

東亞地區環流型態與台灣梅雨期降水的關係

呂芳川 李永生 張隆男 郭淑冷

1. 中正理工學院
2. 陸軍氣象中心
3. 國立中央大學
4. 中正理工學院

摘要

臺灣位於副熱帶，西靠歐亞大陸，東濱太平洋，在春夏交替的季節，北方冷氣團勢力逐漸消退，在華東形成一近似滯留的冷心高壓，東海附近則有一移動性冷心高壓；而南方由於地形與海陸分布的影響，及太陽短波輻射熱源北移的作用，在中南半島形成一暖心低壓。暖濕的西南氣流與北方冷氣團交匯產生滯留性鋒面，使臺灣地區產生連續性降水，此時期稱為台灣梅雨期。本文採用1979—1987年 ECMWF/WMO之各定壓層面的氣象資料，OLR 資料及台灣地區各主要測站的觀測資料，探討上述高低壓配對及西太平洋副熱帶高壓脊等的環流型態與台灣梅雨期降水的關係。

分析結果發現：入梅前，中南半島地區即因輻射增溫作用形成熱力低壓，其中心值由入梅至出梅逐漸加深，且範圍緩慢向東北方向擴展；出梅後，配合印度西南季風的發展，迅速往北擴張至整個華南地區。梅雨期間，北方系統減弱，因地形效應，於華東產生滯留性冷心高壓，此高壓的位置與強度影響華南地區的降水，出梅後，此高壓系統即消失。相關雨量分析顯示，於濕梅年中南半島熱低壓較早建立且強度也較強，同時引導印度西南季風建立最早，勢力最強，北方華東冷高壓中心，勢力較強且溫度較低，使滯留鋒面接近台灣，同時西太平洋副熱帶高壓脊位置偏南，形成台灣的多雨現象。乾梅年則西南季風勢力較弱，華東冷高壓中心勢力微弱，位置較遠離台灣，加以西太平洋副高壓脊線北抬，使得滯留鋒面帶較無法徘徊於台灣地區，形成台灣地區少雨現象。

一、前言：

東亞地區為著名的季風區，春末夏初季節交替之際，從日本向西南延伸經太平洋西側到華南地區，產生一道滯留性鋒面，使台灣地區產生連續性降水，此時期稱為台灣「梅雨期」。由於梅雨鋒面多變化，至今仍無法準確預報，且台灣梅雨期每年降水不同，國內學者經常根據雨量多寡區分為乾梅、濕梅與正常梅雨，但是所選取的雨量測站不盡相同，分類標準自然有所差異，因此為了考慮對台灣整體的影響，本文選擇 5 個具代表性（台灣北部、

南部、東部、東北部與外島地區）測站的雨量資料，做為有關台灣乾濕梅雨的分類。

夏半年期間東亞地區為主要季風區，氣流主要源自西北太平洋的熱帶海洋氣團與孟加拉灣或南中國海的赤道海洋氣團，有關東亞地區的降水研究，Lau (1989) 指出東亞梅雨期降水區的變化乃為全球降水變化的一支，梅雨期降水區逐漸北移的現象，可視為由於南印度洋 ($5^{\circ} S$) 赤道地區對流系統北移且移入年平均雨區所造成的。Tao & Chen (1987) 利用大陸降水資料配合 Rao(1976) 印度西南季風啟動資料，指出東亞地區季風的演進自五月

中旬達亞洲南部造成華南／台灣地區的梅雨現象，往後降水區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，也指出梅雨期的降水與西北太平洋副熱帶高壓脊的變化有明顯的關係。Chen & Chi (1980) 分析 1968 到 1977 年梅雨期的天氣型態，春末夏初於西藏高原下風處，出現高低壓配對的天氣型態；華東一近似滯留的冷心高壓、中南半島一暖心低壓，此高低壓配對有利於梅雨鋒區氣旋的生成，且此華東高壓也影響中緯度冷空氣的南下。Tao & Chen (1987) 也指出此高低壓配對有利於南支噴流的維持與強弱變化。蔡等 (1991) 由梅雨期綜觀天氣分析指出，台灣梅雨的開始與結束也是受到東亞高層南支噴流兩次瞬變的影響。綜合以上東亞環流特性分析，影響梅雨期的大尺度現象可包含下類諸因子：高層西藏高壓、南支噴流的位置與強弱變化、中層西太平洋副高環流之發展，下層南來環流之來向、華東高壓、季風低壓、青藏高原之熱源角色等等。

Ramamurthy(1969)、Gao(1983)、Chiang(1987)、吳與傅 (1987)、陳 (1987、1988)、陳與周 (1988) 王等 (1992) 等學者研究梅雨期降水指出：年內西南季風強弱有顯著的變化，梅雨期雨量多寡的決定因素為低對流層氣流之源地與強度：當源自孟加拉灣且較強之西南氣流控制時，為多雨梅雨期；當源自西太平洋高壓脊環流之東南、南或西南氣流，或東亞主槽後之大陸性西北氣流控制時，則屬於少雨乾梅雨期。Tao and Chen(1987) 指出華南及台灣地區低對流層之西南氣流與青藏高原、中南半島地區的季風低壓及西太平洋高壓等之位置息息相關外，亦可能與印度西南季風及南半球環流系統的變化有關。台灣梅雨期的顯著與否，直接影響台灣地區的水資源，Chang & Lu(1992)個案分析台灣地區乾濕梅雨年顯示，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，梅雨期間低層西風僅達 120° E 左右，再由 5 月低層平均流場分析顯示，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，梅雨期間台灣全島深受此高壓脊影響，導致梅雨期雨量偏少。Huang etc. (1989) 利用飽和相當位溫分析也指出梅雨期的降水乃為赤道區南來系統週期性的北上。

Chen (1981)、Tsai & Kau (1989) 分析梅

雨期台灣地區的降水現象，指出高低層南風噴流的產生和位置與豪雨的產生有明顯關係，同時豪雨區對流的潛熱釋放所造成的次環流也回饋加強本身西南季風。呂等(1992) OLR 資料分析顯示，深厚對流系統的強度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，再往東傳移入季風低壓區，而季風低壓區由於對流雲的移入，改變溫度梯度的熱力效應，引起季風區印度北部青藏高原的熱低壓及非洲東岸熱力槽的強度變化，顯示西南季風氣流的啟動、中斷、及復甦現象與大範圍對流系統有明顯的相關，也影響台灣梅雨的變化。

梅雨為春末夏初交替期的天氣現象，當大範圍熱源由赤道地區北移到喜馬拉雅山麓時，中南半島熱低壓隨之建立，再配合華東的冷高壓，使華南與台灣地區進入梅雨期。梅雨鋒面的形成與水汽的供應有著密切的關聯，而水汽的來源主要是來自印度西南季風、南海南來氣流與西太平洋副熱帶高壓的東南氣流。總之此等氣旋對(華東冷高壓與中南半島熱低壓)的建立及西太平洋副熱帶高壓脊的位置與強度變化為影響梅雨活躍與否的良好指標，如何結合夏季東亞西南季風環流的演化及臨近環流特性，來探討南來環流對台灣梅雨期的影響，則為本文探討的重點。

關於台灣梅雨的研究已有許多論述，由於過去熱帶地區天氣資料缺乏，許多著作大多偏重研究北方天氣系統對梅雨的影響。事實上，隨著季節轉變，太陽日照短波輻射北移，加熱範圍增加，使北方冷氣團勢力相對的減弱，東北季風北退，此南、北溫度的變化，加強了南來氣流的勢力，使暖濕空氣隨著季風輸送至東亞地區，當此暖濕氣流與北方冷空氣交匯處，形成滯留性鋒面，即為梅雨鋒面。因此，梅雨鋒面的生成與南方氣流關係至為密切。同時進一步分析過去 9 年(1979 — 1987) 台灣梅雨期乾、濕與正常梅雨年南來氣流與北方華東地區環流系統的強弱變化對梅雨的影響，與西太平洋副熱帶高壓於梅雨期所扮演的角色，尋找三者互動關係，歸納出分析結果，期能對梅雨的預報有所助益，及早防患濕梅年產生的暴雨，減少農經上的損失，與乾梅年水資源的規劃。

二、資料來源與處理過程

有關台灣地區降水資料研究,吳興王(1981);吳等(1981),呂等(1991)均有深入的探討,指出北部全年皆有降水現象,雨季的差別不甚明顯,但依降雨量分析,北部的雨季大致可分為五期,即:春雨、梅雨、雷雨與颱風雨、秋霖與冬雨。南部的雨季與北部比較則明顯不同,雨季集中於夏半年的梅雨期和雷雨與颱風雨期。就整體而言,冬半年期間,中、高緯度天氣系統南下,由於台灣位處副熱帶地區及內陸中央山脈的影響,冷空氣系統的勢力範圍不易到達南部地區,平均只能到達台灣北部附近,造成冬半年南、北降水的差異。相對地,夏半年期間南來氣流籠罩整個台灣地區,主宰著台灣地區的天氣形態與降水現象。由於台灣南部與北部全年雨量的差異性,本文依據中央氣象局 1975 - 1987 年所發佈的梅雨期雨量資料,選擇北部(46692(46692;台北)、南部(46741;台南)、東部(46699;花蓮)、東北部(46708;宜蘭)與外島(46735;馬公)等五個測站的雨量資料,統計分析各地區梅雨季期間各區之逐年雨量、(13年)平均雨量與標準差及各區常化指數(normalized index),並以此雨量多寡,選取台灣梅雨正常年、濕梅雨年與乾梅雨年,藉以探討入梅前、梅雨期與出梅後環流的特徵與演變。

探討台灣地區梅雨期環流的特徵與演變,經由個案分析結果,選取 1983、1987、1981 年,為正常、乾、濕梅雨年代表。各年就入梅前期 30 天平均、出梅後期 30 天平均與梅雨期三階段,分析各階段平均重力位高度場、溫度場、氣流線場與風場等。資料均採用 ECMWF/WMO 全球水平網格間距為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的氣象資料。平均重力位高度場與溫度場的分析範圍為 $30^{\circ} \text{E} - 180^{\circ} \text{E}$; $0^{\circ} \text{N} - 60^{\circ} \text{N}$,以探討北半球華東、東海冷心高壓與中南半島暖心低壓中心位置,平均流線場與風場分析範圍為 $(30^{\circ} \text{S} - 45^{\circ} \text{N}; 30^{\circ} \text{E} - 180^{\circ} \text{E})$,以瞭解台灣梅雨期及其出梅前、後南半球過赤道氣流的環流特徵,與西太平洋副熱帶高壓的環流變化。同時選取各因子自 4 月 1 日至 6 月 30 日(91 天)的剖面時間序列,探討梅雨期環流的演變。

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。

三、結果與討論

(A) 台灣地區梅雨期的雨量分析

根據 1975 年至 1987 年所發佈的入梅與出梅時間,統計分析中央氣象局台北、台南、花蓮、宜蘭、馬公等五個雨量測站梅雨期雨量值,結果如表(1),除了 1980 年入梅時間較早(4 月 20 日),其他各年入梅時間均在 5 月中、下旬,出梅則均在 6 月份。1983 年梅雨期最長(43 天),但梅雨期降水量並不是最多的一年。1976 年梅雨期最短(21 天),此年各測站雨量亦不是最少的一年。此說明梅雨期雨季的長短與雨量之多寡並沒有良好的相關性。

以台北測站代表北部、台南測站代表南部、花蓮測站代表東部,宜蘭測站代表東北部與馬公測站代表外島,分析此五個地區梅雨季期間 1975 - 1987 年各地區之逐年雨量、平均雨量與標準差;圖(1)為各地區梅雨期降水量的平均常化指數值(normalized index; NDI),1981 年的常化指數最大,所以選擇該年做為濕梅年的代表。由於本文採用歐洲天氣預報中心(ECMWF/WMO)1979 - 1987 年的資料,故由此 9 年中選擇常化指數接近零的 1983 年代表正常年。乾梅年的選擇上,雖然 1980 年具有較低的指數,但入梅太早,不適合做為分析比較對象,而且 1987 年為台灣中尺度實驗(TAMEX)年,該年國際間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,故以此年代表乾梅年。

(B) 梅雨期及其前後東亞的環流特徵

(一) 入梅前東亞地區的環流特徵

1983年入梅日為5月9日，為了瞭解入梅前的環流型態，選擇入梅前30天（4月9日—5月8日）做為分析各種氣象場的時段。圖（2）為1983年1000MB面平均重力位高度場，圖中顯示北方冷高壓位於貝加爾湖一帶，另一分裂中心則位於（ 50°N 、 95°E ）附近，冷高壓勢力由西北向東南伸展，華南地區仍受其微弱勢力影響，歐亞大陸東岸為冷心低壓，其勢力涵蓋東北至華中地區，中南半島熱低壓中心位於（ 17.5°N 、 95°E ）。西太平洋副熱帶高壓脊西伸，台灣地區深受其勢力範圍的影響。就整體而言，入梅前北方冷氣團減弱退縮，太平洋高壓脊西伸，台灣與華南地區受西太平洋副熱帶高壓脊影響。溫度場分析方面，圖（3）為1983年入梅前1000MB平均溫度場分析，中南半島存在暖中心，東海為冷中心，印度半島為暖區， 296K 溫度線經過台灣中部地區，顯示北方冷氣團減弱，亞洲大陸南部地區，受太陽短波輻射影響，有輻射增溫的現象。入梅前850MB面上平均流線場分析，如圖（4）所示。南半球低緯度地區盛行東風，源自南半球的印度西南季風此時期尚未建立，西太平洋副熱帶高壓脊西緣伸展至中南半島附近，顯示西太平洋高壓脊環流西伸，副熱帶高壓環流控制華南地區，台灣深受此高壓脊輻散的影響，而歐、亞大陸受北方天氣系統影響，乃屬冬季天氣型態。高層（300MB）平均流線場分析，西藏高壓分裂為兩大中心，分別位於中南半島東方（ 12°N 、 110°E ）與非洲東岸海面（ 12°N 、 57°E ），但中心位置偏南。北半球中緯度位於西風帶，高層過赤道東北氣流較微弱。入梅前對流分析如圖（5）所示，受西太平洋副熱帶高壓脊西伸影響，西太平洋與華南、台灣一帶，不利對流雲的發展。中南半島的對流系統已逐步建立，但強度尚微弱，印度半島與青康藏高原南麓地區，因此期西南季風氣流尚未建立，地表受短波輻射加熱影響，尚屬高溫乾燥地區。此時期主要對流系統主要集中於印尼一帶的赤道地區。

綜觀正常梅兩年環流分析顯示，入梅前台灣的天氣型態受西太平洋副高與北方冷氣團影響，南半球低緯度盛行東風氣流，亞洲大陸在冷高壓籠罩下，天氣寒冷乾燥。入梅前東亞地區環流場分析顯示，此時期亞洲大陸在冷高壓籠罩下，天氣仍受中緯度西風影響，南半球東風系統已建立，但印度季

風區的跨赤道西南氣流尚未建立，西太平洋副熱帶高壓脊西伸，籠罩華南與台灣地區。

（二）梅雨期東亞地區的環流特徵

東亞地區梅雨期的環流型態影響台灣梅雨期的雨量，南半球過赤道氣流以索馬利噴流的強弱做為西南季風的強弱指標，梅雨期正值北方天氣系統北退，南方氣流北上，形成滯留鋒，滯留鋒徘徊於華南地區，此時期西太平洋副高強度與位置的變化亦為影響台灣梅雨期降水的重要因子。

高度場與溫度場分析，圖（6）為梅雨期1000MB平均重力位高度場，歐亞大陸東岸的冷心低壓相對減弱與東退，中心位於中國東北地區，貝加爾湖地區極地冷高壓勢力明顯減弱，華東地區存在一冷高壓，東海地區也存在另一冷高壓，中南半島則為一明顯的暖心低壓帶。此時期華東冷高壓與中南半島暖低壓的高低壓配對，使冷暖氣流交匯於華南與台灣地區，形成滯留鋒面，對台灣梅雨期的降雨量，具有相當的影響。相對地，此時期西太平洋副高環流西緣東退至台灣東方海面上。圖（7）為梅雨期5月9日至6月20日850MB等高面上平均流線場，此時期西太平洋副熱帶高壓脊環流相對的後退，南半球氣流已橫越赤道，印度西南季風由印度洋北上，橫越赤道轉為西南氣流，且於索馬利亞外海形成一顯著的低層噴流—索馬利噴流，但西南季風環流較微弱，且位置偏南，此西南氣流與西太平洋高壓脊外圍的東南氣流交匯於菲律賓，形成季風槽，台灣與華南地區正處於南半球過赤道氣流與北方冷氣流匯合區，天氣較不穩定。高層流線場如圖（8）所示，北半球中緯度盛行西風，高壓中心已由入梅前的位置向西北方向移動，由低層輻合上層輻散的效應，顯示隨著季節的演進，南北氣流交匯區逐漸往北移動，熱源中心逐漸往印度季風區移動，輻散中心分別位於中南半島北部與非洲東岸地區。

梅雨期東亞地區平均OLR分布如圖（9）所示，西太平洋副熱帶高壓脊強度減弱，勢力範圍明顯往東南退縮，赤道附近印尼一帶的對流系統北上，對流中心集中於中南半島與台灣華南地區，此時期西南季風區（印度半島與沙烏地阿拉伯一帶）尚為高壓沉降區，對流現象較不明顯。

東亞地區於梅雨期間，由於受太陽短波輻射影

響，亞洲南部的青康藏高原及其南麓地區形成廣大熱低壓，與南方冷海面形成強烈的對比，此南高北低的氣壓形態，形成跨越赤道氣流，南方暖氣流與北方冷氣流匯合區位於華南與台灣地區，形成滯留鋒面，產生連續性的降水。

(三) 出梅後東亞地區的環流特徵

1983年出梅日期6月20日，取自6月21日至7月20日，30天各氣象場的平均值做為分析出梅後的環流型態，圖(10)為1983年出梅後1000MB平均重力位高度場，副熱帶高壓勢力西伸達台灣東方海面，中南半島熱低壓勢力較梅雨期明顯增強，涵蓋範圍較廣，相對的梅雨期於華東一帶與東海地區冷高壓帶已不明顯。圖(11)為出梅後850MB氣流線圖，南半球的西南季風環流已深入中國華北地區，台灣與華南地區受西南氣流的影響明顯。西南季風與西太平洋副熱帶高壓脊環流匯合於中南半島至菲島東方海面形成明顯的季風槽，季風槽呈西北—東南走向，於東亞地區最北可達 30°N ，此西南氣流與副熱帶高壓外圍的東南氣流匯合後之氣流，形成暖濕的熱帶氣團，沿亞洲陸地東岸北上向中國及日本推進，併入中緯度西風環流裡，副熱帶高壓脊北抬，西緣位於台灣附近。850MB平均風場分析，顯示印度季風區，西南季風充分發展，5M/S風速區分佈整個東亞地區，10M/S風速區向東伸展至 97.8°E 附近，索馬利噴流風速已達20.4M/S，西太平洋副熱帶高壓脊線與 120°E 相交於 15.2°N 附近。整體而言，出梅後東亞地區的環流形態：西南氣流建立，索馬利噴流增強，台灣處於西南氣流與西太平洋副高匯合處，北方冷氣團消失，西太平洋副高西伸。圖(12)為出梅後300MB平均氣流線場，高壓中心隨季節往西北移動，分別已移至青康藏高原上空與伊朗地區，季風區已存在明顯的過赤道氣流。

台灣與華南地區的出梅後的東亞地區平均OLR分布如圖(13)所示，西太平洋副熱帶高壓脊強度再度發展西伸，華南與台灣地區在高壓脊籠罩下，不利的對流系統的發展，相對的西南氣流引進的溫暖潮濕氣流，使得中南半島與台灣華南地區，對流系統充分發展。西南氣流的溫濕空氣與北方冷氣團交接，滯留鋒北移至華中一帶，形成華中梅雨期的天氣型態，也造成顯著的對流系統。

(C) 春、夏之間東亞地區環流的演變

(一) 梅雨環流的演變

依據上述台灣梅雨期環流分析，廣大的歐亞大陸春夏之間的天氣系統受季節演進與青康藏高原地形阻擋，北方冷氣團消退，於華東與東海地區存在一冷心高壓區，南方的中南半島為熱低壓帶。為了進一步瞭解其演進，取不同的剖面分析，圖(14)為沿 107.5°E 經線上，緯度 10°N 至 50°N 範圍內平均重力位高度場的時間剖面分析，橫座標兩個*號之間為梅雨期，1000MB等高面上零值線代表90gpm，緯度 20°N 一帶，梅雨前期中南半島低壓較偏南，入梅後系統北移，且低壓帶並隨時間向北逐漸擴大、加深。出梅後，整個低壓帶涵蓋 10°N — 50°N 的範圍。

梅雨期間中南半島低壓的溫度的剖面分析，顯示入梅前溫度較週圍為高，入梅後受強烈西南氣流影響，等溫線迅速北抬。出梅後，暖區又再次北跳，顯現明顯的跳躍現象。華東高壓中心平均位於(35°N 、 110°E)，探討華東高壓的演進，圖(15)為取 110°E 經線的平均重力位高度剖面時間序列圖，緯度 35°N 附近，梅雨期，華東地區高壓中心南北變化小，近似滯留，其南方則是中南半島低壓。入梅前，北方冷氣流週期性南下，出梅後其勢力減弱。其溫度變化顯示，入梅前，北方冷空氣週期性南下，梅雨期間 30°N 附近華東地區冷心向北緩慢移動。入梅後，等溫線迅速由低緯度地區移動至中緯度地區。

東海高壓的演變，圖(16)為沿 125°E 經度重力位高度剖面的時間序列圖，梅雨前東海地區高壓週期性向南移動，變化小，入梅後較為穩定，出梅後則轉弱。其溫度場剖面時間序列分析，緯度 30°N 附近溫度低於295K，東海地區高壓為冷心結構，梅雨前期冷中心位於 40°N 附近，入梅後同樣迅速北移，北方冷空氣勢力北退。西太平洋副熱帶高壓脊隨時間的東西向演變，如圖(17)所示，圖上零值線表示1500gpm等高線，即西太平洋副高西側外緣，入梅前的零值線位於 120°E 以西，代表西太平洋副高籠罩台灣地區，入梅時則東退至台灣東部外海，出梅後再向西伸展。西太平洋副高隨季節南、北向演變顯示，入梅前的脊線南退位於20

。N 附近，入梅後脊線位置近乎滯留，梅雨後脊線明顯向北擴張。

探討季風區中南半島熱低壓隨時間的演變，圖（18）為 1983 年（梅雨正常年）東亞地區沿緯度 15° N 的 OLR 值剖面的時間序列圖，入梅前，對流系統微弱；梅雨期，熱對流顯著發展，熱對流中心位於 95° E 孟加拉灣附近，隨後隨著梅雨的結束，對流系統也明顯的減弱，往後隨著季節的演變，西南季風的起動，使得熱對流再次發展，且範圍有明顯擴大與東移的特性。東亞高壓區，對流系統不易發展，其 OLR 值相對呈現較大值，圖（19）為 1983 年（梅雨正常年）東亞地區沿緯度 35° N 的 OLR 值剖面的時間序列圖，梅雨期間於 125° E 附近，出現相對的較大值，往後隨著梅雨的結束，而對流系統再次的活躍。圖（20）東亞地區沿緯度 95° E 的 OLR 值剖面的時間序列圖，中南半島熱低壓隨時間的南北向演變，於入梅前，對流系統局限於緯度 10° N 以南地區，梅雨期迅速北移滯留於 20° N 附近，出梅後再呈現再次不連續的北移現象。

（二）乾濕梅年環流的演變

隨著季節轉變，梅雨期低層中南半島地區形成的低壓為一暖心結構，地面熱低壓範圍逐漸擴大，中心也逐漸往東北移動。濕梅年期間受到雨量調節，使濕梅年的低層中南半島低壓溫度低於乾梅年。高層南亞高壓隨季節由近赤道地區的印尼一帶逐漸向西北方向移行，出梅後移至青藏高原上空。隨著蒙古冷高壓勢力減弱，華東地區與東海地區於梅雨期形成冷心高壓，其中濕梅年的高壓中心勢力最強且溫度較低，如表（2），此南、北溫度改變的熱力效應，助長南方氣流的北上與梅雨鋒面的產生。

索馬利噴流的強弱因子於乾、濕與正常梅雨年中，濕梅年最早建立，入梅前西南氣流已橫越赤道，索馬利噴流平均風速達 5 M/S，其他各年南半球東風氣流入梅前仍侷限於赤道以南，華南與台灣地區屬於冬季環流形態。同時各年梅雨期間或出梅之後，濕梅年的索馬利噴流風速最強，如表（3）。顯示西南季風對於東亞地區梅雨的生成影響盛鉅，西南季風的強弱與梅雨的降雨量具有良好相關性。相對 OLR 對流分析顯示，圖（21）與圖（22）分

別為 1981 年（濕梅年）、1987 年（乾梅年）東亞地區沿緯度 15° N 的 OLR 值剖面的時間序列圖，比較中南半島熱低壓隨時間的演變，乾梅年於梅雨期間，對流系統顯著延後發展，強度也顯著減弱，出梅後，對流系統也顯著減弱。

西太平洋副熱帶高壓由緯度剖面時間序列分析，顯示乾、濕與正常梅雨年高壓西側外緣於入梅前均向西週期變化，勢力範圍涵蓋台灣，入梅時則自西端向東退縮至台灣附近，梅雨末期到達東端後轉向西伸展，梅雨期間濕梅年較乾梅年東退。經度剖面分析得知入梅前位於台灣以北，入梅時達南端且向北移動，梅雨前期呈南、北週期性變化，後期向南移動至出梅再向北移動。梅雨期間濕梅年比乾梅年偏南。綜言之，乾、濕與正常梅雨年入梅前均呈現西北走向轉東南方向退縮，入梅時到達南端及西端，向東北退縮，出梅則向西北伸展。梅雨期間西太平洋副高壓脊濕梅年比乾梅年偏東南方，使濕梅年北方冷空氣容易向南集中，南北冷暖氣流交匯台灣，形成台灣地區多雨現象。

四、結論與建議

春夏之間台灣梅雨期適逢季節交替之際，夏半年初期，北方的冷氣團逐漸消退，南方溫暖潮濕的環流相對增強，加以西太平洋副熱帶高壓勢力的東退或西伸，均影響梅雨鋒面位置，使台灣產生多雨或少雨。經由分析得知：

(1) 梅雨期中南半島地區形成一暖心結構的低壓，隨季節演進範圍逐漸擴大，中心也逐漸往東北移動。濕梅年期間受到雨量調節，使低壓的溫度低於乾梅年。高層南亞高壓隨季節由近赤道地區的印尼一帶逐漸向西北方向移行，出梅後移至青藏高原上空。低層隨著蒙古冷高壓勢力減弱，華東地區與東海地區於梅雨期形成冷心高壓，其中濕梅年的高壓中心勢力最強且溫度較低。

(2) 索馬利噴流的強弱因子於乾、濕與正常梅雨年中，濕梅年最早建立，入梅前西南氣流已橫越赤道，索馬利噴流平均風速達 5 M/S，其他各年南半球東風氣流入梅前仍侷限於赤道以南，華南與台灣地區屬於冬季環流型態。同時各年梅雨期間或出梅之後，濕梅年的索馬利噴流風速最強，顯示西南季風對於東亞地區梅雨的生成影響盛鉅，濕梅年梅雨

期的西南氣流最強，西南季風的強弱與梅雨的降雨量具有良好相關性。

(3).西太平洋副熱帶高壓由緯度剖面時間序列分析，顯示乾、濕與正常梅雨年高壓西側外緣於入梅前均向西週期變化，勢力範圍涵蓋台灣，入梅時則自西端向東退縮至台灣附近，梅雨末期到達東端後轉向西伸展，梅雨期間濕梅時達南端且向北移動，梅雨前期呈南、北週期性變化，後期向南移動至出梅再向北移動，梅雨期間濕梅年比乾梅年偏南。

(4).入梅前對流分析顯示，受西太平洋副熱帶高壓脊西伸影響，華南、台灣一帶，不利對流系統的發展，但中南半島的對流系統已逐步建立，但強度尚微弱，西南季風區，因此期西南季風氣流尚未建立，地表受短波輻射加熱影響，尚屬高溫乾燥地區。梅雨期間西太平洋副熱帶高壓脊強度減弱勢力往東南退縮，赤道附近印尼一帶的對流系統北上，對流中心集中於中南半島與台灣華南地區，西南季風區尚為高壓沉降區，對流現象較不明顯。出梅後西太平洋副熱帶高壓脊強度再度發展西伸，華南與台灣地區在高壓脊籠罩下，不利的對流系統的發展，相對的西南氣流引進的溫暖潮濕氣流，使得中南半島與台灣華南地區，對流系統充分發展。乾濕梅雨年比較，中南半島熱低壓隨時間的演變，乾梅年於梅雨期間，對流系統顯著延後發展，強度也顯著減弱，出梅後，對流系統也顯著減弱。

六、參考文獻

王作台、黃志銘、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。

呂芳川、郭淑玲、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。

蔡清彥、柯文雄、朱仲謀，1991：高層噴流於台灣地區梅雨期間之變化研究。大氣科學，19，89-129。

吳宗堯 王時鼎，1981：民國69年(1980)台灣乾旱研討會。大氣科學，8,95-104。

吳宗堯、王時鼎、鄭俠，1981：民國69年台灣乾旱分析兼論雨量長期預報問題。異常氣候研討會論文彙編，中央氣象局出版。

呂芳川、朱昌敏、張石軍、蘇秋展，1991：台灣地區氣候特徵與梅雨期間環流的演變，第二屆國防科技研討會論文集，921-929。

Chang, L. N. and F. C. Lu, 1992: The evolution of the Asian Summer Monsoon and its influence to the Mei-Yu activities during the TAMEX period. International Conference on East Asian and Western Pacific Meteorology and Climate. Hong Kong.

Chen, G.T.J. 1981: On the abnormal Mei-Yu phenomenon of 1975 and 1977, Proc. Symp. on Abnormal Climate, C. W. B., 111-130 (in Chinese with English abstract).

Chen, G.T.J., and S.S. Chi, 1980: On the frequency and speed of Mei-Yu front over southern China and the adjacent areas, Papers Meteor. Res., 3, 1 & 2, 31-42.

Chiang, S.H., 1987: Climate fluctuations of Taiwan's Mei-Yu (Plum-Rain). J. Eng. Environ., 8, 55-68.

Gao, Q.Y., 1983: The summer monsoon intensity index in East Asia and its variation. Acta. Geog. Sin. 38, 207-216.

Huang, S.-S., M.-M. Tang and X.-Q. Yang, 1989: Influence of variations of the circulation system over the south Indian ocean on the east Asian summer monsoon and the northern hemispheric general circulation of the atmosphere, International Conference on East and Western Pacific Meteorology and Climate. P. Sham and C. P. Chang Ed. world scientific. 105-118.

Lau, K.-M., 1989: Seasonal and intraseasonal variations of the east asian summer monsoon, International Conference on East and Western Pacific Meteorology and Climate. P. Sham and C.P. Chang Ed. world Scientific. 94-104.

Tao, S.Y. and L.X. Chen, 1987: A review of recent research on the East Asia summer monsoon in China, in Monsoon Meteorology, C.P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press. 60 - 92.

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.

Tsay, C.-Y. and W.-S. Kau, 1989: The coupling of upper-level and low-level jet streaks during Taiwan TAMEX preliminary Scientific results, Taipei, 22 - 30, June 1989, 143-151.

Rao, Y.P. 1976: Southwest monsoon. Meteorology monographs, Synoptic Meteorology, India Meteorological Department.

表 1. 台灣地區1975-1987年梅雨期雨量表

單位：mm

年代 (西元)	梅雨期 入梅-出梅	梅雨日 (天)	46692 (台北)	46708 (宜蘭)	46699 (花蓮)	46741 (台南)	46735 (馬公)
1975	16/5-20/6	36	290.5	245.9	219.5	136.2	113.3
1976	26/5-15/6	21	101.2	77.4	39.7	61.2	39.5
1977	15/5-22/6	39	147.7	168.6	133.7	199.9	102.3
1978	18/5-11/6	25	137.2	155.1	150.8	80.4	97.6
1979	15/5-18/6	35	247.8	267.5	200.4	137.9	131.7
1980	20/4-12/5	23	124.4	113.2	100.7	23.4	39.0
1981	10/5-15/6	37	323.8	319.0	226.2	154.8	157.7
1982	28/5-25/6	29	160.8	135.9	66.6	89.4	82.7
1983	09/5-20/6	43	147.6	178.3	75.4	192.0	125.7
1984	14/5-12/6	30	167.3	220.1	178.9	120.7	79.7
1985	28/5-20/6	24	74.2	122.8	143.5	73.8	44.8
1986	20/5-11/6	23	155.7	170.0	124.2	106.4	79.0
1987	17/5-18/6	33	120.0	104.4	118.7	51.6	75.2
合	計		2,198.2	2278.2	1,778.3	1,427.7	1,168.2
平	均		169.09	175.25	136.79	109.82	89.86
標	準	偏差	73.64	70.36	58.32	53.47	36.56

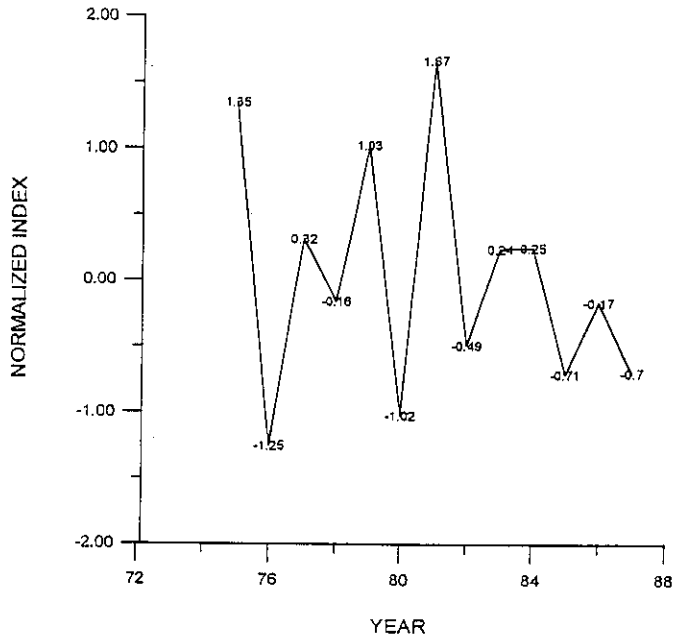


圖 (1): 台灣地區 1975--1987 年梅雨期降水量的平均常化指數值

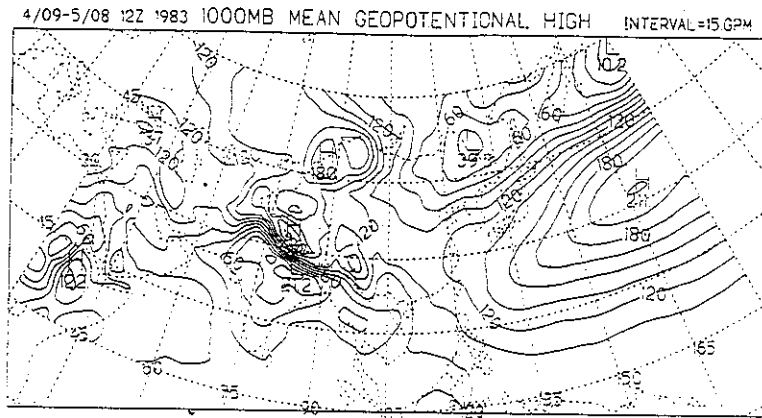


圖 (2): 1983 年入梅前 1000MB 面平均重力位高度場

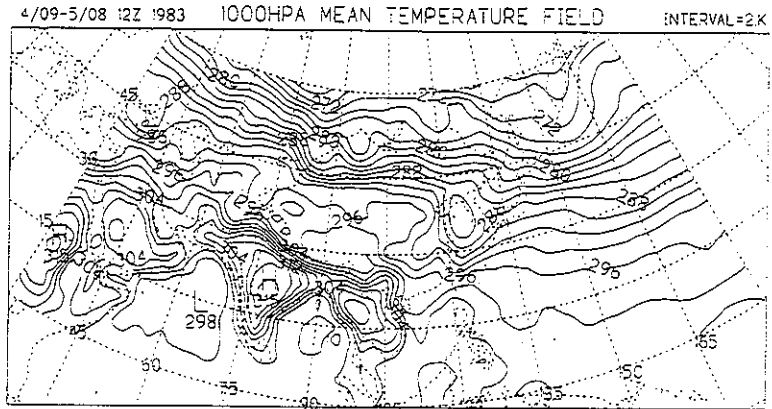


圖 (3): 1983 年入梅前 1000MB 平均溫度場

4 09 5 08 12Z 1983 850MB

MEAN STREAMLINE

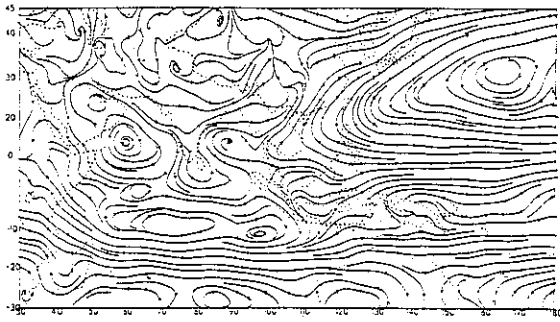


圖 (4): 1983 年入梅前 850 MB 面上平均流線場

4 09 - 5 08 12Z 1983

MEAN [OLR]
UNIT W/M**2 INTERVAL=15

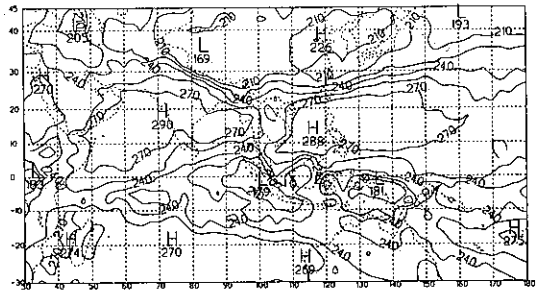


圖 (5): 1983 年入梅前平均 OLR 分布圖

5/09-5/20 12Z 1983 1000MB MEAN GEOPOTENTIAL HIGH INTERVAL=15 GPM

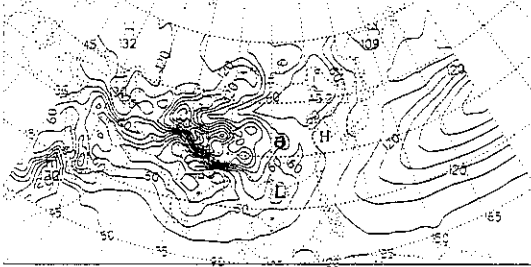


圖 (6): 1983 年梅雨期 1000MB 平均重力位高度場

5 09-6 20 12Z 1983 850MB

MEI-YU MEAN STREAMLINE

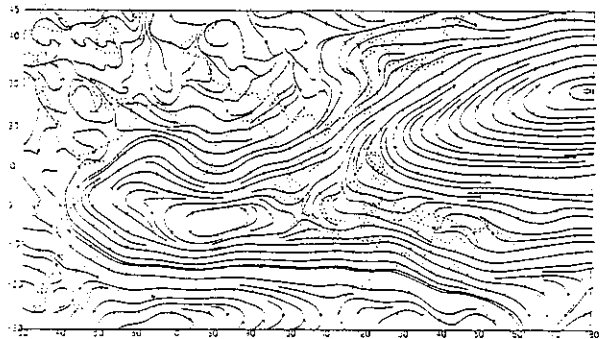


圖 (7): 1983 年梅雨期 850 MB 等高面上平均流線場

5 09-6 20 12Z 1983 300MB

MEI-YU MEAN STREAMLINE

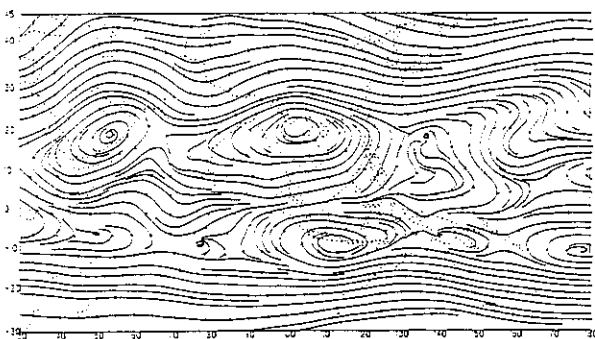


圖 (8): 1983 年梅雨期 300MB 平均氣流線場

5 09 - 6 20 12Z 1983

MEAN [OLR]
UNIT W/M**2 INTERVAL=15

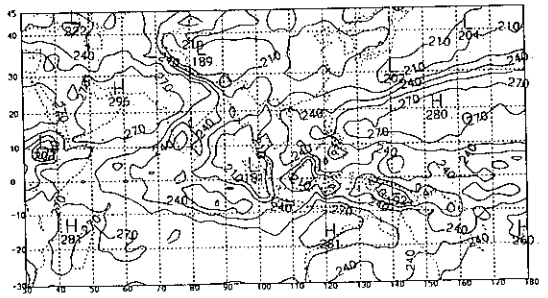


圖 (9): 1983 年梅雨期平均 OLR 分布圖

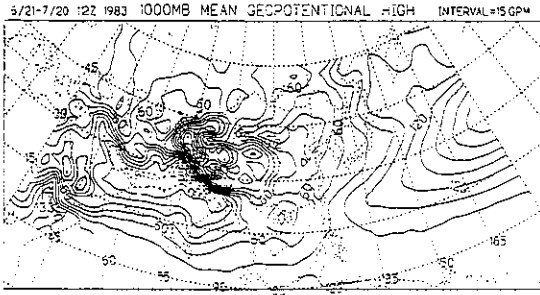


圖 (10) : 1983 年出梅後 1000MB 面平均重力位高度場

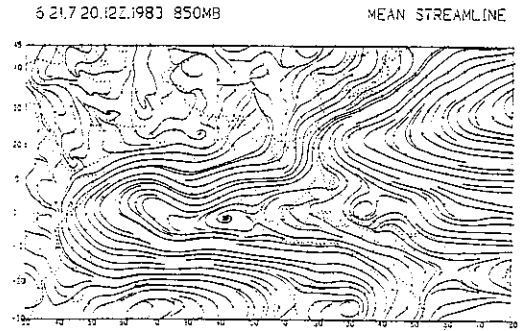


圖 (11) : 1983 年出梅後 850 MB 平均氣流線場

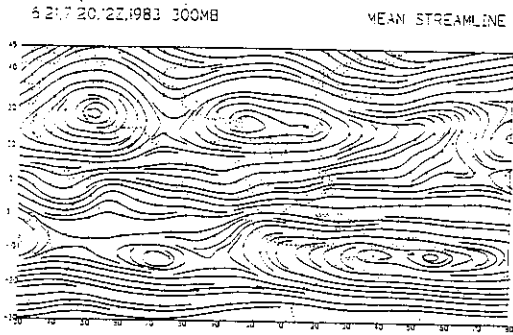


圖 (12) : 1983 年出梅後 300MB 平均氣流線場

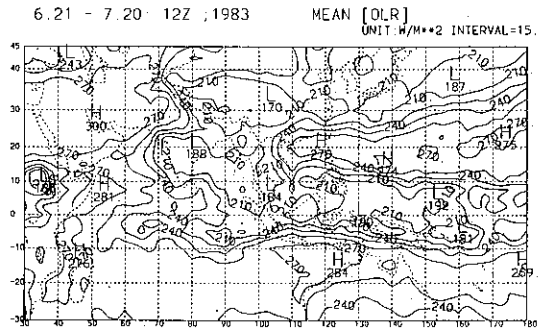


圖 (13) : 1983 年出梅後平均 OLR 分布圖

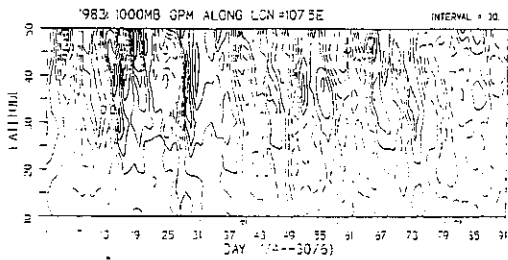


圖 (14) : 1983 年 1000MB 平均重力位高度場沿著
107.5° E 剖面時間序列圖

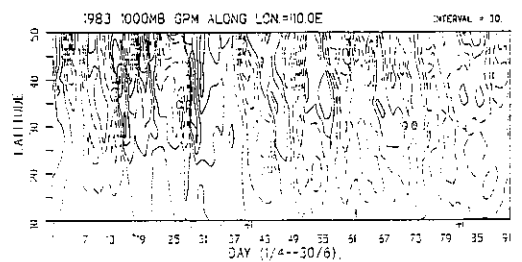


圖 (15) : 1983 年 1000MB 平均重力位高度場沿著
110.0° E 剖面時間序列圖

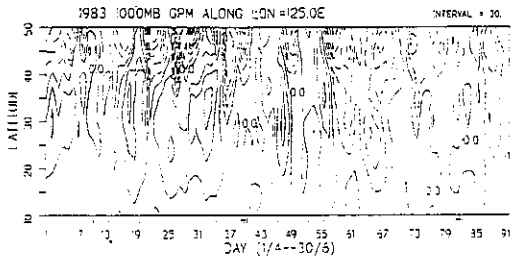


圖 (16) : 1983 年 1000MB 平均重力位高度場沿著 125.0° E 剖面時間序列圖

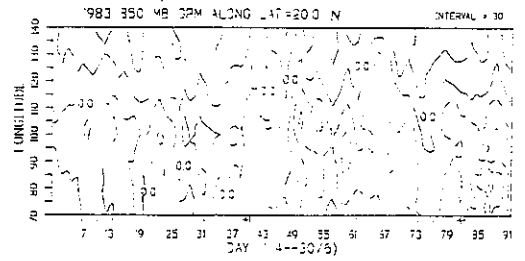


圖 (17) : 1983 年 850MB 平均重力位高度場沿著 20.0° N 剖面時間序列圖

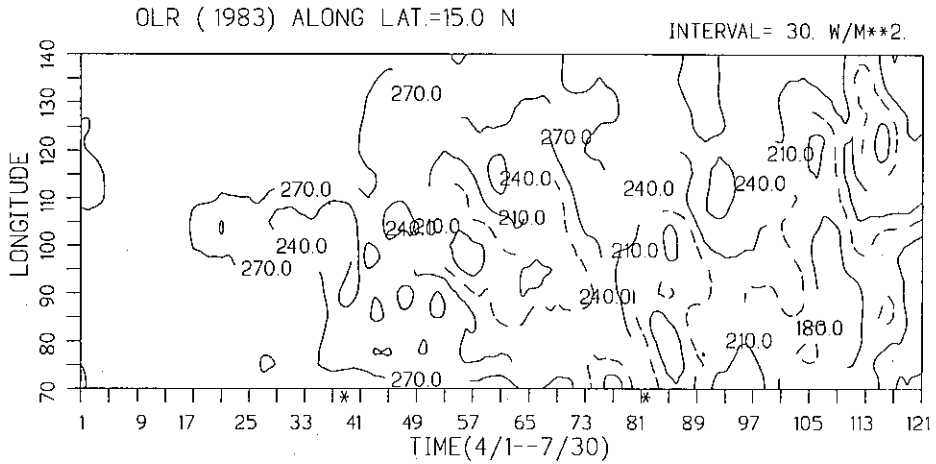


圖 (18) : 1983 年 OLR 值沿著 15° N 剖面的時間序列圖

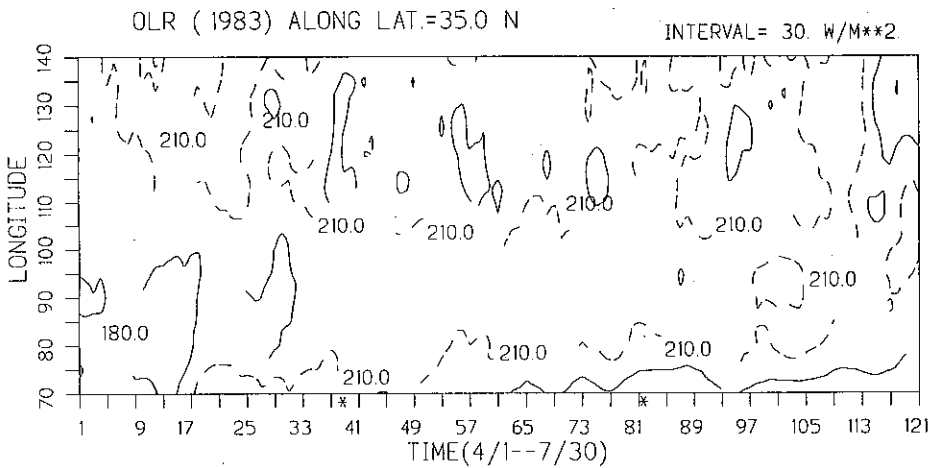


圖 (19) : 1983 年 OLR 值沿著 35° N 剖面的時間序列圖

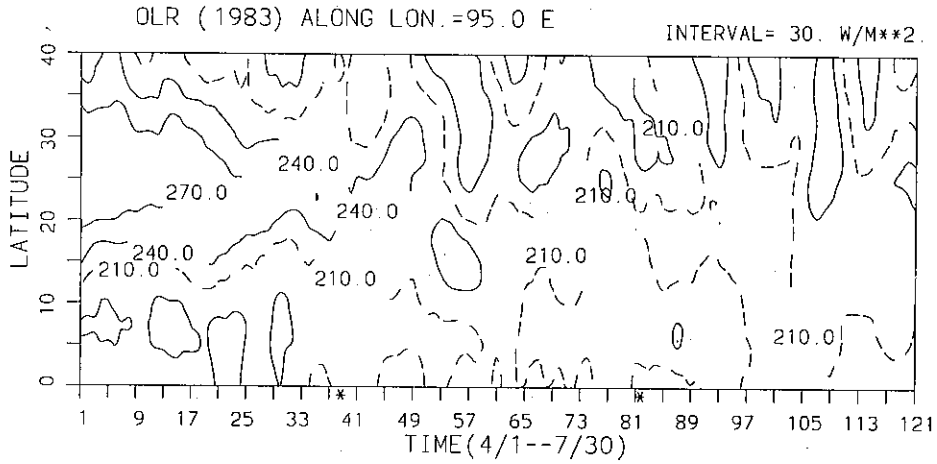


圖 (20) : 1983 年 OLR 值沿著 95° E 剖面的時間序列圖

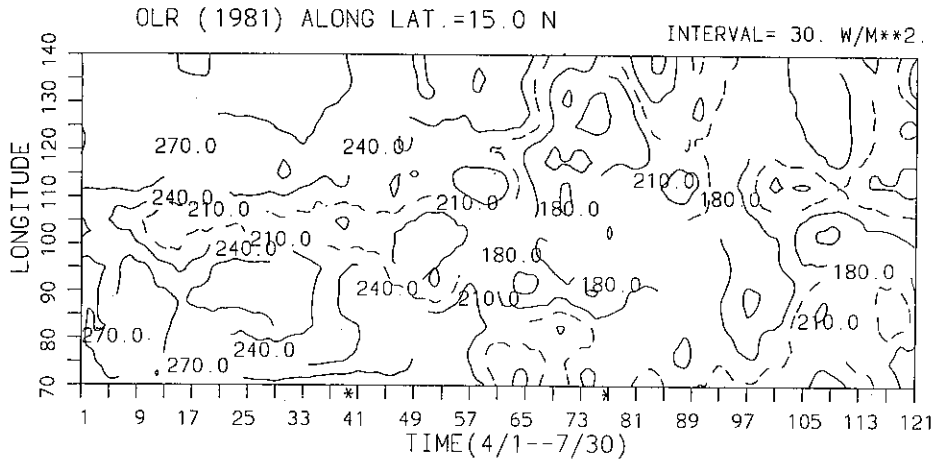


圖 (21) : 1981 年 OLR 值沿著 15° N 剖面的時間序列圖

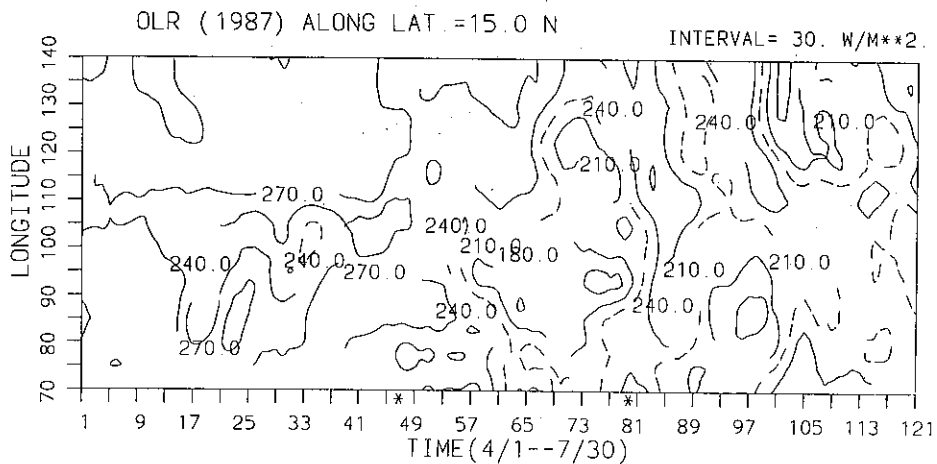


圖 (22) : 1987 年 OLR 值沿著 15° N 剖面的時間序列圖

年	因子	中 南 半 島 低 壓 (1000 MB)				華 東 高 壓 (1000 MB)				東 海 高 壓 (1000 MB)			
		G P M		TEM (K)		G P M		TEM (K)		G P M		TEM (K)	
1981 (濕 梅 年)	入 梅	60.0		295.5		----		----		----		----	
		97E	17N	100E	15N	--	--	--	--	--	--	--	--
	梅 雨 期	45.2		298.6		79.9		292.4		93.5		290.1	
		107E	20N	107E	15N	110E	30N	110E	35N	125E	32N	125E	32N
	出 梅	32.5		306.3		----		----		----		294.4	
		107E	22N	107E	30N	--	--	--	--	--	--	122E	37N-
1983 (正 常 年)	入 梅	57.2		311.5		----		----		----		287.1	
		95E	17N	100E	17N	--	--	--	--	--	--	115E	32N
	梅 雨 期	36.2		307.4		78.9		----		87.8		290.9	
		107E	20N	102E	22N	110E	35N	--	--	125E	35N	125E	32N
	出 梅	26.7		308.5		----		----		----		294.1	
		107E	20N	100E	22N	--	--	--	--	--	--	125E	35N
1987 (乾 梅 年)	入 梅	55.1		309.3		----		----		----		282.1	
		95E	17N	102E	17N	--	--	--	--	--	--	122E	37N
	梅 雨 期	33.4		309.0		75.0		300.5		----		288.1	
		107E	20N	95E	22N	110E	32N	110E	32N	--	--	122E	37N
	出 梅	4.9		305.1		46.1		----		----		293.2	
		107E	20N	100E	25N	110E	32N	--	--	--	--	122E	35N
備 注		1. 中心值 (gpm) 由入梅至出梅逐漸加深，且向東北方向移動。 2. 梅雨期濕梅年的中心值 (gpm) 較弱，溫度亦較低。				1. ----: 表示沒有中心值 2. 中心值 (gpm) 僅於各年梅雨期間明顯。 3. 濕梅年高壓中心冷且強。				1. ----: 表示沒有中心值 2. 高壓中心 (gpm) 僅於濕梅年與正常梅雨年梅雨期間明顯。 3. 乾梅年梅雨期溫度較低。			

表 (2): 乾、濕與正常梅雨年各天氣系統的高度場與溫度場中心數值

年	因子	西 南 季 風 (850 MB)			西太平洋副高脊線位置 (850 MB)			南 亞 高 壓 (300 MB)			
		噴 流	5M/S	10M/S	交 點	西線參考位置	中 心 位 置		中 心 位 置		
濕 梅 年	入 梅	5M/S	----	-----	16.2N	90.0E	9.0N	73E	8N	114E	13N
	梅 雨 期	14M/S	東 亞	90.6E	-----	130.0E	7.0N	57E	19N	105E	17N
	出 梅	20M/S	東 亞	103.4E	-----	125.0E	20.0N	55E	25N	92E	27N
正 常 年	入 梅	-----	-----	-----	16.2N	98.0E	9.0N	57E	12N	110E	12N
	梅 雨 期	13M/S	東 亞	-----	10.0N	120.0E	10.0N	53E	17N	103E	19N
	出 梅	20M/S	東 亞	97.8E	15.2N	123.2E	16.0N	52E	28N	100E	25N
乾 梅 年	入 梅	-----	-----	-----	19.0N	105.0E	15.0N	51E	15N	107E	15N
	梅 雨 期	10M/S	105.0E	-----	-----	124.0E	19.0N	53E	17N	94E	18N
	出 梅	16M/S	120.0E	101.8E	-----	129.0E	18.0N	46E	25N	96E	25N
備 注		1. ----: 表示未達到此一數值。 2. 「東亞」指此風速區深達東亞地區。 3. 濕梅年的索馬利噴流已於入梅前建立，且各年中梅雨期噴流較強。			1. ----: 表示西太平洋副高西線位於台灣東方與120E無交點。 2. 各年梅雨期間濕梅年較偏南，乾梅年則較偏北。 3. 乾、濕梅年梅雨期以後副高均退至台灣以東的海面上。			1. 隨著入梅以後低層熱源北移，高層 (300MB) 南亞環流向西北方向移動。			

表 (3): 乾、濕與正常梅雨年西南季風 西太平洋副高與南亞高壓位置表

The Relationship Between The Circulation Pattern In The East Asia And The Precipitation of Taiwan Mei-Yu

F. C. Lu¹ Y. S. Lee² L. N. Chang³ S. L. Kuo¹

1. Chung-Cheng Inst. of Technology
2. Army Weather Center
3. National Central University

Abstract

In this paper, the ECMWF/WMO analyzed data, the OLR data, and the Taiwan's major stations data are collected. The evolution and characteristics of southly current were fully investigated to realize the relation among the southly current, weather system in the East Asia, and the west Pacific high and their effects upon Mei-Yu front.

The results show that the warm-core low in the Indochina peninsula becomes deeper and extend northward gradually. The position and the strength of the quasi-stationary cold-core high in the East China affect the precipitation of South China. After the period of Mei-Yu, the high in the East China is disappear. It also show that, in the wet Mei-Yu year, the warm-core low in the Indochina peninsula establishes earlier and deeper than the normal year and leads the southwest monsoon established earlier and stronger. The cold-core high in the East China found to be with lower temperature and greater strength such that the occluded front is moving around in Taiwan area. At the same time, the ridge of west Pacific high found to be in more southward position than that of the normal year, forming a wet season in Taiwan.

In the dry Mei-Yu year, the strength of southwest monsoon became weak. The cold high in the East China found to be a little bit far away from Taiwan, with weaker strength than that of the normal year. As a result, the ridge of west Pacific high moved to the more northward position than the normal year, forming a dry season in Taiwan.