

# 台灣氣象乾旱指數的建立與嚴重乾旱事件分析

洪致文\* 施明甫

國立臺灣師範大學地理學系

(中華民國一〇六年八月十四日收稿；中華民國一〇六年十一月二日定稿)

## 摘 要

乾旱是臺灣重要的天然災害之一，過去幾十年出現過多次大型乾旱事件，往往造成嚴重的經濟損失與民生不便。本研究比較兩種近期發表的乾旱測定方法後，建構出一個較能反映實際乾旱發生時段的「臺灣氣象乾旱指數」(Taiwan Meteorological Drought index，簡稱 TMD index)。TMD index 採用臺灣全島低於或等於海拔 150 公尺的平地觀測站雨量資料，藉由 90 天窗區內連續不降水日數的計算，以超過歷史數據一個百分化的標準，來測定在這個窗區內的乾期發生時間，用以計算「臺灣氣象乾旱指數」。

本研究計算 1950 年至 2015 年間臺灣的乾旱發生時段，並理解嚴重乾旱事件多發生於颱風季結束後至隔年梅雨季前。為了分析嚴重乾旱事件發生時臺灣及附近區域的大氣環境場，研究中將乾旱時段區分成秋冬季、春季及梅雨季三組。結果發現，嚴重乾旱發生時臺灣及附近區域為不利對流系統發展的條件，因此少雨是可預期的。

此外，本研究也分析臺灣幾十年來乾旱的發生頻率變化，得知以秋季而言，1980 年代後發生乾旱的頻率增加，而冬春季則在 1970 年代前發生的頻率較高，後期乾旱發生機率變小。此情況可能是受到 Pacific Decadal Oscillation (PDO) 的影響，因而在 1950 年代至 1970 年代期間屬於少雨期。

關鍵字：乾旱、臺灣氣象乾旱指數

---

\*通訊作者：國立臺灣師範大學地理學系教授，E-mail: hungchihwen@gmail.com

## 一、前言

乾旱問題是全球氣候變遷的重點討論議題，其定義為一段連續期間降水量嚴重不足，導致水文上的不平衡（例如河川、地下水及土壤濕潤度等之水量枯竭），而危害動植物生命及民生需要的天氣現象。由於對水資源需求的差異，乾旱定義各國不一，各個部門或產業亦有不同的標準。世界氣象組織(World Meteorological Organization, 簡稱 WMO)於 1987 年的環境計畫-環境資料報告(Environment Program, Environmental Data Report)中指出，以單站年雨量低於氣候平均值 60%，或區域雨量低於 50%者視為乾旱。而在臺灣，根據中央氣象局(Central Weather Bureau, 簡稱 CWB)的定義，以連續 20 日以上無可量降水紀錄者(有氣象人員駐守之綜觀氣象站資料為依據)為乾旱標準。臺灣的降水特性為空間分布不均且乾濕季分明，圖 1 為臺灣平地測站(低於或等於海拔 150 公尺) 1950 年至 2015 年的雨量氣候平均，可以見到臺灣降水特性在一年中明顯有兩個極值，即 5 月至 6 月的梅雨降水，以及 7 月至 8 月的颱風

季降水，除此之外其他時節降水量明顯較少，尤其從秋季至隔年春季，不難想見這段時間是乾旱的好發期。根據經濟部水利署電子報(2016)，臺灣的乾旱發生頻率為平均每 10 年會有一次大旱，2 至 3 年會有一次小旱，乾旱發生次數最多的縣市分別為北部的臺北、桃園、新竹以及中南部的嘉義和臺南。

為了更量化地來掌握乾旱的發生情況，研究者定義了許多不同的乾旱指數作為參考依據。像是美國氣象學會使用的標準化降雨指數(Standardized Precipitation Index, 簡稱 SPI)，由 McKee et al. (1993)提出。其以時間為主軸，將不同尺度的降水量化成 SPI 指數。SPI 指數小於 0 即定義為各種不同程度的乾旱，一般來說小於 -2 即為非常嚴重之乾旱。Hayes et al. (1999)指出相較於其他乾旱指數，SPI 指數的優點有：(1)因為僅由降水量得出，故計算較簡單，且不受土壤濕度及地形因素影響，可應用於任何季節。(2)由於可變時間尺度，可廣泛應用於氣象、農業、水文，也有助於釐清造成乾旱事件之動力機制的分析，

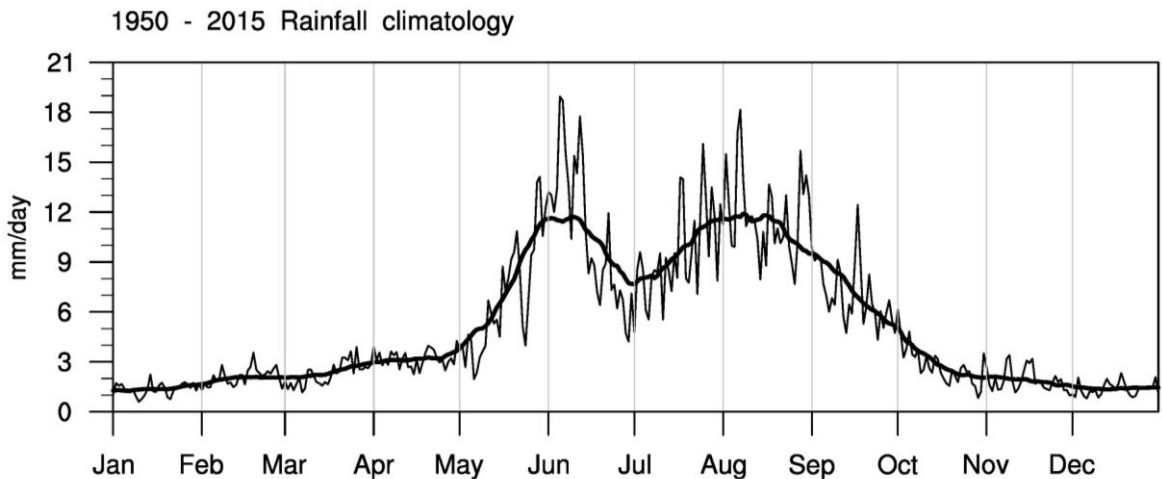


圖 1 1950 年至 2015 年間臺灣低於或等於海拔 150 公尺的平地測站(共 758 個)雨量氣候平均。細黑線為日雨量氣候平均值，粗黑線為 31 天滑動平均值。

確定乾旱的開始和結束時間。(3)由於標準化的關係，確保極端事件在任何時間、地點的發生頻率是一致的。

然而 SPI 指數全然依賴雨量變數也為其明顯缺點，因此只能用來探究氣象乾旱(Guttman, 1998)。為了改進其缺陷，基於原有的 SPI 指數，Vicente-Serrano et al. (2010)發展的標準化降雨蒸發指數(Standardized Precipitation Evapotranspiration Index，簡稱 SPEI)改進了上述缺陷。由於其納入測站降水及溫度所反映的地表潛在蒸發散量來量測陸地和大氣之間的氣候水平衡，因此有些學者認為，相比僅採取不確定性高的降水為變數的 SPI 指數，SPEI 更為接近乾旱實際狀況。

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，簡稱 TaiCCAT) 於 2015 年指出，若以 SPI 指數分析 1960 年至 2012 年，共 53 年的臺灣乾旱次數趨勢，發現北部及東部乾旱次數減少，中南部則有持續增加趨勢；然而北部及東部的持續乾旱時間不斷延長，而西南部則呈現逐漸縮短的趨勢。相對於 SPI 指數，後續發展出的 SPEI 指數被認為可以更精確地反映出真實的乾旱情況(Vicente-Serrano et al., 2010)。翁與楊(2013a, b)利用不同時間尺度的臺灣累積降水量和平均溫度資料，推估出潛勢能蒸發散量，並將累積雨量減去潛勢能蒸發散量得到剩水量值，再將剩水量標準化得到臺灣測站的 SPEI 指數資料。關於 SPI 指數與 SPEI 指數在相同時間尺度下的差異，他們認為納入溫度因子的 SPEI 指數，由於溫度的高低會對蒸散量產生影響，呈現的乾旱程度較僅採用累積雨量為因子的 SPI 指數更接近真實，代表其突顯乾旱事件的真實情況之能力較佳。但是若仔細探究 SPEI 指數的近年變

化則可以發現，因為暖化的關係，臺灣的夏季溫度偏高，導致 SPEI 指數中的潛勢能蒸發散量值過大，臺灣地區以 SPEI 指數算出的乾旱季節竟然幾乎全都發生在實際有大量降雨的夏季，而真正可能發生乾旱的冬春季則因溫度較低而少有乾旱訊號。因此，SPEI 是否適用於臺灣，也就需要仔細探討。

根據政府間氣候變遷專門委員會氣候變遷第五次評估報告 (Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change，簡稱 IPCC AR5) 的報告，由於乾旱定義方式的分歧以及資料量的不足，各地區的乾旱趨勢不盡相同，全球性的乾旱模擬也未呈現明顯的一致趨勢。而更困難的是，乾旱與雨量的關係並不單純。除了上述臺灣因為夏季溫度過高，導致蒸發散量太大，以致 SPEI 數值常在真正的夏季雨季呈現乾旱的情形外，還可能忽略一種實際上有長達數月的氣象乾旱發生，但卻因一個颱風事件的降雨灌注而從乾旱轉變為降雨平均狀態的情形。因此，僅用雨量的總量來探討是否有乾旱的特徵，往往會忽略少數一個颱風個案影響下的狀況。是故，不降雨日的長短，也就成為另一個探討乾旱問題時需要討論的課題。

在全球氣候變遷的大環境之下，學者預測 21 世紀時臺灣會遭遇到更多乾旱和洪澇的風險(Huang et al., 2012)。林等(2014)的研究發現臺灣近 50 年來連續 5 日不降水的乾日愈來愈多。他們認為這是因為西太平洋平均氣溫每上升 1°C，大氣中的水氣將增加 7%，臺灣前 10%的強降水即增加約 100%，使得排名後 30%的中小雨相對減少，因而拉長不降水的時間。在臺灣過去的乾旱問題研究中，大部分的焦點都放在乾旱的「個案分析」上，較少以整體長期的乾旱情況來看，

甚至過去百年來臺灣究竟有多少次重大乾旱事件也無科學性或統計上的解答。再者，個案分析的歷史乾旱事件之定義幾乎都會在民生觀點上，以嚴重影響到農業及民生的用水為判定準則之重點。然而，在氣象觀點上無論乾期有無對民眾用水產生重大影響，這些長時間的無降水期仍然存在。例如某些個案在乾旱事件發生的當下，可能已經達到持續極長的無降水日數，但隨後卻可能由某個颱風或暴雨事件帶來驚人降水量，導致乾旱提前結束；又或者乾旱事件發生之前即已儲備足夠的用水量，即使持續一段時間不降水也不會造成過大影響。因此若僅使用民生觀點定義的乾旱事件來著手研究，會失去許多值得被探討的事實，也不利分析其所對應的環境場與造成不降水的機制，而這是過往研究在乾旱事件的個案分析時容易出現的盲點。因此，本研究旨在建立一個以氣象觀點出發，可以分析氣候背景成因的乾旱指數，並能確實掌握造成少雨的機制，從而應用在乾旱議題的討論上。

是故，以下本文將分別先從使用數據的介紹、各種乾旱指數的比較，從而建立一個可行的「臺灣氣象乾旱指數」(Taiwan Meteorological Drought index, 簡稱 TMD index)，並且初步分析探討造成乾旱原因的環境場。

## 二、使用數據

本研究參考近年來學界建立的幾個臺灣乾旱指數，分析比較他們各自的缺點，從中修正後建構出適合臺灣使用的乾旱指數。主要參考的乾旱指數，有翁與楊(2013a, b)所計算出的臺灣本島標準化降雨蒸發指數 SPEI，以及卓與盧(2013)分析臺灣近百年來極端乾期變化的方法。

在指數的比較上，考量不同時期實際運作的測站數量不盡相同，為了使比較不同研究方法時的結果更具參考性，挑選的分析年份將盡可能地擁有最大數量的可用測站數據。臺灣百年來的氣象觀測資料來源以中央氣象局的綜觀氣象站最為完整，然而綜觀氣象站總數僅有 20 餘站，儘管中央氣象局致力於建構自動氣象站的觀測網，但由於建構時間相對較晚，因此早年的資料廣度仍然相對不足。有鑑於此，本研究透過國家災害防救科技中心 (National Science and Technology Center for Disaster, 簡稱 NCDR) 取得經濟部水利署、農田水利會與臺灣電力公司...等所轄的降水觀測日尺度資料來補足缺乏氣象局觀測站的時間和地區。考量到中央氣象局綜觀氣象站的數位化資料於 1950 年起有較多的站數，加上進行比較的其他研究方法之年份止於 2011 年，因此在本研究中比較不同研究方法特性的部分，選取的雨量觀測資料分析年份為 1950 年至 2011 年共 62 年。再者，由於臺灣的多山地理特性，絕大多數的人口集中於平地，且山區降水有不同於平地降水的特徵，故本研究將臺灣地區的乾旱研究焦點放在平地地區，只有測站的海拔高度低於或等於 150 公尺者才納入分析討論。

至於在分析大氣環境場的部分，為了將本研究的年份區間完整涵蓋，因此使用美國國家環境預測與大氣研究中心 (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research, 簡稱 NCEP/NCAR) 的重分析 (Reanalysis 1, 簡稱 NCEP R1) 月尺度資料，資料起訖時間為 1948 年 1 月 1 日至今，本研究使用的時間區段為 1950 年 1 月至 2015 年 12 月共 66 年 (792 個月)，其空間網格點的解析度為  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。由於本研究也會探討過去幾十年來造

成臺灣嚴重乾旱事件的原因，因此分析的變數場選用以能夠呈現低層氣壓變化的海平面氣壓場（Sea level pressure，簡稱 SLP），以及中層對流運動強度變化的 500hPa 垂直速度場（Omega，簡稱  $\omega$ ）為主。

### 三、各種乾旱指數的比較與臺灣氣象乾旱指數的建立

為了建構一個適用於臺灣的氣象乾旱指數，本研究先對學界近年來較常使用的幾個乾旱指數加以分析探討，其中包含翁與楊(2013a, b)所計算出的臺灣本島標準化降雨蒸發指數 SPEI，以及卓與盧(2013)以連續不降水日來分析臺灣近百年來極端乾期變化的方法。最後，以卓與盧(2013)的方式修改後，成為本研究所提出的「臺灣氣象乾旱指數(TMD index)」。

#### (一) SPEI 乾旱指數

翁與楊(2013a, b)利用不同時間尺度的臺灣累積降水量和平均溫度資料，推估出潛勢能蒸發散量，並將累積雨量減去潛勢能蒸發散量得到剩水量值，再將剩水量標準化得到臺灣測站的 SPEI 指數資料。由中央氣象局綜觀氣象站月尺度資料計算而得的 SPEI 指數，共區分為 1 至 84 個月不同的乾旱持續時間，用以表現不同時間尺度下的乾旱特性。本研究取得這些月尺度 SPEI 指數時間序列資料，挑選其中 13 個代表臺灣平地的站點（基隆、淡水、臺北、新竹、臺中、嘉義、臺南、高雄、恆春、宜蘭、花蓮、臺東及大武）來分析，並選擇最基礎的 1 個月乾旱持續時間以還原這筆資料代表的原始氣象意義。

由於 SPEI 指數負值為乾旱傾向，因此必須選定一負值 SPEI 指數代表嚴重乾旱篩選標準。為

了使判定後的結果維持一定數量且具代表性，經過比較多組數值後選定 -1.5 為判定嚴重乾旱的標準。首先統計 1950 年到 2011 年間每個月 SPEI 值達到小於或等於 -1.5 的測站數量，得到達前述標準的測站數量之時間序列。由於每個測站的起始觀測時間皆不同，且運作期間偶有資料缺失的情況，因此統計這 62 年間每個月有可用資料（實際運作）之測站數量，得到同樣時間長度的可用測站總數量時間序列之後，再每年每月將先前統計出的嚴重乾旱測站數量除以相對應時間的實際運作測站總數量，得到每年每月達到嚴重乾旱事件標準的測站占全臺統計測站的比率，用以表示乾旱事件的嚴重程度和影響廣度，呈現於圖 2(a)。在此分析中，為了和其他乾旱測定法有著相同的比較標準，因此以卓與盧(2013)的分析方式為基準，依照其 6 個測站中出現 3、4、5 個乾旱測站分別在本研究的各指數分析比較中大約是 50%（等於 3/6）、67%（約 4/6）及 83%（約 5/6）的占比，將統計結果以嚴重乾旱測站比例達 50%、67% 及 83% 以上（含）的發生次數，依照年循環的方式呈現於圖 2(a)中。

如此以 SPEI 計算出的結果統計發現，最容易發生乾旱的季節竟是夏季的 7 月份。仔細分析其成因發現，SPEI 指數因為納入了溫度的變量，考慮蒸發量的計算，因而在臺灣這種夏季高溫地區會造成蒸發量大增而顯示乾旱的訊號。但這樣的乾旱訊息，明顯與一般認知的氣象乾旱不同，也難以探討相關的氣候背景成因，與過去認為 SPEI 可以更真實反應乾旱情形並不相同。

#### (二) 卓與盧(2013)的臺灣乾旱指數

除了 SPEI 方法，本研究也參考了卓與盧(2013)分析臺灣近百年來極端乾期變化的方式。其根據

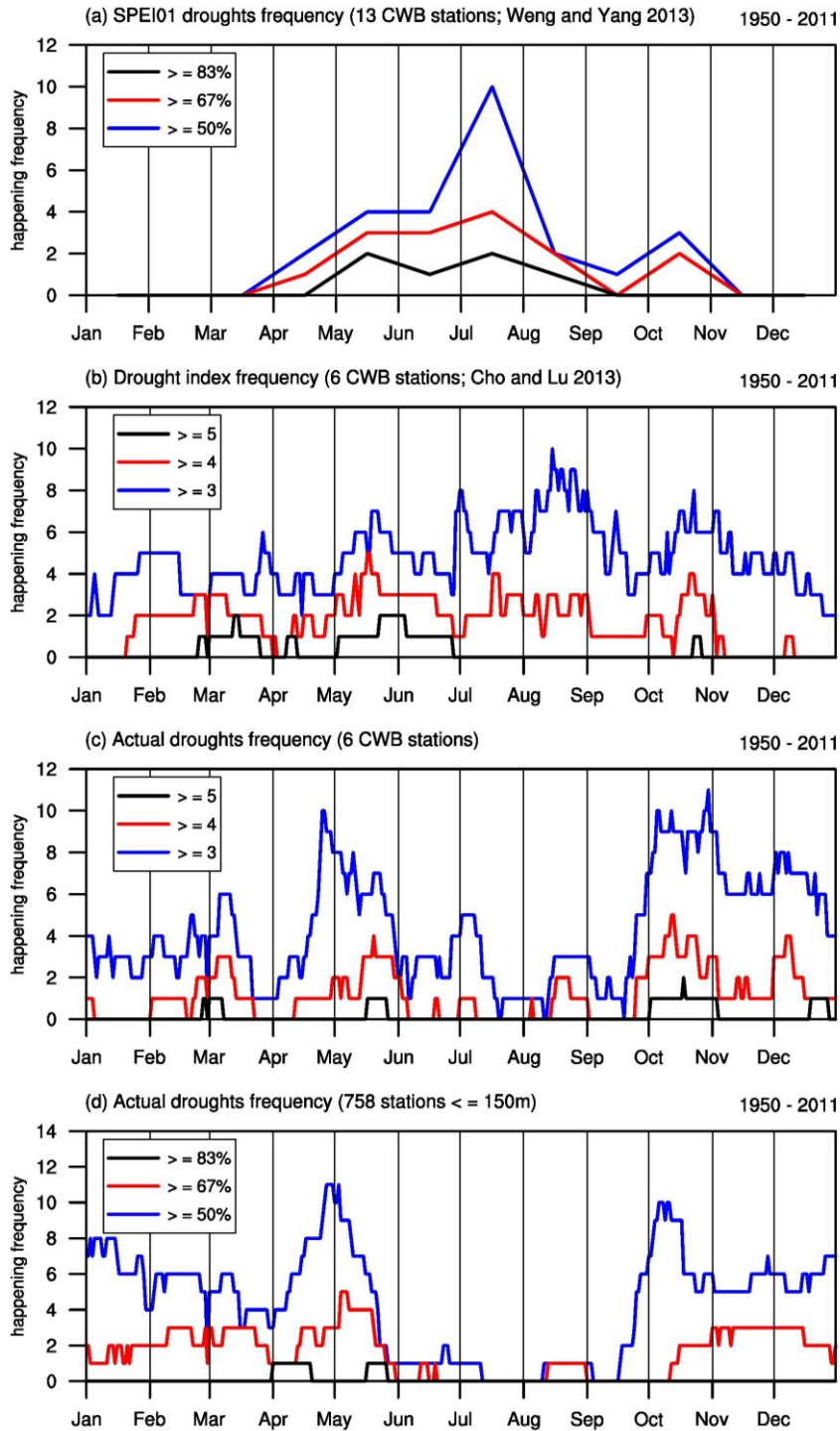


圖 2 1950 年至 2011 年間臺灣平地測站乾旱發生頻率年循環：(a) 13 個中央氣象局綜觀氣象站資料計算出的持續時間 1 個月 SPEI 指數 (翁與楊, 2013a, b)；(b) 由 6 個中央氣象局綜觀氣象站資料計算出的極端乾期指數 (卓與盧, 2013)；(c) 以 TMD index 方式所計算出之實際異常偏長乾期；(d) 同(c)，但測站資料來源改為臺灣全島低於或等於海拔 150 公尺的測站。

WMO 氣候變遷指標中最長連續不降水日數 (maximum number of consecutive dry days) 的定義 (Karl et al., 1999; Peterson et al., 2001), 以日雨量小於 1 mm 者視為當日沒有降水發生。最後得出的極端乾期指數為先根據各個測站的歷史資料決定異常偏長乾期的門檻值, 再綜合 6 個中央氣象局綜觀氣象站(臺北、臺中、臺南、恆春、花蓮和臺東)的乾期判斷結果, 計算用以代表全臺的乾旱指數。本研究參照該研究的極端乾期指數方法, 並使用上述的 6 個中央氣象局綜觀氣象站於 1950 年至 2011 年間的日尺度降水量資料, 判定各測站在這段期間中的異常偏長乾期門檻值。判定方法為: 統計各測站每日(含當日)前 90 天窗區中每段連續不降水期各自的不降水日數, 將這些連續不降水期依照日數分組並統計各組發生次數, 至此各測站每年每日產生多組連續不降水日數以及各組的發生頻率, 再依照日期統計各組連續不降水日數在這 62 年間的總發生次數, 得到 6 個測站個別的全年時間序列, 作為異常偏長乾期門檻值的決定基礎。篩選標準為各測站的全年時間序列中, 依照日期選出每日連續不降水日數發生次數百分化中最少的 1% 組別, 其對應的連續不降水日數即為門檻值, 從而得到各測站 1 月 1 日至 12 月 31 日每天一組門檻值, 作為是否有異常偏長乾期極端事件發生的判斷條件。之後判別各測站 1950 年至 2011 年所有分析年份中, 每日(含當日)前 90 天的窗區是否有出現達對應測站及日期之門檻值的連續不降水日數, 若符合條件則在該測站的判別日標記為「有異常偏長乾期」, 並在分析年份間統計個別日期出現異常偏長乾期的測站數量, 得到極端乾期指數。最後, 依照日期統計 62 年間達標測站數在 3 個、4 個及 5 個以上(含)的出現次數, 得到不同程度乾旱的發生頻率的年

循環時間序列, 如圖 2(b)。

本研究發現, 卓與盧(2013)的指數有個明顯缺陷, 在於其異常偏長乾期判定是由各測站某日(含當日)前 90 天的窗區中, 尋找有無任何連續乾期的日數達到對應測站和日期的門檻值, 若符合條件再將該某日定義為有異常偏長乾期, 意即此方法無法反映出真實的乾期發生時段, 且真正的乾期發生時間可能會和經該方法定義出的異常偏長乾期日有 90 天內的誤差。以下試舉一例: 像是臺北測站 1980 年 5 月 29 日經計算後的門檻值為 20 天, 在前 90 天的窗區內發生多起無降水期事件, 其中一起連續無降水期超過該門檻值, 如圖 3(a)。以卓與盧(2013)的方法, 1980 年 5 月 29 日會被標記為「有異常偏長乾期」, 如圖 3(b)。然而實際的連續無降水期卻發生於該年 3 月 8 日至 4 月 8 日共 32 天, 與 5 月 29 日有著不短的時間差距, 如圖 3(c)。

此外, 由圖 2(a)、(b)得知, 前述兩種乾旱分析方法所表現的臺灣平地乾旱年循環, 都指出乾旱發生頻率較高的時節為實際降水量較高的夏、秋兩季, 與普遍認知中乾旱多發生在秋季至隔年春季不同。這些皆與本研究希望定義出能判斷實際連續無降水期的方法相牴觸, 是故設計出一套不同的研究方法至為重要。

### (三) 本研究建立之臺灣氣象乾旱指數(TMD index)

由於卓與盧(2013)的方法僅採用雨量為變數, 相對單純, 且主要疑慮為乾期真實發生時間的誤差, 因此本研究針對該方法進行一些修正, 建立起「臺灣氣象乾旱指數(TMD index)」, 以期反映乾期的真實發生時段。

本研究的方法在判定每日異常偏長乾期門檻

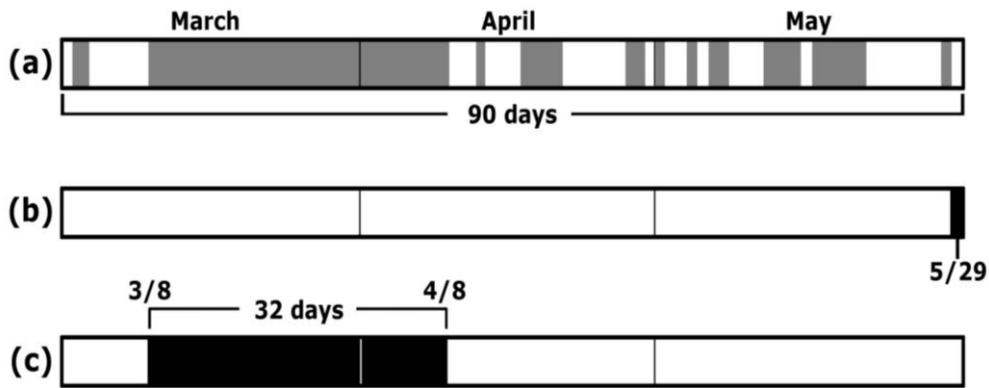


圖 3 中央氣象局臺北測站資料，1980 年 5 月 29 日（含當日）前 90 天的判斷窗區。(a)所有日雨量未達 1 mm 的無降水日，以灰色格表示。(b)卓與盧(2013)的方法定義出的異常偏長乾期日，以黑色格表示。(c)本研究的方法定義出的實際異常偏長乾期，以黑色格表示。

值時的做法與卓與盧(2013)相同，主要差別在於之後利用此門檻值判定分析年份間各測站每日是否有乾期達標之處不同。本研究取而代之的做法為：個別測站每段 90 天窗區內達到門檻值的連續不降水期，將期間內的每日皆標註為乾旱，並在分析年份間統計個別日期發生乾旱的測站數量。此修正後的方法可以呈現出異常偏長乾期的真實發生時段，而不會有乾期發生時間的誤差問題。以同樣分析 1950 年至 2011 年來看，最後依照日期統計 62 年間達標測站數在 3 個、4 個及 5 個以上（含）的出現次數，得到不同程度乾旱之發生頻率的年循環時間序列，如圖 2(c)。

由於前述修正後的方法能呈現較真實的異常偏長乾期，因此本研究將分析的測站數量由先前卓與盧(2013)的 6 個中央氣象局平地綜觀氣象站，提升至涵蓋臺灣全島的雨量站。由於山區的降水量往往遠大於平地地區，為了避免山區測站的雨量對分析產生干擾，我們將分析的重點聚焦於平地測站，即海拔高度低於或等於 150 公尺的站點才會被納入分析，在本研究中符合此條件的站點共有 758 個。相對於先前的 6 個中央氣象局平地

綜觀氣象站，大幅提升平地站點數量使得站點密度增加，可彌補觀測網不足造成的缺失，並增加分析的客觀性。而在將這些測站的資料運用於前述修正過後的方法，得到 1950 年至 2011 年共 62 年間每年每日達到乾旱標準的測站數量。在本研究使用的數據中，由於這段期間每個測站的實際運作時期均不同，因此必須統計每年每日低於等於海拔 150 公尺的實際運作測站數量，再將達到乾旱標準的測站數量除以相對應日期的實際運作測站總數，得出每年每日達到異常偏長乾期標準的測站占全臺統計測站的比率，此即為 TMD index 的定義方式。最後依照日期統計 62 年間異常偏長乾期測站比例達 50%、67% 及 83% 以上（含）的發生次數，得到不同程度乾旱發生頻率的日尺度年循環時間序列，如圖 2(d)。

表 1 列出了本研究的 TMD index，與 SPEI 乾旱指數（翁與楊，2013a, b）和極端乾期指數（卓與盧，2013）在特性以及定義方式上的異同之處。從表中可知，本研究的 TMD index 使臺灣平地乾旱年循環顯示較為合理的結果，即實際降水量最多的夏季乾旱發生頻率最低，而秋季至隔年春季



表 1 本研究的 TMD index，與持續時間 1 個月的 SPEI 指數（翁與楊，2013a, b）以及極端乾期指數（卓與盧，2013）之特性比較。

指 數	SPEI (翁與楊 2013a, b)	極端乾期指數 (卓與盧 2013)	TMD index (本研究)
分析測站	中央氣象局 13 個 平地綜觀測站	中央氣象局 6 個 平地綜觀測站	低於等於海拔 150 公尺的中央 氣象局平地綜觀測站和臺灣 全島平地雨量站
乾期	夏季	全年均有，但 8 月較多	秋、冬季及晚春較多
乾旱因子	雨量、溫度	雨量、連續不降水日	雨量、連續不降水日
乾旱時間 定義方式	以當月資料的 數值直接表示	某判斷日前 90 天窗區內若出 現超過門檻值的連續不降水 乾期，則在該判斷日標記之	某判斷日前 90 天窗區內若出 現超過門檻值的連續不降水 乾期，則將該實際乾期標記之

則有相對較高的乾旱發生頻率。然而意外的是，乾旱發生頻率最高的時間點出現在 5 月和 10 月，呈現一年中有兩個極值的情況。換句話說，在梅雨季開始的前一刻，以及颱風季進入尾聲時是臺灣平地最容易發生乾旱的時間，其背後的成因與機制值得未來更深入探討。

為了進一步瞭解乾旱個案的特質，圖 4 為個別統計上述四種不同方法所定義出的乾旱，在 1950 年至 2011 年間，不同時間下有乾旱發生的測站數量或其占全部統計測站的比例，得出的結果呈現了在個別方法定義下的乾旱個案之影響廣度和發生時段。在圖 4(a)、(b)也能看到翁與楊(2013a, b)和卓與盧(2013)研究方法的問題：以這兩種方法定義乾旱，會發現事件多發生在晚春至初秋，而這段時間事實上卻是臺灣觀測降水量較多的時候，顯見他們的方法與現實雨量之間存有差異。相對於這個研究方法，本研究的 TMD index 呈現較合理的結果，即乾旱測站數較多的事件發生時間多不在降水較多的濕季，且和圖 2(c)、(d)

所見類似，這些乾旱事件發生的時間，多集中在梅雨季前，以及颱風季進入尾聲時，如圖 4(c)、(d)所示。圖 4(d)的資料來源為臺灣全島低於或等於海拔 150 公尺，共 758 個的平地測站，由於站點數量多且分布廣泛，較有利於往後分析的客觀性，因此之後本研究將以該定義方式，來深入探討臺灣歷史上發生在平地的大型乾旱個案。

#### 四、臺灣嚴重乾旱事件發生時間分析

為了研究過去幾十年來臺灣歷史上重大乾旱發生的原因，必須選取具有代表性的大型乾旱事件。在此章節中，我們盡可能地將分析年份涵蓋至近期，因此分析年份略為往後延伸為 1950 年至 2015 年。再以本研究建構出的 TMD index 為基礎，將之前判定各測站每日異常偏長乾期門檻值的 1950 年至 2011 年區間，擴大到與新的分析年份區間相同的 1950 年至 2015 年，並以此新標準篩選出每年每日平地地區發生異常偏長乾期的測站。為了表示乾旱事件的影響廣泛程度，之後在

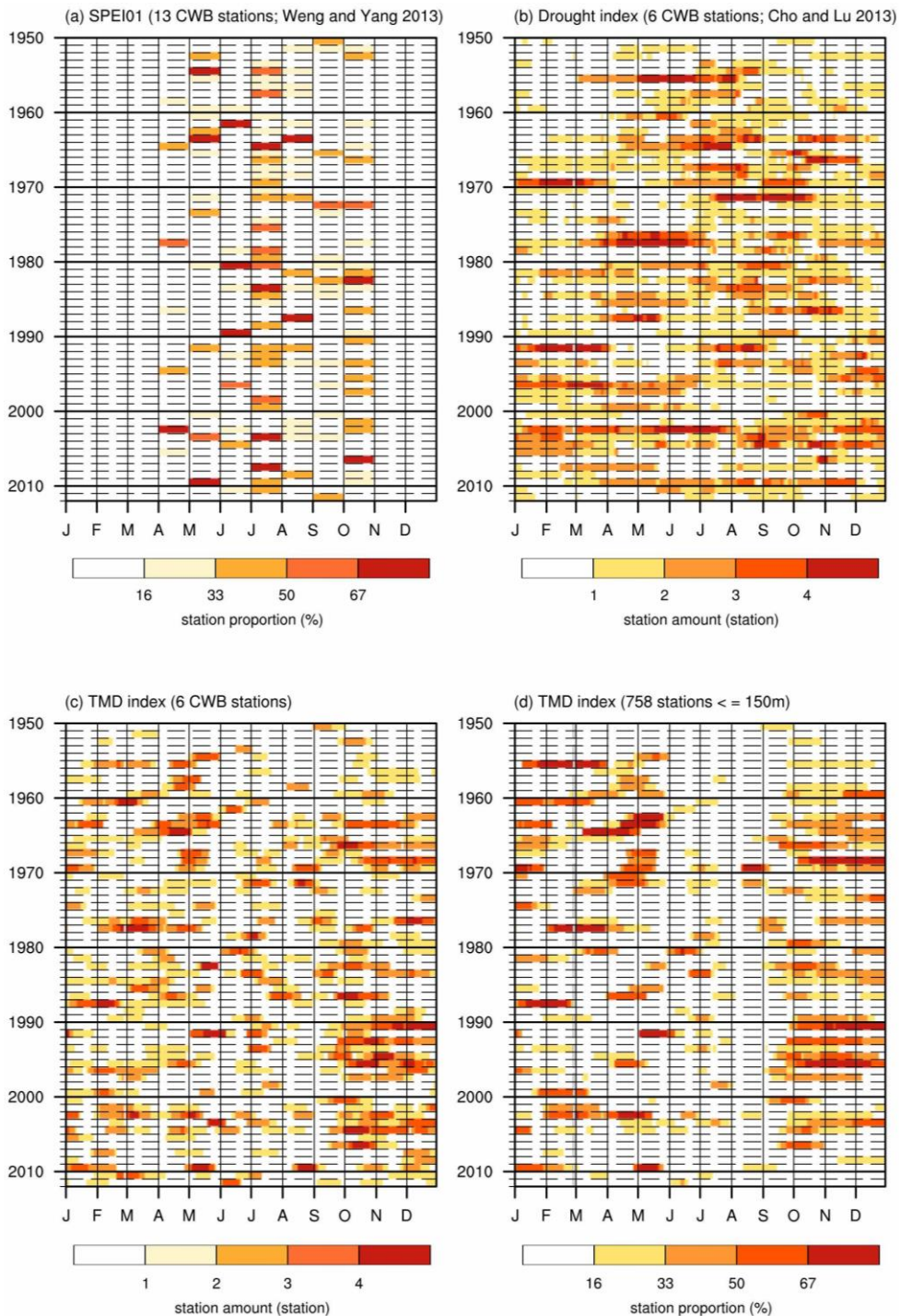


圖 4 1950 年至 2011 年間臺灣平地發生乾旱的測站數 (或占比)：(a) 13 個中央氣象局綜觀氣象站資料計算出的持續時間 1 個月 SPEI 指數 (翁與楊, 2013a, b)；(b) 由 6 個中央氣象局綜觀氣象站資料計算出的極端乾期指數 (卓與盧, 2013)；(c) 以 TMD index 方式所計算出之實際異常偏長乾期；(d) 同(c)，但測站資料來源改為臺灣全島低於或等於海拔 150 公尺的測站。

前述的測站中，選出發生異常偏長乾期之測站比例達到或超過 60% 的乾旱個案；另外根據中央氣象局「連續 20 日以上無可量降水紀錄者為乾旱」的標準，前述乾旱站點比例達到或超過 60% 的乾旱個案，若同時符合連續 20 日以上無可量降水紀錄者，可進一步被篩選出，成為「嚴重乾旱事件」。

此結果表現出臺灣本島過去 66 年歷史（1950 年至 2015 年），氣象觀點上的平地地區嚴重乾旱事件，如圖 5 所示。

圖 5 的結果很明顯地表現出臺灣平地地區嚴重乾旱事件的發生特性，即幾乎都發生在夏季颱風風季以外的時節，代表臺灣平地地區若非颱風挾

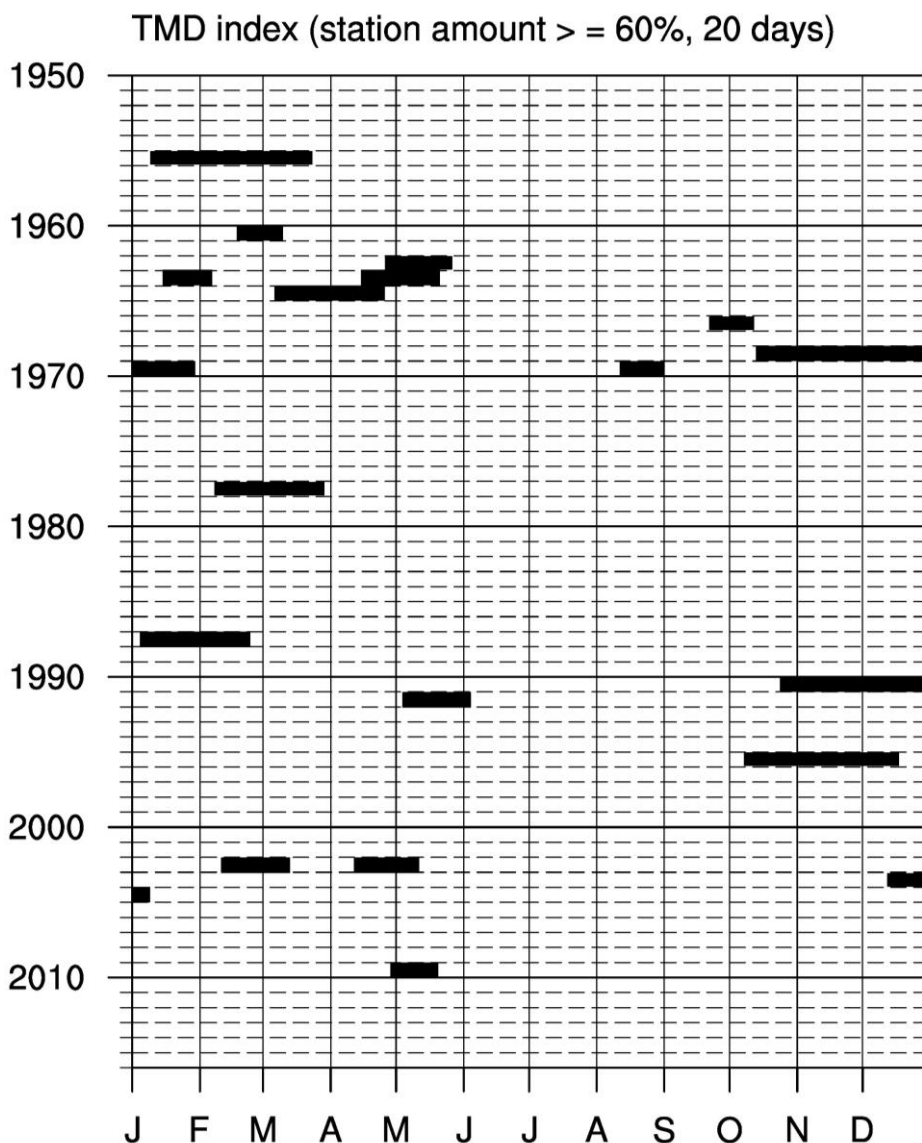


圖 5 本圖標出臺灣歷史上嚴重乾旱事件發生之時間，以黑色表示其發生時段。時間的選取方式，是從 TMD index 定義出的異常偏長乾期中，選取發生異常偏長乾期的測站比例超過（含）60%，且持續時間超過（含）20 天者為嚴重乾旱事件，並以黑色標記。

注大量降水，任何時期都有可能發生嚴重乾旱。雖然說，臺灣乾旱發生的情況有時有著區域差異，但在此研究中，我們先以臺灣島內整體一致的方式，得出臺灣近六十多年來乾旱事件發生的年份。這些發生時間的確立，有助於更多跨領域在社會與經濟影響層面上的研究，也是後續分析乾旱發生機制的切入點。

以下，我們以臺灣地區氣候年循環的特性切入，探討乾旱容易發生的季節。在先前的研究中已經可以理解，臺灣的雨量年循環可以大致分成冬季、春季、梅雨季、夏季（颱風季）與秋季，且這降水的年循環，不同季節有各自的特性。冬季臺灣的降水集中在北臺灣，東北季風吹拂之下的地形降水集中在北部及東北部的地形上(Chen and Huang, 1999；中央氣象局，1990)。雖然鋒面降水可為全臺性降水，但鋒面影響的範圍通常只在北部。降水的分布是西北部最多，向東南遞減的情況，臺中以南的地區及東南部地區常因鋒面強度不夠或水氣供應不足，而降水零星、雨量較少，而為乾期(Chen and Chen, 2003)。春季時北方冷氣團影響漸漸退出臺灣地區，高層槽線較冬天淺，足以影響臺灣地區的深槽偶而才會出現。由於青藏高原一帶積雪融化，地表開始受到太陽加熱，累積的能量以短波槽的形式向東傳遞(Chen and Chen, 2003)，在臺灣附近形成微弱的鋒面快速通過。此種鋒面系統影響範圍較小，只限於北部地區，且通過速度快，其影響往往半天就結束，降水也因為鋒面較弱而以小雨為主，故冬天的乾期，有時也會持續至春季。但是時序進入 5 月，則為臺灣的梅雨期。梅雨季的滯留鋒面為臺灣帶來的雨量相當豐厚，有別於冬季、春季鋒面降水。因此，冬春季持續以來的乾旱，通常可以在梅雨季獲得舒緩。反之，如果梅雨季節依然少雨，則

旱象將持續擴大直到夏季。夏季時颱風相關的降水（包含西南氣流），在臺灣往往佔了大約整個夏季一半的總降水量，是臺灣解決旱象的重要助力。當然，夏季時臺灣除了南來的擾動影響，因為熱力作用，地表加熱形成對流雲雨的機會也很大。如果整個大氣環境為不穩定，不論日夜都有下雨的可能（劉，1984），這部分的降水，也是臺灣在乾旱發生時能夠獲得緩解的關鍵之一。至於秋季，太平洋上的颱風仍有機會影響臺灣，就算不直接侵襲臺灣，從南方海面或東方海面通過的颱風，仍然會為臺灣帶來降水，同時來自北方的鋒面系統開始出現在臺灣地區，鋒面系統可帶來強度較大的降水，唯影響的區域主要以北部與東北部為主，南部開始進入乾季。

普遍而言，臺灣冬半季的較少雨，夏半季的較多雨，讓臺灣乾旱事件的發生，有明顯的季節特性。這樣的特色，可從本研究分析（圖 5）中獲得印證。因此，為了探討嚴重乾旱事件發生時臺灣及附近的大氣環境場發生了什麼變化，必須將不同季節乾旱發生的年份挑出，並藉由分析不同的大氣環境場，盡可能地瞭解乾旱發生的可能成因。由於絕大多數 TMD index 分析篩選出來的嚴重乾旱事件均發生在 10 月至隔年 5 月，因此本研究將這些乾旱事件區分成三個組別，分別為 10 月至翌年 1 月(ONDJ)、2 月至 4 月(FMA)和 5 月(M)共三組不同的分析月份區間，分別代表秋冬季、春季與梅雨季的嚴重乾旱。至於各組月份區間的乾旱年份挑選方法為：若有任何先前挑選出的嚴重乾旱事件落於某組月份區間中，不論乾旱事件是否完全落於該時間區間內，當年均納入該月份區間的乾旱分析年份中。例如，圖 5 可得知 1962 年的嚴重乾旱事件橫跨自 4 月底至 5 月，剛好跨足春季(FMA)以及 5 月(M)兩組不同月份

區間，因此 1962 年同時為春季(FMA)及 5 月(M)的乾旱分析年份。需要注意的是，由於秋冬季(ONDJ)涉及跨越年份的問題，為求年份表示的統一性，一律以 10、11、12 月(OND)的年份表示之。例如，圖 5 得知 1968 年的 10、11、12 月及 1969 年的 1 月發生嚴重乾旱事件，在之後的分析中雖然 10、11、12 月的部分是分析 1968 年，而 1 月則是分析 1969 年，但該起乾旱事件的發生年份仍以 1968 年表示之。表 2 為本研究整理出的各組分析月份的乾旱年份，秋冬季(ONDJ)有八個個案，春季(FMA)有九個個案，5 月(M)則有五個個案，將分別作為以下分析大氣環境場的依據。

## 五、臺灣各季嚴重乾旱事件發生時的大氣環境場分析

透過 TMD index 的乾旱年份分析，本研究從圖 5 的結果整理了表 2 的各季節嚴重乾旱發生年份，接著便以合成分析的方式，探討嚴重乾旱事件時臺灣以及周邊的大氣環境場狀況，以科學角度分析造成乾旱事件的可能因素。

首先，依照先前區分的三組不同季節（分別為秋冬季、春季與梅雨季的 5 月），以及相對應的乾旱事件發生年份，本研究使用 NCEP R1 重分析資料中的 SLP 以及 500hPa  $\omega$  進行合成分析。先分別算出 SLP 及 500hPa  $\omega$  的 1950 年至 2015 年月氣候平均值，再分別將各組月份區間所挑選出的乾旱年，其區間內的月份減去相對應的月氣候

平均值，得出每組月份區間內各月的距平值，最後再將每組區間內各個月距平平均後得出最終的距平值。

圖 6 中每組月份區間顯示秋冬季、春季與梅雨季的 5 月情況，當臺灣發生嚴重乾旱事件時，臺灣地區被 SLP 正距平所包圍，代表當時臺灣附近的氣壓較氣候平均值為高，此種條件並不利於對流系統的發展，因此發生乾旱是可以預期的結果。然而細看這三組月份區間的 SLP 正值距平分布，可見到秋冬季(ONDJ)時臺灣由南海地區的 SLP 正距平所籠罩。而春季(FMA)時主要的 SLP 正距平區域從阿拉斯加南方，一路向臺灣地區延伸，此應可視為阿留申低壓的減弱，且一路影響至東亞沿岸與臺灣地區。梅雨季的 5 月(M)時，在阿拉斯加南方的 SLP 正距平並不如春季(FMA)時那般大，但正值區仍然一路延伸至臺灣地區，考慮到 5 月為梅雨季的開始，且由臺灣向東北方延伸的 SLP 正距平區與梅雨鋒面位置相似，因此推測乾旱的發生與梅雨鋒面的減弱有關。

從 SLP 的分析上可以看出，嚴重乾旱發生時臺灣地區多籠罩在 SLP 正距平的範圍內，顯示海平面的高壓距平會造成秋冬季(ONDJ)及春季(FMA)時，臺灣上空的高壓增強，梅雨季的 5 月(M)時臺灣上空的低壓減弱，因而不利對流系統發展。在此，我們更進一步分析 500hPa  $\omega$  (圖 7) 來驗證。從這個分析可以看出，正距平代表上升運動的減弱或下沉運動的加強，而各季節（秋冬

表 2 以 TMD index 分析出之各季節臺灣發生嚴重乾旱事件的年份。

分析月份	Oct, Nov, Dec, Jan (ONDJ)	Feb, Mar, Apr (FMA)	May (M)
乾旱年份	1954, 1962, 1966, 1968, 1986, 1990, 1995, 2003	1955, 1960, 1962, 1963, 1964, 1977, 1987, 2002, 2009	1962, 1963, 1991, 2002, 2009

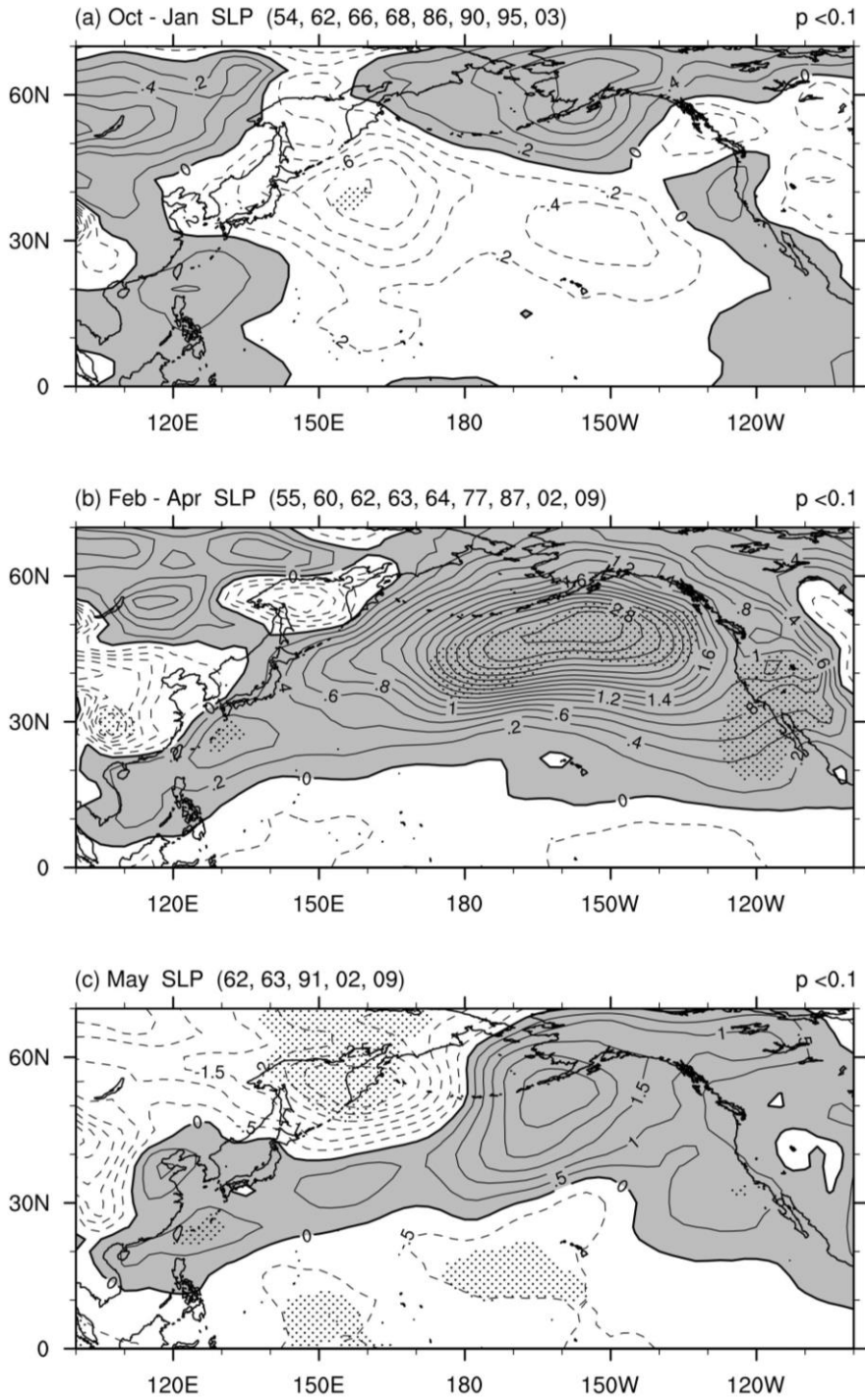


圖 6 本研究分析的各季節中，臺灣發生嚴重乾旱事件時 SLP 的距平（單位：hPa）。(a)為秋冬季(ONDJ)，(b)為春季(FMA)，(c)為梅雨季的 5 月(M)。灰色區域為正距平區，並在  $p$  value 小於 0.1 處以黑點標記以代表通過 90%信心檢定。各圖上標數字為發生嚴重乾旱事件的年份。

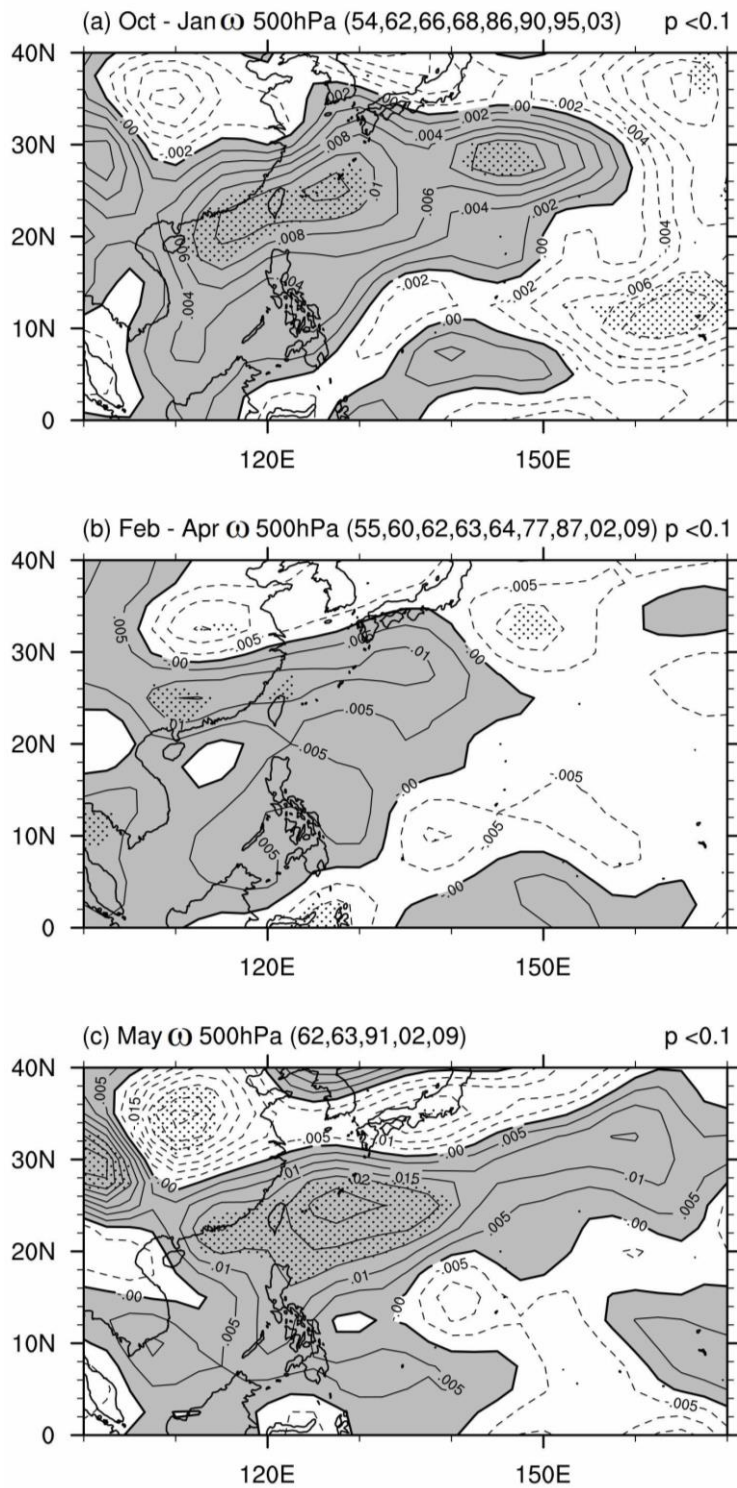


圖 7 本圖類似圖 6，但分析的數值為臺灣發生嚴重乾旱事件時之 500hPa  $\omega$  距平（單位：Pa/s）。灰色區域為正距平區，並在 p value 小於 0.1 處以黑點標記以代表通過 90% 信心檢定。

季、春季與梅雨季的 5 月) 呈現的結果與圖 6 的 SLP 相當類似, 顯示兩者之間的高度關聯性。秋冬季(ONDJ)時臺灣以及南海地區呈現大範圍的垂直速度  $\omega$  正距平, 表示該區域為壓抑上升運動的發展。春季(FMA)時雖然垂直速度  $\omega$  正距平並未像 SLP 般一路延伸至更東北處, 但臺灣及附近區域仍然呈現不利上升運動的情況。至於梅雨季中 5 月(M), 情況與 SLP 相當類似, 垂直速度  $\omega$  正距平區域的分布與常見的梅雨鋒面位置相似, 可見乾旱年時梅雨系統的減弱導致上升運動的較弱, 也會反映在少雨的嚴重乾旱情況。

從以上的分析大致可以得出, 臺灣發生嚴重乾旱時, 大氣環境場是處於低層為高壓距平, 且伴隨著中層下沉運動增強(或上升運動減弱)的情形, 不利對流發生。這樣的大氣環境場配置, 很可能與周邊的海氣環境場或陸地的熱源有關, 在 TMD index 建立之後, 值得更進一步地探討各個個案發生的原因。本研究旨在建立一個可靠且有代表性的臺灣氣象乾旱指數, 因此個別乾旱個案的探討, 就留待後續的研究繼續深入分析。

## 六、臺灣嚴重乾旱的發生頻率分析

乾旱的定義方式不同, 會影響到乾旱發生頻率的分析, 意即多久容易發生一次嚴重乾旱的計算, 往往取決於如何定義乾旱。而區域型的乾旱與臺灣全島大部分地區都發生乾旱的情況, 也會因各地差異而有所不同。過去探討乾旱發生頻率的研究並不多, 然而運用模式模擬世界各地乾旱發生頻率的研究顯示, 世界各地依照地區的不同, 30 年間持續時間 4 到 6 個月的乾旱發生頻率, 在發生機率較高地區可達 1 至 2 次, 但發生頻率較低區域則甚至可能低於 0.5 次(Sheffield and Wood, 2008)。至於臺灣的情況, 整體而言乾旱發生頻率為平均每 10 年會有一次大旱, 2 至 3 年會有一次小旱(經濟部水利署電子報, 2016)。

以本研究定義之 TMD index 所計算的乾旱個案分析上, 可先將 1950 年至 2015 年間全年各日發生嚴重乾旱的機率, 以每 10 年發生次數為單位計算呈現於圖 8 中, 可見全年嚴重乾旱發生頻率最高的時間點, 出現在 10 月至隔年 5 月間, 意即颱風季進入尾聲後到梅雨季開始前, 是臺灣平地最容易發生乾旱的時刻。這樣的發生時間顯示,

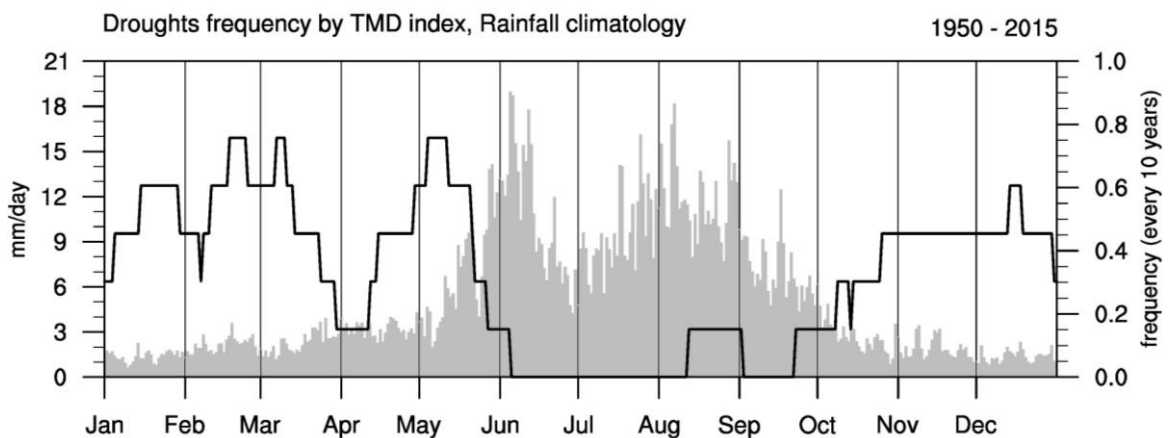


圖 8 黑線為以 TMD index 所統計出的全年各日每 10 年發生嚴重乾旱機率, 而灰色直條則為臺灣平地測站(低於等於海拔 150 公尺)的雨量氣候平均值。本圖的計算分析年為 1950 年至 2015 年。



梅雨季通常會帶來降水(無論多或少),因此梅雨肇始前的冬春季是一個乾旱容易發生的時機。至於颱風季過後的秋季,也容易有乾旱的發生,而這個情況也可能延續至整個冬季的少雨期。此外圖 8 中也可見,嚴重乾旱發生機率與臺灣平地雨量氣候平均值呈現高度負相關的特性,足以證明 TMD index 測定乾旱事件的可靠性。

除了不同季節的發生頻率有所差異外,若進一步分析其發生頻率與年代的變化,除了可以理解這樣的嚴重乾旱事件大約多少年發生一次,也可得知是否有年代際的不同。因此,若以 21 年為計算的滑動窗區,將每 10 年發生頻率標示於最中間年(圖 9),則可以看出臺灣嚴重乾旱發生的頻率在 1950 年至 2015 年間的變化。以秋季而言,

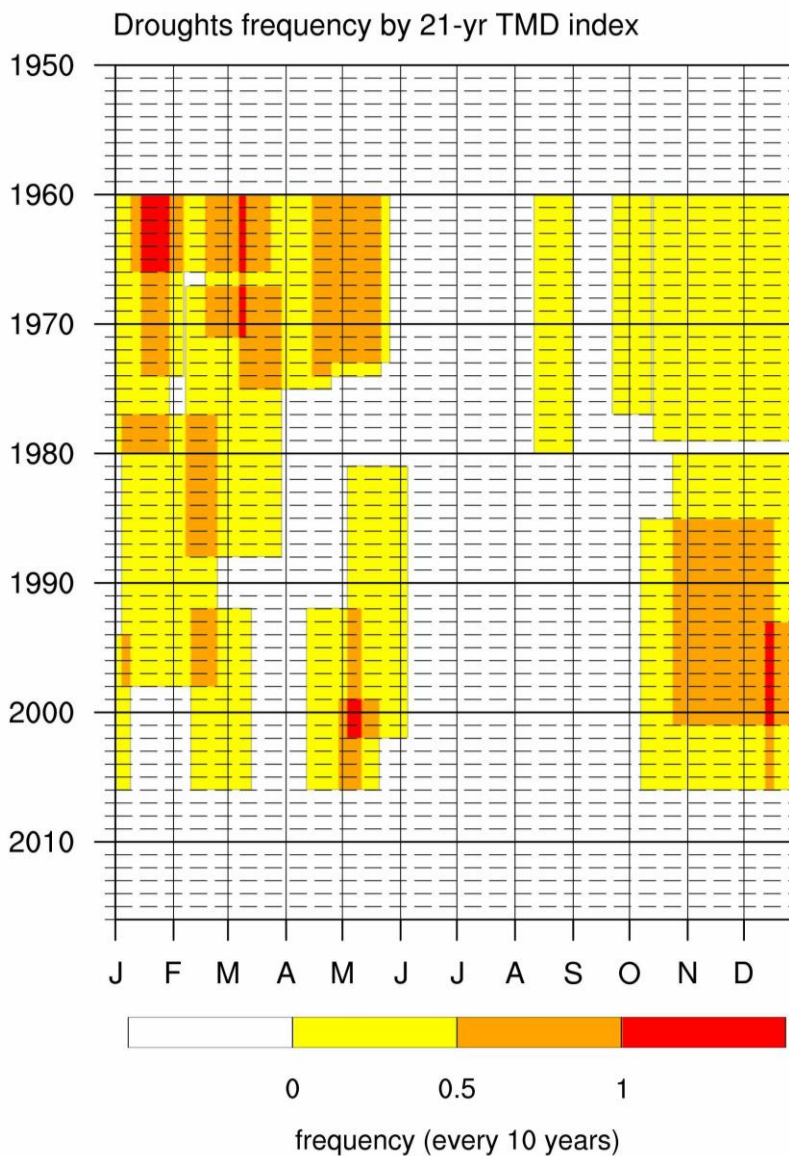


圖 9 1950 年至 2015 年間,由 TMD index 所統計出每 10 年發生嚴重乾旱的機率(以 21 年滑動窗區計算後再換算為每 10 年發生之機率)。

1980 年代後發生乾旱的頻率增加，至於冬春季則在 1970 年代前發生的頻率較高，後期乾旱發生機率變小。這樣的情況，與臺灣春季降雨受到 Pacific Decadal Oscillation (PDO) 的影響，在 1950 年代至 1970 年代中期間屬於少雨期的狀況吻合(Hung et al., 2004)。不過，這類的分析有待未來將數據往前延伸，獲得更長時間資料時才能深入探討是否與之有關，或者為明顯之氣候變遷訊號。此部分之探討，將留待未來的後續研究繼續討論。

## 七、結論與討論

本研究分析了近年來學界對於臺灣乾旱議題所使用的幾種乾旱指數，並且比較其對於氣象乾旱訊號掌握的情況。分析的乾旱指數，包含翁與楊(2013a, b)所計算出的臺灣本島標準化降雨蒸發指數 SPEI，以及卓與盧(2013)以連續不降水日來分析臺灣近百年來極端乾期變化的方法。在翁與楊(2013a, b)的研究中，以 SPEI 計算出的結果呈現最容易發生乾旱的季節經統計是夏季的 7 月份，與一般認知有所不同。仔細分析其成因發現，SPEI 指數因為納入了溫度的變量，考慮蒸發量的計算，因而在臺灣這種夏季高溫地區會造成蒸發量大增而顯示乾旱的訊號，與過去認為 SPEI 可以更真實反映乾旱情形並不相同。至於卓與盧(2013)的方法，使用連續不降水日來分析有其優點，但乾旱時間的推斷則有個明顯缺陷，在於其異常偏長乾期判定是由各測站某日(含當日)前 90 天的窗區中，尋找有無任何連續乾期的日數達到對應測站和日期的門檻值，但標定的卻是窗區最後一天的該日。這個方式，無法反映出真實的乾期發生時段，且真正的乾期發生時間可能會和經該方法定義出的異常偏長乾期日有 90 天內的誤差。

由於 SPEI 指數可能因臺灣夏季高溫而造成蒸發量大增，反而顯示假乾旱訊號，因此本研究以卓與盧(2013)的方式修改後來探討乾旱事件，而成為新提出的「臺灣氣象乾旱指數(TMD index)」。本研究所定義的 TMD index，延續了卓與盧(2013)的窗區乾旱計算篩選方式，判定異常偏長乾期門檻值時的做法與其相同，主要差別在於之後利用此門檻值判定分析年份間各測站是否有乾期達標之日期處不同。本研究取而代之的做法為：個別測站每段 90 天窗區內達到門檻值的連續不降水期，將期間內的每日皆標註為乾旱，並在分析年份間統計個別日期發生乾旱的測站數量。此修正後的方法可以呈現出異常偏長乾期的真實發生時段，而不會有發生時間的誤差問題。

雖然實際發生於臺灣的乾旱事件往往有區域差異，但在先期的乾旱指數設定與研究上，先以臺灣島內海拔低於或等於 150 公尺的測站為考量，得出 1950 年至 2015 年間臺灣乾旱事件發生的年份。這些發生時間的確立，有助於更多跨領域在社會與經濟影響層面上的研究，也是後續分析乾旱發生機制的切入點。由於乾旱的發生，對於社會與經濟，特別是民生用水與農業生產上有相當影響，故本研究的乾旱指數除了可以作為探討乾旱發生原因的指標，也可以應用於相關的其他不同領域中。

透過 TMD index 的分析，可以得知臺灣平地降水量最多的夏季乾旱發生頻率最低，而秋季至隔年春季則有相對較高的乾旱發生頻率。透過嚴重乾旱事件的選取，本研究將這些個案的大氣環境場加以簡單分析得知，不管是秋冬季(ONDJ)、春季(FMA)或梅雨季中的 5 月(M)，臺灣發生嚴重乾旱時，大氣環境場多是處於低層為高壓距平，且伴隨著中層下沉運動增強(或上升運動減弱)

的情況，不利對流發生。這樣的大環境場配置，與一般氣候分析上的認知一致。此外，在嚴重乾旱發生頻率的年代變化上，以秋季而言，1980年代後發生乾旱的頻率增加，至於冬春季則在1970年代前發生的頻率較高，後期乾旱發生機率變小。這樣的情況可能與臺灣春季降雨受到PDO的影響有關。不過這類的分析有待未來將數據往前延伸，獲得更長時間資料時才能深入探討。

## 致謝

本文完成，特別感謝翁叔平、盧孟明、楊承道與卓盈旻在研究上寶貴意見的提供。本研究在科技部計畫(105-2111-M-003-001)、(106-2111-M-003-003)與(106-2621-M-865-001)資助下所完成，特此感謝。

## 參考文獻

- 中央氣象局，1990：氣候圖集。臺北，中央氣象局。
- 林民生與陳進文，1979：臺灣地區梅雨前之乾旱研究。大氣科學，**6**，17-28。
- 林琴、劉紹臣、林沛練，2014：臺灣地區乾旱問題之分析。2014 Conference on Weather Analysis and Forecasting，**A3**，A3-27。
- 卓盈旻與盧孟明，2013：臺灣地區近百年極端乾期變化分析。大氣科學，**41(2)**，171-188。
- 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〕。新北市，2013 國家災害防救科技中心期末報告。
- 翁叔平與楊承道，2013b：應用標準化降水蒸發散指數分析臺灣百年來乾溼變化的低頻特徵與遙地相關。大氣科學，**41(2)**，139-170。
- 陳泰然，2004：近期梅雨鋒面研究之回顧。大氣科學，**32(3)**，225-245。
- 陳亮全、林李耀、陳永明、張志新、陳韻如、江申、于宜強、周仲島、游保杉，2011：氣候變遷與災害衝擊。國家災害防救科技中心臺灣氣候變遷科學報告 2011，**6**。
- 黃柏誠、陳永明、朱容練、陳韻如、陳世偉、陳品妤，2010：2009年臺灣乾旱事件研究。天氣分析與預報研討會暨第五屆國際海洋大氣研討會論文集編，658-663。
- 劉卓峯，1963：臺灣的乾旱。中央氣象局氣象學報，**9(3)**，8-15。
- 劉昭民，1981：民間57年冬季與民國58年春季臺灣氣候異常之分析。中央氣象局異常氣候研討會論文集編（70年），**5**，43-54。
- 劉昭民，1984：夏季臺灣近海低壓對臺灣天氣之影響。大氣科學，**11**，57-70。
- 經濟部水利署，2016：第0179期水利署電子報。臺北，經濟部水利署。
- Chen, C.-S., and J.-M. Huang, 1999: A numerical study of precipitation characteristics over Taiwan Island during the winter season. *Meteor. Atmos. Phys.*, **70**, 167-183.
- Chen, C.-S., and Y.-L. Chen, 2003: The Rainfall Characteristics of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1323-1341.

- Guttman, N. B., 1998: Comparing the Palmer drought index and the standardized precipitation index. *J. American Water Resources Association*, **34**, 113-121.
- Hayes, M. J., M. D. Svoboda, D. A. Wilhite, and O. V. Vanyarkho, 1999: Monitoring the 1996 drought using the standardized precipitation index. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **80**, 429-438.
- Hung, C.-W., H.-H. Hsu, and M.-M. Lu, 2004: Decadal Oscillation of Spring Rain in Northern Taiwan. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L22206m doi:10.1029/2004GL021344.
- Huang, W. C., Y. Chiang, R.Y. Wu, J. L. Lee, and S. H. Lin, 2012: The impact of climate change on rainfall frequency in Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **23**, 553-564.
- Karl, T. R., N. Nicholls, and A. Ghazi, 1999: CLIVAR/GCOS/WMO workshop on indices and indicators for climate extremes: Workshop summary. *Climatic Change*, **42**, 3-7.
- Lau, K.-M., and Song Yang, 1996: Seasonal Variation, Abrupt Transition, and Intraseasonal Variability Associated with the Asian Summer Monsoon in the GLA GCM. *J. Climate*, **9**, 965-985.
- McKee, T. B., N. J. Doesken, and J. Kliest, 1993: The relationship of drought frequency and duration to time scales. *In Proceedings of the 8th Conference of Applied Climatology*, 17-22 January, Anaheim, CA. American Meteorological Society, Boston, MA. 179-184.
- Sheffield, J., and E. F. Wood, 2008: Projected changes in drought occurrence under future global warming from multi-model, multi-scenario, IPCC AR4 simulations. *Climate Dyn.*, **31**, 79-105.
- Peterson, T. C., and Coauthors: Report on the Activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs 1998-2001. *WMO, Rep. WCDMP-47, WMO-TD 1071*, Geneva, Switzerland, 143.
- TaiCCAT, 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臺電子報，**11**。
- Vicente-Serrano, S. M., B. Santiago, and J. I. López-Moreno, 2010: A Multi-scalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index – SPEI. *J. Climate*, **23(7)**, 1696-1718.
- Wu, T.-Y., and S.-T., Wang, 1981: Study on the Drought over Taiwan in 1980. *大氣科學*，**8**，95-104。

# Construction of the Taiwan Meteorological Drought Index and the Analysis of Severe Drought Cases

Chih-wen Hung Ming-fu Shih

Department of Geography, National Taiwan Normal University

(manuscript received 14 August 2017 ; in final form 2 November 2017)

## ABSTRACT

Drought is one of important natural disasters in Taiwan. Numerous severe drought cases in the past few decades in Taiwan caused tremendous economic loss and great inconvenience in livelihood. After comparing with two other recent drought studies in Taiwan, a relatively reasonable definition, Taiwan Meteorological Drought index (TMD index), was established in this study. The TMD index considers rainfall data on the plains of Taiwan (altitude  $\leq 150\text{m}$ ). Within a 90-day moving window, the maximum number of consecutive dry days needs to be larger than the criteria which are the one percentile of the historical records to be identified as a drought case, and the actual dry days in the 90-day windows are marked as drought periods to calculate the TMD index.

The 1950-2015 TMD index are calculated in this study and show the severe dry cases in Taiwan tend to happen from the end of typhoon season to the next spring before Meiyu season. In order to compare the dry events and the large-scale environment condition, the drought seasons are divided into three groups: fall and winter period (October – next January), spring period (February - April) and Meiyu period (May). The analysis of reanalysis data shows that the atmospheric environment around Taiwan during severe droughts is under unfavorable conditions for convection systems to develop, and that could benefit droughts to occur in Taiwan.

The severe drought frequency is also discussed in this study. The frequency changed in the past decades. More severe drought cases in fall occurred after the 1980s, but more cases happened in winter-spring season before the 1970s. This may be related to the impacts of the Pacific Decadal Oscillation (PDO) from the 1950s to the 1970s.

**Key Words:** Droughts, Taiwan Meteorological Drought index (TMD index).

doi: 10.3966/025400022017064502003

