

## 臺灣地區近百年極端乾期變化分析

卓盈旻 盧孟明\*

中央氣象局科技中心

(中華民國一〇一年四月二十二日收稿；中華民國一〇二年十月二十九日定稿)

### 摘 要

本文根據臺灣 6 個有百年以上日雨量記錄的測站資料，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)，藉此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 年為一個窗區，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 年極端乾期事件發生在乾季的頻率明顯高於雨季。分析極端乾期事件發生的大尺度環流條件，發現梅雨季和夏季太平洋副熱帶高壓強度和高壓脊位置是影響極端乾期的重要因素，冬季極端乾期發生頻率則受到東亞冬季風強弱以及印度洋和太平洋上熱帶對流系統活躍程度的影響。

關鍵字：臺灣氣候、極端乾期、氣候極端事件、臺灣氣候變遷

---

\*通訊作者：盧孟明，台北市公園路 64 號 Email: lu@rdc.cwb.gov.tw

## 一、前言

臺灣降雨特性受季風系統主導，降雨型態隨季節而不同，主要發生在春季、梅雨季和颱風季三段期間，且受山脈地形影響，各地有相當大的季節差異 (Yen and Chen 2000, Chen and Chen 2003)。全島總雨量在冬季最少，雖然北部和東北部受東北季風影響容易有雨，但中南部地區則因東北季風受高山阻擋不易降雨，是季節上的乾季。冬季過後雨量隨季節轉變增多，並在五月至十月的梅雨季和颱風季達到高峰。臺灣雨量豐沛，但因山高水急，空間分布很不均勻，雨季和乾季愈往南部差異愈大，又因人口稠密，水資源環境極為險惡。

盧等 (2011) 分析了臺灣過去 100 年的年降雨日數變化，發現雨日有明顯減少的趨勢，下降幅度約為每 10 年減少 4 天，並且在四個季節的趨勢都是減少，以夏季雨日減少的幅度最大。若僅考慮 1980 年之後的資料，降幅增為每 10 年減少 6 天，冬季減少的日數最多，意味著乾季的降雨頻率更低，與其他學者的發現一致 (陳 2008; Hsu and Chen 2002; Hung and Kao 2010)。

過去有許多研究探討乾旱發生頻率，看到年不降雨日數和年最大連續不降雨日數都呈現逐年增加趨勢 (虞與莊 1992; 虞與許 1998; 金與謝 2001; 蕭 2001; 蕭與楊 2006)。經濟部水資源統一規劃委員會 (1982) 分析臺灣地區不同重現期距的最大連續不降雨日數，指出北部全年乾旱的平均週期為 16 年，中南部地區為 11 年，可知中、南部地區比北部容易發生乾旱。若將日雨量小於 0.6 毫米定義為不降雨日，並將連續 50 日不降雨定為「小旱」，連續 100 日不降雨為「大旱」，黃等 (2003) 發現近三十年臺灣西部小旱範圍有向

上游集水區擴散的跡象，西部平原則屬於大旱的可能發生地區。北部及東部每年發生小旱機率低於 0.01，屬於不易發生乾旱的地區，可見臺灣中部和南部為乾旱發生的主要地區，南部乾旱發生情形明顯較北部嚴重。賴 (2006) 更指出隨著乾旱重現期距的增加，旱象發生地區也逐漸擴展至北部與東部，連續不降雨日數也逐漸增加至 100 日以上。

宋 (2003) 分析臺灣西半部乾旱的變化，發現中南部地區年不降雨日數在 1960 年代左右出現變化，1960 年以後中南部乾旱發生頻率增多。呂 (2006) 指出 1956 年以後南部地區因颱風季降雨量減少，造成乾旱發生頻率增加，中度、嚴重和極端程度乾旱發生頻率都有明顯增加趨勢，延時也有增長的情況。林 (2007) 利用三個月的標準化降雨指標 (Standardized Precipitation Index, SPI) (McKee et al. 1993) 分析近八十年來臺灣乾旱的變化特性，發現北部乾旱變化的改變點在 1960~1970 年代左右，之後乾旱有稍微減弱的現象。中、南部改變點發生在 1950~1960 年代，之後乾旱發生機率逐漸增加，且南部之增加趨勢較中部明顯。Yu et al. (2006) 和游 (2007) 分析了近八十年來臺灣的乾旱次數、乾旱延時、乾旱量和強度等特性，同樣發現 1950~1960 年期間雨量有顯著的改變，在 1956 年之後，梅雨、颱風降雨和枯水期雨量都有減少的情形發生，尤其是颱風季雨量顯著減少。北部乾旱發生次數雖然有增加但幅度不大，其餘各項乾旱特性都顯示北部有漸趨為多雨的趨勢，氣象乾旱漸趨緩和。中、南部乾旱發生次數雖然有略為減少的趨勢，但乾旱延時、乾旱量及強度三方面均呈現明顯增加，表示氣象乾旱有嚴重化趨勢。花蓮地區乾旱次數略增，但其餘地區氣象乾旱漸趨緩和。臺東地區乾

旱特性卻與花蓮相反，雖臺東站有偏乾現象，但強度不強。

以上研究以集水區的旱象嚴重程度為出發點，沒有考慮大環境氣候條件和台灣的整體關係。臺灣處於雨量豐沛的亞熱帶季風區，經常一兩個天氣系統就能帶來豐沛雨量，不完全與大環境氣候條件有直接的關係。為瞭解臺灣偏乾狀態的大尺度氣候特徵，本研究以異常偏長的連續不降雨日為指標，稱之為**極端乾期指數**，藉以分析歷史上異常乾期變化特徵和影響臺灣大尺度氣候變化的關係。本研究提出的極端乾期指數也可用於乾旱監測，監視連續不降雨日是否出現過長的異常跡象，也唯有如此每日監測才能把乾旱影響降到最低。前人研究指出臺灣乾早有年代際尺度的長期變化，也就是以十年為單位可看到不同十年的統計特性不同。為獲得足夠多以十年為單位的樣本數，本文挑選了 6 個具 100 年以上雨量紀錄的測站來建立異常偏長乾期判斷方法與乾期資料庫，除據此監測連續不降雨日以外，並可持續分析臺灣乾期的長期變化，增進對氣候變遷的了解。本研究使用的資料和研究方法在第二節中說明，第三節說明臺灣異常偏長乾期的長期變化特性分析結果，探討在暖化趨勢下極端乾期頻率是否發生更加頻繁以及極端乾期的大尺度氣候條件，第四節為結論和後續研究。

## 二、資料來源與研究方法

### (一) 資料來源

本研究選用具有百年以上歷史的氣象站臺北 (TP, 46692)、臺中 (TC, 46749)、臺南 (TN, 46741)、恆春 (HC, 46759)、花蓮 (HL, 46699) 和臺東 (TT, 46766) 的 101 年 (1911~2011) 日

雨量資料，這 6 個測站分別在本島的北、中、南、東平地區域 (圖 1)，對監測臺灣乾型氣候有相當的代表性。測站的搬遷和資料缺漏時間如表 1 所示，臺北和臺南測站因建築物改建曾有搬遷，恆春和臺東測站有雨量資料缺漏情形，但缺漏時間不長，對本文研究的臺灣極端乾期年代際變異影響不大。大氣環境場資料則採用美國國家海洋大氣總署 (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) 提供之 20 世紀重分析資料 (20th Century Reanalysis Version 2)，該筆資料有 140 年 (1871~2010)，空間解析度為  $2.0^{\circ} \times 2.0^{\circ}$  經緯網格點 (Compo et al. 2011)。

### (二) 研究方法

本研究之連續不降雨日判斷標準是根據世界氣象組織 (World Meteorological Organization, WMO) 氣候變遷指標中最長連續不降雨日數 (maximum number of consecutive dry days, CDD) 的定義 (Karl et al., 1999; Peterson et al., 2001)，以日雨量小於 1 毫米 (mm) 者視為當日沒有降雨發生。中央氣象局氣象測站早期使用非自記式雨量計，測量精度為 0.1 mm，1974 年開始推動氣象觀測自動化後改用傾斗式雨量計，測量精度降為 0.5 mm，測量精度的改變並不影響我們以日雨量 1 mm 作為雨日的判斷標準，可排除長期雨量觀測可能因儀器更換造成的影響。

極端乾期指數乃是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 個測站乾期判斷結果計算用以代表全島的指數，方法說明如下。

#### 1. 極端乾期定義

本研究採用 90 天為極端乾期判斷窗區，以 1951~2010 年為基期，統計每日含當日以前的 90

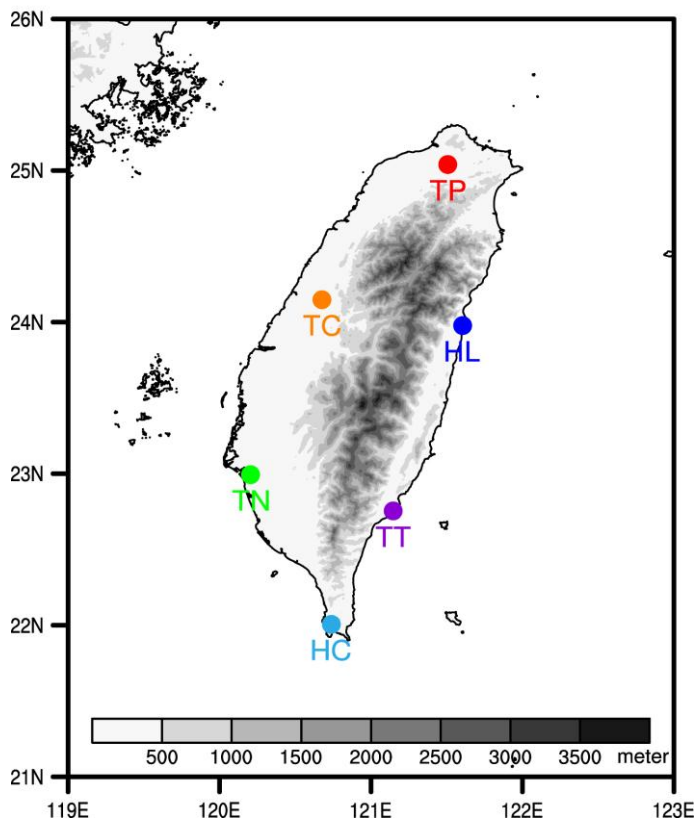


圖 1 臺北 (TP)、臺中 (TC)、臺南 (TN)、恆春 (HC)、花蓮 (HL) 和臺東 (TT) 6 個測站位置的分布圖。

表 1 1911 年至 2011 年測站搬遷情形和雨量資料缺漏時間。

測站	搬遷時間	資料缺漏時間
臺北	1992 年 2 月 1 日～1997 年 8 月 31 日搬遷至台北師院	
臺南	1998 年 5 月 1 日～2001 年 12 月 31 日搬遷至永康	
恆春		1929 年 6 月 1 日～1929 年 6 月 2 日 1929 年 7 月 2 日～1929 年 7 月 3 日 1931 年 9 月 16 日～1931 年 10 月 16 日
臺東		1947 年 3 月 15 日～1947 年 4 月 9 日

天連續不降雨日的日數(DS)與次數,此60年的DS日數( $DS = 1, 2, 3, \dots, 90$ )和每一種日數的發生頻率構成異常偏長乾期門檻值的決定基礎。當DS日數發生小於1%的超越機率即判斷該乾期為異常偏長,由於1%超越機率的門檻值與99%累積機率相同,本文用DS99代表異常偏長的乾期門檻值並以圖2說明門檻值的極端含意。圖2表示某日的60年DS發生頻率分布,以該日為最後一天的90天窗區60年資料中DS為1天的次數最多,隨著DS日數逐漸增加,發生頻率逐漸減少。當連續不降雨日數為22天時,累積比例達到99%,所以該天的DS99門檻值為22天。建立頻率分布的基期愈長,得到的門檻值愈具有統計上的代表性(李與盧2009)。之所以選擇60年沒有使用100年為基期的主要考慮是因未來將擴大本文研究方法至更多測站,1951年之後的測站資料比較完整。

用此法可得到1月1日至12月31日每一天DS99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。逐日檢查1911~2011年的連續不降雨日數資料,出現 $DS \geq DS99$ 即判定有極端事件發生,如此便可定出每個測站每一天的90天窗區是否含有極端事件,並定出每個事件發生的起迄時間。

## 2. 臺灣極端乾期指數(DSidx)

根據前述方法逐日檢查6個測站1911~2011年的連續不降雨日資料,當 $DS \geq DS99$ 時,表示有極端乾期事件發生。各站極端乾期事件判斷完畢之後,再以同一天出現極端乾期的測站總數定為臺灣的極端乾期指數,以DSidx表示,作為衡量臺灣極端乾期嚴重程度的標準。以2004年為例,圖3灰色部分顯示各個測站的極端乾期事件,也就是該測站的DS值高於DS99的日期,

最下面一排的顏色部分為DSidx,也就是該日有極端乾期事件發生的測站數目。如圖所示,2004年10月為該年連續無雨現象最嚴重的時期,最高值出現在10月24日,DSidx達到5,亦即有5個測站同時達到異常偏長乾期DS99的標準,從圖3可見除了臺北測站以外其餘5個測站都有極端乾期發生。

## 三、結果分析與討論

根據DSidx的101年日資料變化可看到臺灣極端乾期的長期變化特徵。對照極端乾期事件頻繁的年代和其他時期大尺度環境的差異,有助於認識臺灣乾型氣候與乾旱災害防備。

### (一) 極端乾期長期變化分析

1911~2011年的DSidx顯示在圖4,可見1920~1940年代臺灣極端乾期發生頻率較少,1950~1960年以後的極端乾期事件比較頻繁,幾乎每個季節都會有極端乾期出現,以至於DSidx平均數值較高,表示愈來愈多測站同時出現極端乾期事件。

由於乾旱本身就是一個需要時間累積的低頻現象,前人研究結果也指出臺灣乾旱周期超過10年,因此本文以探討極端乾期的十年際變化為重點,10年以內的變化不在本文討論範圍。為凸顯極端乾期10年以上的低頻變化特性,接下來以11年為單位統計每日DSidx的11年滑動累計值,結果顯示在圖5。圖5清楚看見臺灣極端乾期有明顯的年代際差異,1920~1940年代期間極端乾期發生頻率偏低,1960年之後明顯增多。極端乾期指數年代際差異的季節變化也相當明顯,在1960~1980年代期間極端乾期事件主要在夏季和秋季,1970~1980年代的梅雨季極端乾期事

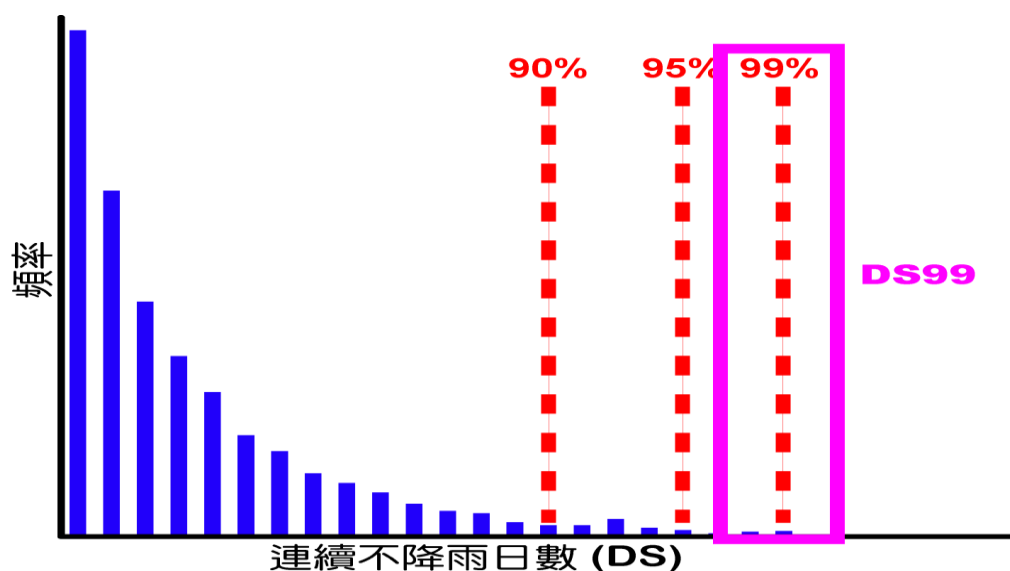


圖 2 根據 1951~2010 年連續不降雨日數 (DS) 資料建立的連續不降雨日數頻率分布示意圖，DS99 為本文定義異常偏長乾期的門檻值，表示  $DS \geq DS99$  的機率小於 1%。

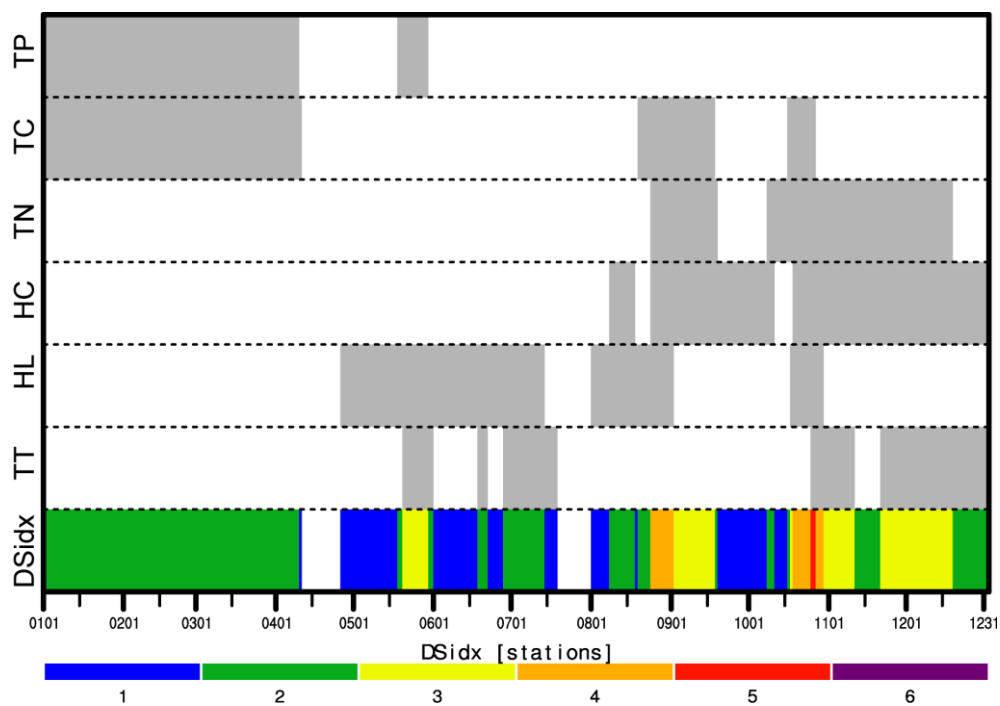


圖 3 2004 年臺北、臺中、臺南、恆春、花蓮和臺東 6 個測站極端乾期發生的情況，灰色代表該測站達到 DS99 的極端異常乾期發生時間，最下面一排顏色代表該日有極端乾期事件發生的測站數目。

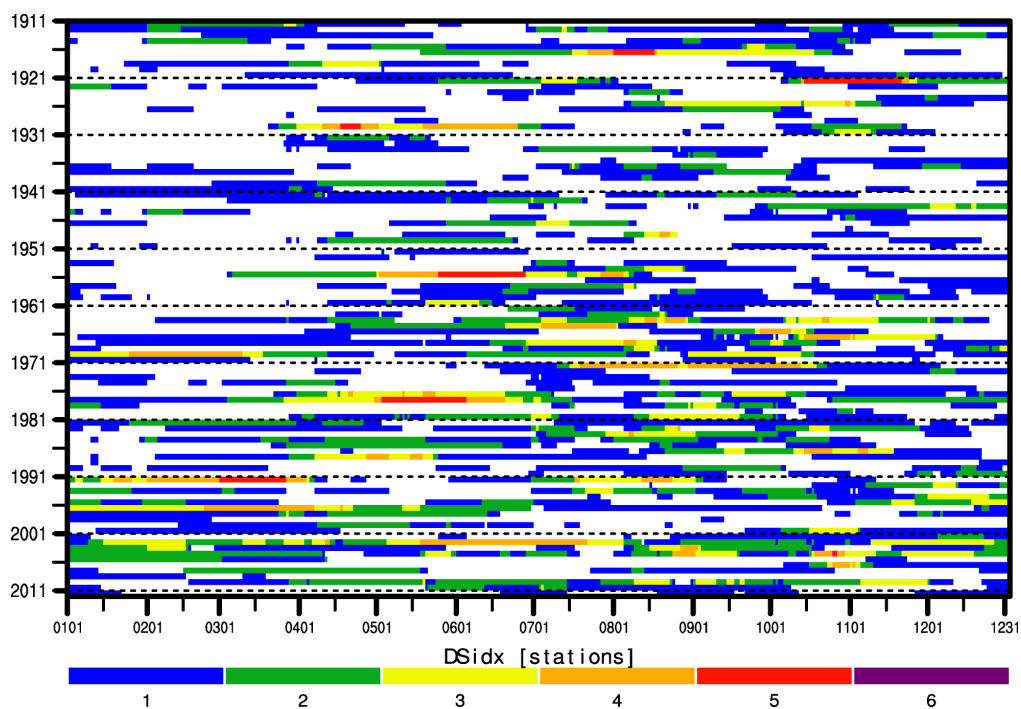


圖 4：1911~2011 年由臺北、臺中、臺南、恆春、花蓮和臺東 6 個測站統計的臺灣極端乾期指數 (DSidx)。

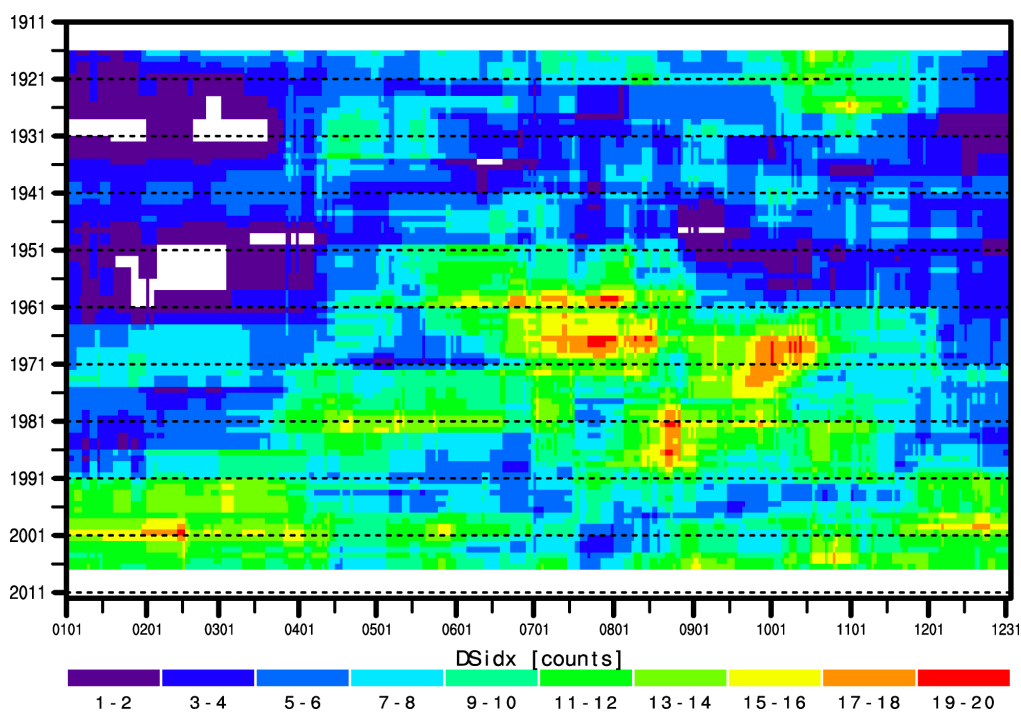


圖 5 以 11 年為單位，統計 1911~2011 年每日 DSidx 指數 11 年滑動累計的極端乾期指數 (DSidx11) 變化。

件較其他年代稍多。1990 年代之後，11 月至隔年 4 月冬半年期間極端乾期發生頻率較 1990 年以前明顯偏多。特別值得一提的，這 100 年來僅在近 20 年出現了極端乾期事件發生在乾季的頻率明顯高於雨季的現象，和一些研究（如：Chou et al. 2013）指出暖化氣候可能造成乾季愈乾濕季愈濕的現象相符。

未來若將本研究結果應用到即時性乾旱氣候監測，勢必要簡化極端乾期呈現方式，為此特別設計了將 DSidx 的 11 年滑動累計值（DSidx11）分成五種不同程度的極端乾期級別的做法。根據呈現在圖 5 的 1911~2011 年每日 DSidx11 資料排序結果，可找出百分序位（PR）為 5、25、75、95 的臨界值，這些數值便可作為極端乾期的級別區分判斷標準。若 DSidx11 小於 PR5 稱為零級

（zero）的極端乾期，DSidx11 在 PR5 與 PR25 之間為輕微（light）的極端乾期，DSidx11 在 PR25 與 PR75 之間為中等（moderate）的極端乾期，DSidx11 在 PR75 與 PR95 之間為嚴重（sever）的極端乾期，DSidx11 大於 PR95 時則為極端（extreme）的極端乾期。分級後的圖 6 更可清楚看到極端乾期的年代際變化特徵，1960 年前後是極端乾期發生轉變的重要時間點，在 1960 年之前不論在哪個季節，極端的極端乾期鮮少出現。1960 年代和 1970 年代嚴重或是極端等級的乾期主要發生在夏季和秋季（7~10 月），1990 年代以後則出現在冬季（11 月至隔年 4 月），表示近 20 年來在雨季發生極端的極端乾期頻率比 1990 年以前下降，在乾季發生極端的極端乾期頻率則比以前明顯增加。

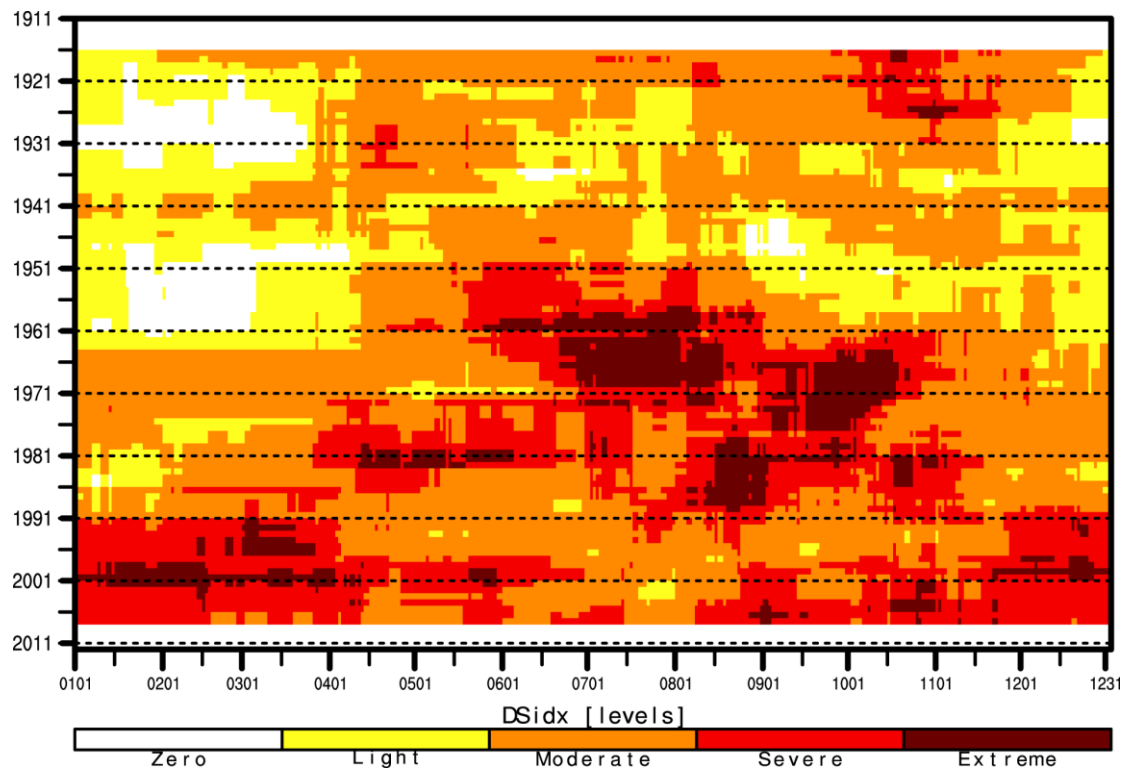


圖 6 1911~2011 年 11 年滑動平均之 DSidx (DSidx11) 分為五種不同程度極端乾期級別的結果。



## (二) 大尺度環流場分析

臺灣位於環流季節變化明顯的東亞與西太平洋季風區，分析極端乾期事件發生的大尺度環流條件時必定要考慮季節特性。本節參考圖 6，對照大尺度環流分別在冬（12~2 月）、梅雨（5~6 月）、夏（7~8 月）、秋（9~10 月）季的極端乾期特別明顯和較不明顯年代之間的差異，分析臺灣乾型氣候的環流特徵。由於大氣的氣候長期變化主要是透過大氣下邊界緩慢變化產生的影響，因此本文的大尺度環境場以海平面氣壓（SLP）、低層（950 hPa）風、和雨量三種變數為焦點進行討論。

### 1. 冬季（12~2 月）

冬季極端乾期發生最頻繁的時期在 1991 年之後以 2000 和 2001 為中心的 10 年（1996~2005），而以 1928 和 1929 年為中心的 10 年（1924~1933）極端乾期出現較少，觀察兩個時期大尺度環境場的差異可凸顯冬季乾型氣候的特徵。

極端乾期偏多時期與偏少時期的差值如圖 7，僅有通過統計檢定 90% 信心度的差值才顯示出來。由圖 7 可見乾型氣候相較於非乾型在歐亞大陸上 SLP 明顯偏弱，40°~50°N 的西伯利亞高壓和 20°~30°N 的 SLP 都偏弱，但日本南部和南印度洋西部 SLP 都偏強。台灣附近低層（950hPa）

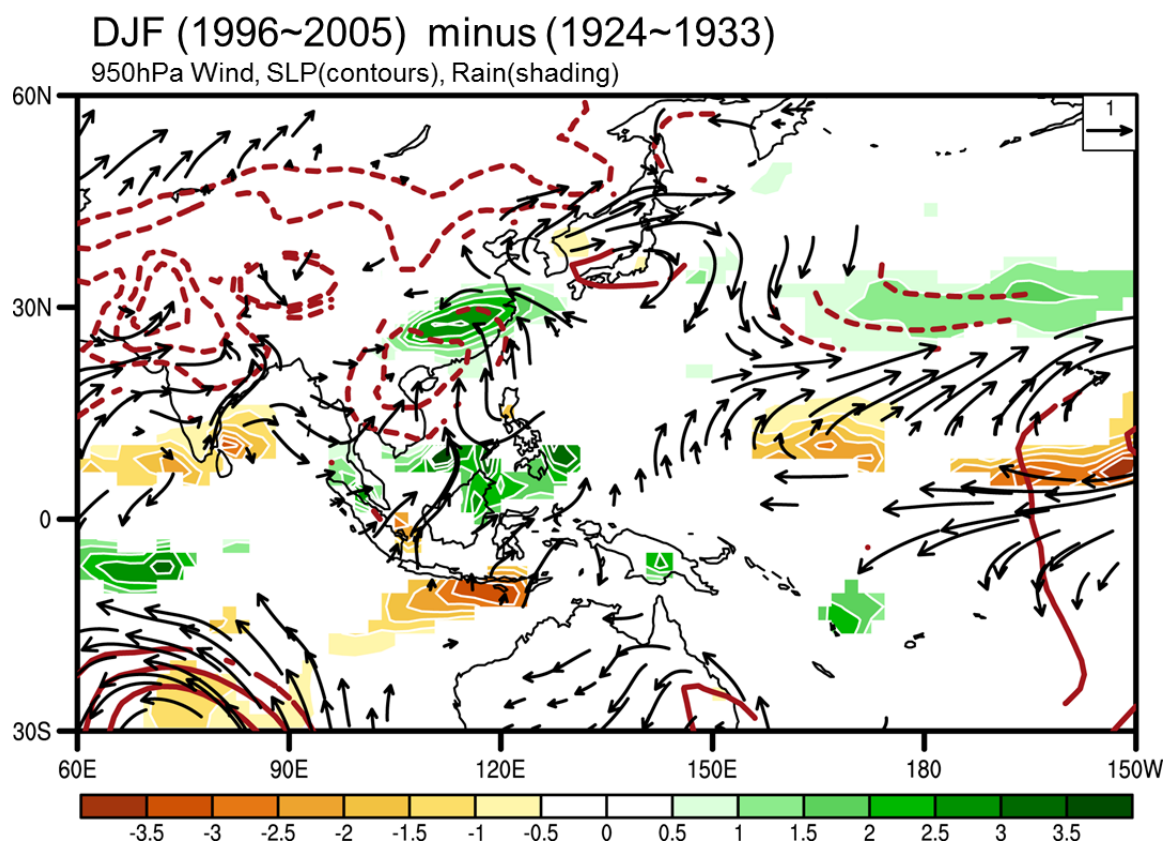


圖 7 冬季（12~2 月）極端乾期較頻繁的 10 年（1996~2005）與不頻繁的 10 年（1924~1933）大尺度環境場的差異。流線為 950hPa 風場差異，等值線為海平面氣壓差（實線：正值，虛線：負值），陰影部分是雨量差異（綠色：正值，黃棕色：負值）。顯示的部分表示兩段期間的差距通過 90% 信心度的顯著性檢驗。

風場偏南風，華中與華南雨量偏多，多雨區出現在台灣以北的長江流域附近。南亞在阿拉伯海、印度、孟加拉灣、中南半島低層風場均偏西風，和歐亞大陸上的 SLP 偏弱也就是冬季季風偏弱現象一致。

圖 7 的熱帶低層風場和雨量在兩段時期間差異顯示出相當有趣的規律。在北半球熱帶 ( $0^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$ ) 看到在印度洋和太平洋都有偏乾訊號，而馬來半島、南海、菲律賓一代有偏濕訊號。赤道以南  $0^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{S}$  的雨量差異符號上大致與北半球相反，西印度洋偏濕，爪哇島南方的東印度洋偏乾，南太平洋群島有零星的偏濕訊號。北半球熱帶西北太平洋 ( $150^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{W}$ ,  $0^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$ ) 低層風場偏向反氣旋，環流中心伴有偏乾訊號，反氣旋環流北方有偏強的低壓氣旋並伴有偏濕訊號，阿留申低壓和太平洋副高都有偏東的跡象。此外，雖然赤道附近中太平洋東風偏強的特徵和 La Niña 情況類似，但在 1996~2005 期間 La Niña 出現 4 次 El Niño 也出現了 3 次，相當著名的 2002~2003 年台灣乾旱事件則是出現在週期約 4 年的慢速 ENSO 變化之 La Niña 減弱與 El Niño 發展期間，根據這些簡單的關係推測台灣冬季乾型氣候和 ENSO 沒有固定的關係，也可能因 ENSO 變化特性不同而異。

另外，長江流域雨量偏多和台灣的乾型氣候的對比值得特別注意。圖 7 的風場顯示在印度洋與太平洋之間從  $15^{\circ}\text{S}\sim 45^{\circ}\text{N}$  的海洋陸地和東亞沿岸  $100^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$  有相當複雜的雨量差異，大致上  $15^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$  為負值， $0^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$  為正值， $15^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$  為負值， $25^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$  為正值， $35^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$  又是負值。台灣在高壓環流的北緣，偏南風並偏乾，表示台灣冬季的乾型氣候在南海與菲律賓海北部容易伴隨較強的高壓環流，環流北方可能因

利於鋒面滯留因此多雨，環流南方多雨現象是否與海溫有關將另撰文討論。

## 2. 梅雨季 (5~6 月)

梅雨季不像冬季有非常明顯的極端乾期偏多與偏少年代之間的對比 (圖 6)，大致上以 1980~1981 年為中心的 1976~1985 年和以 2000~2001 年為中心的 1996~2005 年是極端乾期事件較頻繁的年代，作為對照的乾期事件較不頻繁年代可以 1948~1949 (1934~1935) 年為中心的 1944~1953 (1930~1939) 年作為代表。比較了兩個乾期偏多與兩個乾期偏少時期之間的大尺度環境場差異，發現兩組對照特徵相當類似，接下來便以 1996~2005 年與 1930~1939 年的差異來說明極端乾期出現頻繁和不頻繁年代間的環境場對比。

圖 8 顯示極端乾期偏多年代和偏少年代兩個時期在東亞近海區域的低層風場、SLP 和雨量都有明顯的差異。乾期頻繁年代在熱帶太平洋換日線附近東風偏強，北印度洋東部西風偏強，南海與西太平洋暖池區域雨量偏多且 SLP 偏低。雖然作為對照的乾期偏少年在梅雨季和冬季不盡相同，比較圖 8 和圖 7 發現西太平洋風場、雨量和 SLP 的乾期偏多與偏少年代差異在兩個季節相當類似，南海與中南半島的雨量特徵和日本附近的高壓特徵也相當類似，但是在華南長江流域附近的風場、SLP 和雨量卻大不相同，表示台灣和長江流域的乾型氣候在梅雨季的相似性比冬季高。從圖 8 還可看到位在台灣西南方南海上的西風偏弱，比較強的西風出現在緯度較低的  $10^{\circ}\text{N}$  附近。雖然台灣附近沒有偏乾的訊號，但華北與東北亞的韓國和日本一帶顯示出大範圍的雨量偏乾、SLP 偏高、風場偏反氣旋，表示北方鋒面活動較不活躍。

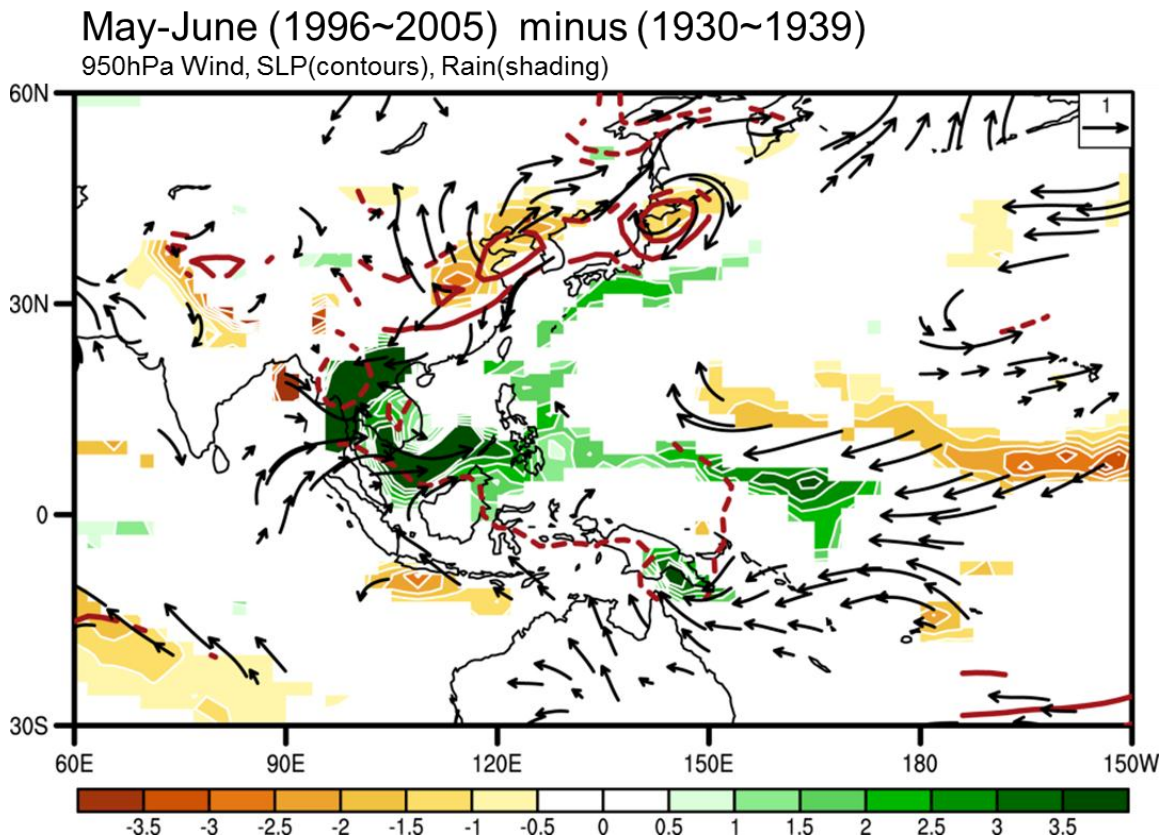


圖 8 同圖 7，但為梅雨季（5~6 月）極端乾期較頻繁 10 年（1996~2005）與不頻繁 10 年（1930~1939）的大尺度環境場差異。

### 3. 夏季（7~8 月）

根據圖 6 顯示的結果，可見以 1965、1966 為中心的 1961~1970 這十年是近百年來臺灣夏季發生極端乾期最頻繁的時期，乾期事件較不頻繁的對照時期可用 1928~1929 為中心的 1924~1933 年代表。這兩個時期的大尺度環境場差異顯示在圖 9，看到夏季極端乾期較頻繁的時期（1961~1970）雨量特徵和梅雨季乾期偏多的情況有多處相似，多雨區域集中在東南亞、南海和菲律賓等熱帶區域，除了西北太平洋和日本中部附近為少雨區以外，台灣附近也明顯偏乾，赤道印度洋也是雨量偏少。從低層環流和雨量的變化來看，

乾期頻繁時期的西北太平洋副高（120°E~150°W，15°~30°N）偏強，南亞 SLP 偏低但季風多雨區偏東。

### 4. 秋季（9~10 月）

圖 6 顯示秋季極端乾期事件在 1965~1974 年頻率偏高，而以 1953~1954 年為中心的 1949~1958 年發生頻率明顯偏低，大尺度環境場在這兩段時期差距的顯著性比其他季節明顯偏弱（圖 10）。在極端乾期事件比較頻繁的 1965~1974 年（圖略），南海中部呈現東風距平，季風槽偏弱，南海北部有微弱的反氣旋高壓環流距平。極端乾期事件比較少的 1942~1951 年（圖略），西北太

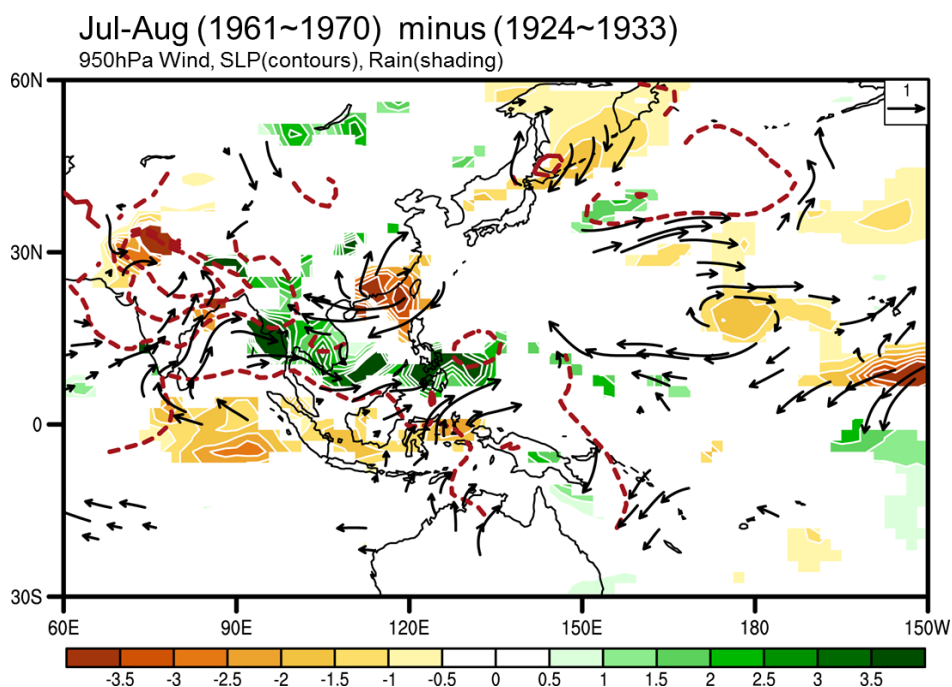


圖 9 同圖 7，但為夏季（7~8 月）極端乾期較頻繁 10 年（1961~1970）與不頻繁 10 年（1924~1933）的大尺度環境場差異。

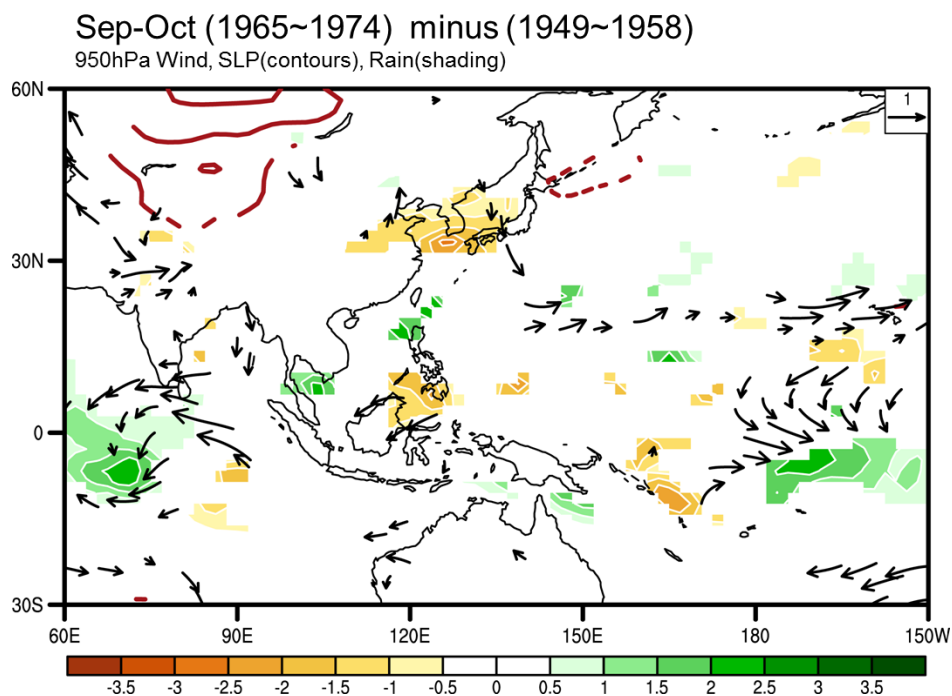


圖 10 同圖 7，但為秋季（9~10 月）極端乾期較頻繁 10 年（1965~1974）與不頻繁 10 年（1949~1958）的大尺度環境場差異。

平洋副高在換日線以西明顯偏弱，低層風場在熱帶(0°~15°N)從南海到西北太平洋為西風距平，華南、臺灣海峽、東海、渤海與日本的雨量都明顯偏多。將兩個時期的差異(圖 10)和其他季節相比，最大不同出現在從菲律賓南部和婆羅洲沿印尼群島與新幾內亞往東南方向延伸到南太平洋群島的廣大熱帶西太平洋(10°S~10°N, 120°E~160°E)上，在極端乾期事件比較頻繁時期(1965~1974)比不頻繁時期(1949~1958)偏乾，赤道附近的東印度洋也有偏乾訊號，和 1965~1974 期間颱風活躍程度下降的觀測紀錄(Chan 2008)一致。雖然在巴士海峽附近有零星偏濕訊號，印尼、菲律賓附近與韓國、日本一帶都有比較明顯的偏乾訊號，顯示台灣秋季極端乾期頻繁程度與北太平洋西岸降雨變異有關。

總體來說，四個季節都表現出台灣乾型氣候在東北亞的韓國、日本附近 120°E~140°E 與 40°N 附近偏乾，而東南亞的中南半島南部與南海西部 100°E~110°E 與 10°N 附近偏濕，這兩個區域的雨量特徵都和東亞冬季及夏季季風偏弱一致。在西北太平洋上，除了秋季以外，台灣乾型氣候對照出的特徵都是副高偏強，150°E 與 15°N 附近東風偏強，夏季 7~8 月副高脊位置在台灣附近的緯度。秋季乾型氣候除了受西北太平洋副高脊位置的影響以外，西北太平洋熱帶氣旋和東亞中高緯度的鋒面活躍程度都與乾期長短有關。

#### 四、結論與展望

本研究提出了一個可以代表臺灣異常偏乾狀態的指數，計算步驟是先分別根據 6 個百年以上日雨量資料記錄的測站，以 90 天為一窗區，逐日滑動統計各個測站 1951~2010 年期間連續不降雨日數的發生機率，定出各測站連續不降雨日數

發生次數達到累積機率 99% (即超越機率 1%) 為異常極端乾期(DS99)門檻值。然後對 6 個測站的 1911~2011 年雨量資料，以 90 天為窗區分別逐日檢查連續不降雨日數超過 DS99 門檻的日數，判定極端乾期的發生時間，再統計同一日達到極端乾期標準的測站數，定義為代表臺灣的極端乾期指數(以 DSidx 表示)，藉此衡量臺灣極端乾期事件有否發生與嚴重程度。

利用該指數分析百年來臺灣極端乾期事件頻率的變化，發現臺灣極端乾期有明顯的年代際變化，1920~1940 年期間極端乾期發生頻率較低，1960 年之後極端乾期發生頻率變多，與宋(2003)和呂(2006)的乾旱分析結果相同也和盧與麥(2003)的雨量分析結果一致。臺灣極端乾期事件的年代際差異也有明顯的季節特徵，在 1960~1980 年代的異常乾期主要發生在夏、秋二季，1970~1980 年代在梅雨季異常偏乾事件較其他年代稍多。1990 年代之後，從 11 月至隔年 4 月冬半年的臺灣極端乾期發生頻率有明顯增多趨勢，近 20 年臺灣乾季的極端乾期事件發生頻率明顯高於雨季。分別分析 6 個測站的乾期變化，發現 6 個測站在 1960 年之後的極端乾期發生頻率都增加了，台北和台中測站的極端乾期在 1960~1980 年期間比較頻繁，恆春、花蓮和台東則是在 1990 年之後的發生機率較高。從 6 個測站的極端乾期變化來看，台灣 1990 年代之後降雨特徵變化在東西部的乾濕對比較南北對比更為明顯。

分析臺灣極端乾期事件發生的大尺度環流條件，發現夏季極端乾期發生與否和太平洋副熱帶高壓強度與高壓脊位置的關係密切。秋季除了與西北太平洋副高脊位置和強弱有關之外，西北太平洋熱帶氣旋和東亞中高緯度鋒面的活躍程度也是重要的影響因素。梅雨季極端乾期受到西南氣



流強弱的影響，冬季的極端乾期事件頻率則是受東亞冬季風強弱的影響。

臺灣極端乾期的年代際變化是大範圍東亞氣候變化的一個區域現象。一些文獻（Yamamoto et al. 1986；Lo and Hsu 2008；許等 2012）指出近百年來東亞氣候有幾次重要的轉折，夏季年代際變化的第一個轉變期發生在 1950 年代初期，中國華南地區的夏季雨量轉為相對偏乾時期。第二次轉變發生在 1970 年代後期，若以 1977/1978 年為分界，華南、長江流域的降雨由之前的正距平轉為負距平（Tian and Yasunari 1992；Nitta and Hu 1996；Hsu and Lin 2007）。第三次轉變則發生在 1990 年代中期，華南地區的夏季降雨在 1993/1994 年之後有增多的現象（Kwon et al. 2005, 2007；Yim et al. 2008）。本文指出的台灣極端乾期年代際變化與大尺度環境特徵和這些文獻的紀錄一致，唯本文看到 1970 年代後期的轉變規模比 1950 年代初期較小，影響月份以 8 月為主。

東亞冬季季風在 1980 年代後期有明顯減弱的現象（Wang et al. 2009）。Hung and Kao（2010）研究顯示 1980 年代後期之後因東亞冬季風環流減弱，導致東亞許多山地與沿海迎風面地區冬季降雨減少，但臺灣北部平地的冬季雨量在 1980 年代後卻急劇增加，其研究也指出雖然冬季總雨量與大雨日數增加，但降雨日數卻是明顯減少的。本研究分析臺灣極端乾期指數與雨量、雨日變化的關係過程中，發現臺灣極端乾期指數和雨日之間有較好的相關性，和雨量的相關則較差。雖然乾旱的定義主要根據雨量，但僅用雨量無法顯示從極端乾期角度出發看到的大尺度系統對台灣的影響與潛在的旱災嚴重程度。這是因為臺灣降雨的時空條件很容易出現只要發生一場強降雨事件，便可補足長時間所缺乏的降雨量，但變化

較緩慢的大尺度環境可能還是處於不利降雨的狀態。另外，臺灣的雨量變化因受地形影響甚大，測站之間的差異大，若採用測站雨量總和也不易反映大尺度環境的因素；因此本文採用極端連續不降雨日數不失為用以判斷降雨條件比較差的大尺度環流條件的指標性依據。未來將運用更多雨量站資料，分析氣候變異的台灣乾型氣候特徵；也將繼續分析季節預報或氣候變遷模式對於臺灣與鄰近區域極端乾期指數和大尺度環流關係的表現，評估能否運用全球模式資料預報或推估乾型氣候發生趨勢。

## 誌謝

本研究使用的 20 世紀重分析資料（20th Century Reanalysis V2 data）來源為 NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>。本研究在國科會計畫 NSC 100-2621-M-492-001 支持下完成，特此致謝。

## 參考文獻

- 呂季蓉，2006：臺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學系碩士論文。
- 李清騰、盧孟明，2009：「適當氣候平均」統計模式應用於台灣地區溫度預報。大氣科學 37:2, 1-12。
- 林志彥，2007：臺灣乾旱特性變動與頻率分析之研究。國立成功大學水利及海洋工程學系碩士論文。
- 賴怡君，2006：臺灣地區降雨乾旱分析之研究。國立臺灣海洋大學河海工程學系碩士論文。

- 黃文政、張守陽、陳孝宇、吳建興、劉欣霈、張益家、蘇元風，2003：臺灣地區近 30 年來連續不降雨日數分析與探討。*臺灣水利*，**51**，2，1-9。
- 經濟部水資源統一規劃委員會，1982：歷年來臺灣枯旱研究。
- 金紹興與謝明昌，2001：氣候變遷對臺灣水文環境之影響。新世紀水資源問題研析與對策研討會。1-7。
- 蕭政宗，2001：以連續累積降雨量定義氣象乾旱之研究。*臺灣水利*，**49**，3，52-64。
- 蕭政宗與楊志傑，2006：臺灣地區之區域乾旱頻率分析。*農業工程學報*，**52**，2，83-101。
- 許晃雄、羅資婷、洪致文、洪志誠、李明營、陳雲蘭、黃威凱、盧孟明、隋中興，2011：氣候自然變異與年代際變化。*臺灣氣候變遷科學報告 2011*。行政院國家科學委員會，131-184。
- 陳雲蘭，2008：由極端氣候指標看臺灣氣候變化。2008 臺灣氣候變遷研討會。
- 宋嘉文，2003：氣候變遷對臺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學系碩士論文。
- 游保杉，2007：氣候變遷對災害防治衝擊調適與因應策略整合研究－臺灣地區乾旱變異趨勢與辨識研究。國家科學委員會研究計畫報告。
- 盧孟明與麥如俊，2003：臺灣與全球雨量長期變化研究（一）1920～1995 年變化趨勢。*大氣科學*，**31**，3，199-220。
- 盧孟明、卓盈旻、李思瑩、李清騰、林昀靜，2011：臺灣氣候變化：1911-2009 年資料分析。*大氣科學*，**40**，3，297-322。
- 虞國興與莊明德，1992：臺灣乾旱特性之研究。*臺灣水利*，**40**，4，20-33。
- 虞國興與許書平，1998：氣候變遷對水資源之衝擊－雨量分析。*農業工程學報*，**44**，1，9-24。
- Chan, J. C. L., 2008: Decadal variations of intense typhoon occurrence in the western North Pacific, *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 464, 249 – 272, doi:10.1098/rspa.2007.0183.
- Chen, C.-S., Chen, Y.-L., 2003. The rainfall characteristics of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.* 131, 1323–1341.
- Chou, C., J. C. H. Chiang, C.-W. Lan, C.-H. Chung, Y.-C. Liao, and C.-J. Lee, 2013: Increase in the range between wet and dry season precipitation, *Nature Geoscience*, 6, 263–267.
- 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. *Quarterly J. Roy. Meteorol. Soc.*, **137**, 1-28.
- Hsu, H.-H. and C.-T. Chen, 2002: Observed and Projected Climate Change in Taiwan. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **79**, 87-104.

- Hsu, H.-H., and S.-M. Lin, 2007: Asymmetry of the Tri-pole Rainfall Pattern during East Asian Summer. *J. Climate*, **17**, 4443-4458.
- Hung, C.-W. and P.-K. Kao, 2010: Weakening of the Winter Monsoon and Abrupt Increase of Winter Rainfalls over Northern Taiwan and Southern China in the Early 1980s. *J. Climate*, **23**, 2357-2367.
- 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.
- Kwon, M., 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.
- Kwon, M., J.-G. Jhun, and K.-J. Ha, 2007: Decadal change in east Asian summer monsoon circulation in the mid-1990s. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L21706, doi:10.1029/2007GL031977
- Lo, T. T., and H. H. Hsu, 2008: The early 1950s regime shift in temperature in Taiwan and East Asia, *Climate Dynamics*, **31**, 449-461.
- McKee, T. B., N. J. Doesken, and J. Kleist, 1993: The relationship of drought frequency and duration of time scales. Eighth Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society, Jan17-23, 1993, Anaheim CA, pp.179-186.
- Nitta, T., and Z.-Z. Hu, 1996: Summer climate variability in China and its association with 500 hPa height and tropical convection. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **74**, 425-445.
- 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, Geneve, Switzerland, 143.
- Tian, S.-F., and T. Yasunari, 1992: Time and space structure of interannual variations in summer rainfall over China. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **70**, 585-596.
- Wang, L., R. H. Huang, L. Gu, W. Chen, and L. H. Kang, 2009: Interdecadal variations of the East Asian winter monsoon and their association with quasi-stationary planetary wave activity. *J. Climate*, **22**, 4860-4872.
- Yamamoto, R., T. Iwashima, Sanga N. K., and M. Hoshiai, 1986: An Analysis of Climatic Jump. *J. Meteo. Soc. Japan*, **64**, 273-281.
- Yen, M.C., and T.C. Chen, 2000: Seasonal variation of fall over Taiwan. *Inter. J. Climatology*, **20**, 803-809.
- Yim, S.-Y., J.-G. Jhun, and S.-W. Yeh, 2008: Decadal change in the relationship between east Asian-western North Pacific summer monsoons and ENSO in the mid-1990s. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L20711, doi: 10.1029/2008GL035751.



Yu, P.S., T.C. Yang, and C.C. Kuo, 2006: Evaluating precipitation in Taiwan. *Water Resources Management*, **20**, 1007-1023.

# **An Analysis of the Extreme Dry Spells in Taiwan and Its Variations During the Recent One Hundred Years**

**Yin-Min Cho   Mong-Ming Lu**

**Research and Development Center, Central Weather Bureau, Taiwan**

(manuscript received 22 April 2012 ; in final form 29 October 2013)

## **ABSTRACT**

An index DSidx is proposed to represent the overall dry extremes in Taiwan based on the 110 years of daily rainfall data from 1901-2010. The extreme dry event is identified as an event with less than 1% of the exceeding probability based on the climatology of longest dry spells in a 90-day window on daily basis at a station. DSidx is the total count of the stations that show extremely prolonged dry spells. The value of DSidx is from 0 to 6 because the total number of stations is 6. The daily DSidx are summed up using the 11-year window to illustrate variations on the multi-decadal time scale. The result suggests clear decadal-scale variations of the dry spell extremity in Taiwan. The overall dry spell extremity has increased after 1960. The extremity is more severe during the summer months before 1990, while it is more severe during the winter months after 1990. The change of the dry extremes enhances the general concern about dry season becomes drier and wet season becomes wetter, although there is no correlation between the variations of DSidx and rainfall amount. The summer dry spell extremes can be caused by the stronger and more westward extension of the western Pacific subtropical high pressure system. The winter dry spell extremes can be caused by weak East Asian winter monsoon.

**Key Words:** Taiwan climate, dry spell extremes, climate extreme events, Taiwan climate change

