

1979年亞洲季風環流特徵與變化

張隆男 呂芳川

國立中央大學大氣物理研究所

摘要

本文使用 ECMWF FGGE level III -b 資料分析印度洋與西太平洋地區流場、溫度場及重力位場等隨時間的變化，配合 OLR 資料驗證輻合輻散現象，探討短波輻射及海陸分布所造成的環流特性與變化。亞洲季風的形成直接受到亞洲大陸熱低壓發展的影響，而印度季風的開始與東非洲海岸的低壓槽息息相關。季風期間，印度季風區之低層氣流呈艾克曼邊界流近似，氣流的維持及時間變化與氣壓梯度的變化有密切的關係。研究顯示，季風環流的強度，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為 40-45 天之低頻振盪，此低頻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。

一、前言

季風環流為大範圍不同加熱效應所產生的結果，亞洲大陸地區由於強日光輻射加熱快與南方冷海域間低層形成北高南低的溫度梯度，建立南高北低的壓力分布，形成西南季風環流。Hahn and Manabe(1975, 1976) 模擬確認山脈地形為形成亞洲南部低壓系統的主因，若不考慮山脈效應，則亞洲陸地熱低壓中心往東北方移到日本一帶。krishnamurti and Ramanathan (1982); Chen and Dello'sso(1986) 等模擬非絕熱加熱效應的影響，確認對季風的建立與維持扮演重要角色。索馬利噴流為印度季風累積的效果，Findlater(1969) 指出其為季風環流強弱與開始的指標。Rao(1964) 指出噴流所攜帶橫越赤道往北的能量約佔全球的一半，對全球熱平衡扮演重要角色。

Ramamurthy (1969) 分析 1888 年到 1967 年 (80 年) 資料，發現印度西南季風平均一年至少出現 1-2 次的中斷現象。Madden and Julian(1971, 1972) 分析中太平洋 Conton Island(3° S, 172° W) 資料提出熱帶地區存在一週期 40-50 天的低頻振盪。Yasunari 1980; krishnamurti and Gudgil 1985; Krishnamurti 1985 等多位學者皆指出季風的強弱變化與 40-50 天低頻振盪有明顯的相關。台灣位於副熱帶地區，夏季天氣現象主要受南來系統的影響。(蔡與陳 1980; 劉 1981; 陳 1987 以及其它) 指出

低層氣流的源地與強度決定台灣梅雨季雨量的多寡。當源自孟加拉灣且較強的西南氣流控制時為濕梅雨；當源自西太平洋高壓脊環流或高壓脊加強且脊線偏北時之南或東南氣流時為乾梅雨。Tao and chen(1987) 指出華南及台灣地區低對流層之西南氣流與青康藏高原及印度地區的季風低壓及太平洋高壓之位置息息相關外，亦可能與印度西南季風及南半球環流系統的變化有關。

上述研究結果顯示季風壓力場的分布為加熱效應及質量場與動量場相互調節的共同結果，此特性(壓力場分布)對季風的開始及維持具有重要的影響，本文利用 FGGE level III -b 資料，配合 OLR 長波輻射雲頂資料及台地板橋探空資料，探討夏季西南季風的特性與變化。說明亞洲熱低壓的建立與變化和南北向的印度西南季風環流及東西向太平洋高壓環流間存在著密切的關係，也直接影響到東南亞天氣的變化。

二、資料與分析方法

利用 ECMWF FGGE level III -b 資料，分析印度洋及西太平洋地區(範圍 30° E-180° E, 30° S-45° N) 的水平風場、重力位高度場、溫度場，也採用 IMO(International Meteorological

Organization) 的經驗公式，利用已知壓力場 (P) 和溫度場 (T) 計算水汽含量 (比濕 q)，計算過程如下：

$$e_s = 6.11 \left(\frac{273.15}{T} \right)^{5.31} \exp \left[25.22 \left(1 - \frac{273.15}{T} \right) \right]$$

$$q_s = 0.622 e_s / (p - 0.378 e_s)$$

$$q = q_s \cdot RH$$

其中 e_s 為飽和水汽壓，RH 為相對濕度。由以上資料分析用以說明季風地區於季風期間的水汽分布與環流型態及演變過程。

採用 Endlich(1967) 的反覆法 (iterative method) 將水平風場分成旋轉分量 (V_R) 與輻散分量 (V_D)，滿足 $V = V_R + V_D$ ， $V_R \cdot V_D = 0$ ，再利用 Sweet(1973) 的直接法，由輻散分量 (D) 解伯桑式 (Poisson equation) 求得速度位場 $X(\nabla^2 X = -D)$ ，配合流線場分析及每日 1200UTC，空間範圍 $37.5^\circ N$ 到 $37.5^\circ S$ ，資料水平網格間距為 $7.5^\circ \times 7.5^\circ$ 的 NASA 衛星紅外線長波輻射雲頂溫度 (OLR) 資料，以瞭解季風區的對流現象及探討在南北向哈德雷環流與東西向沃克環流的貢獻。

夏季，台灣位於季風槽的籠罩下，引用 Murakami(1979) 的中通濾波器 (Band-Pass Filter)，分析台北板橋 (46692) 探空風場，探討季風環流強度的低頻變化及與太平洋高壓環流間的互動現象和對台灣天氣的影響。

三、季風環流特徵與變化

3.1 平均季風環流。

北半球夏季，短波輻射直射北半球，東南亞地區由於海陸分布與地形效應，形成顯著熱力直接環流，造成著名的印度西南季風。圖 (1) 為印度洋及西太平洋低層 (850 毫巴) 夏季平均流線場，顯著季風環流由南半球印度洋上的馬斯喀連高壓 (Mascarene High) 吹出，經印度洋橫過赤道，受科氏力偏轉，在阿拉伯海上形成西南季風，籠罩整個東南亞地區，此時亞洲大陸因強日光照，高緯度極地變性冷氣團減弱退縮，陸地熱低壓建立，低層風場由大陸的邊緣逆時鐘方向迴流，因此東南亞地區盛行偏西風，西南氣流與太平洋高壓的東南氣流交匯於菲律賓及其東方海面，形成季風槽；合流後的二股季風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。圖 (2) 為東南亞季風環流

區的低層季平均風場，中緯度西風帶微弱，西太平洋地區為太平洋高壓所籠罩，亞洲南部，顯著西南氣流由印度洋非洲東部沿海橫越赤道，且於索馬利亞外海形成顯著的西風噴流，軸心強度達 $17.8m/sec$ 。圖 (3) 為 150 毫巴面季平均流線場，東南亞季風區受西藏高壓環流所籠罩，東北風盛行，於 $110^\circ E$ 印尼、波羅洲一帶越過赤道，有效的將東西向動量及熱量輸送到南半球，越過赤道的東北風，侵入印度洋偏轉形成西風，使得澳洲北部的中緯度西風噴流顯著加強。圖 (4) 為 150 毫巴面的平均風場，季風區盛行東風或東北風，於 $13^\circ N$ 附近由亞洲南部向西延伸到印度洋非洲東部一帶，存在顯著東風噴流，軸心強度達 $26.6m/sec$ 。圖 (5) 為 500 毫巴面的季平均風場，西南季風環流已不顯著，東南亞地區風速微弱，顯示亞洲西南季風區於風場方面，存在明顯的垂直向梯度，熱力風效應非常的明顯。

季風區低層西南氣流北上受地形山脈阻擋，氣流被迫舉升凝結，產生劇烈降水，潛熱釋放加強南北向哈德雷環流與東西向沃克環流。圖 (6) 為季平均低層速度位場分布圖，輻合區位於東南亞季風區及西北太平洋間熱帶輻合帶地區，輻散區主要位於 $30^\circ S$ ；南半球印度洋附近。低層輻合上層則有重疊的輻散區。圖 (7) 為上層 200 毫巴面的速度位場，孟加拉灣北部往東到菲律賓東方海面為主要的輻散中心，另一則為西北太平洋間熱帶輻合帶地區，上層輻散中心分別向南或向北擴散，下層則可見向輻合中心的氣流，此即為伴隨東南亞季風的南北向及東西向熱力直接環流。圖 (8) 為上層 200 毫巴面輻散分量風場 (U_x, V_x) 的流線場，熱力環流自西藏高原，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位於南半球印度洋地區，部分下降於北半球 $45^\circ N$ 以北地區；南支下降氣流助長南半球馬斯喀連高壓，使低層南高北低的氣壓分布更形顯著，加強了低層西南季風環流。東西向往東之環流主要下降區位於中太平洋，配合該地冷海域，使太平洋高壓特別發展，仲夏時控制整個亞洲地區。往西之環流主要下降區位於喜馬拉亞山西部巴基斯坦一帶，此沉降區與印度西南季風的開始與維持有明顯的相關。換言之有一個以西藏高原南麓，阿拉伯海東部為中心的東西向環流存在，東側上升區為季風舉升多雨區，西側為沉降，降雨稀少的沙漠地區。

3.2 西南季風前，東亞季風環流。

夏季初期，青康藏高原海拔高，短波輻射促使南北向溫度與壓力梯度迅速建立，圖(9)為5月份高層月平均速度位場，低層輻合中心位於赤道印度尼西亞一帶，亞洲大陸處於微弱上升區，但青康藏高原西側，巴基斯坦地區低層仍為輻散區。圖(10)為5月份平均風場，低層南半球印度洋地區東南季風先行建立，但橫越赤道氣流尚非常的微弱，太平洋高壓籠罩整個西北太平洋地區，東南亞地區盛行西風。圖(11)為5月份平均流線，西南季風環流局限於南半球印度洋赤道附近，東南亞季風區籠罩於中緯度西風氣流裡，西風帶來乾熱的沙漠性氣流，使得印度北部溫暖乾燥，無顯著對流系統。太平洋高壓環流逐漸加強，高緯度極地變性冷氣團勢力減弱也逐漸北退，台灣及華南地區正位於印度季風的西南氣流，太平洋高壓的東南氣流與微弱高緯度極地變性冷氣團南下氣流的交匯區，南北氣流交匯，滯留鋒徘徊，天氣不穩定，陰雨綿綿，於5月中下旬進入梅雨季節。圖(12)為5月份低層平均溫度場(虛線)與水汽場(實線；比濕)分布圖，西太平洋間熱帶輻合帶與台灣、華南梅雨區內，水汽量充沛，且梯度大，阿拉伯海，印度北部一帶，則溫暖乾燥。圖(13)為5月份平均長波輻射雲頂溫度分布圖，大範圍有組織的對流系統局限於中南半島一帶，另外赤道附近無風槽內，氣流輻合也產生大範圍的對流系統，季風區內，因溫暖乾燥的西風氣流駛入，無顯著對流系統。

3.3 西南季風環流

季風的開始，絕不是突然的現象，在某一個特定的定點，確定季風季節由何日開始是很困難的，然而從季節的長時間觀點而言，季風的變化仍然是相當的急劇。圖(14)為6月份平均速度位場，巴基斯坦上空的輻合區消失，亞洲南部地區形成整片的底層輻合，上層輻散區。圖(15)為6月份平均風場，南半球印度洋地區的東南季風環流強度與5月比較，無明顯變化，但從南半球印度洋橫越赤道偏轉形成的西南氣流顯著加強，籠罩整個西南季風區，且於索馬利亞外海形成顯著噴流，軸心平均風速達15.8m/sec。此期太平洋高壓也逐漸加強，南北氣流交匯被迫移到華中一帶，台灣及華南地區的梅雨季節於6月中旬結束。圖(16)為7月份平均風場，12°N，60°E附近的索馬利噴流強度達21.7m/sec。高層(200毫巴)東風噴流位置也往北移至青康藏

高原南麓，強度達23.4m/sec，熱力環流非常的明顯。

低層西南氣流，源自潮濕高溫的海面，帶來充沛的水汽。圖(17)為7月份平均溫度場與水汽場(比濕)，西南季風期間，南北向溫度梯度大，850毫巴18°C等溫線已移到印度半島南端，此時印度北部，恆河流域及中國華南，華北一帶，水汽量充沛。圖(18)為6月份平均長波輻射雲頂溫度場，阿拉伯海的高溫區明顯的往西北方退縮，中南半島與孟加拉灣一帶為顯著對流區，顯示中緯度西風帶減弱，西南氣流帶來充沛溫暖潮濕氣流，受山脈舉升於季風區產生大量有組織的對流系統。另外菲律賓東方、加羅林群島一帶，無風槽內氣流輻合，也產生大範圍的對流系統，對流區潛熱釋放，加強了熱力環流。

3.4 季風環流的時間變化

西南季風環流，橫越赤道，帶來充沛的水汽與質量，於全球平衡上扮演重要角色。Chang and Lu (1990)分析亞洲季風期高度場及伴隨低層流場動能及動能收支的隨時間變化，指出西南季風環流存在一週期約40天的低頻振盪，況且陸地熱低壓的膨脹與收縮使壓力梯度呈現週期性的變化，此變化與印度西南季風強度的低頻振盪重合也影響太平洋高壓環流的變化，圖(19)為沿71.25E經度線印度西南季風區的平均風場(實線1)與地轉風場(虛線2)隨時間變化情形，季風區高度場(地轉風場)先行建立，實際風場的建立有相位落後的現象，換言之，大範圍不同加熱效應建立壓力梯度，導引產生西南季風或索馬利噴流。圖(20)為西南季風區沿61.875°E經度線1.875°N到18.75°N範圍內的東西向(實線1)與南北向(虛線2)的氣壓梯度變化圖，顯示重力位場的變化主要在於南北向氣壓梯度的脹縮而東西向梯度變化微弱，且南北向氣壓梯度的變化存在顯著的低頻振盪現象。

季風環流與其它地區環流的影響，圖(21)為沿153.75°E經度線26.25°N到43.125°N(圖21A)，9.375°N到26.25°N(圖21B)範圍內氣壓梯度變化情形，西太平洋高壓脊北側，受中緯度系統的影響，特性較複雜，但高壓脊南側，南北向氣壓梯度也呈現明顯的低頻振盪。圖(22)為台北板橋控空站(46692)850毫巴面風場經濾波後(30-50天中通濾波)變化情形，西風分量分別於5月上旬，6月上旬，7月中旬與8月下旬達到最大值，呈現週期約35天的低頻振盪，相同的南北向分量較

爲微弱，意味著歐亞大陸冷熱源的變化促使印度季風環流與太平洋環流發生互動脹縮的現象，使輻合槽隨之移動，由南北向風場分量微弱現象再次說明振動主要在於南北向壓力場的脹縮。

四、結 論

主要利用 FGGE 資料，分析 1979 年 5 月到 8 月印度洋與西太平洋地區流場，溫度場及重力位場等隨時間的變化，配合 OLR 資料驗證輻合輻現象，探討強日光輻射及海陸分布所造成的環流特性與變化結論如下：

(一) 強日光輻射與地形及海陸分布，於印度洋與西太平洋地區，造成低層溫度呈現南低北高，壓力呈現南高北低現象，形成西南季風；高層西藏高壓建立，形成東北季風。

(二) 南北向哈德雷環流於季風區上升，部份往北，主要往南傳送，加強南半球印度洋地區的馬斯喀連高壓，高壓迴流，助長西南季風。

(三) 東西向沃克環流於季風區上升，東傳至中太平洋，加強太平洋副熱帶高壓。往西傳遞至喜瑪拉亞山西側，巴基斯坦上空，此沉降區與印度西南季風的開始與維持有明顯的相關。

(四) 東亞季風期；5 月至 6 月初，印度西南季風開始前，南印度洋赤道地區東南季風先行建立，但橫越赤道氣流微弱。

(五) 西南季風期；6 月中旬後，巴基斯坦附近低壓槽形成，導引南半球印度洋的東南氣流，橫過赤道偏轉形成西南季風。西南季風帶來充沛水汽，受山脈舉升於季風區產生大量降水，潛熱釋放，助長南北向與東西向環流。

(六) 季風環流強度呈現一低頻變化，高度場也呈現相同的變化且相位有超前的現象，意味著歐亞大陸冷熱源脹縮使季風環流產生變化，相對的也使太平洋高壓環流發生互動的現象。

參考文獻

陳正改，蔡清彥，1980：台灣地區梅雨系統之降水特性及降水型式。台灣大學大氣科學系研究報告，Mei-Yu 003。

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。

劉廣英，1981：民國 69 年夏季我國降水分佈及環流特徵。氣象預報與分析，89，19-28。

Chang, L.N. and F.C. LU, 1990: On temporal variation of low level jets associated with the Asian Summer Monsoon. East Asian and Western Pacific Meteorology and Climate. in press.

Chen, S.J. and L. Delloso, 1986: Numerical experiment on the sensitivity of the monsoon circulation to differential heating. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 112, 93-112.

Endlich, R.M., 1967: An iterative method for altering the kinematic properties of wind field. J. Appl. Meteor., 6, 837-844.

Findlater, J., 1969: A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 95, 362-380.

Hahn, D.G., Manabe, S., 1975: The role of mountain in the South Asian monsoon circulation. J. Atmos. Sci., 302, 1515-1541.

Hahn, D.G., Manabe, S., 1976: Reply to comments by J.C. Sadler and C.S. Ramage. J. Atmos. Sci., 39, 1290-1306.

Krishnamurti, T.N., Ramanathan, Y., 1982: Sensitivity of the monsoon onset to 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 S. Gadgil, 1985: On the structure of the 30 to 50 day mode over the global during FGGE. Tellus 36, 336-360.

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., vol 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., vol. 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.

Rao, Y.P., 1964: Inter-hemispheric circulation. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 90, 191-194.

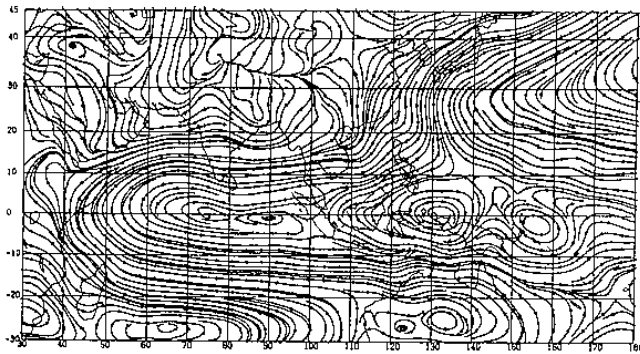
Sweet, R.A., 1973: Direct methods for the solution of Poisson's equation on a

staggered grid. J. Comp. Phys. 12, 422-428.

Tao, S.Y., and L.X. Chen, 1987: A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. Reviews in Monsoon Meteorology, Oxford Univ. Press. pp. 60-92.

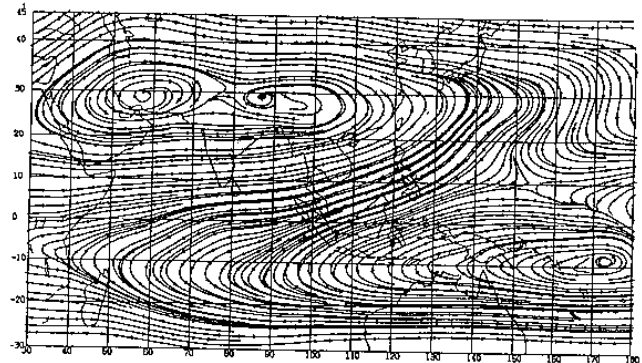
Yasunari, T., 1980: A quasi-stationary appearance of 30 to 40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India. J. Meteor. Soc. Japan, 58, 225-229.

SUMMER (6-8) : 12 Z :1979 P:850 MB MEAN STREAMLINE



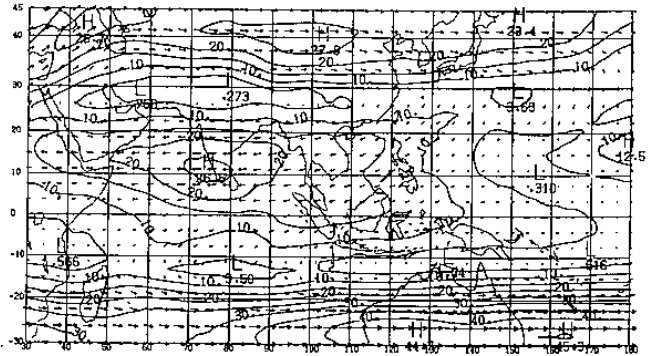
圖(1)：印度洋與西太平洋地區低層(850毫巴)夏季平均流線場。

6.01--8.31: 12Z :1979 P:150 MB SUMMER MEAN STREAMLINE



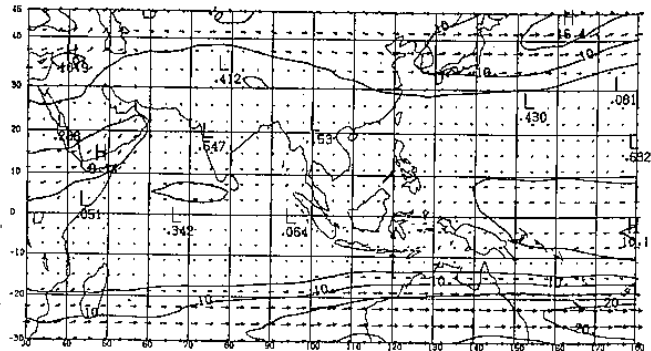
圖(3)：與圖(1)同，但為150毫巴面。

6.01--8.31: 12Z :1979 P:150 MB SUMMER MEAN WIND-FIELD
UNIT: M./SEC., INTERVAL=5.0



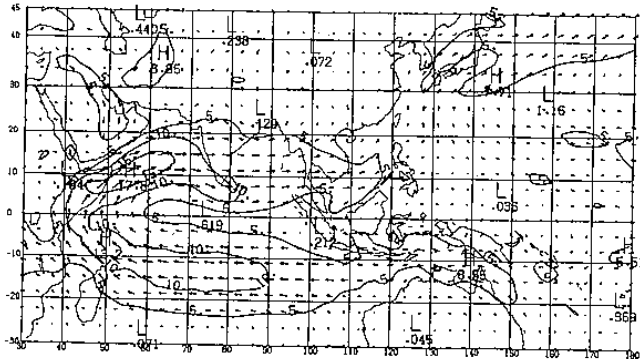
圖(4)：與圖(2)同，但為150毫巴面。

6.01--8.31: 12Z :1979 P:500 MB SUMMER MEAN WIND-FIELD
UNIT: M./SEC., INTERVAL=5.0



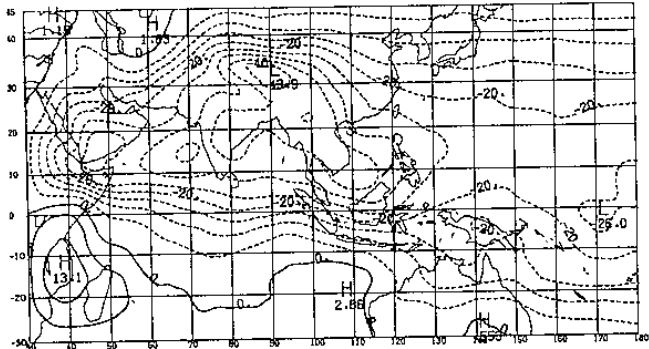
圖(5)：與圖(2)同，但為500毫巴面。

SUMMER (6-8) : 12 Z :1979 P:850 MB MEAN WIND-FIELD
UNIT: M./SEC., INTERVAL=5.0



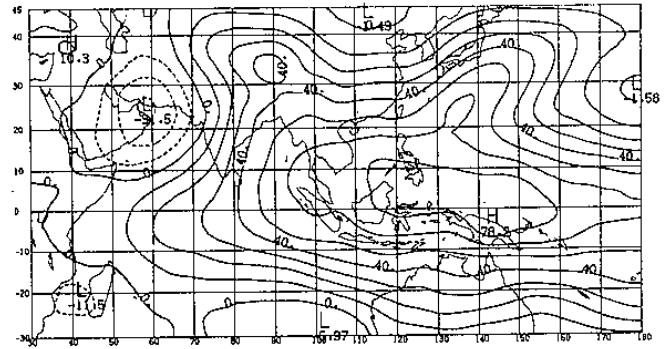
圖(2)：印度洋與西太平洋低層(850毫巴)夏季平均風場。等風速線間隔為5m/sec。

6.01--8.31: 12Z :1979 P:850 MB SEASON MEAN VELOCITY POTENTIAL
UNIT: E(5) M=2/SEC. INTERVAL= 5.



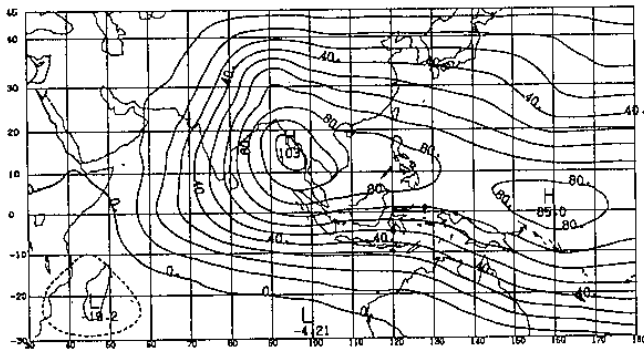
圖(6)：印度洋與西太平洋低層(850毫巴)夏季平均速度位場。間隔 $5 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{sec}$ 。負值代表輻合，正值代表輻散。

5.01--5.31: 12Z :1979 P:200 MB MEAN VELOCITY POTENTIAL
UNIT: E(5) M=2/SEC. INTERVAL=10.



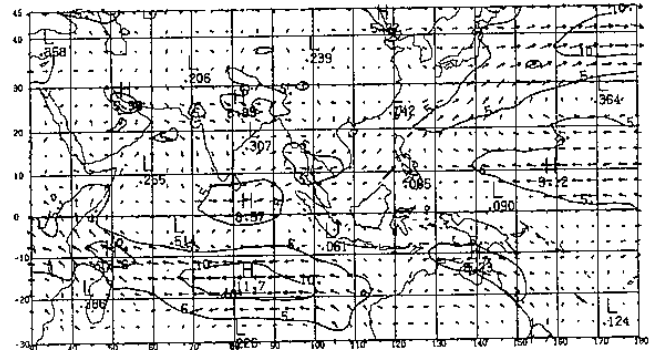
圖(9)：印度洋與西太平洋高層(200毫巴)5月份月平均速度位場。間隔為 $10 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{sec}$ 。負值代表輻合，正值代表輻散。

6.01--8.31: 12Z :1979 P:200 MB SEASON MEAN VELOCITY POTENTIAL
UNIT: E(5) M=2/SEC. INTERVAL=10.



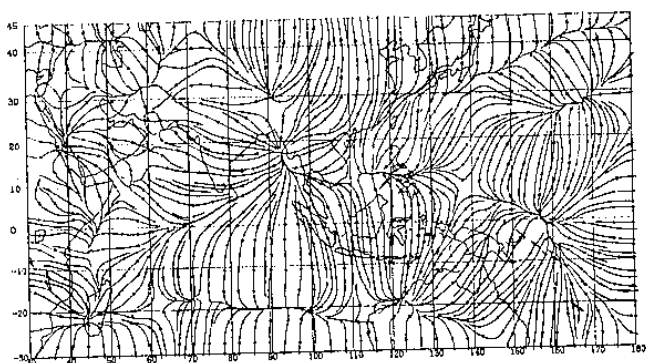
圖(7)：與圖(6)同，但為高層200毫巴面，間隔值為 $10 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{sec}$ 。

5.01--5.31: 12Z :1979 P:850 MB MONTH MEAN WIND-FIELD
UNIT: M./SEC. INTERVAL=5.0



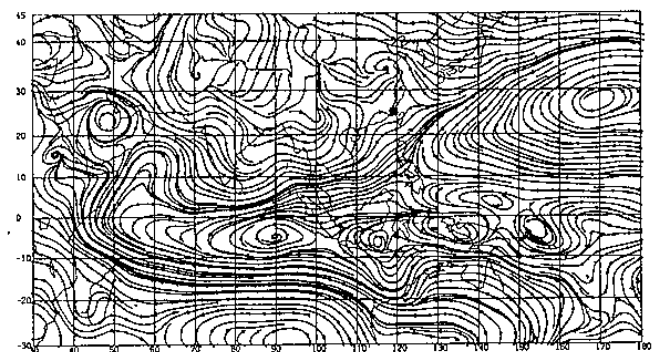
圖(10)：印度洋與西太平洋5月份低層(850毫巴)月平均風場。等風速線間隔5m/sec。

SUMMER (6-8) : 12 Z :1979 P:200 MB MEAN STREAMLINE (DIV)



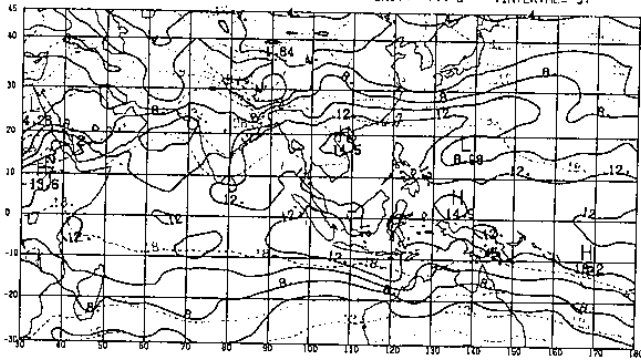
圖(8)：印度洋與西太平洋高層(200毫巴)夏季平均風場輻散分量(U_x, V_x)的流線場。

5.01--5.31: 12Z :1979 P:850 MB MONTH MEAN STREAMLINE



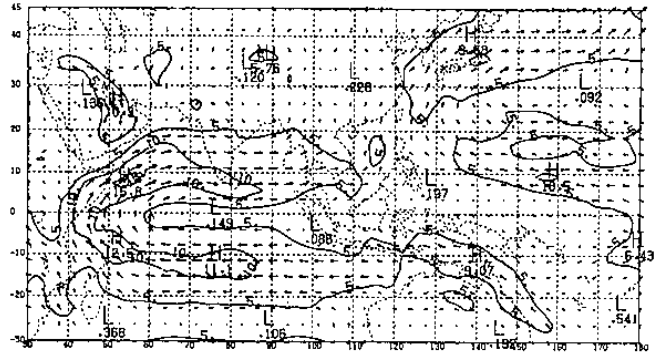
圖(11)：印度洋與西太平洋5月份低層(850毫巴)月平均流線場。

5.01--5.31: 12Z :1979 P:850 MB MONTH MEAN TEMP. & HUMIDITY
 UNIT: Q.: G/KG ,INTERVAL= 2.
 UNIT: T.: C ,INTERVAL= 3.



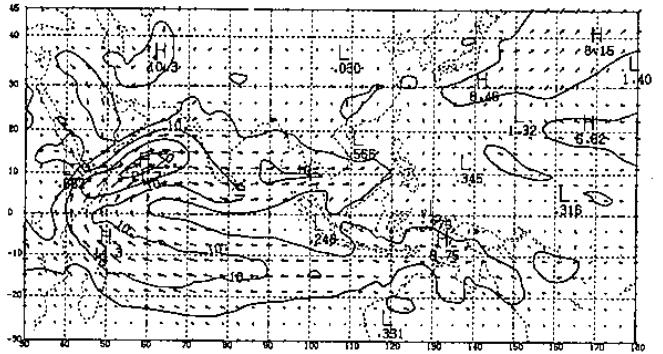
圖(12): 印度洋與西太平洋5月份低層(850毫巴)月平均溫度場(虛線, 間隔3°C)與濕度場(比濕q; 實線, 間隔2g/kg)。

6.01--30: 12Z :1979 P:850 MB MEAN WIND-FIELD
 UNIT: M./SEC. ,INTERVAL=5.0



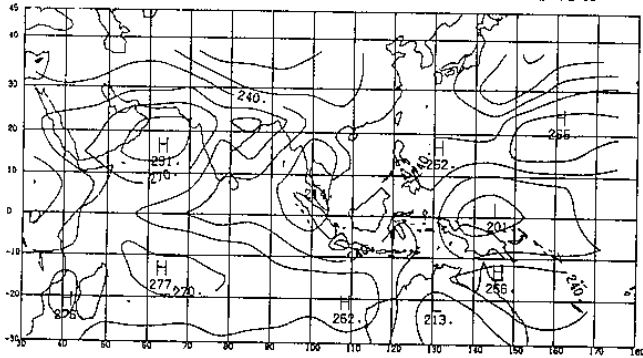
圖(15): 與圖(10)同, 但為6月份。

7.01--31: 12Z :1979 P:850 MB MEAN WIND-FIELD
 UNIT: M./SEC. ,INTERVAL=5.0



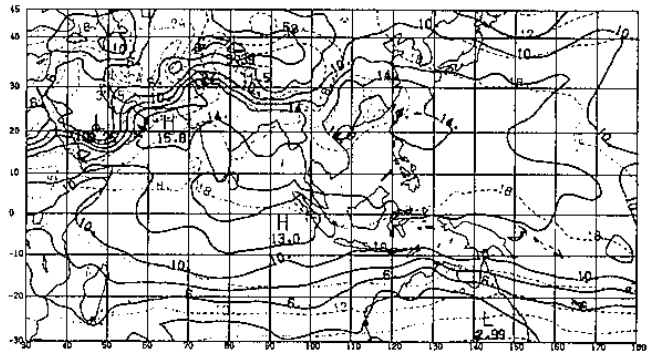
圖(16): 與圖(10)同, 但為7月份。

5.01--5.31: 12Z :1979 MONTH MEAN TEMPERATURE (OLR)
 UNIT: DEGREE OF K ;INTERVAL=15.



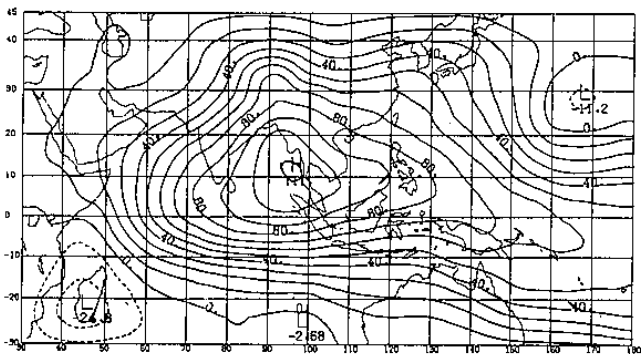
圖(13): 印度洋與西太平洋5月份平均長波輻射雲頂溫度場(OLR) 間隔為15° K。值大(H)區, 代表對流微弱或晴空區。值小(L)區, 代表對流旺盛。對流雲發展區。

7.01--7.31: 12Z :1979 P:850 MB MONTH MEAN TEMP. & HUMIDITY
 UNIT: Q.: G/KG ,INTERVAL= 2.
 UNIT: T.: C ,INTERVAL= 3.



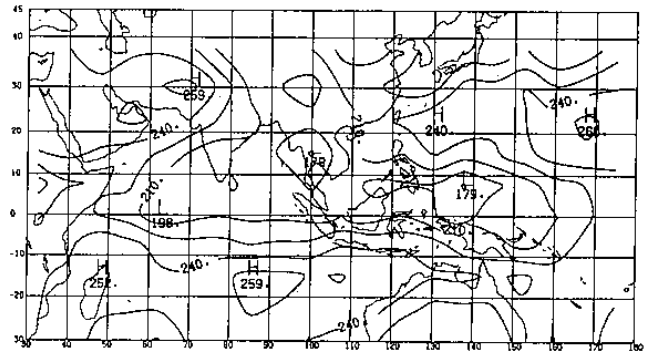
圖(17): 與圖(12)同, 但為7月份。

6.01--6.30: 12Z :1979 P:200 MB MEAN VELOCITY POTENTIAL
 UNIT: G(S) M^2/SEC. INTERVAL=10.

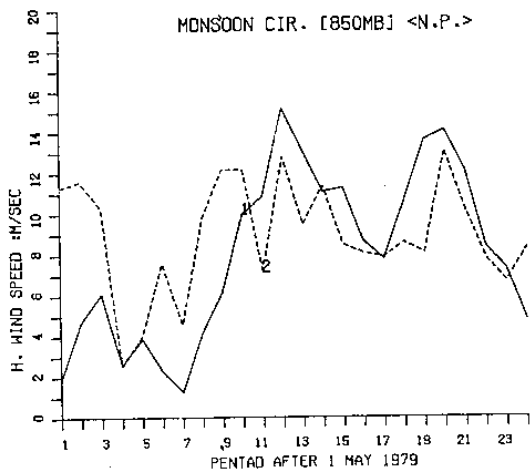


圖(14): 與圖(9)同, 但為6月份。

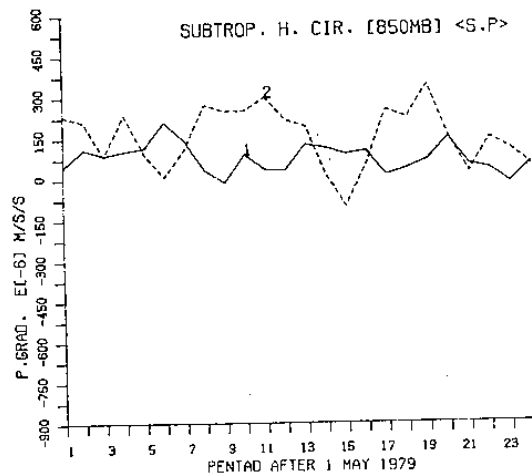
6.01--6.30: 12Z :1979 MEAN TEMPERATURE (OLR)
 UNIT: DEGREE OF K ;INTERVAL=15.



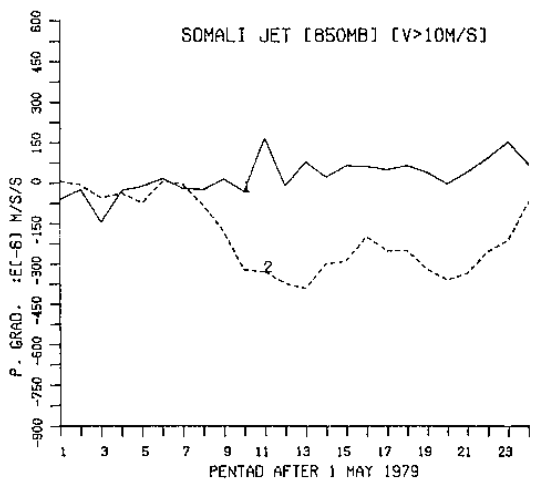
圖(18): 與圖(13)同, 但為6月份。



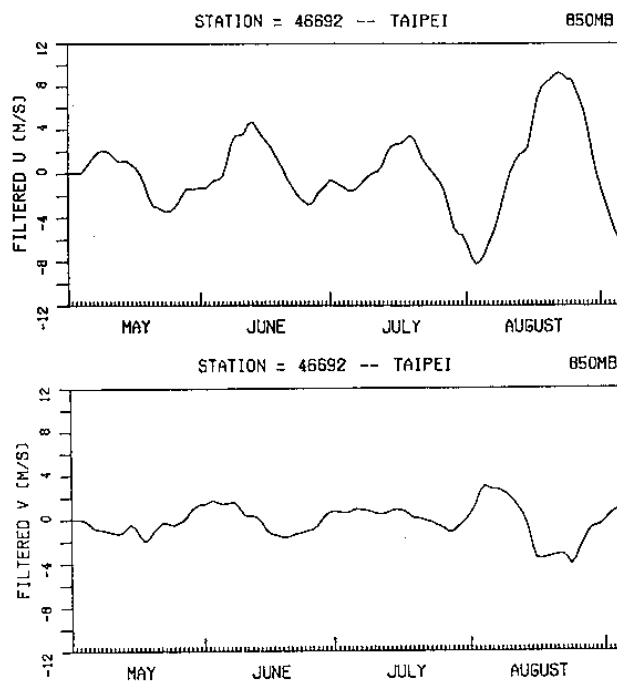
圖(19)：沿 71.25° E經度線印度西南季風區(A1)的風場(實線1)及地轉風場(虛線2)隨時間變化圖。



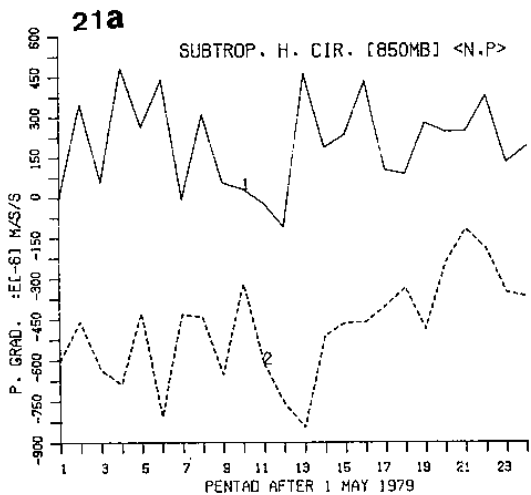
圖(21B)：沿 153.75° E經度線緯度由 9.375° N到 26.25° N，西北太平洋南側地區(D2)的東西(實線1)、南北向(虛線2)氣壓梯度隨時間變化圖。



圖(20)：沿 61.875° E經度線緯度由 1.875° N到 18.75° N，印度西南季風區(B2)的東西向(實線1)、南北向(虛線2)氣壓梯度隨時間變化圖。



圖(22)：台北板橋(46692)850毫巴面水平風場濾波後低頻分量隨時間的變化圖。
(22A)：東西向風場 U
(22B)：南北向風場 V



圖(21A)：沿 153.75° E經度線緯度由 26.25° N到 43.125° N，西北太平洋北側地區(D1)的東西(實線1)、南北向(虛線2)氣壓梯度隨時間變化圖。

Characteristic Features and Temporal Variations of the FGGE Year Asian Summer Monsoon

Long-Nan Chang And Fang-Chuan Lu

Institute of Atmospheric Physics
National Central University

Abstract

Characteristic features of the Asian summer monsoon circulation and its temporal variation are discussed using ECMWF FGGE level III b and OLR data. Asian summer monsoon circulation is directly influenced by the development of the thermal low in the Asian continent. The establishment of a low pressure trough in the north eastern coast region of African continent is in close coincidence with the onset of Indian monsoon. The south-west monsoon flow is in quasi-geostrophic balance, and throughout the summer season, the Somali jet remains as quasi-Ekman boundary layer flow.

A 40-45 day oscillation is observed in both geopotential height and wind fields of the large scale monsoon circulation. This low frequency oscillation not only determine the onset active and break of the Indian monsoon, but also the strength and the position of the Pacific high and the monsoon trough in East Asia, which influence the weather in Taiwan region.

