

# TAMEX年間東亞夏季季風 環流特徵與變化

呂芳川、郭漱泠 張隆男

中正理工學院  
應用物理系

國立中央大學  
理學院

## 摘 要

本文使用 ECMWF/WMO網格點解析資料分析1987年印度洋與西太平洋地區流場、溫度場及重力位高度場等環流隨時間的變化，配合NASA所計算的 OLR資料，探討及分析非絕熱作用的源地及對亞洲西南季風環流強弱變化的影響。

青康藏高原與印度北部地區熱低壓的建立與發展，直接影響亞洲季風的形成，而印度季風的開始與非洲東側海岸的低壓槽變化息息相關，分析1987年西南季風環流強度的時間變化，顯示西南季風啓動的時間較早，季風期（6月初到9月初）也較長，索馬利噴流強度也較強，季風強度存有二次的中斷與復甦現象，此低頻振盪的現象（週期約30天），直接影響太平洋高壓環流的強度變化，造成台灣不同的天氣型態。配合由 OLR資料分析顯示，大範圍深厚對流系統週期性的由印度洋赤道附近往北傳，達印度北部再往東傳，最後併入季風槽，平均週期約30天，此對流系統改變了季風區的熱力結構，且與季風的強弱變化有明顯的相關。

## 一、前言：

氣候資料顯示，台灣地區於初夏存在一相當明顯的降水量最大值，此降水現象為台灣的梅雨期，呂(1990)利用FGGE資料分析，此時期行星尺度環流特徵為：顯著季風環流由南半球印度洋上的馬斯喀連高壓吹出，經過西印度洋橫過赤道，受科氏力偏轉在阿拉伯海上形成西南季風，西南季風與西太平洋高壓脊的東南氣流於菲律賓及其東方海面匯合，形成季風槽，合流後的氣流，以暖濕的熱帶氣團形式沿亞洲大陸東岸北上向中國及日本推進。

印度季風為大範圍不同加熱效應所產生的結果，根據 Krishnamurti (1985); Krishnamurti and Surg (1987) 等學者指出；凝結潛熱釋放區的變動及山脈地形的加熱效果與印度季風的開始(onset) 及維持有密切的關係。Ramamurthy (1969)依據季風中斷現象（大範圍低壓槽移到印度半島北方，印度中部盛行西風，且河流域降水顯著減少）分析1888年到1967年（80年）資料，就平均而言印度西南季風強度有強弱的變化，平均一年至少出現1~2次的中斷現象。Yasunari (1979)利用衛星雲圖資料分析，指出季風環流主要雲雨帶集中於印度北部到西藏高原東南方和北非赤道附近。Murakami(1979)利用1965年到1972年6月1日到9月15日，30°N~30°S的每日

衛星雲圖資料，統計分析指出，印度季風的強弱與印度尼西亞同相位，與西北太平洋、印度洋、非洲地區呈現負相關。

Madden and Julian (1971,1972) 利用中太平洋資料分析顯示，季風區內存在一平均週期約45天的低頻振盪。Yasunari(1979,1980) 利用衛星雲圖分析，指出季風的強弱與40~50天週期振盪有明顯相關，季風強盛，使振盪系統北移，反之則南移。Yasunari(1979)、Krishnamurti and Subrahmanyam(1982)、Krishnamurti(1985)等多位學者提出印度洋地區存在顯著10~20天及40天的振盪，且指出40天週期振盪的波動是由印度洋南部往北傳，橫過赤道到達印度北部再往東傳。Lau and Chan(1985)利用1974~1983年冬季的OLR資料，統計分析證實冬季熱帶地區也存在40~50天的振盪現象。

張與呂(1990)分析FGGE年(1979)年季風環流的強度，指出阿拉伯海至印度地區以及西北太平洋地區的氣壓梯度的時間變化均具有一週期40~45天之低頻振盪，此振盪與印度夏季季風的開始，盛行及中斷有密切的關係，且影響太平洋高壓及東亞季風槽的位置，也影響台灣地區的天氣現象。台灣梅雨期及其雨量存在非常顯著的年際變化(例如：Ching, 1987; 陳, 1987; 曲, 1981)。對於台灣地區梅雨期雨量多寡原因的探討，Ching(1987)利用1941年到1989年40年間資料，將梅雨期的各項氣候特性(入梅日、出梅日、梅雨期日數)與梅雨期雨量做統計分析，結果顯示梅雨期雨量與梅雨日數有正相關。Chen and Jon(1986)則分析低層風場的起源，發現濕梅年個案中，低層風場之風向多為西南風，其起源是印度洋地區；而乾梅年個案中，低層風場之風向多為東南風，起源是太平洋地區。因而本文將利用ECMWF/WMO 網格點解析資料，分別選取1979(梅雨顯著年)與1987年(梅雨不顯著年)，探究此期東亞夏季季風環流特徵與季節性變化，及其造成不同天氣型態的原因。

## 二、資料來源與處理過程：

本文為探討東亞夏季季風的環流特性與變化，取用的資料是副熱帶資料庫所存，1987年ECMWF/WMO的網格點分析資料，包括三維的速度場、重力位高度場、溫度場及濕度場。另外為探討季風環流區內熱源與深厚對流對環流的影響，亦採用NASA所計算的OLR資料。

OLR 資料(2.5° x 2.5°)是顯示長波輻射能量的強弱，通常用以確認對流積雲的發展，當積雲發展旺盛、高度較高時，由於雲頂溫度較低，衛星接收的輻射量較低，OLR值較低；反之，若雲層較低或晴空，則長波輻射強度較高，則顯示

較大的OLR值。因此，透過OLR分析，可探討對流積雲的分布，而積雲內部的潛熱釋放是非絕熱作用的重要因素，也為熱力的起源。

為求進一步探討季風區的垂直環流場，瞭解季風區在南北向哈德雷環流及東西向沃克環流的貢獻，採用Endlich(1967)的反覆法，將水平風場分成旋轉分量( $V_R$ )與輻散分量( $V_D$ )，且滿足 $V=V_R+V_D$ ,  $V_R \cdot V_D=0$  特性，再利用Sweet(1973)的直接法，由輻散分量的解伯桑方程式(Poisson equation)，求得速度位場與流線函數場，再配合OLR資料，探討季風區的熱力特性與對環流的貢獻。

為探討西南季風區，西南季風環流強度的變化，利用季平均資料確定季風的強度，將選取索馬利噴流為西南季風指標，引用Murakami(1979)的中通濾波器(Band-Pass Filter)，以探討西南季風環流低頻振盪的特性，及其與太平洋高壓環流彼此間的互動關係，和對台灣地區天氣的影響。

## 三、平均季風環流與其演變

季風環流，源自大範圍的不同加熱效應，圖(1)為印度洋與西太平洋低層(850毫巴)夏季平均風場，歐亞大陸地區風速微弱，風向多變化，印度西南季風區則顯著橫越赤道氣流由南印度洋北上，橫過赤道偏轉形成西南西或西南氣流，且於非洲東岸形成索馬利噴流，噴流強度季平均達18.9m/sec(較1979年季平均強度17.8m/sec強)，太平洋西部地區在副熱帶高壓籠罩下，平均風速微弱(但較1979年強盛)，但環流型態也較顯著。圖(2)為此期季平均流線場，此期印度洋與西北太平洋間，橫越赤道氣流主要分成兩支：第一支由南半球馬斯喀連高壓吹出，經印度洋橫過赤道，由孟加拉灣北上，到印度北部，將大量南印度洋的水汽與質量往北半球傳送，且於索馬利亞外海形成一顯著的低層噴流(索馬利噴流)，西南氣流由於山脈(西藏高原)阻擋，氣流舉升，於山脈南麓印度北部地區，形成顯著降水。第二支橫越赤道氣流由澳洲高壓吹出，由南中國海北上，到達西北太平洋，且與太平洋高壓脊環流匯合形成間熱帶輻合帶，此輻合槽強弱與走向對西北太平洋地區熱帶擾動的生成、發展、運行，有明顯的相關。圖(3A, 3B)為高層夏季平均流線場與風場，東南亞季風區完全受西藏高壓環流所籠罩，西藏高壓異常發展(另一分裂中心“伊朗高壓”相對的減弱)，此時期東北風盛行於110°E赤道附近，由印尼婆羅洲一帶越過赤道，有效將東西向動量及熱量輸送到南半球，此橫越赤道的東北氣流，侵入印度洋偏轉，加強南半球中緯度西風氣流。圖(3B)中季風區，印度北部青康藏高原南麓，由於深厚熱對流潛熱釋放，熱力

效果形成顯著東風噴流，中心強度達 $23.1\text{m/sec}$ 。圖(4)為印度洋與西太平洋高層200毫巴面夏季平均風場輻散分量的流線場，熱力環流自孟加拉灣、西南季風區及間熱帶輻合帶三地區上升，南北向哈德雷環流主要沉降區南支位於南半球副

熱帶高壓區，下降氣流助長南半球馬斯喀連高壓與澳洲冷高壓，使低層季風區南高北低的氣壓趨勢更形顯著，加強了低層印度西南季風環流與東亞季風環流。部分北支氣流下降於北半球 $45^{\circ}\text{N}$ 以北地區。東西向往東氣流主要下降區位於中太平洋，助長太平洋高壓的發展。往西傳遞的熱力環流主要下降區位於喜馬拉雅山西部與巴基斯坦一帶，此沉降高壓的建立與發展備受注目與印度西南季風的開始與維持，有很大的關係。

探討季風環流的演變過程，圖(5)為5月份低層月平均流線場，此期南半球印度洋地區已建立強盛東風氣流，但局限於 $10^{\circ}\text{S}$ 以南，與1979年比較，西南氣流非常的微弱，東亞季風區內尚籠罩於中緯度西風氣流，西風氣流帶來乾燥的沙漠性空氣，造成阿拉伯海與印度北部地區溫暖乾燥，無顯著對流系統。但相對的太平洋副熱帶高壓脊環流較1979年異常的發展，台灣處於高壓環流籠罩下，就環流而言，較不利於降水的發生。圖(6)為6月份低層平均流線場，此期間西南季風已發展完整，西南季風籠罩整個西南季風區，索馬利噴流軸心月平均風速已達 $18.3\text{m/sec}$ ，西太平洋高壓環流相對的東退且勢力減弱，與1979年比較，顯示西南季風異常發展，(1979年索馬利噴流軸心強度只達 $15.8\text{m/sec}$ )太平洋高壓環流也異常退縮，季風槽相對的減弱與不明顯。由5月、6月的環流變化，意味著1987年台灣梅雨的不顯著現象，主要是5月副熱帶高壓的異常發展，而西南氣流的相對減弱，台灣在太平洋高壓脊籠罩下，而6月份又由於西南季風的異常發展，太平洋高壓的相對減弱與東退，使輻合槽減弱，不利台灣地區的降水。

## 四、季風環流強度的時間變化

索馬利噴流為印度夏季季風累積的效果，Findlater(1969)指出其可為印度季風環流強弱與開始的指標。圖(7A, 7B, 7C)為索馬利噴流區( $47.5^{\circ}\text{E}\sim 60^{\circ}\text{E}$ ,  $5^{\circ}\text{N}\sim 12.5^{\circ}\text{N}$ )季平均風速大於 $15\text{m/sec}$ ，850毫巴面東西向風場分量隨時間的變化圖，顯示西南季風於6月初迅速啟動，一直持續到9月上旬。圖(7B)為其頻譜分析圖，顯示季風區存在一週期 $30\sim 50$ 天的低頻振盪。圖(7C)為經過濾波後東西向風場低頻分量的時間序列圖，顯示西南季風自6月初開始後，存有二次明顯的中斷現象。為配合與1979年相比較，圖

(8)為索馬利噴流區( $47.5^{\circ}\text{E}\sim 60^{\circ}\text{E}$ ,  $5^{\circ}\text{N}\sim 12.5^{\circ}\text{N}$ )五日平均動能從5月到9月隨時間變化情形，印度西南季風於6月初啟動，其間經過兩次的中斷與三次的活躍期，於9月初減弱消失，平均週期約30天。圖(9)為1979年相對應區域( $45^{\circ}\text{E}\sim 65.625^{\circ}\text{E}$ ,  $5.625^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$ )季平均風速大於 $15\text{m/sec}$ 印度西南季風強度變化的情形，季風於6月中旬迅速建立，其中只有一次中斷與復甦的現象，季風於8月中旬即結束，平均週期約35天。比較此二年特性，季風區的索馬利噴流與阿拉伯海到印度地區的風場、氣壓梯度等的強度變化均具 $30\sim 50$ 天的低頻振盪，但TAMEX年的低頻振盪週期較短，季風平均強度也較強，季風期也較長，此環流強度變化直接影響鄰近副熱帶太平洋高壓環流及附近的環流，造成不同的天氣型態。

阿拉伯東部，非洲東岸與阿拉伯海間大範圍東西向的海陸分布，青康藏高原與南方冷海面間南北向不同的加熱現象，累加效果，形成南高北低的氣壓梯度，產生了索馬利噴流，所以青康藏高原廣大熱低壓的建立及非洲東岸所形成的熱力槽與索馬利噴流的建立與維持有很大的關係。圖

(10)為1987年5月1日起至8月28日，一連串的五日平均重力位高度場圖，5月25日以前，青康藏高原與印度北部無熱低壓的建立，相對應的OLR圖上，此地區為中緯度西風帶來乾燥的沙漠性空氣，溫度偏高不利對流雲的產生。5月26日到6月4日間青康藏高原熱低壓迅速建立，範圍且迅速擴大到印度北部與巴基斯坦一帶，同時非洲東岸熱力槽也先行建立，形成一啣筒抽拉現象，導引橫越赤道氣流於非洲東部東岸進入阿拉伯海，形成顯著西南季風，且使6月5日到6月9日間西南季風進入活躍期，隨後由於熱低壓與非洲東岸熱力槽的減弱，使季風呈現第一次中斷現象。圖(11)為1987年6月5日第一次西南季風活躍期到7月14日第二次季風活躍期間，印度洋與西太平洋地區OLR的連續5日平均圖。6月5日第一次季風活躍期間，青康藏高原與印度北部熱低壓地區，由於西南季風帶來充分的水汽，加以地形阻擋舉升，熱低壓處深厚對流積雲旺盛，使南北向熱對比減弱，相對的熱低壓特性也減弱收縮，西南季風也迅速減弱，於6月下旬前期發生中斷現象，但隨後由於積雲對流的減弱，熱低壓與非洲東岸熱力槽再次建立，使西南季風再次的啟動與活躍。追蹤此深厚對流系統，發現於6月5日到9日OLR平均圖上的深厚對流系統，除青康藏高原熱低壓處的廣大深厚對流系統外，於南半球印度洋南部( $8^{\circ}\text{S}$ ,  $67^{\circ}\text{E}$ )附近也存在一有組織的深厚對流系統，隨後此對流系統往北與北北西移動，橫過赤道到達印度北部，再往東傳併入季風槽，平均週期約 $30\sim 40$ 天。而6月5日到9日青康藏高原熱低壓處的對流系統，也不是原地氣流舉升所引發的。換言之，西南季風或索馬利噴流隨時間的變化，主要是受大範圍不同加熱效應所產生氣壓梯度的隨時間變化。西藏高原地區非絕熱效應所產生熱低壓的膨脹和收縮，呈現的

週期變化與夏季印度西南季風低頻振盪重合，如果分析阿拉伯和印度北部地區 850毫巴面重力位高度場 1425gpm 到 1440gpm 區域的變化，我們發現此區域與阿拉伯海及印度地區的南北向振盪及索馬利噴流動能變化相當配合。有關季風期間，氣壓梯度變小，季風中斷及又復甦的現象，由 OLR資料顯示，季風開始後，季風區深厚對流雲的移入，雲層陰影阻擋太陽短波的入射，減弱溫度梯度效應，引起季風的變化。

## 五、結論

本文使用 1987年 ECMWF/WMO全球網格各定壓層面氣象資料，探討東亞夏季季風環流的特性，及其低頻振盪的情形，也配合 NASA所計算的 OLR資料，探討及分析季風區非絕熱作用的來源及其對季風環流的影響。結果發現：

- (一) 1987年西南季風平均而言，提早在 6月初發生，而延後到 9月初結束，時間較長，影響範圍也較大，平均強度也較強。
- (二) 1987年西南季風呈現低頻振盪的現象，季風期間，發生兩次中斷與復甦現象，其振盪週期約 30天，較平均值略短。
- (三) TAMEX年間內 5月印度洋與西北太平洋平均流場發現，西太平洋高壓脊異常發展，西北太平洋完全在高壓沉降氣流籠罩下，不利於降水。而 6月份相對的西南季風充分的發展，太平洋高壓環流東退，促使輻合帶北移，不利於台灣降水，也是使 1987年成爲梅雨不顯著年的原因。
- (四) 西南季風氣流的啓動、中斷、及復甦現象與印度北部青康藏高原的熱低壓及非洲東岸熱力槽的建立有明顯的相關。
- (五) OLR資料分析顯示，深厚對流呈現週期性低頻變化，由南半球印度洋赤道地區北上達印度半島北部，熱低壓區由於對流雲的移入，改變溫度梯度熱力效應，引起季風的強度變化。

## 六、參考文獻

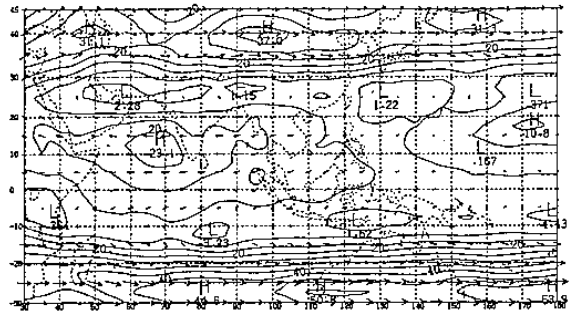
- 曲克恭，1981：台灣梅雨之可預測度。異常氣候研討會論文彙編，中央氣象局，155-170。  
呂芳川，1990：亞洲夏季季風環流的時空變化。中央大學博士論文。110 頁。

- 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。  
張隆男、呂芳川，1990：1979年亞洲季風環流特徵與變化。中央氣象局天氣分析與預報研討會。台北，台灣。509 - 517。  
張隆男、林坤龍、朱延祥，1990：台灣地區氣象因子之低頻振盪及其與亞洲季風環流之關係。中央氣象局天氣分析與預報研討會。台北，台灣。499 - 508。  
Ching, S.H., 1987: Climate fluctuations of Taiwan's Mei-Yu (Plum-Rain). J. Eng. Environ., 8, 55-68.  
Endlich, R.M., 1967: An iterative method for altering the kinematic properties of wind field. J. Appl. Meteor., 6, 837-844.  
Findlater, J., 1969: Interhemispheric transport of air in the lower troposphere over the Western Indian Ocean. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 95, 400-403.  
Krishnamurti, T.N. and Subrahmanyam, 1982: Sensitivity of monsoon onset of differential heating. J. Atmos. Sci., 39, 1290-1306.  
Krishnamurti, T.N., 1985: Summer monsoon experiment - a review. Mon. Wea. Rev., 113, 1590-1626.  
Krishnamurti, T.N. and N. Surgi, 1987: Observational aspects of summer monsoon. In Monsoon Meteorology. Chang, C.P. and T.N. Krishnamurti ED. Oxford Univ. press. 3 - 25.  
Lau, K.M. and P.H. Chan, 1985: Aspects of the 40-50 day oscillation during the Northern Winter as inferred from outgoing long-wave radiation. Mon. Wea. Rev., 113, 1889-1909.  
Madden, R.A. and Julian, P.R., 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. J. Atmos. Sci., 28, 702-708.  
Madden, R. A. and Julian, P.R., 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. J. Atmos. Sci., 29, 1109-1123.  
Murakami, M., 1979: Large-scale aspects of deep convective activity over the GATE area. Mon. Wea. Rev., 107, 994-1013.  
Ramamurthy, k., 1969: Some aspects of the break in the Indian southwest monsoon during July and August. Forecasting Manual No.IV-18.3, India Meteor. Dept., Poona, 1-57.  
Sweet, R.A., 1973: Direct methods for the solution of Poisson's equation on a staggered grid. J. Comp. Phys., 12, 422-428.

Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the North Hemisphere Summer Monsoon. J. Meteor. Soc. Japan, 57, 227-242.

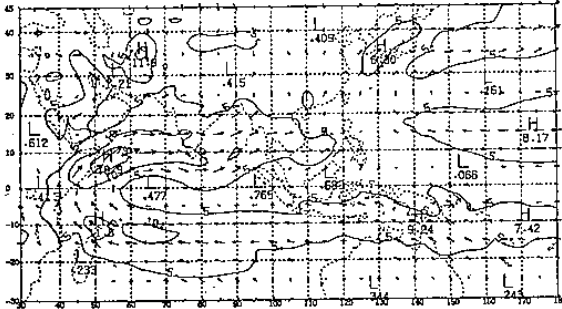
Yasunari, T., 1980: A quasi-stationary appearance of 30 to 40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India. J. Meteor. Soc. Japan, 58, 225-229.

6.01--8.31: 12Z :1987 P: 200MB SUMMER MEAN WIND-FIELD  
UNIT: M./SEC., INTERVAL=5.0



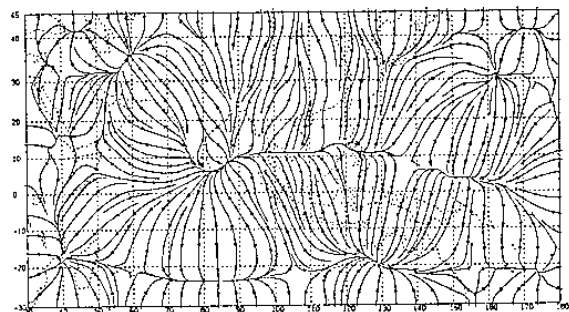
圖(3B): 與圖(1)同, 但為200毫巴面。

6.01--8.31: 12Z :1987 P: 850MB SUMMER MEAN WIND-FIELD  
UNIT: M./SEC., INTERVAL=5.0



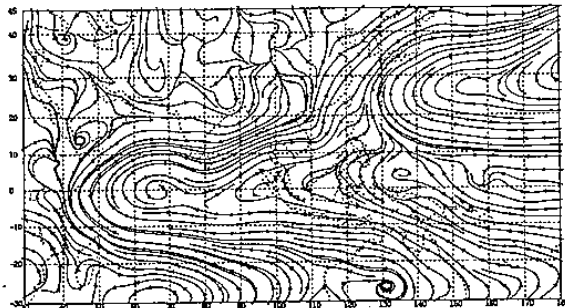
圖(1): 印度洋與西太平洋低層(850毫巴)夏季平均風場。等風速線間隔為5m/sec。

6.01--8.31: 12Z :1987 P: 200 MB SEASON MEAN STREAMLINE (DIV)



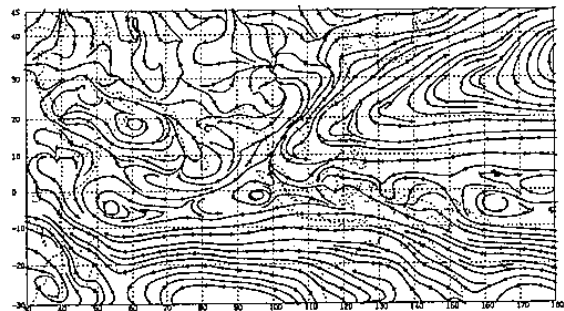
圖(4): 印度洋與西太平洋高層(200毫巴)夏季平均風場輻散分量( $U_x, V_x$ )的流線場。

6.01--8.31: 12Z :1987 P: 850MB SUMMER MEAN STREAMLINE



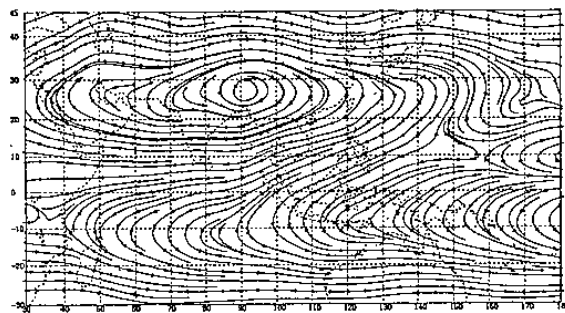
圖(2): 印度洋與西太平洋地區低層(850毫巴)夏季平均流線場。

5.01--5.31: 12Z :1987 P: 850MB MONTHLY MEAN STREAMLINE



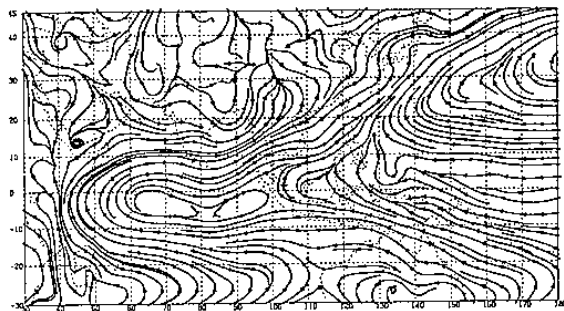
圖(5): 印度洋與西太平洋 5月份低層(850毫巴)平均流線場。

6.01--8.31: 12Z :1987 P: 200MB SUMMER MEAN STREAMLINE



圖(3A): 與圖(2)同, 但為200毫巴面。

6.01--6.30: 12Z :1987 P: 850MB MONTHLY MEAN STREAMLINE



圖(6): 印度洋與西太平洋 6月份低層(850毫巴)平均流線場。

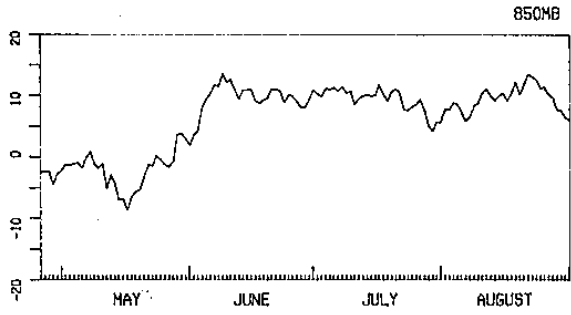


圖 (7A)：索馬利噴流區 850 毫巴面東西向風場分量隨時間的變化圖。

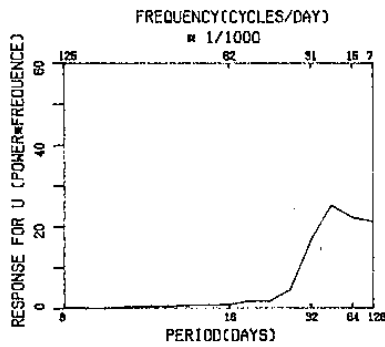


圖 (7B)：索馬利噴流區 850 毫巴面東西向風場分量的頻譜分析圖。

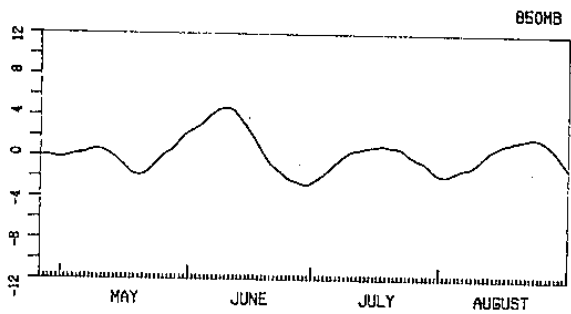


圖 (7C)：索馬利噴流區 850 毫巴面東西向風場分量濾波後低頻分量的時間序列圖。

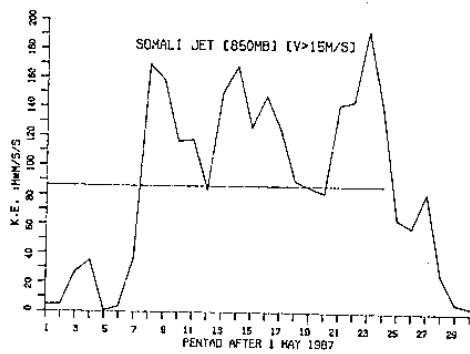


圖 (8)：索馬利噴流區五日平均動能從 5 月到 9 月隨時間變化情形。

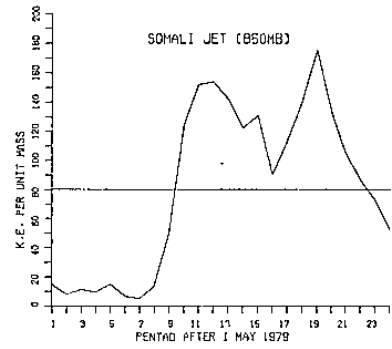
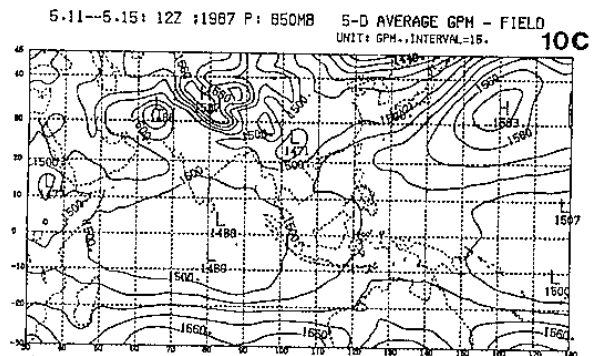
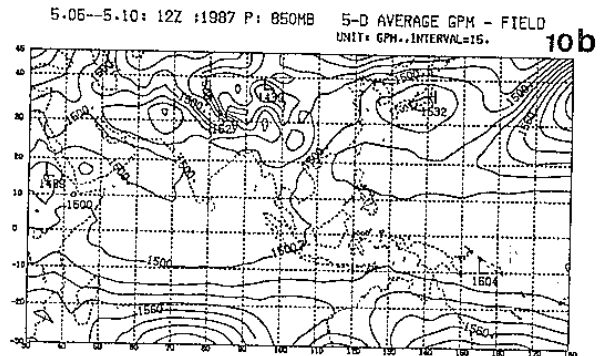
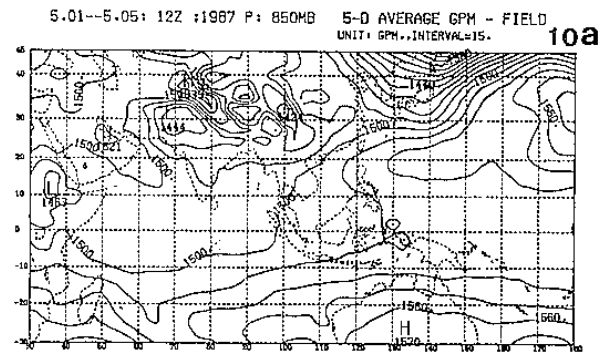
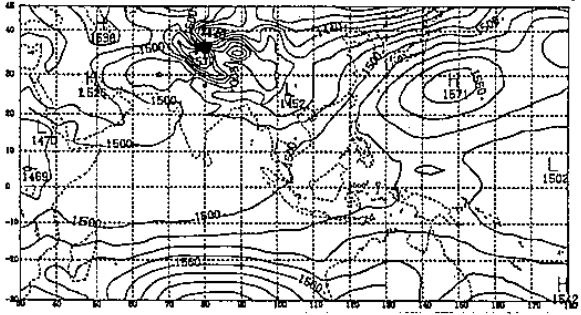


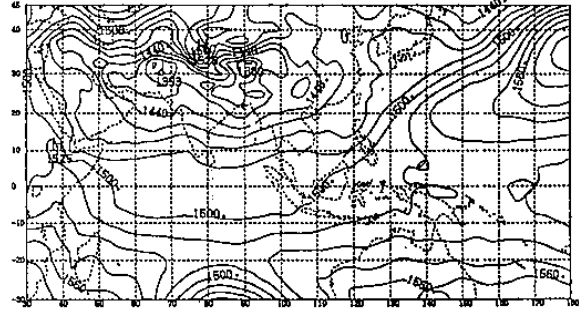
圖 (9)：1979 年相對應區域印度西南季風強度變化的情形。



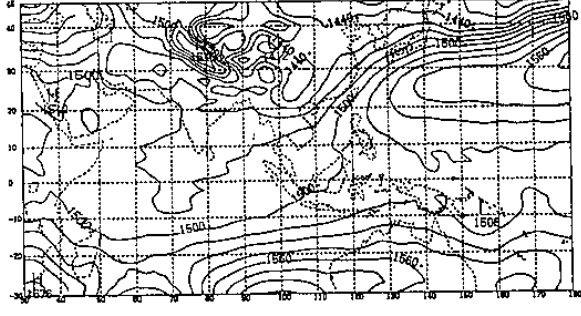
5.16--5.20: 12Z :1987 P: 850MB 5-D AVERAGE GPM - FIELD  
UNIT: GPM., INTERVAL=15. 10d



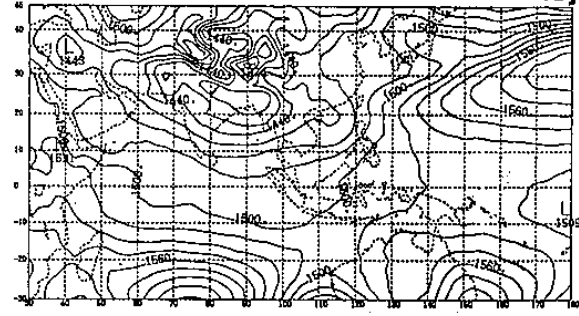
6.10--6.14: 12Z :1987 P: 850MB 5-D AVERAGE GPM - FIELD  
UNIT: GPM., INTERVAL=15. 10i



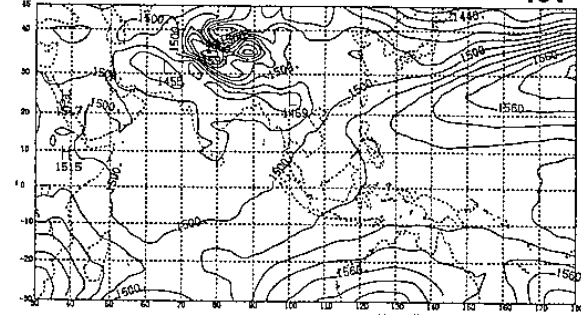
5.21--5.25: 12Z :1987 P: 850MB 5-D AVERAGE GPM - FIELD  
UNIT: GPM., INTERVAL=15. 10e



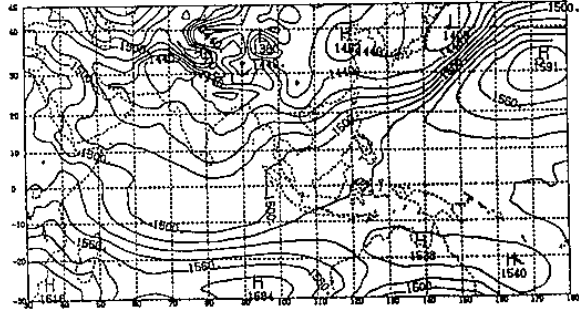
6.15--6.19: 12Z :1987 P: 850MB 5-D AVERAGE GPM - FIELD  
UNIT: GPM., INTERVAL=15. 10j



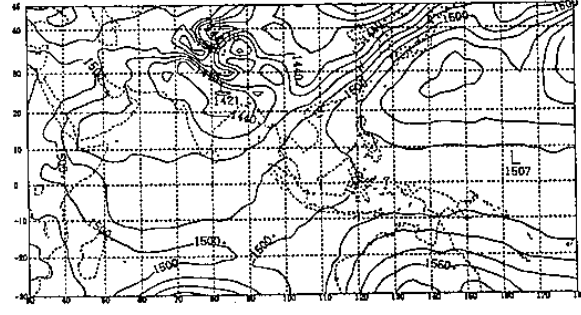
5.26--5.30: 12Z :1987 P: 850MB 5-D AVERAGE GPM - FIELD  
UNIT: GPM., INTERVAL=15. 10f



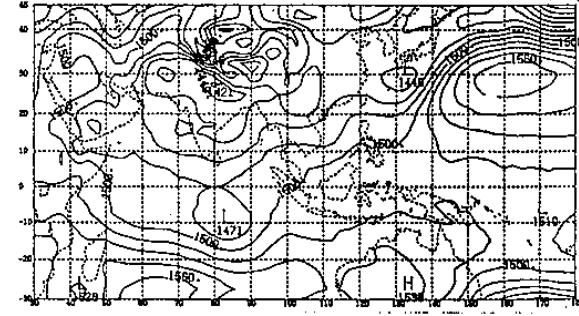
6.20--6.24: 12Z :1987 P: 850MB 5-D AVERAGE GPM - FIELD  
UNIT: GPM., INTERVAL=15. 10k



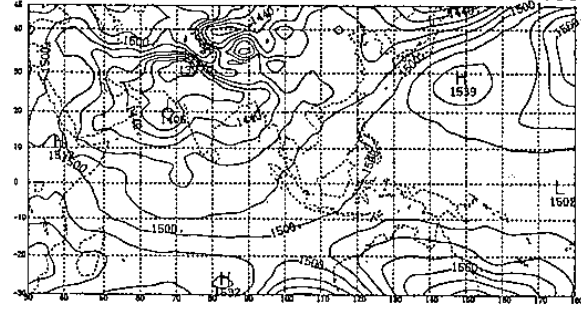
5.31--6.04: 12Z :1987 P: 850MB 5-D AVERAGE GPM - FIELD  
UNIT: GPM., INTERVAL=15. 10g



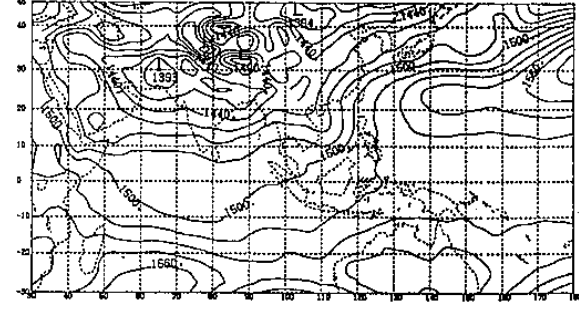
6.25--6.29: 12Z :1987 P: 850MB 5-D AVERAGE GPM - FIELD  
UNIT: GPM., INTERVAL=15. 10l



6.05--6.09: 12Z :1987 P: 850MB 5-D AVERAGE GPM - FIELD  
UNIT: GPM., INTERVAL=15. 10h

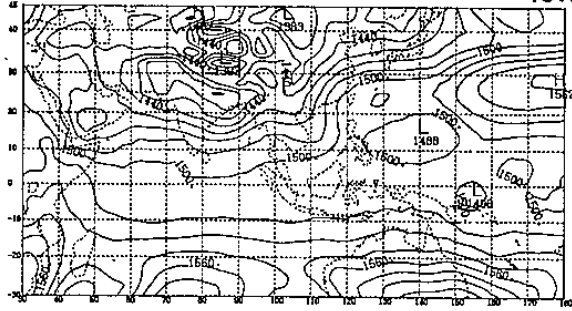


6.30--7.04: 12Z :1987 P: 850MB 5-D AVERAGE GPM - FIELD  
UNIT: GPM., INTERVAL=15. 10m

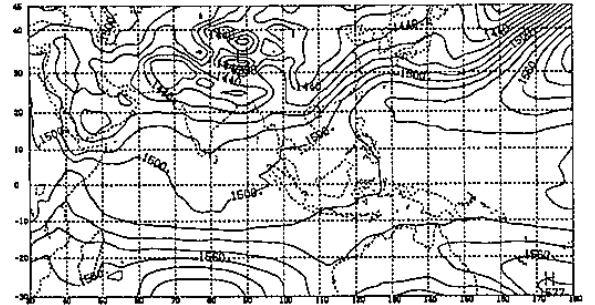




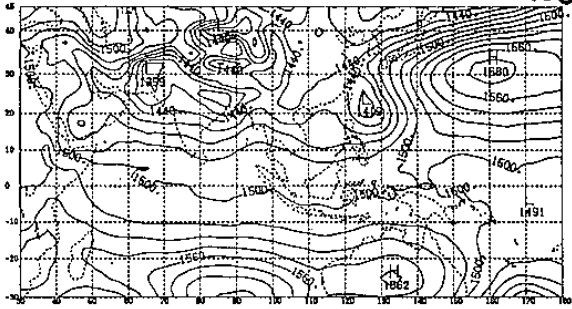
7.05--7.09: 12Z :1987 P: 850MB 5-D AVERAGE GPM - FIELD  
UNIT: GPM., INTERVAL=15. 10n



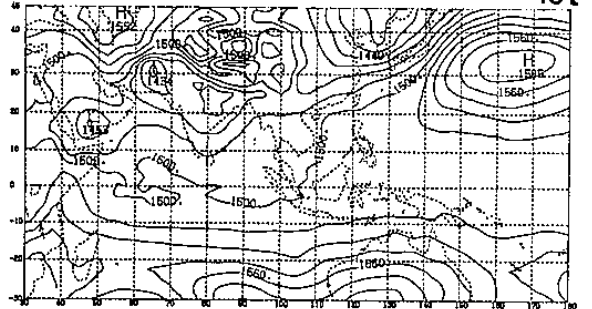
7.30--8.03: 12Z :1987 P: 850MB 5-D AVERAGE GPM - FIELD  
UNIT: GPM., INTERVAL=15. 10s



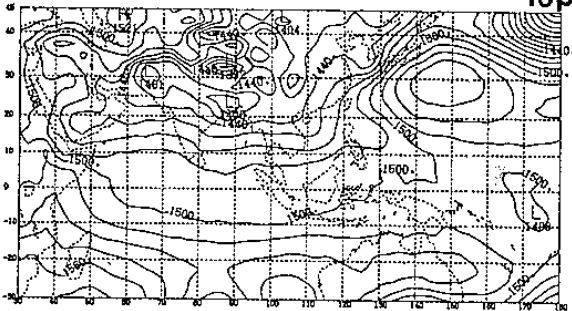
7.10--7.14: 12Z :1987 P: 850MB 5-D AVERAGE GPM - FIELD  
UNIT: GPM., INTERVAL=15. 10o



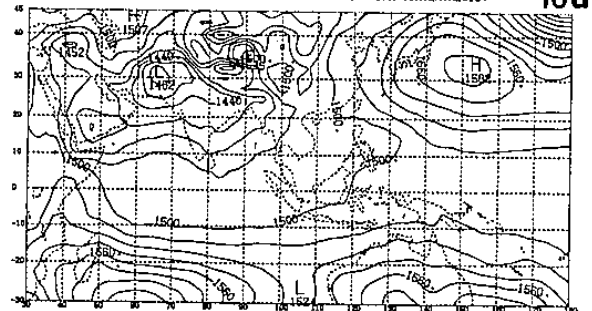
8.04--8.08: 12Z :1987 P: 850MB 5-D AVERAGE GPM - FIELD  
UNIT: GPM., INTERVAL=15. 10t



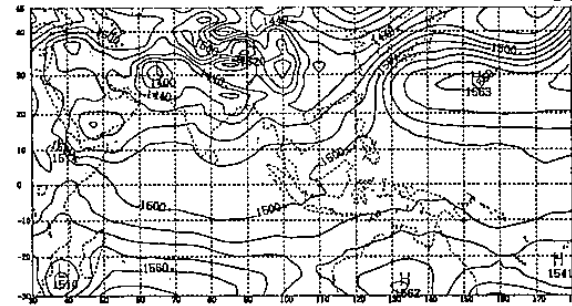
7.15--7.19: 12Z :1987 P: 850MB 5-D AVERAGE GPM - FIELD  
UNIT: GPM., INTERVAL=15. 10p



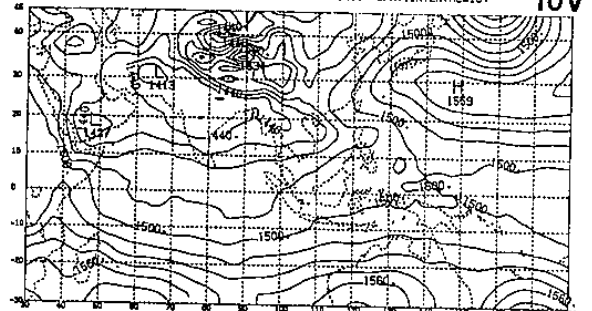
8.09--8.13: 12Z :1987 P: 850MB 5-D AVERAGE GPM - FIELD  
UNIT: GPM., INTERVAL=15. 10u



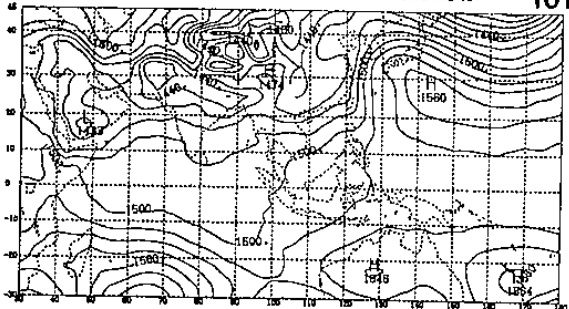
7.20--7.24: 12Z :1987 P: 850MB 5-D AVERAGE GPM - FIELD  
UNIT: GPM., INTERVAL=15. 10q



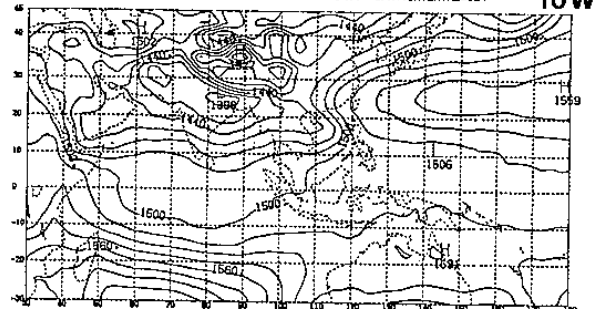
8.14--8.18: 12Z :1987 P: 850MB 5-D AVERAGE GPM - FIELD  
UNIT: GPM., INTERVAL=15. 10v



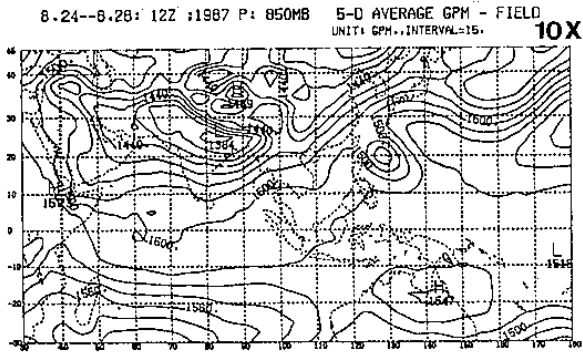
7.25--7.29: 12Z :1987 P: 850MB 5-D AVERAGE GPM - FIELD  
UNIT: GPM., INTERVAL=15. 10r



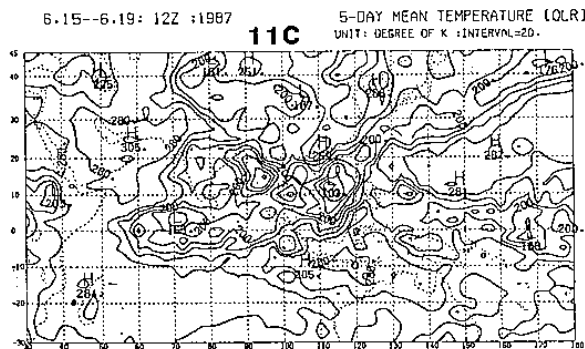
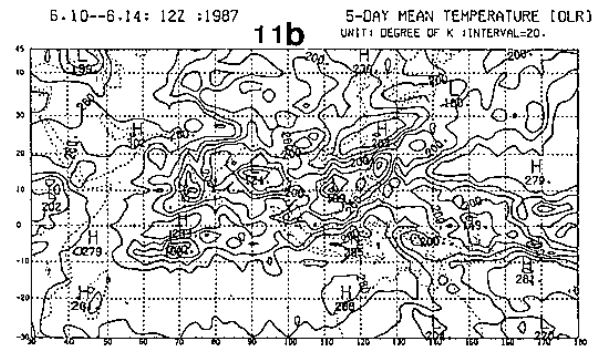
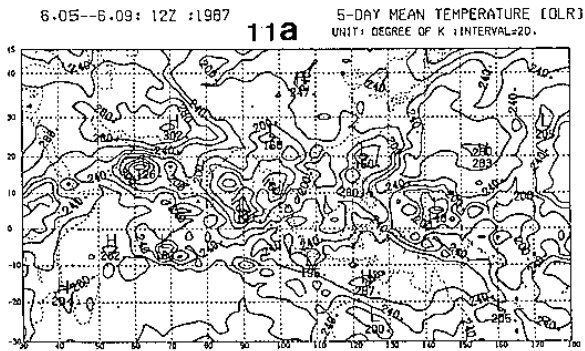
8.19--8.23: 12Z :1987 P: 850MB 5-D AVERAGE GPM - FIELD  
UNIT: GPM., INTERVAL=15. 10w



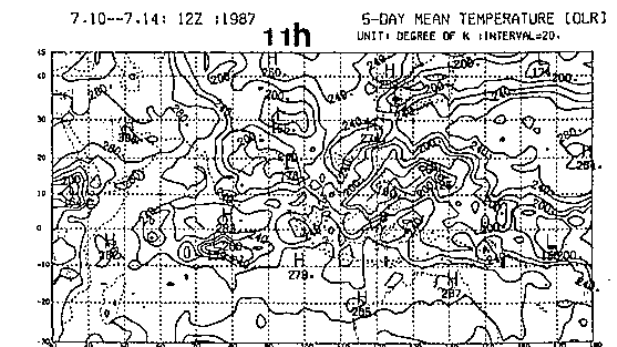
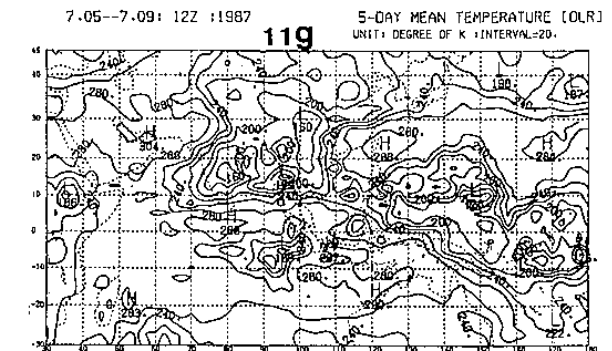
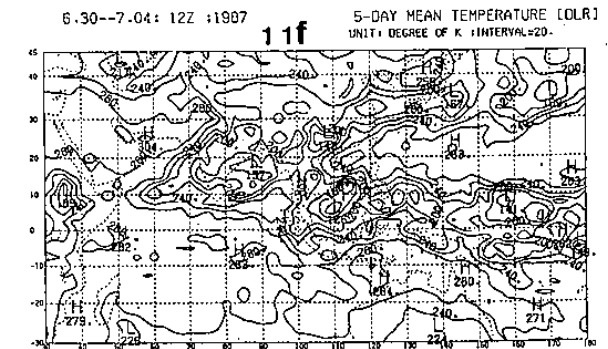
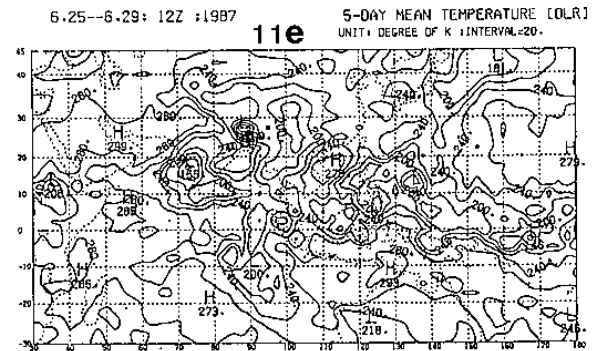
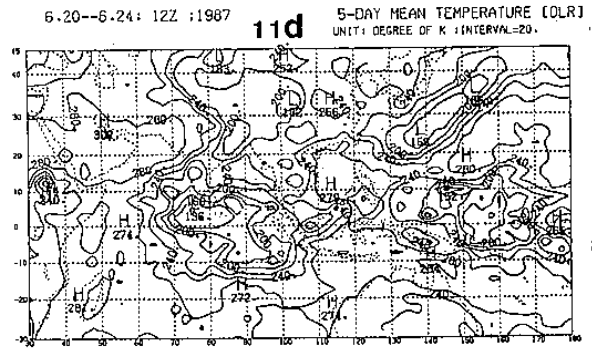




圖(10): 1987年 5月 1日起至 8月 28日, 一連串的 5日平均重力位高度場圖。



圖(11): 1987年 6月 5日第一次西南季風活躍期到 7月 14日第二次季風活躍期間, 印度洋與 西太平洋地區 OLR的連續 5日平均圖。



Characteristic Features and Temporal Variation  
of the TAMEX Year Asian Summer Monsoon

Fang-Chuan Lu and Shu-Ling Kuo  
Department of Applied Physics  
Chung Cheng Institute of Technology

Long-Nan Chang  
Institute of Atmospheric Physics  
National Central University

ABSTRACT

The heat source of non-adiabatic process and the variation of strength of southwest monsoon circulation are emphasized through the analyses of wind, temperature and geopotential fields by using ECMWF/WMO analysis data sets and the convective intensity data of OLR for the area of  $30^{\circ}$  E to  $180^{\circ}$  E and  $30^{\circ}$  S to  $45^{\circ}$  N of the year 1987.

It is obvious that Asian summer monsoon circulation is directly influenced by the development of the thermal low in the area of Tibetan Plateau and the northern India. The onset of monsoon depends on the variation of the trough located on the shore of eastern Africa. Some phenomena of 1987 monsoon circulation have been observed: earlier onset time, longer monsoon season, stronger Somali jet as well as two breaks responding a low frequency (about 30 days) oscillation which results in the change of Taiwan weather.

In compliance with OLR data, the analysis indicate that the broadcast deep convective system periodically transfer the path from the vicinity of equator of Indian Ocean to northward, then turn eastward when reaching northern India, and eventually embedded in monsoon trough. The average period is approximate 30 days. This convective system changes the thermal structure of monsoon area, as well as prominently relates the intensity variation of monsoon.