

# 南海夏季降雨年際變化與侵台颱風之關係

陳昭銘 范惠菱

中央氣象局 科技中心

(中華民國九十二年二月十八日收稿；中華民國九十二年六月二日定稿)

## 摘 要

本文探討 1979-2000 年期間，亞洲夏季季風所屬南海降雨年際變化與侵台颱風之對應關係，及其對台灣夏季降雨的影響，主要研究結果陳述如下：

- 亞洲夏季季風二主要降雨區中，南海區(100°E - 120°E, 5°N - 25°N)降雨年際變化與侵台颱風變化存有明顯對應關係，南亞區( 70°E - 100°E, 5°N - 25°N)降雨則未見清楚的對應關係。
- 於南海夏季降雨顯著偏多年(1981、1984、1994、1995 年)，夏季侵台颱風傾向增加(平均 5 個)，台灣地區平均降雨亦偏多；於南海夏季降雨顯著偏少年(1982、1988、1989、1993、1996、1998 年)，侵台颱風傾向減少(平均 2.7 個)，台灣地區平均降雨亦傾向減少。
- 當南海降雨顯著偏多時，日本區降雨偏少，850mb 環流場於南海地區生成氣旋距平，日本地區生成反氣旋距平，上述降雨與環流場距平於南海降雨顯著偏少年時，呈現相反相位，顯示南海-日本間降雨與環流場南北振盪之年際變化 SJ 模態(SCS-Japan pattern)。
- 南海降雨偏多年時，西北太平洋區(包括南海地區)颱風生成位置西偏，密集於南海氣旋距平鄰近區域，颱風於此區生成後，主要移動路徑或西行往南海氣旋距平區前進，或順著南海氣旋距平與日本反氣旋距平交會處之南風距平導引，往北沿著中國東側沿海前進，台灣恰位於此二主要移動路徑交會處，終致侵台颱風數增加；當南海降雨顯著偏少時，南海區出現反氣旋距平，颱風生成位置往東偏離南海，於西、中太平洋區明顯增加，此區颱風生成後，易往北朝日本區氣旋距平前進，偏離台灣地區，颱風侵台機會於是降低。
- 南海降雨與侵台颱風年際變化對台灣降雨之影響有地域上的差別，三者之對應關係於受颱風較明顯影響的中央山脈東側沿岸與南側恆春地區較為顯著。

關鍵詞：南海夏季降雨，侵台颱風，年際變化。

## 一、前 言

台灣位於亞洲大陸與太平洋交會之處，地理上屬亞洲季風區，亞洲季風夏季(6-8月)雨季有二明顯肇始期間，五月中旬發生於亞洲大陸南緣洋面，屬南海季風雨季，六月中旬雨帶北移，促成印度鄰近地區之南亞季風雨季與梅雨型態之東亞季風雨季(Wang and LinHo 2002)，在季風期間，經由南海北上的西南氣流帶來豐沛水氣，為台灣南部迎風面帶來明顯降雨，是南部地區全年主要降雨來源之一。除了季風相關降雨之外，台灣夏季另一主要降雨來源則是西北太平洋區與南海地區所生成的颱風，由於颱風空間尺度常在數百公里之際，侵台時降雨常涵蓋台灣全島，帶來全面性降雨，雖易釀成災害，但颱風雨卻是維持台灣免於乾旱的主要因素之一(戚與陳，1995；劉，1996)。上述特性指出，亞洲季風與颱風活動均為影響台灣夏季降雨的重要因素，因此該二者各自之變化特性及彼此間的動力對應關係，便為值得探討的研究議題。

亞洲夏季季風具有顯著環流分佈型態，低層大氣主要分量包括太平洋副熱帶高壓、亞洲大陸低壓，印度洋之跨赤道環流。Ting (1994)利用全球環流模式實驗探討夏季全球環流系統之維持機制，結果顯示以亞洲季風環流為主要分量的夏季環流系統，主要維持機制來自孟加拉灣延伸到南海地區之熱帶熱源。熱帶熱源主要來源為對流降雨所釋放的潛熱(Holton 1992)，故季風環流與季風降雨二者之變化特性存有密切關聯性，過去研究亞洲夏季季風特性，或以環流系統之變化特性為指標，如 Webster and Yang (1992)，Goswami et al. (1999)，Ailikun and Yasunari (2000)等，或以季風降雨變化特性為指

標，如 Parthasarathy et al. (1992)，Lau and Yang (1996)，Nitta and Hu (1996)，Lau et al. (2000)等，各研究所使用季風指標的定義與空間分佈有所差異，係依據各研究所欲分析的季風特性分量、區域，或相關物理過程等考量而定。

當亞洲夏季季風發生明顯變異，其環流系統易在亞洲-西北太平洋區形成異常氣候背景，Elsberry et al. (1987)指出大尺度環流氣候背景場，可明顯影響該地域內颱風之生成與移動特性，因此當夏季大尺度環流場呈現清楚年際變化，對應之夏季颱風活動特性亦被發現具有顯著年際變化(Shapiro 1982; Gray 1984, Chen et al. 1998)。Harr and Elsberry (1991)分析 1947-89 年西北太平洋區颱風移動路徑與環流場變化之關係，發現影響颱風路徑的重要因素為季風槽與太平洋副高的強度與空間位置，當太平洋副高南側之東風距平(約在 20°N)強化橫跨南海-菲律賓海地區之氣旋距平強度時，西北太平洋颱風傾向沿著此東風距平筆直西行前進；但當南海-菲律賓海地區氣旋距平係由南方赤道而來的西風距平(約在 0°~10°N)強化時，氣旋距平東端於 135°E~150°E 間形成南風距平，易導引颱風往北轉向。上述結果指出影響西北太平洋颱風是否進入南海鄰近地區、或靠近台灣的重要因素為南海-菲律賓海域之環流距平特性，因此南海-西太平洋區之環流變化應會導引該區颱風之移動路徑，亦即可能影響颱風侵台機會，其間關係有待深入了解。

過去研究西北太平洋颱風活動特性與大尺度環流場變化之關係，著重於聖嬰-南方振盪(ENSO)現象所引發環流場變化對颱風特性(如生成數目、位置)年際變化之影響(Chan 1985; Dong, 1988; Wu and Lau, 1992; Lander 1994; Chen et al. 1998; 余等 1998; Wang and Chan 2002; Chia and

Ropelewski 2002), 或 ENSO 對侵台颱風頻率之影響(Chang 1996), 相形之下, 亞洲夏季季風系統變化與西北太平洋颱風活動之動力關係, 則較少受到注意。由於亞洲夏季季風所帶來的西南氣流為台灣夏季主要降雨機制, 另一主要降雨機制即為颱風, 其侵台機率亦可能受到季風系統變化的影響, 故亞洲季風系統年際變化對台灣夏季降雨之影響程度與重要性, 應是無庸置疑。源於此重要性, 本文遂以上述影響台灣夏季降雨的兩個重要因素為分析對象, 探討亞洲夏季季風系統與侵台颱風於年際變化時間尺度之對應關係, 運用季風降雨為指標, 藉由診斷分析結果, 嘗試建立聯結亞洲夏季季風系統與侵台颱風兩者變化特性之對應概念模式, 及進一步研究其對台灣夏季降雨變化的影響。

本文研究大綱如下: 分析所用之觀測資料於第二節介紹, 第三節分析亞洲夏季季風降雨之年際變化特性, 第四節討論侵台颱風在夏季季風降雨顯著變化年之對應變化情形, 第五節探討夏季季風降雨顯著變化與侵台颱風二者間可能存在的動力關係, 第六節分析台灣夏季降雨對應季風降雨與侵台颱風變化之變化特性, 本研究之結論陳述於第七節。

## 二、分析資料

本文分析亞洲夏季季風降雨年際變化與侵台颱風、台灣降雨之關係, 所用資料如下:

- 全球降雨資料: 以 Xie and Arkin (1997) 所整理之 CMAP(Climate prediction center Merged Analysis of Precipitation) 全球降雨資料, 分析亞洲季風區降雨變化特性, 此資料係以衛星觀測反演之降雨資料為主,

再搭配全球地面測站資料與數值模式模擬資料所建立之全球降雨資料, 為目前公認最佳全球降雨觀測資料之一, 網格解析度為  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

- 全球環流場資料: 以 NCEP / NCAR ( National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research ) 重分析資料 (Kalnay et al. 1996) 分析亞洲夏季季風相關環流系統之變化特性, 本文所使用環流場資料之網格點為  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。
- 颱風資料: 以美國颱風聯合預警中心(Joint Typhoon Warning Center, JTWC) 所發佈之最佳路徑資料, 分析颱風之生成位置與移動路徑, 該資料之觀測時間間隔為 6 小時。
- 台灣測站資料: 以中央氣象局所屬平均分佈台灣各區之六代表性測站(台北、台中、台南、恆春、花蓮、台東) 之日累積與月累積降雨資料分析台灣本島降雨量的變化特性。

由於 CMAP 資料僅自 1979 年開始, 受此限制, 本文研究亞洲夏季季風與侵台颱風變化之年際關係亦限於 1979-2000 年, 前後共涵蓋 22 年期間。

## 三、亞洲夏季季風降雨年際變化

如前所述, 研究亞洲季風通常用環流場或降雨為指標加以探討, 由於降雨較能密切反應亞洲夏季季風之維持機制—熱帶熱源之變化特性, 且降雨大小亦常被引用代表季風強度, 故本文選取降雨作為研究亞洲夏季季風之分析指

標。

圖 1 所示為夏季(6-8 月)平均雨量於 1979-2000 年之氣候平均場，亞洲夏季季風主要降雨區集中在亞洲大陸南側之熱帶洋面，包括緊鄰印度半島西側之印度洋、孟加拉灣、南海、菲律賓海等地區。Lau et al. (1998)指出印度洋、孟加拉灣區季風降雨之年際變化特性相近，但與南海、菲律賓海區降雨呈現明顯差異，宜分開研究。本文依循 Lau et al.的研究結果，將季風降雨區分為東西二區，西區包括印度洋與孟加拉灣二主要南亞季風雨區，空間範圍為  $70^{\circ}\text{E}$ - $100^{\circ}\text{E}$ ,  $5^{\circ}\text{N}$ - $25^{\circ}\text{N}$ ，定名為南亞(South Asia, SA)區；東區包括南海週邊之南海季風主要雨區，空間範圍為  $100^{\circ}\text{E}$ - $120^{\circ}\text{E}$ ,  $5^{\circ}\text{N}$ - $25^{\circ}\text{N}$ ，定名為南海(South China Sea, SCS)區，此二區之空間分佈如圖 1 方框所示。菲律賓海區雖為另一個主要降雨區，但該區降雨變化特性與南海區相近(Wang et al. 2001)，且也沒有如南亞或南海單獨

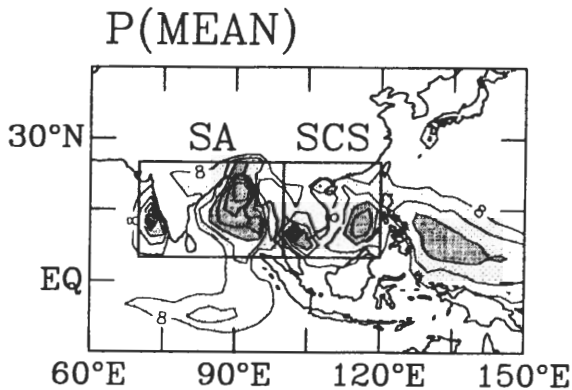


圖 1 由 1979-2000 年 CMAP 降雨資料分析所得亞洲夏季(6-8 月)季風降雨之長期氣候平均值。等值線間距為  $2\text{mm/day}$ ，淺陰影區之降雨量為  $8\text{-}12\text{mm/day}$  之間，深陰影區為大於  $12\text{mm/day}$ 。亞洲夏季季風呈現二主要降雨區：南亞區(SA)與南海區(SCS)，其對應空間範圍分別以方框標示。

對應到亞洲夏季季風之主要子季風系統，故不另外加以討論。

亞洲季風降雨之年際變化，分別以南亞區與南海區夏季平均降雨之區域平均值做為指標，以各指標之 1979-2000 年時間序列顯示(圖 2)，南亞區降雨區域平均值之 22 年長期氣候值為  $8.85\text{mm/day}$ (以實線標示)，標準差為  $0.56\text{mm/day}$ ，本文定義凡降雨值較長期氣候值

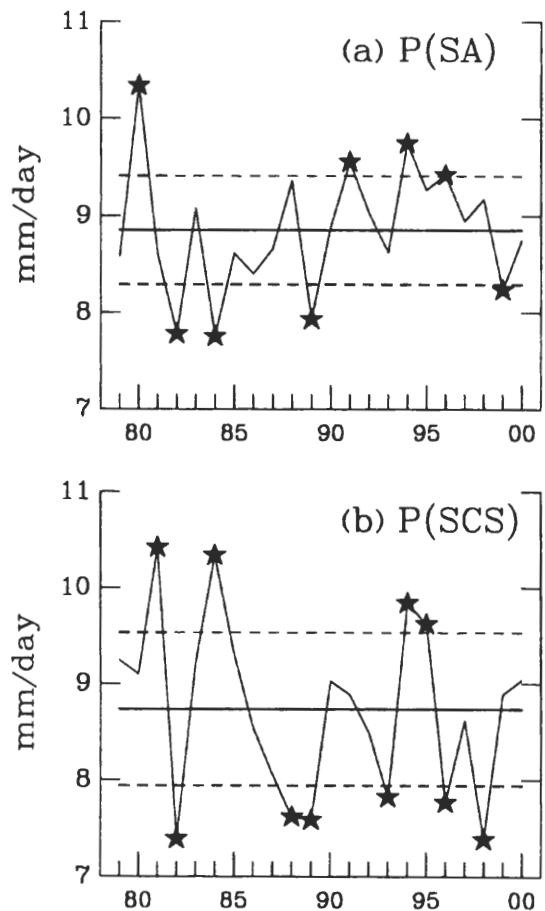


圖 2 南亞區(SA)與南海區(SCS)夏季降雨之年際變化特性，分別以各區區域平均值之 1979-2000 年時間序列顯示，各區域降雨之長期平均值以實線顯示，距長期平均值 1 個標準差值處以虛線顯示。各區降雨顯著偏多年與偏少年以星號標示。

多出/少於 1 個標準差(如虛線所示),即定義為顯著多雨年/顯著少雨年,依此定義,南亞區顯著多雨年包括 1980、1991、1994、1996 等 4 年,顯著少雨年包括 1982、1984、1989、1999 等 4 年。在南海地區,區域平均降雨量之長期氣候值為 8.73mm/day,標準差為 0.80mm/day,顯著多雨年包括 1981、1984、1994、1995 等 4 年,顯著少雨年則有 1982、1988、1989、1993、1996、1998 等 6 年。圖 2 南亞區與南海區二降雨時間序列之相關係數為 0.07,清楚顯示此二地區夏季降雨年際變化並無明顯關聯性,與 Lau et al. (1998)所述分析結果一致。

#### 四、侵台颱風變化

當亞洲夏季季風降雨產生明顯變化時,西北太平洋區颱風活動特性是否亦有明顯對應變化?特別是侵台颱風次數?若有,則變化與對應特性為何,有待探討。國內氣象界對侵台颱風迄今仍未有一致認定標準,本文於是採取作業單位之認知角度,定義凡由中央氣象局發布官方海上或陸上颱風警報者即屬侵台颱風,依此定義,本文依據 1994 年『中央氣象局歷年颱風發布概況』與後續各年補充紀錄,統計歷年夏季侵台颱風次數。表一顯示於南亞降雨顯著偏多的 4 年,侵台颱風數在 3~5 個之間,平均數為 3.5 個,顯著偏少的 4 年之侵台颱風數在 2~6 個之間,平均數為 4.0 個,相較 1979-2000 年侵台颱風長期平均數 3.6 個,顯著偏多年與顯著偏少年間無明顯差異或對比現象。另在西北太平洋區颱風總個數(註:本文之西北太平洋區颱風包括南海地區颱風)之變化方面,降雨顯著偏多年颱風總數平均為 13.0 個,顯著偏少年平均為

表一 南亞區與南海區降雨顯著偏多年與偏少年所對應夏季侵台颱風數、西北太平洋颱風總數(包括南海地區)、侵台颱風百分比率。

	年份	侵台 颱風數	西北太平洋 颱風總數	侵台颱風 百分比
南亞降雨偏多年	1980	3	8	38%
	1991	3	11	27%
	1994	5	17	29%
	1996	3	16	19%
	平均	3.5	13.0	27%
南亞降雨偏少年	1982	5	12	42%
	1984	6	13	46%
	1989	3	16	19%
	1999	2	12	17%
	平均	4.0	13.3	30%
南海降雨偏多年	1981	4	14	29%
	1984	6	13	46%
	1994	5	17	29%
	1995	5	11	45%
	平均	5.0	13.8	36%
南海降雨偏少年	1982	5	12	41%
	1988	2	10	20%
	1989	3	16	19%
	1993	1	13	8%
	1996	3	16	19%
	1998	2	6	33%
平均	2.7	12.1	22%	
長期平均值	1979- 2000	3.6	12.6	29%

13.3 個,均比長期平均值 12.6 為高,但彼此間無明顯差異。降雨顯著偏多年之侵台颱風數佔西北太平洋颱風總數之比率平均為 27%,顯著偏少年平均為 30%,均接近長期平均值 29%,從上述各類特性的統計數字來看,南亞區降雨之顯著偏多或偏少變化,與侵台颱風次數變化並未呈現顯著的對應關係。

於南海降雨方面,降雨顯著偏多 4 年之侵台颱風數在 4~6 個之間,平均為 5.0 個,顯著偏少 6 年之侵台颱風數在 1~5 個之間,平均為 2.7 個,與長期平均數 3.6 個相比,降雨顯著偏多年之侵台颱風數平均增加 1.4 個,顯著偏少年則平均減少將近 1 個,呈現清楚差異與對比現象。而西北太平洋區颱風總數於降雨顯著偏多

年之平均值為 13.8 個，較顯著偏少年平均 12.1 個多出 1.7 個，顯著偏多年侵台颱風佔西北太平洋區颱風總數之比率為 36%，顯著偏少年則降至 22%，前者較氣候平均值 29% 高出 7%，後者則低 7%。綜合而言，南海區降雨顯著偏多年與顯著偏少年所對應侵台颱風特性呈現明顯對比，偏多年對應較多的侵台颱風數、西北太平洋區颱風生成總數、與颱風侵台機率，偏少年則對應相對減少與較不活躍的颱風活動特性，由上述西北太平洋區颱風總數與侵台機率雙雙提高/降低，可推論南海區降雨顯著偏多/偏少變化與侵台颱風數之對應關係，應非只是簡單的颱風是否湊巧行經台灣鄰近地區之隨機結果，而應是順應大尺度背景場變化而衍生的對應結果，其後應有清楚的動力機制在導引。

從南亞區與南海區二降雨指標年際變化來看，南海區降雨與侵台颱風年際變化存有清楚對應關係，南亞區降雨則不然。接下來問題即是南海夏季降雨何以會與侵台颱風存有年際變化對應關係，兩者間可能存在之大尺度動力機制又是為何？

## 五、南海夏季降雨與侵台颱風之動力關係

### (一) 降雨

本節將就夏季南海降雨顯著偏多年/偏少年時對應侵台颱風傾向增加/減少之關係，探討其間可能存在的動力關係。利用合成分析法，夏季降雨顯著偏多 4 年與顯著偏少 6 年之距平平均分佈特性如圖 3 所示。於顯著偏多年，降雨主要中心自暹羅灣往東延伸到菲律賓西側之南海，東側之菲律賓海，形成一個東西橫互的

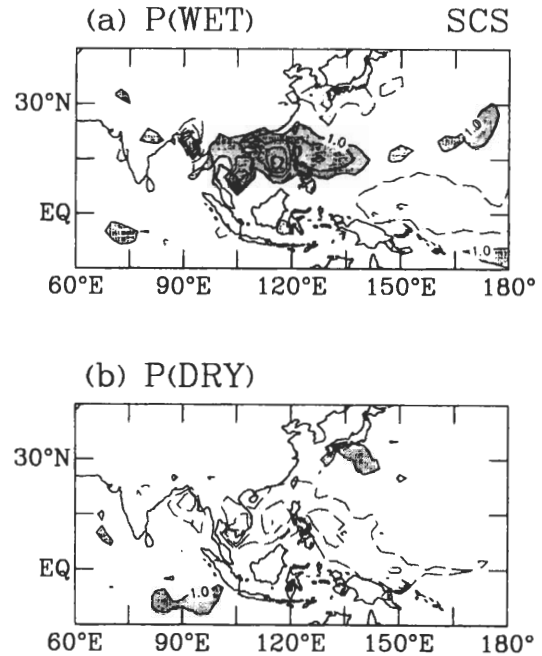


圖 3 南海區夏季降雨(a)顯著偏多年(1981、1984、1994、1995 等 4 年)，(b)顯著偏少年(1982、1988、1989、1993、1996、1998 等 6 年)之降雨距平合成平均圖，等值線間距為 1mm/day，大於 1mm/day 以深陰影區顯示，小於 -1mm/day 以淺陰影區顯示。

正距平中心區，對應北方位於日本及南方位於熱帶洋面之負距平區，另於孟加拉灣區北側有單一負距平中心，其餘灣區則不見明顯變化。降雨顯著偏少年之距平分佈型態與偏多年大致相反，暹羅灣、南海、菲律賓海地區轉為負距平中心，日本南側為正距平區。歸納降雨偏多年與偏少年之距平分佈型態，二者均於洋面上形成主要距平中心，且於南海-菲律賓海區域與日本南方海域為相反距平變化，呈現南北對比之年際振盪現象。

### (二) 低層大氣環流場

熱帶降雨異常變化顯現該區熱帶熱源之改變，此變化與低層大氣環流場通常呈現一致的動力對應關係(Chen and Lu 2000)。本文以 850mb

流函數(streamfunction)場顯示低層大氣大尺度環流場，當南海地區降雨顯著增加時，反應鄰近地區熱帶熱源增加，形成輻合距平中心，導引大氣往此區聚集後上升，形成低壓的氣旋距平(圖 4a)，反之，降雨偏少年時，南海區熱帶熱源減少，對應輻散距平中心，遂於南海地區形成高壓的反氣旋距平(圖 4b)。上述氣旋或反氣旋距平並非單獨存在的環流場變化，圖 4 顯示南海地區的環流距平，分別於降雨量與南海地區呈相反變化之南方印尼群島海域、北方日本鄰近區域搭配相反極性(opposite polarity)的環流距平，形成一個沿著亞洲大陸東側洋面傳導的波列，此波列經過日本之後，或往北傳導進入鄂霍次克海，或往東傳導進入北太平洋。

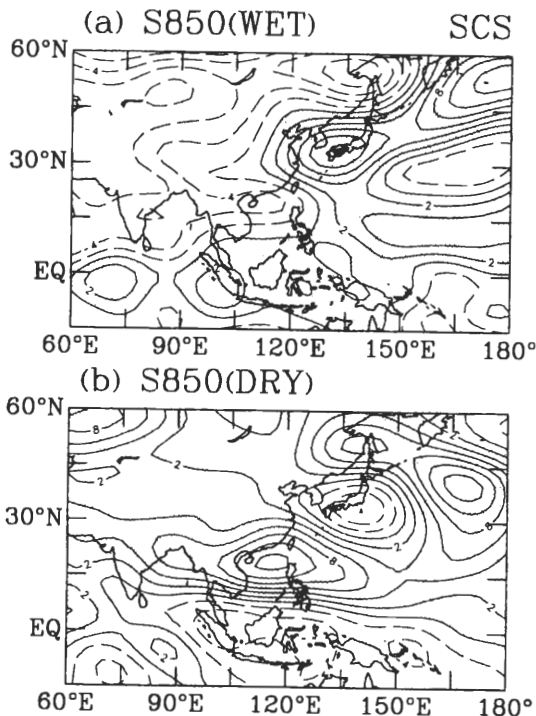


圖 4 如圖 3，但為 850mb 流函數場距平於(a)南海降雨顯著偏多年，(b)南海降雨顯著偏少年之合成平均圖，等值線間距為  $2 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ，深陰影區為正值。

就上述波列而言，其對應之降雨距平型態(圖 3)顯示主要變化活動中心(center of action)來自南海地區，而非更南方之印尼群島區域，因南海區之降雨變化強度明顯高過印尼群島區，故宜探討南海地區熱源變化對該區及其北方波列分量的影響作用。Nitta(1986,1987)指出當熱源於副熱帶西太平洋區(約在  $146^\circ\text{E}, 18^\circ\text{N}$ )產生明顯變化時，會激發低層環流場南北向的振盪變化，振盪的環流距平分量分別位於  $20^\circ\text{N}$  左右之熱帶西太平洋與中緯度之日本群島，稱之為太平洋-日本模態(Pacific-Japan 《PJ》 pattern)。從 Nitta 的研究可看出，若副熱帶地區熱源產生明顯變化(如對流、降雨變化)，則會在該區及其北方地區形成南北振盪的環流變化，本文分析南海地區之熱源變化，亦屬於副熱帶地區，雖位於  $110^\circ\text{--}120^\circ\text{E}$  之間，有別於 Nitta 分析之  $140^\circ\text{E}$  西太平洋區，但其對應之南海、日本間環流變化特性，與 PJ 模態類似，為了與 PJ 模態有所分別，本文將南海-日本間降雨和環流場於南海降雨顯著偏多年與偏少年所對應產生之南北振盪現象，定名為南海-日本模態(SCS-Japan 《SJ》 pattern)，後續將藉 SJ 模態之空間分佈特性探討南海降雨變化所對應之西北太平洋區颱風活動特性。

### (三) 颱風活動特性

Chen and Weng (1998)研究熱帶西北太平洋區夏季綜觀尺度擾動之生成頻率，發現其年際變化受到大尺度環流場變化的明顯影響。Harr and Elsberry(1995)亦指出，西北太平洋區颱風之移動路徑深受季風槽環流強度變化的影響。本文前述 SJ 模態之南端環流分量即位於季風槽經過之南海地區，故 SJ 模態如何影響夏季西北太

平洋區颱風活動特性，特別是侵台颱風，值得研究。

分析颱風活動特性，最重要者當屬生成位置、移動路徑、發生頻率等三項特性。在颱風生成特性方面，圖 5 係根據 JTWC 最佳路徑資料，分析於南海降雨顯著偏多 4 年與顯著偏少 6 年夏季之所有颱風生成位置分佈圖，圖中以台灣西側之  $120^{\circ}\text{E}$  經線、南側之  $22^{\circ}\text{N}$  緯線為參考座標，標示颱風生成位置與台灣之空間對應關係。

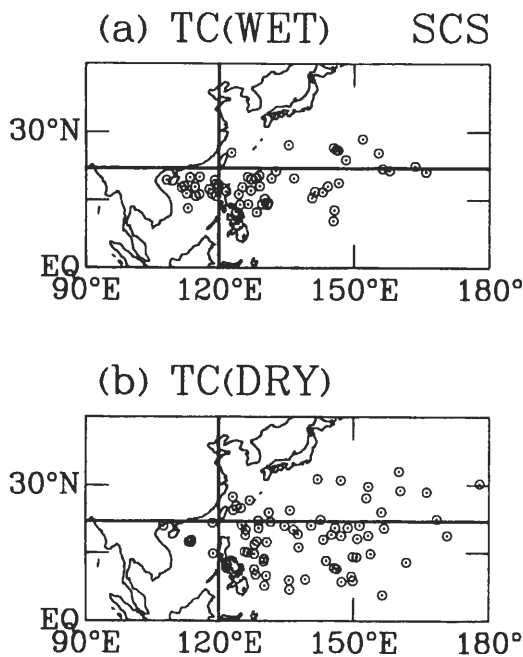


圖 5 如圖 3，但為夏季西北太平洋區颱風(包括南海地區)生成位置於(a)南海降雨顯著偏多年，(b) 南海降雨顯著偏少年之空間分佈圖。

於南海降雨顯著偏多年(圖 5a)，颱風生成位置東西向散佈在  $110^{\circ}\text{E}$ - $170^{\circ}\text{E}$  之間，但主要集中於鄰近南海區氣旋距平之  $135^{\circ}\text{E}$  以西洋面，就颱風生成個數而言， $135^{\circ}\text{E}$  以西地區與以東地區之個數分別為 36 與 19(總共 55 個颱風)，呈

顯往西集中特色。其南北向分佈亦呈明顯對比， $135^{\circ}\text{E}$  以西地區幾乎密集於南海氣旋距平所在之  $22^{\circ}\text{N}$  以南- $12^{\circ}\text{N}$  以北區域，以東地區則見較寬廣南北分佈。南海降雨顯著偏少年之颱風生成位置則呈不同特性，首先就東西分佈而言，南海地區由於反氣旋距平的生成，颱風生成個數明顯減少，而朝  $135^{\circ}\text{E}$  以東地區增加， $135^{\circ}\text{E}$  以西地區與以東地區颱風生成個數變為 33 與 40(總共 73 個颱風)，西區較東區為少，與降雨偏多年相比，呈現颱風生成位置東偏特性。另在生成位置之南北分佈方面，於  $135^{\circ}\text{E}$  以西地區，降雨偏少年較偏多年有較多颱風生成於  $22^{\circ}\text{N}$  以北洋面，往南亦可見颱風生成於  $7^{\circ}\text{N}$ - $8^{\circ}\text{N}$  之間，即分別位於南海反氣旋距平之北、南兩端，呈現較為寬廣南北分佈。總體而言，南海降雨顯著偏少年較偏多年之颱風生成位置東偏，且呈現較寬廣南北分布特性。

在颱風移動路徑方面，圖 6 顯示南海降雨顯著偏多 4 年夏季中總共 55 個颱風與顯著偏少 6 年夏季總共 73 個颱風之移動路徑，大體而言，颱風主要活躍於  $150^{\circ}\text{E}$  以西地區，移動路徑有两大类：向西直行進入南海或亞洲大陸，或往北進入北方洋面後，再迴轉朝東往北太平洋行進。於降雨顯著偏多年(圖 6a)，颱風於南海地區大多呈筆直西行走向，少數朝北進入中國，於  $120^{\circ}\text{E}$ - $130^{\circ}\text{E}$  西太平洋區，颱風或沿西北走向進入中國，或沿著台灣、日本間洋域向北行進後再轉彎進入北太平洋。降雨顯著偏少年時(圖 6b)，颱風於西太平洋生成後大多仍沿著西行路線進入南海鄰近區域，往北轉彎的路徑則隨著生成位置東移而集中於  $130^{\circ}\text{E}$ - $150^{\circ}\text{E}$  地區，較降雨偏多年之北轉路徑明顯偏東。



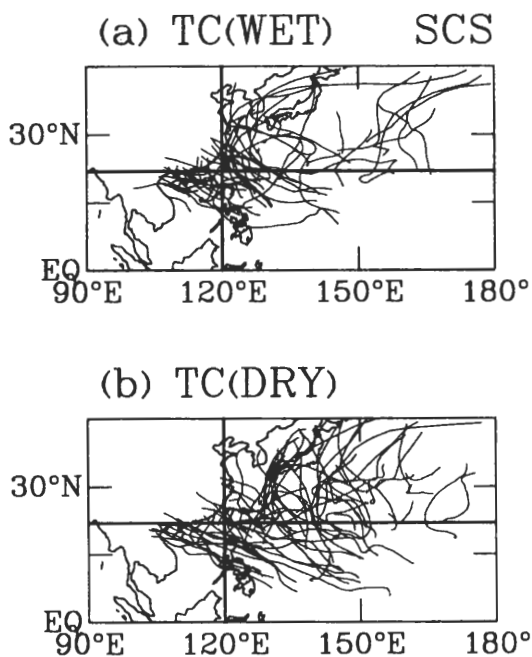


圖 6 如圖 3，但為夏季西北太平洋區颱風於(a)南海降雨顯著偏多年，(b)南海降雨顯著偏少年之移動路徑圖。

為了客觀比較颱風侵近台灣頻率的變化，本文根據 JTWC 觀測紀錄所示颱風中心位置，依  $2^{\circ} \times 2^{\circ}$  方格範圍，計算每年夏季每方格內颱風觀測紀錄之累積次數（觀測紀錄時間間隔為 6 小時），計算降雨顯著偏多 4 年與顯著偏少 6 年各自合成平均值，再取偏多年平均值減偏少年平均值之差值，顯示如圖 7。颱風頻率差值顯現，多雨年時颱風主要活躍地區有二：南海地區與中國大陸東岸沿海，如前所述，南海地區於多雨年為氣旋距平區，颱風易生成於此，或颱風於鄰近洋域生成後易朝此區之氣旋距平前進，故颱風活動較少雨年活躍；而中國大陸東岸沿海颱風活躍區則是對應颱風於低緯度地區生成後，受到南海氣旋距平-日本反氣旋距平交會處之南風距平導引，密集於此處向北轉彎，形成颱風主要移動路徑。由於台灣恰位於南海

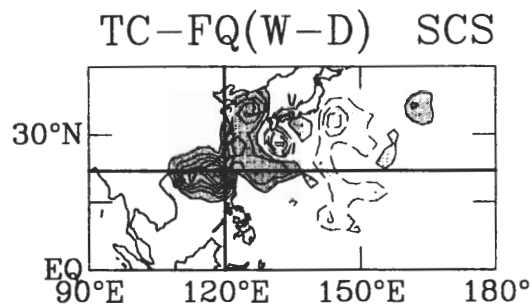


圖 7 西北太平洋地區夏季颱風活動頻率於南海降雨顯著偏多年之平均值與顯著偏少年平均值（偏多年-偏少年）之差值。等值線間距為 0.3 次，淺陰影區為小於 -0.3 次。颱風活動頻率係指每  $2^{\circ} \times 2^{\circ}$  空間網格內於各年夏季之累積觀測記錄數，觀測記錄之時間間隔為 6 小時。

與中國大陸東岸沿海颱風主要行經路徑交會之處，故南海降雨顯著偏多年之侵台颱風數於是傾向增加。於降雨顯著偏少年時，由於南海地區為反氣旋距平，颱風不易於南海地區生成，致使總體生成位置往東偏，且由於日本區氣旋距平的存在，遂有利導引生成位置東偏的颱風於  $130^{\circ}\text{E}-150^{\circ}\text{E}$  間朝北轉往日本鄰近洋面(如圖 7 中  $150^{\circ}\text{E}$  西側之南北方向負距平所示)，於是減少接近台灣機會，南海降雨顯著偏少年之侵台颱風數於是傾向減少。

## 六、台灣夏季降雨變化

前面分析顯示南海夏季降雨顯著變化與侵台颱風年際變化存有某種對應關係，由於颱風所帶來降雨為台灣夏季主要水資源之一，隨之而來的問題是：南海降雨與台灣夏季降雨變化是否亦存有對應關係？若有對應關係，則此種關係可供我們藉由對亞洲季風系統大尺度變化特性的預報，尋求台灣地區降雨短期氣候預報的

相關資訊，因此值得進一步探討。本文取中央氣象局平均分佈全省各地之台北、台中、台南、恆春、花蓮、台東等六個代表性測站之降雨資料，分別計算夏季總雨量與颱風雨量之六站平均值，藉此數值分析台灣地區夏季降雨與南海降雨之對應關係。此處颱風雨量之定義為中央氣象局對每一颱風發佈颱風警報當日計起，直到颱風警報解除後第三天之間所降下之雨量，將計算期間延伸到颱風警報解除日後第三天的理由，係考量夏季颱風離去後常引發強盛西南氣流帶來大雨之後續效應。

南海降雨顯著偏多年與偏少年所對應台灣地區(六站平均值)夏季總降雨量與颱風雨量顯示如表二，就 1979-2000 年長期氣候平均值來看，夏季總降雨量與颱風雨量分別為 910mm 與 362mm，颱風雨量約佔總降雨量的 40%。就個別年而言，於南海降雨顯著偏多 4 年，台灣地區夏季總降雨量約在 930mm~1200mm 之間，全部比氣候平均值 910mm 為高，颱風雨量則在 390mm~700mm 之間，亦比颱風雨量氣候平均值 362mm 為高，呈現總降雨量與颱風雨量雙雙於南海降雨顯著偏多年增加之對應關係。於南海降雨顯著偏少 6 年中，除了 1982 與 1996 年

之間)與颱風雨量(約在 30mm~252mm)均較各自長期氣候值為低、呈現減少的對應關係。1996 年之總降雨量亦較氣候值為低，但颱風雨量則偏高，1982 年則由於高達 5 個侵台颱風帶來將近多一倍的颱風雨量，718mm vs. 362mm，故使總降雨量亦隨之增加。表二分析透露主要對應關係，即南海降雨顯著偏多的年份中，侵台颱風增加，帶來偏多颱風雨，使夏季總降雨亦隨之增加；而在南海降雨顯著偏少的年份中，基本對應關係為侵台颱風數傾向減少，颱風雨量隨之減少，總降雨量亦傾向減少，例外者為 1982 與 1996 年，該二年何以呈現差異特性，本文將持續探討。

於 1996 年，計有 3 個侵台颱風，其中 2 個登陸，分別為中度颱風葛樂禮與強烈颱風賀伯，其中賀伯颱風之豪雨集中於山區，引發大量土石流，造成高達 51 人死亡，22 失蹤之重大災情。賀伯為平地測站所帶來降雨約為 241mm，約佔 1996 年台灣地區 515mm 颱風雨量之 46%，由此可推論 1996 年侵台颱風雖無明顯增加，但颱風總雨量卻偏多的主要理由，應是強烈颱風賀伯登陸帶來大量降雨之故。事實上，歷年來強烈颱風於夏季登陸台灣的案例並不多見，如表三所示，於本文所分析的南海降雨顯示偏多與偏少年總計 10 年當中，侵台颱風共計 36 個，其中颱風中心登陸者計 14 個，其中僅 3 個為強烈颱風，而有強烈颱風登陸之 3 年均對應到當年夏季颱風雨量偏多，分別為南海降雨明顯偏多的 1994 年，與南海降雨明顯偏少之 1982、1996 年，其中 1982 年登陸之安迪颱風由台東登陸朝西北前進，暴風雨圈涵蓋全台，估計之總降雨量約為 330mm，比賀伯尤有過之。由表三可看出，當南海降雨顯著偏少年時，由於強烈颱風

表二 台灣地區(台北、台中、台南、恆春、花蓮、台東六站平均)夏季累積總降雨量與颱風雨量於南海降雨顯著偏多年與偏少年之變化狀態。(單位: mm)

	年份	總降雨	狀態	颱風雨	狀態
南海降雨偏多年	1981	930	偏多	551	偏多
	1984	1087	偏多	683	偏多
	1994	1199	偏多	700	偏多
	1995	968	偏多	392	偏多
南海降雨偏少年	1982	1085	偏多	718	偏多
	1988	852	偏少	71	偏少
	1989	691	偏少	252	偏少
	1993	560	偏少	39	偏少
	1996	791	偏少	515	偏多
	1998	862	偏少	171	偏少
長期平均	1979-2000	910		362	

表三 南海區降雨顯著偏多年與偏少各年的侵台颱風與登陸台灣颱風之定性分析表。

年份	侵台颱風數	登陸台灣數	輕度	中度	強烈	颱風雨量
南海降雨偏多年						
1981	4	2	1	1	0	偏多
1984	6	3	2	1	0	偏多
1994	5	2	1	0	1(提姆)	偏多
1995	5	0	0	0	0	偏多
南海降雨偏少年						
1982	5	2	0	1	1(安迪)	偏多
1988	2	1	0	1	0	偏少
1989	3	0	0	0	0	偏少
1993	1	0	0	0	0	偏少
1996	3	2	0	1	1(實伯)	偏多
1998	2	2	2	0	0	偏少

登陸帶來大量降雨，使得 1982 年與 1996 年之颱風雨量由預期之傾向減少反而轉為增多。

另一個有待釐清的問題是，為何 1982 年當南海降雨顯著減少狀況之下，侵台颱風數卻不減反增，高達 5 個，呈現偏多現象？該年與其它 5 個南海降雨偏少、侵台颱風亦偏少的年份，是否具有明顯差異之處？爲了探討這些問題，本文比較 1982 年与其它南海降雨顯著偏少 5 年合成之距平圖，比較對象包括 CMAP 降雨(圖 8)與 850 mb 低層大氣環流場(圖 9)。圖 8 顯示，1982 年夏季降雨之主要距平中心分佈在熱帶地區，於大約 150°E 以東爲正距平中心，150°E 以西則爲大範圍負距平區，散佈於熱帶西太平洋、南海、印度洋等地區，基本上呈現熱帶降雨東西向對比的變化特性。而其它 5 年之降雨距平合成平均圖則出現不同分佈特性，正距平東西散佈於熱帶印度洋，負距平則自南海往東南方向延伸到熱帶西太平洋，另於日本地區則出現微弱的正距平，分佈特性呈現自熱帶往副熱帶，由西南往東北延伸、正負交替的對比特性。

在 850 mb 環流場方面，1982 年由於降雨距平主要中心分佈在熱帶地區，大氣於 150°E 以西負降雨距平區爲輻散區，150°E 以東正降雨

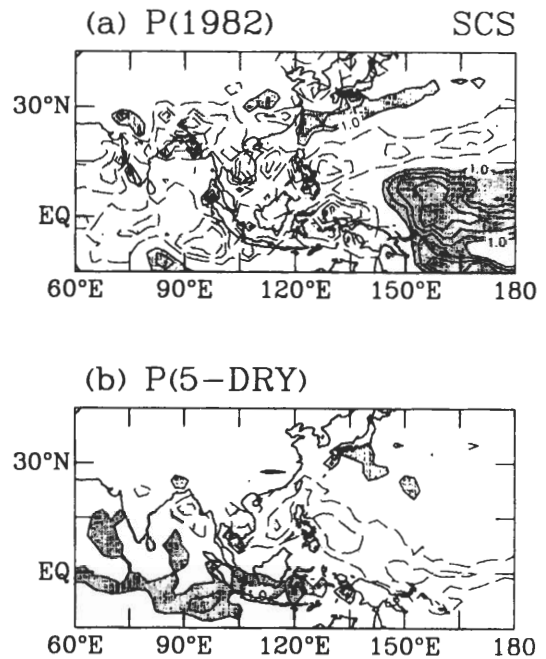


圖 8 南海降雨顯著偏少的 6 年中，(a)侵台颱風數偏多之 1982 年與(b)侵台颱風數偏少之其餘 5 年平均(1988、1989、1993、1996、1998 年)所對應夏季季風降雨距平變化之比較。等值線間距爲 1mm/day，深陰影區爲大於 1mm/day 處，淺陰影區爲小於-1mm/day 處。

距平區爲輻合區(圖未示)，大氣質量遂由南海-印度洋區往熱帶中太平洋區輻合，對應此大氣質量傳送，環流場於西、中太平洋區沿著赤道南北分別形成氣旋距平，提供西風距平，導引大氣質量往東傳送(圖 9a)，赤道以北之氣旋距平中心位於 150°E 左右，且向西延伸，涵蓋台灣、中國南方地區，此氣旋距平當提供有利颱風於熱帶西太平洋生成後，往台灣方向前進之背景環境和機會，而使侵台颱風數增加。其餘 5 年的環流距平(圖 9b)，由於降雨正、負距平中心並非東西方向對比分佈於熱帶，而是呈西南-東北方向分佈於熱帶-副熱帶地區，環流場對應降雨距平變化，其正、負距平亦交錯分佈，自西南往東北方向散佈於熱帶到中緯度之間，即

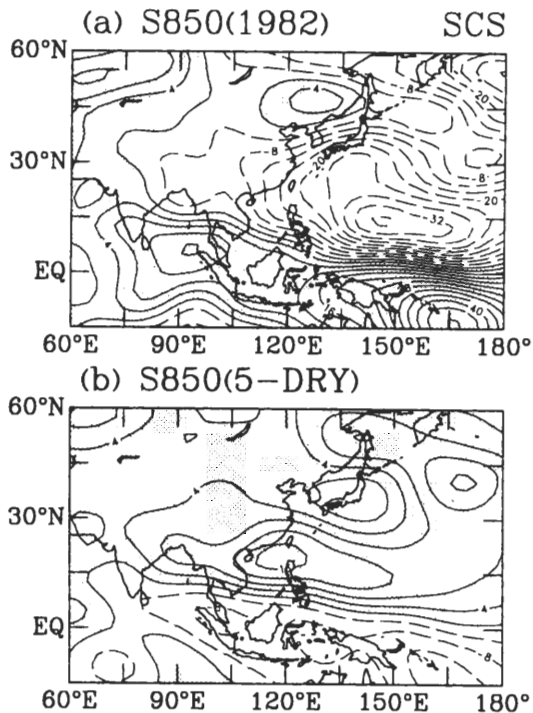


圖 9 如圖 8，但為 850mb 流函數場距平於(a)侵台颱風數偏多之 1982 年與(b)侵台颱風偏少之 5 年平均所對應空間分佈特性之比較，等值線間距為  $4 \times 10^3 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ，陰影區為正值。

熱帶印度洋之正降雨距平對應氣旋距平，南海-熱帶西太平洋之負降雨距平對應反氣旋距平，日本地區之正降雨距平對應氣旋距平，呈現 SJ 模態環流分布特性。由於台灣籠罩在南海-熱帶西太平洋區之反氣旋距平之下，提供不利颱風接近台灣之環境，故使侵台颱風次數減少。圖 8、9 的比較結果指出，當南海降雨減少係伴隨印度洋-南海地區與熱帶中太平洋區降雨相反相位變化型態時，此降雨型態反應熱帶熱源東西方向的明顯變化，於是激發類似羅士培波(Rossby Wave)型態距平變化，在熱帶西太平洋區形成大尺度氣旋距平籠罩台灣，導引颱風順應此距平變化而增加侵台機會，促使 1982 年颱風侵台次數明顯高於其它南海降雨顯著偏少的 5 年；至

於其他 5 年之降雨變化通性為熱帶-副熱帶間的南北對應變化，降雨與環流變化呈現地域性的對應關係，正降雨距平對應氣旋距平，負降雨距平對應反氣旋距平，台灣位於南海周遭之負降雨距平區，籠罩在反氣旋距平之下，故使侵台颱風次數降低。

前面分析指出，台灣地區之夏季颱風雨量與總雨量於南海降雨顯著偏多年傾向增加，顯著偏少年傾向減少，然台灣各地降雨變化之空間分布特性為何，仍未明朗。圖 10 所示為南海降雨顯著偏多 4 年與顯著偏少 6 年所對應台灣地區六主要測站夏季颱風雨量與總雨量之距平成平均圖，於颱風雨量方面，不論是南海降雨顯著偏多年(圖 10a)或偏少年(圖 10b)，均呈現全島一致的變化傾向，颱風雨量於南海降雨顯著偏多年增加，於顯著偏少年減少，其中中央山脈東側迎向太平洋的花蓮、台東與南側的恆春三站，颱風雨量變化均較中央山脈西側的台北、台中、台南明顯。在總雨量方面，合成平均圖未出現全島一致的變化通性，花蓮、台東、恆春三站，仍然於南海降雨顯著偏多年總降雨量增加，於顯著偏少年總降雨量減少，其變化強度亦比西部測站來得明顯，此結果應是受到該區颱風雨量明顯變化的影響。西部測站中，台北於南海降雨偏多或偏少年，總降雨量均無清楚變化，而台中則與東部測站呈現一致的明顯變化特性，台南在南海降雨偏多年無明顯變化，僅在南海降雨偏少年有明顯減少變化。比較中央山脈東、西兩側測站變化特性，可推論中央山脈東側或南側測站，易受來自東方太平洋區或來自南方熱帶洋面的颱風直接侵襲，故較能明顯反應颱風雨量的變化與影響；但西部測站，由於中央山脈阻擋降低颱風之直接衝

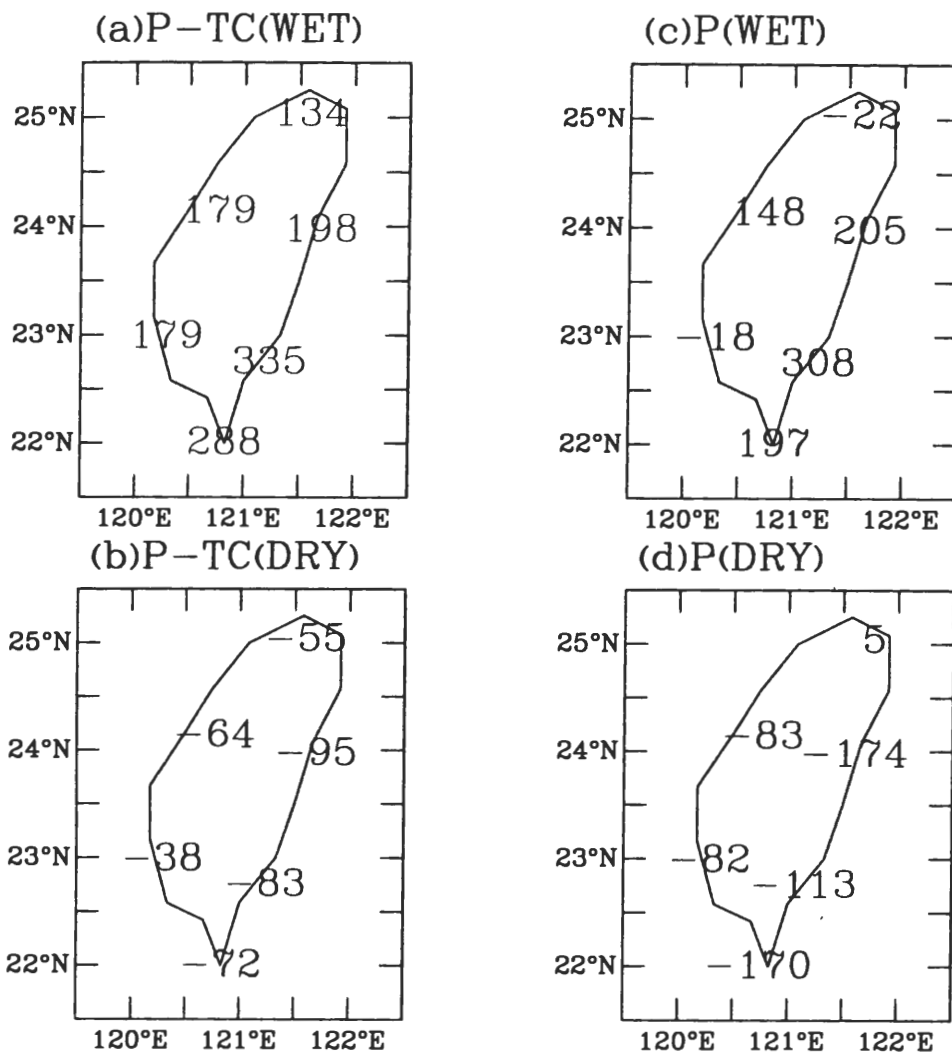


圖 10 台灣地區六代表性測站夏季降雨距平之合成平均圖：南海降雨顯著偏多年之(a)颱風雨量，(c)夏季總雨量，南海降雨顯著偏少年之(b)颱風雨量，(d)夏季總雨量，此處雨量係指夏季累積雨量，單位為 mm。

擊，又受夏季西南氣流、午後雷陣雨等季節性降雨機制的影響，這些季節性降雨常為區域性，非全島性機制，故西部測站總降雨量變化可能受季節性降雨調節，所以總降雨量未受到颱風雨量變化的明顯影響。因此若依循本文研究結果，運用南海降雨變化推論侵台颱風次數變化，進而引伸到台灣夏季降雨之對應變化，在颱風雨量方面，可適用於全島範圍，但在總降雨量

方面，則以受颱風較明顯影響的中央山脈東側沿岸與台灣南端地區較適宜。

## 七、結 論

過去研究西北太平洋區颱風活動或侵台颱風變化，多以源起於太平洋東邊之 ENSO 變化為核心，探討其相關大尺度環境場變異對西北

太平洋區颱風活動特性的影響，本研究採用不同思考模式，以太平洋西邊之亞洲季風系統變化為主軸，研究亞洲夏季(6-8月)季風降雨年際變化與侵台颱風之對應關係及相關動力過程，並延伸討論此對應關係對台灣夏季降雨量變化之影響，本文分析之年際變化時間範圍為1979-2000年，主要研究內容與結果陳述如下。

亞洲夏季季風主要降雨區有二，一為包括印度洋、孟加拉灣之南亞區(70°E-100°E, 5°N-25°N)，另一為以南中國海鄰近區域為範圍之南海區(100°E-120°E, 5°N-25°N)，此二區降雨區域平均值顯示，南亞區夏季降雨顯著偏多年(此1979-2000長期氣候平均值高出1個標準差值以上)計有1980、1991、1994、1996等4年，降雨顯著偏少年(此氣候平均值減少1個標準差值以上)計有1982、1984、1989、1999等4年；南海區降雨顯著偏多年則為1981、1984、1994、1995等4年，顯著偏少年則有1982、1988、1989、1993、1996、1998等6年，比較上述偏多年與偏少年，可看出南亞區與南海區降雨之年際變化特性並不一致，具有明顯差異。

在侵台颱風方面，本文定義凡曾由中央氣象局發布官方海上或陸上颱風警報者即屬侵台颱風，依此定義統計夏季侵台颱風數之年際變化，發現其與南海區降雨顯著變化存有明顯對應關係，但與南亞區降雨則無。於南海降雨顯著偏多4年，夏季侵台颱風數在4~6個之間，平均為5個，較1979-2000年夏季侵台颱風平均值3.6個高出1.4個，而南海降雨顯著偏少6年之侵台颱風數為1~5個，平均為2.7個，此長期平均值減少將近1個，呈現南海夏季降雨顯著偏多/偏少時，侵台颱風傾向增加/減少的對應關係。除了侵台颱風個數變化之外，南海降雨顯著偏多年/偏少年亦對應平均較多/較少(13.8

個/12.1個)的西北太平洋區(包括南海)颱風總生成個數，及平均較高/較低(36%/22%)的颱風侵台比率(侵台颱風數/西北太平洋颱風總數)，此結果隱喻南海降雨與侵台颱風年際變化之對應關係應非偶發，而是伴隨大尺度環境場變化因應而生的結果，兩者間應存有系統性動力關係。

合成分析結果顯示，當南海夏季降雨顯著偏多時，日本地區降雨減少，850mb環流場於南海降雨正距平區生成氣旋距平，日本降雨負距平區形成反氣旋距平，南海區氣旋距平提供有利颱風於南海-西太平洋區形成的條件，此區颱風生成後或西行往南海氣旋距平區前進，或順著南海氣旋距平與日本反氣旋距平交會處之南風距平導引，沿著中國大陸東側沿海往北前進，台灣恰位於颱風路徑密集的南海與中國大陸東側沿海交會之處，故侵台颱風數及侵台機率提高。當南海夏季降雨顯著偏少時，日本地區降雨偏多，850mb環流場於南海區形成反氣旋距平，日本區形成氣旋距平，西太平洋颱風生成位置不再於南海鄰近地區密集，而是往東朝中太平洋區東偏，颱風於此區形成後，主要移動路徑傾向往北朝向日本區氣旋距平前進，由於東偏之生成位置與北偏之移動路徑，遂使颱風侵台次數及機率傾向降低。

上述研究結果亦透露SJ模態(SCS-Japan pattern)的存在，即夏季降雨和低層大氣環流場於南海與日本地區呈現相反相位的年際變化振盪現象。在SJ模態之下，當南海降雨顯著偏多/偏少時，侵台颱風傾向增加/減少，故使台灣夏季颱風雨量傾向增加/減少，且為全島一致性的變化型態，但在夏季總雨量方面，受颱風明顯影響的中央山脈以東、以南測站(花蓮、台東、恆春)，其總雨量變化大致與颱風雨量呈相同變化相位。西部測站則由於受到颱風影響程度較低，

外加季節性降雨機制的影響，以致總雨量變化非由颱風雨主導，故未呈現一致變化特性，顯現區域性的變化特徵。

歸納本文研究結果，提出如下南海夏季降雨-侵台颱風-台灣夏季降雨三者之對應概念模式：當南海夏季降雨顯著偏多/偏少時，侵台颱風傾向增加/減少，台灣夏季平均總雨量傾向增加/減少。上述結果係根據 1979-2000 年期間 10 個個案分析結果所得，此對應關係於南海降雨顯著偏多年均符合，例外者為南海降雨顯著偏少 6 年中的 2 年：1982 與 1996 年，預期該 2 年颱風雨量應減少，結果卻是增加，歸其原因，應與當年有強烈颱風登陸(1982 年安迪颱風與 1996 年賀伯颱風)，為全省帶來大量颱風降雨有關。因此運用本研究之對應概念模式，尚需注意是否有強烈颱風登陸的變數。就區域而言，此對應概念模式在受夏季颱風較明顯影響的地區，如中央山脈東側沿岸與南側恆春半島地區，均有很好的適用性。

## 誌 謝

本研究承國科會計劃 NSC 89-2111-M-052-004-AGT 贊助完成，謹此表達感謝之意。兩位審查者之建議與指正，充實本文之科學內涵，在此一併致謝。

## 參考文獻

余嘉裕、花雲挺、涂建翊，1998：熱帶太平洋地區大氣與海洋年際變異度研究：海溫、低層大氣與颱風。大氣科學，26，63-76。

- 戚啓勳、陳孟青，1995：台灣之氣候。交通部中央氣象局出版，台北，531 頁。
- 劉昭民，1996：台灣的氣象與氣候，常民文化出版，台北，366 頁。
- Ailikun, B, and Yasunari, 1998: On the two indices of Asian summer monsoon variability and their implications. *Extended Abstracts, Int. Conf. On Monsoon and Hydrological Cycle*, Kyongju, Korea, Korean Meteorological Society, 222-224.
- Nitta, T., and Z. Hu, 1996: Summer Climate variability in China and its association with 500hpa height and tropical convection. *J. Meteor. Soc. Japan*, 74, 425-445.
- Chan, J. C.-L., 1985: Tropical cyclone activity in the northwest Pacific in relation to the El Nino/Southern Oscillation phenomenon. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 599-606.
- Chang, J. C., 1996: An exploratory study of the relationship between annual frequency of invaded typhoons in Taiwan and El Nino/Southern oscillation. *TAO*, 7, 83-105.
- Chen, J.-M., and M.-M. Lu, 2000: Interannual variation of the Asian-Pacific atmospheric system in association with the northern summer SST Changes. *TAO*, 11, 833-860.
- Chen, T.-C., and S.-P. Weng, 1998: Interannual variation of the summer synoptic-scale disturbance activity in the western tropical Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 1725-1733.
- Chen, T.-C., S.-P. Weng, N. Yamazaki, and S. Kiehne, 1998: Interannual variation in the tropical cyclone formation over the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 1080-1090.
- Chia, H.-H., and C. E. Ropelewski, 2002: The interannual variability in the genesis location of tropical cyclones in the northwestern Pacific. *J. Climate*, 15, 2934-2944.
- Dong, K.-Q., 1988: El Nino and tropical cyclone frequency in the Australian region and the northwest Pacific. *Aust. Meteor. Mag.*, 28, 219-225.

- Elsberry, R. L., 1987: Tropical Cyclone Motion. 'A Global view of Tropical Cyclones', R. L. Elsberry, Ed., Office of Naval Research, 189PP.
- Gray, 1984: Atlantic seasonal hurricane frequency. Part I: El Nino and 30mb quasi-biennial oscillation influences. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1649-1668.
- Goswami, B. N., V. Krishnamurthy, and H. Annamalai, 1999: A broad scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 611-634.
- Harr, P. A., and R. L. Elsberry, 1991: Tropical cyclone track characteristics as a function of large-scale circulation anomalies. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1448-1468.
- Harr, P. A., and R. L. Elsberry, 1995: Large-scale circulation variability over the tropical western North Pacific. Part I: Spatial Patterns and tropical cyclone characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1225-1246.
- Holton, J. R., 1992: *An introduction to Dynamic meteorology*. 3<sup>rd</sup> ED. Academic Press. 507PP.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Lander, M. A., 1994: An exploratory analysis of the relationship between tropical storm formation in the western North Pacific and ENSO. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 636-651.
- Lau, K.-M., and S. Yang, 1996: The Asian monsoon and the predictability of the tropical ocean-atmosphere system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 945-957.
- Lau, K.-M., K.-M. Kim, and S. Yang, 2000: Dynamical and boundary forcing characteristics of regional components of the Asian summer monsoon. *J. Climate*, **13**, 2461-2482.
- Nitta, T., 1986: Long-term variations of cloud amount in the western Pacific region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 373-390.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemispheric summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Parthasarathy, B., R. R. Kumar, and D. R. Kothawale, 1992: Indian summer monsoon rainfall indices, 1871-1990. *Meteor. Mag.*, **121**, 174-186.
- Shapiro, L. J., 1982: Hurricane climatic fluctuations. Part II: Relation to large-scale circulation. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1014-1023.
- Ting, M., 1994: Maintenance of northern summer stationary waves in a GCM. *J. Atm. Sci.*, **51**, 3286-3308.
- Webster, P. J., and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **118**, 877-926.
- Wu, G., and N.-C. Lau, 1992: A GCM simulation of the relationship between tropical - storm formation and ENSO. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 958-977.
- Wang, B., and Z. Fan, 1999: Choice of South Asian summer monsoon indices. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 629-638.
- Wang, B., R. Wu, and K.-M. Lau, 2001: Interannual variability of the Asian summer monsoon: Contrast between the Indian and the western North Pacific-East Asian monsoons. *J. Climate*, **14**, 4073-4090.
- Wang, B., and J. C. L. Chan, 2002: How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific. *J. Climate*, **15**, 1643-1658.
- Wang, B., and LinHo, 2002: Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *J. Climate*, **15**, 386-398.
- Xie, P., and P. A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.



# Interannual Variability of the South China Sea Summer Rainfall and Typhoon Invading Taiwan

Jau-Ming Chen      Hui-Ling Fan

Research and Development Center, Central Weather Bureau

(Manuscript received 18 February 2003 ; in final form 02 June 2003)

## ABSTRACT

This study aims to examine the dynamic relationship among interannual variability of South China Sea (SCS) summer (June-August) rainfall, number of typhoon invading Taiwan, and summer rainfall of Taiwan for the period 1979-2000. Major findings of this study are as follows:

- Interannual variability of the Asian summer monsoon rainfall over the SCS region ( $100^{\circ}\text{E} - 120^{\circ}\text{E} \cdot 5^{\circ}\text{N} - 25^{\circ}\text{N}$ ) contains a systematic dynamic relationship with the variability of number of typhoon invading Taiwan.
- During summers with excessive SCS rainfall (1981,1984,1994, 1995), number of typhoon invading Taiwan tends to increase (in average 5), so does the averaged rainfall of Taiwan. During summers with suppressed SCS rainfall (1982,1988,1989,1993, 1996,1998), number of typhoon invading Taiwan tends to decrease (in average 2.7), so does the averaged rainfall of Taiwan.
- Rainfall and 850 mb circulation anomalies exhibit opposite pattern between the SCS and Japan, revealing the existence of a north-south oscillation mode associated with the interannual variability of summer SCS rainfall, which is referred to as the SCS-Japan (SJ) pattern.
- During summers with excessive SCS rainfall, typhoons tend to form in the vicinity of an anomalous low over the SCS. They show two major tracks: one is to move westward toward the anomalous low in the SCS, and one is to follow anomalous south winds over the conjunction region between the SCS anomalous low and Japan anomalous high to move northward along the east coasts of China. Since Taiwan is surrounded by these two major tracks, number and chance of typhoon to invade Taiwan thus increase. During summers with suppressed SCS rainfall, there is an anomalous high in the SCS.

Typhoons tend to form in the region east of the SCS. They tend to move northward toward the anomalous low in Japan, resulting in less chance to invade Taiwan.

- Dynamic relationship among interannual variability of SCS summer rainfall, number of typhoon invading Taiwan, and summer rainfall of Taiwan is more systematic and valid for the eastern part and southern tip of Taiwan, where typhoon activity is a major mechanism to affect variability of local rainfall.

**Key words:** South China Sea summer rainfall, Typhoon invading Taiwan, Interannual variability