

東亞夏季季風槽與副熱帶高壓脊的互動關係

呂芳川 郭漱冷 朱昌敏

中正理工學院應用物理系

張隆男

國立中央大學

摘要

本文採用1979~1988年ECMWF/WMO全球網格資料、NASA所計算的OLR資料、台灣地區各主要測站觀測資料、西北太平洋熱帶擾動資料，分析亞洲夏季季風環流區及臨近地區的環流，探討及分析非絕熱作用的源地及對季風區附近環流的影響，並由季風環流隨季節的演進情形，探討其對西太平洋副熱帶高壓脊環流的影響。

亞洲夏季季風，其間包含印度西南季風與東亞季風，其強弱隨季節呈現週期性變化，演進過程呈現階梯性，直接影響西太平洋副熱帶高壓脊的強弱與位置，二者間的互動關係，直接影響西北太平洋地區間熱帶輻合帶的位置與走向、影響熱帶擾動生成的次數、發展、運行，即颱風群集性的表現非常顯著，每當低緯西風往東爆發增強達 130°E - 140°E 以東時，間熱帶輻合帶內熱帶擾動變成活躍，有利於颱風的連續發生，相反的低緯赤道區若為熱帶東風控制時，不利於颱風的產生，也影響東亞地區的環流型態，亦影響台灣地區夏半年期的降水現象。

一、前言

夏半年期亞洲地區為主要季風區，Rao(1976)指出東亞地區季風的演進自五月初達亞洲南部，往後隨季節而階梯性的往北移，與長江流域、黃河流域及日本地區的梅雨有明顯的相關，也指出與西北太平洋副熱帶高壓脊的變化有明顯的關係。亞洲季風區為全球主要熱源區，在全球熱平衡上扮演重要角色，Chen & Li (1981)、Chang & Lu (1989)、張與呂 (1990)、呂等 (1992) 等指出，熱力直接環流主要源自印度西南季風區內的孟加拉灣東北部、東亞季風區內南中國海到西太平洋間的間熱帶輻合帶地區上升，南北向哈德雷環流加強了低層印度西南季風環流與東亞季風環流，東西向沃克環流往西達喜馬拉雅山西部與巴基斯坦一帶，與印度西南季風的開始與維持有很大的關係，往東沉降區位於中太平洋，助長西太平洋副熱帶高壓脊的發展，高壓脊的變化影響西太平洋地區的天氣現象與熱帶擾動的生成、發展與運行等。

東亞季風歷年來總認為僅是印度季風向東延伸的一部分，近年來有人認為：亞洲巨大的季風氣流中存在著兩個比較獨立的次級系統，即南亞（印度）和東亞季風系統，這兩大系統在其成因、主要成員、天氣現象、進退規律和強弱低頻現象等方面，本質上是相似的，但也有許多重要的差異。Krishnamurti and Bhalme (1976) 探討印度中北部的降水現象，指出印度西南季風系統的主要成員為：低層印度北部的季風低壓和季風槽、非洲東岸的索馬利噴流、南半球的馬斯喀連高壓、高層的青藏高原高壓及青藏高原南麓的高層東風噴流和橫越赤道的東北氣流等，也指出其互動關係。Tao & Chen (1987) 研究西太平洋夏季季風系統，指出東亞季風與印度西南季風大致相類似，主要成員分別為低層南中國海及西太平洋一帶的間熱帶輻合帶(ITCZ)、切變線一鋒面、低層西南和東南急流（包含低層橫越赤道氣流）、澳大利亞冷高壓、中層為西太平洋副熱帶高壓、高層則有南亞高壓和低緯東風急流等，但有關其互動關係尚不明確則有待進一步研究。

印度季風為大範圍不同加熱效應所產生的結果，Ramamurthy(1969)、Gao(1983)、Chiang(1987)、吳與傅(1987)、陳(1987、1988)、陳與周(1988)等指出年內西南季風強弱有顯著的變化，季風環流主宰東亞梅雨期之行星尺度環流特徵，其強弱變化與華南前汛期(台灣梅雨期)、江淮流域梅雨期的降水有明顯的相關，而台灣梅雨期的顯著與否，直接影響台灣地區的水資源。Madden & Julian(1971, 1972)指出熱帶地區存在一週期 40-50 天的低頻振盪。Yasunari(1979、1980)、Krishnamurti & Subrahmanyam(1982)、Krishnamurti(1985)等學者研究指出，低頻振盪與西南季風環流的強弱變化有明顯的關係且具有激發的效果。Frindlater(1969)指出索馬利噴流為季風疊積的效果，可為印度西南季風強弱與開始的指標，張與呂(1990)、呂等(1992)分別探討1979年及1987年印度季風環流變化及其對東亞天氣的影響，指出季風區的風場存在顯著的低頻振盪現象，其強弱變化與西太平洋副熱帶高壓脊環流，發生互動的現象，迫使輻合帶位置發生變動，影響整個東亞地區的環流型態與天氣現象，也主導台灣地區的降水現象。

亞洲巨大季風系統中存在著兩個比較獨立的次級季風系統，而這兩大系統在本質上似乎相同，但也有許多重大的差異，西南氣流的建立過程不是連續的，帶有爆發性的突變，其建立時間與氣流強弱有明顯的變化，相對的影響西北太平洋副熱帶高壓脊的變化，西南季風與高壓脊環流互動的現象，促使間熱帶輻合帶的位置、與走向發生明顯變化，直接影響台灣梅雨期的降水，及往後仲夏期南來氣流的強度和熱帶擾動發生的頻率、位置及移行路徑。有關夏季季風的研究，以關於印度季風及整體環流的論著較多，也較完整，而有關於東亞季風的研究則大部分集中於梅雨、西藏高壓、及西太平洋副熱帶高壓的分析上，更重要的，東亞季風區夏季風場來源的多樣化，及產生較複雜的天氣系統與天氣現象，預報上較不易掌握，但夏季東亞季風環流主宰台灣地區夏半年的天氣型態及重要的水資源等特性，對其有系統的探討應是刻不容緩，本文著重於探討有關季風環流與西太平洋副熱帶高壓脊環流的相關性及對間熱帶輻合帶的位置、與走向的影響，進而利用熱帶擾動的族群性，說明夏半年期間南來氣流對台灣天氣現象的影響，也利用較明確有關西南季風的年際變化與低頻振盪等特性，探討東亞季風各主要成員在不同時期的變化與特性，進而提昇對夏季天氣預報的能力。

二、資料來源與處理過程：

本文為探討夏半年期亞洲夏季季風環流的特性、西太平洋副熱帶高壓脊環流的強弱變化及季風槽的變動特性，特採用1979~1988年ECMWF/WMO全球水平網格間距為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 之各定壓層面的氣象資料，分析印度洋及西太平洋地區

(範圍 $30^{\circ} \text{ E}-180^{\circ} \text{ E}, 30^{\circ} \text{ S}-45^{\circ} \text{ N}$)的水平風場、流線場及重力位高度場等。資料特性又以1979、1987年最具代表性；1979年GARP(The Global Atmospheric Research Program)為瞭解全球大氣平均狀況、環流型態及探討赤道地區海洋與大氣間的動力過程，增進天氣預報能力及提供氣候模擬所需的條件，實施特別密集觀測，尤其針對亞洲季風現象，實施夏季季風實驗(Summer Monsoon Experiment; SMONEX)自1979年6月到8月，加強探討印度洋、印度半島等西南季風區的貢獻和特性。TAMEX(1987)年，國際合作密集的觀測及資料的處理，為台灣梅雨期間形成劇烈降水的中尺度天氣系統，提供完整、高密度的資料。

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($2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$)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，雲頂溫度較低，相對的衛星接收的輻射量也較低，OLR值較低；反之若雲層較低或晴空，則長波輻射強度較強，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與強度，而積雲內部的潛熱釋放是非絕熱作用的重要因素，也為直接熱力環流的起源。

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_n)與輻散分量(V_o)，且滿足 $V = V_n + V_o$ ， $V_n \cdot V_o = 0$ 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。

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、西太平洋副熱帶高壓脊、間熱帶輻合帶的強度與特性，選取索馬利噴流為西南季風強弱的指標。為探討西太平洋副熱帶高壓脊環流強度的變化，採用面積指數法；即取500毫巴面上 7.5° N 以北、 $105^{\circ} \text{ E}-180^{\circ} \text{ E}$ 範圍內，5880重力位高度等高線所包含的每隔 2.5 經度線與 2.5 緯度線相交的網格點數目。探討間熱帶輻合帶強度的變化，採熱力對流分析，分析 $0^{\circ} \text{ N}-22.5^{\circ} \text{ N}, 105^{\circ} \text{ E}-165^{\circ} \text{ E}$ 範圍內OLR值小於200K與240K的網格點數目。另採用關島颶風警報中心所發布有關西太平洋熱帶擾動資料，配合東西向風場的緯向剖面時間序列分析，探討熱帶擾動的群集性。同時為探討天氣現象發生的自然週期，使用快速傅立葉轉換(Fast Fourier Transformation)的方法，對索馬利噴流的風場強度、西太平洋副熱帶高壓脊環流強度及台灣地區各氣象因子的時間序列做頻譜分析，以探討西南季風環流地區低頻振盪的特性。為更進一步探討低頻振盪發生的情形及其對環流的影響，採用Murakami(1979)的Second-Order Butterworth Filter方法截取30~50天的訊號，繪製其時間序列圖，以瞭解各氣象因子低頻分量的變化情形及與台灣降水的關係。進一步的，分別求其彼此間交互相關(cross-correlation

)，以探討西南季風環流及其與太平洋高壓脊環流彼此間的互動關係和對台灣地區降水的影響。

三、季風環流與其 年內演變

北半球夏季，太陽短波輻射直射北半球，亞洲東南部地區由於海陸分布與地形效應，形成顯著的熱力直接環流，造成著名的印度西南季風與東亞季風。圖(1)為印度洋及西太平洋地區850毫巴面的低層夏季平均流線場，南半球赤道地區為盛行東風氣流，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，太平洋西部地區在副熱帶高壓脊籠罩下，環流型態非常明顯，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，於 100°E 到 140°E 之間穿過赤道氣流北上，偏轉形成東亞夏季季風與印度季風匯流於南中國海形成西南氣流。西南氣流與太平洋高壓外圍的東南氣流交匯於菲律賓及其東方海面，形成季風槽，季風槽於東亞地區北可達 30°N ，季風槽自華中一帶向東南方向呈西北一東南走向，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。匯合後的氣流，以暖濕的熱帶氣團形式，沿亞洲陸地東岸北上向中國及日本推進。夏半年期間，台灣位於此季風槽區，環流型態與天氣現象與南來氣流的變化有直接的影響。圖(2)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，顯示西太平洋地區熱力直接環流主要源自孟加拉灣地區、印度西南季風區及間熱帶輻合帶三地區上升，下降區南支位於南半球副熱帶高壓區，北支位於北半球 45°N 以北地區，向東環流主要下降區位於中太平洋，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。圖(3)為印度洋與西太平洋高層200毫巴面夏季平均速度位場，孟加拉灣地區、印度西南季風區及間熱帶輻合帶三地區為主要輻散區，南半球馬斯喀連高壓與澳洲高壓，喜馬拉雅山西部與巴基斯坦一帶為主要輻合區。圖(4)為印度洋與西太平洋夏季平均OLR分布圖，主要深對流區位於孟加拉灣地區、印度西南季風區及間熱帶輻合帶三地區，晴空區位於南半球副熱帶地區(馬斯喀連高壓與澳洲高壓)、中太平洋地區、喜馬拉雅山西部與巴基斯坦一帶。圖(5)為印度洋與西太平洋地區500毫巴面夏季平均重力位高度場，季風區環流已不明顯，喜馬拉雅山西部與巴基斯坦一帶已形成封閉高壓系統，相對的西太平洋副熱帶高壓脊非常顯著，5880等重力

位高度線達台灣地區以西 115°E 附近，台灣位處於此高壓脊西側，天氣現象變化明顯。綜觀圖(2)到圖(5)顯示，季風區熱力直接環流主要源自孟加拉灣地區、印度西南季風區及間熱帶輻合帶三地區，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°N 以北地區；東西向往東環流主要下降區位於中太平洋，助長西太平洋副熱帶高壓脊的發展。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。

探討印度西南季風環流強度隨時間的變化，索馬利噴流的強度為一良好的指標。圖(6)為西南季風索馬利噴流地區(47.5°E - 60°E , 5°N - 12.5°N ，夏季季平均風速大於 15 m/sec)自5月1日起到9月31日的5日平均動能隨時間變化圖，印度地區西南風於5月中旬前期逐漸增加，而5月下旬前期又減弱，6月初西南季風迅速啟動，季風於6月中旬前期達到最活躍期，6月下旬發生中斷現象，此期西南風迅速減弱，7月上旬前期西南季風復甦，7月中旬西南季風再次達到活躍期，此期出現二次峰值，分別於7月中旬初期與7月中旬後期。7月下旬時西南季風再次中斷，此期中斷時間較長，第二次復甦現象發生於8月中旬初期，8月下旬初期再達到活躍期，9月初西南氣流減弱，整個印度西南季風環流型態消失。綜觀印度西南季風環流強度呈現明顯的強弱週期性變化，其週期呈現明顯的低頻振盪現象，而季風環流的強弱變化，也直接影響鄰近環流的相互消長與變動。進一步探討季風區的低頻特性，圖(7)為經過中通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與三次的活躍期，中斷現象分別發生於6月下旬與7月下旬，其平均週期約30天。探討印度西南季風(索馬利噴流)強度年內的週期性強弱變化，Chang & Lu(1989)、張與呂(1990)分析阿拉伯和印度北部地區850毫巴面重力位高度場1425 gpm 到1440 gpm 間所含蓋區域大小的時間變化，顯示青康藏高原熱低壓的迅速建立，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，形成一唧筒抽拉現象，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，配合OLR資料分析顯示，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，使得氣壓梯度變小，引起季風的變化。所以阿拉伯東部，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，疊加效果，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。總言之，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。

四、季風與副高互動對環境的影響

季風區熱力環流由源地向各方向傳遞，部分往東氣流主要沉降區位於中太平洋，影響西太平洋副熱帶高壓脊環流的強弱，爲了相對比較探討與季風環流的關係，圖(8)爲西太平洋副熱帶高壓脊500毫巴面上面積指數自5月1日起到8月28日的五日平均值隨時間變化圖，西太平洋副熱帶高壓脊的強度平均而言自5月起，隨季節而強度逐漸增強範圍也逐漸擴張，6月後已發展完整，整體而言副高脊環流的強弱(面積指數)隨時間呈現一較高頻的振盪，此意味著副熱帶高壓的變化，因緯度較高，部分受中緯度次網格尺度的影響。圖(9)爲西太平洋副熱帶高壓脊強度經濾波後低頻分量的時間序列圖，副高面積指數的三個極值與印度季風活躍期相互配合，且呈現時降落後的現象，此意味著季風非絕熱效應所產生熱低壓的膨脹與收縮影響季風環流強弱，也使東西向環流相對產生強弱變化，直接使副熱帶高壓脊環流的強度也產生變化。

赤道輻合帶，亦稱爲間熱帶輻合帶或稱爲季風槽(縮寫爲ITCZ)，在流場上表現爲一條連串的氣流匯合區或匯合線，匯合區兩側的氣流爲來自北半球偏東信風氣流與來自南半球的偏西風氣流。季風槽內，風場輻合、水汽充足、對流旺盛且與熱帶擾動的生成有明顯的相關。圖(10)爲1987年850毫巴面五日平均風場沿 15°N ，經度 $100^{\circ}\text{E}-165^{\circ}\text{E}$ 間的緯向剖面隨時間的變化圖，圖中實線表示東風與西風之交界線，也可視爲季風槽的位置，季風槽有隨南風的加強而逐漸北移的現象，圖中也顯示季風槽在西太平洋地區由華中一帶向東南方向呈西北-東南走向，且此東西風之消長進退與亞洲季風之低頻振盪有密切的關係，比較圖(6)與圖(10)顯示索馬利噴流之振盪週期與此區東西風之進退一致，但東西風的進退，其相位比索馬利噴流之低頻振盪落後約5~10天左右。比較FGGE年(圖(11)爲1979年850毫巴面五日平均風場沿 15°N ，經度 $100^{\circ}\text{E}-165^{\circ}\text{E}$ 間的緯向剖面隨時間的變化圖)，亦有相同的情形。比較FGGE年與TAMEX年間東西風變動的差異，TAMEX年除西風爆發較早，低頻振盪的週期較短外，最大的不同在於FGGE年西太平洋地區五月上旬西風已開始發展，於 15°N 緯度上已向東延伸到 140°E ，反觀TAMEX年西風在五月中旬才開始發展，且勢力僅達 120°E 左右。此東西風交界處亦是季風槽所在地，也是旺盛對流系統集中的主要區域。圖(12A、12B)爲赤道到 22.5°N ， $105^{\circ}\text{E}-165^{\circ}\text{E}$ 區域內，OLR值小於200K(或240K)之面積指數的五日平均值隨時間變化情

形，如果OLR值可以用來作爲對流強度的指標，圖中顯示ITCZ區域內的對流活動亦呈約30天左右的週期性振盪，其相位與索馬利噴流差不多，比西太平洋東西風變動提早約5~10天左右。

探討熱帶擾動與輻合帶的關係，表(1)、表(2)分別摘自關島颶風警報中心所發布的1979、1987年西北太平洋熱帶擾動資料。圖(10)、圖(11)中的"*"分別表示熱帶擾動強度初達35KTS時的位置，圖中顯示西北太平洋地區，颶風群集性的表現非常顯著，颶風的生成與熱帶大尺度環流的演變有明顯的相關，每當低緯西風往東爆發增強達 $130^{\circ}\text{E}-140^{\circ}\text{E}$ 以東時，往往使間熱帶輻合帶內擾動變成活躍，有利於颶風的連續發生，相反的低緯赤道區若爲熱帶東風控制時，不利於颶風的產生。個案探討台灣地區乾濕梅雨年與南來氣流強弱的關係，圖(13A)與圖(13B)分別表示1979、1987年台灣北部台北板橋測站(46692)降水量資料，顯示，TAMEX年(梅雨少雨年)西南季風延後發展且勢力較1979年(梅雨多雨年)微弱，赤道西風僅達 120°E 左右，由5月底層流場顯示此期副熱帶高壓脊籠罩西太平洋地區，此高壓脊一直向西南延伸到 100°E ，接近馬來半島印尼附近，台灣全島梅雨期間，深受此高壓脊影響，導致梅雨期雨量偏少。綜觀台灣夏半年期間的降水與南來氣流強弱與爆發時間有明顯關係。

五、結論與討論

梅雨期及往後夏半年期間，印度西南季風與東亞季風所帶來的南來氣流主導台灣的天氣型態與降水現象，也影響西北太平洋熱帶擾動的生成、發展、運行。本文採用1979~1988年ECMWF/WMO全球網格資料、NASA所計算的OLR資料、台灣地區各主要測站觀測資料、關島颶風警報中心所發布有關西太平洋熱帶擾動資料，探討東亞夏季季風環流的特性及其熱力直接環流對西太平洋副熱帶高壓脊環流的影響，也討論此二系統的相互消長現象及其所造成季風槽的變動和對東亞天氣系統的影響，期能掌握南來氣流的變動，建立台灣地區夏半年期的降水預報，結果如下：

- (一)、青康藏高原南麓與印度北部地區熱低壓的建立與發展，直接影響西南季風的形成與變化，而印度季風的開始和變化與非洲東側海岸的低壓槽變化息息相關。
- (二)、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，達印度半島北部再往東傳，最後併入季風槽內，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。
- (三)、西南季風環流強度的時間變化，直接影響西太平洋副熱帶高壓脊環流的強度變化及季風槽位置和走向，造成台灣不同的天氣型態。

- (四)、印度西南季風氣流、西太平洋副熱帶高壓脊環流、中緯度西風帶冷高壓鋒面系統的互動與強弱，影響輻合帶的位置與走向，也直接影響台灣地區的降水現象，當南來氣流過於微弱或過於強盛時，皆不利台灣地區的降水，南來氣流的強弱變化與熱帶季風區低頻振盪有明顯相關。
- (五)、熱帶擾動分析顯示，西北太平洋地區，颱風群集性的表現非常顯著，颱風的生成與熱帶大尺度環流的演變有明顯的相關，每當低緯西風往東爆發增強達 130° E- 140° E以東時，往往使間熱帶輻合帶內擾動變成活躍，有利於颱風的連續發生，相反的低緯赤道區若為熱帶東風控制時，不利於颱風的產生。
- (六)、夏半年期間，南來氣流的建立及其所帶來充沛溫暖潮濕的氣流與台灣地區梅雨期的降水有密切的相關，TAMEX年間由5月印度洋與西北太平洋平均流場與東西風交界的輻合帶位置圖顯示，5月台灣梅雨期，印度西南季風尚未建立，西太平洋副熱帶高壓脊的東風氣流異常發展，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年成為梅雨不顯著年的原因。

六、參考文獻

- 呂芳川 郭漱冷 張隆男 1992：TAMEX年間東亞夏季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 501-510
- 吳明進、傅達颺，1987：台灣梅雨季降水之年際變化。大氣科學，15，1,31-42。
- 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、周仲島，1988：東亞梅雨研究（一）。國科會研究報告，NSC77-0202 - M002 - 14。
- 陳泰然，1988：台灣梅雨顯著年大範圍之衛星雲量演變。大氣科學，16，1，59-74。
- 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。
- Chang, L. N. and F.C.Lu, 1989: On temporal variations of low level jets associated with the a Asian Summer Monsoon。International Conference on East Asian and Western Pacific Meteorology and Climate. Hong Kong , 6 - 8 July 1989, 38-47.
- Chen, L.X., and W.L.Li, 1981: The heat sources and sinks in the monsoon region of Asia. In Proceedings of the symposium on the summer monsoon in South East Asia , Hong-zhou, 86-101.
- Chiang, 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.
- Gao, Q.Y., 1983: The summer monsoon intensity index in East Asia and its variation. Acta. Geog. Sin. 38, 207-216.
- Krishnamurti, T.N. and H. N. Bhalme, 1976 : Oscillations of a monsoon system. Part I: Observational aspects. J. Atmos. Sci., 33, 1937-1953.
- 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.
- Madden, R.A. and Julian, P.R., 1971: Detection of a 40-50 days 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.
- Rao, Y. P., 1976: Southwest monsoon. Meteorology Monographs, Synoptic Meteorology, India Meteorological Department.

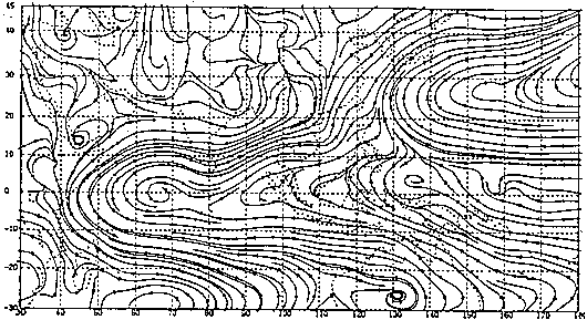
Sweet, R.A., 1973: Direct methods for the solution of Poisson's equation on a staggered grid. J. Comp. Phys., 12,422-428.

Tao, S.Y., and L.-X. Chen, 1987: A review of recent research on the East Asian Summer monsoon in China. In Monsoon Meteorology. Chang and Krishnamurti Ed. 60-92.

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

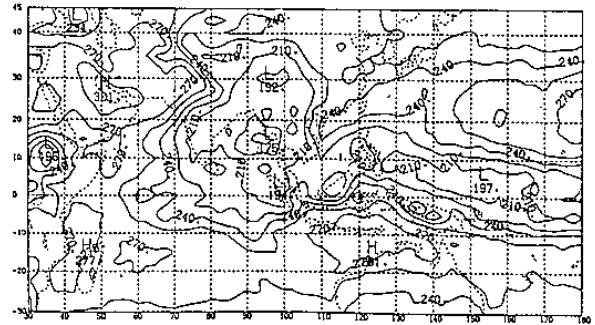
Yasunari, T., 1980: A quasi-stationary appearance of 30 to 40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India. J. Meteor. Soc. Japan, 58, 225-229.

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



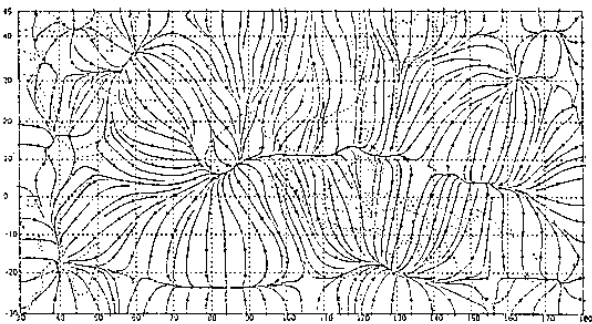
圖(1):印度洋與西太平洋地區850毫巴面的低層夏季平均流線場

6.01--8.31: 12Z :1987 MEAN TEMPERATURE (OLR) UNIT: K (INTERVAL=15)



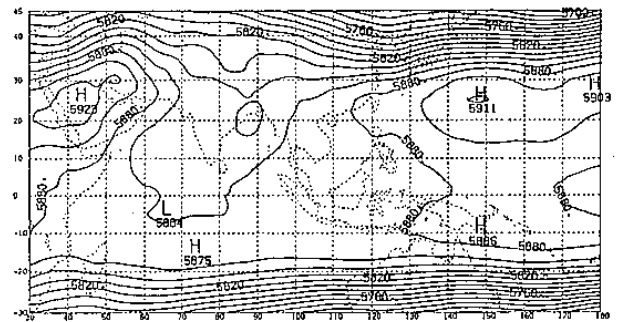
圖(4):印度洋與西太平洋地區夏季平均 OLR 分布圖

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



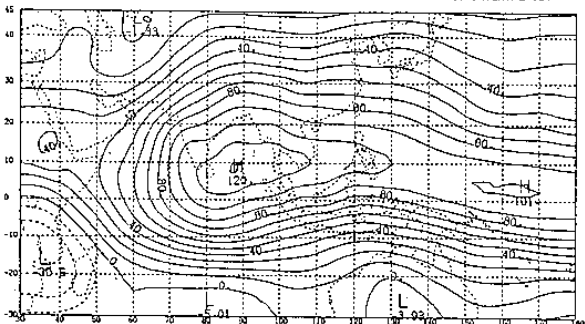
圖(2):印度洋與西太平洋地區200毫巴面夏季平均風場輻散分量的流線場

6.01--8.31: 12Z :1987 SUMMER MEAN GPM FIELD P:500MB UNIT: GPM (INTERVAL=15)

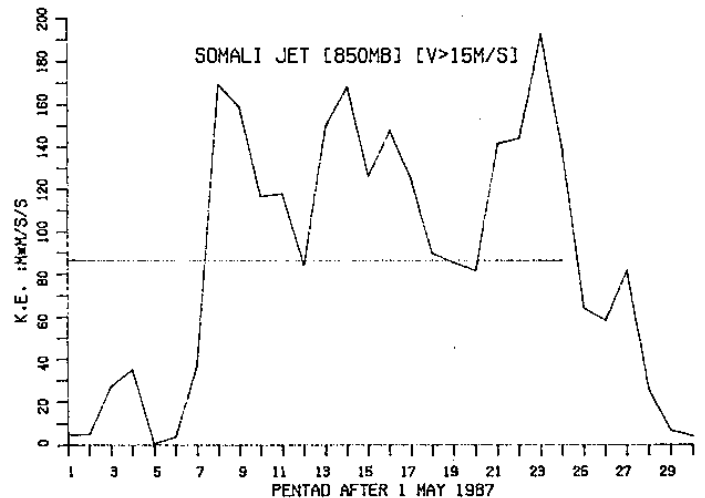


圖(5):印度洋與西太平洋地區500毫巴面夏季平均重立位高度場

6.01--8.31 : 12Z :1987 P:200 MB SEASON MEAN VELOCITY POTENTIAL UNIT: EGS M*2/SEC. INTERVAL=10.



圖(3):印度洋與西太平洋地區200毫巴面夏季平均速度位場



圖(6):西南季風索馬利噴流地區(47.5° E - 60° E, 5° N -12.5° N, 夏季季平均風速大於 15 m/sec)自5月 1日起到 9月 31日的 5 日平均動能隨時間變化圖

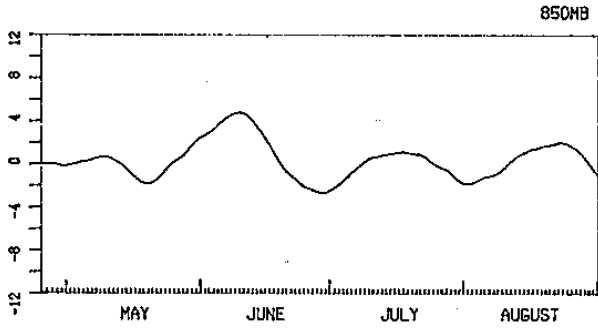


圖 (7): 中通濾波後西南季風區東西向風場低頻分量的時間序列圖

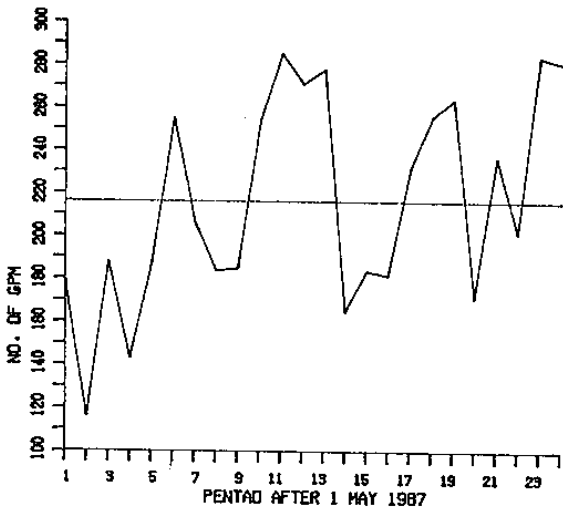


圖 (8): 西太平洋副熱帶高壓脊 500毫巴面上面積指數自 5月 1日起到 8月 28日的五日平均值隨時間變化圖

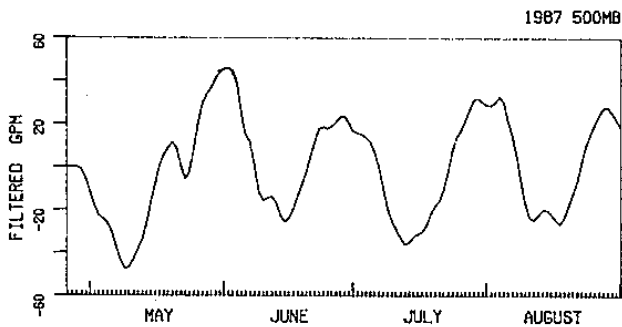


圖 (9): 西太平洋副熱帶高壓脊強度經濾波後低頻分量的時間序列圖

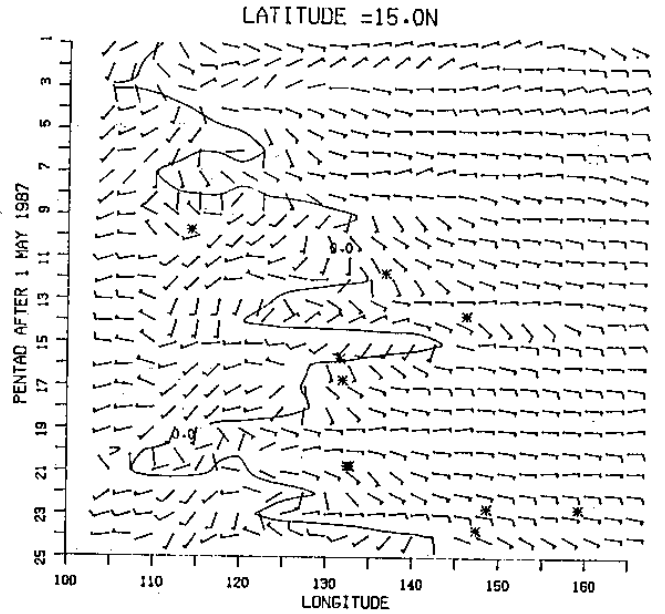


圖 (10): 1987年 850毫巴面五日平均風場沿 15° N，經度 100° E-165° E 間的緯向剖面隨時間的變化圖，圖中實線表示東風與西風之交界線，也可視為季風槽的位置

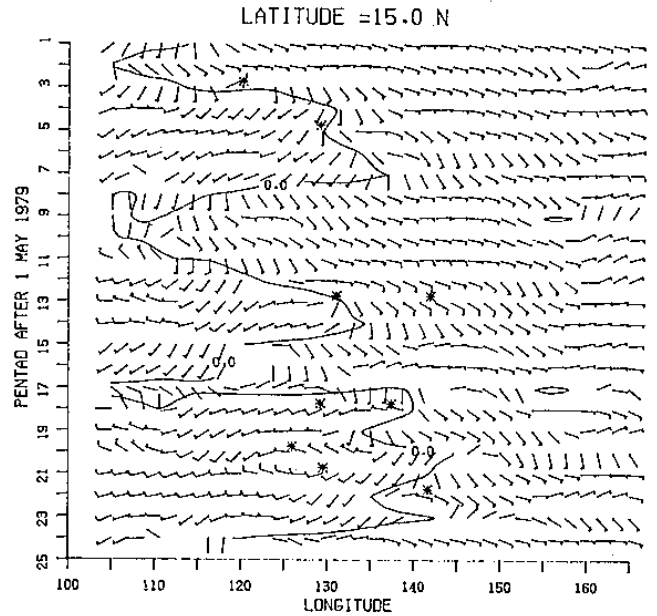


圖 (11): 1979年 850毫巴面五日平均風場沿 15° N，經度 100° E -165° E 間的緯向剖面隨時間的變化圖

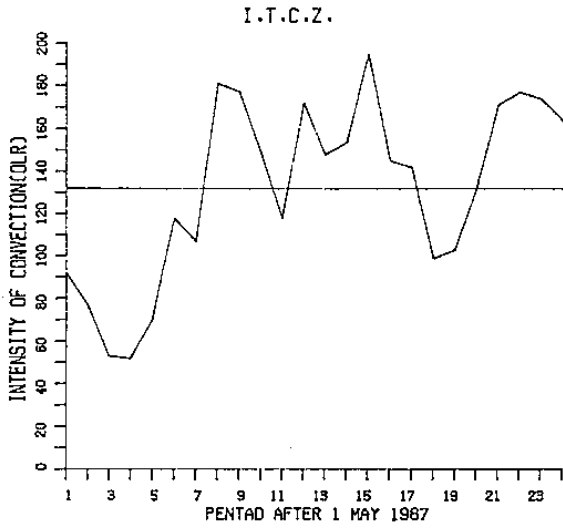


圖 (12B): 赤道到 22.5° N, 105° E-165° E 區域內, OLR值小於 240 k 之面積指數的五日平均值隨時間變化情形

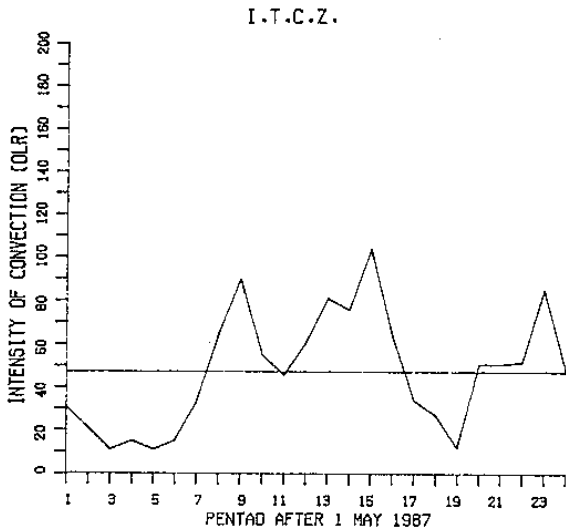


圖 (12A): 赤道到 22.5° N, 105° E-165° E 區域內, OLR值小於 200 K 之面積指數的五日平均值隨時間變化情形

表 (1): 摘自關島颶風警報中心所發布的 1979年西北太平洋熱帶擾動資料

1979 西北太平洋熱帶氣旋 (摘自 J.T.V.C., GUAM)

CYCLONE	TYPE	NAME	PERIOD OF WARNING	MAX SFC WIND (KNOT)
04	TS	DOT	10 MAY-16 MAY	40
05	TD	TD-05	23 MAY-24 MAY	30
06	TY	ELLIS	01 JUL-06 JUL	85
07	TS	FAYE	01 JUL-06 JUL	40
08	TD	TD-08	24 JUL-25 JUL	20
09	ST	HOPE	27 JUL-03 AUG	130
10	TS	GARDON	26 JUL-29 JUL	60
11	TD	TD-11	03 AUG-06 AUG	25
12	TY	IRVING	09 AUG-18 AUG	90
13	ST	JUDY	16 AUG-26 AUG	135
14	TD	TD-14	18 AUG-20 AUG	20

表 (2): 摘自關島颶風警報中心所發布的 1987年西北太平洋熱帶擾動資料

1987 西北太平洋熱帶氣旋 (摘自 J.T.V.C., GUAM)

CYCLONE	TYPE	NAME	PERIOD OF WARNING	MAX SFC WIND (KNOT)
03	TS	RUTH	18 JUN-19 JUN	35
04	TY	SPERRY	27 JUN-01 JUL	75
05	ST	THELMA	07 JUL-16 JUL	130
06	TY	VERNON	16 JUL-21 JUL	65
07	TY	WYNNE	22 JUL-01 AUG	125
08	TY	ALEX	23 JUL-28 JUL	65
09	ST	BETTY	09 AUG-16 AUG	140
10	TY	CARY	13 AUG-22 AUG	85
11	ST	DINAH	21 AUG-31 AUG	130
12	TS	ED	22 AUG-23 AUG	30
12	TS	ED#	26 AUG-28 AUG	35

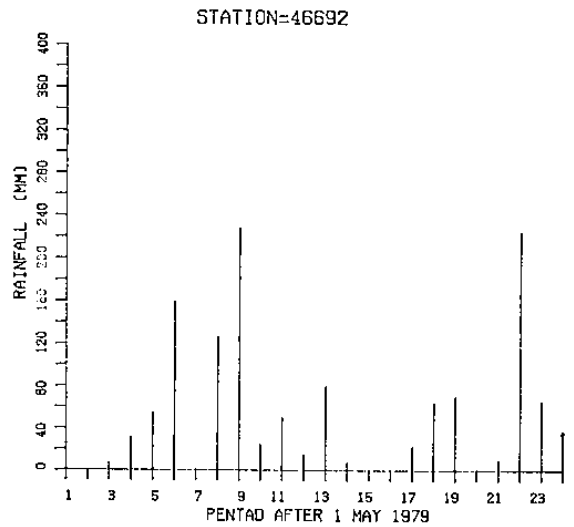


圖 (13A): 表 1979 年台灣北部台北板橋測站 (46692) 降水量資料

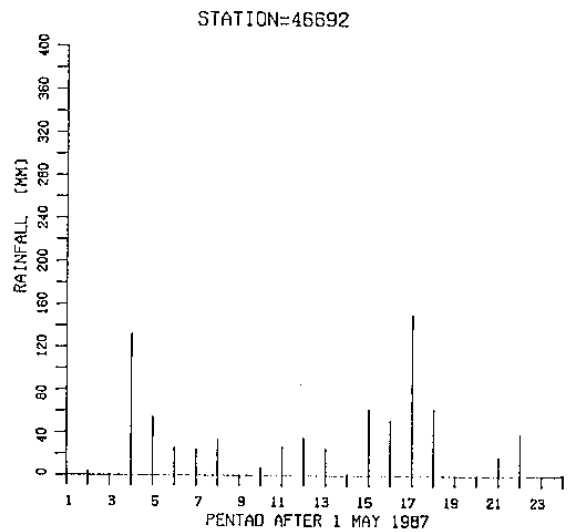


圖 (13b): 表 1987 年台灣北部台北板橋測站 (46692) 降水量資料

The Interrelation Between The East Asian Monsoon Trough And The Ridge of The Subtropical High

Fang-Chuan Lu , Shu-Ling Kuo , Chang-Min Chu
Department of Applied Physics
Chung-Cheng Institute of Technology

Long-Nan Chang
Institute of Atmospheric Physics
National Central University

The 1979 - 1988 ECMWF/WMO data sets , the OLR data , the Taiwan's major meteorological station's hourly data, and the data of western north Pacific tropical cyclones are used to analyze the circulation of Asian summer monsoon area and vicinity. The effects of the non-adiabatic process on the circulation of the monsoon area and vicinity is studied. Also, we investigate the effects on the western Pacific subtropical high by the monsoon circulation.

Asian summer monsoon composes two systems , the Indian southwest monsoon and the East Asian monsoon. The intensity of Asian summer monsoon varies periodically and the developing procedure of Asian summer monsoon escalates progressively that directly affects the intensity and the position of the ridge of western Pacific subtropical high. Interrelation between the intensity variation of Asian summer monsoon and the intensity variation of the western Pacific high , affects the location and the direction of intertropical convergence zone (ITCZ) in the northwestern Pacific, as well as affects the frequency of occurrence, development and movement of tropical disturbance which arouse the mass occurrence of typhoon obviously. It will ascend the possibility of typhoon formation whenever the tropical westerly wind enhances and bursts to the east of 130-140 E , results in that the tropical disturbance of ITCZ will become active. On the contrary, it will descend the possibility of typhoon formation whenever the dominant of lower latitude zone is tropical easterly wind. Meanwhile, the tropical easterly wind also affects the circulation of east Asia, as well as affects the precipitation of Taiwan in summer season.

