交通部中央氣象局研究報告第 304 號
中央氣象局氣象科技研究中心研究報告第004號

CWB/ARDC

Collected Papers

NO-004

氣象科技研究中心技術報告彙編

（國內委託研究部分）

第2－2卷

交通部中央氣象局
氣象科技研究中心
中華民國七十七年十月 黃孟良 77.11.10

Atmospheric R&D Center
Central Weather Bureau
Ministry of Communications
TAIPEI, TAIWAN, R. O. C.
October 1988

目　　錄

台北地區可降水量分析……1
台灣附近梅雨期間Arakawa-Schubert 積雲參數化研究(一)……13
西藏高壓發展過程與台灣梅雨關係之研究(一)……49
數據化雷達降雨量之初步探討……77
台灣地區鋒面帶特性與地形效應之研究(1)診斷分析……89
台灣地區冬季異常天氣預報(一)……119
台灣北部最大陣風之分析研究……137
台灣地區氣象觀測站分布與天氣預報區域劃分之研究……157
華南地區中尺度對流系統的分析……207
簡易變分法在東亞地區資料初始化的應用……221
空軍各測站颱風侵襲間氣象資料之蒐集分析……231
台灣梅雨季降水之長期預報(二)……253
台灣中北部地區春間濃霧之研究……267
1985 年與 1986 年暖季西太平洋高層冷心低壓之初步分析……291
梅雨季 TOVS 遙測資料處理……303
颱風路徑相當正壓模式預報之校驗……319
台灣地區颱風路徑客觀預報之校驗與客觀預報方法之評估……341
中緯度地區積雲參數化法降水預報的研究……351

台北地區可降水量之分析

張鏡湖　張領孝　楊之遠

國立台灣大學地理系　中　央　氣　象　局

鄭師中　劉明揚　陳建河

中國文化大學氣象系　中　央　氣　象　局

摘　要

本研究根據台北探空站（板橋）1981 — 1984 年之高空觀測資料，估算大氣中各層可降水量，全年中以七月份之總可降水量最高達54㎜，一月份最低僅 21.2 ㎜； 每月平均露點溫度與可降水量之相關係數（r）高達0.969 ，但如以春、夏、秋、冬四季來分析每日露點溫度與可降水量之關係，則其相關係數以夏季最低僅 0.36 ，秋季最高亦僅 0.795 ， 遠低於美國與加拿大地區，如以水汽壓取代露點溫度以推算其與可降水量之關係，其結果大致相同。

一、前　言

組成大氣之氣體成分中，水汽之含量最具地域性與季節性之變化。水汽之主要來源爲地面之蒸發散作用（ evapotranspiration ）。水汽自地面上升後，即懸浮於大氣之中，故愈高則含量愈少。在一單位面積上之大氣柱中，自地面至對流層頂，所有水汽凝聚所得液體之高度，稱爲可降水（ precipitable water vapor ）。

可降水量對於雲層之形成、雨量之强度、輻射之耗竭及電磁波之傳播皆有密切之關係。在一對流胞（ convection cell ）中，暴雨之强度決定於其下層流入空氣所挾帶之水汽量，因此在估計一地區最大雨量（ probable maximum precipitation ）之模式中，可降水量爲一極重要之參數（ WMO 1973 ）。水汽吸收太陽短波輻射及地面長波輻射，Atwater 與 Ball（1976 ）即曾以可降水量計算美國十一個城市晴天逐時之輻射量。估計有效長波輻射（effective long-wave radiation ）最常用之 Elsasser 圖表（1942 ）以可降水量與地面溫度爲參數。毫米及次毫米電磁波（ millimeter and submillimeter electromagnetic wave ）傳播時之衰減係數深受大氣中各層水汽分佈之影響（ Reber and Swope 1972)。

Tuller（1968 ）根據散佈全球一百八十二個測站三年之高空資料，繪製世界可降水量全年及各月之分佈圖。其中包括台北測站之資料。但早年所用之探空儀器不夠精確，恐有差誤。本文根據近年使用精密儀器所得之資料，加以分析，其主要目的有二：㈠計算各月平均可降水量，並瞭解不同氣壓層水汽含量之變化。㈡研討利用地面露點（ dew point ）或水汽壓（ vapor perssure ）以推算可降水量之可能性與精確度。

二、資料與計算方法

台灣地區之探空站有台北之板橋、桃園、東港、高雄之小港、澎湖之馬公與綠島。其中僅台北站之資料輸入電腦，處理較爲方便，故本文之研究僅限於台北，所用之資料自 1981 年一月至 1984 年十二月，共四年整。

台北測站之探空觀測每天僅有 1200 格林平時

（GMT）一次，無法瞭解夜間之情形。但根據 karalis（1974）分析希臘雅典之資料 1200 GMT 之可降水量在春、夏二季與 0000 GMT 相比約略相等，多季略高，秋季略低。台灣地處副熱帶可能與中緯度春、夏之情形，較爲接近。

台北站觀測之高度共有六個氣壓面，即 1000, 850, 700, 500, 400 與 300 mb。可降水量（W）用下列公式計算之：

$$W=\frac{1}{g}\int_{P_2}^{P_1} q\,dp \text{ ----------(1)}$$

其中 g 爲重力加速度 980 cm/sec^2，p 爲氣壓自高度 1 至高度 2，q 爲比濕（specific humidity）。

最高之觀測點爲 300 mb，因此略爲低估可降水之總量。300 mb 以上之水汽含量通常多季僅佔百分之一左右，夏季可能達百分之二、三。

三、結果與討論

㈠台北可降水之各月平均量

各月之可降水量最低爲一月份之 21.2mm，最高爲七月份之54.0 mm（第一表），全年平均值爲 38.5 mm。本文之結果與 Tuller 之世界圖相比較，自七月至十一月大致相同。自十二月至五月 Tuller 之數值高於本文。例如自十二月至二月 Tuller 圖中台北之可降水量皆超過25.4 mm，三月份超過31.8 mm，四月份超過 38.1 mm，五月份超過50.8 mm，但六月份 Tuller 之數值低於 50.8 mm，小於本文所列之 52.2mm。

可降水在垂直方向之分佈，因氣團之性質而異。多季變性極地大陸氣團之水汽集中在下層，尤其在逆溫之情形下，對流被抑制，水汽難以上升，自十一月至一月，850 mb 以下可降水所佔之百分比皆在四十六以上，而 700 mb 以上之可降水量相對的比夏季減少。

五、六月梅雨季節之特徵爲 700 mb 以上之高空，可降水比例爲全年之冠，超過百分之二十六。梅雨期間之西南氣流，常爲赤道氣團（equetorial air mass）。涂長望（Tu 1939）早已指出赤道氣團與熱帶海洋氣團（maritime tropical air mass）下層之物理性質相似，但高空之濕度前者高於後者。通常在熱帶地區，東風大多沈降（subsidence），而深厚之西風有上升之傾向，將水汽傳播至高空。

七、八月份盛夏高溫之際，洋面蒸發旺盛，可降水量達 54mm 左右，數值之高，在全球各地，僅遜於孟加拉灣。

㈡研究地面濕度與可降水量關係之文獻

高空觀測費用昂貴而且麻煩，因此常有地面濕度與可降水間之關係的研究，期能以前者推算後者。最常用之地面濕度指標爲露點溫度與水汽壓。

Reitan（1963）最初分析美國十五個測站，每月平均露點溫度與可降水之關係。根據 540 組之觀測數據，獲得高達 0.98 之相關係數。Bolsenga（1965）分析美國新罕布夏（New-Hampshirs）州之逐日逐時資料，僅得 0.80 至 0.85 之相關係數。Smith（1966）認爲露點溫度與可降水之關係，因緯度季節而異，乃加一常數以爲修正。Lowry 與 Glahn（1969）分析美加東部多天逐日資料，得 0.91 之相關係數。一般而言，多天多氣旋，大氣混合（mixing）較徹底，則露點溫度與可降水之相關性較高。Karalis（1974）分析希臘雅典之資料亦獲得同樣之結論。Balogun 與 Adedokun（1984）在西非之研究，發現對流頻繁之地區相關係數較高。Viswanadham（1981）曾對南半球作一廣泛之研究，發現中高緯度（25—85° S）之相關係數高於低緯度（0—20° S），且多天比夏天較好。

露點雖可換算爲水汽壓，但其單位爲溫度而非水汽含量。例如在計算有效長波輻射之經驗公式中，常用之參數爲水汽壓。因此微氣象學家尋求水汽壓與可降水之關係。Monteith（1961）利用英國探空資料發現水汽壓開方與可降水之對數間有極良好之線性關係。Idso（1969）分析美國費尼克斯（phoenix）城夏天一百九十天之資料，發現水汽壓與可降水之間有高達 0.913 之相關係數。

㈢台北地區露點溫度與可降水之關係

可降水與露點溫度可以下列公式表示之：

$$\ell_n W = a + b\ T_d \quad \text{----------(2)}$$

其中 $\ell_n W$ 爲可降水量之對數，可用 cm，mm 或 in 等不同單位。a 與 b 爲常數，T_d 爲露點溫度。

本文利用台北 1981-84 四年之探空資料分析每月平均及春、夏、秋、冬四季逐日之關係。第一圖至第五圖爲每月平均及四季逐日之散佈圖（ scattergram ）。統計數字包括廻歸線之截距（ a ）與斜率（ b ），相關係數及標準機差（ standard error ）則詳列於第二表中。

台北每月平均露點溫度與可降水量間之相關係數高達 0.969 ，僅略遜於 Reitan 所得北美十五個測站之 0.98 。因此利用月平均露點溫度推算可降水量以解答氣候學及微氣候學上之問題，應無重大之差誤。

台北每日露點溫度與可降水量之關係，分春、夏、秋、冬四季分析之。相關係數以夏季最低僅 0.316 ，秋季最高，亦僅 0.795 ，遠低於美國與加拿大之每日相關係數。一般而言，熱帶之相關不及中高緯度，夏天不及冬天，台北資料符合此一原則。

用水汽壓取代露點溫度以推算可降水量，其相關係數大致相同，分析之結果可參閱第二表及第六至第十圖。

四露點溫度與降水量關係優劣之解釋

高空水汽分佈之剖面愈近常態或變異愈少，則露點溫度與可降水量之關係愈好。當大部分大氣近於飽和假絕熱直減率時，即可用 1000 mb 或其他高度之露點推算可降水量。在廣大熱帶地區貿易風逆溫層之高度自海洋之東部向西部逐漸增加，因此露點與可降水之關係亦漸改變。但在一固定地點若逆溫層極穩定，則兩者之相關必定良好。

台灣位於副熱帶海洋之西邊，逆溫層不及副熱帶海洋東部之顯著而穩定，因此大氣中水汽含量之變化亦較大。侵襲台灣各種氣團受洋面之影響不同。 Drozdor 及 Gregoreva （1965 ）根據蘇俄研究之結果，認爲可降水量與絕對濕度之比例可以表示地面水汽在垂直方向之運動。當此一比例超過 2.17 時，氣團中之水汽因蒸發作用而增加。當比例低於 2.17 時水汽自氣團下流至地面。台北之比例如第三表所示，除冬季十二月與一月外全年皆高於 2.17 。尤以六月份比例最高，表示在梅雨期有大量水汽自海面蒸發傳達至上空。蒸發視海水溫度與風速而異，當風速超過 6.5 m/sec ，即所謂愷爾文臨界數值（ Kelvin critical value ）時，海水蒸發量突然增加，可降水量與地面露點溫度之關係亦有改變。當大氣中有低層噴射氣流（ low-level jet ）時，可降水量大量增加，地面露點溫度變化較少，亦爲兩者關係不良原因之一。

參考文獻：

1. Atwater, M.A., and J.T. Ball, 1976. Comparison of radiation computations using observed and estimated precipitable water. Journal of Applied Meteorology, 15: 1319-1320.
2. Balogun, E.E. and J.A. Adedokun, 1986. On the variations in precipitable water over some West African stations during the special observation period of WAMEX. Monthly Weather Review, 114: 772-776.
3. Bolsenga, S. J., 1965. The relationship between total atmospheric water vapor and surface dew point on a mean daily and hourly basis. Journal of Applied Meteorology, 4: 430-432.
4. Dorzdov O.A., and A.S. Grigoreva, 1965. The Hydrological Cycle in the Atmosphere. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem.
5. Elsasser, W.M., 1942. Heat transfer by infrared radiation in the atmosphere. Harvard Meteorological Studies, No.6.
6. Idso, B.S., 1969. Atmospheric attenuation of solar radiation. Journal of Atmospheric Sciences, 26: 1088-1095.
7. Karalis, J.D., 1974. Precipitable water and its relationship to surface dew point and vapor pressure in Athens. Journal of Applied Meteorology, 13: 760-766.
8. Lowry, D.A. and H.R. Glahn, 1969. Relationship between integrated atmospheric moisture and surface weather. Journal of Applied Meteorology, 8: 762-768.
9. Monteith, J.L., 1961. An empirical method for estimating long-wave radiation exchanges in the British Isles. Quarterly Journal of Royal Meteorological Society, 87: 171-179.
10. Reber, E.E., and J.R. Swope, 1972. On the correlation of the total precipitable water in a vertical column and absolute humidity at the surface. Journal of Applied Meteorology, 11: 1322-1325.
11. Reitan, C.H., 1963. Surface dew point and water vapor aloft. Journal of Applied Meteorology, 2: 776-779.
12. Roller, W.L., and R.F. Goldman. 1967. Estimation of solar radiation environment. International Journal of Biometeorology, 11: 329-336.
13. Smith, W.L., 1966. Note on the relationship between total precipitable water and surface dew point. Journal of Applied Meteorology, 5: 726-727.
14. Tu chang-wang, 1939. Chinese air mass properties. Quarterly Journal of Royal Meteorological Society, 65: 33-51.
15. Tuller, S.E., 1968. World distribution of mean monthly and annual precipitable water. Monthly Weather Review, 96: 785-797.
16. Viswanadham, Y. 1981. The relationship between total precipitable water and surface dew point. Journal of Applied Meteorology, 20: 3-8.
17. World Meteorological Organization, 1973. Manual for estimation of probable maximum precipitation. WMO-No.332. Operational Hydrology Report No.1, pp. 1-179.

表一、 1981 年至1984 年台北各氣壓層可降水量（mm ）及其所佔總量之百分比

Table 1. The amount of precipitable water (mm) in different pressure layer and its percentage contribution to the total atmospheric column.

氣壓層 \ 月份		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
500-300 mb	可降水	0.45	0.46	0.68	1.06	1.88	2.56	2.28	2.20	1.88	1.35	1.00	0.33
	百分比	2.1	1.9	2.2	3.0	4.5	4.9	4.2	4.1	3.7	3.2	3.1	1.5
700-500 mb	可降水	4.41	5.47	6.44	7.86	9.26	11.32	10.76	10.88	10.37	8.63	6.54	4.22
	百分比	20.8	21.9	21.2	22.6	21.9	21.7	19.9	20.3	20.7	20.5	20.5	19.2
850-700 mb	可降水	6.42	7.91	9.69	10.55	12.55	15.45	15.94	15.99	15.03	12.78	9.52	6.69
	百分比	30.2	31.6	31.9	30.3	29.7	29.6	29.5	29.8	29.9	30.5	30.0	30.5
1000-850 mb	可降水	9.95	11.16	13.59	15.37	18.52	22.91	25.04	24.56	22.91	19.21	14.79	10.72
	百分比	46.9	44.6	44.7	44.1	43.9	43.9	46.4	45.8	45.7	45.8	46.4	48.8
1000-300 mb	可降水總量	21.23	25.01	30.40	34.84	42.21	52.24	54.03	53.63	50.19	41.98	31.86	21.96

表二 台北露點溫度或水汽壓開方與可降水量對數統計資料摘要
N：觀測次數 a：迴歸綫截距 b：迴歸綫斜率
r：相關係數 s：標準機差

Table 2. Summary of statistical data relative dew point or vapor pressure to precipitable water.

露點溫度 (Td)					
季節	N	a	b	r	s
全年	48	2.222	0.072	0.969	0.083
春季	346	2.565	0.053	0.655	0.247
夏季	326	2.719	0.050	0.316	0.233
秋季	357	2.214	0.071	0.795	0.200
冬季	358	2.194	0.068	0.635	0.269
水汽壓開方 ($\sqrt{e}$)					
全年	48	1.197	0.503	0.967	0.087
春季	346	1.783	0.379	0.655	0.247
夏季	326	2.265	0.300	0.306	0.234
秋季	357	1.295	0.483	0.790	0.202
冬季	358	0.976	0.541	0.630	0.270

表三 台北 1981-1984 年各月可降水量（mm）與絕對濕度（ gm/m^3 ）之比例

Table 3. The ratio between monthly precipitable water (mm) and absolute humidity (gm/m^3)

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
可降水 (mm)	21.23	25.01	30.40	34.84	42.21	52.24	54.03	53.63	50.19	41.98	31.86	21.96
絕對濕度 (gm/m^3)	10.77	11.43	13.14	15.39	17.79	20.99	22.51	22.02	21.48	17.77	14.42	11.37
可降水與絕對濕度比例	1.97	2.19	2.31	2.26	2.37	2.49	2.40	2.43	2.34	2.36	2.20	1.93

圖一、 台北每月平均露點溫度與可降水量對數散佈圖及迴歸線

. Fig.1 Scattergram showing relationship between mean monthly surface dew point and precipitable water.

圖二、 台北春季（三月、四月、五月）每日露點溫度與可降水量對數散佈圖及迴歸線

. Fig.2 Scattergram showing relationship between daily surface dew point and precipitable water in spring (Mar., Apr., May)

圖三　台北夏季（六月、七月、八月）每日露點溫度與可降水量對數散佈圖及迴歸線

•Fig.3 Scattergram showing relationship between daily surface dew point and precipitable water in summer (Jun., Jul., Aug.)

圖四　台北秋季（九月、十月、十一月）每日露點溫度與可降水量對數散佈圖及迴歸線

• Fig.4 Scattergram showing relationship between daily surface dew point and precipitable water in autumn (Sep., Oct., Nov.)

圖五　台北冬季（十二月、一月、二月）每日露點溫度與可降水量對數散佈圖及迴歸線

Fig.5 Scattergram showing relationship between daily surface dew point and precipitable water in winter (Dec., Jan., Feb.)

圖六　台北每月平均水汽壓開方與可降水量對數散佈圖及迴歸線

Fig.6 Scattergram showing relationship between mean monthly surface vapor pressure and precipitable water.

圖七　台北春季（三月、四月、五月）每日水汽壓開方與可降水量對數散佈圖及迴歸線

Fig.7 Scattergram showing relationship between daily vapor pressure and precipitalbe water in spring (Mar., Apr., May)

圖八　台北夏季（六月、七月、八月）每日水汽壓開方與可降水量對數散佈圖及迴歸線

Fig.8 Scattergram showing relationship between daily vapor pressure and precipitable water in summer (Jun., Jul., Aug.)

圖九、 台北秋季（九月、十月、十一月）每日水汽壓開方與可降水量對數散佈圖及迴歸線

Fig.9 Scattergram showing relationship between daily vapor pressure and precipitable water in autumn (Sep., Oct., Nov.)

圖十、 台北冬季（十二月、一月、二月）每日水汽壓開方與可降水量對數散佈圖及迴歸線

Fig.10 Scattergram showing relationship between daily vapor pressure and precipitable water in winter (Dec., Jan., Feb.)

The Analysis of Precipitable Water in Taipei Area.

Jen-Hu Chang
Department of Geography
National Taiwan University

Ling-Hsiao Chang Chea-Yuan Young
Central Weather Bureau

Shin-Chung Cheng
Department of Meteorology
Chinese Culture Univeroity

Ming-Yang Liu Jen-Ho Chen
Central Werther Bureau

Abstract

Radiosonde observations in Taipei during the four-year period 1981 through 1984 have been used to calculate precipitable water. Mean monthly values vary from a minimum of 21.2 mm in January to a maximum of 54.0 mm in July. Surface dew point temperature, or vapor pressure, can be used to estimate monthly average precipitable water with a correlation coefficient as high as 0.969. However, correlation coefficients for daily values are very low and vary from 0.36 in summer to 0.795 in autumn. Reasons for the low corrlation have been briefly discussed.

台灣附近梅雨期間Arakawa-Schubert積雲參數化研究(一)

柯文雄 周仲島 林國重

國立台灣大學大氣科學系

摘　要

台灣梅雨期間經常有中尺度對流系統發展生於地面鋒附近產生劇烈降雨。本文分爲二大部份，第一部份着重於熱量與水汽收支之計算，我們選取三個不同發展階段的中尺度對流系統，利用 12 小時一次的探空資料計算其熱量與水汽收支之特性。第二部份着重於積雲參數化之研究，探討Arakawa－Schubert 參數法之特性及原理，並利用GATE phase Ⅲ 之資料作初步之測試，結果顯示A－S法能正確的預估積雲所產生加熱率的垂直分佈，同時降雨率的預測也相當正確。

一、前言

Kuo及Anthes（1984）對有關熱帶地區雲簇及中緯度地區劇烈風暴的熱量與水汽垂直分佈特徵之研究做了一個甚爲完整的回顧。圖1—1係採自他們的論文。Reed and Recker（1971），Nitta（1972）及Yanai et.al（1973），採用Marshall島之觀測資料，研究赤道地區積雲的流熱量的垂直分佈。（Q_1-Q_R）（其中 Q_1 代表視熱源，Q_R 代表輻射部份加熱量）。結果發現選取不同時間的個案，使用不同的分析方法及採用不同數目的觀測站數，所得到的結果其絕對數值雖有差別，但型態上大致相同（見圖1—1 a）。其中最大加熱值都出現在中對流層（400mb－500mb），此種情形使低對流層及中對流層趨於穩定。Tompson et.al.（1979）採用GATE Phase Ⅲ 的資料做同樣的計算。結果顯示最大加熱區在600mb，比其他人計算的結果來的低。

再者，Kuo及Anthes（1984）又提及研究副熱帶及中緯度積雲對流系統的一些學者如So（1982）、Johnson（1976）、Lewis(1975)、Ninomiya（1971）卻發現，中緯度地區對流加熱量的計算數值要較熱帶地區結果來的高出5到10倍。在這種情形下長波輻射效應，顯得不重要。同時由於個人所取個案的性質不同，所得到的加熱量垂直剖面呈顯著的差異（見圖1—1 b）。

在熱帶積雲加熱研究方面，Reed及Recker（1971）其研究對象的空間尺度大約爲 500 至 1000公里，時間尺度約爲 30 至 100 天的熱帶對流系統。所計算得到的 Q_1-Q_R 值大約在5—10 度／天。而研究中緯度地區劇烈風暴與豪雨系統，如Johnson（1976）、Lewis（1975）或Ninomiya（1971）等人，他們所使用的資料時間尺度大約小於兩天，空間尺度小於 200 公里（有些甚至使用祇有 85 公里網格解析度資料，i.e. Lewis（1975））。他們計算 Q_1 的結果

呈雙峯最大值。其中一個最大值出現在800mb左右，另一個則出現在 200 至300mb左右，與熱帶對流加量的計算結果差異甚大。同時低層有強烈冷卻的情形存在。

由上述的討論顯示因對流運動產生的大氣加熱過程隨天氣系統所處緯度時間尺度及空間尺度等的不同，有很大的差異。Kuo及Anthes 也指出中緯度計算出來的結果，由於時間尺度較短，其結果誤差可能甚大。

在梅雨期間（每年5、6月）台灣地區各地皆有相當明顯的降水分佈。由過去研究顯示（陳與吳；1978，Chen 1979，陳與蔡1978；劉，1982；丘等1982；丘與廖，1984；丘與林，1985；丘與劉，1985），此時的降水與梅雨鋒前組織性中尺度對流系統的發展關係密切。伴隨梅雨鋒的中尺度對流系統，其水平尺度約 200 公里至 300 公里，垂直高度常可達低平流層。這些天氣系統的形成與發展皆和梅雨鋒前大尺度上升運動及水平水汽輻合有著密切的關係。

So（1982）採用1970，7月5日～12日日本梅雨個案資料，探討日本西部在梅雨季節時大氣熱量、水汽及動量收支情形。資料顯示，東西方向及南北方向的風場分量皆隨高度上升而增強，最大值出現在250mb，且最大相對濕度出現在900mb。其中計算結果顯示，上升速度涵蓋大部份研究區域而最大值出現在中對流層，在整層大氣有淨加熱（Q_1）與淨水汽減少（Q_2）情形存在。此種結果與其它中緯度地區計算結果一致。

陳等（1982）分析中央氣象局GMS－1，每3小時衛星照片，討論初春華南有組織性之MCC中尺度對流系統。由個案研究發現，成熟期前的MCC 通常在低對流層微弱低壓所伴隨之冷鋒前暖區內發展。低層環境大氣含有豐富水汽，暖平流及潛在不穩定。MCC 發展後東移進入較穩定大氣地區，此時中高對流層的速度輻散，在組織及維持MCC 的繼續發展扮演一重要角色。

紀與陳（1984）分析1981年5月27日、28日發生於華南地區的三個中尺度對流複合體（MCC）個案，探討其激發、組織及維持的可能大尺度強迫機制。結果顯示低對流層之鋒面輻合及暖平流、中對流層短波槽以及高對流層之水平輻散及分流等爲當時重要的天氣特徵。並指出當高對流層輻散場減弱或消失時，MCC 也同時消散。顯然地，低層暖濕空氣的輸入，經由大尺度鋒面環流的舉升，有利於中尺度對流複合體的發展。待MCC 發展後，配合高層氣流的輻散，有利MCC 的維持。

前面所提及的研究，主要在探討梅雨期有利於激發及維持有組織中尺度對流系統的大尺度環境大氣條件及其所伴隨之環流的情形。然而這些有組織的中尺度對流系統如何經由積雲對流運動、微物理過程及潛熱的釋放，將大氣內的水汽及熱量做垂直方向的大量傳送；且此種系統如何有效地與其所處的環境相互作用，改變環境大氣條件，來抑制（或持續）其本身的發展，由於資料來源的限制，仍有待進一步的研究。

本文將採用 So（1982）之研究方法，探討華南地區梅雨期，當梅雨鋒伴隨有旺盛中尺度對流系統時，當時大氣的熱量與水汽收支分佈情形，同時我們將探討Arakawa－Schubert 的積雲參數化方法，並利用GATE phase Ⅲ之資料作初步之測試，以便應用於此區域。本文所選取之個案將於第二章內敍述之。計算方法則在第三章敍述之。第三章並討論如何由Q_1、Q_2之垂直分佈來計算個案區域平均降水強度，同時與觀測之降水強度做比較。第四章介紹Arakawa－Schubert 積雲參數化法及其 Semi－prognostic 之測試。

二、個案選取與資料來源

2－1　個案選取

選取三個不同發展階段的中尺度對流系統案例，來探討其環境大氣的熱量與水汽收支分佈特徵。此三個個案 IR 衛星雲圖的特徵如表2－1所列。各個個案環境情形則分述如下。

(a)個案一：1985年5月27日00Z

圖2—1爲1985年5月27日 00Z 之衞星雲圖。個案一所討論之中尺度對流系統，圖中以MCCⅠ表示。陳等（1986）利用雲頂溫度小於等於－32°C及小於等於－52°C的雲頂面積比，分析雲系的強度，指出此一系統爲正在發展的雲系。此個案在以後討論中以MCCⅠ代表之。在陳文中指出MCCⅠ在5月26日 12Z 生成，在27日 00Z 以後減弱，至 12Z 時又再度加強，28日 00Z 移至本省上空消散。

(b)個案二：1981年5月27日 12Z

圖2—2爲1981年5月27日 12Z 之紅外線衞星雲圖。個案二所討論之中尺度系統，在圖中以MCCⅡ A＋B表示之。紀（1986）曾對此個案及個案三的中尺度對流系統做一有系統的描述，且有詳盡的熱量、水汽及渦度的計算結果。然而紀（1986）的計算，基本上仍是採用綜觀尺度分析方法下的結果，與本文中所採用的計算方法不太相同，結果的比較將有助於瞭解此個案中MCCⅠA＋B中尺度對流系統與環境大氣交互作用後環境大氣的細微結構。

MCCⅡA＋B 在 27 日 06Z 由兩個相近的對流系統相互作用下，而至 12Z 合併成爲MCCⅡA＋B。此個案可視爲前成熟期的MCC 個案。由紀（1986）的分析圖中可以得知低層冷鋒位於MCCⅡA＋B 的北端。在冷鋒前有一與之成平行之強風軸存在。MCCⅡA＋B 的位置正好處於最大水汽混合比的區域。雲區所在位置有甚大的溫度梯度存在。

(c)個案三：1981年5月28日 00Z

圖2—3爲1981年5月28日 00Z 之紅外線衞星雲圖，其中MCCⅡB 爲個案三所討論之中尺度對流系統。紀（1986）指出，此個案爲正在減弱中的系統。

MCCⅡB 在 27 日 18Z 由兩個對流雲系合併成一三角胞式之對流雲，21Z 時移至廣東境內；範圍雖小，但強度達最強。在2800 Z此系統已在減弱當中。2806 Z雲系中心移出大陸，進入台灣海峽強度再度增強。至 12Z 消失於台灣南部，故 28 日 00Z 之MCCⅡB 可以視爲後成熟期的個案。由紀（1986）的論文可知，MCCⅡB 的雲區位於850mb 鋒面的南端與溫度槽接近。雲區西方溫度梯度大，南方有強勁西南氣流將暖濕空氣帶入雲區。

2—2　資料來源

在本文中各個個案所選取的探空測站，其測站位置爲：

個案一

57957（110.3°E，25.3°N）
57972（113.0°E，25.8°N）
59265（113.1°E，23.5°N）

個案二

59211（106.6°E，23.9°N）
59265（111.3°E，23.5°N）
59431（108.4°E，22.8°N）

個案三

59316（116.7°E，23.4°N）
59134（118.1°E，24.5°N）
59096（114.5°E，24.4°N）

探空資料的來源及解析度分別爲：

(1)1985年5月27日 00Z 個案資料來自，美國氣象中心（National Meteorological Center, NMC），已解碼探空資料。包括各標準層的資料，但缺乏地面資料。而由中央氣象局地面資料補足。其資料包括各標準層的高度、溫度露點差、風向及風速。

(2)個案二及個案三則採自中央氣象局所提空1981年未解碼的各標準層之探空資料。紅外線衞星雲圖亦採自中央氣象局。

三、Q_1與Q_2的計算及結果討論

3—1　Q_1、Q_2 之計算

由熱力第一定律及水汽連續方程，Q_1 及 Q_2 的定義可以寫成（SO，1982）：

$$Q_1 \equiv \frac{C_P}{(P_0/P)^K}\left(\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial t}+\bar{V}\cdot\nabla\bar{\theta}+\bar{W}\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial p}\right) \quad (3-1)$$

$$Q_2 \equiv -L\left(\frac{\partial\bar{q}}{\partial t}+\bar{V}\cdot\nabla\bar{q}+\bar{W}\frac{\partial\bar{q}}{\partial p}\right) \quad (3-2)$$

其中 Q_1 是視熱源（apparent heat source），Q_2 是視水汽滙（apparent moisture sink），而 $P_0 = 1000\,mb$，$K = R/C_P$，R是乾空氣氣體常數。θ 是位溫，a 是地球半徑，$dx = aw\phi d\lambda$，$dy = ad\phi$，ϕ、λ 是經度和緯度。$\frac{\partial\theta}{\partial t}$ 是面積平均的位溫局部時間變化率。$\bar{V}\cdot\nabla\bar{\theta}$ 是位溫水平平流項，$W\frac{\partial\theta}{\partial p}$ 是位溫垂直平流項。$\bar{W}\frac{\partial\bar{q}}{\partial p}$ 是水汽垂直平流項。上面的"－"代表中尺度對流系統雲頂面積（由 IR 衞星雲圖）所涵蓋之面積的面積平均定義之。

本研究採用 So（1982）的計算方法來計算 Q_1 及 Q_2。計算方法是利用中尺度對流系統內三個探空測站位置求其平均重心位置，以此重心所求得各參數代表整個面積內各參數的面積平均值。

將等壓面上任一氣象參數，在空間上，針對此平均重心位置（x_0，y_0）以泰勒級數展開。爲了簡化處理，只取線性項。

$$P = a_0 + a_1 x + a_2 y \quad (3-3)$$

P是任一觀測氣象參數。垂直方向涵蓋 1000mb 至 100mb。每層間隔爲 50mb。式（3—3）中，x、y分別代表探空測站相對於重心的經向距離及緯向距離。如此式（3—3）中，$\bar{P}$，$\frac{\partial p}{\partial x}$，$\frac{\partial p}{\partial y}$ 分別代表P在三角形面積內的面積平均值、及其在x及y方向的平均梯度值。在等壓面上，面積平均之質量連續方程可寫成：

$$\overline{\nabla\cdot V} + \frac{\partial\bar{w}}{\partial p} = 0 \quad (3-4)$$

將上式對垂直積分，可計算面積平均之垂直速度W。

$$\bar{W}(P) = \bar{W}_s + \int_P^{P_s}\overline{\nabla\cdot V}\,dp \quad (3-5)$$

其中　$\bar{W}_s = \frac{\partial\bar{p}_s}{\partial t} + \bar{V}_s\cdot\nabla\bar{P}_s$　　(3—6)

$\bar{P}_s$ 與 $\bar{V}_s$ 分別代表地面氣壓值及地面速度場。由（3—5）式計算垂直速度的方法，常造成很大的誤差。在此採用O'Brien（1970）提出修正方法來校正輻散及垂直速度場。在頂層接近對流層頂（$P_T = 100\,mb$）垂直速度可以假設爲零。利用此一限制條件則可以對各層的垂直速度及輻散場作下列的校正：

$$W^*(P) = \bar{W}(P) - \bar{W}(P_T)\frac{(\bar{P}_S-\bar{P})^2}{(\bar{P}_S-\bar{P}_T)^2} \quad (3-7)$$

$$\bar{D}^*(P) = \bar{D}(P) - \frac{2\bar{W}(P_T)}{(\bar{P}_S-\bar{P}_T)^2}(P_S-\bar{P}) \quad (3-8)$$

在利用（3—3）式求對流系統涵蓋面積下之面積平均氣象變數對x及y方向的平均梯度時，有些個案所求出之氣象變數平均梯度值太大，非常不合理。本文則修正客觀分析時所用權重函數 $W'(r) = \exp(-br^2)$ 的數值，上式中，b爲常數，$r^2 = x^2+y^2$，x、y爲相對於重心之經度與緯度之距離。其中b值決定探空測站與另一測站距離之權重。在修正權重函數時，必須使其計算出來的面積平均降水量與附近觀測數值相配合。將求得的水平風場代入（3—5）式中，求取垂直速度場。由於缺乏完整的邊界層資料，無法精確地估計地面垂直速度。爲了簡化起見，及避免人爲製造誤差，假設 $\bar{W}_S = 0$，利用（3—7）及（3—8）式，求取調整過後輻散場及垂直速度場。如此（3—1）及（3—2）式中的水平平流項及垂直平流項皆可求

出。

在本文中，時間變化採用 12 小時或 24 小時之差值來代表局部時間變化率。由於伴隨MCC 的環流大氣，其熱力結構隨時間變化非常快，而探空資料的時間解析度卻有限，如此計算此項誤差甚大。但是由於資料的限制，只好暫時如此選取。TAMEX 期間有每三小時一次探空資料，將可提供甚佳的資料來源。

Q_1 與 Q_2 的數值與客觀分析時選取之權重函數數值有非常大的關係。本文計算過程中，利用觀測降水資料來調整權重函數，使得計算之降水強度與觀測的降水強度較趨一致。觀測降水值的估計由三個探空測站所圍成面積計算其平均值。個案一的觀測降水量由陳等（1986）日降水量圖估計之。個案二及個案三之觀測降水量則使用紀（1986）每三小時降水量圖估計之。陳等（1986）所用之日雨量在這時段有二個MCC 經過個案一之位置。故其降水量總和乃是兩個MCC 影響的結果。在本文中，此個案的觀測降水量即取總降水量一半值的大小，來代表 MCC Ⅰ 所造成的降水量大小。其數值爲 38.5 mm／天。個案二與個案三觀測降水量分別爲 33 mm／12 小時及 25.7 mm／12小時。在本論文中，使內 Q_1 及 Q_2 所算值倒推回去，計算降水來修正所取用的權重函數參數，計算結果顯示，在個案一時，選 $b = 0.2$，計算降水量爲 39.9 mm／天，在個案二時，選 $b = 0.7$，計算降水量爲 33.9 mm／12 hr，在個案三時，選 $b = 0.5$，計算降水量爲 26.6 mm／12 hr，與觀測值尚稱符合。

3—2 結果與討論

圖（3—1 a）爲 MCC Ⅰ 個案調整前後，平均輻散場及垂直運動場面積平均值的垂直剖面圖，圖（3—1 b）則爲水平方向風場的分量大小。平均輻散場在低層有輻合，從 600 mb 至 300 mb 亦爲輻合，在 450 mb 有最大值。在 200 mb 有淺層強烈輻散場。此乃因 $\partial u/\partial x$ 爲強大正值，而 $\partial v/\partial y$ 爲弱負值之故。450 mb 強輻合，由 $\partial u/\partial x$ 強負值與 $\partial v/\partial y$ 弱負值所造成。MCC Ⅰ除 1000 mb 外其餘各層均爲上升運動，在 300 mb 出現最大值次高峯在 750 mb。

圖（3—2 a）爲個案二調整前後平均輻散場及垂直速度場。圖（3—2 b）則爲水平風場分佈圖。平均輻散場在低層呈弱輻散。由 800 mb 至 350 mb 爲強輻合區。650 mb 與 400 mb 分別爲最大輻合高度及次大輻合高度。高層 200 mb 爲淺層輻散場。垂直速度在低層有微弱下沈運動。從 750 mb 至頂層爲上升運動，最大值出現在 300 mb 附近。在 200 mb 附近的淺層強輻散場，主要由強烈南、北風速梯度（$\partial v/\partial y$）主宰，其東西風速梯度爲微弱之負值。最大輻合高度（650 mb 與 400 mb）由強烈南、北風速梯度影響，而東西風速梯度影響甚微。

圖（3—3 a）爲個案三調整前後平均輻散場及垂直速度場，圖（3—3 b）爲水平風場分佈圖。平均輻散場與平均垂直速度之垂直分佈，在近地面有弱輻合在 850 mb 附近有弱輻散，從 700 mb 至 250 mb 爲輻合，而在 500 mb 出現最大值。在 200 mb 附近有淺層強烈輻散，原因爲有強烈南北風速梯度存在之故。在 500 mb 輻合區，主要由 $\partial v/\partial y$ 負值主宰，$\partial u/\partial x$ 幾近爲零。

個案二與個案三均爲 MCC 在成熟期附近時的情形，其垂直速度與輻散度形式相似，在中高層有上升運動，唯其最大值所在位置稍有差異。個案二在 300 mb 而個案三在 250 mb。兩者在 500 mb 附近均有最大輻合區。不同之處爲個案二在低層有微弱下沈運動，而個案三爲接近零的上升運動。

Yanai et al.（1973）分析赤道附近對流雲簇的環境特徵，指出低層有強烈輻合延伸至 400 mb 而開始減弱。在 200 mb 有強烈淺層輻散。垂直速度皆爲上升運動而 300 mb 附近有最大值。

在個案二、三與發展期（個案一）的MCC 都與雲簇一樣在 200 mb 皆有淺強輻散。在中高層則皆爲上升運動。但梅雨期 MCC 之垂直速度比赤道雲簇的垂直速度要來得大上很多。此點與其它中緯度深對流的研究結果頗爲相近（Oqura and Ji-

crng（1985））。

Maddox（1983）使用合成個案探討成熟期MCC的結構，其計算結果與本文的結果，在200mb附近均有淺層強烈輻散，其垂直造度均爲上升運動。唯本文成熟期MCC之最大上升運動在300mb附近，而Maddox（1983）其最大垂直上升速度在500mb。

個案一可視爲發展期中的MCC，而個案二爲前成熟期之MCC，其輻散度與垂直速度在中高層型式相似，均在中高層有上升運動，平均在300mb垂直運動達最大，且中層（650mb至400mb）均爲強輻合，而在200mb附近均有淺層強烈輻散。其不同處爲個案一在850mb附近有強輻合，而個案二低層爲弱輻散，因此個案一在低層有次大垂直上升運動（750mb），而個案二卻無此現象，個案三亦然。

圖（3—4a）、（3—5a）、（3—6a）爲三個個案之平均溫度場及平均位溫場的分佈圖。其位溫在200mb以下呈線性增加。圖（3—4b）、（3—5b）與圖（3—6b）爲水汽混合比分佈圖。其值由底層往頂層漸減至零。

Q_1 主要與淨輻射加熱率、淨凝結潛熱釋放、及渦流可感熱垂直傳送有關。Q_2 則與淨凝結水汽量、及渦流水汽垂直傳送有關。下面將分別討論三個個案其MCC的水汽與熱量收支特徵。

(a)發展期的MCC：個案一

圖（3—7a）爲 Q_1 及其收支項之垂直分佈圖，$\bar{W}\cdot\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial p}$ 項在300mb高層附近達最大，在低層750mb，Q_1 主要受到 $\bar{W}\cdot\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial p}$ 項之影響。Q_1 在低層有微弱負值、中高層正值，其在300mb達最大，而150mb及700mb有次大值出現。$\bar{V}\cdot\nabla\bar{\theta}$ 項在低層850mb有最大負值，而 $\bar{V}\cdot\nabla\bar{\theta}$ 在150mb時有最大正值。

圖（3—7b）爲 Q_2 及其收支項之垂直分佈圖。Q_2 在低層850mb達最大，而次大值在350mb附近發生，中層600mb有最小值。其 Q_2 在中高層主要受 $\bar{W}\cdot\frac{\partial\bar{q}}{\partial p}$ 項所影響，而低層受 $-\frac{\partial\bar{q}}{\partial t}$ 項、$-\bar{V}\cdot\nabla\bar{q}$ 項及 $\bar{W}\cdot\frac{\partial\bar{q}}{\partial p}$ 項所影響，此三項在900mb附近其值均不相等。$\frac{\partial\bar{q}}{\partial p}$ 在400mb以下近似常數，故 $-\bar{W}\frac{\partial\bar{q}}{\partial p}$ 垂直分佈在400mb以下受 $\bar{W}$ 垂直分佈影響。其 $\bar{W}$ 在低層及高層分別有兩個高峯，且 $-W\frac{\partial\bar{q}}{\partial p}$ 項也有兩個高峯分別在低層及高層，而 Q_2 在低層與高層也有兩個高峯，故可影響 $-W\frac{\partial\bar{q}}{\partial p}$ 垂直分佈，而 $-W\frac{\partial\bar{q}}{\partial p}$ 影響 Q_1 的垂直分佈。但 Q_2 低層不只受 $-\bar{W}\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial p}$ 之影響，亦受 $-\frac{\partial\bar{q}}{\partial t}$ 項及 $-\bar{V}\cdot\nabla\bar{\theta}$ 項之影響，故 Q_2 在低層爲最大值而非次大值。

(b)前成熟期的MC：個案二

圖（3—8a）爲 Q_1 及其收支項的垂直分佈圖，Q_1 在300mb有最大值，Q_1 之垂直分佈主要受位溫垂直水平平流項主宰。$\bar{W}\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial p}$ 與 Q_1 垂直分佈相似均在300mb附近達最大。位溫水平平流項在300mb及500mb有最大負值。而在700mb正值達最大。位溫局部時間變化率整層非常微弱。

圖（3—8b）爲水汽（Q_2）垂直分佈及其收支。（Q_2）在低層有微弱負值，其中高層正值在450mb達最大。低層 Q_2 有微弱負值主要受 $-\frac{\partial\bar{q}}{\partial t}$ 主宰。其 $-\bar{V}\cdot\nabla\bar{q}$ 與 $-\bar{W}\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial p}$ 在低層其值接近零，而在中高層 Q_2 受 $-\bar{W}\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial p}$ 主宰，$-\bar{V}\cdot\nabla\bar{q}$ 次主宰。

(c)後成熟期 MCC ：個案三

圖（3—9 a）爲熱量、（Q_1）及其收支項之垂直分佈。由於 $\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial t}$ 局部時間變化率非常小，而位溫水平平流項在 250 mb 有微弱負值，因此 Q_1 在 200 mb 有弱負值。位溫垂直平流項除近地面外，其餘各層均爲正值，而在 300 mb 有最大值，在 150 mb 有次高峯存在。（Q_1）在 300 mb 有最高峯，而次高峯在 150 mb 。Q垂直分佈主要受 $\bar{W}\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial p}$ 之主宰，而在高層 $\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial t}$ 與 $\bar{V}\cdot\nabla\bar{\theta}$ 時 Q_1 亦造成影響。

圖（3—9 b）爲水汽（Q_2）及其收支項之垂直分佈，（$-\frac{\partial\bar{q}}{\partial t}$）項在低層隨高度遞減，其影響 Q_2 之低層分佈。$-\bar{V}\cdot\nabla q$ 項除了在 200 mb 附近有微弱負值外，其餘垂直分佈皆爲微弱正值。$-\bar{W}\frac{\partial\bar{q}}{\partial p}$ 項除了在底層有微弱負值外，其餘各層均爲正值，且在 400 mb 有最大值，而在 900 mb 有次大值。

Q_2 之垂直分佈受 $-\bar{W}\frac{\partial\bar{q}}{\partial p}$ 之影響最大，其最大值在中層 400 mb ，而次大值在低層 950 mb ，然在 700 mb 附近非常微弱。垂直運動在 700 mb 附近非常微弱。

四、A-S積雲參數化及其Semi-prognostic測試

一般而言，積雲的水平尺度與生命期的時間與綜觀天氣系統相比較，要小上一個或更多個數量級，可是它的垂直尺度卻與綜觀天氣系統相當。在一般的數值預報模式內因電腦的能力，我們不能把網格點之間的距離無限縮短，因此在數值模式內水平網格點的距離，往往要比積雲的水平尺度大很多，所以積雲的效應對此模式而言，是屬於次網格（sub-grid）的效應。如何把積雲的影響考慮在此數值模式內，而利用在網格點上已知或預測出的變數來表示積雲的效應，即所謂的積雲參數化。

積雲參數化的方法目前有許許多多，但最有名的爲下列三種，此即：一濕對流調整（moist convective adjustment）；二郭氏法（kuo scheme）與三A－S法（Arakawa and Schubert scheme）。濕對流調整主要是假定若大氣的垂直溫度遞減率超過濕絕熱遞減率時，則水汽馬上達到飽和而有凝結物產生，因此溫度會有變化。此方法設定溫度變化後會趨向濕絕熱遞減率的分佈。此法的優點在於它能很容易的應用與省時；其缺點爲不夠精確且所預測的降雨率與實際觀測相差很多。

郭氏法是郭曉嵐於 1965 年提出的，他體認到積雲大致發生在條件不穩定的大氣層內，且此層底部有水汽的輻合，並且在此積雲內的溫度與水汽的垂直分佈大致與濕絕熱的大氣一致。因此他提出在數值模式內積雲發展于條件不穩定的氣層內，且底部必須有水汽的輻合，而此積雲所產生的對流加熱的垂直分佈，可以由雲內與周圍大氣內的空氣相混合而定，所以對流加熱的大小和雲與周圍大氣的溫度差成正比，而其降雨率與整層的對流加熱成正比。Rosenthal（1970）應用此方法成功地把颶風的結構模擬出來。此法的優點在其很容易使用且省時，同時所預報出來的降雨率也不錯（krishnamurti et al. 1980），缺點在其對對流加熱的垂直分佈的預測有所誤差，一般而言，劇烈天氣時所預測的對流加熱與觀測值非常的吻合，但非劇烈天氣時兩者不太一致。（柯，1987）

從理論上着眼，濕對流調整與郭氏法皆依據經驗法來決定，而忽略了許多物理過程，如雲與雲之間及與周圍環境的交互作用，因此上述二種積雲參數法不能提供積雲體的雲質量通量（cloud mass flux）液態水的逸入（detrainment），蒸發與凝結率以及垂直渦流的傳送熱量與水汽等。

Doyama（1971）首先提出一套理論假設有很多雲譜同時存在，而這些不同高度的雲是由混合

層內各個不同的浮力元（buoyant elements）所竄升而成，但如何決定此竄升函數卻未提出。Arakawa and Schuberts（1974）（以下簡稱A－S），依據Doyama的概念同時配合Arakawa（1969，1972）的研究，他們提出了一套積雲參數化法，同時考慮積雲體（cumulus ensemble）與大尺度周圍環境的交互作用。此法可分爲兩個部份：㈠造成大尺度擾動的收支量，此擾動量主要是由積雲對流透過積雲所引發的下降，逸入的飽和氣流及液態水的蒸發等所影響的溫度與濕度場。㈡準平衡（quasi-equilibrium）的假設，此假設主要在描述積雲如何穩化大氣及大尺度運動如何產生濕對流不穩定。

由於準平衡的假設，他們可以計算每朵雲在其雲底的雲質量通量，如此大尺度的熱量與水汽的收支方程式內有關積雲效應的項就可以被預測，同時也可以提供積雲體的液態水的逸入、蒸發與凝結率以及垂直渦流的傳送熱量與水汽等，此外也考慮了雲與雲之間的相互作用。因此A－S法被認爲是最完全且最合物理的積雲參數法。

有關A－S法之詳細推導及說明可見A－S（1974）及Lord（1978），此章我們將只簡述其重點。

4－1　大尺度收支方程式

對於熱量及水汽之收支方程式在Z座標上可表示爲：

$$\rho\frac{\partial\bar{s}}{\partial t}+\rho\bar{\vec{V}}\cdot\nabla\bar{s}+\rho\bar{W}\frac{\partial\bar{s}}{\partial Z}=Q_R+L(\bar{c}-\bar{e})-\frac{\partial\rho\overline{W'S'}}{\partial Z} \qquad (4-1)$$

$$\rho\frac{\partial\bar{q}}{\partial t}+\rho\bar{\vec{V}}\cdot\nabla\bar{q}+\rho\bar{W}\frac{\partial\bar{q}}{\partial Z}=(\bar{e}-\bar{c})-\frac{\partial\rho\overline{w'q'}}{\partial Z} \qquad (4-2)$$

在此（$\bar{\ }$）代表大尺度的變數，（$'$）表雲尺度的變數，ρ是空氣密度，$S=C_pT+gZ$是靜力能量（static energy），q是水汽的混合比，L是潛熱，α_R輻射冷卻率，C是凝結率，e是蒸發率而$\frac{\partial\rho\overline{W'S'}}{\partial Z}$及$\frac{\partial\rho\overline{w'q'}}{\partial Z}$分別爲雲所垂直輻合傳送的$S'$及$q'$。

利用雲譜將積雲體依據其部份逸入率（fractional entrainment rate）λ，可細分成許多次積雲體（sub-ensemble）（即許多不同高度的雲朵，每朵雲有其特定之λ），如此垂直渦流傳送項可寫爲

$$\rho\overline{w's'}=\int_0^{\lambda_D(Z)}m(Z,\lambda)(S_c(Z,\lambda)-\bar{S}(Z))\,d\lambda \qquad (4-3)$$

$$\rho\overline{w'q'}=\int_0^{\lambda_D(Z)}m(Z,\lambda)(q_c(Z,\lambda)-\bar{q}(Z))\,d\lambda \qquad (4-4)$$

其中（）c 表示雲內的物理量，m爲雲質量，λ_D表示次積雲體雲頂的逸入率。而垂直輻合傳送可寫爲

$$\frac{\partial\rho\overline{w's'}}{\partial Z}=L\bar{c}-M_c\frac{\partial\bar{s}}{\partial Z} \qquad (4-5)$$

$$\frac{\partial\rho\overline{w'q'}}{\partial Z}=D(\bar{q}-\bar{q}^*)-M_c\frac{\partial\bar{q}}{\partial Z}-\bar{C} \qquad (4-6)$$

將（4－5）及（4－6）代入（4－1）及（4－2）我們可得

$$\rho\frac{\partial\bar{s}}{\partial t}+\rho\bar{\vec{V}}\cdot\nabla\bar{S}+\rho\bar{W}\frac{\partial\bar{s}}{\partial Z}=-DL\hat{\ell}+M_c\frac{\partial\bar{s}}{\partial Z}+Q_R \qquad (4-7)$$

$$\rho\frac{\partial\bar{q}}{\partial t}+\rho\bar{\vec{V}}\cdot\nabla\bar{q}+\rho\bar{W}\frac{\partial\bar{q}}{\partial Z}=D(\bar{q}^*-\bar{q}+\hat{\ell})+M_c\frac{\partial\bar{q}}{\partial Z} \qquad (4-8)$$

將（3—8）乘上L再與（3—7）相加可得濕靜力能量η（moist static energy）

$$\rho\frac{\partial\bar{h}}{\partial t}+\rho\bar{\vec{V}}\cdot\nabla\bar{h}+\rho\bar{W}\frac{\partial\bar{h}}{\partial Z}=DL(\bar{q}^*-\bar{q})+M_C\frac{\partial\bar{h}}{\partial Z}+Q_R \qquad (4-9)$$

在此$h=C_PT+gZ+Lq$，$(\ )^*$ 表飽和變數，有關（4—3）至（4—9）內有關之變數分述如下：

（i） M_C 表整個雲質量通量，可表示爲

$$M_C(Z)=\int_0^{\lambda_D(Z)}m(Z,\lambda)\,d\lambda \qquad (4-10)$$

其中 $m(Z,\lambda)\,d\lambda=\sum_{\lambda_i\in(\lambda,\lambda+d\lambda)}M_i(Z)$ （4—11）

表次積雲體之質量通量，其中λ_i 介於λ及$\lambda+d\lambda$範圍內。

對於區域平均垂直雲質量通量M可表爲

$$\bar{M}=M_C+\tilde{M} \qquad (4-12)$$

其中M表在無雲區內之平均雲質量通量

對於任一單獨積雲而言，我們考慮其具有特定之λ，此λ由其雲高來決定。假定對任一雲朵而言λ不隨高度而變，則λ可定義爲

$$\frac{1}{m(Z,\lambda)}\frac{\partial m(Z,\lambda)}{\partial Z}=\lambda \qquad (4-13)$$

有關λ之求法可參見附錄A，從（4—13）我們可得

$$m(Z,\lambda)=m_B(\lambda)\exp\{\lambda(Z-Z_B)\} \qquad (4-14)$$

其中$m_B(\lambda)$表雲λ在雲底（Z_B）之雲通量，在此我們假設Z_B與凝紅層Z_C相同。由（4—14）我們可定義

$$\eta(Z,\lambda)=\begin{cases}\exp\{\lambda(Z-Z_B)\}, & Z_B\le Z\le Z_D(\lambda)\\ 0, & Z>Z_D(\lambda)\end{cases} \qquad (4-15)$$

η表常態化（normalized）雲通量。

（ii）D（Z） 表雲頂之逸出雲質量可表示爲

$$D(Z)=-m(Z,\lambda_D(Z))\frac{d\lambda_D(Z)}{dZ} \qquad (4-16)$$

（iii）$\hat{\ell}(Z)$ 表個別雲頂之滲出液態水，它可蒸發使周遭溫度降低，有關ℓ之求取可參見附錄A。

對於（4—7）及（4—8）內有關雲所產生之項之物理解釋可分述如下：

（i）$M_C\frac{\partial\bar{s}}{\partial Z}$及$M_C\frac{\partial\bar{q}}{\partial Z}$分別表示由積雲所引發之下降氣流所產生之加熱及變乾之效應，而從（4—5）及（4—6）我們可見其是由凝結及垂直輻合傳送所貢獻，而$M_C\frac{\partial\bar{q}}{\partial Z}$ 也與$D(\bar{q}-\bar{q}^*)$有關。

（ii）$D\hat{\ell}$ 是由雲頂的滲出液態水所造成的蒸發率我們同時可把（4—7）與（4—8）改寫成

$$\alpha_1=\rho\left(\frac{\partial\bar{s}}{\partial t}+\bar{\vec{V}}\cdot\nabla\bar{S}+\bar{W}\frac{\partial\bar{s}}{\partial Z}\right)=-DL\hat{\ell}+M_C\frac{\partial\bar{s}}{\partial Z}+Q_R \qquad (4-17)$$

$$\alpha_2=-L\left(\frac{\partial\bar{q}}{\partial t}+\bar{\vec{V}}\cdot\nabla\bar{q}+\bar{W}\frac{\partial\bar{q}}{\partial t}\right)=-LD(\bar{q}^*-\bar{q}+\hat{\ell})-LM_C\frac{\partial\bar{q}}{\partial Z} \qquad (4-18)$$

其中α_1及α_2分別表視熱源及視水汽滙，對於在混合層（mixed layer）的一些雲變數依據A—S（1974）可寫成

$$\rho_M \frac{\partial S_M}{\partial t} = -(\rho \bar{\bar{V}})_M \cdot S_m + \frac{1}{Z_B}[(F_S)_0 + K\frac{\triangle S}{\triangle S_V}(F_{SV})_0] + (Q_R)_M \quad (4-19)$$

$$\rho_M \frac{\partial q_M}{\partial t} = -(\rho \bar{\bar{V}})_M \cdot \nabla q_M + \frac{1}{Z_B}[(F_q)_0 + K\frac{\triangle q}{\triangle S_V}(F_{SV})_0] \quad (4-20)$$

$$\rho_B \frac{DZ_B}{D_t} = -(M_B - \rho_B \bar{W}_B) + \frac{K}{\triangle S_V}(F_{SV})_0 \quad (4-21)$$

其中（4—21）描述混合層厚度 Z_B 隨著時間的變化，而 Z_B 也正好是雲底的高度。對（4—19）及（4—20）可合併成

$$\rho_M \frac{\partial h_M}{\partial t} = -(\rho \bar{\bar{V}})_M \cdot \nabla h_M + \frac{1}{Z_B}[(F_h)_0 + K\frac{\triangle h}{\triangle S_V}(F_{SV})_0] + (\alpha_R)_M \quad (4-22)$$

其中 $(\ )_M$ 表混合層的變數，$(\ )_B$ 表雲底的變數而 $(\ )_0$ 表表面層的值，又 F_S、F_q、F_η 與 F_{SV} 分別表對 S、q、η 及 S_V 之垂直渦流通量。△表對某一變數在經過混合層頂之變化，而K是一經驗參數代表渦流能量在表面層與混合層頂之比值。M_B 是在雲底之總質量通量，而 W_B 是雲底之大尺度垂直運動。圖4—1表次雲層（sub - cloud layer）的熱力變數分置圖，A—S假設所有積雲皆是由混合層所引發，而由 S_M 與 q_M 所表示。

4—2 雲功函數（cloud work function）與準平衡假設

對任一次積雲體的動能隨時間變化可寫成下式

$$\frac{dK(\lambda)}{dt} = A(\lambda)m_B(\lambda) - D(\lambda) \quad (4-23)$$

其中 $K(\lambda)$ 與 $D(\lambda)$ 爲其能量與消散量，$A(\lambda)$ 即所謂的雲功函數，它代表著浮力的大小，（4—23）的推算可參考Haleiner and Williams（1979），$A(\lambda)$ 可寫成

$$A(\lambda) = \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \frac{g}{C_P \bar{T}(Z)} \eta(Z,\lambda)[S_C(Z,\lambda) - \bar{S}(Z)]dZ \quad (4-24)$$

其中 S_C 是次雲體，λ 的靜力能量，而 $A(\lambda)$ 隨時間的變化可導成

$$\frac{\partial A(\lambda)}{\partial t} = \frac{\partial h_M}{\partial t}\int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \rho(Z)\beta(Z)dZ + \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \rho(Z)b(Z,\lambda)\lambda\eta(Z,\lambda)\frac{\partial h}{\partial t}dZ - \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \rho(Z)\alpha(Z)\eta(Z,\lambda)\frac{\partial \bar{s}}{\partial t}dZ \quad (4-25)$$

把（4—7）與（4—）代入上式可得

$$\frac{\partial A(\lambda)}{\partial t} = F_M(\lambda) + \int_0^{\lambda_{max}} [K_V(\lambda,\lambda') + K_0(\lambda,\lambda')]m_B(\lambda')d\lambda' + F_C(\lambda) \quad (4-26)$$

其中

$$F_C(\lambda) = \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \eta(Z,\lambda)\{\lambda b(Z,\lambda)[-W\frac{\partial \bar{h}}{\partial Z} - \bar{\bar{V}}\cdot\nabla\bar{h} + Q_R] - \alpha(Z)(-W\frac{\partial \bar{s}}{\partial Z} - \bar{\bar{V}}\cdot\nabla\bar{S} + Q_R)\}\rho(Z)dZ \quad (4-27)$$

$$F_M(\lambda) = \frac{\partial h_M}{\partial t}\int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \rho(Z)\beta(Z)dZ \quad (4-28)$$

$$K_V(\lambda,\lambda')=\int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)}\eta(Z,\lambda)\eta(Z,\lambda')$$

$$\{\lambda b(Z,\lambda)\frac{\partial\bar{h}}{\partial Z}-\alpha(Z)\frac{\partial\bar{s}}{\partial Z}\}dZ \quad (4-29)$$

$$K_D(\lambda,\lambda')=\eta(Z'_D,\lambda)\eta(Z'_D,\lambda')\ \{\lambda b(Z'_D,\lambda)L(\bar{q}'(Z'_D)-\bar{q}(Z'_D)+\alpha(Z'_D)L\hat{\ell}(Z'_D)\} \quad (4-30)$$

詳細之推演及$\alpha(Z)$，$\beta(Z)$與$b(Z,\lambda)$之表亦可參見附錄B。

方程式（4—26）至（4—30）與A－S（1974）原來表示法之差異處在於採用下面的近似:

（i）雲底Z_B與凝結層Z_C一致。

（ii）在（4—24）式中水汽及液態水對雲功函數的作用省略。

（iii）雲底的高度Z_B不隨時間而改變。

Lord et al（1982）爲了簡便之故採用了前二項的近似，對於第三項假設或許不適用於大尺度的數值預報模式，但對（semi－prognostic）與中尺度的模擬還算適用（Lord，1978，1982；Hack et al 1983）。

在式（4—26）中$K_V(\lambda,\lambda')$是對雲朵λ的一穩定因子起由於雲朵λ'對周圍大氣加熱所致，而$F_C(\lambda)$與$F_M(\lambda)$爲對雲朵的非穩定因子起因於大尺度的作用，而$K_D(\lambda,\lambda')$也爲一非穩定因子起由於雲朵λ'部份水滴蒸發冷卻所造成。根據準平衡的假設（4—26）可表示爲

$$\int_0^{\lambda_{max}}K(\lambda,\lambda')m_B(\lambda')d\lambda'+F(\lambda)=0$$

當$m_B(\lambda)>0$ (4—31a)

$$\int_0^{\lambda_{max}}K(\lambda,\lambda')m_B(\lambda')d\lambda'+F(\lambda)<0$$

當$m_B(\lambda)=0$ (4—31b)

其中 $K(\lambda,\lambda')=K_V(\lambda,\lambda')+K_D(\lambda,\lambda')$

$$F(\lambda)=F_C(\lambda)+F_M(\lambda)$$

在此我們對準平衡的假設再作一簡短說明，此即：當雲朵間的時間調整比起大尺度的擾動時間要很短時，我們可假想積雲體遵循一連串的準平衡狀態，即當大尺度的作用力改變則（4—31a）必須滿足，而當$A(\lambda)$隨時間變化爲負時，則次雲體λ並不存在，即依（4—31b）所述$m_B(\lambda)=0$。

要解（4—31）可由linear programming方法來解，此法之詳細描述可參見Lord（1978）及Hack et al（1984），當$m_B(\lambda)$求出後，M_C、D及ℓ代入（4—7）及（4—8）則$\frac{\partial s}{\partial t}$與$\frac{\partial q}{\partial t}$可求出，同時降雨率可由（A—6）求出。

4—3 Semi－prognostic 測試

在這裏所謂Semi－prognostic測試即利用大尺度觀測之變數，配合所採用之積雲參數法，作一次一個時間間距的預測，此法之好處在於避免利用複雜的數值預報模式，且由於只作一次時間積分，因此可避免一些複雜的反覆作用過程。

Lord（1982）利用Semi－prognostic的方法配合GATE之資料（從9月1日至18日1974年）測試A－S法，圖4—2a表其預測積雲垂直加熱的分佈與實際觀測在這段時間的平均值比較，而圖4—2b表其所預測的降雨率與實際值的比較。在Lord（1982）所用的程式內可簡化爲下面幾個步驟：

(1)從大尺度的變數T、q、W、u、v及Q_R可算出雲的參數，包括λ、$\eta(Z,\lambda)$、h_C、S_C及q_C，其中每朵雲的高度是依據其模式內所預設定的垂直網格點而定（此即若模式內有11層，除了最下層可能代表邊界層外，其餘10層每一層皆有一朵雲的雲預定在此層）。

(2)對每一朵雲的雲功函數（4—24）分別計算。

(3)對大尺度的作用力F（i）可由下式表示：

$$F(i)=\frac{A'(i)-A(i)}{\triangle t} \quad (4-32)$$

其中A（i）可由大尺度資料算出，而A′（i）是假設大尺度的溫度及濕度場，若經大尺度在△t′時間經由平流作用改變時所算出之雲功函數。

(4)K（i、j）是由下式計算

$$K(i、j)=\frac{A''(i)-A(i)}{m_B(j)\triangle t''} \qquad (4—33)$$

其中A″（i）是大尺度的變數，經由雲朵J在△t″內所影響後計算出之雲功函數。

(5)利用Simplex over - adjustment 方法求解（4—31）得到$m_B(\lambda)$。

(6)利用（4—7）、（4—8）及（A—6）分別算出$\frac{\partial s}{\partial t}$、$\frac{\partial q}{\partial t}$ 及降雨率。

在此我們很明顯看出Lord 在第3及第4步驟上採用差分法去計算F（i）及K（i、j），而非採用（4—27）及（4—30）之原始表示法，So（1982）採用Lord的程式，用於中尺度梅雨時期，他發覺（3—32）式中之A″－A 與$m_B(j)\triangle t''$ 之選取有很大的關係，因此必須調整$m_B(j)\triangle t''$ 之值才能得到更好的結果。Kao（1985）直接採用（4—26）至（4—29）去計算F及K值，其中他把λ值轉變爲Z值。然後他利用IMSL package內之ZX4LP去求解m_B（Z），經他測試以赤道東風波的個案及用於中尺度對流雲的模擬皆得到很好的結果，因此我們決定採用其方法。其流程表於圖4—4、圖4—5表示大尺度變數的分置圖，而對雲之變數及雲譜的分佈表於圖A—1及A—2。爲了測試此程式我們採用GATE phase Ⅲ之資料來作semi - prognostic test，此資料由陳（1984）所提供，此資料爲2.5° 半徑之平均值，在垂直共有38層，最高至92.5毫巴，時間之間距爲3小時，變數包括了Q_1、Q_2、u、v、T、q、W等等，我們把這些資料當作觀測值處理，又柯（1987）曾利用這些資料用郭氏積雲參數化法來計算Q_1及Q_2等，故我們也把A－S法所算出之Q_1與他比較，圖4—5分別爲1974年9月3日1800Z、9月7日00Z，9月10日1800Z，9月14日1800Z，9月16日0600Z，9月16日1200Z所觀測之Q_1值的垂直分佈（虛線），及利用A－S法（點線）及郭氏法（實線）所算出Q_1之垂直分佈，很明顯的A－S法與觀測值非常相似，基本上Q_1最大值處皆預測得相當正確，而郭氏法大致在高層是預測過熱，而低層有過冷之趨勢，表（4—1）是這些時段用A－S法所預測之降雨率（單位mm／day），與利用雷達及水汽收支方程式所算出之觀測降雨率，很明顯地，降雨率的預測也非常正確。由此我們相信A－S法經Kao（1985）稍爲修改後可正確地用於赤道附近，而我們所引進修訂的程式也不應有任何問題。由於在第二、三章所收集之個案及分析所用資料之解析度不如GATE phaseⅢ這樣密，因此要利用這些資料配合A－S法來探討台灣附近豪雨期間之積雲參數化特性可能會有誤差。再者，TAMEX（1987）實驗已圓滿完成，在實驗期間有一些相當好的個案，而實驗資料又相當之齊全，因此我們打算下一步先收集好TAMEX 期間豪雨之個案資料，再配合現階段之A－S法來探討這一地區積雲參數化之特性，同時也把第二、三章之個案也來計算當作參考，希望從這些資料、方法及測試能對台灣地區積雲參數化法有充分的了解及實用。

五、結論

本文選取三個不同發展階段的中尺度對流系統，利用12小時一次的探空資料計算其熱量與水汽收支的巨觀特性。並將所計算之結果與熱帶對流雲簇及美國中西部溫帶中尺度對流系統的結果作比較。有關結論可以分列如下：

1. 在此三個個案中，Q_1最大值均在300mb，且Q_1在中高層，主要受$W\cdot\frac{\partial\theta}{\partial p}$之主宰。而$W\cdot\frac{\partial\theta}{\partial p}$之垂直分佈從700mb至200mb則主要受垂直速度影響。

2. 個案二與個案三均爲 MCS 成熟期，其 Q_1 垂直分佈型式相同。$\partial\theta/\partial t$ 在此三個個案中均非常微弱，且 $V\cdot\nabla\theta$ 項在整層中皆非常小。

3. 發展期（個案一）與成熟期（個案二及個案三）MCS的 Q_1 垂直分佈之主要不同處，乃前者在低層附近 Q_1 有次高峯，而後者在800mb附近非常微弱，此主因爲前者在800mb附近其垂直運動有次高峯，而後者在800mb附近垂直運動近乎爲零。

4. $-\dfrac{\partial q}{\partial t}$ 在個案一與個案三，其值由低層往上漸減至零，而個案二剛好相反。

5. Q_2 在個案中，其中高層主要受 $-W\dfrac{\partial q}{\partial p}$ 項之影響；然而 Q_2 在個案二，低層中主要受 $-\dfrac{\partial q}{\partial t}$ 項主宰，個案三，Q_2 值在低層却受 $-W\dfrac{\partial q}{\partial p}$ 項及 $-V\cdot\nabla q$ 項影響，個案一，Q_2 在低層，同時受 $-\dfrac{\partial q}{\partial t}$ 項，$-V\cdot\nabla q$ 項及 $-W\dfrac{\partial q}{\partial p}$ 項所影響。

6. 此三個個案，在400mb均有強烈水汽源，但最大值發生區卻不同，個案二在450mb，個案三在400mb，而個案一卻在800mb。個案一水汽在850mb附近受 $-\dfrac{\partial q}{\partial t}$ 項，$-V\cdot\nabla q$ 項及 $-W\dfrac{\partial q}{\partial p}$ 項所影響，而其個案二與個案三卻受 $-W\dfrac{\partial q}{\partial p}$ 項主宰。

我們也同時引進了A－S積雲參數化法，採用Kao（1985）的方法直接利用A－S（1974）之方程式來計算F及K值，並利用GATE phase Ⅲ之資料來作 semi - prognostic 測試，結果顯示利用目前之方法可以把GATE區域之 Q_1 的垂直分佈預測的相當準確，而降雨率的估算也非常吻合，同Kao（1974）之積雲參數化比較要好很多，同時我們也可估算積雲體的雲質量通量、液態水的逸入、蒸發與凝結率以及垂直渦流的傳送熱量與水汽等。由於目前所選取的台灣附近梅雨期間的三個豪雨個案資料之解析度皆非常之粗，如用來探討此區域之積雲參數化特性將會有誤差，再者TAMEX實驗已成功完成，由於其資料解析度相當密，故若能利用實驗資料配合目前之A－S法來研討此區域之積雲參數化特性，將會更具代表性，這也是我們下一步之目標。

附錄A　雲方程式

A－1　次積雲體之雲模式

對用於A－S法內之一維恒定狀態雲模式可以由下面幾個方程式分別表示之：

質量

$$\frac{\partial\eta(Z,\lambda)}{\partial Z}=\lambda\eta(Z,\lambda) \qquad (A-1)$$

靜力能量

$$\frac{\partial}{\partial Z}[\eta(Z,\lambda)S_c(Z,\lambda)]=\frac{\partial\eta(Z,\lambda)}{\partial Z}\bar{S}(Z)+L\eta(Z,\lambda)C(Z,\lambda) \qquad (A-2)$$

濕靜力能量

$$\frac{\partial}{\partial Z}[\eta(Z,\lambda)h_c(Z,\lambda)]=\frac{\partial\eta(Z,\lambda)}{\partial Z}\bar{h}(Z) \qquad (A-3)$$

水含量

$$\frac{\partial}{\partial Z}[q_c(Z,\lambda)+\ell(Z,\lambda)]=\frac{\partial\eta(Z,\lambda)}{\partial Z}\bar{q}(Z)-\eta(Z,\lambda)\gamma(Z,\lambda) \qquad (A-4)$$

其中C（Z、λ）表凝結率，對靜力能量言是貢獻源，對水汽言是負貢獻源，而γ（Z、λ）是由液態水轉換成雨水，可寫成

$$\gamma(Z,\lambda)=C_0\ell(Z,\lambda) \qquad (A-5)$$

C_0 是轉換係數，我們設定其等於 $2\times10^{-5}\,cm^{-1}$，

對單位面積之降雨率可由下式計算

$$R(Z)=\int_0^{\lambda_D(Z)} m_B(\lambda)\eta(Z、\lambda)\gamma(Z、\lambda)\,d\lambda \qquad (A—6)$$

由（A—1）我們可解得

$$\eta(Z、\lambda)=\exp\{\lambda(Z-Z_B)\} \qquad (A—7)$$

從（A—3）利用（A—1）可得

$$h_C(Z、\lambda)=\frac{1}{\eta(Z、\lambda)}\{h_C(Z_B、\lambda)+\lambda\int_{Z_B}^{Z}\eta(Z'、\lambda)\bar{h}(Z')dZ'\} \qquad (A—8)$$

假設雲內之空氣是飽和且雲內與周圍大氣壓力差可省略，則依據A－S（1974）可得

$$S_C(Z、\lambda)-\bar{S}(Z)=\frac{1}{1+\gamma}[h_C(Z、\lambda)-h^*] \qquad (A—9)$$

$$q_C(Z、\lambda)-\bar{q}^*(Z)=\frac{\gamma}{1+\gamma}\frac{1}{L}[h_C(Z、\lambda)-\bar{h}^*] \qquad (A—10)$$

其中 $\gamma=\frac{L}{C_P}\left(\frac{\partial\bar{q}^*}{\partial\bar{T}}\right)\bar{P}$ (A—11)

把（A—8）代入（A—9）及（A—10）我們可求得 S_C 及 q_C，然後把 q_C 代入（A—4）則可計算 $\ell(Z、\lambda)$。當 $\ell(Z、\lambda)$ 求出後則可由（4—7）及（4—8）利用

$$\hat{\ell}(Z)=\ell(Z、\lambda_D(Z)) \qquad (A—12)$$

求得 $\ell(Z)$，有關次積體雲及一些雲變數的垂直放置表明於圖A—1。

A—2　λ 的計算

圖A—2顯示雲譜對整個積雲體的分佈情形，爲了求得每個雲譜之 λ，我們首先設定每朵雲頂爲無浮力狀況，則

$$\hat{h}_C(i)=\bar{h}^*(i) \qquad (A—13)$$

其中 $h_C(i)$ 表第 i 個次積雲體在其雲頂的 λ_C，而 $h^*(i)$ 是在第 i 層之大尺度飽和濕靜力能量。由（A—13）及（A—8）再利用雲底之條件。

$$h_C(Z_B、\lambda)=h_M \qquad (A—14)$$

代入（A—8）然後配合（A—7），我們可反覆疊代而求出每一朵次積雲體之 λ_i。

附錄B

從雲功函數的定義

$$A(\lambda)=\int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)}\frac{g}{C_P\bar{T}(Z)}\eta(Z、\lambda)[S_C(Z、\lambda)-\bar{S}(Z)]dZ \qquad (B—1)$$

對（B—1）取其對時間微分可得

$$\frac{\partial A(\lambda)}{\partial t}=\int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)}\frac{g}{C_P\bar{T}(Z)}\eta(Z、\lambda)\frac{\partial}{\partial t}[S_C(Z、\lambda)-\bar{S}(Z)]dZ \qquad (B—2)$$

利用（A—9）則可求出

$$\frac{\partial A(\lambda)}{\partial t}=\int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)}\frac{g}{C_P\bar{T}(Z)}\eta(Z、\lambda)\frac{\partial}{\partial t}\left[\frac{1}{1+\gamma(Z)}(h_C(Z、\lambda)-\bar{h}(Z))\right]dZ \qquad (B—3)$$

配合（A—8）及（A—14）則產生

$$\frac{\partial A(\lambda)}{\partial t}=\int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)}\frac{g}{C_P\bar{T}(Z)}\frac{1}{1+\gamma(Z)}\frac{\partial}{\partial t}[h_M+\lambda\int_{Z_B}^{Z}\eta(Z'、\lambda)\bar{h}(Z)dZ'-\eta(Z、\lambda)\bar{h}^*(Z)]dZ \qquad (B—4)$$

然後利用

$$L\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = \gamma \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} \qquad (B-5)$$

則（B—4）可表示爲

$$\frac{\partial A(\lambda)}{\partial t} = \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \frac{g}{C_P\bar{T}(Z)} \frac{1}{1+\gamma(Z)} \left[\frac{\partial h_M}{\partial t} + \lambda \int_{Z_B}^{Z} \eta(Z,\lambda') \frac{\partial \bar{h}(Z')}{\partial t} dZ' - \eta(Z,\lambda)\left[1+\gamma(Z)\right] \frac{\partial \bar{s}(Z)}{\partial t}\right] dZ \qquad (B-6)$$

把（B—6）用重新組合可得

$$\frac{\partial A(\lambda)}{\partial t} = \frac{\partial h_M}{\partial t} \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \frac{g}{C_P\bar{T}(Z)} \frac{1}{1+\gamma(Z)} dZ + \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \left\{ \int_{Z}^{Z_D(\lambda)} \frac{g}{C_P\bar{T}(Z')} \frac{1}{1+\gamma(Z)} dZ' \right\} \lambda\eta(Z,\lambda) \frac{\partial \bar{h}(Z)}{\partial t} dZ - \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \frac{g}{C_P\bar{T}(Z)} \eta(Z,\lambda) \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} dZ \qquad (B-7)$$

加定義

$$\frac{g}{C_P\bar{T}(Z)} \frac{1}{1+\gamma(Z)} \equiv \rho(Z)\beta(Z) \qquad (B-8)$$

$$\rho(Z)b(Z,\lambda) \equiv \int_{Z}^{Z_D(\lambda)} \rho(Z')\beta(Z') dZ' \qquad (B-9)$$

$$\frac{g}{C_P\bar{T}(Z)} = \rho(Z)\alpha(Z) \qquad (B-10)$$

則（B—7）可寫成

$$\frac{\partial A(\lambda)}{\partial t} = \frac{\partial h_M}{\partial t} \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \frac{g}{C_P\bar{T}(Z)} \frac{1}{1+\gamma(Z)} dZ + \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \rho(Z)b(Z,\lambda)\lambda\eta(Z,\lambda) \frac{\partial \bar{h}(Z)}{\partial t} dZ - \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \rho(Z)\alpha(Z)\eta(Z,\lambda) \frac{\partial \bar{S}(Z)}{\partial t} dZ \qquad (B-11)$$

把（4—7）及（4—9）之$\frac{\partial s}{\partial t}$與$\frac{\partial h}{\partial t}$代入（B—11）則

$$\frac{\partial A(\lambda)}{\partial t} = \frac{\partial h_M}{\partial t} \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \frac{g}{C_P\bar{T}(Z)} \frac{1}{1+\gamma(Z)} dZ + \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \eta(Z,\lambda) \left\{ \lambda b(Z,\lambda) \frac{\partial \bar{h}}{\partial Z} - \alpha(Z)\frac{\partial \bar{s}}{\partial Z} \right\} M_C(Z)dZ + \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \eta(Z,\lambda) \left\{ \lambda b(Z,\lambda)\left(\frac{\partial \bar{h}}{\partial t}\right)_{L_s} - \alpha(Z)\left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t}\right)_{L_s} \right\} \rho(Z)dZ + \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \eta(Z,\lambda)\left\{\lambda b(Z,\lambda)L(\bar{q}^*|-\bar{q}) + \alpha(Z)L\hat{\ell}\right\} D(Z)dZ \qquad (B-12)$$

其中$\rho\left(\frac{\partial \bar{h}}{\partial t}\right)_{L_s} = -\rho\bar{W}\frac{\partial \bar{h}}{\partial Z} - \rho V\cdot\nabla\bar{h} + \bar{Q}_R$ (B—13)

$$\rho\left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t}\right)_{L_s} = -\rho\bar{W}\frac{\partial \bar{s}}{\partial Z} - \rho\bar{\bar{V}}\cdot\nabla\bar{s} + \bar{Q}_R \qquad (B-14)$$

利用（4—10）及（4—16）之$M_C(Z)$及$D(Z)$代入（B—12）則

$$\frac{\partial A(\lambda)}{\partial t} = F_M(\lambda) + F_C(\lambda) + \int_0^{\lambda_{max}} \left[K_V(\lambda,\lambda') + K_D(\lambda,\lambda')\right] m_B(\lambda')d\lambda' \qquad (B-15)$$

其中$F_C(\lambda) = \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \eta(Z,\lambda)\left\{\lambda b(Z,\lambda)\left[-W\frac{\partial \bar{h}}{\partial Z} - \bar{\bar{V}}\cdot\nabla\bar{h} + Q_R\right] - \alpha(Z)\left(-W\frac{\partial \bar{s}}{\partial Z} - \bar{\bar{V}}\cdot\nabla\bar{s} + Q_R\right)\right\}\rho(Z)dZ$ (B—16)

$$F_M(\lambda) = \frac{\partial h_M}{\partial t}\int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \rho(Z)\beta(Z)dZ \qquad (B-17)$$

$$K_V(\lambda、\lambda') = \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \eta(Z、\lambda)\eta(Z、\lambda')$$

$$\{\lambda b(Z、\lambda)\frac{\partial \bar{h}}{\partial Z} - \alpha(Z)\frac{\partial \bar{s}}{\partial Z}\}dZ \qquad (B-18)$$

$$K_D(\lambda、\lambda') = \eta(Z'_D、\lambda)\eta(Z'_D、\lambda')\{\lambda b(Z'_D、\lambda)L(\bar{q}'(Z'_D) - \bar{q}(Z'_D)) + \alpha(Z'_D)L\hat{\ell}(Z'_D)\} \qquad (B-19)$$

有關附錄 (A) 及 (B) 公式之推導，在此主要是參照 Kao (1985) 。

參考文獻

丘台光與林雨我，1985：利用衛星、雷達資料作台灣地區豪雨預報之初步研究。天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局，107～129。

丘台光與廖學鎰，1984：華南及鄰近地區中尺度對流系統之研究。大氣科學，11，85～100。

丘台光、廖學鎰與洪理強，1982：民國 70 月5月 28 日之豪雨個案研究。中範圍天氣系統研討會論文彙編，中央氣象局，233～247。

丘台光與劉復誠，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，12，93～102。

紀水上，1986 台灣梅雨期華南中尺度對流系統及台灣地區局部性豪雨之個案研究、博士論文、私立中國文化大學地學研究所。

紀水上與陳泰然，1984：1981年5月 27～28 日華南及台灣地區中尺度對流複合系統之初步分析。天氣分析預報研討會論文彙編，中央氣象局，95～114。

柯文雄，1987：着重於郭氏法之積雲參數化的研討，台大大氣科學系研究報告NTU - ATM - 1987 - 01，85 pp。

陳景森、丘台光與王時鼎，1986：梅雨期間中尺度對流系統的初步研究 (I) 中尺度系統的演化 (II) 低層環境的客觀分析，第四屆全國大氣科學學術研討會論文彙編，217～247。

陳泰然與吳清吉，1978：台灣五大城市之氣候特性分析。大氣科學，5，2，1～16。

陳泰然、紀水上、謝維權，1982：初春華南中尺度對流複合系統之個案研究。中範圍天氣系統研討會論文彙編，中央氣象局，71 年5月6～8日，593～612。

陳泰然與蔡清彥，1978：台灣地區梅雨個案之中幅度系統、觀測誤差與平衡W值之分析。台大大氣科學系研究報告Mei - Yu - 002，44頁。

曾忠一，1977：利用原始方程式進行變分客觀分析之研究。中央研究院物理研究所集刊，7，77～92。

曾忠一，1978：大氣垂直速度計算之研究。中央研究院物理研究所集刊，8，127～152。

曾忠一，1976：東亞地區天氣資料變分客觀分析之研究。中央研究院物理研究所集刊，6，161～178。

曾忠一，1977：利用原始方程式進行變分客觀分析之研究。中央研究院物理研究所集刊，7，77～92。

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，91，1～10。

Arakawa, A., 1969: Parameterization of cumulus convection. Proc. WMO/IUGG Symp. Numerical Weather Prediction, Tokyo.

Arakawa, A., 1972: Design of the UCLA general circulation model. Numerical Simulation of Weather and Climate, Dept. of Meteor., Univ. of California, Los Angeles, Tech. Rept., 7, 116pp.

Arakawa, A., and W.H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part I. J. Atmos. Sci., 31, 674-701.

Chen, G.J.J., 1979: On Moisture Budget of a Mei-Yu System in Southeast Asia, Proc. Natl. Sci. Counc. ROC.

Chu, J.-H. M. Yanal and C-H Lui, 1981: Effects of Cumulus Convection on the Vorticity Field in the Tropics Part I: The Large-Scale Budget. J. Meteor. Soc. Japan, 59, 535-545.

Hack, J.J., W.H. Schubert, and P.L. Silva Dias, 1984: A spectral cumulus parameterization for use in numerical models of the tropical atmosphere. Mon. Wea. Rev., 112, 704-716.

Johnson, R.H., 1976: The role of convective-scale precipitation downdrafts in cumulus and synoptic-scale interactions. J. Atmos. Sci. 33, 1890-1910.

Jou, B.J., 1978: Application of the variational adjustment method of the performance of various conventional objective analysis schemes. Master Thesis. University of Oklahoma, Norman, OK, 99pp.

Kao, C.Y., 1985: A cumulus parameterization study with special attention to the Arakawa-Schebert scheme, Ph.D. dissertation, Univ. of ILL., 213pp.

Krishnamurti, T.N., Y. Ramanathan, H.-L. Pan, R.J. Pasch, and J. Molinari, 1980: Cumulus parameterization and rainfall rates I. Mon. Wea. Rev., 108, 465-472.

Kuo, H.L., 1965: On the formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. J. Atmos. Sci., 22, 40-63.

Kuo, H.L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. J. Atmos. Sci., 31, 1232-1240.

Kuo, Y.-H., and R.A. Anthes, 1984a: Mesoscale budgets of heat and moisture in a convective system over the central United States. Mon. Wea. Rev., 112, 1482-1497.

Lewis, J.M., 1975: Test of Ogura-Cho model on a prefrontal squall line case. Mon. Wea. Rev., 103, 764-778.

Lord, S.J., 1978: Development and observational verification of a cumulus cloud parameterization. Ph.D. dissertation, UCLA, 359pp.

Lord, S.J., and A. Arakawa, 1980: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part II. J. Atmos. Sci., 37, 2677-2692.

Lord, S.J., 1982: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part III: Semi-prognostic test of the Arakawa-schubert cumulus parameterization. J. Atmos. Sci., 39, 88-103.

Lord, S.J., W.C. Chao, and A. Arakawa, 1982: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part IV: The discrete model. J. Atmos. Sci., 39, 104-113.

Maddox, R.A., 1981: The structure and life-cycle of mid-latitude mesoscale convective complexes. Atmos, Sci. Paper No. 336, Dept. of atmos. Sci, Colorado, State Univ., Fort Collins, Colorado, 311pp.

Maddox, R.A., 1980b: Mesoscale convective complexes, Bull. Amer. Meteor. Loc. 61, 1374-1387.

Maddox, R.A., 1983: Large scale meteorological conditions associated with convection complexes midlatitude mesoscale. Mon. Wea. Bev., 111, 1475-1493.

Maddox, R.A., C.F. Chappell, and L.R. Hoxit, 1979: Synoptic and mesoscale aspects of flash flood events. Bull. Amer. Meteor. Soc., 60, 115-123.

Ninomiya, K. 1971: Dynamical analysis of outflow from tornado-producing thunderstorms as revealed by ATS III pictures. J. Appl. Meteor., 10, 275-294.

Nitta, T., 1972: Energy budget of wave disturbances over the Marshall Islands during the years of 1956 and 1958. J. Meteor. Soc. Japan, 39, 71-84.

Ooyama, K., 1971: A theory on parameterization of cumulus convection. J. Meteor. Soc. Japan, 39, 744-756.

O'Brien, J.J. 1970: Alternative solution to the classical vertical velocity problem, J. Appl. Meteor., 9, 197-203.

Reed, R.J. and E.E. Recker, 1971: Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the equatorial western Pacific. J. Atmos. Sci., 28, 1117-1133.

Rosenthal, S.L., 1970: A circularly symmetric primitive equation model of tropical cyclone development containing an explicit water vapor cycle. Mon. Wea. Rev., 98, 643-663.

So. S.S., 1982: An observational study of the Role of convection in the Bain situation with special attention to the Arakwa-Schurbert cumulus parameterization. J. Meteor. Soc. Japan, 63, 648-656.

Thompson, R.M., Jr., S.W. Payne, E.E. Recker and R.J. Reed, 1979: Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the intertropical convergence zone of the eastern Atlantic. J. Atmos. Sci., 36, 53-72.

Yanai, M., S. Esbensen and J. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. J. Atmos. Sci., 30, 611-627.

圖1.1 (a)赤道地區 Q_1-Q_R 的垂直分布。其中實線爲Nitta (1972)，點虛線爲Thompson et. al. (1979)，虛線爲Yanai et. al. (1973)，點線爲Reed and Recker(1971)的計算結果。

(b)副熱帶地區及中緯度地區 Q_1 之垂直分佈。其中實線爲 John (1976) 研究北佛羅里達州暴雨個案的結果，虛線與點線分別爲Lewis (1976) 和Ninomiya(1971) 研究中緯度劇烈風暴個案的結果。此圖係重繪自Kuo and Anthes(1981)論文中之資料。

圖2.1 1985年5月27日00Z GMS-1紅外線雲圖

圖2.2 同圖2.1但爲1981年5月27日12Z MCC Ⅱ A＋B個案

圖2.3 同圖2.1但爲1981年5月28日00Z MCC Ⅱ B個案

圖3.1 1985年5月27日00Z MCC Ⅰ個案，水平平均風場及平均速度輻合／散場垂直剖面圖。

(a)平均輻散場，單位爲 $1.0 \times 10^{-6} sec^{-1}$，以點線表示；中點線爲調整後平均輻散場，單位爲mb $hour^{-1}$，而實線爲調整後平均垂直速度場，單位爲mb $hour^{-1}$。

(b)水平風場垂直剖面分佈圖，其中實線爲東西向平均速度場$\bar{U}$（m／sec），虛線爲南北向平均速度場$\bar{V}$（m／sec）。

圖3.2 同圖 3.1 但爲 1981 年 5 月 27 日 12Z MCC Ⅱ A＋B 個案

圖3.3　同圖3.1，但爲1981年5月28日00Z MCC Ⅱ B個案

圖3.4　1985年5月27日00Z 平均位溫、平均溫度及平均水汽混合比垂直分佈。

(a)中實線爲平均位溫 $\bar{\theta}$，虛線爲平均溫度 $\bar{T}$。

(b)中爲平均水汽混合比 $\bar{q}$。

圖3.5 同圖3.4，但爲1981年5月27日12Z。

圖3.6　同圖3.4，但爲1981年5月28日00Z。

圖3.7　1985年5月27日00Z MCC Ⅰ個案。

(a)點線爲位溫水平平流項（度／天），中點線爲位溫局部時間變化項（度／天），長實線爲位溫垂直傳送項（度／天），而實線爲熱量（度／天）。

(b)點線爲水汽水平平流項的負值（度／天），中點線爲水汽局部時間變化項（度／天），長實線爲水汽垂直平流項（度／天），而實線爲水汽（度／天）。

圖3.8　同圖3.7，但爲1981年5月27日12Z。

圖 3.9　同圖 3.7，但爲 1981 年 5 月 28 日 00Z。

表3—1　MCC個案IR衞星雲圖特徵

	個案一	個案二	個案三
時間採用衞星雲圖與探空資料的時間	1985年 5月27日 00 Z	1981年 5月27日 12 Z	1981年 5月28日 00 Z
面積 km^2 ≤－32°C ≤－52°C ≤－72°C	 17×10^4 9×10^4 ?	 22×10^4 16×10^4 200	 12.5×10^4 6.8×10^4 1698
雲頂≤－32°C 達最大值的時間 面積大小（km^2）	 27日16Z 28×10^4	 27日16Z 31×10^4	 27日21Z 13×10^4
發展階段*	發展期	前成熟期	後成熟期
雲中心位置	<－72°C	－7.5°C	－7.5°C

*個案二之雲系爲圖6 IR衞星雲圖之MCC Ⅱa＋b。此MCC Ⅱa＋b，乃由兩個MCC合併而成，MCC Ⅱa＋b即將趨於成熟故稱之爲前成熟期，此系統後來移出海上，減弱消失於2806 Z。此種情形顯示此個案三於2800 Z期間正在消散中，可稱之爲後成熟期。

表4—1　GATE phase Ⅲ期間的一些時段利用A－S法所預測之降雨率與觀測分析之降雨率的比較表（單位：mm／day）

時　間	9月3日 1800 Z	9月7日 00 Z	9月10日 1800 Z	9月14日 1800 Z	9月16日 0600 Z	9月16日 1200 Z
A－S 預測值	9.33	7.69	8.8	8.5	13.04	22.4
觀測值	10.0	7.0	9.5	10	20	21.5

圖 4.1　在次雲層內一些熱力變數之分置表，其中 s_M 與 g_M 在混合層內不隨高度而改變 Δq、Δs 與 Δh 看內由 $(\ )_B$ 至 $(\ )_{B+}$ 之改變值。

圖 4.2　(a) GATE phase Ⅲ 中 ($Q_1 - Q_R$) 之時間平均值的垂直分佈，實線表預測值，虛線表觀測值。

(b) GATE phase Ⅲ 期間降雨率隨時間之改變，實線爲預測值，點線爲由觀測值利用水汽收支情形所估算的，虛線爲由雷達所觀測之值。

圖 4.3　A－S 積雲參數法用於 Semi-Prognostic 測試之流程圖

圖 4.4　大尺度模式內之垂直結構及相關變數之分置圖

圖4.5 （Q_1-Q_2）在不同時段之垂直分佈圖，點線爲A－S法之預測值，實線爲Kuo（1974）之預測值，而虛線爲觀測值。

圖A.1　次積雲體C的垂直結構圖及有關變數之分置圖，垂直粗箭頭表由邊界層所引起之雲底雲質量通量，水平粗箭頭表雲頂之逸出雲氣流，細水平箭頭表由週遭逸入雲內之氣流。

圖A.2　積雲體內雲譜之分佈圖，其中 $\lambda_{16} < \lambda_{15} < \cdots\cdots < \lambda_k \cdots\cdots < \lambda_2$

The Study of Arakawa-Schubert Cumulus Parameterization Scheme in the heavy rainfalls situation over Taiwan Area (I)

Wen-Shung Kau Ben Jong-Dao Jon Gon-Chun Lin

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University
Taipei,Taiwan,R.O.C.

Abstract

During the Mei-Yu period over Taiwan,several meso-scale convective systems (MCS) embedded within the broad Mei-Yu front and produce heavy rainfalls. This report will divide into two parts : Part I is emphasis on the calculation of heat and moisture budgets. 3 cases of heat and moisture budgets were analysed during different stages of MCS. 12-hourly upper air observations of Sonding data were used for budget computation. Part II is concentrated on the study of cumulus parameterization. GATE phase III data were used to study the application of Arkawa-Schubert cumulus parameterization scheme. After semi-prognostic tests,we found the A-S scheme performs very satisfactorily.

西藏高壓發展過程與台灣梅雨關係之研究(一)

廖學鎰

國立中央大學大氣物理系

劉復誠、謝信良、廖志翔、徐辛欽

中央氣象局預報測站

摘　要

本研究之主要目的爲探討西藏高壓發展過程與台灣梅雨之關係。擷取1946～1985年之梅雨期資料，以常態化偏差指數（NDI）選擇1985年及〔1973年〕爲正常年，1977年及1981年爲最顯及次顯梅年，1980年及1978年爲最顯及次顯乾梅年來作爲分析基礎。進而分析四月至六月間北半球500 mb、100 mb及1000-500 mb厚度圖之特性。

經研究結果可發現在梅雨正常年時，自四月份起西藏高原爲加熱中心，並向東北延伸至貝加爾湖北方，此種加熱作用成爲西藏高壓形成之主因。

五月份，100 mb面上西藏高壓在我國西南雲貴地區繼續發展。在濕梅年西藏高壓中心強度，以距平而言通常在＋100 gpm左右，而其中心位置較偏西，一般在105°E以西。在乾梅年高壓中心強度其距平值常可以到達＋150 gpm，且＋100 gpm圈涵蓋範圍頗大。而其中心位置較偏東，大都在105°E以東。

六月份，西藏高壓中心位置，在濕梅年平均在27－28°N附近，高壓中心距平值約在＋100 gpm，以16,800 gpm綫而言，一般可以發展在35°N以南。在乾梅年西藏高壓中心位置一般在30°N，甚至更偏北，高壓中心距平值可至＋150 gpm。明顯地，乾梅年時，西藏高壓較強。以16,800 gpm綫而言，乾梅年可發展至35°N以北。六月份在印度北部、西藏南部地區，在濕梅年100mb面上有一大低壓區所籠罩；但乾梅年時此低壓較不發展，範圍亦較小。

一、前　言

每年五月中旬至六月中旬之間，台灣地區存在著有一相當明顯之降水量高峯，此期間之降水形態，稱爲台灣之梅雨（Mei-Yu）。因梅雨常出現連續數日之降水，間或挾有大雷陣雨或豪雨發生，導致暴洪（flash floods），引起災害發生。例如，1981年5月28日新竹桃園之豪雨，導致死亡8人，房屋全倒972間、半倒284間、農田、魚塭、道路、橋樑及水利設施等流失損毀慘重，估計損失數十億元。又1984年6月3日北部的豪雨，亦爲梅雨期間所發生之罕見超級大雨，計死亡32人，失踪5人、受傷12人，鐵公路及工廠浸水等交通工業損失估計超過新台幣100億元以上（丘及劉，1985）。

梅雨發生於春夏之交，此時正值西藏高壓開始發展初期，西藏高壓發展過程與強度變化可能影響台灣梅雨之變化。Asakura (1966) 認爲印度季風和日本梅雨活動存在有密切關係，主要由西藏高壓作媒介。本研究之主要目的在探討西藏高壓與台灣地區之梅雨關係。

西藏高原位於我國西南（或稱南亞），台灣距其東南下游區約1600 公里，西藏高壓地形幾爲高度 2000 公尺以上之組合（圖 1a），所佔面積亦相當廣闊（圖 1b），爲大氣冷熱源之主要源地，且由以往的觀測資料得知，夏季西藏高原上近地面層主要爲熱低壓（thermal low）環流，低壓垂直面高度可以達到 400 mb，對流層上層和平流層下層則是個大高壓，即爲西藏高壓。由 Yeh and Gao (1979)對西藏高原的熱力效應探討可見一斑。Mason and Anderson (1963) 曾對夏天 100mb西藏高壓的生成、發展、移動、減弱及消失等過程加以詳細研究。由這些研究使我們對於夏天西藏高壓的特性有所瞭解。因爲西藏高原的加熱效應很顯著，所以西藏高壓位於高原之上空是最常見的，但有時高壓中心，也會偏離西藏高原一段時間，表示外力能影響這由熱力效應產生的高壓之位置和強度。資料並顯示 100mb 西藏高壓往上遞減得很快。在北半球，除了極地渦旋外，亞洲 100 mb 西藏高壓是強烈和持久的環流。

此外，Julian et al.(1959) 曾對 100mb 和 500mb 的天氣圖加以分析以探討這兩層的相關性。Neyama (1965, 1966, 1967) 也對 500mb 西太平洋副熱帶高壓和南亞 100 mb西藏高壓的關係作過探討，發現 500 mb 西太平洋副熱帶高壓的移動和平流層的環流亦有很好相關性，尤其對日本乾濕天候之影響。

Krishnamurti (1971 a, b) 使用傳統資料及飛機的風場報告，對北半球 200mb 風場加以詳細分析，發現在夏季北半球的主要特徵有：東西環流、Hadley環流、Walker 環流、西藏高壓、非洲高壓、墨西哥高壓、大西洋中部槽、太平洋中部槽、南亞的東風噴射氣流等大氣現象。Krishnamurti et al. (1973) 介紹模擬夏季全球大氣環流的幾種模式，並且親自設計一個簡單的數值模式，證明了西藏高壓在北半球夏季於對流層上層大氣環流的重要性，Kanamitsu and Krishnamurti (1978) 則對北半球夏季於非洲西部及印度中部爲乾旱的 1972 年和近似正常降水的 1967 年，把這兩年的環流場及能量轉換等加以比較。由這些研究讓我們對於上對流層環流的情況有更進一步的瞭解，並且說明夏季西藏高壓對於北半球其他高層大氣環流有很深遠的影響。

近幾年來，由於西藏高原地面及高空測站之增加，以及氣象衛星資料之配合使用，西藏高原對北半球大氣環流之重要性乃漸爲氣象學者所重視並做進一步研究。

Gao et al. (1981) 及 Kuo and Qian (1981) 曾對西藏高原上季節性的環流型變化及日夜間各種天候變化加以探討。Gao 等並指出西藏高原地面每年12月至1月爲冷源，2月至11月爲熱源，其熱源強度在3月至6月迅速增強，8月至10月減弱。在自由大氣中，高原在每年3月至9月爲熱源，6月至7月達到最大強度，而在10月至2月爲冷源，12月爲冷源最大強度。隨著冷熱源的季節性變化，高原的環流型勢及天候亦跟著變化。

其他有關高原上空春夏期熱源分佈及其來源之研究，計有 Yeh and Gao (1979), Yeh (1981), Nitta (1983), Luo and Yanai (1983, 1984) 及 Chen et al. (1985) 等之研究。Yeh and Gao (1979) 及 Reiter and Gao (1982) 並探討高原上加熱效應與平流層底層西藏高壓之生成及其發展間之相互關係。

戚（1960）在東亞大氣環流研究一文中，曾述及從春季到夏季，影響我國東南沿海地區的對流層太平洋副熱帶高壓脊逐漸北移。副熱帶高壓活動是構成江南雨季和長江梅雨的重要因子之一，副熱帶高壓脊綫在梅雨開始和結束時，都有一次明顯的跳躍，地面滯留(梅雨)鋒也都同時向北跳動，例如，1954, 1956 及 1961年。而在對流層太平洋副熱帶高壓脊北進當頭，平流層下層之西藏高原正有

一暖脊東移，兩者合併增強。但亦並非每次都有此現象，須視當時大環境場情況，例如，南支鋒面帶存在時，35°N以北東移的暖脊，對東南沿海副熱帶高壓脊綫北跳都無作用。當西藏高原之暖脊開始向東移，暖脊東移路徑較入梅時偏北，大約沿30°N向東傳播。當移至長江中下游時，切斷了梅雨鋒的冷空氣來源，原在長江流域的冷槽和切變綫消失，暖脊併入副熱帶高壓，副熱帶高壓脊綫越過26°N，梅雨結束。由此說明西藏高壓發展過程與梅雨有很大關係或影響性，此點很值得我們研究。

李（1985），廖及洪（1986）認爲對於東亞夏季天候的影響，平流層下層環流以西藏高壓爲主，對流層中層環流（約500mb）以西太平洋副熱帶高壓爲主。因此探討500mb大氣環流、100mb西藏高壓及1000-500mb厚度圖之特徵，以了解上層環流與梅雨之相關性，乃本研究之重心所在。

本研究計畫爲二年計畫，第一年以1946至1985年之台灣地區梅雨降水資料作爲選擇梅雨個案之依據及分析各層環流之特徵，第二年將偏重於梅雨前一個月，二個月之環流特徵及長期預報之探討。

二、資料來源與分析方法

㈠資料來源

本研究之主要資料包括500mb、100mb圖及1000-500mb厚度圖，這些圖均係取自日本氣象廳（JMA, Japan Meteorological Agency）所發布之季節預報資料。梅雨期間雨量資料係取自中央氣象局1946-1985年台北及基隆（取算術平均代表北部），台中（代表中部），台南及高雄（取算術平均，代表南部），花蓮及台東（取算術平均，代表東部）由以上資料作爲選取分析西藏高壓個案及標準偏差，作爲分類梅雨，以及擷選梅雨正常年、濕梅年及乾梅年之用。

㈡分析方法

受地理上某一小區域之氣象演變，不單是局部的氣象變動而形成，而是全球大氣環流（general circulation）演變所引起的現象，而長期預報也欲根據應用所謂「平均大氣環流法」，繪製五日或月之高度合成圖，分析春末夏初（梅雨期）異常天候之平流層下層環流特性及其對東亞梅雨期間產生之特異現象加以研究。茲誌本研究分析步驟如下：

1. 根據歷年梅雨資料，將梅雨分類爲一般梅雨（正常梅雨年）、濕梅年及乾梅年等。

2. 收集北半球500mb、500-1000mb厚度圖及100mb天氣圖。

3. 分析異常梅雨年大氣對流層及平流層大氣環流之特徵。以使用平流層下層（100mb），對流層（500mb）以及中下層厚度圖等，分析其相關關係。

三、梅雨之分類及個案之選擇

㈠梅雨之分類

梅雨之出現時間平均在每年5月中旬至6月中旬，其間亦有提早及延後，其周期之長短亦年有變異，故梅雨之入梅（onset）及出梅（recess）日期以及是否梅雨雨量特別多或特別少，乃成爲各學者研究上注目的焦點。本研究之第一年重點在探討西藏高壓之發展過程與異常梅雨之關係，故個案之選擇乃取決於梅雨雨量特別多（稱濕梅年）、梅雨雨量特別少（稱乾梅年），以及梅雨量與氣候平均值接近或差異不大之降雨量（稱正常年）爲主，藉以探討西藏高壓與梅雨之相互關連性。

經過天氣圖分析調查及參考劉（1987），研究統計1946-1985年間每年梅雨期內之基隆、台北、台中、台南、高雄、花蓮及台東之降雨量，得出表1，並進一步計算此40年內各區（分北部、中部、南部及東部）之梅雨降雨量及標準偏差，最後再計算其常態化偏差指數（normalized departure index，簡稱NDI）。

NDI之計算公式如下：

$$NDI = R - \bar{R} / \sigma$$

上式R代表各年各區之梅雨期降雨量，$\bar{R}$爲40年（1946-1985）之氣候平均值，σ爲標準偏差，經計算後可得各年各區之NDI（如表2）。NDI含正負值，其正值愈大表示梅雨量愈多，反之負值愈大，表示梅雨量愈少，如接近於零，表示近正常年。

㈡個案選取

本研究依據上述分類方法（NDI大小）作爲個案選取標準，由於資料有限，在此我們選取1985年爲正常年（NDI=−0.16），1973年次正常年（NDI=−0.30）代表，1977年與1981年分別代表最顯濕梅年（NDI=+1.14）與次顯濕梅年（NDI=+1.14），1980與1978年分別代表最顯乾梅年（NDI=−1.30）與次顯乾梅年（NDI=−0.75）。

四、梅雨正常年之大氣環流分析

梅雨正常年以1985年與1973年二年爲代表，由於資料所限，這裡只討論1985年大氣環流個案。

㈠1985年五月

1. 500 mb 平均高空圖與其距平

圖2爲五月份500mb平均高度與距平圖。由圖中顯示，在高緯度呈現三波槽型，其槽一在中亞烏拉山，二在堪察加半島及白令海間，三在北美東岸。此三個長波槽之槽場距平值均只有−50 gpm。對中緯度而言，在亞洲東部爲一弱脊場，西藏高原（100°E）以東全爲微弱正距平所涵蓋，正距平中心在我國東北，距平中心值約+50 gpm。100°E以西則爲弱負距平區。

在低緯度孟加拉區是一範圍廣大而勢力較弱的槽場，其距平值偏低，幾接近於氣候平均值。

在北太平洋上，無顯著高氣壓中心，但其在20°N～45°N多爲正距平覆蓋，正距平中心位在40°N，170°W，中心距平值亦有+50 gpm，且+50 gpm之範圍頗大。

2. 1000-500mb厚度圖與其距平

由1000-500mb厚度圖（圖3）顯示，極中心是一大冷區中心，冷區中心略偏向東半球。在高緯度呈三波槽型，冷槽分別在東歐蘇俄北部，西伯利亞東部，加拿大東部。極中心冷區之負距平不強，即冷源不強，主要負距平中心是在東歐蘇俄北部，中心距平值是−50gpm。

在亞洲中低緯度，均爲暖脊場。而在印度北部及西藏東部有兩個暖區中心，其軸線呈北北東至南南西走向。以距平而言，全爲正區籠罩，正距平中心在西藏東部，中心值達+100 gpm，而其+50 gpm圈所涵蓋範圍亦不小。

在北太平洋上，沒有顯著的暖區，但在中緯度仍是正距平區，正距平中心不明顯。

3. 100mb高空圖與其距平

從圖4可知，極圈形成二波槽，其位置偏在東半球而略成東西走向，一在烏拉山西方，一位在堪察加半島附近，二個槽場很深，均向南延伸至30°N左右，且其負距平均在槽谷爲−50 gpm。在亞洲中緯度爲弱脊場，在低緯度有一高壓中心，中心位在我國華南（約在25°N，110°E）。以距平而言，在30°N以南包括我國華中、華南、印度及中南半島全在+50 gpm之區內，但在西藏高原的高壓並不強，在+50gpm以下，16,600 gpm等高線盤踞其上。

北太平洋上無高壓中心存在，但其中部爲正距平區，正距平中心在35°N，175°W。

㈡1985年六月

1. 500mb平均高空圖與其距平

從圖5顯示，極圈之低壓偏在格陵蘭北部，但極圈內之低壓區全爲正距平所涵蓋，正距平中心却在烏拉山北方（約在70°N，90°E），可見極圈之低壓不強。而在高緯度爲兩波槽，主要槽區一在加拿大（90°W），二在阿拉斯加之南方近海與阿留申群島間，後者之槽向南南西延伸經日本至台灣北方，而負距平中心是在阿拉斯加南方近海，中心值是−50gpm。

在青康藏高原（90°E）及其以北是一弱槽，其距平值不大，在亞洲中部及南部均爲弱負距平區所涵蓋。

北太平洋上，高壓中心在25°N，170°E，但高壓勢力不大，只呈現弱正距平，無正距平中心出現。

2. 1000-500mb厚度圖與其距平

從圖6可知，極圈呈一波型，極地冷低壓中心在格陵蘭和加拿大北方間，中心數值爲5,160gpm左右，但却是弱負距平。在高緯度阿留申群島附近

是一大冷低壓，此一大冷低壓之距平值在－50 gpm，在此低壓西邊堪察加半島南方有一深濬波槽，冷舌由此向西南延伸經日本至東海（30°N）。

在亞洲中部、東部有一強暖脊線，此脊線從極圈向南伸展，經貝加爾湖、蒙古、新疆至印度北部，而加熱中心恰在西藏東部（30°N, 90°E），中心距平均是＋50 gpm。

北太平洋在40°N以北是負厚度距平區，而40°N以南全是弱正距平區，無顯著暖中心出現。

3. 100mb 高空圖及其距平

由圖7顯示，極地中心無低壓中心存在，亦爲弱正距平區。低壓中心位於堪察加半島橫跨至阿拉斯加，呈東西走向，波槽由堪察加向南延伸至日本南部，低壓中心與主槽線之距平值均在－50 gpm以下。

高壓中心位於我國華南（25°N，110°E），及孟加拉灣與西藏高原南方之間（20°N，90°E），後者高度值爲16,820gpm，高壓軸呈東西排列，由此中心向東擴展至台灣東方海面，平均軸線約在26°N左右。以距平而言，在40°N以南均爲正距平區所覆蓋，而在高壓軸線帶均是＋50 gpm線所涵蓋，華南高壓距平在100 gpm以上。

北太平洋40°N以南，無明顯高壓中心，但多爲正距平區，且＋50 gpm範圍涵括北太平洋中部從20°N－40°N，170°E－140°W。

㈢綜合討論

綜合上述，1985年五月與六月主要環流之特徵爲：

1. 500mb 高緯度五月呈三波槽型，六月份則呈二波型。五月存在於中亞烏拉山槽至六月時淺化。極圈五月與六月皆爲正距平區。在90°E青康藏高原區存在有一弱槽，此槽五月較六月深且南移。堪察加與日本間東亞主槽五月較六月淺，六月時甚且向南延伸至30°N。此二個月在韓國附近皆有一小正距平存在。

2. 1000-500mb厚度圖顯示，極圈爲一波型，五月的冷中心偏在東半球，六月則偏在西半球的格陵蘭，兩者皆爲弱負距平。東亞主要冷舌由鄂霍次克海向西南西延伸至北緯30度，此冷舌六月較五月強，加熱中心則正位在西藏高原，由此向東北東延伸至貝加爾湖北方。另一加熱中心五月時在印度北部，六月則較偏西北方。

3. 100mb顯示，極區之低壓中心偏向南方，五月低壓偏在東半球，六月則位於堪察加至阿拉斯加，兩者皆呈東西走向，但呈90度相位偏移差異。東亞主槽五月位在堪察加至日本西方海面，六月則較偏西（約在日本西方海面），中亞區的槽五月較六月深。對整個西藏高壓而言，六月間其中心在孟加拉灣附近，其強度約爲16,820gpm，而向東延伸。此二個月間在我國華南（25°N，110°E）生成另一高壓中心。

五　梅雨濕梅年之大氣環流分析

濕梅年以1977年和1981年二年爲代表，茲分析如下：

A、1977年

㈠五月

1. 500mb 平均高空圖及其距平

從圖8顯示，極圈略成二波型，軸線呈0°E－180°W，極圈以負距平區爲主，但無負距平區中心，此顯示極區低壓並不強。中高緯度呈四波槽，一在貝加爾湖西方，二在堪察加半島南方，三在美國東岸，四在格陵蘭西南方。

在低緯度，印度北部孟加拉是一深槽，而在整個印度半島全爲負距平區所涵蓋，負距平中心在25°N，80°E附近。

北太平洋上，無顯著高壓存在，而在北太平洋東部，美加西岸是一強大深槽，也有一深負距平中心，中心值達－100 gpm，而北太平洋中央地區則呈現弱正距平。

2. 1000-500mb厚度圖與其距平

從圖9顯示，極中心是一波型，冷中心恰位在極中心，但此冷中心却不強且呈弱負距平帶。在中高緯度呈五波型，貝加爾湖西方有一冷槽，但此冷槽很淺，另在白令海有一冷槽，此槽線向西南延伸至日本東方海面（約在30°N，140°E），此兩冷槽均呈弱負距平。而在此二冷槽間，位於西伯利

亞中部却有一強暖脊，此暖脊距平值是＋50 gpm。

在低緯度，西藏高原東部至孟加拉灣有一狹小深冷槽，故在孟加拉灣區呈現弱負距平。兩個加熱中心，一在北越，另一位在印度北部。

北太平洋上，無顯著高壓存在，僅有一微弱的暖脊位在中太平洋上。

3. 100mb 高空圖及其距平

由圖10顯示，極圈是一大弱低壓，低壓中心在白令海附近，而極圈却呈現正距平，其＋50 gpm之等距平線涵蓋半個極圈。在高緯度，有二個深且大的負距平中心，一在蒙古、新疆，另一在日本本州東方海面（約在40°N，160°E），二個負距平中心值均爲－100 gpm。

在低緯度，一深槽由西藏高原中部延伸至孟加拉灣，而其距平值是－50 gpm。同時在我國西南却是一範圍小而強之高壓，此高壓距平值達＋100 gpm，16,600 gpm等高線由西藏高原向東擴展至日本南方海面，平均脊場軸線約在26°N。

北太平洋上，除前所述在日本東方有一大負距平區外，另在美國加州近海亦有一大深槽，此深槽亦是一大負區中心，一弱正距平中心位於太平洋中部（40°N，150°E）。

㈡六月

1. 500 mb 平均高空圖與其距平

從圖11顯示，極圈有二低壓中心，一高壓中心。低壓中心一位在挪威北方，另一在加拿大北方，其低壓中心距平值均爲－50 gpm。而高壓中心則位在阿拉斯加北方，其中心距平值是＋50 gpm。

在中高緯度爲四波槽，有一槽由我國東北向南南西延伸至我國華中（30°N，110°E），此槽呈現弱負距平，爲西方槽傾向。在貝加爾湖西方則爲一脊場。而低緯度之印度北部，西藏高原西南方是一低壓區，低壓中心在30°N，80°E，此低壓區呈現弱負距平，負距平區中心不明顯。

北太平洋上，副熱帶高壓中心位置在25°N，180°E，而其正距平中心則在30°N，170°W。

2. 1000-500mb 厚度圖與其距平

由圖12顯示，極圈略成一波型，冷心中心在格陵蘭北部，中心值約5,280 gpm，距平值是－50 gpm。在亞洲的冷槽均不深，而大多爲暖脊場，呈異相位，即在鄂霍次克海有一暖脊，日本、韓國則有一冷舌向西南伸展。以距平而言，大多爲正距平區所涵蓋，而＋50 gpm之範圍廣大，幾乎涵蓋整個中亞，尤其是暖脊由西藏高原向北擴展至貝加爾湖西方。

低緯度之印度半島是在弱正距平區內，但在印度半島兩旁海面却是弱負距平。北太平洋上，暖高壓不明顯，但在40°N以南全爲正距平所覆蓋，正距平區中心在其中央（約在30°N，170°W）。

3. 100mb 高空圖與其距平

圖13顯示，極圈內全無顯著高壓和低壓中心，但全是正距平區所籠罩。在高緯度阿留申群島有一大低壓，低壓中心距平值爲－50 gpm。另在日本海和貝加爾湖東部各有一小槽線（或小低壓），其距平值均爲－50 gpm。

在中低緯度，印度中部是一小低壓區，且呈現弱負距平，但在我國西南却有一強大高壓，其16,800 gpm等高線涵蓋範圍甚廣，高壓中心在25°N，100°E，此高壓區之距平均超過＋100 gpm，其軸線（30°N左右）向東伸展至北太平洋至160°E。

㈢綜合討論

綜合上述，1977年五月與六月之主要環流特徵爲：

1. 對500mb 而言，極圈呈二波型，中高緯度爲四波型。鄂霍次克海西方存在有一阻塞高壓脊，此高壓脊五月較六月爲強，而位其南邊的我國東北與韓國，則爲一槽，此槽六月較五月爲深。另外，貝加爾湖附近爲一槽區，此槽五月較六月偏向西方。印度北部、西藏西部與孟加拉灣皆存在有一季風槽，但六月份較五月偏西。

2. 1000-500mb 厚度圖顯示，極圈是一波型，但六月份的冷中心較偏向西半球。鄂霍次克海皆存在＋50 gpm 加熱中心。西藏高原南側至孟加拉灣爲一冷舌，而在其北面則是暖脊。在印度北部及我國西南至北越間，皆存在有一加熱中心。

3. 100mb顯示，極圈爲正距平所籠罩，主低壓偏在阿留申與白令海之間。貝加爾湖南方呈東北西南走向槽，其負距平達－50 gpm以上，但五月較六月的槽深。孟加拉灣皆存在一低壓槽，但此槽六月份較淺且稍偏西南。西藏高壓向東擴展至北太平洋西部，而在我國西南有一強大高壓盤踞，高壓軸約在26°N，其正距平值皆達100gpm以上，但六月份較五月強，高度值達16,800 gpm。

B、1981年

(一)五月

1. 500mb 平均高空圖與其距平

從圖14顯示，極圈是典型二波槽，槽軸線呈90°E～90°W南北走向，而東半球之低壓在80°N，90°E，其距平值是－50 gpm。而在此低壓之南方烏拉山區却是一脊線場，此脊線亦不弱，其距平值是＋50 gpm，而脊線走向呈東北至西南。脊線南方，近西藏南部與印度却是一大槽場，此槽場呈現弱負距平。

北太平洋上，其最北方即阿留申群島至白令海區是一大低壓，但此低壓却是正距平區所涵蓋。而在北太平洋之東北角和西北角各有一槽線，西北角之槽線爲東亞主槽，此主槽位於庫頁島以南至我國東海呈西方槽傾向，此二槽線區均呈現弱負距平，無明顯負區中心。而在北太平洋中部及南部無顯著高壓中心，但均是弱正距平所涵蓋。

2. 1000-500mb 厚度圖與其距平

從圖15顯示，極圈亦是呈典型二波，軸線（90°E～90°W）呈南北走向，此二冷槽在東半球之距平值是－50 gpm，負距平中心在70°N，80°E，此冷槽之南方是一大暖脊線場，脊線呈東北東至西南西走向，此脊線之距平值均在＋50 gpm以上，正距平中心在我國新疆（40°N，80°E），其距平值達＋100 gpm。可見此暖脊之強大，在印度和我國南部亦是暖區所籠罩，但其正距平值不大。

北太平洋之冷槽配置和圖14相同，在北太平洋中部無顯著暖高壓出現，且均是弱正距平區。

3. 100 mb 高空圖與其距平

從圖16顯示，極區是典型一波型，低壓位於極中心，其負距平中心亦位於極中心，中心值－100gpm。

在中高緯度，中亞區是一大脊線，其＋50gpm之距平值涵蓋範圍亦大。值得注意是在我國西南與寮國間有一強高氣壓存在，而其距平值亦達＋100 gpm，其正距平中心在20°N，100°E。

北太平洋上有二大槽，一在韓國、日本間，一在阿留申群島南方近海，二槽均向南延伸至30°N左右，均是－50 gpm，而在北太平洋中部無高壓之存在，呈弱正距平。

(二)六月

1. 500mb平均高空圖與其距平

從圖17顯示，極圈低壓偏在格陵蘭東方（約在70°N，0°E），其距平值達－100 gpm。中高緯度呈四波槽，亞洲東北部有一弱槽存在，由日本、韓國伸展至大陸東岸，呈西方槽，然其負距平值不大，而堪察加半島則爲正距平所籠罩。在30°N以南，包括印度、中南半島，無明顯低壓存在，均是弱負距平所覆蓋。

北太平洋上，在阿拉斯加南方近海是一大低壓，其距平值亦達－100 gpm。而在北太平洋之低緯度帶，却有一大高氣壓存在，其高壓中心在20°N，160°E，高壓脊軸線在北緯20度，但其距平值爲弱正距平。

2. 1000-500mb 厚度圖與其距平

從圖18得知，極圈主要冷心中心在80°N，0°E，其中心距平值是－50 gpm，另一小冷低壓在80°N，180°W。而在亞洲大陸中部，烏拉山南方是一大暖脊場，此暖脊之距平值是＋50gpm，正距平中心在50°N，90°E。在低緯度圈，主要加熱在西藏高原西側，而在孟加拉灣與阿拉伯海則是弱負距平。

在北太平洋上之高緯度（40°N以北）有二大冷中心，一在堪察加半島南方近海，一在阿拉斯加南方近海，後者冷區較強。中心數值5,400 gpm以下，而其厚度距平值亦達－100 gpm，而前者只是一弱負距平區。而在40°N以南，無明顯暖中心

存在，但爲正厚度距平所籠罩。

3. 100mb 高空圖與其距平

從圖19顯示，極圈無大低壓或深負距平存在，在亞洲、歐洲大陸幾乎全爲正距平區所籠罩，值得注意是在我國川康、西藏等區是一強大高壓，16,800等高線涵蓋範圍很大，從20°N至35°N，90°E至110°E，高壓軸線約在28°N，此高壓之距平值則達＋100gpm，可見高壓之強大，在印度北部及阿拉伯海之間則爲一低壓與負距平中心。

北太平洋之北部（40°N以北）有二大低壓，一在庫頁島、北海道間，二在加拿大東部阿拉斯加間，而後者較深且範圍亦大，此二大低壓連成一低壓帶，橫跨在北太平洋北部。在40°N以南之海面，雖無明顯之高壓中心存在，但全爲正距平區所涵蓋，有兩個＋50 gpm中心，其軸線呈東西走向，緯度在25至30度間。

㈢綜合討論

綜合上述，1981年五月與六月之主要環流特徵爲：

1. 500mb 顯示，極圈呈二波型，但軸向五月呈90°E～90°W，而六月呈0°E～180°W。中高緯度皆爲四波型，東亞主槽皆在庫頁島以南至東海。90°E則爲脊場，此脊場正距平中心六月較五月偏西。西藏南方，印度北部與孟加拉灣皆爲季風槽。

2. 對1000-500mb厚度圖而言，五月極地冷中心恰位在極區，但六月則移置格陵蘭。由印度北部，西藏南部有一明顯的加熱區（暖脊）向東北伸展至貝加爾湖，此加熱區五月較六月更強，正厚度距平達100gpm以上。在庫頁島南方至東海則皆存在一冷槽。就1981年五月與六月比較，其最大差別則在五月於我國西南有一加熱，但六月並沒有，而孟加拉灣區五月爲弱正厚度距平，但六月則爲弱負厚度距平。

3. 100mb 顯示，五月極區存在一低壓，但六月此低壓移至阿拉斯加。東亞主槽皆在日本與韓國間，而中亞區則爲一脊場。西藏高壓向東擴展，在我國西南方有一個100 gpm正距平以上的強大高壓，此高壓六月較五月強且更向東擴展至台灣東部且其高壓軸更偏北。這兩個月最大不同是在印度北部，五月爲正距平，但六月則爲負距平。

六、梅雨乾梅年之大氣環流分析

乾梅年以1980年和1978年二年爲代表，茲分析如下。

A、1980年

㈠五月

1. 500mb 平均高空圖與其距平

從圖20得知，極圈之低壓多偏踞於東半球，中高緯度呈四波型，主要低壓中心在70°N，90°E。此低壓與西伯利亞之低壓連成一東西走向之低壓帶，此低壓帶之槽線向南延伸至華中（約30°N）。在亞洲中部烏拉山區是一大脊線場，其距平是＋50gpm，正距平中心在50°N，80°E。在印度北部、西藏南部是一低壓，而在孟加拉區是一槽線，均屬於弱負距平區。

在北太平洋上，屬於北低南高。其低壓位於阿留中群島，而在其中低緯度無強大高壓存在，但在北緯45度以南均爲正距平所籠罩，正距平中心在35°N 170°E，中心距平值爲＋50 gpm。

2. 1000-500mb 厚度圖與其距平

由圖21顯示，極圈是二波型，波槽軸線是90°E—90°W。但以距平而言，西半球是正距平區，東半球才是負距平區，負距平中心在70°N，90°E，也就是說，極區冷心向東半球偏斜。在亞洲大陸，除西伯利亞是負距平區外，其他中低緯度（約50°N以南）均爲正距平所涵蓋，正距平中心在我國新疆（40°N，85°E），其中心距平值達＋100 gpm，且其＋50 gpm圈涵蓋範圍亦很大，幾乎蓋括了整個中亞。加熱中心則在印度北部。

在北太平洋上，約50°N以北是個大冷區，但負厚度距平不大，50°N以南無暖高壓中心存在，亦只顯示弱正厚度距平。

3. 100mb 高空圖與其距平

從圖22顯示，極圈是一弱低壓區，主要低壓中心位在西伯利亞。以距平而言，極圈爲正距平所

覆蓋，且在西半球之正距平區範圍頗大，大多爲+50 gpm所涵蓋。

在中亞地區，爲一大脊線場，且脊線頗強，+50 gpm 之線幾乎涵括整個中亞，正距平中心在鹹海附近（50°N，70°E），而+100 gpm之線所涵蓋之範圍亦甚大。另在我國華中以南（30°N以南）至北緯20度以北，有一強高壓中心，高壓軸線約在25°N，呈東西走向，其中心距平值高達+150 gpm。

北太平洋上，45°N以北是低壓帶，爲負距平區，負距中心在阿留申群島，中心值是－50gpm，在45°N以南雖無顯著高壓存在，但均爲正距平區所涵蓋，且+50gpm範圍甚大，從中國大陸向東伸展至170°W，軸線約在北緯30度。

㈡六月

1. 500mb 平均高空圖與其距平

從圖23顯示，極圈呈二波型，軸線爲90°E－90°W，主要低壓在東半球約80°N，90°E，低壓中心距平值爲－100 gpm。在亞洲大陸上，無顯著之脊線或槽線，以距平而言，除了印度半島呈弱負距平外，其他地區均爲弱正距平所籠罩。

北太平洋上，在阿拉斯加南方海面是一脊線場，此一大脊線場強大，脊線距平值爲+100mb，負區中心在50°N，170°W，+50mb距平區向西伸展至台灣北方。西太平洋高壓却在低緯度區，高壓中心在20°N，140°E。

2. 1000-500mb 厚度圖與其距平

圖24得知，極圈呈二波槽型，冷中心恰位於極區，一波槽軸線在90°E至90°W，但在80°N，90°E及加拿大北部有一負區中心，中心值－50 gpm。在亞洲大陸60°N以南，無大冷槽存在，暖脊線不強，但均爲正距平所籠罩，正距平區中心在40°N，90°E。印度一帶無顯著低壓，爲弱正區所涵蓋。

北太平洋上，在美國西岸有一深冷槽，除此深冷槽外，其他地方無顯著冷槽或暖脊出現，但均爲弱正距平所覆蓋。

3. 100mb 高空圖與其距平

從圖25顯示，極圈低壓不明顯，距平值亦不大。在歐亞大陸上，高緯度亦無較深之槽線，但在低緯度有二個大高壓存在，一在中東伊拉克及伊朗間，另一在我國西南。在我國西南之高壓勢力大，中心位置在25°N，100°E，而16,800 gpm等高線之範圍甚大，發展至北緯40度，高壓軸線亦向東伸展至太平洋上至180°E，軸線位置約在北緯30度。此高壓中心距平值達+150 gpm，而+100 gpm線亦涵蓋整個中國之中部和南部。

北太平洋上，低壓和高壓不明顯，但全爲正距平所籠罩，而在阿留申群島南方海面有一正區中心，中心值爲+100gpm。

㈢綜合討論

綜合上述，1980年五月與六月之主要環流特徵爲：

1. 500mb 極圈低壓偏重於東半球，中高緯度上五月份呈四波型，六月則轉變成五波型。東亞主槽由鄂霍次克海向西南西延伸至華中，但槽線不強，槽線南段皆爲正距平。阻塞高壓則位於阿拉斯加與加拿大北部，而中亞區五月爲一脊場，但六月則爲一槽線取代。孟加拉灣負距平中心在六月則移至印度北部。

2. 1000-500mb 厚度圖顯示，極圈呈二波型，冷槽線呈90°E—90°W走向，冷中心在極地附近。暖脊由印度半島向北涵蓋整個中亞，五月正厚度距平較六月強。亞洲東部、中部及北太平洋中西部皆爲正厚度距平區。

3. 100mb 顯示，五月極圈爲正距平（達+50 gpm），而六月則爲負距平。中亞地區五月有一較強脊場（正距平+100gpm），但六月此脊則減弱，華中以南爲一大高壓，五月時此高壓位置較南爲16,700 gpm所涵蓋，但六月此高壓增強至16,800 gpm並向北擴展至華北，且向西伸，其勢力較五月強。六月另有一高壓在中東，但五月則無。六月時在印度北部、西藏高原西南側呈現一弱負距平中心

，但五月份則無。

B、1978 年

㈠五月

1. 500mb 平均高空圖與其距平

從圖26顯示，極圈是典型二波型，波槽是 90°E—90°W，而 0°E和 180°W是脊線場。在 90°E之槽，向南伸展至北緯50度。以距平而言，是弱負距平區。負距平中心在 60°W，80°E。在中緯度亞洲大陸無顯著的槽場和脊場，但均是弱正距平區。在低緯度，尤其在印度，孟加拉是一大槽場，也是弱負距平所籠罩。

在北太平洋上，阿拉斯加南岸是一低壓，但此低壓不強，是弱負距平。而在白令海、堪察加半島及北太平洋中部爲一大脊線場，此脊線之正距平區頗大，正區中心在 50°N，170°E，而＋50gpm之線所涵蓋範圍亦大。在低緯度高壓存在，爲弱正距平所覆蓋。

2. 1000-500mb 厚度圖與其距平

圖27顯示，極圈是二波型，冷區中心偏在西半球，波槽在 90°W和 90°E；在 0°E和 180°W則爲暖脊場。90°E之大波槽涵蓋整個西伯利亞和東歐、蘇俄一帶，而其一個負距平中心在槽底，中心位置在 80°N，90°E和 60°N，80°E，而負厚度距平區仍涵蓋整個歐亞大陸之高緯度（約 50°N以北），東亞冷槽則由西伯利亞向南延伸至東海。在中低緯度的印度北部、西藏有一大暖脊，此暖脊向東北伸展至新疆、蒙古，中心數值達 5,880 gpm，中心位在印度北部（25°N，70°E），但正距平中心則在新疆（40°N，85°E），正厚度距平中心達＋100gpm，而＋50 gpm 所涵蓋範圍亦很廣大，包括印度北部、西藏與蒙古一部分。

在北太平洋上，無顯著暖脊存在，但均爲正距平所籠罩。在阿拉斯加則有一小暖脊存在，其正厚度距平值達＋50gpm以上，而其南岸則爲一冷槽，但此冷槽不強。

3. 100mb 高空圖與其距平

圖28顯示，極圈內之低壓中心範圍不大，且零散分佈，而在歐亞大陸之高緯度區（約 40°N以北）亦散佈許多小短槽，故形成許多負距平中心，這些負距平中心只有在庫頁島、日本間之負區最大。在低緯度區，均呈現正距平，且正距平值不小，最大之正距平中心在我國西南，這配合在我國西南有一 16,700gpm 的大高壓，高壓軸線約在 22°N，距平中心值達＋150 gpm。在印度北部（29°N，70°E）則存在有一槽線。

在北太平洋上，北緯40度以北爲弱低壓區，也均是弱負距平區，負距平中心在阿留申群島南方近海。在北緯40度以南，無高壓存在，爲弱正距平所涵蓋。

㈡六月

1. 500 mb 平均高空圖與其距平

從圖29顯示，極圈之主要低壓偏在西半球，且此大低壓中心距平達－150 gpm。而東半球之長波槽偏在東歐、蘇俄北方，槽雖不深，但整個極圈均爲負距平所籠罩，在亞洲大陸中緯度帶，槽線或脊線不顯著，多爲弱正距平所覆蓋，而在低緯度之印度地區則有一大弱槽，均呈現弱負距平。

北太平洋上，高壓在（30°N，160°E），高壓不強，以距平而言，北太平洋大多爲正距平區，而正距平中心在（50°N，180°W）附近，距平中心值＋50 gpm。

2. 1000-500 mb 厚度圖與其距平

從圖30得知，極圈的主要冷心在加拿大北方，另有二個冷槽線，一在東歐、蘇俄北方，一在白令海，此二冷槽都較淺。大體而言，極圈都爲負距平所涵蓋。

在亞洲大陸北緯60度以南，無大冷舌存在，而在西藏、印度北部有一強大暖脊，暖脊中心位在西藏西部，中心值 5,940 gpm，其正距平中心却在新疆西部，中心值＋100gpm，而＋50 gpm 的涵蓋範圍很廣，包括西藏、新疆和蒙古西部。

北太平洋上，60°N以南，除近美國西岸有一冷槽而呈現負距平外，其他地區無明顯冷槽，均是正距平所籠罩，正距平中心在 40°N，175°E，中心值只有＋50 gpm，且範圍不大。

3. 100mb 高空圖與其距平

從圖31得知，極圈之大低壓位在加拿大北部（西半球），中心氣壓等高線只有16,200 gpm，中心距平值－100 gpm，而在東半球只有一小高壓，且全爲弱正距平所覆蓋。

在亞洲大陸北緯60度以南，雖有小槽線和小低壓（在印度中部），大都是脊線場和高壓所籠罩，亦全爲正距平所覆蓋，高壓中心在我國西南，中心位置在25°N，100°E，此高壓向東延伸至北太平洋的160°E，而向西北西延伸至中亞阿富汗。以距平而言，正距平中心在25°N，100°E，中心值爲＋150 gpm，而＋100 gpm所涵蓋範圍廣大，包括我國華中、華南與我國西南邊陲。在中亞亦有一＋100 gpm區，此區以阿富汗與其附近爲主。

北太平洋上，靠美國西岸有一大弱槽，呈現弱負距平，其他地區都爲正距平所覆蓋，無大高壓出現，但正距平中心在阿留中群島南方海面，中心值＋50 gpm。

㈢綜合討論

綜合上述，1978年五月與六月之主要環流特徵爲：

1. 500mb 極圈低壓偏在西半球，波槽呈90°E—90°W 走向。中高緯度上五月呈四波型，但六月則轉爲五波型，東亞主槽由鄂霍次克海向西南西延伸至東海，但此槽並不强，在韓國、東海段則皆爲正距平。五月份阿拉斯加的脊場較六月爲强。在低緯度20°N以南則皆爲負距平區。

2. 1000-500 mb 厚度圖顯示，極圈冷中心偏在西半球。印度北部、西藏有一大暖脊，此暖脊向東北延伸至新疆，正厚度距平中心（＋100 gpm）則位在新疆，此分佈型態顯示西藏高原有很强的加熱作用。五月時阿拉斯加有一＋50 gpm 的厚度距平，但六月則成負厚度距平。東亞冷舌由日本向西南西延展至我國華北，但此冷舌不强。

3. 100mb顯示，極圈低壓偏在西半球的加拿大北部，此低壓等高線五月爲16,100 gpm，比六月深10 gpm，但距平值六月則較五月爲大達－100 gpm。此兩個月在日本與韓國間，貝加爾湖東南方及印度北部皆爲槽線，但這三槽五月較六月爲深。在我國華中、華南、西藏高原及中亞區皆爲正距平區所籠罩，此高壓六月比五月强，達16,800 gpm，且此高壓軸線更偏北，範圍更廣，但其東進程度則差不多。

七、梅雨期西藏高壓發展過程

㈠濕梅年西藏高壓發展情形

在濕梅年四月（圖32 a，b），孟加拉，西藏地區是一弱槽，而高壓却在我國西南（雲貴地區）與華南發展，其16,600 gpm之等高線向北伸展至27°N附近，高壓中心在20－23°N，105－115°E間，整個高壓之距平值均在＋50 gpm以上，高壓中心可達＋100 gpm，同時印度中部亦出現一高壓，可與青康藏高壓相對應。

至五月，西藏高壓繼續發展，16,700 gpm線北端達28°N，東緣至105°E，其涵蓋範圍廣大，高壓中心位置約在我國西南（雲貴）與廣西間，（20－30°N，100－110°E），而高壓中心距平值在＋100 gpm以上。

六月西藏高壓更向北發展，高壓中心位置在26—28°N，100－105°E，高壓軸線在27—30°N，其軸線向東伸展至北太平洋中部。此高壓發展至16,800 gpm 以上，而16,800 gpm線涵蓋範圍頗大，其東邊可至110°E，北端達33—35°N，以距平而言，高壓中心在＋100 gpm以上，而＋100 gpm之圈涵蓋範圍亦不小。

同時六月，印度北部、西藏南部爲一大低壓所控制。

圖33展示濕梅年四至六月整個西藏高壓發展過程中，16,600 gpm 等高線與高壓中心伸展和移置（translation）情形。

㈡乾梅年西藏高壓發展情形

在乾梅年四月（圖34 a，b），高壓在我國西南、華南開始發展，其16,600 gpm線可北移至28°N附近，而高壓中心一直在廣東西部近海徘徊（22°N，105°E），而整個距平值在＋50 gpm以上。高壓中心距平值可達＋100 gpm以上，但在印度中部

無顯著高壓存在。

五月，孟加拉之槽線不存在，而高壓發展甚快，16,700 gpm線向北移，其北邊超過 30°N，東邊到達台灣（超過 120°E），而西邊在 90°E附近，北面到達 30°N以北。高壓中心在廣東近海（25°N，110°E 附近）。以距平而言，＋100 gpm圈涵蓋我國華南部分與整個西南（雲貴區），而距平中心值達＋150 gpm（在雲南），高壓變强。

六月，高壓向北繼續發展，其 16,800 gpm 線向北伸展至 37°N，其東緣超過 110°E，而 16,700 gpm線更發展超過 125°E，高壓中心位置在 30°N附近，高壓軸線約在 28－32°N ，其軸線向東伸展至北太平洋中部，而此高壓軸線甚明顯，以距平而言，＋100 gpm圈涵蓋整個中國華中以南（40°N以南）之範圍，而距平中心在雲貴區，中心值在＋150 gpm以上。

同時在六月在印度北部和西藏南部之低壓不强，範圍不大。

圖35展示乾梅年四至六月整個西藏高壓發展過程中，16,600 gpm 等高線與高壓中心伸展和移置情形。

八、濕梅與乾梅年100mb上西藏高壓發展過程之異同

㈠四月：不管乾梅年或濕梅年，100mb 面上西藏高壓均在我國西南及華南開始發展，但乾梅之高壓中心一般在廣東西部或廣西東部（約23°N，105～108°E）間，未超過 110°E，而濕梅年，高壓中心多在海南島或廣東東部；即在 110°E或 110°E以東。

㈡四月：印度半島中部在濕梅年是一高壓。而乾梅年，此高壓並不顯著。

㈢四月：極圈在濕梅年是一低壓，低壓較深，而低壓中心可降低至 15,700 gpm 以下。而乾梅年，，此低壓不明顯或甚弱，且極圈之距平值常在＋150 gpm以上。

㈣四月：東北亞的庫頁島、北海道、日本之槽線，通常在濕梅年較淺而乾梅年較深，且範圍較大。在濕梅年其距平在－50 gpm左右，而乾梅年達－100 gpm以上，甚至達－200 gpm。

㈤四月：對流層太平洋中部之高壓而言，在濕梅年較弱，乾梅年較强。以距平而言，濕梅年在＋50gpm 左右或以下，而乾梅年在＋50gpm以上，亦可達＋100 gpm。

㈥五月：100mb 面上西藏高壓大約在我國西南（雲貴）地區繼續發展。但高壓中心，在濕梅年較偏西，一般在 105°E 以西，而乾梅年高壓中心大都在 105°E以東。

㈦五月：以 16,700 gpm 等高線而言，濕梅年此等高線一般發展至27～28°N ，而乾梅年此等高線可發展至 30°N或以北。以 16,700 gpm 之東端來講，濕梅年此線發展至 110～115°E，未超過 115°E，而乾梅年，16,700 gpm線之東端（至少）可發展至 120°E或 120°E以東。

㈧五月：以距平而言，西藏高壓中心在濕梅年爲＋100 gpm 左右，而乾梅年，高壓中心距平值可至＋150gpm，且＋100 gpm圈涵蓋範圍頗大，正距平中心在我國西南。

㈨六月：西藏高壓中心位置，濕梅年平均在27-28°N，而乾梅年則一般在 30°N，甚至更偏北。

㈩六月：以 16,800 gpm 線而言，在濕梅年一般可發展至 35°N或在 35°N南邊。在乾梅年則可發展至 35°N以北。

(十一)六月：以距平而言，濕梅年，高壓中心距平約在＋100 gpm 左右，乾梅年，高壓中心距平可至＋150 gpm ，明顯地，乾梅年之西藏高壓較强。

(十二)六月：在印度北部、西藏南部地區，在濕梅年 100mb 上爲一大低壓所籠罩，在乾梅年，此低壓較不發展，範圍亦小。

九、結　論

本研究爲探討西藏高壓發展過程與台灣梅雨之關係。以 1946 年至 1985 年之梅雨期資料爲基礎，並使用常態化偏差指數之大小，各選取 1985 年及

1973 年爲正常年；1977 年及 1981 年爲最顯及次顯濕梅年；1980 年及 1978 年爲最顯及次顯乾梅年，來作爲分析依據。進而分析四月至六月間北半球 500mb 、 100mb 及 1000-500mb 厚度圖之特性，以了解西藏高壓發展與台灣梅雨關係，冀企作爲長期預報上之參考依據，經研究後可得下列結論：

(1)梅雨正常年，自四月份起西藏高原爲加熱中心，並向東北延伸至貝加爾湖北方，此種加熱作用成爲西藏高壓形成之主因。100mb 高度上高壓中心，在台灣梅雨期之五、六月中，盤踞在我國華南一帶。而五月中在日本東方之波槽西進，至台灣梅雨終止之六月中旬移進日本西方海上。

(2)不管乾梅年或濕梅年，100mb 高度上之西藏高壓均於四月中，在我國西南或華南開始發展。而濕梅年加熱區通常較偏北，誘致 100mb 高度上高壓中心發展位置東移，即在 110°E 或以東，而極圈低壓較深通常在 15,700 gpm 以下，但乾梅年加熱區通常較偏南，誘致高壓中心發展位置西移，即在 110°E 以西，而極圈低壓不明顯，其距平值通常在＋150 gpm 以上。

(3)五月份，100mb 面上西藏高壓在我國西南雲貴地區繼續發展。在濕梅年西藏高壓中心强度，以距平而言通常在＋100 gpm 左右，而其中心位置較偏西，一般在 105°E 以西。在乾梅年高壓中心强度以距平值常可以到達＋150 gpm，且＋100 gpm 圈涵蓋範圍頗大。而其中心位置較偏東，大都在 105°E 以東。

(4)六月份，西藏高壓在中心位置，在濕梅年平均在 27～28°N 附近。高壓中心距平約在＋100 gpm，以 16,800 gpm 線而言，一般在 35°N 以南。在乾梅年西藏高壓中心位置一般在 30°N，甚至更偏北，此高壓中心距平可至＋150gpm，明顯地乾梅年西藏高壓較强。以 16,800 gpm 線而言，乾梅年可發展至 35°N 以北。六月份在印度北部、西藏南部地區，在濕梅年 100mb 面上有一大低壓區所籠罩。但乾梅年此低壓較不發展，範圍亦較小。

總之，此種環流特性可以當做梅雨特性來作爲長期預報依據使用。

致　謝

本研究承中央氣象局之經費支援（CWB76-01-03），洪秀菊小姐之帮忙謄稿，在此一併致謝。

參考文獻

Asakura, T., 1966: Weather in Japan and the Westeries Disturbances (in Japanese) 21-55.

Chen, L., E.R. Reiter and Z. Feng, 1985: The atmospheric heat source over the Tibet Plateau: May-August 1979. Mon. Wea. Rev., 113, 1771-1790.

Gao, Y. -X., M. -C. Tang, S. -W. Luo, A. -B. Shen and C. Li, 1981: Some aspects of recent research on the Qinghai Xizang Plateau Meteorology. Bull. Amer. Meteor. Soc., 61, 31-35.

Julian, P.R., L. Krawitz, and H.A. Panofsky, 1959: The relation between height patterns at 500mb and 100mb. Mon. Wea. Rev., 87, 251-260.

Kanamitsu, M., and T.N. Krishnamurti, 1978: Northern summer tropical circulations during drought and normal rainfall months. Mon. Wea. Rev., 106, 331-347.

Krishnamurti, T.N., 1971a: Observational study of the tropical upper tropospheric motion field during the northern hemisphere summer. J. Appl. Meteor., 10, 1066-1096.

Krishnamurti, T.N., 1971b: Tropical east-west circulations during northern summer. J. Atmos. Sci., 28, 1342-1347.

Krishnamurti, T.N., S.M. Daggupaty, J. Fein, M. Kanamitsu, and J.D. Lee, 1973: Tibetan high and upper tropospheric tropical circulations during northern summer. Bull. Amer. Meteor. Soc., 54, 1234-1249.

Kuo, H.L. and Y.F. Qian, 1981: Influence of the Tibetan Plateau on cumulative and diurnal change of weather and climate in summer. Mon. Wea. Rev., 109, 2337-2356.

Luo, H. and M. Yanai, 1983: The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part I: Precipitation and Kinematic analysis. Mon. Wea. Rev., 111, 922-944.

Luo, H. and M. Yanai, 1984: The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part II: Heat and Moisture budgets. Mon. Wea. Rev., 112, 966-989.

Mason, R.B., and C.E. Anderson, 1963: The development and decay of the 100mb summertime anticyclone over southern Asia. Mon. Wea. Rev., 91, 3-12.

Neyama, Y., 1965: A relationship between the 100mb anticyclone over Asia and the Ogasawara anticyclone. J. Meteor. Soc. Japan, 43, 284-289.

Neyama, Y., 1966: A relationship between the stratospheric circulation and the seasonal transition of the Ogasawara anticyclone. J. Meteor. Soc. Japan, 44, 159-166.

Neyama, Y., 1967: On a seasonal decay of the ogasawara anticyclone. J. Meteor. Soc. Japan, 45, 353-361.

Nitta, T., 1983: Observational study of heat source over the eastern Tibetan Plateau during the summer monsoon. J. Meteor. Soc. Japan, 61, 590-605.

Reiter, E.R. and D.-Y. Gao, 1982: Heating of the Tibet Plateau and movements of the south Asian high during spring. Mon. Wea. Rev., 110, 1694-1711.

Yeh, T.C. and Y.X. Gao, 1979: The Meteorology of the Qinghai-Xizang Plateau, Scientific Press, 278pp.

Yeh, T.C. (Ye, D.), 1981: Some characteristics of the summer circulation over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and its nieghborhood. Bull. Amer. Meteor. Soc., 62, 14-19.

戚啓勳，1960：東亞大氣環流研究，中央氣象局，69 pp.

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，12，93-102。

李文卿，1985：東亞天候與平流層底大氣環流關係之研究，中央大學碩士論文，97 pp.

廖學鎰、洪世家，1986：東亞天候與平流層底層西藏高壓動態之關係研究（Ⅰ）100 mb 面上北半球大氣環流與中對流層太平洋高壓動態之關係，國科會專題研究報告 Grant NSC 75-02 02-M008-07, 55pp.

劉復誠，1987：台灣地區顯梅空梅年之大氣環流特徵及長期預報研究，國科會專題研究報告，Grant NSC76-0202-M052-05, 54pp.

圖 1 a　西藏高原 3000 公尺等高線廓線圖

圖 1 b　西藏高原地形圖 2000 公尺等高線以上部分型式

圖 2　1985 年五月 500 mb 平均高空與距平圖

圖 3　1985 年五月 1000－500 mb 厚度與距平圖

圖 4　1985 年五月 100mb 平均高空與距平圖

圖 5　1985 年六月 500mb 平均高空與距平圖

圖 6　1985 年六月 1000－500 mb 厚度與距平圖

圖 7　1985 年六月 100mb 平均高空與距平圖

圖8　1977年五月500mb平均高空與距平圖

圖9　1977年五月1000－500mb厚度與距平圖

圖10　1977年五月100mb平均高空與距平圖

圖11　1977年六月500mb平均高空與距平圖

圖12　1977年六月1000－500mb厚度與距平圖

圖13　1977年六月100mb平均高空與距平圖

圖14　1981年五月500mb平均高空與距平圖

圖15　1981年五月1000－500mb厚度與距平圖

圖16　1981年五月100mb平均高空與距平圖

圖17　1981年六月500mb平均高空與距平圖

圖18　1981年六月1000－500mb厚度與距平圖

圖19　1981年六月100mb平均高空與距平圖

圖20　1980年五月500mb平均高空與距平圖

圖21　1980年五月1000－500mb厚度與距平圖

圖22　1980年五月100mb平均高空與距平圖

圖23　1980年六月500mb平均高空與距平圖

圖24　1980年六月1000－500厚度與距平圖

圖25　1980年六月100mb平均高空與距平圖

圖26　1978年五月500mb平均高空與距平圖

圖27　1978年五月1000－500mb厚度與距平圖

圖28　1978年五月100mb平均高空與距平圖

圖29　1978年六月500mb平均高空與距平圖

圖30　1978年六月1000－500mb厚度與距平圖

圖31　1978年六月100mb平均高空與距平圖

圖32 a　1977年四月100mb平均高空與距平圖

圖32 b　1981年四月100mb平均高空與距平圖

圖33　濕梅年西藏高壓（100mb）發展過程

圖34 a　1980年四月 100mb 平均高空與距平圖

圖34 b　1978年四月 100mb 平均高空與距平圖

圖35　乾梅年西藏高壓（ 100mb ）發展過程

表 1　台灣地區梅雨期及其降雨量(1946-1985)(取自劉，1987)

年代（西元）	北部（台北、基隆）		中部（台中）		南部（台南、高雄）		東部（花蓮、台東）	
	梅雨期	降雨量(mm)	梅雨期	降雨量(mm)	梅雨期	降雨量(mm)	梅雨期	降雨量(mm)
1946	5/13-6/10	436.5	5/13-6/10	236.5	5/13-6/10	379.0	5/13-6/10	193.0
47	5/16-6/25	865.0	5/16-6/25	1657.6	5/18-6/25	1064.8	5/16-6/25	747.3
48	5/26-6/24	295.2	5/28-6/24	363.5	5/28-6/25	211.8	5/26-6/24	302.4
49	5/11-6/18	457.6	5/11-6/17	891.7	5/12-6/18	667.5	5/11-6/20	126.0
50	5/17-6/24	559.2	5/17-6/25	902.7	5/17-6/23	478.4	5/17-6/24	354.3
1951	5/14-6/28	432.8	5/14-6/18	1002.7	5/13-6/18	962.2	5/14-6/19	540.8
52	5/20-6/26	344.3	5/20-6/26	310.9	5/20-6/26	555.3	5/20-6/25	236.7
53	5/11-6/14	505.0	5/12-6/14	802.9	5/12-6/14	790.8	5/11-6/14	290.2
54	5/30-6/5	87.4	5/31-6/5	72.3	5/30-6/5	199.9	5/30-6/7	270.0
55	5/ 8-6/14	330.1	5/ 9-6/17	318.5	5/ 9-6/17	551.7	5/ 9-6/14	124.7
56	5/ 9-6/17	534.6	5/10-6/19	268.0	5/11-6/15	310.4	5/ 9-6/17	212.6
57	5/12-6/20	579.6	5/12-6/19	814.0	5/13-6/19	1043.8	5/12-6/20	358.2
58	5/22-6/25	333.0	5/22-6/25	289.5	5/23-6/26	255.7	5/23-6/25	314.5
59	5/27-6/25	524.0	5/27-6/24	623.4	5/27-6/24	281.8	5/27-6/20	86.6
60	5/15-6/18	520.5	5/18-6/19	461.6	5/19-6/19	382.1	5/15-6/19	400.7
1961	5/29-6/11	82.1	5/29-6/ 9	90.5	5/29-6/12	70.0	5/29-6/12	123.6
62	5/ 5-6/18	370.1	5/25-6/18	309.1	6/ 4-6/17	235.5	5/ 5-6/17	229.0
63	5/31-6/16	145.8	6/ 1-6/17	256.0	6/ 1-6/16	142.6	6/ 1-6/16	129.1
64	5/ 4-6/26	450.5	5/ 4-6/24	479.6	5/ 5-6/28	391.3	5/ 3-6/26	310.2
65	5/10-6/29	458.3	5/ 7-6/29	489.5	5/10-6/29	480.9	5/10-6/28	529.3
66	6/ 2-6/23	616.6	6/ 2-6/22	824.6	6/ 2-6/14	472.7	6/ 2-6/21	224.6
67	5/21-6/14	391.7	5/21-6/14	456.9	5/21-6/14	744.2	5/21-6/14	369.5
68	5/18-6/27	592.2	5/20-6/29	1010.1	5/19-6/28	621.1	5/19-6/28	246.6
69	5/16-6/23	305.3	5/16-6/23	659.1	5/19-6/22	561.2	5/19-6/23	292.0
70	5/ 7-6/27	398.2	5/ 9-6/23	300.6	5/ 9-6/23	381.1	5/ 7-6/28	307.6
1971	6/ 1-6/11	114.9	6/ 2-6/11	396.3	6/ 3-6/ 8	131.9	6/ 2-6/11	46.6
72	5/ 9-6/18	416.8	5/ 9-6/18	1195.4	5/ 9-6/18	862.8	5/ 9-6/18	348.6
73	5/ 9-6/16	405.6	5/ 9-6/18	476.0	5/ 9-6/16	380.5	5/ 9-6/16	206.3
74	5/24-6/25	532.3	5/26-6/24	603.0	5/27-6/24	627.5	5/26-6/25	408.1
75	5/16-6/19	569.6	5/17-6/19	764.8	5/19-6/20	531.5	5/15-6/19	205.9
76	5/26-6/14	266.3	5/27-6/14	472.2	5/26-6/13	267.4	5/27-6/16	42.8
77	5/15-6/21	597.2	5/15-6/21	845.0	5/15-6/21	1344.7	5/15-6/21	215.8
78	5/18-6/10	337.3	5/18-6/ 8	307.5	5/18-6/ 7	241.0	5/17-6/ 7	150.2
79	5/15-6/17	600.6	5/15-6/17	421.8	5/15-6/14	459.3	5/14-6/19	274.1
80	4/20-5/11	282.4	4/20-5/10	103.7	4/21-5/ 9	46.3	4/21-5/12	66.8
1981	5/10-6/14	816.1	5/10-6/14	782.4	5/10-6/14	499.7	5/10-6/14	490.7
82	5/28-6/25	340.7	5/28-6/24	430.9	5/28-6/24	432.9	5/30-6/25	57.2
83	5/ 9-6/19	341.0	5/ 9-6/19	462.1	5/ 9-6/19	791.1	5/ 9-6/18	151.9
84	5/14-6/11	601.8	5/14-6/11	344.0	5/14-6/11	464.3	5/14-6/10	290.2
85	5/28-6/19	283.9	5/28-6/19	488.4	5/28-6/19	493.7	5/28-6/19	327.8
總平均／標準偏差(σ)		430.3/169.7		549.6/322.4		493.8/285.0		267.6/146.0

表 2　台灣地區梅雨期之NDI值及梅雨分類(1946-1985)(取自劉，1987)

西元年代	北部	中部	南部	東部	平均	分類
	NDI	NDI	NDI	NDI		
1946	0.04	-0.97	-0.40	-0.51	-0.46	N
47	2.56	3.44	2.00	3.29	2.82	MA
48	-0.80	-0.58	-0.99	0.24	-0.53	B
49	0.16	1.06	0.61	-0.97	0.22	
50	0.76	1.10	-0.05	0.59	0.60	A
1951	0.01	1.41	1.64	1.87	1.23	MA
52	-0.51	-0.74	0.22	-0.21	-0.31	N
53	0.44	0.79	1.04	0.15	0.61	A
54	-2.02	-1.48	-1.24	0.02	-1.18	MB
55	-0.59	-0.72	0.20	-0.98	-0.52	N
56	0.61	-0.87	-0.64	-0.38	-0.32	
57	0.88	0.82	1.93	0.62	1.06	MA
58	-0.57	-0.81	-0.84	0.32	-0.48	B
59	0.55	0.23	-0.74	-1.24	-0.30	
60	0.53	-0.27	-0.39	0.91	0.20	
1961	-2.05	-1.42	-1.49	-0.99	-1.27	MB
62	-0.35	-0.75	-0.91	-0.26	-0.57	B
63	-1.68	-0.91	-1.23	-0.95	-1.44	MB
64	0.12	-0.22	-0.36	0.29	-0.04	N
65	0.16	-0.19	-0.05	1.79	0.43	
66	1.10	0.85	-0.07	-0.29	0.40	N
67	-0.23	-0.29	0.88	0.70	0.27	
68	0.95	1.43	0.45	-0.14	0.67	A
69	-0.74	0.34	0.24	0.17	0.00	N
70	-0.19	-0.77	-0.40	0.27	-0.21	N
1971	-1.86	-0.48	-1.27	-1.51	-1.28	MB
72	-0.08	2.00	1.30	0.55	0.94	MA
73	-0.15	-0.23	-0.40	-0.42	-0.30	N
74	0.60	0.17	0.47	0.96	0.55	A
75	1.35	0.67	0.13	-0.42	0.43	
76	-0.97	-0.24	-0.79	-1.54	-0.89	B
77	0.98	0.92	2.99	-0.35	1.14	MA
78	-0.55	-0.75	-0.89	-0.80	-0.75	B
79	1.00	-0.40	-0.12	0.04	0.13	N
80	-0.87	-1.38	-1.57	-1.38	-1.30	MB
1981	2.27	0.72	0.02	1.53	1.14	A
82	-0.53	-0.37	-0.21	-1.44	-0.64	N
83	-0.53	-0.27	1.04	-0.79	-0.14	
84	1.01	-0.64	-0.10	0.15	0.11	
85	-0.86	-0.19	0.00	0.41	-0.16	N

註：MA=Much Above (最顯濕梅)　A=Above (次顯濕梅)　MB=Much Below (最顯乾梅)　B=Below (次顯乾梅)　N=Normal (近正常年)

A Study on the Initiation and Evolution of Tibetan High and Its Relation to Mei-Yu in Taiwan Area (I)

Shyue-Yih Liao

National Central University

Henry Fu-Cheng Liu Shinn-Liang Shieh

Chih-Shiang Liaw Hsin-Chin Hsu

Central Weather Bureau

Abstract

The purpose of this project is to investigate the relationship between the initiation and evolution of Tibetan high in low stratosphere and the Taiwan's Mei-Yu. Rainfall data of 1946-1985 in Taiwan area were used to define and to choose the-normal, wet- and dry-Mei Yu seasons. Five cases which normal year in 1985, wet year in 1977 and 1981, and dry year in 1980 and 1978, are analyzed. The Northern Hemisphere charts of monthly mean 500mb, 1000-500mb thickness and 100mb and their height anomalies from April to June are examined.

Results show that the heat source over the Tibetan pleateau is the major reason for generating the Tibetan high. The difference between wet-Mei-Yu year and dry-Mei-Yu year in May and June depends upon the intensity and the location of Tibetan high. In wet-Mei-Yu year, the Tibetan high center is located at the west of 105°E and its anomalous isopleth is +100gpm; While in dry-Mei-Yu year it is located at the east of 105°E and its anomalous isopleth is +150gpm during the period of May. In June, the Tibetan high center for wet-Mei-Yu year is located at 27-28°N in average and it has anomalous isopleth of +100gpm; while it is located at 30°N or more and has the anomalous isopleth of +150gpm for the dry-Mei-Yu year.

數據化雷達降雨量之初步探討

陳台琦　　鄭邦傑　徐岳五

中央大學大氣物理系　　中央氣象局

何宏能　　張擇仕　張國良　王光義　鄭正忠

中央大學大氣物理系　　中央氣象局

摘　　要

氣象雷達可以提供即時大範圍降水觀測資料，因此對於產生大量降水之天氣系統如颱風雨、雷雨、鋒面雨、梅雨、中尺度對流系統等降水雨雲可做十分詳細的降雨量估計。但是由於天氣系統、降水形式、地形、雷達規格的多樣性，造成回波強度與地面降雨量之間的關係也須因應各種情形加以修正。因此本計劃的第一階段擬採用雨量計測站資料來校正雷達降雨量之估計，唯有經過校正的雷達資料才能對豪雨預報提供定量的資料而達到作業化之實用目的。

一、簡介：

氣象雷達可以提供即時大範圍降水觀測資料，因此對於產生大量降水之天氣系統如颱風雨、雷雨、鋒面雨、梅雨、中尺度對流系統等降水雨雲可做十分詳細的降水量估計，但是由於天氣系統、降水形式、地形、雷達規格的多樣性，造成回波強度與地面降雨量之間的關係式也須因應各種情形加以修正。如何採用雨量計測站資料來校正雷達降雨量之估計，是這一部分研究所想探討的目標，唯有經過校正的雷達資料才能對豪雨預報提供定量的資料而達到作業化之實用目的。

當雨量站（rain gauge）過於稀疏時，無法由雨量站估計整個流域（watershed）的雨量，而從雷達回波公式及降雨量之基本定義，即可導出回波強度係數（reflectivity factor Z）與降水率（rainfall rate R）之關係式，$Z = AR^b$ 在過去20年如何求得適當之Z－R 關係式，一直是以雷達測量降水最困難的工作。目前氣象局"未校正"之雷達降雨估計即是採用 $Z = 200R^{1.6}$ 來計算，此公式是根據（Marshall and Palmer 1948）所提出在層狀雲（stratiform）降水雨滴分佈推導出來的，如將此式應用於其他類型降水如對流性降水、地形雨等降雨量估計的誤差達200％以上，這些誤差有幾個重要來源：如水滴大小分佈變化、強烈垂直氣流存在、雨滴在落地前的平流或蒸發，及回波強度測量誤差等。

在改善雷達降雨量估計方面有幾個不同的方向，早期根據分類統計的方式，將不同地區、不同形式的雨加以分類，再長期收集地面雨量觀測資料與雷達降水量做長期氣候統計回歸，尋取經驗式（emprical）全世界各地及各型雨之Z－R 關係可參考（Battan，1973）。而近來的研究顯示每一個降水個案中，Z－R 的關係都有相當的差異（Brandes，1982），通常小雨會估計偏高，而大雨往往又估計得偏低，而且無論是以雨的強度、雨的範圍、方向等參數都無法決定對Z－R 的影響。Brandes 更進一步指出在同一場雨中上升氣流區與下降氣流區之Z－R 關係都不同。由以上的結果，我們知道Z－R 關係在時間上、空間上的變化極

大，固守於單一的公式所取得降水觀測，決不可能正確。

Brandes（1974，1982），Wilson(1970)，Wilson and Brandes（1979）根據Z-R關係式求取的困難，提供另一種觀念，即是隨時以雷達資料與雨量測站的資料合併使用，校正雷達的降雨估計，此種方法採用了雷達大範圍降水之分佈（distribution）及雨量站之正確雨量大小（magnitude）彼此配合，而將估計之正確性大為提高，誤差約為20％～30％左右，從最早的單站校正（single station）到面積平均校正（area average）到1974 年提出的"雷達降水分佈最佳化技巧"都是運用同樣的觀念，此種方式揚棄了Z-R 經驗式，使用客觀分析的技巧，直接從資料中彼此校正，可以包容所有雨量估計之變化性。

二、資料現況

花蓮雷達站及高雄雷達站自民國 74 年起，開始收錄每小時一次之CV 資料，並以磁帶儲存。此種CV資料採取垂直方向最強之回波記錄之直向座標資料，解析度為4×4公里，以每0.5 dB 的數值儲存。本計劃由助理花蓮雷達站張國良先生所提供之協助，已可順利將資料轉換成矩陣形式。由於所採取的是CV資料，回波的強度不一定全是靠近雲底降水之強度，但根據Donalson（1961 a）除非回波大於 50 dBz，應該仍是最接近雲壓的回波強度最強。但有兩種情況CV雷達資料不能代表降水，第一種情況是降水離雷達位置過遠，由於地球曲率及回波傳遞路徑，降水回波偏高，而無法測得最接近雲底之回波，舉例來說當距離為 200 公里，回波最低高度已達 8 公里左右。第二種情況是地面及海面干擾回波（Land and sea clutlte）通常發生在測站附近，由於高雄雷達站高 338 公尺，半波柱寬 2.25°，地面干擾相當嚴重，台南以南地區地面海面回波時而影響降水回波之觀測。

由中央氣象局地面測站及自記雨量站分佈情況來看，⅓的測站在北部環繞著台北盆地，而其餘的除大城市外，多佈在水庫集水區上游，常為地形阻擋，因此雨量站雖然很多，但能與雷達資料比對只限於新竹以南，嘉義以北地形平緩之區，而日後如想以雨量站來校正雷達估計雨量即時雨量站的分佈必須均勻。

三、雷達降雨量的估計方法

本計劃之主要目的為探討以氣象局現有資料系統，尋找較實用之雷達估計降雨量的方法，在此所提到的降雨量即累積雨量（rainfall accumulation 單位是mm）也就是降雨率（rainfall rate）的時間積分。以下三個方法都是先討論如何估計降雨率（rainfall rate mm/hr），一旦可正確估計降雨率，只要時間取樣適當即可求出降雨量。

3.1 單一係數校正（Single calibration factor）

如雲覆蓋範圍F，有三個以上雨量計，則可使用下列公式求取一平均校正係數。

$$F=\frac{\sum G_i}{\sum R_i} \qquad i=1,2,\cdots\cdots n$$

或 $$F=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{n}\frac{G_i}{R_i}=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{n}F_i \quad , \quad F_i=\frac{G_i}{R_i}$$

其中 G_i 是雨量計的測降雨率單位是mm/hr

R_i 是雨量站上空 16 Km^2 面積內之雷達降雨率估計值

在這次研究中R由Z-R relation，$Z=200R^{1.6}$ 來估計，（R稱做初步估計降雨率）也可採取別種經驗式來求取，算出平均之校正係數F後，以此單一係數乘上每一點雷達初步估計值

$$R_e=R*F$$

即可得到修正後之雷達降雨率估計R_e。

3.2 多係數校正（Multiple calibration factor）

即以雨量站的分佈為準將整個降水區域分裂成很多區，每一區由其中之雨量站和其上空 16 Km^2 之雷達估計值計算一個係數，即

$$F_i = \frac{G_i}{R_i}$$

而雷達估計值R_e，以每一區各自之係數校正，此種方式可保存校正係數的空間變化性，可是較無連續性，分區校正公式如下：

$$R_{ei} = R * F_i$$

其中 R_{ei} 代表第 i 區之雷達修正後降雨率估計

3.3 雷達雨量分佈最佳化技巧（Radar rainfall optimizing technique）

Brandes（1974，1982）均建議以此方法來校正雷達降雨估計。

此方法採用 Barnes (1973) 客觀分析爲主要計算程式，詳述如下：

(一)將雷達回波強度以最簡單之 $Z = 200R^{1.6}$，初步估計降雨率R（radar precipitation estimate），再加以平滑處理在網格上（uncalibrated smoothed radar data）R_{ij}

平滑處理（smoothing）採用（shuman 1957）9點平滑公式如下：

$$A_s(i,j) = A(i,j) \frac{a(1-a)}{2}[A(I,J+1)+A(I,J-1)+A(I+1,J)+A(I-1,J)-4A(I,J)] + \frac{a^2}{4}[A(I+1,J+1)+A(I+1,J-1)+A(I-1,J+1)+A(I-1,J-1)-4A(1,J)]$$

(二)將各單站雨量計測值G與其上方對應之雷達估計值R_{ij}相除得到校正係數F（G/R ratio），下一步即將F經由Barnes 1973 之客觀分析方式內插至每一網格上，其中權重因子以下列公式計算

$$w_m = \exp - (\frac{r_m^2}{k})$$

其中k是影響半徑之平方，此次計算k選取1600 km^2，r_m 是資料點（x_m，y_m）與網格（i，j）之距離。

則第一次計算在網格上之估計值爲

$$g_o(i,j) = \frac{\sum_{m=1}^{M} w_m f(x_m, y_m)}{\sum_{m=1}^{M} w_m}$$

f（x_m，y_m）即校正係數F，在水量站所在位置之值。

由g_o（i，j）四點線性內插可得g_o（x_m，y_m）

第二次計算至網格之估計值爲

$$g_1(i,j) = g_o(i,j) + \frac{\sum_{m=1}^{M} w_m'[f(x_m,y_m) - g_o(x_m,y_m)]}{\sum_{m=1}^{M} w_m'}$$

其中 $w_m' = \exp(-r_m^2/\gamma k)$

此次計算中 γ 選取0.3

g_1（i，j）即是網格上之修正係數，將修正修數乘上雷達初步估計R_{ij}，即可得到修正過之降水估計。

$$R_e(i,j) = R(i,j) * g_1(i,j)$$

Brandes（1974）在做完這一步校正後，再加上有些地區地區完全沒有雨量站，有的地區如雷達附近地面回波（Ground clutter）干擾地區，或離雷達十分遠的地區又沒有雷達資料，採取一種互補的方式來求取，即將雨量站之降雨率以較小的影響半徑(K)如 400 km^2，再做一次客觀分析插至網路。得到一個G（i，j）場，再與R_e（i，j）合併，以距離的

遠近決定不同之權重和以求取最理想之降雨率，如在地面回波干擾區，則以雨量站G_{ij}爲主，而在無雨量站區以$R_0(i,j)$爲主，在此次研究中，這一部份尚未放入。

在降雨量修正過後，則可以做時間積分，計算累積雨量的大小（rainfall accumulation）如採用最簡單的梯形法 traperoidal rule 來計算自 t_1 到 t_{n+1} 的累積雨量。

$$A=\int_{t_1}^{t_{n+1}} R(t)\,dt$$

$$=\frac{h}{2}(R_1+2R_2+2R_3+\cdots+2R_n+R_{n+1})$$

$$=h\left(\frac{1}{2}R_1+R_2+R_3+\cdots R_i+\frac{1}{2}R_{n+1}\right)$$

其中 i 是第 i 次的雷達估計值

t_i 是開始下雨時間

t_{n+1} 下雨結束時間

如每 15 分鐘觀測一次 $h=\frac{1}{4}$小時代入

即 $$A=\frac{1}{4}\left(\frac{1}{2}R_1+R_2+R_3+R_4+\cdots\cdots R_n+\frac{1}{2}R_{n+1}\right)$$

累積雨量 A的單位是mm

目前氣象局高雄雷達站有一軟體HYDRA，可以設定時間間隔如 10 分或 15 分雷達持續掃描。在設定時間擷取資料計算R_{ij}，並換算成每小時累積雨量（Hourly accumulation）A_{ij}，（如設定 15 分鐘觀測，則僅 4 個時間累積）再對某特定區域計算該區域平均每小時累積雨量$A=\frac{1}{N}\sum A_{ij}$，（N是區域內A_{ij}的網格數）但是R_{ij}未經雨量計修正估計值，面積總雨量可以此平均累積雨量乘以總面積得到。

四、個案選取

從台灣各地雨量記長期統計雨量及雨時的資料分析看出，台灣北部冬春雨季大多是鋒面雨，雨量小而雨時長，5，6月是梅雨季，時有對流強之大雨出現，7，8，9三月颱風主要降雨系統。台灣南部，冬春較乾，雨量很少，梅雨季及颱風雨爲主要雨量來源，由於花高兩站的分佈，冬季北部的鋒面雨，除非發展得很高（高於 8 公里以上）高雄雷達站才能觀測得到，花蓮雷達站可以看得到台灣東側之鋒面雨帶，可惜無雨量站可配合，梅雨及颱風季節，高雄雷達站在中部帶可做很好的觀測，可是自嘉義以南地形回波干擾太多。總結來說，雨量站約⅓均在北部地區或山中集水區，能和雷達配合約在新竹至彰化一帶平原地區。因此此次個案選在75年5月20,21日通過台灣之梅雨系統，來比較雷達估計雨量與雨量站所測雨量間的關係，並以數個方法來修正雷達估計雨量，在此段時間內高雄雷達有每 30 分鐘的CV資料，圖(1)是由此個案中選出八個時間，可大略看出系統變化移動之情形，滯留鋒面東西方向橫亙於台灣北部，數個平行於滯留鋒前之對流雨帶最東側之對流雨胞，由鋒前強盛之西南氣流推送而在午夜抵達梧棲，降下大量的雨，稍後低氣壓移至台灣東北海面，而隨後之冷鋒加强了原先在台灣西部外海之對流雨胞，形成一東北西南走向之雨帶（rain band）此雨帶隨著鋒面系統之東移，自台灣中北部向東南掠過，於4時左右抵達台中，隨後至台灣中南部都有降水系統至清晨8時左右漸減弱（請參考Wang et. al. 1988）。

五、雨量在空間及時間上之分佈

由圖(1)連續的回波分佈圖中，我們可以看出，降水區域變化性很大，尤其在對流胞附近回波強度之水平梯度很大，最強處可達 4～5 dB/km，在接近回波梯度很大的地方，雨量的水平變化也會十分大，可在數公里內由大雨變成小雨甚至無雨的情形，從收集的雨量資料也可看出，梧棲、台中兩站相隔僅二十餘公里，兩站的雨量可相差數十倍，由此點看出，雨量站的分佈平均數百平方公里一站（在台中一帶約500平方公里有一站），絕對不可能

解析對流性降水的空間分佈。對大範圍層狀降水，較疏之雨量站可以估計正確面積雨量，而對流性強之降水系統，目前雨量站的分佈無法正確估計之。但是氣象預報所關切的正是會降下充沛雨量之對流強盛的降水系統。在圖(1) a 到(1) f 的圖中可看出在嘉義以東，一雨胞降水時間長達五小時以上，可是因無即時雨量站資料，若無雷達資料，該地區的降水則無法即時觀測。以上討論降水的空間分佈，目的在強調雨量站資料雖正確可是是一點的觀測（point observation），雷達則能觀測很大的範圍（coverage）並且可提供較高之解析度（目前的CV資料、水平解析度 16 km^2），但是估計量與實際觀測值有差異。

(a)

(b)

(c)

(d)

(e)

圖(1)：5月21日0100至0500之回波強度（reflertivity, dBZ）(a) 0100 (b) 0130 (c) 0200 (d) 0300 (e) 0330 (f) 0400 (g) 0430 (h) 0500，第一條等值線是20dBZ，每條線間隔10dBZ，高雄雷達站之位置以十字標出，圖(h)中長方形區域I爲降雨量校正區域。

圖(2)a及(2)b是梧棲、台中兩站降雨率隨時間之變化，實線代表的是雨量站（gauge）所測之降雨率（rainfall rate）。由自記雨量計上得之捲筒式紀錄紙，每十分鐘讀一個資料，再換算成降雨率（mm／hr）即以每十分鐘累積雨量（mm／10min）乘以6得到。因此每十分鐘有一點雨量計之資料。虛線代表的是該雨量站上空對應雷達網格以dBZ值經由 $Z = 200\ R^{1.6}$ 換算出之雷達估計降雨率（mm／hr），由於此個案每卅分鐘有一次雷達觀測，因此每卅分有一點雷達估計值，由圖(2)可看出，雨量的時間變化很劇烈，如梧棲在0100左右，降水強度高達70mm／hr可是只持續了十分鐘，每場雨自小而大再變小的週期，往往小於一個小時，雷達半小時一次的觀測，大致能測到雨勢的變化，但是梧棲在2450至0100的尖峰值（74mm／hr）。因雷達的0100觀測至0100，則錯過了最大的降水率。，又如0200～0300，雷達在0230～0240中無觀測，而在雨量站則存另一高峰出現，雷達則無法測得，比較台中、梧棲雨量站（gauge）與雷達估計（radar estimate），雷達估計與雨量站的確成比例，即兩時間序列有很好的正相關，但我們也注意到降雨率大時（回波強度強時），雷達估計值偏低，而降雨量很弱時（回波也弱），雷達估計值偏高。而以實際單站累積雨量來看，雨大時雷達估小會嚴重影響雨量估計的正確性，值得注意的是氣象局現在一般作業除了颱風時期，雷達僅提供一小時一次的資料，時間的解析度太粗，可行的方式是在正點體積掃描結束後，雷達保持低角度掃描，電腦設定每隔5分或10、15分累積估計雨量一次，應可提供較正確之雨量估計，而估計值偏低則須用即時雨量站觀測值，隨時修正。

圖(2)：(a) 5月21日 0100 至 0800 梧棲雨量站降雨率隨時間分佈（每10分一點以實線畫出）及雷達估計降雨量隨時間分佈（每30分一點以虛線畫出）。

(b)台中站同(a)。

六、G/R比在空間上及時間上的分佈

圖(3) a 及(3) b 是G／R比每30分鐘的時間序列，G／R比以雨量站觀測值除以雷達估計值，由於雷達在正點至十分內作一次觀測，再在三十分至四十分作第二次觀測，所以雨量站我們也取同時段的降雨率來相比。由圖(3)可看出，當雨量站大於 10 mm／hr ，G／R大於1，而雨量站小於 2 mm／hr ，G／R小於1，雨愈大G／R比值愈大。而有幾個因素可能造成G／R值在大雨時偏高。當降水在空間分布梯度很大時，雷達的解析體積約爲16 km^3，而雨量計可於小於 $1m^3$，因此雷達代表的是解析體積內平均的降水率，平均值很可能小於點的觀測值。第二個原因，$Z = 200R^{1.6}$ 較適用於大範圍降水，對於強對流性的雨胞可能差距甚大，長期統計G與R可找出使G／R比較接近1的公式。但是目前氣象局顯示幕上的降水量即是使用 $Z = 200R^{1.6}$（此爲本計劃爲何採取此公式的原因），可能應提醒預報人員此公式所示出之雷達估計雨量在對流雨大雨時偏低，不過此項結論須更多的個案統計方能確認。

圖(3)：(a)梧棲站G／R比隨時間分佈（每30分一點）

(b)台中站同(a)。

圖(4)是G／R比水平分佈對照回波強度的情形，可明顯看出在強回波區G／R值大於1，而弱回波區G／R小於1。尤其在雨量站處於梯度變化大處G／R值很大。由圖(1)、(2)、(3)、(4)可看出降雨率及G／R比隨時間空間的變化都很大，如未將雷達估計雨量做適當修正，所得降水面積估計誤差一定很大，因此我們將以第三節討論之方法修正估計量，並選取0500 時間的結果簡述於下。

圖(4)：5月21日0500 時之G／R比分佈，W代表梧棲，T代表台中，圖中小方塊區域爲圖(5)之範圍。

七、校正結果

我們從雷達（201×216）個網格資料中截取台灣中南部附近之區域（41×51）個網格做爲我們修正方法運算之區域（圖(1)h中方形區域Ⅰ），每個網格大小是4km×4km，因此區域大小爲（160 km×200km）。首先將回波dBZ值以Z＝200 $R^{1.6}$公式換算成降雨率R（mm／hr）輸入雨量站之經緯度，尋得其在計算區域內之對應坐標，並計算每一雨量站之G／R比，所得單站G／R比F_i 再分別以單一係數校正，多係數校正及客觀分析雨量最佳化三種方法修正雷達估計雨量。爲了清楚看見G／R比值相差很大時三種方法修正之結果比較，我們選擇以台中爲中心40km×40km範圍印出校正之結果。（圖(4)中方形區域Ⅱ）

在0500 時間，梧棲站的雨量記所測降水率爲0.6 mm／hr，台中站10mm／hr而由雷達回波分佈（圖(1)h）梧棲約爲20dBZ、台中30dBZ，此時大雨中心已經過台中位於台中東南東方20公里處，回波強度約爲40dBZ。圖(5)a是雷達以Z＝200 $R^{1.6}$所計算之初步估計值，可看出在台中站偏低約四倍左右，在大雨中心位置無雨量站可比較，但根據雷達回波，該處雨量應大過台中，因此台中東南一帶整個面積估計值偏低。圖(5)b是利用平均的單一係數校正的結果，雖然估計值略提高，但台中站仍相差3倍左右。圖(5)c中直線是多係數校正法之分區線，在該線以東以台中之G／R比校正，以西以梧棲G／R比校正，所得結果在台中站及梧棲站之降雨率和雷達估計符合，整個面積雨量也大爲提高，但降雨率明顯地有一不連續邊界存在。圖(5)d是採用客觀分析雨量最佳化所得之結果，此次分析所取之影響半徑爲40km，由於雨量站過於稀疏，台中、梧棲一帶的結果也較好，由圖中可看出，台中站約9.2 mm／hr，梧棲1.1 mm／hr，但大雨中心附近提高到46.4 mm／hr，在台中以東對流雨胞的降水率平均約爲30mm／hr，從每半小時之雷達回波圖（圖(1)f～(1)h）可看出0400～0500這段時間，此雷雨胞通過台中，且稍微減弱，所以在台中這一個小時累積雨量應大於30mm。根據雨量計所測此小時的累積量爲37mm。從這個結果看來，經過修正後的降雨率估計值比較接近觀測。

在這份報告中，我們僅計算了個別時間的降雨率，但尚未計算整個個案的累積雨量（rainfall accumlation）或某一流域的面積雨量（area rainfall），如以後有更密的雨量站資料及更密雷達觀測後比較此二者的結果，方能肯定何種修正估計方法更佳，目前以降雨率本身來看，單一係數校正無法反應G／R比的區域性，且估計降雨率偏低，多係數校正的總面積雨量較接近客觀分析法，但是缺點是其降雨分佈在空間上不連續，而客觀分析法可保存雨量水平梯度變化，並可使雷達估計值接

近雨量計的觀測；在此個案中比其他兩種方法好。

圖(5)：(a)雷達初步估計降雨量（單位mm／hr）。

(b)單一係數校正降雨量。

(c)多係數校正降雨量。

(d)客觀分析雨量最佳化估計降雨量。

八、結論

由雨量空間的分布，得知即時雨量站的密度不足以提供大範圍面積雨量的正確估計，而雷達估計降水量雖能有高解析度並覆蓋大範圍之面積，但是由於Z－R關係式在時間上、空間上的變化極大，這次計劃的初步研究結果顯示，合併這兩種資料利用客觀分析方法將G／R比內插至雷達網格，再修正雷達降水估計，在5月20日、21日個案中有良好的結果，但由雨量的時間分佈來看，雷達必須作更密集的觀測，僅有正點的資料，不能正確估計累積量。〔根據Austin（1987），Adler（1981），對流性降水至少15分鐘雷達應取樣一次。〕

目前高雄雷達站已有一Hydra軟體可做雷達初步估計雨量值（$Z = 200\ R^{1.6}$），以先設定之時間間隔（10分或15分）累進計算時間積分，提供每小時區域平均累積雨量，可利用此軟體的結果與雨量站較密集處做G／R ratio，再使用多係數校正方法取得較正確之面積雨量估計。

在未來如果即時雨量站與雷達站共同網路完成，則可考慮以客觀分析雨量最佳化方法來做校正，將雷達資料在輸入共同網路的時間間隔不可小於15分鐘。並且網格的大小最好能縮小爲2 km×2 km，以提供時間及空間的解析度。

雷達雨量估計是一種長期統計性質的工作，不論是不同雨型之基本Z－R關係、G／R比，校正方法之累積雨量都須持續的收集資料，尋找最適當的估計方式。

參 考 文 獻

1. Austin, P.M. 1987：Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall. Mon. Wea. Rev., 115, 1053-1070.

2. Alder, R.F., 1981 : Severe storm requirements for precipitation information, Precipitation Measurements from Space, P.31-34.
3. Branes, S.L., 1973 : Mesoscale objective map analysis using weighted time-series observations, NOSS Tech. Memo. ERL NSSL-62, Norman, Oklahoma, 60pp.
4. Battan, L.J. 1973 : Radar o brervation of Atmosphere the University of Chicago. press. pp324.
5. Brandes, E., 1974 : Radar rainfall pattern optimizing technique. NOAA Tech. Memo. ERL NSSL-67, Norman, Oklahoma, 16pp.
6. Brandes, E., 1982 : Rainfall measurement with Radar, Proceedings of the NEXRAD Doppler Radar Symposium/Workshop sponsored by the CIMMS, Univ. of Oklahoma-NOAA, Sep. 22-24, 1982, p.144-163.
7. Donalson, R.J. 1961a : Radar reflectivity profiles in thunderstorm. J. Meteor. 18, 292-305.
8. Marshall, J.S. and W.M. Palmer, 1948 : The distribution of raindrops with size. J. Meteor., 5, 165-166.
9. Shuman, F.G. 1957 : Numerical methods in weather prediction : I smoothing and filtering Mon. Wea. Rev., 85, 357-361.

Rainfall estimate from digital radars in Taiwan area

Tai-Chi Chen Wang
National Central University

Pang-Chie Cheng Yue-Wu Shu
Central Weather Bureau

Hon-Lian Her
National Central University

Tse-Shih Chang Kuo-Ling Chang
Cheng-Chung Cheng Grung-Yih Wang
Central Weather Bureau

Abstract

Two conventional weather radars of Central Weather Bureau can provide digital precipitation in real time over a large area. Around the world, radar data has been widely used for rainfall nowcasting and flash flood warning. Because of the different precipitation mechnisms of various weather systems, the relationship between radar receiving power and rainfall rate is not unique. In order to adjust the radar measurements of precipitation, comparisons between radar estimate and gauge data are necessary. Currently, only qualitative estimate of rainfall is made for operation. How to combine gauge and radar observations to provide a more realistic quantitative rainfall estimate is urgent and important.

In this prelimary study, the rainfall characteristics such as duration, coverage and intensity of different types of rain in Taiwan area are discussed in order to decide a proper radar data acqusition scheme for rainfall estimate. A case was selected to show the variation of G/R ratio (Gauge measurement/Radar measurement). Very large spatial variations were found in this heavy rain fall case. An optimizing technique suggested by Brandes(1974) was adopted to adjust radar rainfall with gauge measurements. The results indicate a better rainfall accumulation over a homogeneous gauge distribution area. More cases should be studied to verify this optimizing scheme. In the same time the proper statistical Z-R relations of various rain types also need more comparisons in the future.

台灣地區鋒面帶特性與地形效應之研究（Ⅰ）診斷分析

江火明
國立中央大學
大氣物理研究所

王時鼎
中央氣象局
科技中心

陳正改
中央氣象局
預報中心

摘　　要

本研究選取二個個案，一是鋒面帶在華北初生後，向南推進，經過台灣地區後，在巴士海峽滯留，一是鋒面帶滯留於台灣北部海面多日的個案，探討鋒面帶附近橫向環流與天氣現象的變化過程。

以Brut - Väisällä 振盪頻率很大的地方，亦即靜穩定度很大的區域爲鋒面帶，清楚的辨明鋒面帶位置以及它隨高度增高向冷側傾斜的情況，由於橫向環流的改變，主要是由地轉偏差剩餘量所決定，而地轉偏差運動的演變，具有週期約17至18小時的特性，造成鋒面帶附近，交替出現熱力直接環流與間接環流的現象。

一、前　　言

台灣地區的氣象災害，除了夾帶劇烈暴風雨的颱風，與寒風凜烈的寒潮之外，就是受鋒面帶影響所伴隨的潮濕多雨天氣。因此，有關華南以及台灣附近地區鋒面帶的研究，對台灣地區天氣預報的實務作業，將是十分重要且有意義的，對民生與經濟建設等更具積極貢獻的。

當鋒面徘徊在台灣北部海面，或橫貫台灣地區時，往往帶來大範圍的強烈降水，造成台灣部份地區的水患；但有時候却又沒有劇烈天氣發生，致使氣象預報人員相當地困擾。對於鋒面帶結構的研究，可分爲兩方面，一是沿著鋒面方向的中尺度天氣系統的生成與發展的瞭解；另一是垂直於鋒面方向的橫向環流所伴隨之天氣現象的探討。

Matsumoto et al.（1970）與Matsumoto et al.（1971）利用氣象衞星雲圖，探討梅雨鋒面帶的特性，建立梅雨鋒的模式。Akiyama（1973a，b，c；1974）與Ninomiya（1977）對梅雨鋒的結構有詳細的分析，在鋒面帶南方，西南與東南季風範圍內爲潮濕氣團所籠罩，暖空氣上升；其北方爲乾燥的冷氣下降區，使位能轉爲動能；造成噴射氣流的發展。Nitta and Yamamoto（1974）的許多個案分析中，將在東西橫貫之滯留鋒內，中尺度擾動依其熱力結構的特性，分爲四種類型，對於沿鋒面方向的中尺度天氣系統有了定性的闡述。定量的個案診斷分析，在1970 年代日本氣象學者，曾有很詳盡的探討，如：Matsumoto et al.（1970），Ninomiya and Akiyama（1971，1972，1973），Nitta and Yamanoto（1974）以及Yoshizumi（1977）。在國內，近年來特別注意到伴隨著鋒面帶的複合對流體（MCC）的成長與發展過程（如陳與紀1980；紀與陳1984，丘與廖1984）。

至於垂直於鋒面方向的大氣結構變化之探討，在1950年代，Reed and Sanders（1953），Newton（1954），Reed（1955）與Sanders（1955）的研究，大都強調鋒面帶熱力結構的特徵

，Sanders（1955）的分析顯示垂直運動對地面鋒面強度的影響重大，伴隨鋒面之上升運動造成降水現象，產生有利的外圍環境條件，以釋放對流不穩度。Sawyer（1956）與Eliassen（1962）強調橫向環流的強度，對鋒面強度與結構的變化影響至鉅，因此，引起氣象學者對橫向環流研究的注意。Nozumi and Arakawa（1968）歸納了在日本Tanegashima（47869）雷達站的五年（1960至1964）雷達回波資料，共有117個氣旋通過該站的觀測範圍，其中有96個個案，在冷鋒前的暖區內有平行於冷鋒之帶狀降水回波，而竟有56個個案具有兩條以上降水帶，最多的情況曾發現有五條降水帶，這種雲雨帶的間隔，約在70至200公里之間。1970年代，在英國的雷達分析，對伴隨在鋒面附近之雲雨帶以及包含在其中的雲束之結構，有了更深入的探討（如：Browning 1971，1974；Browning et al 1973；Harrold，1973；Roach and Hardman 1975）。

Gutman（1972）與Manton（1974）認爲穩定鋒面之橫向環流的特性，與鋒面移速關係密切。Williams（1974）考慮動量與熱量之亂流擴散作用，做了穩定鋒面的模擬，以討論橫向環流與邊界層的作用。Orlanski and Ross（1977）以數值乾模式，討論冷鋒前後，橫向次環流的變化，Ross and Orlanski（1978）更進一步討論水汽潛熱釋放對橫向結構的改變，以及引入中小尺度天氣系統生長的過程。

Shapiro（1981）以理論推導求取橫向環流方程，此次環流引發鋒面強度改變的過程，純粹是地轉偏差運動（Ageostrophic Motion）的作用，但它却是由地轉運動分量所強迫引發的結果，地轉變形的強迫作用，可分爲兩項來討論，一爲地轉伸展變形項，又稱爲Bergeron Forcing，它產生冷空氣下沉暖空氣上升的熱力直接環流；另一爲風切平流項，亦即地轉風切變形，它導致位溫平流差異而產生差異加溫，將導致地轉偏差次環流，以維持熱力風平衡。江（1985）對華南地區初生鋒面的初步分析發展，地轉偏差運動在鋒面生成與發展過程中，扮演著極重要的角色。鄭（1987）利用簡單的二維模式，分析探討橫向次環流受地轉變形與扭轉作用，隨時間的變化，證實純爲地轉偏差運動的橫向次環流，具有慣性振盪週期週期的週期變化。

本研究利用兩次個案，對於鋒面位置的決定以及橫向次環流的特性，詳加分析討論，來瞭解台灣附近地區鋒面帶前後大氣結構的變化，其結果將有助於預報實際作業的參考。

二、鋒面帶位置的決定

在鋒面帶內，大氣運動具有顯著的氣旋式渦度、水平溫度梯度以及靜穩定度。地面鋒面帶爲水平輻合區，伴隨垂直運動以形成雲雨區。主觀的綜觀資料分析天氣圖時，若惡劣天氣的雲雨區恰在氣壓槽的位置，往往就判定爲鋒面帶的位置。若僅從水平天氣圖來看，實在不易分辨鋒面帶的寬度，更不易瞭解它隨高度增高，向冷側傾斜的斜率（$\tan\alpha$），以及其延伸的高度。

在壓力坐標上，鋒面斜率可以下式（Margules' Formula）表之。

$$\tan\alpha = -\frac{T\left[\left(\frac{\partial\phi}{\partial n}\right)_w - \left(\frac{\partial\phi}{\partial n}\right)_c\right]}{T_w - T_c} \quad \cdots\cdots (2.1)$$

式中，α爲傾斜角，T爲絕對溫度，脚註w，c分別表在暖側與冷側之物理量，T爲$\frac{1}{2}(T_w+T_c)$，n的方向爲垂直於鋒面且指向冷側，ϕ爲重力位。因此，若鋒面兩側的溫度差異較大時，鋒面帶就較平緩；反之，若鋒面帶兩側溫差不大時，鋒面帶就較陡直。若鋒面兩側風切大時，鋒面帶較陡直，反之則較平緩。

客觀地決定鋒面位置，必須把握住水平溫度梯度大的鋒面特性，由於水平溫度梯度大，故在鋒面帶內氣溫的垂直遞減率就小，其大氣靜穩定度就大。我們知道，Brunt-Vaisalla 振盪頻率(N)的平方是度量大氣靜穩定度的參數，它可以下式表之

，

$$N^2 = \frac{g}{\theta}\frac{d\theta}{dz} \quad , \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (2.2)$$

在平流層內，一般大氣的 Brunt - Vaisalla 振盪頻率約爲 1.0×10^{-2} / sec ，換句話說，其浮揚振盪週期大約10分鐘或更小。在鋒面帶內，N^2 值要比鋒面帶外者大，故可用N^2做爲鋒面帶的決定參數，隨後的分析圖中，皆取 N^2 大於 3.0×10^{-4}/ sec^2 的範圍爲鋒面帶的區域，因此，在鋒面帶內大氣之浮揚振盪週期小於 6 分鐘。

由大氣靜穩定度的垂直剖面分析，我們可以很清楚地辨別鋒面帶的範圍，以及它的傾斜情況，便於瞭解鋒面帶前後大氣結構的差異。

三、個案分析一

(A)綜觀主觀分析

本個案係自 3 月 24 日起至 3 月 31 日止。於此一期間，影響有關區域之鋒面系統有二。最先於24日在長江北岸產生波動，鋒面於 25日過上海，但該鋒面在浙江一帶徘徊，並未至台灣。於26日在蒙古一帶復生成另一鋒面，該鋒面與前一鋒面於 27日合併，28日掠過台灣。此處有關本案綜觀形勢之主觀分析，計用四圖，各如圖 3 - 1 - 1，至圖 3 - 1 - 4。圖 3 - 1 - 1 爲 26日 00z 至 29日12 z，計四天之上述第二鋒面運動圖，每日各取兩次資料，間隔 12小時。藉圖可見，本次影響台灣之鋒面，係自西北向東南移進。至 27日 12 z後鋒面加速移進並似有跳躍現象。就12小時（ 27 日 12 z 至28日 00z 之運動言，約爲 48 Kts。根據高空導引氣流該鋒面不應移行如是之速，此亦即所謂躍進（jump）。（關於此參看圖 3 - 1 - 3 及 3 - 1 - 4 ）。該鋒面係於 28日 00z左近經過台灣北部續向南移。至29日 12 z 移至巴士海峽中部轉呈滯留。圖 3 - 1 - 2 爲圖 3 - 1 - 1 時間之控制高壓外圍 1020 mb等壓綫之運動圖。時間間隔亦爲 12小時。藉圖可見高壓於南下期間其範圍更見擴大，其中略可分爲兩區，其一略在蘇俄濱海省一帶，該區同值等壓綫移動甚緩因該區之南爲寒潮之前冷鋒之一般特徵。至30日12 z可見 1020 mb 等壓綫已在中國區呈包圍形式，顯示中心已移至中國大陸，由於不再有冷空氣湧動，故31日，台灣區溫度開始回升。綜其全部高壓南下期間，台北日平均溫度（ 24小時平均）最低出現於 30日爲 11.9°C。至31日回升 0.4 °C 。故實務本次鋒面過境係屬寒潮性質。

圖 3 - 1 - 3 及 3 - 1 - 4 各爲鋒面移速最大時之27日 12 z及 28日 00z 之地面圖。藉圖 3 - 1 - 3 可見，影響本次冷鋒過境之鋒面，仍在華北區，其北有甚著之溫度梯度，其前在長江南岸之鋒面系統呈波動型。在12小時後可見後方之鋒面與長江之南者，合併爲一，並已向南移動，逼近台灣區域，此處提出一項問題，即：多季有兩型冷鋒值得注意。其一鋒前有明顯氣團對比。如圖 3 - 1 - 3 之長江以南之鋒面，藉圖可見鋒前屬南東氣流（天氣報告已略去）。另一爲鋒前與鋒後無明顯氣團變化，有如副冷鋒之性質。但其速度隨鋒後氣壓梯度迅速調整，其移速有若重力波之性質。此甚接近此處之例（圖 3 - 1 - 3 與 3 - 1 - 4 ）參看張智北等（ 1986）。

於本個案時間內，在我國區域，上經述及，計有兩次鋒面發展。25日第一次鋒面經過上海，使上油有相當明顯之溫度變化（表 3 - 2 - 1 ）。但該鋒面及後即滯留於浙江境內。又對上油區域言，第二鋒面之過境，溫度變化不著，惟露點溫度則是有明顯之下降，最低出現於 29日 12 z，僅 -6 ℃（參見表 3 - 2 - 1 ）。又該兩鋒面於27日晚間合併之時，其南北溫度剖面，有甚大不同，此可參見圖 3 - 2 - 1 h 。及後鋒面坡度有甚大變化，呈寒潮型。關於此均可在圖 3 - 2 - 1 - ℓ 圖中見出，並詳後述。

(B)鋒面帶特性的診斷分析

由上述的天氣概況，我們知道1985年 3 月24日至31日，有一鋒面帶從山東半島南部，逐漸向南推進，30日以後在巴士海峽滯留。

表 3 - 2 - 1 列出這段期間，每日 00z與12 z 之上海、台北、屏東三個測站之地面觀測資料，從地面氣溫的變化，我們可以清楚地瞭解

，25日上海的氣溫急劇下降，且在鋒面帶通過期間，天氣狀況較差，陰雨且有霧，28日以後，在乾燥的冷氣團籠罩下，天氣良好。至於台北的氣溫急速下降發生在28日，但在27日就已開始下雨，鋒面帶迅速逼近時，更發生雷陣雨；而進入冷氣團之後，並沒有轉爲良好天氣，這是由於冷氣經過廣大的溫暖東海海面，已變爲潮濕的氣團，因此，在東北東風盛行的台灣北部，以及廣東、福建沿海地區，造成連綿的陰雨天氣，尤其是30日晚上至31日白天，台北的雨勢不小。在中央山脈屏障下的嘉南、高屏地區，當29日鋒面過境時，除了氣溫下降，雲量增多外，並沒有降水現象，這是因爲緯度較低，鋒面的強度較弱，更重要的是由於鋒面帶過後，風向轉爲盛行東北風時，該地區恰在中央山脈的背風面，過山氣流的下沉作用使得空氣的相對濕度降低，因此，一般在嘉南高屏地區，鋒面帶經過時，縱然氣溫有顯著的下降，但並不會帶來降水現象。

爲了瞭解鋒面帶的垂直結構，選取經過台灣海峽的南北垂直剖面（A，B），該剖面幾乎垂直於鋒面帶，屏東距A點約200公里（亦即標示2的格點附近），台北約在坐標標示5的格點附近，上海約在坐標標示12的格點附近，從這剖面上的各種氣象要素變化，我們不難推敲鋒面過境時，在鋒前暖區與鋒後冷區的大氣結構之改變。

如第3節所述，鋒面帶的靜穩定度較大，取N^2大於$3\times10^{-4}\ sec^{-2}$爲鋒面帶的範圍，在下列的剖面分析圖中，以斜線區表之。圖3-2-1 (a)～(p)爲24日00z至31日12 z 的氣溫垂直剖面圖；圖3-2-2 (a)～(p)爲水汽混合比剖面圖，圖3-2-3 (a)～(p)爲垂直橫向環流圖。

首先我們注意到氣溫垂直剖面圖的演變，在24日00z時，在鋒面帶內，氣溫的水平梯度不大，若以氣溫之水平梯度的大小做爲鋒面帶度量參數，恐怕就無法決定鋒面帶的位置了，而事實上，在南北坐標標示“9～17”的格點範圍內，地表附近（850毫巴以下）之大氣靜穩定度很大，甚至有逆溫的現象。但12小時後，氣溫的水平梯度顯著地增大，從橫向環流圖可知，這段期間在地表附近是強烈的南來氣流，將暖空氣向北推進，15℃的等溫線北移約800公里，而在鋒面帶北方800毫巴以下的冷氣團區域內，很顯著的熱力直接次環流形成，因此，在地表附近造成很強的壓擠變形場，使得氣溫的水平梯度增大（Jiang，1980），也使鋒面帶變得更爲陡峭，且向上延伸至600毫巴。在鋒面帶前，空氣沿鋒面帶上爬。從水汽混合比的分布顯示暖濕空氣在鋒前上爬，以及鋒後乾冷空氣入侵，使得鋒面前後水汽含量懸殊頗大，在這12小時內的大氣演變過程，是鋒面初生的典型例子。

25日00z時，從北方南下的氣流顯著地增強，熱力直接次環流的中心，抬升至600毫巴的高度，鋒面後方之冷區是強勁的北風，依鋒面帶的傾斜狀況，可將鋒面帶分爲兩段，在800毫巴以下較爲陡直，以上則較平緩。從南方來的暖空氣，碰到鋒面帶後，在鋒面前緣約200公里開始爬坡，抬升至500毫巴高處，再沿著鋒面帶下滑。水汽很明顯地聚集在鋒面帶前地表附近，由於北方的冷空氣不斷地向南推擠，使得鋒面帶之水汽含量梯度迅速增大。隨後的12小時，鋒面帶範圍顯著地縮小，且向南移。在冷區的地表附近，氣溫略有回升，在暖區的氣溫也顯著地增高，橫向環流圖明顯地顯示冷氣沿著鋒面帶向下滑動，原來的熱力直接次環流，已減弱近乎消逝，回顧它的生命期，約在12至24小時之間，這與鄭（1987）的數值模式結果，相當接近，顯示橫向環流完全是地轉偏差運動所引起慣性振盪運動的結果。

26日00z，冷空氣向南迅速推進，以地表附近12℃的等溫線爲例，即向南推進約400公里，此時，鋒面帶內氣溫之水平梯度顯著減弱，在台灣地區附近，南來氣流的下降運動，使氣溫上升。氣流的輻合軸相當陡直，與鋒面帶的傾斜狀況並不一致，這是很值得預報作業人

員注意的現象。從水汽含量的分佈顯示，在鋒面前緣，水汽含量增大，而鋒面帶後緣，乾冷空氣的侵入，水汽含量很少。到了晚上，鋒面帶北方的冷舌（東北向西南方向）的範圍減小，且在冷舌北方的西南暖舌增強，造成北方的較大南風分量，使其地表附近氣溫上升（西南方移入之暖空氣），在鋒面帶內，有明顯地熱力直接次環流生成。

27日 00z，西伯利亞的冷氣團增強且向南移動，與原來的西南暖舌之空氣混合，使得鋒面帶北方又完全爲冷空氣所涵蓋，由於在南北氣流輻合處，有相當強烈的下降運動，使氣溫上升，改變了鋒面帶的傾斜狀況，在27日 12z，地表附近的廣大範圍內，皆爲大氣靜穩定很大的地區，而在邊界層以上的自由大氣，爲中性大氣，原來在北方乾燥地區，此時地表附近的水汽含量也增加了，這是由於26日 12z 暖舌發展時所帶來水汽的結果。從25日的鋒後冷舌發展，至26日冷舌北方之暖舌發展，以至27日的冷氣團侵入，鋒面帶附近大氣運動必須考慮東西方向的運動，換言之，二維的垂直剖面往往會失去推敲其物理過程的能力。

28日 00z 以後，北方冷氣團顯著南下，鋒面帶再度變得狹窄，到了晚上，台灣北部地區氣溫就急劇下降，且有雷陣雨發生，南來的暖濕空氣帶來充沛的水汽，在鋒面帶前緣抬舉。值得注意的是在 12z 時，鋒前暖區的熱力直接環流，在台灣北部附近發生強烈的上升運動，此處恰好是乾冷氣團與暖濕氣團的交界處，由於向南移動迅速，形成對流牆，有強烈的雷陣雨。大量降水之後，水汽供給量不足於支付降水所需，因此，暖區的水汽含量逐漸減少。

29日 00z，鋒面帶已涵蓋著整個台灣地區，從南北垂直剖面圖看來，除了在鋒前暖區的上層是南風之外，全部都是北來的氣流，這樣的形勢繼續維持了三～四天，自華北、華中至華南沿海地區完全爲乾冷氣團所籠罩，直到30日以後，華北的氣溫才逐漸回升，在這三、四天裏，地表鋒面帶滯留在巴士海峽，從台灣地區到華中，鋒面帶相當緩平，其高度大約維持在 850 毫巴至 700 毫巴之間。至於橫向環流的演變較慢，很值得注意的，有兩個次環流的成長，一在鋒面帶前緣的熱力直接次環流，它的上升運動區約在台灣北部地區，造成這地區的連續陰雨天氣，而在台灣南部及高屏地區却是另一次環流的下降運動區；另一個值得注意的次環流是鋒後冷區的熱力間接次環流，在這環流的下降運動區，由於大氣絕熱下沉增溫的熱力過程，造成華中的氣溫回升，到了31日，這次環流發展成熟時，在冷區 850 毫巴以下的大氣，就都具有南風的分量。

綜合上述的鋒面初生至滯留的演變過程，我們可以把它分爲五個階段來描述（如圖 3-2-4 之示意圖所示）。

1.初　生　期：在初生鋒面帶的南方，其大氣之南風分量甚強，而在鋒面帶附近，南風分量顯著減弱，造成強烈的輻合，地表鋒面帶前後之風切很大。

2.冷舌發展期：地表鋒面帶後方，冷舌自東北向西南伸展，南來的氣流在鋒面帶前約 200 公里處逐漸爬坡至 500 毫巴面，再沿著鋒面帶下滑，形成鋒前的熱力直接環流，冷區爲北風分量所涵蓋。

3.暖舌發展期：地表冷舌的北方，暖舌自西向東迅速發展，在冷區南風的分量增強。

由於冷舌的發展，冷空氣係由東北向西南侵入，暖舌的發展，暖空氣係由西南向東推進，這時期大氣運動的現象，就不是可以用二維運動可以表示的，因此，在這段期間的演變過程，應以三維的大氣模式來說明它，這也是江（1985）強調鋒生三維模式的主要原因，否則勢必忽略了這段發展的

過程。

4.成　熟　期：當北方的冷氣團迅速南下，破壞了冷舌與暖舌的結構，鋒面後完全爲乾冷空氣所籠罩，在乾空氣團與南來的暖濕氣團交界處，形成對流牆，有強烈的雷陣雨發生。

5.滯　留　期：在鋒面滯留期間，鋒面帶前緣的熱力直接次環流的上升運動區，造成連續的陰雨天氣，在冷區逐漸發展成熟的熱力間接次環流，其下降運動區氣溫回升。

四、個案分析二

(A)綜觀主觀分析

圖4－1－1爲1985年2月3日至10日的地面天氣圖（節自東亞地區印刷天氣圖）。由主觀的綜觀分析，3日8時，長江口有一分裂高壓存在；是日晚上20時，此分裂高壓東移到東海，因受到海洋之影響，而逐漸變性，台灣地區由於受到高壓迴流之影響，各地雲量甚多；另外，由我國東北之南部，經華北、華中到華西完全爲低壓槽所籠罩，由於此時南來氣流相當旺盛（詳見圖4－1－2爲2月3日至8日之850毫巴天氣圖），以致華中至華南一帶均是陰陣雨或雷雨的天氣。

事實上，若仔細分析3日20時之地面圖及850毫巴高空圖，可發現在長江中游，亦即兩湖盆地一帶，已有氣旋式之環流出現。到4日8時，此氣旋式之環流更發展，並東移到長江口，冷舌從遼東半島向西南延伸，經華北到華中，而華南地區則處於旺盛的西南氣流之下，在冷乾與暖濕空氣交會的長江下游就孕育了鋒面系統。此鋒面帶於5日南移到台灣北部海面後，竟呈現滯留狀態；在鋒面帶上，經常衍生新的氣旋波，而使台灣地區出現連續的陰雨天氣，一直到9日20時之後，鋒面才逐漸遠離，台灣的天氣也才好轉。

至於鋒面系統於5～9日在台灣北部海面徘徊不去之原因，乃

(1)此段期間，大陸高壓之強度，平均祇有1025毫巴左右，此二月份之氣候平均值1035毫巴還弱；且呈現移動性，其位置亦均偏在我國東北及日本海一帶，比氣候之平均位置還偏東南。次致鋒面後方無顯著的北來氣流之推力。

(2)由850及700毫巴之天氣圖顯示出，在這段期間並無顯著的西北氣流，但在鋒面前方，亦即中南半島、華南及台灣一帶，西南氣流反而相當顯著，（尤其在2月6日～8日最爲明顯）850毫巴約30～35 kts，700毫巴約40～50 kts，500毫巴則高達60～70kts(見圖4-1-3，2月3日至8日700毫巴高空圖）；表示南來的暖濕空氣相當豐沛，於是不僅阻止了鋒面的南移，且使台灣地區完全處於鋒面前方的不穩定氣流中。但到8日20時，位於貝加爾湖附近的高空（700毫巴）槽線（詳見圖4－1－2）開始發展並加深，於是來自極地的西北氣流就迅速的向南衝；此東亞主槽於9日8時通過東經120度；到9日20時，原位於東海的低壓中心迅速加深並東移到日本本州，而高空的主槽也迅速東移，於10時到達日本東方海面。由於此時高空槽線之位置及其垂直結構與地面之低壓中心和鋒面之位置均相當吻合，致使其發展達最顛峯，以致來自大陸的西北氣流終於迅速南移，而迫使原滯留於台灣北部海面的遠離台灣。

(B)鋒面帶特性的診斷分析

由前段的天氣概述可知，1985年2月4日至9日有一鋒面帶在長江下游生成後，迅速向南推進，到了台灣北部之後，即在此地區滯留了四～五天才向東移走。

表4-2-1列出這段期間，上海、台北、屏東三個測站之地面觀測資料，在這六天裏，高屏地區因爲受到中央山脈的屏障，除了雲量較多之外，沒有降水；上海五日至六日，以及七日下午到八日都有雨；台灣北部地區，五日

下午至六日深夜都有雨，而且有強烈的雷陣雨，八日到九日的白天連續下雨。這次鋒面帶在台灣北部滯留，帶來連綿陰雨天氣，而氣溫並沒有顯著下降。

圖 4-2-1 (a)-(ℓ)爲 4 日 00z 至 9 日 12z 的氣溫垂直剖面圖，圖 4-2-2 (a)-(ℓ)爲水汽混合比剖面圖，圖 4-2-3 (a)-(ℓ)爲垂直橫向環流圖，圖中斜線區爲靜穩定度較大（N^2 大於 $3\times10^{-4}\ sec^{-2}$）的範圍，亦卽鋒面帶的區域。

從氣溫垂直剖面圖知道，這些日子地表附近氣溫的南北梯度一直都不大，而邊界層內大氣的靜穩定度却很大，換句話說，鋒面帶的強度不強，但它很寬且隨高度向冷側傾斜的斜率很小。4 日 00z 時，在整個垂直剖面上，幾乎完全是南風分量，從南方把暖濕空氣帶向北方，以 8 g/kg 的等混合比線爲例，在地表附近，12小時之後，約向北推進 400 公里。5 日之後，大約在長江口附近的上空是明顯的下降氣流區，6 日以後，北風分量增強，南風與北風的輻合軸之斜率約爲 1/200，它並不與靜穩定帶重合，在邊界層以上的自由大氣，輻合軸約在靜穩定帶的前方 700～800 公里。

6 日在鋒面帶前暖區的熱力直接環流，造成在台灣北部附近的強烈上升運動，因此，該地區有雷陣雨的發生，7 日以後，此熱力直接環流向北方移動且逐漸消逝，台灣北部的雨勢就停下來。在這段期間，鋒前暖區一直維持著強烈的南風分量，不斷地補充水汽，使得靜穩定的鋒面帶前方，水汽一直十分充沛，造成連續的陰霪天氣。9 日 00z 鋒面已明顯地向東移動，僅在台灣北部海面遺留下鋒面尾端，空氣從 400 毫面的高空沿鋒面帶下滑，在鋒前暖區爲顯著的熱力直接次環流。

五、橫向環流演變機制的探討

由前面兩個個案分析，我們可以知道鋒面帶附近的熱力次環流，改變了鋒面結構的特性，且關係著鋒面附近的天氣現象，由於水平渦度與此垂直環流的型態與強弱，有密切關係，爲了進一步瞭解此關係，利用水平渦度方程來做較深入的探討。

在二維的（y，z）剖面上，（y 的方向向北，z 的方向向上），x 方向之渦度分量，可以下式表之

$$\zeta_{(z)}=\frac{\partial w}{\partial y}-\frac{\partial v}{\partial z}$$

其中 v，w 分別爲 y 方向與 z 方向之速度，x 方向之渦度方程式可寫成

$$\left(\frac{\partial\zeta}{\partial t}\right)_{(z)}=-\left(v\frac{\partial\zeta}{\partial y}+w\frac{\partial\zeta}{\partial z}\right)-\zeta\left(\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z}\right)+f\frac{\partial u}{\partial z}+\frac{1}{\rho^2}\left(\frac{\partial\rho}{\partial z}\frac{\partial p}{\partial y}+\frac{\partial\rho}{\partial y}\frac{\partial p}{\partial z}\right)\quad\cdots\cdots(5,2)$$

其中 ρ 爲空氣密度，p 爲氣壓，f 爲柯氏參數。爲了便於分析比較，改爲 p 生標，則（5，1）與（5，2）式可寫成

$$\zeta_{(p)}=\frac{pg}{RT}\frac{\partial v}{\partial p}-\frac{RT}{pg}\frac{\partial\omega}{\partial y}-\frac{1}{g}\left(\frac{\partial\phi}{\partial y}\right)\left[\frac{\partial\omega}{\partial p}-\frac{\omega}{p}+\frac{\omega}{T}\frac{\partial T}{\partial p}\right]-\frac{R\omega}{pg}\frac{\partial T}{\partial y}\quad\cdots\cdots(5,3)$$

$$\left(\frac{\partial\zeta}{\partial t}\right)_{(p)}=\underset{(1)}{-\left(v\frac{\partial\zeta}{\partial y}+\omega\frac{\partial\zeta}{\partial p}\right)}-\underset{(2)}{\zeta\left(\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{p}{RT}\frac{\partial\phi}{\partial y}\frac{\partial v}{\partial p}+\frac{\partial\omega}{\partial p}-\frac{\omega}{p}+\frac{\omega}{T}\frac{\partial T}{\partial p}\right)}-\underset{(3)}{\frac{pg}{RT}f\frac{\partial u}{\partial p}}-\underset{(4)}{\frac{g}{T}\frac{\partial T}{\partial y}}\quad\cdots\cdots(5,4)$$

式中，g 爲重力加速度，R 爲氣體常數，T 爲氣溫，ϕ 爲等壓面上之重力位，ω 爲垂直 p - 速度。（5，4）式等號左邊爲水平渦度之時間變量，它是由以下四個因素所造成，第一項是渦度的平流作用項，第二項是輻散作用項，第三項是垂直風切項，第四項是水平溫度梯度項。

利用熱力風關係式

$$f\frac{pg}{RT}\frac{\partial u_g}{\partial p}=-\frac{\partial T}{\partial y} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (5,5)$$

式中，u_g 爲 x 方向之地轉風風造。可將第三項與第四項合併爲

$$-\frac{pg}{RT}f\frac{\partial u}{\partial p}-\frac{g}{T}\frac{\partial T}{\partial y}=-\frac{pg}{RT}f\frac{\partial}{\partial p}(u-u_g),$$

$$-\frac{pg}{RT}f\frac{\partial u_{ag}}{\partial p}$$

$$=R_{ag} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots (5,6)$$

式中，u_{ag} 爲 x - 方向之地轉偏差運動分量。

Orlanski and Ross（1977）稱這個合併項爲地轉偏差剩餘（Ageostrophic Residure，Rag）。若大氣運動處於地轉平衡狀態，則第三項與第四項的合成爲 0，換句話說，水平渦度之時間變化，僅由平流作用項與數值甚小的輻散作用項所引起，因此，在地轉平衡的大氣狀態下，幾乎沒有水平渦度的改變。而在地轉不平衡（Geostrophic Imbalance）的情況下，地轉偏差剩餘項的作用，將是水平渦度變化的主因。

高（1987）與鄭（1987）分別利用個案診斷分析與數值模式結果分析來探討水平渦度的時間變化，結果顯示輻散項對渦度趨勢的貢獻非常微小，幾乎可以忽略不計，而地轉剩餘對渦度趨勢則爲主要的作用項。

我們知道風向轉變必需具有向心（或離心）加速度，以水平運動方程式來探討，爲了方便起見，暫時略去非線性的平流項與亂流擴散作用項，則

$$\frac{\partial u}{\partial t}=f v_{ag} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (5,7)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}=-f u_{ag} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (5,8)$$

東西方向的地轉偏差運動，可導引南北方向風速的改變，同樣地，南北方向風速的改變，換言之，地轉偏差運動的柯氏力扮演著向心力（離心力）的角色，在北半球，它將使空氣的運動逐漸偏向地轉偏差運動的右側。

對鋒面垂直橫向環流而言，在東西向地轉偏差運動大的地方，南北向風速的改變就大，反之，則南北風速的變化就小，因此，改變了南北向風速分垂直分布，（亦即 v_{ag} 隨 p 的變化），進而改變了南北垂直環流的結構與特性。

六、結論與展望

由本研究選擇的兩個個案分析，一是1985年 3 月24 日至31日鋒面帶在華北初生，向南推進，經過台灣地區，至巴士海峽，而後滯留於巴士海峽，這是一次完整的東亞地區鋒面帶的演變過程，另一是1985年 2 月 4 日至 9 日，鋒面帶在台灣北部海面滯留多日，而後向東離去，它的厚度極淺，而寬度却很大，帶來連續的降水。

要造成大氣中的降水，主要的因素是充足的水汽供應以及足夠大的上升運動，引起空氣上升運動的作用可分爲熱力與動力效應，氣團性的對流降水主要是熱力作用所引起；而氣流受地勢（Orography）的阻擋，空氣被迫抬升而降水，以及由於大氣之動力不穩定所引起之氣旋發展，所伴隨之降水，則是動力作用所引起。鋒面帶是兩性質差異很大的氣團的交界面，若其性質差異愈大，則鋒面強度愈強，使鋒面帶附近垂直運動的變化愈加劇烈。

鋒面帶附近之垂直運動的變化，可由其橫向環流來解釋，而橫向環流的型態與強度，可由水平渦度的變化推斷之，水平渦度的變化，主要是由地轉偏差剩餘量的大小所決定的。因此，要探討鋒面帶附近大氣運動特性與天氣現象的關係，就必須先瞭解，地轉偏差運動的機制。在沒有外加作用的地轉偏差運動的演變過程，具有週期約17至18小時的變化特性（鄭，1987），造成鋒面附近橫向環流週期

性改變流動方向，交替出現熱力直接環流與間接環流。

至於如地勢的外加動力作用，以及潛熱釋放等非絕熱過程如何影響橫向環流的特性，由於本期計劃進行較爲匆促，尚未及探討，將留待第二期中，詳細分析地形效應對鋒面帶附近橫向環流的影響。

參考文獻

Akiyama,T.,1973a : Ageostrophic low-level jet streams in Baiu season associated with heavy rainfall over the sea area. J.Met.Soc. Japan, 51,205 - 208.

Akiyama, T., 1973b : The large - scale aspects of the charateristic features of the Baiu front.Pap. Met.Geophys.,24,157-188.

Akiyama,T.,1973c : Frequency occurrence of the heavy rainfall along the north side of the low level stream in baiu season.Pap.Met.Geophys.,24, 379-388.

Akiyama,T.,1974 : Mesoscale organozation of cumulus convection in the large - scale rainband in the Baiu season.J.Met.Soc.Japan,52,448-451.

Browning,K.A., 1971 : Radar measurements of air motion near fronts,part 2: Some categories of frontal air motion.Weather, 26, 320 - 340.

Browning,K.A., 1974 : Mesoscale structure of rain systems in the British Isles.J.Met.Soc.Japan.52, 314 - 327.

Eliassen,A.,1962 : On the vertical circulation in the frontal zone. Geofys. Publik.,24,147 - 160.

Gutman,L.N.,1972 : Introduction to the nonlinear theory of mesoscale meteorological processes.Translated and Edited by IPST Staff.pp224.

Harrold,T.W.,1973 : Mechanisms influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances.Quart.J.R.Met.Soc., 99, 232 - 251.

Jiang,H.M.,1980 : Atmospheric front-ogenesis model.part 1 : Mechanisms. Bull.Geophy.N.C.U.,19,104 - 112.

Manton,M.J.,1981 : On the propagation of cold fronts.Quart.J.R.Met.Soc., 107,875-882.

Matsumoto,S.,S.Yoshizumi and M. Tateuchi,1970 : On the structure of the Baiu front and the associated intermediate-scale dis-turbances in the lower atmosphere. J.Met.Soc.Japan.48,479-491.

Matsumoto,S.,S.Yoshizumi and M. Tateuchi,1971 : Characteristic features of Baiu front associated with heavy rainfall.J.Met.Soc.Japan. 49,267-281.

Newton,C.W.,1954 : Frontogenesis and frontolysis as a three-dimensional process.J.Meteorol.,6,330-336.

Ninomiya,K.,1977 : Heavy rainfall in Japan.Tenki,24,697-713.

Ninomiya,K. and T.Akiyama.1971 : The development of the medium-scale disturbance in the Baiu front.J. Met.Soc.Japan.49,666-677.

Ninomiya,K. and T.Akiyama.1972 : The medium-scale echo clusters in the Baiu front as revealed by multi-radar composite echo maps (part 1). J.Met.Soc.Japan.,50,

558 - 568.

Ninomiya,K. and T.Akiyama.1973 : The medium-scale echo clusters in the Baiu front as revealed by multi-radar composite echo maps (part Ⅱ). J.Met.Soc.Japan.,51,108 - 118.

Nitta,T. and J.Yamamoto,1974 : A Statistical survey on frequency of the cyclongensis of the intermediate scale disturbance near Japan, its vicinity and the sourtheast Asia.J.Met.Soc.Japan.50,234 - 237.

Nozumi,Y. and H.Arakawa,1968 : Pre-frontal rain bands located in the warm sector of subtropical cyclones over the ocean.J.G.R., 73,487-492.

Orlanski,I., and B.B.Ross,1977 : The circulation associated with a cold frontal.Part Ⅰ : Dry case.J.Atmos. Sci.,34,1619 - 1633.

Read,R.J.,1955 : A study of a characteristic type of upper-level frontogenesis.J.Meteorol.,12, 226 - 237.

Read,R.J. and F.Sanders,1953 : An investigation of the development of a mid - tropospheric frontal zone and its associated vorticity field.J.Meteorol.,10,338 - 349.

Roach,W.T. and M.E.Hardman,1975 : Mesoscale air motions derived from wind-finding dropsonde data: the warm front and rainbands of January 1971.,Quart.J.R.Met.Soc., 101,437 - 462.

Ross,B.B. and I.Orlanski,1977 : The circulation associated with a cold frontal.Part Ⅱ : Moist case.J. Atmos.Sci.,35,445 - 465.

Sanders,F.,1955 : An investigation of the structure and dynamics of an intense surface zone.J.Meteorol., 12,542 - 552.

Sawyer,J.S.,1956 : The vertical circulation at meteorological fronts and its relation to front-ogenesis.Proc.Roy.Soc., A234, 246 - 262.

Shapiro,M.A.,1981 : Frontogenesis and geostrophically forced secondary circulation in the vicinity of jet stream-frontal zone systems.J. Atmos.Sci.,38,954 - 973.

Williams,R.T.,1974 : Numerical simulation of steady-state fronts.J. Atmos.Sci.,31,1286 - 1296.

Yoshizumi,S.,1977 : On the structure of intermediated-scale disturbances on the Baiu front.J.Met.Soc.Japan, 55,107 - 120.

江火明，1985 ：大氣中鋒面生成的研究。國立中央大學博士論文，pp98。

丘台光、廖學鎰，1984：華南及鄰近地區中尺度對流系統之研究，天氣分析與預報研討會論文彙編，397～411。

紀水上、陳泰然，1984：1981年5月27～28日華南及台灣地區中尺度對流複合系統之初步研究，天氣分析與預報研討會論文彙編，95～115。

高長霖，1987：東亞地區滯留性鋒面帶之診斷分析，國立中央大學碩士論文，pp74。

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

鄭華能，1987：鋒面附近橫向環流的數值實驗，國立中央大學碩士論文，pp77。

圖 3-1-1　1985 年 3 月 26 日 00 Z 至 29 日 12 Z期間鋒面動態圖（間隔12小時），斷線箭圖表鋒面在台灣方向之移速相連低壓中心並標出其中心氣壓值。

圖 3-1-3　1985 年 3 月 27 日 12 Z　地面天氣圖，示雙鋒面之存在。

圖 3-2-1　於圖 3-1-1 期間，鋒面後 1020mb 等壓線位移圖（時間之隔12小時），示鋒後寒潮高壓之動態。

圖 3-1-4　1985 年 3 月 28 日 60 Z地面天氣圖，示雙鋒面合併及後該鋒面則移入台灣（參見圖 3-1-1）。

表 3-2-1 ：1985 年 3 月 24 日至 31 日上海、台北、屏東之地面觀測資料

a.

b.

c.

d.

圖 3-2-1　氣溫之南北垂直剖面圖

(a)爲1985年 3 月24 日 00z ；

(b)24日 12z ；　(c)25日 00z ；

(d)25日 12z ；　(e)26日 00z ；

(f)26 日 12z ；　(g)27日 00z ；

(h)27 日 12z ；　(1)28日 00z ；

(J)28日 12z ；　(k)29日 00z ；

(1)29日 12z ；　(m)30日 00z ；

(n)30 日 12z ；　(o)31 日 00z ；

(p)31日 12z 。

1985/ 3/26/00Z
TEMPERATURE (K)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

e.

1985/ 3/26/12Z
TEMPERATURE (K)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

f.

1985/ 3/27/00Z
TEMPERATURE (K)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

g.

1985/ 3/27/12Z
TEMPERATURE (K)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

h.

1985/ 3/28/00Z
TEMPERATURE (K)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

i.

1985/ 3/28/12Z
TEMPERATURE (K)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

j.

1985/ 3/29/00Z
TEMPERATURE (K)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

k.

1985/ 3/29/12Z
TEMPERATURE (K)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

l.

1985/ 3/30/00Z
TEMPERATURE (K)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

m.

1985/ 3/30/12Z
TEMPERATURE (K)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

n.

1985/ 3/31/00Z
TEMPERATURE (K)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

o.

1985/ 3/31/12Z
TEMPERATURE (K)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

p.

a.

b.

c.

d.

圖 3-2-2　水汽混合比之南北垂直剖面圖

(a)爲1985年 3 月24日 00z　；

(b)24日 12z　；　(c)25日 00z　；

(d)25日 12z　；　(e)26日 00z　；

(f)26日 12z　；　(g)27日 00z　；

(h)27日 12z　；　(i)28日 00z　；

(j)28日 12z　；　(k)29日 00z　；

(l)29日 12z　；　(m)30日 00z　；

(n)30日 12z　；　(o)31日 00z　；

(p)31日 12z　。

1985/ 3/26/00Z
MIXING RATIO (G/KG)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

e.

1985/ 3/26/12Z
MIXING RATIO (G/KG)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

f.

1985/ 3/27/00Z
MIXING RATIO (G/KG)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

g.

1985/ 3/27/12Z
MIXING RATIO (G/KG)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

h.

1985/ 3/28/00Z
MIXING RATIO (G/KG)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

i.

1985/ 3/28/12Z
MIXING RATIO (G/KG)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

j.

1985/ 3/29/00Z
MIXING RATIO (G/KG)
PRESSURE (MB)
S - N (=100KM)
A
B

k.

1985/ 3/29/12Z
MIXING RATIO (G/KG)
PRESSURE (MB)
S - N (=100KM)
A
B

l.

1985/ 3/30/00Z
MIXING RATIO (G/KG)
PRESSURE (MB)
S - N (=100KM)
A
B

m.

1985/ 3/30/12Z
MIXING RATIO (G/KG)
PRESSURE (MB)
S - N (=100KM)
A
B

n.

1985/ 3/31/00Z
MIXING RATIO (G/KG)
PRESSURE (MB)
S - N (=100KM)
A
B

o.

1985/ 3/31/12Z
MIXING RATIO (G/KG)
PRESSURE (MB)
S - N (=100KM)
A
B

p.

圖 **3-2-3**　南北剖面之垂直橫向環流

(a)爲1985年 3 月24日 00z　；

(b)24日 12z　；　(c)25日 00z　；

(d)25日 12z　；　(e)26日 00z　；

(f)26日 12z　；　(g)27日 00z　；

(h)27日 12z　；　(i)28日 00z　；

(j)28日 12z　；　(k)29日 00z　；

(l)29日 12z　；　(m)30日 00z　；

(n)30日 12z　；　(o)31日 00z　；

(p)31日 12z　。

1985/ 3/26/00Z
TRANS. CIRCULATION
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

e.

1985/ 3/26/12Z
TRANS. CIRCULATION
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

f.

1985/ 3/27/00Z
TRANS. CIRCULATION
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

g.

1985/ 3/27/12Z
TRANS. CIRCULATION
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

h.

1985/ 3/28/00Z
TRANS. CIRCULATION
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

i.

1985/ 3/28/12Z
TRANS. CIRCULATION
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

j.

1985/ 3/29/00Z
TRANS. CIRCULATION
PRESSURE (MB)
S - N (=100KM)
A
B

k.

1985/ 3/29/12Z
TRANS. CIRCULATION
PRESSURE (MB)
S - N (=100KM)
A
B

l.

1985/ 3/30/00Z
TRANS. CIRCULATION
PRESSURE (MB)
S - N (=100KM)
A
B

m.

1985/ 3/30/12Z
TRANS. CIRCULATION
PRESSURE (MB)
S - N (=100KM)
A
B

n.

1985/ 3/31/00Z
TRANS. CIRCULATION
PRESSURE (MB)
S - N (=100KM)
A
B

o.

1985/ 3/31/12Z
TRANS. CIRCULATION
PRESSURE (MB)
S - N (=100KM)
A
B

p.

圖 3-2-4　鋒面帶演變過程示意圖

表 4-2-1：1985 年 2 月 4 日至 9 日上海、台北、屏東之地面觀測資料

a.

b.

圖 4-1-1　1985 年 2 月 3 日至 10 日之地面天氣圖

c.

d.

e

f.

g.

h.

a.

b.

圖 4-1-2　1985 年 2 月 3 日至 8 日之 850mb 天氣圖

c.

d.

a.

b.

圖 4-1-3　1985 年 2 月 3 日至 8 日之 700mb 天氣圖

c.

d.

a.

c.

圖 4-2-1　氣溫之南北垂直剖面圖

(a)1985年 2 月 4 日 00z ；

(b) 4 日 12z ；　(c) 5 日 00z ；

(d) 5 日 12z ；　(e) 6 日 00z ；

(f) 6 日 12z ；　(g) 7 日 00z ；

(h) 7 日 12z ；　(i) 8 日 00z ；

(j) 8 日 12z ；　(k) 9 日 00z ；

(l) 9 日 12z 。

d.

b.

e.

f.

1985/ 2/ 7/00Z
TEMPERATURE (K)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

g.

1985/ 2/ 7/12Z
TEMPERATURE (K)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

h.

1985/ 2/ 8/00Z
TEMPERATURE (K)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

i.

1985/ 2/ 8/12Z
TEMPERATURE (K)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

j.

1985/ 2/ 9/00Z
TEMPERATURE (K)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

k.

1985/ 2/ 9/12Z
TEMPERATURE (K)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

l.

a.

b.

c.

d.

e.

f.

圖 4-2-2　水汽混合比之南北垂直剖面圖

(a)1985年 2 月 4 日 00z ；

(b) 4 日 12z ；　(c) 5 日 00z ；

(d) 5 日 12z ；　(e) 6 日 00z ；

(f) 6 日 12z ；　(g) 7 日 00z ；

(h) 7 日 12z ；　(i) 8 日 00z ；

(j) 8 日 12z ；　(k) 9 日 00z ；

(l) 9 日 12z 。

1985/ 2/ 7/00Z
MIXING RATIO (G/KG)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

g.

1985/ 2/ 7/12Z
MIXING RATIO (G/KG)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

h.

1985/ 2/ 8/00Z
MIXING RATIO (G/KG)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

i.

1985/ 2/ 8/12Z
MIXING RATIO (G/KG)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

j.

1985/ 2/ 9/00Z
MIXING RATIO (G/KG)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

k.

1985/ 2/ 9/12Z
MIXING RATIO (G/KG)
PRESSURE (MB)
S - N (*100KM)
A
B

l.

a.

c.

圖4-2-3　南北剖面之垂直橫向環流

(a)1985年2月4日00z　；

(b)4日12z　；　(c)5日00z　；

(d)5日12z　；　(e)6日00z　；

(f)6日12z　；　(g)7日00z　；

(h)7日12z　；　(i)8日00z　；

(j)8日12z　；　(k)9日00z　；

(l)9日12z　。

d.

e.

b.

f.

1985/ 2/ 7/00Z
TRANS. CIRCULATION
PRESSURE (MB)
S - N (=100KM)
A
B

g.

1985/ 2/ 7/12Z
TRANS. CIRCULATION
PRESSURE (MB)
S - N (=100KM)
A
B

h.

1985/ 2/ 8/00Z
TRANS. CIRCULATION
PRESSURE (MB)
S - N (=100KM)
A
B

i.

1985/ 2/ 8/12Z
TRANS. CIRCULATION
PRESSURE (MB)
S - N (=100KM)
A
B

j.

1985/ 2/ 9/00Z
TRANS. CIRCULATION
PRESSURE (MB)
S - N (=100KM)
A
B

k.

1985/ 2/ 9/12Z
TRANS. CIRCULATION
PRESSURE (MB)
S - N (=100KM)
A
B

l.

臺灣地區冬季異常天氣預報(一)

羅季康　劉廣英　　鄭　俠

空　軍　氣　象　聯　隊　　中　央　氣　象　局

李紀恩　　鍾開章　　沈　鵬

空　軍　氣　象　聯　隊　　中央氣象局

摘　要

颱風、豪雨、乾旱與冬季的酷寒是台灣地區最重要的天氣災害，也是專家學者所重視的對象，惟多年來大家對前三者付出的力量較多，而對冬季異常天氣（酷寒、暴暖、連續陰雨等）的研究顯有不足，準此，本研究特以此爲目標，作系統性的調查分析，進而建立實用而又方便的預報方法。

本研究將調查台灣地區各地區冬季天氣的實際狀況，預計使用二十五年的資料，由而找出酷寒及暴暖的地區分布與發生率，再利用經驗正交函數分析相關天氣的環流特徵，透過天氣圖分布的型態，分析其原因進而研訂預報方法，以提升預報能力及水準。

壹、前　言

台灣地區因處亞熱帶又位於最大陸塊與最大洋面之交接處，隨季節之變化會帶來明顯不同的各種天氣現象，因而導致災變也時有所聞。在國科會所主辦的大氣科學研討會中，颱風、梅雨、乾旱，和寒潮並列爲台灣地區的四大災變天氣，其中寒潮屬於冬季特有的天氣現象，當寒潮爆發時，本省出現低溫可導致農牧養殖業的重大損失，而當導引寒潮的鋒面過境本省時，又可能引起强烈的風變，引發狂風巨浪導致近海作業船舶的海難事件也時有所聞。目前我國在台灣海峽的石油探勘已告成功，並納入生產，而來自中東的巨大油輪當它停泊輸油時，氣象資料的需求即變成非常重要，故準確的資料變成不可或缺。此外在冬季中出現反常的高溫，足以破壞本省穩定的東北季風，常有可能導致多天的濃霧，對高速公路的行車安全和飛機的起降構成威脅。對這些天氣現象的發生都是氣象作業單位必須徹底去瞭解，以期準確的預報。在氣象要素中，氣溫是佔了很重要的地位，台灣地區冬季中曾有達到攝氏三十度以上的高溫情況出現，與1963年出現的－0.1℃比較，差異可達三十幾度之多。冬季另外亦有可能異常降水現象，但其强度和頻率不若中尺度系統所帶來之嚴重，因此在冬季最主要的天氣預報將是鋒面何時過境？是否造成本省的霜害發生？

根據任、蔡（1981）將台北地區冬季（12－2月）平均氣溫介於在15.4℃－16.4℃爲常冬，大於16.4℃爲暖冬，小於15.4℃爲冷冬，曾發現造成暖冬或冷冬有極密切關係的是500MB波數3的振幅，王及鄭（1981）以台灣區之氣候溫度討

論，除了波型分析之外，並以距平分析說明冷暖月之特徵，陳及吳（1978）在逐日波譜分析之結果亦顯示自地面至中低對流層各氣象參數之變化在5－9天及14－16天附近有明顯的週期存在。徐及王（1974）在日常作業中應用到以台北的月平均氣溫值分析距平類型，求出0－130°E，35－55°N之緯流指數值之變化，並往上推至60°E之值來預測本省之氣溫變化，這個結果，徐及辛（1979）同時在研究台灣地區之降霜時，不但獲得相同的結果外，也提出要注意長期追踪氣壓系統變化之重要。其次葉、俞及黃（1982）的研究中更指出分裂高壓所在位置係決定暖冬與冷冬的型態。本文利用台北測站冬季（12－2）月之逐日最高最低氣溫與陳泰然所分析的氣候值相比較，並訂研究期間逐日之最高溫度大於16.4℃達4度者稱爲異暖天氣，而逐日之最低溫度小於15.6℃達4度者稱爲異冷天氣。

本文的目的即以日常實際繪製之地面及高空天氣圖利用經驗正交函數的特性解析其在空間上分布的特徵型態，配合台北測站逐日氣溫變化探討本省冬季之異暖與冬季異寒的天氣系統其間差異，以供日後預報之參考。

貳、資料來源，個案的分析與資料處理

一、資料來源

在表一到表三中是爲中央氣象局在（1951－1986年*）共三十六年的台北測站氣候資料時，除了在民國五十二年曾低於零度外，其它則大於零度以上。另外顯示一在民國五十年至六十年的十年平均氣溫較低於其它的十年平均氣溫值。表二中列出了異暖與異寒的極端值與發生日期；表三中我們將極端值減去該年季平均溫，結果求出偏差值爲十以上，異暖的個案有二十四例，異寒個案有十五例。此外我們也將該月份發生之極端溫度減去常多（15.4℃到16.4℃）的溫度，如表三所示，平均溫度最冷的月份是一月，除了民國五十五、五十八年及六十八年稍爲高於常多一些外，其餘都比較寒冷一些。最冷的一次是民國五十二年標準差爲－5.4，其次是民國五十七年二月低於標準達－3.3，民國六十年的一月－2.4，和民國七十五年一月的－1.4，暴暖發生的月份則以十二月居多；最大的一次是民國六十六年十二月份的3.0；其次在民國五十七及六十三年十二月份出現達到2.4以上。在十二月份中較冷的年份是在民國五十六及六十二年。整個的冬季（12－4月）異冷是以民國六十八年爲最；整年冬季稍暖的是民國五十四年。

表四爲17年間合於選擇標準之個案持續天數統計表，由於高溫變化反應比較快，總個案數異暖較異寒爲多，平均約2.7天／次在異暖個案中最常達11天，持續3天有37次。酷寒個案中最長曾持續8天，大於3天的案例有19次，表五爲個案之最高及最低氣溫與氣候值溫差最大差值在大於4℃以上而每隔1℃之範圍內出現次數統計表，絕大部份出現差值在4.0℃－6.9℃之間。

*註1：1981－1986使用空軍的台北松山測站資料。

二、資料處理

在進行經驗正交函數的診斷分析，我們選用日本天氣圖上的東亞地區的測站一〇四個，選擇地面與500MB之溫度資料，測站範圍是在80－160°E，20－50°N的東亞地區內（如圖2.2所示）。

在進行各項研究的當中，首先由於氣溫值是屬於熱力學變數，對於熱力變數不可以出現負值，因此我們必須使用絕對溫度，此項並不影響我們的結果，其次在進行經驗正交分析時應避免相鄰時間的天氣資料及測站個數的太稀疏，這是因爲相鄰時間的天氣相關程度很大；又測站數目太少，那麼將使分析的結果毫無代表性可言。

表一．1951-1986年共36年冬季氣候統計表

年 份	年平均	季平均	月平均		
			一月	二月	十二月
1951	22.1	15.8	15.6	16.0	18.0
1952	22.4	16.3	14.7	16.2	16.1
1953	22.5	15.9	15.1	16.4	19.1
1954	22.7	17.8	17.8	16.6	16.5
1955	21.8	15.6	14.0	16.4	16.9
1956	22.0	15.2	13.7	14.9	16.8
1957	22.0	15.3	16.4	13.6	17.9
1958	22.3	15.1	14.7	14.3	17.8
1959	22.5	16.2	13.7	17.1	19.1
1960	22.4	17.2	15.7	16.7	16.4
1961	19.3	15.3	14.6	14.8	17.9
1962	18.5	15.5	12.8	15.8	16.8
1963*	18.3	13.8	11.0	13.7	16.8
1964	19.3	15.9	15.7	15.1	16.5
1965	22.7	16.5	15.9	17.1	17.5
1966	18.9	17.3	16.7	17.6	18.1
1967	19.3	16.0	14.6	15.2	14.1
1968	18.8	13.6	14.7	12.1	19.1
1969	18.6	16.9	16.5	15.0	16.3
1970	19.2	15.6	14.1	16.3	17.9
1971	22.1	15.4	13.0	15.2	17.7
1972	22.1	16.2	16.2	14.8	17.5
1973	22.5	17.2	15.9	18.1	14.7
1974	22.2	14.9	15.7	14.4	18.8
1975	22.3	16.8	15.5	16.2	15.5
1976	22.1	15.9	15.3	16.8	17.9
1977	22.9	15.9	15.4	14.3	19.4
1978	22.4	16.6	14.9	15.5	17.5
1979	22.1	17.2	16.7	17.3	18.0
1980	22.5	16.0	15.1	15.0	16.2
1981	22.5	16.1	15.6	16.4	16.0
1982	22.5	15.9	15.7	15.9	16.9
1983	22.7	15.8	15.7	14.8	15.8
1984	22.0	14.8	14.3	14.4	16.4
1985	22.6	15.9	15.3	16.1	16.8
1986	22.4	15.0	14.0	14.3	17.5

圖 2 2 測站位置分布圖

表二．1951-1986年共36年冬季最高最低氣候統計出現日期表

年 份	低溫日期	最低氣溫 攝 氏	年 份	暴暖日期	最高氣溫 攝 氏
1952	1月10日	11.3	1951	1月 7日	21.8
1952	2月18日	11.4	1951	1月24日	
1955	2月21日	11.1	1951	12月21日	
1956	1月 8日	11.2	1952	12月 1日	19.2
1958	2月12日	11.5	1954	1月27日	20.0
1958	2月13日	11.6	1954	1月28日	
1959	1月17日	10.4	1954	1月20日	29.7
1960	12月30日	12.5	1954	2月26日	31.3
1960	12月31日	12.7	1957	1月11日	
1961	2月 2日	4.1	1957	1月28日	
1962	1月27日	1.3	1957	12月11日	30.0
1963*	1月27日	-0.1	1957	12月12日	
1963	1月28日	1.3	1958	12月17日	18.4
1967	1月16日	5.6	1959	12月14日	23.5
1967	12月29日	6.3	1960	1月 9日	20.6
1969	2月 5日	6.1	1960	2月 9日	
1970	2月 1日	3.6	1961	1月16日	30.3
1971	1月10日	4.4	1961	1月18日	
1971	1月30日	9.8	1964	1月12日	31.9
1971	1月31日	9.0	1966	1月11日	29.5
1972	12月28日	9.2	1966	2月21日	
1972	12月29日	7.4	1967	2月 8日	30.0
1973	12月24日	4.2	1967	2月22日	
1973	12月31日	4.2	1968	12月 1日	29.2
1974	1月 1日	4.2	1968	12月 2日	
1974	2月 8日	9.4	1969	1月20日	29.4
			1969	1月28日	
1974	2月25日	9.7	1969	1月30日	
1974	2月26日	7.2	1969	12月 2日	
1975	2月21日	6.9	1969	2月21日	
1975	12月15日	9.9	1970	2月25日	29.6
1976	1月 1日	9.4	1971	2月22日	28.6
1977	2月18日	5.2	1972	1月23日	29.8
1978	2月17日	4.8	1972	1月24日	29.3
1978	2月18日	5.0	1973	2月27日	31.2
1979	2月 1日	7.1	1974	12月 1日	29.6
1980	1月31日	9.2	1975	12月 6日	31.0
1980	2月 5日	9.1	1976	12月16日	29.5
1981	1月13日	5.0	1976	12月17日	28.3
1982	1月 5日	8.0	1977	12月16日	29.6
1983	12月30日	9.6	1978	12月 8日	28.2
1984	1月 9日	3.8	1979	1月27日	29.3
1985	12月23日	3.0	1979	2月22日	30.3
1985	12月24日	4.8	1979	2月23日	31.4
1986	1月 8日	3.6	1980	2月29日	28.1
			1981	1月 9日	31.0
			1981	1月24日	29.1
			1981	2月13日	27.8
			1981	2月23日	28.1
			1982	2月19日	27.0

表三．1951-1986年共36年冬季異常氣候統計平均偏差值表

年份	偏差值 TMIN-TM	偏差值 TMAX-TM	(TM-15.4)或(TL-16.4) 一月	二月	十二月	最低溫度 攝氏	最高溫度 攝氏	季平均偏差 >16.4C或<15.4C
1951	-3.6	5.3			1.6	12.9	21.8	0.1
1952	-4.3	3.6	-0.7			11.3	19.2	
1953	-4.6	5.7	-0.3		2.7	12.1	22.4	-0.3
1954	-1.7	4.1	1.4	0.2	0.1	15.2	21.0	0.6
1955	-4.4	6.9	-1.4		0.5	11.1	22.4	
1956	-3.6	4.8	-1.7	-0.5	0.4	11.2	19.6	-0.6
1957	-6.1	5.0		-1.8	1.5	11.5	21.6	
1958	-4.0	2.9	-0.7	-1.1	1.4	11.5	18.4	
1959	-6.2	6.9	-1.7	0.7	2.7	10.4	23.5	0.2
1960	-3.8	4.3		0.3		12.5	20.6	
1961	-11.7	14.5	-0.8	-0.6	1.5	4.1	30.3	
1962	-13.8	13.2	-2.6		0.4	1.3	28.3	-0.3
1963*	-14.0	12.6	-5.4	-1.7	0.4	-0.1	27.0	-1.5
1964	-11.4	16.2		-0.3	0.1	7.9	31.9	
1965	-13.0	12.4		0.7	1.1	3.8	29.2	0.4
1966	-9.7	12.4	0.3	1.2	1.7	7.4	29.5	0.7
1967	-9.0	15.4	-0.8	-0.2	-1.3	5.6	30.0	-0.8
1968	-8.0	13.9	-0.7	-3.3	2.7	7.3	29.2	-0.1
1969	-9.8	13.5	0.1	-0.4		6.1	29.4	
1970	-12.5	13.5	-1.3		1.5	3.6	29.6	
1971	-10.9	13.3	-2.4	-0.2	1.3	4.4	28.6	-0.1
1972	- 8.8	13.6		-0.6	1.1	7.4	29.8	
1973	-12.0	15.0		1.7	-0.7	4.2	31.2	
1974	-12.1	13.3		-1.0	2.4	4.2	29.6	
1975	-8.8	15.3				6.9	31.0	
1976	-7.3	12.8	-0.1	0.4	1.5	9.4	29.5	0.3
1977	-11.2	13.2		-1.1	3.0	5.2	29.6	
1978	-11.2	12.2	-0.5		1.1	4.8	28.2	
1979	-10.2	14.1	0.3	0.9	1.6	7.1	31.4	0.9
1980	-9.4	12.7	-0.3	-0.4		6.0	28.1	
1981	-11.0	15.0				5.0	31.0	
1982	-7.8	10.2			0.5	8.0	27.0	
1983	-5.9	4.4		-0.6		9.5	19.8	
1984	-11.2	10.0	-1.1	-1.0		3.8	25.8	
1985	-13.1	9.9	-0.1		0.4	3.0	27.0	
1986	-11.7	11.1	-1.4	-1.1	1.1	3.6	26.4	

表四．1969-1986年共17年冬季(12-2月)異暖及異寒出現持續天數之次數統計．

項目 \ 持續天數 \ 次數	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	十三	十四	十五	十六	十七	十八	十九	合計	平均(天)	>=3天(次)
WTmax	50	27	12	6	8	5	2	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	113	2.7	37
WTmin	30	17	9	4	6	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	67	2.4	25
CTmax	39	21	15	8	7	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	95	2.6	34
CTmin	13	15	10	4	1	2	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	48	2.6	20

表五. 1969-1986年冬季(12-2月)異暖及異寒個案與氣候值最大溫差出現次數統計

項目 \ 次數 溫差	4.0~4.9	5.0~5.9	6.0~6.9	7.0~7.9	8.0~8.9	9.0~9.9	10.0~10.9	11.0~11.9	12.0~12.9	合計	溫差≥8.0
WT_{max}	21	28	22	14	10	8	3	0	2	107	23
WT_{min}	27	20	8	4	0	0	0	0	0	59	0
CT_{max}	21	24	16	6	5	4	5	1	0	82	15
CT_{min}	12	10	5	5	4	2	0	0	0	38	6

參、經驗正交函數的原理

用正交向量來代表一個氣象場，可用好幾種不同觀念來說明。設 $f(x,k)$ 是空間點 x 和參數 k 的函數，x 和 k 分別代表區間 D 和樣品空間 Ω 中的一點。當參數 k 取一個給定的值時，函數 $f(x,k)$ 就是空間點的函數，此時這個函數稱爲一個樣品，在一定的空間範圍 D 內取出所有這些樣品，稱其全體集合 F，故可寫爲

$$f(x,k) \in F \quad k \in \Omega \quad x \in D$$

本文的目的在討論異常氣候的氣溫變化，故選用東亞地區的地面和 500MB 的溫度場資料，此時溫度場就是函數 f，測站位置就是空間點 x，時間就是參數 k，D 就是表示整個東亞地區，取東亞地區各測站的地面及高空溫度場之資料，就組成樣品集合 F，而樣品空間 Ω 就是所有的觀測時間。

爲了簡便起見，只討論一維空間的情況，但結果也適用於二維空間的情形。此外我們也假設 x 和 k 是離散的，即 x 只有有限個點 x_n，$n=1,2\cdots\cdots N$，而且只取有限個樣品 $k=1,2\cdots\cdots K$，在這裡 N 是空間點的個數，k 代表樣品序號，而 K 代表樣品總數，換句話說，要針對離散變量的函數：

$$f(x_n,k) \in F$$
$$n=1,2\cdots\cdots N$$
$$k=1,2\cdots\cdots K$$

進行統計分析，在這情形下，將 $f(x_n,k)$ 用 N 維空間的 K 個樣品向量 $\underset{\sim}{f}(k)$ 表示比較方便，即

$$\underset{\sim}{f}(k)=[f_1(k),f_2(k)\cdots\cdots f_n(k)]^* \quad (1)$$
$$k=1,2\cdots\cdots K$$

其中星號 * 代表矩陣的轉置，此外

$$f_n(k)=[f(k),f2(k)\cdots\cdots f_n(k)]^*$$

在探討某個測站上 K 個時間地面及 500MB 定壓層上溫度場分布時，$N=1$，$k=K$。總共有 K 個向量 $\underset{\sim}{f}(k)$，$k=1,2\cdots\cdots K$，這些向量的分量就是地面及 500MB 定壓面上的溫度。

希望求得 N 個標準化正交向量 $\underset{\sim}{u}_n$，$n=1,2\cdots\cdots N$，所謂標準化就是 $\underset{\sim}{u}_n$ 的長度等於 1，即

$$u_n^* u_n=1,\ n=1,2\cdots\cdots N \quad (2)$$

所謂正交就是這個向量互相垂直，即

$$u_m^* u_n=0,\ m\neq n \quad (3)$$

求出了這 N 個標準化正交向量以後，就可將 $\underset{\sim}{f}(k)$ 對它展開

$$\underset{\sim}{f}(k)=\sum_{n=1}^{N} C_n(k)\ \underset{\sim}{u}_n \quad (4)$$

其中 $C_n(k)$ 是展開係數，因爲 $\underset{\sim}{u}_n$ 是正交向量，故 $C_n(k)$ 就是 $f(k)$ 在 u_n 上的投影，

$$C_n(k)=\underset{\sim}{f}^*(k)\underset{\sim}{u}_n \quad (5)$$

將 $\underset{\sim}{f}(k)$ 對一組正交向量展開，最大的好處是很容易的就可求出展開係數，這是爲什麼要用正交向量的原因。至於爲何要用標準化向量呢？其實不用標準化向量也可以，但由(4)式可知，若 u_n 的長度是 d_n，則可將 $f(k)$ 改用 $u_n/d_n^{1/2}$ 展開，這個向量的長度就是 1 了，唯一的不同只是展開係數而已。

我們希望只用 N 個中的 M 個標準化正交向量就足以同時表達所有的觀測向量 $\underset{\sim}{f}(k)$ 了。因爲

u_n，$n=1, 2 \cdots\cdots N$ 是待求的所以可以把M個全放在前面，若只用(4)式右邊的前面M項，那麼

$$f(k)=\sum_{n=1}^{N} Cn(k)\ u_n$$

當然就和 $\underset{\sim}{f}(k)$ 並不一樣了，總有一些誤差，假若誤差向量 $\underset{\sim}{f}(k)-\hat{\underset{\sim}{f}}(k)$ 的長度是 $\delta(k)$，即

$$[\delta(k)]^2=(\underset{\sim}{f}-\hat{\underset{\sim}{f}})^*(\underset{\sim}{f}-\hat{\underset{\sim}{f}}) \quad (7)$$

由(4)式和(5)式可知，$\underset{\sim}{f}-\hat{\underset{\sim}{f}}$ 和 $\hat{\underset{\sim}{f}}$ 正交（圖3．1），故

$$(\underset{\sim}{f}-\hat{\underset{\sim}{f}})^*\hat{\underset{\sim}{f}}=0$$

因此(7)式變爲

$$[\delta(k)]^2=(\underset{\sim}{f}-\hat{\underset{\sim}{f}})^*\underset{\sim}{f}=\underset{\sim}{f}^*\underset{\sim}{f}-\hat{\underset{\sim}{f}}^*\underset{\sim}{f} \quad (8)$$

又因爲

$$\hat{\underset{\sim}{f}}^*\underset{\sim}{f}=\hat{\underset{\sim}{f}}^*(\underset{\sim}{f}-\hat{\underset{\sim}{f}}+\hat{\underset{\sim}{f}})=\hat{\underset{\sim}{f}}^*\hat{\underset{\sim}{f}}$$

故(8)式可改寫爲

$$[\delta(k)]^2=\underset{\sim}{f}^*\underset{\sim}{f}-\hat{\underset{\sim}{f}}^*\hat{\underset{\sim}{f}} \quad (9)$$

其實這些結果可從圖3．1利用畢氏定理得到。

誤差向量的長度 $\delta(k)$ 本身仍然不是表達誤差的最好的度量，因爲它仍然依賴於k。上面說過，我們希望只用N個中的M個標準化正交向量就足以表達所有的觀測向量 $\underset{\sim}{f}(k)$，$k=1, 2 \cdots\cdots K$ 了，因此對樣品集合來說，誤差的最好的度量應該是平均誤差 δ_M^2。

$$\delta_M^2=\frac{1}{K}\sum_{k=1}^{k}[\delta(k)]^2=\overline{[\delta(k)]^2}$$

現在的問題就是要決定合適的 $\underset{\sim}{u}_n$，使得 δ_M^2 爲極小，將(9)式代入上式得

$$\delta_M^2=\overline{\underset{\sim}{f}^*\underset{\sim}{f}}-\overline{\hat{\underset{\sim}{f}}^*\hat{\underset{\sim}{f}}}$$

再將(6)式代入上式，則

$$\delta_M^2=\overline{\underset{\sim}{f}^*\underset{\sim}{f}}-\sum_{m=1}^{M}\sum_{n=1}^{M}\overline{CmCn}\,\underset{\sim}{u}m^*\underset{\sim}{u}n$$

$$=\sum_{n=1}^{N}\overline{f_n^2}-\sum_{m=1}^{M}\overline{C_m^2} \quad (10)$$

由(5)式可知

圖3．1 $\underset{\sim}{f}-\hat{\underset{\sim}{f}}$ 和 $\hat{\underset{\sim}{f}}$ 正交圖。

$$C_M^2=\underset{\sim}{u}m^*\underset{\sim}{f}\ \underset{\sim}{f}^*\underset{\sim}{u}m$$

故(10)式變爲

$$\delta_M^2=\sum_{n=1}^{N}\overline{f_n^2}-\sum_{m=1}^{M}\underset{\sim}{u}_m^*\overline{\underset{\sim}{f}\ \underset{\sim}{f}^*}u_m$$

$$=\sum_{n=1}^{N}\overline{f_n^2}-\sum_{m=1}^{M}\underset{\sim}{u}_m^*\underset{\sim}{C}_f\ \underset{\sim}{u}_m \quad (11)$$

其中 $\underset{\sim}{C}_f$ 就是 $\underset{\sim}{f}(k)$ 的協方差矩陣：

$$\underset{\sim}{C}_f=\overline{\underset{\sim}{f}\underset{\sim}{f}^*}=\begin{pmatrix} f_1f_1 & f_1f_2 & \cdots & f_1f_N \\ f_2f_1 & f_2f_2 & \cdots & f_2f_N \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ f_Nf_1 & f_Nf_2 & \cdots & f_Nf_N \end{pmatrix} \quad (12)$$

必須注意，在本節中都假設 $\underset{\sim}{f}(k)$ 的樣品平均爲零，即

$$\overline{\underset{\sim}{f}}(k)=0$$

這樣假設是爲了敘述的簡便，同時又不會妨害結果的普遍性。假如 $\underset{\sim}{f}(k)$ 的樣品平均不爲零，那麼可以將 $\underset{\sim}{f}(k)$ 減去其樣品平均，就可以得到一個樣品平均爲零的觀測向量了。

因爲協方差矩陣是正定的，即對任何分量不全爲零的向量 $\underset{\sim}{u}_m$ 來說，

$$\underset{\sim}{u}_m^*\underset{\sim}{C}_f\ \underset{\sim}{u}_m>0$$

故由(11)式可知，求 δ_m^2 爲極小就是求正定二次形 $\underset{\sim}{u}_m^* \underset{\sim}{C}_f \underset{\sim}{u}_m$ 在約束條件

$$\underset{\sim}{u}_m^* \underset{\sim}{u}_m = 1$$

下達極大值。我們知道使正定二次形 $\underset{\sim}{u}_m^* \underset{\sim}{C}_f \underset{\sim}{u}_m$ 在約束條件下達極大值的向量就是 $\underset{\sim}{C}_f$ 的固有向量 $\underset{\sim}{u}_m$，即

$$\underset{\sim}{C}_f \underset{\sim}{u}_m = \lambda_m \underset{\sim}{u}_m \tag{13}$$

其中 λ_m 爲 $\underset{\sim}{C}_f$ 的固有值，此時二次形的值是

$$\underset{\sim}{u}_m^* \underset{\sim}{C}_f \underset{\sim}{u}_m = \lambda_m \tag{14}$$

$\underset{\sim}{C}_f$ 是 $N \times N$ 方陣，它有 N 個固有值 λ_m，$m = 1, 2 \cdots, N$。因爲 $\underset{\sim}{C}_f$ 是對稱正定方陣，故它的固有值都大於零，對應於不同固有值的固有向量都互相正交。這些固有向量 $\underset{\sim}{u}_m$，$m = 1, 2 \cdots, N$，就是經驗正交向量。因爲它是由實際資料得到的，所以叫經驗正交向量。

在實際問題中，這些固有值很少相等的，現在按大小次序排列這些固有值，即

$$\lambda_1 > \lambda_2 > \cdots \lambda_N > 0$$

那麼前面 M 個固有向量就是所要求的 M 個經驗正交向量，而按(5)式算得的 C_n，$n = 1, 2 \cdots M$，就是這 M 個固有向量的展開係數。此外由(11)和(14)式，可以得到平均誤差爲

$$\delta_M^2 = \sum_{n=1}^{N} f_n^2 - \sum_{m=1}^{M} \lambda_m \tag{15}$$

δ_M^2 就是用 M 個展開係數來線性的表示觀測向量的最小平均誤差。

因爲方陣的迹（trace）等於其固有值之和，即

$$\sum_{n=1}^{N} f_n^2 = \sum_{m=1}^{N} \lambda_m$$

故由(15)式得

$$\delta_M^2 = \sum_{m=M+1}^{N} \lambda_m \tag{16}$$

由(16)式可知，即使用經驗正交展開，要準確無誤的表示每一個樣品，必須用 N 個參數。因爲只有當 $M = N$ 時，

$$\delta_N^2 = 0$$

換句話說，若樣品 $f(k)$ 有 N 個分量，那麼也需用 N 個參數 C_m，$m = 1, 2, \cdots, N$ 來準確無誤的表達這樣品向量 $f(k)$。但因這些樣品之間多少有某一定的關係，就是 $L(k)$ 隨空間的變化有一定的規律性，，這就使得只用 $M < N$ 個參數來表示每個樣品，在統計意義上是可取的。

寫到這裏，經驗正交向量的定義就非常清楚了。一個變數 $f_n(k)$ 的經驗正交向量就是其協方差矩陣

$$\underset{\sim}{C}_f = \{ f_i f_j \}$$

的 N 個固有向量 $\underset{\sim}{u}_n$，$n = 1, 2, \cdots, N$，即

$$\underset{\sim}{C}_f \underset{\sim}{u}_n = \lambda_n \underset{\sim}{u}_n$$

其中 λ_n，$n = 1, 2, \cdots, N$ 是它的固有值。因爲協方差矩陣 $\underset{\sim}{C}_f$ 是對稱正定方陣，它的固有值都是正數，而且對應於不同固有值的固有向量都是正交的，此外這些固有向量也可變爲標準化。換句話說，這些固有向量是標準化正交向量：

$$\underset{\sim}{u}_m^* \underset{\sim}{u}_n = \delta_{mn}$$

其中 δ_{mn} 爲克羅內克符號（Kronecker delta），當 $m = n$ 時，$\delta_{mn} = 1$；當 $m \neq n$ 時，$\delta_{mn} = 0$。

將樣品向量 $\underset{\sim}{f}(k)$ 對 $\underset{\sim}{u}_n$ 展開就叫經驗正交展開：

$$\underset{\sim}{f}(k) = \sum_{n=1}^{N} C_n(k) \underset{\sim}{u}_n$$

其中 $C_n(k)$ 是展開係數，它就是 $\underset{\sim}{f}(k)$ 在 $\underset{\sim}{u}_n$ 上的投影：

$$C_n(k) = \underset{\sim}{f}^* \underset{\sim}{u}_n$$

對某一個固定的 n 而言，$C_n(k)$ 是 k 的函數，它就叫第 n 個固有向量 $\underset{\sim}{u}_n$ 的主要分量（主要成分），

因爲 k 是樣品序號，在氣象問題中，k 通常代表時間，故 $C_n(k)$ 通常是一個時間序列。

肆、分析結果與討論

在探討台灣地區冬季異常氣候的溫度變化時，我們係根據表二中出現的低溫日期及暴暖日期，分爲異冷及異暖兩部份來討論它。在表二中，當台北測站出現了極值（指出現最高或最低溫）時，我們分別擇取在該日期上之東亞地區各測站的地面及高空 500 MB 的溫度場資料來進行經驗正交函數的分析。在圖 4 . 1 到圖 4 . 23之中是爲利用經驗正交函數所分析出來的異冷及異暖型態上，地面圖與高空圖的結果。根據表二低溫出現的該日期上進行平均以後，所獲得的溫度場資料平均，用以代表異寒型的狀況；在此類型中地面圖（圖 4 . 1 ），冷源分布的地區有兩個，一個蒙古，另一個則在我國的東北地方，均呈滯留狀態。 500 MB 高空圖上（如圖 4 . 2 所示），則只有在我國的東北地方，緯度較高的位置出現冷源。異暖型的平均圖如圖 4 . 3 與圖 4 . 4 中所示。在地面（如圖4 . 3 ）只有蒙古以北的高緯度區出現冷源，且其强度稍弱，高空 500 MB （如圖 4 . 4 ）平均的情形，溫度槽略向東移，主要分布是在日本東方洋面，東經一百五十度附近以及日本南方海面上；除此以外，500 MB 溫度場平均分布的情形，在異冷型與異暖型另一差異則在二十五度緯度以南的洋面上暖冬的暖區範圍反而較酷冷時小（見圖 4 . 2 與圖 4 . 4 ）。

其次是使用經驗正交展開有什麼好處呢？基本上說，正交函數中主要的數個固有向量均有其實質的內涵，如第一個固有向量能夠代表出最重要的物理特性，至於第二個固有向量，由於與第一個固有向量正交，表示與第一個固有向量，依數學的觀點，它們是無關的即各自獨立，因此最能說明抽出第一個固有向量後，其餘的物理特性。因此當第三個固有向量出現，則與第一、二個固有向量正交，也代表相互間是無關且獨立的，故能夠說明抽出第一、二個固有向量後，其餘的物理特性；至於第四個、第五個固有向量則按此要領，類推下去，因而理論上說可以解釋構成整體變化的各種變化分量。由於第一個經驗正交函數（向量）就是使它所解釋的觀測場變異數爲極大；第二個經驗正交向量是使解釋的剩餘的觀測場變異數爲極大，但它則必須與第一個經驗正交函數正交，也就是說，第二個經驗正交向量與第一個經驗正交量彼此是無關的且獨立的；而第三個經驗正交向量是第一個及第二個經驗正交向量解釋後觀測場其餘的變異數爲極大，但它必須與第一個及第二個經驗正交向量是正交的，換句話說，第三個經驗正交向量與第一個及第二個經驗正交向量彼此之間均是無關的且獨立的，因此當我們利用經驗正交函數分析觀測場的變化時，只要用前面幾個固有向量就足夠代表大部分的情形了。更由於我們所使用的氣候值是實際觀測到的，故我們稱它爲經驗的；在進行變異數的分解時，爲了方便起見，通常都對平均值去除，因此在實際分析時，所得到的正負值分布，它們所代表的意義也將有所不同。基本上，主分量可爲正值或負值，當主分量爲正值時，則該時間固有向量的正值區表示正距平，負值區表示負距平。反之當主分量爲負值時，固有向量之正值區表示負距平，負值則爲正距平，主分量的符號隨時間變動，相對的固有向量正負值區所表示空間場的正負距平區也隨時間變動，因此固有向量和相對之主分量應相對配合分析，新近在經驗正交函數之特性討論已有多人研究（ Lgons, 1982, Pagegle & Haslam 1982, Weare & Nocstorm 1982）。

經驗正交函數所分析出之固有向量，因各向量間爲綫性獨立，而大氣中之動力方程在經過綫性化後，其餘爲正基（ normal mode ）形式，林（ 1986 ）指出任一組由正基集合之綫性系統，若初始值據有隨機化，則收集之觀測資料，分析其經驗正交函數，當採樣數量夠大時，經驗正交函數函數與正基重合，因此本文利用上述之特性分析台灣地區冬天之異常性，找出主要因素爲何。

在探討台灣區異冷之天氣因素中，地面資料顯示第一固有向量佔 35.0%，第二固有向量佔 15.3%，第三固有向量佔 12.9%，第四固有向量佔 6.6 %，累計共佔 70 %。而在高空 500 MB 資料顯示，第一固有向量佔 28.1%，第二固有向量佔 16.7%，第

\圖 4. 1 異寒型地面平均溫度圖

圖 4. 2 異寒型高空 500MB 平均溫度圖

圖 4. 3 異暖型地面平均溫度圖

圖 4. 4 異暖型高空 500MB 平均溫度圖

三固有向量佔 9.5 %，累計共佔 65.3%。

在探討台灣區異暖之天氣因素中，地面資料顯示第一固有向量佔 45.3%，第二固有向量佔 13.4%，第三固有向量佔 9.5 %，累計佔 68.2%，高空 500 MB 資料顯示第一固有向量佔 38.9%，第二固有向量佔 17.7%，第三固向量佔 14.9%，累計共佔 71.4 %。

以下將上述台灣區異冷及異暖型固有向量之物理特性討論如下：

一、台灣地區異冷天氣之討論

㈠地面部份

1. 第一個固有向量

由第一個固有向量的空間分布看來如圖 4 . 5 所示，整個大陸地區爲正區，負區僅在日本東方之遠海上範圍甚小。正區之最大值部在我國東北及蘇聯之濱海省，正區之分佈顯示成南北走向，且爲北方之正區較大南方正區較窄，此第一固有向量代表冷緣之所在位置，主要在我國之東北及蘇俄之濱海地區，與異寒型地面平均圖相比較，可以發現第一固有向量之最大正區處與異寒之最低溫處（圖 4.1 ）相吻合，因此顯示第一固有向代表台灣地區之異寒型天氣，主要之冷緣爲我國之東北及蘇俄之濱海省。另一次要之正區在貝加爾湖之東側與異寒之地面溫平均圖之次要低溫區相吻合。

由以上之第一固有向量值與異寒型地面平均溫度場之分析，可以發現台灣地區異寒型天氣之第一固有向量代表冷緣之分佈及路徑，其分布形態與東亞之地形相配合，冷空氣之分布在北方較廣濶，至華中華南逐漸變窄，幾乎成漏斗形分布。因此異常冷冬的第一固有向量，其主要性質爲冷空氣分布受地形之影響，亦可解釋爲台灣地區異常冷冬之主要冷緣由我國之東北及蘇聯之濱海省所至，其路徑順著東亞地形向南移，造成台灣地區之異常冷冬，且

圖 4. 5 異寒型地面第一個固有向量分布圖

圖 4 － 5 A　1974 年 2 月 25 日 12 Z 地面天氣圖

此條路徑爲冷空氣影響我國地區之天氣甚劇烈（戚，陳，1974），長江地區常出現大雪，台灣地區之降水量甚豐。（參閱圖 4 － 5 A）

2. 第二固有向量

圖 4. 6 異寒型地面第二個固有向量分布圖，虛線表示第二條寒潮路徑。

圖 4 － 6 A　1977 年 2 月 17 日 12 Z 地面天氣圖

第二固有向量（圖 4 . 6 ）之主要正區分布在貝加爾湖東南方，長江口及日本東南方海面之處。

第二固有向量之正區代表台灣地區異常冷多中第二類冷緣及冷空氣南下之路徑，此與陶（1986）所述極地冷在貝加爾湖以東向南侵入我國，在渤海或黃海等地出海，台灣在冷空氣之南緣，與馬（1985）多季之東海高壓型相類似，台灣地區此時有强烈之東北季風，在北部地區天氣陰冷潮濕。同時於日本東方海面之正區爲太平洋高壓之勢力向東伸展之結果。（參閱圖 4 － 6 A）

圖 4. 7 異寒型地面第三個固有向量分布圖及鋒面位置。

3. 第三固有向量

第三固有向量（圖 4 . 7 ）之正區主要正區在我國之東北及長江口附近，日本東南方海面亦爲一次要之正區，此時我國華南地區出現負區，日本東方海面也有負區出現。

圖4－7 A　1970年2月1日12Z地面天氣圖

在負區部分代表由日本東方海面向南延伸之鋒面類型，此時冷空氣正通過台灣及北部海面，而日本東南海面之正區爲太平洋高壓之勢力範圍，伸展至非律賓東方海面，此時在我國北方之正區冷空氣一股一股向南出海。（參閱圖4－7 A）

4.第四固有向量

第四固有向量（圖4．8）之正負區分布在海陸交界處甚爲明顯，在東亞大陸之沿海區域幾乎全爲正區，而在沿海之陸地區域幾乎爲負區，此爲海陸分布之局部效應受制，顯示出海洋與陸地在多季時溫度反應之結果，第四固有向量顯示台灣地區受海洋之影響較陸地爲重。

圖4．8 異寒型地面第四個固有向量分布圖

㈡高空部份（500 MB）

1.第一個固有向量

高空（500 mb）的固有向量（圖4．9）之形態與地面固有向量之型態稍有差異。500 MB 異寒型第一個固有向量之分布主要正區在日本北方，另一次要正區在我國山東與江蘇之間，其正區分布爲東北西南走向。蒙古、西藏高原及太平洋地區大部分爲負區。

由高空500 MB 第一固有向量之分布，可以看出影響台灣地區異寒型之高空冷緣分布及路徑圖，爲東北向西南延伸，台灣在冷空氣之尾端，與地面第一固有向量相吻合。（參閱圖4－9 A）

2.第二固有向量

高空500 MB 第二個固有向量分布在貝加爾湖西南方及外蒙古一帶爲主要之正區中心，我國東北及日本九洲一帶爲次要之正區中心，在兩廣及日本東方海面爲負區中心所在位置。

在外蒙古之正區部分其勢力範圍向西南伸展，如圖（4．10）所示，代表第二個冷緣分布及冷空氣之路徑，與地面第二個固有向量相比較兩者相吻合，均由西北方之冷空氣向東南移動，影響台灣地區之溫度。

圖4.9 異寒型高空500MB 第一個固有向量分布圖

3.第三固有向量

高空500 MB 第三個固有向量在異寒型之分布如圖（4．11）所示，主要正區在日本北海道地區及我國華中地區，主要負區在日本東方海面及貝加爾湖東南方。

高空500 MB 之正區部分恰好在地面第三個固有向量之上方，此高空第三固向量代表500 MB 噴

圖4－9 A　1981年1月13日12Z地面天氣圖

圖4.10 異寒型高空500MB 第二個固有向量分布圖，虛線表示第二條寒潮路徑

圖4.11 異寒型高空500MB 第三個固有向量分布圖，虛線表示大風軸線位置。

射氣流所在之最大風速區，與地面第三固有向量所代表之物理特性（地面鋒面）相吻合。

㈢小結

由異冷之地面固有向量及高空固有向量，主要第一個固有向量其物理因素均一致，在天氣圖上即爲東亞之主槽形天氣類形，此時在亞洲大陸之東側庫頁島至阿留申群島間爲一大低壓區，而亞洲大陸幾乎爲高壓所盤據，此時冷空氣在隨著槽後即脊前之氣流，由西北向東南伸展，冷空氣進入我國大陸後，再順著地形將冷空氣送往台灣地區，造成台灣地區之異常冷季。

從固有向量之分析驗證台灣地區之異常冷多主要爲東亞之槽形（第一固有向量）影響，其次爲寒潮爆發時，部分冷空氣因高壓分裂造成東海地區有分裂高壓出海，其冷空氣因而影響本省冬季之異常低溫。

二台灣地區異暖天氣之討論

㈠地面部份

1. 第一固有向量

異暖之第一固有向量之正區分布與異冷之第一固有向量有明顯之差別，當台灣地區冬季爲異暖天氣時，主要之正區有三處如圖4．12所示，一在我國華中及華南地區，一在蘇俄之濱海省附近，另一在貝加爾湖之西南方，負區之範圍仍然很小，主要仍在海洋地區。日本東南方海面及台灣東南方海面在異冷時第一固有向量爲正區，此時異暖形第一固有向量出現負值區。

負區顯示太平高壓勢力向東伸，台灣地區受太平洋高壓之籠罩氣溫偏高，爲一主要原因。另外在華中華南之正區其形狀呈現東西橫向分布，而在異冷之第一固向量明顯呈現南北走向，顯示冬季異暖之冷空氣與異冷之冷空氣兩者路徑有差異。

異暖時第一固有向量在華中華南之正區部分顯示此冷空氣路徑有向東移之趨勢，此冷空氣之來源有兩條路徑，一自我國河套地區向東南移動至華中後逐漸東移，對台灣地區無影響，另一路徑由阿拉

圖 4.12 異暖型地面第一個固有向量分布圖，虛線表示冷空氣移動路徑。

圖 4.13 異暖型地面第二個固有向量分布圖，虛線表示相對之地面鋒面位置。

圖 4.12 A　1972 年12 月 5 日 12 Z 地面天氣圖

圖 4.14　台灣地區暴暖型地面合成圖。

伯地區之高壓分裂向東移動，移至華中及華南地區，冷空氣勢力已不強，對台灣地區幾乎沒有影響。

2. 第二固有向量

異暖時地面第二固有向量之分布如圖 4 . 13 所示，正區之分布有所變動，主要正區有三處，一在貝加爾湖南方，一在庫頁島，另一浙江安徽及山東一帶。主要負區在西藏高原一帶，而在日本東方海面及兩廣一帶有兩個負中心。

圖 4 . 14 爲葉等（1984 ）利用台灣地區冬季異暖天氣所做之合成圖，圖中之鋒面之低壓中心位置與第二固有向量之負區中心位置相吻合，顯示在台灣地區暖冬時，冷空氣之前緣（冷鋒）受阻於華南，無法到達台灣，造成台灣地區之暖冬。

3. 第三固有向量

台灣地區暖冬時之第三固有向量（圖 4 . 15 ），其正負區之分布已成較小不規則分布之形式，主要之正區在雲貴及日本北海島地區，主要負區在海洋地區及高緯度地區，但可以看在我國大陸北方以南之陸地爲正區，我國大陸以北爲負區，另太平洋北部爲負區。

由正負區之分布顯示在台灣地區暖冬時第三固有向量所表現之物量特性，爲緯度高低之效應，海洋與陸地區別之效應，同時在地形較複雜之雲貴一帶爲正區極大值處。

(二)高空部分（ 500 MB ）

1. 第一固有向量

500 MB 高空第一固有向量在台灣區異常暖冬

圖 4.15 異暖型地面第三個固有向量分布圖

圖 4.16 異暖型高空 500MB 第一個固有向量分布圖·

之分布如圖 4 . 16 所示，幾乎整個爲正區之範圍，而負區僅在雲貴及部分太平洋地區。

第一固有向量在 500 MB 可以看出幾乎爲東西走向，這顯示暖冬時高空之氣流爲緯流狀分布，冷空氣不易南下，因此台灣氣溫偏高，主要受負區太平洋高壓之影響。

2.第二固有向量

500 MB 暖冬之第二固有向量之正區分布較爲特殊，由青藏高原向東伸經黃海至韓國，而在日本海地面有最大正值區，其餘部分幾乎均爲負區。

圖 4 . 17A爲葉等（1984）利用台灣地區爲暖冬時所做之500MB 合成圖，在海南島及其北方爲一槽綫區，而 500 MB 第二固有向量相對應處爲一負值極大區，與地面之低壓中心向配合，顯示台灣地區之暖冬此低壓及 500 MB 之槽有密切之相關，相對於地面天氣通常爲一暖低壓之形式。

圖 4.17 異暖型高空 500MB 第二個固有向量分布圖·

圖 4.17A台灣地區暴暖型500MB 之合成圖

3.第三固有向量

高空第三固有向量之分布如圖 4 . 18所示，在西藏高原東側沿北緯30度至華北一帶爲正區，在日本北海道以東爲另一主要正區處，華南、日本南方及太平洋均爲負區。

圖 4.18 異暖型高空 500MB 第三個固有向量分布圖 ，虛線表示大風軸線位置。

第三固有向量圖中兩條虛綫與葉等（1984）所做 500 MB 之風速極大區相吻合在日本東海而相會合，此顯示爲噴射氣流之位置與暖冬地面第三固有向量在我國大陸正負區之交界處相吻合。

㈢小結

由台灣區異暖之地面及高空固有向量分析可以瞭解，在台灣地區冬季異暖之天氣主要爲緯流之氣流使得台灣地區出現暖冬之現象，而雲貴地區之暖低有阻止冷空氣南下之現象，爲另一出現暖冬之原因。

伍、結論與建議

歸納出影響台灣地區溫度的變化，造成溫度異冷的情形，主要有如下的關係：

當西伯利亞或蒙古高壓發展强盛，位於其前方之低壓，移至日本附近或日本東方海面加深。遠東地區沿海一帶，在冬季爲主槽之平均位置，尤其是主槽位於堪察加爾半島至日本一帶，而另一短槽則位於貝加爾湖附近，當此短槽移入併入主槽後，加深的主槽導引冷空氣的南伸。若無阻塞現象發生，平均五－七天卽有一長波槽通過。

500 MB 距平圖上之負距平中心自外蒙移至東北九省時，往往寒潮已爆發至台灣北部。若負距平中心位於韓國或日本南部，則寒潮過境後，高壓位置偏南，台灣及華南地區有乾冷的好天氣。負距平中心所在位置如果高於上述位置，在寒潮停留於巴士海峽之冷面上，有發生波動之可能，台灣北部及華南地區，多爲持續性之陰雨天氣。

高壓中心位於貝加爾湖西方附近，且沿貝加爾湖南下，其高壓軸線呈南北向，此種高壓極爲寒冷，台灣北部每多惡劣天氣，持續時間較久。如果高壓中心自貝加爾湖向東南伸展，經山東半島出海，且出海後有封閉環流存在，則台灣北部之陰雨天氣可望轉佳，但爲時不久。如果貝加爾湖附近之高壓經東北至日本方向移動，則東南沿海及台灣北部有持久性之陰雨天氣發生。

酷寒而潮濕的冬季，每每是在蘇俄海蔘崴有高空阻塞現象發生，影響台灣天氣低壓系統之去路，冷面則始終橫貫於巴士海峽與南海，寒潮南下陰雨天氣甚至可達到台灣南部，可連續數日之久。

高壓中心在北緯四十五度以南及東經九十五度以西之寒潮較爲乾燥，台灣地區卽使受到影響，也無甚天氣發生。一般而言，如果高緯地區，卽蘇俄之西北部或外蒙古，高空出現阻塞性環流，當它向東伸展，在東經 120 度以西，有顯著之北來風時，卽爲寒潮爆發之前兆。當寒潮爆發時，而高空阻塞環流繼續向東移動，等到阻塞高壓移出東經一百二十度以東地區後台灣北部之惡劣天氣始可轉好，阻塞高壓停留時間愈長，台灣北部之惡劣天氣也愈長。

寒潮爆發後，整個中國大陸及蘇聯東北部高緯地區，均爲龐大之高壓所控制，而其移動緩慢，此時氣流經過廣大之洋面，當抵達台灣地區兼有地形作用時，台灣地區有持久性之濕寒天氣。

至於台灣地區冬季異暖的情形，明顯的有利因素爲：1.大陸上極地高壓與分裂高壓間冷空氣之切斷，中緯度上的大陸高壓由冷心轉爲暖心。且在華西及我國西北部對流層層中出現暖平流時，有利於形成動力高壓。

2. 東亞的主槽減弱而東移，此時分裂高壓隨之東移出海。（參閱圖 4.12 A）

3. 由西藏高原東麓或印度一帶移來的熱力槽，因其波長甚短不易辨別，溫度脊（暖舌）向東北擴展，有助於高空橫槽之消失，換句話說在雲貴一帶駝峯槽之迅速通過，此時太平洋副熱帶之高壓向西伸展，勢力可達台灣地區。

4. 高指數時，高空 500 MB 上當雲貴一帶二十四小時高度變化呈負變高中心時，此時駝峯槽已自西藏高原東麓移出的二十四小時後，後繼大陸上並無顯著之冷空氣南下時。

從溫度之固有向量分析，我們瞭解在冬季影響台灣地區爲冷冬或暖冬之差異及特性。

在冷冬時台灣地區受東亞主槽之影響，冷空氣順著東亞槽後氣流及地形之影響，侵襲台灣地區，造成台灣地區之冷冬。

在暖冬時高空之氣流爲緯流狀，因此高緯度地區之冷空氣不易到達台灣地區，形成台灣地區之暖冬，另雲貴之暖低壓也有阻止冷空氣南下之作用，爲另一形成台灣地區暖冬之原因。

在確定台灣地區之冷冬及暖冬之特性後，我們將利用這些特性進行台灣地區冷冬及暖冬之預報工作。

陸、誌　　謝

本研究係中央氣象局委託研究，使用資料由中央氣象局及空軍氣象聯隊提供。對於審查並提供意見的先進在此謹致誠摯之謝意。在研究過程中，承徐天佑、葉文欽諸先生鼎力相助，使本文順利完成，在此一併致謝。

柒、參考文獻

任立渝、蔡清彥，1981：台灣冬季溫度異常之長期預報，中央氣象局異常氣候研討會論文彙編，P.219-228.

王時鼎、鄭　俠，1981：台灣天氣之自然季節與冬季反常天氣之研究，中央氣象局研究報告063號，PP.72.

陳泰然、吳清吉，1978：台灣五大城市之氣候特性分析，大氣科學，第五卷第二期，P.1－16.

徐晉淮、王博義，1974：台灣地區長期天氣預報之研究，氣象學報，第二十卷第四期，P.45－63.

徐晉淮、辛江霖，1979：台灣地區降霜之分析研究，氣象學報，第二十五卷第一期，P.25－34.

葉文欽、俞川心、黃辛彥，1982：台灣地區冬季異常氣溫天氣型之研究，氣象預報與分析，第九十三期，P.18－31.

曾忠一，1983：客觀分析，民用航空局技術人員訓練所，P.61.

馬汝安，1985：利用經驗正交函數分析亞洲區域冬季500MB 高度場空間分布之研究，國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文.

林和，1986：經驗正交函數最原始的物理意義，大氣科學13，76－76。

葉文欽，陳明煒，呂國財，黃辛彥，1984：隆冬台灣區異暖與酷寒天氣型態與飛行氣象之探討，航空氣象與飛航安全研討會，335－370。

陶詩言，1986：中國氣象新論，明文書局，181頁。

戚啟勳，陳文恭，1974：中國之寒潮與雪期，氣象預報與分析58，7－14。

Lyons, S.W., 1982: Empirical Orthogonal Function Anaiysis of Hawaiian Rainfall. J. APPL. METEOR., 21, 1713-1729.

Paegle, J.N., and R.B. Haslam, 1982: Statistical Prediction of 500MB Height field Using Eigenvectors. J. Appl. Meteor., 21, 127-138.

Weare, B.C., and J.S. Nasstrom, 1982: Examples of Extended Orthogonal Function Analyses. Mon.Wea.Rev., 110, 481-485.

On the Abnormal Weathers During Winter Seasons in Taiwan

Part 1: Temperature and it Attributions

Chi-Kang Lo Koung-Ying Liu Hsia Cheng
Weather Wing, CAF Central Weather Bureau

ABSTRACT

In Taiwan many abnormal weathers occured during winter seasons. Among them temperature anormaly is very outstanding one. In this report a climatological review is presented in the first part then, according to temperature variation, composite charts (sfc and upper levels) for warm periods (warmer than 16.4°C) and cold periods (colder than 15.4°C) are constructed and analyzed. Finally, by using the empirical orthogonal function an objective analysis of such phenomena is carried out. The results show that a surface high (centered over Siberia to Mongoria area) underline the preceeding edge of an upper level ridge is the major feature of a cold period. An upper ridge extending from west or east to the coast region of mainland China is the major feature of a warm period. Other features for both warm and cold periods can be read from the objective charts.

台灣北部最大陣風之分析研究

羅季康　　梁瑞禎
空軍氣象聯隊　　空軍氣象聯隊氣象中心
俞川心　　沈　畦
空軍氣象聯隊氣象中心

摘　要

本省北部地區，不但是政軍經樞紐，也是工商業之重要城鎮，所以台灣北部最大陣風（≥25 KTS）的出現對航空及海上工程作業均有莫大影響。本文即針對此區域，從民國58年至71年期間，對松山、桃園及北部地區同樣受强風影響之金門與馬祖測站的風場資料，進行統計分析，並配合天氣型態之探討，結果發現：持續性之陣風現象可歸納爲東北季風型、颱風侵襲型、東北風與颱風混合型及西南强風型等四類，然後分別以：

(一)時間序列之定位法（Registration）找出彼此間的交叉相關性（Cross Correlation）及時間差（Time Lag）。

(二)散佈圖法（Scatter Diagram）比較各類型現象預報因子與預測風速之標準誤差值（Standard Error），以建立客觀預報用之迴歸方程式（Regression Equation）。

從而提高實作單位在北部强風預測時之準確率，以減少强風所造成之災害。

一、前　言

本研究乃針對陣風風速≥25 KTS之風場，對台灣北部地區及金門、馬祖測站所造成之影響進行統計學上的分析與歸納，將較顯著之個案取樣後參證實際天氣圖型態，以獲得可供迴歸方程式使用之預報因子，從而依季節的變遷，找出彼此之相關，建立其客觀預報法則，以掌握大風出現之時機及支續性，對實作單位提供有效之參考依據。

在本研究之前，梁等人（1986）曾針對桃園沙崙外海之風力變化進行詳細分析，發現冬半年期間的强烈氣壓梯度，往往會導致陣風的形成，盛行的東北季風則易使陣風的持續時間長達數十小時之久。反之，夏季期間的颱風現象，則是造成各地陣風的最主要原因，也是造成生命財產損失等災害的最大原因，所以李等人（1984 及1985）曾就颱風侵襲本省時，分析各測站預期出現最大陣風之狀況，以期運用統計上的資料達到防颱之目的。此外俞等人（1985）曾分析颱風所引起之最大風速與所伴生氣象因素之相關，結果發現大風强度與颱風中心氣壓有直接影響。再者劉與易（1980）預估大風極端值時，以或然率分布法進行大風復現期的推估而獲得良好之結果；所以定性來說：本省持續性陣風的出現，大致均與東北季風與颱風有關，因此有效運用綜觀天氣圖的分析，以判斷陣風出現之可能性；然後再透過迴歸方程式的計算以定量預測未來24小時後的陣風值，同時進行效驗，方能達到目的。

此外，由於金門與馬祖測站分別位於本省北部地區西南方約一浬處與西北方約一浬之所在，對北

部地區而言，爲本省西南及東北季風發生時的前哨站，尤其馬祖地區在冬半年期間，東北季風的强弱與持續時間的長短對本省北部地區及海峽北部風力的大小，有直接而密切的相關，因此本研究中亦同將金門及馬祖兩地的風場納入統計，再配合天氣圖之分析，以期儘早對北部地區之陣風現象提出預警。

二、 資料來源與處理方法

本研究採用過去十四年（民國58～71年）內台灣北部地區松山、桃園兩個測站及其相關性甚高之金門馬祖共四站的地面逐時風場資料，首先予以物理及時序上的檢定，使成爲可供統計運算用之資料。

根據劉氏（ 1982 ）對桃園及新竹兩地强風之分析指出：冬半年期間，在東北季風影響下，桃園、新竹間的强風現象是彼此密切相關的，所以探討强風出現前的綜觀天氣因素，進而即可完成迴歸方程之建立。故理想的客觀預報法則，它除需長時期與足夠範圍的氣候資料外，更需透過統計方法得到合理之結果，方可進行誤差之校對，以瞭解該法則之可行性，故本研究亦沿用此一原則，考量本省北部地區出現陣風且持續達12小時以上時，便比較華南沿海金門馬祖兩測站的風場變化與本省松山桃園兩地區之關係，進而探討其時間差在預報作業上的運用。

本研究爲使各項統計結果能達到實際預報作業之目的，乃運用簡單的迴歸方程以預測未來24小時後之風速爲目標，所以吾人先就北部地區出現持續12小時以上之陣風現象予以綜觀尺度之天氣圖分析，然後加以研判，再透過迴歸方程式的定量計算以達到目的。

至於持續時間的計算法在本文是經由以下步驟的考量：

㈠選取一風速臨界值：凡陣風值≥25 K T S 時，則不論其恆常風值爲何，風向如何變化，均記錄其恆常風值；反之當恆常風速值≥15 K T S時，則陣風現象的發生頻率亦隨之提高（劉，1982），因此臨界值之選取即分別以陣風值與恆常風值之相互關係而作取捨。

㈡決定一時間參數：由於地面風速之觀測值往往在同一綜觀尺度系統影響下，仍具有少許起伏不定之特性；如某地之觀測風速值受鋒面系統影響時爲20 K T S，然後對該地進行連續六小時的風速觀測，期間的風速值如果在20 K T S處起伏或增加時，表示該地仍受原原天氣系統所控制，反之風速值若是顯著減弱且不再回升時，則表示該地已脫離原天氣系統之影響。故以六小時的方式來追踪天氣系統的移動或某地陣風現象的持續與否是滿足以下二點原因的：1.由壓溫電碼所繪製之天氣圖爲六小時乙張，如此可方便天氣系統之追踪。2.綜觀天氣現象之時間尺度通常大於一天，若以六小時的方式觀測，不易將天氣系統漏失。

㈢計算風持續時間：當預期之陣風風速達到臨界標準時，便定爲陣風開始時間，直到連續六小時內不再出現風速直達到臨界標準時，持續現象便稱結束。如圖一所示：標示有①之曲綫表示大風起始時間爲 02L ，結束時間爲 09L，共持續七小時。

圖㈠ 陣風現象持續時間計算方法之示意圖

———綫表自04 L時開始，强風即一直持續中

------綫表持續至04 L時，强風結束，而13 L時開始之大風屬於第三波

——綫表自02 L時至 09 L時爲滿足連續性强風條件之個案09 L時以後强風現象已消失

圖(二) 資 料 處 理 流 程 圖

根據以上步驟，吾人即可針對北部地區各測站彼此間的相互關係，找出可供交叉相關和迴歸方程式用之時間序列，以進一步計算相關係數之值。

三、資料處理過程

根據北部及金馬地區四個測站歷年（民國58～71中）逐時的風場進行整理，將不合理及缺漏的資料以物理方式予以修正或內插，使成爲一完整的風場資料庫，同時再配合天氣現象的產生，如雨、霧或雷雨，以瞭解強風狀況所伴隨之天氣變化。

在資料處理過程方面（如圖二所示），共包含有以下五點：

(一)各地逐月陣風次數之變化狀況，以瞭解陣風出現之頻率，各測站獨有之特性，陣風出現的季

表一　台灣北部松山、桃園、金門與馬祖等四站間之交叉相關係數。

其中日期之選定是以各地出現陣風現象之時間序列爲取捨範圍。

△T爲兩測站起陣風的時間差（HRS　），r爲兩測站起大風時的交叉相關係數。

時間差與交叉相關係數 / 個案日期 / 測站	58. 7. 26. ~ 58. 7. 29.	58. 10. 1. ~ 58. 10. 6.	62. 10. 6. ~ 62. 10. 11.	66. 7. 31. ~ 66. 8. 1.	68. 4. 13. ~ 68. 4. 14.	69. 1. 17. ~ 69. 1. 19.	69. 9. 13. ~ 69. 9. 18.
696 VS 689	△T＝27	△T＝10	△T＝12	△T＝3	△T＝0	△T＝7	△T＝67
	r＝0.79	r＝0.71	r＝0.78	r＝0.78	r＝0.78	r＝0.81	r＝0.69

時間差與交叉相關係數 / 個案日期 / 測站	58. 7. 26. ~ 58. 7. 29.	58. 10. 1. ~ 58. 10. 6.	58. 12. 26. ~ 58. 12. 29.	59. 2. 3. ~ 59. 2. 11.	60. 2. 23. ~ 60. 2. 24.	60. 4. 17. ~ 60. 4. 18.	61. 3. 30. ~ 61. 4. 1.	62. 10. 6. ~ 62. 10. 11.	66. 7. 31. ~ 66. 8. 1.	69. 3. 21. ~ 69. 3. 24.	69. 9. 13. ~ 69. 9. 18.	68. 4. 13. ~ 68. 4. 14.
697 VS 689	△T＝25	△T＝2	△T＝2	△T＝11	△T＝4	△T＝1	△T＝4	△T＝35	△T＝5	△T＝2	△T＝34	△T＝0
	r＝0.74	r＝0.74	r＝0.72	r＝0.69	r＝0.74	r＝0.74	r＝0.73	r＝0.77	r＝0.74	r＝0.72	r＝0.69	r＝0.85

時間差與交叉相關係數 / 個案日期 / 測站	58. 12. 26. ~ 58. 12. 19.	58. 2. 18. ~ 58. 2. 23.	60. 2. 23. ~ 60. 2. 24.	61. 3. 30. ~ 61. 4. 1.	62. 8. 19. ~ 62. 8. 25.	66. 12. 21. ~ 66. 12. 23.	67. 2. 28. ~ 67. 3. 2.	68. 7. 31. ~ 68. 8. 3.	69. 9. 13. ~ 69. 9. 18.	70. 9. 19. ~ 70. 9. 22.
736 VS 689	△T＝2	△T＝74	△T＝3	△T＝13	△T＝0	△T＝2	△T＝2	△T＝26	△T＝56	△T＝20
	r＝0.71	r＝0.72	r＝0.72	r＝0.77	r＝0.76	r＝0.81	r＝0.73	r＝0.75	r＝0.77	r＝0.75

節與時權等（直方圖）。

㈡各地陣風持續狀況與綜觀天氣系統的探討，以瞭解陣風持續性之原因（綜觀天氣圖分析）。

㈢測站發生持續强風時，彼此間的相互影響及時差關係（交叉相關）。

㈣比較預報因子間的相互關係，從而選取較有利之條件，以建立預報用之迴歸方程（散布圖與迴歸方程）。

㈤進行迴歸方程式的誤差分析，以探討陣風持續現象的可預測能力（誤差分析）。

其中交叉相關與迴歸方程式之探討方式如下：

㈠交叉相關（Cross Correlation）

當X與Y兩測站風場的資料形成一度空間之時間序列時，即$X_{t1}(i)$與$Y_{t2}(j)$，其中t_1與t_2分別爲該測站陣風開始出現之時間，i與j分別是測站X與Y兩地陣風所持續之時間。因此它們彼此間的相關係數，便可由於時間差之不同（n△t，其值介於0與（i－j）之間，而輸入不同時間之資料，以獲得其相關值，此時需要考量的因子即爲"取多少時間寬（W）以作爲校準定位之方法（Registration）"，也就是說：當i＞j時，便將X測站之風場資料予以固定，然後取一適當的w值（i＞w＞j），以逐一與Y測站移動一個時間差後之風場資料進行交叉相關係數（Coefficient of Cross Correlation）之計算（Panofsky & Brier 1965）：

$$R(n\triangle t)=\frac{\sum_{i=1}^{w} X_w Y_w}{\sqrt{\sum_{i=1}^{w} X_w^2 \sum_{i=1}^{w} Y_w^2}} \qquad (1)$$

其中R（n△t）爲某時間差下之交叉相關係數；

圖三　相隔24小時的風速散佈圖（ $y = 0.457X + 11.752$）

$$X_w = X_w - \frac{\sum_{i=1}^{w} X_w}{w} \qquad (2)$$

$$Y_w = Y_w - \frac{\sum_{i=1}^{w} Y_w}{w} \qquad (3)$$

因值w的值的決定關係著R值的變化，即當①w＝j時，因爲i＞w，所以X_{t_1}（w）仍屬於陣風持續之現象，風速值較平穩，此時Y_{t_2}（w）自然可與X_{t_1}（w）經過(1)式之計算而得到較理想之R（不論n△t之值爲何）。②w＝i時，Y_{t_2}（w）之風場自低弱處升高至陣風處後又再降下來，整個時間序列之值是起伏不定的，故與X_{t_1}（w）序列風場之相關係數更偏低。因此在計算測站與測站間的交叉相關係數時，吾人可以w＝2 j的方式來進行（Yih，1983），才能進一步瞭解彼此間的對應關係。經過分析後，我們得到表一之結果，其中共選取了四十組資料，然而由於季節型態之變遷以及天氣系統不同之影響，僅在多半年期間約有七至十二組個案具有較佳之相關係數（大於0.7），因此吾人可定性的說：在東北季風影響下出現陣風現象時，馬祖地區具有先期預警的效果，平均約爲6～12小時；然而不在此限的次數亦兼而有之，便是因爲大陸冷高壓或鋒面系統在移動速度與方向上的不規律，所造成的結果。

㈡迴歸方程（Regression Equation）

當兩種現象交互影響，且彼此間存有一定關係時，吾人稱之爲簡單相關，因此在本文中，陣風持續12小時之情形如果穩定存在時，則以現在之陣風風速作爲預報因子，未來24小時後之風速爲預測項目，結果發現彼此之關係在散布圖中（圖三）具有等比例的變化情形，亦即兩

者間成線性相關，其中各點之分布情形則可藉標準誤差值（ standard error ）之大小來瞭解彼此間的相關程度。

所以迴歸方程式中預報因子的選取，往往對該預測項目具有成敗關鍵之決定性。而任何一種天氣現象的產生，又通常是由數種氣象因素以指數方式所組成，所以當預報因子間彼此的單位（ Unit ）與因次（ Dimension ）互不相同時，便不容易定量估計各系統間之重要性。故吾人在比較持續性風場、氣壓梯度及日夜溫差等預報因子作爲預測24小時後之風場時，發現持續性風場具有以下五點好處：①多季天氣型態下，較强的東北季風往往有自北而南逐漸推動的特性（劉，1982）。②夏季西南季風時，天氣系統有自西南西移往東北東移動之趨勢（Chen，1982）。③可隨時利用即時觀測之恆常風速以預測未來風場之變化及④同時具有交叉相關與自相關（ Auto-Correlation ）之雙重特性，可以依需要之不同，迅速選取適當測站之陣風風速爲預報因子，從而定量的預測强風之現象。⑤持續性風場在某測站出現時，通常已伴隨有形之影響，如山角作用，盆地走向或台地等情形，而有增加或抵減風力之趨勢（俞，1985），故以持續性風場爲預報因子時，可以不必考慮複雜之地形效應。基於以上理由，吾人在建立迴歸方程式時，便暫時以現在風速爲唯一預報因子，而組成一元一次方程式 $y = ax + b$，其中 y 爲預測24小時後該測站所出現之風速，x 爲預報因子，a 與 b 則是欲求解之迴歸係數。所採取的方法爲 Kopal（1959）的反矩陣法：亦即先將原方程式寫成如下的一般形態。

$$Y_j = \sum_{i=2}^{N} A_i X_{ij}, \quad \begin{matrix} a = A_i \\ b = A_1 X_{1j}, \ 1 = 2 \cdots\cdots N \end{matrix} \qquad (4)$$

這裡 i 爲預報因子之數量，A_i 爲 a 與 b 兩係數形成之矩陣，因此(2)式可再寫成矩陣的形態

$$[Y_j] = [A_i][X_{ij}] \qquad (5)$$

此時(2)式兩邊同乘一 X_{ij} 向量之反矩陣 $[X_{ij}]^{-1}$ 後，便可消去等式右邊之 X 向量，而得到迴歸係數 $[A_i]$：

$$[Y_j][X_{ij}]^{-1} = [A_i][X_{ij}] \cdot$$

$$[X_{ij}]^{-1} = [A_i][I] = [A_i] \qquad (6)$$

因此求解 $[X_{ij}]^{-1}$ 的方法完成後，迴歸係數 $[A_i]$ 也就迎刃而解。

另外，誤差的分析對於迴歸方程建立後的效驗工作亦確有必要，它可以瞭解方程式之可靠程度；亦即該值甚大時可靠性低，反之可靠性便高。所以標準誤差值的計算可經由計算

$$SE = \sqrt{\frac{\sum (X - X')^2}{N}}$$

而獲得。

圖(四) 台灣與金馬地區之地形圖及58年3月21日00 Z 之鋒面滯留於馬祖附近，造成馬祖强風之地面天氣圖

四、統計結果的分析與討論

根據松山、桃園、金門與馬祖四個測站陣風（≥25 KTS ）。出現次數的統計結果顯示（表二）：

表二(a)　各測站自民國58～71年發生陣風（≥25 KTS）次數之累計表，

其中各月份欄中，左邊爲東北風（NE），中間爲西南風（SW），

，右邊爲全月合計之統次數

STATION : 689 YEAR 58-71 馬祖

年	一			二			三			四			五			六			七			八			九			十			十一			十二		
	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL
58	457	0	458	422	0	422	365	32	397	130	50	180	150	34	192	196	117	317	76	227	309	37	145	184	309	4	322	178	0	178	398	0	398	300	0	300
59	350	0	350	277	0	277	475	1	477	174	1	175	98	33	141	87	18	111	7	144	157	61	8	69	194	18	212	556	0	563	509	0	509	470	0	470
60	297	0	297	399	0	399	376	6	382	143	0	143	99	3	102	23	121	147	86	94	184	29	10	39	253	7	262	419	0	419	314	0	314	474	0	474
61	343	4	347	402	0	402	141	7	148	127	3	130	109	20	129	52	39	91	121	18	154	65	54	121	93	0	93	182	0	182	247	0	247	298	0	298
62	392	0	392	278	27	306	300	1	302	112	23	138	165	37	213	125	130	270	83	59	152	252	18	270	72	0	72	392	0	393	378	0	378	385	0	390
63	371	0	374	344	0	348	191	8	290	98	19	118	94	10	106	91	58	149	9	131	141	83	17	103	218	0	219	528	1	529	526	1	527	476	1	477
64	347	0	318	269	4	273	215	0	222	66	15	83	114	7	123	34	62	119	0	6	20	135	17	165	104	4	118	387	10	399	388	0	309	453	0	454
65	415	0	416	253	0	253	308	2	311	222	43	266	247	5	252	116	153	269	7	91	98	43	40	88	269	1	272	463	6	469	605	0	605	480	2	482
66	556	0	556	272	0	272	143	6	202	70	5	130	54	5	65	45	49	104	49	5	55	82	7	93	303	0	304	276	0	276	304	0	304	258	0	261
67	247	0	256	254	4	261	259	0	261	147	5	154	186	0	189	102	7	114	32	18	54	181	29	233	223	5	319	370	0	381	271	0	305	371	0	447
68	212	0	267	171	3	177	75	4	80	220	11	264	162	1	177	17	20	52	98	99	208	181	29	225	308	8	330	266	0	203	519	0	541	371	0	414
69	294	2	316	437	0	460	296	1	316	173	8	205	187	18	228	32	68	129	71	60	189	52	56	135	326	0	337	327	1	349	320	2	366	271	0	296
70	236	0	260	253	4	281	96	2	124	104	4	136	143	7	178	183	38	273	67	35	147	39	10	60	193	8	209	247	0	257	409	1	437	252	0	326
71	266	0	290	311	0	341	324	4	345	297	0	217	91	37	130	169	126	298	112	200	321	84	38	143	296	0	300	342	0	346	405	0	419	481	0	496

表二(b)　各測站自民國58～71年發生陣風（≥25 KTS）次數之累計表，

其中各月份欄中，左邊爲東北風（NE），中間爲西南風（SW）

，右邊爲全月合計之統次數

STATION : 696 YEAR 58-71 松山

年	一			二			三			四			五			六			七			八			九			十			十一			十二		
	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL
58	92	0	113	89	0	97	102	3	134	54	0	72	35	12	62	39	5	56	27	0	36	0	4	6	94	0	111	102	1	103	77	0	78	81	1	86
59	37	1	39	53	0	66	48	0	61	74	0	83	22	3	35	17	0	21	3	5	35	15	1	37	34	1	53	53	0	65	61	3	83	38	0	46
60	16	0	25	48	0	57	51	0	56	12	0	38	11	1	18	0	0	2	31	1	68	4	11	31	73	0	88	119	0	126	112	0	117	97	0	111
61	13	0	21	39	0	40	56	0	73	36	0	41	19	0	22	0	1	1	36	7	86	16	12	45	25	1	28	31	0	35	41	0	42	40	0	44
62	14	0	17	33	1	48	32	0	46	19	1	25	6	2	9	12	10	33	2	20	59	85	1	160	20	0	26	179	0	199	71	0	115	47	0	58
63	112	0	120	46	0	54	42	0	45	66	0	76	7	0	8	59	5	119	0	5	12	29	5	58	37	0	46	159	0	169	83	0	192	34	0	43
64	18	0	30	30	1	32	40	0	56	54	0	67	8	2	19	0	1	2	0	5	8	28	7	56	42	0	57	57	0	59	21	0	23	5	0	7
65	12	0	14	15	0	21	57	5	64	14	0	15	17	0	33	3	0	22	2	0	3	20	0	38	19	0	19	35	0	39	29	0	30	19	0	24
66	68	0	81	77	0	93	50	0	59	25	2	28	15	0	16	0	10	18	39	4	85	1	24	29	82	2	114	19	0	20	43	0	45	22	0	28
67	8	0	9	33	0	38	40	0	40	27	3	39	27	0	28	19	0	37	7	23	30	88	22	154	48	2	68	115	3	127	58	0	62	28	0	31
68	33	0	39	15	1	17	22	0	23	129	8	195	23	1	25	3	0	3	39	27	81	53	41	162	99	4	148	32	1	34	48	0	53	44	1	48
69	15	0	22	41	0	45	84	0	95	13	0	15	15	1	19	14	1	16	23	20	73	14	4	25	52	0	57	42	0	57	49	0	52	26	0	27
70	12	0	12	4	0	5	16	0	20	21	0	22	14	0	17	53	14	69	5	5	27	2	27	31	30	22	55	24	0	28	21	0	22	14	0	18
71	8	0	13	14	0	14	10	0	10	16	0	17	19	0	11	17	27	43	24	1	43	15	27	72	13	0	14	21	0	26	29	1	30	5	0	12

表二(c)　各測站自民國58～71年發生陣風（≥25 KTS）次數之累計表，

其中各月份欄中，左邊爲東北風（NE），中間爲西南風（SW）

，右邊爲全月合計之統次數

STATION : 697 YEAR 58-71 桃園

年	一			二			三			四			五			六			七			八			九			十			十一			十二		
	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL
58	238	4	244	260	0	264	182	3	195	54	1	55	21	86	108	35	41	78	28	10	38	7	17	25	144	5	151	123	0	126	163	0	163	236	1	237
59	222	0	224	103	0	184	302	0	306	127	6	135	11	46	58	24	4	29	7	70	79	27	4	35	59	1	78	245	0	247	296	0	269	252	0	260
60	188	0	192	131	0	134	51	0	56	120	0	131	29	6	35	1	75	83	51	54	139	12	42	64	101	6	113	286	0	286	190	0	192	263	0	274
61	134	0	135	168	0	169	72	2	74	48	18	68	24	12	39	0	23	23	20	16	39	32	8	60	36	0	36	55	0	61	102	0	102	120	0	121
62	133	0	134	102	43	152	63	3	73	24	11	37	5	46	57	2	117	135	2	39	65	12	3	63	8	1	9	176	0	190	101	0	106	107	0	108
63	142	0	143	204	0	210	128	0	128	33	4	39	17	4	23	8	28	36	0	25	25	9	14	24	44	0	44	298	0	301	169	0	169	216	0	222
64	62	0	62	110	0	115	82	0	82	24	6	31	8	4	12	0	7	7	0	11	11	21	9	31	41	0	42	202	6	208	131	1	132	165	0	165
65	103	0	111	50	0	53	80	0	82	44	9	54	22	1	27	1	8	9	0	31	32	21	1	32	12	0	12	33	2	35	33	0	33	10	0	10
66	43	0	43	98	0	104	39	0	39	18	7	25	8	5	13	0	29	29	19	9	52	21	37	62	44	0	58	25	0	28	255	0	258	181	0	186
67	191	0	193	180	0	182	107	0	110	48	5	69	41	1	46	17	3	20	21	33	54	45	47	183	78	1	97	256	2	276	139	0	140	112	0	126
68	101	0	103	37	3	49	50	1	55	119	11	166	45	0	52	12	13	30	15	76	139	49	76	195	69	8	120	131	0	131	195	1	207	119	0	122
69	79	0	90	118	0	119	118	4	126	50	0	52	39	3	49	3	0	18	0	40	89	15	17	48	113	0	116	131	0	153	142	0	172	113	6	119
70	181	0	181	100	1	103	79	5	85	36	8	50	52	13	68	79	30	125	21	27	52	8	40	48	58	47	109	100	0	103	180	1	184	46	0	57
71	102	0	104	226	0	235	107	13	122	71	2	74	23	1	26	55	76	136	38	12	54	30	59	120	78	0	87	69	0	71	82	1	122	131	0	135

表二(d)　各測站自民國58～71年發生陣風（≥25 KTS）次數之累計表，其中各月份欄中，左邊爲東北風（NE），中間爲西南風（SW），右邊爲全月合計之統次數

STATION　736 YEAR 58-71 金門

風向 / 年數	一			二			三			四			五			六			七			八			九			十			十一			十二		
	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL	NE	SW	ALL
58	142	0	142	117	0	117	106	0	107	32	0	32	18	9	27	24	8	33	38	5	66	1	55	56	78	13	103	133	0	135	207	0	207	139	1	142
59	73	0	73	81	0	81	139	2	147	44	0	45	14	8	22	5	0	5	0	52	54	9	0	9	18	1	24	92	0	93	54	0	54	63	1	64
60	21	0	21	36	0	36	58	1	59	43	0	43	6	1	7	0	12	13	6	19	28	1	16	19	4	0	4	54	0	54	51	0	51	21	0	21
61	19	0	19	8	0	8	19	0	19	47	0	48	14	0	14	0	11	12	3	1	5	0	16	17	5	0	6	6	0	6	22	0	23	3	0	3
62	10	0	10	5	0	6	1	0	1	2	1	3	0	0	1	2	0	2	14	6	40	29	0	29	1	0	1	42	0	81	36	2	44	16	0	22
63	6	0	7	21	0	25	17	0	18	22	0	23	2	1	3	55	41	97	0	14	14	13	5	18	13	1	14	148	0	148	155	0	155	53	0	54
64	45	0	45	17	0	17	15	0	15	10	0	10	4	0	4	0	7	7	0	7	7	10	5	16	22	0	28	38	1	39	8	0	8	23	0	23
65	16	0	16	9	0	9	3	0	4	2	0	2	0	0	0	1	4	5	0	0	0	0	4	4	0	0	1	3	0	3	3	0	3	37	0	37
66	41	0	41	18	0	18	22	0	22	10	9	20	0	4	4	0	5	5	12	9	21	2	8	10	80	0	80	27	0	27	94	0	95	31	0	31
67	45	0	45	24	0	24	32	2	35	17	0	17	12	0	12	5	2	7	1	1	3	52	15	68	15	0	15	138	0	138	43	0	43	50	0	60
68	3	0	3	3	0	3	0	2	2	98	9	119	8	1	9	2	3	5	4	3	9	23	4	28	107	33	154	6	0	6	34	0	34	9	0	9
69	16	0	16	19	0	19	10	0	10	6	0	6	28	12	50	0	2	2	6	33	55	1	18	20	88	0	94	80	2	82	67	0	67	44	0	44
70	65	0	65	52	0	53	24	1	26	22	0	22	39	0	39	6	2	10	3	6	9	2	9	11	52	17	70	25	2	27	53	0	53	25	0	35
71	37	1	39	13	0	13	9	0	9	10	0	10	3	0	3	6	1	7	15	4	24	9	1	16	6	0	6	11	0	12	3	0	6	7	0	18

㈠馬祖地區出現陣風之頻率遠較其他三站爲頻，這可歸納有以下二點原因：1.馬祖數位於大陸地區邊緣的一個小島（圖四），四面環海，任何東向風均可配合台灣地形的山角作用，以助長其風力（王，1980）。2 冬半年期間的鋒面系統，因後緣高壓勢力强弱不同的關係，使得鋒面系統南移的力量亦有不同，如果該系統僅在馬祖測站附近停留或徘徊，然後勢力逐漸減弱時，這種現象便會使得馬祖地區出現陣風，而其他測站則反之的情形。

㈡台灣北部地區具有季風氣候的特徵，因爲：(1)各測站出現陣風次數之統計中以每年10月至次年4月期間，所出現之陣風次數，均以東北風象限（取0°～90°爲範圍以合併計算冬季型東北季風時所可能伴隨產生的北風與東風現象）佔有相當大比例（80％以上）；(2)5月至7月期間，西南風（取180°～270°）爲範圍以方便夏季西南季風之統計）之出現頻率逐漸增加，而東北風則反之；(3)7月與8月陣風次數的比例相當，則是因爲颱風盛行期風向變化不定所造成之影響；(4)直到9月份時，西南風與東北風的陣風次數均明顯的減少，證明9月份是西南風轉變爲東北季風的過渡時期。

㈢由於各測站中均有其固定的週期性，故北部地區的風場有值得作時間序列分析的必要。

㈣全年出現陣風的種類大多屬東北季風型，而西南季風型次之，顯示馬祖與松山、桃園地區在東北季風影響下及金門與松山桃園地區在西南季風影響下分別可有較高的交叉相關係數（Coefficient of Cross Correlation）。

配合表一的計算，圖五的直方圖（Histogram）便是以月份爲單位，將該月中凡是陣風風速大於25 KTS的次數加以累計後所繪成，我們發現：

㈠歷年各測站出現陣風次數之順序分別爲馬祖及桃園，其次才爲松山與金門（互有高低，如民國59年9月至12月及70年1月至5月金門較高；而民國60年7月至10月及71年4月至8月則以松山爲高）；表示台北受地形的影響，金門則因緯度偏低的影響而分別較不易產生陣風。

㈡夏季期間（每年5～10月）各地所出現高頻率的陣風次數多爲颱風現象所造成，如民國60年7月的露西（Lucy）颱風，63年9月的溫蒂（Wendy）、10月的卡門（Carmen）颱風及67年8月的艾琳（Elaine）和10月的娜拉（Ora）颱風。

圖六爲松山、桃園、金門及馬祖等四個測站根據陣風持續方法統計後所得到之陣風持續圖，其中橫軸爲月份與日期，各測站中凡出現陣風值且連續達12小時或以上時，即繪一連續直綫以瞭解其持續

圖(五)(a)　松山、桃園、金門與馬祖等測站於民國58年至71年期間各月份出現陣風次數之直方圖

圖(五)(b)　與(a)同僅馬祖測站除外

圖(六)　松山（ 696 ），桃園（ 697 ），金門（ 736 ）與馬祖（ 689 ）等四站之陣風現象持續圖

狀況。以馬祖測站（689）爲例，它在民國58年1月1日01時開始至1月10日05時止，共持續221小時，同樣的，松山測站自58年1月3日09時至1月4日13時止，則持續有29小時，其中的差異甚爲明顯。是以在分析此圖的各種現象時，吾人發現：

㈠馬祖地區通常均有完整之持續性風場，其中共有20次是長達五天（120 hr）以上者，而以民國67年9月19日開始的317小時及民國60年3月3日開始的265小時爲最，表示該地區極易受綜觀天氣系統所影響，配合地形的因素，使得陣風現象能持續不斷。

㈡冬半年期間，松山、桃園及金門測站等地區之陣風開始時間，通常較馬祖地區延遲約6或12小時以上（如圖中標有A及B之所在），表示綜觀系統自北往南移動時，若馬祖測站已出現陣風，它即可作爲松山和桃園地區預測強風產生與否的重要預報因子之一。

㈢每年十月至次年四月期間爲盛行東北季風期，各地之陣風次數與持續時間均較該年其他月份爲明顯。

㈣每年四、五兩月，松山、桃園及金門地區的陣風持續現象顯著減弱，表示本省北部地區已進入梅雨前夕，亦即季風交替的過度時期，陣風現象自然不明顯。相對的，每年九月份期間，若不計算受颱風所造成之影響（如民國64年9月的貝蒂（Betty）颱風），則其出現持續性陣風之現象亦低，表示該月爲西南季風轉變爲東北季風時的過渡期。

㈤北部地區的最大陣風均是由颱風現象所引起（李，1985），但是由於颱風登陸後，它能源與水汽的供應遭到破壞（Riehl，1979），所以颱風勢力迅速減弱，各地風力亦隨之降低，故持續時間不長。

從以上的探討，發現其中有許多共同之特性，因此吾人可依季節的不同，將較具代表性之個案就其性質歸納爲：(1)東北季風型（N），(2)颱風侵襲型（T），(3)東北季風與颱風外圍環流共伴型（NT）及(4)西南強型（S）等四大類（依產生陣風次數之多寡順序排列），以期針對產生大風及持續之原因逐一追踪與探討，從而提高吾人對北部地區陣風預報之準確率。茲將各型類別之個案說明如下：

㈠東北季風型（N）：

1.個案一（58.1.1.）與個案二（59.12.24.）同爲鋒面後緣冷高壓往東南方向移行的型態（圖七(a)與(b)），由於本省北部地區的等壓綫排列是呈東北～西南走向，加上台灣地形的山角作用，使得馬祖與桃園地區出現持續性之強風，如圖八(a)與(b)所示，表示彼此在允許間差下，可以有一相互對應關係。反之，松山測站則由於台北盆地的影響而等壓線成一

圖(七) (a)58.1.2.00Z高壓出海時造成北部地區強風現象之地面天氣圖

圖(七) (b)59.12.25.00Z地面天氣圖

交角（從等壓線順轉約20° ～30° 之間），造成陣風現象並不明顯（程，1984）。

圖(八) (a)桃園(十)與馬祖（◇）測站在個案一（58. 1. 1. ～58. 1. 4.）的風場變化情形

圖八 (b) 桃園(十)與馬祖(◇)測站 在個案二（59.12.22. ～59.12. 27.）的風場變化情形

2. 個案三（58.2.19.）、四、（58.3.20.）、五（59.3.9.）、六（63.12.12.）、七（70.2.23.）及八（70.11.15.）則屬東北季風受鋒面系統通過本省時所造成之影響圖九(a)～(f)，由於鋒面地區南北溫差所造成的斜壓性不穩定（如圖(e)中，松山與馬祖之溫差爲6度，圖(d)中的溫差則有5度）及低層輻合現象所造成的垂直運動環流（Holton，1976），不但形成北部地區的陣風，同時亦造成局部地區的降雨或雷陣雨現象。此外，鋒面後方配合冷高壓系統的移動而形成較强的氣壓梯度（圖(a)至(f)中平均每五個緯度即2－3條等壓綫通過），亦是導致陣風持續的原因。

(a) 58. 2. 20. 00 Z

(b) 58. 3. 21. 00 Z

(c) 59. 3. 10. 00 Z

(d)63.12.13. 00 Z

(e) 70. 2. 24. 00 Z

(f)70.11.6. 12 Z

圖(九) (a)～(f)個案三與個案七之地面天氣圖

(二)颱風型（T）：

1.個案九（58.7.25.）及個案十（61.8.14.）乃分別是衞歐拉（Viola）與貝蒂（Betty）颱風從本省附近掠過時所造成之影響（其路徑圖如圖十所示）。由於兩者均是大型强烈颱風，是以它們雖祇是分別擦過本省南端與北端而過，卻同樣配合本省地形「山角作用」的影響，（梁等人，1986），造成當時各地均有强風出現，其中衞歐拉颱風對馬祖與桃園測站曾造成較長時間之持續性陣風，而對馬祖、新竹及金門三站造成較强烈之陣風現象（表三）；相對地，貝蒂颱風因爲接近本省北部，所以對松山地區之影響最爲嚴重，而桃園與新竹等地之影響亦鉅。由此可見，自東往西移行的颱風，一旦其暴風半徑觸及本省時，吾人即應立即作好陣風之防範工作。

表三：颱風侵襲時，對北部地區造成强風之影響

個案編號	影響期間	最大陣風及出現時間與地點		
		地區	最大風速	持續 hour
九 衞歐拉 (VIOLAW)	58. 7. 25. ～ 58. 7. 28.	F G	53	44
		S S	40	26
		G M	38	37
		P O	50	21
		B S	50	20
		M S	36	2
十 貝蒂 (BETTY)	61. 8. 14. ～ 61. 8. 17.	F G	36	30
		S S	72	34
		G M	50	32
		P O	48	27
		M S	46	（資料不全）

2.個案十一（71.7.28.）是安迪（Andy）颱風從台灣東部地區登陸之中型强烈颱風（圖十一），當時它先橫過中央山脈，再從嘉義附近出海，期間所造成之陣風以台北爲最，風速達81 KTS，而其他地區亦屬相近不遠。故本省北部地區爲颱風所籠罩時其間的各個測站所出現的陣風值是遠大於其他綜觀天氣系統所造成之陣風現象。因此，預測颱風所

圖(十) 溫歐拉（ VIOLAW ）與貝蒂（ BETTY ）颱風之路徑圖

圖(十一) 安迪（ ANDY ）颱風登陸本省東部後出海之路徑圖

導致的影響，首先即需掌握其移動路徑與強度的變化（ Dvorak 1975 ），方能預測各地風力的變化（梁等人，1986 ）。

㈢東北季風與颱風共伴型：

1.個案十二（ 63.10.28. ）與個案十三（ 67.10.12. ）是大陸冷高壓位於華北一帶，而颱風環流位

於台灣南方海面所造成之影響（圖十二(a)與(b)），由於兩者間在本省附近形成强烈的氣壓梯度（五個緯度中有四條等壓線通過），同時氣流線走向呈70° ～ 250° 排列，因此松山地區亦產生持續性之陣風。

(a) 63.10.28. 00 Z

(b) 67.10.12.00 Z

圖(十二) (a)與(b)個案十二與十三之地面天氣圖

2.個案十四（69. 9. 12.）與個案十五（67.10. 7.）雖也有類似天氣系統之結構圖十三(a)與(b)，然而所形成之氣壓梯度並不明顯（平均五個緯度中僅有二條等壓線），因此未能造成松山與桃園地區之陣風現象。

(四)西南季風型：

個案十六（62. 6. 19.）爲梅雨鋒面在東海及華中一帶徘徊，對桃園及馬祖地區所造成之影響（

(a) 69. 9. 21. 00 Z

(b) 67.10. 7. 00 Z

圖(十四) (a)與(b)個案十四與十五之地面天氣圖

圖十四），由於當時的低層西南氣流（Low Level Jet）容易在梅雨鋒前的暖區產生潛在不穩定（Potential Instability）而形成陣風與降雨（陳 1984 ）；因此，梅雨期間鋒面所導致之影響是不可忽視的。

從以上個案之探討與比較，吾人發現在各類天氣型態影響下的陣風個案，雖然有物理機制之不同，如强烈氣壓梯度、不穩定度……等但彼此間仍有一共同之特性，即陣風風速需滿足25 K T S ，且持續時間達12 小時以上，也就是說地形效應與氣候因素伴隨著物理機制所造成的影響，根據此點，迴歸方程式的建立遂可以用該參數作爲預報因子，以求得一元一次之迴歸係數，從而對陣風持續的現象進

(a) 地面

(b) 850 mb

(c) 700 mb

圖(十一) (a)、(b)、(c)個案十六（62.6.19.12 z）之地面、850 mb、700 mb 天氣圖。

行定量的推估與修正，以供作業單位之預報依據。因此本研究對台灣北部地區陣風現象的客觀預測法遂應區分爲二個步驟，首先利用綜觀尺度的天氣圖分析以定性的方法判斷陣風出現之時機與風速，然後再運用當時之風速配合迴歸方程式的計算以預測次日的陣風值。

㈠天氣系統之研判：從過去十四年統計資料之結果與個案研究中，產生北部地區持續性陣風之原因，共計有東北季風型（含寒潮爆發、分裂性高壓出海，强烈氣壓梯度及鋒面系統等），颱風型（含熱帶低壓及擾動等），東北季風與颱風共伴型及西南季風型（含中尺度對流輻合雲系Mesoscale Convective Complex，中尺度低壓Mesoscale Low，及梅雨鋒Mei-Yu Front 等）四大類，其中以東北季風造成陣風之次數最煩，以颱風造成之影響最爲嚴重。因此定性的方法即需要比較季節與各種天氣型態間的彼此關係，如分析等壓線走向，分裂高壓中心之强度與位置，鋒面系統的强弱與移動速度等因子，從而瞭解陣風發生機率。

㈡迴歸方程式之建立：根據十四年選擇性之地面風場資料，配合各類天氣型態之分析及迴歸方程式之原理，吾人乃針對各類別之天氣系統及各測站本身之自相關能力（Auto-Correlation）進行資料之合併與整理，得到九組迴歸方程式及其標準誤差（Standard Error）值（表四），其中

1. 東北季風影響下所得到之迴歸方程式，具有最小的標準誤差值，表示該式有足夠的代表性同時預報準確率亦較高。
2. 西南季風影響下的迴歸方程式，由於陣風值較其他類型之天氣系統所造成之影響爲弱，且持續時間亦較短，因此個案資料之選取較少，故所得之標準誤差值稍高。
3. 颱風侵襲時，通常會造成各地陣風的出現，而其持續時間之長短卻因颱風路徑之不同而互異，所以該迴歸方程式的標準誤差值較大。

表四　各類型態之迴歸方程式與標準誤差值（S．E）之關係

性質	編號	資料內容 型態	迴歸方程式 (Regression Equation)	標準誤差值 (Standard Error)
天氣型態	1	東北季風型（N）	y＝0.469×＋11.577	3.066
	2	颱風侵襲型（T）	y＝0.004×＋25.262	9.182
	3	東北季風與颱風侵襲共伴型（NT）	y＝0.647×＋ 9.201	7.383
	4	西南季風型（S）	y＝0.006×＋18.427	4.771
	5	所有資料混合型	y＝0.457×＋11.752	5.752
自相關	6	馬祖測站（689）	y＝0.350×＋12.660	5.556
	7	松山測站（696）	y＝0.268×＋13.303	6.296
	8	桃園測站（697）	y＝0.117×＋15.388	3.870
	9	金門測站（736）	y＝0.063×＋16.008	4.389

4. 桃園測站在自相關狀況下，標準誤差值最小，顯示該站陣風現象較爲穩定，亦即地形的效應或季節的變化等原因對該站影響不大。

5. 當不計天氣型態，將所有資料同時納入計算迴歸係數時，其標準誤差值的大小可作爲各類型迴歸方程式之參考依據。

五、結　論

根據本文之探討，吾人可有以下幾點結論：

㈠台灣北部地區最大陣風出現之時機爲颱風侵襲本省時所造成，其中多以從本省東部海岸接近者爲最，配合地形「山角作用」之影響，可使得陣風强弱與颱風强度成正相關作用。

㈡迴歸方程式中以觀測風場爲預報因子，配合季節性天氣型態之分析與地形之影響，可隨時掌握24小時以後北部地區各個測站之風力變化。

㈢冬季型的東北季風型態往往較其他型態之天氣系統容易造成北部地區較長時間之持續性陣風；因此該類陣風之預報準確率較高。

㈣根據交叉相關係數的比較，東北季風型態下的風場，馬祖地區可以作爲松山、桃園及金門等測站的有利預報因子，唯時間差的掌握仍需進一步的研究；反之，在其他類型的天氣系統影響下，兩測站間便不再有較密切的相關。

㈤冬季期間，形成北部地區陣風現象的原因多爲大陸冷高壓或分裂高壓伴隨鋒面系統南移時所造成，因此由於溫度差所造成斜壓性不穩定現象在未減弱之前，陣風現象是會持續出現的。

㈥每年五～七月期間爲西南季風盛行時節，平均來說，風力並不强，唯有受梅雨鋒面或MCC等系統影響時，由於潛在不穩定度的產生，使得西南季風增强。

㈦颱風侵襲型態下的迴歸方程式，因爲路徑的變化會有較顯著的差異，使得標準值較不理想，因此，颱風來臨時，陣風的預測仍應以颱風的最佳路徑爲主要考慮因子。

㈧迴歸方程式中，需有待進一步的努力以加入氣壓梯度及溫度變化等預報因子時，相信對於陣風現象在24小時後的變化情形必能更加有效地予以掌握。

六、致　謝

本研究係在中央氣象局的專題研究資助下完成，期間經氣象中心多位同志提供寶貴意見使本研究得以順利完成，易安成及陳普斌兩位同志的程式設計、資料處理與文稿校對、鄧資嘉同志的資料蒐集與圖表整理、國防管理中心董佳績先生蔣美麗小姐在資料處理技術上的協助，均在此一併致謝。

七、參考文獻

1. 王時鼎，1963：沿台灣中央山脈前進颱風之地形影響研究，氣象預報與分析，14期，P1～10。

2. 王時鼎，1980：台灣近海颱風運動及其强度預報法。空軍氣象中心研究報告第18號。

3. 李沐軍，梁乃匡，1981：沙崙卸油作業海域風浪預報之分析。

4.李富城，沈　畦，王觀智，黃幸彥，1985：颱風侵襲下台灣地區强風分佈及持續時間客觀預報之研究(二)。空軍氣象中心研究報告第32號。

5.林則銘，1972：侵襲台灣颱風風力之研究。空軍氣象中心研究報告第4號。

6.徐天佑，沈　畦，楊明錚，1984：台灣北部冬季低層大氣之波譜分析，天氣分析與預報研究會論文彙編，P413～416。

7.梁瑞禎，謝維權，易安成，1985：台灣地區初春雷雨系統的形成條件及動力發展研展。

8.梁瑞禎，李富城，俞川心，沈　畦，葉文欽，謝維權，1986：影響桃園沙崙外海輸油作業之氣象條件之研究。空軍氣象中心研究報告第35號。

9.俞家忠，1985：台灣地區暴風預報之研究(二)。行政院國科會防災科技研究報告P73～75。

10.程允中，王復平，1984：冬季台灣北部地區風力分析與研究天氣分析與預報研討會論文彙編，P417～423。

11.葉文欽，陳泰然，1982：影響台灣地區冬半年天氣之低壓與鋒面氣候之特徵。台大天氣科學系研究報告，NTUATM－1982－03，P35。

12.劉廣英，易安成，1980：颱風最大暴雨量及最大風速之推算。氣象預報與分析，85期，P1～8。

13.劉廣英，1982：台灣北部風力分析及强風預報之研究。空軍氣象中心研究報告第24號

14. Chen., G.T.J. 1982: Observational Aspects of the Mei-Yu Phenomenon over Subtropical China.（第三屆大氣科學學術研討會論文彙編，p.166-174）。

15. Holton, J.R. 1972: Diagnostic Analysis of Synoptic Scale Motions in Middle Latitudes. An Introduction to Dynamic Meteorology. 7, p.112-115.

16. Panofsky, H.A., and G.W. Brier, 1965: Some applications of statistics to Meteorology. Pennsylvania State University press, 224p.

17. Riehl, H. 1979: Tropical Cyclones-Structure and Mechanics, Clinate and Weather in the tropics. Ch9. p.446-450.

18. Yih. A.C. 1983: Basic technique in Using Satellite Data to Deal With Some Meso-Scale Meteorological Problems. Seminar Report Dep't of Earth & Atmospheric Science, St. Louis Univesity, 52pp.

Study on the Maximum Wind Gust at the Northren Taiwan Area

Chi-Kang Lo — *Weather Wing, C.A.F.*

Jui-Cheng Liang — *Weather Center, C.A.F.*

Chuan-Shin Yu — *Weather Center, C.A.F.*

Shen Hsi — *Weather Center, C.A.F.*

Abstract

The northern Taiwan is important vital point of political, military and ecomonical place as well as the industry and trade center. Therefore the maximum wind gust (≧ 25 kts) in this area always have much influence on the flight and oceanic engineering work. Thus our purpose is to analyze the surface wind field at station Sungsan, Taoyuan, Kinman, and Matsu accompany with the weather chart during last 14 years (from 1969 to 1982) to do some statistical analyses. We found that there are four kinds of reason to cause the continuous wind gust. There are winter monsoon, typhoon type, winter monsoon mixed with typhoon type and summer monsoon. Then the following methods are utilized :

(1) to find the coefficient of cross correlation among each two stations and the time lag between them by using the registration method of time series.

(2) to compare predictands of each weather type with the variation of wind field at a future time (24 hours after), find a standard error by using the method of scatter diagram, and then construct the regression equation

Thus we can easily promote our ability in forecasting the wind gust at northern Taiwan by above analysis to decrease the damage in that area.

台灣地區氣象觀測站分布與天氣預報區域劃分之研究

蔡清彥　　陳文恭
國立台灣大學　　交通部
任立渝　趙世騰　鄭月娥
中央氣象局

摘　要

中央氣象局現有廿四個地面氣象觀測站分布於台灣與離島，除從事地面氣象觀測外，並負地方氣象服務之重責，由於分布不均勻、環境的改變、儀器的精進等，使當初設站之因素已不符目前之需求，應重新檢討與調整。本研究首先就氣象測站分布與業務項目，以及測站分布較疏地區之工、商、農、漁各業現況詳加分析，建議在測站密度偏高與離島地區之彭佳嶼、竹子湖、大武、東吉島東四站裁撤精簡爲自動氣象觀測站，另於苗栗、雲林、台南等三縣各增設氣象觀測站，以加强爲民服務。

中央氣象局現行短期天氣預報區域，部份地區未能切合當地氣候特性，而減低天氣預報作業效率與效益，無法滿足民衆需求，應重新檢討劃分。本研究再就現行天氣預報分區之缺失分析檢討，以當地氣候特性、行政區之配合、社會大衆之需求、分區涵蓋周全等原則，將現行十三個預報區重新調整爲十五個預報區，而改進因氣候特性不同產生之缺失，並增進天氣預報工作效率與準確率，及符合社會大衆之需求。

一、前　言

中央氣象局現轄有氣象測站三十站，其中除了位於局本部的氣象預報測站、氣象衛星資料接收站、台北資訊測站、天文測站等四站外，其餘二十六站分散於台灣本島及離島地區。過去，氣象測站的業務，多半屬於預報當地的氣象資料，以供天氣預報、颱風警報發布作業的參考；現在，氣象測站的業務，除了測報當地的氣象資料外，並對當地政府機構、社會各業提供氣象服務。

氣象科技突飛猛進，氣象儀器設備更是日新月異。由於氣象衛星、氣象雷達的發明，氣象衛星雲圖以及氣象雷達回波圖已成爲天氣預報，颱風、豪雨預報的利器。同時由於新式的自動氣象遙測系統以及自動地震遙測系統已可取代傳統的人工觀測來測報地面氣象及地震，因此一些僅擔負少數氣象觀測業務的氣象測站，可考慮予以裁撤改爲自動氣象測站，以節省人力、物力。

近年來，台灣地區經濟發展極爲迅速，工、商、農、漁各業因風災、水災所導致的損失，隨著經濟的發展而日趨嚴重，同時由於民生富裕，社會大衆對氣象的需求也與日俱增。如何有效對各行各業以及社會大衆提供高品質的氣象服務以及準確的天氣預報，是中央氣象局當前的主要任務。地方氣象測站除了測報當地氣象資料，並對政府及民間機構提供颱風警報、豪雨特報等資訊，同時對社會各行各業及社會大衆提供天氣預報、氣象資料以及氣象諮詢等服務，因此地方氣象測站實爲高品質氣象服務的尖兵。然而中央氣象局所轄的地方氣象測站在台灣地區分布並不均勻，在人口衆多，工、商、農、漁各業相當發達的桃園、苗栗、彰化、雲林、台南、高雄等縣，並無氣象測站，實有在該等地區選擇適當地點增設氣象測站之必要。

本研究除了分析中央氣象局現有氣象測站的分布狀況外，並調查各氣象測站的業務現況，同時前往竹子湖、大武、蘭嶼、台東等氣象測站訪問，俾

建議將部份氣象測站予以裁撤改爲自動觀測站。同時前往未設有氣象測站之苗栗、南投、彰化、雲林、台南等地之縣政府訪問，調查當地工、商、農、漁各業的現況，了解地方政府獲得颱風警報、豪雨特報等資料的途徑，以及當地各行各業及民衆對氣象服務的需求。根據訪問所得資料，分析建議中央氣象局在適當地區增設氣象測站，以對該地區之社會大衆提供完善的氣象服務。

中央氣象局現行短期（二十四小時）天氣預報的預報區域，大致以行政區域來劃分，將台灣地區劃分爲十三個預報區域。然而台灣地區多山，氣候受高度、地形、山脈走向等影響，平地與山區之氣候有極大的差異。又台灣地區每年受季風影響甚爲顯著，在東北季風期間，中南部地區靠近中央山脈的地區受山脈阻擋，季風不易進入，但在沿海地區，季風不受山脈阻擋而可長驅直入，因此東北季風期間，台灣中、南部之內陸與沿海地區之天氣並不相同，在西南季風期間，在中南部之山區因地形的抬升作用，雷陣雨發生的頻率遠較平地爲高。該局現行短期天氣預報區域，並未將山區與平地，內陸與沿海劃分開，致預報區域劃分未盡與當地的氣候特性吻合，因此大大地減低天氣預報之準確率及預報人員之工作效率。本研究除了分析該局現行之短期天氣預報區域劃分缺失外，並分析各地的氣候特性；同時檢討學者專家們所做的台灣地區之氣候分區，了解各氣候區受季風影響的程度，做爲重劃短期天氣預報區域的依據，藉以提高該局天氣預報工作的效率，增進天氣預報之準確率，並滿足社會大衆的需求。

二、中央氣象局所轄氣象測站分析

本研究係以設立於台灣各地的氣象測站爲對象，設於局本部的氣象預報測站、衞星資料接收站、台北資訊測站、天文測站以及花蓮、高雄兩氣象雷達站，因負有特殊的業務，不能予以裁撤調整，故在本研究中不予探討，其餘二十四個氣象測站將就其設站年代、分布狀況、業務現況等逐項分析如下：

㈠各氣象測站之設立年代及隸屬等級

中央氣象局所轄之氣象測站，其設立年代大都相當久遠。在民國以前（1911 年以前）設立者有基隆、彭佳嶼、台北、台中、花蓮、澎湖、台東、恒春、台南等九站；在民國元年至民國三十四年間（台灣光復以前）設立者有鞍部、竹子湖、新竹、宜蘭、日月潭、阿里山、玉山、新港、蘭嶼、大武、高雄等十一站；在民國三十五年（台灣光復）以後設立者有嘉義、梧棲、蘇澳、東吉島等四站。一般而言，在台灣光復以前所設立的氣象測站，其設站目的在於測報當地的天氣資料，做爲分析天氣變化的依據、發布天氣預報及颱風警報的參考。在台灣光復以後所設立的氣象測站，除了測報當地天氣資料外，尚擔負有特殊任務，例如蘇澳、梧棲兩站之主要設站目的，係配合蘇澳、梧棲兩國際港的開放，對進出港船隻提供氣象服務，嘉義氣象測站則係爲了研究農業氣象，實施物候觀測而設。

該局所轄氣象測站，依其業務量的繁重劃分爲四個等級，各等級法定最高編制員額，分別爲一等氣象測站78人，二等氣象測站15人，三等氣象測站8人，四等氣象測站5人。在二十四個地方氣象測站中，隸屬於二等氣象測站者有台北、花蓮兩站，隸屬於三等氣象測站者有台南、高雄、嘉義、台中、梧棲、基隆、宜蘭、台東、恒春、澎湖、蘇澳等十二站，隸屬於四等氣象測站者有彭佳嶼、鞍部、竹子湖、新港、大武、蘭嶼、日月潭、阿里山、玉山、東吉島等十站。該局所轄各氣象測站之設立年代及隸屬等級詳見表一。

㈡各氣象測站之所在地及分布狀況

氣象測站之設置地點，係配合各種客觀環境及需求而定，因此中央氣象局所轄之氣象測站分布並不均勻（詳見圖一）。二十四個氣象測站中，有彭佳嶼、蘭嶼、澎湖、東吉島等四站位於離島地區，其餘二十個氣象測站則分散於台灣本島各地。以台灣地區各縣市轄區內設有氣象測站的站數來看：以台東縣擁有4站爲最多，其次是台北市、基隆市、宜蘭縣、嘉義縣、澎湖縣等縣市各擁有2站，新竹市、台中市、台南市、嘉義市、高雄市、台北縣、台中縣、南投縣、屏東縣、花蓮縣等縣市各擁有1站，其餘桃園、苗栗、雲林、彰化、台南、高雄等縣則無。各縣市所擁有氣象測站詳見表一。

本研究將台灣本島地區劃分爲五個地區來分析氣象測站的分布狀況。此五個地區爲北部、東北部地區（包括台北、基隆、宜蘭、新竹、桃園、苗栗等八個縣市）、中部地區（包括台中、彰化、南投、雲林等五個縣市）、嘉南地區（包括台南、嘉義等四個縣市）、高屏地區（包括高雄、屏東等三個縣市）和東部地區（包括花蓮、台東兩縣）。就各地區平地及山地之總面積與各地區內的氣象測站數加以統計分析，求得各地區氣象測站分布狀況如表二。北部、東北部地區共有7站，分布密度爲1站／1310平方公里，中部地區共有3站，分布密度爲1站／2893平方公里，嘉南地區共有4站，分布密度爲1站／1036平方公里，高屏地區共有2站，分布密度爲1站／2861平方公里，東部地區共有4站，分布密度爲1站／2036平方公里。

如純以台灣平地地區之氣象測站分布狀況來看，亦即將台灣地區海拔500公尺以上之山地面積及鞍部、竹子湖、日月潭、阿里山、玉山等五個山區氣象測站除去不計，則台灣本島各平地地區之氣象測站分布狀況如表三。北部、東北部地區共有5站，其分布密度爲1站／1146平方公里，中部地區共有2站，其分布密度爲1站／2456平方公里，嘉南地區共有2站，分布密度爲1站／1856平方公里，高屏地區共有2站，分布密度爲1站／1432平方公里，東部地區共有4站，分布密度爲1站／655平方公里。

台灣各地區氣象測站分布密度，如以平地與山地綜合來看：中部、高屏以及東部地區有偏低現象；如純以平地來看：中部地區及嘉南地區有偏低現象，而東部地區則有偏高現象。

㈢各氣象測站的業務現況

中央氣象局所轄各氣象測站，因其所在地及隸屬等級不同致所擔負的業務多寡不一，各氣象測站所擔負的業務可分爲氣象觀測與氣象服務兩大部分，茲分析如下：

1. 氣象觀測業務

氣象觀測業務包括地面氣象觀測、高空氣象觀測、農業氣象觀測、地震觀測、放射性降落物觀測、大氣污染觀測、潮汐觀測、波浪觀測以及能源研究觀測等項。各氣象測站因所在地及設站目的不同，其所擔負的氣象觀測項目亦多寡不一，各氣象測站所擔負的氣象觀測項目詳見表四。各氣象測站所擔負的氣象觀測項目最多者有五項，最少者只有一項，擔負五項者有台北、花蓮、澎湖等3站，擔負四項者有台中、嘉義、恒春、台東等4站，擔負三項者有基隆、宜蘭、高雄、阿里山、新港等5站，擔負二項者有鞍部、新竹、日月潭、玉山、台南、大武、蘭嶼、東吉島等8站，只擔負地面氣象觀測一項者有蘇澳、梧棲、竹子湖、彭佳嶼等4站。

2. 氣象服務業務

氣象服務業務包括提供颱風警報單、輔導專用氣象觀測站、提供氣候資料、接受電話查詢天氣、安排民衆、學生參觀訪問等，各氣象測站所擔負的氣象服務業務詳見表五。都市區的氣象測站所負之氣象服務業務比較繁重，離島、高山地區的氣象測站所擔負的氣象服務業務較輕，甚至全無。

就提供颱風警報單服務來看：在台灣地區二十四個氣象測站中，提供颱風警報單服務之受供單位在20個以上者有台東、花蓮2站，受供單位在15～19個者有澎湖、大武、高雄、阿里山、嘉義、梧棲、台中、宜蘭、基隆等9站，受供單位在10～14個者有蘇澳、台南、新港等3站，受供單位在5～9個者有新竹、日月潭、恒春等3站，其餘7個氣象測站所提供颱風警報單之受供單位均少於5個。

以輔導專用氣象觀測站服務來看：各氣象測站所負責輔導之專用氣象觀測站之站數，以花蓮氣象測站爲最多，其輔導站數高達58站，其次是高雄、台南、嘉義、台中等站，其輔導站數均在20站以上，台東、恒春、日月潭、新竹等站，其輔導站數均在10～19站，其餘之台北、基隆、蘇澳、彭佳嶼、鞍部、竹子湖、梧棲、阿里山、玉山、大武、蘭嶼、新港、澎湖、東吉島等站均不負輔導之責。

以提供氣候資料服務來看：各氣象觀測站每年對外提供氣候資料之件數多寡不一，其中以高雄站爲最多，一年高達131件；每年提供件數在50～100件之氣象測站有基隆、蘇澳、新竹、台中、梧棲、台南、大武等7站；每年提供件數少於50件之氣象測站有宜蘭、日月潭、嘉義、恒春、台東、新港、花

蓮、澎湖等 8 站，其餘彭佳嶼、鞍部、竹子湖、阿里山、玉山、蘭嶼、東吉島等 7 站則不對外提供。

三、有待設立氣象測站各縣之產業現況分析

台灣地區，中央氣象局未設有氣象測站的縣市計有桃園、苗栗、彰化、雲林、台南、高雄、新竹等縣。此七縣並非全部需要設立氣象測站，本研究乃根據平地地區氣象測站的分布密度以及此七縣鄰近地區是否設有氣象測站或較具規模之專用氣象測站來判定何縣需增設氣象測站，並分析有待設立氣象測站各縣的產業現況，做爲建議增設氣象測站之參考。

在未設有氣象測站之各縣中，我們判定高雄、新竹、桃園等三縣，其增設氣象測站之需求並不迫切，其理由如下：高屏平地地區的氣象測站分布密度（1 站／1432 平方公里）並不算太低，在屏東及高雄小港機場，空軍及民航局均設有專用氣象測站，此兩測站可提供高屏地區之精確天氣資料。且設於高雄市的高雄氣象測站可就近兼負對高雄縣各級政府及民衆提供氣象服務；桃園、新竹兩縣均屬北部、東北部地區，此地區之氣象測站分布密度（1 站／1146 平方公里）並不算低，且設於新竹市之新竹氣象測站將於二、三年後遷站至新竹縣竹北鄉，該站遷站後可就近兼負對新竹縣、新竹市及桃園縣之各級政府與民衆提供氣象服務，同時民航局在中正國際機場，空軍氣象聯隊在桃園機場均設有專用氣象測站，可提供桃園地區之天氣資料。其餘苗栗、雲林、彰化、台南等四縣境內缺少較具規模的專用氣象測站，致該地區天氣預報所需之天氣資料不足，且中部地區、嘉南地區之氣象測站分布密度均有偏低現象，同時台南等四縣農、漁、工、商產業甚爲發達，社會大衆對氣象服務之需求亦頗爲殷切，因此建議在此四縣選定適當地點增設氣象測站 2 ～ 3 站。茲將苗栗、雲林、彰化、台南等縣之農、漁、工、商產業現況（詳如表六～表十）分析如下：

㈠苗栗縣之產業現況分析

苗栗縣位於台灣北部地區，與新竹、台中、花蓮等縣爲鄰，全縣土地面積有 1,820.3 平方公里，佔全台灣地區總土地面積 5.06 %，74年底全縣人口共有 550,343 人。全縣轄有18個鄉鎮市，民國七十五年度歲出歲入預算總額爲 3,814,760 千元。

本縣農業頗爲發達，74年底農戶數爲 38,640 戶，佔全縣總戶數之 36.85%，農業人口爲 218,436 人，佔全縣人口總數之 39.69 %。本縣之農產品以稻米爲主，甘藷其次，特用作物則以茶葉、落花生、甘蔗爲大宗，近年來水果、蔬菜的生產量亦顯著增加。74年各種主要農作物之年產量，稻米爲 32,808 公噸，甘藷、小麥、高粱、玉米、大豆等雜糧爲 116,274 公噸，蔬菜爲 59,077 公噸，茶葉爲12,614 公噸，水果爲 118,157 公噸，水果以柑橘、李子、梨、葡萄爲主。

根據74年底統計，本縣從事漁業戶數爲 2,831 戶，約佔全縣總戶數之 2.7 %，從事漁業人口計有 18,054 人，約佔全縣人口總數之 3.3 %。74年全年總漁獲量爲 4,140 公噸，其中以沿岸（指沿海及內陸河川、湖沼）漁業爲主，其年產量爲 2,244 公噸，約佔總漁獲量之 54.21 %，近海漁業之年產量爲 790 公噸，養殖漁業之年產量爲 1,106 公噸。

本縣之畜牧業以養豬爲主，近年來養牛事業亦頗爲發達。七十四年底之養殖數，計有豬隻 161,779 頭，牛隻 5,688 頭，羊隻 7,893 頭，而其他如鷄、鴨、鵝等家禽的養殖數共計 1,886,484 隻。

本縣之工商業頗爲發達，七十四年底全縣工商業登記家數爲 14,880 家，登記總資本額爲新台幣 1,140,935 千元，以買賣業、服務業、製造業、加工業爲主。買賣業登記家數爲 8,478 家，約佔全縣工商業登記總家數之57%，但其資本額只有63,400 千元，僅佔全縣總登記資本額之 6 %，買賣業之規模多屬小型。製造業及加工業之登記家數有 2,346 家，雖只佔全縣工商業總登記家數之16%，但其資本額高達新台幣 492,910 千元，佔全縣總登記資本額之43%，爲本縣主要之工商業。

㈡彰化縣之產業現況分析

彰化縣位居台灣中部，全縣土地面積爲 1,074.40 平方公里，約佔台灣地區總土地面積之 3.02%，全縣土地有90%屬平地。七十四年底全縣人口計有 1,223,209 人，全縣由26鄉鎮市所構成，七十五

年度歲出歲入決算總額共計新台幣 6,553,322 千元。

本縣農業極爲發達，七十四年底從事農業之戶數爲 94,815 戶，約佔全縣總戶數之 40.16 %，農業人口計有 549,225 人，約佔全縣人口總數之 44.9 %。農產品以稻米爲主，其他蔬菜、水果、花卉亦有大量生產。七十四年農產品之產量，稻米爲 330,911 公噸，甘藷、小麥、玉米、高粱、大豆等雜糧爲 26,386 公噸，特用作物以甘蔗、落花生爲大宗，甘蔗 16,086 公噸，落花生 11,558 公噸，蔬菜 352,011 公噸，水果 209,136 公噸，水果生產以蕃石榴、葡萄、荔枝爲主。

本縣位於台灣西部之沿海中心，海岸綫長達 50 公里，具有發展漁業之優良條件，因此漁業甚爲發達。七十四年底從事漁業之戶數有 3,721 戶，佔全縣總戶數之 1.58 %，漁業人口計有 20,151 人，佔全縣人口總數之 1.6 %。七十四年全年總漁獲量爲 39,441 公噸，其中 93 %屬養殖漁業，主要養殖以鰻魚、牡蠣、蛤蜊等爲主，養殖漁業之年產量爲 36,898 公噸，近海漁業之年產量爲 141 公噸，沿岸漁業之年產量爲 2,402 公噸。

本縣之畜牧業以養豬爲主，七十四年底主要畜產之養殖數量，計有豬隻 775,327 頭，牛隻 11,807 頭，羊隻 19,600 頭，而鷄、鴨、鵝、兎等家禽的飼養量共有 8,310,164 隻。

本縣工商業極爲發達，七十四年底工商業登記家數共有 35,617 家，以買賣業、服務業、製造業、加工業爲主，買賣業共有 18,162 家，約佔全縣工商總登記家數之 51.0 %，製造業及加工業有 10,220 家，約佔全縣工商總登記家數之 28.7 %。縣內共有工廠 6,374 家，大部分屬食品業、化學業、金屬製品業、機械業、紡織業以及塑膠製品業。

㈢雲林縣之產業現況分析

雲林縣位於嘉南平原的北端，與南投、嘉義、彰化等縣爲鄰，全縣土地面積有 1,290.84 平方公里，約佔台灣地區總土地面積之 3.59 %，七十四年底全縣人口共有 791,186 人。全縣由 20 個鄉鎮市所構成，七十五年度財政收支歲出歲入總額爲新台幣 5,590,713 千元。

本縣位處嘉南平原，農業極爲發達。七十四年本縣從事農業戶數有 83,826 戶，佔全縣總戶數之 51.77 %。農業人口有 450,759 人，佔全縣總人口數之 56.97 %。農產品以稻米、蔬菜爲主，七十四年各主要農作物之產量，稻米爲 288,519 公噸，甘藷、小麥、玉米、高粱、大豆等雜糧爲 138,117 公噸。特用作物有甘蔗、落花生、洋菇、樹薯等，其中甘蔗爲 925,790 公噸，落花生爲 48,089 公噸。本縣爲台灣地區主要蔬菜供應地區之一，蔬菜年產量爲 646,938 公噸；水果生產以葡萄、柑橘、鳳梨爲大宗，全年產量有 23,935 公噸。

本縣西臨台灣海峽，海岸陸棚緩和平坦，海底生物豐富，有利於魚類棲息繁殖，同時擁有廣大砂洲，適合養殖牡蠣、蛤蜊，故本縣的漁業極爲發達。七十四年底本縣從事漁業戶數有 8,252 戶，佔全縣總戶數之 5.1 %，漁業人口計有 49,800 人，佔全縣人口總數之 6.29 %。七十四年總漁獲量爲 35,139 公噸，養殖漁業多達 31,829 公噸，佔總漁獲量之 90.58 %，主要的養殖漁類有牡蠣、蛤蜊、草魚、吳郭魚、鰻魚等。其餘近海漁業、沿岸漁業分別爲 2,777 公噸、533 公噸。

本縣畜牧業並不發達，以養豬爲主，七十四年底的養殖量，牛隻有 19,376 頭，豬隻有 793,860 頭，羊隻有 44,448 頭，其他鷄、鴨、鵝、兎等家禽的養殖數量有 6,252,354 隻。

本縣工商業頗爲發達，近年來更是急速發展，工商業的產值已遠較農業爲高。七十四年工商業登記家數爲 17,941 家，總登記資本額爲 1,297,659 千元。其中買賣業有 11,121 家，佔總登記家數之 61.99 %，服務業有 2,186 家，佔總登記家數之 12.18 %，製造業及加工業之家數有 2,068 家，佔總登記家數之 11.52 %。工廠總登記家數爲 1,524 家，以食品、紡織、傢俱、橡膠等業爲主。

㈣台南縣之產業現況分析

台南縣位於台灣西南部，全縣土地面積共有 2,016,007 平方公里，約佔台灣地區總土地面積之 5.6 %，山地面積約佔全縣面積之三分之一，其餘均屬肥沃的平原。七十四年底全縣總人口爲 1,000,781 人。全縣由 31 個鄉、鎮、市所組成，七十五年度財政收歲出歲入決算總額爲新台幣 6,014,130 千元。

本縣大部份土地位於肥沃的嘉南平原上，故農業甚爲發達，近年來採取農業多元發展，加强經濟價值較高的特用作物生產。七十四年底從事農業戶數爲 83,466 戶，佔全縣總戶數之 38.07 %，農業人口計有 399,167 人，約佔全縣人口總數之 39.88 %。七十四年主要農作物之年產量，稻米爲 143,598 公噸，甘藷、小麥、高粱、玉米、大豆等雜糧爲 172,694 公噸。特用作物以甘蔗、落花生、樹薯、芝麻爲主，甘蔗爲 1,843,692 公噸，落花生爲 2,164 公噸。蔬菜爲 626,657 公噸；水果爲 185,117 公噸，以芒果、文旦、鳳梨最負盛名。

本縣漁場廣闊，漁產豐富。七十四年底從事漁業戶數爲 5,765 戶，佔全縣總戶數之 2.63 %，漁業人口爲 23,061 人，佔全縣總人口之 2.30 %。七十四年總漁獲量爲 45,596 公噸，其中近海漁業爲 3,748 公噸，沿岸漁業爲 1,030公噸，養殖漁業爲 40,818 公噸，佔全縣總漁獲量之 89.5 %，本縣之養殖漁業甚爲發達，養殖漁業之年產量，養殖魚類以吳郭魚、鯉魚、虱目魚、蝦、牡蠣爲主。

本縣畜牧業由於近年來政府不斷推廣與扶植，品種改良以及飼養方法的輔導，已邁進專業性企業化之經營，七十四年底之養殖數量，牛隻有 17,059 頭，豬隻有 1,138,154 頭，羊隻有 29,881 頭，其他鷄、鴨、鵝、兎等家禽計有 12,942,120 隻。

本縣工商業極爲發達，七十四年底工商業登記家數爲 27,940 家，其中買賣業有 15,043 家，佔總家數之 53.84 %，服務業有 3,610 家，佔總家數之 12.92 %，製造業及加工業共有 4,904 家，佔總家數之 17.55 %。七十四年底工廠登記家數共有4,128 家，以食品、傢俱、塑膠製品、金屬製品、機械等業爲主。

四、中央氣象局所轄氣象測站應予調整之理由

中央氣象局所轄氣象測站在台灣地區的分布狀況，由於業務需求以及客觀環境的改變，已經不符經濟原則也不能充分滿足社會各界的需求，實有重新予以調整的必要，以提高氣象測站的效益，其理由如下：

㈠現有氣象測站分布不均

該局所轄氣象測站在台灣地區分布並不均勻。就氣象測站縣市分布來看：在台東一縣有 4 站之多，而在桃園、苗栗、新竹、彰化、雲林、台南、高雄等縣，則無氣象測站，氣象測站之分布極不均勻；就氣象測站區域分布來看：在台灣地區平地（500 公尺以下）各地區之測站分布密度相差甚大，中部地區（分布密度爲 1 站／2456 平方公里）及嘉南地區（分布密度爲 1 站／1856 平方公里）有偏低現象，而東部地區（分布密度爲 1 站／655 平方公里）則有顯著偏高現象。

㈡自動遙測儀器可取代人工執行大部分觀測業務

由於氣象科技的長足進步，氣象儀器亦隨之日益精良，使得氣象測報方法以及天氣預報、颱風預報等作業方式，大大地改變。以颱風預報而言；颱風中心之定位以及颱風動態之判定作業，從前只能利用地面及高空的天氣圖來判定，但在今日則可利用飛機偵察報告，氣象衛星雲圖，氣象雷達回波圖等來判定；以地面氣象、地震、波浪等觀測業務而言：此等觀測業務，從前均由人工利用傳統的儀器來觀測紀錄，並將觀測之資料經由人工利用無綫電等通訊設備傳回中心，但在今日自動遙測儀器可自動觀測紀錄，並將觀測所得資料利用數據電路或無綫電通信設備自動傳回中心。

㈢社會各界對氣象需求日益殷切

社會各界隨著經濟的快速成長，對氣象服務需求日益殷切。舉凡個人的日常生活，農、林、漁、牧的生產，工、商企業的經營，交通運輸的管理等，無一不與氣象息息相關。台灣地區颱風、豪雨、寒潮、乾旱等災害性天氣發生頻繁，此等天氣對農、林、漁、牧以及工、商企業所導致的災害損失極爲慘重。社會各界對氣象的需求，不外在平時需有準確的天氣預報以供日常作業之安排；在災害天氣發生前，更需準確的災害天氣早期預警，俾及時採取有效的防範措施，以減輕災害損失。此等氣象需求有賴中央氣象局及其所轄氣象測站提供，因此氣象測站的設立，實有助於滿足地方各界對氣象的需求。

五、中央氣象局所轄氣象測站網的調整方案

本研究係依據中央氣象局現在所轄的氣象測站的分布狀況以及各氣象測站的業務繁簡，來調整其氣象測站網。換言之，將氣象測站分布密度偏高地區，氣象觀測業務可由自動遙測儀器來執行，且其所擔負氣象服務業務量較輕的部分氣象測站，比照該局裁撤淡水氣象測站改設蘇澳氣象測站之案例，予以裁撤精簡爲自動氣象觀測站。同時分析苗栗、雲林、彰化、台南等縣之農、林、漁、牧以及工、商產業現況，及其縣民對氣象服務的需求程度，以建議增設氣象測站之地點。經過裁撤及增設部分氣象測站後的氣象測站網，其測站之分布將更爲均勻，更能充分滿足台灣各地區民衆對氣象服務的需求。建議裁撤及增設之氣象測站之分布詳如圖二。

1.裁撤現有氣象測站4站

台灣地區之北部、東北部、中部、嘉南以及高屏等平地地區的氣象測站分布密度，均無偏高現象，中部及嘉南地區更屬偏低；且此等地區內的氣象測站所負的氣象觀測和氣象服務業務相當繁重，故此等地區的氣象測站包括宜蘭、蘇澳、基隆、台北、新竹、台中、梧棲、嘉義、台南、高雄、恒春等站均不宜予以裁撤，而東部平地地區，北部山區以及離島地區，業務單純之氣象測站可予以裁撤，茲分述如下：

(1)東部地區裁撤1站

東部平地地區的氣象測站分布密度爲1站／655平方公里，有顯著偏高現象，故該地區之氣象測站應酌予裁撤。東部平地地區之氣象測站有花蓮、台東、新港、大武等4站，其中花蓮、台東兩站分別位於花、東兩縣之縣治所在地，此兩站除了負有多項氣象觀測業務外，更兼負著對花、東兩縣之各級機關，各行各業以及民衆提供颱風警報、天氣預報以及氣候資料等項服務，所負業務繁重故不宜裁撤；新港氣象測站位於台東縣成功鎮，鎮內有成功漁港爲東部地區主要漁港之一，停泊該港之衆多漁船在出海作業時，均有賴該站提供天氣預報服務，如將該站裁撤則嚴重影響到當地漁民生命財產的安全，因此該站亦不宜裁撤；東部地區可予裁撤的氣象測站便屬大武一站。大武氣象測站目前所負的氣象觀測業務只有地面氣象觀測及地震觀測兩項，此兩項業務均可由自動遙測儀器來執行；其所負之氣象服務業務（主要爲氣象資料提供）則可交由鄰近的台東氣象測站辦理。

(2)離島地區裁撤2站

離島地區的氣象測站有澎湖、東吉島、彭佳嶼、蘭嶼等4站，其中澎湖氣象測站位於澎湖縣政府所在地馬公鎮上，該站除負有地面氣象、地震、放射性降落物暨大氣污染、能源研究、潮汐等五項觀測業務外，並兼負對澎湖縣各級機關及民衆提供氣象服務，尤以對該地區漁民提供出海作業所需之天氣預報最爲重要，因此該站不宜裁撤；蘭嶼氣象測站位於觀光勝地之蘭嶼島上，該站目前所負之氣象觀測業務（地面氣象觀測及地震觀測兩項）雖可由自動遙測儀器來執行，但該站兼負對蘭嶼的居民暨遊客提供氣象諮詢暨天氣預報之服務，無法由鄰近之台東氣象測站所替代，因此該站亦不宜裁撤。彭佳嶼氣象測站目前之業務只有地面氣象觀測一項，此項業務可由自動地面氣象遙測系統來執行，同時二、三年後北部氣象雷達站啓用後，北部海域之颱風動態以及冬季北方南下之鋒面可由氣象雷達來偵測，該站之重要性將更形降低。東吉島氣象測站目前僅負有地面氣象觀測及波浪觀測兩項業務，此兩項業務均可由自動遙測儀器來執行，該站當初設站目的係在觀測東吉島海域之天氣及波浪資料，以維護台澎間海上運輸安全，該站裁撤後，上述之資料仍可由自動遙測儀器獲得，故並不影響該站所負之任務，故建議將彭佳嶼、東京島兩[illegible]測站予以裁撤。

(3)山地地區裁撤1站

台灣山區的氣象測站有鞍部、竹子湖、日月潭、阿里山、玉山等五站。鞍部、竹子湖兩站位於台北近郊的陽明山國家公園區內，由於兩站相距甚近，且所負之業務亦極爲單純，因此可擇一予以裁撤。鞍部氣象測站爲國際標準地震觀測站之一，負有對國際提供地震觀測資料的任務，故以裁撤竹子湖氣象測站爲宜。竹子湖氣象測站裁撤後，該站所負之地面氣象觀測業務可由自動地面氣象遙測系統來

執行，該站對竹子湖派出所提供颱風警報單的服務，可改由鞍部氣象測站負責。日月潭氣象測站爲中部山區之唯一代表測站，同時該站負有對日月潭衆多居民暨遊客提供氣象服務的責任，因此該站不宜裁撤。阿里山、玉山兩站同屬南部山區之代表測站，玉山氣象測站位於海拔高度3850公尺的玉山北峯上，爲東亞地區的最高氣象測站，此站不但提供寶貴的高山氣候資料，同時亦爲台灣地區提供雪訊之重要測站，該站並代表著氣象人員不畏艱險，無遠弗屆的敬業精神，故本站不宜輕言裁撤；阿里山氣象測站除擔負地面氣象、地震、能源研究等三項觀測業務外，並對阿里山之居民及遊客提供氣象服務，兼負有對玉山測站運補及資料傳輸中繼之任務，故本站亦不宜裁撤。

2. 增設氣象測站3站

根據中央氣象局所轄氣象測站之分布以及未設有氣象測站各縣的產業分析結果，本研究建議在北部、中部、嘉南等三地區各增設氣象測站1站，分述如下：

(1)北部地區的苗栗縣境增設1站

北部、東北部平地地區的氣象測站分布密度雖無顯著偏低現象，但此地區之5個氣象測站中有4個集中在桃園以北的地區，桃園以南之桃園、新竹、苗栗等三縣只有新竹氣象測站1站，實有必要在苗栗縣境增設1站以彌補北部地區氣象測站分布之不均。

苗栗縣雖屬東北部氣候區，但其氣候受季風之影響，並不太顯著，其天氣變化較爲複雜。在苗栗縣境沒有較具規模之專用氣象測站，因此缺乏可靠的天氣資料以供預報該地區天氣作業的參考。故宜在苗栗縣境增設氣象測站，以完全掌握苗栗地區的天氣變化情況，提高該地區天氣預報的準確率。

苗栗縣有人口五十五萬人，其農、漁、工、商各產業均甚發達，農作物及漁類之產量極爲豐富。農、漁、工、商各業與氣象息息相關，對天氣預報之需求也相當殷切。因此，宜在苗栗縣境增設氣象測站，就近對該縣之農、漁、工、商各業提供完善之氣象服務，不但有助於農、漁、工、商等產業之生產，更可減輕各業遭受天然災害的損失。

(2)中部地區的雲林縣境增設1站

中部平地地區之氣象測站分布密度爲1站／2456平方公里，有顯著偏低現象。如純以測站分布密度考量，中部地區宜增設氣象測站2站，分別設於彰化、雲林兩縣，但鑒於中部地區之台中、南投、彰化、雲林等縣的氣候特性差異並不太大，且現在機關員額增編不易，本研究乃建議先在雲林縣境增設氣象測站1站。

中部地區現有的氣象測站有2站，分別位於台中市及台中縣之梧棲鎮，增設的氣象測站如設在雲林縣境當比設在彰化縣，更能使得中部地區的氣象測站分布均勻。又雲林、彰化兩縣缺少較具規模的專用氣象觀測站提供正確的天氣資料，做爲預報該地區天氣作業之參考。彰、雲兩縣的沿海地區，雖位處中部地區，但受中央山脈的阻擋作用較小，東北季風可長驅直入，冬季的天氣，在沿海地區常有强風出現，對漁民們出海作業有極大之影響。故宜在雲林之沿海地區設立氣象測站，隨時測報東北季風南下時天氣變化的情形，提供漁民出海作業之參考，以保障漁民們生命財產之安全。

雲林縣的人口多達七十九萬人，縣內工商業頗爲發達，近年來更是急速發展，工、商業的產值已遠較農業爲高，縣境有食品、紡織、傢俱、橡膠等業之工廠一千五百多家。宜在本縣設立氣象測站，就近對雲、彰兩縣之農、漁、工、商各業提供正確的天氣預報及災變天氣警報資料，暨氣象諮詢等完善服務，以供各業作業及採取防範措施之參考，而充分滿足其對氣象服務的需求。

(3)嘉南地區的台南縣增設1站

嘉南地區的氣象測站分布密度爲1站／1856平方公里，有偏低的現象，因此本地區宜增設氣象測站一站。本地區中央氣象局現有台南及嘉義兩個氣象測站，台南氣象測站臨近台灣海峽，故新增設之氣象測站不宜設在沿海地區，而宜設在鄰近山區之玉井鄉、南化鄉一帶，使得嘉南地區之氣象測站均勻分布。

台南縣之人口已多達一百萬人，本縣之農、漁、工、商各業均極發達，嘉南鄰近山區之鄉鎮盛產水果，爲台灣著名的水果產地，在鄰近山區之玉井

、南化一帶增設氣象測站，不但可就近提供農民作業所需之資料，並且可觀測西南季風期天氣變化之情況，研究西南氣流受地形抬升作用之特性，當有助於西南季風期天氣之預報。新設之氣象測站，如能從事各種果樹之物候研究，更有助於果園之經營，提高此地區之水果產量，增進農民之收益。

六、中央氣象局現行短期(24小時)天氣預報區域之探討

中央氣象局現行短期（24小時）天氣預報區域，共劃分爲基宜、台北、新竹、台中、嘉南、高屏、台東、花蓮、澎湖、金門、馬祖、陽明山、台北市等十三個預報地區（詳見圖三及表十一）。此短期天氣預報區域大致根據台灣的行政區域來劃分，換言之，乃將相鄰之縣市劃爲一個預報地區，而不是根據各地之氣候特性來劃分。此種預報區域之劃分方法之優點爲各預報地區之分界，大致沿用各縣市之分界綫，預報地區較易爲一般民衆所接受而不會產生混淆，其缺點則爲預報區域不能切合當地氣候特性，增加天氣預報之困難，減低天氣預報作業之效率及天氣預報之準確率。玆分析探討如下：

㈠氣候特性迥異之地區歸併於同一預報地區

氣候特性不同的地區，在同一天氣系統影響下所呈現之天氣現象不盡相同，因此將氣候特性迥異之地區歸併在同一預報地區，將使天氣預報作業發生顧此失彼之困擾，不但增加天氣預報人員之負擔，而且減低天氣預報準確率。玆將有此缺失之預報地區分析如下：

1.基宜地區

基隆、宜蘭兩地雖同位於台灣東北部地區，但由於地形之差異，致兩地之氣候特性有甚大的差異，其中以盛行風向、風速、雨量、雷雨日數、霧日數等氣象要素之差異最爲顯著。（詳見表十二、表十五）

(1)風速：基隆與宜蘭兩地之年平均風速相差幾達一倍，基隆爲3.5m／s，宜蘭只有1.6m／s。如以季風期之平均風速來看，東北季風期間（本文所指之東北季風期係自十月至翌年四月）之月平均風速，基隆爲3.8m／s，宜蘭爲1.5m／s；西南季風期間（本文所指之西南季風期係自六月至八月）之月平均風速，基隆爲3.0m／s，宜蘭爲1.6m／s，由此可見宜蘭因地形之阻擋，季風較不易進入，故不論是東北季風期或是西南季風期，其風速均遠較基隆爲小。

(2)盛行風向：宜蘭由於特殊地形之影響，其盛行風向與基隆迥異。在東北季風期間，基隆出現之盛行風爲東北風，北北東風及北風，此三種風向之出現頻率在50％以上；宜蘭出現之盛行風則西南風、西南西風及西風，此三種風向之出現頻率在30％以上。西南季風期間，基隆之盛行風爲南風、南南西風及西南風，此三種風之出現頻率在30％以上；宜蘭之盛行風爲東北風、東北東風、東風、東南東風，此四種風之出現頻率在35％以上。全年度之盛行風向而言，基隆以東北風爲主（風向頻率約20％）其次是北北東風及北風；宜蘭以西風、西南西風、西南爲主，此三種風之出現頻率均約10％。基隆、宜蘭兩地之盛行風詳見圖四、圖五。

(3)雨量：基隆的年雨量（3654.1公厘）較宜蘭之年雨量（2744.1公厘）高出910.0公厘。兩地之雨量雖均以東北季風期內較多，但基隆較宜蘭顯著，東北季風期間，基隆之雨量爲2399.8公厘，佔全年雨量之66％；而宜蘭之雨量爲1500.7公厘約佔全年雨量之54％。西南季風期間之降雨則以宜蘭較爲顯著，宜蘭之雨量爲575.0公厘，約佔全年雨量之21％；而基隆之雨量爲611.4公厘，約佔全年雨量之17％。

(4)雷雨：宜蘭地區由於地形影響氣流上下交綏逆轉，進而形成動力不穩定而有利於雷雨之生成，因此宜蘭全年之雷雨日數多達45天，爲數之多，在諸平地氣象測站中僅次於嘉義一站。而基隆之年雷雨日數只有21天，尚不及宜蘭之一半。基、宜兩地之雷雨有50％以上發生於西南季風期內（宜蘭爲24天，基隆爲12天），而發生於東北季風期內之雷雨則少於全年雷雨日數之19％（宜蘭爲8天，基隆爲4天）。

(5)霧：基隆之年霧日較宜蘭多出10天（基隆爲40天，宜蘭爲30天），兩地之霧日有60％出現於東北

季風期內，基隆爲27天，宜蘭爲18天，尤以基隆最爲顯著，基隆較宜蘭多出9天。

2. 台中地區

本預報地區包括台中、彰化、雲林、南投等縣市之全部，本區範圍廣大，包含有氣候特性迥異之西部沿海地區（大安溪以南，北港溪以北之沿海地區）、中部平原地區以及中部山區。西部沿海地區內中央氣象局所屬氣象測站只有梧棲一站，而中部平原地區該局所屬氣象測站亦只有台中一站，其他機關或人民所轄有之專用氣象測站，由於規模甚小、氣候資料並不齊全，本研究乃以梧棲與台中兩氣象測站之氣候資料來做爲比較西部沿海地區與中部平原地區之氣候差異，台中、梧棲兩站之氣候資料詳見表十三及表十五。此兩地區在降雨量、風速、盛行風向、雷雨日數、强風日數、雲量及天空狀況等氣象要素有顯著之差異，茲分述如下：

(1)雨量：台中之年雨量爲1650.7 公厘，而梧棲只有1322.3 公厘，兩站之年雨量相差328.4公厘。西南季風期間之雨量，台中爲929.8公厘，梧棲爲654.7公厘，兩站相差275.1公厘，佔全年總差額之84％，此乃由於台中於西南季風期間較易發生雷雨之故。東北季風期間之雨量，台中爲346.2公厘，梧棲爲379.7公厘，梧棲較台中爲多，此期間之雨量佔年雨量之百分率，台中爲20.9％，梧棲爲28.7％。由此可知梧棲受東北季風之影響較爲顯著，台中則受西南季風之影響較爲顯著。

(2)雨日：台中、梧棲兩站之年雨日分別爲114天，101天，台中較梧棲多出13天，多出13天之雨日均集中於西南季風期間。東北季風期間兩站之雨日均爲52天，西南季風期間之雨日，台中爲44天，梧棲爲32天。全年之雷雨日數，台中爲42天，梧棲爲19天，台中較梧棲多出23天。西南季風期間之雷雨日數，台中爲26天，梧棲爲9天，由此可見台中受西南季風影響遠較梧棲顯著。

(3)盛行風向：東北季風期間，台中多吹北風，其月平均風向頻率約爲39％；梧棲多吹東北風及北北東風，東北風之月平均風向頻率約爲32％，北北東風之月平均風向頻率約爲39％。西南季風期間，台中多吹南風，其月平均風向頻率約爲15％；梧棲多吹南風及東南風，南風之月平均風向頻率約爲19％，東南風之月平均風向頻率爲16％。全年之盛行風向，台中爲北風，年平均風向頻率約爲28％，梧棲爲北北東風及東北風，此兩盛行風之年平均風向頻率分別約爲26％及24％。台中、梧棲兩站之盛行風，參見圖六、圖七。

(4)風速：梧棲因濱臨台灣海峽，地勢空曠，全年之風力遠較台中爲大，尤以東北季風期間最爲顯著。以年平均風速而言，台中爲1.7 m／s，梧棲爲5.3 m／s，梧棲較台中大三倍。東北季風期間之月平均風速，梧棲爲6.4 m／s，台中爲1.9 m／s，梧棲較台中大3.4倍。西南季風期間之月平均風速，梧棲爲3.6 m／s，台中爲1.5 m／s，梧棲亦較台中大2.4倍。全年强風（平均風速大於或等於10 m／s）之出現日數來看，兩站更是天壤之別，台中只有1天，而梧棲多達170天，梧棲幾乎有半年的日子會出現强風，尤其是東北季風期間最常出現，此期間出現强風多達131天，佔全年强風日數之77％。

(5)雲量與天空狀況：由年平均雲量來看，台中、梧棲兩站之差異並不太大（台中爲6.5／10，梧棲爲5.9／10），但由天空狀況來看，兩站則有顯著差別。一年中出現「疏雲」、「碧空」天空狀況之日數，台中有133天，梧棲有176天，各佔全年總日數之36％、48％；換言之，一年中出現晴朗天氣之機會，梧棲較台中多出12％。一年中出現「裂雲」、「密雲」天空狀況之日數，台中有232天，梧棲有189天，由此可見一年中出現多雲或陰天的日子，台中較梧棲多出43天。東北季風期間，天空狀況爲「碧空」、「疏雲」之日數，台中爲90天、梧棲爲98天，兩站相差不大；天空狀況爲「裂雲」、「密雲」之日數，台中爲122天、梧棲爲114天，兩站相差亦不大。但在西南季風期間，天空狀況爲「碧空」、「疏雲」之日數，台中爲24天、梧棲爲46天，兩站已有明顯差異；天空狀況爲「裂雲」、「密雲」之日數，台中爲68天、梧棲爲46天，兩站亦有顯著差別，由此可見，在西南季風期間，兩站之天空狀況

差異較爲顯著；而在東北季風期間，兩站之天空狀況並無太大差異。

(6)霧：台中因位處西部平原，全年之風力遠較梧棲爲小，因此有利於霧的生成。全年之霧日，台中爲28天，梧棲爲8天，台中較梧棲多出20天。發生於東北季風期間之霧日佔全年霧日之百分比，台中爲89％，梧棲則高達100％。

3. 台北地區

本預報地區包括桃園、台北兩縣之全部地區，台北縣之大部分地區位於台北盆地內，其地形與桃園縣之台北地形截然不同，因此桃園地區之氣候特性與台北地區不盡相同，而與其鄰近之新竹地區反較接近。茲以中央氣象局所屬之台北氣象測站代表台北地區，新竹氣象測站代表新竹地區，民航局所屬中正機場測站代表桃園地區，以此三站之氣候資料（詳如表十四）來探討台北、桃園、新竹三個地區之氣候差異。

(1)雨量：台北、桃園、新竹三站之年雨量，依序爲2103.2公厘、1724.2公厘、1746.9公厘，桃園均較台北、新竹爲少，較台北少379公厘，較新竹少22.7公厘。東北季風期間之雨量，三站依序爲829.7公厘、872.4公厘、705.2公厘，桃園較台北多42.7公厘，較新竹多167.2公厘。如以東北季風期間雨量佔全年雨量之百分比來看，三站依序爲39.4％、50.6％、40.4％，桃園較台北高11.2％，較新竹高10.2％。西南季風期間之雨量，三站依序爲781.5公厘、459.9公厘、639.4公厘，桃園較台北少321.6公厘，較新竹少219.5公厘。如以西南季風期雨量佔全年雨量之百分比來看，三站依序爲26.7％、37.2％、36.6％，桃園較台北低10.5％，較新竹低9.9％。由以上之分析可知桃園地區之降雨量特性與新竹地區較爲接近，而與台北地區相差較大。

(2)雨日：台北、桃園、新竹三站之年雨日，依序爲175天、144天、140天，呈現由北向南遞減的現象，桃園較台北少31天，而較新竹多4天。東北季風期之雨日，三站依序爲104天、93天、83天，亦呈由北向南遞減現象，桃園較台北少11天，而較新竹多10天。西南季風期間之雨日，三站依序爲42天、29天、33天，桃園較台北少13天，較新竹少4天。桃園之雨日特性與新竹相近而與台北相差較大。

(3)盛行風向：一地之盛行風向與當地之地形有極密切之關係，由於桃園之地形與新竹相近而與台北迥異。因此桃園之盛行風向與新竹相同而與台北迥異。以全年之盛行風而言，桃園與新竹同爲東北風，而台北則爲東風，桃園之東北風年平均風向頻率約爲18％，新竹之東北風年平均風向頻率約爲26％，台北之東風年平均風向頻率約爲23％。桃園於東北季風期間盛行東北風及東北東風，東北季風前半期（十月～十二月）盛行東北東風，其月平均風向頻率約爲30％，東北季風後半期（一月～四月）盛行東北風，其月平均風向頻率約爲26％；於西南季風期間盛行西南西風，其月平均風向頻率約爲15％。新竹於東北季風期間盛行東北風，其月平均風向頻率約爲39％；於西南季風期間盛行西南風，其月平均風向頻率約爲18％。台北於東北季風期間盛行東風，其月平均風向頻率約爲29％；於西南季風期間盛行東南東風暨南南東風，其月平均風向頻率均約爲13％。台北、桃園、新竹三地區之盛行風及其頻率詳見圖八、圖九、圖十。

(4)風速：台北、桃園、新竹三地之年平均風速依序爲3.0 m／s、5.2 m／s、2.7 m／s，桃園遠較台北、新竹爲大。東北季風期間，三站之月平均風速，依序爲3.3 m／s、5.7 m／s、2.9 m／s，桃園亦較台北、新竹爲大，桃園幾達新竹之兩倍。西南季風期間三站之月平均風速，依序爲2.4 m／s、4.5 m／s、2.5 m／s，桃園較台北、新竹兩站大約2 m／s。由上分析可知桃園地區之風速與台北相差較小，與新竹相差較大。

(5)霧：台北地區因位處盆地，因此有利於霧的生成，全年之霧日遠較桃園、新竹爲多。台北、桃園、新竹三站之年霧日，依序爲78天、13天、28天，桃園比台北少65天，比新竹少15天。三地之霧日大部份發生於東北季風期內，此期間之霧日佔

年霧日之百分比，台北爲60％（47天）、桃園爲100％、新竹爲89％（25天）。台北有18天之霧日發生於西南季風期，約佔全年霧日之23％，而桃園、新竹於西南季風期間幾無霧日發生。

㈡氣候特性相同之地區歸併在不同之預報地區

台北市之轄區與台北縣大部分之縣市同位於台北盆地內，台北盆地內之各地區氣候特性相同，理應列爲同一預報地區。台北市單獨列區，不但增加天氣預報人員之負擔，降低天氣預報工作之效率，而且增加預報分區徒增大衆傳播媒體之負荷。

陽明山地區在中央氣象局現行之短期天氣預報區域中亦單獨列爲一區，以氣象之觀點而言，因其與鄰近之台北地區及基隆地區相異，故有單獨列區之需要，但如以整個北部山區來看，則陽明山地區與鄰近之桃園、新竹、宜蘭等山區之氣候大致相似，大可不必單獨列區，而宜將整個北部山區列爲一個預報地區，以收事半功倍之效。

㈢平地與山地未能分區

中央氣象局現行之短期天氣預報區域，並未將平地與山區劃分開來。台灣山地面積幾佔全島面積三分之二，幅圓相當廣大。山地之氣候受高度、地形之影響，與鄰近之平地截然不同。在同一天氣系統控制下，山地與平地之天氣有很大的差異。

戚啓勳在「台灣之山地氣候」（1969年）一文中指出：「山地全年平均等溫綫的分布如圖十九，攝氏20度的等溫綫大致和海拔1000公尺的等高綫相合；攝氏10度的等溫綫大致和海拔2500公尺的等高綫相合；攝氏5度的等溫綫大致和海拔3500公尺的等高綫相合」。

亢玉謹氏在「台灣降水特性之分析)(1968年）一文中指出：「台灣西海岸之2000公厘等年雨量綫與中央山脈平行，降雨量自西海岸向山地增多，地形影響降雨之情況至爲明顯，年雨量超過3000公厘之降雨地區除基隆外，其餘均屬山區」。台灣各地平均雨量分布參見圖十一～十四。亢氏在同文中又指出：「台灣地區之年平均降水日數分布亦呈自西海岸向山地增多的特性，西部沿海平原之雨日全年不及100日，而山區之雨日全年約有150日」。台灣各地平均降水日數分布參見圖十五～十八。

茲以鞍部、台北兩氣象測站代表北部之山地與平地；日月潭、台中兩氣象測站代表中部之山地與平地；玉山、嘉義兩氣象測站代表南部之山地與平地。由此六個氣象測站之氣候資料，詳如表十六，可以比較出山地與平地之氣候有很大的差異。不論是北部、中部、南部山區，山區之雨量、雲量、降雨日數、密雲日數、强風日數、霧日等項則係山區多於平地；相對濕度、風速兩項，一般而言則係山地高於平地；「疏雲」、「裂雲」天空狀況的出現日數，一般而言則係山地少於平地。

由上述可知台灣山地與平地之氣候差異極大，山地與平地不分區預報，不但增加天氣預報人員之困擾，降低天氣預報之準確率，而且無法滿足山地居民暨遊客的需求。

七、台灣地區的氣候分區

爲了調整中央氣象局現行之短期天氣預報區域，俾規劃出一個能切合台灣地區各地氣候特性的短期天氣預報區域，本研究特分析探討過去學者專家們所研究的台灣地區氣候分區方法，尋求具有代表性與完整性的台灣地區的氣候分區，以供重劃短期天氣預報分區的依據。

台灣地區之氣候，受緯度、高度、地形、海陸分布，季風、洋流以及特殊天氣系統（如颱風、梅雨）等因子之影響，而有多個氣候特性不同的氣候區。過去曾有蔣丙然（1954年）、陳正祥（1956年、1959-1961年）、劉衍淮（1963年）、蔣丙然與亢玉謹（1969年）、萬寶康（1973年）、郭文鑠、曾文柄、楊之遠（1978年）等學者專家們對台灣地區之氣候分區做過深入的研究，各學者專家們所做之氣候分區，均屬大同小異。茲僅就較具代表性、完整性的兩種氣候分區方法略作探討如下：

㈠陳正祥氏之氣候分區

陳正祥氏之氣候分區，係依據桑士偉氏分類法（Thornthwaite System）加以適當調整，將台灣地區之氣候區劃分爲八大區，詳如圖二十及表十七。該分區法偏重於農業方面的應用，因此郭文鑠、曾文柄、楊之遠等在1978年進行台灣農業氣候

區域研究中，乃沿用陳氏之氣候分區。茲僅將陳正祥氏之氣候分區摘述如下：

1. 東北區

本地區包括基隆市全部，台北縣暨宜蘭縣之部分地區。本區背山面海，受東北季風影響極爲顯著，致終年多雨，平均年雨量約 2000 ～ 3000 公厘，山區年雨量更多，最高可達 5000 公厘。年平均氣溫約 22°C，最冷月之平均氣溫約 15°C，最熱月之平均氣溫約 28°C。本氣候區之特性爲濕度大，雨日、雨量多，日照少。

2. 北部區

本區包括台北市全部、台北縣之西北部暨桃園、新竹、苗栗、台中等縣之部分地區。本區多屬丘陵山地，受東北季風及西南季風之影響均甚顯著，年雨量在 1200 ～ 2500 公厘，年平均氣溫約 22°C，最冷月之平均氣溫常低於 15°C，最熱月之平均氣溫約 29°C。本區之氣候特性爲夏季炎熱、雨量較多，冬季亦不乾旱。

3. 西南區

本區包括大安溪以南之所有平原及東側之丘陵地帶。本區之年雨量約 1500 公厘，雨量由山區向沿海遞減。年平均氣溫約 23°C～24°C，最冷月之平均氣溫在 15°C以上，最熱月之平均氣溫約 28.5 °C。本區之氣候特性爲夏季炎熱，年雨量較少，雨量集中於夏期，佔全年雨量 80％以上，冬季乾燥。

4. 南部區

本區僅指恒春半島地區。受西南季風影響顯著，受東北季風影響不顯。年雨量約 1500 ～ 2000 公厘，年平均氣溫約 25°C，最冷月之平均氣溫超過 20 °C，最熱月之平均氣溫約 28.5 °C。本區之氣候特性爲東北季風期乾燥寡雨。夏季炎熱，90％之雨量集中於夏季。

5. 東岸區

本區係指中央山脈東側之狹長地帶，包括台東、花蓮地區。北段（花蓮地區）之氣候與東北區相似，南段（台東地區）之氣候近於南部區。

6. 中部山區

本區包括全部之中央山地，海拔高度多在 1000 公尺以上。雨量較四周平地爲多，年雨量平均超過 3000 公厘，氣溫較平地爲低，在海拔 1000 ～ 2500 公尺處已接近溫帶氣候。

7. 西岸區

本區位於西部海岸之中間部分，由台中縣大甲至嘉義布袋、東石一帶，亦即在大安溪口至北港溪口之間。本區爲台灣本島雨量最少地區，年雨量平均低於 1250 公厘，年平均氣溫約 22.5 °C，最冷月之平均氣溫約 15°C，最熱月之平均氣溫約 28.5 °C。本區之氣候特性爲冬季風大，强風日數特多，乾旱，尤以東北季風期爲甚。

8. 澎湖區

本區係指澎湖諸島嶼，本區之氣候近似台灣西部沿海平原，爲台灣地區雨量最少之地區，年雨量僅 1000 公厘左右，80％之雨量集中於夏季。全年多風，冬期風速尤大，十月至翌年一月間，月平均風速高達 7 ～ 9 公尺／秒。

㈡萬寶康氏之氣候分區

萬寶康氏於 1973 年參考柯本氏之氣候分類方法（ Koppen System ），將台灣地區劃分爲七個主要氣候區，詳如圖二十一及表十八。萬氏之氣候分區揚棄通常氣候季節與日曆季節之劃分方法，而採用自然季節之劃分方法，而將全年劃分爲東北季風期與西南季風期，故能徹底了解台灣各地區在東北季風期與西南季風期之氣候特性。同時萬氏以六百公尺爲平地與山區之界限，依據局部地形與環流，將每一個氣候區再劃分爲若干個較小之地區，以個別地區爲一氣候單位，同時着重於同一氣候區內各個地區之相互比較，或兩個接近氣候區相鄰地區之相互比較，可以顯示在各種相同或相近自然因子控制下，兩個地區實際氣候形態之差異，故能充分據各地區之氣候特性。萬氏之氣候分區因能充分掌握各地區之氣候特性，甚能符合天氣預報分區之需求，甚具參考價值，謹將萬氏之氣候分區摘要如下：

1. 東北部 Cfa 夏季炎熱溫和氣候區

本區之範圍由后里台地向北經苗栗丘陵、竹南丘陵、竹南冲積平原、新竹冲積平原、桃園台地、台北盆地至基隆火山群地區，然後轉向南經宜蘭三角洲平原至花蓮隆起海岸平原爲止。全區按其地形再細分爲基隆、宜蘭、花蓮、台北及新竹五個小

區。本區之氣候特性爲夏季炎熱、多季溫暖，全年濕潤，各小區之氣候特性如下：

(1)基隆地區：本小區背山面海，首當東北季風之衝，雨量豐沛爲全省之冠，年雨量在3000公厘以上，火燒寮（海拔380公尺）之最大年雨量更高達8408公厘，東北季風期間之雨量較多。年平均氣溫約22°C，最冷月之平均氣溫約15°C，最熱月之平均氣溫約28.5°C。全年之降雨日數高達200天以上。東北季風之勢力可由九月延續至翌年六月，此期間之月平均風速達4.0 m／s，西南季風勢力微弱，僅能於七、八月間出現。

(2)宜蘭地區：本小區位於西南季風之背風面，由於地形特殊，東北季風期間多吹西南風，西南季風期間多吹東北風，全年風力微弱，年平均風速僅1.5 m／s。年雨量約2500～3000公厘，以東北季風期較多，年降雨日數超過200天。年平均氣溫約22°C，最冷月之平均氣溫約15.5°C，最熱月之平均氣溫約28°C。

(3)花蓮地區：本小區由於海岸平原之走向與盛行風向平行，因此冬夏季風在本區之發展特別顯著。年平均風速約2.7 m／s。年雨量約2100公厘，年降雨日數約180天，降雨量以西南季風期較多，降雨日數則以東北季風期較多。年平均氣溫約23°C，最冷月之平均氣溫約17°C，最熱月之平均氣溫約28°C。

(4)台北地區：本小區之大部分地區係屬盆地地形，受東北季風之影響較爲顯著，東北季風期多吹東風，西南季風期多吹南風，年平均風速約3.3 m／s。由於大屯山與七星山之阻擋，雨量較少，年降雨量約2100公厘，年降雨日數約175天，降雨量以西南季風期較多（註：由於東北季風期之定義不同，因此本研究之統計顯示台北之雨量仍以東北季風期爲多），而降雨日數則以東北季風期爲多。年平均氣溫約22.2°C，最冷月之平均氣溫約15°C，最熱月之平均氣溫約29°C。

(5)新竹地區：本小區大部份地區屬台地地形，故東北季風與西南季風均甚顯著，年平均風速約2.7 m／s。年平均雨量約1700公厘，年降雨日數約140天，雨量及雨日均以東北季風期爲多。年平均氣溫約22°C，最冷月之平均氣溫約14.5°C，最熱月之平均氣溫約28.5°C。

2. 西部Cwa夏熱多乾溫和氣候區

本氣候區自北向南包括台中盆地、大肚台地、八卦台地、清水海岸平原、濁水溪冲積平原、斗六丘陵、嘉義丘陵、嘉南平原、新化丘陵、台南台地、大湖台地及屏東冲積平原上游部份。本氣候區又細分爲台中與嘉南兩個小區，本區之氣候特性爲夏季炎熱多雨，多季溫暖乾燥。

(1)台中地區：本區因地形之影響，東北季風期多吹北風，西南季風期多吹南風，西南季風不若東北季風穩定，年平均風速僅約1.7 m／s。年平均雨量約1600公厘，80%以上之雨量集中於西南季風期。年降雨日數約115天，亦以西南季風期較多。年平均氣溫約22.5°C，最冷月之平均氣溫約15.5°C，最熱月之平均氣溫約28.5°C。

(2)嘉南地區：本小區之年平均風速約2.7 m／s，東北季風期之風速大於西南季風期。年雨量約1650公厘，年降雨日數約100天，西南季風期之雨量與雨日遠較東北季風期爲多，顯示本區受西南季風影響遠大於東北季風。年平均氣溫約23.5°C，最冷月之平均氣溫約16.5°C，最熱月之平均氣溫約28.5°C。

3. 西南部Aw多乾夏濕熱帶氣候區

本區包括高雄縣及高雄市之全部，以及屏東冲積平原之一小部份。本區受東北季風影響甚微，受西南季風影響則甚爲顯著。年平均風速約2.5 m/s，西南季風期之風速大於東北季風期。年雨量約1600公厘，年降雨日數約95天，西南季風期之雨量與雨日遠多於東北季風期。年平均氣溫約24°C，最冷月之平均氣溫約18.3°C，最熱月之平均氣溫約28.5°C。年溫差約11°C，已呈現熱帶氣候之特性。

4. 東部Af多雨熱帶氣候區

本區北起花蓮，南止於台東之部份斷崖海岸。冬夏季風沿海岸綫吹拂，東北季風期多吹北北東風，西南季風期多吹南南西風。年平均風速約3.5 m／s，東北季風期之風速較西南季風期爲大。年平均氣溫約23.5°C，最冷月之平均氣溫約18.4°C

，最熱月之平均氣溫約28°C。年雨量約2300公厘，年降雨日數約189天，雨量以西南季風期較多，而降雨日數則以東北季風期較多。

5.東南部Am熱帶季風氣候區

本區包括台東三角洲平原、知本以南之大武斷層崖海岸以及整個恒春半島，本區又劃分爲台東、大武、恒春等三個氣候小區。本區之氣候特性爲東北季風期乾燥寡雨，有三至四個月之平均雨量少於60公厘，但西南季風期之降雨量特多。

(1)台東地區：本小區受台東縱谷平原走向之影響，全年盛行北北西風。年平均風速約2.9 m／s，東北季風期之風速較西南季風期爲强。年平均氣溫約24°C，最冷月之平均氣溫約18.8°C，最熱月之平均氣溫約28.6 °C。年雨量約1800公厘，年降雨日數約140天，雨量以西南季風期較多，但雨日則以東北季風期較多。

(2)大武地區：本區受季風影響甚爲顯著，東北季風期多吹北北東風，西南季風期多吹西風，年平均風速約3.3 m／s，風速以東北季風期較大，約3.9 m／s。年平均氣溫約24.8 °C，最冷月之平均氣溫約20°C，最熱月之平均氣溫約28.6 °C。年降雨量約2500公厘，年降雨日數約170天，雨量多集中於西南季風期，雨日仍以東北季風期爲多。

(3)恒春地區：東北季風由太平洋沿岸直接吹入本區，風勢强逕而穩定，西南季風則和緩且不穩定。年平均風速約3.8 m／s。年平均氣溫約25°C，最冷月之平均氣溫約20.5 °C，最熱月之平均氣溫約28.3 °C，年平均溫差爲全省最小者。年雨量約2100公厘，雨量多集中於西南季風期，年降雨日數約140天，雨日亦以西南季風期爲多。

6.山區氣候區

本區包含全省海拔600公尺以上之山地。由於氣候紀錄所限，暫將全省山區細分爲北部Gcfa 夏季炎熱溫和山地氣候區和中部Cwa, Cwb, Cwc 山地氣候區。Cwa 夏熱多乾溫和山地氣候區係指西部海拔1300～600 公尺之山地；Cwb 夏溫多乾溫和山地氣候區係指西部海拔1300～2600公尺之山地；Cwc 夏涼多乾溫和山地氣候區係指中央山區海拔高度在2600公尺以上之高山。

7.島嶼氣候區

將台灣之離島列爲一個單獨之島嶼氣候區，並細分爲東北部Icfa 夏季炎熱溫和島嶼氣候區（彭佳嶼爲代表）、西部Icwa 夏熱多乾溫和島嶼氣候區（澎湖爲代表）及東南部IAf 多雨熱帶島嶼氣候區（以蘭嶼爲代表）。

九、中央氣象局現行短期天氣預報區域之重劃方案

(一)短期天氣預報區域重劃之理由

中央氣象局現行短期天氣預報區域，基於下列兩項理由，實須加以重劃，以提高天氣預報作業效率暨滿足社會大衆的需求。

1.部分預報地區未能切合當地之氣候特性

該局現行短期天氣預報區域中有基宜、台北、台中等預報地區，將不同氣候特性之地區列在同一之預報地區，同時山地與平地混在一起，由於兩個以上之地區氣候特性相異，致天氣預報人員常常發生顧此失彼之困擾，不但減低天氣預報作業之效率，更降低天氣預報之準確率。

2.無法滿足社會大衆之需求

台灣山地近年來隨著經濟之高度成長以及國民生活水準之大幅提高，已大量開發爲高冷蔬菜、水果之產地以及國民休閒旅遊之重鎮。不論山區之居民或遊客，對山區天氣預報之需求都甚爲殷切，尤其災害天氣之預報更是山區居民所關切。中央氣象局未把山地單獨列區預報，只在平地預報中附帶提及，根本無法滿足山區居民、遊客的需求。

台灣西部沿海地區，在東北季風期間，風力極爲强勁，强風出現之日數更多達一百多天。而西部沿海地區更是養殖漁業及沿岸漁業之重鎮，此地區從事農、漁業之居民衆多。强風及低溫之預報已成爲農、漁民日常作業所必須。中央氣象局並未將此地區單獨列區預報，而將其併入台中地區，因此所發布之天氣預報，往往無法符合該地區之風力特性，而無法滿足西部沿海地區農、漁民之需求。

(二)短期天氣預報區域之重劃原則

短期天氣預報區域將依下列原則重劃，以使其

成爲一個實用、完整而具效率的預報分區。

1. 每一預報地區必須切合當地氣候特性，以提高天氣預報之效率與準確率。
2. 預報地區之分界盡量與行政區配合，以易爲社會大衆所接受。
3. 預報地區之分區力求精簡，以利大衆傳播媒體之報導。
4. 預報地區之分區力求涵蓋周全，以滿足社會大衆之需求。

㈢短期一般天氣預報地區之調整

中央氣象局現行之短期天氣區域，宜參考陳正祥氏以及萬寶康氏之氣候分區，做下列之調整，以切合各地之氣候特性，消除現行預報分區之缺失，增進天氣預報作業之效率。

1. 將基宜地區劃分爲基隆地區與宜蘭地區等兩個預報地區。
2. 將原列在台北地區之桃園縣改列入桃、竹、苗地區，並將台北市併入台北地區。
3. 將新竹地區擴大而改稱爲桃竹苗地區。
4. 將西部沿海地區從台中地區劃出而單獨列爲西部沿海地區。
5. 將台灣地區海拔高度 500 公尺以上之山地劃分爲北部山區與中南部山區兩個預報地區。
6. 將陽明山地區併入北部山區。

中央氣象局現行短期天氣預報區域經過重劃後，將由原先的十三個預報地區增加爲十五個預報地區，包括十個平地預報地區，三個離島預報地區，以及二個山地預報地區。重劃後之短期天氣預報區域詳見圖二十二及表十九，各預報地區之代表測站之氣候特性參見表二十～表二十四。茲將重劃後之各預報地區之涵蓋範圍列舉如下：

1. 基隆地區：基隆市及台北縣之三芝、金山、石門、萬里、瑞芳、貢寮等鄉鎮。
2. 台北地區：台北市及台北縣所轄位於台北盆地及其四周之鄉鎮市。
3. 桃竹苗地區：桃園、新竹、苗栗等三縣。
4. 中部地區：台中、南投、彰化、雲林等縣之平原地區。
5. 西部沿海地區：指大安溪以南，北港溪以北之沿海地區，包括台中、彰化、雲林等縣之沿海地區。
6. 嘉南地區：嘉義、台南兩縣。
7. 高屏地區：高雄縣之全部以及屏東縣枋山以北之鄉鎮。
8. 台東恒春地區：台東縣成功鎮以南之鄉鎮、屏東縣枋山鎮及其以南之鄉鎮。
9. 花蓮成功地區：花蓮縣之全部，以及台東縣之成功與長濱兩鄉鎮。
10. 宜蘭地區：宜蘭縣之全部。
11. 北部山區：指雪山、大雪山、南湖大山及其以北之山區，包括台北、桃園、新竹、苗栗、台中、宜蘭等縣市境內海拔高度在 500 公尺及以上之山地。
12. 中南部山區：指雪山、大雪山、大湖大山以南之山地，包括台中、南投、雲林、嘉義、台南、高雄、屏東、台東、花蓮等縣境內海拔高度在 500 公尺及以上之山地。
13. 澎湖地區：澎湖縣。
14. 金門地區：金門縣。
15. 馬祖地區：馬祖縣。

以上 1～10 預報地區係指海拔高度在 500 公尺以下之丘陵及平地之地區。各預報地區相對於萬寶康氏之氣候區暨陳正祥氏之氣候區，參見表十九。

十、結　論

㈠中央氣象局所轄氣象測站網，由於其在台灣地區之分布並不均勻，已無法充分滿足社會各界的需求；同時部分氣象測站由於業務需求以及客觀環境的改變，已不符設站之經濟原則，實有加以調整之必要。

㈡氣象測站網的調整原則，宜在氣象密度偏高地區以及離島地區中，選擇業務可由自動遙測系統來執行之部分氣象測站，予以裁撤精簡爲自動氣象觀測站。同時於未設有氣象測站且產業發達，對氣象服務需求殷切之縣市增設氣象測站。依據上述原則，建議裁撤精簡彭佳嶼、竹子湖、大武、東吉島等四個氣象測站爲自動氣象觀測站，並於苗栗、雲林、台南等三縣各增設氣象測站一站。

㈢中央氣象局現行短期天氣預報區域，由於部分預

報地區未能切合當地之氣候特性，減低天氣預報作業效率。且西部沿海地區及山區未單獨分區預報，無法滿足社會大衆需求，實有重劃之必要。

(四)現行短期天氣預報區域，宜依每一預報地區必須切合當地氣候特性，以提高天氣預報之效率與準確率；預報地區之分界盡量與行政區配合，以易爲社會大衆所接受；預報地區之分區力求精簡，以利大衆傳播媒介之報導；預報地區之分區力求涵蓋周全，以滿足社會大衆之需求等原則，予以重劃。將現行之十三個預報地區重劃爲基隆、宜蘭、台北、桃竹苗、中部、西部沿海、嘉南、高屏、台東恒春、花蓮成功、北部山區、中南部山區、澎湖、金門、馬祖等十五個預報地區。

參考文獻

1. 萬寶康：台灣分區氣候與天氣之研究，氣象學報。十九卷四期，廿卷一期。
2. 陳正祥：台灣地誌，敷明產業地理研究所，四十八年至五十年。
3. 戚啓勳：台灣之山地氣候，台銀季刊20卷4期，58年12月
4. 戚啓勳：台灣山地氣溫之特徵，氣象學報十六卷三期，59年9月
5. 亢玉謹：台灣降水特性之分析，台灣大學理學院地理學系研究報告，57年6月
6. 李景煜、蒲金標等：中正國際機場航空氣候之研究，73年12月
7. 郭文鑠等：台灣農業氣候區域研究，農業發展委員會研究報告，67年12月。
8. 陳文恭、蔡清彥：陽明山國家公園之氣候，國立台灣大學大氣科學系研究報告。NTU-ATM-72-05　72年5月。

表一　中央氣象局所轄氣象測站資料表

站號	所在地名	北緯	東經	所在行政區	海拔高度(公尺)	測站等級	設立年代
695	彭佳嶼	25°38'	122°04'	基隆市	99.0	4	1910
691	鞍部	25°11'	121°31'	台北市	836.2	4	1937
693	竹子湖	25°10'	121°32'	台北市	600.0	4	1937
694	基隆	25°08'	121°45'	基隆市	27.4	3	1903
692	台北	25°02'	121°31'	台北縣	8.0	2	1896
757	新竹	24°48'	120°58'	新竹市	32.8	3	1938
708	宜蘭	24°46'	121°45'	宜蘭縣	7.4	3	1935
749	台中	24°09'	120°41'	台中市	83.8	3	1896
777	梧棲	24°15'	120°31'	台中縣	86	3	1976
699	花蓮	23°58'	121°37'	花蓮縣	17.6	2	1910
765	日月潭	23°53'	120°54'	南投縣	1014.8	4	1941
735	澎湖	23°32'	119°33'	澎湖縣	9.4	3	1896
730	東吉島	23°16'	119°40'	澎湖縣	45.5	4	1962
753	阿里山	23°31'	120°48'	嘉義縣	2406.1	4	1933
755	玉山	23°29'	120°57'	嘉義縣	3850.0	4	1943
761	新港	23°06'	121°22'	台東縣	32.7	4	1940
766	台東	22°45'	121°09'	台東縣	8.9	3	1901
754	大武	22°21'	120°54'	台東縣	7.6	4	1940
762	蘭嶼	22°02'	121°33'	台東縣	323.3	4	1941
759	恒春	22°00'	120°45'	屏東縣	22.3	3	1896
744	高雄	22°35'	120°18'	高雄市	2.4	3	1931
741	台南	23°00'	120°13'	台南市	12.7	3	1897
748	嘉義	23°30'	120°25'	嘉義市	26.8	3	1968
706	蘇澳	24°35'	121°35'	宜蘭縣	3.3	3	1981

表二　台灣地區氣象測站分布統計表

地　區	山地、平地總面積（平方公里）	氣象測站站數	氣象測站分布密度（1站／平方公里）	氣象測站站名
北部、東北部	9,167	7	1,310	新竹、台北、鞍部、竹子湖、基隆、宜蘭、蘇澳
中　部	8,678	3	2,893	台中、梧棲、日月潭
嘉　南	4,143	4	1,036	台南、嘉義、阿里山、玉山
高　屏	5,722	2	2,861	高雄、恒春
東　部	8,144	4	2,036	花蓮、台東、新港、大武

表三　台灣平地地區氣象測站分布統計表

地　區	平地面積（平方公里）	氣象測站站數	氣象測站分布密度（1站／平方公里）	氣象測站站名
北部、東北部	5,727	5	1,146	台北、基隆、新竹、宜蘭、蘇澳
中　部	4,911	2	2,456	台中、梧棲
嘉　南	3,715	2	1,856	台南、嘉義
高　屏	2,863	2	1,432	高雄、屏東
東　部	2,619	4	655	花蓮、台東、新港、大武

表四　中央氣象局所轄氣象測站擔負之氣象觀測業務統計表

測站名稱＼觀測項目	地面氣象	地震	放射性物暨大氣污染	能源研究	波浪	潮汐	高空氣象	農業氣象
台北	√	√	√	√			√	
花蓮	√	√	√	√		√	√	
澎湖	√	√	√	√		√		
台中	√	√	√	√				
嘉義	√	√		√				√
恒春	√	√	√	√				
台東	√	√	√	√				
基隆	√		√		√			
宜蘭	√	√		√				
阿里山	√	√		√				
高雄	√	√	√					
新港	√	√			√			
鞍部	√	√						
新竹	√	√						
日月潭	√		√					
玉山	√	√						
台南	√	√						
大武	√	√						
蘭嶼	√	√						
東吉島	√				√			
蘇澳	√							
梧棲	√							
竹子湖	√							
彭佳嶼	√							

表五　中央氣象局所轄氣象測站擔負之氣象服務業務統計表

服務項目 / 測站名稱	颱風警報提供單位數	輔導專用氣象觀測站數	每年提供氣象資料件數
台北	0	0	0
基隆	16	0	75
宜蘭	16	5	30
蘇澳	10	0	86
彭佳嶼	2	0	0
鞍部	0	0	0
竹子湖	1	0	0
新竹	9	16	77
台中	16	25	84
梧棲	16	0	80
日月潭	5	19	8
嘉義	15	21	10
阿里山	16	0	0
玉山	0	0	0
台南	13	21	93
高雄	16	25	131
恒春	8	11	40
大武	17	0	69
蘭嶼	4	0	0
台東	22	11	26
新港	10	0	18
花蓮	20	58	34
澎湖	17	0	17
東吉島	0	0	0

註：台北地區之氣象服務均由局本部負責，故台北測站並不對外提供氣象服務。

表六　苗栗等四縣之面積、人口、財政收支統計表

縣份	面積（平方公里）	七十四年底人口總數	七十五年度財政收支歲出歲入總決算（千元）
苗栗	1820.32	550,343	3,814,760
彰化	1,074.40	1,223,209	6,553,322
雲林	1,290.84	791,186	5,590,713
台南	2,016.007	1,000,781	6,014,130

資料來源：苗栗等縣政府所印行之統計要覽

表七　苗栗等四縣七十四年主要農作物年產量統計表

縣別＼年產量（公噸）＼項目	稻米	雜糧	甘蔗	茶葉	落花生	蔬菜	水果
苗栗	32,808	116,274	835	12,614	2,368	59,077	118,157
彰化	330,911	26,386	16,086	-	11,558	352,011	209,136
雲林	288,519	138,117	925,790	-	48,089	646,938	23,935
台南	143,598	172,694	1,843,692	-	2,164	626,657	185,117

註：雜糧包括甘藷、小麥、高粱、玉米、大豆及其他豆類等
資料來源：苗栗等縣政府所印行之統計要覽

表八　苗栗等四縣七十四年之漁獲量統計表

縣別＼年產量（公噸）＼項目	漁獲總量	近海漁業	沿岸漁業	養殖漁業
苗栗	4,140	790	2,244	1,106
彰化	39,441	141	2,402	36,898
雲林	35,139	2,777	533	31,829
台南	45,596	3,748	1,030	40,818

註：沿岸漁業包括沿海及河川湖沼所產漁類
資料來源：苗栗等縣政府所印行之統計要覽

表九　苗栗等四縣之畜牧業七十四年底養殖量統計表

縣別＼養殖量(頭)＼項目	牛	豬	羊	其他家禽
苗栗	5,688	161,779	7,893	1,886,484
彰化	11,807	775,327	19,600	8,310,164
雲林	19,376	793,860	44,448	6,252,354
台南	17,059	1,138,154	29,881	12,942,120

註：其他家禽包括鷄、鴨、鵝、兔、火鷄、鹿等

資料來源：苗栗縣政府所印行之統計要覽

表十　苗栗等四縣七十四年底工商業登記統計表

縣別	商業登記家數	商業登記資本額（千元）	工廠登記家數
苗栗	14,880	1,140,935	-
彰化	35,617	-	6,374
雲林	17,941	1,297,659	1,524
台南	27,940	-	4,128

資料來源：苗栗等縣政府所印行之統計要覽

表十一　中央氣象局現行短期天氣預報單

中央氣象局明（　）日　　發表時間　年　月　日　時

0時至24時天氣預報　　審核　　預報員

地區	風向	風力（級）	天氣	最高氣溫	最低氣溫
臺北市					
基宜地區					
臺北地區					
新竹地區					
臺中地區					
嘉南地區					
高屏地區					
花蓮地區					
臺東地區					
澎湖地區					
金門地區					
馬祖地區					
陽明山地區					

臺北市　日實際氣溫		

表十二　基隆、宜蘭氣候資料統計表

資料年限：1951 ～ 1985

地區 / 氣象要素 / 月份	基隆												宜蘭											
	雨量（公厘）	雲量（10）	風速（公尺／秒）	相對濕度（%）	降雨日數（天）	雷雨日數（天）	強風日數（天）	碧空日數（天）	疏雲日數（天）	裂雲日數（天）	密雲日數（天）	霧日數（天）	雨量（公厘）	雲量（10）	風速（公尺／秒）	相對濕度（%）	降雨日數（天）	雷雨日數（天）	強風日數（天）	碧空日數（天）	疏雲日數（天）	密雲日數（天）	裂雲日數（天）	霧日數（天）
一　月	378.9	8.6	3.9	82	21	0	5	1	3	6	21	4	156.8	8.4	1.6	83	19	0	0	1	4	19	7	2
二　月	388.1	8.6	3.8	84	20	0	5	1	3	5	20	4	161.1	8.4	1.5	85	18	0	1	0	4	18	6	2
三　月	328.4	8.5	3.3	85	20	1	3	1	4	7	20	6	129.2	8.3	1.5	85	19	2	1	1	4	18	9	4
四　月	206.3	8.1	2.9	84	17	2	2	1	5	8	16	6	109.1	8.3	1.4	86	16	4	0	0	4	17	9	4
五　月	266.2	8.2	2.5	85	19	3	1	0	5	9	17	4	206.2	8.4	1.3	88	20	7	0	0	4	17	10	4
六　月	280.2	7.9	2.6	83	15	5	2	0	6	11	13	4	210.8	8.1	1.3	87	16	9	0	0	5	14	10	2
七　月	132.6	5.9	3.0	78	9	4	3	1	13	11	5	2	138.3	6.3	1.8	83	9	8	1	0	13	6	11	2
八　月	196.8	5.9	3.3	79	12	3	3	2	13	10	6	1	225.9	6.4	1.8	84	13	7	1	0	12	7	11	2
九　月	378.5	6.7	3.7	81	15	2	5	1	10	10	10	2	462.1	7.0	1.8	86	16	6	1	0	10	11	9	2
十　月	332.8	7.7	4.3	80	19	1	7	1	6	9	15	2	396.4	8.1	1.6	87	21	2	1	0	6	16	8	2
十一月	370.8	8.5	4.4	81	21	0	7	1	4	7	19	2	339.4	8.7	1.5	87	22	0	0	0	3	20	7	2
十二月	394.5	8.5	4.2	81	21	0	7	0	4	7	20	3	208.7	8.5	1.5	85	20	0	0	1	4	19	8	2
全　年	3654.1	7.8	3.5	82	209	21	50	10	76	100	182	40	2744.0	7.9	1.6	86	209	45	6	3	73	182	105	30

表十三　台中、梧棲氣候資料統計表

資料年限：台中：1951 ～ 1985
梧棲：1961 ～ 1985

地區 / 氣象要素 / 月份	台中												梧棲											
	雨量（公厘）	雲量（一/10）	風速（公尺/秒）	相對濕度（%）	降雨日數（天）	雷雨日數（天）	強風日數（天）	碧空日數（天）	疏雲日數（天）	裂雲日數（天）	密雲日數（天）	霧日數（天）	雨量（公厘）	雲量（一/10）	風速（公尺/秒）	相對濕度（%）	降雨日數（天）	雷雨日數（天）	強風日數（天）	碧空日數（天）	疏雲日數（天）	密雲日數（天）	裂雲日數（天）	霧日數（天）
一　月	33.7	6.0	2.0	80	7	0	0	3	10	11	7	5	28.6	6.2	7.3	79	7	0	21	2	11	8	10	1
二　月	69.4	6.8	2.0	81	9	1	0	2	8	9	9	4	94.7	7.5	6.9	81	12	1	19	1	6	13	8	1
三　月	81.4	7.1	1.8	81	11	2	0	2	8	11	10	4	115.8	7.7	5.8	82	12	3	16	1	6	13	11	3
四　月	105.1	7.2	1.6	80	10	2	0	0	8	12	10	3	95.5	6.7	4.4	79	11	2	11	1	10	9	10	0
五　月	226.6	7.5	1.5	81	12	4	0	0	7	14	10	1	229.7	6.9	3.9	81	12	2	8	1	10	11	9	0
六　月	367.6	7.7	1.5	82	15	8	0	0	6	15	9	1	236.5	6.6	3.8	81	12	3	8	1	11	6	12	0
七　月	239.9	6.8	1.6	79	13	9	0	0	10	15	6	0	197.7	5.2	3.5	77	8	3	6	1	18	3	9	0
八　月	322.3	7.1	1.5	82	16	9	0	0	8	15	8	0	220.5	6.1	3.4	81	12	3	6	1	14	4	12	0
九　月	148.2	6.2	1.6	81	9	6	0	0	12	13	5	1	58.1	4.7	4.2	79	5	2	11	1	20	2	7	0
十　月	14.4	5.1	1.8	78	3	1	1	2	16	10	3	2	4.4	4.0	6.1	76	3	0	19	6	17	2	6	1
十一月	19.1	5.4	1.9	78	4	0	0	3	12	10	5	3	22.2	4.9	7.2	74	4	0	22	4	13	4	9	1
十二月	23.0	5.5	2.0	79	5	0	0	3	13	9	6	4	18.6	4.7	7.4	74	3	0	23	5	15	4	7	1
全　年	1650.7	6.5	1.7	80	114	42	1	15	118	144	88	28	1322.3	5.9	5.3	79	101	19	170	25	151	79	110	8

表十四　台北、桃園、新竹氣候資料統計表

資料年限　桃園：1979～1896
台北：1951～1985
新竹：1951～1985

站名 / 氣象要素 / 月份	台北							桃園							新竹						
	氣溫（°C）	雨量（公厘）	風速（公尺／秒）	相對濕度（%）	降雨日數（天）	雷雨日數（天）	霧日數（天）	氣溫（°C）	雨量（公厘）	風速（公尺／秒）	相對濕度（%）	降雨日數（天）	雷雨日數（天）	霧日數（天）	氣溫（°C）	雨量（公厘）	風速（公尺／秒）	相對濕度（%）	降雨日數（天）	雷雨日數（天）	霧日數（天）
一月	15.1	96.3	3.1	82	15	0	8	14.4	56.4	6.2	79	12	1	2	14.6	80.6	2.9	84	13	0	4
二月	15.6	144.5	3.1	84	15	0	8	14.7	206.0	3.8	84	17	2	2	15.0	135.3	2.9	86	15	0	5
三月	17.7	171.2	3.1	83	16	2	9	16.8	254.6	5.5	84	20	5	4	17.2	179.9	2.6	86	17	2	6
四月	21.5	142.4	2.9	81	14	2	9	20.8	140.0	4.7	80	13	3	2	21.3	163.1	2.2	85	13	3	4
五月	24.7	219.3	2.7	82	16	3	7	23.8	266.0	4.4	79	15	2	0	24.7	257.0	2.2	85	14	2	2
六月	27.0	271.2	2.3	82	16	6	7	26.8	231.9	4.7	78	13	5	0	27.0	277.6	2.6	83	13	5	1
七月	28.7	251.2	2.3	78	13	8	6	28.9	83.3	4.6	73	7	5	0	28.7	147.5	2.6	80	9	8	0
八月	28.6	259.1	2.7	78	13	6	5	28.6	144.7	4.2	74	9	4	0	28.4	214.3	2.2	81	11	7	0
九月	27.1	272.7	3.3	79	14	4	4	27.0	125.9	4.1	75	7	3	0	26.9	145.3	2.4	81	9	4	1
十月	23.8	111.0	3.7	79	14	1	4	23.8	34.6	6.2	75	7	0	1	23.7	47.3	3.2	80	7	1	1
十一月	20.6	85.3	3.9	80	14	0	4	20.3	122.0	7.0	78	13	0	0	20.3	42.1	3.5	81	8	0	1
十二月	17.2	79.0	3.4	81	15	0	7	16.4	58.8	6.6	76	11	0	2	16.8	56.9	3.1	82	11	0	3
全年	22.3	2103.2	3.0	81	175	32	78	21.9	1724.2	5.2	78	144	30	13	22.1	1746.9	2.7	83	140	32	28

表十五　東北季風期與西南季風期各地氣候比較表

東北季風期：10月～4月
西南季風期：6月～8月

期間 / 氣象要素 / 站名	東北季風期間									西南季風期間								
	風速(公尺/秒)	雨日(天)	雨量(公厘)	相對濕度(%)	雷雨日數(天)	霧日(天)	雲量(10)	溫度(°C)	强風日數(天)	風速(公尺/秒)	雨日(天)	雨量(公厘)	相對濕度(%)	雷雨日數(天)	霧日(天)	雲量(10)	溫度(°C)	强風日數(天)
宜蘭	1.5	135	1500.7	85	8	18	8.4	18.9	3	1.6	38	575.0	85	24	6	6.9	27.5	2
基隆	3.8	138	2399.8	82	4	27	8.4	18.8	37	3.0	36	611.4	80	12	7	6.6	27.9	8
台北	3.3	104	829.7	81	6	47	7.7	18.8	7	2.4	42	781.5	79	20	18	6.7	28.1	5
桃園	5.7	93	872.4	79	11	13	-	18.2	-	4.5	29	459.9	75	14	0	-	28.1	-
新竹	2.9	83	705.2	83	6	25	7.0	18.4	12	2.5	33	639.4	81	20	1	6.8	28.0	6
梧棲	6.4	52	379.7	78	5	7	6.2	19.0	131	3.6	32	654.7	80	9	0	6.0	28.2	20
台中	1.9	52	346.2	80	7	24	6.2	16.7	1	1.5	44	929.8	81	26	1	7.2	27.8	0

表十六　台灣北、中、南部山區與平地之氣候比較表

年平均值 氣象要素 / 站名		氣溫 (°C)	雨量（公厘）	雲量（10）	風速（公尺／秒）	雨日（天）	雷雨日數（天）	碧空日數（天）	疏雲日數（天）	裂雲日數（天）	密雲日數（天）	霧日（天）	強風日數（天）	相對濕度（%）
北部	鞍部	16.6	4764.2	8.2	3.8	208	25	6	53	108	199	171	79	92
	台北	22.3	2103.2	7.3	3.0	176	33	8	89	128	140	76	15	81
中部	日月潭	19.3	2359.5	6.9	1.1	156	47	15	96	153	102	90	2	83
	台中	22.7	1650.7	6.5	1.7	117	43	15	118	144	88	27	1	80
南部	玉山	3.8	3145.2	6.4	4.4	166	33	41	93	118	112	255	132	79
	嘉義	22.6	1744.1	6.6	2.9	113	65	14	125	141	85	38	22	85

表十七　陳正祥氏之台灣氣候分區表

區　　別	涵　蓋　地　區
Ⅰ 東 北 區	台北縣及宜蘭縣之部分，基隆市全部
Ⅱ 北 部 區	台北市、台北縣之西北部，桃園、新竹、苗栗、台中縣之一部山地
Ⅲ 西 南 區	大安溪以南之所有平原及東側之丘陵地帶
Ⅳ 南 部 區	恒春半島
Ⅴ 東 岸 區	中央山脈東側之狹長地帶
Ⅵ 中部山區	全部中央山地，海拔高度多在1000公尺以上
Ⅶ 西 岸 區	由台中縣大甲至嘉義布袋、東石、大安溪口至北港溪口之間
Ⅷ 澎 湖 區	澎湖諸島嶼

表十八　萬寶康氏之台灣氣候分區表

區　別	氣　候　型　式	涵　蓋　地　區
東北部	Cfa ：夏季炎熱溫和氣候區	基隆、宜蘭、花蓮、台北、淡水、新竹
西　部	Cwa ：夏季多乾溫和氣候區	台中、嘉南等地
西南部	Aw ：多乾夏濕熱帶氣候區	高雄地區
東　部	Af ：多雨熱帶氣候區	新港地區
東南部	Am ：熱帶季風氣候區	台東、大武、恒春等地區
山　區	Gcfa：山地夏季炎熱溫和氣候區	竹子湖、鞍部等山地
	Gcwa：山地夏熱多乾溫和氣候區	日月潭等山地
	Gcwb：山地夏溫多乾溫和氣候區	阿里山、麓林山等山地
	Gcwc：山地夏涼多乾溫和氣候區	玉山等山地
島　嶼	Icfa：東北部島嶼夏季炎熱溫和氣候區	彭佳嶼等島嶼
	IGwa：西部島嶼夏熱多乾溫和氣候區	澎湖群島諸島嶼
	IAf ：東南部島嶼多雨熱帶氣候區	蘭嶼等島嶼

表十九　調整後之短期一般天氣預報分區表

預報地區	涵蓋範圍	相對於萬寶康氏之氣候區	相對於陳正祥氏之氣候區
基隆地區	基隆市及台北縣之三芝、石門、金山、萬里、瑞芳、汐止、貢寮等鄉鎮	東北部Cfa夏季炎熱溫和氣候區（基隆地區）	東北區
台北地區	台北市及台北縣所轄位於台北盆地及其四周之鄉鎮市	東北部Cfa夏季炎熱溫和氣候區（台北地區）	北部區
桃竹苗地區	桃園、新竹、苗栗等縣	東北部Cfa 夏季炎熱溫和氣候區（新竹地區）	北部區
中部地區	台中、南投、彰化、雲林等縣	西部Cwa 夏熱多乾溫和氣候區（台中地區）	西南區
西部沿海地區	雲林、台中、彰化等縣之沿海地區（大安溪以南、北港溪以北）	〃	西岸區
嘉南地區	嘉義、台南等縣	西部Cwa 夏熱多乾溫和氣候區（嘉南地區）	西南區
高屏地區	高雄、屏東枋山鎮及其以北鄉鎮	西南部Aw多乾夏濕熱帶氣候區	西南區
台東恒春地區	台東成功鎮以南鄉鎮及屏東枋山鎮及其以南鄉鎮	東南部Am熱帶季風氣候區	南部區
花蓮成功地區	花蓮縣及台東縣之長濱、成功兩鄉鎮	東部Af 多雨熱帶氣候區	東岸區
宜蘭地區	宜蘭縣	東北部Cfa夏季炎熱溫和氣候區（宜蘭地區）	東北區
北部山區	台北、桃園、新竹、苗栗、台中、宜蘭等縣市海拔高度500公尺以上之山地	北部Gcfa 夏季炎熱溫和山地氣候區	東北區
中南部山區	台中、南投、雲林、嘉義、台南、高雄、屏東、台東、花蓮海拔高度500公尺以上之山地	中部Cwa，Cwb，Cwc 山地氣候區	中部山區
澎湖地區	澎湖縣	西部島嶼氣候區	澎湖區
金門地區	金門縣	—	—
馬祖地區	馬祖縣	—	—

表二十　調整後之短期一般天氣預報地區之參考測站一覽表

預報地區	測站名稱	北緯 (° ′)		東經 (° ′)		海拔高度 (公尺)	所在縣市	創立年份	隸屬機關
基隆地區	基隆	25	08	121	45	27.4	基隆市	1903	中央氣象局
	乾華	25	17	121	35	8.4	台北縣	1968	台電公司
台北地區	淡水	25	10	121	26	19.0	台北縣	1942	中央氣象局
	台北	25	02	121	31	8.0	台北市	1896	〃
桃竹苗地區	桃園	25	04	121	13	33.3	桃園縣	1979	民航局
	新竹	24	48	120	58	32.8	新竹市	1938	中央氣象局
	明德	24	35	120	52	65	苗栗縣	1973	台灣省水利局
中部地區	台中	24	09	120	41	83.8	台中市	1896	中央氣象局
	虎尾	23	43	120	26	24	雲林縣	1942	台糖公司
西海部沿地區	梧棲	24	15	120	31	4.7	台中縣	1978	中央氣象局
	楠梧	23	34	120	10	3	雲林縣	1916	台糖公司
嘉南地區	嘉義	23	30	120	25	27.8	嘉義市	1968	中央氣象局
	台南	23	00	120	13	12.7	台南市	1897	〃
高屏地區	高雄	22	35	120	18	2.4	高雄市	1931	〃
	屏東	22	40	120	27	30.4	屏東縣	1954	空軍氣象聯隊
台東恒春地區	恒春	22	00	120	45	22.3	屏東縣	1896	中央氣象局
	大武	22	21	120	54	7.6	台東縣	1940	〃
	台東	22	45	121	09	8.9	台東縣	1901	〃
花蓮成功地區	成功	23	06	121	22	36.5	台東縣	1940	〃
	花蓮	23	58	121	37	17.6	花蓮縣	1910	〃
宜蘭地區	蘇澳	24	36	120	52	3.7	宜蘭縣	1981	〃
	宜蘭	24	46	121	45	7.4	宜蘭縣	1935	〃
澎湖地區	澎湖	23	32	119	32	9.4	澎湖縣	1896	〃
北山部區	鞍部	25	11	121	31	836.2	台北市	1937	〃
	太平山	24	30	121	29	1930	宜蘭縣	1952	台灣省林務局
	觀霧	24	30	121	06	1930	新竹縣	1966	〃
中山南部區	日月潭	23	53	121	54	2050	南投縣	1941	中央氣象局
	玉山	23	29	120	57	3850.6	嘉義縣	1943	〃
	南鳳山	23	00	120	47	1300	高雄縣	1957	台灣省林業試驗所

表二十一　短期一般天氣預報地區之參考測站氣溫統計表（單位：0.1°C）

預報區域	測站名稱	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年	資料年代
基隆地區	基隆	154	157	174	210	241	266	287	285	269	238	207	174	222	1951-1985
	乾華	156	153	165	207	255	268	284	279	268	236	201	178	221	1971-1981
台北地區	淡水	149	153	174	214	247	270	289	287	271	237	205	170	222	1951-1985
	台北	151	156	177	215	247	270	287	286	271	238	206	172	223	1951-1985
桃竹苗地區	桃園	144	147	168	208	238	268	289	286	270	238	203	164	219	1979-1986
	新竹	146	150	172	213	247	270	287	284	269	237	203	168	221	1951-1985
	明德	126	132	157	187	207	232	244	242	228	240	209	163	197	1973-1983
中部地區	台中	156	164	191	227	257	272	283	279	271	244	210	174	227	1951-1985
	虎尾	153	161	187	223	250	266	277	274	264	238	205	170	222	1942-1987
西海岸地區	梧棲	153	155	183	223	251	274	287	284	273	243	208	170	225	1976-1985
	楠梧	155	162	194	231	260	274	282	279	270	243	211	174	228	1961-1985
嘉南地區	嘉義	158	168	191	227	256	273	283	276	267	242	206	171	226	1951-1985
	台南	169	180	208	244	273	282	288	284	279	256	221	186	239	1951-1985
高屏地區	高雄	183	193	218	247	271	280	285	280	276	259	230	199	243	1951-1985
	屏東	181	194	215	246	270	275	279	274	270	255	227	199	240	1950-1971
台東恒春地區	恒春	204	212	230	253	273	279	283	279	275	261	240	217	251	1951-1985
	大武	200	207	225	248	269	280	286	281	272	258	237	212	248	1951-1985
	台東	188	195	214	239	261	274	286	282	272	252	227	201	241	1951-1985
花蓮成功地區	成功	184	191	207	231	253	268	280	277	267	247	223	198	236	1951-1985
	花蓮	172	178	198	224	249	266	281	277	266	242	216	189	230	1951-1985
宜蘭地區	蘇澳	157	163	184	211	245	264	283	278	268	245	207	166	223	1981-1985
	宜蘭	156	163	185	215	242	264	282	278	262	230	200	172	221	1951-1985
澎湖地區	澎湖	163	166	191	229	258	274	287	285	277	252	221	185	232	1951-1985
北部山區	鞍部	94	103	127	163	194	216	231	226	210	175	144	112	166	1951-1985
	太平山	50	59	89	123	147	164	176	171	158	129	99	68	119	1946-1981
	觀霧	69	87	98	123	135	161	170	169	157	153	110	94	127	1966-1987
中南部山區	玉山	-16	-13	10	33	54	66	75	73	70	59	38	6	38	1951-1985
	南鳳山	125	136	152	172	188	197	201	197	195	182	162	138	170	1957-1985
	日月潭	140	149	170	194	213	222	230	227	223	207	183	155	193	1951-1985

表二十二　短期一般天氣預報地區之參考測站雨量統計表（單位：0.1公里）

預報區域	測站名稱	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年	資料年代
基隆地區	基隆	3789	3881	3284	2063	2662	2802	1326	1968	3785	3328	3708	3945	36541	1951-1985
	乾華	1744	1131	1837	1454	2772	2380	1509	1341	2236	1263	1038	1294	19999	1971-1981
台北地區	淡水	1341	1649	1735	1395	1981	2230	1481	2051	2479	1821	1501	1229	20893	1951-1985
	台北	963	1445	1712	1424	2193	2712	2512	2591	2727	1110	853	790	21032	1951-1985
桃竹苗地區	桃園	564	2060	2546	1400	2660	2319	833	1447	1259	346	1220	588	17242	1979-1986
	新竹	806	1353	1799	1631	2570	2776	1475	2143	1453	473	421	569	17A6	1951-1985
	明德	549	746	1560	1247	2577	2620	2759	2826	680	283	456	372	16676	1973-1983
中部地區	台中	337	694	814	1051	2266	3676	2399	3223	1482	144	191	231	16507	1951-1985
	虎尾	218	467	640	614	1851	3025	1974	2275	1147	125	173	184	12693	1942-1987
西海部地沿區	梧棲	286	947	1158	955	2297	2365	1977	2205	581	44	221	186	13223	1976-1985
	楠梧	198	252	470	598	1212	3269	2027	2219	1159	242	130	107	11883	1961-1985
嘉南地區	嘉義	290	484	592	843	2048	4037	2866	4076	1630	223	138	213	17441	1951-1985
	台南	169	241	337	688	1839	3897	3201	3891	1536	261	209	103	16372	1951-1985
高屏地區	高雄	162	170	375	593	1775	3967	3404	3868	1687	400	242	94	16736	1951-1985
	屏東	152	109	312	472	1331	4181	4028	3998	2664	625	241	117	18232	1950-1971
台東恒春地區	恒春	220	199	239	535	1710	3513	4054	5093	3235	1176	651	196	20822	1951-1985
	大武	529	618	546	1018	2068	3828	4178	4538	3804	1914	986	529	24557	1951-1985
	台東	475	424	469	927	1477	2485	2599	3167	2985	1765	950	455	18176	1951-1985
花蓮成功地區	成功	826	736	868	1246	1930	2329	2502	3448	3520	2868	1597	898	22769	1951-1985
	花蓮	829	1000	965	1170	1882	2136	1853	2589	3690	2522	1639	728	21003	1951-1985
宜蘭地區	蘇澳	2711	4672	2617	1628	2272	2999	1675	3645	4940	5440	4337	2869	39805	1981-1985
	宜蘭	1568	1611	1292	1091	2062	2108	1383	2259	4621	3964	3394	2087	27441	1951-1985
澎湖地區	澎湖	229	443	542	727	1131	1753	1465	1618	1253	326	215	182	9865	1951-1985
北部山區	鞍部	3380	3080	2723	1946	2783	3160	2629	3750	6552	7769	5730	4139	47642	1951-1985
	太平山	1979	1042	1101	996	2039	3469	4065	4218	6847	4902	2367	1255	34281	1946-1981
	觀霧	1110	6330	9094	3034	4977	3465	1265	6598	1300	543	443	185	38342	1966-1987
中南部山區	玉山	1297	1617	1559	1848	4367	5713	3933	4635	3423	1295	906	860	31452	1951-1985
	南鳳山	325	480	646	1344	4795	8370	6724	8431	4709	1580	306	138	37847	1957-1985
	日月潭	475	809	1073	1459	3480	5074	3518	4139	2399	551	281	337	23595	1951-1985

表二十三　短期一般天氣預報地區之參考測站雲量統計表（單位：100）

預報區域	測站名稱	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年	資料年代
基隆地區	基隆	86	86	85	81	82	79	59	59	67	77	85	85	78	1951-1985
	乾華	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
台北地區	淡水	77	80	79	76	76	74	59	57	59	66	72	73	71	1951-1985
	台北	78	81	81	77	79	77	63	61	62	68	75	76	73	1951-1985
桃竹苗地區	桃園	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	新竹	73	80	80	78	78	77	63	65	60	54	61	65	69	1951-1985
	明德	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1973-1983
中部地區	台中	60	68	71	72	75	77	68	71	62	51	54	55	65	1951-1985
	虎尾	43	65	63	51	56	57	43	51	38	40	34	39	48	1942-1987
西海部地沿區	梧棲	62	75	77	67	69	66	52	61	47	40	49	47	59	1976-1985
	楫梧	57	67	70	61	65	60	49	64	58	45	43	43	57	1961-1985
嘉南地區	嘉義	62	69	71	70	74	74	65	71	62	59	59	57	66	1951-1985
	台南	54	58	57	59	62	70	61	68	59	47	50	51	58	1951-1985
高屏地區	高雄	48	49	49	53	60	69	61	68	59	48	51	48	55	1951-1985
	屏東	85	82	81	84	89	90	92	92	85	84	83	84	86	1950-1971
台東恒春地區	恒春	54	53	53	56	61	69	61	67	62	52	54	54	58	1951-1985
	大武	76	77	75	71	70	71	58	65	66	67	72	74	70	1951-1985
	台東	81	83	82	78	75	70	53	61	65	69	74	79	72	1951-1985
花蓮成功地區	成功	87	88	88	84	82	78	62	67	69	73	80	85	78	1951-1985
	花蓮	87	87	87	85	82	76	56	61	65	76	83	85	78	1951-1985
宜蘭地區	蘇澳	86	91	88	84	77	78	55	59	62	71	81	84	76	1981-1985
	宜蘭	84	84	83	83	84	81	63	64	70	81	87	85	79	1951-1985
澎湖地區	澎湖	74	75	73	67	68	69	55	59	55	56	67	71	66	1951-1985
北山部區	鞍部	83	85	83	83	86	86	74	74	77	83	87	84	82	1951-1985
	太平山	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1946-1981
	觀霧	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1966-1987
中南山部區	玉山	48	59	65	70	78	84	72	76	68	52	49	45	64	1951-1985
	南鳳山	48	59	62	61	69	67	65	69	69	62	58	51	62	1957-1985
	日月潭	57	64	71	75	79	82	75	78	72	62	57	54	69	1951-1985

表二十四　短期一般天氣預報地區之參考測站風速統計表（單位：0.1公尺／秒）

預報區域	測站名稱	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年	資料年代
基隆地區	基隆	39	38	33	29	25	26	30	33	37	43	44	42	35	1951-1985
	乾華	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1971-1981
台北地區	淡水	33	33	32	29	27	28	32	34	34	34	38	35	32	1951-1985
	台北	31	31	31	29	27	23	23	27	33	37	39	34	30	1951-1985
桃竹苗地區	桃園	62	38	55	47	44	47	46	42	41	62	70	66	52	1979-1986
	新竹	29	29	26	22	22	26	26	22	24	32	35	31	27	1951-1985
	明德	10	8	7	8	7	8	7	7	7	13	13	10	9	1973-1983
中部地區	台中	20	20	18	16	15	15	16	15	16	18	19	20	17	1951-1985
	虎尾	21	22	18	15	14	17	17	13	12	14	17	20	17	1942-1987
西海部沿地區	梧棲	73	69	58	44	39	38	35	34	42	61	72	74	53	1976-1985
	楠梧	35	34	26	20	17	17	16	23	18	21	29	33	24	1961-1985
嘉南地區	嘉義	35	34	31	26	24	29	31	28	23	23	28	32	29	1951-1985
	台南	32	31	28	24	22	22	24	23	22	23	27	29	26	1951-1985
高屏地區	高雄	29	27	26	23	24	28	32	29	26	22	23	25	26	1951-1985
	屏東	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
台東恒春地區	恒春	47	43	39	33	27	26	27	26	30	47	56	53	38	1951-1985
	大武	38	36	34	30	26	25	25	25	29	41	48	44	33	1951-1985
	台東	31	29	28	26	23	22	23	24	25	31	34	32	27	1951-1985
花蓮功成地區	成功	44	40	36	33	28	26	27	27	33	46	51	46	36	1951-1985
	花蓮	28	27	26	25	22	22	22	21	24	28	31	30	26	1951-1985
宜蘭地區	蘇澳	32	29	28	27	22	24	31	30	29	31	31	33	29	1981-1985
	宜蘭	16	15	15	14	13	13	18	18	18	16	15	15	16	1951-1985
澎湖地區	澎湖	72	67	57	45	39	37	35	33	47	69	78	76	55	1951-1985
北部山區	鞍部	39	37	36	32	31	31	33	40	45	44	46	41	38	1951-1985
	太平山	15	16	17	16	15	16	21	19	20	16	15	14	17	1946-1981
	觀霧	2	1	1	1	1	1	1	3	0	0	0	1	1	1966-1987
中南部山區	玉山	53	49	49	45	41	47	42	40	39	35	43	50	44	1951-1985
	南鳳山	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1957-1985
	日月潭	10	11	11	11	11	12	12	12	11	9	10	9	11	1951-1985

圖一　中央氣象局所屬測站分布圖

圖二　建議裁撤及增設氣象測站分布圖

○：建議裁撤之氣象測站

△：建議增設之氣象測站

圖三　中央氣象局現行短期預報區域圖

圖四　基隆氣象測站之風花圖

資料來源：中央氣象局之氣象報告彙編

圖五　宜蘭氣象測站之風花圖

資料來源：中央氣象局之氣象報告彙編

圖六　台中氣象測站之風花圖

資料來源：中央氣象局之氣象報告彙編

圖七　梧棲氣象測站之風花圖

資料來源：中央氣象局之氣象報告彙編

圖八　中正國際機場 1979 ～ 1983 年風花圖

資料來源：民航局氣象中心之研究報告

圖九　新竹氣象測站之風花圖

資料來源：中央氣象局之氣象報告彙編

圖十　台北氣象測站之風花圖

資料來源：中央氣象局之氣象報告彙編

圖十一：年降水量分布圖（單位：公厘）

資料來源：郭文鑠等所著"台灣農業氣候區域研究"

圖十二：一月平均降水量分布圖（單位：公厘）

資料來源：郭文鑠等所著"台灣農業氣候區域研究"

圖十三：六月平均降水量分布圖（單位：公厘）

資料來源：郭文鑠等所著"台灣農業氣候區域研究"

圖十四：八月平均降水量分布圖（單位：公厘）

資料來源：郭文鑠等所著"台灣農業氣候區域研究"

圖十五：年降雨日數分布圖

資料來源：郭文鑠等所著"台灣農業氣候區域研究"

圖十六：一月平均降雨日數分布圖

資料來源：郭文鑠等所著"台灣農業氣候區域研究"

圖十七：六月平均降雨日數分布圖

資料來源：郭文鑠等所著"台灣農業氣候區域研究"

圖十八：八月平均降雨日數分布圖

資料來源：郭文鑠等所著"台灣農業氣候區域研究"

圖十九　台灣山地區年平均溫度（間隔爲攝氏 5 度）

資料來源：戚啓勵所著"台灣之山地氣候"

台銀季刊第二十卷四期

圖二十　臺灣氣候區域（陳正祥氏製作）

圖二十一　臺灣各氣候區域之地理分佈（萬寶康氏製作）

圖二十二　短期天氣預報區域

The study of the weather observation stations' distribution and weather forecast district in Taiwan

Ching-Yen Tsay
National Taiwan University

Wien-Cong Chen
Ministry of Communications

Li-Yu Jen Shih-Tung Chao Yueh-Er Cheng
Central Weather Bureau

ABSTRACT

There are 24 Central Weather Bureau observations distributed within Taiwan area and its vicinity. Due to irregularity of distribution, changes of environment and improvement of instrument. The establishing factor of those stations can not satisfied the demand and should be re-evaluate and modify eagerously.

The purpose of this paper is to evaluate the distribution of observations and find:

(1) The stations off the Taiwan island, such as PENGCHIAYU and TUNGCHI can be simplified as automatic weather stations.

(2) The stations in dense distributed area such as CHUTZHU and TAWU can be simplified as automatic weather observations.

(3) The sparse of observation area such as MIAOLI, YUNLIN, TAINAN should be increased some stations.

Because of the difference of climatic characteristics, the current shore range weather forecasting are not suitable for the public. So, we divided the forecasting area from 13 into 15 partitions to satisfy local characteristics of climate, the difference of administration and the demand of the public.

華南地區中尺度對流系統的分析

陳景森[1]　王時鼎[2]　林民生[2]

林雨我[3]　朱昌敏[4]

1.主　持　人　中央大學大氣物理系
2.協同主持人　中央氣象局科技中心
3.助　　理　中央氣象局科技中心
4.助　　理　中央大學大氣物理系

一、摘　要

每年春末夏初之際，在華南地區梅雨鋒附近常有一些中尺度對流系統（Mesoscale Convective System）的發展，這些系統東移到台灣之後，常能引起豪雨。然而有些系統東移至台灣海峽之後，却有消散的現象；有的系統在移至台灣海峽附近時，轉以偏北的方向行徑，沒有逼向台灣省，故也沒有引發豪雨的現象。因此本文僅藉著相當位溫場（θ_e）及相當位溫梯度場（$|\nabla\theta_e|$）的客觀分析，對有豪雨及沒有豪雨天氣發生時的環境分析場與當時的衞星雲圖比較，希望能從中瞭解這兩者之間的相關性，是否能提供天氣預報的參考。

二、前　言

五、六月梅雨季所伴隨的豪雨天氣，常導致台灣地區有嚴重的災害發生，諸如民國七〇年的「五．二八」水災，造成了新竹、桃園之間的鐵公路受損，交通中斷且多處積水，形成重大的損失。另外在民國七十三年「六．三」和「六．十」台北地區的豪雨（水災），同樣的造成了嚴重的損失；引發這一類豪雨的天氣現象，歸因於梅雨鋒面帶內中尺度對流系統的發展而造成的。目前國內已有不少學者曾先後對此MCS誘發的豪雨現象做過分析研究，例如Chen（1977）；陳與蔡（1978）；劉（1982）；丘等（1982）；丘與廖（1984）；丘與林（1985）；丘與劉（1985）；Chen et al.（1986）。而國外方面，如美國中西部地區於每年的暖季期間（即三～九月）常有一生命期較長和尺度較大的中尺度對流系統發展，此系統有時造成美國中西部地區豪雨天氣現象，有時造成其他較嚴重的劇烈天氣如冰雹、陣風等，諸如Maddox、Chappel and Hoxit（1979）；Maddox（1980）；Maddox（1981）；McAnelly，R.L. and W.R.Cotton（1986）；Wetzel，P.J.，W.R. Cotton and R.L. McAnelly（1983）等的研究分析。不論是國內或是國外的氣象作業單位，對此豪雨天氣所帶來的災害都是相當重視。因此在預報與防範的工作上是不容忽視的，期望能使財務損失及人員傷亡達到最小。所以本次

報告的分析結果，希望能對預報方面提供一些參考。

三、資料與分析方法

資料的分析以地面傳統測站報告爲主，因爲地面的觀測資料每三小時有一次，資料較爲密集，對分析上較能掌握系統的演變過程。由科技中心所提供的資料有：(1)民國 70 年 5 月 27 ～ 28 日 ；(2)民國 73 年 6 月 2 ～ 3 日；(3)民國 73 年 6 月 13 ～ 16 日；共三個案例的地面傳統觀測報告。衛星雲圖方面，因現有的雲圖並非每三小時一張，因此在個案分析與雲圖比對上較受限制。另外雲圖資料又分爲 V I S可見光和 I R紅外光兩種。

客觀分析的範圍爲 18 × 16 的網格，從 105°E 至 122°E及 20°N至 35°N，經緯度各一度的間距。而資料的區域爲 28 × 26 的網格，亦即 100°E 至 127°E及 15°N 至 40°N ，這在分析上能提高分析值的準確度。分析的方法是採用Barnes (1973) 提出的客觀分析方法，基本上它是屬於逐次修正法的一種。首先在網格點上設定一初始場，而後再以網格點附近的觀測值作逐次修正。計算過程如下：

$$\phi_g^m = \phi_g^{m-1} + \frac{\sum_{i=1}^{N} W_i (\phi_{io} - \phi_{ia}^{m-1})}{\sum_{i=1}^{N} W_i} \qquad (1)$$

式中ϕ代表任意氣象變數。ϕ_g^m 及ϕ_g^{m-1} 代表網格點上第m次及m－1次的分析值；ϕ_{io} 代表網格點附近第 i 個測站上的觀測值；ϕ_{ia}^{m-1} 代表第 i 個測站上第m－1 次的分析值（此可藉由網格點上的分析值內插而得）；W_i 爲第 i 個測站對網格點的權重因子，N爲網格點附近參與內插的測站總數。

權重函數是採用Barnes (1964) 所提的：

$$W_i = \exp (-\frac{r_i^2}{4K}) \qquad (2)$$

以及Barnes (1973) 所提的權重修訂函數：

$$W_i = \exp (-\frac{r_i^2}{4\eta K}) \qquad (3)$$

式中r_i 爲第 i 個測站和網格點之間的距離；K爲決定權重函數形狀的參數，它是由測站分佈的密度以及所要分析系統的尺度大小來決定，在此給定$\lambda = 1000$ km；η 爲增加收斂性和提高計算速度的參數。根據Barnes (1973) 的解釋，認爲η值在 0.2 ～ 0.4 之間最好，在此選取$\eta = 0.3$ 作運算。

另外也採用Barnes (1973) 所提的反應函數：

$$D \equiv \exp (-\frac{4k\pi^2}{\lambda^2}) \qquad (4)$$

此反應函數的意義爲當一氣象觀測資料從測站上內插到網格點後，尚保留原有特性的比例。據此，修正後的反應函數，如下式表示：

$$D' = D (1 + D^{\eta-1} - D^{\eta+1}) \qquad (5)$$

D' 爲修正後的反應函數。此處選取$D' = 0.9$，亦即期望修正後，能保留原特性的 90%。如此反求K，進而決定權重函數應以何種形狀出現。

就處理網格點內插到測站時所採用的方法分成兩個步驟：(1)四點內插，主要應用在靠近邊界部份，如圖一所示，這種內插較能處理邊界的問題；(2)十六點內插，主要應用在離邊界兩個網格以內的區域，利用此法能保留高低壓中心的數值，如圖二所示。

四、個案分析

本次分析所選用之三種不同時間的案例資料，目的在希望應用Chen et al. (1986) 所提的 $|\nabla\theta_e|$ 分析，是否也能同樣的應用在這有豪雨及沒有豪雨的個案分析上。因爲，在 Chen et al. (1986) 的研究指出，造成許多對流系統發展的原因是南來的水汽提供暖濕的環境，有利於對流系統的發展。同時在其報告中指出，$|\nabla\theta_e|$ 值較大的區域與對流系統雲區所在的區域相互吻合。因此，藉此應用到三個不同的個案，一方面驗證 $|\nabla\theta_e|$ 對

分析預報上的可行性，另一方面藉此了解三個案例中 $|\nabla\theta_e|$ 值較大的區域與雲系的相關性。

㈠民國70年5月27～28日：在27日18Z時，鋒面帶內中尺度對流系統的東移，造成了台灣北部地區的降水，而於28日00Z時，此系統伴隨鋒面帶南移，先後在新竹附近和梧棲，台中造成大量的降水，在12Z時之後才有明顯的消散。就雲圖的分析來看，27日18Z時，在台灣海峽北面的雲系東移，而影響到本省北部，28日00Z的雲系仍停留在本省北部，而於03Z、06Z、09Z系統不斷的南移，至12Z後雲系減弱。就 θ_e 和 $|\nabla\theta_e|$ 的分析來看，27日12Z、28日00Z、12Z θ_e 場的分析結果顯示，在華南地區 θ_e 等值線較密集的區域（其值爲340°～355°K）與衛星雲圖的鋒面系統前緣相配合（如圖三所示）。27日09Z時廣西省梯度較大的區域（$|\nabla\theta_e|\geq 4°K/100Km$）與雲圖雲系的位置相關性很高。但並不是意味只有 $|\nabla\theta_e|\geq 4°K/100Km$ 的區域才與雲圖配合，$|\nabla\theta_e|$ 較小的區域也是有雲覆蓋。12Z時，自09Z $|\nabla\theta_e|$ 大的區域移出的對流系統（$|\nabla\theta_e|\geq 4°K/100Km$）從台灣北面掃過；15Z時，在115°E，25°N附近，$|\nabla\theta_e|\geq 4°K/100Km$ 的區域有分成兩部分的趨勢。在台灣北部有 $|\nabla\theta_e|$ 較小的區域出現。這些系統不斷的從廣西貴州地區發展出來，而且都是在114°～116°E，24°～26°N附近分成兩部分，18Z、21Z亦是如此。雲圖的相對位置也均能與華南地區之分析值相配合。28日00Z，03Z時，$|\nabla\theta_e|\geq 4°K/100Km$ 的範圍有南移的現象，同時區域也較27日分析的大，而其移出的部份也有東移的現象，雲圖的分佈也是如此。09Z的 $|\nabla\theta_e|\geq 4°K/100Km$ 的區域較小，在東南沿海呈塊狀區域，而雲圖的相對位置，大致也是如此。12Z時，在台灣北部有 $|\nabla\theta_e|\geq 4°K/100Km$ 的區域，與雲圖頗配合。同時，華南地區的 $|\nabla\theta_e|$，有變成較小的情形（如圖四所示）。然而，$|\nabla\theta_e|$ 的分析只是我們提供參考的方法，不能涵蓋所有的分析，尚須配合其他的氣象資料分析，才能完整。

㈡民國73年6月2～3日：鋒面系統於6月1日18Z～2日06Z一直在台灣北部海面徘徊滯留，而在2日12Z時，整個鋒面帶向東南方向的台灣地區移動。此後，一直到3日02Z止，鋒面在台灣北部徘徊，並於2日18Z時，造成台北地區的強烈降水。同時在本省西北方新的對流系統與鋒面帶合併，更造成北部地區持續性降水。

就 θ_e 和 $|\nabla\theta_e|$ 的分析來看，2日12Z時的雲圖位置與華南地區 θ_e 場密集區域相配合。同樣的3日00Z亦是如此，如圖五所示。2日03Z時大陸東南沿海，$|\nabla\theta_e|\geq 4°K/100Km$ 的區域範圍很大，而於06Z時，$|\nabla\theta_e|\geq 4°K/100Km$ 的區域範圍減小，並有南移的現象，與雲圖的雲系相當配合。09Z時，$|\nabla\theta_e|$ 的強度增加且範圍增大，同時 $|\nabla\theta_e|\geq 4°K/100Km$ 的區域有東移現象。12Z時，系統更向東移，但範圍變得較小。於15Z時，在東南沿海 $|\nabla\theta_e|\geq 4°K/100Km$ 的區域再減小，但強度有增強的趨勢。18Z時，$|\nabla\theta_e|\geq 4°K/100Km$ 的區域退到福建省境內，認爲是小的系統自 $|\nabla\theta_e|$ 大的區域移出的結果，就雲系的演變過程來看，有雲的區域大致都能與 $|\nabla\theta_e|$ 強的地方吻合，如圖六所示。以上兩種對台灣本省而言，是有造成豪雨現象的天氣系統。

㈢民國73年6月13～16日：此案例從衛星雲圖的報告，認爲華南地區之中尺度對流系統東移的影響，很有可能會導致台灣地區15～16日期間有豪雨的出現，然實際上，系統東移之後，經台灣海峽而轉偏北方向行徑，有的却在移出大陸東南沿海地區之後，迅速消散。15日00Z，鋒面帶由江蘇近海向西南延伸至雲南省，系統向東偏北的方向移行。16日00Z時，鋒面系統沿大陸東南沿海

向東北移行。而由 θ_e 及 $|\nabla\theta_e|$ 的分析來看，15日 00Z 340°K 的等值線與鋒面位置吻合，而16 日 00Z時，則爲 350°K 的等值線，如圖七所示。14日 21Z，在110°E 以西的貴州省境內，有 $|\nabla\theta_e|$ 較強的地區（$|\nabla\theta_e| \geq 4°K/100Km$），此一系統向東移，在15日 03Z時，於 114°E，25°N 附近有偏北的傾向，同時由衞星雲圖得知在大陸沿海地區，有鋒面雲系的存在，沒對台灣造成影響。而後 12Z，$|\nabla\theta_e|$ 較強的區域沿大陸東南沿海呈帶狀，於15日時向東北延伸，就雲圖的比對上，大致配合。此與前兩者有明顯的 不同，其結構較爲完整。但並未造成豪雨現象。 21Z $|\nabla\theta_e|$ 較強的區域變小，且強度減弱。 16日 00Z 時，110°E ～ 120°E，25°N ～ 30°N 的區域，其 $|\nabla\theta_e|$ 變得相當弱，而較強的區域沿福建沿海分佈，此與大陸東南沿海雲圖位置大致配 合。

五、總　　結

$|\nabla\theta_e|$ 的分析，僅是我們提供預報分析的參考，單獨此項分析不能概括所有的天氣特徵，尚須配合其他的氣象分析，如垂直剖面的水汽分佈等。然就上述三個案例的分析結果所示：雲貴地區發展的中尺度對流系統，移至大陸東南沿海地區時，並非都能對台灣本省造成強烈的降水現象。$|\nabla\theta_e|$ 的分析方面，可以界定 $\geq 4°K/100Km$ 的區域與雲圖雲系所在的位置是具有很高的相關性。正如前二個案例裡 $|\nabla\theta_e| \geq 4°K/100Km$ 區域，在台灣出現的頻率很高，而後一案例裡，在台灣出現之 $|\nabla\theta_e|$ 較小，沒有 $|\nabla\theta_e| \geq 4°K/100Km$ 的區域出現。因此，在豪雨預報上，$|\nabla\theta_e|$ 確實能提供參考。

六、致　　謝

本文的完成，承蒙氣象科技中心所提供的觀測資料，以及林燻閔、丘台光先生的協助，在此一併致謝。另外，特別感謝中央大氣物理所林松錦教授提供的寶貴意見及微電腦中心所提供的軟體與硬體設備，並感謝林忠仁同學的繪圖協助。

七、參考文獻

丘台光、林雨我，1985：利用衞星、雷達資料作台灣地區豪雨預報之初步研究，天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局，107-129。

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，十二期，93-102。

丘台光、廖學鎰、洪理強，1982：民國70年5月28日之豪雨個案研究，中範圍天氣系統研討會論文彙編，中央氣象局，233-247。

丘台光、廖學鎰，1984：華南及鄰近地區中尺度對流系統之研究、大氣科學第11期，85-100。

丘台光，1984：華南地區中尺度對流複合系統對飛航之影響，航空氣象與飛航安全研討會，27-36。

林松錦、陳雯美，1987：Barnes 客觀分析方法中影響半徑的選擇，大氣科學第15期，59-67。

紀水上、陳泰然，1984：1981年5月27、28日華南及台灣地區中尺度對流複合系統之初步分析，天氣分析預報研討會論文彙編，中央氣象局，95-114。

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，91，1-10。

Barnes , S.L., 1964 : A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. J. Appl. Meteor., 3, 369-409.

----, 1973 : Mesoscale objective map analysis using weighted time series observations. NOAA Tech. Memo. ERL NSSL-62, 60pp.

Chen, G.T.J., 1977 : An analysis of moisture and rainfall for a Mei-Yu regime in Taiwan. Proc. Ntal. Sci. Coun., ROC, 1, 11, 1-21.

----, and C.Y. Tsay, 1977 : A detailed analysis of a case of Mei-Yu system in the vicinity of Taiwan. Tech. rep. No. Mei-Yu-001, Dept. Atmos. Sci., Natl. Taiwan Univ., 249 pp.

Chen, C. S., T.K. Chiou and S. T. Wang, 1986 : An investigation of mesoscale convective systems associated with Mei-Yu front in SE China from May 26 to 28, 1985, Paper in Meteorological Research, 9, 137 - 161.

Maddox, R. A., 1980a : Mesoscale convective complexes. Bull. Amer. Meteor. Soc., 61, 1374-1387.

----, 1980b : An objective technique for separating macroscale and mesofeatures in metcorological data. Mon. Wea. Rev., 108. 1108-1121.

----, 1981 : The structure and life-cycle of midlatitude mesoscale convective complexes. Atmos. Sci. Pap. No. 336, Colorado State University, 311 pp.

----, C.F. Chappell and L. R. Hoxit, 1979 : Synoptic and meso-α scale aspects of flash flood events. Bull. Amer. Meteor. Soc., 60, 115-123.

McAnelly, R.L. and W. R. Cotton, 1986 : Meso-β-scale characteristics of an episode of meso-α-scale Convective Complexes., Mon. Wea. Rev., 114, 1740-1770.

Wetzel, P.J., W.R. Cotton and R.L. McAnelly, 1983 : A long-lived mesoscale convective complex Part II : Evolution and structure of the mature complex. Mon. Wea. Rev., 111, 1919-1937.

圖一　四點內插

圖二　十六點內插

(a)

(b)

(c)

圖三　相當位溫場（θ_e）與鋒面配置圖，θ_e等值線間距爲 5°K。粗實線代表地面鋒面位置，粗虛線代表 850 mb 鋒面位置。民國70年：(a) 5.27.12 Z (b) 5.28.12 Z (c) 5.28.12 Z

圖四　相當位溫梯度表（｜∇θe｜）與雲區的配置圖，｜∇θe｜等值線間距爲 2°K／100Km。粗實線包圍的區域是紅外線雲圖所顯示的範圍。民國70年5月27日：(a) 09Z　(b) 12Z　(c) 15Z　(d) 18日　(e) 21Z；28日　(f) 00Z　(g) 03Z　(h) 09Z　(i) 12Z

圖五　同圖三。但爲民國73年：(a) 6.2.00Z（不含 850mb 鋒面(b) 6.2.12Z (c) 6.3.00Z（不含 850mb鋒面）

圖六　同圖四。但爲民國73年6月2日：(a) 03Z（僅有 $|\nabla\theta_e|$ 場(b) 06Z，但爲VIS雲圖範圍(c) 09Z（僅有 $|\nabla\theta_e|$ 場）(d) 12Z，但爲VIS雲圖範圍(e) 15Z（僅有 $|\nabla\theta_e|$ 場 (f) 18Z

圖七　同圖五。民國73年：(a) 6.15.00Z(不含850 mb鋒面)(b) 6.15.12Z (c) 6.16.00Z(不含850 mb鋒面)

圖八　同圖六。民國73年6月14日：(a) 21Z（僅有 $|\nabla\theta_e|$ 場）；15日(b) 00Z (c) 03Z (d) 12Z（僅有 $|\nabla\theta_e|$ 場）(e) 15Z (f) 21Z（僅有 $|\nabla\theta_e|$ 場）；16日(g) 00Z

The Analysis of Mesoscale Convective Systems in SE China

Ching-Sen Chen[1] Shing-Ting Wang[2] Jack Ming-Sen Lin[2]
Yeu-Woo Lin[3] Chang-Min Chu[4]

1. Principle investigator, Department of Atmospheric Physics, National Central University. Chung-Li, Taiwan. R.O.C.
2. Co-investigator, Scientific and Technical center, Central Weather Bureau, Taipei, Taiwan, R.O.C.
3. Assistant, Scientific and Technical center, Central Weather Bureau, Taipei, Taiwna, R.O.C.
4. Assistant, Department of Atmospheric Physics, National Central University. Chung-Li, Taiwan, R.O.C.

Abstract

Several mesoscale convective systems(MCCs) occur associated with Mei-Yu Front in SE China during late spring and early summer. Some MCCs can move over Taiwan aera and dump a lot of rain. However some MCCs disappear before reach Taiwan. In this study we will investigate the relationship between surface potential temperature field and the development of MCCs. Through the analysis the gradient of horizontal potential temperature we find some relationship exist. More cases are needed to generalize this relationship. We hope this relationship can help the forcast of the development of MCCs.

簡易變分法在東亞地區資料初始化的應用

周仲島　　林國重

國立台灣大學 大氣科學研究所

林民生

中央氣象局科技中心

摘　　要

發展區域數值模式從事短期或中尺度天氣系統的預報，爲中央氣象局在未來幾年內所要努力的方向之一。假如要得到可靠的6-12小時模式預報成果，模式初始資料的動力相容性是非常重要的。本研究將Carr et al.,（1983）所提議的方法，即利用變分法以輻散度垂直積分值爲零做爲限制條件，以修正各層網格點上風場分佈；應用在東亞地區梅雨期的個案資料，並探討此方法在未來區域模式風場初始化方面的可行性。

一、前言

發展區域數值模式從事短期（0-48小時）次綜觀（sub-synoptic）或中尺度（mesoscale）天氣系統的預報，爲中央氣象局在未來幾年內所要努力的方向之一。假如要得到可靠的6-12小時模式預報成果，模式初始資料的動力相容性是非常重要的。資料初始化的目的是將原始觀測資料內，因質量場與風場間不平衡產生之重力波予以濾掉，同時在校正的過程盡量保持原始觀測資料的特性。

Baer（1977），Machenhauer（1977）曾成功地將非線性正模（Nonlinear normal mode）方法應用在全球預報模式的資料初始化。Browning et al.,（1982）和Briere（1982）曾探討利用非線性正模法在區域模式資料初始化上的可能性，結果顯示利用非線性正模方法校正後的資料與原始資料差異甚大。除了上述原因之外利用非線性正模法從事資料初始化，在熱帶地區、非絕熱加熱過程扮演重要角色地區，及非地轉效應重要地區等，仍有許多問題存在。Anthes（1974）提議的動力初始化方法雖然可以得到甚佳的初始資料場，然而在許多方面的應用證明此方法太花費時間，不符合預報作業中心使用原則。Washington and Baunhefner（1975）曾提出一個直接利用質量守恆方程作爲動力條件的風場初始化方法，以在每一個網格點上輻散場的垂直積分值爲零作爲限制條件修正風場。結果顯示高層風速較大區，需要較大修正風場值。Carr et al.,（1983）將Washington and Baunhefner（1975）的方法在技術上予以改進。Carr et al.,（1983）利用變分法以輻散度垂直積分值爲零做爲限制條件，來修正各層網格點上的風場分佈。此方法的特徵爲各層風場的修正值皆相同，不致因高層風速較大而需要較大的修正值。亦即將校正前、後風場之間的差異減至最小。同時，此種方法運算的速度很快，頗適合預報作業中心使用。本研究即將Carr et

al.,(1983)所提議的方法，應用在東亞地區梅雨期的個案資料，探討此方法在未來區域模式風場初始化方面的可行性。

二、變分初始化過程

由測站觀測值經一般客觀分析方法計算所得之網格點風場分佈，由於資料本身的誤差及內插所產生的誤差，使得層與層之間及各層不同網格點之間，風場資料動力相容性不佳。爲求得較適宜作爲數值模式初始場的風場分佈，利用變分分析方法，將動力限制條件加入函數子內，直接計算風場修正的函數分佈。

本研究變分初始化方法的程序如下：首先，定義適切的函數子（functional）。

$$J=\sum_{i=1}^{L}\sum_{j=1}^{M}\{\sum_{k=1}^{M}[(u_a-u_0)^2+(v_a-v_0)^2]+\lambda\sum_{k=1}^{N}[\nabla_x u_a+\nabla_y v_a]\}, \quad (1)$$

其中u_0，v_0及u_a，v_a分別是網格點上校正前及校正後東西及南北方向風場分量。λ是藍格朗基（Lagrange）運算子。L，M分別代表x，y方向網格點數，N表示垂直方向層數。方程式(1)所代表的物理意義爲校正後風場分佈將能滿足函數子內所設定的“限制條件”，即每一個網格點上輻散場的垂直積分值爲零。而且使校正後風場與校正前風場間的差異將達到最小。

由(1)式，我們可以導證得到尤拉—藍格朗基（Euler—Lagrange）方程：

$$\nabla^2\lambda=-\frac{2}{N}\sum_{k=1}^{N}(\nabla_x u_0+\nabla_y v_0)。 \quad (2)$$

由(2)式可知，本變分初始化法的意義爲，以垂直積分不等於零之校正前風場（u_0，v_0）所計算出來的輻散／輻合場，做爲風場修正的“強迫項”（forcing term），來倒推應修正風場大小的函數分佈（λ）。待λ已計算得知，則在任一等壓面上，校正後風場分量與校正前風場分量的關係式可寫成爲：

$$u_a=u_0+\frac{1}{2}\nabla_x\lambda; \quad (3.a)$$

$$v_a=v_0+\frac{1}{2}\nabla_y\lambda。 \quad (3.b)$$

在整個計算過程中，主要是解(2)式。(2)式是一個橢圓偏微分方程式，可利用鬆弛法解之。對一組三度空間分佈的風場資料而言，(2)式祇需解一次即可以，無需每一層都解，這是此變分初始化法的特徵。

三、個案選取與資料處理

本文選取台灣梅雨期，有旺盛中尺度對流系統存在時之天氣狀況，作爲個案研究對象。資料時間爲1985年5月27日00Z的探空資料，資料的來源是美國氣象中心已解碼之各標準層風向及風速資料。分析的過程，首先使用逐次修正客觀分析法，採用Inman所建議的橢圓形權重函數（權重函數的定義請參考曾（1987）），將各測站的風場資料內插至預先設定的網格點上。分析的範圍包括100°E至130°E，40°N至20°N。水平網格點間距爲127公里，測站平均數爲130。在垂直方向共有12層，由1000毫巴開始至50毫巴止。待各層網格點上的風場資料已建立完全。再利用第二節中所討論的變分初始化方法將風場予以調整，使之能滿足預先設定的限制條件。1985年5月28-29日由於梅雨鋒及西南暖濕氣流的配合，在台灣地區造成大量的降水。這次豪雨事件的發生經由陳等（1986）利用傳統地面及高空資料及雷達與衛星資料的初步研究，主要與華南地區生成之中尺度對流系統東移以及台灣海峽地區產生的對流系統相關。丘等（1986）利用Barnes（1973）客觀分析法，將測站觀測資料內插至網格

圖一. 1985年5月27日00Z IR 衛星雲圖。圖中範圍為 100° ～130° E, 20° ～40° N。

點上，計算低對流層（850 mb）各重要氣象參數，如輻散／輻合度、渦流度、及冷暖平流量等，來描述此個案期間東亞地區低層環境演化過程的特性及結構。本文特別選取此個案早期（5月 27 日 00Z ）風場資料做爲分析對象，乃基於此時的資料在未來研究中將有利於瞭解何種先驅氣象環境條件爲中尺度對流系統發展及維持的條件，並且可以與丘等（1986）分析的結果做一比較。※

四、結果與討論

圖一爲中央氣象局提供的5月 27 日 00Z 之 IR 衛星雲圖。在 26 日 18Z 時（台灣地區清晨 2 時）梅雨鋒前尚無明顯組織性中尺度對流系統存在，僅有散佈各地獨立對流胞在發展。6 小時後，沿北緯 27 度，在東經 110 度至東經 120 度之間，卻出現了一系列正在發展中之組織性中尺度對流系統。依據陳等（1986）研究結果顯示，位於最西邊的中尺度對流系統是於5月 26 日 12Z 開始發展，而於 27 日 06Z 時達到第一次最大強度※※。因此 27 日 00Z 的大氣情況，可以視爲有利於華南地區中尺度對流系統發展與維持的環境條件。不過要注意的是在此系統東方的兩個中尺度對流系統生命期皆甚短，於 6 小時後即從衛星雲圖上消失。

※此豪雨個案 Lin and Kau（1986）曾嘗試以 Mathur（1983）的模式對低層噴流的生成及在引發中尺度對流系統角色進行初步模擬。

※※此間強度乃是以雲頂溫度小於某一數值所涵蓋的面積大小做爲指標。此雲系於 26 日 12Z ，其雲頂溫度低於－32 °C 的面積小於 5×10^4 平方公里，而於5月 27 日 00Z ，其面積已長大達 1.5×10^5 平方公里。資料係摘自陳等（1986）。

圖二爲 27 日 00Z 850mb 天氣圖。圖中顯示華南及沿海地區有顯著西南噴流，風速高達 35 kts 以上。在此區域的北方，風向轉爲西北、北或東北風，風速較弱。兩者之間有明顯風切存在。在淮北、安徽地區，有高達 30 kts 以上強東北風存在的情形。強風軸與對流系統的因果關係，至今仍莫衷一是。有關這一方面的探討，待另文再詳細討論。此文中我們將強調客觀分析的風場分佈與主觀

圖二. 1985年5月27日00Z 850mb 主觀分析天氣圖。粗實線代表 850mb 鋒面位置。

分析風場分佈的主要異同。由圖二可知要將噴流軸及風切線的強度及位置正確地描述出來，以現有之客觀分析方法及資料水平解析度並非易事。

圖三a爲5月27日00Z經客觀分析後850 mb 水平風場向量及等風速線分佈圖。由圖三a可以看到：

(1)華南沿海地區噴流條的位置與主觀分析結果相近；

(2)風切線的位置在華南地區有稍偏北之情形，但是伴隨長江口附近低壓系統的氣流分佈卻與主觀分析相似；

(3)強東北風軸的位置與主觀分析相似。

但是，此客觀分析的結果有一嚴重的缺陷，即是每一個氣流系統的強度都較實際觀測值要小得多。以華南沿海地區噴流條爲例，由主觀分析圖得知在廣東、廣西兩省交界處（東經 110 度，北緯 23 度）附近，西南風可高達 40 kts ，至於風速高於 35 kts 的區域則涵蓋數百公里的範圍；但是在客觀分析圖中並無如此強度的風場解析出，雖然最大風速區的地理位置頗爲正確，但強度太弱。這個原因可能由於現有的客觀分析方法修勻得太過分，以致風速極值無法正確地在分析場中表達出來。另一個可能原因是此噴流條正好位於分析範圍的邊界地區，邊界條件的不當處理，也有可能造成上述強度不夠的結果。

圖三b爲經過變分法調整後水平風場向量及等風速線分佈圖。圖三c則爲圖三a及圖三b兩者間的差異，亦即$\vec{\nabla}\lambda$的分佈圖。變分分析後的風場分佈，在各地皆有風速變小的趨勢，此點可由圖三c的分佈看出來。圖三c代表了校正後風場（$\vec{V}_a = u_a\hat{i} + v_a\hat{j}$）與校正前風場（$\vec{V}_0 = u_0\hat{i} + v_0\hat{j}$）兩者間的差異。其中由(3)式，$u_a$與$u_0$兩者間的差值等於$\lambda$在x方向梯度值一半的大小，而$v_a$與$v_0$的差值等於$\lambda$在y方向梯度值一半的大小。我們若是將此梯度值以向量形式表示出來就得到圖三c。在圖中，若有λ的極大值出現，則校正氣流場呈現輻合的情形；反之若爲極小值，則校正氣流場呈現輻散的情形。λ的物理意義可以如下方式考慮之：由(2)式，λ的二次微分等於校正前風場所計算之水平輻散度之垂直積分值（即讓$G = \int D dp$，其中$D =$

div $\cdot \vec{V}_0$）。假設水平風場的分佈可由一簡易波動型態解來表示【 i.e., exp {i (kx + ly)} 】，則 $\nabla^2 \lambda \propto -\lambda$。所以 λ 值與G 同符號。在 λ 爲極大（小）值的區域，即表示此一網格點上由校正前風場計算之垂直積分輻散（輻合）度的值太大。因此若要使得此一特定網格點風場能滿足預定動力條件，則必須在此網格點上原風場加入一修正風場分佈，此修正風場分佈將具有輻合（輻散）氣流特徵。綜合上述討論，乃知由 λ 的分佈，將可獲得下列的資訊：（ i ）若有 λ 極大值出現，亦即有大量氣流輻合區存在，如圖三 c 淮北沿海一帶。此結果表示在此地區校正前風場計算之垂直積分輻散值過大，需要加入輻合氣流場予以調節。（ ii ）在調節量不大的地區（如華南一帶），表示上、下層之間的輻合／輻散場有適當的配合。如此使得垂直總合的輻合／輻散場幾乎相互抵消，因此祇作微小的校正即可。

上面的推論，可由圖四(a)—(f)所示校正前、後，850、500及200毫巴上的輻合／輻散度分佈，明顯看出。以淮北沿海地區850 mb 低壓中心爲例，在其北方由850 mb 至200 mb 皆有顯著輻散區。因此 $\vec{\nabla}\lambda$ 的分佈，在此區域，則爲明顯輻合氣流分佈。此與上述的討論完全一致。基本上此變分分析法的原理與O'Brien(1970) 所提議修正輻散／輻合度以求取較合理之垂直速度場的方法原理類似。亦即將多餘的輻合／輻散度平均分配至各層的風場上，予以校正。然而兩者間的不同之處乃是變分分析法在進行風場校正時，加入了各層風場校正量愈小愈好的條件。使得各層校正後之風場能與客觀分析後風場分佈不致相差太大，如此較能保持原始資料所顯示的特徵。然而此種變分分析法，無法再使用到原始測站資料。因此客觀分析的結果大部份已決定了變分分析與主觀分析的異同。變分法祇是將客觀分析風場結果，重新分配，使校正後的風場滿足預定的動力限制條件而已。因此若能適度調節動力限制條件在函數子內出現的形式，使原始測站資料可以傳輸進來，將有利於變分分析法對客觀分析結果的改善，使之與原始測站資料更符合且同時滿足動力限制條件。

圖三. (a)為1985年5月27日00Z 850 毫巴水平風場向量及等值線分析結果。(b)與(a)同，但為經過變分法校正過後的風場分佈。(c)為(a)與(b)兩者間的差異分佈(亦即 $\frac{1}{2}\vec{\nabla}\lambda$)。其中(a)的單位向量長度為13.5m/s，(b)的單位向量長度為13.2m/s，(c)的單位向量長度為 3.2m/s。

圖四. 1985年5月27日00Z水平輻散/輻合場。(a)－(c)分別為 850, 500及200毫巴等壓面客觀分析結果;(d)－(f)與 (a)－(c)同但為經過變分法調整過後之結果。等值間距為 $2.5 \times 10^{-6} s^{-1}$。

五、結語

經由此次TAMEX實驗，國內外氣象界對發生在台灣地區，尤其是梅雨期間，各種中尺度天氣系統的結構組織，及如何預報等問題產生莫大的興趣。並且在實驗期間收集了爲數可觀的氣象資料。如何將這些資料有效地、正確地予以分析，放在預先設置的網格點上，使得不論是基礎科學研究人員或作業預報研究人員都能快速地獲得他們所要的各種氣象參數，並能迅速地計算各種氣象變量，將成爲一重要的研究課題。上述有關如何將測站資料有效地、正確地放置在網格點上的過程，一般稱之爲客觀分析。根據曾忠一（1987），現今在世界各地使用的客觀分析方法甚多，何種方法較佳，實是看資料性質及研究目標而定。

Jou（1978）曾利用變分校正法來評估不同客觀分析法在求取各種不同氣象變數時優劣的情形。其中所評估的一般客觀分析方法包括了不同權重函數的逐次訂正法及統計最佳內插法。獲得的結論爲，雖然在物理性質上使用統計最佳內插法較具有說服力，但是由於現階段吾人對資料誤差來源瞭解不夠（也不易控制），在使用上所得到的結果未必比逐次訂正法來得好。

利用變分分析法校正客觀分析後風場，不僅是對模式資料初始化有用。在利用資料作個案診斷分析，經由變分法校正後之氣象變數，在各層之間及各網格點之間具有一定的動力相關。如此由這些氣象變數所導算出來的氣象變數，將較具有代表性。如本研究中，可以直接利用已校正之風場，計算各層水平輻散度，配合適當的低層邊界條件。在垂直方向積分即可求得合理的垂直速度場。

利用變分法將客觀分析結果調整，使之滿足某些動力條件，主旨乃在使調節後之風場可直接做爲數值模式初始場。若要評估任何資料初始化方法的優劣，唯一最好的方法就是將各種已初始化後的資料輸入模式中進行計算，以預報結果的好壞做爲評估的標準；惟此方法現階段尚在籌劃進行中。在未來的研究中，當雙管齊下，一方面繼續發展改進客觀分析，資料初始化及不同時間資料同化的方法，以改進初始資料場的分析；另一方面，將利用自國外引進的中尺度數值模式來驗證何種初始化方法，最有利於我國短期中尺度天氣系統的預報。

參考資料

曾中一，1987：氣象與遙測資料的客觀分析。中央研究院物理研究所出版印行。405頁。

陳景森，丘台光，王時鼎，1986：梅雨期間中尺度對流系統的初步研究（I）中尺度系統的演化。第四屆全國大氣科學研討會論文彙編。217—234頁。

丘台光，王時鼎，陳景森，1986：梅雨期間中尺度對流系統的初步研究（II）中尺度系統的演化。第四屆全國大氣科學研討會論文彙編。235—249頁。

Anthes, R. A., 1974: Data assimilation and initialization of hurricane prediction models. J. Atmos. Sci., 31, 702-719.

Baer, F., 1977: Adjustment of initial conditions required to suppress gravity oscillations in nonlinear flows. Contri. to Atmos. Phys., 50, 350-366.

Briere, S., 1982: Nonlinear normal mode initialization of a limited area model. Mon. Wea. Rev., 110, 1166-1186.

Browning, G., A. Kasahara and H.-O. Kreiss, 1980: Initialization of the primitive equations by the bounded derivative method. J. Atmos. Sci., 37, 1424-1436.

Carr, F. H., D. J. Rusk and M. Ramamurhty, 1983: A simple, fast and accurate procedure for initialization of a limited area model. Preprints, 6th Conf. Num. Wea. Pred., Amer. Meteor. Soc., 183-187.

Jou, B. J., 1978: Application of the variational adjustment method of the performance of various conventional objective analysis schemes. Master University of Oklahoma, Norman, OK, 99pp.

Lin, H. and W.-S. Kau, 1986: A numerical simulation of low level jet stream. Proceedings of Monsoon and Mesoscale Meteorology, Nov. 4-7, 1986, Taipei, 9-14.

Machenhauer, B., 1977: On the dynamics of gravity oscillations in a shallow water model with applications to normal mode initialization. Contri. to Atmos. Phys., 50, 253-271.

O'Brien, J. J., 1970: Alternative solutions to the classical vertical velocity problem. J. Atmos. Sci., 9, 197-203.

Washington, W. M., and D. P. Baunhefner, 1975: A method of removing Lamb waves from initial data for primitive equation models. J. Appl. Meteor., 14, 114-119.

The Application of a Simple Variational Method in Data Initialization over East Asia

Ben Jong-Dao Jou Gon-Chun Lin

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

Ming-Sen Lin

Atmospheric R&D Center
Central Weather Bureau

Abstract

Short-range (0-48 h) forecasts of subsynoptic and mesoscale phenomena by using numerical models is one of the major tasks Central Weather Bureau has to work on in the next few years. If reliable 6-12 h forecast products are desired, then initialization of these models remians an important problem.

Washington and Báumbefner (1975) proposed a straightforward initialization procedure in which the integrated divergence is set equal to zero at each grid point and consistent wind velocities can be obtained. This method is much faster than dynamic method proposed by Anthes (1974). Later, Carr et al. (1983) proposed a scheme to modify the Washington and Baumhefner procedure such that the method becomes faster enough for operation purpose, while also significantly reducing the difference between the original and adjusted fields.

In this study, Carr et al. (1983)'s procedure was adopted to analyze the mesoscale systems associated with Mei-Yu front over East Asia area. The resulting field seems to suggest that current variational method needs further improvement, especially in the aspect of including more pre-analyzed data into the functional in order to retain more meso-scale information.

空軍各測站颱風侵襲間氣象資料之蒐集分析

李　富　城
空軍通信電子學校

徐晉淮　趙友夔　　陳　燊　李華誕
中央氣象局　　空軍通信電子學校

摘　要

本研究係整理過去七年（ 1976 ～ 1982 ）侵台颱風及在台灣近海掠過之颱風資料，加以分析、調查，而製作成一覽圖；其中包括風向風速、最大陣風，而其颱風一覽圖在遠海時採每六小時一次，近海採每三小時一次，資料採用空軍各測站之觀測記錄。最後根據其路徑而討論有關台北、台南、台東、花蓮等基地受颱風影響之程度。本研究之目的，乃使預報員能在颱風來臨時易於查閱過去颱風資料並由過去資料中找出其類似的路徑，而即時可獲得各地陣風之時間及其風速大小以及其極端值，而由其研究得知對台北影響最大的是經過北部及台東附近之颱風；其他由本省東南部及巴士海峽經過之颱風則對本省南部及東部有較大影響，發現南部地區則以由南向北行進之颱風最具破壞性。

一、前　　言

衆所皆知颱風所形成的災害。自當颱風季來臨時，所聽、所看，均是如何防颱等，然而颱風所造成之災害，又非人力所能挽救，而其中對強風所帶來的破壞力，往往使得國家經濟受損，尤其是對空軍之活動及戰力之維持，影響至鉅，是以有關風力之研究如林則銘、曲克恭（ 1972 ）、王時鼎（ 1970 ）等，均給我們在預報上帶來了很大的方便，但有關各類颱風風力之預測圖，所指示出的平均狀況，往往是預報員未能將極端狀況考慮在預報內而造成誤差。因而本研究乃根據其路徑而製作路徑圖，並配合將北部及南部、東部四地區的風向風速加以描述，其目的在於使用上方便，且預報員可以確定颱風之行徑，根據其行徑而找出類似的颱風路徑圖，即可查出過去所出現之各項資料（包括風向、風速、陣風及其極端值），對預報員幫助甚大。

二、資料蒐集及研究方法

本研究係利用65.年至71.年（ 1976 ～ 1982 ）間西太平洋所生成之颱風（ 16.°

N 129°E ～ 16°N 113°E ， 28°N 129°E ～ 28°N 113°E ），無論侵台與否，整理其路徑及有關地區之風　風速資料。包括：

㈠畫其路徑圖。

㈡主要分析北部、南部、東部所出現的陣風及極端值。

㈢詳細蒐集颱風期間之各項資料（陣風），以建立完整之資料來，確實了解台灣部份或全部颱風在颱風侵襲下，各地出現之強風狀況以及其持續時間。

㈣採用的颱風，單獨處理，繪製一覽圖，風向風速，陣風及瞬間最大陣風等圖。

三、颱風分類

由於本研究並非綜合性之研究，完全採用個案分析，根據每個颱風路徑，在總分類方面可分爲兩大類，一爲西行，一爲北向。

㈠西行類：包括由東向西或者東南移向西北行進之颱風。

㈡北行類：包括由南向北或者西南向東北行進之颱風。

根據如上之分類在過去七年中，共找出14.種颱風個案而加以分析了解西行類，北行類對台灣部份或全部在颱風侵襲下，台北、台南、台東、花蓮所出現之颱風狀況以及其時間分佈。

四、分析研究

在處理颱風個案時，並未考慮其颱風半徑，完全是以影響一地之風速爲準，只要有颱風進入研究範圍，且有關地區出現34.浬／時及以上之強風時，就視爲受颱風影響，現就討論如下：

㈠在整理北、南部資料時，得知強風的出現與否，與北部有很大的差別，最明顯的是北部出現的強與弱完全視颱風的大小而決定。颱風強，出現陣風強，反之則弱。但南部不一樣，其強風之出現，只有一次極端值，完全以颱風的走向爲準。

㈡強風分佈狀況：颱風並非對每一個地區都造成強風，只對特定之地區（域）造成強風，而此種特定地區（域），全賴颱風位置而定。

㈢就颱風橫越台灣位置，在台東以南越過之颱風，會給北部帶來強風，而花蓮以北越過之颱風，僅對北部造成強風，而對台東而言，影響甚小。

㈣造成南部地區出現強風，除去強烈颱風直接通過以外，輕度颱風往往會給高屏一帶，帶來強風，但有其一定的走向，通常有南向北或西南向東北移動。更重要乃此類颱風必須在南部高屏一帶登陸，如 1977 年賽洛瑪颱風。

㈤對台北、桃園、新竹、花蓮、台東五個空軍基地在颱風侵襲間所出現的強風資料若配以颱風路徑，可以明顯的看出，颱風對一地的相關位置與一地之風向風速有著密切關係。在處理侵台颱風中發現，若颱風通過 124°E ～ 123°E 間，對五大空軍基地如上所述其中之一，會出現≧34.浬／時之陣風，此後颱風向

西走向而移動，其極端值出現在颱風中心進入 122°E 時，而當中心越過 120°E，則風力開始減弱。

(六)就強風持續時間而言，80.浬／時以上之陣風出現時間不會很長，爲時極爲短暫，只是瞬間而已。34.浬／時～50.浬／時之時距由12.～24.時不等。

五、個案討論

由以上綜合分析結果，可以看出，不同的路徑會對不同的區域造成影響。而現在舉出一些個案，加以討論，而此處所舉個案，不是特別的，而是根據颱風路徑西行類，北行類較具代表性而加以提出討論：

畢莉（*BILLIE*）颱風爲中型強烈颱風，最大陣風 130 浬／時，登陸本省宜蘭一帶，如圖 1 。首先分析台北、台南、花蓮、台東等地風向之分布：

台　北	8.	9.	10.
N(*NE*)	4.／11.	11.／24.	10.／24.
E	0	0	10.／24.
SE	5.／11.	0	1.／24.
S	0	0	1.／24.
SW	0	3.／24.	0
W	0	0	1.／24.
NW	2.／11.	10.／24.	1.／24.

台　南	8.	9.	10.
N(*NE*)	1.／11.	4.／24.	0
E	0	0	0
SE	0	0	4.／24.
S	0	0	6.／24.
SW	0	0	8.／24.
W	0	0	0
NW	10.／11.	20.／24.	6.／24.

花　蓮	8.	9.	10.
N(*NE*)	6.／11.	0	3.／24.
E	0	0	1.／24.
SE	0	4.／24.	3.／24.
S	1.／11.	2.／24.	8.／24.
SW	4.／11.	16.／24.	9.／24.
W	0	1.／24.	0
NW	0	1.／24.	0

台　東	8.	9.	10.
N(*NE*)	4.／11.	4.／24.	0
E	0	0	0
SE	4.／11.	4.／24.	0
S	0	1.／24.	0
SW	1.／11.	7.／24.	23.／24.
W	0	4.／24.	0
NW	2.／11.	4.／24.	1.／24.

由風向分析，當颱風還未進入 125°E 區域，此時 8.日北部吹 E 來向風，其中 *SE* 佔 5.／11.，南部吹 N 來向風其中 *NW* 佔 10.／11.，東部吹 N 來向風，均以 *NNE* 所佔頻率較高，9.日颱風進入 125°E，範圍內，此時北部吹 N 來向風而其中以 *NNE* 出現

頻率爲高佔 11.／24.，南部吹 N 來向風，其中 NW 佔 20.／24.，東部花蓮吹 S 來向風，其中 SW 佔了 16.／24.，台東吹 S 來向風，其中 SW 佔了 7.／24.，而此颱風於 0912Z ～ 0918Z 登陸宜蘭一帶時，北部、南部吹 N 來向風而東部吹 S 來向風。10.日當颱風移入 120°E 並朝向我國大陸移去時，北部吹 E 來向風而其中 E 佔了 10.／24.，南部吹 S 來向風其中 SW 佔了 8.／24.，東部吹 S 來向風而其中也以 SW 出現之頻率爲高。

從圖 2.分析台北、台南、花蓮、台東四個測站風速之分布，可以看出此颱風在宜蘭登陸，會給北部帶來強風，而其最大值出現於 0918Z —台北 60.浬／時，桃園 0916Z 出現 52.浬／時，而新竹 0917Z 出現 56.浬／時，故知當颱風於花蓮以北登陸會給北部帶來強風，而對南部而言影響不大。

同時由圖中可以看出，風速極大值出現之時間爲 0906Z ～ 0918Z 間，而此時颱風正進入 125°E 而朝向 122°E 方向進行而於 0912Z ～ 0918Z 間登陸宜蘭，當颱風進入 124°E — 123°E 時，台北出現 44.浬／時（ 0911Z ），而當颱風移入 120°E 以後各地風速均逐漸減弱，台北風速由 60.浬／時減至 6.浬／時，新竹由 56.浬／時減至平均風 15.浬／時而陣風 22.浬／時，台南平均風爲 12.浬／時，而在此時台東風速沒有太大的改變，因其受 S 來氣流影響有較大的氣壓梯度，致風速維持在 10.～20.浬／時而陣風爲 27.浬／時。當颱風進入我國大陸之後，各地風速即隨之相應的減小。

賽洛瑪（ *THELMA* ）颱風爲中型中度颱風，最大陣風 85.浬／時，在高雄登陸如圖 3.。首先分析台北、台南、花蓮、台東等地風向的分布：

台　北	22.	23.	24.	25.	26.
$N(NE)$	4.／5.	16.／24.	8.／24.	14.／24.	7.／14.
E	1.／5.	5.／24.	7.／24.	6.／24.	5.／14.
SE	0	3.／24.	9.／24.	4.／24.	1.／14.
S	0	0	0	0	0
SW	0	0	0	0	1.／14.
W	0	0	0	0	0
NW	0	0	0	0	0

台　南	22.	23.	24.	25.	26.
$N(NE)$	1.／5.	6.／24.	6.／24.	8.／24.	0
E	0	0	4.／24.	1.／24.	0
SE	4.／5.	7.／24.	12.／24.	6.／24.	6.／14.
S	0	1.／24.	1.／24.	2.／24.	0
SW	0	3.／24.	0	3.／24.	8.／14.
W	0	2.／24.	0	0	0
NW	0	5.／24.	1.／24.	4.／24.	0

花　蓮	22.	23.	24.	25.	26.
$N(NE)$	2.／5.	19.／24.	9.／24.	5.／24.	2.／14.
E	0	0	0	0	0
SE	0	0	1.／24.	4.／24.	0
S	0	2.／24.	0	4.／24.	1.／14.
SW	2.／5.	2.／24.	11.／24.	8.／24.	8.／14.
W	0	0	0	0	1.／14.
NW	1.／5.	1.／24.	3.／24.	3.／24.	2.／14.

台　東	22.	23.	24.	25.	26.
N(NE)	4.／5.	18.／24.	15.／24.	2.／24.	0
E	0	0	0	0	0
SE	0	0	0	5.／24.	0
S	0	1.／24.	0	2.／24.	0
SW	0	0	0	12.／24.	14.／14.
W	0	0	0	0	0
NW	1.／5.	5.／24.	9.／24.	3.／24.	0

由風向分析及颱風路徑分析發現在22.、23.日颱風位於菲島東方海上時對本省較無影響，而當24.日 06Z 後颱風進入巴士海峽 120°E ， 20°N 附近而往北移動時，北部吹 E 來向風，其中以 SE 佔9.／24.，南部吹 E 來向風，其中 SE 佔了12.／24.，東部花蓮吹 S 來向風，其中 SW 佔了11.／24.，台東吹 N 來向風，其中 NNE 佔了15.／24.。25.日 00Z 颱風位於本省南部海上 120°E ， 22°N 附近而於 2500Z ～ 2506Z 間在高雄登陸，此時北部吹 E 來向風其中 ENE 佔14.／24.，南部於 2506Z 以前吹 N 來向風而在 2506Z 以後吹 S 來向風，東部吹 S 來向風其中以 SW 佔頻率爲高，花蓮 SW 佔了 8.／24.，台東 SW 佔了12.／24.。26.日當颱風移入 120°E 而朝向我國大陸移去，此時北部吹 E 來向風其中 ENE 佔了 7.／14.，南部吹 S 來向風其中 SW 佔了 8.／14.，而東部也吹 S 來向風其中 SW 花蓮佔了 8.／14.，台東佔了14.／14.。

接著分析台北、台南、台東、花蓮四個測站陣風之分布如圖 4.。賽洛瑪颱風爲中型中度颱風，由菲島東方海面向西北方移動，而在 120°E ， 20°N 附近轉向北方移動，而於 2500Z — 2506Z 間登陸高雄，由圖中風速之分析可以看出最大強風出現之時間爲 2502Z ～ 2506Z 間，在 2502Z 時高雄出現98.浬／時陣風，屏東出現100.浬／時陣風，岡山70.浬／時，恒春52.浬／時，台東42.浬／時，在 2503Z 台南出現50.浬／時， 2504Z 台北出現48.浬／時，桃園出現38.浬／時，因此若颱風在台灣南部登陸，對南部而言會帶來強風（極端值），但是出現之時間極爲短暫，往往只是瞬間達到尖峯，不過南部之風速較北部爲大。而當颱風移出 120°E 而往我國大陸移去（ 2518Z ）以後各地風速急速減少。故而颱風若在本省南部登陸時，會給南部帶來強風。而北部出現強風會落後南部數小時且由南向北強風逐漸減小。

愛美（ AMY ）颱風爲小型輕度颱風，經本省西部海面向東北方移動如圖 5.，首先分析台北、台南、台東、花蓮等地風向的分布：

台　北	20.	21.	22.
N(NE)	17.／17.	11.／24.	4.／24.
E	0	7.／24.	1.／24.
SE	0	5.／24.	2.／24.
S	0	0	0
SW	0	1.／24.	8.／24.
W	0	0	3.／24.
NW	0	0	6.／24.

台　南	20.	21.	22.
N(NE)	4. ／ 17.	8. ／ 24.	0
E	0	0	0
SE	7. ／ 17.	15. ／ 24.	7. ／ 24.
S	3. ／ 17.	0	1. ／ 24.
SW	1. ／ 17.	0	16. ／ 24.
W	0	0	0
NW	2. ／ 17.	1. ／ 24.	0

花　蓮	20.	21.	22.
N(NE)	11. ／ 17.	1. ／ 24.	2. ／ 24.
E	0	0	0
SE	1. ／ 17.	3. ／ 24.	8. ／ 24.
S	0	5. ／ 24.	5. ／ 24.
SW	3. ／ 17.	15. ／ 24.	7. ／ 24.
W	0	0	0
NW	2. ／ 17.	0	2. ／ 24.

台　東	20.	21.	22.
N(NE)	14. ／ 17.	10. ／ 24.	0
E	0	0	0
SE	0	0	0
S	1. ／ 17.	0	0
SW	2. ／ 17.	7. ／ 24.	20. ／ 24.
W	0	1. ／ 24.	2. ／ 24.
NW	0	6. ／ 24.	2. ／ 24.

於20.日北部吹 N 來向風其中以 NNE 佔了 17.／17.，南部吹 S 來向風其中以 SSE 佔了 7.／17.，東部普通吹 N 來向風，花蓮的 NNE 佔了 11.／17.，台東的 NNE 佔了 14.／17.。21.日北部吹 E 來向風而 ENE 佔了 11.／24.。南部吹 S 來向風而 SSE 佔了 15.／24.；東部花蓮吹 S 來向風而其中 SW 佔了 15.／24.，台東吹 N 來向風其中 NNE 佔了 10.／24.。22.日颱風由台灣海峽西南部進入 $120°E$ 範圍而向東北方移進，此時北部吹 S 來向風其中以 SSW 佔了 8.／24.；南部吹 S 來向風而其中 SSW 佔了 16.／24.，東部吹 S 來向風也以 SSW 出現的頻率爲高。因而得知當颱風由本省西部海面經過而經東北方移動者，對台灣南部及東部而言均吹 S 來向風，而對北部而言由風向的分析可以看出其轉變的過程由 $N \rightarrow E \rightarrow S$ 全看其颱風所在位置而決定其風向。

其次看台北、台南、花蓮、台東四個測站陣風之分析（如圖 6.）。

AMY 颱風爲小型輕度颱風，雖然在巴士海峽產生且經台灣海峽而經東北方移動，但其風速之分布對本省影響不太大，20.日當天北部（台北）平均風在 8.～12.浬／時，台南平均風爲 5.浬／時；台東平均風爲 5.～13.浬／時；花蓮平均風爲 4.～16.浬／時，21.日台北地區平均風速 4.～12.浬／時最大陣風 21.浬／時；台南平均風 4.～18.浬／時最大陣風 28.浬／時；屏東最大陣風 35.浬／時，台東平均風 2.～16.浬／時，花蓮平均風 1.～8.浬／時；全省風速不太大，而此時颱風已在台灣西部海面（恒春西南方洋面上）。22.日於 2208L 颱風位於馬公與嘉義之間的海面上時，台北平均風 C ～14.浬／時，台南平均風 10.～28.浬／時而最大陣風 45.浬／時（2207L），高雄最大陣

風48.浬／時（ 2208L ），屏東最大陣風38.浬／時（ 2208L ）；台東平均風6.～20.浬／時最大陣風33.浬／時（ 2217L ），花蓮平均風C～14.浬／時。由22.日各地的風速分布看出南部地區出現較強之陣風最大爲2208L在高雄出現48.浬／時。由此分析看出：此颱風雖由巴士海峽轉入台灣西部海面上往東北方移動，但對北部、東部而言，影響均不大；南部出現陣風較大來也只有48.浬／時（ 2208 L ）。從資料顯示：此颱風爲小型輕度颱風，其最大陣風35.浬／時瞬間最大陣風50.浬／時，可說強度有限，因此之故，該颱風雖由本省西部海面向東北方移動也只對南部產生了40.～48.浬／時的陣風。

薇拉（ *VERA* ）颱風爲中型強烈颱風，登陸基隆一帶，最大陣風110浬／時瞬間最大135浬／時如圖7.，首先分析台北、台南、花蓮、台東等地的風向：

台　北	28.	29.	30.	31.	1.
$N(NE)$	8./11.	17./24.	17./24.	14./24.	7./14.
E	0	2./24.	1./24.	1./24.	2./14.
SE	0	2./24.	0	1./24.	3./14.
S	0	0	0	0	0
SW	0	0	2./24.	6./24.	2./14.
W	1./11.	0	1./24.	0	0
NW	2./11.	3./24.	3./24.	2./24.	0

台　南	28.	29.	30.	31.	1.
$N(NE)$	0	3./24.	7./24.	4./24.	0
E	0	1./24.	0	0	0
SE	11./11.	11./24.	0	0	0
S	0	1./24.	0	0	2./14.
SW	0	6./24.	0	1./24.	10./14.
W	0	2./24.	0	0	0
NW	0	0	17./24.	19./24.	2./14.

花　蓮	28.	29.	30.	31.	1.
$N(NE)$	8./11.	12./24.	3./24.	2./24.	2./14.
E	0	1./24.	0	0	1./14.
SE	2./11.	1./24.	6./24.	3./24.	2./14.
S	1./11.	0	2./24.	4./24.	1./14.
SW	0	9./24.	12./24.	9./24.	6./14.
W	0	0	0	0	0
NW	0	1./24.	1./24.	6./24.	2./14.

台　東	28.	29.	30.	31.	1.
$N(NE)$	8./11.	5./24.	5./24.	10./24.	7./14.
E	0	0	1./24.	0	1./14.
SE	0	6./24.	3./24.	4./24.	1./14.
S	0	0	3./24.	1./24.	0
SW	0	4./24.	2./24.	0	4./14.
W	1./11.	1./24.	2./24.	1./24.	0
NW	2./11.	8./24.	8./24.	8./24.	1./14.

由風向分析：28.日颱風還未進入125°E範圍，此時北部吹N來向風而其中以NNE佔了8.／11.，南部吹SE來向風佔了11.／11.，而東部吹N來向風其中以NNE佔了8.／11.。29.日颱風也還未進125°E範圍內，此時北部吹E來向風其

中以 *ENE* 佔了 17.／24.，南部吹 *S* 來向風而其中以 *SSE* 佔了 11.／24.，東部吹 *N* 來向風其中以 *NE* 、*NW* 佔的頻率較高。30.日於 3006*Z* ～ 3012*Z* 間進入 125°*E* 範圍內，此時北部吹 *N* 來向風而其中以 *NNE* 佔了 17.／24.，南部吹 *N* 來向風其中以 *NNW* 佔了 17.／24.，東部花蓮吹 *S* 來向風其中以 *SW* 佔了 12.／24.，而台東吹 *N* 來向風其中 *NW* 佔了 8.／24.。31.日於 3106*Z* — 3112*Z* 間颱風登陸基隆一帶，此時北部吹 *N* 來向風其中以 *NNE* 佔了 14.／24.，南部吹 *N* 來向風其中以 *NNW* 佔了 17.／24.，東部花蓮吹 *S* 來向風而其中以 *SW* 佔了 9.／24.，台東吹 *N* 來向風其中 *NNE* 佔了 10.／24.。1.日颱風遠離 120°*E* 而登陸我國大陸華南地區，此時北部吹 *E* 來向風，南部吹 *S* 來向風，東部花蓮吹 *S* 來向風，台東吹 *E* 來向風。

其次分析台北、台南、花蓮、台東四個測站的陣風如圖 8.，因該颱風在花蓮以北登陸故對東部、南部影響不大。而當颱風進入 124°*E* — 123°*E* 間新竹陣風亦僅出現 39.浬／時（ 3108*L* ）。就北部而言，風速出現極大值時間爲 3109*L*，也就是此颱風在基隆一帶登陸之際，台北出現 87.浬／時之陣風，新竹出現 54.浬／時，宜蘭出現 45.浬／時，而在此時颱風正進入 122°*E* 範圍內。且由圖中分析看出，在北部出現強風之時間均在 3106*Z* — 3112*Z* 間，陣風則由 30.浬／時增到 87.浬／時，新竹陣風由 34.浬／時增到 54.浬／時，桃園陣風由 22.浬／時增到 68.浬／時，宜蘭由 22.浬／時增到 45.浬／時，而南部最大陣風平均爲 20.浬／時，台東、花蓮平均風爲 4.浬／時左右，故而颱風於台灣北部登陸時，對東、南部影響不大，而只對北部造成強風。

戈登（ *GORDON* ）颱風中型中度經恒春外海一帶而朝西北方移動，最大陣風 55.浬／時，瞬間最大陣風 70.浬／時，如圖 9.，首先分析台北、台南、台東、花蓮等地出現的風向：

台　北	26.	27.	28.	29.
N(*NE*)	6.／11.	16.／24.	23.／24.	3.／14.
E	4.／11.	5.／24.	1.／24.	5.／14.
SE	1.／11.	3.／24.	0	4.／14.
S	0	0	0	0
SW	0	0	0	2.／14.
W	0	0	0	0
NW	0	0	0	0

台　南	26.	27.	28.	29.
N(*NE*)	2.／11.	15.／24.	10.／24.	0
E	0	0	4.／24.	0
SE	4.／11.	0	6.／24.	0
S	0	0	2.／24.	9.／14.
SW	0	0	0	5.／14.
W	0	0	0	0
NW	5.／11.	9.／24.	2.／24.	0

花　蓮	26.	27.	28.	29.
$N(NE)$	7./11.	14./24.	17./24.	0
E	0	0	1./24.	0
SE	1./11.	0	2./24.	3./14.
S	0	0	0	2./14.
SW	2./11.	6./24.	1./24.	9./14.
W	0	1./24.	0	0
NW	1./11.	3./24.	3./24.	0

台　東	26.	27.	28.	29.
$N(NE)$	4./11.	18./24.	21./24.	7./14.
E	1./11.	0	0	1./14.
SE	3./11.	0	3./24.	1./14.
S	0	0	0	0
SW	0	1./24.	0	1./14.
W	0	0	0	0
NW	3./11.	5./24.	0	4./14.

由風向分析：26.日本省均吹 N 來向風其中北部佔了 6.／11.，南部佔了 7.／11.，台東佔了 7.／11.，花蓮佔了 8.／11.。27.日颱風於 2706Z 以後進入 125°E，此時北部吹 E 來向風其中 ENE 佔了 16.／24.，南部吹 N 來向風其中 NNE 佔了 15.／24.，花蓮、台東也吹 N 來向風，其中花蓮 NNE 佔了 14.／24.，台東 NNE 佔了 18.／24.。28.日颱風位於恒春東南方海面上，此時颱風進入 122°E 範圍內，北部吹 E 來向風而其中 ENE 佔了 23.／24.，南部也吹 E 來向風而其中 ENE 佔了 10.／24.，東部地區也吹 E 來向風其中花蓮 ENE 佔了 17.／24.，台東 ENE 佔了 21.／24.。29.日颱風遠離 120°E 而進入我國華南地區，此時北部吹 E 來向風其中 E 佔了 5.／14.，南部吹 S 來向風其中 S 風佔了 9.／14.，東部花蓮吹 S 來向風其中 SW 佔了 9.／14.，台東吹 E 來向風而其中 ENE 佔了 7.／14.。一般而言，當颱風進入 125°E 範圍而朝巴士海峽移入時，北部吹 E 來向風其中以 ENE 出現頻率較高，南部吹 N 來向風而其中以 NNE 出現頻率爲高，但當其過了 120°E 後，北部吹 E 來向風，東部也盛行 E 來向風，而只有南部吹 S 來向風。

台北、台南、花蓮、台東四個測站陣風之分析如圖10.。於26.日颱風未進入 125°E 範圍內，一般風速甚小，2707Z 颱風進入 125°E 而向 124°E — 123°E 區移入之兩小時中新竹出現36.浬／時，而於 2710Z 出現40.浬／時。28.日對南部而言，此颱風經由恒春外海一帶朝向北方移動，而在 2807Z 恒春出現42.浬／時，岡山、台南於 2815Z 出現≧35.浬／時。而從陣風分布情況顯示出現較大陣風之時間爲 2806Z — 2813Z 之間而此時颱風正好位於恒春外海一帶。29.日因颱風位於台灣海峽而朝我國大陸華南移去，此時對南部而言，陣風還維持在24.～35.浬／時，對東部而言影響不大平均 5.浬／時左右，對北部而言，平均在10.～18.浬／時。

歐敏（ *IRVING* ）颱風中型輕度最大陣風95.浬／時瞬間最大 115 浬／時，經本省東部外海如圖 11.所示。首先分析台北（ SS ）、台南（ NN_1 ）、花蓮（

YU）、台東（*FS*）等地出現的風向：

台　北	11.	12.	13.	14.	15.
N(*NE*)	12./17.	18./24.	14./24.	12./24.	0
E	1./17.	6./24.	4./24.	0	0
SE	1./17.	0	/24.	2./24.	0
S	0	0	0	0	0
SW	0	0	0	0	10./24.
W	0	0	0	3./24.	1./24.
NW	3./17.	0	1./24.	7./24.	13./24.

台　南	11.	12.	13.	14.	15.
N(*NE*)	5./17.	10./24.	9./24.	8./24.	1./24.
E	0	0	2./24.	0	0
SE	0	0	3./24.	0	3./24.
S	1./17.	0	1./24.	0	2./24.
SW	9./17.	0	3./24.	0	4./24.
W	1./17.	0	1./24.	0	3./24.
NW	1./17.	14./24.	5./24.	16./24.	11./24.

花　蓮	11.	12.	13.	14.	15.
N(*NE*)	15./17.	13./24.	17./24.	3./24.	10./24.
E	0	1./24.	0	0	0
SE	0	0	0	1./24.	0
S	0	0	0	1./24.	0
SW	2./17.	8./24.	4./24.	13./24.	13./24.
W	0	1./24.	0	0	0
NW	0	1./24.	3./24.	6./24.	1./24.

台　東	11.	12.	13.	14.	15.
N(*NE*)	7./17.	19./24.	17./24.	9./24.	5./24.
E	5./17.	0	0	0	0
SE	1./17.	0	0	3./24.	2./24.
S	0	0	0	0	0
SW	0	0	1./24.	5./24.	11./24.
W	0	0	0	0	0
NW	4./17.	5./24.	6./24.	7./24.	6./24.

此颱風於11.～13.日還未進入125°*E*範圍內，影響本省不大，故而不加討論。於14.日颱風進入125°*E*而位於本省東部外海時，北部吹*N*來向風其中*NNE*佔了12./24.，南部也吹*N*來向風其中*NNW*佔了16./24.，對東部而言，*YU*吹*S*來向風以*SSW*佔了13./24.，*FS*吹*N*來向風其中*NNE*佔了9./24.，15.日颱風進入124°*E*—123°*E*範圍，北部南部吹*N*來向風其中*NNW*台北佔了13./24.，台南佔了11./24.，而東部吹*S*來向風其中*SW*花蓮佔了13./24.，台東佔了11./24.。

由上分析知，當颱風由本省東方海面進入125°*E*時，北部盛行*N*來向風（*NW*，*N*，*NE*），南部也盛行*N*來向風而以*NNW*出現之頻率爲多，而東部吹*S*來向風以*SW*出現之頻率爲多。

台北、台南、花蓮、台東四個測站陣風之分布如圖12，如：當颱風由本省東部海面進入125°*E*區（1400*Z*—1406*Z*）而朝*NNW*移動時，南部（*NN*，*KU*，*KH*）出現陣風≧35.浬／時（時間爲1403*Z*）。而當颱風進入124°*E*—123°*E*

時，台北、桃園、新竹、台東、花蓮等五大基地之一的風速會出現≧34.浬／時，因而在1502*L*（1418*Z*）時台北陣風出現43.浬／時。而由陣風之分析對東部而言，影響不大。

茱廸（*JUDY*）颱風中型強烈，最大陣風135浬／時，瞬間最大160浬／時，如圖13.，首先分析台北、台南、花蓮、台東等地出現的風向。

台　北	21.	22.	23.
N(*NE*)	0	1.／24.	7.／24.
E	0	0	0
SE	0	0	0
S	0	0	0
SW	1.／5.	0	5.／24.
W	2.／5.	6.／24.	6.／24.
NW	2.／5.	17.／24.	6.／24.

台　南	21.	22.	23.
N(*NE*)	5.／5.	12.／24.	9.／24.
E	0	0	0
SE	0	0	0
S	0	0	0
SW	0	0	3.／24.
W	0	0	3.／24.
NW	0	12.／24.	9.／24.

花　蓮	21.	22.	23.
N(*NE*)	0	3.／24.	6.／24.
E	0	0	0
SE	0	5.／24.	5.／24.
S	0	3.／24.	1.／24.
SW	2.／5.	10.／24.	10.／24.
W	1.／5.	2.／24.	0
NW	2.／5.	1.／24.	2.／24.

台　東	21.	22.	23.
N(*NE*)	4.／5.	15.／24.	17.／24.
E	0	1.／24.	0
SE	0	5.／24.	3.／24.
S	0	0	1.／24.
SW	0	2.／24.	1.／24.
W	0	0	0
NW	1.／5.	1.／24.	2.／24.

由風向分析，於21.日北部吹*W*來向風其中*W*佔了2.／5.，南部吹*N*來向風其中*NNE*佔了3.／5.，東部吹*N*來向風。於22.日北部吹*N*來向風其中*NW*佔了17.／24.，南部吹*N*來向風其中*NNW*佔了12.／24.，東部花蓮吹*S*來向風其中*SW*佔了10.／24.，台東吹*N*來向風其中*NNE*佔了15.／24.。23.日北部吹*N*來向風其中*NE*，*NW*佔了較大部份，南部於2312*Z*後由*N*來向風轉爲*S*來向風，東部花蓮吹*S*來向風其中*SSW*佔了10.／24.，台東吹*N*來向風而後轉爲*S*來向風。

台北、台南、花蓮、台東四個測站陣風之分布如圖14.，雖然此颱風爲中型強烈颱風，但由陣風的大小風析可看出

，對本省南部、東部而言影響不大；而對北部而言最大陣風出現在 232400*L*，台北33.浬／時，中正46.浬／時，而此颱風位於 124°*E* — 123°*E* 間，離本省較遠，故而對本省風力的影響不大。

諾瑞斯（*NORRIS*）颱風爲中型中度颱風，最大風速85.浬／時瞬間最大陣風 105 浬／時，在本省宜蘭一帶登陸，如圖15.。首先分析台北、台南、台東、花蓮等地風向的分布狀況：

台　北	26.	27.	28.
N(*NE*)	7.／17.	21.／24.	12.／24.
E	0	2.／24.	2.／24.
SE	3.／17.	0	6.／24.
S	0	0	0
SW	0	0	1.／24.
W	1.／17.	0	0
NW	6.／17.	1.／24.	3.／24.

台　南	26.	27.	28.
N(*NE*)	1.／17.	10.／24.	0
E	2.／17.	0	0
SE	3.／17.	1.／24.	6.／24.
S	1.／17.	0	1.／24.
SW	1.／17.	1.／24.	9.／24.
W	2.／17.	0	2.／24.
NW	7.／17.	12.／24.	6.／24.

花　蓮	26.	27.	28.
N(*NE*)	0	3.／24.	2.／24.
E	0	0	0
SE	6.／17.	0	3.／24.
S	3.／17.	3.／24.	6.／24.
SW	8.／17.	17.／24.	11.／24.
W	0	1.／24.	0
NW	0	0	2.／24.

台　東	26.	27.	28.
N(*NE*)	4.／17.	6.／24.	1.／24.
E	0	0	0
SE	11.／17.	2.／24.	0
S	0	1.／24.	0
SW	0	6.／24.	20.／24.
W	0	0	2.／24.
NW	2.／17.	9.／24.	1.／24.

由颱風路徑之分析可以看出北、南、東部等區風向之分布，26.日台北吹 *N* 來向風而其中 *NNE* 佔 7.／17.，南部吹 *N* 來向風其中 *NW* 佔了 7.／17.，東部花蓮吹 *S* 來向風其中 *SW* 佔了 8.／17.，台東吹 *E* 來向風以 *ESE* 出現頻率爲高佔了11.／17.。27.日台北地區吹 *N* 來向風，其中 *NNE* 佔了21.／24.，南部吹 *N* 來向風其中 *NW* 佔了 12.／24.，東部花蓮吹 *S* 來向風其中 *SW* 佔了 17.／24.，台東吹 *N* 來向風其中 *NW* 佔了 9.／24.。28.日北部吹 *E* 來向風其中 *ENE* 佔了12.／24.，南部吹 *S* 來向風其中 *SSW* 佔了 9.／24.，東部吹 *S* 來向風其中花蓮 *SSW* 佔了11.／24.，台東 *SSW* 佔了20.／24.。

其次分析台北、台南、花蓮、台東四個測站陣風分布如圖16.，因此颱風於2712Z — 2718Z 間登陸宜蘭一帶，由圖中陣風之分析可以看出 2700Z 開始北部的風速即逐漸增大，當颱風進入 124°E — 123°E 範圍時，新竹、中正機場於 2709Z 出現≧34.浬／時，而台北於 2716 Z 出現最大值62.浬／時，中正機場此時也出現64.浬／時，另由颱風路徑分析，發現此時颱風正進入 122°E 附近。至於南部、東部地區，只有花蓮因在暴風圈中曾出現40.浬／時外，其他測站風速均不大，而在 2718Z 後各地風速逐漸減弱。從資料顯示颱風由花蓮以北登陸，會給北部帶來強風。

珀西（ PERCY ）颱風爲中型強烈颱風，最大陣風 105 浬／時瞬間陣風 130 浬／時，於恒春一帶登陸，如圖17.。首先分析台北、台南、花蓮、台東等地風向之分布情形：

台　北	15.	16.	17.	18.	19.
N(NE)	11./17.	13./24.	24./24.	15./24.	4./ 8.
E	3./17.	4./24.	0	4./24.	0
SE	3./17.	7./24.	0	5./24.	1./ 8.
S	0	0	0	0	0
SW	0	0	0	0	1./ 8.
W	0	0	0	0	2./ 8.
NW	0	0	0	0	0

台　南	15.	16.	17.	18.	19.
N(NE)	9./17.	8./24.	23./24.	14./24.	0
E	0	1./24.	0	0	0
SE	1./17.	2./24.	0	7./24.	6./ 8.
S	0	1./24.	0	2./24.	1./ 8.
SW	2./17.	9./24.	0	1./24.	1./ 8.
W	3./17.	1./24.	0	0	0
NW	2./17.	2./24.	1./24.	0	0

花　蓮	15.	16.	17.	18.	19.
N(NE)	5./17.	14./24.	21./24.	9./24.	0
E	0	0	0	0	0
SE	1./17.	0	1./24.	2./24.	0
S	0	0	0	0	2./ 8.
SW	9./17.	0	0	11./24.	6./ 8.
W	0	1./24.	0	0	0
NW	2./17.	9./24.	2./24.	2./24.	0

台　東	15.	16.	17.	18.	19.
N(NE)	13./17.	19./24.	22./24.	8./24.	3./ 8.
E	0	0	0	3./24.	0
SE	0	0	0	10./24.	0
S	0	0	0	1./24.	0
SW	0	1./24.	0	1./24.	3./ 8.
W	0	0	0	0	0
NW	4./17.	4./24.	2./24.	1./24.	2./ 8.

向風向之分析及颱風路徑之分析知15.、16.兩日颱風還未進入 125°E 範圍內，且不加以討論。1618Z 進入 125°E 範圍時，北部吹 N 來向風其中以 NNE 佔了24.／24.，南部吹 N 來向風其中以 NNE 佔了23.／24.，東部吹 N 來向風也以 NNE 出現頻率爲高。

18.日北部吹 E 來向風其中 ENE 佔了15.／24.，南部於 1806Z 以前吹 N 來向風而後轉爲 S 來向風，東部於 1805Z 以前吹 N 來向風而後轉而吹 S 來向風。19.日各地風速減弱如圖 18.，北部平均只有 3.浬／時，已不具有代表性，南部吹 S 來向風，東部花蓮吹 S 來向風，而台東風速平均也只在 3.～5.浬／時，故而風向也較不具有代表性。

接著分析台北、台南、花蓮、台東四個測站陣風之分布情況如圖 18.，由圖中可以看出台東在 1800Z 出現48.浬／時陣風，南部在 1802Z 台南出現56.浬／時，表示在 1800Z — 1806Z 間東部、南部均出現強風，而此時由颱風路徑圖得知颱風正在恒春一帶登陸。不過在 1800Z 時，台北、桃園、新竹、花蓮、台東均出現大於34.浬／時之陣風；這表示該颱風雖在恒春一帶登陸，但也給北部帶來了強風，乃因受其環流影響。同時台北、新竹、桃園、花蓮、台東五大基地於 1705 — 1710Z 間，有桃園、新竹出現大於34.浬／時之風，而花蓮也於 1706Z 出現38.浬／時之陣風，由颱風路徑圖可以看出此時颱風位於 124°E — 123°E 範圍內；迄 1806Z 以後各地風速逐漸減少，由路徑分析看出此時颱風已越過 120°E 而向我國華南移去。

莫瑞（*MAURY*）颱風爲小型輕度颱風，經彭佳嶼而向西北西方移動進入我國華南，最大陣風60.浬／時瞬間陣風75.浬／時如圖 19.，首先分析台北、台南、花蓮、台東等地風向之分布情況：

台　北	18.	19.	20.
$N(NE)$	15.／24.	7.／24.	4.／8.
E	5.／24.	2.／24.	1.／8.
SE	4.／24.	6.／24.	3.／8.
S	0	0	0
SW	0	7.／24.	0
W	0	1.／24.	0
NW	0	1.／24.	0

台　南	18.	19.	20.
$N(NE)$	7.／24.	2.／24.	0
E	3.／24.	2.／24.	0
SE	5.／24.	3.／24.	7.／8.
S	0	0	1.／8.
SW	0	6.／24.	0
W	3.／24.	1.／24.	0
NW	6.／24.	10.／24.	0

花　蓮	18.	19.	20.
$N(NE)$	9.／24.	4.／24.	3.／8.
E	0	0	0
SE	0	3.／24.	0
S	1.／24.	3.／24.	2.／8.
SW	10.／24.	9.／24.	1.／8.
W	3.／24.	2.／24.	0
NW	1.／24.	3.／24.	2.／8.

台　東	18.	19.	20.
$N(NE)$	14.／24.	8.／24.	2.／8.
E	0	0	0
SE	0	1.／24.	0
S	0	1.／24.	0
SW	0	8.／24.	3.／8.
W	0	3.／24.	0.
NW	10.／24.	3.／24.	3.／8.

由颱風路徑分析圖看出在19.日以前颱風還未進入 125°E 範圍內，影響本省較小而不加以討論。19.日北部吹 E 來向風其中 ENE 佔了 7.／24.，而後轉爲 S 來向風，南部吹 N 來向風其中 NW 佔了 10.／24.而後轉爲 S 來向風，東部吹 S 來向風而以 SW 出現頻率爲高。20.日北部吹 S 來向風其中以 SSE 出現頻率爲高，南部吹 S 來向風，東部吹 S 來向風而後轉爲 N 來向風。

其次分析台北、台南、台東、花蓮四個測站陣風之分布如圖20.，此颱風爲小型輕度颱風，經彭佳嶼經西北西方移動而進入我國華南，由陣風之分布可以看出，當颱風進入 124°E — 123°E 時 1906Z 中正機場出現34.浬／時，而到 1909Z 桃園、中正機場均出現 34.浬／時陣風，而中正機場於 0911Z 出現59.浬／時，由颱風路徑可以看出颱風正進入 122°E 附近；相對的對台灣東部花蓮、台東而言由於山脈作用，陣風出現不大，台東出現20.～30.浬／時陣風，花蓮出現10.浬以下之風速，而南部平均風速爲10.～15.浬／時，最大陣風爲29.浬／時（1908Z 台南）。顯示出颱風經台灣北部海面通過（經彭佳嶼），對北部影響較大，而對東、南部影響較小。

艾妮絲（ $AGNES$ ）颱風爲中型中度颱風，由本省東方海面轉偏北登陸韓國，最大陣風85.浬／時而瞬間陣風 110 浬／時如圖21.，首先分析各地台北、台南、台東、花蓮等風向之分布情況：

台　北	30.	31.
$N(NE)$	5.／24.	0
E	0	0
SE	0	0
S	0	0
SW	2.／24.	7.／20.
W	4.／24.	3.／20.
NW	13.／24.	10.／20.

台　南	30.	31.
$N(NE)$	2.／24.	0
E	3.／24.	0
SE	5.／24.	0
S	0	0
SW	1.／24.	15.／20.
W	4.／24.	3.／20.
NW	9.／24.	2.／20.

花　蓮	30.	31.
N(NE)	2. ／24.	2. ／20.
E	0	0
SE	7. ／24.	7. ／20.
S	2. ／24.	1. ／20.
SW	11. ／24.	5. ／20.
W	2. ／24.	1. ／20.
NW	0	4. ／20.

台　東	30.	31.
N(NE)	8. ／24.	1. ／20.
E	1. ／24.	0
SE	5. ／24.	1. ／20.
S	0	2. ／20.
SW	2. ／24.	13. ／20.
W	1. ／24.	0
NW	7. ／24.	3. ／20.

由風向之分析看出於30.日北部吹N來向風其中以NW出現頻率爲高佔了9.／24.，東部花蓮吹S來向風其中以SW出現11.／24.，台東吹E來向風以ENE出現頻率爲高佔了8.／24.。31.日北部3103Z以後由N來向風轉爲S來向風，而南部也由N來向風轉爲S來向風，東部吹S來向風，由颱風路徑圖可以看出各地風向轉變的情況，當颱風由本省東方海面逐漸偏北移動，均使得本省吹S來向風。

其次分析台北、台南、台東、花蓮四個測站陣風之分布如圖22.，其陣風分布：台北在3019Z（3103L）出現40.浬／時之陣風而台北、新竹、桃園、台南於3106Z均出現大於34.浬／時之陣風，其中台北於3107Z出現較大值44.浬／時，由颱風路徑圖可知，颱風正進入124°E—123°E轉偏北而登陸韓國；同時發現台北於3000Z開始陣風逐漸增大而於3107Z出現較大值，也正表示了颱風環流系統對台灣北部造成之影響（中型中度颱風）。對東部而言，台東風速於3109Z陣風出現36.浬／時，也是受了颱風螺旋環流系統所造成的。

安廸（ANDY）颱風爲中型強烈颱風，於台東附近登陸，最大陣風120浬／時，如圖23.，首先分析台北、台南、花蓮、台東等地風向之分布狀況：

台　北	27.	28.	29.	30.
N(NE)	6.／17.	23.／24.	3.／24.	0
E	4.／17.	1.／24.	4.／24.	0
SE	7.／17.	0	17.／24.	7.／8.
S	0	0	0	0
SW	0	0	0	1.／8.
W	0	0	0	0
NW	0	0	0	0

台　南	27.	28.	29.	30.
N(NE)	4.／17.	14.／24.	4.／24.	0
E	0	0	0	0
SE	0	2.／24.	1.／24.	1.／8.
S	0	0	1.／24.	1.／8.
SW	0	2.／24.	16.／24.	6.／8.
W	0	0	0	0
NW	13.／17.	6.／24.	12.／24.	0

花　蓮	27.	28.	29.	30.
N(NE)	12./17.	24./24.	4./24.	2./8.
E	0	0	2./24.	0
SE	0	0	11./24.	2./8.
S	0	0	2./24.	0
SW	2./17.	0	5./24.	4./8.
W	2./17.	0	0	0
NW	1./17.	0	0	0

台　東	27.	28.	29.	30.
N(NE)	14./17.	20./24.	4./24.	0
E	0	0	0	0
SE	0	0	1./24.	1./8.
S	0	0	12./24.	4./8.
SW	0	0	6./24.	0
W	0	0	0	3./8.
NW	3./17.	4./24.	1./24.	0

因此颱風登陸於台東附近，因而27.日北部吹 E 來向風其中以 ESE 出現頻率爲高佔 7.／17.，南部吹 N 來向風其中以 NW 出現頻率爲高佔了 13.／17.，東部吹 N 來向風其中均以 NNE 出現頻率爲高，花蓮佔 12.／17.，台東佔 14.／17.。28.日北部吹 E 來向風以 ENE 出現頻率爲高佔了 23.／24.，南部吹 N 來向風以 NNE 出現爲高佔了 14.／24.，東部吹 N 來向風其中以 NNE 出現頻率爲高，花蓮佔了 24.／24.，台東佔了 20.／24.。29.日北部吹 E 來向風以 ESE 出現頻率爲高佔了 17.／24.，台南於 2907L 後由 N 來向風轉而吹 S 來向風以 SW 出現率爲高佔了 16.／24.，東部花蓮於 2905L 由 N 來向風轉 E 來向風而後轉爲 S 來向風以 SE 出現頻率爲高佔了 11.／24.，台東於 2905L 由 N 來向風轉爲 S 來向風其中以 S 佔了 12.／24.。30.日北部於 3005L 後由 E 風轉爲 S 風其中以 SSE 出現頻率爲高佔了 7.／8.，台南吹 S 來向風以 SSW 出現頻率爲高佔了 6.／8.，而東部吹 S 來向風，花蓮以 SSW 出現爲高佔了 4.／8.，台東以 S 出現爲高佔了 4.／8.。

其次分析其陣風的分布狀況如圖24.：

首先應了解此颱風於 2800Z 起，新竹、中正機場就出現34.浬／時之陣風而至 3000Z 台中、嘉義、台南還出現≧34.浬／時之陣風，可說各基地均在其颱風影響範圍內，且此颱風影響本省時間長達48.小時左右，由其陣風分布如圖24.，可以看出台北於 2800Z 以後陣風逐漸增加，中間雖有起落但均在60.～77.浬／時間，而極端值出現於 2906Z，87.浬／時，而此時颱風正位於 119°E 附近，而桃園於 2813Z 以後出現≧34.浬／時至 2908Z，新竹於 2800Z 以後出現≧34.浬／時至 2903Z。又由於此颱風在台東附近登陸，故對台東也造成長時間的影響，由陣風分布圖中可以看出陣風由 2800Z 起急速增加而極端值出現於 2818Z 高達 106 浬／時，而後陣風逐漸減少，但其陣風≧34.浬／時乃維持至 2914Z（2922L），計從 2806Z 至 2914Z 陣風≧34.浬／時持續達33.小時，而其極端值出現爲時極爲短暫，往往只是瞬間而已，呈一尖峯

狀。對南部而言，當颱風登陸台東之際，由於山脈之阻擋，其出現強風之頻率減少，但當其越山而進入台灣海峽之後即 2903Z 風速逐漸增加，而到 2905Z 後高雄（ 2905Z — 2908Z ）、台南（ 2908Z — 2910Z ）、岡山（ 2906Z — 2909Z ）、屏東於 2906Z 均出現≧34.浬／時。而對花蓮由 2813Z 起至 2913Z 間陣風均出現≧34.浬／時而極端值於 2912Z 出現 63.浬／時之陣風，由上分析可看出颱風所登陸的位置，當然是產生強風的地方，但對半徑邊緣的台北、花蓮而言同樣也可產生強風。而由陣風分布圖中也可看出當颱風進入 124°E — 123°E 區時台北、新竹、桃園、台東、花蓮等基地其中之一會出現34.浬／時以上之強風。

西仕（ CECIL ）颱風爲中型強烈颱風，經本省東部外海而經北移動，最大陣風 100 浬／時瞬間最大 120 浬／時如圖25.，首先分析台北、台南、花蓮、台東等地風向之分布情況：

台　北	6.	7.	8.	9.	10.
N(NE)	15./24.	10./24.	11./24.	8./24.	0
E	2./24.	3./24.	4./24.	0	0
SE	5./24.	11./24.	9./24.	1./24.	0
S	0	0	0	0	0
SW	2./24.	0	0	4./24.	16./24.
W	0	0	0	1./24.	5./24.
NW	0	0	0	10./24.	3./24.

台　南	6.	7.	8.	9.	10.
N(NE)	4./24.	8./24.	0	6./24.	0
E	3./24.	0	2./24.	1./24.	0
SE	7./24.	7./24.	14./24.	3./24.	0
S	0	1./24.	0	0	0
SW	1./24.	0	1./24.	0	8./24.
W	0	0	4./24.	0	0
NW	9./24.	8./24.	3./24.	14./24.	16./24.

花　蓮	6.	7.	8.	9.	10.
N(NE)	18./24.	20./24.	20./24.	13./24.	13./24.
E	0	0	0	0	0
SE	1./24.	0	0	0	2./24.
S	0	0	0	0	0
SW	3./24.	3./24.	1./24.	9./24.	6./24.
W	0	0	1./24.	0	0
NW	2./24.	1./24.	2./24.	2./24.	3./24.

台　東	6.	7.	8.	9.	10.
N(NE)	18./24.	16./24.	13./24.	14./24.	2./24.
E	1./24.	0	0	0	0
SE	0	0	0	1./24.	2./24.
S	0	0	0	1./24.	0
SW	0	0	0	5./24.	11./24.
W	0	0	0	1./24.	1./24.
NW	5./24.	8./24.	11./24.	2./24.	8./24.

颱風在本省東部外海向北移行在 125°E — 123°E 間，故而由風向分析看出，6.日北部吹 E 來向風其中 ENE 佔了 15.／24.，南部吹 N 來向風其中 NNW 佔了 9.／24.，東部吹 N 來向風其中 NNE 均佔 18.／24.，7.日北部吹 E 來向風而以 ESE

出現頻率爲高佔了11.／24.，南部風向於0708Z以後由N來向風轉爲S來向風，東部吹N來向風以NNE出現頻率爲高，8.日北部吹E來向風其中ENE佔了11.／24.，南部吹S來向風其中SSE佔了14.／24.，東部吹N來向風而其中以NEN出現頻率爲高，9.、10.兩日由於颱風在124°E—123°E範圍內向北移動，因而造成北部、南部風向由N向風轉爲S向風，以SW出現頻率爲高。

其次分析四個測站陣風之分布，由圖26.可以看出台北在0918Z—1000Z出現≧34.浬／時而由颱風路徑圖發現颱風正進入124°E—123°E內對五大基地（台北、新竹、桃園、花蓮、台東）而言其中之一會出現≧34.浬／時，而在0804Z時，新竹也出現≧34.浬／時而此時颱風也在124°E—123°E內。

肯恩（KEN）颱風爲中型強烈颱風在恒春東南方海面上滯留而轉向日本，最大陣風105浬／時如圖27.，首先分析台北、台南、台東、花蓮等地風向分布之狀況：

台　北	20.	21.	22.	23.
N(NE)	21./24.	24./24.	23./24.	12./14.
E	0	0	0	0
SE	3./24.	0	0	0
S	0	0	0	0
SW	0	0	0	0
W	0	0	0	1./14.
NW	0	0	1./24.	1./14.

台　南	20.	21.	22.	23.
N(NE)	21./24.	16./24.	24./24.	11./14.
E	0	0	0	0
SE	0	0	0	0
S	0	0	0	0
SW	0	0	0	1./14.
W	0	0	0	0
NW	3./24.	8./24.	0	2./14.

花　蓮	20.	21.	22.	23.
N(NE)	19./24.	23./24.	16./24.	6./14.
E	0	0	0	0
SE	0	0	0	2./14.
S	0	0	0	0
SW	3./24.	0	6./24.	5./14.
W	0	0	0	1./14.
NW	2./24.	1./24.	2./24.	0

台　東	20.	21.	22.	23.
N(NE)	21./24.	19./24.	0	5./14.
E	0	0	0	0
SE	0	0	1./24.	1./14.
S	0	0	3./24.	0
SW	0	0	6./24.	5./14.
W	0	0	2./24.	0
NW	3./24.	5./24.	12./24.	3./14.

肯恩颱風在恒春東南方海上滯留而後轉向日本，故18.、19.日對本省影響不大暫不加以討論，由風向分布得知20.日北部吹E來向風其中ENE佔了21.／24.，南部吹N來向風其中以NEN佔了21.／24.，東部吹N來向風而均以NNE出現頻率

爲高，花蓮佔了19.／24.，台東佔了21.／24.。21.日北部吹N來向風其中NNE佔了24.／24.，南部吹N來向風其中NNE佔了16.／24.，東部吹N來向風其中均以NNE出現頻率爲高，花蓮佔了23.／24.，台東佔了19.／24.。因颱風在恒春東南方海上滯留而轉向日本，故22.日後北部吹N來向風以NNE出現頻率爲高，南部吹N來向風以NNE出現頻率爲高，東部由N來向風轉爲S來向風。

其次分析其陣風之分布情況如圖28.：

由颱風路徑可以看出颱風中心均在$124°E$以外，然而在其中經邊緣的台東機場於$2004Z$（$2012L$）出現34.浬／時而持續至$2006Z$共出現了3.小時強風。而對北部而言最大陣風爲25.浬／時，南部出現最大陣風爲29.浬／時，由颱風侵襲間各地風向風速記錄表看出台東、花蓮、新竹、桃園、台北基地幾乎沒有出現≧34.浬／時的陣風，其因乃在於颱風均在$124°E$以外。

六、結　論

本研究中心所選定的北部及南部、東部四個測站作其分析，試歸納結論如下：

㈠北部地區（域）出現風速之強弱全賴颱風的大小而定。

㈡並非每一個地區都會造成強風，而只對特定區域造成強風，而其完全視颱風位置而定，即颱風對一地的相關位置與一地的風向風速有著密切的關係。

㈢南部出現陣風之時間不似北部及東部那樣具有分界點，必須颱風中心接近到本省陸地方會出現陣風，即颱風必須在南部一帶登陸。

㈣當颱風通過$124°E \sim 123°E$時對台北、桃園、新竹、花蓮、台東五大空軍基地其中之一會出現≧34.浬／時之強風，而當其中心位置越過$120°E$後，各地風力開始減弱。

㈤在台東以南越過的颱風，會給北部帶來強風，而花蓮以北越過之颱風，僅對北部造成強風，而對台東而言影響甚小。而台東、花蓮強風出現端視其颱風中心而定，尤其是花蓮，颱風必須在花蓮附近登陸。

致　謝

本文能如期完成，端賴李富城先生之指導及陳燊先生之修稿，唐昇飛、謝智、廖湧本先生協助整理資料以及氣象班的所有同仁，在此一併深深致謝。且此計劃由中央氣象局資助下完成。

參考文獻

1. 空軍氣象中心所保存 1969 ～ 1982 年颱風資料。
2. 空軍氣象中心所保存 1969 ～ 1982 年颱風侵台期間台灣地區之探空資料、衞星雲圖資料以及逐時天氣資料。
3. 王時鼎（1980）：台灣近海颱風運動及度預報法。空軍氣象中心研

究報告 018 號。

4. 林則銘、曲克恭、俞家忠、王時鼎、林則旺等（ 1972 、 1973 、 1974 ）：侵襲台灣颱風風力之研究。空軍氣象中心研究報告第 004 、 005 、 006 號。

5. 蔡清彥（ 1980 ）：當前台灣地區颱風預報方法之評介。中央氣象局主辦中華民國颱風預報討論會論文彙編。 P. 43.～56.

6. 王時鼎（ 1982 ）：台灣颱風地形影響及其實驗室模擬之研究，第三屆全國天氣科學研討會。 P. 53.～70.

7. 曲克恭、俞家忠、王時鼎（ 1976 ）：台灣地形與颱風環流之分析研究。研究報告 002 號。

8. 王時鼎（ 1960 ）台灣近海颱風預報問題。氣象預報與分析，第三期 P. 7.～12.

9. 王時鼎（ 1963 ）沿台灣中央山脈前進颱風之地形影響研究。氣象預報與分析，第十四期 P. 1.～10.。

10. 王時鼎、葉文欽、張儀峰（ 1970 ）：颱風接近台灣中央山脈時之路徑分析與預報，氣象預報與分析第八十三期， P. 15.～27.。

11. 王時鼎（ 1982 ）：颱風移近台灣中央山脈時環流與路徑變形預報及水工實驗結果之引證，氣象預報與分析第九十二期。 P. 56.～71.

12. 李富城（ 1984 ）：颱風侵襲下台灣地區強風分析及持續時間客觀預報之研究。研究報告 029 號。 P. 1.～78.

The Meteorological Data Analysis of CAF Stations over Taiwan during Typhoon Period

Fu-chen Lee
CAF Communications and Electronics school
Jinn-hwai Shyu Yeou-kwei Jaw Chen-shern Hwa-dann Lee
Central Weather Bureau CAF Communications and Electronics school

Abstract

This research which integrated data of wind vectors, wind speed of CAF stations during last 7 years(1976-1982)is analysed and investigated during Typhoon period.

Finally, according to the Typhoon path, We discuss the influence of Typhoon occured in Taipei, Tainan, Taitung and Hualien.

The purpose of this research is as follows:

(1) to find out the key factors which may be useful for forecasting of gust wind.

(2) to estimate the possible extreme wind speed in the consider region.

From those results, We found out that only the Typhoon pass the northern part of Taiwan and approach Taitung might cause strong effects to Taipei and for the southern and eastern part of Taiwan, the Typhoon pass the east-south part of Taiwan and Bass Strait might cause more influence. As for the southern part of Taiwan, only those Typhoons moving in from south to north track will bring the strong gusty wind and destructive.

台灣梅雨季降水之長期預報(二)

吳明進

台大大氣科學系

摘　要

應用前對於台灣梅雨季年際變化之診斷分析研究結果（吳與傅1987；吳，1987 a、b）來探討台灣梅雨季降水之可預報度，和進行梅雨季降水長期預報的實驗。結果發現如果使用船舶觀測的海面溫度、海平面氣壓和緯向及經向之平均風速，北半球 500 毫巴高度、和南方振盪指數及Balboa 50 毫巴緯向風速爲預報因子，則台灣地區五月的降水要較六月降水有更高之可預報度。而我們可以用二月或四月的資料適當的預報台灣南部五月的降水。

一、引言

台灣西部地區在五月中旬至六月中旬有一降水量之氣候高峯，這就是台灣地區的梅雨季節。因梅雨季節降水量之多寡影響國計民生至鉅、因而如果能對梅雨季節之降水量做準確之長期預報必大有助於資源之有效利用及經濟活動之長期規畫。

吳與傅（1987）與吳（1987 a、b）曾對梅雨之年際變化做了一系列之研究分析。結果發現影響梅雨季降水量分布之主要因素爲地形、南北緯度，和中央山脈阻隔（吳與傅，1987）。而降水量的年際變化大體上是隨機的和無長期趨勢且無非常明顯的週期。造成年際變化的因素則和大尺度環流的變異有密切關聯。而環流特徵之出現可回溯至梅雨季前數月（吳，1987 a、b）。因此欲做梅雨季降水之長期預報必捨棄利用週期法而從觀測追踪大尺度環流變化及地表之影響著手。

Hastenrath et al（1984）和Wu（1985）曾經利用逐步複迴歸法建立預報模式、證明巴西乾旱及印度夏季季風之相當可預報度，此項技術可否應用於台灣地區梅雨之預報則未有深入之研究。故本研究之目的即在於綜合上述研究之結果，尋求台灣梅雨降水量之可能預報因子，利用逐步複迴歸方法建立預報模式，做長期預報實驗。

二、資料

(A)雨量

本研究使用氣象局所屬 20 個雨量測站之月降水資料。測站分布如圖1所示。由梅雨季之五、六月平均降水分佈（未示出）可見一般降水主要分布在西部地區，而大略可分成北部型、南部型及介於二者之間的過渡型。因此將台灣地區梅雨季的降水分成北部、中部、南部及東部（如圖1所示）。分區的降水資料經計算成降水指數（吳與傅，1987），用以表示梅雨季降水之年際變化而做爲長期預報之標的。

(B)其他資料

圖 1　台灣區雨量站之分布圖及分區。

北部八站：台北、澎佳嶼、基隆、宜蘭、竹子湖、鞍部、新竹、淡水。

中部四站：台中、日月潭、玉山、阿里山。

南部三站：台南、高雄、恒春。

東部及東南部五站：花蓮、新港、台東、大武、蘭嶼。

等值線表示高度。

(1)海洋觀測：本研究使用美國國家大氣中心（NCAR）製作之COADS（Comprehemsive Ocean-Atmospheric data set）資料（1901—1979）之一部份。資料內容及處理過程見吳（1987 a）。

(2)高空觀測：本研究中採用JMA（Japaneee Meteorological Agency）製作之北半球 500 毫巴月平均高度資料。資料範圍爲北緯 20°—北緯 80°，10°×10°網路資料，時間 1946 一月至 1983 12 月。

(3)其他指數：本研究中使用之大尺度環流指數有二。一爲大溪地減達爾文氣壓月平均的月南方振盪指數，1935—1985。二者爲 Balboa 50 毫巴緯向月平均風速的平流層準兩年期振盪指數，1950—1985。另外以大溪地減達爾文氣壓的月南方振盪指數計算南方振盪指數趨勢。南方振盪指數趨勢的定義爲下個月的南方振盪指數和當月南方振盪指數之差。

三、預報因子

(a)低層環流

依據吳（1987 a）之研究台灣梅雨季節之降水量和梅雨季前及梅雨季中之印度洋—太平洋地區的低層環流有密切之關聯。一個濕梅年的特徵是從梅雨季前數月開始，北半球海面就已逐漸異常增暖、因而有一氣壓之負距平帶沿著東西海岸發展。同時台灣以南西南風逐漸加強而台灣以北則西南風減弱。因此根據濕年減乾年之合成圖定出海面溫度之正距平區及海面氣壓及經向和緯向風速之正負距平區（圖 2—圖 5）各求其距平之區域平均，做爲梅雨季降水量之可能預報因子。因爲預報之截止時間爲四月底故預報因子只求至四月爲止。

(b)高空環流

吳（1987 a）之研究顯示台灣梅雨季節之降水量和梅雨季前及梅雨季節北半球 500 毫巴環流有密切關聯。一個濕梅年的特徵是從梅雨季前數月即顯現東亞主槽之異常加深、中亞脊線減弱而北美洲脊線加強。而這特徵會延續至梅雨季節。這種距平特徵也可由等相關圖看出（圖 6—9）。依此相關圖選出逐月相關係數絕對值最大的三個區域。求各區域距平值之算術平均做爲降水量之預報因子。

(c)其他大尺度環流

吳（1981 a）研究顯示台灣梅雨季之降水和其稍爲領先、同時及落後之南方振盪指數呈接近顯著之負相關。此結果顯示正相的南方振盪（南太平洋高壓增強）伴隨著梅雨季降水之減少。梅雨季的降水量和南方振盪指數趨勢之間的關係則可從分區

圖 2　依據濕年減乾年之距平合成圖所定出來的海溫正距平區。區域平均值做爲降水量之預報因子。

圖 3　同圖 2 但爲海平面氣壓。實線所圍繞者爲正距平區、虛線所圍繞者爲負距平區。

圖 4　同圖 2，但爲緯向平均風速。

圖 5　同圖 2，但爲經向平均風速。

圖 6　台灣西部地區五六月降水和北半球一月 500 毫巴高度之等相關係數圖，粗實線表示相關係數爲 0 或± 0.4 ，細實線表示相關係數爲± 0.2 。虛線所圍繞地區表示相關係數絕對值 0.3 以上。最大值的三個地區各自的平均值做爲降水量之預報因子。

圖7　同圖 6 但爲二月。

圖8　同圖6但爲三月。

圖9　同圖6但爲四月。

降雨指數與逐月南方振盪指數趨勢的相關係數看出（吳,1987 b）。一個多雨的梅雨季常伴隨著一個上升趨勢的南方振盪。在降水長期預報的實驗中，選擇了大溪地減達爾文氣壓的月南方振盪指數及南方振盪指數趨勢做爲梅雨季降水的可能預報因子。除了南方振盪外另一個常被考慮的大尺度環流是赤道平流層的準兩年期振盪（Grey ，1984）。吳（1987 b）研究梅雨季降水和準兩年期振盪的關係發現準兩年期振盪和五月降水的關係較爲明顯，赤道平流層吹西風時較有利於梅雨季早期降水量之增加。於梅雨季降水預報的實驗中選擇了Balboa 50 毫巴之平均緯向風速做爲可能的預報因子。

綜上所述梅雨季降水量之逐月的可能預報因子如表一所述。

四、迴歸分析

表一所列之預報因子中的海洋觀測使用者爲1901—1979年，北半球 500 毫巴高度資料，使用者爲 1946—1983年，南方振盪指數爲1935—1985，Balboa 50 毫巴緯向風速則爲1950—1985，而台灣區之降水資料則爲1950—1985，因此迴歸分析及預報實驗所採用的資料包括1950—1979年。根據Kung and Sharif（1982）年研究長期預報之有效迴歸模式之建立基期不得過度小於 20 年，因此在本研究中概以20 年爲基期來建立迴歸模式和從事預報實驗。

在迴歸分析中將預報元（降水指數）和預報因子一起輸入電腦程式中求最小方差符合（Least square fitting），而建立迴歸方程式：

$$Y = b_0 + b_1 x_1 + b_2 x_2 + \cdots + b_n x_n + \epsilon$$

其中Y 即爲預報元，b_n 爲迴歸系數，x_n 即爲預報因子，ϵ 爲誤差。迴歸模式之建立，本研究中採用BMDP 統計套裝程式中的逐步迴歸（Dixon，1983，P.251—256）來求出迴歸係數及列出迴歸步驟及其統計值。關於逐步迴歸之詳細內容和執行步驟請參考Draper and Smith（1981，P.307—311）。在建立逐步迴歸方程的過程中

表一　梅雨季降水量之可能預報因子

(a)低層環流	(b)高空環流	(c)大尺度環流指數
SST	500H1	SOI
SLPP ┐ SLPG	500H2	SOIT
SLPN ┘	500H3	B50U
UP ┐ UC		
UN ┘		
VP ┐ VC		
VN ┘		

SST：正的海面溫度距平區。
SLPP：正的海面氣壓距平區。
SLPN：負的海面氣壓距平區。
UP：正的緯向風速距平區。
UN：負的緯向風速距平區。
VP：正的經向風速距平區。
VN：負的經向風速距平區。
500H1：北半球 500 毫巴高度和梅雨季降水相關系數。
500H2：最大值區、次大值區及第三大值區。
500H3：
SOI：大溪地減達爾文氣壓之月南方振盪指數。
SOIT：南方振盪指數趨勢，爲當月和前一個月之南方振盪指數差。
B50U：Balboa 50毫巴緯向風速。
SLPG：SLPP－SLPN
UC：UP－UN
VC：VP－VN

判定變數之進入及移出之F 值分別取爲 4 及 3.99（接近 95％之顯著性）。

爲探討使用第三章所述之預報因子的梅雨季降水之可預報度，先以 1950—1969 年資料，做了一系列的迴歸實驗。表二所列爲用逐月之十三種預報因子（見表一）預報五月加六月降水之迴歸分析結果及模式之複測定係數 R^2，（coefficient of multiple determiuation）。在逐步迴歸統計中R值表示實測值與迴歸預測值的相關係數。由表二

表二　以逐月十三種預報因子（SST、SLPP、SLPN、UP、UN、VP、VN、5H1、5H2、5H3、SOI、SOIT及B50U，見表三）預報五、六月降水之迴歸分析結果。CD 爲複測定係數。—表示沒有迴歸模式建立。

	月份	預報因子	CD
全台	1	VP、VN	0.3905
	2	—	—
	3	SLPN、SLPP	0.4224
	4	VN、UN	0.4624
西部	1	SOIT、B50U	0.3845
	2	5H3	0.2016
	3	SOIT	0.2213
	4	—	—
北部	1	VP	0.2631
	2	—	—
	3	SLPN	0.2189
	4	VN、5H2、VP	0.6212
中部	1	VP	0.2471
	2	—	—
	3	SLPN、5H3	0.3956
	4	VN、SLPP	0.5352
南部	1	—	—
	2	—	—
	3	—	—
	4	5H1	0.3204

表三　以逐月十種預報因子（SST、SLPG、UC、VC、5H1、5H2、5H3、SOI、SOIT及B50U，見表三）預報，五、六月降水之迴歸分析結果。CD 爲複測定係數。—表示沒有迴歸模式建立。

	月份	預報因子	CD
全台	1	VC	0.2918
	2	SLPG	0.2820
	3	SLPG	0.3109
	4	VC	0.3777
西部	1	VC	0.2526
	2	SLPG	0.2611
	3	SLPG	0.3017
	4	VC	0.4424
北部	1	—	—
	2	VC	0.1931
	3	SLPG	0.3090
	4	VC、5H2	0.5803
中部	1	VC	0.2170
	2	SLPG	0.2496
	3	VC	0.2512
	4	VC	0.4042
南部	1	VC	0.3100
	2	SLPG、5H1	0.4607
	3	—	—
	4	5H1	0.3024

可見梅雨季降水的可預報度，如以上述十三種變數爲可能預報因子則在北部和中部可能要較南部略高。表三所示爲十種可能預報因子預報五月加六月降水之迴歸分析結果及模式之複測定係數。這一系列實驗是以氣壓梯度取代氣壓變異的正值區和負值區；以緯向及經向的風速輻合取代各別的緯向風速及經向風速的正值區和負值區，因而精簡了預報因子的個數。由實驗的結果（表三）各迴歸模式之複測定係數和表二的結果相近，而實際使用之變數個數則較少。則也許做實際預報時可以提高可信度。表四及表五顯示以十三種及十種可能預報因子預報各分區五月降水之迴歸分析結果，以十種可能預報因子所做之迴歸分析顯示有較高之複測定係數，即以複合之預報因子有較強之迴歸預報能力。表六及表七則爲以十三種及十種可能預報因子預報各分區六月降水之迴歸分析結果及模式之複測定係數。由表四—表七可見五月降水之可預報度（以複測定係數爲指標）明顯的要較六月爲高且高於五月加六月的梅雨季降水。

表四　以逐月十三種預報因子（見表三）預報五月降水之迴歸分析結果。CD 爲複測定係數。—表示沒有迴歸模式建立。

	月份	預報因子	CD
全台	1	—	—
	2	VN、UN	0.4277
	3	—	—
	4	UN、VN、SOLT、5H2	0.7788
西部	1	SOI	0.4710
	2	UP	0.3258
	3	—	—
	4	VP、5H2	0.4692
北部	1	VN、VP	0.4472
	2	VN	0.3227
	3	—	—
	4	VN	0.2228
中部	1	—	—
	2	SLPN、VN、UP	0.5990
	3	VN、VP	0.4212
	4	5H1	0.3242
南部	1	—	—
	2	—	—
	3	5H3	0.2637
	4	UN、VN、SOIT、SOI	0.6702

表五　以逐月十種預報因子（見表五）預報台灣地區五月降水之迴歸分析結果。CD 爲複測定係數。—表示沒有迴歸模式建立。

	月份	預報因子	CD
全台	1	VC	0.5254
	2	VC	0.2925
	3	SLPG、SOI、B50U	0.6015
	4	UC、SOIT	0.5375
西部	1	VC	0.5016
	2	SLPG、SOIT	0.4510
	3	VC、UC	0.4291
	4	UC	0.2377
北部	1	VC	0.4013
	2	—	—
	3	—	—
	4	—	—
中部	1	VC	0.4080
	2	SLPG、5H3	0.4755
	3	VC	0.3672
	4	5H1	0.3242
南部	1	VC	0.3851
	2	SLPG、SOIT、SOI	0.6387
	3	5H3、UC	0.4529
	4	UC、SOIT、SOI	0.5807

五、預報實驗

第四章所述的結果主要是探討使用第三章所述之預報因子做梅雨季降水預報之可預報度。結果發現五月降水之可預報度要較六月爲高。以下一系列實驗則實際驗證以迴歸模式做預報之結果。表八所示爲以二月之十種預報因子（見表一）採取不同基期建立迴歸模式所做之南部五月降水的預報結果。由此表可見1971年和1973年乾旱、模式皆做了準確的預報而1972年較大的正距平則未預報到。對於較接近平均降水的年份，1974，1976，1979年預報失誤而其他年份則大致準確。表九所示則爲以四月十三種可能預報因子（見表一）採取不同基期建立迴歸模式所做之南部五月降水的預報結果。四月預報結果已較二月預報結果爲佳，1972年及1979年預報結果已接近正確，可惜1974年及1976年之結果仍然不理想。在二月及四月的迴歸模式裏最重要的變數爲SOI和SOIT，從一月至四月SOI皆爲大的正值、SOIT爲小的負值，則依相關分析，南部五月的降水量應呈負距平，而其他地區性的預報因子則顯現降水應爲正距平。無法同時考慮多種變因的影響，此即爲線性逐步複迴歸預報模式的缺點。

表六　以逐月十三種預報因子（見表三）預報之月降水之迴歸分析結果。CD 爲複測定係數。—表示沒有迴歸模式建立。

	月份	預報因子	CD
全台	1	VP	0.2523
	2	—	—
	3	SLPN	0.3525
	4	VP	0.2026
西部	1	B50U	0.2665
	2	B50U、SOIT	0.4718
	3	SOI、B50U	0.4515
	4	B50U、UN、VN	0.6102
北部	1	VP	0.2547
	2	SST	0.2415
	3	SLPN	0.1849
	4	UP、VN	0.4412
中部	1	VP	0.2688
	2	—	—
	3	SLPN	0.2923
	4	—	—
南部	1	—	—
	2	5H1、5H2、UN、VN	0.6837
	3	—	—
	4	5H1	0.2274

表七　以逐月十種預報因子（見表五）預報台灣地區六月降水之迴路分析結果。CD 爲複迴歸測定係數。—表示沒有迴歸模式建立。

	月份	預報因子	CD
全台	1	—	—
	2	—	—
	3	—	—
	4	VC	0.2311
西部	1	B50U	0.2665
	2	B50U、SOIT	0.4720
	3	SOI、B50U	0.0518
	4	VC	0.3069
北部	1	—	—
	2	SST	0.2405
	3	—	—
	4	VC	0.2619
中部	1	—	—
	2	UC	0.1955
	3	—	—
	4	VC	0.2625
南部	1	—	—
	2	5H1、5H2、VC、5H3	0.7066
	3	—	—
	4	5H1	0.2274

六、綜合討論

本研究報告是作者所做一系列有關梅雨年際變化研究實際應用於長期預報的初步結果。主要是以逐步迴歸分析探討梅雨實際上的可預報度和一些迴歸模式的預報結果。預報標的是梅雨季的五月、六月和五月加六月，台灣地區的分區降水指數。預報因子則包括梅雨季前各月的海面觀測中的海面溫度、海平面氣壓和緯向及經向平均風速，北半球500毫巴高度及南方振盪指數和Balboa　50毫巴緯向風速。在本報告之第三章中綜合討論預報因子的選取和它們的物理背景。第四章則討論迴歸分析結果。由分析結果可知大致上來說六月降水之可預報度較五、六月或五月的降水之可預報度偏低。此可預報度之偏低到底是自然的傾向或者須增加採用熱力的預報因子如大氣中的濕度、及海面之蒸發潛勢等則有待於進一步的分析研究。第五章則列舉了對南部五月降水採用二月及四月的預報因子所作之預報結果。由結果顯示使用迴歸分析預報有相當的準確度但也有其限制。對於不同的情況使用不同的預報因子和模式基期，將在後續的研究報告中討論。由此初步的實驗結果說明台灣梅雨、特別是五月的降

表八　以二月十種預報因子（見表一）預報台灣南部五月降水之迴歸模式及實際預報結果。模式1950—1969表示以1950—1969爲基期建立預報模式，預測1970—1979年之結果。OBS爲實測值，PRE則爲預報結果。其餘類推，如預報期在迴歸模式基期中則表示爲迴歸預測結果。

		1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	
MODEL 1950-1969	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL Y= .6539+.6331*SLPG-.2922*SOI -.3751*SOIT
	PRE	-.1353	-1.5551	-.0141	-2.0726	-1.6598	-2.0797	-.4135	1.6084	-1.3403	-.1937	
MODEL 1951-1970	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL Y=1.0073+.6263*SLPG-.3679*SOI -.3986*SOIT
	PRE	-.0098	-1.7898	-.0927	-1.8900	-1.9040	-2.1573	-.5994	1.5575	-1.0094	-.2326	
MODEL 1952-1971	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL Y=-.4908+.4670*SLPG
	PRE	-.0238	-.5282	-.1452	-1.4715	-.5562	-1.1680	.0463	.4245	-1.1166	-.5422	
MODEL 1953-1972	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL Y=-.0264+.5603*VC
	PRE	.1753	-1.2086	1.1558	-.1104	.2145	.1865	-.2225	-.4746	-.0320	-.5979	
MODEL 1954-1973	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL Y=-.2901+.2856*SLPG+.3857*VC
	PRE	.1344	-1.1268	.7351	-.9477	-.1642	-.5577	-.0967	-.0389	-.6767	-.7149	
MODEL 1955-1974	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL Y=-.2037+.2680*SLPG+.3952*VC
	PRE	.2066	-1.0590	.8285	-.8258	-.0713	-.4421	-.0338	.0054	-.5688	-.6363	
MODEL 1956-1975	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL Y=-.2183+.2925*SLPG+.3697*VC
	PRE	.2073	-1.0218	.7782	-.8880	-.1003	-.5019	-.0113	.0592	-.6139	-.6276	
MODEL 1957-1976	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL Y=-.1939+.3077*SLPG+.3595*VC
	PRE	.2432	-.9771	.7923	-.8940	-.0824	-.5035	.0341	.1216	-.6098	-.5944	
MODEL 1958-1977	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL Y=-.2652+.3043*SLPG+.2951*VC -.1213*SOIT
	PRE	-.0973	-.8637	.8018	-1.2396	-.1445	-.6428	.0906	.6167	-1.1126	-.2843	
MODEL 1959-1978	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL Y=-.1912+.3143*SLPG+.3194*VC
	PRE	.2381	-.8903	.7153	-.8991	-.0979	-.5256	.0585	.1693	-.6156	-.5516	
MODEL 1960-1979	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL Y= .0152+.3794*SLPG+.3694*UC
	PRE	.0880	-.8722	.2775	-.8259	.1025	-.6938	.7433	.4707	-1.1323	.1360	

表九　以四月十三種預報因子（見表一）預報台灣南部五月降水之迴歸模式及實際預報結果。表說明如表八，---- 表示沒有迴歸模式建立。

		1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	
MODEL 1950-1969	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL Y= .2711-.6343* UN-.2748*VN -.3760* SOI-.3639*SOIT
	PRE	.3797	-.9716	.7105	-.4275	-.8721	-.1125	-.1964	.4532	-1.1437	.1575	
MODEL 1951-1970	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL Y= .8884-.7539*UN -.6777*SOI -.4194*SOIT
	PRE	.1166	-2.3119	.9822	.7511	-1.2878	-.5590	-.2979	1.1688	-1.3115	.5034	
MODEL 1952-1971	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL Y=-.5683+.5564*SLPP-.4224*VN
	PRE	.8734	-.7745	.0564	-1.7148	-1.0781	-.4108	-.3923	-.4013	-.2268	-.6511	
MODEL 1953-1972	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL Y=-.3509-.6284*UN
	PRE	.0576	-.9416	-.0116	.6860	-.3195	.1644	-.1372	.2461	-.5897	.4283	
MODEL 1954-1973	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL Y=-.5528+.6266*SLPP-.3101*VN
	PRE	.8241	-1.0466	.1458	-1.2462	-1.1038	-.3870	-.3778	-.1859	-.2824	-.5765	
MODEL 1955-1974	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL ---
	PRE	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	---
MODEL 1956-1975	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL ---
	PRE	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	---
MODEL 1957-1976	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL ---
	PRE	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	---
MODEL 1958-1977	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL Y= .6665-.3454*SOI
	PRE	.0448	-1.0950	.0793	-.0588	-.6115	-.7496	-.1970	.2520	.1829	.0793	
MODEL 1959-1978	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL ---
	PRE	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	---
MODEL 1960-1979	OBS	.5883	-1.2925	1.0606	-1.1525	.7099	-.8196	.5129	.7156	-.5913	.5667	MODEL ---
	PRE	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	---

水應有相當的可預報度。實際應用上預報因子的選擇，有待於更深入診斷分析的研究配合。除此之外也要考慮到及時資料收集之可行性、則梅雨之長期預報也許可以做得到。

致謝

作者感謝台大傅達颺先生及康淑華小姐在資料處理、分析及計算機程式設計等工作方面所做之努力。本研究在氣象局研究計劃CWB-76-01-13及國科會專案計畫NSC-76-0202-M002-13支援下完成。

參考文獻

吳明進，傅達颺，1987：台灣梅雨降水之年際變化。大氣科學，15，1，31—42。

吳明進，1987 a：台灣梅雨之年際變化(一)。台灣大學大氣科學系研究報告NAUATM-1987-03，41頁。

吳明進，1987 b：台灣梅雨季降水之長期預報(一)。中央氣象局、科技中心研究報告。

Dixon, W. J., editor, 1983: BMDP statistical software, 1983 printing with additions. University of California press, 734pp.

Draper, N. R., Smith, H., 1981: Applied Regression Analysis. 2nd edition. Wiley and Sons, New York, 709pp.

Grey, W., 1984: Atlautic seasonal hurricane, frequency, part II. Forecasting its variability, Mon. Wea. Rev., UR, 1669-1683.

Hastenrath, S., Wu, M.C., and Chu, P.S., 1984: Towards the monitoring and prediction of north-east Brazil droughts. Quart. J.R. Met. Soc. 110, 411-425.

Kung, E.C., Sharif, T.A., 1982: Long-range forecasting of the Indian summer monsoon onset and rainfall with upper-air patterns and sea surface temperature. J. Meteor. Soc. Japan, 60, 672-681.

Wu, M.C., 1985: On the prediction of the Indian summer monsoon. Papers in Meteor. Research, 8, No. 1, 34-44.

LONG-RANGE FORECASTING OF THE TAIWAN MEI-YU RAINFALL (II)

Ming-Chin Wu

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

ABSTRACT

Applying the results of the previons diagnostic studies on the interannual variability of the Taiwan Mei-Yu (Wu and Fu, 1987; Wu 1987a, b) to investigate the predoctability of the Taiwan Mei-Yu and the execute the long range Forecasting experiments on the Taiwan Mei-Yu rainfall was carried out. It is found that if we use the ship observations such as sea surface temperature, sea level pressure, and zonal and meridional wind speed, the northern hemispheric 500 mb height, and the southern oscillation index, as well as the Balboa 50 mb zonal wind as the planssible predictors, then the May rainfall has a higher predictability than the June rainfall. We can properly forecast the May rainfall of the southern Taiwan my applying the February or April data set.

台灣中北部地區春間濃霧之研究

祝鴻鵬　　曾憲瑗

民用航空局飛航服務總台

摘　　要

台灣北部地區春間晚間及清晨發生之濃霧，常使能見度轉劣，嚴重影響地面交通和飛航安全。本文乃利用民國五十七年至民國六十六年（1968～1977）二至四月台灣西部台中以北之逐時濃霧資料加以統計、分析。

結果發現欲對本區春間濃霧生成與預報在天氣圖形態上，以：

1.當地面低壓中心位於東海，冷鋒向西南延伸至台灣西北部時；

2.台灣地區有滯留鋒橫亙穿越，或甚爲接近時；

3.華南一帶有低壓中心出現時；及

4.北緯35°附近大陸沿海一帶有低壓中心出現時等天氣形態上，濃霧生成最爲有利。

一、前　　言

霧爲大氣中天氣現象之一種，當其發生時，常使一地能見度減低至一公里或以下，因而對航空、航海或公路上車輛之行駛都會構成不便，甚或造成災難。又霧時持久時，對工業密集區或都市空氣之污染，和影響大衆之健康尤劇，而爲今日環保衛生上最受關切問題之一。

台灣四面環海，空氣中水汽來源充足，水汽分子凝結所需凝結核之鹽粒亦豐，因之，年中絕大多數日子相對濕度多在80％或以上，其成霧條件相當不錯（J.J.George, 1952），故在西部沿海平原地帶，年中各季均有霧日出現，特別是在春間北部地區，當中國東南沿海有低壓中心出現或大陸高壓自華中與鋒面相偕移出，台灣位於暖區之中或鋒面停留時，若其他條件相當，必會有濃霧發生。再就地形言，西部地區之多霧依俞（1980）之分析，有助於濃霧之形成，實受暖洋流黑潮之影響，中央山脈之阻擋影響，以及西部平原較濶和沿海之沙質地表等有關。

由於霧之生成，對航空影響是如此之大，各界已先後作過許多研究，如：楊等（1984）、蕭等（1982）、俞（1980）、祝等（1962）及林（1986）等諸氏之專題分析與調查，或作客觀預報法之探討，但此等研究大致上多屬從統計、分析爲主之描述，而不涉及數理法之推究。

本文計劃之初原計劃引進二套FSSP（Forward Scattering Spectrometer Probe），再配合繫留汽球（Telthelsound），分別設置於台中或三義附近，和桃園或林口附近，以就霧之生成物理過程作一調查，其後因採購、裝置等皆需要時間而作罷。仍以就台北松山、桃園、中正、新竹、清泉崗及台中水湳等機場霧之資料，以及高速公路局五堵、內湖、林口、幼獅等四處能見度偵測器所得資料加以統計、分析，以期有助於本區霧之了解和預報，從而增進本區機場飛行和高速公路上之行車安全。

二、文獻回顧：

㈠霧之定義：

霧爲天氣現象之一，乃肉眼不能辨察之小水滴所組成，聚集並懸浮於近地面之空氣中，使水平能見度減至不足一公里。根據霧之定義：當地面能見度低於一千公尺，其空氣之溫度露點相差在4°F（2.2℃）以內時稱爲霧。此時空氣中的相對濕度甚大，已高於百分之八十五以上。霧亦可解釋爲近地面之層雲（戚，1974），霧中之水滴，其直徑約自十分之一公厘至百分之一公厘。

㈡霧之分類：

以天氣學觀點，一般將霧分爲「氣團霧」與「鋒面霧」兩大類，氣團霧包括輻射霧、平流霧、平流輻射霧、低溫霧（即冰霧）、升坡霧、海岸高逆溫霧等；而鋒面霧包括鋒前霧、鋒後霧及鋒際霧等三種。

以霧之生成原因分，可簡單歸類有輻射、平流、蒸發、混合及冷空氣沉降等數種作用或原因。一般常見之霧，常由上述原因中兩種或兩種以上之作用綜合而成。

依霧性狀之不同又有冰霧、蒸汽霧等不同名稱。

依發生地點之不同可分地面低霧、海霧及升坡霧等。

以能見度之大小及霧之厚度分，當水平能見度不足二百公尺者，稱爲濃霧（dense fog）；水平能見度不足半公里者，稱爲大霧（heavy fog）；凡霧之厚度在陸上不足二公尺，在海上不足十公尺者，稱爲淺霧（shallow fog）；當水平能見度達一公里及以上時，則不論其厚度情形，一律稱之爲霾（mist）或輕霧（light fog）。由以上之定義可知，霧與霾之區分，以及一般之霧、大霧與濃霧等程度上之區分，均以能見度之大小爲區分指標。

㈢霧之生成原因：

以本省言，最常見之霧厥爲輻射霧，（如台北盆地、嘉南平原等地區常發生）、平流霧（如中正機場等地靠海邊者常發生）及鋒面霧三種，我們將之詳說於下：

1.輻射霧（主要爲低霧）：

由於地表輻射而喪失熱量，常可使下層空氣達到飽和，由此而生成之霧即稱「輻射霧」。在夜間，由於地面冷却，下層空氣產生一溫度逆溫層，此逆溫層有阻遏對流並減小亂流之功用，因此使空氣停留繼續冷却。同時靜風或微風（風速每秒不超過二、三公尺）爲生成條件所必需，蓋因强風足以吹散冷却之空氣，破壞逆溫層，有阻止成霧之作用，此種霧伸展不高，通常不超過三、四十公尺，故稱「低霧」或「地面霧」。晴朗天氣有利於夜間地面之迅速冷却，故低霧爲好天氣之徵兆，其上大都爲碧空，太陽上升後地面受熱，即可將之驅散，在盆地或廣大平原地區，夜間最易生成輻射霧。

2.平流霧：

構成平流霧之條件有三：

(1)暖濕空氣在寒冷表面上平流；

(2)此寒冷之表面使流動之空氣冷却，最後達到飽和；

(3)渦流混合使此飽和之氣層伸展至相當高度。此種霧必與中等强風相偕，倘霧已生成，則風速愈大，此霧層亦愈厚。再者，此種霧不分晝夜，雲幕及能見度均可低減至零，且消散至緩。

3.鋒面霧：

本省入秋以後至次年春季之間，太平洋副熱帶高壓減退，北方强大冷氣團南下，兩者交替之間常有鋒面徘徊於本省地區。鋒面之前的暖空氣區常有大霧的出現。

㈣能見度：

霧與能見度具有密切之關係，因霧可影響能見度之好壞，我們一般說明霧之大小濃淡時，亦以能見度作爲判斷的依據。

1.能見度之定義：

能見度係表示大氣清濁程度的一種方法，係指觀測員站在地面上，沿水平方向以正常之肉眼所能分辨以天空爲背景之黑色物體

之最大距離（中央氣象局）。所謂肉眼係指正常之視力，不得使用望遠鏡或經緯儀等之幫助，但加戴近視眼鏡以矯正視力爲正常者不在此限。又所謂能分辨，不僅要能分辨某物體（相當大者，如山頂、遠樹、建築物等）之存在，且必須能確認爲何種物體爲度（例如能確認爲山、樹林、塔、橋樑等）。

普通氣象台所指能見度，係指盛行能見度，其定義爲：在某給予方向能夠看見並且辨明①白天時顯著的黑色目標物②夜間時未聚焦的，適當强度的光源之最大水平距離；雖然不一定要連續的區域，但至少必須超過半個水平圈以上才算。

一般在量測能見度時，均有目標物或鑑定物作爲距離之參考。

2.影響能見度變化的因素：

影響能見度變化的最大因素有二：即濕度及空氣中污染物的濃度（簡，1986）：

(1)濕度：空氣乾燥時，視野良好；空氣較爲潮濕時，能見度轉趨於惡劣。空氣中濕度愈大，愈易形成小的懸浮水滴，形成霧，甚至降水等。無論是霧或降水，均能嚴重影響能見度之衰減。

(2)懸游微粒（AEROSOL）的濃度：懸浮微粒可細分爲液滴或固態粒子。懸浮微粒對於霧或降水而言，常是凝結核的主要來源，在晴朗天氣時，又是構成霾的主要成因；因此懸浮粒子的濃度，直接影響到能見度的好壞，因此在都市地區或工業區附近，空氣品質較差，能見度也較爲惡劣。

故霧與能見度具有密切之關係，因霧可影響能見度，而低能見度對飛航與一般道路交通安全具有莫大之關係。

三、研究目的：

(一)分析台灣中北部地區春間濃霧之成因與天候地形之關係。

(二)蒐集能見度的資料與研究霧之種類。

(三)分析及統計春間濃霧之大範圍天氣型態，配合季節性與地方性，以研判各種不同天氣系統對低能見度與低雲幕之影響，進而求其相關與預測方法。

四、研究方法與過程：

本文分析台灣中、北部地區（以西部爲主）幾個重要氣象測站—包括民航局松山機場、中正機場二測站及空軍所屬新竹、清泉崗、台中三測站春季濃霧出現頻繁之時間，並以個案分析資料研究其大範圍之天氣型態，歸納研究整理，俾預先採取防範措施，以便在於有所需要時，將損害減至最低。

(一)研究範圍：

以台灣西部台中以北地區二、三、四月春間之濃霧爲主要研究之對象，十二月、一月及五月爲輔。選擇二、三、四月而不選擇一般的春季（三、四、五月）是有依據的。台灣濃霧之出現均集中於每年十一月至次年四月間。根據中央氣象局自民國57至66年地面觀測紀錄、天氣圖、探空資料以及日本氣象廳所發布之海水面溫度等加以統計、分析（林，1986）發現濃霧僅發生於台灣西部，從未在東部出現過，並且台灣北部形成濃霧之天氣型態與中南部形成濃霧者有所不同。

根據俞家忠先生自民國57—66年冬～春季各月，台灣中北部地區各測站能見度一哩以下之霧時統計（俞，1980）（表一），可以看出一～四月濃霧的發生時數最多。此外，以民國66—73年空軍三測站（新竹、清泉崗、台中）能見度分別低於1,500公尺及1,000公尺之霧時統計（表二、表三），亦可看出一～五月有最大的發生值，尤以二、三、四月爲最。

(二)資料來源與檔案建立：

本文研究資料係採用民航局飛航服務總台台北、中正兩氣象台1979—1985年及空軍新竹、清泉崗、台中三測站1977—1984年地面氣象觀測資料爲主，再就所得諸測站資料中能見度在1,500公尺以下者將其區分爲0～200，

表一　民國57—66年台灣各測站冬、春季各月發生能見度一哩以下之濃霧時數

次數 月份 / 地名	11月	12月	1月	2月	3月	4月	總次數	每年平均
台　北	101	205	233	249	226	265	1279	127.9
桃　園	57	211	226	511	364	368	1739	173.9
新　竹	46	140	213	358	222	175	1154	115.7
清泉崗	108	310	538	620	492	420	2488	248.8
總　計	312	866	1210	1738	1304	1228	6658	

表二　空軍三測站民國66—73年能見度低於1,500公尺次數（小時）統計

月份 / 測站	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二
新　竹	229	352	584	367	355	158	67	50	51	95	57	107
清泉崗	526	1370	1515	927	896	481	186	211	263	257	292	217
台　中	108	122	271	179	111	65	29	27	62	61	99	60
總　計	863	1844	2370	1473	1362	704	282	288	376	413	448	384

表三　空軍三測站民國66—73年能見度低於1,000公尺次數（小時）統計

月份 / 測站	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二
新　竹	35	81	76	48	22	17	4	2	1	9	0	27
清泉崗	203	492	463	157	129	49	10	16	28	61	25	54
台　中	45	35	69	26	20	10	3	5	19	16	41	25
總　計	283	608	608	231	171	76	17	23	48	86	66	106

300～400，500～900，1,000～1,500公尺等四區間以便研究。

同時高速公路局在五堵、內湖、林口、幼獅等四處地點設有能見度偵測器，用以偵測設置地點附近之能見度指數，藉由能見度指數與能見度距離之理論曲線（圖一），可設定一行車速限控制表（表四）。不過由於這些能見度偵測器時生故障，且背景光度調校標準不一，因此只能做爲能見度之參考，而不能爲確定之指標。本文採用73年12月底～74年8月中旬高速公路局交通控制中心的能見偵測指數記錄表以爲分析參考。

五、分析結果：

㈠台灣中北部地區春間濃霧之成因與天候地形之關係：

表四　能見度指數、能見距離及行車速限表

能見度指數	能見距離（公尺）	行　車　速　限
Ⅵ＞50	d＞300	90 KPH
50≧Ⅵ＞35	300≧d＞200	70 KPH
35≧Ⅵ＞20	200≧d＞140	50 KPH
20≧Ⅵ＞13	140≧d＞100	40 KPH
5≧Ⅵ	65≧d	40KPH or Closed

※上表數值係"福山國際顧問公司"所提供

1.濃霧之時間性分佈：

依過去所做的研究報告，分析統計，台灣中北部地區在早晨七時前後有最大的濃霧發生值。如圖二（蕭，1982），係民國42年～69年台北松山機場之濃霧逐時分佈圖。圖三（楊，1984），係依據中正國際機場68～72年逐時前後有霧之次數統計表繪圖而成。圖四（林，1986）係清泉崗自57～66年11～4月濃霧逐時分佈圖。可看出中部以北的濃霧發生時間相當一致，在清晨七時前後發生濃霧的可能性最大。

2.中北部春間不同濃度之霧之分析：

爲進一步加强對霧之研究，我們將新竹、清泉崗、台中三空軍測站以霧之不同濃度，區分爲四個等級分析，即0～200公尺、300～400公尺、500～900公尺及1,000～1,500公尺四個等級，統計其自民國66～73年發生霧之時數。（在此統計中設有把台北及中正兩民航局測站包括進去是因爲：民航局依據其需要所發布特別天氣之時間單位是以"分"來計算，而空軍單位是以"時"計算，因此兩者在發生時數之統計上很難併列比較）。見表五。

表中可以看出，在三個月中，就能見度在200公尺以下而言，以三月份次數最多，比二月份還高出61次，可見三月份發生濃霧之比率

表五　民國66～73年空軍三測站春季不同等級濃霧次數（小時）統計

月份 / 能見度(m) / 次數 / 測站	二月				三月				四月			
	0－200	300－400	500－900	1000－1500	0－200	300－400	500－900	1000－1500	0－200	300－400	500－900	1000－1500
新　竹	8	13	60	271	10	7	59	508	7	7	34	319
清泉崗	254	131	107	878	302	88	73	1052	69	48	40	770
台　中	7	0	28	87	18	6	45	202	4	2	20	153
總　計	269	144	195	1236	330	101	177	1762	80	57	94	1242

最高，與我們選出的15件個案分析中三月份最多（佔9件，見個案分析）完全符合一致。

3.霧之成因與天候地形之關係：

台灣中北部地區春間濃霧之發生，按其成因可分爲4類：

(a)輻射霧；(b)平流霧；(c)平流輻射霧；(d)鋒面霧。分述如下：

(a)輻射霧：輻射霧的產生原因已如前述。在

多、春季大陸變性氣團（ＣＰＫ）位於華南至台灣東方海上 30° N以南，氣壓梯度微弱而穩定時，易生輻射霧（蘭，1986）因爲此時變性氣團下層水汽增加，當夜間碧空、疏雲或有裂雲而雲幕高在 8,000 呎或以上，風速小於 5 ＫＴＳ時，有利於地面夜間長波輻射而生濃霧（圖五）。

年一月五日 0303 Ｌ－0935 Ｌ，松山機場濃霧（RVR 300公尺，持續 6.8 小時），位於華南之高氣壓 1021 hPa.，台北氣壓 1019 hPa ，其氣壓梯度爲 2 hPa／700 KM。

冬季夜長亦與輻射霧之形成有關，夏天夜短則不利於輻射霧之形成，我們看了圖二、圖三、圖四，即台北、中正、清泉崗之濃霧逐時分佈，均以清晨七時前後爲最大值，顯示夜間長波輻射冷却形成輻射霧爲中北部地區春間濃霧發生之主要原因

但在一般情況下，此因地面輻射冷却所造成之輻射霧多在清晨 5 ～ 6 時開始，9 時以後因日照增加而消失。然而由圖二～圖四可見濃霧在任何時間均存在，顯示在中北部地區尙有其他作用存在，形成濃霧，平流或平流輻射霧即是原因之一。

(b)平流霧：又可稱爲海霧（SEA FOG）。單純之平流霧在靠海之地區較易發生。在初春時節，氣溫日漸回升，而台灣海峽的海水表面溫度尙低，流經其上的空氣易達飽和，再藉渦動作用上下混合，形成平流霧，常使沿海地區如桃園、淡水、基隆，發生又濃、又厚的平流霧。此種平流霧日、夜均可發生，範圍廣大，消散很慢。中正機場因北面臨海，亦常發生此種濃霧。不過在遠離海邊的內陸地區，此種霧很少發生，如松山機場因距淡水河口較遠，故少見此種平流霧。

(c)平流輻射霧：台灣中北部地區之春間濃霧，有很大部份是由空氣平流及長波輻射冷却雙重作用形成而來。白天，空氣流經廣大水面，底層變性，飽含水份，夜間移入陸地時，若雲層稀少，經夜間地面長波輻射，在近地面層冷却造成逆溫產生濃霧。換言之，先有溫濕空氣之平流，再經夜間之輻射冷却而成，故稱爲輻射平流霧。春多之際常發生於大陸氣團經暖海面變性後之ＣＰＷ氣團內。

(d)鋒面霧：鋒面霧也是中北部地區春季常見的一種濃霧，南部地區較少見，蓋鋒面自大陸高緯度南移至台灣南部低緯時，鋒面之特性已不顯著，幾至消失不見。冷暖氣團之交界面稱之爲鋒。通常冷鋒之後伴有冷空氣南下，之前則有南來之濕暖氣流。因此在冷鋒之前的暖區裏，常易發生濃霧。鋒面霧於冬春季節，伴隨週期性冷鋒常出現於中緯度以南地帶，其產生不分晝夜，並且常伴有綿綿細雨出現。鋒面霧發生時，一般風力較輻射霧爲大。

㈡個案分析：

藉由不同的個案分析，可以看出發生濃霧時不同類型的天氣型態，由而可以事先做預報，在發現類似天氣型態時，預做警告，以減少不必要之人力、財力之損失及傷亡。

1.個案的選擇標準：

從1978 －1985年，我們依據下列的標準，做爲初步篩選個案的參考。其先決條件爲：必須是台北或中正機場至少有一個測站其能見度符合下列四種情況之一的要求：

(1)能見度≤ 200 公尺且持續 1 個小時以上；

(2)能見度≤ 400 公尺且持續 1 ½小時以上；

(3)能見度≤ 600 公尺且接近 2 個小時（±10 分鐘）或 2 個小時以上。

(4)能見度≤ 800 公尺，持續 3 個小時以上或能見度≤ 800 公尺，持續 2 個小時以上且其他地區（如新竹、清泉崗、台中等）有

相對低的能見度發生。

除了上述標準外，還有一項限制：儘量選擇非降水情況。蓋降水的大小與能見度的好壞有很大的關係。因此有時低能見度只與降水的大小相關，而非與霧的大小相關，但也有一種情況是雨夾霧（通常在毛雨時較易發生，尤易發生於鋒前暖空氣，即鋒面霧裡），很難澈底分清誰對能見度的影響較大。

經過初次篩選，只有15件個案產生。以年份來說，此15件個案中，計：

1978年：3件。

1979年：3件。

1981年、1982年：無。

1983年：1件。

1984年：2件。

1985年：5件.

同時自1980 年以後，主要係以中正測站爲主，近年來台北市松山機場之能見度有逐漸好轉之趨勢，尤自1980年以後，由圖六（簡，1986），圖七（簡，1986）可爲明證。

以月份來說：15件個案中，計：

1月：1件。

2月：1件。

3月：9件。

4月：4件。

三月份佔9 件最多，此亦與表二、表三及表五之統計相符合（空軍三測站在三月份有低能見度最大發生次數值）。值得注意的是：我們的選擇是以台北或中正測站爲基準的，而非以新竹、清泉崗或台中測站爲基準，並且表二、表三與表五之統計表中並未包括台北、中正兩測站在內。這說明了台灣中、北部地區春間發生濃霧的機會是相當一致的，是廣大地區性的，而非只是一個測站的低能見度而已。這樣我們的個案分析才有價值。

不過15件個案仍嫌太多，經過再一次的挑選，挑出5件發生濃霧最嚴重的個案。按年份來說：1978、1979、1984年各1件，1985年2件。以月份來說：2、4月各1件，3月份有3件。詳細說明於後。

2. 個案分析：

(1)個案1：1978年4月5日。台北測站從0700L～0923L，能見度600公尺，持續143分鐘，視障從44FG轉爲95TS，同時，新竹測站從0700～0800L，能見度800公尺；0900～100L，1200公尺。清泉崗則0600L時能見度1200公尺；0700～0800L降爲400公尺。台中從0700～0800L，能見度800公尺，0900L升至1200公尺。可見當日中北部能見度相當差，其日天氣圖型型態如圖八所示。一個低壓中心位於東海，冷鋒從東海向西南延伸經台灣西北，直至中南半島北端。因中北部地區正位於冷鋒前方不穩定的空氣裡，故除了霧外，還有雷雨，這是典型的鋒面霧所產生之低能見度。圖九爲當日馬公的探空曲綫圖，可以看出地面至950HPA之間一即近地層，有非常明顯的逆溫現象發生。逆溫層越低，空氣越不容易流動，因此產生了中北部嚴重的濃霧現象發生

(2)個案2：1979年3月9日，台北從0244～0625L，能見度800公尺，維持了近4個小時（221 分鐘），無降水現象。中正則從0450～0600L，能見度800公尺。新竹於0700L，800公尺；0800L升至1200公尺，0900～1000L再降爲1000公尺。清泉崗從0700～0800L，能見度400公尺；0900L，800公尺。台中0700～0800L，能見度亦爲800公尺。

當日天氣圖型態如圖十所示。一低壓

中心位於黃海，冷鋒向西南延伸至華南，該處再產生一低壓1005HPA。其探空曲綫圖如圖十一。於近地層970HPA至900HPA有非常明顯之逆溫層存在。但970HPA以下至地面則無逆溫現象。台灣中北部地區之低能見度顯然係受西南來之暖濕氣流影響，產生平流輻射霧所致。

(3)個案3：1984年2月22日。中正機場從0318～0723L能見度200公尺，持續245分鐘，無降水。新竹則自21日1200L持續至0600L，能見度800公尺；0700～0900L降爲100公尺；1000L，400公尺；1100L，1400公尺。清泉崗亦從21.日1800L至22日0500L，能見度400公尺；0600～0900L，1200公尺。台中則22日0700～0800L，1200公尺；0900L升爲1400公尺。本島中北部能見度均甚爲惡劣。圖十二爲是日之天氣圖型態，在35°N，大陸沿海一帶有一低壓中心，冷鋒向西南延伸至雲貴高原。馬公之探空曲綫圖如圖十四所示。在22日0000Z之探空曲綫圖上從地面至1000HPA薄薄的一層裡，逆溫綫幾近水平，增溫率高達5°C／100公尺左右。可見地面長波輻射現象非常厲害。

(4)個案4：1985年3月8日。中正從0115～0546L（持續271分鐘）和0716～0816L，能見度低達200公尺，無降水。由於手邊空軍三測站1985年資料從缺，故不列。但正巧1985年有高速公路局能見度測定指數記錄表，稍能補充資料之不足。3月8日高速公路局4個測站之能見度指數如表六。以林口地區在0100L爲例，能見度指數爲54，與圖一之能見度指數與能見度距離之關係圖相對照，可知能見度約在300～400公尺之間。而同一時刻之五堵、內湖、幼獅等地區，能見度指數分別爲75.、75、74.、表示能見度均在700公尺左右。其他時刻能見度可以類推，可見當日中北部地區能見度的確不佳。其相關天氣圖見圖14，在韓國與日本之間有一低壓中心，冷鋒延伸至台灣北部時中止。而華南地帶有一帶留鋒，從江浙延伸至廣東省北部。從台北之當日探空曲綫（圖15.），可看出近地面處從1000HPA至970HPA有一嚴重逆溫層存在，顯示夜間長波輻射作用相當強烈。

(5)個案5：1985年3月24日。中正測站在1950～2309L，能見度400公尺，維持199分鐘，無降水。25日凌晨0217～0617L，能見度也是400公尺，維持四個小時之久。當日高速公路局之能見度偵測指數記錄表見表七，亦可知能見度普遍不佳。從天氣圖（圖十六）上看出：在35°N左右大陸沿海一帶有一低壓存在，與圖十二（個案3）之天氣型態完全相似。而從台北當日1200Z之探空曲線（圖七）可知，近地層從1000～970HPA有極嚴重的逆溫層存在。

六、結　　語

台灣中北部地區春間之濃霧，主要形成原因有四：

1、輻射霧
2、平流霧
3、平流輻射霧
4、鋒面霧

而在天氣圖型態上，有下列四種情形之一發生時，最易生成濃霧。

1、當地壓中心位於東海，冷鋒向西南延伸至台灣西北部時；
2、台灣地區有滯留鋒橫亙穿越或甚爲接近時；
3、華南一帶有低壓中心出現時；
4、北緯35°附近，大陸沿海一帶有低壓中心出現時。

由以上分析可事先做好預報工作，庶幾防患未

然，減少人力、財力上之損失及傷亡，此爲天氣預報之主要目的。

致　　謝

本研究期間，承蒙空軍氣象聯隊、高速公路局提供有關資料，特此誌謝。簡慶芳、莊瑞華兩位先生的協助資料蒐集與分析，林燕淑小姐的繪圖等，亦在此敬表謝意。本計劃是在中央氣象局專案計劃CWB76-01-14 支持下完成。

參　考　文　獻

1.蔚澄初，1986：松山機場惡劣天氣低雲與低能見度之研究，民航局專題研究報告。

2.簡慶芳，1986：台北市能見度的變異性分析，1980～1984。

3.楊厚明等，1984：中正機場霧之時序統計預報模式，民航局專題研究報告。

4.蕭華等，1982：台北松山機場霧之客觀預報研究，民航局專題研究報告。

5.俞家忠，1980：台灣地區濃霧之初步研究，氣象預報與分析，第82期，P1～20。

6.林鳳嵩，1986：高速公路濃霧特性及可行策略之研究。

7.戚啓勳，1974：普通氣象學，正中書局，P143。

8.中央氣象局，氣象測報手測，能見度章。

9.祝鴻鵬等，1962：新竹地區低壓區强風之研究，氣象預報與分析，12期。

10. Joseph J. George，1952：Fog，Compendium of Meteorology，Waverly Press，INC．．

表六　交通部國道高速公路局交通控制中心

能見度測定指數記錄表

74年3月1日

位置 / 編號 / 時間	五堵	內湖	林口	幼獅
	7－000	7－011	7－031	7－060
1.				
2.				
3.				
4.				
5.				
6.				
7.				
8.				
9.				
10.				
11.	94	71	76	92
12.	95	71	77	92
13.				
14.				
15.				
16.	94	70	55	80
17.	93	76	59	84
18.	87	75	65	82
19.	87	73	66	73
20.				
21.				
22.				
23.				
24.				

表七　交通部國道高速公路局交通控制中心

能見度偵測指數記錄表　　74年3月7日

位置 / 時	五堵				內湖				林口				幼獅			
分	0	15	30	45	0	15	30	45	0	15	30	45	0	15	30	45
0	83	83	82	81	72	71	70	73	6	4	3	4	31	32	26	25
1.	80	76	78	79	74	74	75	75	6	15	14	18	28	26	22	26
2.	78	77	77	76	73	69	70	73	15	13	5	7	20	21	28	40
3.	77	74	70	68	72	70	70	70	6	11	14	16	28	47	43	30
4.	63	52		47	67	69		69	9	15		28	47	38		30
5.	32	40	33	41	70	68	66	65	34	15	9	15	23	27	13	30
6.	38	31	44	47	65	63	67	67	17	4	2	2	23	25	37	44
7.	43	63	75	69	72	73	74	72	3	3	3	3	30	33	31	39
8.	72	77	78	78	74	75	73	75	4	5	4	7	35	35	36	48
9.		83	85	85	75	75	3	7		20	63	65		53	68	77
10.	86		89	90	72		71	71	68		72	72	71		82	83
11.	91	93			68	68			74	75			83	83		
12.		94	95	94		68	69	69		75	74	74		70	76	72
13.	94	95	95	94	67	68	67	68	74	74	64	41	79	76	74	81
14.	92	92	92	92	69	68	70	71	51	30	23	25	72	66	67	
15.	93	92	92	92	70	69	70	71	10	30	19	33	66	73	75	57
16.	90	90	90	89	73	73	74	73	45	58	45	59	80	81	82	81
17.	89		82		74		75		65		65		80		81	
18.		88	88			74	74			14L	5L			76	65	
19.	88	87		86	75	75		76	3L	20L		2	52	63		64
20.	87			88	74			78	4L			24L	65			64
21.	88	87	87		77	78	79		23	21	15		64	75	76	
22.	87	86	85	85	78	77	77	77	49	61	60	60	72	56	59	60
23.	86	86	86	83	78	77	77	77	59	64	65	64	30	35	31L	75

表八　交通部國道高速公路局交通控制中心

能見度偵測指數記錄表　　74年3月8日

位置 / 時 分	五堵				內湖				林口				幼獅			
	0	15	30	45	0	15	30	45	0	15	30	45	0	15	30	45
0		80		80		76		75		66		64		73		77
1	75	75	75		75	76	74		54	56	54		74	74	73	
2																
3			81				75				62				66	
4	79	79	79		71	72	73		61	62	62		53	58	22	
5	79	77	79		74	72	78		54	60	61		52	62	50	
6			79	79			73	73			62	62			63	62
7	79	81	83	83	70	73	72	73	61	63	66	66	59	71	82	65
8	84		82	84	73		71	70	68		70	73	87		90	92
9	83	82	83		70	70	70	61	74	76	77	77	92	92	94	94
10																
11																
12		95		74		68		67		79		79		94		94
13	75	85	72	92	67	67	67	68	79	79	79	79	95	95	95	95
14	97	84	73	74	68	68	70	69	79	79	79	79	96	95		94
15	93	87	93	93	70	70	70	70	79	79	78	79	94	93	92	94
16	92	93	92	91	70	72	71	73	78	78	78	77	91	90	92	89
17	91				73				71				89		24	
18			89				77				74					
19		88	88	87		11	78	78		73	74	74	83	86	85	84
20	88			89	77			76	73			71	83		85	84
21	88	88	89	89	76	76	77		71	71		70	84	86		53
22	90	89	90	89	75	77	77	77		63	11	68	42	35	83	35
23			83	85			76	76			53	5			20	22

表九　交通部國道高速公路局交通控制中心

能見度偵測指數記錄表　　74年 3 月24日

位置 / 時分	五堵				內湖				林口				幼獅			
	0	15	30	45	0	15	30	45	0	15	30	45	0	15	30	45
0					75				63				83			
1.	0				75				63				83			
2.	0				75				63				83			
3.	0				75				63				82			
4.	0				75				63				74			
5.	0				73				62				72			
6.	0				72				50				60			
7.	0	0	0		70	70	70	70	35	30	22	25	56	56	57	52
8.	0	0	0		70	70	69	69	42	50	42	53	69	69	69	70
9.		0	0	0		69	69	68		51	51	52		67	67	68
10.	0	0	0	0	68	67	67		57	64	53	60	75	78	81	82
11.	0	0	0		67	67			65	65			81	81		
12.	0	0	0	0	68	69	69	70	66	65	66	69	87	87	87	89
13.		0	0	0	70	70	68	69	70	70	71	71	89	90	90	89
14.	0	0	0	0	69	69	68	68	71	71	71	71	90	90	90	83
15.	0		0	0	68		68	69	69		69	67	81			
16.	0	0			60	68	68	69	68	68	68	70				
17.					19	70	70	65	68	64	55					
18.												7				
19.					75	75	75	74	50	53	54	28				
20.					74	74	74		50	20						
21.					72	73	73	72	7	11		61				
22.					72	72	72	71	61	62	62	62				
23.					73	72	72	70	61	62	63	64				

表十　交通部國道高速公路局交通控制中心

能見度偵測指數記錄表　　74年3月26日

位置 / 時 分	五堵				內湖				林口				幼獅			
	0	15	30	45	0	15	30	45	0	15	30	45	0	15	30	45
0	0	0	0		72	72	72	73	70	71	71	71	91	91	90	90
1.	0	0	0	0	73	72	72	72	71	73	73	73	89	89	90	90
2.	0	0	0	0	73	72	73	73	72	72	73	73	73	90	90	90
3.	0	0	0	0	73	73	73		73	73	73		91	91	91	
4.	0	0	0	0	73				73				91			
5.	0	0	0	0												
6.	0	0	0	0												
7.	0	0	0	0			73								64	
8.	0	0	0		73	72	71	70	67	71	71	73	80	80	81	86
9.					70	71			74	73			87	99		
10.					69	69	68	68	77	78	78	77	93	92	90	92
11.					65	65			78	77			93	92		
12.					66	66			78	78		77	94	94		
13.						66		66		78				94		93
14.																
15					68								87			
16		0				73	72	73		18	59	59		86		84
17.	0				73	73	73		67	71	72		87	86	85	
18.		0				72	72	70		69	69	70		83	85	81
19	0				69	69	70	71	71	68	70	70	78	76	82	74
20	0				71	71	71	71	69	66	68	70	78	78	74	73
21.	0				71	70	70	69	72	73	71	74	78	84	79	87
22	0				70			69	73			67	83		85	21
23	0				68	70	70	71	59	9			31	45	53	

圖二1953～1980年松山機場濃霧之逐時分佈圖（引自蕭，1982）

資料時間：民國42年～69年

圖一　能見度指數與能見距離—行車速限設定之關係

（資料提供：國道高速公路局交通控制中心）

圖三　中正機場68—72年濃霧之逐時分布圖

圖四　1968～1977年清泉崗濃霧之逐時分佈圖（引自林，1986）

圖五　1979年1月4日0600Z地面天氣圖（引自蘭，1986）

圖六　台北市各測站歷年懸浮微粒年幾何平面值與估計之懸浮微粒年幾何平均值對照圖（引自簡，1986）

圖七　1965～1985年松山機場逐年濃霧總時數（實線）與霧日（虛線）分佈圖（引自蕭，1986）

圖八　1978年 4月 5日 0000 Z 地面天氣圖

圖九　1978年 4月 5日 0000 Z 馬公探空曲線圖

圖十　1979年 3 月 9 日 0000 Z 地面天氣圖

圖十一　1979年 3 月 9 日 0000 Z 馬公探空曲線圖

圖十一　1984年 2月21日 2100 Z 地面天氣圖

圖十二　1984年 2月22日 0000 Z 馬公探空曲線圖

圖十四　1985年 3 月 8 日 0000 Z 地面天氣圖

圖十五　1985年 3 月 8 日 0000 Z 台北探空曲線圖

圖六　1985年 3 月24日 1200 Z 地面天氣圖

圖七　1985年 3 月24日 1200 Z 台北探空曲線圖

A study of Spring Dense Fog Over Mid-North Taiwan

Hung-Peng Chu H. Y. Tseng

Air Navigation and Weather Services

CAA

Abstract

The dense fog occurs at mid-night and or through the early morning in spring over Taiwan north area usually reduces the visibility and deeply affects the safety of traffic communication & air navigation, too. The hourly dense fog data were collected and analyzed for the period of Feb. through Apr. 1968-1977 over western and mid-north Taiwan. The synoptic situations were then classified and studied.

Results show the following 4 situations are easily accompanied the dense fog in spring :

1. A surface low pressure center is located over East Sea and with cold front in southwest direction stretched to northwest area of Taiwan;
2. A stationary front is over or very close to Taiwan area;
3. Over South-China, there exits a low pressure center;
4. Around 35°N, there exits a low pressure center close to the coastal area of China.

1985年與1986年暖季西太平洋高層冷心低壓之初步分析

陳 泰 然

國立台灣大學大氣科學研究所

陳 來 發　周 蘭 芬　李 育 棋

中央氣象局預報中心

摘 要

本文利用中央氣象局電腦填繪之300 mb 天氣圖及日本氣象廳GMS 衛星雲圖與分析資料，分析1985-1986 年6 - 10月西太平洋高層冷渦之氣候特徵、綜觀形勢及伴隨天氣。結果發現頻率季節變化、源區與消散區分佈、路徑、綜觀條件、環流大小及生命期等氣候特徵均和先前研究結果相近。冷渦形成方式，Palmen 型與 Palmer 型頻率相近。其移動方向，一般西進至145-160 °E間後轉向西北西至西北移行。

冷渦環流平均半徑800 公里，相當於平均波長3,200 公里，其平均生命期約6天，發生於150°E 以東者之生命期爲以西者之1.8倍。天氣現象顯示，冷渦環流內以東南象限之上升運動最强最不穩定，雲量最多，深淺對流亦最多；西北反是。此外，高低雲分佈亦顯示高層冷渦似可引發低層輻合及上升運動，使生對流。

一、前 言

在暖季月份的副熱帶高對流層綜觀分析裡，常可辨認一屬於冷心結構的低壓環流系統，其强度自200 — 300 mb 向上及向下減弱，一般稱爲冷（心）低（壓）（cold core low ）或冷渦（cold vortex ）。此種環流系統，因其發生區及移經區域大都在海上，資料上之限制使得其形成、發展及消散等過程方面之診斷分析研究常感困難。但對暖季月份之區域性對流活動而言，此種環流系統之溫度結構及伴隨的垂直運動場，可能爲提供產生對流之有利條件或提供引發對流之有利機制，故仔細分析以辨認冷渦爲在暖季月份區域性天氣預報上之重要課題。吳（ 1976 ）以其多年分析與預報經驗，認爲台灣地區之暖月雷雨若係由此種高層冷渦誘發，，則可在2 — 3天前預測，唯其必須移經日本南方諸島及琉球（ 300mb 高度降至9,660 公尺，溫度＜－30℃）且沿北方暖高壓規則西移。

林（ 1972）分析1971年7月31日高層冷渦移經台灣上空前後之綜觀條件與雷雨發生之關連，發現雷雨於300 mb 冷渦外圍發生，而於中心附近則無，他認爲冷渦前緣伴隨北風之冷平流及冷渦環流所伴隨之高層輻散均有利於雷雨之發生與維持。吳（ 1976）詳細分析1975 年8月10 — 14日發生於大陸之冷渦結構外，亦分析1974-1975 年6 — 10月發生於140°E 以西之高層冷渦，發現生命期在一天以上之冷渦，最大環流强度在300 mb ，其源區主要在25 — 35°N ，平均源區於七月後與副熱帶高

壓脊同相逐漸偏南。在其分析之17個冷渦，有13個屬西風帶冷槽割離而來，即Palmen型（ Palmen, 1949 ）；僅有4個爲在副高南緣之東風槽或鞍形場之中性點附近形成，即Palmer 型（ Palmer,1953 ）。這些冷渦在東亞地區平均約以每日四個緯度（～5 ms^{-1} ）緩慢移動。王等（1979）分析1963-1977 年6－9月東亞及西太平洋300mb之高層冷渦氣候特徵，發現在100-155°E及15-40°N範圍內生命史在一天以上之163個高層冷渦各月均有，8月最多，7月次之。雖然平均向西移動，但路徑極不規則。他們分析發生時之綜觀形勢，發現有46％屬西風槽割離之Palmen 型，而有41.1％爲屬東風槽或鞍形場之Palmer型。此外，王與羅（1979）並探討颱風與冷渦間之相互影響以及個案之綜觀結構。羅等（1983）利用王等（1979）所分析之同一組資料，探討高層冷渦與颱風之關係，發現兩者距離約有15％在7個緯度內，且兩者可以反鐘向互旋，若兩者直徑均大於5個緯度，則高層冷渦往往變性爲暖渦，影響颱風路徑，並使颱風減弱，移速減慢。這些個案之綜觀分析，除顯示冷渦在區域性劇烈對流形成之重要性及其與颱風間之可能相互影響外，亦使我們對冷渦之結構有進一步之認識。而綜觀氣候分析，則使我們對源區、路徑、移動、種類及季節分佈有所了解。

Kelley and Mock (1982) 爲求得具有代表性之西太平洋高層冷渦之結構並了解其動力，以威克島、中途島、莊斯頓島及關島等島嶼探空站資料及ESSA人造衛星觀測之雲量，合成分析於1967-1971年6－10月發生於西太平洋10－30°N及130°E－150°W 間的117個高層冷渦，結果發現最大環流强度出現在200mb，最大冷距平則出現在冷渦北部之300mb ，最大暖距平位於冷渦之上的125mb。冷渦西北象限爲下沈區，雲量最少；東南象限爲上升區，雲量最多，最大上升運動則出現在300mb。溫度結構與垂直運動場分佈顯示200mb 以下爲熱力直接環流，以上則爲間接環流。他們的合成雲量分佈與 Sadler (1967) 之太平洋副熱帶高層冷渦個案分析結果一致，Sadler 觀測到高層冷渦東側有逗點狀形式之雲，而西側則爲雲量最少區。

在大西洋之冷渦觀測診斷分析研究方面，可能因不同學者所選冷渦個案之環流强度或垂直厚度之差異，或因其處於不同生命階段，亦或因處於不同之環境氣流場，故所得結果彼此並非一致，而這些結果不論在垂直環流形式、垂直運動結構、溫度結構或雲量分佈等，與西太平洋之冷渦研究結果亦不盡相似。例如：Frank (1970) 之冷渦具熱力直接環流，而 Muller and Carlson (1970) 則爲熱力間接環流。Frank (1970)之下沈在冷渦中心，上升在冷渦周圍；而 Carlson (1967), Miller and Carlson (1970) 以及 Erickson (1971) 等人分析結果則冷渦東側上升，西側下降。Erickson (1971) 之溫度場結構屬對稱之冷心低壓，而 Carlson (1967) 則最低溫出現在冷渦東北側。此外，雲之分佈與垂直運動分佈一致，Frank (1970) 之冷渦中心無雲，雲主要發生在四周；Carlson (1967) 的冷渦東側雲多、西側雲少。

上述有關西太平洋之高層冷渦研究，雖使我們對冷渦之合成結構及動力（ Kelley and Mock, 1982 ）、個案之結構（林，1972；吳，1976；王與羅，1979）、綜觀氣候（吳，1976；王等，1979）及其與劇烈天氣（雷雨）之關係（林，1972；吳，1976；王與羅，1979）增加許多了解，唯這些研究範圍或因侷限在150°E以西之太平洋（吳，1976；王與羅，1979；王等，1979），或僅分析雲量之合成分佈（ Kelley and Mock, 1982 ），故均未能獲取較完整的結果。鑑於暖季高層冷心低壓在局部天氣預報之重要性及其與颱風之可能密切關係，同時因近年來海洋上高層民用飛機報告之增多及日本 GMS 衛星觀測次數之增多，使我們對於高層冷渦之辨認增加信心，故本文先嘗試分析最近兩年資料，以求取一些初步之綜觀形勢及氣候特徵，以與以前之研究結果相互比較，並進而以GMS雲圖分析求取伴隨之天氣分佈形態，以試圖進一步了解可能之結構及動力過程。

二、資料及分析

高層冷心低壓爲暖季月份之現象，爲早已熟知之事實。王等(1979) 及羅等(1983) 分析以6月至9月爲準，吳(1976)及 Kelley and mock (1982)則取6月至10月。爲避免遺漏，本文分析以6－10月資料爲準。王等(1979)之分析結果顯示，太平洋地區高層冷渦系統出現約在500mb 至150mb 之間，Kelley and Mock (1982) 之合成分析發現，冷心的溫度場在300 mb 最爲顯著，吳(1976)及王等(1979)在環流方面的分析結果亦皆顯示300 mb 最爲顯著。因此本文分析亦以300 mb 天氣圖爲準，辨認高層冷心低壓之標準如下：

(1)對中央氣象局電腦例行填繪之300mb 天氣圖進行再分析，以確定封閉式氣旋式環流之存在，並以環流之幾何中心爲冷渦之中心位置所在(假定對稱環流)，且溫度分佈可辨認係冷心者(例如：中心通過／接近測站時溫度變差爲負)。

(2)由(1)所確定之冷渦需爲平均西移者，且其存在具有時間及空間上之連續性，生命史達兩天以上者。

(3)在300mb 資料較缺乏區域之冷渦中心位置，以較能準確決定位置之冷渦與伴隨之衛星雲圖觀測間之關係，利用衛星雲圖分析外推求取。

本文以上述高層冷渦辨認標準，分析1985年及1986 年6－10月發生於台灣以東之西太平洋冷渦，求取其氣候特徵及產生與消散之綜觀形勢，並利用GMS 衛星觀測雲型及雲量(JMA, 1985; 1986)分析冷渦各象限所伴隨之天氣分佈。冷渦天氣分佈之分析範圍以半徑800公里爲準，此約爲其平均之氣旋式環流半徑大小。

三、結　果

(一)源地與路徑

1985 年與1986 年6－10月計有22個高層冷渦符合上述標準，各冷渦之起始時刻、地點與路徑，如圖1及表一、二所示。顯見其源地幾皆在130°E

圖1　(a)1985年，(b)1986年及(c)1985與1986年 6-10月西太平洋高層冷渦路徑，星號爲每12小時之中心位置，數字爲編號(見表一及表二)。

表一　1985 年 6 ー10月西太平洋各高空冷心低壓出現時間及地點

編號	年份	月份	存在時間	持續天數	產生地點	消失地點
1	1985	6	1412Z - 2000Z	5.5	18°N, 167°E	23°N, 133°E
2	1985	6	2700Z - 0412Z	7.5	18°N, 158°E	20°N, 124°E
3	1985	7	1200Z - 1900Z	7	18°N, 173°E	23°N, 158°E
4	1985	7	1912Z - 2112Z	2	22°N, 146°E	25°N, 135°E
5	1985	8	0412Z - 1012Z	6	22°N, 160°E	32°N, 137°E
6	1985	8	0900Z - 1300Z	4	25°N, 165°E	22°N, 135°E
7	1985	8	1300Z - 1900Z	6	21°N, 168°E	23°N, 130°E
8	1985	9	0100Z - 0612Z	5.5	22°N, 150°E	34°N, 139°E
9	1985	9	0300Z - 1412Z	11.5	20°N, 160°E	30°N, 118°E
10	1985	9	0800Z - 1812Z	10.5	22°N, 160°E	29°N, 109°E
11	1985	9	1712Z - 2012Z	3	20°N, 130°E	26°N, 113°E

表二　1986 年 6 ー10月西太平洋各高空冷心低壓出現時間及地點

編號	年份	月份	存在時間	持續天數	產生地點	消失地點
12	1986	6	0200Z - 1200Z	10	18°N, 176°E	22°N, 158°E
13	1986	6	2400Z - 2600Z	2	18°N, 171°E	24°N, 169°E
14	1986	6	2800Z - 0712Z	9.5	24°N, 177°W	20°N, 141°E
15	1986	7	0200Z - 0712Z	5.5	23°N, 177°W	27°N, 140°E
16	1986	7	1012Z - 1800Z	7.5	19°N, 171°E	23°N, 126°E
17	1986	7	2112Z - 2400Z	2.5	22°N, 138°E	23°N, 129°E
18	1986	8	1200Z - 1712	5.5	29°N, 128°E	30°N, 105°E
19	1986	8	1712Z - 2100Z	3.5	22°N, 130°E	29°N, 132°E
20	1986	8	2900Z - 0212Z	4.5	18°N, 170°W	23°N, 170°E
21	1986	9	2700Z - 0112Z	4.5	18°N, 162°E	22°N, 140°E
22	1986	10	0700Z - 1212Z	5.5	18°N, 168°E	24°N, 147°E

以東，且以 160 °E 以東者最多，達 14個。再就產生之緯度而言，均位於18－29°N 之間，其中僅有一個發生在 29 °N，其餘皆發生在 25 °N以南。Kelley and Mock (1982) 所分析之 1967-1971 年高層冷渦則產生在10－30°N 間。以表一及表二所示之經度分佈而言，1985 年的源地並無明顯季節性變化，而 1986 年6～7 月的源地則有偏東現象，7 月底到 8 月則偏西在 140 °E 以西，8 月底之後再度偏東。但以此兩年的總和而言，其季節性變化並不顯著，平均源區在 Kelley and Mock (1982) 源區以西，但在吳 (1976) 及王等 (1979) 之源區以東。有一點相當有趣的是，1985 年的高層冷渦皆發生在經度 180 度以西，而 1986年則有三次發生在 180 度以東的中太平洋，此亦顯示太平洋上高層環流之年際變化。

高層冷心低壓的行徑與太平洋高壓環流有相當

密切的關連，一般而言，其行進方向除有颱風影響者外（羅等，1983），幾乎皆受制於太平洋副熱帶高壓之環流（例如，吳，1976；王與羅，1979），穩定地向西南西至西北西之象限方向移動，一直到移至鞍形場南緣才開始轉向偏北或併入北方槽線。圖1(c)所示1985年與1986年平均路徑亦不例外，140°E以東平均西移，以西則平均有轉向西北移動之趨勢。若比較此兩年之路徑，則亦有相同及相異之處。1985年與1986年之冷渦平均皆約沿20°N由源區西移，1985年則約在145°E以西轉西北西再轉西北，1986年則在160°E以西即漸轉向西北西移行。此當亦爲太平洋上高層環流年際變化之顯現。

這些高層冷渦大部份（15個）在130°E以東消散，但亦有西移至青藏高原東側才消散者，例如1986年8月12－17日（編號18）之冷渦即是。它們大部份在30°N以南消散，僅有4個冷渦移至30°N以北後消散於西風帶內，其中1985年9月1－6日之冷渦（編號8）在130°N附近轉向北移，後在日本地區轉向東移至34°N才消散。這兩年冷渦平均移速緩慢，約每日5個緯度（～6.5ms^{-1}），僅較吳（1976）所求1974-1975年平均4個緯度（～5ms^{-1}）略快，但遠較Kelley and Mock (1982) 所得之4.33ms^{-1}爲快。此種差異除部份表示年際變化之外，可能部份歸因於Kelley and Mock僅計算130°E以東冷渦之移速。

(二)冷渦大小及生命期

由前述高層冷渦定義，1985年與1986年22個冷渦若以其中心外圍氣旋式環流之區域來定義水平尺度大小，則平均半徑約爲800公里，則波長約爲3,200公里，此與Kelley and Mock (1982) 所求得之波長（脊與脊之平均距離）3,060公里相當接近。如表一及表二所示，這些冷渦發生頻率，於8月最多（6個），6月、7月及9月次之，均有5個，10月最少僅有1個。這種季節頻率分佈，約與吳（1976）及王等（1979）所得結果一致（表三），他們的分析亦均顯示頻率最高發生在8月，但王等所分析1963-1977年間之冷渦頻率則以7月次多，6月最少。

冷渦生命期與路徑有相當程度的關連，一般而言，開始時向西行進者，其生命期常可持續較長，若開始時即以西北甚或北北西前進者，則生命期則常較短（圖1）。如表一及表二所示，各冷渦生命期均在2－11.5天之間，平均爲5.9天。分析各月平均生命期，其長短並無明顯之季節變化。但生命期長短與源區關係密切，150°E以東產生者生命期較長，平均爲6.7天，約爲以西者平均3.7天之1.8倍。

表三　1985年與1986年（括號內數字）6－10月西太平洋高空冷心低壓發生時300mb伴隨之綜觀天氣系統個案數及所占百分比。吳（1976）與王等（1979）之統計個案數亦列入比較。

系統／月份	位於北方槽線尾端	北方爲高壓	位於兩高壓間之鞍形場	發生在180°E以東	合計	吳（1976）1974／1975	王等（1979）1963-1977
6	1 (1)	1 (0)	0 (1)	0 (1)	2 (3)	0/0	20
7	0 (1)	2 (0)	0 (1)	0 (1)	2 (3)	2/3	48
8	2 (2)	0 (0)	1 (0)	0 (1)	3 (3)	3/6	64
9	3 (0)	1 (1)	0 (0)	0 (0)	4 (1)	0/3	31
10	0 (0)	0 (0)	0 (1)	0 (0)	0 (1)	0/0	/
合計	10	5	4	3	22	17	163
%	45.5	22.7	18.2	13.6	/	/	/

㈢形成與消散之綜觀條件

本文分析之22個高層冷渦形成時300mb綜觀形勢，除了3個發生於180°E以東因資料較不完全未加分析外，其餘19個可分成三類如表三所示如次，(1)產生於西風帶槽線南端，顯屬割離低壓，即Palmen型，(2)產生於兩高壓間之鞍形場，(3)產生於高壓南緣之東風槽，(2)、(3)類即爲Palmer型。此兩年有45.5％屬Palmen型，40.9％屬Palmer型，此與王等(1979)分析之15年資料所得Palmen型46％及Palmer型41.1％甚爲相近，但與吳(1976)所得1974-1975年80％Palmen型及20％Palmer型者大異其趣，此種差異除顯示年際變化外，部份可能導因於吳之分析主要以發生在140°E以西之冷渦爲主。本文因所分析之兩年在140°E以西之冷渦個案太少(4個)，故使形成於相似區域間冷渦之比較較爲困難。此外，本文Palmen型有70％發生在8－9月，較王等之47％爲高。

表四爲冷渦消散時所伴隨之綜觀條件分類，其中消散時北方有槽線(即併入西風槽與槽線合併)者最多，占54.5％，遠較王等(1979)所得19％爲高。消失於北方高壓脊場爲13.6％，稍較王等之17.8％爲低。併入熱帶系統之9.1％與王等之7.4％相近，此外王等之消散原因不明或其他原因則高達55.8％，而本文分析於鞍形場消散者占13.6％，其他原因則9.1％，而無原因不明者。這些差異一則可能係年際變化，再則可能因歸類及主觀分析之差異而來。

㈣伴隨之天氣

冷渦環流內各象限發生之不同雲型次數及百分比，如表五至表七所示。各象限內之不同雲型所占比例，1985與1986年十分相近，高積雲／高層雲(Ac／As)及層積雲(Sc)少，卷雲(Ci)及積雲(Cu)多。就環流內平均而言，1985年積雲最多爲45％，卷雲次之爲39％，中雲不過2％，1986年亦以積雲爲最多46％，卷雲次之爲42％，中雲不過1％。除1985年西南象限及1986年西北象限之卷雲頻率較積雲略多之外，其餘各象限此兩年皆爲積雲多於卷雲。就各象限出現之積雨雲(Cb)及積雲(Cu)頻率多寡而言，兩年均爲冷渦東側多於西側。1985年積雲頻率，最高發生在東北象限(49％)，最低在西南象限(8％)；1986年最高則在東南象限(33％)，最低在西北象限(14％)。積雨雲頻率，1985年最高發生在東北象限(39％)，最低在西北與西南象限(15％)；1986年最高發生在東南象限(58％)，最低在西北象限(4％)。上述1985年及1986年各雲型頻率多寡雖有細微相異，但分佈極爲相近，故平均而言(表七)環流內雲型頻率以積雲最高爲46％，其次爲卷雲41％，較少之積雨雲、層積雲及高積雲／高層雲分別爲9％、4％及1％。積雲出現頻率

表四　1985年與1986年(括號內數字)6－10月西太平洋高空冷心低壓消失時300mb伴隨之綜觀天氣系統個案數。

系統／月份	北方有槽線	北方爲脊場	位於兩高壓間之鞍形場	併入颱風或熱帶低壓	其他
6	2 (2)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)
7	1 (1)	1 (1)	0 (0)	0 (1)	0 (1) (轉變爲T.D)
8	0 (1)	0 (0)	2 (1)	1 (0)	0 (0)
9	2 (1)	1 (0)	0 (0)	0 (0)	1 (0) (進入西風帶)
10	0 (2)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)
合計	5 (7)	2 (1)	2 (1)	1 (1)	1 (1)

表五　1985 年 6 －10 月西太平洋高空冷心低壓環流內（～8° 緯度），於每 12 小時（0000 及 1200GMT）觀測之衛星雲圖，各不同雲型在各象限出現之次數及百分比（括號內）以及各雲型在環流內出現總次數及所占百分比。Cu 及 Cb 內（A）爲該雲型在各象限內所占所有雲型之百分比，（B）爲該雲型在各象限出現百分比。

雲量 / 象限	Ci	Ac/As	Sc	Cu		Cb		合　計
				(A)	(B)	(A)	(B)	
NE	36 (38%)	1 (1%)	1 (1%)	46 (49%)	49 %	10 (11%)	39 %	94
NW	17 (38%)	2 (4%)	2 (4%)	20 (45%)	21 %	4 (9%)	15 %	45
SW	8 (42%)	0 (0%)	0 (0%)	7 (37%)	8 %	4 (21%)	15 %	19
SE	20 (41%)	0 (0%)	0 (0%)	21 (43%)	22 %	8 (16%)	31 %	49
合　計	81 (39%)	3 (2%)	3 (2%)	94 (45%)	100 %	26 (13%)	100 %	207

表六　同表五，但爲 1986 年。

雲量 / 象限	Ci	Ac/As	Sc	Cu		Cb		合　計
				(A)	(B)	(A)	(B)	
NE	72 (39%)	1 (1%)	14 (8%)	83 (46%)	31 %	11 (6%)	24 %	181
NW	38 (45%)	2 (2%)	6 (7%)	37 (43%)	14 %	2 (2%)	4 %	85
SW	50 (43%)	0 (0)	2 (2%)	59 (50%)	22 %	6 (5%)	13 %	117
SE	83 (42%)	0 (0%)	3 (2%)	88 (44%)	33 %	26 (13%)	58 %	200
合　計	243 (42%)	3 (1%)	25 (4%)	267 (46%)	100 %	45 (8%)	100 %	583

表七　同表五，但爲 1985 及 1986 年。

雲量 / 象限	Ci	Ac/As	Sc	Cu (A)	Cu (B)	Cb (A)	Cb (B)	合計
NE	108 (39%)	2 (1%)	15 (5%)	129 (47%)	36 %	21 (8%)	30 %	275
NW	55 (42%)	4 (3%)	8 (6%)	57 (44%)	16 %	6 (5%)	8 %	130
SW	58 (43%)	0 (0%)	2 (1%)	66 (49%)	18 %	10 (7%)	14 %	136
SE	103 (41%)	0 (0%)	3 (1%)	109 (44%)	30 %	34 (14%)	48 %	249
合計	324 (41%)	6 (1%)	28 (4%)	361 (46%)	100 %	71 (9%)	100 %	790

，以東北象限最高爲36％，其次爲東南、西南及西北各象限，分別爲30％、18％及16％。積雨雲頻率則以東南象限最高爲48％，其次爲東北、西南及西北象限，分別爲30％、14％及8％。

冷渦環流由各象限發生之不同雲量次數及百分比，如表八至表十所示。各象限內之不同雲量等級所占比例，除1985 年及1986 年之東北與東南象限以20～49％雲量等級百分比最高及 1986 年東南象限之＜20％等級之外，其餘均具相同特徵，即雲量愈多之等級其出現頻率百分比愈低。就環流內平平均而言，1985年雲量多寡與其發生頻率呈明顯負相關，即雲量＜20％者最高爲46％，依次爲雲量20～49％及50～79％，頻率百分比爲36％及15％；最少出現頻率爲雲量80～100％者，僅占 3％。1986年稍有不同，以雲量20～49％者頻率最高爲42％，依次爲雲量＜20％及50～79％，其頻率分別爲36％及16％；雲量80～100％者之頻率仍爲最少，僅爲 6％。就兩年平均而言，雲量多寡與發生頻率呈負相關，雲量＜20％及20～49％之頻率相近，分別爲41％及39％，雲量50～79％及80～100％之頻率則減少甚快，分別爲15％及5％。若僅將雲量多寡區分成多雲（≧50％）及少雲（＜50％）兩類，則不論 1985 年或 1986 年，冷渦東側多雲之發生頻率均較西側爲高，少雲之發生頻率西側較東側爲高。此種東側多雲及西側少雲之分佈與 Carlson (1967) 之大西洋冷渦及 Sadler (1967) 與 Kelley and Mock (1982) 之太平洋冷渦雲量分佈一致。多雲發生頻率，1985 年以東北象限最高爲44％，1986 年則以東南象限最高爲42％。而多雲發生頻率最少區域，1985 年在西南象限，1986 年在西北象限。即不論 1985 年或 1986 年，多雲頻率出現最高及最低之象限均呈對角線分佈。1986 年冷渦東南多雲西北少雲之分佈，恰與 Kelley and Mock (1982) 之合成分析一致。少雲出現頻率在各象限先後次序之多寡，與多雲者之次序完全相反，恰如預期。就兩年平均而言，東南象限多雲出現頻率最高（37％）少雲出現頻率最低（22％），西北象限多雲出現頻率最低（13％）少雲出現頻率頻率最高（28％），此種冷渦東南多雲西北少雲之分佈與 Kelley and Mock (1982) 所得合成分析結果一致。

表八　1985年6－10月西太平洋高空冷心低壓環流內（～8°緯度）於每12小時（0000及1299GMT）衞星雲圖觀測之不同天氣狀況（雲量%），在各象限出現次數及所占百分比。雲量（50%及≥50%在各象限出現之百分比亦列入比較。

象限＼雲量	＜20 %	20% - 49%	50% - 79%	80% - 100%	＜50 %	≧50 %
NE	26 (27%)	40 (42%)	24 (25%)	6 (6%)	21 %	44 %
NW	53 (55%)	30 (31%)	13 (14%)	0 (0%)	26 %	19 %
SW	67 (70%)	23 (24%)	4 (4%)	2 (2%)	29 %	9 %
SE	31 (32%)	45 (47%)	16 (17%)	4 (4%)	24 %	29 %
合　計	177 (46%)	138 (36%)	57 (15%)	12 (3%)	100 %	100 %

表九　同表八，但爲1986年。

象限＼雲量	＜20 %	20% - 49%	50% - 79%	80% - 100%	＜50 %	≧50 %
NE	32 (26%)	60 (50%)	21 (17%)	8 (7%)	24 %	28 %
NW	64 (53%)	47 (39%)	7 (6%)	3 (2%)	29 %	10 %
SW	61 (50%)	39 (32%)	15 (13%)	6 (5%)	26 %	20 %
SE	19 (16%)	58 (48%)	32 (26%)	12 (10%)	20 %	42 %
合　計	176 (36%)	204 (42%)	75 (16%)	29 (6%)	100 %	100 %

表十　同表八，但爲 1985 及 1986 年。

雲量 / 象限	＜ 20 %	20% - 49%	50% - 79%	80% - 100%	＜50%	≧ 50%
NE	58	100	45	14	23 %	34 %
NW	117	77	20	3	28 %	13 %
SW	128	62	19	8	27 %	16 %
SE	50	103	48	16	22 %	37 %
合　計	353 (41%)	342 (39%)	132 (15%)	41 (5%)	100 %	100 %

四、討論與總結

本文分析 1985-1986 年 6 －10月發生在西太平洋之高層（ 300mb）冷渦頻率季節變化、生成與消散區域分佈、移行路徑、形成與消散之綜觀條件、環流大小與生命期，發現這些氣候特徵與先前研究結果雖非完全相同，但均十分相近（例如：吳，1976 ；王等，1979 ； Kelley and Mock, 1982 ）。並利用 JMA 分析之 GMS 衛星觀測之雲量及雲型，以探討此兩年高層冷渦環流內之合成天氣分佈。雲量分佈結果顯示（表十），冷渦東側多雲（雲量≧50％）出現頻率71％，爲西側多雲出現頻率29％之 2.5 倍，而西側少雲（雲量＜50％）出現頻率55％僅爲東側少雲出現頻率45％之 1.2 倍。此似顯示冷渦環流內之上升運動較強時，東西兩側差異較大；上升運動較弱時，東西兩側差異較小。這種上升運動較強時之情況，更以東南象限與西北象限之對比最大（約3 倍），此種結構與 Kelley and Mock (1982) 所得之合成垂直運動分佈結果一致，他們發現東南象限雲量最多爲最大上升區，西北象限雲量最少爲下沈區。再分析表七所示淺對流（積雲）與深對流（積雨雲）在各象限出現之頻率，發現不論積雲或積雨雲，東側均遠大於西側，兩側頻率比值積雲約 2 倍，積雨雲約 3.5 倍。東南與西北象限積雨雲發生頻率比值更高達 6 倍，而該兩象限多雲發生頻率比值僅爲 3 倍，此結果似意味東南象限較西北象限更不穩定。此外，在各象限內之高雲（卷雲）與淺對流（積雲）所占百分比均極相近，顯示高層冷渦伴隨之上升運動與高對流層輻散，似可引發低層輻合使在不穩定之低對流層內產生積雲對流。由上述之分析與討論，本文研究結果可歸納爲以下數點。

(1)西太平洋高層冷渦產生後西移，在 145 － 160°E 間轉爲西北西至西北方向移行，平均移速緩慢僅約 6.5 ms^{-1} 。

(2)冷渦發生頻率以 8 月最高，其環流半徑約 800 公里，即平均波長約 3,200 公里。生命期平均5.9 天，源區 150 °E 以東者生命期較長，約爲以西者之 1.8 倍。

(3)冷渦形成時之綜觀形勢，45.5％爲 Palmen 型（西風槽割離），40.9％爲 Palmer 型（東風槽及鞍型場）。這些冷渦並以併入或在西風槽內消散者最多，達 54.5％。

(4)冷渦環流之東南象限雲多且深淺對流亦多，西北象限雲少且深淺對流亦少，顯示東南象限上升運動較強且較不穩定。

(5)冷渦環流內各象限卷雲與積雲出現頻率之相近，顯示高層冷渦似可引發低層輻合及上升運動，使生對流。

本文雖僅分析 1985 年及 1986 年 2 年高層冷渦之氣候特徵及伴隨天氣，但仍獲得相當合理一致的結果。唯若欲了解冷渦之確切結構及動力，在探空資料空間解析度限制不易以個案診斷分析處理之情況下，以較多個案資料進行合成分析當爲可行之道。類似 Kelley and Mock (1982) 使用於分析太平洋島嶼探空及相關衛星觀測之方式，應可用於東亞地區，以了解太平洋上及東亞地區冷渦結構之地區性差異。此外，若能有較多冷渦個案以區分其不同的生命階段，則冷渦演變之結構與動力亦將可透過合成分析方式來探討。這些均將爲今後我們研究之主要課題。

誌　謝

本研究在中央氣象局計畫 CWB 76-01-15 "高層冷心低壓之診斷研究" 支持下完成。感謝台大大氣系黎定華及謝雅如小姐在打字、校稿、表格繪製之協助，以及中央氣象局預報中心與衛星站之資料提供。

參考文獻

王時鼎與羅季康，1979：東亞及西太平洋夏季高空冷心低壓之氣候與天氣特徵分析。空軍氣象中心研究報告 016 號，48頁。

王時鼎、羅季康與梁瑞禎等，1979：東亞及西太平洋夏季高空冷心低壓之氣候學。氣象預報與分析，81，12—32。

吳宗堯，1976：夏季高層冷心低壓之分析。大氣科學，3，1—11。

林鞠情，1972：由特例看高層輻散對雷雨的觸發作用。氣象學報，18，2，27—39。

羅季康、梁瑞禎與謝維權，1983：夏季高空冷心低壓與颱風之關係。氣象預報與分析，94，1—20。

Carlson, T.N., 1967: Structure of a steady-state cold low. Mon. Wea. Rev., 95, 763-777.

Erickson, C.O., 1971: Diagnostic study of a tropical disturbance. Mon. Wea. Rev., 99, 67-78.

Frank, N.L., On the nature of upper tropospheric cold core cyclones over the tropical Atlantic. Ph. D. dissertation, Florida State University, Tallahassee, 241 pp.

Japan Meteorological Agency, 1985, 1986: Monthly Report of Meteorological Satellite Center.

Kelley, W.E., and D.R. Mock, 1982: A diagnostic study of upper tropospheric cold lows over the Western North Pacific. Mon. Wea. Rev., 110, 471-480.

Miller, B.I., and T.N. Carlson, 1970: Vertical motions and the Kinetic energy balance of a cold low. Mon. Wea. Rev., 98, 363-374.

Palmen, E., 1949: Origin and structure of high-level cyclones south of the maximum westerlies. Tellus, 1, 22-31.

Palmer, C.E., 1953: The impulsive generation of certain changes in the tropospheeric circulation. J. Meteor., 10, 1-9.

A Preliminary Study on the Western Pacific Upper-Tropospheric Cold Vortex in the Warm Months of 1985-1986

George Tai-Jen Chen

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

Lai-Fa Chen Lan-Fan Chou Yu-Chi Lee

Forecast Center, Central Weather Bureau

Abstract

Automated 300 mb charts of the Central Weather Bureau were reanalyzed. These together with the GMS satellite pictures as well as analyzed cloud type and cloud amount data of the Japan Meteorological Agency were used to study the climatological characteristics, synoptic conditions, and accompanied weather of the western Pacific upper-tropospheric cold vortex (cold core low) in the period of June-October, 1985-1986. The near equal frequencies of the Palmen type and Palmer type were observed in the cold vortex formation processes. The cold vortices generally moved slowly westward from their genesis region, then recurved west-northwestward or northwestward in area between 145°E and 160°E.

The mean radius of the cold vortex circulation was estimated to be 800 km. This is equivalent to a wavelength of 3200 km. An averaged life time of cold vortex was 6 days and it was longer for those originated to the east of 150°E than for those to the west. The distribution of the clouds indicated that the area of the strongest upward motion, the most unstable air, the greatest cloud amount, and the most frequent occurrence of shallow/deep convections was to the southeast of the cold vortex center. The reverse was true to the northwest. Finally, the occurrence of the low clouds and high clouds seemed to suggest that the cold vortex perhaps induced the low-level convergence and upward motion, thus enhanced the convections.

1969 SIRS
1972 VTPR
1975 HIRS+SCAMS+PMR
1978 TOVS
(HIRS/2+MSU+SSU)
1982 VAS
future HIRS/3
+AMSU

梅雨季TOVS遙測資料處理

柳中明　顏泰崇　沈秀蓉

台大大氣科學系　　中央氣象局衛星站

摘　要

美國 NOAA 繞極衛星每日經台灣附近上空 2～4 次，其所載 TOVS 遙測儀器系統，提供國內發展大氣溫度與濕度剖面遙測之良機。本研究即利用中央氣象局衛星站所接收 TOVS 資料，發展初步之台灣區 TOVS 遙測系統（簡稱TTS；Taiwan TOVS System），並採用民國 75 年6月4日19Z NOAA-9資料，作初步之分析。結果顯示：近地面誤差有向高層傳遞累積的情形，經修正後，溫度均方根差爲 3°C。未來仍將繼續修正改進。

一、前言

衛星遙測大氣垂直溫度剖面的理論與技術，在國外自King（1956）提出此構想以來，已發展近 30 餘年。所設計之測量儀器亦由七個波段的SIRS，演進到 27 個波段的TOVS（TIROS－N Operational Vertical Sounder），精確度不斷地在改進中。

基本上，大氣垂直溫度剖面的決定，是依據無雲狀況下之長波輻射傳遞方程式，以反演衛星儀器所測輻射量內隱含之溫度垂直變化。其中含有三項工作：1.是選定輻射測量波段，2.是過濾雲存在的影響，3.是解輻射傳遞方程式。由於衛星儀器均指向地面，是以所測長波輻射波段較之短波，在受地面與大氣影響上來得單純，同時亦能應用於夜晚測量，此外二氧化碳在 15 微米波長附近和氧在 2 公分波長附近的吸收段，若仔細分辨，又能找到數個代表垂直不同高度的特徵波段，是以一般均採用這些波段作大氣垂直場的測量。近數年來，發現採用其他不同波段，利用統計迴歸分析法，亦能在某些特殊天氣狀況下，加強所得溫度剖面之精確度。（Liou，1980；Houghton et al., 1984）

至於過濾雲的影響，可謂遙測技術上最大困難。由於雲對地面長波輻射具相當之減弱影響，一般以爲衛星所測輻射量實際來自雲頂以上大氣，是以若能知雲頂高度，則所反演之大氣溫度剖面僅代表雲頂以上大氣結構。對於雲頂以下大氣，則需由長期統計資料或最近天氣資料中猜測。但設若儀器視野中並非晴空亦非全爲雲所遮蔽，即輻射量中僅含部分雲的影響，則問題不再如上述之單純。而要如何說明所測輻射量之物理意義，並由其中找出垂直大氣結構，一般或用數理計算，或用統計資料，以反演大氣結構（McMillin and Dean，1982）。

最後，如何解輻射方程式以反演大氣結構呢？由於儀器所測輻射波數必爲有限，但垂直剖面卻爲無限點所結合，此問題先天上已是條件不足。而大氣結構又是隱含於第一類福萊得合（Fredholm）積分式中，所得之解不具唯一性，且個類解法亦含

不穩定性，且爲非線性，所以解輻射方程式以反演大氣結構的問題，實不單純。（Rodgers，1976）國內在研究大氣溫度與濕度剖面之遙測方面，受限於衛星遙測技術與儀器方面之發展，因此將只能處理經台灣上空之美國NOAA 衛星，所發射出之TOVS 遙測系統數據，以反演得附近大氣之3度空間結構。本研究乃爲完成此目標之先期研究。

二、TOVS儀器與溫、濕剖面反演

2.1 TOVS特性

TOVS（TIROS－N Operational Vertical Sounder）儀器組合，屬第四代大氣溫度與濕度剖面遙測儀器系統（表一），1978年10月11日升空之TIROS－N 衛星首次裝載此套儀器，而後屬ATN（Advanced TIROS－N）衛星系列之NOAA－6，NOAA－7，NOAA－8，NOAA－9與近日升空之NOAA－10，均裝載此系統。NOAA／NESDIS未來仍將採用此套系統，直至1990年代。是以近年來國內在發展衛星遙測大氣剖面研究方面，將仍以 TOVS 系統爲重心。

基本上，TOVS 包括三套儀器：高解像紅外線探測器HIRS／2（High -resolution Infra - Red Sounder Version 2），平流層探測器SSU（Stratos pheric Sounding Unit）及微波探測器MSU（Microwave Sounding Unit）。此三套儀器分別自1975年6月12日升空之NIMBUS－6衛星的HIRS，氣壓調變輻射儀PMR（Pressure Modulated Radiometer）及掃瞄微波波譜儀SCAMS（Scanning Microwave Spectrometer）等三項儀器改良而成。

HIRS／2含20個觀測頻道，其中7個15 μm CO_2 吸收帶頻道，5個4.3 μm CO_2 吸收帶頻道，3個6.3 μm H_2O 吸收帶頻道，1個9.6 μm O_3 吸收帶頻道，以及3.7 μm，11 μm，大氣窗區波段，0.7 μm可見光等。各頻道的特性詳見表二。HIRS／2掃瞄的情形如圖1 a。約每6.4秒掃瞄一條線，每條線含56個瞬間視野 IFOV（Instant Field of View）。在衛星正下方有17.4公里的水平解析能力，邊緣爲29.9公里，掃瞄寬度爲2250公里。HIRS／2爲大氣溫濕剖面反演的主要儀器。圖2 a、b與d說明各頻道之權重函數，明顯地在100 mb以下，HIRS／2具相當之解析能力。MSU含4個5.5 mm O_2 吸收帶頻道（表二），約每25.6秒掃瞄一條線（圖1 a），每條線含11個瞬間視野，每128秒與HIRS／2和SSU 同步一次。水平解析能力在衛星正下方爲109.3公里，邊緣爲323.1公里。MSU 能測量穿透水汽、雲層的微波，有助於雲層內溫度與濕度剖面的反演。SSU含3個 CO_2 頻道（表二），主要用以觀測25～50公里高的平流層。掃瞄情形參考圖1 b。MSU與SSU各波段繪於圖2 c。

爲處理 TOVS 資料，以反演大氣溫度與濕度剖面，需按表三的程序處理。大略區分爲HRPT（High Resolution Picture Transmission）訊號接收，TOVS資料抽取，資料校準（Calibration），地理定點，資料驗誤及大氣反演計算。目前，NOAA／NESDIS 每日處理2個繞極衛星（彼此錯開6小時運作時間）所攜帶的TOVS資料，是以所得爲全球三度空間的大氣剖面資料（Smith et al. 1979），並具綜觀尺度的解析。表3中所討論的訊號接收，處理等過程亦均每日自動化正常作業中（Werbowetzki，1981）。TOVS反演系統所得，則提供NMC（National Meteorological Center）參考。

表一中尚詳列過去作業性反演方法隨著遙測儀器的演進而不斷改進的情形。基本上，遙測儀器的各個頻道所測量之亮度溫度（Brightness Temperature）T_B，均先經濾雲處理，以獲得晴空下之 T_B 值。再依據由輻射傳遞方程式所推導出之反演方法，計算垂直之溫度與濕度剖面。

表1　溫度與濕度剖面遙測儀器與反演方法之演進

	衛星/升空日期	儀　　器	濾雲法	反演方法	參考文獻
第一代	NIMBUS-3 (1969, 4,14) NIMBUS-4 (1970, 4, 8)	SIRS-(Satellite Infra-Red Spectrometer) SIRS-B	二層雲模式反覆法 二層雲模式	直接迴歸法 最少貧訊法	Smith et al. (1970) Smith et al. (1972)
第二代	ITOS(Improved TIORS Operational satellite) (1972,10,15) NOAA2-NOAA5	VTPR (Vertical Temperature Profile Radiometer)	二相鄰FOV法	最少均方根差法 直接迴歸法 (1975年3月以後)	McMillinet al. (1973) Haydon(1976)
第三代	NIMBUS-5 (1972,12,11)	ITPR (Infrared Temperature Profile Radiometer) NEMS (Nimbus-E Microwave Spectrometer) SCR (Selective chopper Radiometer) THIR (Temperature Humidity Infrared Radiometer)	N*法	最少貧訊法 (起始場來自直接迴歸法) Smith 反覆法解水汽剖面	Smith et al. (1974)
第四代	NIMBUS-6 (1975, 6,12)	HIRS (High-resolution Infra-Red Sounder) SCAMS (SCAming Microwave Spectrometer)	N*法與經驗正交函數法	直接迴歸法 /100mb以上 經驗正交函數法 /100mb以下	Smith and Woolf (1976)
第五代	TIROS-N (1978,10,11) NOAA6-NOAA10	TOVS (TIROS-N Operational Vertical Sounder) 含: HIRS/2(HIRS version2) MSU (Microwave Sounding Unit) SSU (Stratrophere Sounding Unit)	N*法與經驗正交函數法 修改之N*法 (1980,6,10以後) (McMillin and Dean 1982)	直接迴歸法 /100mb以上 經驗正交函數法 /100mb以下	Smith et al. (1979)
第六代	GOES-D (1982, 9, 9)	VAS (VISSR Atmospheric Sounder)		物理反覆法 同時物理反覆法	Smith et al. (1981) Smith and Woolf (1984)
未　來		HIS (High-resolution Interferometer Sounder) AMSU(Advaced MSU)			

圖1a　HIRS/2與MSU掃瞄情形

圖1b　HIRS/2與SSU掃瞄情形

表2　TOVS頻道特性

HIRS Channel number	Channel central wavenumber	Central wavelength (μm)	Principal absorbing constituents	Level of peak energy contribution	Purpose of the radiance observation
1	668	15.00	CO_2	30 mb	*Temperature sounding.* The 15-μm band channels provide better sensitivity to the temperature of relatively cold regions of the atmosphere than can be achieved with the 4.3-μm band channels. Radiances in Channels 5, 6, and 7 are also used to calculate the heights and amounts of cloud within the HIRS field of view.
2	679	14.70	CO_2	60 mb	
3	691	14.50	CO_2	100 mb	
4	704	14.20	CO_2	400 mb	
5	716	14.00	CO_2	600 mb	
6	732	13.70	CO_2/H_2O	800 mb	
7	748	13.40	CO_2/H_2O	900 mb	
8	898	11.10	Window	Surface	*Surface temperature* and cloud detection.
9	1 028	9.70	O_3	25 mb	*Total ozone* concentration.
10	1 217	8.30	H_2O	900 mb	*Water vapor sounding.* Provides water vapor corrections for CO_2 and window channels. The 6.7-μm channel is also used to detect thin cirrus cloud.
11	1 364	7.30	H_2O	700 mb	
12	1 484	6.70	H_2O	500 mb	
13	2 190	4.57	N_2O	1 000 mb	*Temperature sounding.* The 4.3-μm band channels provide better sensitivity to the temperature of relatively warm regions of the atmosphere than can be achieved with the 15-μm band channels. Also, the short-wavelength radiances are less sensitive to clouds than those for the 15-μm region.
14	2 213	4.52	N_2O	950 mb	
15	2 240	4.46	CO_2/N_2O	700 mb	
16	2 276	4.40	CO_2/N_2O	400 mb	
17	2 361	4.24	CO_2	5 mb	
18	2 512	4.00	Window	Surface	*Surface temperature.* Much less sensitive to clouds and H_2O than the 11-μm window. Used with 11-μm channel to detect cloud contamination and derive surface temperature under partly cloudy sky conditions. Simultaneous 3.7- and 4.0-μm data enable reflected solar contribution to be eliminated from observations.
19	2 671	3.70	Window	Surface	
20	14 367	0.70	Window	Cloud	*Cloud detection.* Used during the day with 4.0- and 11-μm window channels to define clear fields of view.

MSU	Frequency (GHz)	Principal absorbing constituents	Level of peak energy contribution	Purpose of the radiance observation
1	50.31	Window	Surface	*Surface emissivity* and *cloud attenuation* determination.
2	53.73	O_2	700 mb	*Temperature sounding.* The microwave channels probe through clouds and can be used to alleviate the influence of clouds on the 4.3- and 15-μm sounding channels.
3	54.96	O_2	300 mb	
4	57.95	O_2	90 mb	

SSU	Wavelength (μm)	Principal absorbing constituents	Level of peak energy contribution	Purpose of the radiance observation
1	15.0	CO_2	15.0 mb	*Temperature sounding.* Using CO_2 gas cells and pressure modulation, the SSU observes thermal emissions from the stratosphere.
2	15.0	CO_2	4.0 mb	
3	15.0	CO_2	1.5 mb	

圖2　TOVS頻道之權重函數

表三　TOVS反演程序

2.2 台灣區TOVS系統(Taiwan TOVS System; TTS)

當 NOAA 衛星行經台灣上空時，中央氣象局氣象衛星資料接收站可接收來自圖3中斜線區內之儀器掃瞄資料，再考慮衛星站接收 NOAA 衛星電訊之極限爲半徑5000公里的圓，與 TOVS 本身掃瞄左右約各爲1120公里的情形下(圖1 a、b)，每日衛星站所能接收到的 TOVS 資料，約涵蓋圖3中以台灣爲中心的蘋果形範圍區，北至50°N，南至赤道，西至75°E，東至160°E。本文以下將企圖發展台灣區TOVS系統(TTS)處理 TOVS 遙測數據，獲取台灣附近垂直大氣3度空間資料。

依據表三中討論，首先有關 HRPT 訊號接收與 TOVS 觀測資料抽取部分，將依顏(1985)所建立之軟體處理。其次有關儀器資料校準與地理定點定位，則將依顏(1986)處理。最後也即是最重要的濾雲與大氣反演處理，將參考美國威斯康

圖3　衛星站有效TOVS資料範圍圖

辛大學氣象衛星研究所CIMSS(Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies)之國際TOVS反演套裝程式ITRP(International TOVS Retrieval Package)。

大氣反演是採用Smith & Woolf(1984)所發展出之同時物理反演法(The Simultaneous Physical Retrieval Method)。此法乃是將輻射傳遞方程式，以擾動形式表示之爲

$$\delta T_B(\nu) = \int_{P_S}^{0} \delta T \left[\frac{\partial \tau}{\partial P} \frac{(\partial B/\partial T)}{(\partial B/\partial T_B)} \right] dP + \int_{0}^{P_S} \delta U \left[\frac{\partial T}{\partial P} \frac{\partial \tau}{\partial U} \frac{(\partial B/\partial T)}{(\partial B/\partial T_B)} \right] dP + \delta T_S \left[\frac{\partial B/\partial T_S}{\partial B/\partial T_B} \right] \tau_S \quad (1)$$

式中，δ 爲剖面或數據資料與先驗數據間之差距值，B爲浦朗克函數，ν 爲儀器頻道波數，τ 爲穿透係數，U爲可降水量，T_S 爲地面溫度。再假設 δT，δT_B 等可以任意函數 $\phi_{j(p)}$ 線性化，則

$$\delta q(p) = g \sum_{j=1}^{N} \alpha_j q_0(p) \phi_j(p) \quad (2)$$

$$\delta T(p) = - \sum_{j=N+1}^{M} \alpha_j \phi_j(p) \quad (3)$$

(2)式中 $q(p)$ 爲水氣混合比，$q_0(p)$ 爲先驗水氣剖面，α_j 爲線性係數。

$$\delta U(p) = \sum_{j=1}^{N} \alpha_j \int_0^p q_0(p)\phi_j(p)\,dP \tag{4}$$

將(3)與(2)代入(1)，並取 $\alpha_0 = \delta T_S$ ，可得

$$\delta T_B(\nu_i, p) = \sum_{j=0}^{M} \alpha_j \Phi_{ij}, \quad i=1,2,\ldots,K \tag{5}$$

(5)式中，K爲總波段數。而

$$\Phi_{ij} = \begin{cases} \left[\dfrac{\partial B(\nu_i)/\partial T_S}{\partial B(\nu_i)/\partial T_B}\right] \tau_{\nu i}(P_S), & j=0 \\ \displaystyle\int_0^{P_S}\left[\int_0^P q_0(p)\phi_j(p)\,dP\right] \left[\frac{\partial T}{\partial P}\frac{\partial \tau_{\nu i}}{\partial U}\frac{(\partial B(\nu_i)/\partial T)}{(\partial B(\nu_i)/\partial T_B)}\right] dP, & j \leq N \\ \displaystyle\int_0^{P_S}\phi_j(p)\left[\frac{\partial \tau_{\nu i}}{\partial P}\frac{(\partial B(\nu_i)/\partial T)}{(\partial B(\nu_i)/\partial T_B)}\right] dP, & N \leq j \leq M \end{cases} \tag{6}$$

(5)式以向量、矩陣表之爲

$$\delta T_B = \Phi\alpha \tag{7}$$

若 $K > M+1$ 即可以解得

$$\alpha = (\Phi^T\Phi)^{-1}\Phi^T\delta T_B \tag{8}$$

再代入(3)與(4)二式，即可同時解得溫度與濕度剖面。

Smith and Woolf 並修改(8)式中 $(\Phi^T\Phi)^{-1}$ 爲 $(\Phi^T\Phi + \nu I)^{-1}$ ，$\nu = 0.1$，以加強穩定性。同時物理反演法爲近年來反演方法之一大突破，並已廣爲各家所採用（譬如Fleming et al.,1986；Goldberg et al., 1986）。

至於有關過濾雲的處理，首先將 3 × 3 個FOV視爲單一處理單元，因此反演後之水平解析應在70公里左右。在每一單元內，反演得之大氣剖面，將假設爲均勻分佈於 3 × 3 個 FOV 內的水平空間。其次，依據HIRS / 2 第 8 個頻道（大氣窗區 11.1 μm ）之亮度溫度，選擇受雲影響最少之 FOV 點（亮度溫度最大者）爲代表點，再取權重平均後之輻射測量數據於反演計算中。最後，單層雲之雲量N與雲高，將依以下方程式計算之。

假設雲層之放射率爲 ϵ ，雲量爲N，則所測到之輻射強度 I_m ，可表示爲晴空下輻射量 I_{cr} 與雲層 100 %覆蓋下輻射量 I_{cl} 之線性函數：

$$I_m = I_{cr} + N\epsilon(I_{cl} - I_{cr}) \tag{9}$$

再取 CO_2 15 μm 波段中，波長最短且表現穩定之第 5（14 μm）與第 7（13.4 μm）頻道之數據，依據下式

$$\frac{I_m(5) - I_{cr}(5)}{I_m(7) - I_{cr}(7)} = \frac{N\epsilon_5[I_{cl}(5) - I_{cr}(5)]}{N\epsilon_7[I_{cl}(7) - I_{cr}(7)]} \tag{10}$$

以及

$$I_{cl} - I_{cr} = \int_{P_C}^{P_S} \tau \quad dB \tag{11}$$

計算

$$A_5 = [I_m(7) - I_{cr}(7)] \times \int_{P_C}^{P_S} \tau_5\, dB_5 \tag{12}$$

與

$$A_7 = [I_m(5) - I_{cr}(5)] \times \int_{P_C}^{P_S} \tau_7\, dB_7 \tag{13}$$

以上四式中，(5)與(7)代表第 5 與第 7 頻道，τ 爲穿透函數，B爲亮度溫度，P_C 爲雲頂氣壓值，P_S 爲地表氣壓值。設若知道 P_C 之值，則 A_5 應等於 A_7 。但實際上，必需反覆測試，選擇雲頂氣壓 P_C，使具 $|A_5 - A_7|$ 爲最小值特徵者。然後再由(9)與(11)二式，計算有效雲覆蓋量。以上分析所得，乃爲假設已知大氣溫度與濕度剖面下，符合實際觀測輻射值之雲狀態。

大氣反演方法與過濾雲的方法確定後，其次要決定的就是如何選擇初始之先驗溫度與濕度剖面，置入反演過程中，尋求最後之剖面解。依據柳與譚（1986）之分析，初始場愈是接近於實際大氣情況，則反演速率快，且結果佳。本研究決定採用2類不同方式來決定初始場。

第一個決定初始場的方法，是參考 TOVS / NESDIS 系統，將全球分爲5個緯度帶，分別爲（90°N～60°N，60°N～30°N，30°N～30°S，30°S～60°S，60°S～90°S），再取各緯度帶之平均大氣剖面資料。如此掃瞄點位置確定後，初始場資料可由緯向線性內差獲取之。此法稱爲氣候值法。

第二個決定起始場的方法相似於第1法，但區分爲8個地區，分別爲（0°～20°N，80°E～120°E），（0°～20°N，120°E～160°E），(20°N～40°N，80°E～120°E），（20°N～40°N，120°E～160°E），（40°N～60° N，80°E～120°E）與（40°N～60°N，120°E～160°E ）。再由1985年5月26日～6月1日梅雨期間之探空資料，決定各區之平均溫度與濕度剖面。然後，反演之掃瞄點的起始資料，即依其經緯度位置，選擇該區之平均剖面爲起始剖面。此法稱爲區域法。

此外，地表溫度之起始先驗值，將採用迴歸法估計之，其迴歸參數爲HIRS / 2第8（11.1 μm），第10（8.3 μm）與第18（4 μm）頻道。參考表2，可知所選3頻道爲對近地面溫度至爲敏感者。

三、個案研究

本文選擇第一期 TAMEX 計劃中第2次個案（陳與吳，1987），中央氣象局衛星站所接收到1986.6.4 19Z NOAA－9掃瞄經過台灣附近時之 TOVS 資料，爲處理對象。本想同時將反演結果與TOVS／NESDIS結果相較，經去函詢問NOAA／NESDIS後，發現自1986.4～1986.6間，TOVS／NESDIS資料均無存檔，因此本文中TTS結果，僅可與6／4 12Z，6／5 00Z之探空資料相較。

由6／3～6／6／86（圖4 a、b），冷心低壓由大陸東北，經朝鮮半島，東南移入日本海。地面低壓中心自東海南部，向東移動，冷鋒向此中心向西南延伸。此鋒面在台灣附近滯留近72小時。此爲相當典型之梅雨鋒面型態。

圖4　75年6月3日～6日地面(a)及850mb (b)主要系統分佈（陳與吳，1987）

3.1 研究個案1

研究個案1，TTS系統內初始場之決定係採用第一類之氣候法。所得結果，作統計特徵分析（表4，與圖5與6）。探空～衛星時間與空間配對後得168個配對（Mc Millin et al., 1983

表4　TTS研究個案分析

個　案	1	2
說　明	TTS 氣候法 起始值 1986,6,4 19Z	TTS 分區法 起始值 1986,6,4 19Z
配位數	160	160
空間距離	186+37km 1.01+0.35	186+37km 1.01+0.35
$\overline{\Delta p_s}$ (mb)	3.25	3.34
$(\Delta p_s)_{rms}$ (mb)	13.7	13.8
$\overline{\Delta T_s}$ (°C)	-22.7	-0.42
$(\Delta T_s)_{rms}$ (°C)	26.6	2.74
$(\sum_{1000mb}^{10mb} \Delta T)_{min}$ (°C)	31.1	22.5
$(\sum_{1000mb}^{10mb} \Delta T)_{max}$ (°C)	203	108
$(\sum_{1000mb}^{300mb} \Delta T_d)_{min}$ (°C)	9.7	7.15
$(\sum_{1000mb}^{300mb} \Delta T_d)_{max}$ (°C)	172	117
$(\sum_{1000mb}^{10mb} \Delta \Phi)_{min}$ (m)	636	432
$(\sum_{1000mb}^{10mb} \Delta \Phi)_{max}$ (m)	11072	6809
$(\sum_{1000mb}^{10mb} \Delta \gamma)_{min}$ (°CKm^{-1})	9.8	6.8
$(\sum_{1000mb}^{10mb} \Delta \gamma)_{max}$ (°CKm^{-1})	28.3	26.3
$(\sum_{1000mb}^{100mb} \Delta LT)_{min}$ (m)	56	46
$(\sum_{1000mb}^{100mb} \Delta LT)_{max}$ (m)	1428	1353
$(\sum_{i=1}^{6} \Delta_i pw)_{min}$ (mm)	8.42	8.54
$(\sum_{i=1}^{6} \Delta_i pw)_{max}$ (mm)	17.4	12.8

）。所得結論為：

(1)地面氣溫偏差太大，$\triangle T_s$ 為－22.7°C，（$\triangle T_s$）$_{rms}$ 為 26.6°C，明顯地有低估近地面氣溫趨向。圖5 a中平均差剖面，亦明顯指出此現象。且由於平均差約在－5°C附近，顯示TTS系統中近地面氣溫差之估計急需改進。

(2)溫度均方根差約在 6°C 附近，研判其成因亦與地面氣溫差有關。由圖6 a與b有關最佳與最差溫度配對之比較中，也可知道TTS低估對流層內溫度趨向為一高度函數。在對流層頂，此低估現象趨向為0，因此圖5 a中平均差為 0°C，均方根差為 2.5°C。不過在100 mb以上，平均差與均方根差不見改善，且圖6 a、b僅微弱顯示溫度差隨高度之改變。

(3)露點溫度之反演亦不盡理想，平均差為－7.5°C，均方根差為12.5°C。在700 mb附近誤差較小，但仍不理想。由圖6 d中可知露點估算誤差，乃是配合溫度估算誤差特徵，是以亦為高度之函數，且差值甚大。

(4)重力高度差特徵，明顯的是差值隨高度而增加，由近地面之0 m，平均差增加至－520 m，均方根差則為520 m，在100 m，亦見約260 m之差值。可能是近地面氣溫與露點溫度估計誤差隨高度增加，因此採用靜力平衡式所估計得之重力高度，其累積誤差效應大。此特徵在最差之探空～衛星配對組之剖面資料上（圖6 f）可明顯看出。

(5)溫度遞減率誤差隨高度變化紊亂，平均差約在0°C km^{-1} 附近，均方根差約在1.5°C km^{-1}。顯示溫度隨高度之變化特徵，為反演計算中，較能掌握者，不過由圖6 g、h有關最佳與最差配對剖面圖中，可看出近地面誤差仍為重要影響因子。

(6)可降水量的誤差由高往下升高，此現象應與水汽含量由高往下增加有關。近地面處可降水量有明顯低估現象，所以平均差在300～1000mb層內為－1.5 mm，均方根差為3 mm。TTS 低估可降水量的現象，在圖6 ℓ 中明顯地也可以辨別之。

(7)厚度差之平均值不隨高度改變，約在－60m附近，均方根差則隨高度增加，100～300mb氣層內厚度均方根差約為180 m。此誤差隨高度而增加的現象，應與重力高度差特徵有關。

綜結而言，近地面氣溫與露點溫度之估計誤差太大，為現階段TTS反演誤差之主要困難，若能克服之，反演結果將有相當改進。

3.2 研究個案2

研究個案2中TTS初始場之決定，乃採用分

圖5　TTS研究個案1（參考表4），分析探空—衛星配對後(a)溫度差(b)露點溫度差(c)重力高度差(d)溫度遞減率差(e)可降水量差(f)厚度差，之平均值（bias），標準差（Standard deviation），與均方根（rms）剖面。

——— 均方根差　－－－平均差　------標準差

區法。此外由研究個案1之分析經驗，獲知地表誤差之嚴重性，因此修正TTS要求反演後結果與分區內之平均剖面相比較，若地表偏差太大，將配合平均剖面再作反演，直至偏差在合理範圍內時。表4，圖7與圖8爲反演後資料統計分析特徵。大致而言：

(1)地表氣溫偏差大幅降低，$\triangle T_s$ 爲－0.42°C，$(\triangle T_s)_{rms}$ 爲2.74°C。100mb以下氣溫差亦下降。200mb以下，平均值爲0°C，均方根差爲約3°C。不過100mb以上，誤差的特徵並未顯著改變，顯示爲儀器資料反演困難之故。圖8 a、b顯示此時誤差主要即是在100mb以上。

(2)露點溫度差亦有相當改進，700mb處仍爲反演最佳處，不過在500mb以上誤差並無改進。圖8 d顯示此時600mb以下偏差確有改進。

(3)重力高度場明顯地因爲氣溫和露點溫度反演修正之效果，而大有改進。此時最大平均差爲－320m，均方根差爲320m。重力高度差隨高度而增加的特徵仍然存在。

(4)溫度遞減率差隨高度作紊亂分佈的特徵，在

圖 6　TTS 研究個案 1（參考表 4），探空—衞星配對群中

(a)最小溫度總差值（10～1000 mb）　(g)最小溫度遞減率總差值（10～1000 mb）

(b)最大溫度總差值（10～1000 mb）　(h)最大溫度遞減率總差值（10～1000 mb）

(c)最小露點溫度總差值（300～1000 mb）　(i)最小厚度總差值（100～1000 mb）

(d)最大露點溫度總差值（300～1000 mb）　(j)最大厚度總差值（100～1000 mb）

(e)最小重力高度總差值（10～1000 mb）　(k)最小可降水量總差值（4 層），與

(f)最大重力高度總差值（10～1000 mb）　(l)最大可降水量總差值（4 層）

下之溫度，露點溫度，重力高度，溫度遞減率，厚度與可降水量剖面。

——— TTS　－－－探空

圖7　TTS研究個案2(參考表4)，分析探空—衛星配對後(a)溫度差(b)露點溫度差(c)重力高度差(d)溫度遞減率差(e)可降水量差(f)厚度差，之平均值(bias)，標準差(Standard deviation)，與均方根(rms)剖面。

——— 均方根差　－－－ 平均差　------標準差

圖7 d中已大幅改進。300mb以下平均差爲0°C km^{-1}，均方根差爲0.75°C km^{-1}，非常理想。高層則紊亂變化特徵，仍是存在的。

(5)比較圖5 e與圖7 e顯示可降水量的估計亦有顯著改進，雖然誤差仍隨高度降低而增大，但平均差最大值已降至－0.9 mm，而均方根差亦降至2.4mm。比較圖6 ℓ與8 ℓ可看出，近地面水汽量估計加強後，TTS與探空間之誤差即減少許多。

(6)氣層厚度的估計由圖5 f與7 f之比較中，顯示並未作巨幅改進。基本上此誤差是含於反演作法之中，是以修正地表差距，並不如重力高度的估計，將減少累積誤差。

綜結而言，由統計分析中，吾人可知道起始場對於目前之TTS系統具極大之影響。採用分區法，儀器掃瞄若是落在某一區內，即採用區內梅雨期之平均剖面爲起始場，較之氣候法採用同一緯度帶之平均剖面爲起始場爲佳。其次，此分區平均剖面亦可用以要求反演結果不得偏差太大，尤其是近地面，因爲近地面反演的誤差會在多個大氣參數場內往上傳送。當然未來吾人若能採用當時觀測之近地面資料，則效果將更佳。

在綜觀分析上，研究個案一與個案二的結果仍

圖8　TTS 研究個案 2（參考表 4 ），探空—衛星配對群中

(a)最小溫度總差值（10～1000 mb）
(b)最大溫度總差值（10～1000 mb）
(c)最小露點溫度總差值（300～1000 mb）
(d)最大露點溫度總差值（300～1000 mb）
(e)最小重力高度總差值（10～1000 mb）
(f)最大重力高度總差值（10～1000 mb）
(g)最小溫度遞減率總差值（10～1000 mb）
(h)最大溫度遞減率總差值（10～1000 mb）
(i)最小厚度總差值（100～1000 mb）
(j)最大厚度總差值（100～1000 mb）
(k)最小可降水量總差值（4 層），與
(l)最大可降水量總差值（4 層）
下之溫度，露點溫度，重力高度，溫度遞減率，厚度與可降水量剖面。

——— TTS　－－－探空

圖9 6/4 12Z～6/5 00Z 1000～500mb 高厚度圖

未趨理想，此可以圖9之1000－500mb等厚度圖爲例說明之。圖9 a與b爲6/4 12Z與6/5 00Z 之厚度圖，明顯地朝鮮半島北方有個冷心，而且南海西方有個暖心。但在圖9 a內研究個案一所得之結果，雖仍保留北方之冷心，但已減弱西南方暖心，且在台灣附近形成暖心與冷氣團之接觸面，非常不合理。圖9 d內，研究個案2所得結果，則較爲合理，因爲西南方暖心與北方冷心均存在，但西南方暖空氣有侵入華南一帶傾向，此點則未顯示於圖9 b。

四、結論

(1)配合美國威斯康辛大學所提供之 ITRP 資料，中央氣象局顏（1985，1986）與Yen and Wang（1986）等研究發展，基本初步之TTS系統已建立完成，但對於初始場的選擇，仍具有可爭執性。本研究中建立分區平均場爲初始場之法，針對地表誤差有向上累積之特徵，要求修正之，並已有相當之改進成果。目前之TTS採用Smith and Woolf（1984）所發展之同時物理反演法，同時反演地表溫度、溫度剖面與濕度剖面。雲區則採用CO_2 15mm吸收波段中第5（14 μm）與第7（13.4 μm）波段之輻射資料，比較與分析雲頂高度和有效雲量。

(2)本研究中採用6/4/1987 19Z NOAA－9掃瞄經過台灣附近之資料分析之，大略得結論：經採分區平均場爲初始場之法後，地表氣溫誤差大幅下降，溫度在100mb以下具均方根差3°C，100mb以上則誤差仍大。溫度遞減率之均方根差則爲0.75°C km^{-1}，非常理想。水汽之誤差仍爲不易控制者。經以綜觀資料分析後，發現資料雜訊

太大，不過北方冷心仍能掌握，南方暖區則辨認未趨理想。未來吾人將由雲區過濾與反演法二者中，再仔細改進，以增加其準確度。

致　謝

本研究計劃之完成得感謝季慧芬小姐與劉雅琪小姐幫忙處理資料、繪圖、打字等。本研究爲中央氣象局研究計劃76－01－16所資助。

参考文獻

柳中明、譚允中，1986：衞星遙測垂直大氣溫度剖面－研究受約束之線性反演法。大氣科學第十四期pp.77～90。

吳宗堯、陳泰然，1986：劇烈區域性豪雨與分析實驗計劃第一階段實驗，國科會防災科技報告75－06號。

顏泰崇，1985：繞極軌道氣象衞星TOVS資料抽取之研究，中央氣象局研究報告第122號。

顏泰崇，1986：繞極軌道氣象衞星TOVS資料校準及定位之研究，中央氣象局研究報告第122號。

Fleming, H.E., M.D. Goldberg, D.S. Crosby, 1986: Minimun Variance Simultaneous retrieval of temperature and water vapor from staellite measurements. Preprint volume: Second Conference on Stallite Meteorology/Remote Sensing and Application, May 13-16, 1986, Williamsberg, Va. Published by the American Meteorology Mass., 20-23.

Goldberg, M.D., A. Swaroop, H.E. Fleming and A. Reale, 1986: An analysis of temperature and water vaper retrievals using a minimun variance simultaneous method. Preprint volume: Second Conference on Stallite Meteorology/Remote Sensing and Application, May 13-16, 1986, Williamsberg, Va. Published by the American Meteorol. Soc., Boston, Mass.

Houghton, J.T., F.W. Taylor and C.D. Rodgers, 1984: Remote sounding of Atmosphere. Cambridge University Press, 343pp.

King, J.I.F., 1956: The radiative heat transfer of planet Earth. In "Scientific Uses of Earth Stallites" 133-136, Univ. of Michigan Press, Ann Arbor.

Liou, K.N. 1980: An Introduction to Atmospheric Radiation. Academic Press, New York, 393pp.

McMillin, N. L., D.G. Gray, H.F. Drahos, M.W. Chalfant and C.S. Novak, 1983: Improvement in the accuracy of operational satellite soundings. J. Climates and Appl. Meteor. 22, 1984-1985.

Smith, W.L., and H.M. Woolf, 1976: The use of eigenvectors of statistical covariance matrices for interpreting satellite sounding radiometer observation. J. Atmos. Sci., 33, 1127-1140.

Smith, W.L., and H.M. Woolf, 1984: Improved vertical sounding from an amalgamation of polar and geostationary radiance observation. Preprint volume: Conference on Satellite Meteorology/Remote Sensing and Application, June 25-29, 1984. Clearwater Beach, Florida, Published by Amer. Meteorol. Soc., Boston, Mass.

Smith, W.L., and H.M. Woolf, C.M. Hayden, D.Q. Wark, L.M. McMillin, 1979: The TIROS-N operational vertical sounder, Bull. Amer. Meteorol. Soc., 60, 1177-1187.

Werbowetzki, A., 1981: Atmospheric Sounding: User's Guide, NOAA Technical Report, NESS 83.

T.C., Yen, H.-J.S. Wang: A Preliminary Study of TOVS Retrieval in Taiwan, ROC. The third International TOVS Study Conference Madison Wisconsin 13-19 August, 1986.

THE PROCESS OF TOVS DATA NEAR TAIWAN AREA DURING MEI-YU SEASON

C. M. LIU

DEPT.OF ATMOSPHERIC SCIENCES
NATIONAL TAIWAN UNIVERSITY

and

T.C. YEN, H.-J. S. WANG

METEOROLOGICAL SATELLITE GROUND STATION
CENTRAL WEATHER BUREAU

ABSTRACT

The NOAA polar orbiting satellites pass by Taiwan 2-4 times a day.The on-board TOVS (TIROS-N Operational Vertical Sounder) system, provides a good opportunity for Taiwan to develop an atmospheric sounding system. This research continues the research goal of Liu (1987), to use the TOVS data received by the Meteorological Satellite Ground Station of the Central Weather Bureau, to initiate the development of Taiwan TOVS system (TTS) and process the NOAA-9 data on 19z of June 4 1986. The analysis of the retrieved sounding data revealed that the estimation error near surface tends to propagate upward and hence be accumulated level by level. After adopting the regional mean profile as the initial field, the retrieved result is improved considerably. The rms of the temperutiore field is about 3°C which is very close to the quality of the TOVS/NESDIS data (Liu, 1987).

key words: Satellite remote sounding, TOVS, TTS, accouracy analysis.

颱風路徑相當正壓模式預報之校驗

蔡清彥　謝信良　陳熙揚

台灣大學大氣科學系　　中央氣象局

鄭寶鳳　程家平　盛修慧

中　央　氣　象　局

摘　要

本文利用蔡清彥（1977）修正之相當正壓模式，對1985－86年台灣附近之六個颱風移動路徑加以預報，並與中央氣象局目前作業之四種颱風路徑客觀預報法之誤差比較，結果顯示，相當正壓模式24小時以上之預報結果優於其他客觀預報法，尤其在颱風路徑有所偏轉時，得以較早預測出其偏轉趨勢。此外，針對相當正壓模式預測偏慢、偏左的缺點，對未來模式之改進亦作了初步之分析與探討。

一、前　言

每年夏、秋二季來自西太平洋或南海之颱風，固然給台灣地區帶來充沛之降水，但往往同時亦造成重大的災害。近年來中央氣象局爲減輕颱風災害，積極研究改進颱風預報作業技術，尤其對颱風路徑預報客觀方法之引進更是不遺餘力，唯以往多偏重於統計氣候方法，迨自民國七十五年起，方將相當正壓颱風路徑預測模式（蔡,1977）納入正式颱風預報作業。

此模式採用渦度方程預報垂直平均流線函數，在物理上考慮了β效應、颱風與環流的交互作用，並將其他各種不確定及未包括的物理過程，涵蓋於 Helmholtz term，藉著經驗常數H的決定，對太平洋副熱帶高壓系統的位移及颱風運動，做最適當的預報。其基本方程如下：

$$\frac{d}{dt}(\xi+f)=H\frac{\partial\psi}{\partial t}$$

模式預報範圍東西大約爲70°E 至170°E，南北大約爲10°N至65°N，在藍伯特（Lambert）投影圖上網格點（20，12）所對應的地理位置是（120°E，30°N），網格間距240 km，網格總數爲39×29，台灣大約位於圖中央的下方。在初始場的建立上，由於海洋上觀測資料的缺乏，須加入虛擬颱風的渦度，並求解包桑方程，以得到初始流線函數場的分布；其中流線函數採用1000mb至100mb共七個標準層梯形積分後的平均。在數值方法上，爲避免計算能量分散（computational dispersion）的現象，採用 Quasi-Lagrangian scheme，追踪空氣移動的軌跡，所有非網格點上的數值，採用四點線性內插法。積分時距爲30分鐘，側邊界條件爲輻射邊界條件（radiation boundary condition）或稱爲上游邊界條件（upstream boundary condition）。

本模式可分別在 VAX 750和 CDC 180/840 上作業，其完成48小時預報的計算時間，在VAX 約600

秒，在CDC約 300 秒。

本研究針對 1985 及 1986 年颱風期間，利用本模式所作之六個颱風路徑客觀預報結果進行校驗，並與同期間其他四種氣候統計預報結果作比較，以評估其間之優劣，最後就本模式之缺點之改進作初步探討。

二、校驗方法

本計畫對 1985 及 1986 年六個颱風約五十次的路徑預報結果做校驗，颱風名稱及校驗的時間列於表一。採用的校驗標準有二，一是採用警報位置：即颱風警報期間，氣象局預報中心發佈的颱風中心位置。另一採用最佳路徑位置：是颱風過後，根據衛星、雷達及飛機偵察報告等資料重新定出颱風位置。校驗的項目包括向量誤差（ Vector Error ）、直角誤差（ Right Angle Error ）、方向誤差（ Heading Error ）、時間誤差（ Timing Error ）及速度誤差（ Speed Error ），各項誤差的定義分述如下：

(1)向量誤差：預報位置與最佳路徑上當時的颱風位置的球面距離。如圖一中，AM、BN、CP、DQ 的球面距離各是預報的 12、24、36、48小時的向量誤差。

(2)直角誤差：預報位置到最佳路徑上的最短球面距離。如圖一中，AM′, BN′, CP′, DQ′ 的球面距離，各是預報的12、24、36、48小時的直角誤差。

(3)方向誤差：預報的颱風行進方向與最佳路徑的颱風動向的方向誤差。如圖一中∠AOM,∠BON ∠COP 及∠DOQ 各是預報的12、24、36、48小時的方向誤差。

(4)時間誤差：最佳路徑上距離預報位置最近的點（圖一中的M′、N′、P′、Q′ ）所對應的時間與預報時間的差。如圖一，內插求得O點到M′點的時間減去O到M所對應的時間（ 12小時 ），得到的差值即表示12小時的預報時間誤差，它可代表模式預報颱風到達最佳路徑上的某一位置時，在時間上的超前或落後程度。

(5)速度誤差：預報的颱風每小時行進的距離與最佳路徑上颱風每小時行進距離的差值即是。圖一中O點到A點與O點到M點距離的差值除以12小時，即是12小時內的預報速度誤差。

由於方向誤差、時間誤差及速度誤差三者涉及正、負值，爲便於討論本文分別作三種平均，其一是個別對正、負值做平均，以表現預報模式的左偏、右偏，超前、落後，偏快、偏慢的誤差程度；其二是對正、負值取絕對值做平均，以表示預報的平均偏差程度；另一是求算術平均，以表現預報模式或方法的絕對屬性。

本研究除了對相當正壓模式的預報結果做校驗，並同時校驗氣象局目前使用的另四種颱風路徑客觀預報方法：HURRAN 、 CLIPER 、PC 及 ANALOG (CWB-81) 的預報結果。其中， HURRAN 法係應用統計或然率理論，對類似於當前颱風的所有歷史颱風資料作類比推算，以預測未來12小時到72小時，颱風可能到達的位置。 CLIPER 法是考慮颱風的氣候學性質及持續性來改良 HURRAN 法，並對太平洋地區的颱風資料作篩選，以寫出迴歸方程式，來預測未來的颱風位置。PC 法類似 CLIPER 法，考慮颱風的氣候性及持續性，惟加重綜觀氣象學的實際經驗。 ANALOG (CWB-81) 法的基本觀念是以時空範圍爲主，就歷史颱風與當前颱風相似的程度，選用類比參數來決定其影響權重，以預測颱風的動向。

表一　校驗所引用的颱風名稱及時間

颱風名稱	校驗所取的時間
尼爾森 NELSON	1985/08/20/00Z - 1985/08/21/12Z
薇拉 VERA	1986/08/18/12Z - 1986/08/26/12Z
韋恩 WAYNE	1986/08/18/12Z - 1986/08/24/12Z
艾倫 ELLEN	1986/10/13/00Z - 1986/10/18/00Z
喬依 JOE	1986/11/19/00Z - 1986/11/23/12Z
開梅 KIM	1986/12/06/00Z - 1986/12/11/00Z

三、校驗結果分析

表二是五種預報方法對最佳路徑所做的校驗結果，各種誤差並以圖表示在圖二到圖十二中，除了 CLIPER 法只做24及48小時的預報外，其他四種方法都有12、24、36、48小時的預報結果。

表二的平均向量誤差中，相當正壓模式12小時的預報誤差是 121.1 公里，隨後漸增24小時爲190.9公里，36小時是 284.5 公里，48小時爲 400.4 公里。由圖二可看出隨預報時間的增長，相當正壓模式之向量誤差的增加幅度最小，其36小時及48小時的預報誤差值小於其他四種預報方法，而前24小時的預報則以 HURRAN 法最佳（圖二）。相當正壓模式的平均直角誤差值在12小時是 48.7 公里，24 小時是 105.0 公里，36小時是 175.8 公里，48小時是 277.5 公里（見圖三）。

圖四是預報路徑方向左偏或右偏的平均偏差值，相當正壓模式的差值在12小時的平均預報偏差最大，24小時以後的平均預報偏差漸減。右偏差值在12小時的預報達 53.5°，24、36、48 小時的預報各爲41°，42.3°，41.3°。左偏差值略小，12、24、36及48小時之偏差值分別是 40.6°、30.7°、31.2° 及 28.0°，又因左偏個案多於右偏個案，使得方向誤差的算術平均在前36小時的預報都是負值（圖五），而其絕對值的平均顯示12小時預報的方向誤差是 45.4°，24小時以後的預報減低到35°以下（圖六）。與其他四種預報方法比較，其12小時的預報方向誤差大於其他方法，24小時的預報遜於 HURRAN 法，與 CLIPER 法相當，而優於其他方法，36小時以後除略差於 HURRAN 法外，均勝過其他預報方法。推究相當正壓模式在前24小時的預報方向誤差較 HURRAN 法與 CLIPER 法差的原因，可能是後二者的預報含有較強的持續性，對於行進方向不變的颱風路徑，能有較好的預報。而在颱風轉向的關鍵時刻，相當正壓模式常能適時地作出轉向的預報，以 1986 年 8 月份路徑怪異的韋恩颱風個案爲例，相當正壓模式與其他客觀預報法所作12至48小時之預測，在 1986 年 8 月20日 00Z 及 12Z 兩重要時刻所作之路徑預測如圖七(a)及圖七(b)所示，由圖中可以看出在20日 00Z以相當正壓模式所作之預測，在12小時（20日 12 Z）的路徑預報即已預測出韋恩颱風有轉向東北的趨勢，且24小時預測（21日 00Z）與實際最佳路徑相當接近，此後36小時及48小時之預測雖稍偏北及較慢，但在五種預報方法中仍以相當正壓模式之颱風路徑預報結果誤差最少。在21日 12 Z 所作之各種客觀路徑預測，比較各種預報方法，相當正壓模式仍維持其近似40°～50° 的移動路徑，與最佳路徑頗爲一致，而其他四種客觀預報法（以 HURRAN 最佳），雖在此時亦能預報出路徑轉向東北，但預報時效已落後相當正壓12小時。即在颱風路徑轉向之關鍵時刻，相當正壓模式最先反應出此一訊息。

圖八是各方法在預報時間超前與落後的平均誤差，其中相當正壓法與 HURRAN 法誤差最小，而相當正壓法落後的頻率約比超前的頻率大一倍（見表二），尤其在五十次12小時的預報中，超前的共六次，落後的却有四十三次，其時間誤差絕對值的平均（見圖九），12小時的值是 9.9 hr，24小時爲 14.8 hr，36小時是 18.5 hr，24小時是 25.3 hr。而由圖十算術平均顯示12小時到48小時的預報，相當正壓的時間誤差落後幅度均在10小時的範圍內。

圖十一分別顯示各方法在颱風移動速度偏快與偏慢預報上的誤差平均，相當正壓法在12小時的預報有明顯的偏慢誤差（每小時 6.9 公里），偏快誤差及其他時間預報偏慢的誤差均在每小時 5 公里的範圍內，圖十二移動速度絕對值的平均及圖十三移動速度算術平均顯示其12小時預報的速度誤差較大，24小時已與 PC 法相當，36小時以後則優於其他方法。由表二可看到12小時的颱風移速預報偏慢的個案有38個，偏快的有12個，24小時偏慢的25個比偏快的多 3 個，36小時以後則預報路徑比實際路徑偏快的頻率多。

表三及圖十四到圖二十五是各預報方法對颱風警報路徑所做的各種誤差校驗結果，其中相當正壓法的各項預報誤差的大小及方向左偏、時間落後、速度偏慢的趨勢，皆與對最佳路徑的校驗相近，可見在颱風發展期間所定的警報路徑，雖與最佳路徑有點差距，然而此種初始位置誤差（ initial positioning error ）並不會使相當正壓模式的預報結果產生太大的差異。

總之，綜合校驗結果顯示相當正壓模式具有一般動力預報模式的特性—初始的預報，由於模式還在做物理調整，因此預報結果，可能在短時間（24小時）內有方向偏左及速度偏慢的現象，且誤差值大於其他統計預報方法，然而在36小時之後，即可勝過其他方法，所以，對於做颱風的展期預報，相當正壓模式的颱風路徑預報可提供良好的參考。

四、模式改進的探討

雖然由經驗顯示，動力颱風軌跡預報模式的12 hr 位置預報皆有相當大的誤差(Neuman & Pelissier, 1981），但是若能建立更精確的初始流線場，則對整個預報誤差的減小都會有所助益，另外我們並對虛擬颱風的加入及颱風中心的數值定位方法亦做了一些改進。此外，對於數值方法及模式中所應包含的物理過程，在此也做了一些觀念性的探討，現分述如下：

(1)虛擬颱風渦度場及駛流場的建立

颱風渦度場的建立，我們使用 Sander et al.（1975）的經驗公式，由觀測資料推算颱風渦旋度，其公式如下：

$$\xi = \frac{0.72\,V_{max}}{R}\left[(\sin\theta)^{1.5} + 1.5\frac{\theta}{\pi}\alpha(\sin\theta)^{0.5}(\cos\theta)\right] \cdots\cdots (4-1)$$

$$\theta = \pi\left(\frac{R}{R_{max}}\right)^{\alpha} \cdots\cdots (4-2)$$

$$V = 0.72\,V_{max}(\sin\theta)^{1.5} \cdots\cdots (4-3)$$

其中 ξ：距颱風中心R處之渦度

R：颱風中心距某網格點之距離

R_{max}：颱風最大影響半徑

R_{mw}：颱風中心至最大風速圈的半徑

V_{max}：颱風最大風速

$\alpha = \ell_n 0.5 / \ell_n (R_{mw}/R_{max})$

根據上三式，我們只要有最大風速（V_{max}）及二個不同半徑之風速（V_1，R_1 及 V_2，R_2），聯立（4－2）及（4－3）式即可求得 θ，α，R_{max} 及 R_{mw} 如下：

$$\theta_i = \sin^{-1}\left(\frac{V_i}{0.72\cdot V_{max}}\right)^{2/3},\ V_i < 0.72V_{max}$$

$$i = 1, 2 \cdots\cdots (4-4)$$

$$\alpha = \frac{\ell_n(\theta_1/\theta_2)}{\ell_n(R_1/R_2)} \cdots\cdots (4-5)$$

$$R_{max} = R\left(\frac{\theta}{\pi}\right)^{-1/\alpha} \cdots\cdots (4-6)$$

$$R_{mw} = R_{max}\cdot(1/2)^{1/\alpha} \cdots\cdots (4-7)$$

將（4－4），（4－5）代入（4－1）式即可得各網格點之颱風渦度，在此須注意的是由於正弦函數的極大值為1，因此（4－4）式中的限制條件在給定 V_1，V_2 時必須要被滿足，同時當 $R > R_{max}$ 時其渦度設為0，此外 R_{mw} 可用來檢查計算結果之正確性。

颱風駛流場的建立，是以颱風過去6小時的位移速度，取代客觀分析後颱風範圍內（$R < R_{max}$）之分析風速，並為了保持與環境風場的連續性，做了一次9點移動平均。

(2)初始流線函數場的建立

一般流線函數場可由高度場解非線性平衡方程而得，但此處因我們要加入虛擬颱風的渦度場及駛流場，因此我們以風場來求取流線函數場。此處我們所使用的方法類似 Hawkins & Rosenthal(1965)，詳述如下。

根據 Helmholtz 定理，我們可將風場分為旋轉和輻散二分量，並定義 ψ 為流線函數（ stream function），χ 為速度位（ velocity potential ），得到下式。

$$V = k \times \nabla\psi + \nabla\chi \cdots\cdots (4-8)$$

$$\nabla^2\chi = \nabla\cdot V \cdots\cdots (4-9)$$

$$\nabla^2\psi = k\cdot\nabla\times V = \xi_1 + \xi_2 \cdots\cdots (4-10)$$

其中 ξ_1 為經駛流修正後環境風場所求得之渦度，ξ_2 為颱風渦度，將（4－8）式分別沿邊界

切線方向（$\hat{s}$）和法線方向（$\hat{n}$）取其內積可得：

$$(a)\ \frac{\partial \psi}{\partial s} = v_n - \frac{\partial \chi}{\partial n}\ ;\ (b)\ \frac{\partial \psi}{\partial n} = v_n - \frac{\partial \psi}{\partial s} \qquad \cdots\cdots\cdots(4-11)$$

$$(a)\ \frac{\partial \psi}{\partial n} = -v_s + \frac{\partial \chi}{\partial s}\ ;\ (b)\ \frac{\partial \chi}{\partial s} = v_s + \frac{\partial \psi}{\partial n} \qquad \cdots\cdots\cdots(4-12)$$

其中切線單位向量$\hat{s}$取反時針方向爲正，而法線單位向量，則取向外爲正。（4－9）及（4－10）式爲典型的包桑（Poisson）方程可用有序超漸近法（sequential-over relaxation method）求解，在求解時我們需要ψ及χ的邊界條件，因此我們採取如下方式求解：

①令邊界之χ爲零，解（4－9）式求得χ在各網格點的分佈。

②用梯形積分法，在內邊界上求解（4－11、a）式，得到ψ在內邊界上的值，其中$\frac{\partial \chi}{\partial n}$以內邊界爲中心，用中差法求取，$v_n$爲內邊界上風的向外分量（南邊爲北風，北邊爲南風，東邊爲西風，西邊爲東風，取正號）。ψ之初始值在西南點上，定爲零。

③解（4－10）式，求取內邊界內各點的ψ值。

④用梯形積分法解（4－12、a）式，求取外邊界上各點的ψ值。其中$\frac{\partial \chi}{\partial s}$爲內邊界上$\chi$值沿內邊界的微分，以中差法求取，$v_s$爲內邊界上平行邊界的風，取反時針向爲正。外邊界上四個角的值則以其兩側之平均值求取。

⑤解（4－10）式，求取外邊界內各點的ψ值。

⑥用梯形積分法解（4－11、b）式，求取外邊界上各點的χ值，其中v_n的定義如前述，$\frac{\partial \psi}{\partial s}$在內邊界上用中差法求取。

⑦解（4－9）式得到χ在各網格點之分佈。

⑧回到步驟②，但ψ之初始值用已求出者。再經由步驟③到⑤後結束。

在上面的求解步驟中，我們已經假設了颱風渦度場對近邊界處的風場影響不大，但同時亦容許了颱風渦度對邊界條件的些許調整。

(3)颱風中心位置的決定

決定颱風中心位置的最適用參數，目前尚無定論（Elsberry, 1979），然而由於我們使用的是正壓模式，且在有限網格解析度下（D=240km），使用最大正渦度中心，或最小流線函數中心，並無太大不同，因此我們用渦度場配合如下的方法來決定颱風中心：

①以前6小時預報颱風位置爲中心，400 km 爲半徑找尋具有最大正渦度的網格點。

②以此點爲中心，在x及y方向左右各取一點，並以此三點之渦度值，在x及y方向各建立一個二次曲線，並各求此二次曲線的極大值位置則可得到此次預報颱風中心的位置。

(4)數值方法

使用 Quasi-Lagrangian scheme 及四點線性內插雖然可避免計算能量分散的問題，但是却會產生很大的計算消弱（computational damping or smoothing）現象（蔡，1977；Mesinger & Arakawa, 1976）。推究其原因，主要爲網格間距太大的結果，因此在使用 Quasi-Lagrangian scheme 的原則下研擬一套減小網格間距而又不會增加太多的計算負擔（computer load）的數值方法實爲必須，在此前提下巢狀網格（nested grid）系統似乎是唯一選擇。另外值得一提的是，由於此模式使用的是 Quasi-Lagrangian scheme，因此由巢狀網格解析度不同所引起的短波干擾問題可適當地避免（(kitade,1979），因此我們只要致力於解決網格間的交互作用問題即可（當使用 two way interaction 時），而使問題變得較爲單純。惟實際使用時，我們發現，即使使用巢狀網格，却仍受CDC主記憶體的限制而無法付諸實現，因而此點須待將程式寫得更精簡後方能施行。

(5)模式物理

在控制颱風移動的物理因素中，除第一節所述外，尚包含颱風輻散度（Holland, 1983; Anthes, 1982）、拖曳阻力(Kuo,1969)：包括①颱風垂直動量輸送所造成的阻力，一般稱之爲積雲摩擦阻力（cumulus friction drag）。②由渦旋移動之尾流（wake）所產生的擾流（eddy）阻力，一般稱之爲

氣壓拖曳阻力（ pressure drag ）。③由地表摩擦所產生之阻力，一般稱之爲地表摩擦阻力（ surface friction drag ）、地形效應（ Chu, 1977; 劉，1979 ）及雙颱風交互作用（劉，1984）。

其中輻散度不是正壓渦度方程所能考慮，而雙颱風交互作用我們暫不考慮，剩下的拖曳阻力及地形效應，應可放入模式中，其中地形效應似乎較爲單純而拖曳阻力則有賴適當的統計資料做爲參數化法的基礎，須要進一步的探討。

五、結　論

由以上誤差校驗結果顯示，使用相當正壓模式對於颱風路徑之預測，與中央氣象局現行各種客觀預報法比較，就36小時以上之路徑預測而言，不論在向量誤差或直角誤差，均以相當正壓模式爲最小；相當正壓模式預測之方向誤差顯示有左偏傾向，但誤差隨時間減小且優於其他統計氣候法；速度誤差，對12小時至24小時之預報雖較其他四種方法爲大而且偏慢，但24小時以上之預報對颱風動向之掌握遠優於其他各法，而此12小時預報較慢及角度偏差較大之缺點，可由其能優先顯示出轉向趨勢而補償，使得以掌握正確颱風路徑變化預報先機。

針對相當正壓模式在12至24小時內預報偏慢及偏左之缺點，另嘗試探討對於初始加入的虛擬颱風渦度場及流線函數場之建立作修正，並改進颱風中心之定位方法，此修正後之模式預報誤差結果，尚有待校驗。此外，相當正壓模式所採用之 Quasi-Lagrangian 數值方法，雖能解決計算能量分散，但仍會產生計算消弱問題，而地形效應及拖曳阻力之物理過程對模式預報之改進具有重大影響，均有待我們作更進一步之考慮與研究。

六、致　謝

本研究在中央氣象局科技研究計畫（編號CWB 76－01－18）經費支援下完成。

七、參考文獻

蔡清彥，1975：數值天氣預報在台灣地區的應用。國立台灣大學大氣科學系研究報告 NWP-01 號。

蔡清彥，1977：颱風路徑之數值預報實驗。國立台灣大學大氣科學系研究報告 NWP-04 號。

蔡清彥，1978：正壓颱風路徑預報之數值方法比較。國立台灣大學大氣科學系研究報告 NWP-08 號。

劉廣英，1979：關於颱風運動的幾個小問題。氣象預報與分析，80。

劉廣英，1984：西北太平洋及南海地區雙颱風運動特性之分析與探討。國科會專題研究計畫，NSC-73-0202-M072-02 號。

謝信良，劉復誠，王忠山，1976：颱風路徑客觀預報方法在台灣及鄰近地區應用之初步研究。氣象學報，32，2，1～25。

Anthes, R.A., 1982: Tropical Cyclones: Their Evolution, structure and Effects. Meteor. Monogr., 41, Amer. Meteor. Soc., 208pp.

Chu, K. K., S. T. Wang, and H. P. Pao, 1977: Surface Wind Fields and Moving Tracks of Typhoons When Encountering the Island of Taiwan. 11th Tech. Conference on Hurricans and Tropical Meteor. of Amer. Meteor. Soc., Dec. 13-16, 1977.

Elsberry, R. L., 1979: Applications of Tropical Cyclone Models. M. W. R., 60, 750-761.

Haltiner, G. J., and R. T. Willams, 1979: Numerical Prediction and Dynamic Meteorology, 477pp.

Hawkins, H. F., and S. L. Rosenthal, 1965: On the Computation of Stream Functions From the Wind Field. M. W. R., 93, 245-252.

Holland, G. J., 1983: Tropical Cyclone Motion: Environmental Interaction Plus a Beta Effect. J. A. S., 40, 328-342.

Kitade, T., 1979: A Method of Numerical Time Integration Using A Moving Variable Grid. J.M.S.J., 57, 576-586.

Kuo, H.L., 1969: Motions of Vortices and Circulating Cylinder in Shear Flow with Friction. J.A.S., 26, 390-398.

Mesinger, F. and A. Arakawa, 1976:Numerical Method Used in Atmospheric Models. WMO/ ICSU Joint Organizing, GARP Publication Series, No. 17, 64pp.

Neuman, C. J., and J. M. Pelissier, 1981: Models for the Prediction of Tropical Cyclone Motion over the Atlantic: An Operational Evaluation. M.W.R., 109, 522-538.

Sanders, F., A. C. Pike, and J. P. Gaertner, 1975: A Barotropic Model for Operational Predictions of Tracks of Tropical Storms. J.A.M., 14, 265-280.

Tsui, T. L., 1984: A Selection Technique For Tropical Cyclone Objective Forecast Aids. 15th Conference on Hurricans & Tropical Meteorology, January 9-13, 1984, Miami, Fla., Published by the American Meteorological Society, Boston, Mass., 40-44.

圖一　颱風路徑預測誤差示意圖

表二　五種不同颱風路徑客觀預報方法對颱風最佳路徑的誤差校驗

預報方法	預報時間（時）	個案個數	向量誤差（公里）	直角誤差（公里）	方向誤差（度）	平均方向誤差（度）的絕對值	右偏誤差（度）	右偏個案數	不偏個案數	左偏誤差（度）	左偏個案數	時間誤差（時）	平均時間誤差（時）的絕對值	超前誤差（時）	超前個案數	正時個案數	落後誤差（時）	落後個案數	速度誤差（公里／時）	平均速度誤差（公里／時）的絕對值	快速誤差（公里／時）	快速個案數	等速個案數	慢速誤差（公里／時）	慢速個案數
EBM	12	50	121.1	48.7	-.5	45.4	53.5	21	1	-40.6	28	-8.2	9.9	6.8	6	1	-10.5	43	-4.0	6.5	5.1	12	0	-6.9	38
	24	47	190.9	105.0	-4.3	34.0	41.0	17	1	-30.7	29	-1.1	14.8	18.8	17	2	-13.3	28	-.5	4.3	4.2	22	0	-4.5	25
	36	45	284.5	175.8	-7.0	35.3	42.3	15	0	-31.2	30	-3.7	18.5	23.8	14	4	-18.5	27	.5	4.1	4.2	25	0	-4.0	20
	48	42	400.4	277.5	4.6	34.7	41.3	20	0	-28.0	22	-9.6	25.3	23.7	14	3	-29.3	25	2.3	4.5	4.6	31	0	-4.1	11
HURRAN	12	42	76.5	41.8	7.6	21.7	28.0	22	1	-15.1	19	2.5	8.7	12.3	19	4	-6.9	19	1.5	4.7	5.6	23	0	-3.5	19
	24	40	157.7	90.1	3.4	26.0	32.7	18	0	-20.1	22	2.9	13.6	18.3	18	3	-11.2	19	1.9	4.7	4.9	27	0	-4.4	13
	36	37	290.1	183.8	1.5	29.1	35.4	16	0	-23.8	21	-1.3	18.3	22.5	14	5	-20.1	18	2.1	5.6	5.9	24	0	-4.9	13
	48	35	460.0	294.3	1.2	35.6	40.2	16	0	-31.3	19	-4.8	24.8	35.0	10	4	-24.6	21	2.8	6.1	6.5	24	0	-5.2	11
PC	12	55	83.0	47.1	12.4	30.8	38.3	31	2	-22.4	22	-7.3	14.3	11.5	17	11	-20.7	27	.6	4.4	4.1	33	0	-4.7	22
	24	53	180.0	105.5	9.9	40.8	43.3	31	0	-36.6	22	-11.2	26.8	24.3	16	3	-30.4	34	.9	4.1	4.4	30	0	-3.7	23
	36	50	333.0	176.7	12.1	47.9	50.0	30	0	-44.3	20	-23.6	42.1	33.8	14	3	-48.1	33	2.0	5.2	6.0	30	0	-4.0	20
	48	47	470.9	256.2	17.9	49.8	54.8	29	0	-41.1	18	-29.7	51.4	39.2	13	3	-49.2	31	2.3	5.5	6.6	28	0	-3.9	19
ANALOG	12	46	102.4	56.7	9.8	34.5	44.3	23	0	-24.2	23	-3.1	17.9	19.0	18	9	-25.5	19	1.5	6.1	7.0	25	0	-5.1	21
	24	44	209.3	124.9	15.3	45.3	51.2	26	0	-36.2	18	-11.5	32.8	29.2	16	3	-39.0	25	1.7	5.1	5.0	30	0	-5.4	14
	36	42	404.4	219.5	21.0	59.2	76.5	22	0	-39.6	20	-25.3	44.4	30.8	13	3	-56.3	26	2.6	6.7	6.9	28	0	-6.1	14
	48	40	602.7	351.1	14.2	64.5	82.8	19	0	-47.3	21	-37.1	56.0	37.8	10	2	-66.5	28	3.8	7.7	7.6	30	0	-7.8	10
CLIPER	24	42	536.1	410.6	2.3	33.7	39.8	19	0	-28.1	23	7.7	37.9	36.8	26	5	-57.7	11	19.9	20.0	20.4	41	0	-2.1	1
	48	37	831.2	644.2	-6.2	48.7	60.5	13	0	-41.8	24	-15.4	44.5	35.8	15	4	-61.5	18	11.2	12.6	13.8	32	0	-5.4	5

圖二　各種颱風路徑預報法對最佳路徑的向量誤差平均

圖三　預報方法對最佳路徑的直角誤差平均

E—E：相當正壓模式預報法

H—×—H：HURRAN 法

P……P：PC法

A—··—A：ANALOG (CWB-81) 法

C—···—C：CLIPER 法

圖四

圖五

圖六

圖四　預報方法對最佳路徑的方向誤差平均（正值表示預報右偏的個案平均偏角，負值表示預報左偏的個案平均偏角）

圖五　預報方法對最佳路徑的方向誤差算術平均

圖六　預報方法對最佳路徑的方向誤差絕對值平均

圖七　韋恩颱風的最佳路徑及五種客觀預報路徑

(a) 1986.08.20.00Z 到 1986.08.22.00Z

(b) 1986.08.20.12Z 到 1986.08.22.12Z

圖八

圖九

圖十

圖八　預報方法對最佳路徑的時間誤差平均（正值表示預報超前的個案的平均時間誤差，負值表示預報落後的個案平均時間誤差）

圖九　預報方法對最佳路徑的時間誤差絕對值的平均

圖十　預報方法對最佳路徑的時間誤差的算術平均

圖十一

圖十二

圖十三

圖十一　預報方法對最佳路徑的速度誤差平均（正值表示預報偏快的個案的速度平均誤差，負值表示預報偏慢的個案的速度平均誤差）

圖十二　預報方法對最佳路徑的速度誤差絕對值的平均

圖十三　預報方法對最佳路徑的速度誤差的算術平均

表三　五種不同颱風路徑客觀預報方法對颱風警報位置的誤差校驗

預報方法	預報時間（時）	個案個數	向量誤差（公里）	直角誤差（公里）	方向誤差（度）	方向誤差的平均（度）絕對值	右偏誤差（度）	右偏個案數	不偏個案數	左偏誤差（度）	左偏個案數	時間誤差（時）	時間誤差的平均（時）絕對值	超前誤差（時）	超前個案數	正時個案數	落後誤差（時）	落後個案數	速度誤差（公里/時）	速度誤差的平均（公里/時）絕對值	快速誤差（公里/時）	快速個案數	等速個案數	慢速誤差（公里/時）	慢速個案數
EBM	12	45	119.9	46.3	-6.2	43.7	46.9	18	1	-42.7	26	-6.7	9.4	12.2	5	3	-9.8	37	-4.6	6.5	3.5	12	0	-7.5	33
	24	43	197.3	107.5	-3.2	32.9	42.6	15	0	-27.3	28	-5.0	14.5	17.1	12	2	-14.4	29	-.7	4.6	3.7	23	0	-5.7	20
	36	39	282.1	172.6	-4.3	35.2	37.7	16	1	-34.5	22	-6.5	15.9	15.4	12	1	-16.8	26	-.2	4.2	5.2	15	0	-3.5	24
	40	36	403.5	280.6	5.5	35.8	49.6	15	0	-25.5	21	-7.0	18.9	19.5	11	3	-21.2	22	1.8	4.5	4.7	24	0	-4.1	12
HURRAN	12	40	83.3	47.8	.7	21.9	21.6	21	2	-24.5	17	1.2	8.3	11.9	16	2	-6.5	22	1.0	4.9	5.6	21	0	-4.1	19
	24	39	163.6	98.0	1.4	27.1	29.2	19	0	-24.6	20	1.4	13.1	18.8	15	5	-12.1	19	1.4	4.6	4.7	25	0	-4.4	14
	36	36	294.8	194.4	-1.4	30.7	35.2	15	0	-27.0	21	.0	15.1	18.2	15	4	-16.0	17	1.9	5.6	6.1	22	0	-4.7	14
	48	33	472.9	318.3	1.1	37.6	39.9	16	0	-34.9	17	-3.6	16.9	24.5	9	5	-17.8	19	2.7	6.1	6.3	23	0	-5.7	10
PC	12	53	90.6	46.7	4.3	29.4	30.8	29	4	-32.6	20	-4.6	13.6	11.1	21	5	-12.7	27	-.3	4.7	4.2	28	1	-5.5	24
	24	50	190.0	102.9	2.8	39.9	41.0	26	0	-38.2	24	-12.2	26.8	22.6	16	3	-26.2	31	.4	4.6	4.3	29	0	-5.0	21
	36	46	320.6	181.3	7.8	42.8	40.1	29	0	-46.6	17	-18.2	41.1	32.0	17	2	-41.9	27	1.4	4.8	5.7	25	0	-3.8	21
	48	41	468.0	270.0	17.1	46.3	52.0	25	0	-36.9	16	-23.6	44.8	33.3	13	2	-42.1	26	1.5	5.3	6.4	22	0	-4.1	19
ANALOG	12	44	107.0	56.2	3.6	31.7	32.3	24	2	-34.0	18	-6.5	15.2	12.7	15	9	-23.9	20	.6	6.2	6.0	25	0	-6.5	19
	24	41	217.5	123.4	7.8	40.5	45.1	22	0	-34.8	19	-10.8	29.7	27.7	14	5	-37.7	22	1.1	5.8	5.7	25	0	-6.0	16
	36	38	371.5	222.7	13.0	52.4	69.0	18	0	-36.9	20	-18.7	35.6	35.7	9	3	-39.6	26	2.0	6.4	6.6	24	0	-6.0	14
	48	34	584.5	363.9	14.2	57.0	80.7	15	0	-37.6	19	-22.4	40.8	31.2	10	3	-51.2	21	2.7	7.2	7.7	22	0	-6.4	12
CLIPER	24	40	542.9	417.6	-6.8	29.0	24.6	18	0	-32.0	22	8.2	37.4	33.8	27	6	-83.5	7	20.4	20.4	20.4	40	0	.0	0
	48	33	838.6	674.3	-4.2	45.4	56.7	12	0	-38.3	21	-2.9	33.8	29.9	17	2	-43.3	14	11.6	13.0	13.5	30	0	-7.8	3

圖十四　預報方法對警報位置的向量誤差平均

圖十五　預報方法對警報位置的直角誤差平均

圖十六

（時）

圖十七

（時）

圖十八

（時）

圖十六　預報方法對警報位置的方向誤差平均（正值表示預報右偏的個案平均偏角，負值表示預報左偏的個案平均偏角）

圖十七　預報方法對警報位置的方向誤差算術平均

圖十八　預報方法對警報位置的方向誤差絕對值的平均

圖十九

圖二十

圖二十一

圖十九　預報方法對警報位置的時間誤差平均（正值表示預報超前的個案的平均時間誤差，負值表示預報落後的個案平均時間誤差）

圖二十　預報方法對警報位置的時間誤差絕對值的平均

圖二十一　預報方法對警報位置的時間誤差之算術平均

圖二十二

圖二十三

圖二十二　預報方法對警報位置的速度誤差平均（正值表示預報偏快的個案的速度平均誤差，負值表示預報偏慢的個案的速度平均誤差）

圖二十三　預報方法對警報位置的速度誤差的絕對值平均

圖二十四　預報方法對警報位置的速度誤差的算術平均值

圖二十四

AN EVALUATION OF CWB BAROTROPIC TYPHOON TRACK PREDICTION

Ching-Yen Tsay *Shinn-Liang Shieh* *Shi-Yang Chen*
National Taiwan University Central Weather Bureau

Bao-Fong Chain *Chia-Ping Cheng* *Shiou-Suey Sheng*
Central Weather Bureau

ABSTRACT

Using the barotropic typhoon track prediction model by Tsay (1977), this study evaluates the predictions of 6 typhoons in the vicinity of Taiwan in 1985-86. It is shown that the prediction after 24 hours by the model is better than those of the other four objective typhoon track prediction methods used in the Central Weather Bureau (CWB). The model is able to predict the turning of typhoon track earlier than the other methods. In addition, this paper also studies the speed and direction errors of the model.

台灣地區颱風路徑預報誤差之校驗與客觀預報方法之評估

李清勝　　謝信良　林民生

台灣大學大氣科學系　　中央氣象局

摘　要

本研究收集了1962至1987年間，中央氣象局所發佈的海上陸上颱風警報單，將實際作業時之颱風定位，颱風移動方向和速度，以及24（或12小時）預測之颱風位置，做綜合整理與歸納，利用此份資料校驗分析中央氣象局的颱風預報誤差，以及評估HURRAN法，CLIPER法，ANALOG法及PC法等颱風路徑客觀預報方法在台灣地區的可適用性。結果顯示HURRAN法的24小時平均預報誤差最小（170公里），各月的預報誤差亦最平穩，在預報作業上最有參考價值。中央氣象局的24小時平均預報誤差爲（177公里）較HURRAN法和CLIPER法（173公里）爲大，但較關島美軍聯合颱風警告中心，JTWC，者（221公里）爲小。然而中央氣象局的颱風預報誤差並沒有逐年減小之趨勢，顯示中央氣象局之颱風預報雖已達國際水準，但是預報方法仍有待研究改進。

一、前言

台灣位於西北太平洋颱風路徑的要衝，平均每年有3～4個颱風直接影響本島，至於可能構成威脅且影響鄰近海域漁船作業與航運安全者則更多。根據謝和陳（1986）的統計，在1961～1985年間，台灣地區平均每年因颱風所造成的損失約17.8億元，爲各類自然災害之首。近年來，台灣的經濟高度繁榮發展，各種建設突飛猛進，因此遭受颱風等氣象災害的威脅，有日益昇高的趨勢。單一颱風侵襲事件往往可造成鉅大的損失，例如1986年侵襲中部地區的韋恩颱風所造成的損失高達126億元。

颱風所造成的損失，雖然不是人力所能抗拒，但如能事先準確預測颱風未來動向，及早採取各項因應措施，當可使災害減至最低。即以韋恩颱風爲例，如能減少15％的損失，即相當於節省了大約20億元的損失，經濟效益相當高。欲有效的減少颱風所造成的損失，最重要的莫過於提高颱風路徑預報的準確度，不然其他因應的防患措施將只是徒勞傷財而已。

颱風路徑的預報方法，大抵可分成兩大類，即數值預報模式和氣候統計法兩大類。對於較長時間的預報（例如：72小時）數值模式所預測的路徑大抵比氣候統計法好，但對於24～36小時的預報則氣候統計法有其實用上的價值。最近Matsumoto（1985）在發展西北太平洋颱風路徑預測方法的複迴歸分析時，考慮了綜觀天氣條件和數值預報結果（稱爲perfect prog）。其所得到的颱風路徑統計預報模式，目前正由美國海軍NEPRF測試中。依

據Ted Tsui 所提供的資料顯示，Matsumoto 的模式比其他所有的方法準確度爲高。此點再度證明了氣候統計方法在實際預報作業上的價值。由於此方法採用了綜觀天氣條件和數值模式預報結果，可稱之爲天氣、動力統計法。Matsumoto 的模式採用了美國NMC 的分析和預報的網格點資料，此模式目前並不適合國內採用。隨著氣象局數值預報計劃的推展，在未來的數年中，當有可能逐步研究採行類似技巧，發展適合台灣地區的颱風路徑預報模式。然而在目前則必需就現有的氣候統計模式尋求最適合台灣地區使用者，甚至改進現有的颱風路徑客觀預報方法，以改進颱風路徑預報之誤差。

目前中央氣象局颱風路徑預報作業時，所參考的颱風路徑客觀預報方法，包括HURRAN 法，CLIPER法，PC法，ANALOG法（或稱CWB-81）和ARAKAWA法。謝等（1986）曾經採用1957～1977年西北太平洋地區颱風最佳路徑資料（Best Track, Annual Typhoon Report, Joint Typhoon Warning Center, JTWC, GUAM）對前面四種方法作有系統的校驗，（ARAKAWA法因需使用綜觀天氣分析資料，因此不列入校驗。）結果顯示在此四種方法中，HURRAN 法之平均誤差最小，PC 法之平均誤差最大。謝等的結果，當可作爲預報作業上之參考，然而此分析採用了關島JTWC之最佳路徑資料，此資料乃是事後分析所得，並非實際預報作業時可獲得之資料，因此與實際作業應用上當有出入。再者，校驗的地區包含西北太平洋大部份地區（10～40°N及110～150°E之間），並未強調那些直接對台灣構成威脅的颱風。

本研究將採用相同的分析方法，針對直接或可能對台灣構成威脅的颱風作有系統的校驗，而且採取的資料將以實際預報作業中可獲得的資料爲限。在校驗分析中將考慮各種客觀預報方法逐年和各季的預報誤差。此外，我們也將校驗在過去二、三十年中央氣象局颱風路徑預報誤差之改進情形。

二、資料搜集與整理

本研究計劃採用中央氣象局1962年至1987年9月，共26年，所發佈之海上、陸上颱風警報單上之颱風實際定位和預報位置，總計173個颱風。由於氣象局早期所發佈之颱風警報單並未保存完整，早期颱風資料多所流軼，很多的颱風生命史其時間不連續，或某部分資料缺乏（如移動方向缺，或移動速度缺），也有的颱風警報單之時間間隔爲3小時或5小時…（正常乃6小時）不等，而警報單上所預報之颱風，有24小時後的，也有12小時後的，甚或有6小時或18小時…不等。因爲中央氣象局之颱風資料尚未經過整理，亦未錄成磁帶，乃以人力逐一自一疊疊、一本本之颱風警報單上抄下颱風資料（包括定位、預報位置、最大強度、移動方向與移動速度），再逐一鍵入電腦中，然後一一核對，其中所耗之精力及時間蓋不可謂不巨。

爲了解決每一個颱風資料之時間間隔不同所帶來之困擾，故將其時間間隔一致化，全部定爲6小時，超過6小時者以內插求得，不足6小時者則捨棄不用。經過整理後共得1807筆資料（單獨時刻），每筆資料包括時間、颱風名稱、中心位置、最大風速、移動方向與速度以及預測之未來位置（預測時間又分12小時和24小時兩種）。其中有202筆資料的颱風位置由內插得到。如此將可保持資料時間連續性的完整。

在此1807筆資料中，有294筆資料沒有預報之位置（包括前述之202筆內插所得資料）或者預報的時間非12或24小時以後。剩下的1513筆資料中，預報之颱風爲24小時後的有1165筆，爲12小時後的有348筆。

在以下的分析中，將以此份資料爲準。首先將校驗中央氣象局颱風路徑預報之誤差。其次將校驗HURRAN法，ANALOG法和CLIPER 法等三種方法在這些個案中的24小時預報誤差。由於PC 法中7～12月份的預報公式需使用颱風中心地面最低氣壓，而本份資料中並無最低氣壓資料（由風速轉換成最低氣壓時，將產生誤差，目前暫不考慮採用），因此目前無法校驗PC 法在7～12月份之誤差，但4～6月份的PC 法預報誤差，則將予計算。

三、中央氣象局颱風路徑預報誤差之校驗

在校驗預報誤差時，將以實際預報作業時所決定之颱風中心位置爲標準，計算預報位置的向量誤差。謝等（1986）所採用的資料全部皆爲關島 JTWC 之最佳路徑資料，然而此份資料已經人爲修勻，與實際作業時所決定之位置可能有些小出入，爲了避免人爲過程可能造成的不一致，在目前的校驗中將僅採用中央氣象局 實際作業時所決定之位置。（而在第五節討論中將以最佳路徑資料爲校驗標準再重覆校驗一次。）此外，在計算誤差時目前僅計算向量誤差，以後如作更進一步分析時則可考慮直角誤差。在計算誤差平均值時皆同時計算標準偏差。

如前所述，所有中央氣象局原始颱風警告單上的資料已整理成每六小時一筆，然而部份颱風位置乃是經內插求得，因此在校驗過程中內插所得之颱風位置並未被當作標準來計算預報誤差。此外預報時間非12或24小時之預報亦皆捨去不用。由於預報誤差與預報時間並非成單純的線性關係，12和24小時的預報誤差，將分別計算。

表一和表二中列出了中央氣象局（CWB）24和12小時逐年平均預報誤差和標準偏差（SD）。右邊兩行分別是每年預報資料總數和颱風個數。由表中可看出近年來中央氣象局的颱風預報作業之預報時間已較一致，從1985年起所有的預報位置皆爲24小時後之位置，即使在1982～1984年中預報時間爲12小時之次數也明顯比早期少很多，此種趨勢將使往後的校驗工作較易進行，容易與其他颱風預報作業單位（如JTWC）比較預報誤差，爲方便比較，JTWC 的年平均誤差亦列在表一中之括弧內。（資料取自JTWC, Annual Tropical Cyclone Report, 1986）最下面一列則爲全部26年（或25年）的平均誤差和標準偏差，所採用的資料總數與颱風總數。

此份結果顯示中央氣象局的24小時颱風預報誤差（177公里）較之關島JTWC 之預報誤差（221公里）小了44公里。標準偏差亦較小。在1962～1986年中只有1962，1970，1978和1979四年，中央氣象局的預報誤差較JTWC 爲高，尤其是1970和1978兩年。至於中央氣象局預報最好的是1983年，年平均誤差僅127公里。由於資料取樣之不同，中央氣象局之預報誤差大小和JTWC 並無一定之關係，例如，在JTWC 年平均預報誤差大於平均值（221公里）之九年中，只有五年（1962，1964，1965，1967和1978）中央氣象局之年平均預報誤差亦大於平均值（

表一．中央氣象局24小時颱風預報誤差（單位：公里）

年份	年平均	JTWC 預報誤差	標準偏差	資料個數	颱風個數
1962	271	(267)	156	20	6
1963	169	(235)	69	42	7
1964	195	(246)	113	32	10
1965	221	(280)	135	23	9
1966	131	(252)	121	26	7
1967	195	(232)	136	25	8
1968	170	(195)	106	27	6
1969	166	(206)	74	16	5
1970	219	(182)	108	9	3
1971	143	(183)	82	19	4
1972	134	(215)	68	16	3
1973	182	(189)	64	22	5
1974	184	(211)	70	25	8
1975	170	(239)	87	21	4
1976	162	(217)	80	31	7
1977	177	(259)	97	31	5
1978	248	(222)	113	10	4
1979	199	(209)	144	40	7
1980	148	(215)	96	31	5
1981	158	(217)	70	26	6
1982	150	(211)	63	54	6
1983	127	(204)	56	39	4
1984	203	(204)	104	42	7
1985	191	(208)	109	48	7
1986	189	(217)	119	81	7
1987	172	—	98	49	6
總結	177	(221)	105	756	150

表二．中央氣象局12小時颱風預報誤差（單位：公里）

年份	年平均	標準偏差	資料個數	颱風數
1962	132	98	25	5
1963	82	41	14	2
1964	95	58	22	5
1965	115	71	16	3
1966	63	32	22	4
1967	83	46	37	8
1968	85	56	27	5
1969	129	72	15	2
1970	127	14	3	1
1971	71	42	10	3
1974	75	4	3	2
1977	120	49	12	3
1978	102	73	13	3
1979	94	48	9	3
1980	71	33	7	2
1981	113	72	13	4
1982	101	9	2	2
1983	80	0	1	1
1984	93	54	3	2
總結	96	63	254	60

圖 1. 中央氣象局24小時颱風路徑預報之年平均誤差（實線）。虛線為平均值加上和減去標準偏差之值。

圖 2. 中央氣象局12小時颱風路徑預報之年平均誤差（實線）。虛線為平均值加上和減去標準偏差之值。

179 公里）。一般說來，JTWC年平均預報誤差之逐年變化較中央氣象局者小，此乃因中央氣象局預報責任區較小，颱風數亦少，預報誤差之大小和這些颱風的可預報度有很大的關係，如果侵襲台灣附近地區颱風之路徑變化較小，誤差會較小，反之則較大。

令人意外的，從1962年至1987年，中央氣象局的颱風預報誤差並沒有明顯的下降趨勢，而是作近乎周期性的循環，圖一顯示了1962年至1987年之年平均誤差之變化（實線），上下的虛線分別爲平均值加上或減去標準偏差之值。幾個誤差較大的年是1965，1970，1978和1984年。

中央氣象局颱風預報時間爲12小時19年（1962～1984，缺1972，1973，1975，1976）之平均預報誤差爲96公里，較24小時預報誤差之半數89公里稍高。平均標準偏差63公里。中央氣象局一般只有在颱風即將侵襲或已登陸台灣時才會做12小時預報，因此12小時預報年平均誤差之大小與24小時者並無直接相關。如同24小時預報誤差，12小時年平均預報誤差並沒有明顯逐年降低的趨勢（圖二）。

表三中列出了中央氣象局24和12小時預報之月平均誤差，標準偏差和預報個數。由資料顯示七、八、九等三個月的颱風最有可能影響台灣，六月和十月颱風侵襲的機會減小很多。至於四、五、十一等三個月侵襲之機率非常少。由此份結果顯示，24小時誤差以九月份最小，只有159公里，比平均之177公里小了18公里，其次是10月份之166公里。這兩個月的標準偏差也都較小。八月份之平均誤差則較九月份大31公里，標準偏差也偏大。七月份之誤差和平均值差不多。12小時之預報誤差仍然是九月較小，八月較大，標準偏差亦雷同。但是十月份之誤差則跳升爲最大。一般說來，誤差平均值大者，其標準偏差亦較大，反之亦然，然而，八月份之標準偏差顯有偏大之情形，顯示八月份颱風之行徑最爲善變，不易掌握，平均誤差值因此也較七、九兩月爲大。圖三顯示了24小時和12小時（虛線）預報誤差之逐月變化情形，此圖同時顯示了24和12小時誤差值變化之不相關性。

表三. 中央氣象局 24 小時和 12 小時颱風預報之月平均誤差（單位：公里）

	24 小時 颱風預報			12 小時 颱風預報		
月份	平均	標準偏差	資料個數	平均	標準偏差	資料個數
4	223	115	10	75	24	2
5	226	138	9	103	56	13
6	180	99	65	108	75	28
7	177	101	196	93	56	56
8	189	123	216	104	77	54
9	159	90	211	78	42	64
10	166	79	71	124	73	27
11	216	113	27	83	46	10

圖 3. 中央氣象局24（實線）和12（虛線）小時颱風路徑預報之月平均預報誤差。

四、颱風路徑客觀預報法之校驗

有關中央氣象局目前採用之四種客觀預報方法中PC法（Aoki and Nomoto, 1977）和CLIPER法（見Neumann, 1972；徐，1977）著重在颱風的持續性和氣候統計上之特性。HURRAN法（胡和陳，1976）和ANALOG法（或CWB-81；陳，1980）則著重於選取特徵相似之歷史颱風做或然率統計分析之類比法的應用。在未來18小時內之預報，HURRAN法同時強調了持續性的重要性。有關這四種方法之詳細內容，謝等（1986）和上述各文中已有詳細之陳述，本文不再贅述，惟謝等中所述有關PC法之預報因子及相關係數（其表3a）爲Aoki and Nomoto（1977）所發展之原始預報模式，目前中央氣象局所採用之模式，已做了相當的改進，然而基本的模式仍然相同。

本文在作此四種方法之預報校驗時，皆採用中央氣象局實際預報作業時（REAL TIME）之資料，亦即颱風警報單之資料。個案數目比謝等（1986）所用者少很多。另外客觀預報方法之預報因子包括了過去24小時乃至48小時之資料。校驗則需24小時後之實際定位，校驗之資料個數因此亦比中央氣象局預報校驗中之資料個數爲少，而且選取之颱風偏向於對臺灣構成威脅且時間較長之個案。統計結果當然會稍受影響，但是由結果顯示，個案數仍非常多，結果之可信度應不至受到嚴重影響。

表四. HURRAN法 24小時颱風預報誤差（單位：公里）

年 份	年平均	標準偏差	資料個數	颱風數
1962	211	148	21	6
1963	156	84	35	7
1964	166	116	15	5
1965	167	123	16	6
1966	185	126	21	6
1967	125	73	25	7
1968	184	132	38	4
1969	122	67	13	3
1970	189	40	4	2
1971	115	80	12	4
1972	141	79	5	2
1973	127	85	12	2
1974	282	100	10	2
1975	155	171	7	3
1976	191	155	4	2
1977	244	120	20	4
1978	276	164	3	1
1979	160	87	15	5
1980	142	63	14	4
1981	155	76	13	3
1982	131	55	32	4
1983	102	61	28	4
1984	147	120	16	4
1985	238	185	23	6
1986	199	132	67	7
1987	167	90	25	6
總計	170	119	494	109

月 份	月平均	標準偏差	資料個數
4	75	10	5
5	170	47	5
6	171	115	40
7	162	108	120
8	173	140	117
9	173	114	155
10	175	111	43
11	229	112	9

表四列出了HURRAN法逐年和逐月之24小時預報誤差平均值，由於颱風個數和資料個數都比中央氣象局24小時預報之資料個數少，逐年變化較大，26年的平均預報誤差是170公里，比中央氣象局之誤差177公里稍好，但標準偏差則較大。各月平均預報誤差則顯得較一致，除了4月和11月（資料個數較少）外，5至10月之平均預報誤差變化很小，除了七月份平均誤差值較小外，其他各月之值幾乎一樣。比較起來，中央氣象局預報誤差之逐月變化則要大得多。

表五列出了ANALOG法逐年和逐月之24小時預報誤差平均值，由於資料個數比HURRAN法者大幅減少，結果顯示標準偏差增大（131公里），逐年、逐月之變化亦都很大，但26年之平均預報誤差（187公里）則僅較中央氣象局者稍大，有趣的是，中央氣象局和其他各種客觀預報方法之八月份平均誤差，均較七、九兩月爲大，惟獨ANALOG

表五. ANALOG 法 24小時颱風預報誤差（單位：公里）

年 份	年平均	標準偏差	資料個數	颱風數
1962	266	150	8	3
1963	204	77	13	4
1964	392	137	3	1
1965	263	134	2	2
1966	114	36	4	2
1967	160	80	9	4
1968	247	187	18	3
1969	93	32	4	2
1973	56	29	4	1
1977	286	59	5	2
1979	95	87	4	2
1980	161	40	4	2
1981	110	13	2	1
1982	133	46	21	4
1983	101	51	13	3
1984	231	50	6	1
1985	134	62	3	1
1986	200	152	57	3
1987	146	57	7	2
總計	184	131	187	43

月 份	月平均	標準偏差	資料個數
4	170	71	6
5	74	0	1
6	248	70	9
7	204	164	41
8	168	107	38
9	178	130	88
10	135	79	3
11	272	0	1

表六. CLIPER 法 24 小時颱風預報誤差（單位:公里）

年 份	年平均	標準偏差	資料個數	颱風數
1962	216	106	35	6
1963	166	79	49	7
1964	160	100	31	9
1965	188	121	31	8
1966	178	120	35	8
1967	146	107	49	8
1968	170	123	45	5
1969	170	129	20	4
1970	136	64	8	2
1971	137	71	18	4
1972	157	73	10	3
1973	180	51	16	2
1974	188	66	18	5
1975	131	61	15	4
1976	176	74	17	6
1977	194	98	30	5
1978	336	108	7	3
1979	175	98	29	7
1980	128	87	24	5
1981	131	54	23	6
1982	144	92	43	4
1983	132	60	34	4
1984	177	76	24	6
1985	182	96	36	7
1986	234	183	67	7
1987	159	75	37	6
總計	173	110	751	141

月 份	月平均	標準偏差	資料個數
4	201	119	13
5	264	99	9
6	181	113	66
7	168	98	186
8	172	104	183
9	166	122	202
10	179	110	68
11	182	106	24

法之八月份誤差較七、九兩月爲小，顯示ANALOG法應較易掌握八月份之颱風，此點當可作爲以後應用或研究發展之參考。

表六列出了CLIPER 法逐年和逐月之24小時預報誤差平均值，26年之平均誤差爲173 公里，比中央氣象局之預報誤差稍小，但較HURRAN 法稍大，標準偏差110 公里，爲三種方法中最小者，此點顯示在實際應用時，CLIPER 法具有一定的參考價值，尤其是對於行徑怪異之颱風，CLIPER 法之預報誤差增大之幅度較小。在各月平均誤差方面，除了四、五兩月誤差較大外，其他均在平均值左右，而且以九月份之值爲最小，僅有 166 公里。

PC 法的逐年結果，暫無統計，但4、5、6三個月的月平均誤差分別爲 231、268 和 268 公里，標準偏差分別爲 106、52和94公里，資料個數則分別爲10、5 和41。雖然資料個數不多，但很明顯的是PC 法之預報誤差偏大。謝等（ 1986 ）的結果顯示PC 法之預報誤差亦遠較其他方法爲大。

五、討論

目前結果顯示HURRAN 法之長期平均預報誤差最小，其次是CLIPER 法，再來是ANALOG法，PC 法最差，中央氣象局的平均預報誤差，介於CLIPEP 法以及 ANALOG法之間，然而HURRAN法，CLIPER 法，中央氣象局和ANALOG法四者之預報誤差，差別並不大，平均誤差依次是170、173、177 和184 公里，這些誤差也都比關島JTWC 之平均預報誤差（ 221 公里）爲小，因此中央氣象局之預報誤差，實質上並不一定比關島JTWC 者好，但是如果說中央氣象局颱風路徑預報之準確度已達國際水準則不爲過。然而，在作業時如果僅僅採用HURRAN 法或CLIPER法來作預報，長期平均誤差則較中央氣象局過去之平均預報誤差爲小，此結果頗出乎預料之外，可能的原因是中央氣象局於實際預報作業時考慮了安全因素，以至於使預報誤差加大。而且，事實上，這些客觀方法均是七〇年代以後才發展出來之技術。

圖 4. 中央氣象局與各種颱風路徑客觀預報方法24小時預報誤差之月平均值。

謝等（1986）所分析之24小時預報誤差和目前結果相似，平均誤差由小至大依次爲HURRAN法（151公里），CLIPER法（166公里），ANALOG法（176公里）和PC 法（394公里），然而目前結果之平均誤差均較謝等人所分析之結果爲大。差別依次是HURRAN法大了19公里，CLIPER 法8公里，ANALOG 法8公里。此種差別的產生，主要是謝等所用之資料爲最佳路徑資料而且客觀方法在發展過程中所採用的資料也是最佳路徑資料，謝等之誤差因此較目前分析者爲小。這些數據同時顯示HURRAN 法雖然最有參考價值，但是其預報誤差對於定位誤差亦最敏感。平均24小時內因定位誤差所產生的預報誤差可達13％（19公里／151公里）。CLIPER法和ANALOG 法則對定位誤差較不敏感，平均24小時內所產生的誤差均在5％以下。此等結果與客觀預報法之特性有關。HURRAN 法在作預報時，前6小時乃完全根據持續法，爾後歷史颱風的影響逐漸加重，至36小時則完全根據歷史颱風的路徑，CLIPER 法和ANALOG法則並沒如HURRAN 法般特別強調初始位移之權重。

圖四比較了中央氣象局（實線），HURRAN法（虛線）CLIPER 法（點線）和ANALOG 法（點虛線）24小時平均預報誤差之逐月變化。在颱風出現頻率較多的六至十月中，HURRAN 法和CLIPER 法的預報誤差相當的平穩，逐月變化很小。中央氣象局的預報則以九、十兩月份較好，誤差均比HURRAN法和CLIPER 法爲小，八月份則稍大。六、七、八，三個月的預報誤差則比HURRAN法和CLIPER 法爲大，因此，在此三個月中，HURRAN法和CLIPER 法頗有參考的價值。ANALOG 法由於變化太大，且個案較小，其預報參考價值較難評斷。

表七. 1983～1987年中，資料數較多之十個颱風之24小時平均預報誤差

年份	名稱	CWB	資料個數	HURRAN法	CLIPER法
1983	Abby	156	(13)	92	146
1983	Forrest	94	(11)	104	70
1984	Wayne	142	(11)	94	158
1985	Nelson	59	(10)	198	99
1986	Peggy	166	(14)	103	131
1986	Wayne	181	(28)	232	299
1986	Abby	175	(14)	178	165
1986	Ellen	203	(10)	110	180
1987	Cary	179	(12)	129	179
1987	Gerald	65	(11)	121	66

爲了瞭解客觀方法在不同類型颱風之應用價值，表七中列出了過去五年中（1983～1987），資料時間較長的十個颱風之中央氣象局以及HURRAN法和CLIPER 法之預報誤差，結果顯示HURRAN法和CLIPER 法之預報誤差並沒明顯相關，此兩法之預報誤差與中央氣象局之預報誤差亦沒明顯之關係，然而對於行徑怪異的颱風，目前的客觀預報法較難掌握，例如：1986 年之韋恩颱風（Wayne）HURRAN法之平均預報誤差是232公里，CLIPER 法是299公里，而中央氣象局之預報誤差則僅有181公里，但仍較平均值爲高，此結果顯示主觀之預報經驗在颱風路徑預報上仍具有一定價值，然而主觀的經驗亦可能造成誤差之加大，例如：1986 年的貝姬颱風（Peggy），HURRAN法之平均預報誤差僅103公里，CLIPER 法亦僅131公里，而中央氣象局之預報誤差竟達166公里。如以長期誤差平均來說，客觀方法並不一定比目前中央氣象局之預報差，然而目前之客觀預報方法對路徑怪異之颱風尚欠缺預報能力，因此如何發展

表八．利用JTWC最佳路徑資料評估中央氣象局之颱風預報（單位：公里）

	24 小時 預報誤差		12 小時 預報誤差	
年 份	年平均	標準偏差	年平均	標準偏差
1962	275	135	134	80
1963	182	78	95	47
1964	186	98	117	58
1965	294	214	115	49
1966	141	99	101	126
1967	204	131	94	46
1968	181	114	106	65
1969	218	146	114	78
1970	183	110	146	48
1971	148	77	85	48
1972	170	81	—	—
1973	204	109	197	145
1974	182	95	203	0
1975	151	68	79	22
1976	175	91	120	51
1977	217	124	118	59
1978	270	74	135	73
1979	251	175	204	0
1980	151	92	74	30
1981	162	87	135	72
1982	171	67	121	55
1983	141	62	125	47
1984	230	115	98	51
1985	215	130	—	—
1986	246	167	—	—
總計	198	123	112	72

一種既客觀又能掌握怪異路徑颱風之颱風路徑客觀預報方法仍是一重要課題。

在以上所有分析中均採用了中央氣象局於預報作業時所決定之颱風中心位置。難以避免的此份資料有一定程度之誤差；例如高低中心分離型的颱風，中心位置的決定往往有很大的誤差；再者有些颱風的中心位置並不能很明確的決定，此時預報者主觀的判斷，可能會偏往其先前所預報的位置，爲了測試這些因素可能產生的影響，我們另外採用了關島 JTWC 的最佳路徑資料來評估中央氣象局的預報誤差，結果列在表八中（BEST TRACK 只到 1986，因此 1987 年不列入），颱風個數和表一所列者大約相同，資料個數則稍多（表八中從略）。採用最佳路徑評估之平均24小時預報誤差是 198 公里，12小時預報誤差 112 公里，均較前述預報誤差（177 公里和96公里）爲大，誤差的百分比分別是12％（21公里／177 公里）和17％（16公里／96 公里）。雖然部份誤差增大的原因，是因包括了警報發佈末期之颱風，而且有些颱風進入西風帶速度加快，使得誤差變大所帶來之影響。但是這麼大的誤差，再次強調了颱風中心定位的重要性。目前關島的飛機颱風偵察飛行已經停止，因此研究如何利用衛星資料決定颱風中心位置益形重要。

如同圖一所示，表八的結果顯示中央氣象局的颱風預報誤差並沒有任何下降的趨勢，此等結果推翻了第一作者個人的假設，原先作者以爲隨著科技的進步，中央氣象局也改進了花蓮雷達站的設備和增設了地面衛星接收站，按理這些設備應該可以更確實的掌握颱風動態，提高颱風定位的準確度，進而增進颱風預報的準確度，然而結果顯示，中央氣象局僅僅提高了直接觀測颱風的能力，而對於預報誤差的改進，則沒有明顯而具體的成效，可能的原因或爲以往中央氣象局並無專責之研究發展單位，研究工作大都是負責實際預報作業人員自行發展，成效顯然有限。在過去一、二年間，中央氣象局已成立科技中心（任務編組），有專責人員從事研究工作，因此未來科技中心有必要加強颱風路徑預報的研究工作，以改進預報技術，減少預報誤差。

六、結語

台灣地區每年均受到颱風之侵襲，所造成的損失爲台灣各類天然災害之冠，如何準確的預報颱風未來的路徑，進而做好防颱措施，以減少生命財產的損失，長久以來均是國內氣象界努力的目標。雖然中央氣象局的颱風路徑預報的準確率已達國際水準，但是預報誤差並沒有明顯逐年下降的趨勢。長期平均下來，仍比HURRAN法和CLIPER 法等兩種客觀預報方法爲差。然而目前的路徑客觀預報方法對於路徑怪異的颱風，仍欠缺預報能力。因此如何改進颱風路徑客觀預報方法，減少誤差，尤其是發展能掌握行徑怪異颱風的天氣、動力統計模式，仍應是中央氣象局未來研究發展的重點。

分析結果同時顯示，颱風定位誤差對於颱風路徑預測的準確度有很大的影響，然而，目前美國關島的JTWC 已經停止飛機颱風偵察任務，這對於颱風位置的決定，有相當不利的影響。因此，在沒有更好的觀測工具前，如何利用衛星資料，正確的決定颱風中心位置以及強度，應爲當前最重要的研究課題之一。

七、誌謝

本研究工作承蒙劉麗貞同學協助程式設計和分析結果，陳瑞梅小姐協助資料收集整理，特此誌謝。本研究計劃乃在中央氣象局（計劃編號CWB 76-01-19）贊助下完成。

八、參考資料

陳熙揚，1980 ：利用類比法預測颱風路徑之研究，氣象學報，26卷，4期，1-13。

謝信良、劉復誠及王忠山，1986 ：颱風路徑客觀預報方法在台灣及鄰近地區應用之初步研究，氣象學報，32卷，2期，59-38。

謝信良及陳正改，1986 ：台灣地區氣象災害之調查研究（II），國科會防災科技研究報告75-4號。

胡仲英及陳熙揚，1976 ：利用客觀比擬法預報颱風路徑之研究，氣象學報，22，8-16。

徐明同，1977 ：颱風之路徑與其預報，氣象學報，23卷，2期，24-34。

Aoki, Tand and S. Nomoto, 1977: A statistical prediction of Tropical cyclone position Based on Persistence and Climatological Factor (The PC method). J. Met. Soc.Japan, 55.

Joint Typhoon Warning Center (JTWC) 1986: Annual Tropical Cyclone Report. NAVOCEANCOMCEN /JTWC. Guam.

Matsumoto, Clifford R. , 1985 : A statistical method for One-to Three-Day Tropical Cyclone Track Prediction. Dept. of Atmos. Sci. Paper No. 379, Colo. State Univ., Ft. Collins, Co, 281 pp.

Neumann, C. J., 1972: An alternate to the HURRAN tropical cyclone forecast system. NOAA Tech. Memo. NWS SR-62 32pp.

An Analysis of the Applicability of Typhoon Track Object Forecast Schemes and Typhoon Forecast Errors over Taiwan Area

Cheng-Shang Lee

National Taiwan University

Shinn-Liang Shieh Ming-Sen Lin

Central Weather Bureau

Abstract

The purpose of this research project is to analyze the applicability of different typhoon track objective forecast schemes over Taiwan area. The official typhoon forecast errors of Central Weather Bureau (CWB) are also evaluated. A total of 26 years (1962-1978) of data determined by CWB during real-time operation are used. These data include the current and forecast typhoon center positions, the typhoon moving speeds and directions, and the maximum intensities.

Results indicate that the HURRAN method has the smallest averaged 24-hour forecast error(170KM). The monthly variation of error is also smaller. The HURRAN method thus is the most valuable reference tool during typhoon forecast operation. The 24-hour forecast error of CWB is slightly larger than those of HURRAN and CLIPER (173KM) methods. However, the CWB forecast error is considerably smaller than that (221KM) of Joint Typhoon Warning Center(JTWC), Guam. Unfortunately, there is no indication that the typhoon forecast error of CWB is getting smaller over the last 26 years. Considerable effort is still needed in order to improve the typhoon forecast error.

中緯度地區積雲參數化法降水預報的研究

曾忠一　　曹立德

中央研究院物理研究所　　中國文化大學

國立台灣大學大氣科學系　　地學研究所

摘　　要

本文利用東亞地區（東經 110 到 130 度，北緯 20 度到 40 度的範圍內）1985年台灣梅雨期間 5 月28日 00Z的探空資料，以 Kuo 氏積雲參數化法進行降水量預報研究，並討論其他次網格尺度積雲效應對大尺度環境的影響。

客觀分析採用較簡便的 Barnes 客觀分析法。降水量預報採取 Krishnamurti 等人（1980）的方法，利用大尺度水汽的垂直傳送求出降水率，然後用半預報法預報12小時的累積雨量。在積雲參數化模式中，積雲對環境的潛熱加熱和擾動加熱作用，可由雲中溫度和環境溫度的差異及大尺度水汽輻合量等參數決定。而積雲對環境的增濕作用，則使用得到的降水率反求水汽輻合總量中用來增濕的部分，以便決定增濕參數。這樣就可求出垂直方向的平均擾動溫度、水汽通量、淨擾動溫度以及水汽的垂直傳送廓線。

求出來的12小時累積雨量預測值與觀測相比較，若以定性來看，具有相當的準確性，雨區及雲區都模擬得不錯。

1.前　言

降水預報一直是氣象學中最不易解決，而且又具有挑戰性的問題。在降水雲中，又以對流雲最具破壞性，時常釀成豪雨，帶來重大災害。尤其台灣位於最大海洋與最大陸塊交界處，同時也位於溫帶與熱帶交界處，常爲降水問題所困擾。

積雲對流在決定大氣環流的溫度場和濕度場的結構中，扮演着重要的角色。大量個別積雲組成的雲簇，可藉水汽、熱量和動量的垂直傳送而影響綜觀尺度運動。

然而一般的數值預報模式，主要以大尺度大氣現象爲研究對象，所用網格間距約在 200 ～ 300 公里，只能分辨出meso- α（Orlanski，1975）以上的系統。如果採用細網格，其網格間距約爲 100 公里。但積雲尺度約爲 10 公里（meso - β），對大尺度運動而言，是次網格尺度大氣現象。因此在大尺度運動場中，積雲對流的效應需用大尺度場的變數來表達。換句話說，必須加以參數化。積雲參數化的目的就是探討積雲的整體效應對較大尺度的影響。

許多積雲參數化法使用在大尺度和中尺度的模式中，每一種方法在問題的型態、積分模式的牽連性和方便性上都有些差異，不過任何一種積雲參數化法中需要解決的問題就是有關降水量、對流加熱及增濕廓線這些參數的計算，其中降水量的多寡將直接影響凝結增溫對大尺度系統加熱的狀況。另外，增濕的結果，改變大尺度的穩定度和水汽結構，進一步加强或抑制大尺度系統的發展。

Ceselski（1973）從物理機制的觀點，將對流參數化的方式分爲三種：(1)濕對流適應模式；(2)水汽輻合模式；(3)積雲尺度質量守恆模式。其中以水汽輻合模式爲最簡便，Kuo（1965，1974）就是這種模式，又因 Kuo（1974）的物理假設和計算方

法較爲簡單，又能得到合理的結果，所以爲人廣泛採用。

在水汽輻合模式中，最重要的部分便是有關降水率的計算。Kuo氏認爲，降水率與網格點代表面積上的水汽輻合成正比。Anthes（1977）認爲其比值由大尺度相對濕度決定。可是 Krishnamurti 等人（1980）則以大尺度水汽供應的水平和垂直輸送來估計。Krishnamurti 等人的方法所計算出來的降水率與實際值最爲接近。

任何一種積雲參數化，都必須用實際的觀測值來驗證所採行的理論和假設是否合理。一般說來，積雲參數化可分爲三大研究方向：第一類爲診斷分析；第二類爲半預報法研究；第三類是將積雲參數化納入大尺度預報模式中，如區域模式、半球或全球模式等。

半預報法是在僅有一次的時間增量，預測降水率和積雲的加熱及增濕效應。此法最大的好處是不用大尺度預報模式也可進行預測。因爲只做一次時間增量的積分，其結果可免除數值上的非線性誤差和物理反饋效應。

過去二十多年來，氣象學者研究各尺度間相互作用的問題，其中最重大的貢獻就是各種參數化法的改進。從1960年代中期，就有學者從事積雲參數化的研究，然將研究成果應用在實際作業的數值模式上，則是在1970年前後數值模式開始採用原始方程模式之時。

積雲參數化的根本是建立於整個氣柱的水汽輻合上，這就是爲水汽輻合模式的基本要義，爲Charney 與 Eliassen（1964）首先提出，並且用在熱帶氣旋模式中，因而建立了CISK的觀念。

積雲對流所引起的凝結潛熱及對流導致的垂直傳送，使得水汽及熱量在垂直方向重新分配，其分配的狀況，即爲積雲參數化中最主要的問題。Kuo氏（1974）認爲，就對流降水而言，水汽淨輻合量中，僅有一小部分 b 用來增濕氣柱，其餘 $1-b$ 則凝結成雨滴而降落到地面。Kuo氏並建議熱帶地區 b 值可用 0.02，中緯度地區則是個經驗值，需透過實驗才可得到。Anthes（1977a,b)則用大尺度相對濕度計算 b 值。另外，Krishnamurti 等人（1980）將大尺度水汽供應分爲垂直傳送和水平傳送，發現垂直傳送與降水率相符合，水平傳送則和環境增濕有關。他指出此法需更多個案的研究，才可建立明確的物理意義。Kuo 與 Anthes（1984）曾利用半預報法，將 Kuo氏積雲參數化法應用在中緯度對流系統，發現降水率的觀測值和大尺度的垂直傳送有極大的關聯，此結果和 Krishnamurti 等人（1980）的結論不謀而合。此外，他們也對 Kuo, Anthes 及 Krishnamurti 等人決定 b 值 方法，進行降水率的比較。

有關大尺度大氣運動數值預報的積雲參數化上面說過可分爲三大類：(1)濕對流適應模式（Manabe 等人，1965）；(2) Kuo氏法（1965,1974）；(3) Arakawa 與 Schubert法（1974）。Krishnamurti 等人（1980）利用半預報法比較上述各參數化法所得之降水率，結果以 Kuo 氏（1974）的方法所得的降水率與實際值的誤差最小，比 Arakawa 與Schubert（1974）的結果要好。

另外，Krishnamurti 等人（1983）使多重迴歸分析，將降水率表爲平均垂直速度及相對渦度的函數，結果令人滿意，但也指出此法不具通用性，迴歸係數會隨時空而改變。

下面將著重在 Kuo氏（1974）的積雲參數化法，以半預報法進行降水預報研究，探討這個方法在中緯度地區的適用性，並使用 Krishnamurti 等人的方法計算水汽淨輻合量中用來增濕氣柱的部分。另外將涉及客觀分析、垂直速度、濕度參數的計算、估計降水量及其他有關參數化的問題，並且對12小時後的降水量進行預測，並與觀測值比較。

2. Kuo氏參數化法的基本理論

所謂的參數化，就是將次網格過程用大尺度變數即網格點上的變數來表示。大尺度變數在網格點上的值 χ，可寫爲網格面積 A 上的平均值 $\overline{\chi}$ 加上偏差 χ'：

$$\chi = \overline{\chi} + \chi' \tag{1}$$

其中

$$\overline{\chi}=\frac{1}{A}\int_A \chi\, dA \tag{2}$$

$$\overline{\chi}'=0 \tag{3}$$

網格面積A遠大於小尺度系統（包含積雲與周圍環境，包括上升及下降區域），故有大量積雲胞在網格面積A內。就大尺度而言，個別雲胞在面積A和時距δt內的分布是隨機的，Kuo氏（1974）將它解釋爲雲胞與周圍環境水平的混合機制。因此在空間A及時距δt內，以大尺度平均變數來決定次網格效應的平均水汽、熱量的傳送是可行的。

由於使用半預報法進行研究時可不使用大尺度預報模式，在原始方程組中只需用到水汽及位溫方程，這兩方程以p座標表示，可寫爲

$$\frac{d\overline{q}}{dt}+\overline{C}-\overline{T}_q=-\overline{C}^*-\frac{\partial\overline{\omega' q'}}{\partial p}-\nabla\cdot\overline{\mathbf{V}' q'} \tag{4}$$

$$\frac{d\overline{\theta}}{dt}-\overline{H}_r-\frac{L}{c_p}\overline{C}=\frac{L}{c_p}\overline{C}^*-\frac{\partial\overline{\omega'\theta'}}{\partial p}-\nabla\cdot\overline{\mathbf{V}'\theta'} \tag{5}$$

其中 $\overline{\theta}$ ：位溫

$\overline{q}$ ：比濕

$\overline{C}$ ：大尺度對流凝結率

$\overline{T}_q$ ：水汽渦動擴散率

$\overline{C}^*$ ：次網格對流凝結率

$\overline{H}_r$ ：輻射加熱率

L ：汽化熱

c_p ：定壓比熱

$\frac{\partial\overline{\omega' q'}}{\partial p}$ ：淨擾動水汽垂直傳送

$\frac{\partial\overline{\omega'\theta'}}{\partial p}$ ：淨擾動溫度垂直通量

$\nabla\cdot\overline{\mathbf{V}' q'}$ ：淨擾動水汽水平傳送

$\nabla\cdot\overline{\mathbf{V}'\theta'}$ ：淨擾動溫度水平通量

將兩方程將做下面的簡化：

(a)在時距12小時，輻射加熱率$\overline{H}_r$，雖有日夜變化，應不可忽略，但因資料難得而不計。

(b)省略水汽渦動擴散率$\overline{T}_q$。

(c)由次網格擾動所傳送的水平通量，雖然可用K模式來計算，但因其作用有限，在此略去不計。

經過簡化後，(4)和(5)式變爲：

$$\frac{d\overline{q}}{dt}=-\overline{C}^*-\frac{\partial\overline{\omega' q'}}{\partial p} \tag{6}$$

$$\frac{d\overline{\theta}}{dt}=\frac{L}{c_p}\overline{C}^*-\frac{\partial\overline{\omega'\theta'}}{\partial p} \tag{7}$$

(6)和(7)式右邊即次網格尺度對左邊的大尺度運動的增濕及增溫作用。

Kuo氏（1965,1974）基於水汽、熱量的預測，並計及雲量的效應，提出積雲對流參數化模式，其基本假設爲（圖1）：

(a)積雲對流發生在有水汽輻合的條件不穩定深厚氣層中。

(b)輻合的水汽，完全用在積雲的形成。

(c)積雲內的空氣完全飽合，氣溫直減率等於濕絕熱直減率。

(d)積雲雲底等於舉升凝結高度，雲頂則以氣塊濕絕熱舉升到氣溫與環境溫度相同的高度，即平衡高度。

(e)形成的積雲將與周圍空氣做水平混合，而雲內外氣溫將變爲相同。

首先必須判別在網格點上的溫度與濕度垂直分布是否有條件不穩定層存在，即

$$\frac{\partial\theta_e}{\partial p}>0 \tag{8}$$

的情況，其中θ_e爲相當位溫：

$$\theta_e=\theta\exp(Lq/c_pT) \tag{9}$$

如果有如圖1的條件不穩定層存在時，網格點上的水汽輻合量可按下式計算：

圖1 Kuo氏積雲參數化模式圖。

$$M_t = -\frac{1}{g}\int_{p_t}^{p_b}\left(\nabla\cdot\bar{q}\bar{V} + \frac{\partial\bar{q}\bar{\omega}}{\partial p}\right)dp \qquad (10)$$

上式中 p_b 及 p_t 分別爲對流雲雲底及雲頂氣壓。如果水汽輻合量M_t爲正值，則水汽將提供積雲發展。

由水汽量M_t，可訂定積雲內的溫度T_c及比濕q_c，在網格點代表面積內將有積雲形成，其遮蓋的面積比率爲a，如圖2所示。通過遮蔽率a（或稱爲雲量）可將次網格效應納入模式裡。

根據假設(e)，在δt時間內形成積雲時，周圍空氣氣溫T_E和比濕q_E，將變成T_c和q_c，所需的水汽總量爲$M_t\delta t$，可用下式表示：

圖2　雲遮蔽率與積雲的關係（Anthes，1977）。

$$M_t\delta t = \frac{a}{g}\int_{p_t}^{p_b}\left[\frac{L}{c_p}(T_c - T_E) + (q_c - q_E)\right]dp \qquad (11)$$

若以大尺度氣溫$\bar{T}$及比濕$\bar{q}$取代周圍空氣氣溫T_E和比濕q_E，則由上式可求得雲量a爲

$$a = \frac{M_t\,\delta t}{\frac{a}{g}\int_{p_t}^{p_b}\left[\frac{L}{c_p}(T_c - \bar{T}) + (q_c - \bar{q})\right]dp} \qquad (12)$$

若已知網格點上的雲量a，則大尺度平均變數（以網格點變數來表達）可由雲區（下標c）變數和環境（下標E）變數表示。例如

$$\bar{\chi} = (1-a)\chi_E + a\chi_c \qquad (13)$$

$$\chi_c' = \chi_c - \bar{\chi} = (1-a)(\chi_c - \chi_E) \qquad (14)$$

$$\chi_E' = \chi_E - \bar{\chi} = -\frac{a}{1-a}\chi_c' \qquad (15)$$

垂直擾動平均通量的傳送可表爲

$$\overline{\omega'\chi'} = (1-a)\overline{\omega_E'\chi_E'} + a\overline{\omega_c'\chi_c'}$$

$$= \frac{a}{1-a}\overline{\omega_c'\chi_c'} \simeq \frac{a}{1-a}\omega_c(\chi_c - \bar{\chi}) \qquad (16)$$

ω_c表示雲中的平均垂直速度，包括强烈下降氣流部分。相對於網格面積上的平均垂直速度，ω_c遠大於$\bar{\omega}$。ω_c可由模型雲和環境溫度差異所形成的"浮力"，和存在環境中的不穩定大小的比值而來，可按下式計算：

$$\omega_c = \frac{-(\theta - \bar{\theta})}{\tau\frac{\partial\theta_e}{\partial p}}，當對流不穩定存在時 \qquad (17)$$

$$\omega_c = \frac{-(\theta_c - \bar{\theta})}{\tau\frac{\partial\theta_e^*}{\partial p}}，當條件不穩定存在時 \qquad (18)$$

其中τ爲積雲的半生期，這裏取爲半小時，θ_e^*爲飽和相當位溫。通常條件不穩定層比對流不穩定層的範圍要大（圖3）。在熱帶大氣中的θ_e和θ_e^*的垂直分布有其重要性存在，可應用在較短時間的熱帶預報和積雲參數化上。

圖3　熱帶的平均成層狀態，θ爲位溫，θ_e爲相當位溫，θ_e^*爲飽合相當位溫（Young，1972）。

Kuo氏（1974）將水汽淨輻合量M_t分爲兩部分，其中$(1-b)M_t$的水汽凝結成雨滴，其餘bM_t用來增濕氣柱，包括凝結成水滴而後蒸發的部分，如圖4所示：

$$M_t = bM_t + (1-b)M_t \qquad (19)$$

在熱帶輻合區，b值遠小於1，Kuo氏建議在熱帶地區b值可用0.02，在中緯度地區則爲經驗值。

另外，Anthes（1977a）利用大尺度相對濕度

圖 4　空氣柱內水汽循環。

計算 b 參數：

$$b=\left[\frac{1-\langle\langle RH\rangle\rangle}{1-RH_c}\right]^n \text{，當}\langle\langle RH\rangle\rangle \geq RH_c \text{時}$$

$$=1 \qquad \text{，當}\langle\langle RH\rangle\rangle < RH_c \text{時}$$

其中《RH》爲垂直平均相對濕度，RH_c 爲相對濕度臨界值。RH_c 和 n 都是經驗常數。計算空氣柱內的垂直平均相對濕度，當大尺度環境夠潮濕，大部分的水汽轉換爲雨滴。當大尺度環境乾燥時，大部分水汽輻合量用來增濕環境。

Krishnamurti等人(1980)將水汽供應分成水平和垂直傳送：

$$bM_t=\frac{-1}{g}\int_{p_t}^{p_b}\overline{V}\cdot\nabla\overline{q}\,dp \tag{20}$$

$$(1-b)M_t=\frac{-1}{g}\int_{p_t}^{p_b}\overline{\omega}\frac{\partial\overline{q}}{\partial p}dp \tag{21}$$

他指出，垂直傳送和觀測的降水率相當吻合，水平傳送則與環境增濕有關。此外，他表示此法尚需更多個案研究，才可確立其物理意義。

根據(7)式，積雲對環境加熱可透過積雲凝結所產生的潛熱釋放和淨擾動熱量垂直傳送來達成，潛熱加熱廓線可按下式求得：

$$aQ_c=\frac{g(1-b)LM_t(\theta_c-\overline{\theta})}{c_p(p_b-p_t)\langle\langle\theta_c-\overline{\theta}\rangle\rangle} \tag{22}$$

$$=\frac{g(1-b)LM_t(\theta_c-\overline{\theta})}{c_p\int_{p_t}^{p_b}(\theta_c-\overline{\theta})dp} \tag{23}$$

其中

$$\langle\langle\cdot\rangle\rangle=\frac{1}{p_b-p_t}\int_{p_t}^{p_b}(\cdot)\,dp$$

若積雲的平均垂直速度ω_c已知，則擾動溫度傳送通量，根據(16)式，可寫爲

$$\overline{\omega'\theta'}=\frac{a\omega_c}{1-a}(\theta_c-\overline{\theta}) \tag{24}$$

淨擾動溫度的垂直通量可寫爲

$$-\frac{\partial\overline{\omega'\theta'}}{\partial p}=\frac{a}{(1-a)(p_b-p_t)}\{[\omega_c(\theta_c-\overline{\theta})]_{上}-[\omega_c(\theta_c-\overline{\theta})]_{下}\} \tag{25}$$

根據(6)式，積雲對環境增濕應是由增濕的水汽輻合量和淨擾動水汽垂直傳送而來。增濕氣柱的水汽廓線，可寫爲

$$aQ_c'=\frac{gbM_t(q_c-\overline{q})}{(p_b-p_t)\langle\langle q_c-\overline{q}\rangle\rangle} \tag{26}$$

$$=\frac{gbM_t(q_c-\overline{q})}{\int_{p_t}^{p_b}(q_c-\overline{q})dp} \tag{27}$$

擾動水汽傳送則爲

$$\overline{\omega'q'}=\frac{a\omega_c}{1-a}(q_c-\overline{q}) \tag{28}$$

而淨擾動水汽垂直傳送可用下式表示：

$$-\frac{\partial\overline{\omega'q'}}{\partial p}=\frac{a}{(1-a)(p_b-p_t)}\{[\omega_c(q_c-\overline{q})]_{上}-[\omega_c(q_c-\overline{q})]_{下}\} \tag{29}$$

3.資料處理

3.1資料整理

採用的資料爲民國 74 年梅雨期間 5 月 28 日 00Z東亞地區總共66個探空測站的等壓面高度、溫度、露點差、風向風速等10個定壓層資料。定壓層爲 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100mb。

在資料尚未轉換成網格資料以前，觀測資料必須進一步處理，尤其是資料不足的情況。另外，由於採用 p 座標方程來進行運算，在低於探空測站高度的氣壓面上，無法獲得如溫度、露點差、風向風

速等資料。這些問題若不加處理，將使結果受到影響。以下說明在進行客觀分析前探空資料的一些處理方式。

水汽含量用比濕來表示，可由露點溫度T_d和氣壓p按Tetens公式計算出來：

$$q=\frac{3.8}{p}\exp\left[\frac{17.27(T_d-273.16)}{T_d-35.86}\right] \quad (30)$$

上式中p的單位爲mb，比濕q的單位爲kg / kg。

低於測站高度的氣壓面的氣溫，可由該氣壓面與測站間的高度差，按乾絕熱直減率（－6.5° C/km）推求該氣壓面上應有的溫度。其他如比濕及風向風速，則假設與測站上所量出的結果相同。

高層水汽量的觀測並不是十分完善，因此常有缺少露點差資料的情形發生。處理方式爲將嚴重缺少資料的250，200，150，100mb層，分別以300 mb層相應資料的六分之一遞減，再以有溫度資料的氣壓層求出飽合比濕後，按相對濕度間接求出該層應有的實際比濕。

3.2客觀分析法

使用的網格系統建立在以藍伯特投影法，參考經度爲120°E，割接30°N及60°N所形成的地圖座標系統上。網格系統即以120°E線爲軸30°N處爲系統中第（11,10）網格點，間距爲150 km所形成之18×18的正方網格系統。圖5即爲在此地圖座標系統上，網格所涵蓋的範圍及有關測站的相對位置。

圖5　網格系統所在範圍及探空測站的位置。

由於使用此地圖座標，將與測站資料中有關水平向量如風向風速的表示法有所不同，因此必須將它轉換成地圖座標。以上的理論基礎和有關的方程，可參閱曾氏（1984，1987）。

客觀分析法使用逐次訂正法（曾氏，1987），並用Barnes（1964，1973）的指數形式的權重函數

$$W_i=\exp(-R_i/K)^2 \quad (31)$$

其中R_i爲測站到網格點的距離，K爲決定權重函數的參數，K值的大小可由測站分布的密度及所希望分辨的尺度大小來決定。基於上列的考慮，模式中令K值等於45km。

Barnes（1973）指出，使用這種方法可以不必事先設定初始場，只要作一次訂正即可，而且本身已有濾波作用，不必另行濾波。

在逐次訂正法中，將涉及測站上分析值的計算，必須將網格分析值內插到測站上，可用四點或十六點Bessel內插公式，將分析值由網格點內插到測站上。

十六點內插較優於四點的內插，因爲較能保留高低壓中心值，缺點是測站要在網格第二層內才可使用。

在模式中，邊界上採用四點內插法，其餘採用十六點內插法，這種混合式的內插方式，好處在於網格範圍內，所有測站資料都使用得到，缺點在邊界上的誤差將無法避免。

客觀分析的目的在於提供一可供計算的分析場，若資料已有錯誤存在，那不論以後的結果有多完美，都不足以令人採信，因此必需使客觀分析值具有相當的準確性。比較700 mb的主觀分析場（圖6）與客觀分析場（圖7a，7b）可知，由於分辨的尺度較小（約450 km），所以客觀分析場中有些擾動，不過就整體而言，仍有足夠的代表性，唯在邊界及東南隅的客觀分析值問題較大。

3.3垂直速度計算

本模式採用Krishnamurti等人（1980）的方法來估計降水率。因爲此降水率爲大尺度水汽垂直

圖 6　民國 74 年 5 月 28 日 00Z，700 mb 溫度及高度場分析圖。細實線爲等高線，單位爲公尺；虛線爲等溫線，單位爲℃；粗實線爲流線。粗框內爲研究範圍。

圖 7　民國 74 年 5 月 28 日 00Z客觀分析圖。(a) 700 mb 高度分析場。(b) 700 mb 溫度分析場。

傳送所引起的，所以必須計算大尺度垂直速度，其準確性相當重要。

在大尺度環境中，垂直速度不容易由觀測得到，大都透過某些關係式及垂直積分的過程間接得來，故誤差是無可避免的，但仍可經由某些方法來抑制。

計算垂直速度的方法很多，其中以運動學法最爲簡明，可是也有積分時誤差累積的缺點。使用兩個假設大致可改善這些缺點：(1)下邊界垂直速度爲零；(2)令所有上邊界垂直速度的總和爲零。

圖8　民國 74 年 5 月 28 日 00Z地面綜觀天氣圖。

4.結果與討論

在綜觀天氣圖上，有兩個微弱高壓低壓位於中國東北和日本海附近，華中地區存在一短脊。主要天氣系統爲由鄂霍次克海，經台灣北部海面，延伸到華南地區的低壓波。低壓中心 994 mb 位於台灣和日本間的洋面上，移動緩慢，且界面在台灣北部海面附近徘徊（圖 8 ）。除東北、華中、日本海附近及台灣東南海面上有部分地區爲疏雲和碧空外，其他地區都籠罩在雲區之中。值得注意的是，在內陸地區多屬中、高雲族，沿海地區及洋面則多呈積雲狀，尤其直展雲族更是顯而易見。

本文使用 Krishnamurti 等人（ 1980 ）的方法，即(20)和(21)式，計算降水率，並以半預報法作12小時的時間積分，以民國 74 年 5 月 28 日 00Z 的探空資料預報 12 Z的累積降水量。

根據中央氣象區所提供之雨量資料分析結果，12 Z的累積雨量多集中在三個地區，分別爲日本外海、台灣及福建沿海一帶與廣東附近，其中以台灣及福建沿海一帶範圍最廣，台灣中南部雨量最多。整個雨區分布在華南到日本一帶，與低壓波的所在位置大致吻合（ 圖 9 ）。

預報結果顯示在圖10。由圖中可見預報的雨區

圖 9　民國 74 年 5 月 28 日 0012Z等雨量圖。實線爲等雨量線，小於 50 mm 以 10 mm 爲間隔，大於 50 mm以 50 mm 爲間隔，虛線內表示雨區。

範圍較觀測爲小，預報的雨量中心的數值也比觀測值要小。因爲這模式只能分辨出約 450 公里的系統，而降水率就是由這些系統的變數得來，故一些中小尺度的現象自然無法顯現出來，而且一些資料不足的地區也會造成類似中、小尺度的現象，形成誤差。因此，雨量、雨區就無法與觀測結果配合。

圖 10　民國 74 年 5 月 28 日 0012Z雨量預測圖。點虛線爲 0.1 mm 等雨量線，實線爲以10 mm 間隔的等雨量線，大於50 mm 以最大數值表示。

台灣地區預報降水量的分布狀態酷似觀測的結果，唯雨區向東偏移，另外在台灣西南海面有一實際上可能不存在的雨量中心。因爲在東南隅廣大洋面並無探空資料，故造成雨區向東擴展。台灣西南方的雨量中心，就是因無充分的探空資料和邊界誤差所導致的結果。圖中東南隅的雨區也是如此。

若將以上導致預報不良的因素除去，可發現到一個值得注意的現象。從圖 9 及圖10可看出，在預報結果中 .1 mm 等雨量線的範圍與觀測得到的10mm 等雨量線的範圍相當一致。

依照 Kuo 氏的假設，積雲對流的發生滿足條件不穩定和正值水汽淨輻合量的前提。圖11爲水汽淨輻合量的分布狀況，負區出現在東北地區到長江口附近、華中到華南及台灣東南洋面上，除後者和華南一帶有不合理的輻散區和邊界的影響外，大致上可與圖 8 相配合。其值約在－ 0.001 ～ 0.003 kg / m^2 - sec 之間。

圖 11　水汽輻合積分量，單位 10^{-3}kg/m^2 - sec ，虛線表負值。

圖 12　模擬出來的雲區。

由於參數化的對象爲積雲，模擬的雲區應屬於對流雲區。圖12中雲區多集中在沿海地區及洋面上，除了邊界附近之外，與地面綜觀天氣圖（圖 8 ）所顯示的對流雲分布非常相近，雲區涵蓋的範圍與鋒面的位置亦能配合。

在這模式中，雲量參數 a 由 0.004 到 0.37，變動範圍很廣。一般而言，比 Ogura 與 Cho（1973）的 0.01 和Malkus 等人（1964）的 0.015 要大。a 值與水汽總輻合量和造雲的水汽量有關，在此模型雲從舉升凝結面到自由對流凝結面之間，即雲中溫度小於環境溫度所存在的範圍，對整個造雲水汽量

圖 13 雲類和雲量參數 a 與多餘雲溫的關係。其中網格（16,11）、（15,7）、（5,16）、（12,14）分別代表A，B，C，D四種雲類。

的負面作用，使得 a 值增大（圖 13）。

增濕參數 b 代表水汽輻合不能降水的部分。Krishnamurti 等人（1980）直接將水平水汽輻合視爲增濕的來源。在這模式中 b 值範圍在0.0007到1之間，比Kuo氏（1974）的0.02要大很多。其原因在於 b 值乃由降水部分來決定其大小，若降水率的估算有誤差，則 b 值的正確性也受到影響。

張氏（1986）曾使用多餘雲溫和水汽量，將對流雲分爲A,B,C,D四類，在本模式中也有類似的雲類，如圖14所示。A類雲下層多餘雲溫呈負值，且負值的區域要大於上層正值的部分，此雲多屬中、高雲族，雲底在 900 mb 以上。B類雲伸展不高，雲頂在 500 mb 以下，類似淺積雲。C類雲雲頂在高對流層，雲底在低對流層內，有兩個極大的多餘雲溫度值分別出現在中、高對流層。D類雲與C類雲類似，唯對環境的多餘雲溫呈均勻分布，最大

圖 14 A,B,C,D四種雲類所在位置。

值出現在中對流層附近。

在模式裡，就雲類的分布而言（圖14），A類雲多在洋面上。B類雲的範圍在陸地上、暖鋒區及氣旋中心北方。C類雲和D類雲則位於暖區內。

根據張氏（1986）的說法，C類雲是發展初期的雲類，在中對流層有最大多餘雲溫度值。D類像是發展中的雲，極大餘溫出現在高對流層。A類雲及B類雲則爲成熟雲或消散雲。因此，由圖中可看出在台灣附近必定有旺盛的對流活動正在發生。

模式中，各網格點上積雲效應的潛熱加熱造成中、高對流層的增溫，其中有兩處加熱區，分別位於 300 mb 及 500 mb 附近，每日約可增溫 1 到20度左右。另外，在低對流層有時會有負值出現，此降溫作用則是因水滴在低對流層中形成蒸發冷却，使得此層降溫，每日約可降溫 0 到 12 度（圖 16 ）。

從各網格點上的水汽增濕率的垂直分布中，可發現在 700 mb 附近，有一最大增濕率存在，而垂直分布之最大增濕率每日約可增濕 1 到 15g/ kg。一般而言，空氣中的水汽含量隨高度向上減少，而模式中的多餘水汽（圖15）最大值在 700 mb ，因此往下增濕不易，往上則增濕的"量"有限，所以最大增濕率出現的地方也就是多餘水汽最大值的位置（圖 17 ）。

淨擾動溫度垂直通量 $-\partial\overline{\omega'\theta'}/\partial p$ ，當其爲負值時，有冷却作用；爲正值時，則有加熱作用。同

圖 15 多餘水汽量垂直廓線。(a)，(b)，(c)，(d)分別爲網格（16,11）、（15,7）、（5,16）、（12,14）。

圖 16 潛熱加熱垂直廓線。其中(a)，(b)，(c)，(d)分別爲網格（16,11）、（15,7）、（5,16）、（12,14）。

圖 17 增濕氣柱之水汽垂直廓線。(a)，(b)，(c)，(d)分別爲網格（16,11）、（15,7）、（5,16）、（12,14）。

理，淨擾動水汽垂直傳送 $-\partial\overline{\omega' q'}/\partial p$ ，當其爲負值時，有乾燥作用；爲正值時，則有增濕作用。

如圖18所示，此淨擾動溫度通量將加熱中、高對流層，冷却低對流層。此處的加熱並不同於潛熱加熱，擾動加熱僅是由一層的溫度移至另一層，而潛熱加熱的確使此層整個加熱。

淨擾動水汽垂直傳送，增濕中、高對流層，乾燥低對流層，也就是將水汽從低對流層中帶走，意味着潛熱能量從網格尺度的低對流層中移出，這也就是從能量觀點探討網格尺度能穴的概念（圖 19 ）。

5.結論與建議

此模式的目的在於利用Kuo氏積雲參數化法進行中緯度地區降水預報，並探討在此區域中的適用性，以及其他有關參數化的一些基本問題。

在預報降水率的結果方面，發現到在使用Krishnamurti（1980）利用大尺度垂直水汽輻合量來估計降水量時需要計算大尺度的垂直速度，而此

圖 18　淨擾動溫度傳送垂直廓線。(a),(b),(c),(d)分別爲網格（16,11）、（15,7）、（5,16）、（12,14）。

圖 19　淨擾動水汽傳送垂直廓線。(a),(b),(c),(d)分別爲網格（16,11）、（15,7）、（5,16）、（12,14）。

降水率將使用在參數化中，故其影響是相當重大的。然而大尺度垂直速度的誤差非常不易消除，但是如果改進其誤差，將使得模式的可預報性提高。

求出來的12小時累積雨量預測值與觀測值相比較，發現在定量方面，數值都比觀測值小。因爲模式中所能分辨的水平尺度約爲 450 km ，而積雲爲次網格尺度，所以此結果是可以理解的。以定性的觀點來看，此模式對雨區及雲區的模擬有相當的可靠性。

致　謝

本研究是在中央氣象局委託計畫CWB76-01-17支持下完成的。

參考文獻

曾忠一，1984：動力預報的基本方程，台北，中央研究院物理研究所，122 頁。

曾忠一，1987：氣象與遙測資料的客觀分析，台北，中央研究院物理研究所，410 頁。

張拱祿，1986：中緯度地區積雲參數化的探討，中國文化大學地學研究所氣象組碩士論文，62頁。

Anthes, R. A., 1977a: A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 270-286.

——, 1977b: Hurricane model experiments with a new cumulus parameterization scheme. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 287-300.

Arakawa, A., and W. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.*, 31, 674-701.

Barnes, S. L., 1964: A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *J. Appl. Meteor.*, 3, 396-409.

——, 1973: Mesoscale Objective Map Analysis Using Weighted Time Series Observations. *NOAA Tech. Mémo. ERL NSSL*-62, National Severe Storms Laboratory, Norman, Oklahoma, 60p.

Ceselski, B. F., 1973: A comparison of cumulus parameterization techniques. *Tellus*, 25, 459-478.

Charney, J. G., and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, 21, 68-75.

Krishnamurti, T. N., Y. Ramanathan, H. L. Pan, R. J. Pasch, and J. Molinari, 1980: Cumulus parameterization and rainfall rates I. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 465-472.

——, S. Low-Nam and R. Pasch, 1983: Cumulus parameterization and rainfall rates II. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 815-828.

Kuo, H. L., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, 22, 40-63.

——, 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1232-1240.

Kuo, Y. H., and R. A. Anthes, 1984: Semiprognostic tests of Kuo-type cumulus parameterization schemes in an extratropical convective system. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1498-1509.

Malkus, J. S., and H. Riehl, 1964: *Cloud Structure and Distributions over the Tropical Pacific Ocean.* Los Angeles, University of California Press, 229pp.

Manabe, S., J. Smagorinski, and R. F. Strickler, 1965: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrological cycle. *Mon. Wea. Rev.*, 93, 769-798.

Ogura, Y., and H. R. Cho, 1973: Diagnostic determination of cumulus cloud populations from observed large-scale variables. *J. Atmos. Sci.*, 30, 1276-1286.

Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 56. 527-530.

Young, J. A., 1972: Thermodynamic variables, tropical soundings and instability. In *"Dynamics of the Tropical Atmosphere"*, edited by J. A. Young, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, pp. 463-468.