

## 臺灣氣象乾旱特性未來趨勢推估

李昱祺<sup>1</sup> 王嘉琪<sup>1</sup> 翁叔平<sup>2</sup> 陳正達<sup>3</sup> 鄭兆尊<sup>4</sup>

<sup>1</sup>中國文化大學大氣科學系

<sup>2</sup>國立臺灣師範大學地理學系

<sup>3</sup>國立台灣師範大學地球科學系

<sup>4</sup>國家災害防救科技中心

(中華民國 107 年 11 月 21 日 收稿；中華民國 108 年 6 月 25 日定稿)

### 摘 要

臺灣地區的年總降雨量雖然豐沛，但由於降雨時空分布的不均，仍時常會發生乾旱事件。本研究使用以統計降尺度或動力降尺度兩種方法產製之共 26 組模式資料，在代表濃度路徑(Representative Concentration Pathways, RCP) 8.5 的暖化情境下，討論於 21 世紀三個時期(初、中、末)的乾旱特性變化趨勢。並將模式資料依照各模式之海溫空間分布分成三類(C1~C3)及整體平均(C0)，分別討論不同海溫群集對未來乾旱特性的影響。乾旱分析的方法採用標準化降雨指數(Standard Precipitation Index, SPI)進行乾旱事件的定義與乾旱特性的計算。未來台灣整體而言，短時間尺度的乾旱事件(SPI3)發生時的強度會增強，但其他乾旱特性易受海溫影響，C1 的乾旱特性變化趨勢與 C3 相反；長時間尺度的乾旱事件(SPI12)在世紀初期仍可看到不同海溫群集間有較大的差異，但在世紀中期及末期則呈現較為一致的變化，其乾旱發生頻率傾向於減少，且乾旱發生時的持續時間會縮短。C2 的乾旱特性則不論在長、短時間尺度的特性變化在模式間的變動都較大，顯示數值模式對 C2 海溫群集及其相關的天氣或氣候系統掌握能力較差。進一步將臺灣依行政區分為北、中、南、東四個區域分析，則顯示出臺灣乾旱特性的變化趨勢有區域上的差異，但整體來說，全台短時間尺度之乾旱發生頻率及乾旱強度都會增加，長時間尺度則不一定。台北及東部不管長短時間尺度的乾旱頻率、嚴重度及強度都增加；乾旱延時則在長時間尺度時受海溫分布影響較大。

**關鍵字：**乾旱特性、標準化降雨指標、未來推估

## 一、前言

乾旱為一種自然災害，指的是一段時期的降雨量與氣候平均狀態相比為異常偏少的情況。Wilhite and Glantz (1985) 將乾旱分為六種，其中較常見的為氣象乾旱、農業乾旱以及水文乾旱。氣象乾旱指的是一段時期的降雨量或降雨日異常偏少，農業乾旱則是由於雨量過少而造成土壤濕度異常偏低或是作物生長異常，水文乾旱則是因雨量過少致使河川流量、湖泊以及地下水等水文資源異常偏少的現象。乾旱有別於其他的自然災害，發展的過程緩慢、影響範圍廣且歷時長，加上其他天氣因素的影響(如高溫、風速大以及較低的相對濕度)、發生的時間點(如：稻作生長期)以及每一個地區都有其獨特的氣候特徵，使得乾旱事件的特性有時空上的差異。

雖然臺灣地區具有世界平均 2.5 倍的降雨量，屬於降雨相對豐沛的地區，但每人每年可用水量僅約為世界平均值的 1/5，且易發生乾旱，原因為：(1) 雨量在時間上的分布極為不均勻，約 80%集中於 5 月至 10 月的豐水期，且大部分為颱風所帶來的暴雨；(2) 地形陡峻，河川短而湍急，降雨大都直接奔流入海。臺灣北部、東部與中南部降雨的氣候特徵不同，若是在北部及東

部地區，不需太長時間的連續無雨日即可能算是氣候上少見的異常現象，但若是中南部，則需要相對較長時間的連續無雨日才算是氣候上少見的異常現象。Trenberth et al. (2003) 提出全球暖化使得大氣中水氣增加，對降水的影響為增加大雨的發生頻率。因為水氣增加造成較多潛熱釋放，進而激發對流，帶走更多水氣，減少了中小雨的發生，而增加了大雨的發生。Liu et al. (2009) 檢驗了溫度與極端降水的變化情況，顯示出當全球平均溫度升高 1K，前 10%的極端降水量會增加 95%。在臺灣地區也有相同的變化趨勢，林等(2014)發現，當溫度升高，極端小雨將會減少，進而造成連續 5 天以上的乾日日數增加。蔡等(2017)分析 1961-2015 年間氣象局 21 個地面觀測站顯示，當全球地表溫度約上升 1K，前 10%的強降雨在任一季節都是增加，而最後 10%的中、小雨則都是減少的，但臺灣的降雨變化與強降雨較有關係，因此夏季平均總降雨約增加 12%，同時乾濕季的差異也會從 2.6 倍擴展至 4 倍之多。

目前世界各地已發展出許多不同複雜程度的乾旱指標，簡單的指標如：計算降雨的比例或十分位數，或計算

較為繁複的 Palmer Drought Severity Index(PDSI; Palmer, 1965)等。McKee et al. (1993)發展的標準化降雨指數(Standard Precipitation Index, SPI)，由於只需使用降雨做為計算的變數，被廣泛地運用於世界各地的乾旱分析。過去十年內，更有新的指標如聯合短缺指數(Joint Deficit Index, JDI; Kao and Govindaraju, 2010)及標準化降雨蒸發指數(Standard Precipitation Evapotranspiration Index, SPEI; Vincente-Serrano et al., 2010; Weng, 2016)等，是為了克服 SPI 部分缺點而發展出。翁與楊(2013a, b)比較了 SPI 與 SPEI 在相同時間尺度下的差異，認為納入溫度因子的 SPEI 較 SPI 能呈現更為接近真實的乾旱特性，但洪與施(2017)則發現由於暖化的關係，臺灣夏季的溫度偏高，致使 SPEI 算出的乾旱季節幾乎都發生於降雨集中的夏季，因此 SPEI 在臺灣的適用性可能還需要更進一步的探討。經過多方比較與考量，本研究將使用 SPI 進行分析。

在全球氣候變遷的大環境下，為了了解未來氣候上可能發生的變化，在聯合國政府間氣候變化專門委員會(Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC)的規劃下，執行了 Coupled Model Inter-comparison Project Phase 5 (CMIP5; Taylor et al. 2012)，

CMIP5 收集了 34 組世界各大氣候研究中心提供的氣候模擬與推估結果，其情境設定以代表濃度路徑(Representative Concentration Pathways, RCP)區分，包含 2.6、4.5、6.0 以及 8.5，其數字表示每單位面積的輻射驅力(單位： $W/m^2$ ) 在 2100 年與 1750 年之間增加的量，其中 RCP8.5 為最嚴重的推估情境且在第 4 次美國國家氣候評估報告(The Fourth United States National Climate Assessment; Hayhoe et al., 2018)中也顯示出目前大氣中二氧化碳濃度與 RCP8.5 情境下所推估的濃度最為相似。CMIP5 模式的空間解析度約  $2^\circ$ (各模式略有不同)，不足以解析台灣地區的降雨空間分布。另外，日本氣象廳(Japan Meteorological Agency, JMA)氣象研究所(Meteorological Research Institute, MRI)發展的高解析度大氣環流模式(MRI-AGCM; Mizuta et al., 2012)則具有 20km 的空間解析度，但即使是如此高的空間解析度，對於臺灣地區的分析來說仍然不足，因此臺灣氣候變遷推估與資訊平台計畫(Taiwan Climate Change Projection and Information Platform, TCCIP)使用統計降尺度及動力降尺度方法，將氣候模擬的空間解析度提高到本島 5 公里 $\times$ 5 公里，藉以針對臺灣地區進行未來氣候變遷的推估。

本研究採用 TCCIP 計畫產製之降尺度資料，利用 SPI 進行台灣地區乾旱特性分析及未來推估。首先比較基期(資料細節將在下一節說明)的模式模擬與觀測資料之間的差異，再採用 SPI 指數分析氣候模式在 RCP8.5 情境下未來推估的乾旱特性之變化趨勢。由於各地區域氣候特性的差異，將臺灣以全臺範圍以及分區(北、中、南、及東部)分別比較，並以 95%信賴等級的 Student-T 檢定進行統計檢定，計算全臺或各分區範圍內，長、短時間尺度之乾旱特性相對於基期的顯著變化趨勢。本文的章節規劃如下：第二章介紹使用的資料及分析方法，第三章為結果，首先使用觀測資料對模式資料進行評估，接著使用統計降尺度資料，以全臺範圍計算長、短時間尺度乾旱特性的變化趨勢，最後以動力降尺度資料進行全臺分區範圍討論乾旱特性在區域上的差異，第四章為討論，最後為結論與建議。

## 二、資料與方法

### (一) 研究資料

本研究使用的資料包含觀測資料及模式資料，觀測資料為 TCCIP 計畫所產製的平均網格化降雨資料，空間解析度為 5 公里，時間解析度包含日平均及月平均，期間為自 1960 至 2012

年間，共 53 年，本研究分別採用與兩種模式資料相同時期的月平均降雨觀測資料做分析比較。

兩種模式資料分別為經過統計降尺度的 22 組 CMIP5 模式資料以及經過中尺度天氣預報模式進行動力降尺度的 4 組模式資料。利用 CMIP5 模式產製的統計降尺度資料以插值法 (Interpolation) 以及偏差修正法 (Bias Correction) 將原始空間解析度降尺度至 5 公里的日平均降雨資料(TCCIP 第三期第一年成果報告，2018)，共有 34 組模式，情境包含 RCP2.6、4.5、6.0 以及 8.5，基期為 1960 年至 2005 年，未來推估為 2006 年至 2100 年。Mizuta et al.(2014)將 28 組 CMIP5 模式在 RCP8.5 情境之世紀末(2075 年至 2099 年)相對於歷史氣候的海溫距平值平均，計算出總體平均(Ensemble; Cluster0, C0)，如圖 2.1 所示，C0 的分布呈現出全球海溫整體增加的趨勢，並且在東赤道太平洋、北太平洋 30°-60°的區域以及北極海有明顯增溫的情形。Mizuta et al.(2014) 接著將 28 組海溫距平值分類成 3 組海溫群集(Cluster1, C1; Cluster2, C2; Cluster3, C3; 圖 2.1)，其中 C1 相對於 C0，北半球海溫增溫的幅度較小，南半球海溫增溫的幅度較大；C2 相對於 C0 則顯示出中太平洋赤道區域增溫的幅度較大；C3 相對於 C0 則顯示

出西北太平洋及大西洋赤道區域增溫的幅度較大，但在北極海以及環南極流的區域增溫的幅度則較小。此 28 組 CMIP5 模式與本研究使用的 34 組 CMIP5 模式中，共有 22 組重疊，因此採用此 22 組 CMIP5 模式進行討論，群集的分類如表 2.1。區分不同海溫群集的目的為，想要了解不同海溫的分布對於台灣乾旱特性變化的影響是否有異同處。其中為配合顯著性檢測，基期採用 1976 年至 2005 年，共 30 年，未來推估則採用 RCP8.5 的情境並區分為三個時期，分別為 2006 年至 2035 年 (Early Century, EC)、2036 年至 2065 年 (Middle Century, MC) 以及 2066 年至 2095 年 (Late Century, LC)，同樣為 30 年的區間。區分成三個時期的目的則是想了解在未來 3 個不同時期間，臺灣的乾旱特性是否有隨時代的變化，進而對未來水資源管理政策上的擬定有所幫助。

動力降尺度模式資料採用日本氣象廳的 MRI-AGCM (Mizuta et al., 2012) 所模擬的氣候推估結果作為動力降尺度的大氣初始場及邊界條件。海溫初始場則使用上述 3 組 CMIP5 模式的海溫群集以及 3 組海溫群集的總體平均進行未來推估，因此共有 4 個系集成員，而執行動力降尺度的區域模式則是採用美國大氣研究中心 (National

Center for Atmospheric Research, NCAR) 發展的天氣研究與預報模式系統 (Weather Research and Forecasting modeling system, WRF)，藉此將空間解析度降尺度至 5 公里 (TCCIP 第三期第一年成果報告，2018)。WRF-MRI 的模擬時段包含基期 1979 年至 2003 年以及世紀末 2075 年至 2099 年，世紀末未來推估的情境為 RCP8.5，本研究不使用模式輸出的第一年資料，因此基期為 1980 年至 2003 年，世紀末為 2076 年至 2099 年，皆為 24 年的時間。

在模式資料的評估上，參考 Venkataraman et al. (2016) 評估 CMIP5 模式表現的方法以及 Hirota et al. (2011) 所使用的 Skill Score 公式，使用平均絕對誤差值 (Mean Absolute Error, MAE，式 2.1)、標準化標準差 (Normalized Standard Deviation, NSD，式 2.2) 以及 Skill Score (式 2.3) 三種方法進行 WRF-MRI 以及 CMIP5 模式的評估。MAE 代表模式的誤差，

$$MAE = \left| \sum_{i=1}^n m_i - \sum_{i=1}^n o_i \right| \quad \text{式 2.1}$$

其中  $n=366$  天， $m_i$  以及  $o_i$  則分別為模式預測值及觀測值，此處呈現的是模式與觀測資料間氣候平均的日降雨量加總後的年總降雨量之差異。NSD 是模式資料標準差 ( $SD_{model}$ ) 與觀測資料

標準差( $SD_{obs}$ )的比值，

$$NSD = \frac{SD_{model}}{SD_{obs}} = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (m_i - \bar{m})^2}{n}}}{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (o_i - \bar{o})^2}{n}}}, \quad \text{式 2.2}$$

當  $NSD=1$  表示模式完美地模擬出實際的變化性；當  $NSD$  大於 1 或是小於 1 則表示模式高估或是低估了實際的變化性。 $MAE$  與  $NSD$  的計算皆使用氣候平均的日平均降雨量，以移除模式內部變異，並分別計算每一個網格的數值，最後呈現的數值則是臺灣本島的區域平均。 $Skill Score$  的公式如式 2.3 所示，

$$S \equiv \frac{(1 + R)^4}{4(SDR + \frac{1}{SDR})^2} \quad \text{式 2.3}$$

其中  $R$  為模式與觀測長期平均月降雨資料間的相關係數， $SDR$  為模式與觀測各月份長期平均月降雨的空間標準差比值。 $Skill Score$  的數值介於 0 跟 1 之間，當  $Skill Score$  的數值越接近 1 則表示模式的表現越佳。

## (二) 研究方法

本研究使用標準化降雨指數( $SPI$ ; McKee et al., 1993)定義乾旱的特性，採用 3 個月以及 12 個月的累積降雨分別作為短時間尺度以及長時間尺度的乾旱特性分析。在短時間尺度，3 個月累

積雨量的  $SPI$ (之後皆簡稱為  $SPI3$ )，呈現的是與中、短期土壤濕度有相關的氣象以及農業乾旱的特性；在長時間尺度，12 個月累積雨量的  $SPI$ (之後皆簡稱為  $SPI12$ )，則呈現的是與河川流量、水庫蓄水量以及地下水相關的水文乾旱的特性。由於臺灣的降雨特性，使得多數研究使用標準化降雨指數分析臺灣的乾旱時選擇使用  $SPI3$  而較少見長時間尺度乾旱的分析。本研究使用  $SPI3$  及  $SPI12$ ， $SPI3$  的結果主要呈現的是較為常見，影響範圍小且影響時間較短(如: 3 個月)的乾旱之特性分析；而  $SPI12$  的結果則主要呈現的是較為極端，影響範圍大且影響時間較長(如: 1 年以上)的乾旱之特性分析，其中  $SPI12$  的適用性將於第三章中討論。Hayes et al. (1999) 指出  $SPI$  的三個優點：(1) 僅需輸入降雨量，計算相對簡單，(2) 可調整時間尺度，使其可以應用於氣象、農業以及水文乾旱的分析，以及 (3) 標準化確保極端事件的發生頻率在任何地區、時間都是一致的。缺點則是由於降雨是唯一的輸入變數，因此僅能量化降雨的多寡，且數值會基於不同的輸入值以及資料時間的長度而有所變化。Guttman (1994) 曾提到，在使用  $SPI$  分析時，至少需要 20 至 30 年的月平均降雨資料，能有 50 至 60 年的資料則更佳。

SPI 的計算方式為將各個網格中自定義之時間尺度的累積降雨量(其中 3 個月為由前 2 個月累積至當月的累積降雨, 12 個月則為前 11 個月累積至當月)擬合 Gamma 分布曲線後獲得 Gamma 分布曲線的參數 $\alpha$  (形狀參數)、 $\beta$  (比例參數), 接著將其代入計算 Gamma 累積機率分布函數, 最後將 Gamma 累積機率分布函數逆轉換成常態累積機率分布函數, 即可獲得 SPI, 簡而言之, SPI3 為各個地點前 2 個月累積至當月的降雨相對於自身歷史氣候降雨標準化後之結果, SPI12 則為各個地點前 11 個月累積至當月的降雨相對於自身歷史氣候降雨標準化後之結果, 詳細的計算方法可參考 Edwards and Mckee (1997)。因為 SPI 本身並無納入溫度因子, 為了應用於氣候變遷的分析, 在計算未來推估的 SPI 時, 將基期的參數代入計算。並採用 95%信賴等級的 Student-T 檢驗來檢測未來變化趨勢的顯著性。Gamma 機率密度函數 $F(x)$ 如下式所示。

$$F(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\beta},$$

其中  $x$  為任一時間尺度的累積降雨量,  $\Gamma(\alpha)$  為 Gamma 函數。

由 SPI 定義乾旱事件的方式為: 當 SPI 為連續負值且有至少一次小於 -1(含)以上即定義為一次乾旱事件。定

義出乾旱事件後, 接著再由四種乾旱特性(Drought Characteristics)分析世紀末乾旱特性的變化情形。四種乾旱特性的定義如式 2.5~式 2.8 所示。分別是乾旱發生頻率(Drought Frequency, DF)、乾旱延時(Drought Duration, DD)、乾旱嚴重度(Drought Severity, DS)以及乾旱強度(Drought Intensity, DI)。乾旱特性 DF 為總年份中所有乾旱事件的次數, DD 表示每次乾旱事件持續的時間, DS 為加總某次乾旱事件的|SPI|, 此特性無法區別長延時但|SPI|值偏小與短延時但|SPI|值偏大這兩種乾旱, 因此再將嚴重度除以延時, 用以表示乾旱強度 DI。

接著再計算總年份  $N$  年間所有乾旱事件的乾旱總延時(total Drought Duration, tDD)、乾旱總嚴重度(total Drought Severity, tDS), 以及乾旱平均強度(mean Drought Intensity, mDI), 定義如式 2.9~式 2.11 所示。

$$DF = N_E/N, \quad \text{式 2.5}$$

其中 $N_E$  為乾旱事件次數,  $N$

$$DD_i = n_i, \quad \text{式 2.6}$$

$n_i$  為第  $i$  次乾旱事件的延時 式 2.4

$$DS_i = \sum_{k=1}^{n_i} |SPI_k| \quad \text{式 2.7}$$

$$DI_i = \frac{DS_i}{DD_i} \quad \text{式 2.8}$$

$$tDD = \sum_{i=1}^{N_E} DD_i \quad \text{式 2.9}$$

$$tDS = \sum_{i=1}^{N_E} DS_i \quad \text{式 2.10}$$

$$mDI = \frac{\sum_{i=1}^{N_E} (DI_i)}{N_E} \quad \text{式 2.11}$$

分別計算完未來推估與基期氣候的乾旱特性後，以未來推估相對於基期氣候的特性變化，可以計算出各個模式 SPI3 以及 SPI12 乾旱特性的變化趨勢，分別為顯著增加、顯著減少或變化不顯著。以 WRF-MRI-C0 SPI3 的乾旱事件發生頻率(DI)為例，圖 2.2 為 WRF-MRI-C0 SPI3 世紀末乾旱事件發生頻率相對於基期的變化分布圖，黑點為通過 95%顯著性檢測的位置，紅色表示未來推估的乾旱事件發生頻率相對於基期為增加，藍色則為減少。由於防災應變時多為根據行政區進行應變，因此分區研究依照行政區區分北、中、南、東四個區域，並先計算各區域

通過顯著性檢測的面積比例，如表 2.2 各個區域 SP (Significance Proportion) 欄所示，接著再進一步計算各區域通過顯著性檢測的面積中，變化為增加(+)或減少(-)的面積比例較大者，如表 2.2 各個區域 +/- 欄，最後將上述兩個數值相乘，即獲得表 2.2 各個區域的最後一個欄位數值，其數值表示此乾旱特性在各區域世紀末的變化趨勢為顯著增加( $\geq 20\%$ )、顯著減少( $\leq -20\%$ )或不顯著( $\leq 20\%$  or  $\geq -20\%$ )，其中顯著變化的門檻訂定為主觀決定，經測試後發現提高到 30%時乾旱特性變化趨勢仍維持不變，表示分析結果在定性上不受門檻選擇影響，但應用在 CMIP5 時，通過統計檢定的模式數量降低，因此調降為以 20%作為門檻，最後結果的呈現則是以如圖 2.3 的長條圖所示，顯示出 WRF-MRI-C0 SPI3 的乾旱事件發生頻率在北、中、南、東四個區域都是顯著增加的趨勢。



表 2.1 22 組 CMIP5 模式區分成三種海溫群集。

<b>Model</b>	<b>Category</b>
CCSM4	C1
IPSL-CM5A-LR	
IPSL-CM5A-MR	
CNRM-CM5	
FGOALS-g2	
bcc-csm1-1	C2
bcc-csm1-1m	
CESM1-CAM5	
CSIRO-Mk3-6-0	
HadGEM2-AO	
HadGEM2_ES	
MIROC-ESM	
MIROC-ESM-CHEM	
MRI-CGCM3	
CanESM2	
MPI-ESM-LR	
MPI-ESM-MR	C3
GFDL-ESM2G	
MIROC5	
NorESM1-M	
GFDL-CM3	
GFDL-ESM2M	

表 2.2 WRF-MRI-C0 世紀末 SPI3 乾旱事件發生頻率變化趨勢。  
 其中 SP 為通過顯著性檢測的位置占各區域的面積比例，+/-則為顯著變化為增加/減少的位置占 SP 的面積比例(僅呈現面積較大者的數值)，最後一欄則是以以前兩個數值相乘後所獲得代表此乾旱特性在各區域未來推估顯著變化的趨勢為增加( $\geq 20\%$ )、減少( $\leq -20\%$ )或不顯著( $\leq 20\%$  or  $\geq -20\%$ )。

WRF-MRI-C0 SPI3				
<b>DF</b>	北部	<b>SP</b>	46%	33%
		+/-	71.54%	
	中部	<b>SP</b>	66%	63%
		+/-	96.37%	
	南部	<b>SP</b>	62%	49%
		+/-	79.64%	
	東部	<b>SP</b>	58%	53%
		+/-	92.31%	

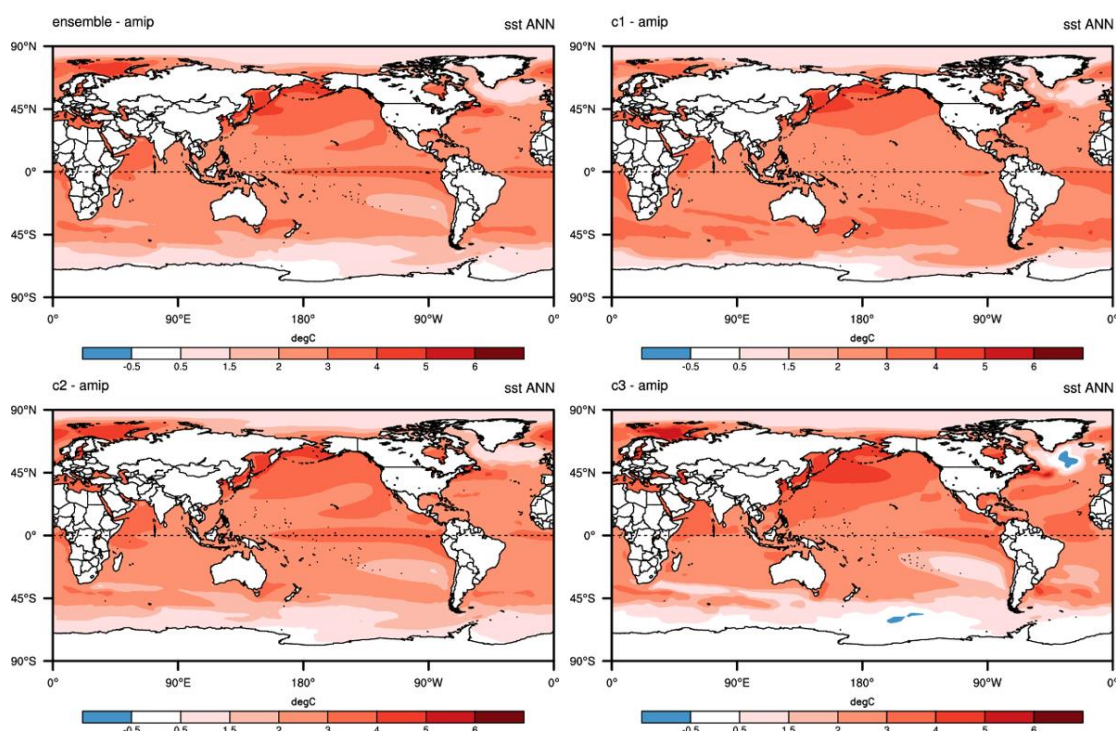


圖 2.1 CMIP5 之 3 組海溫群集(Cluster1, C1; Cluster2, C2; Cluster3, C3) 及整體平均 C0 相對於歷史氣候之海表面溫度距平。單位為°C。

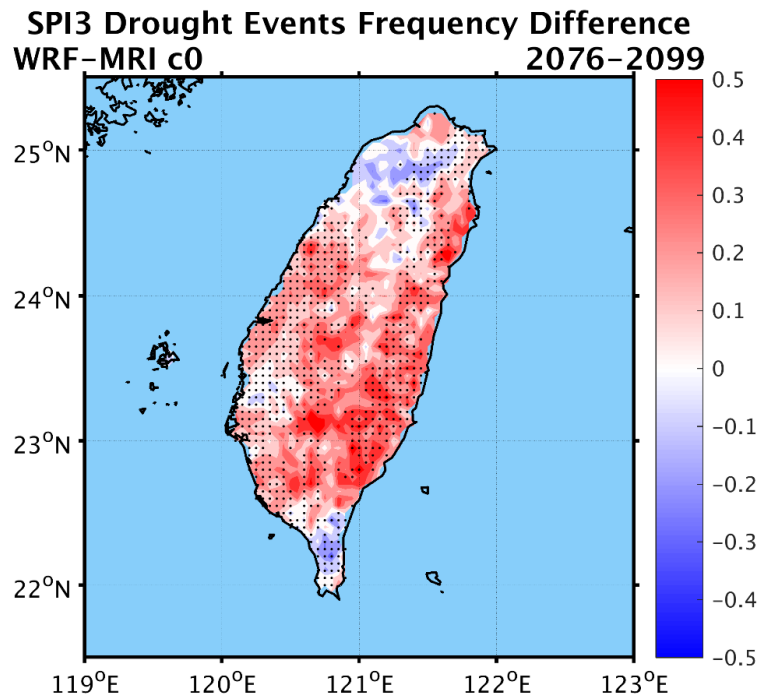


圖 2.2 WRF-MRI-C0 世紀末 SPI3 乾旱事件發生頻率變化分布圖。  
黑點為通過 95%信賴等級顯著性檢測的位置點，紅色表示世紀末時為增加，藍色為減少。

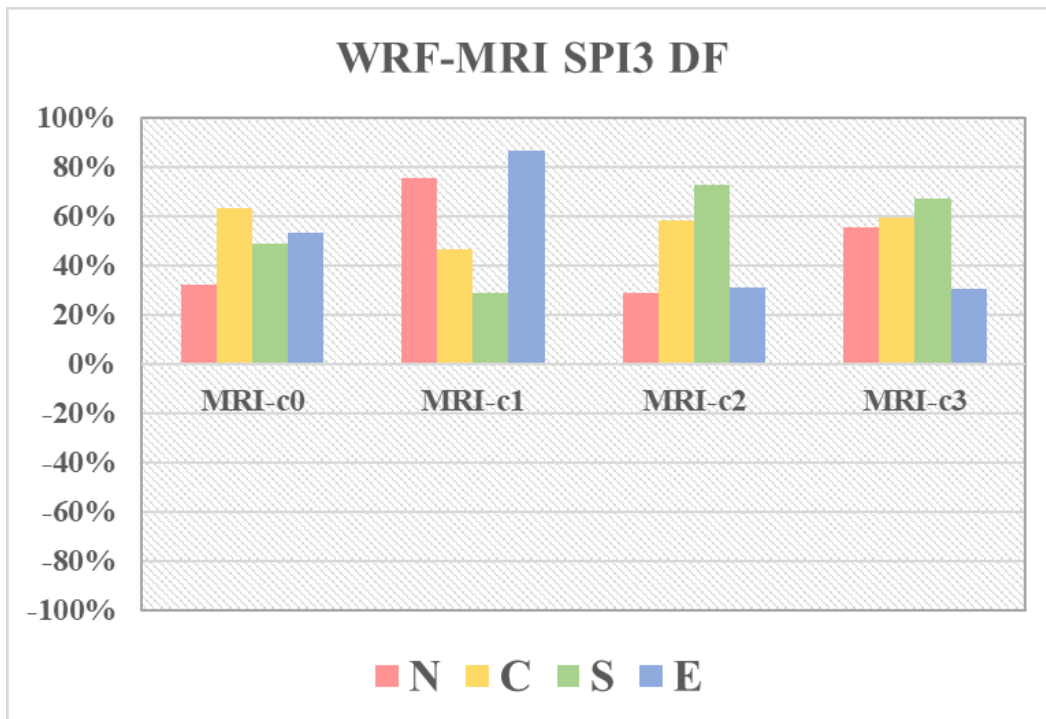


圖 2.3 WRF-MRI 世紀末 SPI3 乾旱事件發生頻率顯著變化趨勢圖。  
橫軸依序為 C0、C1、C2 及 C3，縱軸為此乾旱特性在各區域未來推估顯著變化的趨勢為增加( $\geq 20\%$ )、減少( $\leq -20\%$ )或不顯著( $\leq 20\%$  or  $\geq -20\%$ )，長條圖的顏色則表示不同區域，紅色為北部、黃色為中部、綠色為南部、藍色為東部。

### 三、 結果

首先，第(一)節比較經過降尺度的 WRF-MRI 及 CMIP5 模擬的降雨量與觀測資料的差異，藉以初步評估模式對年總降雨量的表現。第(二)節評估 SPI12 在臺灣地區的適用性。第(三)節討論統計降尺度及動力降尺度乾旱特性分析結果的異同處，第(四)及(五)節則分別對 CMIP5 統計降尺度及 WRF-MRI 動力降尺度資料進行 3 個月以及 12 個月的乾旱特性分析，將模式資料未來推估的乾旱特性與基期相比，以進一步了解臺灣地區在短時間尺度以及長時間尺度的乾旱事件特性未來可能的變化趨勢。經動力降尺度的 WRF-MRI 原始模式(MRI-AGCM)的解析度即比較高，可以呈現出臺灣地區細節上的差異，因此會以分區的方式呈現；相較之下，CMIP5 模式的原始解析度都比較低，即使經過統計降尺度，仍無法顯示出臺灣地區細節上的差異，因此以全台的方式呈現。

#### (一) 模式降雨年循環的時空評估

表 3.1 呈現的是模式降雨資料與觀測資料的評估結果，其中 CMIP5 各模式所模擬的年平均總降雨量與觀測資料的 MAE 大部分介於 50 至 160 間，NSD 則介於 0.5 至 1.0 間，Skill Score

則介於 0.8 至 0.9 間。Venkataraman et al. (2016) 使用 1950 年至 1999 年間的觀測與 CMIP5 模式年總降雨量去評估美國德州十個位置點的 MAE 則介於 170 至 270 間，但當地的年平均總降雨量最小的地方小於 200 毫米，而最大的地方介於 1251 至 1500 毫米間，平均約 750 毫米，NSD 則介於 0.6 至 1.2 間，顯示 CMIP5 降尺度資料對台灣降雨的表現具有不錯的掌握能力。WRF-MRI 模式的 MAE 大上許多，且 NSD 也高估許多，Skill Score 的數值則約 0.4。這是因為在計算年總降雨量時，使用的是日平均的資料，而 WRF 模式所模擬的降雨，傾向於高估大雨的雨量(簡等 2006)，因此擴大了一些極端數值的訊號，同時因為 CMIP5 的資料在降尺度過程中已經做過 Bias-Correction，整體表現明顯較 WRF-MRI 好。

雖然 WRF-MRI 模式的誤差值偏大，且在降雨量絕對值上有高估的情形，但是由 Skill Score 評估後的數值為 0.4025，表示其整體降雨的時空分布仍有其可信度，再加上後續的分析都經過標準化處理，因此絕對值上的高估並不會對結果造成影響。

#### (二) SPI12 適用性評估

過去多篇論文曾提到(如宋(2003)及呂(2006))，由於台灣的降雨較極端，

計算超過 6 個月時間尺度的 SPI 並沒有意義，但此觀點皆缺乏直接證據，因此本節以 2001-2003 的乾旱個案，初步探討 SPI12 在台灣的適用性。圖 3.1 呈現的是分別以臺灣北部區域(上)以及臺灣本島區域(下)做區域平均的 SPI3(左)以及 SPI12(右)。其中藍色表示為偏濕的時期，紅色則表示為偏乾的時期，綠色線標示出 2001 年 11 月的時間點。根據經濟部水利署水利緊急應變經驗學習中心公告之 2002 年北部地區乾旱事件說明<sup>1</sup>，發現 2001 年 11 月時北部地區降雨量偏少，約僅歷年同時期平均值之 33%。緊接著發生 2003 年的旱災事件<sup>2</sup>，2003 年為少雨的年份，雨量約少於氣候平均值 31.5%。圖 3.1 不論哪一個區域平均及時間尺度都可以發現自 2001 年年底直至 2003 年年底都為偏乾的時期，可以得知兩次乾旱事件實為一次延時非常長(將近兩年)的乾旱事件。由臺灣北部區域及臺灣區域平均都可以發現 SPI12 監測到降雨開始偏少的時間點較 SPI3 更為接近水利署所公告的時間。雖然本文僅舉出一次個案，但是 SPI12 比 SPI3 更能掌握長時間尺度乾旱的能力並不是偶然的接近，由於氣象乾旱發生的主要原因為缺乏降水，若發生的是短

時間尺度的降水，也許還可以透過適當的水資源調度度過乾旱或減緩旱情，因此發佈公告的時間不一定會與 SPI3 最低值同時。但長期缺乏降雨會耗盡所有可用水資源(河川流量、水庫蓄水量、地下水等)，讓乾旱類型由氣象乾旱加劇為水文乾旱，則比較難透過人為調度減緩用水壓力，也因此水利署會在 SPI12 達到最低點時發布乾旱訊息是合理的結果。臺灣未來仍有可能會出現較長時間尺度的乾旱，因此 SPI12 仍具有分析的價值。SPI12 在臺灣的適用性當然需要更加詳細的分析，例如與時間尺度較長的水資源資料(水庫等)比對等等，但是這部分超過本研究的範疇，留待未來工作再進行這方面的分析。

### (三) 統計降尺度模式與動力降尺度模式的比較

本節將會討論分別由 CMIP5 統計降尺度模式以及 WRF-MRI 動力降尺度模式所計算之 SPI3 及 SPI12 乾旱特性的變化趨勢分布及其異同處(由於圖片較多置於附錄中)。由乾旱特性之分布圖(圖 S1~S6)可以發現，短時間尺度時(SPI3)，C1 及 C2 海溫群集之乾旱特性在 CMIP5 及 WRF-MRI 有相似的

<sup>1</sup> 民國 91 年北部地區乾旱事件  
[http://wra.caece.net/llc/source/91\\_north.html](http://wra.caece.net/llc/source/91_north.html)

<sup>2</sup> 民國 92 年乾旱  
[http://wra.caece.net/llc/source/92\\_dry.html](http://wra.caece.net/llc/source/92_dry.html)

變化趨勢分布；C3 海溫群集之部分乾旱特性在 CMIP5 及 WRF-MRI 的變化趨勢分布間差異較大，但乾旱發生時的強度則有一致的變化趨勢分布，表示在 C3 海溫群集下，模式對乾旱特性的模擬不確定性較高。而長時間尺度時(SPI12)，C1、C2 及 C3 海溫群集的乾旱特性在 CMIP5 及 WRF-MRI 的變化趨勢則有較大差異，尤其在乾旱總嚴重度及乾旱總延時的比較上，在 CMIP5 模式中無法顯現區域差異；平均乾旱強度上則在 C2 及 C3 海溫群集中皆呈現兩種模式相反的趨勢，目前數值模式對地球系統中的低頻振盪模擬能力有限，也間接影響到長時間尺度乾旱特性的掌握能力。由於 CMIP5 在各個海溫群集內的模式間之模擬差異除了海溫分布略有不同外，也有來自物理參數化的差異，部分物理參數化的不確定性仍然很高，例如：雲與降雨，因此各個海溫群集的總體平均可能突顯出的是群集內的模式差異。整體而言，CMIP5 模式與 WRF-MRI 模式的分析結果在 C1 海溫群集中大致相似，C2、C3 兩類則僅在短時間尺度相似。

#### (四) CMIP5 乾旱特性變化趨勢

本節將先以全台(本島)作為統計範圍，計算 CMIP5 模式在未來三個時

期(EC、MC、LC) SPI3 (代表短時間尺度) 及 SPI12 (代表長時間尺度) 之乾旱特性相較於基期的數值變化。在統計範圍內，每一個網格的乾旱特性變化可能為顯著增強、顯著減弱或變化不顯著三種。僅考慮變化顯著的網格面積(即通過 95%信賴等級的檢定)，並以面積比例較高者代表世紀末的乾旱特性變化趨勢。當乾旱特性顯著增加或減少的面積比例介於(不含) $\pm 20\%$ 間，則判定為變化不顯著。

將 22 個 CMIP5 模式依照海溫分布區分為 C1(5 個)、C2(12 個)以及 C3(5 個)三組不同群集，分析三組群集在 RCP8.5 情境下未來三個時期相對於基期的變化趨勢，結果如圖 3.2、圖 3.3 所示，其中長條圖中所標示的白色數字為模式數量，紅色表示臺灣本島有較大區域的乾旱特性為顯著增加的模式數量，藍色則表示有較大區域的乾旱特性為顯著減少的模式數量，而灰色則表示為不顯著的模式數量，各時期以模式數量較多的顯著變化作為各乾旱特性的大趨勢。

C1 群集顯示出未來短時間尺度的乾旱事件發生頻率會增加，且發生時嚴重的程度增加、持續的時間增長，同時整體強度也是增強的；長時間尺度的乾旱事件發生頻率減少，發生時嚴重的程度減小、持續的時間縮短，整體

的強度在 EC 及 MC 時為增加，LC 時無明顯趨勢(增加/減少的模式數量相同)。

C2 群集在未來短時間尺度的乾旱事件發生頻率為由 EC-MC-LC 的變化為增加-減少-減少，發生時嚴重的程度為增加-減少-增加、持續的時間為增加-減少-減少，而整體強度為增強；長時間尺度的乾旱事件發生頻率在 EC-MC-LC 三個時期分別為增加-減少-無明顯趨勢，發生時的嚴重程度及持續的時間為增加-減少-減少，發生時的強度則為增加-減少-無明顯變化。

C3 群集在未來短時間尺度的乾旱事件發生頻率為減少，且發生時嚴重的程度減少、持續的時間縮短，但發生時整體的強度為增加；長時間尺度的乾旱事件的發生頻率在 EC-MC-LC 三個時期分別為無明顯變化-減少-減少，發生時嚴重的程度減小、且持續的時間縮短，整體的強度也為減小。

分析結果顯示，C1 與 C3 海溫分布對於台灣地區乾旱特性的影響在同一群集內較為一致，且短時間尺度之乾旱發生頻率、發生時的乾旱嚴重度及持續時間，在此兩種海溫群集中顯示出相反的趨勢，顯示海溫分布對短期降水系統的影響具有一定的重要性；長時間尺度乾旱事件的特性則較不受海溫分布差異的影響，不論在 C1 還是

C3 的海溫分布下，長時間尺度乾旱事件的發生頻率皆為減小、發生時嚴重的程度減小且持續的時間為縮短。而在 C2 海溫分布下，則不論長、短時間尺度乾旱事件的特性，模式間較無似 C1 以及 C3 那般一致的趨勢，顯示出 C2 的海溫分布對於台灣地區乾旱特性的影響更為複雜。

### (五) WRF-MRI 乾旱特性變化趨勢

本節呈現的是將 WRF-MRI 進一步依照行政區分為北、中、南、東四個區域進行變化趨勢分析，其中北部區域包含基隆市、臺北市、新北市、桃園市、新竹市、新竹縣以及苗栗縣，中部區域包含臺中市、彰化縣、南投縣、雲林縣、嘉義市、嘉義縣，南部區域包含臺南市、高雄市及屏東縣，東部區域包含宜蘭縣、花蓮縣及臺東縣。圖 3.4 顯示出臺灣的乾旱特性變化趨勢有區域上的差異存在，世紀末北、東部不論長、短時間尺度乾旱事件的發生頻率都是增加的趨勢(除北部長時間尺度在 C2 海溫群集為降低的趨勢)，同時伴隨著嚴重程度及強度的增加。乾旱持續的時間在 C1 皆為增長，長時間尺度之 C0 與 C2 為北部縮短、東部增長，C3 為北部增長、東部縮短，顯示北、東地區的乾旱延時在長時間尺度對海溫分布

比較敏感，短時間尺度的變化則較為一致；中、南部則是短時間尺度乾旱事件的發生頻率增加，同時伴隨著嚴重程度及強度的增加，但持續的時間在 C0、C2 及 C3 皆為縮短，長時間尺度乾旱事件的發生頻率則為減少，且發生時持續的時間也縮短，但強度卻會增強。這種區域上的差異並不只存在於模式的推估，臺灣氣候變遷調適科技整合研究計畫(Taiwan Integrated Research Program on Climate Change Adaptation Technology, TaiCCAT)的第 11 期電子報(2015)提到，由 1960 年至

2012 年的觀測資料同樣以 SPI3 指數來分析臺灣乾旱特性的變化趨勢，顯示出北、東部地區的乾旱次數有減少的趨勢，而中、南部則有增加的趨勢。若以乾旱持續時間的趨勢則是北、東部有延長的趨勢，中、南部有縮短的趨勢。觀測與模擬在中南部的變化趨勢是一致的，表示我們對中南部地區未來乾旱特性的推估有較高的信心。東北及北部呈現較多不同系集間的差異，也與觀測資料有些許不一樣，表示模式對東北部地區的推估具有較大的不確定性。

表 3.1 WRF-MRI 以及 CMIP5 模式與觀測降雨資料的平均絕對誤差、標準差比值以及 Skill Score，粗黑體表示為模擬狀況最佳的模式。

Model	MAE	NSD	Skill Score
WRF-MRI	2649.4300	2.0052	0.4025
bcc-csm1-1	65.6690	0.8679	0.8505
bcc-csm1-1m	62.7793	0.8577	0.8487
CCSM4	79.4496	0.9089	0.8558
CESM1-CAM5	72.9173	0.8993	0.8555
CSIRO-Mk3-6-0	129.3900	0.9520	0.8508
GFDL-ESM2G	155.8240	0.9205	<b>0.8673</b>
HadGEM2-AO	95.8980	0.5785	0.8416
HadGEM2_ES	89.7109	0.6195	0.8443
IPSL-CM5A-LR	82.0871	0.8734	0.8336
IPSL-CM5A-MR	95.8023	0.8997	0.8443
MIROC5	106.8080	0.9046	0.8368
MIROC-ESM	92.2997	0.9390	0.8481
MIROC-ESM-CHEM	95.5836	0.9053	0.8518
MRI-CGCM3	72.3874	0.8764	0.8592
NorESM1-M	116.6170	0.9236	0.8392
CanESM2	120.3820	0.9040	0.8655



CNRM-CM5	57.9475	0.8450	0.8333
FGOALS-g2	85.0599	0.8734	0.8570
MPI-ESM-LR	151.9350	0.9610	0.8469
MPI-ESM-MR	144.1370	0.9407	0.8381
GFDL-CM3	99.0234	<b>0.9615</b>	0.8539
GFDL-ESM2M	138.0420	0.9489	0.8533

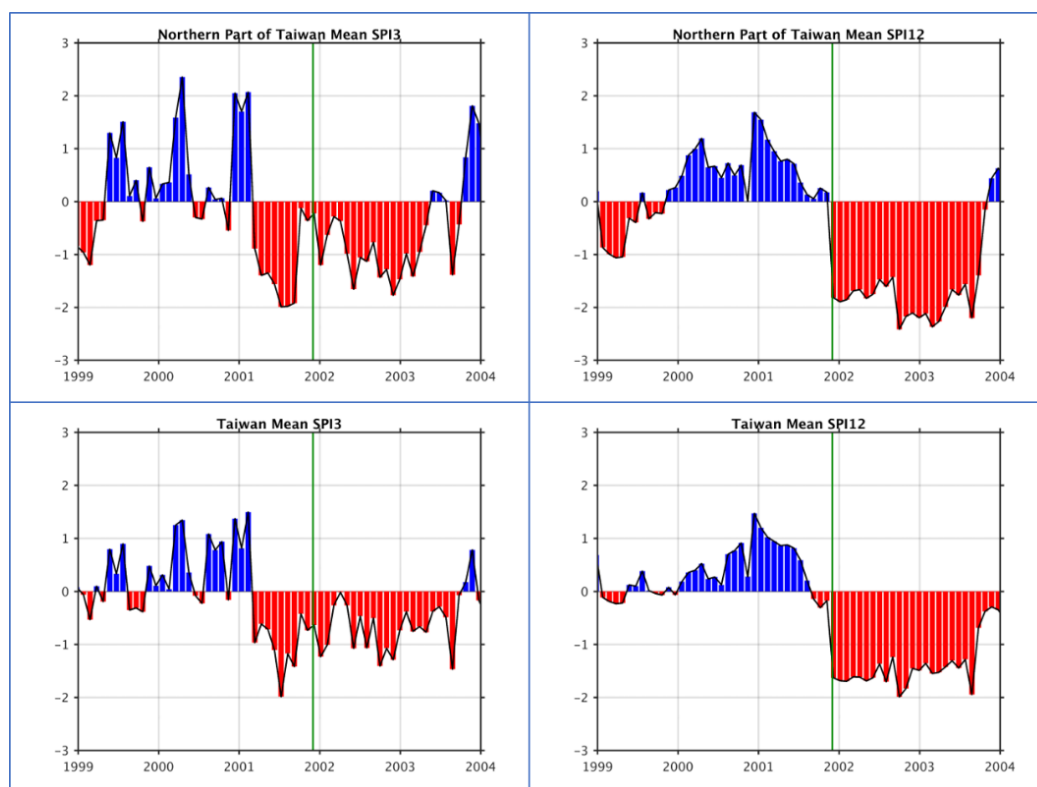


圖 3.1 TCCIP 觀測資料的 SPI 時間序列。

上為臺灣北部區域平均的 SPI3(左)及 SPI12(右)，下為臺灣區域平均的 SPI3(左)及 SPI12(右)。其中藍色表示偏濕的時期，紅色表示偏乾的時期，而綠色線標示出 2001 年 11 月的時間點。

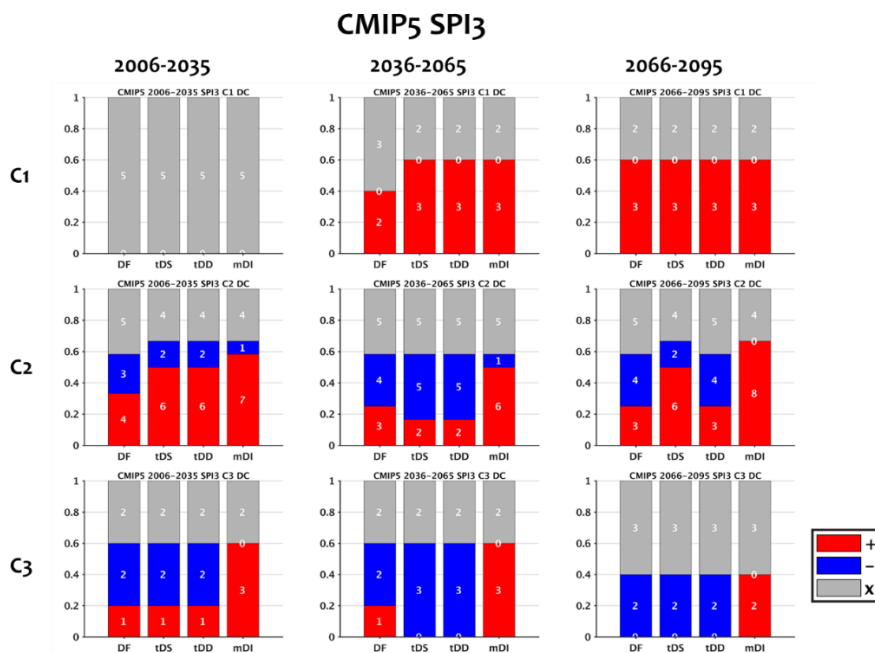


圖 3.2 CMIP5 模式 RCP8.5 情境未來推估的 SPI3 乾旱特性變化趨勢。由上至下分別為 C1、C2 及 C3 海溫群集，由左至右則分別為 2006 年至 2035 年 (EC)、2036 年至 2065 年 (MC) 以及 2066 年至 2095 年 (LC)。乾旱特性的排列由左至右則分別為乾旱發生頻率 (DF)、乾旱總嚴重度 (tDS)、乾旱總延時 (tDD) 以及平均乾旱強度 (mDI)。長條圖中所標示的白色數字為模式數量，紅色表示臺灣本島有較大區域的乾旱特性為顯著增加的模式數量，藍色則表示有較大區域的乾旱特性為顯著減少的模式數量，而灰色則表示為不顯著的模式數量。

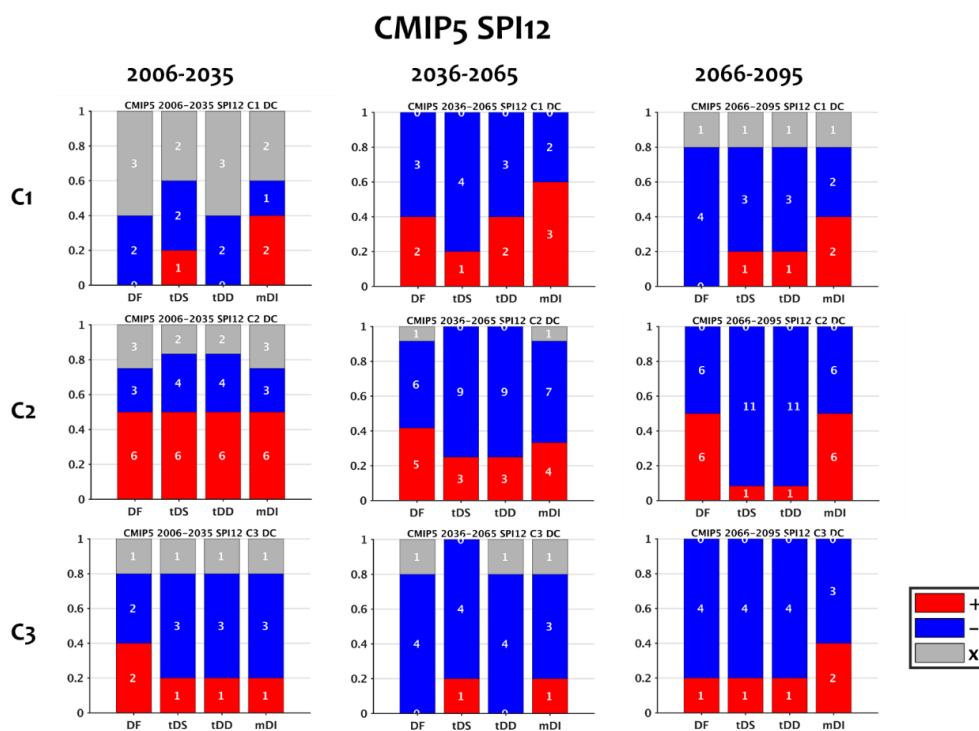


圖 3.3 CMIP5 模式 RCP8.5 情境未來推估的 SPI12 乾旱特性變化趨勢。同圖 3.2 但為 SPI12 之乾旱特性變化趨勢。

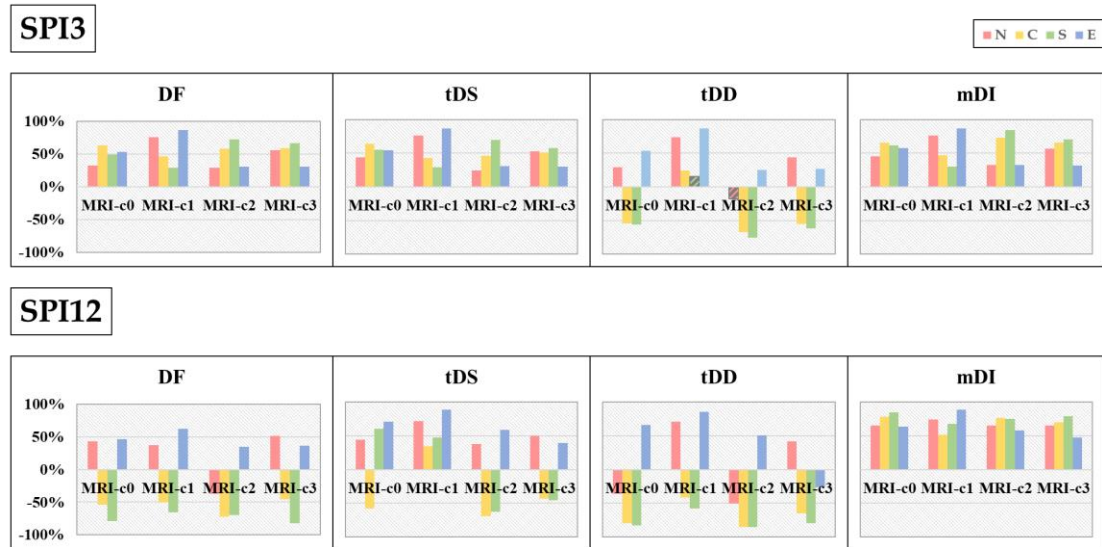


圖 3.4 WRF-MRI 四組海溫群集 RCP8.5 世紀末推估的 SPI3 及 SPI12 乾旱特性變化趨勢。

由上至下為 SPI3、SPI12，乾旱特性的排列由左至右分別為乾旱發生頻率(DF)、乾旱總嚴重度(tDS)、乾旱總延時(tDD)以及平均乾旱強度(mDI)，顏色則代表的是不同區域，北部為紅色、中部為黃色、南部為綠色、東部為藍色，其中含灰色斜條紋的為變化不顯著。資料序由左至右則分別為 C0、C1、C2 及 C3。

#### 四、討論

##### (一) 海溫對降雨模擬的影響及不確定性

海溫分布差異的影響對於短時間尺度的乾旱特性影響較為明顯，C1 及 C3 在大部分乾旱特性上呈現相反的趨勢。長時間尺度的乾旱特性則較不受海溫影響，所以 C1、C2 及 C3 顯示的結果較為一致。C2 模式間的變動在兩種時間尺度下都較大，值得進一步討論。C2 海溫分布中最重要的特徵為由夏威夷西南方延伸到北美西岸的帶狀暖海水分布，此特徵的空間分布與近年來被頻繁討論的 Pacific Meridional Mode (PMM) 類似(Zhang et al. 2018)。

PMM 對降雨事件具有與聖嬰現象類似的影響，統計上顯示 PMM 的成熟期出現在春季，出現正相位時會壓抑西太平洋的對流並影響春季降水，但是夏季時卻有利於颱風生成(Zhang et al. 2016)。PMM 也被發現與聖嬰現象有高度相關，可能是誘發聖嬰現象的機制之一(Larson and Kirtman 2014)，但是研究也指出 CMIP5 模式中對 PMM 的模擬有低估的傾向(Lin et al. 2015)，模擬出的 PMM 持續時間較短，往赤道延伸的範圍較不足，因此無法完全模擬出 PMM 與聖嬰之間的關連性。目前氣候模式對於中-低緯度交互作用的模擬仍然不足，C2 海溫群集的模擬差異較大，可能是因為牽涉到這些較為複雜的海

氣低頻振盪現象及經向交互作用，因此造成台灣區域氣候及降雨的模擬也具有低頻振盪的特徵及較高的不確定性。

## (二) 降雨氣候狀態改變對乾旱特性的影響

以臺灣的降雨特性來看，年總降雨量相對豐沛，應該不易發生乾旱，但實際上臺灣的降雨時空分布非常不平均，主要集中於夏季(颱風時期)，且有明顯的區域差異。這種區域差異會影響乾旱特性的分析，也就是說，北、東部區域降雨的氣候特徵屬於全年有雨的類型，所以只要較短的連續無雨日或少雨日就可能判定為發生乾旱；但中、南部區域降雨的特徵則是乾、濕季分明的類型，乾季時處於長期無雨或少雨的狀態，因此會需要比北、東部更長時間的連續無雨日或少雨日才可能會判定為發生乾旱。由前人研究顯示，在全球暖化的情境下，當降雨最後 10% 的中、小雨日數的減少，即增加了連續乾日(林等，2014)，進而使得北、東部發生乾旱事件的頻率增加且發生時持續的時間增長。同時前 10% 的強降雨增加，擴大了乾濕季的差異(蔡等，2017)，進而使得未來乾旱發生時的強度增強。

至於台灣整體未來推估，根據 C1 的分析結果，短時間尺度乾旱事件發

生頻率的增加可能與中、小雨日的減少有關，而乾旱持續的時間增長，且同時增強了乾旱發生時的嚴重程度及強度則可能與連續乾日的增加有關。C1 長時間尺度之乾旱事件發生頻率降低、嚴重度減小以及持續時間的縮短可能與未來強降雨的增加有關，而乾旱事件強度的增加則與乾濕季差異的擴大有關。

## 五、結論與建議

由 22 組經統計降尺度的 CMIP5 模式使用 SPI 計算並分析未來三個時期長、短時間尺度乾旱特性的變化趨勢，顯示出不論何種海溫群集，未來短時間尺度乾旱事件發生時的強度都會增強，乾旱事件特性的變化趨勢分析上 C1 及 C3 模式間有較一致的變化趨勢，但 C1 及 C3 除了強度的變化趨勢，其餘乾旱特性的變化趨勢為相反的情形，顯示出短時間尺度乾旱事件特性的變化趨勢受到海溫分布差異的影響較為明顯。而 C2 則是模式間變化趨勢的變動較大，表示 C2 的海溫分布對於臺灣地區乾旱特性變化趨勢的影響較為複雜。長時間尺度乾旱事件的特性在大多數群集顯示出未來乾旱事件的發生頻率減小、發生時的嚴重程度減小，同時持續的時間趨於縮短。乾旱事件特性的變化趨勢分析上 C1 及 C3 模

式間仍有較一致的變化趨勢，且 C1 與 C3 的變化趨勢也大致相符，顯示出長時間尺度乾旱事件特性的變化趨勢受海溫分布差異的影響較不明顯，反而受當地降雨特性在氣候變遷下的變化之影響較大，而 C2 則是模式間仍有部分變化趨勢的變動較大，建議未來應對 C2 海溫分布或 PMM 現象做進一步的探討。

在 WRF-MRI 使用 SPI 計算並分析世紀末長、短時間尺度在臺灣北、中、南、東四個區域的變化趨勢分析上，顯示出臺灣地區乾旱特性的變化趨勢有區域上的差異存在。短時間尺度乾旱事件的特性分析顯示出全台的乾旱發生頻率皆趨於增加，乾旱發生時的強度也會增強，但中、南部的乾旱持續時間則趨於縮短，北、東部的乾旱持續時間趨於增長。長時間尺度乾旱事件的特性分析則顯示出北、東部乾旱發生的頻率增加且強度增強；中、南部乾旱發生的頻率減小且持續時間縮短，但發生時的強度增強。TaiCCAT 第 11 期電子報(2015)分析 1960 年至 2012 年間的觀測資料同樣也使用 SPI3 分析出乾旱特性變化趨勢有區域上的差異存在。各區域降雨氣候特徵的差異可能為因素之一。

對於季節尺度的降雨與乾旱 (SPI3)，主要影響因子為年循環與年際

尺度的氣候現象（例如：聖嬰現象），目前氣候模式對此兩種尺度的掌握能力最佳，因此可以看到模式間有一致的變化趨勢；但在分析長時間尺度乾旱事件的特性時(SPI12)，需要考慮的氣候因子更多，目前氣候模式的模擬能力對低頻振盪亦很有限，因此僅部分模式間有一致的變化趨勢。整體來說，氣候模式間的模擬差異除了海溫群集外，一部分也來自物理參數化的差異，部分物理參數化的不確定性仍然很高，例如：雲與降雨，這些有時會比海溫造成的差異還要大。模式間的不確定性看似沒有明確結論，但是可以提供未來乾旱變化的可能分散程度，具有一定的參考價值。本研究針對氣象乾旱進行分析，實際上降雨短缺是否造成民眾認知中的乾旱(例如：必須減壓供水或限水)也與水資源調度等政策執行有關，因此未來實際應用於乾旱應變時，仍需搭配多種指標同時進行分析，例如：河川川流量、水庫進水量、水庫蓄水量、地下水水位等（陳與周，2015），才能較完善的提供水資源供需預警。

## 致謝

感謝臺灣氣候變遷推估資訊與調適知識平台計畫(MOST 106-2621-M-

865-001)提供研究資助，使本研究得以順利完成。感謝兩位匿名審稿委員給予實用的建議，提高本文的嚴謹度及論述完整度。

## 參考文獻

- 呂季蓉，2006：台灣南部地區長期乾旱趨勢分析之研究。國立成功大學水利及海洋工程研究所碩士論文，台南市。
- 宋嘉文，2003：氣候變遷對台灣西半部地區降雨及乾旱影響之研究。國立成功大學水利及海洋工程研究所碩士論文，台南市。
- 林琴、劉紹臣、林沛練，2014：臺灣地區乾旱問題之分析。103年天氣分析與預報研討會，A3，A3-27，中央氣象局，台北市。
- 洪致文與施明甫，2017：臺灣氣象乾旱指數的建立與嚴重乾旱事件分析。*大氣科學*，**45(2)**，145-164。
- 翁叔平與楊承道，2013a：網格化乾旱指數資料庫之建立(SPEI：標準化降雨蒸發散指數，SPI：標準化降雨指數)。2013國家災害防救科技中心期末報告。
- 翁叔平與楊承道，2013b：應用標準化降雨蒸發散指數分析臺灣百年來乾溼變化的低頻特徵與遙地相關。*大氣科學*，**41(2)**，139-170。
- 陳柏蒼與周乃昉，2015：臺灣水資源乾旱預警系統建置之研究。104年度農業工程研討會。台灣農業工程學會，臺北市。
- 臺灣氣候變遷推估資訊與調適知識平台計畫，2018：臺灣氣候變遷推估資訊與調適知識平台計畫。臺灣氣候變遷推估與資訊平台期末報告，3(1)。
- 臺灣氣候變遷調適科技整合研究計畫，2015：臺灣氣候變遷調適科技整合研究計畫。臺灣氣候變遷調適科技知識平台電子報第11期。
- 蔡怡真、劉紹臣、林沛練，2017：1961-2015年間受全球暖化影響下臺灣不同季節降雨的變化趨勢。106年天氣分析與預報研討會，A3，A3-14，中央氣象局，台北市。
- 簡芳菁、洪景山、張文錦、周仲島、林沛練、林德恩、劉素屏、繆璿如及陳致穎，2006：WRF模式之敏感度測試，第二部分：定量降水預報校驗。*大氣科學*，**34(3)**，261-275。
- Edwards, D.C. and T.B. McKee, 1997: Characteristics of 20th Century Drought in the United States at Multiple Scales. *Atmospheric Science Paper No. 634*, May 1-30.
- Guttman, N., 1994: On the Sensitivity of

- Sample L Moments to Sample Size. *J. Climate*, **7(6)**, 1026-1029.
- Hayes, M., M. Svoboda, D. Wilhite and O. Vanyarkho, 1999: Monitoring the 1996 Drought Using the Standardized Precipitation Index. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80(3)**, 429-438.
- Hayhoe, K., D.J. Wuebbles, D.R. Easterling, D.W. Fahey, S. Doherty, J. Kossin, W. Sweet, R. Vose, and M. Wehner, 2018: Our Changing Climate. In Impacts, Risks, and Adaptation in the United States: Fourth National Climate Assessment, Volume II [Reidmiller, D.R., C.W. Avery, D.R. Easterling, K.E. Kunkel, K.L.M. Lewis, T.K. Maycock, and B.C. Stewart (eds.)]. U.S. Global Change Research Program, Washington, DC, USA, pp. 72–144.
- Hirota, N., Y. N. Takayabu, M. Watanabe and M. Kimoto, 2011: Precipitation reproducibility over tropical oceans and its relationship to the double ITCZ problem in CMIP3 and MIROC5 climate models. *J. Climate*, **24(18)**, 4859–4873.
- IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
- Kao, S. and R. Govindaraju, 2010: A copula-based joint deficit index for droughts. *J. Hydrol.*, **380(1-2)**, 121-134.
- Larson, S.M. and B.P. Kirtman, 2014: The Pacific Meridional Mode as an ENSO Precursor and Predictor in the North American Multimodel Ensemble. *J. Climate*, **27**, 7018–7032.
- Lin, C.-Y., J.-Y. Yu and H.-H. Hsu, 2015: CMIP5 model simulations of the Pacific meridional mode and its connection to the two types of ENSO. *Int. J. Climatol.*, **35**: 2352-2358.
- Liu, S., C. Fu, C. Shiu, J. Chen and F. Wu, 2009: Temperature dependence of global precipitation extremes. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L17702.
- McKee, T., N. Doesken and J. Kleist, 1993: The Relationship of Drought Frequency and Duration to Time Scales. The Eighth Conf. on Applied Climatology. Anaheim, CA, Amer. Meteor. Soc., 179–184.
- 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.
- Mizuta, R., O. Arakawa, T. Ose, S. Kusunoki, H. Endo and A. Kitoh, 2014: Classification of CMIP5 Future Climate Responses by the Tropical Sea Surface Temperature Changes. *J. Meteor. Soc. Japan*, **10**, 167–171.
- Taylor, K., R. Stouffer and G. Meehl, 2012: An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93(4)**, 485-498.
- Trenberth, K., A. Dai, R. Rasmussen and D. Parsons, 2003: The Changing Character of Precipitation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **84(9)**, 1205-1218.
- Venkataraman, K., S. Tummuri, A. Medina and J. Perry, 2016: 21st century drought outlook for major climate divisions of Texas based on CMIP5 multimodel ensemble: Implications for water resource management. *J. Hydrol.*, **534**, 300-316.
- Vicente-Serrano, S., S. Beguería and J. López-Moreno, 2010: A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *J. Climate*, **23(7)**, 1696-1718.
- Weng, S. P., 2016: Constructing a 1-km gridded multi-scalar drought index dataset (1960 - 2012) in Taiwan based on the standardized precipitation evapotranspiration index-SPEI. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **27**, 625-648, doi: 10.3319/TAO.2016.06.13.02
- Wilhite, D. and M. Glantz, 1985: Understanding: The Drought Phenomenon: The Role of Definitions. *Water Int.*, **10(3)**, 111-120.
- Zhang, W., G.A. Vecchi, H. Murakami, G. Villarini, and L. Jia, 2016: The Pacific Meridional Mode and the Occurrence of Tropical Cyclones in the Western North Pacific. *J. Climate*, **29**, 381–398.
- Zhang, W., G. Villarini and G.A. Vecchi, 2018: Impacts of the Pacific meridional mode on rainfall over the maritime continent and Australia: potential for seasonal predictions. *Climate Dynamics*.



附錄

圖 S1 至 S6 提供 CMIP5 及 WRF-MRI 四種海溫群集之短、長時間尺度分析。

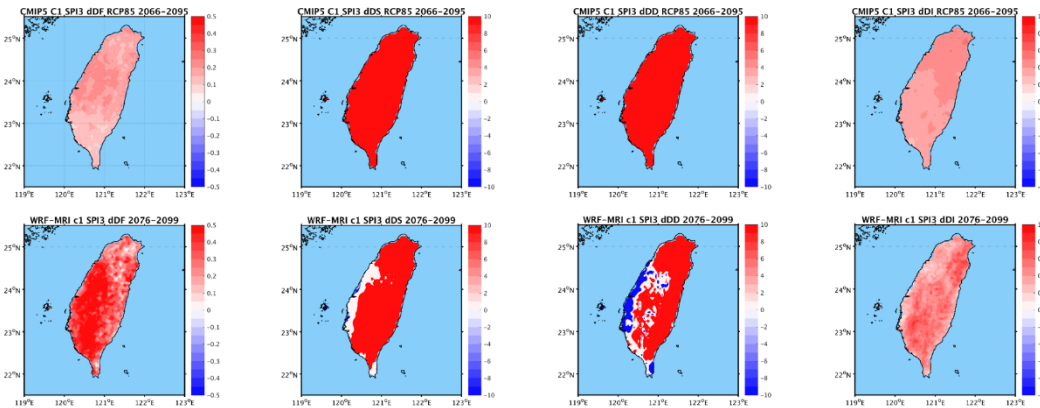


圖 S1. C1 海溫群集 SPI3 乾旱特性之統計降尺度與動力降尺度模式比較。  
 由上至下分別為統計降尺度模式(CMIP5)資料以及動力降尺度模式(WRF-MRI)資料,由左至右分別為乾旱發生頻率、乾旱總嚴重度、乾旱總延時以及平均乾旱強度世紀末(CMIP5 : 2066-2095 ; WRF-MRI : 2076-2099)相對於基期(CMIP5 : 1976-2005 ; WRF-MRI : 1979-2003)的變化趨勢,紅色表示世紀末時為增加,藍色表示世紀末時為減少。

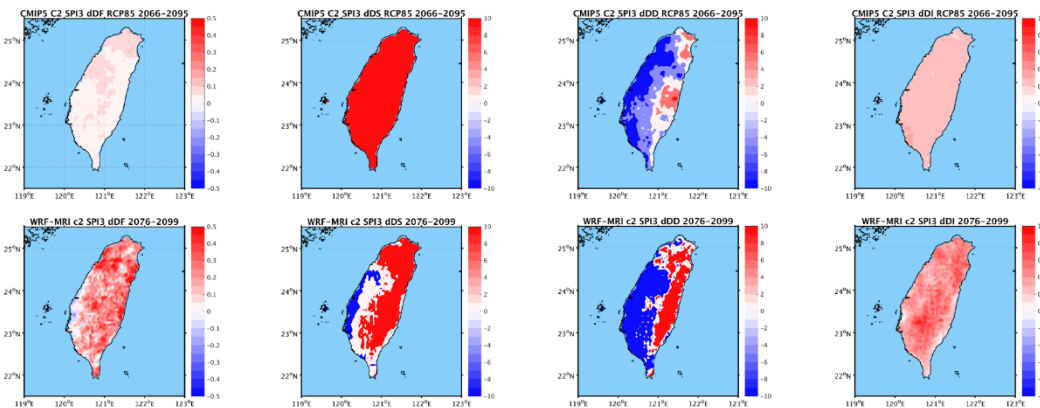


圖 S2. C2 海溫群集 SPI3 乾旱特性之統計降尺度與動力降尺度模式比較。  
 同圖 S1 但為 C2 海溫群集 SPI3 乾旱特性之比較。

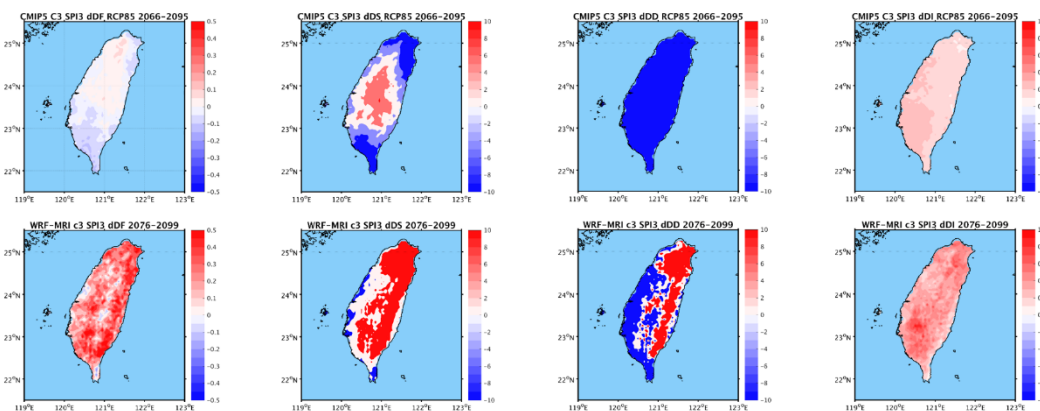


圖 S3. C3 海溫群集 SPI3 乾旱特性之統計降尺度與動力降尺度模式比較。  
 同圖 S1 但為 C3 海溫群集 SPI3 乾旱特性之比較。

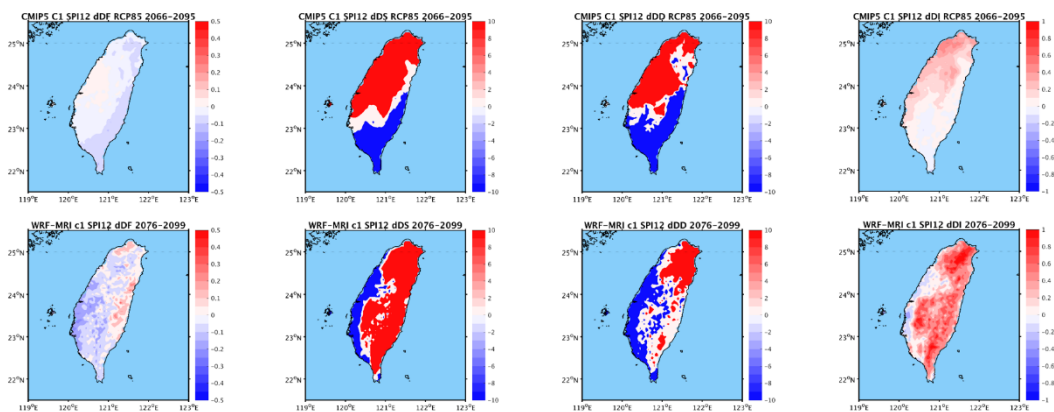


圖 S4. C1 海溫群集 SPI12 乾旱特性之統計降尺度與動力降尺度模式比較。  
同圖 S1 但為 C1 海溫群集 SPI12 乾旱特性之比較。

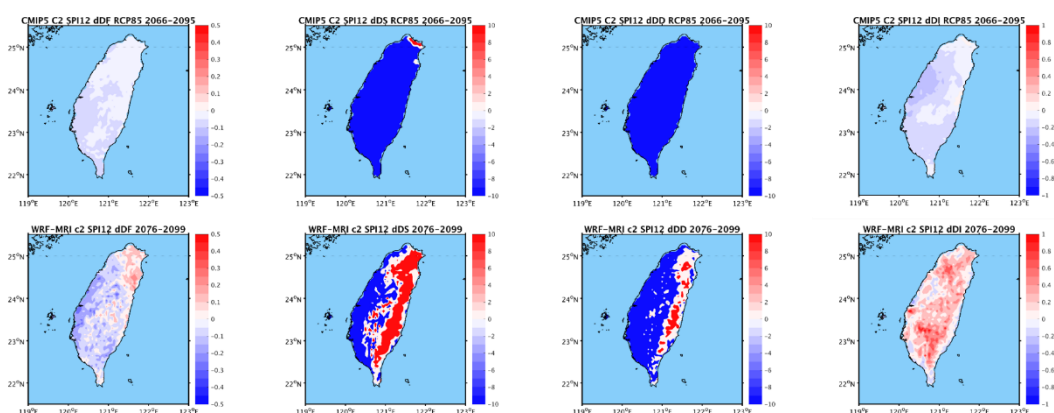


圖 S5. C2 海溫群集 SPI12 乾旱特性之統計降尺度與動力降尺度模式比較。  
同圖 S1 但為 C2 海溫群集 SPI12 乾旱特性之比較。

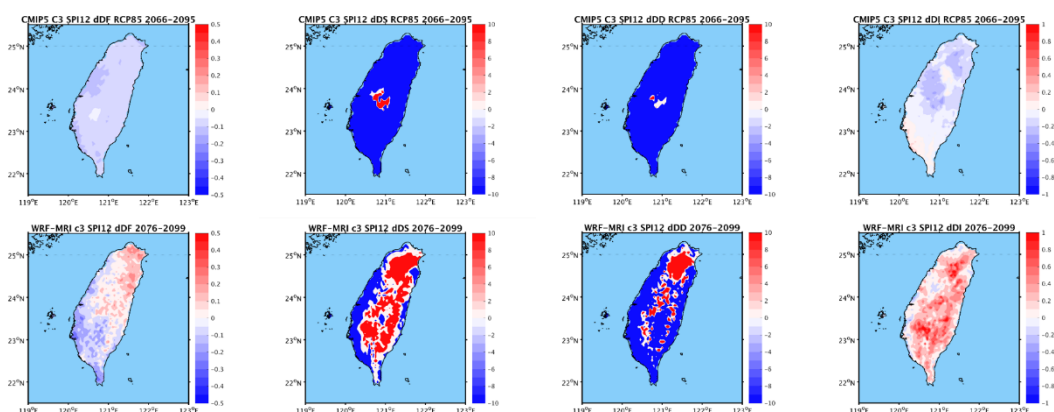


圖 S6. C3 海溫群集 SPI12 乾旱特性之統計降尺度與動力降尺度模式比較。  
同圖 S1 但為 C3 海溫群集 SPI12 乾旱特性之比較。

# Future Projections of Meteorological Drought Characteristics in Taiwan

Yu-Chi Lee<sup>1</sup> Chia-Chi Wang<sup>1</sup> Shu-Ping Weng<sup>2</sup>  
Cheng-Ta Chen<sup>3</sup> Chao-Tzuen Cheng<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Department of Atmospheric Sciences, Chinese Culture University, Taiwan

<sup>2</sup>Department of Geography, National Taiwan Normal University, Taiwan

<sup>3</sup>Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University, Taiwan

<sup>4</sup>National Science and Technology Center for Disaster Reduction, Taiwan

(manuscript received 21 November 2018 ; in final form 25 June 2019)

## Abstract

Droughts occur frequently in Taiwan due to the non-uniform distribution of precipitation in space and time, despite the abundance of total annual precipitation. In this paper, we analyze 26 sets of model projections, which are statistical downscaled or dynamical downscaled, for three future periods (early, middle, and late 21<sup>st</sup> century) under the Representative Concentration Pathways (RCP) 8.5 scenario to understand the possible changes of drought characteristics. The model projections are divided into three categories (C1~C3) based on their sea surface temperature (SST) pattern and C0 represents the ensemble mean of three SST patterns. The Standard Precipitation Index (SPI) is employed to define drought events and to calculate drought characteristics. Results show that the drought intensity on the short-term timescale (SPI3) will increase in the future, but other drought characteristics are associated with SST. The drought characteristics of C1 tend to have opposite changes to those of C3. On the long-term timescale (SPI12), the drought characteristics show some differences between three SST categories in the early century, but become relatively more consistent in the middle and late century. For example, both drought frequency and drought duration will decrease in the future. Drought characteristics of C2 show less consistency between models, indicating the poor performance of numerical models on C2 SST and the associated weather and climate phenomena. Furthermore, we divide Taiwan into four regions, according to administrative counties, to conduct regional drought characteristics analysis. The results show distinct regional characteristics, representing different precipitation climatology in the four regions. Overall, the drought frequency and intensity increase on short-term timescale in all regions, except the long-term timescale. In the north and east regions, the drought frequency, severity and intensity

all increase on both timescales. Drought duration is sensitive to SST patterns on the long-term timescale.

**Keywords: Drought Characteristics, Standard Precipitation Index, Future projection. doi: 10.3966/025400022019034701003**