

台灣與全球雨量長期變化研究 (一) 1920-1995 變化趨勢

盧孟明 麥如俊
中央氣象局氣象科技中心

(中華民國九十一年八月二十六日收稿；中華民國九十二年五月二十八日定稿)

摘 要

本報告分析了 1920-95 年這段期間台灣與全球雨量變化趨勢的特徵。結果顯示，以台灣全年平均雨量而言，75 年來沒有明顯的線性變化趨勢。若以不同季節來看，夏季(六至八月)有明顯的減少趨勢，秋季(九至十一月)反有增加趨勢。以全球總降水量而言，最濕的年份出現在 1965 年左右，最乾的年份出現在 1935 年左右，自 1950 年以後夏半年(五至九月)降水總量有減少的趨勢，而冬半年(十至四月)降水總量是增加的。但是對台灣而言，1965 年左右卻是偏乾而 1935 年左右是偏濕的。台灣降水和全球平均降水距平的符號相似性在秋季和初冬(九至十二月)較高，夏季(七至九月)較低。

台灣和全球平均降雨的趨勢不盡相似顯示降雨長期變化趨勢的區域和季節特徵非常重要。東亞沿海區域的夏季降雨趨勢在南北方向的差異較大，秋季則在東西方向的差異較大。我們推測台灣和南方的菲律賓與北方的江淮流域距平符號在不同季節的相似程度很可能是受到西太平洋副高強度長期變化趨勢的控制，欲了解台灣氣候如何變化，必須要繼續研究東亞沿海區域的長期雨量變化趨勢和太平洋海溫與西太平洋副高特徵彼此之間的關係究竟如何。

關鍵詞：台灣氣候，雨量長期變化趨勢，氣候年代際振盪影響

一、前 言

「台灣和世界上其他地方的降水年際變化關係如何？」，這是研究台灣氣候的一個基本問題。影響降水多寡的因素甚多，除了有大尺度的環流與波動控制之外，比天氣尺度更小的動

力、熱力、雲物理等過程也非常重要，此外還有地形效應也是造成雨量的區域性差異之重要因素。因此，如果缺乏重現性高的大尺度流場作為媒介，不同地方的降水年際變化彼此之間的相關性必定不大。本研究工作的主要目的在

於嘗試辨識出世界上與台灣雨量的長期變化趨勢和年際變化有明顯關係的區域，並分析這些關係的可能形成原因，進而推斷對台灣氣候變化具有控制作用的重要大尺度流場型的特徵。我們將以兩篇論文來報告研究結果，本文(第一篇)的重點為介紹所使用的資料與資料檢驗步驟以及降雨量的長期變化趨勢。第二篇(盧與麥 2003)則是討論與台灣冬雨變化相關的降雨量與環流場的年際變化特徵。在本章中，我們要先簡單回顧一些有關雨量長期變化趨勢和年際變化的文獻。

Dai et al. (1997) 用經驗正交函數法(EOF)分析了 1900-88 的全球陸上降水資料。他們按年累積降水量計算出的第一個 EOF，與許多其他研究(Lau and Sheu 1988; Ropelewski and Halpert 1987, 1989; Kiladis and Diaz 1989)顯示的聖嬰現象(ENSO)所造成的全球降水變化是一致的，這說明了對全球降水而言，ENSO 是造成大範圍同調變異的主要因子。第一個 EOF 可以解釋約佔全球降水變異量 6.3%的變異。分季計算之後，發現 ENSO 模不論在那一個季節都居第一，在秋季(九、十、十一月)可以解釋的變異量比例最大(7.5%)，夏季(六、七、八月)最少(5.1%)。第二個 EOF 可解釋全球年降水變異量的 5%，這個 EOF 反應了全球降水的線性增加趨勢。另外，他們也指出，若分別分析熱帶與中高緯度的降水，會發現 ENSO 模雖然在熱帶是第一個 EOF，在中高緯卻不然。以北大西洋周圍的美歐大陸為例，冬季(十二、一、二月)降水的第一個主成分(principal component)的振盪週期約為 11 年，EOF 的空間結構大致為北歐與地中海區域和北非的符號相同，但與中歐符號相反。第二個 EOF 則具 7 年的振盪週期，其空間結構大致為北歐、美東、地中海區域和

北非同相但與南歐、加拿大東部以及格陵蘭西北部反相。第一個 EOF 的出現可能與北大西洋海面溫度的年代際振盪現象(Deser and Blackmon 1993)有關，而第二個 EOF 則可能是伴隨簡稱為 NAO(North Atlantic Oscillations)的北大西洋振盪(Hurrell 1995)的一種遙相關現象。

控制中高緯度降水變化的大尺度環流特徵在近幾年來受到非常廣泛的重視，特別是 NAO, AO (Arctic Oscillations) 和 PDO (Pacific Decadal Oscillations)這些遙相關型對於北半球冬季降水的影響具有相當確定的重要性。當 NAO 的相位為正時，中歐、南歐、地中海以北的國家與北非西部都是偏乾的，而從冰島到北歐斯堪地那維亞半島一帶則是偏濕；NAO 相位為負時乾濕的配置情況相反。NAO 是北極區振盪(AO)在大西洋區域的表現(Thompson and Wallace 1998)，而 AO 是以北極為中心的環狀結構，當 AO 為正時極區的海平面氣壓較低但中緯度的海平面氣壓較高，中高緯極鋒帶的西風較強；當 AO 為負的時候則極區與中緯度海平面氣壓距平的配置相反，極鋒帶西風偏弱。AO 與 NAO 的變化和 ENSO 並沒有明顯的關係，但是對中高緯度歐亞大陸的氣候有明顯的影響(Marshall et al. 2001)。另一方面，許多文獻指出類似 ENSO 的太平洋海溫距平配置型態有十年以上的長週期變化(Zhang et al. 1997, Nakamura et al. 1997, Mantua et al. 1997)，這種年代際尺度的變化也稱為 PDO。Mantua et al. (1997)指出 PDO 相位在上一個世紀有三個主要的轉折點，分別是 1925、1947 和 1977 年。ENSO 與 PDO 的最大差別在中高緯度，伴隨 PDO 海溫距平而出現的中高緯海平面氣壓和高層大氣的高度距平場的異常幅度要比 ENSO 更大。Nakamura et al. (1997)認為中高緯度海溫的年代際變化與熱帶的 ENSO

現象關係不大，Gershunov and Barnett (1998)更進一步指出若要利用 ENSO 訊號於北美洲的氣候預報上，必須要考慮 ENSO 與 PDO 相位關係，唯有在 PDO 與 ENSO 的相位相同的時候 ENSO 才能對北美氣候產生足夠的影響。

在 ENSO 和 PDO 的影響下美國西岸(25°-55°N)的冬季降水有明顯的年際(週期約 3 至 7 年)與年代際(週期大於 7 年)變化(Dettinger et al 1998; Cayan et. al 1995)，這兩種時間尺度的變化在空間結構上非常類似。根據 EOF 分析可以在空間上分出兩個主要的變化模態，第一個 EOF 代表以 40°N 為分界線的南北反相位變化，第二個 EOF 則代表以 40°N 為主軸的南北同相變化。前者的形成機制可能與 ENSO 所導致的美西外海的海平面氣壓南北梯度有關，此氣壓梯度特性直接影響到海上擾動被引導東進登陸的主要路徑。後者的形成則可能與海溫距平南北尺度較廣的 PDO 有關。

中國大陸年降水之年際變化決定於夏半年(4 至 9 月)降水。在 1950 至 1990 年間，大陸東部的降水變化有兩個特徵：一是八〇年旱澇分佈與七〇年代大不相同；另一是夏季降水在 1965 年前後有一次明顯的變化，或稱為「突變」(葉篤正、黃榮輝等 1996：第 1.3 節)。從七〇年代末期到八〇年代末，江淮流域和長江中下游地區的降水明顯增多，比四〇年平均高出許多，而華南地區降水明顯減少。華北地區(黃河流域)在八〇年代之後的降水比七〇年代少，屢見乾旱。在 1965 年前後，黃河中下游和華北地區還有華南地區由多雨轉為少雨，乾旱嚴重。這種突變不僅出現在中國，從非洲撒哈拉起經中東、印度、巴基斯坦、到中國西北、長江以北直至日本北部都可辨認出這個氣候突變訊號，和西非撒哈拉地區乾旱的轉入期(Nicholson

1995：FIGURE 7)也是一致的。嚴中偉等(1990)對 1951 至 1990 的全球陸上降水資料做了點相關與 EOF 分析，發現第一個 EOF 模正是反應 1950-65 與 1965-80 兩段時期相位相反，在前一段時期，從中南美洲經北非中部、中國西北、長江以北直到韓國日本都是偏濕，這個帶狀區域在後一時期轉為偏乾。他們同時指出 EOF 分析的結果和以撒哈拉地區為原點所做的點相關分析是一致的。Shukla (1995：FIGURE 1)也指出在 1965 年左右開始發生的偏乾現象的確是普遍出現在亞非大陸的廣大區域。

在南半球方面，Garreaud and Battisti (1999)分析 1958-93 的資料後發現南太平洋也有類似於 ENSO 的海溫年代際變化現象，在 1977-93 這段期間太平洋的海溫年代際變化與 ENSO 海溫距平的配置符號大致相同。和北半球海溫年代際變化比較不同的在於所伴隨的大氣大尺度環流距平，南半球冬季伴隨 ENSO 出現的太平洋南美洲遙相關型(PSA: Pacific-South America Pattern, see Mo and Higgins 1998)的年代際尺度特徵並不明顯，距平比較大的場量反而是出現在南大西洋和印度洋上的大氣高度場變動，他們在空間上主要是呈現出緯向波數 3 的極渦變化形態。

Frederiksen et. al (1999)以 135°E 與 30°S 為軸線把澳洲分為四區，區域季平均降水與 SOI 的相關係數顯示西南區的降水年際變化和 ENSO 沒有關係，西北區與 SOI 相關係數最高的季節出現在南半球春季(九、十、十一月)，東南區的相關係數最高的季節出現在南半球冬季(六、七、八月)。McBride and Nicholls (1983)同樣發現澳洲降水和 ENSO 關係最好的月份出現在澳洲的春季(九、十、十一月)，夏季(十二、一、二月)的相關性則相當低。另外，在年代際尺度

的變化方面他們發現澳洲降水的 ENSO 訊號有漸漸往西移動的趨勢，這個變化趨勢與 Pittock(1975)所指出澳洲平均降水在 1946 年前後有明顯的改變是一致的，1946-78 澳洲東南區域的平均雨量明顯高於 1914-45 期間。Nicholls (1989)利用 EOF 分析 1946-79 澳洲冬季降水的年際變化，發現貢獻到第一個 EOF（可解釋約 30%的變異量）以南澳區（South Australia）變化為主，距平分布呈西北東南走向。這一個 EOF 與 ENSO 的關係不大，與南半球中印度洋和印尼群島附近洋區的海面溫度差異有比較密切的關係。第二個 EOF（可解釋約 20%的變異量）主要是反應 ENSO 造成以昆士蘭區為主的澳洲東岸降水變化。

降水年代際變化最著名的區域首推非洲的撒哈拉區。Nicholson (1995)發現撒哈拉區域高頻年際變化並不顯著，主要的變異量集中在 7 年以上的變化週期，因此年代際變化對非洲氣候而言至為重要。五〇年代是該區的溼期，而八〇年代則為明顯的乾期。

以上的文獻回顧顯示，在不同區域和不同的季節雨量呈現不同的長期變化特徵，其中年代際尺度的變化是普遍存在的。本文所關心的問題是近百年來台灣降水的長期變化趨勢與特徵如何？並且和世界其他地方的變化特徵有無類似之處？這裡的長期變化乃指時間尺度在 7 年以上的變化，也就是超過 ENSO 時間尺度的變化而言。在另一篇論文(盧與麥 2003)中，我們將針對與台灣降水年際變化顯著相關的區域作進一步的分析，探討相關性的可能成因，並期望藉此幫助找出控制台灣及鄰近區域降水氣候變化的主要因子。關於近百年來台灣降水年際變化的長期趨勢，陳與汪（2000）分析了 1930-97 的資料，發現台灣的秋雨（九、十、十

一月）有準二十年振盪現象。約在 1950 年、1970 年和 1980 年代末期為多雨期，1940 年、1960 年與 1980 年左右則為少雨期。他們發現此振盪現象有兩個可能的主要成因，一為台灣與菲律賓之間的海溫也有類似的振盪現象，海溫偏高時有利於颱風進入台灣附近，增加秋雨。另一個因素是由於亞洲大陸地面溫度偏低因而氣壓場偏高，搭配伴隨東南洋面高海溫形成的低壓距平使得東北季風強盛，導致多雨。Hsu and Chen (2002) 利用幾乎是均勻分布在台灣全島的 8 個測站分析了近百年來台灣雨量的變化趨勢。他們發現以全年平均降雨而言，台灣東北部的四個測站中有三個測站的變化趨勢為正，而台灣南端的恆春測站則顯示出負的變化趨勢。雖然其他測站的結果並未滿足統計信心度，但仍可看出台灣東部與北部的變化趨勢為正，西部與南部為負。若分季節來看，東部與北部的雨量增加主要是發生在春、秋兩季，而南部雨量減少主要是發生在夏季。以每年的雨日數目來看，雖然多數測站有顯著的變化趨勢，但是在空間分布上卻無明顯規則。另外，從大雨(>50mm/day) 日數來看則僅有北部和東部測站顯示出顯著的正趨勢，整體而言大致的型態是北正南負。

本文要探討台灣平均降雨量的長期變化特徵以及與台灣以外的其他地區雨量變化的對比。文章的架構如下：第二章介紹本研究所使用的降水資料，第三章分析近 75 年來台灣降水的線性變化趨勢，第四章則討論全球近 75 年的降雨線性變化趨勢分布情形，第五章討論降雨變化趨勢的季節特徵，第六章為綜合討論與結論。

二、降水資料

本研究使用的資料有台灣測站與 Dai et al. (1997)分析的全球地面測站兩組降水資料，均為逐月資料。在利用 Dai 資料分析台灣周圍以至於全球的雨量變化特性之前，我們必須比較 Dai 與台灣測站資料的相似性，以確定 Dai 在台灣附近的資料對台灣有適當的代表性。

目前中央氣象局包括自動雨量站在內所收集的雨量資料共有 1662 個測站，而本文中所用的 17 個測站是以資料連續長度大於或等於 50 年，並且缺資料比例小於資料全長(1900-95)的 12%為選取標準，也就是以資料時間的完整性為主要考量。這裡的 12%決定理由主要是因為希望不要剔除花蓮站。花蓮從 1910 年開始觀測，如果資料長度以 1920-95(將於後說明)為考量，則我們的選取標準同等於缺資料比例小於資料長度(1920-95)的 10%。滿足選取標準的測站共有 19 個，列於表 1。其中水利處的富貴角(代

碼：01A350)和農林廳的湖口工作站(代碼：11D050)兩站，經檢查後發現夏季降水量明顯偏少，故未採用。選用的 17 個測站當中位置最高的是牡丹站，標高 320 公尺；位置最低的為台北站，標高 5.3 公尺。站碼以「01」為首者有 4 站，是水利處所設的測站；以「11」為首 4 站，屬農林廳；以「41」為首 1 站，屬於台灣電力公司；以「46」為首者則有 5 站，屬於中央氣象局。

Dai et al. (1997)分析的全球陸地降水資料解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，資料的長度雖是從 1900 至 1995 年，但以 1951-90 年的資料較為完整。資料形式是根據 1951-79 的平均作為氣候標準所計算的距平值。關於資料的分析與品管方法在 Dai et al. (1997)中有詳細的說明。若仍以資料長度大於或等於 50 年，並缺資料比例小於資料全長(1900-95)的 12%為選取標準，總共有 1760

表一 台灣地區測站資料長於 50 年且缺資料比例低於資料全長(1900-1995) 10% 之測站站況一覽表。

| | | | | | | |
|-------|------------|--------|-------|------------------|-----------------|-----|
| 三峽 | SAN SHIA | 01A220 | 33.0 | 121°20' 46.00" E | 24°56' 23.00" N | 水利處 |
| 富貴角 | FUKUEICHA | 01A350 | 15.0 | 121°32' 15.00" E | 25°17' 25.00" N | 水利處 |
| 大湖 | TA HU | 01E270 | 275.0 | 120°51' 41.00" E | 24°25' 32.00" N | 水利處 |
| 牡丹 | MU TAN | 01Q860 | 320.0 | 120°49' 45.00" E | 22°10' 40.00" N | 水利處 |
| 湖口工作站 | TE SHENG | 11D050 | 106.0 | 121°03' 00.00" E | 24°53' 00.00" N | 農林廳 |
| 竹東 | CHU TUNG | 11D230 | 120.0 | 121°05' 00.00" E | 24°44' 30.00" N | 農林廳 |
| 集集 | CHI CHI | 11H690 | 234.0 | 120°45' 30.00" E | 23°50' 00.00" N | 農林廳 |
| 竹崎 | CHU CHI | 11L470 | 120.0 | 120°32' 10.00" E | 23°31' 35.00" N | 農林廳 |
| 天埤 | TIEN PEI | 41U150 | 140.0 | 121°39' 00.00" E | 24°39' 00.00" N | 台電 |
| 淡水 | TANSHUI | 466900 | 19.0 | 121°26' 24.00" E | 25°09' 56.00" N | 氣象局 |
| 臺北 | TAIPEI | 466920 | 5.3 | 121°30' 24.15" E | 25°02' 22.62" N | 氣象局 |
| 基隆 | KEELUNG | 466940 | 26.7 | 121°43' 55.66" E | 25°08' 05.18" N | 氣象局 |
| 彭佳嶼 | PENGCHIAJU | 466950 | 101.7 | 122°04' 16.52" E | 25°37' 45.99" N | 氣象局 |
| 花蓮 | HUALIEN | 466990 | 16.0 | 121°36' 17.98" E | 23°58' 37.10" N | 氣象局 |
| 澎湖 | PENGHU | 467350 | 10.7 | 119°33' 18.71" E | 23°54' 01.84" N | 氣象局 |
| 台南 | TAINAN | 467410 | 13.8 | 120°11' 49.18" E | 22°59' 42.81" N | 氣象局 |
| 台中 | TAICHUNG | 467490 | 34.0 | 120°40' 33.31" E | 24°08' 50.98" N | 氣象局 |
| 恆春 | HENGCHUN | 467590 | 22.1 | 120°44' 16.99" E | 22°00' 19.56" N | 氣象局 |
| 台東 | TAITUNG | 467660 | 9.0 | 121°08' 47.55" E | 22°45' 14.51" N | 氣象局 |

個格點資料達此標準。選用這一套資料的主要原因是資料免費，獲取方便，解析度高並且有文獻可參考。我們也詳細比較了利用 Dai et al. (1997) 與 CRU 雨量資料 (CRU Precipitation $2.5^{\circ} \times 3.75^{\circ}$, <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data>) 的計算結果，發現並不會因資料的不同而結果有異，因此決定選用解析較高的資料。

為了比較 Dai 降水資料 (簡稱為 Dai) 與台灣測站資料的相似性，我們利用 Dai 在經度

110° - 125° E 和緯度 20° - 30° N 範圍內資料完整的 29 個格點的平均值 (簡稱為 TWN) 代表台灣附近的降水量。TWN 與台灣測站的平均降水之間的相關係數表示在表 2a。這裡的 29 個格點是按照 1920-95 年台灣測站與每一個格點的全年累積降雨相關係數達 99% 顯著程度所決定的。為了確定資料的一致性，我們除了計算 1920-95 相關係數之外還以每 20 年為區間計算兩組資料的相關係數。表 2a 顯示兩組資料在冬季和初春

表二 Dai 與台灣測站平均降水間之相關係數一覽表。表二 (a) 為逐月之相關；表二 (b) 為逐季 (每三個月之平均) 之相關情形。陰影區則為信心度高於 99% 之相關係數值。

(a) Correlation Coefficient of Taiwan Station and Dai's Data (20-year interval)

| | Jan | Feb | Mar | Apr | May | Jun | Jul | Aug | Sep | Oct | Nov | Dec |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 1901-1920 | 0.351 | 0.707 | 0.737 | 0.572 | 0.529 | 0.478 | 0.596 | 0.804 | 0.761 | 0.435 | 0.520 | 0.741 |
| 1911-1930 | 0.822 | 0.761 | 0.751 | 0.561 | 0.615 | 0.443 | 0.645 | 0.695 | 0.799 | 0.640 | 0.731 | 0.419 |
| 1920-1940 | 0.873 | 0.813 | 0.665 | 0.553 | 0.694 | 0.591 | 0.760 | 0.721 | 0.671 | 0.696 | 0.741 | 0.427 |
| 1931-1950 | 0.873 | 0.754 | 0.623 | 0.661 | 0.487 | 0.624 | 0.711 | 0.751 | 0.429 | 0.288 | 0.259 | 0.413 |
| 1941-1960 | 0.759 | 0.744 | 0.689 | 0.635 | 0.533 | 0.560 | 0.666 | 0.786 | 0.617 | 0.395 | 0.135 | 0.466 |
| 1951-1970 | 0.686 | 0.704 | 0.590 | 0.674 | 0.505 | 0.763 | 0.613 | 0.823 | 0.634 | 0.668 | 0.379 | 0.667 |
| 1961-1980 | 0.640 | 0.724 | 0.878 | 0.819 | 0.473 | 0.842 | 0.675 | 0.881 | 0.629 | 0.701 | 0.603 | 0.806 |
| 1971-1990 | 0.659 | 0.914 | 0.825 | 0.636 | 0.252 | 0.782 | 0.805 | 0.854 | 0.740 | 0.728 | 0.604 | 0.742 |
| 1976-1995 | 0.790 | 0.926 | 0.744 | 0.685 | 0.496 | 0.804 | 0.804 | 0.835 | 0.743 | 0.319 | 0.640 | 0.729 |
| Mean | 0.715 | 0.783 | 0.722 | 0.637 | 0.509 | 0.632 | 0.698 | 0.787 | 0.669 | 0.549 | 0.520 | 0.601 |

(b) Correlation Coefficient of Taiwan Station and Dai's Data (20-year interval)

| | Jan, Feb, Mar | Feb, Mar, Apr | Mar, Apr, May | Apr, May, Jun | May, Jun, Jul | Jun, Jul, Aug | Jul, Aug, Sep | Aug, Sep, Oct | Sep, Oct, Nov | Oct, Nov, Dec | Nov, Dec, Jan | Dec, Jan, Feb |
|-----------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| 1901-1920 | 0.726 | 0.765 | 0.574 | 0.382 | 0.368 | 0.570 | 0.636 | 0.697 | 0.675 | 0.427 | 0.276 | 0.592 |
| 1911-1930 | 0.720 | 0.698 | 0.720 | 0.355 | 0.343 | 0.242 | 0.584 | 0.682 | 0.710 | 0.626 | 0.593 | 0.546 |
| 1920-1940 | 0.645 | 0.743 | 0.696 | 0.691 | 0.661 | 0.628 | 0.535 | 0.543 | 0.591 | 0.465 | 0.494 | 0.875 |
| 1931-1950 | 0.685 | 0.747 | 0.684 | 0.693 | 0.611 | 0.735 | 0.511 | 0.479 | 0.298 | 0.221 | 0.261 | 0.638 |
| 1941-1960 | 0.784 | 0.783 | 0.718 | 0.512 | 0.200 | 0.558 | 0.503 | 0.581 | 0.411 | 0.338 | 0.306 | 0.695 |
| 1951-1970 | 0.655 | 0.698 | 0.786 | 0.640 | 0.345 | 0.654 | 0.708 | 0.542 | 0.398 | 0.473 | 0.531 | 0.765 |
| 1961-1980 | 0.647 | 0.660 | 0.733 | 0.716 | 0.712 | 0.834 | 0.606 | 0.618 | 0.574 | 0.719 | 0.662 | 0.694 |
| 1971-1990 | 0.891 | 0.867 | 0.553 | 0.406 | 0.666 | 0.746 | 0.413 | 0.521 | 0.605 | 0.719 | 0.632 | 0.903 |
| 1976-1995 | 0.895 | 0.912 | 0.676 | 0.401 | 0.657 | 0.662 | 0.650 | 0.470 | 0.386 | 0.344 | 0.659 | 0.927 |
| Mean | 0.739 | 0.764 | 0.682 | 0.533 | 0.507 | 0.625 | 0.572 | 0.570 | 0.519 | 0.481 | 0.490 | 0.715 |

(二、三、四月)的相關性最好，不論是在哪一段時期相關係數平均可達 0.7 以上。相關性最差的是五月，自 1961 年以後相關係數均不及 0.5。總體而言，兩組資料的相關性不低，大多可達 99.9% 信心度 (相關係數>0.6)，表示 Dai 資料在台灣附近頗具代表性，並且對於梅雨季以外的其他季節，29 個格點的平均值也是合理的選擇。

為了進一步確定 Dai 資料的代表性，我們也計算了 TWN 與台灣測站資料的 3 個月累積降水的相關係數。表 2b 顯示資料在冬半年(十二月至次年五月)的代表性明顯優於夏半年。比較表 2a 與 2b，我們發現以七、八、九三個月而言，兩組資料在單月的相關性高於三個月的累積量，這可能是因為夏季台灣鄰近地區的季內尺度降水有相當高的區域性差異，減低了台灣測

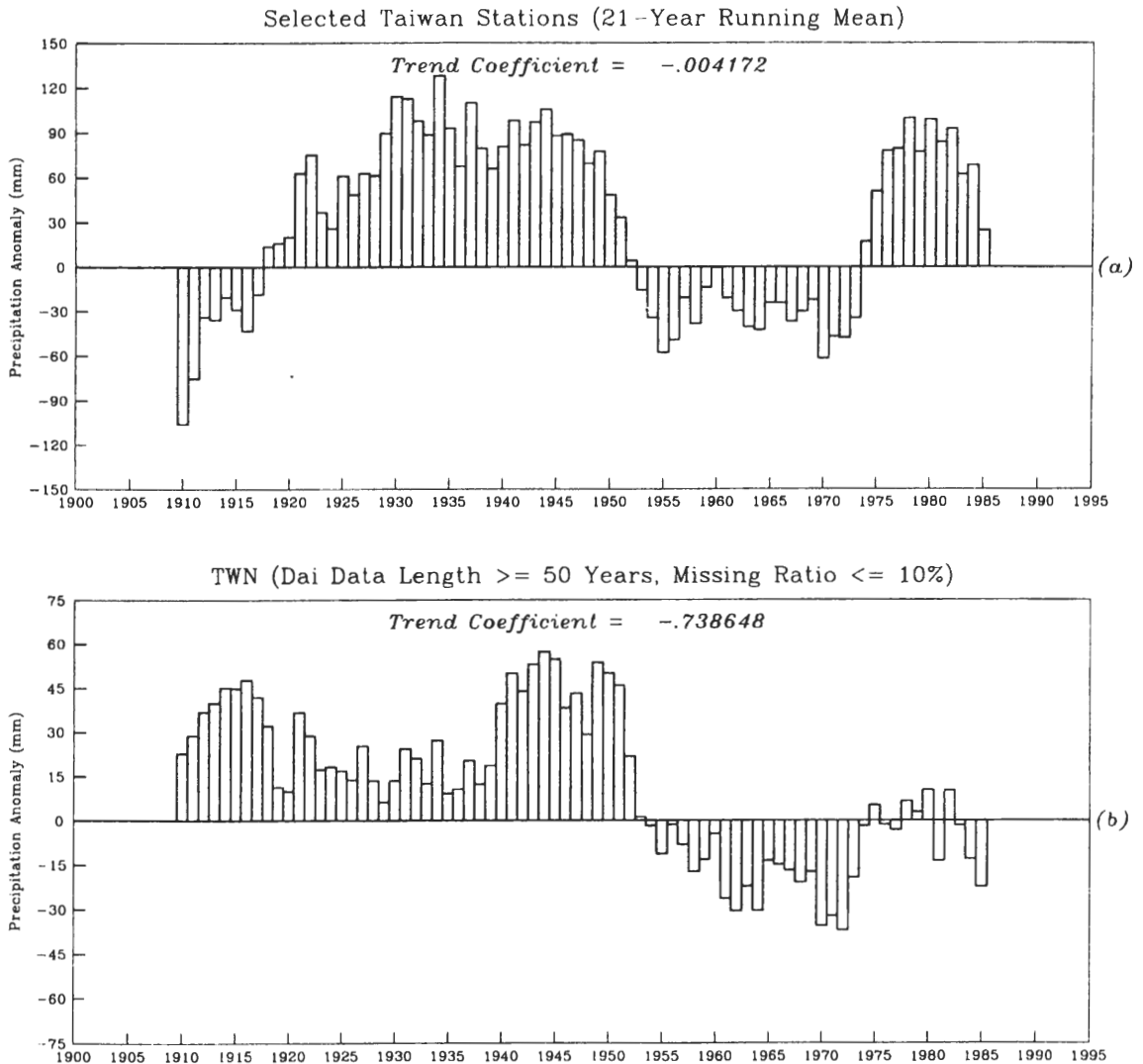


圖 1 (a) 台灣測站平均與 (b) TWN (110° -125° E, 20° -30° N) 區域平均之全年累積降水距平長期變化趨勢，其距平值為 21 年移動平均後之結果。

站和 29 個格點的一個月平均值的一致性。TWN 的範圍大於台灣，二者間存有差異是必然的，並且越多小尺度的局地降雨差異就會越大。相關係數檢驗的目的是要查驗那些季節的 29 點平均與台灣平均降雨變化相近，顯然在七、八、九三個月台灣附近有很多小尺度的局地降雨(如：午後雷陣雨)，三個月的累積增加了這些小尺度的局地降雨出現的機會，也減低了兩組資料的相似性。

接下來我們比較 TWN 和台灣測站的全年累積降水距平，台灣測站從 1900 年至 2000 年的降水距平顯示在圖 1a，TWN 從 1900 至 1995 年的降水距平顯示在圖 1b，為了方便結果的呈現與討論，這裡顯示的距平都經 21 年移動平均勻滑。測站的降水距平乃是配合 TWN 資料根據 1951 至 1979 年氣候平均來計算。圖 1a 顯示 1920-45 是台灣的多雨期，1950-70 是少雨期。

大致在 1975 年左右台灣從少雨期轉變成多雨，但是多雨的程度不及二〇與三〇年代。在 1915 年以前，台灣屬於少雨期。比較圖 1a 與 1b，我們發現兩組資料在 1920 年以前有很大的差異。Dai 顯示 1920 年以前臺灣附近屬於濕期，測站資料則顯示偏乾。我們逐一檢查台灣各個測站資料，確定偏乾的特徵並非少數測站的特有現象。另一方面，我們知道 Dai 資料顯示的偏濕特徵和長江中下游平均年降雨量變化特徵是一致的(葉篤正、黃榮輝等 1996：圖 1.2.6)，並且在氣候上台灣夏季的乾濕和長江中下游往往是相反的(參 Wang et al. 2001: Figure 9)，因此台灣測站資料顯示的特性和 Dai 資料的區域平均特性相反並非沒有可能。在無法辨明 TWN 與測站差異成因的情況下，我們決定僅採用 1920 年以後的資料。以資料連續長度大於或等於 50 年，並缺資料比例小於資料全長(1920-95)的

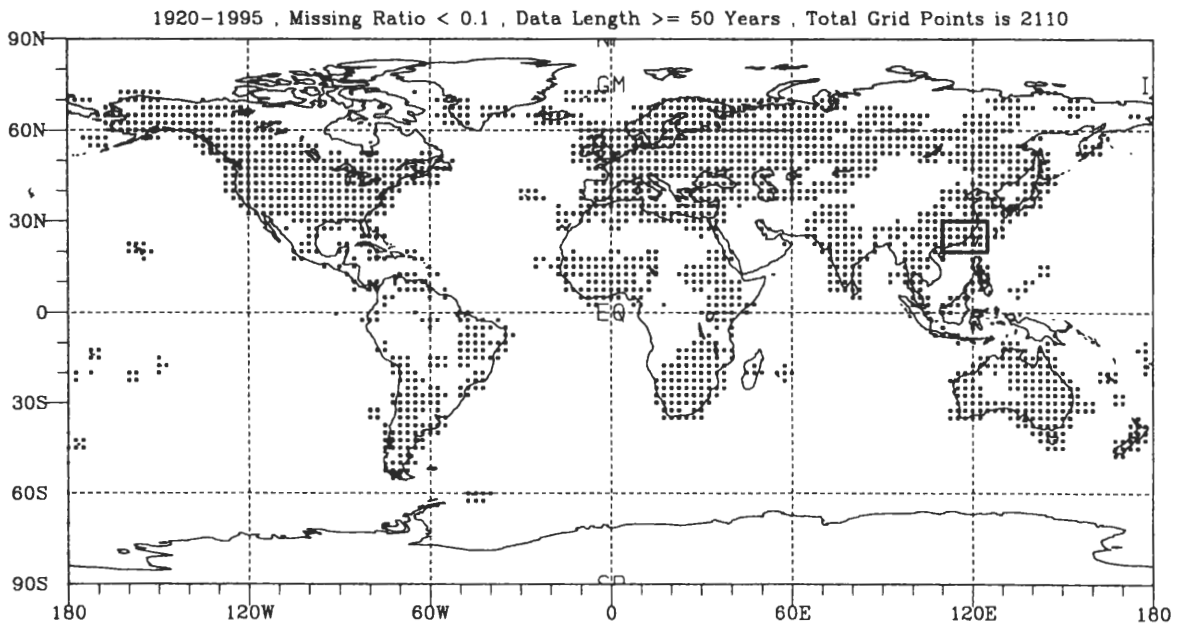


圖 2 Dai 降水資料長度長於 50 年且缺資料比例低於資料全長(1920-1995) 10%之格點分布情形，共有 2110 個格點。圖中黑色框線區為文中所選取之 TWN 區域。

10%為選取標準，有 2110 個格點(圖 2)的資料滿足選取條件，我們接下來所使用的 Dai 資料僅包含這些挑選出來的格點。圖 2 顯示除了中美洲、南美亞馬遜盆地、非洲的撒哈拉沙漠和剛果盆地、阿拉伯半島和伊朗、青藏高原和戈壁以及澳洲中西部沙漠區還有部份極圈以內的高緯地區等地資料缺乏以外，其他地方的資料尚稱齊全。

三、近 75 年台灣降水變化

在前一章我們看到了近百年來台灣每年累積降水隨時間的變化，這一章則要進一步探討不同季節降水量的長期變化特性。圖 3a-1 是 TWN 降水經過標準化的三個月平均距平值，顯示降水長期變化隨季節的不同差別甚大。這裡的計算過程是對不同季節全島平均的三個月降水距平做標準化處理，也就是把距平換算成為各季資料 75 年變化標準差的倍數。如此處理的目的是使得可在同一基礎上比較不同季節的年際變化特徵。為了方便結果的呈現，對標準化之後的距平我們做了 21 年滑動平均，並仔細比較平均前後的距平以確定不會出現因少數個案造成相位嚴重偏差的情形。從各個季節降水變化的 75 年線性趨勢來看，下降趨勢最明顯的季節為夏季(六、七、八月)，上升趨勢以秋季(九、十、十一月)最明顯，冬季和春季雖然線性趨勢較不明顯，週期約為 20-30 年左右的年代際變化卻是非常明顯。

以冬季和春季的降水而言(圖 3b)，三〇年代屬多雨期，五〇與六〇年代屬少雨期，而七〇年代末期轉為多雨。因此，比較明顯的轉變期一次出現在 1940-45 年左右，另一次則出現在 1973-78 左右，和 Mantua et al. (1997)指出的 PDO

轉折期非常接近。在 1950-70 年間 PDO 指標為負，阿留申低壓偏弱，中緯度西北太平洋海溫偏低，赤道東太平洋海溫也偏低。在 1980 年之後 PDO 的相位轉變為正，阿留申低壓偏強，赤道東太平洋海溫偏高。PDO 和台灣冬雨的關係我們將在第二篇(盧與麥 2003)中詳細討論。

夏季降水(六、七、八月)的長期變化和春季不同，圖 3f 顯示降水趨勢的主要轉變期出現在 1950 年左右，較春季的氣候轉變期為晚。至於晚春和梅雨季(四、五、六月，圖 3d)，除了有一個與夏季相同的 1950 年左右的轉變期之外，還有一個在 1975 年左右稍早於冬季轉變期的轉變，降水從之前的少雨轉為多雨。另外，秋雨(九、十、十一月)的降水趨勢主要轉變期出現在 1952-59 年左右，雖然在 1985 年左右出現了下一波的轉變跡象，但直至 1995 年還未完全進入乾期。從這些有限的資料發現，不同季節的氣候轉變期各不相同。整體而言，1950-55 年左右是近 75 年來台灣區域降水最主要的轉變期，梅雨和夏季雨量從 1950 年之前的偏多轉為之後的偏少，秋雨則從之前的偏少轉變為之後的偏多。

從以上這些特徵我們清楚看到，季節的區分對於瞭解台灣降水的長期變化甚是必要。雖然全年降水的長期變化趨勢(圖 1a)和台灣主要雨季(四至八月)的趨勢有類似之處，但圖 1a 所顯示的在 1975 年左右的轉變並沒有出現在夏季的六至八月(圖 3f)，在春季和梅雨季卻是相當明顯(圖 3b-d)，在秋季也可以看到增多的趨勢(圖 3h-j)。另外，從全年降水來看 1980-85 雨量沒有偏少(圖 1a)，在各個季節當中唯獨與夏季降水距平(圖 3e-g)不符，秋季降水(圖 3i)的變化趨勢在 1950 年左右和全年降水的趨勢是相反的。因此，解讀台灣的全年平均降水

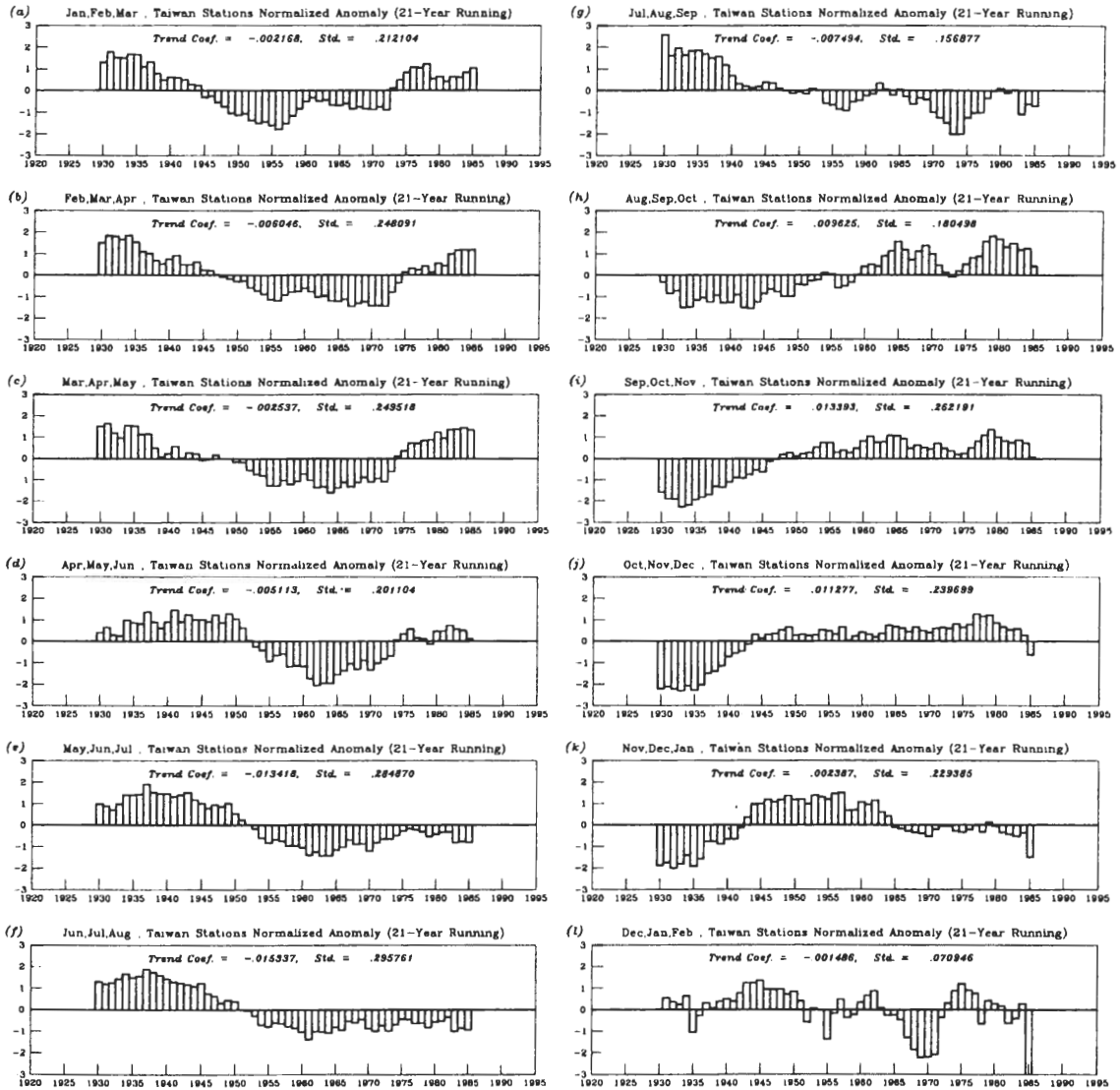


圖 3 台灣測站平均之逐季（三個月）累積降水 1920-1995 標準化距平長期變化趨勢。標準化後之距平值經過了 21 年的移動平均。

的長期變化趨勢必須要考慮季節因素，在研究這些趨勢的產生原因時也必須注意是否與季節特徵相符。

四、近 75 年全球平均降水變化

我們把從 1920 至 1995 年經 20 年移動平均與滑的全球(2110 點)平均降水距平顯示在圖 4。

1951-79 這段期間屬於 75 年來的偏濕期，最濕的年份出現在 1965 左右（以 1965 為中心的前後 20 年），最乾的年份出現在 1934 年左右，這也是美國著名的大乾早期或稱為塵暴期(dust bowl)。全球降水的長期變化趨勢是否隨著季節而不同？我們把三個月平均降水的距平值顯示在圖 5a-1，各個季節的線性趨勢斜率也標示在圖中。首先，1965 左右偏濕的這一個特徵大致

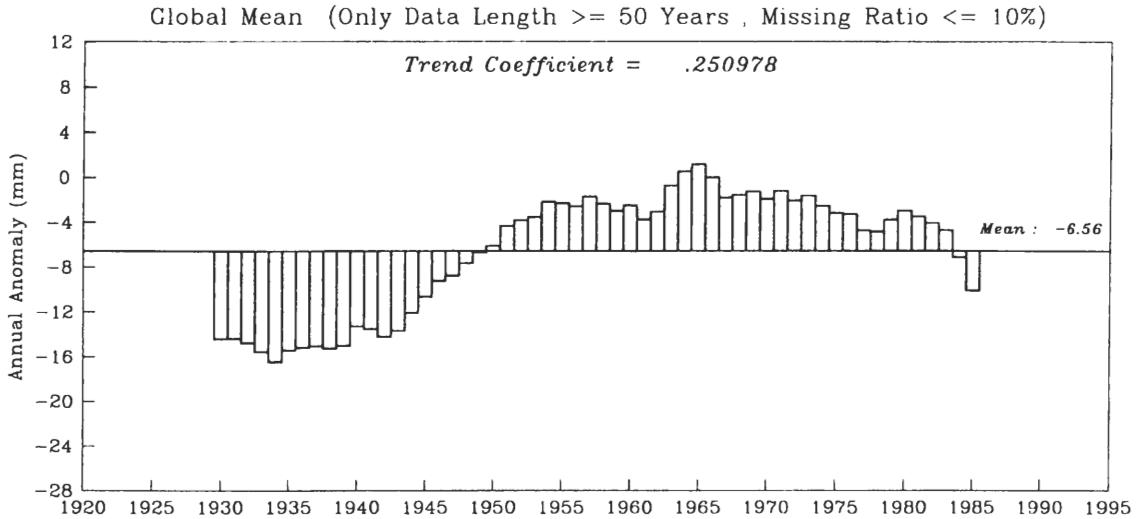


圖 4 全球平均之全年累積降水距平長期變化趨勢，其距平值為經 21 年移動平均後之結果。

上出現在每一個季節，並且以八至十月最明顯。另外，除了在亞洲夏季季風期（六至九月）全球降水的 75 年變化是下降的趨勢以外，在其他季節都是上升的趨勢，雖然變化斜率相當小。還有一個值得注意和變化斜率季節性差異有關的特徵是，1965 年以後六至九月的偏乾現象愈見明顯，最近二十年的七、八、九月（圖 5g）偏乾的距平幾乎是前一個乾期（1930-40）的兩倍，並且及至資料結束時期其偏乾程度仍與 1950 年以前相當。這個現象在其他月份的降水（圖 5a-b 與圖 5k-1）都沒有出現。

五、降雨量變化趨勢之季節特徵

在本章中，我們將繼續探討台灣與全球其他區域的 75 年降水線性變化趨勢的關係，目的是希望可以判別出與台灣的降雨量變化關係較高的區域，作為進一步研究影響台灣雨量氣候變化因素的參考。

在前一章我們討論了台灣季雨量的 75 年線性變化趨勢在夏季和秋季比較大，夏季的趨勢是負值，而秋季的趨勢為正值。為了要知道台灣雨量變化線性趨勢和其他地方相比的明顯程度，我們用 Dai 資料計算了全球各地降水變化的線性趨勢。計算步驟是先將網格劃分為以每 9 個鄰近的格點為單位區域的粗網格，然後以 9 點中是否有 3 點以上滿足第二章所述的資料挑選條件為標準來篩選格點資料，再以挑選出格點的平均值代表粗格點（9 點平均）值用以計算線性變化趨勢，並依此結果繼續計算全球格點的線性變化趨勢標準差。接下來的討論僅集中在變化趨勢的絕對值大於 0.5 倍標準差的格點，也就是在顧及區域特徵的情況下線性變化趨勢比較明顯的一些格點。在全球格點線性變化趨勢建立的樣本空間屬於常態分布的假設下，變化趨勢絕對值大於 0.5 (1) 倍標準差表示這個變化趨勢至少比 40% (70%) 的趨勢樣本要大，也就是所謂「線性變化趨勢比較明顯」。這樣分析的目的是希望發現雨量長期變化趨勢的地理分布特性。

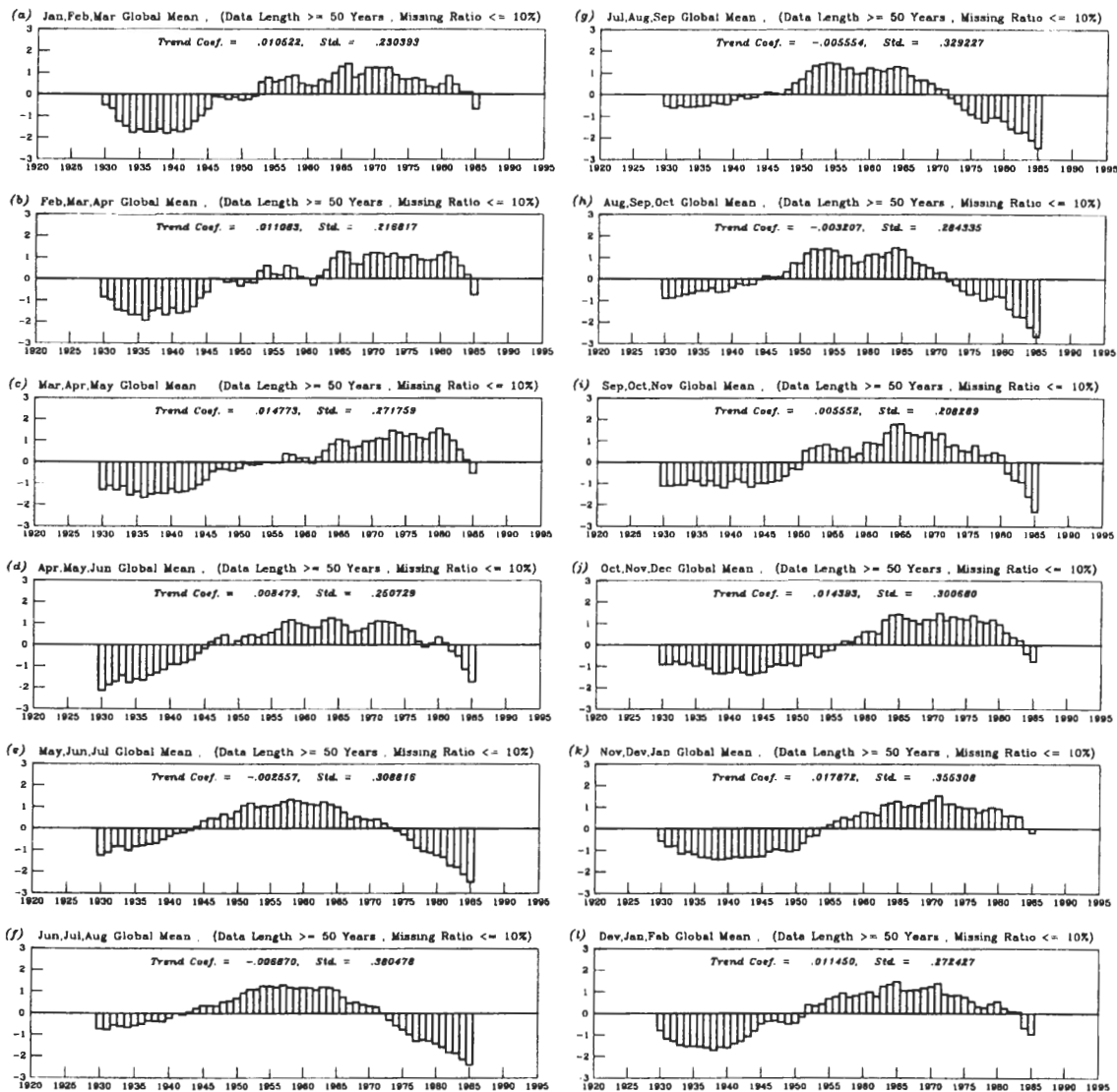


圖 5 全球平均之逐季（三個月）累積降水 1920-1995 標準化距平長期變化趨勢。其距平值為經 21 年移動平均後之結果。

(一) 六至八月

在圖 6 中，趨勢為正並大於 1 (0.5) 倍標準差者以▲(▲)表示，趨勢為負並絕對值大於 1 (0.5) 倍標準差者以▽(△)表示。圖 6a 顯示從相對於年際變化的幅度來看，近 75 年來台灣附近夏季雨量的線性減少趨勢和其他地方比較起來相當明顯，以亞洲大陸而言這個減少的趨勢在華南

一帶要比台灣更明顯；廣東、雲南和緬甸一帶也都有明顯的減少趨勢。泰國、馬來西亞、和印尼的蘇門達臘、婆羅洲一代則呈現增加的趨勢，澳洲的西北部也是增加；此外，長江下游和東海以及日本中部與南部一帶的趨勢也都是增加的，更北的勘察加半島和俄國靠近俄霍次克海一帶也見增加趨勢。在印度半島我們發現南端與北方靠近喜馬拉雅山區域的降水趨勢和

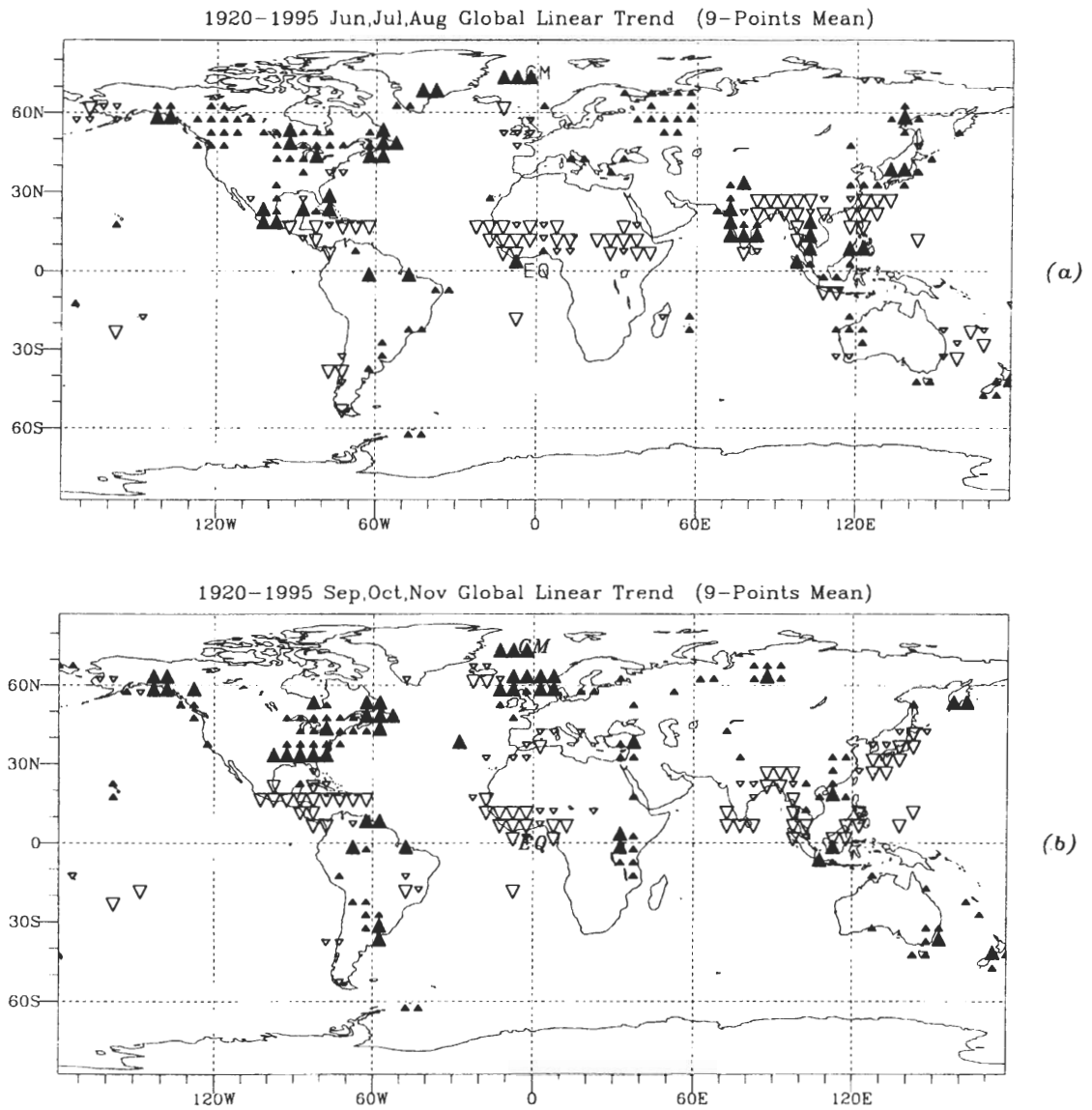


圖 6 (a)六、七、八月 (b)九、十、十一月 季平均之全球降雨長期變化趨勢。趨勢為正且值大於 1 (0.5) 倍按所有格點計算的標準差以符號▲ (▲) 表示；趨勢為負且絕對值大於 1 (0.5) 倍的標準差則以符號▽ (▽) 表示。

半島的其他部分有所不同，半島中部的趨勢是上升而南北方是下降。

除了以上提到的區域之外，六至八月的降水有明顯增加趨勢的在北半球還有西西伯利亞與東北歐、地中海北邊的義大利和土耳其一帶、

以及加拿大等地區；在南半球有南美洲東岸、印度洋上的馬達加斯加以東 60°E 附近、澳洲西北部與澳洲南端和紐西蘭一帶。趨勢為減少的區域在北半球主要有非洲 20°N 以南的熱帶區域和阿拉斯加等地；在南半球則有澳洲東岸與南太平洋群島一帶。

(二) 九至十一月

台灣秋季降水的 75 年變化線性趨勢是增加的(圖 3i)，圖 6b 顯示的配置特徵地理性差異相當微妙複雜。在台灣北方的東海與大陸沿海一帶呈現明顯減少趨勢，而南方的香港、菲律賓和東沙島一帶呈現明顯增加趨勢。北方的減少趨勢普遍出現在日本和東海，南方的增加趨勢則普遍出現在華南、越南、寮國和泰國北部。根據這些南北的差異，可看出台灣秋季降水的變化趨勢和華南與中南半島北部的降水變化特性一致。我們也注意到印度、馬來半島南部與西部、以及婆羅洲北端和菲律賓這些地區的降水線性趨勢都是減少；在南半球從爪哇到達爾文、澳洲東北和東南角、南印度洋群島以及紐西蘭降水變化的趨勢都是增加。此外，比較圖 6a 與 6b 可以看到東亞沿海區域的夏季降雨趨勢在南北方向的對比較強，秋季則在東西方向的對

比較強。

其他降水有比較明顯增加趨勢的在北半球有美國中部與東部和西北亞；在南半球則有阿根廷的彭巴平原一帶與東非坦桑尼亞等地。降水趨勢為減少的地區在北半球有西非的撒哈拉和地中海西岸；在南半球則有智利以及巴西少部分區域。

六、討論與結論

(一) 綜合討論

以上的分析結果顯示 1920-95 期間台灣降雨有明顯的長期變化趨勢，這些趨勢必須分別從全年、夏季與秋季的特徵來探討。以全年累積降水而言，1920-95 的線性變化趨勢並不明顯，但是夏季(六至八月)有明顯的下降趨勢，秋季(九至十一月)有增加的趨勢。另外，我們發現

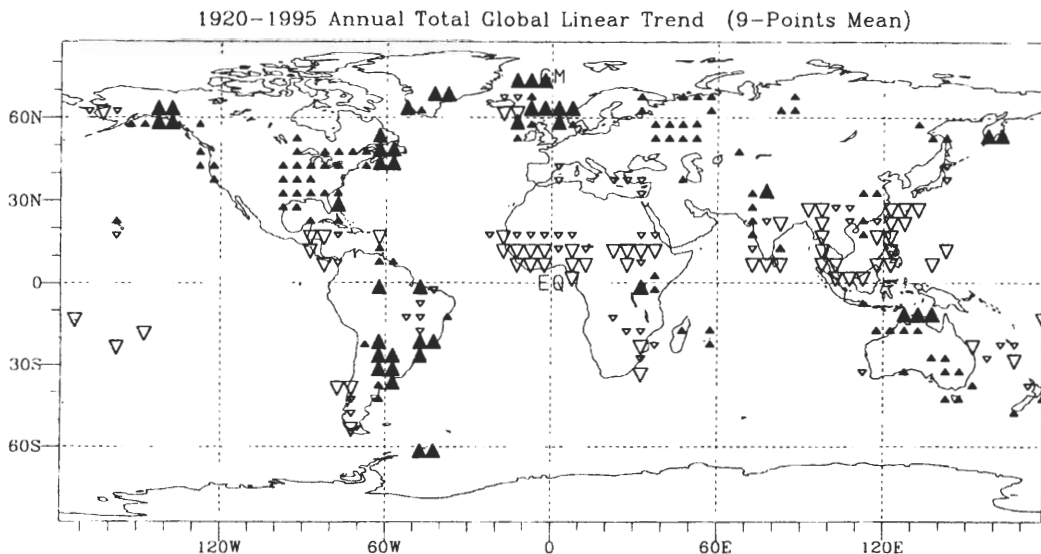


圖 7 1920-1995 年之全年累積降雨長期變化趨勢全球分布圖。趨勢為正且值大於 1 (0.5) 倍標準差之格點以符號▲ (▲) 表示；趨勢為負且絕對值大於 1 (0.5) 倍標準差則以符號▽ (▽) 表示。這裡的標準差是按每一格點的標準化距平相對於全球平均的標準化距平來計算，因此圖中標示的是在所的標準化距平當中距平值比較大的格點。

以全球總降水量而言，1920-95 期間最濕的年份是出現在 1965 年左右，最乾的年份在 1935 年左右，自 1950 年以後夏半年(五至九月)降水總量為減少的趨勢，而冬半年(十至四月)降水總量是增加的趨勢。但是，對台灣而言 1965 年左右偏乾，1935 年左右則是偏濕。這些結果說明降雨長期變化趨勢的區域性和季節性特徵是非常重要的。

台灣降水和全球平均降水距平的符號一致性可以利用圖 7 作進一步的討論。圖 7 標示出的是全年累積降水 1920-95 變化趨勢比較明顯的區域，我們看到除了台灣附近的趨勢是減少的之外，其他趨勢為減少的地方還有南亞喜馬拉雅山南麓，非洲的 0°-20°N 熱帶與亞熱帶區域，和澳洲東方鄰海附近。大致說來，北半球低緯區幾乎都有減少的趨勢。有增加趨勢的區域較廣，如：美洲大陸落磯山脈與安地斯山脈以東的廣大區域和阿拉斯加與加拿大的西北海岸阿留申群島以東區域、北歐烏拉山(Ural Mountains，經度約為 60° E)以西的區域以及澳洲陸地的東南與西北部等區域的變化趨勢都是增加。在南亞和東南亞方面從印度半島往東到西太平洋的海陸交錯區域顯示降雨趨勢在東西方向是相當有變化的，台灣以東的趨勢是減少而台灣以西的大陸東南區域則有些微的增加趨勢，而中南半島北部尤其是緬甸附近的降雨趨勢是減少的，顯得和台灣的趨勢有所區隔。比較圖 6a-b 與圖 7 可以清楚看到降雨趨勢特徵在南亞與東亞的東西變化結構在秋季比夏季更明顯，而東北亞的全年累積降水的變化趨勢和其他區域相比較不明顯(圖 7)，這可能是因降雨趨勢在各個季節不同。

Dai et al. (1997)分析 1900-88 逐年的年累

積降水量發現第二個 EOF 反應出全球降水的線性增加趨勢。他們的 EOF (Dai et al. 1997 的 Fig. 10)和本文的圖 7 非常相似，可作為我們結果的佐證。不同的是本文僅挑選出資料較為齊全的 2110 個格點進行計算，並且僅標示出線性趨勢相對明顯的格點，而 Dai et al. (1997)在格點資料的選擇上限制較鬆，並且是以全球整體變化為考慮，不同於本文中以 9 個格點組成的區域為單位個別考慮。Dai et al. (1997)認為熱帶區域總雨量趨於減少而中高緯區域總雨量趨於增加很可能是因為全球暖化所造成的，他們的主要的根據乃是依照許多數值模式模擬 CO₂ 加倍以後的氣候變化的結果顯示伴隨著全球平均溫度的增加在低緯度陸地區域的降水會減少而在中高緯度降水會增加。

全球降水的線性增加趨勢是否主要導自於中高緯度雨量的增加？我們可以由檢查全年累積降水距平在乾期(1935-44)和濕期(1966-75)的平均值以及這兩個時期的平均差異(圖 8a-c)來回答這個問題。圖 8a-c 僅標示了距平的絕對值大於 0.5 倍的 2110 個格點的距平標準差，藉以辨識全球降水的平均距平是否僅僅反應了一些特定區域的性質。也就是說，我們分別計算了乾期的全球平均雨量和標準差以及每一格點相對於全球平均的距平，然後把距平轉換成標準差的倍數。對於濕期與乾期的平均雨量差值也是按相同的步驟計算。圖 8a 顯示在乾期最醒目的偏乾區域為歐亞大陸從東歐到西伯利亞西部的廣大平原區。另外，北美洲東半部、南美洲安地斯山以東以及澳洲都是明顯偏乾的區域。東亞大陸沿岸的韓國和日本一帶也是偏乾的，而台灣附近偏濕，中南半島以北的山區則偏乾。在濕期(圖 8b)偏濕的主要區域有北美洲東半部

1935-1944 Globally Normalized Anomalies Mean

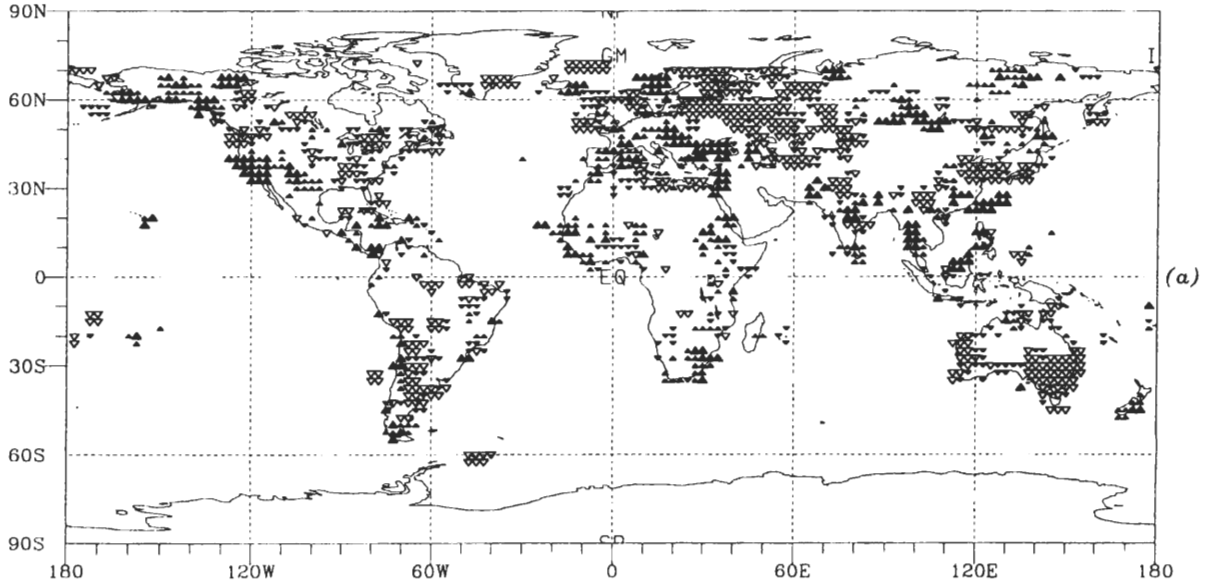


圖 8 (a) 在乾期(1935-1944)的平均全年累積降水相對於整期平均值的距平分布。距平值為正且值大於 1 (0.5) 倍標準差之格點以符號▲ (▲) 表示；距平值為負且絕對值大於 1 (0.5) 倍標準差之格點則以符號▽ (▽) 表示。這裡的標準差乃是根據每一格點的雨量與全球平均雨量之間的差值來計算，因此圖中標示的是以全球平均雨量為基準的距平值較大的格點，目的在判別主要偏濕或偏乾的區域位置。

1966-1975 Globally Normalized Anomalies Mean

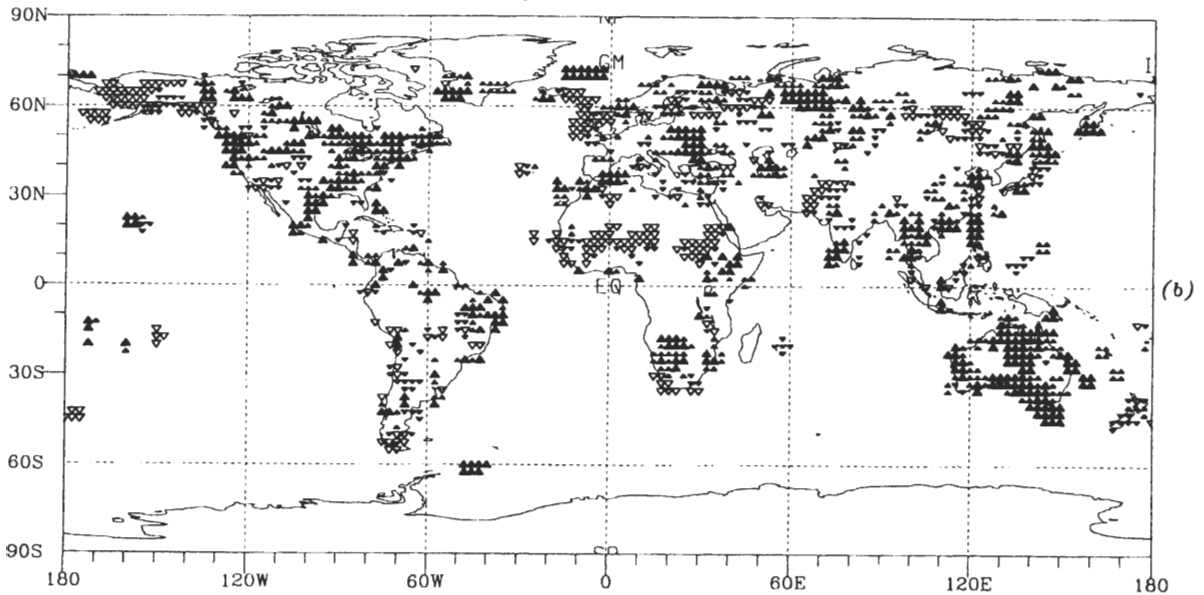


圖 8b 同圖 8a，但為濕期(1966-1975)之全年累積降水距平分布。

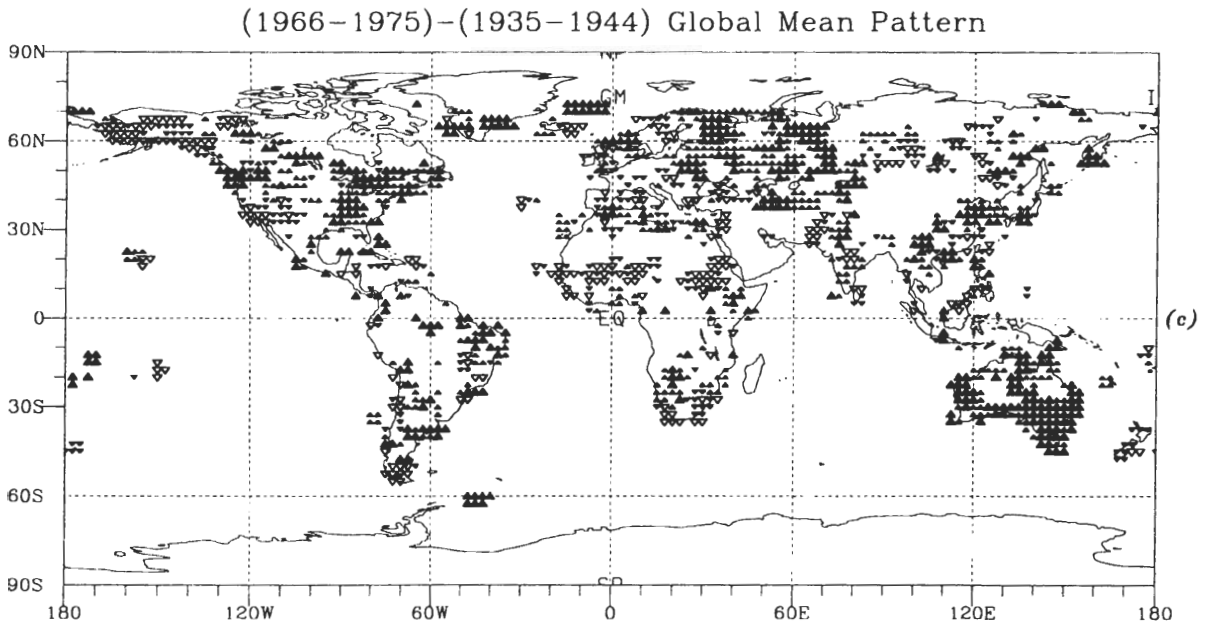


圖 8c 同圖 8a，但為濕期與乾期兩時期間之平均差異(濕期平均減乾期平均)。差值為正且其值大於 1 (0.5) 倍標準差之格點以符號▲ (▲) 表示；差值為負且其絕對值大於 1 (0.5) 倍標準差之格點則以符號▽ (▽) 表示。

和澳洲。自撒哈拉以東的非洲亞熱區域明顯偏乾，但是從印度半島到西太平洋的南亞區域是普遍偏濕的。台灣附近雖然僅有相當零星的偏乾訊號，根據圖 1a 的測站資料我們發現這些零星的偏乾訊號具有相當的可信度，反應出台灣附近的氣候特徵與大陸沿岸其他區域實有不同。全球平均的濕期與乾期區域性差異清楚顯示在圖 8c，使我們可以從另一個角度來看 1920-95 的變化趨勢。在北美洲大陸西岸除了美國西北部與加拿大的西南部(緯度約 40°-50°N) 的降水在全球濕期和乾期相比結果較濕之外，阿拉斯加和美國加州與中西部的降水在濕期的距平差值都是負的。在南美洲方面安地斯山以西的距平差以負值為主，以東則以正值為主。非洲方面除了北非地中海附近和南非 20°S 附近的區域有增加的趨勢以外，10°-20°N 有明顯的

減少趨勢。歐亞大陸的西北區域和澳洲的增加趨勢最明顯。在東亞沿岸，從中南半島經台灣與華南一直到華北和韓國日本一帶呈現出由南到北符號為正、負、正的混雜結構。圖 8a-c 顯示全球平均降雨變化趨勢在熱帶為減少而中高緯度為增加的說法並不完全準確，位於熱帶之巴西的東北區域和澳洲北方的熱帶區域降水在濕期(1966-75)的雨量比乾期(1935-44)多，中高緯度如阿拉斯加、美國中西部和地中海附近反而在濕期有雨量減少的訊號。台灣的年雨量長期變化趨勢和北美洲東北部(五大湖區附近)、歐亞大陸的西北平原區域以及澳洲的年雨量變化趨勢是相反的，和阿拉斯加、美國加州、北半球非洲亞熱帶區域和地中海附近的南歐和西非一帶以及印度西北的巴基斯坦和西伯利亞貝加爾湖附近的變化趨勢是相同的。

分季(圖略)比較了全球平均乾期(1935-44)、濕期(1966-75)和乾濕期的差異後,我們發現在夏季六至八月東亞沿岸區域的變化趨勢南北配置和前面討論的全年累積降水的結果類似,但是九至十一月台灣和南方的菲律賓與北方的江淮平原距平符號的一致性大大提高。台灣降水和全球平均降水距平的符號相似性以秋季和初冬(九至十二月)最高。

Chang et al. (2000b)在分析大陸東南沿海區域和長江梅雨的年際與年代際變化時指出,五、六月大陸東南沿海區域和長江流域的雨量變化是否同調主要取決於西太平洋副高的強度與脊線位置和形狀,而西太平洋副高的強度又受到赤道東太平洋海溫距平的控制。當赤道東太平洋海溫距平偏高時(1978-96)西太平洋副高的強度較強,往西擴展的範圍較大,因而比較有機會出現大陸東南沿海區域和長江流域的雨量距平相反的現象;當赤道東太平洋海溫距平偏低時(1951-77)西太平洋副高的強度較弱,位置比較偏東,比較有機會出現大陸東南沿海區域和長江流域的雨量距平符號相同的結果。事實上,西太平洋副高對於東亞降雨年際變化影響並不僅侷限在梅雨季,而是一直延續到秋季。因此,在副高對東亞氣候的可能影響這一點大致上夏、秋季和梅雨季是類似的,季節之間最基本的差異是秋季副高東撤到海上後,隨著脊線位置的離開會減小陸地上雨量因副高而造成的南北差異。根據西太平洋副高強度對亞洲東岸雨量變化南北結構影響的概念,我們推測圖 6a-b 中看到的台灣和南方的菲律賓與北方的江淮流域距平符號的異同很可能是因太平洋海溫變化經副高控制而造成的。許多文獻指出類似於 ENSO 的太平洋海溫距平配置型態有十年以

上稱為 PDO 的長週期變化(Zhang et al. 1997), 1977 年之後是赤道東太平洋的 PDO 暖期(Mantua et al. 1997), 伴隨的西太平洋副高的強度較強(Chang et al. 2000a,b)。西太平洋副高脊的氣候特徵在夏季可西伸入亞洲大陸東岸,而秋季退出大陸東撤到西太平洋海(LinHo and Wang 2002)。因此伴隨 PDO 的西太平洋副高的增強趨勢支持我們看到的夏季六至八月東亞沿岸降水變化趨勢在長江以南和以北符號相反,但是在九至十一月台灣和南方的菲律賓與北方的江淮平原降水距平符號相同而與日本一帶符號相反的結果。另一方面, PDO 暖期在冬半年(十一至四月)中高緯度西太平洋海溫偏低,海平面氣壓偏高(Zhang et al. 1997), 這些特徵與圖 6b 中看到的台灣以北的東海與日韓一帶的九至十一月降水變化均為下降趨勢也是一致的。

我們這裡的討論僅是根據一些已知的研究結果來驗證本文的合理性,事實上 PDO 並不足以完全解釋東亞降水變化線性趨勢的南北結構。圖 3 顯示台灣夏季與秋季雨量變化在 1950 年左右有一次明顯的轉變,與 PDO 從暖期轉入冷期的關鍵年份(1947)類似。因此,我們計算的線性變化趨勢實際上主要是根據 PDO 在 1947 以前的暖期與 1977 以後的暖期雨量差異來算的,並不是 PDO 不同相位之間的差異。但無論如何,東亞雨量長期變化和西太平洋副高的變化是脫離不了關係的,而西太平洋副高除了會隨太平洋海溫變化之外,還有其他的控制因子有待發掘。本文主要目的在於忠實呈現我們的雨量分析結果,並嘗試參考前人研究來檢查結果的合理性以及可能的發生原因。礙於全球尤其是海上觀測資料的有限,對所提出的可能性無法做進一步驗證。未來需要藉由數值氣候模

式的模擬來探討西太平洋副高特性的長期變化與西太平洋海溫的關係，以及對東亞降雨變化區域差異的影響。

我們在第一章中提到 1965 年左右曾被指出是東亞氣候的一個「突變」期（葉篤正、黃榮輝等 1996），本研究並沒有清楚的證據來支持這個說法，我們懷疑對東亞而言 1965 年前後的不連續很可能是因為使用的資料主要是從 1950 年開始的。若僅考慮 1950-90 這段期間的氣候特徵，則圖 1a、3d 和 3h-l 都顯示台灣的雨季在 1965 年之前為偏乾而之後轉為偏濕。台灣夏季降雨距平和黃河流域與華北符號相反，和華南符號相同(圖 6c)，因此台灣測站的雨量資料變化特性可以支持大陸學者指出的 1965 年前後黃河流域和華北雨量變化的關係。然而，若從更長的資料(1920-2000)或更大範圍變化(圖 4)來看，1965 年左右是否有一個氣候上的突變仍需要繼續探討。但是非洲撒哈拉的氣候「突變」出現在 1965 左右的確相當清楚，並沒有資料過短的疑慮(Nicholson 1995)，這與圖 5g 顯示的全球平均雨量在 1965 年之後便一路下滑也是一致的。

另一方面，本研究雖然沒有分析台灣降雨變化趨勢的分區特徵，但我們的結果支持 Hsu and Chen (2002) 所指出的若分季節來看，東部與北部雨量的增加主要是發生在春、秋兩季，而南部雨量減少主要是發生在夏季。換言之，台灣全年平均降雨顯示的東北部有增加趨勢而南端有減少趨勢(Hsu and Chen 2002)和整個華南區域的降水變化趨勢是一致的，藉台灣獨特的地形與地理環境使得不同位置的測站會加強或減弱同樣的大尺度氣候訊號。

(二) 結 論

以上的分析結果顯示 1920-95 期間台灣降雨有明顯的長期變化趨勢，這些趨勢必須分別從全年、夏季與秋季的降水特徵來探討。以全年累積降水而言，1920-95 的線性變化趨勢並不明顯。夏季(六至八月)雨量有減少的趨勢，秋季(九至十一月)的雨量變化反而是增加的趨勢。另外，我們發現以全球總降水量而言在 1920-95 期間最濕的年份出現在 1965 年左右，最乾的年份出現在 1935 年左右，自 1950 年以後夏半年(五至九月)降水總量的變化趨勢為減少，而冬半年(十至四月)降水總量的變化趨勢是增加的。但是對台灣而言，1965 年左右偏乾，1935 年左右則是偏濕。從台灣降水和全球平均降水距平的符號相似性來看，秋季和初冬(九至十二月)相似性最高，夏季(七至九月)相似性最低。這些結果說明降雨長期變化趨勢的區域性和季節性特徵是非常重要的。

六至八月是台灣主要的雨季，因此若是秋季雨量沒有增加的趨勢台灣全年雨量在 1920-95 的減少趨勢定是相當可觀。之所以在不同的季節降水長期變化趨勢會不相同，伴隨 PDO 的西太平洋副高強度變化可能是一個直接的原因。東亞氣候變化與 PDO 的關係和台灣氣候息息相關，這方面的進一步研究工作值得重視。

致 謝

本研究是在中央氣象局短期氣候預測計畫與國科會 NSC 91-2625-Z-052-008 計畫的支持下完成。感謝張智北教授的鼓勵與討論，也感謝周佳博士的意見。本文使用的 Dai 資料是由 <http://www.giss.nasa.gov/data/adai> 網站獲得。

參考文獻

- 陳昭銘, 汪鳳如, 2000: 台灣地區降雨之長期變化特性—秋雨之準二十年振盪。大氣科學, 28, 343-362。
- 葉篤正, 黃榮輝 等, 1996: 長江黃河流域旱澇規律和成因研究。山東科學技術出版社, 387 頁。
- 盧孟明, 麥如俊 2003: 台灣與全球雨量長期變化研究 (二): 一至三月雨量年際變化。(投稿大氣科學)
- 嚴中偉 等, 1990: 60 年代北半球夏季氣候突變。I. 降水和溫度變化, 中國科學(B 輯), 第 6 期, 97-103。
- Cayan, D. R. and the coauthors, 1995: Seasonal-to-Interannual fluctuations in surface temperature over the Pacific: Effects of monthly winds and heat fluxes. *Natural Climate Variability on Decade-to-Century Time Scales*, National Research Council, National Academy Press, 32-43.
- Chang, C.-P., Y. Zhang and T. Li, 2000a: Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: Roles of the subtropical ridge. *J. Climate*, 13, 4310-4325.
- , and ——, 2000b: Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part II: Meridional structure of the monsoon. *J. Climate*, 13, 4326-4340.
- Dai, A., I. Y. Fung and A. D. Del Genio 1997: Surface observed global land precipitation variations during 1900-1998. *J. Climate*, 10, 2943-2962.
- , and T. M. L. Wigley, 2000: Global patterns of ENSO-induced precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1283-1286.
- Deser, C., and M. L. Blackmon, 1993: Surface climate variations over the North Atlantic Ocean during winter: 1900-1989. *J. Climate*, 6, 1743-1753.
- Dettinger, M. D., D. R. Cayan, H. F. Diaz, and D. M. Meko, 1998: North-south precipitation Patterns in western North America on interannual-to-decadal timescales. *J. Climate*, 11, 3095-3111.
- Frederiksen, C. S., D. P. Rowell, R. C. Balgovind, and C. K. Folland, 1999: Multidecadal simulations of Australian rainfall variability: The role of SSTs. *J. Climate*, 12, 357-379.
- Garreaud, R. D. and D. S. Battisti, 1999: Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation. *J. Climate*, 12, 2113-2123.
- Gershunov, A. and T. Barnett, 1998: Interdecadal modulation of ENSO teleconnections. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 2715-2725.
- Hsu, H.-H., and C.-T. Chen, 2002: Observed and projected climate change in Taiwan. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 79, 87-104.
- Hurrell, J. W., 1995: Decadal trends in the North-Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- Kiladis, G. N., and H. F. Diaz, 1989: Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *J. Climate*, 2, 1069-1090.
- Lau, K.-M., and P. J. Sheu, 1988: Annual cycle, Quasi-biennial oscillation, and Southern Oscillation in global precipitation. *J. Geophys. Res.*, 93, 10975-10988.
- LinHo, and B. Wang, 2002: The time-space structure of the Asian-Pacific summer monsoon – a fast annual cycle view. *J. Climate*, 15, 2001-2019.
- 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.
- Marshall, J., and the coauthors, 2001: North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms. *Int. J. Climatol.*, 21, 1863-1898.

- McBride, J. L. and N. Nicholls, 1983: Seasonal relationships between Australian rainfall and the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1998-2004.
- Mo, K. C., and R. W. Higgins, 1998: The Pacific South American modes and the tropical intraseasonal oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 1581-1596.
- Nakamura, H., G. Lin, and T. Yamagata, 1997: Decadal climate variability in the North Pacific during the recent decades. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2215-2225.
- Nicholis, N. 1989: Sea surface temperatures and Australian winter rainfall. *J. Climate*, 2, 965-973.
- Nicholson, S. E., 1995: Variability of African rainfall on interannual and decadal time scales. *Natural Climate Variability on Decade-to-Century Time Scales*, National Research Council, National Academy Press, 32-43.
- Pittock, A. B., 1975: Climatic change and the patterns of variation in Australian rainfall. *Search*, 6, 498-504.
- Ropelewski, C. F., and M. S. Halpert, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1606-1626.
- , and ———, 1989: Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *J. Climate*, 2, 268-284.
- Shukla, J., 1995: On the initiation and persistence of the Sahel Drought. *Natural Climate Variability on Decade-to-Century Time Scales*, National Research Council, National Academy Press, 44-48.
- 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, 1297-1300.
- Wang, B., R. Wu, and K.-M. Lau, 2001: Interannual variability of the Asian summer monsoon: contrasts between the Indian and the western North Pacific-East Asian monsoons. *J. Climate*, 14, 4073-4090.
- Zhang, Y., J. M. Wallace, and D. S. Battisti, 1997: ENSO-like interdecadal variability: 1900-1993. *J. Climate*, 10, 1004-1020.

A Study on the Long-term Variations of Taiwan and Global Precipitation

Mong-Ming Lu Ru-Jiunn May

R&D Center, Central Weather Bureau

(Manuscript received 26 August 2002 ; in final form 28 May 2003)

ABSTRACT

The characteristics of the long-term trends of Taiwan and global rainfall during the period of 1920-95 are studied. The results show that the annual total rainfall of Taiwan does not have clear linear trend. If separating the total rainfall to different seasons, we find negative trend in summer (June-August). In autumn (September-November), the trend is positive. The wettest year of the global mean annual total rainfalls appeared around 1965, while the driest year appeared around 1935. In a contrast to the global mean rainfall, the years around 1965 is a dry period in Taiwan and around 1935 is a wet period. In addition, in the months of the northern summer (May-September) the global total rainfall shows a decreasing trend after 1950, the trend is opposite in winter months (October-April). Taiwan rainfall anomalies are in a better agreement with the sings of global rainfall anomalies in autumn and early winter months (September- December), but not during the summer months (July-September).

The main point emphasized by this study is that the regional and seasonal heterogeneity is a very important feature of the long-term trend of rainfall variability. In the coastal areas of East Asia, we find that the contrast in the north-south direction of the summer rainfall anomalies is large. In autumn, the contrast in east-west direction stands out. We hypothesize that such contrast as the anomalies in the Philippines, Taiwan and Yangtze River have different signs may result from the characteristic shape of the West Pacific Subtropical High (WPSH). The decadal-scale WPSH variations are modulated by the Pacific Decadal Oscillations (PDO). It is, therefore, of great importance to understand the relationship between WPSH and PDO in order to understand the causing mechanisms of the long-term trends of Taiwan rainfall.

Key Words: Taiwan Climate, Precipitation Long-term Trend, Pacific SST Decadal Variation Impacts