

青康藏高原熱力效應對台灣地區梅雨的影響

劉 廣 英

私立中國文化大學氣象系

摘 要

由於面積及海拔的廣與高，青藏高原不但影響我國及東亞的天候，即對全球環流亦貢獻良多。事實上，如果將高原及其作用自模式中移去，數值模擬的結果與實際的狀況就會有極大的差異。即使單就台灣梅雨季來看，由於梅雨區內水汽之主要來源係熱帶海洋，亦即西南季風必須先在孟加拉灣至南海地區建立方可，而該區西南季風的建立又以高原由冬季的冷源過渡到夏季的暖源為先決條件。同時，在後續的日子裡，由於熱源增強，區內地面熱低壓亦增強，伴隨之西南氣流隨北抬，雨區即北移至長江下游，而台灣區的梅雨也就結束了，這也就是說青藏高原與台灣梅雨關係極為密切。

基於上述的瞭解可知，充份掌握青藏高原上冬末或春初的溫度以及後續之增溫情形，透過遙地相關的分析，對本省入出梅的日期及長期預報應有極大的幫助。在另一方面來說如何正確的將高原的各種作用引進數值預報模式中，亦為有關天氣預報成敗的關鍵，值得重視。

本研究之目的即在透過各種有關分析，對上述論點作系統而深入的探討。由於高原地面由冷源過渡到暖源，為改變區域環流的重要前因，因而首先探討的是「熱力效應及貢獻」。研究中我們首先對台灣及華南沿海梅雨年際變化做簡要的回顧，而後以個案分析方式，針對正常、乾、濕等梅雨的三種狀況，分析高原上綜觀尺度系統以及D值的變化，以及上述不同梅雨狀況時，高原上自冬至夏過渡期增溫的演變，進而探討兩者間關係，以提昇我們的預報能力。

一、問題分析

不同尺度的大氣波動間有能量轉換（蔡、王，1981；Tsay，1983），而不同的波會與不同綜觀系統的建立有密切的關係，因而，如果某些波在固定的空間有年際變化，則相關的綜觀系統以及其它系統都會年年不同，進而引起天氣現象的年際變化。Reiter & Westhoff（1981）就曾指出，在冷熱源改變的過渡期（約當3～4月份）西藏高原地區波數1及2的超長波之年際變化甚大。此種變化可由不考慮相角（phase angle）下取500mb高度場的平均值，與只取500mb高值的平均再做調和分析所提結果之比值的大小（愈小變化愈大。如此值為0.0顯示相角有隨意的年際變化，反之當比值為1.0時，則代表該波之相角

年年不變）看出來。圖1所示即為上述比值的分布情形，由而可見在包括青藏高原在內的北緯25至40度地帶，三至四月間波1的變化甚大（比值 <0.2 ），而波2則在北緯30號至35度間全年都有很大的年際變化。此種狀況使吾人瞭解到高原上的環流特徵確實年有不同，影響所及就是其下游的環流形勢與伴隨之天氣也會年年不同。基本上說，此種過渡期中的環流變化，一方面自是受到由更上游（高原西側）移入的伊朗高壓系統的影響（Reiter，1982）另方面也是由於高原所產生的動力及熱力作用所致，因為在動力上，青藏高原地形高大，其作用是多方面的，而在熱力上高原有冷熱源的變化，對天氣系統自有其影響在。

其次，根據已有的研究結果（陳與蔡，1979；陳，1980；劉，1980；蔡，1980；陳與周，1988）顯示台灣地區梅雨季中雨量的多寡取決於水汽來源是否充

沛且持續，以及迫舉上升運動是否夠強，而主要降水發生的地區則視高低空各項綜觀條件配合下使梅雨鋒滯留的位置而定。簡言之，台灣地區梅雨豐沛時，一方面自日本海至長江以南要有變性冷高壓滯留，另一方面西南氣流要由孟加拉灣經華南沿海或南海北部到達本省；此暖濕空氣之源地可遠逆至太平洋高壓南側的赤道地區（劉，1980），此時太平洋高壓脊線偏南（蔡與陳，1980）且具有較長路徑之平洋高壓環流（陳與周，1988）。在上述條件下，大體來說，高原上自1月起地面先增溫，約至4月份達於最大

值；500hpa 則為雙高峰型，但均發生在地面增溫最大值以後。在300hpa 層上更遲至6月份以後才達到溫度最高點。此一結果顯示，高原上增溫狀況對預測台灣梅雨有幫助，惟由於地面的局部變化較大，不利遙地區域性相關分析，採用500hpa 或以上天氣圖的特徵變化來預測未來台灣地區梅雨狀況會有較佳的預報功能。其次定壓層厚度與該層大氣平均虛溫成正比，而航空氣象學上的高度修訂值（D值）是以標準大氣為準的定壓面高度變量亦與虛溫變化成正比，所以是良好的參考值，在以下分析中即以此一概念為主。

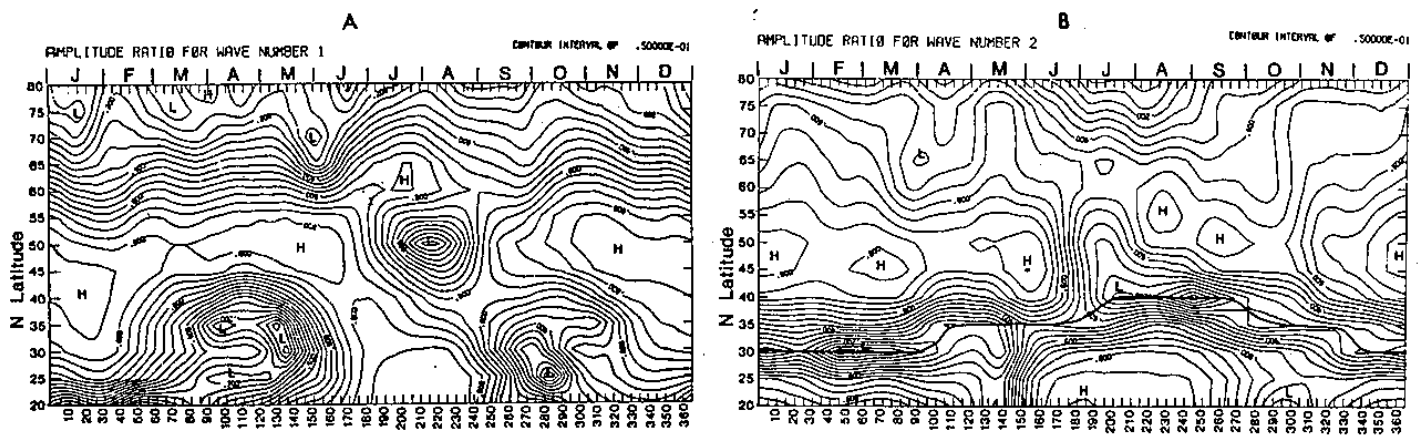


圖1 青藏高原上波數1 (A圖)及2 (B圖)的超長波年際變化，詳細說明見本文 (Reiter & Westhoff, 1981)

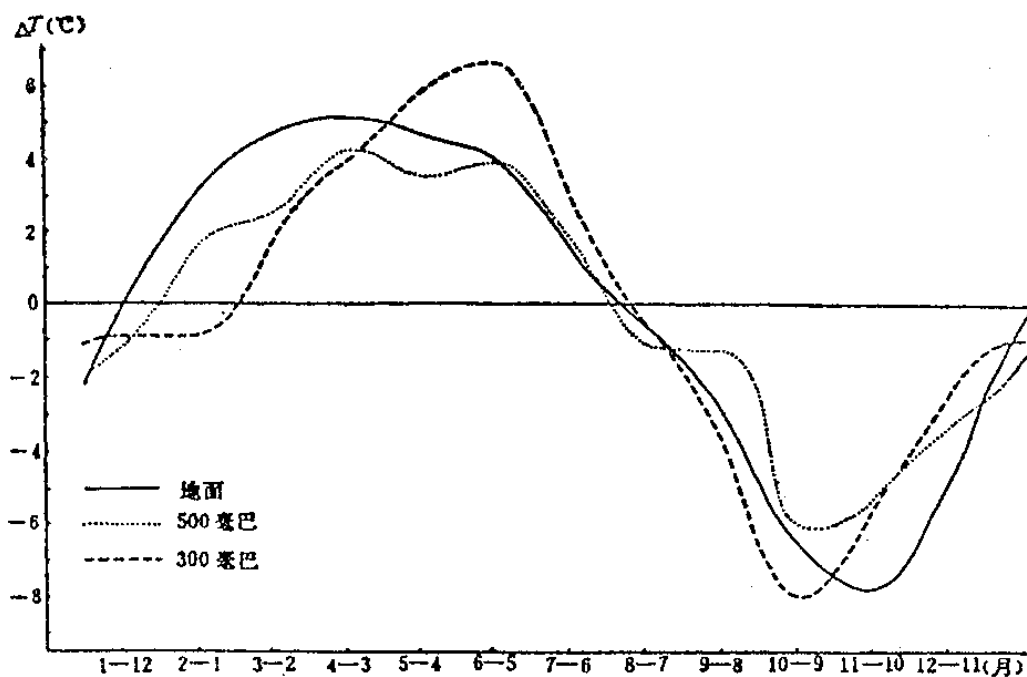


圖2 那曲地面500hpa至100hpa層年中增溫狀況 (葉興高，1988)。

二、D 值分析與討論

在航空空氣象學中高度表修訂值 (D 值) 為

$$D = Z - Z_p$$

式中 Z 為某定壓面的實測高度，而 Z_p 則為其氣壓高度，亦即在標準大氣條件下該定壓面的高度。此值來自觀測時大氣實際狀況與標準狀況（國際民航組織所定訂之標準狀況為海平面氣壓、溫度及對流層內降溫率分別為 1013.250 hpa， 15°C 與 $6.5^{\circ}\text{C}/\text{公里}$ ）之差，因而高原上 D 值的時間變化所顯示者乃當地增溫趨勢，亦即高層穩定高壓建立的情形。根據劉（1980）分析結果知華南沿海至台灣地區梅雨結束 500hpa 天氣圖類型之共同特徵即暖脊自高原向東北可伸達貝加湖附近，是以高層暖高壓在高原建立的時間早晚，或強度大小，均將對梅雨有相當影響，而分析 D 值應可獲得重要的指示。準此，我們特根據前述正常，乾及濕梅標準所選出個別個案做 D 值分析。為了能代表高原上等壓面高度場隨時間變化的情形，D 值係採約沿 95°E 上且位在高原區的五個測站（52418，52818，55591，56029 及 55299）平均值，而後分析其自 2 月至 6 月的變化。分析結果如圖 3 至 10 所示。

民國 73、74 及 76 年雖然全省的梅雨分布並不均勻（73 年全省均正常；74 年北中部較乾東部較濕；76 年南部較乾其餘正常），但大致雨量尚屬正常，可視為正常梅雨季。圖 3，圖 4，圖 5 所示即為該三年中高原上自 2 月至 6 月 D 值的變化情形，其中共同的特徵包括：

1. 上對流層正值（73 及 74 年軸線約在 200hpa，76 年表略高）自四月初起穩定增加，直至台灣梅雨季結束時；
2. 大致來說 500hpa（76 年略低）面為 D 值變化的下限；此下限在正值中心增大的過程中變化甚微；
3. 在 2 月底至 3 月初有上對流層高壓經過高原區，但持續時間很短；
4. 在 3 - 4 月間近地層有微弱負（0 值線所示）值存在；此現象於 4 月消失在 5 月中下旬後重現；
5. 相對於最大軸線而言，其下層 D 值的時間變化甚微，上層則很明顯。

以上特徵與單站分析（Reiter, 1983）結果，除第 5 項略有差異外均相同。Reiter 認為(1)前面（四月

初）的正值所代表的是伴隨到達高原北側極鋒噴流之移動性系統，它們會被引入喜馬拉雅山南側的副熱帶噴流中並減弱其強度。由上述第 3 及 4 兩項特徵發生時間的先後相連可證明確如所述；(2)俟穩定正值亦即高層反氣旋環流建立，則導致上述副熱帶噴流消失，進而產生明顯的近地層長波調整，並使我國東南沿海主槽線加深，這正是梅雨鋒建立的先決條件。

圖 6、7 及 8 分別為民國 64、66 及 75 年同樣方式下所求得的 D 值時間剖面圖。以上三年都是台灣地區梅雨比較明顯的年頭，也就是濕梅年。它們也有幾項共同的特點及與常梅年的差異包括：

1. 正值約自 4 月中旬以後起穩定增加，較常梅者落後。其軸線約在 150 - 200hpa 之間，較常梅年略高；
2. D 值變化的下限約為 600hpa 較常梅年者略低。自 2 月底至上對流層穩定反氣旋環流建立前，高原上有兩次移動性高壓經過，其中第一次與常梅年的發生時間約相同，即在 2 月底至 3 月初間，另一次則在 3 月底至 4 月初。同時，近地層零值區涵蓋時間較長；
3. 穩定正值建立後最大軸線上下空域 D 值的變化亦係上大下小。

綜括而言，濕梅與正常梅雨年，高原上 D 值的變化雖僅有少許差異，但具預報含意，如第 1 項的不同來自高原上春至夏初增溫較遲時本省梅雨明顯，而第 3、4 兩項的不同，則顯示在穩定高層反氣旋建立前，高原上移動性高壓較活躍時台灣梅雨季的雨量較豐沛。

圖 9 及 10 分別為民國 69 年及 77 年，也就是台灣地區乾梅年的 D 值分布圖，其主要特徵及與常梅年 D 值分布圖的差異如下：

1. 上對流層正值自 3 月中旬起即穩定增加，較常梅及濕梅年均早；
2. D 值變化的下限較常或濕梅年低，有時及於高原地面；
3. 3 月初有上對流層高壓經過高原區，但持續時間甚短；
4. 近地層 0 值僅出現於 4 月以前及 6 月以後，與常梅及濕梅均不同；
5. 最大值軸以下 D 值隨時間的變化較明顯亦較常及濕梅時為大。

由以上特徵可知，青藏高原上冬季以後如果上對

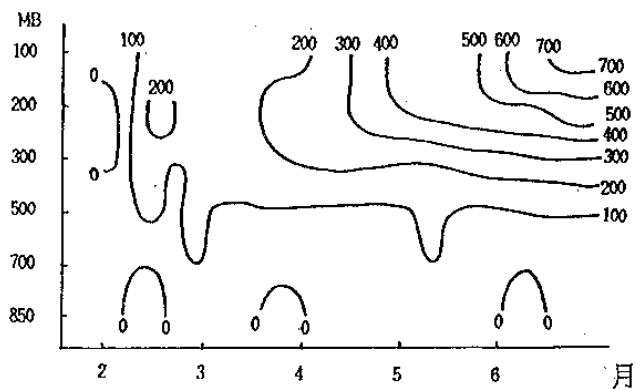


圖 3 民國73年沿90°E五測站平均D值月際變化。

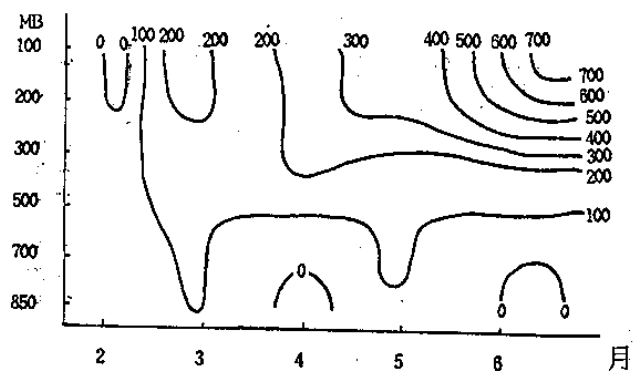


圖 7 同圖 3，但為民國66年資料。

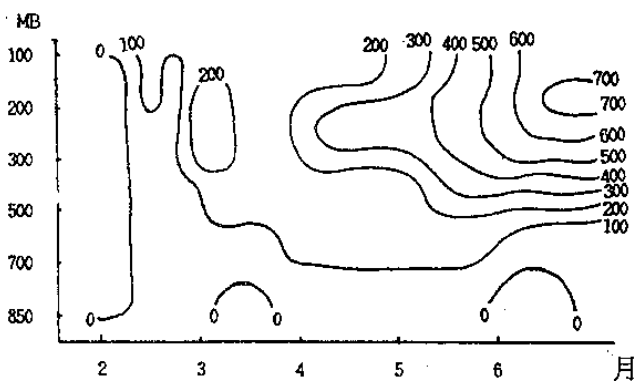


圖 4 同圖 3，但為民國74年資料。

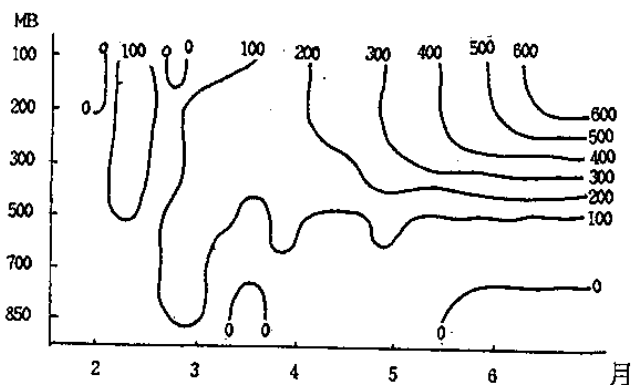


圖 8 同圖 3，但為民國75年資料。

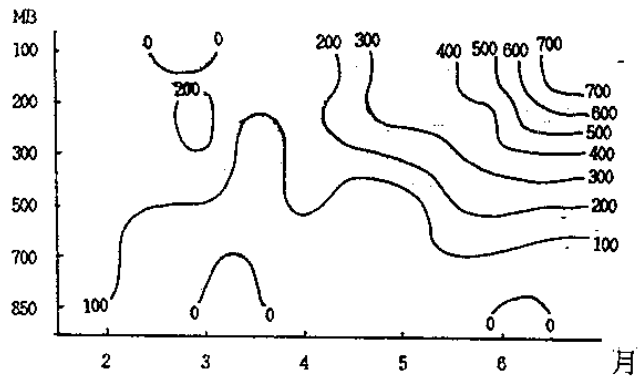


圖 5 同圖 3，但為民國76年資料。

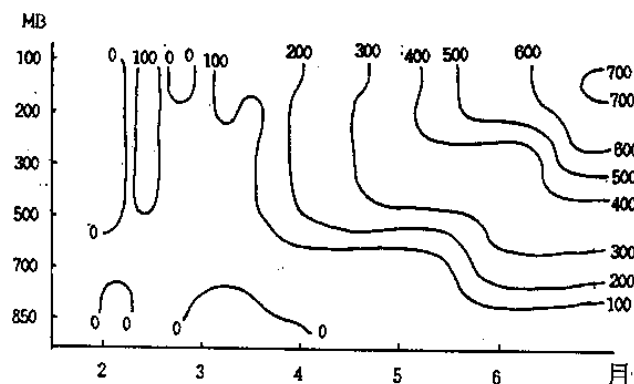


圖 9 同圖 3，但為民國69年資料。

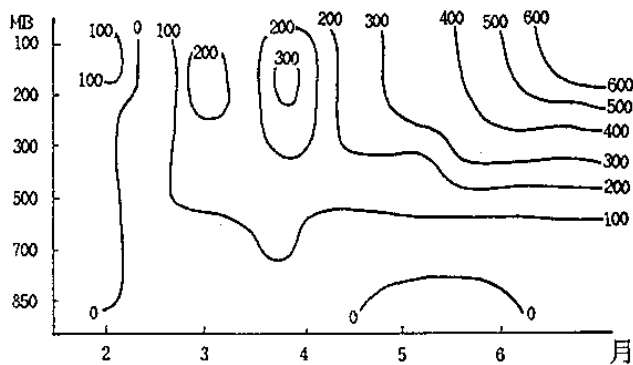


圖 6 同圖 3，但為民國64年資料。

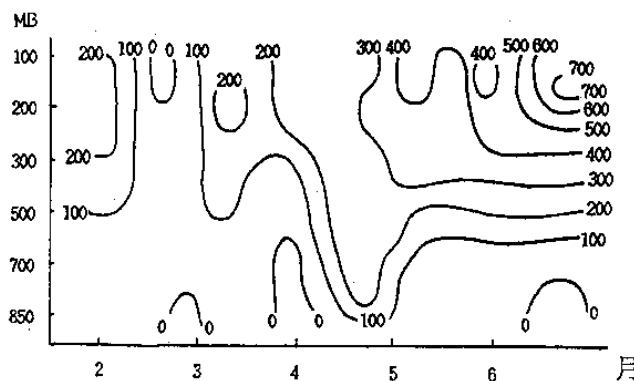


圖 10 同圖 3，但為民國77年資料。

流層移動性高壓消失及地面增溫過早，則台灣地區梅雨將不明顯，甚至形成乾（空）梅。

除上述特徵外，如就 69 年與 77 年相較，則可見 69 年高原上增溫不但早且增溫很穩定，致高空反氣旋環流自 3 月底至 4 月初建立後即穩定增強，5 月初時 D 值已達 400 動力公尺，大於常梅或濕梅年的平均狀況。至於 77 年則除大致亦具有上述特徵外，4 至 5 月間 D 值的變化亦與常梅及濕梅年完全不同，頗值注意。綜上所述，可知當高原上穩定增溫時間早亦即高層穩定反氣旋環流建立較早（4 月初以前）時，台灣地區梅雨較不明顯甚或為空梅，而此一增溫提前現象則係移動性高壓對高原的影響提早結束所致。其次，乾梅年高原上高層反氣旋環流向低層伸展遠大於常梅或濕梅年，亦為很明顯的特徵。

三、結論

資料顯示西藏高原於三、四月間由冷源漸漸轉為暖源。此一轉換期正是東亞季季風演變至夏季季風的過渡，而初夏西南季風的來臨為華南沿海至台灣地區梅雨的要件之一，是以轉換期的年際變化應與本省梅雨的年際變化具有相當高的一致性。經過上述分析可知，此項結論是正確的。就綜觀分析而論，梅雨季雨量的多寡與梅雨鋒及冷（大陸）暖（太平洋）高壓位置直接相關，而根據 D 值分析可知 1. 冬末春初高原上上對流層移動性高壓活動停止的早，2. 高原上增溫開始的早，以及 3. 高原上上對流層穩定性反氣旋建立的早（約在三月中旬，較常梅年早一旬，而較濕梅年早一個月），且強度向下發展較大（有時可達高原地面）時，台灣地區梅雨會不明顯或成為乾（空）梅。其次，常梅年與濕梅年，高原上熱力變化相差雖不若乾濕梅年間的變化大，但仍有相當程度的不同，因而觀察分析高原上由冷源轉換為暖源的情形，對梅雨的長期預報頗有實用性。

根據實際資料可知，青藏高原對大氣的影響除熱力所做的項獻外，尚有動力效用，這是吾人下欲研析的重點。

致謝

本研究係在國科會（編號 NCS 77-0202-M072-01）專題經費支助下完成，執行期間除兼負助理工作的同仁努力以赴外，尚承徐天佑、葉文欽、張凱軍以及空軍氣象中心同仁鼎力協助，在此謹向他們致上最誠摯的謝意。對於曾參與審查本計畫並提供卓見的諸君，主持人亦感謝他們的熱心，本文的貢獻是屬於大家的，而任何疏失則歸作者，尚望繼續協助與指正。

參考文獻

- 王時鼎，1977a：西藏高原對高空西風帶中擾動之影響。氣象預報與分析，70，6-24。
- 王時鼎，1977b：西藏高原對台灣中期天氣預報影響討論。氣象預報與分析，71，16-29
- 吳宗堯、王時鼎，1981：民國 69 (1980) 年春台灣乾旱研究。大氣科學，8，95-104
- 陳泰然，1988：台灣梅雨研究的回顧。科學發展月刊，16(2)，239-266。
- 陳泰然、周仲島，1988：東亞梅雨研究。國科會研究報告 NSC72-0202-M002-14。
- 陳泰然、蔡清彥，1979：台灣區梅雨系統之降水特性及降水型式。台灣大學大氣科學系研究報告，Mei-Yu003。
- 葉篤正、高由禧等，1988：青藏高原氣學。明文書局。
- 蔡清彥、王時鼎，1981：波動間非線性能量交換與寒潮爆發。科學發展月刊，9，891-925。
- 蔡清彥、陳正改，1980：影響台灣北部之梅雨系統。大氣科學，7，49-58。
- 廖學益、葉天降、江火明，1981：北半球大氣對流層中熱源冷源之季節變化。中大地球物理學刊，21，68-88。
- 劉廣英，1980：梅雨季中極端天氣預報之研究。國科會專題研究 NSC69M-0202-05(02) 報告，1-30。及「異常氣候研討會論文彙編」（台灣梅雨季中乾期及出梅期預報之綜觀特徵），171-180。
- 劉廣英，1981：民國 69 年夏季我國降水分布與環流特徵、氣象預報與分析季刊，89，19-28。
- 劉廣英、徐天佑，1989：太平洋高壓南側擾動與台灣區梅雨中豪（大）雨之關係。國科會防災研究報告 77-73 號。
- 劉廣英、徐天佑，1991：熱帶與帶外氣流交互作用。

對台灣梅雨之貢獻。國科會防災研究報告 78-84 號。

Reiter, E.R., 1982: Thermal Effects of the Tibet Plateau on Atmospheric Circulation systems. Mountain Meteorology, AMS, 11-36.

Reiter, E.R., and D.R. Westhoff, 1981: A Planetary Wave Climatology. J. Atmos. Sci., 38(4), 732-750.

Tsay, C-Y., 1983: Cold-Surges, Planetary-Scale Waves, and Nonlinear Energy Exchanges. PMR, 6(1), 732-750.

On the Thermal Effects of Tibet Plateau to the Mei-Yu in Taiwan

Koung Ying Liu

Department of Meteorology
The Chinese Culture University

Abstract

The orographic blocking and thermal effects of a land mass like Tibet Plateau should not be omitted as we look upon the synoptic situation in Taiwan. A series of study proves that the Mei-Yu in Taiwan is also closely related to it. In this work the thermal contribution are analyzed. We separate the Mei-Yu seasons in three categories by their total rainfall amount. The thresholds are $\pm 30\%$ of the climatological mean. Thus we decided that $\geq +30\%$ was moist Mei-Yu seasons and $\leq -30\%$ was dry Mei-Yu seasons. Others are considered normal. Studies of D-values are carried out for each categories and, as well, comparative study was also presented. The results give a lot of informations which are very useful. In short, the transit of upper tropospheric anticyclone from migrating ones to a stationary high on the plateau is a very important factor which effects our Mei-Yu condition.