

# 東亞夏季季風肇始期間 大尺度系統轉化特徵之診斷分析

陳孟詩 王作臺  
國立中央大學大氣物理所

## 摘要

台灣地處最大陸地與最大海洋的交界地帶，且位於中、低緯度過渡之副熱帶地區，其天氣與氣候變化受到大尺度季風環流所影響。本研究著重於分析東亞夏季季風肇始期間大尺度系統之演化特徵，經由各分量的空間結構與時間序列，定義合適的季風肇始指標，並探討彼此之間的關係。

經由時序分析，並綜合其他學者的研究，吾人認為，當季節由春季推進至夏季時，地表（包括陸地與海洋）接收到較多太陽輻射，一方面陸地透過可感熱通量加熱大氣，另一方面較高之海平面溫度透過海氣交互作用輸送水汽至大氣中，經平流至中南半島後產生對流並釋放潛熱，使得上對流層暖心自西太平洋暖水區向西北移上中南半島，造成經向溫度梯度逆轉，同時加熱所釋放出來的可用位能會透過輻散環流轉變為旋轉場的動能，使得高層 200 hPa 南亞反氣旋向西北移動，其南方並出現東風，而西風噴流亦隨之北跳。此外，低層東亞及印度越赤道流自赤道洋面上輸送暖溼水汽，導致熱帶大氣更加不穩定，但一切都必須等到西太平洋副熱帶高壓東退出南海之後，西南氣流才得以進入南海，使南海出現深對流，造成東亞夏季季風肇始。而明顯的，東亞夏季季風肇始的主要特徵之一為副高東退。

## 一、前言

亞洲夏季季風是世界上最顯著的季風系統之一，包括印度季風和東亞季風。Krishnamurti and Bhalme (1976) 指出印度季風的主要分量包括北印度季風槽、越赤道流、東非低層噴流、Mascarene 高壓、西藏高壓、熱帶東風急流，以及北印度降水。Tao and Chen (1987) 根據觀測結果，認為相對應的東亞季風分量包括南海和西太平洋的季風槽（或 ITCZ）、 $100^{\circ}$  E 以東越赤道流、澳洲冷高壓、西太平洋副熱帶高壓、上層東北氣流、沿海雨槽的對流活動、梅雨鋒區、以及中緯度擾動。由於這些分量的變動，亞洲季風具有多重時空尺度的變異性，包括綜觀尺度擾動、準雙週振盪、季內振盪和年際變化，但是它同時也具有規律發展的季節變化特性，隨著季節更迭，其演變包括肇始、北移（或中斷）及撤退三個階段 (Krishnamurti, 1985)。Tao and Chen (1987) 由地面降水資料得到夏季季風平均肇始日期，發現東亞夏季季風肇始於五月上、中旬，最早發生在南海地區，至於印度季風則遲至六月上旬才肇始。因此，東亞季風肇始早於印度季風，而南海則是全亞洲季風區中最早肇始的地區。

由於亞洲夏季季風最早出現在南海，許多學者均曾經提出與南海季風肇始有關的可能機制。He et al. (1992) 認為可能是由於海平面溫度增加而造成

大氣中條件不穩定的增加。由於南海南部月平均海溫由三、四月的  $23^{\circ}$  C 急劇增加至五、六月的  $27^{\circ}$  C，而此位置 ( $10^{\circ}$  N 附近) 正好與七、八月時的 ITCZ 雲帶吻合，因此 ITCZ 對流的維持可能決定於高海溫，而五月第一個高海溫的出現可能與夏季季風肇始有關。但是當印度季風肇始時，印度洋海平面溫度卻正在下降中，所以海溫與季風肇始之間似乎存在著自相矛盾的關係（如 Webster, 1994）。另一個影響南海夏季季風肇始的假說是熱帶作用力。Chen and Chen (1995) 研究 1979 年的季風肇始，發現當向東傳的 30 - 60 天季風槽與向西傳的 12 - 24 天季風低壓在五月於南海地區偶合時，可看成是夏季季風肇始。除了季內振盪外，熱帶的綜觀擾動系統也可能激發季風肇始。Orgill (1967) 指出東南亞地區季風的肇始多半與孟加拉灣的熱帶風暴有關，也就是所謂爆發性氣旋。當氣旋往北移動時，沿其南端會為中南半島帶來西南風，造成季風肇始。

儘管如此，以上各種熱帶作用力的觀點並不能完全解釋為何東亞季風肇始早於印度季風。Chang and Chen (1995) 則由另一個不同的角度來探討中緯度作用力對季風肇始的影響。中緯度系統對南海夏季季風肇始可能扮演著激發的角色。由於中緯度斜壓鋒面南侵，使得大尺度氣壓梯度增加，加強了西南氣流，使其自溫暖的熱帶洋面上輸送水汽，在

持梅雨鋒降水，造成季風肇始。此正可解釋為何南海季風肇始早於亞洲其他季風區，因為南海地區是唯一在春季期間，中緯度鋒面不會受地形阻擋而到達熱帶的區域，而印度季風受到青藏高原阻擋，中緯度斜壓系統無法到達熱帶，必須等待更為成熟的條件，即熱帶完整的系統建立後，才能使印度季風肇始。簡而言之，隨著季節轉換，熱帶大氣具有適合季風發展的環境，而中緯度系統則提供了「隨機」的作用力，推動東亞季風肇始。但此看法並未進一步地闡明是否必須存在某些適合及特定的大尺度環境條件，使得此隨機之作用力能引發東亞季風肇始。

其他可能的機制還包括了青藏高原所扮演的熱源角色。He et al. (1987) 分析 1979 年夏季季風的演進。該研究發現在此期間，大氣環流經歷了二個不同階段的驟變，分別和東亞季風及印度季風肇始有相當密切的關係。第一次轉變發生在五月，此時  $80^{\circ}$  E 以東（即孟加拉灣至南海地區）低層出現西南氣流，造成中南半島及南海降水，而高層由於青藏高原東部的上對流層大氣增暖，使得 200 hPa 南亞高壓自  $10^{\circ}$  N 北跳至  $20^{\circ}$  N，西風噴流亦隨之北跳，同時高原南部經向溫度梯度逆轉，高層出現東風。第二次轉變發生在六月，阿拉伯海地區低層西南風發展，印度西岸開始出現降水，而青藏高原西側的上對流層大氣此時才增暖，導致沙烏地阿拉伯至伊朗地區 200 hPa 出現另一個高壓中心。Yanai et al. (1992) 更進一步地探討青藏高原對於亞洲季風所扮演的角色，發現高原地面的可感熱通量提供了主要的熱源，並與高原鄰近地區的輻射冷卻共同維持著水平溫度對比，而引發熱力直接垂直環流。在大氣環流第一次轉變，也就是東亞季風肇始時，高原東部上對流層增暖是由於非絕熱加熱，而在第二次轉變，印度季風肇始時，高原西側的增暖則是因為絕熱下沉增溫。由此可知，青藏高原熱源與亞洲季風的建立與維持有密切的關係。

由於台灣地處歐亞大陸與太平洋交界地帶，且位於中、低緯度過渡之副熱帶地區，其天氣與氣候變化受到大尺度季風環流所影響。若加強東亞季風的研究，必能增進吾人對台灣地區天氣與氣候的了解及預報能力。然而過去對東亞季風的研究多半著重於年際變化（如陳，1987；王等，1992；陶與徐，1994），有關季節變化之研究也偏重於 1979 (FGGE) 年(He et al., 1987; Yanai et al., 1992; Yanai and Li, 1994)，對於東亞季風肇始期間大尺度環境場之變化特徵在其他年的特性及了解並不夠詳盡及完整。究竟在東亞季風肇始期間，大尺度系統於三度空間之狀態下是如何轉變的？各分量的變化時間是否一致？何種分量的演變現象可以做為東亞季風肇始的指標……等等問題均尚未釐清。因此本研究著重於分析東亞季風肇始期間大尺度系統演變的特徵，經

由各分量的空間結構與時間序列，探討彼此之間的關係及相對重要性，並嘗試回答上述問題，希望能掌握季風規律發展的季節變化特性。

## 二、資料與分析方法

研究所使用的資料包括 1980~1987 年 ECMWF/WMO 及 1988~1993 年 ECMWF/TOGA 每日兩次 (0000 UTC 及 1200 UTC) 的高度場、風場及溫度場資料，解析度為  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。除此之外還使用 1982~1994 年 NMC/NOAA  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  的七日平均海平面溫度 (SST) 及 1980~1993 年 NOAA  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  每日兩次 (0000 UTC 及 1200 UTC) 的外逸長波輻射 (OLR)。分析時間為 3~7 月，分析區域為亞洲季風區及西北太平洋。由於研究著重於夏季季風肇始期間大尺度系統的演化特徵，因此各變數均採用五日平均，自 3 月 2 日至 7 月 29 日，每五日為一候。至於七日平均的海平面溫度場則先對時間做  $1/4 - 1/2 - 1/4$  的濾波，之後線性內插求得每日平均，再計算五日平均。

就春夏轉換時期大尺度系統演化的氣候特徵而言，東亞夏季季風肇始期間，華南、台灣、中南半島及南海地區為廣大深對流區，850 hPa 印度及東亞越赤道流加強，至北半球後轉向為西南氣流到達上述地區，500 hPa 西太平洋副熱帶高壓脊東退出南海，200 hPa 南亞反氣旋移上中南半島，其南方出現東風，上對流層大氣逐漸增暖，造成經向溫度梯度逆轉，同時南海的海平面溫度也達到最高(陳，1996)。本研究選取 1983、1985、1991、1992 四個個案年，尋求各分量的一致性變化，並由五日平均之時序分析來了解各分量的演變順序及其關係。選取這幾年的主要原因是潘 (1995) 以年際變化的角度探討了這四個個案年的特性，對此四年已有一些初步的了解。本研究著眼於季節內季風肇始之特性，因此，亦選擇相同四年來分析。

## 三、東亞夏季季風各分量之轉化特徵

首先由 850 hPa 五日平均流場的空間分布 (圖略) 了解四個個案年東亞夏季季風肇始之情形。當 850 hPa 西太平洋副熱帶高壓東退出南海，而南海地區之西南氣流來源主要為印度越赤道流時，即為東亞夏季季風肇始。在此定義的季風肇始狀況下，1983、1985、1991、1992 這四年東亞夏季季風肇始的日期分別為 5/21 - 5/25、5/26 - 5/30、6/15 - 6/19、5/16 - 5/20。

圖一為沿  $15^{\circ}$  N 850 hPa 西南氣流之時間序列。1983 年低層西南氣流於 5/11 - 5/15 首先發生

於中南半島及南海地區 (100° E~120° E)，1985 年低層西南氣流於 5/21 - 5/25 出現於孟加拉灣 (約 90° E)，5/26 - 5/30 到達南海地區。1991 年低層西南氣流也是 5/31 - 6/04 先出現於孟加拉灣，6/05 - 6/09 推進至中南半島，至於南海地區則遲至 6/15 - 6/19 才有低層西南氣流的發展。而 1992 年低層西南氣流於 5/16 - 5/20 出現在孟加拉灣至中南半島，南海地區亦有西南氣流，但強度較弱。

圖二是沿 15° N 500 hPa 高度場的時間序列。若以高度場大於 5880 m 定為西太平洋副熱帶高壓的勢力範圍，則由圖二 (a) 可看出 1983 年副高於 5/21 - 5/25 退出南海 (120° E)。1985 年的副高非常弱，僅在 5/31 - 6/09 時較強，勢力範圍伸入南海，因此無法明確得知副高東退的時間。1991 年副高退出南海要等到 6/15 - 6/19，而 1992 年副高則於 5/16 - 5/20 退出南海。以高度場定義的副高能適度地描述數年間其東退的狀況，但卻不能得知 1985 年副高東退的時間，因此吾人另以緯向風場  $u=0$  的場來定義副高脊線之位置，希望能以此指標來判別副高脊何時東退，尤其是對 1985 年。圖三為沿 15° N 500 hPa 緯向風場的時間序列，可看出 1983、1985、1991、1992 年副高脊退出南海的時間分別為 5/11 - 5/15、5/21 - 5/25、6/15 - 6/19、5/16 - 5/20。

除了西太平洋副熱帶高壓對東亞夏季季風肇始可能有極大的影響之外，上對流層經向溫度梯度逆轉也會造成大氣環流急劇變化，此變化發生時間與東亞夏季季風肇始有密切的關係 (He et al., 1987)。圖四為 5° N~25° N 之間 200~500 hPa 平均經向溫度梯度的變化。由圖四 (a) 可看出 1983 年 5/21 - 5/25 孟加拉灣至南海地區大範圍同時經向溫度梯度逆轉，1985 年中南半島及南海地區首先於 5/01 - 5/05 發生經向溫度梯度逆轉，1991 年上對流層經向溫度梯度很早即逆轉，4/26 - 4/30 於孟加拉灣至南海一帶經向溫度梯度開始為正，而 1992 年則是 5/06 - 5/10 自中南半島開始經向溫度梯度逆轉。

由於上對流層大氣增暖，使得 200 hPa 南亞反氣旋逐漸向西北移動，高層開始出現東風，同時上對流層大氣經向溫度梯度逆轉，形成南冷北暖，在熱力風平衡條件之限制下，此高層東風得以持續的維持。圖五為沿 15° N 200 hPa 緯向風場之變化情形。1983 年 5/21 - 5/25 南海首先出現東風，1985 年南海地區及鄰近的中南半島於 5/01 - 5/05 開始出現東風，1991 年東風早在 4/21 - 4/25 即於南海出現，與其他三年不同的是，5/31 - 6/04 南海高層卻由東風轉為西風，直到 6/10 - 6/14 才又盛行東風，由此看來，1991 年高層似乎經歷了二次季節轉變的過程。至於 1992 年則是 5/11 - 5/15 於孟加拉灣至南海一帶同時出現東風。

除了上對流層大氣隨著季節變化而增暖之外，海平面溫度也會因太陽輻射北移而增加。如圖六所示為沿 14.5° N 海平面溫度 (SST) 之時間序列，可發現五月上、中旬南海附近海平面溫度會達到最暖 (30° C 以上)，中南半島以西的孟加拉灣達到最暖的時間較南海為早，而印度半島以西的阿拉伯海海平面溫度於六月中、下旬會開始變冷 (28° C 以下)。1983、1985、1991、1992 這四年南海開始達到最暖的時間分別為 5/16 - 5/20、5/11 - 5/15、5/11 - 5/15、5/06 - 5/10。此與 Webster (1994) 論點一致，即東亞夏季季風肇始時，南海的海平面溫度正在上升中 (除了 1991 年外)，至於 1991 年與其他三年不同的情形，則有待進一步研究。

當海平面溫度增加後，透過海氣交互作用輸送水汽至大氣中，經平流至適合潛熱釋放的地區，即會形成雲而產生對流。圖七即為沿 15° N 外逸長波輻射 (OLR) 的時間序列，由圖中可看出此四年共同的特徵為深對流首先於中南半島發展，之後中南半島以西的孟加拉灣及印度地區深對流一直存在，而中南半島以東的南海及西太平洋則呈現一波一波的深對流，平均週期為 15 - 20 天，這可能是由於西太平洋副熱帶高壓所引起。南海地區 1983 年於 5/21 - 5/25 開始出現深對流，1985 年曾於 4/26 - 4/30 出現過短暫的深對流，之後就消失了，直到 5/26 - 5/30 才又再度發展。1991 年深對流出現的時間為 5/26 - 5/30，較該年東亞夏季季風肇始的日期早，這是由於該年 5/26 - 5/30 後副高雖未退出南海，但已北跳 (圖略)，使得南海南部開始出現深對流，而北部仍為副高勢力範圍，6/05 - 6/09 後此區才有深對流發展，此時副高西緣已東退至南海中部 (圖略)。1992 年則是 5/16 - 5/20 開始出現深對流。

圖八為 850 hPa 五日平均越赤道流之時間序列，由圖中可明顯看出印度越赤道流強度較東亞越赤道流大一個數量級。1983、1985、1991、1992 四年 100° E~110° E 越赤道流出現的時間分別為 5/11 - 5/15、5/16 - 5/20、5/01 - 5/05、5/16 - 5/20。雖然東亞越赤道流的出現較東亞夏季季風肇始日期早 (除了 1992 年外)，但當東亞夏季季風肇始時，印度及東亞越赤道流均會加強或擴展。以上說明了東亞越赤道流對東亞夏季季風肇始較不具關鍵性，它的貢獻可能在於輸送暖溼水汽，使大尺度環境發展更為成熟，以待季風肇始。

綜合以上討論，將 1983、1985、1991、1992 四年東亞夏季季風肇始期間各分量的變化時間作一比較 (如表一所示)，吾人可對東亞夏季季風肇始得一簡單之概念。當時序由春季推進至夏季，太陽逐漸往北移，地表 (包括陸地與海洋) 接收到較多輻射，四月時熱帶印度洋及孟加拉灣海平面溫度升高，透過海氣交互作用輸送水汽至大氣中，經由西

南氣流平流至中南半島，產生對流並釋放潛熱，使得上對流層大氣經向溫度梯度逆轉，同時加熱所釋放出來的可用位能透過輻散環流轉變為旋轉場的動能 (Krishnamurti, 1985)，高層環流因而相對應地做調整，因此南亞反氣旋逐漸向西北移上中南半島，使得 15° N 開始出現東風，而西風噴流亦隨之北跳。另一方面，東亞越赤道流 (100° E~110° E) 亦自赤道洋面上輸送暖溼水汽，使得熱帶大氣更加不穩定，具有適合季風發展之大尺度環境，但一切都必須等到西太平洋副熱帶高壓東退出南海之後，印度及東亞地區越赤道流才得以進入南海，使南海盛行西南氣流，同時深對流發展，造成東亞夏季季風肇始，整個大氣環流逐漸轉變為夏季型態，並完整地建立。

上述概念模式的推論較著重於熱力方面的影響，並未包含動力方面如低頻擾動的作用，對於中緯度作用力所扮演的「隨機」角色也無法突顯出來。此外，關於副高為何東退以及印度、東亞地區越赤道流如何加強等問題亦尚未釐清。這些問題均有待更進一步研究。

#### 四、結論與展望

本研究使用 ECMWF 及 NOAA 之資料，分析 1983、1985、1991 及 1992 等年東亞夏季季風肇始前後大尺度各分量之特性。經由時序分析顯示，再綜合其他學者的研究，吾人可更進一步地了解東亞夏季季風的肇始。

當時序由春季轉換為夏季時，地表（包括陸地與海洋）接收到較多太陽輻射，一方面陸地透過可感熱通量加熱大氣，另一方面較高之海平面溫度透過海氣交互作用輸送水汽至大氣中，經平流至中南半島後產生對流並釋放潛熱，使得上對流層暖心自西太平洋暖水區向西北移上中南半島，造成經向溫度梯度逆轉，同時加熱所釋放出來的可用位能會透過輻散環流轉變為旋轉場的動能 (Krishnamurti, 1985)，使得高層 200 hPa 南亞反氣旋亦向西北移動，其南方並出現東風。此外，東亞及印度越赤道流自赤道洋面上輸送暖溼水汽，導致熱帶大氣更加不穩定，但一切都必須等到西太平洋副熱帶高壓東退出南海之後，西南氣流才得以進入南海，使南海出現深對流，造成東亞夏季季風肇始。換言之，東亞夏季季風肇始的主要特徵之一在於副高是否東退。

本研究已針對東亞夏季季風肇始期間大尺度系統的演變進行定性上的分析，但卻未做定量上的探討。對於東亞夏季季風肇始之概念模式則偏重於熱力方面的影響，並未包括動力方面如低頻振盪、中緯度「隨機」作用力等機制。此外，研究雖指出西太平洋副熱帶高壓對於東亞夏季季風肇始占有決定

性之影響，但是對於副高為何會東退仍不得而知。其他如南海地區之熱力結構、海平面溫度及越赤道流的貢獻多寡等問題，均有待更進一步的探討。唯有解決上述問題，才能真正了解東亞夏季季風肇始的機制，進而增進吾人對季風之預報能力，而能對此地區短期氣候變化的問題上，做出具體的貢獻。

#### 五、誌謝

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 NSC84-2111-M008-009 及 NSC85-2111-M008-008 之資助下完成。

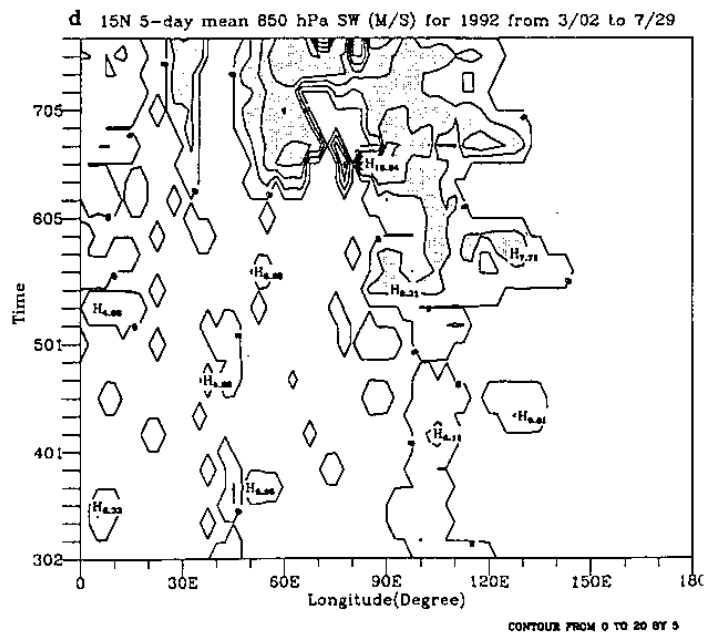
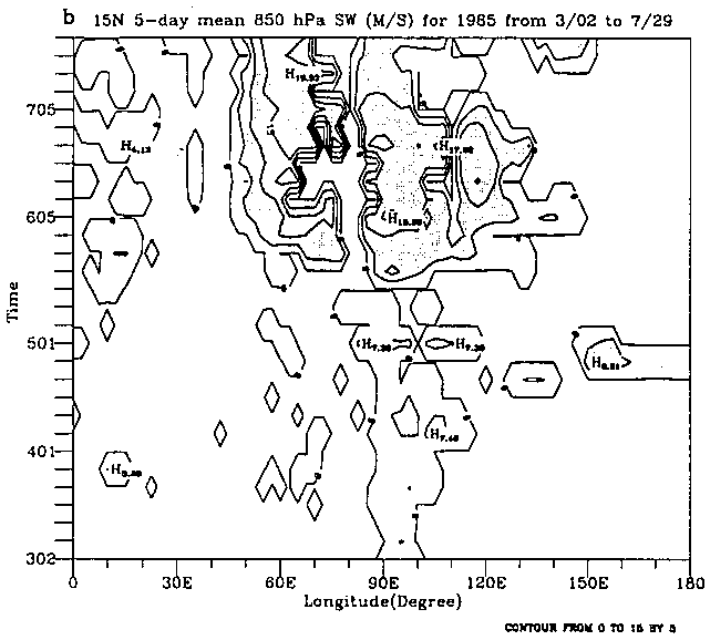
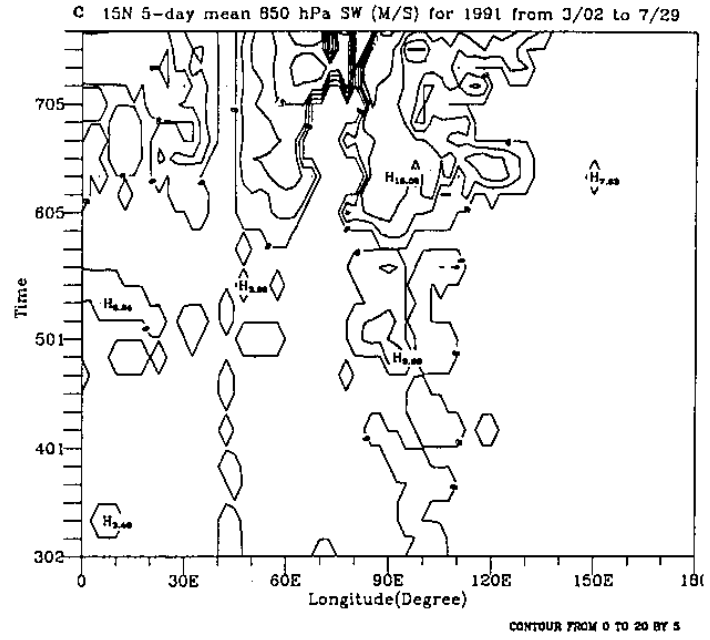
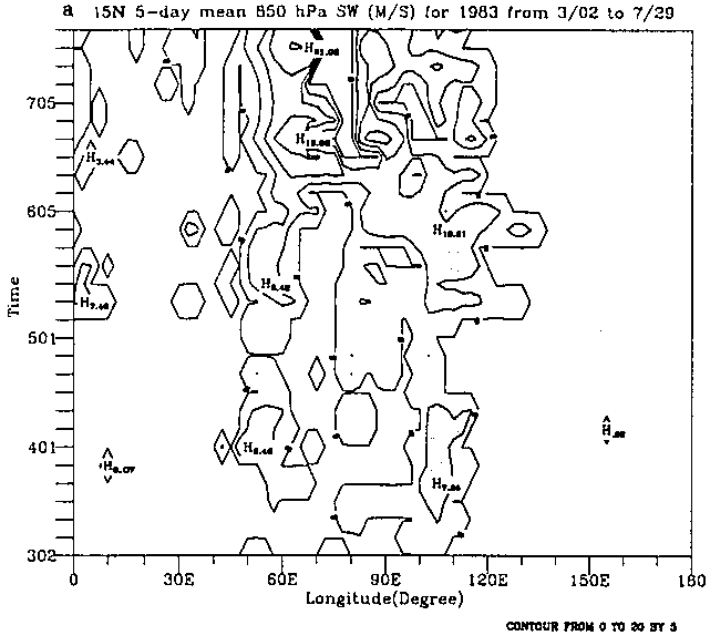
#### 六、參考文獻

- 王作台、黃志銘與胡志文，1992：乾溼梅雨季東亞環流特性之研究。*大氣科學*，20，267-294。
- 陳泰然，1987：台灣乾溼梅雨期之平均環流特徵。*大氣科學*，15，17-30。
- 陶詩言與徐予紅，1994：東亞季風的年際變化與長江淮河流域的夏季降水。海峽兩岸天氣與氣候學術研討會論文集編，p1，中國氣象學會，台北。
- 潘琦，1995：東亞夏季季風年際變化：江淮及台灣地區觀點之探討。國立中央大學碩士論文，112頁。
- 陳孟詩，1996：東亞夏季季風肇始期間大尺度系統轉化特徵之診斷分析。國立中央大學碩士論文，100頁。
- Chang, C. P., and G. T. Chen, 1995: Tropical circulations associated with southwest monsoon onset and westerly surges over the South China Sea. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 3254-3267.
- Chen, T. C., and J. M. Chen, 1995: An observational study of the South China Sea monsoon during the 1979 summer: onset and life cycle. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 2295-2318.
- 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, 1966-1994.
- He, Y. H., C. H. Guan, and Z. J. Gan, 1992: Heat

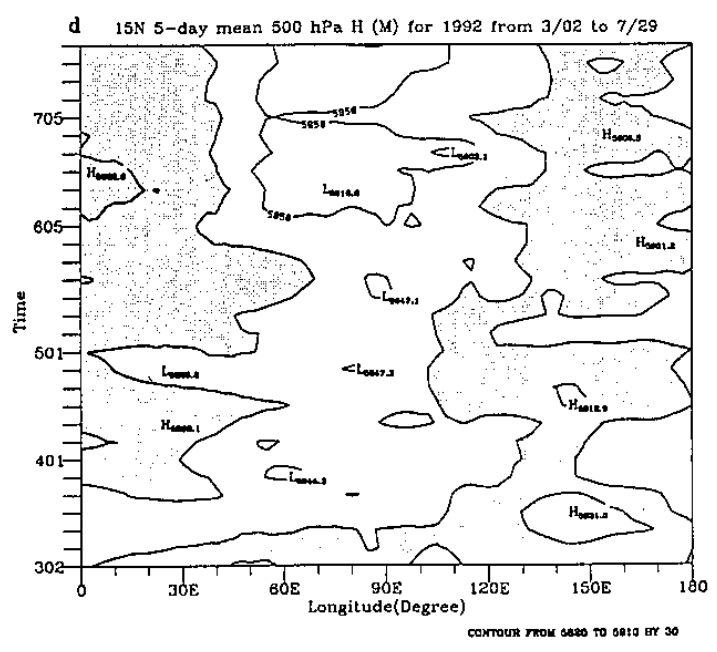
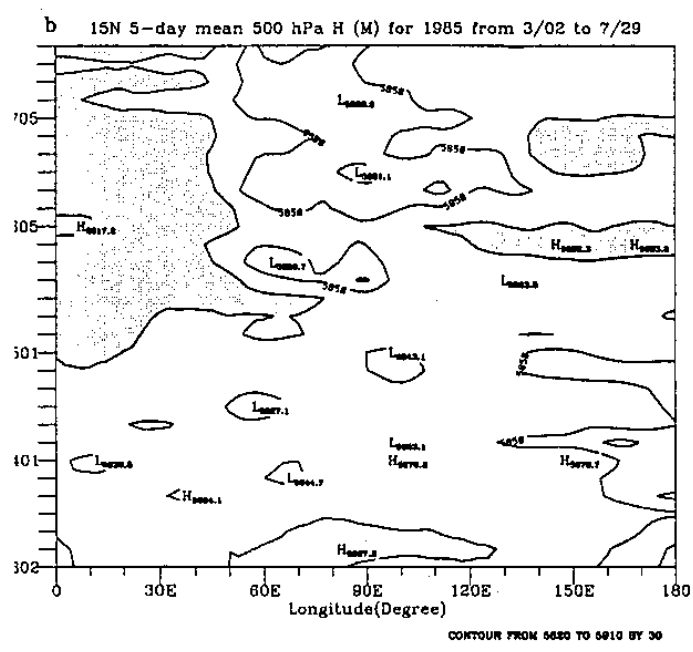
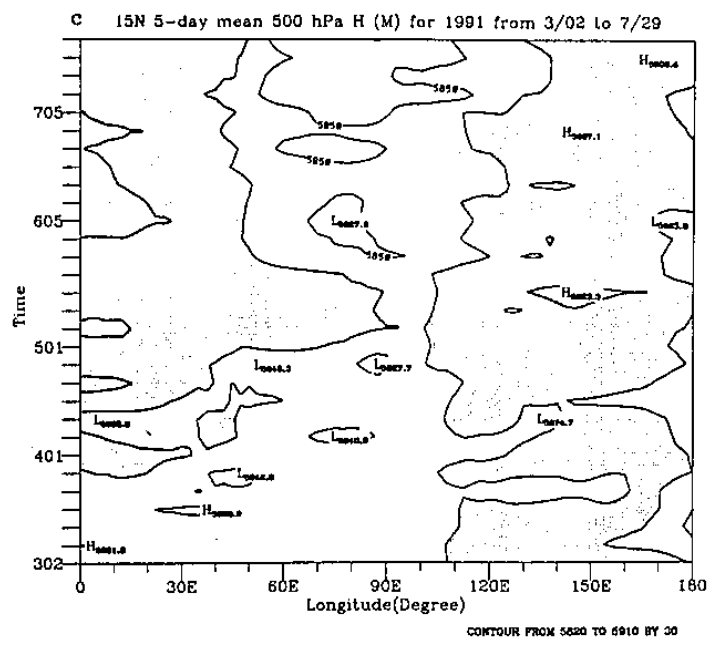
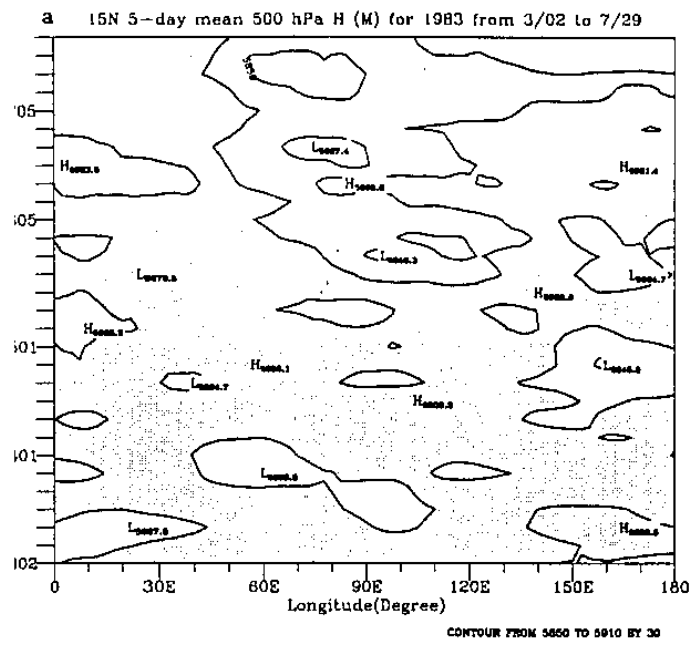
- oscillation in the upper ocean of the South China Sea (in Chinese). *Acta Oceanol. Sin.*, **11**, 375-388.
- Krishnamurti, T. N., 1985: Summer Monsoon Experiment – A review. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1590-1625.
- , and N. H. Bhalme, 1976: Oscillations of a monsoon system. Part I: Observational aspects. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1937-1953.
- Lau, K.-M., 1995: The South China Sea monsoon experiment (SCSMEX): Science Plan. 61pp.
- Orgill, M., 1967: Some aspects of the onset of the summer monsoon over the South East Asia. Report to U.S. army, Contract DA28043-AMC-01303(E), Colorado State University, 75pp. [Available from Dept. of Atmosphere Science, Colorado State University, Fort Collins, CO 80307.]
- Tao, S., and L. Chen, 1987: A review of recent research on the east Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*, C. -P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, 60-92.
- Webster, P. J., 1994: The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions. *Rev. Geophys.*, **32**, 427-476.
- Yanai, M., and C. Li, 1994: Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 305-323.
- , 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.

表一：東亞夏季季風肇始期間各分量演變時間之比較

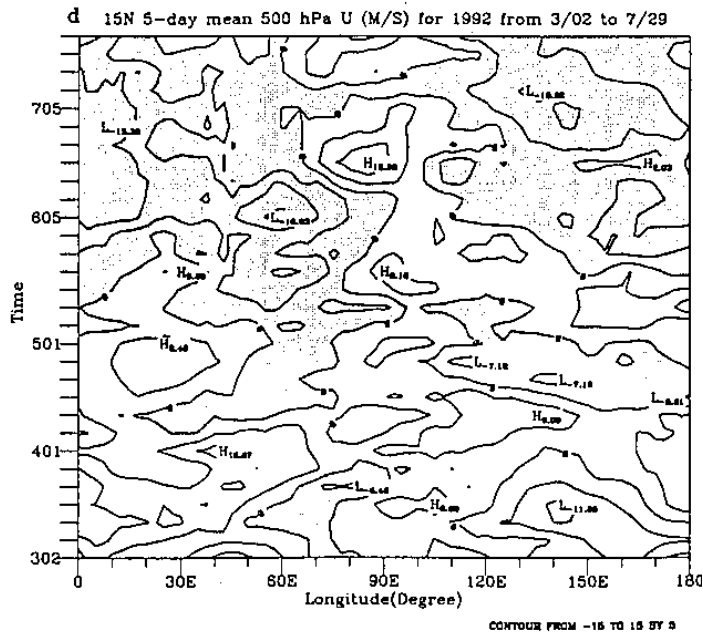
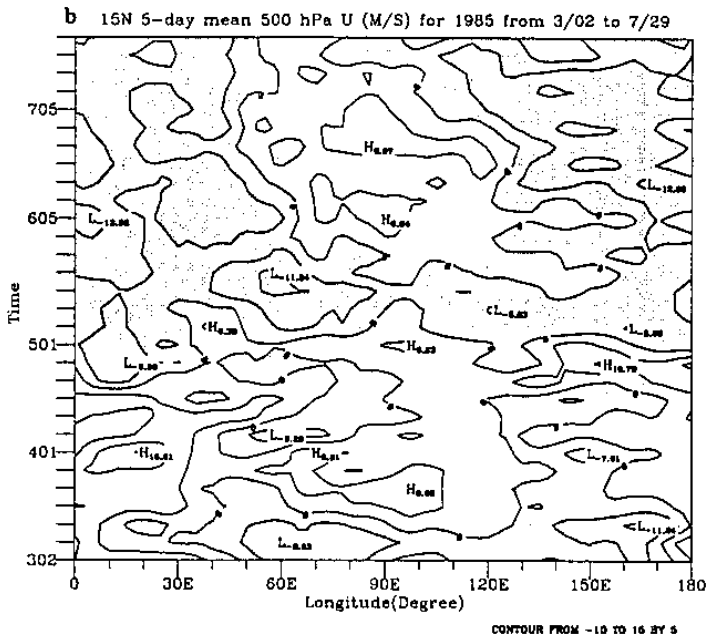
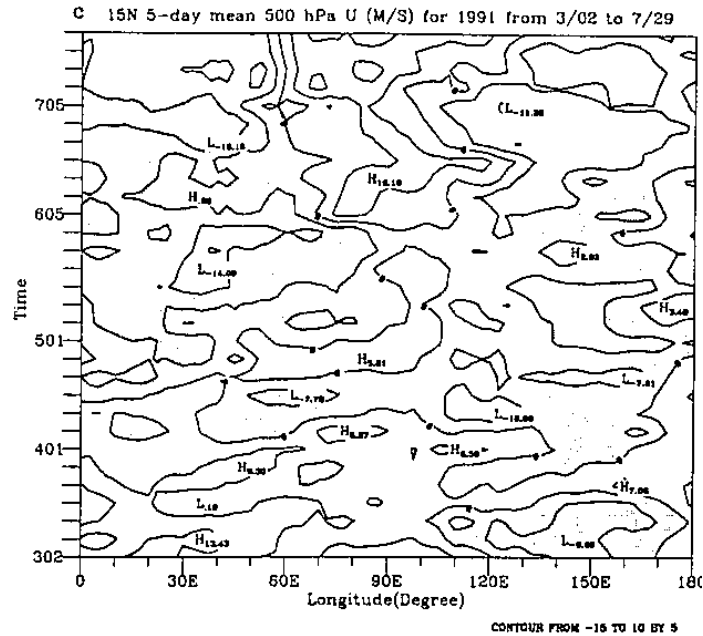
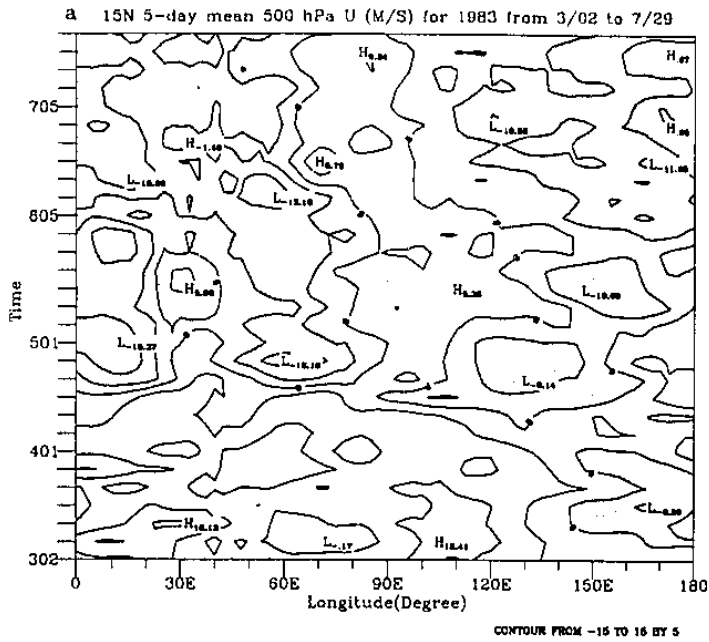
	1983 年	1985 年	1991 年	1992 年
850 hPa 80° E以東出現旺盛西南氣流 (SW>5m/s)	5/11-5/15	5/21-5/25	5/31-6/04	5/16-5/20
850 hPa 東亞越赤道流(110~120° E) 出現	5/11-5/15	5/16-5/20	5/01-5/05	5/16-5/20
南海出現深對流 (OLR<240W/m <sup>2</sup> )	5/21-5/25	5/26-5/30	5/26-5/30	5/16-5/20
南海海平面溫度達到最暖 (SST>30° C)	5/16-5/20	5/11-5/15	5/11-5/15	5/06-5/10
上對流層經向溫度梯度逆轉 (dT <sub>200-500hPa</sub> /dy <sub>5-25° N</sub> )	5/21-5/25	5/01-5/05	4/26-4/30	5/06-5/10
200 hPa 出現東風	5/21-5/25	5/01-5/05	4/21-4/25	5/11-5/15
500 hPa 副高東退出南海 (H>5880m) (u=0)	5/21-5/25 5/11-5/15	----- 5/21-25	6/15-6/19 6/15-6/19	5/16-5/20 5/16-5/20
東亞夏季季風肇始 (850 hPa 五日平均流場)	5/21-5/25	5/26-5/30	6/15-6/19	5/16-5/20



圖一、沿 15° N 850 hPa 五日平均西南氣流 ( $u>0$ ,  $v>0$ ) 之時間序列，分析時間為 3 月 2 日至 7 月 29 日，縱坐標的 302 表示 3 月 2 日至 3 月 6 日之五日平均，以此類推。等值線間隔為 5 m/s，陰影區為風速 > 5 m/s。(a) 為 1983 年，(b) 為 1985 年，(c) 為 1991 年，(d) 為 1992 年。

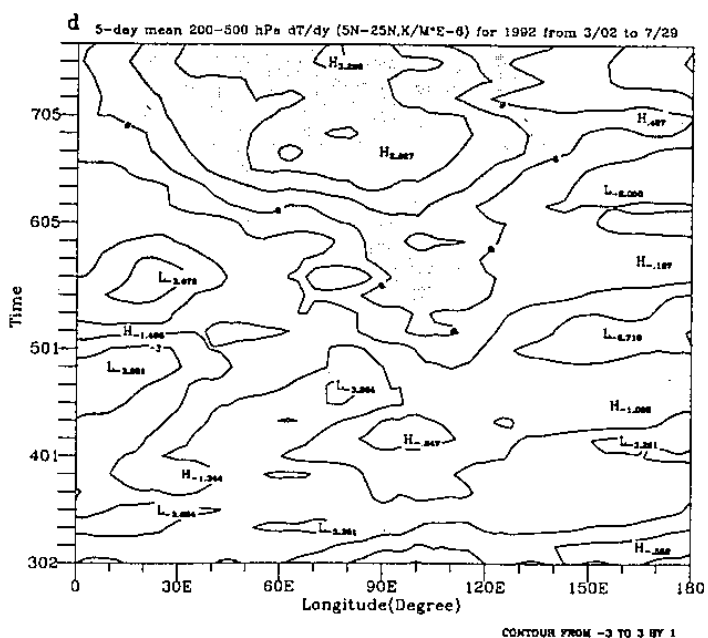
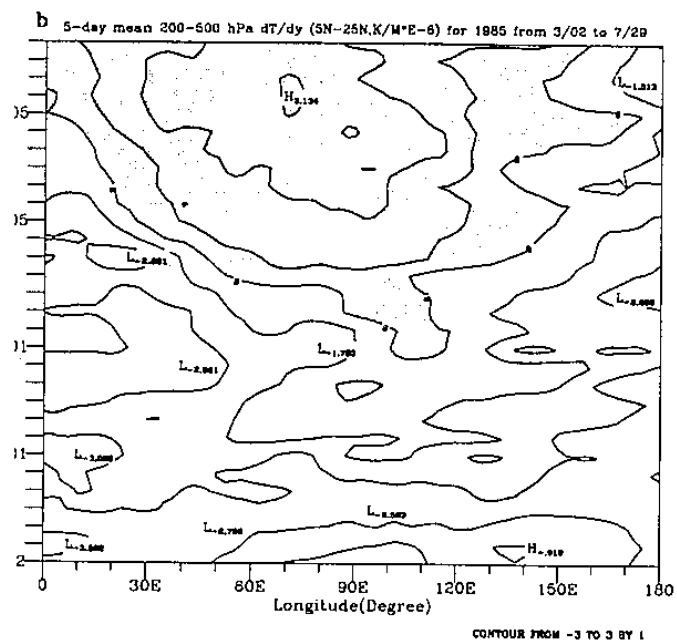
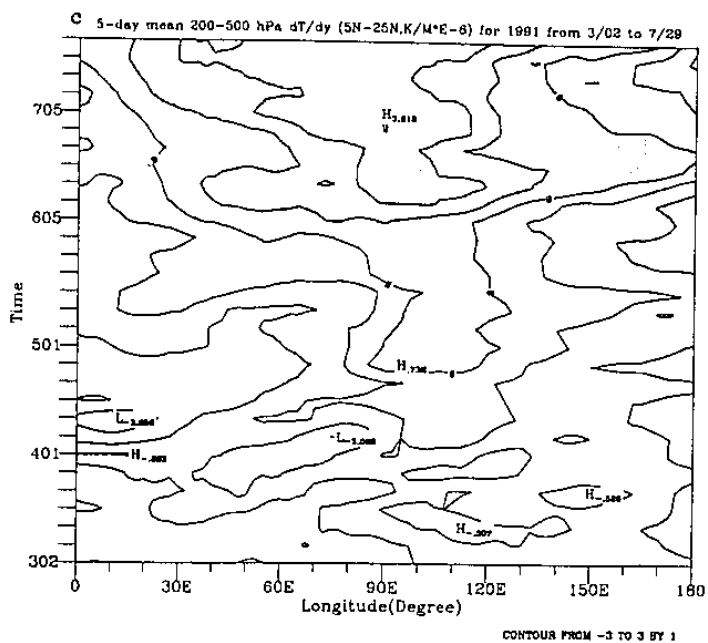
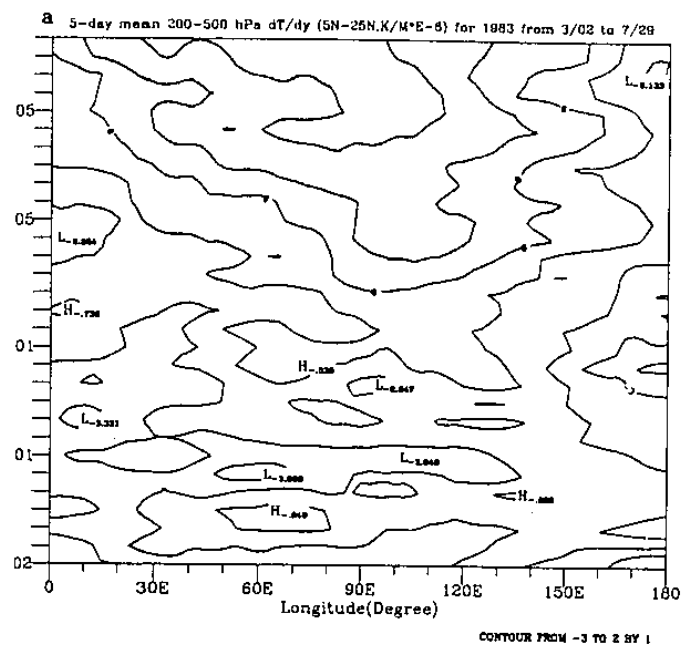


圖二、沿 15° N 500 hPa 五日平均高度場之時間序列，分析時間為 3 月 2 日至 7 月 29 日，等值線間隔為 30 m，陰影區為高度 > 5880 m。(a) 為 1983 年，(b) 為 1985 年，(c) 為 1991 年，(d) 為 1992 年。

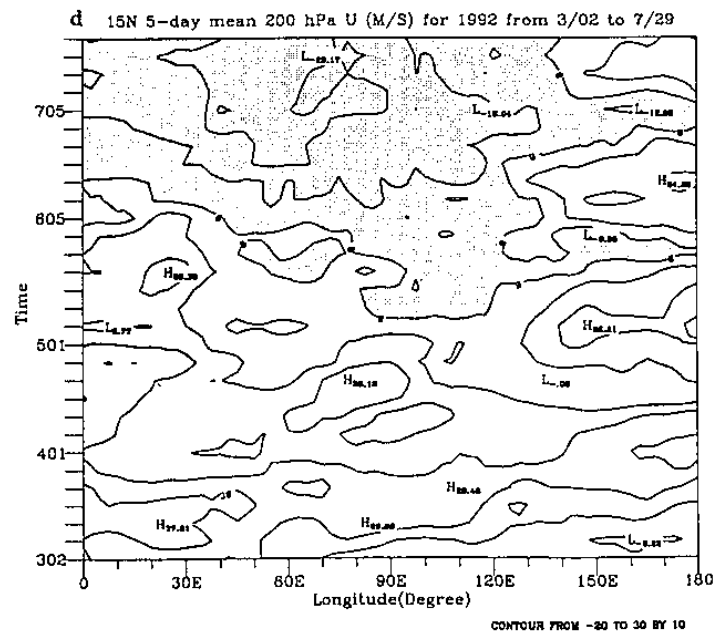
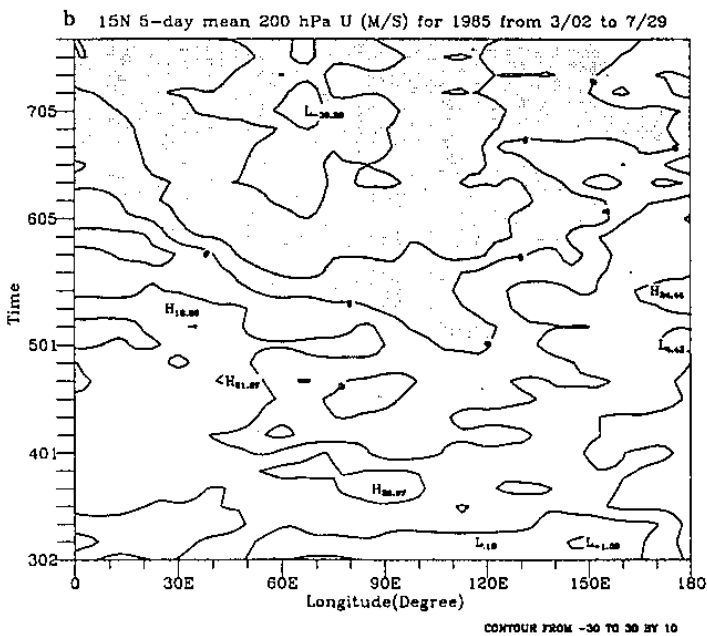
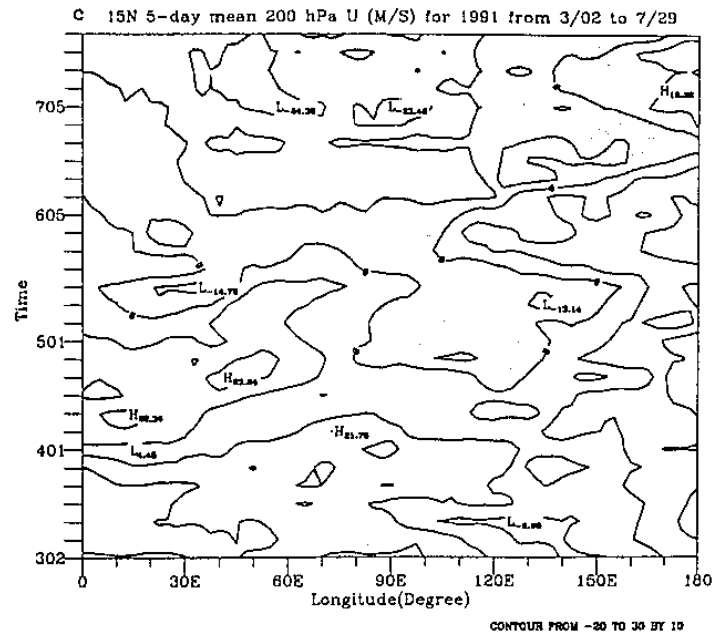
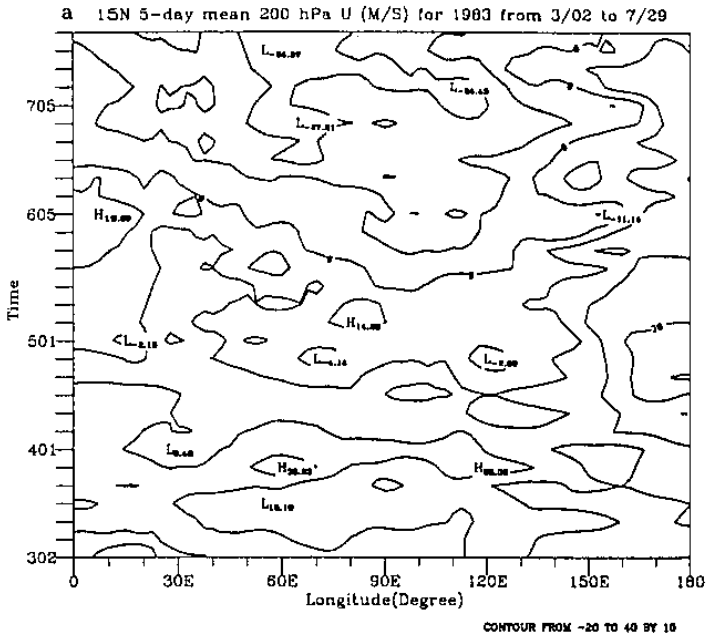


圖三、沿 15° N 500 hPa 五日平均緯向風場之時間序列，分析時間為 3 月 2 日至 7 月 29 日，等值線間隔為 5 m/s，陰影區為風速 < 0 m/s。(a) 為 1983 年，(b) 為 1985 年，(c) 為 1991 年，(d) 為 1992 年。

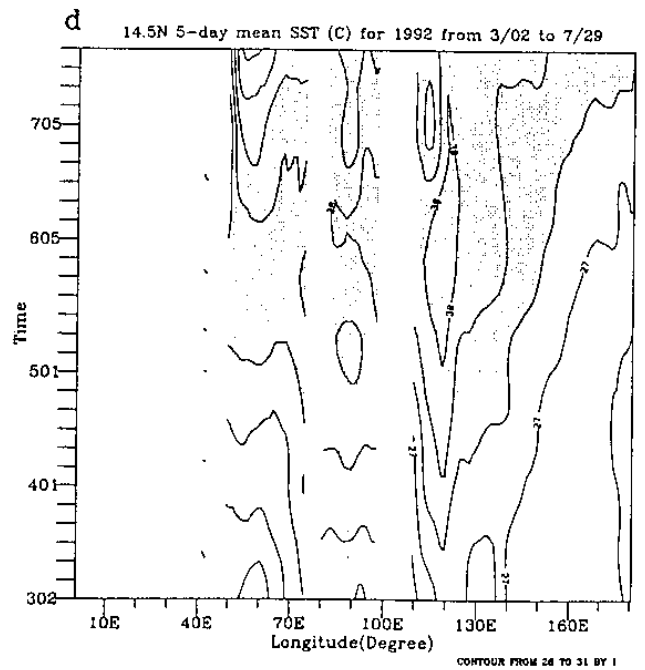
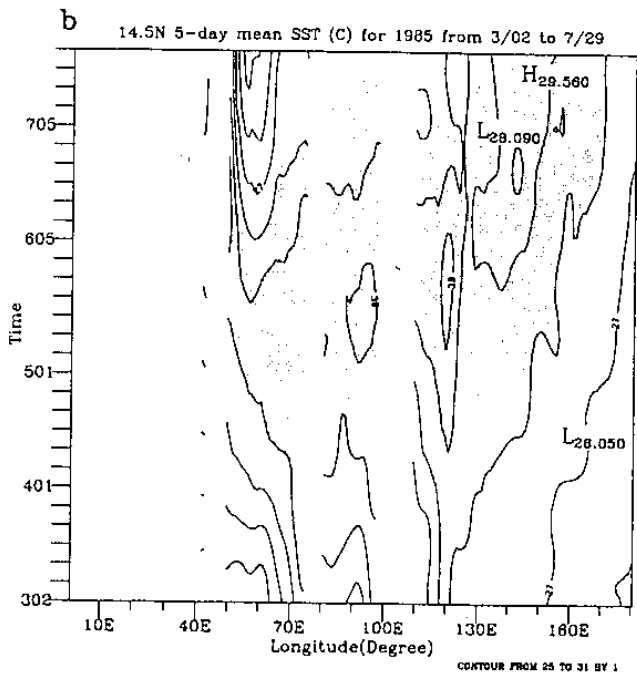
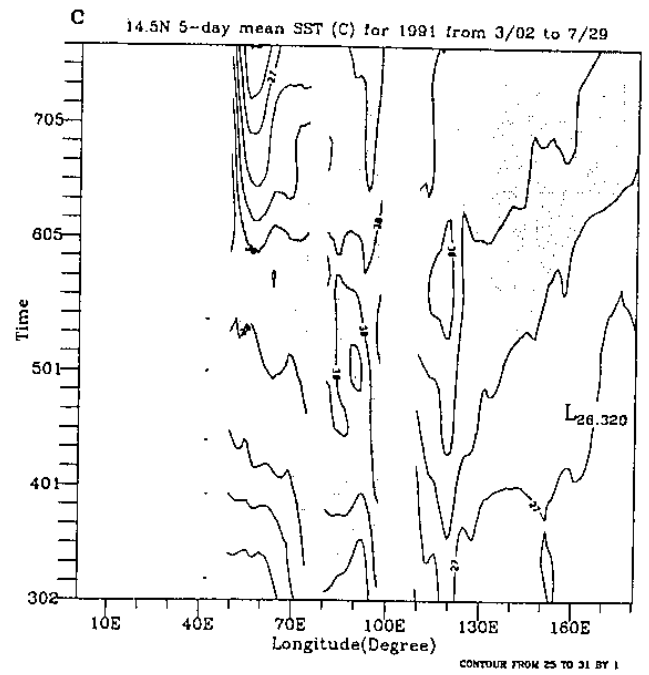
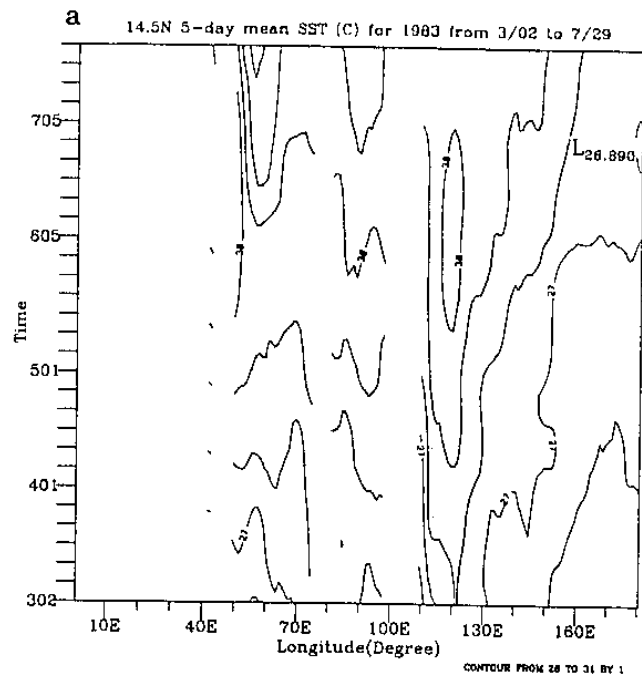




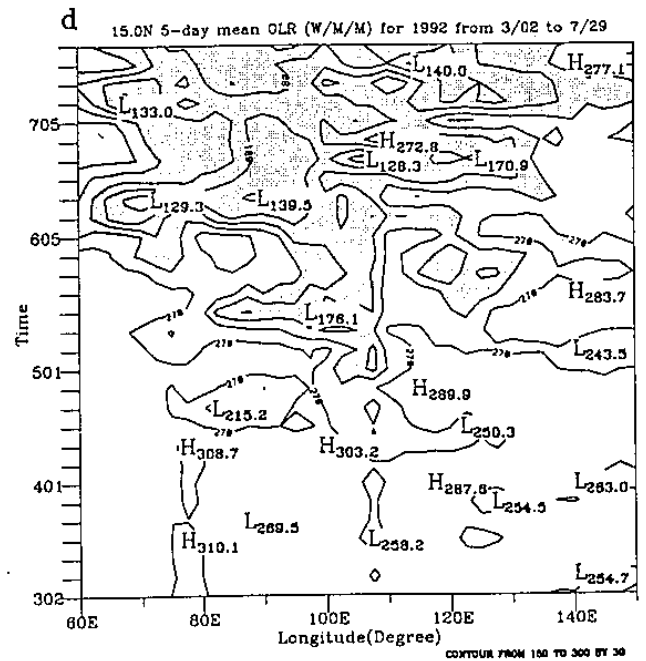
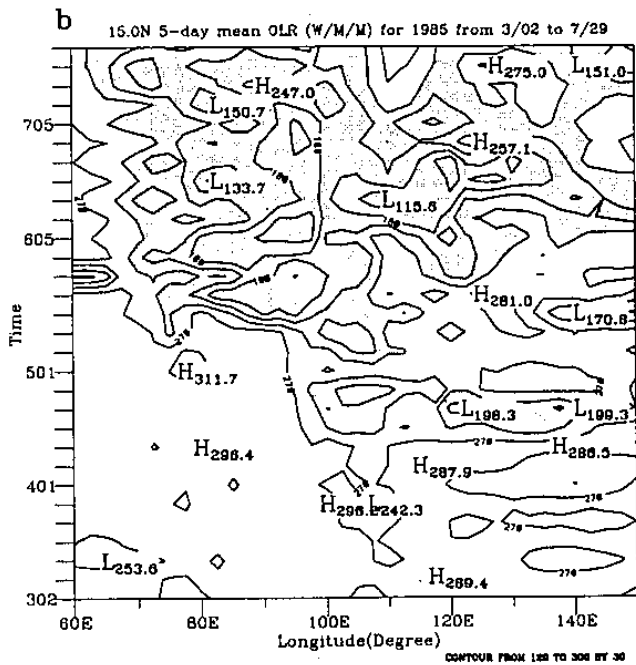
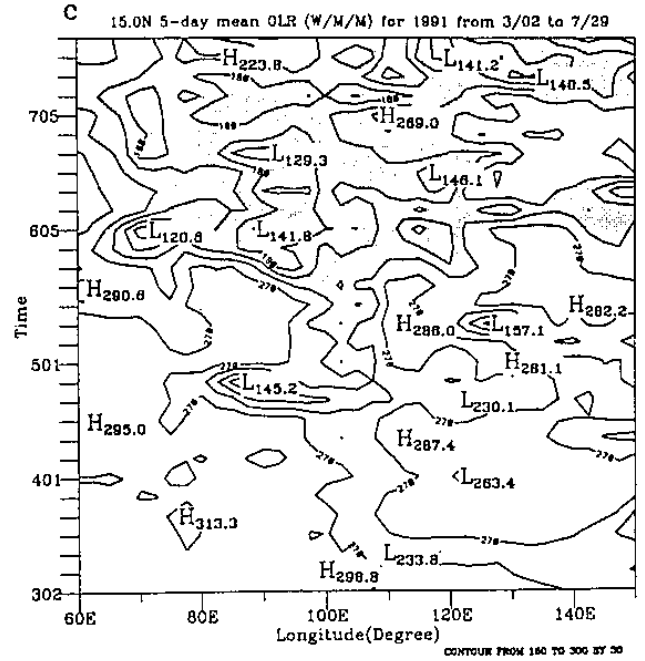
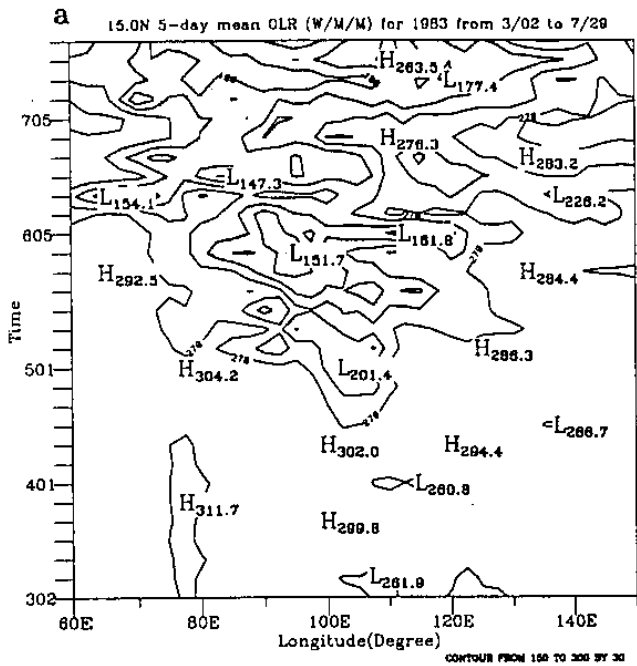
圖四、200~500 hPa 5~25° N 五日平均經向溫度梯度之時間序列，分析時間為 3 月 2 日至 7 月 29 日，等值線間隔為 10-6 K/m，陰影區為  $dT/dy > 0$ 。(a) 為 1983 年，(b) 為 1985 年，(c) 為 1991 年，(d) 為 1992 年。



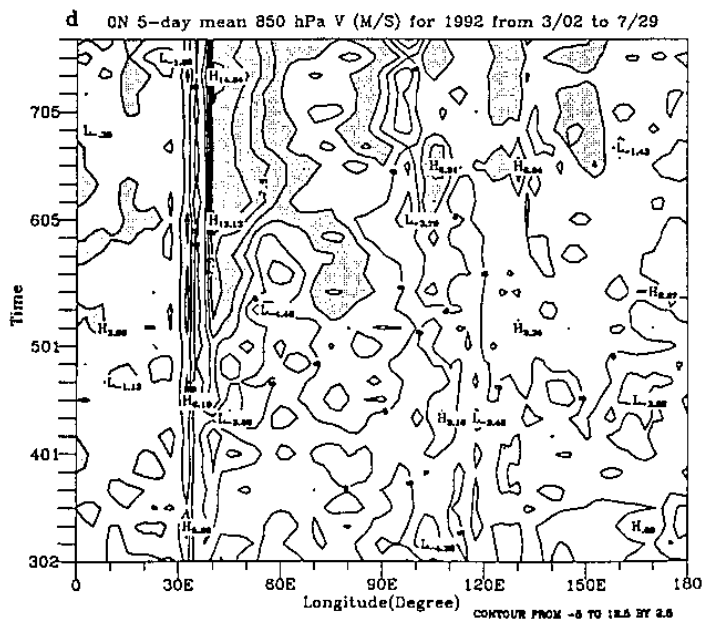
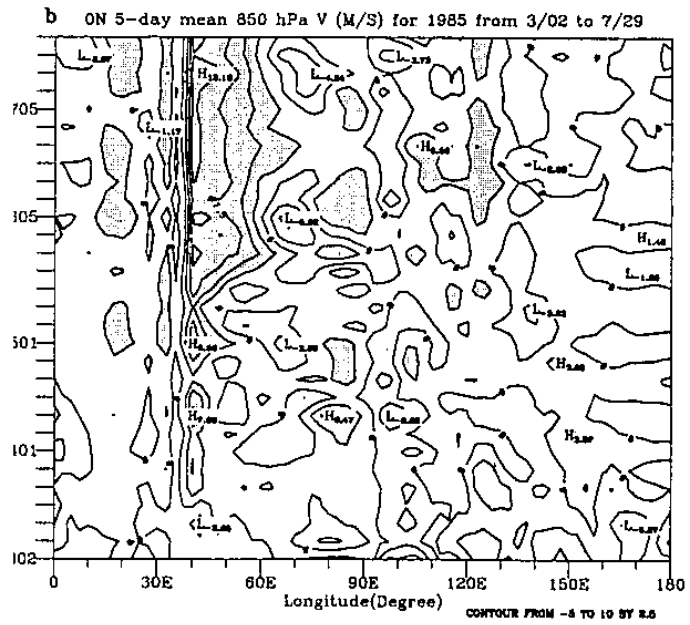
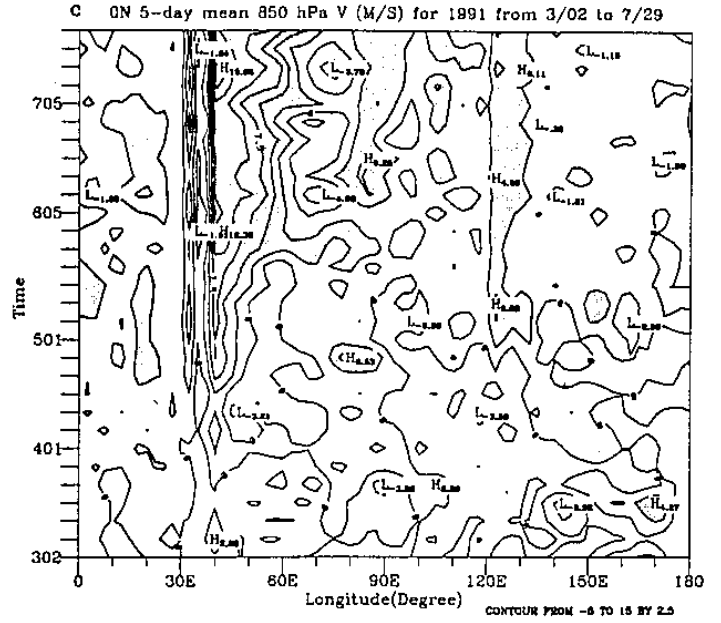
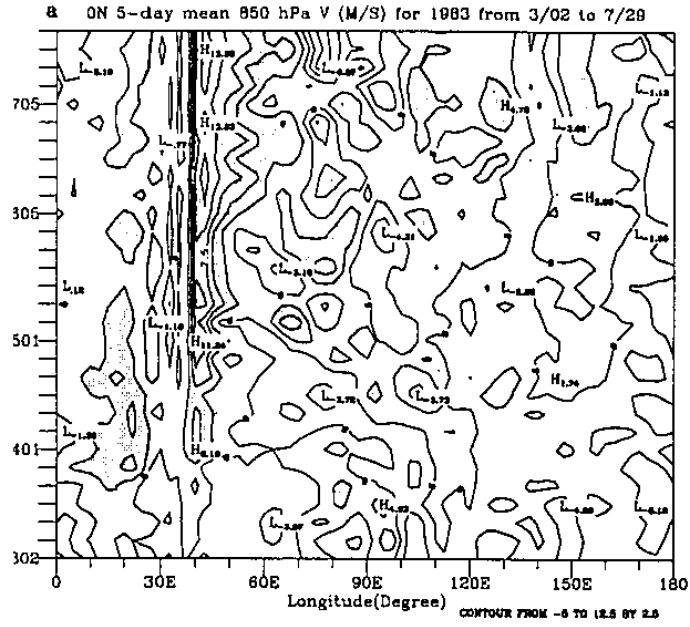
圖五、沿 15° N 200 hPa 五日平均緯向風場之時間序列，分析時間為 3 月 2 日至 7 月 29 日，等值線間隔為 10 m/s，陰影區為風速 < 0 m/s。 (a) 為 1983 年，(b) 為 1985 年，(c) 為 1991 年，(d) 為 1992 年。



圖六、沿 14.5° N 五日平均海平面溫度 (SST) 場之時間序列，分析時間為 3 月 2 日至 7 月 29 日，等值線間隔為 1° C，陰影區為 SST > 30° C。(a) 為 1983 年，(b) 為 1985 年，(c) 為 1991 年，(d) 為 1992 年。



圖七、沿 15° N 五日平均外逸長波輻射 (OLR) 場之時間序列，分析時間為 3 月 2 日至 7 月 29 日，等值線間隔為 30 W/m<sup>2</sup>，陰影區為 OLR < 240 W/m<sup>2</sup>。(a) 為 1983 年，(b) 為 1985 年，(c) 為 1991 年，(d) 為 1992 年。



圖八、850 hPa 五日平均越赤道流 ( $v$ ) 之時間序列，分析時間為 3 月 2 日至 7 月 29 日，等值線間隔為 2.5 m/s，陰影區為風速  $> 2.5$  m/s。(a) 為 1983 年，(b) 為 1985 年，(c) 為 1991 年，(d) 為 1992 年。

# The Evolution of Large-scale Pattern During the Onset of East Asian Summer Monsoon

Meng-Shih Chen      Jough-Tai Wang

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

## ABSTRACT

This study attempts to identify the characteristics of monsoon onset and the evolution of large scale flow patterns during East Asian summer monsoon. The data used in this study are from ECMWF. Years chosen for the analysis are 1983, 1985, 1991 and 1992.

From spring to summer, earth's surface receives more radiation. Land surface provides more heat to the atmosphere through sensible heat flux, and the sea surface transfers more water vapor to atmosphere through air-sea interaction. When the system was advected to Indochina Peninsula, the latent heat is released. Upper-level warm core will move northwestward from warm pool to Indochina Peninsula, such that meridional temperature gradient reverses between land and sea. It was also found that the upper-level South Asian anticyclone moves northwestward with easterlies to the south, and westerly jet jumps northward consequently. The cross-equatorial flow also transfers moisture from equatorial oceanic surface. This causes tropical atmosphere environment becomes more unstable. And it was concluded that the onset of East Asian summer monsoon will not occur until the Subtropical High withdrew from the South China Sea and move northeastward. After the onset, the southwesterlies intensify and deep convection develops over South China Sea.