

# 乾濕梅雨季東亞環流特性之研究

王作臺 黃志銘 胡志文

中央大學大氣物理研究所

(中華民國八十一年七月二十日收稿；中華民國八十一年九月二十七日定稿)

## 摘 要

本研究是探討在乾濕梅雨年間東亞環流的月平均環流分佈之差異，並分析熱力場結構和造成此差異的關係。

吾人用 ECMWF 十年的資料配合東亞地區的雨量選擇具代表的乾濕年，分析 200 毫巴風場、高度場及溫度場等變數之分佈及其距平場的特性，同時也用了 OLR 資料來確認大區域熱力場之結構。

結果顯示，在乾濕梅年高層噴流的位置和走向都與長期平均狀態的分佈不同，在濕年時噴流傾向於有西北—東北走向，此分佈加強了東亞地區的水汽梯度。溫度場及 OLR 的資料則顯示了在塞北地區 5 月時，乾年的期間該地的加熱是對流的作用，濕年則是較不屬於對流系統的影響。

綜合高層環流之結構及 500 毫巴噴流位置之分析，吾人以兩個示意圖來表示乾濕年梅雨期間大尺度環流的三度空間之特性。

關鍵詞：異常梅雨期、環流特性

## 一、前 言

梅雨是東亞地區特有的一個天氣系統，在此春夏季轉換期間的降水，都和梅雨期特有的鋒面有關，梅雨期的天氣現象，包含了好幾種不同的時間及空間尺度的干擾，如中尺度對流系統及豪雨發生的環流條件、激發的機制、綜觀尺度的分析等，這些都是本地學者有興趣的研究課題。陳(1987a)在其台灣梅雨研究的回顧中，非常詳細的敘述了有關上述課題的各種研究，由陳(1987a)的回顧中顯示了有關梅雨期的研究，大都是集中於中尺度系統、地形及豪雨等伴隨鋒面系統而衍生的天氣狀況之了解，而對這，可以 TAMEX (1987)實驗之構思及完成來做代表(Kuo and Chen, 1990)。

相對於梅雨期間大量的中、小尺度問題之探討，有關梅雨期間大尺度系統之特性研究，就少了許多。東亞地區歷年來的梅雨活動期，並不是年年固定不變的，相對地，梅雨期乃呈現明顯的年際變化。Chen (1987b)以低層流場的源地/強度來做為乾濕梅月之指標而發現當低層流場發生於孟加拉灣一帶時，該月乃傾向於濕梅月，假使發生於西太平洋，則該月傾向於乾梅月。許與王(1990)研究了太平洋副高與梅雨期雨量在延遲(Lag)相關上的關係，結果顯示出除了太平洋副高系統外，尚有其他系統來影響乾梅雨年。Chen and Jou (1988)研究梅雨顯著年/不顯著年的主要特徵，就濕梅雨年之主要特徵而言，在此梅雨活躍年中，中緯度地區會有鄂霍次克海附近的阻塞高壓形成，而此阻塞高壓的存在，同

時也伴隨著中緯度地區風場強度的減弱（特別指比較靠近西伯利亞一帶），在西太平洋高壓脊分佈方面，則發現此東西走向之高壓脊線比正常來得微弱許多，同時其位置也呈偏南的傾向，此現象恰可與乾梅雨年的分佈做一明顯的對比。就乾梅雨年而言，鋒面所在位置較平均位置往北移 5-6個緯度，同時伴隨著西太平洋副熱帶高壓也比平均位置要往北好幾個緯度，並且呈現強度明顯增加的現象。Chen and Liaw (1981)的分析顯示在空梅年，西太平洋高壓脊的位置比正常年向北偏了10-15緯度，陳(1981)研究發現在空梅年除了太平洋副高往北偏外，青康藏高原熱低壓也較正常年偏南，太平洋高壓提早盛行於台灣及附近地區，這時候也沒有發現鄂霍次克海附近阻塞高壓之形成，而東亞主槽乃分佈於平均位置以西。

而一些研究也發現高層噴流之變化，和大尺度梅雨鋒面有關係，在亞洲地區春夏季期間，高層噴流及太平洋高壓脊線在此季節的某個時段會有突然北移的現象（威，1991；Lau and Lau, 1989；Murakami and Ding, 1982；Lau, 1984；Kato, 1985, 1987, 1989）。噴流迅速北移時會造成亞洲不同地區梅雨之相繼發生（先是烏江流域，接著是長江流域最後則是黃河流域依序地發生）。He et.al. (1987)利用1979年資料說明了噴流突然北跳的情形，主要是因為青康藏高原隨季節演進而逐漸形成一熱源中心，受此高原加熱的作用進而影響到大尺度垂直運動分布，透過絕熱及非絕熱作用改變大範圍氣流和溫度場分佈所致。Kuma (1988)數值模擬結果，則顯示了印度附近加熱作用的重要性，假使此區沒有足夠的加熱存在，整個環流演變便與實際大氣狀況大異其趣。王與鄭(1981)，分析台灣北部上空1974-1979年間各月份風場分佈，結果發現進入梅雨期，台北上空風場有明顯的變化，300MB至850MB在此時期乃為西南風所控制，70MB至300MB間則由四月偏西風轉為西北風，70MB以上，自五月西風轉成東南風，到了六月東風層向下延伸至100MB層，且呈現東風增強現象。就此高空風系明顯地變化，反映出梅雨季節風場的特性，以及在梅雨開始前時段之變化情形，各氣象分量於梅雨期開始前至梅雨期間之演變情形方面，吳(1987)針對東亞主槽強度及溫度場，風場和壓力場之距平分佈作一概括性的討論。

蔡等(1991)，由綜觀天氣變化時序觀點的研究，也發現台灣地區梅雨的開始與結束同樣地也受到東亞兩次高層噴流瞬變的影響所致，其結果顯示入梅前噴流之突然北跳（梅雨季第一次明顯北跳）之發生主要是受到塞北，華北地區絕熱增溫作用的影響最大，此時段日本朝鮮一帶尚處於降溫階段，相對地梅雨末期噴流突然北跳（梅雨季第二次北跳）之發生乃受到日本，朝鮮附近一帶非絕熱增溫作用的影響所致。若就蔡等(1991)所選取的乾濕梅年個案來看，主要不同的地方乃在於第一次噴流明顯北移時段日本，朝鮮一帶的降溫明顯與否，而對於第一次噴流北跳，塞北和華北絕熱增溫貢獻，及第二次噴流北跳日本和朝鮮一帶非絕熱增溫作用之貢獻上，乾濕梅年是一致的，對於梅雨期開始前和梅雨末期兩次高層噴流向北跳躍的發生，經熱力方程式做定量分析結果顯示，塞北和日本朝鮮一帶，熱力作用對其影響頗大，但若以整個梅雨期間有關高原和塞北附近，熱力因素對高層環流所造成的影響，蔡等(1991)研究中並沒有做進一步地探討。梅雨期間有關青藏高原與塞北地區熱力結構上的差異，可能對不同梅雨季節所反映出來之環流特性，扮演著極其重要的角色。且進一步地將高層環流於乾濕年梅雨期間所存在特性與中低層環流分佈之差異做比較。

綜上所述，影響東亞/台灣區域梅雨期的大尺度現象明顯的包含了高層噴流之位置，500毫巴副高之發展，下層環流之來向，青藏高原之熱源角色等。本研究乃著重在環流（東亞高層噴流與南亞高壓）於梅雨期之演化做一系列的分析，並討論其低層、中層及高層環流上之差異，同時針對乾濕年台灣梅雨期間高層環流特性及青藏高原，塞北地區熱力結構之差異做一概要性地探討，同時整合在此期間500毫巴副熱帶高壓位置之演變，及850毫巴水汽之南北梯度分佈狀況，使吾人對造成乾濕梅雨年異常的三度空間環流狀況有一清楚的了解。

## 二、資料分析與步驟

### 2.1 資料來源：

本文所使用的資料包括了三種，第一種是由台灣大學副熱帶資料庫所提供，從(1980至1987年)之ECMWF/WMO analysis data sets 以及 (1988至1990年

之ECMWF/WMO basic level iii data sets 此兩組資料。其中所選取的氣象場包括重力位高度場，溫度場，濕度場和水平風場（東西向與南北向分量），經緯網格之解析度為2.5度\*2.5度。其中1984年，00Z資料有誤。第二種是NMC（美國國家氣象中心）1978年至1986年北半球資料，其中所選取氣象場同樣也包括重力位高度場和水平風場。第三種是NOAA逐日（包括白天和晚上兩時段資料）長波輻射(OLR) 資料，起迄時間為1974年6月至1988年5月

，其中1978年3月至12月之資料遺失，1982年5月、6月資料有誤。經緯網格解析度為2.5度\*2.5度。

上述資料都是包含00Z與12Z兩時段。其處理方式是將每日白天和晚上資料做平均後，所得到者乃為濾掉日變化之每天平均資料。

## 2.2 個案選取：

本文所選取之梅雨顯著年與梅雨不顯著年個案年，乃是依據Chiang (1988)表一所列1965年到1987年

表一 1965至1987年台灣北部地區梅雨期間雨量資料。（平均值=459毫米，標準差=213.4毫米，取自Chiang, 1988）

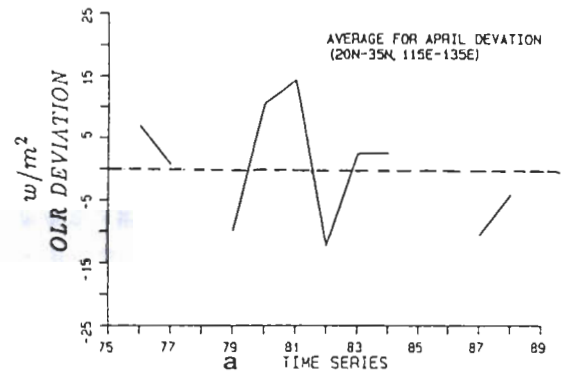
年 代	入 梅 日	出 梅 日	梅 雨 期	雨 量 (毫 米)	距 平 (標 準 差)
1965	10/5	30/6	51	376.1	-0.387
1966	02/6	24/6	22	706.2	1.160
1967	21/5	15/6	25	314.9	-0.673
1968	18/5	28/6	41	722.5	1.237
1969	16/5	24/6	39	458.6	0.000
1970	07/5	28/6	52	509.4	0.238
1971	01/6	12/6	11	116.4	-1.604
1972	09/5	19/6	41	514.7	0.263
1973	09/5	17/6	39	428.1	-0.143
1974	24/5	26/6	33	683.1	1.056
1975	16/5	20/6	35	656.3	0.926
1976	26/5	15/6	20	334.1	-0.583
1977	15/5	22/6	38	653.0	0.911
1978	18/5	11/6	24	284.2	-0.817
1979	15/5	18/6	34	669.6	0.989
1980	20/4	12/5	22	270.3	-0.882
1981	10/5	15/6	36	863.4	1.897
1982	28/5	25/6	29	407.5	-0.239
1983	09/5	20/6	43	460.5	0.009
1984	14/5	12/6	30	571.0	0.527
1985	28/5	20/6	24	195.0	-1.235
1986	20/5	11/6	23	552.0	0.438
1987	17/5	18/6	33	274.0	-0.865



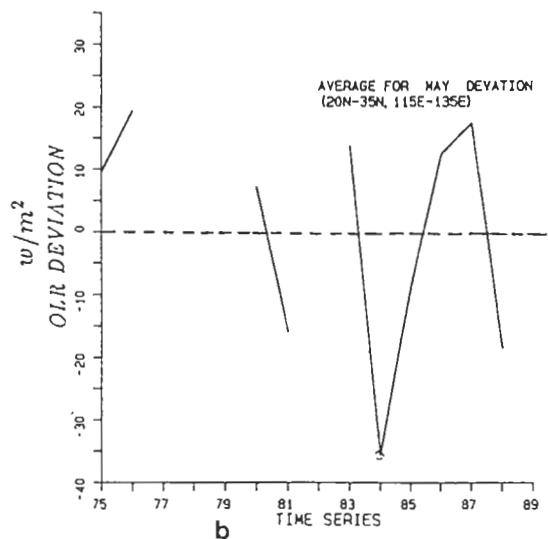
，台灣北部（以台北，新竹兩測站之平均值為代表）梅雨期雨量的資料作為參考。從此表的資料顯示，1981年梅雨期雨量為863.4 mm，比47年平均（459.0 mm）高出了1.9個標準差，故吾人選定其為梅雨顯著代表年。相對地，1980年梅雨期雨量為270.3 mm，比47年平均（459.0 mm）低了0.9個標準差，故吾人選定其為梅雨不顯著代表年。

由於Chiang (1988)所根據之參考資料乃針對台灣北部所屬的兩個測站為主，吾人想考慮如以包含台灣北部的更大區域( $20^{\circ}N - 35^{\circ}N, 115^{\circ}E - 135^{\circ}E$ )，來探討大區域範圍雨量變化的情形，而此大區域雨量之大小可由OLR（長波輻射場）來做分析。圖1為4、5、6月東亞地區OLR月平均距平的時間序列分佈情形。其中距平場之平均狀態是以1975至1988年期間，各月份OLR資料做平均所求出來的。圖中曲線不連續的地方，表示該處所在的年份資料有誤，或則是該年該月份根本就沒有資料。圖1b中發現1981年5月OLR呈一明顯的負距平值，圖1c 1981年則成一近似平均狀態之分佈，綜合來看，發現此年5月與6月（此濕年梅雨期所在之月份）整體而言乃呈一OLR負距平分佈，故為一梅雨顯著年代表（低OLR值反映出積雲發展得比較高）。相對地，1980年4月和5月（此乾年梅雨期所在之月份）OLR的距平為正值，由圖1a和1b發現其距平值都相當明顯，故為一梅雨不顯著年代表（高OLR值反映出積雲發展得比較低或是沒有積雲）。經此有關東亞地區OLR月距平分佈顯示，所選擇的1981和1980個案年與根據Chiang (1988)以台灣北部測站所選取的個案年是一致的。同時，本研究所謂的平均狀態則是以ECMWF 1980至1990年（扣掉1984資料誤錯年）十年的平均資料來代表。

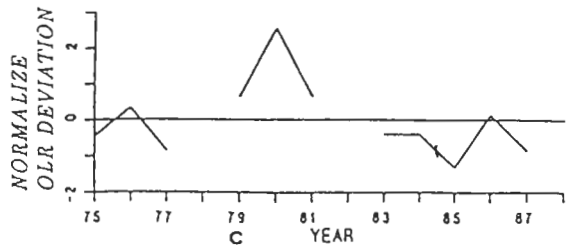
在乾濕梅個案年的選取上，蔡等(1991)以台灣北部雨量測站為依據，所選取的濕年個案為1981和1979兩年，乾年為1985和1987兩年。許與王(1990)則透過三至五月之500毫巴高度場距平，選擇1984年為濕年代表，1980年為乾年代表。在本研究中，同蔡等(1991)選取方式外再配合OLR於東亞地區之月距平分佈，所選取的濕年為1984和1981兩年，乾年則為1980年，但從1980至1990年等11年的ECMWF資料中，因1984年4、5、6月00Z資料有問題而無法採用，所以才選擇了1981年為濕年代表，而此濕年個案與蔡等(1991)所選取的一樣，藉此也可以將本研



a. 4月  $20^{\circ}N - 35^{\circ}N, 115^{\circ}E - 135^{\circ}E$  區域平均



b. 5月  $20^{\circ}N - 35^{\circ}N, 115^{\circ}E - 135^{\circ}E$  區域平均



c. 6月  $20^{\circ}N - 35^{\circ}N, 115^{\circ}E - 135^{\circ}E$  區域平均  
(取自易, 1991)

圖1 4、5、6月東亞地區的OLR月平均距平之時間序列。

究所做的分析與其比較。

### 2.3 分析步驟：

#### 2.3.a 時間序列：

個案經選定後，針對梅雨及其前後時期做為吾人分析之時間序列所定範圍。根據上述所選定之時間系列，將資料處理成五日平均，期能由此候平均之有關氣象場，在時間序列演變上做一較為具體的探討。至於整個分析的方向將著重在200毫巴面高層噴流與南亞高壓於梅雨期及其附近時間系列之演變情形。在資料的處理上，吾人以ECMWF/WMO之資料為主來做分析，而NMC資料所計算的結果，將做為與ECMWF資料所計算結果相互比較及驗證之用。

#### 2.3.b 高層噴流於梅雨期間位置與走向：

從200毫巴平均場分析圖中，大略可看出噴流隨著時間序列移動的情形，但是若想進一步探討噴流位置和走向，單單從上述高層環流之時序變化分析圖中，並不太容易被觀察出來。藉此，吾人便沿著各經度圈做“時間序列—緯度”的剖面圖。在各經度圈的選擇上主要是根據高層環流五日平均分析圖中，噴流大致分佈情形來決定的。蔡等(1991)研究中也做了時間序列—緯度剖面分析，來探討台灣梅雨期間高層噴流突然北跳所發生的時間，同時也對台灣梅雨期間噴流走向做分析，而本研究除了同樣在高層噴流走向做探討外，並著重於了解台灣梅雨期間高層噴流的位置及其可能影響，由於吾人所選取的乾梅兩個案年與蔡等(1991)所選取的不同，因此在噴流之走向分佈情形，正好可與其做個比較。沿著不同的經度圈做剖面切割，可以比較清楚地了解到高層噴流的走向與位置。

#### 2.3.c 溫度場與OLR(長波輻射)資料的分析：

溫度場與OLR在候平均時序變化之處理過程與高度場/風場相當的類似，除此之外，本文也將就台灣地區與青康藏高原地區，做此兩氣象場的區域平均，期能藉此分析來了解有關乾濕年梅雨期間特性上之差異所在，同時也就熱力因素上之貢獻，做一初步地探討。其中OLR乃是由繞極軌道(每天兩次)的衛星資料，而此資料一般可以用來做為積雲發展的指標，當OLR值大時，表示雲頂溫度較高，意謂著在此情況下，積雲發展得較低。相對地，若積雲發展得比較高時，其雲頂的溫度就較低，此時

OLR值也比較小。積雲內部有關潛熱之釋放乃為構成非絕熱作用的重要因素，因此透過OLR資料的分析，將可反映出積雲之發展程度，同時也進一步成為探討熱力因素的良好根據。

#### 2.3.d 距平分析

分別對1980年與1981年此兩個案年，求其與10年平均狀態之距平分佈。而此10年平均狀態的求法，乃採用副熱帶資料庫所提供的兩組資料來做十年平均的計算。資料從1980至1990年(扣除1984資料不完整)此十年所涵蓋的資料，由上述資料中選取所需要之氣象場，經逐日00Z, 12Z兩時段之平均後以濾掉日變化，將此已濾掉日變化之每天資料，對吾人所選取之時間序列做月平均等有關的處理。為更進一步了解高層環流在乾濕梅雨年與平均狀態(十年平均)間之差異，吾人分別就4、5、6月之高度場及氣流場做月平均場之距平分析及計算，來了解高層環流年際變化的特性。

## 三、結果分析

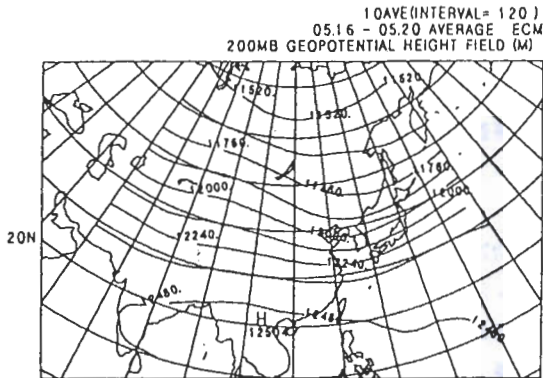
### 3.1 梅雨期間平均環流變化之分析：

圖2是200毫巴五日平均高度場之十年平均，由此平均環流顯示，台灣梅雨期間並沒有發現鄂霍次克海附近阻塞高壓的形成。另外200毫巴西太平洋副熱帶高壓在此期間各候平均時段也不太明顯。

#### 3.1.a 濕梅年(1981年)之五日平均環流演變：

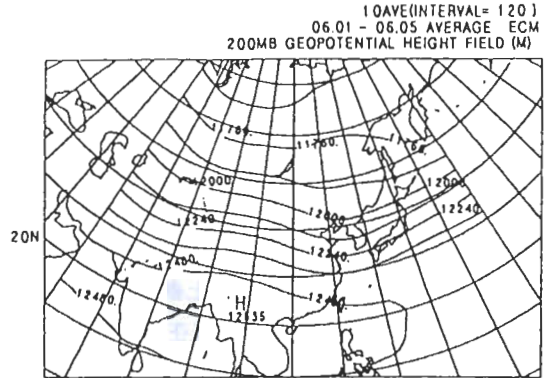
圖3為1981年200毫巴五日平均高度場於台灣梅雨期間的分佈情形，從5月11至15日；26至30日，6月1至5日；6至10日，各時段均發現鄂霍次克海附近阻塞高壓的形成，此一大尺度環流是影響來自塞北北風分量大小之一因素，鄂霍次克海高壓的存在，使得來自大陸西北地區之乾冷空氣易於往南集中，此一現象再配合高層噴流偏南的走向，是1981年梅雨顯著年所具有的特性之一。圖4乃同圖3，但為200毫巴水平風場，由圖中發現噴流軸心則位於大約 $120^{\circ}E, 30^{\circ}N$ 附近，在梅雨期間同時伴隨著低層噴流於高層噴流以南，此一現象存在於圖5所示700mb低層水平風場之分佈上，在 $120^{\circ}E, 30^{\circ}N$ ，附近來自北方和南方的分量在此時期都特別明顯，同時於圖6有關850mb溼度場中明顯地發現，於此時期南北溼度梯度特別大，充分地反映出大氣不穩定持續於梅雨期間。在此濕年台灣梅雨期間，南亞高壓除了持





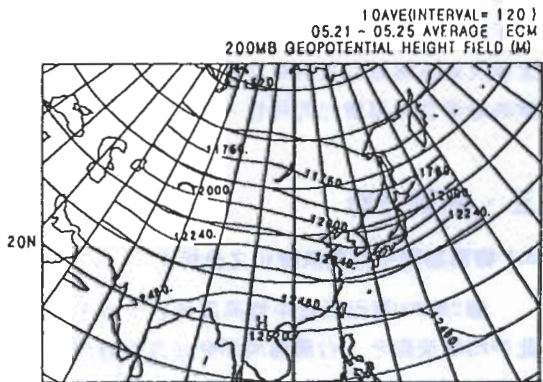
a 120E

a. 5月16-20日



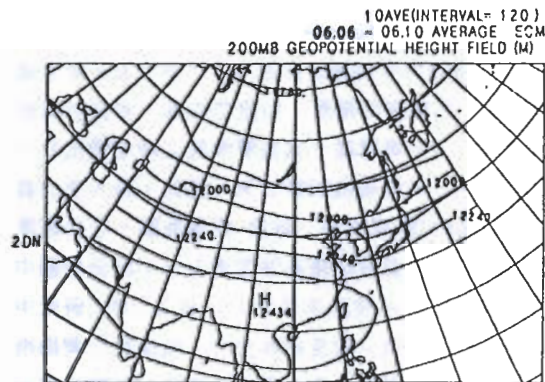
d 120E

d. 6月01-05日



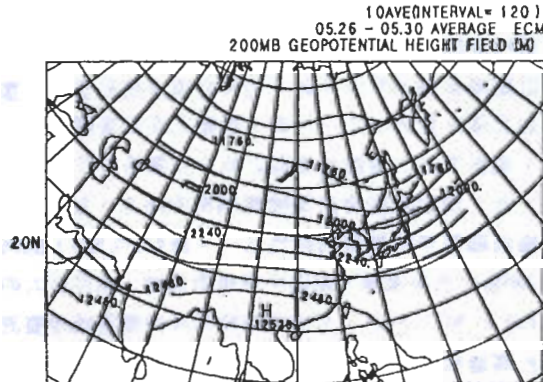
b 120E

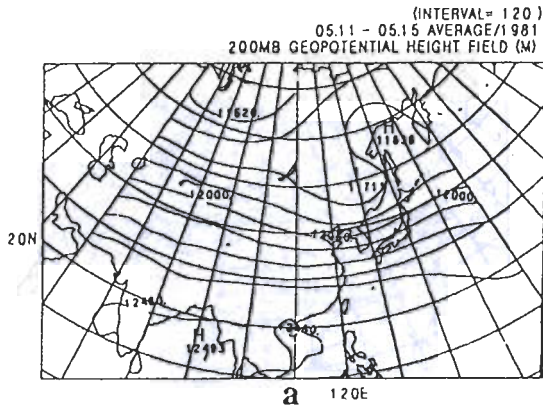
b. 5月21-25日



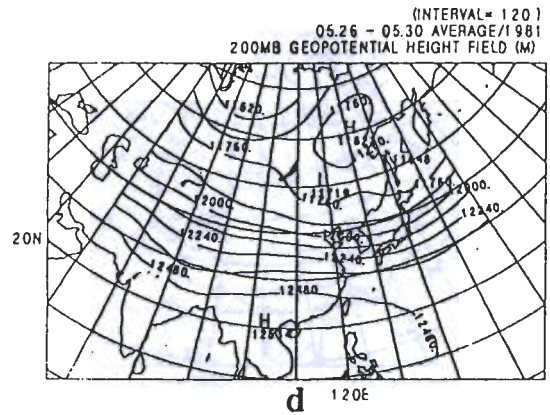
e 120E

e. 6月06-10日

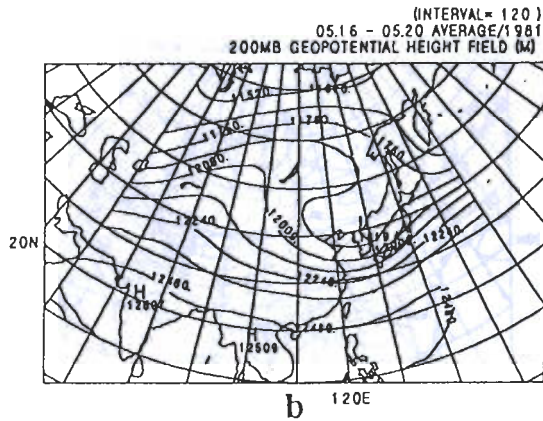




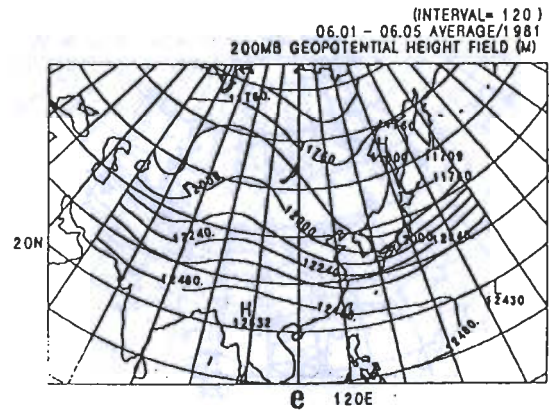
a. 5月 11-15日



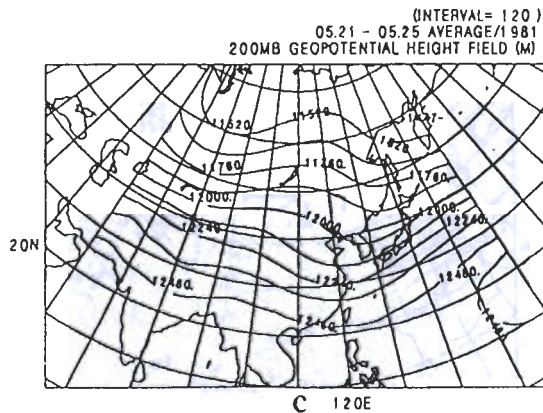
d. 5月 26-30日



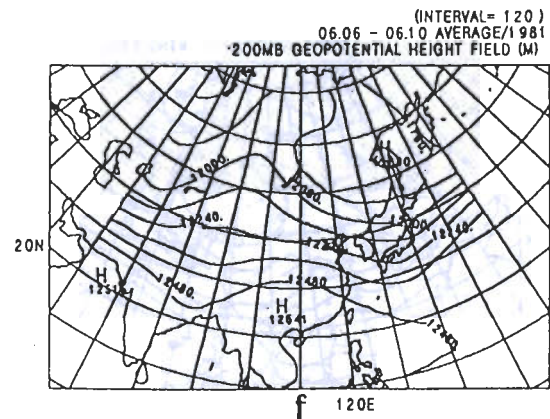
b. 5月 16-20日



e. 6月 01-05日



c. 5月 21-25日



f. 6月 06-10日

圖3 同圖2，但僅為1981年濕年。



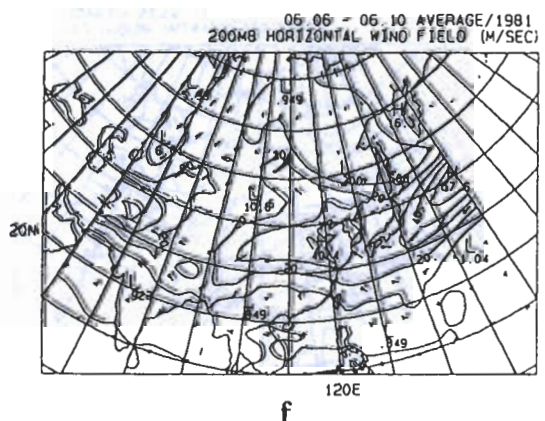
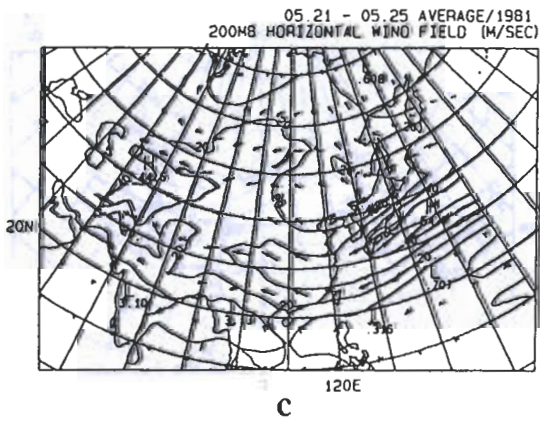
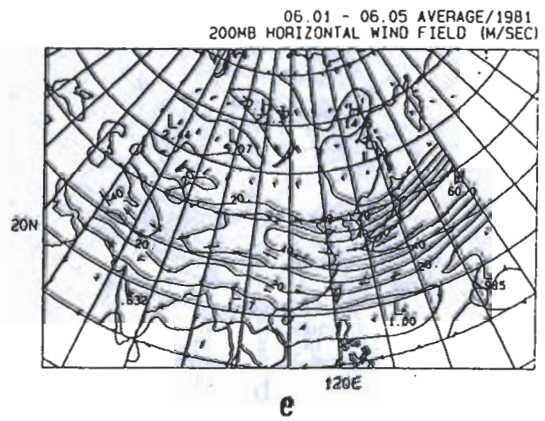
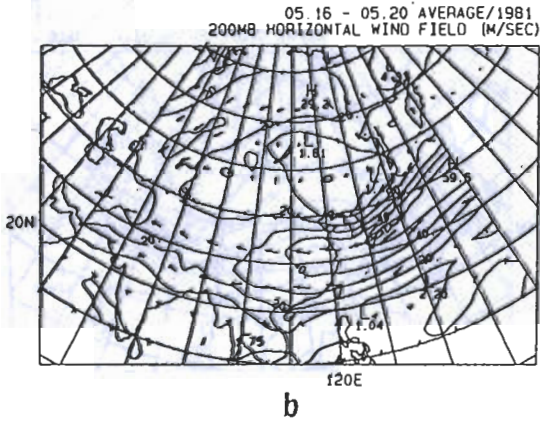
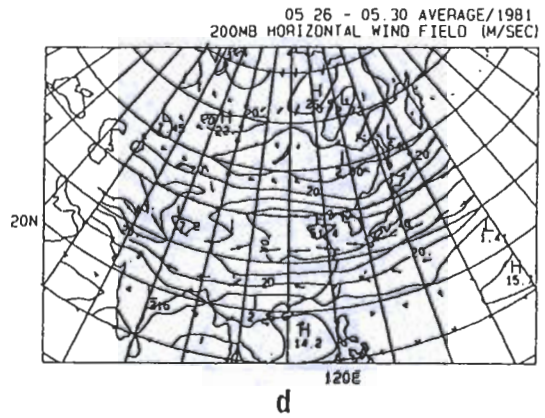
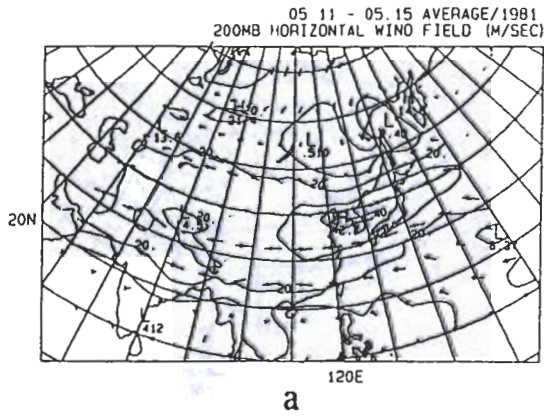


圖4 同圖3，但為水平風場（間隔10 m/sec）。



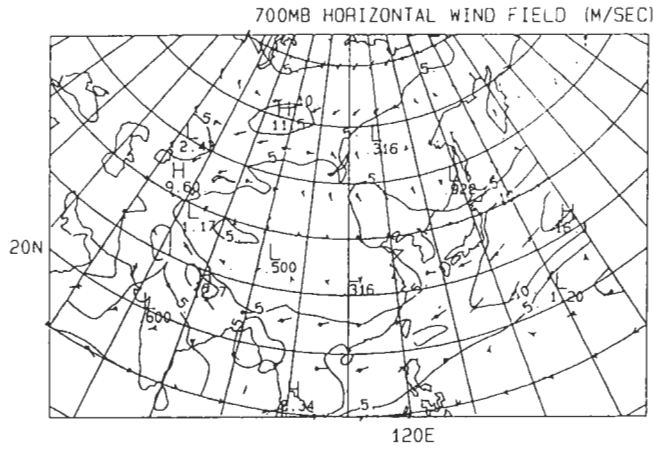
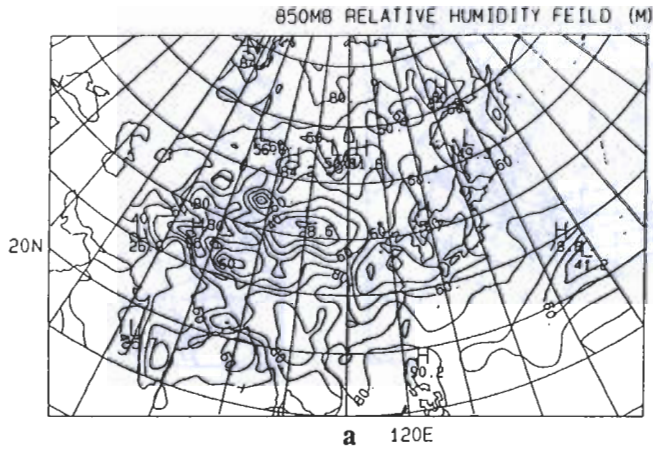
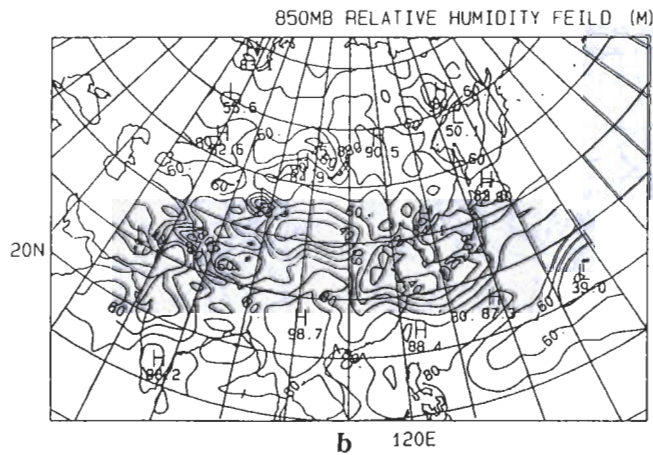


圖5 1981 濕年梅雨期間 (5月11日至6月15日) 700毫巴面水平風場 (間隔5 m/sec)。

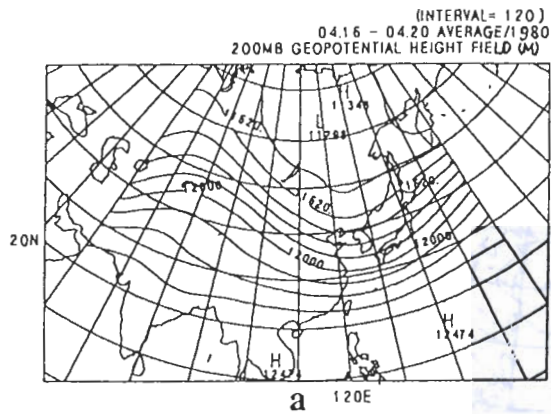


a. 梅雨前半期 (5月11日至5月21日)

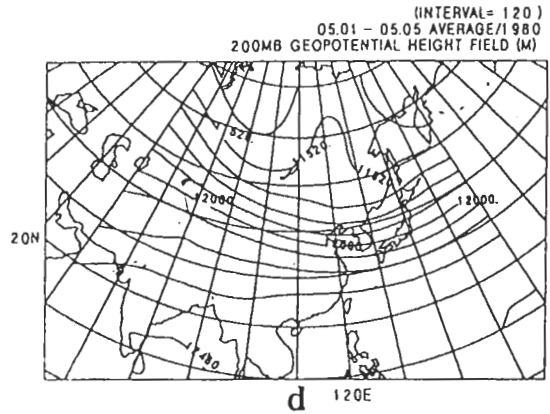


b. 梅雨後半期 (5月26日至6月10日)

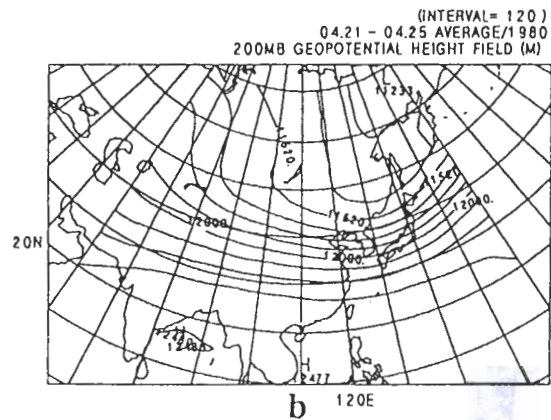
圖6 1981 濕年台灣梅雨期間850毫巴相對溼度 (間隔10%)。



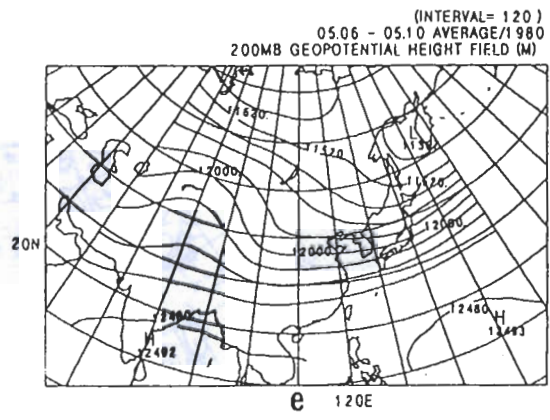
a. 4月16-20日候平均



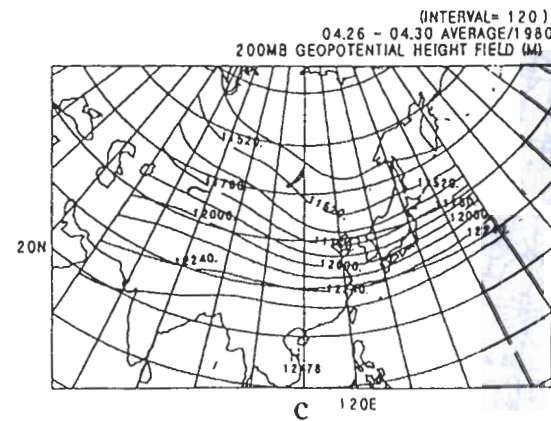
d. 5月01-05日候平均



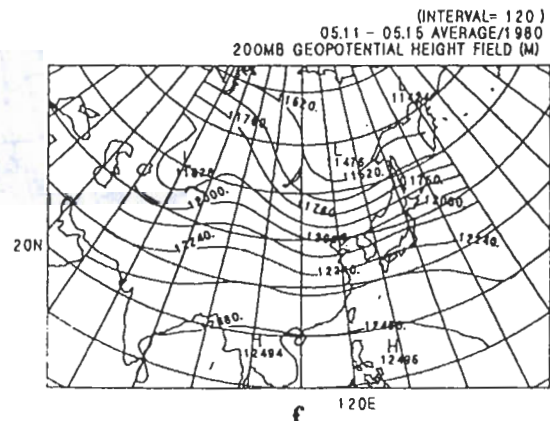
b. 4月21-25日候平均



e. 5月06-10日候平均



c. 4月26-30日候平均



f. 5月11-15日候平均

圖7 1980 乾年, 200毫巴重力位高度場 (間隔120 m), 且各為五日平均 (候平均)。



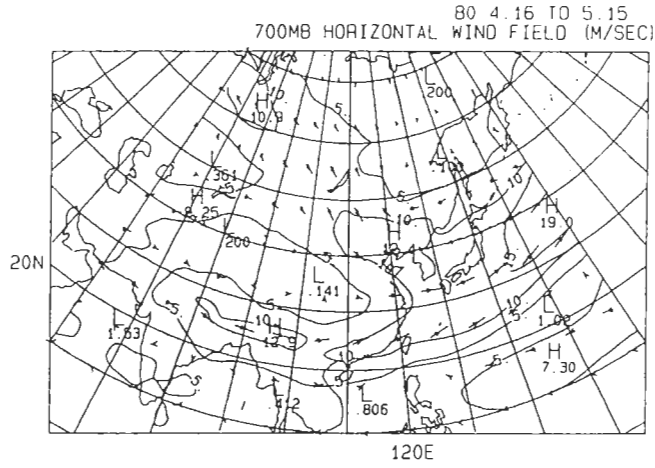
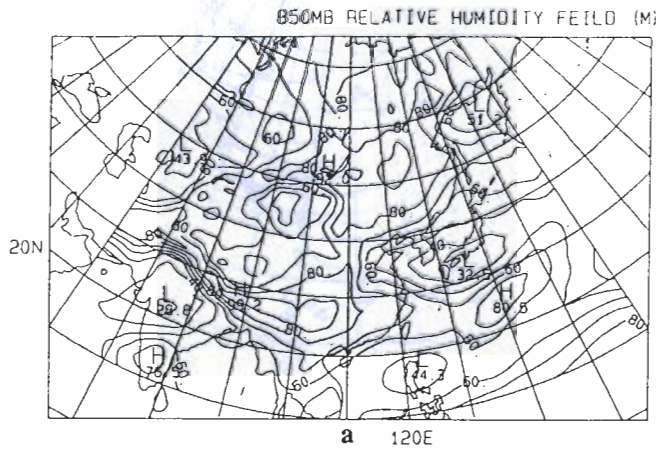
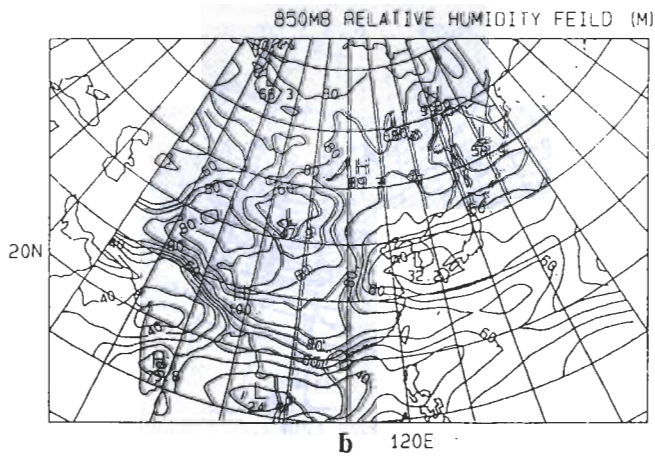


圖8 1980 乾年 (4月16日至5月15日), 700 毫巴水平風場。



a. 梅雨前半期 (4月16日至4月30日)



b. 梅雨後半期 (4月26日至5月10日)

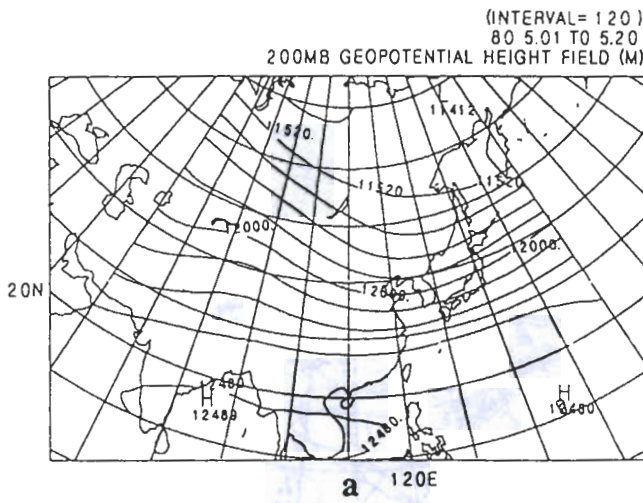
圖9 1980 乾年, 台灣梅雨期間850毫巴相對溼度 (間隔10%)。

續向西發展外，向北移動現象也開始明顯起來，到了6月1-5日時，南亞高壓中心位置乃為 $98^{\circ}E, 24^{\circ}N$ 。

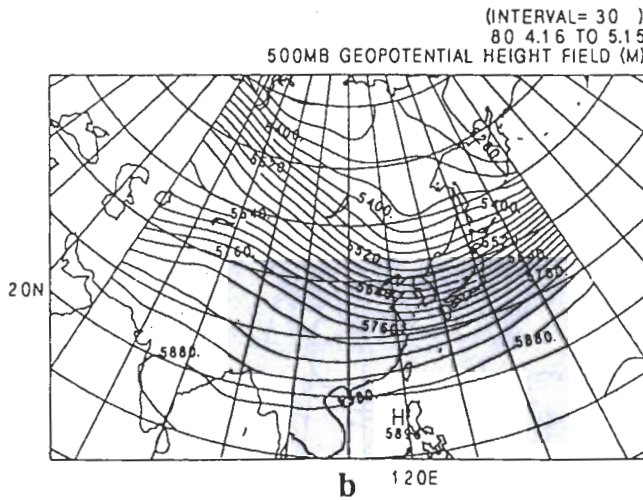
3.1.b 乾梅年(1980年)之五日平均環流演變：

圖7表示1980年200毫巴五日平均高度場，在此乾年台灣梅雨期間，並沒有發現鄂霍次克海附近阻塞高壓的形成，沒有它的存在來自大陸西北地區之乾冷空氣將較不易於往東南亞一帶集中，此乾年台灣梅雨期間經圖8顯示，700毫巴水平風場在台灣以北附近，來自北方和南方的分量在此時期並沒有像

濕梅兩年那麼明顯，同時於圖9顯示，850毫巴溼度場於此乾年台灣梅雨時期，南北溼度梯度並沒有濕梅年那麼大，故於此個案年，大氣不穩定就不像1981年梅雨期間能持續得那麼久。另外，在梅雨期間，有太平洋熱帶高壓中心的出現，此高壓於台灣梅雨末期5月6-10日時段，其範圍和強度都增大(圖7e)，由此可知200mb西太平洋副熱帶高壓如同中低對流層一般，明顯有提早向東亞地區發展的態勢，此一現象可配合著圖10所示，1980年200毫巴與500



a. 台灣乾年梅雨後半期200毫巴面高度場



b. 台灣乾年梅雨期間500毫巴面高度場

圖10 1980乾年，重力位高度場之空間分佈 (間隔30m)。



毫巴西太平洋高壓，均呈現明顯地向西伸展，因此可知在這乾梅個案年中，西太平洋副高發展得相當深厚，而此一深厚高壓系統之明顯向西發展，對梅雨期之影響在陳(1987a)就有做了說明，吾人將在第四章以三度空間之分佈來進一步探討此副高位置與噴流走向之關係。梅雨期間，南亞高壓向北移動現象也開始明顯起來，到了5月11-15日(圖7f)時，南亞高壓中心位置乃為 $100^{\circ}E, 20^{\circ}N$ 。

### 3.2 “時間序列—緯度”剖面分析：

橫坐標之時間系列表示中，5代表1至5日候平均；15代表11至15日候平均；25代表21至25日候平均，依此類推。選擇了沿著不同經度200毫巴面速度場之“時間—緯度”剖面，乃有助於了解高層噴流位置和走向。

#### 3.2.a 1981年(梅雨顯著年)

圖11為十年平均200毫巴水平風場，沿著各經度之時間—緯度剖面分佈。從圖11a至11d各緯度剖面發現，台灣梅雨期間平均狀態之高層噴流位置約位於 $35^{\circ}N$ 至 $36^{\circ}N$ 左右。

圖12同圖11，但為1981年，在此濕年5月11-25日期間(台灣梅雨前半期)高層噴流中心位置沿著 $102.5^{\circ}E, 112.5^{\circ}E$ 剖面約在 $31^{\circ}N$ 至 $32^{\circ}N$ 之間(圖12a, 12b)，而正常年在此二剖面噴流位置約位於 $35^{\circ}N$ 至 $36^{\circ}N$ 之間。在5月26日至6月15日期間(台灣梅雨後半期)高層噴流中心位置約在 $38^{\circ}N$ 至 $40^{\circ}N$ 之間，由此可知中亞一帶高層噴流位置，在濕年梅雨期間呈現明顯地變化。沿著 $122.5^{\circ}E$ 和 $132.5^{\circ}E$ 剖面，梅雨期間(5月中旬至6月上旬)噴流中心之平均位置大約分佈於 $33^{\circ}N$ 附近，從此二剖面濕梅兩年梅雨期間風場分佈發現，東亞地區高層噴流比十年平均來得偏南(平均狀態梅雨期間，高層噴流平均位置為 $35^{\circ}N$ )。由此顯示，東亞高層噴流在此濕年台灣梅雨期間，呈現比正常狀態偏南態勢。沿 $112.5^{\circ}E$ 剖面發現，台灣梅雨前半期高層噴流中心位於 $33^{\circ}N$ ，沿 $122.5^{\circ}E$ 剖面同一時期噴流中心位於 $31^{\circ}N$ ，故從 $112.5^{\circ}E$ 至 $122.5^{\circ}E$ 剖面顯示，噴流的走向乃呈西北向東南延伸態勢。相對地，若沿 $132.5^{\circ}E$ 剖面發現台灣梅雨前半期高層噴流中心位於 $33^{\circ}N$ ，故 $122.5^{\circ}E$ 至 $132.5^{\circ}E$ 剖面顯示，噴流乃呈現西南向東北延伸之走向。

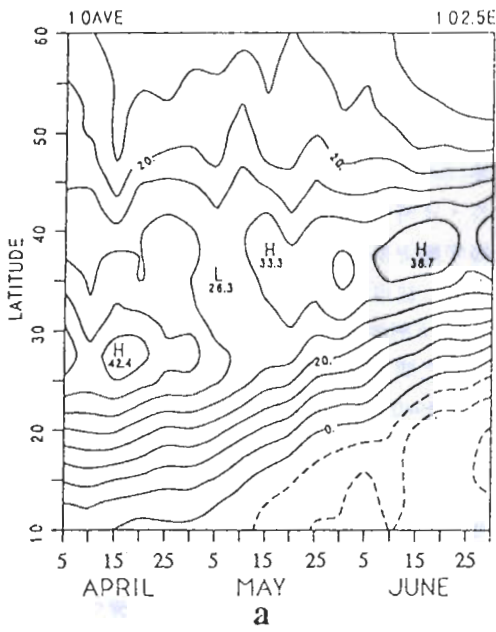
從以上有關1981年(濕梅個案年)各剖面分

析，已更為清楚地了解到200mb噴流位置/走向，200mb噴流在此濕梅個案年梅雨期間，在 $122.5^{\circ}E$ 以西噴流乃呈一西北往東南的走向， $122.5^{\circ}E$ 以東則呈一西南往東北之走向，此一特殊走向之分佈與蔡等(1991)所述一致。本研究除了分析高層噴流走向外，同時也著重在高層噴流位置上的探討，發現濕梅年梅雨期間，東亞噴流的位置要比正常年(十年平均)往南，同時在此濕梅年間，噴流在 $102.5^{\circ}E$ 及 $112.5^{\circ}E$ 剖面上，其北跳的時間是在於5月10日至6月上旬之間大約有4個星期之時間。

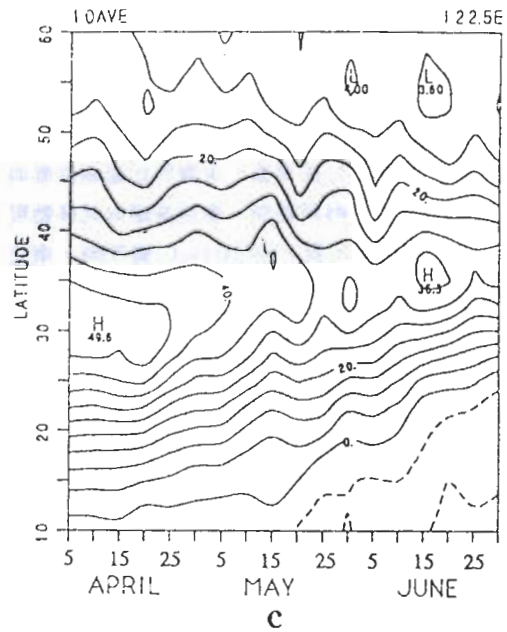
#### 3.2.b 1980年(梅雨不顯著年)

圖13同圖11，但為1980年(乾年)，由圖13a與13b( $102.5^{\circ}E, 112.5^{\circ}E$ 剖面)發現在梅雨期間噴流中心已到達了 $38^{\circ}N$ ，若將此噴流中心位置與平均狀態(十年平均，圖11)做個比較，結果發現在此乾年台灣梅雨期間，噴流位置明顯地往北(大概要比平均狀態往北偏2至3個緯度左右)。若就此乾梅年梅雨期間之噴流中心來看，發現沿著此二剖面之分佈情形，大致是相類似的，就此分佈而言，可推知高層噴流在乾梅年梅雨期間，從 $102.5^{\circ}E$ 至 $112.5^{\circ}E$ 乃呈一東西走向之分佈。圖13c，圖13d( $122.5^{\circ}E, 132.5^{\circ}E$ 剖面)梅雨期間高層噴流位置，若與十年平均(圖11c, 圖11d)比較發現，此乾梅個案年要比十年平均來得偏北。從 $122.5^{\circ}E$ 與 $132.5^{\circ}E$ 兩剖面發現，於梅雨期間噴流中心位置幾乎相同，據此可知，在梅雨期間 $122.5^{\circ}E$ 以東區域，噴流乃呈一東西向之走勢。在此乾梅年期間，噴流於4月15日左右停留在 $27^{\circ}$ 度位置，於4月下旬就已北移至 $37^{\circ}$ 度之位置，整個梅雨期間只有2個星期。

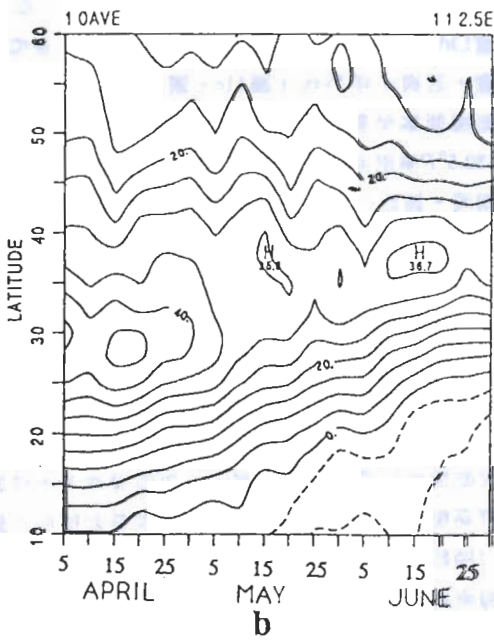
綜合上述有關1980年各剖面之分析結果發現，此個案年200mb噴流，於台灣梅雨期間之位置，要明顯地比平均狀態來得往北。Chen and Liaw(1981)研究乾梅兩年環流特性發現，中對流層西太平洋副熱帶高壓，於台灣梅雨期間呈現明顯偏北情形，此壓力場於乾梅兩年異常分佈情形，若對照著本研究在梅雨期間高層噴流位置分佈來看，發現高層噴流也如同中對流層西太平洋副高位置，存在著比平均狀態偏北的情形發生。梅雨期間 $122.5^{\circ}E$ 以西乃呈一近似東西之走向， $122.5^{\circ}E$ 以東也呈一東西走向，噴流位置異常地偏北，與其走向之特殊分佈情形的配置下，是造成此個案年梅雨期特別短的重要因素之一。當噴流北移至較高緯度時，台灣地區的梅雨就



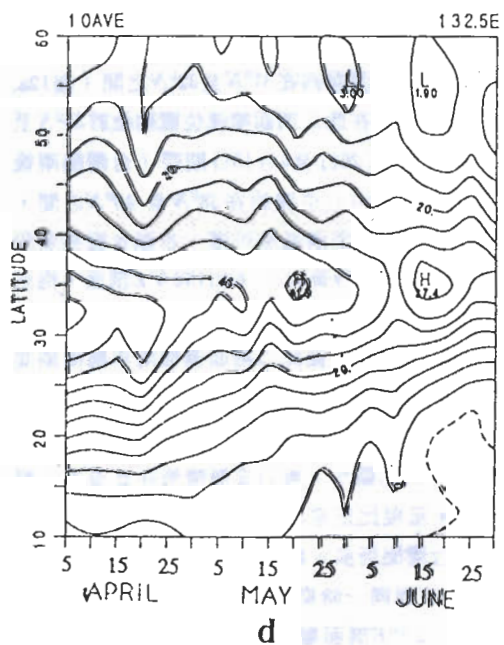
a. 沿著 102.5°E



c. 沿著 122.5°E



b. 沿著 112.5°E



d. 沿著 132.5°E

圖 11 10年平均，200毫巴風場沿著各經度之時間-緯度剖面（間隔5 m/sec），X軸每一個間隔均代表一候平均時段，如5乃表示1至5日之候平均。



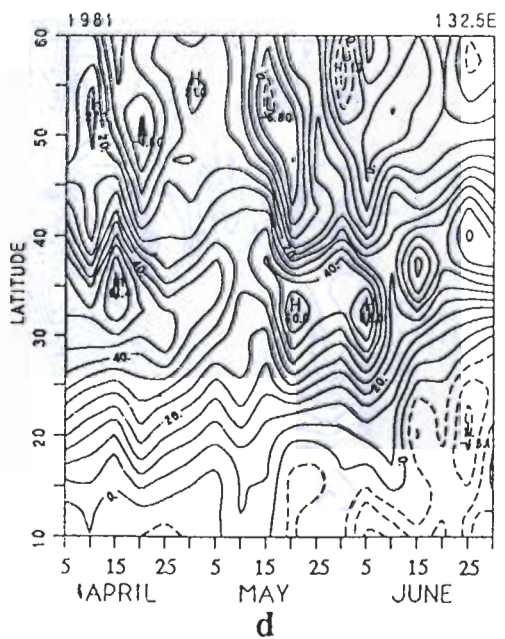
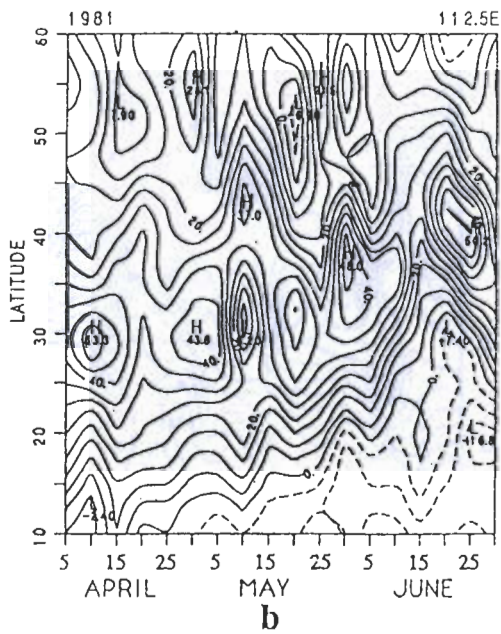
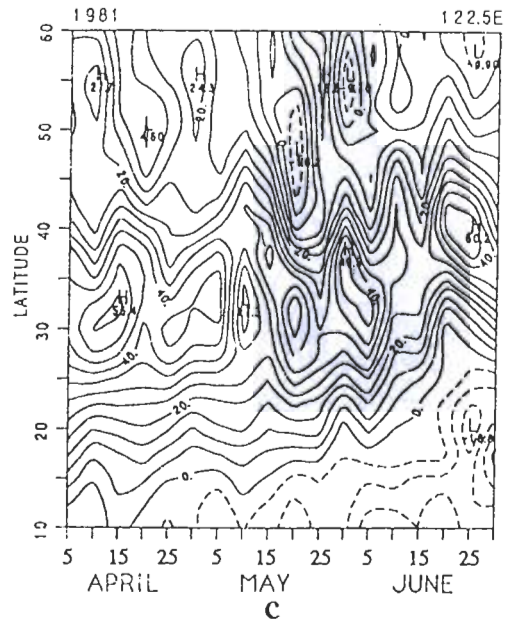
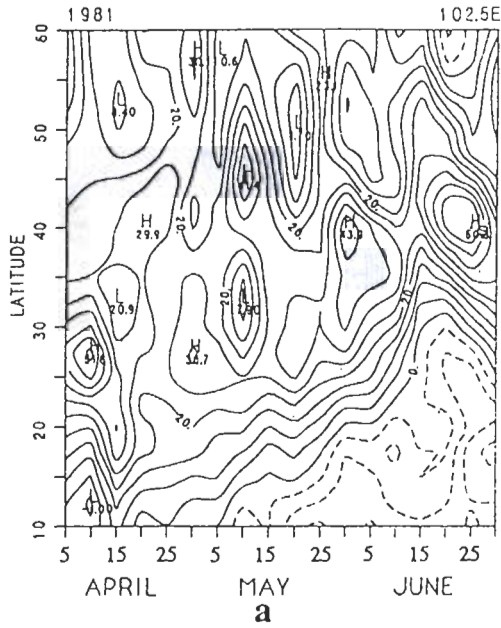


圖12 同圖11，但為1981濕年。

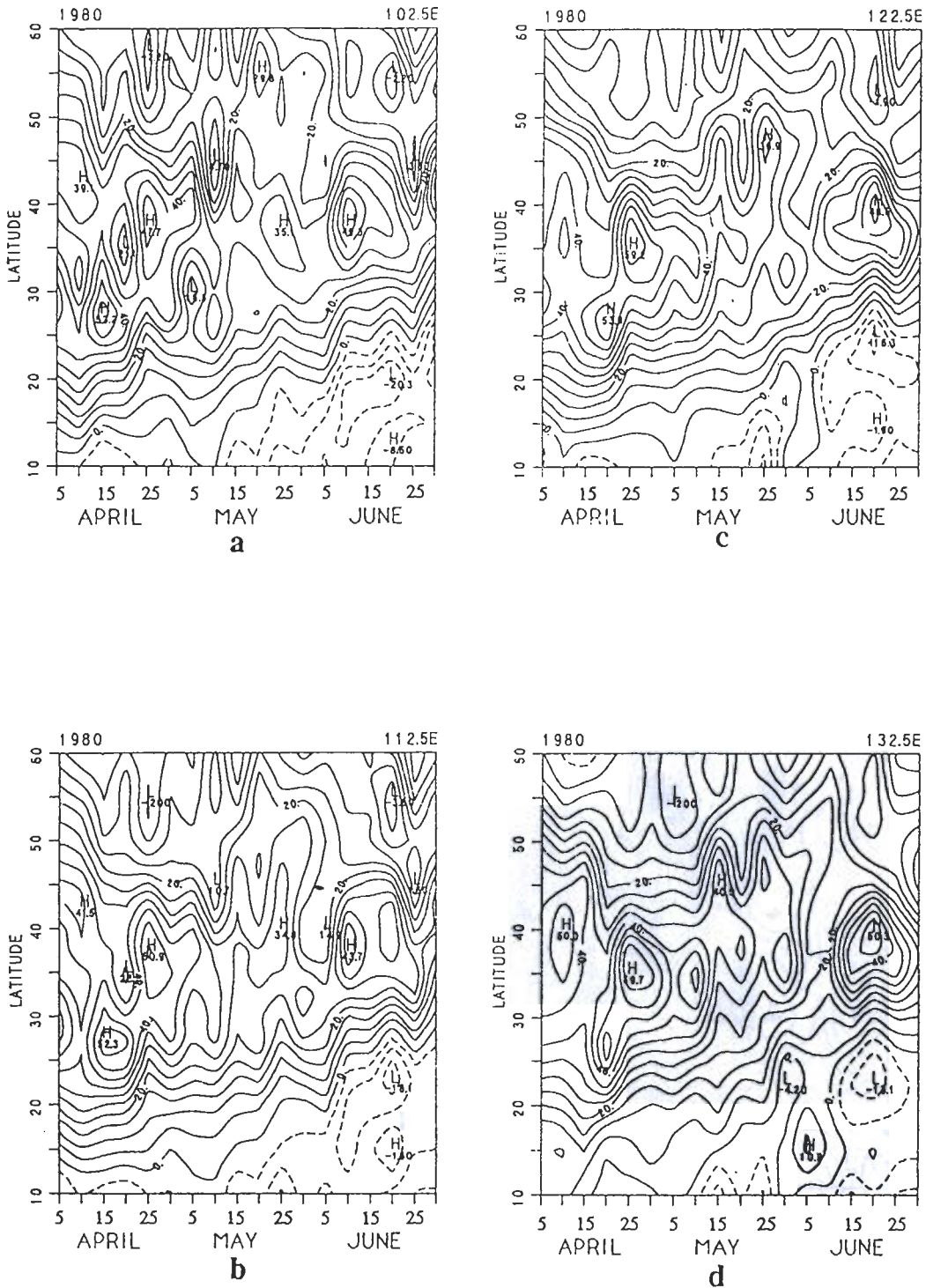


圖 13 同圖 11，但為 1980 乾年。

結束了而進入了華中梅雨季，由噴流位置之改變也可了解噴流在南邊的停留愈久，愈有利於本地區梅雨季之持續，此由上述之噴流停留時間之長短顯現了此種結果。

蔡等(1991)研究高層噴流於台灣地區梅雨期間變化，使用熱力方程式之計算結果顯示，在梅雨期間開始前10天與梅雨末期10天時段，高層噴流之瞬變乃受到塞北地區與日本朝鮮一帶，熱力作用的影響。對於此梅雨開始前時段，高層噴流北移乃受到塞北地區，絕熱下降運動增溫作用之影響較明顯，梅雨末段高層噴流北移，乃受到日本朝鮮一帶之非絕熱（積雲潛熱釋放）上升運動增溫作用之影響較鉅，而此現象在該研究所選取之個案年發現，乾濕梅年都有此共同的趨勢存在。而本研究結果則強調在乾濕梅年梅雨期，及其附近期間塞北與青康藏高原地區不同的熱力結構，對高層噴流位置可能的影響做一初步的探討。

## 四、乾濕梅個案年與平均狀態間之異同

### 4.1 月平均高度場及風場距平：

從上節的分析結果發現，高層噴流位置於乾梅兩個個案年與濕梅兩個個案年間，存在著極其明顯的差異。乾梅個案年梅雨期間，噴流的位置要比平均狀態來得明顯偏北，濕梅個案年則比平均狀態來得偏南，高層噴流位置之偏南或偏北，對台灣地區梅雨之顯著與否有相當程度的影響。因為台灣地區正處於東亞高層噴流入區以南，噴流之偏北或偏南分佈直接影響到上升氣流的位置分佈。

本研究雖然只選取一年來做為乾年之代表，但其所得之初步結論和蔡等(1991)所選 1985 乾年，所得有關高層噴流之走向的研究結果相類似。同時除了上述梅雨期間高層噴流走向於乾濕梅年分佈不同外，吾人透過圖 14 台灣梅雨期間高層風場之分佈發現，高層噴流位置於不同梅雨季節也存在著明顯的差異。在緯向差異上顯示，乾梅年要比濕梅年來得偏北，而在經向分佈上則發現，乾梅年要明顯地比濕梅年來得向西伸展，經此高層噴流位置上的明顯的不同，致使台灣地區於濕梅年似乎比乾梅年，處於較有利上升氣流發展的位置。因此，高層噴流之

位置與走向適當配置下，乃有利於台灣地區，甚至於整個範圍較大的東亞地區，梅雨期間降雨的發生與維持。

圖 15 為 1980 減去 10 年月平均之高度場距平分佈顯示，在乾梅年時，鄂霍次克海附近呈一明顯之負高度距平，此一現象在四月和五月均存在。明顯的負高度距平表示此一區域四月與五月期間，並沒有阻塞高壓的產生，同時發現到東亞高層噴流也比平均狀態來得強盛，因此使得來自塞北地區的北風分量較不易於東亞地區集中，此時若配合中高層西太平洋副熱帶高壓異常地向西和向北發展下（圖 10），可使得源自孟加拉灣一帶之西南氣流不利於向東亞地區，做一較有組織地發展。因此造成東亞地區之北風與南風分量都要比平均狀態時來得微弱，同時也使得此地區之地面鋒面較不易於長久地維持，在此種因素的配合下，1980 年之梅雨並不顯著。

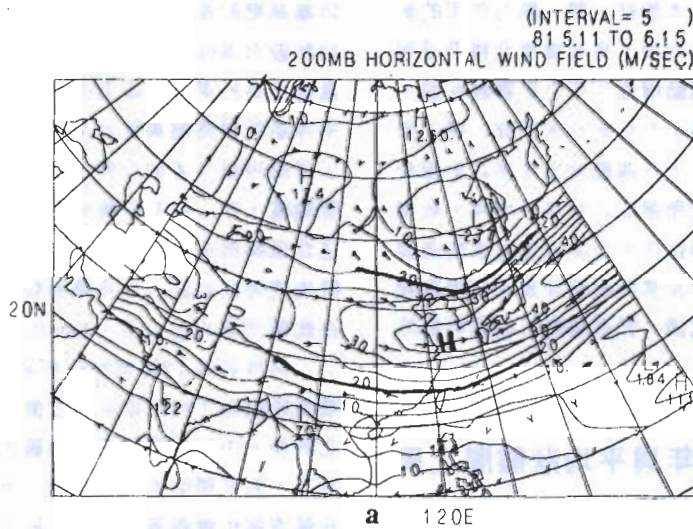
另外若從 3.2 節剖面分析結果顯示，200mb 高層噴流於乾梅年梅雨期間之位置要比平均狀態來得偏北許多。由於台灣與東亞地區正處在高層噴流入區南方，而高層噴流異常地偏北分佈時，伴隨著其上升氣流區也會跟著改變，由於上升氣流區往北分佈再配合低層源自孟加拉灣之水氣，並沒有持續且足夠地供應，從圖 8 中 700mb 低層風場在乾梅兩年梅雨期間分佈發現，來自孟加拉灣一帶之西南氣流並不太有組織，此現象與 Chen (1977b, 1987b) 文中有關梅雨期間水汽來源之推論上是一致的。而此一現象再配合高層噴流位置之偏北情形下，是造成台灣地區在 1980 此乾梅個案年，梅雨不顯著之重要機制之一。

由 1981 減去 10 年月平均之距平分佈顯示，在濕梅年時，鄂霍次克海附近在四月時呈現一負高度距平，到了五月和六月期間，此負高度距平明顯轉成一正高度距平帶，此現象的發生意謂著一當進入五月與六月期間，鄂霍次克海附近區域阻塞高壓已經形成，由於阻高之形成使得高層噴流的強度要比平均狀態來得微弱許多。因此使得來自塞北地區的北風分量較易於東亞地區集中，此時若配合中高層西太平洋副熱帶高壓，向西和向北發展並不明顯的情況下，使得源自孟加拉灣一帶之西南氣流利於向東亞地區，做一較有組織地發展，因此造成東亞地區之北風與南風分量都要比正常年時來得明顯，同時

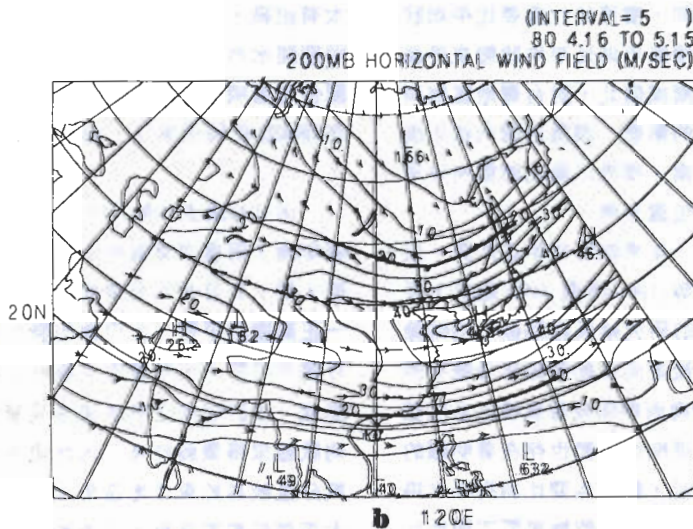


也使得此地區之地面鋒面較能長久地維持，同時若配合了200mb 高層噴流於此年梅雨期間，位置要比平均狀態來得偏南一些，使得東亞地區（特別指台灣地區），正位於高層噴流入區以南適當之位置，在此種因素的配合下，造成 1981年之梅雨較為顯著。

圖16是1980減去10年之月平均風場距平分佈發現，前述四月和五月因鄂霍次海附近，存在著明顯地負高度距平。使得日本，朝鮮一帶的高層噴流區呈現一種為明顯的西風距平，特別是四月期間，當鄂霍次克海一帶負高度距平值達100m以上之同時，伴隨著西風距平於日本和朝鮮一帶最強也達15m/sec以

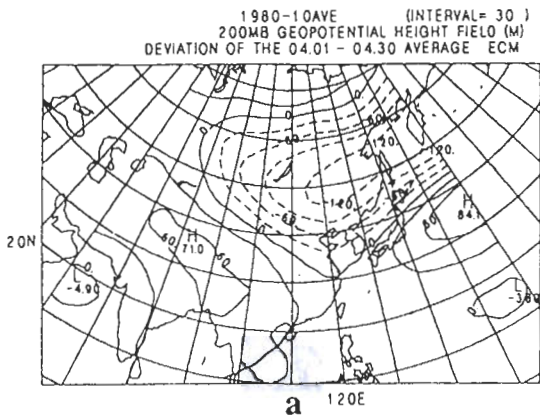


a. 1981年5月11日至6月15日

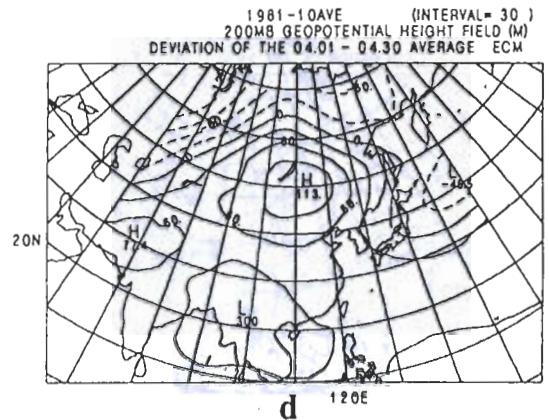


b. 1980年4月16日至5月15日

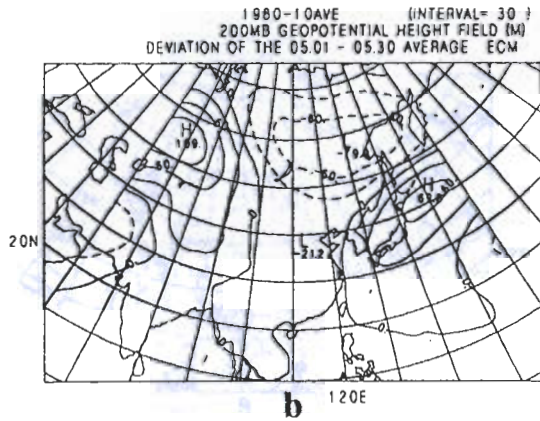
圖14 乾濕梅雨年梅雨期間高層噴流分佈（間隔5 m/sec）。



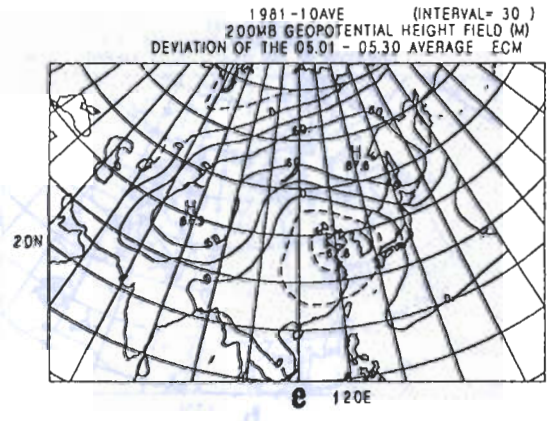
a. 1980年4月距平，



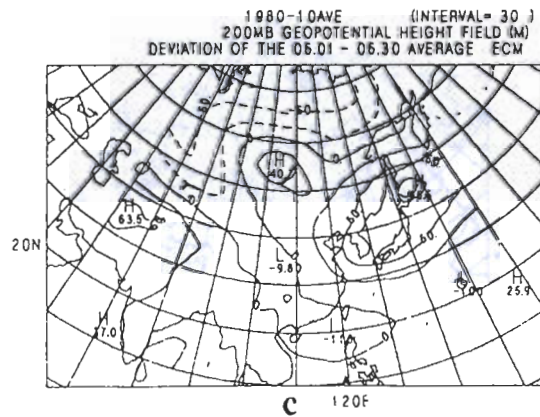
d. 1981年4月距平，



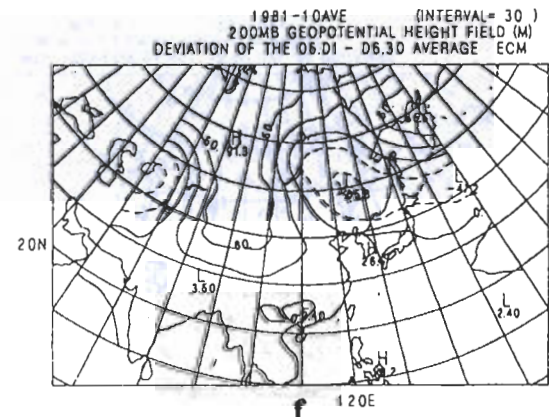
b. 1980年5月距平，



e. 1981年5月距平，



c. 1980年6月距平，



f. 1981年6月距平。

圖15 1980年，1981年200毫巴面月平均高度場距平分佈。



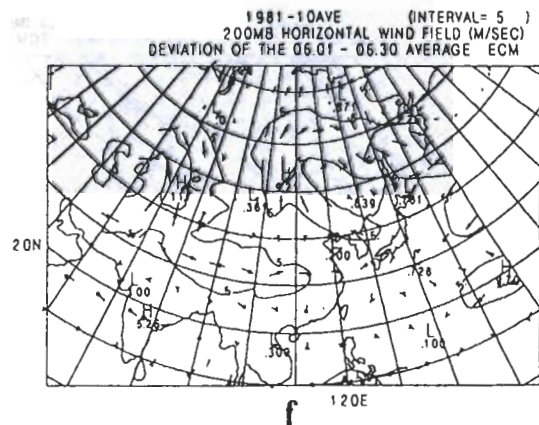
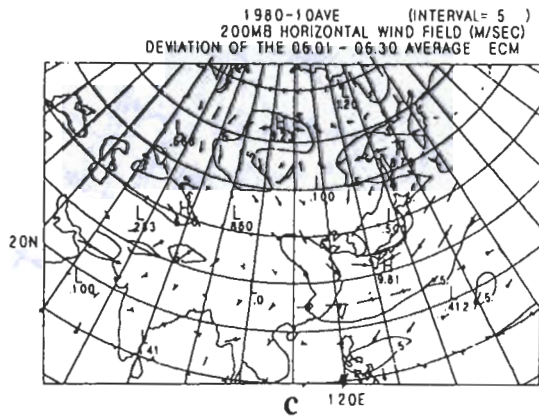
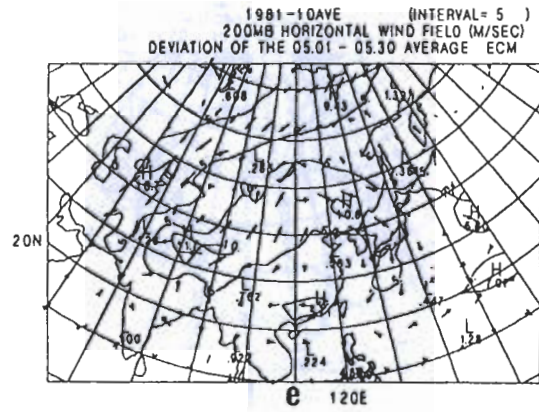
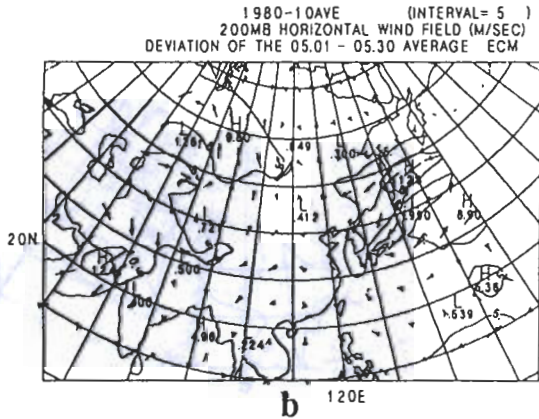
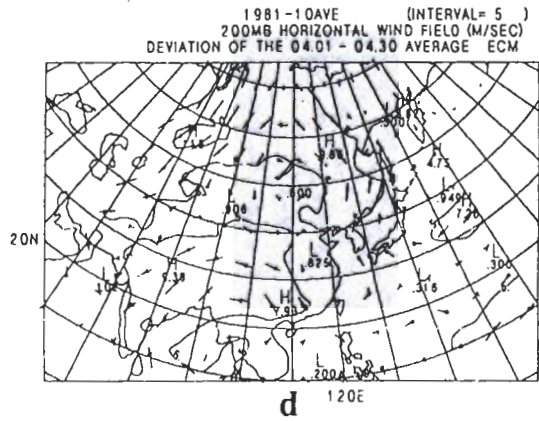
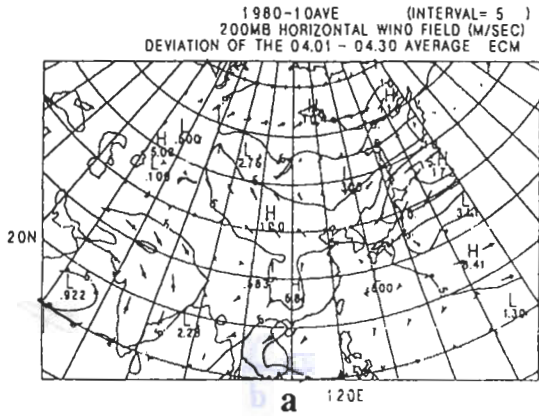
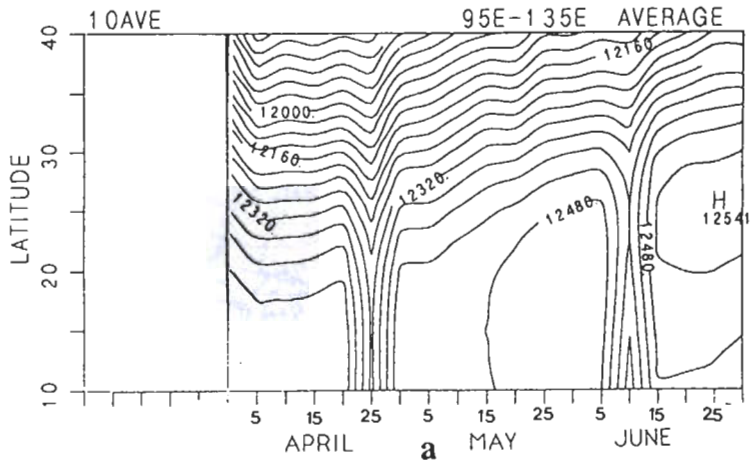
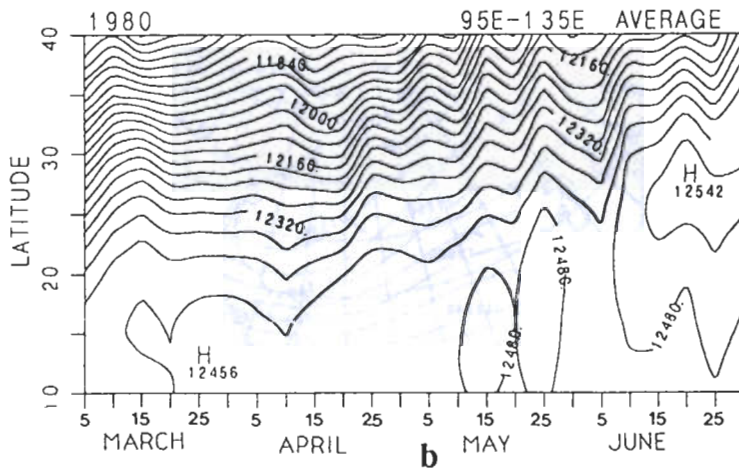


圖 16 同 15，但為水平風場。

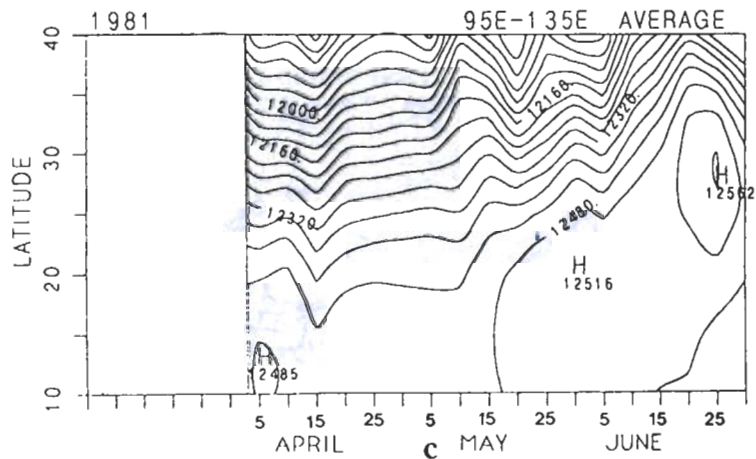




a. 十年平均

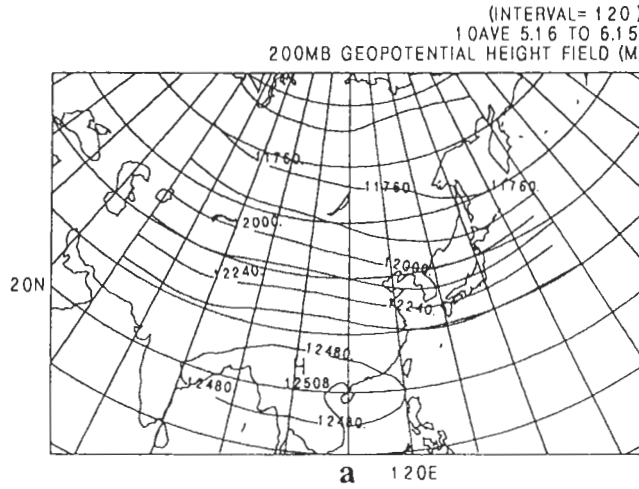


b. 1980年

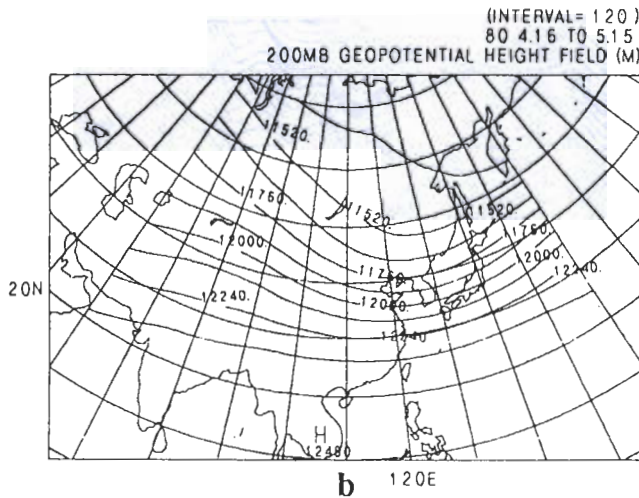


c. 1981年

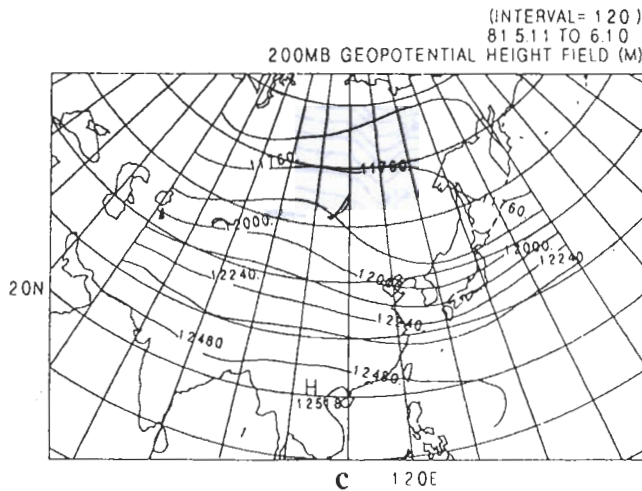
圖17 200毫巴南亞高壓三月至六月之時序變化情形。均代表一候平均時段，如5乃表示1至5日之候平均。



a. 十年平均



b. 1980年



c. 1981年

圖18 不同梅雨年其梅雨期間於200毫巴高度場之空間分佈。

上，而五月期間此區域之西風距平也達10m/sec以上。相對地若從東亞地區附近之月平均距平風場分佈發現，於四月和五月期間幾乎沒有南北風的距分量，取而代之乃為微弱東南風距平分佈於台灣以北，此現象正反應了西太平洋副熱帶高壓的發展，特別地早且明顯。就台灣附近區域而言，並沒有明顯的西南風或西風距分量出現，此距平風場之分佈態勢，可推知其並不有利於梅雨之長久維持。反觀1981減去10年平均之月平均風場距平分佈來看，由於霍次克海阻塞高壓存在之故，使得日本和朝鮮一帶之高層噴流區呈現東風距平分佈，這意謂著此西風高層噴流要比平均狀態來得微弱，而東亞地區附近北風和西南風距分量也相當明顯，特別在五月期間更是明顯。若對照低層風場於梅雨期間分佈情形來看，也有同樣的趨勢存在（圖5）。此一分析結果推知，此個案年(1981)之梅雨當較為顯著。

#### 4.2 南亞高壓於梅雨及其附近期間移動情形：

圖17為1981與1980年沿著 $95^{\circ}E$ 至 $135^{\circ}E$ 平均，來看南亞高壓向北移動分佈情形。就高壓強度而言，濕梅雨年要比乾梅雨年來得強。介於 $20^{\circ}N$ 至 $40^{\circ}N$ 等值線分佈情形來看發現，在梅雨期開始前一個月期間，此二個案年存在著極其明顯的差異。在1981年此一時期等值線均大致呈現同相位之分佈，而平均狀態從四月至六月期間等值線乃呈一近似同相位之分佈。相對地，1980年梅雨期開始前一個月期間若以 $25^{\circ}N$ 為界，在此界線以北和以南呈現幾乎反相位之分佈。此梅雨期尚未開始前一個月期間高度場分佈情形，直接影響到整個梅雨期間高度場的分佈。從圖17b乾梅個案年梅雨期間高度場等值線相位之分佈發現，在此期間相位乃延續其一個月前左右所持續存在之反相位分佈。從圖17c濕梅個案年梅雨期間高度場等值線相位之分佈發現，在此期間相位乃延續其一個月前左右所持續存在之近似同相位分佈。就此梅雨期間乾濕梅兩年高度場分佈上明顯的差異特性，同時反映在中高層溫度場的剖面分佈（圖未列出）溫度剖面顯示乾梅年梅雨期間，等值線之相位如同高度場之分佈一樣，為南北近似反相位之分佈。據此可了解到乾濕梅兩年高度場分佈上之差異，乃受到同時期溫度場之影響甚大。

此兩個案年在梅雨期間有極為明顯之差異存在。在此期間南亞高壓北移程度，1981年要比1980年

來得明顯許多，據此現象，若配合圖18梅雨期間高度場空間之分佈來看，發現1980年向西和向北發展要比平均狀態和濕梅年來得慢。若進一步從1980年梅雨後半期200mb高度場之空間分佈及梅雨期間500mb高度場分佈結果同時發現，西太平洋副熱帶高壓向西和向北發展得特別快（比平均狀態與濕梅年來得明顯）。就南亞高壓中心強度分佈上，則以濕梅年最強，平均狀態居中，乾梅年則最弱。因此特就梅雨異常年而言，經吾人所選擇之個案年發現梅雨期間，南亞高壓向西北發展的程度。濕梅個案年要比乾梅年來得明顯許多。在1980年梅雨期間南亞高壓向西北移動之異常緩慢，再配合上西太平洋副高之異常迅速地向西和向北發展來看，一當此兩高壓系統合併在一起時，源自於孟加拉灣一帶之西南氣流將較難有組織地往東亞地區附近發展，此一機制若再加上高層噴流位置之明顯比平均狀態偏北分佈態勢之配合下，是造成1980年梅雨不顯著之極重要原因之一。但是這一點吾人之解釋須更小心，因為本研究中用來判別此個案年的梅雨期間並不相同，在1980年是以4月中旬至5月上旬來代表，而此時期的南亞高壓位置在氣候場上就是位於偏南的位置（1981年取5月中至6月中，比1980年晚一個月），因此此地的分析是否具有統計上的意義，仍待進一步的分析來決定。

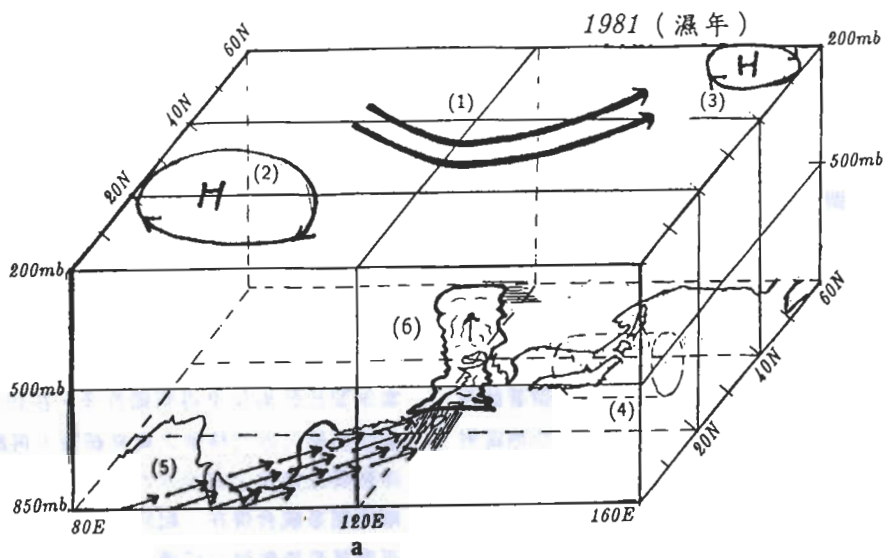
綜合本節有關乾濕梅年梅雨期及其前一個月左右，南亞高壓移動及其以北高度場分佈明顯之差異，若能藉著更多乾濕梅年個案來做探討分析的話，則梅雨前南亞高壓的移動與其附近高度場之變化，將有助於乾濕梅兩年特性之了解。

#### 4.3 綜合討論：

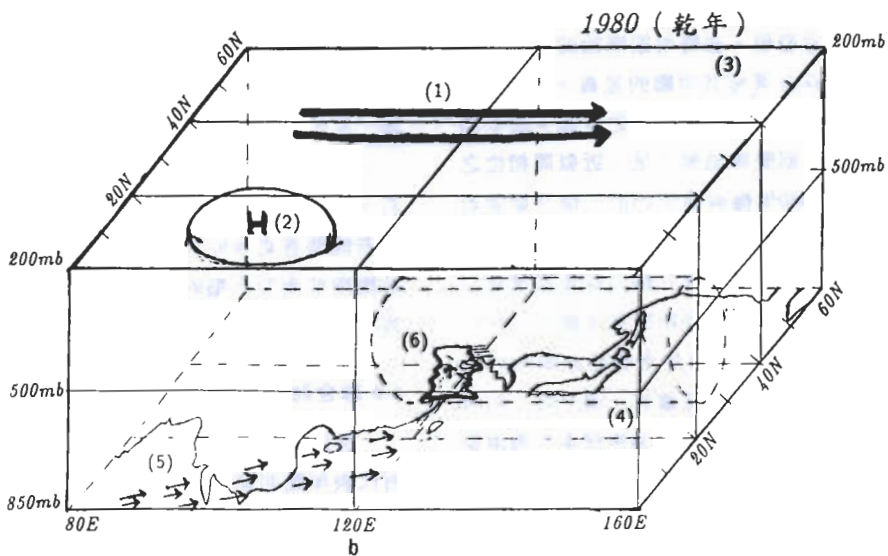
從以上4.1節及4.2節所探討之結果發現，乾濕梅雨代表年間明顯地存在環流特性上的差異。此差異性可以圖19台灣梅雨期間，從低層到高層環流於乾濕梅兩年三度空間分佈之示意圖來做一總括地說明，此為本研究綜合分析得到之初步結論後所作之推論，並不意味著此示意圖說明的是所有乾溼年之情況。雖然如此，此示意圖仍是可約略的點明由本研究所得之結果。示意圖中所標示號碼的系統如下：

(1)處代表東亞高層噴流所分佈的地帶；(2)處代表高層南亞高壓所分佈的地帶；(3)處代表高層鄂霍





a. 1981 濕年梅雨期間



b. 1980 乾年梅雨期間

圖 19 乾濕年台灣梅雨期間從低層到高层環流變化之示意圖。

次克海阻塞高壓所分佈的地帶；(4)處代表中層西太平洋副熱帶高壓所分佈的區域；(5)處代表低層西南氣流的發展情形；(6)處代表台灣地區積雲的發展情形。

從(1)處之分佈顯示濕梅年(1981)梅雨期間，東亞高層噴流的位置呈現比乾梅年偏南態勢，且在其走向方面也發現濕梅年呈西北往東南走向於台灣以西部份。西南往東北走向於台灣以東部份。如此的走向乃有利於北來和南來系統在東亞地區集中，相對地於乾梅年並沒有如此明顯走向存在，因此較不利於南北而來系統之發展。而(1)處噴流位置與走向於乾濕梅年的明顯不同，可能是受到(3)處鄂霍次克海阻塞高壓在梅雨期間之有否存在的影響。在濕梅年有此阻高之形成，使得北方的乾冷系統有利向東亞地區發展，相對地乾梅年梅雨期間就沒有此高壓的存在。(2)處南亞高壓強度與位置若與(4)處西太平洋副高適當地配置可能對(5)處西南氣流有很大的影響。當南亞高壓於梅雨期間位置較為偏東，偏南情形若再配合西太平洋副高向西，向北明顯發展下，將迫使來自於(5)處之西南氣流無法向東亞地區做一較有組織性地發展。相對地，濕梅年則由於南亞高壓在梅雨期間呈現較強態勢，使得其向西北發展得較乾梅年來得明顯，此時副高又呈現弱勢之配合下使得來自(5)處孟加拉灣一帶西南氣流所帶來的水汽，能足夠地向東亞地區供應。若經上述(1)至(5)處各系統的配合下將造成濕梅年於(6)處台灣地區積雲發展得較強，與乾梅年於台灣地區積雲發展得較弱態勢，此一明顯不同的積雲發展態勢，將直接影到台灣及東亞地區梅雨期間之降水分佈。藉此示意圖對各層環流系統探討後，發現梅雨期間高層環流（高層噴流，鄂霍次克海阻塞高壓與南亞高壓）演化對低層大氣（東亞，台灣地區水汽梯度），與中層大氣（西太平洋副熱帶高壓的發展）均有頗為明顯地影響。從低層一直向上延伸到高層，整個大氣環流之分佈情形，乾濕梅年有著極為明顯的差異。若能針對更多個案年來討論，則梅雨期間深厚大氣環流分佈情形的不同，乃有助於乾濕梅雨季節特性上的了解。

## 五、結論與展望

本研究透過1981年（濕梅個案年），1980年（

乾梅個案年）與十年平均（平均狀態代表）有關高層環流分析及OLR資料之探討後，所得到的初步結論如下：

(1)就梅雨期間高層噴流之位置及走向顯示，濕梅年噴流位置較平均狀態偏南，乾梅年則較平均狀態偏北。在其走向方面，若以台灣附近所在的經度為界線來看，濕梅年（1981年）高層噴流在界線以東呈西南往東北走向，界線以西則呈西北往東南走向。此一高層噴流之走向乃有利於南來與北來的系統在東亞地區集中，此為造成梅雨顯著現象的原因之一。相對的，乾梅年（1980年）高層噴流在界線以東和以西均呈一近似東西的走向，而此走向較不利於南來與北來系統在東亞地區集中，此是造成梅雨不顯著現象的重要原因之一。

(2)由五日平均與月平均距平圖綜合來看，高層噴流位置/走向，高緯度鄂霍次克海附近阻塞高壓存在與否，加上西太平洋副熱帶高壓向西北發展的早晚等系統的差異，都是構成乾濕梅異常年特徵之所在。濕梅兩個案年梅雨期間鄂霍次克海附近有明顯的阻塞高壓存在，此一高壓的存在同時伴隨著中高緯度風場的異常，此時高層噴流的位置也明顯要比正常狀態來得偏南，中高層西太平洋高壓也特別微弱，相對地使得低層來自孟加拉灣一帶的西南氣流，易於向東亞地區做一較有組織地發展，此低，中，高層大氣環流地配合下，使得此個案年有顯著的梅雨發生。而乾梅兩個案年梅雨期間，鄂霍次克海附近並沒有明顯的阻塞高壓存在，相對來講此區所呈現為一低壓，此一低壓的形成同時伴隨著中高緯度風場的異常，此時高層噴流的位置也明顯要比正常狀態來得偏北，中高層西太平洋高壓異常地強盛，相對地使得低層來自孟加拉灣一帶的西南氣流，不易於向東亞地區做一較有組織地發展，此低，中，高層大氣環流地配合下，使得此個案年沒有顯著的梅雨發生。

(3)梅雨期間西藏高壓移動情形顯示，乾梅兩個案年向西北移動得較正常年慢，梅雨期間此高壓位置也呈現明顯偏南態勢。相對的，濕梅兩個案年此高壓向西北移動得較平均狀態為快，而高壓強度方面，呈現濕梅年為最強，乾梅年最弱態勢。另外在乾梅個案年中，由於西藏高壓與西太平洋副熱帶高壓於梅雨期間之合併現象，可能會導致該年梅雨不顯著現象的發生。若能針對更多個案年來探討這些



現象時，則西藏高壓位置/強度及移動速度的現象，將有助於對乾濕梅雨年特性之進一步了解。

(4)梅雨期開始前一個月左右至梅雨期間，塞北地區在乾梅個案年所受到非絕熱作用之影響較為顯著，濕梅個案年則受到絕熱作用之影響為較明顯（此一現象可透過該時期塞北地區OLR值分佈情形來判斷）。從 $95^{\circ}E$ 至 $135^{\circ}E$ 平均來看南亞高壓於梅雨期間移動情形發現，在其以北（塞北到東亞一帶）區域之高度場分佈上，對乾濕梅年而言，存在著極為明顯之不同，透過中高層（200mb至500mb）溫度場於梅雨期間分佈來看，發現此溫度場相位之分佈情形與該區域高度場分佈相當一致。由此可知塞北至東亞及其以南一帶高度場，於乾濕梅年分佈上乃受到該區域熱力作用之影響頗為明顯，若進一步配合著塞北地區OLR值於梅雨期間分佈來看，發現在乾梅個案年塞北到東亞及其以南區域，高度場所呈現之南北反相位分佈情形，乃受到塞北地區非絕熱作用影響較大（此一期間塞北地區呈現著低OLR值之分佈）。相對而言，在濕梅兩個案年梅雨期間，該區域所呈現的南北同相位之高度場分佈態勢，其主要是受到絕熱作用之影響較為明顯（塞北地區於此年梅雨期間呈現高OLR值分佈），因此塞北地區熱力結構上之不同，對該地區及附近區域高度場的分佈，有其相當程度上的影響。

本文由於資料僅限於從1980至1990年此11年資料，若欲同時符合以台灣北部降水與東亞地區OLR分佈情形來做個案選取時，發現較明顯乾濕梅個案年分別為濕梅年有1981和1984兩年，但1984年因資料不完整故不予採用。而較明顯的乾梅年則為1980年，因此受到所選取之個案數目限制下，吾人祇能針對所選取的乾濕梅個案年再配合十年平均資料，外加美國國家氣象中心資料(NMC data)的參考下，來探討乾濕梅雨年之特性。文中3.2節就200mb風場之時間-緯度剖面分析圖發現，西太平洋熱帶地區（圖12d和13d）於兩個案年均發現東風提早發生之現象，此一現象乃早在平均狀態的前一個月左右就已經發生，因此推得熱帶地區擾動，可能對台灣及東亞地區梅雨之發生有所影響，有關此一方面的研究值得進一步來探討。

台灣地區梅雨期間，在中低對流層環流演變之同時也伴隨著高層環流極為明顯地變化，據此整個深厚大氣環流於梅雨期間及梅雨期開始前之分析結

果，對乾濕梅雨年之特徵已有初步地了解，而更進一步的目標乃在於不同梅雨年之高層噴流位置（強度）方面與台灣地區降雨相關，期能有一良好的相關性存在。從許與王(1990)對二月西太平洋高壓正高度距平與台灣地區五月少雨之相關計算結果顯示，西太平洋高壓對台灣梅雨異常發生，雖扮演著極為重要的角色，但從其相關係數的值來看，也可推知應有其他大尺度環流系統與西太平洋高壓異常發展配合下，共同來影響台灣梅雨異常現象之發生。由本研究所分析的結果及圖19示意圖，所得的初步推論是，高層環流系統中噴流位置及走向、中層西太平洋副熱帶高壓環流系統、下層氣流之來向等因素對東亞地區梅雨都有決定性之影響，吾人希望日後能借助於一全球模式來對此初步的推論做模擬測試及敏感度測試，才能確認這些系統之發生，對乾濕梅雨季節之影響。進而才能達到增進本地區有關梅雨期長期預報之效果。

## 致 謝

吾人感謝國科會設於台大的副熱帶資料庫提供之資料，本文在國科會計劃NSC80-0202-M008-11之資助下完成。

## 參考文獻

- 徐明同，紀水上，1974：台灣梅雨之分析。氣象學報，10，4，25-44。
- 王時鼎，鄭俠，1981：台灣天氣之自然季節與冬季反常天氣之研究。中央氣象局研究報告63號，72頁。
- 吳明進，1987：台灣梅雨之年際變化(一)。台大大氣所研究報告，NTUATM-1987-03，41頁。
- 陳泰然，1981：1975年與1977年顯著梅雨系統之特徵。異常氣候研討會論文彙編，中央氣象局，111-130。
- 陳正政，蔡清彥，1979：影響台灣北區之梅雨系統，大氣科學，7，49-58。
- 陳泰然，1987a：台灣梅雨研究的回顧。科學發展



- 月刊, 16, 239-265。
- 陳泰然, 1987b: 台灣乾濕梅雨期之平均環流特徵。大氣科學, 15, 17-30。
- 許子乾與王作台, 1990: 台灣地區春夏季乾濕年受長週期擾動影響之研究。大氣科學, 18, 85-110。
- 易聖博, 1991: 梅雨期與低頻擾動關係之探討。碩士論文, 國立中央大學, 1-59。
- 蔡清彥, 柯文雄與朱仲謀, 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。
- 戚啓勳, 1991: 天氣學, 明文書局, 276-280。
- Chen, G.T.J., 1977a: An analysis of moisture structure and rainfall for a Mei-Yu regime in Taiwan. *Proc. Natl. Sci. Council.*, 1, 1-21.
- Chen G.T.J., 1977b: A synoptic case study on mean structure of Mei-Yu Taiwan. *Atmos. Sci.*, 4, 38-47.
- Chen, G.T.J., 1978: The structure of a subtropical Mei-Yu system in southeast Asia. *Sci. Rep., Dept. Atmos. Sci.*, Natl. Taiwan Univ. 2, 9-23.
- Chen, C.K., and C.S. Liaw, 1981: The circulation features for "dry" Mei-Yu in Taiwan area. In Proc. Symp. Abnormal Climate, *Central Weather Bureau, R. O. C.*, 131-152.
- Chen, G.T., and B.J.D. Jou, 1988: Interannual variations of the relevant large-scale circulations during the Taiwan Mei-Yu seasons *Papers Meteor. Res.*, 11, 119-147.
- Chiang S.H., 1988: The climate of Taiwan's Mei-Yu (Plum-rain). *Science Report, 13, Dept. Geography, Nat. Taiwan Univ.*, 93-107.
- 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.
- Kato, K., 1985: On the abrupt change in the structure of the Baiu Front over the China Continent in Late May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 20-35.
- Kato, K., 1987: Airmass transformation over the Semi-arid region around north China and abrupt change in the structure of the Baiu Front in early summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 737-750.
- Kato, K., 1989: Seasonal transition of the of Lower-Level circulation systems around the the Baiu Front in China in 1979 and its relation to the northern summer Monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 249-264.
- Kuma, K., 1988: The role of the Equatorial heat sources in the western Pacific ocean on the onset of Asian summer Monsoons of 1986. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 399-417.
- Kuo, Y.H., and G.T.J. Chen, 1990: The Taiwan Mesoscale Experiment (TAMEX): An overview. *Bull. American Meteor. Soc.*, 71, 488-503.
- Lau, K.M., and M.T. Li, 1984: The Monsoon of east Asian and its global associations a survey. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 65, 114-124.
- Lau, N.C. and K.M. Lau, 1986: The structure and propagation of intraseasonal oscillations appearing in a GFDL general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, 43, 2023-2047.
- Murakami, T., and Y.H. Ding, 1982: Wind and temperature changes over Eurasia during the early summer of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 183-196.

The Circulation Characteristics  
During Anomalous Mei-Yu Seasons

Jough-Tai Wang    Chi-Ming Huang    Jyh-Wen Hwu

Institute of Atmospheric Physics  
National Central Univ., Chung-Li, Taiwan

(manuscript received 20 July 1992; in final form 27 September 1992)

ABSTRACT

This study investigates the circulation characteristics of the upper and lower levels, and to identify the main difference of these characteristics for the anomalous Mei-Yu seasons.

Data from ECMWF and the regional observational rainfall data are used. The wind, height and temperature fields are analyzed at 200, 500 and 850 hPa levels. The anomaly patterns of those variables with respect to a ten years mean are constructed. OLR data are included to further confirm the large-scale rainfall pattern. Some OLR data are also used to perform thermodynamic analyses in order to understand its impact in affecting the anomalous circulation pattern.

The results indicate general position of the upper-level jet stream of anomalous Mei-Yu years are quite different from the long-term climatological mean position. During the year with moist Mei-Yu season, the upper-level jet tends to possess the direction from northwest to northeast in the East Asia region, this distribution strengthens the moisture gradient in the East Asia region, while in the dry year, favorable direction is from the West. The temperature field and the OLR data indicate that in the Inner Mongolia area the thermodynamic structure are also quite different. In the early stage of dry Mei-Yu season, convective heating is strong for the temperature change, and for wet Mei-Yu season, non-convective type of heating are responsible for the temperature Change of that region.

Combined with the upper and lower levels result, schematic pictures for the moist and dry year are presented to summary this preliminary result and to stimulate the discussion.

Key Words: Anomalous Mei-Yu Season, Circulation Characteristics.