

# 台灣地區梅雨季與亞洲大氣環流關係之研究

祝 鴻 鵬      劉 昭 民  
黃 拔 源      王 石 柱

民用航空局飛航服務總台

## 摘 要

本研究首先就1978~1987年十年間，台灣地區梅雨季（五月及六月）之雨量紀錄加以統計，以降水量之百分比定出顯梅年、空梅年及正常年之年份。並使用經驗正交函數求出梅雨期前、梅雨期後，緯向空間分佈情形，以探討 $25^{\circ}$  N的長波流型的變化過程，然後使用五月上旬500hPa高空形勢圖、850hPa高度平均圖、100hPa高度平均圖等資料，分析入梅時之大氣環流形勢。使用500hPa  $120^{\circ}$  E上副熱帶高壓脊線的多年平均位置圖，空梅年500hPa  $120^{\circ}$  E上副熱帶高壓脊線位置圖、空梅年五月份及六月份之500hPa高度平均及距平圖等資料，分析空梅年之大氣環流形勢。使用顯梅年500hPa高度平均及距平圖，分析顯梅年之大氣環流形勢。使用梅雨季300hPa副熱帶噴射氣流之逐日位置變化圖，850hPa低層噴射氣流之變化圖，500hPa  $120^{\circ}$  E上高壓脊線位置之變化圖，以及 500hPa高空環流形勢圖等資料，來分析梅雨季中出現豪雨時之大氣環流特徵。500hPa

最後使用500hPa高空環流形勢圖以及六月份東沙、東港、綠島、馬公、台北等探空站之逐日高空風資料，來分析台灣地區梅雨季結束時之大氣環流特徵。

以上之分析和研究，可供作台灣地區梅雨季中豪雨、入梅、出梅、空梅、顯梅等1~3天之潛勢預報指引。

## 一、前 言

由於台灣地區梅雨季（五~六月）雨量和豪雨日有顯著的年際變化，有豪雨出現時，常常會帶來重大的災害；出現空梅時，又會造成乾旱現象，嚴重地影響農業活動和人民的的生活。此等現象之形成與亞洲大氣環流結構之變化有密切的關係，因此，有關台灣地區梅雨季與亞洲大氣環流關係之研究亦十分重要。

過去國內氣象界視梅雨，尤其是梅雨季之豪雨為台灣主要災變天氣現象之一，因此有關台灣梅雨之分析和研究相當多（戚，1964；王，1970；徐與紀，1974；紀，1978；王，1978；曲，1980；陳1981），對有關梅雨季大氣環流之研究也有不少，

有分析台灣梅雨季前後北半球500hPa平均環流變化者（紀，1978）；有就梅雨季多雨及少雨個案作合成環流分析者（陳與蔡，1980），有就台灣鄰近梅雨系統作合成結構研究者（陳，1981），有就1975年與1977年之顯著梅雨作環流分析者（陳，1981），有分析空梅時之大氣環流特徵者（陳與廖，1981），有分析空梅及出梅時之大氣環流特徵者（劉，1981；陳與廖，1981；劉，1988），皆有提供國內氣象界人士參考之價值。本研究則在前人的研究基礎上，作更廣泛的分析與研究，俾對台灣地區之梅雨氣候有更深入的了解，以期將之供作台灣地區梅雨季豪雨、顯梅、空梅、入梅、出梅等1-3天之潛勢預報之指引。

## 二、資料來源與研究方法

本研究以台北和新竹代表北部地區，台中代表中部地區，台南和高雄代表南部地區（嘉義測站成立僅十餘年，故未採用），宜蘭代表東北部地區，花蓮代表東部地區，台東代表東南部地區。首先收集1978~1987年十年間中央氣象局所屬台北、新竹、台中、台南、高雄、宜蘭、花蓮、台東梅雨季中之5月份及6月份雨量紀錄，與中央氣象局所統計之1897~1984年（年數較少的新竹為1938~1984）多年雨量平均值相比較，定出正常年、顯梅年、空梅年，俾進一步作大氣環流分析與研究之用。

然後，使用1978~1987年十年間500hPa高空圖上25° N90° E至25° N140° E之間的十六點高度值，求出梅雨期前、梅雨期間、梅雨後各主要分量的特徵值及特徵向量，探討梅雨季（5~6月）前後東亞25° N緯度圈上長波流型的變化。再製作1978~1987年十年間五、六月120° E噴射氣流之逐日變化圖，探討台灣梅雨季出現豪雨、顯梅、空梅時之水平環流情形，並製作1978~1987年十年間五、六月120° E 500hPa西太平洋副熱帶高壓脊線變化圖，以探討500hPa西太平洋副熱帶高壓脊線之變化與豪雨過程及出梅時之大氣環流形勢。

其他各種氣象資料，像500hPa 120° E上副熱帶高壓脊線多年平均位置圖，與圖，850hPa平均圖等，則用來分析梅雨季中梅兩期開始時（入梅）之大氣環流特徵、顯梅時之大氣環流特徵、空梅時之大氣環流特徵、以及出現豪雨時之大氣環流特徵。最後則使用本省各高空測站之探空資料，120° E 300hPa風場之逐日變化圖、和500hPa高空環流型圖等，來探討台灣梅雨季結束時（出梅）之大氣環流特徵。

## 三、顯梅年、空梅年及正常年年份的決定

關於顯梅年、空梅年及正常年的決定法，過去國內氣象界人士係根據梅雨期降水量的多寡，將梅雨分類為許多級（陳、廖，1981；陳1986），俾作研究分析之用，他們所依據之分類標準，大致以降

水量之百分比（PR）表示，其公式為：

$$PR(\%) = \frac{R}{R} \times 100\% \quad (1)$$

式中R代表梅雨期降雨量，R代表梅雨期之40年（1946~1985）氣候平均值。由此公式可求得各地區之PR值。

亦有計算其常態化偏差指數（Normalized departure index），以判別梅雨顯梅或空梅或正常年者（Chu，1983），其求法為：

$$NDI = \frac{R}{\sigma} \quad (2)$$

上式中之R、R意義與(1)式相同， $\sigma$ 代表標準偏差，即可求得各區平均常態化偏差（含正負值）。

近來，國內有氣象界人士利用(1)式及(2)式定PR=150%者為極顯梅年（MA），PR $\geq$ 125%者為顯梅年（A），PR $\leq$ 50%者為極空梅年（MB），PR $\leq$ 75%者為空梅年（B），PR值較接近100%及NDI=0者為正常年者（劉，1987）。本研究亦採用(1)式將梅雨分類為不同的等級，惟R值之定義—梅雨期降雨量，由於入梅出梅之日期很難準確地加以定出，因此入梅出梅期間的梅雨期每年亦皆不一致，所以本研究將R之定義定為每年梅雨季（五—六月間）之總雨量，R則代表各測站自有雨量紀錄以來五—六月之多年平均總雨量。本研究所採用的多年平均雨量值，年數最長的有台北、台中、台南的87年（1897~1984）高雄52年（1932~1984）、宜蘭48年（1936~1984）。根據這兩個原則計算每年五—六月份PR $\geq$ 125%者為顯梅年，PR $\leq$ 75%者為空梅年，125 $>$ PR $>$ 75%者為正常年。也就是說，各地區代表性測站每年五—六月間總雨量多於多年五—六月雨量平均值的25%或以上者，為顯梅年。各地區代表性測站每年五—六月間總雨量少於多年五—六月雨量平均值的25%或以上者，為空梅年。介於兩者之間者，則為正常年。若同一年中各地區之PR值所顯示之梅雨性質不一致時，則以具多數者為主，例如1978年兩地為正常年，而四地為空梅年，所

表一：1978—1987年台灣地區梅雨季總雨量（公厘）與多年雨量平均值（公厘）比較表

年代 (西元)	北 部				中 部				南 部				東 北 部				東 部				東 南 部				結 論
	台 北		新 竹		台 中		台 南		高 雄		宜 蘭		花 蓮		台 東		台 東		台 東		台 東				
	梅雨季 總雨量	多年平 均雨量	梅雨季 總雨量	多年平 均雨量	梅雨季 總雨量	多年平 均雨量	梅雨季 總雨量	多年平 均雨量	梅雨季 總雨量	多年平 均雨量	梅雨季 總雨量	多年平 均雨量	梅雨季 總雨量	多年平 均雨量	梅雨季 總雨量	多年平 均雨量	梅雨季 總雨量	多年平 均雨量	梅雨季 總雨量	多年平 均雨量	梅雨季 總雨量	多年平 均雨量			
1978	352.1	522.6	空梅	534.0	576.0	正常	424.0	614.3	空梅	264.0	568.5	空梅	435.8	586.1	空梅	349.7	429.5	空梅	395.0	394.2	正常	278.3	387.9	空梅	空梅
1979	764.6	522.6	顯梅	747.2	576.0	正常	489.3	614.3	正常	616.2	568.5	正常	690.3	586.1	正常	548.4	429.5	正常	413.4	394.2	正常	329.1	387.9	正常	正常
1980	404.0	522.6	空梅	215.0	576.0	空梅	98.4	614.3	空梅	76.1	568.5	空梅	54.2	586.1	空梅	223.2	429.5	空梅	244.7	394.2	空梅	79.4	387.9	空梅	空梅
1981	873.8	522.6	顯梅	1120.5	576.0	顯梅	881.8	614.3	顯梅	490.4	568.5	正常	626.3	586.1	正常	903.7	429.5	顯梅	716.7	394.2	顯梅	632.8	387.9	顯梅	顯梅
1982	436.7	522.6	正常	739.4	576.0	顯梅	610.1	614.3	正常	772.0	568.5	顯梅	459.2	586.1	正常	455.4	429.5	正常	130.0	394.2	空梅	127.5	387.9	空梅	正常
1983	319.0	522.6	空梅	602.0	576.0	正常	464.6	614.3	正常	479.1	568.5	正常	936.8	586.1	顯梅	407.1	429.5	正常	203.2	394.2	空梅	191.1	387.9	空梅	正常
1984	862.2	522.6	顯梅	727.4	576.0	顯梅	601.4	614.3	正常	619.2	568.5	正常	604.2	586.1	正常	515.8	429.5	顯梅	503.8	394.2	顯梅	623.7	387.9	顯梅	顯梅
1985	240.3	522.6	空梅	241.4	576.0	空梅	659.4	614.3	正常	585.9	568.5	正常	833.9	586.1	顯梅	350.1	429.5	空梅	664.2	394.2	顯梅	782.9	387.9	顯梅	正常
1986	914.3	522.6	顯梅	806.4	576.0	顯梅	582.9	614.3	正常	937.8	568.5	顯梅	965.6	586.1	顯梅	543.9	429.5	顯梅	583.2	394.2	顯梅	675.1	387.9	顯梅	顯梅
1987	418.5	522.6	空梅	473.8	576.0	空梅	606.0	614.3	正常	358.6	568.5	空梅	412.7	586.1	空梅	310.3	429.5	空梅	716.8	394.2	顯梅	325.6	387.9	空梅	空梅

以1978年整個台灣地區屬於空梅年。根據這個原則可以得出1978~1987年中，1978、1980、1987等年為空梅年，1981、1984、1986等年為顯梅年，1979、1982、1983、1985等年為正常年（見表一）。

#### 四、梅雨期在25° N緯度圈的長波流型

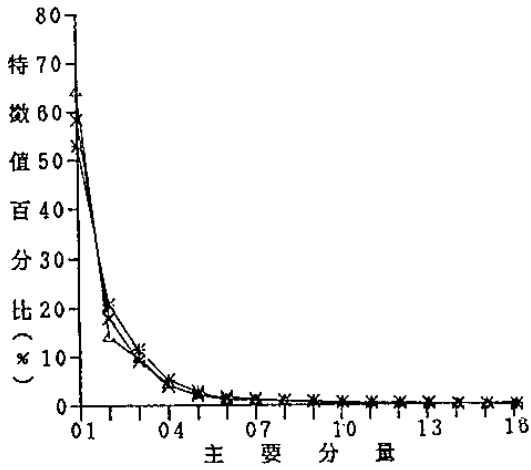
台灣梅雨期（五月中旬至六月中旬）適當從春季到夏季的季節轉變時期，故東亞之長波流型也有很大的變化。我們將1978~1987年十年間每5月15日至7月15日500hPa高空圖上25° N緯度圈上，讀取90° E至140° E間16個點上的高度值，再利用經驗正交函數（Lorenz,1956;Preisendorfer,1979）分別求出梅雨期前（4月15日~5月17日）、梅雨期間（5月18日~6月20日）及梅雨期後（6月21日~7月15日）各主要分量的特徵值（eigenvalue）及特徵向量（eigenvector），並取其最主要分量的空間分佈來探討東亞25° N緯度圈上長波流型的變化。

圖一為梅雨期前、梅雨期間及梅雨期後三期間各主要分量所佔能量之百分比圖。其中第一主要分量所能解釋的主要天氣系統，在梅雨期前約佔64%，梅雨期間約佔58%，梅雨期後約佔53%。圖二至

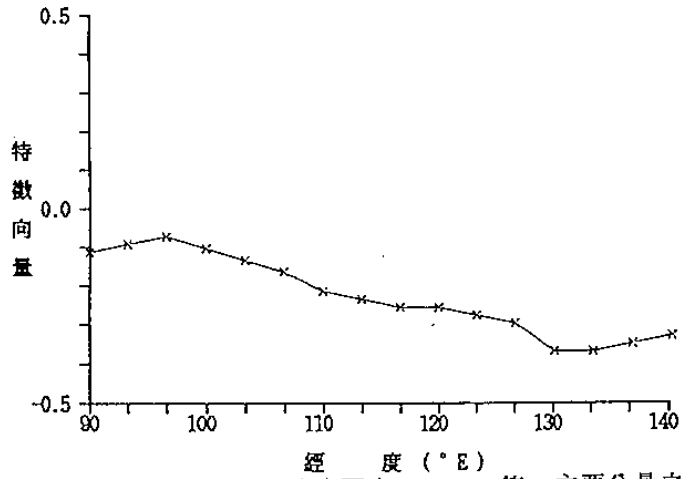
圖四分別為梅雨期前、梅雨期間及梅雨期後在25° N緯度圈之第一主要分量在緯向之空間分佈。在梅雨期前如圖二，主槽約在90° E以西和130° E附近，表示大陸性冷高壓分別入侵到中國大陸西南部以及台灣東面之太平洋上；此在台灣仍受大陸冷高壓的勢力所控制。到了進入梅雨期如圖三，低壓槽的曲率半徑變得很大，整個槽的範圍分佈擴大到120° E至134° E附近，顯示此期間大陸性高壓與太平洋副熱帶高壓的勢力相當，低壓槽在120° E至134° E間來回移動，由此圖亦可知梅雨期間所涵蓋的區域範圍。梅雨期過後如圖四，槽線的位置西移至120° E附近，顯示此時期的台灣天氣逐漸全由太平洋到熱帶高壓所主宰。

另外，由圖二至圖四亦可看出在進入梅雨期前96° E附近有一微弱高壓脊，到了梅雨期間此高壓脊消失，梅雨期過後此高壓脊又再度出現，而原來在梅雨期前90° E以西的低壓槽東移至93° E附近而且加深，此乃由於副熱帶高壓的增強與西南季風疊加的結果。

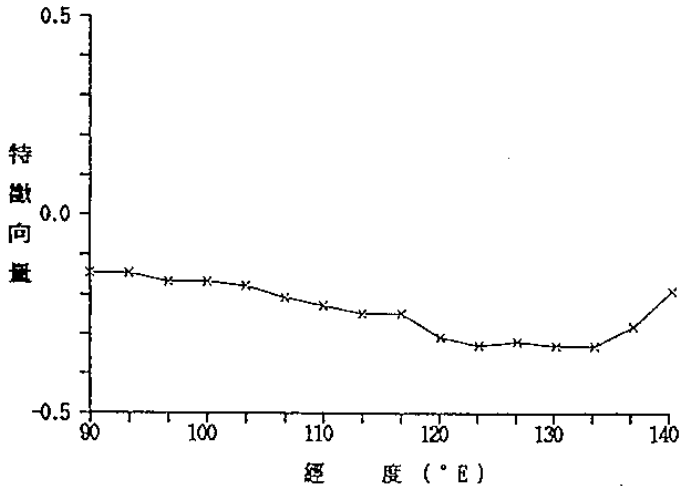
#### 五、入梅時之大氣環流特徵



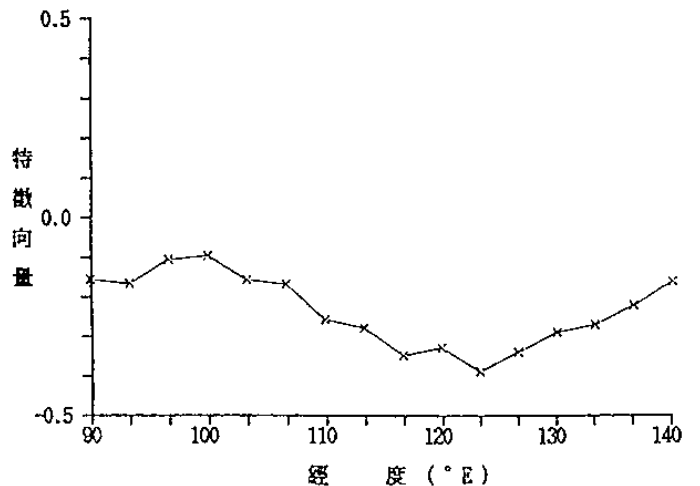
圖一：梅雨期前、(△)、梅雨期間 (×) 與梅雨期後 (※) 500hPa 之各主要分量特徵值所佔百分比。



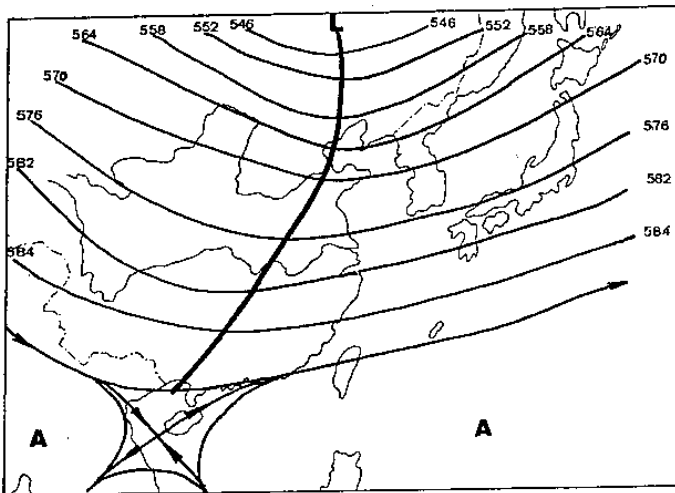
圖二：梅雨期前25° N緯度圈上500 hPa 第一主要分量之空間分佈



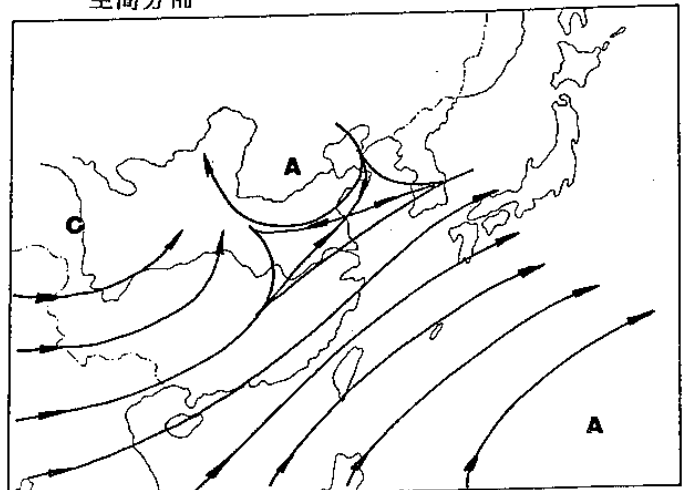
圖三：梅雨間前25° N緯度圈上500 hPa 第一主要分量之空間分佈



圖四：梅雨後前25° N緯度圈上500 hPa 第一主要分量之空間分佈



圖五：五月上旬東亞500 hPa 高空形勢圖



圖六：五月東亞850 hPa 高度平均風場

就1978~1987年十年間台灣梅雨季中入梅時之大氣環流環流形勢分析、研究，得知其特徵大致如下所述：

在500hPa高空圖上可見西太平洋副熱帶高壓已開始西伸並北移，脊線平均由15° N北移到17° N

一帶，5840gpm等高線亦已涵蓋台灣北部海面及華南，且東亞500hPa主槽也進一步減弱（見圖五）。在低層850hPa平均圖上，可見孟加拉季風槽已開始建立（見圖六），槽前的暖濕不穩定西南氣流經中南半島直抵華南及台灣（Chen and Tsay,1977）。由

於季風槽的建立，原在孟加拉灣的濕中心已移到中南半島北部，並接近華南和台灣，比濕可由原來之10g/1000g增加到12g/1000g或以上。有關西南氣流之路徑，過去氣象界已有比濕上之證明（Chen and Tsay, 1977）以及雲圖上之證明（張與朱等，1988），茲不贅述。

在高層，五月份南亞高壓已經建立（圖七），高壓中心在中南半島，中緯度副熱帶西風噴射氣流已向北退到35° N附近，台灣位於噴射氣流南方和南亞高壓東北方的輻散區之中。此時，西風帶天氣系統雖然已經減弱，但是微弱而淺薄的冷空氣，仍然頻頻南下進入低緯地區，導致一次又一次的豪雨過程，亦即使台灣進入了年中之梅雨期。

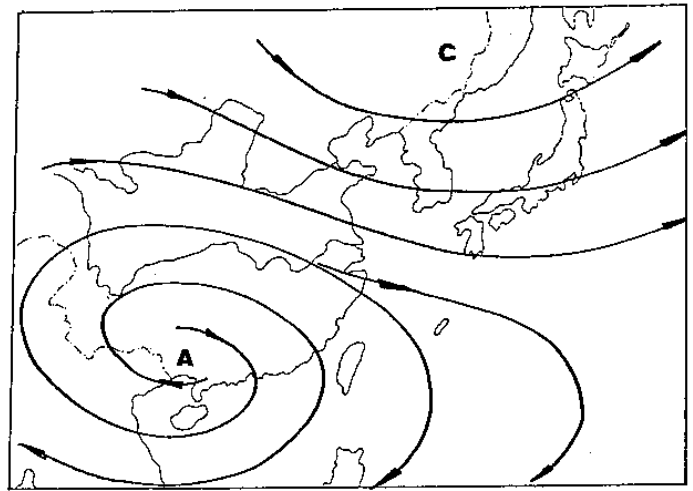
台灣地區每年入梅的日期以及所對應的環流形勢，受西南季風進退的影響很大，因此年際變化亦大。在特殊的年份裡，例如空梅的1980年，入梅日期（4月20日）比平均日期早達近一個月之久，是年梅雨期出現時間也極為短暫（5月10日左右出梅，梅雨季及梅雨期全省各地測站雨量皆未達多年平均雨量的標準，而呈現負距平；台灣南部測站之梅雨季降雨量亦少僅及多年平均雨量之1/8，有的甚至在1/10以下。而屬於梅年的1981年，入梅日期雖較早（5月10日）梅雨期反而較長（6月14日出梅，梅雨期長達一個多月），梅雨季和梅雨期之總雨量有比多年平均多達兩倍以上者。以下再論空梅年和顯梅年之大氣環流特徵。

## 六、空梅年的大氣環流特徵

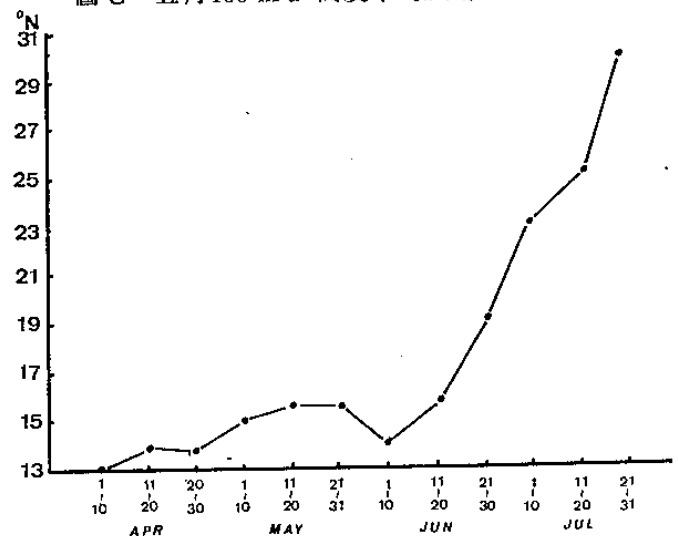
過去國內氣象界人士對空梅之大氣環流十分重視，有就空梅年之天氣圖系統加以歸納者（陳、蔡，1979；陳，1986；劉，1980），有就空梅年作個案研究者（陳與廖，1981），有就500hPa高度合成圖及距平成圖加以分析其大氣環流特徵者（劉，1988）。由表一可知1978~1987年十年中，屬於空梅年的有1978、1980、1987等三年，分析並研究這三年五-六月梅雨季中的大氣環流形勢，可見造成空梅年的大氣環流特點有以下所列：

(一)西太平洋副熱帶高壓提早北移

由過去之預報經驗證明，梅雨季中，西太平洋副



圖七：五月100 hPa 高度平均風場



圖八：500 hPa 120° E 副熱帶高壓脊線平均位置圖

熱帶高壓脊線活動的位置與降水的關係甚大，西太平洋副熱帶高壓季節性北移過早或過遲，都會使台灣梅雨季中之降水發生異常。由圖八可以看山，四月份西太平洋副熱帶高壓平均脊線在15° N附近，以後逐漸北移，五月份時達17° N，此時台灣進入梅雨期。隨著季節推移，六月中、下旬脊線到達20° N之後，副熱帶高壓第一次加速北移到25° N，台灣地區梅雨期亦就宣告結束，進入颱風季節。由此可見，當高壓脊線穩定在22° N~25° N（台灣地區）是不利於產生較大的降水的。圖內氣象界人士（陳與廖，1981）對空梅之分析，亦認為空梅年高壓東西向脊線比平均位置（17° N）偏北10~15個緯度（即27° N~30° N之間）。

民國69年（1980年）500hPa西太平洋副熱帶高壓北移較早，四月下旬脊線已到達18° N，五月十一日呂宋島東方海面出現唐姆（DOM）颱風，使高

壓脊線在五月十四日北移到 $22^{\circ}$  N，五月十五日到達 $24^{\circ}$  N，期中除19日及27日兩日曾兩度南移外，其它各日即一直穩定下來（見圖九）。在強大的副熱帶高壓控制下，台灣上空是輻散區，同時由於北方冷空氣無力南侵，更增強了副熱帶高壓脊的穩定性。到了五月下旬以後，台灣又於青康藏高壓東南側東北及偏東氣流控制之下。因此，1980年由於大氣環流異常，副熱帶高壓提前北移，西太平洋颱風提早於五月中旬出現，使台灣出現十年來最乾旱的梅雨季和梅雨期，全省無任何地區出現過豪雨，南部及東南部地區五六月份總雨量僅及多年平均雨量之 $1/8\sim 1/10$ 。

(二) 中高緯度高度場偏高，平直西風盛行

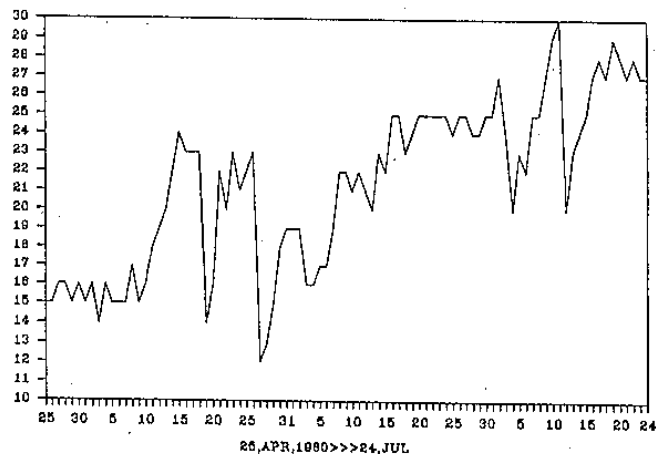
分析空梅年五月及六月500hPa北半球高度平均及距平圖，可以發現東亞主槽明顯減弱，整個亞洲之中緯度地區及中西太平洋皆為正距平區。正距平中心一在中亞地區，另一在東亞沿海，環流以緯向為主，所以天氣系統之經向位移較少，南北空氣交換微弱。因之難以產生較明顯的降水而造成乾旱，1980年五月（見圖十）、六月（見圖十一），以及1987年五月、六月即屬於這種情況。

## 七、顯梅年的大氣環流特徵

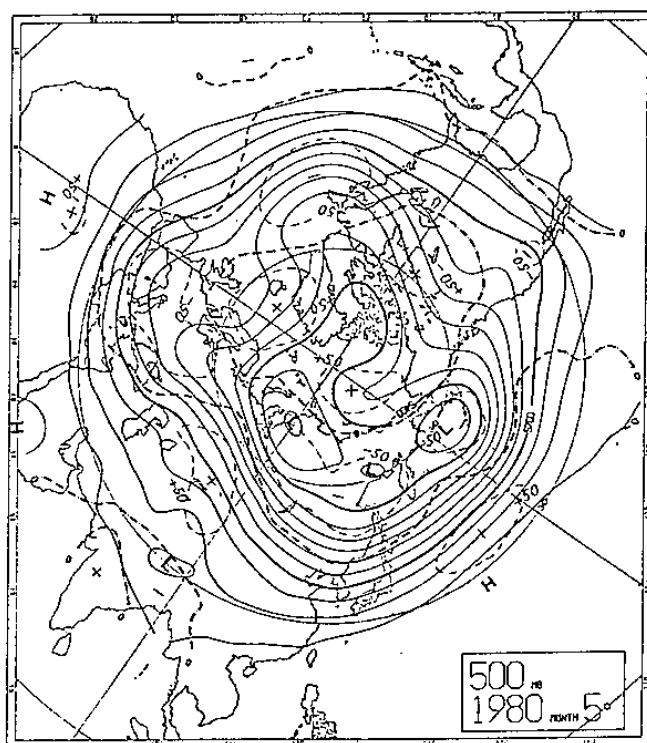
過去國內曾有就1968年五月濕梅（顯梅）月，1966、1968、1975等三年六月濕梅月，分析其大氣環流特徵者（陳，1986）統計1978年~1987年十年中之梅雨季性質，可以得到1981、1984、1986等三年為顯梅年，其中以1981年為最溼，除台南為負距平（惟負距平值甚小）外，其餘皆正距平，而且比多年平均值多出甚多，其中新竹、宜蘭等比多年平均值更多達兩倍以上。其次是1986年，大多比多年平均值多出一倍多。過去之統計顯示，凡厄爾尼諾年台灣地區都是顯梅年（Chiang, 1987）再就分析顯梅年500hPa高度平均及距平圖，可知造成偏溼的大氣環流主要特徵有二：

(一) 環流之經向度明顯

顯梅年之中高緯度環流與空梅年完全不同。顯梅年盛行的西風帶緯向環流多遭破壞，東歐及西歐為高壓脊，東亞之槽（在堪察加半島、庫頁島及日本一帶）則有明顯地加深。在高度距平分佈上，歐



圖九：1980年梅雨季中 $120^{\circ}$  E 500 hPa高壓脊線位置逐日變化圖

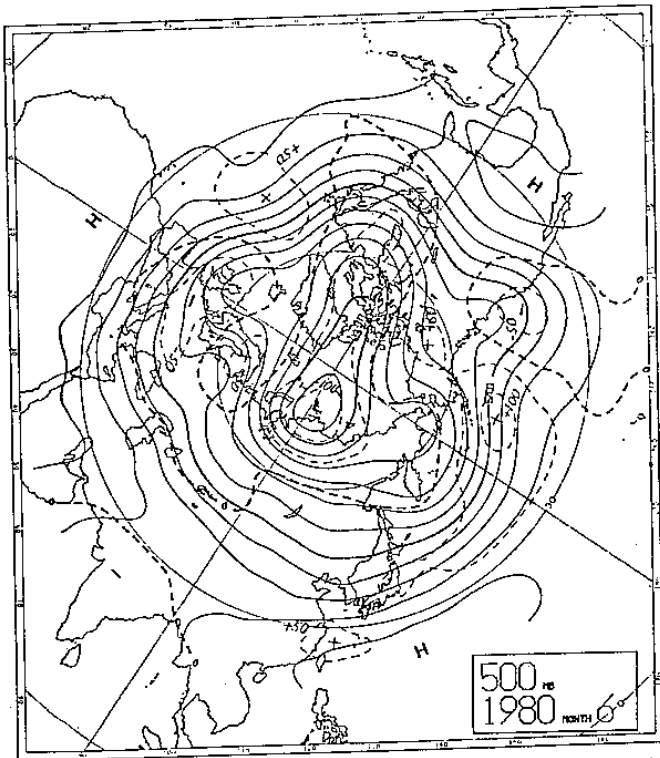


圖十：1980年5月北半球500 hPa 高度平均及距平圖

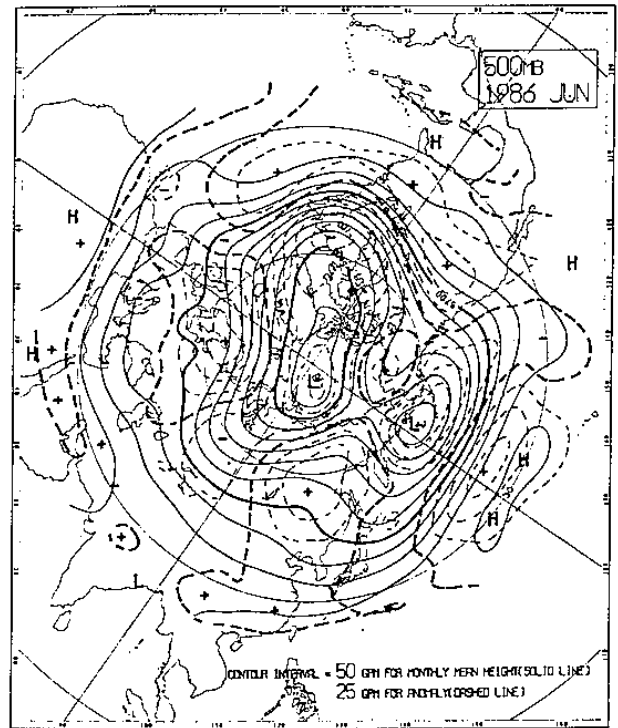
洲及貝加爾湖一帶皆為正距平，日本及台灣地區為負距平（見圖十二及圖十三）。由於環流之經向度較大，冷空氣較易南下侵入台灣及華南。在低緯地區太平洋副熱帶高壓活動正常，高度變化之零線在台灣北方海面或北部，這也是造成降水偏多的有利形勢，像1981、1984、1986年即屬於這種情況。

(二) 孟加拉季風槽加強

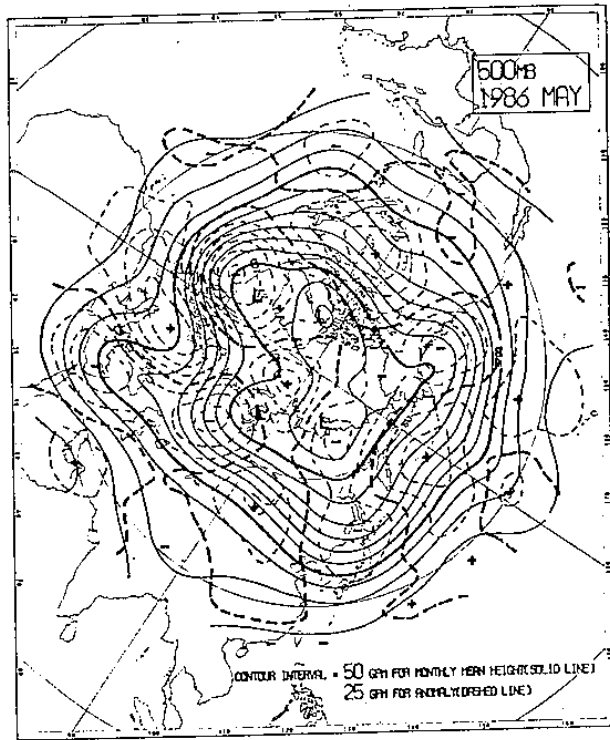
顯梅年時，印度及孟加拉地區為負距平區，孟加拉灣低壓槽明顯，並不斷分裂小波動東移，影響華南及台灣，槽前的西南風頻繁地輸送大量的正渦度與水汽，造成較大的降水，對華南及台灣地區的



圖十一：1980年6月北半球500 hPa 高度平均及距平圖



圖十三：1986年6月北半球500 hPa 高度平均及距平圖



圖十二：1986年5月北半球500 hPa 高度平均及距平圖

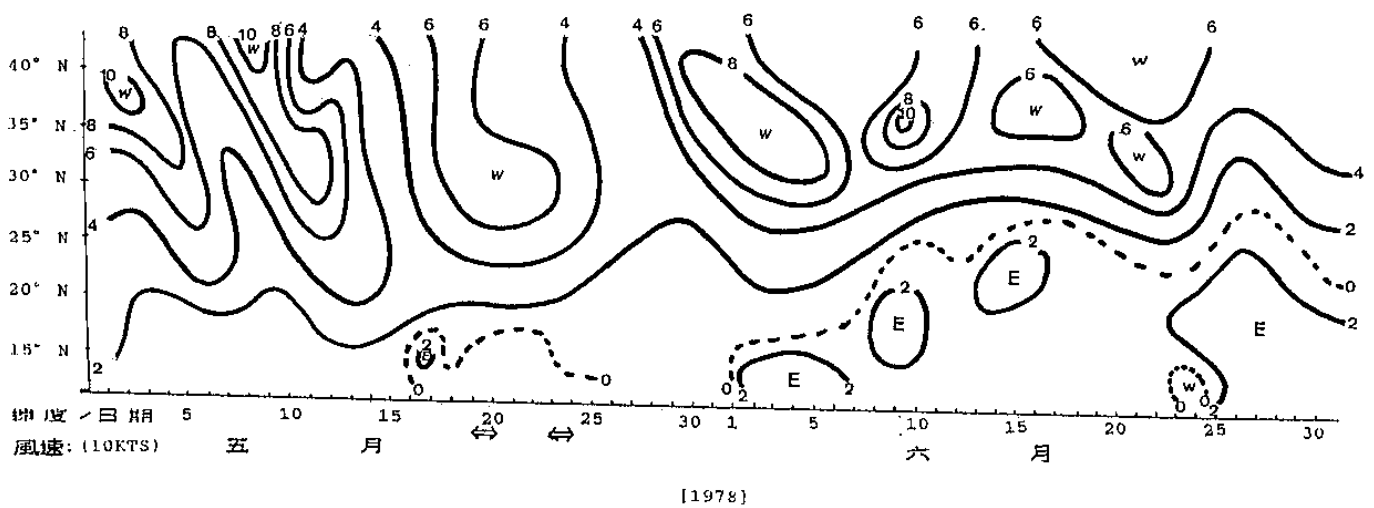
影響尤大（見圖十三）。

## 八、出現豪雨時之大氣環流特徵

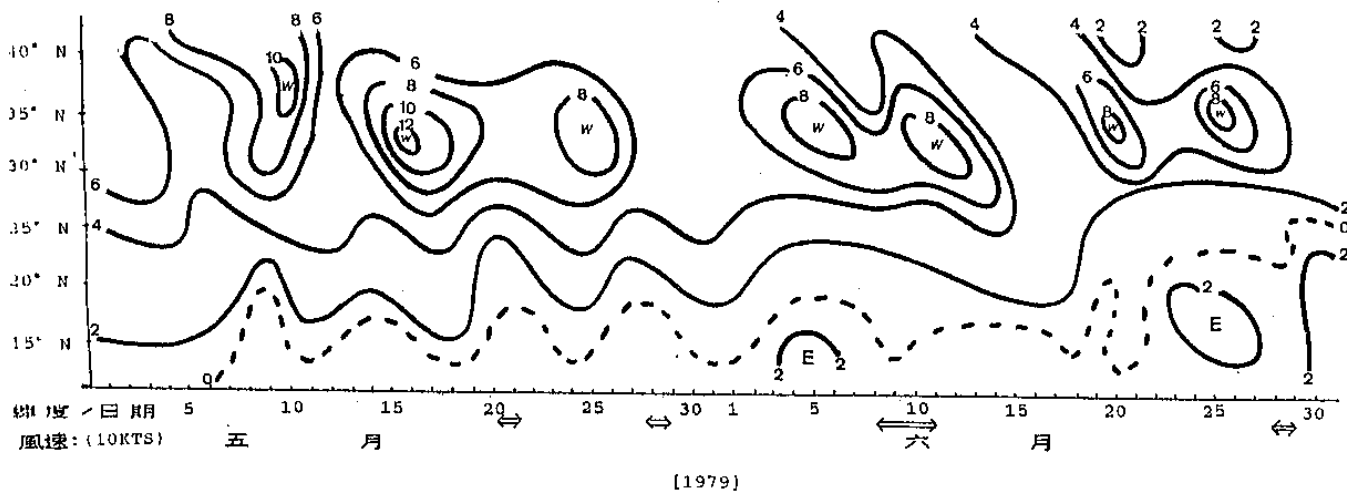
1978~1987年十年中，除了屬於空梅年的1980年整個梅雨季中未曾出現過豪雨外，其餘九年，無論是空梅年、正常年、顯梅年，都曾出現過豪雨

表二：1978-1987年十年中台灣各地區連續兩天及兩天以上出現豪雨次數

年及月份	分區次數	北	中	南	東	東	合
		部	部	部	北部	部	計
1978	5	0	0	0	0	0	0
	6	0	0	0	0	0	0
1979	5	0	0	0	0	0	0
	6	0	1	1	0	0	2
1980	5	0	0	0	0	0	0
	6	0	0	0	0	0	0
1981	5	0	0	0	0	0	0
	6	0	0	0	0	0	0
1982	5	0	0	0	0	0	0
	6	0	0	1	0	0	1
1983	5	0	0	0	0	0	0
	6	0	0	0	0	1	1
1984	5	0	0	1	0	0	1
	6	0	0	0	0	0	0
1985	5	0	0	1	0	0	1
	6	0	1	0	0	0	1
1986	5	0	0	1	0	0	1
	6	0	0	1	0	0	1
1987	5	0	0	0	0	0	0
	6	0	0	0	0	0	0
合計		0	2	6	0	1	9



圖十四：1978年5~6月沿120° E 300 hPa等風速線逐日演變圖。雙箭號代表台灣地區出現豪雨過程。



圖十五：1979年5~6月沿120° E 300 hPa等風速線逐日演變圖

(日雨量  $\geq 130$ 公厘者)，尤其是台灣各地區更不乏連續出現兩天或三天豪雨者(見表二)。分析梅雨季中出現豪雨時之大氣環流特徵，可見豪雨之出現不僅與300hPa副熱帶噴射氣流之南北擺動有關，且與850hPa低層噴射氣流的變化及與五六月間，120° E，500hPa高壓脊線位置之變化有關。茲將前述三項問題討論如下，並就出現豪雨時500hPa之大氣環流形勢加以說明：

(一)300hPa副熱帶噴射氣流與梅雨季中豪雨之關係

分析1978~1987年十年間五-六月120° E15° N~40° N300hPa等風速線之逐日演變情況，可以看出每年五月中旬前後，副熱帶噴射氣流有一次明顯的北跳。在五月中旬之前，隨著西風帶冷空氣的向南爆發和變性，副熱帶噴射氣流作大幅度的南北擺動。迨五月中旬以後，隨著整個東西環流的變化，冷氣流向南爆發的勢力大大地減弱，副熱帶噴射

氣流由30° N以南，北跳到30° N以北，並且南北擺動的振幅也大大地減小，且幾乎每次發生豪雨過程時，20° N以南低緯地區皆出現持續的東風氣流(1978~1987年中僅1980年例外)，風速有時達 $\geq 20$ kts。當副熱帶噴射氣流北跳到30° N以北時，則華南和台灣地區正處於高空噴射氣流南側的高空輻散區，這就為梅雨季中出現的豪雨提供了將大量的熱量和動量從高空輻散，以維持旺盛的上升運動的良好條件。由圖十四及圖十五，1978-1979年五-六月之例(1980~1987年之圖省略)，可知豪雨過程出現在20° N以南低緯地區存在持續的東風氣流，副熱帶西風噴射氣流北跳到30° N或以北之時。此可提供梅雨季中豪雨預報之參考。

(二)850hPa低層噴射氣流的變化與梅雨季中豪雨之關係

台灣梅雨季中的豪雨過程絕大多數伴隨有低層噴射氣流，因之，低層西南噴射氣流對豪雨亦具有



重要作用。茲就其所在緯度分作不同類型，並按季節性變化加以討論：若低層噴射氣流沿 $120^{\circ}$  E軸線位置在 $24^{\circ}$  N $\sim$  $26^{\circ}$  N之間者為中間類 (Jm)， $26^{\circ}$  N以北者為偏北類 (Jn)， $24^{\circ}$  N以南者為偏南類 (Js)。

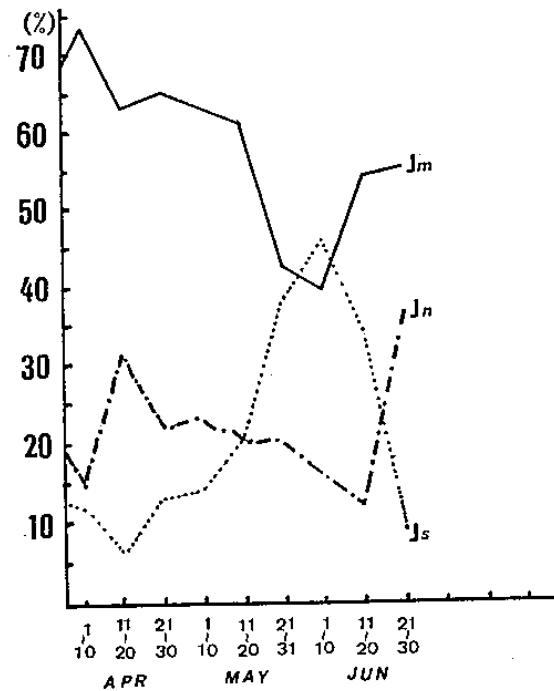
根據 1978 $\sim$ 1987年十年間 4 $\sim$ 6月 0000UTC 850hPa天氣圖沿 $120^{\circ}$  E對低層西南噴射氣流軸的位置及維持日數之統計，可以算出各旬言，各類低層西南噴射氣流佔低層噴射氣流總數之比例。大致除六月上旬偏南類較多以外，要以中間類的百分比最大。由圖十六可見，各類低層噴射氣流具有各自不同的旬際變化特徵。偏北類在四月中旬明顯地上升，以後各旬緩慢下降，六月中旬最小，至六月下旬又顯著增大。

中間類在各類中居主導地位，四月上旬最大，四月中旬至五月上旬穩定維持，五月下旬急劇下降，至六月上旬出現最小值，六月中旬起又明顯上升。

偏南類在四月中旬最少，四月上旬後持續上升，至五月下旬上升更劇，六月上旬出現最大值，六月中旬又下降，至六月下旬消失。由上述三類統計變化亦可看出，此一變化實亦屬本區天氣，因季節之變易而變動之正常現象。

由圖十六可見，中間類 (包括偏北類) 和偏南類具有位相相反的演變趨勢。當中間類逐漸減少時，偏南類開始增加；中間類在六月上旬出現最小值，偏南類在六月上旬出現最大值，也正是台灣梅雨季中豪雨最容易出現的時候。在六月份，幾乎所有較大範圍豪雨過程都伴隨有偏南類低層噴射氣流。此時之降水特徵是雨勢猛而強，可見偏南類低層噴射氣流有低緯熱帶中尺度或綜觀尺度的天氣系統性質。

台灣地區梅雨季中出現之豪雨大致有兩種過程。一種在形成熱低壓或低壓槽後，西風帶有冷低壓進入，加上西太平洋副熱帶高壓西伸，使華南沿海及台灣西南氣流厚度增高。而低層熱低壓或低壓槽由於暖平流加強而獲得發展，從而伴有超地轉的低層西南風噴射氣流 (Jm或Jn) 產生，在冷空氣的激發下，形成豪雨。另一種和前者相似，惟在熱低



圖十六：1978 $\sim$ 1987年十年間 4 $\sim$ 6月各類 850 hPa 低層噴射氣流百分率之月際變化。

壓的東南象限，有來自熱帶海洋上的西南氣流接應，形成偏南類低層噴射氣流 (Js)。在地面冷空氣未到達前，就可以造成台灣中南部地區的強降水，豪雨的強度遠比北部在冷空氣激發下的豪雨強。最後又這兩股不同性質的氣流相遇，再度形成豪雨。這兩種豪雨過程在地面天氣圖上都可以有冷鋒，前者屬於冷鋒豪雨，多發生在四月下旬及五月。後者多為鋒前暖區豪雨，主要出現在五月下旬到六月。這兩種豪雨都和冷鋒、850hPa風切線、低層噴射氣流有關。

#### (三) 500hPa $120^{\circ}$ E高壓脊線位置之變化與梅雨季中豪雨之關係

從統計 1978 $\sim$ 1987年十年間四月下旬至六月下旬 $120^{\circ}$  E西太平洋副熱帶高壓脊的逐日變化與台灣地區豪雨的關係 (本文僅舉 1978年為例，見圖十七，餘圖省略)，可以發現台灣地區梅雨季中出現豪雨期間，西太平洋副熱帶高壓脊的平均位置在 $16^{\circ}$  N $\sim$  $18^{\circ}$  N之間，並且大多數豪雨的發生是在副熱帶高壓東退的時候；可見豪雨出現在西太平洋副熱帶高壓脊線逐日變化的波谷地方，而豪雨的結束正好是在副熱帶高壓北進的時候，到了六月中旬或下旬，梅雨季中的最後一場豪雨則往往對應著副熱帶高壓急劇北進的過程。從此，台灣的梅雨季 (包括

梅雨期)即告結束,而長江流域即很快進入梅雨期。

至於印度季風與台灣地區梅雨季(尤其五月下旬到六月)中的豪雨也有密切的關係,國內已有利用700hPa的比濕和水汽通量分佈加以證明者(Chen and Tsay,1977)茲不贅述。

四)出現豪雨時,500hPa之大氣環流形勢

分析1978~1987年十年間五六月梅雨季中的豪雨過程(尤其是連續兩日或三日豪雨的情況)與500hPa環流形勢之關係,可以得出梅雨季豪雨的500hPa環流型有以下四種:

1.兩脊一槽型

此型的特徵是烏拉山以東的西伯利亞高壓西部和東亞中高緯地區有高壓脊存在,外蒙古和貝加爾湖一帶則為低壓槽。因之,沿烏拉山東方高壓脊前不斷有冷空氣南下,中國大陸西北寬槽底部則不斷有小槽東移,引導了冷空氣的南下。此時太平洋副熱帶高壓脊的平均位置在15°N以南,南支槽(在華南或西南)和副熱帶高壓的穩定維持,將大量暖濕空氣輸送到台灣地區,與北方頻頻南下的冷空氣交綏,造成連續性豪雨。其示意圖如圖十八。

2.兩槽一脊型

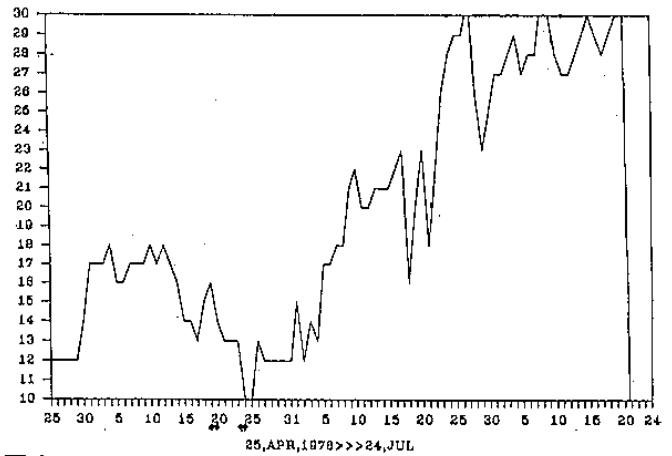
此型特徵是裡海及烏拉山地區為阻塞高壓,新疆西部和亞洲東岸各有低壓槽,亞洲東岸的低壓槽底有時可南伸到25°N以南,槽後冷氣流可長驅南下,不斷地從東路侵入台灣和華南;再則副熱帶高壓脊穩定在15°N~20°N之間(見圖十九)華南和台灣西南季風活躍,低層噴射氣流活動頻繁,也會造成台灣地區梅雨季中之豪雨。

3.多波型

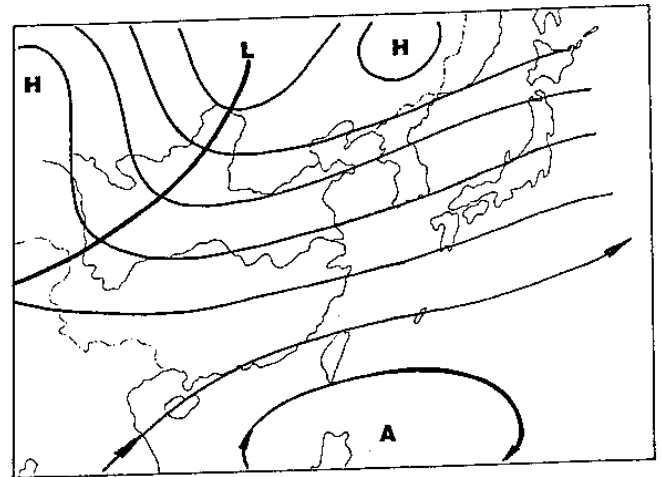
本型的特徵是中高緯環流平直,呈多波狀,振幅較小;在歐洲和亞洲大陸範圍內,高緯地區至少有兩個以上的低壓中心;與低壓中心相對應的移動性低壓槽活動頻繁。與此同時,南方之波動也相當多,北方冷槽所帶來的冷空氣與南方槽前的暖濕空氣在華南110°E附近相遇並東移,造成華南和台灣之豪雨。見圖二十所示。

4.西太平洋副熱帶高壓略向北移型

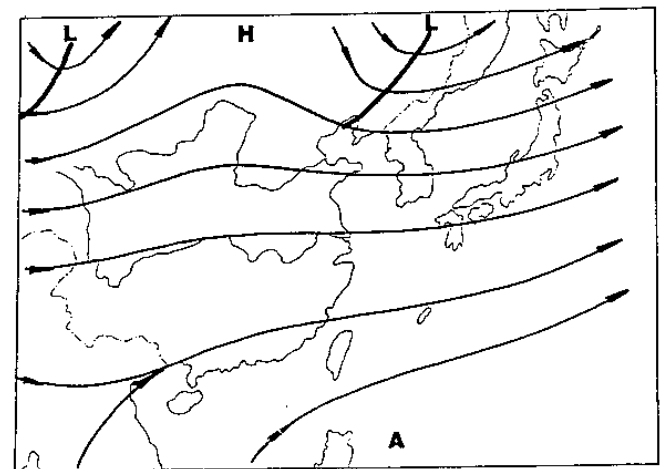
西太平洋副熱帶高壓(包括高壓脊和高壓單體



圖十七:1978年4月下旬至6月下旬500 hPa 西太平洋副熱帶高壓脊線位置與台灣地區豪雨之關係圖。箭號表示台灣地區出現豪雨過程,縱座號係北緯緯度,橫座標示日期。



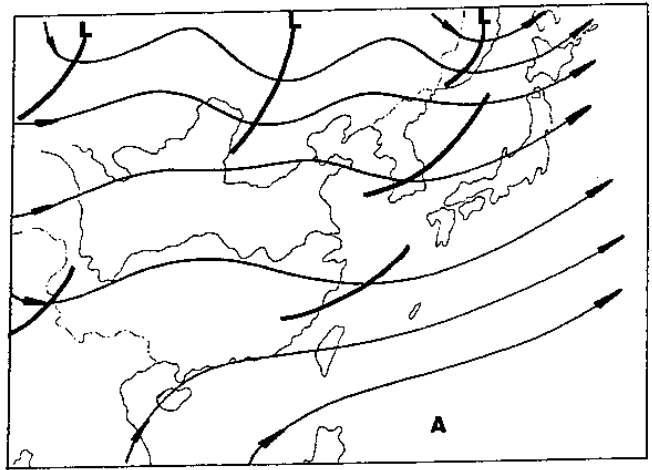
圖十八:500 hPa 兩脊一槽環流示意圖



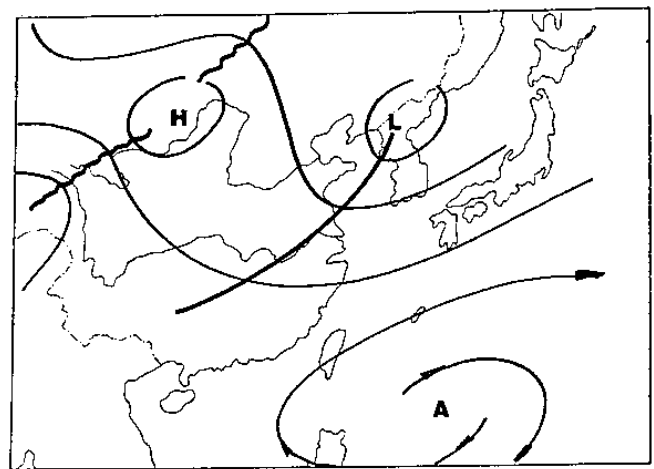
圖十九:500 hPa 兩槽一脊環流示意圖

西北側常是豪雨出現的地區，因此它的位置對豪雨有密切的關係。根據統計，脊線位於 $17^{\circ}$  N附近時，最有利於豪雨的產生，當高壓南北擺動時，相應有一次連續性豪雨過程發生，而且豪雨多出現在脊線北移過程之前。

儘管梅雨季中每一次豪雨過程之具體環流特徵並不完全相同，但是由前述之討論，可以得出台灣地區梅雨季中出現豪雨之環流特徵是，五月中旬前後，副熱帶噴射氣流北跳並穩定在 $30^{\circ}$  N以北，300hPa至100hPa南亞高壓進入中南半島上空，為梅雨季中之豪雨提供有利的高空輻散條件；低緯地區的500hPa由2波型轉變為明顯的3波型，孟加拉灣低壓槽建立；西太平洋副熱帶高壓第一次向西擴展；隨後從 $90^{\circ}$  E $\sim$  $110^{\circ}$  E有低緯暖濕氣流進入南海、華南和台灣，南海西南季風建立後，藉著西南季風中的低層噴射氣流活動，暖濕不穩定的西南氣流源源不斷地輸送到華南地區，台灣開始入梅，並開始有豪雨出現。到了五月下旬，西太平洋副熱帶高壓第二次向西擴展，並且伴有印度季風之爆發，此時台灣地區出現豪雨之機會更大為增加，直到六月下旬，出現豪雨之機會才減少。



圖二十：500 hPa 多波型環流示意圖



圖二十一：500 hPa 冷源中斷型環流示意圖

## 九、梅雨期結束時之大氣環流特徵

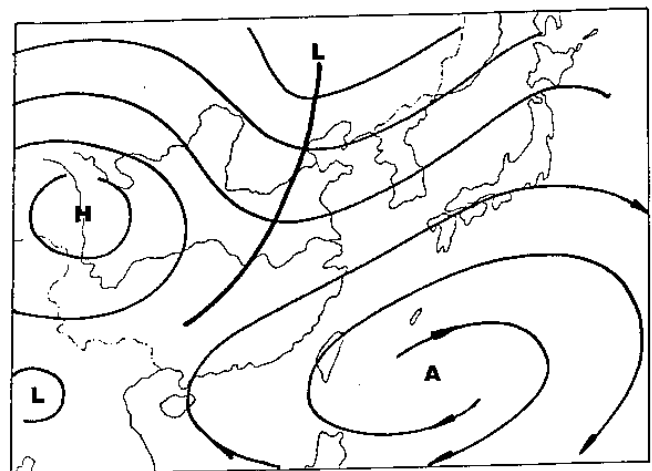
國內氣象界將六月中旬梅雨期結束時謂之出梅。事實上，六月中旬梅雨鋒北退後，仍有可能再度南下或增強，使台灣地區出現豪雨。因此對六月中旬或下旬梅雨期結束前的環流形勢也頗有加以分析研究的必要。茲就500hPa高空環流形勢，梅雨期結束時之指標性特徵兩部分加以討論。

### (一)500hPa高空環流形勢

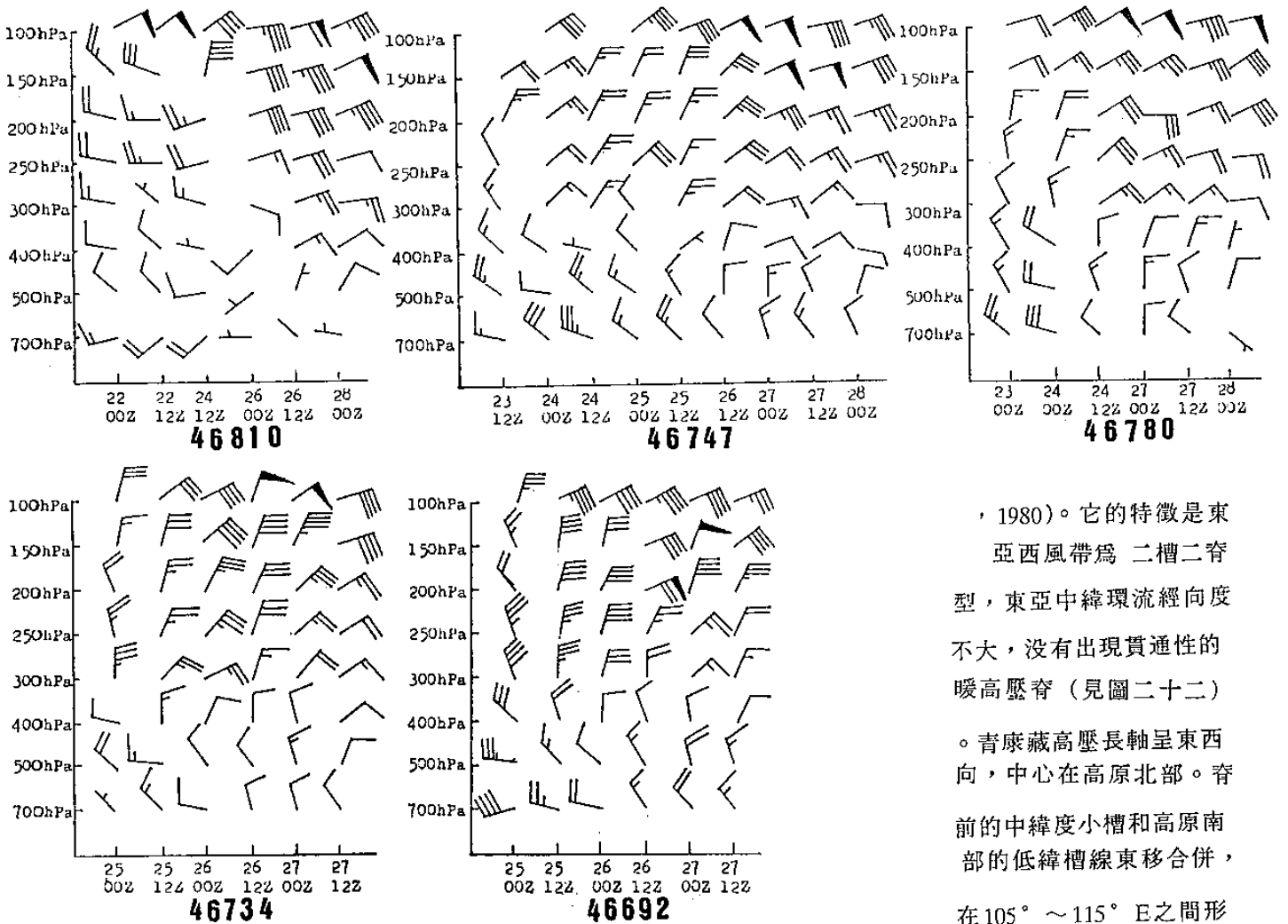
分析1978~1987年十年間梅雨期結束時之500hPa高空環流形勢，可歸納為以下兩種型式。

#### 1.冷源中斷型

冷源中斷型也就是過去國內氣象界所說的東亞環流「二槽一脊」型(劉, 1980)，但是此「二槽一脊型」和前述豪雨之兩槽一脊型形勢不同(青康藏高原無暖高壓)。冷源中斷型的主要特徵是青康藏高原有貫通性暖高壓發展，並向東北方向一直伸展到外蒙古、貝加爾湖區，以及西伯利亞東部之鄂



圖二十二：500 hPa 熱帶系統東移型環流示意圖



圖二十三：1987年6月下旬東沙（46810）、東港（46747）、綠島（46780）、馬公（46734）、台北（46692）等探空站各高度上逐日風場變化圖

霍次克海地區，形成一個貫通形的暖高壓脊。如此即切斷了北方冷空氣的往南補充，迫使西風帶低壓槽迅速東移。然後，此貫通形暖高壓脊往東南移動與西太平洋副熱帶高壓合併，導致西太平洋副熱帶高壓西伸北上，台灣梅雨季即宣告結束（見圖二十一）。值得注意的是，如果此貫通形暖高壓脊並沒有到達鄂霍次克海，而僅擴展到 $60^{\circ}N \sim 65^{\circ}N$ ， $110^{\circ}E \sim 115^{\circ}E$ 的高緯地區，也可導致台灣梅雨季結束。以上這兩種形勢結束梅雨季的在1978~1987年十年的統計中，約占3/4。在850hPa天氣圖上，吾人也可以在大陸青康藏高原及西北、蒙古一帶看出有暖高壓在發展，可作為冷源中斷型佐證之一。

## 2. 熱帶系統東移型

這就是國內氣象界所說的中東暖高東移型（劉

，1980）。它的特徵是東亞西風帶為二槽二脊型，東亞中緯環流經向度不大，沒有出現貫通性的暖高壓脊（見圖二十二）

。青康藏高壓長軸呈東西向，中心在高原北部。脊前的中緯度小槽和高原南部的低緯槽線東移合併，在 $105^{\circ} \sim 115^{\circ}E$ 之間形成一個南北向的低壓槽，槽底可達 $25^{\circ}N$ 。此類的主要特徵在低緯環流，低

緯太平洋副熱帶高壓已西伸到南海東北部，脊線在 $20^{\circ}N$ 附近，孟加拉灣有熱低壓存在；由北往東，經過中南半島到南海西部，有一條熱帶輻合帶北抬或輻合帶上的低壓北移，和中緯度槽線合併，影響台灣梅雨季最後一次大雨或豪雨過程。此後，青康藏高壓有一分裂中心向東南移到雲貴高原，同時又有赤道壓從印尼北上，與西太平洋副熱帶高壓合併加強，促使太平洋副熱帶高壓脊北移，控制台灣和華南地區，至此，台灣梅雨季即告結束。要注意的是這種類型之出現比冷源中斷型少。

（二）梅雨季結束將之指標性特徵

從春季到夏季，低緯環流作季節性調整時，可以看到熱帶風場有顯著的演變。對流層中上層中上層由盛行西風轉換為東風，對流層低層則西南季風

增強。對此，過去國內氣象氣象界亦曾有所探討（劉，1980；吳、江、陳等，1986）。這些演變前期徵兆，提供給天氣預報非常好的指標。茲分東風下傳，對流層中層東風之建立兩點加以討論。

### 1. 東風下傳

上層東風之下傳實際上是西太平洋副熱帶高壓脊在對流層垂直結構北移之反映。對流層上層東風下傳，預示低緯中下層大氣環流即將調整，它和台灣梅雨期之結束有密切關係。在台灣地區，當100hPa偏東風 $\geq 30\sim 40$ kts，東風層並下傳到200hPa或300hPa，台灣地區梅雨季即將結束。例如1987年6月下旬台灣地區東沙（46810）、東港（46747）、綠島（46780）、馬公（46734）、台北（46692）等探空站所觀測的高空風資料，就是很好的例子（見圖二十三）是年6月22日東沙島100hPa由偏西風轉為偏東風（風速50kts），23日東港及綠島對流層上部亦轉為東風，馬公和台北則至25日上層才轉東風，這些地方之東風並下傳到中層，所以6月29日梅雨季即宣告結束。

### 2. 對流層中層東風之建立

根據統計分析，對流層上部100hPa東風下傳到500hPa之時間，南部較早，北部較遲。當東沙島和東港探空資料顯示500hPa東風建立時，台灣梅雨季即接近尾聲，等到台北400hPa或500hPa亦轉變為東北風或偏東風時，台灣梅雨季即宣告結束。

## 九、結論

由本文之探討，可知台灣地區梅雨季中具有特殊的長波流型；空梅年、顯梅年、梅雨季中出現暴雨時，以及入、出梅時、都有各不相同的大氣環流特徵，茲歸納如下：

(一)顯梅年、空梅年及正常年皆可以降水量之百分比表示，各地區五六月間總雨量多於多年五六月雨量平均值的25%或以上者，為顯梅年。少於多年五六月雨量平均值的25%或以上者，為空梅年。介於兩者之間者，則為正常年。

(二)使用經驗正交函數，可以求出梅雨期前，梅雨期間，以及梅雨期後，東亞 $25^{\circ}$  N緯向空間分佈之情形。梅雨期前，主槽約在 $90^{\circ}$  E以西以及 $130^{\circ}$  E附近，在 $96^{\circ}$  E的附近有一微弱高壓脊。梅雨

期間，東亞 $25^{\circ}$  N緯度圈上之主槽範圍擴大至 $120^{\circ}$  E至 $134^{\circ}$  E附近，中國大陸西南部之高壓脊消失。梅雨期過後，由於西太平洋副熱帶高壓勢力增強，故東亞主槽範圍減小，並西移到 $120^{\circ}$  E附近，中國大陸西南部之高壓脊重現， $93^{\circ}$  E附近出現低壓槽。

(三)台灣地區梅雨季中入梅時，在500hPa高空圖上可見西太平洋副熱帶高壓已開始西伸，並北移，脊線平均由 $15^{\circ}$  N，北移到 $17^{\circ}$  N一帶，主槽減弱。在850hPa平均圖上，可見孟加拉季風槽已開始建立，槽前的暖濕不穩定西南氣流經中南半島直抵華南和台灣。在高層（300hPa及以上），可見南亞高壓中心存在於中南半島，中緯西風噴射氣流已北退到 $35^{\circ}$  N附近，冷空氣仍頻頻南下，進入低緯地區。

(四)空梅年的大氣環流特徵主要是：太平洋副熱帶高壓提早北移，在500hPa高度平均及距平圖上可見中高緯度高度場偏高，平直西風盛行。

(五)顯梅年的大氣環流特徵主要有二：一是環流之經向度明顯，二是孟加拉季風槽加強。

(六)梅雨季中出現暴雨時之500hPa大氣環流型有兩脊一槽型、兩槽一脊型、多波型、西太平洋副熱帶高壓略向北移型等四種。在5月中旬前後，300hPa副熱帶噴射氣流北移至 $30^{\circ}$  N以北，中南半島上空有300hPa至100hPa高壓存在，850hPa天氣圖上可見偏北類低層噴射氣流維持日數減少，而偏南類低層噴射氣流維持日數增加，500hPa西太平洋副熱帶高壓脊大致在 $16^{\circ}$  N $\sim 18^{\circ}$  N之間。大多數暴雨發生在副熱帶高壓東退之時，或者發生在副熱帶高壓脊線逐日變化的波谷地方。

(七)梅雨期結束時之500hPa空大氣環流型有冷源中斷型以及熱帶系統東移型等兩種。此外，六月份台灣地區各探空站對流層上層東風之下傳現象以及對流層中層東風之建立等，亦為梅雨季結束之前兆，可供作天氣預報之良好指標。

## 十、致謝

本專題研究承蒙中央氣象局提供所屬測站之多年平均雨量紀錄及1978 $\sim$ 1987年十年間雨量紀錄，並在國家科學委員會NSC-77-0202-M-117-01的補助

下順利完成，謹表萬分謝意。

又本中心同仁劉少林先生協助氣象統計工作，於此一併致謝。

## 參考文獻

- 王時鼎，1970：論台灣之梅雨，氣象預報與分析，第四十四期，P.12-20。
- 王崇岳，1978：梅雨期台灣地區中範圍天氣分析與預報，大氣科學，第5卷1期，P.15-25
- 丘台光、劉復誠，1985：民國73年6月3日台灣北部地區豪雨之個案研究，大氣科學，第十二期，P.93-102。
- 曲克恭，1980：台灣梅雨之可預測度，中國文化大學氣象彙刊第一期創刊號，P.1-19。
- 吳泰昌、江申、陳珊三，1986：台灣北部地區高空風風速、風向變化與梅雨之關係，氣象預報與分析，第一〇六期，P.29-39。
- 紀水上，1978：台灣梅雨之綜觀氣候研究，中國文化大學地學研究所碩士論文。
- 紀水上，1978：台灣梅雨平均環流之初步研究，大氣科學，第5卷2期，P.17-32。
- 徐明同、紀水上，1974：台灣梅雨之分析，氣象學報第20卷4期，P.26-44。
- 陳正改，1979：梅雨期間低層噴射氣流與台灣地區豪雨之關係，大氣科學第6卷1期，P.29-37。
- 陳正改、蔡清彥，1979：台灣地區梅雨系統之降水特性及天氣型式，台灣大氣科學系研究報告 Mei-Yu-003.38PP。
- 陳正改、蔡清彥，1980：影響台灣北部地區之梅雨系統，大氣科學第七期，p.49-58。
- 陳正改、廖志翔，1981：台灣地區空梅之大氣環流特徵，異常氣候研討會論文彙編，P.131-153。
- 陳正改，1982：台灣地區梅雨期異常降水之研究，中央氣象局專題研究，78PP。
- 陳泰然，1977：台灣梅雨平均結構之個案研究，大氣科學，第四期，P.38-47。
- 陳泰然，1981：台灣鄰近梅雨系統之合成結構研究，台大研究報告-004.106PP。
- 陳泰然.1981：1975年與1977年顯著梅雨之特徵，異常氣候研討會論文彙編，P.111-129。
- 陳泰然、吳宗堯等，1985：「劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗」之先驅研究，國科會防災科技研究報告，P.8-16。
- 陳泰然，1986a：台灣梅雨期不同尺度系統之診斷分析，台大大氣科學研究所研究報告，187PP
- 陳泰然，1986b：「台灣地區中尺度實驗」(TAMEX)之實驗設計，國科會防災科技研究報告75-01.93PP。
- 張修武、朱曙光等，1988：衛星所見孟加拉灣雲系對台灣天氣影響之初步研究，天氣分析與預報研討會論文彙編，P.235-243。
- 劉復誠，1988：台灣地區顯梅空梅年500MB高度及溫度距平特徵之研究，氣象學報第34卷2期，P.125-141。
- 劉廣英、李紀恩等，1980：梅雨中極端天氣預報之研究，空軍氣象中心研究報告019號，30PP。
- 劉廣英.1982：民國70年5月28日豪雨與中範圍天氣系統之關係，氣象預報與分析第九十一期，P.1-10。
- 山田真吾，1986：1986年5月平均500MB天氣圖，天氣，Vol.33.No.6,NEWS,P.281。
- 宮崎保彥，1986：1986年6月月平均500MB天氣圖天氣Vol.33.No.7,NEWS,P.349。
- Chen, G.T.J. and C. Y. T say. 1977: A detailed analysis of a Case of Mei-Yu System in the vicinity of Taiwan. Tech. Rep-No. Mei-Yu-001, Dept. Atmos. Science, National Taiwan University, 24PP.
- Chu, P. S., 1983: Diagnostic studies of rainfall anomalies in Northeast Brazil, MWR, AMS, 111, 1655-1664.
- Chiang Shan-Hsin, 1987: Climatic Fluctuations of Taiwan's Mei-Yu (Plum-Rain), Journal of Engineering Environment, No. 8, Sept., P.55-68.
- Lorenz, E. N., 1956: Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Rep.1. Statist. Forecasting project., MIT.
- Preisendorfer, R.W. 1979: Principal components and the motions of simple dynamical systems. SIO Ref. ser. 70-11. Scripps Institution of Oceanography. 46pp.

# A Study on Characteristics of Atmospheric Circulation in Asia during Mei-Yu Season in Taiwan

Hong-Peng Chu

Chao-Ming Liu, Par-Yuang Hwang, Shih-Chu Wang

Air Navigation and Weather Service CCAA.

Taipei Meteorological center. ANWS. CCAA.

## Abstract

The main purpose of this study is to correspond with the topics of "Mei-Yu" of subtropical meteorological research section under the National Science Council.

Rainfall data is selected from eight weather stations (Taipei, Hsinchu, Taichung, Tainan, Kaohsiung, Hualien and Taitung) with the period 1978-1987. Authors first define the wet/dry years of Mei-Yu by PR(%) and analyse the long wave pattern variety of  $25^{\circ}$  N by empirical orthogonal function.

In order to analyse the atmospheric circulation during Mei-Yu season, the 500hPa mean height chart of northern hemisphere, 500hPa height normal chart of northern hemisphere, the 500hPa high ridge mean position of  $120^{\circ}$  E, the variation of low level (850hPa) jet and 300hPa subtropical jet stream are used. The correlations among the 500hPa high ridge position of  $120^{\circ}$  E, 300hPa subtropical jet stream and the torrential rain in Taiwan are discussed. In addition, some 500hPa typical patterns of wet/dry Mei-Yu, the beginning date of Mei-Yu, the end date of Mei-Yu, the torrential rain during Mei-Yu season are concluded by authors.

Finally, the sounding data from Tungsha, Tungkong, Makung, Green Island, Taipei rawinsond stations are noted, and the correlations between the aloft wind variation and the ending of Mei-Yu season have also been analyzed and discussed.

This study will assist to understand the climatological conditions of Mei-Yu in Taiwan and will be used as the 1-3 days potential forecast during Mei-Yu season.

Key words: Mei-Yu season, Dry Mei-Yu, Wet Mei-Yu, The beginning date of Mei-Yu, The end date of Mei-Yu, Torrential rain, Atmospheric circulation, Potential forecast.

