.2	1.5	2.0	2.2	3.0	-65.3	-38.7	-20.8	-9.5	8.2	24.5	109.9
臺南	春(MAM)	0.6	0.8	1.2	1.6	2.1	2.4	3.3	-33.4	-18.9	-12.7	-5.9	11.5	23.3	53.4
	夏(JJA)	0.8	1.0	1.3	1.6	2.0	2.2	3.3	-26.6	-11.0	-0.9	5.8	21.0	31.7	100.7
	秋(SON)	0.8	0.9	1.3	1.5	2.0	2.2	3.0	-22.8	-16.8	-6.5	5.7	19.6	36.2	43.5
	冬(DJF)	0.5	1.0	1.2	1.4	1.9	2.2	2.9	-72.9	-42.5	-21.0	-10.3	8.5	23.8	117.0
高雄	春(MAM)	0.7	0.9	1.3	1.6	2.1	2.4	3.3	-30.6	-17.5	-12.2	-5.8	9.7	22.4	49.6
	夏(JJA)	0.7	1.0	1.2	1.5	1.9	2.1	3.2	-26.3	-9.9	-0.3	5.8	18.4	27.5	91.7
	秋(SON)	0.8	0.8	1.2	1.4	1.9	2.1	2.9	-17.9	-14.3	-5.1	6.1	16.3	31.5	36.1
	冬(DJF)	0.5	1.0	1.2	1.4	1.9	2.2	2.9	-72.3	-39.1	-20.2	-10.0	7.6	19.8	101.6
屏東	春(MAM)	0.6	0.8	1.2	1.6	2.0	2.3	3.3	-30.7	-18.6	-13.6	-6.5	8.8	21.2	53.7
	夏(JJA)	0.7	1.0	1.2	1.6	1.9	2.1	3.1	-25.4	-10.0	0.5	6.3	17.0	26.7	83.7
	秋(SON)	0.7	0.8	1.2	1.4	1.9	2.1	2.9	-16.3	-12.1	-5.5	6.5	16.3	31.7	38.8
	冬(DJF)	0.6	1.0	1.2	1.4	1.9	2.2	2.9	-71.7	-36.5	-17.9	-8.9	5.8	15.5	106.7
宜蘭	春(MAM)	0.7	0.9	1.3	1.6	2.1	2.6	3.3	-29.9	-16.3	-8.8	-3.8	8.2	21.8	40.1
	夏(JJA)	0.6	0.9	1.2	1.5	1.9	2.0	3.4	-31.7	-12.6	-3.9	5.4	18.4	24.9	100.4
	秋(SON)	0.8	0.9	1.3	1.6	2.0	2.2	3.0	-20.1	-14.3	-6.5	2.3	10.9	20.8	32.7
	冬(DJF)	0.5	1.0	1.2	1.5	2.0	2.3	3.1	-46.0	-24.8	-15.5	-8.6	4.6	13.9	39.5
花蓮	春(MAM)	0.7	0.8	1.3	1.6	2.1	2.5	3.3	-32.9	-16.9	-10.4	-4.4	8.5	22.7	44.1
	夏(JJA)	0.5	0.8	1.1	1.4	1.8	2.0	3.2	-30.5	-12.6	-2.5	4.8	17.7	22.8	86.5
	秋(SON)	0.8	0.8	1.2	1.4	1.9	2.2	3.0	-19.6	-14.4	-6.2	4.2	13.1	27.7	34.4
	冬(DJF)	0.5	1.0	1.2	1.4	1.9	2.2	3.0	-48.7	-24.5	-15.1	-6.7	4.4	12.7	50.6
臺東	春(MAM)	0.6	0.8	1.2	1.6	2.0	2.4	3.3	-31.4	-16.8	-12.3	-4.1	8.5	23.5	45.8
	夏(JJA)	0.6	0.9	1.2	1.5	1.9	2.1	3.2	-25.9	-10.6	-0.5	6.4	16.3	23.3	80.8
	秋(SON)	0.7	0.8	1.2	1.4	1.9	2.1	2.9	-16.8	-13.8	-6.9	6.0	17.0	32.9	41.9
	冬(DJF)	0.6	1.0	1.2	1.4	1.9	2.2	2.9	-66.5	-31.3	-16.5	-8.2	5.1	13.3	85.4
澎湖	春(MAM)	0.6	0.9	1.2	1.6	2.1	2.6	3.3	-27.5	-20.0	-12.7	-4.5	11.5	27.6	48.5
	夏(JJA)	0.8	1.1	1.3	1.7	2.0	2.3	3.3	-28.1	-14.3	0.0	7.3	16.3	30.8	98.8
	秋(SON)	0.8	1.0	1.3	1.5	2.0	2.2	3.0	-25.6	-20.4	-8.9	9.4	20.4	32.3	45.1
	冬(DJF)	0.5	1.0	1.2	1.5	2.0	2.3	2.9	-52.3	-31.4	-20.7	-8.7	5.7	28.2	102.0

❖ 臺灣縣市 16 個分區在 RCP6.0 情境未來的季節平均變化

附表 6.3:　同附表 6.1，但為 IPCC AR5 RCP6.0 未來發展情境。

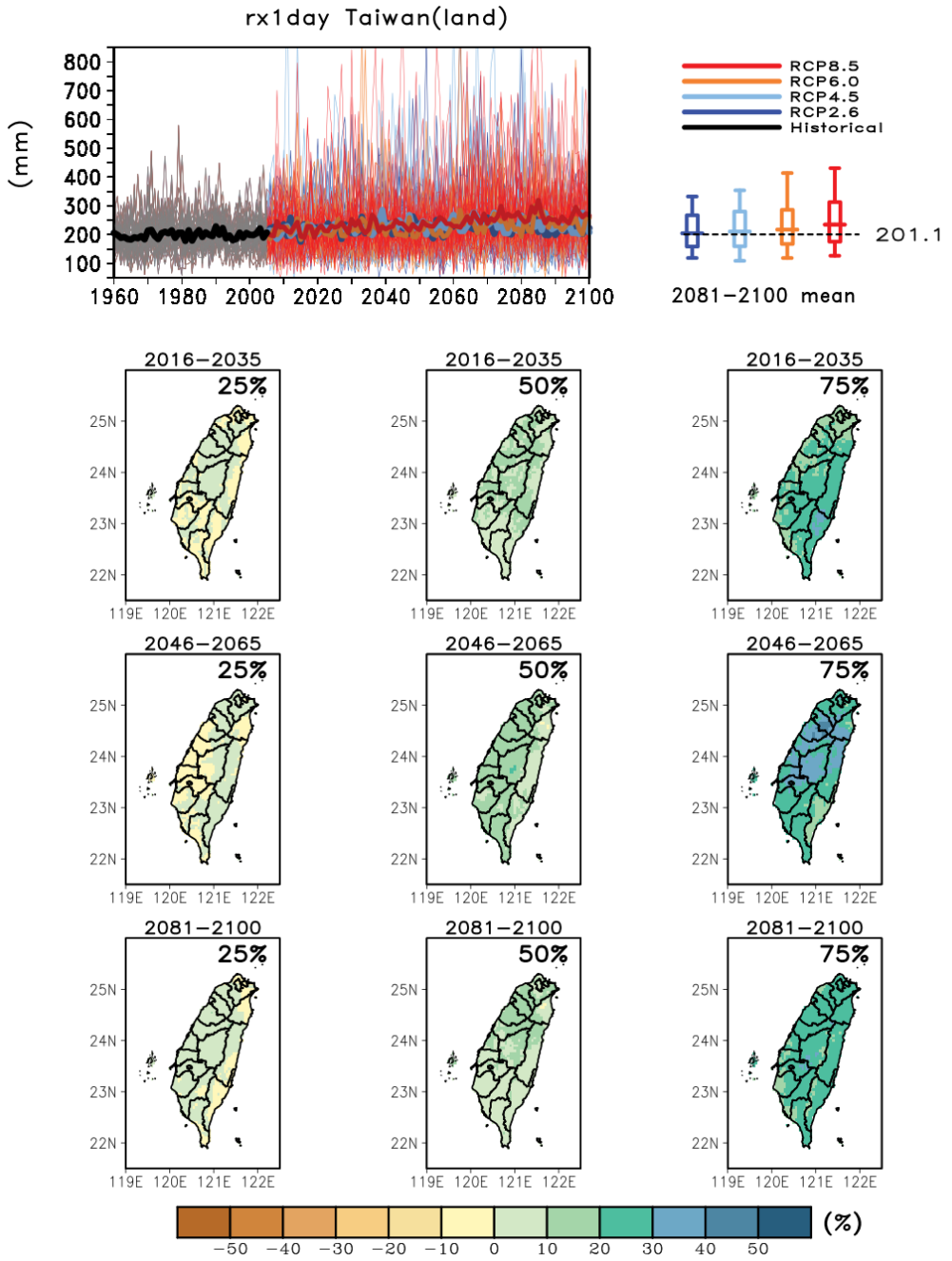
區域	季節	近地表氣溫平均變化 (℃)							降水量平均百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大	最小	10	25	50	75	90	最大
北北基	春(MAM)	0.9	1.4	1.6	1.9	2.4	2.9	3.0	-41.0	-22.6	-14.6	-6.6	4.9	7.0	23.4
	夏(JJA)	1.2	1.6	1.7	1.9	2.3	2.5	3.8	-8.3	-3.7	2.0	6.5	17.4	28.9	76.4
	秋(SON)	1.3	1.5	1.6	2.1	2.5	2.6	3.3	-12.0	-9.2	-4.4	6.5	18.9	26.7	39.9
	冬(DJF)	0.8	1.4	1.6	2.0	2.3	2.7	3.5	-54.2	-27.4	-17.5	-4.9	2.4	5.8	17.0
桃園	春(MAM)	0.8	1.4	1.6	1.9	2.4	2.9	3.0	-47.6	-26.4	-17.4	-7.6	5.1	8.6	26.9
	夏(JJA)	1.2	1.6	1.7	1.9	2.3	2.6	3.8	-8.3	-1.6	2.3	6.6	18.6	29.7	77.5
	秋(SON)	1.3	1.5	1.6	2.1	2.5	2.6	3.3	-14.1	-11.3	-3.2	8.7	22.5	35.3	51.1
	冬(DJF)	0.8	1.5	1.6	2.0	2.4	2.8	3.5	-61.4	-32.6	-21.5	-5.3	3.3	7.3	23.6
新竹	春(MAM)	0.9	1.5	1.6	1.9	2.4	2.9	3.0	-47.4	-26.8	-17.7	-8.0	5.3	9.3	28.2
	夏(JJA)	1.2	1.5	1.7	1.9	2.3	2.5	3.8	-8.5	-0.9	2.6	7.1	19.9	29.9	74.5
	秋(SON)	1.3	1.5	1.6	2.1	2.4	2.6	3.2	-15.7	-11.9	-3.8	8.4	23.0	39.5	54.1
	冬(DJF)	0.8	1.5	1.5	2.0	2.4	2.8	3.5	-63.9	-35.8	-22.3	-5.5	2.7	9.5	28.3
苗栗	春(MAM)	0.9	1.5	1.6	1.8	2.5	2.9	3.0	-49.0	-27.5	-18.3	-7.6	5.5	10.1	29.3
	夏(JJA)	1.0	1.4	1.6	1.8	2.1	2.5	3.7	-8.4	1.0	3.5	6.9	19.0	30.1	73.0
	秋(SON)	1.2	1.4	1.5	2.0	2.3	2.4	3.2	-18.6	-14.4	-5.4	11.0	26.5	48.3	64.1
	冬(DJF)	0.8	1.5	1.5	2.0	2.4	2.7	3.5	-67.5	-38.9	-24.4	-6.0	4.1	11.0	35.3
臺中	春(MAM)	0.9	1.5	1.6	1.8	2.5	2.9	3.0	-50.2	-29.0	-19.6	-8.4	5.8	10.7	30.5
	夏(JJA)	1.1	1.4	1.6	1.8	2.2	2.5	3.6	-6.9	-0.7	4.5	7.4	18.9	28.1	71.2
	秋(SON)	1.2	1.4	1.5	2.1	2.3	2.5	3.2	-16.9	-15.2	-3.4	11.3	26.5	42.8	58.7
	冬(DJF)	0.8	1.5	1.5	1.9	2.4	2.7	3.4	-68.4	-41.9	-24.9	-6.2	5.5	12.5	41.5
彰化	春(MAM)	0.9	1.5	1.6	1.8	2.5	2.8	3.0	-53.2	-32.4	-23.0	-10.2	6.6	16.2	36.2
	夏(JJA)	1.3	1.6	1.8	1.9	2.4	2.6	3.7	-4.6	-1.3	4.9	8.1	17.0	23.5	66.6
	秋(SON)	1.3	1.5	1.6	2.1	2.4	2.5	3.3	-21.2	-17.6	-1.2	14.2	30.4	46.5	68.2
	冬(DJF)	0.9	1.4	1.5	1.9	2.4	2.7	3.4	-75.3	-47.0	-27.5	-5.7	8.4	15.5	58.0
南投	春(MAM)	0.9	1.5	1.6	1.8	2.4	2.8	3.0	-42.3	-28.3	-20.3	-9.7	5.1	12.6	30.7
	夏(JJA)	1.1	1.4	1.6	1.8	2.2	2.5	3.6	-5.4	-0.6	3.6	6.8	15.2	21.8	55.8
	秋(SON)	1.2	1.4	1.6	2.1	2.3	2.5	3.3	-15.6	-12.3	-3.2	10.6	23.1	33.0	45.6
	冬(DJF)	0.9	1.4	1.5	1.8	2.3	2.7	3.4	-67.0	-41.1	-21.0	-5.5	3.5	11.3	39.5
雲林	春(MAM)	1.0	1.5	1.6	1.8	2.5	2.8	3.0	-51.3	-33.3	-22.2	-10.6	5.9	19.4	37.1
	夏(JJA)	1.3	1.6	1.8	1.9	2.4	2.6	3.6	-5.4	-1.0	3.6	8.6	18.0	23.7	64.8
	秋(SON)	1.4	1.5	1.6	2.1	2.4	2.6	3.3	-21.2	-16.8	-2.3	15.2	30.9	47.2	64.0
	冬(DJF)	0.8	1.4	1.5	1.9	2.3	2.7	3.4	-75.0	-46.5	-27.7	-4.4	7.9	19.6	58.4
嘉義	春(MAM)	1.0	1.5	1.7	1.8	2.5	2.8	3.0	-46.0	-32.7	-20.7	-11.4	5.3	17.6	34.7
	夏(JJA)	1.2	1.6	1.7	1.9	2.3	2.5	3.6	-5.2	-0.3	3.4	9.8	16.9	24.2	61.8
	秋(SON)	1.4	1.5	1.6	2.1	2.4	2.6	3.3	-18.7	-16.2	-2.8	14.0	27.4	39.0	53.0
	冬(DJF)	0.9	1.4	1.5	1.8	2.2	2.7	3.4	-75.9	-47.7	-24.1	-5.4	5.6	17.8	53.4
臺南	春(MAM)	1.0	1.5	1.6	1.8	2.4	2.7	3.0	-48.9	-36.7	-23.2	-14.1	5.4	19.8	37.9
	夏(JJA)	1.2	1.5	1.7	1.9	2.3	2.5	3.6	-6.3	-0.1	4.6	12.3	21.8	31.0	75.2
	秋(SON)	1.4	1.5	1.7	2.1	2.4	2.5	3.3	-20.9	-17.9	-1.8	15.7	30.0	41.8	54.2
	冬(DJF)	0.9	1.3	1.5	1.8	2.2	2.7	3.4	-80.1	-52.4	-23.7	-6.8	5.7	22.1	55.7
高雄	春(MAM)	1.0	1.5	1.6	1.8	2.4	2.7	3.0	-44.9	-34.6	-20.7	-12.5	4.2	17.9	35.4
	夏(JJA)	1.2	1.5	1.6	1.8	2.3	2.5	3.5	-6.2	1.0	4.7	11.1	17.9	27.7	68.6
	秋(SON)	1.3	1.5	1.6	2.0	2.3	2.5	3.3	-18.1	-16.4	-0.6	11.8	27.5	38.4	45.6
	冬(DJF)	0.9	1.3	1.5	1.8	2.2	2.7	3.4	-79.0	-48.1	-21.0	-7.3	5.9	18.9	49.8
屏東	春(MAM)	1.0	1.4	1.6	1.7	2.3	2.7	3.0	-48.7	-38.1	-21.9	-13.9	2.6	20.6	38.9
	夏(JJA)	1.2	1.5	1.6	1.8	2.2	2.5	3.5	-7.2	-0.2	4.6	10.2	16.3	26.3	62.8
	秋(SON)	1.3	1.5	1.6	2.0	2.3	2.4	3.4	-20.9	-17.5	1.4	11.5	27.2	43.9	49.3
	冬(DJF)	1.0	1.3	1.5	1.7	2.2	2.7	3.3	-77.1	-43.5	-20.7	-6.3	6.0	19.8	56.8
宜蘭	春(MAM)	0.9	1.5	1.6	1.8	2.4	2.9	3.0	-38.5	-24.6	-17.1	-8.8	5.6	9.7	27.7
	夏(JJA)	1.1	1.5	1.6	1.9	2.3	2.5	3.7	-9.0	-5.4	3.3	8.4	20.6	30.5	74.2
	秋(SON)	1.4	1.5	1.6	2.1	2.4	2.6	3.4	-12.5	-10.1	-4.7	7.9	20.8	28.1	40.2
	冬(DJF)	0.8	1.4	1.5	1.9	2.3	2.7	3.5	-61.6	-30.9	-19.0	-5.6	0.8	6.9	20.2
花蓮	春(MAM)	0.9	1.5	1.6	1.8	2.4	2.8	3.0	-37.8	-28.6	-20.6	-11.1	5.2	13.3	31.2
	夏(JJA)	1.1	1.4	1.6	1.8	2.3	2.4	3.6	-8.4	-2.5	4.5	6.9	18.8	26.8	64.7
	秋(SON)	1.3	1.4	1.6	2.1	2.4	2.5	3.4	-17.5	-10.5	-3.1	10.2	27.0	34.8	47.1
	冬(DJF)	0.9	1.3	1.5	1.8	2.2	2.7	3.4	-59.6	-31.2	-16.4	-6.4	2.0	8.4	25.9
臺東	春(MAM)	1.0	1.4	1.6	1.8	2.4	2.7	3.0	-42.1	-33.0	-19.3	-12.3	3.9	16.4	33.4
	夏(JJA)	1.2	1.5	1.6	1.8	2.3	2.5	3.5	-6.0	0.4	4.1	8.1	15.4	23.9	60.4
	秋(SON)	1.3	1.4	1.6	2.0	2.3	2.5	3.4	-20.3	-16.0	0.5	13.4	30.9	41.0	52.8
	冬(DJF)	0.9	1.3	1.5	1.8	2.2	2.7	3.4	-76.6	-38.1	-18.7	-5.3	5.1	13.0	42.9
澎湖	春(MAM)	0.9	1.5	1.6	1.8	2.5	2.8	2.9	-49.5	-33.9	-20.9	-8.8	6.3	20.0	34.4
	夏(JJA)	1.3	1.6	1.8	1.9	2.4	2.6	3.6	-9.0	-1.1	2.7	8.2	21.8	25.6	74.0
	秋(SON)	1.4	1.5	1.7	2.1	2.5	2.6	3.2	-21.2	-15.7	0.9	12.4	30.5	38.7	55.7
	冬(DJF)	0.9	1.4	1.4	1.9	2.3	2.7	3.5	-65.3	-40.6	-23.5	-2.7	8.0	16.0	49.9

❖ 臺灣縣市 16 個分區在 RCP8.5 情境未來的季節平均變化

附表 6.4: IPCC AR5 RCP8.5 未來發展情境下，由 CMIP5 氣候模式模擬推估所建構的世紀末（2081-2100）可能的春、夏、秋、冬季平均近地面氣溫與降雨變化範圍，包含臺灣縣市 16 個分區平均，表中標題列中的最小、10、25、50、75、90、最大分別代表該區季節平均值統計機率分布的極值與不同百分位值。氣溫與降雨變化所用的背景顏色所對應的是先前空間分佈圖所用的色階範圍。

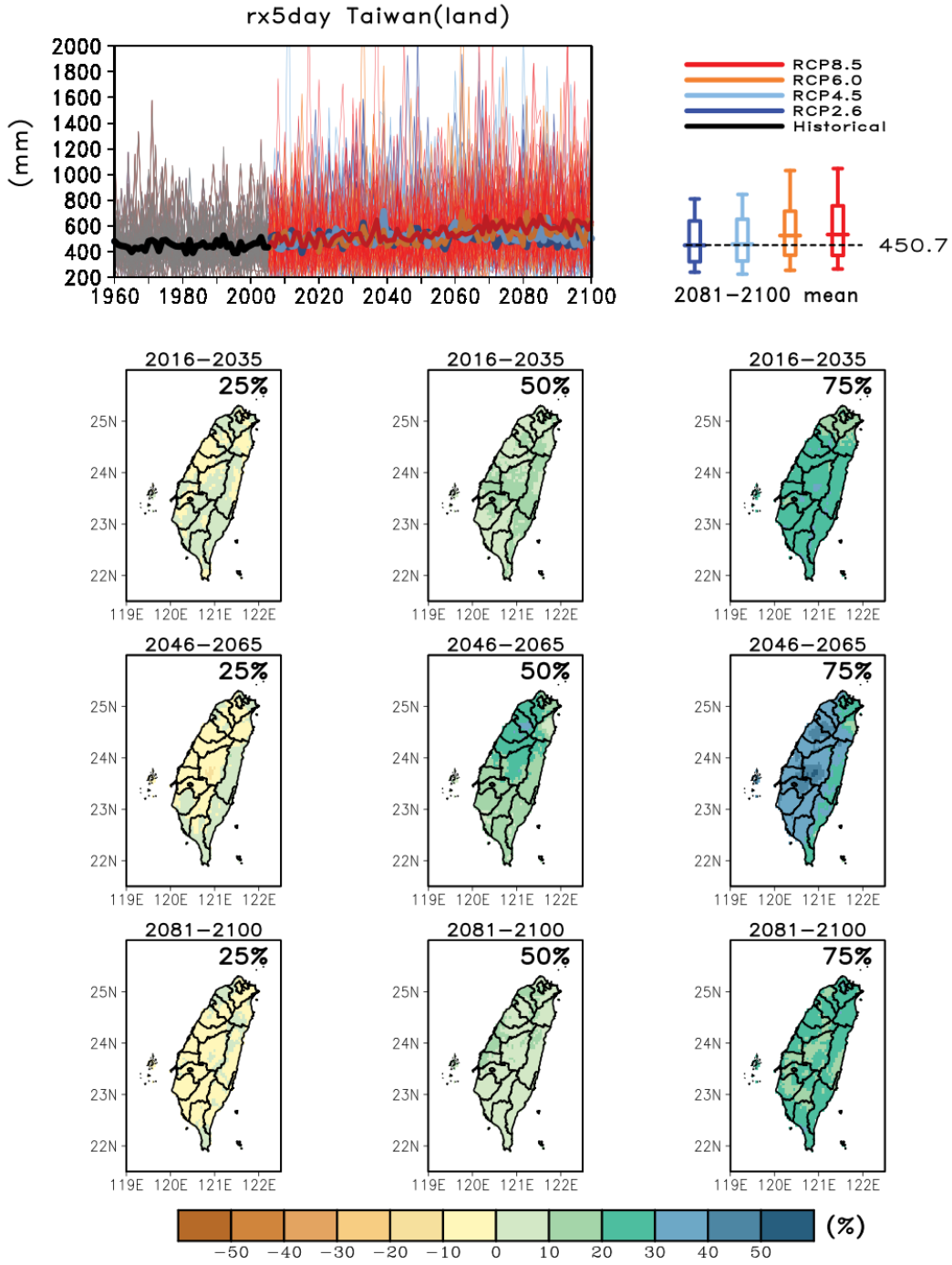
區域	季節	近地表氣溫平均變化 (℃)							降水量平均百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大	最小	10	25	50	75	90	最大
北北基	春(MAM)	2.0	2.2	2.6	3.2	3.7	4.3	4.7	-36.3	-22.2	-16.7	-10.5	-2.9	10.5	43.2
	夏(JJA)	1.8	2.4	2.8	3.3	3.6	4.1	5.2	-34.9	-12.1	-0.4	15.9	25.1	43.9	117.8
	秋(SON)	2.1	2.4	2.9	3.2	3.7	4.3	4.9	-27.4	-19.8	-7.8	1.0	15.1	31.4	58.3
	冬(DJF)	1.5	2.2	2.8	3.1	3.5	4.4	4.9	-53.2	-34.3	-24.9	-15.2	-4.5	8.1	15.9
桃園	春(MAM)	1.9	2.2	2.6	3.2	3.6	4.3	4.7	-42.3	-26.0	-19.3	-11.1	-2.9	12.8	51.0
	夏(JJA)	1.8	2.4	2.8	3.3	3.6	4.1	5.3	-36.4	-12.8	-0.3	14.7	26.3	47.5	117.3
	秋(SON)	2.1	2.4	2.9	3.2	3.7	4.3	4.9	-33.1	-23.6	-8.0	1.8	19.7	39.5	75.6
	冬(DJF)	1.5	2.2	2.8	3.1	3.6	4.4	4.8	-60.3	-40.1	-27.6	-17.7	-5.4	11.9	22.2
新竹	春(MAM)	2.0	2.2	2.6	3.2	3.6	4.3	4.7	-41.7	-26.7	-20.0	-11.7	-3.4	13.7	52.0
	夏(JJA)	1.8	2.3	2.8	3.2	3.6	4.0	5.2	-35.6	-12.6	1.5	15.0	26.9	47.4	112.4
	秋(SON)	2.1	2.3	2.8	3.1	3.7	4.2	4.8	-34.1	-25.5	-8.0	2.9	20.7	42.8	81.6
	冬(DJF)	1.5	2.2	2.8	3.1	3.5	4.4	4.8	-63.2	-42.2	-28.7	-18.2	-5.7	13.6	27.1
苗栗	春(MAM)	1.9	2.2	2.6	3.2	3.6	4.3	4.7	-42.2	-27.7	-20.2	-12.4	-3.6	14.4	54.7
	夏(JJA)	1.7	2.3	2.7	3.1	3.6	3.9	5.1	-34.4	-12.6	2.1	15.1	27.1	47.0	110.8
	秋(SON)	2.1	2.2	2.8	3.0	3.6	4.2	4.8	-38.1	-30.2	-7.1	5.4	26.4	53.9	99.2
	冬(DJF)	1.5	2.2	2.8	3.1	3.6	4.4	4.8	-67.9	-47.5	-32.8	-19.0	-5.6	16.4	34.0
臺中	春(MAM)	2.0	2.2	2.6	3.2	3.6	4.2	4.7	-43.2	-27.2	-21.7	-13.7	-3.2	13.9	54.7
	夏(JJA)	1.7	2.2	2.7	3.1	3.5	3.9	5.1	-33.1	-12.2	2.2	16.1	26.4	44.8	110.7
	秋(SON)	2.1	2.2	2.8	3.0	3.6	4.1	4.8	-36.8	-26.8	-8.3	5.5	26.5	52.3	87.2
	冬(DJF)	1.5	2.2	2.8	3.1	3.5	4.4	4.8	-68.7	-50.2	-33.4	-18.8	-3.8	16.8	38.1
彰化	春(MAM)	2.0	2.3	2.6	3.1	3.6	4.2	4.7	-44.3	-28.8	-24.1	-14.2	-0.3	14.5	65.5
	夏(JJA)	1.9	2.5	2.9	3.3	3.6	4.1	5.2	-30.0	-10.4	0.9	16.8	25.4	40.3	104.5
	秋(SON)	2.1	2.3	2.9	3.1	3.7	4.2	4.9	-40.8	-25.8	-10.6	9.3	35.9	65.4	91.5
	冬(DJF)	1.5	2.2	2.8	3.1	3.5	4.3	4.7	-75.5	-58.6	-37.4	-20.1	-0.4	19.7	45.3
南投	春(MAM)	2.0	2.2	2.6	3.0	3.6	4.1	4.7	-41.7	-27.0	-22.6	-14.8	-2.0	13.1	50.0
	夏(JJA)	1.7	2.2	2.7	3.1	3.5	3.9	5.0	-28.3	-7.9	1.9	14.0	22.8	36.5	87.4
	秋(SON)	2.1	2.2	2.7	3.0	3.6	4.1	4.8	-30.3	-20.1	-9.8	3.2	20.9	39.1	62.4
	冬(DJF)	1.5	2.2	2.7	3.0	3.4	4.1	4.7	-66.1	-46.2	-31.3	-16.4	-2.5	15.8	32.7
雲林	春(MAM)	2.0	2.3	2.6	3.1	3.6	4.2	4.7	-45.5	-29.6	-24.1	-16.3	0.7	14.1	67.3
	夏(JJA)	1.9	2.4	2.9	3.3	3.6	4.1	5.1	-28.5	-9.2	1.6	17.5	26.9	38.0	103.4
	秋(SON)	2.1	2.3	2.9	3.1	3.7	4.2	4.9	-39.6	-24.4	-12.9	8.1	34.0	59.4	85.3
	冬(DJF)	1.5	2.1	2.7	3.0	3.5	4.2	4.7	-75.2	-57.4	-39.4	-19.2	2.0	21.6	44.7
嘉義	春(MAM)	2.0	2.3	2.6	3.0	3.6	4.1	4.7	-44.2	-29.4	-24.5	-17.3	-0.2	13.4	58.0
	夏(JJA)	1.9	2.4	2.8	3.2	3.6	4.1	5.1	-27.9	-7.1	0.9	17.0	27.8	36.9	101.7
	秋(SON)	2.1	2.3	2.8	3.1	3.7	4.1	4.8	-33.1	-22.7	-11.9	6.4	25.6	48.8	72.8
	冬(DJF)	1.5	2.2	2.7	3.0	3.4	4.1	4.7	-74.9	-54.0	-36.8	-17.3	0.0	21.7	42.4
臺南	春(MAM)	2.0	2.3	2.6	3.0	3.6	4.0	4.7	-48.4	-32.8	-27.6	-19.0	0.5	15.9	60.8
	夏(JJA)	1.9	2.4	2.8	3.2	3.5	4.0	5.0	-32.8	-7.9	2.5	20.4	34.7	44.7	127.6
	秋(SON)	2.1	2.3	2.8	3.1	3.7	4.1	4.8	-33.4	-27.2	-12.8	6.8	25.7	49.1	73.3
	冬(DJF)	1.5	2.1	2.6	2.9	3.4	4.0	4.7	-81.0	-57.5	-39.8	-18.4	-0.2	26.3	48.2
高雄	春(MAM)	2.0	2.3	2.6	3.0	3.6	4.0	4.7	-45.5	-30.8	-26.2	-17.4	-0.4	14.5	53.6
	夏(JJA)	1.8	2.3	2.7	3.1	3.5	4.0	5.0	-31.8	-6.1	2.3	19.6	32.7	42.7	114.9
	秋(SON)	2.1	2.2	2.7	3.0	3.6	4.0	4.8	-29.2	-23.4	-11.6	4.4	21.2	41.0	63.4
	冬(DJF)	1.5	2.2	2.6	2.9	3.3	3.9	4.6	-79.3	-55.0	-35.3	-17.8	-0.8	23.4	42.8
屏東	春(MAM)	1.9	2.2	2.5	2.9	3.5	3.9	4.7	-49.3	-34.3	-28.3	-18.7	1.9	15.4	55.1
	夏(JJA)	1.8	2.3	2.7	3.1	3.5	3.9	4.9	-31.0	-5.2	2.3	18.0	30.7	42.5	104.4
	秋(SON)	2.1	2.2	2.7	3.0	3.5	3.9	4.8	-29.3	-22.8	-11.4	6.0	21.8	43.0	66.1
	冬(DJF)	1.5	2.2	2.6	2.8	3.3	3.8	4.6	-78.9	-53.0	-29.9	-14.6	1.9	22.6	41.3
宜蘭	春(MAM)	1.9	2.2	2.6	3.1	3.6	4.1	4.7	-39.2	-24.3	-20.1	-12.6	-3.1	12.5	49.1
	夏(JJA)	1.8	2.3	2.7	3.2	3.5	4.0	5.1	-35.4	-11.4	2.5	17.5	27.0	46.3	118.0
	秋(SON)	2.1	2.3	2.8	3.2	3.7	4.2	4.9	-29.4	-21.9	-9.3	-2.2	16.8	32.6	54.1
	冬(DJF)	1.5	2.2	2.7	3.0	3.4	4.3	4.8	-60.9	-36.6	-26.2	-16.9	-4.7	8.5	19.9
花蓮	春(MAM)	1.9	2.2	2.5	2.9	3.6	4.0	4.7	-43.4	-27.6	-23.1	-15.5	-2.0	15.0	51.6
	夏(JJA)	1.7	2.2	2.7	3.1	3.5	3.8	5.0	-34.1	-8.4	2.8	15.0	24.5	42.4	104.3
	秋(SON)	2.1	2.3	2.8	3.1	3.6	4.1	4.9	-32.7	-23.4	-12.8	0.0	20.4	39.6	63.3
	冬(DJF)	1.4	2.2	2.6	2.9	3.3	4.0	4.6	-58.9	-36.4	-25.2	-14.3	-2.9	11.2	23.3
臺東	春(MAM)	1.9	2.2	2.5	2.9	3.5	3.9	4.7	-45.2	-29.8	-24.7	-16.8	-0.8	14.0	49.9
	夏(JJA)	1.8	2.3	2.7	3.1	3.5	3.9	4.9	-31.2	-6.2	1.9	16.1	27.8	38.8	99.5
	秋(SON)	2.1	2.2	2.7	3.0	3.6	4.0	4.8	-33.5	-22.4	-13.1	5.0	22.9	46.1	71.1
	冬(DJF)	1.5	2.2	2.6	2.9	3.3	3.9	4.6	-73.8	-48.0	-27.8	-13.9	-1.1	17.1	30.8
澎湖	春(MAM)	2.0	2.3	2.6	3.1	3.6	4.2	4.7	-42.7	-26.9	-21.6	-11.6	1.5	13.9	64.8
	夏(JJA)	1.9	2.5	2.9	3.3	3.6	4.1	5.1	-29.4	-10.4	1.8	16.7	31.4	42.7	119.4
	秋(SON)	2.1	2.4	2.9	3.2	3.9	4.3	4.8	-36.8	-25.4	-12.5	7.7	29.2	51.7	75.8
	冬(DJF)	1.5	2.1	2.7	3.0	3.4	4.2	4.7	-67.8	-52.0	-33.6	-17.3	1.9	16.4	39.0

❖ RCP2.6 平均年最大日降雨量（RX1day）變化



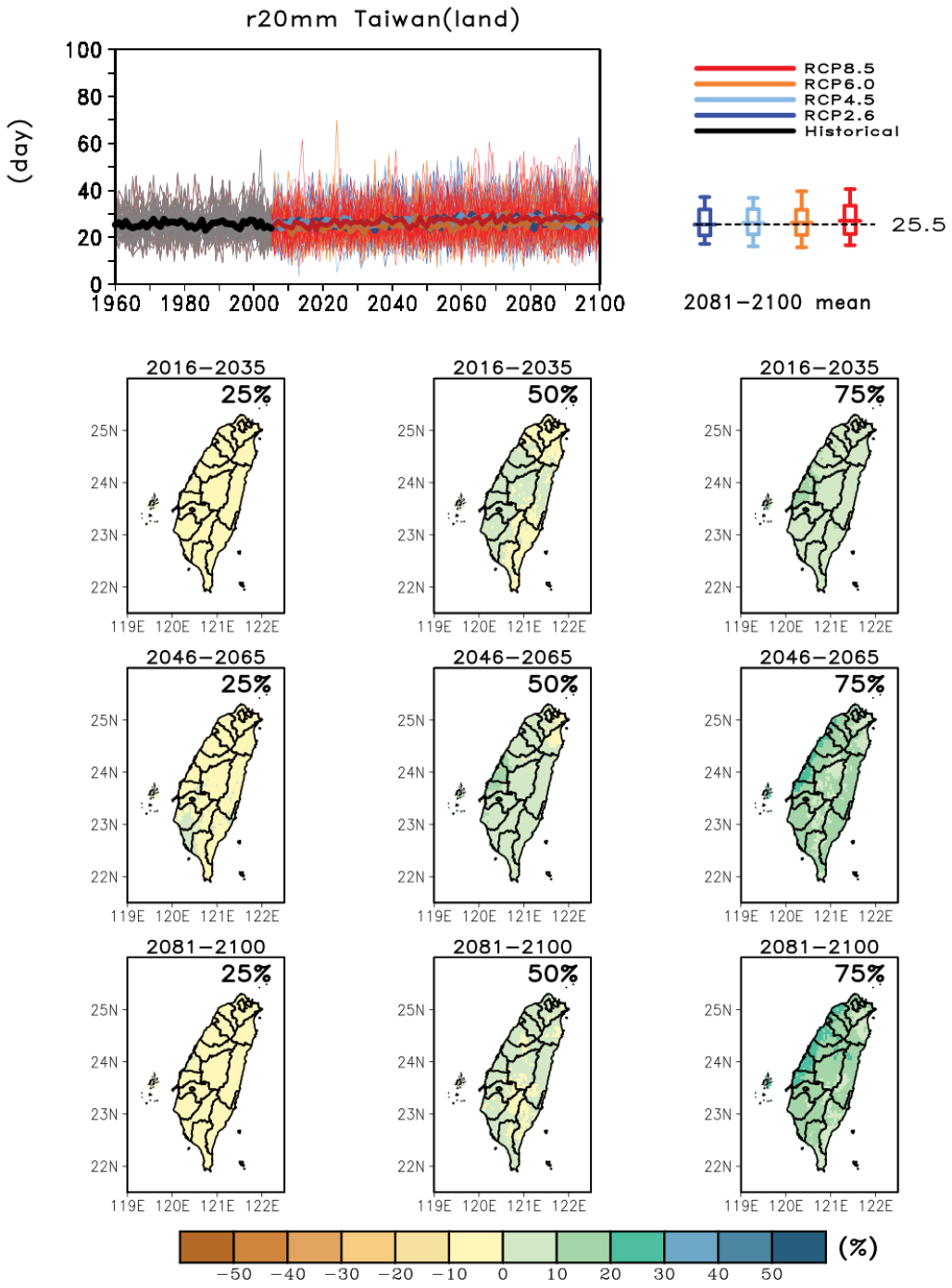
附錄圖 5-1：上圖為臺灣區域平均年最大日降雨量變化的時間序列；細實線為各氣候模式在不同情境的推估，粗實線為各氣候模式的平均值，右方則分別是 4 個不同 RCP 情境在世紀末 (2081~2100 年) 20 年平均由不同氣候模式對年最大日降雨量變化推估所形成的盒鬚圖，包含 10, 25, 50, 75, 90 百分位值。下圖則是在 RCP2.6 情境下，相對於 1986-2005 年氣候值，由上到下分別在近未來 (2016~2035 年)、世紀中 (2046~ 2065 年) 與世紀末 (2081~2100 年) 期間的長期年平均年最大日降雨量推估變化分布圖，在每個 5 公里解析度的降尺度網格上，由左到右分別是所有 CMIP5 氣候模式降雨變化推估機率分佈的 25、50、75 百分位值。單位分別為 mm 與%。

❖ RCP2.6 平均年最大連續 5 日降雨量（RX5day）變化



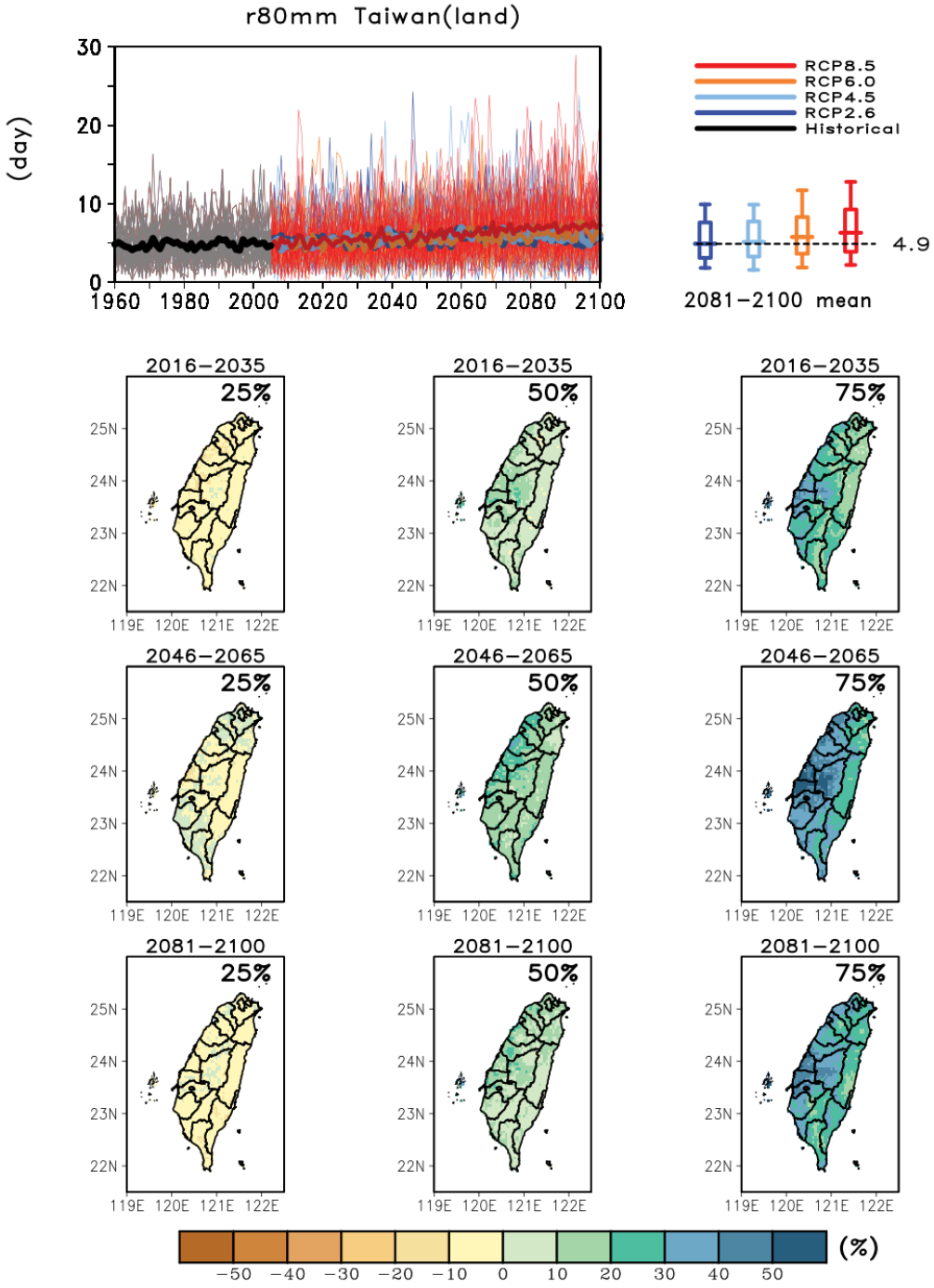
附錄圖 5-2：同附錄圖 5-1，不過所分析的是年最大連續 5 日降雨量。

❖ RCP2.6 年平均多雨日數（r20mm）變化



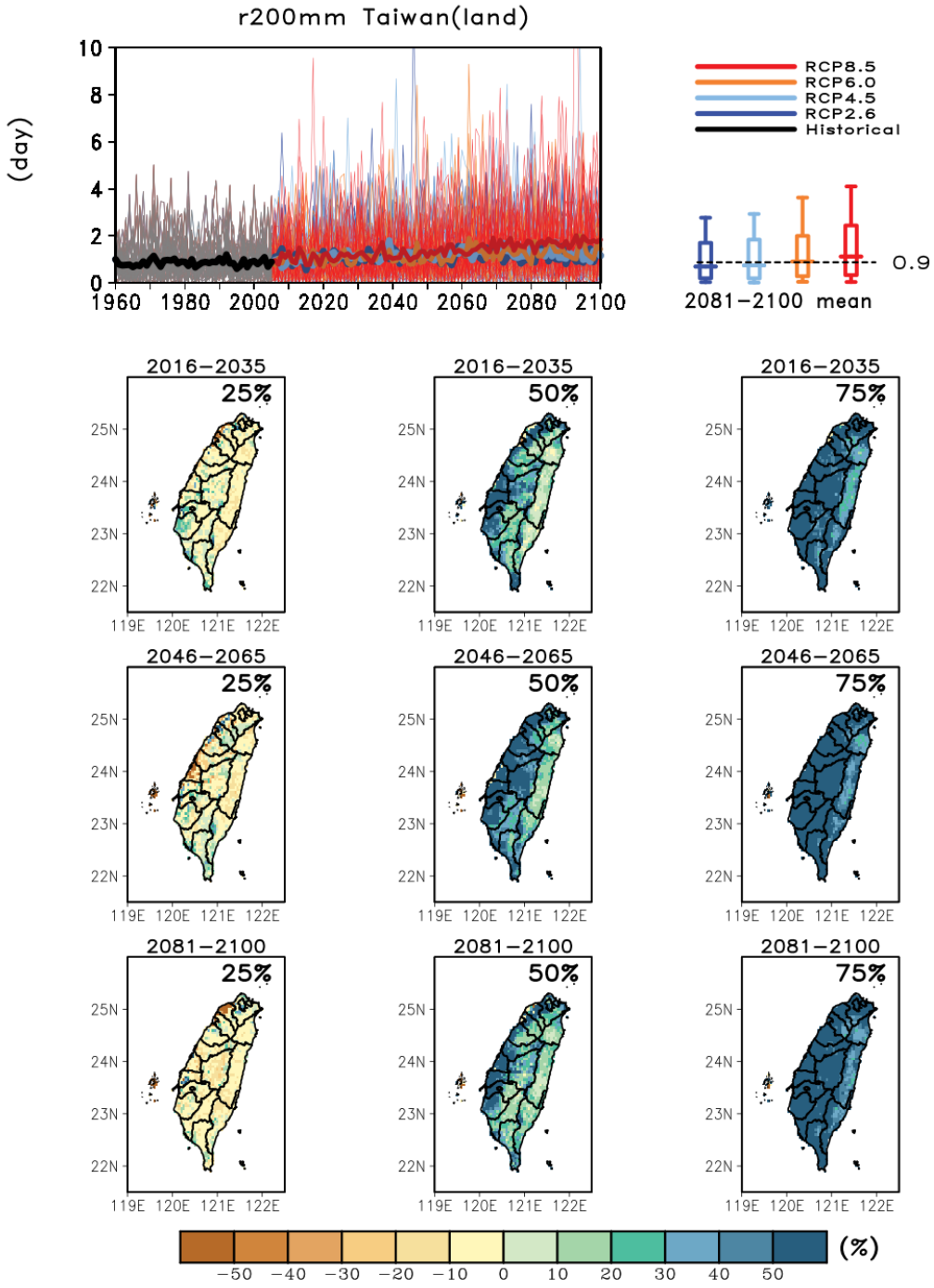
附錄圖 5-3：同附錄圖 5-1，不過所分析的是年平均多雨日。單位分別為天數與%。

❖ RCP2.6 年平均大雨日數（r80mm）變化



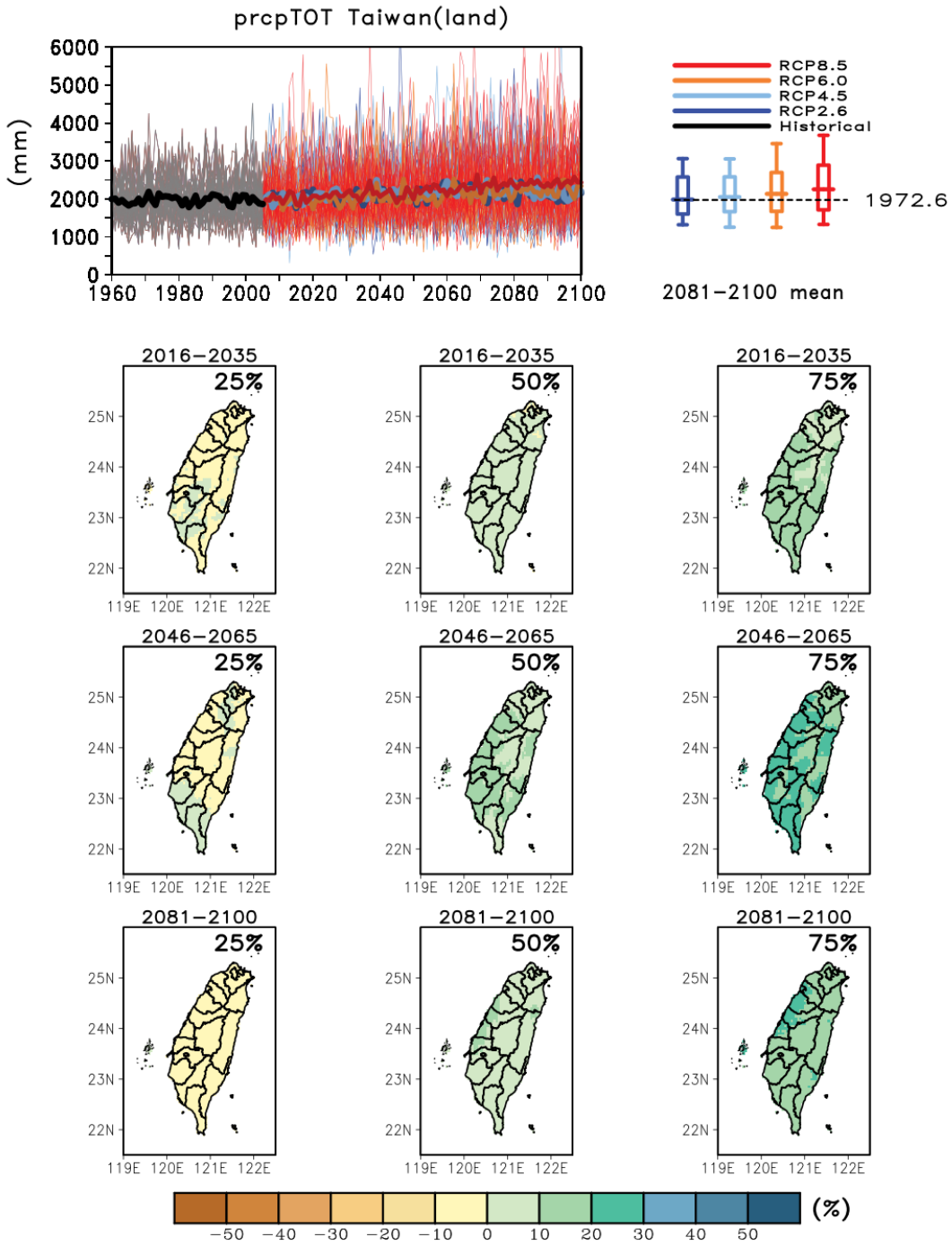
附錄圖 5-4：同附錄圖 5-1，不過所分析的是年平均大雨日。單位分別為天數與%。

❖ RCP2.6 年平均豪雨日數（r200mm）變化



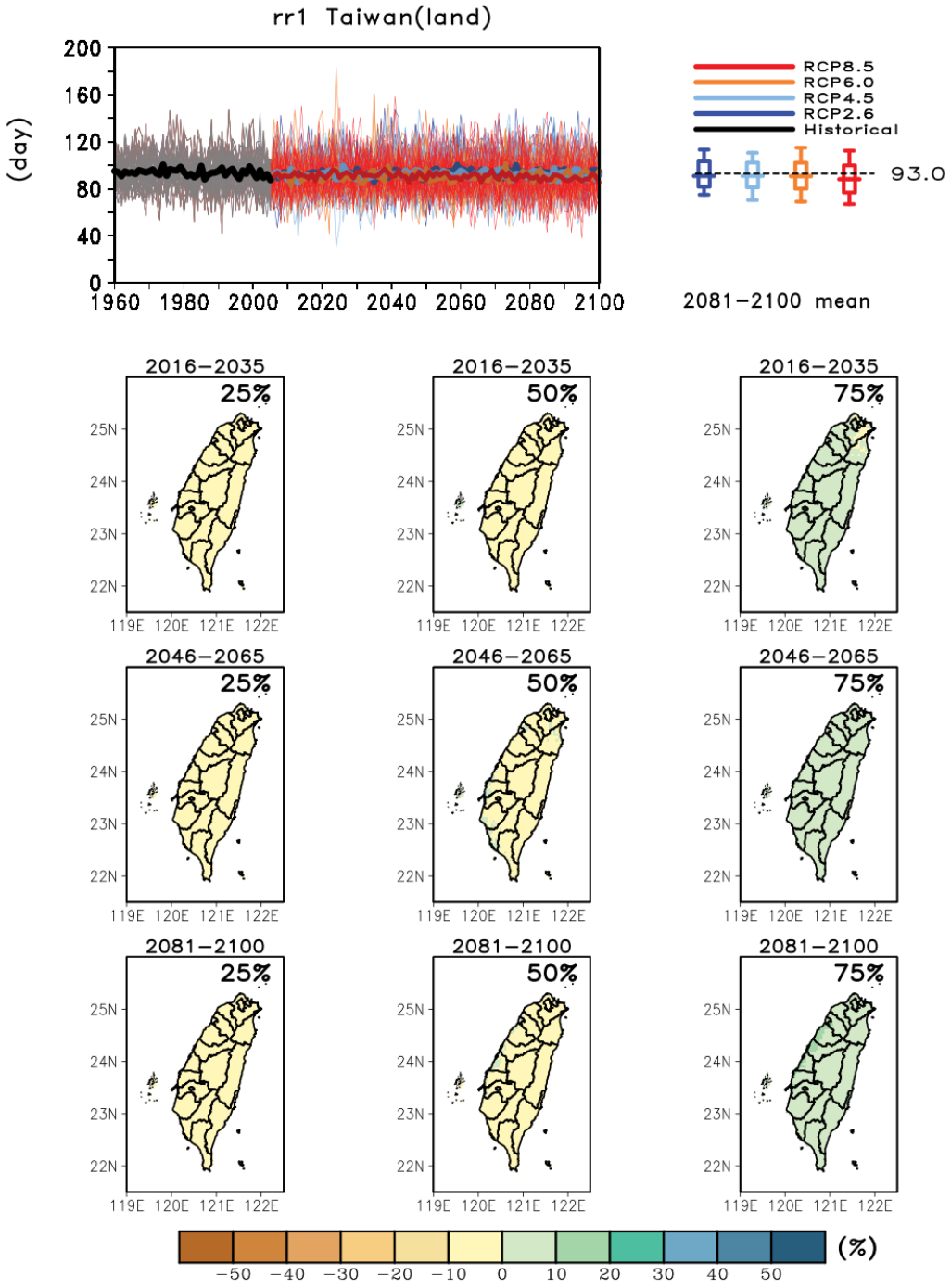
附錄圖 5-5：同附錄圖 5-1，不過所分析的是年平均豪雨日。單位分別為天數與%。

❖ RCP2.6 年平均總降雨量（prcpTOT）變化



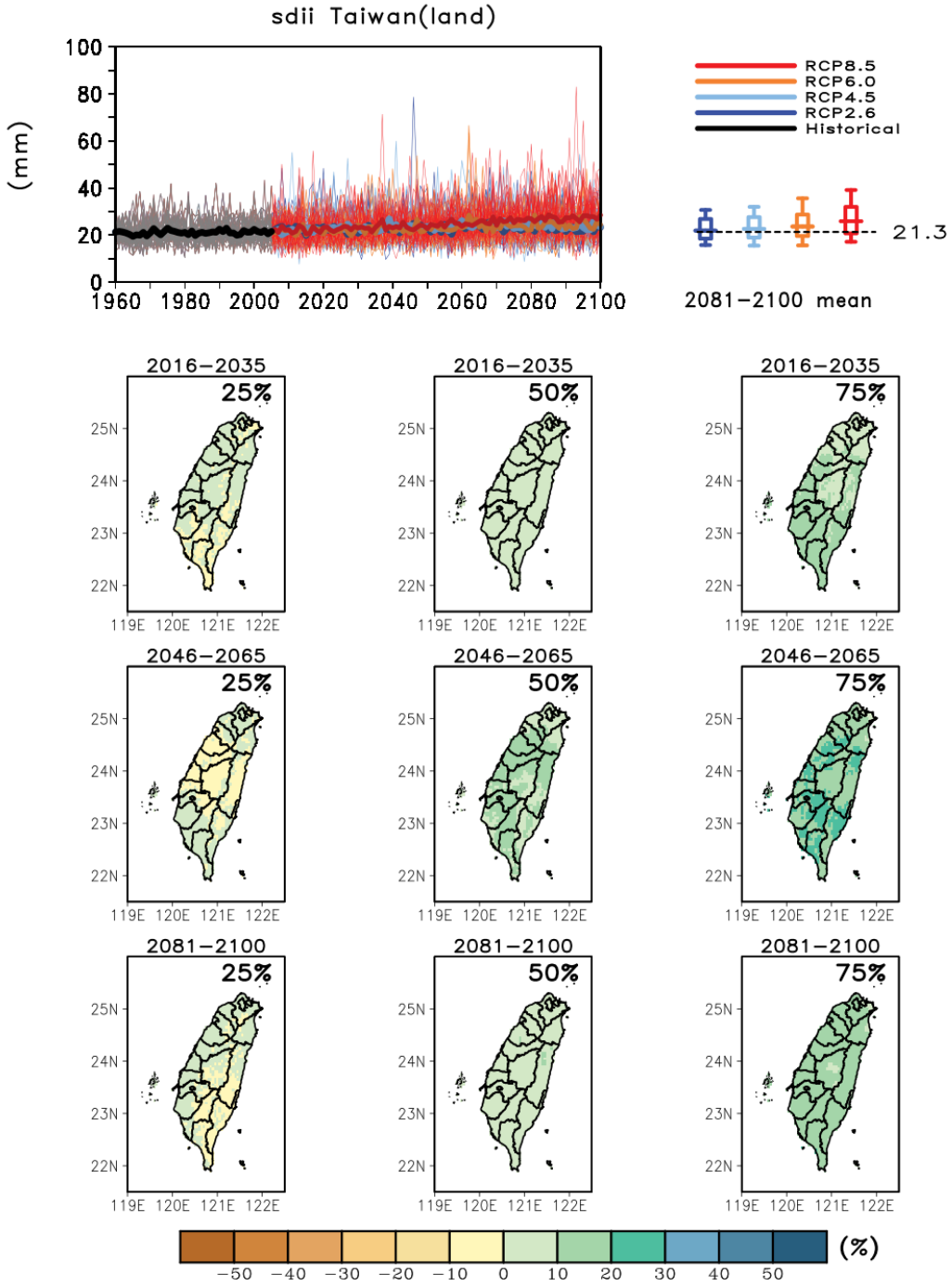
附錄圖 5-6：同附錄圖 5-1，不過所分析的是年平均總降雨量。

❖ RCP2.6 年平均雨日（rr1）變化



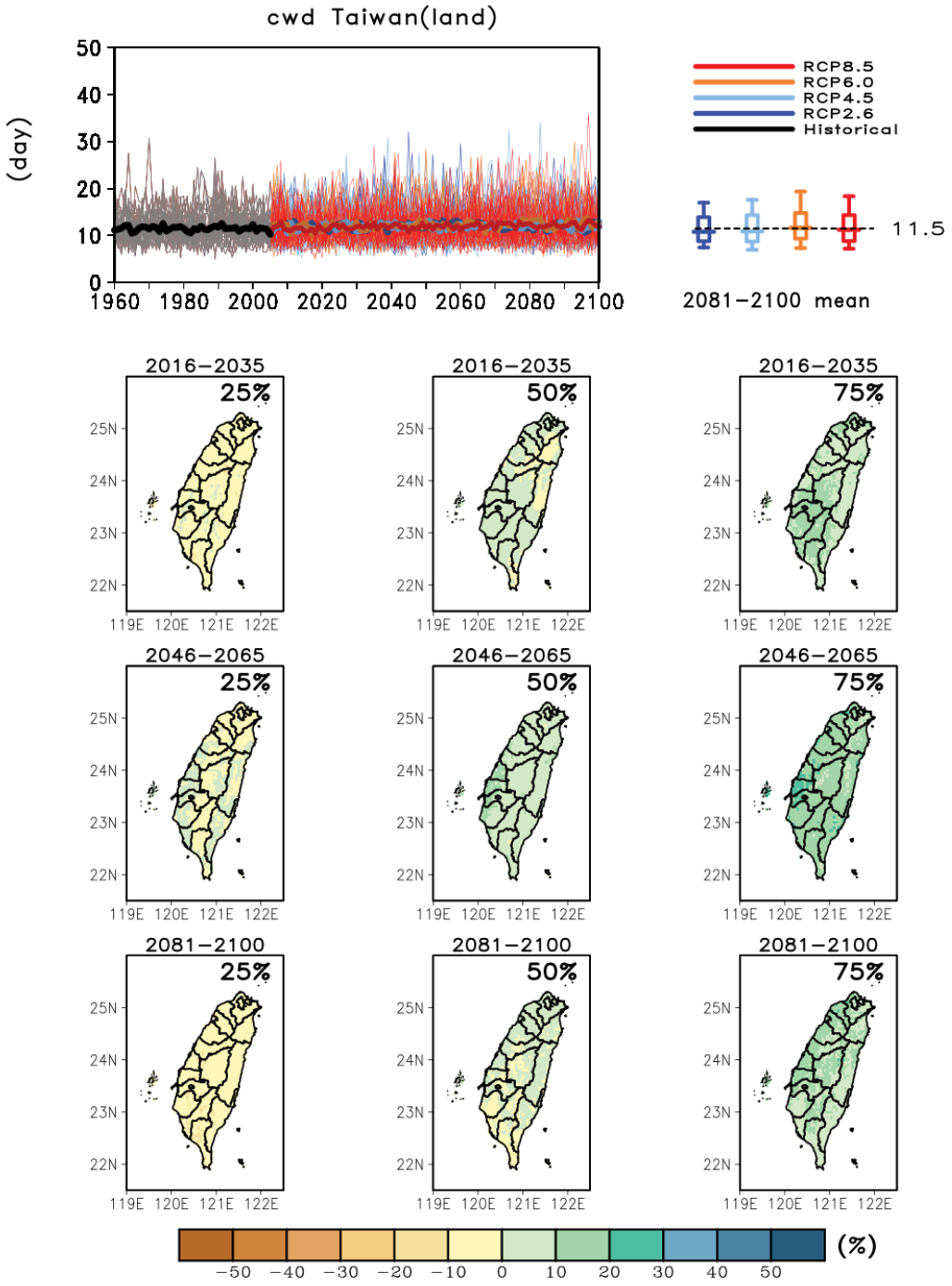
附錄圖 5-7：同附錄圖 5-1，不過所分析的是年平均雨日。雨日定義為日雨量超過 1mm。單位分別為天數與%。

❖ RCP2.6 年平均雨日降雨強度（sdii）變化



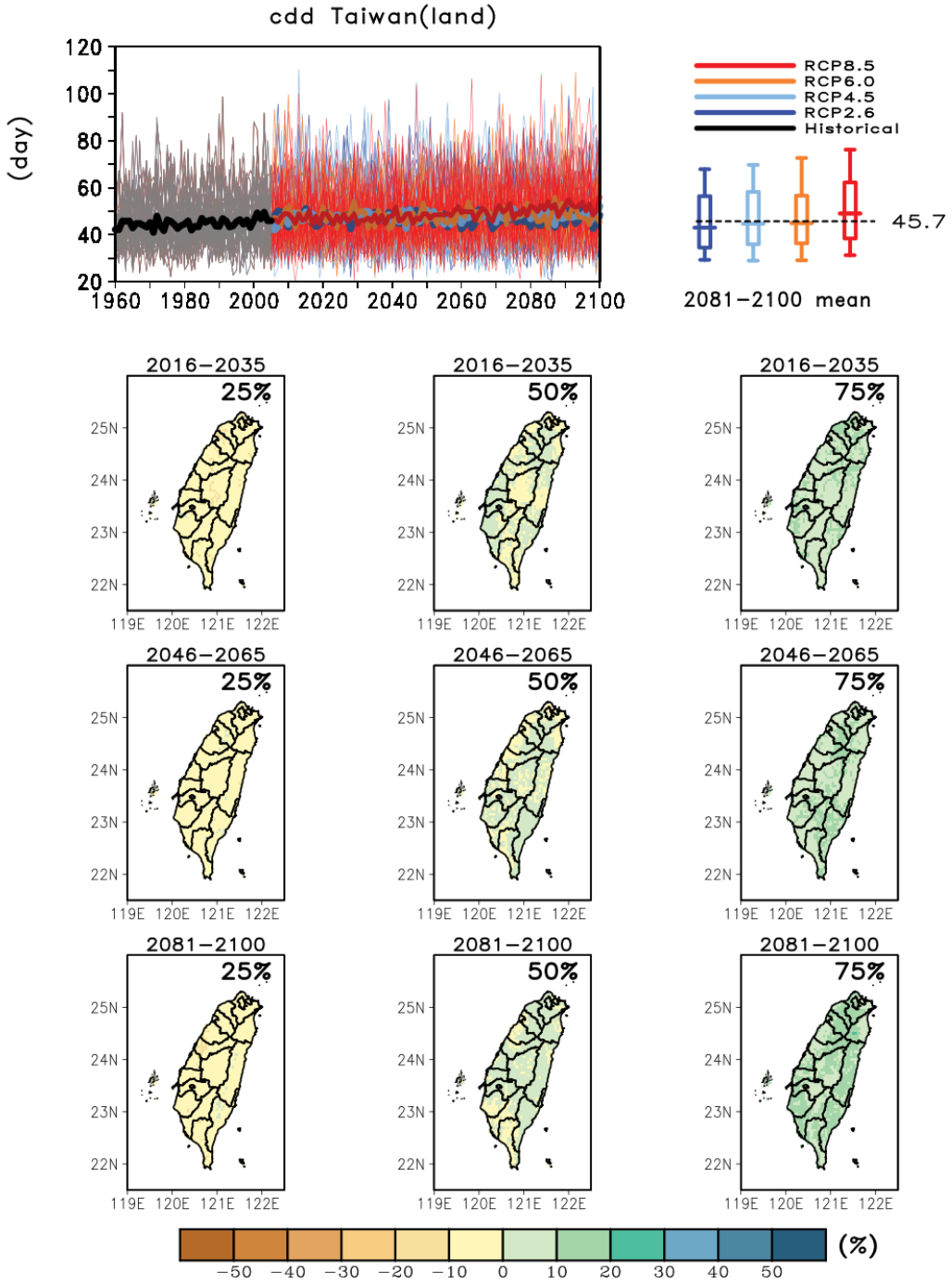
附錄圖 5-8：同附錄圖 5-1，不過所分析的是年平均雨日降雨強度。

❖ RCP2.6 平均年最大連續降雨日（cwd）變化



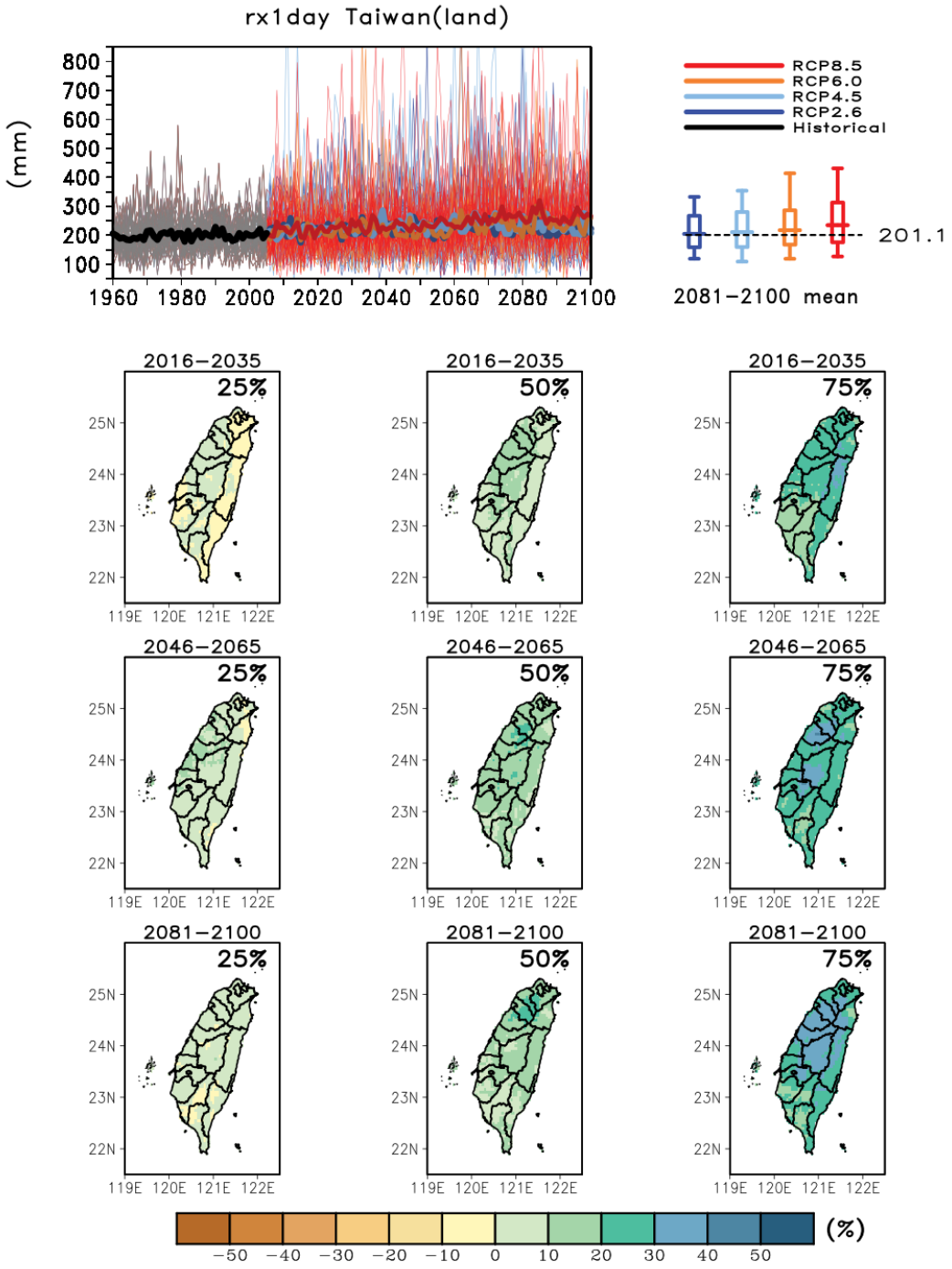
附錄圖 5-9：同附錄圖 5-1，不過所分析的是平均年最大連續降雨日。單位分別為天數與%。

❖ RCP2.6 平均年最大連續不降雨日（cdd）變化



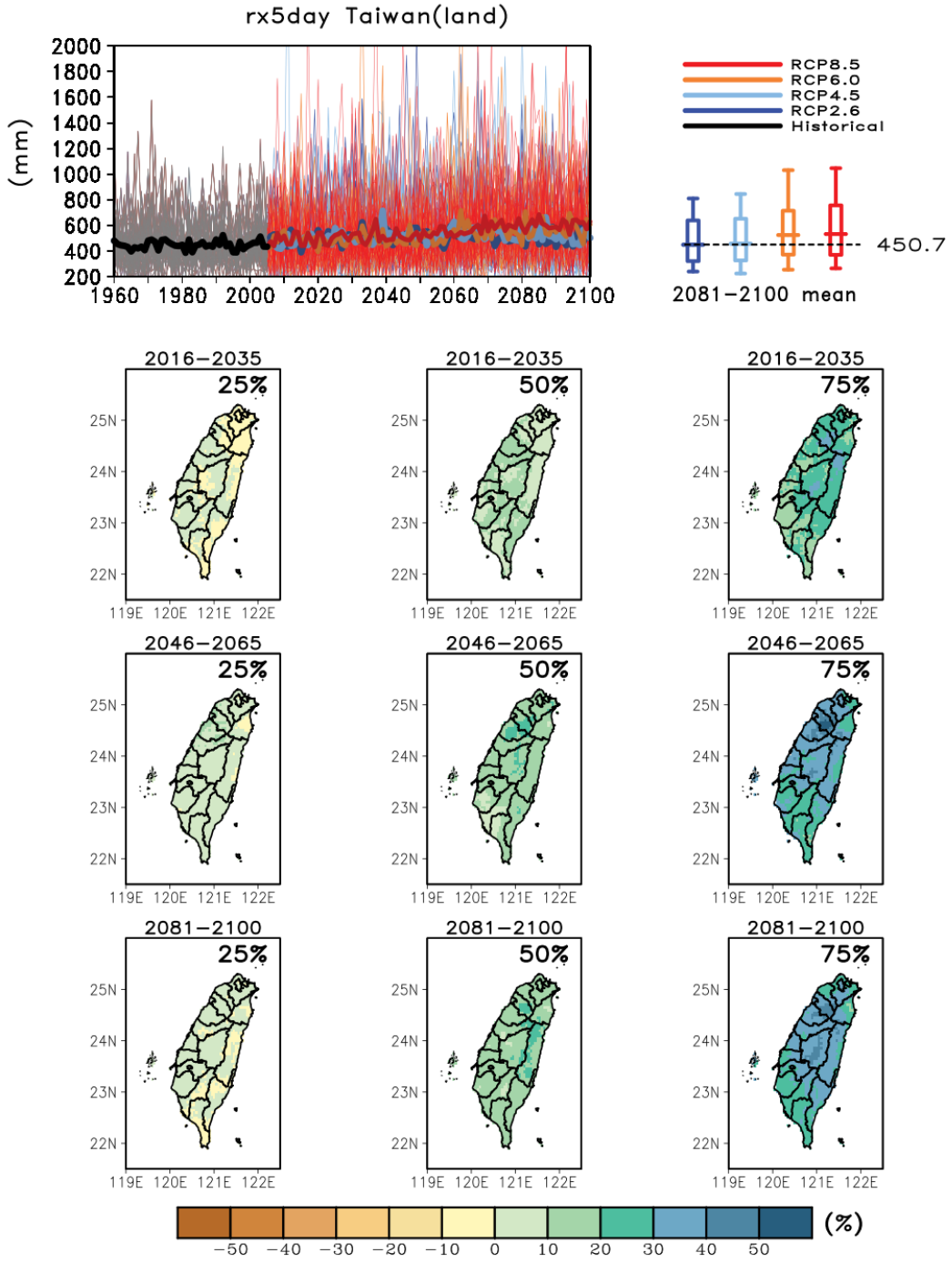
附錄圖 5-10：同附錄圖 5-1，不過所分析的是平均年最大連續不降雨日。單位分別為天數與%。

❖ RCP4.5 平均年最大日降雨量（RX1day）變化



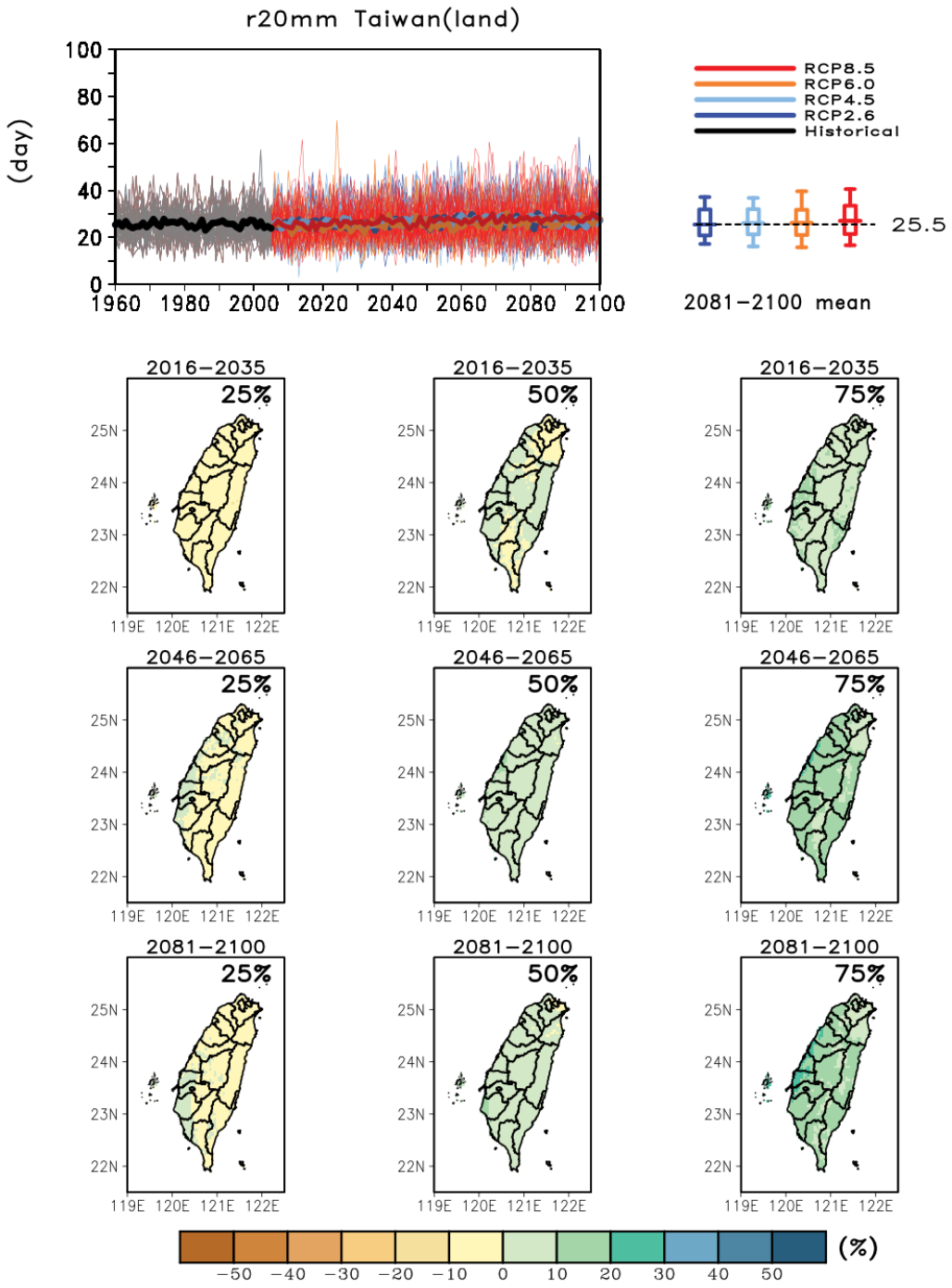
附錄圖 5-11：同附錄圖 5-1，不過是在 RCP4.5 情境下的年最大日降雨量變化。

❖ RCP4.5 平均年最大連續 5 日降雨量（RX5day）變化



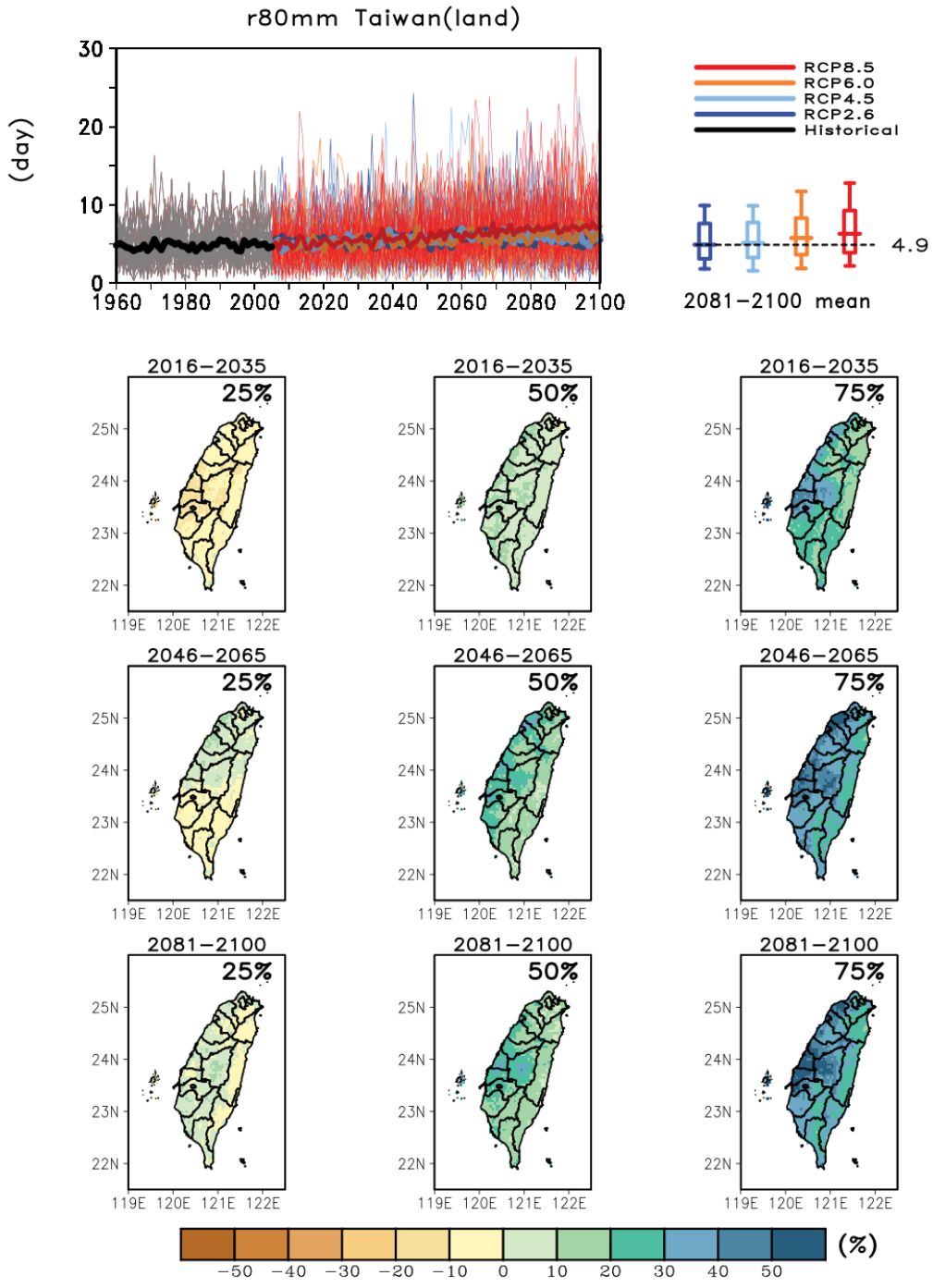
附錄圖 5-12：同附錄圖 5-2，不過是在 RCP4.5 情境下的年最大連續 5 日降雨量變化。

❖ RCP4.5 年平均多雨日數（r20mm）變化



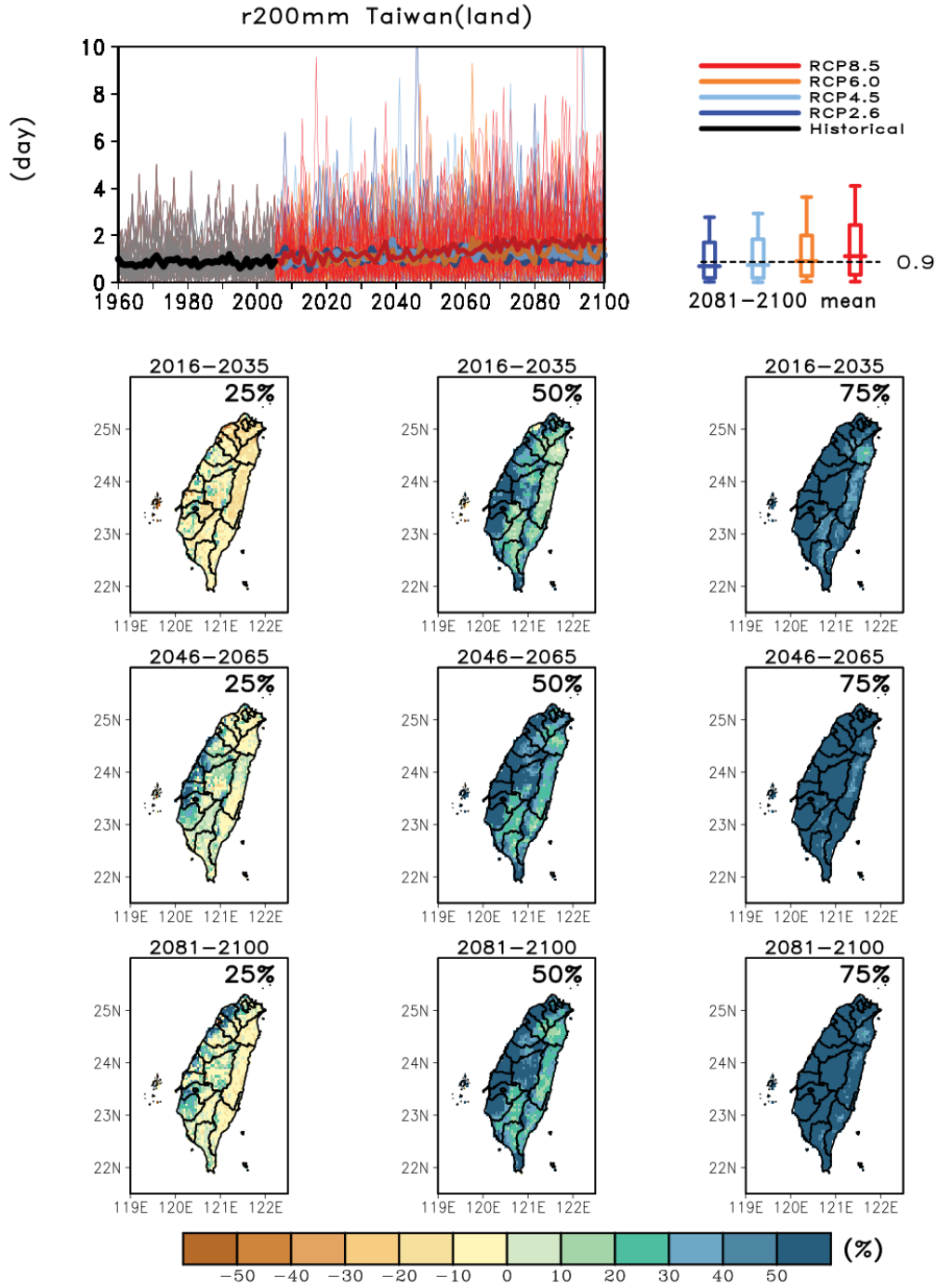
附錄圖 5-13：同附錄圖 5-3，不過是在 RCP4.5 情境下的年平均多雨日數變化。

❖ RCP4.5 年平均大雨日數（r80mm）變化



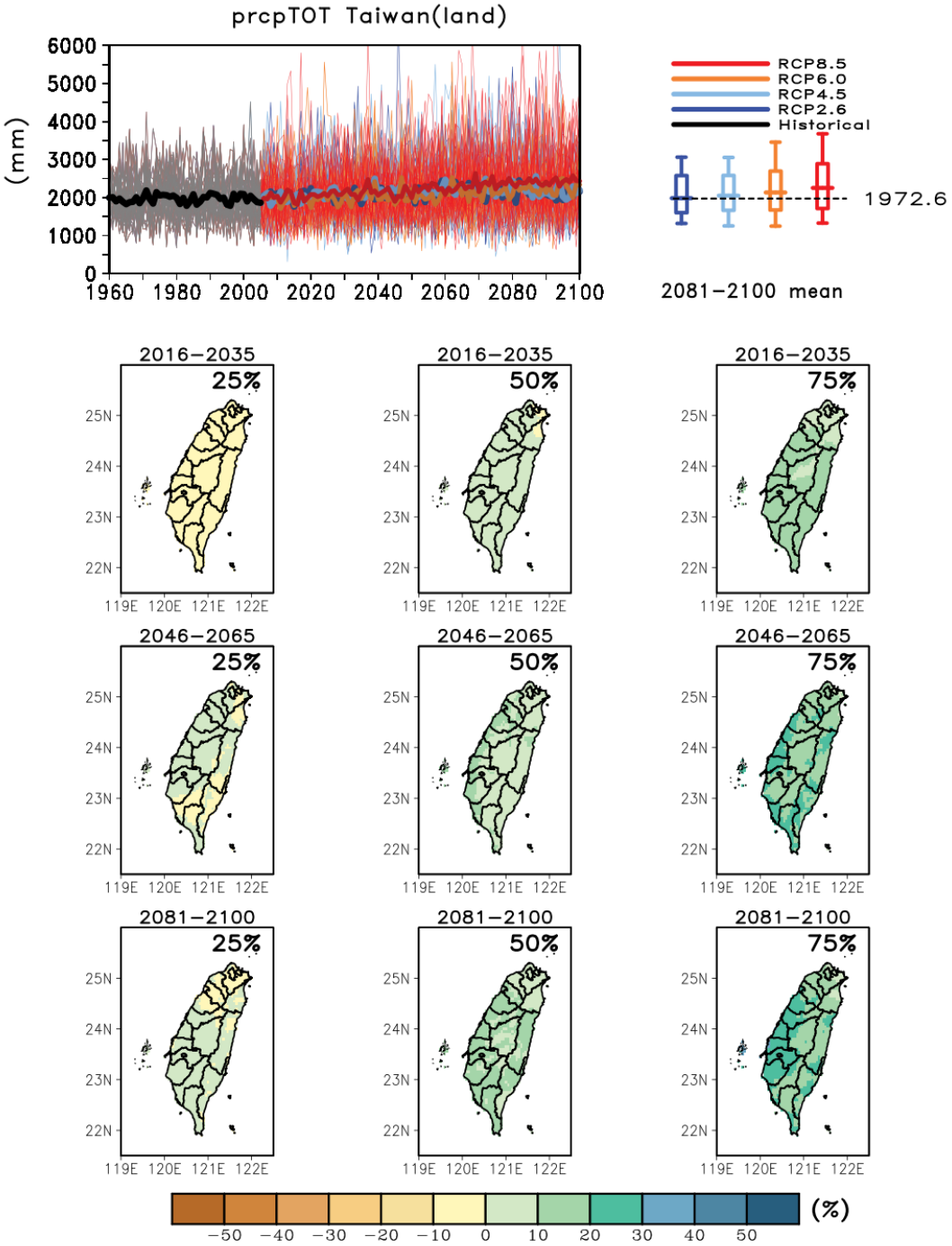
附錄圖 5-14：同附錄圖 5-4，不過是在 RCP4.5 情境下的年平均大雨日數變化。

❖ RCP4.5 年平均豪雨日數（r200mm）變化



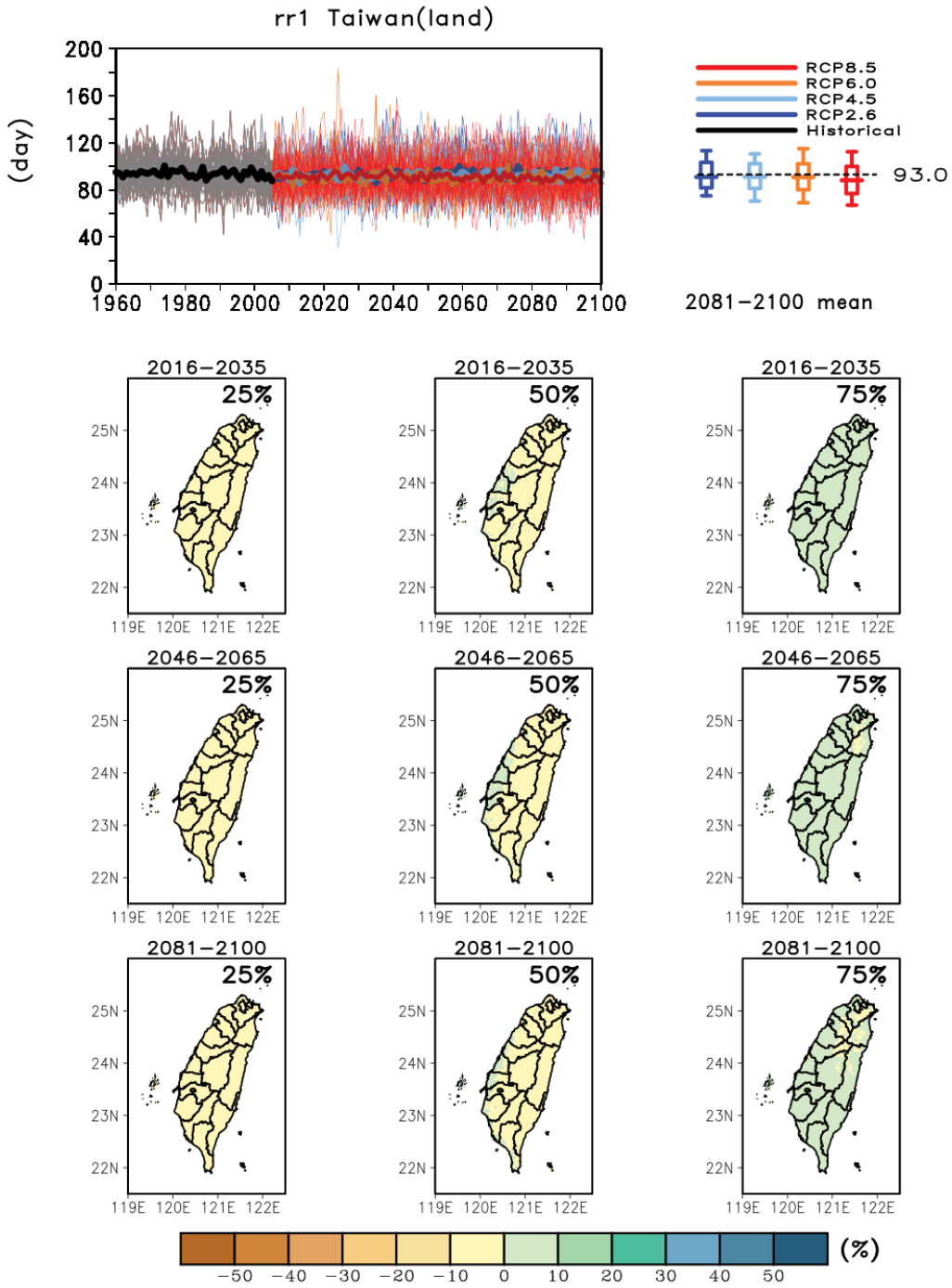
附錄圖 5-15：同附錄圖 5-5，不過是在 RCP4.5 情境下的年平均豪雨日數變化。

❖ RCP4.5 年平均總降雨量（prcpTOT）變化



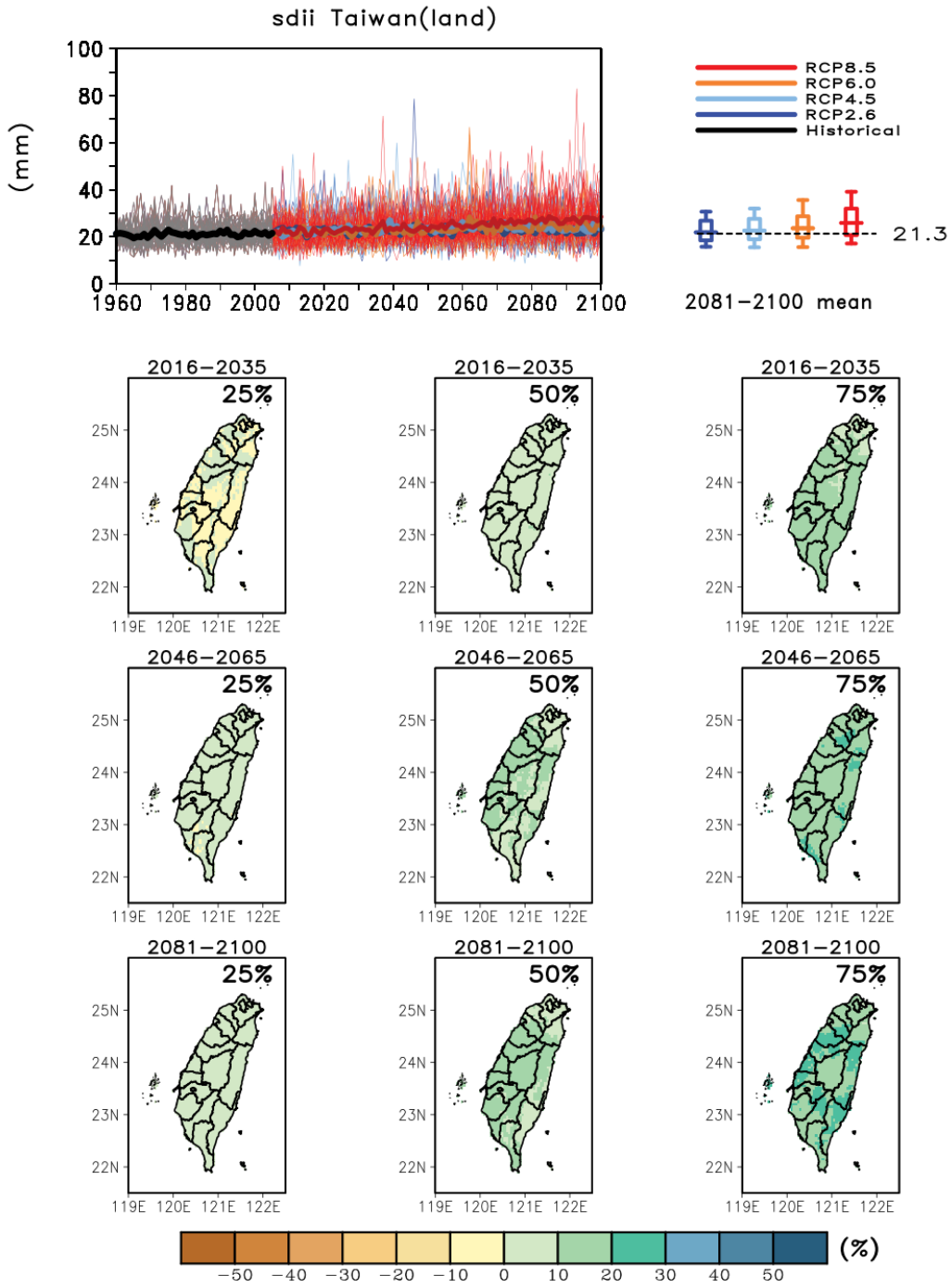
附錄圖 5-16：同附錄圖 5-6，不過是在 RCP4.5 情境下的年平均總降雨量變化。

❖ RCP4.5 年平均雨日（rr1）變化



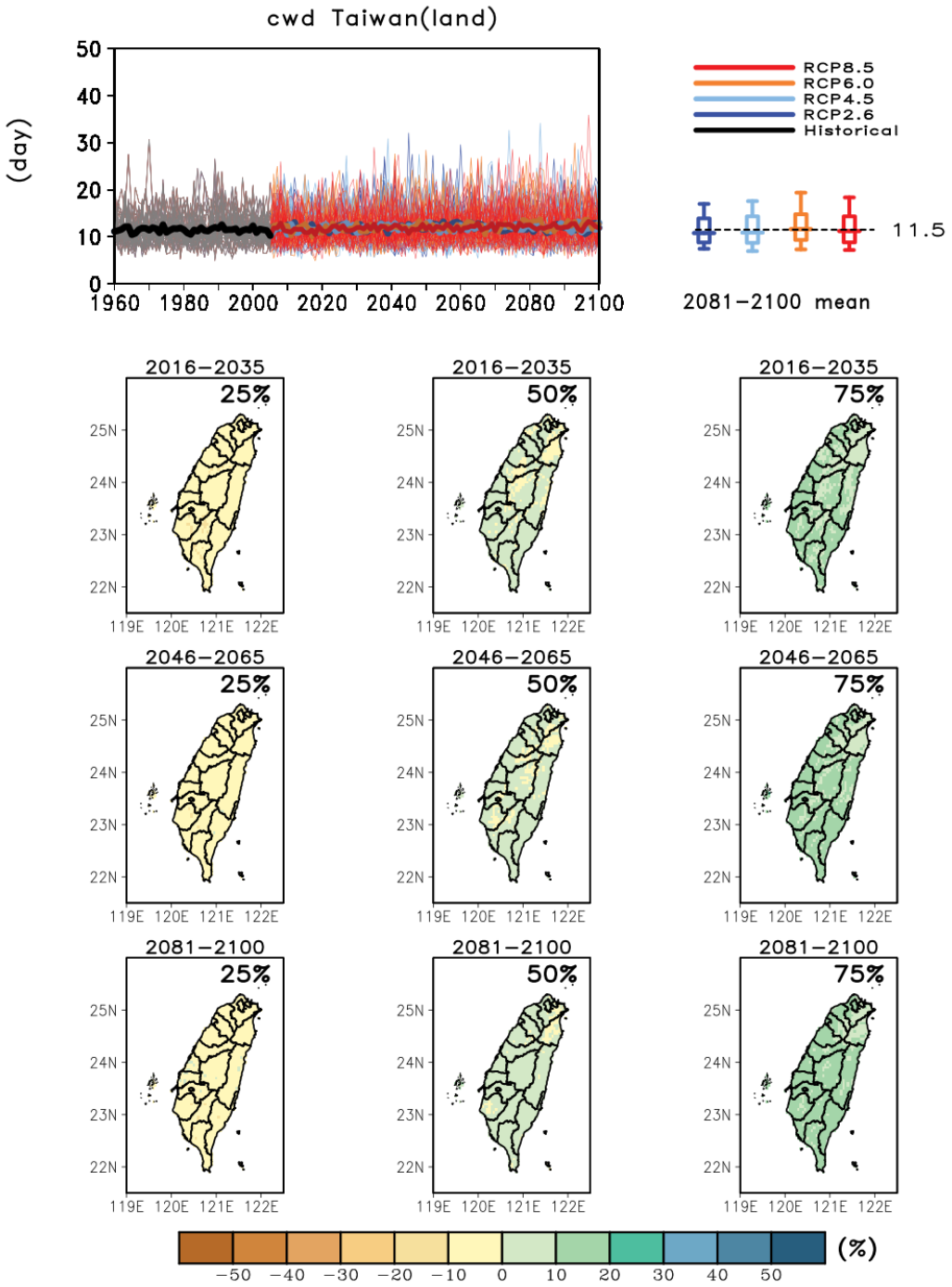
附錄圖 5-17：同附錄圖 5-7，不過是在 RCP4.5 情境下的年平均雨日變化。

❖ RCP4.5 年平均雨日降雨強度（sdii）變化



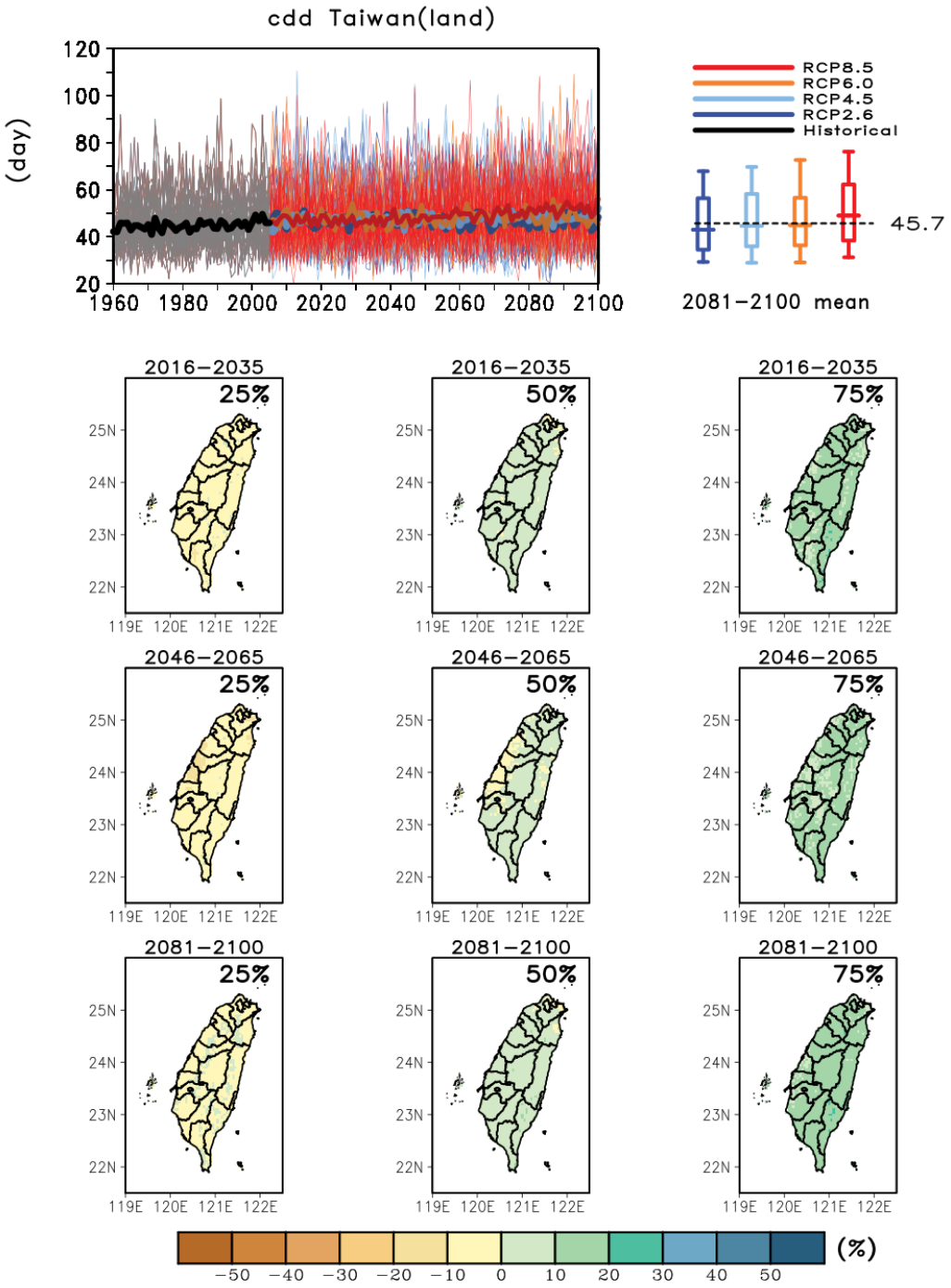
附錄圖 5-18：同附錄圖 5-8，不過是在 RCP4.5 情境下的年平均雨日降雨強度變化。

❖ RCP4.5 平均年最大連續降雨日（cwd）變化



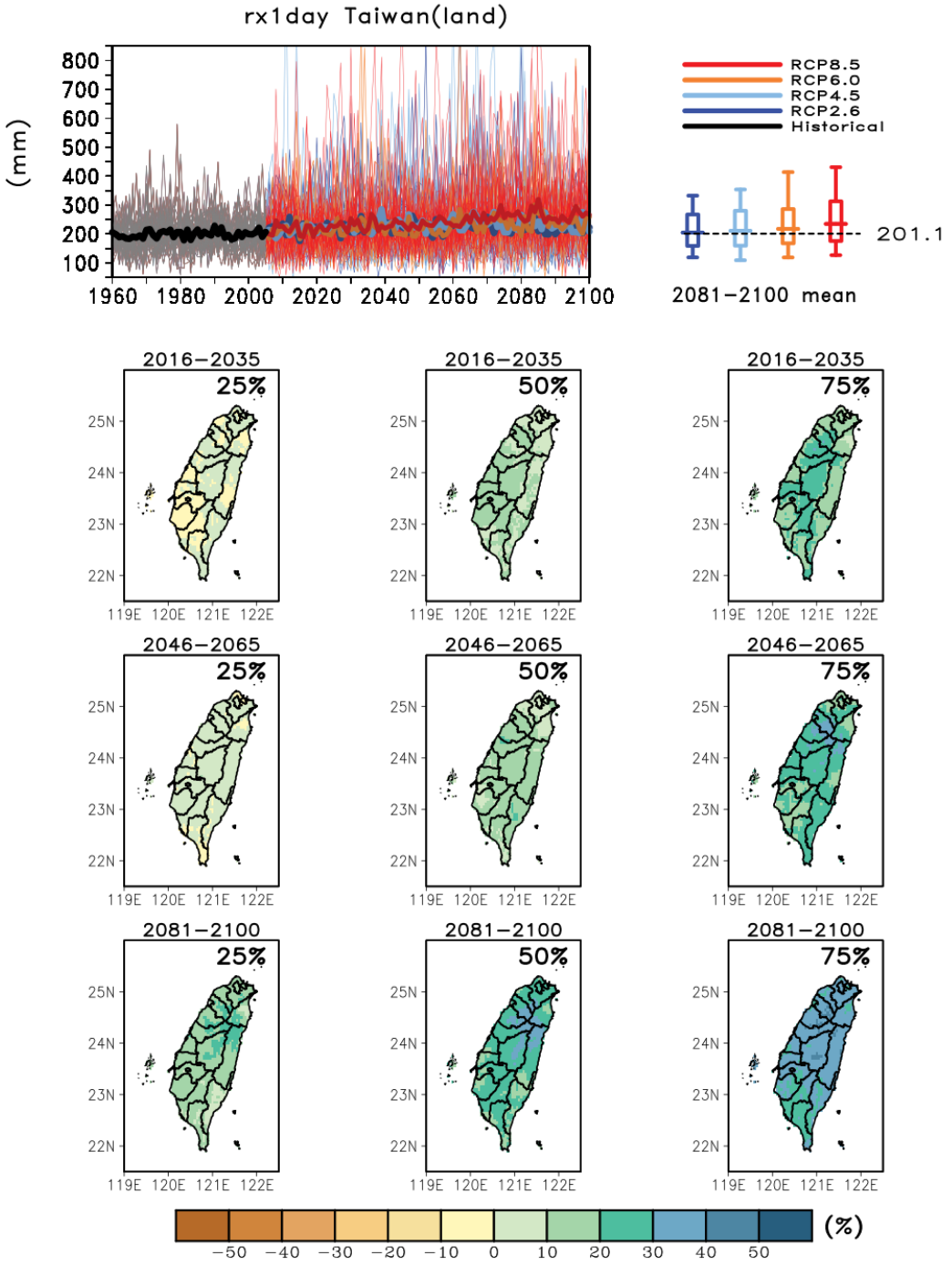
附錄圖 5-19：同附錄圖 5-9，不過是在 RCP4.5 情境下的平均年最大連續降雨日變化。

❖ RCP4.5 平均年最大連續不降雨日（cdd）變化



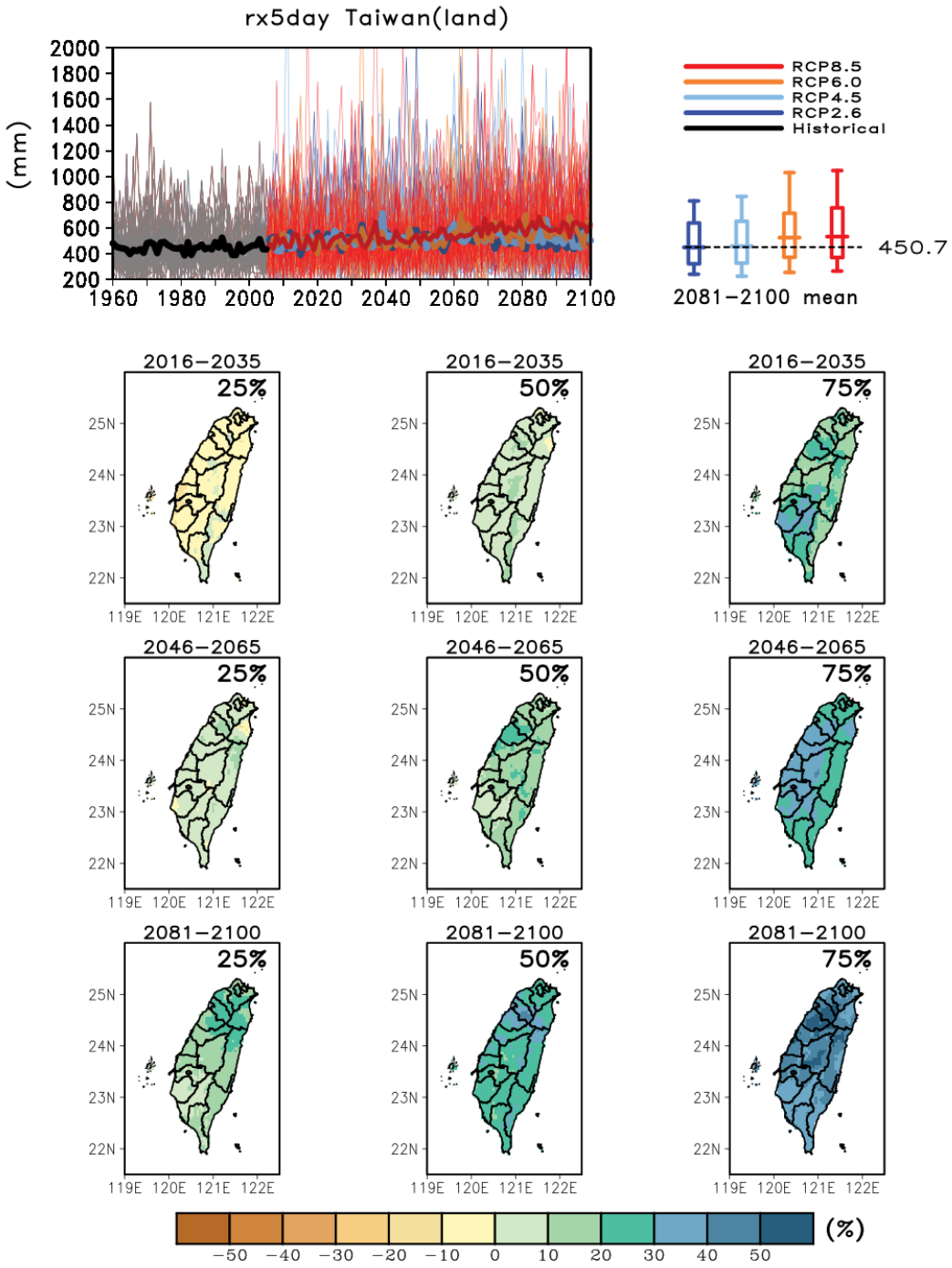
附錄圖 5-20：同附錄圖 5-10，不過是在 RCP4.5 情境下的平均年最大連續不降雨日變化。

❖ RCP6.0 平均年最大日降雨量（RX1day）變化



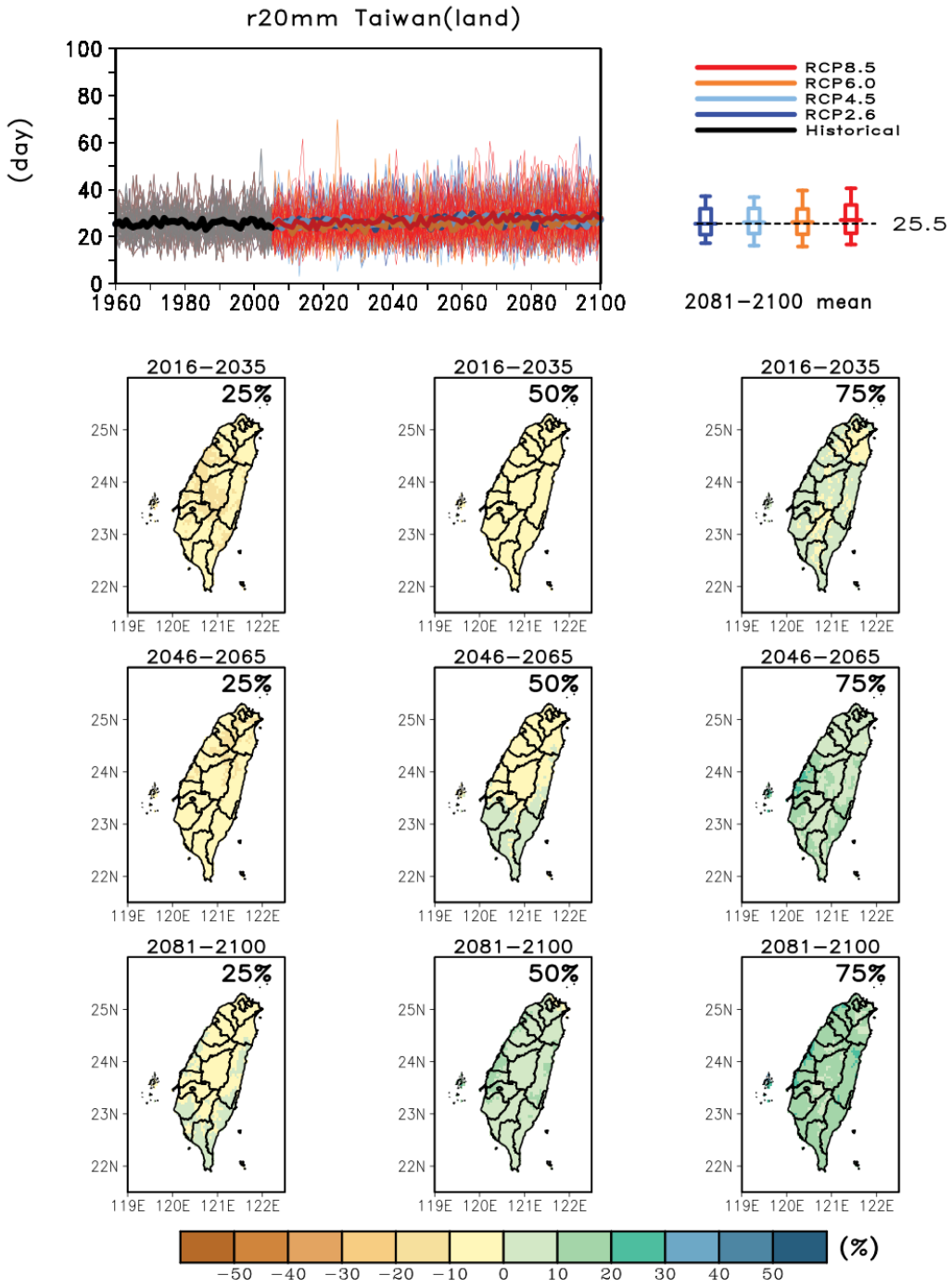
附錄圖 5-21：同附錄圖 5-1，不過是在 RCP6.0 情境下的年最大日降雨量變化。

❖ RCP6.0 平均年最大連續 5 日降雨量（RX5day）變化



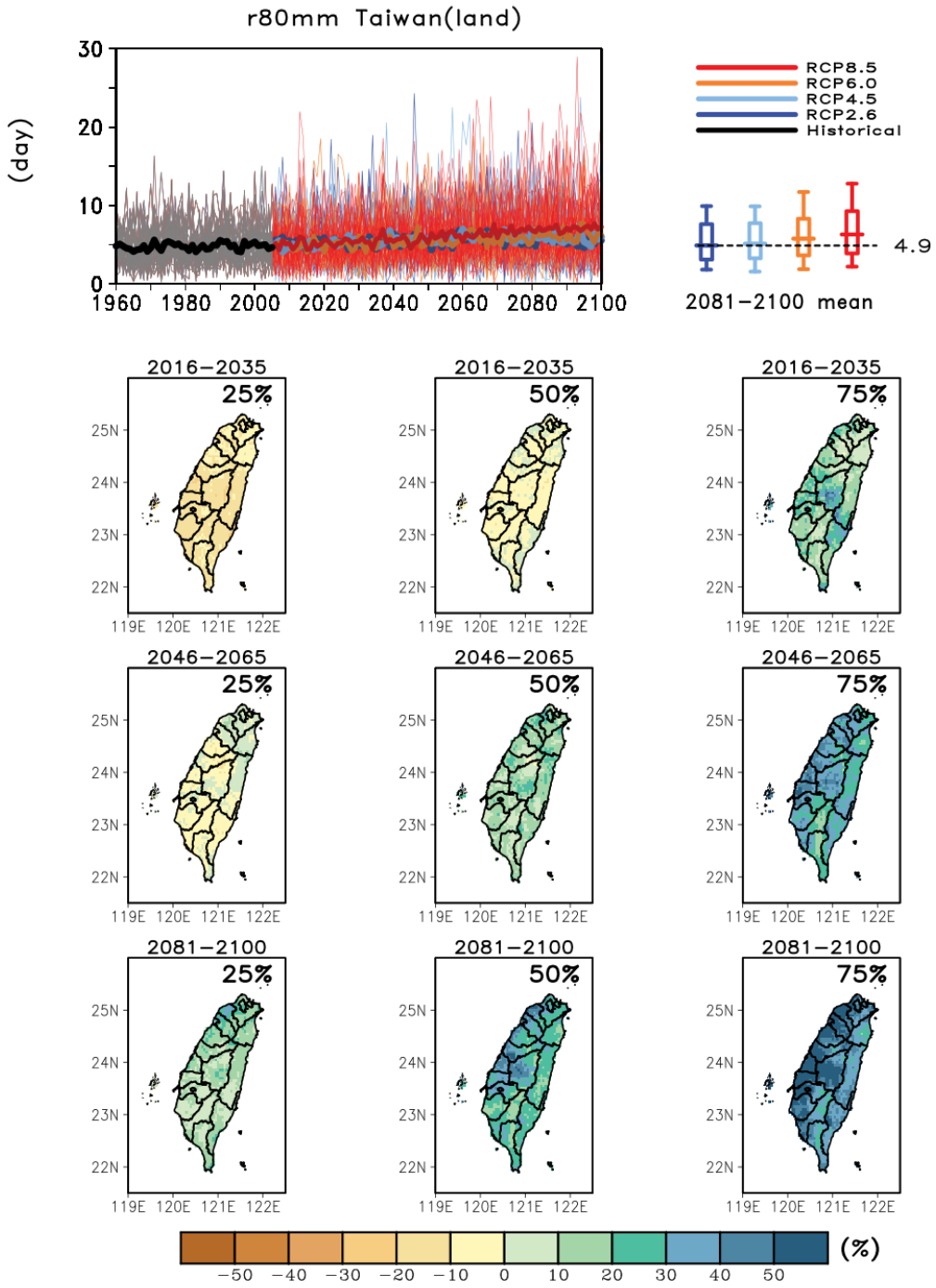
附錄圖 5-22：同附錄圖 5-2，不過是在 RCP6.0 情境下的年最大連續 5 日降雨量變化。

❖ RCP6.0 年平均多雨日數（r20mm）變化



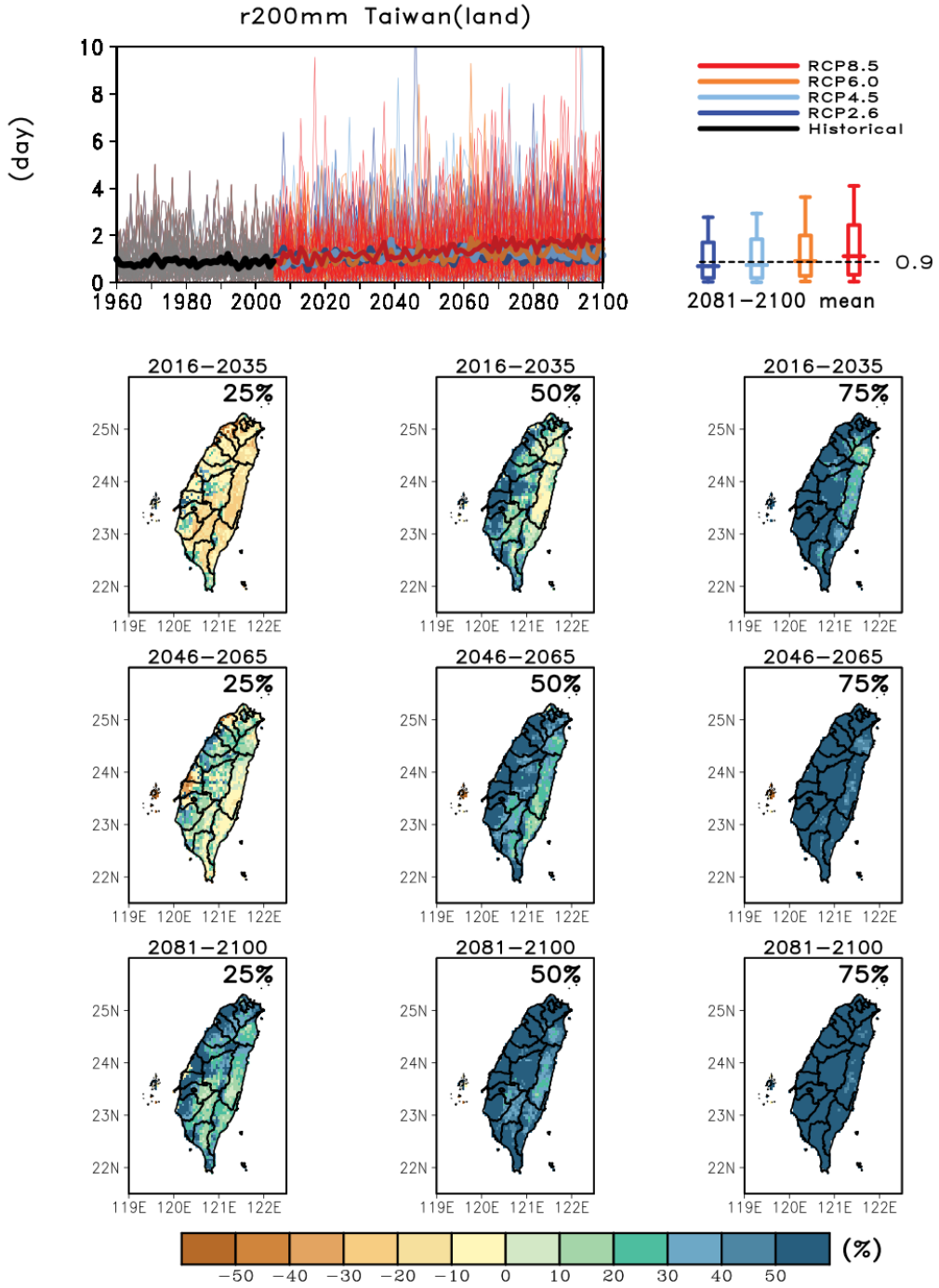
附錄圖 5-23：同附錄圖 5-3，不過是在 RCP6.0 情境下的年平均多雨日數變化。

❖ RCP6.0 年平均大雨日數（r80mm）變化



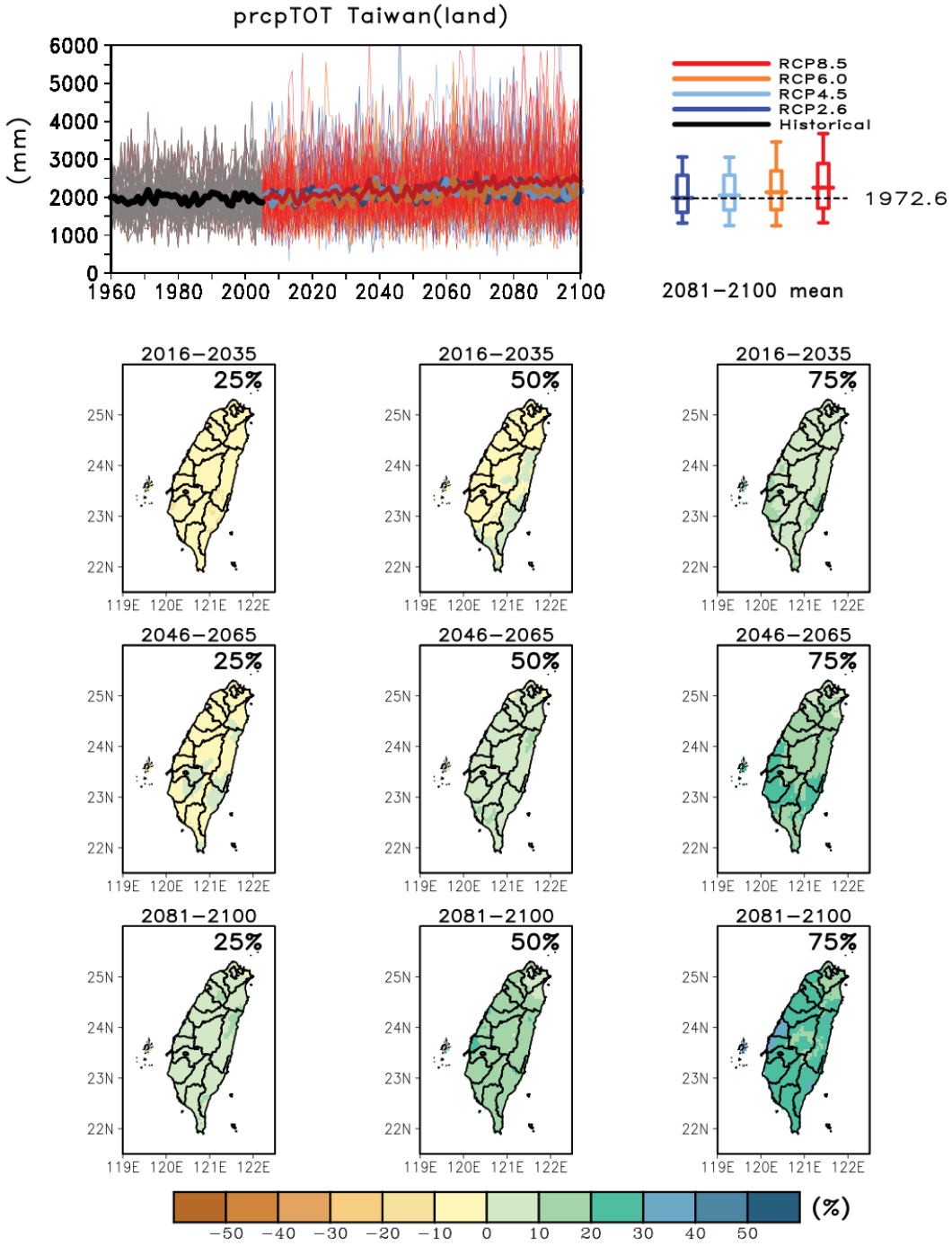
附錄圖 5-24：同附錄圖 5-4，不過是在 RCP6.0 情境下的年平均大雨日數變化。

❖ RCP6.0 年平均豪雨日數（r200mm）變化



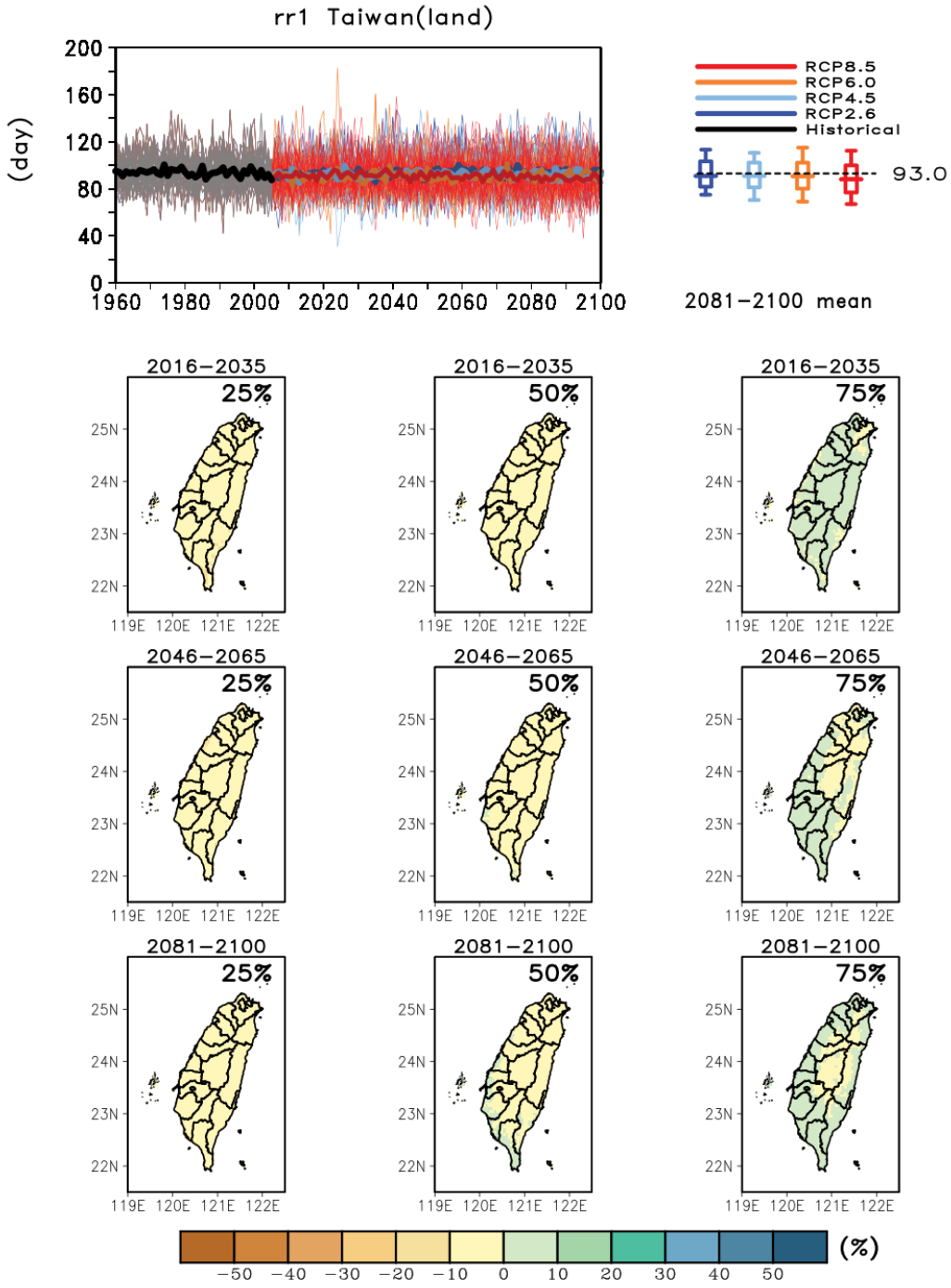
附錄圖 5-25：同附錄圖 5-5，不過是在 RCP6.0 情境下的年平均豪雨日數變化。

❖ RCP6.0 年平均總降雨量（prcpTOT）變化



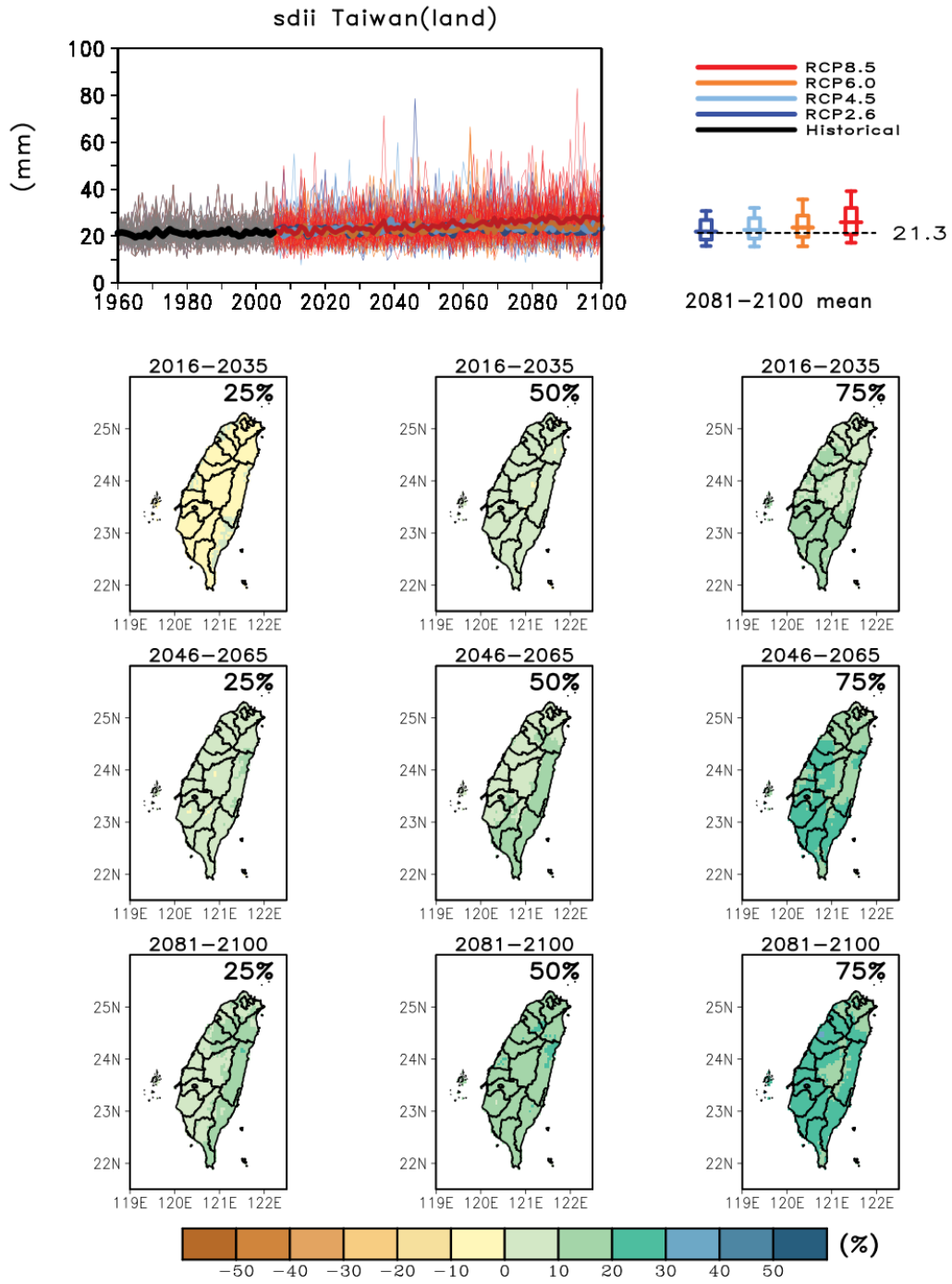
附錄圖 5-26：同附錄圖 5-6，不過是在 RCP6.0 情境下的年平均總降雨量變化。

❖ RCP6.0 年平均雨日（rr1）變化



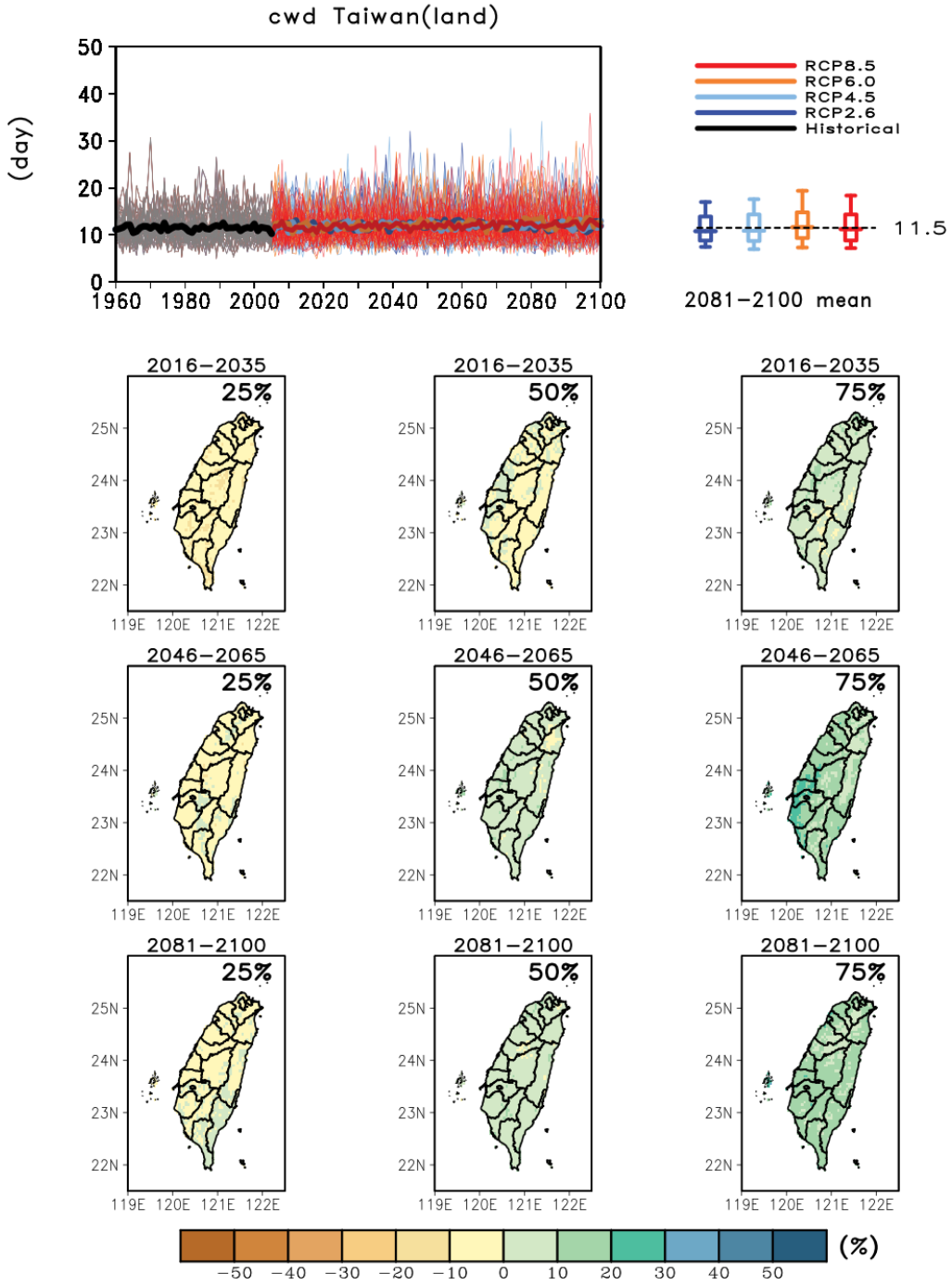
附錄圖 5-27：同附錄圖 5-7，不過是在 RCP6.0 情境下的年平均雨日變化。

❖ RCP6.0 年平均雨日降雨強度（sdii）變化



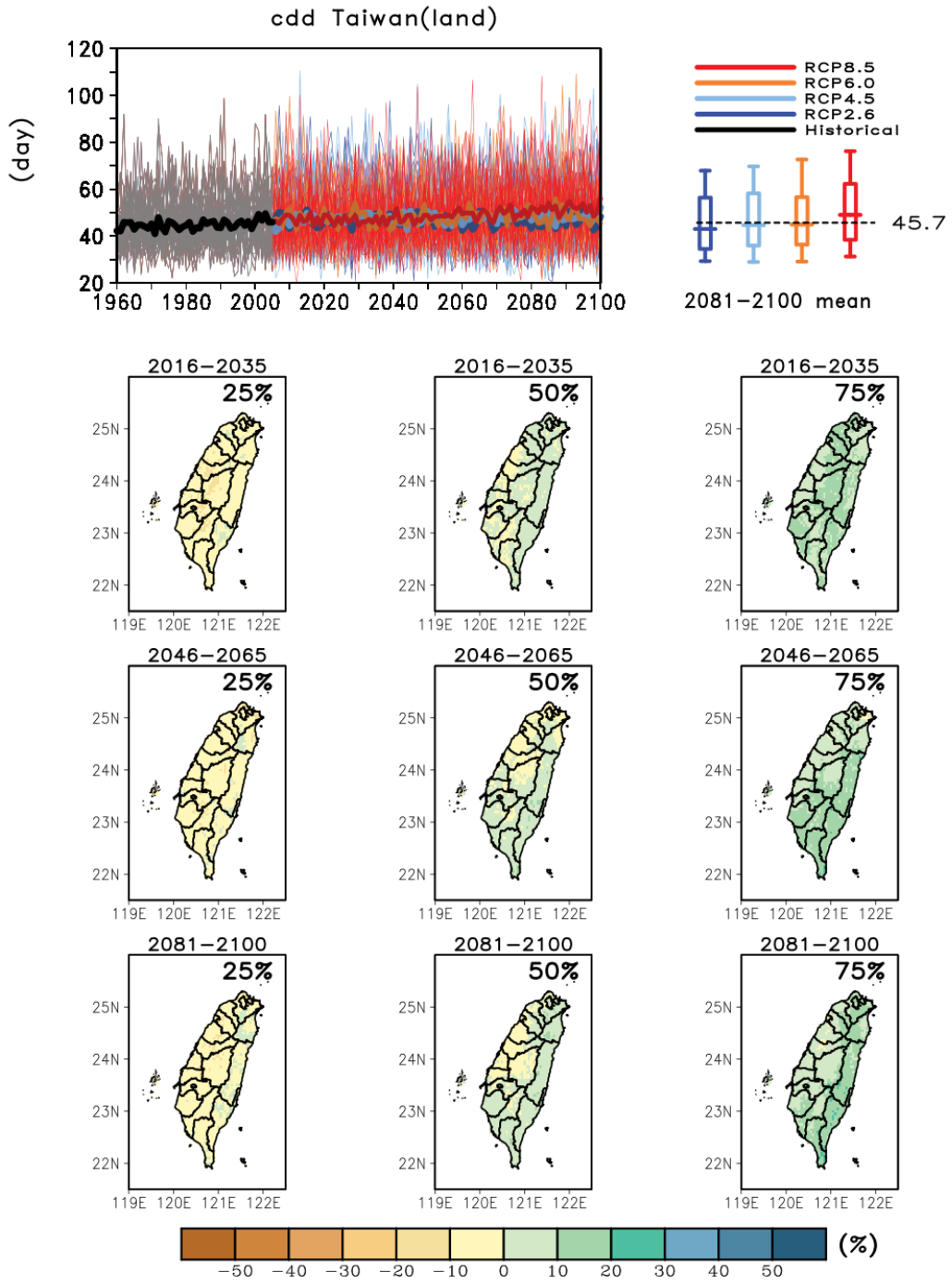
附錄圖 5-28：同附錄圖 5-8，不過是在 RCP6.0 情境下的年平均雨日降雨強度變化。

❖ RCP6.0 平均年最大連續降雨日（cwd）變化



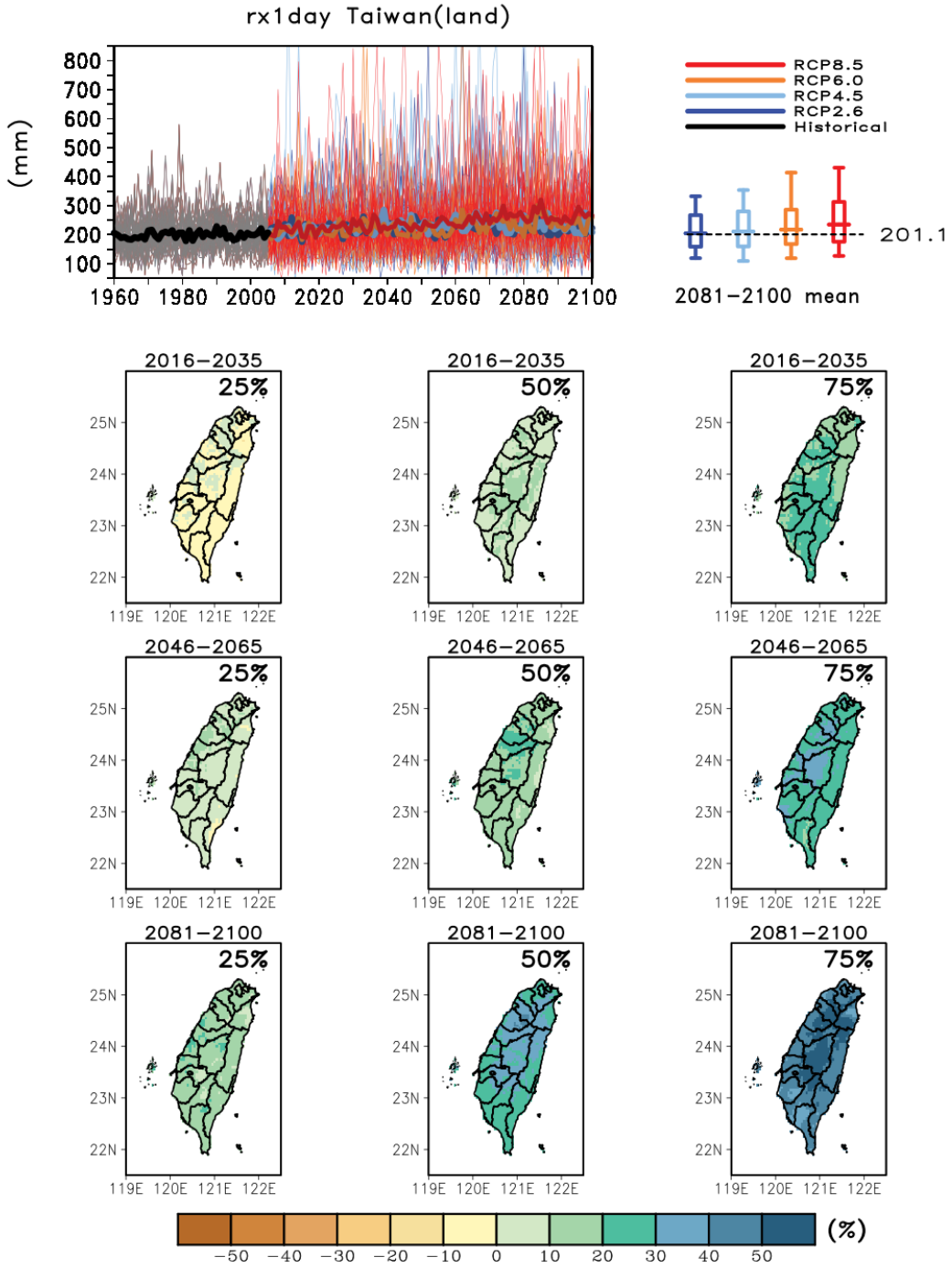
附錄圖 5-29：同附錄圖 5-9，不過是在 RCP6.0 情境下的平均年最大連續降雨日變化。

❖ RCP6.0 平均年最大連續不降雨日（cdd）變化



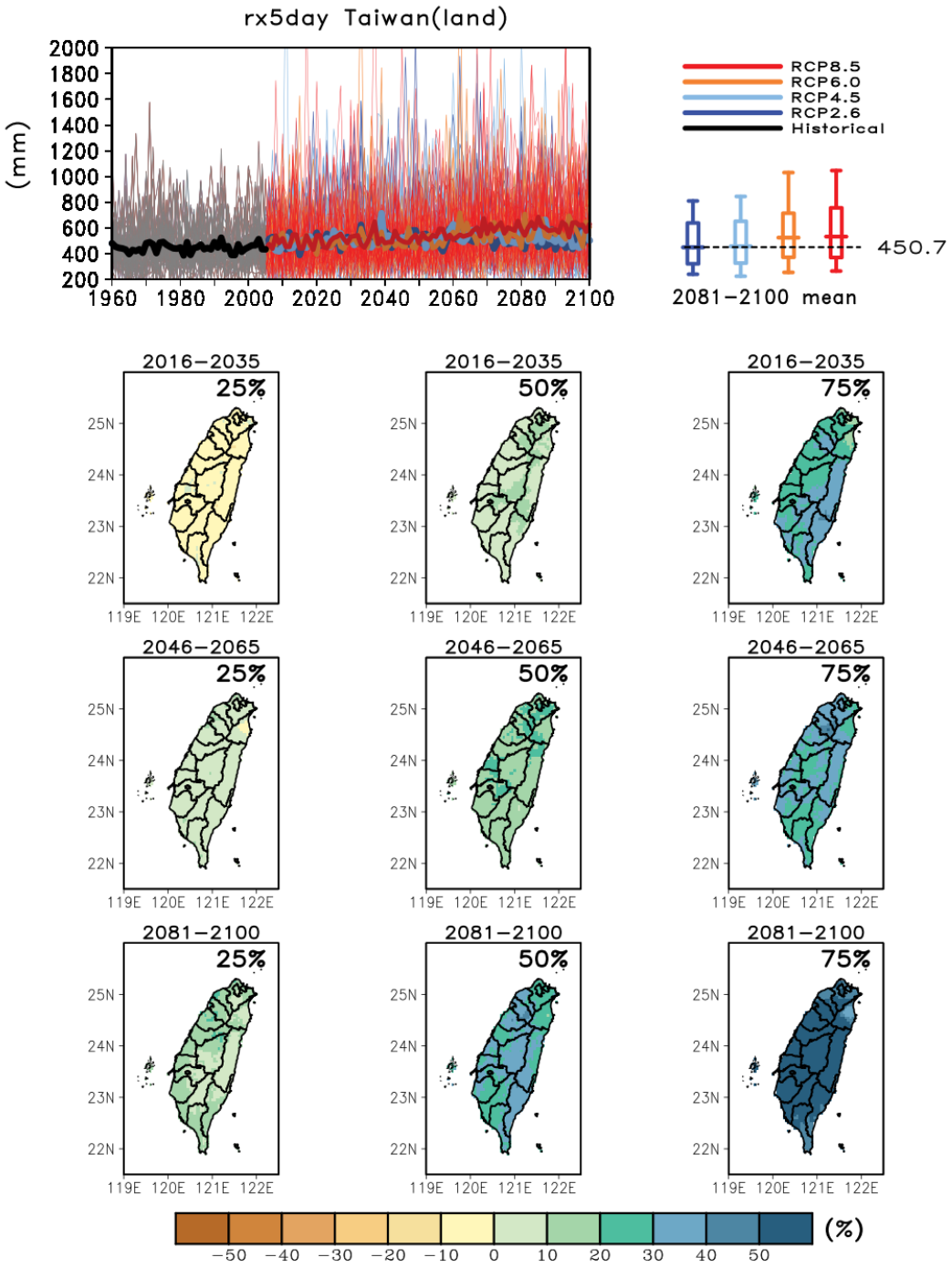
附錄圖 5-30：同附錄圖 5-10，不過是在 RCP6.0 情境下的平均年最大連續不降雨日變化。

❖ RCP8.5 平均年最大日降雨量（RX1day）變化



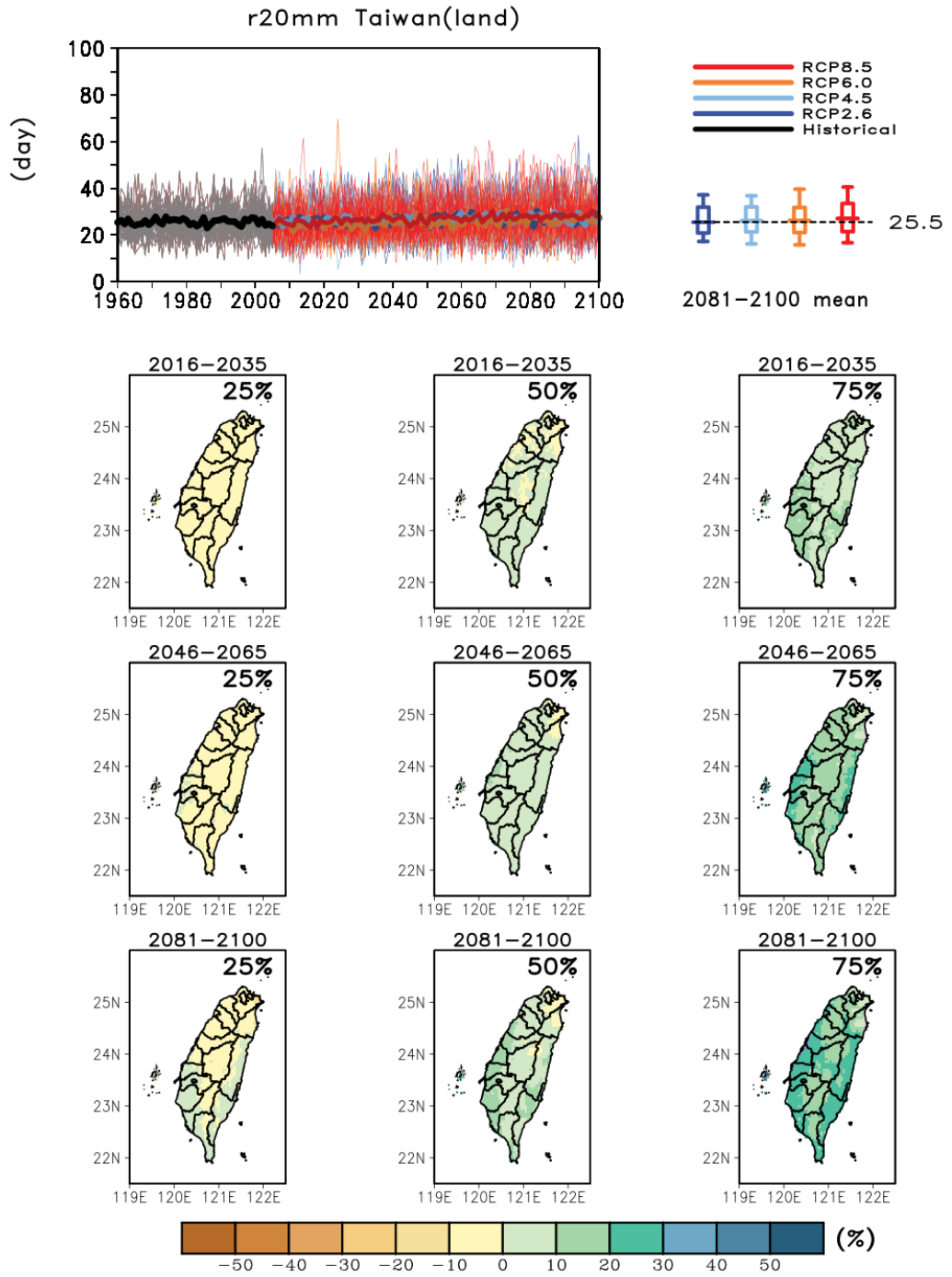
附錄圖 5-31：同附錄圖 5-1，不過是在 RCP8.5 情境下的年最大日降雨量變化。

❖ RCP8.5 平均年最大連續 5 日降雨量（RX5day）變化



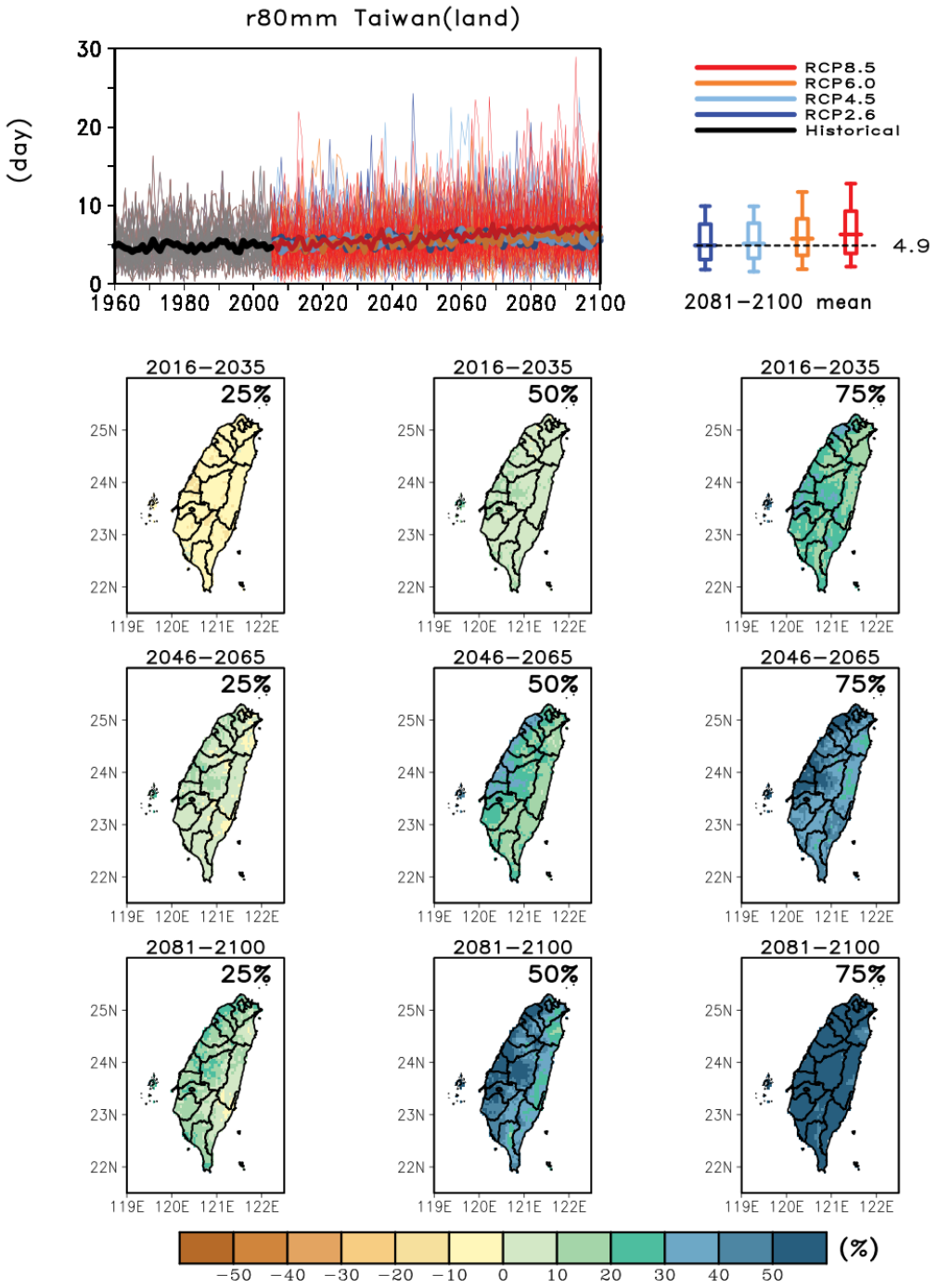
附錄圖 5-32：同附錄圖 5-2，不過是在 RCP8.5 情境下的年最大連續 5 日降雨量變化。

❖ RCP8.5 年平均多雨日數（r20mm）變化



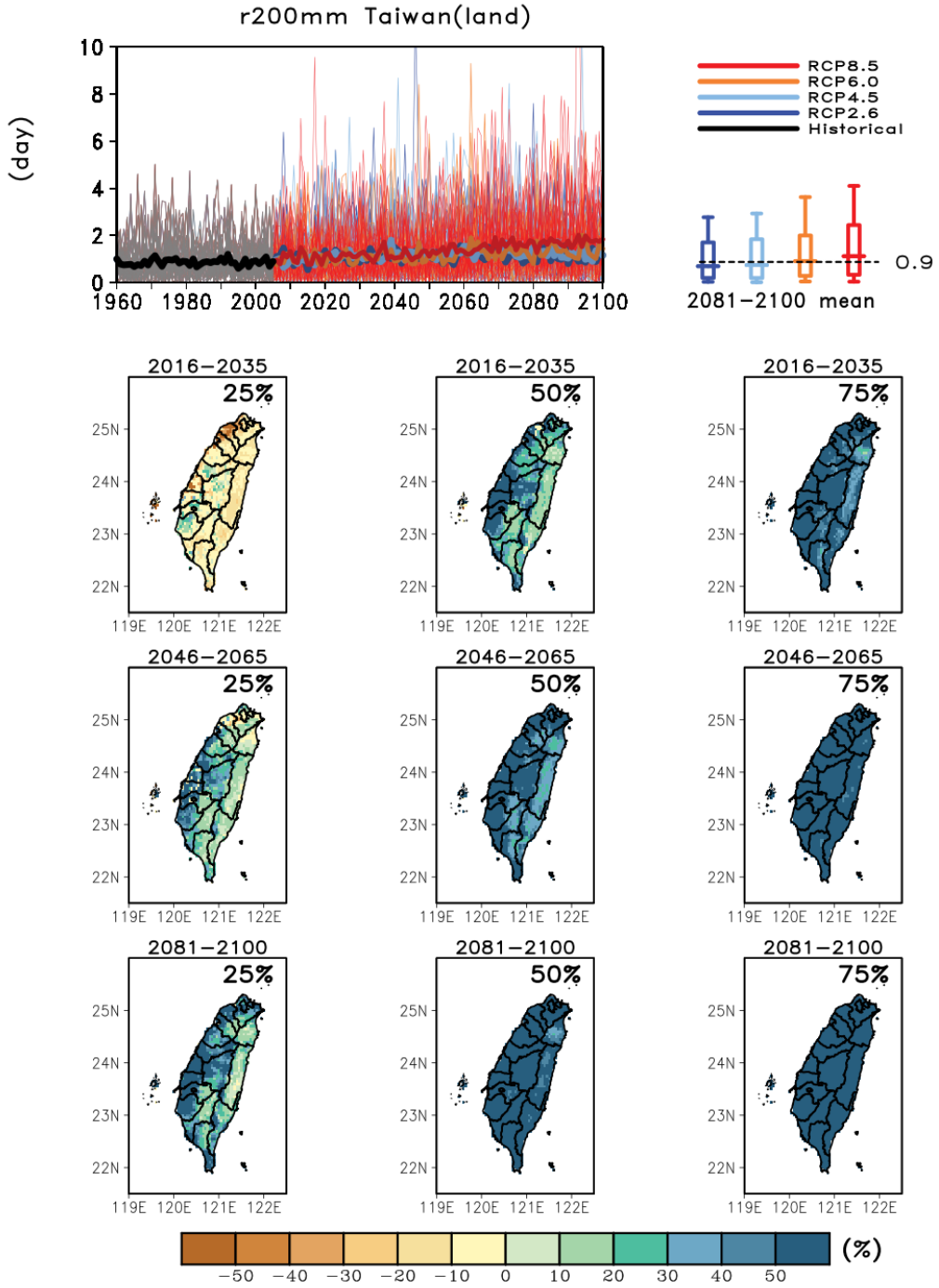
附錄圖 5-33：同附錄圖 5-3，不過是在 RCP8.5 情境下的年平均多雨日數變化。

❖ RCP8.5 年平均大雨日數（r80mm）變化



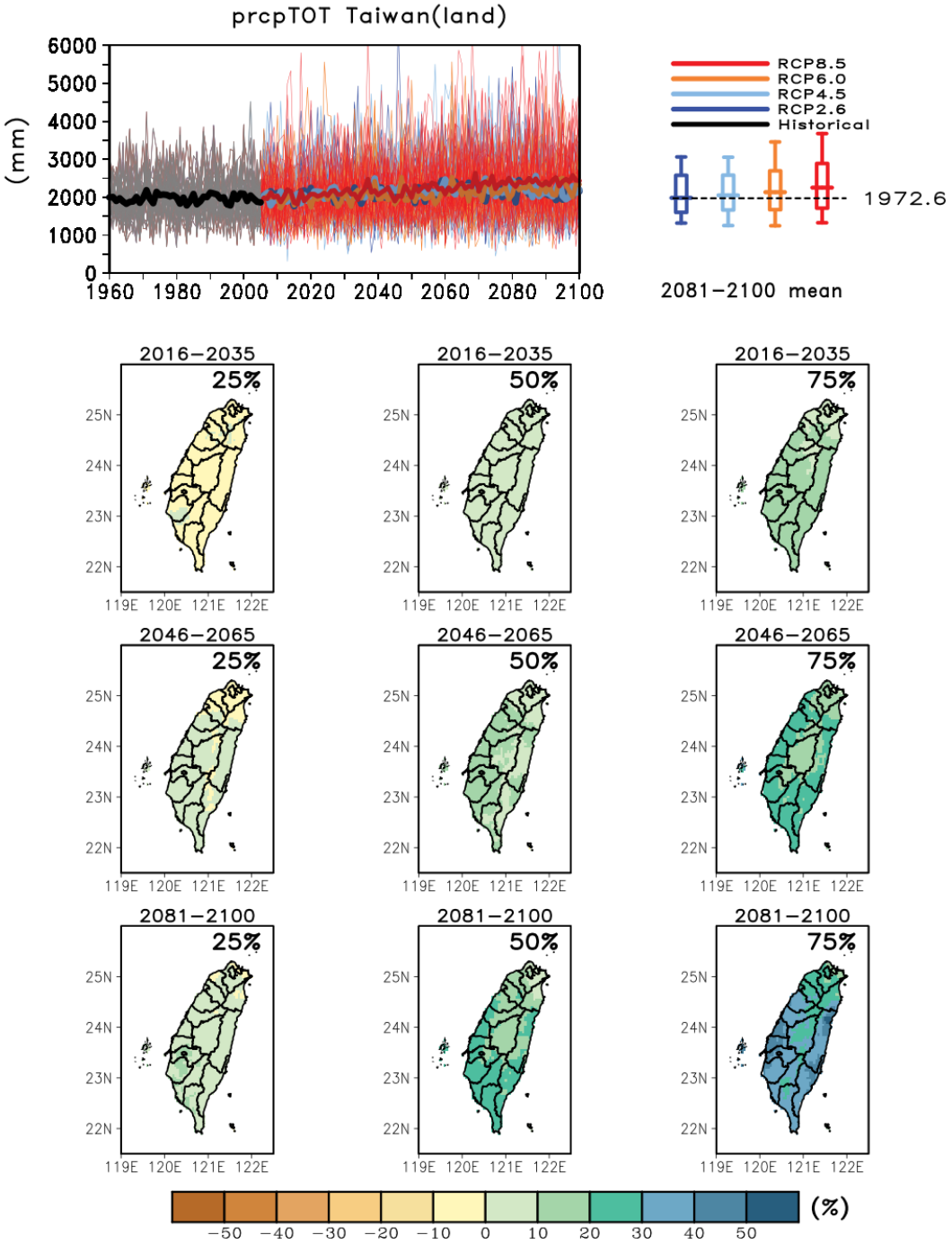
附錄圖 5-34：同附錄圖 5-4，不過是在 RCP8.5 情境下的年平均大雨日數變化。

❖ RCP8.5 年平均豪雨日數（r200mm）變化



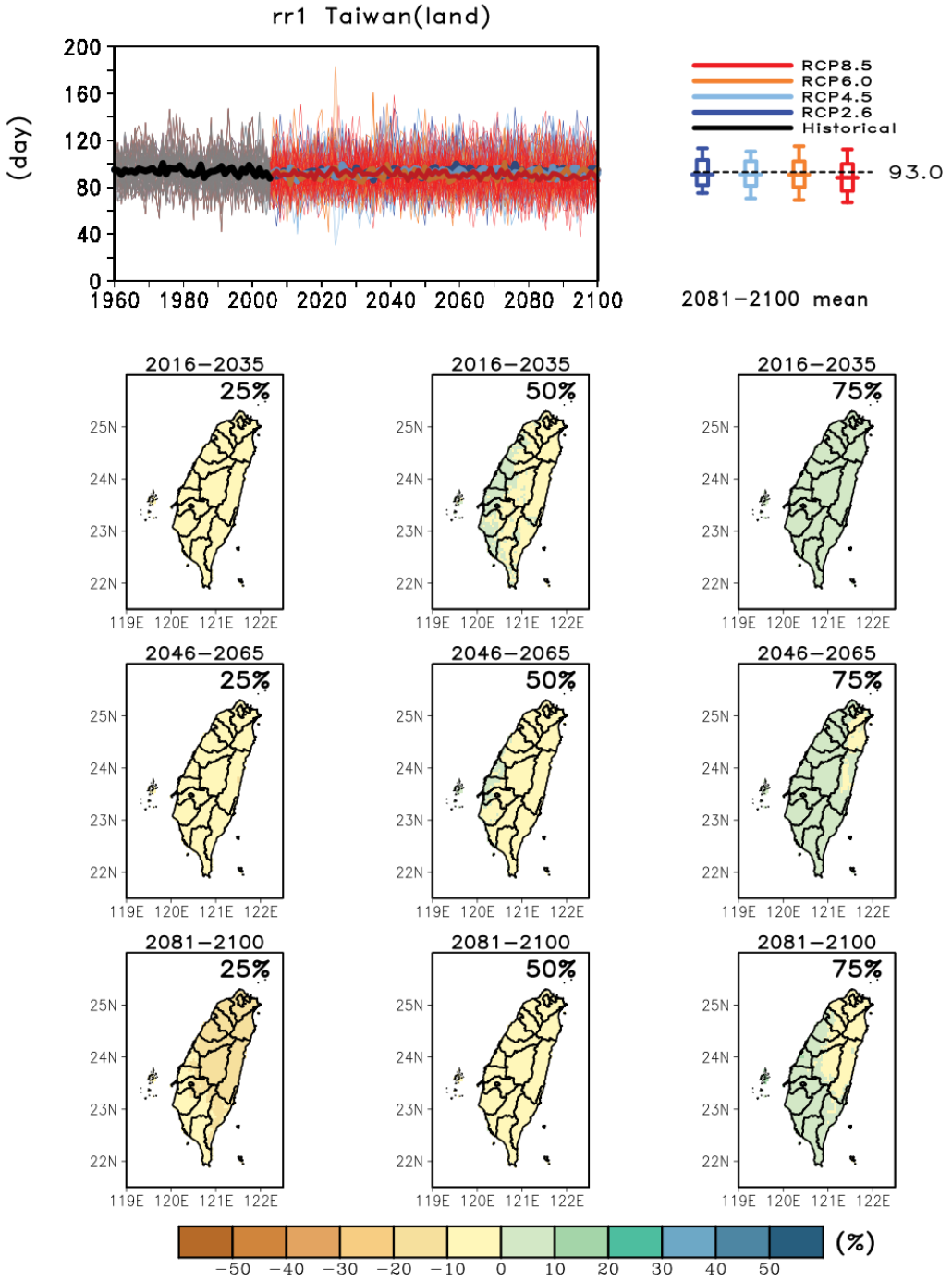
附錄圖 5-35：同附錄圖 5-5，不過是在 RCP8.5 情境下的年平均豪雨日數變化。

❖ RCP8.5 年平均總降雨量（prcpTOT）變化



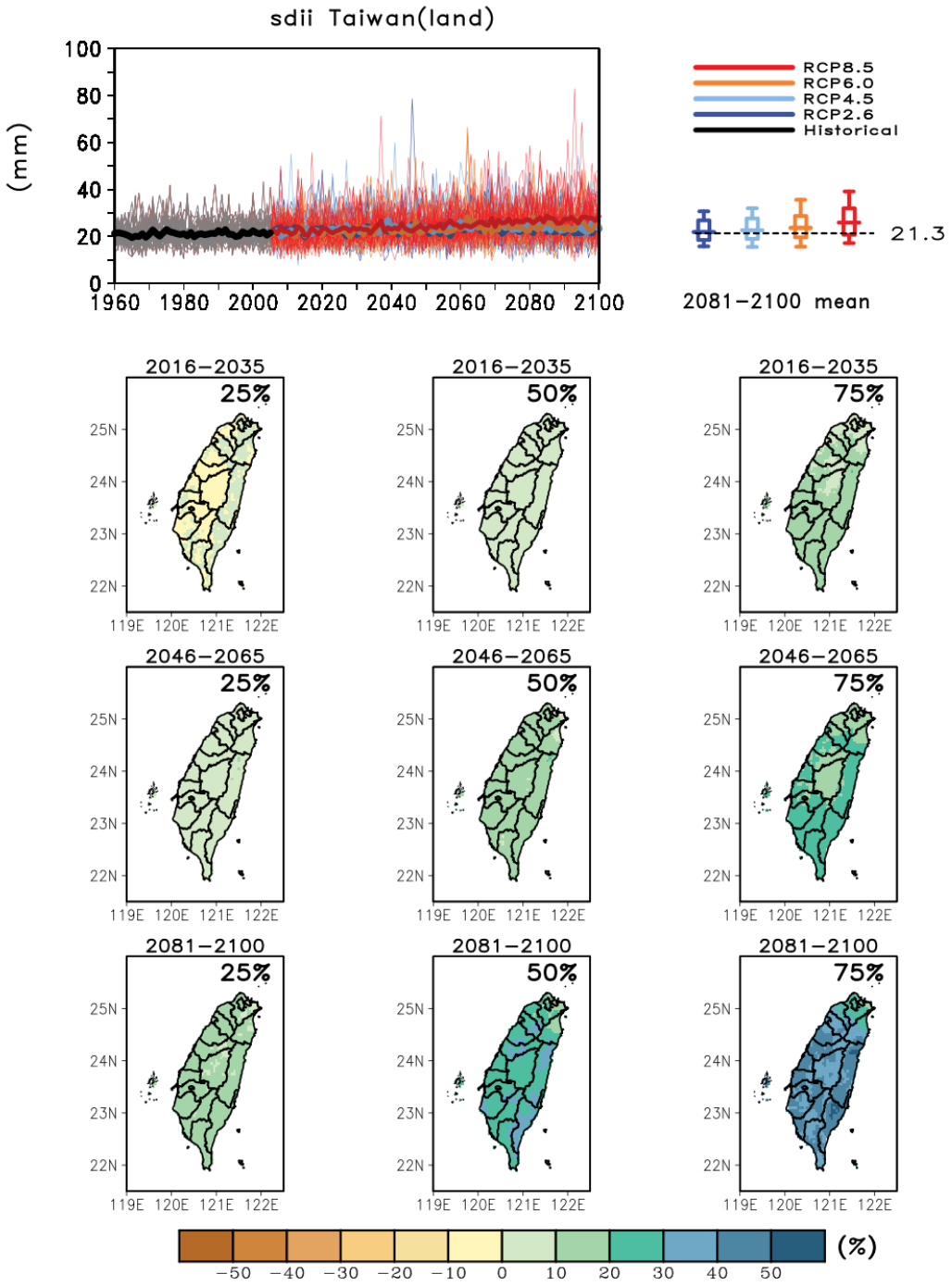
附錄圖 5-36：同附錄圖 5-6，不過是在 RCP8.5 情境下的年平均總降雨量變化。

❖ RCP8.5 年平均雨日（rr1）變化



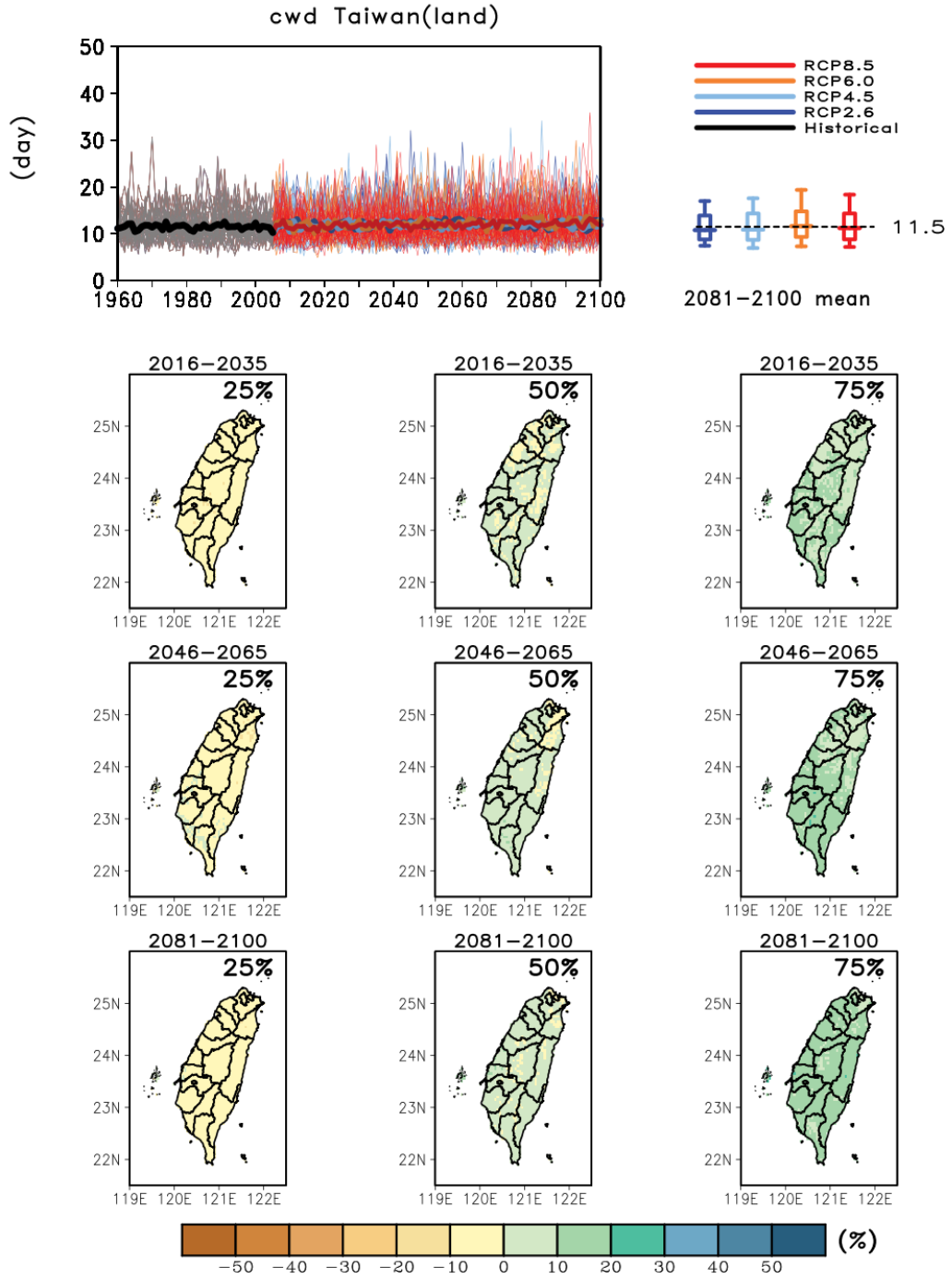
附錄圖 5-37：同附錄圖 5-7，不過是在 RCP8.5 情境下的年平均雨日變化。

❖ RCP8.5 年平均雨日降雨強度（sdii）變化



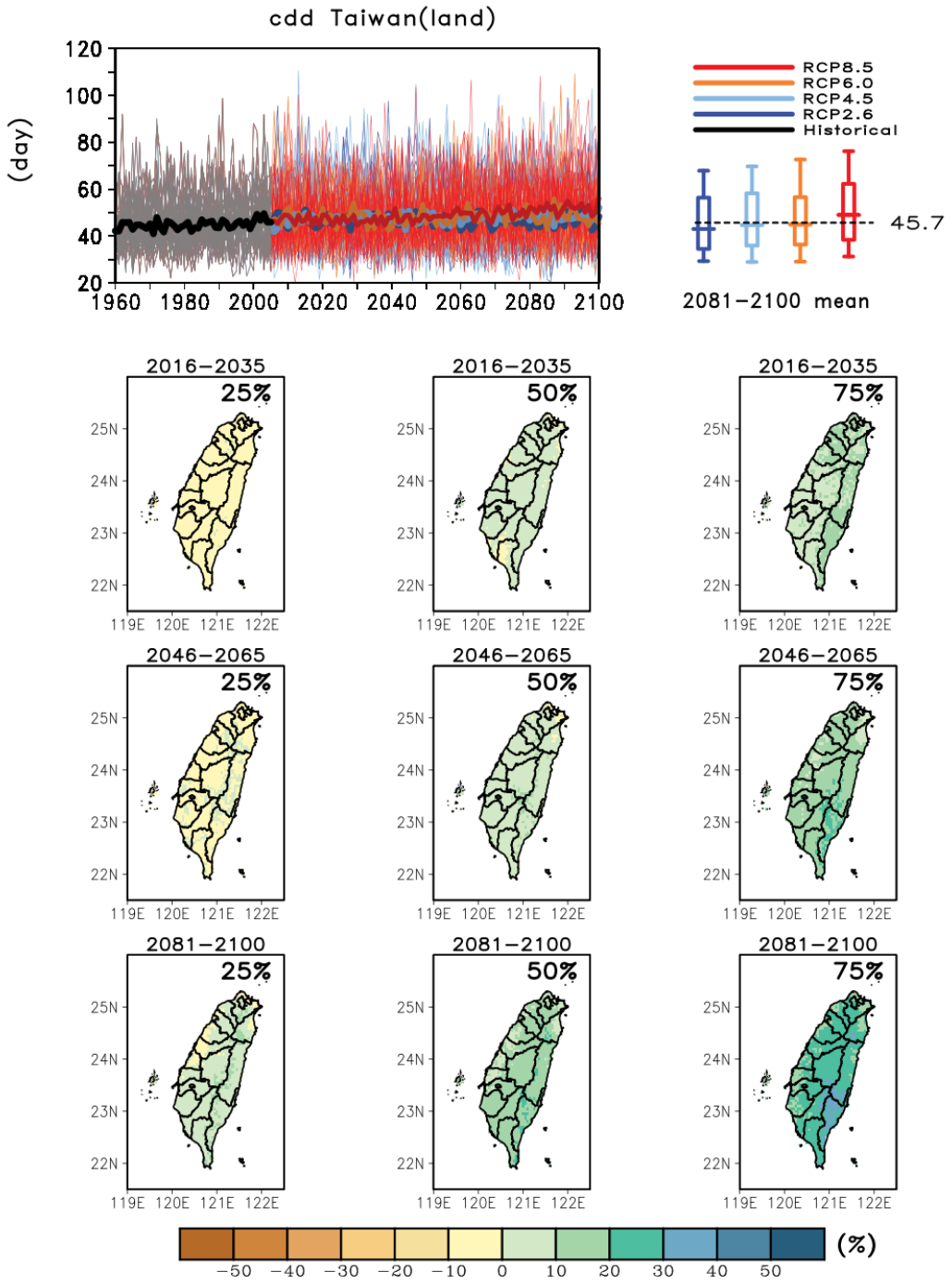
附錄圖 5-38：同附錄圖 5-8，不過是在 RCP8.5 情境下的年平均雨日降雨強度變化。

❖ RCP8.5 平均年最大連續降雨日（cwd）變化



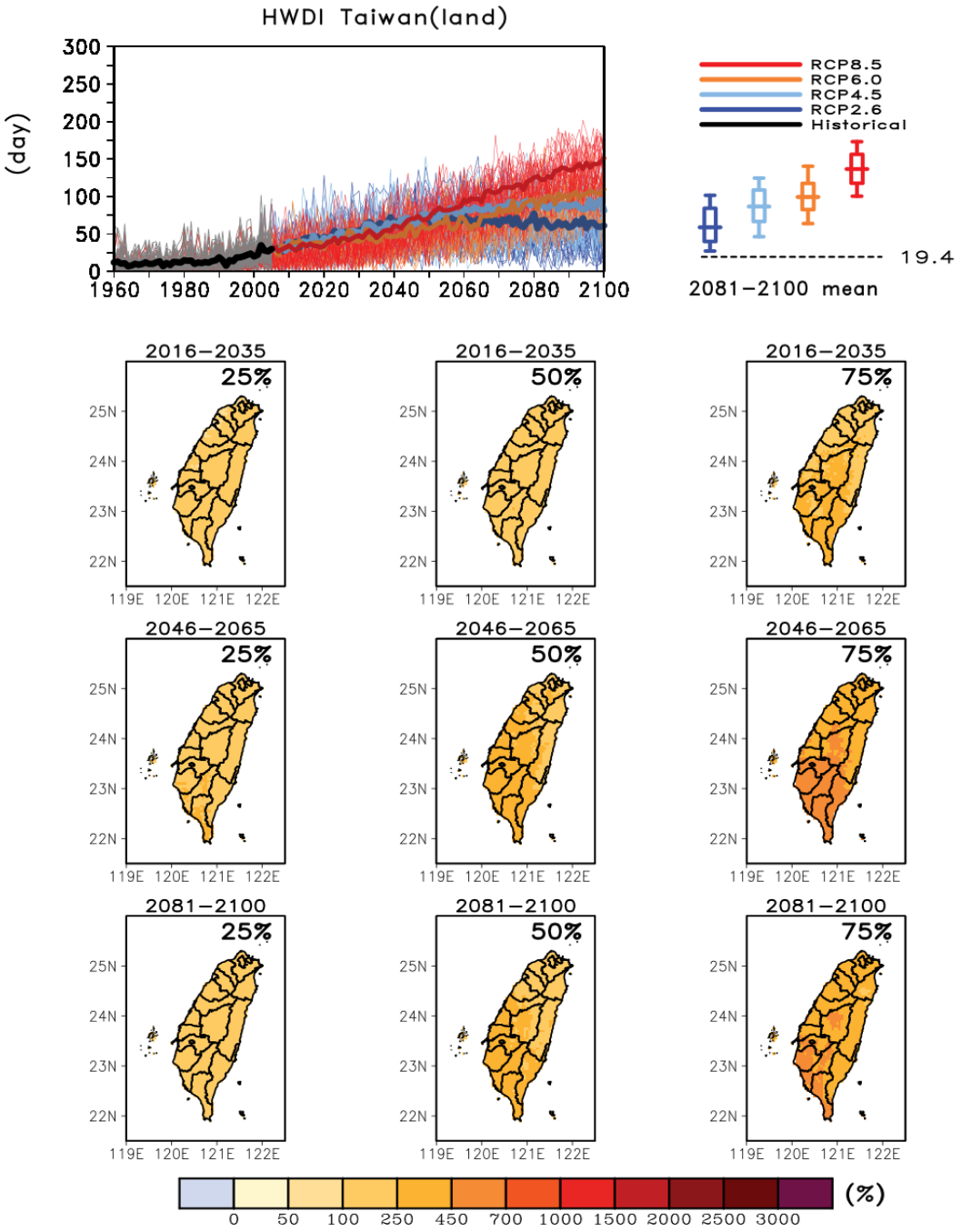
附錄圖 5-39：同附錄圖 5-9，不過是在 RCP8.5 情境下的平均年最大連續降雨日變化。

❖ RCP8.5 平均年最大連續不降雨日（cdd）變化



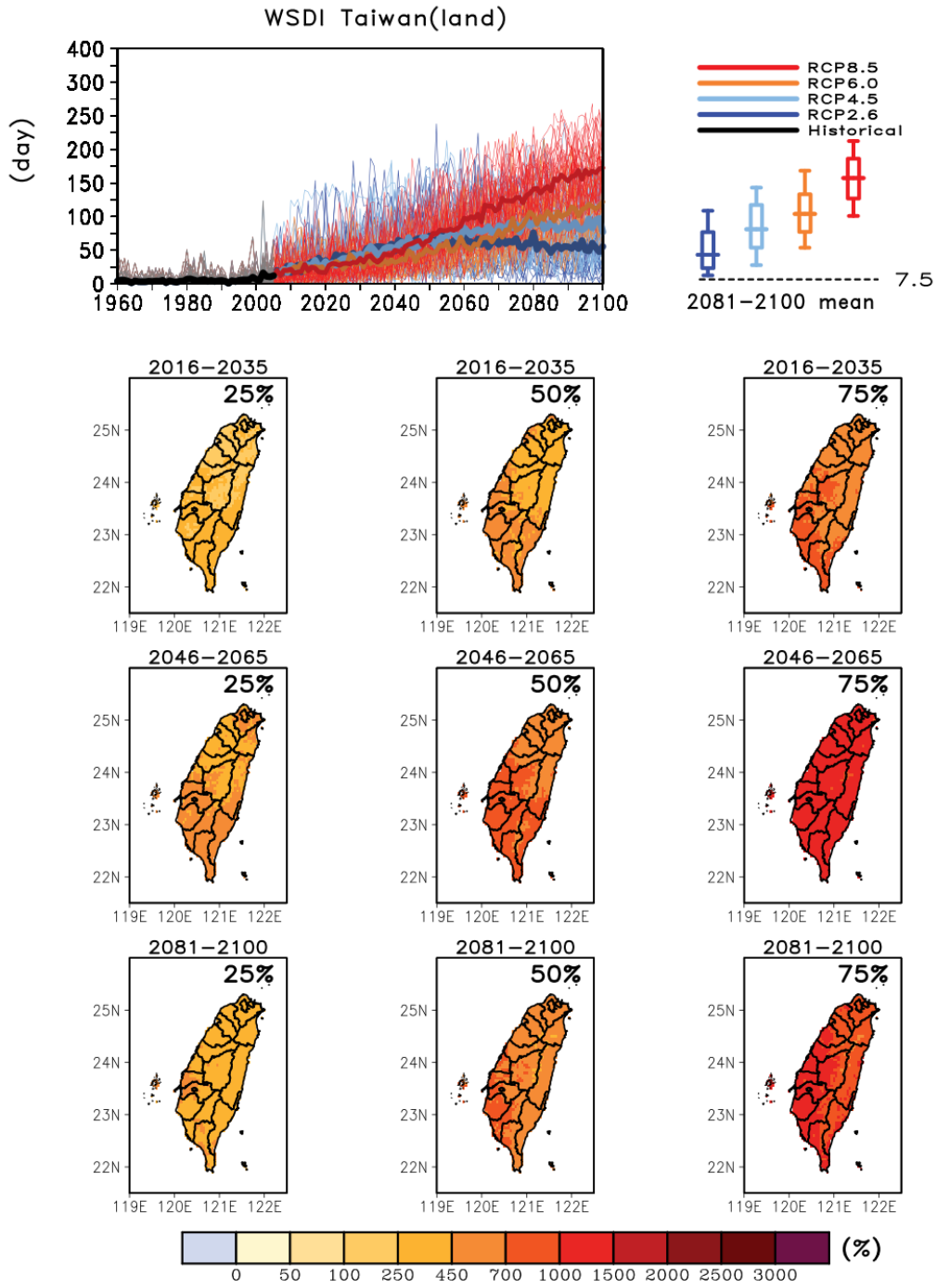
附錄圖 5-40：同附錄圖 5-10，不過是在 RCP8.5 情境下的平均年最大連續不降雨日變化。

❖ RCP2.6 平均熱浪持續指標（HWDI）變化



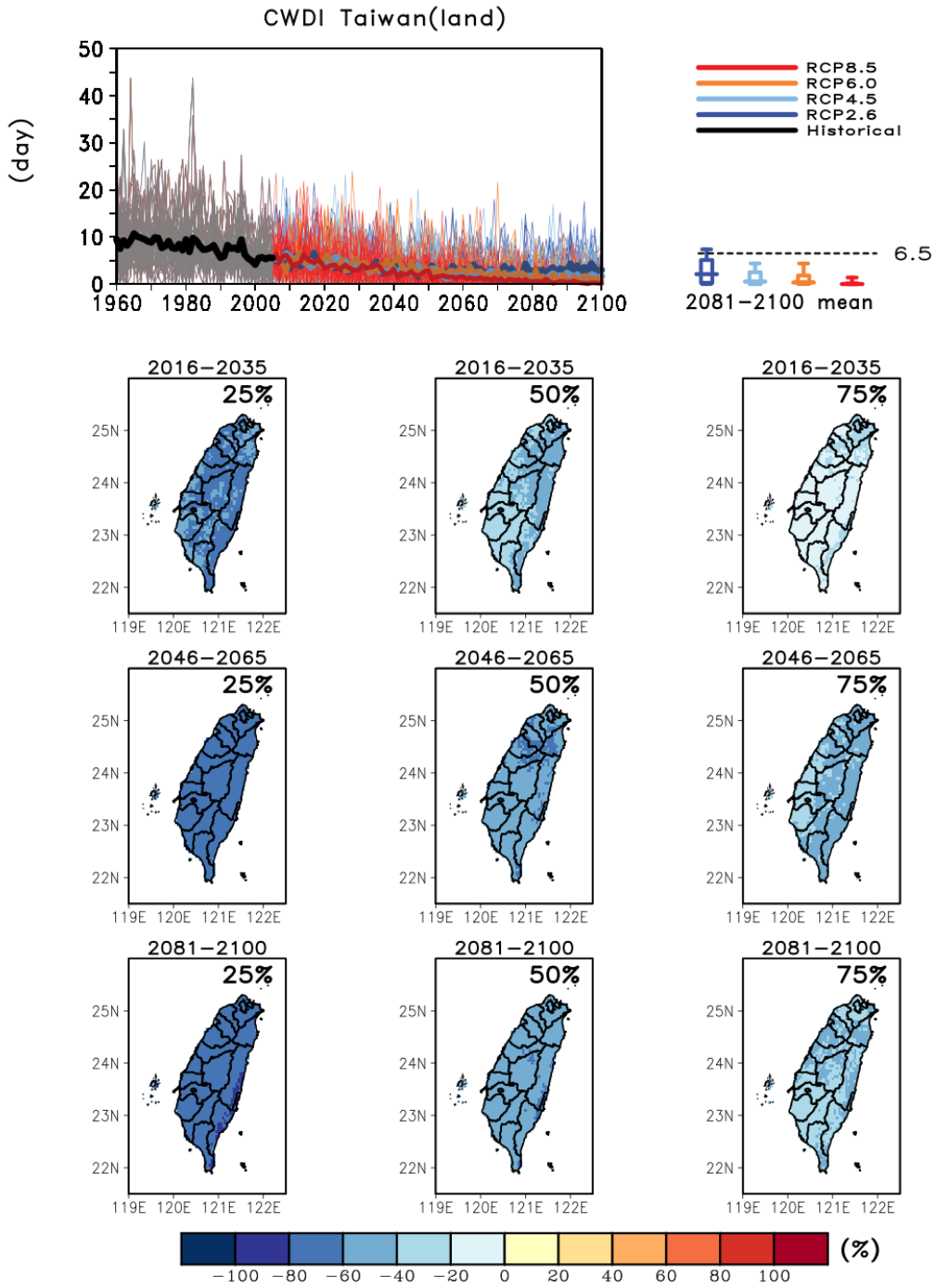
附錄圖 6-1：上圖為臺灣區域平均熱浪持續指標變化的時間序列；細實線為各氣候模式在不同情境的推估，粗實線為各氣候模式的平均值，右方則分別是 4 個不同 RCP 情境在世紀末 (2081~2100 年) 20 年平均由不同氣候模式對熱浪持續指標變化推估所形成的盒鬚圖，包含 10, 25, 50, 75, 90 百分位值。下圖則是在 RCP2.6 情境下，相對於 1986-2005 年氣候值，由上到下分別在近未來 (2016~2035 年)、世紀中 (2046~ 2065 年) 與世紀末 (2081~2100 年) 期間的長期平均熱浪持續指標變化分布圖，在每個 5 公里解析度的降尺度網格上，由左到右分別是所有 CMIP5 氣候模式降雨變化推估機率分佈的 25、50、75 百分位值。單位分別為天數與%。

❖ RCP2.6 平均暖日持續指標 (WSDI) 變化



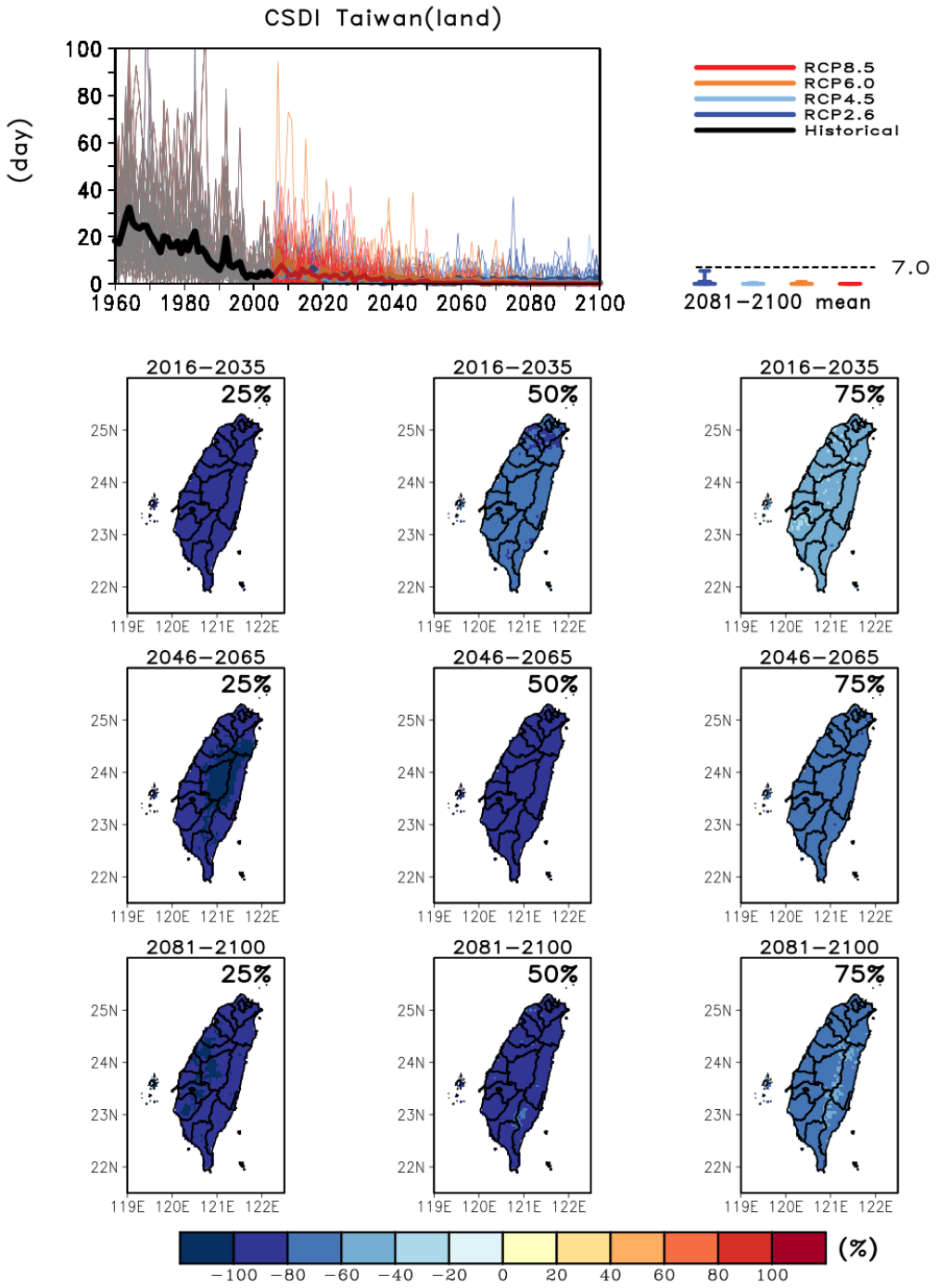
附錄圖 6-2：同附錄圖 6-1，不過所分析的是平均暖日持續指標。

❖ RCP2.6 平均寒潮持續指標（CWDI）變化



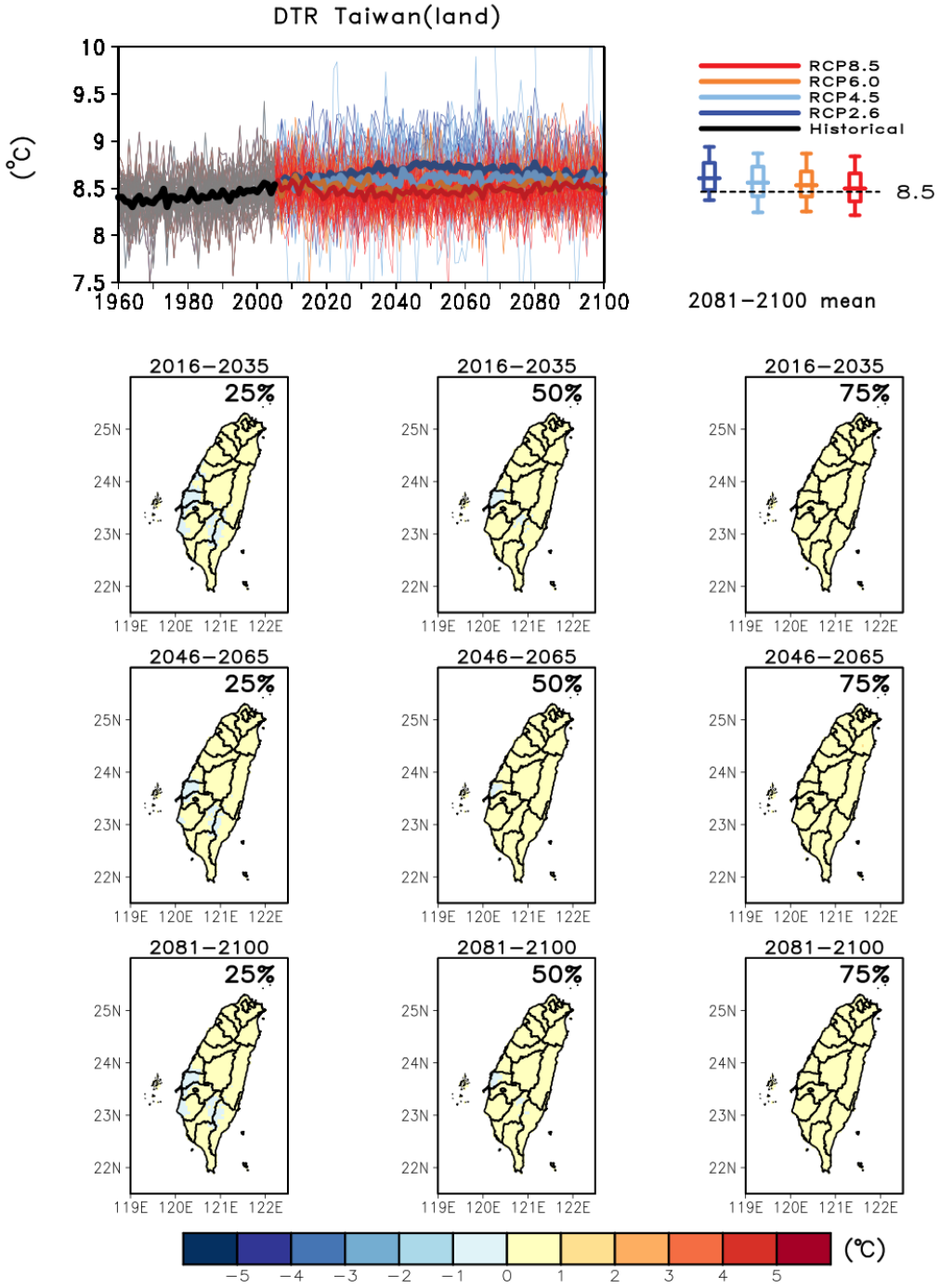
附錄圖 6-3：同附錄圖 6-1，不過所分析的是平均寒潮持續指標。

❖ RCP2.6 平均冷日持續指標（CSDI）變化



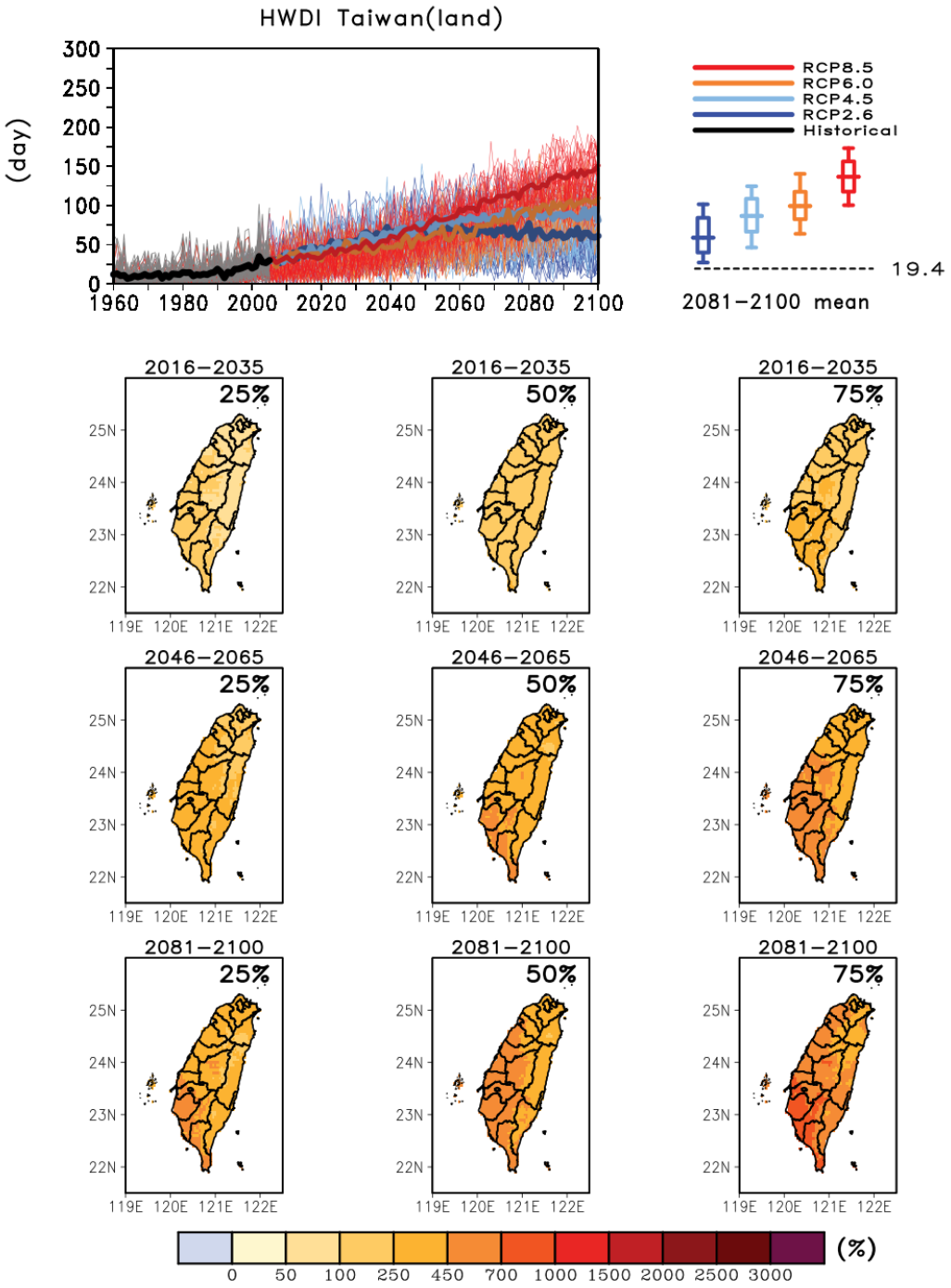
附錄圖 6-4：同附錄圖 6-1，不過所分析的是平均冷日持續指標。

❖ RCP2.6 平均日夜溫差（DTR）變化



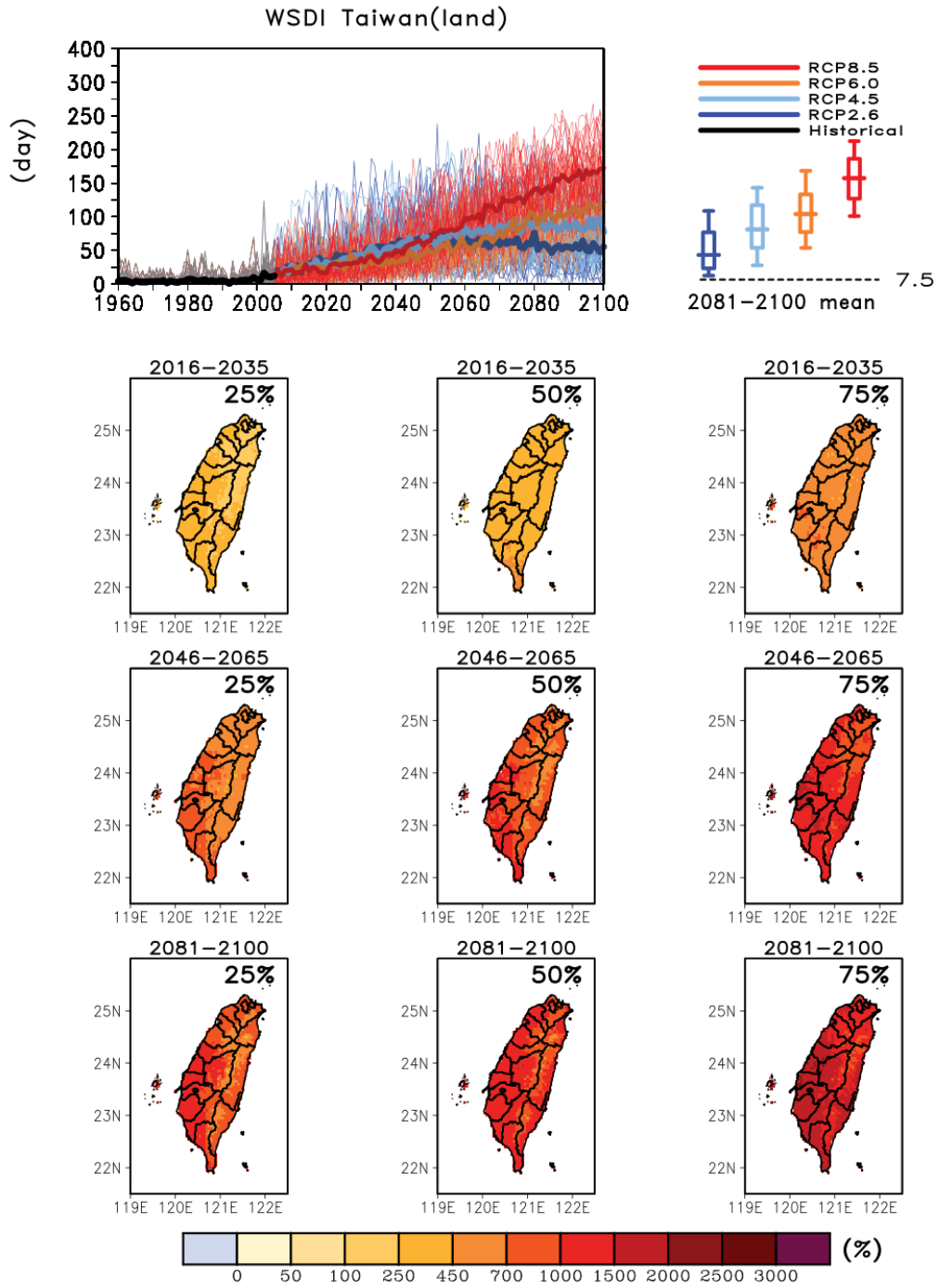
附錄圖 6-5：同附錄圖 6-1，不過所分析的是平均日夜溫差。

❖ RCP4.5 平均熱浪持續指標（HWDI）變化



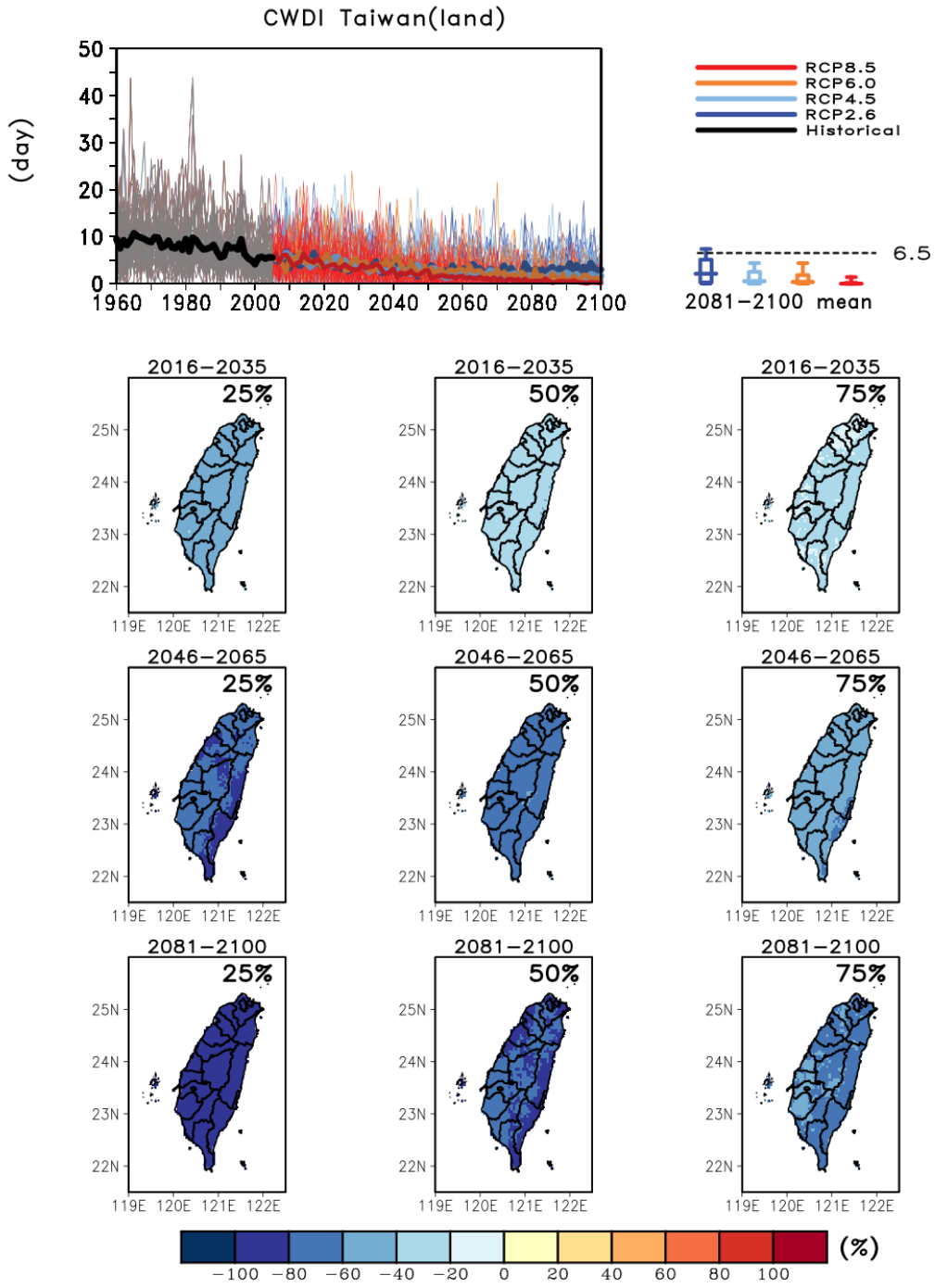
附錄圖 6-6：同附錄圖 6-1，不過是在 RCP4.5 情境下的平均熱浪持續指標變化。

❖ RCP4.5 平均暖日持續指標（WSDI）變化



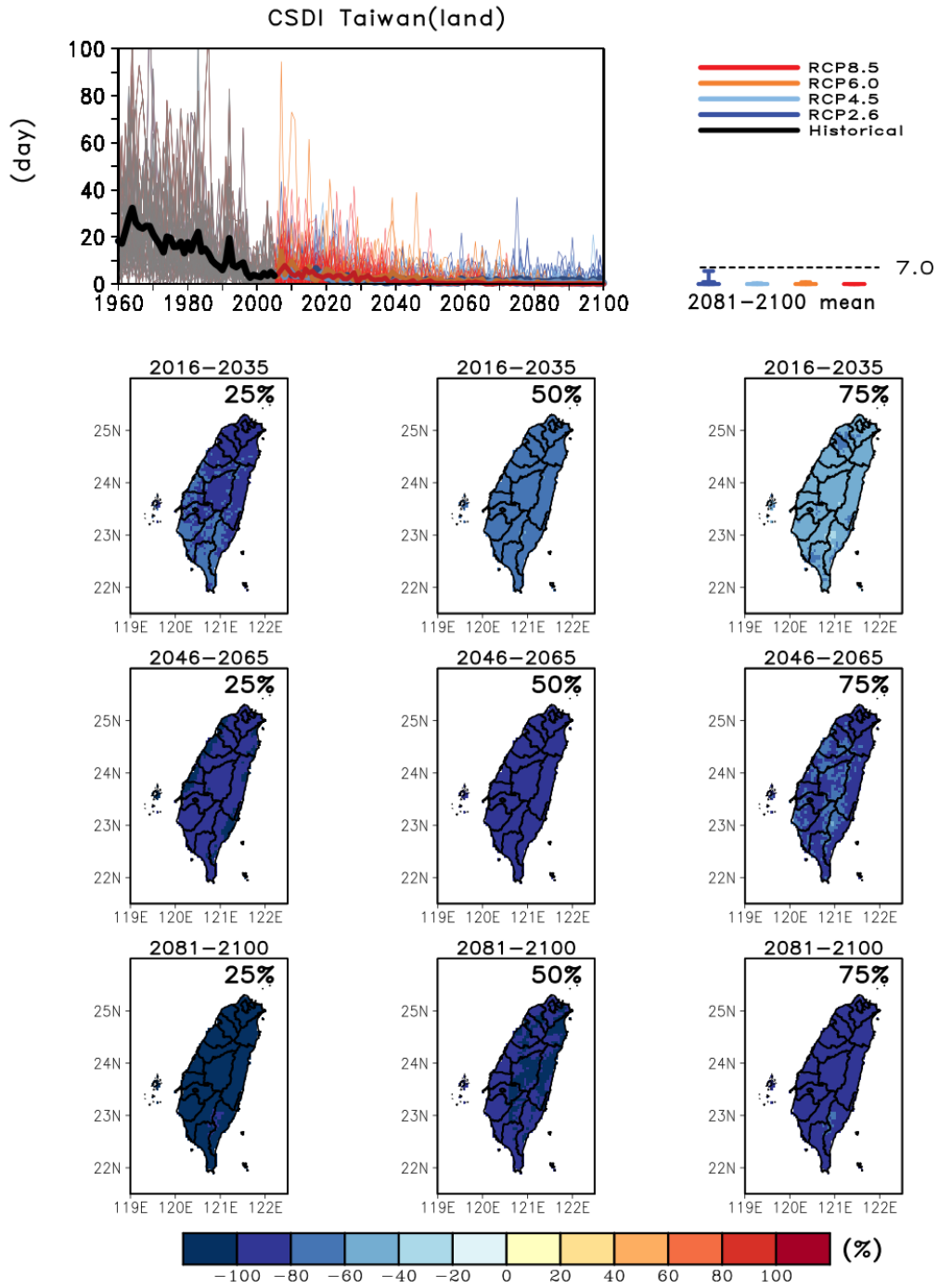
附錄圖 6-7：同附錄圖 6-2，不過是在 RCP4.5 情境下的平均暖日持續指標變化。

❖ RCP4.5 平均寒潮持續指標（CWDI）變化



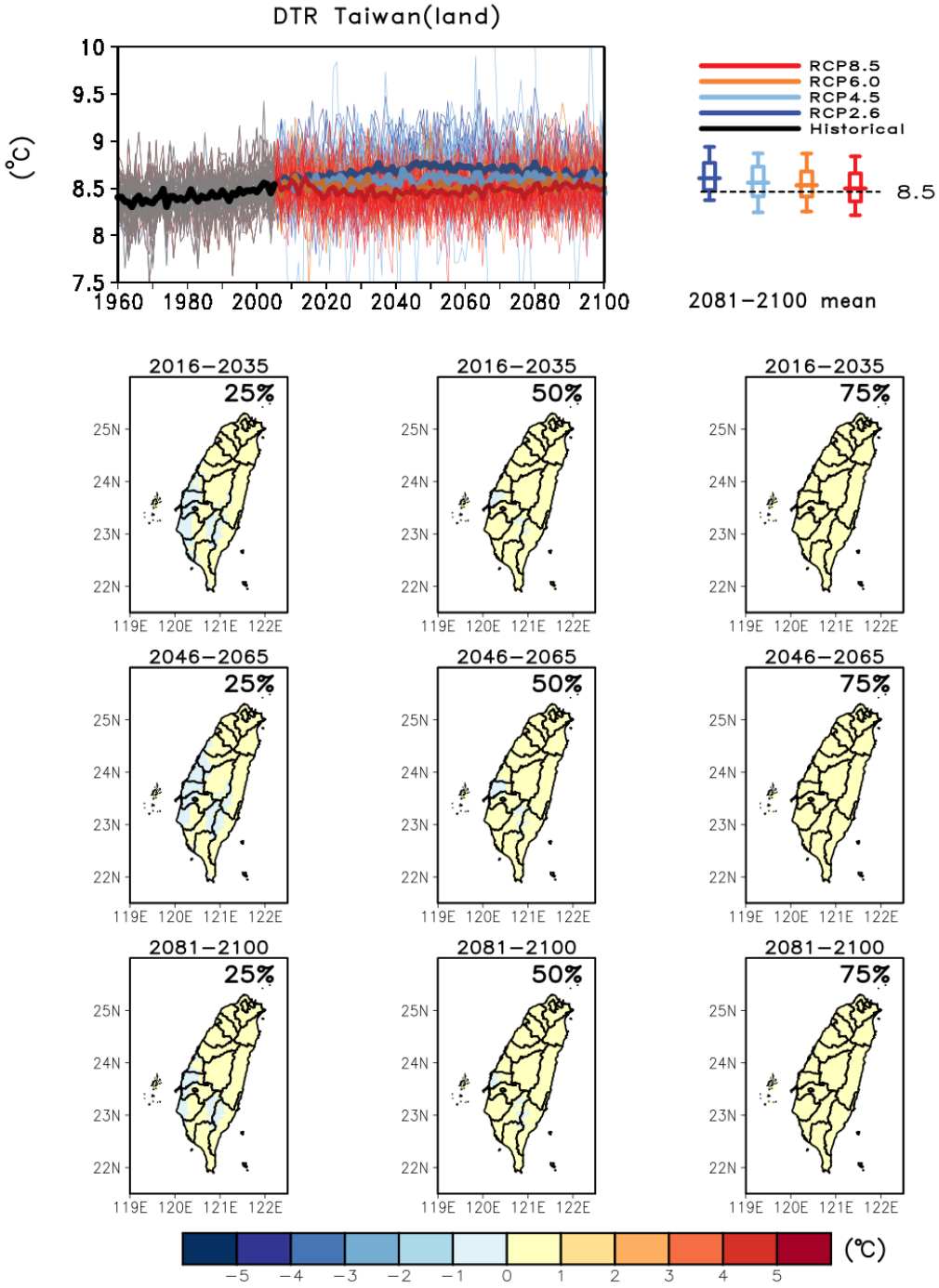
附錄圖 6-8：同附錄圖 6-3，不過是在 RCP4.5 情境下的平均寒潮持續指標變化。

❖ RCP4.5 平均冷日持續指標（CSDI）變化



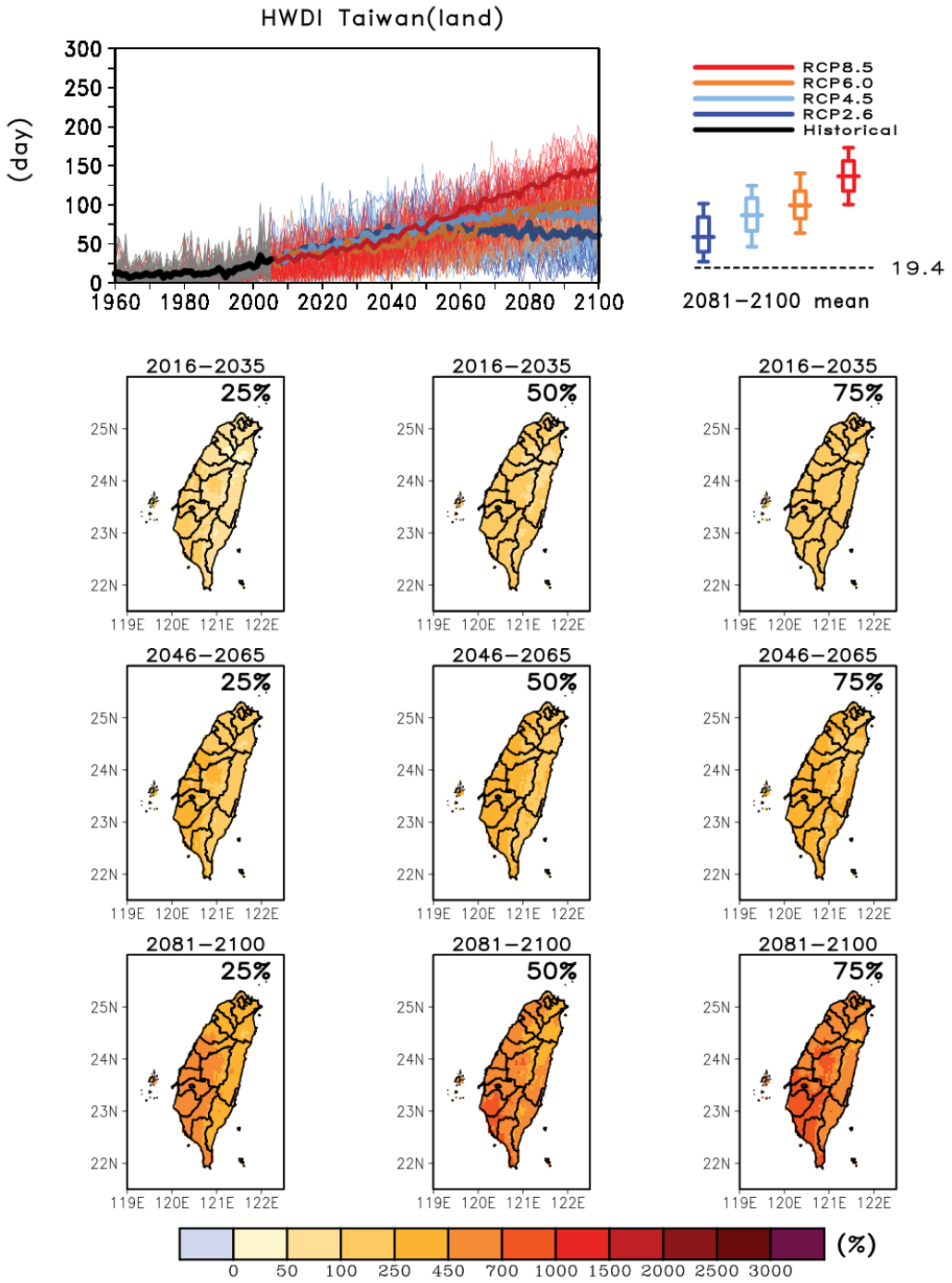
附錄圖 6-9：同附錄圖 6-4，不過是在 RCP4.5 情境下的平均冷日持續指標變化。

❖ RCP4.5 平均日夜溫差（DTR）變化



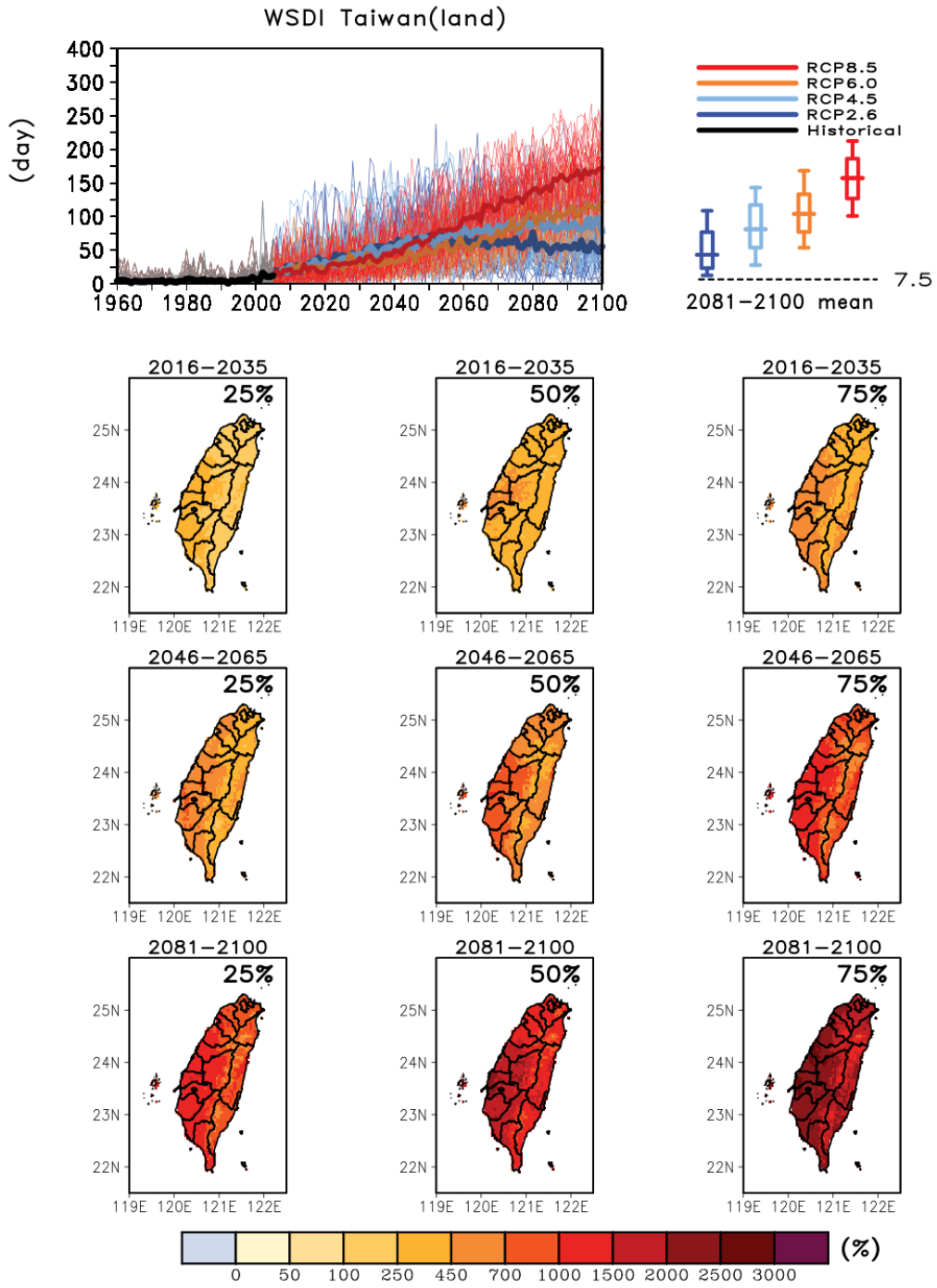
附錄圖 6-10：同附錄圖 6-5，不過是在 RCP4.5 情境下的平均日夜溫差變化。

❖ RCP6.0 平均熱浪持續指標（HWDI）變化



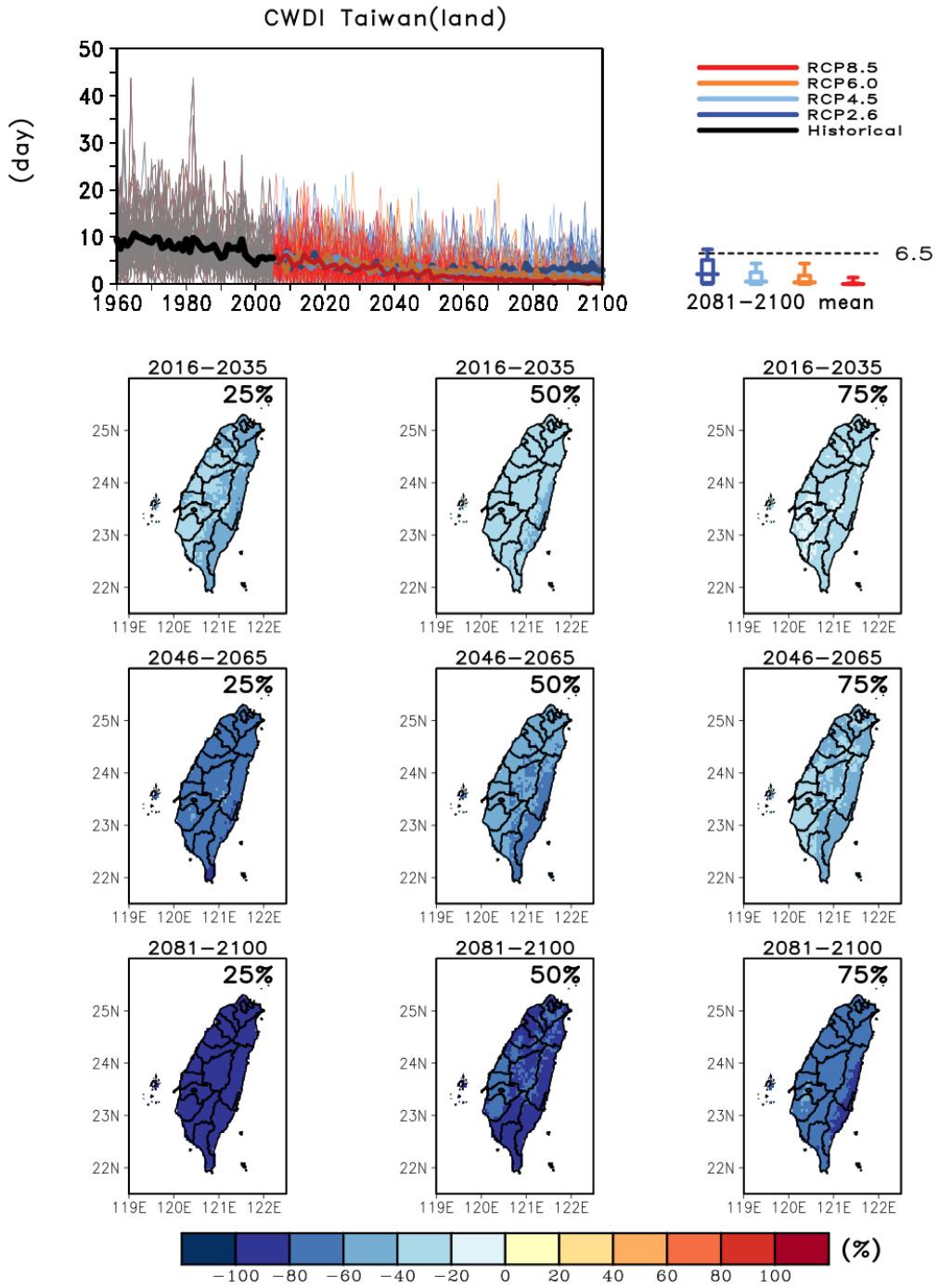
附錄圖 6-11：同附錄圖 6-1，不過是在 RCP6.0 情境下的平均熱浪持續指標變化。

❖ RCP6.0 平均暖日持續指標 (WSDI) 變化



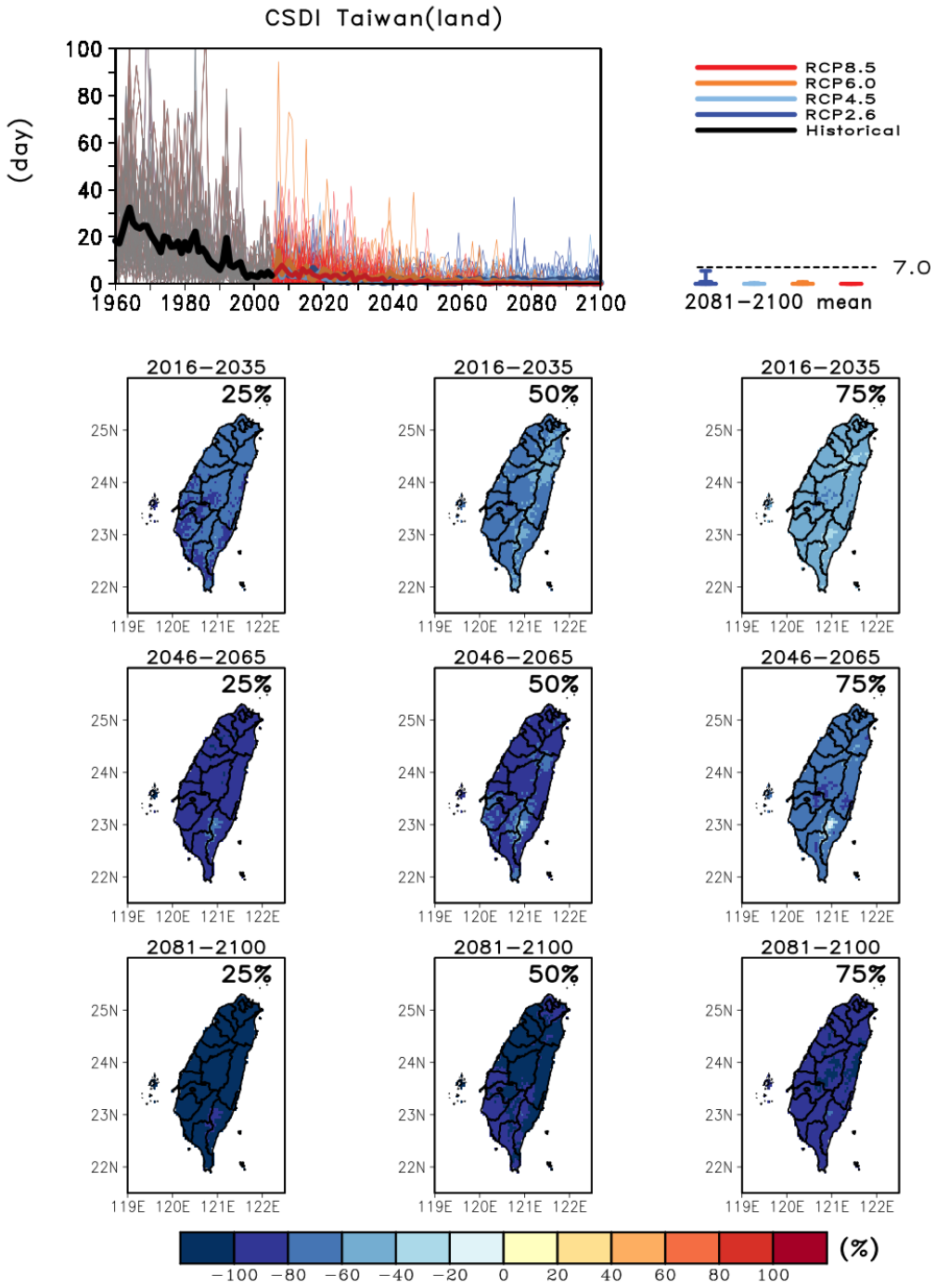
附錄圖 6-12：同附錄圖 6-2，不過是在 RCP6.0 情境下的平均暖日持續指標變化。

❖ RCP6.0 平均寒潮持續指標（CWDI）變化



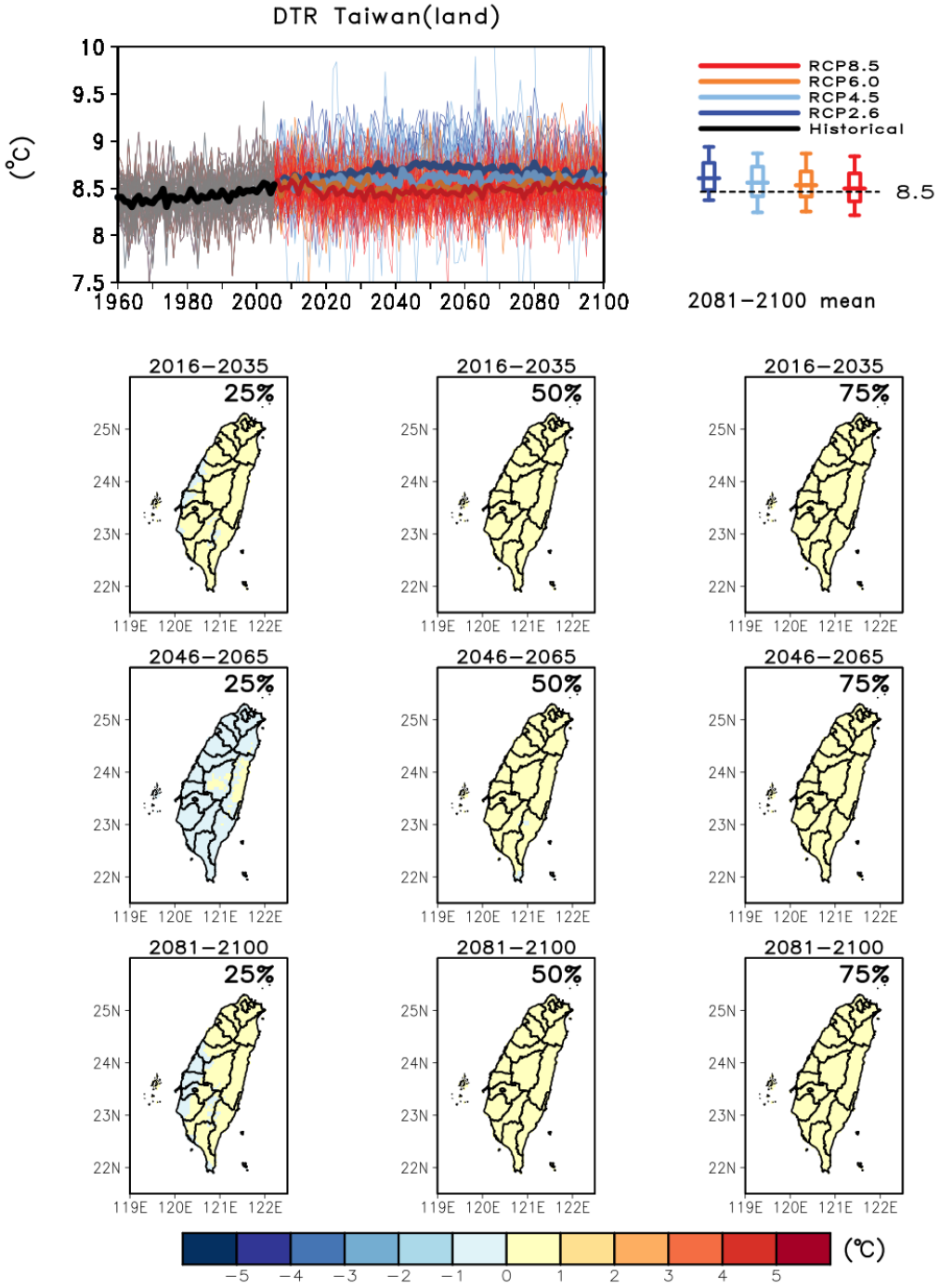
附錄圖 6-13：同附錄圖 6-3，不過是在 RCP6.0 情境下的平均寒潮持續指標變化。

❖ RCP6.0 平均冷日持續指標（CSDI）變化



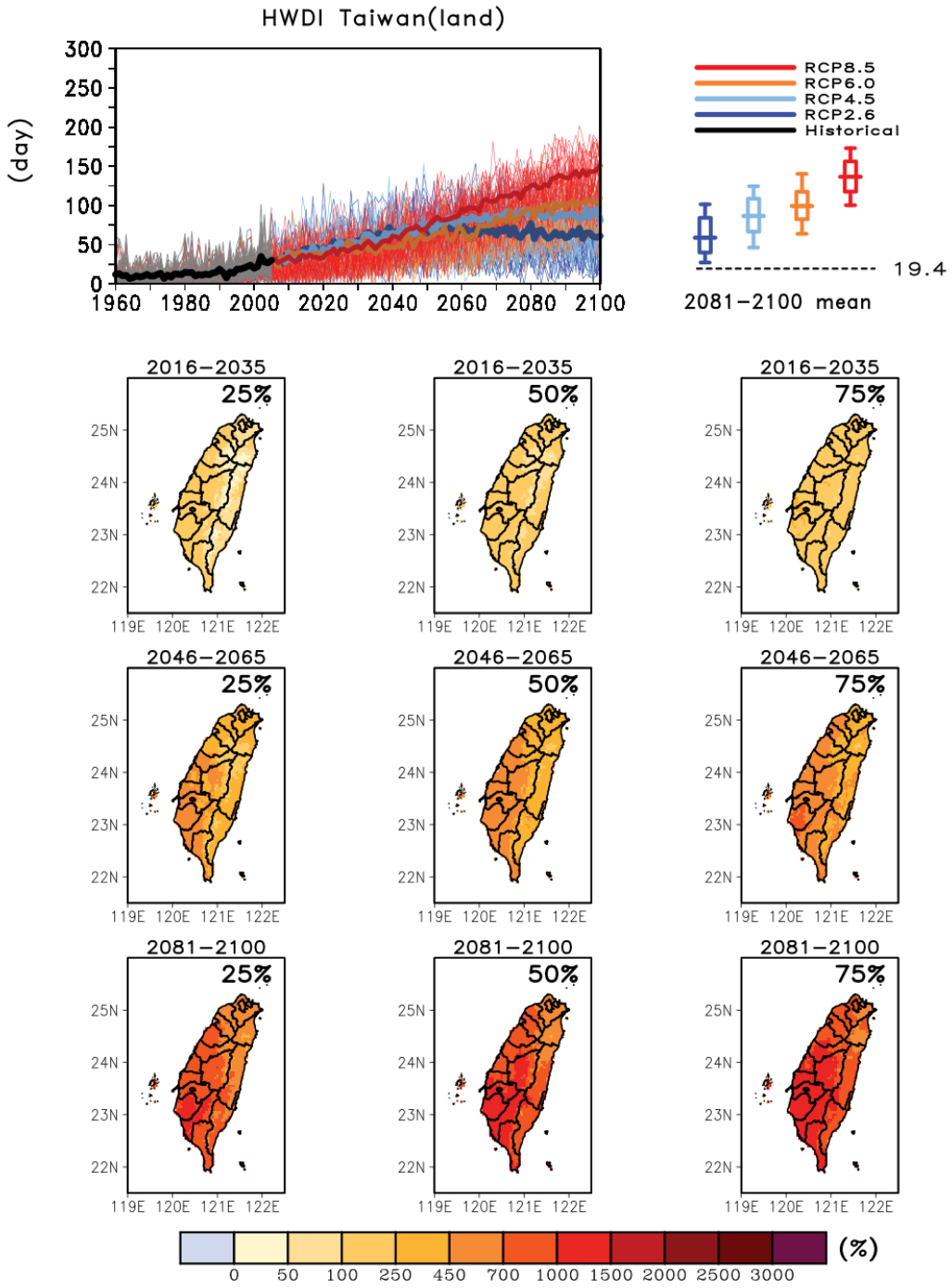
附錄圖 6-14：同附錄圖 6-4，不過是在 RCP6.0 情境下的平均冷日持續指標變化。

❖ RCP6.0 平均日夜溫差（DTR）變化



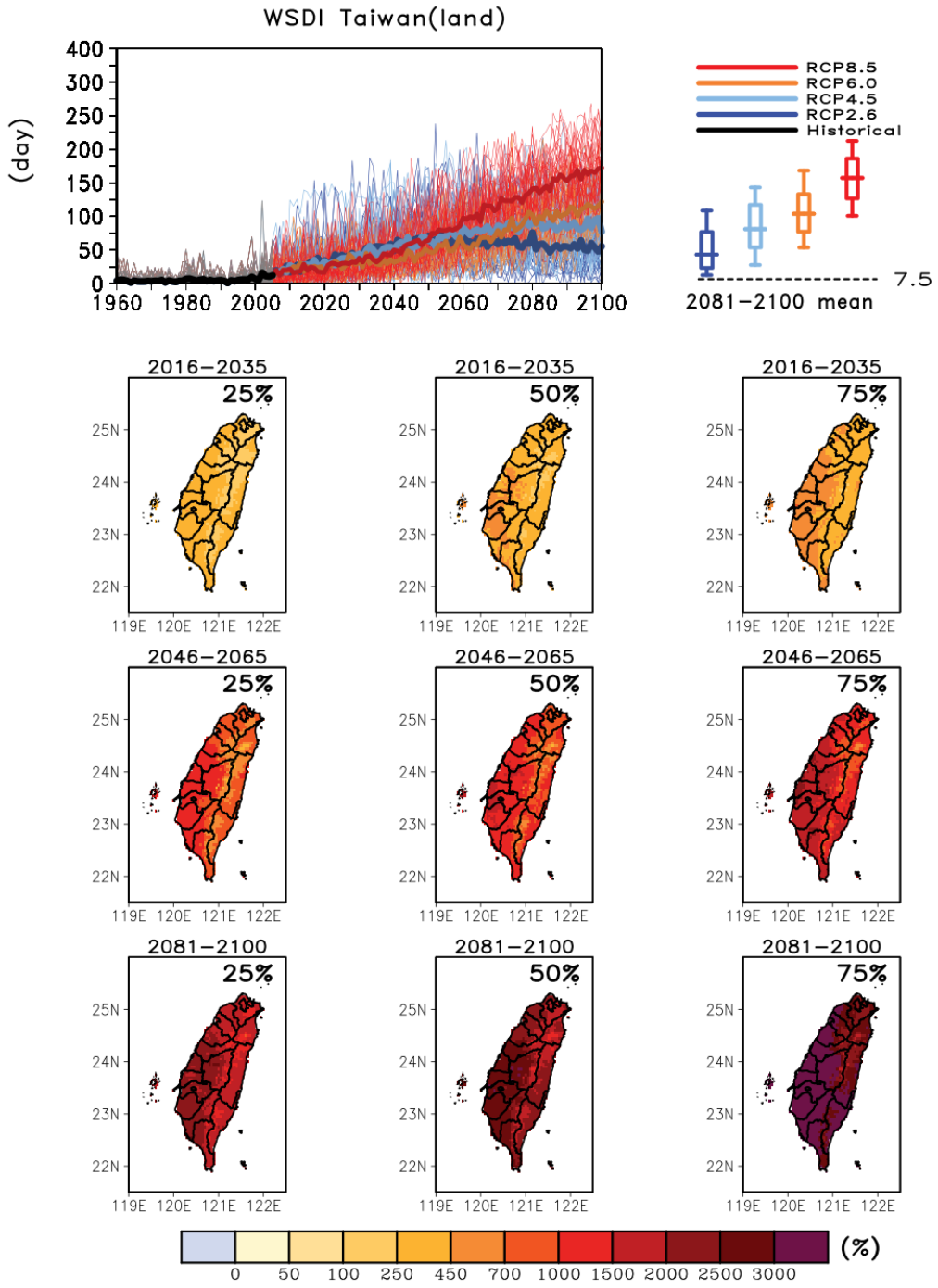
附錄圖 6-15：同附錄圖 6-5，不過是在 RCP6.0 情境下的平均日夜溫差變化。

❖ RCP8.5 平均熱浪持續指標（HWDI）變化



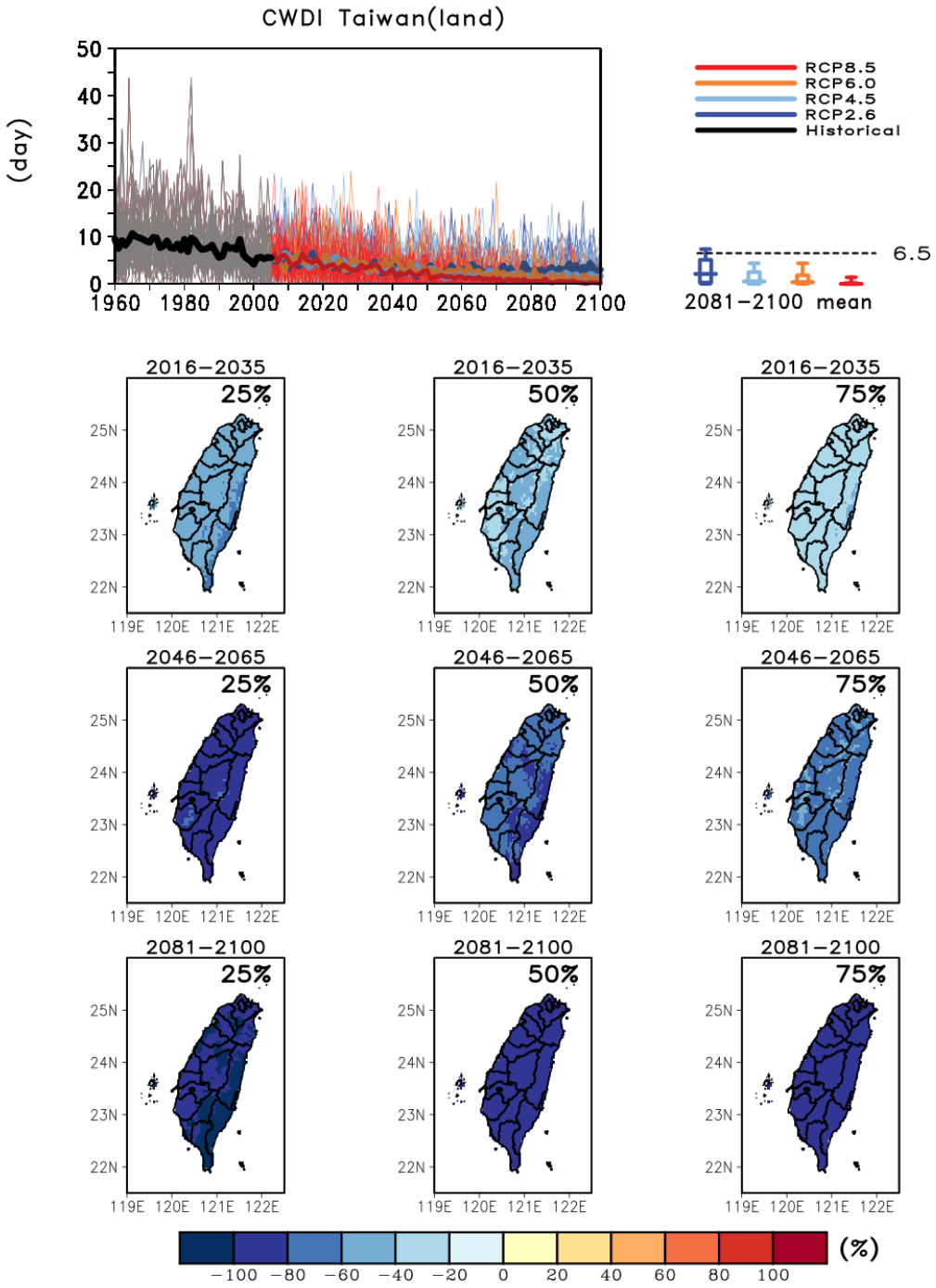
附錄圖 6-16：同附錄圖 6-1，不過是在 RCP8.5 情境下的平均熱浪持續指標變化。

❖ RCP8.5 平均暖日持續指標（WSDI）變化



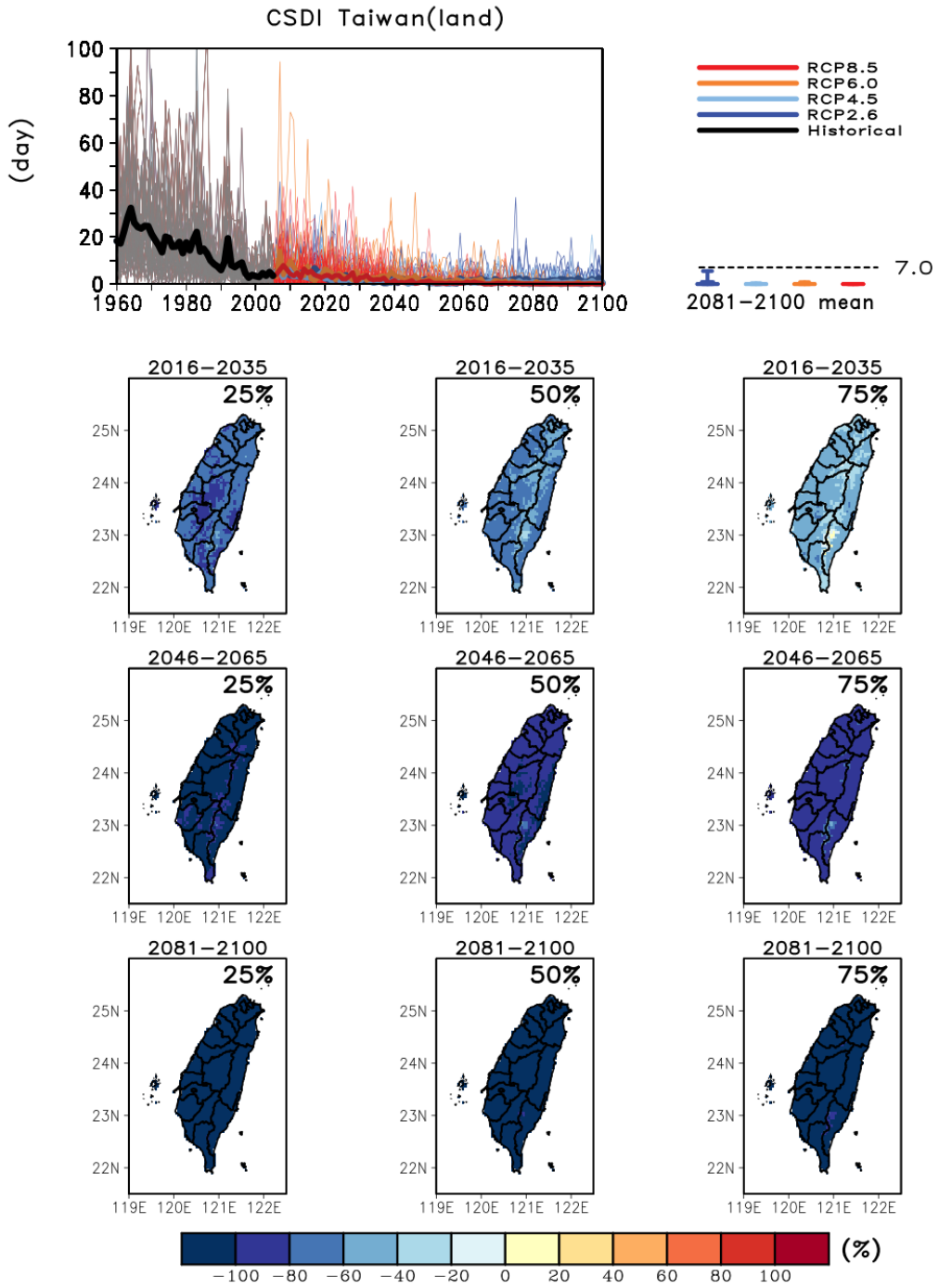
附錄圖 6-17：同附錄圖 6-2，不過是在 RCP8.5 情境下的平均暖日持續指標變化。

❖ RCP8.5 平均寒潮持續指標（CWDI）變化



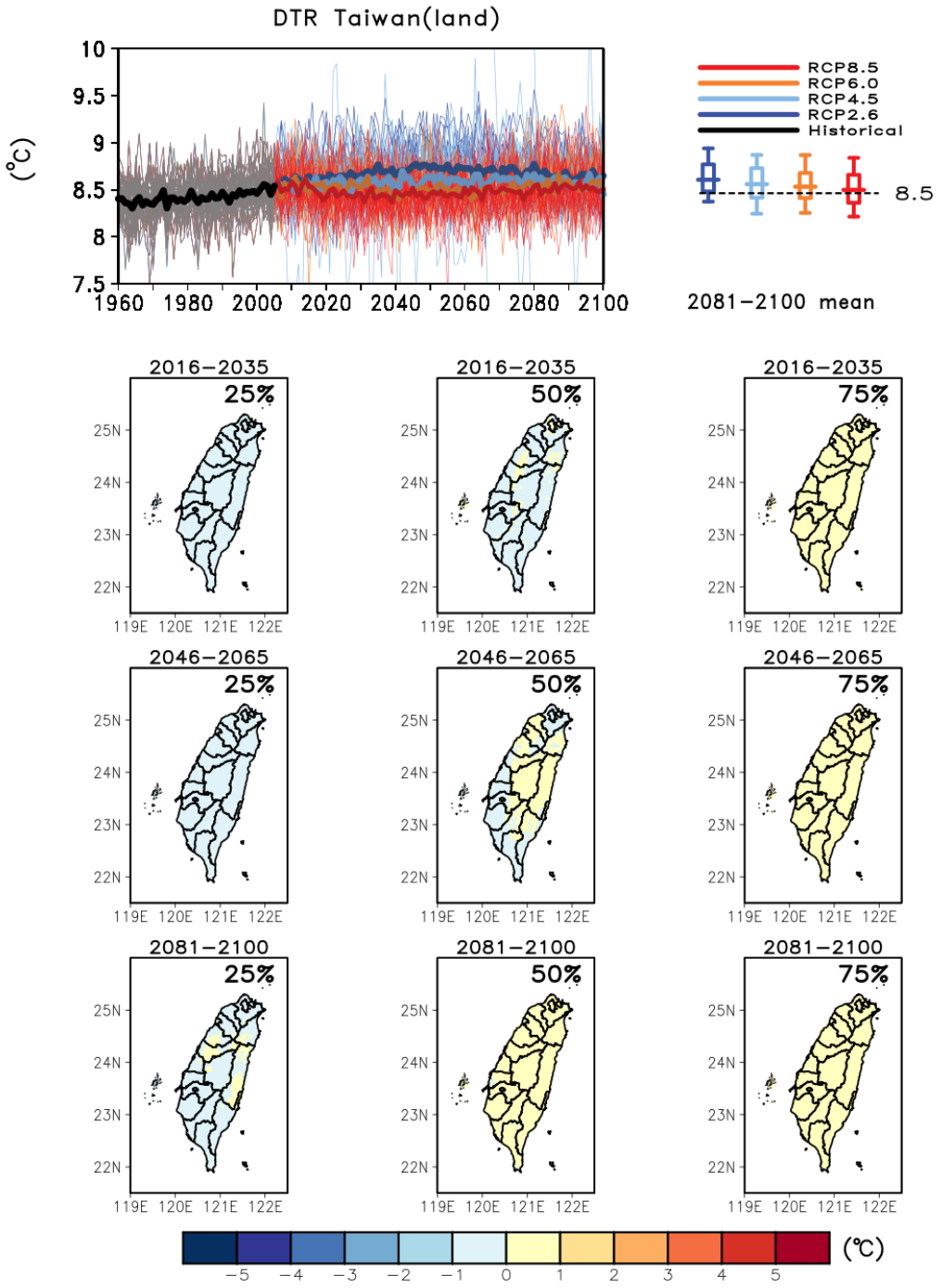
附錄圖 6-18：同附錄圖 6-3，不過是在 RCP8.5 情境下的平均寒潮持續指標變化。

❖ RCP8.5 平均冷日持續指標（CSDI）變化



附錄圖 6-19：同附錄圖 6-4，不過是在 RCP8.5 情境下的平均冷日持續指標變化。

❖ RCP8.5 平均日夜溫差（DTR）變化



附錄圖 6-20：同附錄圖 6-5，不過是在 RCP8.5 情境下的平均日夜溫差變化。

❖ 臺灣全區與北、中、南、東四個分區在基期的觀測值

附表 7.1: TCCIP 5 公里觀測資料在基期（1986-2005），各極端降雨指標在臺灣全區平均以及北、中、南、東四個分區之表現，底色藍色是單位為 mm/day 之指標；底色黃色為單位是天數之指標。

區域	極端降雨指標												
	rx1day	rx5day	sdii	rr1	cdd	cwd	r10mm	r20mm	r80mm	r200mm	r95pTOT	r99pTOT	prcpTOT
全臺	220.2	406.4	21.4	89.8	46.1	9.0	43.0	25.4	4.4	0.9	678.6	424.5	1926.8
北臺灣	197.5	357.1	20.4	101.0	36.2	9.5	51.7	31.0	3.9	0.7	599.7	380.1	2102.3
中臺灣	192.3	348.2	20.1	82.3	55.8	9.0	40.8	23.8	3.3	0.6	620.8	415.9	1682.5
南臺灣	232.1	478.4	25.6	75.9	59.2	9.3	39.4	24.8	5.6	1.0	694.2	428.1	1976.5
東臺灣	262.1	457.7	20.2	104.1	30.7	8.8	43.9	24.5	5.0	1.3	784.1	458.5	2098.4

附表 7.2: TCCIP 5 公里觀測資料在基期（1986-2005），各極端溫度指標在臺灣全區平均以及北、中、南、東四個分區之表現，底色黃色為單位是天數之指標；底色橘色為單位是℃之指標。

區域	極端溫度指標												
	DTR	TNn	TXn	TNx	TXx	TN10p	TX10p	TN90p	TX90p	WSDI	CSDI	HWDI	CWDI
全臺	8.0	4.6	10.4	22.7	31.9	9.9	9.8	9.9	9.9	4.3	6.7	10.7	6.1
北臺灣	7.2	3.8	8.5	24.1	33.2	9.9	9.9	9.9	9.9	2.8	5.6	10.1	6.2
中臺灣	8.3	3.7	10.1	22.3	31.2	9.8	9.8	9.9	9.9	3.8	7.1	10.2	6.1
南臺灣	8.5	6.8	13.6	24.1	32.9	9.9	9.8	9.9	9.9	4.7	7.6	10.4	6.1
東臺灣	8.0	3.5	8.9	20.7	30.6	9.9	9.9	9.9	9.9	5.5	6.4	11.7	5.9

❖ 臺灣全區與北、中、南、東四個分區在 RCP2.6 情境未來的季節平均變化

附表 8.1: IPCC AR5 RCP2.6 未來發展情境下，由 CMIP5 氣候模式模擬推估所建構的世紀末（2081-2100）可能的各極端氣候指標變化範圍，區域方面含臺灣全區平均以及北、中、南、東四個分區平均，表中標題列中的最小、10、25、50、75、90、最大分別代表該區季節平均值統計機率密度分布的極值與不同百分位值。底色橘色為世紀末之變化量 (ºC)；底色綠色為世紀末之變化率 (%)。

區域	指標	極端溫度指標							指標	極端降雨指標						
		最小	10	25	50	75	90	最大		最小	10	25	50	75	90	最大
全臺	DTR	0.0	0.0	0.1	0.1	0.2	0.4	0.5	rx1day	-15.3	-2.9	2.5	9.1	23.5	32.3	41.1
北臺灣		0.0	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5		-20.5	-3.0	3.2	12.7	23.7	31.5	43.3
中臺灣		0.0	0.0	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4		-19.0	-0.8	4.4	10.3	24.5	34.1	41.9
南臺灣		0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.3	0.3		-11.9	-3.8	1.6	6.6	22.2	32.6	40.4
東臺灣		0.0	0.1	0.1	0.2	0.3	0.5	0.5		-10.9	-4.1	0.8	7.6	23.6	30.7	39.3
全臺	TNn	-0.7	0.2	0.6	1.0	1.5	1.9	2.8	rx5day	-14.2	-9.0	-1.7	7.5	22.0	38.5	57.7
北臺灣		-0.8	0.3	0.5	1.0	1.5	1.9	3.0		-16.2	-10.7	-1.0	8.9	23.2	43.1	64.9
中臺灣		-0.8	0.1	0.6	1.0	1.5	1.9	3.0		-13.2	-8.3	-2.4	8.6	20.9	40.8	64.6
南臺灣		-0.7	0.1	0.6	0.9	1.4	1.8	2.8		-15.3	-10.5	-2.4	5.7	21.5	39.3	61.2
東臺灣		-0.7	0.2	0.5	0.9	1.5	1.8	2.7		-13.2	-7.3	-0.8	6.9	22.6	32.7	43.1
全臺	TXn	-0.5	0.2	0.5	1.1	1.8	2.2	2.8	sdii	-5.4	-2.7	0.8	6.4	13.9	19.3	36.8
北臺灣		-0.6	0.2	0.5	1.1	1.8	2.2	3.0		-5.0	-2.4	1.9	7.1	12.7	18.3	28.3
中臺灣		-0.5	0.1	0.4	1.2	1.7	2.3	2.9		-3.8	-1.5	1.4	6.9	13.0	17.4	39.5
南臺灣		-0.5	0.1	0.5	1.1	1.8	2.2	2.8		-5.9	-3.2	0.1	5.6	15.8	20.6	47.5
東臺灣		-0.5	0.2	0.6	1.1	1.8	2.2	2.8		-6.9	-3.6	0.0	6.1	14.0	20.5	31.4
全臺	TNx	0.5	0.6	0.8	1.1	1.5	1.9	2.4	rr1	-10.0	-7.9	-5.2	-2.1	5.8	11.4	20.4
北臺灣		0.4	0.6	0.8	1.0	1.6	2.0	2.3		-8.0	-6.3	-4.5	-1.8	6.2	12.0	22.3
中臺灣		0.5	0.6	0.8	1.1	1.5	2.0	2.4		-10.5	-8.0	-4.7	-1.6	7.2	12.0	21.4
南臺灣		0.5	0.6	0.8	1.1	1.4	1.9	2.3		-11.7	-9.7	-6.6	-2.0	5.1	10.9	17.3
東臺灣		0.5	0.6	0.8	1.1	1.5	2.0	2.4		-9.1	-7.1	-5.1	-2.6	4.3	10.6	19.9
全臺	TXx	0.3	0.6	0.8	1.2	1.6	2.0	2.4	cdd	-20.0	-10.3	-5.0	1.8	10.7	17.7	26.3
北臺灣		0.3	0.5	0.8	1.2	1.6	2.1	2.5		-20.5	-10.5	-5.1	2.3	11.4	18.6	26.5
中臺灣		0.4	0.6	0.8	1.1	1.7	2.0	2.4		-24.6	-10.9	-5.2	1.6	10.1	18.6	28.9
南臺灣		0.3	0.6	0.8	1.1	1.6	1.9	2.2		-18.8	-11.1	-6.1	-0.1	10.2	16.8	26.5
東臺灣		0.4	0.7	0.9	1.2	1.7	2.0	2.5		-16.0	-8.7	-3.8	2.8	11.3	16.8	23.7
全臺	TN10p	-89.3	-87.8	-71.7	-62.3	-53.5	-40.9	-25.9	cwd	-18.9	-11.8	-5.8	1.3	10.1	18.1	41.5
北臺灣		-88.4	-87.5	-70.4	-61.8	-51.3	-40.9	-21.9		-16.0	-8.7	-3.8	2.5	12.1	19.0	46.9
中臺灣		-89.0	-87.8	-71.5	-61.6	-53.1	-38.8	-25.6		-20.8	-13.1	-6.0	1.2	11.6	19.7	45.9
南臺灣		-89.6	-87.8	-72.8	-62.6	-54.8	-42.0	-28.3		-21.7	-14.9	-7.8	-0.7	8.3	17.5	31.6
東臺灣		-89.6	-88.1	-71.8	-62.8	-54.1	-41.5	-26.8		-16.6	-10.2	-4.6	1.5	8.7	16.3	40.2
全臺	TX10p	-85.0	-81.9	-69.2	-61.6	-49.9	-41.5	-19.8	r10mm	-13.5	-10.2	-4.9	-0.6	10.4	18.7	35.7
北臺灣		-84.5	-80.4	-66.8	-60.4	-47.5	-42.4	-18.1		-10.3	-7.5	-4.8	-0.2	13.6	19.7	34.6
中臺灣		-84.3	-82.5	-69.8	-61.2	-49.3	-39.5	-16.8		-14.2	-10.2	-4.5	-0.1	11.2	19.7	37.0
南臺灣		-85.1	-82.5	-70.8	-63.1	-51.7	-42.2	-22.8		-16.3	-13.8	-5.4	-1.1	10.0	15.6	31.3
東臺灣		-85.6	-81.5	-68.9	-61.4	-50.5	-41.8	-21.5		-12.6	-9.2	-5.2	-0.8	7.7	19.3	37.4
全臺	TN90p	74.8	120.2	163.7	217.9	324.3	419.5	484.0	r20mm	-14.4	-10.1	-4.5	1.8	14.4	25.3	50.7
北臺灣		81.0	110.0	159.4	208.6	308.7	404.6	458.0		-11.6	-8.4	-3.6	1.9	16.6	27.0	48.9
中臺灣		70.6	120.5	173.3	216.0	327.9	417.4	482.0		-14.5	-9.1	-4.1	2.3	17.3	29.2	53.2
南臺灣		77.0	126.8	156.1	229.4	329.4	432.0	503.9		-16.7	-12.9	-4.9	0.9	12.4	19.9	45.2
東臺灣		72.4	120.5	160.7	214.3	325.6	418.3	483.9		-14.4	-10.1	-4.8	1.2	11.6	24.0	52.5
全臺	TX90p	58.8	101.5	142.1	185.2	273.9	370.0	428.7	r80mm	-23.5	-13.0	-3.9	11.0	30.6	45.0	129.2
北臺灣		61.7	83.1	137.9	167.1	229.5	308.5	387.4		-21.7	-12.4	-2.0	13.0	30.4	48.6	109.0
中臺灣		55.8	99.9	146.3	187.6	306.8	369.5	440.0		-23.9	-11.1	-1.8	13.5	37.2	50.8	153.9
南臺灣		64.7	121.9	149.1	207.9	300.7	431.7	467.1		-25.9	-14.3	-3.5	8.4	27.5	42.4	137.3
東臺灣		54.2	97.4	132.7	173.4	244.4	356.8	407.9		-21.7	-13.7	-5.0	8.5	25.1	36.9	108.8
全臺	WSDI	149.0	260.5	373.4	605.1	963.5	1265.7	2372.6	r200mm	-45.7	-26.5	-4.0	34.5	108.9	205.2	419.9
北臺灣		103.9	235.1	329.2	526.4	882.5	1182.0	2509.0		-54.6	-29.6	-1.9	39.3	121.2	246.1	446.9
中臺灣		148.6	249.3	398.5	636.8	1023.2	1285.2	2874.2		-56.3	-30.9	-2.5	44.5	142.4	267.6	615.9
南臺灣		180.7	306.4	402.2	687.1	1029.1	1366.2	2289.6		-34.1	-16.9	-1.2	29.0	109.0	202.4	403.0
東臺灣		148.3	249.3	343.8	550.3	890.7	1194.9	1837.7		-35.7	-17.8	-2.0	18.5	57.1	98.6	188.7
全臺	CSDI	-100.0	-99.8	-95.4	-84.2	-67.2	-56.9	-36.2	r95pTOT	-16.5	-7.5	-0.3	8.9	21.3	31.3	46.2
北臺灣		-100.0	-100.0	-95.2	-83.3	-68.1	-60.9	-30.1		-14.0	-6.6	-0.8	7.7	17.6	26.2	35.2
中臺灣		-100.0	-99.9	-96.3	-84.4	-65.9	-55.5	-37.1		-20.2	-7.7	1.3	10.8	21.7	31.3	49.4
南臺灣		-100.0	-99.6	-95.4	-83.8	-69.3	-57.7	-37.1		-16.3	-7.6	0.7	11.5	26.8	38.1	61.7
東臺灣		-100.0	-99.5	-94.3	-84.6	-65.8	-54.6	-38.5		-14.2	-7.8	-2.2	5.6	18.7	28.8	37.9
全臺	HWDI	86.0	117.0	164.7	254.7	376.0	456.9	579.0	r99pTOT	-28.2	-14.0	-4.0	10.2	30.2	47.3	69.8
北臺灣		78.1	102.7	141.9	209.7	314.3	380.3	515.4		-38.3	-17.8	-7.5	6.7	26.9	42.5	62.2
中臺灣		84.6	113.8	168.8	256.1	401.6	477.3	600.1		-27.3	-15.7	-6.3	7.7	27.6	48.1	70.2
南臺灣		100.1	144.1	197.3	309.5	453.5	548.2	689.2		-21.2	-11.2	-1.5	13.1	34.6	52.7	82.2
東臺灣		81.5	106.7	149.3	234.8	322.0	408.9	504.0		-27.9	-12.3	-1.9	12.1	30.5	44.1	63.6
全臺	CWDI	-90.0	-80.6	-70.0	-53.3	-38.8	-27.9	7.0	prcpTOT	-10.7	-7.9	-3.1	6.0	16.9	26.5	62.8
北臺灣		-90.1	-80.2	-68.1	-54.3	-40.1	-32.8	9.5		-8.5	-6.4	-3.5	6.2	18.3	26.4	57.6
中臺灣		-89.0	-78.9	-67.9	-52.4	-38.8	-25.7	9.3		-10.1	-7.6	-2.9	7.7	17.4	27.7	67.7
南臺灣		-89.0	-80.7	-69.3	-50.8	-36.2	-24.4	4.1		-12.5	-9.3	-2.3	5.2	15.0	27.1	68.6
東臺灣		-91.3	-82.0	-73.0	-55.3	-39.7	-29.5	3.3		-11.1	-8.3	-3.7	4.9	16.7	24.6	56.1

❖ 臺灣全區與北、中、南、東四個分區在 RCP4.5 情境未來的季節平均變化

附表 8.2:　同附表 8.1，但為 IPCC AR5 RCP4.5 未來發展情境。

區域	指標	極端溫度指標							指標	極端降雨指標						
		最小	10	25	50	75	90	最大		最小	10	25	50	75	90	最大
全臺		-0.2	0.0	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4		-13.9	-5.7	3.0	12.7	27.8	38.8	54.1
北臺灣		-0.1	0.0	0.1	0.1	0.2	0.3	0.5		-11.2	-5.4	4.9	18.3	31.2	38.8	51.3
中臺灣	DTR	-0.2	0.0	0.0	0.1	0.2	0.2	0.4	rx1day	-13.9	-5.2	3.1	12.1	31.1	41.5	53.8
南臺灣		-0.3	0.0	0.0	0.1	0.1	0.2	0.3		-13.6	-6.5	1.0	9.0	21.2	36.1	52.0
東臺灣		-0.2	0.0	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4		-15.9	-5.9	3.2	12.6	28.1	38.3	58.1
全臺		0.2	0.7	1.3	1.8	2.4	2.8	3.3		-27.8	-10.8	2.1	15.1	31.9	42.2	66.2
北臺灣		0.2	0.8	1.3	1.8	2.5	2.9	3.5		-27.8	-16.0	4.1	16.7	33.6	41.9	58.2
中臺灣	TNn	0.2	0.8	1.3	1.8	2.5	2.8	3.4	rx5day	-26.4	-7.7	3.2	14.1	34.5	45.6	74.1
南臺灣		0.2	0.7	1.3	1.8	2.3	2.7	3.1		-23.9	-7.4	0.8	12.6	27.9	41.0	68.4
東臺灣		0.2	0.7	1.3	1.8	2.4	2.7	3.2		-32.7	-13.5	0.7	16.9	31.7	40.3	61.6
全臺		0.5	0.8	1.5	1.9	2.6	3.0	3.5		-9.7	-3.2	3.3	11.1	18.7	24.1	32.3
北臺灣		0.4	0.9	1.5	1.8	2.7	3.0	3.8		-6.3	-2.0	3.4	10.1	17.1	21.8	27.4
中臺灣	TXn	0.4	0.9	1.5	1.9	2.6	3.0	3.6	sdii	-8.3	-2.8	3.2	12.6	19.3	23.7	31.1
南臺灣		0.6	0.8	1.4	2.1	2.5	2.9	3.2		-11.4	-3.8	3.3	11.3	18.8	25.5	34.3
東臺灣		0.5	0.7	1.4	2.0	2.5	3.0	3.4		-12.1	-4.1	3.3	10.1	19.2	24.9	34.8
全臺		1.1	1.3	1.5	1.8	2.1	2.3	2.7		-13.7	-8.3	-4.9	-1.8	2.8	7.0	12.5
北臺灣		1.0	1.3	1.5	1.8	2.2	2.4	2.9		-13.1	-8.9	-5.5	-2.4	1.2	5.1	11.7
中臺灣	TNx	1.1	1.3	1.4	1.8	2.2	2.3	2.8	rr1	-14.4	-8.0	-4.3	-1.5	3.2	7.1	13.0
南臺灣		1.1	1.3	1.5	1.8	2.1	2.3	2.6		-13.5	-7.8	-4.2	-0.9	4.3	9.5	13.0
東臺灣		1.1	1.3	1.5	1.8	2.2	2.3	2.7		-12.9	-8.5	-5.6	-2.6	1.6	5.6	11.5
全臺		1.0	1.3	1.5	1.9	2.3	2.6	3.1		-19.3	-10.6	-2.0	5.2	14.0	21.0	48.5
北臺灣		1.0	1.2	1.6	1.9	2.3	2.7	3.2		-19.8	-11.1	-2.7	4.3	13.5	21.1	51.7
中臺灣	TXx	1.0	1.3	1.5	1.9	2.3	2.6	3.1	cdd	-20.6	-11.0	-1.8	5.1	13.2	19.9	46.1
南臺灣		0.9	1.2	1.5	1.8	2.2	2.5	3.3		-19.9	-10.3	-1.9	5.3	14.3	20.9	37.1
東臺灣		1.0	1.3	1.5	1.9	2.3	2.6	3.0		-16.9	-9.9	-1.6	5.7	14.9	22.6	57.4
全臺		-94.0	-92.7	-87.1	-81.0	-74.3	-66.3	-53.4		-17.9	-12.4	-4.2	3.6	12.2	19.5	35.9
北臺灣		-93.3	-92.2	-86.3	-81.2	-73.0	-65.3	-54.0		-17.2	-11.2	-4.0	2.2	11.2	17.7	41.0
中臺灣	TN10p	-93.6	-92.6	-86.4	-81.1	-74.6	-65.1	-53.3	cwd	-18.6	-12.2	-3.1	4.2	13.0	21.0	34.0
南臺灣		-94.2	-92.6	-87.6	-80.6	-74.4	-67.1	-52.8		-20.4	-15.7	-5.2	3.5	12.2	18.9	32.1
東臺灣		-94.6	-93.2	-87.7	-80.9	-74.5	-66.9	-53.4		-15.7	-10.6	-3.9	2.9	11.8	19.5	36.0
全臺		-93.0	-87.5	-82.5	-73.1	-64.1	-54.3	272.9		-16.9	-8.6	-2.9	1.6	8.0	13.7	23.2
北臺灣		-93.0	-86.9	-82.3	-71.6	-63.2	-53.1	262.5		-14.6	-9.6	-4.1	0.6	5.7	11.5	22.0
中臺灣	TX10p	-93.1	-87.2	-82.2	-72.5	-63.8	-53.4	275.3	r10mm	-18.2	-7.9	-2.4	2.0	9.3	15.1	24.2
南臺灣		-93.2	-87.7	-83.0	-74.0	-64.5	-55.8	277.4		-19.6	-9.6	-2.2	2.4	9.2	14.7	22.9
東臺灣		-92.6	-87.8	-82.4	-73.8	-64.4	-54.2	275.0		-14.8	-8.1	-3.0	0.8	6.9	12.5	22.6
全臺		195.2	266.8	330.2	391.3	471.3	538.1	620.9		-18.6	-8.7	-1.4	4.9	12.5	19.7	30.4
北臺灣		174.7	252.7	307.3	369.8	454.7	525.5	591.7		-14.4	-9.9	-2.3	2.4	10.8	17.0	28.3
中臺灣	TN90p	198.4	273.3	334.9	395.7	475.3	544.7	622.9	r20mm	-20.9	-8.1	-0.7	5.4	14.7	22.3	34.0
南臺灣		211.7	277.4	346.3	407.3	482.5	551.7	634.7		-22.2	-7.3	-0.1	6.1	12.2	19.9	28.3
東臺灣		189.0	259.2	324.2	384.1	465.0	525.1	622.9		-15.7	-9.6	-2.2	4.4	11.0	17.8	28.7
全臺		144.7	205.9	252.8	316.7	394.9	435.7	546.3		-39.3	-16.4	2.5	18.2	36.6	49.9	79.5
北臺灣		122.3	172.8	220.5	279.9	356.4	399.4	483.2		-38.7	-14.5	1.1	16.0	36.5	53.3	83.3
中臺灣	TX90p	153.2	221.1	269.5	331.2	421.0	452.2	567.5	r80mm	-40.6	-16.6	4.0	23.9	45.1	61.0	87.8
南臺灣		171.4	242.1	289.0	360.8	433.0	485.9	600.9		-35.5	-14.4	3.5	17.4	32.4	43.7	89.9
東臺灣		124.8	178.6	221.5	284.7	356.5	395.6	516.1		-41.5	-18.4	-0.8	13.8	29.7	38.7	57.3
全臺		539.0	667.2	887.2	1115.3	1526.2	1880.9	3659.3		-60.2	-34.2	7.1	55.6	134.9	234.2	469.9
北臺灣		438.7	609.3	789.0	1011.4	1360.3	1801.8	3589.3		-59.9	-32.1	6.1	66.1	143.0	246.7	448.7
中臺灣	WSDI	578.4	713.3	968.4	1207.6	1634.4	1986.4	4467.4	r200mm	-70.3	-36.7	7.5	77.0	197.3	358.2	715.4
南臺灣		642.5	751.7	1023.6	1240.7	1683.8	2028.0	3754.4		-56.6	-26.8	3.6	44.6	111.4	183.9	433.2
東臺灣		471.8	576.6	740.3	962.0	1372.4	1674.7	2779.7		-50.2	-30.7	-1.9	30.5	75.6	118.9	219.0
全臺		-100.0	-100.0	-99.9	-97.4	-91.3	-83.7	-65.1		-21.0	-8.8	2.7	12.9	23.9	32.7	45.5
北臺灣		-100.0	-100.0	-100.0	-97.9	-92.6	-86.3	-71.7		-14.2	-6.3	3.4	13.2	25.1	34.3	44.2
中臺灣	CSDI	-100.0	-100.0	-100.0	-97.5	-92.1	-85.3	-68.6	r95pTOT	-19.2	-7.7	5.0	14.6	25.2	33.8	49.0
南臺灣		-100.0	-100.0	-99.7	-96.4	-89.7	-81.1	-57.6		-20.2	-8.5	2.4	12.4	23.1	34.1	48.6
東臺灣		-100.0	-100.0	-99.8	-97.8	-90.8	-82.1	-63.3		-27.7	-11.6	0.6	11.5	22.0	28.9	39.5
全臺		217.3	268.8	363.7	461.2	567.4	620.8	847.2		-30.1	-16.2	-1.0	13.8	34.7	51.1	95.4
北臺灣		198.3	234.2	311.2	393.3	475.8	514.1	729.4		-27.2	-13.4	0.2	13.9	31.3	44.5	79.4
中臺灣	HWDI	218.4	287.7	386.4	495.0	603.6	659.7	903.6	r99pTOT	-35.6	-18.8	-1.3	14.5	38.2	55.4	94.4
南臺灣		263.9	325.7	449.6	569.8	703.7	766.2	990.8		-33.7	-19.4	-2.8	13.3	34.6	52.0	108.9
東臺灣		185.6	221.6	298.3	374.5	472.3	524.9	750.9		-23.1	-12.7	0.0	13.5	33.4	49.9	95.5
全臺		-96.8	-92.6	-87.6	-79.7	-64.0	-56.6	-23.1		-16.9	-8.2	1.5	10.3	19.4	27.0	37.4
北臺灣		-96.3	-92.0	-87.6	-80.3	-62.2	-55.7	-23.9		-11.7	-7.5	-1.3	8.4	16.0	22.4	32.7
中臺灣	CWDI	-96.4	-91.0	-86.0	-78.8	-61.6	-55.2	-20.5	prcpTOT	-18.3	-8.1	3.0	11.2	22.4	29.6	39.8
南臺灣		-96.9	-92.9	-86.6	-78.0	-63.3	-54.5	-19.4		-20.5	-8.9	2.6	11.4	19.8	30.3	44.6
東臺灣		-97.3	-94.2	-89.8	-81.1	-67.6	-59.9	-27.9		-16.1	-8.5	0.9	9.7	17.7	24.4	31.7

❖ 臺灣全區與北、中、南、東四個分區在 RCP6.0 情境未來的季節平均變化

附表 8.3: 同附表 8.1，但為 IPCC AR5 RCP6.0 未來發展情境。

區域	指標	極端溫度指標							指標	極端降雨指標						
		最小	10	25	50	75	90	最大		最小	10	25	50	75	90	最大
全臺	DTR	-0.2	-0.1	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	rx1day	-3.2	2.7	15.1	24.2	33.1	45.3	53.5
北臺灣		-0.4	0.0	0.0	0.1	0.2	0.2	0.5		1.4	6.3	17.3	27.1	34.7	49.9	62.3
中臺灣		-0.1	-0.1	0.0	0.1	0.2	0.3	0.5		0.8	5.2	16.8	25.3	34.4	45.6	49.6
南臺灣		-0.3	-0.1	0.0	0.1	0.1	0.3	0.3		-10.4	-3.3	12.2	21.8	29.3	38.2	41.7
東臺灣		-0.2	0.0	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4		-3.8	2.9	14.2	23.6	33.8	48.1	61.2
全臺	TNn	0.9	1.1	1.7	2.1	2.6	3.4	3.7	rx5day	1.6	8.0	15.1	26.8	42.4	59.3	70.5
北臺灣		0.9	1.2	1.7	2.2	2.6	3.4	3.7		4.8	11.0	21.4	31.1	46.6	57.6	73.5
中臺灣		0.8	1.0	1.7	2.1	2.7	3.5	3.8		2.7	7.2	14.0	25.9	45.4	63.7	73.8
南臺灣		0.9	1.0	1.7	2.0	2.6	3.4	3.6		-4.4	4.3	9.2	23.1	36.5	58.7	66.6
東臺灣		0.9	1.1	1.7	2.0	2.5	3.3	3.6		4.0	10.2	17.2	28.2	41.4	57.1	68.2
全臺	TXn	0.8	1.2	1.7	2.1	2.4	3.4	3.7	sdii	1.1	4.3	10.0	15.4	22.9	31.0	37.1
北臺灣		0.8	1.3	1.8	2.1	2.4	3.6	3.8		0.9	3.8	10.5	16.3	21.6	28.3	34.8
中臺灣		1.0	1.3	1.8	2.1	2.4	3.4	3.7		0.4	3.2	8.4	14.7	23.4	31.1	35.8
南臺灣		0.7	1.1	1.7	2.0	2.4	3.4	3.7		-1.9	1.9	8.3	13.3	24.0	34.8	42.0
東臺灣		0.8	1.2	1.8	2.1	2.5	3.5	3.7		4.5	7.8	12.9	17.1	22.2	29.4	36.2
全臺	TNx	1.5	1.6	1.8	2.1	2.5	2.9	3.7	rr1	-13.1	-10.0	-4.5	-1.4	1.5	7.9	17.1
北臺灣		1.5	1.7	1.8	2.1	2.6	3.0	3.7		-13.9	-12.3	-6.3	-1.9	0.9	7.4	16.9
中臺灣		1.5	1.7	1.8	2.1	2.5	3.0	3.7		-11.8	-9.6	-4.7	-1.6	1.0	8.3	17.0
南臺灣		1.5	1.6	1.8	2.0	2.4	2.8	3.5		-12.6	-6.7	-3.1	-0.3	2.5	8.2	16.9
東臺灣		1.4	1.6	1.8	2.1	2.5	3.0	3.7		-14.2	-11.6	-4.1	-1.8	0.9	7.2	17.2
全臺	TXx	1.6	1.7	1.9	2.2	2.7	3.2	3.5	cdd	-17.0	-11.3	-3.9	2.7	10.3	20.5	31.0
北臺灣		1.6	1.7	2.0	2.2	2.7	3.2	3.6		-21.0	-14.2	-5.5	1.3	8.9	18.9	31.3
中臺灣		1.7	1.8	2.0	2.3	2.7	3.2	3.6		-16.9	-12.0	-6.0	-0.3	6.1	17.3	31.0
南臺灣		1.6	1.7	1.9	2.2	2.6	3.1	3.4		-15.2	-11.8	-3.3	3.7	11.5	21.9	33.9
東臺灣		1.6	1.7	1.9	2.3	2.7	3.3	3.6		-16.1	-8.1	-1.2	5.7	14.2	23.8	28.7
全臺	TN10p	-96.6	-96.2	-89.9	-84.4	-78.8	-75.6	-72.7	cwd	-12.6	-8.3	-1.2	5.3	12.7	23.9	31.7
北臺灣		-96.0	-95.6	-89.1	-84.4	-77.5	-75.5	-71.1		-12.9	-9.5	-2.2	4.4	11.6	24.3	31.3
中臺灣		-96.6	-96.1	-89.1	-83.9	-78.8	-75.9	-73.3		-12.4	-8.7	-2.0	4.2	12.7	26.7	35.5
南臺灣		-96.9	-96.4	-90.6	-84.0	-78.5	-75.2	-73.1		-10.3	-7.0	0.1	6.4	13.2	23.3	33.9
東臺灣		-96.8	-96.3	-90.3	-84.9	-79.6	-75.5	-72.5		-14.0	-8.0	-0.2	5.3	12.2	20.8	26.1
全臺	TX10p	-93.3	-92.6	-83.3	-76.9	-70.2	-65.2	-61.3	r10mm	-12.5	-9.6	-2.8	2.9	7.9	14.4	27.0
北臺灣		-93.3	-92.4	-83.9	-76.2	-70.2	-65.9	-61.1		-15.6	-11.4	-4.9	1.4	6.5	10.9	24.7
中臺灣		-92.7	-92.1	-83.5	-76.5	-70.4	-64.8	-63.6		-11.9	-9.5	-3.2	3.1	7.0	12.9	27.3
南臺灣		-92.9	-92.5	-82.0	-76.2	-68.8	-64.8	-57.1		-10.7	-7.5	-0.6	3.6	8.1	14.9	26.4
東臺灣		-94.0	-93.3	-83.5	-77.9	-70.7	-65.1	-62.4		-11.9	-9.7	-2.4	2.5	9.0	16.7	27.4
全臺	TN90p	348.1	364.6	402.1	474.0	522.8	623.1	634.2	r20mm	-13.7	-10.2	-1.5	6.8	14.1	27.0	37.4
北臺灣		342.9	352.6	382.5	473.0	500.4	601.9	608.7		-15.2	-13.2	-3.8	5.8	13.6	20.5	34.7
中臺灣		364.2	381.0	408.4	484.6	529.6	623.4	634.2		-14.1	-10.8	-2.5	7.3	13.7	27.1	39.1
南臺灣		341.6	362.0	412.1	467.2	528.6	635.0	646.7		-11.9	-9.4	0.5	6.0	13.2	28.8	36.8
東臺灣		338.0	355.0	397.1	466.5	522.7	623.4	637.4		-13.4	-8.1	-0.2	6.9	15.0	28.3	36.6
全臺	TX90p	265.3	280.6	316.8	360.6	444.1	507.3	564.9	r80mm	-9.9	-1.3	12.8	28.0	47.5	82.4	108.1
北臺灣		236.8	245.8	269.1	317.5	406.6	453.1	501.0		-5.8	3.4	19.2	32.1	53.1	83.6	104.5
中臺灣		296.7	306.6	339.4	387.7	474.2	533.5	581.6		-13.0	-4.0	11.3	33.0	56.1	92.7	120.0
南臺灣		291.3	317.7	359.3	394.7	485.3	561.6	624.8		-11.1	-4.6	9.3	22.9	40.9	85.2	104.6
東臺灣		227.1	242.0	285.0	326.9	397.8	464.9	535.6		-5.3	2.2	12.6	23.7	37.4	65.7	98.5
全臺	WSDI	627.1	746.2	1046.1	1448.4	2013.4	2584.1	4308.8	r200mm	-14.9	3.5	43.3	89.1	162.6	294.2	427.9
北臺灣		579.5	696.4	910.2	1203.1	1893.1	2550.8	4231.8		-6.7	5.5	56.1	118.7	201.5	336.5	449.6
中臺灣		682.9	808.4	1189.5	1700.7	2184.7	2827.1	5098.1		-14.9	2.1	52.7	110.0	216.5	400.8	592.4
南臺灣		719.4	826.8	1191.9	1596.1	2156.3	2610.6	4424.3		-11.6	-2.7	32.8	75.8	138.5	273.7	418.2
東臺灣		513.5	638.0	856.7	1211.2	1766.0	2294.1	3443.1		-5.9	3.4	24.7	51.5	87.2	154.7	221.3
全臺	CSDI	-100.0	-99.9	-99.8	-98.4	-95.5	-92.6	-88.7	r95pTOT	0.0	5.0	12.8	21.2	32.3	41.7	46.9
北臺灣		-100.0	-100.0	-100.0	-99.2	-95.5	-93.3	-91.5		8.8	12.0	18.7	25.3	33.4	40.7	47.1
中臺灣		-100.0	-100.0	-100.0	-99.1	-96.2	-93.8	-91.8		-1.1	4.0	12.0	22.5	34.5	43.9	48.7
南臺灣		-99.9	-99.8	-99.6	-96.5	-94.5	-90.5	-83.2		-1.9	2.5	10.0	17.8	35.6	48.2	53.2
東臺灣		-99.9	-99.8	-99.5	-98.4	-95.5	-92.7	-87.9		-2.1	4.0	12.5	20.0	26.6	34.5	39.4
全臺	HWDI	335.0	374.9	442.9	541.3	626.7	770.1	867.6	r99pTOT	-23.5	-12.3	4.3	21.6	40.4	63.2	77.2
北臺灣		275.4	307.1	371.4	467.8	533.2	666.3	761.3		-16.9	-6.6	8.7	25.8	44.2	67.5	82.0
中臺灣		403.3	418.9	487.0	574.1	665.9	857.4	926.0		-23.6	-14.3	3.4	21.8	41.6	62.4	76.4
南臺灣		380.9	448.7	539.8	664.8	758.0	899.9	999.7		-25.6	-15.9	0.6	19.1	37.7	63.8	79.5
東臺灣		263.6	307.0	359.1	446.7	535.5	643.5	769.3		-25.9	-11.1	5.3	20.8	38.4	60.3	72.3
全臺	CWDI	-98.6	-94.8	-90.2	-82.2	-72.4	-56.3	-50.4	prcpTOT	-5.8	-2.2	5.8	14.5	23.6	36.0	51.6
北臺灣		-98.5	-94.5	-88.7	-80.5	-70.2	-56.4	-51.5		-8.5	-3.4	5.2	12.5	21.7	34.8	43.6
中臺灣		-98.5	-93.2	-89.4	-79.7	-71.2	-54.0	-50.2		-6.0	-3.6	3.5	15.5	24.5	32.6	53.0
南臺灣		-98.2	-94.9	-90.3	-83.0	-70.2	-53.7	-47.4		-6.2	-2.8	6.9	14.5	23.6	42.0	58.5
東臺灣		-99.1	-96.2	-91.6	-84.8	-76.6	-59.8	-52.0		-3.0	0.8	7.8	14.8	23.3	34.3	49.6

❖ 臺灣全區與北、中、南、東四個分區在 RCP8.5 情境未來的季節平均變化

附表 8.4:　同附表 8.1，但為 IPCC AR5 RCP8.5 未來發展情境。

區域	指標	極端溫度指標							指標	極端降雨指標						
		最小	10	25	50	75	90	最大		最小	10	25	50	75	90	最大
全臺	DTR	-0.3	-0.1	0.0	0.0	0.1	0.2	0.5	rx1day	-21.8	-1.1	14.8	29.9	47.2	70.6	103.8
北臺灣		-0.2	-0.1	0.0	0.1	0.1	0.2	0.5		-20.3	1.0	14.7	32.1	48.7	70.0	135.0
中臺灣		-0.3	-0.1	0.0	0.1	0.1	0.3	0.5		-22.0	-3.7	16.5	31.1	49.9	77.7	107.0
南臺灣		-0.3	-0.1	0.0	0.0	0.1	0.2	0.5		-24.5	-0.1	14.9	27.7	42.8	63.2	89.1
東臺灣		-0.3	-0.1	0.0	0.1	0.1	0.2	0.5		-20.6	-1.0	12.9	29.4	47.2	70.2	92.0
全臺	TNn	1.4	2.5	2.8	3.5	4.0	4.9	6.1	rx5day	-14.6	-0.7	11.6	30.7	55.9	74.4	128.8
北臺灣		1.5	2.6	2.9	3.7	4.2	5.2	6.2		-22.7	1.6	14.2	31.3	55.2	73.3	148.6
中臺灣		1.4	2.5	2.8	3.6	4.1	5.0	6.2		-15.1	-1.6	12.2	31.3	59.7	78.2	144.9
南臺灣		1.4	2.4	2.7	3.4	3.9	4.6	6.0		-7.6	0.6	11.6	29.0	55.1	69.4	125.8
東臺灣		1.4	2.5	2.8	3.4	4.0	4.8	6.0		-15.0	-2.5	9.1	31.0	53.5	75.5	102.8
全臺	TXn	1.6	2.4	2.8	3.5	3.9	5.0	6.1	sdii	-5.8	3.3	13.6	27.0	39.1	51.8	77.7
北臺灣		1.4	2.4	2.8	3.6	4.1	5.4	6.2		-5.9	3.4	13.2	23.9	33.4	42.3	71.2
中臺灣		1.5	2.4	2.8	3.5	3.9	5.1	6.2		-7.6	1.4	13.0	27.2	39.7	51.8	82.1
南臺灣		1.7	2.5	2.9	3.4	3.9	4.8	6.1		-5.5	4.2	14.0	27.9	40.1	52.7	86.1
東臺灣		1.6	2.4	2.8	3.5	3.9	5.0	6.1		-4.1	4.1	14.0	28.3	41.6	57.3	71.4
全臺	TNx	2.0	2.6	3.0	3.4	3.9	4.3	4.8	rr1	-23.9	-14.2	-10.7	-6.3	1.5	11.3	21.1
北臺灣		2.1	2.8	3.1	3.5	4.0	4.3	4.9		-22.5	-15.9	-12.1	-7.4	-0.7	8.9	16.7
中臺灣		2.0	2.6	3.0	3.4	4.0	4.4	4.8		-25.0	-14.1	-10.6	-6.4	2.0	11.4	21.3
南臺灣		1.9	2.6	3.0	3.3	3.8	4.2	4.7		-24.4	-11.7	-8.8	-4.1	4.4	15.5	23.8
東臺灣		2.0	2.6	3.1	3.4	3.9	4.3	4.8		-22.7	-15.1	-11.6	-7.4	-0.7	8.7	20.4
全臺	TXx	2.0	2.6	3.2	3.6	4.2	4.5	4.9	cdd	-15.2	-3.3	5.2	14.0	23.9	32.7	48.5
北臺灣		2.0	2.7	3.2	3.7	4.2	4.6	4.9		-13.3	-4.0	3.3	12.5	22.3	31.5	49.9
中臺灣		2.0	2.6	3.2	3.7	4.2	4.6	5.0		-15.4	-5.5	3.5	13.1	23.4	31.8	43.6
南臺灣		1.9	2.7	3.1	3.5	4.0	4.4	4.9		-22.8	-3.4	6.3	14.2	23.5	32.0	47.6
東臺灣		2.0	2.5	3.2	3.6	4.2	4.6	4.9		-9.4	0.4	7.4	16.0	26.4	35.6	53.9
全臺	TN10p	-100.0	-99.2	-98.0	-95.6	-93.3	-89.2	-79.5	cwd	-23.8	-11.6	-5.0	3.3	13.3	30.3	56.0
北臺灣		-100.0	-99.0	-98.0	-95.5	-92.7	-88.3	-81.9		-18.9	-11.5	-3.9	2.7	12.4	24.4	45.8
中臺灣		-100.0	-99.3	-97.8	-95.4	-93.2	-88.4	-79.4		-23.7	-12.7	-5.1	3.5	13.6	32.8	65.4
南臺灣		-99.9	-99.2	-97.9	-95.5	-93.4	-89.5	-76.9		-31.9	-11.3	-5.3	2.4	12.7	34.4	58.0
東臺灣		-99.9	-99.3	-98.3	-95.9	-93.5	-90.0	-80.1		-20.6	-11.1	-5.1	3.0	13.9	28.6	49.7
全臺	TX10p	-99.5	-97.5	-95.3	-91.8	-85.2	-82.5	-73.5	r10mm	-28.3	-11.7	-6.1	0.1	10.3	23.5	42.3
北臺灣		-99.4	-97.4	-95.6	-91.4	-85.2	-82.0	-73.6		-23.3	-15.2	-8.9	-3.4	6.8	19.8	30.6
中臺灣		-99.3	-97.3	-95.0	-91.7	-84.6	-81.6	-73.4		-30.2	-12.6	-6.2	0.0	11.4	24.0	43.7
南臺灣		-99.4	-97.6	-95.1	-92.0	-85.0	-82.8	-73.0		-32.6	-9.0	-4.1	3.0	10.9	23.8	46.4
東臺灣		-99.7	-97.4	-95.3	-91.9	-85.5	-83.2	-73.7		-26.2	-11.0	-5.9	-0.3	10.0	24.3	43.0
全臺	TN90p	455.0	538.8	589.0	654.0	694.0	760.5	814.3	r20mm	-28.7	-7.9	-1.3	7.2	19.8	35.4	69.0
北臺灣		403.2	528.4	571.5	641.4	681.6	753.1	802.3		-24.7	-11.7	-5.7	3.2	15.6	30.8	56.5
中臺灣		474.2	546.4	599.8	661.1	698.8	761.9	813.5		-31.1	-8.9	-2.0	7.7	21.0	37.8	73.2
南臺灣		490.1	541.6	591.9	655.9	696.0	760.4	815.8		-32.5	-5.3	1.6	8.7	19.1	33.0	69.9
東臺灣		436.8	531.9	583.9	650.1	692.5	760.5	819.1		-26.1	-6.8	-0.2	6.9	21.0	36.6	69.4
全臺	TX90p	323.2	410.3	485.6	534.2	585.0	653.1	694.7	r80mm	-32.3	-6.3	12.6	42.4	70.0	106.7	230.8
北臺灣		283.4	364.7	425.3	482.4	529.9	595.0	627.3		-34.3	-4.0	16.1	44.2	67.3	115.8	207.8
中臺灣		338.0	428.6	519.4	559.1	612.6	675.1	716.8		-40.4	-8.3	14.2	50.3	82.9	126.5	283.5
南臺灣		375.6	474.4	544.6	592.8	638.1	711.9	747.8		-29.8	-0.9	12.4	41.5	63.7	85.8	233.6
東臺灣		284.6	361.2	436.8	488.8	544.4	615.5	668.3		-24.4	-7.3	6.7	33.0	60.4	92.9	184.2
全臺	WSDI	1239.6	1525.2	1870.9	2319.7	3087.9	4170.5	7127.2	r200mm	-45.8	-2.9	46.1	125.6	258.7	432.6	825.0
北臺灣		1162.7	1461.3	1710.6	2100.4	2778.8	3662.1	6505.5		-53.3	-6.5	47.0	145.8	278.8	479.4	960.6
中臺灣		1346.5	1630.6	2031.4	2565.7	3322.2	4433.3	8433.4		-61.6	-1.3	62.0	169.0	363.3	608.6	1167.2
南臺灣		1369.6	1633.5	2074.1	2537.1	3330.3	4394.6	6971.6		-40.1	4.6	43.2	109.6	230.2	377.8	748.6
東臺灣		1072.4	1359.0	1633.1	2005.5	2825.8	4027.3	6269.4		-29.1	-4.6	22.4	73.9	143.8	226.2	396.6
全臺	CSDI	-100.0	-100.0	-100.0	-99.9	-99.8	-98.8	-87.8	r95pTOT	-22.1	3.0	15.8	30.1	43.7	58.1	78.8
北臺灣		-100.0	-100.0	-100.0	-100.0	-100.0	-99.9	-84.0		-21.2	8.4	21.1	33.0	45.6	57.4	76.7
中臺灣		-100.0	-100.0	-100.0	-100.0	-100.0	-98.8	-92.0		-23.6	2.7	16.7	33.0	49.1	65.2	87.5
南臺灣		-100.0	-100.0	-100.0	-99.9	-99.5	-98.4	-89.3		-24.1	3.6	16.5	30.8	43.5	58.5	87.3
東臺灣		-100.0	-100.0	-100.0	-99.9	-99.5	-98.4	-84.3		-20.0	-0.6	10.9	24.7	36.7	50.4	64.3
全臺	HWDI	509.5	651.3	772.0	878.6	967.3	1055.7	1210.7	r99pTOT	-19.6	-3.0	10.3	29.1	51.4	74.5	113.0
北臺灣		442.1	551.7	641.5	726.8	798.1	870.9	972.6		-23.2	-4.1	11.1	29.2	50.2	70.5	121.1
中臺灣		538.2	710.6	834.1	949.5	1043.7	1135.9	1289.8		-18.9	-0.9	12.4	31.9	56.1	80.4	115.6
南臺灣		641.8	793.3	956.3	1070.8	1184.7	1289.8	1505.7		-21.9	-7.0	7.7	29.3	51.7	76.1	115.1
東臺灣		403.3	533.4	638.3	745.0	820.8	904.2	1056.9		-15.1	-0.8	9.8	25.9	46.8	69.8	103.3
全臺	CWDI	-100.0	-100.0	-98.9	-95.5	-92.4	-87.0	-67.3	prcpTOT	-24.0	-3.9	5.3	19.2	33.1	61.6	109.7
北臺灣		-100.0	-100.0	-98.7	-95.2	-92.4	-86.6	-72.2		-22.5	-4.9	2.1	13.6	25.5	49.7	95.1
中臺灣		-100.0	-99.9	-98.4	-94.5	-91.1	-85.2	-65.1		-28.7	-5.7	5.5	19.1	34.5	64.2	117.0
南臺灣		-100.0	-100.0	-99.2	-95.3	-92.0	-87.0	-59.6		-25.6	-0.3	9.1	23.1	33.6	67.8	123.3
東臺灣		-100.0	-100.0	-99.4	-96.7	-93.7	-88.9	-72.2		-19.1	-4.6	4.3	19.4	35.7	60.8	99.8

❖ 臺灣縣市 16 個分區在基期的觀測值

附表 9.1: TCCIP5 公里觀測資料在基期 (1986-2005)，各極端降雨指標在臺灣縣市 16 個分區之表現，底色藍色是單位為 mm/day 之指標；底色黃色為單位是天數之指標。

區域	極端降雨指標												
	rx1day	rx5day	sdii	rr1	cdd	cwd	r10mm	r20mm	r80mm	r200mm	r95pTOT	r99pTOT	prcpTOT
北北基	205.4	391.2	20.7	128.2	24.1	11.0	67.1	40.4	5.0	0.8	606.6	329.9	2701.9
桃園	165.9	300.4	18.3	92.4	33.4	8.8	44.8	25.8	2.7	0.5	554.4	331.1	1730.7
新竹	206.7	361.3	20.1	90.7	38.9	8.8	45.1	26.8	3.3	0.7	626.6	420.7	1857.8
苗栗	201.2	347.8	21.7	79.8	51.3	8.5	41.8	25.7	3.6	0.6	599.8	445.2	1772.7
臺中	181.2	333.1	20.1	83.8	54.1	8.9	41.1	24.3	3.5	0.5	605.7	426.7	1714.3
彰化	163.9	261.4	18.6	58.1	70.8	7.0	27.1	15.5	2.1	0.3	614.4	442.8	1090.2
南投	192.8	348.2	19.5	95.2	46.6	9.8	47.4	27.0	3.5	0.6	615.4	386.0	1881.3
雲林	175.2	301.7	19.6	62.9	68.5	7.4	30.2	18.2	2.5	0.3	610.1	414.7	1247.5
嘉義	231.8	446.7	22.7	80.3	60.1	9.5	41.4	25.2	4.2	0.8	660.8	452.6	1859.5
臺南	191.5	390.2	24.0	66.5	66.4	8.3	34.7	22.1	4.3	0.6	632.3	422.6	1624.3
高雄	238.9	505.8	25.4	80.6	56.5	9.8	42.0	26.0	5.7	1.1	689.5	446.6	2064.8
屏東	256.8	518.6	27.1	78.2	56.5	9.7	40.3	25.8	6.5	1.4	748.4	412.2	2160.3
宜蘭	275.3	506.1	20.3	132.7	22.1	10.7	59.0	33.3	6.2	1.6	754.4	419.6	2725.6
花蓮	270.9	459.2	18.8	107.1	28.5	8.6	42.4	22.8	4.6	1.3	812.8	483.0	2027.4
臺東	241.2	422.9	22.0	80.6	39.7	7.7	35.8	21.1	4.7	1.0	764.8	450.9	1771.3
澎湖	120.9	182.2	17.8	40.6	78.2	4.9	18.6	10.7	1.2	0.1	591.9	497.6	723.6

附表 9.2: TCCIP5 公里觀測資料在基期 (1986-2005)，各極端溫度指標在臺灣縣市 16 個分區之表現，底色黃色為單位是天數之指標；底色橘色為單位是 ºC 之指標。

區域	極端溫度指標												
	DTR	TNn	TXn	TNx	TXx	TN10p	TX10p	TN90p	TX90p	WSDI	CSDI	HWDI	CWDI
北北基	6.4	4.7	8.6	25.5	34.4	9.9	9.9	9.9	9.9	2.3	4.7	10.1	6.3
桃園	6.6	4.9	8.9	25.6	34.1	9.8	9.9	9.9	9.9	2.0	5.3	9.9	6.4
新竹	7.9	2.5	7.8	22.3	31.9	9.8	9.9	9.9	9.9	3.0	6.0	9.7	6.2
苗栗	8.1	3.0	8.8	22.7	32.0	9.9	9.9	9.8	9.8	3.7	6.5	10.6	6.0
臺中	8.8	2.2	8.9	21.4	30.9	9.9	9.8	9.9	9.8	3.8	7.4	10.6	6.1
彰化	7.9	6.7	12.8	27.0	35.1	9.9	9.8	9.8	9.9	4.1	6.1	10.0	6.0
南投	8.4	1.8	8.4	19.2	28.6	9.8	9.8	9.9	9.9	3.8	7.1	10.2	6.2
雲林	7.8	7.1	13.0	26.8	34.7	9.8	9.8	9.9	9.9	3.5	6.5	10.2	6.0
嘉義	8.2	5.6	12.0	23.8	32.2	9.8	9.8	9.9	9.9	3.9	7.7	9.8	6.2
臺南	8.7	7.2	14.1	26.5	34.9	9.8	9.8	9.8	9.9	3.9	7.0	10.3	6.2
高雄	8.6	5.1	12.4	22.1	31.1	9.8	9.8	9.9	9.9	4.9	7.8	10.1	6.2
屏東	8.1	8.2	14.6	24.3	33.2	9.9	9.9	9.9	9.9	5.2	7.7	10.7	6.1
宜蘭	7.7	2.5	7.7	21.8	31.7	9.9	9.9	9.8	9.9	4.9	6.5	12.4	6.1
花蓮	8.3	2.6	8.3	19.6	29.6	9.9	9.8	9.9	9.9	5.0	5.9	11.7	5.9
臺東	7.9	5.3	10.3	21.4	31.3	9.9	9.9	9.9	10.0	6.5	6.9	11.2	5.9
澎湖	5.2	10.4	14.0	27.8	33.6	9.9	9.8	9.9	9.9	6.8	5.9	12.6	6.3

❖ 臺灣縣市 16 個分區在不同未來情境的平均年最大日降雨量變化

附表 10.1: IPCC AR5 的四個未來發展情境下，由 CMIP5 氣候模式模擬推估所建構的世紀末（2081-2100）可能的平均年最大日降雨量（RX1day），區域方面含臺灣縣市 16 個分區平均，表中標題列中的最小、10、25、50、75、90、最大分別代表該區年平均值統計機率密度分布的極值與不同百分位值。所標記的背景顏色所對應的是先前空間分佈圖所用的色階範圍。

區域	情境	世紀末 rx1day 百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大
北北基	rcp26	-12.8	-6.0	0.1	10.5	24.5	29.4	34.7
	rcp45	-10.1	-4.5	4.8	17.1	27.9	35.9	51.4
	rcp60	-3.7	1.6	15.9	24.9	33.6	49.2	65.7
	rcp85	-16.6	0.1	13.1	29.1	45.3	66.8	118.6
桃園	rcp26	-20.2	-3.0	3.9	12.5	22.0	28.6	39.0
	rcp45	-11.6	-5.4	7.0	19.2	29.4	36.9	43.1
	rcp60	1.5	6.1	15.8	26.7	33.2	45.0	64.4
	rcp85	-21.5	6.3	17.1	29.2	48.0	65.9	139.6
新竹	rcp26	-24.6	-1.3	5.2	15.3	24.0	32.8	50.9
	rcp45	-12.4	-5.7	5.5	20.7	34.1	41.5	54.5
	rcp60	3.0	9.3	19.2	29.7	36.2	53.8	64.4
	rcp85	-22.1	2.3	14.2	34.5	52.5	76.4	153.7
苗栗	rcp26	-27.3	-0.5	5.3	13.6	23.7	35.1	51.2
	rcp45	-11.4	-6.3	3.0	17.3	34.1	41.6	54.1
	rcp60	6.5	10.1	18.8	28.1	36.1	51.0	54.8
	rcp85	-23.1	-2.4	15.5	35.9	50.7	71.7	138.1
臺中	rcp26	-23.6	0.6	5.0	11.4	25.1	32.3	42.7
	rcp45	-11.6	-6.0	2.7	12.7	33.9	41.4	55.0
	rcp60	4.7	9.1	19.5	27.1	36.3	45.4	50.2
	rcp85	-23.8	-3.3	17.8	32.7	49.6	72.2	117.8
彰化	rcp26	-20.6	-0.5	2.9	10.5	22.2	34.8	41.6
	rcp45	-17.9	-3.8	3.1	11.1	28.6	39.3	44.9
	rcp60	1.8	3.6	16.1	22.3	32.4	43.8	46.8
	rcp85	-24.5	-3.7	19.5	28.8	45.1	75.2	105.4
南投	rcp26	-19.1	-0.7	4.7	10.9	25.5	35.0	43.3
	rcp45	-13.6	-5.5	3.4	12.9	33.9	43.2	57.4
	rcp60	3.4	8.5	18.6	28.0	35.8	46.3	49.9
	rcp85	-19.8	-2.8	16.1	31.7	53.6	79.8	106.7
雲林	rcp26	-15.6	-1.7	4.6	9.3	21.6	34.6	40.6
	rcp45	-16.2	-5.3	2.3	10.5	25.2	40.7	50.5
	rcp60	-4.1	0.3	13.4	20.6	32.1	46.6	50.6
	rcp85	-23.8	-5.5	18.1	28.7	44.9	78.3	100.6
嘉義	rcp26	-15.2	-2.0	3.8	8.7	24.9	33.4	39.3
	rcp45	-13.3	-4.3	3.4	11.3	27.5	40.1	52.2
	rcp60	-6.7	-2.2	12.9	22.4	31.7	45.0	49.4
	rcp85	-21.5	-4.7	13.3	31.0	48.7	80.7	100.8
臺南	rcp26	-11.0	-2.0	2.2	6.6	21.7	32.5	37.9
	rcp45	-13.5	-3.4	2.4	9.9	21.1	36.9	49.2
	rcp60	-11.4	-7.4	14.2	21.4	29.9	41.0	45.5
	rcp85	-23.1	-2.3	16.1	28.1	42.1	68.8	99.3
高雄	rcp26	-11.7	-4.9	1.6	6.1	22.7	32.7	43.0
	rcp45	-12.1	-6.6	0.0	7.9	21.8	35.4	52.4
	rcp60	-9.8	-3.1	11.6	22.6	29.6	38.9	41.0
	rcp85	-24.1	-2.3	13.2	28.7	45.3	64.3	90.8
屏東	rcp26	-12.9	-3.9	1.1	7.2	22.2	32.6	39.7
	rcp45	-15.4	-9.0	1.0	9.6	20.6	36.1	53.9
	rcp60	-10.3	-0.1	11.3	21.1	28.4	35.2	39.4
	rcp85	-26.2	3.9	15.7	26.4	40.7	57.4	79.3
宜蘭	rcp26	-12.4	-3.1	1.1	7.9	25.3	30.3	38.3
	rcp45	-9.8	-4.9	3.3	14.0	28.1	35.1	64.4
	rcp60	-5.8	0.4	16.5	25.3	33.7	50.1	59.5
	rcp85	-21.0	-4.8	10.6	30.0	48.9	75.6	100.3
花蓮	rcp26	-11.2	-3.5	1.7	8.3	23.6	30.6	39.6
	rcp45	-15.7	-5.4	4.2	14.1	29.3	40.3	62.6
	rcp60	-3.1	3.8	16.6	25.5	35.9	51.7	57.9
	rcp85	-19.7	-1.5	13.5	30.8	47.9	74.1	95.7
臺東	rcp26	-9.4	-5.6	-0.6	6.4	22.5	31.2	39.5
	rcp45	-20.3	-7.3	1.7	9.7	26.5	37.7	47.8
	rcp60	-3.4	3.4	9.5	19.8	31.0	41.6	67.0
	rcp85	-21.7	2.3	13.5	27.1	45.1	61.2	81.3
澎湖	rcp26	-10.3	-4.2	3.1	12.3	21.7	32.4	39.8
	rcp45	-6.2	-2.3	6.8	11.3	20.2	36.3	45.4
	rcp60	-10.8	0.6	11.8	20.4	35.2	42.6	53.1
	rcp85	-18.8	2.8	20.6	29.2	45.2	68.5	120.5

❖ 臺灣縣市 16 個分區在不同未來情境的平均年最大連續 5 日降雨量變化

附表 10.2: 同附表 10.1，但為可能的平均年最大連續 5 日降雨量（RX5day）。

區域	情境	世紀末 rx5day 百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大
北北基	rcp26	-16.4	-8.7	-1.0	8.9	24.6	38.6	49.5
	rcp45	-25.0	-16.3	4.0	16.1	30.2	35.9	46.1
	rcp60	4.1	10.9	20.2	27.5	39.8	48.7	66.1
	rcp85	-21.2	2.1	11.3	27.5	50.2	64.7	114.7
桃園	rcp26	-17.8	-11.1	0.9	10.9	21.4	41.3	57.3
	rcp45	-26.6	-16.1	5.0	16.2	30.8	38.9	53.2
	rcp60	7.2	10.7	21.2	29.5	43.5	50.6	69.1
	rcp85	-25.2	4.2	14.5	31.3	51.7	65.0	139.9
新竹	rcp26	-14.9	-11.3	-0.9	8.4	23.5	50.1	75.6
	rcp45	-31.3	-18.4	4.0	19.4	38.7	46.6	68.0
	rcp60	5.6	11.4	24.2	36.2	52.4	66.3	85.9
	rcp85	-24.6	0.8	15.5	35.8	59.1	83.4	173.6
苗栗	rcp26	-16.0	-12.7	-2.4	7.9	22.6	44.6	81.2
	rcp45	-29.5	-13.8	3.9	15.8	35.9	48.2	69.4
	rcp60	3.3	10.9	21.0	32.7	52.8	66.6	76.2
	rcp85	-21.3	-0.1	16.6	32.8	61.0	82.0	178.4
臺中	rcp26	-13.9	-10.1	-4.1	9.1	22.4	41.2	70.3
	rcp45	-27.0	-8.9	1.8	15.1	33.8	44.8	71.0
	rcp60	7.1	10.7	16.6	28.7	47.2	62.2	69.3
	rcp85	-19.2	-3.3	15.4	29.7	59.3	75.5	158.6
彰化	rcp26	-9.5	-7.3	-4.2	12.7	22.2	36.8	66.5
	rcp45	-23.5	-4.2	5.5	12.2	33.7	43.6	72.4
	rcp60	4.2	6.0	14.9	28.1	46.0	58.9	73.4
	rcp85	-14.6	-3.1	13.3	31.2	59.2	71.8	148.4
南投	rcp26	-13.0	-7.7	-1.7	7.7	20.2	43.1	62.3
	rcp45	-26.9	-8.1	3.0	15.1	37.1	47.4	74.8
	rcp60	5.0	8.7	15.3	25.7	45.7	64.2	70.2
	rcp85	-15.2	-1.0	11.5	32.4	59.8	81.0	140.0
雲林	rcp26	-12.2	-7.7	-1.4	9.9	20.0	36.6	62.9
	rcp45	-24.1	-7.4	4.6	12.7	31.7	42.2	73.3
	rcp60	-3.6	3.4	11.4	25.7	44.4	60.4	79.5
	rcp85	-13.2	-0.8	11.7	30.6	57.9	75.0	137.6
嘉義	rcp26	-15.3	-8.6	-1.9	6.8	20.6	40.6	63.1
	rcp45	-27.9	-7.3	3.2	13.1	32.4	46.0	77.8
	rcp60	-3.9	3.4	9.5	22.2	43.0	69.2	83.0
	rcp85	-11.7	-0.5	9.6	31.3	61.6	81.0	143.0
臺南	rcp26	-16.3	-10.3	-3.1	6.5	20.1	37.4	61.3
	rcp45	-24.9	-5.5	3.2	11.7	27.3	42.6	68.0
	rcp60	-9.1	4.6	8.1	23.0	36.1	59.7	74.7
	rcp85	-6.8	-0.9	12.3	29.0	57.5	72.9	133.4
高雄	rcp26	-15.0	-11.3	-3.2	5.1	20.7	39.6	64.9
	rcp45	-24.3	-6.8	0.5	11.9	28.7	43.7	70.6
	rcp60	-3.0	3.5	8.7	22.5	36.6	61.1	67.1
	rcp85	-7.5	-0.3	9.9	28.7	57.4	69.7	135.9
屏東	rcp26	-14.7	-9.7	-1.0	5.7	23.5	40.4	56.9
	rcp45	-22.8	-9.5	-0.7	14.0	27.4	36.7	66.4
	rcp60	-2.1	4.9	10.6	23.8	36.7	55.2	59.8
	rcp85	-8.3	2.8	12.9	29.2	50.7	66.4	108.8
宜蘭	rcp26	-17.2	-9.4	-0.7	6.9	24.5	38.2	45.6
	rcp45	-31.0	-21.7	1.7	15.9	30.1	38.9	53.4
	rcp60	2.9	12.3	22.7	29.5	40.0	50.1	64.4
	rcp85	-24.3	-5.9	9.4	26.0	49.4	74.0	107.0
花蓮	rcp26	-11.7	-5.7	-0.6	7.6	21.5	30.6	38.9
	rcp45	-34.4	-13.4	0.6	19.2	33.5	42.2	66.2
	rcp60	4.1	11.6	18.4	28.1	43.9	62.0	70.0
	rcp85	-14.5	-1.2	7.3	31.2	56.5	81.9	108.0
臺東	rcp26	-12.4	-8.0	-1.1	5.9	22.9	32.0	47.2
	rcp45	-31.5	-8.2	0.2	14.6	30.4	38.4	60.9
	rcp60	4.5	6.9	11.9	27.4	38.9	55.1	68.2
	rcp85	-9.3	-2.1	11.2	34.2	52.2	67.6	92.8
澎湖	rcp26	-13.0	-8.4	-1.8	10.1	21.9	38.7	59.6
	rcp45	-24.9	-5.7	4.5	15.2	30.6	42.7	71.8
	rcp60	-17.1	0.4	7.9	20.9	47.1	63.2	89.1
	rcp85	-6.8	2.4	13.8	29.1	58.5	80.7	137.6

❖ 臺灣縣市 16 個分區在不同未來情境的年平均多雨日數變化

附表 10.3:　同附表 10.1，但為可能的年平均多雨日數（r20mm）。

區域	情境	世紀末 r20mm 百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大
北北基	rcp26	-11.5	-8.1	-3.2	1.0	11.8	23.4	44.1
	rcp45	-13.2	-10.0	-2.5	0.9	6.2	11.9	23.0
	rcp60	-13.8	-11.3	-4.8	2.5	11.5	17.7	29.8
	rcp85	-21.8	-12.3	-6.1	-0.8	11.2	24.9	44.9
桃園	rcp26	-13.0	-9.5	-3.8	1.8	18.0	28.7	49.0
	rcp45	-14.5	-11.3	-1.3	2.4	11.1	17.1	29.2
	rcp60	-15.7	-13.6	-3.0	7.1	16.0	21.5	36.1
	rcp85	-24.8	-11.5	-4.2	3.5	18.3	34.0	58.9
新竹	rcp26	-11.9	-8.8	-3.2	1.7	18.3	28.4	52.1
	rcp45	-14.3	-10.2	-1.4	2.4	12.8	18.4	30.7
	rcp60	-15.6	-14.0	-2.4	7.4	14.8	20.8	37.7
	rcp85	-26.6	-10.4	-3.7	4.0	17.3	32.9	62.4
苗栗	rcp26	-10.6	-7.7	-3.5	1.3	20.5	29.2	52.5
	rcp45	-15.9	-8.5	-1.4	4.0	14.9	22.2	32.6
	rcp60	-16.3	-14.6	-1.4	7.1	13.8	23.2	37.7
	rcp85	-26.9	-11.2	-5.0	6.3	18.1	34.5	65.0
臺中	rcp26	-12.7	-8.2	-4.0	2.4	19.6	30.3	53.6
	rcp45	-18.1	-8.2	-1.3	4.8	15.1	23.0	34.6
	rcp60	-15.8	-13.5	-1.8	6.9	14.6	26.3	38.1
	rcp85	-28.3	-10.9	-4.3	6.9	20.8	37.8	68.4
彰化	rcp26	-13.9	-9.2	-1.3	3.2	22.9	33.4	68.9
	rcp45	-24.2	-7.6	-0.3	6.8	19.4	28.9	38.7
	rcp60	-15.8	-13.1	-0.1	10.7	18.6	42.1	47.5
	rcp85	-30.9	-7.0	-0.8	12.5	26.6	50.3	100.2
南投	rcp26	-14.8	-8.5	-4.2	1.0	15.1	27.8	49.0
	rcp45	-19.1	-8.2	-1.1	4.5	12.1	19.7	33.2
	rcp60	-14.3	-10.0	-3.1	5.4	11.6	21.9	36.1
	rcp85	-32.1	-9.2	-3.0	4.3	19.0	33.8	62.4
雲林	rcp26	-14.9	-9.7	-3.5	2.4	19.5	32.4	62.3
	rcp45	-25.3	-8.1	0.5	6.5	18.9	26.1	37.3
	rcp60	-13.4	-9.8	-1.6	9.3	16.8	35.7	46.4
	rcp85	-31.4	-6.5	1.1	10.9	25.5	45.3	94.6
嘉義	rcp26	-16.1	-11.0	-5.0	0.6	14.6	26.6	46.5
	rcp45	-23.0	-8.1	0.1	5.4	14.2	20.8	30.3
	rcp60	-11.1	-8.7	-1.8	6.9	12.3	24.7	37.2
	rcp85	-32.3	-7.7	0.7	6.8	19.6	34.0	71.5
臺南	rcp26	-15.7	-12.0	-4.7	0.8	14.6	22.2	49.0
	rcp45	-23.8	-7.7	1.0	7.7	14.7	21.8	28.1
	rcp60	-11.0	-9.1	0.4	6.9	14.8	29.7	39.9
	rcp85	-31.6	-5.2	2.5	9.7	21.5	35.2	77.9
高雄	rcp26	-16.7	-12.2	-4.5	0.5	12.5	20.1	42.6
	rcp45	-21.9	-6.9	-0.3	5.5	11.5	18.0	28.1
	rcp60	-11.5	-9.2	-0.4	5.0	12.2	25.7	33.4
	rcp85	-33.0	-6.0	0.5	7.3	17.1	30.6	65.2
屏東	rcp26	-17.5	-14.5	-5.0	1.0	10.4	17.9	44.9
	rcp45	-21.4	-7.3	-0.9	5.0	10.9	20.3	28.7
	rcp60	-12.8	-9.8	1.4	6.1	13.0	31.3	37.9
	rcp85	-32.7	-4.4	1.6	8.1	19.2	33.8	68.8
宜蘭	rcp26	-10.4	-7.6	-3.4	1.0	11.1	23.0	50.0
	rcp45	-11.8	-8.6	-2.7	1.3	7.3	12.7	21.8
	rcp60	-11.4	-9.0	-1.8	4.4	12.5	21.8	32.8
	rcp85	-22.2	-9.4	-3.4	2.3	14.2	25.6	54.7
花蓮	rcp26	-13.7	-9.3	-4.6	1.7	13.5	26.4	55.1
	rcp45	-14.8	-10.5	-2.1	5.0	11.9	19.3	30.1
	rcp60	-13.0	-7.0	-0.2	7.9	16.6	28.0	38.3
	rcp85	-25.4	-7.0	0.4	7.2	23.0	40.2	73.9
臺東	rcp26	-18.0	-12.7	-5.8	0.2	9.4	21.3	50.7
	rcp45	-19.6	-9.0	-1.1	5.4	12.1	19.3	31.4
	rcp60	-15.3	-8.9	1.0	6.8	14.4	33.1	37.0
	rcp85	-29.7	-4.5	1.3	8.5	22.9	39.0	73.2
澎湖	rcp26	-11.7	-7.8	-1.8	1.4	21.1	36.8	78.1
	rcp45	-24.9	-5.2	0.6	9.4	24.4	37.1	51.1
	rcp60	-18.0	-13.2	-0.1	11.7	28.3	48.2	61.8
	rcp85	-24.0	0.1	3.1	12.1	38.1	59.8	128.0

❖ 臺灣縣市 16 個分區在不同未來情境的年平均大雨日數變化

附表 10.4: 同附表 10.1，但為可能的可能的年平均大雨日數（r80mm）。

區域	情境	世紀末 r80mm 百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大
北北基	rcp26	-21.5	-12.2	-1.4	12.7	30.2	44.4	96.1
	rcp45	-32.9	-13.7	0.1	12.7	31.4	46.8	64.6
	rcp60	0.2	4.6	17.7	29.1	46.1	83.8	97.1
	rcp85	-31.1	-0.4	14.4	38.2	65.7	98.6	180.5
桃園	rcp26	-21.9	-11.6	-0.2	14.2	32.1	53.0	115.4
	rcp45	-35.1	-10.3	1.0	16.3	42.8	61.8	103.5
	rcp60	-1.8	2.2	23.3	38.7	60.3	98.1	118.4
	rcp85	-36.2	0.1	15.6	51.5	71.2	133.7	212.7
新竹	rcp26	-23.5	-12.8	-1.2	11.8	28.7	52.7	111.2
	rcp45	-43.3	-13.9	0.3	16.8	37.9	53.7	92.1
	rcp60	-6.2	3.0	20.6	33.0	58.6	79.1	104.3
	rcp85	-33.2	-2.2	14.2	46.6	65.7	124.4	218.7
苗栗	rcp26	-20.2	-11.4	-1.2	13.5	30.9	47.8	119.5
	rcp45	-44.9	-16.9	1.1	19.2	37.8	55.8	86.8
	rcp60	-9.6	-1.4	15.6	30.9	52.8	77.3	104.7
	rcp85	-37.9	-6.3	12.7	45.1	68.1	119.1	231.2
臺中	rcp26	-23.5	-12.5	-1.4	14.2	34.0	46.5	135.7
	rcp45	-44.4	-16.1	1.7	21.5	44.2	59.1	83.0
	rcp60	-12.3	-3.0	13.2	34.6	52.0	87.6	112.1
	rcp85	-42.5	-6.6	13.0	49.1	75.1	118.9	254.3
彰化	rcp26	-26.2	-11.8	-0.7	14.5	45.2	56.2	183.8
	rcp45	-39.2	-17.8	1.0	28.7	55.0	75.9	100.1
	rcp60	-8.5	-3.5	12.5	41.3	72.0	115.7	131.7
	rcp85	-52.9	-2.5	13.1	57.0	100.7	160.4	340.7
南投	rcp26	-23.5	-10.6	-1.3	12.2	35.5	51.4	146.5
	rcp45	-38.7	-17.2	3.9	24.5	43.6	59.2	79.1
	rcp60	-12.6	-2.0	11.5	32.7	51.8	84.9	119.3
	rcp85	-34.9	-8.2	13.2	49.9	82.4	121.9	261.5
雲林	rcp26	-23.9	-9.9	-0.3	15.9	44.1	55.8	186.8
	rcp45	-41.9	-15.3	0.8	25.9	52.7	69.2	100.4
	rcp60	-6.8	-1.8	9.2	31.9	73.1	107.7	143.5
	rcp85	-48.2	-2.6	11.4	52.8	95.0	150.8	365.8
嘉義	rcp26	-24.2	-8.6	-0.6	12.9	35.3	48.1	150.9
	rcp45	-40.0	-13.2	2.2	21.2	38.6	53.0	96.0
	rcp60	-6.1	-3.0	8.3	27.8	49.0	91.5	107.6
	rcp85	-37.6	-2.4	12.0	47.1	74.4	109.2	274.0
臺南	rcp26	-25.7	-12.3	-1.5	8.8	31.2	45.1	155.2
	rcp45	-38.2	-15.5	2.7	18.9	36.2	48.8	115.1
	rcp60	-7.4	-3.3	7.2	22.5	49.4	87.3	115.8
	rcp85	-34.5	-1.3	11.2	48.4	71.3	92.5	271.9
高雄	rcp26	-25.5	-13.4	-2.1	8.3	27.2	42.2	133.0
	rcp45	-36.1	-12.2	2.9	17.8	31.8	42.6	85.8
	rcp60	-10.6	-6.2	8.2	21.9	38.2	83.4	101.8
	rcp85	-31.5	-1.0	9.7	40.6	61.1	84.3	224.9
屏東	rcp26	-26.4	-16.1	-3.4	8.2	24.9	40.4	127.9
	rcp45	-32.5	-15.1	1.3	15.9	30.0	41.1	74.4
	rcp60	-9.4	-0.7	11.9	24.4	37.1	85.4	98.8
	rcp85	-24.2	0.4	13.5	36.9	60.6	82.1	212.7
宜蘭	rcp26	-20.1	-10.3	-2.3	11.2	25.3	33.7	85.9
	rcp45	-38.8	-16.4	-1.6	11.9	26.2	35.0	44.7
	rcp60	0.5	4.0	16.0	23.8	34.2	64.0	81.2
	rcp85	-24.0	-2.6	6.7	28.6	54.7	78.8	146.9
花蓮	rcp26	-18.5	-12.7	-4.0	8.1	23.8	35.2	109.1
	rcp45	-44.1	-18.4	-0.1	14.5	30.1	38.5	56.1
	rcp60	-1.5	2.7	11.6	23.2	38.2	61.8	97.4
	rcp85	-24.8	-7.4	6.5	33.4	61.2	97.2	187.4
臺東	rcp26	-27.2	-16.8	-4.2	7.1	26.6	41.4	123.8
	rcp45	-39.7	-18.8	-0.2	14.1	31.3	41.6	67.6
	rcp60	-11.9	-1.3	11.2	24.1	38.6	72.3	111.8
	rcp85	-24.2	-5.3	5.7	35.5	63.2	96.5	205.0
澎湖	rcp26	-32.4	-14.1	-0.3	28.7	54.6	84.8	153.3
	rcp45	-39.7	-22.4	-0.1	30.6	74.6	105.1	150.7
	rcp60	-7.1	-3.0	4.3	30.6	109.7	138.1	155.0
	rcp85	-45.6	0.4	12.5	57.3	140.3	196.7	345.9

❖ 臺灣縣市 16 個分區在不同未來情境的年平均豪雨日數變化

附表 10.5: I 同附表 10.1，但為可能的可能的年平均豪雨日數（r200mm）。

區域	情境	世紀末 r200mm 百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大
北北基	rcp26	-46.7	-16.5	0.9	34.6	110.1	203.0	383.6
	rcp45	-52.1	-21.8	2.1	60.3	128.7	199.6	314.3
	rcp60	-4.8	1.6	42.4	112.8	189.9	296.7	396.5
	rcp85	-44.2	-0.9	39.4	123.2	248.3	403.9	737.7
桃園	rcp26	-68.8	-30.1	-2.3	34.9	156.5	298.7	469.9
	rcp45	-71.4	-26.1	2.8	76.6	172.8	316.7	641.0
	rcp60	-4.3	0.3	58.1	148.0	264.3	451.4	578.8
	rcp85	-59.2	-3.5	48.9	193.2	357.6	625.6	1388.3
新竹	rcp26	-58.3	-20.4	-0.9	21.9	108.4	253.8	421.3
	rcp45	-59.4	-26.4	1.3	57.4	141.8	269.8	497.9
	rcp60	-0.1	2.3	43.2	101.1	171.4	312.7	421.9
	rcp85	-51.0	-2.6	33.6	138.7	265.5	452.4	971.4
苗栗	rcp26	-52.2	-20.3	-0.3	28.6	105.5	226.6	473.5
	rcp45	-57.1	-24.8	1.9	64.5	142.3	242.2	454.4
	rcp60	-1.0	3.3	42.8	99.7	180.0	314.0	432.6
	rcp85	-51.2	-2.4	39.6	148.9	276.1	500.2	953.8
臺中	rcp26	-56.5	-25.2	-0.6	35.3	120.3	237.6	607.5
	rcp45	-64.3	-29.4	2.4	77.1	177.0	270.4	605.0
	rcp60	-2.2	3.2	45.4	107.1	208.8	350.9	494.9
	rcp85	-53.7	-0.1	54.9	167.3	318.0	499.9	1164.4
彰化	rcp26	-94.5	-27.5	-0.5	43.8	193.5	354.8	725.4
	rcp45	-89.7	-30.1	2.2	108.4	320.6	612.7	1021.1
	rcp60	-6.7	-0.4	68.4	174.0	360.5	611.1	893.5
	rcp85	-77.4	-1.5	69.5	295.7	599.3	922.8	1514.4
南投	rcp26	-49.3	-22.6	-2.1	26.3	106.1	221.6	648.8
	rcp45	-62.7	-31.3	2.2	63.7	161.2	283.1	656.4
	rcp60	-9.9	-0.6	34.6	87.0	172.3	305.2	429.0
	rcp85	-50.9	-0.8	50.1	137.8	298.4	480.6	1063.1
雲林	rcp26	-71.9	-25.4	0.3	45.4	231.8	391.1	570.5
	rcp45	-86.2	-28.1	1.2	95.4	281.6	587.0	1089.9
	rcp60	-3.7	1.5	54.6	129.2	291.4	654.1	1075.9
	rcp85	-76.5	-0.8	62.6	209.9	529.6	1040.6	1577.5
嘉義	rcp26	-38.7	-14.9	-0.5	37.8	125.5	213.6	422.7
	rcp45	-62.8	-24.0	2.9	60.1	169.4	316.1	534.6
	rcp60	-4.8	0.0	35.9	85.3	157.6	338.9	503.1
	rcp85	-55.7	1.0	43.1	137.9	305.2	527.2	909.5
臺南	rcp26	-36.0	-13.3	-0.4	35.6	139.3	238.5	442.0
	rcp45	-67.3	-20.0	3.2	63.3	147.6	249.6	527.1
	rcp60	-6.6	-2.4	37.9	86.6	178.9	339.9	479.8
	rcp85	-45.9	1.9	52.2	133.4	328.4	502.4	842.5
高雄	rcp26	-29.6	-13.3	-0.8	18.1	83.0	174.4	370.3
	rcp45	-52.7	-25.6	0.6	35.0	95.1	142.8	353.9
	rcp60	-5.0	-0.5	23.9	62.3	108.2	240.1	390.2
	rcp85	-37.0	1.5	29.2	94.4	187.8	319.4	698.7
屏東	rcp26	-37.3	-14.6	-0.3	23.0	106.6	192.0	383.7
	rcp45	-50.0	-22.3	0.9	37.4	100.5	176.5	444.7
	rcp60	-6.9	-1.0	27.3	76.0	133.5	252.0	391.3
	rcp85	-34.8	3.3	39.6	107.3	198.4	342.3	728.2
宜蘭	rcp26	-35.1	-11.2	-0.1	15.0	49.5	81.4	164.3
	rcp45	-43.2	-21.7	-1.0	25.6	65.6	92.9	138.7
	rcp60	-1.6	1.7	24.5	54.8	85.7	136.9	193.3
	rcp85	-30.7	-2.0	16.8	56.8	111.9	189.1	337.5
花蓮	rcp26	-36.8	-16.3	-1.6	15.0	50.9	89.8	164.5
	rcp45	-50.2	-32.2	-1.2	30.0	72.4	114.1	210.2
	rcp60	-2.9	2.7	21.5	44.1	74.1	139.6	206.6
	rcp85	-27.6	-4.1	16.7	68.1	139.0	219.2	388.1
臺東	rcp26	-34.6	-16.2	-0.8	18.9	68.0	117.7	229.2
	rcp45	-53.3	-24.0	-0.4	33.1	86.7	143.3	285.6
	rcp60	-5.3	0.6	22.1	55.9	103.3	185.0	256.8
	rcp85	-27.6	-0.8	28.7	93.5	172.0	260.9	448.4
澎湖	rcp26	-68.1	-17.0	-1.7	-8.6	68.1	88.9	88.9
	rcp45	-66.7	-19.5	-0.3	88.4	208.3	400.0	400.0
	rcp60	2.8	1.9	25.9	68.5	183.3	241.7	241.7
	rcp85	15.5	0.8	34.8	138.9	325.0	766.8	875.2

❖ 臺灣縣市 16 個分區在不同未來情境的年平均總降雨量變化

附表 10.6: 同附表 10.1，但為可能的年平均總降雨量（prcpTOT）。

區域	情境	世紀末 prcpTOT 百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大
北北基	rcp26	-8.1	-6.0	-3.1	4.2	15.4	24.0	45.6
	rcp45	-9.4	-6.6	-1.6	4.8	10.3	16.5	23.2
	rcp60	-4.5	-2.1	1.9	8.8	17.4	29.6	35.4
	rcp85	-18.9	-5.0	1.3	7.6	19.8	35.7	71.9
桃園	rcp26	-9.2	-6.5	-2.8	5.3	18.7	28.9	53.5
	rcp45	-10.4	-8.0	-1.2	8.2	15.2	22.3	31.8
	rcp60	-9.8	-3.4	5.2	12.7	22.0	34.1	38.6
	rcp85	-21.9	-3.9	1.3	13.1	23.4	50.5	87.5
新竹	rcp26	-9.2	-7.1	-3.6	6.8	19.5	27.6	63.1
	rcp45	-12.1	-7.8	-1.8	10.3	18.5	25.4	37.4
	rcp60	-9.5	-3.6	8.9	14.6	23.1	40.4	48.1
	rcp85	-23.6	-4.4	2.0	17.1	27.2	55.5	107.6
苗栗	rcp26	-8.1	-6.3	-4.6	9.0	20.9	26.8	71.4
	rcp45	-15.4	-8.1	-0.7	11.6	21.6	27.5	41.6
	rcp60	-12.1	-4.8	6.3	15.5	25.8	37.5	53.7
	rcp85	-26.6	-5.8	3.6	19.0	33.1	62.7	120.1
臺中	rcp26	-8.9	-7.0	-3.9	8.9	20.0	26.8	69.1
	rcp45	-16.9	-7.9	2.3	11.3	21.4	28.6	39.0
	rcp60	-9.3	-4.1	4.6	15.4	24.8	31.6	52.5
	rcp85	-28.1	-6.7	3.6	18.0	32.2	63.1	115.9
彰化	rcp26	-10.0	-6.0	-2.5	10.6	20.3	30.2	78.5
	rcp45	-20.1	-6.5	4.0	13.7	27.6	33.9	45.0
	rcp60	-7.5	-5.7	5.1	18.8	32.4	39.4	57.6
	rcp85	-29.8	-4.0	4.0	22.9	41.2	72.1	137.1
南投	rcp26	-9.9	-7.9	-3.0	5.6	16.5	26.1	60.3
	rcp45	-17.0	-8.6	2.7	9.9	18.7	27.2	36.8
	rcp60	-4.5	-3.1	3.1	13.0	21.0	26.7	48.4
	rcp85	-28.2	-7.4	4.6	16.5	30.2	57.7	101.0
雲林	rcp26	-11.0	-7.5	-2.5	9.3	17.2	30.4	75.2
	rcp45	-21.3	-7.3	2.4	12.5	27.5	33.5	42.9
	rcp60	-6.3	-4.5	2.4	18.9	28.3	40.2	57.7
	rcp85	-29.9	-3.9	6.8	22.7	41.1	69.8	134.4
嘉義	rcp26	-11.5	-8.4	-1.9	8.1	14.7	28.7	70.7
	rcp45	-19.8	-8.8	4.2	11.3	24.7	30.8	42.2
	rcp60	-4.6	-2.3	3.0	16.5	24.3	37.3	57.7
	rcp85	-29.2	-3.3	9.4	20.9	38.2	71.1	128.9
臺南	rcp26	-11.9	-8.4	-1.6	7.0	14.4	27.0	71.6
	rcp45	-21.7	-7.3	3.2	11.1	22.4	31.4	49.5
	rcp60	-5.2	-4.1	5.1	15.2	25.0	42.3	58.8
	rcp85	-27.5	-1.2	10.1	22.9	37.7	71.7	131.8
高雄	rcp26	-12.3	-9.3	-2.3	5.0	14.6	28.1	69.0
	rcp45	-20.9	-7.7	3.1	11.4	18.9	30.3	43.2
	rcp60	-5.1	-3.2	7.0	13.1	23.2	39.8	58.1
	rcp85	-26.8	-1.2	8.5	22.8	32.0	67.9	123.9
屏東	rcp26	-13.2	-10.0	-2.9	4.1	15.9	26.2	65.7
	rcp45	-19.0	-11.3	1.6	11.7	18.9	29.6	42.3
	rcp60	-8.0	-1.4	8.2	15.5	22.8	44.1	58.6
	rcp85	-22.9	1.4	8.9	23.7	32.1	64.7	115.8
宜蘭	rcp26	-9.9	-5.6	-2.8	6.5	16.0	21.6	48.7
	rcp45	-11.9	-8.0	0.2	6.1	13.4	19.2	23.4
	rcp60	1.6	2.6	6.4	12.3	20.5	35.9	40.7
	rcp85	-20.4	-5.9	2.7	12.3	27.6	41.5	83.7
花蓮	rcp26	-9.5	-7.7	-4.4	5.5	16.8	25.8	56.9
	rcp45	-16.8	-8.1	1.0	11.2	18.5	24.7	32.3
	rcp60	-0.6	1.6	8.6	15.5	23.2	33.4	50.1
	rcp85	-19.0	-5.5	4.7	20.4	38.6	61.7	103.1
臺東	rcp26	-14.1	-11.0	-3.3	2.9	17.2	25.1	60.0
	rcp45	-17.9	-9.2	1.3	10.2	19.4	27.4	36.5
	rcp60	-9.3	-1.6	7.8	15.4	25.5	34.3	55.0
	rcp85	-18.3	-2.6	4.7	22.9	37.1	72.7	106.1
澎湖	rcp26	-8.9	-4.3	1.0	7.0	21.7	30.6	76.5
	rcp45	-17.6	-4.8	5.9	14.5	30.6	38.7	52.6
	rcp60	-9.3	-6.2	3.8	18.2	38.4	55.1	58.0
	rcp85	-21.6	1.6	8.9	27.5	47.8	91.0	144.8

❖ 臺灣縣市 16 個分區在不同未來情境的年平均雨日變化

附表 10.7: 同附表 10.1，但為可能的年平均雨日（rr1）。

區域	情境	世紀末 rr1 百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大
北北基	rcp26	-6.5	-5.5	-4.4	-1.9	4.1	9.9	19.7
	rcp45	-10.7	-8.5	-5.8	-2.8	0.2	2.5	8.9
	rcp60	-13.7	-12.3	-5.8	-2.0	0.5	5.4	17.4
	rcp85	-19.4	-15.4	-12.4	-7.6	-2.6	4.8	15.6
桃園	rcp26	-7.6	-5.8	-4.2	-1.9	5.8	13.0	24.0
	rcp45	-13.6	-9.6	-5.4	-2.1	0.9	4.6	12.2
	rcp60	-14.6	-13.2	-7.1	-1.5	1.0	7.6	17.7
	rcp85	-22.0	-17.4	-12.8	-6.8	-1.1	10.0	17.0
新竹	rcp26	-8.1	-6.1	-4.5	-1.6	6.9	13.0	23.3
	rcp45	-13.7	-9.2	-5.5	-2.1	0.9	6.5	12.8
	rcp60	-13.8	-12.3	-6.4	-1.6	0.7	8.4	15.7
	rcp85	-23.8	-15.8	-11.5	-7.1	-0.3	10.8	16.4
苗栗	rcp26	-10.0	-7.6	-4.9	-1.1	8.6	13.4	23.8
	rcp45	-15.2	-8.8	-5.2	-1.4	2.4	7.6	14.2
	rcp60	-13.6	-11.9	-6.3	-1.4	0.7	9.0	16.5
	rcp85	-25.9	-15.8	-11.7	-6.7	1.6	11.9	18.3
臺中	rcp26	-10.1	-7.8	-4.1	-1.4	8.1	12.8	22.8
	rcp45	-14.6	-8.4	-4.7	-1.5	2.2	7.4	13.3
	rcp60	-12.6	-10.4	-5.3	-1.8	0.5	8.0	16.7
	rcp85	-25.0	-15.3	-11.4	-6.4	1.0	10.3	19.8
彰化	rcp26	-12.2	-9.1	-5.0	-0.3	9.4	15.6	30.9
	rcp45	-18.2	-8.3	-3.3	0.2	4.3	11.2	15.8
	rcp60	-11.5	-10.3	-5.5	-0.1	2.3	9.7	22.3
	rcp85	-28.7	-15.0	-9.7	-4.1	6.1	15.7	30.3
南投	rcp26	-9.5	-7.0	-4.6	-1.9	6.5	10.3	17.2
	rcp45	-12.8	-7.8	-4.9	-2.3	1.4	5.2	12.0
	rcp60	-11.8	-9.9	-4.5	-2.1	-0.4	8.0	14.3
	rcp85	-23.1	-13.7	-11.1	-7.6	-0.4	8.6	16.7
雲林	rcp26	-12.7	-9.2	-4.9	-1.1	7.6	14.6	27.3
	rcp45	-17.7	-8.1	-3.1	-0.1	4.8	9.2	14.3
	rcp60	-10.8	-9.1	-4.3	-0.6	2.4	9.5	21.3
	rcp85	-28.7	-14.2	-9.8	-4.3	4.5	15.6	29.1
嘉義	rcp26	-10.8	-8.8	-5.4	-1.7	6.2	10.7	19.5
	rcp45	-13.2	-7.8	-4.0	-0.9	3.6	7.3	12.1
	rcp60	-11.8	-7.8	-4.1	-1.1	1.1	8.0	17.4
	rcp85	-24.3	-13.0	-9.8	-5.6	3.3	13.3	22.2
臺南	rcp26	-12.3	-9.9	-6.6	-1.6	5.3	11.8	19.8
	rcp45	-15.5	-7.9	-4.0	-0.5	3.5	9.7	12.8
	rcp60	-12.9	-6.4	-2.8	-0.4	2.1	8.1	18.4
	rcp85	-26.5	-12.1	-9.0	-3.7	4.6	15.7	25.3
高雄	rcp26	-10.8	-9.1	-6.4	-2.1	5.2	10.6	16.2
	rcp45	-12.7	-7.2	-4.3	-1.3	3.5	8.9	12.7
	rcp60	-13.1	-7.0	-3.0	-0.7	1.8	8.1	16.0
	rcp85	-23.4	-11.6	-9.2	-4.4	3.9	14.3	22.0
屏東	rcp26	-12.2	-10.3	-6.7	-2.1	4.9	10.6	16.3
	rcp45	-13.0	-8.2	-4.1	-0.7	4.8	9.9	13.5
	rcp60	-11.6	-6.6	-3.5	0.2	3.0	8.3	16.6
	rcp85	-23.8	-11.6	-8.2	-3.8	4.3	16.6	24.6
宜蘭	rcp26	-7.3	-5.3	-4.1	-2.0	4.1	8.6	18.7
	rcp45	-10.4	-7.9	-5.6	-2.7	0.3	3.0	8.2
	rcp60	-14.0	-12.8	-4.5	-2.2	0.3	4.8	18.2
	rcp85	-18.6	-15.7	-11.9	-7.4	-2.8	3.4	17.6
花蓮	rcp26	-8.5	-6.6	-4.5	-2.3	4.9	10.8	20.9
	rcp45	-12.5	-8.6	-5.7	-2.7	1.0	4.5	11.7
	rcp60	-15.2	-11.9	-4.0	-2.1	0.5	7.4	17.5
	rcp85	-22.7	-15.7	-12.1	-7.7	-1.2	7.0	19.9
臺東	rcp26	-11.0	-8.9	-6.5	-3.2	3.7	11.7	19.2
	rcp45	-15.3	-8.9	-5.5	-1.9	3.0	9.0	13.4
	rcp60	-12.9	-10.3	-4.1	-0.8	1.6	8.6	16.1
	rcp85	-25.5	-13.9	-10.6	-6.7	1.5	14.8	23.0
澎湖	rcp26	-12.7	-8.9	-5.7	-0.3	8.8	18.3	36.5
	rcp45	-19.2	-6.1	-3.3	1.9	4.7	14.5	20.9
	rcp60	-13.9	-10.5	-2.5	1.5	3.3	13.2	23.8
	rcp85	-31.6	-12.2	-6.5	-1.3	8.6	23.9	41.6

❖ 臺灣縣市 16 個分區在不同未來情境的年平均雨日降雨強度變化

附表 10.8: 同附表 10.1，但為可能的年平均雨日降雨強度 (sdii)。

區域	情境	世紀末 sdii 百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大
北北基	rcp26	-5.0	-3.0	1.2	6.0	12.2	15.4	20.8
	rcp45	-5.7	-2.2	3.3	7.3	12.8	17.3	22.5
	rcp60	2.6	4.3	9.3	14.2	17.2	21.5	30.0
	rcp85	-6.4	5.3	11.1	19.1	25.7	35.7	54.9
桃園	rcp26	-5.4	-3.1	1.9	7.1	14.1	18.1	23.2
	rcp45	-6.0	-1.4	3.6	9.2	16.2	22.2	27.4
	rcp60	1.0	4.1	10.1	16.8	20.5	25.1	31.8
	rcp85	-4.4	4.7	13.0	23.1	32.3	37.8	61.8
新竹	rcp26	-5.7	-2.8	1.6	7.7	12.7	20.8	31.9
	rcp45	-7.5	-1.7	3.5	11.7	19.8	25.2	31.6
	rcp60	0.9	3.0	11.8	17.8	23.8	32.8	39.9
	rcp85	-5.4	2.9	14.3	27.4	37.2	46.0	81.9
苗栗	rcp26	-4.2	-0.8	3.1	8.1	12.4	20.3	38.6
	rcp45	-6.3	-2.3	3.4	12.8	21.2	24.6	30.5
	rcp60	-1.2	3.5	11.3	17.4	26.4	35.5	38.8
	rcp85	-6.6	0.7	15.2	27.9	40.9	50.9	89.7
臺中	rcp26	-3.6	-1.3	2.2	7.9	12.9	17.0	37.9
	rcp45	-7.1	-3.1	2.8	12.2	20.3	24.0	28.7
	rcp60	-0.7	3.0	10.1	16.2	24.9	30.9	34.8
	rcp85	-7.5	0.8	13.7	28.0	40.2	49.3	82.5
彰化	rcp26	-2.2	1.5	3.8	6.4	13.0	18.7	37.2
	rcp45	-7.3	-4.3	3.5	13.5	20.9	25.2	28.3
	rcp60	1.9	3.1	8.1	18.3	27.3	32.3	34.6
	rcp85	-9.2	2.3	15.8	27.0	41.3	54.0	84.6
南投	rcp26	-4.6	-2.6	0.4	6.9	11.5	16.0	38.2
	rcp45	-8.2	-2.4	3.2	12.4	17.9	21.7	31.8
	rcp60	0.9	3.4	8.8	13.7	20.2	27.8	34.1
	rcp85	-7.2	0.5	11.1	26.5	38.2	49.4	75.5
雲林	rcp26	-2.7	0.0	2.4	6.5	13.8	19.5	39.3
	rcp45	-7.8	-3.1	3.3	13.5	19.9	25.0	31.6
	rcp60	0.9	2.5	6.9	15.7	25.8	33.1	36.3
	rcp85	-7.5	3.1	14.8	26.7	40.8	53.8	85.1
嘉義	rcp26	-3.7	-2.1	0.7	6.3	15.7	19.0	45.6
	rcp45	-10.7	-2.3	3.6	12.4	19.7	25.7	33.4
	rcp60	-0.4	3.3	6.6	12.4	25.0	36.1	40.8
	rcp85	-7.7	2.1	13.7	28.4	40.5	57.2	92.2
臺南	rcp26	-4.1	-1.3	1.2	5.4	15.7	19.1	46.7
	rcp45	-10.6	-1.0	3.8	11.5	19.1	25.6	37.6
	rcp60	-0.6	1.8	5.8	11.3	25.6	36.4	40.8
	rcp85	-5.9	4.4	13.5	28.6	40.3	54.0	90.5
高雄	rcp26	-5.9	-3.0	-0.3	5.6	15.5	20.3	48.9
	rcp45	-12.3	-3.8	3.6	11.7	19.0	25.1	33.6
	rcp60	-1.6	1.3	8.3	12.7	24.1	33.8	42.9
	rcp85	-6.9	2.7	13.6	27.6	40.1	53.6	89.0
屏東	rcp26	-7.4	-5.0	-0.4	5.8	16.1	21.9	46.7
	rcp45	-11.2	-6.1	2.7	10.6	18.4	25.8	32.6
	rcp60	-3.2	2.7	10.2	15.4	22.6	34.6	41.8
	rcp85	-3.7	5.6	15.0	27.6	39.7	50.7	79.4
宜蘭	rcp26	-6.3	-2.7	1.3	6.5	13.9	17.3	24.7
	rcp45	-8.9	-4.9	3.0	9.2	15.2	20.3	27.9
	rcp60	5.4	9.0	12.4	16.2	21.0	25.8	36.6
	rcp85	-8.1	4.0	11.8	23.0	34.2	46.8	65.3
花蓮	rcp26	-5.8	-3.1	-0.1	6.7	13.7	19.6	30.3
	rcp45	-13.8	-4.4	3.8	11.1	20.4	26.2	38.7
	rcp60	7.6	9.6	13.8	17.6	22.1	29.9	34.7
	rcp85	-3.2	3.1	13.8	29.6	43.7	61.9	73.7
臺東	rcp26	-8.7	-5.1	-0.7	4.9	14.5	23.9	37.3
	rcp45	-11.9	-3.2	3.0	9.1	20.3	26.2	34.2
	rcp60	-0.4	4.5	12.0	17.0	23.1	31.3	38.0
	rcp85	-2.7	5.4	15.6	30.3	43.8	58.0	72.2
澎湖	rcp26	-6.2	-0.5	3.9	7.7	12.4	22.5	34.0
	rcp45	-8.1	-2.1	3.8	11.4	20.9	24.8	36.5
	rcp60	-2.6	1.9	5.6	16.7	26.1	37.1	43.0
	rcp85	-9.2	9.8	16.6	25.7	40.3	63.4	77.8

❖ 臺灣縣市 16 個分區在不同未來情境的平均年最大連續降雨日變化

附表 10.9:　同附表 10.1，但為可能的平均年最大連續降雨日（cwd）。

區域	情境	世紀末 cwd 百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大
北北基	rcp26	-11.6	-6.2	-1.8	1.6	10.4	18.3	38.7
	rcp45	-15.1	-10.6	-3.4	1.3	10.1	16.9	33.2
	rcp60	-10.6	-6.9	-1.1	3.5	10.9	20.3	26.3
	rcp85	-18.5	-11.0	-4.4	0.9	10.5	23.2	35.7
桃園	rcp26	-14.3	-7.4	-2.4	1.0	15.0	21.7	44.4
	rcp45	-15.2	-10.5	-2.9	1.8	11.7	17.6	44.8
	rcp60	-13.8	-9.8	-1.2	4.3	13.7	25.5	30.9
	rcp85	-17.3	-10.1	-2.7	2.1	13.7	27.2	45.1
新竹	rcp26	-18.7	-9.8	-4.2	1.7	12.9	18.5	48.2
	rcp45	-18.4	-11.5	-3.0	1.6	11.2	17.0	43.9
	rcp60	-13.6	-9.2	-0.9	4.1	12.0	25.3	30.8
	rcp85	-19.3	-11.0	-2.4	2.6	12.4	24.2	46.4
苗栗	rcp26	-20.8	-11.4	-5.0	1.5	11.7	18.6	57.8
	rcp45	-20.2	-12.3	-3.4	2.1	12.1	19.4	46.1
	rcp60	-14.5	-11.1	-1.7	3.4	10.6	27.7	38.6
	rcp85	-20.3	-13.4	-3.3	2.7	13.8	24.4	58.6
臺中	rcp26	-21.4	-12.0	-5.6	1.2	11.3	17.4	53.9
	rcp45	-20.4	-12.5	-3.3	2.6	12.2	19.5	37.7
	rcp60	-14.7	-10.5	-1.7	2.1	9.2	28.0	38.5
	rcp85	-21.0	-14.1	-4.6	2.9	13.2	26.7	63.3
彰化	rcp26	-21.1	-10.0	-3.9	1.0	13.7	21.3	66.5
	rcp45	-17.4	-11.7	-0.8	3.0	13.9	25.6	44.8
	rcp60	-10.7	-7.8	-0.7	3.4	13.7	35.8	48.3
	rcp85	-22.0	-11.3	-1.9	4.4	15.8	32.0	91.0
南投	rcp26	-19.9	-12.7	-5.5	0.7	11.2	19.8	38.0
	rcp45	-18.7	-11.9	-2.8	3.4	12.9	21.0	31.5
	rcp60	-12.9	-9.1	-1.7	4.0	12.0	20.8	25.7
	rcp85	-23.6	-12.6	-5.8	1.6	12.8	33.8	55.8
雲林	rcp26	-21.7	-14.6	-5.0	0.5	13.5	22.2	55.0
	rcp45	-17.7	-11.4	-1.3	3.7	14.2	22.3	34.9
	rcp60	-11.1	-6.7	-0.8	3.2	16.8	34.7	48.8
	rcp85	-24.8	-12.4	-2.5	4.2	15.4	34.1	84.1
嘉義	rcp26	-21.5	-15.0	-5.6	0.3	10.3	19.2	35.8
	rcp45	-17.8	-13.4	-3.2	3.3	13.0	19.0	28.5
	rcp60	-10.3	-5.5	-0.2	4.9	14.9	26.9	36.2
	rcp85	-27.1	-12.2	-4.3	1.7	13.2	37.0	60.9
臺南	rcp26	-22.6	-15.4	-6.5	-0.4	8.4	16.6	37.2
	rcp45	-21.7	-16.4	-4.3	2.0	12.4	19.3	26.2
	rcp60	-10.6	-6.7	-0.4	5.3	13.4	27.1	44.5
	rcp85	-31.8	-10.9	-4.3	1.9	13.4	35.1	62.7
高雄	rcp26	-21.8	-13.8	-7.2	-0.1	9.6	17.4	30.0
	rcp45	-19.4	-15.3	-4.4	3.8	12.4	19.0	34.4
	rcp60	-9.3	-6.6	-0.4	5.8	13.2	21.6	30.3
	rcp85	-31.8	-11.5	-5.6	2.1	13.1	33.9	58.5
屏東	rcp26	-20.8	-15.3	-7.7	-1.0	6.8	18.5	28.8
	rcp45	-20.4	-15.5	-4.8	2.6	11.9	18.4	34.3
	rcp60	-11.0	-7.0	1.0	6.4	13.1	22.0	29.3
	rcp85	-32.0	-11.3	-4.5	1.9	11.8	34.2	53.6
宜蘭	rcp26	-14.6	-8.8	-3.8	1.1	9.6	17.7	34.9
	rcp45	-18.0	-10.9	-4.1	0.5	8.7	16.1	34.3
	rcp60	-16.2	-10.6	-1.0	3.3	11.9	20.2	26.8
	rcp85	-19.2	-12.7	-5.7	1.6	12.7	24.6	42.3
花蓮	rcp26	-17.4	-9.7	-3.8	1.9	9.2	15.4	42.5
	rcp45	-14.3	-9.8	-2.8	3.2	12.5	21.1	37.4
	rcp60	-14.6	-9.3	-0.6	4.8	12.2	19.4	23.8
	rcp85	-18.0	-10.3	-4.4	2.9	14.5	28.9	49.5
臺東	rcp26	-16.9	-11.8	-5.4	0.2	7.4	16.5	40.7
	rcp45	-16.1	-11.6	-3.9	3.1	13.1	19.6	35.2
	rcp60	-11.9	-3.8	1.2	6.1	12.6	23.1	28.9
	rcp85	-25.2	-11.1	-4.6	2.8	13.9	30.8	55.0
澎湖	rcp26	-19.2	-7.3	-1.8	0.5	11.8	18.4	62.2
	rcp45	-19.4	-12.0	-0.3	2.8	16.8	26.5	52.1
	rcp60	-19.6	-4.6	-0.2	1.5	22.8	32.0	35.8
	rcp85	-22.2	-6.5	0.7	3.0	18.1	31.1	89.9

❖ 臺灣縣市 16 個分區在不同未來情境的平均年最大連續不降雨日變化

附表 10.10: 同附表 10.1，但為可能的平均年最大連續不降雨日（cdd）。

區域	情境	世紀末 cdd 百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大
北北基	rcp26	-17.7	-9.8	-4.0	2.5	11.0	17.5	26.3
	rcp45	-17.4	-11.1	-3.6	2.4	11.4	21.2	67.6
	rcp60	-25.7	-14.0	-3.5	4.0	12.0	21.1	28.8
	rcp85	-10.3	-3.0	3.9	11.2	20.8	29.2	45.7
桃園	rcp26	-17.2	-10.8	-4.2	2.7	12.7	20.2	27.0
	rcp45	-16.0	-9.7	-2.0	4.0	15.0	22.1	51.9
	rcp60	-18.0	-12.8	-4.4	1.0	9.9	18.8	32.0
	rcp85	-9.1	-2.2	3.5	13.8	22.9	32.6	54.0
新竹	rcp26	-20.5	-10.2	-5.3	1.7	12.6	19.8	27.3
	rcp45	-19.9	-9.7	-1.0	5.6	14.8	21.6	43.0
	rcp60	-18.1	-13.8	-5.8	0.9	8.1	19.5	35.3
	rcp85	-12.8	-2.1	3.5	14.7	23.7	33.9	55.4
苗栗	rcp26	-26.3	-11.5	-6.7	0.4	10.1	18.0	25.7
	rcp45	-25.5	-13.1	-1.5	6.0	14.0	20.0	38.1
	rcp60	-19.2	-15.7	-7.3	-1.9	4.1	15.8	30.9
	rcp85	-18.7	-4.8	1.1	11.5	22.6	32.1	48.2
臺中	rcp26	-23.5	-11.5	-6.8	1.2	10.5	17.6	26.2
	rcp45	-22.9	-12.9	-2.0	5.8	13.6	19.3	45.5
	rcp60	-19.0	-14.2	-6.0	-0.8	5.4	16.6	28.1
	rcp85	-15.1	-4.9	1.2	12.5	23.1	31.7	46.6
彰化	rcp26	-23.3	-13.4	-6.5	1.1	9.5	18.0	25.1
	rcp45	-24.4	-14.8	-1.8	4.9	10.7	15.3	54.7
	rcp60	-18.1	-10.7	-5.1	-1.3	3.3	15.4	22.2
	rcp85	-18.1	-5.2	-0.2	9.2	19.8	25.8	33.5
南投	rcp26	-25.5	-10.2	-4.6	1.5	10.0	20.6	31.6
	rcp45	-19.9	-9.4	-1.6	5.1	15.0	22.6	44.7
	rcp60	-16.0	-12.2	-6.2	0.0	7.3	19.9	34.7
	rcp85	-13.1	-3.2	5.0	15.2	25.9	35.6	48.8
雲林	rcp26	-25.6	-10.7	-4.5	1.2	10.0	16.9	26.5
	rcp45	-20.1	-12.8	-0.9	5.1	11.4	16.2	53.1
	rcp60	-17.8	-11.0	-4.9	-0.7	4.2	13.9	26.6
	rcp85	-15.4	-5.2	2.2	9.9	20.0	26.7	37.3
嘉義	rcp26	-24.2	-10.4	-4.2	1.2	10.1	17.3	30.0
	rcp45	-17.8	-9.1	-0.7	4.4	11.6	19.7	40.2
	rcp60	-15.4	-10.8	-4.7	0.7	6.8	16.2	34.5
	rcp85	-16.1	-5.0	4.6	13.4	22.8	30.8	39.0
臺南	rcp26	-21.8	-11.2	-5.7	-0.1	11.1	17.7	28.3
	rcp45	-18.8	-11.3	-1.9	4.4	12.5	19.2	42.2
	rcp60	-13.9	-11.2	-3.7	3.3	9.4	17.4	28.1
	rcp85	-23.1	-4.6	4.4	12.3	20.6	27.9	37.9
高雄	rcp26	-19.2	-10.7	-5.4	0.4	10.0	17.0	29.1
	rcp45	-18.0	-9.0	-1.7	5.6	14.3	21.2	34.5
	rcp60	-14.4	-11.2	-3.1	2.7	10.2	22.1	37.4
	rcp85	-21.0	-3.0	6.8	14.5	24.0	33.1	48.3
屏東	rcp26	-16.0	-11.5	-7.0	-0.5	9.6	15.9	22.2
	rcp45	-22.8	-10.8	-1.4	5.8	15.7	21.9	35.7
	rcp60	-16.9	-13.0	-2.7	4.3	14.1	25.2	34.7
	rcp85	-23.1	-1.4	6.4	15.4	25.3	34.0	54.6
宜蘭	rcp26	-16.3	-10.8	-5.3	2.4	10.7	15.9	24.3
	rcp45	-23.4	-12.4	-2.1	3.9	12.9	20.0	69.2
	rcp60	-23.9	-11.4	0.0	5.9	11.8	22.5	27.8
	rcp85	-8.0	-0.8	5.3	13.4	22.5	31.7	49.6
花蓮	rcp26	-14.1	-8.0	-3.5	2.7	11.7	17.4	24.4
	rcp45	-15.2	-10.0	-1.5	5.9	14.9	22.6	62.6
	rcp60	-16.5	-7.4	-1.2	5.6	13.8	23.4	28.0
	rcp85	-6.9	1.2	7.4	15.9	25.5	35.1	52.9
臺東	rcp26	-18.5	-8.2	-3.1	2.3	11.2	16.6	22.4
	rcp45	-14.8	-8.0	-0.8	6.7	16.4	24.3	42.1
	rcp60	-10.3	-6.9	-1.8	4.7	16.0	25.4	30.1
	rcp85	-13.3	0.3	7.8	18.0	30.2	38.9	58.1
澎湖	rcp26	-18.9	-9.5	-2.6	0.9	10.8	16.0	24.8
	rcp45	-18.4	-12.1	-0.6	3.5	11.8	16.7	59.3
	rcp60	-8.9	-5.6	-1.6	0.3	4.1	12.1	28.7
	rcp85	-13.4	-2.3	1.3	9.1	17.8	24.2	38.0

❖ 臺灣縣市 16 個分區在不同未來情境的平均熱浪持續指標變化

附表 10.11: 同附表 10.1，但為可能的可能的平均熱浪持續指標（HWDI）。

區域	情境	世紀末 HWDI 百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大
北北基	rcp26	88	101	141	200	299	341	489
	rcp45	192	209	291	363	438	468	641
	rcp60	256	290	334	428	482	545	682
	rcp85	407	495	560	634	702	760	830
桃園	rcp26	77	99	134	206	311	375	516
	rcp45	207	234	309	400	470	510	665
	rcp60	267	309	364	475	529	621	730
	rcp85	459	540	626	707	767	826	909
新竹	rcp26	76	102	139	209	308	385	508
	rcp45	189	236	309	380	472	514	766
	rcp60	258	288	374	463	536	704	767
	rcp85	422	549	655	744	817	891	1007
苗栗	rcp26	68	108	151	225	341	431	554
	rcp45	207	265	341	438	531	576	857
	rcp60	319	343	423	518	600	822	880
	rcp85	492	635	745	845	927	1027	1171
臺中	rcp26	83	112	157	236	366	437	567
	rcp45	210	280	356	451	548	601	865
	rcp60	342	365	441	524	620	818	890
	rcp85	498	636	759	856	949	1046	1158
彰化	rcp26	81	105	168	268	421	472	606
	rcp45	238	316	414	519	619	669	881
	rcp60	437	452	492	594	675	838	875
	rcp85	573	719	836	933	1015	1072	1181
南投	rcp26	83	113	162	245	388	476	581
	rcp45	199	269	356	464	573	642	880
	rcp60	383	397	463	546	647	857	939
	rcp85	495	698	804	942	1041	1147	1297
雲林	rcp26	84	106	172	269	427	492	621
	rcp45	234	307	432	552	665	699	937
	rcp60	472	483	538	631	712	853	904
	rcp85	605	757	897	999	1075	1133	1301
嘉義	rcp26	93	128	195	286	444	520	660
	rcp45	246	307	438	557	682	732	988
	rcp60	450	464	551	642	724	919	984
	rcp85	610	787	940	1047	1154	1253	1481
臺南	rcp26	101	148	201	309	466	550	706
	rcp45	264	338	485	617	738	786	989
	rcp60	461	488	606	713	801	943	1015
	rcp85	678	828	1019	1107	1221	1328	1501
高雄	rcp26	99	141	196	301	447	546	682
	rcp45	255	323	441	561	705	764	1013
	rcp60	407	447	536	665	758	944	1033
	rcp85	635	818	981	1101	1224	1347	1627
屏東	rcp26	101	145	196	318	450	549	684
	rcp45	273	320	431	543	675	753	968
	rcp60	288	419	491	626	723	818	951
	rcp85	621	739	880	1009	1113	1197	1378
宜蘭	rcp26	85	98	135	201	284	316	461
	rcp45	173	199	259	323	400	434	603
	rcp60	242	263	317	383	454	537	672
	rcp85	350	451	530	610	672	745	865
花蓮	rcp26	76	104	144	227	317	404	490
	rcp45	175	220	289	367	463	514	726
	rcp60	296	312	368	443	531	644	773
	rcp85	388	530	633	739	821	898	1052
臺東	rcp26	87	116	166	269	355	478	552
	rcp45	208	239	337	420	534	602	886
	rcp60	234	330	376	495	597	715	830
	rcp85	461	593	719	844	921	1020	1194
澎湖	rcp26	74	111	146	248	399	495	601
	rcp45	235	304	421	531	636	681	892
	rcp60	389	470	525	618	684	743	849
	rcp85	639	735	823	927	1005	1059	1095

❖ 臺灣縣市 16 個分區在不同未來情境的平均暖日持續指標變化

附表 10.12: 同附表 10.1，但為可能的可能的平均暖日持續指標（WSDI）。

區域	情境	世紀末 WSDI 百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大
北北基	rcp26	108	255	322	516	851	1198	2217
	rcp45	415	548	734	961	1346	1756	3020
	rcp60	518	631	815	1105	1763	2268	3701
	rcp85	1048	1354	1527	1929	2533	3531	5640
桃園	rcp26	114	238	324	537	874	1226	2768
	rcp45	460	651	807	1062	1406	1865	3861
	rcp60	562	671	931	1260	1912	2653	4605
	rcp85	1121	1476	1753	2134	2809	3722	6801
新竹	rcp26	97	227	338	511	826	1112	2460
	rcp45	428	618	765	974	1243	1726	3573
	rcp60	584	710	910	1162	1838	2522	4178
	rcp85	1181	1476	1720	2099	2737	3476	6611
苗栗	rcp26	97	214	335	545	973	1187	2750
	rcp45	464	653	867	1072	1440	1879	4152
	rcp60	666	787	1018	1323	2092	2869	4708
	rcp85	1323	1578	1911	2299	3106	3937	7337
臺中	rcp26	123	218	368	585	963	1224	3192
	rcp45	511	673	922	1127	1525	1927	4815
	rcp60	664	788	1061	1515	2119	2778	5399
	rcp85	1286	1519	1927	2396	3148	3946	8980
彰化	rcp26	141	210	406	695	1149	1426	2847
	rcp45	586	734	1084	1357	1870	2255	4509
	rcp60	748	898	1342	1874	2437	3743	4971
	rcp85	1402	1668	2162	2784	3519	5287	11393
南投	rcp26	153	254	361	604	976	1202	2676
	rcp45	572	683	875	1130	1542	1835	4140
	rcp60	645	761	1095	1589	2038	2609	4770
	rcp85	1330	1606	2002	2481	3194	4260	7498
雲林	rcp26	169	243	494	709	1099	1411	2851
	rcp45	638	780	1131	1358	1860	2234	4536
	rcp60	776	900	1424	2036	2438	3239	5120
	rcp85	1417	1775	2075	2753	3559	5053	8390
嘉義	rcp26	160	302	442	683	1070	1365	2961
	rcp45	625	765	1040	1276	1666	2054	4691
	rcp60	683	818	1289	1819	2254	2547	5504
	rcp85	1371	1691	2112	2689	3519	4452	8174
臺南	rcp26	164	317	414	746	1090	1476	3161
	rcp45	695	838	1165	1367	1786	2129	5226
	rcp60	763	890	1396	1885	2238	2651	6050
	rcp85	1404	1718	2248	2774	3458	4200	8560
高雄	rcp26	163	284	378	690	1007	1340	2191
	rcp45	632	715	970	1202	1662	2023	3527
	rcp60	708	797	1158	1617	2166	2574	4293
	rcp85	1364	1639	2053	2498	3412	4676	6901
屏東	rcp26	212	322	419	637	1004	1308	1705
	rcp45	612	723	970	1182	1626	1953	2834
	rcp60	698	809	1067	1344	2080	2618	3276
	rcp85	1349	1561	1959	2391	3140	4243	5787
宜蘭	rcp26	112	250	329	514	802	1216	1793
	rcp45	424	542	714	924	1244	1572	2465
	rcp60	504	638	817	1051	1677	2048	3046
	rcp85	998	1297	1568	1847	2569	3311	5108
花蓮	rcp26	145	241	336	539	887	1177	1755
	rcp45	492	585	726	956	1344	1654	2586
	rcp60	531	656	875	1277	1766	2201	3234
	rcp85	1098	1374	1644	2023	2730	3927	5864
臺東	rcp26	178	260	364	590	956	1206	1982
	rcp45	477	589	778	995	1499	1773	3261
	rcp60	496	613	859	1228	1826	2589	4001
	rcp85	1088	1380	1662	2089	3132	4651	7615
澎湖	rcp26	163	254	526	727	1122	1593	2729
	rcp45	655	796	1047	1429	1826	2282	4618
	rcp60	712	853	1196	1960	2484	3025	5272
	rcp85	1347	1661	2003	2733	3603	4391	8963

❖ 臺灣縣市 16 個分區在不同未來情境的平均寒潮持續指標變化

附表 10.13: 同附表 10.1，但為可能的可能的平均寒潮持續指標（CWDI）。

區域	情境	世紀末 CWDI百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大
北北基	rcp26	-90	-80	-66	-56	-39	-34	6
	rcp45	-97	-93	-88	-81	-62	-55	-27
	rcp60	-99	-96	-88	-80	-70	-55	-51
	rcp85	-100	-100	-99	-95	-92	-87	-71
桃園	rcp26	-90	-80	-68	-53	-39	-33	7
	rcp45	-96	-92	-88	-80	-60	-56	-24
	rcp60	-99	-94	-89	-81	-68	-56	-52
	rcp85	-100	-100	-99	-95	-93	-87	-74
新竹	rcp26	-90	-80	-69	-53	-41	-32	7
	rcp45	-96	-91	-87	-80	-61	-55	-20
	rcp60	-99	-93	-89	-81	-70	-57	-51
	rcp85	-100	-100	-98	-95	-92	-86	-72
苗栗	rcp26	-91	-80	-70	-55	-42	-32	7
	rcp45	-96	-92	-87	-81	-64	-57	-23
	rcp60	-99	-94	-89	-81	-72	-58	-53
	rcp85	-100	-100	-99	-96	-92	-87	-73
臺中	rcp26	-90	-79	-70	-55	-40	-30	8
	rcp45	-97	-92	-87	-80	-63	-56	-23
	rcp60	-99	-94	-89	-80	-73	-56	-51
	rcp85	-100	-100	-99	-95	-92	-86	-71
彰化	rcp26	-90	-77	-69	-51	-40	-26	7
	rcp45	-97	-90	-85	-79	-59	-54	-21
	rcp60	-99	-93	-88	-78	-72	-52	-49
	rcp85	-100	-100	-98	-94	-90	-83	-67
南投	rcp26	-89	-80	-68	-53	-39	-26	8
	rcp45	-96	-91	-87	-79	-63	-57	-24
	rcp60	-99	-93	-90	-81	-73	-56	-51
	rcp85	-100	-100	-98	-95	-92	-86	-68
雲林	rcp26	-90	-78	-66	-50	-38	-22	5
	rcp45	-96	-90	-84	-78	-59	-54	-14
	rcp60	-99	-93	-89	-78	-68	-51	-49
	rcp85	-100	-100	-98	-93	-89	-83	-59
嘉義	rcp26	-88	-79	-66	-50	-36	-22	5
	rcp45	-96	-91	-85	-77	-60	-52	-16
	rcp60	-98	-93	-89	-79	-66	-52	-48
	rcp85	-100	-100	-98	-94	-91	-85	-55
臺南	rcp26	-86	-78	-65	-49	-36	-21	6
	rcp45	-95	-90	-83	-76	-58	-49	-17
	rcp60	-98	-93	-88	-79	-64	-48	-45
	rcp85	-100	-100	-98	-94	-91	-84	-50
高雄	rcp26	-89	-80	-69	-51	-35	-24	4
	rcp45	-97	-93	-87	-78	-63	-54	-18
	rcp60	-98	-95	-90	-83	-71	-54	-50
	rcp85	-100	-100	-99	-96	-92	-88	-58
屏東	rcp26	-91	-83	-73	-52	-38	-28	0
	rcp45	-98	-96	-89	-80	-68	-59	-23
	rcp60	-99	-97	-92	-86	-74	-58	-46
	rcp85	-100	-100	-100	-97	-93	-89	-69
宜蘭	rcp26	-89	-80	-67	-54	-41	-31	5
	rcp45	-96	-92	-87	-79	-64	-55	-25
	rcp60	-99	-95	-90	-80	-73	-57	-53
	rcp85	-100	-100	-99	-95	-92	-87	-71
花蓮	rcp26	-91	-82	-73	-55	-40	-29	4
	rcp45	-97	-94	-90	-81	-68	-61	-28
	rcp60	-99	-95	-91	-84	-77	-60	-55
	rcp85	-100	-100	-99	-97	-93	-89	-72
臺東	rcp26	-93	-84	-77	-56	-39	-30	-1
	rcp45	-98	-96	-91	-82	-70	-62	-30
	rcp60	-99	-98	-93	-89	-79	-62	-47
	rcp85	-100	-100	-100	-98	-95	-90	-74
澎湖	rcp26	-93	-85	-79	-56	-40	-31	1
	rcp45	-98	-94	-92	-84	-69	-61	-23
	rcp60	-100	-99	-92	-83	-79	-66	-56
	rcp85	-100	-100	-100	-97	-95	-90	-60

❖ 臺灣縣市 16 個分區在不同未來情境的平均冷日持續指標變化

附表 10.14: 同附表 10.1，但為可能的可能的平均冷日持續指標（CSDI）。

區域	情境	世紀末 CSDI 百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大
北北基	rcp26	-100	-100	-95	-84	-69	-63	-26
	rcp45	-100	-100	-100	-98	-93	-86	-72
	rcp60	-100	-100	-100	-98	-95	-93	-91
	rcp85	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-84
桃園	rcp26	-100	-100	-95	-82	-68	-62	-28
	rcp45	-100	-100	-100	-98	-92	-86	-69
	rcp60	-100	-100	-100	-100	-95	-92	-90
	rcp85	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-79
新竹	rcp26	-100	-100	-96	-83	-68	-61	-33
	rcp45	-100	-100	-100	-98	-93	-85	-70
	rcp60	-100	-100	-100	-100	-96	-94	-93
	rcp85	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-79
苗栗	rcp26	-100	-100	-96	-83	-67	-58	-33
	rcp45	-100	-100	-100	-98	-93	-88	-74
	rcp60	-100	-100	-100	-100	-96	-94	-92
	rcp85	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-91
臺中	rcp26	-100	-100	-96	-84	-64	-55	-32
	rcp45	-100	-100	-100	-97	-92	-85	-74
	rcp60	-100	-100	-100	-100	-96	-94	-92
	rcp85	-100	-100	-100	-100	-100	-99	-92
彰化	rcp26	-100	-100	-97	-85	-65	-57	-32
	rcp45	-100	-100	-100	-96	-93	-87	-73
	rcp60	-100	-100	-100	-99	-95	-94	-92
	rcp85	-100	-100	-100	-100	-100	-96	-92
南投	rcp26	-100	-100	-96	-85	-65	-53	-40
	rcp45	-100	-100	-100	-99	-92	-85	-70
	rcp60	-100	-100	-100	-100	-97	-94	-92
	rcp85	-100	-100	-100	-100	-100	-99	-91
雲林	rcp26	-100	-100	-96	-83	-68	-60	-37
	rcp45	-100	-100	-100	-96	-92	-87	-59
	rcp60	-100	-100	-100	-97	-95	-93	-92
	rcp85	-100	-100	-100	-100	-100	-98	-94
嘉義	rcp26	-100	-100	-97	-84	-68	-59	-40
	rcp45	-100	-100	-100	-98	-92	-85	-63
	rcp60	-100	-100	-100	-98	-96	-94	-91
	rcp85	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-93
臺南	rcp26	-100	-100	-97	-83	-68	-60	-39
	rcp45	-100	-100	-100	-96	-89	-82	-62
	rcp60	-100	-100	-100	-97	-95	-92	-85
	rcp85	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-92
高雄	rcp26	-100	-100	-95	-83	-67	-55	-35
	rcp45	-100	-100	-100	-97	-90	-81	-57
	rcp60	-100	-100	-100	-97	-95	-91	-86
	rcp85	-100	-100	-100	-100	-100	-99	-91
屏東	rcp26	-100	-99	-95	-85	-73	-59	-38
	rcp45	-100	-100	-99	-96	-90	-80	-55
	rcp60	-100	-100	-99	-96	-94	-90	-79
	rcp85	-100	-100	-100	-100	-99	-97	-86
宜蘭	rcp26	-100	-100	-95	-84	-68	-58	-36
	rcp45	-100	-100	-100	-99	-93	-83	-73
	rcp60	-100	-100	-100	-100	-96	-94	-93
	rcp85	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-80
花蓮	rcp26	-100	-100	-94	-85	-63	-53	-42
	rcp45	-100	-100	-100	-98	-91	-83	-67
	rcp60	-100	-100	-100	-99	-97	-94	-92
	rcp85	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-88
臺東	rcp26	-100	-99	-94	-85	-68	-55	-36
	rcp45	-100	-100	-99	-96	-89	-81	-51
	rcp60	-100	-100	-98	-96	-93	-90	-78
	rcp85	-100	-100	-100	-100	-99	-96	-83
澎湖	rcp26	-100	-100	-100	-84	-71	-60	-28
	rcp45	-100	-100	-100	-97	-91	-87	-57
	rcp60	-100	-100	-100	-100	-96	-92	-90
	rcp85	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-95

❖ 臺灣縣市 16 個分區在不同未來情境的平均日夜溫差變化

附表 10.15: 同附表 10.1，但為可能的可能的平均日夜溫差（DTR）。

區域	情境	世紀末 DTR 變化量 (°C)						
		最小	10	25	50	75	90	最大
北北基	rcp26	0.03	0.10	0.14	0.22	0.29	0.40	0.58
	rcp45	-0.07	0.02	0.10	0.14	0.23	0.29	0.39
	rcp60	-0.48	-0.02	0.04	0.10	0.20	0.23	0.33
	rcp85	-0.28	-0.10	-0.03	0.05	0.11	0.18	0.30
桃園	rcp26	-0.01	0.07	0.10	0.20	0.25	0.37	0.50
	rcp45	-0.06	0.01	0.07	0.11	0.20	0.27	0.46
	rcp60	-0.41	-0.05	0.04	0.08	0.19	0.25	0.48
	rcp85	-0.22	-0.07	-0.03	0.05	0.10	0.19	0.49
新竹	rcp26	0.02	0.08	0.13	0.21	0.29	0.41	0.56
	rcp45	-0.08	0.02	0.09	0.14	0.21	0.30	0.50
	rcp60	-0.37	-0.03	0.05	0.10	0.20	0.28	0.54
	rcp85	-0.23	-0.07	-0.01	0.06	0.11	0.21	0.55
苗栗	rcp26	-0.03	0.04	0.08	0.16	0.21	0.34	0.50
	rcp45	-0.11	-0.01	0.06	0.10	0.16	0.26	0.55
	rcp60	-0.26	-0.04	0.03	0.08	0.17	0.25	0.59
	rcp85	-0.19	-0.10	0.00	0.06	0.10	0.20	0.63
臺中	rcp26	-0.02	0.04	0.08	0.13	0.22	0.35	0.50
	rcp45	-0.17	-0.01	0.05	0.09	0.17	0.25	0.48
	rcp60	-0.16	-0.04	0.02	0.08	0.17	0.26	0.53
	rcp85	-0.22	-0.10	0.00	0.06	0.11	0.24	0.57
彰化	rcp26	-0.07	-0.02	0.01	0.05	0.16	0.25	0.36
	rcp45	-0.12	-0.05	0.00	0.03	0.12	0.19	0.43
	rcp60	-0.12	-0.05	-0.03	0.03	0.14	0.19	0.46
	rcp85	-0.24	-0.09	-0.02	0.03	0.10	0.18	0.47
南投	rcp26	0.00	0.05	0.10	0.14	0.22	0.41	0.48
	rcp45	-0.19	-0.01	0.06	0.09	0.20	0.28	0.41
	rcp60	-0.07	-0.05	0.04	0.11	0.18	0.31	0.47
	rcp85	-0.23	-0.13	-0.01	0.07	0.12	0.30	0.58
雲林	rcp26	-0.07	-0.04	-0.02	0.02	0.12	0.22	0.31
	rcp45	-0.14	-0.07	-0.02	0.02	0.11	0.18	0.36
	rcp60	-0.08	-0.06	-0.03	0.04	0.16	0.22	0.41
	rcp85	-0.30	-0.11	-0.03	0.02	0.12	0.22	0.44
嘉義	rcp26	-0.01	0.02	0.05	0.09	0.18	0.31	0.36
	rcp45	-0.11	-0.03	0.03	0.06	0.16	0.24	0.33
	rcp60	-0.18	-0.07	0.03	0.08	0.16	0.30	0.40
	rcp85	-0.31	-0.11	-0.02	0.04	0.11	0.27	0.52
臺南	rcp26	-0.01	0.01	0.03	0.07	0.18	0.25	0.36
	rcp45	-0.30	-0.04	0.02	0.05	0.15	0.23	0.29
	rcp60	-0.30	-0.09	0.01	0.07	0.14	0.32	0.34
	rcp85	-0.36	-0.09	-0.04	0.03	0.09	0.27	0.59
高雄	rcp26	-0.03	0.00	0.02	0.07	0.16	0.25	0.31
	rcp45	-0.24	-0.04	0.01	0.04	0.13	0.20	0.28
	rcp60	-0.24	-0.09	0.01	0.07	0.15	0.28	0.33
	rcp85	-0.28	-0.10	-0.04	0.03	0.09	0.26	0.51
屏東	rcp26	0.01	0.03	0.06	0.10	0.16	0.26	0.31
	rcp45	-0.28	-0.03	0.03	0.07	0.13	0.19	0.27
	rcp60	-0.45	-0.10	0.02	0.09	0.13	0.20	0.23
	rcp85	-0.21	-0.09	-0.04	0.02	0.09	0.17	0.31
宜蘭	rcp26	0.08	0.11	0.17	0.24	0.31	0.45	0.61
	rcp45	-0.12	0.03	0.10	0.15	0.23	0.30	0.40
	rcp60	-0.25	-0.01	0.06	0.13	0.21	0.27	0.35
	rcp85	-0.29	-0.07	-0.01	0.07	0.14	0.21	0.32
花蓮	rcp26	0.04	0.08	0.14	0.19	0.29	0.49	0.56
	rcp45	-0.21	0.01	0.08	0.12	0.23	0.30	0.39
	rcp60	-0.07	-0.04	0.07	0.14	0.21	0.33	0.37
	rcp85	-0.27	-0.12	0.00	0.07	0.13	0.27	0.55
臺東	rcp26	0.01	0.06	0.11	0.15	0.23	0.41	0.49
	rcp45	-0.13	-0.02	0.05	0.09	0.18	0.27	0.36
	rcp60	-0.34	-0.07	0.04	0.12	0.20	0.30	0.35
	rcp85	-0.23	-0.10	-0.03	0.05	0.12	0.23	0.46
澎湖	rcp26	0.00	0.02	0.04	0.10	0.16	0.24	0.31
	rcp45	-0.05	-0.01	0.02	0.07	0.14	0.21	0.34
	rcp60	-0.32	-0.05	0.02	0.05	0.12	0.22	0.34
	rcp85	-0.31	-0.10	-0.04	0.03	0.10	0.21	0.31

名詞縮寫表

縮寫	全名	中譯
AABW	Antarctic Bottom Water	南極底層水
AAO	Antarctic Oscillation	南極振盪
ACE	Accumulated cyclone energy	累積氣旋能量指數
ACIA	Arctic Climate Impact Assessment	北極氣候衝擊評估報告
AERONET	Aerosol Robotic Network	氣膠自動觀測網
AMM	Tropical Atlantic Meridional Mode	熱帶大西洋經向模態
AMO	Atlantic Multidecadal Oscillation	大西洋多年代振盪
AMOC	Atlantic Meridional Overturning Circulation	大西洋經向翻轉環流
AO	Arctic Oscillation	北極振盪
AOGCM	Atmosphere-ocean general circulation models	大氣海洋環流模式
AONM	Atlantic Ocean Niño Mode	大西洋聖嬰模態
APHRODITE	Asia Precipitation Highly-Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of the Water Resources	
BCSD	Bias Correction and Spatial Disaggregation	誤差校正空間分解法
CCC	China coastal current	大陸沿岸水；中國沿岸流
CCSM	Community Climate System Model	社區氣候系統模式
CDD	Consecutive Dry Day	連續無雨日數
CDF	Cumulative Distribution Function	累積機率分佈
CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project Phase 5	第五期耦合模式比對計畫
CRU	Climate Research Unit	東安格利亞大學氣候研究單位
CSIRO	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation	聯邦科學暨工業研究組織
CWDI	Cold wave duration index	寒潮指標
DTR	Diurnal Temperature Range	溫度日較差
EAPMO	Eurasia-Pacific Multidecadal Oscillation	歐亞 - 北太平洋多年代振盪
ECMWF	The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts	歐洲中期天氣預報中心

縮寫	全名	中譯
EEMD	Ensemble Empirical Mode Decomposition	系集經驗模態分解
ENSO	El Niño Southern Oscillation	聖嬰-南方振盪
EOF	Empirical Orthogonal Function	經驗正交函數
ERF	effective radiative forcing	有效輻射強迫作用
ETCCDI	CCI/CLIVAR/JCOMM Expert Team on Climate Change Detection and Indices	
GHCN	Global Historic Climatology Network	
GIA	glacial isostatic adjustment	冰川均衡調整
GMSL	Global Mean Sea Level	全球平均海平面
GMST	global mean surface temperature	全球平均地面溫度
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre	全球降水氣候中心
GPI	Genesis Potential index	熱帶氣旋生成指數
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment	重力反演與氣候實驗 (衛星)
GSFC	NASA Goddard Space Flight Center	戈達德太空飛行中心
HadISST	Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature dataset	哈德里海冰與海表溫度資料
HadNMAT	Hadley Centre and National Oceanography Centre Night Marine Air Temperature data set	哈德里與國家海洋中心夜間海洋溫度資料
HWDI	Heat wave duration index	熱浪指標
ICOADS	International Comprehensive Ocean-Atmosphere Dataset	國際海洋大氣綜整資料
ICSU	International Council for Science	國際科學理事會
IGBP	International Geosphere-Biosphere Program	國際地圈生物圈計畫
IODM	Indian Ocean Dipole Mode	印度洋偶極模態
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change	政府間氣候變遷專門委員會
IPO	Interdecadal Pacific Oscillation	年代際太平洋振盪
ITCZ	Intertropical Convergence Zone	間熱帶輻合區
JTWC	Joint Typhoon Warning Center,	美國聯合颱風警報中心
KI	Kuroshio intrusion index	黑潮入侵指標

縮寫	全名	中譯
LGM	Last Glacial Maximum	末次冰盛期
LMEs	Large marine ecosystems	大洋生態系統
LMI	lifetime maximum intensity	生命期強度極大值
LOESS	Locally weighted scatterplot smoothing	局部加權回歸散點平滑法
MISR	Multi-angle Imaging SpectroRadiometer	多角度輻射成像光谱儀
MLOST	Merged Land–Ocean Surface Temperature Analysis	整合陸地-海洋表面溫度分析
MOC	Meridional Overturning Circulation	經向翻轉環流
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer	中尺度影像光譜儀
MSL	Mean Sea Level	平均海平面
NAM	Northern Annular Mode	北極振盪
NAO	North Atlantic Oscillation	北大西洋振盪
NASA	National Aeronautics and Space Administration	美國太空總署
NCAR	U.S. National Center for Atmospheric Research.	美國國家大氣研究中心
NCEP	National Center for Environmental Prediction	美國國家環境預報中心
NEC	North Equatorial Current	北赤道洋流
NECC	North Equatorial Countercurrent	北赤道反流
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration	美國國家海洋大氣總署
NPGO	North Pacific Gyre Oscillation	北太平洋環流振盪
NPO	North Pacific Oscillation	北太平洋振盪
PDO	Pacific Decadal Oscillation	太平洋年代際變化
PDSI	Palmer Drought Severity Index	帕爾默乾旱嚴重指數
PNA	Pacific-North American Pattern	太平洋 - 北美型態
ppm	part per million	百萬分之一
PSA	Pacific-South American Pattern	太平洋 - 南美型態
RCP	Representative Concentration Pathway	代表濃度途徑
RF	radiative forcing	輻射強迫作用
RSL	relative sea level	相對海平面

縮寫	全名	中譯
SAM	Southern Annular Mode	南極環狀模態
SDII	Simple Day Intensity Index	簡易逐日降水強度
SEATS	South East Asia Time-Series Study	東南亞時間序列研究
SLP	sea level pressure	海平面氣壓
SPEI	Standardised Precipitation Evapotranspiration Index	標準化降水蒸發散指數
SPI	Standardised Precipitation Index	標準化降水指數
SRES	IPCC Special Report on Emissions Scenarios	IPCC 排放情境特別報告
SREX	IPCC Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation	IPCC "促進氣候變遷調適之風險管理-針對極端事件及災害" 特別報告
SST	Sea Surface Temperature	海洋表面溫度
STCC	Subtropical Countercurrent	副熱帶反流
TCCIP	Taiwan Climate Change Projection and Information Platform	"臺灣氣候變遷推估與資訊平台" 計畫
TRI	Taiwan Rainfall Index	臺灣降雨指數
TWC	Taiwan Warm Current	臺灣暖流