

亞洲夏季季風年際變化分析

涂建翔 余嘉裕

中國文化大學大氣科學系

摘 要

季風環流系統為包含多重時間與空間尺度交互作用的複雜系統，為亞洲地區主要天氣系統之一，對亞洲區域氣候影響深遠。本文利用 NCEP/NCAR 再分析風場、潛熱通量、降水資料以及 Reynolds 最佳化海溫和 Xie-Arkin 降水資料探討東亞陸地以及鄰近熱帶海域之東亞季風環流與大氣熱源年際變化特徵。

研究結果顯示，亞洲三個季風子系統建立時間及特性有相當大的差異，季風系統建立順序為中南半島、南海及印度地區。系統建立後，中南半島與印度季風區之降水穩定，南海地區變化則相當大。探討夏季季風建立與太平洋海溫關係則發現，海溫變化對印度季風區影響最明顯，南海季風區差異較大，中南半島則幾乎沒有影響。另外，分析冷暖年之環流與熱源配置發現，暖年受高海溫區東移所致，使亞洲季風區之大氣環流結構配置明顯變化，低（上）層之輻合（散）風分量以及近地面邊界層之潛熱交換均減弱，使對流活動明顯受到抑制，降水量減少，冷年則呈相反的結果。

關鍵字：亞洲夏季季風、年際變化

一、前言

亞洲季風區位於熱帶和中緯度交接處之南亞和東亞地區，同時受到中緯度和熱帶天氣系統影響，加上夏季熱源中心緊鄰西太平洋和印度洋高海溫區，源源不斷的水汽提供了夏季季風充沛的能量，使得亞洲季風環流成為一包含了多重時間和空間尺度以及海、氣、陸交互作用的複雜系統。對許多亞洲國家而言，季風現象不僅是個科學問題，其消長與變化更與社會民生脈動息息相關。以印度半島地區為例，遲來的夏季季風往往會造成乾旱，影響穀物的收成；反之，早來的強盛夏季季風帶來的雨水卻往往造成水患，威脅人民的生命財產安全。台灣地區受季風的影響雖不如印度半島，但西南季風帶來南海豐沛水汽往往在五、六月間造成局部地區豪大雨，成為僅次於颱風之天氣災害。因此，瞭解亞洲季風演變過程及其年際變化特徵便成為掌握台灣和鄰近東亞地區短期氣候變遷的關鍵。

探討亞洲夏季季風強度年際變化相關文獻

頗多，主要年際變化機制可歸納為下列三大類：（1）西藏高原可感熱源因素（Yanai et al. 1992；Li and Yanai 1996；He et al. 1997；Wu and Zhang 1998），強調熱力效應對季風環流建立的影響、（2）歐亞大陸覆雪量（面積和雪深）因素（Matsuyama and Masuda 1998），探討「雪-水文效應」（snow-hydrological effect）在季風系統中所扮演的角色及影響、（3）熱帶海面溫度因素（Li and Yanai 1996），強調海洋熱源的重新分配對季風環流的影響。

最近Yang and Lau (1998) 以及Arpe et al. (1998) 在一系列大氣環流模式實驗中也證實，海溫異常對季風年際變化的影響較其他如土壤濕度、冰雪覆蓋面積、平流層準兩年振盪等因素重要。Yang and Lau (1998) 的數值實驗也發現海溫對季風的影響為非線性的，在聖嬰年時季風顯著減弱但在反聖嬰年或其他年時季風強度變化並不明顯。在季風顯著減弱的聖嬰年份當中，季風區有大範圍的水汽輻合和降水明顯減少的趨勢，顯示大氣熱源（特別是潛

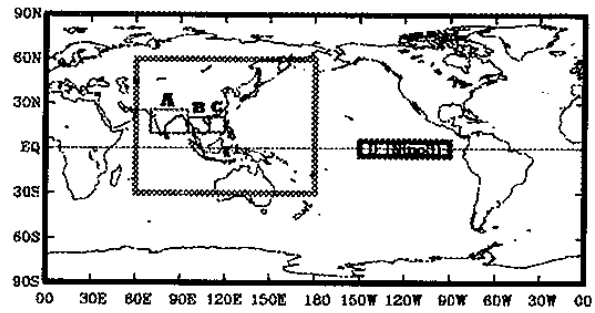
熱源)的改變是減弱夏季季風環流的關鍵。因此本文將利用NCEP/NCAR同化網格點分析資料,以及其他海氣水文資料,針對大氣熱源(特別是潛熱源)和東亞夏季季風環流年際變化關係作進一步的分析,以釐清兩者間之關係。

本文第二節介紹研究所採用之資料種類、形式、範圍和時間,第三節介紹亞洲夏季季風肇始/建立的定義。第四節探討亞洲季風之年際變化特徵。最後一節將介紹本文主要結論以及未來可行的研究方向。

二、資料來源與研究方法

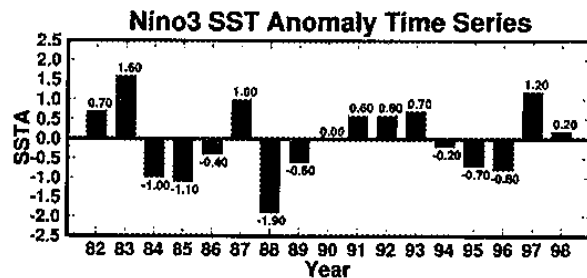
本文所採用網格資料包括NCEP/NCAR再分析日平均潛熱淨通量、降水、風場資料;Reynolds最佳化月平均海溫資料(Reynolds 1994);Xie-Arkin月平均降水資料(Xie and Arkin 1997)三大類。在空間解析度方面,海溫資料為 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 經緯網格,NCEP/NCAR再分析之地面場潛熱淨通量與降水資料採高斯網格平面近似 $1.9^{\circ} \times 1.9^{\circ}$ 經緯網格,Xie-Arkin資料為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 經緯網格。資料時間從1982起至1998止共17年,其間涵蓋了1982/83、1986/87、1997/98三個顯著的聖嬰(El Nino)事件。

研究範圍如圖一所示(左邊粗框區)。此範圍涵蓋了大部份的亞洲大陸、印尼、伯羅洲、澳洲、以及印度洋和西太平洋地區。其中標明A、B、C之細框區分別代表亞洲季風之三個子系統位置,由左至右依序為印度季風區、中南半島季風區、以及南海季風區。本文將分別針對上述三區分析初夏時期西南季風建立時之降水和垂直環流演變特徵。另外,為探討赤道東太平洋海溫與亞洲夏季季風年際變化之關係,因此利用五、六月Nino3(圖一右之粗框區)海溫距平定義赤道東太平洋之冷、暖相年(cold/warm phase year)。本文選擇較顯著之大範圍海溫異常個案,定義Nino3海溫距平值高於 1.0°C 為暖相期,低於 -1.0°C 為冷相期,並於第四節中藉合成法比較冷、暖相期大氣熱源和環流結構之差異。



圖一：本文研究範圍示意圖。左邊粗框區為分析亞洲夏季季風資料之範圍，其中標明A、B、C之細框區分別代表亞洲季風之三個子系統位置：印度季風區、中南半島季風區以及南海季風區。右邊粗框區為太平洋海溫變化顯著區Nino3位置。

圖二為1982至1998年北半球初夏(五、六月)Nino3海溫距平時間序列。圖中顯示,Nino3海溫距平有不規則但顯著的振盪,該振盪顯然屬於赤道聖嬰現象的一部份。根據上述定義,1983、1987、以及1997三年之北半球初夏屬於暖相年;1984、1985、以及1988三年為冷相年;其餘年份屬於正常或接近正常年。



圖二：1982至1998年北半球初夏(五、六月)Nino3區海溫距平時間序列圖。

三、亞洲夏季季風肇始早晚特徵

近期研究(盧 1997; Wu and Zhang 1998)顯示,亞洲季風環流若依西南季風肇始時間先後以及降水分佈特徵,可以細分為南海季風、中南半島季風以及印度季風三個分量。三者雖有許多共同之處,但仍有其獨特的地理和氣候特徵,需要分開來討論。

儘管不同研究者對於夏季季風建立之定義不盡相同,但大多以大範圍風向和降水有持續性轉變為主要判斷依據。因此,本文定義當個別季風分量(即圖一之A、B、C三小區)之大氣環境條件同時滿足:(1)低層風向為西南或南風且高層吹偏東風;(2)降雨量超過5 mm/day,且前兩條件均需持續七日(含)以

上，則視為該區夏季季風已建立，並以第一天當作肇始日期。

依前述定義，表一分別列出1982到1998年南海、中南半島、以及印度三區逐年之夏季季風建立日期。表中清楚顯現，亞洲夏季季風建立日期依先後順序為：中南半島、南海以及印度地區，平均肇始日期分別為中南半島之5月22日、南海之6月1日、以及印度之6月6日。此結果與Wu and Zhang (1998)相比，除了南海與中南半島地區有略為偏晚的趨勢外，印度與孟加拉灣地區則幾近相同。若進一步比較肇始日期與赤道東太平洋海溫異常關係發現，暖年時中南半島平均肇始日期為5月19日，比氣候平均早3天；南海地區為5月29日，比氣候平均早2天；印度半島則為6月12日，比氣候平均日晚6天。反之，冷年時中南半島季風肇始平均日為5月22日，此與氣候平均相同；南海地區為5月23日，比氣候平均早9天；印度地區為5月31日，比氣候平均早7天。此結果初步顯示，亞洲三個季風區肇始時間與太平洋海溫變化關係最密切者為印度季風區，暖（冷）年肇始時間顯著偏晚（早）一周左右。南海季風區肇始時間在冷年偏早一周以上，但暖年接近氣候平均值。中南半島季風區肇始時間則似乎與赤道通太平洋海溫無關。

但從逐年的變化來看（表一），並非所有暖年皆伴隨肇始偏晚，其間仍存有年際差異。在季風肇始偏晚中，南海地區有四年（1982、1987、1991、1992）出現在暖年，佔了66%；中南半島地區有三年（1982、1991、1993）出現在暖年，佔了60%；而印度半島則有四年（1982、1983、1992、1997）出現在暖年，佔了80%。在季風肇始偏早中，南海地區有兩年（1984、1988）出現在冷年，佔了28%；中南半島有一年（1989）出現在冷年，佔了33%；印度地區有三年（1984、1985、1989）出現在冷年，佔了75%。此結果顯示亞洲三個季風區的肇始早晚與赤道東太平洋地區海溫年際變化有不同程度的關連，導致此結果之主要原因到底是熱帶熱源大範圍變遷所致、或是區域熱源主宰，抑或是其他動力過程影響，需要進一步探討。

另外，表一中也統計了季風肇始後降水量

低於5 (mm/day) 的天數。由表中可發現，季風肇始後中南半島之降水最為穩定，鮮少中斷，印度地區次之，變化最大的則是南海地區，雨期經常中斷。另外，在季風肇始較早的年份，一般有較為乾燥（亦即降水中斷日數增多）的趨勢，其中以南海地區最為顯著。由此可知，若利用降水作為季風系統建立之指標，則南海季風區所得之季風建立日期會有較大的差異。

綜合上述分析可發現，亞洲地區五、六月期間之降水存有顯著年際變化訊號，赤道東太平洋海溫 (Nino3) 大範圍的變化對印度季風之肇始日期有較大的影響，其他地區在冷年以及暖年則有較大的差異。

四、季風年際變化特徵

為進一步瞭解東亞季風環流結構與熱帶熱源關係，我們特別依據太平洋海溫年際變化顯著區Nino3之區域平均海溫定義出冷、暖季，探討冷、暖季期間大氣環流與熱源結構上之差異。

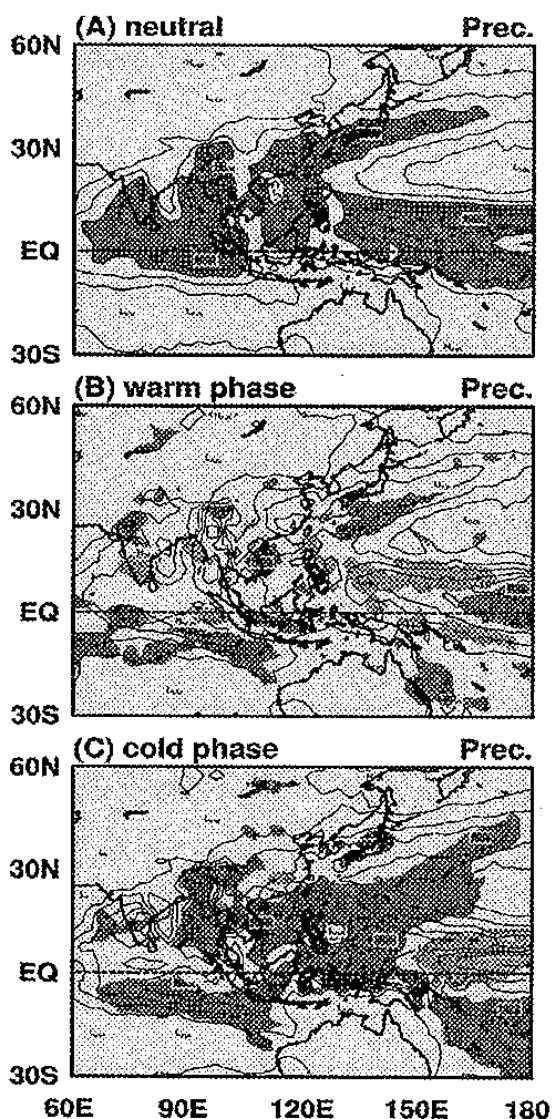
依據先前冷暖季之定義方式發現，暖季出現在1983、1987以及1997年，冷季包括1984、1985和1988年，其餘則屬正常年。為進一步瞭解正常年以及冷、暖季之環流與熱源分佈差異，分別對降水、潛熱淨通量、以及高低層大氣輻散場進行合成分析：

(A) 降水

圖三為利用Xie-Arkin五、六月平均降水資料合成之冷暖季降水分佈圖。由(A)圖可發現，亞洲地區五、六月降水主要集中在西太平洋暖池區、東亞梅雨鋒面帶、南海、中南半島、孟加拉灣及印度半島等季風區。透過合成與距平分析發現，冷暖年之降水有顯著的差異，暖年(B圖)中太平洋降水增加，而亞洲季風區除中南半島外，其餘均有明顯減少的趨勢。冷年(C圖)則呈相反的結果，中太平洋降水驟減而在季風區均顯著增加。以上分析顯示赤道東太平洋海溫變化與亞洲夏季季風降水量多寡有密切的關係，此種遙地相關主要是中東太平洋海溫大範圍變化導致赤道東西向沃克環流改變所致。暖年時沃克環流減弱，抑制季風區之對

流，使夏季季風建立日期偏晚且降水量減少；反之，冷年時沃克環流增強，加強季風區之對流，使得夏季季風建立提早且降水量增多。

Xie-Arkin



rint = 2.0 base years = 1982 ~ 1998

圖三：Xie-Arkin五、六月降水量合成分佈圖：

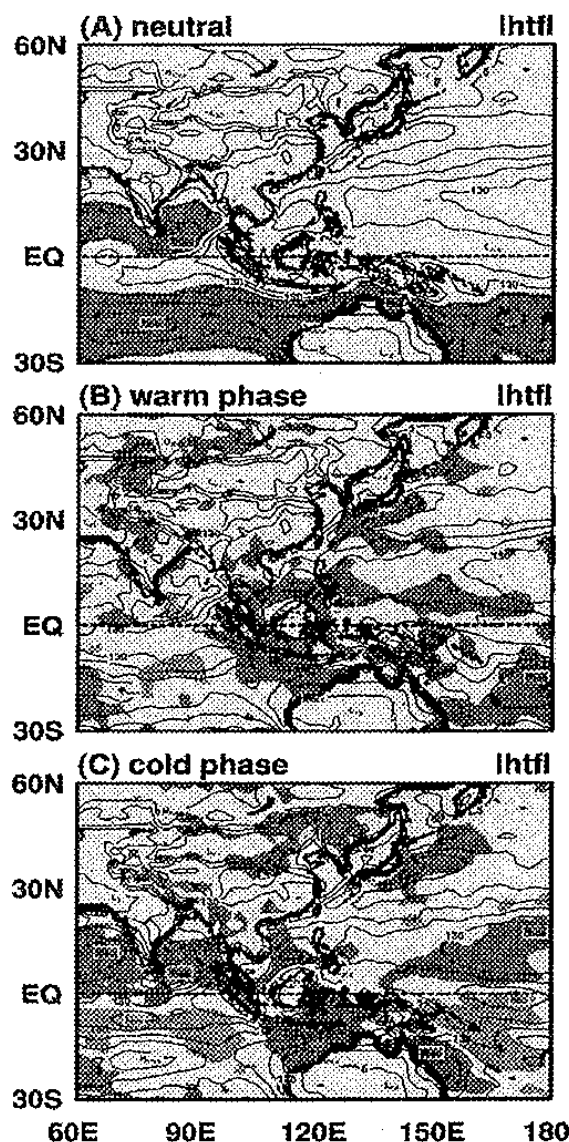
(A) 正常年 (B) 暖年 (C) 冷年。等值線間距為2(mm/day)。圖(A)陰影區為降水大於6mm/day的區域，(B)(C)圖之深點區為降水距平大於1.0(mm/day)的區域，淺點區為降水距平小於(-1.0)(mm/day)的區域。

(B) 潛熱淨通量

圖四利用 NCEP/NCAR 再分析資料比較五、六月潛熱淨通量合成圖。由圖中可發現，北半球潛熱淨通量高值區位於印度半島兩側之孟加拉灣和印度洋附近，南半球則為副熱帶

印度洋和太平洋地區。冷暖年之潛熱淨通量在印度半島兩側之孟加拉灣和印度洋附近有顯著之差異，暖季(B圖)淨通量值減少，而冷季(C圖)則明顯增加。值得注意的是，南海地區潛熱淨通量冷暖年差異相當有限，顯示該區之潛熱淨通量變化與赤道東太平洋海溫變化關係不明顯。

NCEP/NCAR RA

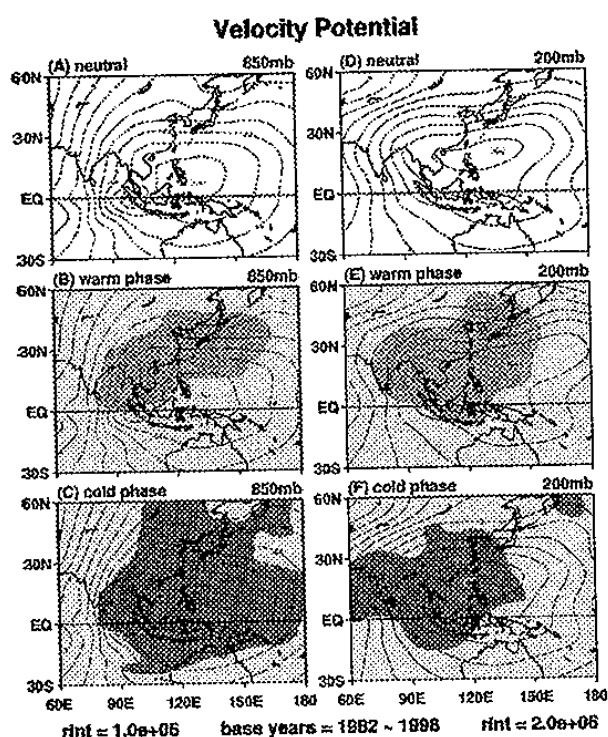


base years = 1982 ~ 1998 rint = 30.0

圖四：NCEP/NCAR再分析資料五、六月潛熱淨通量合成圖：(A) 正常年 (B) 暖年 (C) 冷年。等值線間距為30(W/m**2)。圖(A)陰影區為大於150(W/m**2)的區域，(B)(C)深點區為距平大於10(W/m**2)的區域，淺點區為距平小於(-10)(W/m**2)的區域。

(C) 速度位

圖五比較冷暖年低層（850hPa）與高層（200hPa）大氣速度位分佈之差異。850hPa速度位分佈（圖五A、B、C）顯示，亞洲季風區低層大氣大部份由輻合風分量所控制，輻合中心位置在暖年與正常年並沒有太大的差異，但暖年低層之輻合風在季風區有明顯減弱的趨勢，使得整體輻合強度減弱。冷年輻合中心位置較正常年偏北，輻合強度則明顯增強。200hPa速度位分佈（圖五D、E、F）顯示，上層大氣主要由輻散風分量所控制，暖年主要輻散中心與正常年相近，冷年則有偏西的傾向。輻散強度的改變則與低層大氣變化一致，暖年強度減弱，冷年則增強。



圖五：NCEP/NCAR再分析資料之速度位場合成分佈圖。(A)、(B)、(C)分別為低層（850hPa）大氣正常年、暖季以及冷季之合成圖；(D)、(E)、(F)為高層（200hPa）大氣之合成圖。等值線間距在高低層大氣分別為 $2.0 \times 10^6 (\text{m}^2/\text{s}^2)$ 和 $1.0 \times 10^6 (\text{m}^2/\text{s}^2)$ 。低(高)層淺點區為距平大於 $1.0 (2.0) \times 10^6 (\text{m}^2/\text{s}^2)$ 的區域，低(高)層深點區為距平小於 $-1.0 (-2.0) \times 10^6 (\text{m}^2/\text{s}^2)$ 的區域。

綜合上述分析發現，冷、暖年南亞以及鄰近熱帶海域之大氣輻散（輻合）垂直結構有顯

著的變化。暖年之低層輻合以及高層輻散風有減弱的趨勢，抑制亞洲季風區對流之發展。反之，冷季之低層輻合以及高層輻散風有增強的趨勢，增強亞洲季風區對流之發展。顯見赤道東太平洋海溫的變化，對東亞季風環流結構及季風區降水具有一定的影響。

五、總結與展望

本文主要目的除了透過資料分析瞭解季風建立之基本特性外，亦進一步探討赤道中東太平洋海溫（Nino3）變化與亞洲季風環流年際變化間之關連。經由分析發現，亞洲季風主要由南海地區、中南半島以及孟加拉灣、印度半島三個分量所組成，三個子系統建立夏季季風型態的時間及特性有顯著的差異：中南半島最先建立，其次為南海地區，最後為印度地區。另外，在季風系統建立過程中之主宰因素也有差異，南海及中南半島地區季風的肇始與西太平洋副高的東退有極大的相關，而印度季風則與高層南亞高壓的建立關係密切。降水方面，當季風環流系統建立後，中南半島之降水最為穩定，印度季風區次之，南海地區變化則相當大。研究結果亦顯示，若夏季季風建立時間較早，則有偏乾之趨勢，其中以南海地區最為明顯。反之，建立時間較晚，則有偏濕之趨勢。顯見降水量在南海地區並不適合當作季風建立之唯一指標。

探討夏季季風建立與太平洋海溫之關係則發現，暖年，印度季風之肇始偏晚，其他地區則接近正常年；冷年，印度與南海季風之肇始有偏早的趨勢，中南半島則接近正常年。若將各季風區之肇始偏早與偏晚進行統計則發現，各季風區肇始偏晚大多伴隨Nino3之高海溫（ $\text{SST} > 0.5^\circ\text{C}$ ），偏早則除了印度地區伴隨中、東太平洋低海溫外，其他季風區之變化較不一致，顯見中、東太平洋海溫變化對印度季風之肇始日期影響較大，其他地區則有較大的差異。

另外，分析冷暖年之環流與熱源配置發現，暖年受高海溫區東移所致，使亞洲季風區之大氣環流結構配置明顯變化，低（上）層之輻合（散）風分量以及近地面邊界層之潛熱交

換均減弱，使對流活動明顯受到抑制，降水量減少，冷年則呈相反的結果。

除了熱帶熱源顯著變化導致之大尺度大氣環流結構差異對東亞區域氣候產生不同程度之影響外，局部區域海溫與環境條件以及其他動力過程亦扮演相當重要的角色，然而各個因素對季風環流系統之年際變化影響多大，仍需進一步透過數值模式之模擬加以印證，這也是未來將繼續探討的問題。

致謝

本研究由國科會計畫NSC-88-2111-M-034-002資助下完成。

參考文獻

- 盧孟明，1997：季風與台灣氣候。天氣分析與預報研討會（85）論文集編。交通部中央氣象局，431-437。
- Arpe, K., L. Dumenil, and M. A. Giorgetta, 1998: Variability of the Indian Monsoon in the ECHAM3 model: sensitivity to sea surface temperature, soil moisture, and the stratospheric quasi-biennial oscillation. *J. Climate*, **11**, 1837-1858.
- He, H., W. Mcginnis, Z. Song, and M. Yanai, 1987: Onset of the Asia summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1966-1994.
- Li, C., and M. Yanai, 1996: The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *J. Climate*, **9**, 358-375.
- Matsuyama, H., and K. Masuda, 1998: Seasonal/Interannual variations of soil moisture in the former USSR and its relationship to Indian Summer Monsoon rainfall. *J. Climate*, **11**, 652-658.
- Reynolds, R. W., and T. M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation. *J. Climate*, **7**, 929-948.
- Wu, G., and Y. Zhang, 1998: Tibetan Plateau and Timing of the Monsoon Onset over South Asia and the South China Sea, *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 913-927.
- Xie P., and P. A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observation, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.
- Yang, S., and K.-M. Lau, 1998: Influences of sea surface temperature and ground wetness on Asian Summer Monsoon. *J. Climate*, **11**, 3230-3246.
- Yanai, M., C. Li, and Z. Song, 1992: Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian Summer Monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**(1b), 319-351.

表一：1982~1998亞洲三個季風顯著區五、六月之環流系統建立與延遲日期、熱帶太平洋 Nino3區海溫距平以及季風系統建立後，降水量低於5 (mm/day) 之天數統計表。
在海溫欄內正三角符號代表所選取的三個顯著高海溫年（暖年），反三角符號代表所選取的三個顯著低海溫年（冷年）。另外，肇始日期早於平均日期五日者視為偏早型，晚五日者定為偏晚型，介於兩者之間則稱為正常型，分別以早、晚、正標示於小括符內。

年份	南海地區			中南半島			印度地區			海溫	
1982	6月13日(-12)	晚	0	5月31日(-09)	晚	0	6月09日(-03)	晚	2	正常	+0.7
1983	5月30日(+02)	正	9	5月22日(+00)	正	1	6月13日(-07)	晚	0	▲暖	+1.6
1984	5月20日(+12)	早	6	5月21日(+01)	正	0	5月31日(+06)	早	0	▼冷	-1.0
1985	5月28日(+04)	正	4	5月26日(-04)	正	0	5月23日(+14)	早	0	▼冷	-1.1
1986	5月13日(+19)(0)	早	17	5月15日(+07)	早	3	6月10日(-04)	正	0	正常	-0.4
1987	6月08日(-07)	晚	3	5月19日(+03)	正	0	6月02日(+01)	正	0	▲暖	+1.0
1988	5月21日(+11)	早	4	5月21日(+01)	正	0	6月08日(-02)	正	0	▼冷	-1.9
1989	6月16日(-15)	晚	3	5月17日(+05)	早	1	5月20日(+17)	早	8	正常	-0.6
1990	5月26日(+06)	早	7	5月20日(+02)	正	0	6月01日(+05)	早	3	正常	0.0
1991	6月12日(-11)	晚	2	6月08日(-17)	晚	0	6月02日(+04)	正	2	正常	+0.6
1992	6月21日(-20)	晚	0	5月27日(-05)	晚	0	6月15日(-09)	晚	0	正常	+0.6
1993	6月02日(-01)	正	3	5月31日(-09)	晚	0	6月06日(+00)	正	0	正常	+0.7
1994	5月25日(+07)	早	1	5月07日(+15)	早	0	6月05日(+01)	正	0	正常	-0.2
1995	6月04日(-03)	正	9	5月21日(+01)	正	0	6月06日(+00)	正	0	正常	-0.7
1996	6月19日(-18)	晚	4	5月21日(+01)	正	0	6月13日(-07)	晚	0	正常	-0.8
1997	5月19日(+13)	早	13	5月18日(+03)	正	1	6月19日(-13)	晚	0	▲暖	+1.2
1998	5月23日(+09)	早	6	5月27日(-05)	晚	0	6月07日(-01)	正	4	正常	+0.2
平均	6月01日			5月22日			6月06日				