

梅雨發展的幾個主要作用力之探討： 對中長期預報之影響

王作臺 胡志文

國立中央大學 大氣物理研究所

摘要

本研究主要是來回顧及探討幾個主要作用力的變化對東亞地區梅雨季內天氣／氣候變化的可能影響，著重在於瞭解在東亞地區春季的一些氣象變數和副熱帶高壓，熱帶海溫，南亞高壓等作用力之關係，並探討此種關係對地區性中長期預報之影響。

由回顧中，吾人了解了500 hPa副熱帶高壓在春季的異常提早或緩慢的向北發展，是明顯的影響本地區乾濕梅雨季的一個作用力，但此一指標與地區雨量的相關係數是0.6。在南亞高壓的發展上，台灣地區高層為南亞高壓的東風所圍繞時，基本上是本地區梅雨的結束，結果顯示噴流的變化之急促與否也影響了地區之整體雨量分佈。

吾人同時以經驗正交函數(EOF)來分析海溫及外逸長波輻射(OLR)，來瞭解其特徵向量的空間結構及其所能解釋的整體變異程度。針對熱帶海溫有遽變後的春季做分析，結果顯示，在ENSO成熟期後的春季，赤道中及東太平洋區仍是有較高的海溫及強對流活動，赤道區西太平洋有較低的海溫及較高的OLR，而同時，副熱帶西太平洋之海溫及OLR與熱帶中太平洋之分佈狀況類似，亦即較容易有較高的海溫及稍強之對流活動於副熱帶西太平洋區。

這些因子之更具體的掌握，將有助於地區性中長期預報能力之增進及做為以氣候模式來做中長期預報模擬之設計規範。

一. 前言與回顧

梅雨期伴隨的各種干擾為東亞地區春夏之間主要雨量來源，此期間的大氣對象包含了各種不同的尺度，陳(1988)在其台灣梅雨研究的回顧中，明確的歸納了梅雨期內大尺度，中尺度內各現象之特徵。同時對於各不同尺度的作用，都有了詳細的描述。

陳(1987)的研究，說明了行星尺度中影響梅雨發展的幾個主要系統為太平洋副高、季風低壓、東亞主槽及鄂霍次克海阻塞高壓等。He等(1987)及Yanai等(1992)研究1979年(FGGE年, First GARP Global Experiment)梅雨期之資料，其結果指出在五月中旬，南海地區($\sim 15^{\circ}N, 100^{\circ}E - 120^{\circ}E$) 850 hPa的風向會先有西南氣流之產生，阿拉伯海地區($\sim 15^{\circ}N, 50^{\circ}E - 70^{\circ}E$)，則在六月中旬才會才西南風之出現(如圖1)，他們認為五月中旬南海西南氣流之發生，為東亞季風之開始，六月中旬阿拉伯海西南風之出現。

則為印度季風之開始。同時在東亞季風發生之時，高層200h hPa的環流(圖2)也顯現了南亞高原在五月中旬也有急遽北移之現象而使南海地區高層由原先的西風而轉為東風之狀況。

這些環流的急遽改變，都被認為是和青康藏高原之熱源隨季節演變逐漸加強而造成的影響。Yanai等(1992)針對此熱源研究的結果指出，春末夏初，高原上空的暖空氣產生急速的增溫，導致高原以南溫度梯度逆轉(南冷北暖)，使得高層高壓北移及風向的改變。而高原熱源的分佈，在其東西向也有明顯的不同，在春季，東側的增溫主要來自可感熱之貢獻，而在西側則是以凝結潛熱為主，非絕熱的影響相當的明顯，這是青藏熱源對東亞季風熱力上影響之狀況，此熱力之特性和對以由絕熱產生造成對印度季風之影響是非常不同的，對印度季風來說，在高原西側及伊朗，阿富汗等地因下沉氣流產生的絕熱增溫是主要的作用力。因此青康藏高原之熱力角

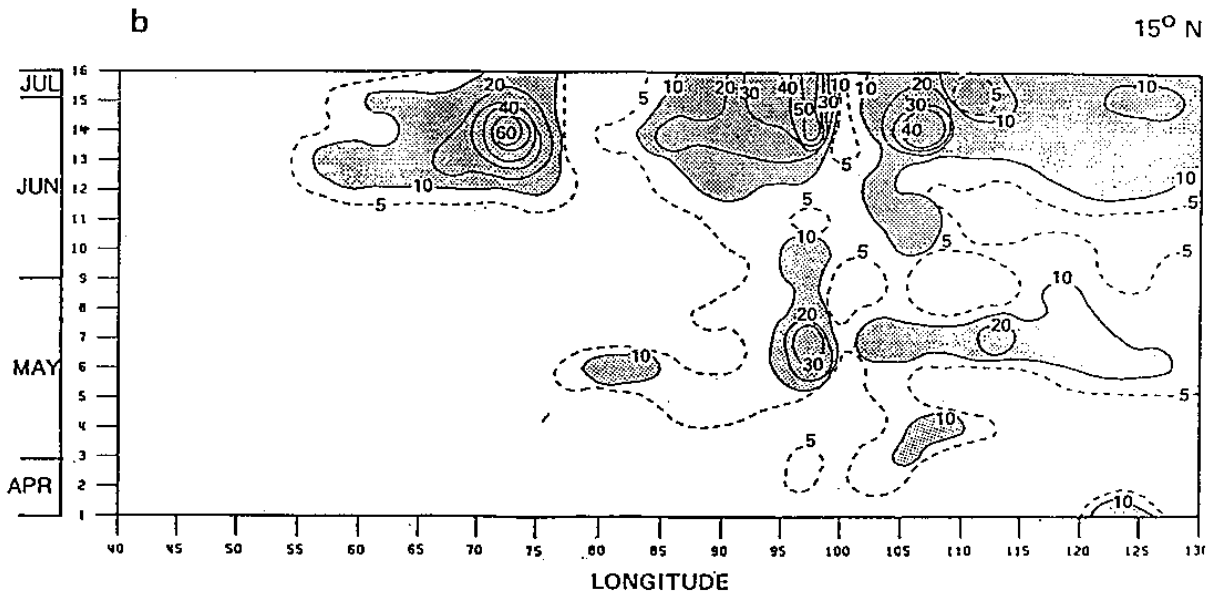
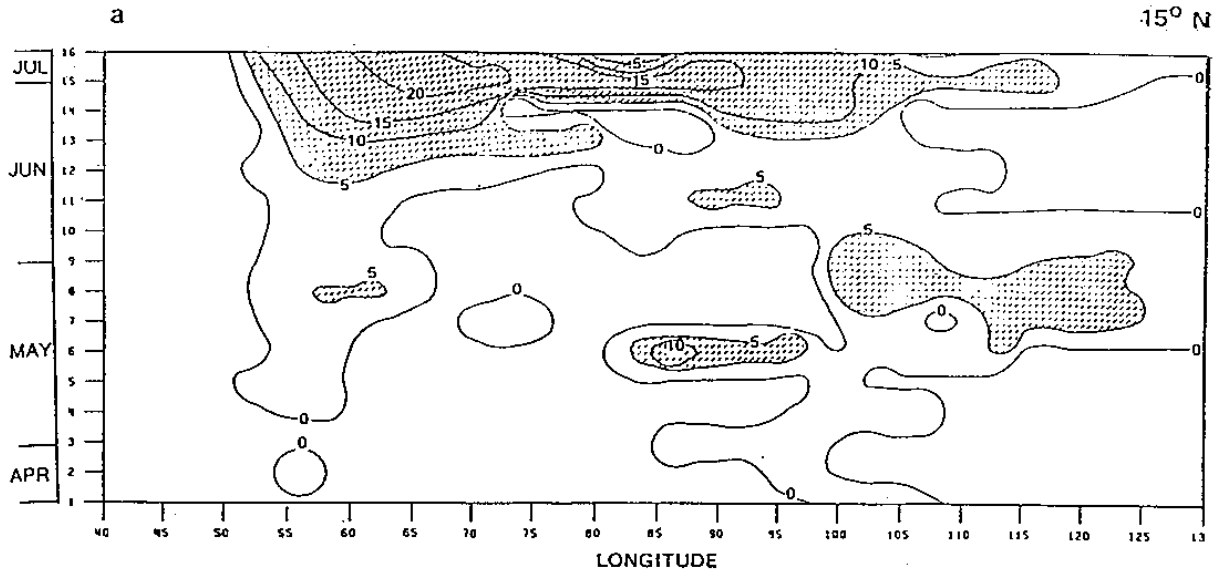


圖 1、沿著 $\sim 15^{\circ}N$ 的經向分佈變化，(a) 為在 850 hPa 上的 5 日平均西南風強度，(b) 為 5 日平均的降雨量，單位是 mm/day。(取自 He 等 1989)

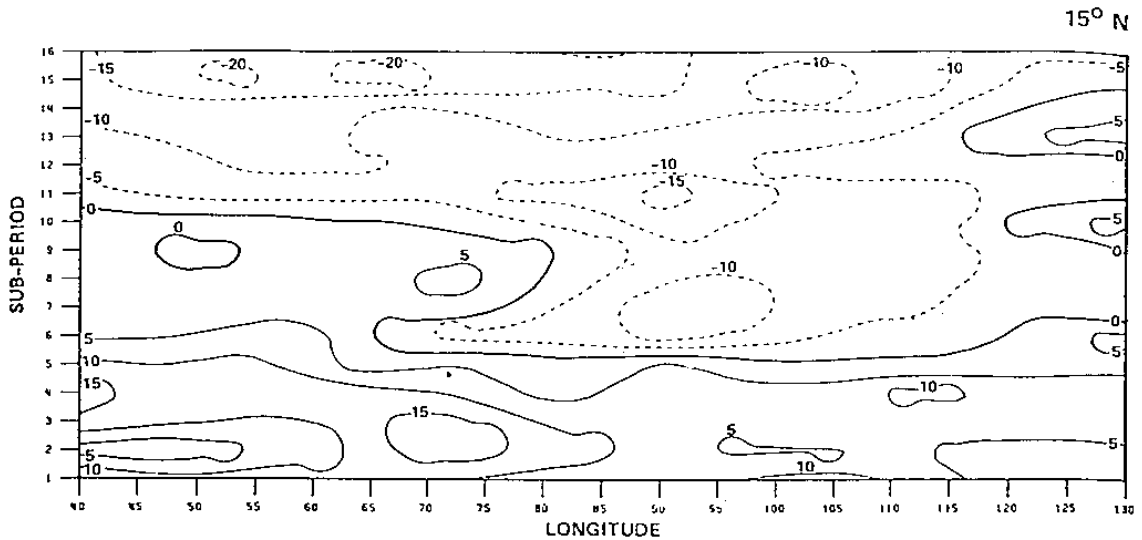


圖 2、和圖 1 相同但為 200hPa 的 5 日平均東西向風場(m/sec)。(取自 He 等 1989)

色，是為人肯定的。

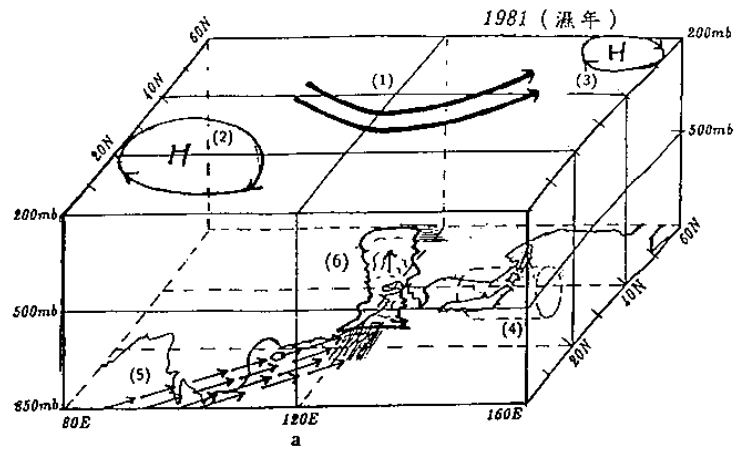
由年際變化的觀點來分析，則在上述的每年五月中前後南海地區下層西南風之起始，會受何種作用力之影響而使其提早或延遲其發生？或是在所謂的乾濕梅雨季時，則大尺度作用力的分佈又是何種狀況呢？陳(1987)指出500 hPa 台灣梅雨季乾濕梅雨之平均環流特徵，認為500hPa 副高異常的發展，高壓脊通過台灣或鄰近海面，青藏高原熱低壓偏南，是乾梅的特徵，而較晚及較弱往東的發展則傾向於是濕梅的特徵。許與王(1990)的研究也發現，以500 hPa 副高做指數與台灣地區雨量之相關係數為0.6，這意味著副高之位置不是唯一的作用力，仍有其他主要作用力會影響梅雨系統的異常發展。

許與王(1990)的探討也指出了在乾濕年中，低頻擾動波段仍有的變異數可達60%，而在正常年中，同波段的貢獻會有16%，因此，低頻擾動及其伴隨的不同相位，對台灣及東亞地區梅雨季雨量之多寡，有明確的影響，Krishnamurti等(1992)用相同的推論去探討季風期間長期預報的問題，他們認為在一具有低頻擾動的初始場上做預報，其有效時間可以增長許多。

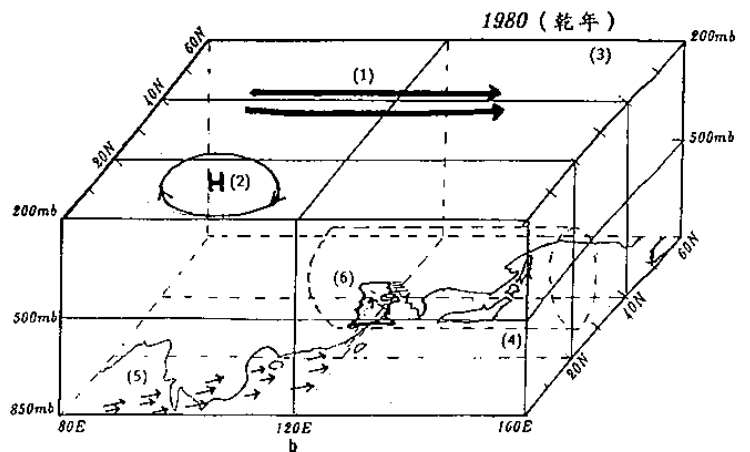
上述有關環流條件在不同梅雨季的分佈狀況，都是以台灣地區之梅雨季雨量做為指標所分析的結果。但如以江淮流域的雨量狀況來分析，則略顯不同，1980年為台灣的空梅年，但該年江淮的梅雨季雨量非常大（蔣尚城，1994；陶詩言與徐予紅，1994），明顯的和台灣地區梅雨季雨量(5月6月期間)呈反相位之關係，但在1976年則台灣地區及江淮地區則皆為較乾的梅雨季，這種地區性的一致及差異的特性，受何種因素的影響？仍有待進一步的探討。

Peng 與 Lau (1992) 以 SVD 方法(Bretherton 等, 1992) 分析東亞高層環流與外逸長波輻射的空間結構特性時發現，在其主要的前三個Mode中，在東亞地區其空間特性分別有下列三種結構，(1)為均勻分佈，(2)南北向反對稱，(3)東西向反對稱。從上述說明中有關台灣地區雨量與江淮地區雨量有時同相位有時反相位之關係，和此Mode之特性，有一些關連，但具體的為何其他Mode在某些特別的年份被激發出來，或是扮演較主要的角色，這也是值得再進一步研究的課題。

王等(1992)探討之結果發現，乾濕梅雨代表年間明顯地存在環流特性上的差異。此差異性可以示意圖圖3來做一總括地說明。濕梅年梅雨期間，東亞高層噴流的位置呈現比乾梅年偏南態勢，且在其走向方面也發現濕梅年呈西北往東南走向於台灣以西部份，西南往東北走向於台灣以東部份。如此的走向



a. 1981 濕年梅雨期間



b. 1980 乾年梅雨期間

圖3、台灣地區梅雨期間乾濕年時高低層之環流變化示意圖。(取自王等，1992)

乃有利於北來和南來系統在東亞地區集中，相對地於乾梅年並沒有如此明顯走向存在，因此較不利於南北而來系統之發展。而高層噴流位置與走向於乾濕梅年的明顯不同，可能是受到鄂霍次克海阻塞高壓在梅雨期間之有否存在的影響。在濕梅年有此阻塞高之形成，使得北方的乾冷系統有利向東亞地區發展，相對地乾梅年梅雨期間就沒有此高壓的存在。南亞高壓強度與位置若與西太平洋副高適當地配置可能對西南氣流有很大的影響。當南亞高壓於梅雨期間位置較為偏東，偏南情形若再配合西太平洋副高向西，向北明顯發展下，將迫使來自於西南氣流無法向東亞地區做一較有組織性地發展。

相對地，濕梅年則由於南亞高壓在梅雨期間呈現較強態勢，使得其向西北發展得較乾梅年來得明顯，此時副高又呈現弱勢之配合下使得來自孟加拉灣

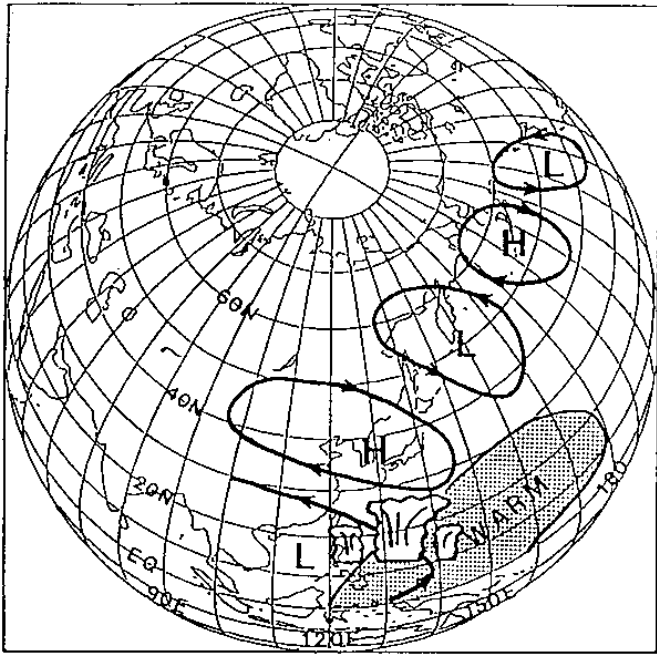


圖4、西太平洋海溫變化造成的劇烈影響之示意圖（取自 Nitta, 1987）

一帶西南氣流所帶來的水汽，能足夠地向東亞地區供應。若經上述各系統的配合下將造成濕梅年於台灣地區積雲發展得較強，與乾梅年於台灣地區積雲發展得較弱態勢，此一明顯不同的積雲發展態勢，將直接影到台灣及東亞地區梅雨期間之降水分佈。藉此示意圖對各層環流系統探討後，發現梅雨期間高層環流（高層噴流，鄂霍次克海阻塞高壓與南亞高壓）演化對低層大氣（東亞，台灣地區水汽梯度），與中層大氣（西太平洋副熱帶高壓的發展）均有頗為明顯地影響。從低層一直向上延伸到高層，整個大氣環流之分佈情形，乾濕梅年有著極為明顯的差異。若能針對更多個案年來討論，則梅雨期間深厚大氣環流分佈情形的不同，乃有助於乾濕梅雨季節特性上的了解。

而在此同時，熱帶海溫的變化對中高緯度之影響的研究，也有非常大的進展。所謂 ENSO 事件 (El Niño/Southern Oscillation 聖嬰及南方擾動)，就是有名的海氣交互作用影響地區性及中高緯度天氣/氣候的例子。Wallace 和 Gutzler (1981), Horel 和 Wallace (1981) 的研究指出，有一所謂的 PNA (Pacific-North-America) 的波列型態在中太平洋海溫異常增暖時會被激發加強，而造成該地區短期氣候之異常，這型態在幾個 ENSO 年中也都明確的被確認。Nitta (1987) 則研究熱帶海溫之變化對日本夏季之影響，他的分析指出如果菲律賓東邊西太平洋海域之海面溫度在夏天時異常增暖，則大氣也激發一波列之結構，而造成日本夏季之乾旱 (如圖 4)。Palmer 和 Brankovic (1989)

以大氣環流模式之研究也指出，如 Nitta (1987) 所分析的海面溫度型態也是造成 1988 年美國南部非常嚴重乾旱的原因之一。

有鑑於熱帶海溫的變化對地區性氣候有如此巨大之影響，而此因素對東亞梅雨期之天氣/氣候型態，會有何種程度之影響？是吾人極感興趣的。但在本地區對此一因素的探討不是很多，吳 (1987) 以統計的方法計算，指出 ENSO 年後臺灣地區為濕梅之狀況，許與陳 (1992) 研究聖嬰期間海面溫度之演變，認為印度洋及西太平洋高海溫區落後聖嬰型式 2 至 4 個月，上述的兩研究，對臺灣地區及東亞地區，在 ENSO 年後春季環流及對流之特性，都未有進一步之分析及探討。

因此本研究計劃以系統性之方式來探討熱帶海溫變化對本地區之影響，尤其著重在瞭解所謂 ENSO 年後春季梅雨期各變數之特性，並能提出推論或假設來具體的說明東亞地區受熱帶海溫變化影響。分析方法包括了經驗正交函數計算方法來探討海溫及外逸長波輻射 (OLR) 之空間分佈特徵，來瞭解赤道區及東亞現象之關係。

二. 資料及方法

在此分析中吾人所用的資料包括，NOAA $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 經緯網格的外逸長波輻射 (OLR)，COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 經緯度網格的海面溫度 (SST)，其中 OLR 每日有兩次觀測 (00 及 12 UTC)，SST 資料為月平均場。所分析之時間 SST 為 1979 - 1990 年 3 到 5 月，OLR 只有 1979 - 1988 年 3 到 5 月，分析區域為 $20^{\circ} \text{S} - 50^{\circ} \text{N}$ ， $80^{\circ} \text{E} - 150^{\circ} \text{W}$ 。

分析過程中先求取 OLR 資料的月平均，再計算 OLR 及 SST 的季平均場作合成分析，而後將月平均場減去氣候場得到距平值，用此距平值做進一步的統計分析。所用的方法包括單點相關，遙相關 (Wallace 和 Gutzler, 1981)，經驗正交函數 (EOF, Barnett, 1977)。本文所採用的 EOF 方法，和上述文章所用之方法非常類似，因此在此地不再贅述。同時由於 OLR 資料常會在某些區域無觀測值，因此分析區域中各月份各點之 OLR 資料數目 (一日最多有 2 個資料) 不盡相同。於所分析之月份中，大部份地區的每月資料數目在 50 個以上，因此在求取月平均值時只單純的計算其算術平均值，並未對缺資料之時間做任何處理。

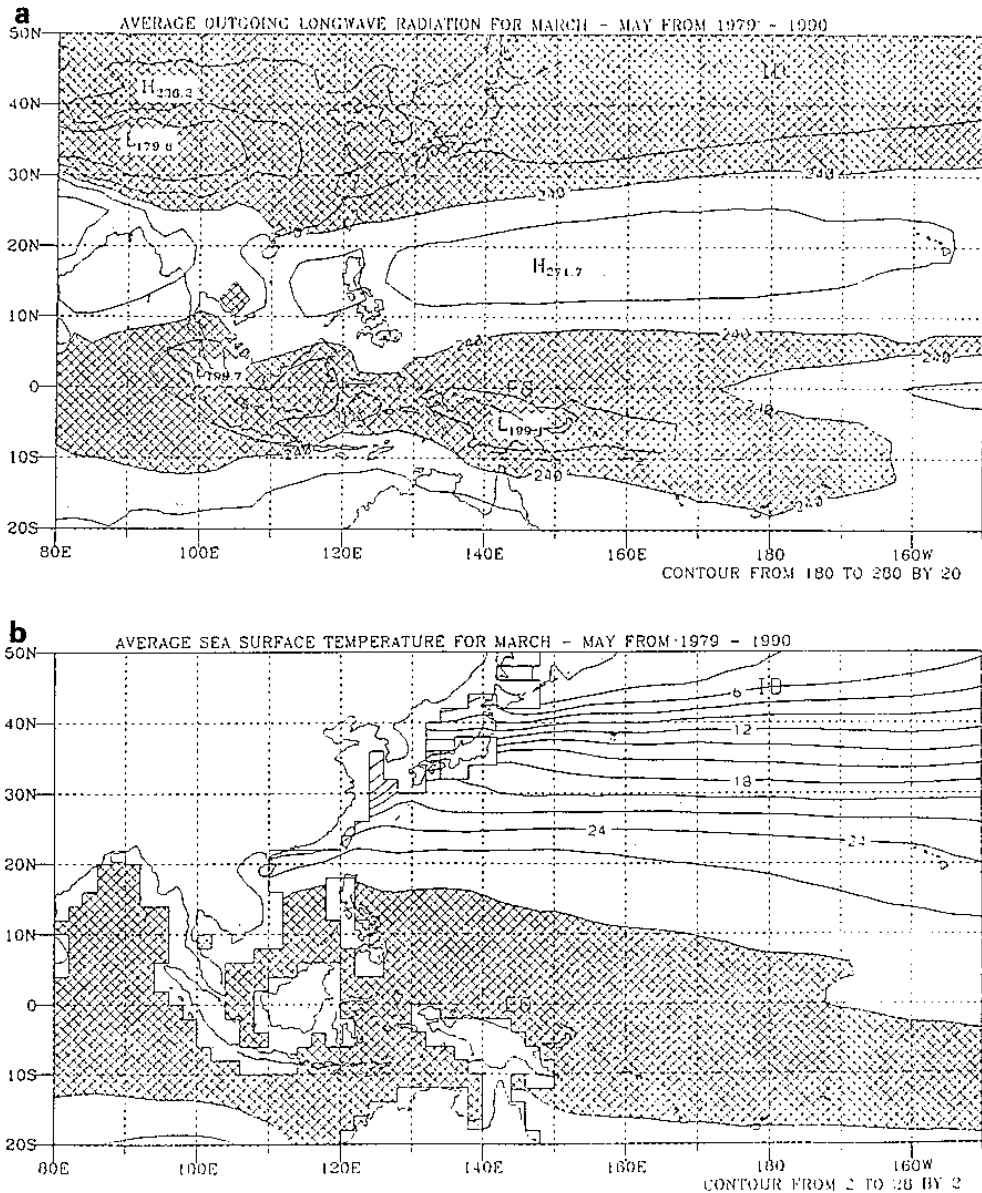


圖5、OLR (a) 及 SST (b) 之春季長時間平均場，OLR 為 1979-1988 之 10 年 3-5 月平均值，SST 為 1979-1990 之 12 年 3-5 月平均值。陰影區分別為值小於 $240W/m^2$ (a) 及大於 $28^{\circ}C$ (b) 之區域。

三. 結果與討論

3.1 春季平均特徵

OLR 及 SST 的春季平均圖為圖 5 (5a, OLR 10 年資料; 5b, SST 12 年資料)，陰影區分別為 OLR 值小於 $240W/m^2$ 及 SST 大於 $28^{\circ}C$ 之區域，由圖 5(a) 中可看出 OLR 值小於 $240W/m^2$ 之區域集中在赤道區及 $30^{\circ}N$ 以北，赤道區中又以蘇門答臘及新幾內亞附近之 OLR 值較小，圖中也可清楚的看到南太平洋輻合區 (SPCZ) 及赤道熱帶輻合區 (ITCZ)。SST 大於 $28^{\circ}C$ (圖 5b) 之區域集中在赤道區，西太平洋 SST 大於 $28^{\circ}C$ 之區域較中及東太平洋廣，歐亞大陸東岸有較

大的 SST 梯度。OLR 及 SST 之月距平標準差分別為圖 6a 及圖 6b，兩變數標準差較大處位於赤道區中及東太平洋，此種中及東太平洋有較大變異之現象在冬季是非常明顯的，在此春季的平均圖上仍顯現出大的變異性，說明了受熱帶海溫變化之影響最少持續至春季。本文所定義之 ENSO 年後春季是特指 Rasmusson 和 Carpenter (1982) 的 ENSO (+1) 年春季。在所分析的時間中有兩個 ENSO 年後的春季 (1983, 1987)，一個 anti-ENSO 年後的春季 (1989)。

3.2 ENSO 年後春季距平圖

在此距平圖之計算是用 ENSO 年後春季平均場減

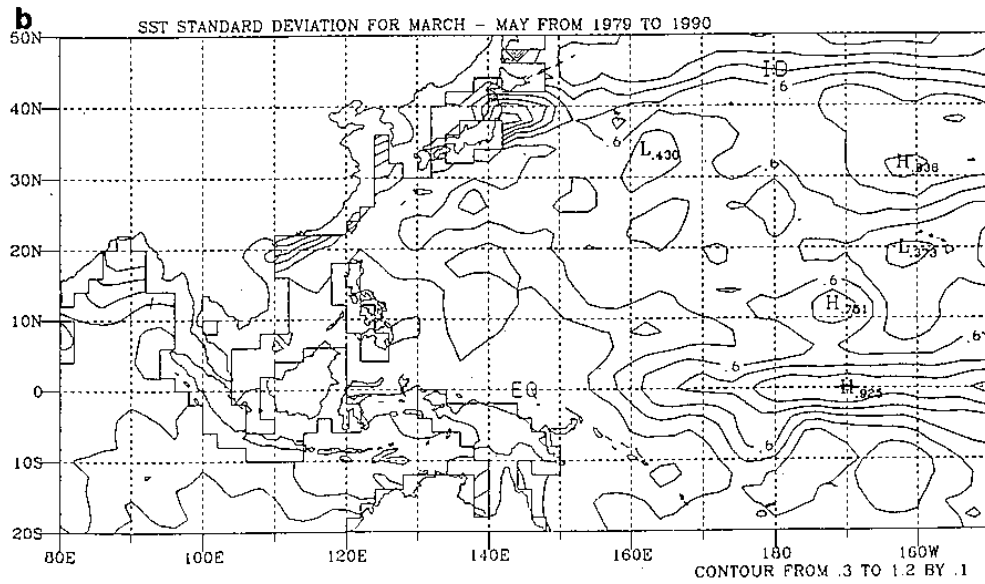
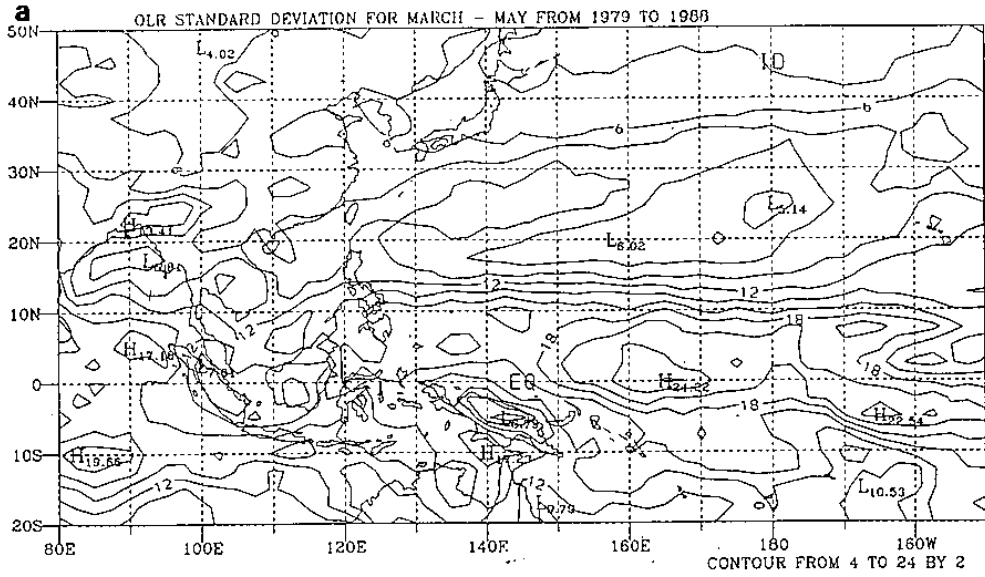


圖6、OLR及SST之標準差圖，圖(a)為OLR，圖(b)為SST。

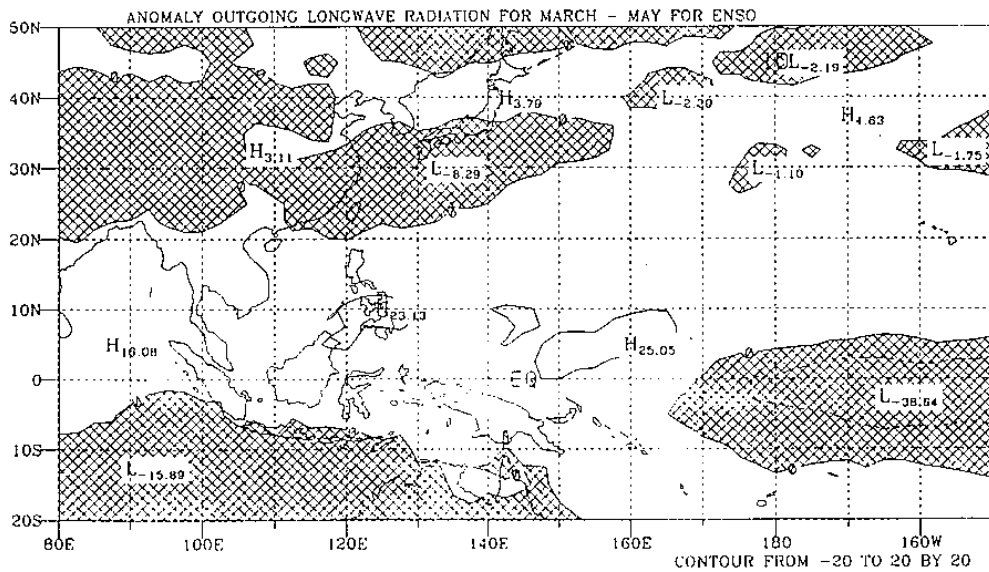


圖7、ENSO年後春季之OLR距平圖，陰影區為距平值小於0之區域。

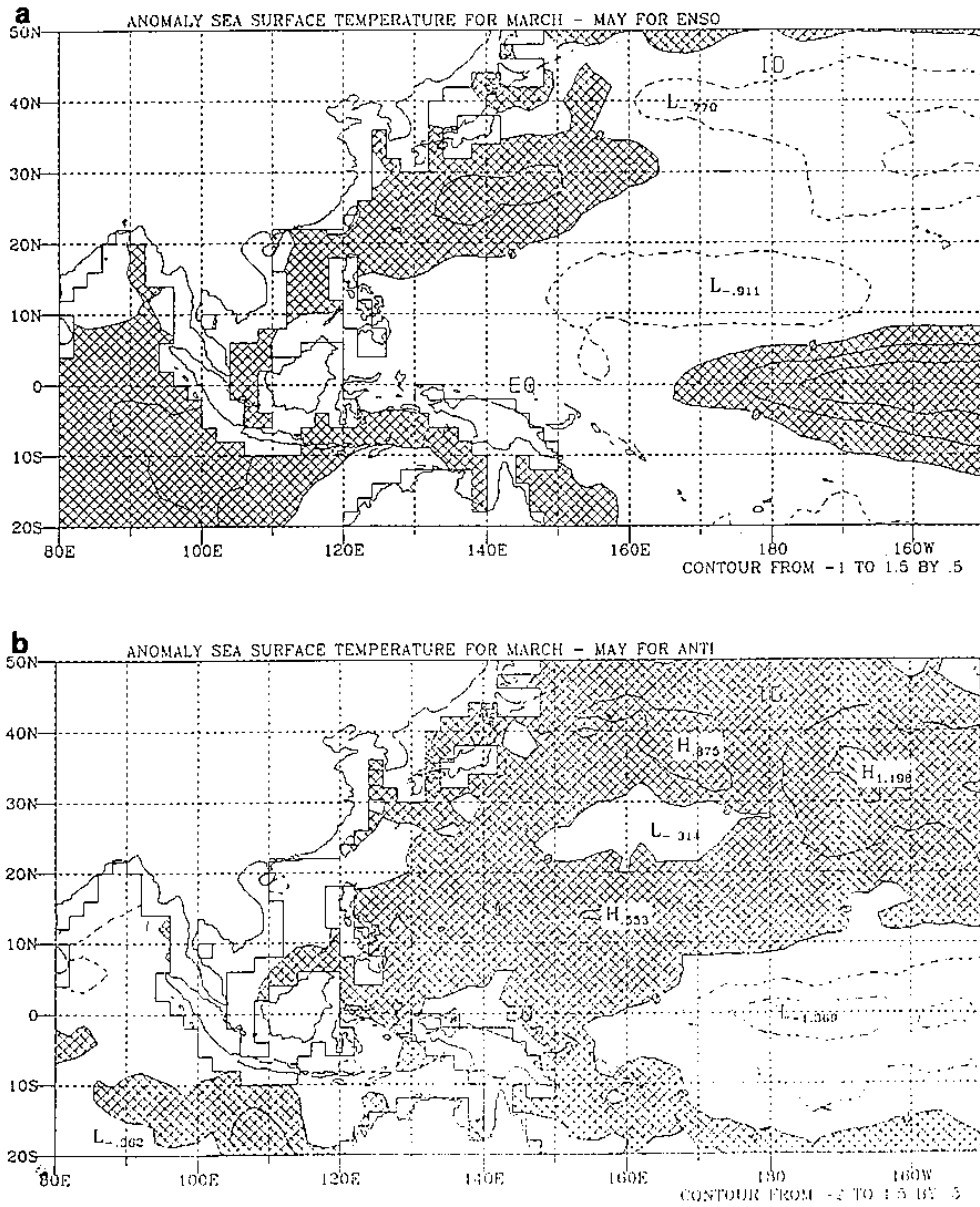


圖 8、SST ENSO 年後春季(a)及反 ENSO 年後春季(b)距平圖，陰影區為距平值大於 0 之區域。

去氣候平均場而得到，anti-ENSO 距平圖是用 1989 年春季平均減去氣候平均場得到，由於吾人沒有 OLR 1989 年的資料，所以無法推算 OLR 場在 anti-ENSO 距平分佈。ENSO 年後春季之 OLR 距平圖為圖 7，圖中陰影區為負距平區，負距平區表示在該春季時此區有較旺盛之對流活動。分析區域中負距平較大的區域有赤道區中及東太平洋，副熱帶西太平洋及南印度洋。圖 4 中歐亞大陸也有負距平，由於所分析之資料時間為春季，歐亞大陸上之負距平有可能受到地表覆蓋物（如積雪）之影響，因此在本文中對 OLR 場之分佈著重在海洋面上的討論。

圖 8 為 SST 之 ENSO 年後(8a)及反 ENSO 年(anti-ENSO) 後春季距平圖(8b)，圖中陰影區代表正距平

。由圖 8 中可看出，赤道區中及東太平洋，副熱帶西太平洋及印度洋等區域在 ENSO 年後春季時，有較大之正距平，於反 ENSO 年後之春季時有較大之負距平，其中又以赤道區中及東太平洋此現象最明顯。中緯度地區的中及東太平洋有著與上述情形相反的變化，該區於 ENSO 年時有較大之 SST 負距平，而於反 ENSO 年時有較大之正距平，此區與赤道區中及東太平洋在圖 6b 中有著較大的標準差。比較圖 7 及圖 8a，ENSO 年後春季時有負 OLR 距平及正 SST 距平之區域有赤道區中及東太平洋，副熱帶西太平洋及印度洋，其中印度洋上之變化較缺乏系統性。

由圖 6, 7 和 8 中吾人得知，OLR 及 SST 資料中有很明顯和 ENSO 有關的型態，此點可由赤道區中及東

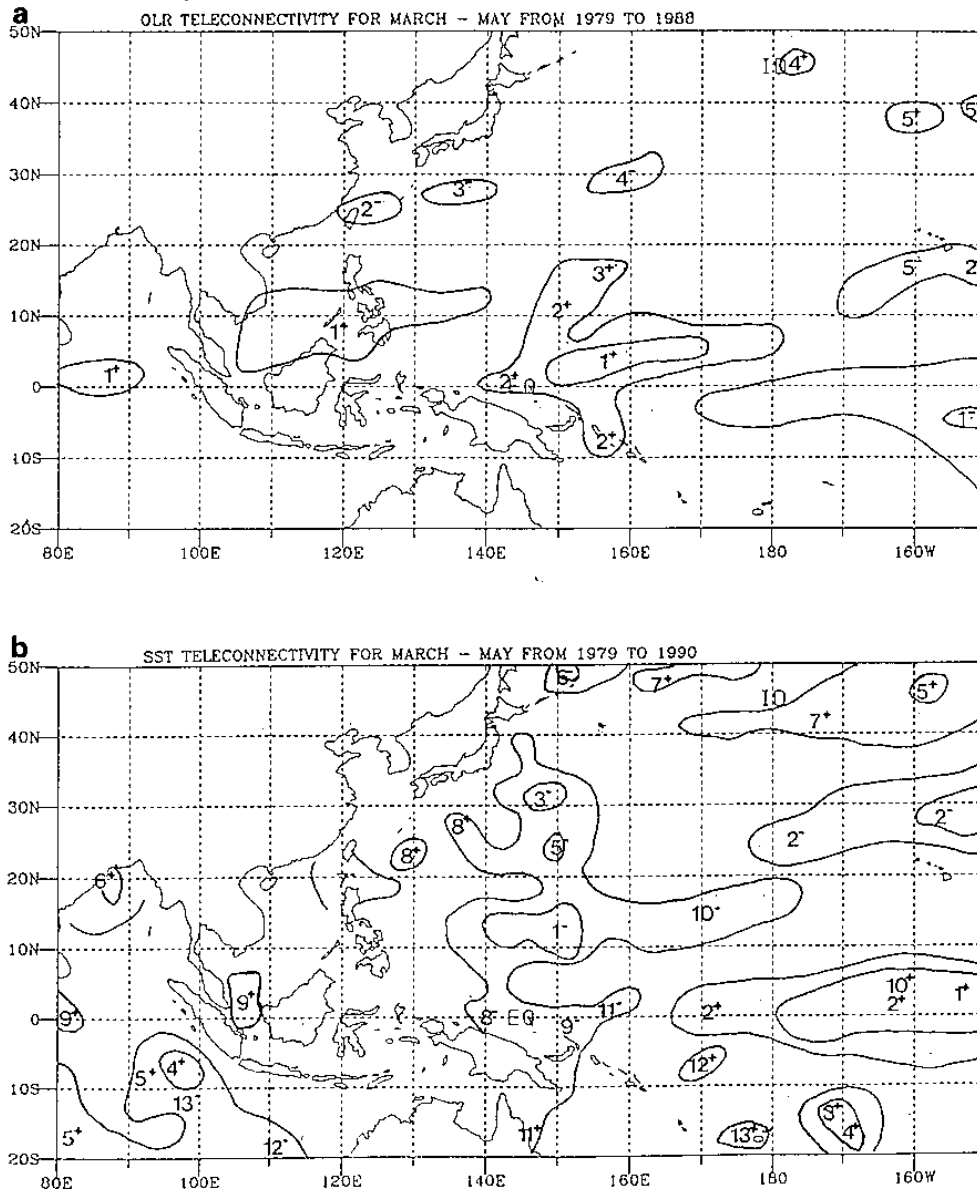


圖9、OLR (a) 及 SST (b) 之遙相關圖，圖9a及9b中所繪之區域其相關係數分別 ≥ 0.7 及 ≥ 0.6 ，圖中數值相同之區域表示這些區域有較大之相關性，而正負號不同則顯示兩地區的可能負相關。

太平洋有較大之標準差及距平證明。除了赤道區中及東太平洋外，副熱帶西太平洋於ENSO年後春季時也有著較低之OLR及較高之SST，此結果似乎意味著此區於ENSO年後春季時與赤道區中及東太平洋有著相同相位的變化。為了瞭解ENSO現象於空間相關上之特性，吾人做了遙相關的計算。

3.3 OLR及SST之遙相關及EOF分析

遙相關(Teleconnectivity)之計算所用之資料為各年3、4、5月之月距平場，OLR有30組、SST有36組資料，所用之方法和Wallace和Gutzler (1981)相同

。OLR及SST之遙相關圖分別為圖9a及圖9b，在假設各組資料為獨立之情況下（OLR有30組，SST有36組），利用單邊(one-tailed) student's t分佈檢驗相關係數的顯著性(significance)，於獨立資料組 ≥ 30 之情況下，相關係數的1%及5%顯著程度(significant level)分別為0.43及0.31。圖9a及9b中所表示之區域其相關係數分別 ≥ 0.7 及 ≥ 0.6 ，皆超過1%顯著程度。遙相關圖中數值相同之區域表示這些區域有較大之相關性，兩地區正負號不同則顯示出可能之負相關，而正負號相同處表兩地區可能之正相關，若圖中數值相同而正負號不同之區域多於一處，表示所有的正值區與所有負值區存在可能的負相關。

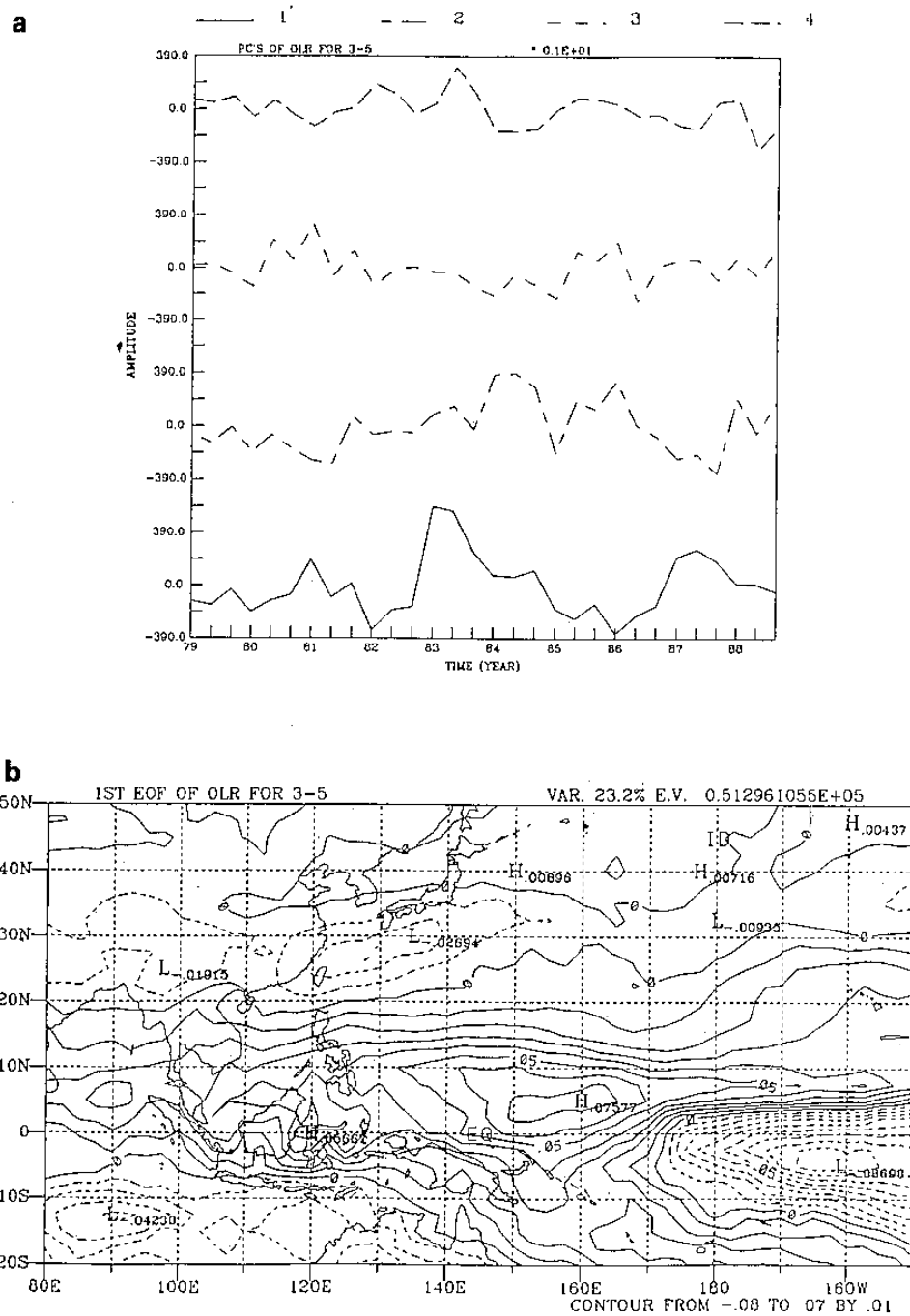


圖 10、OLR 經 EOF 分析後所得之振幅變化及水平分佈圖，圖 10a 為前 4 個 EOF 之振幅隨時間變化圖，圖 10b 為 EOF1 之水平分佈圖。圖 10a 的橫軸為時間，軸下之數值為年分（西元），每一年有三個刻度，分別代表 3、4 及 5 月。

ENSO 事件時，西太平洋之高 SST 區及低 OLR 區會東移到中太平洋，此現象使得赤道區太平洋之 SST 及 OLR 出現東西向的負相關。由遙相關圖中（圖 9）可看出，赤道區內有較具系統性之東西向負相關，其中又以 OLR 場的組織性較佳，此結果與 Nitta(1986) 利用雲量所得之赤道區東西向負相關類似。圖 9 中除赤道區東西向之負相關外，西太平洋副熱帶與赤道區之間，中緯度與赤道區中及東太平洋之間，也存在著較大的負相關。

以遙相關之方法探討了變數空間關係後，吾人進一步用 EOF 方法分析來瞭解兩變數 ENSO 年後在東亞春季之特性。計算 EOF 所用的資料與遙相關計算相同，為各變數 3、4、5 月之月距平場。吾人首先分析 OLR 變數，OLR 以 EOF 分析後所得主向量的振幅及空間分佈圖為圖 10，圖 10a 為前 4 個 EOF 振幅隨時間變化圖，圖 10b 是第一個 EOF (EOF1) 的水平型態。用 North 等(1982) 之方法來做各 EOF 分量統計上的有意義程度之校驗，於所分析之前 4 個 EOF 中，只有

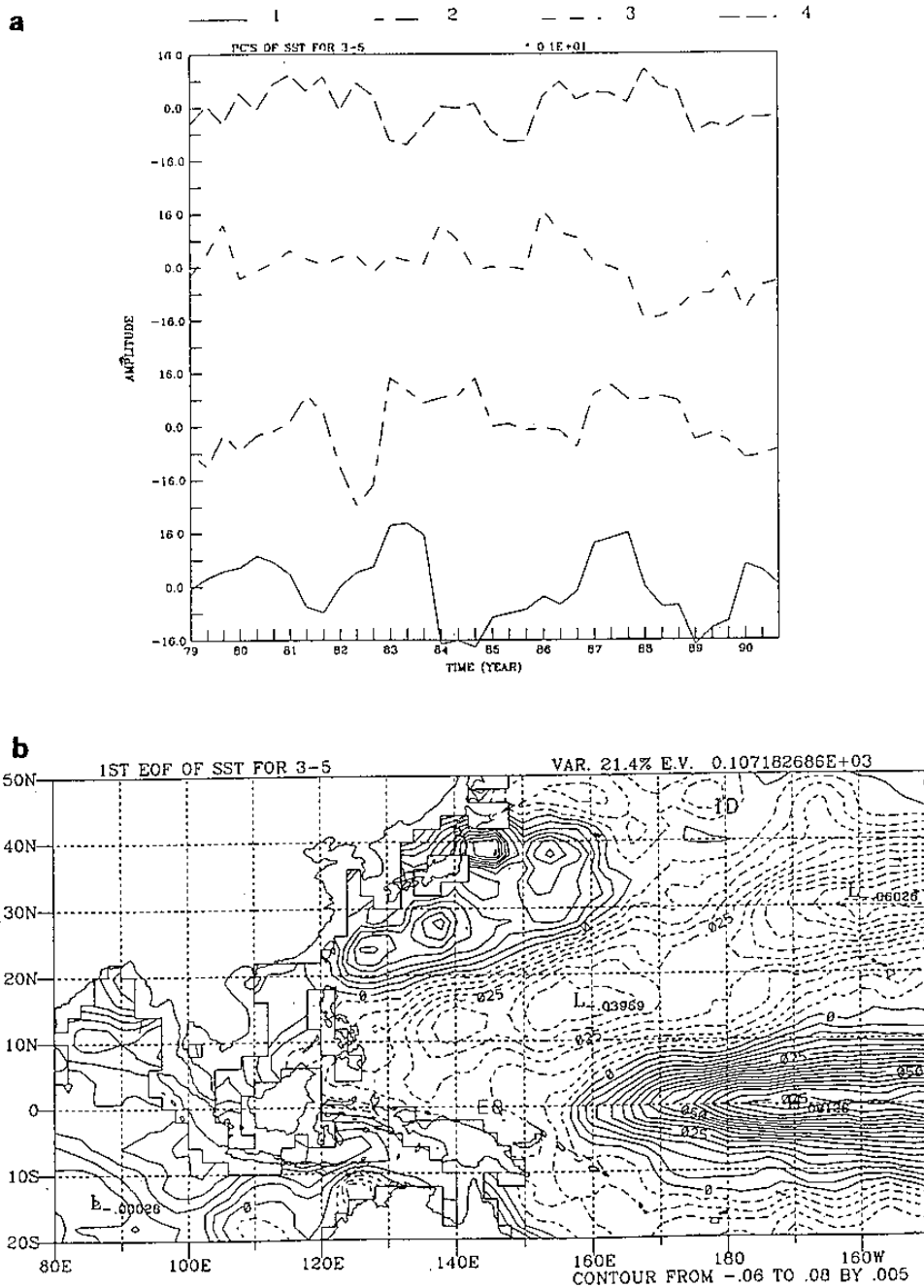


圖 11、同圖 10，但所分析之變數為 SST。

EOF1 及 EOF3 通過此項校驗。由 OLR 前 4 個 EOF 的振幅變化中 (圖 10a)，可看出 EOF1 於 1983 及 1987 年春季有較大值。EOF1 的水平型態 (圖 10b) 於赤道區太平洋之東西向相位相反，其所佔變異量 (相對於全部的變異量) 之百分比為 23.2%。EOF1 的水平分佈與 OLR 之 ENSO 年後春季距平相似，因此 EOF1 可被視為是一種受海溫變化而造成的 ENSO 型態。由 EOF1 的水平分佈中吾人發現副熱帶西太平洋之 OLR 與赤道區中及東太平洋之 OLR 為同相位。

SST 之 EOF 分析結果為圖 11 (表示方法同圖 10)。SST 之前 4 個 EOF 中 EOF1、EOF3 及 EOF4 都

通過了 North 等 (1982) 之校驗。由所分析之 EOF 振幅之時間變化圖中 (圖 11a)，EOF1 於 1983 及 1987 年有較大的正值，1984 及 1989 年有較大之負值。圖 11b 為 EOF1 之水平分佈圖，此分量可解釋總變異量的百分比為 21.4%，EOF1 之水平型態與 SST 之 ENSO 年後春季的距平圖類似。此型態亦可被視為一種 SST 的 ENSO 型態，但 1984 年之較小值需進一步解釋。1984 年之春季 SST 距平 (圖 12) 之水平分佈與 SST 之 ENSO 年後春季距平 (圖 8a) 有明顯的反相位關係，此結果使 EOF1 在 1984 年有較小值。1984 年時 Darwin 的海平面氣壓有下降之趨勢，但 Tahiti 之海平面氣壓並沒有相對的上升反而下降，此外圖 10a

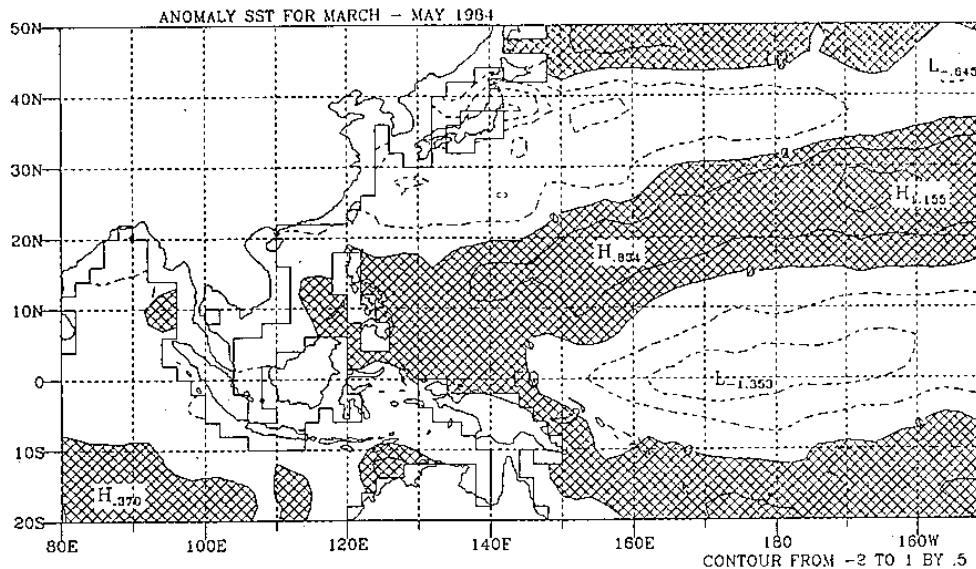


圖 12、1984 年 3-5 月之 SST 距平圖。

中 OLR 之 EOF1 振幅於 1984 年也沒有較小值。因為 1984 年只有 SST 場出現類似反 ENSO 現象的型態，所以 1984 年並未包括在吾人的反 ENSO 個案中。由 SST 的 ENSO 型態中（圖 11b）吾人得知，除赤道太平洋區有明顯之 ENSO 現象外，副熱帶西太平洋之 SST 與赤道區中及東太平洋之 SST 有著同相位的變化。

Rasmusson 和 Wallace (1983) 於分析 1982/83 年 ENSO 事件時，列出 1983 年春季之 OLR 及 850 hPa 風場距平，其 OLR 距平與圖 7 相似，除赤道區中及東太平洋外，副熱帶西太平洋上有負 OLR 距平。Weare 等(1976)及許與陳(1992)等，利用 EOF 方法分析 SST 資料，他們所得之 ENSO 型態在副熱帶西太平洋區與吾人之結果有較大之不同，此差異之原因在於上述的研究是分析全年的 SST 資料，而本研究只用春季 SST 資料，兩者的差異顯示副熱帶西太平洋之 SST 距平於春季較大，其餘季節較小。許與陳(1992)以十月份為基準，計算 ENSO 主分量與 30°S - 60°N（緯向為全球）SST 之時間延遲相關(lag - correlation)，其結果顯示此 ENSO 海溫增暖為一持續性現象，其現象著重在熱帶太平洋地區中及東太平洋，而在 ENSO (+1) 年春季時，副熱帶西太平洋之 SST 有一較大值出現且與赤道區中及東太平洋之 SST 為同相位，因此吾人可推論副熱帶西太平洋於 ENSO (+1) 年之較高 SST 是 ENSO 事件之常態現象，並非 1983 及 1987 年特有之現象。

由以上之討論，吾人確認 ENSO 成熟期後之春季，即 Rasmusson 和 Carpenter (1982) 之 ENSO (+1) 年春季，副熱帶西太平洋上之 SST 及 OLR 與赤道區中及東太平洋同相位，亦即 ENSO 成熟期後之春季，副熱帶西太平洋有較暖的 SST 及較旺盛的對流活

動。Rasmusson 和 Wallace (1983)，Deser 和 Wallace (1990) 等在分析 ENSO 現象時也皆指出 SST 及 OLR 之間有密切的關連。

四、 結論與展望

本研究主要是來回顧及探討幾個主要作用力的變化對東亞地區梅雨季內天氣／氣候變化的可能影響，著重在於瞭解在東亞地區春季的一些氣象變數和副熱帶高壓，熱帶海溫，南亞高壓等作用力之關係，並探討此種關係對地區性中長期預報之影響。

由回顧中，吾人了解了 500 hPa 副熱帶高壓在春季的異常提早或緩慢的向北發展，是明顯的影響本地區乾濕梅雨季的一個作用力，但此一指標與地區雨量的相關係數是 0.6。在南亞高壓的發展上，台灣地區高層為南亞高壓的東風所圍繞時，基本上是本地區梅雨的結束，結果顯示噴流的變化之急促與否也影響了地區之整體雨量分佈。

吾人同時以經驗正交函數(EOF)來分析海溫及外逸長波輻射(OLR)，來瞭解其特徵向量的空間結構及其所能解釋的整體變異程度。由 EOF 之結果可知，赤道區西太平洋於 ENSO 成熟期後之春季，有較低之 SST 及較高的 OLR，赤道區中及東太平洋有較高之 SST 及較強之對流活動。副熱帶西太平洋也有著與赤道區中及東太平洋同相位之變化，即副熱帶西太平洋於 ENSO 成熟期後之春季也有較高的 SST 及較強的對流活動。由遙相關之計算可知，赤道區太平洋有著強烈的東西向負相關，西太平洋副熱帶及赤道區之間也有較大的負相關。

這些因子之更具體的掌握，將有助於地區性中長

期預報能力之增進及做為以氣候模式來做中長期預報模擬之設計規範。

五、 致謝

感謝國科會支持的副熱帶資料庫（設於台大）提供之資料。本研究在國科會計劃 NSC82-0202-M008-33 及 NSC83-0202-M008-27 之資助下完成。

六、 參考文獻

- 陳泰然，1987：台灣乾濕梅雨期之平均環流特徵。大氣科學，15，17-30。
- 陳泰然，1988：台灣梅雨研究的回顧。科學發展月刊，16，239-266。
- 吳明進，1987：台灣梅雨之年際變化(一)。台大大氣所研究報告，NTUATM-1987-03，41頁。
- 許子乾與王作臺，1990：臺灣地區春夏季乾濕梅年受長週期擾動影響之研究。大氣科學，18，85-110。
- 王作臺，黃志銘與胡志文，1992：乾濕梅雨季東亞環流特性之研究。大氣科學，20，267-294。
- 許晃雄與陳圭宏，1992：艾尼紐海面溫度的時間演變。81年天氣分析與預報研討會論文彙編，375-386，中央氣象局，台北。
- Bretherton, C. S., C. Smith, and J. M. Wallace, 1992: An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *J. Climate*, 5, 541-560.
- He, H., W. Mcginnis, Z. Song, and M. Yanai, 1987: Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1966-1995.
- Horel, J. D., and J. M. Wallace, 1981: Planetary-scale atmosphere phenomena associated with Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 813-829.
- Krishnamurti, T. N., M. Subramaniam, G. Daughenbaugh, D. Oosterhof, and J. Xue, 1992: One-month forecast of wet and dry spells of the monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1191-1223.
- Lau, K.-M., G. J. Yang, and S. H. Shen, 1988: Seasonal and intraseasonal climatology of summer monsoon rainfall over East Asia. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 18-37.
- Nitta, T., 1986: Long-term variations of cloud amount in the Western Pacific region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 373-390.
- , 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 373-390.
- North, G. R., T. Bell, F. Modeng, and R. F. Cahalan, 1982: Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 699-706.
- Palmer, T. N., and C. Brankovic, 1989: The 1988 US drought linked to anomalous sea surface temperature. *Nature*, 338, 54-57.
- Peng, L., and W. K.-M. Lau, 1992: Coupled tropical-extratropical modes over East Asia and the Western Pacific. *East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate*. Edited by W.J. Kyle and C.P. Chang, 388-397, World Scientific Publishing, Singapore.
- Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 354-384.
- , and J. M. Wallace, 1983: Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation. *Science*, 222, 1195-1202.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 784-812.
- Weare, B. C., A. R. Navato, and R. E. Newell, 1976: Empirical orthogonal analysis of Pacific sea surface temperature. *J. Phys. Ocean.*, 6, 671-678.
- 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, 319-351.

A Study on the Dominating Forcings Related to the Mei-Yu Development: Impact on the Medium- and Extended- Range Forecast

Jough-Tai Wang Jyh-Wen Hwu

*Institute of Atmospheric Physics
National Central University
Chung-Li, Taiwan, ROC 32054*

ABSTRACT

This study attempts to identify the dominating forcings related to the development of the Mei-Yu system. Those forcings are responsible for the anomalous behavior of the seasonal rainfall distribution in the East Asia area. The roles of the subtropical high, the tropical sea surface temperature, and the South Asia anticyclone are discussed. The impact of those forcing on the medium and extended forecast are all discussed.

In the review, it is summarized that the early or late development of the seasonal migration of the 500 hPa subtropical high are a crucial factor for the wet or dry Mei-Yu season. However, the correlation of this index and the areal rainfall are only 0.6. The easterly wind associated with the 200 hPa anticyclone approaches Taiwan area are also an indicator of the end of Mei-Yu season in our area. The length of the migration of the easterly folw also reveals its influence on the areal rainfall accumulation.

Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis on the seasurface tempersture and the outgoing longwave radiation are constructed to indentify the preferred saptial patterns. The results indicate, during the Spring time after the mature phase of ENSO, equatorial central and eastern Pacific area have higher SST and lower OLR values, while the SST is lower and OLR values higher in the equatorial western Pacific. And it is also found that the subtropical western Pacific area possesses similar in phase distribution with the equatorial central Pacific area.

The behavior of those dominating forcings can be used to construct the extended range forecast for this area. And those working hypotheses can also be used as an guideline for implementing the long range forecast based upon the general circulation model.

