

# 以數值預報模式為準則來作天氣預報 應注意的一些事項

陳景森

國立中央大學大氣物理系

## 一、前言

當數值天氣預報模式完成後，預報者想利用這些結果來提高天氣預報的準確性，除了應該對這個模式的本身有所認識外，並要對這個模式的預報結果有深刻了解，才有可能提高預報水準。在此提出一些淺見，讓預報者在發出預報前作個參考。

## 二、注意事項

### (一) 檢查模式的系統性誤差 (systematic errors)

Wash(1984)在台灣的演講曾舉例說明知道一個模式系統性誤差的重要性。檢查模式系統性誤差可以從追蹤某一天氣系統着手，如Silberberg and Bosart(1981)發現LFM-II在48小時內對落磯山東面的低壓強度常有過高(2~4 mb)的預測。Oard(1984)追蹤春天的低壓系統在蒙他那州的預報情形(3月15到5月31, 1979-1983)如表一，可知LFM的預報常使高空的低壓移得太東南方，低壓的強度也被填塞，下游的高壓強度減弱。地面低壓的強度及位置也預報不好。這種追蹤某一天氣系統的預報驗證，我們可以在模式預報結束後，立即存檔，在觀測分析後，馬上可以相互比較，同時修正下一次的預報。

另一種系統性誤差是檢驗模式的某一種長期的平均場的預報，如Wallace and Woessner(1981)發現NCM全球DF模式在冬季24到79

ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts)的10天預報的月平均(圖1)的高度場的預報，在阿留申及冰島太低。500mb上的溫度場錯誤較少，但在850mb在北美，西伯利亞及南歐，錯誤很大(Simmons, 1984)。

了解一個模式的預報結果的特性後，才可以比較有把握去修正模式預報的結果。

### (二) 注意模式預報時所使用的初始條件

Hales(1979)曾舉例說明LFM-II在預報時所使用的初始天氣狀況與實際天氣有大的差異，所以預報後的結果不好。其例如下：圖2是LFM-II使用的500mb的初始條件，在500mb面上有一渦旋中心(38°N, 130°W)在PVA雲(中心約135°W)較遠的南方處及稍偏東方之處。LFM-II所使用的地面初始資料(圖4)的波動(32°N, 130°W)在PVA區後方。槽線並無隨高度向西傾斜的特徵。24小時的預報(圖5, 7)與觀測的天氣分析(圖6, 8)相比較，可見低壓系統在預報結果上並無加深。

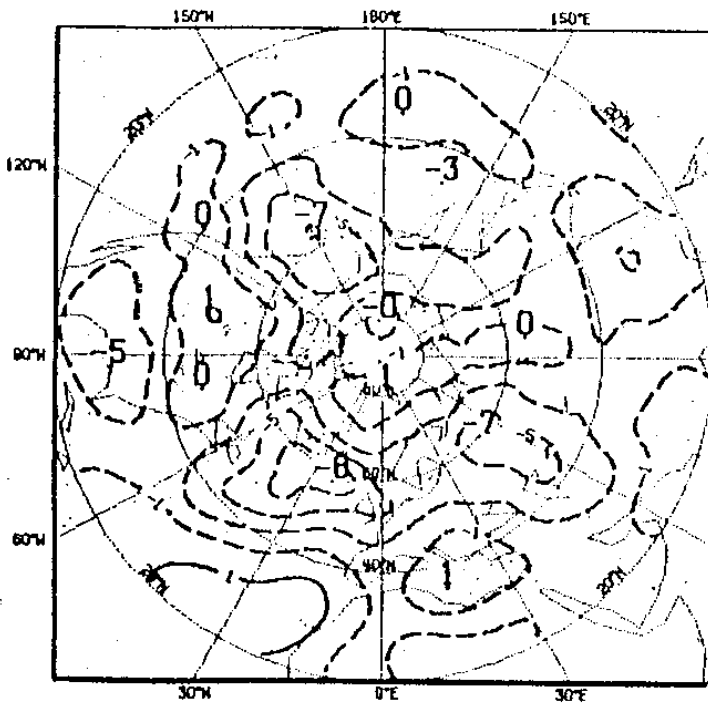
Cats(1984)亦舉了ECMWF在赤道地區的預報為例。如果輸入模式的靜力方程式不是用虛溫而是用溫度來處理的，則颱風的形成預報很不準確(圖9)。

由以上的例子指出，我們不但要研讀預報的結果，也要仔細考察，輸入模式的初始資料。

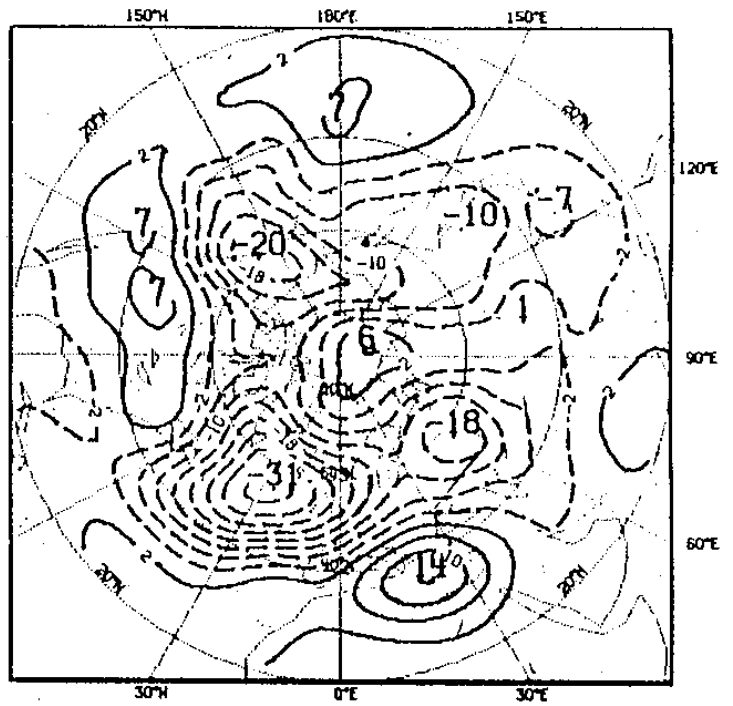
### (三) 模式本身有那些沒有仔細考慮到的效應

常常在此效應在模式預報中沒有被考慮到。

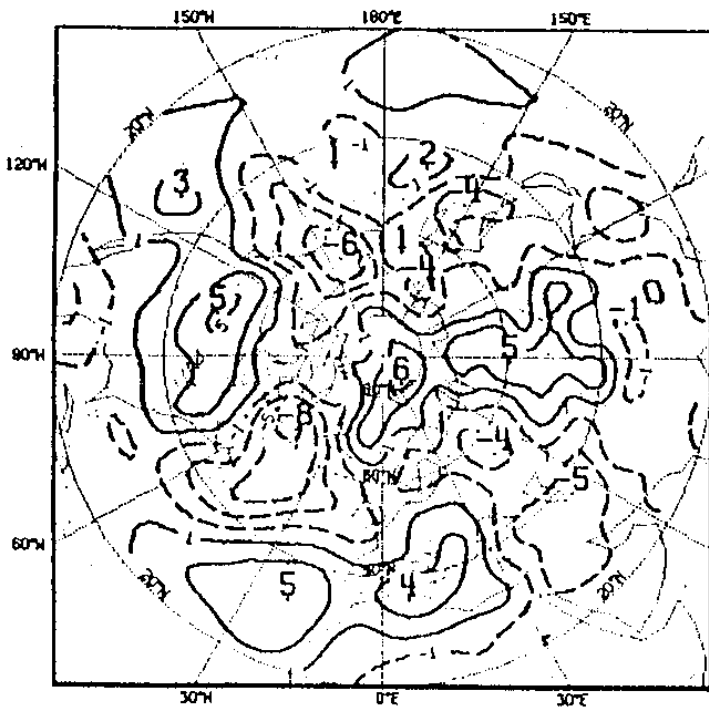
### 500 mb temperature error



### 500 mb height error



### 850 mb temperature error



### 1000 mb height error

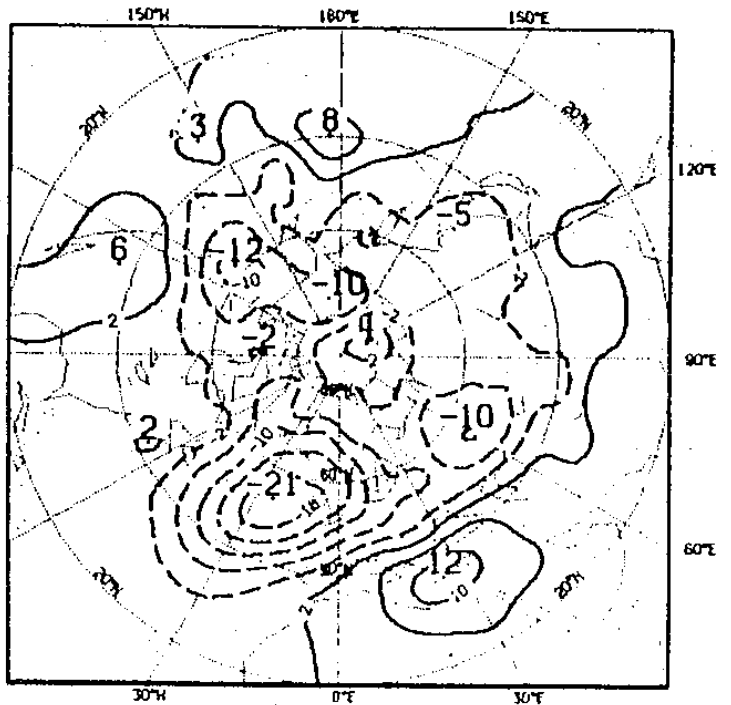


圖 1：10 天預報的月平均誤差圖（1984 年 1 月）包括 500mb，850mb 的溫度誤差（曲線間隔 2K）及高度誤差（曲線間隔 4dam）。（摘自 Simmons，1984）

（1981）研究在 1975 年 8 月 14 日發生在英國引起水災的對流性系統。他利用一個三維非靜力模式在不考慮雲的遮蔽效應（shading effect）所得到的位溫場在英國東部沒有強的梯度存在（圖 10

）。若把觀測到的由西向東移動的雲的位置（圖 11）放到模式內，並考慮遮蔽效應則由圖 12 可知在英國東部有強列等溫淺梯度存在，在這個地方惡烈天氣發生（圖 13）。除了雲的遮蔽效應外，模式

是否考慮到山脈對天氣狀況的影響。我們都知道在台灣的東北季風季節，南北地面氣壓場的分佈會有不同(如圖 14 )降水、雨量的分佈也會有很大的差異。山脈對對流系統的發展也有很大的影響。如Liao and Chen(1984)指出鋒面的對流系統能在山區發展起來(圖 15 )，或是對流系統在山區發展，組織起來向台灣海峽移出(圖 16 )，或是對流系統的移動受到山脈的阻擋，產生駐留在台南及高雄各下了145.2 及 208.7 mm 的雨(圖 17 ) (Chen )(1984)。

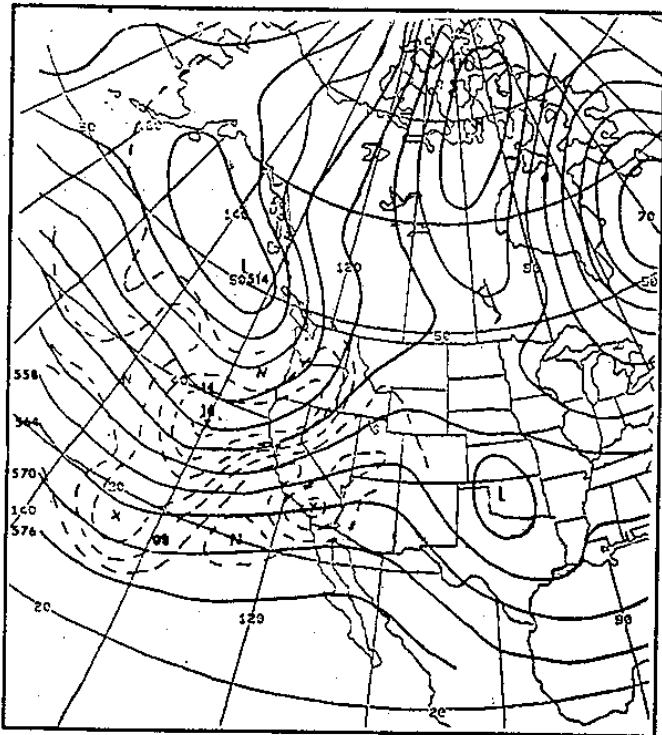


圖 2 : LFM-II 所使用的 500mb 預報初始值(1978年 2月9日 1200 Z) (摘自Hales, 1979)。

欲考慮山脈的影響，可以把模式的解析度增加，若因某種原因而不能增加解析度，可以利用Wallace et al (1983)所提出的“Envelope Orography”的概念，即山脈的高度為在網格點內的山脈平均高度再加上山脈在此網格點內的標準偏差的倍數，如此可以增加小於網格尺度的山脈的效應。Krishnamurti et al(1984)即利用此概念，研究季風內的渦旋區的移動預報，發覺在印度南部高止山脈區有很好的結果。Dei'Osso (1984)亦利用此概念，預測阿爾卑斯山區內低壓的生成，西藏高原西南渦旋的生成及對西藏高原東

南低層強風軸的研究都有好的結果。

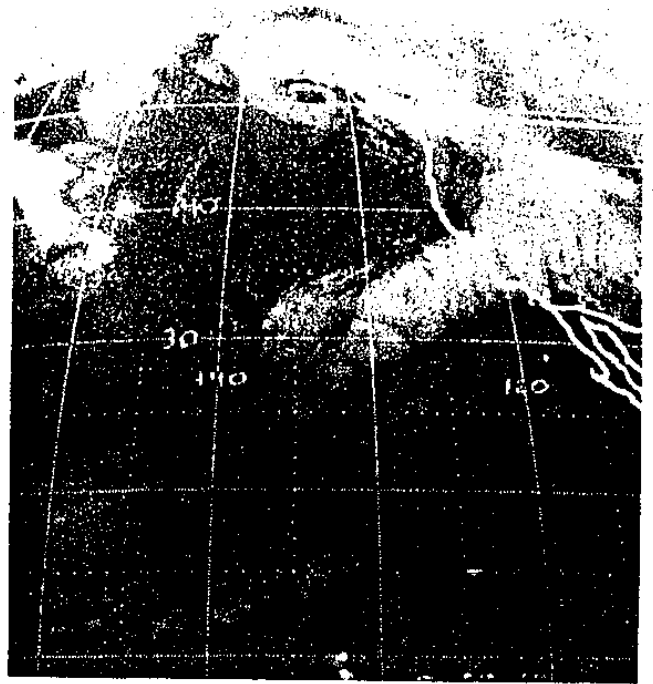


圖 3 : GOES IR 衛星雲圖 (1978年2月9日) (摘自Hales, 1979)

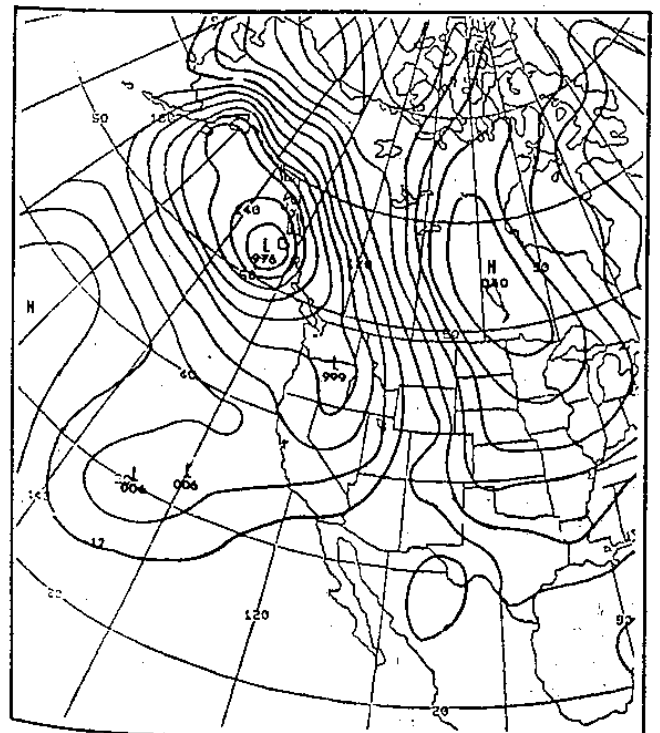


圖 4 : 和圖 2 同，但為地面分析圖 (摘自Hales, 1979)

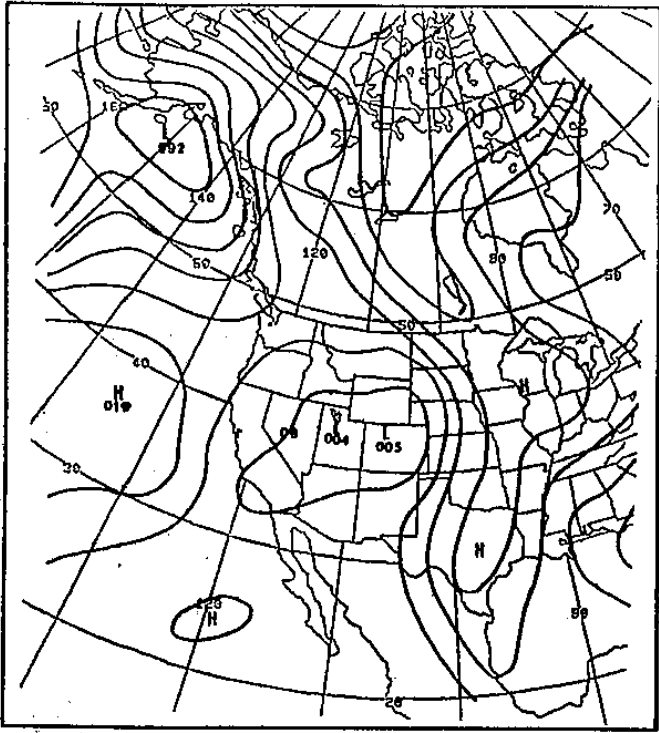


圖5：LFM-II 24 小時地面預報圖（1978年2月10日12Z生效）（摘自Hales, 1979）

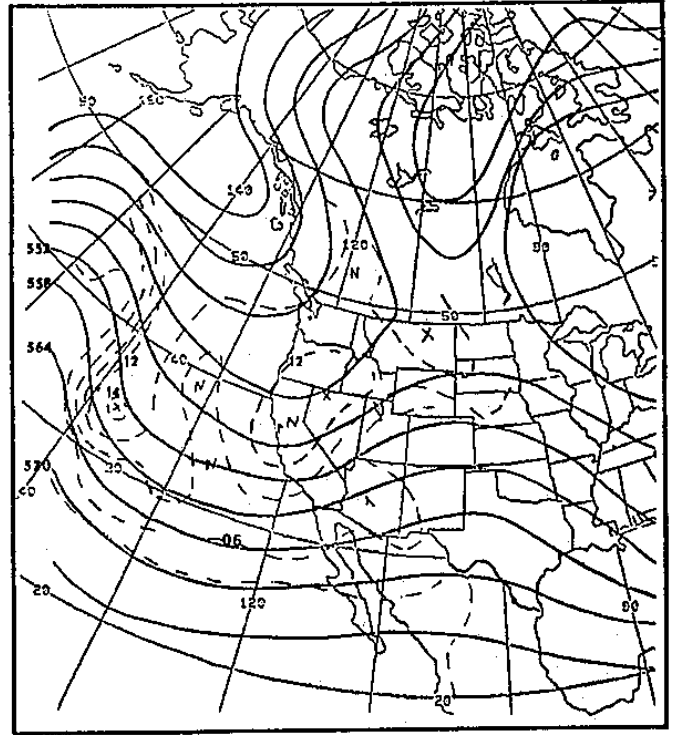


圖7：同圖5，但為500mb的預報圖（摘自Hales, 1979）

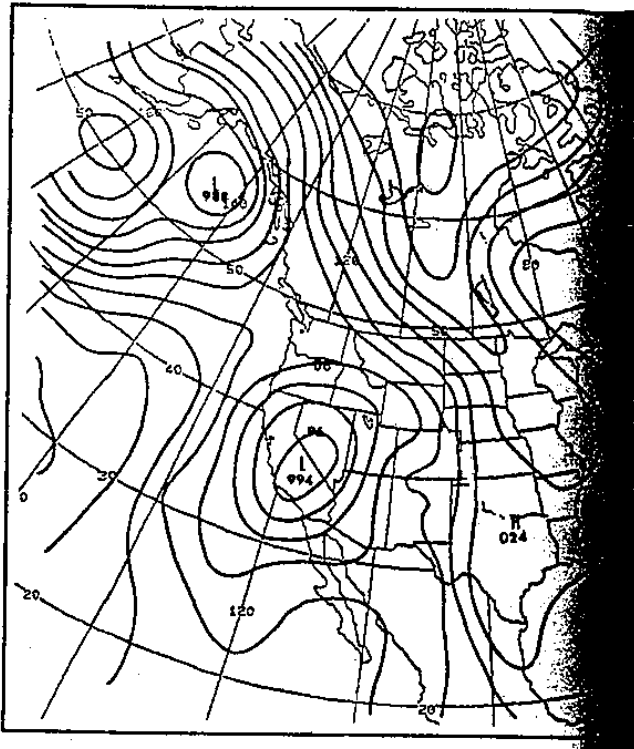


圖6：同圖5，但為觀測分析圖（摘自Hales, 1979）

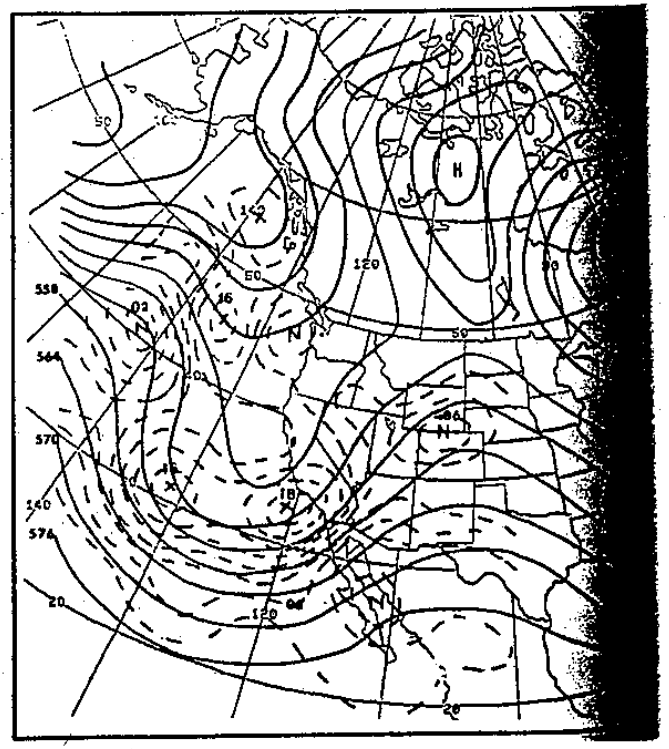


圖8：同圖6，但為1978年2月10日12Z的分析圖（摘自Hales, 1979）

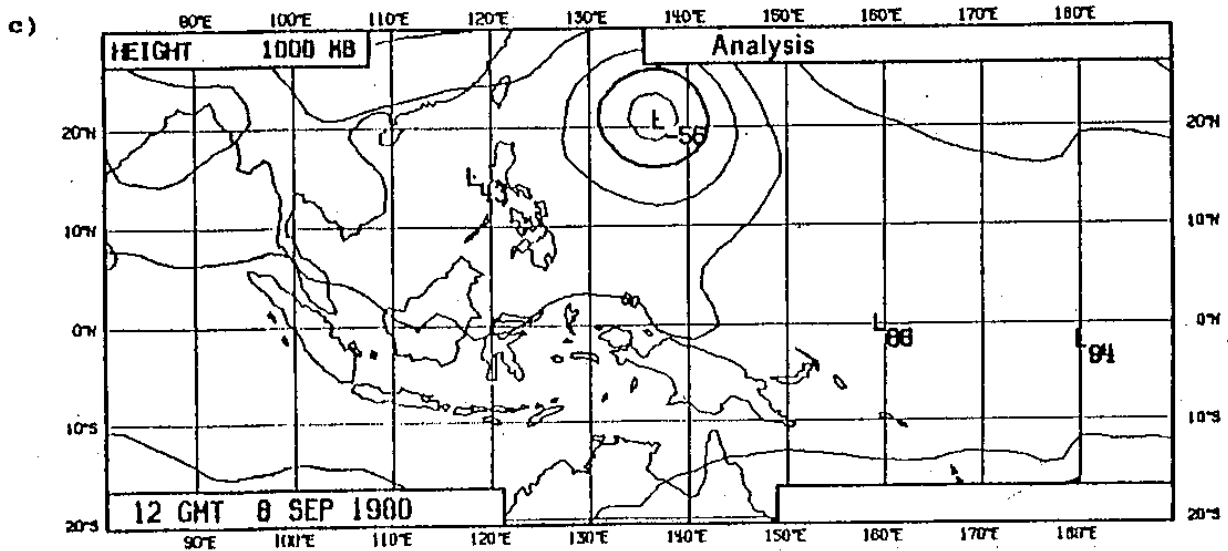
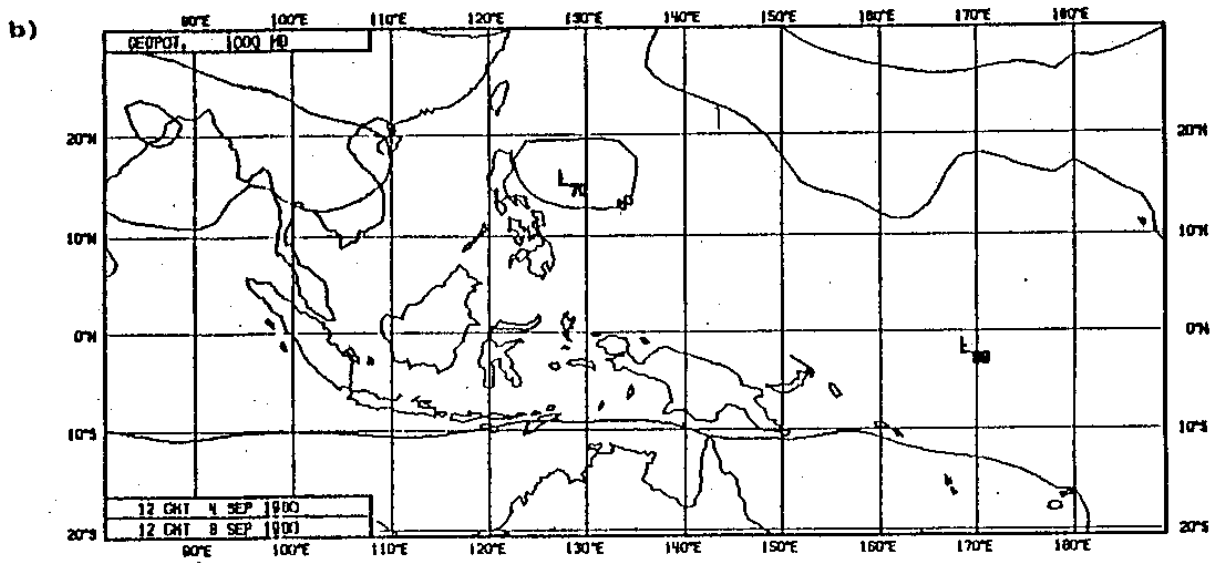
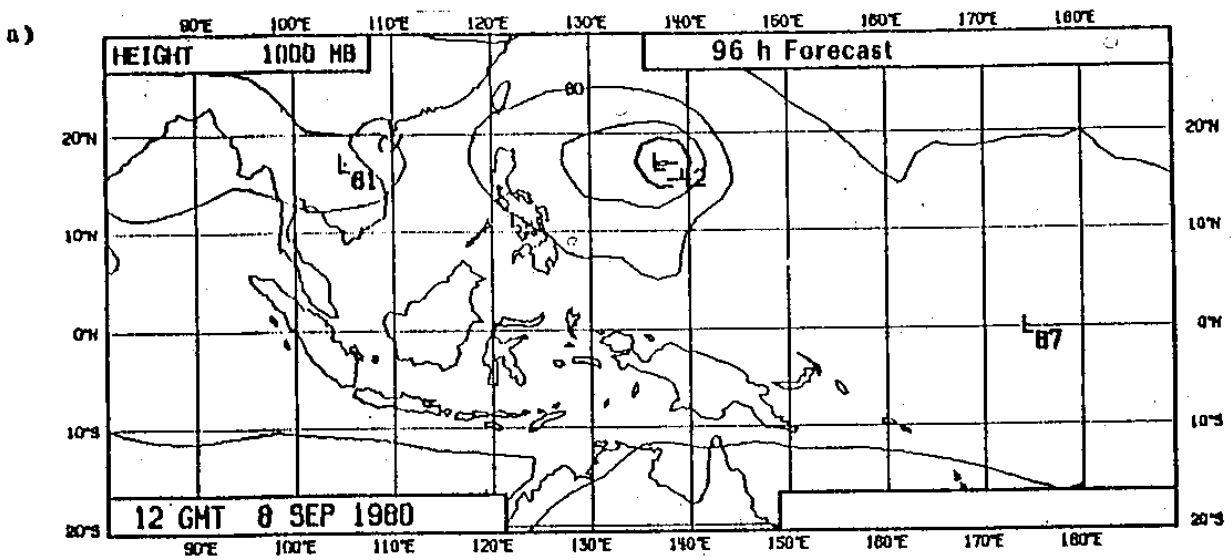


圖 9：颱風Orchid 4天預報圖，在1980年9月8日12 Z生效。

(a)在靜力方程式裏使用虛溫

(b)在靜力方程式裏使用真正的溫度

(c)驗證圖。

曲綫間隔40m (摘自Cats, 1984)

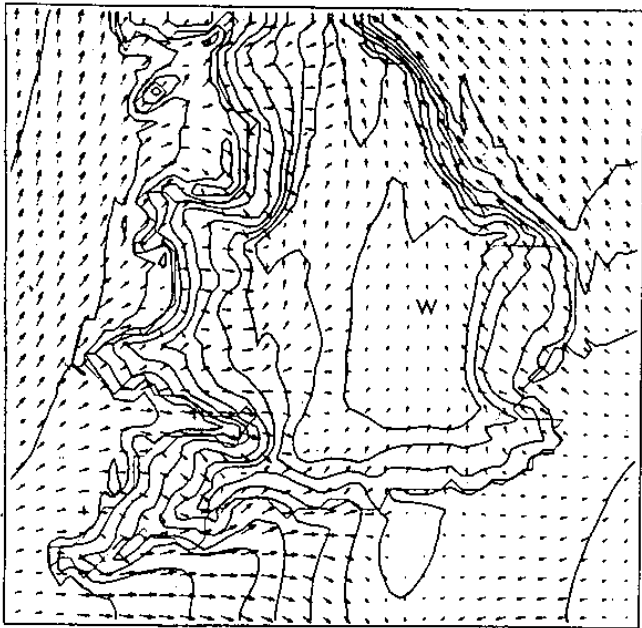


圖10：1975年8月14日18.Z生效的10.-m高的風場及位溫圖（曲綫間隔1 K）的預報圖（未包括雲的遮蔽應）（摘自Carpenter, 1982）

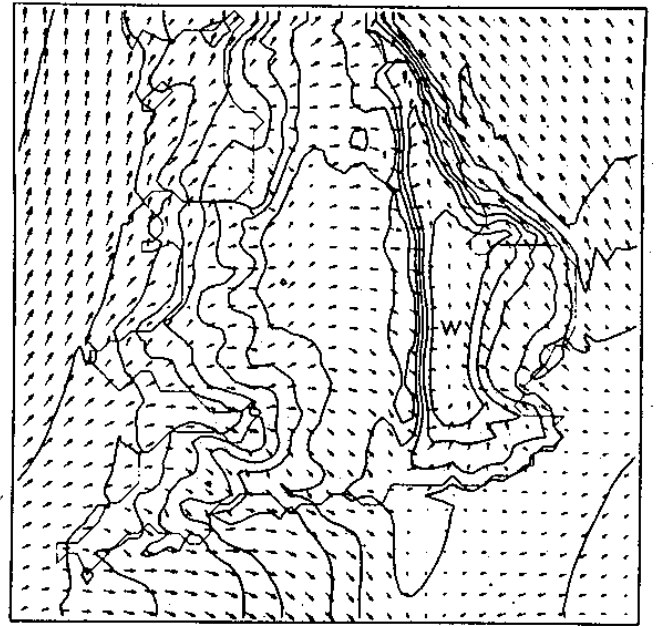


圖12：同圖10，但考慮雲的遮蔽效應。（摘自Carpenter, 1982）

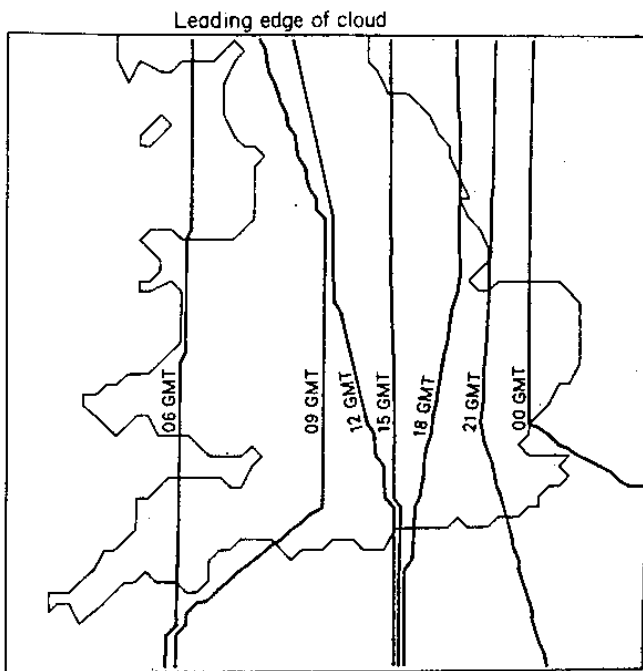


圖11：1975年8月14日在英國雲的前緣從西往東移動在不同時間的位置。（摘自Carpenter, 1982）

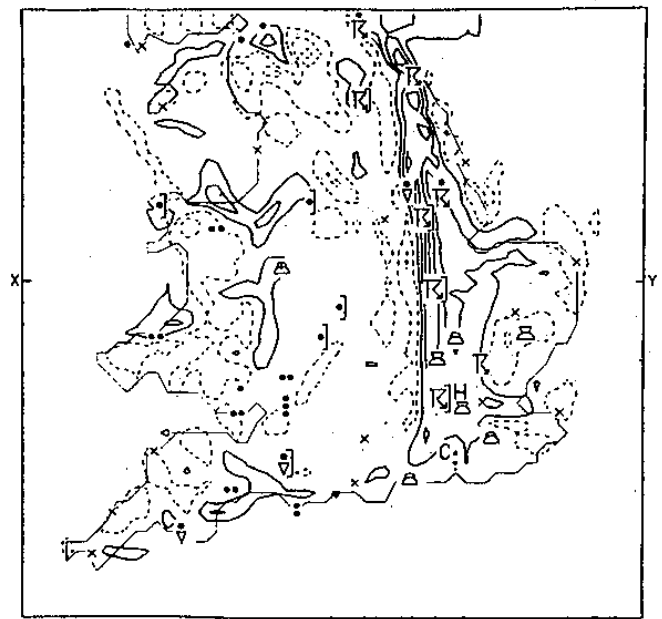


圖13：在190m高處所預報的垂直速度（曲綫間隔為 $2\text{cms}^{-1}$ ）與重要天氣報告的比較圖（1975年8月14日，18.Z），實綫為 $+1, +3, +5, \dots, \text{cms}^{-1}$ ，虛綫為 $-1, -3, -5, \dots, \text{cms}^{-1}$ 。打「X」代表未有雷雨報告的測站。

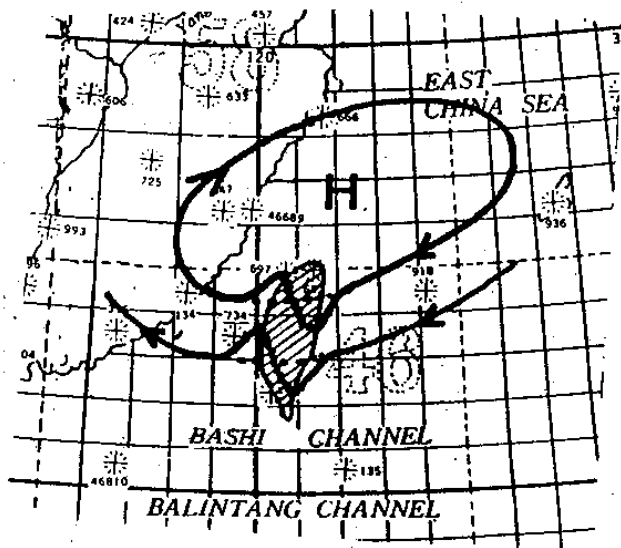


圖14：東北季風之下台灣鄰近海平面等壓綫分佈。  
山脈在向風面產生高壓，在背風面產生低壓。  
。（摘自陳，1982）

良好的預報在於預報者對模式有深刻的了解。

#### （四）模式對降水預報的處理

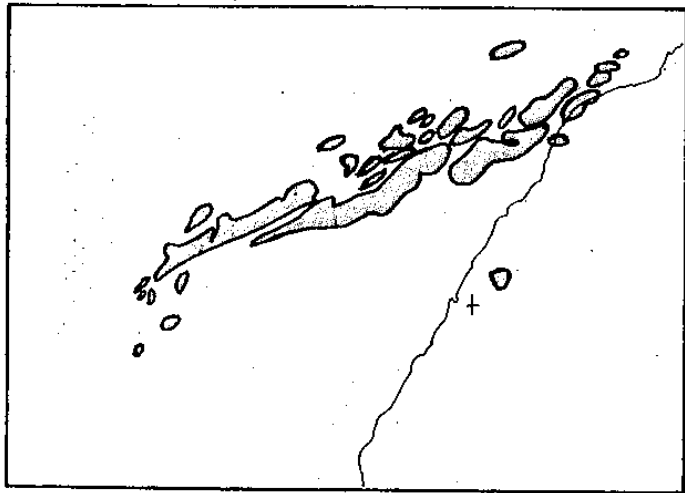
正確的降水預報是數值預報模式較難達到的項目之一。但是如果善加利用雷達，衛星等資料，則可以改善降水的預報。如 Tarbell et al (1981) 曾指出吾人可利用數字化雷達資料得到降水率，由降水率可以計算非絕熱項對垂直速度的影響，由垂直速度可以計算輻散風場 (divergent wind)，在中尺度模式可用此輻散風場來作為模式的初始風場，如此在預報降水時有較好的結果。這種方法在 Warner et al (1982) 的研究裏被引用。他們亦利用 IR 雲圖和降水來輔助水汽的分析。如果在模式內的某個地區有 IR 雲及降水的資料，則從降水區的最底層一直往上到雲頂的區域的相對濕度為 100%，如果無降水發生則只在雲頂那一層的相對濕度為 100%。在圖 18 中 a 圖是一假想雲系的分佈圖，而飽和區域在圖 b 的實綫區內，因為 Cb 雲降水故飽和區有 6 層。另外部份的 Cb 雲區及 Cu 雲因為被上面的雲遮蓋住，所以不入列入飽和區。 Warner et al 發現利用輻散風場作為初始條件再加上衛星和降水資料則降水預報的準確性較高。例如圖 19 是在整個模式區內觀測值及 3 個個案的降水預報隨時間的變化圖。個案 1 的初始風場是使用非輻散風場 (Non-divergent wind)，而個案 2 及 3 是使用輻散風場來作為風場的初始值，但衛星及降水資料只有

在個案 1 及 2 使用到。(可惜數字雷達的觀測資料未能得到，無法使用)。圖 20 是 3 個個案的降水分佈與觀測值的比較。由圖 19 及圖 20 我們顯然可以判斷個案 2 的降水預報較準確。

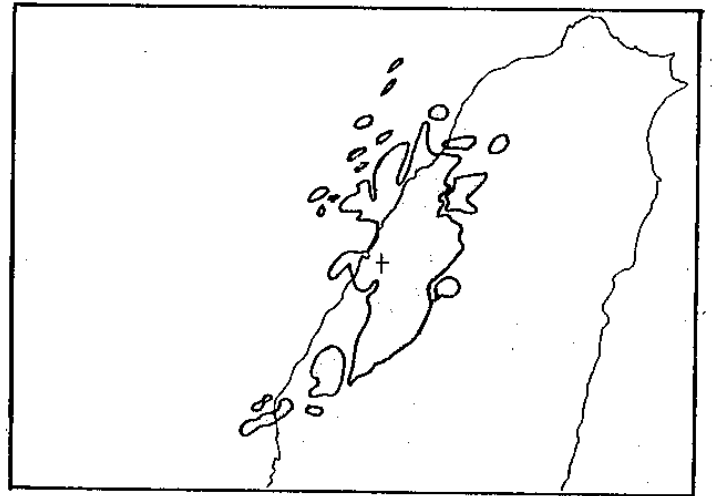
近年來利用衛星資料換算成風場的資料大為增加，於是有人曾探討把衛星風場加入模式風場的影響。Lee and Houghton (1984) 提了一種實驗。圖 21 是由衛星所求的風場加入的區域。在水平面上最內的實綫是風場的加入區，在最內的實綫區和其外面的實綫之間為緩衝區，在緩衝區域內所使用的風場為由衛星求出的風場及模式自己產生的風場的和但有一定的比例存在。愈靠近最內面的實綫區，由衛星求得的風場的比例較重。在垂直方向，第 5 層到第 7 層使用由衛星所求的風場，第 2 到 4 層使用地面風場與由衛星求出的風場的平均值。在時間軸上由衛星求出的風場加入的方式有兩種。一種是一開始模擬就加入衛星資料，一種是在半小時內加在模式的原有風場內。前 15 分鐘由衛星求出的風場的比例隨時間由零線性增加到 1。從 15 分鐘到 30 分鐘，由 1 線性減少到 0。圖 22 是比較沒有加入由衛星所求的風場，瞬時加入由衛星求出的風場，以及由衛星求出的風場在半小時內加入的降水預報與雷達回波圖的比較。結果顯示加入衛星風場在 3 小時內的降水預報比未加入稍為好一些，但是並未能有顯著的改善。當然在這方面的研究尚在起步階段，台灣四周環海，如何利用由衛星求出的風場，改進模式預報是吾人研究的主題之一。

#### （五）加入預報者的主觀分析，修飾模式的預報

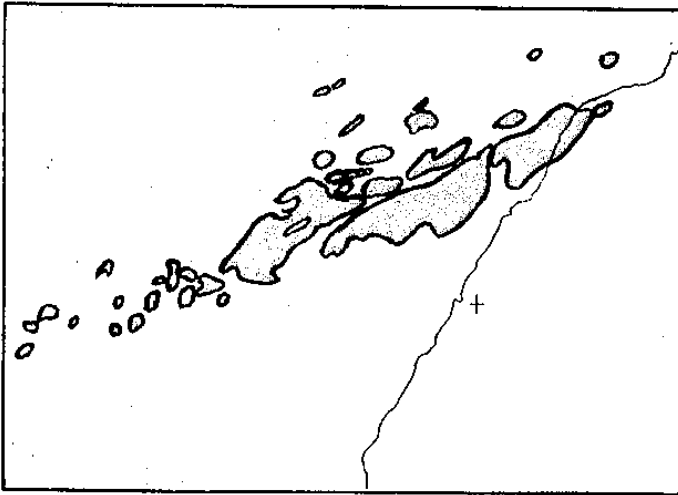
每個預報者都有自己主觀分析天氣變化的能力，如果發覺模式的預報和自己的想法有出入，這時必須考慮是否要對預報結果加入修飾。在此我們舉一個例子加以說明。Groves (1984) 對 1983 年 9 月 9 日 00Z 的預報有自己的看法，當模式利用 1983 年 9 月 8 日 00Z 的資料作 24 小時的預報時，他發覺在北大西洋的冷鋒上有一小波動。而在高空有一複雜的高空槽正要伸入歐州，後面有一增強的高空脊移入大西洋西岸，如此在英國會流入極區的冷空氣，而使高空槽有機會幫助移入英國的波動發展。圖 23 之 a 是 24 小時的預報，在英國地區沒有形成一個低壓中心，圖 b 是以圖 a 為準則再加入主觀



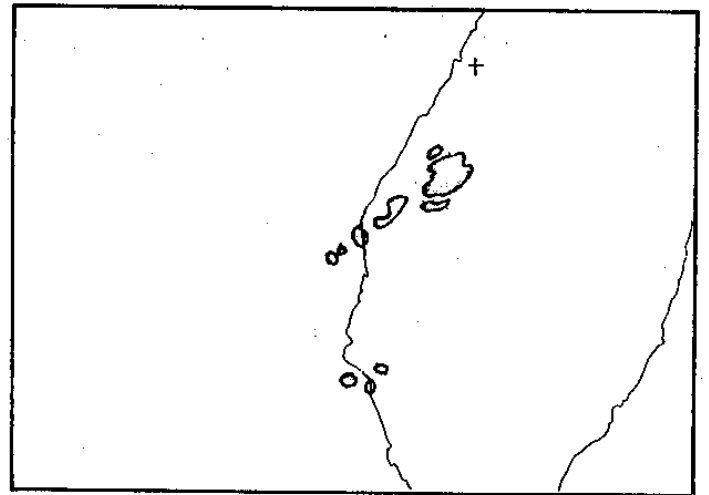
0838 LST



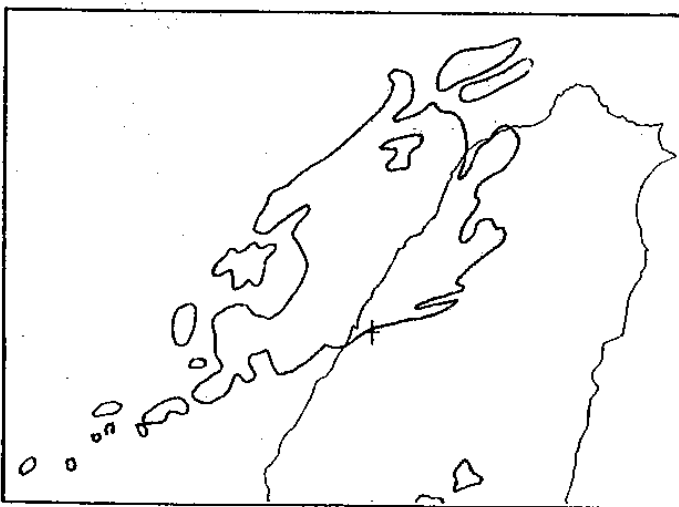
1308 LST



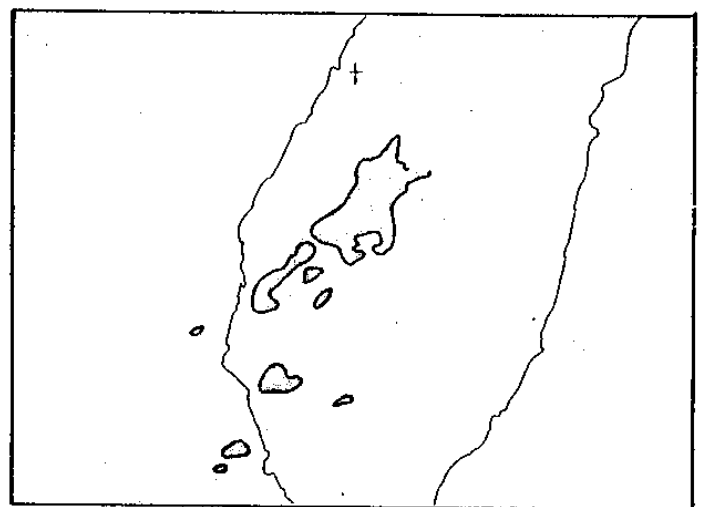
0908 LST



1330 LST



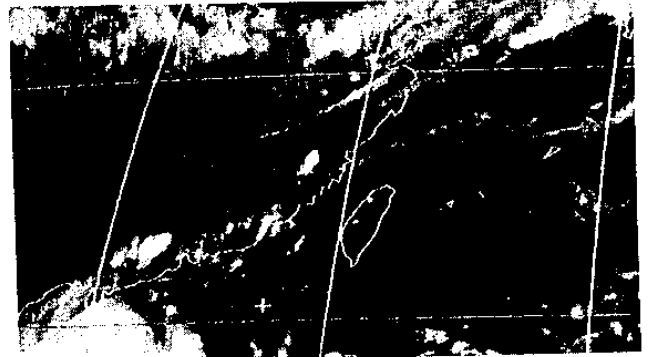
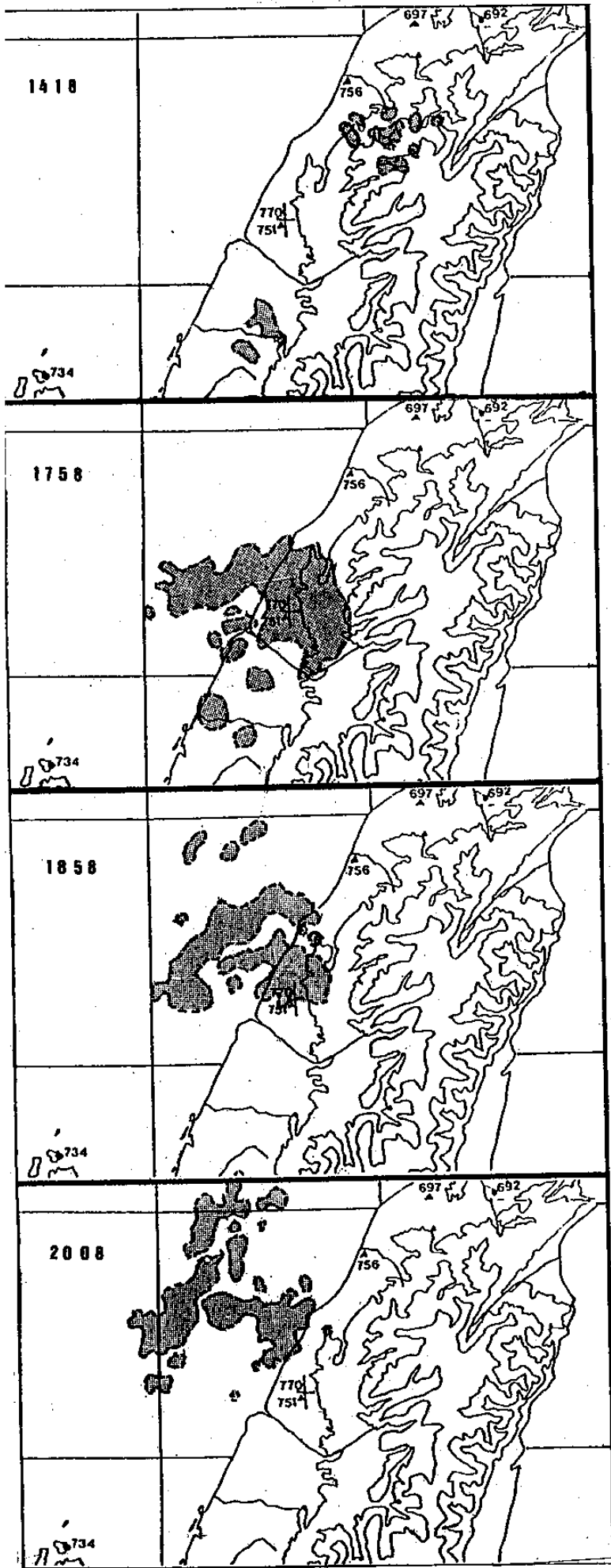
1058 LST



1428 LST

圖15：1983年2月2日雷達PPI回波圖（摘自Liao and Chen，1984）

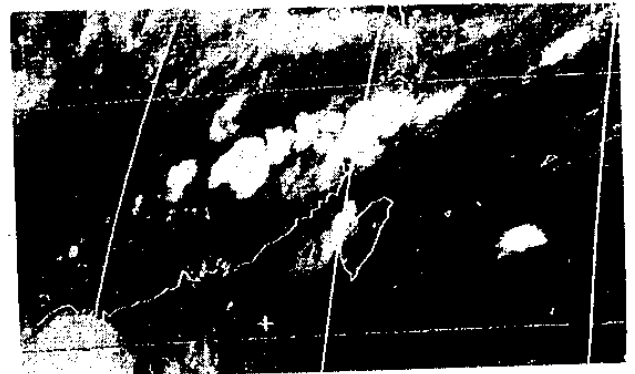




1400



1700



2000

圖16. : 1983年7月17日雷達PPI回波圖與IR雲圖。(摘自Liao and Chen, 1984)

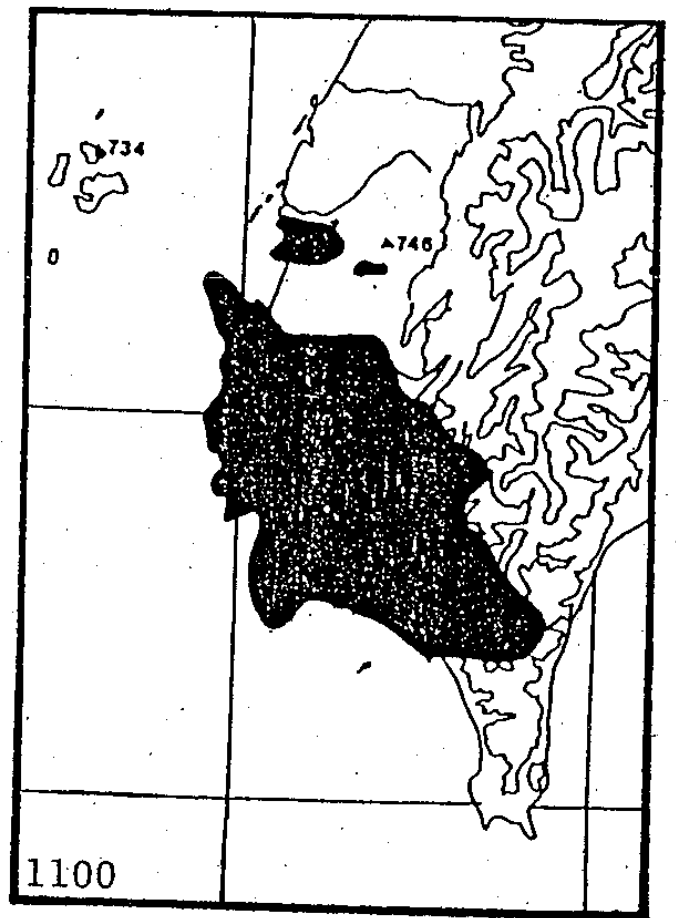
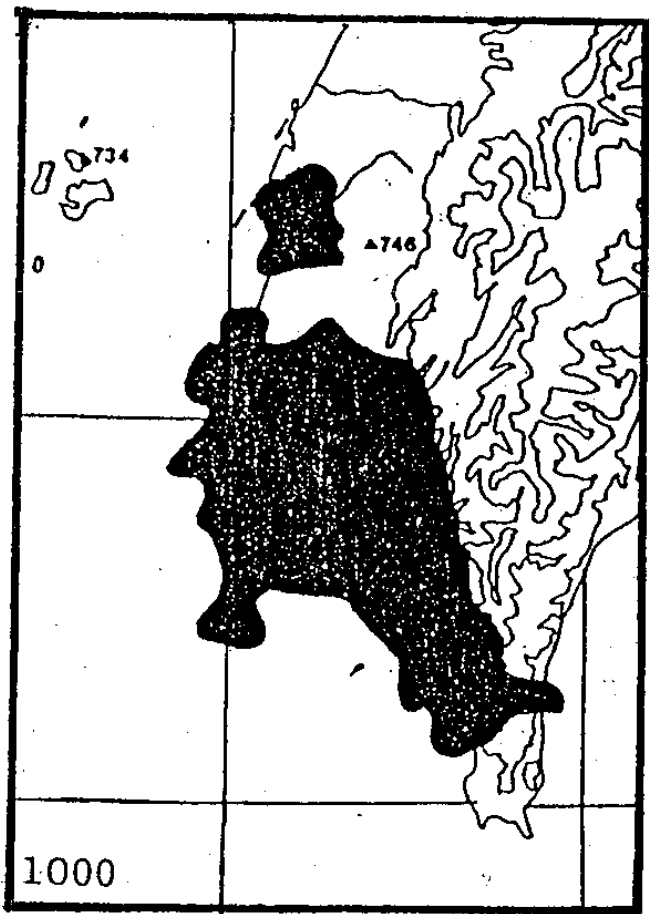
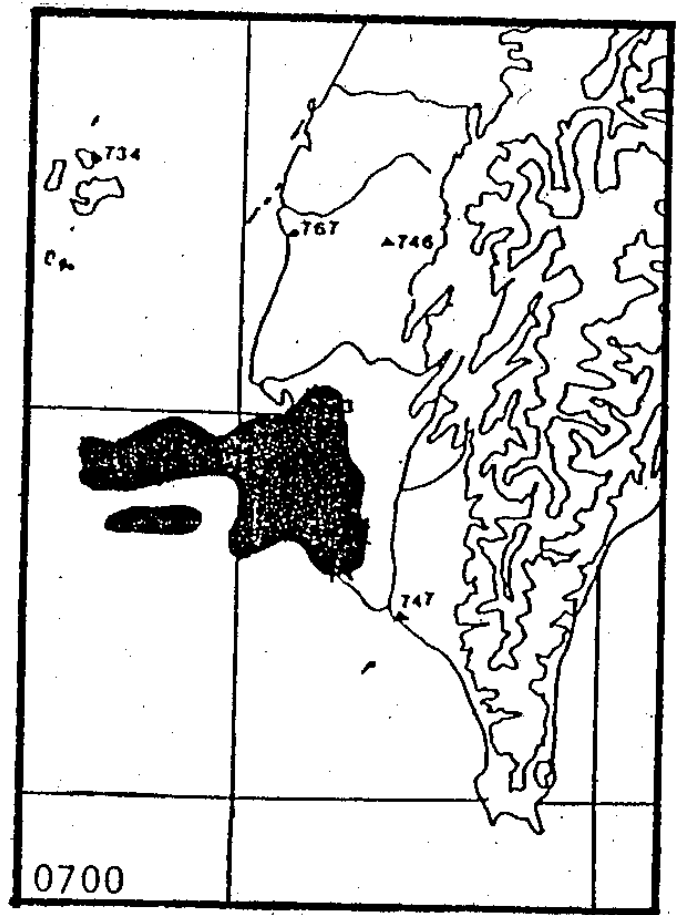
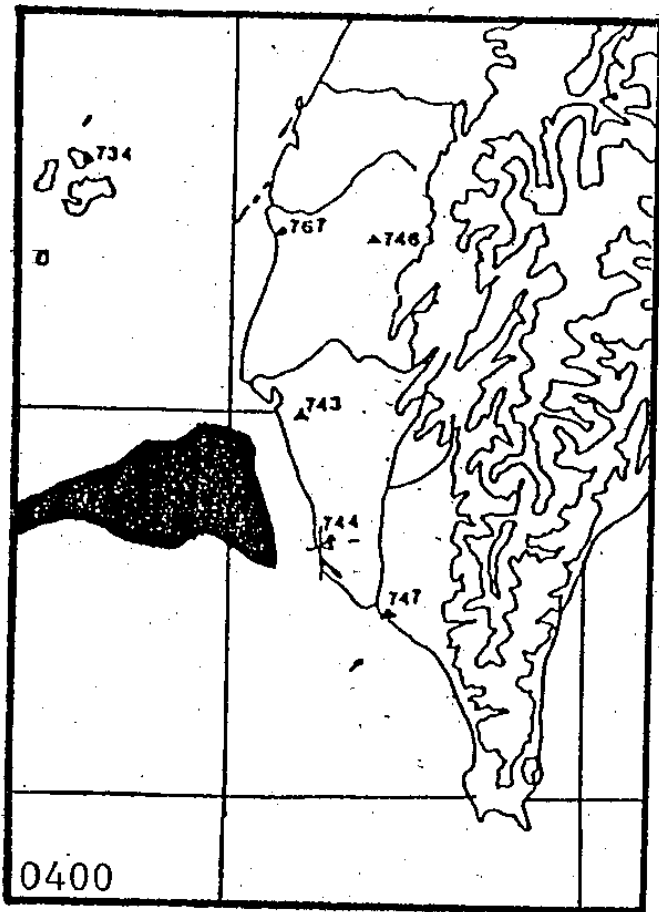


圖17：1983年8月23日高雄雷達的回波圖（摘自Chen，1984）

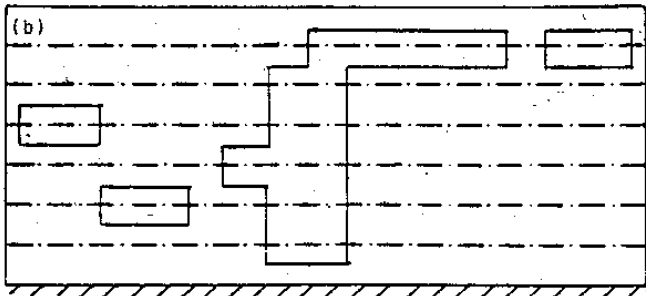
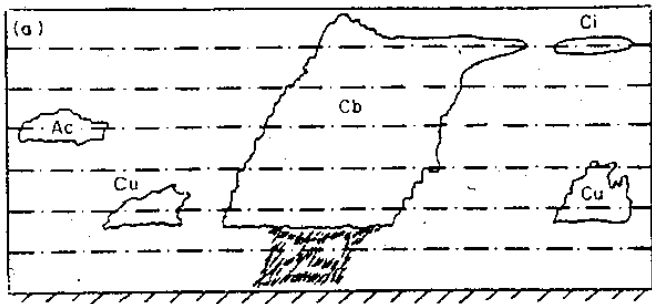


圖18：假想的雲系的垂直剖面(a)及利用降水資料及IR雲圖所分析的100%相對濕度區(在實線區內)。(摘自Warner, et al, 1982)

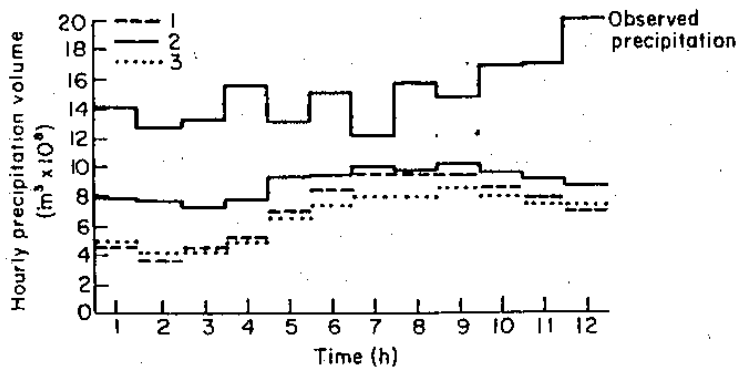


圖19：在模式範圍內觀測及3個個案的每小時降水總體積(摘自Warner, et al, 1982)

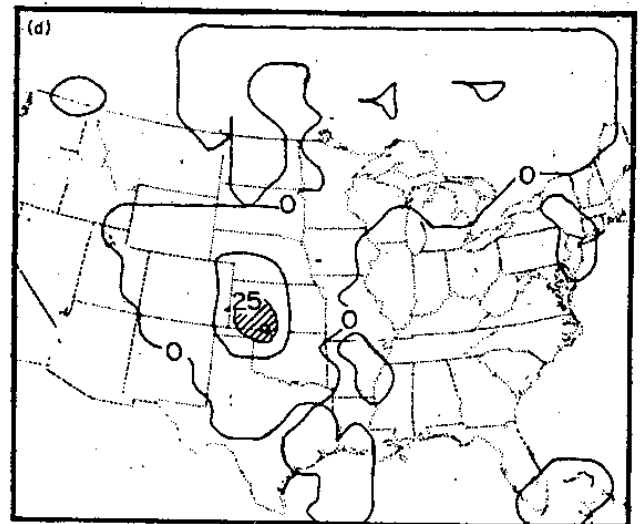
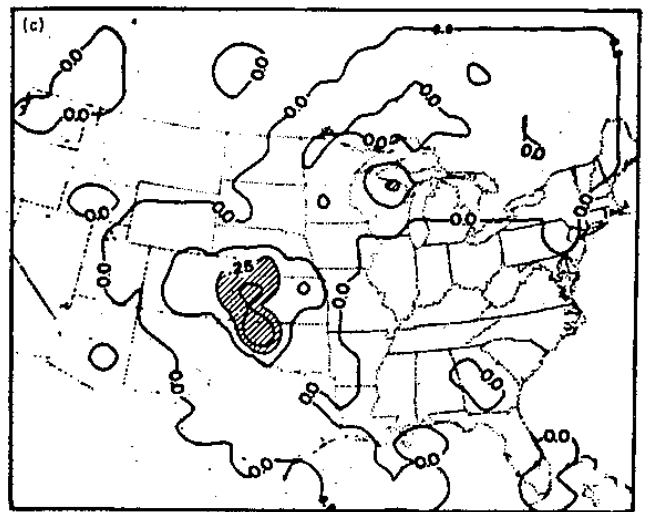
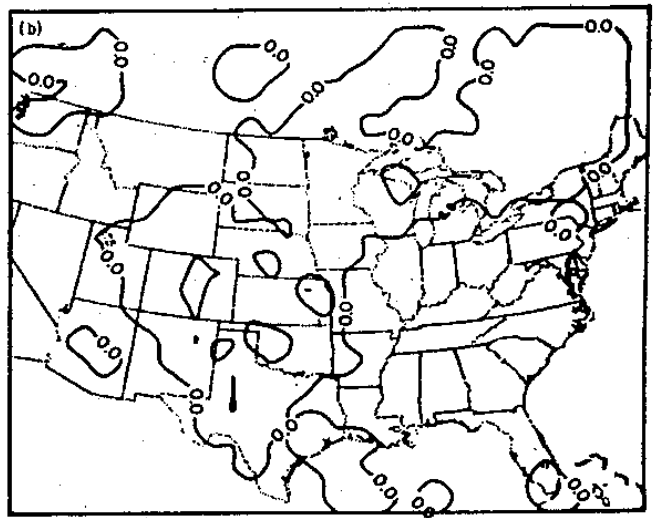
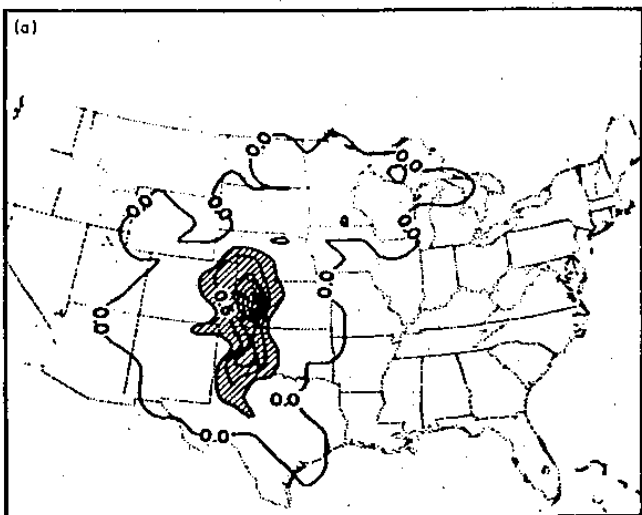


圖20：在1975年11月19日，1200-1500Z的觀測及3個個案的降水分佈圖。(a)為觀測值，曲綫間隔為0.25cm，(b)，(c)及(d)各為個案1，2及3前3小時的預測值，曲綫間隔為0.125cm。(摘自Warner, et al, 1982)



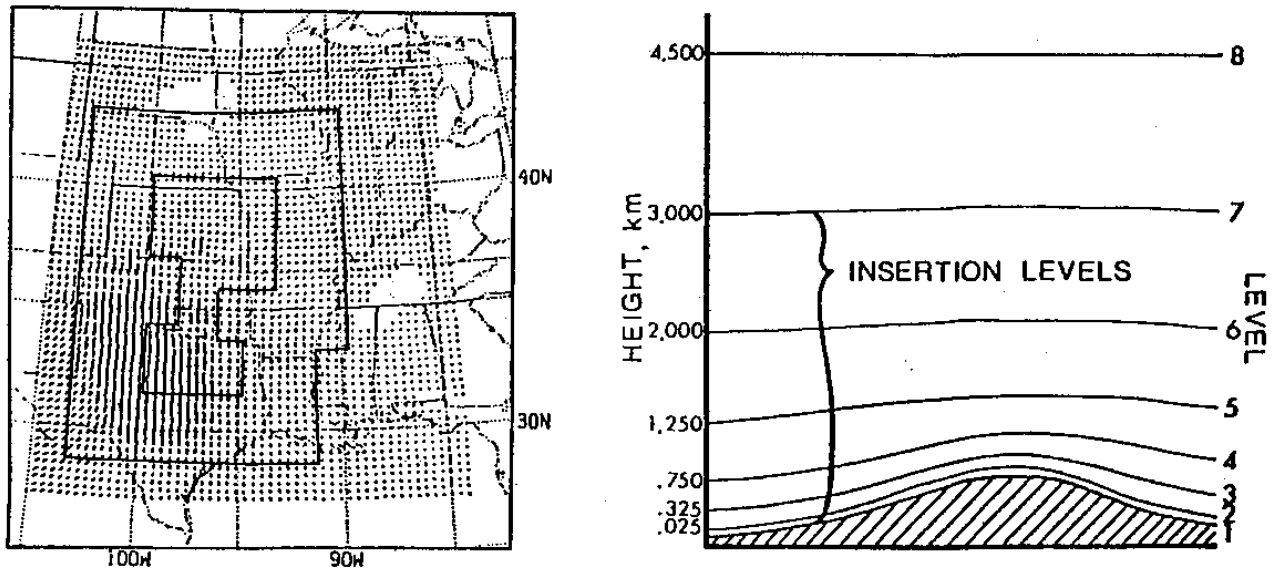
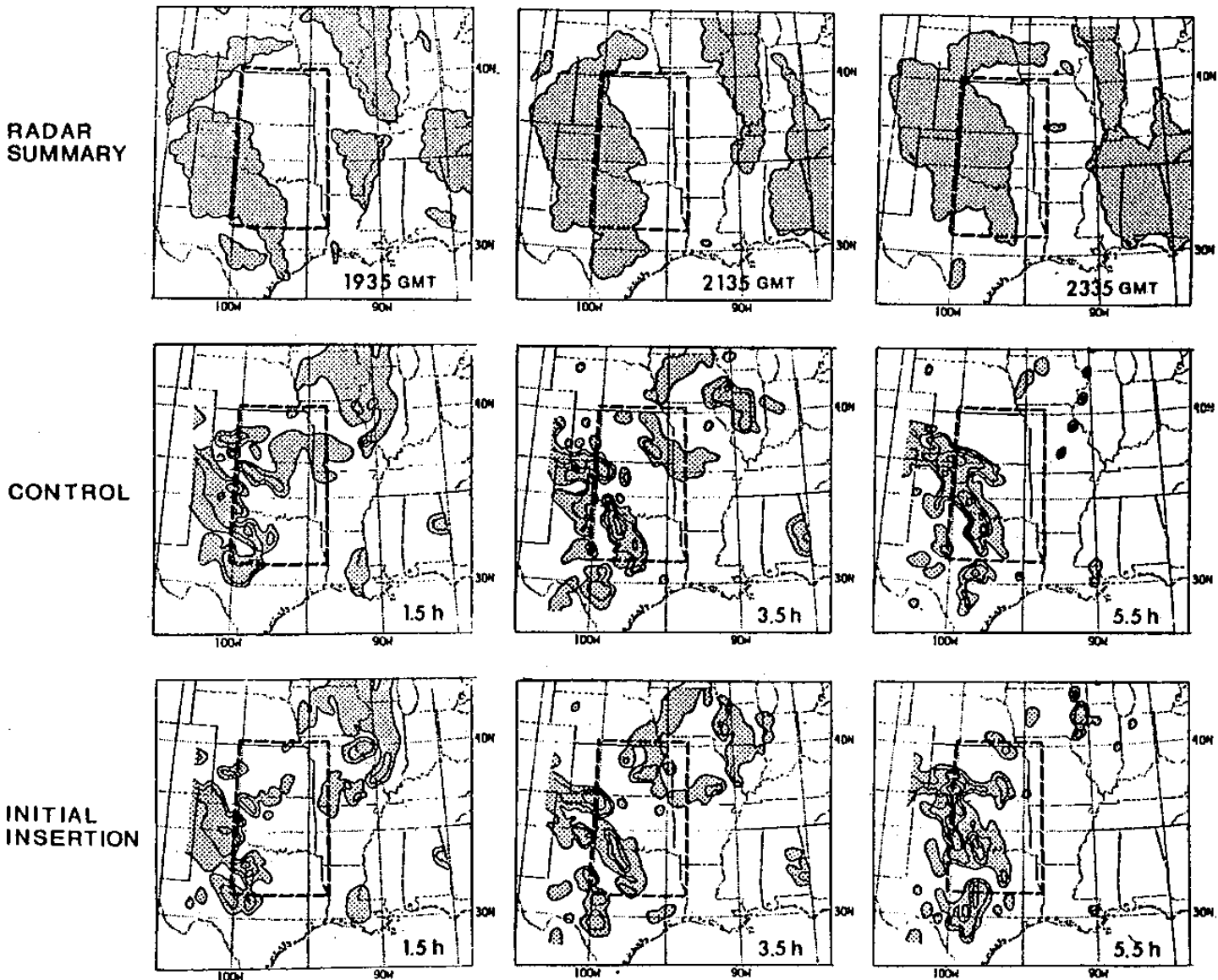


圖21：由衛星求出的風場加入模式水平及垂直的區域，在此區域之外，由兩個實綫包圍區爲緩衝區。模式有15層高。(摘自Lee and Houghton, 1984)



**GRADUAL  
INSERTION**

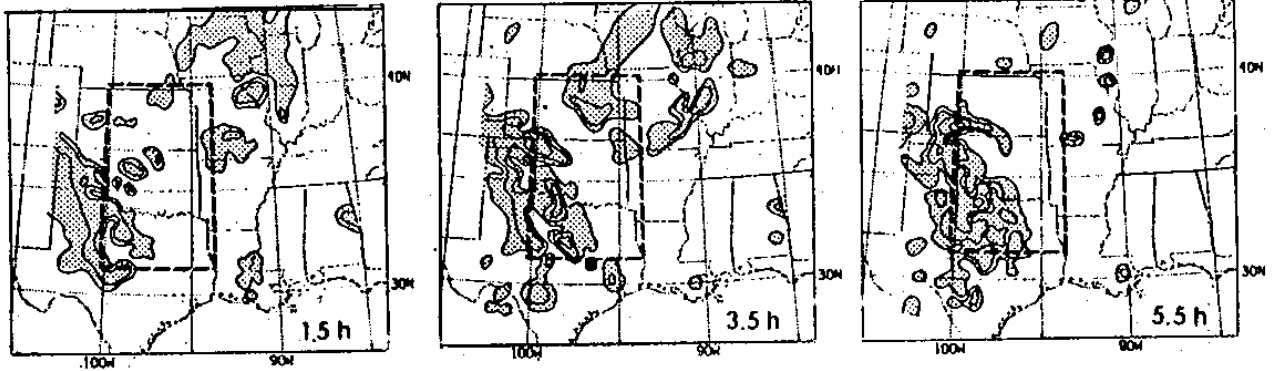


圖22：雷達回波（斜線部分）和沒有加入衛星資料所求出的風場的對流性降水預報（斜線部分），瞬時加入風場以及緩慢加入風場的預報的比較圖。曲綫間隔  $4 \times 10 \text{ mms}$ （摘自 Lee and Hought, 1984）

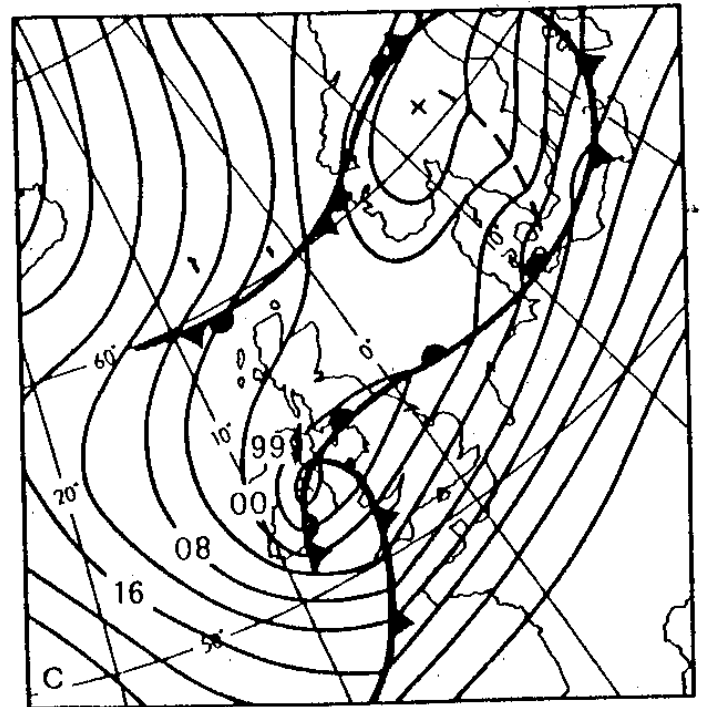
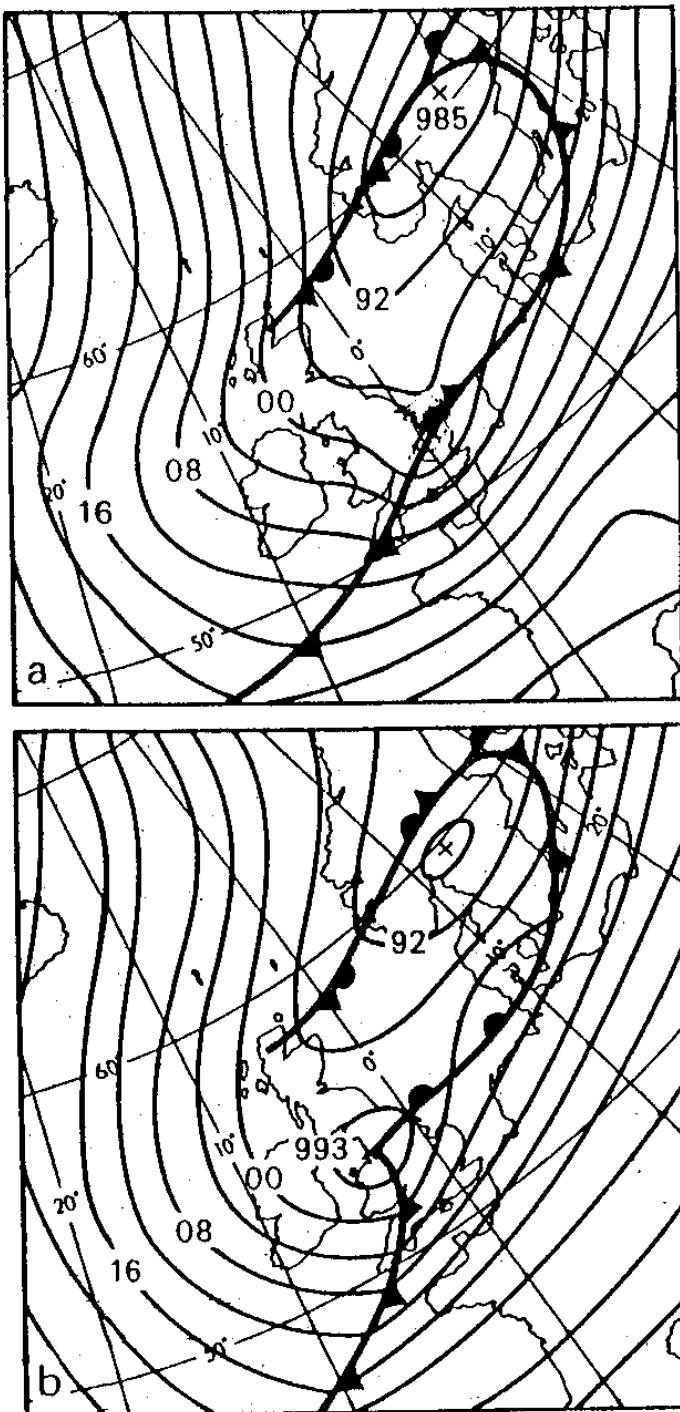


圖23：(a)模式 24 小時的預報（1983 年 9 月 9 日 00Z 生效）  
(b)同 (a)但加入人為的修飾  
(c)觀測分析圖（摘自 Groves, 1984）

的修正圖，在此 30 分鐘後完成的修正圖指出在英國有一低壓中心，圖 c 為實際觀測的資料。雖然低壓中心的強度較修正後（b 圖）為強且位置較偏西，但修正後比預報（a 圖）的結果好很多。

(六)分析統計模式 MOS (Model Output Statistics) 的錯誤預報

MOS 是一種統計模式，利用觀測資料及數值預報模式的結果來作為統計模式的預報因子 (predictor) (Glahn and Lowry, 1972)。廖 (1981) 及

Wash(1984) 也曾在國內介紹過。MOS在美國 NMC 的被預報因子 (predictand) 有最高溫，最低溫，風速，降雨率，定量降雨率，雷雨機率，降水型態的機率，大雪的機率，雲量的機率，雲底高及能見度的機率 (Wash, 1984)。

除了美國以外，其他國家如澳洲 (Woodcock, 1984)，英國 (Francis, et al, 1982)，日本 (Tatehira and Nakayama, 1976)，法國 (Duvernet and Rousseau, 1980)，加拿大 (Wilson and Yacowar, 1980) 亦在使用 MOS 方法的預報。

當我們使用 MOS 的預報後，發覺有錯誤時，也要加以檢討，以便改進。茲舉一例加以說明。

Schwartz(1984) 發現 MOS 的 24 小時最高溫度的預報在 1981 年 9 月 29 日於中西部地區有很大的誤差，預報高出  $10^{\circ}\text{F}$  的區域很廣大 (圖 24)。爲了要了解產生誤差的原因，他以印地安那州的印地安那波里斯市爲例 (預報高估  $19^{\circ}\text{F}$ )，在表二列有預報因子及以觀測代替預報因子的觀測值 (有些觀測值是經過審慎的估計) 的大小及其對最高溫度的貢獻，最後一行是兩者之差。我們發現相差最大的預報因子是 24 小時的 1000mb 的溫度及 12 小時的 1000-850mb 的厚度。但是如果以觀測的值代替預報因子的預報值，所改進最高溫度的預報值也不過是  $5^{\circ}\text{F}$ 。換句話說供給 MOS 的資料的 LFM 所作的預報的錯誤不大。一部份的預報錯誤可能是由於這一天的天氣偏離平均值太大，所以這種個案不多，統計預報模式對個案不多的天氣狀況預報不容易。另外一個可能的原因是由 LFM 所供給的預報因子未能考慮邊界層及較小尺度的物理過程，所以預報誤差大。

由以上的例子，我們了解分析 MOS 預報結果的重要性，同時預報者對 MOS 的預報也要注入自己的看法。

#### (七) 利用模式結果來作氣候的預報

模式的結果可以用來作爲研究氣候的參考。例如 Segal et al (1982) 利用一個三維中尺度模式來研究以色列北部在 7 月份的氣候型態。在那地區的地形變化很大 (圖 25)，使得氣流型態複雜。

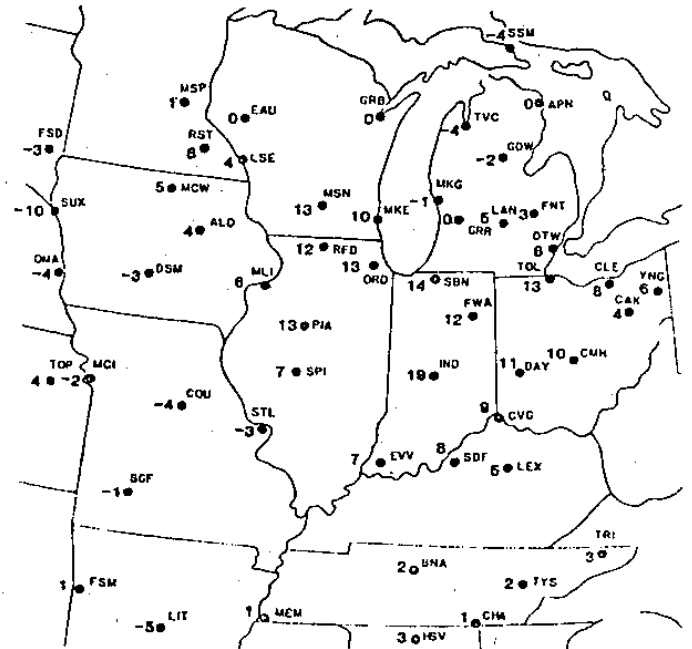


圖 24: 1981 年 9 月 29 日 MOS 最高溫預報減去觀測值。(摘自 Schwartz, 1984)

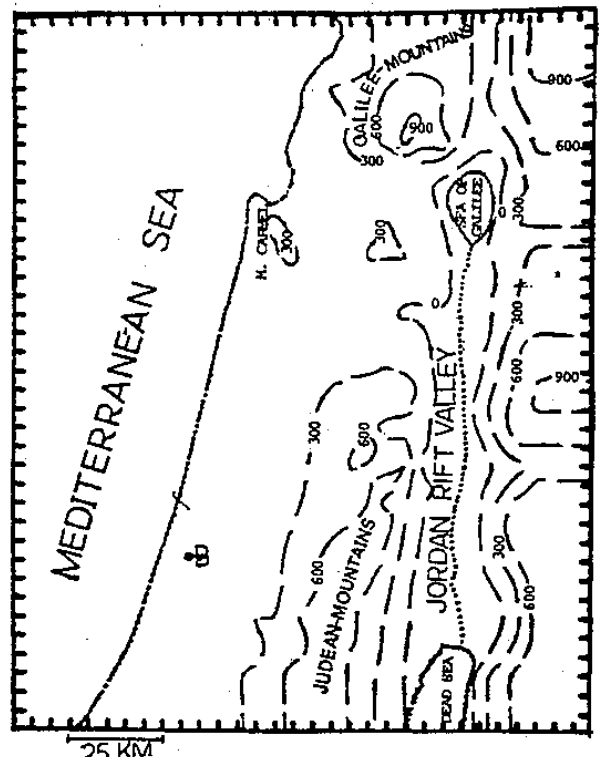
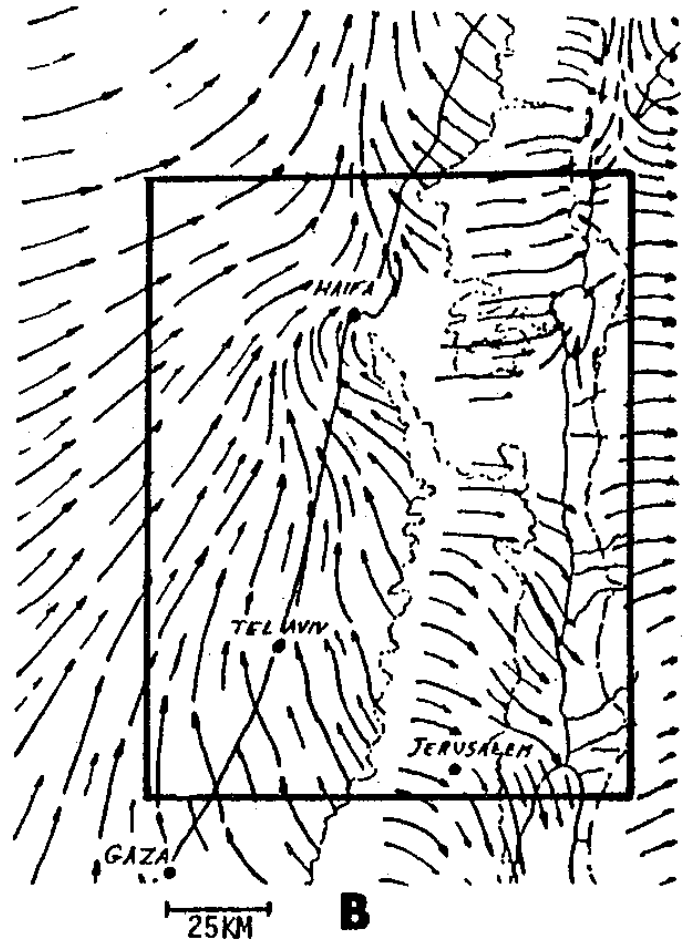


圖 25: 模式內以色列的地形圖 (摘自 Segal et al 1982)

他們計算的結果可以由圖 26 來說明，圖 26 是 7 月份在 0500 LST 的氣流型態。(A) 部分是模式預測的結果，(B) 部分是由主觀分析得來的 (73 個測站) 而 (C) 部分是由客觀分析得來的 (40 個測站)。在平坦地區的氣流分佈在三者的結果都很類似，但在山區山谷 (JRV) 東方，模式結果有下坡風 (向西)，但在主觀及客觀分析結果都沒有

見到可能是由於資料欠缺所引起的。另外在沿岸地區，模式的風速比客觀分析大，這可能在模式內沒有考慮沿岸區都市的影響，另一種原因可能由於風速計低估低風速之數值因而影響夜晚風速的大小，使得客觀分析的結果具有較小的數值。到了下午（1700LST）（圖27）整個氣流的型態變成地中海型，完全被海風所控制。模式預報值的大小與客觀分析值很相似，只有在東北角模式的預報值較少，其原因可能是由於模式的網格（水平5公里）太大，不足以適當描述地形的變化所致。

由以上的例子我們知道要利用模式的結果來作氣候方面的研究，模式的結果可以預先和主觀，客觀分析相互驗證，找出其中的差異，可能的話，對於模式可以改進的地方再加以修正。在台灣我們可以利用中尺度區域模式作氣候上的研究。尤其在夏季，冬季當綜觀天氣變化不大時。



HOUR : 0500 LST  
WIND VELOCITY AT 10 M HEIGHT

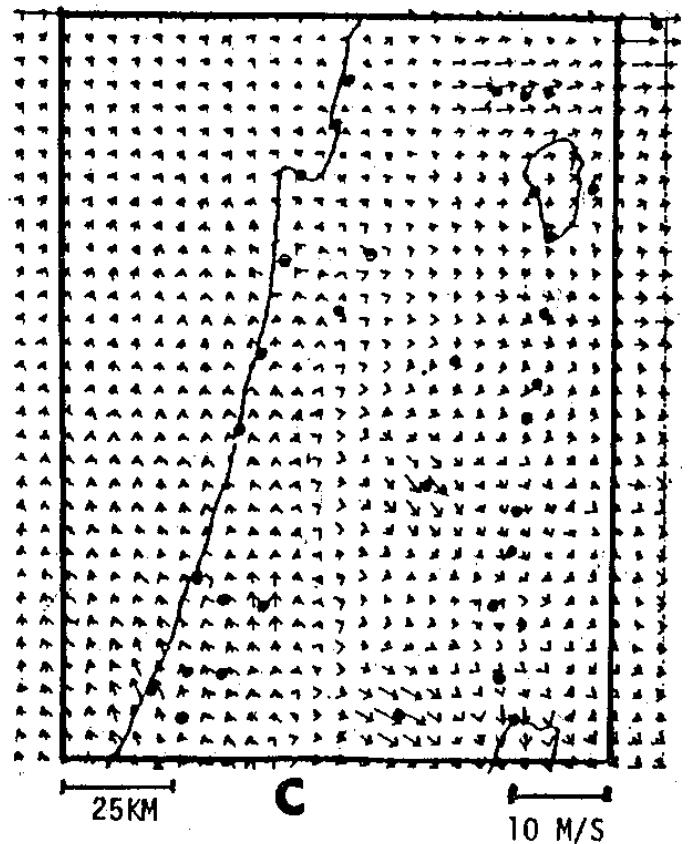
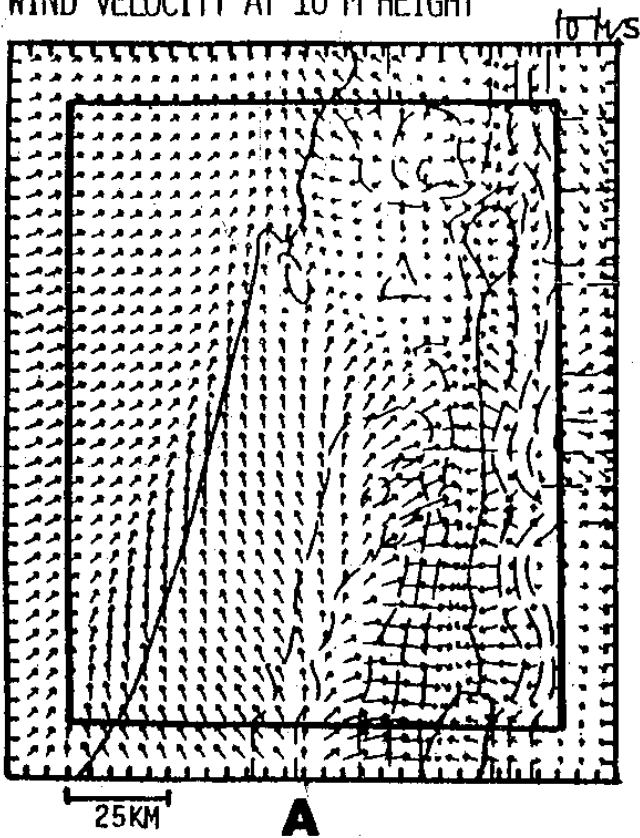


圖26：7月的平均氣流圖（0500LST），（A）為模式預測，（B）為主觀分析（流綫只代表方向）（C）為客觀分析（摘自Segal et al 1982）

HOUR : 1700 LST  
WIND VELOCITY AT 10 M HEIGHT

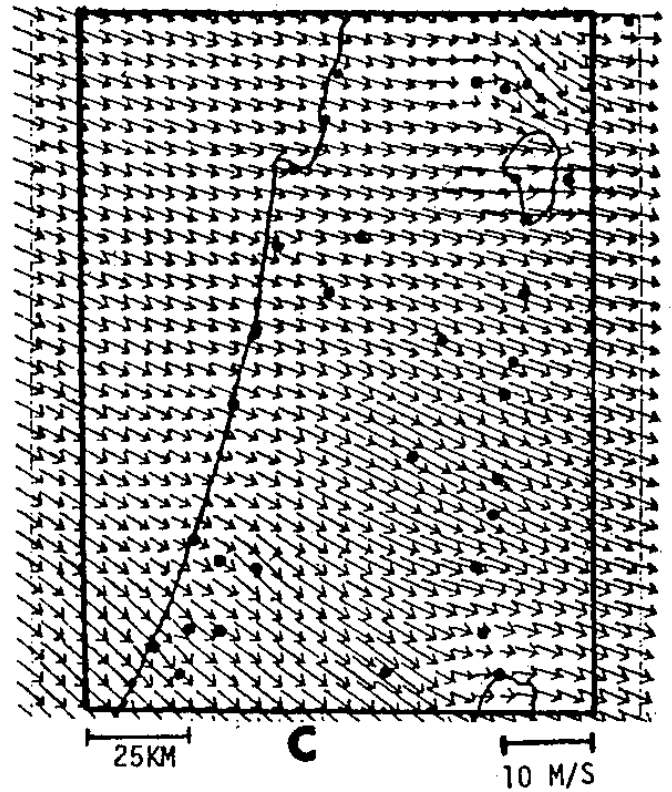
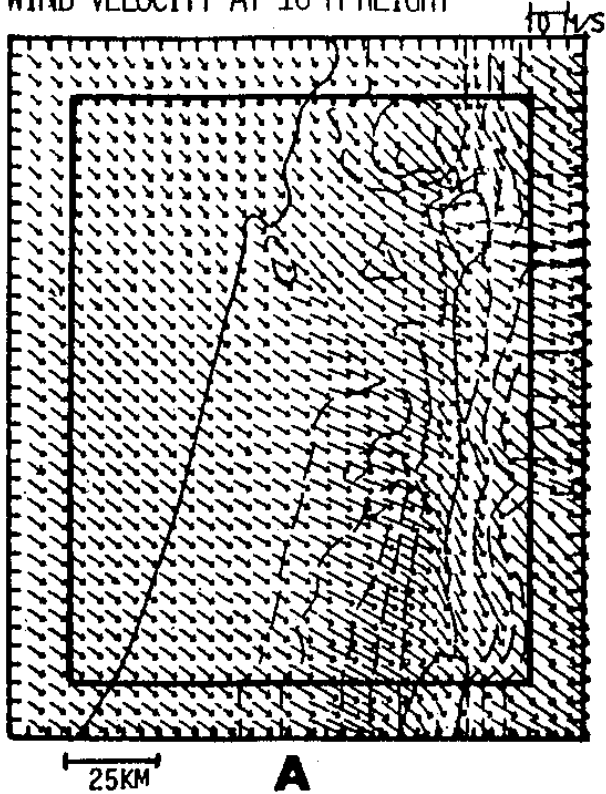
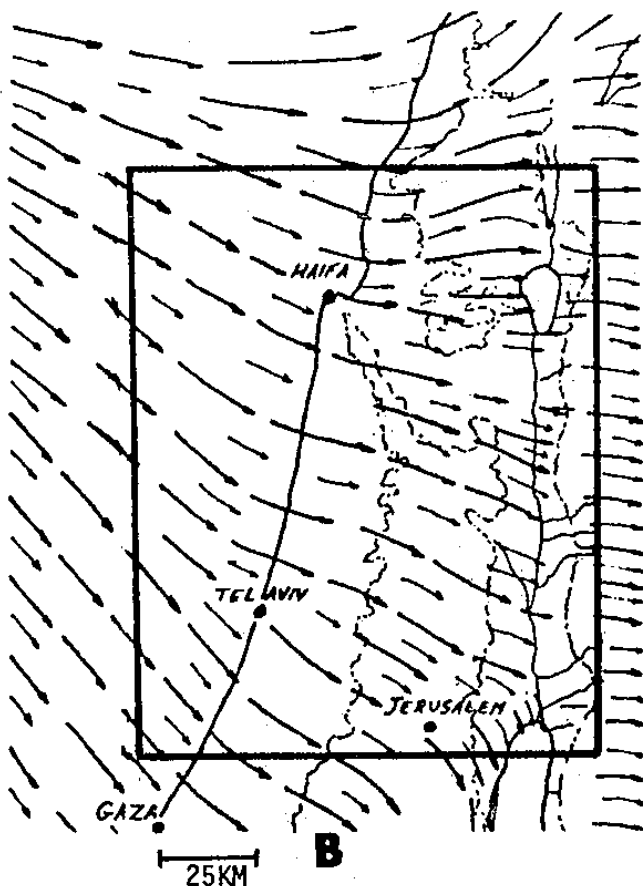


圖27：同圖26.但為1700LST (摘自Segal et al, 1982)



### 三、數值模式的改進

當模式使用一段時間後，爲了預報準確度的再提高，模式本身在數學方法，或物理過程的處理需要加以修正改進。在此提出一些淺見：

#### (一) 波譜模式 (spectral model)

從1979年9月到1983年4月，ECMWF 使用網格點模式 (grid point model)，自1983年4月21日後，改用波譜模式，爲什麼在數學方法要加以改變呢？我們用圖28 (Simmons, 1984) 來加以說明。兩個模式所需要用的計算機資源相似；但是波譜模式的預報可預測度較高。圖29 是比較某一個5天預報的結果，同樣的波譜模式的預報有較佳的結果 (有很多類似的個案)。表三是比較兩種模式對地面低壓移動的預測，波譜模式比較會處理低壓移動的速度。

從這些例子，我們知道數學方法的改進可以改進預報的準確度。



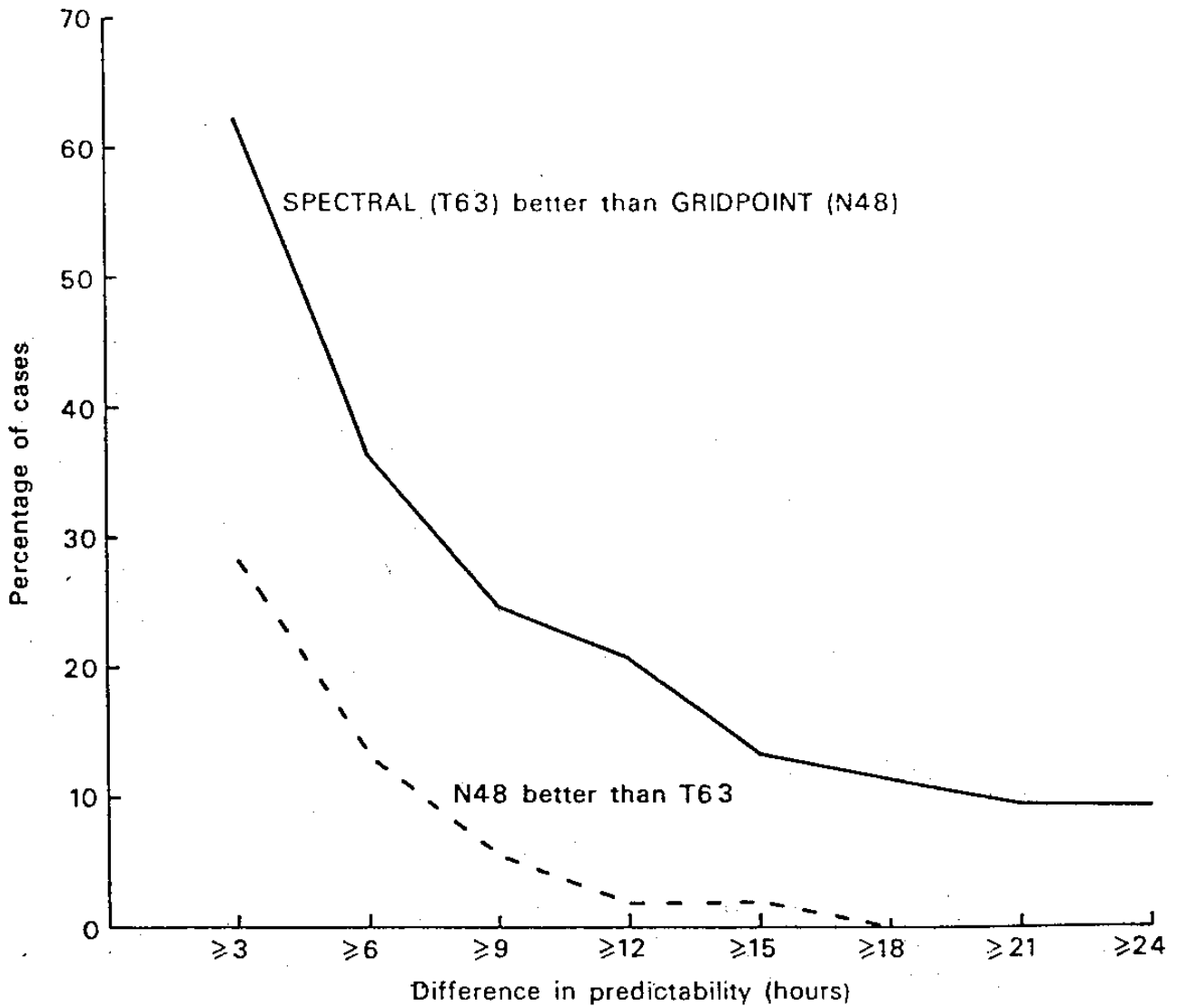
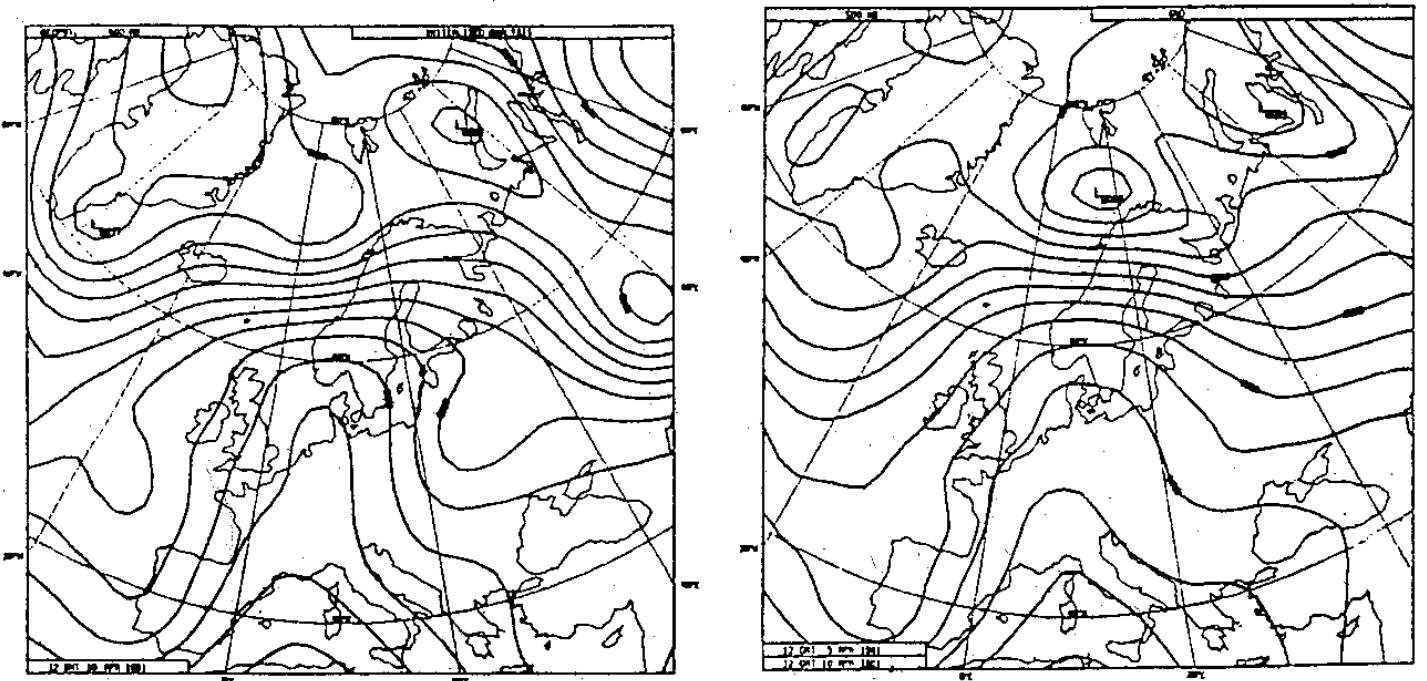


圖28：波譜模式與網格點模式的可預測度 (predictability) 之差。可預測度是指“對北半球中緯度 1000mb 的高度的距平 (年平均) 相關達到 60% 以上的預報時間之長度 (小時數)”。垂直座標表示某一種模式較另一種模式預報較優的個案的百分比 (摘自 Simmons, 1984)



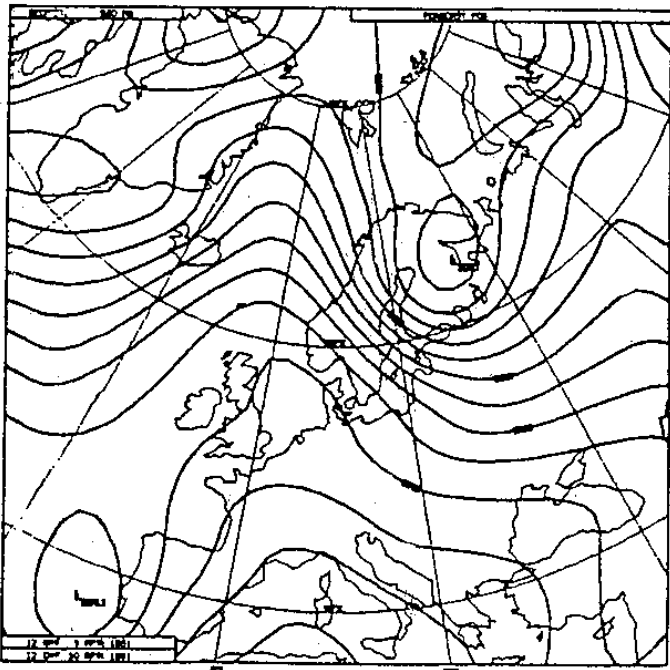


圖29：1981年4月10日的500mb高度的分析場（左）及波譜模式的5天預報（右）和網格點模式的預報（摘自Simmons, 1984）

升區在美國西北部以及猶他州及科羅拉多州的西部，但在科州及猶他州無主要的降水區。從MOS的預報來看（圖31），主要有降水機會的區域從華盛頓州向東伸到南達科達州西部，而鹽湖城及德州中南部為不穩定區。但是詳細看科州丹佛市及大會合城的探空，得知這二個城市在中層大氣以上有大的位勢浮力（potential buoyancy）。另外在科州西方有個短槽在接近中。為了求得更具體的資料來證實

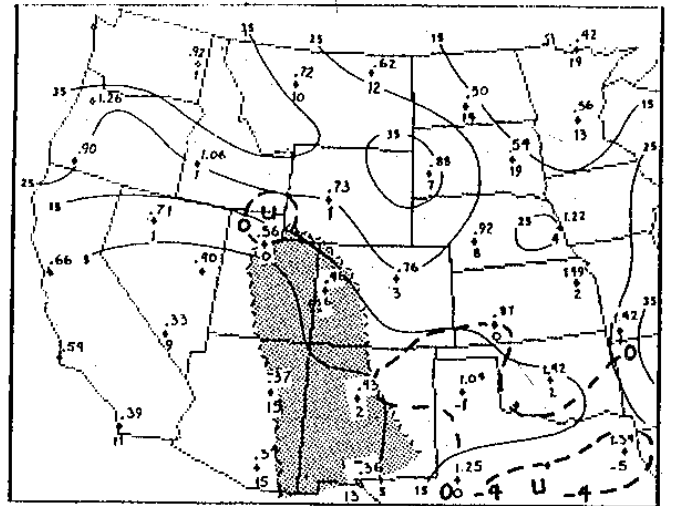


圖31：1982年6月26日00Z-12Z生效的MOS的降水機率預報（實線），舉升指數（粗虛線）和850-300mb之間最低位溫的穩定度（斜線區）的合成圖。在測站的降水（上方數值）及舉升指數是用6月25日12Z的探空資料求得的（摘自Barnes, 1984）

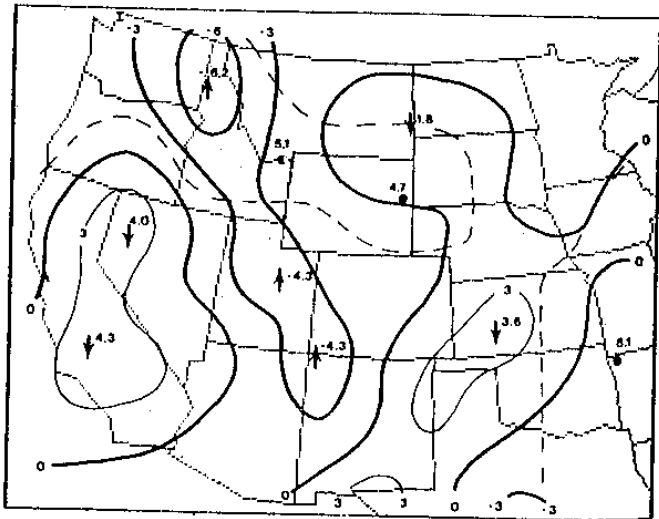


圖30：LFM 12小時的700mb垂直速度（實線）及降水（虛線）的預報（1982年6月26日00Z生效）。垂直速度的單位是 $\text{mb hr}^{-1}$ 。降水的單位為 $\text{mm}$ （摘自Barnes, 1984）

### （二）建立診斷程式來改善數值預報的結果

常常在模式裏，需要設立一些診斷方程式，來幫助我們了解大氣的狀況，好作為預報的參考。我們舉一例加以說明。Barnes(1984)曾指出如以LFM 12小時的預報（在1982年6月26日00Z生效），在700mb上（圖30），主要垂直速度上

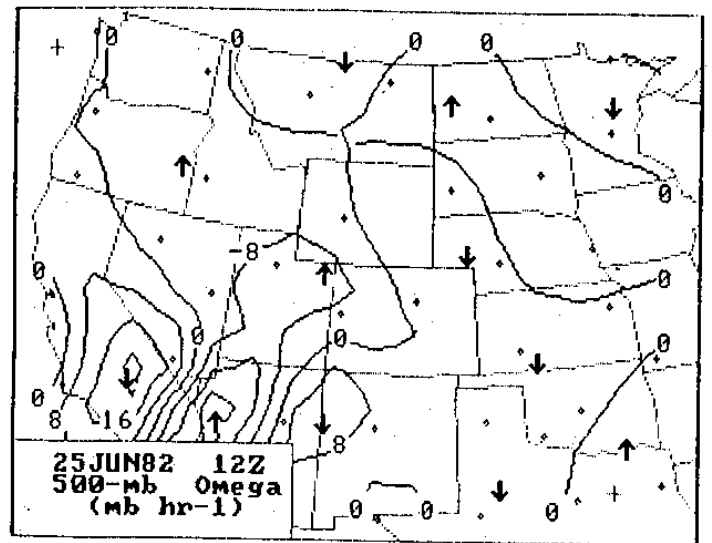


圖32：1982年6月25日12z的500mb的 $\Omega$  ( $\text{mb hr}^{-1}$ )（摘自Barnes, 1984）

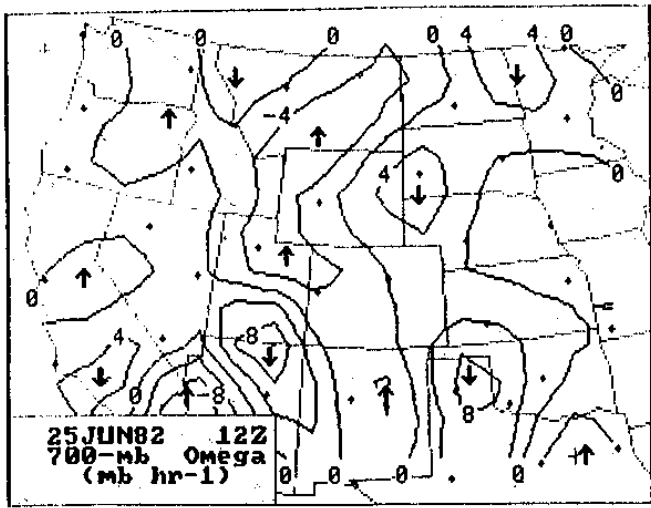


圖33：同圖32.但為700mb的Omega (摘自Barnes, 1984)

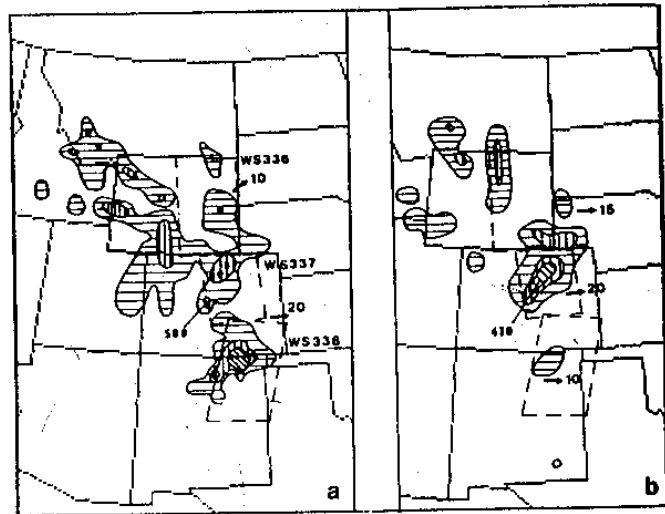


圖34：雷達回波圖 (a) 2335z, 1982年6月25日 (b) 0235z, 1982年6月26日 (摘自Barnes, 1984)

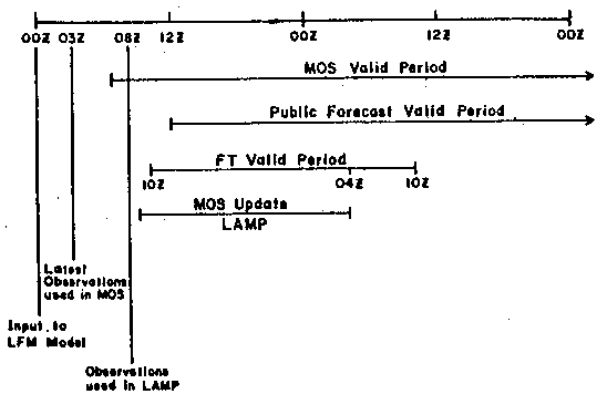


圖35：LFM, MOS及LAMP的輸入及有效時間(早上的預報) (摘自Glahn, 1984)

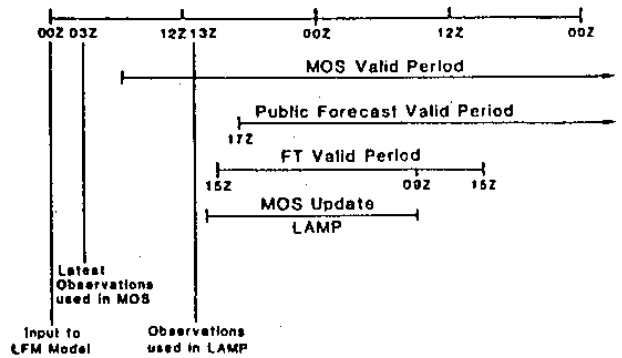


圖36：同圖35.但為下午的預報 (摘自Glahn, 1984)

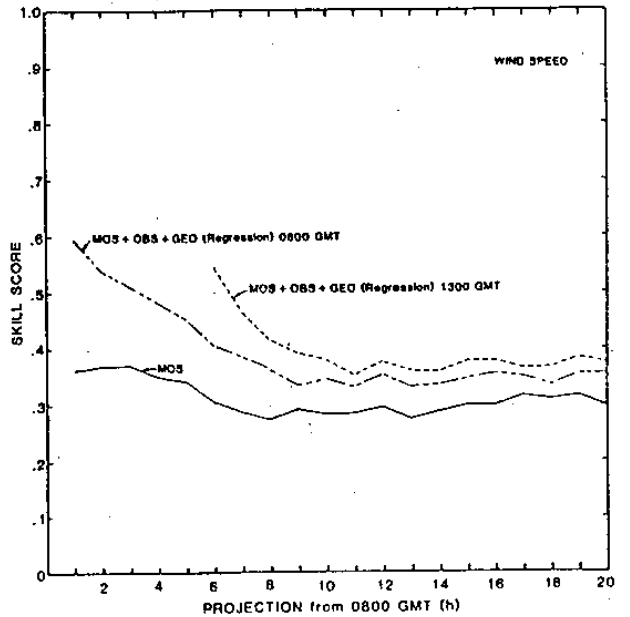


圖37：MOS及LAMP的預報分數 (Skill Score) LAMP的預報的初始時間為08Z及13Z, 對08Z的6小時預報相當於對13Z的1小時預報 (摘自Glahn, 1984)

是否有惡劣天氣發生, Barnes利用 Hoskins et al (1978) 所提的Q-Vector 的概念, 診斷求出500及700mb的垂直速度, 所用的輸入值為6月25日12Z的標準氣壓面上的觀測值。圖32及33各為500mb及700mb的垂直速度分佈圖; 我們發現在猶他州及科羅拉多州有明顯的上升運動。另外Barnes分析850到300mb這層空氣發覺在圖31的斜線面積是穩定度很小的地區。所以後來在科羅拉多州從北到南皆有對流發生 (圖34)。

(三)統計預報模式的使用

爲了提高短期天氣預報的準確性，Glahn (1984) 提出了使用「LAMP」的構想，LAMP 即爲 Local AFOS (Automation of Field Operations and Services) MOS program。圖 35，36 各爲 LAMP 預報早上及下午所需要輸入資料的時間圖。LAMP 所需要的預報資料爲每小時觀測值 MOS 的預報資料，和三個簡單的模式：海平面壓力模式 (SLP)，一個以 SLYH (Younkin,

et al, 1965) 爲基礎的水汽模式和軌跡模式 (trajectory model)，這些模式以 NMC500mb 預報的高度場來推動的。Glahn 以從 1981 年 10 月 1 日到 1982 年 3 月 31 日華盛頓 WSFO 的風場預報實驗來說明 LAMP 的實驗結果。圖 36 即是他所作的實驗的一部分。用 LAMP 的預報結果，所得的 Heidke score (NWS, 1982) 比 MOS 好。

	12HR	+	24HR	+	36HR	+	48HR	+
UPR LOW LAT. (DEG)	-0.2(59)	+	-0.4(53)	+	-1.2(45)	+	-1.3(38)	+
UPR LOW LONG. (DEG)	-0.2(59)	+	-1.1(53)	+	-2.4(45)	+	-3.3(38)	+
UPR LOW DEPTH (M)	20(59)	+	15(53)	+	14(45)	+	04(38)	+
SFC LOW LAT. (DEG)	-0.2(54)	+	-0.2(47)	+	-0.9(40)	+	-1.6(33)	+
SFC LOW LONG. (DEG)	-1.3(61)	+	-2.1(54)	+	-2.9(47)	+	-3.9(38)	+
SFC LOW DEPTH (MB)	3.1(61)	+	1.9(54)	+	0.2(47)	+	-0.2(38)	+
RDG HGT 50N (M)	-12(66)	+	-26(58)	+	-37(49)	+	-50(41)	+
RDG HGT BIS (M)	-14(43)	+	-34(35)	+	-50(26)	+	-70(20)	+
RDG MINUS LOW (M)	-35(54)	+	-38(51)	+	-48(44)	+	-50(38)	+

表一：LFM 對高空低壓在 42 N 以南的預報驗證結果。員代表預報低壓中心太過於南，東或是強度太深。預報高空脊的高度太低；預報脊與槽的高度差太低。括號內代表個案數。  
(摘自 Oard, 1984)

Predictor (hour)	Coefficient	Forecast		Observed		Contribution Difference
		Value	Contribution	Value	Contribution	
1000-mb temperature (12)	-.1278	288K	-36.8	-281K	-35.9	-0.9
1000-mb temperature (24)	.5305	295K	156.8	-289K	-153.3	-3.5
850-mb dewpoint (24)	-.0757	280K	-21.2	-284K	-21.5	-0.3
Observed dewpoint (3)	-.0425	--	--	41°F	-1.7	--
500-mb height (24)	.0108	5830m	62.8	-5825m	-62.7	-0.1
1000-mb geo. wind speed (12)	.0423	8ms <sup>-1</sup>	0.4	-12ms <sup>-1</sup>	-0.5	-0.1
Cosine day of year (0)	-.5258	--	--	-.03	-0	--
850-mb temp. adv. x10 <sup>5</sup> (12)	.1079	11°Cs <sup>-1</sup>	1.2	-15°Cs <sup>-1</sup>	-1.6	-0.4
Observed temperature (3)	.2025	--	--	47°F	9.5	--
1000-850 mb thick. (12)	.2096	1368m	286.7	1358m	284.6	2.1
Sine day of year (0)	-7.4630	--	--	-1.00	7.5	--
Mean RH (18)	-.0523	54%	-2.8	-62%	-3.2	-0.4
Totals:			462.4		457.4	-4.7
Regression Constant = -385.06						
Forecast			77		72	

表二：1981 年 9 月 29 日 MOS 最高溫的預報方程式中的預報因子及預報因子的觀測值。(摘自 Schwartz, 1984)

Displacement (D)	Cases	Error (Degrees)	
		T63	N48
D < 5°	64	+0.6	+1.0
5° ≤ D < 10°	39	+0.3	+0.2
10° ≤ D	89	-1.8	-2.6
15° ≤ D	44	-1.8	-3.3
20° ≤ D	16	-2.9	-4.5

表三：利用波譜模式及網格點模式預報地面低壓在第 1 天及第 2 天移動的誤差 (在經度方向)  
(摘自 Simmons, 1984)

## 四、結 論

天氣預報的好壞有賴於預報者對數值預報結果的了解以及預報者本身的學問。一方面增強模式的預報，一方面增進預報者的學問，天氣預報才有更上一層樓的可能。

## 參 考 文 獻

1. 廖學銓, 1982: 中氣象分析與劇烈天氣預報之研究發展, 111-141, 中範圍天氣系統研討會論文彙編, 中央氣象局, 台北。
2. 陳泰然, 1982: 大氣中尺度現象之物理過程與觀念, 1-28, 中範圍天氣系統研討會論文彙編, 中央氣象局, 台北。
3. Barnes, S.L., 1984: Omega diagnostics as a supplement to LFM/MOS guidance in a weekly-forced convective situation. 10th Conf. on Weather Forecasting & Analysis, Clearwater Fla., June, 1984.
4. Carpenter, K.M., 1982: Model forecasts for locally forced mesoscale systems. 223-234. *Nowcasting*, Edited by K.A. Browning.
5. Cats, G.J. 1984: Current problems in medium range forecasting at ECMWF data assimilation scheme 69-108, *Problems and Prospects in Long and Medium Range Weather Forecasting*. Edited by D.M. Burridge and E. Källén.
6. Chen, C.S., 1984: The preliminary investigation of terrain effect on the movement of summertime convective system. To be Published in *Bull. of Geophysics*, 26.
7. Dell'osso, L., 1984: High-resolution experiments with the ECMWF Model: A Case study. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1853-1883.
8. Duvernet, F. and D. Rousseau, 1980: Statistical interpretation of numerical weather prediction in the French Meteorological Service. Proc. WMO symp. on Probabilistic and Statistical Methods in Weather Forecasting. Nice, 397-400.
9. Francis, P.E., A.P. Day and G.P. Davis, 1982: Automated temperature forecasting, an application of model output statistics to the meteorological office numerical weather prediction model. *Meteor. Mag.* III, 73-87.
10. Glahn H. and D. Lowry, 1972: The use of model output statistics (MOS) in Objective weather forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 60, 206-211.
11. Glahn, H. R. 1984: Surface wind forecasts from the Local AFOS MOS Program (LAMP), 78-86. 10th Conf. on Weather Forecasting & Analysis, Clearwater Beach, Fla. June 1984.
12. Groves, K. S. 1984: The use of numerical products in forecasting in the United Kingdom. 440-445, 10th Conf. On Weather Forecasting & Analysis, Clearwater Beach, Fla. June 1984.
13. Hales, Jr., J. E., 1979: A subjective assessment of model initial conditions using satellite imagery. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 60, 206-211.
14. Hoskins, B. J., I. Drughici and H. C. Davies, 1978: A new look at the w-equation, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 106, 707-719
15. Krishnamurti, T. N., K. Ingles, S. Cocke, T. Kitade and R. Pasch, 1984: Details of low latitude medium range numerical weather prediction using a global spectral model. Part II. Effects of Orography and Physical initialization. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 613-649.
16. Lee, D. K. and D. D. Houghton, 1984: A quantitative study of satellite winds for mesoscale meteorology *Mon. Wea. Rev.*, 112, 990-1004.
17. Liao, S-Y, and C-S, Chen, 1984: The preliminary study of organized Radar echo of frontal systems and of summertime convective systems. *Proc. Natl. Sci. Council. ROC(A)*, 8, 250-266.
18. National Weather Services, 1982: *National Verification Plane*. National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S. Dept. of Commerce. 10pp.

19. Oard, M.J. 1984: Forecasting spring storms in Montana 434-439. 10th Conf. on Weather Forecasting & Analysis Clearwater Beach Fla., June 1984.
20. Schwartz, B.E. Typical warm season MOS guidance error 50-56. 10th Conf. on Weather Forecasting & Analysis. Clearwater Beach Fla. June 1984.
21. Segal, M. Y., Mahrer, and Pielke, 1982: Application of a numerical mesoscale model for the evaluation of seasonal persistent regional climatological patterns *J. Appl. Meteor.*, 21, 1754-1762.
22. Silberberg, S.R. and L.F. Bosart, 1982: An analysis of systematic cyclone errors in the NMC LFM-II model during the 1979 cool season. *Mon. Wea. Rev.* 110, 254-271.
23. Simmons, A.J. 1984: Current problems in medium range forecasting at ECMWF: Model Aspects 43-68. *Problems and Prospects in Long and Medium Range Weather Forecasting*. Edited by D. M. Burridge and Källén.
24. Tarbell, T. C., Warner, T. T. and Anthes, R.A. 1981: An example of the initialization of the divergent wind component in a mesoscale numerical weather prediction Model. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 77-95.
25. Tatehira, R. and T. Nakayama, 1976: Objective forecasting of heavy precipitation using numerical prediction model output. Proc. WMO Symp. on the Interpretation of Broad-Scale NWP Products for Local Forecasting Purposes, Warsaw, 122-127.
26. Wallace, J. and J. Woessner, 1981: An analysis of forecast error in the NMC hemispheric primitive equation model. *Mon. Wea. Rev.* 109, 2444-2450.
27. Wallace, J. M., S. Tibaldi, and A.J. Simmons, 1983: Reduction of systematic forecasts errors in the ECMWF model through the introduction of an envelope orography. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 109, 683-718.
28. Warner, T.T., T.C. Tarbell and S. W. Wolcott, 1982: An example of the use of satellite cloud and Surface rainfall data to initialize a numerical weather prediction model. 235-247. *Nowcasting*. Edited by K.A. Browning.
29. Wash., C. H. 1981: Synoptic forecasting with numerical weather prediction methods. Lecture Notes (4) from Workshop on Numerical Weather Prediction. April 1984. Central Weather Bureau. R.O.C.
30. Wilson, L.J. and N. Yacowar, 1980: Statistical weather element forecasting in the Canadian Weather Service, Proc. WMO Symp. on Probabilistic and Statistical Methods in Weather Forecasting, Nice, 400-406.
31. Woodcock, F. 1984: Australian experimental model output statistics forecasts of daily maximum and minimum temperature. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2112-2121.
32. Younkin, R.J., J.A. LaRue, and F. Sanders, 1965: The objective prediction of clouds and Precipitation using vertically integrated moisture and adiabatic motion. *J. Appl. Meteor.* 4, 3-17.

## 第二節

# 豪雨預報

主持人：陳 泰 然  
          曲 克 恭

# 五、六月間台灣地區暴雨之環境條件

王時鼎 鄭俠 徐晉淮 丘台光

中央氣象局

## 摘要

本文為根據中央氣象局24處測站，計自1960~1984年間，5與6月份暴雨（含大雨及豪雨）共142次（日）個案之環境氣象條件研究。其取樣標準分兩級。其一為5、6月份同一日內有6測站以上降雨達大雨級以上者，計凡43例，另一為有3~5測站降雨達大雨級以上者，計凡99例。各該個例之早一日，當日及後一日之地面圖，850mb圖，700mb圖及500mb圖之天氣圖型式，及台灣區上述各層氣壓（高度值）、溫度、濕度與風資料，及其所導出熱力與動力參數均作分析。發現：(1)所有以上各個例之暴雨均與鋒面輻合區有關。並可分為穩定波（梅雨型）鋒面與不穩定波鋒面兩類，並以前者為最多。(2)各個例暴雨之高空圖均伴隨有直槽或橫槽，其代表型式經已作出。(3)經分析各鋒面之結構，計又可分為兩類，發現兩者之鋒前氣流係屬西南氣流，均無例外。(4)台灣五、六月份上述各個例之調查，發現平均言有95%以上均與雷暴有關。故可將台灣5~6月份大雨級以上降雨之預報縮小範圍至先決定是否有鋒面雷雨之預報，且每可藉鄰近本島之測站是否已有雷雨，先見其徵候。(5)暴雨時各標準等壓面層之各氣氣因子之氣候值經已作出，藉供研判。(6)暴雨時，藉探空曲線來作各種熱力及動力參數亦經求作，藉作暴雨預報之需。

## 一、前言

暴雨預報為當前氣象人員所面臨之最大挑戰，也是中央氣象局現階段預報及研究的最重要目標之一。由於暴雨預報幾乎包含各種不同尺度運動系統（綜觀尺度、中尺度、局地尺度與對流尺度系統）以及各系統間交互作用之預測。故近年來中外實際作業預報人員及基本研究人員均予以極大之注意。例如在美國則曾在這一方面投入大量人力與財力用作實驗研究。包括1979年劇烈風暴之研究與中尺度實驗計畫（SESAME），1981年對流降雨合作研究計畫（CCOPE），以及目前已在積極推展之美國中部風暴尺度作業與研究計畫（STORM-Central）（1984）等。在日本方面於1968至1972年間作過5次梅雨末期集中豪雨實驗研究（1974）。而我國亦已在國科會對大型防災之大力支援下，將於明年在北部展開梅雨暴雨實

驗研究計畫。本研究之目的即在解決初夏（五~六月內）台灣地區之暴雨預報問題。有關本問題之研究，過去國內已有甚多專家學者付出不少心力，例如陳、紀（1978），陳、蔡（1979），陳（1979），陳、蔡（1979），陳、紀（1980），陳、廖（1981），丘、廖、洪（1982），吳、陳（1984）及王、丘（1984）等之研究。而國外方面最著名者有Maddox（1979）等作過大範圍環境條件研究。本文係中央氣象局科技中心研究此一問題的初步成果，目的在試求逐步解決台灣區梅雨期間暴雨之預報難題。

## 二、引用資料

本文係為對五、六月間暴雨之有系統之研究。凡中央氣象局24測站之暴雨資料均作有系統之蒐集與分析。此處所用資料之時限如表1。各24處測站之位置則見圖1。圖中並附中央山脈之地形圖



及雨量分區圖。計分六區，即：(A)北區，(B)中區；(C)南區，(D)東北區，(E)東部之花蓮及新港區，(F)東部之台東、大武含南端之恒春。各區並均以上述之各英文代號表示。另外，必須說明者，此處所稱暴雨為大雨與豪雨之總稱，而大雨與豪雨係根據本局規定，有其一定之定義，此處茲分四個等級以作分類，即：

- (1)豪雨：一地時雨量達15公厘或以上，及日雨量達130公厘以上者。此處並稱之為A級。
- (2)大雨：即時雨量達15公厘或以上，惟日雨量達50公厘以上即可，此處稱之為C級。
- (3)時雨量達15mm以上，日雨量達100~129.9公厘，此處稱之為B級。
- (4)時雨量達15mm以上，惟日雨量在50公厘以下。此處稱之為D級。

以上分級，(A)級為豪雨，(C)級為大雨。因兩者之間日雨量相差懸殊，故增加B級。另D級中時雨量已達規定條件，必要時亦將加以研究，故另列成一級。

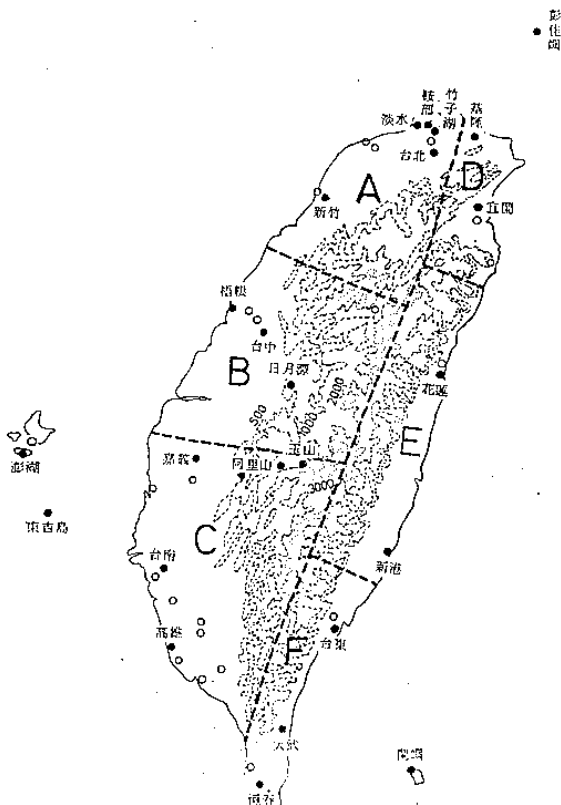


圖1 中央氣象局 24 測站之位置圖。  
圖中並附中央山脉之等高線及降雨之分區。

以上統計資料包括 24 測站之全部資料，惟本文之研究僅限五至六月暴雨（含大雨及豪雨）研究由於 24 測站個例過多，故此處又進一步限制其條件為：

(1) 5、6 兩月於同一日中，有 6 測站達 C 級以上之雨量者。並取 25 年資料，即 1960~1984 年。計得 5 月份凡 16 次，6 月份凡 27 次。

(2) 5、6 兩月於同一日中，有 3~5 測站達 C 級以上之雨量者。計 5 月於 25 年中凡 36 次，6 月份凡 63 次。

故此處研究重點則在該 142 次個例之研究。其資料見表 2。

本研究內容有二：其一為統計研究，另一藉天氣及天氣圖資料作對暴雨之環境條件研究，包括大範圍條件與局部氣象條件。

### 三、分析方法及結果討論

#### (一)統計分析之結果

(1)圖 2 為 5 及 6 月份 24 測站根據 25 年資料(

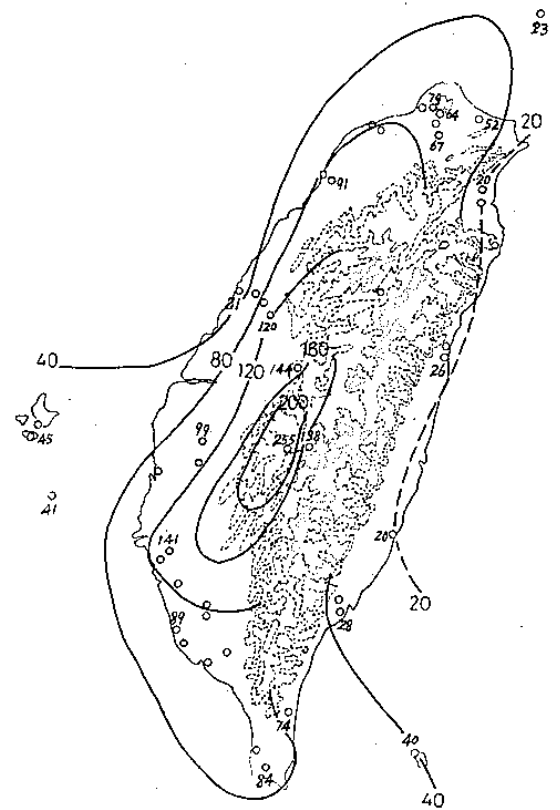


圖 2 表 2 內 142 (日) 次暴雨個案中，各測站出現暴雨時雨量達 15 公厘以上之(時)次數分布圖。

表1 本文所用中央氣象局暴雨之資料期限

測站名稱	彭佳嶼	基隆	宜蘭	鞍部	竹子湖	淡水	台北	新竹	台中	梧棲	日月潭	玉山	阿里山	嘉義	台南	高雄	花蓮	新港	台東	大武	恆春	蘭嶼	澎湖	東吉島
資料年限	1960 1984	1960 1984	1960 1984	1960 1984	1960 1984	1960 1984	1951 1984	1960 1984	1951 1984	1977 1984	1960 1984	1960 1984	1960 1984	1968 1984	1951 1984	1960 1984	1951 1984	1960 1984	1951 1984	1960 1984	1960 1984	1960 1984	1960 1984	1965 1984

表2 1960 - 1984年5至6月間台灣區域同一日內3測站以上出現暴雨。(含大雨與豪雨) 兩資料。計分四類(a)5月份6測站以上, 共16次個案; (b)6月份6測站以上, 共27次個案; (c)5月份3-5測站, 共36次個案; (d)6月份3-5測站, 共63次個案。表中並附暴雨時大範圍環境及當地之環境氣象條件。

分類	編號	年	月	日	最大雨量				雨區分布	降雨性質 (雷雨)	地面系統		850mb 類型	700mb 類型	500mb 類型	地面 類型	暴雨鋒面斜率(緯度數)						
					日		時				類型	相位					sfc- 850	850- 700	700- 500	sfc- 500	斜率 方向		
					量	地	量	地															
a	1	1960	5	19	160.9	鞍部	66.2	淡水	Ba	TS	P <sub>F</sub>	E	A <sub>21</sub>	M	W	A	1.0	2.5	3.0	6.5	320		
a	2	1965	5	10	89.3	淡水	37.3	台中	Ba	TS	P <sub>F</sub>	E	A <sub>22</sub>	W	T <sub>1</sub>	A	1.5	1.5	1.0	4.0	340		
a	3	1967	5	22	277.0	阿里山	111.7	鞍部	Ba	TS	P <sub>F</sub>	D→E	A <sub>21</sub>	M	T <sub>2</sub>	A	1.5	0.5	1.0	3.0	360		
a	4	1968	5	25	161.4	阿里山	42.3	台中	B	TS	P <sub>F</sub>	E	A <sub>21</sub>	M	T <sub>2</sub>	A	2.0	1.0	0.5	3.5	340		
a	5	1969	5	24	114.2	明潭	61.0	鞍部	Ba	TS	P <sub>F</sub>	E→F	A <sub>22</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	A	0.5	1.0	1.5	3.0	340		
a	6	1974	5	31	186.6	大武	31.11	恆春	Fb	TS	P <sub>F</sub>	E→F	N <sub>22</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	A	2.0	1.5	1.5	4.0	320		
a	7	1976	5	28	165.7	嘉義	36.6	嘉義		TS	P <sub>F</sub>	C→D	A <sub>11</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	A	1.0	0.3	1.7	3.0	320		
a	8	1977	5	29	143.5	玉山	43.7	澎湖	B	TS	P <sub>F</sub>	D→E	A <sub>22</sub>	W	T <sub>2</sub>	A	1.0	1.0	0.5	2.5	340		
a	9	1977	5	30	243.8	阿里山	43.5	阿里山		TS	P <sub>F</sub>	D→E	A <sub>11</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	A	2.0	1.5	1.0	4.5	360		
a	10	1981	5	12	112.0	台南	24.0	蘭嶼	C	TS	P <sub>F</sub>	F	A <sub>21</sub>	T <sub>1</sub>	T <sub>1</sub>	C	2.0	1.5	2.5	6.0	360		
a	11	1981	5	31	207.0	阿里山	35.6	台中		TS													
a	12	1982	5	2	115.0	鞍部	73.1	新竹	AC	TS	P <sub>F</sub>	D→E	A <sub>22</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	C	1.0	2.0	2.5	5.5	340		
a	13	1982	5	6	141.0	澎湖	46.7	澎湖		TS	P <sub>F</sub>	D→E	A <sub>11</sub>	M	T <sub>2</sub>	A	1.5	0.5	2.3	4.3	330		
a	14	1983	5	31	258.0	新竹	84.6	新竹		TS	P <sub>F</sub>	D→F	A <sub>22</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	C	0.5	0.5	1.0	2.0	340		
a	15	1984	5	28	203.3	阿里山	49.2	恆春		TS	P <sub>F</sub>	D→E	N <sub>21</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>1</sub>	A	1.0	1.0	1.8	3.8	320		
a	16	1984	5	29	176.6	台南	48.0	台南		TS	P <sub>F</sub>			T <sub>2</sub>	T <sub>1</sub>		2.5	1.0	0.5	4.0	340		
b	17	1960	6	11	204.0	阿里山	44.3	恆春	B	TS	P <sub>F</sub>	E→F	A <sub>22</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	A	1.0	0.5	0.5	2.0	360°		
b	18	1964	6	3	201.1	阿里山	44.0	日月潭	B	TS	P <sub>F</sub>	F→E	A <sub>22</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	C	1.5	0.5	2.0	4.0	360°		
b	19	1966	6	4	283.3	阿里山	43.4	台中	B	TS	P <sub>F</sub>	E	A <sub>21</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>1</sub>	C	1.5	0.5	1.5	3.5	360°		
b	20	1966	6	9	260.8	阿里山	32.4	日月潭	Ba	TS	P <sub>F</sub>	E	A <sub>21</sub>	M	T <sub>2</sub>	C	1.0	1.5	1.5	4.0	360°		
b	21	1966	6	10	254.9	阿里山	23.3	日月潭	B		P <sub>F</sub>		A <sub>21</sub>	M	T <sub>2</sub>	C	1.0	1.5	1.5	4.0	360°		
b	22	1968	6	10	180.0	玉山	40.0	澎湖	B	TS	P <sub>F</sub>	E→F	A <sub>22</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	C	2.0	1.0	1.0	4.0	320°		
b	23	1968	6	11	228.3	玉山	23.8	高雄	B	TS	P <sub>F</sub>	E	A <sub>22</sub>	M	T <sub>2</sub>	C	1.0	1.5	1.5	4.0	340°		
b	24	1970	6	13	162.8	蘭嶼	37.8	蘭嶼	E <sub>F</sub>														
b	25	1972	6	6	360.6	阿里山	34.9	嘉義	B	TS	P <sub>F</sub>	E	A <sub>21</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	A	1.0	0.5	1.0	2.5	280°		
b	26	1972	6	12	292.5	台中	137.6	台中		TS	P <sub>F</sub>	E	N <sub>11</sub>	T <sub>D</sub>	T <sub>1</sub>	C	0.5	0.5	1.0	2.0	280°		
b	27	1974	6	2	206.1	嘉義	45.5	嘉義	B	TS	P <sub>F</sub>	E	A <sub>22</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	C	2.0	1.5	2.0	4.5	290°		
b	28	1974	6	18	518.0	阿里山	68.1	阿里山	B	TS	P <sub>F</sub>	D→E	A <sub>21</sub>	M	T <sub>2</sub>	C	1.0	1.0	1.0	3.0	340°		
b	29	1974	6	23	177.7	新竹	38.8	新竹	A <sub>1</sub>	TS	P <sub>F</sub>	E	A <sub>21</sub>	M	T <sub>2</sub>		1.5	2.0	2.5	6.0	330°		
b	30	1975	6	8	106.5	玉山	44.6	台南		TS													
b	31	1975	6	12	99.1	新竹	33.3	澎湖	AB	TS	P <sub>F</sub>	D	A <sub>11</sub>				1.0	2.5	10	4.5	300°		
b	32	1977	6	2	263.2	阿里山	61.6	新竹	B	TS	P <sub>F</sub>	E	A <sub>11</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	C	1.5	0.5	0.5	2.5	330°		
b	33	1977	6	6	271.6	台南	47.1	台南	C	TS	P <sub>F</sub>	E	N <sub>21</sub>	W	W	A	1.5	1.0	1.0	3.5	330°		
b	34	1977	6	7	325.7	台南	46.6	台南	C	TS	P <sub>F</sub>	E	A <sub>21</sub>	W	W	C	2.5	1.0	1.0	4.5	360°		
b	35	1977	6	21	124.3	台南	24.8	嘉義	C	TS	P <sub>F</sub>	D→E	N <sub>21</sub>	M	M	C	2.5	0.5	2.0	5.0	340°		
b	36	1979	6	8	196.0	阿里山	46.8	梧棲	C	TS	P <sub>F</sub>	E	N <sub>21</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	A	2.8	2.8	2.5	7.1	330°		
b	37	1979	6	13	112.0	新竹	39.8	台南	B	TS	P <sub>F</sub>	F	N <sub>11</sub>	M	M	A	2.0	2.0	1.0	5.0	320°		
b	38	1982	6	1	168.0	澎湖	55.7	澎湖	A	TS	P <sub>F</sub>	C→D	A <sub>11</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	C	1.5	1.0	1.5	4.0	320°		
b	39	1982	6	2	170.0	阿里山	38.1	台南		TS	P <sub>F</sub>	D→E	N <sub>22</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	A	1.5	1.5	1.0	4.0	330°		
b	40	1982	6	23	176.0	台中	84.3	新竹	B	TS	P <sub>F</sub>	E	A <sub>21</sub>	M	T <sub>2</sub>	A							
b	41	1982	6	28	234.0	宜蘭	48.3	宜蘭	AB	TS	P <sub>F</sub>	TY		T <sub>D</sub>	T <sub>2</sub>		0.5	1.5	1.0	3.0	280°		
b	42	1983	6	3	352.0	阿里山	47.0	阿里山	D	TS	P <sub>F</sub>	E	A <sub>22</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>		2.0	0.5	1.0	3.5	330°		
b	43	1984	6	3	248.5	台北	56.0	鞍部		TS	P <sub>F</sub>	E	A <sub>22</sub>	M	T <sub>2</sub>		1.0	1.5	1.5	4.0	340°		

44	1963	5	12	93.4	台北	41.2	竹子湖		TS	P <sub>r</sub>		N <sub>21</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>					
45	1964	5	29	82.1	花蓮	60.1	花蓮		TS	P <sub>r</sub>	E	A <sub>22</sub>	T <sub>4</sub>	T <sub>2</sub>	1.5	0.5	0.5	2.5	360°
46	1967	5	23	347.7	高雄	75.5	高雄	C	TS	P <sub>r</sub>	E→F	N <sub>11</sub>	M	T <sub>1</sub>	1.5	1.0	2.5	5.0	340°
47	1967	5	24	143.0	阿里山	48.5	阿里山	B	TS	P <sub>r</sub>	F→E	B <sub>11</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>1</sub>	0.5	2.5	1.0	4.0	340°
48	1967	5	25	124.7	玉山	37.6	台中	B	TS	P <sub>r</sub>	E	N <sub>11</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	2.0	0.5	2.0	4.5	290°
49	1968	5	21	87.9	台南	44.8	台南	Cd	TS	P <sub>r</sub>	E	N <sub>11</sub>	M	T <sub>1</sub>	2.5	1.0	0.5	4.0	340°
50	1968	5	26	61.4	阿里山	19.5	澎湖	Cd	TS	P <sub>r</sub>	E	N <sub>22</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	1.5	0.5	2.0	4.0	340°
51	1969	5	20	114.6	澎湖	25.2	澎湖		TS										
52	1969	5	21	131.0	阿里山	31.5	日月潭	B	TS	P <sub>r</sub>	E	A <sub>22</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	0.5	1.0	1.5	3.0	340°
53	1969	5	27	184.2	蘭嶼	28.0	恆春	Fc		P <sub>r</sub>	E	N <sub>12</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>					360°
54	1970	5	7	101.8	大武	39.4	台東	F	TS	P <sub>r</sub>	E→F								320°
55	1970	5	10	131.3	阿里山	46.0	明潭	B	TS	P <sub>r</sub>	E								
56	1970	5	13	94.0	澎湖	47.0	澎湖	B	TS	P <sub>r</sub>	E								
57	1970	5	31	97.0	鞍部	69.9	淡水	A	TS										
58	1972	5	10	61.2	淡水	24.5	竹子湖	A	TS	P <sub>r</sub>	E	A <sub>21</sub>	M	T <sub>2</sub>	2.0	0.5	0.5	3.0	300°
59	1972	5	14	122.5	恆春	34.6	淡水	Ea	TS	P <sub>r</sub>	D→E	A <sub>21</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>1</sub>	1.5	2.0	1.5	5.0	340°
60	1972	5	21	143.2	台南	46.5	澎湖	C	TS	P <sub>r</sub>	E→F	N <sub>11</sub>							
61	1972	5	25	78.7	新竹	43.9	嘉義	AB	TS										
62	1963	5	18	126.1	新竹	98.2	台中		TS										
63	1974	5	1	103.2	新竹	78.0	新竹	A	TS			A <sub>11</sub>							
64	1974	5	30	107.5	大武	39.8	大武	F	TS			C <sub>11</sub>							

續表 2 (d. 6 月份 3~5 測站)

編號	年	月	日	最大雨量	
				日雨量	時雨量
80	1960	6	6	106.9 大武	25.6(3) 新港
81	1962	6	13	87.7 日月潭	36.8(15) 台北
82	1962	6	14	116.2 日月潭	52.5(16) 日月潭
83	1964	6	1	96.0 台中	29.1(16) 台中
84	1964	6	12	107.7 鞍部	40.7(16) 台中
85	1964	6	16	125.0 鞍部	41.0(23) 鞍部
86	1965	6	5	114.8 阿里山	32.4(15) 台中
87	1965	6	12	78.0 宜蘭	27.2(16) 宜蘭
88	1965	6	27	235.3 台南	47.0(20) 高雄
89	1966	6	3	103.3 台中	33.0(10) 台中
90	1966	6	5	192.6 阿里山	28.5(10) 阿里山
91	1966	6	7	228.2 阿里山	23.3(20) 阿里山
92	1966	6	8	347.9 阿里山	35.0(21) 日月潭
93	1966	6	11	130.1 阿里山	25.5(16) 台中
94	1967	6	1	73.7 宜蘭	31.3(20) 花蓮
95	1967	6	2	87.7 阿里山	43.3(16) 阿里山
96	1967	6	5	198.1 高雄	44.4(12) 高雄
97	1967	6	6	92.1 蘭嶼	36.2(2) 恆春
98	1968	6	3	115.8 台南	49.9(12) 台南
99	1969	6	1	86.5 花蓮	56.2(4) 蘭嶼
100	1969	6	2	101.8 蘭嶼	34.5(2) 蘭嶼
101	1969	6	18	161.2 台南	44.5(22) 台南
102	1969	6	19	207.5 玉山	22.0(4) 阿里山
103	1971	6	4	91.9 阿里山	26.8(5) 阿里山
104	1971	6	6	112.9 嘉義	43.0(18) 花蓮
105	1971	6	7	223.2 嘉義	39.6(11) 嘉義
106	1972	6	5	127.9 台南	26.4(23) 台中
107	1972	6	13	462.3 日月潭	72.6(1) 台中
108	1972	6	14	173.7 阿里山	26.6(10) 阿里山
109	1972	6	15	166.8 彭佳嶼	69.0(24) 彭佳嶼
110	1972	6	16	115.9 台中	48.7(8) 台中
111	1973	6	5	152.4 阿里山	40.5(10) 台中
112	1973	6	13	244.2 台南	44.5(14) 台南
113	1973	6	14	149.0 阿里山	30.5(6) 恆春
114	1973	6	1	113.5 高雄	65.6(9) 高雄
115	1973	6	3	88.6 高雄	39.0(1) 恆春
116	1974	6	8	76.0 日月潭	59.8(19) 日月潭
117	1974	6	12	92.1 台東	44.3(1) 大武
118	1974	6	19	239.6 高雄	78.2(9) 高雄
119	1975	6	5	140.8 東吉島	26.4(7) 東吉島
120	1975	6	6	273.7 阿里山	31.8(15) 阿里山
121	1975	6	7	120.1 玉山	24.2(17) 阿里山
122	1975	6	9	95.7 彭佳嶼	52.9(12) 彭佳嶼
123	1975	6	11	205.5 鞍部	33.2(12) 台中
124	1975	6	13	77.2 蘭嶼	30.9(11) 蘭嶼恆春
125	1975	6	15	91.9 嘉義	42.6(7) 嘉義
126	1975	6	27	140.9 台南	28.0(12) 台南
127	1976	6	11	87.8 新竹	31.8(23) 新竹
128	1976	6	26	103.9 大武	49.0(6) 大武
129	1977	6	5	162.3 阿里山	36.3(8) 澎湖
130	1977	6	23	108.6 阿里山	21.5(22) 高雄
131	1978	6	1	129.8 嘉義	39.2(17) 嘉義
132	1979	6	9	170.0 阿里山	48.5(9) 阿里山
133	1979	6	12	120.0 新竹	32.2(17) 嘉義
134	1979	6	14	72.0 澎湖	20.5(13) 玉山
135	1979	6	16	85.0 蘭嶼	40.5(8) 新港
136	1981	6	5	79.0 阿里山	22.0(9) 台中
137	1981	6	11	75.0 梧棲	38.4(20) 日月潭
138	1982	6	9	103.0 新竹	21.8(12) 鞍部
139	1983	6	1	126.3 嘉義	23.9(15) 嘉義
140	1983	6	2	82.0 高雄	35.6(11) 嘉義
141	1983	6	4	195.0 恆春	81.4(7) 恆春
142	1984	6	10	78.3 台北	53.0(15) 台北

1960~1984) 142(日)次暴雨個案中,所得時雨量達15公厘以上次數分佈圖。藉以示暴雨出現之空間分佈及與地形之關係。藉圖可見:

(a)山區之暴雨機會約比平地略增多1倍。其中又以阿里山為最多,計255次。

(b)就平地而言,中南部之暴雨出現機會最多,東部為最少,約相差3~4倍。其中平地測站又以台南141次最多。北部以新竹91次為最多。

(c)以上為計25年共1525天合共36600小時內之出現小時數。故兩者比較,即可求得其出現頻率。

(2)圖3為該五、六月份142次(日)個例中各測站出現次(日)數分佈圖,藉圖可見:

(a)就全區言,仍以阿里山有最多機會出現大雨至豪雨之日數。計共出現68(日)次。佔以上總個例次(日)數之二分之一弱(參見表2)。

(b)北部以新竹為最多(已含山區測站),計共出現38次,佔以上總個例次(日)數之四分之一強。

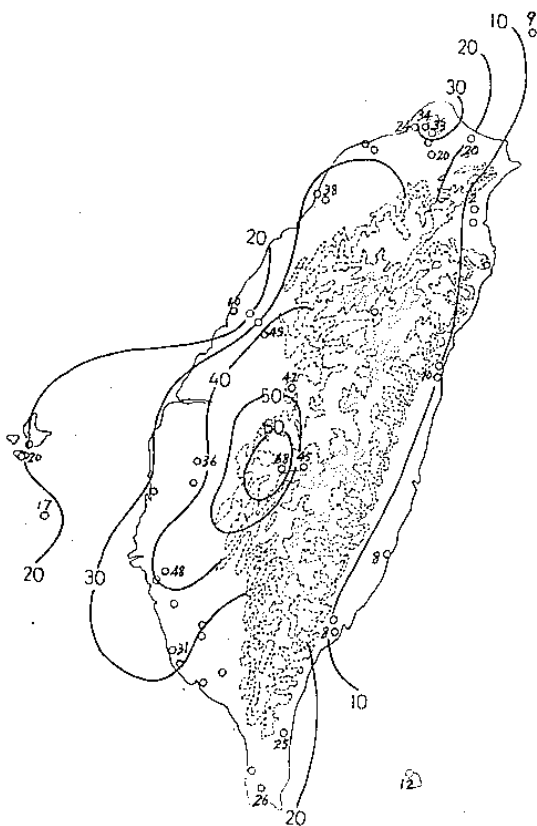


圖3 表2內142(日)次暴雨個案中,各測站出現暴雨之次(日)數分佈圖。

(c)就全區言,以宜蘭出現次數為最小,計僅出現2次,佔以上總個例次(日)數之百分之一左近。

(3)圖4(a),(b)為1月1日至6月30日表1所列年份中,台灣24測站出現豪雨級(即上述之A級)(圖4(a))及大雨級(即上述C級以上)(圖4(b))逐日出現次數分佈圖。藉圖可見:

(a)就上半年而言,大雨級以上(C級以上)暴雨出現次數係於5月下旬起,穩定增加。如以出現16次以上為計算標準,則可發現於5月21日起至6月21日止,均滿足該條件。此時間恰與台灣梅雨期略相一致。

(b)大雨級以上出現最多次數為6月13日,計出現60次。該日亦為豪雨級最多值(17次)之出現日數。

(c)就豪雨出現機會言,在5月份以前出現機會均極小,均在2次以下。上述為24測站8年至34年不等月份累加之結果,每日計有615次個案。故就或然率之觀點言,5月份以前台灣區域豪雨出現機會僅為0.3/100。惟深值注意的,於上述之6月13日,豪雨出現機會達3/100,大雨級以上出現機會則高達近10/100。

## (二)大範圍環境條件

### 1 對流層下層(含地面與850mb)

在該142次個例中因限於時間計55個例經作各層天氣圖詳細之調查,該項結果見表2。由於在此一期間地面圖與850mb圖均同為反映地面層系統,故合併討論。表中地面天氣圖代號及模式圖見圖5a。由表2可見5、6月期間,台灣區域暴雨幾乎均與兩類型式有關。其一為不穩定波類,台灣豪雨係出現於其鋒面襲境之時。本類波動包括長江波副類( $P_{ya}$ ),東海波( $P_E$ ),及華南波副類( $P_{Fa}$ )(各類型均見圖5a)。本類波動在鋒面侵台期間均獲迅速發展,中心並有明顯移動。故此時襲台之鋒面均出現顯著之輻合。由表2可見幾均伴隨有雷雨。另一為穩定之波動類。其又可分為兩類,即長江波類( $P_Y$ ),與華南波類( $P_F$ ),各參見圖5a之類型圖。本類波動實際亦即典型之梅雨波。其特徵為波動之輻合區均為東西向排列,其上均屬次綜

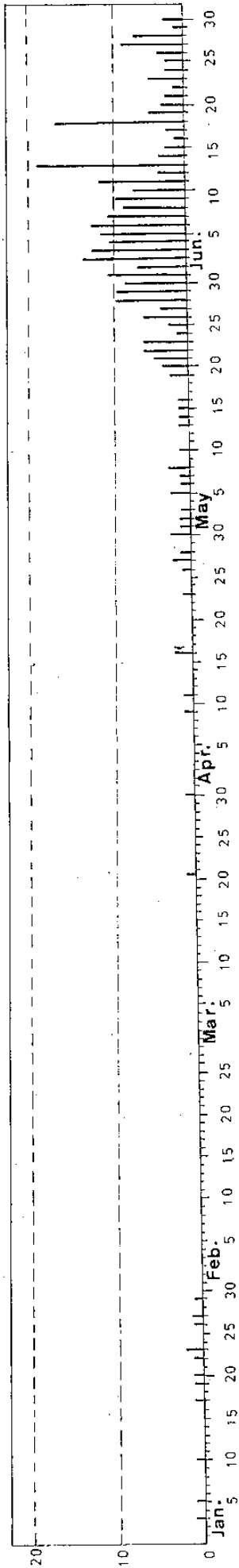


圖 4(a) 1月1日至6月30日中央氣象局24測站累年(見表1)雨量檔案中合於豪雨條件之次數(為同日615次個案中之次數)分布圖。

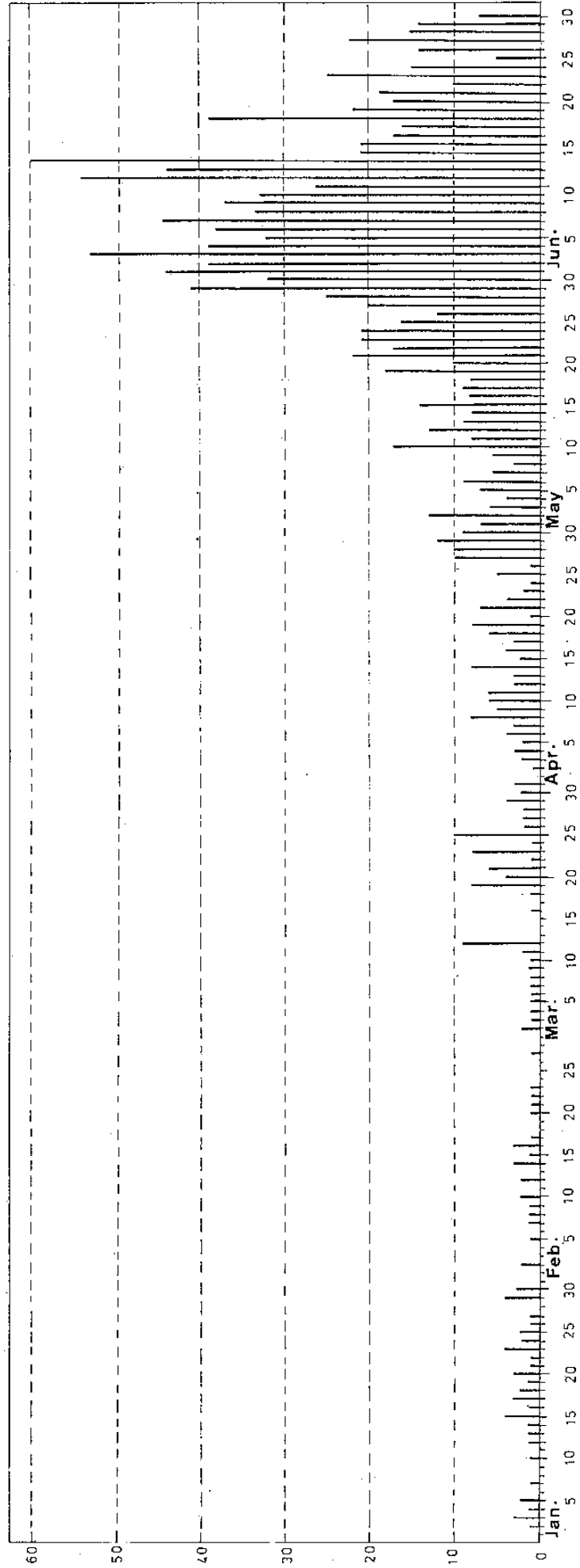
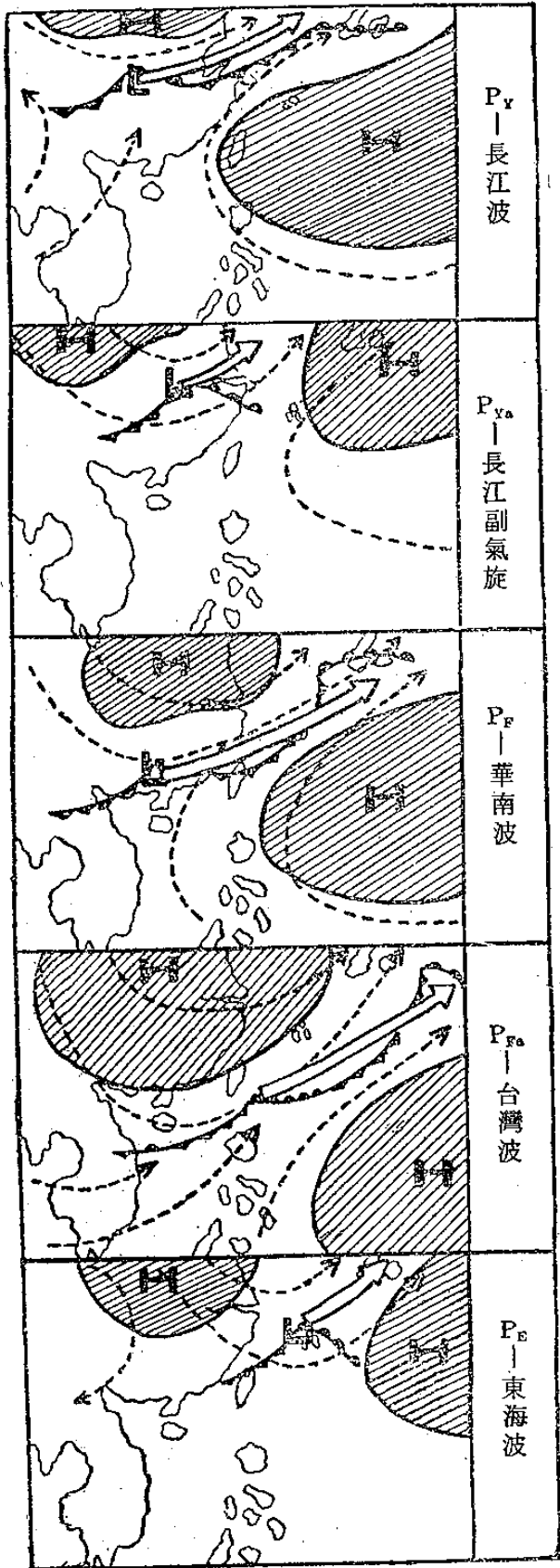
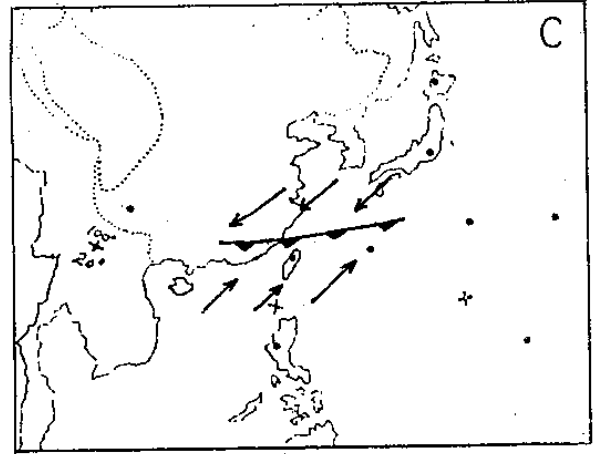
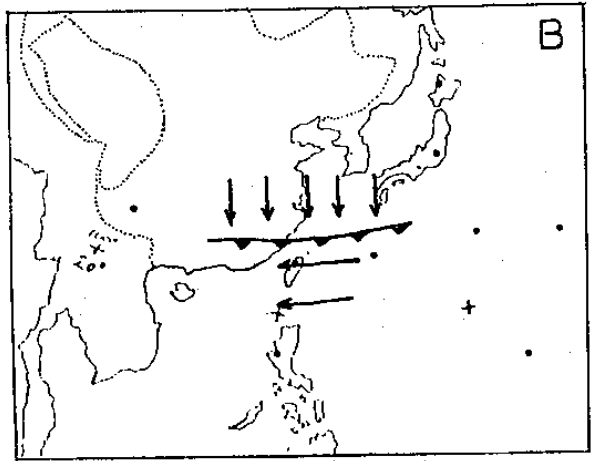
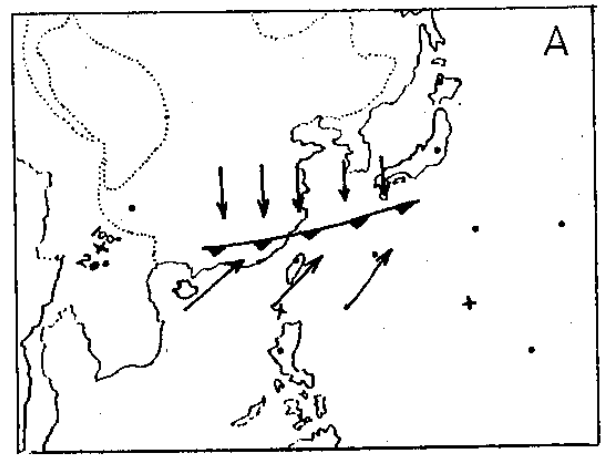


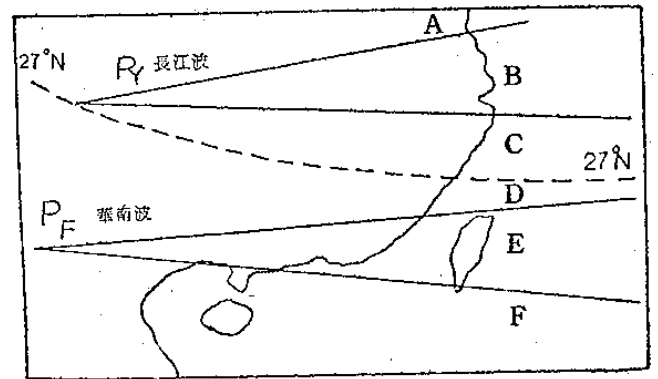
圖 4(b) 1月1日至6月30日中央氣象局24測站累年(見表1)雨量檔案中合於大雨級及以上條件之次數(為同日615次個案中之次數)分布圖。



(a)地面模式圖 (鍾等, 1949及王, 1960)

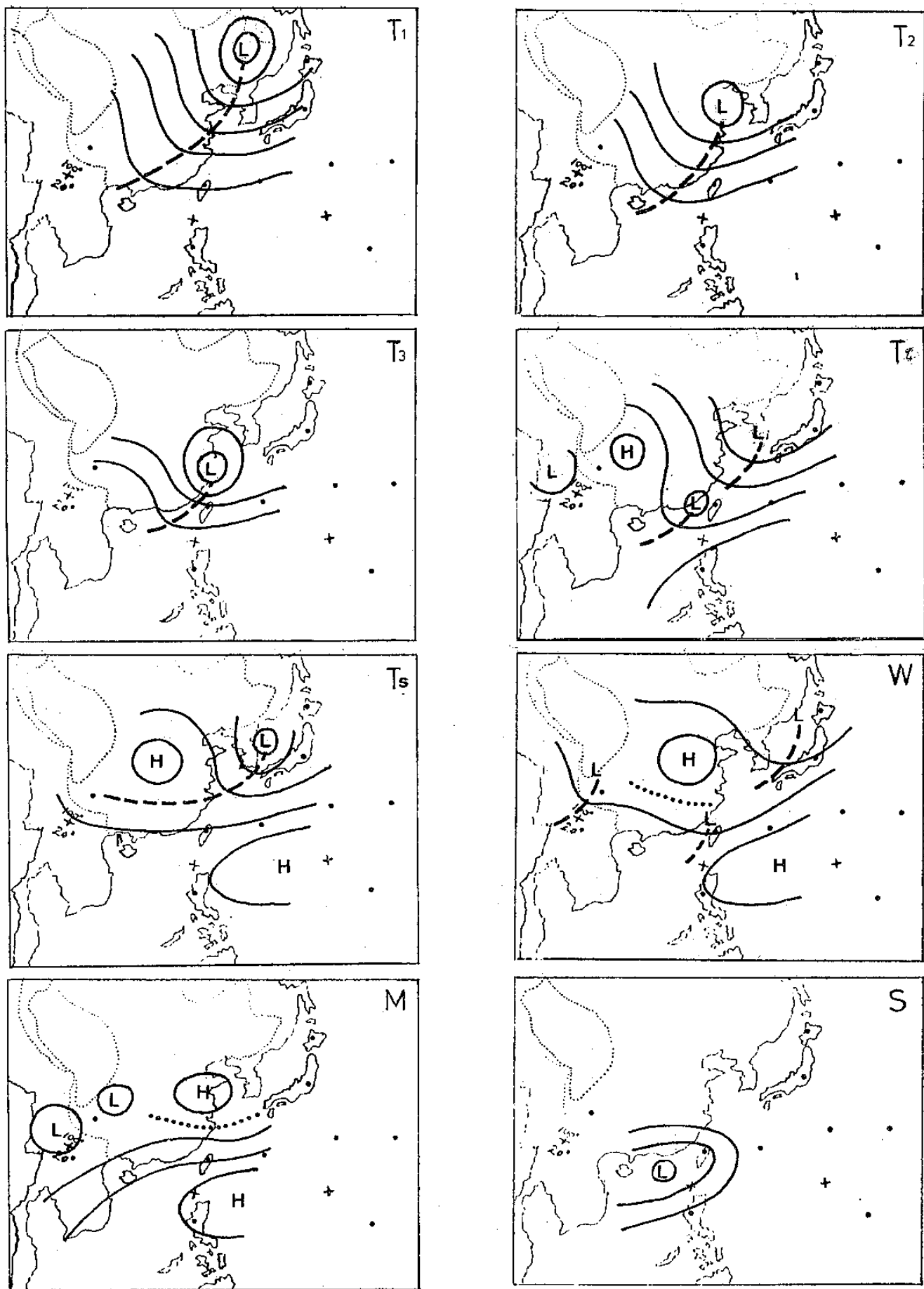


(b)锋面模式圖 (王, 1960)



(c)地面波動之相位劃分圖 (王, 1960)

圖5 5至6月間台灣地區3-5測站以上出現暴雨之大範圍環境條件。



續圖 5

(d) 高空 700 及 500 mb 模式圖

表3 表2內共142次個案資料中台灣北部合於暴雨條件之個案資料(雨量單位公厘,其他重要資料參見表2)。

表中A, B, C為代號表暴雨等級(編號同表2)

編號	年	月	日	彭佳嶼	基隆	鞍部	竹子湖	淡水	台北	新竹	A	B	C	總和
1	1960	5	19		C75.5	A160.9	C98.7	B100.2		C56.8	1	1	3	5
2	1965	5	10	C62.1		C87.5	C68.7	C89.3		C72.2			5	5
3	1967	5	22	C70.0	C118.7	A186.2	B109.2	C61.5	B100.6	C56.6	1	3	3	7
4	1968	5	25			C71.8	C70.0			C61.9			3	3
5	1969	5	24			C99.6	C65.4	C62.2					3	3
6	1974	5	31		C54.3			C60.4					2	2
12	1982	5	2	C89.0		B115.0	C73.0	C90.0		B110.0		2	3	5
14	1983	5	31		C61.0	B116.0	B105.0	B114.0	C86.4	A258.0	1	3	2	6
16	1984	5	29	B122.6		B116.2	B103.1	C95.9		C85.3		3	2	5
17	1960	6	11		C69.6		C54.7		C68.2	C57.7			4	4
18	1964	6	3		C53.1		C57.7	C71.3	C66.0				4	4
19	1966	6	4	C72.5		B121.6				A163.3	1	1	1	3
20	1966	6	9							A175.7	1			1
21	1966	6	10			B121.8			C96.5	B124.9		2	1	3
22	1968	6	10							B109.2		1		1
24	1970	6	13			C92.4	C59.8						2	2
25	1972	6	6							C64.6			1	1
27	1974	6	2							C89.0			1	1
28	1974	6	18		A143.9	A135.0	B125.2	C94.6	A166.4	B126.2	3	2	1	6
29	1974	6	23			C94.6	C77.9		C84.6	A177.7	1		3	4
31	1975	6	12							C99.1			1	1
32	1977	6	2		C95.3	B100.0	C98.3	B106.5	A143.4		1	2	2	5
33	1977	6	6				C78.0	C71.8	C60.1	C54.6			4	4
34	1977	6	7			C64.2			C70.1	C71.5			3	3
35	1977	6	21			C88.5	C72.7	C73.4		C51.0			4	4
36	1979	6	8		C68.0		C95.0	C91.0	C78.0	C58.0			5	5
37	1979	6	13						B107.0	B112.0		2		2
39	1982	6	2		C77.0					C88.0			2	2
40	1982	6	23			C68.0	C66.0	C62.0		A161.0	1		3	4
41	1982	6	28		B126.0	A180.0	A164.0	B123.0	C75.0		2	2	1	5
42	1983	6	3		C65.0	C77.0	C63.0		C69.0	C61.0			5	5
43	1984	6	3		B100.0	A152.0	B128.2	C97.7	A248.5		2	2	1	5
44	1963	5	12			C71.4	C76.7		C93.4				3	3
45	1964	5	29		C52.7								1	1



49.	1968	5	21			C73.5	C65.5					2	2
50.	1968	5	26		C69.0							1	1
53.	1969	5	27							C62.8		1	1
57.	1970	5	31			C97.0	C90.5	C93.5	C74.6			4	4
58.	1972	5	10			C55.1	C60.0	C61.2				3	3
59.	1972	5	14		C51.2	C63.8	C60.0	C86.8				4	4
62.	1973	5	18			C57.9	C50.5			B126.1	1		1
63.	1974	5	1							B103.2	1	2	3
64.	1974	5	30						B106.0		1		1
66.	1975	5	19		C62.6	C68.3			C65.7	C69.0		4	4
68.	1976	5	29			C97.1	C77.8	C73.2				3	3
70.	1977	5	31		C68.8				C65.0			2	2
71.	1978	5	1					C69.0	C87.0			2	2
73.	1978	5	23				C84.0		C65.0			2	2
75.	1980	5	9		C94.0	C73.0	B103.0			C85.0	1	3	4
76.	1981	5	28			C73.0				A247.0	1	1	2
77.	1981	5	30				C66.0			A178.0	1	1	2
81.	1962	6	13						C78.2	C60.6		2	2
83.	1964	6	1			C93.5	C68.0	C62.6					3
84.	1964	6	12			B107.7	C87.2	C85.4		C67.1	1	3	4
85.	1964	6	16	B101.3		B125.0	C91.3	B114.1			3	1	4
87.	1965	6	12		C66.1				C54.6			2	2
89.	1966	6	3	C72.8								1	1
91.	1966	6	7			C98.3	B100.7				1	1	2
93.	1966	6	11				C62.3	C77.9				2	2
94.	1967	6	1		C84.9							1	1
104.	1971	6	6							C54.7		1	1
112.	1973	6	13	B109.6							1		1
122.	1975	6	9	C95.7		C51.8		C57.9				3	3
123.	1975	6	11		A185.7	A205.5	A154.7			A147.0	4		4
127.	1976	6	11							C87.8		1	1
129.	1977	6	5	B109.9							1		1
135.	1979	6	16							C60.0		1	1
138.	1982	6	9		C85.0	C96.0	C85.0			B103.0	1	3	4
142.	1984	6	10						C58.7			1	1
109.	1972	6	15	A166.8							1		1
133.	1979	6	12							B102.0			1

觀尺度 ( subsynoptic scale ) 或中尺度 ( meso scale ) 之穩定擾動。輻合區又隨上層西風帶作南北位移。與此類穩定波之輻合區相連之暴雨有一最顯著之特徵為，暴雨時 850 mb 層輻合區幾均在台灣區域呈東西走向，或在台灣北方近海。(參見表 2 中 850 mb 層型式)。該項地面圖型式均附有「相位」，即輻合區相對於台灣之位置。其代號圖參見圖 5c。表 2 中並附鋒面輻合區之型式統計。其型式見圖 5b。由表中統計可見，與豪雨相連之鋒面輻合區，如以鋒面前後之流場分僅有兩型，即鋒後一為北來風，一為東來風，惟鋒前之兩型鋒面均同為西南氣流。此對台灣 5、6 月份鋒面輻合區型之暴雨言，實為最重要之環境條件。另 850 mb 層上除作出鋒面之位置外，並作出鋒面前後之風速大小。該項資料與輻合區之強度直接相關，此亦直接關聯豪雨之有無及強度。另藉該項資料可作出鋒面南北位移之估計。此直接與豪雨持續時間關聯。

## 2 對流層中層 ( 合 700 mb 與 500 mb 層 )

於表 2 中亦作出 700 mb 圖與 500 mb 圖型式之調查，並經作出分類。表 2 中僅列天氣圖之代號，各代號之天氣圖型式則見圖 5d。由表 2 中之代號及圖 5d 所示之型式圖可見。暴雨時對流層中層之型式亦若地面層，基本上可分兩類。其一為直槽類，另一為橫槽類 ( 此為本區較特殊現象，基本上與青康藏高原之存在有關 )。其中直槽類又分四型，即：北支槽 (  $T_1$  )，中支槽 (  $T_2$  )，南支槽 (  $T_3$  ) 及低緯槽 (  $T_4$  )。各槽均予明確定義，分別為對應於各槽之北限 ( 大部分均伴有低壓中心 )，各為在  $45^\circ\text{N}$  以北 (  $T_1$  )， $35-45^\circ\text{N}$  之間 (  $T_2$  )， $25-35^\circ\text{N}$  之間 (  $T_3$  )，及  $25^\circ\text{N}$  以南 (  $T_4$  )。且槽線之南限須擴及至台灣。另一特殊型式稱  $T_s$ ，即北段呈直槽型，而南段呈橫槽型。另外橫槽類又分兩型，其一橫槽之南氣流仍屬西風帶之南支西風，簡稱 W 型，另一橫槽之南已屬來自中南半島，或印度洋，或南海之西南季風，稱 M 型。另外，熱帶擾動包括颱風或熱帶低壓此處稱 S 型。計合共為八種型式，即： $T_1$ ， $T_2$ ， $T_3$ ， $T_4$ ， $T_s$ ，W，M，S。此八型構成了暴雨出現時對流層中層之環境條件

。以上八類型式，以直槽之  $T_s$  型及橫槽之 M 型兩者為最多。又同一日之天氣型 700 mb 與 500 mb 型式不必一定相同。例如 700 mb 層之 M 型，因西南季風屬直接熱力環流，每先有低層熱低壓之發展，惟此時 500 mb 層仍屬環繞極地之西風氣流，故兩層型式不必一定相同。由上分析可見，台灣暴雨之對流層中層之環境條件，必須有明顯槽線趨近，但其型式有此處所述之 7 型另加熱帶類 1 型，共 8 型。

## 3 地面層與上層天氣型之配合

天氣系統於上下層有一定形式之偶合 ( coupling )，大約下層之華南波型 (  $P_F$  ) 每多伴隨有上層之橫槽之兩型 ( W 及 M ) 或直槽與橫槽之混合型 (  $T_s$  )。如暴雨係與冷鋒相聯時，高空每屬直槽類。如暴雨為華南波 (  $P_F$  ) 北退所引起，即高空以西南季風橫槽型 ( M ) 為佔勢。總之由此處大範圍環境條件分析，台灣暴雨基本上在低層為有鋒面輻合區相偕，在上層為有直槽或橫槽之配合。故有極明顯之環境條件。

### (二) 雷雨風暴與台灣 5、6 月份暴雨

就此處所蒐集之 5、6 月份 142 次暴雨個例中，雷暴與台灣暴雨關係極為密切，但並非絕對之關係。就四類個例中可發現，5 月份同一日有 6 測站及以上出現暴雨時，共計 16 次個例中，無一例無雷雨發生 ( 參見表 2 )。就台灣全區而言，其關係為百分之百。6 月份 6 測站以上暴雨者，共計 27 次個例，僅兩例無雷暴，出現雷暴者佔 92% 強。又該無雷暴之兩例均出現於民 66 年以前。因手邊無完整之統計資料，亦可能與手邊資料不足有關。另同一日 3 至 5 測站有暴雨紀錄之 5 月份，計 36 次個例中，有 3 例無雷暴，且亦均出現於 65 年及以前。其雷暴出現率佔 92% 弱。6 月份 63 次個例中，無雷暴者為 7 次，66 年以後者僅 1 次。雷暴出現率為 90% 強。故由此處共 142 次個例對暴雨出現時偕隨雷暴出現率之調查與統計，已略可得下述之結論，即：5、6 月份台灣暴雨均為鋒面輻合區所造成 ( 參見表 2 )，而鋒面暴雨 ( 大雨或豪雨 ) 之預報將可縮小至鋒面區是否伴有雷雨之預報。

換言之，台灣5、6月份暴雨預報必須先瞭解鋒面雷雨之預報問題。如預測其不出現雷雨，即可作無暴雨（大雨或豪雨）之預報。因雷雨可藉經色調強化處理之衛星雲圖作出良好之分析與預報（例如，Oliver (1979), 王, 王 (1982), 王, 丘 (1984)），雷達回波圖亦可藉dB分析或直接經由降雨強度分析，而得出雷暴或豪雨有無之估計。此兩項需求本局均已備有（僅北部尚無雷達涵蓋），故基本上已具備暴雨預報能力之條件。

#### 四 暴雨鋒面之垂直斜率

必須說明，此項鋒面垂直斜率，係為就有暴雨之日鋒面斜率之計算。其量度係就地面至850mb，850至700mb及700至500mb分別為之。該項資料見表2。表中並同時分別列出地面至500mb之斜度，及其斜度相對於台北之朝向（以度數表示）。藉表2資料可見：

(1) 在47次資料中，有42次之斜率均在5°緯度以內（地面至500mb），佔百分之88強。

(2) 不穩定波之斜率為較大，例如編號5之長江波（Py，參見圖5a類型圖）或南移之長江波型之穩定波（Py）參見圖5a）。

(3) 通常在穩定狀態，斜率較小，例如華南波（Pr，參見圖5a）。

(4) 就此處47例得，地面至850mb層之平均斜率為1.46緯度，標準偏差為0.61。850至700mb為1.15度標準偏差為0.65。700至500mb為1.38，標準偏差為0.66。可發現在下層言，以850至700mb間之斜率最大。通常該層間為近地鋒面層（具有包圍等壓線之擾動）轉為西風帶中波狀擾動之變易層。

(5) 因此處僅為具有暴雨級鋒面斜率之調查，不具實際預報意義。但藉本項調查，已略可見暴雨鋒面斜率之條件。

#### 五 大氣熱力參數與強烈降水關係

利用探空資料，採用陳（1985）方法計算潛浮力量（Potential Buoyant energy，簡稱PBE）、低層風切量、水汽輻合量中可降水量（簡稱1-b），以及低層水汽平流量（Uq）等四種

參數，希望能找出此四種參數大小與強烈降水關係，以作為暴雨預報的參考資料。四種參數計算方法如下：

$$(a) PBE = g \int_{LFC}^{EQL} \frac{T_p - T_e}{T_e} dz$$

其中LFC表自由對流面，EQL表平衡面， $T_p$ 表空氣包溫度， $T_e$ 表環境溫度。

$$(b) \text{低層風切量} = \frac{(SU + SV)^{1/2} \text{ m s}^{-1}}{3636 \text{ m}}$$

其中  $SU = [U(303) - U(0)]^2 + [U(606) - U(303)]^2 + \dots + [U(3636) - U(3030)]^2$   
 $SV = [V(303) - V(0)]^2 + [V(606) - V(303)]^2 + \dots + [V(3636) - V(3030)]^2$

$$(c) 1 - b = 1 - \left( \frac{1 - \overline{RH}}{0.5} \right)^{1/2}, \text{ 其中 } \overline{RH} \text{ 表}$$

1000mb至300mb的標準層相對濕度的平均值（取自Kuo and Anthes, 1984）。

(d) Uq表低層（1000，850，700mb）風速平均量與水汽混合比平均量相乘積的結果，在此求平均量時考慮各層密度。

圖6為一組探空資料中降水前PBE值及低層風切量與強烈降水關係圖，圖中劃橫線資料由表4看出都產生強烈降水，其中有兩組且達到豪雨標準，可知PBE ≥ 2000及低層風切（< 0.003 s<sup>-1</sup>），為大雨至豪雨發生的很好的指標，但此種有利的熱力參數必須配合綜觀尺度或中尺度的強迫作用，如鋒面的舉升作用。

若測站本身已受到對流的影響，亦雲系已影響到測站上空大氣（此點可從當時測站相對濕度看出），則PRE參數就不適用，而可用1-b值與水汽平流項Uq來檢定。圖7為另一組探空資料1-b及Uq與強烈降水關係圖，圖中打×時間由表5看出都發生強烈降水且其中三組發生豪雨，故可得知1-b ≥ 0.8及Uq ≥ 100 (m/s) (g/kg) 強烈降水易產生。由以上分析討論可知上述四種熱力參數可作為大雨至豪雨預報的參考資料。

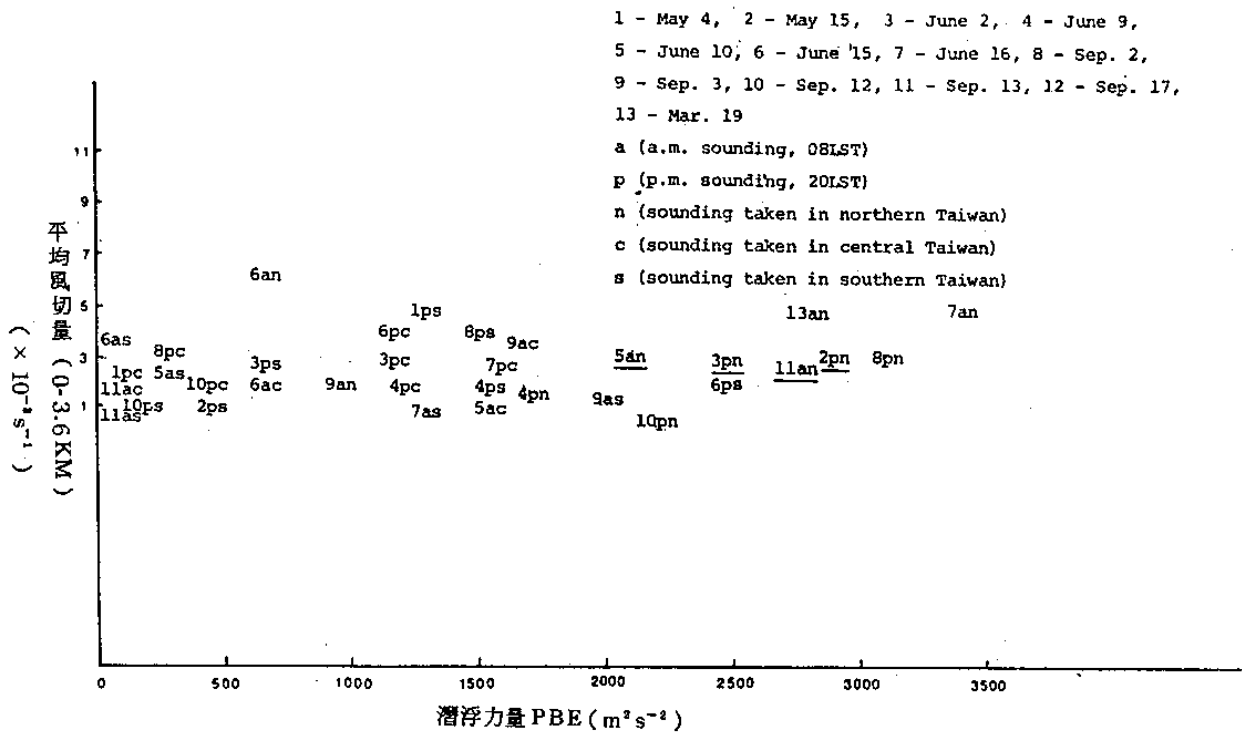


圖 6 1984年13組探空資料中所求得PBE及低層風切量大小分布圖

表 4 1984年四組強烈降水個案資料

時間	降水的時間	降 水 量				
1984, 5, 16	07 - 08 LST	鞍 部 44.1	竹子湖 28	淡 水 47	台 北 10.5	
1984, 6, 2-3	20 - 08 LST	基 隆 106.7	鞍 部 219.7	竹子湖 151.1	淡 水 135.7	台 北 248.0
1984, 6, 10	14 - 16 LST	鞍 部 20	竹子湖 38.2	淡 水 12.2	台 北 57.5	
1984, 9, 13	13 - 24 LST	彭佳嶼 46.5	基 隆 125.5	鞍 部 185.2	竹子湖 169.0	台 北 178.5

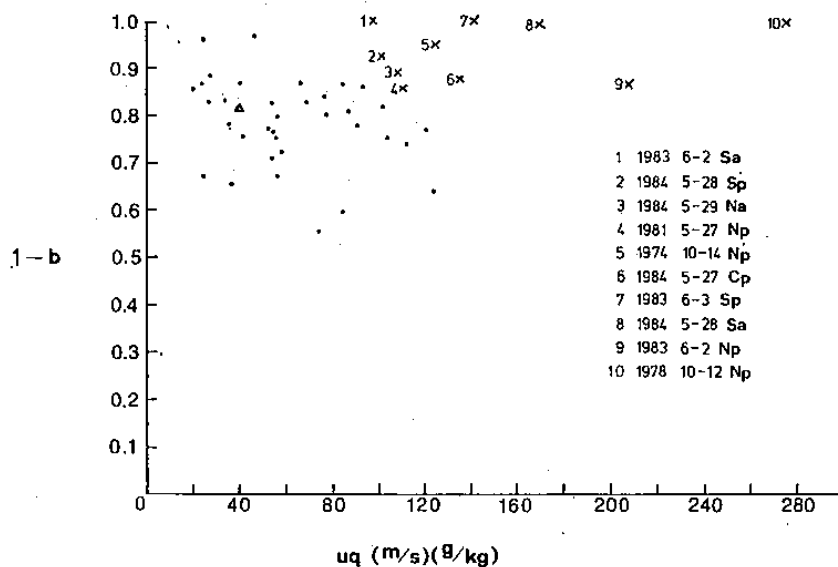


圖 7 15組探空資料中所求得1-b及Uq大小分布圖，圖中打×表大雨或豪雨發生。

表 5 6 組強烈降水個案資料

日 期	時 間	雨 量
1981, 5, 28	3-19 LST	新 竹 238.4
	8-15 LST	梧 樓 151.6
1983, 6, 2-3	18-24 LST	台 北 61
	8-14 LST	台 中 53.3
	12-20 LST	阿 里 山 114.4
1978, 10, 13	1-24 LST	基 隆 153.4
	1-24 LST	台 北 117.4
	1-24 LST	宜 蘭 388.9
1974, 10, 15	3-24 LST	基 隆 61.5
	1-24 LST	台 北 93.8
	1-24 LST	宜 蘭 110.6
1984, 5, 28	5-13 LST	台 中 59.8
	6-8 LST	梧 樓 38.6
	5 LST	澎 湖 28.6
	6-12 LST	日 月 潭 141.2
	6-21 LST	阿 里 山 178.1
	5-10 LST	台 南 53.1
	5-12 LST	高 雄 107.5
	12-19 LST	恒 春 91
1984, 5, 29	5-9 LST	鞍 部 54.2
	5-8 LST	竹 子 湖 44.2
	5-8 LST	淡 水 43.2
	9-17 LST	阿 里 山 106.9
	7-15 LST	台 南 161.3
	5-6 LST	高 雄 39

(六)大雨或豪雨發生前後大氣標準層之平均狀況

根據前述分類定義，就不同大雨或豪雨天氣類型分別作平均，以探討各類型發生前後標準大氣層的平均特性，以作為預報大雨或豪雨的參考。表 6 為長江波型 (Py) 所引起大雨前之平均大氣特性。由表中 00z ~ 12z 比較可看出此種類型大雨或豪雨發生前，地面至 850mb 不但出現明顯暖平流且低層噴射氣流產生，而中高層 (500 ~ 300mb) 大氣則出現明顯冷乾現象，顯示大氣存在強烈潛在不穩定。又 850 ~ 500mb 高度場明顯降低，顯示西邊短槽移近，顯示非常有利對流產生發展的型態。

華南波為本省最常發生大雨或豪雨類型，表 7 為台灣北部地區 3 個測站以上 (含三個測站) 發生大雨前標準大氣層之平均狀況，由表中可看出此類型除低層噴射氣流比長江波型較強外其他均比較不明顯。表 8 為前述類型大雨發生當時及過後大氣平均狀況，從表中可看出低層溫度很明顯下降，風速減弱，地面至 500mb 高度場很明顯增加。表 9 為同樣的類型發生豪雨前大氣之平均狀況，由表中可看出，此類型特徵為低層溫度平流明顯，且低層噴射

表 6 台灣地區長江波型所引起大雨至豪雨發生前大氣標準層之平均狀況

等壓面層	氣 壓 ( 高 度 )		溫 度 ( ° C )		露 點 ( ° C )		風 向 ( ° )		風 速 ( m / s )		相 對 濕 度 ( % )	
	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
地 面	1001	1001	26.7	28.9	23.0	23.1	148	225	0.6	3.3	84	71
850 mb	1466	1441	13.6	19.0	14.3	13.4	236	250	11.9	14.7	77	72
700 mb	3110	3076	9.9	8.1	6.9	5.1	243	275	11.3	9.6	83	51
500 mb	5837	5786	- 4.3	- 5.3	-10.4	-28.8	240	264	14	11.3	63	38
300 mb	9692	9615	-27.9	-29.6	-31.2	-39.8	260	265	38	13.8	55	37
200 mb	12469	12375	-50.4	-51.7			240	293	27	23.7	17	

氣流達到 35kts。由表 7 及表 9 比較可知同一類型而溫度平流與低層噴射氣流較強烈，易產生豪雨。

四、結論—暴雨預報問題

(1)就 5、6 月間鋒面輻合區型暴雨之氣壓系統言，僅有兩類。其一為不穩定波之鋒面襲境；另一為相伴有橫槽之長江波過境或華南波之發展。後者可統稱為梅雨波動型。

(2)就鋒面輻合區之流場型式來分，五、六月份之暴雨僅有兩型。其一為鋒後為北來風，另一為鋒後為東來風。但兩型鋒面在鋒前均同為來自南海溫濕均高之西南氣流。此西南氣流構成 5、6 月份台灣暴雨之必要條件。所有個例除颱風型外，均無例外。

(3)由此處 142 例暴雨個案與雷暴關係調查，可發現一極有價值之指示。即：暴雨之有無預報，可

表7 台灣北部地區 3 個測站以上發生大雨前大氣標準層之平均狀況

等壓面層	氣 壓		溫 度		露 點		風 向		風 速		相對濕度	
	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
sfc	$\frac{1005}{4}$	$\frac{1003}{3}$	$\frac{25}{2}$	$\frac{26}{2}$	$\frac{22}{1}$	$\frac{24}{1}$	$\frac{144}{100}$	$\frac{90}{79}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{88}{5}$	$\frac{88}{11}$
850	$\frac{1469}{93}$	$\frac{1466}{20}$	$\frac{18}{1}$	$\frac{19}{2}$	$\frac{16}{3}$	$\frac{16}{2}$	$\frac{239}{14}$	$\frac{212}{77}$	$\frac{12}{5}$	$\frac{12}{7}$	$\frac{83}{8}$	$\frac{86}{12}$
700	$\frac{3112}{19}$	$\frac{3107}{12}$	$\frac{10}{2}$	$\frac{10}{2}$	$\frac{5}{6}$	$\frac{7}{2}$	$\frac{247}{13}$	$\frac{253}{13}$	$\frac{14}{5}$	$\frac{14}{4}$	$\frac{80}{21}$	$\frac{86}{12}$
500	$\frac{5837}{18}$	$\frac{5830}{14}$	$\frac{-6}{2}$	$\frac{-5}{2}$	$\frac{-9}{3}$	$\frac{-9}{8}$	$\frac{265}{18}$	$\frac{263}{15}$	$\frac{13}{6}$	$\frac{13}{6}$	$\frac{74}{18}$	$\frac{62}{28}$
300	$\frac{9667}{41}$	$\frac{9675}{43}$	$\frac{-30}{3}$	$\frac{-29}{2}$	$\frac{-31}{2}$	$\frac{-35}{6}$	$\frac{251}{12}$	$\frac{275}{23}$	$\frac{23}{5}$	$\frac{18}{7}$	$\frac{73}{17}$	$\frac{58}{25}$
200	$\frac{13515}{359}$	$\frac{12443}{6}$	$\frac{-51}{2}$	$\frac{-51}{2}$			$\frac{262}{13}$	$\frac{277}{30}$	$\frac{27}{11}$	$\frac{21}{14}$		

表8 台灣北部地區 3 個測站以上發生大雨時大氣標準層之平均狀況

等壓面層	氣 壓		溫 度		露 點		風 向		風 速		相對濕度	
	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
sfc	$\frac{1005}{4}$	$\frac{1004}{5}$	$\frac{24}{3}$	$\frac{24}{2}$	$\frac{22}{2}$	$\frac{23}{2}$	$\frac{121}{116}$	$\frac{53}{73}$	$\frac{2}{2}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{88}{9}$	$\frac{92}{5}$
850	$\frac{1477}{18}$	$\frac{1461}{32}$	$\frac{17}{3}$	$\frac{17}{2}$	$\frac{14}{2}$	$\frac{14}{4}$	$\frac{228}{30}$	$\frac{250}{33}$	$\frac{15}{13}$	$\frac{11}{6}$	$\frac{85}{11}$	$\frac{83}{21}$
700	$\frac{3112}{23}$	$\frac{3097}{28}$	$\frac{8}{2}$	$\frac{9}{1}$	$\frac{7}{2}$	$\frac{6}{4}$	$\frac{250}{24}$	$\frac{249}{15}$	$\frac{17}{10}$	$\frac{15}{4}$	$\frac{90}{10}$	$\frac{79}{20}$
500	$\frac{5827}{28}$	$\frac{5811}{36}$	$\frac{-6}{3}$	$\frac{-5}{2}$	$\frac{-10}{2}$	$\frac{-9}{5}$	$\frac{257}{19}$	$\frac{272}{28}$	$\frac{18}{11}$	$\frac{16}{9}$	$\frac{79}{22}$	$\frac{78}{18}$
300	$\frac{9678}{35}$	$\frac{9644}{52}$	$\frac{-29}{2}$	$\frac{-29}{1}$	$\frac{-32}{2}$	$\frac{-36}{5}$	$\frac{273}{21}$	$\frac{273}{22}$	$\frac{24}{12}$	$\frac{20}{11}$	$\frac{66}{21}$	$\frac{53}{35}$
200	$\frac{13452}{348}$	$\frac{13350}{328}$	$\frac{-51}{2}$	$\frac{-53}{2}$			$\frac{289}{28}$	$\frac{276}{38}$	$\frac{27}{10}$	$\frac{26}{11}$		

表 9 台灣北部地區 3 個測站以上發生豪雨前大氣標準層之平均狀況

等壓面層	氣 壓		溫 度		露 點		風 向		風 速		相對濕度	
	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
sfc	$\frac{1006}{3}$	$\frac{1000}{1}$	$\frac{25}{2}$	$\frac{30}{1}$	$\frac{23}{2}$	$\frac{23}{2}$	$\frac{176}{126}$	$\frac{248}{26}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{4}{0.2}$	$\frac{93}{3}$	$\frac{67}{9}$
850	$\frac{1468}{13}$	$\frac{1445}{11}$	$\frac{17}{2}$	$\frac{21}{1}$	$\frac{15}{1}$	$\frac{14}{3}$	$\frac{218}{30}$	$\frac{240}{4}$	$\frac{6}{2}$	$\frac{21}{1}$	$\frac{81}{6}$	$\frac{63}{16}$
700	$\frac{3099}{15}$	$\frac{3095}{8}$	$\frac{9}{1}$	$\frac{11}{1}$	$\frac{7}{1}$	$\frac{7}{2}$	$\frac{243}{6}$	$\frac{257}{9}$	$\frac{15}{2}$	$\frac{19}{4}$	$\frac{88}{9}$	$\frac{78}{14}$
500	$\frac{5823}{16}$	$\frac{5823}{4}$	$\frac{-5}{1}$	$\frac{-3}{1}$	$\frac{-11}{4}$	$\frac{-23}{19}$	$\frac{234}{1}$	$\frac{261}{9}$	$\frac{12}{0.4}$	$\frac{13}{4}$	$\frac{66}{21}$	$\frac{42}{41}$
300	$\frac{9674}{15}$	$\frac{9676}{16}$	$\frac{-29}{1}$	$\frac{-28}{1}$	$\frac{-33}{4}$	$\frac{-40}{9}$	$\frac{290}{6}$	$\frac{259}{18}$	$\frac{15}{13}$	$\frac{13}{5}$	$\frac{73}{11}$	$\frac{39}{28}$
200	$\frac{12450}{2}$	$\frac{12453}{7}$	$\frac{-52}{1}$	$\frac{-51}{1}$			$\frac{270}{34}$	$\frac{299}{28}$	$\frac{9}{5}$	$\frac{14}{8}$		

表 10 台灣北部地區 3 個測站以上發生豪雨時大氣標準層之平均狀況

等壓面層	氣 壓		溫 度		露 點		風 向		風 速		相對濕度	
	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
sfc	$\frac{1005}{2}$	$\frac{1005}{3}$	$\frac{24}{2}$	$\frac{24}{1}$	$\frac{18}{8}$	$\frac{22}{1}$	$\frac{101}{93}$	$\frac{136}{78}$	$\frac{2}{2}$	$\frac{2}{1}$	$\frac{92}{2}$	$\frac{92}{4}$
850	$\frac{1457}{8}$	$\frac{1463}{23}$	$\frac{17}{3}$	$\frac{18}{1}$	$\frac{15}{3}$	$\frac{16}{1}$	$\frac{248}{15}$	$\frac{207}{82}$	$\frac{14}{4}$	$\frac{8}{4}$		$\frac{89}{6}$
700	$\frac{3093}{12}$	$\frac{3103}{24}$	$\frac{9}{1}$	$\frac{10}{1}$	$\frac{8}{1}$	$\frac{8}{3}$	$\frac{265}{32}$	$\frac{274}{23}$	$\frac{16}{3}$	$\frac{12}{2}$	$\frac{95}{8}$	$\frac{82}{16}$
500	$\frac{5813}{16}$	$\frac{5830}{21}$	$\frac{-4}{1}$	$\frac{-4}{1}$	$\frac{-4}{1}$	$\frac{-9}{6}$	$\frac{265}{21}$	$\frac{189}{153}$	$\frac{15}{1}$	$\frac{11}{4}$	$\frac{98}{8}$	$\frac{65}{28}$
300	$\frac{9681}{20}$	$\frac{9689}{6}$	$\frac{-27}{1}$	$\frac{-28}{2}$	$\frac{-29}{2}$	$\frac{-36}{5}$	$\frac{272}{30}$	$\frac{265}{23}$	$\frac{16}{2}$	$\frac{11}{7}$	$\frac{80}{12}$	$\frac{49}{22}$
200	$\frac{12475}{3}$	$\frac{12470}{2}$	$\frac{-50}{1}$	$\frac{-50}{3}$			$\frac{294}{46}$	$\frac{253}{20}$	$\frac{19}{4}$	$\frac{16}{7}$		

縮小範圍至鋒面雷雨有無及強度預報。關於鋒面雷雨預報，雷達與氣象衛星，基本上已具充份之潛在能力。

(4)梅雨季之鋒面雷雨，僅為甚多鋒面實例之一部份，且發現台灣雷雨可獲早期之預警。例如未移入台灣前之鋒面雷雨已常先有出現。遠者如鋒面未移入台灣前，華南區已先見雷雨。與表2各例之相關經調查有0.8。近者，如注意馬祖、金門、澎湖、彭佳嶼之天氣變化。且發現大部份豪雨鋒面有緩移之性質。鑒於伴隨暴雨之雷暴，即使雷暴群之生命史及活動史均不足12小時。故對上述外島各地點，雷暴有無之監視，對台灣暴雨預測即已有極高之價值。

(5)一項與台灣暴雨發生極為密切之850mb層槽線配置為，須呈東西方向及須橫過台灣中部，或在北方近海並向南位移。如此時槽前有20哩/時以上之西南風，暴雨每為可期。預報時應特別注意。

(6)5及6月台灣暴雨之發生常出現於當地面至500mb鋒面斜率(700mb層以上為槽之斜率)轉陡之時，此亦示垂直運動增強。此一態勢為深厚對流(deep convection)及引發雷暴所必需。

(6)注意華南區域700mb層小槽之出現及東移。在適當情況下，且每可成為具有包圍等高線之渦動，如移入台灣，「豪雨」每為可期。

(7)當有低壓移入東海，台灣出現強勁西南風，引入溫濕均高之南海氣流進駐台灣。此時如預測低壓將行發展並東移，其鋒面南下台灣，每可造成「豪雨」。

## 參考文獻

- 王時鼎，1960：中國東南區域天氣類型芻議。氣象預報與分析，第五期1~7。
- 王時鼎、丘台光，1984：台灣地區豪雨之分析與研究。中央氣象局研究報告：102號，1—27。
- 吳宗堯、王時鼎，1985：變易季節台灣北部地形加劇鋒面性質降雨機制及結構之初步分析。大氣科學，12期，151—166。

吳宗堯、陳泰然、謝信良、喬鳳倫、陳正改、蕭長庚、朱曙光，1984：臺灣地區春至初夏之局部性豪雨及其對水稻災害之初步分析。大氣科學，11，29-44。

陳泰然、紀水上，1978：台灣梅雨鋒面之中幅度結構。大氣科學，5，1，35~47。

陳泰然，1978：台灣梅雨期之中幅度天氣系統分析，台灣地區災變天氣研討會論文彙編，國科會，150~157。

陳泰然、紀水上，1980：台灣梅雨季之中幅降水與中幅度低壓研究。大氣科學，7，39~48。

紀水上，1978：台灣梅雨期平均環流之初步研究。大氣科學，5，2，17~32。

陳正改、廖志翔，1981：台灣地區空梅之環流特徵。氣象學報，27，2，1~14。

陳正改，1980：台灣北部地區梅雨期間之環流型式與降水特性。第二屆全國大氣研討會論文彙編，國科會，78~87。

陳正改、蔡清彥，1979年：台灣地區梅雨系統之降水特性及天氣型式。台大大氣科學系研究報告，Mei-Yu-003，38頁。

鍾達三、萬寶康、殷來朝，1949：中國天氣類型。CIT研究報告1~50。

Charlie A. Crisp Msgr, Training Guide For severe weather forecast. Chanute AFB 1981

Chen, C. S., 1985: Relation between convective characteristics of frontal systems and soundings, low-level shear, and stability. Proceedings of the ROC-JAPAN Joint seminar on Multiple Hazards mitigation. 993~1007.

George Tai - Jen Chen. Observational Aspects of the Mei - Yu Phenomenon in Subtropical China. Proceedings of CCNAA - AIT Joint Seminar on Monsoon and Tropical



- Meteorology pp.5~18, 1983.
- Kozo Ninomiya  
 Heavy Rainfalls Associated with Frontal Depression in Asia Subtropical Humid Region (I) Synoptic-scale Features. JMS. pp.253~266, 1978.
- Kuo Y-H and R. A. Anthes, 1984 :  
 Semiprognostic tests of Kuo-type cumulus parameterization schemes in an extratropical convective systems, Mon. Wea. Rev., 112, 1498~1509.
- Maddox, R. A., C. F. Chappell, and L. R. Hoxit, 1981a : Synoptic and meso- $\alpha$  scales aspects of flash flood events. Bul. of the American Meteorological Society, 60. 115~122.
- Maddox, R. A., W. Deitrich 1981b :  
 Synoptic conditions associated with the simultaneous occurrence of significant severe thunderstorms and flash floods. Fourth conference on Hydro-meteorology, 181~187.
- Maddox, R. A., 1979 :  
 A Methodology for forecasting heavy convective precipitation and flash flooding.
- Oliver, V. J., and R. A. Scofield, 1979 :  
 Estimation of rainfall from satellite imagery. AWS/TN-79/003, 109~112.

# 變易季節臺灣北部地形加劇鋒面性質 降雨機制及結構之初步分析

吳宗堯 王時鼎

中央氣象局

## 摘 要

臺灣北部於變易季期間四次鋒面豪雨經作分析，發現臺灣北部地形擔負多重角色。民73年「6·3水災」為鋒面移至北部西側海上時衍生Meso- $\beta$ 尺度波動，致在位於暖區之臺灣北部引發多個雷雨胞，因地形增強西南氣流而使雷雨加劇。同年「6·10水災」之鋒面遭受北部地形扭曲，兼接境時係在午後對流最盛時，故雷雨成災。另兩次基隆豪雨，一為民69年「9·23水災」豪雨，一為同年10月19日豪雨，其成因則完全不同。豪雨均局限北部、東北角一帶，係完全受地形迫舉造成強烈對流所致。東風層甚厚，但風速不大。上述四次有關鋒面豪雨於鋒前或為來自南海之西南季風，或來自太平洋之信風氣流。低層溫濕均高且接近飽和，原已在潛在不穩定狀態中。另外，該四次豪雨之地面逐時氣象要素變化並均作詳細分析。

## 一、前 言

去年(民73)台北市於6月3日及6月10日接連遭受兩次鋒面豪雨，造成慘重水災。特以「6·3水災」因豪雨係出現於午夜以後至凌晨之間，猝不及防，受災更劇。本文即擬就兩次水災豪雨及民69年9月23日凌晨鋒面引起基隆水災豪雨及同年10月19日另一鋒面引起之基隆區豪雨作一較詳細之探討。有關地形降雨，Browning (1979) 及 Badar 與 Roach (1977) 等曾就英國情形作過頗為深入研究。台灣雖亦屬海島，但緯度遠為偏低，故情形多有不同。又 Anthes 與 Warner (1978) 討論中尺度數值模式時曾特別強調，就中小尺度系統言，「原始條件」遠不若「局地強迫 (local forcing) 作用」之重要。而其所列四項局地強迫函數 (local forcing functions) 之首項即為「複雜地形之效應」(complex terrain effects)。由此可知地形影響對中小尺度系統之重要性。此在

台灣情形，尤為真實。特以國科會大力支持防災計畫中之「劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計畫」即將展開。另外本局數值天氣預報系統之中尺度系統亦已在設計中。故本項研究有多重目的，期望本項研究對下述各項目標，能均獲助益：

- (1) 台灣氣象界即將展開豪雨觀測與分析之實驗計畫。
- (2) 本局適用於台灣區域之中尺度數預報模式之設計。
- (3) 台灣局部地區之豪雨預報。

## 二、臺北市「6.3水災」豪雨——海峽北部衍生Meso- $\beta$ 波動釀成

此處分析目的為確定「6·3豪雨」成因，作為今後，類此型式豪雨預報之參考。經詳細分析認為本次豪雨係由於鋒面移至台灣北方海面附近後，由於海峽北上之西南氣流強盛致鋒面南移減緩，並在台灣海峽北部生波，氣流輻合增強，兼受地形