

題名	作／譯者	卷期號	頁碼	出版年
華南中尺度對流系統的次綜觀環之分析與模擬	丘台光 郭英華	34/01	1	1988.03
雲頂相當黑體溫度和熱帶氣旋強度關係之初步分析	李濤勝 吳鳳娥	34/01	23	1988.03
民國七十五年颱風調查報告——侵台颱風(8612號)韋恩	陳清得 林國金	34/01	35	1988.03
-----	-----	-----	-----	-----
斜壓和正壓不穩定的介紹	李永安	34/02	87	1988.06
東加拿大地區尾波衰减分析	辛在勤	34/02	103	1988.06
台灣地區顯空梅年500mb_高度及海面溫度距平特徵之研究	劉復誠	34/02	125	1988.06
台灣版區冬季低溫客觀預報之研究	李定國 劉昭民 黃拔源 蔡正德	34/02	142	1988.06
民國七十五年北太平洋西部颱風概述	陳來發 陳清得	34/02	155	1988.06
-----	-----	-----	-----	-----
高層冷心低壓之定位分析	陳泰然 紀水上 吳樹旺 苟潔予	34/03	175	1988.09
應用濾雲法在裂雲區求取台灣附近之海面溫度	劉振榮 顏泰崇 陳興漢	34/03	188	1988.09
侵襲台灣颱風之降雨分析研究	林雨我 徐晉淮	34/03	196	1988.09
利用單一都卜勒氣象雷達觀測亞力士颱風之初步分析研究	李金萬 楊健生 林國平	34/03	216	1988.09
現行豪雨預報技術之評估研究	劉復誠	34/03	227	1988.09
民國七十五年北太平洋西部颱風概述(二)	陳來發 陳清得	34/03	243	1988.09
-----	-----	-----	-----	-----
數值天氣預報研究——觀測資料缺乏地區之客觀分析	方力脩 柳中明 柳再明	34/04	261	1988.12
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 陳來發 周蘭芬 李育棋	34/04	275	1988.12
梅雨季華南低壓噴流與中尺度對流系統之初步分析	蒲金標 陳泰然	34/04	285	1988.12
發展性與非發展性中尺度對流系統環境條件之比較	林民生 林熹閔 王時鼎	34/04	298	1988.12
初步探討台灣之霧	陳孟青 戚啓勳	34/04	308	1988.12
民國七十五年颱風調查報告(8613)艾貝	李育棋	34/04	319	1988.12

<p>出版者 社長 吳林王 方曲 朱呂李 胡陳李</p>			<p>中央氣象局 氣象學 吳宗民 時力克 曙世汴 仲泰汴</p>			<p>臺北公園路六十四號 電話：3713181</p>		
<p>發行人 委員 謝永安</p>			<p>鼎脩 恭光 宗軍 英然 軍</p>			<p>勳男 遠鑑 傑良 彥田 平</p>		
<p>社編主 委 幹售印地電</p>			<p>新幣 150 元 英印刷企業有限公司</p>			<p>戚張楊 廖鄭謝 蔡葉劉</p>		
<p>刷 價者址話</p>			<p>文英印刷企業有限公司</p>			<p>啓隆之學 邦信清永安</p>		
<p>3016802 • 3018572</p>			<p>臺北市萬大路584巷6號</p>			<p>(按姓氏筆劃排列)</p>		

# ANALYSIS AND SIMULATION OF THE SUBSYNOPTIC-SCALE ENVIRONMENT OF A MESOSCALE CONVECTIVE SYSTEM OVER SOUTHEASTERN CHINA

*Tai-kuang Chiou*

Atmospheric R&D Center Central Weather Bureau

*Ying-Hwa Kuo*

National Center for Atmospheric Research

(Received date: Nov. 11, 1987; Completed date: Nov. 30, 1987)

## ABSTRACT

The heavy rainfall producers during the Mei-Yu season in Taiwan area are the Mesoscale Convective Systems (MCSs). One of the recent event caused severe damage is the case of 27-28 May, 1981. In this case, there were a few MCSs developed in southeastern China. The largest one of MCSs along the Mei-Yu front is a major topic of this study.

Satellite, conventional data and NCAR/PSU mesoscale model were used to analyze and simulate the pre-convective environment and the evolution of an MCS developed along a Mei-Yu front. The results show that the environment and evolution of MCS along the Mei-Yu front is similar to those of MCC in U.S.. The formation and development of this MCS is associated with the Mei-Yu front forcing and southwesterly high equivalent potential temperature ( $\theta_e$ ) airflow. The latent heat release and surface fluxes are very important factors in the development of MCS. We also demonstrated that the NCAR/PSU model has a potential ability to simulate MCSs in southeastern China.

## 1. Introduction

The heavy rainfall producers during the Taiwan Mei-Yu season are the Mesoscale Convective Systems (MCSs) embedded in Mei-Yu frontal cloud bands (e.g., Chen, 1977, 1986; Chen et al, 1986). Some of the mesoscale convective systems initially develop in southern China and move into Taiwan area. The recent event of this type which caused severe damage is the case of 27-28 May,

1981. In this case, three MCSs developed and affected northern Taiwan and southern China. Heavy rainfall and flash floods caused about 300 million US dollars damage in northern Taiwan (Chi and Chen, 1986).

The 'Mei-Yu' (plum rain: called 'Baiu' in Japan) is a climatic phenomenon occurring over southern China, Taiwan and Japan. Satellite pictures reveal a nearly continuous cloud band associated with the Mei-Yu front. In contrast to the polar

front, the temperature gradient across the Mei-Yu front is typically small, but there is always a marked/moisture gradient near the frontal zone (Akiyama, 1973a, 1973b; Chen and Tsay, 1978; Matsumoto et al., 1970, 1971). The Mei-Yu frontal system possesses a remarkable shear line which roughly coincides with a trough at 850 and 700 mb, although the associated geopotential gradient is rather weak in the immediate vicinity of the trough. Strong cyclonic vorticity, horizontal convergence and upward motion are observed along and to the south of shear line. The cloud band approximately coincides with the area of maximum cyclonic vorticity, horizontal convergence and upward motion. Intense convective clouds in the southern portion of the cloud bands tend to be associated with the maximum values of these kinematic parameters as well, with relatively higher moisture in the lower-middle troposphere. The Mei-Yu front influences convection not only by providing a favorable environment for convection but also by providing mesoscale forcing to trigger convection.

Mesoscale convective systems occur in various parts of the world and a variety of names are used to describe similar systems. Tropical cloud clusters and squall lines have been studied by a series of authors (e.g., Martin and Sikdar, 1975, Martin and Schreiner, 1981, for BOMEX area; Ruprecht and Gray, 1976a, 1976b, for West Pacific and West Indian Sea; Ogura et al., Barnes and Sieckman, 1984 for GATE data). MCSs occurring in mid-latitude of North America have also been studied (Hoxit et al., 1978; Maddox 1980, 1983; Bosart and Sanders 1981; Wetzel et al, 1983), and large quasicircular MCSs have been defined as Mesoscale Convective Complex (MCC) by Maddox (1980).

Convective cloud systems (clusters) developed over East Asia along the Baiu front occurring in or moving into Japan also have been studied (Matsumoto et al., 1970; Ninomiya and Akiyama, 1971, 1972, 1973; Akiyama, 1978, 1979, 1984; Yoshizumi, 1977).

The MCSs can be roughly divided into two types with two different forcing mechanisms. In the first type, the MCS is triggered and maintained by large scale forcing such as a front or short-wave trough. The second type of MCS is generated by mesoscale forcing such as a mesohigh, mesolow or mesoscale disturbance. The large-scale system is only responsible for producing an favorable environment for the initiation of convection; once initiated, further convective activity depends upon the interaction between the convection itself and the resulting mesoscale circulation system. For example, such immediate-scale disturbance (with a wave length of about 1000 km) frequently developed in a Balu front and affected the Japan area (Matsumoto et al., 1970; Ninomiya and Akiyama, 1971, 1972, 1973; Yoshizumi, 1977; Akiyama, 1978, 1984).

Although some authors have begun to study the MCS along the Mei-Yu front in southern China and Taiwan (Chen and Chi 1985; Chiou and Liao, 1984), these papers are brief observational documentations, and the advanced study of the MCS associated with the Mei-Yu front is needed.

The objectives of this paper are to analyze and simulate pre-convective environment and the evolution of an MCS developed on May 27-28, 1981 along a Mei-Yu front.



## 2. Mesoscale Analysis of the MCS on May 27-28, 1981

### a. The Time Evolution of MCS.

It is evident from the satellite image at 1200 GMT May 27, 1981 (Fig. 1) that there are three mesoscale convective systems along the main cloud band associated with the Mei-Yu front (depicted by I, II, III). The  $-52^{\circ}\text{C}$  cloud area of the largest mesoscale convective system (MCS-I) was larger than  $150,000\text{km}^2$  and the minimum temperature of the cloud top was lower than  $-80^{\circ}\text{C}$ . Fig. 2 shows the evolution of these three mesoscale convective systems. We can clearly see that the cloud band associated with the Mei-Yu front first organized during the period of 1200 GMT May 26 to 0000 GMT May 27, then it moved southeastward. There were two cloud areas located to the south of the front; the right side one was low cloud (depicted by A) associated with shallow convection over the Canton area, another one (depicted by B) was deep convective cloud area just occurring to the west of the low cloud area. When the front continued to move southward, the convection moved eastward and interacted with the front. The interaction induced a line-shape convection (09 Z in Fig. 2) and evolved into a quasi-elliptical MCS at 1200 GMT May 27. The observed 6h accumulated precipitation shows the heavy rainfall associated with the Mei-Yu front. The location of precipitation associated with the MCS-I was also consistent with the one of cloud.

From the previous analyses, it is clear that the MCS-I evolved after the Mei-Yu frontal genesis. Its initial stage was at 0600 GMT, the mature stage occurred at 1200 GMT May 27.

### b. The Subsynoptic-scale Environment of MCS.

In order to understand the subsynoptic-scale environment of the MCS, we select a box ( $560\text{ km} \times 400\text{ km}$ , shown in Fig. 3) which is located over the position of the mature stage to compute the average of the meteorological variables inside the box. Figure 4 shows the time-height section for a number of variables. The divergence and omega field analyses (Fig. 4a, 4b) of the pre-convective environment (we define 0000 GMT May 27 as the pre-convective time) are characterized by weak convergence and vertical motion in lower atmosphere and stronger divergence and downward motion above the mid-level.

After 12 hours, the convergence increases both at lower levels and especially at mid-levels and the maximum vertical motion moves from low levels to mid-levels. The development at mid-level maybe associate with the effects of latent heat release. Comparing Fig. 4a with Fig. 4c, the increase of lower level convergence maybe associates with the front. The positive vorticity always exists in the lower level but negative vorticity occurs at middle and higher levels (Fig. 4b).

Low level thermal advection evidently increased two times large and the upper level was still cold advection (Fig. 4e). They show that the atmosphere is destabilizing. It is more evident that the stability decreased (Fig. 4f) and convective instability increased during the 12h period. The analysis of equivalent potential temperature ( $\theta_e$ ) indicates that the development of MCS was associated with the increase of maximum horizontal gradient. The increase of lower level gradient (Fig. 4g) maybe resulted from

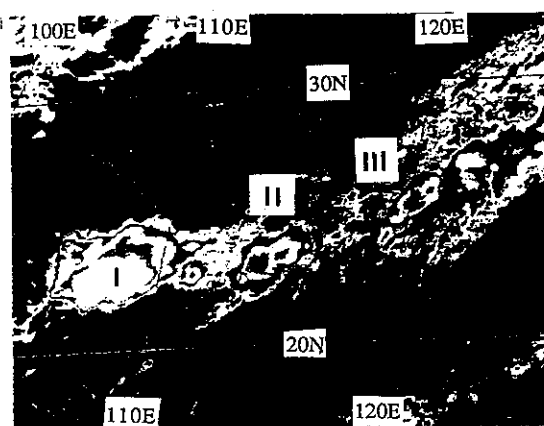


Figure 1. Satellite picture for 1200 GMT 27 MAY, 1981 I, II, III represent meso-scale convective systems, respectively.

圖 一、氣象衛星雲圖，時間1981年5月27日1200 GMT。

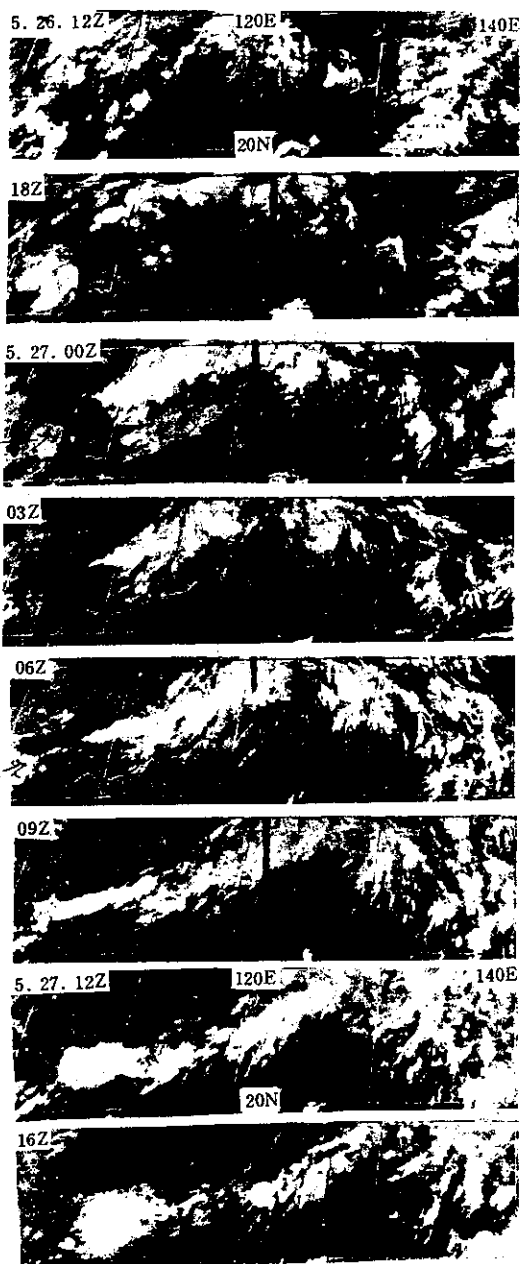


Figure 2. A series of Satellite picture from 1200 GMT 26 May to 1600 GMT 27 May 1981.

圖 二、一系列衛星雲圖，時間從1981年5月26日1200 GMT 至5月27日1600 GMT。

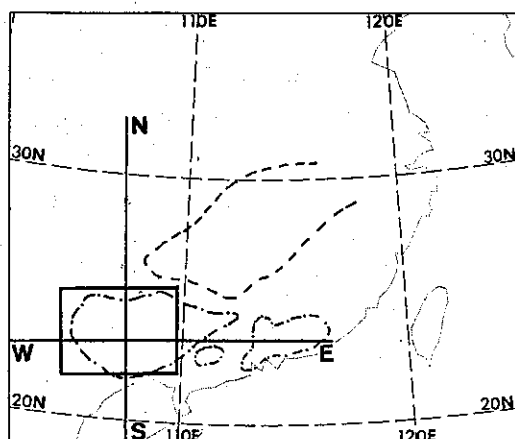
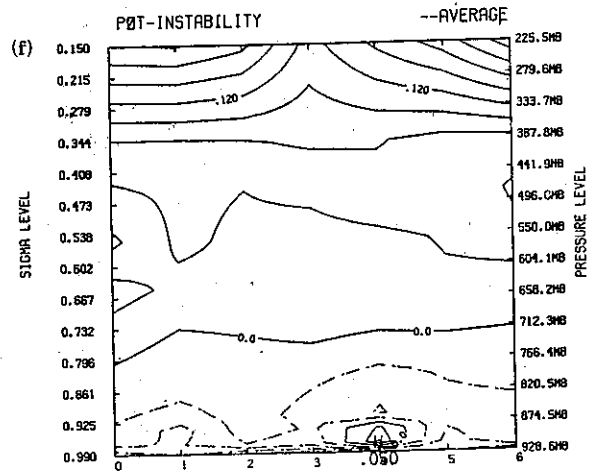
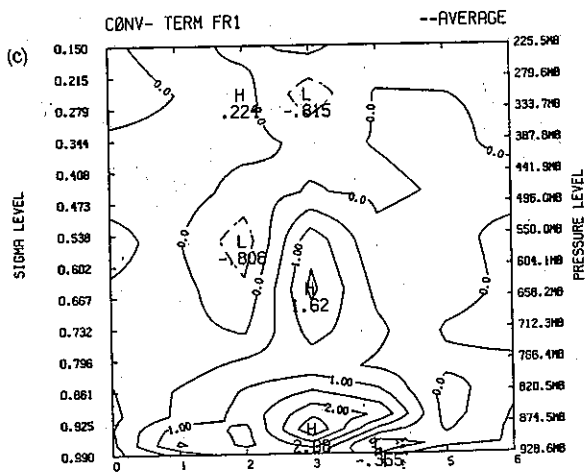
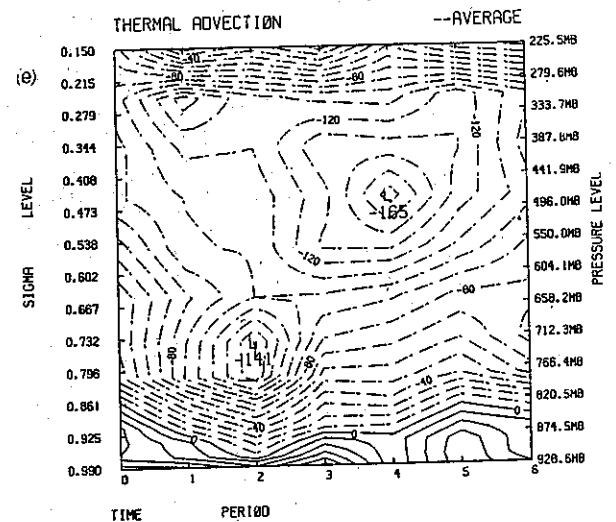
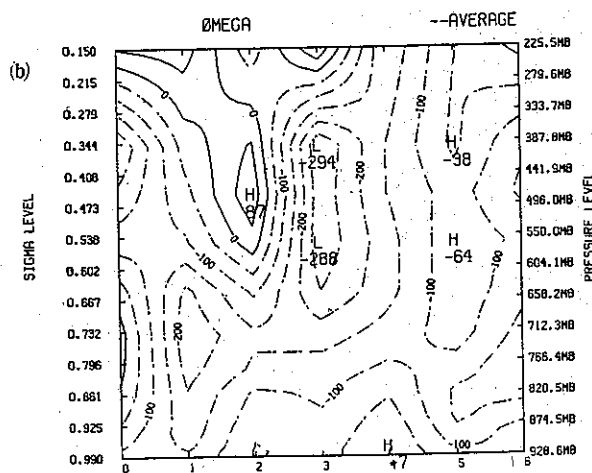
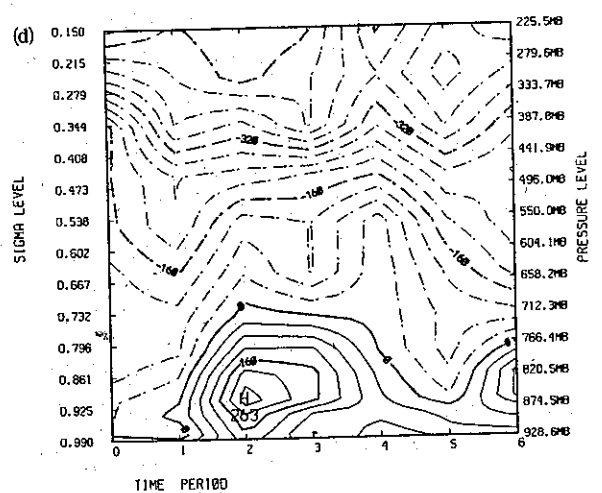
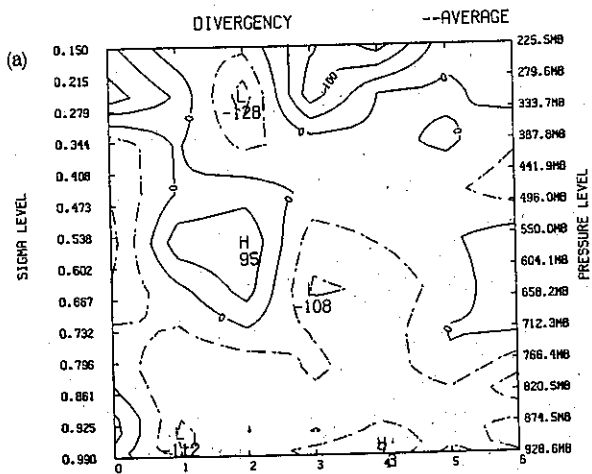
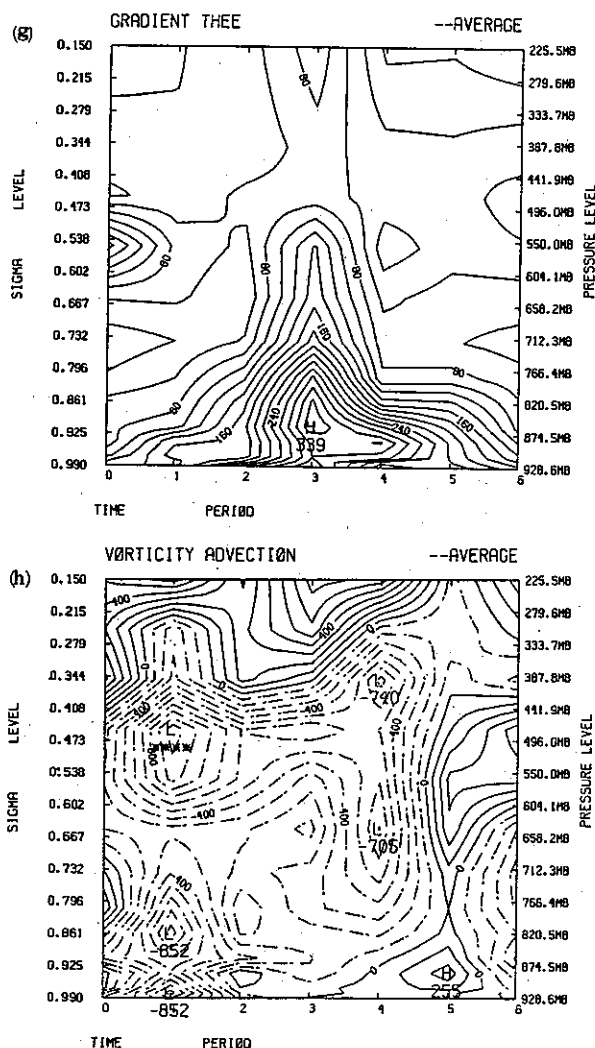


Figure 3. The area of  $-32^{\circ}\text{C}$  cloud top temperature of MCS is indicated by dashed line for 0000 GMT 27 May and dashed-dotted line for 1200 GMT 27 May 1981. The rectangular area is selected for compute mean value.

圖 三、雲系雲頂溫度 $-32^{\circ}$ 所圍成之範圍大小，圖中虛線為27日0000 GMT，點虛線為27日1200 GMT，矩形所圍區域為所計算平均值的範圍大小。



Continue



the lower level convergence and the frontal forcing. The analysis of vorticity advection (Fig. 4h) indicates that no positive vorticity moved into the region of the MCS.

The selected sounding located in the region of mature MCS shows that the pre-convective environment of the MCS (0000 GMT 27 May, 1981) was conditionally unstable. The lower level temperature increases  $5^{\circ}\text{C}$  from pre-convective stage to mature stage (Fig 5a). The increase causes the atmosphere more unstable. The vertical equivalent potential temperature also change with time. It indicates that the high equivalent potential temperature air moved into the MCS region during the evolution of MCS (Fig 5b).

From the previous analysis, the environment of MCS and the evolution of MCS in this case are similar to those of a typical MCC (Maddox 1983).

### 3. The Mesoscale Model and Experiment Design

#### a. The Mesoscale Model

The mesoscale model used in this study is an improved version of the Pennsylvania state University/National Center for Atmospheric Research (PSU/NCAR) model described by Anthes and Warner (1978). The vertical coordinate is  $\sigma = P/P_t$  where  $p$  is pressure,  $p_s$  is surface pressure, and  $p_t$  is the constant pressure at the top of the model (100mb). The number of levels is 16 (0.0, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.78, 0.84, 0.86, 0.93, 0.96, 0.98, 0.99, 1.0). There are 15 layers of unequal thickness at which the temperature, moisture and wind variables are defined. The computational domain contains an array of  $46 \times 61$  grid points with

80 km grid distance and 150 sec time step.

The planetary boundary layer (PBL) process in the model is described by a revised version of Blackadar's PBL model (Blackadar, 1976, 1979; Zhang and Anthes, 1982) to forecast the vertical distribution of horizontal wind ( $u$  and  $v$ ), potential temperature, mixing ratio and cloud water. The Blackadar's PBL model divides the atmospheric stratification into four categories based on a bulk Richardson number. The first three cases (stable, mechanically driven turbulence and forced convection) are in the Nocturnal Regime, which is usually stable or at most marginally unstable. The other case is the Free-Convection Regime. When there is strong heating from below, large surface heat fluxes and a superadiabatic layer occur in the lower troposphere. As buoyant plumes of heated air rise under such unstable conditions, the mixings of heat, momentum, and moisture take place at each level. The vertical mixing is not determined by local gradients, but by the thermal structure of the whole mixed layer. In the Blackadar's PBL model, the vertical mixing is visualized as taking place between the lowest layer and each layer in the mixed layer instead of between adjacent layers as in K-theory.

The hydrological cycle includes parameterization of stratiform precipitation and cumulus convection. For the non-convective parameterization, the excess condensation over saturation is removed as precipitation and latent heat is added to the thermodynamic equation. No evaporation in unsaturated layer is allowed. The cumulus parameterization follows schemes developed by Kuo (1974) and Anthes (1977). In this scheme, the total convective heating is proportional

to the moisture convergence in a column while the distribution of convective heating in the column is computed from an estimated convective cloud base and top and an assumed functional form. The vertical heating function is based on the heat and moisture budgets for midlatitude convection calculated by Kuo and Anthes (1984).

Short-wave and long-wave radiations are considered in the surface energy budget. These radiative fluxes depend upon the model simulated cloud cover in a parameterization developed by Benjamin and Carlson (1986). The model topography (Fig. 6) is obtained by analyzing the NCAR 1.0° latitude and longitude terrain data by using the Cressman (1959) objective analysis scheme with a 1.5° radius of influence.

The initial conditions are obtained by objectively analyzing the rawinsonde observations with successive correction (Cressman, 1959; Benjamin and Seaman, 1985), using NMC global data as the first guess. For lateral boundaries, the Sponge Lateral Boundary Condition (Perkey and Kreitzberg, 1976) is adopted. The vertical mode initialization procedure

(Errico, 1986) is used to adjust the wind field and mass field into balance and to remove the inertia-gravity wave oscillation. In this procedure only the first three vertical modes are modified.

## b. Experiment Design

In the Control Experiment, we consider all the physical parameterizations discussed in the previous subsection. In the subsequent simulations, the model is gradually degraded for the purpose of isolating important factors contributing to the evolution of the MCS. A summary of all the experiments is given in Table 1.

Experiment 2, the No Latent Heat Experiment, is the same as the Control, except that the latent heat of condensation is set to zero. The water vapor is treated as a passive scalar. Consequently, the latent heat release associated with precipitation has no dynamic feedback to the system. It should be noted that the latent heat flux from the ground is not influenced by this simplification.

Experiment 3, the No Latent Heat and No surface Energy Fluxes Experiment, is the same as Experiment 2, except that the surface fluxes of heat and mois-

Table 1. Summary of Numerical Experiments

Exp. No.	Surface Fluxes	Latent Heat Release	Moisture Effects	Surface Friction	Radiation Effect	Remarks
1	YES	YES	YES	YES	YES	Control Experiment
2	YES	NO	YES	YES	YES	No Latent Heat Release
3	NO	NO	YES	YES	YES	No Latent Heat Release, No Flux
4	NO	YES	YES	YES	YES	No Surface Flux
5	NO	NO	NO	NO	YES	No Friction
6	YES	YES	YES	YES	NO	No Cloud Radiation

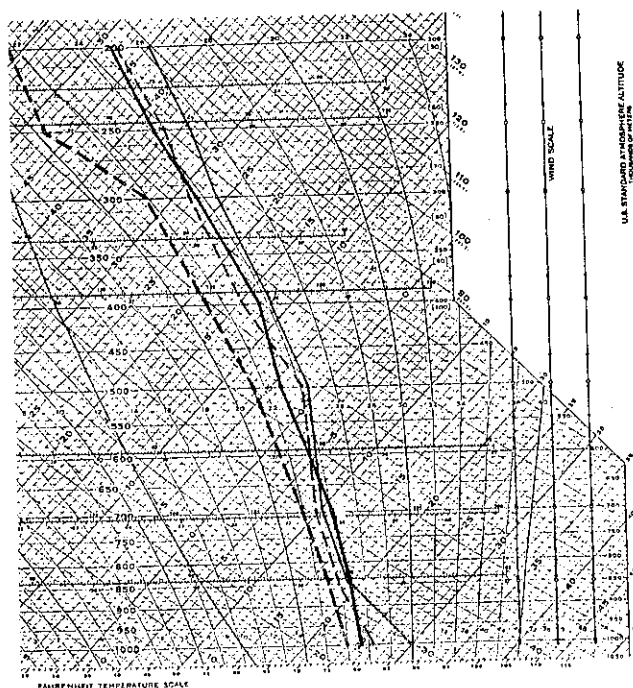


Figure 5a. The sounding distribution chart, thick line indicated 0000 GMT 27 May, thin line indicate 1200 GMT 27 May, 1981.

圖五 a、探空測站 59431 之 5 月 27 日 0000 GMT (粗線及粗虛線) 及 27 日 1200 GMT (細實線及細虛線) 之溫度及露點分布圖，此測站位於 MCS 成熟區內。

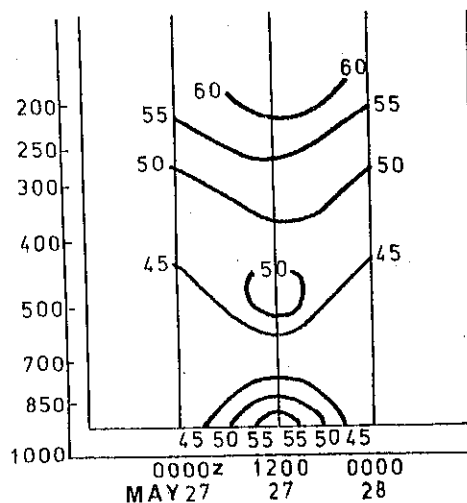


Figure 5b. The time series of vertical equivalent potential temperature at station 59431 where MCS was located.

圖五 b、探空測站 59431 之相當位溫隨時間之垂直分布圖。

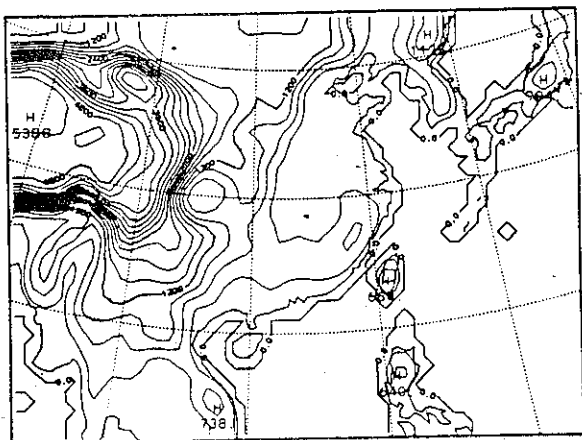


Figure 6. The model topography chart, contour interval of 300m.

圖六、模式所模擬區域內的地形分布圖，圖中間隔為 300 公尺。

ture are turned off. However, the surface momentum flux is retained. A comparison between Experiment 2 and Experiment 3 will reveal the effects of pure surface sensible and latent heat fluxes on the pre-convective environment and the evolution of MCS.

Experiment 4, the No Surface Energy Fluxes Experiment, is identical to the Control, except that the surface fluxes of heat and moisture are turned off. However, the surface momentum flux is retained. A comparison between the Control and the No Surface Energy Fluxes Experiment will reveal the effects of surface sensible and latent heat fluxes on the pre-convective environment and the evolution of the MCS.

IN experiment 5 we further remove the surface momentum fluxes from Experiment 4. With no moisture and no boundary layer physics, the model becomes a quasiadiabatic, inviscid model. The remainder diabatic processes are the horizontal diffusion which is needed for computational stability and the weak atmospheric long-wave radiation cooling.

Experiment 6, No Cloud Radiation Experiment, is the same as the Control Case, except that radiation by cloud effect is set to zero. A comparison between the Control and No Cloud Radiation Experiment will reveal the effect of radiation on the development of the MCS.

All the model simulations begin at 1200 GMT 26 May 1981, when MCS was not initiated.

#### **4. The Prediction of the Pre-convective Environment and the Evolution of MCS**

##### **4.1 Comparison of Control Experiment with Observation**

##### **a. Precipitation Forecast**

Figure 7 shows the 24h forecast of hourly precipitation for the Control experiment. Two heavy precipitation areas are predicted by the model and their locations are almost perfectly corresponding with the satellite image. The predicted six hour accumulated precipitation over one day period is shown in Fig. 10. The six hour accumulated rainfall of the first two figures (Fig 8a, 8b) shows that the rainfall was associated with the Mei-Yu front. The precipitation area occurring in Canton (Fig. 8c) was the region of the MCS except the previous front rain during the 18-24h forecast. The location and pattern of the predicted precipitation were similar to the observation, but the predicted rainfall amount was much less than the observed one. This is a cumulus parameterization problem which occurred in the various weather systems and in the different models. Strictly speaking, the forecast precipitation of the pre-convective environment with the Mei-Yu front was good but the forecast rainfall of the MCS was underestimated. Those problems await further numerical studies using a finer grid resolution with an improved convective parameterization.

##### **b. The Kinematic Field**

The predicted stream line field (Fig. 9) of the pre-convective environment (12h forecast valid 0000 GMT May 27) were nearly identical to the observation. The location of the shear line associated with the front and the flow pattern in the development region (100-110 E, 20-30 N) of the MCS were also very similar to the observed distribution. The location of the axis of maximum predicted positive vorticity was near observed one in the pre-convective stage. It seems that mesoscale



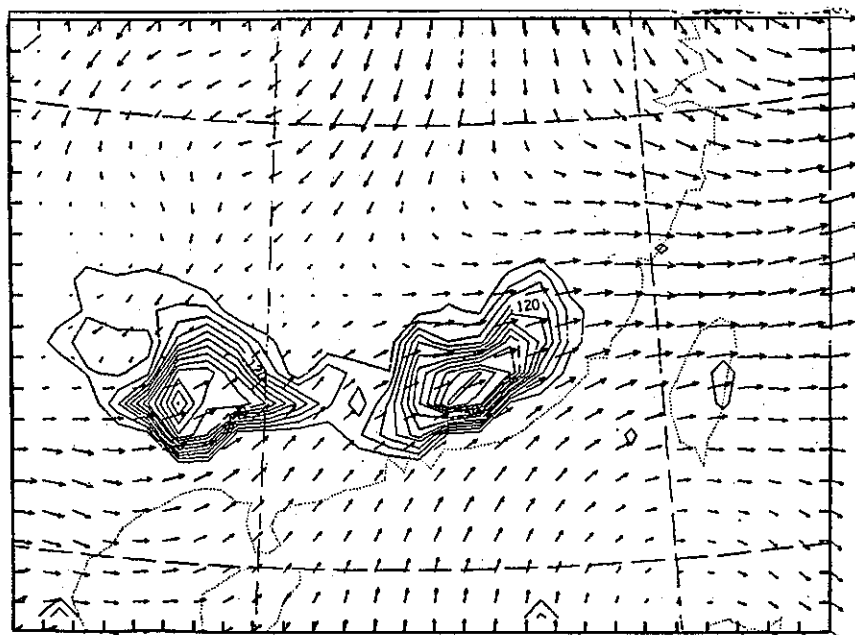


Figure 7. Model-predicted hourly precipitation for the Contral Experiment, valid time is 1200 GMT 27 May 1981, The unit is defined as  $P = \ln(r+0.01) + 4.60$ , where  $r$  is rainfall in cm. Values of  $p$  equal to 2, 3, 4, 5 and 6 correspond to values of  $r$  equal to 0.06, 0.19, 0.54, 1.48 and 4.05 cm.

圖 七、模式24小時預報之時雨量分布圖，有效時間為5月27日1200 GMT，圖中雨量採對數表示法，如2，3，4，5和6分別表0.06，0.19，0.54，1.48和4.05公厘之降水量。

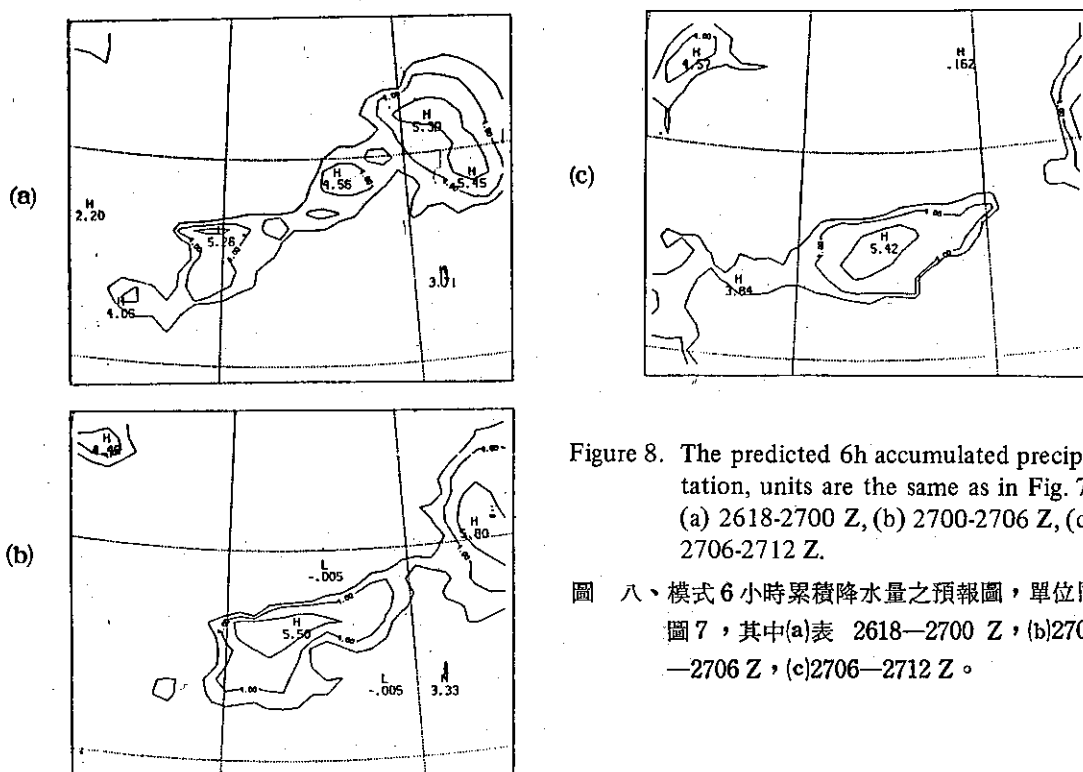


Figure 8. The predicted 6h accumulated precipitation, units are the same as in Fig. 7. (a) 2618-2700 Z, (b) 2700-2706 Z, (c) 2706-2712 Z.

圖 八、模式6小時累積降水量之預報圖，單位同圖7，其中(a)表 2618—2700 Z，(b)2700—2706 Z，(c)2706—2712 Z。

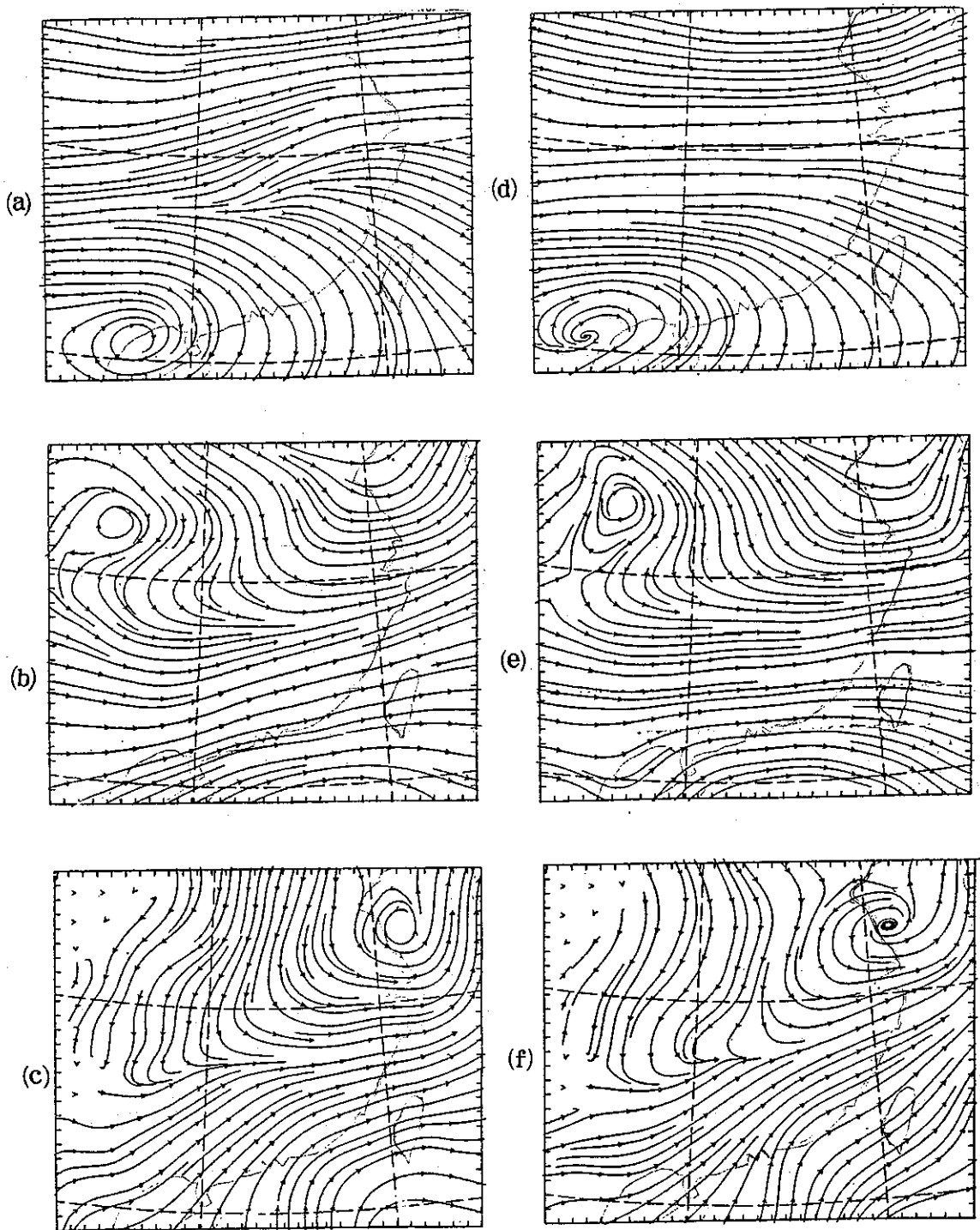


Figure 9. The distribution of observed stream line are shown in (a), (b), (c) at pre-convective environment of MCS, but (d), (e), (f) indicate forecast.

圖 九、觀測和模式預報的各層氣流線分布圖，時間為 MCS 發生前 (27日 0000 GMT)，其中(a)、(b)、(c)為觀測值分布，(d)、(e)、(f)為模式預報值。

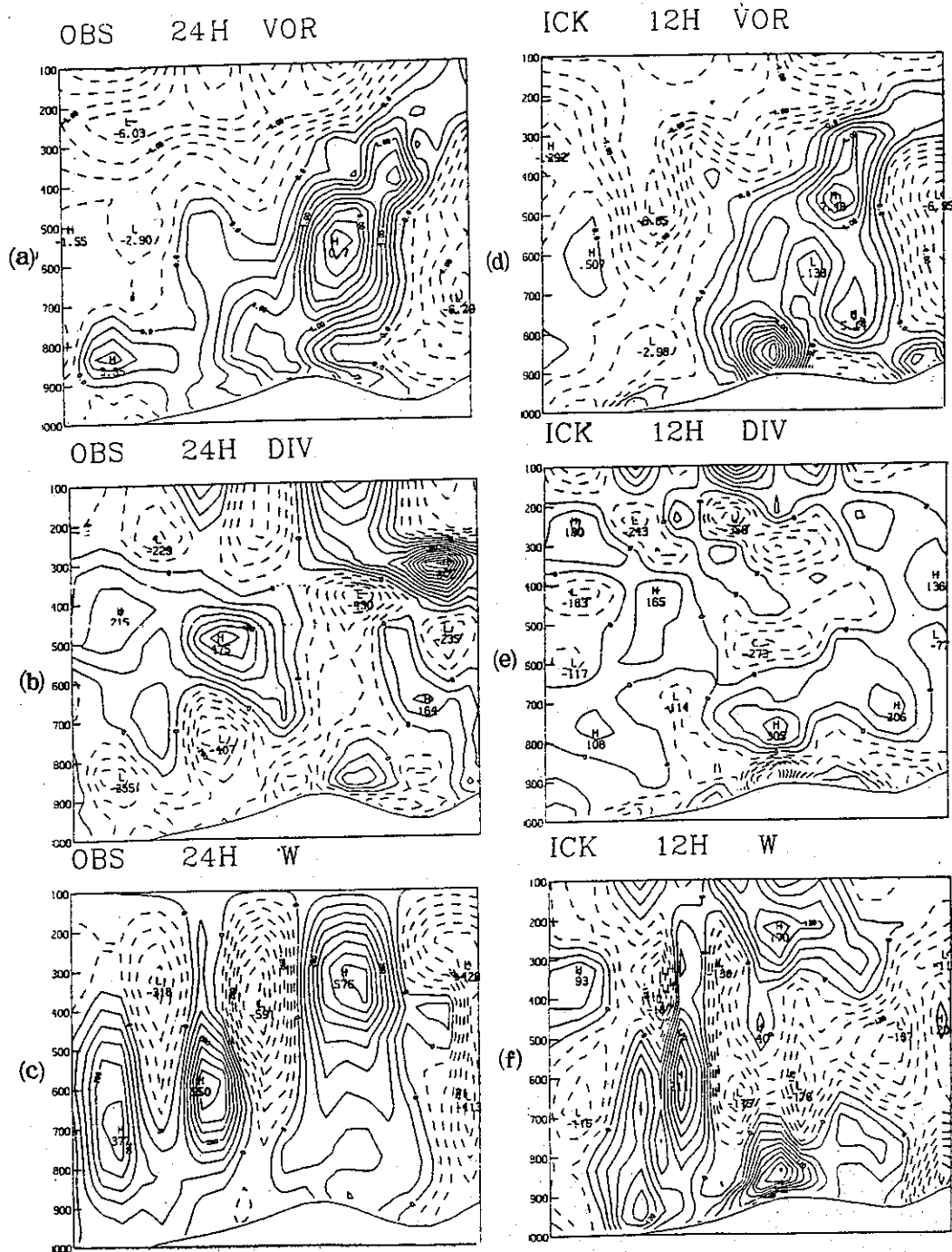


Figure 10. The vertical crosssection of observed and predicted vorticity, divergence and vertical motion field chart at pre-convective stage of MCS, (a), (b), (c) indicate observation, (d), (e), (f) indicate forecast, (a) and (d) are vorticity, contral interval of  $0.8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , (b) and (e) are divergence, contral interval of  $70 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ , (c) and (f) are vertical motion, contral interval of  $70 \times 10^{-3} \text{ m/s}$ .

圖十、觀測和模式預報結果的渦度場、輻合場以及垂直速度之垂直剖面圖，圖中(a)、(b)、(c)表觀測，(d)、(e)、(f)表預報，(a)和(d)為渦旋量，間隔 $0.8 \times 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$ ，(b)和(e)為輻合量，間隔為 $70 \times 10^{-7} \text{ 秒}^{-1}$ ，(c)和(f)為垂直速度，間隔為 $70 \times 10^{-3} \text{ 毫巴/秒}$ 。

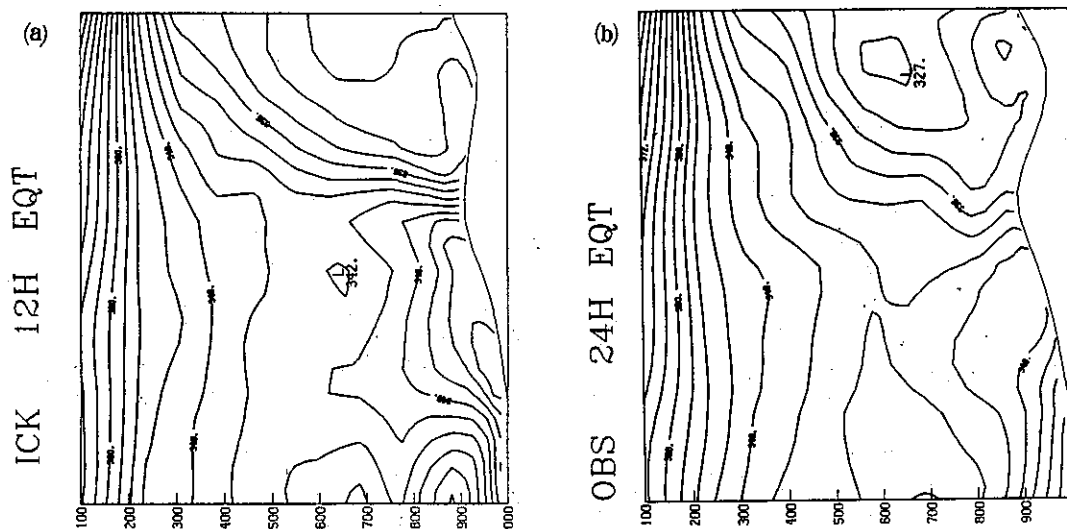


Figure 11. The vertical cross-section of observed and predicted equivalent potential temperature in pre-convective stage of MCS, (a) observation, (b) forecast, contour interval of 3 °K.

圖 十一、觀測和模式預報的相當位溫之垂直剖面圖，單位 3 度，(a)表觀測值，(b)表模式預報值。

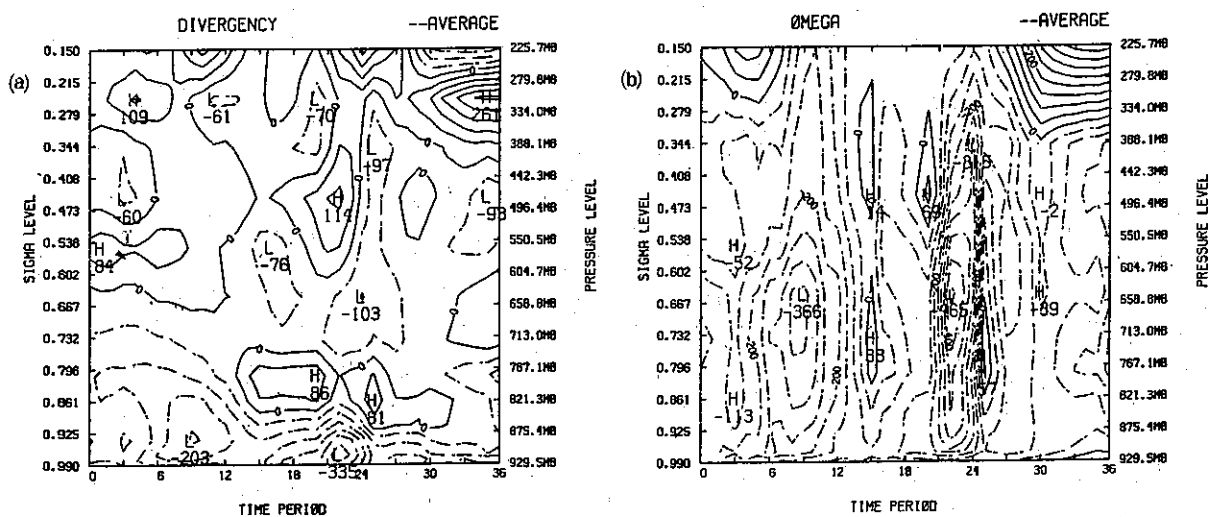


Figure 12. The simulated time-height sections, (a) divergence, contour interval of  $50 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , (b) omega field, contour interval of  $50 \times 10^{-5} \text{ mb/s}$ , negative sign indicate convergence or upward motion

圖 十二、模式預報 MCS 輻合及垂直速度之時間高度剖面圖，(a)表輻合量，間隔  $50 \times 10^{-6} \text{ 秒}^{-1}$  (b)表垂直速度，間隔為  $50 \times 10^{-5} \text{ 毫巴/秒}$ ，負值表輻合或上升運動。

model have an ability to predict the Mei-Yu front and the pre-convective environment. The distribution of predicted divergent field is also accurately simulated (not shown). Cross sections of vorticity, divergence and vertical motion again show that the pattern and magnitude are similar to the field of observation (Fig. 10)

#### c. The Thermodynamic Field and Stability

Fig. 11 shows a cross section of the predicted and observed equivalent potential temperature in pre-convective stage of MCS. It is evident that the model has predicted the same potential instability as observation. The predicted sounding of temperature and dew point also indicated that the model forecast was warmer and more moisture than observation below the 500mb level in the pre-convective environment (not shown). It mean the model

had the ability to predict the unstable pre-convective environment.

#### d. The Evolution of the Subsynoptic Environment of MCS

We had taken about the environment of the MCS from the observed data, now we use model to simulated the same fielded and same box to compare the environment of the evolution of MCS. Figure 12 shows the simulated divergence and omega fields. It is evident that the model has simulated the increasing tendency of the divergence and omega fields from the pre-convective stage to the mature MCS stage, but the forecasted values were greater than those observed. The frontal deformation forcing term indicated that the strong forcing moving into the region of MCS with the maximum occurring at the same time in the mature stage of MCS. Lower-

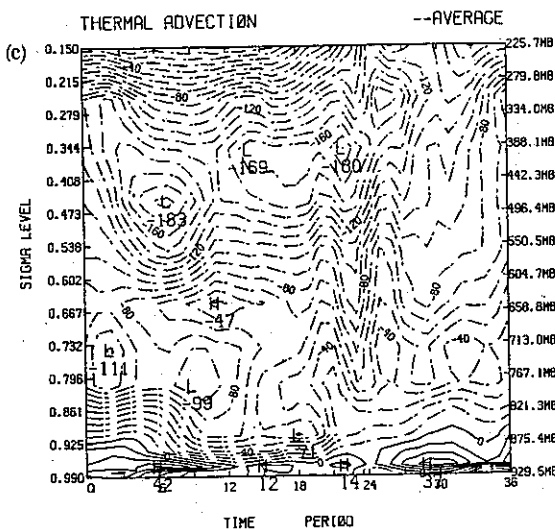


Figure 13. The simulated time-height section of the thermal advection, contour interval of  $20 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{K/s}$ .

圖十三、模式預報MCS 暖平流量之時間高度剖面圖，間隔為  $20 \times 10^{-6}$  度/秒。

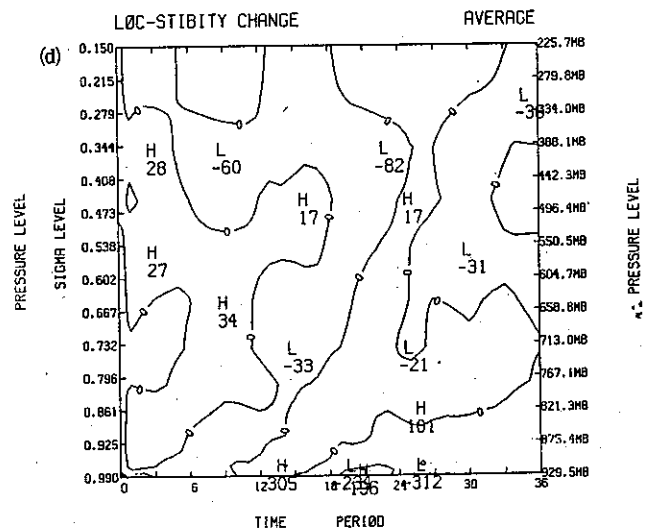
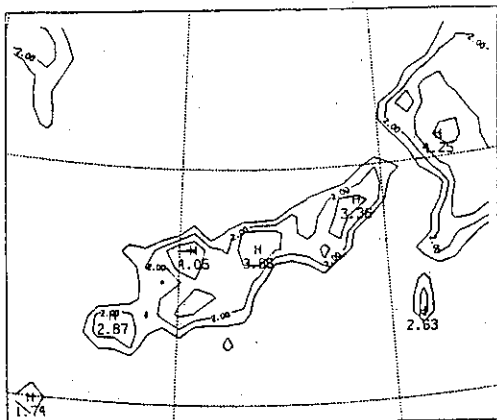


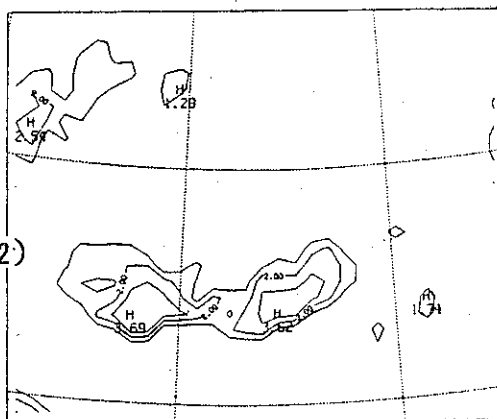
Figure 14. The simulated time-height section of the local change of convective instability, contour interval of  $500 \times 10^{-7} \text{ }^{\circ}\text{K/s}$ .

圖十四、模式預報 MCS 對流不穩度變化率之時間高度剖面圖，間隔為  $500 \times 10^{-7}$  度/秒。

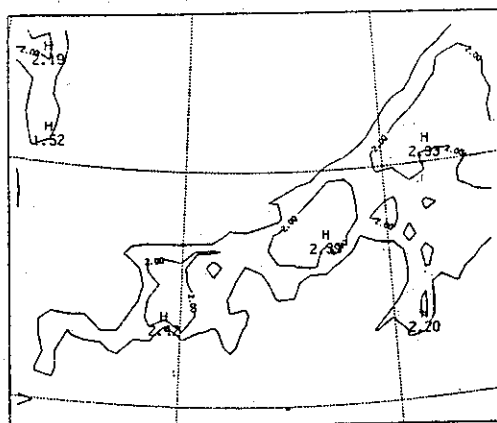
(a1)



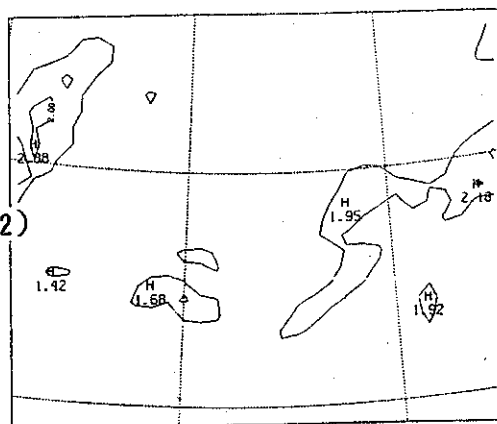
(a2)



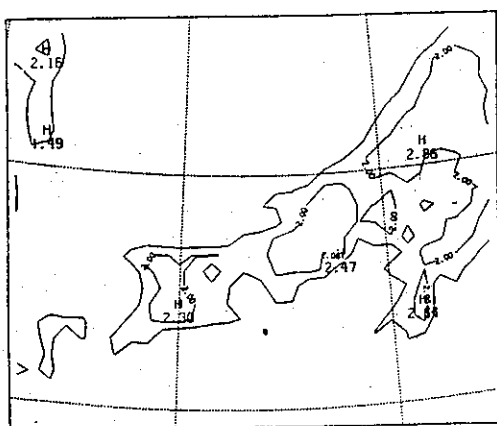
(b1)



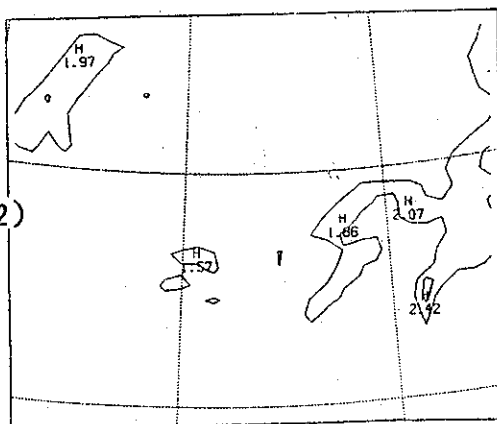
(b2)



(c1)



(c2)



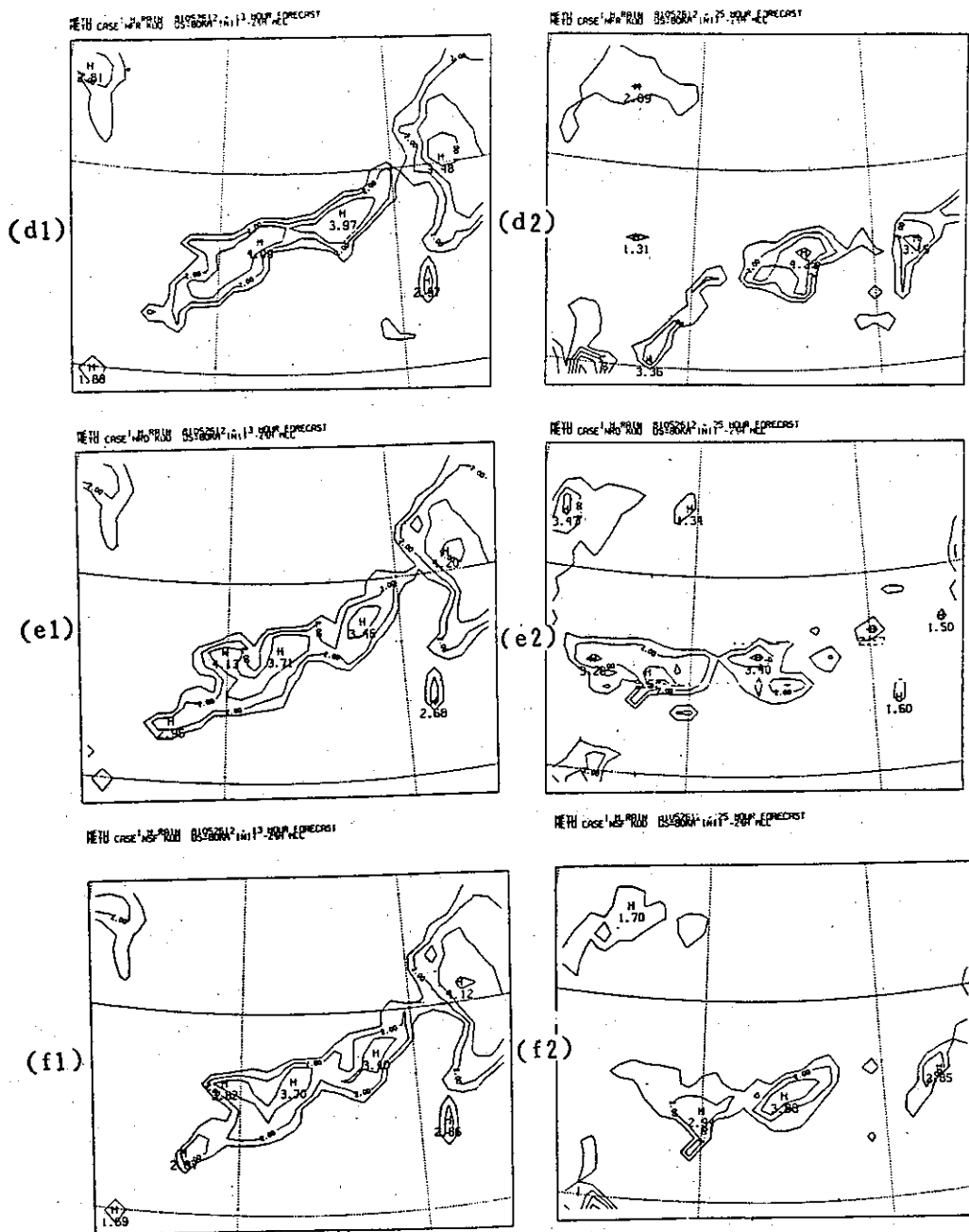


Figure 15. Model-predicted hourly precipitation of various physical experiments about the pre-convective stage of MCS ((a1), (b1), (c1), (d1), (e1), (f1)) and mature stage of MCS ((a2), (b2), (c2), (d2), (e2), (f2)). Units are the same as in Fig. 7. (a1) Control Experiment, (b1) Experiment 2, (c1) Experiment 3, (d1) Experiment 5, (e1) Experiment 6, (f1) Experiment 4 (a2) same as (a1), (b2) same as (b1), etc.

圖 十 五、中尺度對流系統發生前及成熟時在不同物理實驗下之時雨量預報分布圖，(a1)、(b1)、(c1)、(d1)、(e1)等表MSC發生前，(a2)、(b2)、(c2)、(d2)、(e2)等為MSC成熟時，又 (a1) 和(a2)為控制實驗，(b1) 和 (b2) 為實驗 2 (c1) 和(c2) 為實驗 3，(d1) 和(d2) 為實驗 5，(e1) 和 (e2) 為實驗 6。

level thermal advection increased after the pre-convective environment (Fig. 13), and moist stability and local change of convective instability  $\frac{\partial}{\partial t}(\partial\theta e/\partial\sigma)$  (Fig. 14) also show the model predicted an increase similar to the observation from the pre-convective environment into the mature stage of the MCS. From the previous analysis, we see the model predicted the evolution of the MCS similar to the observation, but the forecast rainfall amount was less than the observation. There may be two reason for this, one is the previously mentioned cumulus parameterization problem, the other is the precipitation associated with MCS was not completely handled by the model, such as downdraft effect in cloud model, these await future study.

#### 4.2 The Effects of Various Physical Mechanisms on the Evolution of MCS

The previous section has dealt with how well the Control model simulated the observed results. Now we want to use different physical experiments to isolate the effects of the various physical mechanisms for the environment and the evolution of MCS. Figure 15 shows the hourly rainfall of various physical experiments about the time of the pre-convective and the mature stage of MCS. During the pre-convective stage, the differences between Control and other experiments are quite small but the differences are large at the time of the mature stage of MCS. Figure 15 also demonstrates that the no latent heat release experiment or no surface energy fluxes experiment can not simulate the rainfall associated with the MCS, but the no cloud radiation experiment affect only the location and intensity of rainfall pattern. Without latent heat release, the lower level con-

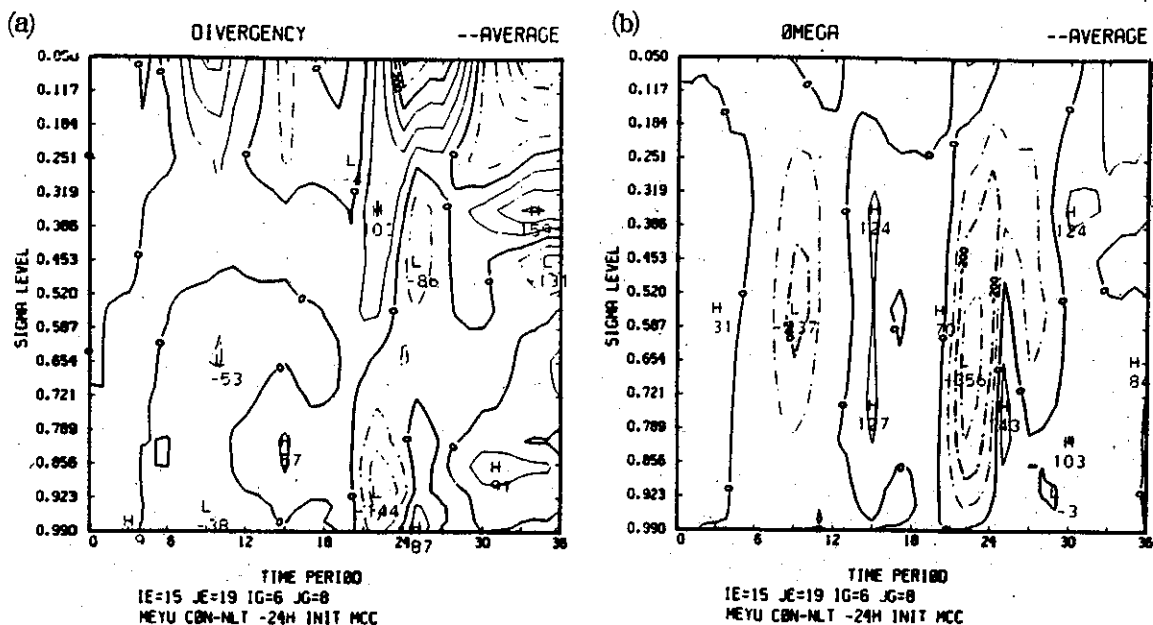


Figure 16. The difference between Control and Experiment 2 in divergence and omega field, (a) divergence, contour interval of  $50 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ , (b) omega field, contour interval of  $100 \times 10^{-5} \text{ mb/s}$ .

圖 十 六、控制實驗和實驗 2 在輻合及垂直速度場之差異，(a)表輻合量，間隔  $50 \times 10^{-7} \text{ 秒}^{-1}$  (b)表垂直速度，間隔為  $100 \times 10^{-5} \text{ 毫巴/秒}$ 。



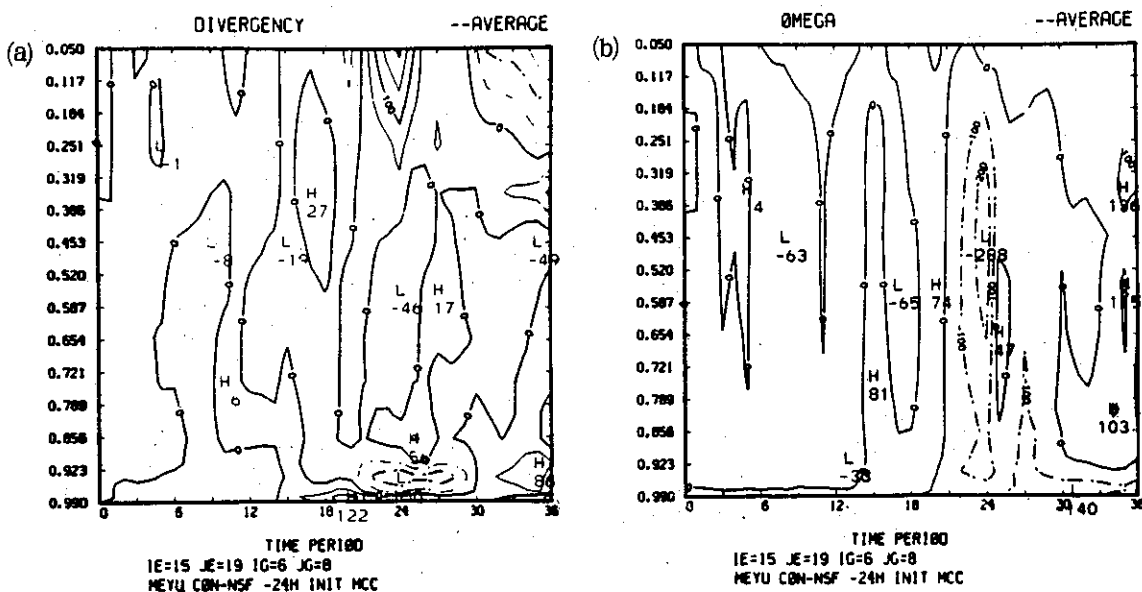


Figure 17. The difference between Control and Experiment 4 in divergence and omega field, contour interval is same as Fig. 16.

圖十七、控制實驗和實驗4在輻合及垂直速度場之差異，(a)表輻合量，(b)表垂直速度，其間隔同圖十七。

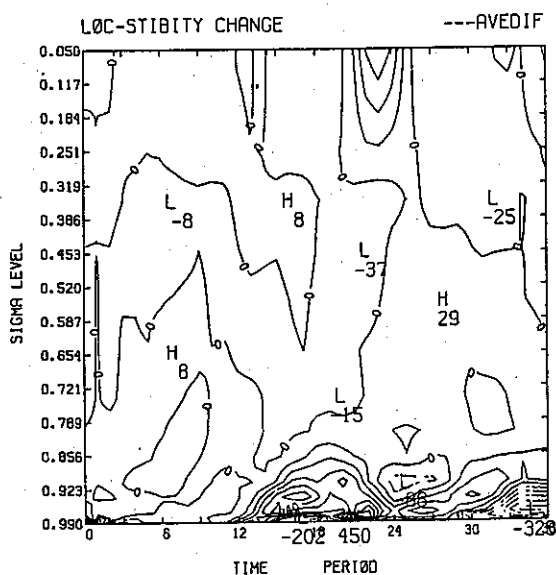


Figure 18. The difference between Control and Experiment 2 in local change of convective instability, contour interval of  $1 \times 10^{\circ} \text{ k mb}^{-1} \text{ s}^{-1}$ .

圖十八、控制實驗和實驗2在對流系統不穩度的變化率之差異，間隔為10度毫巴 $^{-1}$ 秒 $^{-1}$

vergence and upward motion decrease in magnitude (Fig. 16). This result is similar to the characteristics of MCC simulated by Perkey and Maddox (1985). Without surface fluxes, the lower level convergence and middle-level upward motion decrease in magnitude (Fig. 17). These results supports a contention that latent heat release is a major energy source for the development of the MCS. Figure 18 shows the difference of the local change of convective instability between the Control and Experiment 4. Without surface energy fluxes or friction, there is a large decrease in low-level equivalent potential temperature, warm advection, moist instability, and convective instability in the region of the MCS development. Surface energy fluxes and friction seem to play a very significant role in producing the heat and moisture structure that is favorable for the generation of MCSs.

## 5. Summary and Conclusion

A Mesoscale Convective System (MCS) along the Mei-Yu front occurred in southern China has been analyzed and simulated in pre-convective environment and the evolution of MCS. There are some results in the following:

1. The formation and development of this mesoscale convective system are associated with the Mei-Yu front forcing.

2. The increase of moist instability or convective instability are favorable conditions for the development of the MCS. These destabilization are resulted from the southwest high equivalent potential temperature airflow.

3. The pre-convective environment and the evolution of the MCS can be reasonably predicted by the mesoscale model.

4. This environment and the evolution of MCS along the Mei-Yu front are similar to those of MCC in U.S..

5. The latent heat release and surface flux are very important in the development of MCS.

## REFERENCE

- Akiyama, T., 1973a,: The large-scale aspects of the characteristic features of the Baiu front. *Paper Meteor. Geophys.*, 24, 157-188.
- , 1973b,: Frequent occurrence of heavy rainfall along the north side of the low-level jet stream in this Baiu season. *Paper Meteor. Geophys.*, 24, 379-388.
- , 1978: Mesoscale Pulsation of convective rain in medium scale disturbances developed in the Baiu front. *J. Met. Soc. Japan*, 267-283.
- , 1979: Thermal stratification in Baiu front medium scale disturbance with heavy rainfall. *J. Met. Soc. Japan*, 57, 587-597.
- , 1984: A medium-scale cloud cluster in a Baiu front Part I: Evolution process and fine structure, *J. Met. Soc. Japan*, 485-504.
- Anthes, R. A., 1977: A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 270-286.
- and T. T. Warner, 1978: Development of hydrostatic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1045-1078.
- Barnes, G. M. and K. Sieckman, 1984: The environment of fast- and slow- moving tropical mesoscale convective cloud line. *Mon. Wea. Rev.*, 112,
- Benjamin, S. G. and T. N. Carlson, 1986: Some effects of surface heating and topography on the regional severe storm environment. Part I: Three-dimensional simulation. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 307-329.
- and N. L. Seaman, 1985: A simple scheme for objective analysis in curved flow. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1184-1198.
- Blackadar, A. K., 1976: Modeling the nocturnal boundary. Preprints of Third Symposium on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Quality, Raleigh, NC, Amer. Met. Soc., Boston, 46-49.
- , 1979: High resolution models of the planetary boundary layer. *Advances in Environmental Science and Engineering*, Vol. 1, No. 1, J. Pfaffin and Ziegler, eds., Gordon and Breach Sci., Pub., New York, 50-85.
- Bosart, L. F. and F. Sanders, 1981: The Johnstown flood of July 1977: A long-lived convective system. *J. A. S.*, 38, 1616-1642.
- Chen, G. T. J., 1977: An analysis of moisture and rainfall for a Mei-Yu regime in Taiwan. *Proc. Natl. Council.*, 1, 11, 1-21 (in Chinese with English abstract).
- and C. Y. Tsay, 1978: A synoptic case study of Mei-Yu near Taiwan. *Papers Meteor. Res.*, 1, 25-36.
- and S. S. Chi., 1985: Case study of disastrous heavy rainfall in Mei-Yu season over northern Taiwan 28 May 1981 case. *Proceeding of the ROC-JAPAN Joint Seminar on Multiple Hazards Mitigation*, Taipei, 815-839.
- , 1986: Experimental design on Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX). *Sci. Tech. of Disasters Prevention Program. Natl. Sci. Coun.*, TR01, 93pp (in Chinese with English abstract).
- Chen, C. S., T. K. Chiou and S. T. Wang,

1986: An investigation of mesoscale convective system associated with Mei-Yu front in SE China from May 26 to 28, 1985. *Papers Meteor. Res.*, 9, No. 2, 137-161.

Chi, S. S. and T. J. Chen, 1986: An analysis of environmental conditions of the mesoscale convective systems in Mei-Yu season: 27-28 May 1981 case. *International Conference on Monsoon and Mesoscale Meteorology*, 73-78.

Chiou, T. K. and S. Y. Liao, 1984: A study of mesoscale convective system in the southern China and its vicinity. *Atm. Sci.*, 11, 85-100 (in Chinese with English abstract).

Cressman, G. P., 1959: An operational objective analysis scheme. *Mon. Wea. Rev.*, 87, 367-374.

Errico, R. M., 1986: Initialization of NCAR/PSU Mesoscale Model. NCAR Tech. Note, NCAR/TN-270, 120pp.

Hoxit, H. R. et al 1978: Meteorological analysis of the Johnstown Pennsylvania flash flood, 19-20 July, 1977. NOAA Technical Report ERL 401-Appl, 43, 71pp.

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

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

Maddox, R. A., 1980: Mesoscale Convective Complexes. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 61, 1375-1387.

\_\_\_\_\_, 1983: Large scale meteorological conditions associated with mid-latitude mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1475-1493.

Martin, D. W. and D. N. Sikder, 1975: A case study of west Atlantic cloud clusters: Part I Morphology and thermodynamic structure, *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1343-1369.

\_\_\_\_\_, and A. J. Schreiner, 1981: Characteristic of west African and east Atlantic cloud clusters: A survey from GATE. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1971-1988.

Matsumoto, S., S. Yoshizumi and M. Takeuchi, 1970: On the structure of the "Baiu" front and the associated intermediate-scale disturbance in the lower atmosphere. *J. Met. Soc.*, 1, 25-36.

\_\_\_\_\_, S. K. Ninomiya and S. Yoshizumi, 1971: Characteristic features of "Baiu" front associated with heavy rainfall. *J. Met. Soc. Japan*, 49, 267-281.

Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1971: The development of the medium-scale disturbance in the Baiu front. *J. Met. Soc. Japan*, 49, 663-677.

\_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, 1972: Medium-scale echo clusters in the Baiu front as revealed by multiradar composite echo maps. Part I, *J. Met. Soc. Japan*, 50, 558-569.

\_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, 1973: Medium-scale echo clusters in the Baiu front as revealed by multiradar composite echo maps, Part II, *J. Met. Soc. Japan*, 51, 108-118.

Ogrura, Y., Y. L. Chen, J. Russell and S. T. Soong, 1979: On the formation of organized convective systems observed over the Eastern Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 426-441.

Perkey, D. J. and C. W. Kreitzberg, 1976: A time-dependent lateral boundary scheme for limited-area primitive equation models. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 744-755.

\_\_\_\_\_, and R. A. Maddox, 1985: A Numerical investigation of a mesoscale convective system. *Mon Wea. Rev.*, 113, 553-566.

Ruprecht, E. and W. M. Gray, 1976a: Analysis of satellite-observed tropical cloud clusters. I. Wind and dynamic fields, *Tellus*, 28, 391-413.

Reprecht, E. and W. M. Gray, 1976b: Analysis of satellite-observed tropical cloud clusters. II. Thermal, moisture and precipitation, *Tellus*, 28, 414-425.

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

Zhang, D. and R. A. anthes, 1982: A high-resolution model of planetary boundary layer sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. *J. Appl. Met.*, 21, 1594-1609.

# 華南中尺度對流系統的次綜觀環境之分析與模擬

丘 台 光                      郭 英 華

中央氣象局科技研究中心技士

美國國家大氣研究中心研究員

(收稿日期：76年11月11日；完稿日期：76年11月30日)

## 摘 要

中尺度對流系統 (Mesoscale Convective System, 簡稱 MCS) 是臺灣梅雨季造成豪雨的主要天氣系統, 1981年5月27—28日臺灣北部的豪雨就是最近造成嚴重災害的個案之一。在此個案中有一些中尺度對流系統在華南發展, 而梅雨鋒上最大的一個中尺度對流系統乃為本文主要研究的主題。

利用衛星、傳統資料以及 NCAR/PSU 中尺度模式, 分析與模擬此中尺度對流系統發生前之環境以及有關中尺度對流系統之演化過程。研究結果顯示華南梅雨鋒上之中尺度對流系統與美國 MCC 在環境及演化過程上有相似的特徵, 而華南梅雨鋒上之中尺度對流系統的形成及發展與梅雨鋒的強迫作用以及西南方高相當位溫空氣流入有關。水汽潛熱釋放和地表通量在中尺對流的發展占很重要的地位, 研究結果亦顯示 NCAR/PSU 中尺度模式有能力模擬出華南中尺度對流系統。

**關 鍵 詞：**中尺度對流系統、梅雨鋒、中尺度數值模式、時間高度剖面圖、潛熱釋放、對流不穩度、相當位溫

**Key words:** Mesoscale Convective System, Mei-yu Front, Mesoscale numerical model, Time-height cross section, Latent heat release, Convective instability, Equivalent potential temperature

# 雲頂相當黑體溫度和熱帶氣旋強度 關係之初步分析

李 清 勝      吳 鳳 娥

國立臺灣大學大氣科學學系副教授

中央氣象局衛星測站技士

(收稿日期: 77年2月12日; 完稿日期: 77年2月26日)

## 摘 要

本文利用衛星紅外線類比資料轉換成數據資料, 分析1985和1986年21個熱帶氣旋個案, 共556張衛星影像資料, 探討雲頂相當黑體溫度和熱帶氣旋強度的關係。結果發現強度較強的颱風在六度(緯度)之範圍內具有較低的雲頂溫度, 而且強烈颱風和中度或輕度颱風雲頂溫度值最大差異發生在距中心0.5~1度之間。同時約百分之七十的資料顯示: 氣旋最大強度和0.5~1.5度之內平均灰度最大值存在落後關係, 亦即平均灰度最大值出現之後, 氣旋才達到最大強度。另外, 從灰度值徑向梯度分析, 發現在氣旋增強階段, 若灰度梯度下降, 將使氣旋暫時停止發展; 在減弱階段, 若灰度梯度上升, 將使氣旋暫時停止減弱; 此現象顯示深對流雲之徑向分佈對熱帶氣旋發展相當重要。

關 鍵 詞: 相當黑體溫度, 熱帶氣旋

Key words: Equivalent Blackbody Temperature, Tropical Cyclone

## 一、前 言

熱帶氣旋(或颱風)的強度資料是所有颱風研究所需的基本資料之一, 如有較準確且連續的資料, 對發展數值模式和提升預報技術亦有很大助益。而且正確的估計和預測熱帶氣旋強度, 對於防災更是重要(Howard et al., 1972, 提出熱帶風暴帶來的災害和中心最大風速成指數式的關係)。但是目前熱帶氣旋強度之決定偏重在持續性及氣候統計法之應用(例如 Dvorak scheme, 1975); 由於熱帶氣旋的個別性差異頗大, 所以此法並非最理想的方法。雷達和飛機觀測雖可提供較正確的颱風資料, 但是雷達觀測受到觀測距離的限制, 而飛機觀測也由於經濟因素, 一再被縮減; 例如自1987年9月份起, 西北太平洋地區, 關島美軍聯合颱風警告中心(Joint Typhoon Warning Center, JTWC)之颱風作業飛機全面停飛。但是氣象衛星觀測技術及品質則日益進步, 而且可以觀測到熱帶氣旋的全部生命過程, 所以未來在估計及預測熱帶氣旋強度應充分利用最近將廣播之衛星觀測數據資料。

衛星雲圖應用在熱帶氣旋的作業和研究已超過25年, 其中最重要的應用就是決定熱帶氣旋的強度。在過去以至目前廣被應用的是 Dvorak (1975) 的分類分析模式, 他搜集太平洋及大西洋地區的熱帶氣旋資料及衛星雲圖, 經過詳細分類, 找到一些能夠協助分析及預報的規律性質, 藉以建立一套有系統的分析模式, 但是此模式仍有一些缺點, 因為它是參考雲圖上所見之眼(Eye)、雲帶(Cloud Band)和雲型(Cloud Pattern), 當雲型不明顯或變化快時就難以應用; 並且在分析雲圖判斷雲型時, 因分析員的經驗和學識而涉入主觀因素。如果採用紅外線數據資料, 應該有較客觀的分析。

應用衛星數據資料決定熱帶氣旋強度乃基於假設: 對流強度愈強則雲頂溫度愈低; 所以雲頂溫度之數值和分析可視為對流強度及分佈的表現。Gentry et al. (1980) 採用環形網路分析雲頂溫度和熱帶氣旋強度(中心最大風速), 發現大西洋和西北太平洋地區的熱帶氣旋, 在1到4度內, 愈強的風暴有愈低的雲頂溫度。Dvorak (1984) 為

改進其原先的主觀分析模式 (Dvorak, 1975)，亦應用紅外線數據資料，根據中心最高雲頂溫度及外圍平均最低雲頂溫度決定熱帶氣旋的強度 (T 值)，其結果顯示在數個個案中除了在減弱階段外，模式決定的強度和飛機觀測值很接近。Steranka et al. (1986) 研究平均雲頂溫度和熱帶氣旋強度變化，結果顯示在強對流發生之後，熱帶氣旋強度才開始增強，並且熱帶氣旋的強度最大值出現在最強對流發生之後。Rosenthal (1978) 的理論模式實驗結果指出：颶風 (Hurricane) 的中心氣壓最低值 (即最大強度) 落後在最大垂直運動 (即最強對流) 之後。落後的時間介於 1 至 3 天之間。

除了理論實驗模式外，觀測分析結果亦顯示在西北太平洋地區熱帶氣旋最大強度落後強對流 1 ~ 3 天，(Lee, 1986)；大西洋個案分析也證明熱帶氣旋最大強度和最強對流存在落後關係。統計資料更顯示熱帶氣旋中心之強烈對流和 24~48 小時後的中心最大風速有強統計相關 (Steranka et al., 1986)。以上的結果顯示利用衛星資料研究颶風之強度或強度變化，具有一定的理論與觀測資料支持；然而如何應用定性結果來做定量之預報分析，仍尚待研究。因此本文主要目的在利用衛星遙測的紅外線數據資料，尋找雲頂相當黑體溫度和西北太平洋地區的熱帶氣旋強度及強度變化的關係，以做為未來繼續研究發展之用，而最終目的是希望能發展客觀模式，定量的估計熱帶氣旋強度，並預測強度變化，冀對於防災及颶風研究能有幫助。

## 二、資料搜集和處理方法

目前中央氣象局每隔三小時接收自日本地球同步氣象衛星 GMS 廣播的紅外線高解像資料，此份資料為類比訊號，再經轉換為影像 (Image) 顯示，然而影像資料無法提供定量甚或定性研究之用，因此須將此紅外線影像資料轉換為數據亮度溫度，即雲頂相當黑體溫度。(日本將自 1988 年 3 月開始播放數據資料。) Zohr (個人討論) 指出由影像灰度值 (Gray scale) 轉換為亮度溫度，誤差不大，約為 0.5~2.0°C，不至影響本研究的結果。雖然中央氣象局衛星站從 1981 年 1 月 28 日起即錄存所有接收資料，但在不影響正常作業下，可借用的區域影像資料磁帶則從 1985 年起。而關島颶風偵察飛行自 1987 年 9 月全面停止，所以本文採用 1985 和

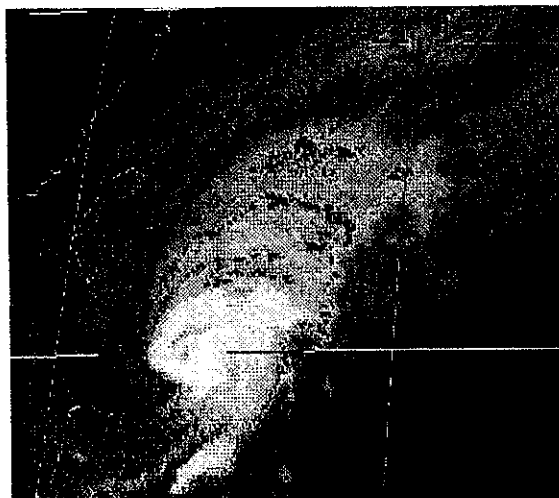
1986 兩年，每隔三小時一張的颶風影像資料，其中 1985 年有 11 個颶風個案，1986 年有 10 個颶風個案，共有 556 張颶風影像資料，詳細資料時間參見附錄一。

關於颶風中心位置和最大風速資料則採用關島 JTWC 每年熱帶氣旋報告 (Annual Tropical Cyclone Report, JTWC; 1985, 1986) 的最佳路徑 (Best Track) 資料；該資料每隔 6 小時一個，所以其它無資料時間用內插法求得中心位置和最大風速，由於 1985 和 1986 年尚有飛機觀測資料，因此颶風強度和中心的決定大都依賴飛機觀測資料，準確度頗高。

類比資料轉換成數據資料後，須經彩色影像交替顯示系統 (COMTAL System) 處理成颶風影像。資料處理過程，首先挑選參考點，以便決定影像中每個點 (pixel) 的經緯度；GMS 紅外線高解像資料之解析度在衛星直下點 (0°, 140° E) 為 5 公里，由於本文所採用之資料大部分在北緯 15 度到 25 度，東經 120 度到 130 度範圍內，所以平均解析度約為 6 公里且變化不大。第二步則須去掉影像中日本所加的經緯線和海岸線，然後才能獲得每一點之灰度值。為便於分析，選取從颶風中心往外，每 0.5 度 (緯度) 環狀網格內的平均灰度值，灰度值即雲頂溫度數位值 (Digital Count)，該值和雲頂相當黑體溫度成線性反比 (參見附錄二)，例如灰度值 218 代表雲頂溫度為 -65°C，252 為 -80°C，此份資料提供了對流強度之徑向分佈情形。另外，為了瞭解颶風中心附近不同強度之對流所佔之面積，亦計算了雲頂相當黑體溫度小於和等於 -80°C、-75°C、-65°C 和 -55°C 的點數 (pixel no.) 點數越多則所佔面積越大。

圖一顯示處理過程前後之衛星影像，上圖為原始颶風影像資料，包括了日本所加之經緯線及海岸線，在決定影像中每個點 (pixel) 的經緯度時則根據經緯線選取參考點。(若日本定位發生誤差時，可根據影像中海陸不同冷卻效應的表現做修正，所以影響不大。) 下圖為去掉日本所加經緯線及海岸線後的影像 (加上海岸及經緯線會改變該處的灰度值，所以須去掉)，再採用如圖示之每隔 0.5 度的環狀網格處理資料，網格中心採用最佳路徑資料的中心位置；此乃因除了具有明顯眼或眼牆組織的熱帶氣旋外，很難直接從衛星影像中決定氣旋中心

位置，為避免主觀定位造成的誤差，所以中心位置採用最佳路徑資料。經過分析最佳路徑所決定的中心位置頗為合理。



圖一 上圖為颱風影像資料，根據日本所加經緯線，選取參考點，以決定影像中每個點 (pixel) 的經緯度。下圖為去掉日本所加經緯線及海岸線後的影像，再採用每隔 0.5 度的環狀網格，網格中心採用最佳路徑資料的中心位置。

### 三、結果分析

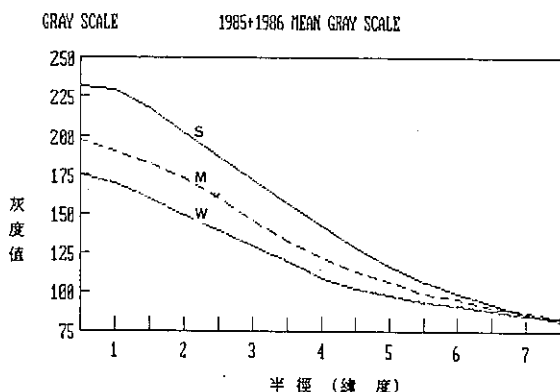
#### (一)合成結果

首先將分析不同強度之颱風其對流徑向之基本分佈情形，因此將1985和1986年颱風個案依強度區分為強烈、中度和輕度三種；中心最大風速大於及等於 100 KTS 者為強烈颱風 (S)，共50組資料；中心最大風速大於及等於 65 KTS，並小於 100 KTS 者為中度颱風 (M)；共325組資料，中心最大風速小於 65 KTS 者為輕度颱風 (W)；共 181 組資料。圖二顯示各類颱風六度以內合成的平均灰度值；結果顯示強度較強之颱風具有較高的平均灰度值 (即較低的雲頂溫度)；其灰度值之徑向梯度亦較大，亦即中心和外圍溫度差愈明顯。強烈颱風靠近中心約一度之內，平均灰度值隨距離增大而下降的速率較一度之外下降的速率緩慢，可能是因為有明顯颱風眼增暖作用所致。此種結果亦支持了前面所述，使用最佳路徑資料決定颱風中心的適當性。

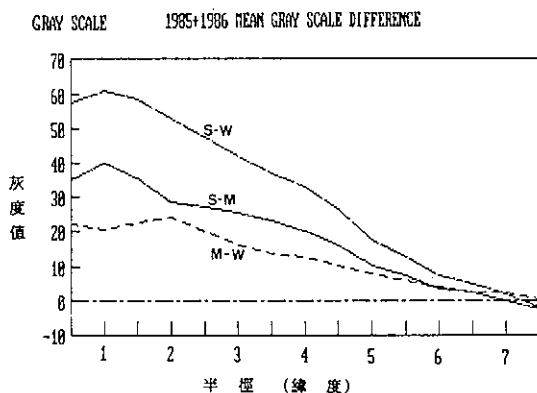
圖三為三類颱風平均灰度值之差，由圖可見，在六度以內，強烈颱風和輕度颱風相差最大，其次為強烈和中度颱風，差值最小為中度和輕度颱風。另外，強烈颱風和中度及輕度颱風灰度差值最大在 0.5~1度之間，而中度和輕度颱風灰度差值最大在 1.5~2 度之間。此結果顯示強度較強之颱風其結構特徵集中於中心附近，此定性結果和李與呂 (1988) 使用探空資料合成之分析頗為一致。

#### (二)熱帶氣旋強度和雲頂溫度之相關性

由渦度保守，渦管拉長 (Vortex stretching) 的觀念看，颱風的強度和雲頂溫度應該有一定之關係，然而根據1985和1986兩年共 556 張紅外線影像數據資料顯示：熱帶氣旋中心最大風速和平均灰度值的線性相關並不太好，相關最好的是強度和 1.5~2 度之間的平均灰度值，線性相關係數亦僅為 0.44 (參見圖四散佈圖)。中心最大風速和雲頂溫度小於及等於  $-80^{\circ}\text{C}$ 、 $-75^{\circ}\text{C}$ 、 $-65^{\circ}\text{C}$  及  $-55^{\circ}\text{C}$  的 pixel no. 相關性也不高，其中和 1.5~2 度內雲頂溫度小於及等於  $-55^{\circ}\text{C}$  的 pixel no. 相關較好，但線性相關係數亦僅為 0.49 (參見圖五散佈圖)。和 1~1.5 度內雲頂溫度小於及等於  $-65^{\circ}\text{C}$  的 pixel no. 線性相關係數則再稍低，僅為 0.43 (參見圖六)。其餘相關值可見表一。由以上結果可知：熱帶氣旋中心最大風速和雲頂溫度的線性相關並不高，



圖二 比較 1985 和 1986 年西北太平洋熱帶氣旋平均灰度值：50個強烈颱風，中心風速大於等於 100KT(S)；325個中度颱風，中心最大風速小於 100KT，大於等於 65KT(M)；和 181 個輕度颱風中心最大風速小於 65 KT，大於等於 35KT (W)。



圖三 不同強度颱風平均灰度值差，(S-W) 為強烈和輕度颱風的差值；(S-M) 為強烈和中度颱風的差值；(M-W) 為中度和輕度颱風的差值。

但是以上散佈圖及強度和雲頂溫度隨時間變化情形都顯示中心最大風速和雲頂溫度存在某種關係，合成資料也指出：在 6 度（緯度）範圍內，熱帶氣旋強度愈強，其每 0.5 度環狀網格內的平均雲頂溫度愈低。Steranka (1986) 等人所作研究也有相似的結果。所以熱帶氣旋的強度和雲頂溫度可能不是單純的線性關係，也許和數個不同變數有複雜的相

關，例如過去強度及強度變化、雲頂溫度及徑向溫度梯度、中心位置所在緯度及移動方向，乃至於發生季節等等。這些複雜的相關性有待作更進一步分析。

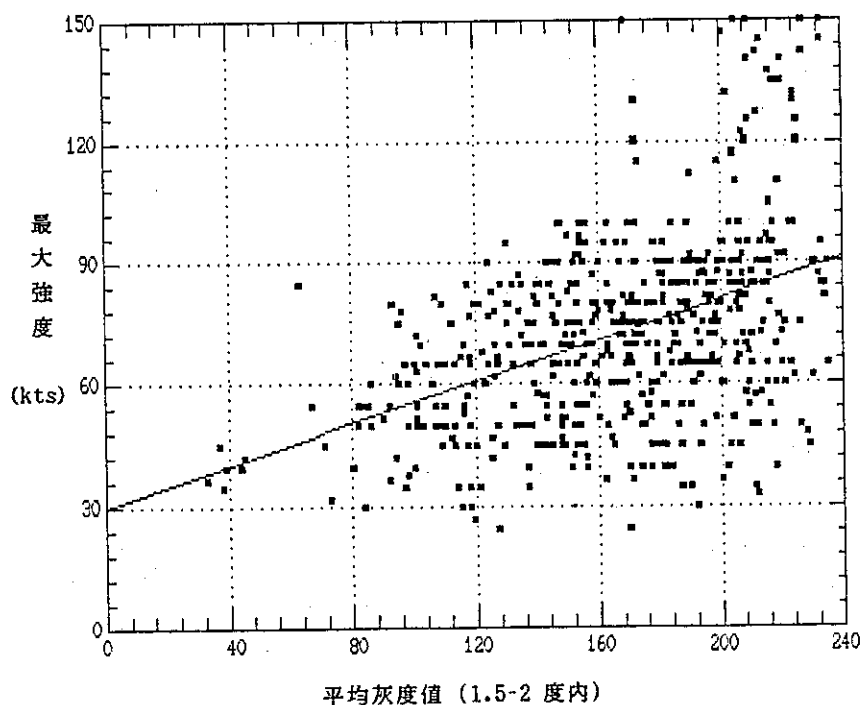
### (三)個案討論

由前面的結果瞭解到個別颱風的差異性相當大，因此本節內將分析數個個案來討論個別系統之差異性。圖七為 1985 年 NELSON 颱風（8 月）個案的中心最大風速和 0.5~1.5 度平均灰度值（取 6 小時移動平均 Running Mean）隨時間的變化，由圖可見，於增強階段，平均灰度值若下降，其後將有一段時間氣旋中心最大風速維持不變，即氣旋暫時停止發展，例如 20 日 18 Z 至 21 日 00 Z，其餘個案之分析顯示百分之八十的資料都有此現象。又於減弱階段，若平均灰度值上升，之後將有一段時間，氣旋中心最大風速維持不變，即氣旋暫時停止減弱，例如 23 日 06 Z 起。又百分之七十二的資料也有相同的現象。另外，圖中中心最大風速達最大值之後，平均灰度值才達最大值，亦即氣旋強度先減弱，才見平均灰度值下降；只有百分之二十五的資料有相同的現象。而大部分資料在中心最大風速達到最大值之前，平均灰度值先達最大值，例如 1986 年 6 月之 ROGER 颱風（見圖八），由圖可見，平均灰度值先下降，氣旋強度才減弱。亦即強對流領先最大強度。

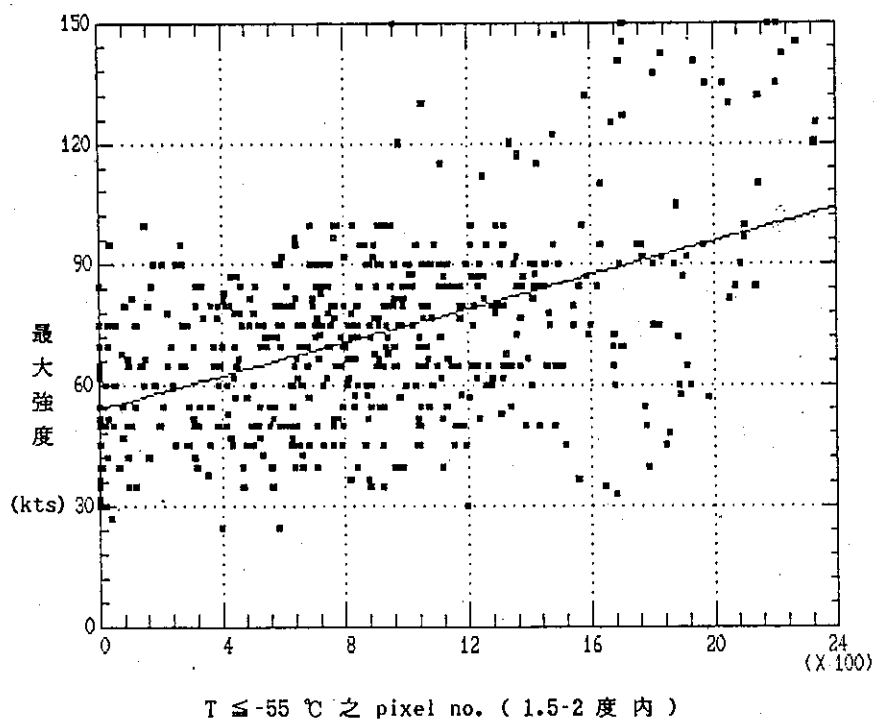
在分析時採用平均灰度值，若是同一網格內對流分佈不對稱且強弱對比很大，將有影響，所以下面兩個例子採用 pixel no.（代表對流達到某一強度之面積），而不是平均灰度值。圖九為 1986 年 VERA 颱風個案之中心最大風速和 0.5~1 度內雲頂溫度小於及等於  $-65^{\circ}\text{C}$  之 pixel no. 所佔百分比的移動平均值，亦即雲頂溫度小於及等於  $-65^{\circ}\text{C}$  的面積所佔之百分比，由圖可見，面積百分比的最大值出現在氣旋最大強度九小時。圖十為 1986 年 JUDY 颱風個案，不同於圖九的是，中心最大風速改為過去 24 小時的變化，由圖可見，過去 24 小時風速變化開始降到小於零之前 3 小時內，面積百分比會明顯下降。圖十一為 1986 年 GEORGIA 颱風個案，圖中顯示過去 24 小時強度變化由小於零變為大於零之前 6 小時內，面積百分比會明顯上升。

最後的個案則顯示強度和徑向灰度梯度隨時間之變化情形。圖十二為 1986 年 NANCY 颱風個

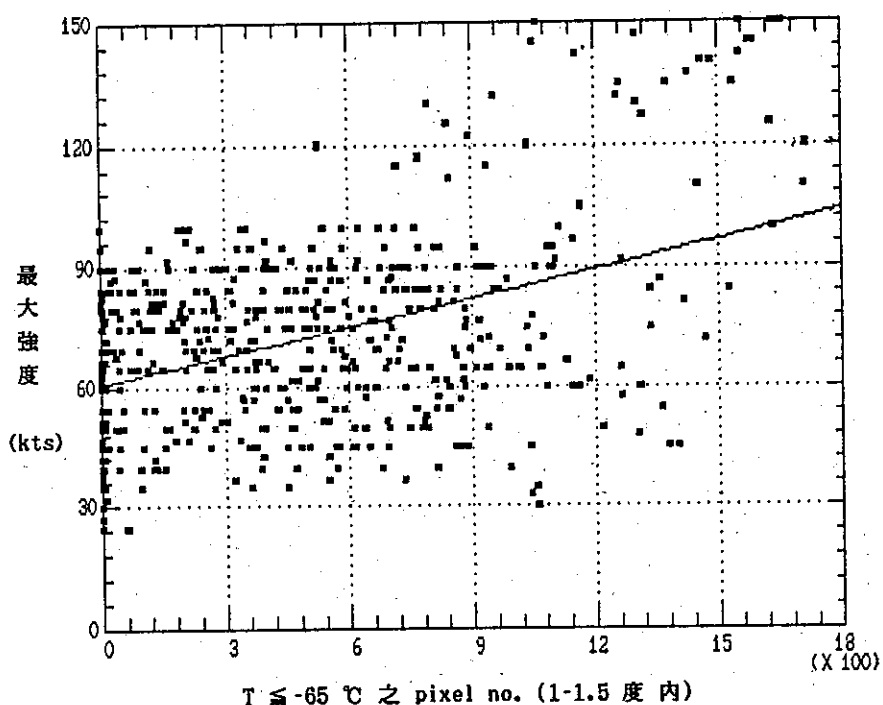




圖四 熱帶氣旋中心最大風速和1.5~2度緯度之間的平均灰度值簡單迴歸散佈圖；線性相關係數為0.44。



圖五 熱帶氣旋中心最大風速和1.5~2度緯度內，雲頂溫度小於及等於 $-55^{\circ}\text{C}$ 的pixel no. 簡單迴歸散佈圖；線性相關係數為0.49。



圖六 熱帶氣旋中心最大風速和1~1.5度緯度內，雲頂溫度小於及等於 $-65^{\circ}\text{C}$ 的pixel no. 簡單迴歸散佈圖；線性相關係數為0.43。

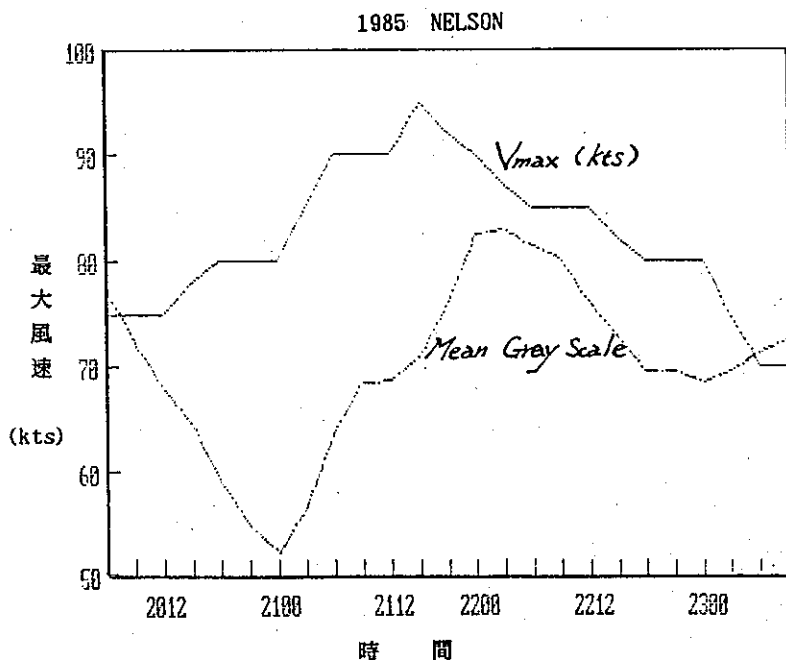
案之徑向灰度值梯度(0.5~1.5度內平均灰度值減2.5~3.5度內平均灰度值)和中心最大風速隨時間的變化曲線。圖中顯示：在發展階段(即最大強度之前)，灰度梯度下降後，颱風暫時停止發展，強度不變；在減弱階段，灰度梯度上升後，颱風強度不變，暫時停止減弱，然而此種關係之個案變化亦頗大。

#### 四、結果討論

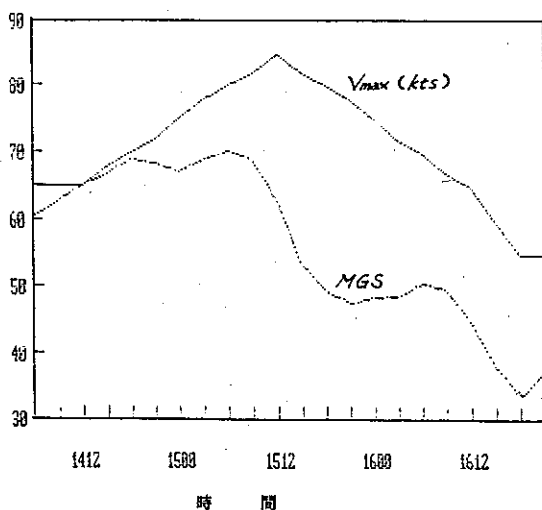
根據合成結果分析，強度較強的熱帶氣旋在6度內有較高的平均灰度值，即較低的雲頂溫度；從中心到外圍的溫度梯度也愈大。但1度之內平均灰度值梯度較小，顯示受到颱風眼增暖作用的影響。以上結果和 Gentry et al. (1980)的研究結果相似，他們分析西北大西洋和西北太平洋地區的熱帶氣旋發現在1~4度內(1度以內不考慮)，較強熱帶氣旋，其平均雲頂溫度較低，6度外則較高，亦即溫度梯度較大。強烈颱風和中度颱風在6度內的平均灰度差值較大，中度颱風和輕度颱風相差則較小。這說明了：輕度和中度颱風之對流強度的差異較小；然而強烈颱風則在中心附近需要較強烈之

對流，也許因為影響颱風初期和後期的物理機制不同所致。強烈颱風和中度、輕度颱風差值最大在0.5~1度，而中度和輕度颱風差值最大在1.5~2度。這點顯示強度較強颱風，其強對流越向近中心處集中。亦即在颱風發展後期，其強度之增加主要係受到中心附近對流增加之影響。最近的合成分析結果亦顯示(李和呂，1988)西北太平洋地區增強型的颱風較非增強型的颱風在2度以內有較強之對流發生。Steranka et al. (1986)研究大西洋地區熱帶氣旋，結果也顯示對流最強發生在靠近熱帶氣旋中心55.5公里，約0.5度的地方；而且hurricane近中心處的深對流較tropical storm強。

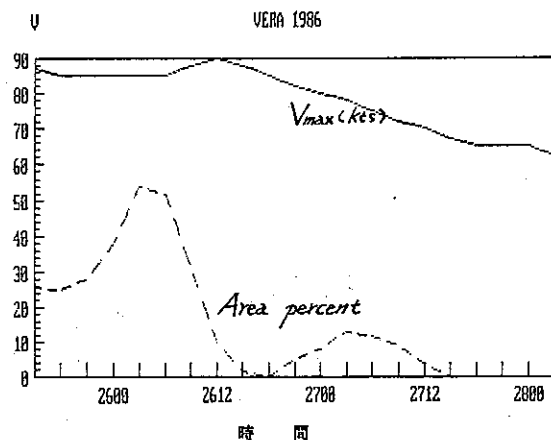
在無外力作用下，根據渦管拉長位渦守恆的觀念，對流強度和颱風強度應有很好的相關，但是我們利用GMS的紅外線雲頂相當黑體溫度數據資料，分析熱帶氣旋強度(中心最大風速)和中心附近對流面積及對流強度的關係。結果顯示熱帶氣旋中心最大風速和平均灰度值的線性相關並不很高，相關最好的是強度和1.5~2度之間的平均灰度值(代表對流強度)，線性相關係數亦僅為0.44。中心最



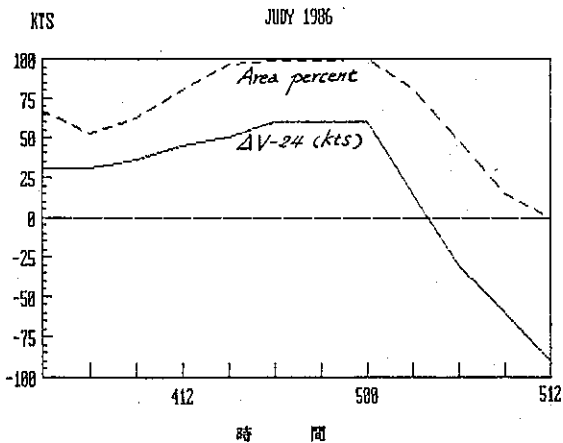
圖七 1985年 NELSON. 颱風的中心最大風速 ( $V_{max}$ ) 和 0.5~1.5 度平均灰度值移動平均 (Mean Gray Scale) 隨時間的變化, 由圖可見, 於增強階段, 平均灰度值若下降, 其後將有一段時間氣旋中心最大風速維持不變, 即氣旋暫時停止發展; 又於減弱階段, 若平均灰度值上升, 之後將有一段時間, 氣旋中心最大風速維持不變, 即氣旋暫時停止減弱; 中心最大風速最大值超前平均灰度最大值。



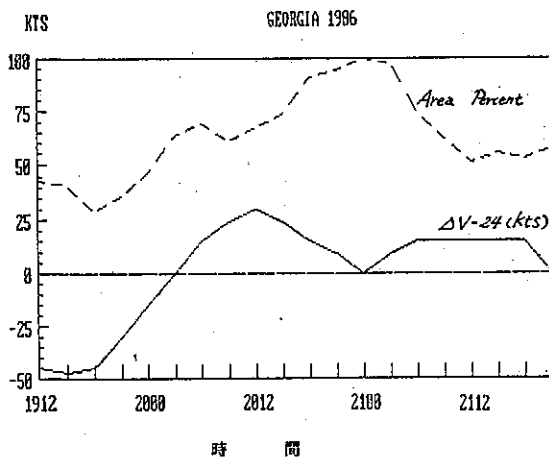
圖八 為1986年 ROGER 颱風, 由圖可見, 平均灰度值(MGS)先下降, 氣旋強度 ( $V_{max}$ ) 才開始減弱。



圖九 1986 年 VERA 颱風之中心最大風速 ( $V_{max}$ ) 和雲頂溫度小於及等於  $-65^{\circ}\text{C}$ , 0.5~1 度內 pixel no. 所佔百分比的移動平均, 即雲頂溫度小於及等於  $-65^{\circ}\text{C}$  的面積百分比 (Area percent), 由圖可見, 面積百分比的最大值出現在氣旋最大強度前九小時。

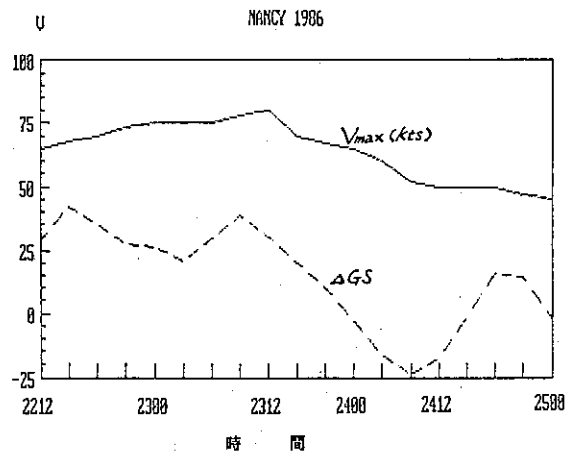


圖十 1986年 JUDY 颱風，不同於圖九為中心最大風速改為過去24小時的變化，由圖可見，過去24小時風速變化 ( $\Delta V-24$ ) 開始降到小於零之前3小時內，面積百分比 (Area percent) 明顯下降。



圖十一 1986年 GEORGIA 颱風，圖中顯示過去24小時強度變化 ( $\Delta V-24$ ) 由小於零變為大於零，之前6小時內面積百分比 (Area percent) 明顯上升。

大風速和雲頂溫度小於及等於  $-80^{\circ}\text{C}$ 、 $-75^{\circ}\text{C}$ 、 $-65^{\circ}\text{C}$  及  $55^{\circ}\text{C}$  的 pixel no. (代表對流面積) 相關性也不高，其中和  $1.5\sim 2$  度內雲頂溫度小於及等於  $-55^{\circ}\text{C}$  的 pixel no. 相關較好，但線性相關係數亦僅為0.49。熱帶氣旋中心最大風速和雲頂溫度小於及等於  $-80^{\circ}\text{C}$  和  $-75^{\circ}\text{C}$  的 pixel no. 線性相關較差，根據分析，可能是由於只有少部分資料能達到這個較強對流。而且在  $0.5\sim 1$  度之間相關較好，顯示颱風眼牆之對流強度和颱風強度關係



圖十二 1986年 NANCY 颱風之徑向灰度值梯度 ( $\Delta GS$ ) ( $0.5\sim 1.5$  度內平均灰度值減  $2.5\sim 3.5$  度內平均灰度值) 和中心最大風速 ( $V_{\max}$ ) 隨時間的變化曲線。圖中顯示：在發展階段 (即最大強度之前)，灰度梯度下降後，颱風暫時停止發展，強度不變；在減弱階段，灰度梯度上升後，颱風強度不變，暫時停止減弱。

較大，而眼牆外圍及中心的對流強度和颱風強度關係較小。

雖然以上結果顯示熱帶氣旋強度和對流強度的線性相關並不高，但是根據散佈圖及強度和雲頂溫度隨時間變化情形，在在都顯示中心最大風速和雲頂溫度存在某種關係，合成資料也指出：在  $6$  度 (緯度) 範圍內，熱帶氣旋強度愈強，其每  $0.5$  度環狀網格內的平均雲頂溫度愈低。Steranka (1986) 等人所作研究也有相似的結果。所以熱帶氣旋的強度和對流強度可能不是單純的線性關係，也許和數個不同變數有複雜的相關，例如過去強度及強度變化、雲頂溫度及徑向溫度梯度、中心所在緯度及移動方向，乃至於發生季節等等。這些複雜的相關性有待作更進一步分析。

本研究之個案分析發現約百分之七十的資料顯示在  $0.5\sim 1.5$  度之內平均灰度最大值超前氣旋最大強度。Rosenthal (1978) 強調對流需經較大系統組織成 spiral bands 和 eye-wall 之後，熱帶氣旋才開始迅速增強，所以中心最大風速變化和對流強度變化存在一落後關係。Sadler (1978) 提出高層外流對颱風發展有很大影響，Holland 和 Merrill (1984) 及 Chen 和 Gray (1985)

也認為高對流層的外流作用可以影響颱風強度變化。因為若高層有外流噴流 outflow jet，會把颱風中心附近的質量帶走，導致對流增強，但是由於低層近中心處慣性穩定度大，所以產生阻抗作用，使得強度增強有落後對流增強的情形。Lee (1986) 利用 FGGE III-b 資料，計算高層外流（代表垂直速度），也證明外流最大值領先強度最大值。Steranka et al. (1986) 研究大西洋個案：Hurricane Faye, 1975、Fifi, 1974 和 Tropical Storm Elaine, 1974，結果亦顯示：在強對流發生之後，熱帶氣旋強度才開始增強，並且最強對流發生之後，才達到熱帶氣旋的強度最大值。雖然大部份個案有上述情形，但仍有百分之三十並非如此，可見影響熱帶氣旋強度的物理過程相當複雜。

本研究同時發現，百分之七十到八十的資料顯示於氣旋增強階段，若 0.5~1.5 度的平均灰度值或徑向灰度梯度下降，之後氣旋會減緩其增強趨勢。或者暫時停止增強維持其強度不變；亦即對流強度減弱或對流分佈對比變小，會使颱風發展受到影響而變緩慢。又於減弱階段，若 0.5~1.5 度的平均灰度值或徑向灰度梯度上升，之後氣旋將暫時停止減弱，使強度維持不變；亦即對流增強或分佈對比變大，會使減弱速率變慢。但是部份資料並非如此。以上個案分析亦顯示不同個案之間差異頗大，若用持續法或統計法，可能經常會發生問題。

另外，我們亦發現過去24小時強度變化和 0.5~1 度內雲頂溫度小於及等於 -65°C 所佔面積百分比的關係良好，由上述之圖十、十一，JUDY 和 GEORGIA 個案可見兩曲線近乎同相(in phase)。以上結果證明：深對流雲分佈對熱帶氣旋發展很重要，而衛星的數據資料可以表現深對流雲的分佈，想獲得較客觀的分析技術，須多開發數據資料的運用。

本文採用的環形網格，以 JTWC 之 Best Track 的中心位置資料為中心點，但 Best Track 資料為事後整理各種觀測資料所得到的最佳路徑，對於實際作業並不適用，除非有良好颱風眼組織的熱帶氣旋能輕易的從雲圖判斷中心位置外，大部份的氣旋、尤其高低中心分離型，很難從雲圖準確地判斷中心位置。在距陸地較近地區，雷達可以作連續之觀測，提供中心位置，然而颱風距陸地如較遠，若想獲得較準確的中心位置，則需依靠飛機觀測。自1987年9月份起，關島作業飛機停飛，對颱風研究影響很大，如果國內能派飛機參與防颱作業，除了減少颱風帶來的損失外，更能提升颱風研究的品質，然而在目前階段，研究如何利用衛星資料，以決定颱風中心位置，外圍環流和強度，乃是迫不及緩。

表一：熱帶氣旋中心最大風速和 3 度內平均灰度值 (I)、雲頂溫度小於等於 -80°C (II)、-75°C (III)、-65°C (VI) 和 -55°C (V) 的 pixel no. 之線性相關係數。

範 圍	I	II	III	VI	V
0 —0.15度	0.29176	0.18433	0.22016	0.29610	0.32083
0.5—1 度	0.34901	0.23810	0.30535	0.37846	0.38171
1 —1.5度	0.40845	0.14078	0.25729	0.42545	0.44637
1.5—2 度	0.44113	- 0.02827	0.07220	0.40325	0.48573
2 —2.5度	0.42587	- 0.09743	- 0.05051	0.26325	0.45820
2.5—3 度	0.37355	- 0.15141	- 0.12058	0.11063	0.32506

## 附錄一

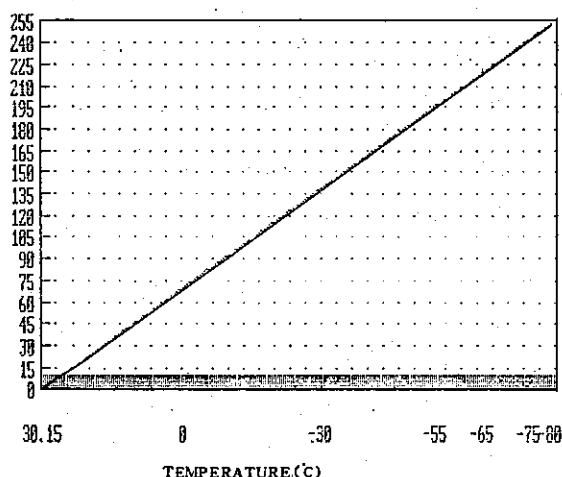
## 1985 年 颶 風 衛 星 資 料

颶 風 名 稱	月 份	編 號	資 料 時 間	IMAGE張數	備 註 *缺 IMAGE資料
GAY	5	3	2106—2512	31	2206 2309 2318 2321
HAL	6	4	1912—2506	47	
IRMA	6	6	2803—3012	17	2906 2909 3003
JEFF	7	7	2703—2900	13	2706 2803 2809
NELSON	8	11	2003—2312	27	2116
PAT	8	13	3018—3112	6	3109
TESS	9	15	0309—0606	20	0421 0516 0521 0600
VAL	9	16	1509—1706	15	1609
BRENDA	9	19	0103—0418	29	0118
DOT	10	21	1503—2100	40	1506 1716 1812-1900 1918
HOPE	12	25	1809—2321	25	1812 1900,12 2000,03 2012 2100-2212 2300

## 1986 年 颶 風 衛 星 資 料

颶 風 名 稱	月 份	編 號	資 料 時 間	張數IMAGE	備 註 *缺 IMAGE資料
JUDY	2	1	0303—0516	21	
NANCY	5	5	2212—2500	20	2316
PEGGY	6	7	0703—1112	34	1016 1021
ROGER	6	8	1403—1700	24	
VERA	8	14	2512—2806	23	
ABBY	9	15	1503—2000	39	1506
ELLEN	10	19	1403—1900	39	1503
GEORGIA	10	21	1812—2200	28	1900
JOE	11	24	1900—2412	43	1903 2003
KIM	12	25	0703—1000	23	0803

CRAY SCALE



256 等級之雲頂灰度值與雲頂溫度的關係：

### 五、總結與建議

本文利用衛星紅外線類比資料轉換成之雲頂相當黑體溫度數據資料，分析1985和1986年21個熱帶氣旋，探討其對流強度、分佈和強度的關係。結果發現強烈颱風較中度及輕度颱風具有較低的雲頂溫度，最大差異發生在距中心 0.5~1 度之間。本研究也發現約百分之七十的個案顯示在 0.5~1.5 度之內平均灰度最大值超前氣旋最大強度，但仍有百分之三十並非如此。從灰度值徑向梯度分析，發現大部份資料在氣旋增強階段，若灰度梯度下降，將使氣旋暫時停止發展；在減弱階段，若灰度梯度上升，將使氣旋暫時停止減弱。此現象顯示深對流雲之徑向分佈對熱帶氣旋發展相當重要。另外，對流強度及對流分佈和熱帶氣旋強度的線性相關不高，說明了：熱帶氣旋發展不是單純渦管拉長觀念所能解釋。

由以上結果可知，雲頂相當黑體溫度可作為估計熱帶氣旋強度及預測強度變化的指標。未來急需努力的工作是作更複雜之複迴歸相關分析期能建立定量客觀分析方法，以滿足發展數值模式，提升預報技術的需要。而且自1988年三月起，日本將廣播衛星數據資料，如果繼續本研究，能有良好的複迴歸分析，將來就能充分應用在實際作業上。

在本研究進行期間，承蒙中央氣象局提供寶貴資料，特此致謝。特別感謝羅國維及柳中明等教授和中央氣象局衛星站朱曙光主任及紀水上博士提供寶貴意見，彭強蘭小姐及李慶胤先生協助繪圖以及資料和文件處理。本研究在國科會專案計畫 NSC 77-0414-03B 及 NSC76-0202-M002-19 支持下完成。

### 參考文獻

- 李清勝、呂國臣，1988：西北太平洋地區熱帶氣旋發展之合成分析。（大氣科學審稿中）
- Chen, L. and W. M. Gray, 1985: Global view of the upper level outflow patterns associated with tropical cyclone intensity changes during FGGE. Dept. of Atmos. Sci. Paper No. 392, Colo. State Univ., Ft.
- Dvorak, V. F., 1975: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery., *Mon. Wea. Rev.*, 103, 420-430.
- Dvorak, V. F., 1984: Tropical cyclone intensity analysis using satellite data., NOAA Technical Report NESIDE 11, 47 pp.
- Gentry, R. C., E. Roodgers, J. Steranka and W.E. Shenk, 1980: Predicting tropical cyclone intensity using satellite measured equivalent blackbody temperature of cloud tops., *Mon. Wea. Rev.*, 108, 445-455.
- Holland, G. J., and R. T. Merrill, 1984: On the dynamics of tropical cyclone structural changes. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 110, 723-745.
- Howard, R. A., J. E. Matheson and D. W. North, 1972: The decision to seed hurricanes. *Science*, 176, 1191-1201.
- Lee, C. S., 1986: An observational study of tropical cloud cluster evolution and

- cyclogenesis in the western North Pacific. Dept. of Atmos. Sci. Paper No. 403, Colo. State Univ., Ft. Collins, CO, 250 pp.
- Sadler, J. C., 1978: Mid-season typhoon development and intensity changes and the tropical upper tropospheric trough., *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1137-1152.
- Steranka, J., E. B. Rodgers, and R. C. Gentry, 1986: The relationship between satellite measured convection bursts and tropical cyclone intensification., *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1539-1546.
- Rosenthal, L., 1978: Numerical simulation of tropical cyclone development with latent heat release by the resolvable scale. I: Model description and preliminary results., *J. Atmos. Sci.*, 35, 258-271.

## The Relationship between Equivalent Blackbody Temperature of Cloud Tops and Tropical Cyclone Intensity

*Cheng-Shang Lee      Feng-Er Wu*

### ABSTRACT

The relationship between the equivalent blackbody temperature of cloud tops and tropical cyclone intensity in the western North Pacific is analyzed. Data used include 556 observations of tropical cyclone which occurred during 1985-1986. The satellite infrared measurement were made by Geostationary Meteorology Satellite, JMA. The intensities and positions of tropical cyclone were based on the best track data of Annual Tropical Cyclone Report (JTWC).

Results indicate that the mean cloud top temperatures are lower for stronger systems than for weaker systems inside  $6^\circ$  radius. Seventy percent of the cases also show that minimum cloud top temperature leads the maximum intensity of the cyclone. Although there are certain relationships between the cyclone intensity and cloud top temperature, the linear correlation coefficient between these two is not high. This implies a large variation among individual cases.



# 民國七十五年颱風調查報告

## ——侵臺颱風 (8612號) 韋恩

陳 清 得

中央氣象局預報測站技士

林 國 金

中央氣象局預報測站技佐

(收稿日期：76年12月9日；完稿日期：76年12月31日)

關 鍵 詞：藤原效應

Key words: Fujiwhara Effect

### 一、前 言

自今 (75) 年七月下旬起，在太平洋洋面上間熱帶輻合帶 (I. T. C. Z) 即顯示活躍，而迫使熱帶擾動陸續發生，先是在呂宋島東方海面上形成帶熱性低氣壓，於 8 月 1 日發展為今年西北太平洋地區的第九個颱風——莎拉颱風 (SARAH, 8609)，向東北進行，當移至日本東方海面時，由於莎拉的向北進行而導致東半球的間熱帶輻合帶隨她向北抬高。隨後更由於太平洋高壓的西伸和由西半球的 GEORGETTE 颱風在 8 月 10 日移至東半球後，加強了東半球的間熱帶輻合帶的活躍性。因此，在 GEORGETTE 颱風之西方於間熱帶輻合帶上又發展出熱帶性低氣壓，於 8 月 13 日增強為狄普 (TIP) 颱風 (8610)，並於 8 月 15 日合併了 GEORGETTE 颱風環流。此時，菲律賓東方海面上於間熱帶輻合帶上又形成另一熱帶性低氣壓，逐漸發展而增強，在 8 月 16 日增強為薇拉 (VERA) 颱風 (8611)，因此在間熱帶輻合帶上正有兩個颱風運行著，然此同時菲律賓呂宋島西方近海又見一低氣壓在蘊釀著，8 月 16 日 12 Z 此低氣壓由於高層的支持而增強為熱帶性低氣壓 (見圖一、圖二)。24 小時後，因薇拉及狄普颱風隨間熱帶輻合帶逐漸向東北東進行而遠離低緯地區，使呂宋島西方的熱帶性低氣壓脫離薇拉的牽制而成獨立系統 (圖三)，終於在 8 月 18 日 12 Z 增強為輕度颱風，命名韋恩 (WAYNE)，為今年內西北太平洋洋面上發生的第 12 個颱風，同時也是今年度第二個侵襲臺灣的颱風。由於其行徑十分詭異為歷年來所罕見，且其颱風生命期更長達 16 天之久，為西北太平洋洋面上所出現的颱風記錄中僅次於 1967 年的歐珀 (OPAL) 颱風 (生命期 17 天，1967 年 8 月 30 日至 9 月 16 日)。此外，韋恩颱風更創下了侵臺颱風的

三項歷史記錄：(1) 三度威脅臺灣陸地及附近海域，(2) 二度登陸臺灣陸地，(3) 首次直接侵襲雲林地區，乃值得作深入的探討及研究。

由於韋恩颱風直接侵襲臺灣西部而造成雲林、彰化、南投、嘉義、臺中及澎湖等縣造成空前的嚴重損失，故本文將針對韋恩颱風的特性，發展經過，強度變化及路徑作詳細的分析報告，並校驗了各個氣象單位的韋恩颱風定位誤差及各種颱風路徑預報方法誤差，以便於往後有類似路徑之颱風發生時，可供作業單位研判與預報之參考。

### 二、韋恩颱風之發生及經過

由於韋恩颱風之生命期甚長，故將其發生過程分為下列二個階段敘述：

(1) 第一階段 (8 月 18 日至 8 月 24 日)

8 月 16 日 00 Z 呂宋島西方近海有一低氣壓雲系正蘊釀著，於 8 月 16 日 12 Z 增強為熱帶性低氣壓，48 小時後 (即 8 月 18 日 12 Z) 即發展為輕度颱風，命名韋恩 (WAYNE)，編號 8612 號，其中心位置在北緯 16.2 度，東經 116.2 度，中心氣壓 995 毫巴，以每小時 14 公里 (近乎 7 KTS) 的速度向西北進行 (圖四)。19 日 12 Z 進行至東沙島的西南西方海面時，增強為中度颱風，中心氣壓 980 毫巴，以每小時 15 公里的速度仍向西北進行，在此同時於長江口有一低壓系統在發展，其所伴隨的冷鋒逐漸向東移動，而誘使韋恩颱風開始轉向偏北進行 (見圖四、圖五)。20 日 00 Z 韋恩由於周圍氣流場改變而影響其進行方向，漸轉向東北進行。然而此時韋恩已進入香港 (45005) 雷達的有效觀測範圍內，因此可掌握其動向的變化 (見表一)，20 日 12 Z 韋恩已移至北緯 21.7 度，東經 114.3 度，即在東沙島西北西方約 260 公里之海面上，由雷達逐時追踪可知韋恩乃朝臺灣海峽南部加速而來，對臺灣海峽、東

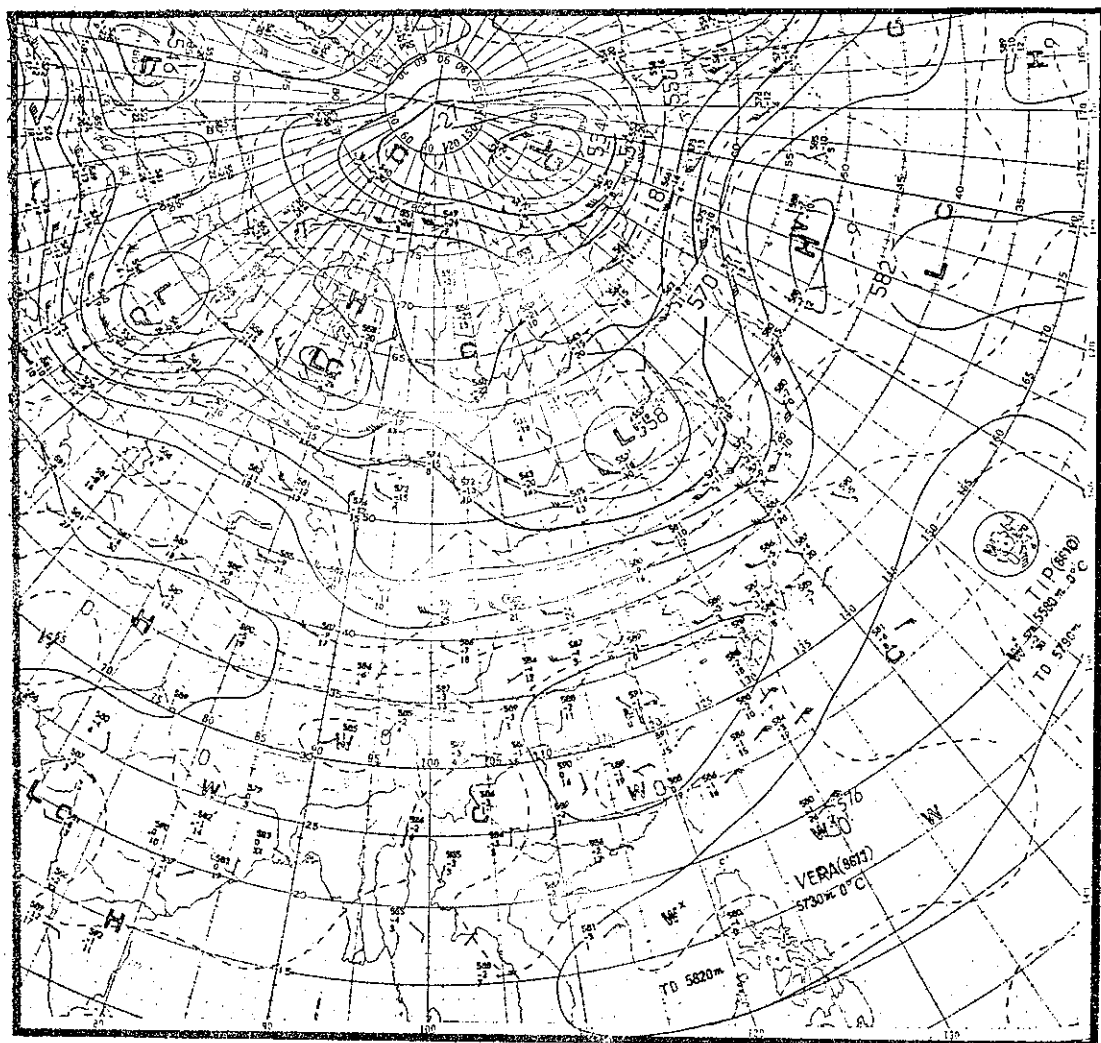


圖 一 民國75年8月16日12Z 500毫巴高空圖  
Fig. 1. 500 mb chart at 161200Z August 1986

沙島海面及金門海面將構成威脅，因此中央氣象局於20日1250Z發佈了韋恩颱風第一報海上警報（見表二）。然於6小時後，由香港及汕頭（59316）雷達之觀測資料顯示韋恩颱風的行徑稍偏向東北東進行（見表一及表三），由於狀況改變顯示韋恩未來對臺灣中南部陸地亦將構成威脅，中央氣象局乃於20日2010Z（即21日0410L）對臺中及以南地區、澎湖及金門地區發佈了陸上颱風警報，並由香港及汕頭之雷達觀測資料判斷其進行方向得知韋恩在未來即將侵襲

澎湖、金門地區和臺灣中南部地區。鑑於此情況之改變，中央氣象局乃於8月20日2245Z（即21日0645L）起即以加發警報方式來提醒民眾注意韋恩颱風之動態並呼籲民眾須作好防颱風準備（見表二），隨後韋恩於8月21日03Z起進入高雄雷達（46744）之有效觀測範圍內（見表四），因此更可正確地掌握其動向，故中央氣象局乃於8月21日0345Z（即21日1145L）起即以密集逐時報導韋恩之動態透過166氣象錄音傳至各地來強調各地須注意並防



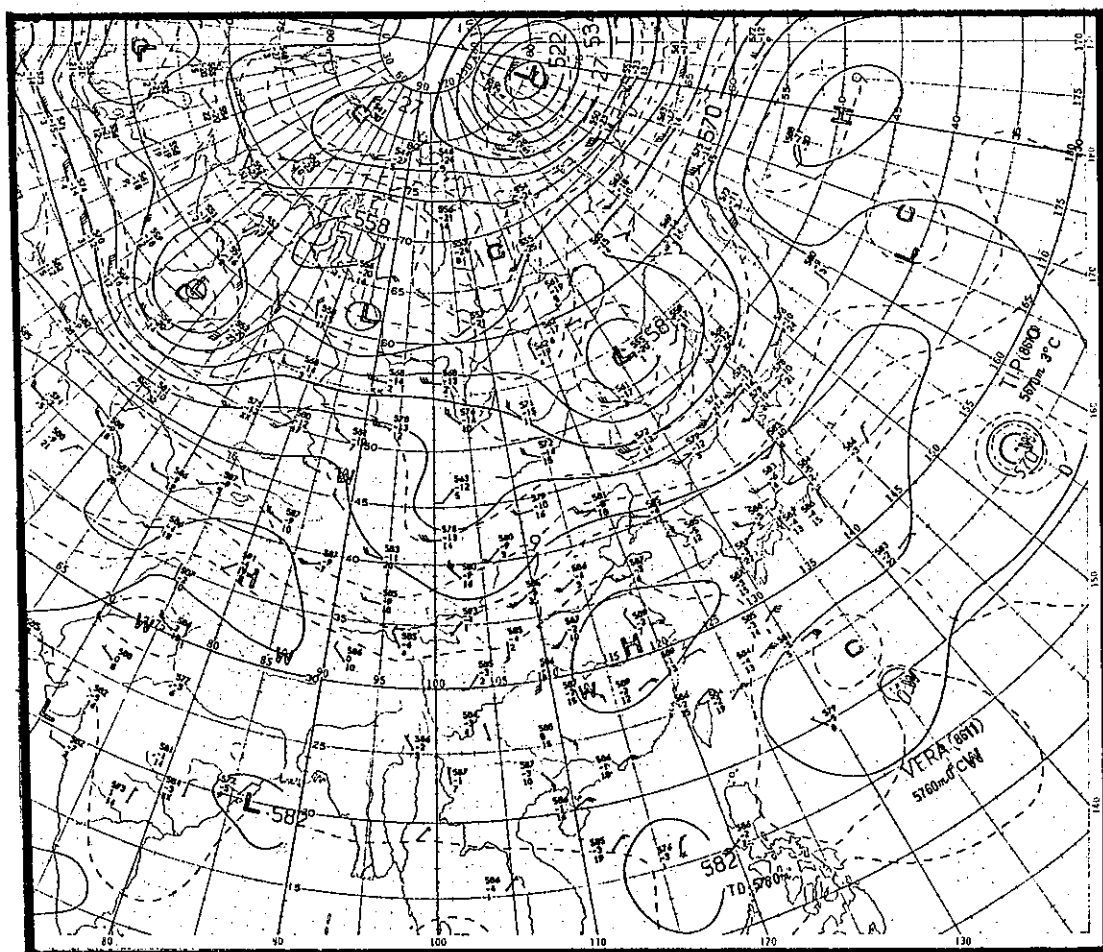
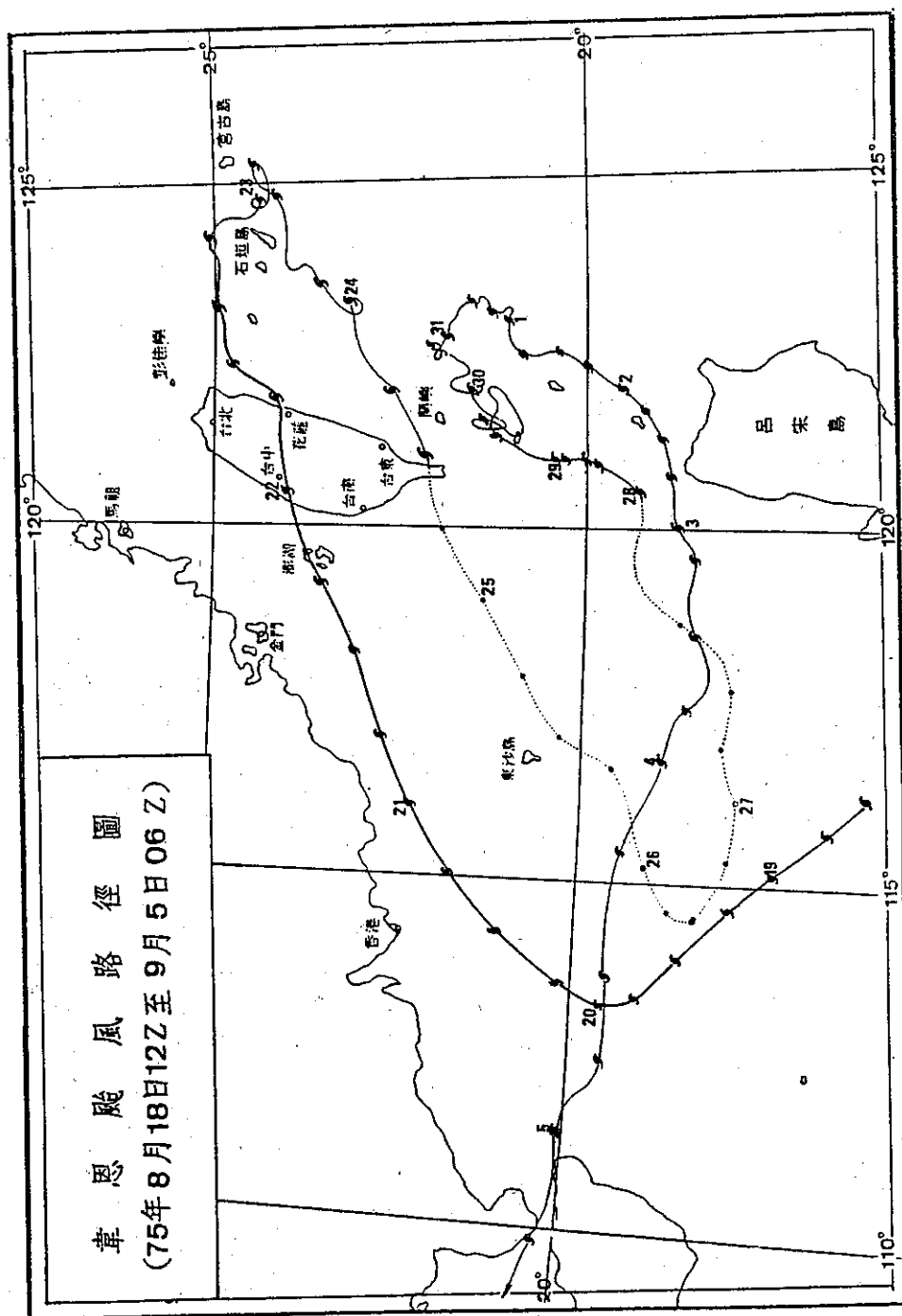


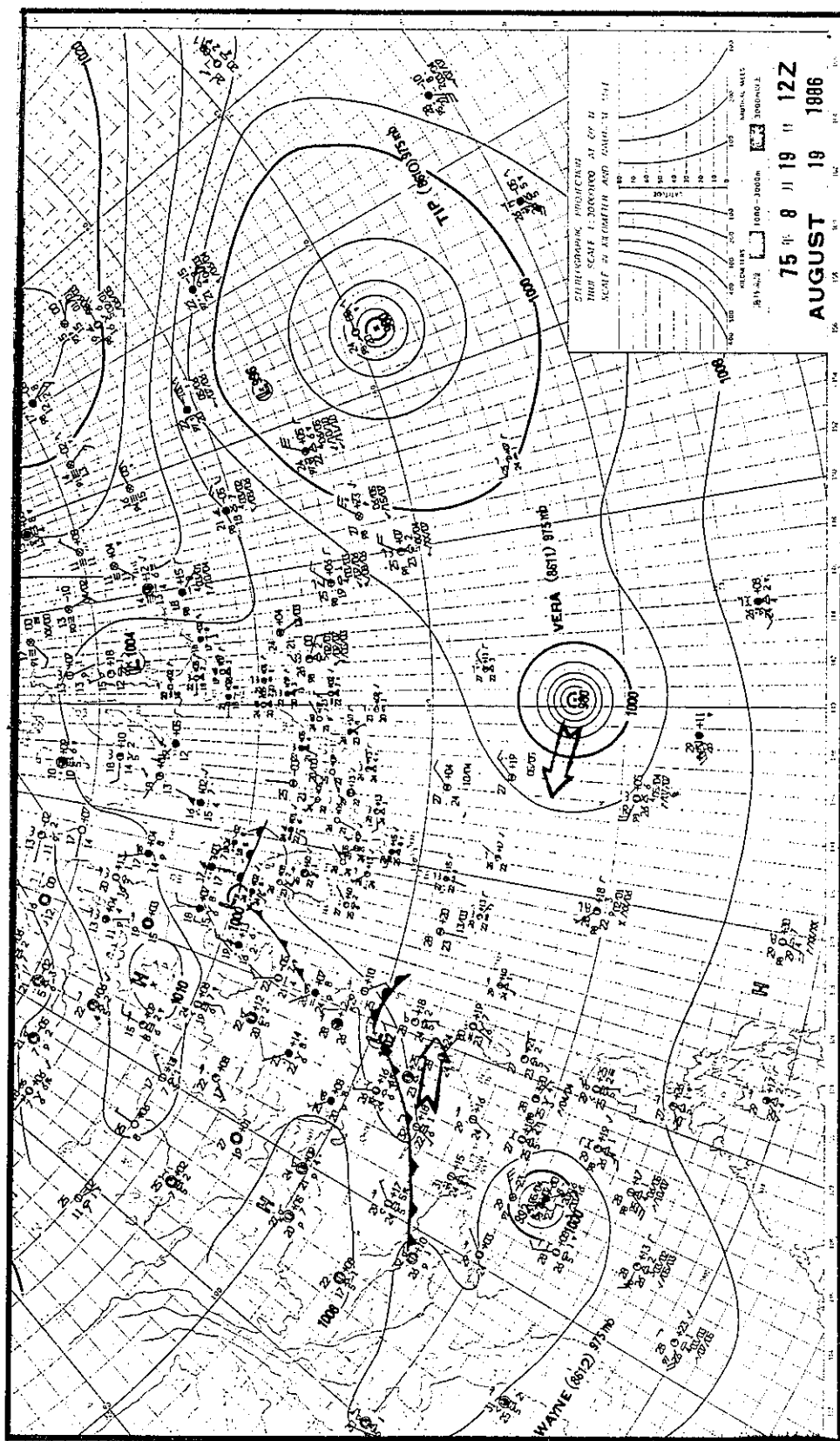
圖 三 民國75年8月17日12Z 500毫巴高空圖  
Fig. 3. 500 mb chart at 171200Z August 1986

範韋恩颱風的侵襲。然而在8月21日06Z由於長江口之低氣壓所伴隨之冷鋒雲帶東移已和韋恩颱風之環流雲系相結合（見圖六），由於受冷鋒的牽引迫使韋恩颱風偏向東北東移動，進入臺灣海峽，且此時韋恩颱風的威力已發展至侵臺前之最強階段，此乃可由8月21日06Z之日本GMS衛星的紅外線所拍攝之雲圖中韋恩之颱風眼清晰可見來證明（見圖七）。然而自8月21日15Z起澎湖地區由於韋恩的逼近，在21日18Z至20Z之間首先吹東南風隨後風向逐漸順轉為西南風，最後變成西北西風，且風速由21日16Z起明顯增強至21日1840Z達最高峰，隨後驟減到21日1930Z左右降至最小，然後又急速

增強，於21日2030Z再度出現另一高峰而隨後又逐漸下降（見圖八），然由澎湖的逐時氣壓曲線亦可發現由8月21日15Z起氣壓陡降至21日1930Z達最低點，然後再快速上升（見圖九），由此顯示在此刻韋恩颱風中心正好通過澎湖地區，此亦可在高雄雷達回波圖中清楚可見（見圖十），隨後由高雄雷達站之密集觀測顯示韋恩颱風仍向東北東進行於8月21日2240Z（即22日0640L）在雲林和彰化兩縣交界的濁水溪河口登陸（見圖十一及圖十二），在8月22日01Z後即告脫離高雄雷達站之觀測範圍（見表四）。然在22日01Z之前臺中測站均吹東北風，01Z後轉為西北風，且該站的風速由21日23Z起

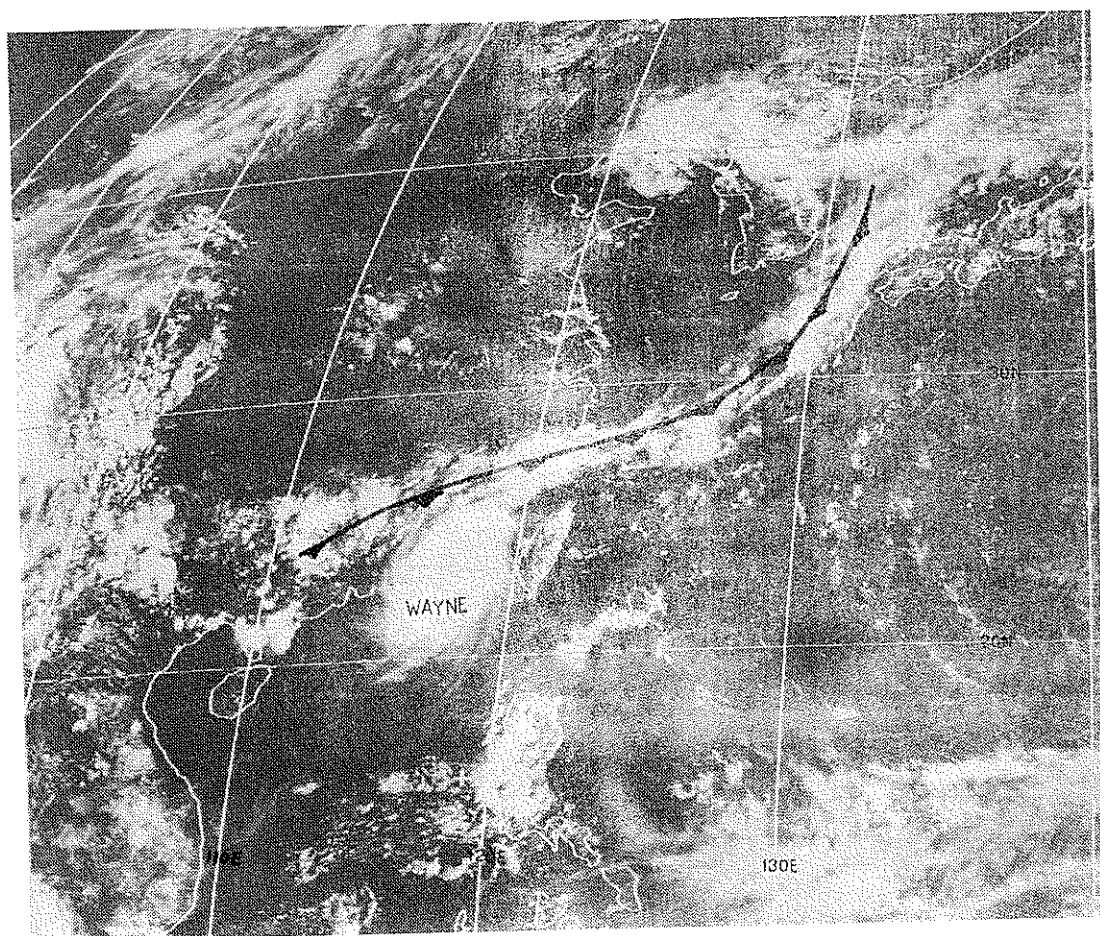


圖四 韋恩颱風最佳路徑圖 (1986年8月18日12Z至9月5日06Z)



圖五 民國75年8月19日12Z地面天氣圖

Fig. 5. Surface synoptic chart at 191200Z August 1986



圖六 民國75年8月21日06Z日本GMS衛星所拍攝可見光雲圖  
Fig. 6. GMS-3 VIS imagery at 210600Z August 1986

逐漸增強至22日01Z前後達最高峰，隨後又逐漸下降（見圖十三），且由圖九中亦可發現臺中測站氣壓曲線在21日23Z起急降，至22日01Z達最低點，然後又驟升，此乃可顯示颱風中心最接近臺中，然其中心係在臺中以南通過，故臺中測站風速未出現如澎湖測站所測得到兩次高峰。22日中午韋恩風眼通過中央山脈，於22日05Z左右由花蓮附近出現，且繼續偏東進行。22日18Z韋恩抵達琉球石垣島及宮古島之間海面時，威力減弱而變為輕度颱風，然此時牽引韋恩東移的冷鋒系統在東移時強度減弱而遠離消失，而在日本附近之氣壓場由於氣壓增高而阻止了韋恩繼續向偏東方向進行之勢。且此時在韋恩東方海面的另一個強烈颱風薇拉正快速向西進行

中（見圖十四），逐漸對韋恩產生牽制作用而導致韋恩在石垣島附近海面打轉，呈現不規則運動（見表五(a)(b)）。隨後由於華南沿海一帶中、下對流層東北風顯著增強（地面高壓中心位於山東半島南端），復導引韋恩轉向西南而再度撲向臺灣東南部而來（見圖四），於24日1400Z左右登陸於臺東大武壠，並穿過恆春半島，由於地形破壞其原已在減弱中的環流，而導致韋恩迅速減弱為熱帶性低氣壓，結束韋恩颱風的第一階段生命史。

(2)第二階段（8月25日至9月6日）：

韋恩在通過恆春半島後因環流遭受山脈的破壞而不明顯，在8月25日韋恩颱風所殘餘下的熱帶性低氣壓於臺灣海峽南部繼續向西南而朝東沙島進行



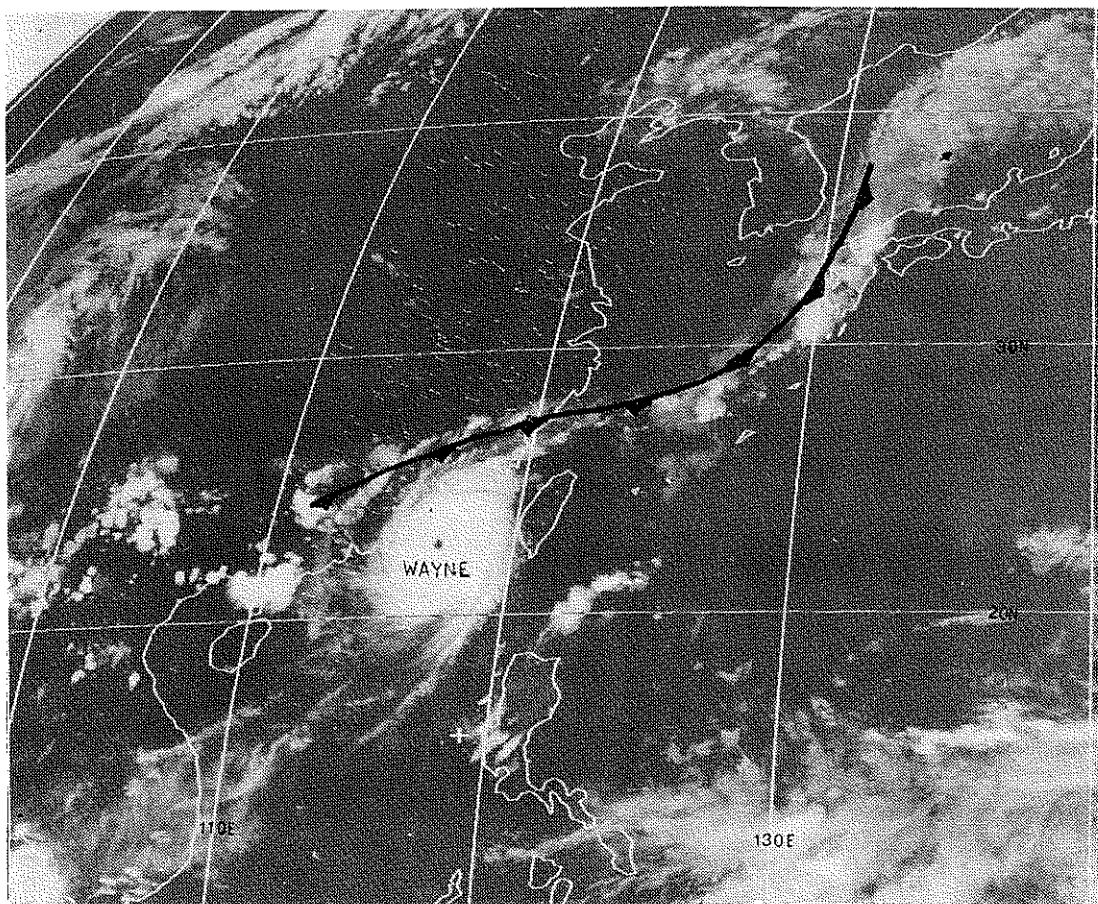


圖 七 民國75年 8月21日06Z日本 GMS 衛星所拍攝紅外線雲圖  
Fig. 7. GMS-3 IR imagery at 210600Z August 1986

，於26日抵東沙島西南方海面時，由於薇拉迅速向西移動，於此時刻薇拉已西移至琉球那霸附近海面，由於其環流甚廣，其螺旋雲帶牽引韋恩颱風所殘餘下來的熱帶性低氣壓呈一百八十度轉向，回頭轉向巴士海峽而來（見圖四）。28日00Z抵達呂宋島西北端近海時又增強為輕度颱風（見圖十五），仍命名韋恩，並且尾隨薇拉颱風外圍環流緩慢偏北進行，且此時由於薇拉颱風北抬而引進的強盛西南氣流，納入韋恩的環流內，而促使韋恩在 8 月 31 日 00Z 再度增強為中度颱風，當韋恩移至蘭嶼附近海面時，由於薇拉的迅速偏北移動，而促使韋恩脫離薇拉的導引，然而在29日於韋恩的東南東方海面另外出現一熱帶性低氣壓，向西北西至西北之方向移

近韋恩颱風，而使韋恩受到此熱帶性低氣壓的牽引作用，導致韋恩在蘭嶼附近海面再度呈現不規則運動，並有打轉的現象，此種異常運動現象持續至 9 月 1 日 12Z 止（見圖四），此現象亦可由花蓮、石垣島及綠島之雷達站所觀測訂位資料可明顯地表示出（見表六(a)(b)(c)），隨後由於牽引韋恩的熱帶性低氣壓北移至日本本州時受西風的推促而向西北東進行（低層），迫使500mb的副熱帶高壓向西伸展且於 9 月 2 日 12Z 在韋恩颱風的原生地之海面上又形成一熱帶性低氣壓向西移動，而使韋恩受低層之熱帶性低氣壓環流及高層（500mb）副熱帶高氣壓脊線前緣的雙重導引下向西南進行，由碧瑤之雷達觀測知韋恩漸恢復其正常西行的路徑（見表六(d)），



隨後由於 500mb 太平洋高壓的西伸迅速且增強，由於在高層有強盛的輻散氣流，促使韋恩颱風之強度於 9 月 4 日 00 Z 至 06 Z 間增強至其颱風階段的最強時期。然而此刻韋恩因高層太平洋高氣壓脊線前緣的東南風導引而向西北進行，逼近海南島，9 月 5 日通過海南島進入東京灣，9 月 6 日韋恩復受 500mb 太平洋高氣壓的導引而登陸越南北部，受中南半島上的安南山脈地形破壞，於 9 月 6 日 06 Z 減弱為熱帶性低氣壓，並向西移動，結束韋恩颱風第二階段的生命期。隨後於 9 月 7 日韋恩減弱的熱帶性低氣壓移近緬甸北部受高大的山脈破壞而消散，韋恩颱風從此真正地結束其戲劇性的生命史。

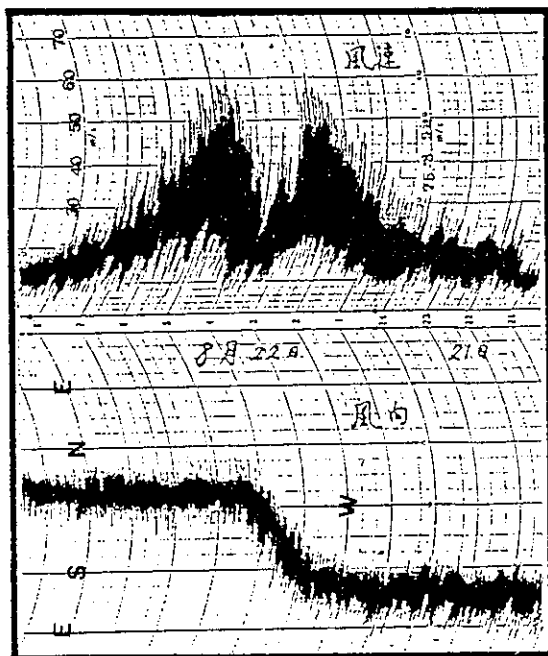


圖 八 民國75年 8 月 21 日 13 Z 至 22 日 00 Z 澎湖測站自記風向風速記錄圖

Fig. 8. The variation of wind speed and wind direction of Penghu from 211300Z to 220000Z August 1986

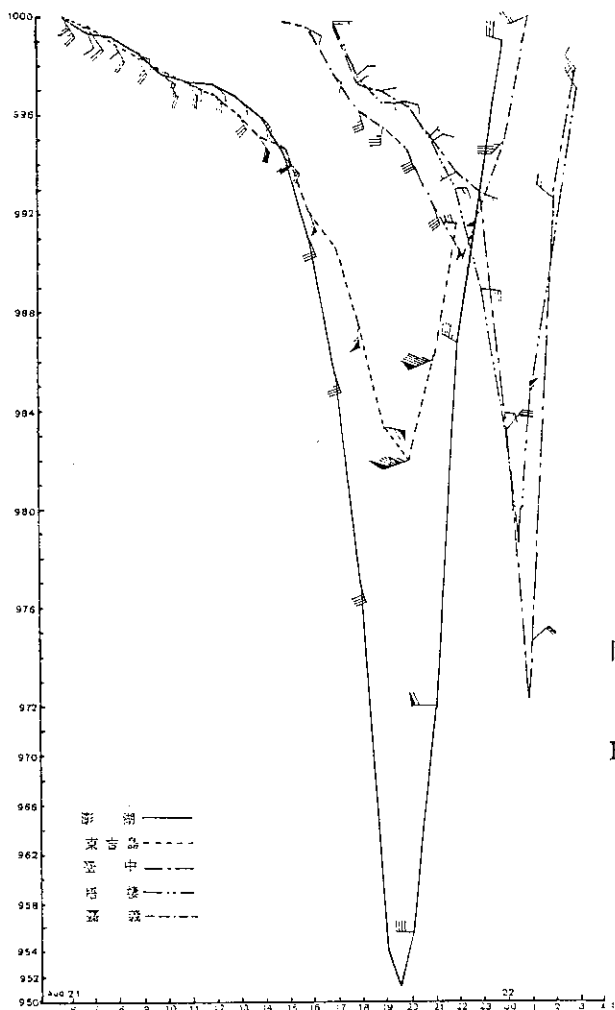


圖 九 民國75年 8 月 21 日至 22 日韋恩颱風過境期間澎湖、東吉島、臺中、梧棲、嘉義測站逐時氣壓與風變化圖

Fig. 9. The variations of pressure and wind at Penghu, Tungchito, Taichung, Wnchi, Chiayi during WAYNE passage from 21 to 22 August 1986

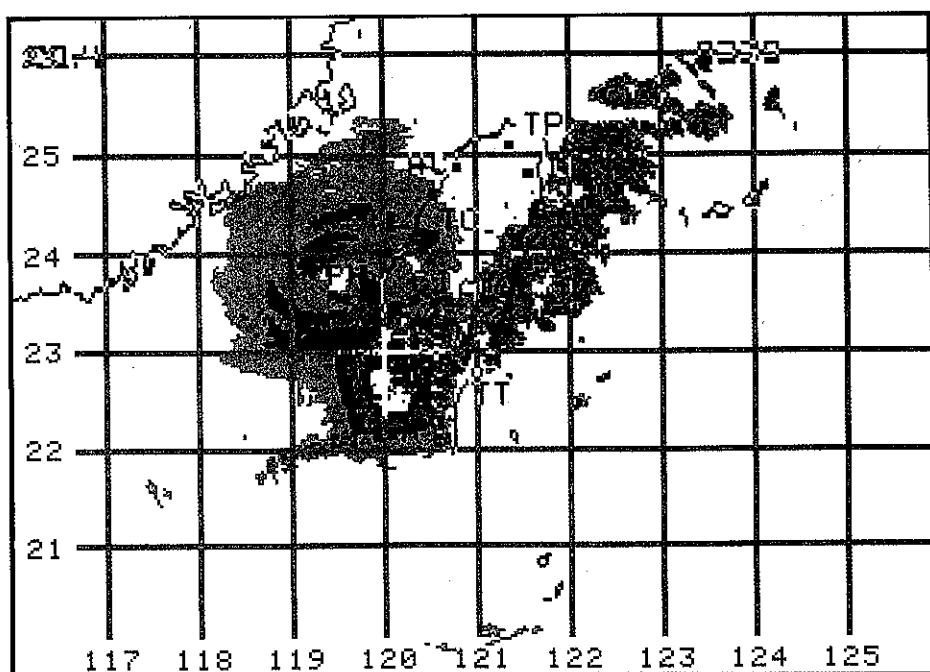


圖 十 民國75年8月21日2139 Z 韋恩颱風侵襲澎湖時高雄氣象雷達所拍攝颱風降水回波圖  
Fig. 10. Radar echoes observed by Kaohsiung at 211939Z August 1986

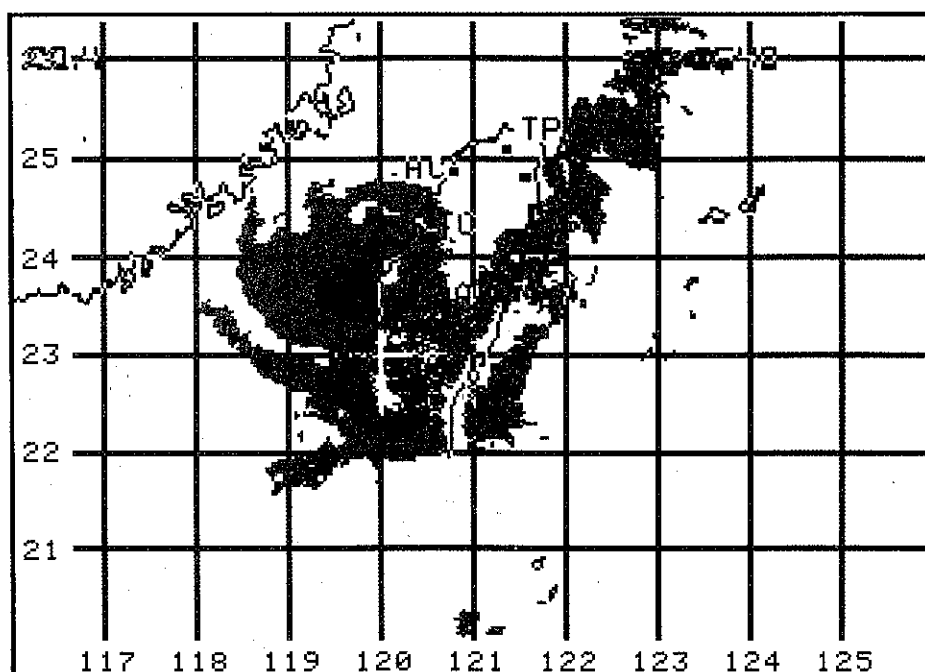
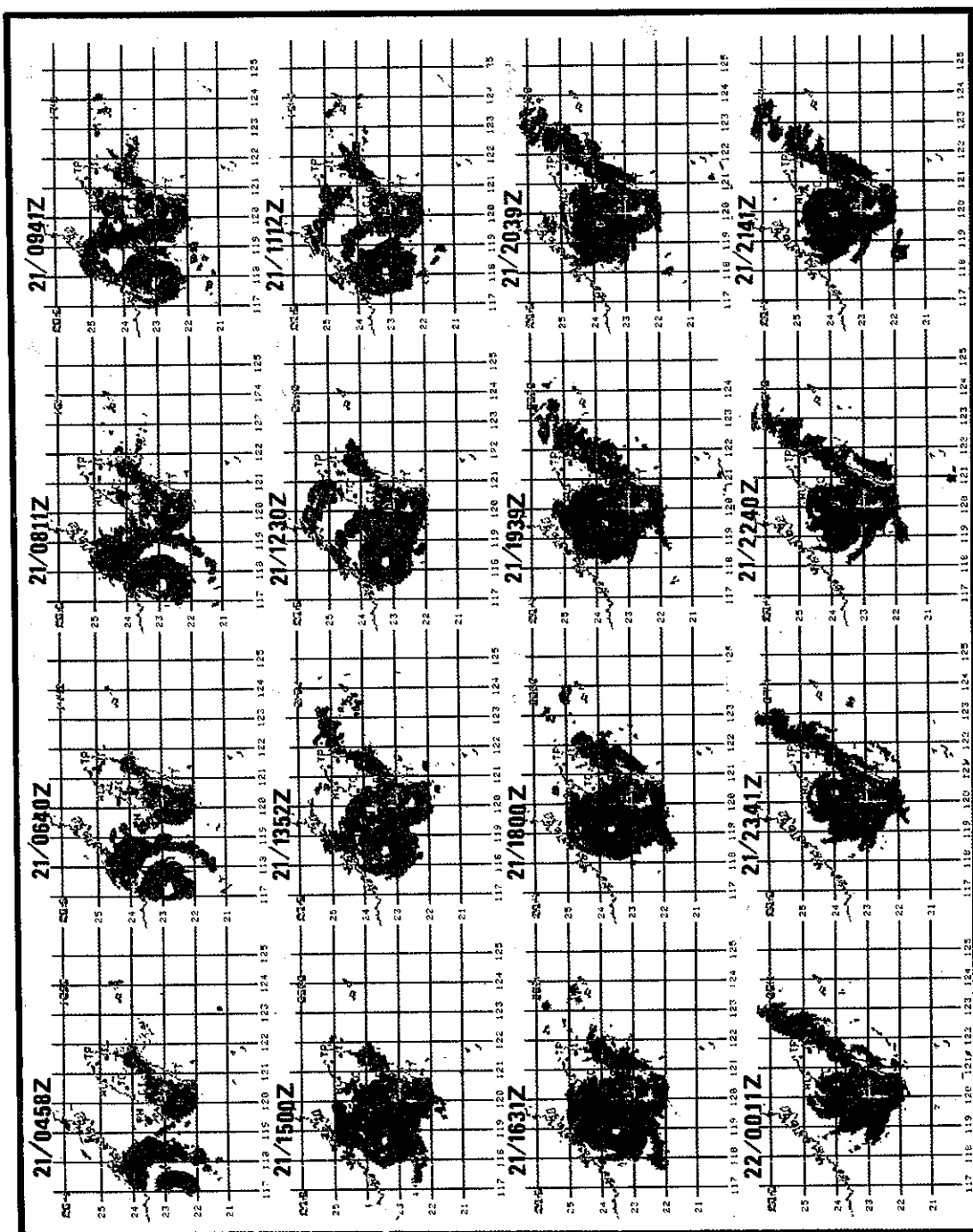


圖 十一 民國75年8月21日2240 Z 韋恩颱風登陸濁水溪河口時高雄氣象雷達所拍攝颱風降水回波圖  
Fig. 11. Radar echoes observed by Kaohsiung during WAYNE landed in the vicinity of choshui Hsi at 212240Z August 1986



圖十二 韋恩颱風侵臺期間高雄、花蓮氣象雷達所拍攝颱風降水回波合成圖 (210458Z—220011Z)

Fig. 12. Composite chart of echoes of Kaohsiung and Hualien Radar from 210458Z to 220011Z August 1986

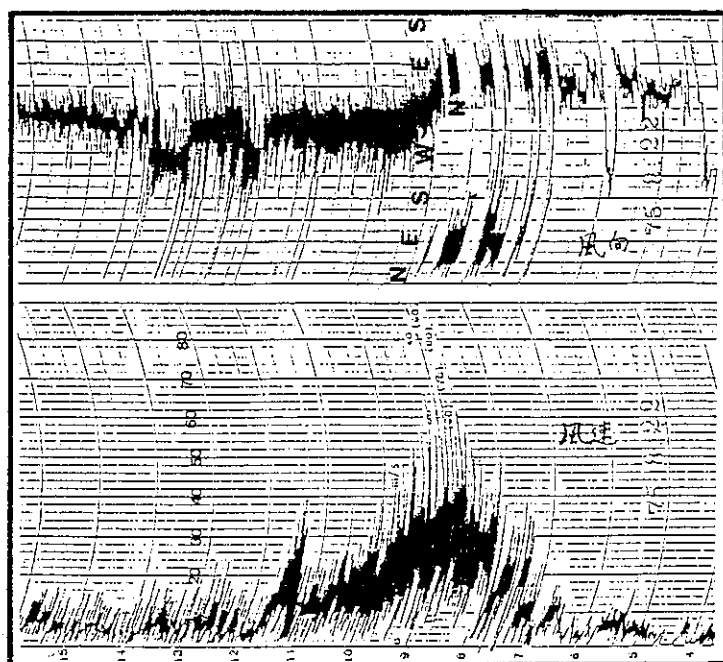


圖 十三 民國75年8月21日2015Z臺中測站自記風向及風速記錄圖  
Fig. 13. The variation of wind speed and wind direction of Taichung at 212015Z August 1986

表一 韋恩颱風香港 (45005) 雷達中心定位表

Table 2. Eye-Fixes for WAYNE by the radar at Hong Kong

觀測時間(Z)				中心位置		進行 方向 (度)	移 動 速 度 (KTS)	觀測時間(Z)				中心位置		進行 方向 (度)	移 動 速 度 (KTS)
月	日	時	分	北緯N	東經E			月	日	時	分	北緯N	東經E		
8	20	00	00	19.7	113.4	30	6	8	20	16	00	21.5	114.8	30	9
8	20	01	00	19.8	113.4	30	6	8	20	17	00	21.6	114.9	40	8
8	20	02	00	19.9	113.5	20	6	8	20	18	00	21.7	115.1	50	10
8	20	03	00	20.0	113.5	360	7	8	20	20	00	21.9	115.4	50	10
8	20	04	00	20.2	113.6	20	7	8	20	21	00	22.0	115.6	50	10
8	20	05	00	20.3	113.5	10	8	8	20	22	00	22.1	115.7	60	10
8	20	06	00	20.5	113.7	20	10	8	20	23	00	22.2	115.9	60	11
8	20	07	00	20.5	113.8	50	7	8	21	00	00	22.3	116.0	60	11
8	20	08	00	20.7	113.9	40	10	8	21	01	00	22.4	116.1	60	10
8	20	09	00	20.8	114.1	40	9	8	21	02	00	22.4	116.3	70	10
8	20	10	00	21.0	114.1	20	10	8	21	03	00	22.5	116.4	60	9
8	20	11	00	21.1	114.1	30	10	8	21	04	00	22.6	116.6	60	10
8	20	12	00	21.2	114.3	30	8	8	21	05	00	22.7	116.8	70	10
8	20	13	00	21.2	114.5	60	8	8	21	06	00	22.7	117.1	70	13
8	20	14	00	21.3	114.6	60	10	8	21	07	00	22.8	117.3	70	14
8	20	15	00	21.4	114.7	50	8	8	21	08	00	22.9	117.5	70	14

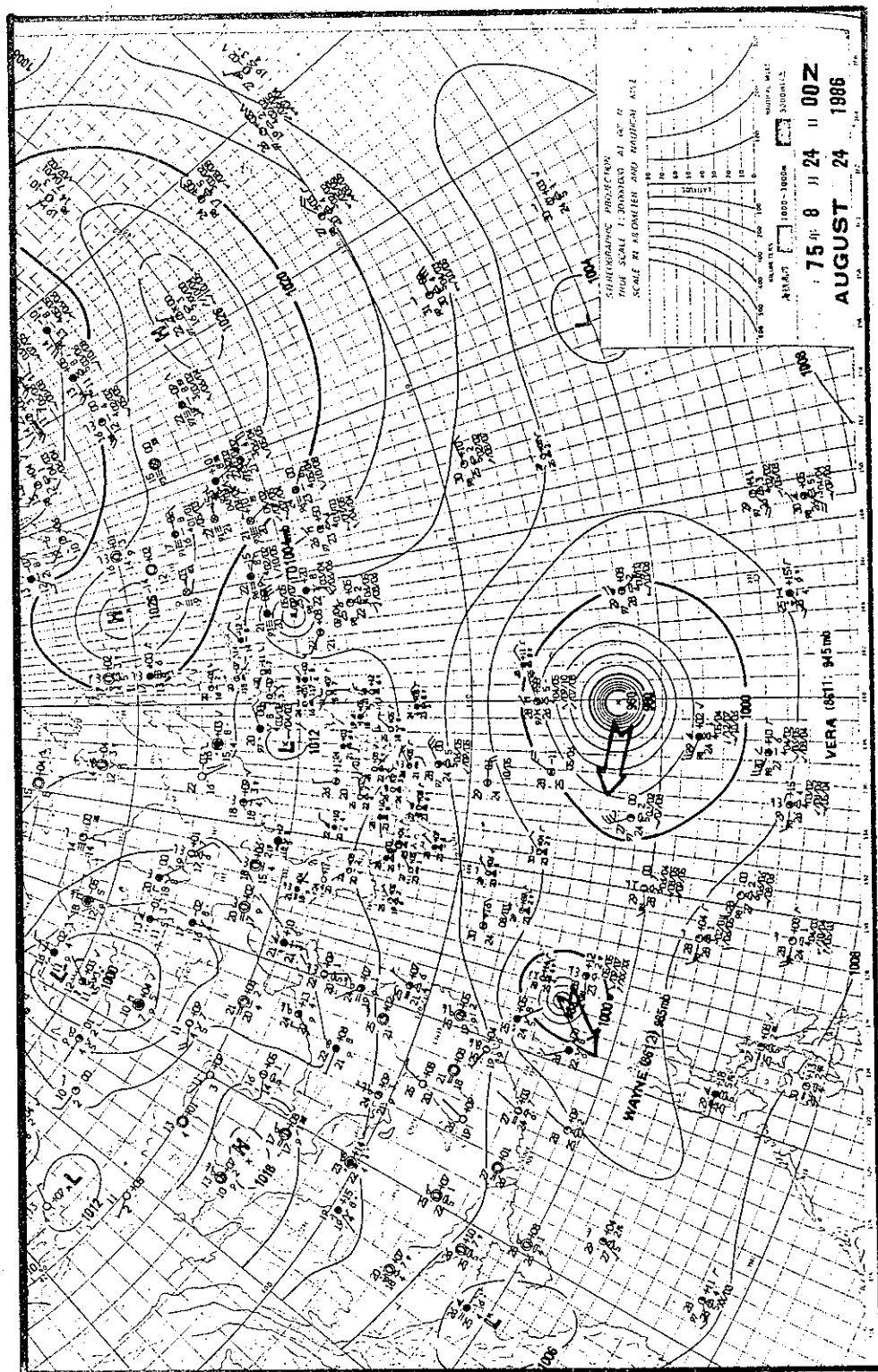
表二 韋恩颱風警報發布一覽表

Table 2. Warning issued by CWB for typhoon WAYNE

警報種類	次 序		資料時間(L)			發布時間 (L)				警 戒 地 區	備 註
	號	數	月	日	時	月	日	時	分		
海 上	4	1	8	20	20	8	20	20	50	臺灣海峽、東沙島海面	
海 上 陸 上	4	2	8	21	2	8	21	4	10	陸上：臺中及以南地區、澎湖、金門 海上：臺灣海峽、東沙島海面、巴士海峽、金門海面	
"	4	3	8	21	8	8	21	8	35	"	中南部應防豪雨，沿岸地區並應防海水倒灌。
"	4	4	8	21	14	8	21	14	40	陸上：臺灣各地區及金門地區 海上：臺灣附近海面、東沙島及金門海面	中南部沿海應防海水倒灌，各地應防豪雨。
"	4	5	8	21	20	8	21	20	40	"	"
"	4	6	8	22	2	8	22	3	55	"	預計7時前後在雲林、彰化一帶登陸(166 隨時插播)
"	4	7	8	22	8	8	22	9	15	"	6時40分在濁水溪口登陸。中南部應防豪雨及海水倒灌
"	4	8	8	22	14	8	22	15	35	陸上：臺灣各地區 海上：臺灣東部海面及北部海面	下午一時左右由花蓮北方出海。
"	4	9	8	22	20	8	22	21	05	陸上：新竹以北及宜蘭地區 海上：臺灣北部海面及東部海面	
海 上	4	10	8	23	2	8	23	4	30	臺灣北部海面及東部海面	陸上警報解除
"	4	11	8	23	8	8	23	9	35	臺灣北部海面及東部海面	
解 除	4	12	8	23	14	8	23	15	15		海上警報解除
海 上	4	13	8	24	8	8	24	8	10	臺灣東部、巴士海峽	
海 上 陸 上	4	14	8	24	14	8	24	14	35	陸地：花蓮、臺東及恒春地區 海上：臺灣東部海面及巴士海峽	
"	4	15	8	24	20	8	24	21	40	陸地：恒春及臺東地區 海上：臺灣東部海面、巴士海峽、臺灣海峽南部及東沙島海面	
解 除	4	16	8	25	2	8	25	4	35		昨晚自臺東大武南方登陸恒春半島，中心被高雄西方副低壓取代。
海 上	4	17	8	28	14	8	28	15	25	巴士海峽、臺灣東部海面及臺灣海峽南部	
海 上 陸 上	4	18	8	28	20	8	28	21	45	陸地：臺東及恒春地區 海上：巴士海峽、臺灣東部海面及臺灣海峽南部	

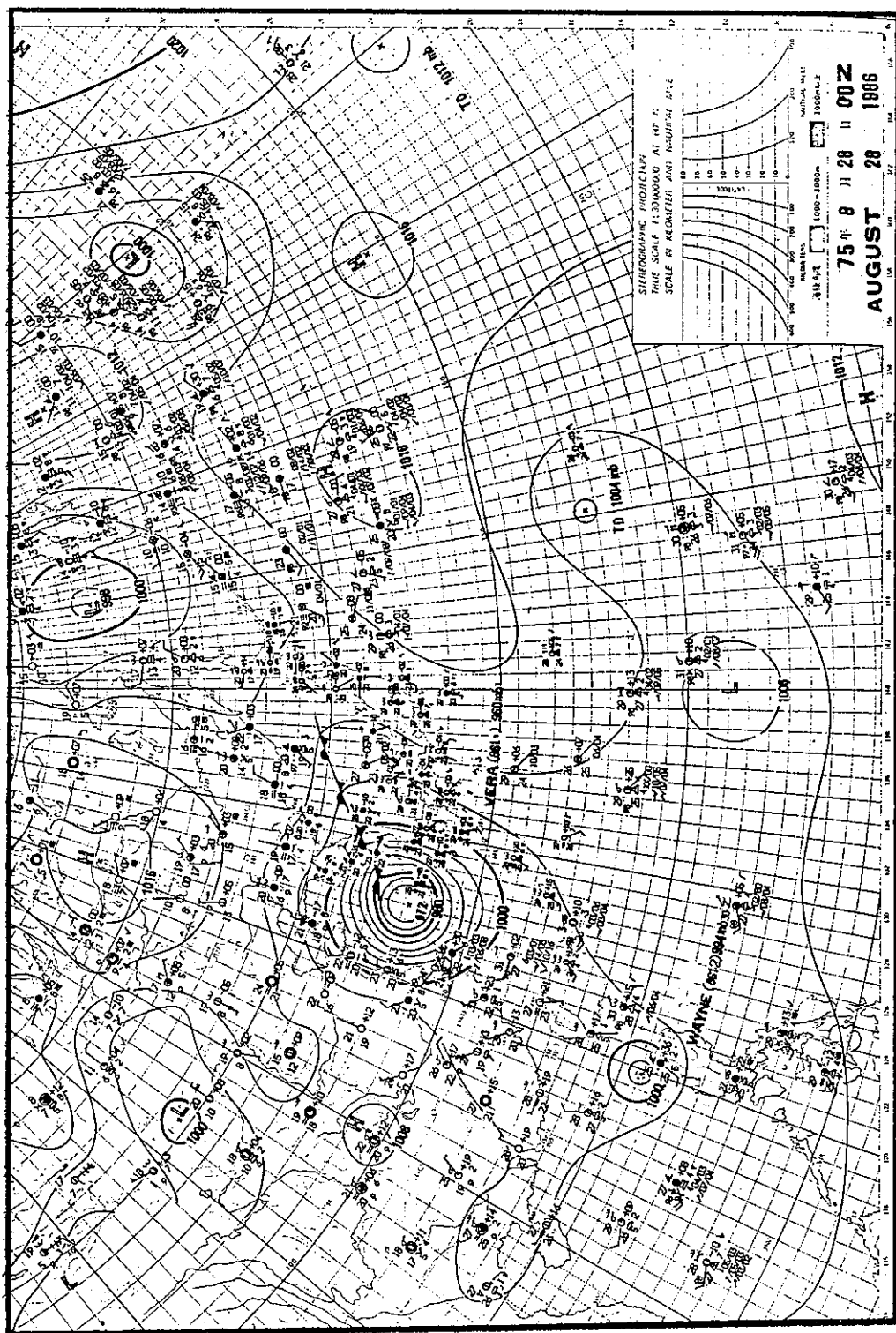
表二 韋恩颱風警報發布一覽表 (續)

警報種類	次 序		資料時間(L)			發布時間 (L)				警 戒 地 區	備 註
	號	數	月	日	時	月	日	時	分		
海 上	4	19	8	29	2	8	29	3	40	陸上：臺東及恒春地區 海上：巴士海峽、臺灣東部海面及臺灣海峽南部。	
"	4	20	8	29	8	8	29	9	30	"	
"	4	21	8	29	14	8	29	15	15	"	
"	4	22	8	29	20	8	29	21	25	"	
"	4	23	8	30	2	8	30	4	05	"	
"	4	24	8	30	8	8	30	9	20	"	
"	4	25	8	30	14	8	30	15	10	"	
"	4	26	8	30	20	8	30	20	45	陸地：臺東、恒春、花蓮及宜蘭地區 海上：臺灣東部海面、巴士海峽、臺灣海峽南部及臺灣北部海面。	
"	4	27	8	31	2	8	31	3	40	"	
"	4	28	8	31	8	8	31	9	05	"	
"	4	29	8	31	14	8	31	15	25	"	
"	4	30	8	31	20	8	31	20	50	"	
"	4	31	9	1	2	9	1	4	0	陸地：臺東、花蓮、恒春及宜蘭地區 海上：臺灣東部海面、巴士海峽及臺灣海峽南部。	
"	4	32	9	1	8	9	1	8	45	"	
"	4	33	9	1	14	9	1	15	30	"	
"	4	34	9	1	20	9	1	21	25	"	
"	4	35	9	2	2	9	2	4	20	陸地：臺東、恒春及花蓮地區 海上：臺灣東部海面、巴士海峽及臺灣海峽南部。	
"	4	36	9	2	8	9	2	9	20	"	
海 上	4	37	9	2	14	9	2	15	20	陸地：臺東、恒春及花蓮地區 海上：臺灣東部海面、巴士海峽、臺灣海峽南部及東沙島海面。	
"	4	38	9	2	20	9	2	21	35	陸地：臺東及恒春地區 海上：同上	
"	4	39	9	3	2	9	3	3	50	"	
海 上	4	40	9	3	8	9	3	9	30	巴士海峽、臺灣海峽南部及東沙島海面。	陸上警報解除
"	4	41	9	3	14	9	3	15	15	巴士海峽及東沙島海面。	
解 除	4	42	9	3	20	9	3	20	35		海上警報解除



圖十四 民國75年8月24日00Z地面天氣圖

Fig. 14. Surface synoptic chart at 240000Z August 1986



圖十五 民國75年8月28日00Z地面天氣圖

Fig. 15. Surface synoptic chart at 280000Z August 1986



表三 韋恩颱風汕頭 (59316) 雷達中心定位表  
Table 3. Eye-Fixes for WAYNE by the radar at Swatow

觀測時間(Z)				中心位置		進行方向	移動速度
月	日	時	分	北緯N	東經E	(度)	(KTS)
8	20	15	00	21.4	114.8	60	10
8	20	16	00	21.5	114.9	70	8
8	20	17	00	21.6	115.0	50	8
8	20	18	00	21.7	115.2	50	11
8	20	19	00	21.8	115.4	50	14
8	20	20	00	21.9	115.5	50	8
8	20	21	00	21.9	115.6	50	8
8	20	22	00	22.0	115.8	50	8
8	21	00	00	22.1	116.1	60	17
8	21	01	00	22.2	116.3	70	11
8	21	03	00	22.4	116.7	60	8
8	21	05	00	22.7	117.2	60	18
8	21	06	00	22.8	117.4	60	16
8	21	08	00	22.9	117.8	60	16
8	21	09	00	23.0	117.9	60	14
8	21	13	00	23.3	118.5	90	8
8	21	15	00	23.5	118.7	60	8
8	21	16	00	23.7	119.0	60	14
8	21	17	00	23.7	119.2	70	11
8	21	18	00	23.7	119.5	80	11

### 三、韋恩颱風之強度與路徑探討

8月中旬之後半期在呂宋島附近海面上熱帶擾動相當活躍，16日00Z 於呂宋島西方近海出現低壓環流區（見圖十六），由於渦旋不斷地加深，12小時後發展成熱帶性低氣壓，當時在附近區域的海水溫度為29℃左右（見圖十七(a)(b)(c)），且在高層（500mb 至 200mb）於長江口附近為副熱帶高壓所籠罩，因而促使熱帶性低氣壓之西北方高層有顯著的東北風，然而此時由綜觀環境知道南半球高壓仍強，而導引在熱帶性低氣壓東方的薇拉及狄普兩颱風在17日向東北進行，而脫離對熱帶性低氣壓的牽制，但由於南半球高壓西半部的西南風却不斷地把高濕的熱帶氣流加入熱帶性低氣壓之環流內，因而加強熱帶性低氣壓東南方的西南氣流，在這種有利於擾動發展的配置下促使熱帶性低氣壓環流發展，終於8月18日12Z增強為輕度颱風，命名為韋恩

，中心附近最大風速每秒18公尺（35KTS），向西北進行，其強度仍在增強，19日12Z韋恩增強為中度颱風，繼續向西北進行，強度仍逐漸增強，然此時刻於低層大氣環境中在長江口附近有一低壓系統伴隨有冷鋒雲系向西南延伸至韋恩颱風的北方，而700mb 圖上由中國東北向西南伸展至四川一帶的槽線配合着低層的低壓系統發展（見圖十八），但在500 mb 圖上太平洋上的副熱帶高壓却西伸與西藏高壓接近相聯（見圖十九），而間接地導引韋恩仍向西北沿高壓邊緣進行，然在8月20日00Z至12Z間在中層氣流場（700mb 至 500mb）上因中緯度槽線東移加深而迫使韋恩颱風北方的副熱帶高壓脊場迅速減弱，且西藏高壓亦隨之西退，而阻止了韋恩繼續向西北進行的趨向，反而受中緯度加深的槽線導引而轉為向北緩慢飄移（見圖二十），最後終於在8月20日12Z韋恩在路徑上作了很大的改變，由向北轉向北北東甚至於轉向東北進行，最後更轉向東北東朝臺灣海峽南部而來。然而因中緯度槽線迅速加深而更導引韋恩在移動速度亦加快，由20日00Z的每小時12公里加快至20日06Z的每小時21公里，至21日06Z則更加快至每小時22公里，幾乎加快了一倍（見圖二十一）。但此時由於韋恩所在的海面上海水溫度甚高，在其海面平均溫度距平上呈現正距平（見圖二十二），而促使韋恩在強度上增強至中心附近每秒38公尺（75 KTS）為侵臺前達最強階段（見圖二十三），韋恩受深濬的中緯度槽線的誘導，更使韋恩在進行速度於8月21日18Z加快至每小時23公里，並隨後保持此移速，在21日2240Z（即22日6時40分）登陸濁水溪河口（見圖四及圖十一），並於22日05Z左右在花蓮附近出海，然韋恩在穿過中央山脈時，受高峻的地形破壞，於22日12Z至18Z間減弱為輕度颱風，進行方向仍為東北東，但此時於日本南方海面上的薇拉颱風因太平洋高壓增強而致使薇拉在行徑上作了甚大的調整，由東北東轉向西北西，甚至向西北進行，逐漸朝韋恩而來，且在8月23日於500mb 圖上在韓國北部的低壓槽因太平洋高壓逼擠而迅速填塞，而致使韋恩的導引氣流頓失，且此刻因太平洋高壓的西伸，而使韋恩調頭進行，轉向西南進行（見圖二十四），於8月24日12Z至18Z間登陸臺東大武，旋即穿過恒春半島，迅速減弱為熱帶性低氣壓，繼續向西南移動。然由8月25日起至28日間再度受薇拉的牽引，兩者作藤原效應（Fujiwhara effect）（見圖

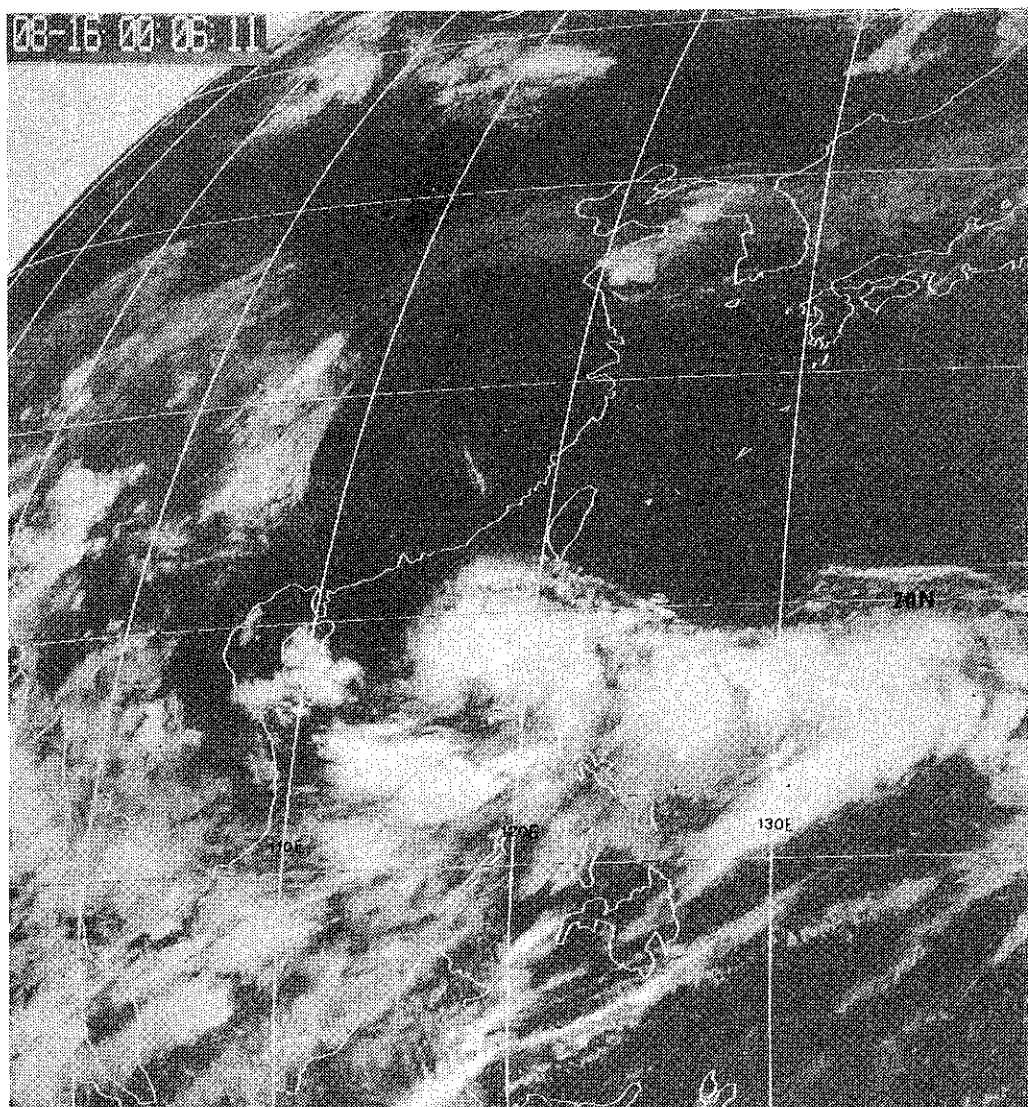


圖 十 六 民國75年8月16日00Z紅外線衛星雲圖

Fig. 16. GMS-3 IR imagery at 160000Z August 1986

二十五，謝，1987），而導引韋恩所殘存的熱帶性低氣壓移至呂宋島北端近海，再增強為輕度颱風，並尾隨薇拉颱風緩慢北移，然而此刻薇拉北移至中緯度，速度加快且在中國華中一帶有一小型高壓東移而切斷了導引韋恩北移的氣流（見圖二十六），韋恩因導引氣流的喪失且於29日起受其東南東方的熱帶性低氣壓的牽制作用雙重影響之下致使韋恩抵蘭嶼附近海面時呈近似滯留狀態甚至於在原地打轉

的現象發生一直持續至9月2日（見圖四，廿七及表六(d)）。然由9月3日起因其東南東方的熱帶性氣壓遠離且於500mb上太平洋高壓有顯著的增強而西伸，間接地導致韋恩於9月4日增強至其生命史中的最強階段風速達每秒45公尺（90 KTS），且其行徑亦由此階段因太平洋高壓的西伸而恢復正常的西進，最後於9月6日經過海南島登陸越南北部而減弱甚至於消失。

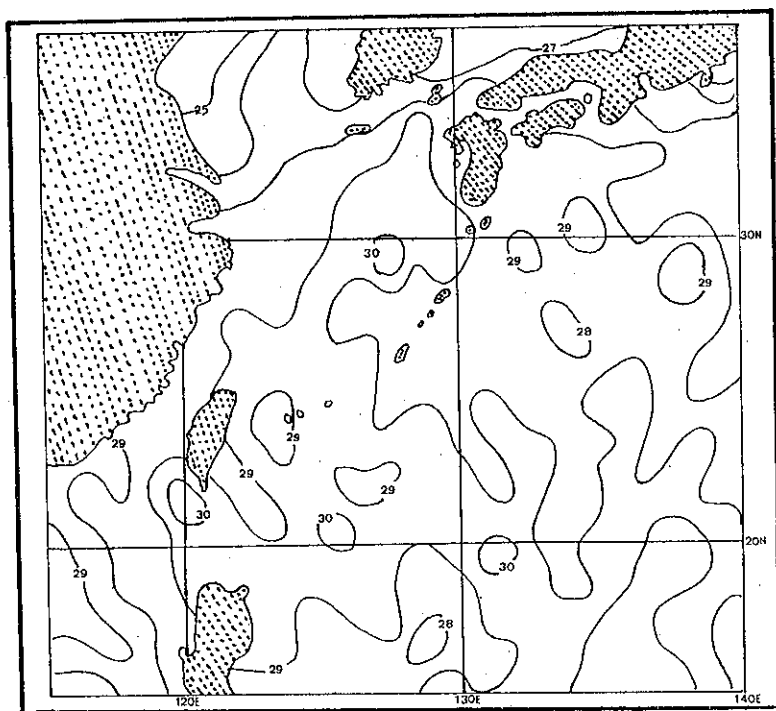


圖 十七 (a) 民國75年8月11日至20日平均海水溫度圖  
Fig. 17. (a) 10-days mean sea surface temperature chart during the period from 11 to 20 August 1986

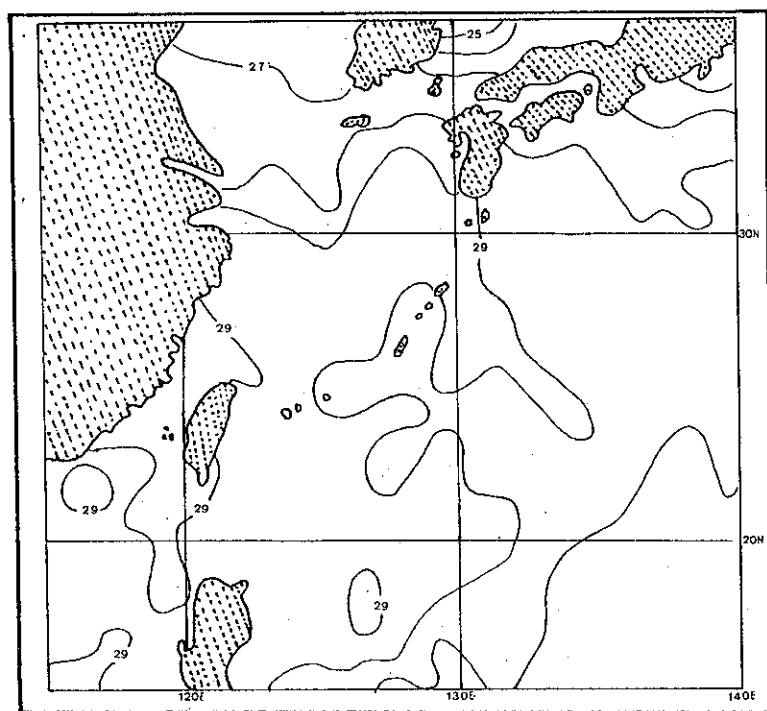
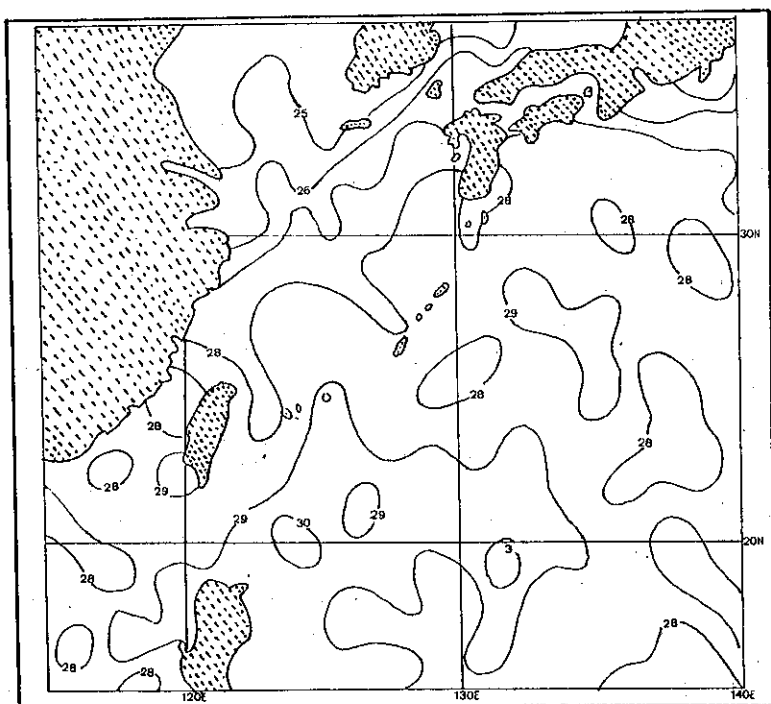


圖 十七 (b) 民國75年8月21日至31日平均海水溫度圖  
Fig. 17. (b) 10-day mean sea surface temperature chart during the period from 21 to 31 August 1986



圖十七(c) 民國75年9月1日至10日平均海水溫度圖

Fig. 17. (c) 10-days mean sea temperature chart during the period from 1 to 10 September 1986

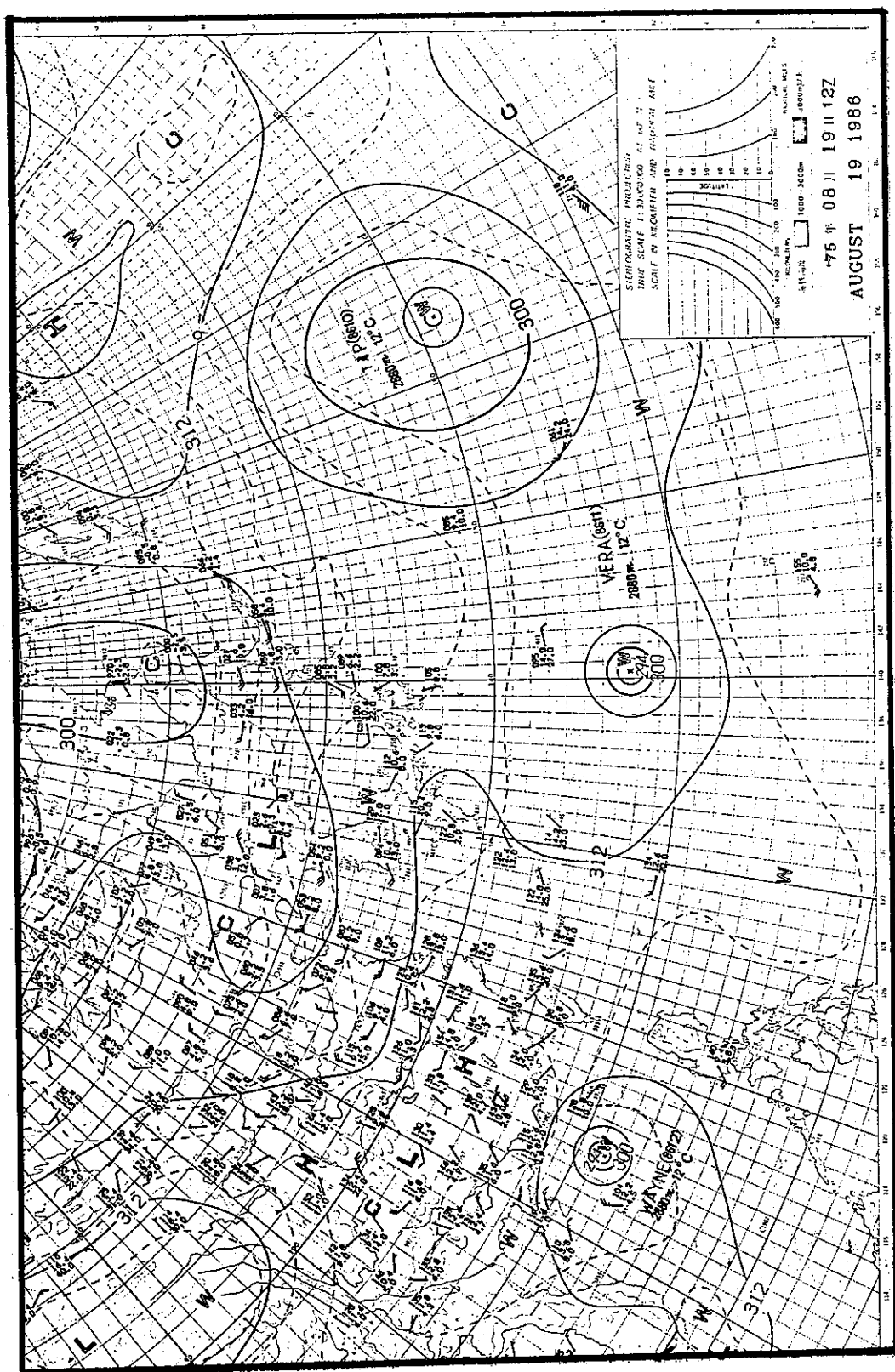
#### 四、韋恩颱風侵臺期間各地氣象情況

韋恩颱風在其長達16天之漫長生命史中，因三度對臺灣陸地構成威脅，因此中央氣象局分別於(i) 8月20日20Z至22日20Z (ii) 8月24日00Z至24日20Z及(iii) 8月28日12Z至9月3日00Z發佈海、陸上颱風警報，故各地在三次侵臺期間各地風雨等氣象因素報告表有三份（見表七(a)、(b)、(c)），致於各地之氣象狀況分述於後：

##### (一) 氣壓

因韋恩係首次由西部海岸侵襲雲嘉地區，故在韋恩颱風侵臺期間嘉義以北地區之各測站所測得最低氣壓均出現在第一次侵臺期間，而出現時間多出現在8月21日19Z至22日08Z間，此即顯示與韋恩颱風行經的路徑有甚為密切關係。由於韋恩20日由香港南方海面轉向北北東進行至20日18Z轉為向東北東進行朝臺灣海峽而直撲澎湖，首先於21日1930Z登陸澎湖羣島，故澎湖測站得最低氣壓為951.3毫巴，而東吉島為982.0毫巴，出現在21日20Z。

然而臺南之氣壓為996.3毫巴並非最低。隨後韋恩直逼台灣西部於21日2240Z登陸於濁水溪河口因此由21日22Z起至22日02Z間嘉義以北測站分別出現最低氣壓為：嘉義990.1毫巴，梧棲978.6毫巴，臺中972.4毫巴，新竹991.7毫巴而臺北為993.0毫巴（見圖九）。爾後在22日04Z左右新港、宜蘭及花蓮出現最低氣壓，其中新港最低氣壓為987.6毫巴，此即可證明韋恩係在22日02Z至04Z間越過中央山脈。然而蘇澳測站却在22日05Z出現最低氣壓為992.3毫巴，此亦可顯示韋恩係於22日05Z左右由花蓮北方出海。其他各測站之第一次侵臺期間之最低氣壓見表七(a)。然而臺東及嘉義以南測站之最低氣壓出現時間係在韋恩第二次侵臺時造成的。23日韋恩在宮古島西南方近海調頭朝臺灣東南部陸地逼近，致使各測站於24日05Z至12Z間出現最低氣壓，新港於24日07Z左右再次出現990.9毫巴之最低氣壓，臺東於24日08Z左右出現990.3毫巴，大武於24日10Z出現995.0毫巴（見圖二十八）。在韋恩接近東南部陸地時，因西海岸的臺南至高雄一帶



圖十八 民國75年8月19日12Z 700毫巴高空圖  
Fig. 18. 700 mb chart at 191200Z August 1986

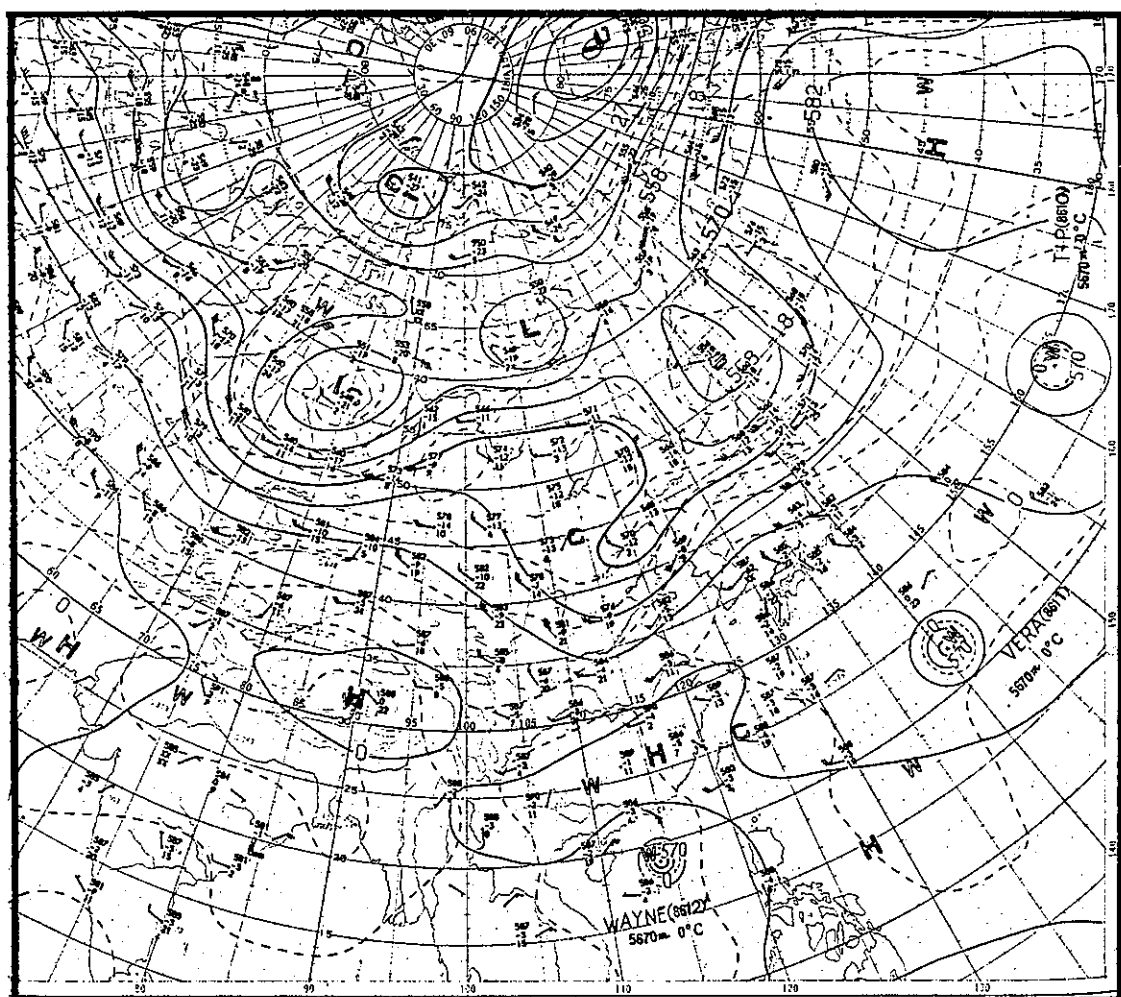


圖 十九 民國75年8月19日12Z 500毫巴高空圖

Fig. 19. 500 mb chart at 191200Z August 1986

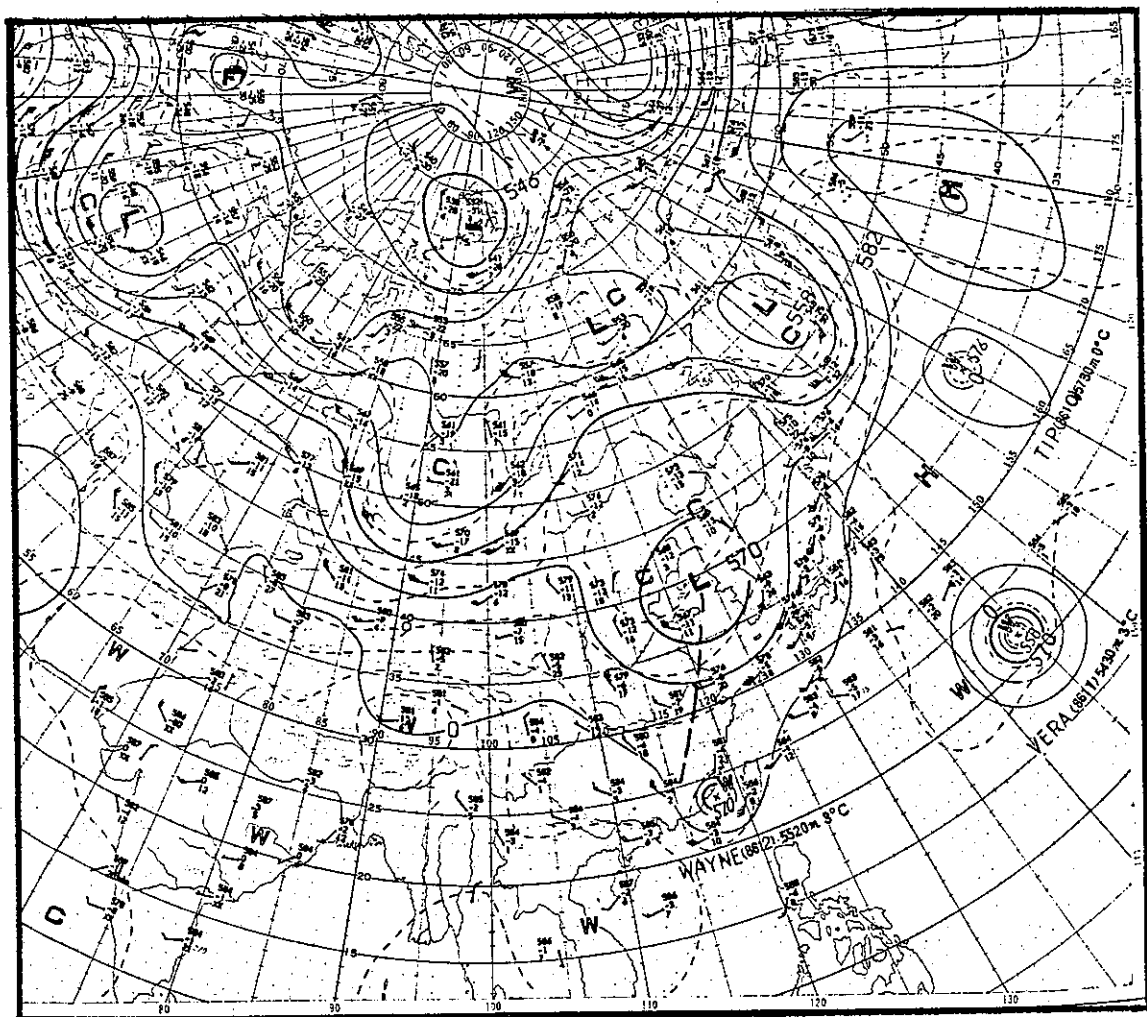
出現副低壓故在24日10Z至11Z間高雄出現 993.2 毫巴及臺南出現994.6 毫巴的最低氣壓。而隨後因韋恩登陸恒春半島故恒春於24日12Z左右測得最低氣壓為 993.8毫巴（見圖二十八）。而其他各測站於韋恩第二次侵臺期間之氣壓出現情形見表七(b)。

韋恩颱風第三次侵臺期間因其所行之路徑乃在巴士海峽附近徘徊打轉，始終於蘭嶼南方海面徘徊，故各地之氣壓均偏高，其詳細情形見表七(c)。

## (二)風

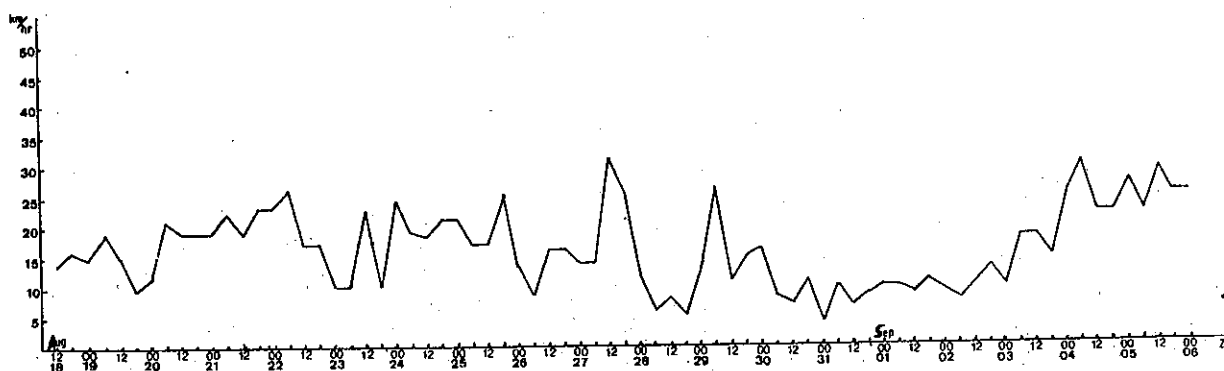
韋恩颱風於第一次侵臺期間因首次直接影響西部地區及海峽中的離島測站故在其侵襲時所出現的

風速分布情形見圖二十九(a)中所示；以十分鐘平均風速而言，在離島地區以東吉島最大為49.1m/sec相當於14級風，而澎湖為11級 (29.8 m/sec)，在臺灣本島以梧棲的 32.0 m/sec (11級) 最大，嘉義為 27.5 m/sec (10級) 居第二位。然就瞬間最大陣風而言，在澎湖高達 68.0 m/sec (超過17級風)，打破了澎湖設站八十九年以來的觀測記錄（發生在1940年9月3日為 40.3 m/sec）。在臺灣本島瞬間最大陣風出現在日月潭，高達54.0m/sec (16級風) 其次為梧棲 45.9 m/sec (14級風)，嘉義為 42.7 m/sec (亦為14級風)。顯見韋恩颱風中心所通過地區附近遭受強風破壞的程度最為嚴



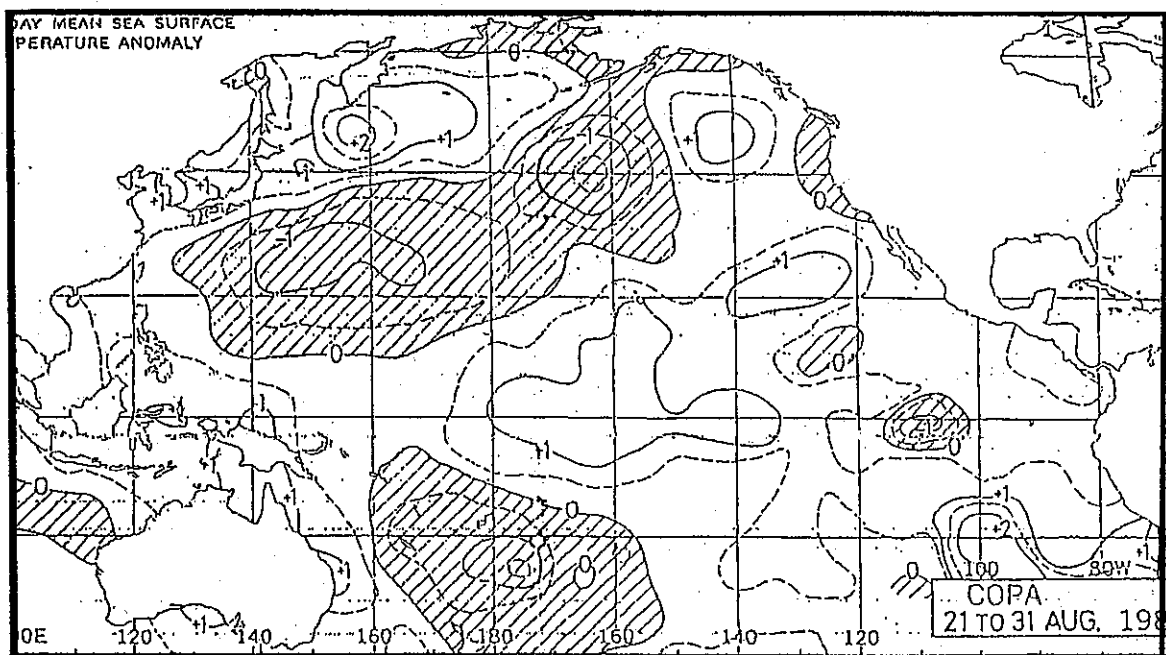
圖二十 民國75年8月21日12Z 500毫巴高空圖

Fig. 20. 500 mb chart at 211200Z August 1986.



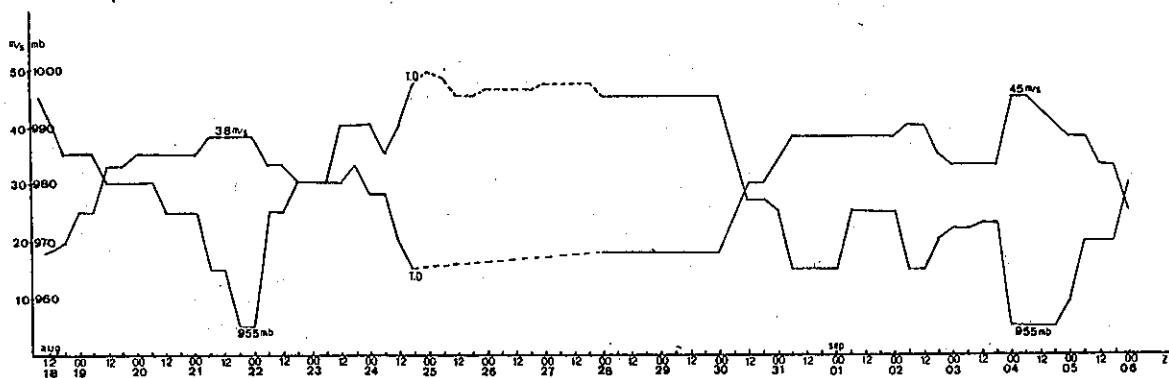
圖二十一 韋恩颱風移行速度變化圖

Fig. 21. Time variations of moving speed for typhoon WAYNE



圖二十二 民國75年8月21日至31日海水面平均溫度距平圖

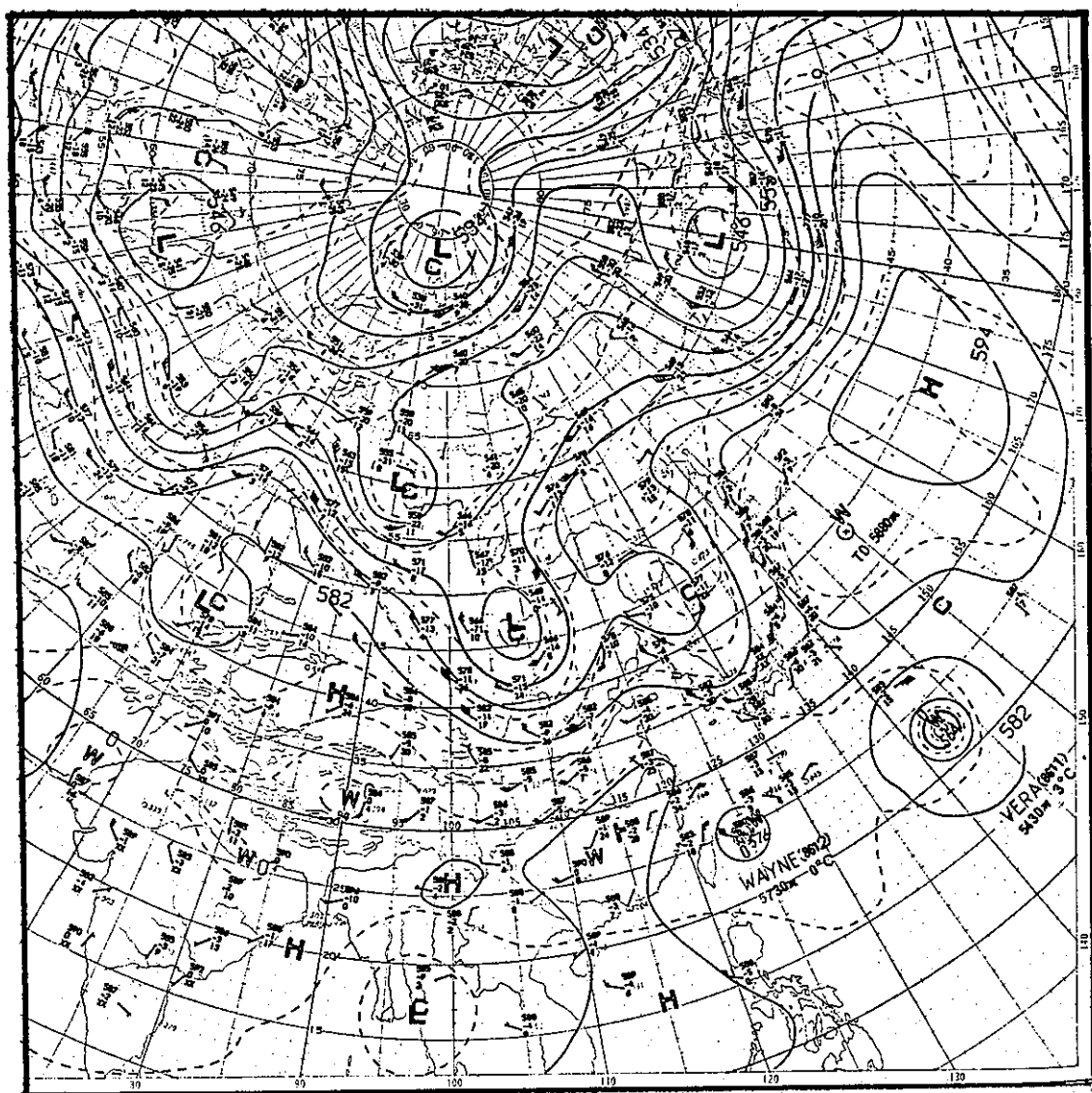
Fig. 22. 10-day mean sea surface temperature anomaly chart during the period from 21 to 31 August 1986



圖二十三 韋恩颱風之中心氣壓及中心最大風速變化圖（實線為颱風階段，虛線為熱帶性低氣壓階段）

Fig. 23. The variation of the lowest pressure and maximum wind velocity of typhoon WAYNE (Solid lines represent typhoon stage, broken line denote tropical depression stage)





圖二十四 民國75年8月23日12Z 500毫巴高空圖

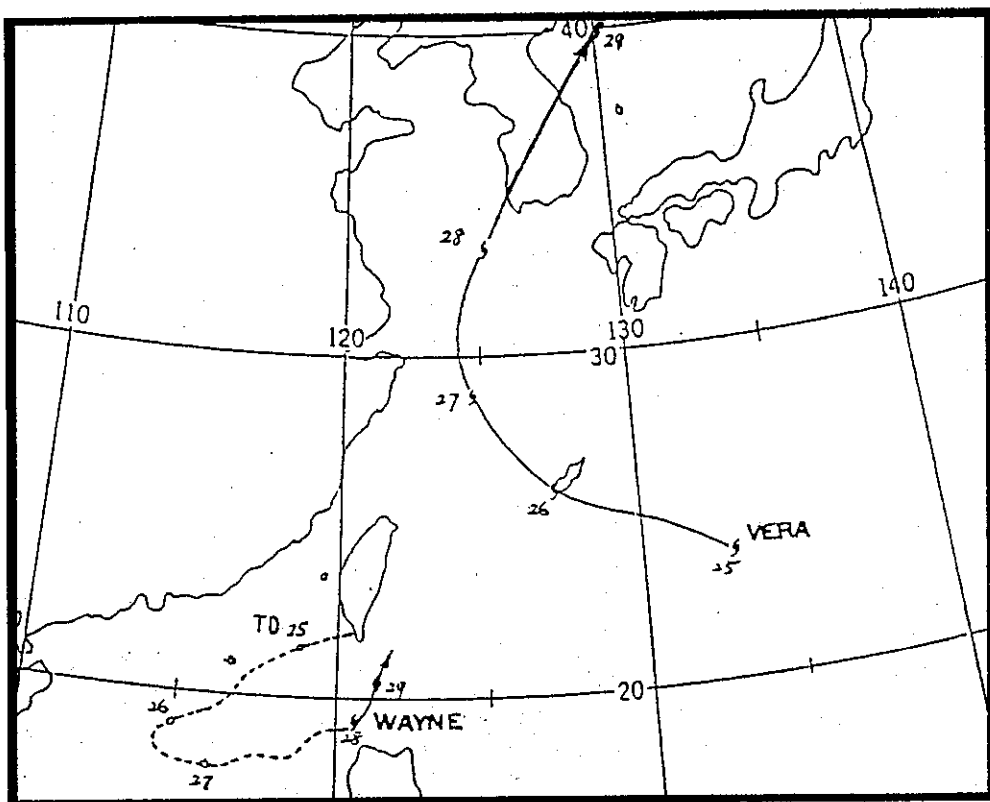
Fig. 24. 500 mb chart at 231200Z August 1986

重，然而在颱風越過中央山脈之後受地形破壞，強度銳減，故在東部地區出現的風力遠較西部微弱（見圖二十九(a)）。

韋恩颱風第二次侵臺期間因其強度減弱故各地出現之風力亦較弱，因該次侵襲以東南部為主，當其中心於臺東及蘭嶼之間海面通過時東南部才出現較強之風力，平均風力而言新港為 19.5 m/sec（8 級風）居首位，蘭嶼為 19.0 m/sec（8 級風）居第二。然而梧棲卻出現 23.6 m/sec（9 級風），此

乃因臺灣海峽地形關係，致使中南部地區偏北強風所造成，因此在瞬間陣風亦以梧棲的 34.4 m/sec（12 級風）最大，其他澎湖、臺南、新港、臺東、大武亦均出現 10 級風，詳細情形見圖二十九(b)。

在韋恩颱風第三次侵襲期間因路徑係偏在巴士海峽，故各地風力出現情形除韋恩颱風中心較接近蘭嶼海面附近使蘭嶼之風力較強外，（平均風速 10 級，瞬間陣風 12 級），其他各地之風力均較弱，詳細情形見圖二十九(c)。



圖二十五 民國75年8月25日至29日熱帶性低氣壓（28日後恢復為韋恩颱風與薇拉颱風）中心作藤原效應之示意圖。（圖中數字為日期，實線表示颱風階段，點線表示熱帶性低氣壓階段）

Fig. 25. A diagram showing Fujiwhara effect between tropical depression (WAYNE) and VERA (number denoted date, solid and broken lines represented typhoon stage and tropical depression, respectively)

### (三) 降水量

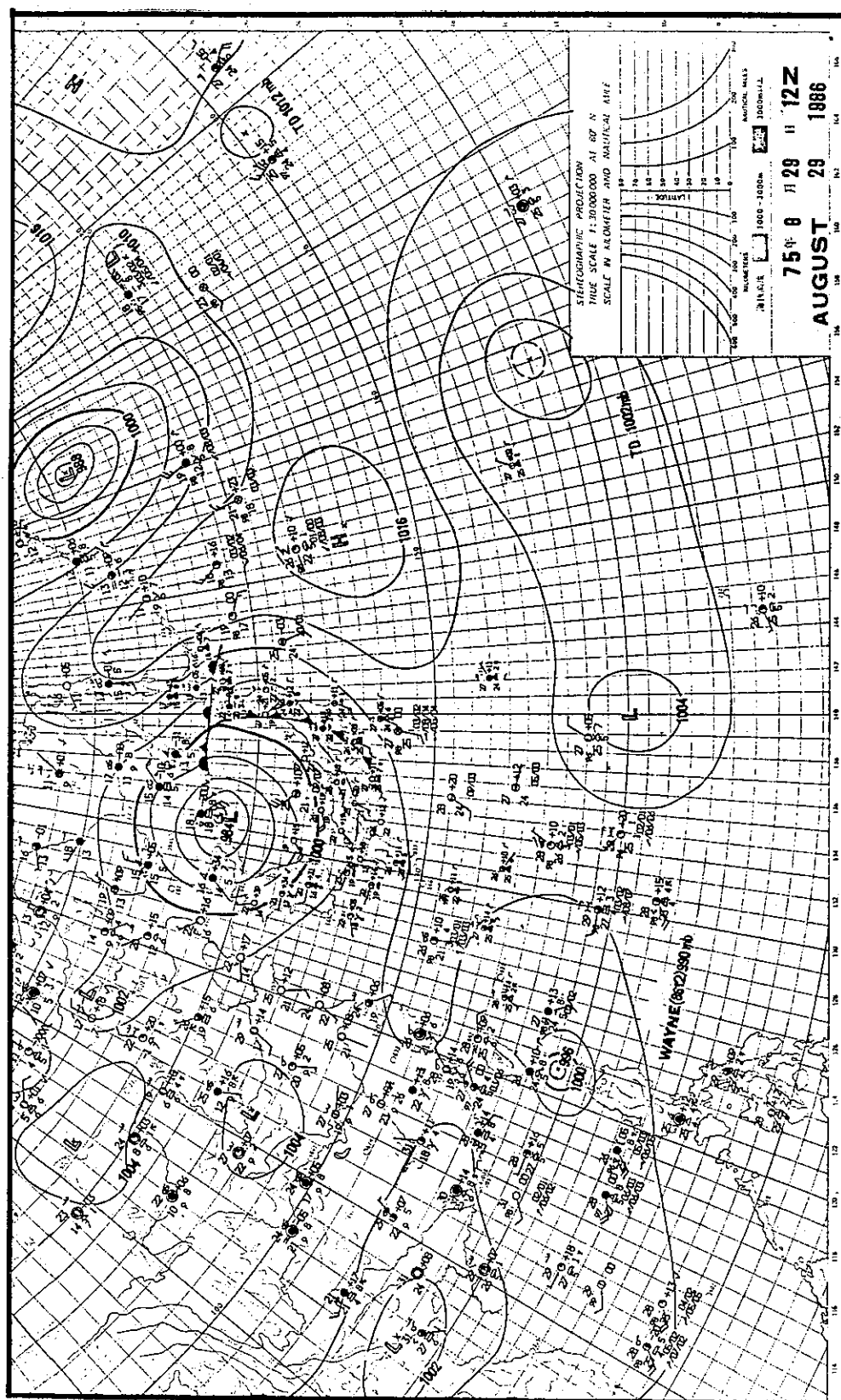
韋恩颱風第一次侵臺時造成各地之降水量如見圖三十(a)中所示臺灣各地的總雨量分布情形，可發現最主要豪雨中心發生在阿里山區，雨量高達 460 公厘，另兩個次要中心在石門水庫上游及大屯山鞍部一帶，雨量均達 350 公厘，然而東部地區位於背風面，降水量不多，造成此種分布主要是因韋恩颱風係由南海北上，本身已帶豐沛的水汽含量，在侵襲雲嘉地區時，受中央山脈地形之抬昇而造成豪雨中心出現在阿里山，而北部之兩個次中心則是韋恩颱風在登陸前後時，北部吹東北風，亦受北部山脈之強迫舉昇而造成的。然而韋恩颱風第二次侵臺時因強度已減弱甚多，且又向東南部地區進行，花蓮為東風之迎風面，故最大降水量乃以花蓮的 151 公厘最多，恒春 138 公厘居二，而北部山區乃以鞍部

106 公厘最多，竹子湖 102 公厘次之，平地則以新竹 100 公厘為首，基隆 92 公厘次之，其他各地因背風而致使雨量甚少，詳細見圖三十(b)。致於第三次侵臺因臺灣地區在韋恩的外圍環流影響，故降水量以高雄 91 公厘最多外，其他各地均甚少，詳細見圖三十(c)。

### (四) 其他

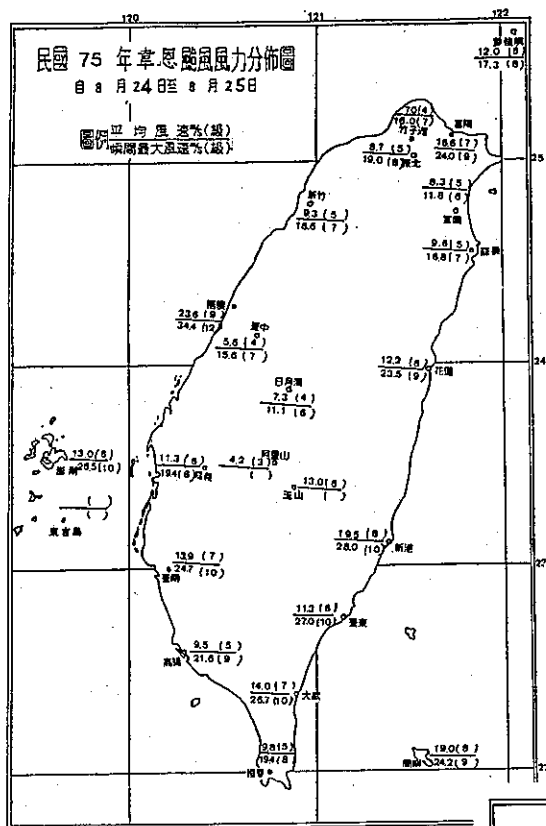
在韋恩侵臺期間除上述三因素提出特別敘述外，另外有一特殊現象值得一提的是於 8 月 22 日韋恩於臺灣西部登陸後，在背風的臺東地區出現異常高溫，由圖三十一中可以發現，自 22 日 01 Z 開始，臺東氣溫迅速上升，由原來的 26.1°C 爬升至 07 Z 達到 34.8°C，短短六小時氣溫升高 8.7°C，同時相對濕度由 80% 急速下降至 29%，至 09 Z 後，才又恢復正





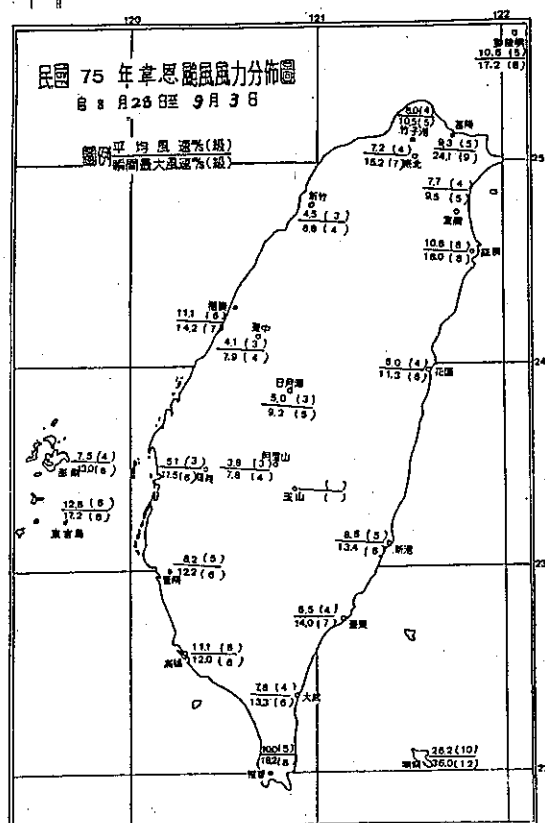
圖二十七 民國 75 年 8 月 29 日 12 Z 地面天氣圖  
 Fig. 27. Surface synoptic chart at 291200Z August 1986





圖二十九(b) 民國75年8月24日至25日韋恩颱風侵臺期間各地最大風速分布圖

Fig. 29. (b) The maximum sustained wind and gust during the period (24 to 25 August 1986) of WAYNE affecting



圖二十九(c) 民國75年8月28日至9月3日韋恩颱風侵臺期間各地最大風速分布圖

Fig. 29. (c) The maximum sustained wind and gust during the period (28 August to 3 September 1986) of WAYNE affecting

表四 韋恩颱風高雄 (46744) 雷達中心定位表  
 Tabel 4. Eye-Fixes for WAYNE by the  
 radar at Kaohsiung

觀測時間(Z)				中心位置		進行 方向 (度)	移 動 速 度 (KTS)		
月	日	時	分	北緯N	東經E				
8	21	03	00	22.4	116.4	INITIAL			
		04	00	22.6	116.6	50	13		
		05	00	22.6	116.8	70	12		
		06	00	22.7	117.0	70	12		
		07	00	22.7	117.2	70	12		
		08	00	22.8	117.5	60	13		
		09	00	22.9	117.6	60	12		
		10	00	22.9	117.8	80	12		
		11	00	23.1	118.0	70	12		
		12	00	23.1	118.2	70	10		
		13	00	23.2	118.4	60	12		
		14	00	23.3	118.5	60	10		
		15	00	23.4	118.7	70	8		
		16	00	23.5	118.9	60	11		
		17	00	23.5	119.0	50	11		
		18	00	23.6	119.2	70	9		
		19	00	23.6	119.4	70	14		
		20	00	23.7	119.6	40	12		
		20	30	23.8	119.7	—	—		
		21	00	23.8	119.8	80	12		
		21	30	23.8	119.9	—	—		
		22	00	23.9	120.0	80	13		
		22	30	23.9	120.2	—	—		
		23	00	23.9	120.3	90	12		
		23	30	23.9	120.4	—	—		
8	22	00	00	24.0	120.5	60	12		
		00	30	24.0	120.6	—	—		
		01	00	24.1	120.7	60	17		
8	28	19	00	20.2	120.1	—	—		
		20	00	20.7	121.0	—	—		
		21	00	20.9	121.0	—	—		
		23	00	20.6	120.9	—	—		
8	29	01	00	20.4	111.1	—	—		
		01	30	20.5	121.0	—	—		
		03	00	20.4	121.0	—	—		
		03	30	20.5	121.0	—	—		
		04	00	20.5	121.0	00	0		
		04	30	20.5	121.0	00	0		
8	29	05	00	20.8	121.1	—	—		
		05	30	21.0	121.1	—	—		
		06	00	21.2	121.3	20	27		
		06	30	21.3	121.4	—	—		
		07	00	21.3	121.4	00	0		
		10	30	22.8	121.3	—	—		
		11	00	20.9	121.4	—	—		
		11	30	20.9	121.4	—	—		
		12	00	20.9	121.4	00	0		
		12	30	20.9	121.4	—	—		
		13	00	20.9	121.4	00	0		
		13	30	20.9	121.3	—	—		
		14	00	21.0	121.2	310	12		
		14	30	21.0	121.3	—	—		
		15	00	21.0	121.3	90	4		
		15	30	21.0	121.4	—	—		
		16	00	21.0	121.4	90	4		
		16	30	21.0	121.4	—	—		
		17	00	21.1	121.4	360	6		
		17	30	21.1	121.4	—	—		
		18	00	21.1	121.4	00	0		
		18	30	21.3	121.4	—	—		
		19	00	21.0	121.3	210	10		
		19	30	21.0	121.5	—	—		
		20	00	21.0	121.6	90	15		
		20	30	21.1	121.6	—	—		
		21	00	21.1	121.6	360	8		
		21	30	21.1	121.5	—	—		
		22	00	21.1	121.5	270	6		
		22	30	21.1	121.6	—	—		
		23	00	21.1	121.6	—	—		
		23	30	21.2	121.7	—	—		
8	30	00	00	21.2	121.8	60	15		
		00	30	21.2	121.9	—	—		
		01	00	21.3	122.0	—	—		
		01	30	21.5	122.0	—	—		
		02	00	21.5	122.0	00	0		
		02	30	21.5	122.0	00	0		
		03	00	21.5	122.0	00	0		
		03	30	21.6	121.9	—	—		
		04	00	21.6	121.9	34	10		
		04	30	21.6	121.9	—	—		
		05	30	21.6	121.9	—	—		
9	01	18	30	20.1	122.1	—	—		
		19	00	19.9	122.1	—	—		
9	02	04	00	19.5	121.9	—	—		
		06	00	19.4	121.8	250	3		
		07	00	19.4	121.7	—	—		
9	03	08	00	19.2	120.1	—	—		

表五(a) 韋恩颱風石垣島 (47918) 雷達中心定位表  
Table 5 (a) Eye-Fixes for WAYNE by the radar at Isigaki Jima

觀測時間(Z)				中心位置		進行方向	移動速度
月	日	時	分	北緯N	東經E	(度)	(KTS)
8	22	09	00	24.8	122.3	—	—
		10	00	24.9	122.7	INI-TIAL	—
		11	00	24.9	123.1	80	22
		12	00	25.0	123.0	80	17
		13	00	25.0	123.3	90	11
		14	00	25.0	123.6	80	10
		15	00	24.9	123.8	100	11
		16	00	25.0	124.0	90	14
		17	00	25.1	124.1	80	9
		18	00	25.1	124.2	70	9
		19	00	25.1	124.4	70	8
		20	00	25.0	124.4	120	6
		21	00	24.8	124.5	140	9
		22	00	24.7	124.5	180	7
		23	00	24.6	124.5	160	8
	23	00	00	24.3	124.8	150	10
		03	00	24.4	124.8	—	—
		04	00	24.5	124.8	360	8
		05	00	24.3	124.9	130	11
		06	00	24.3	125.0	90	5
		07	00	24.4	125.0	100	4
		10	00	24.6	125.1	190	5
		11	00	24.4	125.2	140	4
		12	00	24.4	125.0	190	6
		13	00	24.5	125.0	190	4
		17	00	23.7	123.9	—	—
		18	00	23.5	123.7	230	4
		19	00	23.4	123.6	220	13
		20	00	23.4	123.4	230	11
		21	00	23.4	123.2	250	9
		22	00	23.1	123.4	210	7
		23	00	23.0	123.4	190	6
	24	00	00	23.2	123.3	150	4
		01	00	23.0	123.2	240	5
		02	00	22.7	122.6	250	15
		04	00	23.1	123.2	10	3
		05	00	23.0	123.2	190	8
		06	00	23.1	122.7	290	22

表五(b) 韋恩颱風宮古島 (47927) 雷達中心定位表  
Table 5 (b) Eye-Fixes for WAYNE by the radar at Mayako Jima

觀測時間(Z)				中心位置		進行方向	移動速度
月	日	時	分	北緯N	東經E	(度)	(KTS)
8	22	16	00	24.9	124.2	INI-TIAL	
8	22	17	00	25.1	124.4	50	11
8	22	18	00	25.1	124.6	80	11
8	22	21	00	24.7	124.6	250	8
8	22	22	00	24.8	124.6	360	5
8	22	23	00	24.9	124.7	70	5
8	23	00	00	24.4	124.8	—	—
8	23	01	00	24.5	124.7	—	—
8	23	02	00	24.5	124.8	90	6
8	23	03	00	24.4	124.6	00	0
8	23	04	00	24.3	125.1	120	11
8	23	05	00	24.4	125.2	60	10
8	23	06	00	24.5	125.3	70	6
8	23	07	00	24.4	125.2	00	0
8	23	10	00	24.4	125.3	60	5
8	23	11	00	24.4	124.9	270	16
8	23	12	00	24.2	124.8	250	19
8	23	13	00	24.5	124.5	240	19
8	23	14	00	24.2	124.5	10	5
8	23	15	00	24.1	123.7	—	—
8	23	16	00	23.8	123.9	240	11
8	23	17	00	23.8	123.9	—	—
8	23	18	00	23.7	123.6	—	—
8	23	19	00	23.6	123.6	190	5
8	23	20	00	23.6	123.5	240	27
8	23	21	00	23.3	123.2	230	11
8	23	22	00	23.8	123.1	240	11

常。然而在中央山脈西側的臺中最高氣溫 27°C 出現在05 Z，隨後因降雨之關係逐漸下降至晚間變成 24°C。此乃因東部地區的臺東因位於背風面，氣流遇山下沉，產生絕熱壓縮增溫的結果，造成在07 Z 的氣溫較西部的臺中高出 9.8°C，此乃有焚風現象發生所致。

##### 五、最佳路徑及颱風路徑預報之校驗



表六 (a) 韋恩颱風花蓮 (46699) 雷達中心定位表  
Table 6 (a) Eye-fixes for WAYNE by  
the radar at Hualien

觀測時間 (Z)				中心位置		進 行	移 動
月	日	時	分	北緯N	東經E	方 向 (度)	速 度 (KTS)
8	24	00	00	23.8	122.3	—	—
8	24	00	30	23.4	123.1	—	—
		01	00	23.0	123.0	—	—
		02	00	23.0	122.7	—	—
		02	30	23.2	122.7	—	—
		03	00	23.1	122.8	—	—
		03	30	23.2	122.8	—	—
		04	00	23.0	122.6	—	—
		04	30	22.9	122.6	—	—
		05	00	22.9	122.4	—	—
		05	30	22.8	122.3	—	—
		06	00	22.8	122.1	—	—
		07	00	22.7	122.1	—	—
		07	30	22.6	121.9	—	—
		08	00	22.4	121.8	—	—
		08	30	22.3	121.8	—	—
		09	00	22.2	121.8	—	—
8	29	05	00	20.9	121.1	INI-	
		06	00	20.9	121.3	TIAL	80 28
		07	00	21.1	121.6	50	19
		07	30	21.2	121.7	40	10
		08	00	21.2	121.8	80	4
		09	00	21.3	121.8	70	4
		09	30	21.3	121.9	70	3
		10	00	21.3	122.0	70	9
		11	00	20.9	121.3	—	—
		11	30	20.9	121.2	—	—
		12	00	20.9	121.3	—	—
		12	30	20.9	121.3	—	—
		13	00	21.0	121.3	20	3
		14	00	21.0	121.2	280	2
		14	30	20.8	121.2	—	—
		15	00	20.9	121.4	120	13
		16	00	21.0	121.3	320	7
		17	00	21.1	121.4	30	8
		18	00	21.4	121.5	20	2
		19	00	21.6	121.5	350	13
		20	00	21.1	121.4	360	3
8	29	21	00	21.1	121.4	320	2
		22	00	21.2	121.5	60	8
		22	30	21.3	121.7	—	—
		23	00	21.5	121.7	—	—
8	30	00	00	21.6	121.9	40	9
		00	30	21.4	121.8	—	—
		01	00	21.4	122.0	80	10
		01	30	21.4	121.9	—	—
		02	00	21.5	121.9	40	8
		02	30	21.5	121.9	—	—
		03	00	21.9	122.0	50	6
		03	30	21.6	122.0	—	—
		04	00	21.6	122.1	80	4
		04	30	21.7	122.1	—	—
		05	00	21.7	122.3	70	6
		05	30	21.7	122.2	—	—
		06	00	21.7	122.2	290	5
		06	30	21.8	122.2	—	—
		07	00	21.7	122.2	30	2
		07	30	21.8	122.3	—	—
		08	00	21.8	122.3	50	7
		08	30	21.8	122.5	—	—
		09	00	21.8	122.3	120	3
		09	30	21.8	122.3	—	—
		10	00	21.8	122.4	90	3
		10	30	21.8	122.4	—	—
		11	00	21.9	122.4	—	—
		12	00	21.9	122.5	80	4
		12	30	21.9	122.5	—	—
		13	00	21.9	122.5	50	1
		13	30	21.9	122.4	—	—
		14	00	22.1	122.3	310	17
		14	30	22.0	122.4	—	—
		15	00	22.0	122.6	110	17
		15	30	22.0	122.6	—	—
		16	00	22.1	122.5	340	7
		16	30	22.0	122.6	—	—
		17	00	21.9	122.6	150	10
		17	30	22.0	122.7	—	—
		18	00	22.0	122.6	140	7
		18	30	22.0	122.7	—	—
		19	00	22.0	122.7	30	2
		19	30	22.0	122.7	—	—
		20	00	21.9	122.7	180	3

表六(a) 韋恩颱風花蓮(46699)雷達中心定位表(續)  
Table 6 (a) Eye-fixed for WAYNE by  
the radar at Hualien (Continue)

觀測時間 (Z)				中心位置		進 行 移 動	方 向 速 度
月	日	時	分	北緯N	東經E	(度)	(KTS)
8	30	20	30	21.9	122.7	—	—
		21	00	21.9	122.7	160	3
		21	30	21.9	122.8	—	—
		22	00	21.9	122.8	110	3
		22	30	21.8	122.8	—	—
		23	00	21.9	122.9	10	7
		23	30	21.9	122.9	—	—
	31	00	00	21.9	122.9	10	7
		01	00	21.9	122.9	100	3
		02	00	21.8	122.9	160	1
		03	00	21.8	122.9	210	2
		04	00	21.9	123.0	90	4
		05	00	21.9	123.0	30	2
		06	00	21.8	123.0	160	10
		07	00	21.8	123.1	50	5
		08	00	21.8	123.1	160	4
		09	00	21.7	123.2	160	13
		10	00	21.7	123.2	160	7
		10	30	21.6	123.2	120	2
		11	00	21.6	123.3	120	6
		12	00	21.6	123.3	240	2
		13	00	21.5	123.2	210	3
		14	00	21.5	123.2	240	2
		15	00	21.5	123.3	90	2
		15	30	21.5	123.3	—	—
		16	00	21.5	123.2	220	3
		17	00	21.5	123.3	70	6
		17	30	21.4	123.3	—	—
		18	00	21.3	123.1	240	14
		18	30	21.3	123.1	190	14
		19	00	21.3	123.1	190	6
		19	30	21.3	123.1	—	—
		20	00	21.2	123.1	190	2
		20	30	21.1	123.1	—	—
		21	00	21.1	123.2	150	8
		21	30	21.1	123.2	—	—
		22	00	21.1	123.2	170	3
		23	00	21.0	123.2	180	7

9	01	00	00	21.0	123.2	50	3
		00	30	21.1	123.1	—	—
		01	00	21.1	123.0	290	12
		01	30	21.1	123.0	—	—
		02	00	21.1	122.8	260	11
		02	30	21.1	122.9	60	16
		03	00	21.0	122.9	130	7
		03	30	21.0	122.8	270	9
		04	00	21.0	122.7	260	11
		04	30	21.0	122.7	220	5
	02	05	00	20.9	122.6	220	5
		05	30	20.7	122.6	—	—
		06	00	20.7	122.6	200	14
		06	30	20.6	122.6	190	8
		07	00	20.6	122.6	180	8
		07	30	20.5	122.6	170	6
		08	00	20.5	122.6	130	4
		08	30	20.4	122.5	190	6
		09	00	20.4	122.5	210	9
		09	30	20.4	122.5	210	3
	1	10	00	20.3	122.5	150	2

圖四為韋恩颱風之最佳路徑圖，其中心位置，移動方向及強度等資料可參見表八。

目前中央氣象局所採用之颱風路徑客觀預報方法有 HURRAN, CLIPER, ARAKAWA, CWB-80, PC 及 EBM 等，由於中央氣象局在韋恩颱風侵臺期間僅有24小時預報，為圖比較起見所有客觀方法亦均僅以24小時預報，為圖比較起見所有客觀方法亦均僅以24小時預測位置與最佳路徑相比較而作誤差校驗，在整個韋恩颱風生命史中之客觀預報方法中平均誤差以 CWB-80 的 198.9 公里為佳，然 P.C 為 211.1 公里次之，而 HURRAN 及 EBM 分別為 213.6 公里及 214.1 公里又次之，然而 CLIPER 的 242.9 公里及 ARAKAWA 的 297.3 公里（但新的 ARAKAWA-1 為 227.9 公里）殿後，詳細情形見表九。然而倘若在韋恩路徑中之定位誤差而言，以 JTWC, RJTD 及 CWB 三者比較，則以 CWB 的 23.5 公里居首，而 JTWC 的 27.4 公里次之，而 RJTD 的 33.3 公里居後，詳細見表十。致於在 JTWC, RJTD 及 CWB 之警報主觀24小時預報位置誤差校驗而言，CWB 為 199.5 公里，而 RJTD

表六(b) 韋恩颱風石垣島 (47918)雷達中心定位表  
Table 6 (b) Eye-fixes for WAYNE by  
the radar at Isigaki Jima

觀測時間 (Z)				中心位置		進 行 移 動	方 向 速 度
月	日	時	分	北緯N	東經E	(度)	(KTS)
8	30	09	00	21.9	122.2	50	3
8	30	10	00	21.9	122.3	80	3
8	30	11	00	21.9	122.4	60	5
8	30	12	00	21.9	122.5	90	4
8	30	13	00	21.9	122.5	90	4
8	30	14	00	21.9	122.5	90	2
8	30	15	00	22.0	122.5	360	3
8	30	16	00	22.0	122.5	40	3
8	30	17	00	22.0	122.6	40	3
8	30	18	00	22.1	122.6	40	2
8	30	19	00	22.0	122.6	50	2
8	30	21	00	22.0	122.7	120	3
8	30	22	00	21.9	122.7	120	3
8	30	23	00	21.9	122.8	110	4
8	31	02	00	21.9	122.8	00	0
8	31	03	00	21.9	122.8	00	0
8	31	04	00	21.9	122.9	80	4
8	31	05	00	21.9	122.9	00	0
8	31	06	00	21.9	122.9	00	0
8	31	07	00	21.8	123.0	160	3
8	31	08	00	21.7	123.0	140	4
8	31	09	00	21.7	123.1	130	5
8	31	10	00	21.6	123.1	150	4
8	31	11	00	21.6	123.1	150	4
8	31	12	00	21.6	123.2	150	2
8	31	13	00	21.5	123.2	00	0
8	31	14	00	21.5	123.1	00	0
8	31	15	00	21.5	123.1	230	3
8	31	17	00	21.4	123.1	190	4
8	31	18	00	21.4	123.0	200	4
8	31	19	00	21.3	123.0	230	6
8	31	20	00	21.2	123.0	200	4

的 225.7 公里次之，而 JTWC 的 229.1 公里為殿後（見表十一）。最後於校驗中值得一提的是在此次韋恩颱風侵臺前24小時預報而言在20日18Z預測21日18Z及21日18Z預測22日18Z之侵臺登陸定點預測上以 CWB, JTWC, RJTC 及 BABJ 等四個單位作比較時則以 CWB 的 119.2 公里及

表六 (c) 韋恩颱風綠島 (46780) 雷達中心定位表  
Table 6 (c) Eye-fixes for WAYNE by  
the radar at Lutao

觀測時間 (Z)				中心位置		進 行 移 動	方 向 速 度
月	日	時	分	北緯N	東經E	(度)	(KTS)
8	30	09	00	22.1	122.4	360	6
8	30	09	30	22.2	122.4	340	6
8	30	10	00	22.3	122.4	340	6
8	30	11	00	22.8	122.8	10	4
8	30	13	00	22.0	122.6	30	3
8	30	14	50	22.0	122.6	30	3
8	30	15	50	22.1	122.7	360	2
8	30	16	50	22.1	122.8	90	2
8	30	18	50	22.1	122.7	340	4
8	30	19	50	22.0	122.8	—	—
8	31	04	50	21.8	123.1	—	—
8	31	06	50	21.7	123.1	130	2
8	31	07	50	21.7	123.2	—	—
8	31	08	50	21.7	123.3	—	—
8	31	12	50	21.6	123.3	160	2
8	31	13	50	21.6	123.3	170	2
8	31	14	50	21.5	123.3	180	2
8	31	15	50	21.5	123.3	180	2
8	31	16	50	21.5	123.3	180	2
8	31	17	50	21.5	123.3	180	1
8	31	18	50	21.4	123.3	200	2
8	31	19	50	21.4	123.3	200	2
8	31	23	50	21.3	123.3	190	2
9	01	03	50	21.1	123.0	270	2
9	01	08	50	20.8	122.7	—	—
9	01	10	50	20.5	122.8	200	8
9	01	17	50	20.1	122.6	240	4
9	01	19	50	19.8	122.3	—	—

60.5公里為居四個單位之首而 JTWC 的 274.1 公里及 235.2公里為最差，此乃為值得國人欣慰的，詳細情形見圖三十二(a)，(b)。

## 六、災情報告

此次韋恩颱風雖為中度颱風，但因其侵襲路徑詭異且直接侵襲臺灣西部，強度未遭中央山脈破壞，以致在臺灣西南部陸地造成自1959年（民國48年）「八七水災」以來最慘重的災情。茲就臺灣省農

表六(d) 韋恩颱風碧瑤 (98321) 雷達中心定位表  
Table 6 (d) Eye-fixes for WAYNE by the radar at Baguio

觀測時間 (Z)				中心位置		進 行 移 動	方 向 速 度
月	日	時	分	北緯N	東經E	(度)	(KTS)
9	02	09	00	19.3	120.8	50	6
9	02	10	00	19.2	120.7	50	5
9	02	11	00	19.1	120.6	50	10
9	02	12	00	19.1	120.6	—	—
9	02	13	00	19.1	120.6	—	—
9	02	13	30	19.1	120.6	—	—
9	02	14	00	19.1	120.6	—	—
9	02	14	30	19.2	120.6	360	4
9	02	15	00	19.2	120.6	—	—
9	02	16	00	19.3	120.8	50	6
9	02	17	00	19.4	120.8	40	4
9	02	17	30	19.4	120.9	50	2
9	02	18	00	19.4	120.8	—	—
9	02	18	30	19.4	120.8	—	—
9	02	19	00	19.4	120.7	270	5
9	02	19	30	19.4	120.6	290	5
9	02	20	00	19.5	120.5	200	10
9	02	20	30	19.5	120.5	—	—
9	02	21	00	19.5	120.5	—	—
9	02	21	30	19.4	120.4	300	10
9	03	07	30	18.7	118.7	270	2
9	03	09	00	18.6	118.5	270	5
9	03	12	00	18.4	117.9	240	6
9	03	12	30	18.2	117.9	240	6
9	03	13	00	18.3	117.8	240	5
9	03	13	30	18.2	117.8	240	5
9	03	14	00	18.2	117.7	250	5
9	03	16	00	18.2	117.5	260	4
9	03	20	00	18.5	117.0	270	9
9	03	20	30	18.5	116.8	290	10

林廳、漁業局、警務處、水利局及交通處等機構所蒐集的災害損失統計資料，(見表十二、十三)分述於後：

#### (一)人員傷亡情形：

1.死亡計81人，其中雲林縣47人，彰化縣13人，嘉義縣7人，臺中縣5人，澎湖縣4人，南投縣2人，臺南縣，臺中市及臺北縣各1人。

2.失蹤計40人，其中雲林縣22人，澎湖縣14人

#### (二)房屋倒塌情形：

1.全倒計 3617 間其中雲林縣 2267 間，彰化縣 945 間，澎湖縣 380 間，嘉義縣16間，南投縣 8 間，臺中縣 1 間。

2.半倒計 9023 間，其中雲林縣 3475 間，彰化縣 3168 間，澎湖縣 248 間，嘉義縣 125 間，南投縣 5 間，臺中市 2 間。

#### (三)漁業損失：

依據漁業局之損失統計表(見表十二)知：漁港損壞計34處，動力漁船損失 1154 艘，舢舨41艘，漁筏 2244 艘，漁具 4090 件，而養殖漁業計魚塭損壞 6644 公頃，淺海養殖面積損壞 7144 公頃，而漁業公共設施方面投壞 39 公頃，總計金額為 398,920 萬元。

，彰化縣 3 人，臺南縣 1 人。

3.輕重傷計310人，其中彰化縣重傷29人，輕傷171人；南投縣重傷 15 人，輕傷 3 人；澎湖縣重傷11人，輕傷55人；臺中縣重傷 1 人，輕傷 2 人；嘉義縣重傷 1 人，臺中市輕傷21人，臺東縣輕傷 1 人。其他因搶救災民而受傷的計有 937 人未列入表內。

#### (四)河堤壞情形：

1.雲林縣：口湖鄉下崙海堤冲毀 600 公尺，楊稠厝防潮閘門冲毀，北港溪堤防冲毀 100 公尺。

2.澎湖縣：馬公防波堤冲毀 480 公尺，望安防波堤冲毀 5 公尺。

3.桃園縣：龜山鄉臺一外環道路陸光二村新建橋墩冲毀，造成堤防流失。

4.臺南市：四草海堤缺口15公尺，前坡損壞30公尺。

5.高雄縣：彌陀海堤前坡基脚暴露 200 公尺，深底海堤前坡護坦 500 公尺下沉，西溪海堤前坡護坦 200 公尺下沉。

6.嘉義布袋永和里嘉南大圳一小段決堤。

#### (五)農作物損失情形

雲林縣計 23010 公頃，南投縣 6876 公頃，臺中縣 4289 公頃，臺南縣 2475 公頃，高雄縣 520 公頃，澎湖縣 831 公頃，估計損失達 515,247 萬元以上。

#### (六)交通損壞情形：

(1)鐵路：縱貫線海線自通霄至新營及山線苗栗至新營交通一度中斷而列車全部停開。北迴鐵路觀音——漢本間谷峰隧道南口山崩，集集線路基冲失 21 公尺，阿里山鐵路多處塌方而中斷。

表七(a) 民國75年8月21日至23日韋恩颱風侵臺期間氣象要素統計表

Table 7 (a) The meteorological elements summary of CWB stations during the period (21 to 23 August 1986) of WAYNE's passage

測 站	最低氣壓 (mb)		瞬 間 最 大 風 速 (m/s)						最 大 風 速(m/s)			强風(10m/s)以上	最 大 降 水 量 (mm)				降 水 總 量 (mm)	
	數 值	日 時 分	風 向	風 速	日 時 分	氣 壓	氣 溫	濕 度	風 向	風 速	日 時 分	日 時 分至日 時 分	一小時 內 值	日 時 分至日 時 分	十分鐘 內 值	日 時 分至日 時 分	數 量	日 時 分至日 時 分
彭 佳 嶼	995.1	22.13.26	N	32.7	22.16.23	997.3	23.3	100	N	23.4	22.16.22	22.08.00~23.04.00	75.2	22.13.00~22.14.00	39.2	22.13.00~22.13.10	459.3	21.23.00~23.04.00
基 隆	990.4	22.14.00	NNE	28.6	22.15.50	992.2	25.0	95	NNE	17.6	22.15.52	22.15.17~22.19.53	50.5	22.19.13~22.20.13	8.0	22.19.40~22.19.50	212.3	21.21.18~23.07.00
鞍 部	994.5	22.14.50	NNW	35.2	22.15.50	905.2	19.6	100	NNW	18.8	22.15.36	22.14.35~ —	54.5	22.15.23~22.16.23	9.5	22.15.23~22.15.33	349.6	21.15.11~23
竹 子 湖	994.8	22.14.00	NW	31.4	22.19.16	1003.5	20.8	96	N	10.2	22.16.00	22.16.00~ —	42.8	22.16.00~22.17.00	9.2	22.14.10~22.14.20	306.2	21.15.17~23.05.00
臺 北	993.0	22.10.00	NW	24.0	22.15.15	996.6	26.0	92	NW	8.8	22.15.10	—	27.0	22.18.20~22.19.20	16.0	22.18.40~22.18.50	151.0	21.13.28~23.05.00
新 竹	991.7	22.09.00	NE	18.1	22.09.40	992.1	24.8	90	NE	8.7	22.10.00	—	23.5	22.12.00~22.13.00	5.0	22.12.20~22.12.30	116.7	21.15.40~23.04.52
臺 中	972.4	22.08.54	NE	35.8	22.08.54	972.4	25.8	76	E	15.3	22.08.40	22.08.10~22.09.50	62.7	22.09.00~22.10.00	18.2	22.09.20~22.09.30	259.4	21.14.52~22.22.10
梧 棲	978.6	22.08.30	NE	45.9	22.08.32	979.7	23.7	98	NNE	32.0	22.08.43	22.06.30~22.19.00	62.0	21.16.05~21.17.05	20.0	21.16.13~21.16.23	274.6	21.16.03~22.21.10
日 月 潭	875.5	22.09.15	S	54.0	22.09.50	884.1	20.9	98	S	17.0	22.09.10	22.07.00~22.15.00	59.7	22.09.00~22.10.00	14.2	22.09.20~22.09.30	251.2	21.23.30~23.01.40
澎 湖	951.3	22.03.30	WNW	68.0	22.04.58	971.9	25.8	92	WNW	29.8	22.05.00	21.20.20~22.09.00	37.9	22.06.00~22.07.00	13.5	22.06.05~22.06.15	228.0	21.14.45~22.11.15
嘉 義	990.1	22.06.15	SSW	42.7	22.07.20	991.4	23.6	99	SW	27.5	22.07.35	22.01.30~22.10.20	50.0	22.07.00~22.08.00	13.5	22.07.10~22.07.20	213.0	21.08.05~22.18.10
阿 里 山	750.0	22.07.45	W	26.3	22.09.07	754.0	12.4	98	W	18.4	22.11.10	—	77.4	22.09.00~22.10.00	20.6	22.09.10~22.09.20	460.0	21.16.01~22.20.40
玉 山	299.2	22.07.50	—	—	—	—	—	—	S	21.7	21.22.50	21.20.00~23.05.00	18.5	22.11.00~22.12.00	6.0	22.11.30~22.11.40	159.6	21.18.00~22.19.00
臺 南	996.3	22.04.00	SSW	27.9	22.02.05	997.0	24.4	100	SSW	17.2	22.02.00	21.11.38~22.08.30	26.4	22.02.00~22.03.00	10.2	22.02.10~22.02.20	94.2	21.15.25~22.12.30
高 雄	998.1	22.03.06	WNW	28.0	22.06.26	1001.2	26.7	89	WNW	14.7	22.06.30	21.24.00~22.11.30	20.5	22.06.22~22.07.22	10.5	22.06.20~22.06.30	75.5	21.12.30~22.10.10
東 吉 島	982.0	22.04.00	WSW	63.0	22.03.50	982.0	24.0	98	WSW	49.1	22.03.50	22.13.00~25.03.00	28.2	22.03.50~22.04.50	10.7	22.04.07~22.04.17	133.0	21.14.35~22.10.25
恒 春	1000.7	22.02.59	WSW	15.6	22.08.04	1002.5	28.0	86	WSW	7.8	22.08.10	22.00.30~22.18.00	5.0	22.09.15~22.10.15	3.0	22.09.50~22.10.00	14.1	22.01.10~22.11.42
蘭 嶼	996.7	22.16.05	WSW	40.2	22.17.05	997.3	25.7	87	WSW	30.5	22.16.48	20.11.40~23.05.20	2.4	22.09.08~22.09.32	2.4	22.09.08~22.09.18	2.1	22.09.08~22.09.18
大 武	996.0	22.14.30	S	18.4	22.04.24	997.8	27.3	86	S	7.8	22.04.50	—	19.2	22.04.40~22.05.40	6.6	22.05.10~22.05.20	100.8	21.20.35~23.13.30
臺 東	992.0	22.15.00	W	21.5	22.15.18	992.3	34.1	31	W	10.1	22.15.20	22.15.20~22.15.20	10.1	22.00.00~22.01.00	7.0	22.00.20~22.00.30	28.8	21.21.50~22.09.00
新 港	987.6	22.11.40	SSW	20.2	22.11.25	989.3	30.0	60	SSW	11.5	22.11.30	22.01.00~22.11.40	48.0	22.00.20~22.01.20	15.0	22.00.34~22.00.44	131.0	21.23.00~22.07.00
花 蓮	990.7	21.12.45	NE	7.9	21.11.42	1001.0	31.8	65	NE	3.8	21.11.50	—	20.5	22.00.25~22.01.25	7.0	22.00.30~22.00.40	56.3	21.17.40~23.14.48
宜 蘭	993.1	22.12.00	NW	22.5	22.16.10	995.3	25.3	94	NW	15.3	22.16.15	22.16.10~22.16.32	28.3	22.16.39~22.17.39	9.6	22.14.46~22.14.56	144.4	21.19.15~23.05.00
蘇 澳	992.3	22.13.00	W	28.0	22.15.50	994.1	25.3	82	W	16.8	22.15.48	22.15.38~23.01.40	46.4	22.04.45~22.05.45	11.8	21.20.55~21.21.05	181.2	21.19.34~23.02.30

表七(b) 民國75年8月24日至25日韋恩颱風侵臺期間氣象要素統計表

Table 7 (b) The meteorological elements summary of CWB stations during the period (24 to 25 August 1986) of WAYNE's passage

測 站	最低氣壓 (mb)		瞬 間 最 大 風 速 (m/s)						最 大 風 速(m/s)			強風(10m/s)以上 日 時 分至日 時 分	最 大 降 水 量 (mm)				降 水 總 量 (mm)	
	數 值	日 時 分	風 向	風 速	日 時 分	氣 壓	氣 溫	濕 度	風 向	風 速	日 時 分		一小時 內 值	日 時 分至日 時 分	十分鐘 內 值	日 時 分至日 時 分	數 量	日 時 分至日 時 分
彭 佳 嶼	1002.3	25.01.38	ENE	17.3	25.02.18	1003.0	26.4	91	ENE	12.0	25.02.20	24.17.00~25.03.00	—	—	—	—	—	—
基 隆	997.6	24.16.10	NE	24.0	24.06.55	1000.1	25.8	92	NE	16.6	24.06.55	23.21.57~24.16.53	13.0	24.19.10~24.20.10	8.3	24.19.25~24.19.35	91.7	24.00.00~24.23.00
鞍 部	910.3	24.15.00	S	26.9	24.21.00	912.6	21.2	100	S	9.3	24.22.17	—	29.0	24.17.08~24.18.08	10.5	24.17.58~24.18.08	105.8	~25.00.10
竹 子 湖	999.8	24.16.25	NW	16.0	24.18.38	1001.7	22.8	98	NW	7.0	24.14.50	—	23.8	24.17.00~24.18.00	8.5	24.17.30~24.17.40	101.9	24.15.00~24.22.55
臺 北	1000.1	24.15.00	NNE	19.0	24.14.22	1000.5	27.2	93	ENE	8.7	24.21.50	—	4.0	24.16.20~24.17.20	2.0	24.15.40~24.15.50	10.2	24.14.00~24.22.45
新 竹	997.1	25.03.00	NE	16.6	24.22.05	999.5	26.6	83	NE	9.3	24.22.00	—	—	—	—	—	99.5	23.23.19~24.17.20
臺 中	994.1	24.18.04	N	15.6	24.16.30	995.4	27.5	82	N	5.6	24.16.20	—	—	—	—	—	—	—
梧 棲	994.3	24.17.37	NNE	34.4	24.17.54	994.4	26.8	89	NNE	23.6	24.15.49	24.00.50~25.01.05	4.8	24.11.40~24.12.40	1.6	24.12.20~24.12.30	18.9	24.01.30~24.22.10
日 月 潭	886.6	24.18.00	ESE	11.1	24.01.00	889.8	25.3	53	SE	7.3	24.23.40	24.19.00~24.02.00	—	—	—	—	—	—
澎 湖	996.6	24.19.15	N	26.5	24.18.08	997.8	26.6	83	N	13.0	24.21.00	24.16.20~25.01.20	1.6	24.14.00~24.15.00	0.9	24.15.30~24.15.40	3.9	24.14.00~24.18.55
嘉 義	994.4	24.19.00	N	19.4	24.14.52	996.5	24.6	98	NNW	11.3	24.15.10	24.12.40~24.16.20	5.8	24.14.00~24.15.00	2.8	24.14.50~24.15.00	24.3	24.07.20~24.18.10
阿 里 山	752.0	24.17.27	—	—	—	—	—	—	NE	4.2	24.02.40	—	7.0	24.11.00~24.12.00	1.7	24.11.20~24.11.30	43.2	24.05.20~24.20.11
玉 山	300.2	24.18.00	—	—	—	—	—	—	ENE	13.0	24.23.50	24.23.50~25.01.00	9.0	24.14.00~24.15.00	2.0	24.14.10~24.14.20	34.3	24.15.00~25.05.00
臺 南	994.6	24.18.36	N	24.7	24.17.16	995.3	24.8	100	N	13.9	24.17.20	24.10.20~24.19.19	8.3	24.15.00~24.16.00	2.6	24.15.50~24.16.00	22.0	24.09.02~24.18.10
高 雄	993.2	24.18.56	NW	21.6	24.16.53	995.1	25.3	95	NW	9.5	24.15.50	—	5.0	24.15.20~24.16.20	1.2	24.15.25~24.15.35	23.0	24.09.15~24.18.42
東 吉 島																		
恒 春	993.8	24.19.40	WNW	19.4	24.16.54	996.8	24.0	100	NE	9.8	24.22.10	—	59.5	24.17.20~24.18.20	11.0	24.17.50~24.18.00	136.5	24.09.48~25.04.55
蘭 嶼	992.9	24.18.36	WSW	24.2	24.16.28	993.1	23.1	100	WSW	19.0	24.15.10	24.13.10~24.22.30	32.8	24.15.50~24.16.50	7.2	24.16.12~24.16.22	77.6	24.07.45~25.03.57
大 武	995.0	24.18.45	NNE	26.7	24.17.53	989.3	27.4	70	NNE	14.0	24.18.10	24.17.20~24.19.40	31.9	24.16.00~24.17.00	7.6	24.16.30~24.16.40	98.7	24.07.40~25.05.00
臺 東	990.3	24.16.14	NNE	27.0	24.16.45	992.2	27.8	77	NNE	11.3	24.17.05	24.16.48~24.17.05	17.5	24.14.10~24.15.10	4.5	24.14.40~24.14.50	79.1	24.03.20~24.21.20
新 港	990.9	24.14.53	N	28.0	24.14.57	991.7	26.4	87	N	19.5	24.15.00	24.13.50~24.17.20	23.8	24.10.55~24.11.55	4.9	24.11.45~24.11.55	65.8	24.11.00~25.05.00
花 蓮	997.6	24.13.08	NNE	23.5	24.12.08	995.6	29.2	70	NNE	12.2	24.12.10	24.10.50~24.21.45	41.5	24.19.20~24.20.20	9.5	24.19.20~24.19.30	151.3	24.08.00~25.03.15
宜 蘭	1000.1	24.15.18	NE	11.8	24.15.00	1001.2	27.6	89	NE	8.3	24.15.00	24.15.00~24.15.23	—	—	—	—	—	—
蘇 澳	1001.3	24.15.00	E	16.4	24.14.56	1001.4	26.6	94	E	9.6	24.15.08	—	8.5	24.14.05~24.15.05	3.3	24.14.05~24.14.15	19.2	24.15.00~25.04.30

表七(c) 民國75年8月28日至9月3日韋恩颱風侵臺期間氣象要素統計表

Table 7 (c) The meteorological elements summary of CWB stations during the period (28 August to 3 September 1986) of WAYNE's passage

測 站	最低氣壓 (mb)		瞬 間 最 大 風 速 (m/s)						最 大 風 速(m/s)			強風(10m/s)以上	最 大 降 水 量 (mm)				降 水 總 量 (mm)	
	數 值	日 時 分	風 向	風 速	日 時 分	氣 壓	氣 溫	濕 度	風 向	風 速	日 時 分	日 時 分至日 時 分	一小時 內 值	日 時 分至日 時 分	十分鐘 內 值	日 時 分至日 時 分	數 量	日 時 分至日 時 分
彭 佳 嶼	1001.8	02.16.38	ENE	17.2	30.00.26	1005.7	25.7	98	ENE	10.6	30.00.27	30.00.00~30.01.00	4.5	30.00.30~30.01.30	2.5	30.00.30~30.00.40	17.7	29.22.22~03.08.24
基 隆	997.2	02.15.30	NE	24.1	29.13.55	1000.6	29.6	79	NE	9.3	29.13.58	—	2.6	29.17.45~29.18.45	2.0	29.18.10~29.18.20	7.9	29.13.52~03.11.00
鞍 部	910.2	02.16.45	S	19.9	02.23.42	911.5	21.5	84	S	10.2	02.22.33	—	3.7	31.18.00~31.19.00	2.4	31.18.33~31.18.43	7.4	29.15.27~
竹 子 湖	999.8	02.16.30	NE	10.5	29.17.50	1003.9	25.1	85	NE	6.0	29.20.00	—	0.6	31.16.35~31.16.40	0.6	31.16.35~31.16.40	2.7	29.15.30~01.14.40
臺 北	999.8	02.17.00	ESE	15.2	01.12.23	1002.6	32.3	61	ESE	7.2	01.17.20	—	0.5	31.16.29~31.16.47	0.5	31.16.37~31.16.47	0.5	31.16.29~31.19.05
新 竹	998.5	02.16.00	NNE	6.8	31.21.18	1002.6	28.5	76	NNW	4.5	29.12.50	—	—	—	—	—	—	—
臺 中	997.9	02.16.00	NNE	7.9	31.12.14	1003.1	29.7	76	N	4.1	31.13.10	—	29.6	02.18.10~02.19.10	10.0	02.18.48~02.18.58	54.5	29.17.00~02.20.07
梧 棲	997.7	02.15.51	NNE	14.2	29.14.49	1002.0	30.9	76	NNE	11.1	29.14.49	29.14.05~29.15.58	2.0	29.02.25~29.03.25	0.8	29.02.35~29.02.45	2.0	29.02.25~29.03.10
日 月 潭	890.5	52.16.40	SSW	9.2	30.17.20	893.3	21.7	95	SSW	5.0	30.17.40	—	24.7	30.17.10~30.18.10	8.6	30.17.30~30.17.40	32.4	29.16.50~31.14.50
澎 湖	997.8	02.16.15	N	13.0	01.15.45	1000.4	30.0	80	N	7.5	01.15.30	—	0.2	31.00.30~31.00.40	0.2	31.00.30~31.00.40	0.3	31.00.30~01.12.30
嘉 義	997.8	02.16.00	NNW	11.5	31.14.55	997.4	32.5	73	NW	5.1	01.14.30	—	43.1	30.15.18~30.16.18	10.7	30.15.30~30.15.40	64.7	29.15.30~02.22.40
阿 里 山	757.0	02.17.00	ENE	7.8	02.20.10	758.0	15.2	96	E	3.8	28.22.30	—	5.5	30.14.45~30.15.45	3.5	30.14.50~30.15.00	29.0	29.14.05~02.19.00
玉 山	305.5	03.06.00	—	—	—	—	—	—	ESE	16.7	02.24.00	02.23.00~03.10.00	2.0	30.11.00~30.12.00	0.2	30.11.00~30.11.10	6.0	28.11.00~01.07.00
臺 南	998.0	02.15.47	N	12.2	01.15.14	999.7	29.4	86	N	8.2	01.14.10	—	5.3	31.09.10~31.10.10	1.7	01.00.12~01.00.32	19.6	29.17.08~01.22.30
高 雄	998.4	02.16.00	NW	12.0	31.14.22	1002.0	26.2	85	NW	11.1	31.14.19	—	32.0	31.12.50~31.13.50	8.5	31.13.10~31.13.20	91.2	29.14.50~01.21.59
東 吉 島	998.3	02.16.30	NNW	17.2	01.14.05	1001.7	28.3	86	NNW	12.8	01.14.10	31.13.00~01.15.00	—	—	—	—	0.0	—
恒 春	999.1	02.18.20	NE	18.0	03.04.40	999.9	27.6	70	NE	10.0	03.04.50	—	23.0	31.16.40~31.17.40	7.4	29.16.13~29.16.23	72.2	29.12.45~02.14.45
蘭 嶼	997.5	01.16.20	NNE	36.0	01.07.12	999.5	25.3	96	NNE	26.2	30.13.20	30.09.30~03.01.20	11.5	30.13.02~30.14.02	4.8	30.09.05~30.09.15	147.2	28.17.45~03.07.43
大 武	1000.5	02.03.05	NNE	13.3	02.12.01	1001.9	28.7	79	NNE	7.8	02.14.50	—	9.8	31.14.00~31.15.00	3.7	01.13.27~01.13.37	47.1	28.18.43~03.11.00
臺 東	1000.4	01.15.35	NE	14.0	01.09.40	1003.2	29.2	72	ENE	6.5	01.13.20	—	5.0	29.19.10~29.20.10	2.0	29.19.50~29.20.00	11.6	29.19.02~02.20.55
新 港	1000.6	31.15.45	NNE	13.4	01.08.55	1003.7	27.0	91	NNE	8.6	01.09.00	—	7.9	02.15.05~02.16.05	4.2	01.18.20~01.18.30	22.7	29.17.45~03.19.00
花 蓮	1001.4	02.15.00	NE	11.3	31.13.28	1002.9	31.0	75	NE	6.0	31.12.00	—	11.0	03.18.40~03.19.40	2.0	03.18.40~03.19.40	2.0	03.18.40~03.18.50
宜 蘭	1000.5	02.15.56	ESE	9.5	02.15.30	1001.6	29.9	76	ESE	7.7	02.15.20	02.15.20~02.15.30	10.6	31.18.23~31.19.23	6.0	31.18.23~31.19.33	22.1	28.22.00~03.09.10
蘇 澳	1001.4	02.17.00	SSE	18.0	02.19.23	1003.2	25.6	92	SSE	10.8	02.19.24	02.19.20~02.19.40	15.4	29.15.55~29.16.55	7.8	02.19.20~02.19.30	34.1	29.15.50~03.09.40

表八 韋恩颱風最佳路徑資料表

Table 8. The best track positions of WAYNE

時 間			中 心 位 置		中心氣壓	最大風速	進行方向	速 度	備 註
月	日	時 (Z)	北 緯	東 經	(mb)	(m/s)		(km/hr)	
8	18	12	16.2	116.2	995	18	330	14	輕 度
8	18	18	16.7	115.7	985	20	330	16	"
8	19	00	17.4	115.2	985	25	330	15	"
8	19	06	17.9	114.7	985	25	330	19	中 度
8	19	12	18.6	113.9	980	33	320	15	"
8	19	18	19.1	113.3	980	33	350	10	"
8	20	00	19.6	113.2	980	35	25	12	"
8	20	06	20.2	113.5	980	35	35	21	"
8	20	12	21.1	114.2	975	35	50	19	"
8	20	18	21.7	115.1	975	35	55	19	"
8	21	00	22.3	116.0	975	35	65	19	"
8	21	06	22.7	117.0	965	38	70	22	"
8	21	12	23.1	118.2	965	38	65	19	"
8	21	18	23.6	119.2	955	38	70	23	"
8	22	00	24.0	120.5	955	38	80	23	"
8	22	06	24.2	121.9	975	33	55	26	"
8	22	12	25.0	123.2	975	33	80	17	"
8	22	18	25.1	124.2	980	30	145	17	"
8	23	00	24.4	124.8	980	30	75	10	"
8	23	06	24.5	125.3	980	30	235	10	"
8	23	12	24.2	124.8	990	30	245	23	"
8	23	18	23.6	123.6	990	33	215	10	輕 度
8	24	00	23.2	123.3	985	28	245	24	"
8	24	06	22.6	122.0	985	28	245	19	"
8	24	12	22.2	121.0	990	20	255	18	"
8	24	18	21.9	120.0	998	15	240	21	"
8	25	00	21.4	118.9	999	15	240	21	T.D.
8	25	06	20.8	117.9	998	15	240	17	"
8	25	12	20.3	117.0	995	15	210	17	"
8	25	18	19.6	116.6	995	15	250	25	"
8	26	00	19.1	115.2	996	15	240	13	"
8	26	06	18.7	114.6	990	15	190	8	"
8	26	12	18.4	114.5	996	15	110	16	"
8	26	18	18.0	115.3	996	15	100	16	"
8	27	00	17.9	116.2	997	15	75	14	"
8	27	06	18.1	116.9	997	15	100	14	"
8	27	12	18.0	117.7	997	15	75	31	"

表八 韋恩颱風最佳路徑資料表(續)

Table 8. The best track positions of WAYNE (Continue)

時 間			中 心 位 置		中心氣壓	最大風速	進行方向	速 度	備 註
月	日	時 (Z)	北 緯	東 經	(mb)	(m/s)		(km/hr)	
8	27	18	18.7	119.3	997	15	75	25	"
8	28	00	19.3	120.6	995	18	30	12	輕 度
8	28	06	19.8	120.9	995	18	10	6	"
8	28	12	20.0	121.0	995	18	360	8	"
8	28	18	20.4	121.0	995	18	360	5	"
8	29	00	20.6	121.0	995	18	25	13	"
8	29	06	21.2	121.3	995	18	180	26	"
8	29	12	20.9	121.3	995	18	25	11	"
8	29	18	21.4	121.5	995	18	65	15	"
8	30	00	21.6	122.0	995	18	70	16	"
8	30	06	21.7	122.2	985	25	55	8	"
8	30	12	21.9	122.5	977	30	30	7	"
8	30	18	22.1	122.6	977	30	120	11	"
8	31	00	21.9	122.7	975	33	95	4	中 度
8	31	06	21.9	122.9	965	38	125	10	"
8	31	12	21.6	123.3	965	38	210	7	"
8	31	18	21.3	123.1	965	38	210	9	"
9	01	00	21.1	123.0	965	38	250	10	"
9	01	06	20.9	122.5	975	38	180	10	"
9	01	12	20.4	122.5	975	38	205	9	"
9	01	18	20.0	122.3	975	38	215	11	"
9	02	00	19.6	122.0	975	38	225	9	"
9	02	06	19.2	121.7	965	40	240	8	"
9	02	12	19.0	121.3	965	40	255	10	"
9	02	18	18.9	120.7	970	35	260	13	"
9	03	00	18.8	120.0	972	33	230	10	"
9	03	06	18.5	119.6	972	33	270	18	"
9	03	12	18.5	118.5	973	33	275	18	"
9	03	18	18.6	117.5	973	33	295	15	"
9	04	00	18.9	116.7	955	45	295	25	"
9	04	06	19.4	115.4	955	45	275	30	"
9	04	12	19.5	113.6	955	43	270	22	"
9	04	18	19.5	112.4	955	40	300	22	"
9	05	00	20.0	111.4	960	38	280	27	"
9	05	06	20.3	109.8	970	38	290	22	"
9	05	12	20.7	108.6	970	33	260	29	"
9	05	18	20.5	107.1	970	33	260	25	"



23	12	24.2	124.8	25.2	126.8	228.2	28.3	126.3	474.7			26.4	129.2	500.1	128.1	128		
				27.1	126.5	360.8												
23	18	23.6	123.6	24.8	127.8	441.6	26.4	128.1	544.2	28.0	127.2	601.2			27.1	128		
				27.2	128.2	604.0												
24	00																	
24	06																	
24	12	22.2	121.0	21.1	124.7	397.2	23.4	120.8	133.5	23.7	122.7	238.5	23.6	122.7	231.1	123.7	123	
				24.8	125.3	519.6												
24	18	21.9	120.0	20.0	122.8	355.6												
				23.2	123.5	383.3				23.0	122.0	231.6	21.3	122.0	300.8	22.5	121	
25	00	21.4	118.9	15.0	122.5	528.1				19.6	119.3	202.2	21.1	122.5	370.6	21.3	121	
				22.6	123.0	438.5												
25	06	20.8	117.9	20.6	119.6	176.3	22.1	117.8	143.4	21.6	116.6	159.8	21.7	118.5	116.6	21.6	118	
				22.7	119.7	278.4												
28	00	19.3	120.6	16.8	117.2	449.5				19.0	118.9	179.7	17.6	119.3	231.0	19.1	121	
				18.5	117.6	324.4												
28	12	20.0	121.0	18.1	119.9	238.3				19.6	120.4	76.1	17.9	120.9	231.2	20.3	120	
				19.3	120.7	83												
29	00	20.6	121.0	20.4	124.5	361.3	21.5	124.1	333.3	22.0	123.1	264.7	21.4	125.8	500.8	21.9	123	
				21.9	124.7	405.4												
29	06	21.2	121.3	20.6	123.3	215.9	22.3	122.5	172.3	23.1	122.6	247.4	21.8	123.0	166.1	22.1	123	
				22.4	124.6	362.0												
29	12	20.9	121.3	22.0	122.5	172.4	23.4	121.1	275.8	23.7	120.8	312.2	23.7	122.2	321.5	22.0	120	
				23.3	123.7	359.9												
29	18	21.4	121.5	21.6	121.8	37.8	22.3	121.2	103.6	21.6	120.8	75.0	22.2	121.2	93.2	22.1	120	
				23.3	122.7	242.1												
30	00	21.6	122.0	21.4	121.8	30.1				20.9	120.8	145.1	20.7	121.3	122.3	20.6	120	
				22.2	122.6	90												
30	06	21.7	122.2	21.3	121.2	111.4	23.1	122.3	154.3	22.4	121.5	105.0	22.5	122.5	93.2	21.9	121	
				22.6	121.8	107.1												
30	12	21.9	122.5	21.1	123.1	107.3								21.2	122.2	82.9	21.8	121
				22.5	122.1	77.6												
30	18	22.1	122.6	20.7	121.5	190.8								21.9	122.1	55.9	21.5	121
				23.0	122.5	99.5												
31	00	21.9	122.7	21.4	122.5	58.7								21.9	123.5	81.7	22.1	122
				22.8	123.4	122.0												
31	06	21.9	122.9	21.4	122.5	68.5	23.8	122.8	209.2					23.2	123.2	146.2	23.0	122
				23.8	123.2	211.2												
31	12	21.6	123.3	22.4	122.4	127.2	25.0	124.0	380.6	23.0	123.0	157.0	23.5	124.1	224.2	23.6	123	
				24.3	123.1	297.7												
31	18	21.3	123.1	21.4	122.9	23.3	22.5	123.6	141.5	22.2	122.5	116.4	22.5	123.8	150.1	23.0	123	
				23.7	123.9	276.2												
1	00	21.1	123.0	21.4	123.5	61	22.5	123.8	174.3	22.6	122.9	165.3	22.2	123.9	152.0	22.4	123	
				23.1	123.9	238.4												
1	06	20.9	122.5	21.0	123.4	93.1	22.2	124.0	209.8					21.7	124.2	195.2	22.3	123
				23.1	124.1	291.9												
1	12	20.4	122.4	20.2	123.2	85.4	21.2	125.7	350.6					20.8	124.3	200.5	21.6	123
				22.2	123.8	244.5												
1	18	20.0	122.3	20.2	123.1	85.5								20.7	123.4	137.1	21.0	122
				22.0	123.8	268.6												
2	00	19.6	122.0	19.6	123.1	114.0				21.4	123.0	223.2	20.6	123.3	173.6	20.4	121	
				22.0	123.9	328.4												
2	06	19.2	121.7	18.8	122.0	53.9	20.1	119.7	229.6	19.5	121.2	61.5	19.5	121.3	53.0	19.6	119	
				21.5	122.9	281.7												
2	12	19.0	121.3	19.0	120.7	62.4	20.0	120.2	158.5	20.3	121.4	143.4	19.3	121.7	53.1	19.2	119	
				20.8	122.1	214.6												
2	18	18.9	120.7	18.5	121.0	54.0	19.7	119.4	161.1	20.3	120.9	155.4	19.1	120.9	30.3	19.3	118	
				21.2	121.8	227.4												
3	00	18.8	120.0	18.4	121.0	113.2	19.4	119.6	78.0	20.0	122.7	309.7	18.9	121.1	115.0	19.9	120	
				20.7	121.0	233.2												
3	06	18.5	119.6	18.2	120.9	139.7	19.1	119.4	69.2	19.6	120.5	153.0	18.5	121.0	146.1	19.8	120	
				20.9	121.2	311.7												
3	12	18.5	118.5	18.3	120.0	158.1	18.5	118.9	41.7	18.8	120.4	200.8	17.9	120.5	219.2	19.2	119	
				19.7	120.7	264.1												
	18	18.6	117.5	18.2	119.6	223.6	18.5	118.4	94.5	18.6	119.2	177.2	18.2	119.2	182.8	18.9	118	
				19.5	120.0	278.2												
3		18.9	116.7	18.3	118.3	179.4	18.9	117.5	83.3					15.7	118.0	137.2	19.0	117
				19.7	119.5	303.7												

平均誤差

① 227.9  
② 297.3

213.6

242.9

198.9

2

備註

① : ARAKAWA-1 ② : ARAKAWA

表十 韋恩颱風路徑主觀定位誤差校驗表

誤差單位：公里

Table 10. Subjective forecasting errors verification for WAYNE

Unit: km

日 期		BEST TRACK			CWB			JTWC			RJTD		
日	時(Z)	N	E		N	E	誤差	N	E	誤差	N	E	誤差
18	12	16.2	116.2		16.0	117.0	87.4	16.2	116.1	10.6	15.9	116.8	71.5
18	18	16.7	115.7		16.3	116.5	95.2	16.6	115.7	11.0	16.0	116.3	99.7
19	00	17.4	115.2		16.8	116.0	106.9	17.0	115.2	44.0	16.6	115.8	108.3
19	06	17.9	114.7		17.9	114.6	10.5	17.7	114.8	24.4	18.0	114.7	11.0
19	12	18.6	113.9		18.6	114.0	10.4	18.5	114.1	23.6	18.6	114.0	10.4
19	18	19.1	113.3		19.1	113.4	10.4	19.4	113.6	45.4	19.0	113.7	43.0
20	00	19.6	113.2		19.4	113.4	30.2	19.7	113.4	23.5	19.6	113.3	10.4
20	06	20.2	113.5		20.5	113.5	33.0	20.6	113.3	48.6	20.2	113.5	0
20	12	21.1	114.2		21.1	114.2	0	21.2	114.1	15.0	21.2	114.3	15.0
20	18	21.7	115.1		21.4	115.0	34.5	21.7	114.9	40.9	21.7	115.1	0
21	00	22.3	116.0		22.1	115.9	24.2	22.3	116.0	0	22.3	115.9	10.2
21	06	22.7	117.0		22.7	117.2	20.3	22.7	117.1	10.1	22.7	117.1	10.1
21	12	23.1	118.2		23.1	118.2	0	23.2	118.2	11.0	23.1	118.2	0
21	18	23.6	119.2		23.6	119.2	0	23.2	119.1	45.1	23.6	119.2	0
22	00	24.0	120.5		24.0	120.5	0	23.9	120.1	41.7	24.0	120.6	10.1
22	06	24.2	121.9		24.2	122.3	40.1	24.7	121.3	81.5	24.6	122.0	45.1
22	12	25.0	123.2		25.1	123.1	14.8	25.1	122.9	31.9	25.1	123.2	11.0
22	18	25.1	124.2		25.1	124.2	0	25.4	124.1	34.5	25.1	124.2	0
23	00	24.4	124.8		24.5	124.5	32.0	24.7	124.5	44.6	24.5	126.5	170.6
23	06	24.5	125.3		24.5	125.0	30.0	24.7	125.4	24.2	24.5	125.0	30.0
23	12	24.2	124.8		24.5	125.1	44.6	24.0	124.8	22.0	24.3	124.7	14.9

表十 韋恩颱風路徑主觀定位誤差

Table 10. Subjective forecasting errors verification

日 期		BEST TRACK			CWB	
日	時(Z)	N	E		N	E
29	06	21.2	121.3		21.0	121.2
29	12	20.9	121.3		21.1	121.4
29	18	21.4	121.5		21.4	121.5
30	00	21.6	122.0		21.6	122.0
30	06	21.7	122.2		21.6	122.0
30	12	21.9	122.5		21.9	122.4
30	18	22.1	122.6		21.9	122.6
31	00	21.9	122.7		21.9	122.8
31	06	21.9	122.9		21.8	123.0
31	12	21.6	123.3		21.5	123.2
31	18	21.3	123.1		21.3	123.1
1	00	21.1	123.0		21.1	123.1
1	06	20.9	122.5		20.7	122.6
1	12	20.4	122.5		20.4	122.4
1	18	20.0	122.3		20.1	122.0
2	00	19.6	122.0		19.8	121.8
2	06	19.2	121.7		19.5	121.6
2	12	19.0	121.3		19.1	121.3
2	18	18.9	120.7		18.9	120.8
3	00	18.8	120.0		18.8	120.2
3	06	18.5	119.6		18.6	119.2

表十一 韋恩颶風24小時路徑預報位置誤差校驗表

誤差單位：公里

Table 11. 24 hours forecasting errors verification for WAYNE

Unit: km

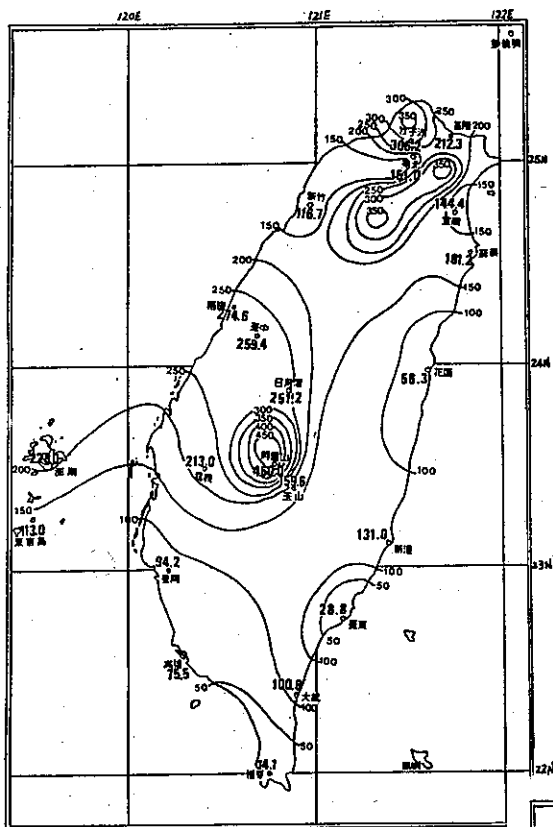
日 期		BEST TRACK			CWB			JTWC			RJTD		
日	時(Z)	N	E		N	E	誤差	N	E	誤差	N	E	誤差
19	12	18.6	113.9					17.2	114.4	162.7	15.5	115.0	360.1
19	18	19.1	113.3					18.6	114.2	109.6	16.5	114.0	295.2
20	00	19.6	113.2					18.9	113.7	92.9	16.5	113.0	341.6
20	06	20.2	113.5		20.5	112.2	138.1	19.7	113.6	56.0	21.0	111.0	272.1
20	12	21.1	114.2		21.0	111.9	236.4	21.2	112.6	164.5	21.2	110.5	379.9
20	18	21.7	115.1		21.5	111.3	389.3	22.5	112.1	318.2	21.5	110.0	522.1
21	00	22.3	116.0		21.7	112.1	403.2	22.0	112.4	368.3	23.0	112.0	413.4
21	06	22.7	117.0		22.4	114.5	256.1	23.0	112.0	508.0	22.5	114.5	254.9
21	12	23.1	118.2		23.4	117.0	125.7	23.9	115.8	257.8	24.0	115.0	337.6
21	18	23.6	119.2		22.9	118.3	119.2	24.6	116.7	274.1	24.0	117.5	176.7
22	00	24.0	120.5		23.5	119.5	114.7	24.5	119.3	132.3	24.5	119.5	114.4
22	06	24.2	121.9		23.7	121.4	74.5	25.3	120.7	170.3	24.5	121.0	96.1
22	12	25.0	123.2		24.2	123.0	90.2	25.5	121.7	159.1	25.0	122.5	69.8
22	18	25.1	124.2		25.0	123.4	60.5	25.6	121.9	235.2	26.5	124.0	155.3
23	00	24.4	124.8		25.5	125.3	130.9	25.9	122.7	266.4	27.0	126.0	309.6
23	06	24.5	125.3		26.5	126.6	255.1	27.1	124.1	309.7	26.0	127.0	236.3
23	12	24.2	124.8		28.0	127.3	485.5	27.7	127.3	457.6	27.0	127.5	408.2
23	18	23.6	123.6		27.7	127.8	613.9	27.7	128.3	648.6	25.5	128.5	533.0
24	00	23.2	123.3		24.5	124.5	190.0	26.2	128.2	590.6	23.5	125.0	171.9
24	06	22.6	122.0		25.1	127.3	600.0	25.8	128.5	741.2	25.8	123.5	382.8
24	12	22.2	121.0		24.6	126.6	624.0	24.0	125.7	515.2	23.5	124.5	328.6
24	18	21.9	120.0		23.5	123.7	414.7	21.7	121.7	175.0	22.0	121.5	153.5
29	00	20.6	121.0		21.9	123.8	385.0	—	—	—	—	—	—
29	06	21.2	121.3		21.9	122.2	113.3	22.3	123.5	250.2	22.0	125.0	386.1
29	12	20.9	121.3		21.8	120.8	111.5	22.2	123.1	233.2	22.0	125.0	397.7
29	18	21.4	121.5		21.6	120.8	75.0	21.8	122.4	103.0	22.0	123.0	166.9
30	00	21.6	122.0		21.6	120.8	122.7	21.4	121.9	24.3	22.0	123.0	111.2
30	06	21.7	122.2		22.1	122.0	48.5	23.0	123.2	175.5	22.0	123.0	88.1
30	12	21.9	122.5		20.9	121.3	164.9	21.7	122.0	55.6	22.0	123.0	52.2

表十一 韋恩颱風24小時路徑預報位置誤差校驗表(續)

誤差單位：公里

Table 11. 24 hours forecasting errors verification for WAYNE(continue) Unit: km

日 期		BEST TRACK			CWB			JTWC			RJTD		
日	時(Z)	N	E		N	E	誤差	N	E	誤差	N	E	誤差
30	18	22.1	122.6		21.4	121.5	136.2	22.3	122.3	37.7	22.0	123.0	42.2
31	00	21.9	122.7		22.4	122.1	82.2	22.5	122.7	66.0	22.5	122.5	69.1
31	06	21.9	122.9		21.6	122.0	97.7	23.7	122.5	202.1	23.5	123.5	186.2
31	12	21.6	123.3		23.7	122.6	241.7	23.7	123.3	231.0	23.5	124.0	220.8
31	18	21.3	123.1		21.9	122.6	83.0	23.2	123.2	209.2	23.5	124.0	258.7
1	00	21.1	123.0		21.9	122.8	90.3	23.0	123.7	220.9	22.0	124.0	142.4
1	06	20.9	122.5		21.8	123.0	111.5	22.7	124.1	256.7	21.5	124.0	167.4
1	12	20.4	122.5		21.5	123.2	140.8	21.8	123.8	203.8	21.0	124.0	167.9
1	18	20.0	122.3		21.3	123.1	165.0	21.8	123.8	250.9	21.4	123.2	179.7
2	00	19.6	122.0		21.0	122.7	170.1	21.3	122.8	204.4	21.3	123.2	224.2
2	06	19.2	121.7		20.7	122.6	189.4	20.9	121.0	200.5	20.0	120.5	152.3
2	12	19.0	121.3		20.0	121.1	111.9	20.3	120.3	176.6	20.0	120.5	137.6
2	18	18.9	120.7		19.9	120.8	110.5	19.7	120.6	88.6	19.5	120.0	98.2
3	00	18.8	120.0		19.6	120.3	93.4	19.2	119.7	53.9	19.0	120.0	22.0
3	06	18.5	119.6		19.5	120.6	151.4	18.9	120.0	60.6	18.0	120.5	108.9
3	12	18.5	118.6		18.5	120.4	187.8	18.2	119.4	89.8	18.5	120.0	146.1
3	18	18.6	117.5		18.2	118.7	132.8	19.0	118.8	142.4	20.0	119.0	219.0
4	00	18.9	116.7		19.2	118.0	139.1	18.9	117.9	124.9	19.5	118.5	198.3
平 均 誤 差					199.5			229.1			223.0		
備													
註													

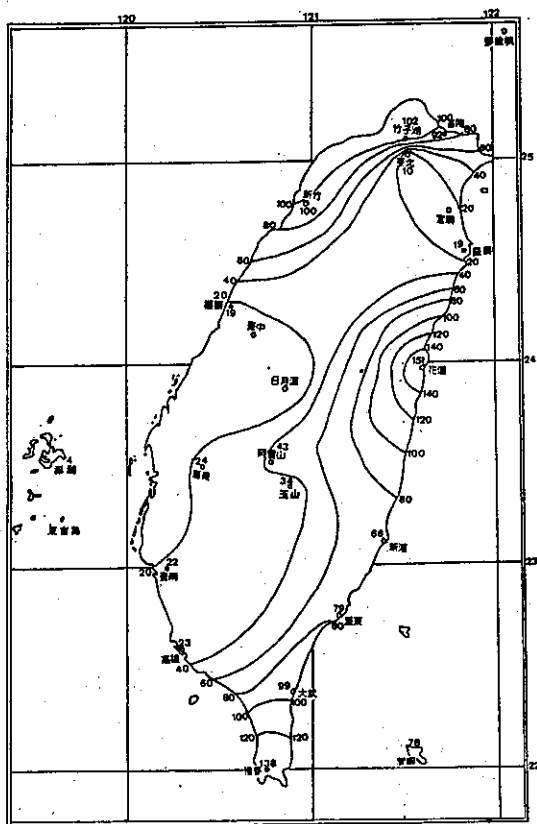


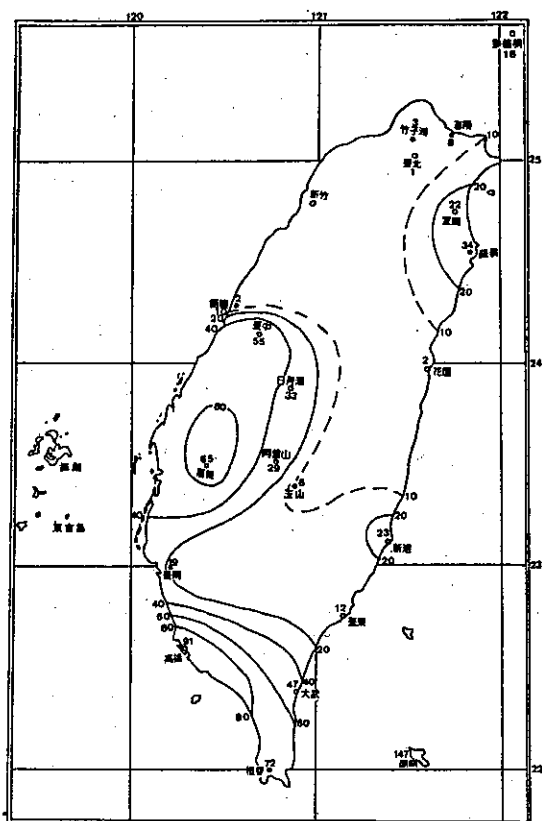
圖三十(a) 民國75年8月21日至23日韋恩颱風侵臺期間各地總雨量(公厘)分布圖

Fig. 30. (a) The distribution of total rainfall (mm) during the period (from 21 to 23 August 1986) of WAYNE affecting

圖三十(b) 民國75年8月24至25日韋恩颱風侵臺期間各地總雨量(公厘)分布圖

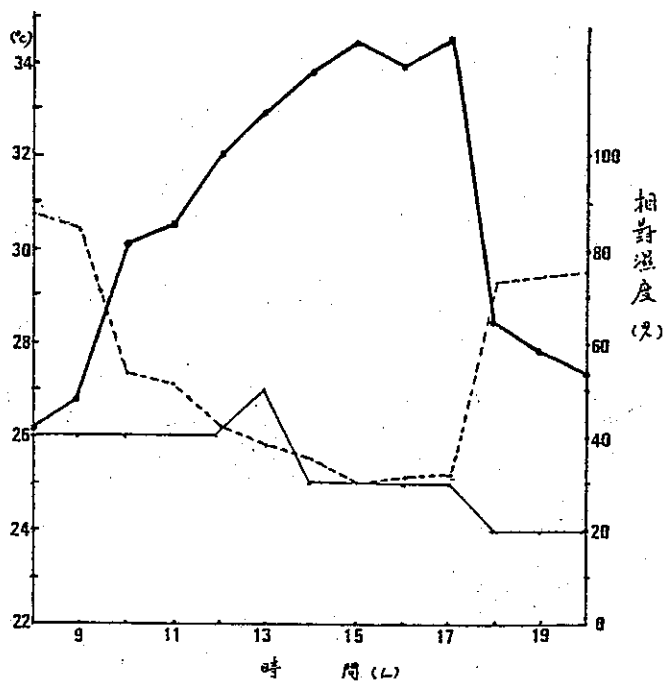
Fig. 30. (b) The distribution of total rainfall (mm) during the period (from 24 to 25 August 1986) of WAYNE affecting





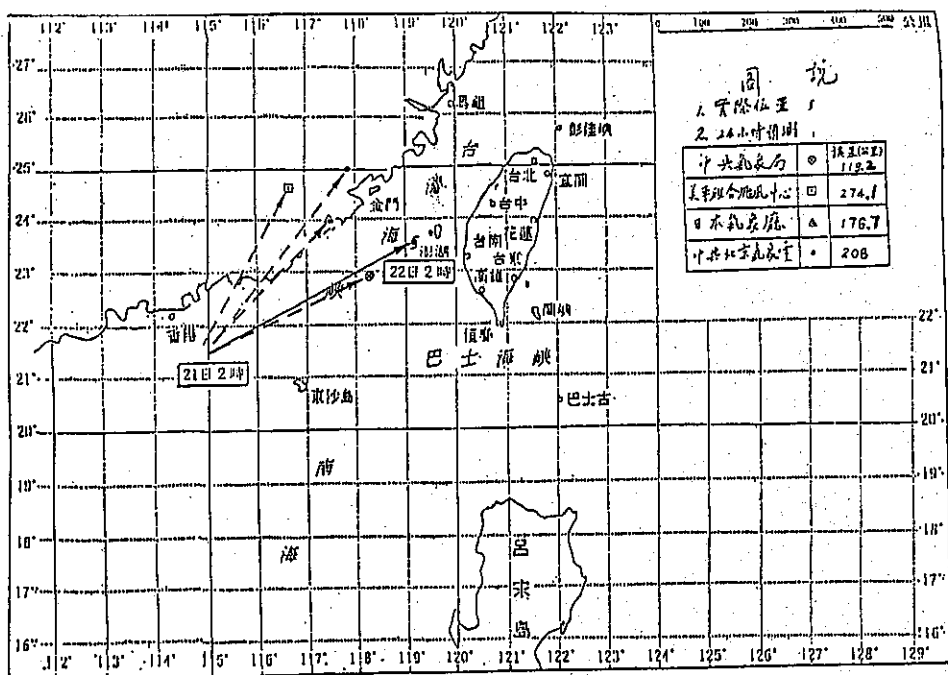
圖三十(c) 民國75年8月28日至9月3日韋恩颱風侵臺期間各地總雨量(公厘)分布圖

Fig. 30.(c) The distribution of total rainfall (mm) during the period (from August 28 to September 3) of WAYNE affecting



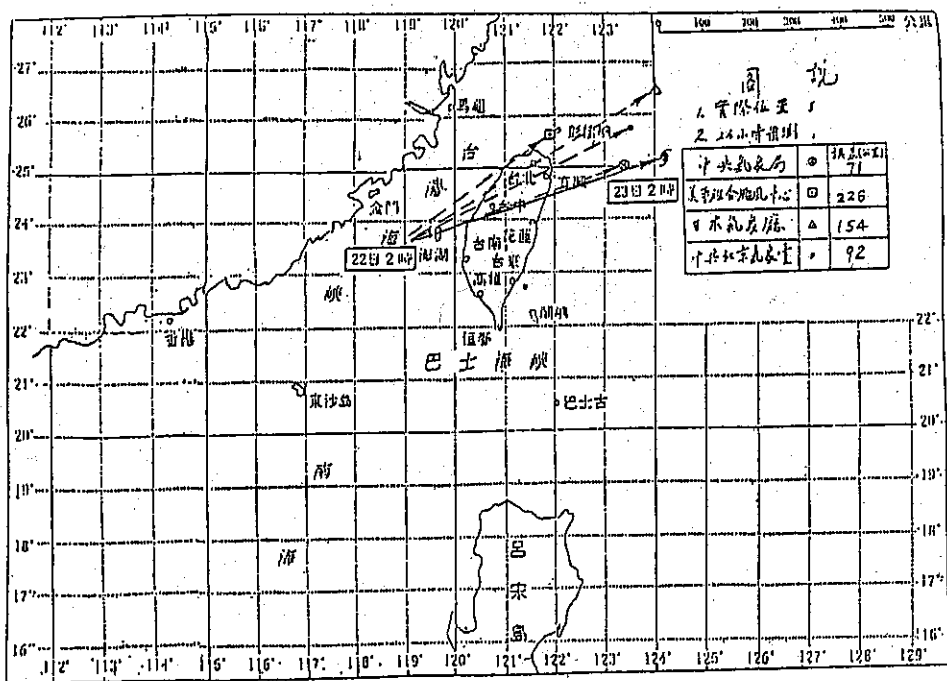
圖三十一 民國75年8月22日臺東氣溫(粗實線)及相對濕度(虛線),臺中氣溫(細實線)示意圖

Fig. 31. A diagram showing Taitung temperature (black solidline) relative humidity (broken line) and Taichung temperature (solid line)



圖三十二(a) 韋恩颱風 24 小時位置預測圖

Fig. 32(a) The diagram showing 24 hours forecasting position of WAYNE



圖三十二(b) 韋恩颱風 24 小時位置預測圖

Fig. 32(b) The diagram showing 24 hours forecasting position of WAYNE

表十二 內政部警政署及臺灣省政府警務處防救中心韋恩颱風災害損失集計表

Table 12. The Taiwan police Departments report the damage and casualty associated with typhoon WAYNE's hitting.

地 區	項 目 情 況		人 員 (人)					房 屋 (間)	
	縣	市	死 亡	失 踪	不明屍體	重 傷	輕 傷	全 倒	半 倒
總 計			52	24		57	253	3,617	9,023
北 部	臺 北 市 臺 北 縣 桃 園 縣 宜 蘭 縣 基 隆 市 新 竹 縣		1						
中 部	苗 栗 縣 臺 中 市 臺 中 縣 南 投 縣 彰 化 縣 雲 林 縣		1 5 2 9 26	   2 13		 1 15 29	 21 2 3 171	 1 8 945 2,267	 2 5 3,168 3,475
南 部	高 雄 市 高 雄 縣 屏 東 縣 臺 南 市 臺 南 縣 嘉 義 縣		5			1		16	125
東 部	花 蓮 縣 臺 東 縣						1		
	澎 湖		3	9		11	55	380	2,248



表十三 韋恩颱風災害漁業損失統計表

75. 9. 10

Table 13. The statistics of damage in fishery for WAYNE's hitting

面積：公頃  
單位金額：新臺幣萬元

縣市別	金額 合計	漁港		海				洋				漁				養殖				漁業				漁業公		漁民遭難		備註
		處數	金額	動力	漁船	艘數	金額	艘數	板	漁	筏	漁	件數	金額	魚	塹	淺海	養殖	面積	金額	共設施	金額	處數	死亡	失蹤			
澎湖縣	77,481	21	6,870	1,116	60,217	41	1,230	18	540	1	200	20	370	400	8,000	8	54	1	5									
彰化縣	27,132			1	5			447	1,368	4,089	847	132	4,496	2,069	20,288	5	128	4	1									
雲林縣	234,751	1	695	7	310			579	5,790			4,820	139,414	3,675	88,200	16	342	21	9									
嘉義縣	53,079	3	186	1	40			1,200	3,600			1,615	42,488	1,000	6,700	2	65	2										
臺南縣	1,783	3	1,403	1	100							56	280						1	1								
高雄縣	437	1	30	23	287																							
屏東縣	600	2	600																									
臺東縣	102	1	50	1	52																							
宜蘭縣	100			1	100																							
臺北縣	70	2	70																									
南投縣	3,329																											
基隆市	53			3	53																							
新竹市	3																											
總計	398,920	34	9,904	1,154	61,164	41	1,230	2,244	11,298	4,090	1,047	6,644	190,355	7,144	123,188	39	734	29	16									

(2)公路：南部橫貫公路梅蘭附近及天池附近塌方；蘇花公路在 151K+400M，152K+800M 及 153K+700M 等三處塌方；桃園復興鄉榮華發電廠附近道路塌方；高速公路員林至西螺段南下車道於路邊避風之貨櫃車、大小貨車62輛被風吹翻，而導致該路段改道行駛；阿里山公路59K十字路口與觸口間塌方。

(3)港埠：高雄港於 49.50 號浮筒之外籍貨輪斷纜後帶錨向南漂流及第二港口外海東平二號船漂流至西子灣柴山附近擱淺。馬公港港內停泊的六艘遊覽船因海浪沖擊沈沒於港內。另外，臺中港至香港線之2800噸的海輪擱淺於馬公港內。

#### ㊦電力及電信受損情形：

澎湖縣電力用戶受損 20%，電信用戶受損佔 65%。南投縣電力用戶受損 50%，電信用戶受損 40%。臺中市電力、電信用戶受損各 5%。嘉義縣市電力用戶受損 5%，電信用戶受損15%。雲林縣電力用戶受損75%，電信用戶受損58%。彰化縣電力用戶受損50%，電信用戶受損40%。臺中縣電信受損43%，電力受損 5%。

由以上之災情而言，根據官方統計及非官方統計此次韋恩颱風在臺灣地區所造成的災情為近25年來最為嚴重的一次。

### 七、結 論

(1)韋恩颱風之進行路徑十分詭異為歷史上所罕見之一例，深值得吾人之借鏡及研究，但其行徑大致

受底層至 500 毫巴之環流所導引，其進行速度變化起伏甚大，但於侵臺期間進行速度加快，以致使臺灣陸地受災之時間縮短，倘如不加快則其損失情形將更嚴重。

(2)韋恩颱風之生命史特長為今年最長命的颱風，且其創下了(i)三度威脅臺灣陸地及附近海域，(ii)二度登陸臺灣陸地及(iii)首次直接侵襲雲嘉地區等三項歷史記錄，且造成臺灣地區25年來損失最為嚴重的一次。

(3)在其行進之路徑中四次轉向為歷史上所罕見尤其在巴士海峽至蘭嶼間曾多次打轉且與薇拉作藤原效應，使其在該海域內停留長達 4 至 5 天之久，亦為罕見。

(4)在各種颱風客觀路徑預報法之校驗結果顯示平均誤差以 CWB-80 最佳，但在定位誤差方面以 CWB 為最佳，且在24小時之主觀預報中亦以 CWB 為最佳，此次韋恩颱風之侵臺期間即顯示中央氣象局在韋恩颱風警報期間之預報為一次成功的預報，值得國人驕傲。

### 八、參考文獻

謝信良，1987：民國七十五年臺灣地區四大災害之發生與防災問題——民國75年科際整合研討會，P71—88。

JTWC, 1987:1986 Annual Tropical Cyclone Report, P78-83.

#### 編者註：

韋恩颱風路徑奇特，為歷年所罕見，曾在臺灣西部造成重大災害，在其十六天之生命期間創下侵臺灣颱風三項歷史紀錄：

- 一、三度威脅臺灣地區
- 二、二度登陸臺灣本島
- 三、首次直接侵襲雲林地區，故本刊予以較多篇幅登載。

# Report on the Typhoon WAYNE in 1986

*Ching-Te Chen and Ko-Chin Lin*

## ABSTRACT

WAYNE, the 12th typhoon in the Western North Pacific, was the second one attacked Taiwan in 1986. Typhoon WAYNE was one of the longest-lived tropical cyclones since 1967. WAYNE had more warnings (42) issued by the Central Weather Bureau (CWB) than any other tropical cyclone of 1986. Typhoon WAYNE was probably the most interesting tropical cyclone in 1986. During its exceptionally long life (sixteen days), it struck Luzon (once) and Taiwan (twice), threatened Hong Kong (twice), dissipated and reformed (once), before finally dissipating over North Vietnam near Hanoi. So, the structure and development were discussed.

It is quite obvious that WAYNE was under the control of steering flow below mid-level troposphere (1000 mb to 500 mb). WAYNE landed in Taiwan twice: the first time landed in the vicinity of Choshui Hsi at 212240Z August and the second time landed in the peninsula of Hengchun between 241200Z and 241800Z August. As a result of typhoon WAYNE, 81 people were reported killed and 310 people were reported injured in Taiwan. On Luzon, 19 people were reported killed and hundreds of people were reported injured (JTWC,\* 1987). In Vietnam, dozens of people were reported killed in addition to the hundreds reported injured (JTWC,\* 1987). In total, there were over tens of milliard of NT dollars worth of damages were sustained to crops and property due to rainfall and high winds in Taiwan area.

Comparing the six objective methods: ARAKAWA, HURRAN, CWB-81, CLIPER, PC and EBM (Equivalent Barotropic Model of 500 mb) to evaluate the accuracy of typhoon track prediction, we found the CWB-81 was the best one applied in this case. But, the subjective 24 hours forecasting errors for WAYNE, we found the CWB was the best one in this case.

---

\*JTWC Joint Typhoon Warning Center at GUAM

統一編號：

09085770014

ISSN 0255-5778

Volume 34, Number 1

Mar. 1988

# METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

## CONTENTS

### Originals

- Analysis and Simulation of the Subsynoptic-scale Environment  
of a Mesoscale Convective System over Southeastern  
China ..... *Tai-Kuang Chiou and Ying-Hwa Kwo* ( 1 )
- The Relationship between Equivalent Blackbody Temperature  
of Cloud Top and Tropical Cyclone Intensity  
..... *Cheng-Shang Lee and Feng-Er Wu* ( 23 )

### Report

- Report on the Typhoon "WAYNE" in 1986  
..... *Ching-te Chen and Ko-Chin Lin* ( 35 )

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei  
Taiwan, Republic of China

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字第C九七六號  
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

# 氣象學報

季 刊

第三十四卷 第 二 期

## 目 次

### 綜 評

斜壓和正壓不穩定的介紹 ..... 李永安 (87)

### 研究論文

東加拿大地區尾波衰減分析 ..... 辛在勤 (103)

臺灣地區顯梅空梅年 500mb 高度及海面溫度距平特徵之研究..... 劉復誠 (125)

臺灣地區冬季低溫客觀預報之研究 .....

..... 李定國、劉昭民、黃拔源、蔡正德 (142)

### 報 告

民國七十五年北太平洋西部颱風概述..... 陳來發、陳清得 (155)

*****									
出版者		中央氣象局氣象學報社			臺北市公園路六十四號				
發行		吳宗堯			電話：3713181				
社編委		吳宗堯							
主審		林民時							
任委		王方曲							
員		朱呂李胡陳李							
員		曙世汴仲泰汴							
		新台幣150元							
		文英印刷企業有限公司							
		臺北市萬大路534巷6號							
		3016802 • 3018572							

# 斜壓和正壓不穩定的介紹

李 永 安

中央氣象局科技中心

(收稿日期: 77. 4. 25; 審稿日期: 77. 4. 25; 定稿日期: 77. 5. 2)

## 摘 要

本文簡要的介紹斜壓和正壓不穩定的理論。從能量方程式和位渦動力, 我們探討不穩定的條件。斜壓不穩定方面, 我們介紹了兩個最基本的模式, Eady 和 Charney 模式, 並且討論不同假設下產生的異同。正壓不穩定方面, 我們介紹 Lindzen 模式。從這模式中, 我們比較斜壓和正壓不穩定之間的異同。

關 鍵 詞: 斜壓、正壓、不穩定

Key words: baroclinic, barotropic, instability

## 一、引 言

大氣和海洋的運動基本上是一種能量的傳送過程, 使地球的氣候維持一個近似平衡的狀態。從熱力學上來看, 最簡單的大氣運動是暖空氣在赤道地區上升而在極地沉降。因質量守恒的關係, 空氣在上大氣層由赤道流向極地, 在近地層由極地流向赤道, 形成一個封閉的環流。這種熱力引發的環流我們稱為哈德里環流 (Hadley Circulation)。然而由於柯氏力 (Coriolis force) 的作用, 實際大氣中這個環流並不能延伸到極地, 大約在緯度  $30^\circ$  左右就沉降。在中高緯度, 我們所看到的大氣運動主要是一串串的波動。這些波動不僅直接影響每天的天氣變化, 也非常有效率的把低緯度多餘的能量傳送到高緯度, 使赤道地區不至於越來越熱而極地越來越冷的情況。

這些波動是如何產生的呢? 從觀測資料中我們並沒有任何證據顯示他們的生命週期與任何外力的週期 (例如天文上的週期) 有相關。在沒有外力作用下, 這些波動的產生是經由大氣本身內在的機制來引發的。從 Charney (1947) 和 Eady (1949) 的研究中我們知道, 當平均風場有垂直風場時, 在適當的條件下, 平均風場會釋放可用位能供擾動長大。因為有垂直風切表示大氣是個斜壓系統, 因此

這種現象我們稱為斜壓不穩定。另一方面 Kuo (1949) 也證實, 當平均風場有水平風切和滿足特定的條件, 平均風場的動能可以轉換為擾動的動能使擾動長大。這種現象我們稱為正壓不穩定。圖一是平均經向風 (zonal wind),  $\bar{u}$ , 的緯向高度剖面圖。我們可以看出  $\bar{u}$  有很明顯的水平和垂直風切, 也就是平均大氣是處於潛在的正壓和斜壓不穩定狀態中。

由於這兩種不穩定和大氣的波動有密切的關係, 本文將對他們的理論做簡單而有系統的介紹。在第二節中我們介紹產生不穩定的必要條件和其所含的物理意義。在第三節, 我們介紹斜壓不穩定研究中兩個最基本的模式, Eady 和 Charney 模式。在第四節, 我們介紹正壓不穩定問題, 同時說明正壓和斜壓不穩定之間的相似性。最後一節, 我們將整個理論做個總結。

## 二、不穩定的條件

因為控制大氣運動的原始方程式十分複雜, 我們在探討現象的來龍去脈時, 都需要做一些理想化的假設來簡化問題。當我們研究大尺度現象時, 因為羅士培參數很小, 可以用準地轉近似來簡化控制方程式。在探求波動的產生時, 我們可以假設初始的擾動很小。因此方程式中的非線性項可以忽略。

在絕熱和無摩擦力作用的情況下，在  $\beta$  平面上擾動的無因次線性準地轉位渦方程式可表示如下：

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x}\right) q + \frac{\partial \phi}{\partial x} \frac{\partial \pi_0}{\partial y} = 0 \dots\dots (2.1)$$

$x, y, z, t$  是經向，緯向，高度和時間變數。 $U$  是基本風場，在這裏我們只考慮它是緯向和高度的函數。 $\phi$  是擾動的流線函數， $q$  和  $\pi_0$  是擾動和基本場的位渦。

$$q = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{1}{\rho_s} \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\rho_s}{S} \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial \pi_0}{\partial y} = \beta - \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} - \frac{1}{\rho_s} \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\rho_s}{S} \frac{\partial U}{\partial z} \right) \quad (2.3)$$

$\rho_s$  是基本場的密度，只是高度的函數。 $\beta$  和  $S$  是無因次參數。

$$\beta = 2\Omega \cos \phi_0 \frac{L^2}{aU_0},$$

$$S = \frac{N_s^2 D^2}{f_0^2 L^2} = \frac{L_d^2}{L^2} \dots\dots\dots (2.4)$$

$N_s^2$  是 Brunt-Vaisala 頻率。 $L, D$  和  $U_0$  是特徵水平，垂直和風速尺度。 $f_0$  是在緯度  $\phi_0$  的柯氏參數。 $a$  是地球的半徑， $L_d$  是 Internal Rossby radius of deformation，從 (2.4) 我們可以看出  $\beta$  代表地球渦度的梯度。因為我們假設是在平面上，所以  $\beta$  是一個常數。 $S$  則代表大氣

密度成層的影響，是靜力穩定度的度量。

關於邊界條件，假設在  $y = \pm 1$  的地方有道垂直的牆，因此緯向速度在這裏必需為 0，也就是說：

$$v = \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0, \quad y = \pm 1 \dots\dots\dots (2.5)$$

在下邊界，我們假設它是水平的，所以沒有垂直速度。從熱力方程式，我們可以得到邊界條件：

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x}\right) \frac{\partial \phi}{\partial z} - \frac{\partial U}{\partial z} \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0$$

$$z = 0 \dots\dots\dots (2.6)$$

至於上邊界，我們考慮兩種情況：

(1) 上邊界是一道水平的牆，所以在  $z = z_T$ ，邊界條件與 (2.6) 一樣。

(2) 上邊界在無限遠。因為沒有擾動源在無限遠，能量是由下向上傳送。因此上邊界要滿足輻射條件，

$$\lim_{z \rightarrow \infty} \int_{-1}^1 dy \overline{\rho w \phi} = 0 \dots\dots\dots (2.7)$$

從控制方程式和邊界條件，我們可以求得擾動的能量方程式。如果 (2.1) 乘以  $\rho_s \phi^*$ ， $\phi^*$  是  $\phi$  的共軛複數，然後進行空間積分，經過一些部分積分運算和利用邊界條件，我們得到：

$$-\frac{\partial}{\partial t} E(\phi) = - \int_0^{z_T} \int_{-1}^1 dy \, dz \, \rho_s \left[ \overline{uv} \frac{\partial U}{\partial y} - \frac{\overline{v\theta}}{S} \frac{\partial U}{\partial z} \right] \dots\dots\dots (2.8)$$

$$E(\phi) = \int_0^{z_T} \int_{-1}^1 dy \, dz \, \frac{\rho_s}{2} \left[ \left( \frac{\partial \phi}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial \phi}{\partial y} \right)^2 + \frac{1}{S} \left( \frac{\partial \phi}{\partial z} \right)^2 \right] \dots\dots\dots (2.9)$$

$E(\phi)$  是擾動的總能量。從 (2.9) 我們可以看出  $S$  也是一種動能和位能比值的度量。當  $S > 1$  時，位能比較不重要，而  $S < 1$  時，位能就比較重要。(2.8) 中我們發覺，在沒有外力作用下，基本場要存在有水平或垂直風切，擾動的能量才能隨時間有變化，也就是說基本場要有可用位能或動能可供轉換為擾動的能量。同時我們也看出，擾動必需有特定的結構，能量的轉換才能進行。因為：

$$-\overline{uv} \frac{\partial U}{\partial y} = - \left( \frac{\partial y}{\partial x} \right)_\phi \left( \frac{\partial \phi}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial U}{\partial y} \dots (2.10)$$

$$+ \frac{1}{S} \overline{v\theta} \frac{\partial U}{\partial z} = - \left( \frac{\partial z}{\partial x} \right)_\phi \left( \frac{\partial \phi}{\partial z} \right)^2 \frac{\partial U}{\partial z} \quad (2.11)$$

$( )_\phi$  表示是在  $\phi$  等於常數的平面上的變化。從 (2.8)，(2.10) 和 (2.11) 我們知道，能量的轉換除了基本場要有風切外，還需要擾動有水平或垂直的相位變化 (phase variation) 才可以進行。圖二是

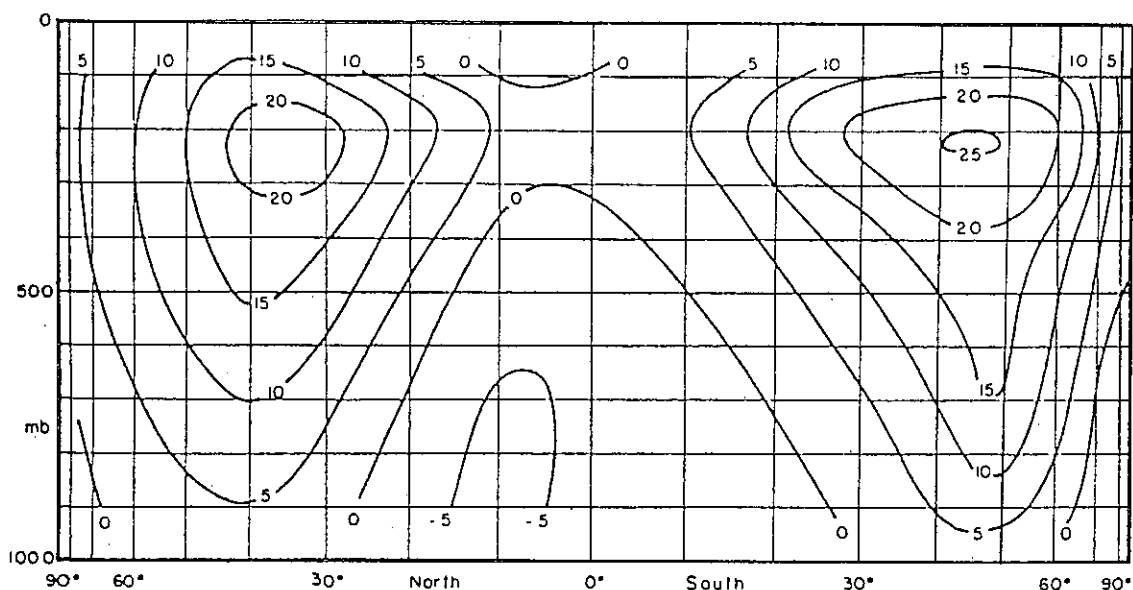
正壓能量轉換的擾動和基本場的關係圖。當基本場的南北風切為正而擾動的相位是隨緯度向西傾斜時，因 (2.10) 為正，所以基本場釋放動能供擾動長大。當擾動的相位向東傾斜時，則擾動提供能量給基本場。

同樣的，當基本場的垂直風切為正時，擾動的相位必需隨高度向西傾斜才能吸收基本場的可用位能而長大。因此不論正壓或斜壓系統，擾動的相位斜率都必需和基本場的風速斜率相反才能產生不穩定。

我們也可用另一種方式求得不穩定的條件。假設擾動可以用正模表示為：

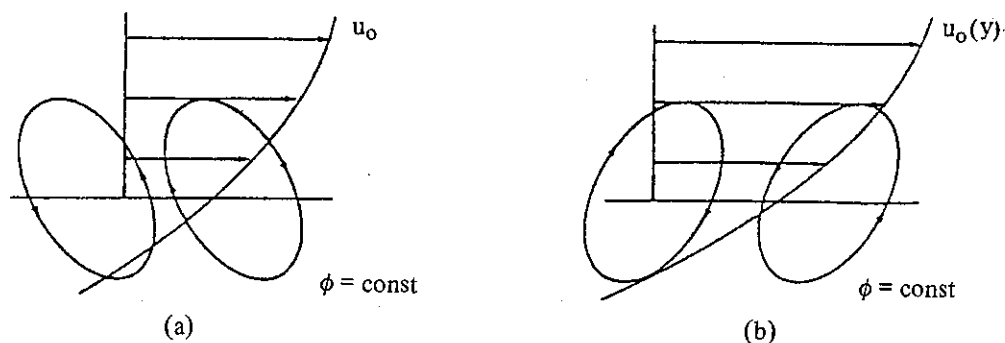
$$\phi = R_0 \cdot [\Phi(y, z) e^{ik(x-ct)}] \dots\dots\dots (2.12)$$

$k$  是擾動的經向波數， $c$  是相速，可為複數。當  $c$  的虛部為正時，從 (2.12) 我們知道，擾動呈指數



圖一 平均經向風的剖面圖 (取自：Lorzen 1967)

Figure 1. A cross section of the observed zonal winds, time- and longitude-averaged in northern winter and southern summer conditions. (Reprinted from Lorenz (1967)).



圖二 正壓系統能量轉換過程基本場和擾動的關係圖

(a)是正壓不穩定的情況；(b)是正壓穩定的情況

(取自：Pedlosky (1987)，圖7.3.1)

Figure 2. (a) the slope of the perturbation streamlines for a disturbance whose Reynolds stress extracts energy from the horizontal shear of the basic current. Not the impression that the perturbation is "leaning" against the zonal flow so as to decelerate it. (b) The slope of the perturbation streamlines for a disturbance whose Reynolds stress transfers energy from the perturbations to the basic currents. (Taken from Fig. 7.3.1 of Pedlosky (1987)).



性成長。因為任何擾動都可用正模來展開，如果其中有一個正模呈指數性成長時，經過一段時間，這個正模會從展開式中突顯出來。因此在討論不穩定

時，我們通常只需要用單一正模來表示擾動就可以了。

把 (2.12) 代入控制方程式和邊界條件，我們得到：

$$\frac{1}{\rho_s} \frac{\partial}{\partial z} \frac{\rho_s}{S} \frac{\partial \Phi}{\partial z} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial y^2} - k^2 \Phi + \frac{\Phi}{U-c} \frac{\partial \pi_0}{\partial y} = 0 \quad (2.13)$$

$$\Phi = 0, \quad y = \pm 1 \quad (2.14)$$

$$(U-c) \frac{\partial \Phi}{\partial z} - \frac{\partial U}{\partial z} \Phi = 0, \quad z = 0 \text{ 和 } z = z_T \quad (2.15)$$

或者：

$$\lim_{z \rightarrow \infty} \int_{-1}^1 \rho_s W \phi dy = 0 \quad z \rightarrow \infty \quad (2.16)$$

和導能量方程式一樣，(2.14) 乘以  $\rho_s \Phi^*$ ，然後對空間積分經過一些運算過程，我們得到：

$$c_1 \left\{ \int_{-1}^1 dy \int_0^{z_T} dz \frac{1}{S} \frac{\rho_s |\Phi|^2}{|U-c|^2} \frac{\partial \pi_0}{\partial y} - \int_{-1}^1 dy \frac{\rho_s}{S} \frac{|\Phi|^2}{|U-c|^2} \frac{\partial U}{\partial z} \right|_{z=0} + \int_{-1}^1 dy \frac{\rho_s}{S} \frac{|\Phi|^2}{|U-c|^2} \frac{\partial U}{\partial z} \Big|_{z=z_T} \right\} = 0 \quad (2.17)$$

$$\int_{-1}^1 dy \int_0^{z_T} dz \rho_s \frac{|\Phi|^2}{|U-c|^2} (U-c_r) \frac{\partial \pi}{\partial y} - \int_{-1}^1 dy \frac{\rho_s}{S} \frac{|\Phi|^2}{|U-c|^2} \frac{\partial U}{\partial z} (U-c_r) \Big|_{z=0} + \int_{-1}^1 dy \frac{\rho_s}{S} \frac{|\Phi|^2}{|U-c|^2} \frac{\partial U}{\partial z} (U-c_r) \Big|_{z=z_T} - \int_{-1}^1 dy \int_0^{z_T} dz \rho_s \left[ \frac{1}{S} \left| \frac{\partial \Phi}{\partial z} \right|^2 + \left| \frac{\partial \Phi}{\partial y} \right|^2 + k^2 |\Phi|^2 \right] > 0 \quad (2.18)$$

(2.17) 和 (2.18) 是運算結果的虛部和實部。當上邊界在無限遠時，(2.17) 和 (2.18) 的上邊界項等於 0。因為我們是在求不穩定的條件，所以  $c_1 \neq 0$ 。從 (2.17) 我們知道，如果擾動是不穩定的，必須要滿足，

(1) 基本場的位渦梯度， $\frac{\partial \pi_0}{\partial y}$  必需在某些地方變號；或者

(2) 位渦梯度項可以被邊界項所平衡；或者

(3) 位渦梯度項為零，而上下邊界項可以互相平衡。

這就是所謂的不穩定的必要條件。當流體為正壓系統時，邊界項為零，因此正壓不穩定的必要條件是基本場的位渦梯度必需要變號。如果是斜壓系統則只要滿足上列三種情況之一就可能產生不穩定。如果我們把基本場的位渦梯度廣義的定義為：

$$\tilde{\pi}_y = \frac{\partial \pi_0}{\partial y} + \delta(z-z_T) \frac{\partial U}{\partial z} - \delta(z) \frac{\partial U}{\partial z} \quad (2.19)$$

$$\delta(x) = 0 \quad x \neq 0$$

$$\delta(x) = 1 \quad x = 0$$

那麼不穩定的必要條件可以很簡潔的表示為：

$$\int_{-1}^1 dy \int_0^{z_T} dz \frac{\rho_s}{S} \frac{|\Phi|^2}{|U-c|^2} \tilde{\pi}_y dz = 0 \quad (2.20)$$

也就是說  $\tilde{\pi}_y$  一定要在某些地方變號才有可能產生不穩定。

從本節的討論中我們發覺，雖然基本場有可用位能或動能可供轉換，在動力上並不一定可以實現。只有當基本場滿足特定的條件和擾動具有特定的結構，這種能量轉換過程才有可能。另一方面進行我們也發現，除了能量來源不同外，斜壓和正壓不穩定基本上是非常相似的。

### 三、斜壓不穩定

當地球沒有自轉時，等密度面或等溫面受重力作用會與地表平行成層分布。但有自轉運動時，因重力和柯氏力平衡的關係，使得等溫面產生傾斜。因此在水平方向會產生溫度梯度。從熱力風的關係，水平溫度梯度對應於垂直風切，所以大氣有可用

位能可供轉換為擾動的能量，也就是說大氣是處於潛在斜壓不穩定的狀態。

斜壓不穩定的機制可以用氣塊法很簡潔的說明。如圖三所示，當氣塊由A點移動至B點時，因位溫守恒，氣塊的溫度比環境的溫度高，浮力為正，所以會繼續往前移動。當氣塊由A點移至C點時，氣塊的溫度比周圍低，浮力是負的，所以氣塊會被推回A點。由這裏我們可以得知，斜壓不穩定基本上仍是一種熱力不穩定。雖然在垂直方向大氣是處於靜力穩定狀態，但因等溫面是傾斜的，只要氣塊的路徑小於等溫面與地面的交角，仍然可以把基本場的位能轉換為擾動的動能，供擾動長大。

在研究斜壓不穩定問題的文獻中，最常用到的模式有三種：(1) Eady 模式；(2) Charney 模式；和(3)二層模式。其中 Eady 和 Charney 模式是垂直連續性的模式而二層模式是把大氣的垂直結構分成上下二層來表示，各有各的特點。二層模式基本上比較簡單，在各類動力教科書上都有詳細說明，本文就不再介紹。Eady 和 Charney 模式大家比較少接觸。在這節中，我們把這兩個模式的特點和不同假設造成的結果做一些簡單的介紹。

#### (1) Eady 模式

Eady (1949) 引介了一個非常簡潔的模式來說明最單純的斜壓不穩定過程。這個模式的基本場如圖四所示，風場不隨緯度改變，垂直風切是常數，密度，靜力穩定度和柯氏參數， $\rho_0$ ， $S$ 和 $f$ ，也都是常數，所以沒有 $\beta$ 作用。從(2.3)我們知道基本場的位渦梯度為零。由(2.17)我們知道在這種情況下，上邊界不能在無限遠，否則就無法產生不穩定。由(2.17)我們，在正模的假設下，Eady 模式的控制方程式和邊界條件是：

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial y^2} - k^2 \Phi = 0 \quad \dots\dots\dots(3.1)$$

$$\Phi = 0, \quad y = \pm 1 \quad \dots\dots\dots(3.2)$$

$$(z - c) \frac{\partial \Phi}{\partial z} - \Phi = 0, \quad z = 0, 1 \quad \dots\dots\dots(3.3)$$

(3.1) 是常係數偏微分方程，可以很輕易的用變數分離法把擾動的垂直結構和緯向結構分開。在滿足側邊界條件的情況下， $\Phi$ 可以寫成：

$$\Phi = A(z) \cos \left( n + \frac{1}{2} \right) \pi y, \quad n = 0,$$

$$1, 2, \dots\dots\text{整數} \quad \dots\dots\dots(3.4)$$

從 (3.1) 和 (3.3) 我們可以得到A的方程式和邊界條件。

$$\frac{\partial^2 A}{\partial z^2} - \mu^2 A = 0 \quad \dots\dots\dots(3.5)$$

$$(z - c) \frac{\partial A}{\partial z} - A = 0, \quad z = 0, 1 \quad \dots\dots\dots(3.6)$$

$$\mu^2 = k^2 + \left( n + \frac{1}{2} \right)^2 \pi^2$$

$\mu$  是擾動的總波數。

因為基本場沒有位渦梯度，(3.5) 並沒有奇異點 (singularity)，所以A的解很簡單，

$$A = a \cosh \mu z + b \sinh \mu z \quad \dots\dots\dots(3.7)$$

這個解必需要滿足上下邊界條件，因此把 (3.7) 代入(3.6) 我們可以求得相速C

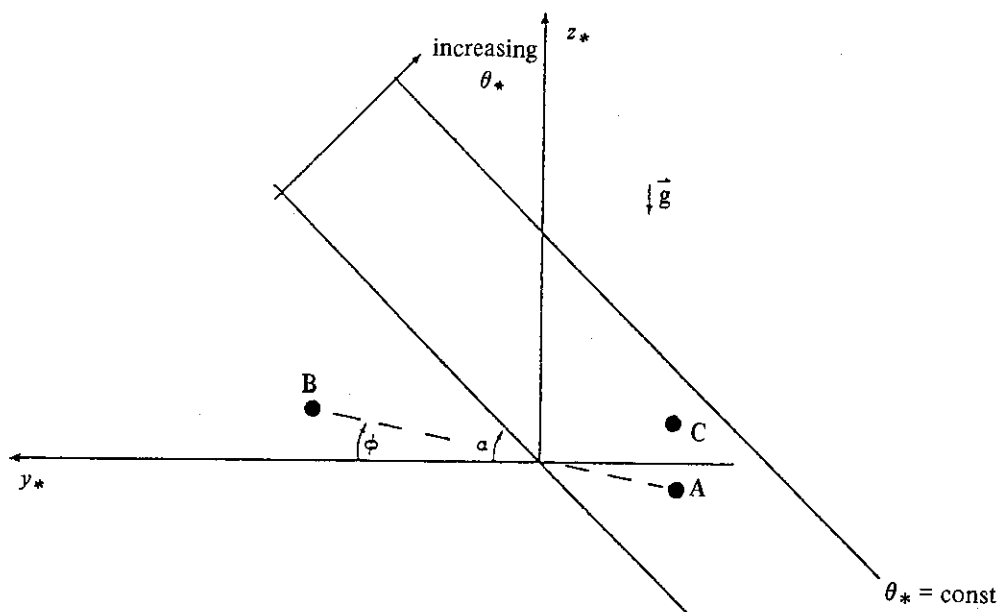
$$c = -\frac{1}{2} \pm \frac{1}{\mu} \left[ \left( \frac{\mu}{2} - \coth \frac{\mu}{2} \right) \left( -\frac{\mu}{2} - \tanh \frac{\mu}{2} \right) \right]^{1/2} \quad \dots\dots\dots(3.8)$$

當根號裏面為負時，相速c是複數，其中一個解虛部是正的，所以擾動會呈指數性成長。圖五是相速和總波數的關係圖。我們可以看到  $c_1$  只有在波數小的時候才不等於零，因此只有長波才不穩定。因為Eady 模式不穩定的產生是靠基本場的位渦梯度在上下邊界變號，當擾動的水平尺度變小時，擾動不能同時感受到上下邊界的作用，基本場的位能也就無法釋放出來供擾動長大。因此在 Eady 模式中，短波是穩定的。不穩定波的相速， $c_r = 0.5$ ，也就是說不穩定波以基本風場的平均速度移動。穩定波則以接近邊界的基本風場移動。波長越短，波速波接近基本風場在邊界的速度。

圖6(a)是擾動的成長率。因為成長率， $\sigma = kc_1$ ，雖然波長越長， $c_1$  越大，成長率的最大值並不在  $k = 0$  處。如果我們用實際大氣的值代入參數 $\phi$ ，最大不穩定的波長約為 4000 km 左右。這個尺度與天氣圖上常見的中緯度系統相當接近。圖6(b)則是最不穩定波的垂直結構。擾動的相位隨着高度向西傾斜。從上一節的討論中我們知道，在這種情況下，基本場的可用位能可以轉換為擾動的動能，使擾動長大。擾動的振幅大約對稱於中點，中間小而邊界大，所以擾動的垂直尺度和基本場是一樣的。

從擾動的解，我們也可以求得擾動的熱通量 (heat flux)，

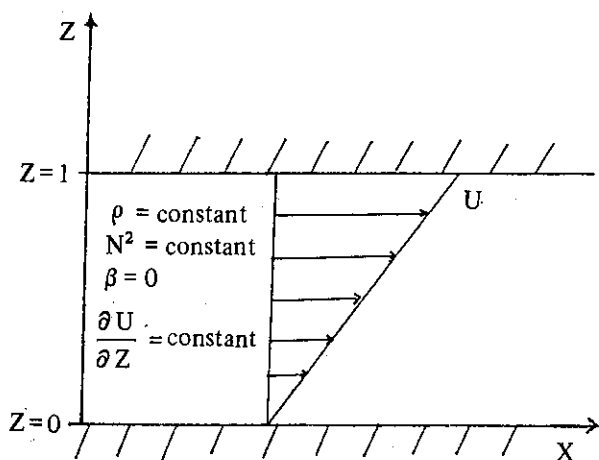
$$\rho_0 \bar{v} \bar{\theta} = \frac{kc_1}{2|c|^{1/2}} e^{2kc_1 t} \cos^2 \left( n + \frac{1}{2} \right) \pi y \dots\dots\dots(3.9)$$



圖三 斜壓不穩定機制的示意圖

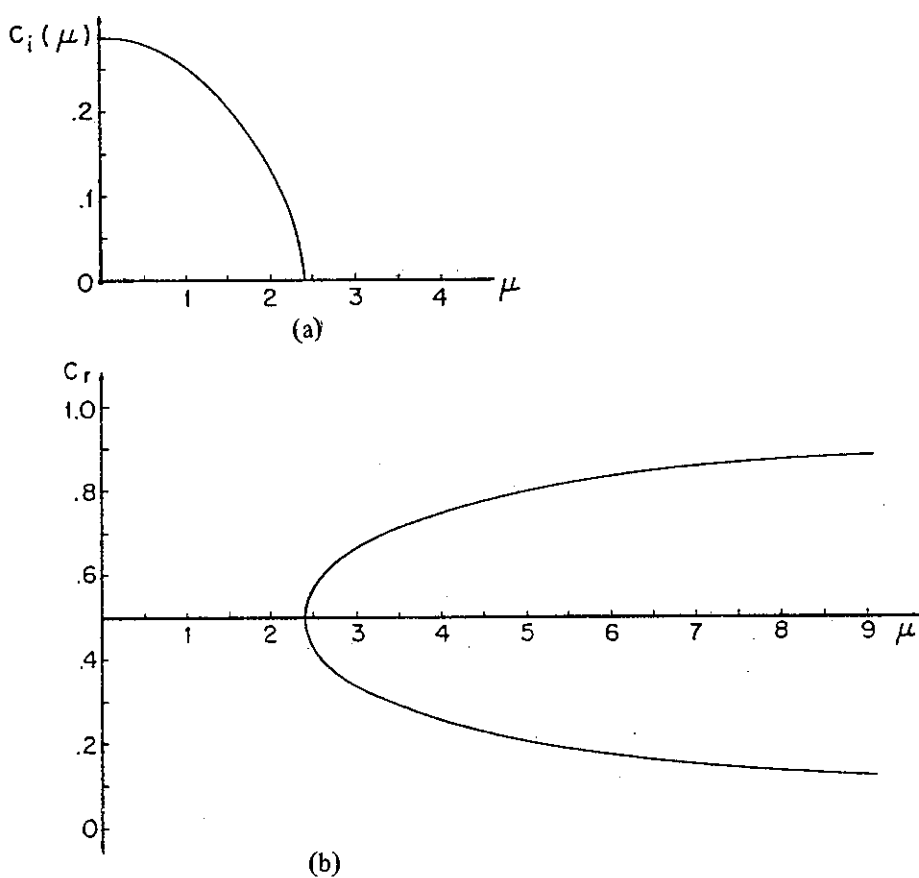
(取自: Pedlosky (1987), 圖7.6.1)

Figure 3. The slope of the potential-temperature surface with respect to the horizontal opens a “wedge of instability” of angle  $\tan^{-1} (\partial z_*/\partial y_*)\theta_*$ . Fluid trajectories within this wedge (e.g., the motion of element *A* to the position of *B*) will release potential energy, and a fluid element on such a trajectory will be accelerated away from its initial position. (Taken from Fig. 7.6.1 of Pedlosky (1987)).



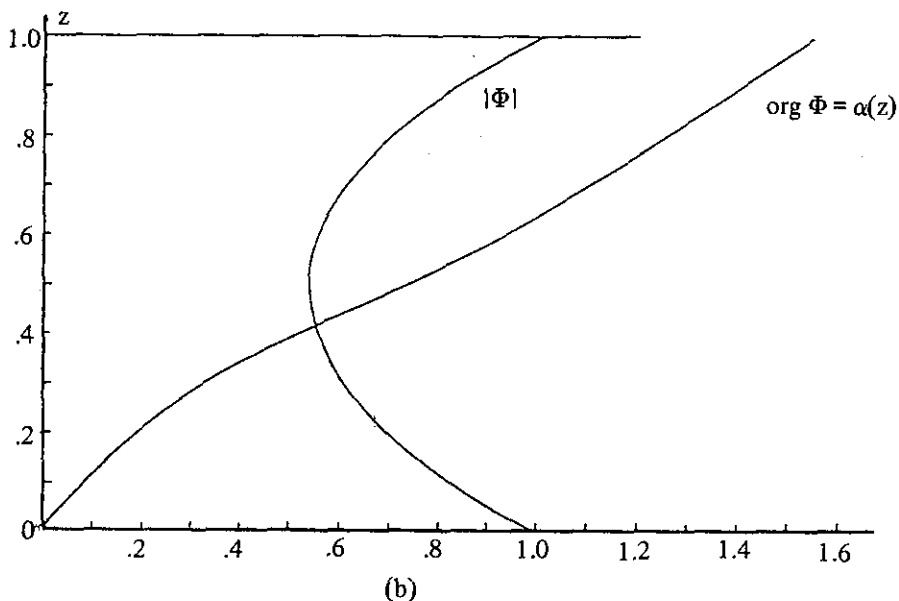
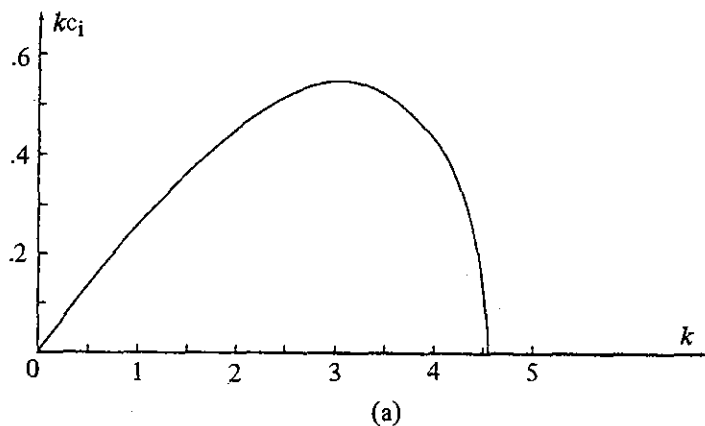
圖四 Eady 模式的基本場

Figure 4. The basic flow of Eady model.



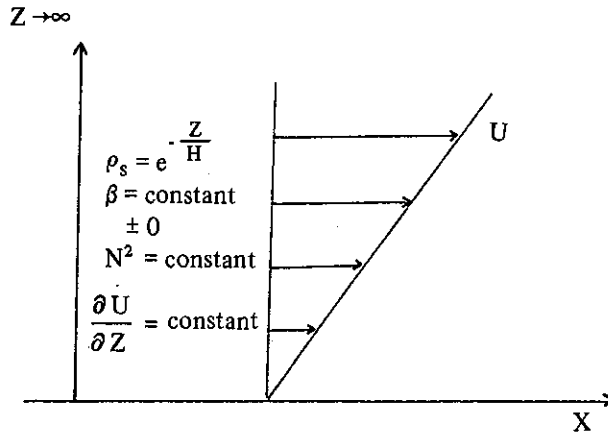
圖五 相速的虛部(a)和實部(b)與擾動波數的關係圖  
(取自：Pedlosky (1987)，圖7.7.1)

Figure 5. (a) The imaginary part of  $c$ ,  $c_i$ , as function of  $\mu = (k_2^2 + l_n^2)^{1/2} S^{1/2}$ . (b) The real part of  $c$ ,  $c_r$ , as a function of  $\mu$ ; note the coalescence at the critical wave number  $\mu_c$ . (Taken from Fig. 7.7.1 of Pedlosky (1987)).



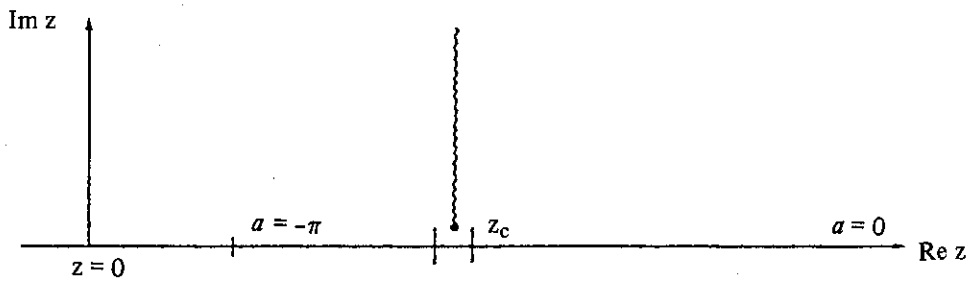
圖六 (a)擾動的成長率；(b)最不穩波的垂直結構  
(取自：Pedlosky (1987)，圖7.7.2)

Figure 6. (a) The growth rate,  $kc_i$ , for the most unstable Eady mode, i.e., the mode proportional to  $\cos \frac{1}{2}\pi y$ , with  $S = 0.25$ . (g) The amplitude  $|\Phi|$  and the phase  $\alpha(=)$  as a function of height for the most unstable wave. Note that the increase of  $\alpha$  with  $z$  implies the tilting rearward of the wave with height, which in turn implies the release of potential energy by the disturbance. (Taken from Fig. 7.7.2 of Pedlosky (1987) )



圖七 Charney 模式的基本場

Figure 7. The basic flow of Charney model.



圖八 奇異點附近的相位變化圖

(取自: Pedlosky (1987), 圖 7.8.1)

Figure 8. The singularity of the stability equation in the complex  $Z$  - plane is at the point  $Z_c$ , which lies slightly above the real axis if  $c_i > 0$ . (Taken from Fig. 7.8.1 of Pedlosky (1987)).

當擾動是不穩定時，熱通量是正的，也就是說斜壓不穩定波會往極地傳送熱量。因為在 Eady 模式中，基本場不隨緯度變化，擾動也沒有緯向的相位變化，因此擾動的動量通量為零。

從這簡短的介紹中我們知道，雖然 Eady 模式非常的簡單和理想化，仍然顯示了斜壓不穩定的基本特性。而不穩定波的結構也與實際的中緯度天氣系統有相當的對應關係。如果想要對這個模式有進一步的了解，請參考 Pedlosky (1987)。

## (2) Charney 模式

Charney 模式的基本場如圖七所示。它與 Eady 不同點在於  $\beta$  不等零而且  $\rho_e$  是隨高度呈指數性遞減，因此基本場的位渦梯度不等於零。從不穩定的必要條件我們知道，當位渦梯度不為零時，上邊界在無限遠仍可以產生不穩定。在滿足側邊界條件下，擾動垂直結構的控制方程式和邊界條件如下：

$$\frac{\partial^2 A}{\partial z^2} - \frac{1}{H} \frac{\partial A}{\partial z} - \mu^2 A + \frac{A}{z - c} \\ (\beta S + \frac{1}{H}) = 0 \dots\dots\dots (3.10)$$

$$c \frac{\partial A}{\partial z} + A = 0 \quad z = 0 \dots\dots\dots (3.11)$$

$$A = \text{定值} \quad z \rightarrow \infty \dots\dots\dots (3.12)$$

$\mu$  的定義和在 Eady 模式中一樣， $H$  是 scale height。

因為位渦梯度不為零，(3.10) 有奇異點存在。我們通常稱這奇異點附近的區域為臨界層 (critical layer)。奇異點或臨界層的存在有很重要的物理意義。當方程式有奇異點時，通解會有對數項 (log term)。因為對數項有分歧點 (branch point)，擾動的相位在臨界層會有很劇烈的變化，如圖八所示。相位的變化造成基本場的可用位能轉換為擾動的動能，使擾動成長。

一般而言，當方程式有奇異點時，我們可以用 Frobenius 方法求得通解。或者我們可以把 (3.10) 轉換為 confluent hypergeometric 方程式，然後查書求得它的通解。但這些是通解都很複雜，代入邊界條件時，我們無法得到相速  $c$  和擾動波數之間明顯的關係，因此必需用數值方法來解。圖九是 Kuo (1973) 計算出的擾動相速的實部和虛部與波數的關係。我們發覺 Charney 模式沒有短波穩定的現象。幾乎所有的波都是不穩定

的，只有特定的幾個波是中性的。這是 Charney 模式與 Eady 模式非常不同的一點。利用這種特性，我們可以用短波近似或者對中性點展開方式求得 (3.10) 的近似解析解，這些近似解有助於我們對於 Charney 模式的斜壓不穩定波的結構有比較深入的了解。如果有興趣深入了解這兩種方法，請參閱 Branscome (1983)。

圖十是 Charney 模式中最不穩定波的振幅和相位。我們可以看到，振幅在地表最大，然後呈近似指數性的隨高度遞減。相位的變化也是集中於下層，在上層幾乎沒有變化。這種結構與 Eady 模式的結果很不相同。這是因為 Charney 模式的上邊界在無限遠，因此不會像 Eady 模式一樣在上邊界振幅有極大值。另一方面，基本場位渦梯度的存在也使得擾動可以自己選擇垂直尺度而不必受限於基本場的垂直尺度。因為不穩定的條件只要下邊界與流體內部有交互作用就可以滿足了。從氣塊運動的觀點來看，當擾動的水平尺度減小時，垂直尺度也跟着減小，只要運動方向與地面角維持小於等溫面與地面的交角就可以產生不穩定，所以在 Charney 模式中幾乎所有的波都是不穩定的。

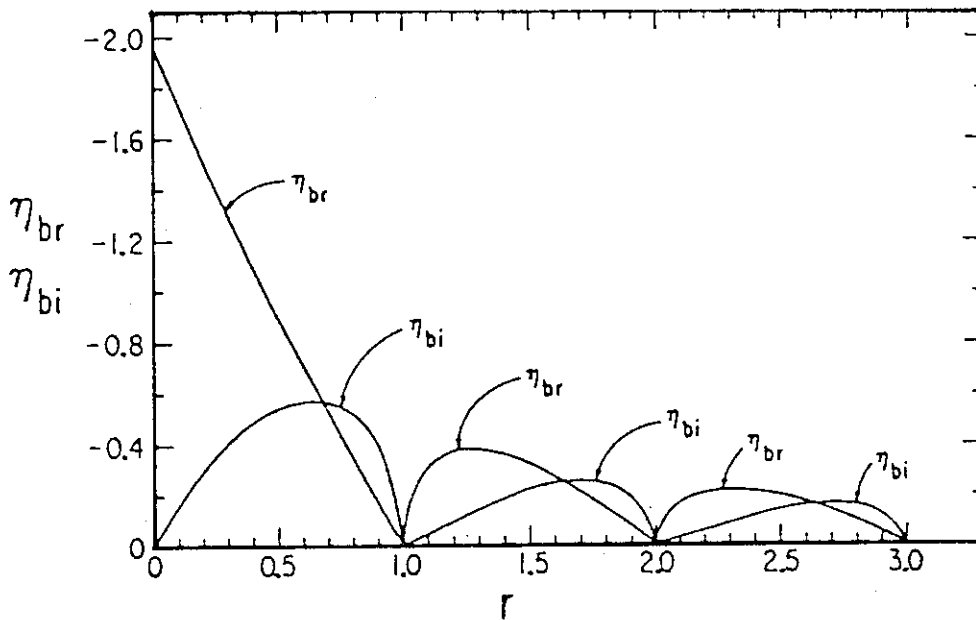
和 Eady 模式比較，Charney 模式的基本場和結果都更符合實際大氣的情況。然而基本場位渦梯度的存在，使得 Charney 模式比 Eady 模式更難用解析方法來求解，這是非常可惜的。

Eady 和 Charney 模式可說是研究斜壓不穩定問題的原型模式。他們在垂直方向是連續的，比較接近實際大氣情況。Eady 模式的優點在於它的簡單易解，我們比較可以了解問題的來龍去脈，而其缺點是有固定的上邊界和忽略  $\beta$  作用，這是非常不符合實際的。Charney 模式正好補足 Eady 模式的缺點，然而它的解析解却不是那麼容易可以求得，在了解上也比較不是那麼容易，但仍然比用數值模式更容易掌握問題的核心所在。因此被廣泛的應用於理論方面的研究。

斜壓不穩定與中緯度的波動有很密切的關係。Eady 和 Charney 模式是理想化的中緯度大氣模式，我們可以利用這兩種模式來研究中緯度有關的天氣現象，找出原因和影響因素。對於現象的了解和掌握有很大的幫助。

## 四、正壓不穩定

斜壓不穩定是因為基本場有溫度梯度，也就定



圖九 相速和擾動波數的關係圖

(取自: Pedlosky (1987), 圖7.8.4)

Figure 9. The real and imaginary parts of  $c$  as calculated by Kuo (1973) for the case  $\delta \rightarrow 0$ . In this figure  $\eta_{br} = \text{Re } \zeta_0$ ,  $\eta_{bi} = \text{Im } \zeta_0$ , where  $\zeta_0 = -2\mu c$  where  $\mu$  is the non-dimensional wave number. (Taken from Fig. 7.8.4 of Pedlosky (1987)).

$$\eta_{br} = \text{Re } \zeta_0, \quad \zeta_{bi} = \text{Im } \zeta_0$$

有可用位能可供轉換為擾動的動能所產生的現象。正壓不穩定則是因為基本場有水平風切，有可用動能可以轉換為擾動的動能所產生的現象。從第二節中我們發覺除了能量來源不同外，基本上這兩種不穩定非常的類似。在本節中，我們更會發現到，經過適當的簡化，正壓不穩定的問題可以化成幾乎和 Charney 模式一樣。本節主要是參考 Lindzen et. al. (1983)，有興趣者可以閱讀這篇文章。

當基本風場只有水平風切時，我們可以用分離變數法把 (2.13) 分成一個擾動的水平結構方程式和一個垂直方程式。擾動的水平結構方程式可寫成：

$$\frac{d^2 A}{dy^2} - \mu^2 A + \frac{A}{\bar{U}(y) - c} \left( \beta - \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) = 0 \dots\dots\dots (4.1)$$

$$\mu^2 = k^2 + \lambda^2$$

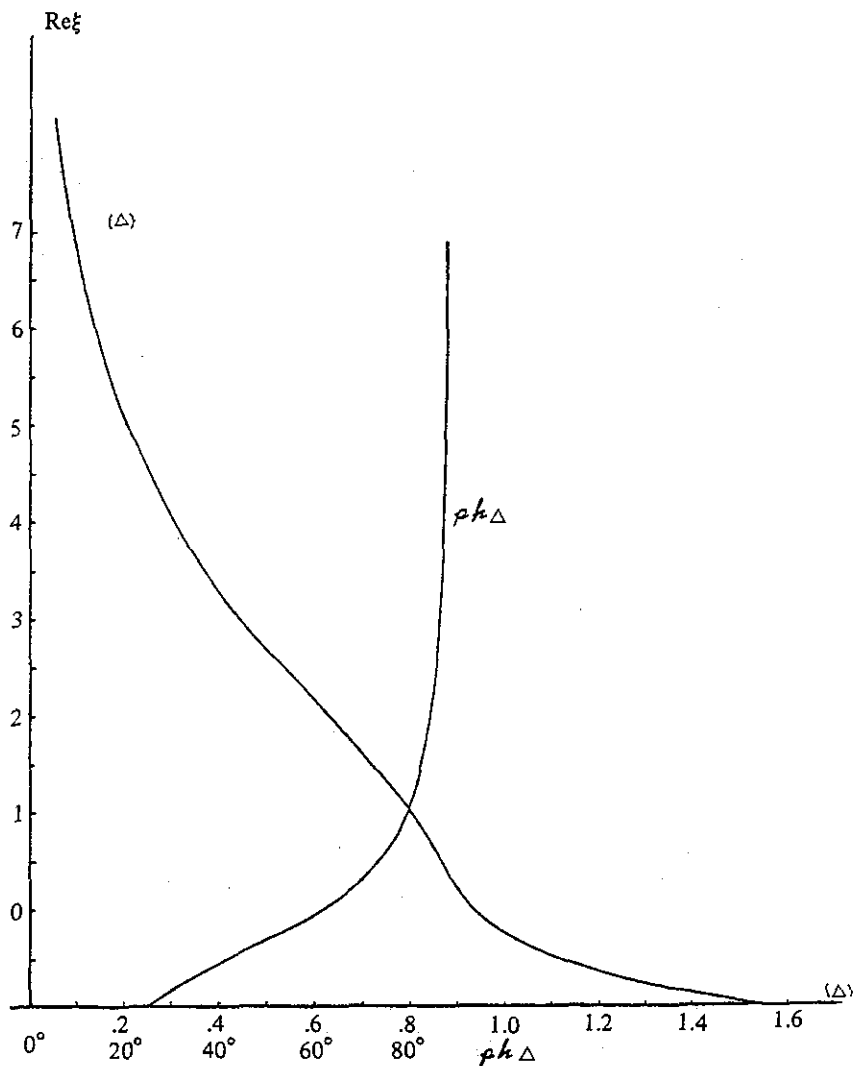
在這裏  $\lambda$  是垂直方向的波數。對純正壓系統而言， $\lambda$  等於零。我們可以假設南北方向有固定邊界或者

考慮系統是在一個無限的  $\beta$  平面上。在這些邊界緯向速度， $v$  等於零。除了邊界條件更簡單外，正壓不穩定的方程式和斜壓不穩定的方程式非常相似。

從第二節中，我們知道不穩定的條件是  $\beta - \frac{\partial^2 U}{\partial y^2}$  必需在某些地方變號。因為  $\beta$  是正的，基本場的風切梯度必需在某些地方大於  $\beta$  才有可能產生正壓不穩定。因此  $\beta$  有抑制不穩定產生的作用。又從 (2.4) 我們發現， $\beta$  與特徵水平尺度成正比，所以當水平尺度小時容易產生不穩定。西風噴流的風切梯度為負而東風噴流的風切梯度為正，因此在東風噴流附近比較會產生正壓不穩定的現象。

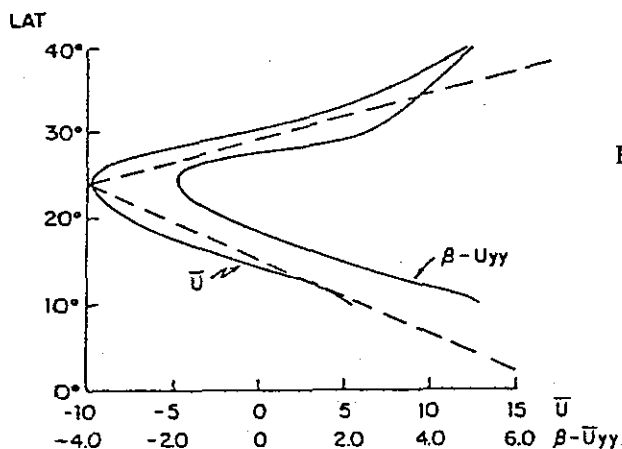
一般而言，正壓不穩定的問題都是用數值方法求解。Lindzen et. al. (1983) 把問題經過適當處理，使我們可以應用 Charney 模式的方法來求得正壓不穩定問題的解。圖十一是 500 mb 平均風場的特性。我們用對稱於中心的線性風場來表示這種東風噴流，





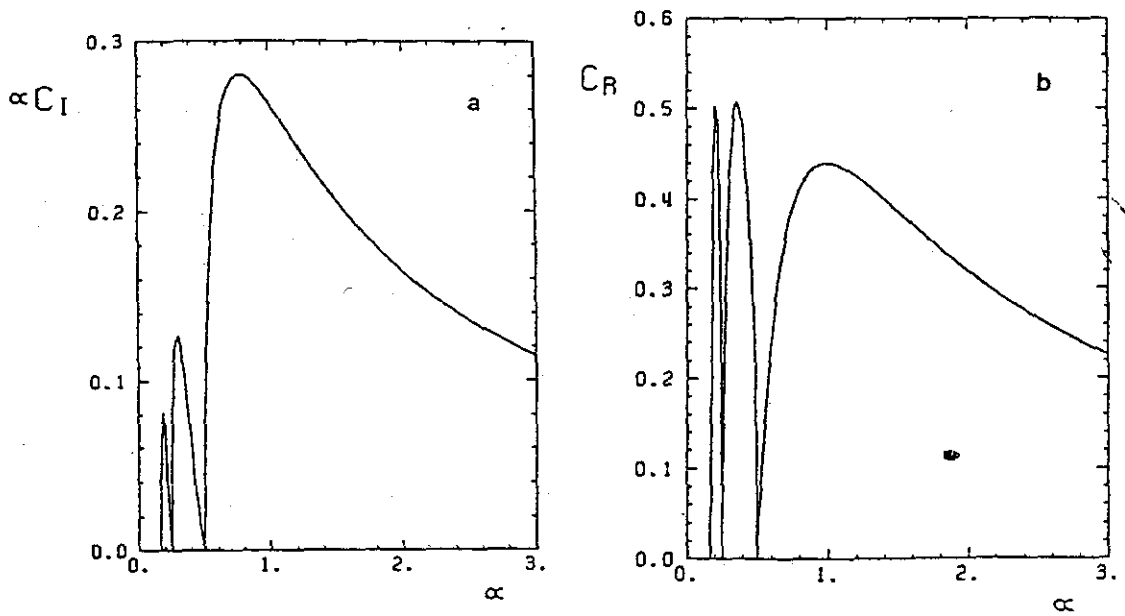
圖十 Charney 模式最不穩定波的垂直結構 (取自: Pedlosky (1987), 圖 7.8.5)

Figure 10. The amplitude and phase of the most unstable mode, i.e., at  $r = 0.5$ . (Taken from Fig. 7.8.5 of Pedlosky (1987)).



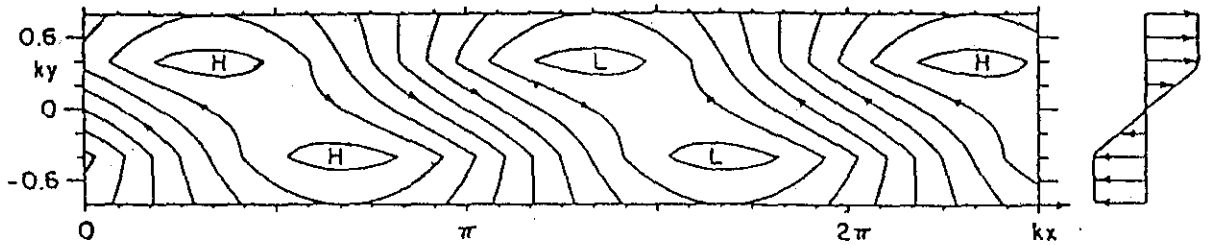
圖十一 500mb 的平均風場的特性  
(取自: Lindzon et. al. (1983), 圖一)

Figure 11. Properties of a zonal flow at 500 mb that is characteristic of the troposphere in July. The solid lines show the observed zonal with  $\bar{u}$  and the potential vorticity gradient  $\beta - u_{yy}$  versus latitude. The dashed curve shows an approximation to  $\bar{u}$  used in the calculations. (Taken from Fig. 1 of Lindzen et. al. (1983)).



圖十二 Lindzen 模式求出的擾動成長率和相速 (取自: Lindzen et. al. (1983), 圖三)

Figure 12. Nondimensional growth rate  $\alpha \bar{c}_i$  and phase speed  $\bar{c}_r$  versus horizontal wavenumber  $\alpha$  for the broken-line representation of a symmetric easterly jet illustrated by the solid line in Fig. 2. (Taken from Fig. 3 of Lindzen et. al. (1983)).



圖十三 Split-line 平均風場和最不穩定波的流線圖 (取自: Gill (1982), 圖13.7)

Figure 13. Perturbation geopotential (or perturbation pressure) for the most unstable disturbance to the split-line velocity profile shown at the right. The tilt of the phase lines is such that it is correlated with  $-v$ , i.e., if  $y$  points northward, eastward momentum is carried southward and westward momentum is carried northward. (Taken from Fig. 13.7 of Gill (1982)).

$$\left. \begin{aligned} u &= u_0 + my, \quad y > 0 \\ &= u_0 - my, \quad y < 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (4.2)$$

$y = 0$  是噴流中心,  $u_0$  是常數。

邊界條件只要擾動的振幅在無限遠不是無限大就可以了。從(4.1)和(4.2),  $y > 0$  的控制方程式可寫成:

$$\frac{\partial^2 A}{\partial y^2} + \left[ \frac{\beta}{U_0 + my - c} - \mu^2 \right] A = 0 \quad \dots (4.3)$$

在  $y = 0$  的地方,  $A$  必需是連續的, 我們對 (4.1) 做積分可以得到:

$$\frac{\partial A^+}{\partial y} - \frac{m}{u_0 - c} A = \frac{\partial A^-}{\partial y} + \frac{m}{U_0 - c} A, \quad y = 0 \quad \dots\dots\dots (4.4)$$

正負號表示在  $y = 0^+$  或  $0^-$  值。因為對稱的關係:

$$A(y) = A(-y), \quad \frac{\partial A^+}{\partial y} = -\frac{\partial A^-}{\partial y}$$

(4.4) 變成:

$$\frac{\partial A^+}{\partial y} - \frac{m}{u_0 - c} A^+ = 0 \quad y = 0 \quad \dots\dots\dots (4.5)$$

(4.3) (4.5) 加上無限遠的邊界條件與 Charney 模式完全一樣。我們就可以利用 Charney 模式的解法來求得正壓不穩定問題的解。圖十二是擾動的成長率和相速。我們可以看出他們和 Charney 模式非常的類似。只有特定的波長是中性的, 其他都是不穩定的。

圖十三是另一種基本風場和它伴隨的最不穩定正壓波的流線圖。就像在第二節所提到的, 當風切為正時, 正壓不穩定波的相位隨緯度向西傾斜, 這表示基本場的動能轉換為擾動的動能, 使擾動不穩定。

從數學的觀點來看, 正壓和斜壓不穩定是非常類似的, 從能量的觀點來看, 正壓不穩定是動能的轉換機制而斜壓不穩定則是能的轉換。在尺度上, 這兩種不穩定也有所不同。在(2.2)和(2.3)中, 我們看到垂直度化項都與靜力穩定度,  $S$ , 有關。當  $S$  很小時, 垂直變化的影響比較重要, 所以屬於斜壓系統。從 (2.4) 我們發現  $S$  是內羅士培度形尺度和特徵水平尺度,  $L_D$  和  $L$  的比值, 因此斜壓不穩定的水平尺度要大於或等於  $L_D$ 。當  $S$  很大時, 垂直變化不重要, 屬於正壓系統。所以正壓不穩定的水平尺度要小於  $L_D$ 。

實際大氣中, 低緯度地區比較接近正壓系統也

比較容易符合正壓不穩定的條件。因此正壓不穩定與低緯度的波動比較有密切的關係。

## 五、結 論

平均大氣是處於潛在的斜壓和正壓不穩定狀態。斜壓不穩定與中緯度的波動有很密切的關係而正壓不穩定則與低緯度的波動比較有關。本文對於這兩種大尺度的不穩定理論和模式做一些簡單的介紹。從中我們可以看出, 基本場有可用位能或動能並不一定可以轉換為擾動的能量。擾動必需具有特定的結構才能使能量的轉換過程得以進行。而從位渦動力上來看, 基本場的位渦梯度必需要在某些地方變號, 不穩定才有可能產生。從能量來看, 斜壓和正壓不穩定各有不同的能量來源和具有不同尺度。但從數學上來看, 這兩種不穩定基本上是非常類似的。

本文所介紹的都是非常理想化的情況, 實際大氣當然沒有那麼簡單。一般而言, 平均大氣垂直和水平風均都有, 因此斜壓和正壓過程是混在一起的。另外, 在這裏我們所討論的都是擾動的振幅是無限小的情況, 在擾動初始期是沒有問題。當擾動長到某種程度時, 非線性作用就會有明顯的影響, 因此線性假設就不成立而結果當然也就不適用了。近幾年來, 研究重心有一部分轉移至用初始值問題來探討不穩定現象, 結果與一些實際的天氣現象相當符合。目前這方面的理論仍在繼續發展中, 尚沒有定論。

## 參 考 文 獻

- Branscome, L. E., 1983: The Charney stability problem: approximate solution and modal structures. *J. Atmos Sci.*, 40, 1393-1409.
- Charney, J. G., 1947: The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *J. Meteor.*, 4, 135-162.
- Eady, E. T., 1949: Long Waves and cyclone waves. *Tellus*, 1, 33-52.
- Gill, A. E., 1982: *Atmosphere-Ocean Dynamics* Academic Press, 662pp.
- Kuo, H.-L., 1973: Dynamics of Quasi-geostrophic flows and instability theory. *Advances in Applied Mechanics*, Vol. 13, Academic Press, 247-330.

- Lindzen, R. S., A. J. Rosenthal and B. Farrel, 1983: Charney's Problem for Baroclinic Instability Applied to Barotropic Instability. J. Atmos. Sci., 40, 1029-1034.
- Pedlosky, J., 1987: Geophysical Fluid Dynamics, Second edition. Springer-Verlag, 710pp.

# An Introduction to the Theory of Baroclinic and Barotropic Instability

*Yung-An Lee*

Atmospheric Research & Development Center, C. W. B.

## ABSTRACT

This is a brief introduction to the theory of baroclinic and barotropic instability. From energy equation and potential vorticity dynamics, we discuss the condition for instability. In baroclinic instability section, we introduce Eady and Charney models, discuss the similarities and differences between these two models. In barotropic instability section, we introduce Lindzen model. From this model, we note similarities and differences between barotropic and baroclinic instability.

## 氣象學報徵稿簡則

1. 本刊以促進氣象學術研究為目的，凡有關氣象理論之分析與應用之論文，均為歡迎。
2. 本刊稿件分為四類：(1)研究論文(2)報告(3)綜評(4)最新重要論著綱要。
3. 本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言為主體，每篇以壹萬伍仟字為原則。
4. 稿件之題名、作者真實姓名、服務機關及職稱均須以中、英文註明。
5. 中文稿件在參考文獻之後，應附英文五百字以內之摘要。
6. 研究論文之圖表名稱及各欄細目，均須以中英文對照說明。
7. 惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版，如圖表不夠清晰，本刊得徵得作者同意後，僱員代為另行重繪，所需費用由作者負擔或由稿費中扣出。
8. 稿件內容過長或內容、文字、圖片有修改之必要時，得商請投稿人修正之。本刊亦得做必要之刪改，若作者不願刪改時，請先聲明。
9. 來稿如不刊登，則退還原著者。來稿一經刊登，則概不退還。
10. 稿件經刊印後，非經本刊同意，不得在他處刊印轉載。
11. 來稿請逕寄中華民國臺北市公園路64號，中央氣象局氣象學報社收。

(請參閱補充稿約)

保 密 防 諜 。

人 人 有 責 。

匪 諜 自 首 。

既 往 不 究 。

## CODA WAVE ATTENUATION IN EASTERN CANADA

*Tzay-Chyn Shin*

Atmospheric R&D Center Central Weather Bureau

(Manuscript Received 7 Jan. 1987, in Final form 15 Apr. 1988)

### ABSTRACT

Scattering effects of Eastern Canada area were examined by using 7 Miramichi earthquakes recorded by the Eastern Canada Telemetered Network (ECTN). The  $m_{Lg}$  magnitude of the earthquakes varies from 3.7 to 5.7 and epicentral distance of stations are from 100 km to 1000 km. Aki and Chouet (1975) proposed body wave and surface wave single scattering models for filtered coda waves and Sato (1977) gave a correction term for these model as the separation of the receiver and the source is taken into account. Surface wave models may play a very important role at low frequencies for distant records. In this study, coda wave attenuation for each station, for each event, and for the whole area were measured separately.

A strong frequency-dependence can be seen at beginning 100 seconds lapse-time for all stations. As the lapse-time of the coda wave increases,  $Q_0(1\text{Hz})$  increases and frequency dependence decreases. This can possibly be explained as being due to the increasing heterogeneity size along the depth. It seems to be independent of the magnitude of the earthquake, but irregular variation of  $Q_0$  among stations may indicate some receiver site effects.

A new set of master curves of filtered coda wave envelope were set up by adding narrow bandpass filters to Herrmann's (1980) master curves. Coda wave attenuation at different frequencies can be easily obtained by matching observed data to these curves. From this analysis, the coda  $Q$  is of the form of  $(500 \pm 50)f^{(0.6-0.7)}$ . This is a result compatible with that obtained by filtered amplitude spectral analysis.

### INTRODUCTION

The Understanding of coda waves improved with, the single back scattering model proposed by Aki (1969) and Aki and Chouet (1975). Under their assumptions, coda waves were interpreted as

singly scattered waves from numerous heterogeneities distributed randomly in the earth. The heterogeneities were originally considered as (velocity) anomalies which are characterized by velocity fluctuation and their correlation distance. These heterogeneities were successfully

treated by a statistical method. Considering the separation of the source and the receiver, Sato (1977) developed a geometrical correction for the onset of coda waves. A relation between predominant frequency and coda wave travel time in Aki (1969), Herrmann (1980) proposed a modified model in which sets of master curves describing coda wave properties are used to measure coda attenuation by a graphical technique. In order to apply this method to filtered data, a further consideration is made in this study.

Another possible mechanism to explain the behavior of coda waves is the so-called diffusion model (Wesley, 1965) which is applicable to a highly scattering medium. This model was used on the extraordinarily long duration coda waves from moonquakes (Nakamura, 1977; Dainty and Toksoz, 1977). The existence of such scattering in the earth has been discussed for a long time. In a theoretical study, Gao et. al. (1983) suggested that the multiple scattering may be important in the latter part of coda.

The subject of this paper is to examine coda attenuation from 7 earthquakes that occurred near Miramichi, New Brunswick. A wide range epicentral distances, good azimuth coverage and long coda duration are the characteristics of this data set. At distant stations, coda waves become a tail of a conspicuous Lg-wave instead of the S-wave as at short distances. The distinction reveals a different mechanism of coda excitation and propagation. Moreover, the long coda duration provides a chance to observe the properties of the coda at long lapse time and also to examine the possibility of multiple scattering in the latter part of the coda.

## METHOD

### (1) Filtered coda wave spectral analysis

One mechanism for the generation and propagation of coda waves is single-back-scattering model. It was developed by Aki (1969) and Aki and Chouet (1975). The Source and receiver are located at the same point in a infinite medium. The distance (R) between the receiver and the source is much less than the distance(r) from the receiver to scatterer. Moreover, scattered wave is weak and is not able to produce secondary scattering when it encounters other scatterers. The single-back-scattering model proposed by Aki and Chouet, can be simply expressed as

$$A_b(f/t) = A_0 t^{-1} e^{-\pi f t / Q_c(f)} \quad (1)$$

Where  $A_b$  is the root mean square coda amplitude of frequency,  $f$ , at travel time  $t$ .  $Q_c(f)$  is coda wave attenuation which is assumed to be a function of frequency.  $A_0$  is source factor.

The body wave back scattering model is usually used for short epicentral distances where coda waves follow right after the S wave. This model has been applied to study the attenuation of coda wave (Rautian, et. al., 1978; Pulli, 1984; Rhea, 1984; Roecker, et. al., 1982; Biswas, et. al., 1984) by using local network data. On the other hand, it is worth noting that the arrival time of coda wave at longer epicentral distance is totally different from those at short distances. Figure 1 shows the original seismograms at different epicentral distances. At the epicentral distance greater than 250 km, the Lg phase is separated from S-wave. The coda waves are right behind Lg wave instead of S-wave. The continuous coda wave envelope from Lg wave to the tail of seismogram gives a intuitive feeling that

the body wave scattering model is not appropriate. Considering this, the surface wave back scattering model is necessary if long distance station record is dealt with. Using a similar derivation as Aki's body wave scattering model, the root mean square Coda amplitude of a surface wave scattering model is

$$A_s(f|t) = A_0 t^{-1/2} e^{-\pi f t / Q_c(f)} \quad (2)$$

There are some problems that may affect measurements: (i) the receiver and the source separation may be such that the condition  $R \ll r$  is not satisfied; (ii) a small event only releases small energy and the coda wave amplitudes attenuates below the background noise level quickly; (iii) due to the truncation by the local network digital system, only the wave trains close to the primary wave are recorded. Any one of these three conditions make Aki's scattering model unsuitable for coda-wave analysis. In such case, a proper model to consider the distance between the source and the receiver was first developed by Sato (1977) for scattered body waves. The energy observed after the S wave is the sum of energy scattered by inhomogeneities on the surface of an expanding ellipsoid whose foci are the source and the receiver. The root mean square amplitude of coda wave will be

$$A_b(R, f|t) = C_b(f) \left| \frac{R^2}{K_b(\alpha_b)} \right|^{-1/2} e^{-\pi f t / Q_c(f)} \quad (3)$$

where

$$\alpha_b = \frac{t}{t_s}$$

$t_s = S$  travel time

$$K_b(\alpha_b) = \frac{1}{\alpha_b} \ln \left[ \frac{\alpha_b + 1}{\alpha_b - 1} \right]$$

$C_b(f)$  is source term.

The Sato's surface wave scattering model can be extended from Sato's body wave model. The filtered coda wave root mean square amplitude becomes

$$A_s(R, f|t) = C_s(f) \left| \frac{R}{K_s(\alpha_s)} \right|^{-1/2} e^{-\pi f t / Q_c(f)} \quad (4)$$

where

$$K_s(\alpha_s) = \frac{1}{\sqrt{\alpha_s^2 - 1}}$$

$$\alpha_s = \frac{t}{t_{Lg}}$$

These four models can be expressed as a simple function which includes source term, geometrical factor and Q function. It is

$$A = C G^{-n} e^{-\pi f t / Q_c(f)} \quad (5)$$

where  $C$  is source term, and  $G$  is geometrical factor including geometrical spreading (travel time) and geometrical correction for Sato's scattering model.  $G$ 's and  $n$ 's for individual model are listed in Table 1. By taking natural logarithm on both sides of equation (5) gives

$$\ln(AG^n) = \ln(C) + Bt \quad (6)$$

where  $B = \frac{-\pi f}{Q_c(f)}$ . This linear formulation has the ability to obtain attenuation information even if only single station narrow bandpass filtered data is available. By simply plotting the reduced amplitude versus travel time in semi-log scale, the



Q-value of that frequency can be estimated from the slope. If multiple events are used, least-squares analysis can be used to estimate an average B and the individual C value.

Using mean free path point of view (Dainty, 1981),  $Q_c(f)$  is a combination of intrinsic attenuation,  $Q_i$ , and scattering effect,  $Q_s$ . A simple expression relating the three quantities is

$$\frac{1}{Q_c} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_s}$$

For a single scattering model,  $Q_s$  measures the reaction of incident wave with the scatterer and can be expressed as  $\frac{\omega L}{v}$  and L is the mean free path and v is the velocity. Moreover,  $L = \frac{1}{g}$ , where g is the turbidity as defined by Aki (1975) and Sato (1976). Using these definition yields.

$$\begin{aligned} \frac{1}{Q_c} &= \frac{1}{Q_i} + \frac{v}{\omega L} \\ &= \frac{1}{Q_i} + \frac{gv}{\omega} \end{aligned} \quad (7)$$

where intrinsic attenuation  $Q_i$  is conventionally assumed to be frequency independent.

## (2) Master curves analysis

Theory developed by Aki (1969) simply described averaged peak-to-peak coda wave amplitude  $A(t)$  at travel time t as

$$\frac{A(t)}{\sqrt{8}} = S(f_p) I(f_p) Q^{1/4} t^{-1/2} \left[ \frac{df_p}{dt} \right]^{1/4} e^{-\pi f_p t / Q} M_0 B(f_p) \quad (8)$$

where  $I(f_p)$  and  $S(f_p)$  are the instrument response and source factor at the predominant frequency,  $f_p$ , observed at travel time t. Q is the anelastic attenuation and  $M_0$  is the seismic moment of the earthquake.  $B(f_p)$  is defined (Whitcomb, 1979) as

$$B(f_p) = [2N(r_0)]^{-1/2} \Phi(f_p, r_0) \quad (9)$$

where  $N(r_0)$  is the number of scatters which located within a sphere with radius  $r_0$  from the source of the earthquake and  $\Phi(f_p, r_0)$  is the excitation of the secondary scattered waves. A modified model was

Table 1.  
表一 尾波模式参数

	Aki's model		Sato's model	
	body wave	surface wave	body wave	surface wave
G	t	t	$\frac{R^2}{K_b(\alpha_b)}$	$\frac{R}{K_s(\alpha_s)}$
n	1	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$

1. R: epicentral distance
2. t: travel time

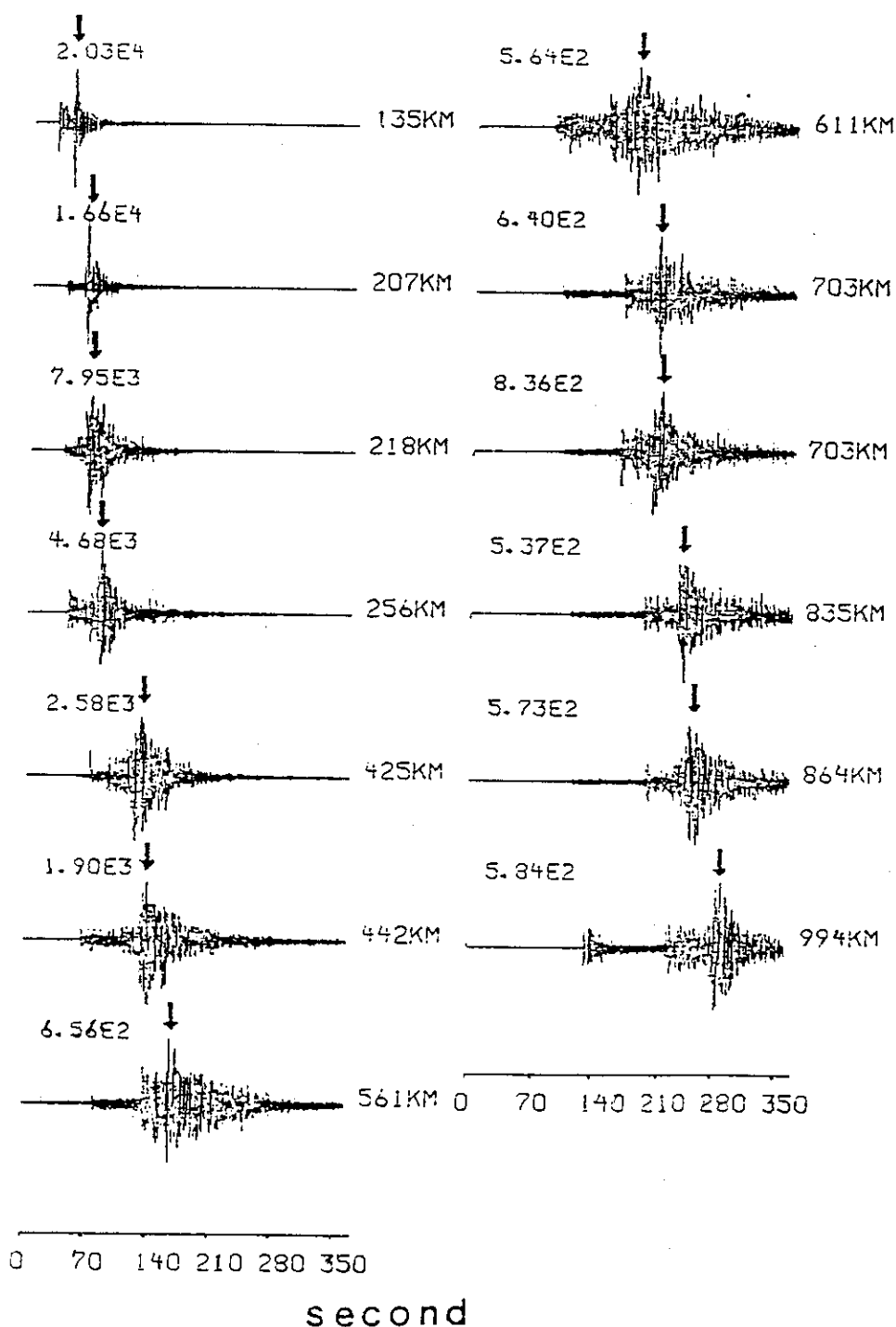


Fig. 1. Original seismograms for the first event are displayed in the order of epicentral distances. The coda wave become a tail of Lg wave (arrows) at epicentral distances greater than 250 km. This implies that body wave scattering model may not be appropriate for distant records. The number right after station name specify the event used.

圖 一 第一個地震的地震紀錄，當震央距離大於 250 公里後，尾波緊接於 2g（箭頭）波之後，顯然的，體波散射模式並不適合於遠距紀錄。

proposed by Herrmann (1980) in which predominant frequency can be determined from a function which is the product of the instrument response, the source spectra shape and the Q filter effect of the earth. Then, coda envelope is given as

$$C(f_p, t^*) = I(f_p) t^{*-1/2} \left[ \frac{df_p}{dt^*} \right]^{1/4} e^{-\pi f_p t^*} \quad (10)$$

where  $t^* = \frac{t}{Q}$ . Attenuation can also have frequency-dependence with the form  $Q(f) = Q_0(1\text{Hz})f^k$ . If the earthquakes are small such that the corner frequency of earthquakes is above the frequency being concerned, then corner frequency of source time history can be neglected. Based on these points, two sets of master curves for coda waves are constructed for each assumed attenuation frequency-dependence. One describes the relationship between  $f_p$  and  $t^*$ . The other is coda envelope curve. Due to the complexity of  $B(f_p)$ , the predominant frequency is usually used to obtain coda attenuation (Singh and Herrmann, 1981; Masih, 1983) instead of spectral analysis. In order to apply this technique on filtered data, a little revision is considered. First, the source time function is taken into account. Different size earthquakes have different corner frequencies which cause different frequency content in seismograms.

The influence of the behavior of predominant frequency at different travel time from different source time function can be seen from Figure 2. Two sets of predominant frequencies from two different size events are shown. The circles represent the predominant frequency from large event ( $m_{Lg} = 5.7$ ). The

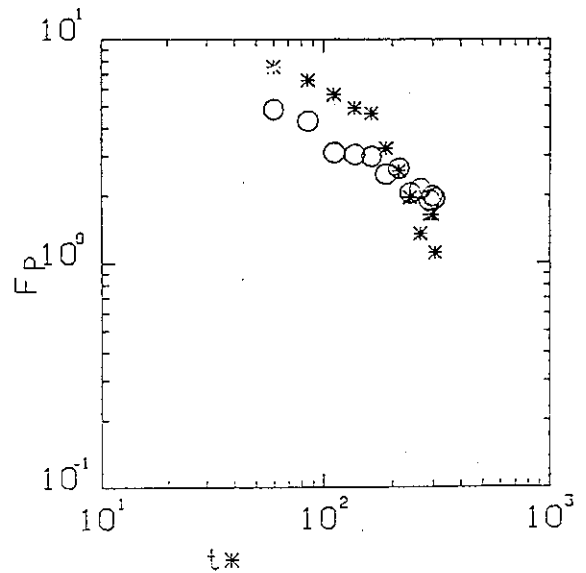


Fig. 2. The predominant frequencies of two different magnitude event are plotted versus travel time. Both records are from EBN. Circles represent  $f_p$  of large event ( $m_{Lg} = 5.7$ ), its corner frequency is 0.7 Hz. Stars are from small magnitude (3.5) event and corner frequency is 3.5 Hz. Obviously, using predominant frequency master curve to estimate coda attenuation must take corner frequency into account.

圖二 兩不同規模地震之地震尾波優勢頻率比較圖。圓形符號表較大規模 ( $m_{Lg} = 5.7$ ) 之尾波優勢頻率，星形符號得自較小規模 ( $m_{Lg} = 3.5$ ) 之地震。

asterisks are the data from small earthquake ( $m_{Lg} = 3.7$ ). It is obvious that large event has low predominant frequency relative to those from small event. Therefore, the predominant frequency will be estimated from the product of instrument response,  $\omega^2$  source spectrum, and Q function. If a filtered coda wave is processed, the filter response should be added on the determination of predominant frequency. Then, the filtered coda wave envelope becomes

$$C(f_p, t^*) = I(f_p)F(f_p)S(f_p)t^{*-\frac{1}{2}} \left[ \frac{df_p}{dt^*} \right]^{1/4} e^{-\pi f_p t^*} \quad (11)$$

where  $F(f)$  is the filter response and  $S(f)$  represent  $\omega^{-2}$  source model.

## DATA AND ANALYSIS

Coda waves from 7 New Brunswick earthquakes are analyzed in this study. These earthquakes occurred at about  $46.6^\circ$  N,  $66.6^\circ$  W from January to May 1982. Pertinent information of these earthquakes are given in Table 2. The magnitudes of the events range from  $m_{Lg}$  3.7 to 5.7 Figure 3 shows the map of studied area, where Eastern Canada Telemetered Network (ECTN) stations are operated, as well as the location of the earthquakes. All the earthquakes were located at depth of about 5 km. The small region of hypocenters can be considered as a point relative to the epicentral

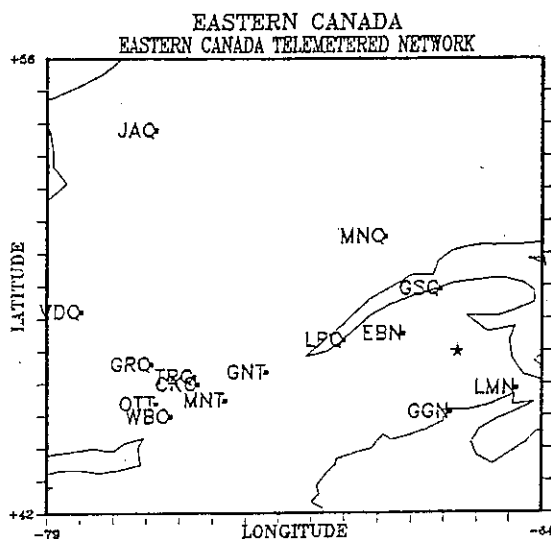


Fig. 3. Map for the distribution of ECTN stations and epicenters of earthquakes used in the study. The region of earthquakes locations is relatively small compared to the epicentral distance and is represented as star.

圖三 ECTN 地震網地震測站位置圖，星號表本文所使用地震之位置。

Table 2. Origin time and location of earthquake

表二 地震參數

No.	Date	Origin time UT	Latitude $N^\circ$	Longitude $W^\circ$	$m_{Lg}$	$N_s$
1	11 Jan. 82	21:41:08	46.6	66.6	5.7	13
3	17 Jan. 82	13:33:56	46.6	66.6	3.5	9
5	31 Mar. 82	21:02:20	46.6	66.6	5.1	14
6	04 Apr. 82	13:50:12	46.6	66.6	4.3	10
7	11 Apr. 82	18:00:53	46.6	66.6	4.0	11
8	18 Apr. 82	22:47:21	46.6	66.6	4.0	12
9	06 May 82	16:41:97	46.6	66.6	4.0	10

$N_s$ : Numbes of Station.

distances. Table 3 lists the location of ECTN stations and the epicentral distance information. The short-period instruments of ECTN stations, except GAC, have a vertical seismograph and sample digitally at 60 points per second. This yields 30 Hz Nyquist frequency in spectral analysis. The instruments used at GAC are similar to SRO short-period instruments. The three-component digital seismograph samples at 30 times per second leading to a Nyquist frequency of 15Hz. The peak magnification of GAC's instrument is at 5 Hz, whereas the other instruments' are at 15 Hz. Using data from these stations has the advantage of investigating the effects of instrument on coda duration. Besides, the two horizontal components of GAC can be numerically rotated to form tangential and radial

components to study the behavior of coda waves on different components. The triggering system of ECTN has the capacity to store about 400 seconds of digital data for each station. This gives more than 250 seconds of coda wave train at the shortest distance station (EBN). But, the station (JAQ) which is at about 1000 km away only has about 100 seconds coda wave duration following the Lg-wave.

The filtered data is obtained by passing original seismograms through a third-order Butterworth bandpass recursive filter. We have used 15 different central frequency filters in this study. The central frequencies and the bandwidth of the filters are listed in Table 4. For GAC seismograms, only the filter

Table 3. Eastern Canada Telemetered Network

表 三 東加拿大地震網測站資料

Station Code	Latitude $N^{\circ}$	Longitude $W^{\circ}$	Instruments	Distance (km)
EBN	47.5400	68.2410	New	135
LMN	45.8520	64.8060	New	189
GGN	45.1170	66.8220	New	207
GSQ	48.9142	67.1106	New	218
LPQ	47.3408	70.0094	New	257
MNQ	50.5333	68.7740	Old	425
GNT	46.3628	72.3720	Old	442
MNT	45.5025	73.6230	Old	561
TRQ	46.2220	74.5550	New	611
GAC	45.7033	75.4783	*	698
WBO	45.0003	75.2750	New	702
GRQ	46.6070	75.8600	New	703
OTT	45.3942	75.7167	Old	721
CKO	45.9940	74.4500	New	835
VDQ	48.2300	77.9717	New	864
JAQ	53.8022	75.7211	New	994

1. \*: Three components station and instruments response is similar to SRO
2. A slight difference at high frequency part for New and Old instrument
3. All distances are calculated by assuming same earthquake location

Table 4. Butterworth bandpass filter parameters

表四 濾波器參數

No. 1	Central frequency (Hz)	Bandwidth (Hz)
1	0.5	0.4
2	1.0	0.7
3	1.5	1.1
4	2.0	1.4
5	2.5	1.8
6	3.0	2.1
7	3.5	2.5
8	4.0	2.8
9	5.0	3.5
10	7.0	4.9
11	9.0	6.4
12	10.0	7.1
13	12.0	8.5
14	13.0	9.2
15	15.0	10.6

Bandwidth is defined as the frequency range between two corner frequencies

with central frequencies less than 10 Hz were applied. The beginning portion of the seismogram prior to the P-wave arrival was treated as noise and used to correct observed coda amplitude at each frequency. By assuming the signal  $s(t)$  is uncorrelated with the noise  $n(t)$ , the observed coda amplitudes can be expressed as

$$S_o(t) = s(t) + n(t) \quad (12)$$

The root-mean-square(rms) amplitudes of filtered coda waves and filtered noise are estimated over a certain window. The window is moved from the onset of coda wave, which is usually after S-wave or Lg waves, to the end of seismogram. It may be stopped when the observed rms amplitude fell below a certain level, which is 5% or more of rms noise amplitude. We

also overlap half window length when the window is moved. The true coda rms amplitude will be

$$A(R, f/t) = [s(t)] = [S_o(t)] - [n(t)] \quad (13)$$

where [ ] refer to the rms quantities. Using longer window may misestimate the true Q-value of coda waves, whereas, a shorter window picks irregular rms amplitudes and causes large error in elast-squares analysis. We have used 4 and 8 second long windows to test the effects of windowing. The results show that there is no significant difference for these two windows. Therefore, 4-second window was chosen to sample in detail coda wave amplitudes in the most ECTN stations and the 8 second window was used at GAC station. The analysis was performed over the whole region as well as each individual station, while 7 earthquakes are used at the same time to obtain a best fit.

The master curve matching of filtered coda envelope was carried out graphically. First, a set of master curves were constructed by the combination of corner frequency, central frequency of the filter and attenuation frequency-dependent term  $\xi$ . Figure 4 shows one of master curves which have corner frequency at 1 Hz, four different central frequency filters, and  $\xi = 0.5$ . The corner frequencies in this study range from 0.5 Hz to 3.5 Hz. Therefore, three different corner frequency master curves (1, 2, and 3 Hz) are chosen for the whole process. All available filtered coda envelopes are plotted at the same log-log scale figure. Then, the data are fit by shifting the corresponding master curves vertically and horizontally. The best fit of master curve gives the attenuation value of the coda waves.

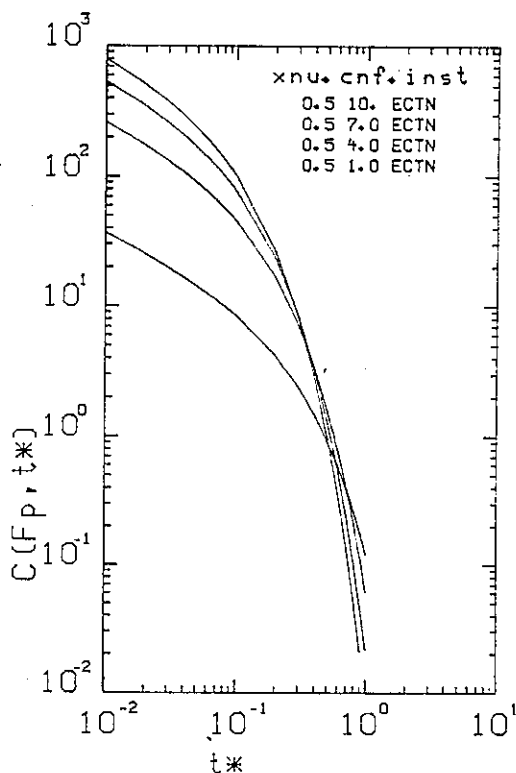


Fig. 4. Examples of filtered coda amplitude master curves versus  $t^*$ . The central frequencies of filter are 1, 4, 7, and 10 Hz in the order from top to bottom. The corner frequency is 1 Hz and frequency-dependence is 0.5.

圖四 尾波振幅標準曲線，中心頻分別為 1，4，7 和 10 赫茲，截角頻率為 1 赫茲， $\zeta = 0.5$ 。

## RESULTS

The measurement of coda wave attenuation for the whole region was accomplished by putting all available coda wave envelopes into equation 6 and applying least-squares analysis to solve different B values for different frequencies. Figure 5 shows the results for the different models mentioned above. If frequency-dependence is assumed, values for  $Q_0$  and  $\zeta$  are also shown in the figure. The agree-

ment between Aki's model and Sato's model indicates that the Sato's geometrical correction has less effect is the coda wave duration is long enough. Averaging this two results, the coda wave attenuation is  $(450 \pm 10)f^{0.74 \pm 0.1}$  from body wave scattering model and  $(350 \pm 10)f^{0.78 \pm 0.1}$  from surface wave scattering model.

Table 5 lists the coda wave attenuation at each individual station in which four different models are used for comparison. In general, scattering wave attenuation is similar to each other no matter whether Aki's or Sato's model is assumed. The scattering surface wave attenuation has a smaller  $Q_0$  and larger  $\zeta$  value relative to scattering body wave attenuation. Three components at GAC show a similar tendency, except a slightly larger  $Q_0$  value on the radial component. It may be caused by the effects of P-S conversion or surface mode conversions being plenty of on the radial component. The results from GAC tell us that instrument response does not have much influence in this frequency range.

The master curve matching is performed by plotting filtered coda envelopes for the same event in a log-log scale figure, then fitting them by master curves Figure 6 shows one example of master curve fitting. Twelve 1 Hz filtered traces of Event 1 are plotted in Figure 6a. The best fit master curves have  $\zeta$  ranging from 0.5 to 0.7 and  $Q_0 = 500$ .

Approximately, shifting  $Q_0$  by 50 units of master curves on the plot horizontally still matches the observations adequately. These master curves are also matched fairly well in Figure 6b in which the central frequency is 7 Hz. Roughly speaking, the coda wave attenuation obtained from this analysis is  $(500 \pm$

Table 5. Coda attenuation of the ECTN stations

表五 不同测站之尾波 Q 值

Sta.	Distance (km)	$Q_c^1$							
		Aki.B. <sup>2</sup>		Aki.S. <sup>3</sup>		Sato.B.		Sato.S.	
		$\xi$	$Q_0$	$\xi$	$Q_0$	$\xi$	$Q_0$	$\xi$	$Q_0$
EBN	135	0.67	485	0.75	330	0.66	500	0.74	345
GGN	207	0.66	552	0.74	375	0.65	585	0.73	400
GSQ	218	0.62	570	0.70	385	0.60	605	0.69	415
LPQ	257	0.71	495	0.77	355	0.69	525	0.75	385
MNQ	425	0.77	435	0.81	335	0.76	465	0.79	390
GNT	442	0.74	515	0.78	395	0.74	555	0.79	445
MNT	561	0.95	340	0.96	280	0.95	360	0.96	325
TRQ	611	0.99	345	0.88	295	0.86	385	0.86	360
GACZ	698	0.83	355	0.85	295	0.82	385	0.82	380
GACT	698	0.86	350	0.88	290	0.85	465	0.85	370
GACR	698	0.75	425	0.79	340	0.73	465	0.73	455
WBO	702	0.82	340	0.84	285	0.81	365	0.81	360
GRQ	703	0.95	265	0.95	230	0.94	285	0.94	285
OTT	721	0.92	265	0.93	245	0.91	280	0.91	270
CKO	835	1.00	255	1.00	225	1.00	275	1.00	250
VDQ	864	1.00	205	1.00	185	1.00	215	1.00	250
JAQ	994	1.00	135	1.00	125	1.00	140	1.00	190

1.  $Q_c = Q_0(1 \text{ Hz}) f^\xi$ 

1. B.: Body wave model

3. S.: Surface wave model



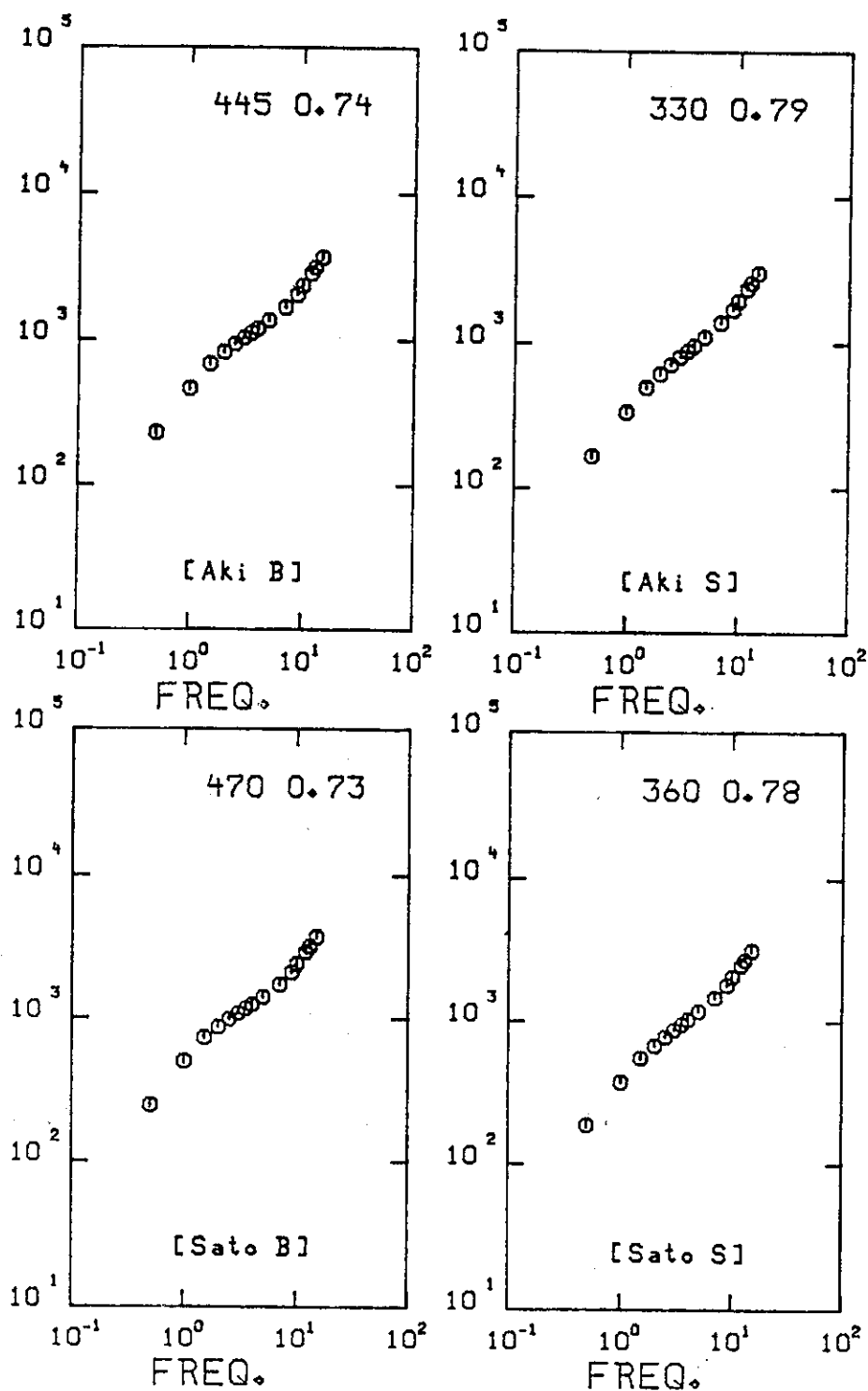


Fig. 5. The whole area coda attenuation from four different models (in each small figure) are plotted with respect to frequency. Fitting it with the form  $Q(f) = Q_0 (1\text{Hz}) f^{\zeta}$ , the  $Q_0$ , zeta, and model are written in each figure.

圖 五 利用四種不同模式求得東加拿大地區之尾波Q值與頻率關係圖。

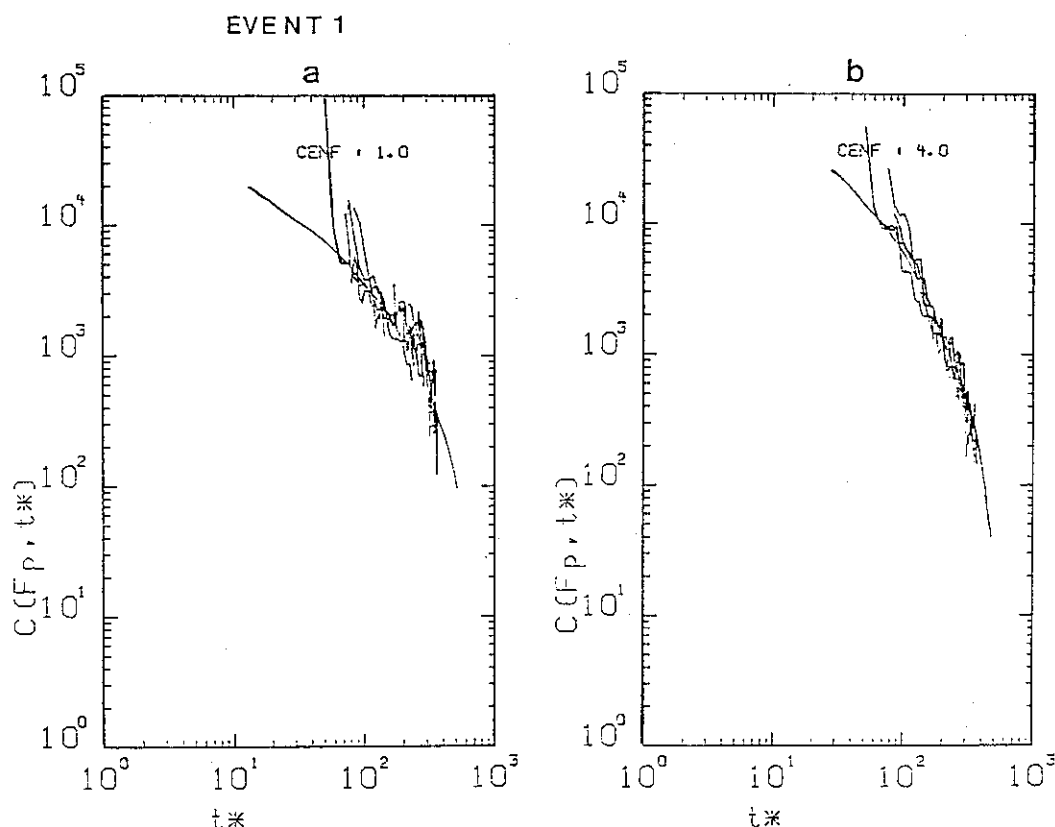


Fig. 6. Master curve matching, all 1 Hz filtered coda envelope of the first event are fitted with some common master curves(a).  $\zeta$  varies from 0.5 to 0.7 and  $Q_0$  is  $500 \pm 50$ . These master curves can also be fitted for 4 Hz filtered data in (b). Only  $\zeta = 0.6$  master curve is shown on this plot.

圖六 標準曲線比對，(a)第一個地震所有經1赫茲濾波之尾波振幅曲線可以  $Q_0 = 500 \pm 50$ ， $\zeta = 0.6$  之曲線重合。(b)經4赫茲濾波之曲線比較。

$50)f^{0.6 \pm 0.1}$ . This is consistent with the values from spectral analysis when body wave scattering model is assumed. Besides, the coda master curves are also used to fit observed filtered data for each individual station. Instead of conventional graphical analysis, we have tried a search technique. Combining all possible  $Q_0$ ,  $\zeta$  and a proper source corner frequency, the error is numerated by taking the square of the difference between theoretical and observed data. The errors for all available

events of a certain station are then calculated. The least error master curve gives  $Q_0$  and  $\zeta$  values which represent the coda attenuation of that station. This matching also gave similar results shown in Table 5. Figure 7 is example of 1 Hz coda envelope at MNT, where asterisks are the observed data and numbers specify the event used. The solid lines are the regression fit. The  $Q$  of  $330f^{0.9}$  is similar to the results of Aki's model listed in Table 5.

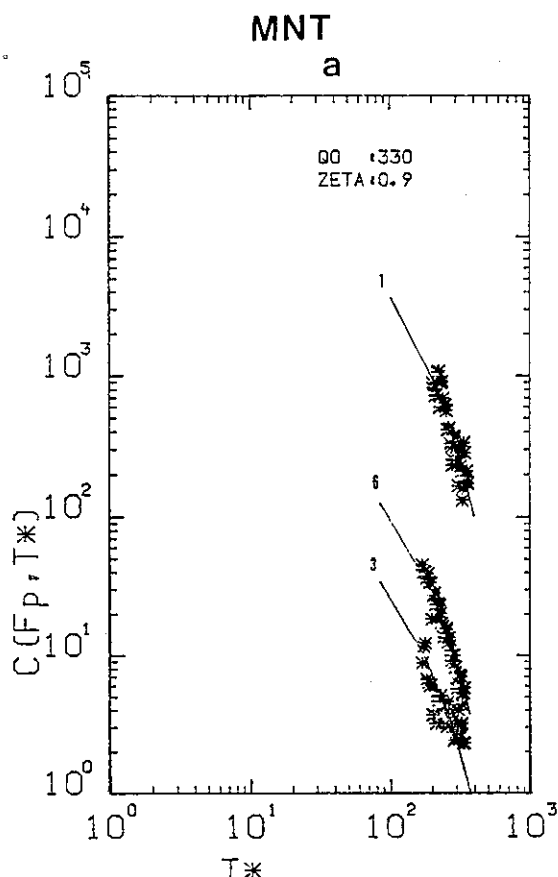


Fig. 7. Master curve matching for the records at MNT,  $Q$  value for the best fit curve is  $330f^{0.9}$ . Stars are the observed data after 1 Hz filtered. The number indicates the event used and curves represent theoretical matching.

圖七 MNT測站之曲線比對，中心頻為 1 赫茲， $Q=330 f^{0.9}$ 。

A important feature can be seen in Table. The  $Q_0$  value is reduced as the epicentral distance is increased whereas frequency-dependence is increased. This may be caused by different coda wave duration, since, the triggering system stores a certain length of digital points for all stations from the triggering time. Hence, distant stations always have short coda wave duration. In order to compensate for this difference, the analysis was performed in two parts. The beginning

100 seconds of coda wave was analyzed separately from the coda wave arriving longer than 100 seconds lapse time. The results are listed in Table 6. A strong relation between attenuation and frequency exists at each station for the first 100 seconds of coda wave, except at GGN (207km) and WBO(703km) stations. Referring to Figure 1, an extraordinarily large Lg wave amplitude reflects radiation pattern or site effects at these stations. Unfortunately, the only other station (LMN) on the same azimuth as GGN is too noisy to be compared. On the same figure, a slow coda envelope decay at WBO reveals site effects, whereas, other stations located near WBO do not show the same tendency. However, large  $Q_0$  and smaller frequency-dependence is obtained in the second part. It implies that a longer mean free path  $L$  is expected. One possible mechanism is that coda wave attenuation is depth-dependent. In such conditions, the latter parts of coda waves are essentially reflecting the scattering effects occurred at deeper part of the earth. In other words, the scatters located at different depth will have different scattering effects. Of course, we don't exclude other possible explanations such as channel wave effects proposed by Dainty (1985) or sedimentary effects.

Coda wave attenuation was also measured for each individual event. The results are given in Figure 8.a (Aki body wave model) and Figure 8.b (Sato body wave model). They show a similar frequency dependence ( $\xi=0.7$ ), whereas, the slight difference for  $Q_0$  is due to each event having been recorder by different number of stations and different station locations. The corner frequency does not much affect coda wave attenuation. To further investigate the behavior of coda

Table 6. Coda attenuation for different coda lapse time

表六 測站與不同走時之尾波 Q 值

Station Distance (km)	L.T <sup>2</sup>	Q <sub>c</sub> <sup>1</sup>							
		Aki.B.		Aki.S.		Sato.B.		Sato.S.	
		ξ	Q <sub>o</sub>	ξ	Q <sub>o</sub>	ξ	Q <sub>o</sub>	ξ	Q <sub>o</sub>
EBN 135	≤100 sec.	0.97	180	0.98	130	0.97	205	0.98	150
	>100 sec.	0.76	600	0.82	425	0.76	605	0.82	430
GGN 207	≤100 sec.	0.78	305	0.84	210	0.76	350	0.81	250
	>100 sec.	0.81	500	0.86	375	0.81	505	0.86	380
GSQ 218	≤100 sec.	0.91	190	0.93	145	0.89	220	0.91	180
	>100 sec.	0.64	680	0.64	660	0.64	690	0.63	680
LPQ 257	≤100 sec.	1.00	130	1.00	110	1.00	140	1.00	125
	>100 sec.	0.55	840	0.67	540	0.54	865	0.66	560
MNQ 425	≤100 sec.	1.00	160	1.00	140	1.00	175	1.00	185
	>100 sec.	0.55	830	0.65	565	0.53	880	0.63	620
GNT 442	≤100 sec.	1.00	125	1.00	110	1.00	130	1.00	135
	>100 sec.	0.74	560	0.86	415	0.72	580	0.83	440
MNT 561	≤100 sec.	0.93	350	0.95	270	0.93	405	0.92	460
	>100 sec.	0.98	350	0.98	295	0.98	360	0.98	315
TRQ 611	≤100 sec.	1.00	160	1.00	145	1.00	175	1.00	190
	>100 sec.	0.98	350	0.98	295	0.98	360	0.98	315
GACZ 698	≤100 sec.	0.86	305	0.88	255	0.85	335	0.84	360
	>100 sec.	0.95	370	0.96	315	0.95	385	0.95	344
GACT	≤100 sec.	0.90	295	0.91	249	0.89	325	0.88	345
	>100 sec.	1.00	430	1.00	355	1.00	445	1.00	390
GACR	≤100 sec.	0.84	340	0.86	280	0.83	380	0.81	410
	>100 sec.	0.74	720	0.79	530	0.73	775	0.77	620
WBO 702	≤100 sec.	0.81	250	0.83	215	0.79	280	0.76	330
	>100 sec.	0.93	415	0.94	345	0.92	430	0.94	380
GRQ 703	≤100 sec.	1.00	145	1.00	130	1.00	150	1.00	170
	>100 sec.	0.65	520	0.71	410	0.63	565	0.66	490
OTT 721	≤100 sec.	1.00	230	1.00	205	1.00	245	1.00	250
CKO 835	≤100 sec.	1.00	180	1.00	160	1.00	190	1.00	240
	>100 sec.	0.83	260	0.86	230	0.82	270	0.84	255
VDQ 864	≤100 sec.	1.00	130	1.00	120	1.00	135	1.00	170
	>100 sec.	0.63	255	0.64	235	0.63	260	0.63	250
JAQ 994	≤100 sec.	1.00	130	1.00	120	1.00	130	1.00	180
	>								

1.  $Q_c = Q_o(1 \text{ Hz}) f^{\gamma}$

2. L.T.: Lapse Time of coda wave

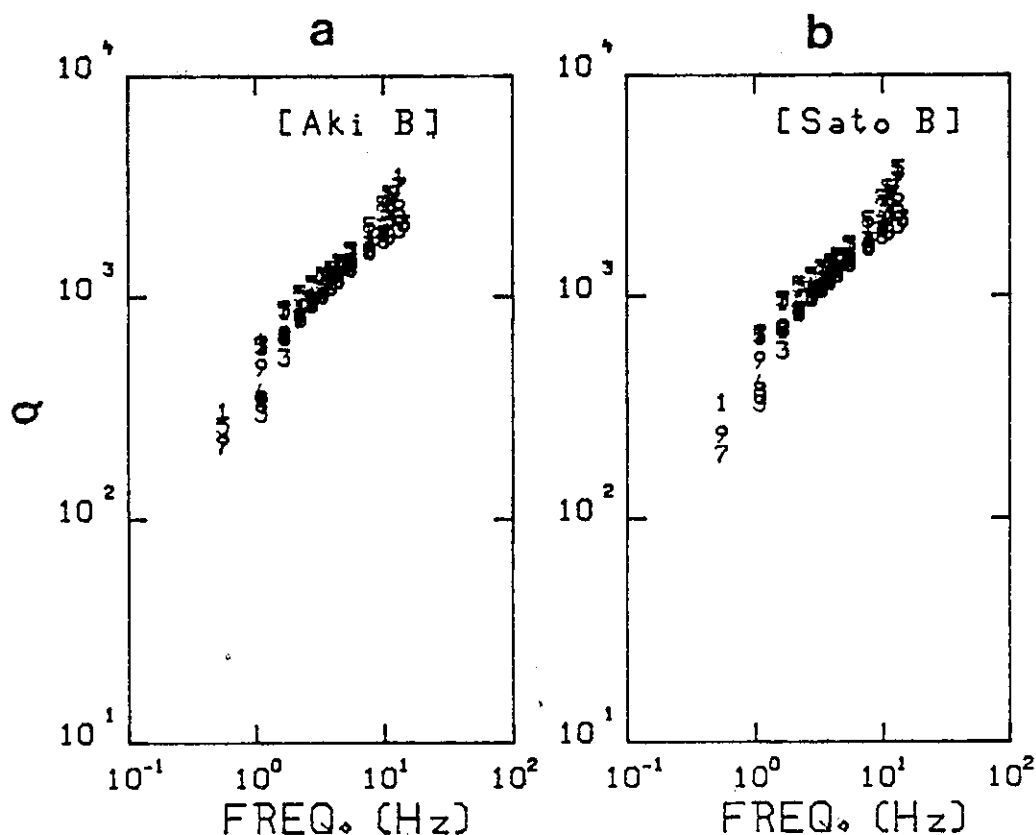


Fig. 8. Coda wave attenuation of each event. (a) using Aki body wave model, the zeta is about 0.65 for all events and slight difference for  $Q_0$  is caused by different numbers and type of records used. The numbers specify the event used. (b) the same notation as (a), but using Sato body model, the results are similar to those from Aki's model.

圖 八 利用不同地震所求得之尾波Q值：(a) AKi 模式；(b) Sato 模式。

waves at different lapse times, the coda wave attenuations are measured for different parts of coda wave duration. In Figure 9, the attenuation for coda wave lapse times less than 100 seconds, 150 seconds, 200 seconds and 250 seconds are plotted with respect to frequency. Symbols represent different lapse times. One can immediately see the change only occurs at frequencies less than 7 Hz. The slope below 7 Hz becomes gentler as coda wave lapse time increases. The high frequency ( $> 7$  Hz) attenuation is independent of coda wave lapse time. This tell us that the coda waves at low fre-

quencies are more intricate than in high frequencies.

## DISCUSSION AND CONCLUSION

The small difference between the results from the body wave scattering model and the surface wave scattering model can not be resolved because of the complexity of coda waves can not be significantly expressed by only one model or by single back scattering model is not appropriate if the whole coda waves is studied. In addition, two different attenuation-frequency relations can be found from Figure 5 by examining the Q-

values at different frequencies. The attenuation has small frequency-dependence for frequencies less than 7 Hz. From the study of Lg wave properties in the same area, Shin and Herrmann (1987) concluded that Lg wave attenuates much faster than scattered  $S_n$  wave at frequency greater than 7 Hz. This phenomenon is more pronounced at distant records. Based on these observation, Lg-coda will not be existed beyond 7 Hz. Moreover, the Lg phase is the largest amplitude observed on short period seismograms at the distance used in this study. We can expect scattered surface waves are dominant in coda waves at frequencies less than 7 Hz. This agrees with the observed filtered data shown in Figure 10. The original trace on the top of this figure is recorded at epicentral distance 611 km and the filtered traces are illustrated below it. The coda wave trains are immediately after the Lg waves at low frequencies and a smooth envelope is extended directly from Lg wave. This indicates that the surface wave scattering is proper for that frequency range. At higher frequencies, the Lg wave is diminished or hidden under the scattered  $S_n$  wave. Coda waves become a tail of the S-wave which is convincingly due to the scattering in the upper mantle. Based on this observation, the rate of attenuation for scattered surface waves is  $Q_c(f) = 335f^{0.78}$  which is obtained by taking low frequency Q values and fitting them to the frequency-dependent form, whereas, high frequency Q-values are attributed to body wave scattering attenuation. Its attenuation is  $Q_c(f) = 200f^{1.0}$  for frequency greater than 7 Hz. The relatively small amplitude of scattered body waves are hard to see in distant records especially at low frequency range. The unknown

properties of scattered body wave at low frequencies can be studied by using the records from different distance ranges. But at short distance, the  $S_n$  wave arrival is not yet separated from Lg wave. This makes the observation difficult to understand in detail the properties of scattered  $S_n$  wave.

The frequency dependence of coda wave attenuation is enhanced in low frequency range if a longer coda wave lapse time is used. This is shown in Figure 9. Again, this phenomenon supports the conclusion that the scattered surface wave is attenuated much faster than scattered body wave. Therefore, the ratio of scattering surface wave to scattered body wave is decreased as lapse time increased. This is more pronounced at higher frequencies.

The associated mean free path can thus be estimated by substituting these attenuation values into equation 7. For the scattered body wave, very strong frequency-dependent attenuation makes the mean free path a constant ( $\approx 120$  km) over the frequency range from 7 Hz to 15 Hz. It is equivalent to a  $8 \times 10^{-3} \text{ km}^{-1}$  turbidity and consistent with the theoretical study (Sato, 1984) of S-S back scattering model in which the magnitude of fluctuation is 0.01 and the scale length is 2 km. For the scattered surface wave, the turbidity varies from  $4 \times 10^{-3}$  to  $9 \times 10^{-3} \text{ km}^{-1}$  by ignoring the intrinsic  $Q_i$  values. If  $Q_i$  is assumed to be 4000, which come from high frequency Lg attenuation (Shin and Herrmann, 1985) the turbidity ranges from  $3 \times 10^{-3}$  to  $5 \times 10^{-3} \text{ km}^{-1}$ . The corresponding mean free path is  $200 \pm 50$  km. The smaller mean free path value of scattered body wave can be explained by relatively high frequency content of the body waves. Therefore, body waves are more

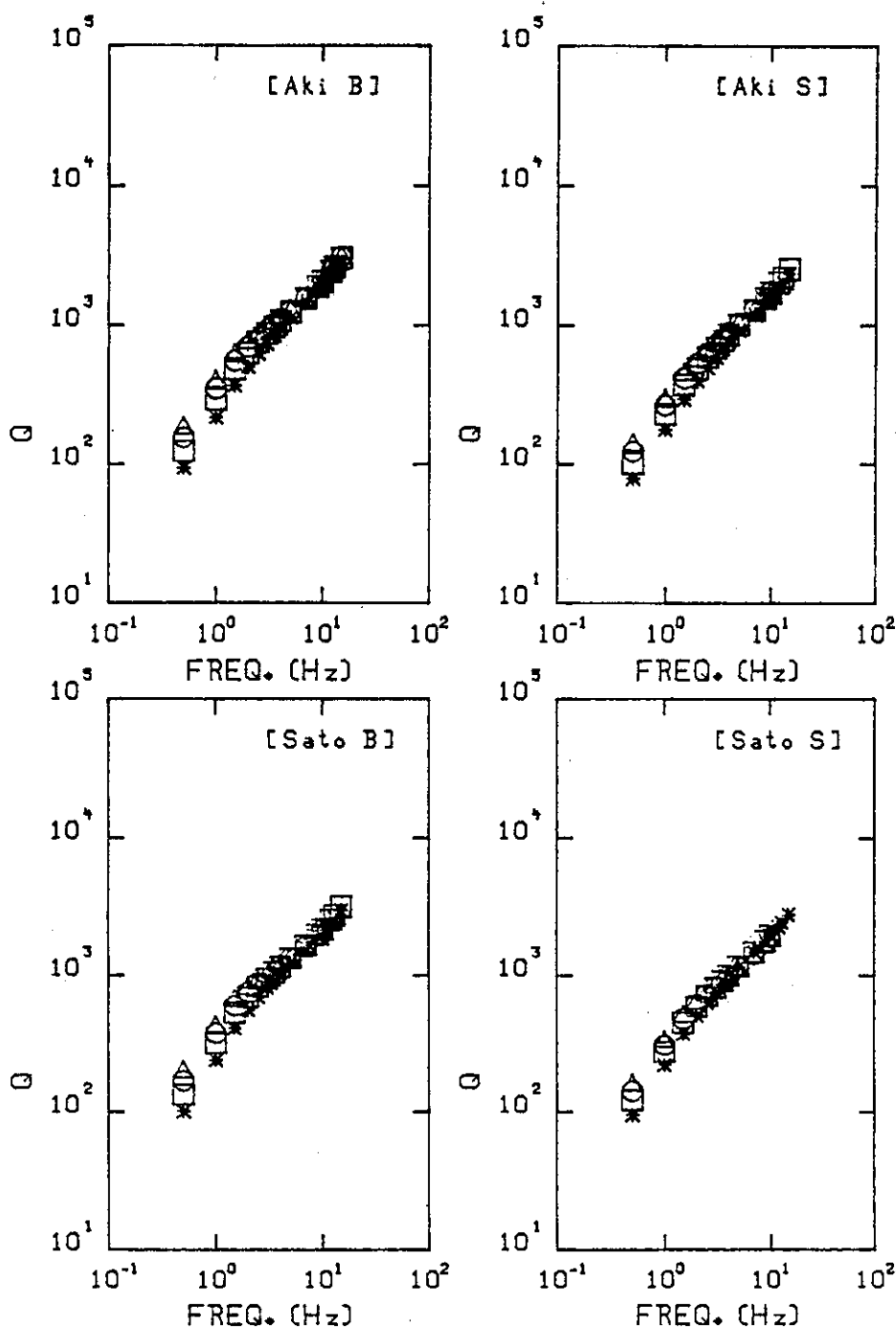


Fig. 9. Coda attenuation for different models and different coda lapse times of 100 (asterisk), 150 (square), 200 (circle), and 250 (triangle) seconds lapse time are used for comparison. The Q values at low frequencies increase as a longer lapse time of coda waves is used. The high frequency attenuation is not changed at all. This points out that the shape of coda waves at low frequency ranges is more complicated than at high frequencies.

圖 九 尾波走時為100，200和250秒所求得之尾波Q值。

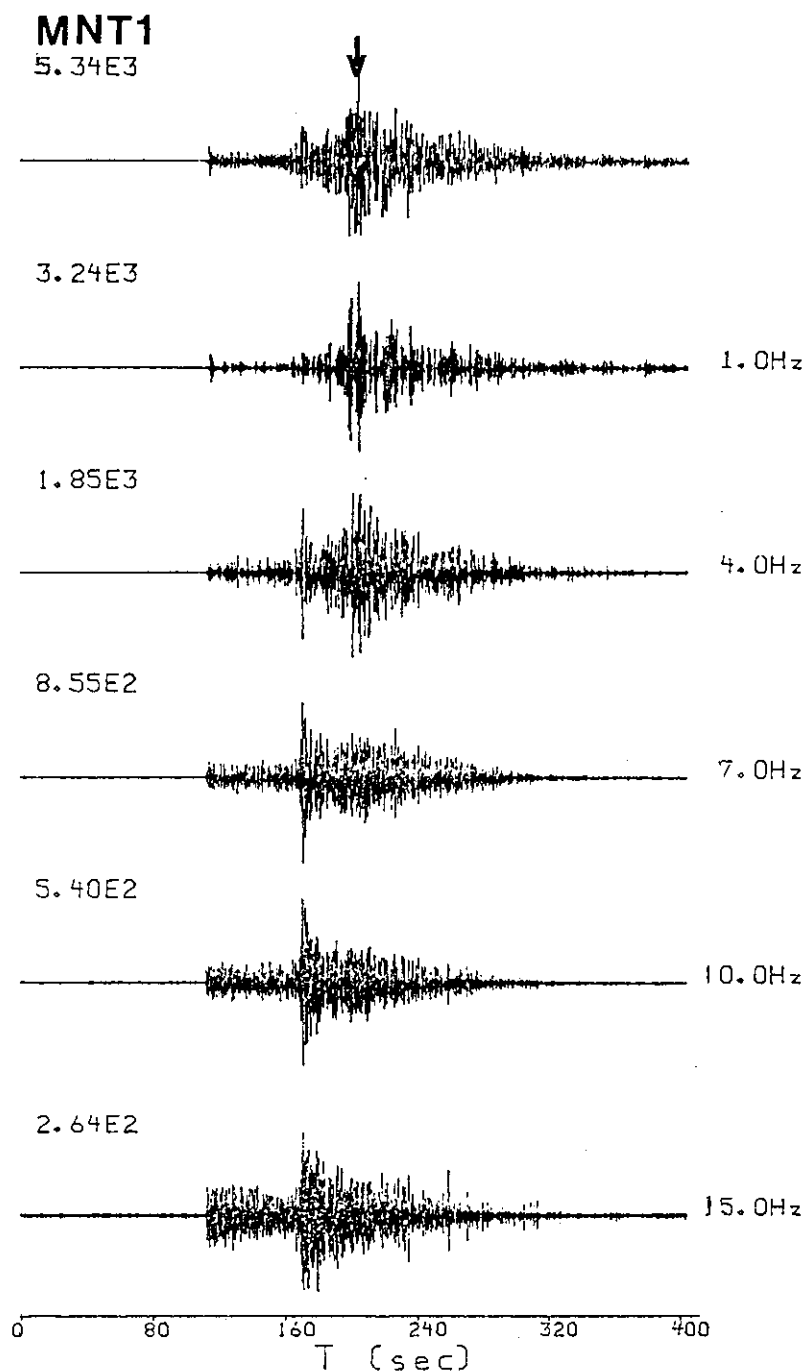


Fig. 10. Seismogram at MNT of the first event is shown on the top together with different filtered traces displayed below. Arrows indicate the arrival of Lg wave. Coda waves are the tail of Lg wave at low frequency ranges. It tell us that the scattered body wave model may not be proper to apply.

圖 十 第一地震在 MNT 測站之地震紀錄及經不同中心頻濾波後之地震紀錄，箭頭表  $L_g$  波。



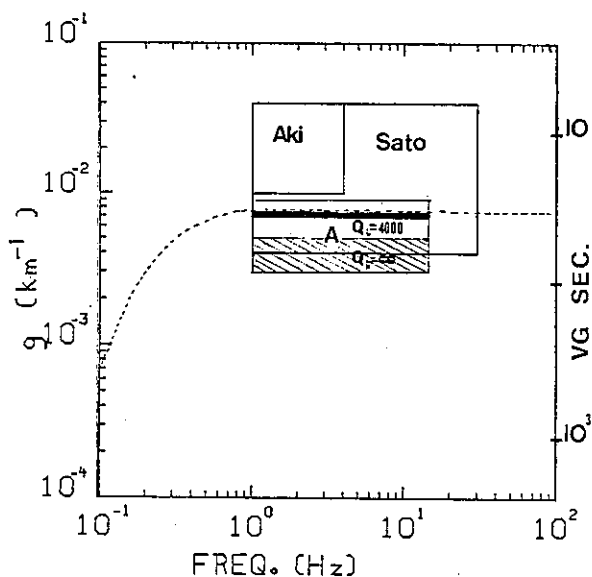


Fig. 11. Observed turbidity ( $g$ ) of scattered body wave and scattered surface wave in eastern Canada. The results for Kanto, Japan (Sato, 1977; Aki, 1980) are also plotted for comparison. The dot line shows the theoretical result for S-S scattering model (Sato, 1984).

圖十一 亂度 (Turbidity) 在世界各地之比較圖，圖中點線為 Sato(1984)由理論模式計算之結果。

capable to have scattering effects.

Figure 11 shows the results of some independent studies from other areas. The dashed curve is the theoretical curve (Sato, 1984) for S-S scattering model. The small square on the top is the turbidity estimated by Aki (1980b) in Kanto, Japan, where single scattering model is assumed. The turbidity ranges from  $10^{-2}$  to  $4 \times 10^{-2} \text{ km}^{-1}$  at frequency around 2 Hz. In the same area, Sato gave  $4 \times 10^{-3}$  to  $4 \times 10^{-2} \text{ km}^{-1}$  turbidity for frequency from 1 Hz to 30 Hz as shown as large square in the center of figure. The bold solid line shows the turbidity of scattered body wave determined in this study and the small rectangular is turbidity from the

surface wave scattering model. A brief conclusion from Sato (1984) indicates that single scattering model is valid for the lapse times less than characteristic time (vg, shown on the right side of figure) and gave 62 seconds for that area. Using low frequency ranges, Aki when estimated the characteristic time as 25 seconds. Similar calculations were executed by using 3.8 km/sec velocity for scattered body waves and 3.5 km/sec for scattering surface wave. The characteristic times are 35 seconds and 70 seconds for body and surface waves respectively. Actually, the observed data are much more complicated than the theoretical simulation and the measurement of coda wave amplitude is always more than the characteristic time. Therefore, these observation make the results adequate only under the assumption of single back-scattering. Actually, the possibility of multiple scattering at the rear part of coda wave (Gao et.al., 1983) and the unknown ratio of scattered body wave to scattered surface wave at different frequency ranges may play an important role in the whole coda waves. Of course, we admit that neither Aki's model nor Sato's model describes the excitation and propagation of the coda waves perfectly. Somehow, this analysis only provides some features of scattering observed in Eastern Canada.

## ACKNOWLEDGE

The author wish to thank Dr. C.Y. Wang for his discussions.

## REFERENCES

- Aki, K. (1969) Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves, *J. Geophys. Res.* 74, 615-631.

- Aki, K. and B. Chouet (1975). Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects, *J. Geophys. Res.* **80**, 3322-3342.
- Aki, K. (1980). Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere, *J. Geophys. Res.* **85**, 6496-6504.
- Biswas, N. N. and K. Aki (1984). Characteristics of coda wave: Central and Southcentral Alaska, *bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 493-508.
- Dainty, A (1981). A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz, *Geophys. Res. Letters* **11**, 1126-1128. . . . .
- Dainty, A. and M. N. Toksoz (1977). Elastic wave propagation in a highly scattering medium- a diffusion approach, *J. Geophys.* **43**, 375-388.
- Gao, L. S., C. Lee, N. N. Biswas, and K. Aki (1983) Comparison of the effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73**, 377-389.
- Herrmann, R. B. (1980). Q estimates using the coda of local earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **70**, 447-468,
- Masih, V. J. (1983). Coda-Q studies in the Indian subcontinent. *Thesis for Master degree*. Saint Louis university, Saint Louis, Missouri.
- Nakamura, Y. (1977). HFT events: shallow moonquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.* **14**, 217-223.
- Pulli, J. J. (1984). Attenuation of coda waves in New England, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 1149-1166.
- Rautian, T.G. and V.I. Khalturin (1978). The use of coda for determination of the the earthquakes source spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.* **68**, 923-948.
- Rhea, S. (1984). Q determination from local earthquakes in the south Carolina coastal plain, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 2257-2268.
- Roecker, S. W., B. Tucker, J. King and D. Hatzfeld (1982). Estimates of Q in Central Asia as a function of frequency and depth using the coda of locally recorded earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**, 129-149.
- Shin, T.C. and R.B. Herrmann (1987). Lg attenuation and Source Studies using 1982 Miramichi data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 384-397.
- Singh, R. L. and R. B. Herrmann (1983). Regionalization of crustal coda Q in the continental United States, *J. Geophys. Res.* **88**, 599-614.
- Sato, H. (1977). Energy propagation including scattering effects; single isotropic scattering, *J. Phys. Earth* **25**, 27-41.
- Sato, H. (1984). Attenuation and envelope formation of three-component seismograms of small local earthquakes in randomly inhomogeneous lithosphere, *J. Geophys. Res.* **89**, 1221-1241.
- Wesley, J. P. (1965). Diffusion of seismic energy in the near range, *J. Geophys. Res.* **70**, 5099-5106.

# 東加拿大地區尾波衰減分析

辛 在 勤

中央氣象局科技中心副研究員

(收稿日期: 76. 1. 7 ; 審查日期: 77. 1. 9  
77. 2. 8 ; 定稿日期: 77. 4. 15)  
77. 2. 22

## 摘 要

本文利用東加拿大地震網 7 組地震紀錄，研究該地區之散射效應，此 7 個地震規模範圍在 3.7 至 5.7，震央距離 100 公里至 1000 公里。在本研究中同時使用 AKi 和 Sato 的體波和表面波之尾波模式，針對單一地震、單一測站和所有地震進行分析，並討論其結果。

當尾波走時小於 100 秒的 Q 值與頻率有較大的相依性，當尾波走時加長時，Q (1Hz) 減小，但與頻率相依性相對增加，此效應說明該區較深處其不均勻體比較淺處為大，這種現象與地震之規模無關。且各測站之 Q (1 Hz) 並不盡相同顯示測站之效應。

改進 HERMANN 的尾波振幅曲線，並進行經不同中心頻濾波後之尾波振幅比對，由此技巧所求得之 Q 值， $500 \pm 50 f^{(0.6-0.7)}$ ，與由振幅頻譜分析所得結果符合。

關 鍵 詞：東加拿大的尾波衰減

Key words: Coda-Q of ECTN

# 臺灣地區顯梅空梅年 500 mb 高度及海面溫度距平特徵之研究

劉 復 誠

中央氣象局預報測站課長

(收稿日期: 77. 2. 8; 審稿日期: 77. 3. 25; 定稿日期: 77. 4. 2)

## 摘 要

本研究主要目的為探討臺灣地區梅雨季中顯梅(雨量特別多)及空梅(雨量特別少)時,其前二個月(3月)、前一個月(4月)、5月、6月及5+6月(平均)之500mb高度及海面溫度距平特徵(並與正常年比較),以及有關長期預報問題。利用1946~1985年臺北、基隆、臺中、臺南、高雄、花蓮及臺東測站之降雨量,依照PR(%)及NDI(常態化偏差指數)大小,擷取代表顯梅年、空梅年及正常年之個案(各十個),作為求取北半球500mb高度距平合成圖之依據。此外,1979年Namias之海溫距平(季)圖亦用來分析,以診斷顯梅及空梅時之差異特徵。

研究結果,可包括二點主要之綜合特徵:①500mb高度距平合成圖分佈型態,以東亞地區而言,顯梅時呈北高南低,空梅時呈北低南高,且其配置大勢約在梅雨前二個月(3月)即已開始醞釀。另當顯梅時,太平洋區負距平強度較深,空梅時正距平強度較強。②北太平洋SST距平以西及中太平洋變化為判別指標,即當顯梅年時,在冬天中太平洋之負距平區,到春天時已改變為正距平區。空梅年時,位於中太平洋之小範圍負距平區,到春天時,此小範圍之負距平化更向日本及臺灣擴大。

最後,本研究之成果經應用到1987年梅雨型態之長期預測,經比較驗證後其成效甚佳。

關 鍵 詞: 梅雨、常態化偏差指數、距平、顯梅、空梅。

Key Words: Mei-Yu, Normalized departure Index, Anomaly, Wet Mei-Yu, Dry Mei-Yu

## 一、前 言

梅雨為臺灣地區四大天然災變天氣之一(其他為颱風、寒潮、乾旱)。而梅雨所導致之災害損失堪稱龐大,例如民國七十三年六月三日北部水災,造成損失新臺幣100億元以上(丘及劉,1985),民國七十年及民國七十四年的「五二八」桃竹苗大水災均曾造成重大財物損失及民衆傷亡(劉,1982)。

臺灣的梅雨期約一個月左右,每年平均發生在五月中旬至六月中旬之間,其特色是持續性或間歇

性的降雨,各地降雨量約佔全年四分之一。在梅雨顯著時(指雨量特別多,又稱多梅或水梅),漫長之雨期對農作物(如水稻、果菜)之生長、收割、工業用水及飲用水供應、水力發電、交通運輸、工程建設、觀光事業與民衆生活等影響甚巨,且顯梅時所引起之豪雨常導致洪水氾濫及山崩,並造成生命財產之損失;然而在空梅時(指雨量特別少,又稱乾梅或少梅),由於雨期短雨量少,其所引起乾旱缺水現象往往影響灌溉(尤其在春雨也少時),發電及水源供應等,例如民國六十九年之臺灣大乾旱,曾引起各界之關注與困惱(自來用水以配給方

式供應民衆)。

梅雨為大氣環流因季節型態轉變所產生之特有現象，與氣候變異亦有極密切關係。再加上如有特異之外界因子，例如艾尼紐／南方振盪(El Nino/Southern Oscillation)現象，平流層突然增溫，太陽黑子(Sun spot)增多等介入，則往往導致梅雨降雨量失去平衡，以致出現顯梅與空梅的變異天氣型態，此乃長期預報所急欲解決之問題。一般而言，預報人員對梅雨之降水量或豪雨預報能力最多只能達0—12小時而已，故如能加強對梅雨之研究，發展長期預報方法，則對提高長期預報之準確率必有所裨益。

目前，國內對於梅雨之研究多偏重在氣候統計，動力結構及中尺度激發機制研究上，例如民國七十六年五月一日至六月卅日 TAMEX (臺灣地區中尺度實驗計畫)乃針對梅雨之研究而執行之一次龐大實驗計畫(吳及陳，1985；陳，1986b)。國外方面以日本學者(例如，Kuboki and Asakura 1961；Okuta, 1952；Syono et al., 1959；Suda and Asakura, 1955)所發展有關梅雨研究較多，在美國及歐洲地區因無梅雨現象，故很少見到有關梅雨之研究報告。近年，Kung (1986)撰之“Long-range forecasting of Mei-Yu with the global upper air observations”，乃對梅雨長期預測較有深入之研究報告。此外，Wu(1984)以統計方法作為發展印度季風雨量長期預報之模式，其所依據之要素有(1)阿拉伯海的海水面溫度(SST)之距平(anomaly)、(2)印度次大陸之陸地氣溫及(3)西藏高壓等。蔡清彥(1987)以分析5、6月份雨量來研究梅雨量年際變化，似可提供長期預報參考。

本研究之主要目的為探討臺灣地區梅雨季中顯梅及空梅年時，其前二個月(3月)、一個月(4月)及5、6月及5月+6月(平均)間之500mb高度及海面溫度距平特徵與長期預報問題。本研究之資料來源取用1946~1985年間共40年之降雨量記錄，並以基隆、臺北(代表北部)、臺中(代表中部)、臺南、高雄(代表南部)、花蓮、臺東(代表東部)等七個測站之雨量為分析基礎與定義「顯梅年」、「空梅年」及「正常年」份，以北半球500 mb高度距平圖及其他相關資料(如太平洋海面溫度)加以分析診斷，以求取各種合成圖(Composite chart)，進而尋求臺灣地區顯梅或空梅年

之500mb高度距平及太平洋海面溫度距平差異特徵及建立可行性的長期預報方法。

## 二、資料來源

本研究資料主要包括有(1)梅雨期降雨量，(2)北半球500mb高度值及距平值，(3)北太平洋海面溫度(Sea Surface Temperature, 簡稱SST)。茲敘述如下：

### (一)梅雨期降雨量

本研究判定該年梅雨期(季)是否屬於顯梅年或接近氣候平均值之正常年，係依據中央氣象局及日本JMA之地面及高空天氣圖，並參考陳及廖(1981)報告，首先決定1946~1985年臺灣地區之梅雨期，如表1，再依中央氣象局所屬臺北及基隆(取兩站算術平均，代表北部)、臺中(代表中部)、臺南及高雄(取兩站算術平均，代表南部)、花蓮及臺東(取兩站算術平均，代表東部)的降雨量作為統計1946~1985年梅雨期之總降雨量(如表1)之用。進而依照梅雨期降雨量經過分級後來決定顯梅年、空梅年及正常年之代表年份(見下章)。

### (二)北半球500mb高度值及距平值

為計算合成平均大氣環流(距平)圖，本研究取用日本JMA各月之北半球500mb網格點及月平均圖(JMA, 1984)資料，藉選取之顯梅年、空梅年及正常年之代表年份(各為十年)，再應用合成法(composite method)，求取梅雨前二個月(即3月)、一個月(即4月)，梅雨期中之5、6月及5+6月之500mb平均大氣環流圖(指距平場)，以作為探索梅雨之長期預報方法。

### (三)太平洋海面溫度距平

為發現梅雨降雨量之長期趨勢，以追蹤海面溫度之變化仍屬一可行性的過程，因為海面溫度具有很大的持續性，海洋與大氣間之回饋機制(feedback mechanism)正可作為長期天氣變化過程中的引導指標(Kraus and Morrison, 1966；劉，1986)。

本研究引用Namias (1979)之“CALCOFI ATLAS NO 27”自1951年至1978年北太平洋季節SST距平資料，作為本文分析之用〔註：此資料之冬天月份指前一年之12月及當年之1、2月，春天指3、4、5月，其單位為°F〕。

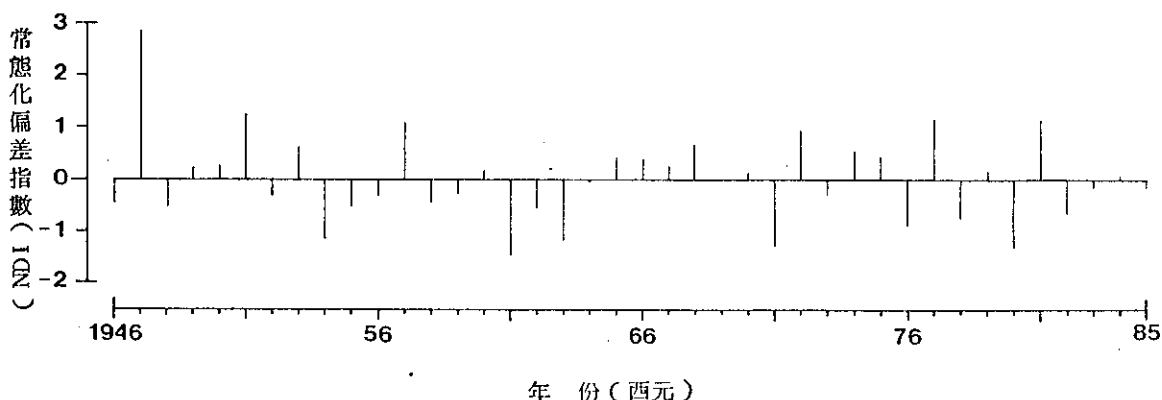


圖 1 臺灣地區平均常態化偏差指數 (NDI) 之年變化 (1946~1985)

Fig. 1 Annual variation of averaged vormalized departure index in Taiwan areas (1946-1985).

### 三、分析過程

#### (一) 顯梅年、空梅年及正常年代表年份之選取

質言之，依據梅雨期降雨量之多寡可將梅雨分類為許多級（例如：陳及廖，1981；陳，1986a），以作研究分析之用。其所依據之分類標準，大致以降水量百分比（Precipitation Ratio，簡稱PR值）表示，其公式如下：

$$PR(\%) = R/\bar{R} \times 100\% \dots\dots\dots(1)$$

(1)之R代表梅雨期降雨量， $\bar{R}$ 代表梅雨期之40年（1946~1985）氣候平均值。由此可求得各地區之PR值（表2）。此外，如能計算其常態化偏差指數（Normalized Departure Index，簡寫NDI）則更具統計意義及判別梅雨顯梅或空梅或正常年（Chu, 1983），其简化求法如下：

$$NDI = R - \bar{R}/\sigma \dots\dots\dots(2)$$

(2)之R，R與(1)同， $\sigma$ 則代表標準偏差，其所求得之各區平均常態化偏差（含正負值）如圖1及表2。

本文由(1)及(2)再根據劉（1986）之降雨量分級標準，可找出本研究之極顯梅年（ $PR \geq 150\%$ ）共5年，依序為1947、1951、1977、1957及1972年（用MA表示），顯梅年（ $PR \geq 125\%$ ）共5年（用A表示），依序為1981、1968、1953、1950及1974（見表2）；相對的，用同一方法亦可找出本研究

之極空梅年（ $PR \leq 50\%$ ）共5年，依序為1961、1980、1963、1971及1954年（用MB表示），空梅年（ $PR \leq 75\%$ ）共5年（用B表示），依序為1976、1978、1962、1948及1958年（見表2）。此外，為能看出梅雨異常時，其大氣環流（指500mb高度距平）特徵與正常年之差異如何？特再擷取PR值較接近100%及NDI接近0之個案，作為正常年之代表年份，俾當作本文分析比較之用，經此程序選用者有1946、1952、1955、1964、1966、1969、1970、1973、1979及1982年共10年，此10年之資料將作為本研究求取正常年平均大氣環流圖之依據。

#### (二) 北半球500mb高度距平合成圖之製作過程與種類

為找出梅雨之定性預測趨勢，並達成統計可信度基準（confidence level），經用前述已選出之極顯梅年（MA）、顯梅年（A）、極空梅年（MB）、空梅年（B），以及正常年（Normal）作為合成法之分析基礎。其取用之年份數目係依照40年之比例分配，即極顯梅及顯梅年，取用10年（佔¼）之合成平均，即 $1947+1951+1977+1957+1972+1981+1968+1953+1950+1974/10$ 。極空梅及空梅年，取用10年（佔¼）之合成平均，即 $1961+1980+1963+1971+1954+1976+1978+1962+1948+1958/10$ 。正常年，取用10年（佔¼）之合成平均，即 $1946+1952+1955+1964+1966+1969+1970+1973+1979+1982/10$ （佔¼）。

表 1. 臺灣地區梅雨期及其降雨量 (1946—1985)

Table 1. Mei-Yu season and its rainfall amounts for periods from 1946 to 1985.

年 代 (西元)	北部 (臺北、基隆)		中 部 (臺中)		南部 (臺南、高雄)		東部 (花蓮、臺東)	
	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	139.9	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	( $\sigma$ )	430.3/169.7		549.6/322.4		493.8/285.0		267.6/146.0

表 2. 臺灣地區梅雨期之 PR(%)值、NDI 值及梅雨分類(1946-1985)  
Table 2. PR(%)、NDI values and classification of Mei-Yu season in Taiwan areas from 1946 to 1985.

西元年代	北 部		中 部		南 部		東 部		分 類
	PR(%)	NDI	PR(%)	NDI	PR(%)	NDI	PR(%)	NDI	
1946	101	0.04	43	-0.97	77	-0.40	72	-0.51	N
47	201	2.56	302	3.44	216	2.00	279	3.29	MA
48	68	-0.80	66	-0.58	43	-0.99	113	0.24	B
49	106	0.16	162	1.06	135	0.61	47	-0.97	
50	130	0.76	164	1.10	97	-0.05	132	0.59	A
1951	101	0.01	182	1.41	195	1.64	202	1.87	MA
52	80	-0.51	57	-0.74	112	0.22	88	-0.21	N
53	117	0.44	146	0.79	160	1.04	108	0.15	A
54	20	-2.02	13	-1.48	28	-1.24	101	0.02	MB
55	77	-0.59	58	-0.72	112	0.20	47	-0.98	N
56	124	0.61	49	-0.87	63	-0.64	79	-0.38	
57	135	0.88	148	0.82	211	1.93	134	0.62	MA
58	77	-0.57	53	-0.81	52	-0.84	118	0.32	B
59	122	0.55	113	0.23	57	-0.74	32	-1.24	
60	121	0.53	84	-0.27	77	-0.39	150	0.91	
1961	19	-2.05	17	-1.42	14	-1.49	46	-0.99	MB
62	86	-0.35	56	-0.75	48	-0.91	86	-0.26	B
63	34	-1.68	47	-0.91	29	-1.23	48	-0.95	MB
64	105	0.12	87	-0.22	79	-0.36	116	0.29	N
65	107	0.16	89	-0.19	97	-0.05	198	1.79	
66	143	1.10	150	0.85	96	-0.07	84	-0.29	N
67	91	-0.23	83	-0.29	151	0.88	138	0.70	
68	138	0.95	184	1.43	126	0.45	92	-0.14	A
69	71	-0.74	120	0.34	114	0.24	146	0.17	N
70	93	-0.19	55	-0.77	77	-0.40	115	0.27	N
1971	27	-1.86	72	-0.48	27	-1.27	17	-1.51	MB
72	97	-0.08	218	2.00	175	1.30	130	0.55	MA
73	94	-0.15	87	-0.23	77	-0.40	77	-0.42	N
74	124	0.60	110	0.17	127	0.47	153	0.96	A
75	153	1.35	139	0.67	108	0.13	77	-0.42	
76	62	-0.97	86	-0.24	54	-0.79	16	-1.54	B
77	139	0.98	154	0.92	272	2.99	81	-0.35	MA
78	78	-0.55	56	-0.75	49	-0.89	56	-0.80	B
79	140	1.00	77	-0.40	93	-0.12	102	0.04	N
80	66	-0.87	19	-1.38	9	-1.57	25	-1.38	MB
1981	190	2.27	142	0.72	101	0.02	183	1.53	A
82	79	-0.53	78	-0.37	88	-0.21	21	-1.44	N
83	79	-0.53	84	-0.27	160	1.04	57	-0.79	
84	140	1.01	63	-0.64	94	-0.10	108	0.15	
85	66	-0.86	89	-0.19	100	0.00	122	0.41	

註：MN=Much Above (極顯梅)    A=Above (顯梅)    MB=Much Below (極空梅)    B=Below (空梅)    N=Normal (近正常年)



依上述之分析過程，計算梅雨前二個月（3月）、一個月（4月）、梅雨期（5、6月）及梅雨期平均（5+6月）之各種合成圖，計可得出下列五種圖式：

#### 1. 高度距平合成圖

(1) 極顯梅及顯梅年合併時，有：圖 2 a—3 月、圖 2 b—4 月、圖 2 c—5 月、圖 2 d—6 月、圖 2 e—5 月+6 月。

(2) 極空梅及空梅年合併時，有：圖 3 a—3 月、圖 3 b—4 月、圖 3 c—5 月、圖 3 d—6 月、圖 3 e—5 月+6 月。

(3) 正常年時（因 3 月、4 月之天氣形態大致相似，故合併為春天表示），有：圖 4 a—春天、圖 4 b—5 月、圖 4 c—6 月、圖 4 d—5 月+6 月。

#### 2. 大太平洋 SST 距平合成圖

因限於 SST 資料取得之困難，本研究之 SST 距平資料仍取用 1979 年 Namias 所繪者，惟此資料僅係以「季」為準，故本研究為發現顯梅或空梅發生前一季及發生時之 SST 距平分佈特徵，特以 Namias 之有限資料去求取，即顯梅時以 1947+1951+1977+1957+1952+1968+1953+1950+1974/9 去求取冬季（圖 5 a）及春季（圖 5 b）之 SST 距平圖，以作為判斷顯梅及空梅時之 SST 距平型態特徵，俾作為梅雨長期預報之參考。

〔註：本文以下所稱之顯梅年均指極顯梅年及顯梅年合併（共 10 年平均）之概稱，空梅年亦指極空梅年及空梅年合併（共 10 年平均）之概稱〕。

### 四、研究結果

#### (一) 500mb 高度距平合成圖

##### 1. 梅雨前二個月~3 月

分析圖 2 a、3 a、4 a，可發現顯梅、空梅及正常年三者之 500mb 高度距平合成圖分佈均不相同。當顯梅時，亞洲大陸正距平區（中心在  $60^{\circ}\text{N}$ ， $128^{\circ}\text{E}$ ，中心值 +32.8 gpm）向西南延伸至歐洲。另北美大陸亦為正距平所盤踞。太平洋上幾為負距平區之範圍（中心在  $50^{\circ}\text{N}$ ， $152^{\circ}\text{W}$ ，中心值 -43.4 gpm），並向西南伸展至亞洲及中南半島之低緯度區。另一負距平區之中心在  $70^{\circ}\text{N}$ ， $40^{\circ}\text{E}$ ，向西南延伸至大西洋。此種顯梅之距平分佈與空梅年或正常年比較，兩者之主要差異在距平分佈位置之迥異，即在太平洋上顯梅年為負距平區，空梅年

或正常年時為正距平區，在向極區（Poleward）及西伯利亞一帶，顯梅年時為正距平區，空梅年或正常年時為負距平區，若以空梅年來與正常年之分佈型態比較，其正距平區除在中、東太平洋及亞洲大陸向高緯度凸出外，正距平區幾偏在  $30^{\circ}\text{N}$  以南之緯度圈（圖 3 a），此亦可能顯示未來二個月太平洋高氣壓將有大幅向西伸展之潛力或趨勢，此意味着該年梅雨將減少。

##### 2. 梅雨前一個月—4 月

分析圖 2 b、3 b 及 4 a，發現當顯梅時，原 3 月位在太平洋的負距平中心（ $50^{\circ}\text{N}$ ， $152^{\circ}\text{W}$ ）已向西南移至  $38^{\circ}\text{N}$ ， $160^{\circ}\text{E}$ （圖 7 a），並大幅向西擴展至印度，另形成一小區域負距平中心（圖 2 b），另原在 3 月位於貝加爾湖東北方的正距平中心則向西南西移至貝加爾湖正北方（圖 7 a），其正距平中心則由 +32.8 gpm 增強為 +46.3 gpm。另位於歐洲的正距平中心同時亦向西移，其正距平中心則由 +47.9 gpm 減弱為 +20.0 gpm。比較空梅年情況，其太平洋負距平中心偏在東太平洋（中心位置在  $45^{\circ}\text{N}$ ， $140^{\circ}\text{E}$ ），正距平中心位在鄂霍次克海東南方海面（中心位置在  $50^{\circ}\text{N}$ ， $180^{\circ}\text{E}$ ）向西南伸展經日本至華中，其勢力範圍與顯梅之正距平範圍比較則顯得較小。比較顯梅、空梅及正常年位在東亞及北太平洋之距平分佈型態，正常年為北低（負）南高（正），顯梅年為北高（正）南低（負），空梅年則南北均偏低（負），且迨 5、6 月又再改變型態。

以大西洋及北美之距平分佈型態看，顯梅年之正距平區由東大洋向東延伸至整個大西洋，與歐洲之正距平區相串連，空梅年之正距平區則只在美中、西部經加尼福尼亞至東南太平洋向西南伸展，且其勢力範圍亦很小。

##### 3. 梅雨期~5 月

就氣候型態而言，臺灣地區自 5 月中旬後即進入典型梅雨期，故分析 5 月之距平型態應可看出顯梅、空梅及正常年之差異型態（比較陳及廖，1981；陳，1981）。本研究分析圖 2 c、3 c、4 b 顯梅、空梅及正常年之距平分佈型態，發現三者之差異頗大，其中尤以顯梅時，其正距平區偏在高緯度，且向極區圍繞（正可反映鄂霍次克海之阻塞高壓（blocking high）顯著情況），負距平區偏在中低緯度環繞北半球一周使西風帶南移（陳，1986 a），且其位在貝加爾湖的正距平中心之中心值由 4

月的+46.3 gpm 減弱為+28.3 gpm，減少了近39%，可謂不小，相反的太平洋的負距平中心值由4月的一28.1 gpm 加深至5月的一35.7 gpm（圖7 a），約加深了近27%，使季風低壓強度增強。以空梅年而言，太平洋上之正距平區範圍比4月還擴大，惟其距平中心則略微分裂，一向東南移至40°N，165°W，另一位在30°N，140°E，後者且成為主中心，因此也導致中、高緯度的負距平區無法南伸，連帶使西風帶偏北或氣旋鋒面也不易往低緯度的臺灣地區發展，梅雨自然會減少（形成空梅）。最後再看正常年之情況，其「正」「負」距平分佈正好介於顯梅與空梅年之中間狀況，而成「負」「正」「負」「正」之帶狀分佈，而對臺灣地區最具影響的則以位於30~40°N（70~150°E）的負距平區，對空梅年而言，則大部為正距平之範圍，僅80~100°E有極弱之負距平存在（中心值僅-5.0 gpm）。

#### 4. 梅雨期~6月

依典型梅雨期而言，臺灣地區6月中旬左右為出梅時間，故自6月下旬起，太平洋副熱帶高壓勢力將開始西伸，在此一先前環境下，分析圖2 d、3 d及4 c，發現顯梅、空梅及正常年之距平分佈差異特徵為：顯梅時，太平洋上之負距平區自5月的位置向北（高緯度）偏移，其中心並分裂為二，一位在千島羣島東南方海面（47°N，160°E），另一靠近日本海（38°N，130°E）。而另一位在印度的負距平中心則由5月的位置向東移了近20°E（由60°E移向80°E），相似的情況亦發生在正距平區，原5月的貝加爾、西伯利亞一帶之正距平區向東北及西北兩方向分裂為二（圖7 a），一移至鄂霍次克海（58°N，150°E，中心值+20.6 gpm），另一在70°N，70°E（中心值+38.7 gpm）。此情況比較空梅與正常年而言，也顯得極大差異，尤其當空梅時，太平洋之正距平區（圖3 d）勢力更為擴大，並呈東西走向發展，其中最值得一提的是靠日本一帶的正距平中心（中心值+20.2 gpm），更擴展至華中、華南一帶，貝加爾湖的負距平中心位在我國東北興安嶺（中心位在70°N，150°E，並向西南伸展至我國西北，但無法突破至華中、華南，此距平分佈型態將導致梅雨量之減少，形成空梅。對正常年而言，其分佈則介於顯梅年與空梅年之間，最明顯的則為位於西藏高原至東海間為一負距平區，且涵蓋了臺灣，惟其範圍太小，比顯梅為

小，但比空梅為大，太平洋上的正距平區中心位在30°N，170°E，中心值不高（僅+13.3 gpm），正好比空梅年為小，且與貝加爾湖至我國東北與日本之正距平區相連，此分佈與空梅或顯梅亦大不同。結言之，正常年時，其正負距平分佈與5月類似，亦即自極地至臺灣地區，呈「負」「正」「負」「正」分佈型態為其特色。

#### 5. 梅雨期平均~5月+6月

分析圖2 e、3 e及4 d，發現顯梅、空梅及正常年三者在5月加6月平均下之500mb距平型態介於5、6月之間（平均狀態），亦就是在5月、6月之平均位置上。其主要特徵為：顯梅時，臺灣包涵在太平洋負距平區之範圍內，中高緯度有向極的正距平區存在，成為北正南負之單純型態分佈，大體上，具有「阻塞」之氣流型態存在，使降雨機會增加。空梅年時，負距平區位在我國東北向西南延伸至南亞，並延著40°~60°N緯度圈向西伸展至歐洲至加拿大東部。正距平區則以中太平洋為中心（中心值+19.7 gpm），一向東北擴展至加拿大，再向南延伸至整個美洲大陸，一向西伸展至臺灣及我國東南諸省。另在30~40°N，70~87°E一帶有一個微弱正距平區（中心值僅+2.21 gpm）。此空梅年之距平分佈經與陳及廖（1981）圖九（B）比較顯得很相似。正常年時，負距平區起自極地經外蒙古向東及西南延伸，擴及整個極區，向南則延伸至中亞印度及長江流域、臺灣北部及琉球一帶。（⇒）北太平洋SST季節距平合成圖

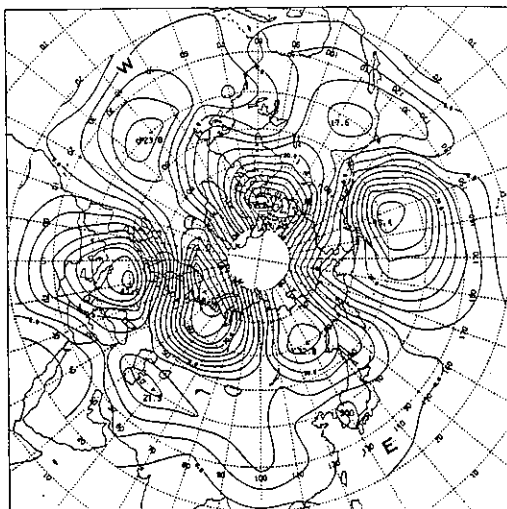
##### 1. 顯梅年型態

分析圖5 a，發現冬天時整個太平洋區以負SST距平區佔較大範圍，而正距平區僅佔琉球海面、關島一威克島北方及東北方海面。當進入春天後（圖5 b），此SST距平型態呈相反型態，其中太平洋之負距平區已因海水溫度之增暖而成為正距平區（主中心位在35°N，150°W，中心值為+0.514°F）。此SST之升高可能與顯梅有關〔比較Chu(1983)〕。

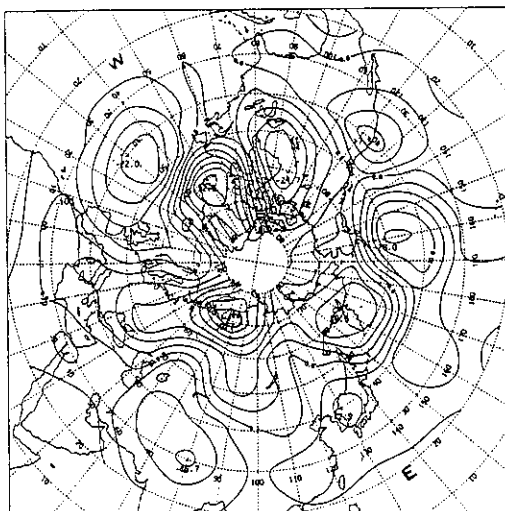
##### 2. 空梅年型態

分析圖6 a，發現空梅年之SST距平分佈，在冬天時，靠日本琉球海面及臺灣已為負SST距平區所踞，此負距平區並向東北延伸至北及東太平洋大部份地區，正SST距平區僅有關島北方至夏威夷海面及彼得羅巴夫羅斯基（Petroparlovsk）東南方海面，以及墨西哥灣近海為一小範圍之負

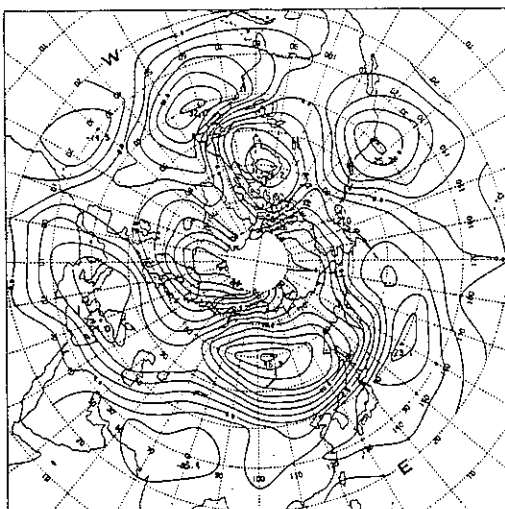
a: March



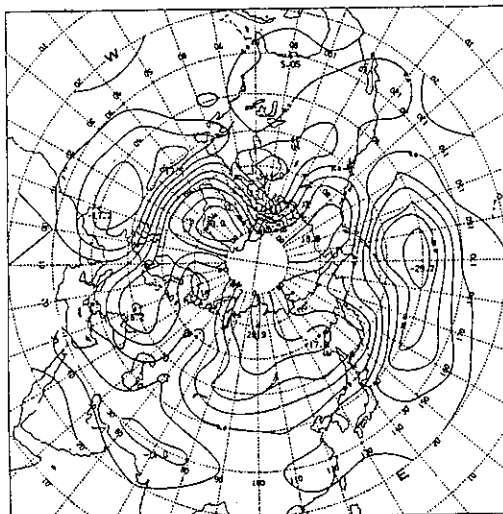
d: June



b: April



e: May + June



c: May

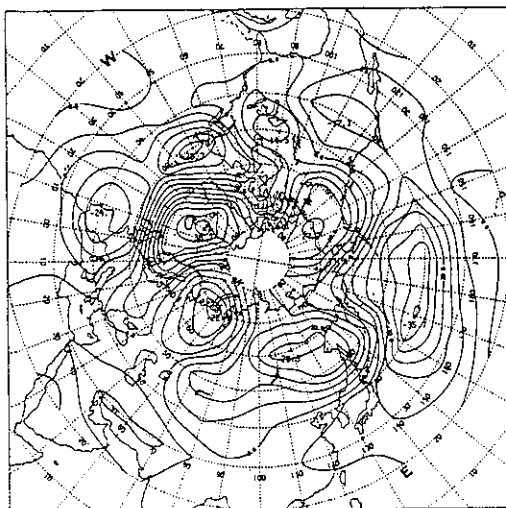
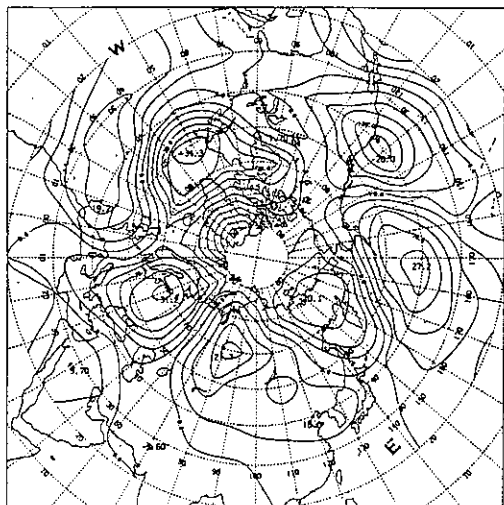


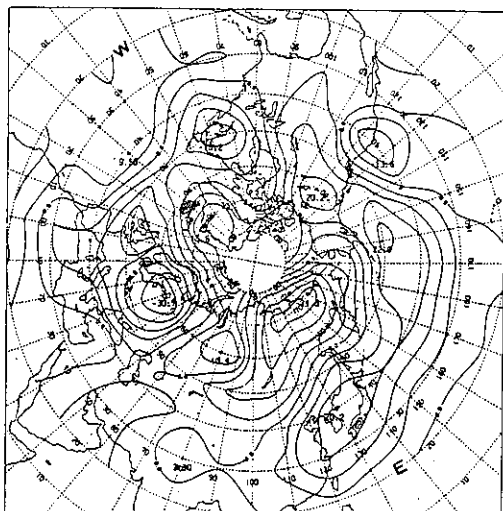
圖 2 顯梅年時，北半球 500 mb 高度距平合成圖。(a) 3 月，(b) 4 月，(c) 5 月，(d) 6 月，(e) 5 月 + 6 月 (等距平線間隔為 5 gpm)。

Fig. 2 Northern Hemisphere 500 mb composite anomalous charts for (a) March, (b) April, (c) May, (d) June, (e) May + June during wet Mei-Yu year. (contour interval 5 gpm).

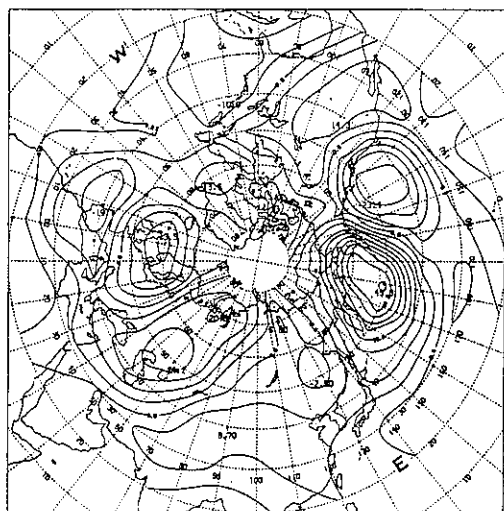
**a: March**



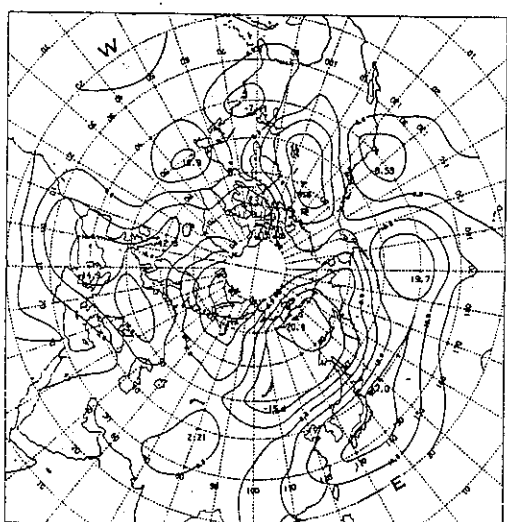
**d: June**



**b: April**



**e: May+June**



**c: May**

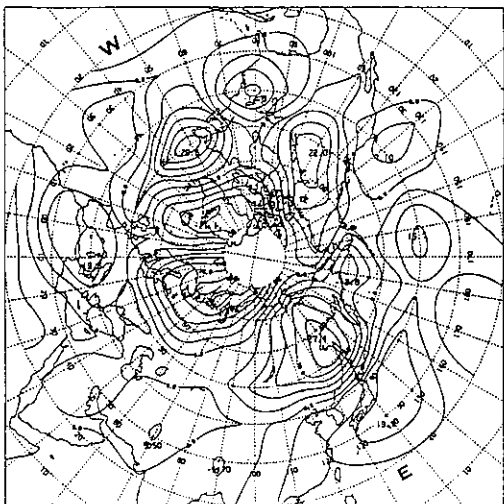
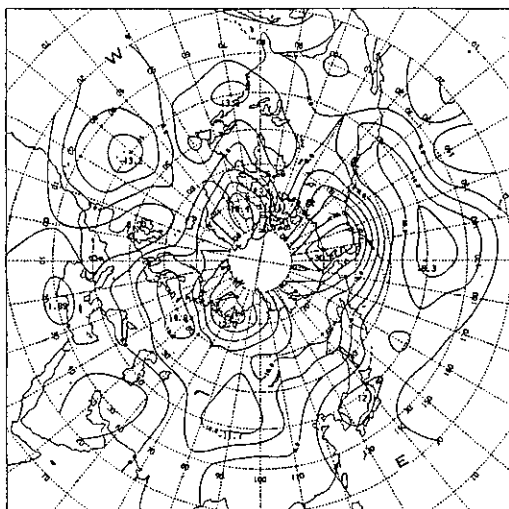


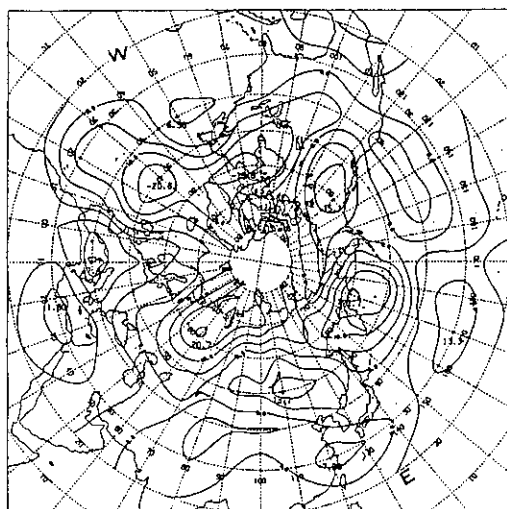
圖 3 空梅年時，北半球 500 mb 高度距平合成圖。  
(a) 3 月，(b) 4 月，(c) 5 月，(d) 6 月，(e) 5 月 +  
6 月 (等距平線間隔為 5 gpm)。

Fig. 3 The same as Fig 5 except for dry  
Mei-Yu year.

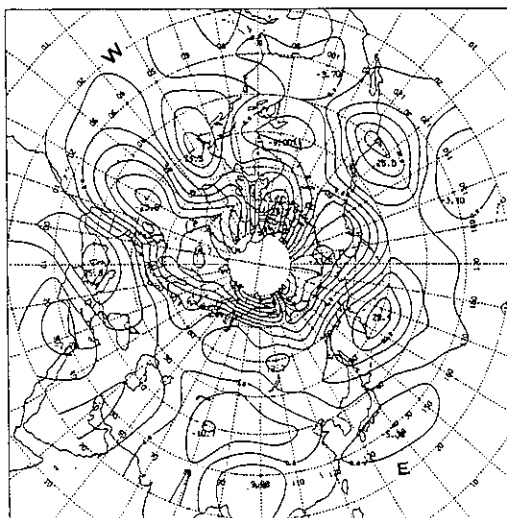
a: Spring



c: June



b: May



d: May+June

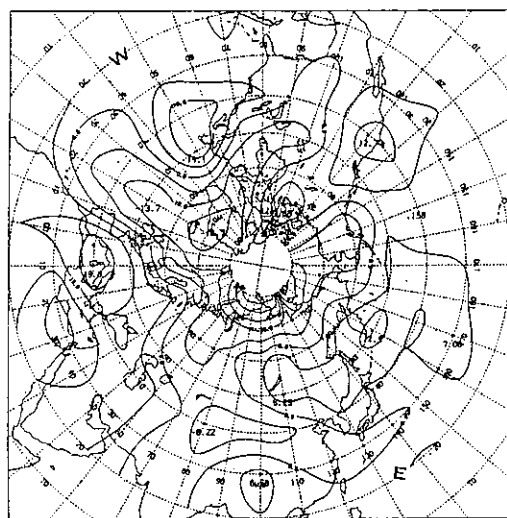


圖 4 正常年時，北半球高度距平合成圖。(a)春天（代表3、4月），(b)5月，(c)6月，  
(d)5月+6月（等距平線間隔為5 gpm）。

Fig. 4 Northern Hemisphere 500 mb composite anomalous charts for (a) Spring, (b) May, (c) June, (d) May+June during normal Mei-Yu year (contour interval 5 gpm).

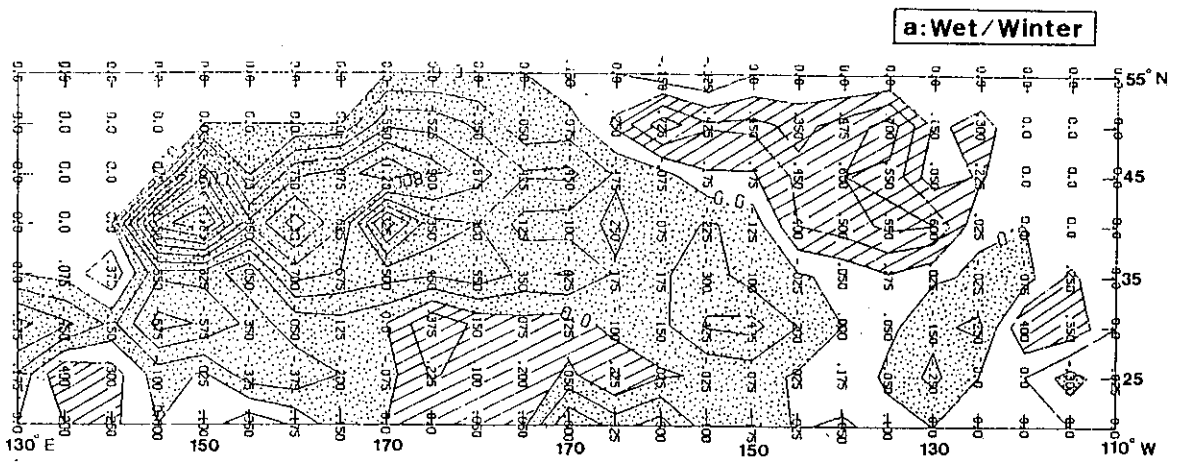


圖 5a 顯梅年時，北太平洋冬季 SST 距平合成圖（等值線0.200°F）。

Fig. 5a Northern Pacific SST composite anomalous chart for winter time during wet Mei-Yu year. (contour interval 0.200°F).

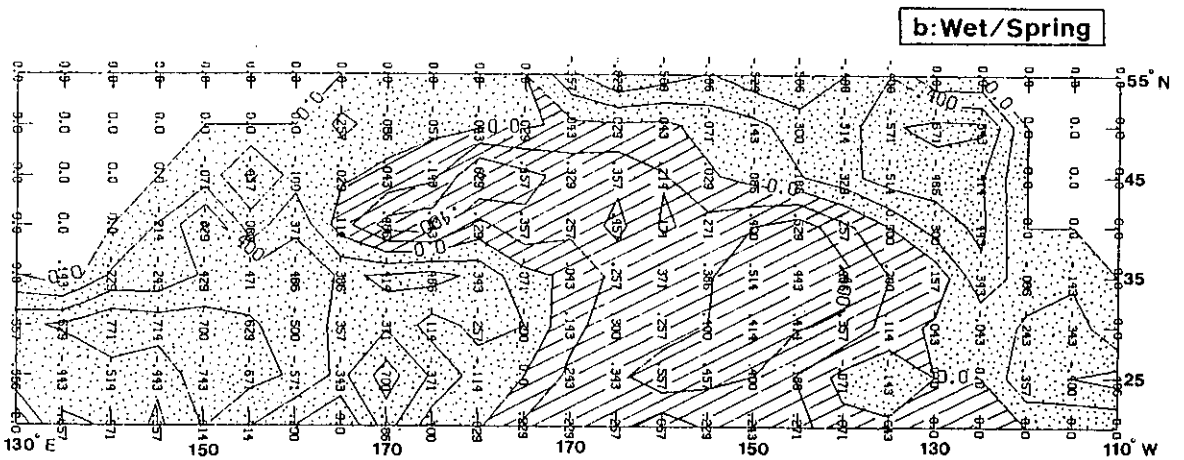


圖 5b 顯梅年時，北太平洋春季 SST 距平合成圖（等值線 0.200°F）。

Fig. 5b The same as Fig 5a except for spring time.

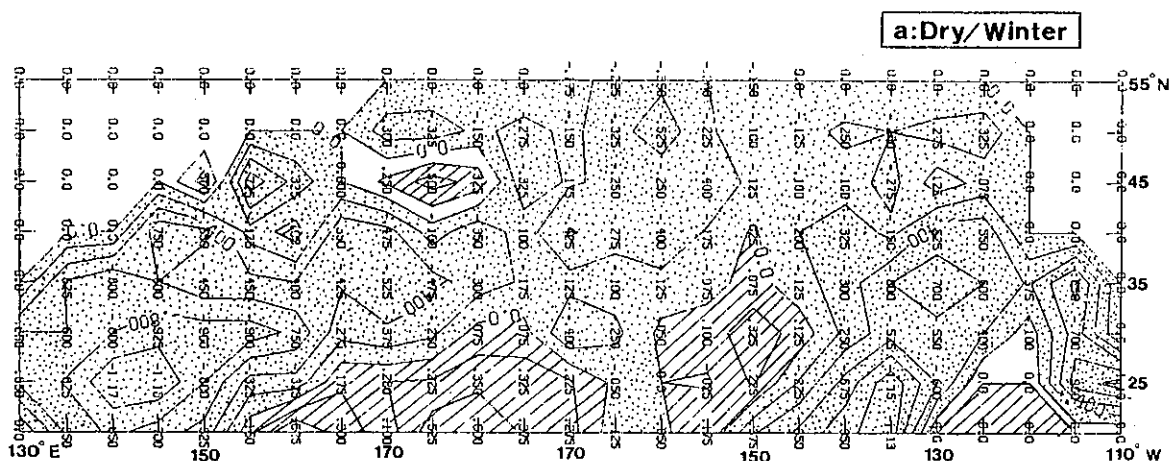


圖 6a 空梅年時，北太平洋冬季 SST 距平合成圖（等值線  $0.200^{\circ}\text{F}$ ）。

Fig. 6a Northern Pacific SST composite anomalous chart for winter time during dry Mei-Yu year (contour interval  $0.200^{\circ}\text{F}$ )

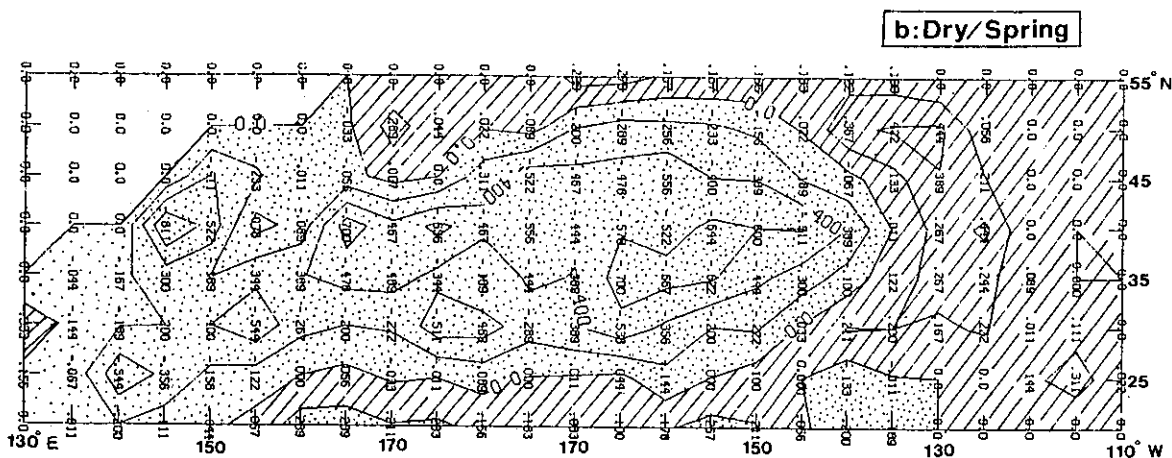


圖 6b 空梅年時，北太平洋春季 SST 距平合成圖（等值線  $0.200^{\circ}\text{F}$ ）。

Fig 6b The same as Fig 6a except for spring time.

a:Wet

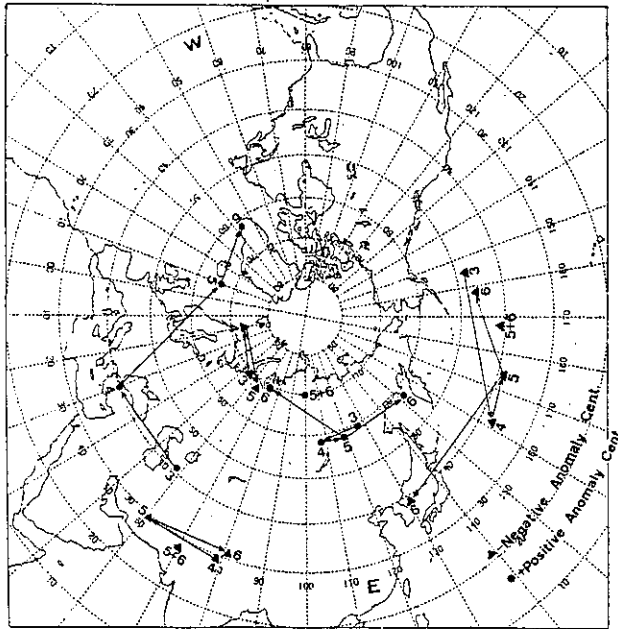


圖 7a 顯梅年時，東半球之距平中心追蹤圖

Fig. 7a The trace of anomaly center for East-Hemisphere during wet Mei-Yu year.

b:Dry

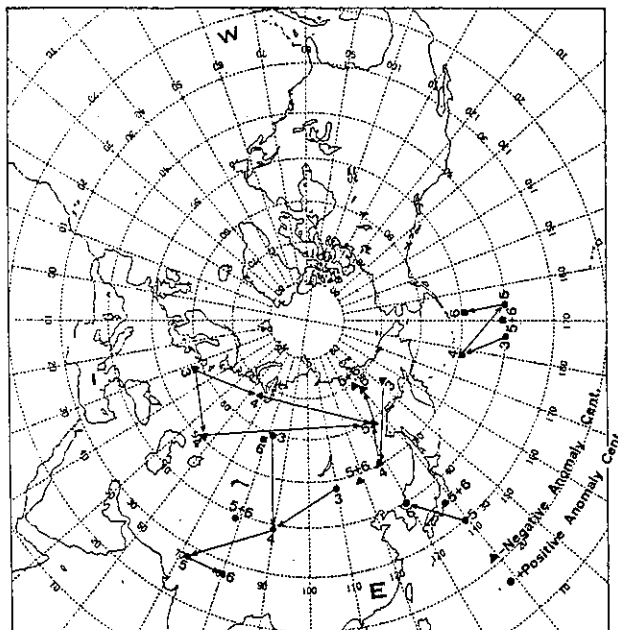


圖 7b 空梅年時，東半球之距平中心追蹤圖

Fig. 7b The same as Fig 7a except for dry Mei-Yu year.



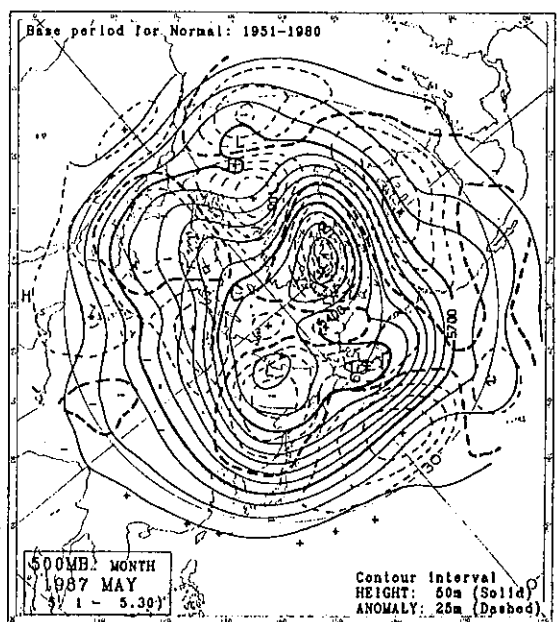
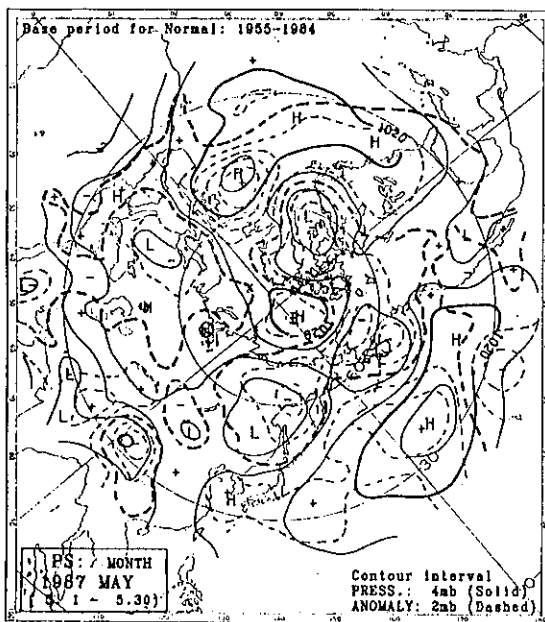


圖 8a 1987 年 5 月北半球月平均地面圖與 500 mb 高度及距平圖 (取自 JMA, 1987)。  
Fig. 8a Northern Hemisphere monthly surface chart and 500mb height and anomalous charts for May of 1987. (Reprinted JMA, 1987)

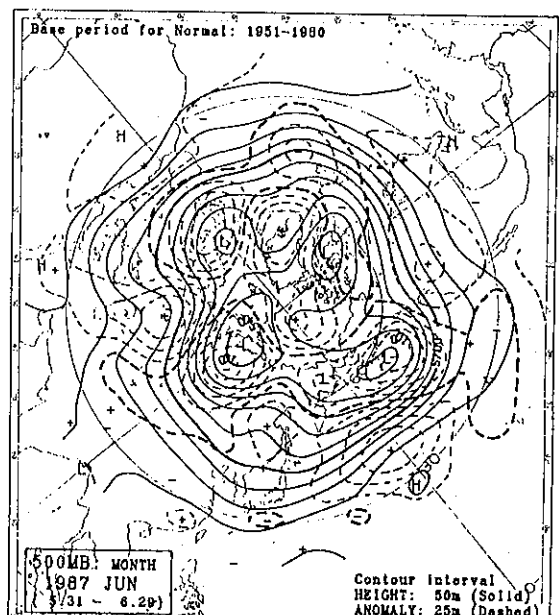
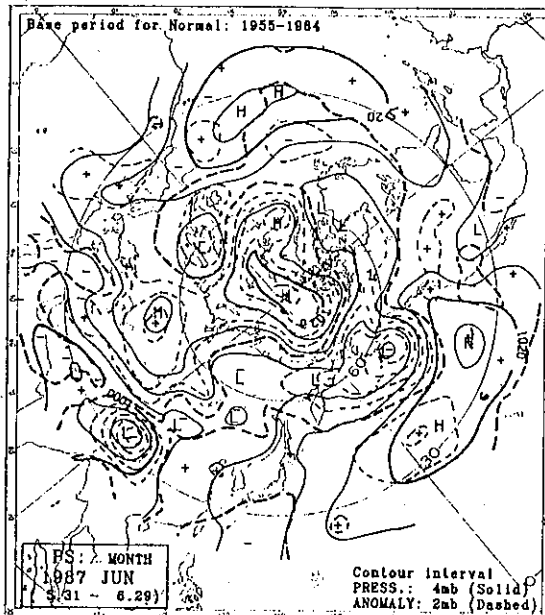


圖 8b 1987 年 6 月北半球月平均地面圖與 500 mb 高度及距平圖 (取自 JMA, 1987)  
Fig. 8b The same as Fig 8a except for June of 1987 (Reprinted JMA, 1987)

SST 距平區。至春天(圖 6 b)時,有一明顯特徵,即自  $140^{\circ}\text{W}$  以西,幾乎為負 SST 距平區所踞。

## 五、結 論

本研究為「臺灣地區顯梅空梅年之 500mb 高度及海面溫度距平特徵之研究」,針對臺灣梅雨期之可預報性(predictability)提出探討,從分析 500mb 高度距平合成圖,並引介 SST 距平分佈特徵來研析梅雨之長期預報問題。

在資料處理方面,以蒐集 1946~1985 共 40 年的基隆及臺北(代表北部)、臺中(代表中部)、臺南及高雄(代表南部)、花蓮及臺東(代表東部)作為決定梅雨期雨量,並用 PR(%) 及 NDI 指數大小,來選擇顯梅年(十年)、空梅年(十年)及正常(近十年平均)年之代表年份,藉以作為分析顯梅年、空梅年及正常年之高空環流特徵(含 5 月、6 月及 5+6 月)。此外,為進一步嘗試建立梅雨之(定性)長期預報,本研究也分析各顯梅、空梅及正常年前二個月(即 3 月),前一個月(即 4 月)之 500mb 距平分佈特徵與其變化或移動軌跡(圖 7a、7b),冀求可行性的梅雨長期預報方法。茲誌結論如下。

### 1. 500mb 高度距平合成圖之綜合特徵:

(a) 梅雨前二個月(3 月),前一個月(4 月)之特徵,包括①比較在東亞及太平洋上之距平分佈型態,顯梅年呈北高(正)南低(負),正常年為北低(負)南高(正),空梅年則接近正常年,唯其在貝加爾湖之正距平區中心向日本擴展並與太平洋正距平區連接。②顯梅年時,太平洋上負距平區中心偏在東太平洋( $50^{\circ}\text{N}$ ,  $152^{\circ}\text{W}$ ),至 4 月則向西南西移至西太平洋( $38^{\circ}\text{N}$ ,  $160^{\circ}\text{E}$ )且範圍擴展至南亞,另在印度發展一小範圍負距平中心( $-15.4\text{ gpm}$ )。此顯示中緯度西風帶由 3 月至 4 月已開始向南移,印度之負距平發展顯示「梅雨槽」已有發展之跡象。③當空梅年時,原 3 月位在貝加爾湖及太平洋上之正距平中心(中心值各為  $+21.7\text{ gpm}$  及  $+27.2\text{ gpm}$ ),到 4 月時前者已退縮,僅剩華南至浙江臺灣一帶(中心值  $+8.7\text{ gpm}$ ),而太平洋之正距平中心則再度發展(中心值成為  $+45.8\text{ gpm}$ ),此型態顯示,太平洋高壓脊之明顯發展在梅雨前二個月已有跡可尋,因為比較顯梅

之情況,則無此一距平(場)分佈,此點是可供長期預報之參考。

(b) 梅雨期 5 月、6 月及 5+6 月(平均)之距平圖特徵:①顯梅時,主要負距平區偏在中低緯度,幾乎圍繞(美西岸除外)  $30^{\circ}\text{N}$  一周,正距平區則大都盤踞在極區附近,並出現三個正距平中心,各據在三個地區,一在貝加爾湖及西伯利亞一帶,二在阿拉斯加及加拿大,三在格陵蘭及冰島,依此距平分佈型態,並與陳(1986a)比較,可發現烏拉山至鄂霍次克海有阻塞高壓存在,  $50^{\circ}\text{N}$  左右西風緯流減弱,西風帶南移,低緯度(尤其在華南一帶)梅雨鋒活躍,低對流層之西南暖濕不穩定氣流增強,以上這些條件構成了顯梅的最大理由。②至於空梅之距平分佈,正好與顯梅相反,此時太平洋上幾乎為正距平之勢力範圍,且覆蓋了整個臺灣及華南,北方鄂霍次克海至貝加爾湖之負距平區向西南延伸至中亞及西歐,此種型態分佈,顯然無阻塞類型(blocking pattern)存在,加上太平洋高壓(脊)旺盛,造成下沉氣流增多,東亞主槽(近  $120^{\circ}\text{E}$ — $130^{\circ}\text{E}$ )無法南伸(正常年且有一些南伸(見圖 4 c)。孟加拉灣之西南氣流,此時亦為太平洋高壓所阻斷(陳, 1986a),大氣層多呈穩定(西北流多於西南流,如 1987 年情況),這些條件構成了空梅的主要原因。此外,本研究亦將 3 月、4 月、5 月、6 月、5 月+6 月顯梅年空梅年間其在東半球之距平中心變化繪成圖 7a, 7b 由此二圖可發現距平中心之軌跡變動情形,以此似可作為長期預報之參考。

### 2. 北太平洋 SST 距平之綜合特徵:

以季節性之 SST 距平分佈比較,顯梅年與空梅年之型態,前者之特徵在於冬天時,位在中太平洋之負距平區到春天時已改變為正距平區。空梅年時,位於中太平洋之負距平區則向西南延伸且更擴大其範圍即由冬天之小範圍至春天時之大範圍。

最後本研究之成果經應用到 1987 年之梅雨期(北部、中部、南部及東部之 NDI 各為  $-0.59$ ,  $-1.04$ ,  $-0.91$  及  $+0.82$ , 此 NDI 值很接近空梅年),經比較分析,1987 年 500mb 大氣環流及距平圖與 SST 距平圖,在梅雨前二個月(3 月)、一個月(4 月)及 5、6 月均甚相似(見圖 8a、8b),顯見本研究對長期預報(定性)之效用頗大,在此獲得驗證。

## 致 謝

本研究承美國夏威夷大學朱寶信博士提供卓見及洪秀菊、談慈妹小姐之謄稿，中央氣象局李樹華、鄭月娥小姐協助製圖，謹此一併致謝。

## 參 考 文 獻

- 陳泰然，1981：1975年與1977年顯著梅雨之特徵，異常氣候研討會論文彙編，中央氣象局，111-129。
- 陳正改及廖志翔，1981：臺灣地區空梅之大氣環流特徵，異常氣候研討會論文彙編，中央氣象局，131-153。
- 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。
- 吳宗堯及陳泰然，1985：劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計劃第一階段實驗，NSC-75-0414-P052-05，60 pp。
- 丘台光及劉復誠，1985：民國73年6月3日臺灣北部地區豪雨之個案研究，大氣科學，12，93-102。
- 陳泰然，1986a：臺灣梅雨期不同尺度系統之診斷分析，臺大大氣系報告，187 pp。
- 劉復誠，1986：臺灣地區春季雨量可預測度及其相關氣候異常之研究，NSC-75-0202-M052-01 報告，中央氣象局，62 pp。
- 陳泰然，1986b：「臺灣地區中尺度實驗」(TAMEX)之實驗設計，國科會防災報告 75-01，93pp。
- 蔡清彥，1987：臺灣地區梅雨期雨量年際變化之分析研究，國科會防災報告76-04號，54 pp。
- Chu, P. S., 1983: Diagnostic studies of rainfall anomalies in Northeast Brazil, MWR, AMS, 111, 1655-1664.
- JMA, 1984: Monthly 500mb geopotential height and anomaly charts for the Northern Hemisphere.
- JMA, 1987: Monthly Report on Climate System.
- Kuboki, K., and T. Asakura, 1961: Long-range forecast of precipitation (1st Report) 研究時報，13, 688-700.
- Kraus, E. B., and R. E. Morrison, 1966: Local interactions between the sea and the air at monthly and annual time scales, Q. J. Roy, Met, Soc., 92, 391pp.
- Kung, E. C., 1986: Long-range forecasting of Mei-Yu with the global upper air observations, ECK Res. Consult, Inc., 29pp.
- Namias, J., 1979: Northern hemisphere seasonal 700mb height and anomaly charts, 1947-1978, and associated North Pacific sea surface temperature anomalies 275pp.
- Okuta, M., 19752: Bai-u(in Japanese),"Saikin no Kishhogaku(2)", K. Takahashi ed., Kishokyokai, 227-258.
- Suda, K., and T. Asakura 1953: A study on the unusual "Bai-u" season in 1954 by means of northern hemisphere upper air mean charts. Jour. Met. Soc. Japan, 33, 233-244.
- Syono, S., et. al., 1959: Broad-scale and small-scale analysis of a situation of heavy precipitation over Japan in the last period of Baiu season in 1957. Japanese Jour. Geoph. 2, 59-103, Jour. Met. Soc. Japan, 37, 128-135.
- Wu, M. C., 1984: On the interannual variability of the Indian Monsoon and the Southern Oscillation, Ph. D. dissertation, Uni. of Wisconsin, 110pp.

# A Study on Characteristics of 500mb Anomaly and Sea Surface Temperature during Wet/Dry Mei-Yu Seasons in Taiwan

*Henry Fu-Cheng Liu*

Central Weather Bureau

## ABSTRACT

The main purpose of research this is to study the characteristics of 500mb anomaly and Sea Surface Temperature anomaly during wet/dry Mei-Yu seasons in Taiwan area. Rainfall data is selected from seven weather stations (Keelung, Taipei, Taichung, Tainan, Kaohsiung, Hualien, and Taitung) with the period 1946-1985. We first define the wet/dry years of Mei-Yu by PR (%) and NDI. The composite 500mb level height anomaly charts of northern hemisphere and some related information are used. In addition, SST seasonal anomaly over northern Pacific are also employed to reveal their relations with Mei-Yu rainfall.

Two significant findings emerge. Those are as follows. (1) From the 500mb anomaly composite charts, the East Asia during wet Mei-Yu season has positive anomalies to the north and negative to the south of 30°N, and converse patterns during dry season. This distribution appears to occur about two months (in March) before the onset of Mei-Yu season. (2) The change of SST anomaly in west and central North Pacific areas can be an useful indicator, i. e., for the wet Mei-Yu season, the negative anomaly in central-pacific in winter will evolve into positive in the following season (spring). For the dry Mei-Yu season, the small negative anomaly area in central-pacific becomes larger in the vicinity of Japan and Taiwan.

Finally, the application of these results on long-range weather prediction for 1987's Mei-Yu season has shown promising skill.

# 臺灣地區冬季低溫客觀預報之研究

李定國 劉昭民 黃拔源 蔡正德

民航局飛航服務總臺氣象中心

(收稿日期：77. 4. 25；審稿日期：77. 4. 25；定稿日期：77. 5. 24)

## 摘 要

臺灣地區在每年12月至次年3月期間，每週大陸強烈寒潮及強冷空氣南下時，常常會出現 $10^{\circ}\text{C}$ 以下之低溫天氣，使農作物和沿海地區漁蝦養殖業遭受到重大之損失。因此，嘗試建立本區冬季低溫之客觀預報乃本研究之目的。

本研究首先就1976~1986年12月~3月間，代表本省北部、中部、南部及東北部之臺北、臺中、嘉義、宜蘭等地出現低於 $10^{\circ}\text{C}$ 之日期及連續出現日期者加以統計，然後使用同一期間逐日0000Z及1200Z之850mb、700mb天氣圖及地面天氣預報圖上之華東、華北測站資料，以及上述四地逐日天氣資料作為基本資料，最後利用P250電子計算機採逐步複迴歸法建立本省北部、中部、南部及東北部四地之12小時、24小時、36小時之最低氣溫定量預報模式。

四個地區12小時預報模式之複相關係數均超過0.6，北部及南部更達0.8以上。24小時預報模式之複相關係數，僅東北部為0.587，其餘均在0.7以上。四個地區36小時預報模式之複相關係數分別為0.549，0.585，0.598，0.466，較12小時及24小時之客觀預報為低。

關 鍵 詞：臺灣地區、冬季低溫、客觀預報

Key words: Taiwan area, Low temperature in winter, Objective forecast

## 一、前 言

臺灣雖屬於副熱帶氣候區，但是每年12月至次年3月期間，遇有大陸強烈寒潮及強冷空氣南下時，常常會出現 $10^{\circ}\text{C}$ 以下之低溫天氣，使臺灣農作物和沿海地區漁蝦養殖業遭受到重大的損失。例如民國75年1月6日強烈西北冷氣流侵襲本省，造成晴冷低溫天氣，本省北部、中部及南部各地出現之最低氣溫為：淡水 $3.9^{\circ}\text{C}$ ，臺中 $3.9^{\circ}\text{C}$ ，嘉義 $3.2^{\circ}\text{C}$ 。使得中南部育秧及插秧工作受到很大的影響，而中南部沿海塢所養殖的魚蝦也凍死不少。

臺灣地區冬季所出現的低溫天氣有時僅持續一天，氣溫旋即回升。但是有時冷空氣強度大，低溫範圍廣且持續時間長，可達數天至十天之久。例如民國75年3月1日至3日，強烈寒流侵襲本省，西北冷氣流源源南下，本省各地氣溫多降至 $10^{\circ}\text{C}$ 以

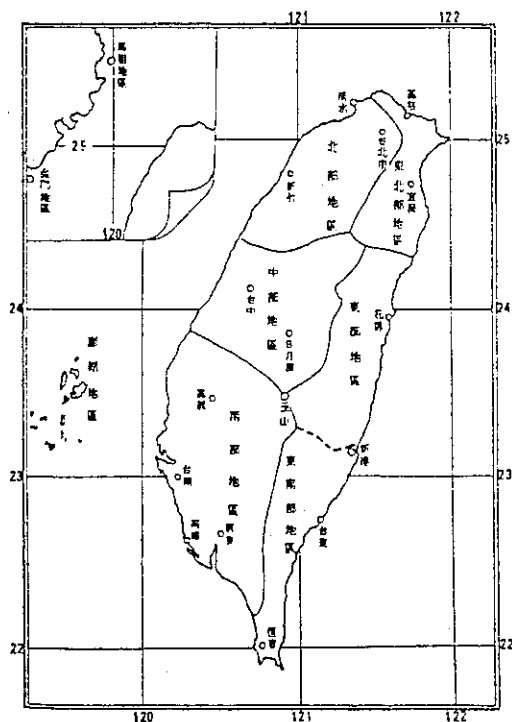
下，3日各地之最低氣溫為：臺北機場 $0.8^{\circ}\text{C}$ ，桃園 $3^{\circ}\text{C}$ ，中正機場 $4^{\circ}\text{C}$ ，臺中 $6^{\circ}\text{C}$ ，嘉義 $4^{\circ}\text{C}$ ，計有全省14個測站打破並創下自有觀測資料以來3月份最低溫之歷史紀錄。結果，對各地農作物造成相當大的損害，並以中部及東北部秧苗受害最為嚴重，雲嘉兩縣以及南部地區養殖漁塢虱目魚、草蝦等大量凍死，損失高達三億元（劉，1986）。持久性低溫直到3月7日才轉趨緩和，各地氣溫始回升。因此，寒潮低溫為臺灣地區主要災變天氣之一，有關寒潮之分析及預報早受國內氣象專家之重視。

近十餘年來，國內有關寒潮分析及預報之研究甚多，如戚與陳（1974）、王（1978）、蔡（1981）、蔡（1982）、蔡（1985）等。有關臺灣地區冬季寒潮低溫之研究及預報之文獻也不少，例如徐（1970）、徐（1971）、徐與辛（1979）、蔡與任（1981）等，惟迄目前為止，有關臺灣地區低溫客觀預報

方面之研究尚感不足，因此進行這一方面的研究是有其必要性，希望此項研究成果或多或少能對國內未來建立低溫客觀預報有所助益。

## 二、資料來源與研究方法

基本上，本研究採用中央氣象局對臺灣地區七個預報分區法，如圖一所示，即北部、東北部、中部、南部、東部、東南部及澎湖地區。惟由於澎湖



圖一 臺灣地區冬季低溫預報區域圖  
(金門、馬祖、澎湖、東部、東南部除外)

Fig. 1. Forecast areas of low temperatures in the winter of Taiwan. Note: interesting parts are the Northern, Central, Southern and Northeastern areas.

地區並無大規模漁類養殖業，亦無易受寒潮低溫傷害的農作物之種植，故未將澎湖地區列為本研究之對象。而東部地區的花蓮縣和東南部地區的臺東縣，因皆位中央山脈之東南側，對寒流之南侵有屏障作用，加上緯度偏南，故冬季出現  $10^{\circ}\text{C}$  以下低溫之機會遠比其他地區為小，亦無大型漁塢養殖業之經營，故東部及東南部亦未列為本研究之對象。

根據資料顯示，當臺北氣溫  $\leq 10^{\circ}\text{C}$  時，臺灣中部、中南部及東北部山坡地即可能有霜出現而發生寒害(顏，1961)。又根據 1954 年~1968 年間統計知，急變寒潮中，臺北市最低氣溫  $\leq 10^{\circ}\text{C}$  之次

數皆集中在 12 月至次年 3 月(王，1978)；又 1959 年~1969 年之 11 年間，臺北市每日最低氣溫在  $10^{\circ}\text{C}$  以下之發生次數(如  $10^{\circ}\text{C}$  以下繼續 2 天以上者亦僅作為 1 次計算)亦於每年 12 月至次年 3 月之間出現(徐，1970)。故本研究首先就北部地區(以臺北松山機場測站為代表)、中部地區(以臺中測站為代表)、南部地區(以嘉義測站為代表)及東北部地區(以宜蘭測站為代表)最近 10 年(1976 年~(1986 年)12 月 3 月出現  $10^{\circ}\text{C}$  以下低溫之日期、最低氣溫值、連續出現日數等加以統計，得出四個地區統計表，表一為 1976~1986 年十年間 12 月~3 月臺北地區最低氣溫低於  $10^{\circ}\text{C}$  之日期統計表表二為臺中地區最低氣溫低於  $10^{\circ}\text{C}$  之日期統計表，表三為嘉義地區最低氣溫低於  $10^{\circ}\text{C}$  之日期統計表，表四則為宜蘭地區最低氣溫低於  $10^{\circ}\text{C}$  之日期統計表。

其他使用之資料尚有 1976 年~1986 年 12 月~3 月間逐日 0000Z 及 1200Z 850mb 天氣圖、700mb 高空天氣圖及日本氣象廳 1983 年 12 月至 1986 年 3 月 NWP 之 AXFE782 圖、FSFE02 圖，從其中讀取濟南、鄭州、南京、蕪湖、杭州、福州等地之氣溫值(850mb)、高度值(700mb 高空圖及 AXFE 782 圖)、氣壓值(FSFE 20 圖上  $40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ ， $100^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$  之最高氣壓值)。並利用天氣一覽圖及民航機場地面觀測記錄表(801C 表)資料填取臺北松山機場、臺中測站、嘉義測站、宜蘭測站每日 0000Z 及 1200Z 之地面氣溫值及其 24 小時變差、地面風向及風速、總雨量等值，作為基本資料。

最後，再利用電子計算機，依逐步迴歸法(Stepwise Regressive Method)，嘗試建立各預報區 12 小時及 24 小時、36 小時定量低溫預報模式(Quantitative Minimum Temperature Forecast Model)以供冬季低溫預報及低溫特報作業之參考。

## 三、臺灣地區冬季低溫客觀預報因子之選取

臺灣地區冬季低溫之產生，是由於特別的中低層大氣環流形勢，寒冷氣流自東北及華北南下到達臺灣地區所造成的結果。因此，吾人可以歸納出低溫之客觀預報因子之種類及項目如下：

( ) 地面冷高壓指標

由於臺灣地區冬春季之寒冷氣流來自北極及西伯利亞，華北及內蒙古為冬春季時侵襲臺灣地區之寒流的必經通道，而寒流南下之速度大約為每小時

表一 台北地區最低氣溫低於10°C之日期統計表(民國65年12月至75年3月)

Table 1. Summary of the date with lowest temperature <10°C in Taipei (selected locale for Northern Taiwan) from December 1976 to March 1986. Lowest value for each day and day/s of successive occurrence are listed also.

發生日期			最低	連續	發生日期			最低	連續
年	月	日	氣溫	出現日數	年	月	日	氣溫	出現日數
65	12	9	7		67	1	23	8	3
65	12	10	8	2	67	1	31	9	
66	1	30	8		67	2	1	9	2
66	1	31	9	2	67	2	16	9	
66	2	10	9	1	67	2	17	5	
66	2	15	9		67	2	18	6	
66	2	16	9		67	2	19	9	4
66	2	17	5		67	2	26	9	1
66	2	18	5		68	1	5	9	1
66	2	19	8		68	1	31	8	
66	2	20	9	6	68	2	1	7	
66	2	22	8		68	2	2	9	3
66	2	23	7	2	68	2	16	9	
66	3	4	7		68	2	17	9	2
66	3	5	6		69	1	30	8	
66	3	6	8	3	69	1	31	6	2
67	1	3	8	1	69	2	5	7	1
67	1	5	8		70	1	12	7	1
67	1	6	7	2	70	2	26	9	
67	1	18	9		70	2	27	8	2
67	1	19	9	2	70	12	20	8	
67	1	21	4		70	12	21	9	
67	1	22	5		70	12	22	9	3

發生日期			最低	連續	發生日期			最低	連續
年	月	日	氣溫	出現日數	年	月	日	氣溫	出現日數
71	1	31	9	1	74	1	30	9	1
71	12	23	7	1	74	1	31	9	1
72	1	22	9		74	3	31	9	1
72	1	23	9	2	74	12	16	6	
72	1	27	9	1	74	12	17	3	
72	2	18	7	1	74	12	18	9	3
72	3	18	9	1	74	12	25	9	1
72	12	25	9	1	75	1	5	9	
72	12	31	9	1	75	1	6	5	
73	1	2	8	1	75	1	7	8	
73	1	4	9	1	75	1	8	4	
73	1	9	4	1	75	1	9	6	5
73	1	22	8	1	75	1	23	9	1
73	2	7	7		75	2	8	9	1
73	2	8	5	2	75	2	11	7	1
73	2	18	9	1	75	2	22	7	
73	2	29	9	1	75	2	23	9	2
73	3	1	8		75	2	28	8	
73	3	2	8		75	3	1	8	
73	3	3	7	3	75	3	2	6	
73	12	23	9		75	3	3	1	
73	12	24	8		75	3	4	5	5
73	12	25	9	3	合計				93
73	12	29	8						
73	12	30	8	2					

表二 台中地區最低氣溫低於10°C之日期統計表(民國65年12月至75年3月)

Table 2. As in Table 1, but for Tai-chung (selected locale for Central Taiwan).

發生日期			最低	連續	發生日期			最低	連續
年	月	日	氣溫	出現日數	年	月	日	氣溫	出現日數
65	12	10	5		66	1	11	9	1
65	12	11	6		66	1	16	9	1
65	12	12	8	3	66	1	31	7	1
65	12	27	9		66	2	4	9	1
65	12	28	9		66	2	10	9	
65	12	29	9	3	66	2	11	9	2

發生日期			最低	連續	發生日期			最低	連續
年	月	日	氣溫	出現日數	年	月	日	氣溫	出現日數
66	2	13	8	1	66	2	20	8	
66	2	15	8		66	2	21	8	
66	2	16	9		66	2	22	9	
66	2	17	9		66	2	23	4	
66	2	18	6		66	2	24	9	10
66	2	19	4						

續 表 二

發生日期			最低	連續	發生日期			最低	連續
年	月	日	氣溫	出現數	年	月	日	氣溫	出現數
66	3	4	9		69	1	30	9	
66	3	5	6		69	1	31	5	2
66	3	6	6		69	2	5	7	1
66	3	7	7		69	2	9	9	1
66	3	8	8	5	70	2	4	9	1
66	12	3	8	1	70	2	7	9	1
66	12	26	7	1	70	2	10	8	1
67	1	6	7	1	70	2	26	8	
67	1	10	8		70	2	27	7	2
67	1	11	8	2	70	12	3	9	1
67	1	17	9		70	12	20	7	
67	1	18	8		70	12	21	9	2
67	1	19	8		71	1	8	9	1
67	1	20	9		71	1	17	7	
67	1	21	9		71	1	18	7	
67	1	22	9		71	1	19	7	
67	1	23	9	7	71	1	20	7	4
67	2	1	8		71	1	29	6	
67	2	2	8		71	1	30	8	2
67	2	3	7	3	71	12	13	9	1
67	2	5	9	1	71	12	18	8	1
67	2	15	9		71	12	23	9	1
67	2	16	8		71	12	26	9	
67	2	17	7		71	12	27	8	2
67	2	18	4		72	1	20	9	
67	2	19	4	5	72	1	21	9	
67	3	24	9	1	72	1	22	7	
68	1	5	8	1	72	1	23	8	4
68	1	7	8	1	72	1	26	9	1
68	2	2	6	1	72	2	21	9	1
68	2	17	9	1	72	3	5	9	
68	3	2	9	1	72	3	6	8	2
68	3	4	8	1	72	3	18	8	1

發生日期			最低 氣溫	連續 出現 日數	發生日期			最低 氣溫	連續 出現 日數
年	月	日			年	月	日		
72	12	24	9	3	74	3	31	8	1
72	12	25	9		74	12	16	7	
72	12	26	9		74	12	17	4	
72	12	28	9		1	74	12	18	9
72	12	30	9		74	12	24	9	1
72	12	31	7		75	1	2	9	1
73	1	1	8	4	75	1	5	8	
73	1	2	8		75	1	6	4	
73	1	4	8		75	1	7	4	3
73	1	5	9		2	75	1	9	6
73	1	8	9		75	1	10	8	2
73	1	9	7		2	75	1	16	9
73	1	22	8		75	1	23	9	
73	1	23	9		2	75	1	24	
73	1	26	9	1	75	1	28	9	1
73	2	7	6		75	2	7	9	
73	2	8	7		75	2	8	9	
73	2	9	9		3	75	2	9	
73	2	18	9		75	2	11	9	
73	2	19	8		2	75	2	12	
73	2	29	8	4	75	2	21	9	3
73	3	1	7		75	2	22	7	
73	3	2	7		75	2	23	8	
73	3	3	8		75	2	28	7	
73	12	23	9	3	75	3	1	7	7
73	12	24	6		75	3	2	4	
73	12	25	8		75	3	3	2	
73	12	29	8		75	3	4	7	
73	12	30	8	2	75	3	5	8	
74	1	14	9		75	3	6	9	
74	1	15	8		2	合 計			152
74	1	30	9	2					
74	1	31	8		2				



表三 嘉義地區最低氣溫低於 $10^{\circ}\text{C}$ 之日期統計表(民國65年12月至75年3月)

Table 3. As in Table 1, but for Chia-yi (selected locale for Southern Taiwan).

發生日期			最低 氣溫	連續 出現 日期	發生日期			最低 氣溫	連續 出現 日期
年	月	日			年	月	日		
65	12	9	8		67	2	17	8	
65	12	10	6		67	2	18	5	3
65	12	11	8	3	68	2	2	9	1
66	1	31	9	1	69	1	31	8	1
66	2	11	9	1	70	1	17	9	1
66	2	15	9		70	1	23	6	1
66	2	16	9		70	2	27	9	1
66	2	17	9		70	12	8	9	1
66	2	18	6		70	12	20	7	
66	2	19	7		70	12	21	8	
66	2	20	9	5	70	12	22	8	
66	2	22	9		70	12	23	9	
66	2	23	7		70	12	24	9	
66	2	24	9	3	70	12	25	8	6
66	3	5	6		71	1	8	9	1
66	3	6	8		71	1	17	8	1
66	3	7	7	3	71	1	19	9	1
66	12	26	7	1	71	12	19	8	1
67	1	4	7	1	72	1	23	9	1
67	1	6	6	1	72	12	24	9	1
67	1	11	8	1	72	12	26	9	1
67	1	20	8	1	72	12	30	9	
67	2	3	9	1	72	12	31	9	
67	2	16	9		73	1	1	9	

發生日期			最低 氣溫	連續 出現 日期	發生日期			最低 氣溫	連續 出現 日期
年	月	日			年	月	日		
73	1	2	6	4	75	1	7	7	
73	1	4	9	1	75	1	8	7	
73	1	9	8	1	75	1	9	6	
73	1	24	9	1	75	1	10	6	
73	2	7	7		75	1	11	7	
73	2	8	8		75	1	12	9	
73	2	9	8	3	75	1	13	9	9
73	2	19	9	1	75	1	23	9	
73	3	1	8		75	1	24	9	2
73	3	2	9		75	2	11	8	
73	3	3	9	3	75	2	12	7	2
73	12	24	9		75	2	22	7	1
73	12	25	9	2	75	2	28	9	
73	12	29	9		75	3	1	8	
73	12	30	8	2	75	3	2	6	
74	1	16	9	1	75	3	3	4	
74	12	16	5		75	3	4	7	
74	12	17	4		75	3	5	8	
74	12	18	8	3	75	3	6	9	
74	12	21	9	1	75	3	7	9	8
74	12	26	9	1	合 計				92
75	1	2	8	1					
75	1	5	9						
75	1	6	3						

表四 宜蘭地區最低氣溫低於 $10^{\circ}\text{C}$ 之日期統計表(民國65年12月至75年3月)  
Table 4. As in Table 1, but for I-lan (selected locale for Northeastern Taiwan).

發生日期			最低 氣溫	連續 出現 日期	發生日期			最低 氣溫	連續 出現 日期
年	月	日			年	月	日		
65	12	9	7		66	2	16	9	
65	12	10	7	2	66	2	17	7	
66	1	30	9		66	2	18	6	
66	1	31	9	2	66	2	19	9	5
66	2	6	9	1	66	2	22	9	
66	2	10	9	1	66	2	23	8	2
66	2	15	9		66	3	4	8	

發生日期			最低 氣溫	連續 出現 日期	發生日期			最低 氣溫	連續 出現 日期
年	月	日			年	月	日		
66	3	5	8		67	2	2	9	2
66	3	6	9	3	67	2	16	8	
67	1	6	9	1	67	2	17	6	
67	1	19	9	1	67	2	18	6	
67	1	21	8		67	2	19	8	4
67	1	22	7	2	68	1	31	9	
67	2	1	9		68	2	1	7	

發生日期			最低 氣溫	連續 出現 日期	發生日期			最低 氣溫	連續 出現 日期
年	月	日			年	月	日		
68	2	2	8	3	70	2	26	9	
69	1	30	9		70	2	27	9	2
69	1	31	8		70	12	20	9	
69	2	1	9	3	70	12	21	9	2
69	2	5	9		71	1	16	9	
69	2	6	9	2	71	1	17	7	
69	12	23	8		71	1	18	8	
69	12	24	6		71	1	19	8	
69	12	25	9	3	71	1	20	9	5
69	12	28	9	1	71	12	22	9	1
69	12	30	9	1	72	1	21	9	
70	1	3	8	1	72	1	22	9	
70	1	11	7		72	1	23	9	3
70	1	12	7		72	12	4	9	1
70	1	13	8		72	12	25	9	
70	1	14	9	4	72	12	26	9	2
70	1	17	9		72	12	30	9	
70	1	18	9	2	72	12	31	9	

發生日期			最低 氣溫	連續 出現 日期	發生日期			最低 氣溫	連續 出現 日期
年	月	日			年	月	日		
73	1	1	9	3	75	1	4	9	
73	1	8	8		75	1	5	7	
73	1	9	7		75	1	6	6	
73	1	10	9	3	75	1	7	9	
73	2	6	8		75	1	8	8	
73	2	7	8		75	1	9	8	6
73	2	8	8		75	2	8	9	1
73	2	9	9	4	75	2	21	9	
73	2	29	9		75	2	22	9	2
73	3	1	8		75	2	27	9	
73	3	2	8	3	75	2	28	9	
73	12	24	9	1	75	3	1	7	
73	12	29	9		75	3	2	5	
73	12	30	9	2	75	3	3	5	
74	12	15	6		75	3	4	7	6
74	12	16	5		合 計				97
74	12	17	5						
74	12	18	9	4					

表五 12、24及36小時預報方程、複相關係數及平均預報誤差

Table 5. 12hr, 24hr and 36hr low temperature forecast equations for the Northern, Central, Southern and Northeastern areas of Taiwan. The multiple correlation coefficient and error mean for each equation are listed behind.

預 報 時 間	預 報 地 區	每 日 最 低 溫 度 預 報 方 程	複相關 係 數	平均預 報誤差
12 小 時 預 報	北 部	$Tn12 = 4.499 + 0.69 \times Tn - 0.139 \times Tnm$	0.815	1.749
	中 部	$Tm12 = 6.967 + 0.477 \times THC850 + 0.262 \times Tm + 0.178 \times TPNG850$	0.792	2.189
	南 部	$Ts12 = 4.276 + 0.764 \times Ts - 0.16 \times Tsm$	0.832	2.344
	東北部	$Tnd2 = 13.325 + 0.411 \times THC850$	0.626	2.404
24 小 時 預 報	北 部	$Tn24 = 8.211 + 0.264 \times THC850 + 0.301 \times Tn$	0.757	1.879
	中 部	$Tm24 = 3.181 + 0.615 \times Tm + 0.184 \times TUH850$	0.850	1.923
	南 部	$Ts24 = 6.855 + 0.327 \times THC850 + 0.371 \times Ts$	0.807	2.213
	東北部	$Tne24 = 13.09 + 0.311 \times THC850$	0.587	2.371
36 小 時 預 報	北 部	$Tn36 = 14.706 + 0.289 \times THC850 - 0.128 \times Tn$	0.549	2.401
	中 部	$Tm36 = 13.583 + 0.348 \times THC850 - 0.126 \times Tmm$	0.585	2.713
	南 部	$Ts36 = 12.951 + 0.396 \times THC850$	0.598	2.805
	東北部	$Tne36 = 15.178 + 0.296 \times THC850 - 0.146 \times Tnem$	0.466	2.585

60公里左右(王, 1978), 寒流自華北南下至臺灣地區大約需時24~36小時, 因此選取日本24小時地面天氣預報圖(FSFE02 或 FSAS24) 中 $24^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ ,  $100^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$  範圍內之冷高壓中心最高氣壓值, 來表示寒冷空氣之強弱(如該範圍內剛好無冷高壓中心, 則取該範圍內之最高氣壓值), 是為地面冷高壓指標。根據多年之日常預報作業經驗和統計, 顯示日本24小時地面天氣預報圖  $40^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ ,  $100^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$  範圍內冷高壓中心或氣壓等值線要 $\geq 1050\text{MB}$ (極少數為 $1040\sim 1050\text{mb}$ ), 臺灣地區才會出現低於 $10^{\circ}\text{C}$ 之最低溫。

#### ( $\Rightarrow$ )700MB 高度值指標

由於冷氣團在西伯利亞之厚度達5000公尺, 在中國大陸及臺灣之厚度則為3000公尺左右, (王, 1978)亦即相當於700mb之高度, 故在700mb高空圖上選取華北之濟南( $37^{\circ}\text{N}$ ,  $116^{\circ}\text{E}$ )、鄭州( $35^{\circ}\text{N}$ ,  $114^{\circ}\text{E}$ )、華東之南京( $32^{\circ}\text{N}$ ,  $119^{\circ}\text{E}$ )、杭州( $30^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ}\text{E}$ )等寒潮南下通道上代表性地點之高度值作為預報因子, 並取前述四地700mb高度值24小時變差, 作為預報因子之一。國外之低溫客觀預報亦有取700mb高度值作為預報因子者(Klein et. al, 1969 及 Klein and Lewis, 1970), 值得吾人參考。

#### ( $\Rightarrow$ )850MB 冷平流指標

因地面氣溫受地形、海陸分佈、晝夜及雲量變化之影響而變化甚大, 而且850MB等壓面高度平均在1500公尺以上, 極少直接受到地面附近氣溫變化之影響, 即其冷暖分佈甚有代表性(徐, 1970)。國外亦有選取850mb之氣溫及變差值作為預報因子者(Oard, 1977)。故本研究在850mb天氣圖上選取臺灣西北方之蕪湖( $31^{\circ}\text{N}$ ,  $117^{\circ}\text{E}$ )和福州( $26^{\circ}\text{N}$ ,  $119^{\circ}\text{E}$ )等西北、東南向冷氣流通道上之代表性地點的氣溫及24小時氣溫變差, 作為預報因子, 並選取臺灣北方之南京、杭州等, 自北南下冷氣流通道上之代表性地點的氣溫及24小時氣溫變差, 作為預報因子。前述各測站850mb 24小時氣溫變差之大小, 可看出冷平流之強弱, 故可作為低溫之預報指標。

#### ( $\Rightarrow$ )當地地面氣象要素變化指標

臺灣地區冬春季所出現的低於 $10^{\circ}\text{C}$ 之低溫乃來自北方冷氣流南下侵襲所引起。冷氣流影響造成的平流降溫, 加上夜間地面輻射冷卻作用, 使局部地區降溫更加劇烈。因此於低 $10^{\circ}\text{C}$ 之最低溫多見

於夜間或清晨最低溫出現的時刻。據統計, 臺灣地區有99%的結霜是在當地天氣晴朗夜間雲量少的情況下產生的, 有95%的結霜是在當地無風狀態下發生的(徐、辛, 1979)。可見局部地區之雲量和風速可以作為低溫客觀預報因子。雲量之計算, 則可採用低雲之總雲量為標準, 中高雲則可按 $8C_s=7A_c+4S_c$ ,  $6A_c=3S_c$ ,  $5A_c=2S_c$ 來折算。又因為最低氣溫乃低層冷平流最強盛時所造成的結果, 因此最低氣溫之出現與出現前12小時或24小時之當地北面氣溫值有關, 每日上午8時及晚上8時之地面氣溫值可作為預報因子。又因為24小時變溫的大小, 可以作為判斷平流強度之依據, 所以各地地面氣溫之24小時變差值, 亦可作為最低氣溫客觀預報的預報因子。美國加州冬季低溫之客觀預報亦採用當地地面氣溫之24小時變差值作為預報因子, 結果其相關係數相當高(Oard, 1977), 可見亦是相當好的預報因子。

根據日常的冬春季低溫作業經驗, 可知上述所有地面氣象要素變化因子均適用於北部地區之低溫預報。因地形之關係, 風速因子較不適用於中部及嘉義地區冬春季低溫之預報; 風速因子及總雲量因子較不適用於東北部冬春季低溫之預報。

除了以上備選之預報因子以外, 本研究尚由日本氣象廳 NWP FXFE 782 (850mb 預測圖) 上填取濟南( $37^{\circ}\text{N}$ ,  $116^{\circ}\text{E}$ )、鄭州( $35^{\circ}\text{N}$ ,  $114^{\circ}\text{E}$ )、南京( $32^{\circ}\text{N}$ ,  $119^{\circ}\text{E}$ )之850mb氣溫預測值, 進行分析, 並作為預報因子。

## 四、預報方程式之建立與校驗

本研究首先將所收集的資料分為兩組, 第一組為1976年12月至1986年3月共十年的觀測資料, 利用逐步迴歸法分別建立臺灣北部、中部、南部及東北部四個地區12、24及36小時之預報方程。第二組為1986年12月至1987年3月四個月資料, 將此組資料代入預報方程, 再與當時觀測到的最低溫度比較, 以瞭解預報方程的預報能力。

由第一組資料經過逐步迴歸篩選過後所組成的複迴歸方程如表五, 表五中並附上複相關係數及平均預報誤差。由表知, 北部、中部及南部地區12及24小時之複相關係數皆相當高, 東北部則較差。又表五中, 12及36小時預報的預報因子為1200Z的觀測資料, 24小時預報的預報因子為0000Z的觀測資料, 各預報因子的代表符號分別如下:

**Tn** : 松山機場之溫度  
**Tnm** : 松山機場每日0000Z 前24小時之最低溫度  
**Tm** : 臺中測站之溫度  
**Tmm** : 臺中測站每日0000Z 前24小時之最低溫度  
**Ts** : 嘉義測站之溫度  
**Tsm** : 嘉義測站每日0000Z 前24小時之最低溫度  
**Tne** : 宜蘭測站之溫度  
**Tnem** : 宜蘭測站每日0000Z 前24小時之最低溫度  
**THC850** : 杭州 850mb 之溫度  
**TUH850** : 蕪湖 850mb 之溫度  
**TPNG850** : 850mb 臺北減南京之溫度差值

另外，本研究曾利用民航局氣象中心 1983 年 12 月至 1986 年 3 月接收日本氣象廳之數值預報圖，包括 850mb 預報圖 (FXFE 782) 及地面氣壓預報圖 (FSFE12, FSFE24) 利用內插法讀取濟南、鄭州及南京三個地區之 850mb 溫度及  $40^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ ,  $100^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$  區域內最高之氣壓值，求其與同期間每日最低溫度之相關，結果相關性很低，將其加入同期間之觀測資料，利用逐步迴歸法篩選，亦均被剔除掉，因此仍採用表五之複迴歸方程作為預報方程。

為瞭解各預報方程之預報情形，我們將第二組資料代入各預報方程中，並計算其平均預報誤差，列於表五預報方程之後。此外，另將預報值與逐日之最低溫度以圖之方式比對，圖二至圖十三分別為 12、24 及 36 小時北部、中部、南部及東北部 1986 年 12 月 2 日至翌年 3 月 30 日逐日之實際觀測最低溫度與預報值之分佈情形。由圖可以看出 12 及 24 小時之預報溫度升降的趨勢，除了東北部較差外，其他三個地區都當實際觀測值相當一致，對於 10 度以下的特低溫度幾乎都能預報出，且預報值與實際值亦相當接近。至於 36 小時的預報，只有南部地區溫度升降趨勢與特低溫度和實際觀測值較接近，其他三個地區雖然對特低溫度的預報偏高很多，但其溫度升降的趨勢還算相當準確。

## 五、結 論

由本文之探討，可知臺灣地區之冬季低溫是在某些特定的大氣環流形勢和天氣形勢下，強冷空气

自西伯利亞南下流經華北、華中而至臺灣地區所形成的災變天氣現象，因此吾人可以掌握強冷空气之動態，選取 850mb 天氣圖上華北、華東測站之氣溫值，700mb 華東、華北之高度值、華北地面高壓中心之氣壓值，以及臺北、臺中、嘉義、宜蘭四地逐日天氣資料，作為基本資料，依逐步複迴歸法建立北、中、南、東北等四地區之 12 小時、24 小時、36 小時之定量預報模式。結果發現杭州、蕪湖兩測站 850mb 之溫度、850mb 臺北減南京之溫度差值，臺北、臺中、嘉義、宜蘭四測站之地面氣溫值等預報因子與四地區低溫之出現有極大的相關，而其他預報因子之相關性則很低，甚至接近於零。

各模式經驗證的結果，發現北、中、南三區 12 小時及 24 小時之預報效果十分良好，36 小時之預報則比實際出現值略高，東北區之預報效果則較北、中、南三區略差。四區 12 小時預報模式之複相關係數，僅東北區者為 0.587，其餘三區均在 0.7 以上。北、中、南、東北四地區 36 小時預報模式之複相關係數分別為 0.549、0.585、0.598、0.466，

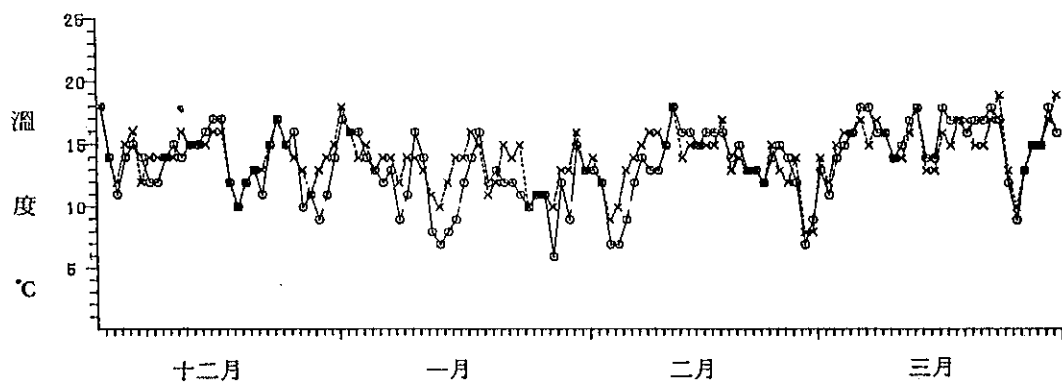
## 誌 謝

本專題研究承蒙中央氣象局提供所屬測站之氣象觀測資料，並在國家科學委員會 NSC76-0202-M117-01 的補助下順利完成，特表萬分謝意。

又本局預報員張泉湧先生曾提供許多程式上之技術協助，中央大學大氣物理系賴隆毅同學，中國文化大學氣象學系郭丁文同學，靜宜文理學院謝怡銘同學等，在暑假工讀期間協助本研究資料之電腦輸入及處理工作，使得研究工作得以順利完成，於此一併致謝。

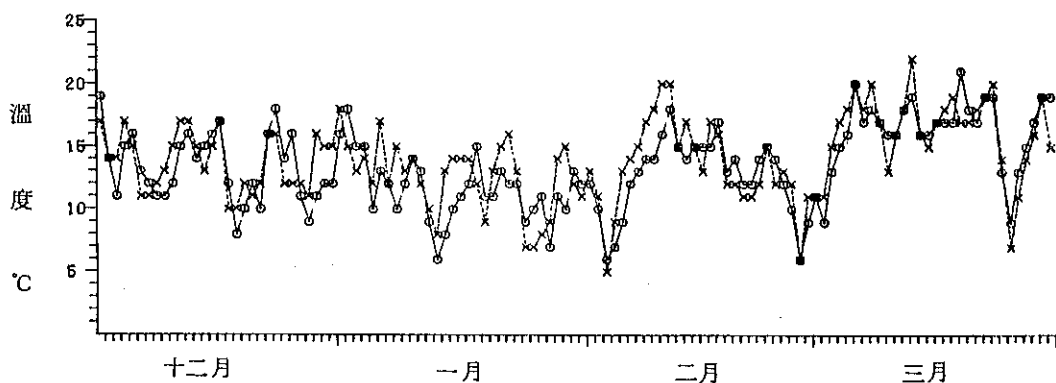
## 參 考 文 獻

- 王崇岳，1978：臺灣寒潮分析與預報，氣象學報 24 卷第 2 期，P.1-18。
- 王崇岳，1978：天氣學下冊第 112 頁，正中書局出版。
- 徐晉淮，1970：臺灣地區低溫預報之研究，氣象學報第 16 卷 3 期，P.29-36。
- 徐晉淮，辛江霖，1979：臺灣地區降霜之分析研究，氣象學報第 25 卷第 1 期。
- 徐森雄，1971：臺中冬季氣溫之研究，屏東農專學報第十二期，P.195-210。
- 戚啓勳、陳文恭，1974：中國之寒潮與雪潮（上）



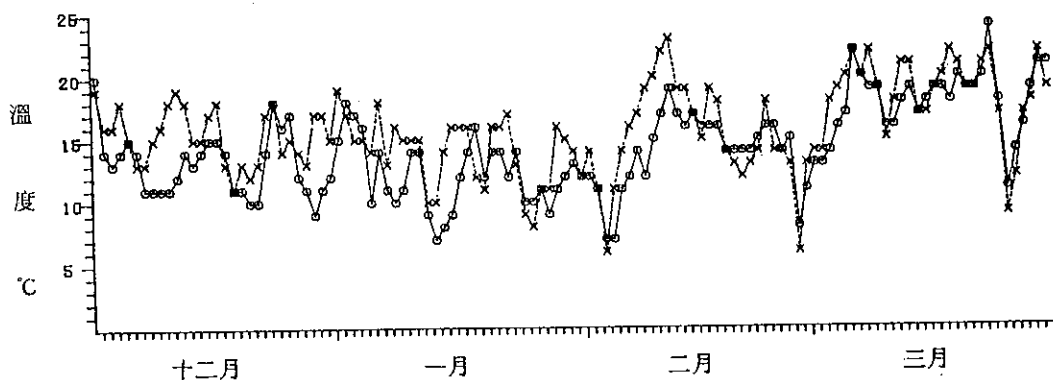
圖二 北部地區12小時預報(x)與逐日實際觀測最低溫度(o)之相對分佈

Fig. 2. Comparative distributions of the daily lowest temperature 12hr forecast(x) and the observed temperature minimum(o) from 2 December 1986 to 30 March 1987 for the Northern area of Taiwan (selected locale is Taipei).



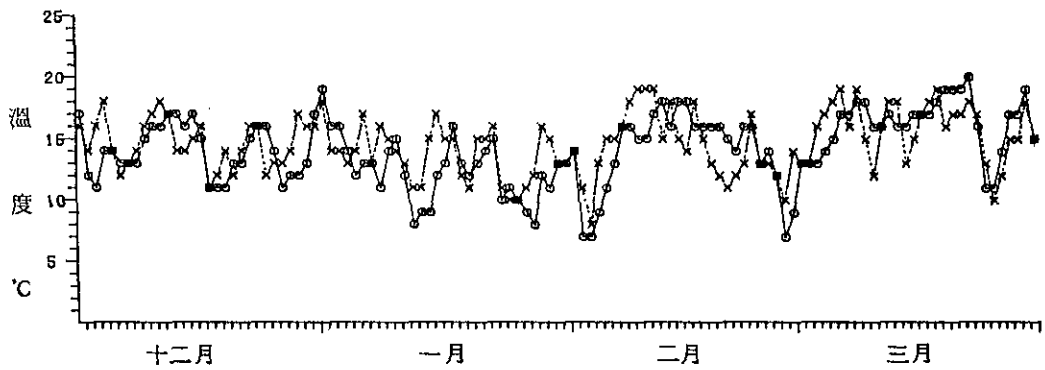
圖三 中部地區12小時預報(x)與逐日實際觀測最低溫度(o)之相對分佈

Fig. 3. As in Fig. 1, but for the Central area of Taiwan (selected locale is Tai-chung).

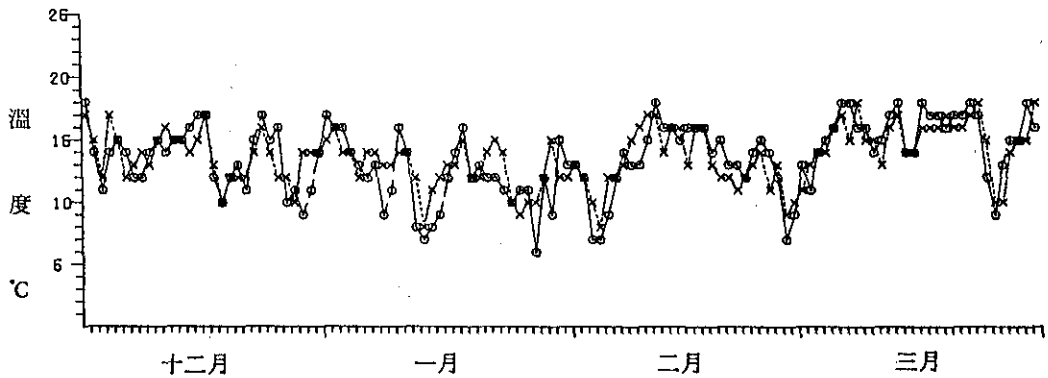


圖四 南部地區12小時預報(x)與逐日實際觀測最低溫度(o)之相對分佈

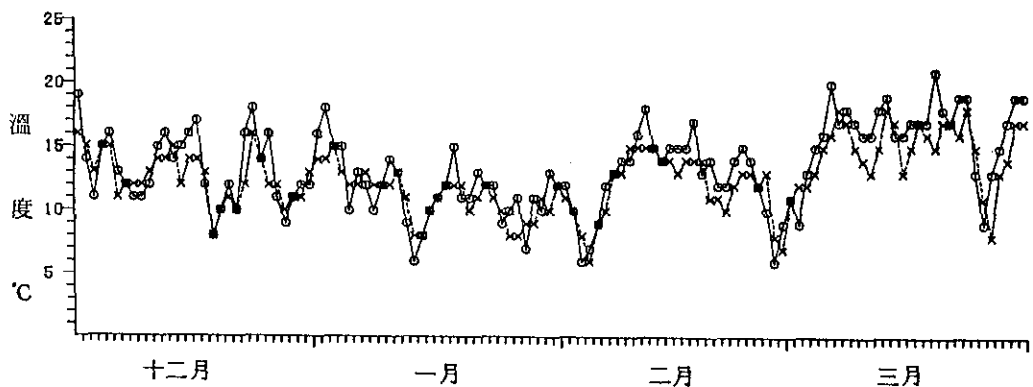
Fig. 4. As in Fig. 1, but for the Southern area (selected locale is Chia-yi).



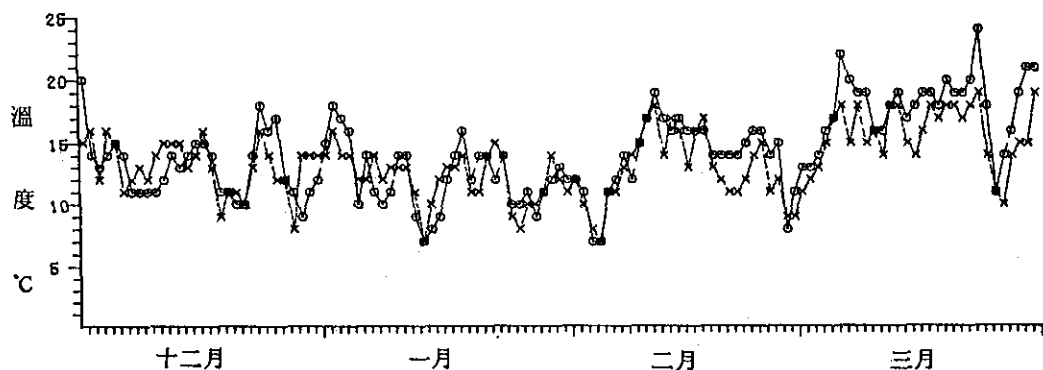
圖五 東北部地區12小時預報(x)與逐日實際觀測最低溫度(o)之相對分佈  
Fig. 5. As in Fig. 1, but for the Northeastern area (selected locale is I-lan).



圖六 北部地區24小時預報(x)與逐日實際觀測最低溫度(o)之相對分佈  
Fig. 6. As in Fig. 1, but for 24hr forecast.

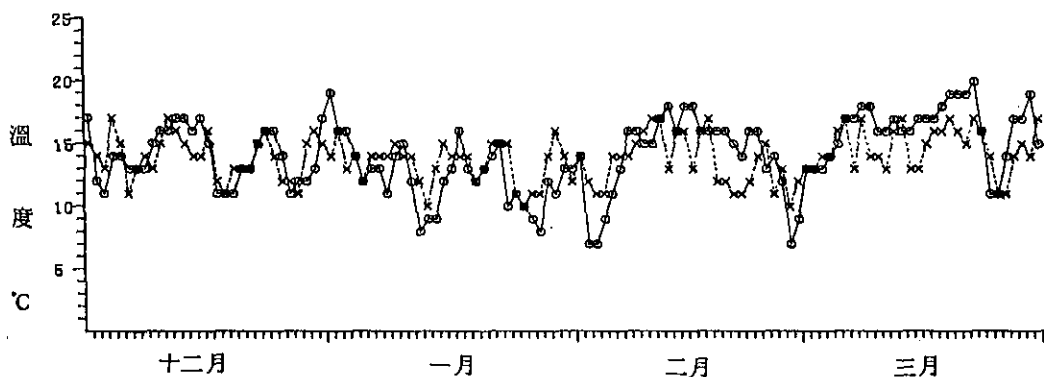


圖七 中部地區24小時預報(x)與逐日實際觀測最低溫度(o)之相對分佈  
Fig. 7. As in Fig. 1, but for 24hr forecast of the Central area.



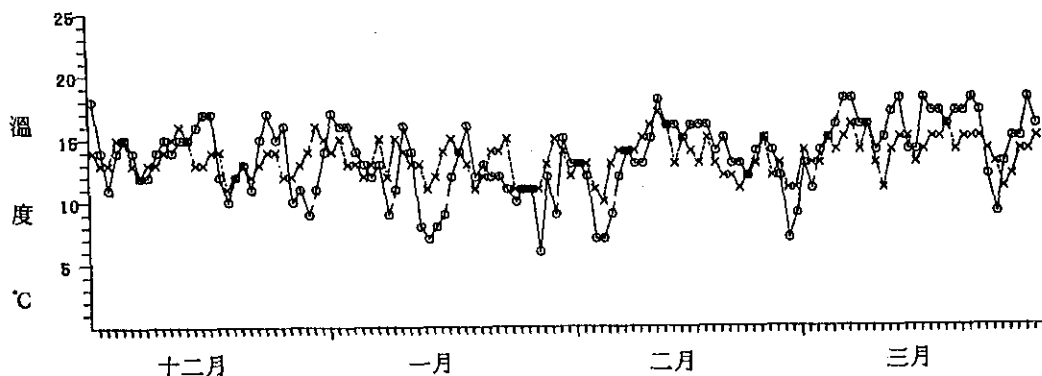
圖八 南部地區24小時預報(x)與逐日實際觀測最低溫度(o)之相對分佈

Fig. 8. As in Fig. 1, but for 24hr forecast of the Southern area.



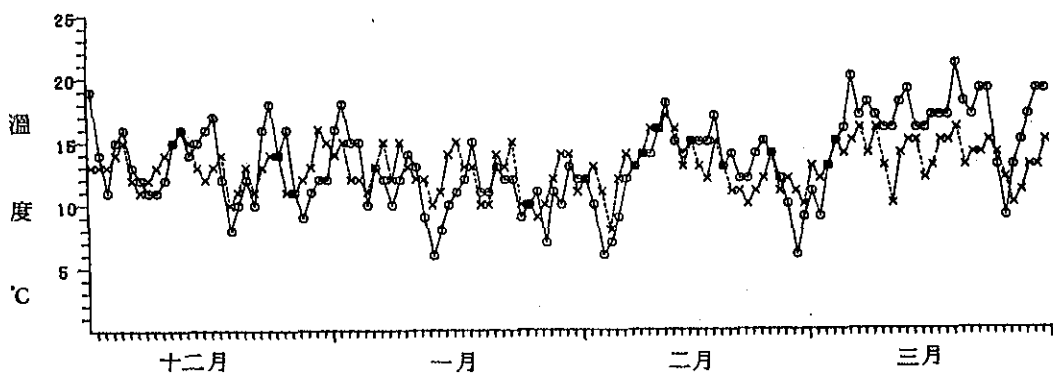
圖九 東北部地區24小時預報(x)與逐日實際觀測最低溫度(o)之相對分佈

Fig. 9. As in Fig. 1, but for 24hr forecast of the Northeastern area.



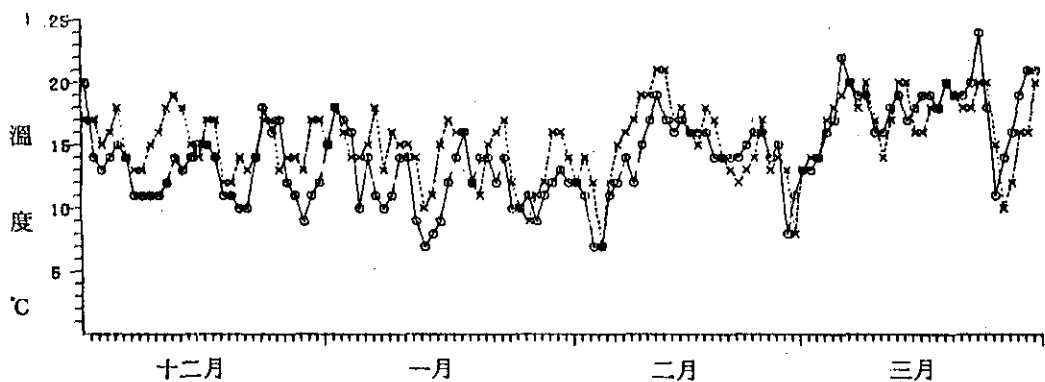
圖十 北部地區36小時預報(x)與逐日實際觀測最低溫度(o)之相對分佈

Fig. 10. As in Fig. 1, but for 36hr forecast.



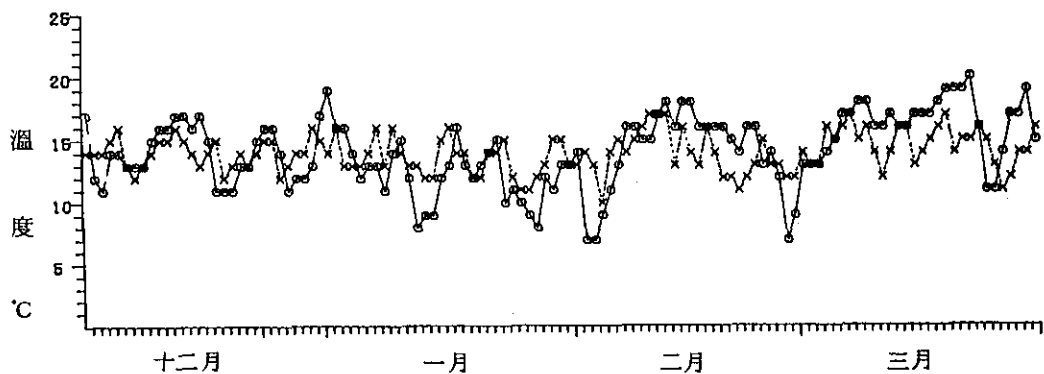
圖十一 中部地區36小時預報(x)與逐日實際觀測最低溫度(o)之相對分佈

Fig. 11. As in Fig. 1, but for 36hr forecast of the Central area.



圖十二 南部地區36小時預報(x)與逐日實際觀測最低溫度(o)之相對分佈

Fig. 12. As in Fig. 1, but for 36hr forecast of the Southern area.



圖十三 東北部地區36小時預報(x)與逐日實際觀測最低溫度(o)之相對分佈

Fig. 13. As in Fig. 1, but for 36hr forecast of the Northeastern area.



- ，氣象預報與分析第58期，P.7-14。
- 戚啓勳、陳文恭，1974：中國之寒潮與雪潮（下），氣象預報與分析第59期，P.15-19。
- 程純樞、陶詩言，1984：中國自然地理，氣候部分 P.79，臺北明文書局印行。
- 張家誠、林之光，1987：中國氣候 P.38-39，臺北明文書局印行。
- 蔡清彥，1981：臺灣地區寒潮個案之研究，大氣科學第八期，P.81-94。
- 蔡清彥、任立渝，1981：臺灣地區冬季異常氣溫之長期預報，中央氣象局異常氣候研討會論文彙編，P.219-227。
- 蔡清彥，1982：臺灣地區之寒潮爆發，第三屆全國大氣科學研討會論文彙編，P.153-164。
- 蔡清彥，1985：應用日本預測圖從事寒潮預報之成效評估，中央氣象局天氣分析與預報研討會論文彙編，P.17-31。
- 劉復誠，1986：民國75年1～6月臺灣地區重要天氣概述，大氣科學第期天氣分析欄，P.113-115。
- 顏俊士，1961：臺灣之寒害，氣象學報第7卷第2期，P.24。
- Klein W.H. et.al 1969: Computer Forecasts of Maximum and Minmum Surface Temperatures, ESSA Tech. Memo. WBTM TDL 26, P.119.
- Klein W.H. and Lewis F., 1970: Com-puter Forecasts of Maximum and Minimum Temperatures, Journal of Applied Meteorology, Vol.9, No.3. P.350-359.
- Oard M.J. 1977: A Winter Season Minimum Temperature Formular for Bakesfield California Using Multiple Regression, NOAA Tech. Mem. NWS, WR-113, P.1-10.

## A Study of the Objective Forecast of Low Temperatures in the Winter of Taiwan

*Tin-Kuo Lee, Chao-Ming Liu, Par-Yuang Hwang, Jeng-Der Tsai*

Taipei Meteorological Center, ANWS, CCAA

### ABSTRACT

In Taiwan, from December to March of the next year, there are days of  $\leq 10^{\circ}\text{C}$  caused by the strong cold surges and or cold air from Chinese Mainland. These cold air will sometimes cause big damages to the land and the water farmings, Thus, it is our intention to set up objective forsecasts of low temperatures for this area.

Firstly, the exact dates and the lasting days with temperatures  $\leq 10^{\circ}\text{C}$  in Taipei, Taichung, Chiayi and Ilan, representing the Northern, the Central, the Southern and the Northeastern parts of Taiwan, between 1976 and 1986 of the above mentioned months were summed up. And then, 850mb, 700mb and the surface charts at both 0000Z and 1200Z were used to derive basic data of the four areas, and some station data of the Eastern and the Northern Mainland China. Finally, by using multiple regressive method, we built up 12hrs, 24hrs and 36hrs forecast models of quantitaive minimum temperature for the four areas.

The correlation coefficients of the 12 hrs forecast models for the four areas are over 0.6, and those for the Northern and the Southern parts are higher than 0.8. The correlation coefficients of the 24 hrs models are over 0.7 except for Northeastern part, it is 0.587 The results of the 36hrs forecasts for the four areas are 0.549, 0.585, 0.598 and 0.466 respectively, and comparatively lower than the 12hrs and the 24hrs forecasts.

# 民國七十五年北太平洋西部颱風概述(一)

陳 來 發                      陳 清 得

中央氣象局預報課長

中央氣象局預報測站技士

(收稿日期: 77. 4. 7; 審稿日期: 77. 4. 27; 定稿日期: 77. 5. 17)

關 鍵 詞: 近赤道槽、間熱帶輪帶、合流、藤原效應

Key words: Near equatorial trough, ITCZ, Confluence, Fujiwhara effect

## 一、引 言

民國75年(以下簡稱為本年),自2月1日18Z(2日2時)出現第一個颱風——茱迪(JUDY)至12月23日00Z(8時)出現的最後一個颱風——諾瑞斯(NORRIS)為止,北太平洋西部總計有26個颱風發生(見表一)。但在此階段中另有一自東太平洋移入的GEORGETTE颱風,並未列入。就發生頻率而言,與民國36至74年(1947—1985)的39年平均(26.9個)比較,75年的颱風次數略少於平均值,若以颱風發生源地而言(圖一),最西者為在南海面的唐姆颱風(DOM),最東者為在威克島西南方海面的諾瑞斯颱風(NORRIS),最南者為本年第一個颱風茱迪(JUDY),最北者為發生在巴士海峽的麥克風風(MAC)。如就地理區分布百分比來看(圖一),在南海海面(即 $120^{\circ}\text{E}$ 以西者)有3個,佔11.5%;關島( $145^{\circ}\text{E}$ )以西至 $120^{\circ}\text{E}$ 者有13個,佔50%;關島( $145^{\circ}\text{E}$ )以東至 $180^{\circ}\text{E}$ 者有10個,佔38.5%。由以上統計可知今年颱風誕生地區主要集中在關島以西之海洋面上。

本年內,中央氣象局共發佈了7次颱風警報(韋恩颱風期間雖發布三次警報,但因屬同一颱風,故仍以一次計),其中一次為海上颱風警報,即莎拉(SARAH),六次海上陸上颱風警報,即南施(NANCY),佩姬(PEGGY),韋恩(WAYNE),薇拉(VERA),艾貝(ABBY),及艾倫(ELLEN)颱風。在此七次颱風警報中未侵臺者有三次,即莎拉(SARAH),薇拉(VERA)及艾倫(ELLEN)。侵臺有四次,其中三次中心直接登陸本省陸地,即南施,韋恩及艾貝三個颱風,而在這三個颱風中

,又以韋恩登陸本省陸地二次為最特殊(見表二),而佩姬(PEGGY)僅暴風圈略為掠過本島東南部並未登陸。死傷及財物損失以韋恩最大,艾貝次之,南施及佩姬只有輕微的災情。

本報告就本年所發生的26個颱風,按其編號、發生月份、強度、移向及綜觀天氣特徵等加以分析與討論,藉供各界參考與研究之需。

茲將本報告撰寫有關資料之依據簡述如下:

## 總論及侵臺颱風專論

總論係以全部26個颱風,就其發生次數、強度、發生(衍生)地點、路徑特性、或動向異狀及綜觀天氣特徵等作概略性敘述及討論。而「侵臺颱風個案報告」係就本年內中央氣象局發布七次颱風警報中,曾經侵臺或其暴風圈通過本島(部份地區)者(指曾發布海上、陸上颱風警報者),給予較詳盡之描述誤差評估,這些颱風包括南施、佩姬、韋恩、薇拉、艾貝及艾倫等6個(其文分刊於各期氣象學報中)。

## 資 料 依 據

本報告所引用之資料,除由中央氣象局各測站,氣象雷達站及氣象衛星資料接收站取得外,尚參考美軍關島聯合警報中心(JTWC)、日本氣象廳(RJTD)、菲律賓(RPMM)與其他飛機偵察報告(RECON)、雷達及各種衛星定位報告等。

## 災 情

依照內政部警政署及臺灣省政府警務處,並參考省農林廳所發布之災情概況調查報告為依據。

表一 民國七十五年北太平洋

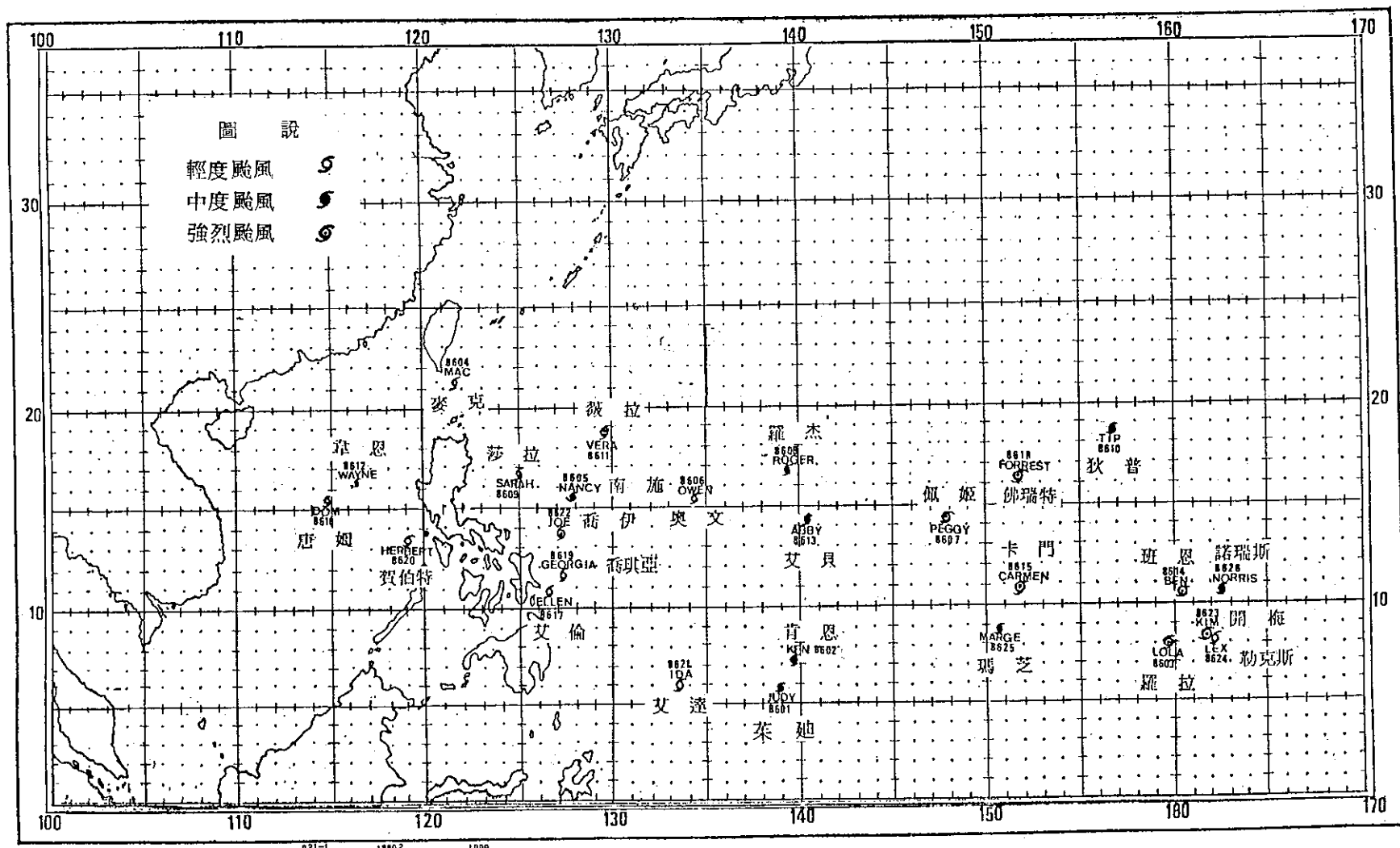
Table 1. Summary of typhoon information

月 份	當 月 次 數	本 公 元 編 號	颶 風 名 稱  (typhoon names)	起 訖 時 間			生 命 期 (時)	衍 生 地 區  (Source areas of generation)
				全 部 起 訖 (life cycle)	中 度 以 上 (moderate)	強 烈 以 上 (severe)		
2	1	8601	萊 迪 (JUDY)	0118Z-0600Z	0400Z-0500Z	—	102	關島西南方海面
4	1	8602	肯 恩 (KEN)	2618Z-0100Z	2712Z-2906Z	—	102	關島西南方海面
5	1	8603	羅 拉 (LOLA)	1706Z-2306Z	1718Z-2218Z	1900Z-2112Z	144	關島東南方海面
5	2	8604	麥 克 (MAC)	2600Z-2818Z	—	—	66	巴士海峽
6	1	8605	南 施 (NANCY)	2200Z-2506Z	2218Z-2312Z	—	78	呂宋島東方海面
6	2	8606	奧 文 (OWEN)	2806Z-0200Z	—	—	96	呂宋島東方海面
7	1	8607	佩 姬 (PEGGY)	0318Z-1118Z	0418Z-1100Z	0506Z-0900Z	192	關島東北東方海面
7	2	8608	羅 杰 (ROGER)	1300Z-1712Z	1400Z-1612Z	—	108	關島西北西方海面
7	3	8609	莎 拉 (SARAH)	3106Z-0412Z	—	—	102	呂宋島東方海面
8	1	8610	狄 普 (TIP)	1306Z-1906Z	1518Z-1712Z	—	144	威克島西南西方海面
8	2	8611	薇 拉 (VERA)	1600Z-2906Z	1918Z-2800Z	2112Z-2300Z	324	呂宋島東方海面
8	3	8612	韋 恩 (WAYNE)	1812Z-2418Z 2800Z-0612Z	1912Z-2212Z 3100Z-0518Z	—	150 216	南海海面
9	1	8613	艾 貝 (ABBY)	1400Z-2018Z	1606Z-1918Z	—	162	關島西北西方海面
9	2	8614	班 恩 (BEN)	1906Z-3006Z	2312Z-2918Z	2412Z-2606Z	264	威克島西南方海面
10	1	8615	卡 門 (CARMEN)	0200Z-0812Z	0406Z-0806Z	0518Z	156	關島東南東方海面
10	2	8616	唐 姆 (DOM)	0900Z-1112Z	—	—	60	南海海面
10	3	8617	艾 倫 (ELLEN)	1100Z-1900Z	1318Z-1706Z	—	192	菲律賓羣島南部近海
10	4	8618	佛瑞特 (FORREST)	1506Z-2006Z	1606Z-2000Z	1700Z-1706Z	120	威克島西南方海面
10	5	8619	喬琪亞 (GEORGIA)	1806Z-2200Z	—	—	90	菲律賓羣島南部近海
11	1	8620	賀伯特 (HERBERT)	0800Z-1112Z	—	—	84	菲律賓羣島西方南部近海
11	2	8621	艾 達 (IDA)	1118Z-1306Z 1318Z-1600Z	—	—	90	菲律賓羣島南部海面
11	3	8622	喬 依 (JOE)	1818Z-2418Z	2000Z-2312Z	2106Z-2200Z	144	菲律賓羣島中部東方海面
11	4	8623	開 梅 (KIM)	2812Z-1100Z	2906Z-0900Z	0112Z-0512Z	300	威克島南南西方海面
12	1	8624	勒克斯 (LEX)	0400Z-0506Z	—	—	30	威克島南方海面
12	2	8625	瑪 芝 (MARGE)	1506Z-2318Z	1612Z-2118Z	—	204	威克島南方海面
12	3	8626	諾瑞斯 (NORRIS)	2300Z-0100Z	2706Z-3018Z	—	216	威克島南方海面

西部地區颱風綱要表

the western North Pacific Ocean in 1986

成經度颱風 以上地點 北緯 (N) 東經 (E)	平均 移速 (km/h)	消失或衰滅成 TD或溫帶氣旋 之 地 點	觀測 到中心 最低 (mm)	氣壓 中心 (mm)	近中 心最大 風速 (m/s)	出現之最大 風徑 (km)		强度 分 類	中 央 氣 象 局 級	警 報 階 級	路 徑 型 式 與 轉 折 點 (track types)	備 註 (remarks)
						7 (KTS)	10 (KTS)					
5.9 138.9	26	關島北方海面	974	43	200	40	中度	—	—	—	拋物線型	
7.4 139.7	7	菲律賓羣島東方海面	980	46	200	40	中度	—	—	—	"	
8.0 159.6	28	北太平洋中部海面	910	77	400	250	超級	—	—	—	拋物線型	
20.8 121.2	14	日本本州南方海面	992	23	50	—	輕度	—	—	—	近似直線型	
15.5 127.8	34	日本海	955	41	200	50	中度	海上、陸上	—	—	拋物線型	侵 臺
15.3 134.3	19	琉球附近海面	987	26	150	20	輕度	—	—	—	"	
14.5 147.9	19	中國廣州東北方	900	72	400	200	超級	海上、陸上	—	—	近似直線型	侵 臺
16.7 139.4	23	日本四國近海	955	43	170	50	中度	—	—	—	拋物線型	
16.3 126.9	28	日本本州南方海面	986	28	200	20	輕度	海 上	—	—	"	未 侵 臺
18.7 156.9	15	北太平洋中部海面	955	41	200	50	中度	—	—	—	不規則彎曲線	
18.9 129.6	19	日本海北部海面	923	56	500	250	強烈	海上、陸上	—	—	不規則彎曲線	未 侵 臺
16.2 116.2	16	越南北部	951	46	200	100	中度	海上、陸上	—	—	不規則彎曲線	生命期不包括T. D期間，侵臺
14.4 140.4	17	韓國南方海面	943	48	400	200	中度	海上、陸上	—	—	拋物線型	侵 臺
11.0 159.8	20	北太平洋西北部海面	917	61	350	150	強烈	—	—	—	"	
10.9 152.9	26	日本本州北部東方海面	939	51	250	100	強烈	—	—	—	"	
15.4 114.9	15	越南北部近海	990	23	150	—	輕度	—	—	—	近似直線型	
10.8 126.7	12	中國雷州半島近海	970	41	250	80	中度	海上、陸上	—	—	"	未 侵 臺
14.3 156.9	30	北太平洋中部海面	946	51	250	120	強烈	—	—	—	拋物線型	
11.5 127.3	24	越南中部	983	26	150	20	輕度	—	—	—	近似直線型	
13.1 119.9	13	越南中部	986	31	150	20	輕度	—	—	—	"	
8.0 129.4	23	東沙島附近海面	986	28	180	20	輕度	—	—	—	拋物線型	
13.6 128.0	11	琉球附近海面	940	51	250	100	強烈	—	—	—	"	
8.4 161.8	14	呂宋島東方海面	905	69	350	150	超級	—	—	—	近似直線型	
8.1 162.1	19	威克島西南方海面	994	20	100	—	輕度	—	—	—	近似直線型	
7.7 154.6	22	南海海面	947	48	200	100	中度	—	—	—	"	
10.6 162.5	22	南海海面	953	46	300	150	中度	—	—	—	"	



圖一 民國75年颱風生成源地圖

Fig. 1 First discovered position of the typhoons in 1986

## 時 間

本報告所用時間均以世界標準時 (Z或 GMT) 爲準，若用地方時，則爲我國中原地方時 (即  $Z+8$ =地方時)。

## 二、總 論

### (一)概述

本年內共有26個颱風在北太平洋西部發生已如前述。茲分別說明發生頻率及強度分類、警報次數、侵臺颱風之災情、颱風生命期與24小時路徑誤差如下：

#### 1.發生頻率及強度分類

本年度內共有個颱風發生，與以往39年 (1947—1985) 比較，相當接近平均數(26.9)，各月份之颱風發生率可由表三看出。由表三顯示，本年 1、3 月均無颱風發生，而2、4月僅各有一個佔 3.9%；5、6、9月各有二個佔7.7%；7、8、12月各有三個佔11.5%；11月有四個佔15.4%；而10月最多有 5 個佔19.2%。由上述觀之本年颱風各月分配相當均勻，唯獨本年 2 月份出現一個颱風爲過去10年內所僅有的特殊情形，而 4 月份出現颱風亦爲北太平洋西部地區在過去 4 年內未曾發生現象 (見圖二、圖三)。

就強度而言，本年26個颱風中屬於輕度者 8 個，佔30.8%；中度者10個，佔38.5%；強烈颱風 5 個，佔19.2%；超級颱風 (super typhoon) 有 3 個，佔11.5% (見表一)。

此外，有關各月之平均值與以往 39 年 (1947—1985) 比較詳見表三及圖三，除 1、7、8、9 月份較平均低外，其餘八個月均較各月平均爲高或近似平均值。以颱風發生之總數而言，本年屬正常年，所不同的是本年在10、11、12月份發生颱風次數較常年爲多，爲一大特色。其他各個颱風之最佳路徑 (best track) 中心位置，近中心最大風速、中心氣壓、強度分類，進行方向及時速詳見表一及各颱風之個別強度路徑圖，其總路徑見圖四、五、六等。

#### 2.警報次數

在26個颱風中，依其移動方向，路徑及暴風範圍資料，中央氣象局研判颱風可能侵襲臺灣陸上或附近海面，而發布「海上」或「海上陸上」颱風警報者共有 7 個，佔75年颱風百分率26.9%；而此七

次颱風警報中除 8 月的莎拉 (SARAH) 發布海上警報外，其餘六次均爲海上陸上警報，依次爲 6 月的南施 (NANCY)，7 月的佩姬 (PEGGY)，8 月至 9 月的韋恩 (WAYNE)，8 月的薇拉 (VERA)，9 月的艾貝 (ABBY) 及 10 月的艾倫 (ELLEN)。在此七個颱風警報中除莎拉、薇拉和艾倫未侵臺外，其餘四個均曾侵臺，且中心登陸於臺灣陸地者有南施，韋恩及艾貝三個，其中登陸於花蓮至新港間者有南施及艾貝，韋恩則令中央氣象局三度發布警報。韋恩二次登陸，第一次在臺中至東石間 (濁水溪口附近)，第二次登陸臺東至恒春間 (大武南方)，造成近八十年來首度由西岸侵襲臺灣雲嘉地區的颱風。而佩姬颱風並未登陸，只有暴風圈掠過本省東南部，各颱風警報之簡要發布過程及警報總次數見表二。

#### 3.侵臺颱風之災情

本年內 4 個侵臺颱風曾對臺灣地區造成輕重不等之災害，除農漁業損失外，鐵公路、電信等交通設施與電力之破壞亦有災情報告。總計本年內因颱風而引起之災害，人員方面共死亡 100 人，失蹤 41 人，輕重傷 330 人。財物方面有 3727 間房屋全倒，9378 間房屋半倒，其他有關農漁業、鐵公路、電信及電力之破壞詳見表四。

#### 4.生命期

本年內26個颱風生命期之長短依其發生至消滅 (變成熱帶性低氣壓或溫帶氣旋) 爲止，由表一中可發現最長者爲 8 月的韋恩 (WAYNE) 颱風，共 366 小時 (不包括其中之熱帶階性氣壓階段)，最短者爲 12 月的勒克斯 (LEX)，爲 30 小時；全部生命總數爲 3930 小時，平均生命期爲 151.15 小時，約爲 6.3 天。如就 24 小時 (一天) 之間距分段，可由表五中表示出：本年之颱風生命期以 4 天和 5 天居多，各佔 19.3%；其次爲 6 天，佔 11.6%；其餘低於 10% 者有 2、3、7、8、9、11、13、14 及 16 天者。

#### 5.24小時預報之向量誤差

爲了解中央氣象局颱風警報發布之路徑誤差，特就今年中央氣象局所發佈之七個颱風警報 (包括海上、陸上) 中四個侵臺颱風警報中 24 小時預報之向量誤差列於表六，由表六中可知在四個侵臺颱風警報之平均誤差爲 165.6 公里，比過去 15 年 (1971—1985) 來之平均誤差 178.3 公里小。

表二 中華民國七十五 (公元1986) 年中央氣象局颱風警報發布統計表

Table 2 Summary of typhoon warnings issued by the Central Weather Bureau in 1986

發佈次第	名稱	警總 次報數	生成地點	警報種類	發布時間	解除時間	警報時間		侵臺路 徑分類	登陸地點	紀要
							最大 強度	近中心最 大風速 (公 尺/秒)			
1	(8605) 南 施 (NANCY)	9	呂宋島東方海面	海上陸上	海上：6月22日 15時25分 陸上：6月22日 20時55分	陸上：6月24日 9時40分 海上：6月24日 15時0分	中度	38	4	花蓮至新 港間	南施颱風於24日清晨登陸花蓮海岸後，沿蘇花公路北上，進入北部海面，東部略有災情。
2	(8607) 佩 姬 (PEGGY)	18	關島東方海面	海上陸上	海上：7月7日 9時0分 陸上：7月7日 21時10分	陸上：7月11日 8時50分 海上：7月11日 15時15分	強烈	70	3	未登陸	佩姬颱風邊緣掠過恒春、花蓮、臺東各地區有輕微災情。蘇花公路、和中隧道、南澳附近，及東西橫貫公路洛韶至開源間發生坍方。東線鐵路玉里至富里間鐵軌被砂石掩埋，池上和富里段，路基遭山洪土石冲刷受損。
3	(8609) 莎 拉 (SARAH)	9	呂宋島東方海面	海上	海上：8月1日 9時20分	海上：8月3日 9時50分	輕度	23	未侵臺		莎拉颱風在2日清晨移至呂宋島東北端近海時，高層環流繼續向偏西移動，登陸呂宋島後進入南海。低層中心則轉向東北方向行進，經那霸島東方海面離去，未在臺灣地區造成災害。
4	(8612) 韋 恩 (WAYNE)	12	南海 (呂宋島西 南方海面)	第一次發 布海上陸 上	海上：8月20日 20時50分 陸上：8月21日 4時10分	陸上：8月23日 4時30分 海上：8月23日 15時15分	中度	38	7	第一次登 陸臺中 東石間 (濁 水溪口附 近)	韋恩颱風為臺灣氣象史上第一次由中部登陸者，猛襲中南部及澎湖地區，造成近年來最嚴重的天然災害。韋恩颱風於22日凌晨三時三十分左右通過澎湖，六時四十分左右自濁水溪口附近登陸通過雲林、南投，於下午一時左右由花蓮北方出海。出海以後以東北東及東北之方向行進至石垣島附近海面打轉徘徊。24日八時左右開始向西南移動，再次向本省接近，於是日22時左右復於臺東大武南方登陸後，迅速減弱，並由原位於高雄外海附近之副低壓，取代其中心，並減弱為熱帶性低氣壓，繼續向南移動。25日凌晨
		4		第二次發 布海上陸 上	海上：8月24日 8時10分 陸上：8月24日 14時35分	陸上：8月25日 4時35分 海上：3月25日 4時35分	輕度	28		第二次登 陸臺東至 恒春間 (大 武南方)	

		26	28日上午於呂宋島北方海面由原韋恩颱風減弱後之熱帶性低壓再度增強為輕度颱風，仍沿用原名	第三次發布海上陸上	海上：8月28日15時25分 陸上：8月28日21時45分	陸上：9月3日9時30分 海上：9月3日20時35分	中度	40		未登陸	晨四時，繼續向西南行進至東沙島南方海面，轉向東移動至呂宋島北方海面，28日上午又再增強為輕度颱風，仍向北東進行，第三度威脅本省。行至蘭嶼南方近海，呈不穩定，來回打轉之路徑，至9月1日晚間始逐漸向西移去。
5	(8611) 薇拉 (VERA)	10	呂宋島東方海面	海上陸上	海上：8月25日9時55分 陸上：8月25日15時30分	陸上：8月27日9時30分 海上：8月27日15時58分	中度	45		未侵臺	薇拉颱風於26日通過那霸島南方近海，繼續以西北方向前進，進入東海南部後開始轉向偏北，經東海北部移向韓國及我國東北。未在臺灣地區造成災害。
6	(8613) 艾貝 (ABBY)	13	呂宋島東方海面	海上陸上	海上：9月16日9時50分 陸上：9月17日15時35分	陸上：9月20日15時25分 海上：9月20日15時25分	中度	51	2	花蓮至新港間	艾貝颱風於9月19日7時48分登陸臺東新港，是日22時47分左右由梧棲北方出海。出海後以西北方向，行進至臺北西方海面，轉向東北，朝日本方向離去。中南部、東部均有災情。
7	(8617) 艾倫 (ELLEN)	14	呂宋島東南方海面	海上陸上	海上：10月14日14時50分 陸上：10月15日15時40分	陸上：10月17日9時20分 海上：10月17日20時35分	中度	40		未侵臺	艾倫颱風在通過菲律賓中部後，一度偏北移動，迨15日在呂宋島西方海面，才開始轉向西北方向，朝我國廣東省境移去。此颱風未在臺灣地區造成災害。



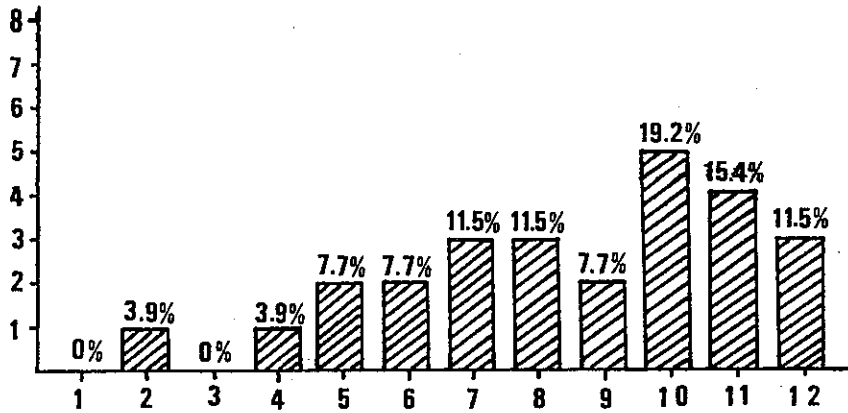


圖 二 民國75年各月颱風發生次數及比率 (%)

Fig. 2 Occurrence frequency and percentage (%) of typhoons for the western North Pacific Ocean in 1986

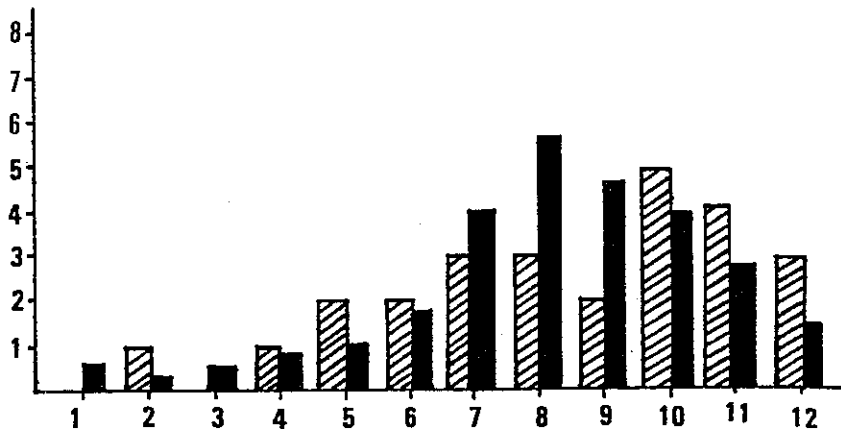


圖 三 民國75年各月颱風發生次數與最近39年平均次數之比較

Fig. 2 The monthly comparison between the numbers of typhoons occurred in 1986 with the averages since 1947.

表三 1947年以來北太平洋西部各月颱風次數統計表

Table 3 Summary of typhoon occurrence in the western North Pacific since 1947

年份	1 月			2 月			3 月			4 月			5 月			6 月			7 月			8 月			9 月			10 月			11 月			12 月			全 年		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III			
1947	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	1	1	1	3	0	0	2	2	1	4	2	0	6	4	1	3	3	0	1	1	0	22	14	4
1948	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	1	3	1	1	4	1	1	8	2	0	6	4	1	6	1	0	3	2	0	1	1	0	36	14	3
1949	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	6	2	1	3	2	0	5	3	2	3	1	1	4	1	0	2	1	0	24	11	4
1950	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	1	0	2	1	1	5	1	0	18	2	0	6	4	0	3	2	1	3	1	1	4	1	0	44	13	3
1951	0	0	0	1	0	0	1	0	0	2	1	0	1	0	0	3	1	0	3	1	0	3	2	1	2	3	1	1	4	3	1	1	0	2	2	0	21	13	3
1952	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1	5	2	0	5	2	0	3	2	1	6	5	0	3	3	2	4	3	0	27	20	5
1953	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	3	1	1	6	5	2	4	1	1	4	4	0	3	1	0	1	1	0	23	16	5
1954	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	5	3	1	5	3	1	5	5	1	4	3	0	3	3	2	1	1	0	21	16	4
1955	1	1	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	2	1	0	7	5	0	7	3	1	3	5	0	3	2	0	1	1	0	1	1	0	28	19	1
1956	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	2	2	0	5	4	1	6	5	3	1	1	0	5	5	0	1	1	0	24	20	5
1957	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	4	2	0	5	5	3	1	4	3	0	3	3	0	0	0	0	22	18	2		
1958	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	1	0	3	2	0	7	6	1	5	3	1	5	3	1	4	3	0	2	2	0	0	31	21	3		
1959	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1	6	4	3	4	3	1	4	3	1	2	2	1	2	2	0	23	16	7
1960	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	3	3	1	3	2	1	9	8	3	4	0	0	4	4	0	1	1	0	1	1	0	27	21	6
1961	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3	2	1	3	1	0	5	3	1	3	3	2	7	5	2	4	3	0	1	1	0	1	1	0	29	20	6
1962	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	0	0	5	4	1	8	3	2	3	2	1	5	4	1	3	3	0	2	0	0	25	24	5
1963	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	4	3	0	4	3	1	3	3	0	5	4	1	1	4	0	0	0	3	1	0	24	19	2	
1964	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	2	2	0	7	6	0	6	3	0	7	5	0	6	3	0	6	3	0	1	1	0	37	25	0
1965	2	0	0	2	0	0	1	0	0	2	2	0	2	2	1	3	2	1	5	4	1	7	4	1	6	3	0	2	2	0	2	1	0	1	0	0	34	18	3
1966	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	1	1	0	5	3	0	8	6	1	7	4	2	3	2	0	2	0	0	1	1	0	30	20	4
1967	1	0	0	0	0	0	2	1	0	1	1	0	1	0	0	1	1	0	6	5	1	8	4	1	7	4	0	4	3	1	3	3	1	1	0	0	35	22	4
1968	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	0	3	2	1	8	6	0	3	3	2	6	5	0	4	4	0	0	0	0	27	23	3
1969	1	1	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1	4	3	1	3	3	1	3	3	1	2	1	0	1	1	0	19	15	4
1970	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	3	0	0	6	4	0	5	2	1	5	4	0	4	1	0	0	0	0	26	13	1
1971	1	0	0	0	0	0	1	0	0	3	3	0	4	1	0	2	2	0	8	6	2	4	3	0	6	5	2	4	3	0	2	1	0	0	0	0	35	24	2
1972	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	3	1	0	5	5	0	5	3	1	5	4	0	5	4	0	2	2	0	3	2	0	30	23	1
1973	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	4	1	5	2	0	2	2	0	4	3	1	3	0	0	0	0	0	21	11	2
1974	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	3	1	0	5	2	1	5	2	2	5	3	1	4	4	1	4	2	0	2	0	0	32	15	3
1975	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	5	4	1	5	4	1	5	3	1	3	2	0	0	0	0	20	14	3
1976	0	1	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	2	2	0	2	2	0	4	2	0	4	1	1	5	4	0	1	1	1	0	2	0	2	0	0	25	16	1
1977	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	3	3	2	2	0	1	5	4	0	4	3	0	1	1	0	2	2	0	19	11	3
1978	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3	0	1	4	3	0	7	3	1	5	4	0	4	3	1	3	1	0	0	0	0	28	15	3
1979	1	1	0	0	0	0	1	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	4	2	0	2	2	2	6	3	0	3	2	0	2	1	0	2	1	0	23	13	2
1980	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	4	2	0	1	0	0	4	3	1	2	2	1	6	5	1	4	2	0	1	1	0	1	0	0	24	15	2
1981	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	0	0	0	0	0	2	2	2	5	2	1	7	2	1	4	4	2	2	1	0	3	2	0	2	2	0	28	16	4
1982	0	0	0	0	0	0	3	2	0	0	0	0	1	1	0	3	1	0	4	2	1	5	5	2	5	3	0	3	3	0	1	1	0	1	1	0	26	19	3
1983	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	3	2	1	5	2	1	2	1	0	6	4	0	4	2	0	2	0	0	23	11	2
1984	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	5	4	1	5	2	3	4	1	0	7	5	0	3	3	0	1	1	0	27	16	5
1985	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	1	1	1	1	8	6	1	5	3	1	4	3	1	1	0	0	2	1	0	26	17	5
總數	20	8	0	8	2	0	18	8	0	29	19	2	40	29	3	65	39	12	157	99	24	218	127	38	185	126	32	157	116	13	98	65	7	55	29	0	1051	668	133
平均	0.50	0.20	0.00	0.20	0.10	0.05	0.20	0.00	0.80	0.50	0.11	0.07	0.10	0.70	0.11	0.71	0.03	0.42	0.50	0.65	0.63	0.31	0.47	0.73	0.20	0.84	0.03	0.00	0.32	0.51	0.90	0.21	0.40	0.70	0.26	0.91	1.1	3.4	
1986	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0	2	1	0	2	1	1	3	2	1	3	3	1	2	2	1	5	3	0	4	2	0	3	2	0	26	18	4

表四 民國七十五年颱風災情統計表

Table 4 damages related to typhoons in Taiwan area in 1985

颱風名稱	日期	人員傷亡			房屋倒塌		其他	資料來源
		死亡	失蹤	輕重傷	全倒	半倒		
南 施 (NANCY)		1	1	2	1	5	北迴鐵路貨車被吹倒，部分鐵軌被落石掩埋。蘇花、中橫、花東及阿里山公路部份塌方，南投縣損失 202 萬，宜蘭縣損失 103,100 元。	取自南施颱風個別報告
佩 姬 (PEGGY)		3	0	1	0	0	北橫、中橫、南橫及蘇花、花東公路部份塌方及下陷。宜蘭縣損失 120 萬元，澎湖損失 680 萬元，其他尚有部份海堤及河流護岸被沖毀及受損。	取自佩姬颱風個別報告
韋 恩 (WAYNE)		81	40	310	3617	9023	漁業損失 398,920 萬元，農作物損失 515,247 萬元，雲林縣、澎湖縣、桃園縣、臺南市、高雄縣及嘉義縣河堤及海堤部份受損，北迴鐵路、集集線及阿里山鐵路各別為山崩、路基沖失、塌方、南橫及阿里山公路部份塌方，高雄港、馬公港及臺中港部份船隻斷纜漂流，約 100 萬戶停電，30 萬戶停話等。	取自韋恩颱風個別報告
艾 貝 (ABBY)		15	0	17	109	350	交通設施 61 處損害、農田流失 4,227 公頃、水稻損害 56,569 公頃、雜糧損失 33,900 萬元、畜牧損失 301,000 萬元、漁業損失 37,900 萬元、產業道路受損 49 條。	取自艾貝颱風個別報告
總 計		100	41	330	3727	9378		

表五 民國七十五年颱風生命期統計表

Table 5 Cstatistics of typhoon life period in 1986

時 數 (天)	次 數	百分比 (%)
1- 24 (1)	0	0.0
25- 48 (2)	1	3.8
49- 72 (3)	2	7.7
73- 96 (4)	5	19.3
97-120 (5)	5	19.3
121-144 (6)	3	11.6
145-168 (7)	2	7.7
169-192 (8)	2	7.7
193-216 (9)	2	7.7
217-240 (10)	0	0.0
241-264 (11)	1	3.8
265-288 (12)	0	0.0
289-312 (13)	1	3.8
313-336 (14)	1	3.8
337-360 (15)	0	0.0
361-384 (16)	1	3.8
合 計	26	100.0

## 三、各月颱風概述

根據地面及高空圖資料，雷達及衛星定位、飛機偵察報告等研究分析，繪製本年度 26 個颱風之最佳路徑圖 (best track) 如圖四、五、六等，以供參考。然由於各月之環流特性不同，故發生於各月的颱風特性亦不同，今依照其發生順序分述於后：

(一) 二月：只有一個颱風形成，為編號 8601 號的茱迪 (JUDY)。

茱迪颱風為本年度第一個形成的颱風，源自於本年一月底，北半球為一標準冬型天氣型式，而在低緯度的近赤道地區對流仍相當旺盛，故近赤道槽 (Near-equatorial trough) 相當活躍，由菲律賓羣島東南方延伸至關島的東南方海面上，1 月 25 日有未組織的雲團正在繃繃，由於高層有明顯的外流 (out-flow)，促使該雲團逐漸發展，26 日 04Z 形成熱帶性低氣壓，因值隆冬熱帶系統受強烈冷氣團的壓制不易發展，至 29 日由飛機偵察仍無法定出其低層環流中心，但其中心氣壓已降至 1001 毫巴，

表六 民國七十五年侵臺颱風24小時預報平均向量誤差總表

Table 6 List of 24-hour average vector errors for invasive typhoons in 1986

颱風名稱	警報種類	月份	起訖時間 (Z)	誤差 (km)	備註
南施 (NANCY)	海陸	6	2306Z~2406Z	153	侵臺
佩姬 (PEGGY)	海陸	7	0418Z~1218Z	131	侵臺
韋恩 (WAYNE)	海陸	8	2006Z~0400Z (2112Z~2300Z)	199.5 (102.2)	侵臺 (預報成效為近年來頗 準確者僅次尼爾森)
艾貝 (ABBY)	海陸	9	1618Z~2006Z	178.7	侵臺
平	均			165.6	

此時因高層有強烈的輻散場 (Divergence) 及微弱的垂直風切 (Vertical wind shear) 配合，導致此熱帶擾動逐漸發展。30日由廣闊洋面上可觀測到 25 KTS (13m/sec) 至 35KTS (18 m/sec) 之風場，由衛星雲圖經色調強化處理，發現在此熱帶系統之北方有一風切線 (shear-line)，而在低層有強盛的東風導引此熱帶系統偏西移動。31日起由衛星觀測資料顯示高層有明顯的輻散場存在而支持低層的熱帶系統發展，依 Dvorak 估計法的估計，此系統強度已逐漸增強，低層地面風速已達 30 KTS (15m/sec)，2月1日18Z 發展成輕度颱風，中心氣壓 992 毫巴，沿副熱帶高壓邊緣，向西北西進行，2日12Z 起因 500 毫巴上之副熱帶高壓東退，迫使茱迪偏北，3日12Z 移至 12.3N，131.3E，4日00Z 增強為中度颱風，此時因西風甚低，茱迪開始轉向東北移動，並於 5 日 00Z 增強至最強階段，風速 85 KTS (43m/sec)，中心氣壓 974 毫巴，由衛星雲圖分析其颱風眼亦隱隱可見，此時東亞地區正值隆冬，有強烈冷空氣南衝，當茱迪移至 18.7N，137.8E 時，冷空氣大量灌入茱迪環流內，致使茱迪迅速減弱，5日06Z 減弱為輕度颱風，6日00Z 即減弱為熱帶性低氣壓，向東北東移動而後消失。綜觀茱迪之整個生命過程可知茱迪為一呈拋物線型的轉向颱風 (見圖七)，其平均移速為 26 km/hr (14 KTS)。

(二)四月：本月亦僅有一個颱風形成，為編號8602

號的肯恩 (KEN)。

肯恩颱風為本年北太平洋西部形成的第二個颱風，同時也是在過去四年內在北太平洋西部區於四月份有發展的第一個颱風。肯恩衍生於關島西南方海面，20日06Z 已顯現熱帶擾動，但低層環流中心至21日才形成，25日00Z 發展成熱帶性低氣壓，26日18Z 再增強為輕度颱風，因當時副熱帶高壓強盛，迫使肯恩向西北西進行，然由27日00Z 起因副熱帶高壓有東退之傾向，且中緯度的日本東方海面有低壓槽存在而導引肯恩移向北行進。並於27日12Z 增強為中度颱風。28日06Z 到達其生命期中的最強時期，為 90KTS (46m/sec)，中心氣壓 980 毫巴，但在此時因中緯度由中國東北東移出來的高壓變性而納入副熱帶高壓內，導致副熱帶高壓增強，且原先導引肯恩向北的低壓槽迅速減弱，致使肯恩受副熱帶高壓的逼迫改向西行進。29日00Z 起肯恩開始減弱，於29日06Z 減弱為輕度颱風。根據飛機偵察報告，此時在 700 毫巴颱風中心已不明顯，且高低層中心不配合，導致肯恩的移速甚為緩慢，仍繼續向西行進，30日由飛機偵察及衛星觀測知悉其低層中心已有擴散之勢，顯示肯恩正迅速減弱中，迨 5月1日00Z 減弱為熱帶性低氣壓，4日00Z 再減弱為一低氣壓。其整個生命過程強度變化詳見圖七，而其平均移速為 7km/hr (3.8 KTS)。

(三)五月：共有二個颱風，一為編號 8603 的羅拉 (LOLA)，一為編號 8604 號的麥克 (MAC)。

### 1. 羅拉 (LOLA) 颱風：

羅拉颱風為本年五月份的第一個颱風，亦為本年的第一個超級強烈颱風，同時也是本年強度最強的颱風。羅拉起源於5月中旬(15日00Z)於關島東南方的低壓環流，然在低緯度的季風槽於24小時內海平面氣壓急降，促使該低壓環流於16日06Z發展為熱帶性低氣壓，17日06Z更增強為輕度颱風，因處低緯度且在日本東方有潛深的槽線存在，羅拉乃向西北西行進，17日18Z並增強為中度颱風。由於在日本南方的變性高壓納入副熱帶高壓系統，而使副熱帶高壓增強，導致羅拉仍沿高壓邊緣向西北西移動，19日00Z副熱帶高壓達最盛期，羅拉亦於此時增強為強烈颱風，其颱風眼由紅外線及可見光雲圖均可清晰可見，然由19日06Z起因副熱帶高壓減弱東退，而於日本有低壓系統移進，導引羅拉向西北移動。19日12Z更增強為超級強烈颱風，18Z達最強階段，風速 150 KTS (77 m/sec)，中心氣壓 910 毫巴，而在此時南北半球有一難得一見的現象為北半球有羅拉颱風，而南半球於羅拉颱風形成之時亦有一 NAMU 颱風形成 (NAMU 颱風為一極具破壞性的颱風，侵襲索羅門羣島造成九萬人無家可歸，近100人死亡)，在此時刻亦移至 150E—160E 間，幾乎與羅拉相對稱(見圖八)，20日12Z日本南方之低壓系統加深且副熱帶高壓東退而導引羅拉仍向西北行進，18Z羅拉強度稍減降為強烈颱風，21日00Z起因副熱帶高壓加速東退而日本南方的槽線亦更加深，造成強烈的南來氣流導引羅拉進行方向成為北北西轉北進行，於23.7N151.0E附近受西風導引而轉向北北東進行，於21日18Z減弱為中度颱風，因受西風帶的影響，羅拉移向更轉向東北加速進行，23日00Z再減弱為輕度颱風，然此刻已移入溫帶地區(32.7N, 159.7E)，因而受周圍環境影響，開始變性，23日18Z變性為溫帶氣旋，結束羅拉颱風生命史。有關羅拉之路徑及強度變化詳見表四及圖七，羅拉全部生命史之平均移速為 28 km/hr (15 KTS)。

### 2. 麥克 (MAC) 颱風：

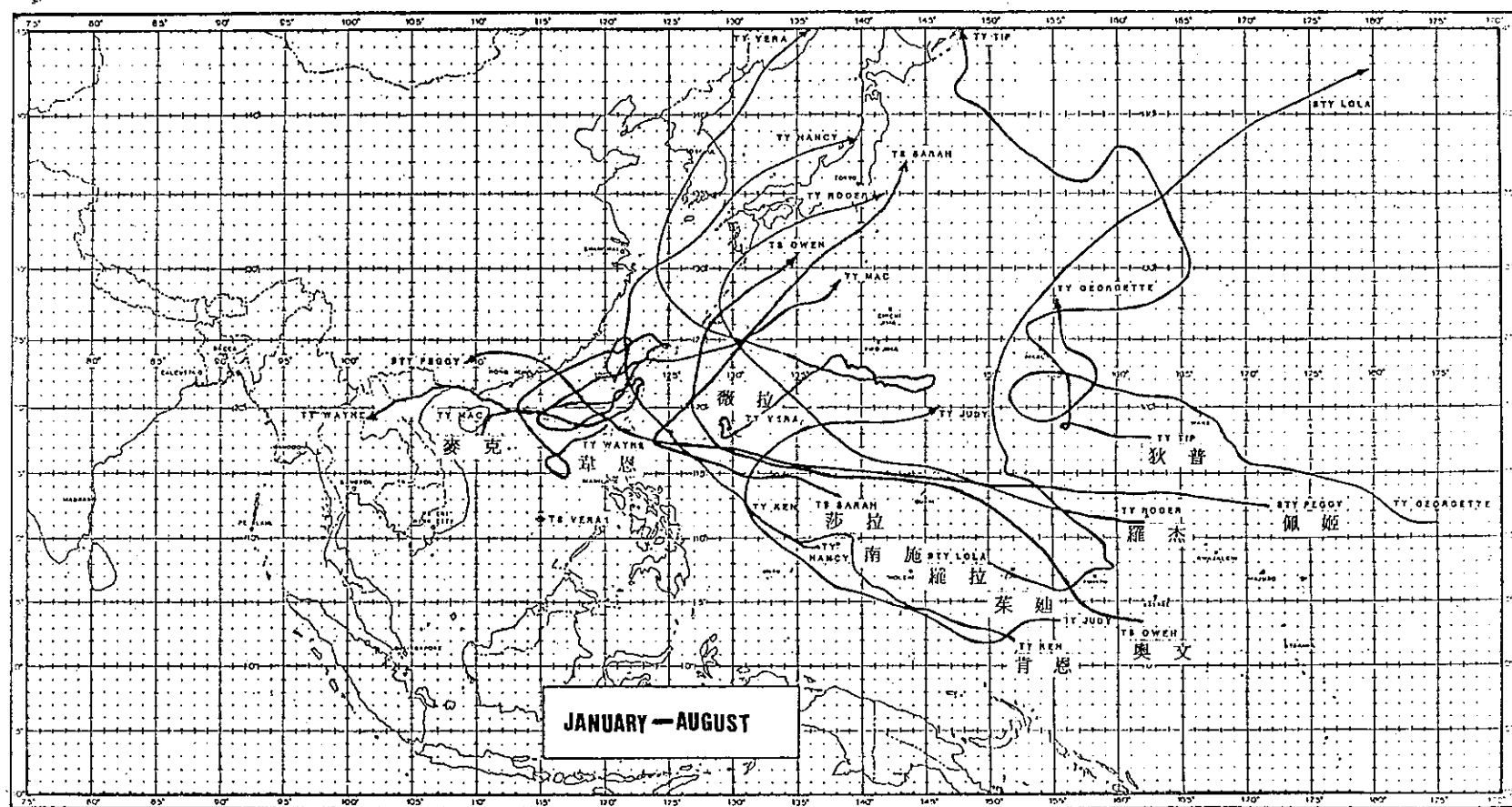
麥克颱風為本年形成颱風之緯度最高的颱風，另一特殊現象為其強度維持在熱帶性低氣壓期甚長，而颱風期較短。麥克起源於18日12Z，當羅拉形成之後，在中南半島(越南)東方近海有雲團正發展着，於低層有一低壓中心，氣壓值甚低為 998 毫巴，但因該系統近陸地，受地形影響而使它不易發

展，20日00Z移至海南島南方海面時，因遠離地形且吸收南海海面上充足的水汽，而增強為熱帶性低氣壓，又因華中地區有鋒面系統且其位處於副熱帶高壓西半部，因之南來氣流旺盛而導引此熱帶性低氣壓向北偏移，21日00Z移至海南島東方海面時即緊貼着中國華南海岸且受華中南移來的鋒面雲帶影響，沿着海岸線向東北東甚或向東移動，隨後5天仍維持熱帶性低氣壓階段向東移至巴士海峽，經黑潮而帶來高溫高濕的氣流納入熱帶性低氣壓環流內，始增加其強度，於26日00Z增強為麥克颱風，然而此時在東海北部海面至華南地區有一鋒面帶正向東南移動而導引麥克移向北北東進行至27日00Z已移至臺灣東方海面(見圖九)，受西風推引再轉向東移動，強度則一直維持輕度颱風至28日18Z減弱為熱帶性低氣壓，結束颱風生命期，其整個生命期之平均移速為 14 km/hr (7.6 KTS) 有關路徑及強度變化見圖七。

六月：共有兩個颱風形成，一為本年第一個侵臺的編號8605號之南施 (NANCY) 颱風，另一個為編號8606號的奧文 (OWEN) 颱風。

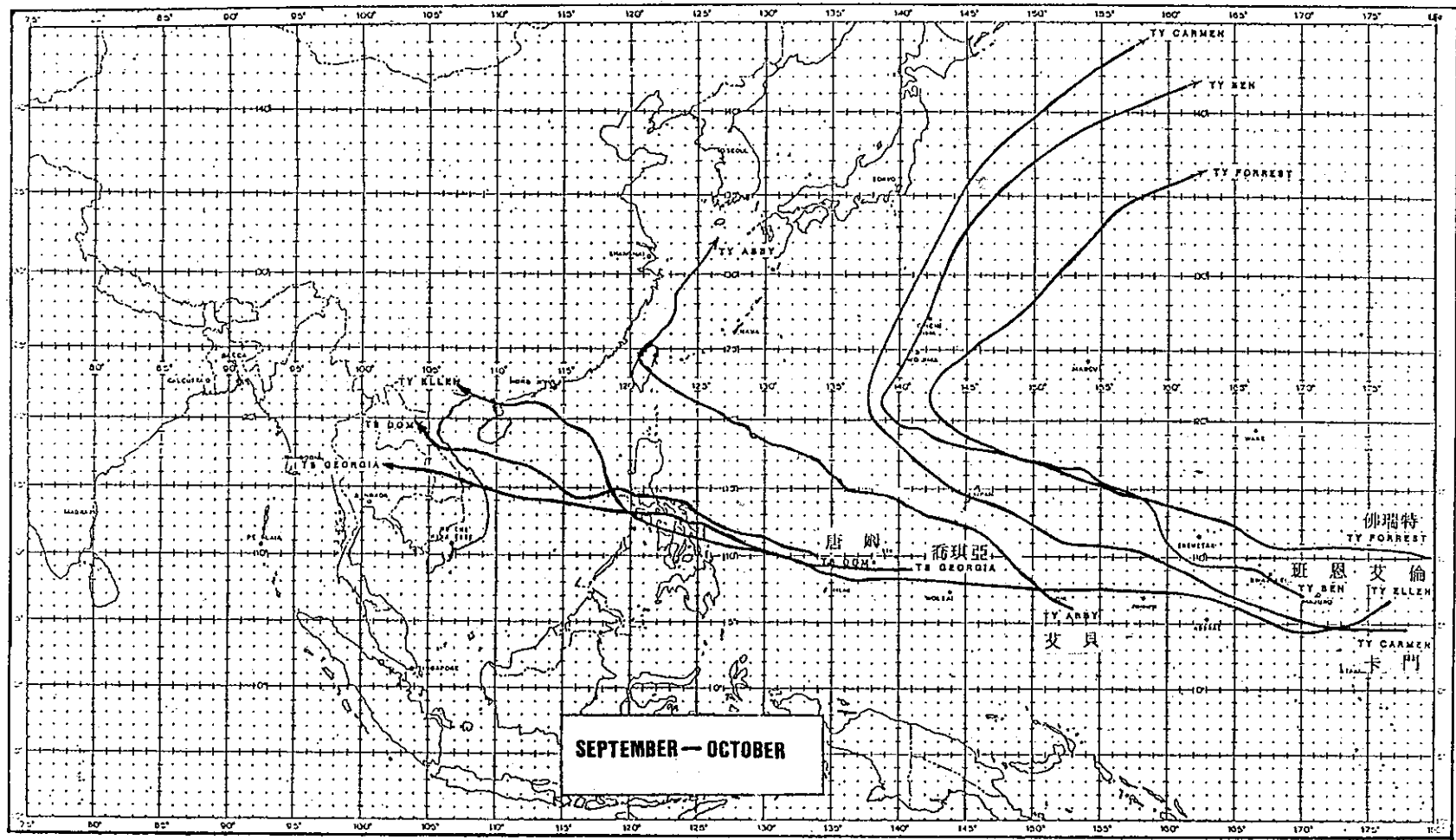
### 1. 南施 (NANCY) 颱風：

6月中旬後，近赤道地區間熱帶輻合帶(ITCZ)即顯活躍，於菲律賓羣島東方至關島間的海面上陸續形成熱帶性低氣壓，但均無法發展成颱風，直到19日12Z起在關島東南方有一擾動正醞釀着，並向西北西移動，而此時在關島西北方約1000公里之高空有一冷心低壓(Cold-Core Low)，但該擾動並未增強，直到20日18Z該擾動移至菲律賓東方海面時，有溫暖洋流助長而增強為熱帶性低氣壓，此時副熱帶高壓背線已調高至24N，在此高壓西南部的東南氣流導引熱帶性低氣壓向西北移動，22日00Z增強為南施颱風，由於南施北方之副熱帶高壓甚強且西伸到達臺灣地區，迫使南施繼續向西北進行，但至22日06Z起因副熱帶高壓明顯減弱且東退遠離臺灣地區，導引南施的移向並朝臺灣而來，有侵臺之傾向，因此中央氣象局於22日0725Z發布本年第一號第一報海上颱風警報，並於22日1255Z發布海上、陸上颱風警報，然南施於22日18Z增強為中度颱風，繼續向北進行，23日0530Z首先由花蓮雷達站觀測到南施的颱風眼，接着南施颱風不斷北移，此刻正是南施的最強時期，風速 38m/sec (75KTS)，中心氣壓 955 毫巴，其中心已抵恆春東南方近海，暴風範圍則掠過恆春半島繼續向北行進，23日



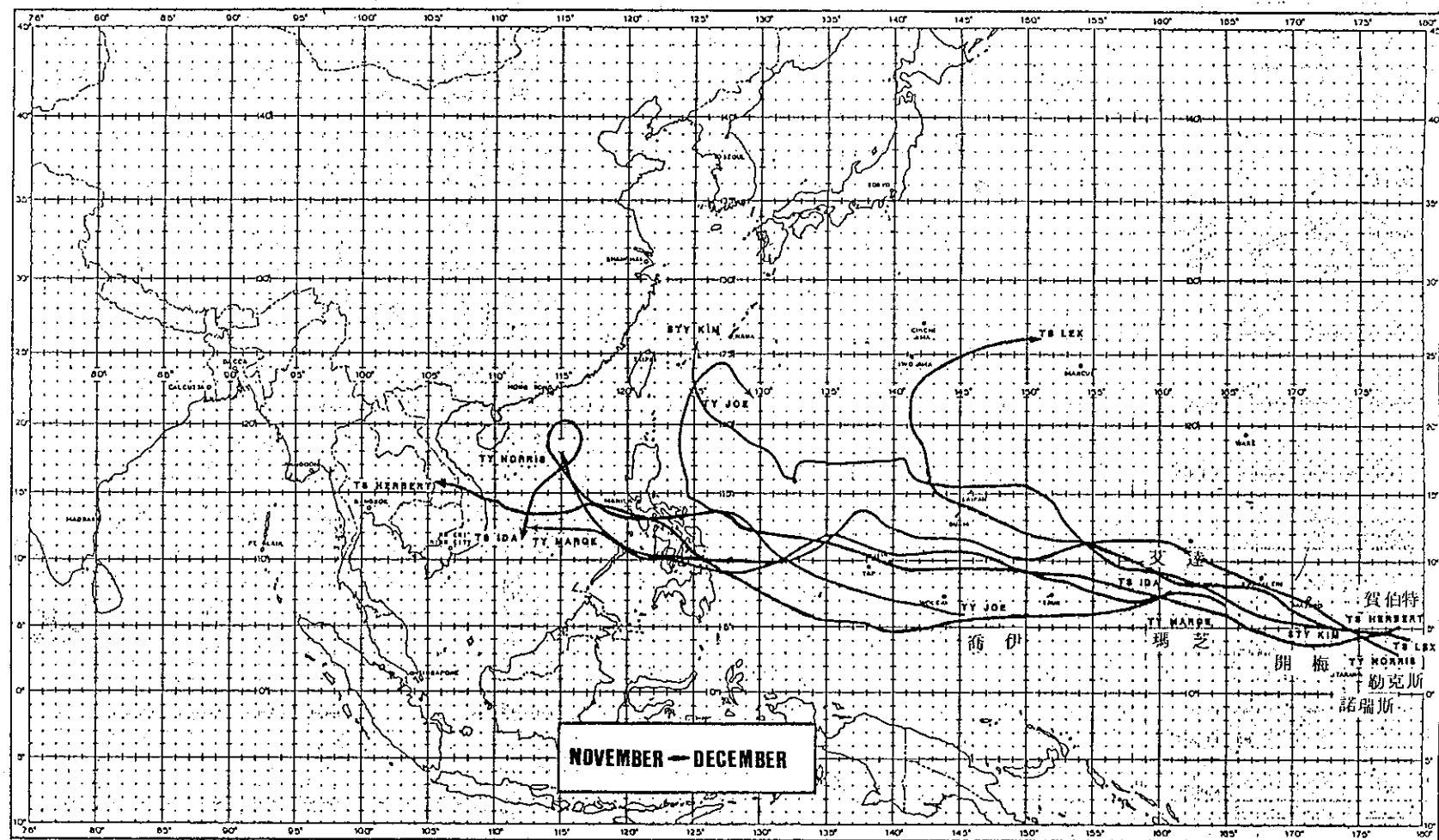
圖四 民國75年1月至8月颱風最佳路徑

Fig. 4. Best track of typhoons for the months from January to August in 1986



圖五 民國75年9月至10月颱風最佳路徑

Fig. 5 Best track of typhoons for the months from September to October in 1986



圖六 民國75年11月至12月颱風最佳路徑

Fig. 6 Best track of typhoons for the months from November to December in 1986



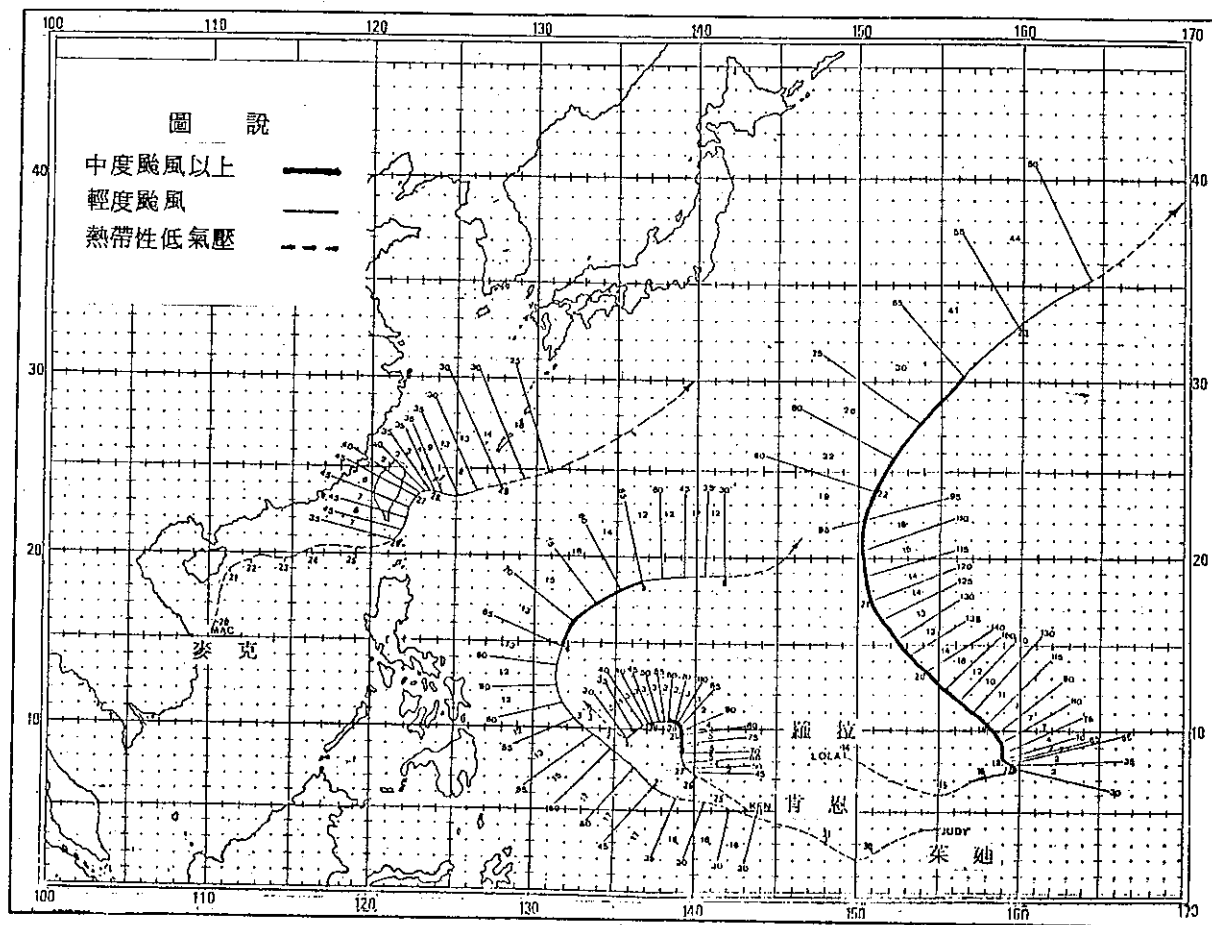


圖 七 萊迪、肯恩、羅拉及麥克颱風之路徑、強度及移速變化圖

Fig. 7 The chart of track, intensity and moving speed for Typhoons JUDY, KEN, LOLA and MAC in 1986

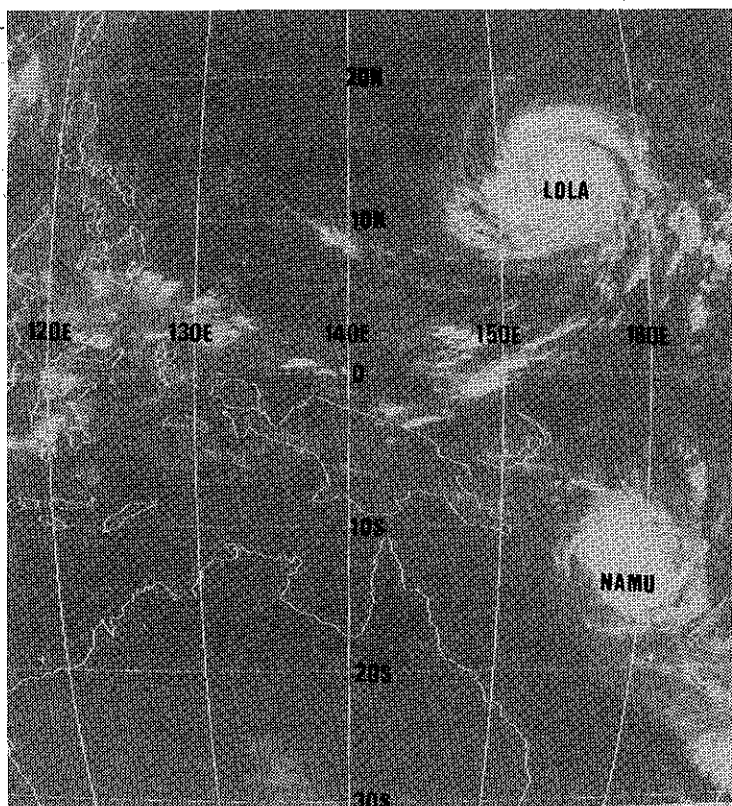


圖 八 民國75年 5月20日 00Z 紅外線拍攝之衛星雲圖  
Fig. 8 GMS-3 IR imagery at 200000Z May 1986

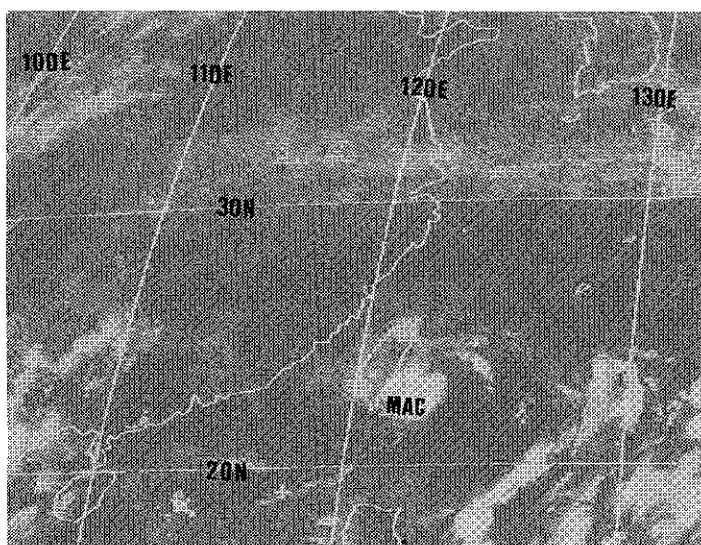
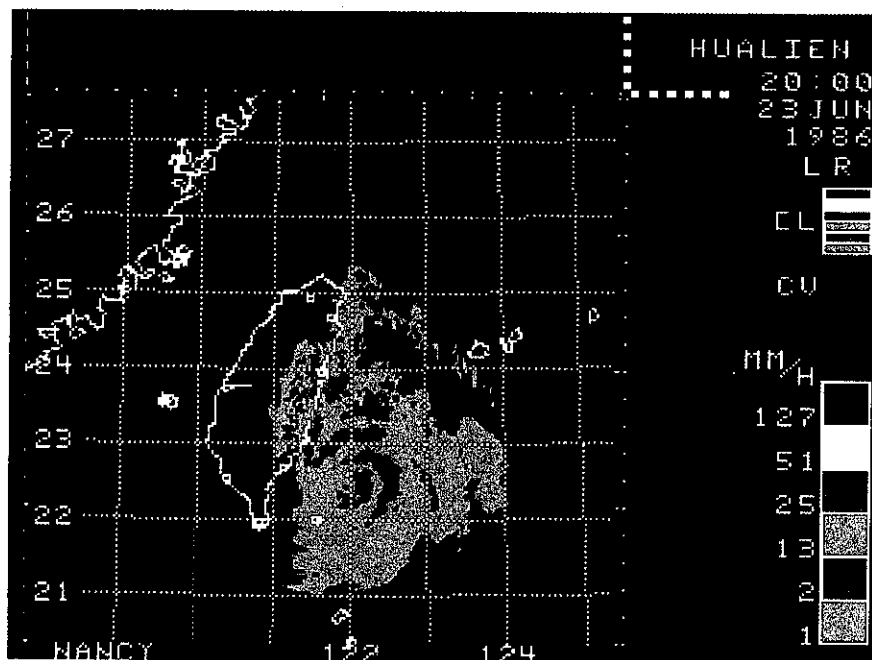
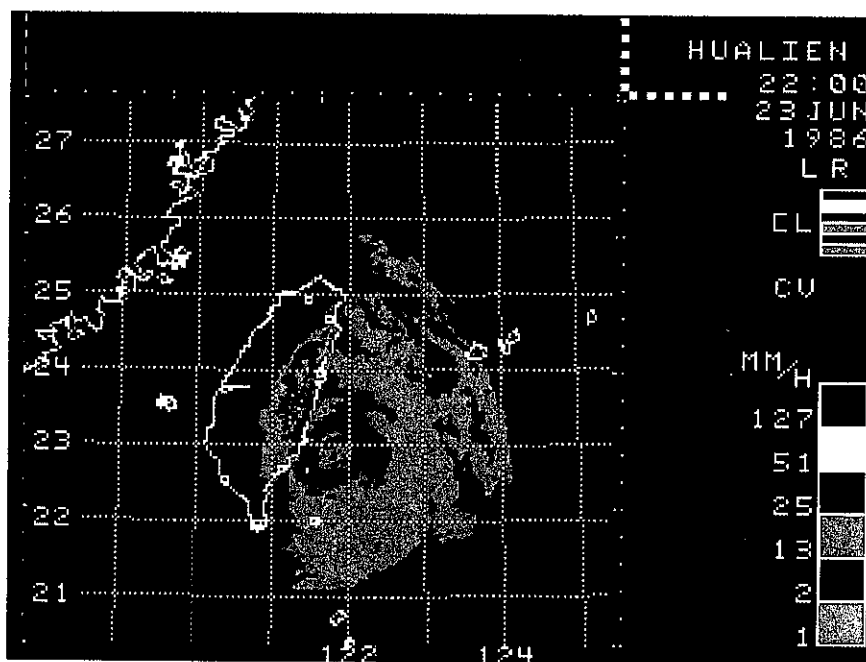


圖 九 民國75年 5月27日 00Z 紅外線拍攝之衛星雲圖  
Fig. 9 GMS-3 IR imagery at 270000Z May 1986



(a)



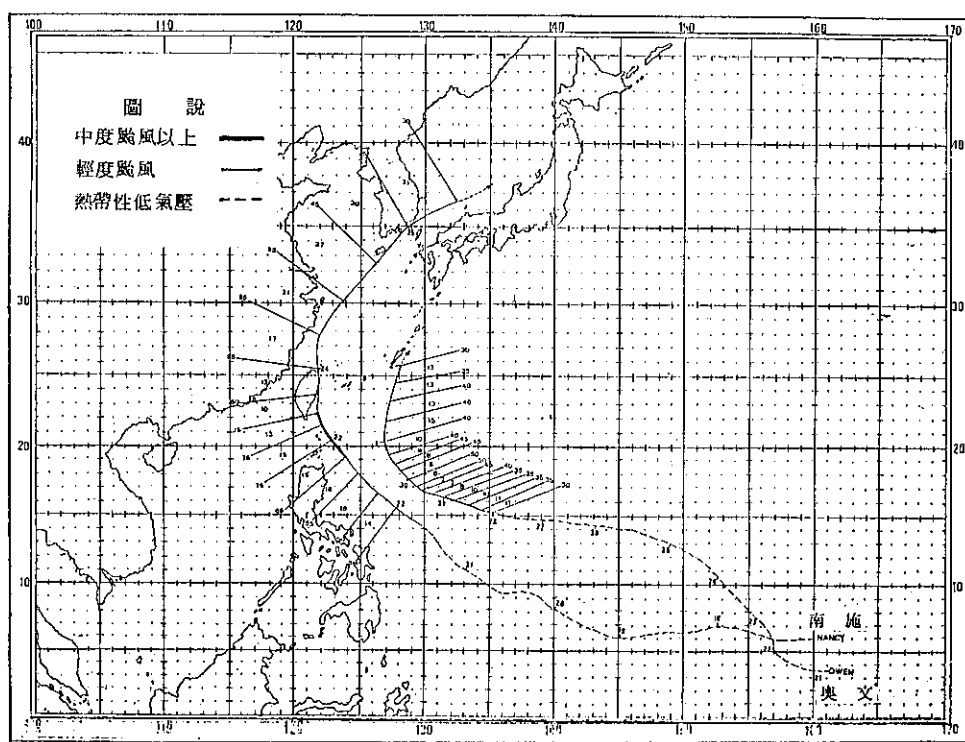
(b)

圖 十 民國75年6月23日12Z 及14Z 花蓮氣象雷達觀測到南施颱風眼之降水回波圖  
Fig. 10 Radar echoes observed by Hualien during NANCY approached the coast of Taitung at 231200Z and 231400Z June 1986  
[(a)is 2312 00Z (b) is 2314 00Z]

09Z 中心亦可由高雄雷達觀測到南施中心，12Z 已抵蘭嶼附近海面，14Z 抵臺東成功外海（見圖十），所幸此時威力已減弱為輕度颱風，18Z 其威力更減弱且暴風半徑亦縮小，於18Z 至24日00Z 間中心掃過臺灣東北角，24日00Z 南施抵彭佳嶼附近，此時副熱帶高壓西伸使得由琉球至日本、韓國一帶為南北向氣流旺盛而導引南施向北加速行進，24日12Z 南施抵長江口時，副熱帶高壓軸線在臺灣附近，南施受強盛的西風及高壓西北部之西南氣流導引而向東北行進，25日00Z 抵對馬海峽逐漸變性，勢力減弱。迨12Z 抵日本海時完全變性為溫帶氣旋而結束颱風生命（見圖十一），其平均移速為34 km/hr (18.4 KTS)。

## 2. 奧文 (OWEN) 颱風：

6 月下旬在南施變性為溫帶氣旋之際，太平洋中部一帶的間熱帶輻合帶 (ITCZ) 仍相當活躍，26日00Z 在關島附近 ITCZ 中又有低壓系統在發展，12Z 增強為熱帶性低氣壓，而在日本南方的副熱帶高壓正增強西伸，切斷 ITCZ 導引熱帶性低氣壓向西北西移動，並於28日06Z 增強為奧文颱風沿高壓邊緣續向西北西行進，於30日00Z 達最強階段（見圖十一），而此刻高壓已減弱東退，且在中國大陸沿海一帶有低壓槽移入，導引奧文轉向西北進行，7月1日高壓更東退，而日本本州附近又有深的低壓槽導引奧文轉向偏北，且由北再轉向北北東進行（見圖十一），於7月2日00Z 減弱為熱帶性低氣壓，終止颱風生命史，全部平均移速為19 km/hr (10.3 KTS)。



圖十一 南施及奧文颱風之路徑、強度及移速變化圖

Fig. 11 The chart of track, intensity and moving speed for Typhoon NANCY and OWEN in 1986

(待 續)

統一編號：

09085770046

ISSN 0255-5778

Volume 34, Number 2

June 1988

# METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

## CONTENTS

### Review

- An Introduction to the Theory of Barocline and Barotropic  
Instability ..... *Yung-An Lee* (87)

### Originals

- Coda Wave Attenuation in Eastern Canada ..... *Tzay-Chyn Shin* (103)  
A Study on Characteristics of 500mb Anomaly and Sea  
Surface Temperature during Wet/Dry Mei-Yu Seasons  
in Taiwan ..... *Henry Fu-Cheng Liu* (125)  
A Study of the Objective Forecast of Low Temperature  
in the Winter of Taiwan .....  
... *Tin-Kuo Lee, Chao-Ming Liu, Par-Yuang Hwang and Jeng-Der Tsai* (142)

### Report

- A General Report on Typhoons in the Western North Pacific  
Ocean in 1986 ..... *Lai-Fa Chen and Ching-Te Chen* (155)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei

Taiwan, Republic of China

行政院新聞局出版事業登記證局版台設字第○九七六號  
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

出版者		中央氣象局氣象學報社		臺北市公園路六十四號	
發行	人	吳宗堯	吳宗堯	電話	3713181
編輯	委員	吳林	生		
主任	委員	王方曲	鼎脩		
委	員	朱呂	恭光		
		李胡	宗軍		
		陳泰	英熊		
		李汴	軍		
幹售	事價	新台幣	150元		

# 高層冷心低壓之定位分析

陳 泰 然

臺灣大學大氣科學系教授

紀 水 上

中央氣象局衛星站副主任

吳 樹 旺

中央氣象局衛星站技佐

苟 潔 予

中央氣象局衛星站技士

(收稿日期: 77. 6. 20; 審稿日期: 77. 6. 20; 定稿日期: 77. 7. 11)

## 摘 要

本文以傳統探空與飛機觀測資料、GMS 高層衛星風場及結合上述三種資料等三種方法，分別對 1985 及 1986 年發生於太平洋地區之八個高層冷心低壓個案進行定位與分析比較。結果顯示，探空與飛機觀測資料定位及衛星風場定位結果具有軌跡的一致性，僅偏差差距稍大。探空／飛機觀測資料定位及衛星風場定位與結合上述資料定位結果顯示，前兩者均較第三者偏西，尤其衛星風場位置偏西佔優勢。結果又顯示，衛星風場定位較由探空／飛機觀測資料所定者更接近第三者。然而，第三者為最佳之定位方法。顯然，衛星風場定位亦稍優於傳統探空／飛機觀測定位。

關 鍵 詞：冷心低壓、冷渦、瞬變氣旋中心

## 一、前 言

熱帶海面上之高對流層並非單為副熱帶高壓脊線區之單純大氣，同時包含許多瞬變氣旋中心 (transient cyclonic center)。這些氣旋中心經常可分析出冷心結構，其強度自 200~300 mb 向上或向下減弱，此種伴隨高層冷心的低壓環流系統稱為高空冷 (心) 低 (壓) (cold core low) 或冷渦 (cold vortex)。高空冷渦可依其源地及其所伴隨雲量區分其種類；前者可分為 Palmen 型 (Palmen, 1949) 或 Palmer 型 (Palmer, 1953)，後者分為濕低 (wet low) 與乾低 (dry low) 兩種 (Ricks, 1959)。Palmer 型為西風帶冷槽割離而來，Palmer 型則在副熱帶高壓南緣東風槽或鞍形場之中性點附近形成。乾低為俱有乾燥的下沉冷心，中心無雲，該冷核被上升的濕空氣所包圍，其最冷距平均在 300 mb，其氣旋式環流隨高度增強，約至 200 mb 達最強。濕低之中心

雲系主要由對流雲組成，但對其了解較乾低者為少。

由於此種環流系統之生成及移經地區大都在海面上，因受資料限制，使其形成、發展及消散過程方面之診斷分析研究倍感困難。雖然如此，國內外諸多氣象學者專家曾致力於西太平洋之高層冷渦研究，使我們對冷渦之合成結構及動力 (Kelly 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 (Kelly and Mock, 1982)，故均未能獲得較完整的結果，致使我們對這種天氣系統之物理過程仍缺乏了解。

自 GMS 衛星作業後，提高了辨認高空冷心低壓之可行性。該衛星不僅提供每 3 小時一次之高解

析度紅外線 (IR) 及可見光 (VIS) 雲圖 (白天)，而且提供每12小時一次之衛星風場資料。連續性雲圖之活動影片，可給予我們對伴隨天氣系統雲系之演變過程更加了解。Shimamura(1981, 1982) 利用上述資料及傳統探空觀測資料，分析 1978 及 1979年發生於西太平洋四個高空冷渦這案。發現，雲系中央分部為相對無雲區，卷雲環繞此無雲區。溫度場、濕度場及風場顯示，冷心在 200~250mb 最強，暖心在150~125mb 最強，且暖心正位於冷心上空，低層槽位於高層冷心低壓之東邊。當低層環流加強，冷心變成暖心之颱風時，則高層冷心低壓減弱。

除 GMS 衛星觀測次數增多有利於辨認高層冷渦外，近年來因海洋上高層民用飛機氣象觀測報告增多，使得我們對此種天氣系統之辨認增加信心。陳等 (1988) 利用中央氣象局所存之 300 mb 天氣圖及 GMS 衛星雲圖等分析資料，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、源區及消散區分佈、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；天氣現象顯示，冷渦環流內以東南象限上升運動最強最不穩定，雲量最多，深淺對流亦最多；西北反是，高層冷渦似可引發低層輻合及上升運動，產生對流。

更精確的確定高層冷渦中心位置關係着系統之移動過程、生命期及區域性天氣。因此，仔細分析辨認此種天氣系統在暖季月份區域性天氣預報上為一重要的課題。故本文選取陳等 (1988) 根據傳統

探空與飛機觀測資料研究中之八個高空冷渦個案之中心位置，與由衛星風場資料及由上述三種資料組合之定位結果比較，除求取最佳定位方法外，並確定衛星風場在定位之可行性，以提供更長時間之高空冷心低壓綜觀氣候研究之參考依據。

## 二、資料與分析

本文選取陳等 (1988) 研究中之八個高層冷渦個案 (表一)，利用衛星風場資料及綜合衛星風場及傳統探空與飛機觀測資料進行中心定位。主要目的在比較此三種資料定位方法之差異，並探討最佳之定位方法。引用資料包括中央氣象局所存之每12小時 (0000, 1200 UTC) GMS 地球全景 (full disc) 紅外線雲圖，日本氣象廳衛星中心所處理之高層衛星風場及 300 mb 天氣圖。傳統與飛機觀測資料所定之高層冷心低壓位置則採用陳等 (1988) 所定者。

首先填繪由傳統與飛機觀測資料所定之高空冷渦中心位置 (以下稱探空位置) 周圍10個緯度範圍內之衛星風場資料，再分析氣流線並確定冷心低壓中心位置 (以下稱為衛星位置)。以上三種觀測資料綜合之冷心低壓中心位置 (以下稱合成位置) 係將冷渦附近之傳統探空與飛機觀測報告填入風場分布圖中，再分析氣流線及確定冷渦中心位置。圖 1 為上述三法確定高層冷心低壓中心位置之圖例。由傳統探空與飛機觀測報告分析而得之氣流線 (圖 1 a) 顯示，高空冷低之中心位置在 22°N, 160°E，衛星風場資料氣流線 (圖 1 b)，低壓中心在

表一 本研究之八個個案 (取自陳等, 1988)

Table 1 Eight cases of upper level cold core lows selected in this study.

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	1412 z -2400 z	9.5	18°N, 167°E	23°N, 133°E
2	1985	8	0412 z -1012 z	6	22°N, 160°E	32°N, 137°E
3	1985	8	1300 z -1900 z	6	21°N, 168°E	23°N, 130°E
4	1985	9	0100 z -0612 z	5.5	22°N, 150°E	34°N, 139°E
5	1986	6	0200 z -1200 z	10	18°N, 176°E	22°N, 158°E
6	1986	6	2800 z -0712 z	9.5	24°N, 177°W	20°N, 141°E
7	1986	7	0200 z -0712 z	5.5	23°N, 177°W	27°N, 140°E
8	1986	7	1012 z -1800 z	7.5	19°N, 171°E	23°N, 126°E



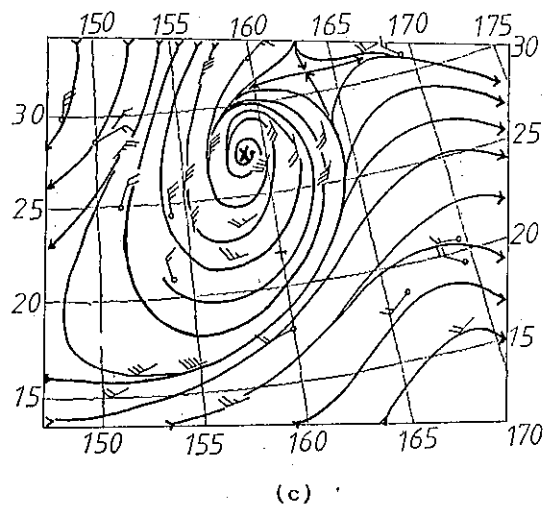
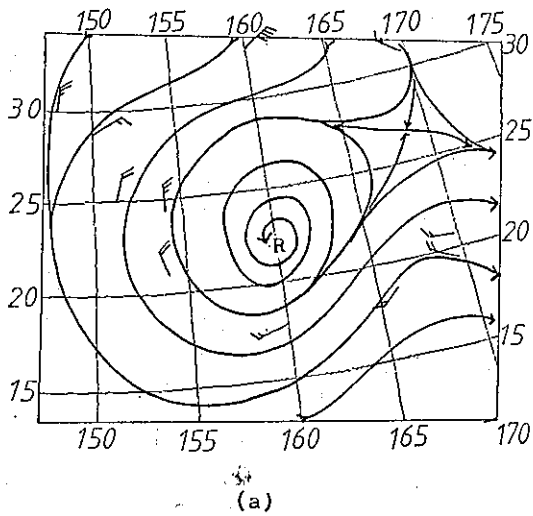


圖 1 1985年 8月 4日 1200UTC 之高層風場及氣流線。(a) 300 mb 探空及飛機報告。(b) 衛星風。(c) 300 mb 探空、飛機及衛星風。圖中 R、S 及 X 分別為由上述三種風場所分析之高層冷低中心位置。圖(c)中含有空心圓圈之風場報告為探空和飛機報告。

Fig. 1 The upper level wind field and streamlines at 1200 UTC 4 August 1985. (a) Rawinsondes at 300 mb and aircraft reports, (b) satellite winds, and (c) the composite data of the (a) and (b) data. R, S, and X are the centers of upper cold core lows determined by (a), (b) and (c) respectively. Open circles in (c) indicate rawinsondes and aircraft reports.

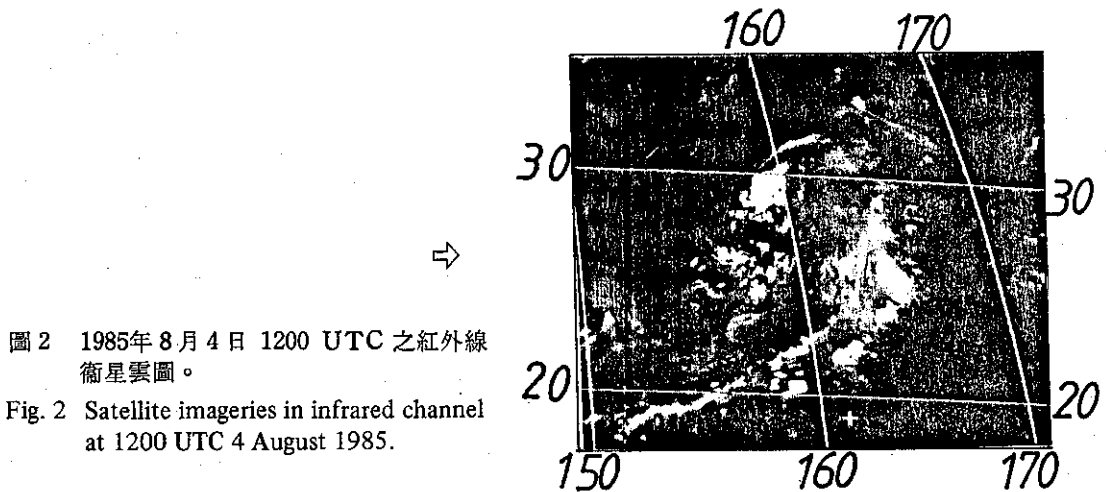
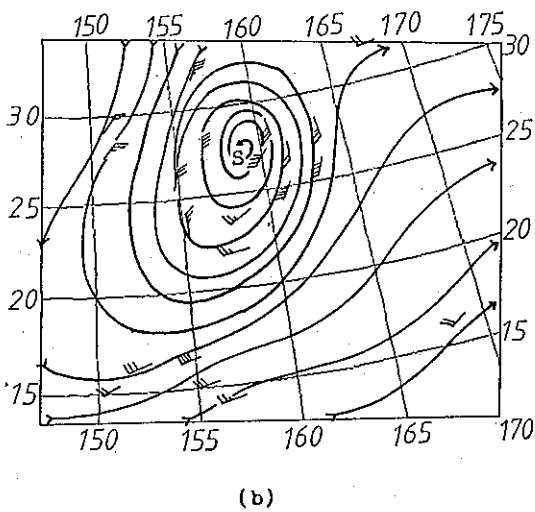


圖 2 1985年 8月 4日 1200 UTC 之紅外線衛星雲圖。

Fig. 2 Satellite imagery in infrared channel at 1200 UTC 4 August 1985.

27.4°N, 159°E。三種資料綜合之氣流線(圖1c)低壓中心與由衛星風場分析者相近, 衛星雲圖(圖2)顯示, 高層冷心低壓中心位置與衛星位置及合成位置相近。

本文將上述三種定位結果相互比較, 求取方位偏差及差距, 以了解此三種定位結果之差異。方位偏差採用八方位(N, NE, E, SE, S, SW, W, NW)及十六方位(N, NNE, NE, E, ESE, SE, SSE, S, SSW, SW, WSW, W, WNW, NW, NNW)。本文計算偏差, 當探空位置與衛星位置比較時, 以衛星位置為準, 當此兩位置分別與合成位置比較, 則以合成位置為準。例如衛星位置在 20.4°N, 140.5°E, 探空位置在 20.8°N, 140.9°E, 則探空位置與衛星位置差0.4個緯度及0.4個經度(20.8°N-20.4°N; 140.9°E-140.5°E), 即探空位置較衛星位置偏東北。若偏差點落在兩方位中間, 則可任意劃分歸屬於兩者中任意一個, 但不可重覆計算, 唯此種情況不多。平均偏差間距採用兩種定位結果之經向(東西向)及緯向(南北向)合成之絕對值平均。

本文所引用之八個高層冷心低壓個案之探空位置共有 133 個, 為比較其與衛星位置之差異, 本文亦定出 133 個衛星位置, 唯合成位置比較僅以 1985 年四個個案計 58 個。

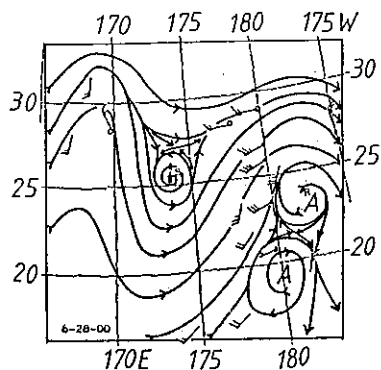
### 三、結果與討論

由於卷雲和小積雲分別為高層風和低層風之最佳追踪物(Shimamura, 1981)。因此, 利用衛星雲圖上卷雲的位移推斷高層(~200 mb)風場做高空冷心低壓之研究是可行的。日本氣象廳歷經數年的努力, 在衛星風場求取之準確度業已提高, 並可比美美國國家環境衛星資訊局(National Environmental Satellite, Data, and Information Service; 簡稱 NESDIS)(Ichizawa, 1983)。Ichizawa (1983) 曾對日本氣象廳衛星風場的準確度進行評估, 指出由衛星風場與探空觀測比較, 夏季(冬季)高層風之絕對平均向量誤差為 8.2m/s(11.8m/s), 速率為 5.3m/s(8.8m/s), 風向為 17°(11.5°); 低層風之絕對平均誤差, 向量為 7.3m/s(9.0m/s), 速率為 2.1m/s(3.1m/s), 風向為 28.6°(20.2°)。西太平洋地區之高空冷渦主要發生在暖季, 此種誤差在分析時亦應妥為考慮。

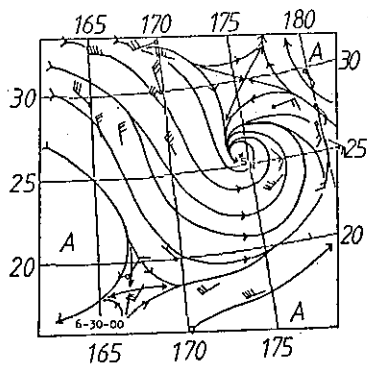
經過分析 1985 年四個高空冷渦個案結果顯示, 結合傳統探空、飛機觀測及衛星風場等三種資料所做的合成定位, 遠比單獨使用探空與飛機觀測報告或衛星風場定位結果為佳。因此, 本文以合成位置做為與其他兩種比較的標準, 分別討論衛星位置與探空/飛機位置之優劣。

圖 3 及圖 4 分別為 1986 年 6 月 28 日 0000 UTC 至 7 月 7 日 1200 UTC 每 12 小時之合成風場流線分析及紅外線衛星雲圖。在流場分析圖中亦加入探空及衛星風場所定之冷渦位置以利比較。圖 3 之風場資料顯示, 探空及飛機觀測資料之空間分布不多, 僅由此兩種資料定位, 所得結果誤差較大。衛星風場資料之空間分布較密, 其與鄰近地區之探空風比較, 此種風場資料很合理, 對高空冷心低壓定位結果亦較前者所定者更具空間的連貫性。但是, 在高層冷心低壓初生期, 高層雲系較少(如 6 月 28 日 0000 UTC~29 日 1200 UTC), 所得衛星風場資料亦少, 因而不宜定位。但若合併上述三種資料, 則高空冷心低壓之環流系統更清楚, 定位結果之空間連續性較佳。分析該個案結果顯示, 合成風場之定位結果遠優於其它兩種方法, 因此以合成資料定位為一最佳的方法。在此個案中顯示, 衛星定位亦優於探空定位。圖 4 顯示, 28 日 0000 UTC 及 1200 UTC(圖 4a 及圖 4b), 環繞高層冷渦之雲系尚不清晰, 僅有卷雲在其東方, 若無經驗之氣象人員很可能把冷渦中心定在卷雲區內。自 29 日 1200 UTC(圖 4d)起, 才稍有環流出現, 但範圍甚廣, 若僅利用雲圖定位, 所得之中心位置誤差必大。由衛星風場資料及合成風場資料定位, 則可獲得最佳的連續性。

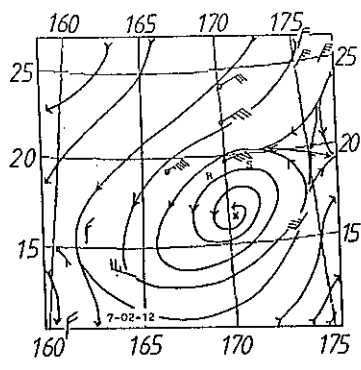
由上述衛星雲圖區分該冷渦個案之生命階段實不容易, 若以圍繞冷心雲系做定性之分段, 6 月 28 日 0000 UTC 至 30 日 1200 UTC 可視為初生期, 7 月 1 日 0000 UTC 至 4 日 1200 UTC 為加強期, 7 月 5 日 0000 UTC 為最盛期, 之後為衰減期, 7 月 7 日 1200 UTC 後併入其西方颱風環流內而消失, 稱為消散期。但若透過上述合成風場, 再配合由低層風場(飛機、探空及衛星風場)計算高低層之渦度及輻散度, 將可獲得更客觀、更確切地環流生命階段區分。圖 4 又顯示, 每日之 0000 UTC 雲圖之亮度及雲量均較同日或其前後 12 小時之 1200 UTC 雲圖之亮度為大, 雲量亦較多, 顯見有明顯的日變化。



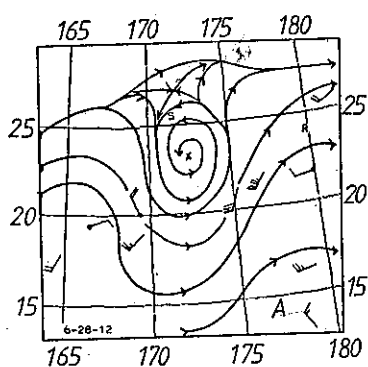
(a)



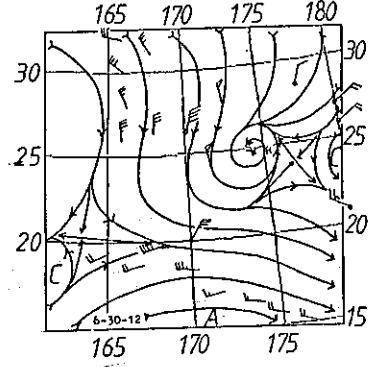
(e)



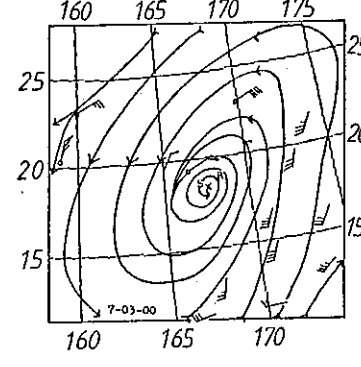
(i)



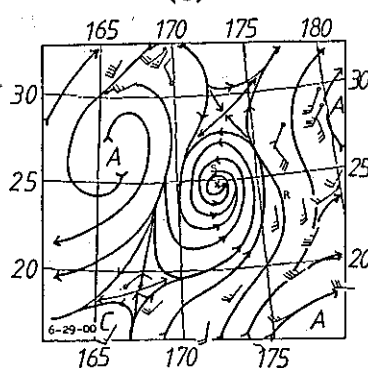
(b)



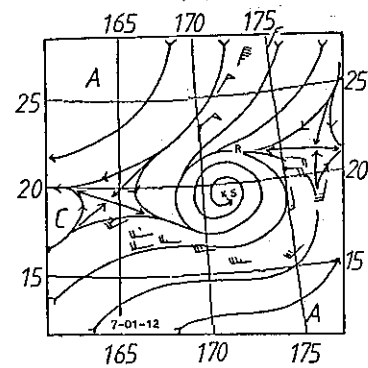
(f)



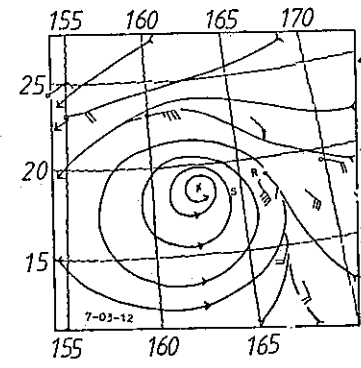
(j)



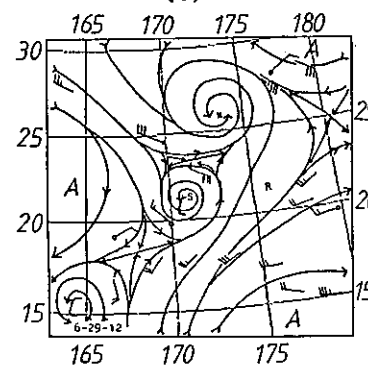
(c)



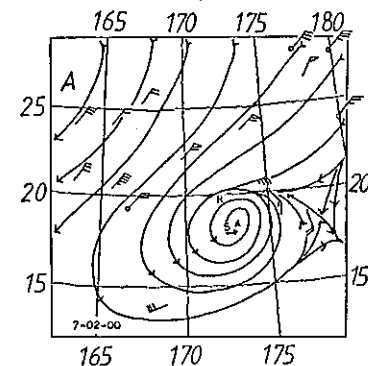
(g)



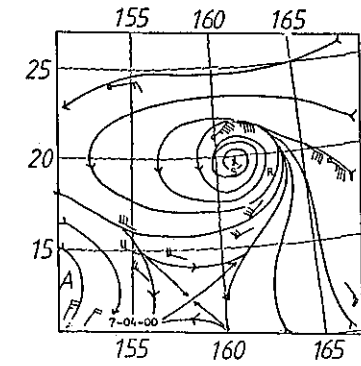
(k)



(d)



(h)



(l)

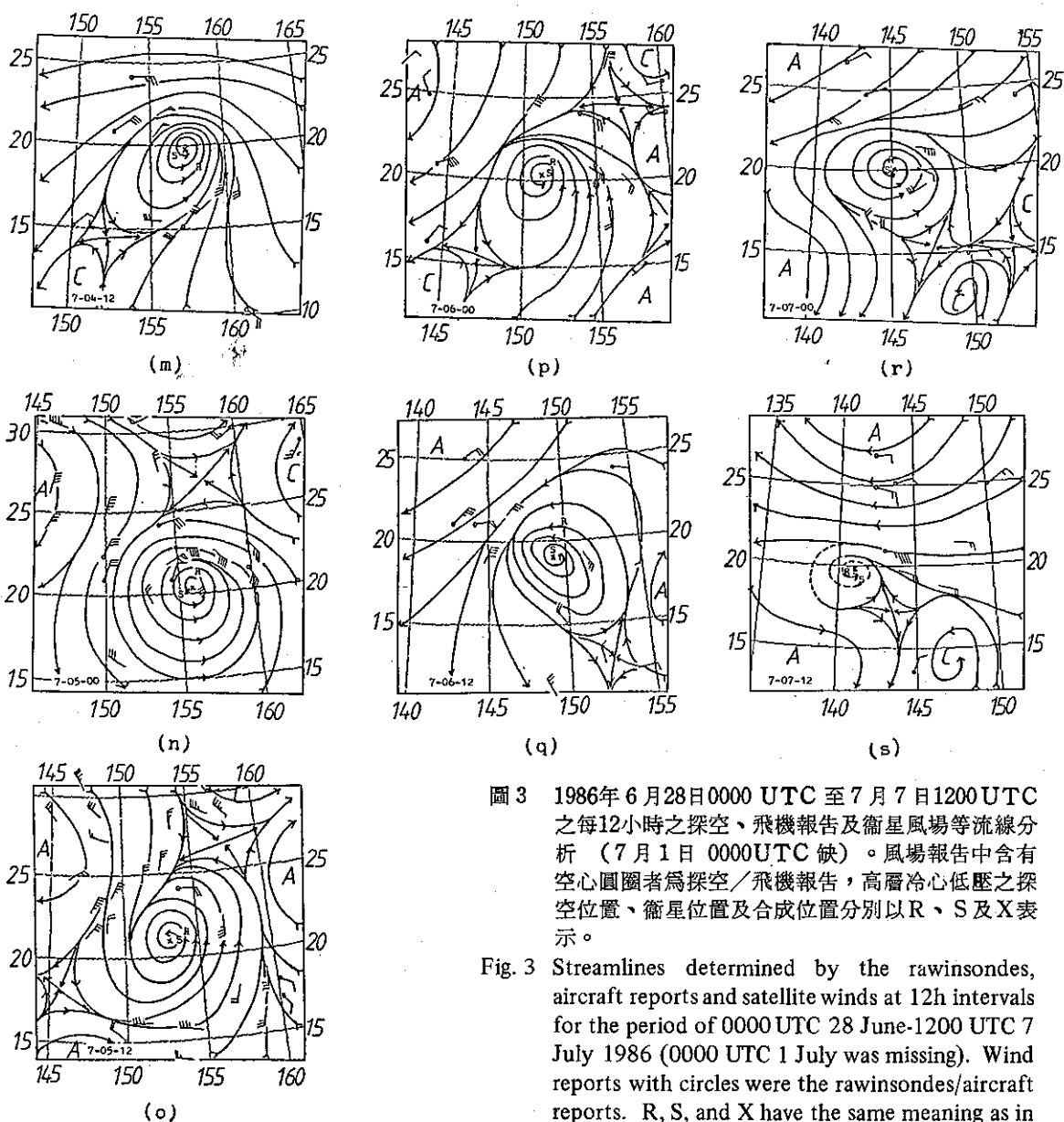
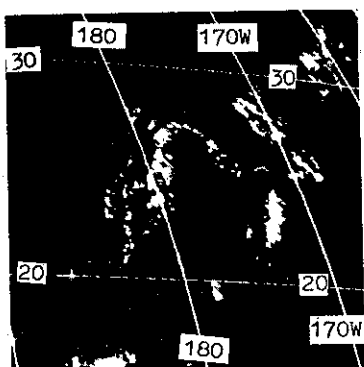
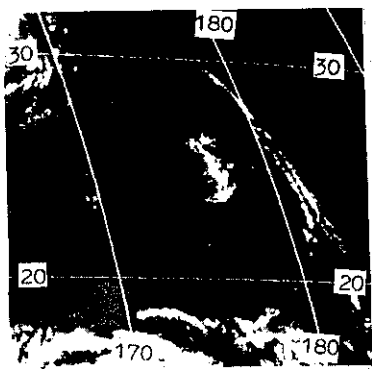


圖3 1986年6月28日0000 UTC至7月7日1200 UTC之每12小時之探空、飛機報告及衛星風場等流線分析（7月1日0000 UTC缺）。風場報告中含有空心圓圈者為探空／飛機報告，高層冷心低壓之探空位置、衛星位置及合成位置分別以R、S及X表示。

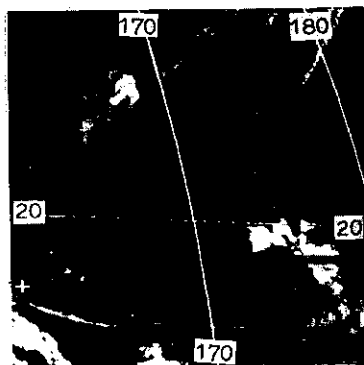
Fig. 3 Streamlines determined by the rawinsondes, aircraft reports and satellite winds at 12h intervals for the period of 0000 UTC 28 June-1200 UTC 7 July 1986 (0000 UTC 1 July was missing). Wind reports with circles were the rawinsondes/aircraft reports. R, S, and X have the same meaning as in Fig. 1.



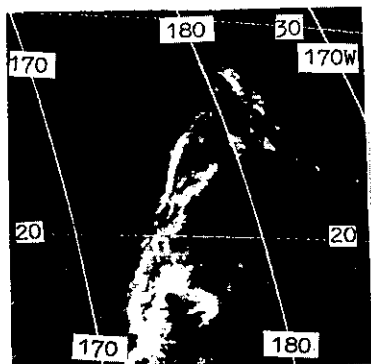
(a) 6-28-00



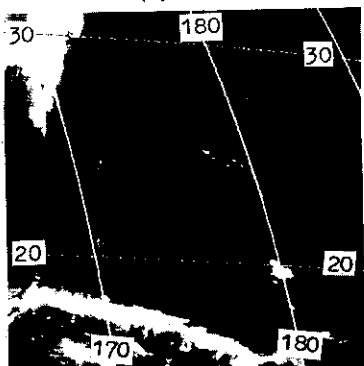
(e) 6-30-00



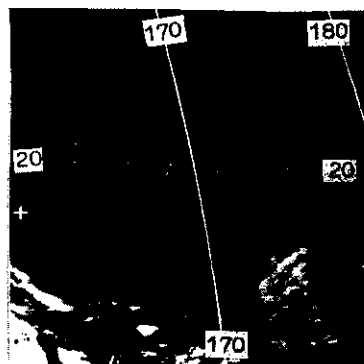
(i) 7-02-00



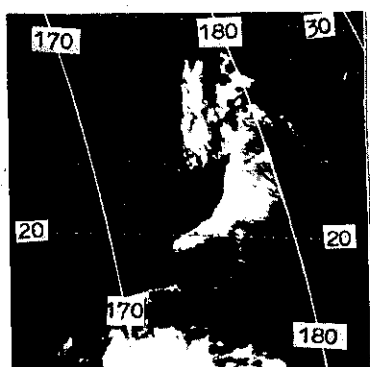
(b) 6-28-12



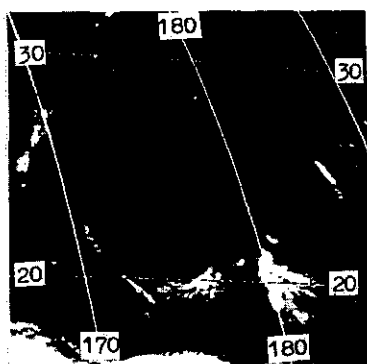
(f) 6-30-12



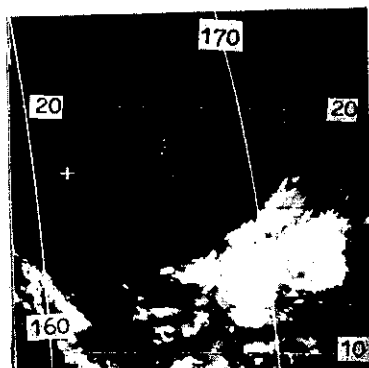
(j) 7-02-12



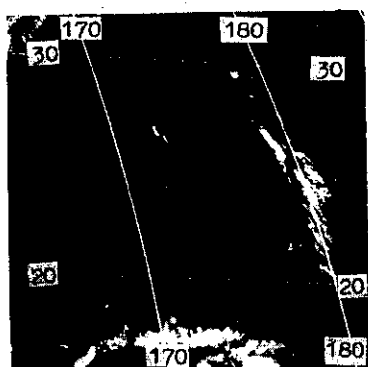
(c) 6-29-00



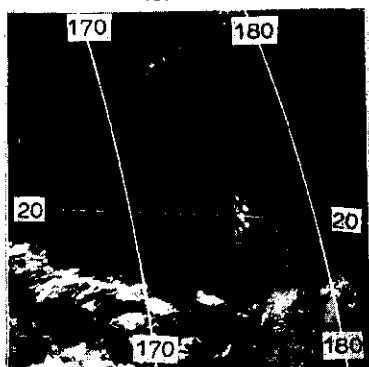
(g) 7-01-00



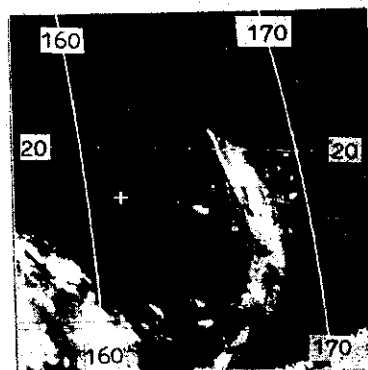
(k) 7-03-00



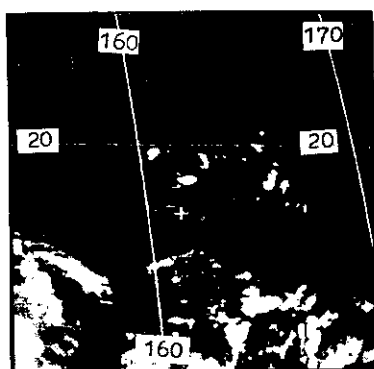
(d) 6-29-12



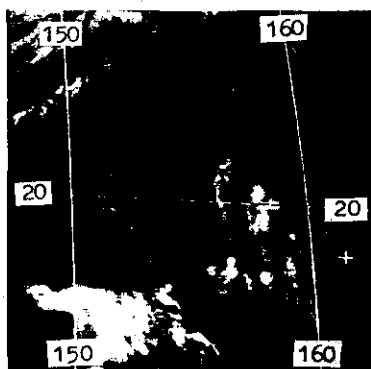
(h) 7-01-12



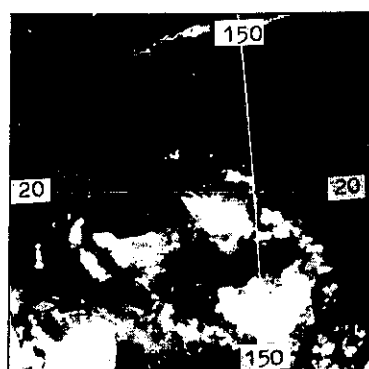
(l) 7-03-12



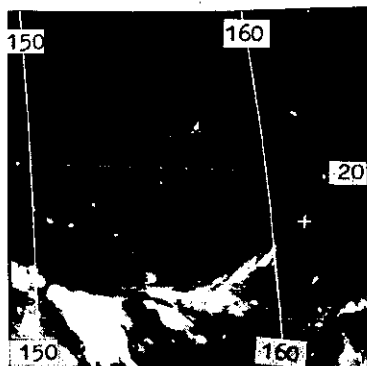
(m) 7-04-00



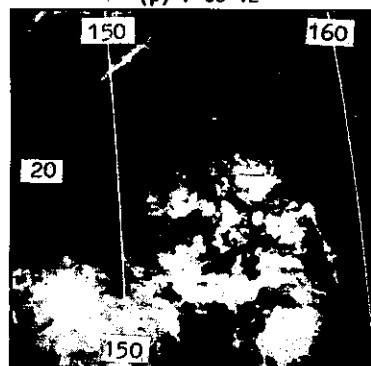
(p) 7-05-12



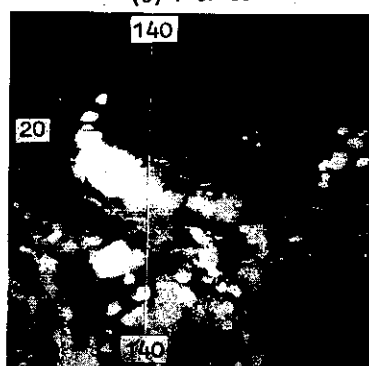
(s) 7-07-00



(n) 7-04-12



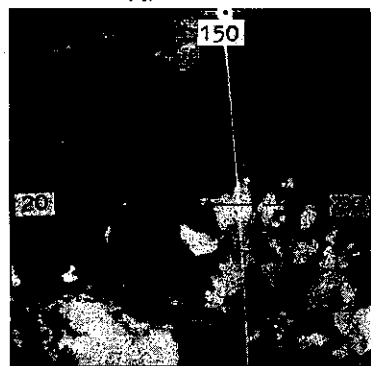
(q) 7-06-00



(t) 7-07-12



(o) 7-05-00



(r) 7-06-12

圖 4 1986 年 6 月 28 日 0000 UTC 至 7 月 7 日 1200 UTC 之每 12 小時紅外線衛星雲圖。

Fig. 4 Satellite imagery at 12h intervals for the period of 0000 UTC 28 June-1200 UTC 7 July 1986.

圖 5 1986 年 6 月 28 日 0000 UTC 至 7 月 7 日 1200 UTC 之每 12 小時高層冷心低壓軌跡。  
(——：衛星位置，……：探空位置，- · - · -：合成位置。)

Fig. 5 Tracks of the upper cold core lows at 12h intervals for the period of 0000 UTC 28 June-1200 UTC 7 July 1986  
(——：satellite tracks, .....：rawinsonde tracks, — · — · —：composite data tracks).

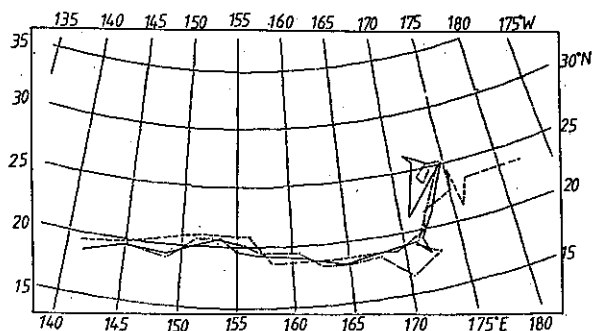


圖5為1986年6月28日0000 UTC至7月7日1200 UTC三種定位結果之每12小時高空冷心低壓軌跡。顯見在初生期，不論何種定位之結果，其中心軌跡均缺少連續性，唯衛星及合成兩種定位結果較接近。由流線分析（圖3a~3b）顯示，衛星風場資料較多很有助於定位。但高空冷渦較強之氣旋式環流出現後，三者之訂位結果相當接近，且均向西移動，顯見初生期定位之困難度。

以下將分別討論探空定位與衛星定位相互間及此兩種定位方法與合成位置之比較。

#### 1. 探空位置與衛星位置

探空位置與衛星位置之偏差如表二（八方位）及表三（十六方位）所示。八方位（表二）之方位偏差，以偏東（21.1%）、偏西（18.0%）及在原點（即兩種定位一致者）（13.5%）居多，其餘各方位之差異不大。十六方位（表三）亦顯示以偏東（15%）、偏西（15.9%）及在原點（13.5%）佔大部份，其餘各方位除少數在5%以上（北：5.3%；東北東：6.1%；南南西：6.1%）外，其他所佔比率均很少。顯見此兩種定位結果，方向之偏差很小而僅移速之差距。顯然此兩種定位對這種天氣系統之路徑預報不致於造成太大偏差，而僅冷渦抵達某地區之時間的提前或落後而已。提前（即偏西）

平均為1.56個緯度，落後（偏東）平均為1.91個緯度。

#### 2. 探空位置與合成位置

探空位置與合成位置偏差如表四（八方位）及表五（十六方位）所示。由八方位（表四）之偏差知，最大方位偏差在西至南象限共55.2%（西：19.0%；南：19.0%，西南：17.2%），偏東至北象限次之，為29.0%（東：12.1%，東北：13.8%；北：3.4%）。十六方位（表五）顯示，偏西南西至西北西最多，為29.3%（西南西：13.8%；西：12.1%；西北西：3.4%），偏南南西至南南東次之，為27.6%（南南西：8.6%；南：12.1%；南南東：6.9%），顯見探空位置較合成位置偏西、南或西南。由平均偏差差值顯示，不論八方位或十六方位，其差距在偏北及偏南均小，分別為0.3個緯度及1.09個緯度（八方位與0.3個緯度及0.79個緯度（十六方位），顯見兩者位置接近。就方位偏差最多之偏東及偏西而言，在八方位中，偏西平均差距為1.95個緯度（西南：1.68；西：2.07；西北：2.10）；偏東者平均為1.16個緯度（東北：0.93；東：1.25；東南：1.30）。顯見，此兩種定位之偏差，速度偏差較大，而移動方向變化不大。

表二 以傳統探空及飛機觀測資料與以衛星風場資料定位之偏差（以衛星風場定位為準）方位以八方位，差距以緯度表示。

Table 2. The location differences of upper cold core lows as determined by the rawinsondes/aircraft reports and satellite winds (with respect to the satellite locations). Wind directions is octant and location differences in latitude.

方位 頻率 個案	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	原 點
1	1	1	9	3	2	2	2	0	0
2	1	0	2	1	2	3	4	0	0
3	1	1	2	2	0	2	3	2	0
4	1	1	2	1	3	1	2	1	0
5	2	0	4	3	0	1	1	1	8
6	1	4	6	1	0	0	2	2	3
7	3	5	2	0	2	1	5	1	1
8	2	1	1	0	0	0	5	1	6
總 計	12	13	28	11	9	10	24	8	18
百 分 比	9.0	9.8	21.1	8.3	6.8	7.5	18.0	6.0	13.5
平均差距(緯度)	1.39	2.05	1.91	1.84	2.36	1.93	1.56	2.04	0.0
總資料數：133，總平均差距（緯度）：1.59。									

表三 同表二，但爲16方位  
Table 3. Same as Table 1, but for the hexadecimal.

頻 率 方 位 個 案	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	原點
1	0	0	1	1	6	2	3	1	1	0	2	0	2	0	0	1	0
2	0	0	0	0	1	1	0	1	2	2	0	3	3	0	0	0	0
3	1	0	1	0	1	1	0	2	0	1	1	1	2	2	0	0	0
4	0	1	1	0	2	1	0	1	1	1	0	1	2	1	0	0	0
5	1	0	0	0	4	0	3	0	0	1	0	0	1	0	0	2	8
6	1	1	2	1	4	3	0	0	0	0	0	0	2	0	2	0	3
7	2	1	2	3	1	0	0	0	0	3	0	0	5	0	0	2	1
8	2	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	4	0	1	0	6
總 計	7	3	7	6	20	8	6	5	4	8	3	6	21	3	3	5	18
百 分 比	5.3	2.3	5.3	4.5	15.0	6.1	4.5	3.8	3.0	6.1	2.3	4.5	15.9	2.3	2.3	3.8	13.5
平均差距 (緯度)	1.17	1.68	1.71	2.84	1.75	1.97	1.20	1.99	1.36	2.67	2.81	1.49	1.55	2.53	1.41	2.28	0

表四 同表二，但爲傳統探空定位與合成風場定位之偏差  
Table 4. Same as Table 2, but for the location differences of the upper cold core lows as determined by the rewinsondes/aircraft reports and the composite data.

頻 率 方 位 個 案	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	原 點
1	0	5	3	2	2	3	3	2	0
2	1	0	0	0	5	4	3	0	0
3	0	1	2	1	2	2	3	2	0
4	1	2	2	2	2	1	2	0	0
總 計	2	8	7	5	11	10	11	4	0
百 分 比	3.4	13.8	12.1	8.6	19.0	17.2	19.0	6.9	0
平均差距(緯度)	0.3	0.93	1.25	1.30	1.09	1.68	2.07	2.10	0
總資料數：58總平均差距 (緯度)：1.43。									

表五 同表四，但爲十六方位  
Table 5. Same as Table 4, but for hexadecimal.

頻 率 方 位 個 案	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	原點
1	0	1	3	1	3	0	0	2	2	0	2	2	2	1	1	0	0
2	1	0	0	0	0	0	0	0	3	4	1	3	1	0	0	0	0
3	0	0	1	0	2	0	0	2	0	1	2	1	3	1	0	0	0
4	1	0	2	0	1	1	2	0	2	0	0	2	1	0	0	0	0
總 計	2	1	6	1	6	1	2	4	7	5	5	8	7	2	1	0	0
百 分 比	3.4	1.7	10.3	1.7	10.3	1.7	3.4	6.9	12.1	8.6	8.6	13.8	12.1	3.4	1.7	0.0	0.0
平均差距 (緯度)	0.3	0.54	1.09	0.32	1.04	2.53	1.81	1.40	0.79	1.41	2.29	1.40	2.27	3.2	0.28	0.0	0.0



表六 同表二，但為衛星風場定位與合成風場定位之偏差

Table 6. Same as Table 2, but for the location differences of the upper cold core lows as determined by the satellite winds and the composite data.

方位 個案 頻率	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	原 點
1	1	2	2	0	0	4	7	4	0
2	0	1	2	0	3	1	3	2	1
3	1	0	1	1	1	4	4	1	0
4	0	2	2	2	1	3	1	1	0
總 計	2	5	7	3	5	12	15	8	1
百 分 比	3.4	8.6	12.1	5.2	8.6	20.7	25.9	13.8	1.7
平均差距(緯度)	0.35	1.49	0.86	2.01	0.90	1.00	1.16	1.10	0.0
總資料數：58，總平均差距（緯度）：1.09。									

表七 同表六，但為十六方位

Table 7. Same as Table 6, but for the hexadecimal.

方位 個案 頻率	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	原點
1	2	1	1	1	1	0	0	0	0	0	1	4	5	0	4	0	0
2	0	0	1	0	1	1	0	1	1	1	0	2	1	2	1	0	1
3	1	0	0	0	1	0	0	1	0	1	5	2	1	0	1	0	0
4	0	0	1	1	2	0	1	1	0	1	2	1	0	1	0	1	0
總 計	3	1	3	2	5	1	1	3	1	3	8	9	7	3	6	1	1
百 分 比	5.2	1.7	5.2	3.4	8.6	1.7	1.7	5.2	1.7	5.2	13.8	15.5	12.1	5.2	10.3	1.7	1.7
平均差距 (緯度)	0.77	0.92	1.74	1.24	0.73	1.46	1.63	1.81	1.5	0.65	0.77	1.22	1.0	1.60	0.81	2.91	0.0

### 3. 衛星位置與合成位置

表六及表七分別為八方位及十六方位之衛星風場定位與合成風場定位偏差。八方位（表六）顯示其方位偏差主要為偏西南至西北，佔8.4%（西：25.9%；西南：20.7%；西北：13.8%），偏東南至東北次之，為25.9%（東北：8.6%；東：12.1%；東南：5.2%），其他方位佔13.7%（北：3.4%；南：8.6%；原點：1.7%）。顯見衛星風場所定之位置較合成風場所定者偏西。十六方位（表七）顯示，偏西至西南最多，為41.4%（西南：13.8

%；西南西：12.1%；西：12.1%），其他方位偏差率較小。因此衛星定位較合成定位偏西南。至於偏差之平均差距，方位偏差率最大之西南至西北（八方位）平均為1.09個緯度（西南：1.0；南：1.16；西北：1.10），西南至西（十六方位）平均為1.0個緯度（西南：0.77；西南西：1.22；西：1.0）。其他平均偏差差距除偏東南方向較大外，其餘均不很大。

由以上分析結果，衛星風場定位與探空與飛機風場定位，一般而言大都為東西方向之偏差，但以

偏東爲多（參見表二及表三），即探空風場定位較衛星風場偏東之機率較大，偏西次之。其平均偏差差距，偏東爲1.91個緯度，偏西者爲1.56個緯度。由此可知，兩者所定結果之軌跡出入不大，但其移速差距較大。此較表四至表七知，探空風場位置較合成風場位置偏西比率較多，偏東次之，其偏差差距，偏西者平均爲1.95個緯度，偏東者爲1.16個緯度，而衛星風場定位與合成風場定位主要方位差亦相似於探空風場與合成風場定位者，唯以偏西遠較其他方位爲多，其平均偏差差距偏向西者爲1.09個緯度，顯見比探空風場定位更接近合成風場位置，且較探空風場定位者有系統性之偏差。與58個合成位置比較，衛星風場定位與合成風場定位總平均偏差爲1.09個緯度，較探空風場與合成風場定位者1.43更接近合成風場。

陳等（1988）利用目前較完整之傳統探空與飛機觀測報告確定1985~1986年6~10月高空冷渦之中心位置，已獲得滿意的結果。經由上述分析及討論，知結合衛星風場及陳等（1988）所用之風場可獲得更佳位置，經比較結果，知衛星風場確實可提供高空冷渦定位之能力，至少可與僅用傳統探空與飛機觀測報告所做者比美。讓我們對西太地區暖季高空冷渦之研究更具信心。

#### 四、總結與建議

本文分別以傳統探空與飛機觀測資料、GMS高層衛星風場及結合前述三種資料等三種方法，對1985及1986年發生於太平洋地區之八個高層冷心低壓個案進行定位分析，其初步結果歸納如下：

1.傳統探空、飛機觀測資料及衛星風場等綜合資料爲最佳的高層冷心低壓中心定位之最佳方法。

2.傳統探空與飛機觀測資料之定位結果與衛星風場定位者之偏差，主要在東西方向，其結果影響低壓軌跡不大。

3.探空與飛機觀測資料定位及衛星風場定位均較結合上述資料定位者偏西及偏東，且以衛星風場定位者偏西居多，顯見三者定位結果軌跡的一致性。

4.衛星風場定位稍優於探空與飛機觀測資料定位，可能部分由於資料較多之故。

本文雖僅分析八個個案，但乃可獲知衛星風場在高層冷渦研究可提供相當有用的資料，使我們在這種天氣系統研究更具信心。若能夠分析更多的個

案，加入低層（~850 mb）風場（探空飛機觀測及衛星觀測）資料，並計算其動力參數，則可區分該天氣系統之生命階段，進而分析各生命階段之上述三種定位之偏差及合成個案之研究，結果將對這種天氣系統之了解及預報均有所幫助。

#### 誌 謝

本文研擬期間承中央氣象局衛星站課長劉文俊協助撰寫衛星風場填繪程式，預報中心周蘭芬小姐及李育棋先生提供個案及中央氣象局提供天氣圖衛星資料與設備，於此一併致謝。

#### 五、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。
- 林駒情，1972：由特例看高層輻射對雷雨的觸發作用。氣象學報，18，2，27—39。
- 陳泰然、陳來發、周蘭芬與李育棋，1988：1985年與1986年暖季西太平洋高層冷心低壓之初步分析。天氣分析與預報研討會，氣象局。
- 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。
- Ichizawa, Jousuke, 1983: A history of satellite wind estimation at MSC and the present accuracy of satellite winds. Meteor. Sate. Center Tech. Note No. 8, 85-100 (in Japanese with English abstract).
- 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.
- Palmen, E., 1949: Origin and structure of highlevel cyclones south of the maximum westerlies. Tellus, 1, 22-31.

Palmer, C. E., 1953: The impulsive generation of certain changes in the tropospheric circulation. *J. Meteor.*, **10**, 1-9.

Ricks, E.L. (1959): On the structure and maintenance of high tropospheric cold-core cyclones of the tropics. Masters thesis Dep. Geophy. Sci, University of Chicago.

Shimamura, Masaru, 1981: The upper-tropospheric cold lows in the north-western Pacific as revealed in the GMS satellite data. *Geophys. Mag.*, **39**, 119-156.

Shimamura, Masaru, 1982: An application of GMS satellite data in analysis of the upper cold low in the western north Pacific. *Geophys. Mag.*, **40**, 113-152.

## Analyses of Center Location of Upper Tropospheric Cold Core Low

*George, T. J. Chen*

Department of Atmospheric Sciences  
National Taiwan University

*Shui-Shang Chi, Shuh-Wang Wu and Jye-Yu Kou*

Meteorological Satellite Ground Station  
Central Weather Bureau

### ABSTRACT

Eight cases of upper tropospheric cold core low over western Pacific during the warm months of 1985-1986 were selected to study the methods of positioning the center position. Rawinsondes/aircraft reports, satellite winds and the combination of the previous three kinds of data were used. Results show that the tracks of satellite wind positions and that of the rawinsonde/aircraft are coherent, but the distance difference are slightly larger than the former one.

Comparisons among the positioning methods of the satellite wind, rawinsonde/aircraft data and the combined data show that the first two methods have a west and an east bias, especially, the satellite wind method. Results also show that the satellite wind method was closer to the combined data methods than that of the rawinsonde/aircraft method. The combined data method was considered to be the best one to locate the position of the upper tropospheric cold core low. Evidently, the satellite wind method shows slightly better result than the other one in this study.

Key Words: Cold core low, Cold vortex, Transient cyclonic center

# 應用濾雲法在裂雲區求取 臺灣附近之海面溫度

劉振榮

顏泰崇

陳興漢

中央大學太空及遙測研究中心

中央氣象局衛星站課長

中央氣象局衛星測站技佐

(收稿日期：77.6.20；審稿日期：77.6.20；定稿日期：77.7.15)

## 摘 要

在利用衛星觀測得之紅外線窗區輻射值以求取海面溫度時，首要之步驟即必需選取或求得晴空區之輻射值。由於紅外線之不透雲性，所以在有雲的情況下，真正的晴空輻射值很難由衛星所測得之視場輻射值判斷求得。本研究乃選取應用一種最佳之濾雲技術，以期在此種簡單而準確的濾雲方法輔助下，能在臺灣附近海域為裂雲所覆蓋時，求取得準確的晴空輻射值。

在晴空下，由於紅外線窗區頻道在大氣中基本上僅受水汽之影響，所以本研究亦應用多頻道方法來做大氣中水汽吸收的校正。此法乃應用美國 NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) 繞極衛星上 AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) 之三個紅外線窗區頻道（夜間使用三個頻道，白天使用兩個遠紅外線頻道），利用水汽對其吸收程度的不同，以求得在臺灣附近海域求取海面溫度的方程式。

應用此法在1987年12月下旬 NOAA-9 衛星實測得之臺灣區附近 AVHRR 輻射資料，而求得之海面溫度在與傳統船舶觀測之海面溫度比較後，其結果顯示在應用此濾雲技術以求得臺灣附近海域之海面溫度，確有做為日常作業之實用價值。

關 鍵 詞：海面溫度、多頻道法、空間連續法、濾雲

## 一、前 言

由於海洋與大氣間能量轉換問題受其影響很大，所以海面溫度的量測在近幾十年來非常受到重視。而在應用衛星資料求取海面溫度的許多研究中均獲得極令人振奮的結果(如：Smith et al., 1970; Warnecke et al., 1971; Prabhakara et al., 1971; Prabhakara et al., 1974; Bates, 1982)。研究中且發現，在紅外線窗區頻道中，利用二頻道或多頻道方法較利用單一頻道方法為佳，主要原因乃在利用二頻道或多頻道方法時，在沿着觀測路

徑中之大氣水汽衰減效應可以被直接考慮到。Mc Clain 在1980年曾提出一個研究結論，即由紅外線窗區多頻道方法所求得的海面溫度，在與浮標或船舶觀測比較，其差值 (bias) 很小，而均方根誤差 (root mean square error) 僅約  $1^{\circ}\text{C}$  左右。

在由衛星觀測得之紅外線窗區輻射值以求得海面溫度時，必須先選取或求取其晴空區的輻射值。因紅外線的不透雲性，所以雲的污染效應將引起海面溫度求取上的很大誤差。在此，本研究將致力於求取在被雲污染區內的海面溫度，使其準確度能達到與晴空區所求得的一般。

NOAA 繞極軌道衛星上之 AVHRR 可提供 1 公里解析度的像點資料，此高解析度有利於將在部分被雲所污染的區域中的晴空像點找出。

AVHRR 有 5 個頻道，分別在可見光，近紅外線及紅外線頻道區，其各頻道的特性，則詳列於表一。

表一 AVHRR 各頻道之特性

Table 1. The characteristic of each channel of AVHRR.

頻 道	波 長 ( $\mu\text{m}$ )	主 要 用 途
1	0.58 - 0.68	白天雲或地表之影像製作
2	0.725 - 1.10	水況描述，冰和雲之溶解監視
3	3.55 - 3.93	海面溫度之求取，夜晚雲圖製作
4	10.30 - 11.30	海面溫度之求取，白天或夜晚雲圖製作
5	11.50 - 12.50	海面溫度之求取，白天或夜晚雲圖製作

## 二、多頻道海面溫度求取法

在一固定的觀測天頂角時，輻射傳遞方程，可以下式表示：

$$I(\nu) = B_s \nu_s - \int_0^P B[\nu, T(P)] d\nu(\nu, P) \dots (1)$$

在此  $I$ ， $B$ ，和  $\tau$  分別代表衛星觀測到的輻射值，蒲朗克(Planck) 輻射值，及大氣穿透率， $\nu$  是波數， $T(P)$  是壓力為  $P$  之氣壓層的溫度，註標  $S$  表示其為地面層資料。在紅外線窗區，因為大氣吸收作用很微弱，所以，大氣穿透率  $\tau$  可做如下假設

$$\tau(\nu, U) = \text{EXP}[-k(\nu)U] \approx 1 - k(\nu)U$$

$$d\tau(\nu, U) \approx -k(\nu)dU$$

在此， $U$ ， $k(\nu)$  分別代表可降水量及吸收係數。所以，(1)式可寫成

$$I(\nu) = B_s(1 - k(\nu)U_s) + k(\nu) \int_0^{U_s} B[\nu, T(P)] dU \dots (2)$$

若定義一大氣平均蒲朗克輻射值  $B_m$  如下

$$B_m = \int_0^{U_s} B dU / \int_0^{U_s} dU = \int_0^{U_s} B dU / U_s$$

則(2)式成為

$$I(\nu) = B_s(1 - k(\nu)U_s) + k(\nu)B_m U_s \dots (3)$$

或可寫成

$$B_s - I(\nu) = (B_s - B_m)K(\nu)U_s$$

因為  $B_s \approx I(\nu)$ ，且  $B_m \approx B_s$ 。所以可以應用第一階泰勒展開式，其表示如下

$$B_s - I(\nu) \approx (\partial B / \partial T)_s (T_s - T_b) \dots (4)$$

$$B_s - B_m \approx (\partial B / \partial T)_s (T_s - T_m) \dots (5)$$

將(4)，(5)式代入(3)式，可得

$$T_s - T_b = (T_s - T_m)K(\nu)U_s$$

若考慮兩個紅外線窗區頻道  $\nu_1$  及  $\nu_2$ ，則

$$\frac{T_s - T_b(\nu_1)}{T_s - T_b(\nu_2)} = \frac{K(\nu_1)}{K(\nu_2)} = \frac{K_1}{K_2} \dots (6)$$

亦即

$$T_s = \frac{K_2}{K_2 - K_1} T_b(\nu_1) - \frac{K_1}{K_2 - K_1} T_b(\nu_2) \dots (7)$$

重組(7)式可得

$$T_s = T_b(\nu_1) + \frac{K_1}{K_2 - K_1} [T_b(\nu_1) - T_b(\nu_2)] \dots (8)$$

同理，若考慮三個頻道，則

$$T_s = T_b(\nu_1) + \frac{K_1}{2(K_2 - K_1)} [T_b(\nu_1) - T_b(\nu_2)] + \frac{K_1}{2(K_3 - K_1)} [T_b(\nu_1) - T_b(\nu_3)] \dots (9)$$

因此，在實際上應用多頻道求取海面溫度的方法，可表為

$$T_s = A_0 + \sum_{i=1}^n A_i T_b(\nu_i)$$

其中， $n$ 表頻道數。在臺灣地區，曾忠一氏在

1986年曾應用三個月（1986年10月到12月）的探空資料及應用 LOWTRAN-6 來模擬 AVHRR 的亮度溫度，並結合此模擬亮度溫度與船舶觀測的海面溫度，將(10)式的係數求出，其結果如表二所示

表二 多頻道海面溫度計算方法  
Table 2. The coefficient of multi-channel SST.

	A 0	A 1	A 2	A 3
二 頻 道 法	-3.738702	3.827533	-2.812222	—
三 頻 道 法	-6.120660	1.001975	-0.9285381	-0.9055073

### 三、濾 雲 法

在用多頻道方法求取海面溫度時，只有晴空輻射值才能被應用，所以，若待求區域內有雲時，則必須將被雲污染區中之晴空輻射值求取出來。本研究乃應用 Coakley 及 Bretherton (1982) 所提出的空間連貫法，將雲污染區中的晴空亮度溫度求出，此空間連貫法原先乃是被用來估算雲量的方法。

圖一代表在 0.5 經度與 0.5 緯度所圍成的區域內，AVHRR 第四頻道的亮度溫度分布之出現

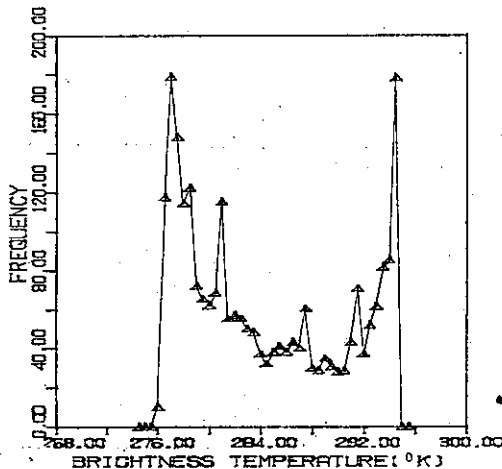


圖 一 AVHRR 第四頻道之亮度溫度出現頻率圖，範圍為 0.5 緯度乘 0.5 經度

Fig. 1. The histogram of brightness temperature of AVHRR channel 4, the area is  $0.5^\circ$  latitude  $\times$   $0.5^\circ$  longitude.

頻率圖。在此區域中，計算出每  $2 \times 2$  列陣的相鄰像點之局地平均亮度溫度及局地標準偏差值。圖二顯示了一個拱門狀圖，其代表 AVHRR 第四頻道之局地標準偏差在平地平均亮度溫度函數時所得之結果。由圖二可看到低局地標準偏差分布在兩區（亦即在拱門狀圖之兩個拱門腳），一在高溫區，此區內像點之局地平均亮度溫度代表晴空像點之亮度溫度。一在低溫區，在區內像點之局地平均亮度溫度代表完全被雲覆蓋像點之亮度溫度。因此，我們若以 0.5 當做局地標準偏差之分界，亦即在圖二中，只保留那些局地標準偏差小於 0.5 之點，如圖

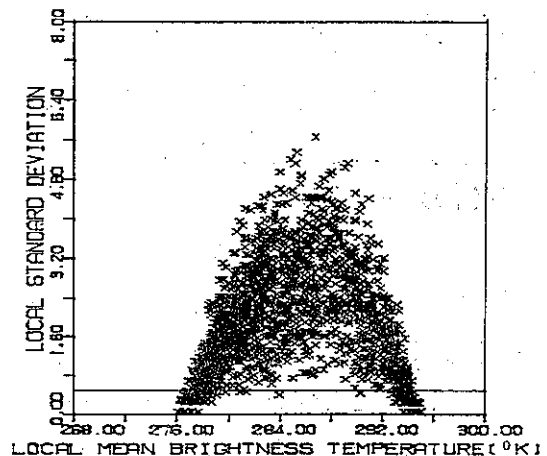


圖 二 局地標準偏差與局地平均亮度溫度關係圖

Fig. 2. The relation of local standard deviation versus local mean brightness temperature.

三所示，再將這些剩下之點的亮度溫度分布之出現頻率圖繪出，則將出現如圖四所示之兩個分開的分佈曲線，而在較高溫度區的分佈曲線即代表晴空像點的出現頻率分佈。在此我們假設其分佈是高斯分佈，亦即其常態密度函數具有如下之形式

$$f(T_b) = f_0 \exp[-(T_b - T_{b0})^2 / 2\sigma^2] \dots (11)$$

在此， $f$  代表出現頻率， $\sigma$  是標準偏差值， $T_{b0}$  則為待求之平均亮度溫度。由(11)式可知，在此常態分佈曲線上任三個點 ( $T_{b1}$ 、 $T_{b2}$ 、 $T_{b3}$ )，均可滿足下列三式

$$f_1 = f_0 \exp[-(T_{b1} - T_{b0})^2 / 2\sigma^2]$$

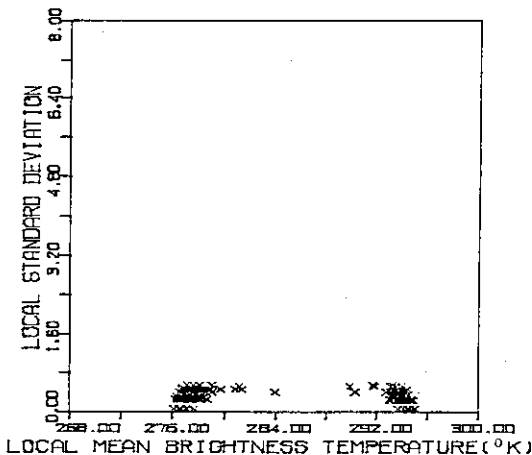
$$f_2 = f_0 \exp[-(T_{b2} - T_{b0})^2 / 2\sigma^2]$$

$$f_3 = f_0 \exp[-(T_{b3} - T_{b0})^2 / 2\sigma^2]$$

由以上三式可解得

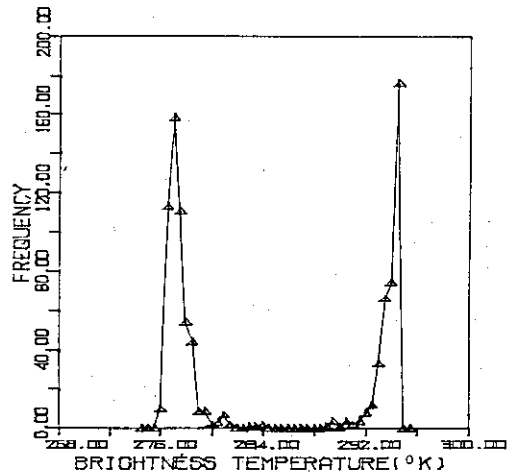
$$T_{b0} = \frac{T_{b1}^2 \ln(f_1/f_3) - T_{b2}^2 \ln(f_1/f_3) + T_{b3}^2 \ln(f_1/f_2)}{2(T_{b1} \ln(f_1/f_3) - T_{b2} \ln(f_1/f_3) + T_{b3} \ln(f_1/f_2))} \dots (12)$$

應用此方法在 AVHRR 的第三、四和五頻道，則可分別求出此這頻道在被雲污染區域內的晴空亮度溫度。



圖三 與圖二相同，不過局地標準偏差大於 0.5 之點已被濾除。

Fig. 3. Same as Figure 2, but those data with local standard deviation greater than 0.5 are filtered.



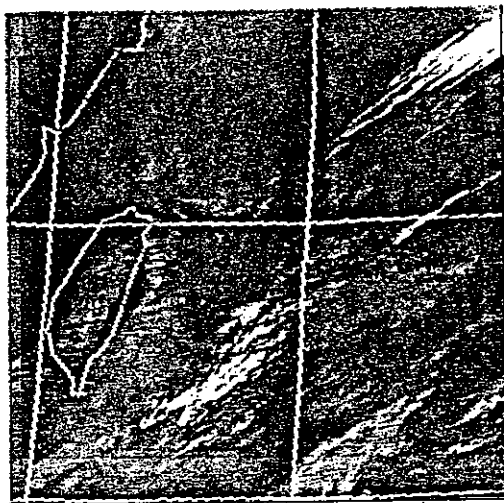
圖四 與圖一相同，不過只有在圖三上之點被使用  
Fig. 4. Same as Figure 1, but only those data in Figure 3 are used.

#### 四、結 果

本研究採用兩個個案，分別是1987年12月21日及1987年12月23日在07 Z時 AVHRR 所觀測得之輻射資料，圖五 a 和五 b 分別為 AVHRR 第四頻道所觀測得之此二時間之紅外輻射影像，其涵蓋範圍是由北緯20度到28度，東經118度到127度。由五 a 圖可看出，此時除了沿着大陸海岸線有一窄小之晴空帶外，其餘地區均幾乎為雲所覆蓋，圖上之南邊甚至幾乎是為密雲區，因而在此區可能無法求得晴空輻射值以計算海面溫度。總之，本個案可以說是絕大部分為裂雲區，因此非常適合我們來應用本研究之方法，圖六即為應用本研究之濾雲法而求得晴空輻射值，再以曾氏二頻道法計算得之海面溫度分佈圖，其範圍與圖五 a 相同，而分析之網格大小，為 0.5 個經度乘 0.5 個經度計算一個海面溫度。為了與船舶報告相互比較，船舶觀測之海面溫度在此圖上亦以圓圈中之數值表示。在做比較時，若觀測時間與衛星觀測時間相差在一天以內之船舶報告均列入考慮。表三列出了衛星觀測所得之海面溫度與其相匹配之船舶觀測海水溫度，以及其偏差值。由此表可知，在此時間內，應用本研究之濾雲法，並採用二頻道海面溫度求取法後，衛星求得之海水溫度與船舶報告之偏差值為0.2875°C，而其根方差則為0.9198°C，此根方差值非常近似晴空



a

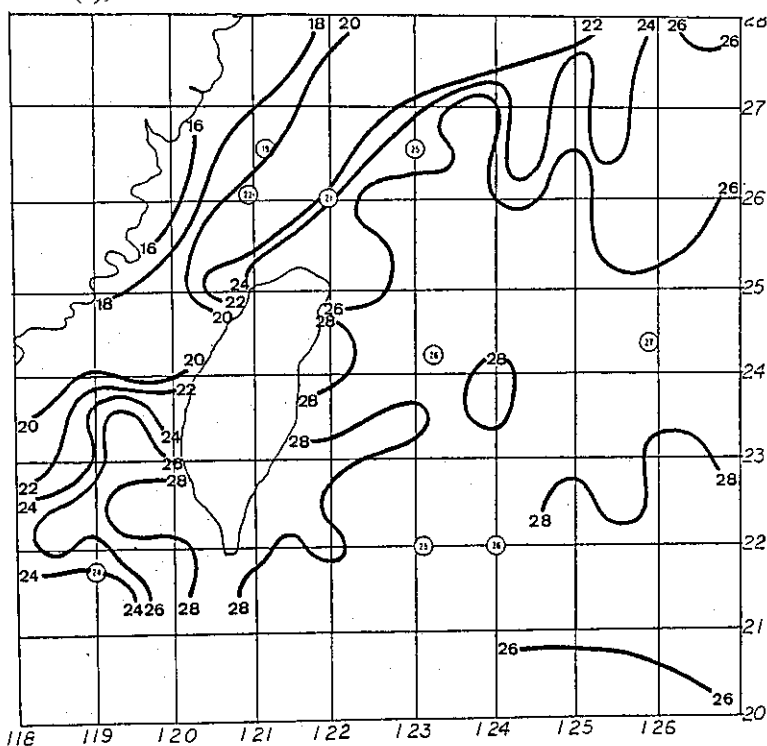


b

圖五 (A)AVHRR 第四頻道在76年12月21日07Z所觀測得之雲圖，範圍為  $20^{\circ}\text{N}$  至  $28^{\circ}\text{N}$  和  $118^{\circ}\text{E}$  至  $127^{\circ}\text{E}$ 。(B)與圖(A)相同，不過觀測時間為76年12月23日07Z。

Fig. 5. (a)Cloud image of AVHRR channel 4 observed on 07Z of Dec. 21, 1987, the area is  $20^{\circ}\text{N}\sim 28^{\circ}\text{N}$ ,  $118^{\circ}\text{E}\sim 127^{\circ}\text{E}$ .

(b)Same as (a), but observed on 07Z of Dec. 23, 1987.



圖六 76年12月21日07Z衛星求得之海水溫度分析圖，分析網格點為  $0.5^{\circ}$  緯度乘  $0.5^{\circ}$  經度，圓圈內之數值為觀測海溫。

Fig. 6. The SST estimated from satellite on 07Z of Dec. 21, 1987, the analysis grid is  $0.5^{\circ}$  latitude by  $0.5^{\circ}$  longitude, the value in circle is the observed SST.



區所能達到之結果，因此明顯地本研究之濾雲法在裂雲區求取晴空輻射值時，效果非常良好。

爲了更進一步的證明，我們再選擇12月23日之資料來做另一個個案分析，圖七即爲在此時間內，衛星求得之海面溫度分析圖。在此圖上，船舶觀測之海水溫度亦以圓圈之數值來表示，很明顯地我們亦可發現衛星觀測得之海面溫度，亦均可以與船舶觀測值相吻合。表四亦列出了船舶觀測得之海面溫度，其相對應之衛星觀測值，以及其差值。表上可發現，在北緯26.4度，東經121.2度處，衛星觀測值與船舶具有2.6°C之高偏差，不過由於船舶較衛星觀測時間早了一天，且在此地區之海水溫度梯度極大，很可能因而造成了此高誤差。不過，整體來說，在此時間內衛星與船舶之偏差值仍只爲0.59°C，而其根方差亦僅只有1.0549°C。

合併上述兩個個案分析，由衛星資料所推導得之海面溫度，在與船舶觀測得之海水溫度相比較

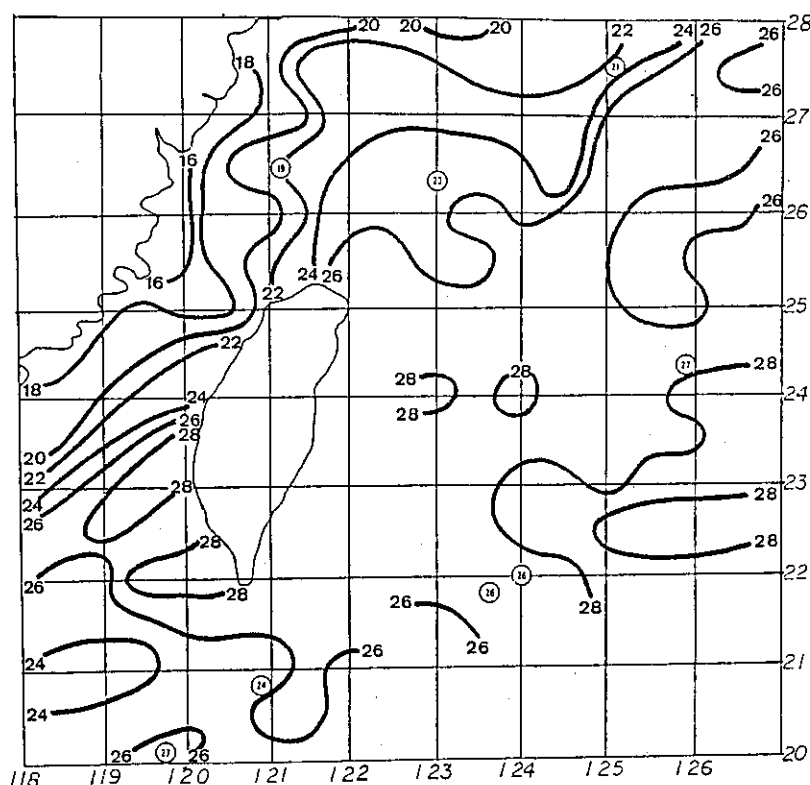
時，其差值僅爲0.4556°C，而其根方差則亦僅爲1.0084°C。

表三 76年12月21日07z 衛星與船舶海面溫度之比較 (單位°C)

Table 3. The comparison of SST from satellite and ships on 07Z of Dec. 21, 1987, (unit in °C)

緯度	經度	船舶海溫	衛星海溫	偏差
21.7N	119.0E	24.0	24.4	0.4
22.0N	123.1E	25.0	25.9	0.9
24.2N	123.1E	26.0	26.4	0.4
24.3N	125.9E	27.2	27.1	- 0.1
26.0N	122.0E	21.0	22.8	1.8
26.1N	120.8E	22.0	20.5	- 1.5
26.4N	121.2E	19.0	19.8	0.8
26.5N	123.0E	25.0	24.6	- 0.4

Total: N=8, Bias=0.2875, RMSE=0.9198



圖七 與圖六相同，不過衛星觀測時間爲76年12月23日07Z

Fig. 7. Same as Figure 6, but satellite observed on 07Z of Dec. 23, 1987.

表四 與表三相同。不過觀測時間為76年12月23日  
07Z

Table 4. Same as Table 3, but on 07Z of Dec. 23, 1987.

緯 度	經 度	船舶海溫	衛星海溫	偏 差
20.1N	119.7E	27.0	26.2	- 0.8
20.8N	120.9E	24.4	25.3	0.9
21.8N	123.6E	26.0	26.4	0.4
22.0N	124.0E	26.0	26.4	0.4
22.7N	127.9E	28.7	27.7	- 1.0
24.3N	125.9E	27.2	27.1	- 0.1
26.3N	123.0E	22.5	24.4	1.9
26.4N	121.2E	19.0	21.6	2.6
27.6N	125.1E	21.0	22.1	1.1
28.6N	127.8E	22.2	22.7	0.5

Total: N=10, Bias=0.5900, RMSE=1.0549

### 五、結論及建議

本研究發展了一套在雲區利用 AVHRR 紅外線窗區頻道求取海面溫度之方法。而在此由個案研究結果顯示利用此法在裂雲區應用衛星求取得之海面溫度在與船舶觀測之海面溫度相比較，其準確性非常的高，不過由於衆所皆知船舶觀測並非毫無誤差，因此甚難斷定在應用本研究時所得之結果的真正準確度。Tabata 在1978年曾研究發現，船舶觀測海水溫度在與浮標測得之海水溫度相比較，具有 $0.2 \pm 1.5^{\circ}\text{C}$ 之誤差存在。此外，由於船舶觀測甚少與衛星觀測之時間相同，因此，亦可能造成彼此間的誤差產生。

在本研究中，我們在求得衛星觀測之晴空輻射值後，乃是應用曾氏所推導得多頻道海面溫度求取公式來求得海面溫度。而此公式乃是由模擬資料所求得，因此將來似乎可以利用實際衛星觀測得之資料，再與船舶之觀測資料相配合以導求得一適合臺灣附近海域之多頻道海面溫度求取公式，如此必可更增進應用衛星求取海面溫度之準確度。

雖然在本研究中之個案分析顯示了令人極為振奮的結果，可是由於此誤差分析個案仍嫌不足，因此仍不能斷言本研究方法在此處顯示之準確性具有代表性，故未來仍需更進一步做長期性的衛星與船舶觀測海面溫度之相互比較，以確實證明應用本研究方法在裂雲區求取海面溫度之實用價值。

### 六、參考文獻

1. 朱曙光、曾忠一，1986：海面溫度衛星遙測中水汽訂正問題之研究。農業委員會遙測技術發展策劃小組研究報告，83頁。
2. Bates, J.J., 1982: Sea Surface Temperature Derived from VAS Multispectral Data. M. S. Thesis, Department of Meteorology, University of Wisconsin, Madison, Wisconsin 40pp.
3. Coakley, J. A., F. P. Bretherton, 1982: Cloud Cover from High-Resolution Scanner Data: Detecting and Allowing for Partially Filled Fields of View. J. Geophys. Res., 87, 4917-4932.
4. McClain, E.P., 1980: Multiple Atmospheric-Window Techniques for Satellite derived Sea Surface Temperatures. Oceanography from Space, Plenum Press, New York, 73-85.
5. Prabhakara, C., G. Dalu, and V. G. Kunde, 1974: Estimation of Sea Surface Temperature from Remote Sensing in the 11 to 13  $\mu\text{m}$  Window Region. J. Geophys. Res., 79, 5039-5044.
6. Smith, W.L., P.K. Rao, R. Koffler, and W.R. Curtis, 1970: The Determination of Sea Surface Temperature from Satellite High Resolution Infrared Window Radiation Measurements. MWR, 98, 604-611.
7. Tabata, S., 1978: Comparison of observations of Sea Surface Temperature at Ocean Station P and NOAA Buoy Stations and Those Made by Merchant Ship Traveling in Their Vicinities in the Northeast Pacific Ocean, J. Applied Meteor., XVII, 374-385.
8. Warnecke, G. L., L. J. Allison, L. McMillin, and K. H. Szekielda, 1971: Remote Sensing of Ocean Currents and Sea Surface Temperature Changes Derived from the Nimbus II Satellite, J. Phys. Oceanogr., 1, 45-60.

# Applying Cloud-Clearing Techique in a Cloudy Area to Estimate the Satellite-Derived Sea Surface Temperature around the Taiwan Area

*Gin-Rong Liu*

Center for Space and Remote Sensing  
Research, National Central University

*Tai-Chung Yen, Hsing-Hann Chen*

Meteorological Satellite Ground  
Station, Central Weather Bureau

## ABSTRACT

A multiple-channel method is developed to determine sea surface temperature from the radiation measurements of AVHRR infrared window channels. To estimate the sea surface temperature from satellite observed infrared window channel radiances, it has been necessary to first select or determine the radiances for clear air. In this study, a simple and accurate cloud-clearing technique called "spatial coherence method" is applied to extract the clear air radiances from observed cloud-contaminated radiances.

The results obtained from this method are compared with conventional ship observations. The intercomparisons reveal the usefulness of this technique in estimating the sea surface temperature in a cloudy area.

Key Words: SST, Multi-channel method, Spatial coherence method, Cloud-clearing

# 侵襲臺灣颱風之降雨分佈研究

林 雨 我

中央氣象局氣象科技研究中心技士

徐 晉 淮

中央氣象局氣象科技研究中心技正

(收稿日期：77.6.21；審稿日期：77.6.21；定稿日期：77.8.24)

## 摘 要

本研究針對自 1950 年至 1985 年侵襲本省的 119 個颱風個案，採用包括臺灣省水利局及本局等 20 單位的 949 個高密度分布測站的日雨量資料，配合颱風的八種路徑分類，仔細分析每個個案的日雨量及總雨量。其結果顯示，本省颱風的降雨分佈基本上可分成北部、中央山脈東麓、西麓三大區域，同時由於颱風路徑之不同而可能產生完全不同的降雨分佈；颱風的強度、移動速度及季節性綜觀系統的伴隨，對降雨量多寡有明顯的影響；迎風面與背風面的雨量差異甚大；豪雨多集中在迎風面上約 2,000 至 3,000 公尺的山區；西南氣流對豪雨的產生有決定性的影響，文中並針對民國76年10月間的琳恩颱風作了個案校驗，效果良好，初步證實本研究結果對預報作業有實質上的助益。

**關鍵詞：**侵襲、颱風、高密度分佈、日雨量、總雨量、降雨分佈、季節性綜觀系統、迎風面／背風面、地形、西南氣流

## 一、前 言

臺灣位處亞熱帶地區，經常在夏季受到颱風豐沛雨量之影響，使得人民的生命財產及國家的經濟建設蒙受重大損失，因此對於颱風方面的研究實不容吾人忽視。

實際上升雨量的預報比風速的預測困難很多，尤其本省具有相當特殊的地形結構，使得各地區降雨量的分佈受地形的影響很大；同時颱風路徑的不同也會造成降雨分佈的差異；此外我們若是要提高防颱及防洪的效果，顯然必須先做好各類颱風路徑之降雨量分佈分析，從定性預報開始，才能逐漸推廣到定量預報，如王（1983、1985、1986），所使用的方法。自民國33年以後的臺灣省氣象所開始至現在的中央氣象局止，都曾經做過颱風個案的分析，內容包括颱風侵襲期間之總雨量圖或降雨狀況，可惜的是僅限於使用氣象局所屬測站的資料而已，因此過去的降雨狀況及最大降雨區都明顯地偏在有資料之測站附近，基本上無法詳細表現出真正的雨量分佈。

民國38年，岡四及徐（1949）應用過去50年所蒐集的專用觀測站的颱風降雨資料，完成『颱風經過臺灣所受地形之影響』一文，文中詳述各種降雨

量分佈的型態，以供颱風及洪水預報人員作參考，可惜因當時經費之不足而未立即付梓，至今恐已遺失，誠屬遺憾。徐（1969）曾提及，資料分佈的情形若能較為均勻，則等雨量線之繪製就較為容易。其文中並以颱風的路徑及降雨的分佈二種性質，歸納出幾種類型，再將其中雨量相差大的颱風個案予以分析，找出其原因。例如颱風的強弱、移動速度的影響，有無潮濕西南氣流伸入等等，都在討論的範圍內。其後徐等（1972）收集了自1950年至1970年間，經過臺灣及近海的颱風個案，約500個左右的專用觀測站資料，繪製成日雨量圖及總雨量圖，以供作業單位參考；徐、林（1987）再增加1971至1985年的949個測站資料，配合過去徐等（1972）的研究，完成包含119個颱風個案的研究，提供預報作業參考。

## 二、資料說明及準備工作

### (一)資料的來源

過去本局所屬的測站與公營機構之雨量站，因彼此的觀測及統計時間並不一致，所以通常在研究時只使用氣象局所屬測站的資料。像岡四及徐（1949）所用的測站數僅約50站而已，事實上仍無法較為客觀地分析出颱風位置與雨量分佈間的直接關

係，尤其是在山區附近的資料更少，因此使得較大的雨量分佈多發生在靠近氣象局測站的平地山區（圖1），容易誤導判斷。於是徐（1972）即加入約500多個的公民營機構雨量站資料，而本研究中更收集了民國60年至74年間，包括本局所屬及其他機構專用總數達949個觀測站（表1）的資料，成為本研究的一大特色。

#### (二)資料的整合與分析

由於其他機構的雨量站並非24小時作業，僅於每日九時觀測一次，因此日雨量係指每日上午九時至翌日上午九時的資料，然而本局所謂之日雨量，係根據世界觀測時定義，自0時至24時為止之雨量而言，與其他機構之雨量站觀測時間不一致。故在本研究中，為配合其他測站僅有日雨量資料，乃由過去的颱風報告（氣象學報，1950~1985）中找出歷年來的颱風個案，並將本局所有測站之時雨量資料換算成該站每日九時至翌日九時之總雨量作為日雨量，經過時間的整合後，發現有98%的公民營機構測站資料足堪使用；另外在空間的整合方面，計畫分本省為十區（如圖2），將不同隸屬的測站予以重新的規劃。

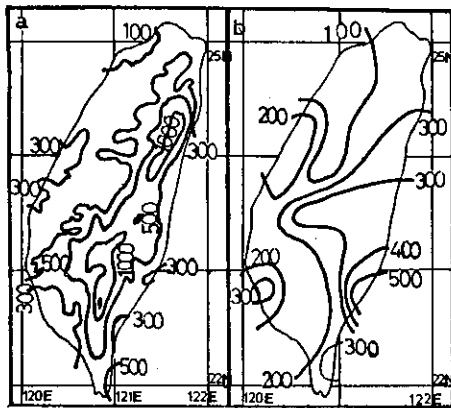


圖 1 (a)民國76年以949個測站資料對71年7月28日~31日的ANDY颱風所做之總雨量分析  
(b)民國71年以較少測站資料對同一個案所做的分析

Fig. 1 (a)Typhoon Andy's (1982) rainfall distribution analyzed in 1987 on the basis of the data observed at some 949 stations.  
(b)Typhoon Andy's (1982) rainfall distribution analyzed in 1982 on the basis of the data observed at some 50 stations.

表 1 本省各機關專用氣象觀測站統計表

Table 1 The total observation stations attached to some different units in Taiwan.

設 站 機 構	站數	資 料 欠 缺 年 份
臺灣省水利局	161	
臺灣省農田水利會	258	61
石門水庫管理局	16	60, 63, 72
臺灣省糧食局	15	
臺灣電力公司	59	
臺灣糖業公司	267	
臺灣省林務局	15	
臺灣省菸酒公賣局	3	60, 61
臺灣省製鹽總廠	17	60, 61, 64, 65, 70
臺灣省各區改良廠	15	60, 61, 64, 65, 61
輔導會各農場	13	60-67, 70
臺灣省鳳梨公司	7	60, 61, 65-68, 70
臺灣省青果合作社	4	60, 61, 65-70, 72-74
臺灣省畜產試驗所	3	60, 61, 65-67, 70, 72
臺灣省農業試驗所	5	60-67, 70, 72
臺大中大實驗林場	8	61, 70
臺灣省茶業改良場	4	60, 64, 65, 68, 70
臺灣省林業試驗所	9	60, 64-67, 70, 72
臺灣省種苗繁殖場	3	
曾文水庫管理局	8	
中央氣象局	26	
合 計	949	

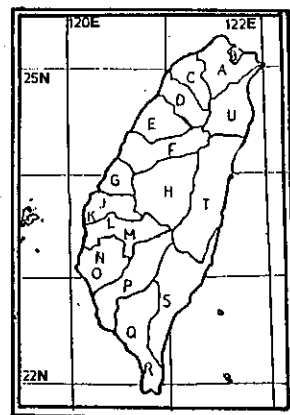


圖 2 本省各機關隸屬測站之區域劃分圖

Fig. 2 Topographic map of Taiwan and the distribution of weather stations attached to some units.

### 三、颱風路徑與降雨分佈之分析

#### (一)路徑的分類

本文中所分析的 119 個颱風個案，涵蓋了自 1950~1985 年間的資料，其路徑的分類大致上是依徐等 (1972) 為基礎 (圖 3 a)，略經修改後分成八類 (圖 3 b)，較徐 (1969) 的分類多一種，但基本上仍極為相似，茲將本文中採用之八種類型的路徑說明如下：

- 第 1 類：通過彭佳嶼以北海面，向西及西北轉北或東北移動者，圖 3 b-1。
- 第 2 類：通過花蓮以北陸地或彭佳嶼與基隆間之近海，向西及西北移動者，圖 3 b-2。
- 第 3 類：橫越本省中部地區（登陸地點在花蓮與臺東之間），向西或西北移動者，圖 3 b-3。
- 第 4 類：通過臺東以南陸地或距本省 100 公里以內之巴士海峽海面，向西或西北移動者。圖 3 b-4。
- 第 5 類：通過巴士海峽中部以南海面，向西或西北移動者。圖 3 b-5。
- 第 6 類：在南海發生或經過巴士海峽南部海面，並通過臺灣海峽，向北移動者。圖 3 b-6。
- 第 7 類：在南海發生或經過巴士海峽東部海面，沿本省東部陸地或近海，向北移動者。圖 3 b-7。
- 第 8 類：在南海發生或經過巴士海峽，直接登陸本省南部後再向東北或北移動者。圖 3 b-8。

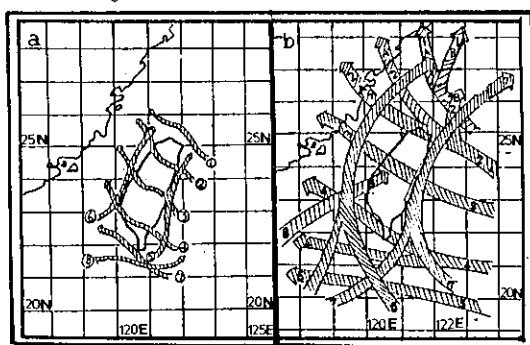


圖 3 (a)徐等 (1972) 的七種颱風路徑分類  
(b)本研究中使用之八種颱風路徑分類

Fig. 3 (a)The 7 categories of typhoon tracks used by Hsu (1972).  
(b)The 8 categories of typhoon tracks used in this study.

#### (二)各類路徑與其降雨分佈型態之關係：

在本文中，僅將第一至第八類共 119 個颱風個案之總雨量分佈示意圖敘述如后，有關實際的日雨量圖與總雨量圖，請參考徐、林 (1987)。

##### 第 1 類：

共收集了 13 個個案 (表 2)，其特性大致上又可分為兩大種：

A 型：即超過東經 122 度（基隆與彭佳嶼連線）以西者（1 A，圖 3 b）共有 10 個個案，均是受潮濕西南氣流之影響，在中央山脈西麓的迎風面上，降水量超過 500mm，而東麓的背風面，其降水量均在 25~50mm 以下，甚至局部性無降水（尤其是在東南部）。

B 型：係第 1 類路徑中，中心未超過東經 122 度以西者（1 B，圖 3 b），共有 3 個個案。在此情形下，西南氣流沒有伸入本省西部及西南部北部甚或是東部，所以其降水量均在 25mm 以下，但是本省東北部山區却因正位於颱風接近前之東北風及短暫西北風之迎風面上，因此會出現局部性之豪雨，同時中央山脈西麓也會出現 350mm 左右的雨量。

因此今後若是預測颱風具有第一類路徑時尚需考慮：

1. 該颱風是否會超過東經 122 度以西？
2. 該颱風若不超過，則是否通過石垣島與本省之間？颱風中心若在石垣島以東即向北或東北移動，則本省似不會受其影響。

##### 第 2 類：

共收集了 24 個個案 (表 3)，其大致的降雨分佈範圍較第一類為廣，雨量也較多，亦可分為 A、B 兩型：

A 型：即超過東經 122 度向西移動者（2 A，圖 3 b），共有 21 個個案，其降雨分佈型態大致有下列幾個共同點：

1. 全省各地最易出現 150~300mm 的降雨量。
2. 中央山脈西麓仍會出現 300~500mm 以上的降雨量，這與第一類近似。
3. 颱風沒有登陸而由北部近海通過時，花蓮以南的中央山脈東麓，降雨量低於 50mm。
4. 登陸點以北地區的東部及北部也出現了 300~500mm 的總雨量，這與第一類不同。
5. 登陸點以南的東部因位在背風面，大部份地區雨量較小。

表 二 通過臺灣北部彭佳嶼以北海面的13個颱風個案 (第1類)

Table 2. Cases of typhoons which passed over the north of Pengchiayi. (type 1)







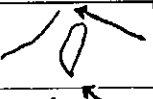





































































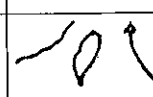






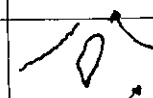






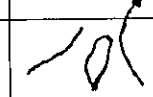






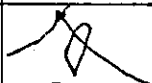













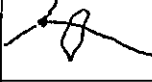









































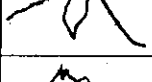






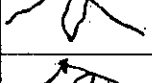






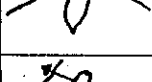













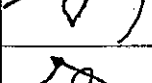













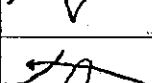






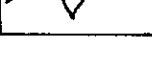
颱風名稱 路徑分類 個案編號	發生 時間	平均 強度 MB	暴風 半徑 KM	平均 移速 KTS	> 150 mm	> 300 mm	> 500 mm	> 800 mm	> 1000 mm	> 1500 mm	示意路徑
GILDA 1A (1)	1952 0716 0720	984	400	15							
NINA 1A (2)	1953 0815 0818	950	450	20							
WANDA 1A (3)	1956 0730 0803	920	550	20							
GRACE 1A (4)	1958 0902 0905	920	250	23							
BILLIE 1A (5)	1959 0714 0718	970	250	23							
TESS 1A (6)	1966 0814 0818	970	200	15							
CORA 1A (7)	1966 0903 0908	930	200	10							
IRVING 1A (8)	1979 0814 0816	955	300	20							
JUDY 1A (9)	1979 0822 0824	950	300	20							
AGNESS 1A (10)	1981 0830 0901	950	300	20							
HOLLY 1B (11)	1984 0818 0819	975	300	20							
JEFF 1B (12)	1985 0729 0730	985	250	10							
BRANDA 1B (13)	1985 1003 1005	960	300	25							

























































表 三 通過本省北部及北部近海的24個颱風個案 (第2類)

Table 3. Cases of typhoons which passed through northern Taiwan or over the vicinity of northern waters. (type 2)

颱風名稱 路徑分類 個案編號	發生 時間	平均 強度 MB	暴風 半徑 KM	平均 移速 KTS	> 150 mm	> 300 mm	> 500 mm	> 800 mm	> 1000 mm	> 1500 mm	示意路徑
KIT 2A (1)	1953 0703 0705	910	400	25							
DINAH 2A (2)	1956 0902 0905	970	400	23							
FREDA 2A (3)	1956 0915 0920	990	200	10							
SHIRLEY 2A (4)	1960 0729 0803	960	300	20							
TRIX 2A (5)	1960 6806 0810	960	200	25							
OPOL 2A (6)	1962 0803 0807	910	450	20							
AMY 2A (7)	1962 0901 0907	940	400	25							
WENDY 2A (8)	1963 0714 0719	930	400	20							
GLORIA 2A (9)	1963 0908 0913	925	500	10							
MARY 2A (10)	1965 0817 0820	965	350	15							
BETTY 2A (11)	1969 0807 0809	968	200	30							
ELSIE 2A (12)	1969 0925 0928	930	350	25							
FRAN 2A (13)	1970 0906 0908	980	200	15							
BESS 2A (14)	1971 0921 0924	920	250	25							
BETTY 2A (15)	1972 0816 0818	925	400	15							
BILLIE 2A (16)	1976 0810 0812	990	150	25							



(第2類續)  
(continued)

颱風名稱 路徑分類 個案編號	發生 時間	平均 強度 MB	暴風 半徑 KM	平均 移速 KTS	> 150 mm	> 300 mm	> 500 mm	> 800 mm	> 1000 mm	> 1500 mm	示意路徑
VELA 2A (17)	1977 0729 0801	930	300	18							
NORRIS 2A (18)	1980 0826 0829	950	200	20							
MAURY 2A (19)	1981 0719 0720	987	200	25							
FREDA 2A (20)	1984 0806 0808	988	80	40							
NELSON 2A (21)	1985 0822 0824	965	300	18							
JEAN 2B (22)	1974 0718 0720	996	80	20							
JUNE 2B (23)	1981 0620 0621	965	300	15							
ALEX 2B (24)	1984 0702 0704	980	150	25							

6. 颱風越過北部山脈或基隆近海後，中央山脈西麓的迎風面開始下豪雨，如圖 4 所示。其後颱風進入大陸的速度愈慢，則雨勢愈大，時間愈長，部份地區降水量可超過 800mm 至 1,000mm，一般而言最大雨量也可高達 500mm 至 800mm。

7. 相反的，在颱風越過北部山脈或基隆近海後，本省東部之背風面由於受到中央山脈之阻擋，呈現無降水現象。

個案 11 及 20 的 Betty (1969) 及 Freda (1984) 分別具有 30 及 40 KTS 的移動速度，使得降雨量較同類型個案小很多。

B 型：為短暫登陸本省東北角，通過東經 122 度後，迅速向北或北北東進行並退到東經 122 度以東者 (2B, 圖 3b)，共有 3 個個案。此型與第 1 類 B 型相似，分佈廣、雨量小是其共同的特徵，惟因與本省的距離不同，因此降雨分佈也略有差異。其中 Jean (1974) 因勢力不強，暴風半徑也僅有 80 km，中心氣壓為 996 毫巴，且移動速度快，影響了降雨範圍及降雨時數，因此只在桃園沿海地區 (150mm) 及宜蘭西北部山區 (200mm) 產生局部性豪雨，其他地區都低於 25mm，尤其是東南部及西南部地區則無降水現象。所以由此分析可發現颱風移動之快慢可對降雨產生很大的影響。

### 第 3 類：

共收集了 15 個個案 (表 4)，彼此間的降雨情況極為相似，茲將其特性敘述如下：

1. 該類颱風由本省東部海面向西或西北移動，首先在東部的花蓮與臺東間登陸，而後由於受到中央山脈的阻擋，登陸點以北的西麓地區，即成為經過潮濕海面並帶來豐沛水汽之東南風，東南及東北風的匯集區，在受到中央山脈地形強迫攀升作用後，其降水量均超過 300mm~500mm。
2. 在登陸點以南的地區，因位在背風面而僅有 50mm 以下的雨量。
3. 在通過中央山脈以後，雖然颱風的勢力減弱很多，但是由於副中心的形成，而使得迎風面發生在該副中心以南地區，來自南海的潮濕西南氣流，造成本省西南山區開始有豪雨的出現，其雨量也在 300mm~500mm 左右，如圖 5、6。

### 第 4 類：

共收集了 20 個個案 (表 5)，其中除了個案 8 及 11 外均為直接通過本省南部陸地或巴士海峽北部，後向西或西北進行的颱風，茲將其特性敘述如下：

1. 本省西北部均無豪雨的產生。
2. 颱風通過本省南部及恒春南方近海之前，受偏東風的影響，本省東部除了蘇澳以北地區為小雨外，其他地區為主要的豪雨區，幾乎都達到 500mm 至 800mm。但是在中心通過恒春後，降雨即急劇減少或停止。如圖 7。至於本省西南部地區，則須視颱風通過以後的進行方向而定。
3. 繼續向西或西北西移動，因中心過於偏南，西南氣流難以伸入本省，所以西南部地區的雨量亦極為有限，約在 25mm 以下；但是
4. 若其進行方向偏西北或北北西時，因颱風中心偏高而引入西南氣流，如圖 8、9 本省西南部遂成為迎風面，大致上有 300mm 左右的雨量分佈，這與第 3 類略為近似。
5. 一般而言，強度較強，半徑較大者，如個案 13 及 17 都有較大的降雨量，但是仍受到移動速度快慢的影響，如個案 1、2 及 3、15。

另外的個案 8 及 11，為通過巴士海峽北部時，在該處打了一次大迴路 (loop) 後，回頭在高雄附近登陸者，其降雨型態略有不同。其中 Kate 在第一次登陸並迅速出海後再由花蓮附近登陸，最後才在新竹附近出海，所以本省除了桃園及蘇澳以北地區外，各地平均有 300mm 左右的降雨量，而西南部山區則下了約 500~800mm，尤其在臺東至大武地區更出現了 1,000mm 左右的豪雨。Nadine (1968) 在由高雄登陸後一直向北走，所以本省西南部受到西南氣流伸入的影響，雨量平均達 300mm；而東部地區首先受偏東北風，後受東南風的影響，降雨不停，累積雨量約 500mm~800mm，尤其在蘭陽山區竟高達 1,200~1,300mm。

由以上的例子來看，似乎除了移動速度外，颱風的強度與降雨量的多寡也有很密切的關係。

### 第 5 類：

共收集了 22 個個案 (表 6)，本類型最明顯的降雨特徵是：

1. 當颱風通過巴士海峽南部前，在西部背風面上的各地總雨量均未超過 25mm。
2. 而本省東部的迎風面上則可能出現 500~800

表 四 通過本省中部的15個颱風個案 (第3類)

Table 4. Cases of typhoons which passed through central Taiwan. (type 3)







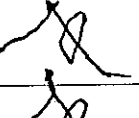






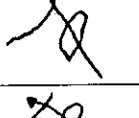






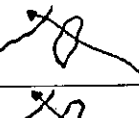






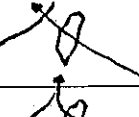






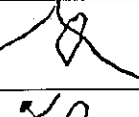






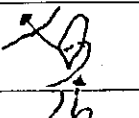






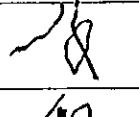






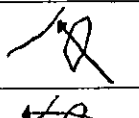






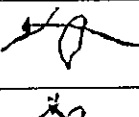






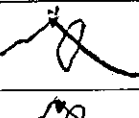






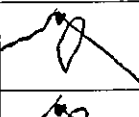






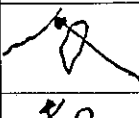






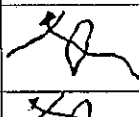






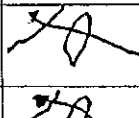






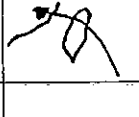
















































































































颱風名稱 路徑分類 個案編號	發生 時間	平均 強度 MB	暴風 半徑 KM	平均 移速 KTS	> 150 mm	> 300 mm	> 500 mm	> 800 mm	> 1000 mm	> 1500 mm	示意路徑
PHYLLIS 3 (1)	1953 0820 0822	980	250	30							
IRIS 3 (2)	1955 0823 0825	985	200	24							
WINNIE 3 (3)	1958 0714 0718	940	300	25							
JOAN 3 (4)	1959 0829 0901	890	650	23							
LOUISE 3 (5)	1959 0901 0906	980	300	25							
ELAINE 3 (6)	1960 0820 0825	990	100	15							
BETTY 3 (7)	1961 0524 0528	945	250	25							
JUNE 3 (8)	1961 0804 0809	950	250	15							
PAMELA 3 (9)	1961 0911 0913	930	300	30							
CLARA 3 (10)	1967 0826 0831	960	250	20							
NORA 3 (11)	1967 1115 1119	980	150	28							
GILDA 3 (12)	1971 0916 0920	890	800	15							
AGNES 3 (13)	1975 0802 0804	980	300	12							
NINA 3 (14)	1975 0802 0804	900	250	28							
DELLA 3 (15)	1978 0812 0814	985	150	30							

表 五 通過本省南部及南部近海的20個颱風個案 (第4類)

Table 5. Cases of typhoons which passed through southern Taiwan or over the vicinity of southern waters. (type 4)

颱風名稱 路徑分類 個案編號	發生 時間	平均 強度 MB	暴風 半徑 KM	平均 移速 KTS	> 150 mm	> 300 mm	> 500 mm	> 800 mm	> 1000 mm	> 1500 mm	示意路徑
MARY 4 (1)	1952 0831 0903	990	400	30							
BESS 4 (2)	1952 1112 1115	940	400	30							
DELLA 4 (3)	1952 1123 1128	990	150	15							
RITA 4 (4)	1953 0829 0903	960	300	25							
GILDA 4 (5)	1956 0922 0924	965	300	15							
LORNA 4 (6)	1961 0823 0827	960	250	20							
SALLY 4 (7)	1961 0926 0930	980	300	28							
KATE 4 (8)	1962 0717 0724	970	150	15							
DINAH 4 (9)	1962 1001 1004	955	400	20							
HARRIET 4 (10)	1965 0724 0727	975	300	30							
NADINE 4 (11)	1968 0722 0729	970	300	15							
NADINE 4 (12)	1971 0724 0727	925	400	12							
NORA 4 (13)	1973 1008 1011	975	400	15							
BETTY 4 (14)	1975 0922 0924	950	250	20							
ROSE 4 (15)	1978 0623 0625	993	150	25							
PERCY 4 (16)	1980 0917 0920	950	250	18							

(第4類續)  
(continued)

颱風名稱 路徑分類 個案編號	發生 時間	平均 強度 MB	暴風 半徑 KM	平均 移速 KTS	> 150 mm	> 300 mm	> 500 mm	> 800 mm	> 1000 mm	> 1500 mm	示意路徑
ANDY 4 (17)	1982 0728 0731	915	300	22							
DOT 4 (18)	1982 0814 0816	986	250	20							
WYNNE 4 (19)	1984 0623 0625	982	250	23							
GERALD 4 (20)	1984 0813 0817	980	250	20							

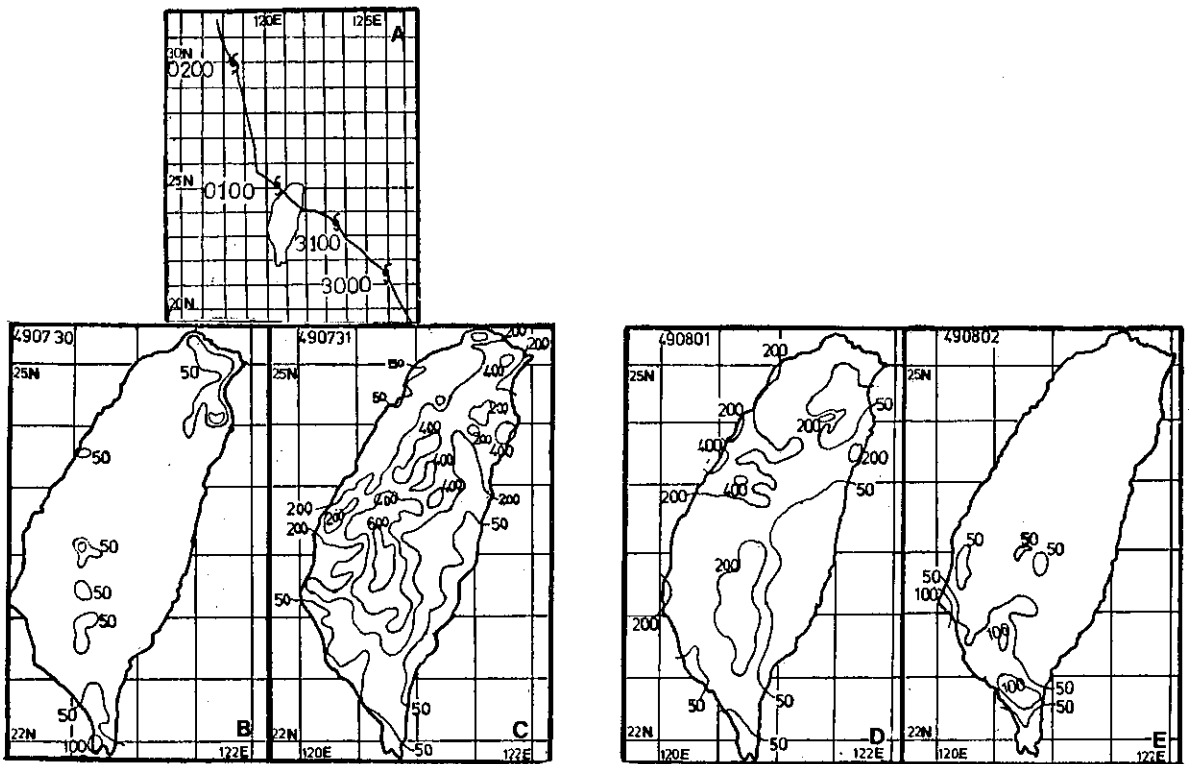


圖 4 地形與降雨量分佈的實例 (民國49年 SHIRLEY 颱風日雨量圖)

(a)路徑圖 (b)7月30日 (c)7月31日 (d)8月1日 (e)8月2日

Fig. 4 The example of the relationship between topography and rainfall distribution (Typhoon Shirley's daily rainfall amount map in 1960)  
(a) best track (b) 30 JUL. (c) 31 JUL. (d) 1 AUG. (e) 2 AUG.

mm的雨量，甚至可以在每年9月至11月間，因為受到東北季風及颱風的雙重影響，在北部地區、蘭陽地區及東部地區造成800~1,000mm的豪雨，像個案4、5、6、8、9、12、18的情形所示。尤其是個案8及12更加上鋒面的第三重影響，出現了超過1,000mm的雨量。

- 3.反之，同樣路徑的個案7、11、13、17、19、20都沒有受到東北季風的影響，且由於本身強度較弱，因此其雨量均在150~300mm以下，由此可知綜觀尺度系統的伴隨將足以改變颱風的整個降雨型態。

Elaine (1968) 在通過巴士海峽南部後，進入臺灣海峽南部而引起西南氣流，造成西部及西南部地區有150~300mm的雨量出現。Amy (1977) 由於在通過巴士海峽南部後，轉向北方且移速較快，除了在太平山區有500mm的雨量外，迎風面上的雨量不大，但在其登陸臺南附近後沿着中央山脈北進，強度減弱卻不斷引進西南氣流，在西部地區下了500mm左右的豪雨。

#### 第6類：

共收集了5個個案（表7），其降雨情形如下：

- 1.東部地區因受颱風進入臺灣海峽以前之偏東風或東南風的影響，迎風面上約有300~500mm的雨量出現。

- 2.西部地區的情形則有兩種：

(1)像Patty及Wilda兩個颱風，因西南氣流沒有侵入，因此只下了25mm以下的雨量。

(2)像T.D., Mary及Lucy三個颱風因受西南氣流侵入的影響，西南部則下了300mm左右之豪雨，尤其是Mary颱風，在阿里山地區造成600mm之多的雨量。

#### 第7類：

共收集了17個個案（表8），由於此類颱風的降雨型態，較前述六種類型為複雜，在此以降雨地區分成三類敘述如后：

- 1.在本省北部及東北部發生豪雨而其他地區均在25mm以下者，有個案1、2、12、13等四個颱風，其移動路徑均是在本省東南方海面上，以拋物線軌跡由西北轉向東北並快速遠離本省，其中個案1及12因比其他兩個

略為接近本省些，所以雨量較大，例如在大屯山區下了900mm左右之豪雨，而另外兩個個案在相同地區只下了150mm至300mm。

- 2.在北部、東部及東南發生較大雨量者，有個案5、6、7、8、9、10、11、14、15等九個颱風，其路徑均是由恒春附近向北或東北移動，大致上雨量不超過500mm，而西部地區之雨量則普遍地在25mm以下。

- 3.降雨發生在西部地區者，有個案3、4、16、17等四個颱風，彼此路徑不太一致，但是與本類其他的颱風比較，可以發現它們都是發生在6月及8月間，其中心多半位在東部海面，因太平洋高氣壓較強，而延伸進入南海，使得西南風容易進入臺灣西南部地區，為該處帶來300mm至500mm之雨量；而東部地區的雨量，大致而言少則於25mm。

#### 第8類：

共收集了3個特殊個案（表9），在此分別予以敘述如下：





















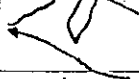













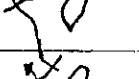






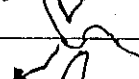













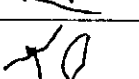




















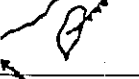




















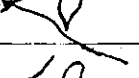






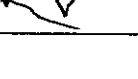







- 1.1959年之TD，中心氣壓990毫巴，在南海發生後以時速27公里向東北方移動，在臺南以北附近登陸後，並橫越本省自花蓮附近出海。雖然其強度不強，速度又快，却意外的為本省帶來驚人雨量，例如西部地區多超過800mm，阿里山以南地區甚至出現1500mm以上的豪雨，造成本省有史以來著名的“八七水災”。根據當時的氣象資料顯示西南風速高達30 kts以上，如圖10、11，顯然提供了豐沛的水汽。

- 2.Judy 雖與1959年之TD有部份路徑相似，但却由於時速高達35公里，降雨時數較TD為短，因此降雨量較TD相差很多，然而仍在大武地區出現400mm的雨量。

- 3.1977年的Thelma係早先在菲律賓東方海面發生，經過呂宋島北方近海後轉向北方移動，由高雄直接登陸的颱風，由於其路徑的怪異也使得高雄地區承受莫大的災害。在雨量方面，高雄及屏東縣等均下了900mm左右的豪雨，而強風更造成了高雄港內的重大損失，可惜的是由於該類怪異路徑的個案太少，無法找出其共同的特徵。

表 六 通過巴士海峽的22個颱風個案 (第5類)

Table 6. Cases of typhoons which passed through Bashi Channel. (type 5)

颱風名稱 路徑分類 個案編號	發生 時間	平均 強度 MB	暴風 半徑 KM	平均 移速 KTS	> 150 mm	> 300 mm	> 500 mm	> 800 mm	> 1000 mm	> 1500 mm	示意路徑
OSSIA 5 (1)	1951 1001 1005	970	400	15							
T.D. 5 (2)	1951 0812 0816	1000	***	10							
IDA 5 (3)	1954 0827 0829	890	500	28							
PAMELA 5 (4)	1954 1104 1107	935	400	28							
RUBY 5 (5)	1954 1109 1112	950	400	13							
CARMEN 5 (6)	1957 0910 0916	960	400	10							
IRIS 5 (7)	1959 0820 0825	980	80	13							
CARLA 5 (8)	1967 1015 1019	965	300	15							
ELAINE 5 (9)	1968 0927 1002	955	300	10							
VIOLA 5 (10)	1969 0725 0729	910	300	20							
LUCY 5 (11)	1971 0719 0722	955	200	20							
BESS 5 (12)	1974 1009 1013	970	300	17							
ELSIE 5 (13)	1975 1013 1014	940	150	20							
AMY 5 (14)	1977 0819 0823	985	200	30							
GORDON 5 (15)	1979 0726 0730	980	150	25							
HOPE 5 (16)	1979 0801 0805	940	400	20							

(第5類續)  
(continued)

颱風名稱 路徑分類 個案編號	發生 時間	平均 強度 MB	暴風 半徑 KM	平均 移速 KTS	> 150 mm	> 300 mm	> 500 mm	> 800 mm	> 1000 mm	> 1500 mm	示意路徑
IDA 5 (17)	1980 0710 0712	980	80	18							
CLERA 5 (18)	1981 0920 0922	960	400	13							
WAYNE 5 (19)	1983 0725 0726	920	200	28							
ELLEN 5 (T.D.) (20)	1983 0907 0908	***	***	10							
JUNE 5 (21)	1984 0828 0831	980	150	15							
HAL 5 (22)	1985 0622 0623	960	250	18							

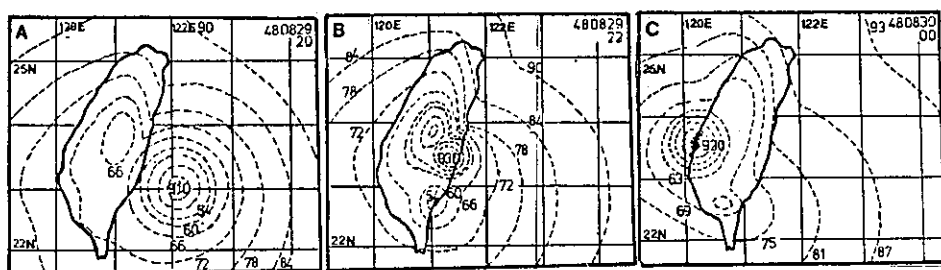


圖 5 颱風中心過山後形成副中心之實例 (民國48年8月 JOAN 颱風的位置圖)  
(a)29日20L (b)29日22L (c)30日00L

Fig. 5 The example of formation of second circulation center after typhoon crossed over the mountain range (Typhoon Joan, 1959)  
(a) 2000L, 29 AUG. (b) 2200L, 29 AUG. (c) 0000L, 30 AUG.

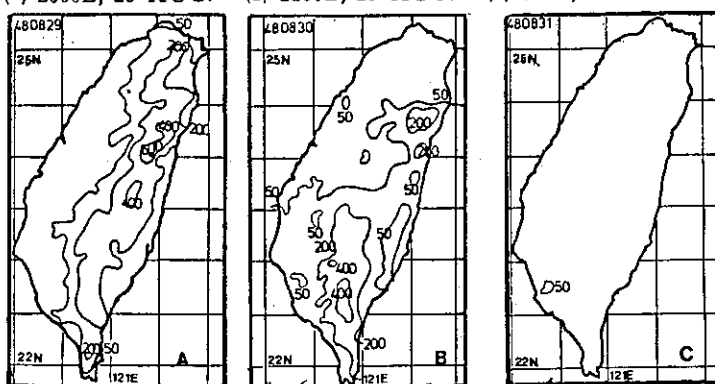


圖 6 與圖5同一個案的日雨量圖

(a) 8月29日 (b) 8月30日 (c) 8月31日

Fig. 6 The daily rainfall amount map for the same case as Fig. 5  
(a) 29 AUG. (b) 30 AUG. (c) 31 AUG.



表 七 通過臺灣海峽向北移動的5個颱風個案 (第6類)

Table 7. Cases of typhoons which passed through Taiwan Strait and then moved northward. (type 6)

颱風名稱 路徑分類 個案編號	發生 時間	平均 強度 MB	暴風 半徑 KM	平均 移速 KTS	> 150 mm	> 300 mm	> 500 mm	> 800 mm	> 1000 mm	> 1500 mm	示意路徑
T.D. 6 (1)	1950 0606 0609	***	***	10							
PATTY 6 (2)	1951 0925 0928	980	200	13							
MARY 6 (3)	1960 0604 0611	980	200	26							
WILDA 6 (4)	1973 0701 0704	985	150	22							
LUCY 6 (5)	1974 0809 0811	994	80	20							

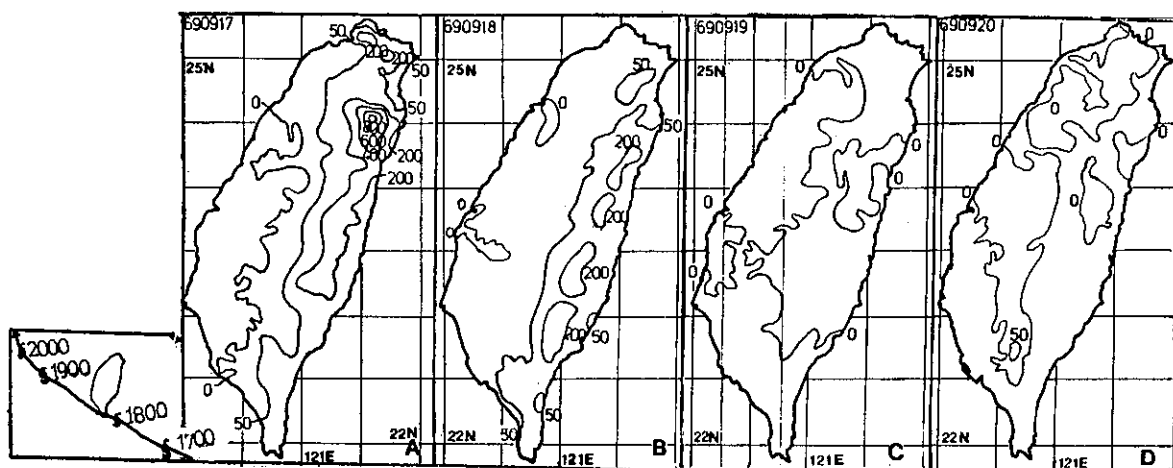


圖 7 颱風通過恆春後，繼續西行，引進降雨急劇減少的實例 (民國69年 PERCY 颱風的日雨量圖)  
(a) 9月17日 (b) 9月18日 (c) 9月19日 (d) 9月20日

Fig. 7 The example of rapid decrease of rainfall amount for continuously westward typhoon after it passed Hengchun. (Typhoon Percy's daily rainfall amount map in 1980)  
(a) 17 SEP. (b) 18 SEP. (c) 19 SEP. (d) 20 SEP.

表 八 通過本省東部及其近海北上的17個颱風個案 (第7類)

Table 8. Cases of typhoons which moved northward after passing over eastern Taiwan or the vicinity of eastern waters. (type 7)
























































































































颱風名稱 路徑分類 個案編號	發生 時間	平均 強度 MB	暴風 半徑 KM	平均 移速 KTS	> 150 mm	> 300 mm	> 500 mm	> 800 mm	> 1000 mm	> 1500 mm	示意路徑
CLARA 7 (1)	1950 1107 1112	950	500	18							
RUTH 7 (2)	1951 1011 1015	925	500	18							
DINAH 7 (3)	1952 0621 0623	970	300	10							
JUDY 7 (4)	1953 0605 0609	990	200	18							
THELMA 7 (5)	1956 0420 0425	990	250	20							
VIRGINIA 7 (6)	1957 0624 0627	980	350	16							
FREDA 7 (7)	1959 1117 1120	990	200	25							
DINAH 7 (8)	1965 0616 0620	950	100	20							
ELSIE 7 (9)	1966 0914 0918	966	250	20							
FLOSSIE 7 (10)	1969 0930 1004	970	200	10							
WENDY 7 (11)	1974 0926 0929	985	80	15							
ORA 7 (12)	1978 1012 1015	965	250	12							
BETTY 7 (13)	1980 1105 1108	930	400	22							
IKE 7 (14)	1981 0612 0614	965	300	32							
IRMA 7 (15)	1981 1126 1127	995	150	25							
CECIL 7 (16)	1982 0807 0811	980	300	8							
FAYE 7 (17)	1982 0826 0828	990	100	25							

表 九 直接登陸本省西南部向東北移動的 3 個颱風個案 (第 8 類)

Table 9 Cases of typhoons which landed at southwestern Taiwan and then moved northeastward. (type 8)

颱風名稱 路徑分類 個案編號	發生 時間	平均 強度 MB	暴風 半徑 KM	平均 移速 KTS	> 150 mm	> 300 mm	> 500 mm	> 800 mm	> 1000 mm	> 1500 mm	示意路徑
T.D. 8 (1)	1959 0807 0709	990	***	27							
JUDY 8 (2)	1966 0528 0601	980	300	35							
THELMA 8 (3)	1977 0724 0726	960	300	15							

第 1 類至第 8 類總計 119 個颱風，若將第 1 與第 2 類歸納為甲類，則其中有 37 個個案；第 4 與第 5 類歸納為乙類，則共有 42 個個案，合計甲、乙類共佔全體資料的 66%，而以降雨地區來說大致可以發現甲類多分佈在本省西部，乙類則多分佈在本省東部，可見颱風降雨的分佈受中央山脈地形及氣流方向的影響甚大。

#### 四、個案檢驗

為了證明本項基礎的資料分析研究有其實際的應用參考價值，因而我們選擇民國 76 年間的颱風個案來做校驗，大致上看來，相當的配合，本文中特以 76 年 10 月間的琳恩颱風做說明。琳恩颱風基本上是屬於第五類路徑的個案從表 6 中不難發現它與 56 年 10 月的 CARLA，無論在發生時間、路徑、強度及環境上都極為相似，如圖 12 及 13，兩者都伴隨有一地面鋒面在本省附近，同時在 850 mb 及 700 mb 上的天氣型態也極為相似，因此造成其降雨的分佈型態也幾乎完全一致如圖 14、15。例如在北部地區的二個及東部的數個降雨極大值中心，除其強度相當近似外，尤其是發生的位置幾乎吻合，確實令人感到欣慰。然而必須強調一點的是，顯然如此近似的個案，或許不易發生，但是至少由此我們可以相信，這種基礎性的資料分析研究，仍是值得吾人去做的。

#### 五、結 論

本研究收集 1950 至 1985 年間侵襲本省及附近海域的 119 個颱風個案，分類為八種不同路徑，再加以分析後，可以獲致下列幾點初步的結論：

(一)各種路徑的颱風，基本上有其特定的降雨分佈特性。

(二)相同路徑的颱風，其降雨分佈型態與雨量多寡，會受到下列因素的影響而產生差異：

(1)颱風的強度：一般而言，強度（中心氣壓、暴風半徑、最大風速）較強者，具較大的降雨量。

(2)颱風的移動速度：在此係指經過本省附近海面及登陸前後時的速度，由分析結果來看，在相同路徑下颱風前進方向的前方，若有氣壓槽或鋒面存在時，移動速度較快，颱風完全通過本省的時間減短，造成降雨時間縮短，因而降雨量隨之減小，而若受高氣壓阻擋時，會造成颱風停留的時間加長，因而降雨量隨之增加。

(3)季節性的綜觀天氣型態：降雨量的多寡顯然與季節有密切的關係，例如在冬季或春秋遇到強烈高氣壓南下或是氣壓分佈呈北高南低的型態時，降雨的分佈將因受颱風與東北季風雙重的影響而侷限在中央山脈東麓迎風面上，則像本省北部、東北部及東部地區的

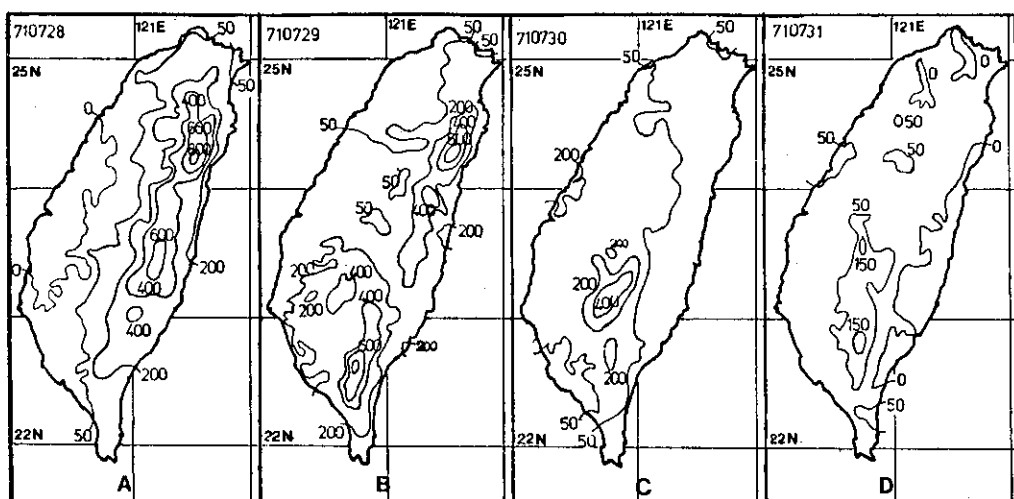


圖 8 颱風通過恒春後，偏西北向移動，本省西南部出現大雨的實例  
(民國71年 ANDY 颱風的日雨量圖)

(a) 7月28日 (b) 7月29日 (c) 7月30日 (d) 7月31日

Fig. 8 The example of the occurrence of heavy rainfall in southwestern Taiwan when the northwestward typhoon passed Hengchun. (Typhoon Andy's daily rainfall amount map in 1982)

(a) 28 JUL. (b) 29 JUL. (c) 30 JUL. (d) 31 JUL.

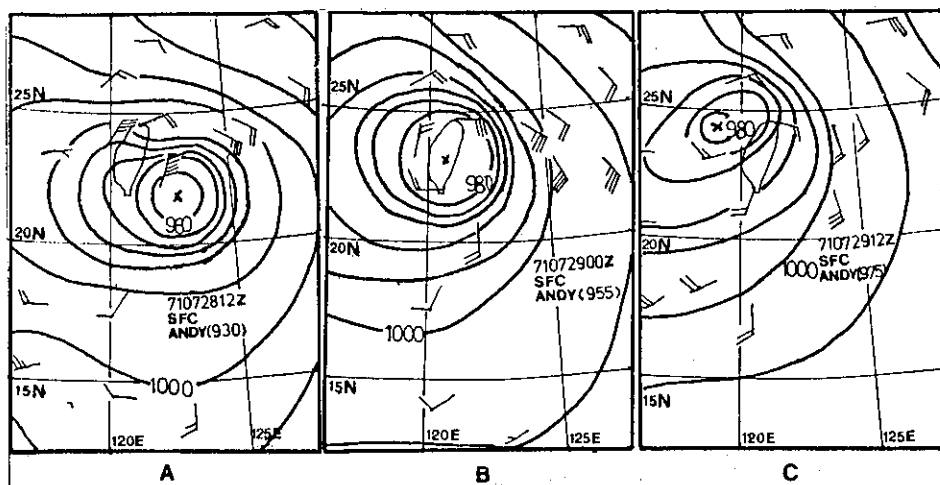


圖 9 與圖 8 同一個案的12小時地面圖

(a) 28日12Z (b) 29日00Z (c) 29日12Z

Fig. 9 The 12 hours interval surface map for the same case as Fig. 8

(a) 1200Z, 28 JUL. (b) 0000Z, 29 JUL. (c) 1200Z, 29 JUL.

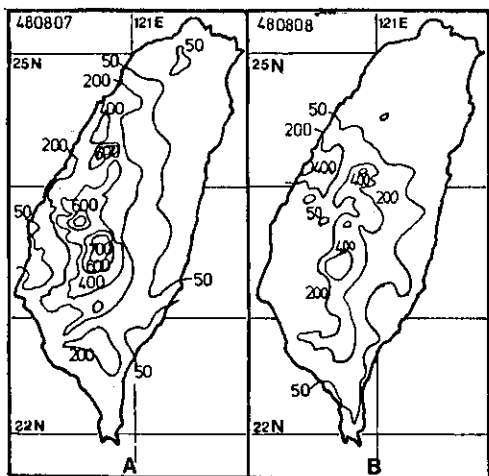


圖 10 民國48年造成“八七水災”之系統的日雨量圖  
(a) 8月7日 (b) 8月8日  
Fig. 10 The daily rainfall amount map for the flood case in 1959  
(a) 7 AUG. (b) 8 AUG.

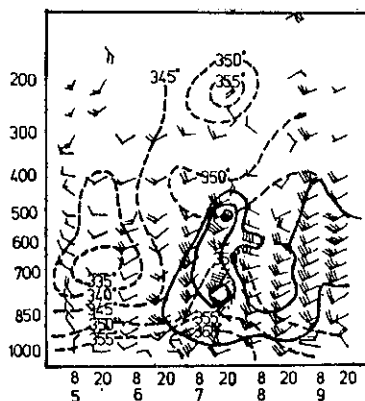


圖 11 民國48年8月5日至9日的東港探空剖面圖。  
(實線為等風速線，虛線為等相當位溫線)  
Fig. 11 The profile of sounding for Tungkuang, 5-9 AUG. 1959.  
(full line: isotachs, dash line: iso-equivalent-potential line)

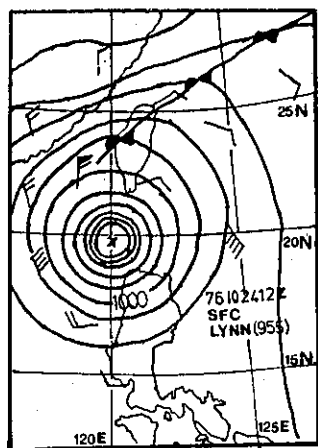


圖 12 民國76年10月24日12Z LYNN 颱風的地面天氣圖  
Fig. 12 The surface map for typhoon Lynn, 1200z, 24 OCT. 1987.

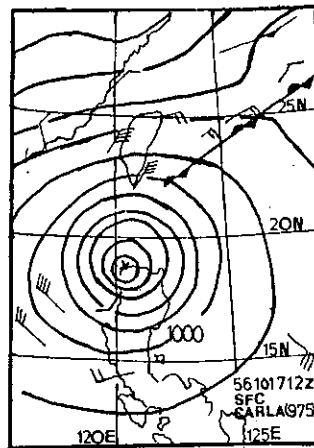


圖 13 民國56年10月17日12Z CARLY 颱風的地面天氣圖  
Fig. 13 The surface map for typhoon Carly, 1200z, 17 OCT. 1967.

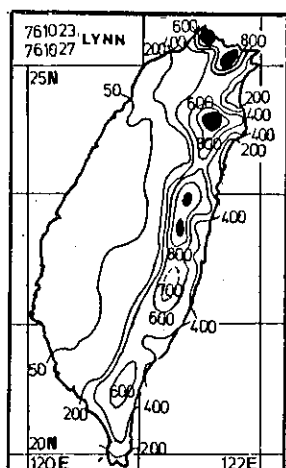


圖 14 民國76年10月23日~27日 LYNN 颱風的總雨量圖 (陰影區為雨量大於1000 mm 處)

Fig. 14 The total rainfall amount map for typhoon Lynn, 23-27 OCT. 1987.

(The shaded area shows rainfall amount larger than 1000mm)

雨量都會有增加的趨勢，然而位在西麓的背風面則呈現近似無降雨的狀態，若再有鋒面通過或停留本省附近時，則迎風面上之降雨量會因而增加的更多。

(4)西南氣流的影響：在前面的分析中我們發現，如果颱風經過北部海面後，在東經122度以東即轉向北或東北方向，西南氣流則無法引進，本省西部雨量都較為稀少；又颱風通過恒春近海後，西南部地區的降雨量分佈則須端視其是否偏北推進？若非如此，則西南氣流亦無法進入該區，反之，則西南部將易有豪雨的發生。

(5)地形的影響：由於受到本省特殊地形的影響，降雨分佈區域可分為北部（包括蘭陽地區、基隆地區及大屯山地區），東麓（包括蘇澳以南中央山脈以東）及西麓（包括桃園及石門水庫以南中央山脈以西）等三大地區。

1.北部地區則通常在颱風以較偏北（花蓮以北）路徑移動時，較易發生豪雨。

2.東麓細分為：

①迎風面：颱風中心在太平洋側，花蓮地區以南時，因偏東風（包括東北風及東南風）的出現，東麓有豪雨的發生。

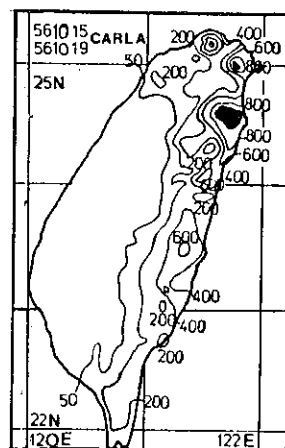


圖 15 民國86年10月15日~19日 CARLA 颱風的總雨量圖 (陰影區為雨量大於1000 mm 處)

Fig. 15 The total rainfall amount map for typhoon Carly, 23-27 OCT. 1987.

(The shaded area shows rainfall amount larger than 1000mm)

②背風雨：颱風中心在太平洋側，花蓮地區以北時，因偏西風（包括西北風及西南風）的出現，東麓下小雨或無降水。

③平行風向：風向為與中央山脈平行的偏南風（包括南南東風與南南西風）或偏北風（包括北北東風及北北西風）各地區均只下小雨或無降水。

### 3.西麓細分為

①迎風面：颱風中心（副中心）在臺灣海峽側，高雄以北時，則因西南氣流的被引入，容易造成本省西南部地區的豪雨。

②背風面：颱風中心（副中心）在臺灣海峽側，高雄以南時，由於西南氣流較難伸入本省，故雨勢不大。

③平行風向：各地區均下小雨或無降水。

④迎風面與背風面或平行風向區的日雨量相差甚大，一般而言，迎風面上的日雨量約在300mm，背風面及平行風向區的日雨量則在50mm以下或無降水。

(五)基本上，本研究分析結果，值得做為實際預報作業的參考。

## 六、致 謝

本研究承蒙吳局長宗堯、張副局長領孝的指示與支持，科技中心王技正時鼎、鄭技正俠的支援、蕭科長長庚、林小萍小姐協助提供資料及秦玉虹、石淑錦、張春燕小姐等人的協助，在此一併致謝。

## 七、參考文獻

王時鼎，1983，臺灣颱風降雨特性及其預報研究(一)，行政院國科會防災科技研究報告 72—13 號。  
王時鼎，1985，臺灣颱風降雨特性及其預報研究(二)，行政院國科會防災科技研究報告 73—47 號。  
王時鼎，1986，臺灣颱風降雨特性及其預報研究(三)

，行政院國科會防災科技研究報告 74—51 號。  
岡四四亥，徐明同，1949：氣象資料大全——颱風之部（未刊）。

徐明同，1969：臺灣地區颱風降雨分佈，臺灣省氣象局降水量預報研究報告（第一號）1—19。

徐晉淮，林雨我，1987：侵襲臺灣颱風之分析研究——雨量分佈，中央氣象局科技研究中心研究報告。

徐晉淮，羅宇振、王博義，1972：侵襲臺灣颱風之分析研究，氣象學報第18卷第4期，21—38。

中央氣象局颱風調查報告（1950~1985）。

日本氣象廳印刷天氣圖（1950~1985）。

# On the Rainfall Distribution of the Typhoons That Hit Taiwan

*Yiu-Woo Lin and Chin-Huai Hsu*

Atmospheric R&D Center, Central Weather Bureau

## ABSTRACT

By using the densely distributed daily precipitation data from 949 stations (attached to some 20 different units), we analyzed 119 typhoons that hit Taiwan from 1950 to 1985, according to eight kinds of typhoon tracks.

The results indicate that basically there are 3 main precipitation areas on the island of Taiwan and precipitation patterns may be completely different for different typhoon tracks. As a typhoon nears a mountain, its intensity speed, and the coexistence of a seasonal synoptic system may have explicitly influenced the rainfall amount. There is a large difference in rainfall amount between windward and leeward sides of the Central Mountain Range on Taiwan. The existence of moist southwest flow has a significant impact on the occurrence of heavy precipitation. Most heavy precipitation centers are located in mountain areas with elevations of about 2000-3000 meters.

In this study, we also make an evaluation on an individual case, typhoon LYNN (8720) of October 1987. The results turn out to be good enough to encourage us to apply this simple but efficient method to the routine operation.

**Key Words:** Hit Typhoon, Densely Distributed, Daily Rain-fall Amount, Total Rain-fall Amount, Precipitation Patterns, Seasonal Synoptic System, Wind-ward Side/lee-ward side, Topography, South-west Flow

# 利用單一都卜勒氣象雷達觀測亞力士颱風 之初步分析研究

李 金 萬      楊 健 生      林 國 平

飛航服務總臺氣象中心中正氣象臺

(收稿日期：77.6.22；審稿日期：77.6.27；定稿日期：77.7.16)

## 摘 要

利用都卜勒氣象雷達資料分析颱風登陸臺灣期間，前、後階段，定位颱風中心，分析結構變化，以及副低壓發展。高聳的中央山脈對登陸颱風影響至鉅，可以破壞結構，造成傾斜，以及產生副低壓；而 500mb 環流未受地形影響，並且導引地面颱風之移行。

關 鍵 詞：第二代雷達、定高度平面位置顯示圖、掃描策略、空域掃描、零值等風速線、亮帶、短時預報

## 一、前 言

亞力士颱風於民國76年7月23日1400L在西太平洋形成並往西移行，至25日1400L，颱風中心移到菲律賓東方海面約200公里，並增強為中度颱風，方向亦轉為北北西，開始對本區構成威脅。結果於27日0517L左右於宜蘭頭城附近登陸，掠過臺灣北部地區並由淡水河附近出海，繼續往臺灣海峽北部移行。當該颱風侵襲臺灣東北部及北部期間，完全落入中正機場都卜勒氣象雷達的掃描範圍，提供本區第一個完整的都卜勒氣象雷達颱風觀測資料，彌足珍貴。

都卜勒氣象雷達是目前最新的氣象雷達科技產品，在其研究發展的數十年中，證實該雷達具有偵測回波速度與可有效抑制部份非降水回波，提高回波強度偵測的精確度 (Synthe, 1980; Doviak and Zrnicek, 1984)。因此在美國 (如NEXRAD, next generation radar) 或瑞典 (如 PRO-MIS 90, program for an operational meteorological information system in the 90's

) (Dahlstorm, 1988) 皆著眼於都卜勒氣象雷達的發展與應用，並且將在短期內進入全面作業階段。都卜勒雷達預期可以成為未來氣象雷達之主導，自毋庸置疑了。

中正機場都卜勒氣象雷達，除具備傳統雷達功能外，更具有偵測徑向風速能力；本文即利用該單一都卜勒氣象雷達資料，對亞力士颱風於登陸前、後及出海階段其回波強度結構與徑向風速變化，例如颱風中心附近最大徑向風速區、平行雷達波束方向八級風 (34KT) 徑向風速半徑範圍、颱風環流、颱風中心定位、垂直結構以及副低壓等，作初步分析，俾能進一步了解颱風登陸與越過中央山脈時之路徑、結構及強度變化情形。

## 二、雷達資料蒐集與分析方法

中正機場都卜勒氣象雷達屬C波段(C-Band)雷達，可作非都卜勒及都卜勒二種掃描方式，解析度分別為2與1公里。雷達資料處理器於非都卜勒作業狀態下處理半徑240公里內資料 (雷達性能最大可達半徑480公里，但目前資料處理僅達半徑240



公里)。於彩色顯示系統上可顯示出12層定高度平面位置圖 (CAPPI)，顯示型態可分水平與任意垂直向之回波強度、風、降水、亂流、最大回波、回波頂高度及最大回波高度等，皆以顏色標尺表示其強度值。雷達詳細性能如表一，偵測亞力士颱風所採用之天線掃描仰角及轉換定高面平面顯示 (12層

CAPPI) 之高度列於表二 (或稱掃描策略)。

亞力士颱風外圍環流於7月26日1600L進入非都卜勒作業掃描範圍，雷達即開始每隔15分鐘作非都卜勒兩種掃描方式 (兩種掃描間隔為2分鐘)，並錄存資料；直至亞力士颱風主環流離開臺灣地區止共蒐集320小時，146次空域 (volumn) 掃描記

表 一 雷 達 性 能 表  
Table 1. Radar performance

Operation	Non-ddoppler	Doppler
fequency		5.61 GHz
PRF	258 Hz	988/1200 Hz
Pulse width	2 us	8.5 us
Peak power	269 KW	262 KW
Radome loss		<0.5dB
Antenna rotation rate	2,5,7 rpm	2 rpm
Antenna gain		43 dB
Antenna lobe width		0.85 deg
Antenna side lobes	-22dB Hor. plane	-28 dB Ver. plane
Antenna polarization		horizontal
Antenna elevation		-1 to 90 deg
Receiver	logarithmic	1 linear
Noise figure		5 dB
Dynamic range		>85 dB
Minimum discernible signal	-112 dBm	-114 dBm
Range coverage	480 Km	120 Km
Range resolution	2 Km	1 Km
Unambiguous velocity	...	+ -48 m/s
Ground clutter suppression	...	>34 dB
Accuracy of velocity	...	<0.3m/s at S/N=10dB <0.6m/s at S/N=0dB
Wind spread		6 classes

表 二 亞力士颱風中正機場都卜勒雷達作業掃描策略  
Table 2. CCAA doppler radar scan strategies for typhoon ALEX.

掃 瞄 狀 態	非 都 卜 勒					都 卜 勒				
仰 角 步 驟	0.5	1.0	1.5	2.5	3.5	4.5	5.0	7.5	10.0	15.0
轉 機 定 高 面 高度 (CAPPI)	0.5Km	1.5Km	2.5Km	3.5Km	4.5Km	5.5Km				
	6.5Km	7.5Km	8.5Km	9.5Km	10.5Km	11.5Km				
雷 達 轉 速	7.5 rpm					2.4 rpm				
掃 瞄 須 時	2分鐘					6分鐘				
轉 換 須 時	2分鐘					5分鐘				

錄，其中於7月27日0700L至0900L，由於雷達機械故障停機，漏失了2小時的回波資料。

中正機場都卜勒氣象雷達天線架設於機場內，因此對其東方或東南方向波作觀測時，為避免地形影響，作業上一般採用3.5公里CAPPI資料較為完整和可靠。本文希望利用回波強度配合徑向風速對颱風回波結構、颱風中心環流及副低壓等分析，並作地表波的消除。因此研究資料均採用都卜勒作業狀態者。

### 三、回波場分析

#### (一) 颱風定位與路徑

亞力士颱風侵襲臺灣北部地區階段，強度達中度颱風風力，其環流完整並有明顯颱風眼時，容易定出中心位置（見圖一）落於綠色弱回波區域內之氣旋式渦流中心；中心登陸北部地區後，受地形破壞作用以及垂直結構發生傾斜現象，雷達回波圖顯示颱風中心位置較難辨認〔見圖一(4)，一(5)〕時，另配合同時雷達風場分佈圖（見圖二）之零值等風速線（Zero isodop）和最大正、負等風速線徑向核心位置（詳見後述風場分析），即能精確定出颱風中心位置。

圖三表示用上述方法定位所得颱風路徑圖，其中大、小兩圓圈分別代表非都卜勒掃描及都卜勒掃描範圍。亞力士颱風自7月27日早上4點鐘以後，中心已進入都卜勒掃描範圍，至當天中午11點32分鐘離開該掃描區域，本文即選取此段期間作都卜勒雷達回波之分析。詳細定位、路徑以及地面最大風速與34KT暴風半徑等如表三所示，顯然颱風中心登陸後地面最大風速立即減弱（270533L），移動方向與34KT暴風半徑則在中心越過中央山脈以後（270632L）有明顯的改變（暴風半徑減小，移向偏西），當颱風中心離開陸地重移入海後暴風半徑復增大，移向亦復續北偏；至於移動速度之變化則較為複雜，概言之，海面上移速穩定，陸地上變化多，除越過中央山脈時加速外，餘皆較海面上為慢。

#### (二) 回波結構分佈

圖一和圖二回波分析亦可見亞力士颱風未登陸前其眼清晰並且略呈橢圓狀，長軸約35公里，短軸約18公里；登陸時受地形破壞而呈不規則或新月形，其後繼續被破壞而縮小其範圍，待復出海後颱風眼重新擴大轉呈圓形（類似 Mark, 1980之分析）

。垂直向分析顯示270400L時颱風眼由地面而至3.5公里呈垂直結構，而5.5公里高度（約500MB）回波顯示環流中心偏移西北方約13公里（圖四），此種現象維持至270602L以後約移至臺北盆地上空後恢復垂直發展狀態（圖四、五）。當颱風眼垂直向呈傾斜時，5.5公里高度環流中心一直為地面中心移向的指標，似乎是該颱風的主要駛流層（Steering level）。回波強度顯示，亞力士颱風環流中心附近最強回波值介於40dBz至45dBz之間，出現於5.5公里以下高度（圖六），由圖六(4)垂直剖面分佈顯示5.5公里處為明顯的亮帶（Bright band，即0°C線高度），當颱風中心位於海面時此最強對流回波約位於颱風移向之前方，而颱風環流受地形影響後，移向與對流發展即不一致，並轉為向長軸方向移動〔圖六(1)〕，此時颱風環流內對流性回波範圍縮小並減弱，層狀回波則增加〔見圖六(2)〕，臺北南南西方部分地區性對流發展乃受地形抬升影響的結果（配合風場分析可證明）。

表三 亞力士颱風中正國際機場都卜勒氣象雷達定位表

Table 3. Eye-fixed positions of typhoon ALEX observed by CCAA doppler radar

日期	時間	中	置	地面最大風速	34KT暴風半徑	移動方向	移動速度
日	時：L	緯度	經度	(KT)	(KN)	度數	(哩/時)
27	0432	24.6	122.0	92	45-50	320	18
27	0502	24.7	121.9	88	45-50	320	16
27	0533	24.0	121.8	71	45-50	330	11
27	0602	24.9	121.7	71	45-50	340	18
27	0632	25.1	121.6	67	35-40	310	24
27	0647	25.2	121.5	65	36-40	310	15
27	0932	25.4	121.3	70	45-50		
27	1004	25.6	121.2	76	50-55	350	15
27	1032	25.0	121.2	78	50-55	350	16
27	1102	25.9	121.1	76	55-60	350	16
27	1132	26.0	121.1	76	55-60	350	14

【註】本表值列都卜勒掃描範圍內之資料

### 四、風場分析

#### (一) 颱風環流

颱風環流係屬於渦旋風場，由都卜勒氣象雷達觀測理想颱風風場結構為形成二個正、負等風速線

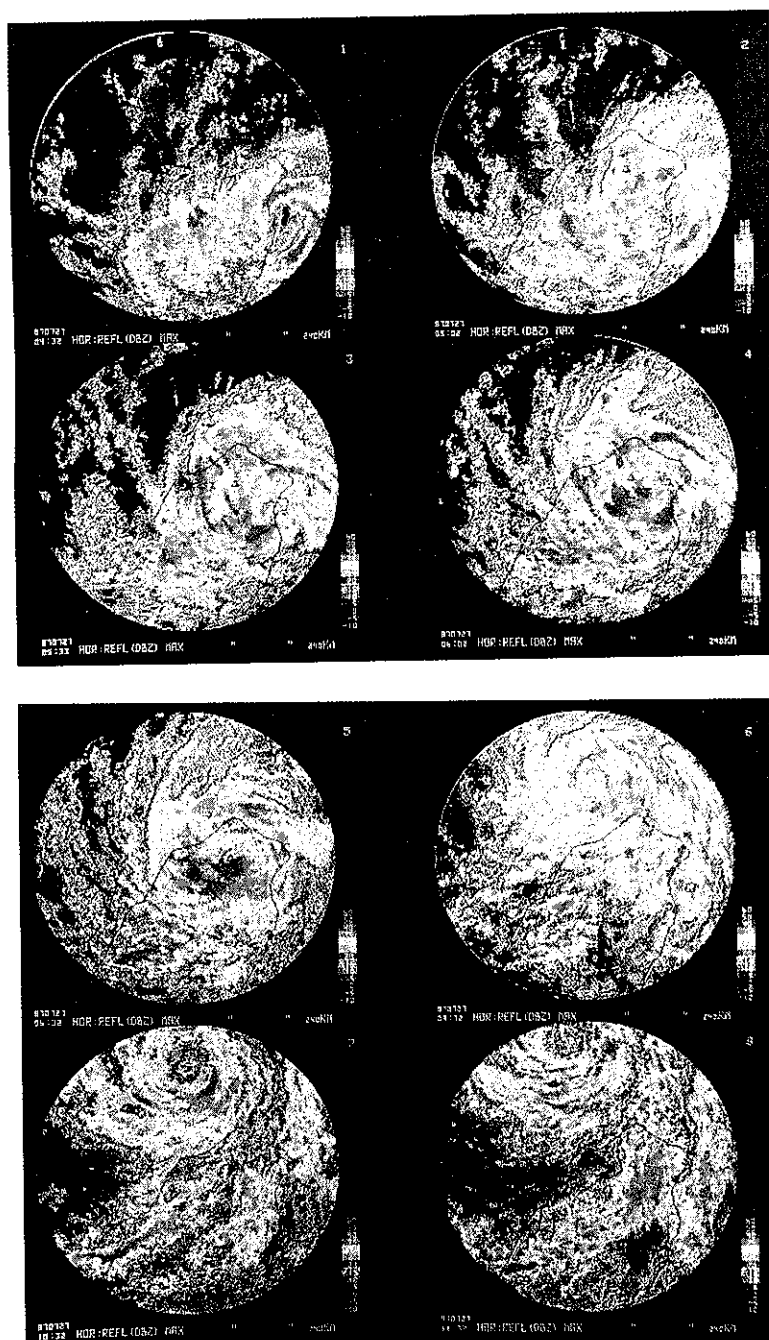


圖 一 1987 年 7 月 27 日都卜勒作業狀態水平最大回波強度圖，單位為 DBZ，(1) 0432L，  
 (2) 0502L，(3) 0533L，(4) 0602L，(5) 0632L，(6) 0932L，(7) 1032L，(8) 1132L。  
 Fig. 1. The distribution of maximum horizontal reflectivity (DBZ) In  
 doppler mode on July 27, 1987. (1) 0432L (2) 0502L (3) 0533L (4)  
 0602L (5) 0632L (6) 0932L (7) 1032L (8) 1132L

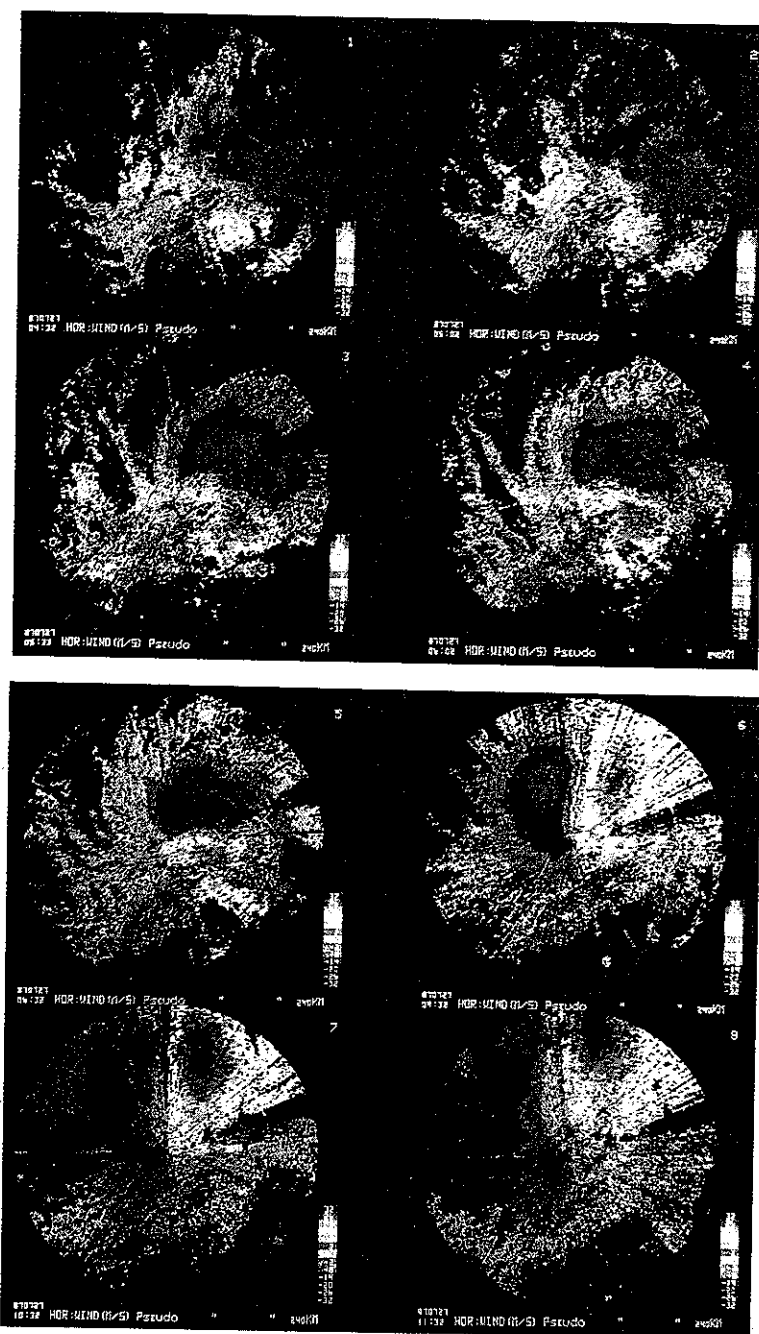


圖 二 1987年7月27日都卜勒作業狀態588公尺 (Pseudo) 高度水平風場分佈，單位為米／秒，(1) 0432L，(2) 0582L，(3) 0533L，(4) 0682L，(5) 0632L，(6) 0932L，(7) 1632L，(8) 1132L。

Fig. 2. The distribution of horizontal mind fields (m/s) at altitudes 500M in doppler mode on July 27, 1987. (1) 0432L (2) 0502L (3) 0533L (4) 0602L (5) 0632L (6) 0932L (7) 1032L (8) 1132L

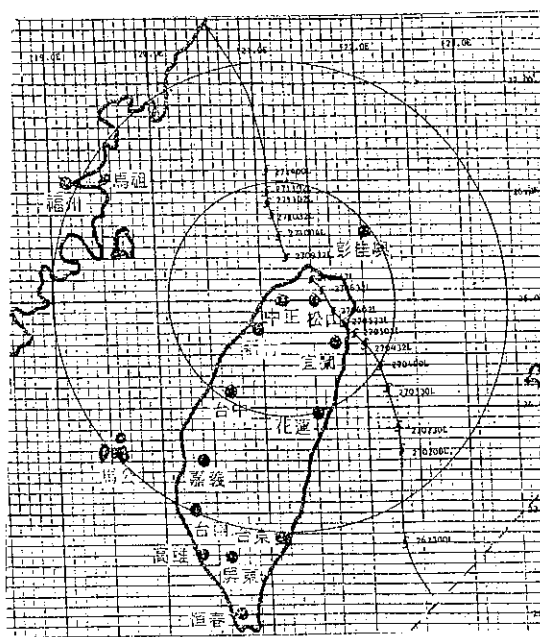
(Isodop) 之半圓形狀，二者間並以與雷達徑向平行的零值等風速線分隔，颱風中心即位於此分隔線上如圖七表示模擬標準都卜勒氣象雷達觀測之渦旋風場 (Brown & Wood, 1982 ; 陳和曾, 1987) 分佈，比較圖二所觀測到亞力士颱風 500 公尺高度風場分佈，顯示以藍色為主之冷色系 (表示吹向雷達徑向風速) 之負的等風速線區與紅色為主之暖色系 (表示吹離雷達徑向風速) 之正的等風速線區的二個半圓，中間以白色之零值等風速線隔離 (表示垂直雷達波束之風向)。雖然雷達徑向風速無法充分代表實際風速，但若風向與雷達波束方向平行則雷達所測得最大徑向風速即為實際最大風速 (Aoyagi, 1983) ; 颱風具有旋轉式移動之渦旋風場特性氣流，因此所顯示之最大徑向風速可避免對實際最大風速造成過於低估之情況另外中正機場都卜勒氣象雷達最大可測風速為  $\pm 48 \text{ m/s}$  \*，而亞力士颱風於登陸前後在都卜勒掃描範圍內中心最大風速測得皆未超過  $45 \text{ m/s}$ ，且多集中於颱風移行路徑之右前方象限內之半圓型徑向風區，因此雷達所觀測之風場資料十分正確，最大徑向風速亦十分接近實際最大風速。 (\* 中正機場都卜勒氣象雷達最大可測風速可由  $V_{\max} = \pm PRF \lambda / 4$  得出，其中 PRF 為 Pulse repetition frequency， $\lambda$  為波長 (Batton, 1973)。因該雷達具有兩種 PRF，故最大可測風速增加至  $\pm 48 \text{ m/s}$ 。) 圖二表示亞力士颱風登陸臺灣北部及前後短時間內，時間序列之 500 公尺高度水平徑向風速分佈，顯然颱風中心於登陸前與登陸後，正負半圓形等風速線非常不對稱，在颱風移向右方半圓形涵蓋範圍大於左方 [圖二(3)-圖二(5)]。中心附近 500 公尺高度最大風速於登陸後減弱了 25-35KT，平行雷達波束方向 34KT 徑向風速範圍亦縮小約 10-15 公里 (表三)。當颱風中心離開陸地重移入臺灣海峽北部時，風場分佈轉為較均勻，其正、負徑向強風區也恢復相當對稱的狀態，中心附近 500 公尺高度最大風速增強 10-15KT，以及 34KT 徑向風速範圍亦增大了 15-20 公里之量。

垂直向各高度徑向風場分佈 (圖八、圖九) 顯示，上述之變化於 1.5 公里和 3.5 公里高度，有類似情形，而 5.5 公里及以上受陸地影響之變化已不顯著。

#### (二) 副低壓

當亞力士颱風由臺灣東南部海面上向西北移行

到臺灣東部近海時，於 27 日 0132L 在臺灣西北部近岸處發展出氣旋形風場 (圖八、圖九)，其水平範圍約僅數十公里，垂直發展平均約達 3.5 公里 (最高可達 5.5 公里，但甚弱)，最強風速值皆出現於 1.5 公里 (850 mb) 以下，顯著水平輻合氣流亦皆發生於 3.5 公里 (700 mb) 以下。此副低壓於亞力士颱風由西北方轉為偏北方向移行出海後，即減弱消失而併入西南氣流中，共計約生存了 6 小時。事實上於 26 日 2200L，颱風中心位於恒春東方外海向西逐漸移近臺灣時，即於西北部陸上出現氣旋式環流，至當日 2332L 時，亞力士轉為西北移行時，副低壓減弱消失。不論前者或後者副低壓之生命期內，其中心位置幾乎為滯留狀態，沒有顯著位移亦未取代越山的颱風。



圖三 都卜勒氣象雷達定位亞力士颱風路徑圖  
 表示颱風中心位置；內、外圓圈表示都卜勒與非都卜勒掃描之範圍。

Fig. 3. The tracks of typhoon ALEX observed by CCAA doppler radar. (eye-fixed positions of typhoon ALEX inner circle: range coverage of doppler mode outer circle: range coverage of nondoppler mode)

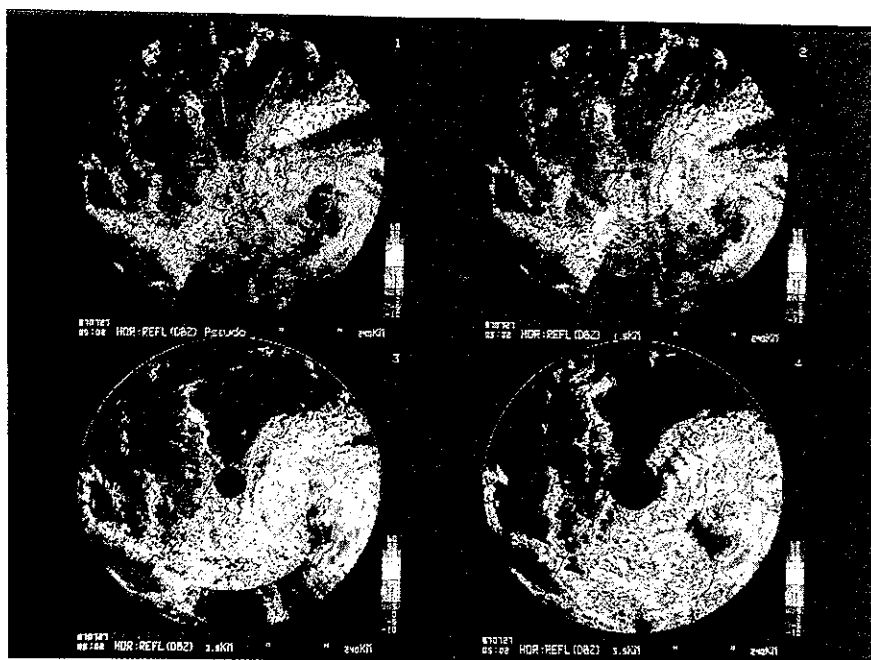


圖 四 1987年7月27日8582L都卜勒作業狀態各高度之水平回波強度分佈，單位為 DBZ, (1) 588公尺 (Pseudo), (2) 1.5公里, (3) 3.5公里, (4) 5.5公里。

Fig. 4. The distribution of horizontal reflectivity (DBZ) in doppler mode at 0502L, July 27, 1987. (1) 500M (2) 1.5KM (3) 3.5KM (4) 5.5KM

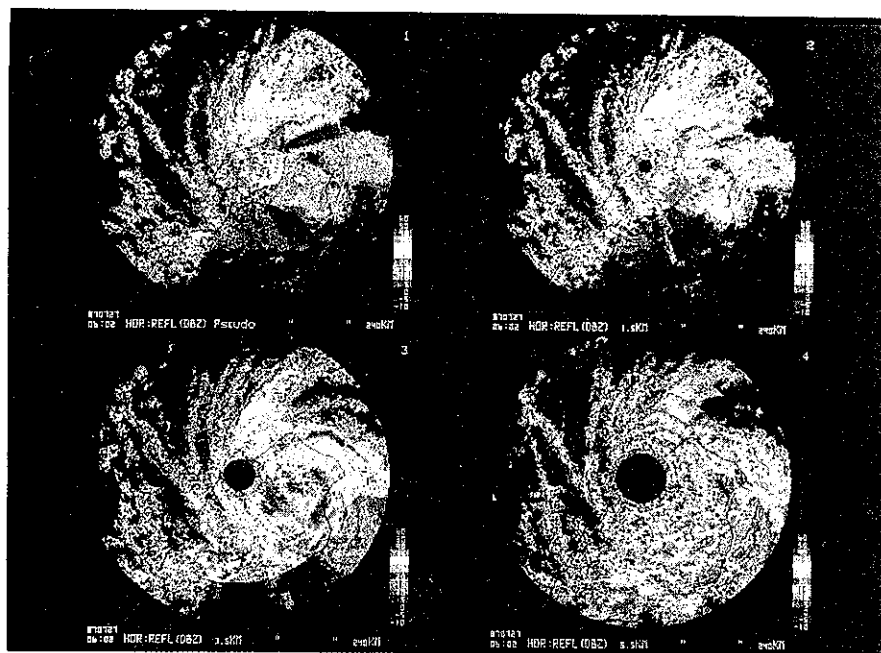
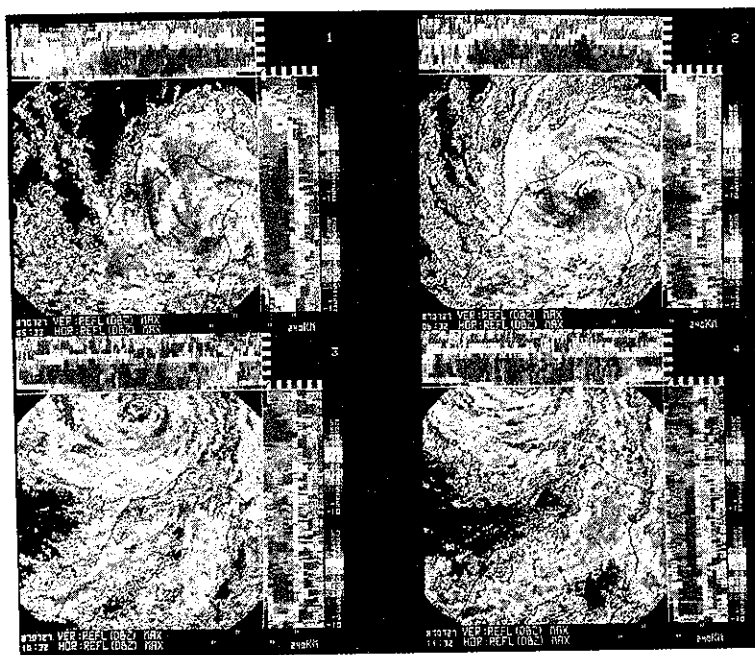


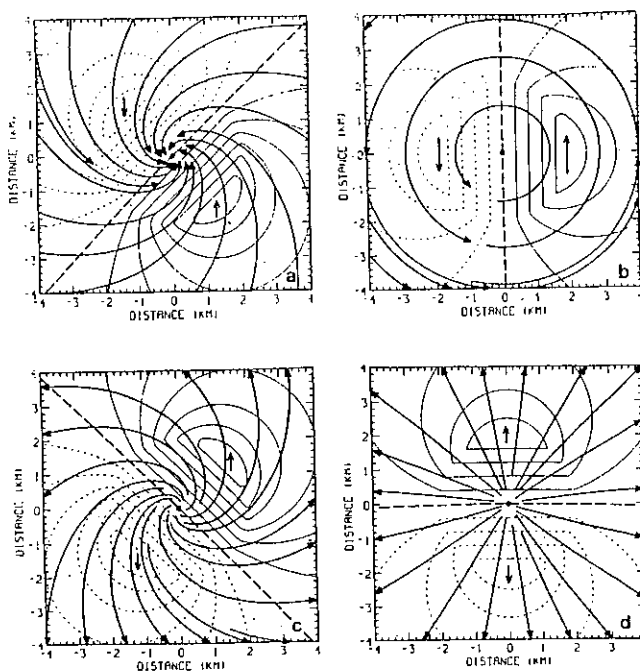
圖 五 1987年7月27日8662L都卜勒作業狀態各高度之水平回波強度分佈，單位為 DBZ, (1) 588公尺 (Pseudo), (2) 1.5公里, (3) 3.5公里, (4) 5.5公里。

Fig. 5. The distribution of horizontal reflectivity (DBZ) in doppler mode at 0602L, July 27, 1987. (1) 500 M (2) 1.5KM (3) 3.5KM (4) 5.5KM



圖六 1987年7月27日都卜勒作業狀態水平最大回波強度及東西、南北向垂直側面回波強度分佈，單位為 DBZ，(1) 8533L，(2) 8632L，(3) 1832L，(4) 1132L。

Fig. 6. The distribution of maximum horizontal and vertical cross section reflectivity (DBZ) on July 27, 1987. (1) 0533L (2) 0632L (3) 1032L (4) 1132 L



圖七 模擬渦旋徑向風速分佈圖。

Fig. 7. Modeled single doppler velocity patterns (thin contours) and equivalent horizontal flow fields (thick curves) at 3 to 5 KM height intervals in a typical severe storm.  
(a) convergent rotation near the ground.  
(b) pure rotation at lower midlevels.  
(c) divergent rotation at upper midlevels.  
(d) pure divergence near storm top.

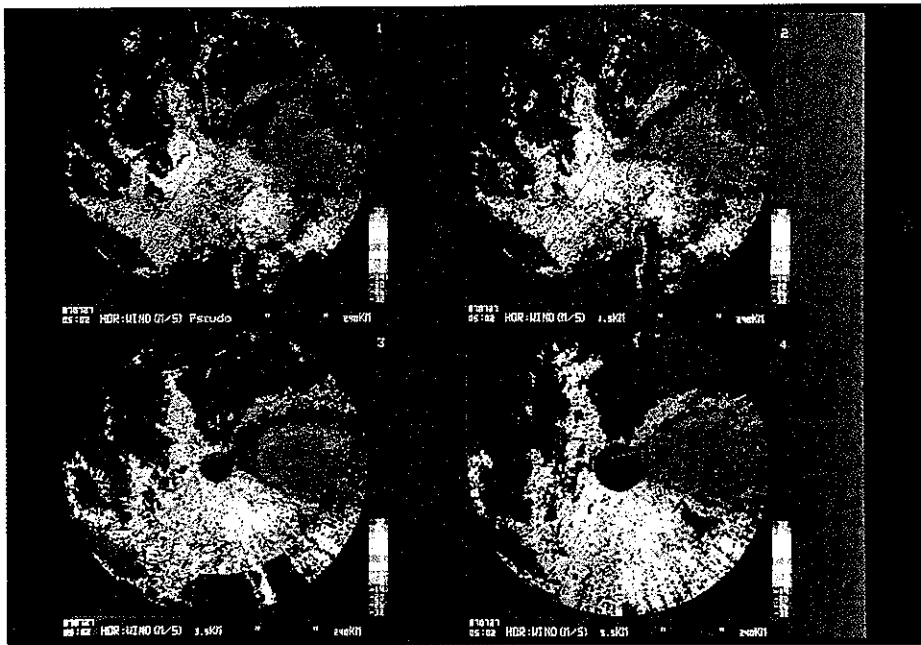


圖 八 1987年7月27日8582L水平徑向風場分佈，單位公尺／秒，(1)588公尺，(2)1.5公里，(3) 3.5公里，(4) 5.5公里。

Fig. 8. The distribution of horizontal radial wind fields (m/s) at 0502L, July 27, 1987. (1) 500M (2) 1.5KM (3) 3.5KM (4) 5.5KM

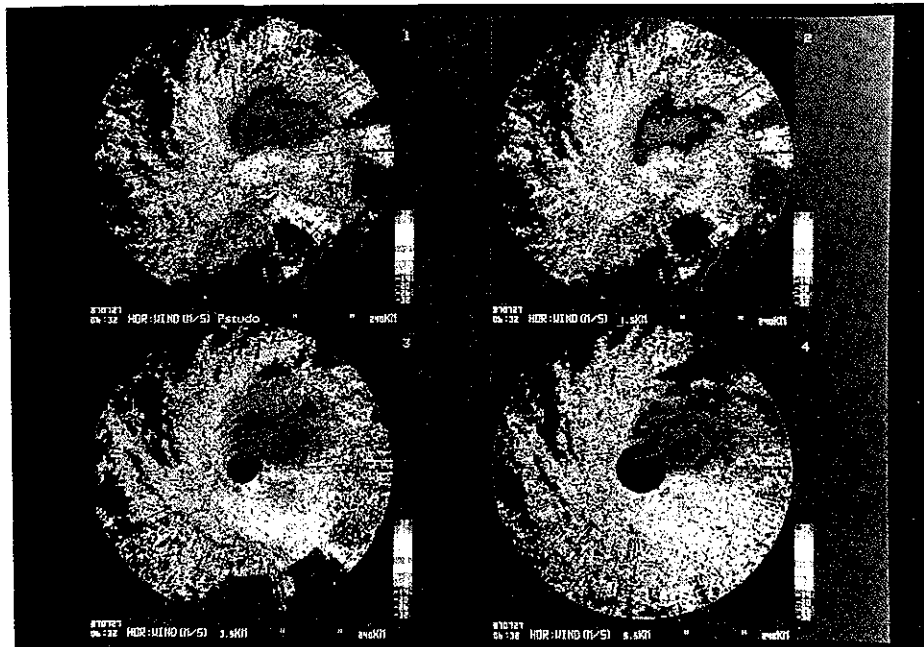


圖 九 1987年7月27日8632L水平徑向風場分佈，單位公尺／秒，(1)588公尺，(2)1.5公里，(3) 3.5公里，(4) 5.5公里。

Fig. 9. The distribution of horizontal radial wind fields (m/s) at 0632L, July 27, 1987. (1) 500M (2) 1.5KM (3) 3.5KM (4) 5.5KM



## 五、結 論

本文主要目的在討論如何利用單一都卜勒氣象雷達於亞力士颱風侵臺期間登陸階段前後作業的即時觀測 (Real time observation) 與分析方法之初步研究, 希望再進一步詳細分析數據資料, 求得動力結構, 印證已經被發現之結果或進一步了解更詳細的變化, 提供侵臺颱風即時預報 (Nowcasting) 作業的參考。由連續的都卜勒雷達觀測資料初步分析, 可綜合下述幾點:

(一) 亞力士颱風登陸時受高聳的中央山脈影響至鉅, 例如颱風眼迅速縮小至幾乎不可辨認, 垂直結構出現傾斜, 地表中心與 500 mb 中心相距約 13 公里, 最大徑向風速顯著減弱且正、負區不對稱, 颱風中心越山爬坡移速減慢, 降坡時移速增快, 以及徑向風速之 34KT 半徑受陸地影響顯著減小等。

(二) 配合雷達回波強度與徑向風速觀測, 可以相當正確地定出颱風中心位置, 誤差 0.1 緯度內。

(三) 500 mb 氣流場未顯著受地形影響, 似為導引颱風越山之主要駛流層 (Steering level)。

(四) 登陸前及出海後 (即颱風中心位於海面上), 颱風移向對流發展旺盛處; 登陸後則移向長軸方向。

(五) 雷達觀測積狀雲及層狀雲比例改變, 與颱風強度變化有密切關係, 當層狀雲比例增加時, 颱風強度減弱 (相似 Tatehira and Itakura, 1966 之分析情形)。

因副低壓發生於背風區之新竹縣, 其發展高度平均達 3.5 公里, 最大水平輻合則在 1.5 公里以下, 未能取代越山之颱風, 且颱風出海後併入西南氣流中消失。

(六) 颱風最大徑向風速皆發生於移行路徑之右前方, 登陸前後差異為 30%~35%, 34KT 徑向風速半徑範圍差異則為 20%~25%。

## 六、參考文獻

- 陳台琦、曾憲瑗, 1987: 都卜勒雷達對臺灣地區降水系統內部風場研究, 第一部份: 風場型辨認之模擬, 國科會專題研究報告 NSC75-0202-M-008-23
- Aoyagi J., 1983: Wind Measurements by a Doppler Radar. 21st conference on radar meteorology, Amer. Meteor. Soci., 536-541.
- Batton J. L., 1973: Radar observation of the Atmosphere. University of Chicago press Chicago and London, 88-97.
- Brown. R, and T. Wood, 1982: Single Doppler Velocity Signatures as Indications of Storm Severity. Proceedings of the NEXRAD Doppler Radar Symposium/Workshop. 164-183.
- Dahlstrom, B., 1988: SMHI PROMIS Annual Report. Swedish Meteor. and Hydro. Inst. Nr. 7, 25pp.
- Doviak J. R., and D. S. Zrnic, 1984: Doppler

# A Preliminary Study of Single Doppler Radar Data to Interpret the Structure of Typhoon Alex

*Chin-Wan Lee, Chien-Sheng Yang, Kuo-Pin Lin*

Air Navigation and Weather Services, Taipei Meteorological Center  
Chiang Kai-Shek Weather Station

## ABSTRACT

The single Doppler radar data are analyzed to interpret the characteristics of typhoon Alex, which landed at northern Taiwan on July 27, 1987. Results of the study indicate that the Central Mountain Range played a major role in horizontal destroying and vertical tilting, and induced a low pressure circulation below 500 mb level. The flow pattern 500 mb might be the steering level which led the movement of typhoon Alex ignoring the appearance of a mountain range.

**Key Words:** NEXRAD (next generation radar), CAPPI (constant altitude plane position indicator), Scan strategie, Volume scan, Zero isodop, Bright band, Nowcasting

# 現行豪雨預報技術之評估研究

劉復誠

中央氣象局預報測站課長

(收稿日期：77.6.22；審稿日期：77.6.27；定稿日期：77.7.23)

## 摘要

本文之主要目的在評估現行中央氣象局豪雨預報技術之成效。資料取自1977年至1986年中央氣象局所發布的報告（包括突變天氣之豪（大）雨特報及颱風警報），彙集齊全，共有個案327天（次），經用：(1)百分法修正；與(2) Woodcock's 判別式，以  $2 \times 2$  矩陣列聯表方式，各依成功（含 yes/yes 及 no/no）與失敗（含 yes/no 及 no/yes）事件（events）或不成功事件（non-events），依照豪雨（日雨量 $\geq 130$ 公厘）及大雨（日雨量 $\geq 50$ 公厘）之標準，就北部、東北部、中部、南部、東部及全省性等6種分區，分別按上述方法計算其百分法修正（%）及判別係數（技術得分），以便用來評估各區之豪（大）雨預報之發布成效及未來改進預報之參考。

就評估結果而言，現行傳統（綜觀）及外延法之豪雨預報技術之成效不很高，一般豪雨特報（突變天氣）平均百分法修正由35.69%（yes/yes）至73.23%（yes/yes+no/no）；颱風警報時，平均百分法修正由44.31%（yes/yes）至72.17%（yes/yes+no/no）；而 Woodcock's 判別式所得之結果發現在突變天氣預報時，東北部都呈最高值（表示準確率最高），南部都呈最低值（表示準確率最低）。而颱風警報時，南部都呈最高值（表示準確率最高），東部都呈最低值（表示準確率最低）。

關鍵詞：豪雨、百分法修正、判別式、列聯表、司瑞得分

## 一、前言

臺灣地區位於西太平洋的一個島環上，屬副熱帶地區，季風氣候型態極為顯著，加以中央山脈縱貫南北，右鄰世界最大海洋（太平洋），左隔臺灣海峽與歐亞大陸相望，因而形成一奇特複雜的特殊天氣現象。梅雨、颱風、寒潮及乾旱等災害（變）天氣顯較一般中高緯度的溫寒帶國家為高，其中梅雨及颱風則成為豪雨之主要罪魁禍首。

由豪雨引起災害之事例，在國內外均時有所聞。1976年7月31日夜間美國洛杉磯山以東的 Big Thompson，即因滯留性的鋒面（stationary front）引發強烈對流雷陣雨，在短短幾小時內共下了14吋（355.6公厘）的雨量，造成129人被水淹死，316幢房屋毀壞，總損失28.5百萬美金。而國

內，近年來豪雨之出現幾乎年年都有，例如1981年5月28日及9月3日桃、竹、苗及南部豪雨，各為梅雨及颱風（艾妮絲）所引起，而1984年6月3日及10日北部之豪雨，亦為「梅雨」所致，其前後造成之傷亡近百人，合併財物損失高達新臺幣200億元以上。

豪雨之成因極為複雜，且受地形影響很大，其發生規模遠小於綜觀尺度（synoptic scale），而為各學者（e. g. Pielke, 1981；陳，1984）認為是中尺度（mesoscale）現象。Pielke (1981) 曾對中尺度訂定界限，其時間及空間範圍，界於積雲尺度（cumulus-scale）與綜觀尺度之間，其水平距離由幾公尺到1,000公里，時間尺度由1~12小時，其垂直高度則可從幾十公尺到整個對流層。此外，中尺度的天氣分析，受地形與尺度間交互

作用 (interaction) 影響很大，必須依賴密集的氣象觀測資料及分析技術，始能達成精確的預報水準。根據調查，臺灣地區豪雨之引起不外是梅雨、颱風、急劇強烈雷陣雨、颱風線 (squall lines)、地形加上深厚對流雲 (如冬春東北部山區之豪雨)。依李等 (1986) 研究，推定臺灣地區豪雨出現時間具有雙峯型的季節分佈，前峯出現在 5 至 6 月，後峯出現在 7 至 9 月，夏半年 5 月至 10 月之豪雨佔全年之 94%。以月份而言，8 月份之豪雨佔全年 23.0%，乃來自颱風或熱帶性擾動者居多，次為 6 月份，佔全年 20.9%，屬梅雨末期的豪雨現象 (見劉及葉，1985)。

關於豪雨之成因及診斷分析，涉及之氣象理論頗為深奧而複雜；近年來國內外各學者都積極的投入研究，不管是颱風、梅雨、春雨及其他中尺度大氣系統引起之豪雨，例如丘及劉 (1985)、曲及任 (1985) 等，再加上 1986、1987 實施之國科會大型災計畫之——TAMEX (Taiwan Area Mesoscale Experiment, 臺灣中尺度實驗計畫)。國外方面 Browning (1979; 1981), Maddox et. al. (1979), Maddox and Deitrich (1981) 等。由這許多學者的投入研究看，顯示各界對豪雨預報之重視。

現行國內對於豪雨預報之成效如何？很少人去作實地之評估，但對預報作業之探討，中央氣象局在 1985 年 5 月 10~11 日舉行過一次研討會，切實針對「豪雨」預報來加以探討，其中丘及林 (1985) 等提出豪雨之診斷分析，曲 (1985) 提出「大 (豪) 雨預報作業程序及警告發佈之探討與建議」；鄭 (1985) 提出「日本現行豪雨 (大雨) 作業程序之評介」，陳 (1985) 提出「美國豪雨預報之研究發展與作業」；謝及劉 (1985) 提出「現行颱風雨量及風力預報作業」，均針對有關豪雨預報技術提出深切探討及可行性的建議。

本研究以 1977~1986 年中央氣象局已發布之一般「突變天氣」豪 (大) 雨特報及颱風警報之豪 (大) 雨特報，就豪 (大) 雨發布之報告提出評估結果，並提出可行性之建議，冀求提出有效災害防制對策與預報改進措施，提高天氣預報準確率。

## 二、豪雨之定義與引用資料

### (一) 豪雨之定義

降水量多少，才算豪雨，各界說法不一。有人

(e. g. 吳等，1983) 以研究臺灣北部之日降水量大於 100 公厘者認定為豪雨，亦有人稱為「暴雨」(storm)、「暴洪」(flash floods)，更有人以時雨量達 20~40 公厘者稱為豪雨。

依據陳 (1985) 認定豪雨之定義、定性而言並無問題，在某特定區域某特定時間內有大量降水 (雨) 就可稱為「豪雨」。若大量降水發生在短時間內，則將伴隨暴洪現象。顯然，大部份暴洪經由豪雨而來，但因水庫或防 (洪) 波堤破裂之暴洪例外。定量而言，豪雨之定義有些困難，因而實用上需考慮可否導致災害而定。如此將牽涉到各行各業對於降水 (雨) 量之敏感程度問題。事實上，就以上各方需求，即不可能找出一個為各方面均接受或實用的豪雨定義了。

在農業上，根據 1961~1981 年三~六月間實驗降雨強度及稻作災害紀錄分析 (吳等，1983)，由各次災害期間連續 24、12、6 及 3 小時之最大雨量得知，24 小時累積雨量在 100 公厘以上者有 95 次，佔總數的 74%，12 小時累積雨量在 40 公厘以上者有 122 次，佔總數的 95%，6 小時累積雨量大於 30 公厘以上者或 3 小時累積雨量大於 20 公厘者均有 126 次，佔總數 98.4%。依此表示，若以 3 小時降水量大於 30 公厘做為豪雨之標準，亦可視為導致水稻災害降水量必要條件。

日雨量大於 100 公厘的機率，各測站均小於 5%，且日雨量大於 100 公厘導致水稻災害之次數佔總災害次數之 85% 左右，所以從吳等 (1983) 之研究以日雨量 100 公厘似為合理。此外，臺灣製鹽總廠則認為日雨量大於 50 公厘以上，則可能對鹽田會有重大影響，故臺鹽總廠以日雨量大於 50 公厘以上即稱為大雨 (蔡等，1984)。顯然，因各地受災之情況與地形、地理環境 (如窪地、平原、丘陵、海邊、向風坡等)、河道大小、都市不透水面或下水道之寬狹所導致之逕流 (run-off) 型態改變 (例如 1987 年 10 月琳恩豪雨引起之北市大水災)，均會因雨量大小不同而引起受災程度之差別，以致各單位或各地區對豪 (大) 雨之表現自有不同。例如日本各單位發佈注意報及警報之基準 (鄭，1985) 即有不同。

本文，依照中央氣象局現時的定義是：

大雨——每小時雨量超過 15 公厘之連續大雨，日雨量超過 50 公厘，可能導致災害者。

豪雨——每小時雨量超過 15 公厘之連續大雨，日雨

量超過 130 公厘，可能導致災害者。

故如發佈「大雨特報」或「颱風警報」時，日雨量未超過50公厘，或當發佈「豪雨特報」及「颱風警報」時，日雨量未超過 130 公厘，即稱不成功事件 (non-event)。相反的，如有超過上述情況者稱為成功事件 (event or occurrence)。

### (二) 引用資料

#### 1. 引用期間

本文依照中央氣象局73年7月15日最新修訂的突變天氣作業程序辦法依照1977年至1986年6月間所發佈豪(大)雨(表1a、1b)及1977年至1986年12月間颱風警報發佈之時間，選擇作為評估之依據。

#### 2. 樣本數量

(1)豪(大)雨特報經統計，在 1977~1986 年 6 月間豪(大)雨特報者佔 281 天(次)，此外所得之豪(大)雨特報天(次)係按 6 種分區方法(圖 1)，如某年某月某日，對臺灣北部及東北部地區有發佈豪(大)雨特報發生時，即指為一次餘推之。其中(見表 1c)發佈大雨特報者有 216 天佔 76.8%，發佈豪雨期間有 66 天，佔 23.13%，如以月份分(不分豪雨)可參見表 1c，可知，豪(大)雨特報發佈最多月份在 6 月，佔 23.10%，其次為 5 月佔 20.26%，7~9 月(佔 25.6%)，可見梅雨及颱風引起之豪(大)雨為各月之冠，而 12 月則沒有，此點與臺灣地區之氣候型態相符合。

#### (2) 颱風警報期間

颱風預報為中央氣象局最主要之預報作業，因颱風所造成之災害為所有災害之冠，而颱風引起之豪雨範圍大且雨量亦大，故在颱風警報中亦不得不對有豪(大)雨發生之潛勢(potential)加以說明或註明，以提醒民衆注意，減少生命財產損失。

本文依照 1977~1986 年所發佈之颱風警報中(不管海、陸上警報，共有 67 個)，有加註或發佈豪(大)雨之個案，經統計共有 46 個個案(次)，(佔全部警報之 68.66%)，此 46 個個案即已有豪(大)雨潛勢報告者(表 1c)，將供本文作為評估之用，此類颱風警報以「豪雨報」發佈頻率較高，共 40 次，佔 86.96%，「大雨報」僅有 6 次，佔 13.04%(表 1c)。

## 三、評估過程

降雨或豪雨評估(即有下雨，或沒有下雨狀況)與天氣(氣象)預報之校驗不大相同，前者為離散或不連續(discrete)個案，後者為連續數值尺度(continuous numerical scale)的預報要素(forecast element)，故在評估或校驗程序上勢必有不同，前者可用技術得分或單一指數(skill score or single index)、司瑞得分(threat score)、百分法修正(percentage correct，含準確率之意)來表示(比較)，後者多用平均誤差(average error)、均方根(Root-Mean-Square-Error, RMSE)、可能率聲明(probability statements)等來(比較)表示。事實上，評估或校驗方法，需視不同目的或個案而定(Brier and Allen, 1951)。此外，Woodcock(1976)曾由技術得分導出之公式，以普通判別式(discriminants)來作科學及行政上的評估之用(見下“(二)”節所述)。

本文主要針對降雨量之預報，依照Panofsky and Brier (1965)方法，首先就各案排出  $2 \times 2$  矩陣列聯表(contingency table)，再依百分法修正及判別式以作為評估豪(大)雨結果。在此筆者必須說明的，即本文所用之  $2 \times 2$  矩陣列聯表係就 281 個豪(大)雨個案及 46 個颱風個案以分區標準(即分北部、東北部、中部、南部、東部及全省性)來決定 yes/no 事件，如在同一天個案中，北部及東北部有發佈豪(大)雨特報，此時如北部及東北部確有豪(大)雨發生，即為 yes/yes 事件，而中部或南部，若無豪(大)雨發生，即成為 no/no 事件。相反的，如該日北部及東北部沒有豪(大)雨，但中部或南部確有豪(大)雨發生，此時北部及東北部即成為 yes/no 事件，中部或南部即成為 no/yes 事件。總之，本文係以分區為主，故成功/失敗事件將會超過所取豪(大)雨特報的 281 天(次)，及颱風警報的 46 個個案(次)。

#### (一) 百分法修正 (Percentage Correct, 簡稱 PC 值)

以中央氣象局發佈之豪(大)雨特報及颱風警報所註明之個案(天數)，按所發佈當日或特報期間(約 2~3 天)其日雨量是否有超過 50 公厘(大雨)或 130 公厘(豪雨)作為評估標準(分北部、東北部、中部、南部、東部及全省性(圖 1)為依

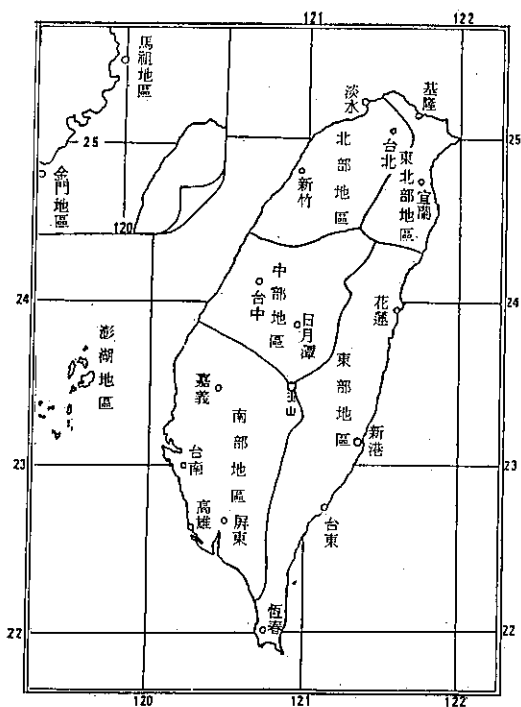


圖 1 豪 (大) 雨評估分區圖

Fig. 1 Divided areas for this evaluating project

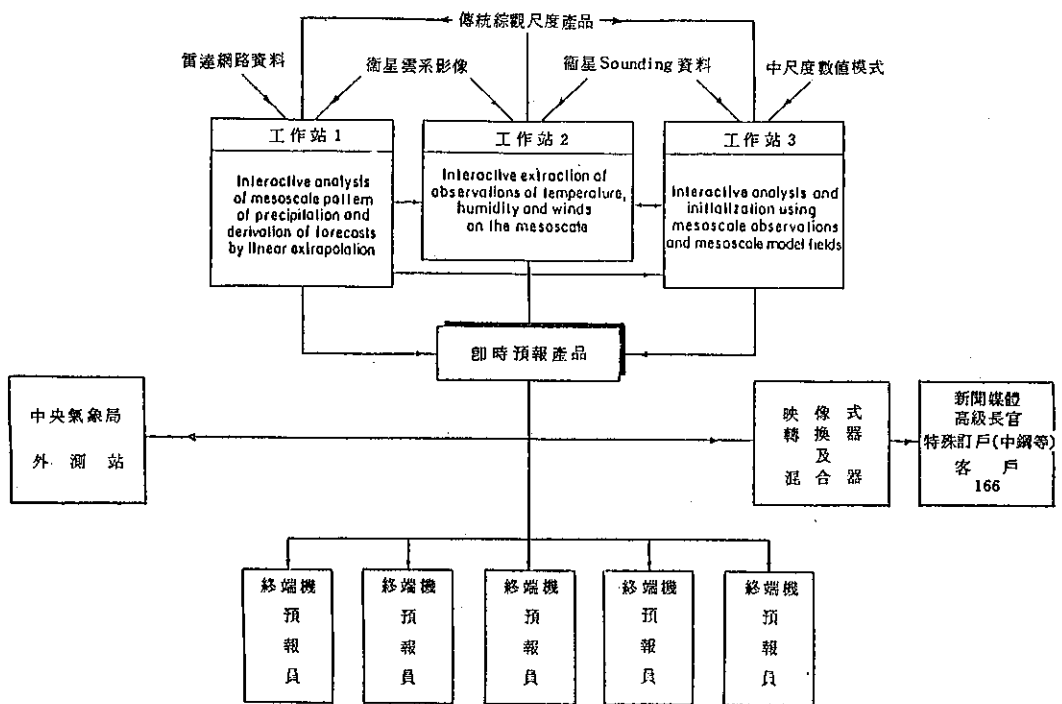


圖 2 未來之人機組合交談顯示及廣播系統構想

Fig. 2 Man-machine interactive display and dissemination System

表 1a 1977~1986年中央氣象局發佈豪(大)雨特報時間表

Table 1a List of issuing heavy rainfall by CWB from 1977 to 1986.

年 (西元)	月	日	種類	年 (西元)	月	日	種類	年 (西元)	月	日	種類	年 (西元)	月	日	種類
1977	5	29	大	1979	11	9	大	1981	5	15	大	1982		30	大
		30	大	1980	3	4	大			16	大			31	大
	6	1	大			5	大			21	大	5	2	大	大
		2	大			6	大			22	大		6	大	大
		6	大			8	大			23	大		30	大	大
		8	大			9	大			28	大		31	大	大
		21	大			10	大			29	大	6	1	大	大
	7	26	大			11	大			30	大		7	大	大
	10	16	大	4	11	大	大			31	大		8	大	大
		17	大			12	大	6	2	大	大		9	大	大
	11	15	大			13	大		3	大	大		15	大	大
		16	大			14	大		5	大	大		16	大	大
1978	3	9	大			22	大		6	大	大		23	大	大
		18	大	5	5	大	大		12	大	大		28	大	大
		19	大		6	大	大		21	大	大		29	大	大
		20	大		9	大	大		22	大	大	7	1	大	大
		21	大		10	大	大	7	17	大	大		2	大	大
		22	大	9	22	大	大		18	大	大		3	大	大
	5	22	大	11	18	大	大		19	大	大		5	大	大
		23	大		19	大	大		21	大	豪		30	大	大
	6	5	豪		20	大	大		22	豪	豪		31	大	大
		6	豪		21	大	大		23	豪	豪	8	9	大	大
		7	豪		23	大	大		31	大	大		10	大	大
		8	豪		24	大	大	8	26	大	大		11	大	大
	9	5	豪		25	大	大	9	1	大	大		12	大	大
		6	大		26	大	大		2	大	大		13	大	大
		12	大		27	大	大		3	大	大		16	大	大
		13	大	1981	3	18	大		4	大	大		17	大	大
1979	5	22	大		19	大	大		13	大	大		18	大	大
		23	大		20	大	大		14	大	大	1983	2	15	大
	6	11	豪	4	15	大	大		22	大	大		3	12	大
		12	豪		16	大	大	11	2	大	大			13	大
		13	豪		19	大	大		12	大	大			15	大
	8	1	豪		25	大	大		18	大	大			16	大
		17	豪		26	大	大		29	大	大			23	大
		24	豪	5	10	大	大	1982	4	23	大			24	大
		25	豪		11	大	大			24	大			25	大
		26	豪		12	大	大			27	大			26	大
	11	8	大		13	大	大			29	大		4	6	大

Table 1a Continued

(續表 1a)

年 (西元)	月	日	種類	年 (西元)	月	日	種類	年 (西元)	月	日	種類	年 (西元)	月	日	種類
1983	4	7	大	1984	7	4	大	1985	5	30	豪	1986	3	20	大
	5	10	大			9	大		6	1	大			21	大
		12	大			17	大			2	大			22	大
		13	大			19	大			3	大			28	大
		14	大			20	大			6	大			29	大
		15	大			31	大			7	豪		4	15	大
		20	大		8	1	大			8	豪			19	大
		21	大			2	大			12	豪			20	大
		23	豪			3	豪			18	豪		5	10	大
		31	豪			4	豪			24	豪			11	大
	6	1	大			9	大			25	大			12	豪
		2	大			10	大			26	大			13	豪
		3	大			12	豪			27	大			14	豪
		17	大			13	豪		7	7	大			15	豪
		18	大			14	豪			19	大			20	豪
		19	大		9	3	豪			31	大			21	豪
1984	9	19	大			4	大		8	14	豪			22	豪
		20	大			13	大			15	豪			27	大
	10	12	大		10	26	大			18	豪			29	豪
		29	大			27	大			19	豪			30	豪
	5	28	豪			28	大			24	豪			31	豪
		29	豪			29	大			25	豪		6	4	豪
	6	3	豪	1985	2	6	大		9	1	大			5	豪
		4	豪			8	大			25	大			6	豪
		10	豪		4	9	大			26	大			7	豪
		11	豪			10	大		10	22	豪			13	豪
		15	大			11	大	1986	1	1	大			25	豪
		16	大			12	大		3	16	大			26	豪
		17	豪		5	20	大			18	豪			27	豪
		18	豪			21	大			19	豪				
		23	大			27	豪								
		24	大			28	豪								
		30	大			29	豪								
總 計 281天(次)															



表 1b 1977~1986年中央氣象局發佈颱風警報期間含有豪（大）雨特報時間

Table 1b. List of issuing heavy rainfall during the period of typhoon warning for CWB from 1977 to 1986

日	期	颱風名稱	種類	日	期	颱風名稱	種類
1977	6. 7~ 6.17	魯 絲	大	1982	8.12~ 8.15	黛 特	豪
	7.23~ 7.25	賽 洛 瑪	豪		9.20~ 9.22	肯 恩	豪
	7.30~ 8. 1	薇 拉	豪	1983	7.24~ 7.25	韋 恩	大
	8.20~ 8.22	愛 美	豪		8.11~ 8.12	艾 貝	豪
	9.24~ 9.24	芙 瑞 達	豪		9.25~ 9.26	佛 瑞 特	大
1978	4.25~ 4.25	歐 莉 芙	豪	1984	6.24~ 6.24	魏 恩	大
	6.24~ 6.24	羅 絲	豪		7. 2~ 7. 4	亞 力 士	豪
	7.29~ 7.29	范 迪	豪		8. 6~ 8. 7	芙 瑞 達	豪
	8.13~ 8.13	黛 拉	豪		8.16~ 8.17	傑 魯 得	豪
	10.12~10.13	炯 拉	豪		8.17~ 8.19	郝 麗	豪
1979	7.27~ 7.28	戈 登	豪		8.30~ 8.31	裘 恩	豪
	7.31~ 8. 1	賀 璞	豪	1985	6.22~ 6.23	海 爾	豪
	8.14~ 8.16	歐 敏	豪		7.28~ 7.29	傑 夫	豪
	8.22~ 8.24	茱 迪	豪		8.22~ 8.23	尼 爾 森	豪
	10.17~10.18	狄 普	大		9.16~ 9.17	衛 奧	豪
1980	5.23~ 5.24	喬 琪 亞	大		10. 3~10. 4	白 蘭 黛	豪
	8.27~ 8.28	諾 瑞 斯	豪	1986	6.23~ 6.24	南 施	豪
1981	6.12~ 6.13	艾 克	豪		7.10~ 7.10	佩 姬	豪
	6.19~ 6.21	裘 恩	豪		8.21~ 9. 1	韋 恩	豪
	7.19~ 7.19	莫 瑞	豪		8.26~ 8.26	薇 拉	豪
	8.30~ 8.31	艾 妮 絲	豪		9.16~ 9.20	艾 貝	豪
1982	7. 1~ 7. 2	蒂 絲	豪		10.16~10.16	艾 倫	豪
	7.29~ 7.30	安 迪	豪				
	8. 6~ 8 10	西 仕	豪				
總 計				46 次			

據，而「事件」標準分為四類，即：(1)A值 yes/yes [發佈豪雨特報，而實際亦有豪雨的個案]。(2)B值 no/yes [沒有發佈豪（大）雨特報，但實際有豪（大）雨發生之個案]。(3)C值 yes/no [發佈豪（大）雨特報，但實際沒有豪（大）雨發生之個案]。(4)D值 no/no [該區沒有發佈豪（大）雨，而實際上亦沒有豪（大）雨個案]。此A、B、C、D值亦將應用到判別式之計算（見下節）。PC 值之求法如下：

PC (採 yes/yes 成功準確率事件) =

$$\frac{A}{A+C} \times 100\% \dots\dots\dots(1)$$

$$PC (採 yes/yes 及 no/no 成功準確率事件) = \frac{A+D}{A+B+C+D} \times 100\% \dots\dots\dots(2)$$

以上(1)較嚴苛，(2)略加修正，故前者 PC 值較後者為低。

#### (二) Woodcock's 判別式

Woodcock 氏理論之基礎，認為評估過程是決定預測因子 (predictor) 至一連串混合成功事件(events)及不成功或失敗事件 (non-events) 日子，安排成功及失敗之列聯表，各元表為A、B、C、D，依照函數來操作，在此為判別式 (discriminant)，可求出各預報因子之相對技術得分

表 1c 1977~1986年各月豪(大)雨發佈總次數及所佔百分比(%)

Table 1c. List of total events for issuing heavy rainfall and frequency (%)

類別 月份	突變天氣特報				颱風警報期間			
	豪雨	大雨	合計	百分比(%)	豪雨	大雨	合計	百分比(%)
1	0	1	1	0.35	0	0	0	0
2	0	3	3	1.07	0	0	0	0
3	2	30	32	11.38	0	0	0	0
4	0	25	25	8.99	1	0	1	2.17
5	37	40	57	20.26	0	1	1	2.17
6	25	40	65	23.10	5	2	7	15.22
7	3	20	23	8.18	11	1	12	26.09
8	16	13	29	10.31	16	0	16	34.78
9	1	19	20	7.11	4	1	5	10.87
10	1	8	9	3.20	3	1	4	8.70
11	0	17	17	6.05	0	0	0	0
12	0	0	0	0	0	0	0	0
總計	65	216	281	100%	40	6	46	100%

表 2 2×2 ABCD四元素列聯表

Table 2. 2×2 ABCD contingency table

觀測 (Observed)	預報 (Forecast)	
	是 (Yes)	否 (No)
	是 (Yes)	否 (No)
是 (Yes)	A	B
否 (No)	C	D

，以技術得分之高低得以比較及分辨 (discriminating)，藉以作為預報技術改進之參考。一般而言，各判別式之技術得分大部分 (除 $x^2$ 外) 介於-1及+1之間，因此其所得之值愈大預報愈準確，反之亦然。

各元素A、B、C、D之2×2矩陣列聯表如表2，依此，Woodcock 設計了下列9種氣象判別式。茲誌如下：

(1) 比值測定 (Ratio test, R)

$$R = \frac{A+D}{N} \dots\dots\dots (3)$$

$$0 \leq R \leq 1$$

表 3 評估時所參考使用之測站名稱

Table 3. List of selection stations for evaluating purpose

分 區	測 站 名 稱
北 部	平地 彭佳嶼、淡水、基隆、臺北、新竹、桃園
	山區 鞍部、竹子湖(陽明山)、五指山、四十分、大尖山
東 北 部	平地 宜蘭、蘇澳
	山區 牛鬮、古魯、雙連碑
中 部	平地 臺中、梧棲
	山區 日月潭
南 部	平地 嘉義、臺南、高雄、澎湖、東吉島、屏東、屏東
	山區 阿里山、玉山
東 部	平地 花蓮、新港、臺東、大武、恆春、蘭嶼
	山區 —
不 分 區	包括以上所有測站

表 4a 突變天氣期間發佈豪(大)雨特報百分法修正值(採 yes/yes, yes/no 二事件)

Table 4a. Calculated PC values for special heavy rainfall warnings (by yes/yes, yes/no events)

區域	分類	yes/yes(A)	yes/no (C)	總數(天)
北 部		30/33.71%	59/66.29%	89
東 北 部		27/35.53%	49/64.47%	76
中 部		34/30.91%	76/69.09%	110
南 部		48/36.36%	84/63.64%	132
東 部		7/23.33%	11/76.67%	18
不 分 區		44/54.32%	37/45.68%	81
平 均		35.69%	64.31%	100%

上式N爲統計發生之總數 (total number of occurrence) 即  $N = A + B + C + D$ ，以下各式“N”通用。

(2) 技術測定 (skill test, SK)

$$S_k = \frac{4(AD-BC)}{N^2} \dots\dots\dots(4)$$

$$-1 \leq S_k \leq 1$$

(3) Hiedke 技術得分(T)

$$T = \frac{2(AD-BC)}{(A+B)(B+D) + (A+C)(C+D)} \dots\dots\dots(5)$$

$$-1 \leq T \leq 1$$

(4) Appleman's (1960) 判別式(U)

$$U = \frac{D-B}{C+D} \dots\dots\dots(6)$$

$$-1 \leq U \leq 1$$

(5) Hanssen and kuiper's (1965) 判別式(V)

$$V = \frac{AD-BC}{(A+B)(C+D)} \dots\dots\dots(7)$$

$$-1 \leq V \leq 1$$

(6) 相關係數(r)

$$r = \left[ \frac{AD-BC}{[(A+B)(A+C)(C+D)(B+D)]} \right]^{1/2} \dots\dots\dots(8)$$

$$-1 \leq r \leq 1$$

(7) Chisquare 測定( $\chi^2$ )

$$\chi^2 = \frac{N(AD-BC)^2}{(A+B)(A+C)(B+D)(C+D)} \dots\dots\dots(9)$$

$$\text{上式 } \chi^2 \geq 0$$

(8) Yule's I (Moroney, 1963) 判別式(Q)

$$Q = \frac{AD-BC}{AD+BC} \dots\dots\dots(10)$$

$$-1 \leq Q \leq 1$$

(9) Yule's II (Moroney, 1963) 判別式(Y)

$$Y = \frac{\sqrt{AD} - \sqrt{BC}}{\sqrt{AD} + \sqrt{BC}} \dots\dots\dots(11)$$

$$-1 \leq Y \leq 1$$

(二) 豪 (大) 雨分區及雨量選取標準

由於豪 (大) 雨之出現都屬於局部性，故在中央氣象局發佈之豪 (大) 雨特報及颱風警報中，均另加以「分區」說明，本文爲評估方便，特以前述分區北部、東北部、中部、南部、東部及全省性) 加以評估，且雨量同時參考山區及平地 (只要任何

測站出現即可)，其所使用之測站如表 3。

此外，在中央氣象局所發佈之豪 (大) 雨特報統計，可發現在1977年至1986年6月間，曾對各區發佈豪 (大) 雨特報之情況，計爲：北部 113 次 (天)、東北部 91 次 (天)、中部 121 次 (天)、南部 149 次 (天)、東部 48 次 (天)，全省性 (不分區) 81 次 (天)，總計 603 次 (天)。其中含該分區未發佈豪 (大) 雨特報，而事實上曾出現豪 (大) 雨者，共計有 97 次 (天)。至於颱風警報因囿於變化太多，故不採分區評估標準，其引用時間爲 1977 年至 1986 年 12 月止。

#### 四、評估結果

(一) 百分法修正 (PC)

(1) 突變天氣期間 (即不包括發佈颱風警報期間) 豪 (大) 雨特報 (1977 年 1 月~1986 年 6 月)。

利用前述評估方法，求得之臺灣各區百分法修正如表 4a。

表 4a 可知其中以不分區時最高，達 54.32%，此因不分區時，預報範圍較廣，可得較高之百分法修正 (準確) 值。再次爲南區的 36.36%，及東部最低，只有 23.33%，其原因可能爲東部的豪 (大) 雨潛勢較小所致，以上之準確百分法修正評估方式太苛，故本研究改採 yes/yes, no/no, yes/no 及 no/yes 四事件重新計算，可求得較高之準確百分法修正 (如表 4b)。由表 4b 發現各區 (不分區域除外，因不分區之豪 (大) 雨預報時，其 no/no 之事件在預報上沒有發生，亦不包括在所選之 281 天 (次) 案中，對評估而言，毫無意義，) 之百分法修正均已提高，約提升 27.43~62.08%。此時就各區準確百分法修正值排名比較表 4a 及 4b，除東北部、北部及中部相似外，南部由排名第一變成最末，東部由最末變成第一，此顯示之意義在於 yes/yes 之事件，說明當預報南部或東部有豪雨時，南部機率較高，東部較低。否則爲 no/no 事件，即東部本來豪雨機會就不多，故沒有去發佈 (或預報) 有豪雨，而事實上亦無豪雨之情況也就出現最多了 (有 233 個案)。

就整體而言，全區平均值準確 (成功) 百分法修正爲 73.23%。

(2) 颱風警報期之豪 (大) 雨預報 (1977 年 1 月~1986 年 12 月)

由於每個颱風警報發佈之報數很多 (平均約 12

表 4b 突變天氣期間發佈豪（大）雨特報百分法修正值  
（採 yes/yes, no/no, yes/no, no/yes 四事件）

Table 4b Calculated PC values for special heavy rainfall warnings  
(by yes/yes, no/no, yes/no, no/yes events)

分 類 區 域	yes/yes (A)	no/no (D)	成功 PC (%)	yes/no (C)	no/yes (B)	不成功 PC (%)	總 數
北 部	30	168	198/70.46	59	24	81/29.54	281
東 北 部	27	190	217/77.22	49	15	64/22.78	281
中 部	34	160	194/69.04	76	11	87/30.96	281
南 部	48	132	180/64.06	84	17	101/35.94	281
東 部	7	233	240/85.41	11	30	41/14.59	281
不 分 區	不 變（無 意 義）						
平 均	—	—	73.23	—	—	26.77	

報），而颱風動向變化又異常複雜，為簡化起見，本文對颱風警報中豪（大）雨預報之評估，採取個案方式而不採用報數，由此可得46個颱風個案，其評估結果如下：

由表 5a 可知，颱風警報中之豪（大）雨預報，其百分法修正值比一般之豪（大）雨特報為高（佳），此因可能為颱風路徑之預報較準確及其尺度範圍（或降雨區）比一般中尺度之鋒面或區域性對流豪雨為廣所致。另就分區比較，在不分區時平均百分法修正值高達 71.43%，若分區時，以南部之百分比法修正最高，達 57.69%，此情況與一般豪（大）雨特報吻合，殊為奇特。次高者為北部的 45.45%，此與一般豪（大）雨特報不一致，原因為何？仍有待研究。最低仍為東部的 28.57%，此因東部除非颱風登陸帶來之「環流雨」，否則在西南氣流影響下，東部雨量並不多。如同一般發佈豪（大）雨特報，將較嚴苛之評估標準，改採 yes/yes, no/no, yes/no 及 no/yes 四事件，重新求得百分法修正，亦可得較高之準確（成功）百分比法修正值（如表 5b）。由表 5b 發現各區之百分比法修正均提高，約14.05~32.30%。此時不分區之「準確百分法修正」高達 91.30%。但採分區制（比較 表4b 及 表5b），以東北部及南部最高均為71.74%，此時南部之百分法修正值反而比一般發佈豪（大）雨特報降低（由排名最低變成最高），

東北部相同，顯示颱風期間，南部及東北部之豪雨預報較準確（易成功），東部較不準確。

表 5a 颱風警報期間發佈豪（大）雨百分法修正值

（採 yes/yes, yes/No 二事件）

Table 5a Calculated PC values for yes/yes, yes/no events during the period of typhoon rainfall warnings

分 類 地 區	yes/yes(A)	yes/no(C)	總數 (次)
北 部	10/45.45%	12/54.55%	22
東 北 部	5/33.33%	10/66.67%	15
中 部	5/29.41%	12/70.59%	17
南 部	15/57.69%	11/42.31%	26
東 部	6/28.57%	15/71.43%	21
不 分 區	5/71.43%	2/28.57%	7
平 均	44.31%	55.69%	100%

表 5b 颱風警報期間發佈豪(大)雨百分法修正值  
(採 yes/yes, no/no, yes/no, no/yes 四事件)

Table 5b. Calculated PC values for yes/yes, no/no, yes/no, no/yes events for the period typhoon heavy rainfall warnings

分 類 區 域	yes/yes	no/no	百分法修正準 (%)	yes/no	no/yes	百分法修正 不準 (%)	總 數
北 部	10	22	32/69.96	12	2	14/30.04	46
東 北 部	5	28	33/71.74	10	3	13/28.26	46
中 部	5	26	31/67.39	12	3	15/32.6	46
南 部	15	18	33/71.74	11	2	13/28.26	46
東 部	6	22	28/60.87	15	3	18/39.13	46
不 分 區	5	37	42/91.30	2	2	4/ 8.70	46
平 均	—	—	72.17	—	—	27.83	

[註：因對颱風警報期間之豪(大)雨評估係採颱風整段期間之個案(共46個)，此與突變天氣豪(大)雨特報之評估不同，此時有包括不分區之評估]。

#### (二) Woodcock's 判別式之評估結果

本文以 Woodcock's 判別式之評估方法，利用其中 9 種判別式，並依自 1977 年至 1986 年間，中央氣象局對臺灣地區(只分北部、東北部、中部、南部及東部)之豪(大)雨是否發生或不發生？足發佈豪(大)雨特報？並就成功(yes/yes 及 no/no)及不成功失敗(yes/no 及 no/yes)事件依照 9 種判別公式來計算，其結果分成兩大類：第一類：突變天氣發佈之豪(大)雨特報，其結果見表 6a (全體平均)。

第二類：颱風警報中之豪(大)雨特報，其結果見表 6b。

由表 6a (全體平均)中，各判別式最高、最低值情況為：(1)比值測定，R 值以東部最高為 0.79，南部最低為 0.50；(2)技術測定， $S_k$  值以東北部最高為 0.22，東部最低為 0.01；(3) Hiedke 技術得分，T 值以東北部最高為 0.33，南部最低為 0.11；(4) Appleman's 判別式 U 值，以東部最高為 0.74，南部最低為 0.26；(5) Hanssen and Kuiper's 判別式，V 值以東北部最高為 0.34，東部最低為 0.10；(6)相關係數， $r$  值以東北部最高為 0.28，東部最低為 0.13；(7) Chisquare 測定 ( $\chi^2 \geq 0$ ) 值以北部最高為 0.03，南部最低為 0；(8) Yule's I 判別式，Q 值以東北部最高為 0.61，北部及南部最

低為 0.31；(9) Yule's II 判別式，Y 值以東北部最高為 0.34，北部及南部最低為 0.16，由以上結果，可以發現東北部各項判別式均呈最高值頻率，顯示預報準確率最高，南部則呈最低值頻率，顯示其預報準確率最低，比較 4b，可得相同情況。由這些判別式，評定結果當颱風時，南部之豪(大)雨預報準確比率為各區之冠，東部為最差的一個地區，此點與百分法修正相吻合。

此外，陳(1988)利用本研究之資料，以司瑞得分評估技術，作了前估，後符及司瑞得分(TS, 0~1)得如表 7 所示。由其結果顯示各區預報有 30.9~38.9%應驗(後符)，而豪(大)雨之發生有 18.9~75.6%事先可預報到。TS 得分以東部最低，僅 0.15，與本研究相符其他各區在 0.27~0.32 間，完全正確的預報，TS 得分為 1，前估與後符均為 100%。陳氏認為表 7 所示現階段對豪(大)雨發生與否之預報能力仍然相當有限，正符合陳(1985)所謂的「天氣預報」第一定律——指明局部天氣預報的準確與該天氣現象之劇災極度成反比，過去如此，未來亦復如此，豪雨這種劇烈中尺度天氣現象就是最好例子，使得極短期或即時預報(0~12 小時)之改進存在着有很大很大空間，更有限投入大量人力物力於研究發展及設備方面。

表 6a 突變天氣期間豪（大）雨特報之 Woodcock's 判別式計算結果（各年平均）  
Table 6a. Calculated woodcock's discriminant values for special heavy rainfall warnings.

編號	Woodcock's 氣象判別式	代號	北部	東北部	中部	南部	東部
1	比值測定 (Ratio test)	R	0.59	0.68	0.55	0.50	0.79
2	技術測定 (Skill test)	S	0.12	0.22	0.18	0.12	0.01
3	Hiedke 技術得分	T	0.19	0.33	0.17	0.11	0.12
4	Appleman's (1960) 判別式	U	0.44	0.60	0.41	0.26	0.74
5	Hanssen and kuiper's (1965) 判別式	V	0.16	0.34	0.25	0.14	0.10
6	相關係數	$r$	0.14	0.28	0.21	0.14	0.13
7	Chisquare 測定	$\chi^2$	0.03	0.01	0.01	0	0.01
8	Yule's I (Morney, 1963) 判別式	Q	0.31	0.61	0.50	0.31	0.46
9	Yule's II (Morney, 1963) 判別式	Y	0.16	0.34	0.27	0.16	0.24

表 6b 颱風警報期間豪（大）雨特報之 Woodcock's 判別式計算結果（全部平均）  
Table 6b. Calculated woodcock's discriminant values for the periods of issuing typhoon heavy rainfall events.

編號	Woodcock's 氣象判別式	代號	北部	東北部	中部	南部	東部
1	比值測定 (Ratio test)	R	0.63	0.64	0.59	0.64	0.51
2	技術測定 (Skill test)	$S_k$	0.30	0.18	0.14	0.33	0.09
3	Hiedke 技術得分	T	0.29	0.21	0.15	0.31	0.09
4	Appleman's (1960) 判別式	U	0.44	0.55	0.48	0.35	0.35
5	Hanssen and Kuiper's (1965) 判別式	V	0.35	0.28	0.21	0.33	0.13
6	相關係數	$r$	0.33	0.20	0.12	0.46	0.11
7	Chisquare 測定	$X^2$	4.19	1.57	1.12	4.85	0.47
8	Yule's I (Morney, 1963) 判別式	Q	0.68	0.52	0.40	0.71	0.26
9	Yule's II (Morney, 1963) 判別式	Y	0.39	0.28	0.21	0.42	0.13

## 五、結論及建議

本文以1977~1986年中央氣象局依據突變天氣處理辦法及颱風警報所發佈之豪（大）雨預報為評估資料（共有 327 個案）經用：(1)百分法修正與 Woodcock's 判別式，以  $2 \times 2$  矩陣列聯表方式，各依成功事件（含 yes/yes 及 no/no）與不

成功或失敗（含 yes/no 及 no/yes）事件（events），依照豪雨（日雨量 $\geq 130$ 公厘）大雨（日雨量 $\geq 50$ 公厘）之標準，就北部、東北部、中部、南部、東部及全省性等六種分區分別按上述二方法計算其百分法修正值（%）及判別係數（技術得分），以便用來評估各區之豪（大）雨預報之發佈成效（或準確率）。

表 7 1977~1986年中央氣象局發佈臺灣各地區豪(大)雨預報次數(F)、豪雨/大雨出現(或觀測)次數(O)、預報正確(或應驗)次數(C)、前估(C/O)、後符(C/F)與 TS 得分統計(取自陳, 1988)。

Table 7. Calculated threat scores (after Chen, 1988) for the heavy rainfall events issued by CWB from 1977 to 1988

次 數 區 域	預 報 (F)	觀 測 (O)	應 驗 (C)	前 估 (C/O) %	後 符 (C/F) %	TS得分 (0~1) (C/F+O-C)
北 部	89	54	30	55.6	33.7	0.27
中 部	110	45	34	75.6	30.9	0.28
南 部	132	65	48	73.9	36.1	0.32
東 北 部	76	42	27	64.3	35.5	0.30
東 部	18	37	7	18.9	38.9	0.15

經評估結果，一般特報平均百分法修正值由 35.69% (yes/yes)至 73.23% (yes/yes/+no/no)，颱風時平均百分法修正值由 44.31% (yes/yes) 至 72.17% (yes/yes+no/no)。而 Woodcock's 判別式所得之結果發現一般特報時，東北部都呈最高值(此時 PC 值高達 77.22%)，南部都呈最低值(此時 PC 值最低為 64.06%)，而颱風時，南部都呈最高值(此時 PC 最高達 71.7%)，東部都呈最低值(此時 PC 值最低為 60.87%)。由此很明顯地可看出，當採 yes/yes 事件時，突變天氣之豪(大)雨特報及颱風警報時以南部準確率最高，東部最低，而採 yes/yes+no/no 事件時，突變天氣之豪(大)雨特報，南部最低；颱風警報時，以東北部及南部最高，東部最低。

由本研究之評估結果，豪雨預報是比一般天氣預報準確率約(80~86%)為低，可見以目前所沿襲傳統之綜觀天氣法、統計方法及外延法欲對豪雨預報準確率等大幅提昇，勢必仿照目前美國、日本、英國或瑞典所發展之即時(或豪雨)預報技術為目標，再配合國內現有之設備及人力(中央氣象局現有：CDC/AMIGAS I, Advanced Meteorological Image and Graphics Analysis System 已略具國外雛型)與地形條件，似也可使豪(大)雨預報技術有更進一步之突破和改革。

總之，以臺灣這種複雜地形及天氣系統，欲對豪雨或定量降雨預報獲得大幅改進，似可參考以下建議(淺見)：

(1)成立中尺度分析或劇烈風暴警報中心，守視豪(

大)雨及其他劇烈天氣現象之發生(類似美國劇烈風暴中心 NSSL)，並即時提出預警。

- (2)重新釐定臺灣地區豪雨定量降雨之分級分區標準，可就地形狀況、土地利用狀況、環境地質構造、山崩潛感性、地候狀況、植物分布、水文條件、經濟地理與產業價值條件，都會環境、人口密度等項目，由各行專家(如都市計畫、地理、土木、水文、社會、經濟、環境工程、氣象等)先行評估討論，以決定豪雨之分區分級定量標準，以作為豪(大)雨警報之參考依據。
- (3)運用人力、財力與政府各機關之共識，突破技術瓶頸自行或委託發射人造衛星(目前交通部已正在洽商中)，使衛星資料之取得能自我控制(self-control)，並增加時間解像度(time resolution)及可以數位化衛星影像資料來估計降水型態。
- (4)廣泛(全省性)建立自動化觀測系統，其中包括：海上氣象浮漂站(buoy)、雨量測報網、垂直向探空儀。
- (5)增購海上氣象船及氣象偵察飛機，以作為海上及空中缺少測站地區資料蒐集之用。
- (6)大力改革廣播傳輸系統，使之與個人、特別使用者(customers or users)、機關能夠普遍作雙向之溝通，以達到傳播媒介之三大功能(李金銓, 1984)。使社會、個人、團體，知道我們(中央氣象局)在 Say what(說什麼)、In which channel(發布什麼特報消息)及 with what effect(有什麼影響)。

- (7)培訓專司中尺度分析之高級預報員（即懂得 NWP、雷達及衛星氣象與天氣預報者），並提高其合理待遇。
- (8)加強災害防制對策之宣導及制定「災難預防策略標準法」。從國小、國中階段，即開始灌輸氣象知識及防災對策，期能使上游（中央氣象局）下游（一般民衆）對災害之預警措施完善或建立防災意識，減少災害之發生。
- (9)建立防災警報之處理機構，如遇地震及豪雨、水災可立即提出警告與充分發揮救災功能（類似日本中央防災委員會）。
- (10)為因應 C&C (Computer & Communication) 之結合，氣象通信之高速化，將使氣象資訊之傳輸速度獲得改善，因此建議有關單位儘快（提早）將低速度（如 1200,2400 鮑）之傳輸系統提高至高速度（如 4800,9600 鮑）之傳輸系統。
- (11)繼續加強「豪雨」成因及結構之研究，包括颱風、梅雨及其他中尺度對流系統之診斷分析，實地實驗 (field experiment, 如 TAMEX) 等。並加強定量降水預報 (QPF)，降水機率（統計或客觀）預報（中尺度數值模式及區域數值模式中央氣象局正發展中，此兩模式對豪雨預報亦必然有效）技術之開發，使豪雨之預警發佈工作有所憑據。並發展人機混合交談顯示及廣播系統（圖 2）。
- (12)鑒於雷達及衛星已成為豪雨或即時預報中估計降水（雨）之最有效利器，故對本省雷達降水方程 ( $Z=AR^b$ ) 及海陸上雜波問題，勢必早日改善解決，以減少誤差出現。

## 六、參考文獻

- 吳宗堯、陳泰然、謝信良、喬鳳倫、陳正改，1983：臺灣地區春至初夏之局部性豪雨研究。中央氣象局與臺大合作研究報告，第77號。
- 陳泰然，1984：中尺度氣象學，空軍氣象聯隊氣象中心，152頁。
- 蔡清彥、劉復誠及任立渝，1984：臺灣晒鹽區降水量之分析與預報之研究(-)。經濟部製鹽總廠，66頁。
- 李金銓，1984：大眾傳播理論。三民書局，337頁。
- 謝信良及劉復誠，1985：現行颱風雨量與風力預報

- 作業。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，p. 183—215。
- 曲克恭及任立渝，1985：梅雨季發生大雨之綜觀預報法。國科會防災科技研究報告第74~01號，共55頁。
- 陳泰然，1985：美國豪雨預報之研究、發展與作業。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，p. 167—182。
- 曲克恭，1985：大（豪）雨預報作業程序及警告發佈之檢討與建議。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，p. 131—142。
- 丘台光及劉復誠，1985：民國73年6月3日臺灣北部地區豪雨之個案研究。大學科學第12期，p. 93—102。
- 丘台光及林雨我，1985：利用衛星、雷達資料作臺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，p. 107—129。
- 劉廣英及葉文欽，1985：臺灣地區豪雨及豪雨實驗計畫。氣象預報與分析第105期，p. 1—18。
- 鄭邦傑，1985：日本現行豪雨（大雨）作業程序之評介。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，p. 143—166。
- 李定國、劉昭民、張泉湧及林清榮，1986：臺灣地區梅雨期豪雨客觀預報之研究。民航局，67頁。
- 陳泰然，1988：臺灣梅雨天氣預報之研究與實作理念，天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局，p. 19—24。
- Appleman, H.S., 1960: A fallacy in the use of skill scores. Bull Amer. Meteor. Soc., 41, p. 64-67.
- Brier, G.W., and R.A. Allen, 1951: Verification of Weather Forecasts, Compendium of Meteorology, AMS, Boston.
- Browning, K.A., 1979: The FRONTIERS plan: a strategy for using radar and satellite imagery for very-short-range precipitation forecasting. Meteor. Mag. 108, p. 161-184
- Browning, K. A., 1981: A total system approach to a weather radar network. In "Nowcasting: mesoscale observations and short-range prediction", p. 115-122.
- Proceedings of a symposium at the IAMAP General Assembly, 25-28 August 1981, Hamburg. European Space



- Agency, ESA.
- Maddox, R.A., 1979: A methodology for forecasting heavy convective precipitation and flash flooding. *Natl. Wea. Dig.*, 4, p. 30-42.
- Maddox, R.A., and W. Deitrich, 1981: Synoptic conditions associated with the simultaneous occurrence of significant severe thunderstorms and flash floods. *Fourth conference on Hydrometeorology* p. 181-187.
- Hanssen, A.W., and W.J.A. Kuipers, 1965: On the relationship between the frequency of rain and various meteorological parameters. *Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, Meded. Verhand.*, 81, p. 2-15.
- Moroney, M.J., 1963: *Facts from figures*. Penguin Books Ltd, p. 264-266.
- Panofsky, H.A., and G.W. Brier, 1965: *Some Applications of Statistics to Meteorology*, 244 pp.
- Pielke, R.A., 1981: Mesoscale numerical modeling. *Adv. Geophys.*, 23, p. 185-344.
- Woodcock, F., 1976: The Evaluation of Yes/No Forecasts for Scientific and Administrative Purposes. *MWR*, 104, 10, p. 1209-1214.

## An Evaluation of CWB's Heavy Rainfall Forecasting Techniques

*Henry Fu-Cheng Liu*

Forecasting Center, Central Weather Bureau

### ABSTRACT

Weather forecasts are often accurate but never exact. Part of the reasons can be explained by the error distribution from the probability functions. This report is to evaluate the skill scores based on 327 cases (days) of the heavy rainfall forecast issued by the Central Weather Bureau (CWB) from 1977 to 1986. Two statistical methods are used: one is called percent correct (PC) and the other is called Woodcock's discriminant.

According to the verified results, the scores are not calculated well from the traditional (synoptic) and extrapolative methods. The average values based on the PC method for the special heavy rainfall warnings range from 35.69% (yes/yes events, case 1) to 73.23% (yes/yes and no/no events, case 2). Values from 44.31% (case 1) to 72.17% (case 2) are observed during the typhoon period. On the other hand, the scores from Woodcock's discriminant method show the reference values with a maximum/minimum appeared in northeastern/southern Taiwan during the special heavy rainfall warnings and vice versa for the typhoon period.

**Key Words:** Heavy Rainfall, Percentage Correct, Contingency table, Threat score, Discriminant

## 氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以推動氣象學術之應用研究及技術發展為目的，凡有關(一)氣象業務之技術發展(二)氣象作業方法之改進(三)天氣分析，預報及氣象理論之應用研究論文，均所歡迎。
- 二、本刊稿件分為三類：(一)研究論文(二)綜評(三)報告。
- 三、本刊文字務求簡明，文體以中文為主，每篇以不超過十五印刷頁為原則。
- 四、稿件須以中英文註明作者之真實姓名、服務機關及職稱。
- 五、稿件在參考文獻之後，應附英文五百字以內之摘要。
- 六、稿件之圖表名稱，須以中英文對照說明。
- 七、稿件內容過長或內容、文字、圖表有修改之必要時，得函請投稿人修正之。本刊亦得予以必要之刪改，若作者不願刪改時，請先聲明。
- 八、來稿如不刊登，則退還原著者。來稿一經刊登，則概不退還。
- 九、稿件經刊印後，非經本刊同意，不得在他處刊印或轉載。
- 十、來稿請逕寄中華民國臺北市公園路六十四號，中央氣象局學報社收。

## 中央氣象局氣象學報出版辦法

(七十七年九月十五日氣象學報編輯委員會議通過)

- 一、中央氣象局氣象學報社為推動氣象學術之應用研究及技術發展特出版「氣象學報」期刊一種。
- 二、本刊暫定每年出版四次，分別在三、六、九、十二月發行。
- 三、本刊之收稿、交審、複審、退稿、修正、交排、送校等，均由編輯人員備專冊登記，審查人及審查意見不對外公開。審查委員由主編視稿件性質商請各該學科之學者專家擔任。倘兩位委員之審查意見有較大之出入，主編得另請第三者評審之。
- 四、審查通過之稿件、編輯人員應與原作者取得連繫，商討有關付印等事宜。
- 五、論文一經由本刊發表、贈送作者該期氣象學報五本及抽印本五十本，如需增加抽印本，應另付工本費。
- 六、本刊之出版費暫由中央氣象局編列預算支付之。
- 七、本辦法經氣象學報編輯委員會通過後實施，其修改亦同。

## 民國七十五年北太平洋西部颱風概述(二)

陳 來 發                      陳 清 得

中央氣象局預報課長

中央氣象局預報測站技士

(收稿日期: 77. 4. 7; 審稿日期: 77. 4. 27; 定稿日期: 77. 5. 17)

關 鍵 詞: 近赤道槽、間熱帶輪帶、合流、藤原效應

(7)七月: 共有三個颱風形成, 分別為編號8607號的超級強烈颱風佩姬 (PEGGY), 編號 8608 號的中度颱風羅杰 (ROGER) 及編號8609 號的輕度颱風莎拉 (SARAH)。

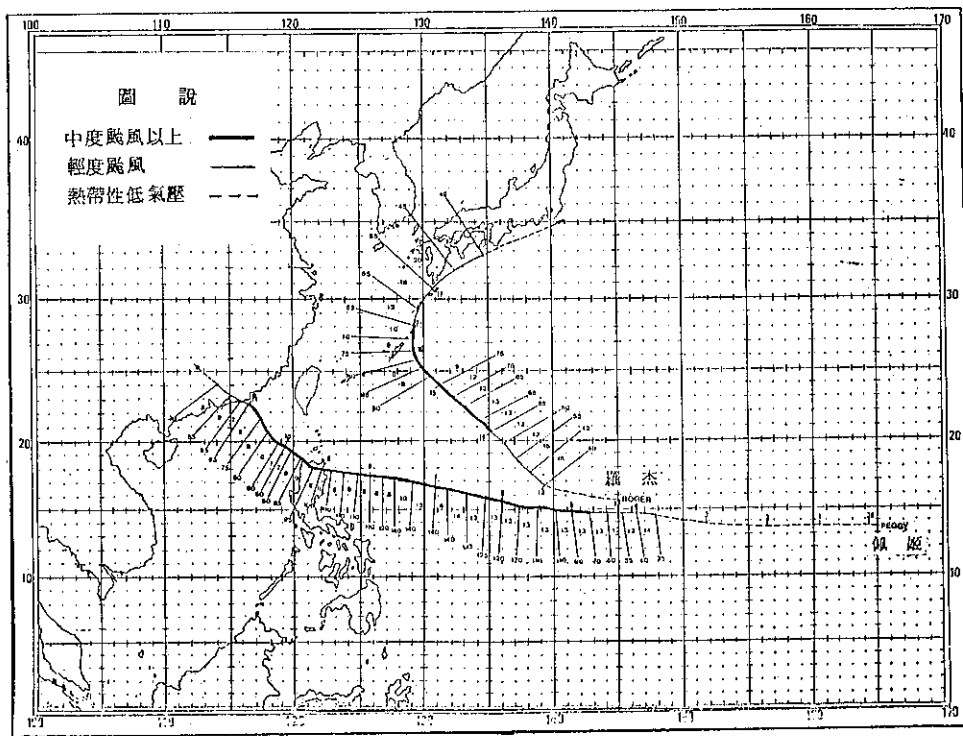
### 1. 佩姬 (PEGGY) 颱風:

在奧文西行至菲律賓東方海面時, 於關島東北東方海面又有雲系發展, 於 6 月 30 日 00Z 形成熱帶性低氣壓沿高壓南方邊緣向西快速移動, 7 月 3 日 18Z 移至關島東北方近海增強為佩姬颱風, 仍向西快速前進, 4 日 18Z 增強為中度颱風, 5 日 00Z 移向轉為西北西前進, 強度已接近強烈颱風邊緣, 5 日 06Z 增強為強烈颱風, 仍持續向西北西快速行進, 6 日 00Z 高壓西伸更穩定了佩姬的移向, 12Z 佩姬強度已接近超級強烈颱風邊緣, 中心氣壓降至 917 毫巴, 18Z 增強為超級強烈颱風, 7 日 00Z 抵最強時期 (見圖十二), 中心氣壓降至 894 毫巴, 颱風眼由雲圖可清晰看見 (圖十三), 然而在此時於長江口附近有低壓發展, 臺灣附近為強盛西南氣流籠罩而臺灣東方副熱帶高壓正向西伸, 中央氣象局考慮佩姬未來將受強盛西南氣流及高壓西南部的東南氣流之合流 (confluence) 導引將對臺灣東部海面及巴士海峽侵襲, 故於 7 日 01Z 發布海上颱風警報, 7 日 12Z 因佩姬仍為超級颱風, 暴風半徑為 400 公里, 若沿高壓南方邊緣移動有可能進入巴士海峽, 朝香港東方前進, 因此中央氣象局對臺灣東南部及南部地區發布陸上警報。7 日 18Z 佩姬減弱為強烈颱風, 隨後於 8 日 00Z 因副熱帶高壓增強而長江口的低壓減弱, 使佩姬行經較原先所考慮的路徑更偏西, 而在 9 日 00Z 登陸呂宋島。臺灣海峽因氣流

過山出現副低壓, 顯示佩姬未來將受副低壓導引而在離開呂宋島時應有偏北之傾向。9 日 06Z 佩姬減弱為中度颱風, 12Z 佩姬果受副低壓之牽引而稍向北偏移進入巴士海峽, 此時在中國西北方有一冷高壓向東南移動, 而佩姬則改為向西北進行, 於 11 日 06Z 登陸汕頭與香港間, 隨即受地形破壞而威力減弱成為輕度颱風, 11 日 18Z 再減弱為熱帶性低氣壓而結束為期 8 天之颱風生命史, 全部行程平均移速為 19 km/hr (10.3 KTS)。

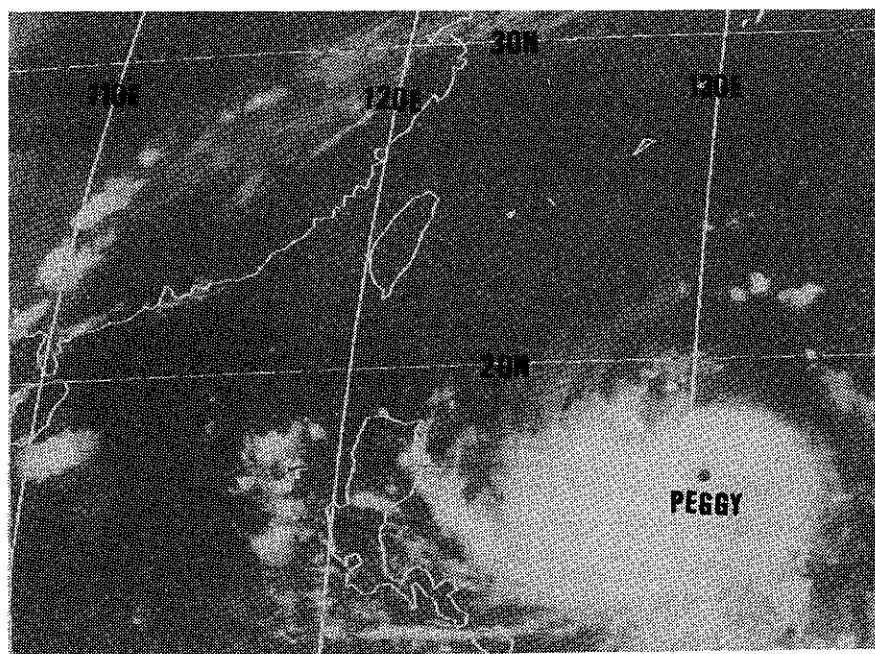
### 2. 羅杰 (ROGER) 颱風:

在佩姬抵達東沙島附近海面時, 於 10 日 12Z 於威克島南南西方海面又有低壓雲系發展, 由於高層有強烈輻散場支持, 遂於 11 日 06Z 增強為熱帶性低氣壓, 沿高壓南方邊緣向西移動, 13 日 00Z 抵關島西北西方海面時增強為羅杰颱風, 在當日 12Z 700 毫巴之氣流場知悉副熱帶高壓勢力頂盛, 導引羅杰穩定的沿高壓邊緣向西北西行進 (見圖十四), 然而於 14 日 00Z 因高壓稍東退, 且在中國東北到華北正有低壓槽在加深並有向東南移動之傾向, 因而導引羅杰向西北行進, 此時羅杰已增強為中度颱風。15 日 06Z 羅杰已達強盛時期, 在可見光雲圖上其颱風眼已隱約可見, 12Z 為最強階段, 中心氣壓 955 毫巴, 風速達 43 m/sec (85 KTS), 而大陸上低壓槽已抵蘇北到長江口間, 導引羅杰轉向北進行。並於 16 日 18Z 減弱為輕度颱風, 再受西風導引向東北行進, 迨 17 日 18Z 移至本州南方近海時納入溫帶低壓雲系而消失, 全部行程平均移速 23 km/hr (12.4 KTS) (見圖十二)。



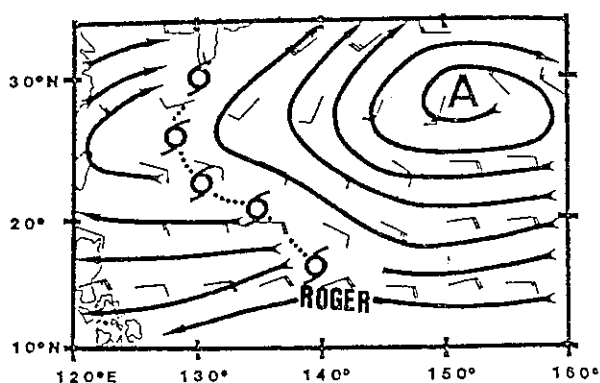
圖十二 佩姬及羅杰颱風之路徑、強度及移速變化圖

Fig. 12 The chart of track, intensity and moving speed for Typhoon PEGGY and ROGER in 1986



圖十三 民國75年7月7日 00Z 紅外線拍攝之衛星雲圖

Fig. 13 GMS-3 IR imagery at 070000Z July 1986



圖十四 民國75年7月13日12Z 700 毫巴風場分析圖  
(圖取自 JTWC 報告)

Fig. 14 The chart of 700 mb wind analysis on 131200Z July showing location and orientation of the subtropical ridge that influenced ROGER'S movement. The dashed line shows Typhoon ROGER'S eventual track. (the chart comes from JTWC'S report).

### 3. 莎拉 (SARAH) 颱風

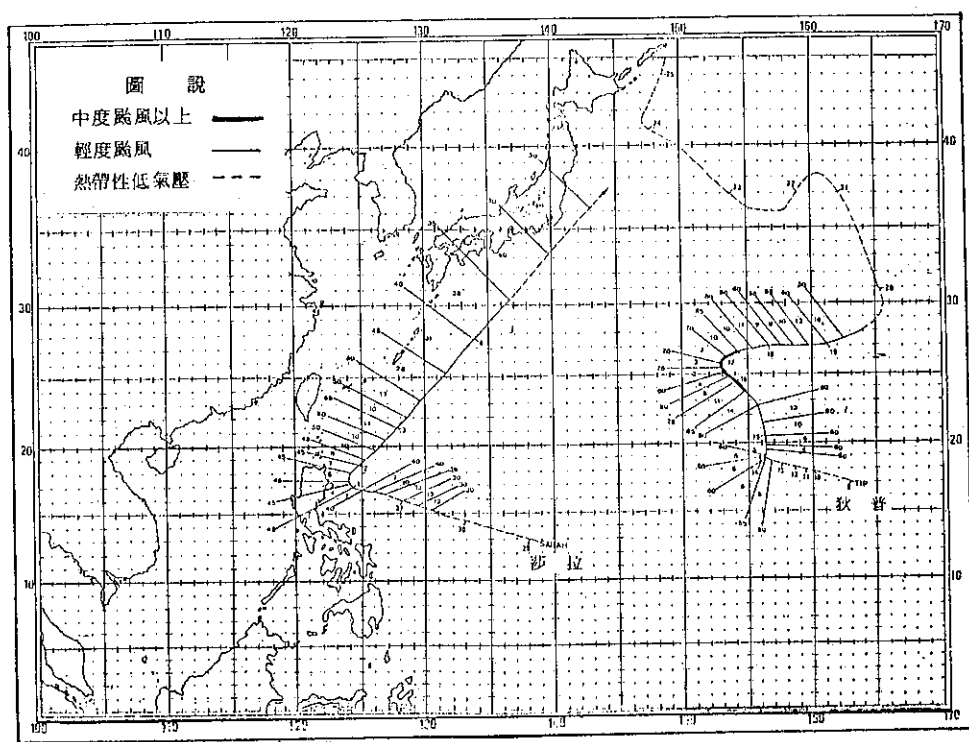
7 月中旬羅杰消失後，太平洋地區之副熱帶高壓甚強，一直籠罩着北太平洋中部地區，於赤道低緯區雖陸續有擾動形成，終因周圍大氣環境不支持而無法發展，直至26日00Z 在關島東南方有一發展較好的低壓系統出現，12Z 發展為熱帶性低氣壓，沿着高壓邊緣西進，於31日06Z 移至呂宋島東方海面時增強為莎拉颱風，仍沿高壓邊緣向西北西行進，8月1日00Z 因高壓東退且脊線北抬，而在中國華北亦有低壓槽向東南移動，莎拉因這兩種環境的改變，而使其移向跟着改變，由原來的西北西轉為向北飄移，中央氣象局遂於1日00Z 發布海上颱風警報。然而在1日18Z 當莎拉移至呂宋島東方近海時，在琉球南方有一熱帶性低氣壓生成，此熱帶性低氣壓牽制了莎拉的行徑，使莎拉在原地附近緩慢移動後轉向東北東行進，減輕了對臺灣侵襲的威脅性（見圖十五）。隨後仍受熱帶性低氣壓的牽制繼續向東北行進，3日00Z 莎拉終於將熱帶性低氣壓環流併入而壯大，增強至最強時刻，中心風速 28m/sec (55 KTS)，中心氣壓 985 毫巴（見圖十六）。由於在韓國北部有低壓槽正快速向東南移動，導引了莎拉繼續向東北加速進行，在4日12Z 與溫帶

低壓雲系相接合，而於日本本州南方海面減弱為熱帶性低氣壓，全部行程平均移速為 28 km/hr (15 KTS)。

(3)八月：計有三個颱風形成，分別為編號8610號的狄普 (TIP) 颱風，本年生命期次長的編號8611號薇拉 (VERA) 颱風及本年路徑最為詭異且生命期最長編號8612號的韋恩 (WAYNE) 颱風。在此月份發生之三個颱風其路徑均甚為詭異，皆呈不規則的彎曲線型移動，實值得探討，今將此三個颱風分述於下：

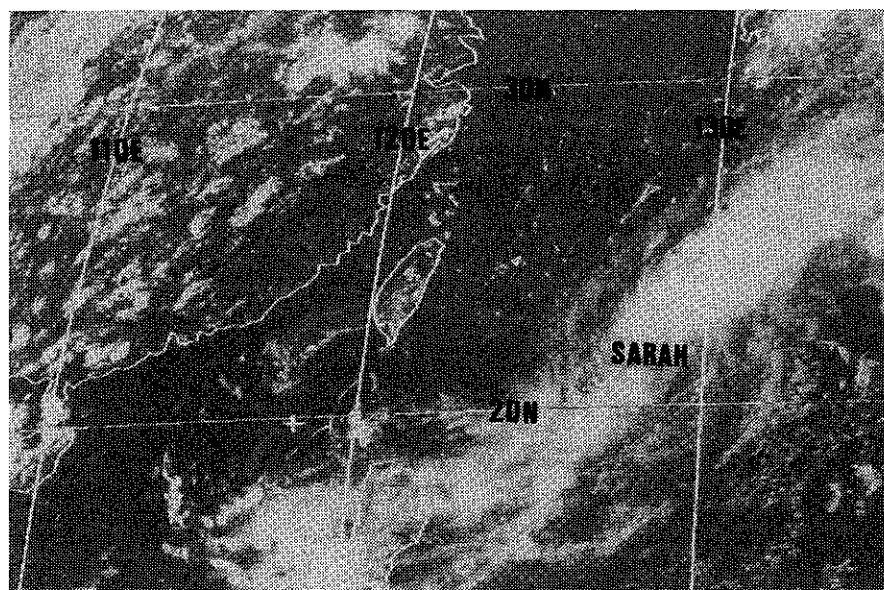
#### 1. 狄普 (TIP) 颱風：

7 月初當莎拉消失後，因值盛夏熱帶地區的輻合帶上相當活躍，不斷在赤道區有低氣壓形成，9日00Z 在關島東北東方有一中心氣壓1003毫巴的低壓系統正在發展，12Z 增強為熱帶性低氣壓但尚未發展成颱風（後來發展成薇拉颱風），向西移動。此時由東太平洋地區西移的 GEORGETTE 颱風已越過國際換日線且加速向西行進中，而關島聯合作業中心 (PGTW) 沒更改名字，一度給中央氣象局在處理颱風作業上造成困擾。在10日12Z 於 GEORGETTE 颱風及薇拉颱風前身的熱帶性低氣壓之間竟又生成一低壓系統，隨着整個輻合帶快速向西移動，到12日12Z 該低壓發展為熱帶性低氣壓，沿副熱帶高壓邊緣向西北西移動，此刻在 15°N 至 20°N 間的洋面上甚為熱鬧，至13日06Z 隨 GEORGETTE 西移的熱帶性低氣壓增強為狄普 (TIP) 颱風，因與 GEORGETTE 颱風相距甚近而受 GEORGETTE 颱風之牽制，形成兩颱風以一中心點連線互相影響地相偕而行的運動着，而由13日00Z 起狄普颱風和 GEORGETTE 颱風即開始產生藤原效應 (Fujiwhara effect) (見圖十七) 直到14日12Z GEORGETTE 颱風減弱為熱帶性低氣壓，而此刻狄普之環流已將 GEORGETTE 殘存的熱帶性低氣壓籠罩在其環流內，15日06Z 狄普運行至 GEORGETTE 殘存的熱帶性低氣壓之東北方，15日18Z增強為中度颱風，且將 GEORGETTE 殘存的熱帶性低氣壓吞併以增強其強度，16日06Z 達最強階段（見圖十五），風速41m/sec (80KTS)，中心氣壓955毫巴。然而由14日06Z 起副熱帶高壓與 ITCZ 皆北抬，高壓脊線達 36°N 而有東退之勢，同時在西伯利亞東部却有潛深的低壓槽向東南方移動，此兩因素導引狄普向北移動，



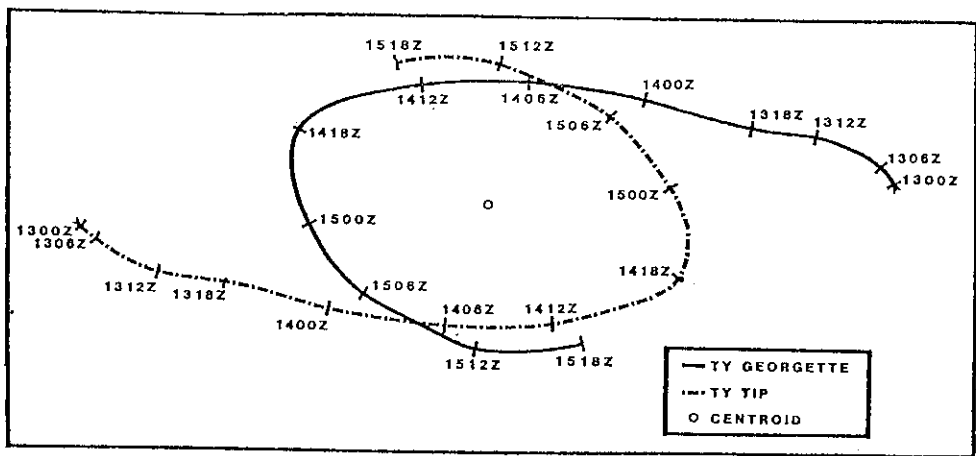
圖十五 莎拉及狄普颱風之路徑、強度及移速變化圖

Fig. 15 The chart of track, intensity and moving speed for Typhoon SARAH and TIP in 1986



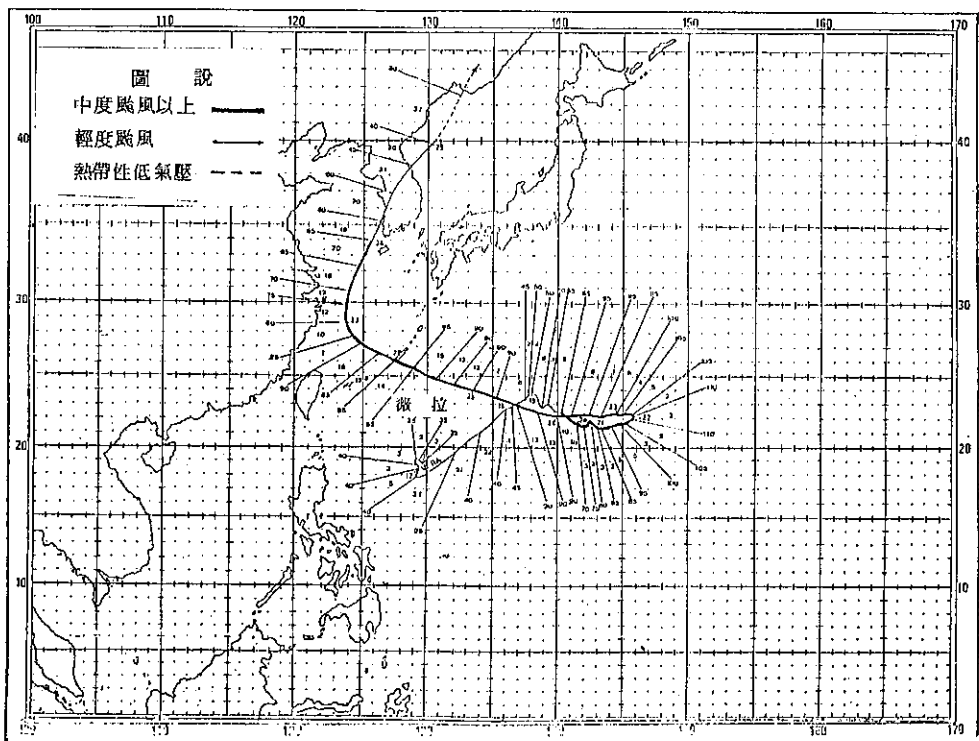
圖十六 民國75年8月3日06Z 可見光拍攝之衛星雲圖

Fig. 16 GMS-3 VIS imagery at 030600Z AUG. 1986



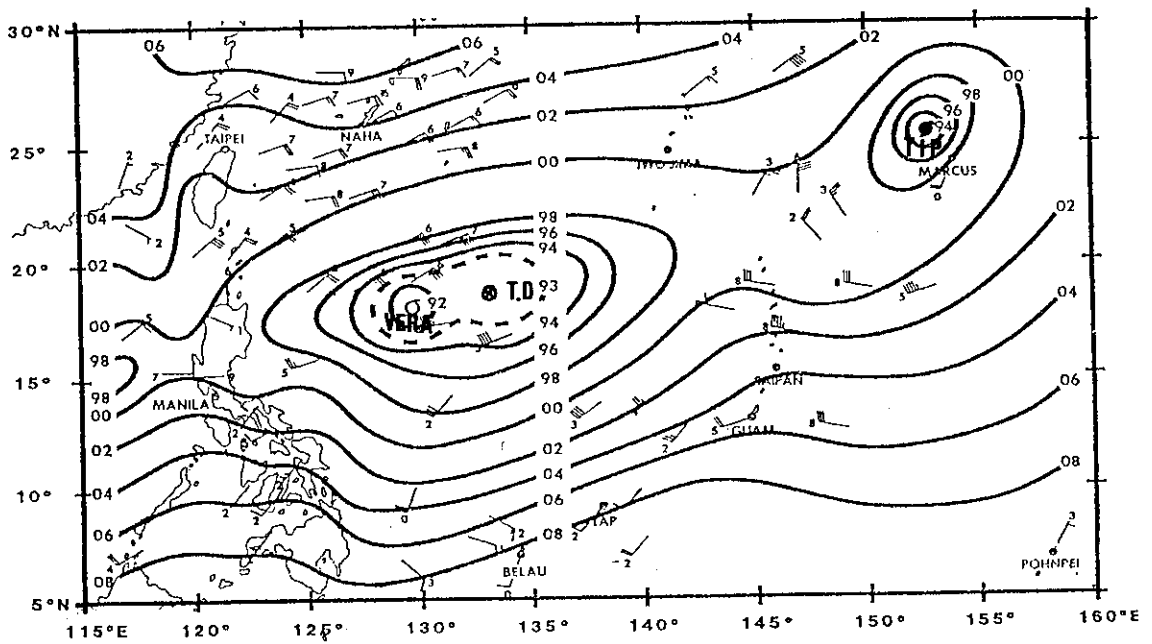
圖十七 狄普颱風與 GEORGETTE 颱風發生藤原效應之示意圖 (圖取自 JTWC 報告)

Fig. 17 A diagram showing Fujiwhara effect between TIP and GEORGETTE. When the translational motion is removed from both GEORGETTE and TIP, their distinctive center-relative counterclockwise movement about the centroid of their midpoints becomes apparent. (the chart comes from JTWC'S report)

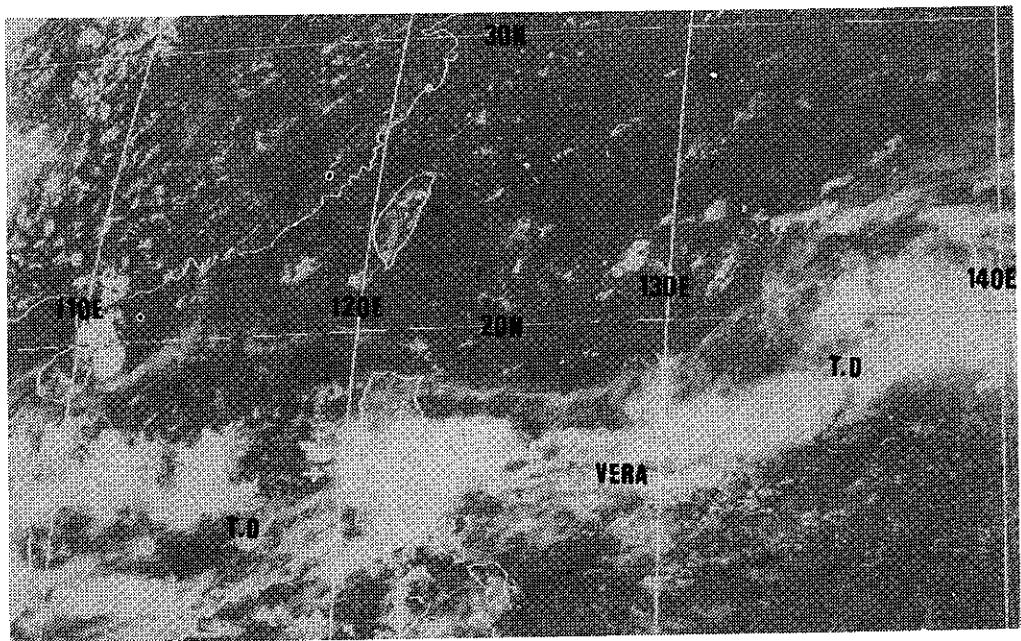


圖十八 薇拉颱風之路徑、強度及移速變化圖

Fig. 18 The chart of track, intensity and moving speed for Typhoon VERA in 1986



圖十九 民國75年8月17日 00Z 地面分析圖 (圖取自 JTWC 之報告)  
 Fig. 19 The surface analysis chart at 170000Z AUG. 1986 (The chart comes from JTWC'S report)



圖二十 民國75年8月17日06Z可見光拍攝之衛星雲圖  
 Fig. 20 GMS-3 VIS imagery at 170600Z AUG. 1986



直到15日12Z起原東退的副熱帶高壓再度西伸，逼使狄普轉向西北進行，16日18Z低壓槽移至日本北海道，而噴射氣流伴隨低壓槽南下，迫使狄普再度轉向東北東移動，至19日18Z再轉向北行進，21日06Z變性為溫帶氣旋而結束其颱風生命（見圖十五），整個過程平均移速為 15 km/hr (8 KTS)。

## 2. 薇拉 (VERA) 颱風：

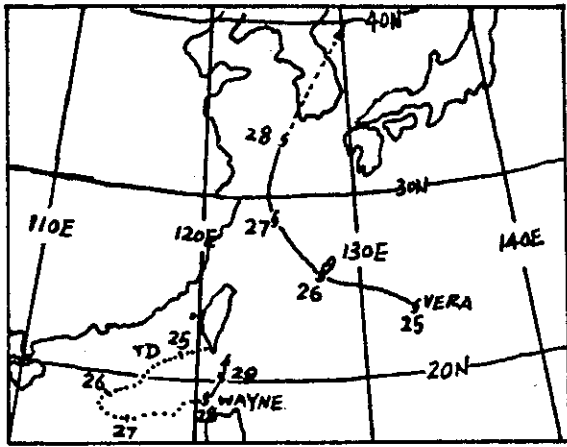
薇拉之生命史乃源自 8 月 9 日 00Z 在關島東北東方之低壓系統，因高空輻散場支持而於 9 日 12Z 增強為熱帶性低氣壓，隨之沿高壓邊緣向西移動，8 月 13 日至 15 日當狄普與 GEORGETTE 正相互影響之際，該熱帶性低氣壓已西移至呂宋島東方海面，於 16 日 00Z 增強為薇拉颱風 (VERA)，此時在呂宋島西方也有一低氣壓正在發展着，（於 18 日 12Z 發展為韋恩颱風）而薇拉東方又形成一熱帶性低氣壓，薇拉處於此兩熱帶系統之間，使其行進方向呈現近似滯留狀態（薇拉颱風之全部路徑詳見圖十八），然而由 17 日 00Z 之地面分析圖（見圖十九）中，於薇拉東北東方可看出熱帶性低氣壓環流愈來愈好有取代薇拉之趨勢，而薇拉的環流却愈來愈不明顯，此種現象亦可由 17 日 06Z 的可見光衛星雲圖中顯示出來（見圖二十）。至 17 日 12Z 熱帶性低氣壓終於取代了薇拉的地位，使得薇拉在路徑上顯示有不連續現象而呈現向東北方跳躍的情形。然而薇拉及狄普均在間熱帶輻合帶內，故薇拉受狄普之移向影響向東北行進，19 日 00Z 於東海至日本南方有小型高壓東移，且於 18 日 09Z 起南半球的高壓增強向北半球推移，使薇拉受此兩因素改變的導引呈不規則運動，19 日 12Z 在薇拉東方又產生熱帶性低氣壓，薇拉因又合併該熱帶性低氣壓環流，於 19 日 18Z 增強為中度颱風，依然呈不規則地向偏東方向移動，於 21 日 12Z 再增強為強烈颱風，但因此刻在日本本州東南方有副熱帶高壓盤據，阻止了薇拉向東移動，因強盛高壓的衝擊薇拉於 22 日 00Z 達最強階段，風速為 56 m/sec (110 KTS)，中心氣壓 923 毫巴，此時正是韋恩登陸於臺灣濁水溪河口之際，22 日 06Z 因副熱帶高壓西伸迫使薇拉轉向西進行，23 日 06Z 薇拉減弱為中度颱風，繼續向西進行，24 日 00Z 起薇拉向西北西行進，當 24 日 18Z 韋恩二度登陸於臺灣的恒春半島，受地形破壞而減弱為熱帶性低氣壓之際，薇拉已移至琉球東南方海面。因兩者相距甚近而產生藤原效應（見圖廿一）。

不過在 25 日 00Z，副熱帶高壓已西伸至日本海一帶，強盛的東來氣流導引薇拉加速向西北西移動且暴風半徑增大至 400 公里，朝臺灣東北部海面而來，因此中央氣象局在韋恩第二次颱風警報解除之際，考慮薇拉未來有影響臺灣東北方海面之勢而立即接著發布薇拉的海上警報，25 日 06Z 由於副熱帶高壓更加強，因而使中央氣象局立即對臺灣北部及東部發布陸上颱風警報（韋恩侵襲後中南部已嚴重受災，為慎防薇拉形成「西北颱」而造成北部重大災害）。26 日 00Z 因高壓減弱且東退，而於中國西北半壁有一深槽低壓槽向東南移動，高壓勢力大為減弱，使薇拉由西北轉向北北西逐漸遠離臺灣，27 日 00Z 高壓已東退至日本本州東方，日本至韓國一帶南來氣流旺盛，導引薇拉轉向北移動後受深槽之吸引加速向東北行進，侵襲登陸韓國南部，造成韓國南部的重大損失（6 人死亡，百萬美元的農作物損失及嚴重的水災），爾後威力大減，變成輕度颱風，29 日 06Z 變性為溫帶氣旋，全部行程平均移速為 19 km/hr (10.3 KTS)。

## 3. 韋恩 (WAYNE) 颱風：

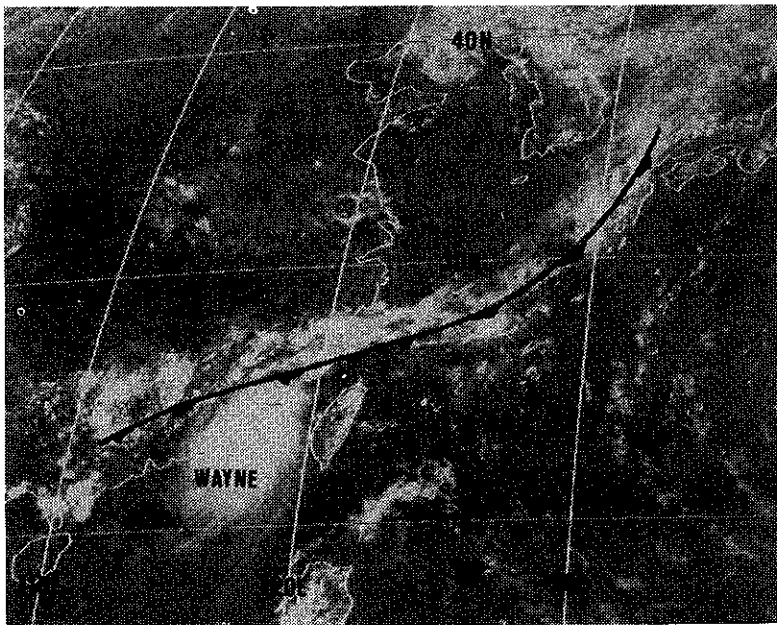
韋恩颱風為本年度行徑最為詭異且生命期最長的颱風，有關韋恩的個別報告在氣象學報 34 卷第一期中有詳細的說明，今只簡單敘述其生命史於下：

韋恩原為 16 日 00Z 在呂宋島西方近海的低壓系統，16 日 12Z 增強為熱帶性低氣壓，18 日 06Z 發展至接近颱風之強度，18 日 12Z 成為輕度颱風，向西北移動，19 日 12Z 抵東沙島西南西方海面時增強為中度颱風，由於華南有冷鋒移近誘使韋恩開始轉向偏北，20 日 00Z 起轉向東北，21 日 00Z 移至香港東方時，颱風眼已很明顯，21 日 06Z 冷鋒雲帶與韋恩環流相結合（見圖廿二），而使韋恩偏向東北東移動，進入臺灣海峽，此刻韋恩威力已達侵襲臺灣前之最強階段。21 日 1930Z 左右，中心通過澎湖地區，21 日 2240Z 登陸於雲林和彰化兩縣交界的濁水溪河口（見圖廿三），22 日中午越過中央山脈，於 22 日 05Z 左右由花蓮附近出海，繼續偏東進行，22 日 18Z 抵琉球石垣島及宮古島之間海面時，減弱為輕度颱風，由於日本附近氣壓場之氣壓增高及薇拉之快速西移對韋恩產生牽制作用，阻止韋恩偏東進行，且於石垣島附近海面打轉，呈現不規則運動，隨後因華南沿海一帶東北風顯著增強，復導引韋恩轉向西南移動，再度撲向臺灣東南部（見圖廿四），



圖廿一 民國75年8月25日至29日熱帶性低氣壓 (T. D.)，韋恩及薇拉颱風中心作藤原效應之示意圖 (圖中數字代表日期，點線表示熱帶性低氣壓階段，實線代表颱風階段)

Fig. 21 A diagram showing Fujiwhara effect between tropical depression, WAYNE and VERA (number denoted date, solid and broken lines represented typhoon stage and tropical depression, respectively)



圖廿二 民國75年8月21日06Z可見光拍攝之衛星雲圖

Fig. 22 GMS-3 VIS imagery at 210600Z AUG. 1986

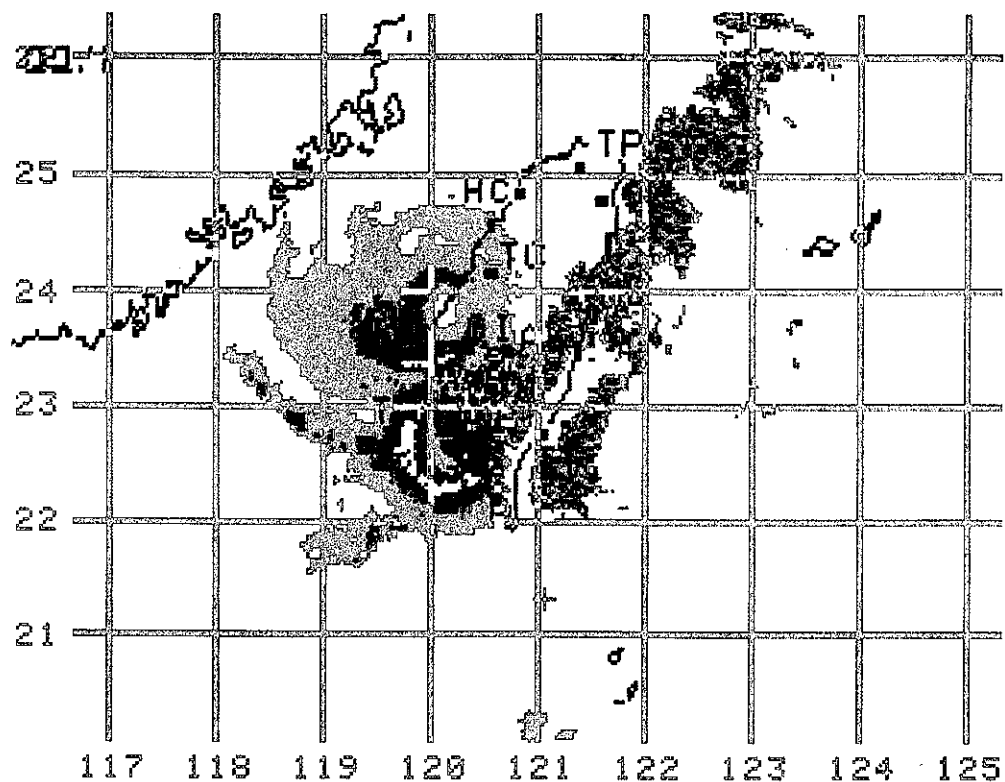


圖 廿三 民國 75 年 8 月 21 日 2240Z 韋恩颱風登陸濁水溪河口時高雄氣象雷達所拍攝颱風降水回波圖  
 Fig. 23 Radar echoes observed by Kaohsiung during WAYNE landed in the vicinity of Choshui-Hsi at 212240Z AUG. 1986

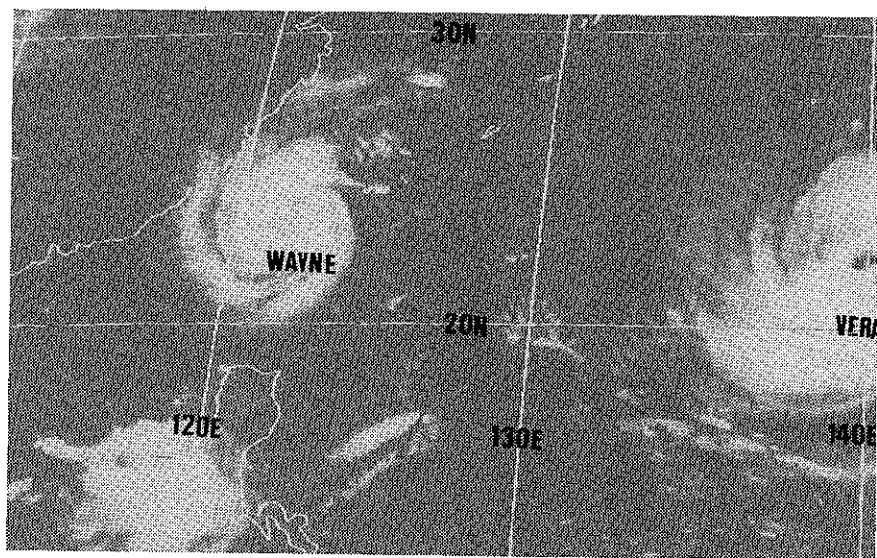
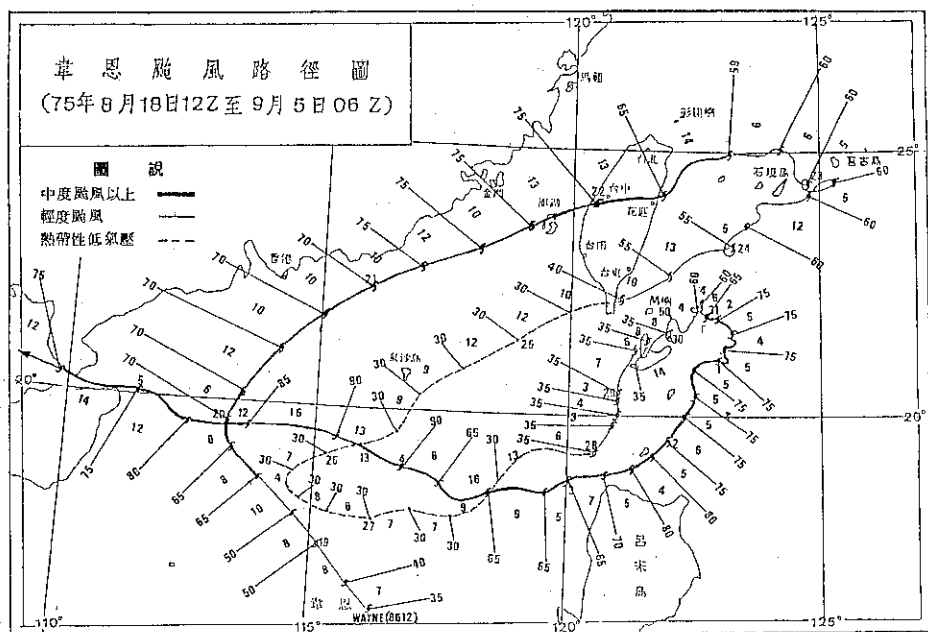
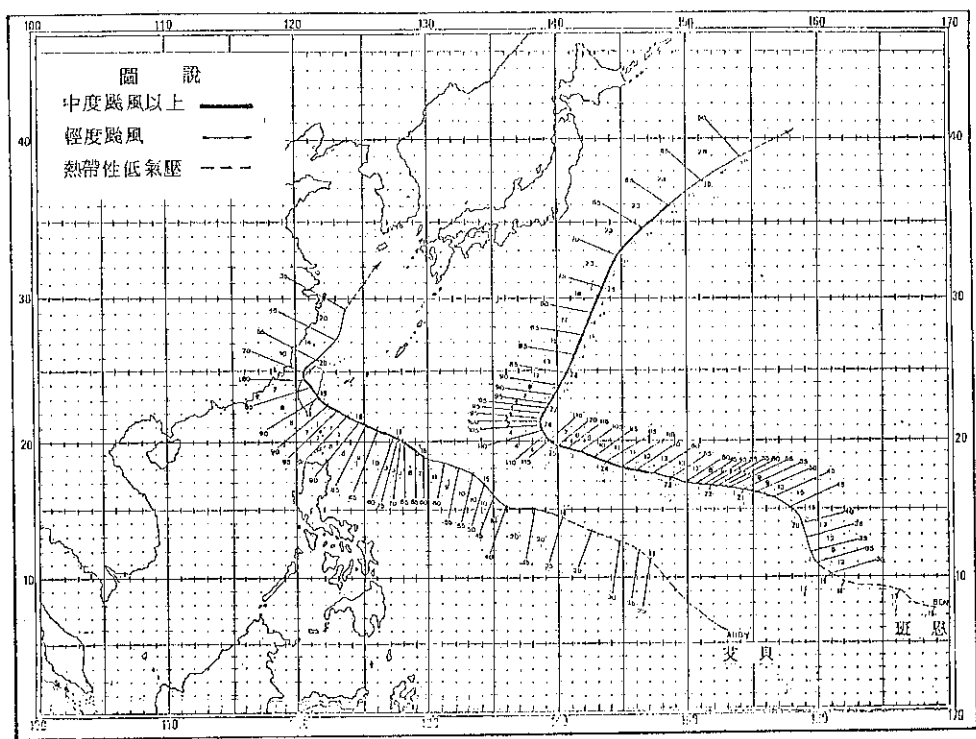


圖 廿四 民國 75 年 8 月 24 日 00Z 紅外線拍攝之衛星雲圖  
 Fig. 24 GMS-3 IR imagery at 240000Z AUG. 1986



圖廿五 韋恩颱風之路徑、強度及移速變化圖 (圖中點線表示熱帶低氣壓階段，實線表示颱風階段)

Fig. 25 The chart of track, intensity and moving speed for Typhoon WAYNE in 1986 (broken line denote tropical depression stage, solid line represent typhoon stage)



圖廿六 艾貝及班恩颱風之路徑、強度及移速變化圖

Fig. 26 The chart of track, intensity and moving speed for Typhoon ABBY and BEN in 1986

24日14Z 左右第二次登陸於臺灣的臺東大武一帶，穿過恒春半島，隨即受地形破壞減弱為熱帶性低氣壓。25日06Z 韋恩所殘線的熱帶低性氣壓移至東沙島東方海面時，其環流仍甚明顯，26日抵東沙島西南方海面時，再度受到微拉的牽引，使熱帶性低氣壓呈 180 度轉向，回頭向巴士海峽移動，28日00Z 抵呂宋島西北方近海時，又增強為輕度颱風，並尾隨微拉颱風緩慢北移（見圖二十四），至蘭嶼附近海面時才脫離微拉的牽制。然而在29日起於韋恩東南方海面另出現一熱帶性低氣壓，且與韋恩發生牽引作用，導致韋恩在蘭嶼附近海面再度呈現不規則運動，並有打轉現象，31日00Z 韋恩又增強為中度颱風，其行徑仍不規則，直到9月2日因熱帶性低氣壓遠離，及太平洋高氣壓西伸使韋恩恢復正常西行的路徑，9月4日00Z 韋恩增強至最強階段，風速 46 m/sec (90 KTS)，氣壓951毫巴，並繼續西行，5日通過海南島後於6日06Z 減弱為熱帶性低氣壓，7日變成一低氣壓而結束其前後近20天（包括熱帶性低氣壓時期）之生命史，（僅計其颱風強度之生命史為15.3天）全部歷程為近九十年來罕見且為行踪詭異的特殊颱風（見圖廿五），對臺灣地區造成極為嚴重的災害（詳細情形見韋恩個別報告），其歷程平均移速為 16km/hr(8.6KTS)。

(七)九月：僅有二個颱風，一為侵臺的編號8613號艾貝 (ABBY) 颱風，另一為編號8614號的班恩 (BEN) 颱風。

#### 1. 艾貝 (ABBY) 颱風：

太平洋北部於8月經過狄普，薇拉及韋恩等三颱風之相繼出現後，漸趨寧靜，雖於8月28日在關島北北東方及西北方海面分別產生熱帶性低氣壓，但終因環境不適而沒發展。太平洋高壓也再度西伸，脊線恢復偏南，直到9月10日00Z 在關島南方及東南方才又有較好之低壓雲系發展，12日00Z 在關島東南方終於蘊釀出一熱帶性低氣壓，因太平洋高壓脊線在 28°N，致使熱帶性低氣壓先向西北移動再向西北西，於14日00Z 增強為艾貝颱風，沿着太平洋高壓向西北西轉西北進行，16日06Z 增強為中度颱風，此時雖由貝加爾湖東南方有低壓槽迅速向東南移動，但終因太平洋高壓強盛穩定而使低壓槽對艾貝無導引作用，使艾貝得以穩定地向西北方向進行，朝臺灣而來，中央氣象局乃於16日0155Z 發

布海上颱風警報，17日0735Z 發布陸上颱風警報，而此刻艾貝亦逐漸增強，於18日12Z 達最強階段，風速 48 m/sec (95 KTS)，中心氣壓943 毫巴，其颱風眼由衛星雲圖清晰可見，18日2348Z 於臺東新港間登陸，19日1447Z 由梧棲北方出海，造成中南部及東部均有災情（詳見艾貝個別報告），然因當時在華北到華南有深槽而導引艾貝轉向東北行進，於20日18Z 抵韓國南方海面時變性為溫帶氣旋，結束颱風生命期（見圖廿六），全部歷程平均移速為 17 km/hr (9 KTS)。

#### 2. 班恩 (BEN) 颱風：

9月16日00Z 當艾貝移至呂宋島東方海面時，於威克島南南東方又有熱帶擾動存在，且向西北西移動，18日18Z 發展為熱帶性低氣壓，19日06Z 增強為班恩颱風，因其北方有深槽導引使班恩移向北北西進行，20日06Z 因太平洋高壓西伸，班恩於是再轉向西北西進行，21日00Z 因班恩移至高層鞍形場下方，導引氣流不強而使其移動速度緩慢，隨後至22日12Z 起因太平洋高壓再西伸使班恩移速增快，並於23日09Z 增強為中度颱風，仍穩定地向西北西行進，24日12Z 再增強為強烈颱風，25日00Z 達最強階段，風速為 63 m/sec (120 KTS)，中心氣壓 917 毫巴，颱風眼甚為清楚，隨後於25日12Z 由日本、韓國一帶之低層高壓脊向西南延伸至臺灣一帶阻止班恩繼續向西北移動而向北北西到北方向進行，26日12Z 高層有深槽移入使高壓脊減弱，班恩受槽前強盛西南流導引轉向東北行進，並且減弱為中度颱風，往後三天受高空槽及西風導引繼續向東北加速進行，於30日00Z 減弱為輕度颱風 06Z 變性為溫帶氣旋，結束颱風生命史（見圖廿六），全部歷程平均移速為 20 km/hr (10.8 KTS)。

(八)十月：本月計有五個颱風分別為編號8615號的卡門 (CARMEN) 颱風，編號8616號的唐姆 (DOM) 颱風，編號 8617 號的艾倫 (ELLEN) 颱風，編號8618號的佛瑞特 (FORREST) 颱風及編號8619的喬琪亞 (GEORGIA) 颱風，茲分別敘述於後：

#### 1. 卡門 (CARMEN) 颱風：

當九月底班恩轉向東北加速移動之際威克島東南方有熱帶擾動發展，先是向西而後再轉向西北西移動，至10月1日移到關島東南方海面時，增強為熱帶性低氣壓，2日00Z 發展為卡門颱風，仍向西

北西移動，3日18Z因受日本本州之低壓槽導引而改向西北進行，侵襲關島，4日06Z增強為中度颱風。5日00Z起於中國本土有低壓發展並向東北移出加深，而在菲律賓羣島近海有熱帶性低氣壓（於9日00Z增強為唐姆颱風，威克島南方海面亦有一熱帶性低氣壓（於11日00Z增強為艾倫颱風）形成，使間熱帶輻合帶再度活躍，卡門受低壓槽移出加深影響而改變其移向為由西北轉北北西，5日18Z卡門增強為強烈颱風且達最強階段，風速51 m/sec (100KTS)，中心氣壓939毫巴，然其颱風眼，自5日04Z起即很明顯，至12Z環流更清楚，但為時不久於6日00Z便又減弱為中度颱風，向北移動，6日00Z因低壓槽已抵日本本州一帶，槽前之西南氣流導引卡門轉向東北移動逐漸進入中緯度，受西風影響加速向東北移動，於8日12Z減弱為輕度颱風，且迅速變性為溫帶氣旋，（見圖廿七），全部行程平均移速為26 km/hr (14 KTS)。

#### 2. 唐姆 (DOM) 颱風：

唐姆颱風之生命史導自3日00Z在菲律賓羣島的熱帶擾動，於5日00Z形成熱帶性低氣壓，往後4天均維持熱帶性低氣壓階段向西移動，穿過菲律賓羣島中部到達南海海面時，吸取大量暖濕水汽於9日00Z發展為輕度颱風，以西北西方向朝中西沙島海面進行，於9日12Z達最強階段，風速23m/sec (45KTS)，中心氣壓990毫巴，然此時因中國大陸為冷高壓盤據，至使唐姆之駛流穩定，維持向西北西進行，11日12Z登陸越南北部，受安南山脈破壞，於11日18Z減弱為低氣壓（見圖廿七），全部行程平均移速為15 km/hr (8 KTS)。

#### 3. 艾倫 (ELLEN) 颱風：

艾倫颱風起自3日在威克島東南方的熱帶擾動，5日00Z形成熱帶性低氣壓，隨後6天仍維持熱帶性低氣壓穩定向西移動，於11日00Z在菲律賓羣島南部近海受黑潮暖洋流之水汽供給而增強為輕度颱風，向西轉西北西行進，穿過菲律賓羣島南部時強度稍減弱，在12日06Z出海後移向偏北，而向西北進行，12日12Z起在中國西北半壁適有低壓槽移出，而導引艾倫轉向北北西沿呂宋島西方海岸向北漂移，13日06Z該低壓槽已移至華北，原先盤據在華中的北方冷高壓則分裂東移，使艾倫北方之氣壓場轉變為一鞍形場，導致艾倫向北緩慢移動。13日18Z艾倫增強為中度颱風，且於14日00Z艾倫更向北移動，朝東沙島及臺灣海峽南部而來，中央氣象

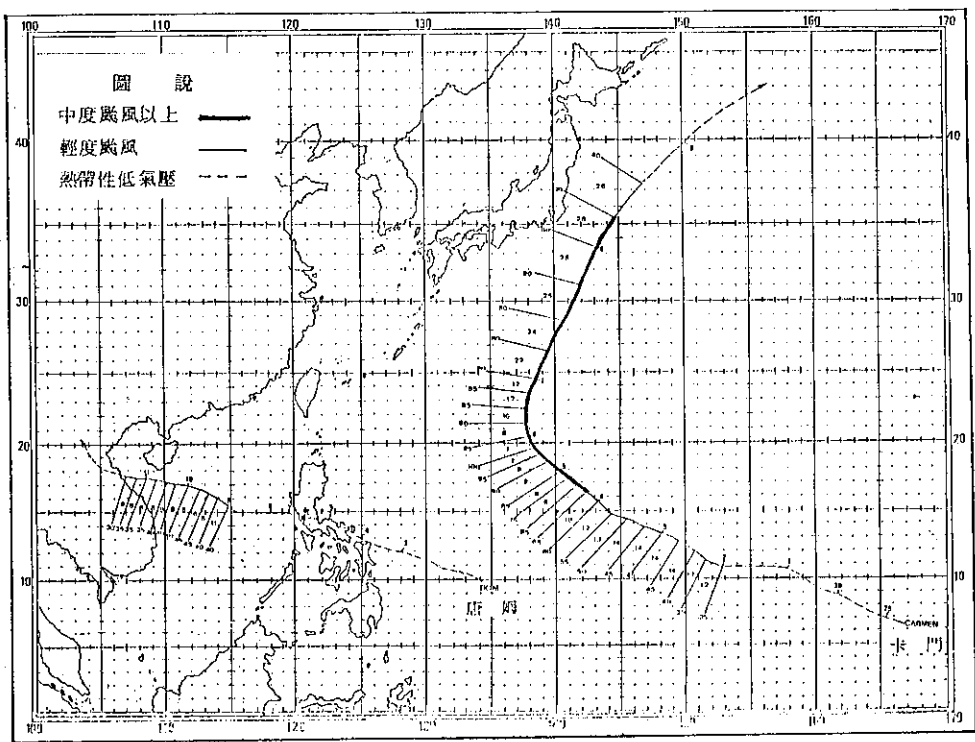
局於是在14日06Z發布海上颱風警報，14日12Z艾倫發展至最強階段，風速41m/sec (80KTS) 中心氣壓970毫巴此刻位於華北之低壓槽東移加深，使艾倫之移向有再轉向北北東之傾向，中央氣象局乃於15日06Z發布陸上颱風警報，然而在15日12Z起導引艾倫之氣流場有重大改變；原先導引之低壓槽迅速東移而東海仍為冷高壓控制，況且在西伯利亞中部有一強烈冷氣團正迅速南下，加強東海上之高壓，使艾倫之駛流場頓失，造成艾倫近似滯留狀態而於東沙島南方海面徘徊，直到16日00Z因東海上高壓稍東移，艾倫受高壓西南部之東南氣流導引，向西北行進，17日00Z西伯利亞中部之冷氣團大舉南下，使艾倫北方為一強大高壓阻擋而改變移向，由西北轉向西北西移動，17日12Z艾倫減弱為輕度颱風，17日18Z起艾倫受強勁之東風導引而向西移動，19日00Z左右登陸於雷州半島，19日06Z減弱為熱帶性低氣壓，全部路徑見圖廿八，平均移速12 km/hr (6.5 KTS)。

#### 4. 佛瑞特 (FORREST) 颱風。

10月10日18Z當艾倫將形成颱風之際，在威克島南南東方另有熱帶擾動發展，於13日抵威克島南方時發展為熱帶性低氣壓，向西北西移動，並於15日06Z增強為佛瑞特颱風，沿太平洋高壓邊緣繼續向西北西進行，16日06Z再增強為中度颱風，17日00Z佛瑞特移抵關島北方海面時，因太平洋高壓東退，而日本北海道一帶有深槽引導西伯利亞中部的強烈高氣壓南下，阻擋佛瑞特向西北西的移動，而受北海道之深槽低壓槽的導引轉向西北進行，此刻佛瑞特強度已達強烈颱風，風速51m/sec (100KTS)，中心氣壓946毫巴，也是最強之時，17日12Z佛瑞特更偏北進行，而減弱為中度颱風，18日00Z佛瑞特受槽線導引轉為向北移動，迨18日12Z北方高壓脊抵日本，造成佛瑞特受高壓前之鋒面雲系牽引，轉向北北東進行，然在10月中旬噴射氣流 (Jet stream) 所在緯度甚低，更導引佛瑞特轉向東北加速進行，20日00Z冷空氣灌入佛瑞特環流內，使其威力大減而變成輕度颱風，繼續受冷鋒雲系牽引向東北移行，在20日06Z變性為溫帶氣旋，全部路徑見圖廿八，平均移速為30 km/hr (16 KTS)。

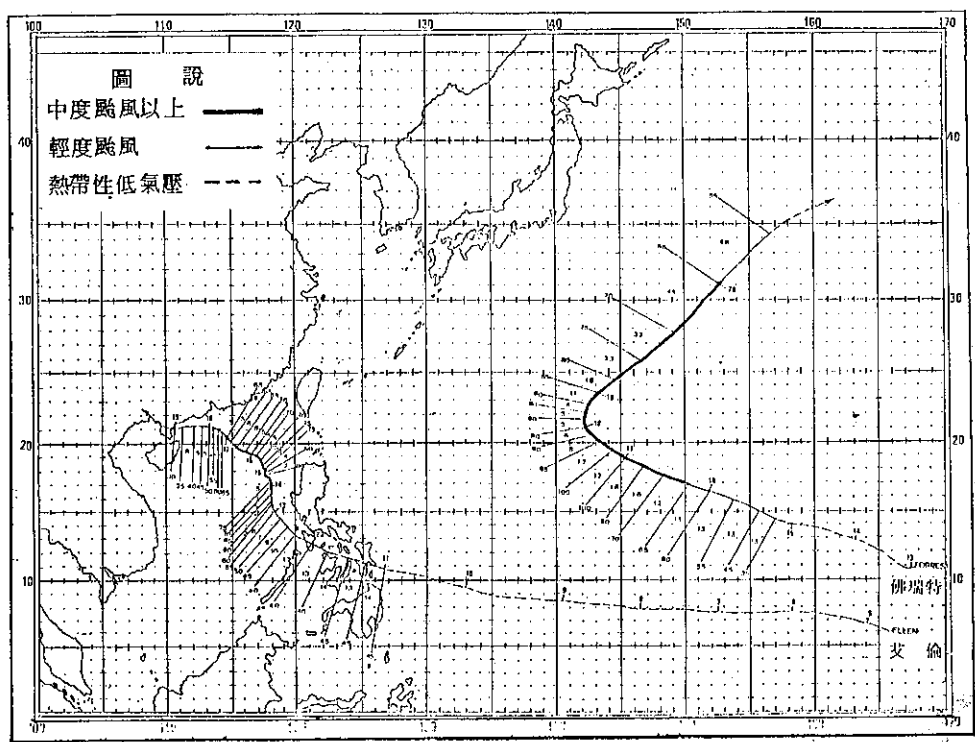
#### 5. 喬琪亞 (GEORGIA) 颱風：

喬琪亞颱風衍生自14日00Z在關島南南西方的熱帶擾動，向西移動3天，抵菲律賓羣島南方海面時，增強為熱帶性低氣壓，18日06Z發展成輕度颱風



圖廿七 卡門及唐姆颱風之路徑、強度及移速變化圖

Fig. 27 The chart of track, intensity and moving speed for Typhoon CARMEN and DOM in 1986



圖廿八 艾倫及佛瑞特颱風之路徑、強度及移速變化圖

Fig. 28 The chart of track, intensity and moving speed for Typhoon ELLEN and FORREST in 1986

風，幾乎與艾倫同一地方生成，故行進方向仍以穩定的向西到西北西進行，19日00Z 進入菲律賓南方島嶼時受地形破壞，強度稍減，但仍向西進行，於19日18Z 移入南海海面，改向西北西移動，因有足夠水汽促其再增強，在21日06Z 抵中西沙島附近海面時強度達最盛時期，風速 26 m/sec (50KTS)，中心氣壓983毫巴，22日00Z 登陸越南中部，遭地形破壞減弱為熱帶性低氣壓，22日06Z 變為低壓而結束颱風生命，全部路徑見圖廿九，平均移速為 24 km/hr (13KTS)。

(四)十一月：本月計 4 個颱風，分別為編號8620號的賀伯特 (HERBERT) 颱風，編號8621號的艾達 (IDA) 颱風，編號 8622 號的喬伊 (JOE) 颱風及本年的最後一個超級強烈颱風開梅 (KIM)，編號 8623號，茲分別敘述於后：

#### 1. 賀伯特 (HERBERT) 颱風：

今年10月份赤道地區擾動甚為活躍，分別形成五個颱風，以致延續到11月份上旬於 3 日12Z 在關島西南方仍有熱帶擾動在發展，5 日00Z 增強為熱帶性低氣壓，因受日本南方之低壓影響而向西北西移動，7 日進入菲律賓中部 (呂宋島南部) 時，改向西移行，8 日00Z 出海加強為賀伯特颱風，又朝西北西進行，抵南沙島北方海面時，增強至最強階段，風速 31 m/sec (60KTS)，中心氣壓 986 毫巴，隨後因大陸冷高壓南進而使賀伯特向西移行，在11日 12Z 登陸越南中部，減弱為熱帶性低氣壓，結束颱風生命，路徑見圖廿九，平均移速13km/hr (7KTS)。

#### 2. 艾達 (IDA) 颱風：

艾達颱風起源於 6 日在威克島南南西方的熱帶擾動，當賀伯特颱風於南海海面達最強階段時，該擾動已抵關島西南方海面，並於10日18Z 發展為熱帶性低氣壓，向西北移動，11日18Z 增強為輕度颱風，逐漸進入菲律賓南部的島嶼區，13 日 06Z 至 12Z 間，因受地形破壞，強度立刻減弱為熱帶性低氣壓，但18Z 出海後却再增強為輕度颱風，改向西北西行進，14日06Z 起因受華南低壓槽的導引，行徑再度偏向西北，15日00Z 抵中沙島東方海面時，北方雖有高壓南下，艾達却增強至最盛階段，風速 28 m/sec (55KTS)，中心氣壓 986 毫巴，由於其環流與北季風合併而使臺灣地區下大雨，且此時因由華南南下冷鋒雲系之導引，行徑改向西北西轉

北，行抵海南島東方海面時，已與冷鋒雲系相合併，由15日12Z 起向東北進行，鋒面後方之冷空氣隨即灌入，使艾達在16日00Z 減弱為熱帶性低氣壓，適值北方高壓橫隔，乃調頭向南移動，直到19日後才漸消散，結束颱風生命，其路徑詳見圖三十，平均移速為 23 km/hr (12.4 KTS)。

#### 3. 喬依 (JOE) 颱風：

喬依衍生自13日於關島南方的熱帶擾動，沿高壓邊緣先向西移，於 16 日改向西北西移動，17 日 06Z 增強為熱帶性低氣壓，受臺灣附近之冷鋒影響再改向西北行進，18日18Z 增強為輕度颱風。因北方冷鋒減弱，喬依的行徑重新轉為西北西，20 日 00Z 喬依增強為中度颱風，但已移至呂宋島中部近海，環流和南下已減弱的冷鋒雲系相結合，牽引喬依向西北西轉北進行，21日06Z 喬依增強為強烈颱風，其颱風眼在可見光拍攝之雲圖中清晰可見，此刻即為喬依之最強盛時期，風速 51 m/sec (100 KTS)，中心氣壓 940 毫巴，由於冷颱風鋒雲系已和喬依環流相連，冷空氣加入颱風環流，而強度無法再增，21日12Z 起因冷鋒東移而拉着喬依向北轉北北東移動，22日 00Z 減弱為中度颱風，因時值冬初西風甚低，且有低壓槽移近槽前西南氣流導引喬依自22日12Z 起即向東北移動，23日12Z 再減弱為輕度颱風。24日12Z 因冷鋒過臺灣北部，伴隨有強烈極地高壓梯度南下，迫使喬依行徑向東南進行，在24日18Z 減弱為熱帶性低氣壓，結束颱風生命史 (見圖三十)，全部路徑平均移速 11 km/hr (6 KTS)。

#### 4. 開梅 (KIM) 颱風：

在11月近尾聲之際，於27日12Z 在威克島南方海面又有熱帶擾動蘊釀成熱帶性低氣壓，因冬季間熱帶輻合帶所在緯度甚低，而副熱帶高壓亦南移至近赤道地區，熱帶性低氣壓乃向西到西北西移動，28日12Z 該低壓增強為開梅颱風，仍向西北西進行，29日06Z 已增強為中度颱風，30日00Z 因開梅北方高壓東移，而有低壓槽之移入，誘使開梅行徑轉為西北。12月 1 日12Z 開梅增強為強烈颱風，2 日 00Z 起因在中國東北有強烈極地高壓向東南移出，阻止開梅向西北進行，2 日12Z 開梅更加強為超級強烈颱風，而此刻極地高壓已移至開梅北方，致使開梅轉向西進行，於 2 日18Z 至 3 日00Z 抵最強時期，風速 69m/sec (135 KTS)，中心氣壓更低至



905 毫巴，颱風眼仍相當清晰，且依然向西進行，但此刻在威克島南方又有熱帶性低氣壓形成（即後來於4日 00Z 增強為勒克斯颱風）。3 日12Z 由於極地高壓之衝擊使開梅減弱為強烈颱風，4日00Z至12Z 間在日本海一帶有短波槽東行，導引開梅再度偏北進行，隨後短波槽後又有高壓東移，使開梅於4 日18Z 至7日12Z 間回復穩定西移，然此期間於5 日12Z 開梅減弱為中度颱風，且4 日在其東南方形成的勒克斯颱風向西北西移動，且於5 日06Z 減弱為熱帶性低氣壓，移近開梅颱風而以開梅為中心，在其環流四周繞着開梅旋轉，7 日18Z 因極地強烈高壓南下逼使開梅向南移動，而熱帶性低氣壓也納入冷鋒雲系，使開梅行徑近似滯留而在原地附近打轉，9 日00Z 開梅減弱為輕度颱風，冷空氣適時灌入開梅環流內，隨後冷鋒遠離，開梅恢復向西北移動，於11日00Z 減弱為熱帶性低氣壓，仍向西北進行，結束颱風時期，全部路徑見圖三十，平均移速 14 km/hr (7.6 KTS)。

(1)十二月：本月計有三個颱風形成，分別為編號 8624 號的勒克斯 (LEX) 颱風，編號 8625 號的瑪芝 (MARGE) 颱風及編號8626號的諾瑞斯 (NORRIS) 颱風，茲分述於后：

(1)勒克斯 (LEX) 颱風：

12月初北方極地高壓強盛，赤道區擾動緯度雖偏低，但却仍相當活躍，2 日18Z 當開梅達最盛時期，威克島南方又有熱帶擾動發展，3 日00Z 發展為熱帶性低氣壓，4 日00Z 增強為勒克斯颱風，向西北西移動，4 日 06Z 至 12Z 為最盛時期，風速 20 m/sec(40KTS)，中心氣壓994毫巴，為本年強度最弱的颱風，5日00Z 環流已不明顯，幾乎無法辨認，5日06Z 減弱為熱帶性低氣壓，向西北西移近開梅，隨後納入冷鋒雲系消失，全部路徑見圖廿九，平均移速為 19 km/hr (10.3KTS)。

(2)瑪芝 (MARGE) 颱風：

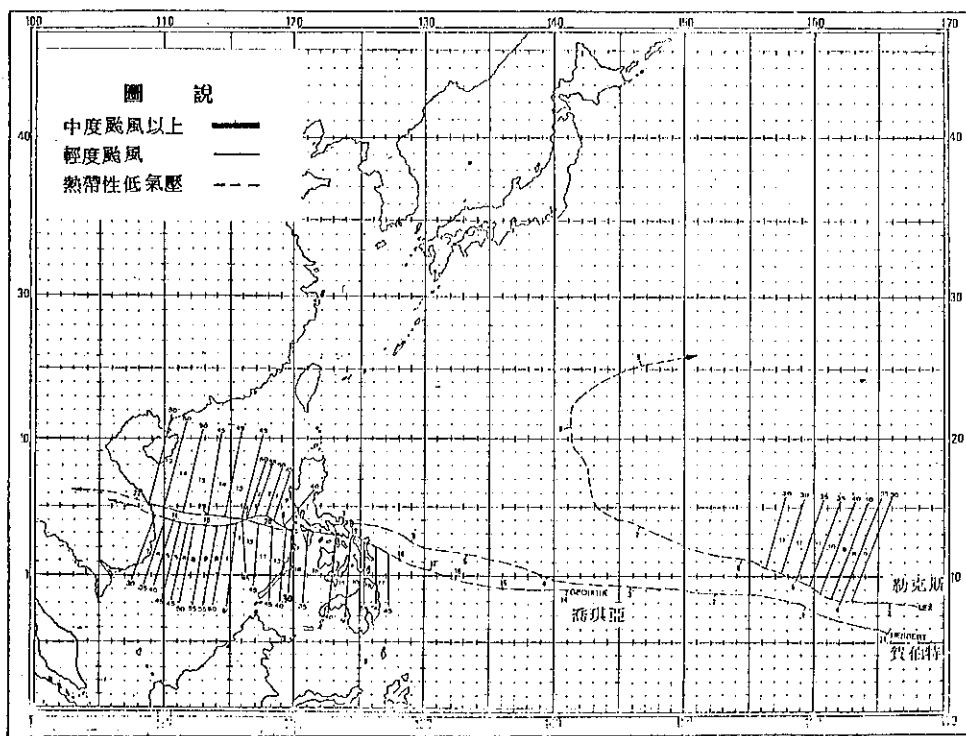
12月12日12Z 在威克島南方又形成熱帶性低氣壓，因形成於低緯度受赤道東風帶之導引，向西移動，15日06Z 增強為瑪芝颱風，向西北西進行，16 日12Z 增強為中度颱風，因極地高壓南下，出海變性東移至瑪芝北方，故瑪芝的移向一直穩定向西進行，直到20日00Z 瑪芝移到菲律賓東方海面時，因18日至19日間冷鋒過臺灣北部，伴隨有強烈大陸冷氣團南下，迫使瑪芝轉向西南移動，於20日06Z 達

最強階段，風速 48 m/sec (95KTS)，中心氣壓 947 毫巴，颱風眼呈長形雲洞，21日00Z 因北方高壓減弱，瑪芝再轉向西移動，向民答那峨島接近，因受地形破壞而環流減弱，在21日18Z 減弱為輕度颱風，繼續向西穿過菲律賓羣島南部，出南海後稍偏北移動，在23日18Z 減弱為熱帶性低氣壓，結束颱風生命，其行徑見圖卅一，平均移速為 22 km/hr (12KTS)。

(3)諾瑞斯 (NORRIS) 颱風。

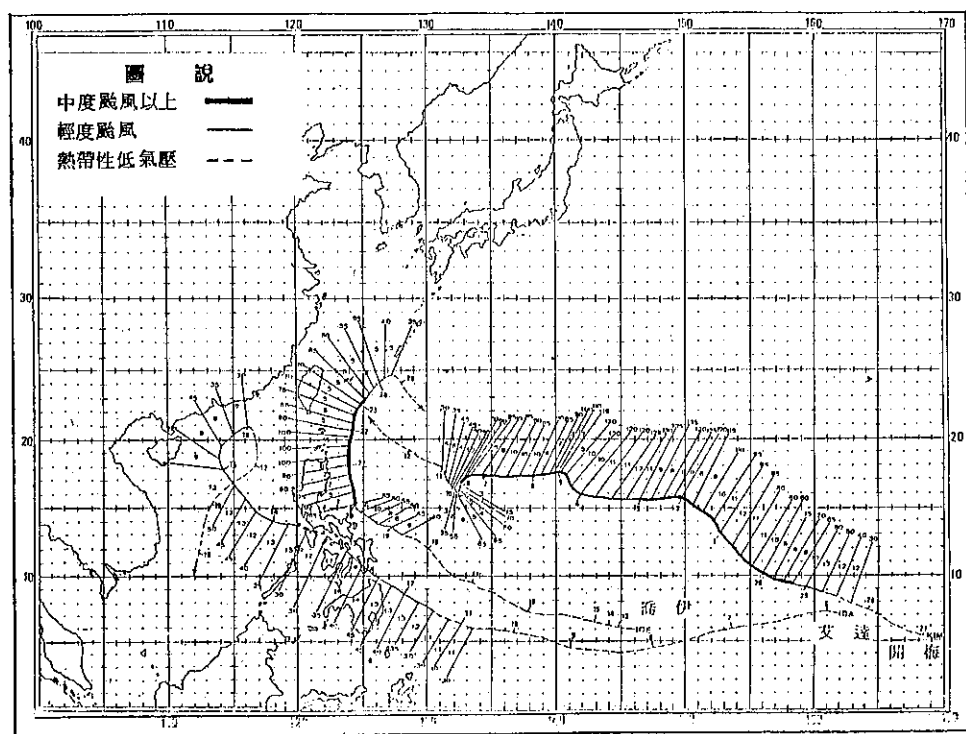
當12月21日12Z 瑪芝颱風正侵襲菲律賓羣島南部時，於威克島南方又有熱帶擾動在發展，且向西移動，在22日06Z 增強為熱帶性低氣壓，向西北西移，23日00Z 形成為諾瑞斯颱風，沿高壓邊緣向西北西進行，23日12Z 因高壓正處於諾瑞斯北方而導引諾瑞斯向西進行，24日18Z 高壓南移，諾瑞斯被高壓逼迫向西南移動，而於25日12Z 沿高壓西南部之東南氣流再向西北西行進，27日06Z 增強為中度颱風，直到28日00Z 因北方有寒潮爆發，強勁的乾冷氣團籠罩中國大陸，以及臺灣地區，阻擋諾瑞斯向西北西行進，28日12Z 起轉向西南移動，於29 日00Z至12Z 達最強階段，風速 46 m/sec(90KTS)，中心氣壓 953 毫巴。因北方寒流南下，諾瑞斯雖已達中度颱風但環流不强且雲區範圍也不大，至 30 日 18Z 減弱為輕度颱風，逐漸接近菲律賓羣島南部幾乎循瑪芝侵襲菲律賓羣島南部之路徑行進，由於地形破壞，於76年元月 1 日00Z 減弱為熱帶性低氣壓，轉向西北進行（因12月31日有冷鋒接近臺灣而導引偏北），最後在南海海面再減弱為低氣壓（見圖卅一），全部路徑平均移速為 22 km/hr (12 KTS)。

由以上各月颱風之生命史及路徑探討而知本年 26個颱風之行進路徑共有三類，第一類為拋物線型計有13個，佔全年總數的50%，第二類為近似直線進行有10個，佔38.5%，第三類為不規則彎曲線型計有3個佔11.5%，此類竟然均出現在8月份（見表一）為一特點。而在近似直線進行中亦有一特殊現象，即5月份的麥克颱風，屬反向進行（由西向東進行），此兩種情形為例年少見的，值得一提。



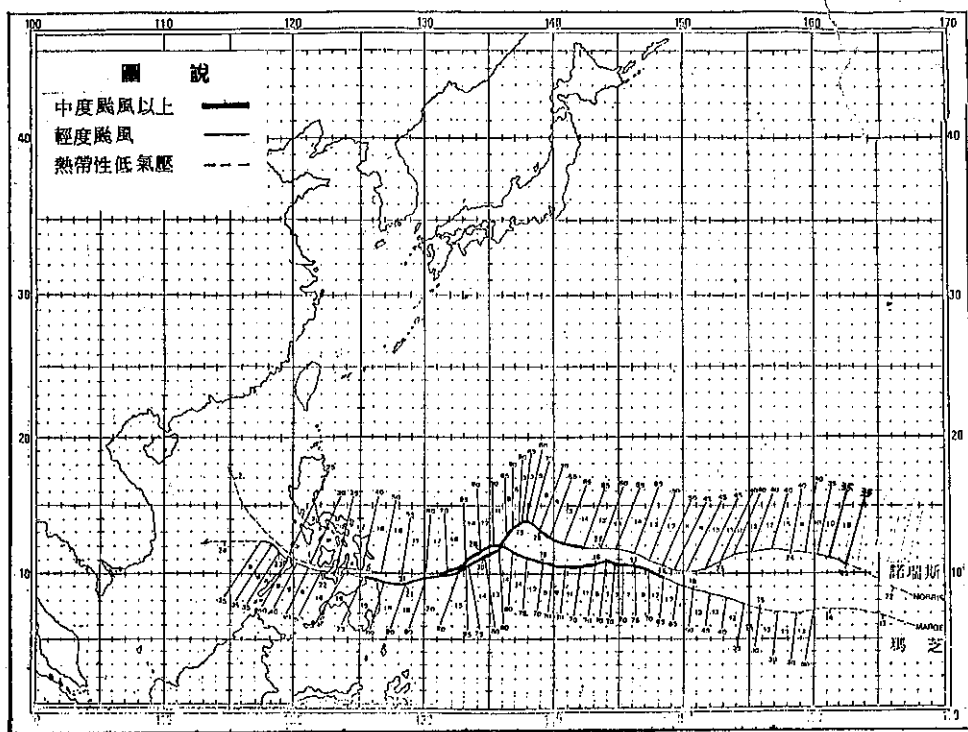
圖廿九 喬琪亞、賀伯特及勒克斯颱風之路徑、強度及移速變化圖

Fig. 29 The chart of track, intensity and moving speed for Typhoon GEORGIA, HERBERT and LEX in 1986



圖三十 艾達、喬依及開梅颱風之路徑、強度及移速變化圖

Fig. 30 The chart, of track intensity and moving speed for Typhoon IDA, JOE and KIM in 1986



圖卅一 瑪芝及諾瑞斯颱風之路徑、強度及移速變化圖

Fig. 31 The chart of track, intensity and moving speed for Typhoon MARGE and NORRIS in 1986

#### 四、結 論

本年內颱風共有26個，接近最近39年內之平均值，(26.9個)。中央氣象局在這一年內共發布了六次海上、陸上颱風警報(依次為南施、佩姬、薇拉、韋恩、艾貝及艾倫)，一次海上颱風警報(莎拉)，其中以韋恩颱風對臺灣地區所造成之人員傷亡及財物損失最為嚴重，艾貝次之。綜觀本年內之颱風特點如下：

(1)依地理區分布而言，衍生在南海海面(120°E以西)者有3個佔11.5%，120°E至關島(145°E)者有13個佔50%，關島(145°E)以東者有10個佔38.5%。

(2)就強度而言，超級颱風多達3個(佔11.5%)為例年所罕見，強烈颱風有5個(佔19.2%)；中度颱風有10個(佔38.5%)；輕度颱風有8個(佔30.8%)。

(3)發生頻率以10月最高(共5個)佔19.2%，

11月次之(有4個)，佔15.4%，7月，8月及12月各有3個，各佔11.5%。而1月及3月均無颱風出現，此顯示在10月後生成之颱風幾佔全年之半，值得進一步做氣候探討。

(4)就颱風生命期而言，平均為6.3天，最長者為韋恩颱風，有15.3天(366小時)；最短為勒克斯颱風，僅1.3天(30小時)。

(5)就路徑分析而言，以拋物線居首，佔50%，而近似直線居次為38.5%，不規則彎曲線者佔11.5%。其中路徑最詭異者為韋恩颱風，而不規則彎曲線路徑均出現在8月，「秋颱」之路徑的怪異性相當顯著。

(6)中央氣象局發布海上陸上颱風警報中，侵臺颱風24小時預報平均向量誤差，平均為165.6公里，而其中韋恩颱風在第一次登陸之警報期間，預測誤差只有102.2公里極為難得，於例年中僅次於民國74年的尼爾森(NELSON)的46公里。

## 五、致 謝

本報告之完成，承中央氣象局衛星接收站提供衛星雲圖，謹致十二萬分謝意。

## 六、參考文獻

- (一)「謝信良，1986：民國七十五年臺灣地區四大災害之發生與防災問題；民國七十五年科際整合整合研討會論文集 P71—88。」
- (二)蔣爲民，1987：民國七十五年，颱風調查報告——侵臺颱風 (8605) 南施，氣象學報33卷第2期，P32—65
- (三)鄭月娥，1987：民國七十五年颱風調查報告——

侵臺颱風 (8607) 佩姬，氣象學報，33卷第2期 P66—88

- (四)陳清得，林國金，1988：民國七十五年颱風調查報告——侵臺颱風(8612)韋恩，氣象學報34卷，第一期 P35—85。
- (五)王翠華，1988：民國七十五年颱風調查報告——侵臺颱風(8611)薇拉，尚未出版。
- (六)李育棋，1988：民國七十五年颱風調查報告——侵臺颱風 (8613) 艾貝，尚未出版。
- (七)陳瑞梅，1988：民國七十五年颱風調查報告——侵臺颱風 (8617) 艾倫，尚未出版。
- (八)JTWC, 1986: 1985 Annual Tropical Cyclone Report, P9—143.

# A General Report on Typhoons in the Western North Pacific Ocean in 1986

*Lai-Fa Chen and Ching-Te Chen*

Forecasting Center, C. W. B.

## ABSTRACT

There were twenty-six tropical cyclones (TCs) occurred in the western North Pacific Ocean in 1986. This amount was very close to a climatological annual mean value of 26.9 taken from the period of 1947-1985. Seventeen out of these twenty six TCs reached typhoon intensity (including four super-typhoons: LOLA, PEGGY, IDA and LEX) on JTWC's classification. However, according to the typhoon intensity classification standard defined by the Central Weather Bureau (CWB) of the R.O.C., eight TCs (LOLA, PEGGY, VERA, BEN, CARMEN, FORREST, JOE, and KIM) were in severe typhoon intensity, ten (JUDY, KEN, NANCY, ROGER, TIP, WAYNE, ABBY, ELLEN, MARGE and NORRIS) were in moderate, and the rest (MAC, OWEN, SARAH, DOM, GEORGIA, HERBERT, IDA and LEX) were in weak ones.

During this year CWB issued seven typhoon warnings, in which four typhoons (NANCY, PEGGY and WAYNE) affected Taiwan indirectly and three typhoons (NANCY, WAYNE and ABBY) made their landfall on the Island. It is a unique event that typhoon WAYNE landed on Taiwan twice and threatened the dwellers for 15 days. These typhoons caused 430 casualties, 41 missing people and 13105 destroyed houses. The most destructive one, of course, is WAYNE that swept Penghu island and then landed from the west coast of Taiwan on August 21.

In this report, we simply summarize each typhoon's life, intensity, track, synoptic situation and warning issuance and causing damage if so happened. The details of the six threatening typhoons (They were named as NANCY, PEGGY, WAYNE, VERA, ABBY and ELLEN) will be revealed in their individual reports respectively.

Key words: Near equatorial trough, ITCZ, Confluence, Fujiwhara effect

統一編號：

09085770056

ISSN 0255-5778

Volume 34, Number 3

Sept. 1988

# METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

## CONTENTS

### Articles

- Analyses of Center Location of Upper Tropospheric Cold Core Low.....  
.....George T. J. Chen, Shui-Shang Chi, Shuh-Wang Wu and Jye-Yu Kou (174)
- Applying Cloud-Cleaing Techique in a Clondy Area to Estimate  
the Satellite-Derived Sea Surface Temperature around the  
Taiwan Area... Gin-Rong Liu, Tai-Chung Yen and Hsing-Hann Chen (188)
- On the Rainfall Distribution of the Typhoons That Hit Taiwan  
..... Yiu-Woo Lin and Chin-Huai Hsu (196)
- A Preliminary Study of Single Doppler Radar Data to Interpret  
the Structure of Typhoon Alex.....  
..... Chin-Wan Lee, Chien-Sheng Yang and Kuo-Pin Lin (216)

### Review

- An Evaluation of CWB's Heavy Rainfall Forecasting Technipues  
.....Henry Fu-Cheng Liu (227)

### Report

- A General Report on Typhoons in the Western North Pacific  
Ocean in 1986 .....Lai-Fa Chen and Ching-Te Chen (243)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Kung-Yuan Road, Taipei

Taiwan, Republic of China

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字第C九七六號  
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

*****											
出版者 社人長 發行員 社編委會 主任委 委						臺北市公園路六十四號 電話：3713181					
幹售						(按姓氏筆劃排列)					
事價						勳男遠鑑傑良彥田平					
新台幣150元						啓隆之學邦信清永安					
						咸張楊廖鄭謝蔡葉劉					
						象堯堯生鼎脩恭光宗軍英然軍					
						象局氣象學報社					
						象宗宗民時力克曙世汴仲泰汴					
						中央吳吳林王方曲朱呂李胡陳李新					
*****											

# 數值天氣預報研究—— 觀測資料缺乏地區之客觀分析

方 力 脩 柳 再 明

中央氣象局資訊測站主任

中央氣象局資訊測站技佐

(收稿日期：77.6.9；定稿日期：77.8.31)

## 摘 要

在客觀分析場中，於觀測資料缺乏地區的海洋面上常發現有不真實的反氣旋存在，我們稱它為虛假高壓 (fictitious high)。虛假高壓的產生及其強度變化，與真實天氣系統的接近程度有密切的關係。對於虛假高壓生成的原因，在初步之理論探討裏獲得下列兩個結論，一為掃描半徑縮小後，網格點沒有取到任何測站值來內插所致，二為掃描半徑縮小後，網格點只取到一個遠方的測站值來內插，同時這個測站的分析值比其觀測值小得多，這樣經過了幾次的連續校正後則生成虛假高壓，更經由理論的推斷、測試，我們知道了許多虛假高壓的特性，其中最重要者為虛假高壓的產生是天氣系統移近而反應生成的。

而虛假高壓產生的根本原因完全在於觀測資料的缺乏，當我們採用氣候值來填補觀測資料空缺的地區後，可以很順利的杜絕了虛假高壓的產生，但是我們如果以氣候場為初次猜測值 (initial guess) 來進行分析，則會發現虛假高壓仍舊存在，由此可以初步知道虛假高壓是上述理論探討中的第二個結論造成的。再者改變連續校正法 (Successive Correction Method) 的網格距掃描半徑系列來測試，可以更進一步肯定上述虛假高壓的生成原因。

關 鍵 詞：虛假高壓、初次猜測值、連續校正法。

## 一、前 言

除了為特殊實驗目的而設立的氣象測站外，一般來說，氣象測站皆呈不規則的分佈，而客觀分析就是要將不規則分佈的氣象測站之資料合理而不失真地內插到規則的網格點上，並以它作為數值天氣預報之初始場或是作為天氣形勢之分析用。連續校正法 (Successive Correction Method) 是常用的客觀分析法之一，由 Bergthorsson & Döös (1955) [1] 首先提出，即在網格點上先定一初始場，然後利用網格點附近測站上的觀測資料來逐次校正網格點值。依據權重種類不同，連續校正法可分成二系，一為 Cressman (1959) [2] 所提出的理論，另一為 Barnes (1964, 1973) [3, 4]

所提出者。Cressman 的方法較合適於大尺度天氣系統的分析，是相當普遍的一種客觀分析法，美國國家氣象中心 (NMC) 在 1974 年以前就是使用這種方法，中央氣象局以前也是使用這種方法來處理高空資料。Barnes 的方法適合於中小尺度天氣系統的分析，目前中央氣象局在數值天氣預報作業所使用之客觀分析法即採行 Barnes 的方法。兩者大同小異。

本研究主要先是針對連續校正法運用於觀測資料缺乏地區時，所產生的一些現象來作探討，並進一步尋求解決之道，其中之測試均以 Cressman 連續校正法來代表。第二節是說明研究目的，其中就虛假高壓 (fictitious high) 的產生及其特性作一詳細的介紹，第三節則對研究方法及使用資料加

以說明，結果及討論則放在第四節，其中又細分為三小節，第一小節是理論的探討，從理論方面來尋求虛假高壓的生成因素，進而由理論的探討來論證虛假高壓的特性，第二小節為氣候資料的運用，即採用氣候資料於客觀分析的過程裏來杜絕虛假高壓的生成，最後一小節是針對連續校正法原理在實際運用上的細節探討，如改變掃描半徑網格距系列，或是擴大掃描半徑以取得足夠測站數目來內插的測試，或是以周圍網格點來內插的測試等。

## 二、研究目的——說明虛假高壓的產生及其特性

圖一中所示者是民國72年5月30日12Z 850毫巴面的高度場，它是以克雷斯門(Cressman)的逐次校正法將測站上的資料以連續校正的方式內插到網格上，所採用的網格距為240公里的等間距網格系統。

在圖一的右下角海洋面部份有一高壓存在，其中心氣壓值達1536GPM。海洋面部份完全沒有觀測資料，其網格點上的值完全是靠附近陸地上的觀測資料來內插而得，但是當我們查看臺灣本島和日本羣島各測站的觀測值時，發現這些測站裏沒有一個測站的觀測值超過1500GPM，因此這個中心氣壓值1536GPM的高壓一定不是一個真實的綜觀天氣系統，我們想知道它是如何產生的，於是作了一系列的探討研究。

為了和真實的天氣系統有所分辨，特稱這個中心氣壓值1536GPM的高壓為虛假高壓(fictitious high)。首先我們發現這種虛假高壓的強度變化及其產生與否和真實天氣系統的所在位置有十分密切的關係。圖二為民國72年5月29日00Z到5月31日12Z 850毫巴面的一系列高度分佈圖。其中有一個低壓系統於29日12Z(圖二(b))之前即於華中地區生成，而後逐漸發展成為鋒面且往東移行。當這個低壓系統往東行而逼近右下角洋面部份時，在分析圖中右下角洋面觀測資料缺乏處所發現的虛假高壓其強度也隨著低壓系統的靠近而愈來愈強，虛假高壓於30日12Z達最強，正是華中的低壓系統最接近右下角的時刻(見圖一)。此後因低壓系統移出了分析範圍，虛假高壓也隨之減弱而消失(見圖二(d)、(e))。

由以上討論知850毫巴面上之位於洋面觀測資料缺乏處的虛假高壓，其產生的因素和天氣系統的

存在(此例是低壓系統)有著密切的關係，而天氣系統在分析範圍內的移近或遠離則會影響虛假高壓的強度變化。

再查看850毫巴以上的層面，即在700毫巴面和500毫巴面上虛假高壓的發展情況。圖三(a)和圖三(b)分別是30日12Z 700毫巴面和500毫巴面的天氣圖，右下角洋面部份虛假高壓微弱，不若其在850毫巴面上同一時間(見圖一)來得強烈，而在30日12Z前後的700毫巴面和500毫巴面上的虛假高壓的強度更是弱不可見了。這可能是在850毫巴面的上層的觀測資料比較均勻(因為探空資料在愈高處所涵蓋代表的區域愈廣)，也可能是虛假高壓本來就不是一真實的綜觀天氣系統，其結構一定不會像真實的副熱帶暖心高壓在垂直方向上有深厚的結構。在後頭之理論探討中，我們將詳述為何在700毫巴面及500毫巴面的虛假高壓都不明顯。

以簡單的初始化(initialization)過程來處理客觀分析的結果，為的是要去除虛假高壓，經測試後我們發現虛假高壓仍然存在。圖四是經由變分法(variation method)處理後的結果，此變分法是以地轉平衡為物理約束方程，採用Sasaki(1970)弱約束(weak constraint)的初始化法。在圖四中可見臺灣東方的虛假高壓不但沒有減弱反而有增強的現象，另外在臺灣南端的高壓也有增強的現象。這種現象是因為所採行的物理約束方程式是地轉平衡，將非地轉量轉成地轉量，結果會使低壓中心值更低，高壓中心值更高，進而加強虛假高壓的強度。換句話說，經由客觀分析後而得的真實與虛假混雜在一起的天氣系統，並不因變分法之初始化而能過濾掉虛假的天氣系統，它只會將客觀分析場中高低壓的強度增強或減弱些。譬如，用平衡方程式(Balance equation)當作物理約束方程來作變分初始化，則經客觀分析後的天氣系統的強度都會變弱些，天氣系統會趨向平衡大氣，甚而有些天氣系統會被減弱而消失，譬如圖三之700毫巴面及500毫巴面上較微弱的虛假高壓即是強度變弱的例子。但初始化也同時削減了真正天氣系統強度，譬如鋒面的強度變弱了，槽的深度變淺了，反氣旋中心氣壓值降低了等。但對強的虛假高壓(如圖一者)在經由初始化的過程後，它仍然會存在，從上面的討論結果知道，經由客觀分析，資料初始化仍然無法去掉虛假高壓，只會使其強度增強或減弱。



### 三、研究方法及使用資料說明

天氣圖上通常不只包含一種天氣系統，往往參雜有鋒面、氣旋、反氣旋等不同的天氣系統。若要推究客觀分析後某一網格上的值是由何種天氣系統所導致的，時常因為天氣圖上包含了太多種的天氣系統而顯得複雜不可得。從數學的觀點來說，網格點上的值或許是各天氣系統之間的加成結果，或者是各天氣系統之間相削的效果，若是不能簡化欲研究的天气型態，我們就無法掌握網格點值的變動，也就是說往往由於天氣形勢太複雜，以致我們無法確知網格點上的值如何變化而來。

正因為如此，所以我們採化繁為簡的方式，將繁雜的天氣型態簡化來進行理論的探討。在分析場中只放置一高壓或一低壓來作各種測試，經由掌握網格值變動因素的過程，來得知虛假高壓產生的真正原因。

研究所採用的資料有二種，一是中央氣象局所提供的72年5月29日至5月31日的東亞探空資料。另一是，由美國艦艇數值海洋中心（FNOC）（Fleet Numerical Oceanographic Center）提供的全球氣候資料。

### 四、結果與討論

#### （一）理論探討——虛假高壓的形成原因

理論探討，以放置高壓之例子來說明，放置低壓的情形則相類似（見表四及表五）。在分析場中所放置的高壓，其等高線的值是以指數衰減的方式來設定，即各測站上的高度場值隨離高壓中心的距離增加而驟減。所以在分析場中簡化出來的天氣類型是一個單獨的高壓，且其等高線是呈圓形線條分佈。若分別將這設定的高壓中心放入分析場中的各個不同點（見表一，共有九處），然後歸納高壓在各不同點時所得之客觀分析結果的特點，再加上詳細查看逐次校正法過程中五次掃描內插結果的特性，發現虛假高壓的形成原因大致可歸納為下列兩點：

1. 因為克雷斯門的逐次校正法每次所採取的掃描半徑都較前次為小，所以在理論上，每次掃描後的客觀分析場都應較前次為收斂而使得等高線漸成圓形。但是實際上當掃描半徑縮小後，較外圍的網格點以如此的半徑掃描必無法取得任何測站來內插，所以在這次掃描內插中，這些外圍的網格點便取

不到校正值來改變其網格點上的值，所以其網格點值和上次掃描內插的結果一樣，但是較內圍的網格點受到再一次測站內插後其值收斂而變小，如此一來虛假高壓便形成了。圖五是一典型的範例，當高壓放置在B點時（見表一），於左右二下角各形成一個虛假高壓。

2. 在逐次校正法的原理中，測站上的分析值是由周圍四個網格點的值內插而來，而網格點上的值是測站上觀測值和分析值的差校正而來，且網格點所選取的測站，是依選定的掃描半徑大小範圍內的測站來內插。所以測站上的值，不論是觀測值或是分析值和網格點上的值，二者之間彼此有相互影響的關係，網格點上的值必須忠實反應測站上的觀測值。實際上在逐次校正的過程裏，當某個網格點進行掃描內插時，發現只取到一個測站來的內插，而這個測站的分析值又比它的觀測值為小（差異不小），則這次逐次校正的結果便使得網格點上的值驟增，如此經過幾次的連續校正內插後，另一種型態的虛假高壓便形成了。見圖六，在理論探討中，我們所放置的高壓在G點（見表一）中心值是300 GPM，然而客觀分析結果却在G點的西南方出現中心值304 GPM的高壓。這種只掃描到一個測站來作網格內插的結果，網格點上的值便無法忠實反應測站上的觀測值了，因為計算這個測站上分析值的過程中，並沒有用到這個網格點的值，也就是說整個分析過程純粹是拿遠方某一測站來做這網格點的內插，測站上的分析值和網格點上的值彼此沒有良好的相互反應關係，因而造成錯誤的校正內插結果，這是另一種虛假高壓形成的原因，也是形成虛假高壓的重要因素。

由以上討論我們知道，虛假高壓的形成原因是逐次校正法內插過程的偏失所致。所以在某一時間某一層面（以30日12Z 850毫巴面的例子來看）發現虛假高壓產生了，不見得在同一時間的上下層面也可看到虛假高壓的存在（上一節曾指出，在圖三中於30日12Z的700毫巴面和500毫巴面上無法清楚的辨認出虛假高壓的輪廓。）。也就是說虛假高壓不是一真實的天氣現象，所以它沒有像副熱帶暖心高壓有完整的垂直結構，可由地表發展到200毫巴面以上。當錯誤的內插發生在低層時（本例即是），可在低層看到它（虛假高壓），當錯誤的內插發生在高層時，就在高層看到它，我們不能肯定在那一層一定會看到虛假高壓。

另外，因為虛假高壓不是一真實的天氣系統，所以它也沒有所謂成長或衰減的各種階段，然而在圖二所示之一系列 850 毫巴面上虛假高壓的強度變化，則是因為天氣系統移近所造成的。天氣系統所在位置和虛假高壓強度變化的相互關係，在下面的理論探討裏獲得了很好的結果。在理論計算上，我們可以得到各網格點的理论值，而客觀分析後各網格點也另外有分析值，當只針對右下角那單一網格點計算分析值所產生的誤差時（和理論值的差），將所得的誤差值寫在所放置反氣旋的位置上，那麼就可以得到表二。由表二可以清楚的看到當反氣旋最靠近右下角，即 I 點（見表一）時，誤差達最大為 16.6%，而當反氣旋在 A 點最遠離右下角資料缺乏地區時，產生的誤差最小為 11.1%。在反氣旋的移行方面，當反氣旋由 A 點往 B、C 二點移動時，因為這三點和右下角的距離彼此之間沒有很大的差異，所以其誤差改變不明顯且沒有規律性（由 11.1% 上升到 11.8%，後又降回 11.7%），由 A 點往 D、G 二點移動的情形也有同樣的結果。但是當反氣旋由 A 點往 E、I 方向逼近時，情況就完全兩樣了，反氣旋以正對右下角的移行方式逼近，誤差由 11.1% 而 14.6% 而 16.6% 地大幅跳升。所以在表二中我們可以肯定的是，於觀測資料缺乏地區的網格點，其經客觀分析後所得之網格點分析值的誤差大小和天氣系統的所在位置有相當密切的關係，無論天氣系統是由西向東逼近（如由華中地區移出的鋒面），或是由北向南逼近（如寒潮爆發），誤差值都有明顯的變化（見表二，前者如由 G 而 H 而 I，而誤差由 11.7% 升至 15.7% 而 16.6%，後者如由 C 而 F 而 I，誤差由 11.7% 升至 16.2% 而 16.6%）。這是誤差的結果遂使得資料缺乏地區出現了虛假的天氣系統。另外表三所示者為高壓在左下角的誤差百分值，其結果和表二相類似，唯誤差最大值較表二更為強勁達 18.2%，此乃左下角觀測資料缺乏的情況較右下角更為嚴重所致。由表二和表三，我們可以確定在本例中虛假高壓的連續存在是天氣系統的移近所致。

從研究中我們也發現虛假高壓的另一種特性。通常一個正常的反氣旋，其高度場的高度值分佈大致是由高壓中心往外遞減，在各個方向或許不會有相同的高度梯度，但是由高壓中心往外其高度值必定是遞減的。而虛假高壓不是如此，其高度場的分佈相當不正常，由高壓中心往外的方向上，高度值

忽高忽低，相當紛亂而沒有規律性，在整個虛假高壓裏可以繪出許多個極大和極小。我們以這些現象再加上前面所提虛假高壓的生成原因來推斷，可以知道得出一個虛假高壓或是得出一個虛假低壓的原因完全是機率問題，或許是選取等值線的大小使然，或許是連續校正法之錯誤內插使然。例舉來說，圖七中右下角是一等值線為 230 的虛假高壓，左下角却是一等值線為 200 的虛假低壓，而在低壓之下却又是一虛假高壓。經客觀分析內插的結果，在資料缺乏地區常有虛假高壓及虛假低壓交互呈現的情形存在，若仔細檢查網格點上的值，可發現若選取某一條等值線值則會繪出虛假高壓，若選取另一條等值線值則會得到虛假低壓，而不管得到的是虛假高壓或是虛假低壓這並不具多大意義，我們要強調的是，這些都不是真實的天氣現象必須設法消去。

在前面理論探討過程中，我們放置反氣旋來作研究，所得的大多數是虛假高壓，只有少數是虛假低壓。若是我們放置氣旋來作研究所得到的却是虛假低壓較多而虛假高壓較少。雖然如此，但是當所放置的系統在 E 點時，若放置的是氣旋則在右下角產生虛假高壓，若放置的是反氣旋則在右下角產生虛假低壓，這個結果很接近我們個案研究的例子。同樣地放置氣旋來作理論探討，其左右二下角的誤差情形各為表四及表五。所得的結果和放置反氣旋的結果相類似，但表四指出當放置的氣旋中心在最接近右下角 F、H、I 三處時，所產生的誤差大小差別不大。

在本小節理論探討所歸納出來的兩點虛假天氣系統的生成因素，不論是第一點還是第二點，其實都是逐次校正法在實際作業上所遭遇的問題，這個問題的癥結完全在於觀測資料的缺乏。見圖六，理論上的反氣旋中心在 G 點，和客觀分析出來的中心位置偏差了 1000 公里，所以左下角觀測資料缺乏的情況實際上比右下角更為嚴重，只是我們平時不太注意它罷了。圖六的右下角也因資料的缺乏而導致內插結果的嚴重扭曲。另外因為地球表面海洋佔了 70% 以上，所以當中央氣象局要進行全球數值天氣預報時，在客觀分析的過程裏，必須要面對如此嚴重的觀測資料缺乏問題，也就是要面對分析場中存在有非真實天氣系統的問題，這個問題在下一小節中我們將說明如何利用氣候值來處理這個問題。

## (二) 氣候資料的運用——虛假天氣系統的去除

加入氣候資料於客觀分析的運算過程中，可以

改良客觀分析的結果，這是去除虛假天氣系統的途徑之一。對於使用氣候值加入客觀分析，我們採取下列兩種方式來進行：

#### 1. 以氣候資料填空

用氣候資料填補觀測資料不足的地區，可以使資料分佈均勻化，藉以杜絕虛假天氣系統的生成。結合氣候資料和觀測資料來進行逐次校正法的客觀分析時，必須要審慎的是氣候資料的選取。氣候值只是用來補充沒有觀測值的地區，而在有完善觀測網的地區，氣候值的加入最重要的是要避免影響真實的天氣系統。我們選取的法則是設定一距離常數  $R$ ，然後計算每一氣候資料和所有觀測站彼此間的距離，當所有的距離都大於  $R$  值時，則這個氣候資料就為我們所採用，若有一個或一個以上的距離值小於  $R$  值時，則這個氣候資料我們就棄置不用。這也就是說當某個氣候資料太靠近某個觀測站時（距離小於  $R$  值），我們不允許氣候值扭曲真實的天氣型態，所以這個氣候資料我們就不選用它。如此可得表六，當  $R$  值為 200 公里時，我們的分析範圍內（見圖一）共納入 99 個氣候資料， $R$  值為 300 公里時有 54 個， $R$  值為 400 公里時有 36 個，而原先在圖一分析範圍內觀測資料個的數是 124 個。

圖八是  $R$  值為 200 公里時，分析範圍內 124 個觀測資料加上 99 個氣候資料共 223 個資料的客觀分析結果，我們可以看出右下角海面上虛假高壓消去了，但是因為使用過多的氣候資料，導致在日本附近的低壓系統（比較圖一）結構被扭曲，所以  $R$  值須提高，所納入的氣候資料數目須減少。圖九是  $R$  值為 400 公里時的客觀分析結果，所納入的氣候資料數目雖然是大量地減少，但是仍然可以有效的除去右下角海面上的虛假高壓，並且尚保留其他綜觀系統的結構（參見圖一可以明顯看出改變的情形）。所以從測試中我們知道  $R$  值為 400 公里是一相當理想的選取標準，同時我們也得到一個結論，那就是「利用氣候資料來填補觀測資料不足的地區，可以防止虛假天氣系統的產生」。

#### 2. 以氣候資料當初始場

至此為止，前面所展示的客觀分析圖，由圖一到圖九其初次猜測值都是零。現在我們用氣候值來造一個氣候場（見圖十），然後用這氣候場當作初次猜測值，進行逐次校正的客觀分析，看看是否能以氣候資料為初始場所得的客觀分析結果，可以杜絕虛假天氣系統的生成。圖十一為以氣候值為初始

場的客觀分析結果，測試結果相當令人驚訝。圖十一和圖一幾乎完全一樣，以氣候值為初始場的客觀分析結果無法防止虛假高壓的產生，初始場的有無及好壞，所做出來的客觀分析結果均相同，由此發現再加上上一小節所提虛假高壓生成因素的第二點原因（某些網格點只掃描到一個測站來內插，而這測站的觀測值比其分析值為大時），我們可以初步肯定，本例中的虛假高壓正是第二點原因造成的，也就是說儘管有良好的初次猜測場，然而逐次校正過程中錯誤校正的結果仍然會改變初始場而產生虛假高壓。逐次校正的客觀分析法，在觀測資料缺乏地區的錯誤校正情形要比想像中的嚴重多了。因此我們知道，在使用氣候值來杜絕虛假天氣系統的產生，填空是一較好的方法。

#### (三) 連續校正法原理在實際運用上的細節探討

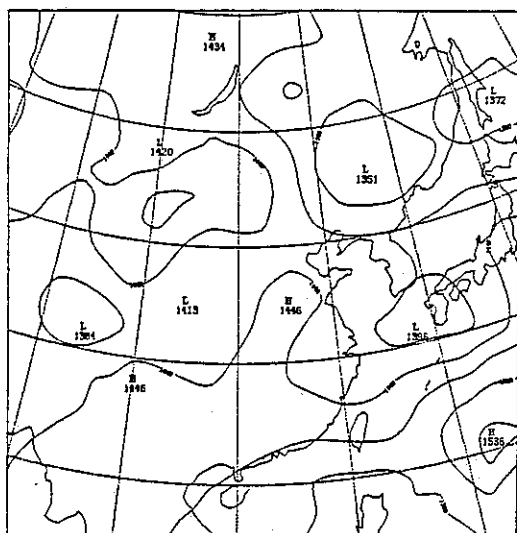
##### 1. 採用不同系列的掃描半徑

克雷士門的連續校正法原理是選用不同的半徑，經過多次的掃描內插來得到網格點上的值，且所採取的半徑是採由大而小的方式逐漸收斂網格點上的值。起初先用大的掃描半徑網格點值代表較大尺度的天氣系統，然後當掃描半徑逐漸縮小時，網格點值所代表的天氣系統也逐漸往較小的尺度趨近。

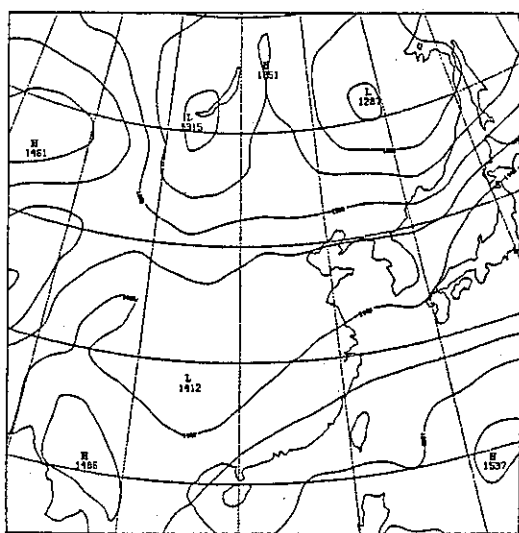
參見圖一，它是採 15-8-4-3-2 網格距系列掃描而得，其右下角的虛假高壓中心值為 1536 GPM。而當我們採行 8-6-5-4-3 網格距系列的掃描半徑時，發現虛假高壓仍舊仍在，且其中心氣壓值高達 1564 GPM，較圖一的虛假高壓更高出 28 個 GPM，若是採 7.5-5-4-3-2 網格距系列的掃描半徑時，發現虛假高壓的中心氣壓值也高達 1553 GPM，以下先簡明覆述前面小節所提虛假高壓的兩點生成因素後，我們再對這個研究結果作更詳盡的解說。

在前面小節對於生成虛假高壓的原因探討裏得到兩個結論，一是半徑縮小後，靠外圍的網格點取不到任何測站來掃描內插，所以其網格值是以上次內插的結果來代替，而靠內圍的網格點有掃描到測站，經過再一次內插而改變其值，如此校正數次後，因為不真實內插的累積而產生虛假高壓。另一結論是當半徑縮小後，某網格點只取到一個測站來掃描內插，而這個測站的分析值又比其觀測值小得多，所以經過幾次逐次校正的過程後，網格點上的值就大大的增加了，虛假高壓也因此而生成。

我們知悉虛假高壓的生成因素後，再回過頭來討論這個結果。原先對於所採 15-8-4-3-2 系列的



5/30/72 12Z ON 850MB



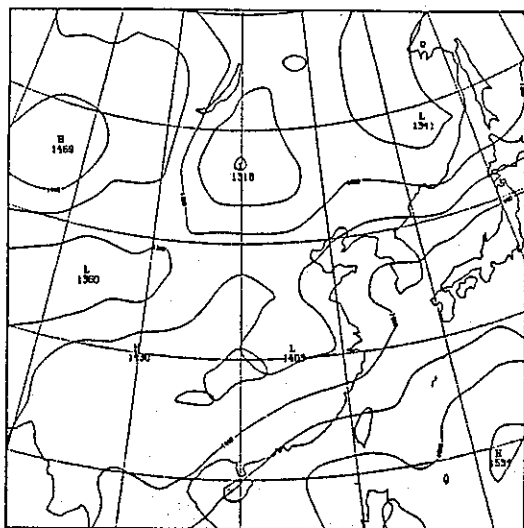
5/29/72 02Z ON 850MB

圖一 克雷斯門 (Cressman) 連續校正法的民國72年5月30日12 UTC 的 850mb 高度圖 (等高線間距為30重力公尺)。

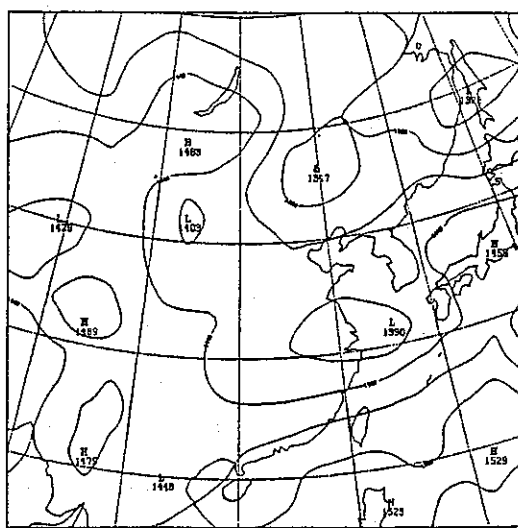
Fig. 1. 850 mb chart is analyzed by Cressman successive correction method, at 12 UTC May 30, 1983, the contour interval is 30 GPM.

圖二 (a) 5月29日00 UTC 的 850mb 高度圖 (等高線間距為30重力公尺)。

Fig. 2(a). 850mb chart at 00 UTC May 29, 1983, the contour interval is 30 GPM.



5/29/72 12Z ON 850MB



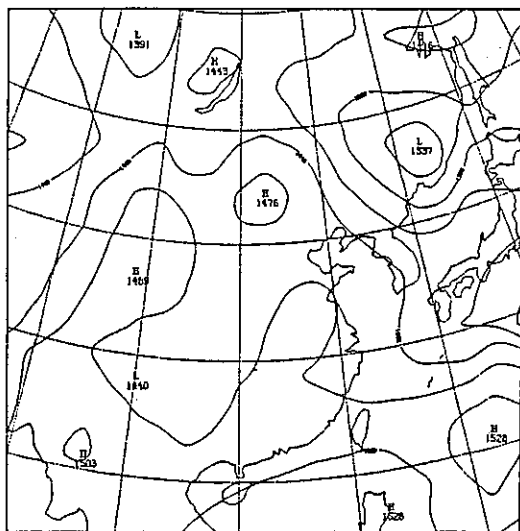
5/30/72 02Z ON 850MB

圖二 (b) 5月29日12 UTC 的 850mb 高度圖 (等高線間距為30重力公尺)。

Fig. 2(b). 850 mb chart at 12 UTC May 29, 1983, the contour interval is 30 GPM.

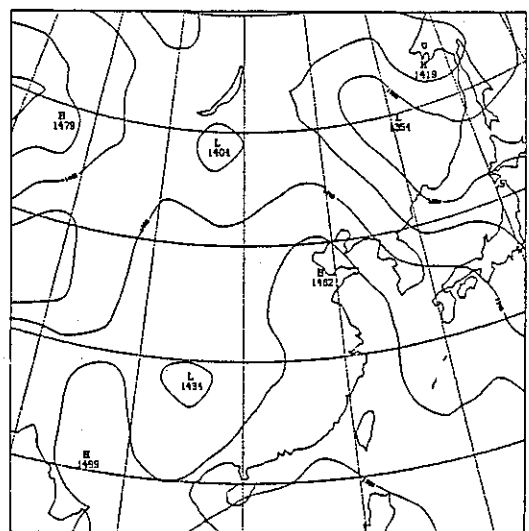
圖二 (c) 5月30日00 UTC 的 850mb 高度圖 (等高線間距為30重力公尺)。

Fig. 2(c). 850 mb chart at 00 UTC May 30, 1983, the contour interval is 30 GPM.



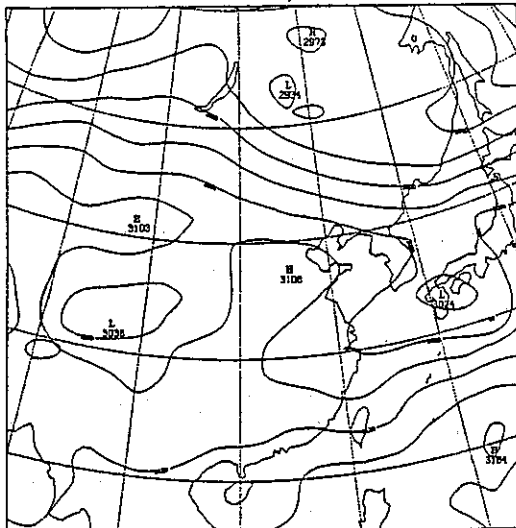
圖二(d) 5月31日00 UTC 的850mb 高度圖  
(等高線間距為30重力公尺)。

Fig. 2(d). 850mb chart at 00 UTC May 31, 1983, the contour interval is 30 GPM.



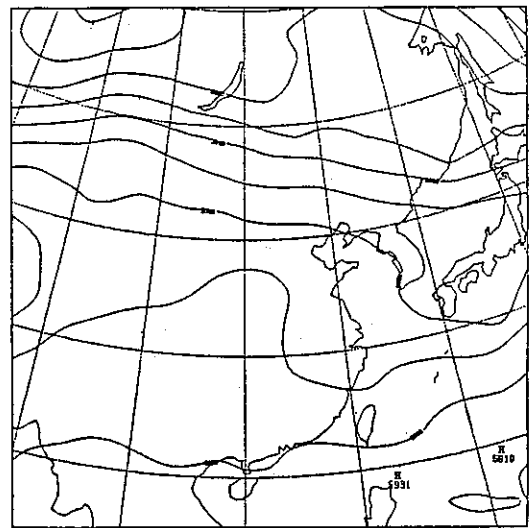
圖二(e) 5月31日12 UTC 的850mb 高度圖 (等高線間距為30重力公尺)。

Fig. 2(e). 850mb chart at 12 UTC May 31, 1983, the contour interval is 30 GPM.



圖三(a) 5月30日12 UTC 700 毫巴面的高度圖  
(等高線間距為30重力公尺)。

Fig. 3(a). 700mb chart at 12 UTC May 30, 1983, the contour interval is 30 GPM.



圖三(b) 5月30日12 UTC 500 毫巴面的高度圖  
(等高線間距為60重力公尺)。

Fig. 3(b). 500mb chart at 12 UTC May 30, 1983, the contour interval is 60 GPM.

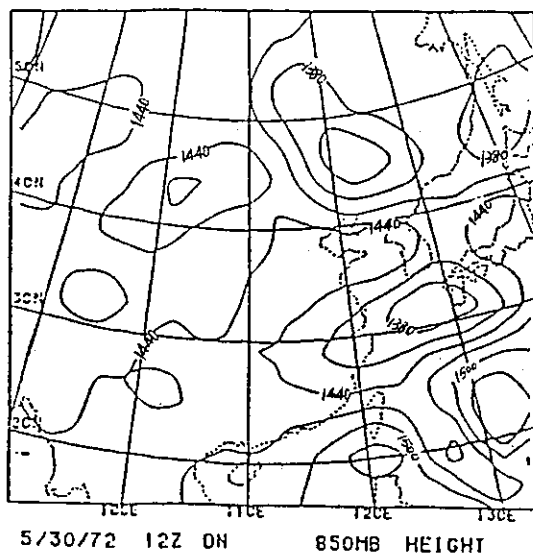


圖 四 經由地轉平衡弱約束的變分法處理 (850 毫巴面) 之結果  
Fig. 4. The result of variational analysis (850 mb) by Sasaki's weak constraint (1970) of geostrophic balance, the contour interval is 30 GPM.

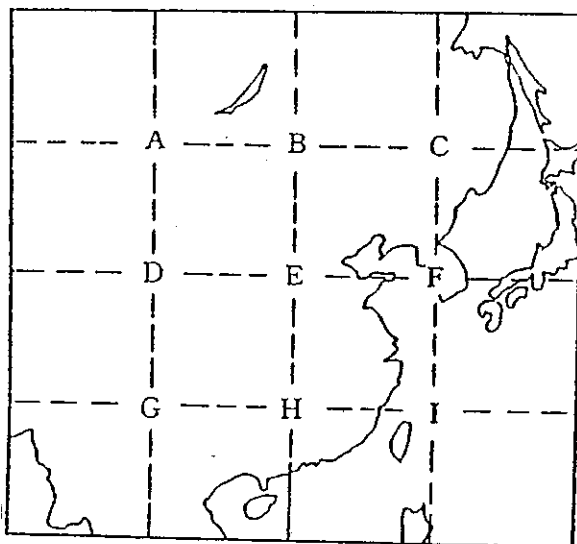


表 一 9 個放置理論高壓處

Table 1. Nine positions for the setting of theoretical high.

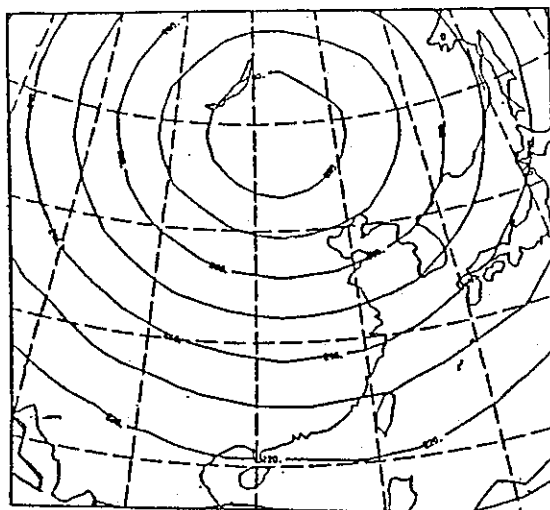


圖 五 理論高壓放置在B點時 (見表一) 分析圖中左右二下角各形成一虛假高壓  
Fig. 5. Each lower corner has one fictitious high, when setting a theoretical high at B (See Table 1).

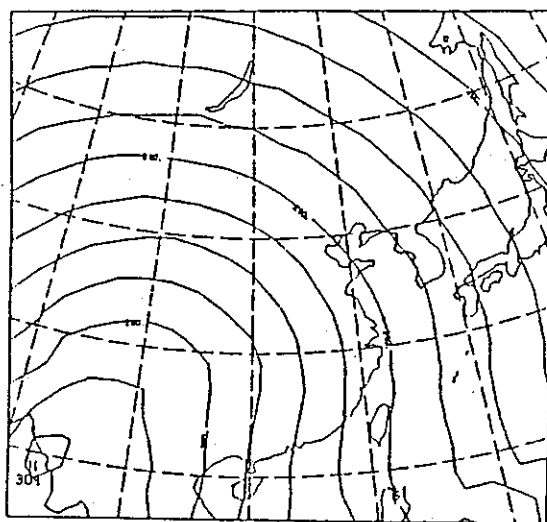


圖 六 理論高壓放置在G點時, 分析圖中之左下角出現一虛假高壓  
Fig. 6. A fictitious high at lower-left corner when setting a theoretical high at G (See Table 1).

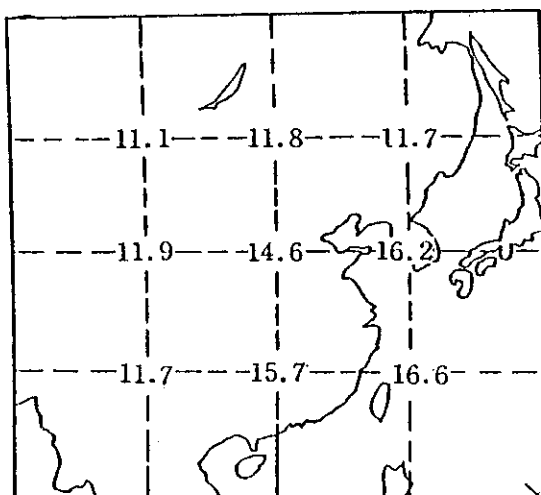


表 二 針對右下角，理論值和分析值差的百分比  
Table 2. The percentage of the difference from theoretical and analyzed value, when focusing at lower right corner.

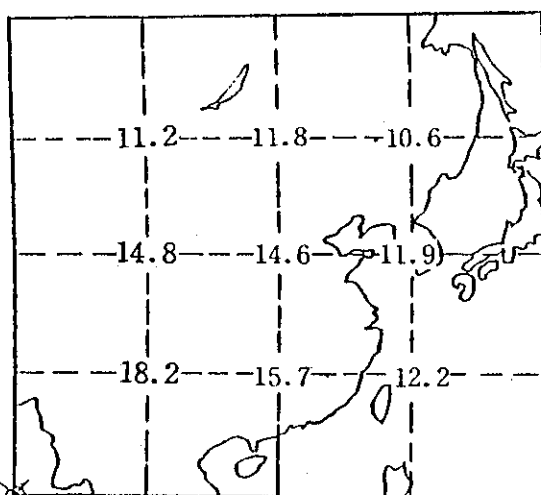


表 三 針對右下角，理論值和分析值差的百分比  
Table 3. The percentage of the difference from theoretical and analyzed value, when focusing at lower left corner.

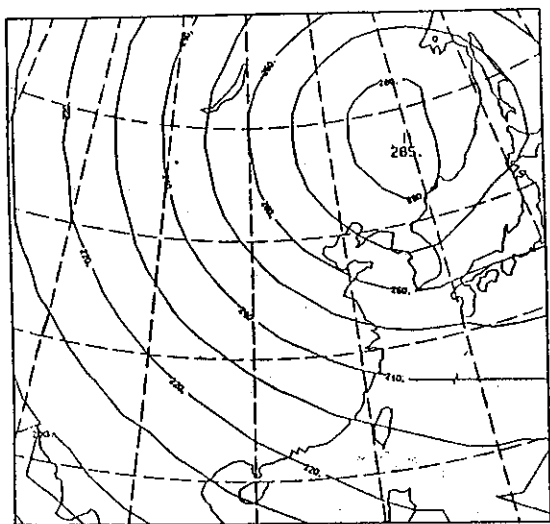


圖 七 理論高壓放置在C點，右下角有一虛假高壓，左下角有一虛假低壓

Fig. 7. A fictitious high at lower right corner and a fictitious low at lower left corner, when setting a theoretical high at C (see Table 1).

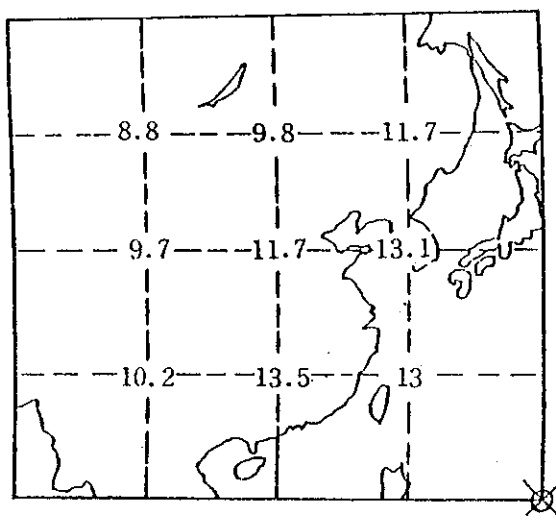


表 四 同表二，唯所放置的為氣旋  
Table 4. Same as Table 2, except setting a theoretical low instead.

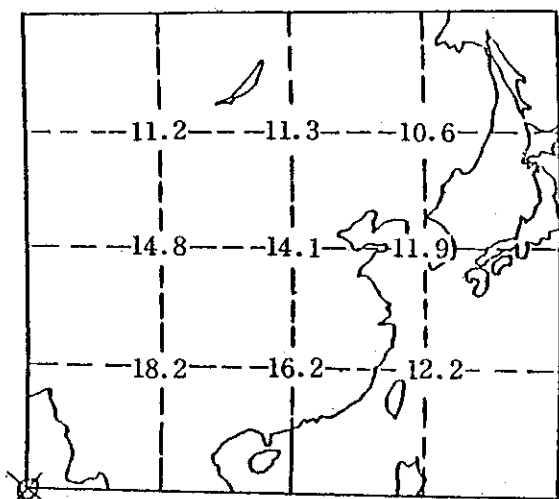


表 五 同表三，唯所放置的為氣旋  
Table 5. Same as Table 3, except setting a theoretical low instead.

R (KM)	n
200	99
300	54
400	36

表 六 R為氣候值選取標準，單位為公里，n為氣候資料個數

Table 6. R (in kilometer) are the standard values for choosing climatological data, and n is the number of climatological data.

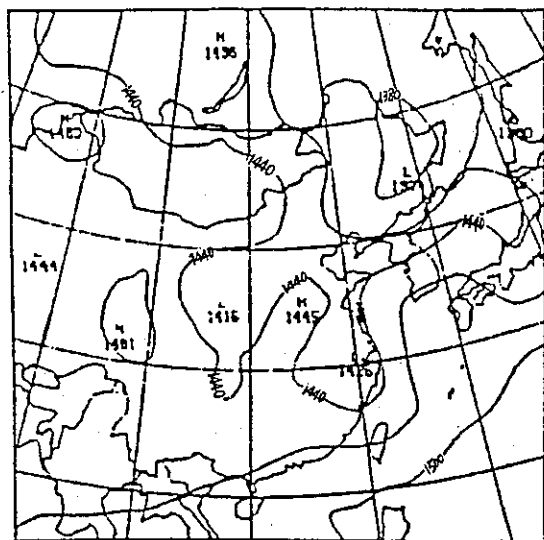


圖 八 R值為200公里，分析範圍內納入99個氣候資料之850毫巴分析圖。

Fig. 8. When 850 mb chart is analyzed with a radius of 200 kilometers (R), and 99 climatological data (n) are included.

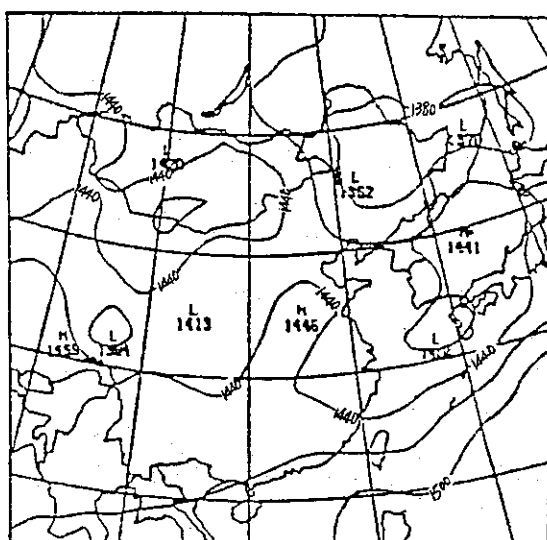


圖 九 R值為400公里，分析範圍內納入36個氣候資料之850毫巴分析圖。

Fig. 9. When 850 mb chart is analyzed with a radius of 400 kilometers (R), and 36 climatological data (n) are included.





掃描半徑會產生虛假高壓的情形，我們認為可能是由 8 個網格距的掃描半徑一下子縮小為 4 個網格距的掃描半徑時，上面所提的第一個虛假高壓的生成因素便可能納入，亦即網格內插掃描時沒有取到任何測站來內插。基於此種想法，我們認為若採用 8-6-5-4-3 系列的掃描半徑，其半徑大小變化較小或許可免於納入上述虛假高壓成生之因素，至少可以說假如也產生了虛假高壓時，其強度也會弱些。結果虛假高壓仍舊生產，且強度更強高達 1564 GPM。7.5-5-4-3-2 系列較連續的掃描半徑也產生高達 1553 GPM 的虛假高壓。從上面的結論，我們可以肯定在本例圖一右下角的虛假高壓，其產生原因不在第一點取不到測站來內插（此種掃描半徑系列的選擇已濾除這可能因素），而是在於第二點原因（取到一個觀測值比分析值大得多的測站），其產生因素不在於掃描不到任何測站，而在於只掃描到一個測站，只靠這一個測站來校正網格點上的值，且經過多次的校正後虛假高壓遂告生成。

經由選取不同系列的掃描半徑的研究探討裏，我們得以進一步肯定虛假高壓的生成因素。對於連續校正法，我們可以說當其運用於資料分佈均勻的地區時，效果不錯，但是當其運用於觀測資料缺乏地區時，發現其本身以連續校正的方法來求網格點值的方法即為致命傷，虛假高壓完全是錯誤內插又經連續校正過程累積而產生的。

## 2. 擴大掃描半徑

掃描半徑大小的選取若變化太大，如 15-8-4-3-2 網格半徑系列的情形，會納入虛假高壓產生的第一個因素，所以以下的研究探討我們採 7.5-5-4-2-2 較連續的網格半徑系列。

假定當某個網格點在某次掃描所取到的測站個數少於 4 個時，針對這個網格點擴大其掃描半徑，回復到上次可以取到 4 個測站以上時的掃描半徑，結果示於圖十二中，圖中虛假高壓仍舊存在，但形狀已改變且怪異（右下角那兩條沒有標示值的等值線都是 1530 GPM 的等高線），中心氣壓值為 1541 GPM，但是最右下角的網格值竟然高達 1563 GPM。某些網格點用某個掃描半徑，但某些網格點用的却是另外的掃描半徑，使用的掃描半徑不一致所引發的又是另外的一些問題了。

某些網格點擴大掃描半徑以取得足夠的測站個數來內插的方法造成分析場中的不一致，在本研究中我們不去深究這個問題，但是我們已確知要防止

虛假高壓的產生採擴大半徑之途並不是一良好的辦法。

## 3. 以周圍網格點來內插

當某個網格點於縮小掃描半徑後沒有取得足夠的測站來內插求網格點值時，我們就取其周圍四點的網格值之算術平均來代表這個網格點值。實驗的結果示於圖十三中，右下角有一微弱的虛假高壓其中心氣壓值僅 1507 GPM。用這個方法好像可以抑制虛假高壓的產生，但是這個方法所潛伏的問題是不容忽視的，至少有兩點值得我們重視，一為這虛假高壓形狀迥異於一般高壓，其兩圈等值線都是 1500 GPM。二為分析網格點上的值，我們發現虛假高壓本身及其鄰近地區氣壓場的網格點值分佈紛亂沒有規律的現象，完全不同於正常的氣壓場分佈。大部份網格點值是由測站內插而來，少數的網格點值是由周圍的網格點值而來，如此不一致的情形仍然像前一小節取不同的掃描半徑來內插求值一樣，都有其潛伏而不正常的問題存在，兩者都不是杜絕虛假高壓產生的好辦法。

# 五、結 論

虛假天氣系統的出現完全是因為觀測資料的缺乏所致，當我們以連續校正法求網格點值時，在海洋面部份不但無法得到正確數值反而會納入嚴重之錯誤內插結果。而基於作業上的需求，要杜絕虛假天氣系統的生成，由研究得知最好是採用氣候值填充的方法，保證每次都有足夠的資料來內插得網格點值，我們以氣候值填充來作測試之結果不錯成功地去除虛假天氣系統。其中加入氣候值之 R 值選擇，400 公里是一最佳之選取標準，

另外，經由理論的探討，我們可得到用連續校正法求網格點值而造成虛假天氣系統的兩點重要因素，第一是取不到任何測站來內插所致，第二是取到一個觀測值比分析值大得多的測站所致。再將這兩種因素分別加以測試，我們發現在本研究個案中造成的虛假天氣系統，均是第二種因素所造成，即取到一個觀測值比分析值大很多的測站所致。而理論上造成虛假天氣系統之第一種因素，通常對實際天氣系統之扭曲程度較小。

## 參 考 文 獻

1. Bergthorsson, P., and B. Döös, 1955: Numerical weather map analysis. *Tellus*, 7, 329-340.
2. Cressman, G. P., 1959: An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 87, 367-374.
3. Barnes, S. L., 1964: A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *J. A. M.*, 3, 396-409.
4. Barnes, S. L., 1973: Mesoscale objective map analysis using weighted time-series observations. NOAA Tech. Memo., ERL NSSL-62, 60pp.
5. Sasaki, Y., 1970: Some basic formalisms in numerical variational analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 98, 875-883.

## On the Objective Analysis in Data-Sparse Regions

*Lie-Shieu Fang*

Computer Center C. W. B.

*Tzay-Ming Leou*

Computer Center C. W. B.

### ABSTRACT

Objective analysis was undertaken of an observed data-sparse area. The result of this analysis was the discovery of an unrealistic anticyclone around this data-sparse area, which we decided to call the "fictitious high". Generation of the fictitious high (GFH) and its variations in strength are related to the approach of the weather system. Theoretical study of GFH factors has resulted in the identification of two considerations:

1. After shrinkage of the scan radius there are no stations for any grid points so interpolation is not possible.
2. After shrinkage of the scan radius some grid points only found one station to do the interpolation, and the stations analyzed value was found to be much smaller than its observed value. It was seen that in such a case a fictitious high had been generated after several successive corrections.

Many characteristics of the fictitious high can be learned by theoretical study, for example, the GFH reacts to the approach of the weather system.

Scarcity of observations is the real cause of GFH. If we were to use climatological data to fill an observed data-sparse area, it could prevent this generation of the fictitious high. But if we use climatological data as initial guess values in fields of objective analysis the problem of GFH couldn't be settled. So we may say the second factor found in theoretical study is the really important cause of GFH. By testing the scan radius series of the successive correction method we can again conclude the causes of GFH.

**Key Words:** Fictitious high, successive correction method, initial guess

## ~~~~~ 氣象學報徵稿簡則 ~~~~~

- 一、本刊以推動氣象學術之應用研究及技術發展爲目的，凡有關(一)氣象業務之技術發展(二)氣象作業方法之改進(三)天氣分析，預報及氣象理論之應用研究論文，均所歡迎。
- 二、本刊稿件分爲三類：(一)研究論文(二)綜評(三)報告。
- 三、本刊文字務求簡明，文體以中文爲主，每篇以不超過十五印刷頁爲原則。
- 四、稿件須以中英文註明作者之真實姓名、服務機關及職稱。
- 五、稿件在參考文獻之後，應附英文五百字以內之摘要。
- 六、稿件之圖表名稱，須以中英文對照說明。
- 七、稿件內容過長或內容、文字、圖表有修改之必要時，得商請投稿人修正之。本刊亦得予以必要之刪改，若作者不願刪改時，請先聲明。
- 八、來稿如不刊登，則退還原著者。來稿一經刊登，則概不退還。
- 九、稿件經刊印後，非經本刊同意，不得在他處刊印或轉載。
- 十、來稿請逕寄中華民國臺北市公園路六十四號，中央氣象局學報社收。

## 中央氣象局氣象學報出版辦法

(七十七年九月十五日氣象學報編輯委員會會議通過)

- 一、中央氣象局氣象學報社爲推動氣象學術之應用研究及技術發展特出版「氣象學報」期刊一種。
- 二、本刊暫定每年出版四次，分別在三、六、九、十二月發行。
- 三、本刊之收稿、交審、複審、退稿、修正、交排、送校等，均由編輯人員備專冊登記，審查人及審查意見不對外公開。審查委員由主編視稿件性質商請各該學科之學者專家擔任。倘兩位委員之審查意見有較大之出入，主編得另請第三者評審之。
- 四、審查通過之稿件、編輯人員應與原作者取得連繫，商討有關付印等事宜。
- 五、論文一經由本刊發表、贈送作者該期氣象學報五本及抽印本五十本，如需增加抽印本，應另付工本費。
- 六、本刊之出版費暫由中央氣象局編列預算支付之。
- 七、本辦法經氣象學報編輯委員會通過後實施，其修改亦同。

# 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

臺灣大學大氣科學系教授

陳 來 發

中央氣象局預報測站課長

周 蘭 芬

中央氣象局預報測站技佐

李 育 棋

中央氣象局預報測站技佐

(收稿日期: 77.6.20; 定稿日期: 77.7.6)

## 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。結果發現頻率逐月變化、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  $145^{\circ}\text{E}$  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  $150^{\circ}\text{E}$  以東者之生命期為以西者之 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強最不穩定, 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。

關 鍵 詞: 冷 (心) 低壓、冷渦

## 一、前 言

在暖季月份的副熱帶高對流層綜觀分析裏, 尚可辨認一屬於冷心結構的低壓環流系統, 其強度自 200-300mb 向上及向下減弱, 一般稱為冷 (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, 可能為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為在暖季月份區域性天氣預報上之重要課題。吳 (1976) 年以其多年分析與預報經驗, 認為臺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

$<-30^{\circ}\text{C}$ ), 且沿北方暖高壓規則西移。

林 (1972) 分析 1971 年 7 月 31 日高層冷渦移經臺灣上空前後之綜觀條件與雷雨發生之關連, 發現雷雨於 300mb 冷渦外圍發生, 而於中心附近則無, 他認為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  $140^{\circ}\text{E}$  以西之高層冷渦, 發現生命期在一天以上之冷渦, 最大環流強度在 300mb, 其源區主要在  $25^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ , 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 個為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 4 個緯度 ( $\sim 5\text{ms}^{-1}$ ) 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% 為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為暖渦，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) 為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，結果發現最大環流強度出現在 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。冷渦西北象限為下沉區，雲量最少；東南象限為上升區，雲量最多，最大上升運動則出現在 300mb。溫度結構與垂直運動分佈顯示 200mb 以下為熱力直接環流，以上則為間接環流。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，而西側則為雲量最少區。

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強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) 則為熱力間接環流。Frank (1970) 之下沉在冷渦中心

，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渦低壓，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空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

高層冷心低壓為暖季月份之現象，為早已熟知之事實。王等 (1979) 及羅等 (1983) 分析以 6 月至 9 月為準，吳 (1976) 及 Kelley and Mock (1982) 則取 6 月至 10 月。為避免遺漏，本文分析以 6~10 月資料為準。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 300mb 最為顯著，吳 (1976) 及王等 (1979) 在環流方面的分析結果亦皆顯示 300mb 最為顯著。因此本文分析亦以 300mb 天氣圖為準，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為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為負）。

(2)由(1)所確定之冷渦需為平均西移者，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 及 1986 年 6～10 月發生於臺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 公里為準，此約為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  $130^{\circ}\text{E}$  以東，且以  $160^{\circ}\text{E}$  以東者最多，達 15 個。再就產生之緯度而言，均位於  $18^{\circ}\sim 29^{\circ}\text{N}$  之間，其中僅有一個發生在  $29^{\circ}\text{N}$ ，其餘皆發生在  $25^{\circ}\text{N}$  以南。Kelley and Mock (1982) 所分析之 1967～1971 年高層冷渦則產生在  $10^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$  間。以表一及表二所示之經度分佈而言，1985 年暖季的源地並無明顯逐月變化，而 1986 年 6～7 月的源地則有偏東現象，7 月底到 8 月則側西在  $140^{\circ}\text{E}$  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

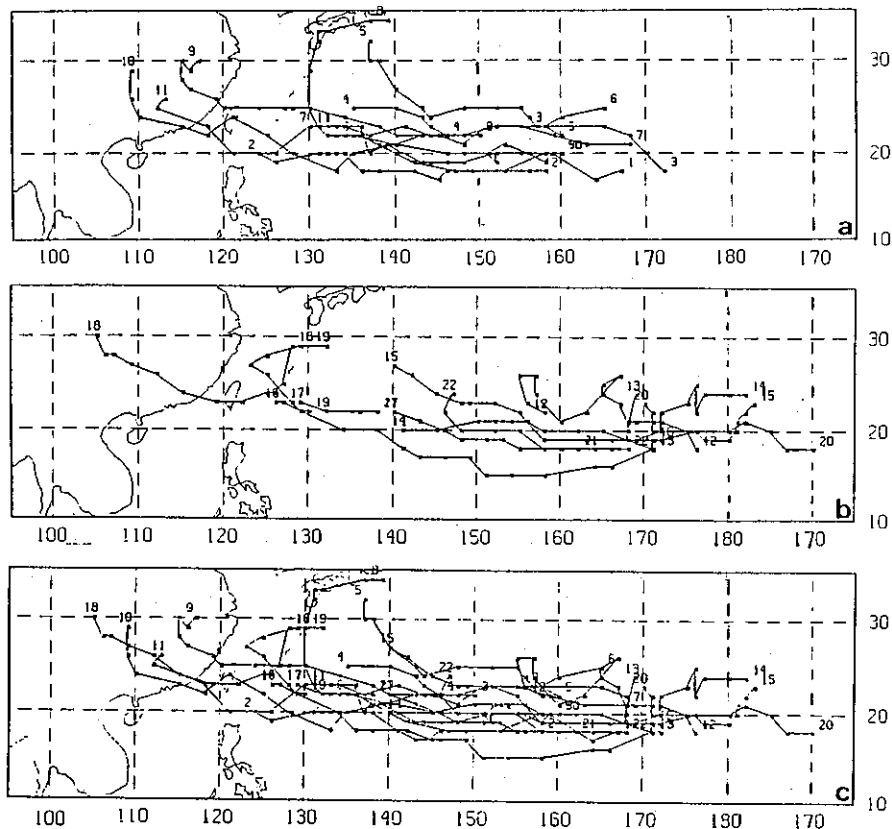


圖 1 (a) 1985 年 (b) 1986 年及 (c) 1985 與 1986 年 6～10 月西太平洋高層冷渦路徑，星號為每 12 小時之中心位置，數字為編號（見表一及表二）。

Fig. 1. Tracks of the identified upper-tropospheric cold vortices in the western North Pacific in (a) 1985, (b) 1986 and (c) 1985 and 1986. The figures denote their series numbers refer to Table 1 and 2.

表一 1985年6~10月西太平洋各高空冷心低壓出現時間及地點

Table 1. The initial and final positions and the life time of the western North Pacific upper-tropospheric cold vortexes in the Warm months of 1985.

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	1412 z -2000 z	5.5	18° N, 167° E	23° N, 133° E
2	1985	6	2700 z -0412 z	7.5	18° N, 158° E	20° N, 124° E
3	1985	7	1200 z -1900 z	7	18° N, 173° E	23° N, 158° E
4	1985	7	1912 z -2112 z	2	22° N, 146° E	25° N, 135° E
5	1985	8	0412 z -1012 z	6	22° N, 160° E	32° N, 137° E
6	1985	8	0900 z -1300 z	4	25° N, 165° E	22° N, 135° E
7	1985	8	1300 z -1900 z	6	21° N, 168° E	23° N, 130° E
8	1985	9	0100 z -0612 z	5.5	22° N, 150° E	34° N, 139° E
9	1985	9	0300 z -1412 z	11.5	20° N, 160° E	30° N, 118° E
10	1985	9	0800 z -1812 z	10.5	22° N, 160° E	29° N, 109° E
11	1985	9	1712 z -2012 z	3	20° N, 130° E	26° N, 113° E

表二 1986年6~10月西太平洋各高空冷心低壓出現時間及地點

Table 2. Same as in Table 1 except for 1986.

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	0200 z -1200 z	10	18° N, 176° E	22° N, 158° E
13	1986	6	2400 z -2600 z	2	18° N, 171° E	24° N, 169° E
14	1986	6	2800 z -0712 z	9.5	24° N, 177° W	20° N, 141° E
15	1986	7	0200 z -0712 z	5.5	23° N, 177° W	27° N, 140° E
16	1986	7	1012 z -1800 z	7.5	19° N, 171° E	23° N, 126° E
17	1986	7	2112 z -2400 z	2.5	22° N, 138° E	23° N, 129° E
18	1986	8	1200 z -1712 z	5.5	29° N, 128° E	30° N, 105° E
19	1986	8	1712 z -2100 z	3.5	22° N, 130° E	29° N, 132° E
20	1986	8	2900 z -0212 z	4.5	18° N, 170° W	23° N, 170° E
21	1986	9	2700 z -0112 z	4.5	18° N, 162° E	22° N, 140° E
22	1986	10	0700 z -1212 z	5.5	18° N, 168° E	24° N, 147° E

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。此當亦為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°E附近轉向北移，後在日



本地區轉向東移至  $34^{\circ}\text{N}$  才消散。這兩年冷渦平均移速約每日 5 個緯度 ( $\sim 6.5\text{ms}^{-1}$ )，僅較吳 (1976) 所求 1974~1975 年平均 4 個緯度 ( $\sim 5\text{ms}^{-1}$ ) 略快，但遠較 Kelley and Mock (1982) 所得之  $4.33\text{ms}^{-1}$  為快。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  $130^{\circ}\text{E}$  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，則平均半徑約為 800 公里，則波長約為 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。這種逐月頻率分佈，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，平均為 5.9 天。分析各月平均生命期，其長短並無明顯之逐月變化。但生命期

長短與源區關係密切， $150^{\circ}\text{E}$  以東產生者生命期較長，平均為 6.7 天，約為以西者平均 3.7 天之 1.8 倍。

#### (三) 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  $180^{\circ}\text{E}$  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) 類即為 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% 甚為相近，但與吳 (1976) 所得 1974~1975 年 80% Palmen 型及 20% Palmer 型者大異其趣，此種差異除顯示在年際變化外，部份可能導因於吳之分析主要以發生在  $140^{\circ}\text{E}$  以西之冷渦為主。本文因所分析之兩年在  $140^{\circ}\text{E}$  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為困難。此外，本文 Palmen 型有 70% 發生在 8~9 月，較王等之 47% 為高。

表四為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% 為高。消失於北方高壓脊場為 13.6%，稍較王等之 17.8% 為低。併入熱帶系統之 9.1% 與王等之 7.4%

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 300 mb 伴隨入比之綜觀天氣系統個案數及所佔百分比。吳 (1976) 與王等 (1979) 之統計個案數亦列入比較。

Table 3. The statistics of four synoptic situations at 300 mb favorable to the western North Pacific upper-tropospheric cold vortex occurrence in 1985 and 1986 (in brackets).

月 份	系 統	位 於 北 方 槽 端	北 方 為 高 壓	位 於 兩 高 壓 間 之 鞍 形 場	發 生 在 $180^{\circ}\text{E}$ 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	—	—	—

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 300 mb 伴隨之綜觀天氣系統個案數。

Table 4. The statistics of five synoptic situations at 300 mb for the western North Pacific upper-tropospheric cold vortex dissipating in 1985 and 1986 (in brackets).

系 統 月 份	北方有槽線	北方為脊場	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)(轉變為 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)

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。

#### 四伴隨之天氣

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。各象限內不同雲型所占比例，1985 與 1986 年十分相近，高積雲/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年積雲最多為 45%，卷雲次之為39%，中雲不過 2%，1986年亦以積雲為最多46%，卷雲次之為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為積雲多於卷雲。就各象限出現之積雨雲(Cb) 及積雲(Cu) 頻率多寡而言，兩年均為冷渦東側多於西側。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，但分佈極為相近，故平均而言(表七)環流內雲型頻率以積雲最高為46%，其次為卷雲41%，較少之積雨雲、層積雲及高積雲/Ac/As) 分別為 9%、4%

及 1%。積雲出現頻率，以東北象限最高為36%，其次為東南、西南及西北各象限，分別為 30%、18%及16%。積雨雲頻率則以東南象限最高為48%，其次為東北、西南及西北象限，分別為 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年之東北及東南象限以 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%者最高為46%，依次為雲量20~49%及 50%—79%，頻率百分比為36%及15%；最少出現頻率為雲量 80~100%者，僅占 3%。1986年稍有不同，以雲量20~49%者頻率最高為42%，依次為雲量<20%及50~79%，其頻率分別為36%及16%；雲量 80~100%者之頻率仍為最少，僅為 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，分別為41%及 39%，雲量50~79%及 80~100%之頻率則減少甚快，分別為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為高，少雲之發生頻率西側較東側為高。此種東側多雲及西側少雲之分佈與及 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年以東北象限最高為44%，1986年則以東南象限最高為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%) 少雲出現頻率最高 (28%)，

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 1200 GMT) 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佔百分比。Cu 及 Cb 內 (A) 為該雲型在各象限內所佔所有雲型之百分比，(B) 為該雲型在各象限出現百分比。

Table 5. The frequency of the occurrence for various cloud types in four quadrants within 4-degree-latitude radius from the cold vortex center for 1985.

象 限	雲 量	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，但為1986年。

Table 6. Same as in Table 5 except for 1986.

象 限	雲 量	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，但為1985及1986年。

Table 7. Same as in Table 5 except for 1985 and 1986.

象 限	雲 量	Ci	Ac/As	Sc	Cu		Cb		合 計
					(A)	(B)	(A)	(B)	
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

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1200 GMT)觀測之衛星雲圖不同天氣狀況(雲量%)，在各象限出現次數及所佔百分比。雲量(50%及≥50%在各象限出現之百分比亦列入比較。

Table 8. The frequency of the occurrence for various cloud amounts in four quadrants within 4-degree-latitude radius from the cold vortex center for 1985.

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，但為1986年。

Table 9. Same as in Table 8 except for 1986.

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，但為1985及1986年。

Table 10. Same as in Table 8 except for 1985 and 1986.

象限 \ 雲量	<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%

此種冷渦東南多雲西少北雲之分佈與Kelley and Mock (1982) 所得合成分析結果一致。

#### 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)冷渦頻率逐月變化、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，以探討此兩年高層渦氣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 $\geq 50\%$ ）出現頻率71%，為西側多雲出現頻率29%之2.5倍，而西側少雲（雲量 $< 50\%$ ）出現頻率55%僅為東側少雲出現頻率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為最大上升區，西北象限雲量最少為下沉區。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為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為以下數點。

(1)西太平洋高層冷渦產生後西移，在 $145^{\circ}$ ~ $160^{\circ}$ E間轉為西北西至西北方向移行，平均移速約 $6.5 \text{ ms}^{-1}$ 。

(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 $150^{\circ}$ E以東者生命期較長，約為以西者之1.8倍。

(3)冷渦形成時之綜觀形勢，45.5%為Palmen型（西風槽割離），40.9%為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為可行之道。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異差。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。這些均將為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。感謝臺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 tropospheric circulation. *J. Meteor.*, **10**, 1-9.

## A Preliminary Study on the Western Pacific Upper-Tropospheric Cold Vortices in the Warm Months of 1985-1986

*George Tai-Jen Chen*

Department of Atmospheric Science,  
National Taiwan University

*Lai-Fa Chen, Lan-Fan Chow, Yu-Chi Lee*

Forecasting Center, Central Weather Bureau

### ABSTRACT

The Central Weather Bureau's automated 300 mb charts, the Japanese Geostationary Meteorological Satellite images, and the Japan Meteorological Agency's analyzed cloud pictures were used to study the climatological characteristics, synoptic conditions, and accompanied weathers of the western Pacific upper-tropospheric cold vortices (cold core lows) in the period of June-October, 1985-1986. The near equal frequencies of the Palmen type and Palmer type were observed in the cold vortices formation processes. The cold vortices generally moved slowly westward from their genesis region, and then recurved west-northwestward or northwestward in area between 145°E and 160°E.

The mean radius of the cold vortices circulation was estimated to be 800 km. This was equivalent to a wavelength of 3200 km. An averaged life time of cold vortices was 6 days and it was longer for those originated in the east of 150°E than for those that originated in 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 were in the southeast of the cold vortices center. The reverse was true in the northwest. Finally, the occurrence of the low clouds and high clouds seemed to suggest that the cold vortices perhaps inducing the low-level convergence and upward motion, thus enhancing the convections.

**Key Words:** Cold core low, Cold vortices

# 梅雨季華南低層噴流與中尺度 對流系統之初步分析

(1983年6月1日~3日個案)

蒲 金 標                      陳 泰 然

中國文化大學地學研究所

臺大大氣科學研究所教授

(收稿日期：77.06.20；完稿日期：77.11.10)

## 摘 要

我國華南地區梅雨季在 600 hPa 層以下鋒面南側所出現之低層噴流常與積雲對流系統及伴隨之劇烈降水有密切的關係。本文選取1983年6月1~3日華南地區有低層噴流伴隨的對流系統個案，分析其形成和發展過程。

結果發現，1983年6月1日0000 UTC~6月2日1200 UTC期間，隨著青藏高原東南側低壓向東北轉東移動，中尺度對流系統 (MCS) 首先在低層噴流前端或出區左側發展，隨後向低層噴流上游左側逐次發展成帶狀對流系統。當其發展至頂盛而後逐漸消失時，東南側之低層噴流增強。在6月2日1200 UTC~6月3日1200 UTC期間，低層噴流移到華南沿海，新的 MCS 於低層噴流入區左側發展，隨後在出區左側逐次發展成帶狀對流系統，當其發展至頂盛而後逐漸減弱時，其東南側之低層噴流亦見強。

關 鍵 詞：梅雨，低層噴流，中尺度對流，劇烈降水。

## 一、前 言

1983年6月1~2日江西省北部和浙江省西部豪雨，6月3日臺灣中南部豪雨造成災害，嘉義和臺南一帶曾出現龍捲風。本文針對此次華南及臺灣中南部豪雨個案進行初步分析，期能了解導致豪雨之對流雲系之形成條件及移動與發展程序，並希望所得結果能作為梅雨季豪雨預報的參考。

本文利用中央氣象局資料庫所收存之地面和高空觀測資料以及美國國家大氣研究中心 (NCAR) 已解碼之各標準層之探空資料，進行氣壓、高度及風場之再分析，以了解豪雨前後低對流層之綜觀天氣形勢，並利用中央氣象局所接收之日本氣象廳 GMS-2 紅外衛星照片，以分析對流雲系之發展及移動過程。對流雲系涵蓋面積，係根據衛星色調強化雲圖之灰度分佈範圍，切割成數個已知面積之小

方格，再由小方格數目求得對流雲系溫度  $\leq -32^{\circ}\text{C}$  和  $\leq -52^{\circ}\text{C}$  之面積大小。

## 二、雲系及降水分析

圖1為6月1日0000 UTC至3日1200 UTC每3小時紅外線色調強化衛星雲圖，可顯示中尺度對流雲系之分布。表一為這些中尺度對流系統 (A, B, C, C', D, E, F, G 和 H) 雲頂溫度  $\leq -32^{\circ}\text{C}$  與  $\leq -52^{\circ}\text{C}$  之面積。6月1日0000 UTC 衛星雲圖 (圖1a) 顯示中尺度對流系統 (Mesoscale Convective System, MCS) 位於四川南部和貴州北部，呈橢圓形，稱為 MCS-A，其雲頂溫度  $X \leq -32^{\circ}\text{C}$  與  $Y \leq -52^{\circ}\text{C}$  之面積分別為  $240 \times 10^3 \text{ km}^2$  與  $96 \times 10^3 \text{ km}^2$ ，其強度在發展期。1日0300 UTC (圖1b)，MCS-A 在四川南部、貴州北部及湖南西北部等地區發展，範圍擴大；

0600 UTC (圖 1c)，於湖南北部和湖北南部一帶持續加強，0900 UTC (圖 1d) 東移至湖南、湖北和江西西部一帶加強，範圍擴至最大達成熟期，其X和Y面積分別為 $510 \times 10^3 \text{ km}^2$  與  $196 \times 10^3 \text{ km}^2$ 。

表 一 1983年6月1日~3日  
中尺度對流系統 (A, B, C, C', D, E, F, G 和 H) 雲頂溫度  $\leq -32^\circ\text{C}$  與  $\leq -52^\circ\text{C}$  之面積。

Table 1 Area of mesoscale convective systems (A, B, C, C', D, E, F, G and H) with cloud top temperature  $\leq -32^\circ\text{C}$  and  $\leq -52^\circ\text{C}$  during 1~3 June 1983.

中尺度對流系統 MCS	日期時間 date (UTC)	雲頂面積 ( $\times 10^3 \text{ km}^2$ )	
		$\leq -32^\circ\text{C}$ (X)	$\leq -52^\circ\text{C}$ (Y)
MCS-A	01 JUN	0000	240 96
		0300	344 144
		0600	384 144
		0900	510 196
		1200	442 160
		1600	246 112
	02 JUN	1800	285 128
		2100	218 95
		0000	104 39
		0300	150 42
MCS-B	01 JUN	0600	170 20
		1200	280 11
		1600	145 84
		1800	176 78
	02 JUN	2100	212 95
MCS-C	01 JUN	0000	151 52
		0300	166 67
		0600	78 10
MCS-D	01 JUN	1200	16 4
		1600	117 67
MCS-E	01 JUN	1200	16 8
		1600	62 36
MCS-F	01 JUN	1800	218 101
		2100	240 157
	02 JUN	0000	338 182
		0300	218 67
		0600	36 8

MCS-E	02 JUN	1200	84 42
		1600	240 126
		1800	273 142
		2100	165 45
MCS-F	02 JUN	1600	108 60
		1800	176 51
		2100	100 50
	03 JUN	0000	200 126
		0300	313 115
		0600	220 19
MCS-G	02 JUN	0900	99 27
		1600	42 12
		1800	55 22
	03 JUN	2100	126 57
		0000	137 52
		0300	214 65
		0600	269 121
		0900	277 137
		1200	280 93
MCS-H	02 JUN	2100	20 8
		03 JUN	0000 66 22
	03 JUN	0300	143 38
		0600	203 33
		0900	170 11
		1200	151 16

1日1200 UTC (圖1e)，MCS-A 移至湖北、湖南、安徽和江西一帶，其範圍略為縮小。此時在湖南西北部和貴州一帶，即在 MCS-A 之西南方向，新形成三個對流系統，稱為 MCS-B, C 和 D，但其範圍很小 (表一)。1日 1600 UTC (圖 1f)，MCS-A 已以  $10\text{ms}^{-1}$  之速度向東移至安徽、江西和浙江西部，其範圍大幅減小。MCS-B 由湖南西部移至湖南東部範圍增大，MCS-C 在湖南和貴州交界地帶加強範圍增大，MCS-D 則在貴州西部發展擴大，但雲系仍小。這四個中尺度對流系統呈東北—西南走向，連接成一帶狀系列之對流雲簇，並由東北向西南逐次發展，即向低對流層平均氣流 (西南風) 上游發展。一日 1800 UTC (圖1g)，MCS-A 仍以  $10\text{ms}^{-1}$  之速度向東移至安徽、江西、江蘇和浙江，其範圍略為擴大；MCS-B 在湖南東部和江西西部加強，



MCS-C 和 MCS-D 在湖南和貴州合併，稱之 MCS-C'。1 日 2100 UTC (圖 1h)，MCS-A 向東移至長江口，強度轉弱。MCS-B 向東移至江西和福建一帶繼續發展，其範圍擴至最大達成熟期，X 和 Y 面積分別增至  $212 \times 10^3 \text{ km}^2$  與  $95 \times 10^3 \text{ km}^2$ ，並與 MCS-A 逐漸分離。MCS-C' 則在貴州、廣西和湖南加強，範圍擴大。

2 日 0000 UTC (圖 1i)，MCS-A 在長江口附近進入消散期，MCS-B 在江西和福建一帶減弱。MCS-C' 則在貴州、廣西和湖南繼續增強，範圍擴至最大達成熟期，其 X 和 Y 面積分別擴大至  $338 \times 10^3 \text{ km}^2$  與  $182 \times 10^3 \text{ km}^2$ 。2 日 0300 UTC (圖 1j) MCS-A 在長江口附近繼續消散，MCS-B 東消西長使範圍擴大並向西偏移至湖南和江西，MCS-C' 則在廣西減弱範圍縮小。2 日 0600 UTC (圖 1k)，華南地區整個對流雲帶由原幾近滯留狀態轉為略向東南移動，MCS-A 在浙江、MCS-B 在湖南、江西和廣東一帶與 MCS-C' 在廣西均繼續減弱，至 2 日 0900 UTC (圖 1l)，皆在華南沿海消散。

2 日 1200 UTC (圖 1m)，在中越邊界低壓區形成一個新的對流系統，稱為 MCS-E，其 X 和 Y 面積分別為  $84 \times 10^3 \text{ km}^2$  與  $42 \times 10^3 \text{ km}^2$ 。2 日 1600 UTC (圖 1n)，MCS-E 在雲南南部、貴州南部和廣西西部加強範圍增大，其 X 和 Y 面積分別為  $240 \times 10^3 \text{ km}^2$  與  $126 \times 10^3 \text{ km}^2$ 。另外在廣西東部／廣東西部、江西南部以及福建西部地區分別形成三個對流系統，稱之為 MCS-F、G 和 H，其中 MCS-F 之 X 和 Y 面積分別為  $108 \times 10^3 \text{ km}^2$  與  $60 \times 10^3 \text{ km}^2$ 。這些中尺度對流系統呈西南西——東北東排列，幾與低對流層平均氣流平行，且其範圍及強度由西南西向東北東遞減，即新對流向下游區發展。2 日 1800 UTC (圖 1o)，MCS-E 在雲南南部和廣西西部加強，其範圍已達最大為成熟期，其 X 和 Y 面積分別擴大至  $273 \times 10^3 \text{ km}^2$  與  $142 \times 10^3 \text{ km}^2$ 。MCS-F 與 G 分別在廣西東部、廣東西部與江西南部、福建西部加強，範圍擴大，MCS-H 在福建福州之處加強，其範圍仍很小。此時該四個對流雲系，幾已排列連接成一帶狀之對流雲簇。2 日 2100 UTC (圖 1p)，MCS-E 在雲南南部和廣西西部進入消散期，其 X 和 Y 面積分別縮小為  $165 \times 10^3 \text{ km}^2$  與  $45 \times 10^3 \text{ km}^2$ 。MCS-F 在廣西繼續發展，MCS-G 向東移至廣東和福建沿海並加強，其 X 和 Y 面積分別為  $126$

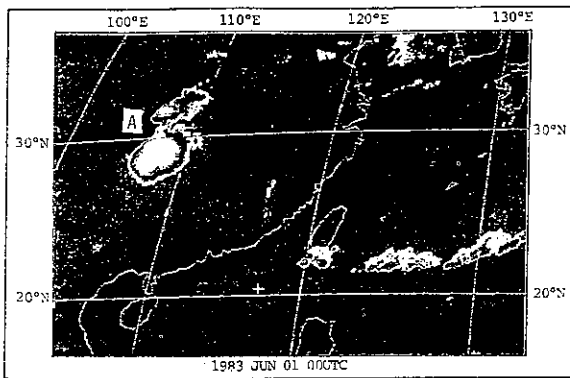
$\times 10^3 \text{ km}^2$  與  $57 \times 10^3 \text{ km}^2$ ，MCS-H 向東移至臺灣海峽北部，範圍略為增大。

3 日 0000 UTC (圖 1q)，MCS-E 消散，MCS-F 在廣西和廣東西部繼續加強，MCS-G 與 H 分別向東移至福建沿海、臺灣海峽與臺灣北部海面並加強。3 日 0200 UTC (圖 1r)，MCS-F 在廣西和廣東西部發展，範圍達最大為成熟期，其 X 和 Y 面積分別為  $313 \times 10^3 \text{ km}^2$  和  $115 \times 10^3 \text{ km}^2$ 。MCS-G 在廣東沿海、臺灣海峽和臺灣中部繼續發展，MCS-H 則向東北移至臺灣海峽北部及釣魚臺海面繼續加強。此時這些 MCS 已相連成鋒面前之帶狀雲系。3 日 0600 UTC (圖 1s)，MCS-F 在廣西和廣東西部進入消散期，MCS-G 在廣東沿海、臺灣海峽和臺灣南部加強，MCS-H 在臺灣東部及琉球一帶發展。3 日 0900 UTC (圖 1t)，MCS-F 在廣西消散，MCS-G 在廣東沿海、南海、臺灣海峽南部和臺灣中南部發展至最大強度，範圍亦達最大為成熟期，其 X 和 Y 面積分別為  $277 \times 10^3 \text{ km}^2$  和  $137 \times 10^3 \text{ km}^2$ 。MCS-H 在臺灣東北部海面及琉球羣島減弱。3 日 1200 UTC (圖 1u)，MCS-G 在南海和臺灣南部減弱。MCS-H 在臺灣東部及琉球羣島減弱。

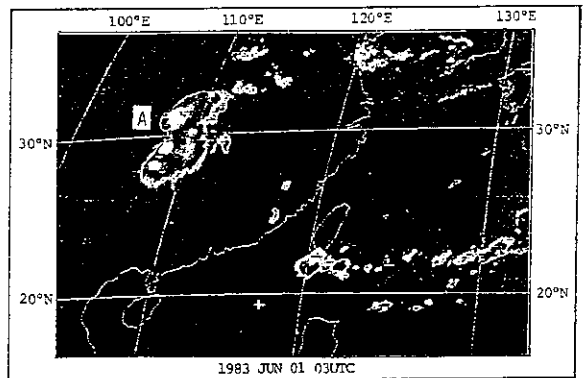
由以上流對雲系分析，MCS-A、B 和 C' 為一東北往西南排列之對流雲簇，分別由東北逐次往上游之西南發展。MCS-A 於 1 日 0900 UTC 達成熟期。MCS-A 減弱時，MCS-B 於 1 日 2100 UTC 達成熟期。MCS-B 轉弱時，MCS-C' 於 2 日 0000 UTC 達成熟期。在這些 MCS 消散後，在該區又形成新的 MCS-E、F、G 和 H 之西南西往東北東排列之對流雲簇，分別由西南西逐次往下游之東北東發展。MCS-E 於 2 日 1800 UTC 達成熟期，當其減弱時，MCS-F 於 3 日 0300 UTC 達成熟期。MCS-F 減弱時，MCS-G 於 3 日 0900 UTC 達成熟期。MCS-H 之強度與範圍較小，其演變與 MCS-G 相似。

這些中尺度對流雲系之生命期由形成、發展、加強、成熟、減弱至消散，MCS-A 約為 24 小時，MCS-B 和 C' 約為 18 小時，MCS-E 約為 9 小時，MCS-F 約為 14 小時，MCS-G 約為 18 小時，MCS-H 較小，在此不計其生命期。

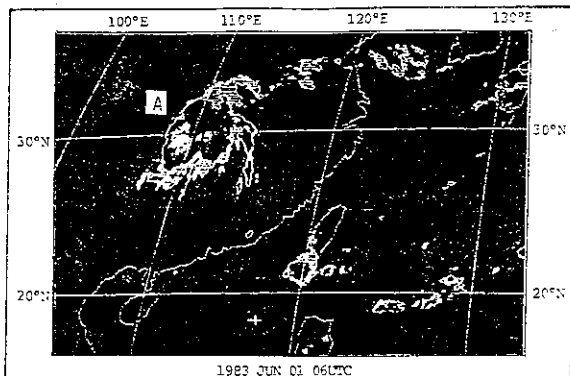
MCS-A 和 B 於 1 日 1200 UTC 至 2 日 1200 UTC 在浙江省北部和江西省造成豪雨。1 日 1200 UTC—2 日 1200 UTC 江西北部之南昌 (58606) 與景德鎮 (58527) 二十四小時雨量分別為 77.0 mm



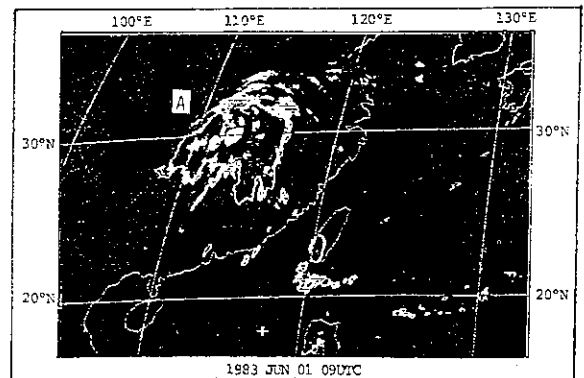
1-a



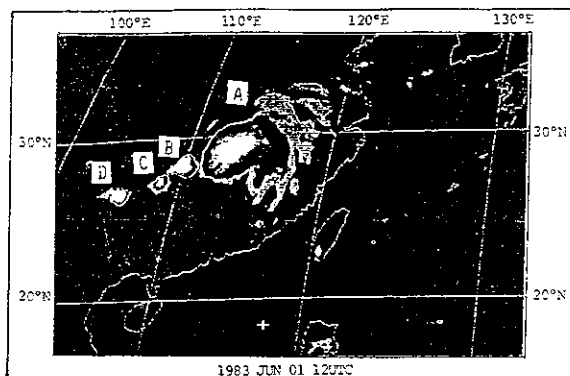
1-b



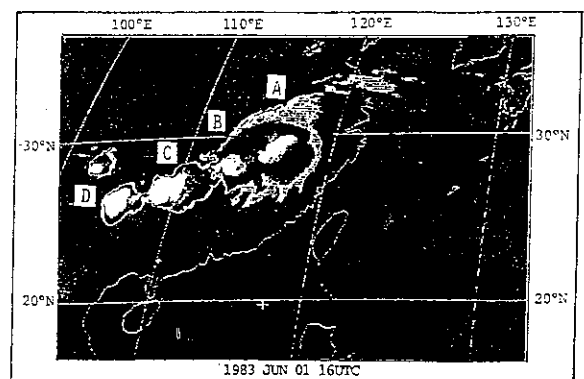
1-c



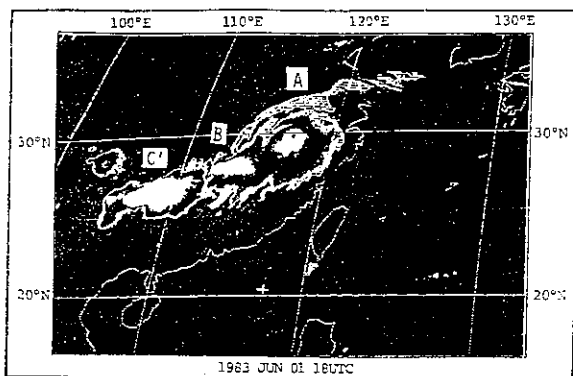
1-d



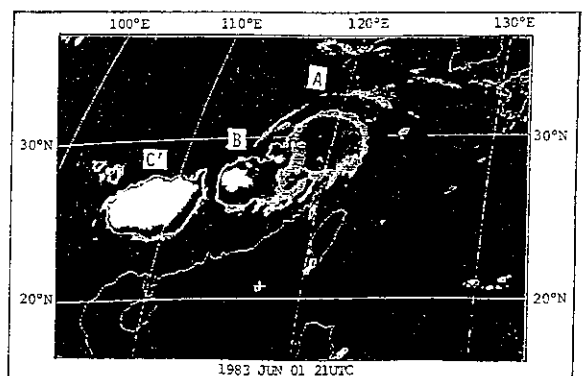
1-e



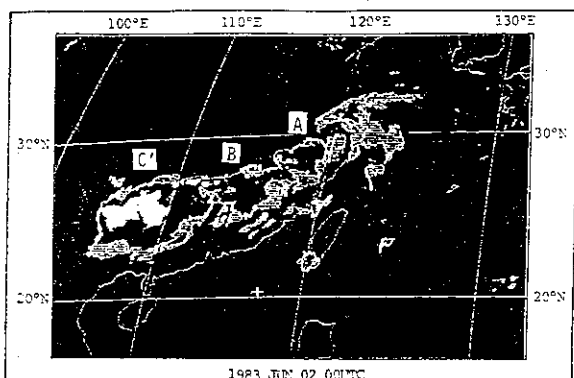
1-f



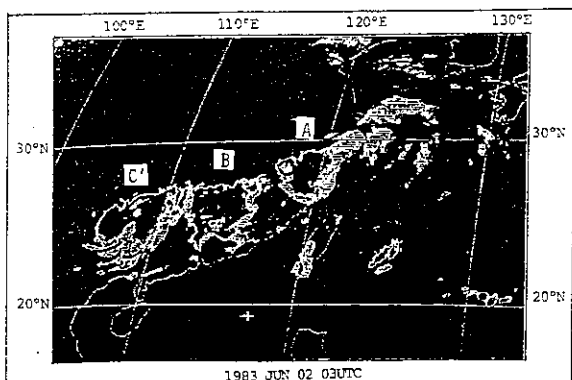
1-g



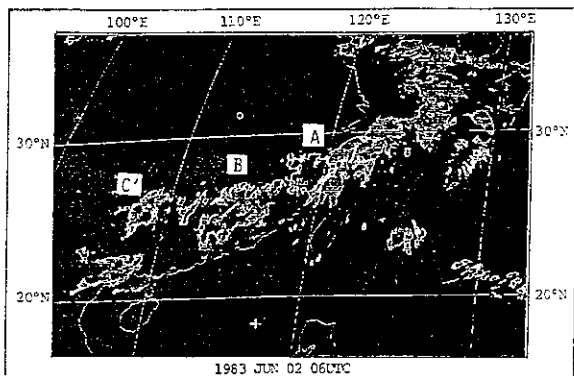
1-h



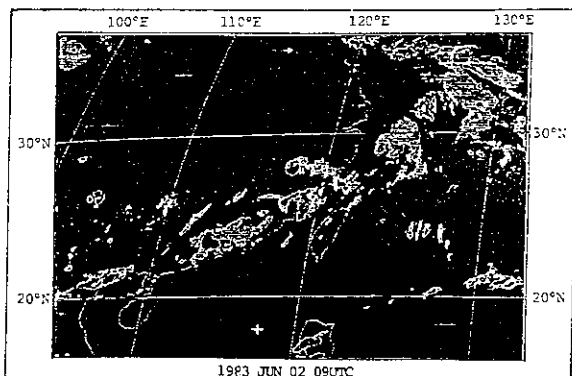
1-i



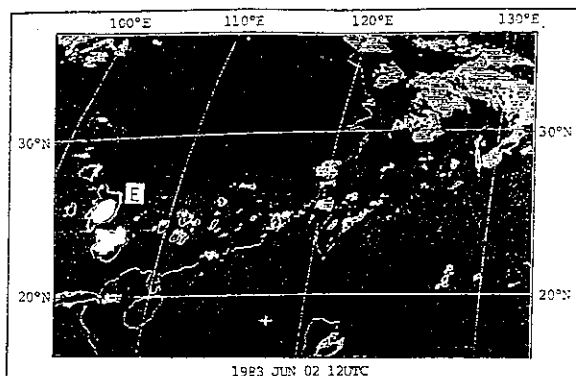
1-j



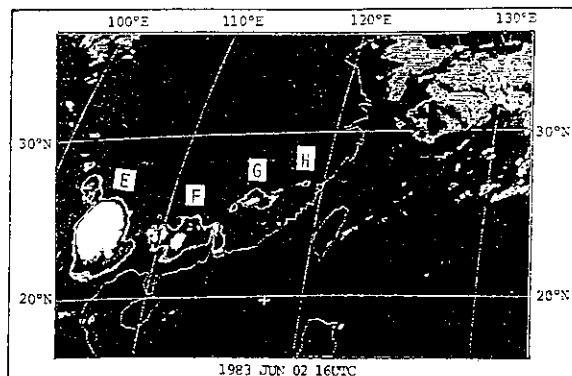
1-k



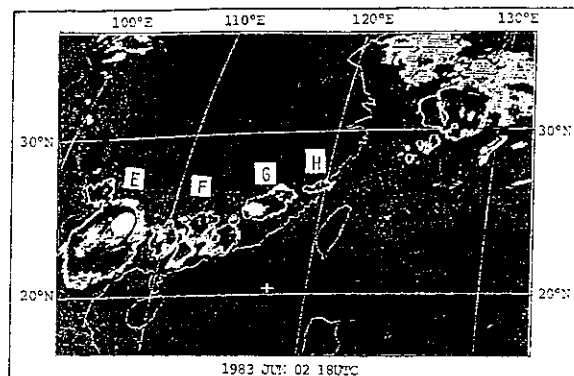
1-l



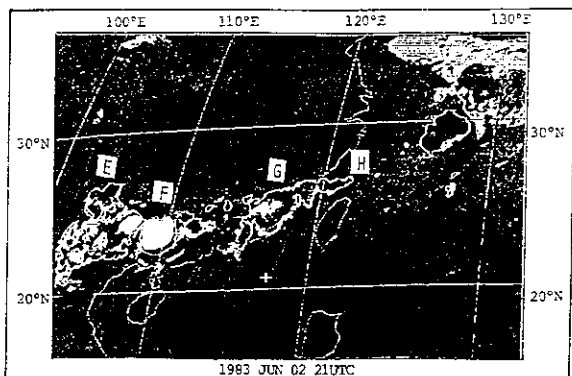
1-m



1-n



1-o



1-p

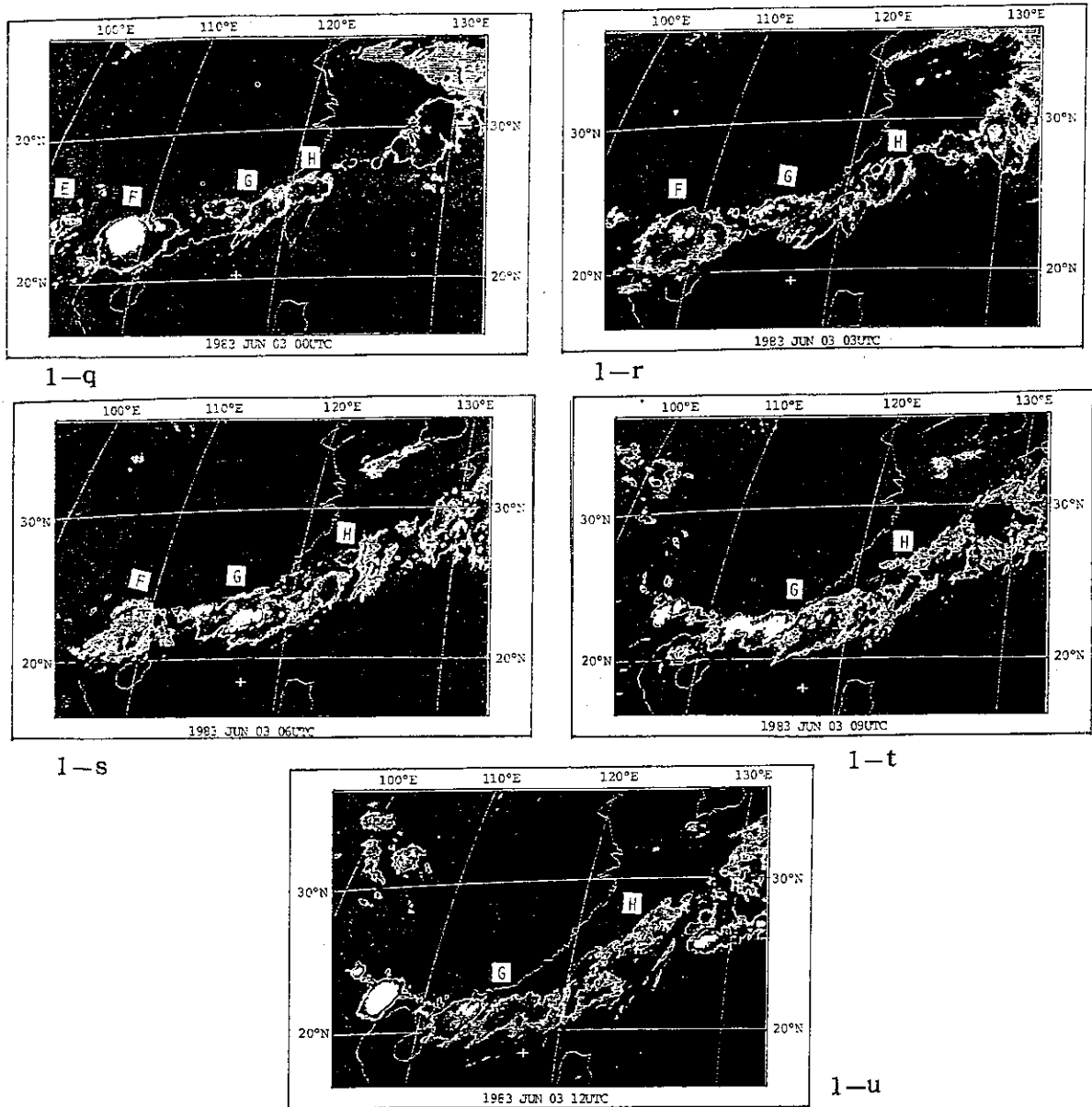


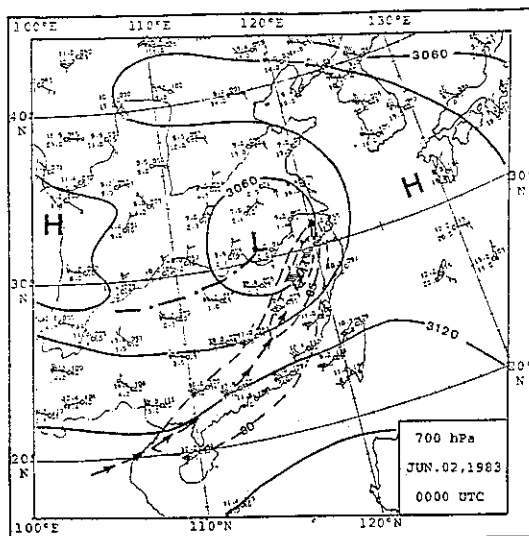
圖 1 1983年6月1日0000 UTC 至3日1200 UTC 每3小時之紅外線色調強化衛星雲圖。英文字母表中尺度對流雲系。

(a) 1日 0000 UTC (b) 1日 0300 UTC (c) 1日 0600 UTC (d) 1日 0900 UTC  
 (e) 1日 1200 UTC (f) 1日 1600 UTC (g) 1日 1800 UTC (h) 1日 2100 UTC  
 (i) 2日 0000 UTC (j) 2日 0300 UTC (k) 2日 0600 UTC (l) 2日 0900 UTC  
 (m) 2日 1200 UTC (n) 2日 1600 UTC (o) 2日 1800 UTC (p) 2日 2100 UTC  
 (q) 3日 0000 UTC (r) 3日 0300 UTC (s) 3日 0600 UTC (t) 3日 0900 UTC  
 (u) 3日 1200 UTC

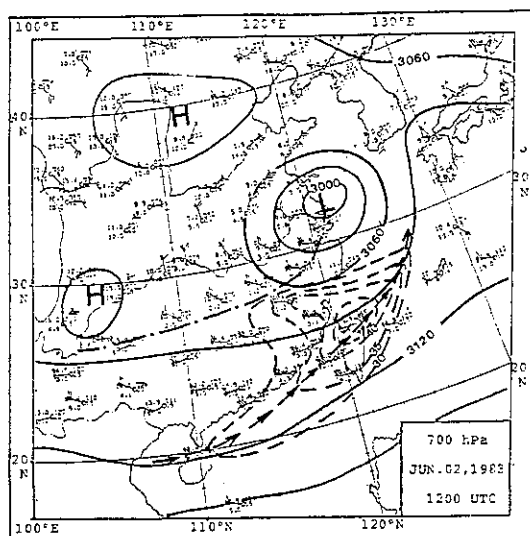
Fig. 1 Series of GMS-2 enhanced infrared imageries. Capital alphabets are Mesoscale Convective Systems.

(a) 0000 UTC (b) 0300 UTC (c) 0600 UTC (d) 0900 UTC (e) 1200 UTC  
 (f) 1600 UTC (g) 1800 UTC (h) 2100 UTC 1 June 1983, (i) 0000 UTC (j)  
 0300 UTC (k) 0600 UTC (l) 0900 UTC (m) 1200 UTC (n) 1600 UTC (o)  
 1800 UTC (p) 2100 UTC 2 June 1983, (q) 0000 UTC (r) 0300 UTC (s) 0600  
 UTC (t) 0900 UTC (u) 1200 UTC 3 June 1983,

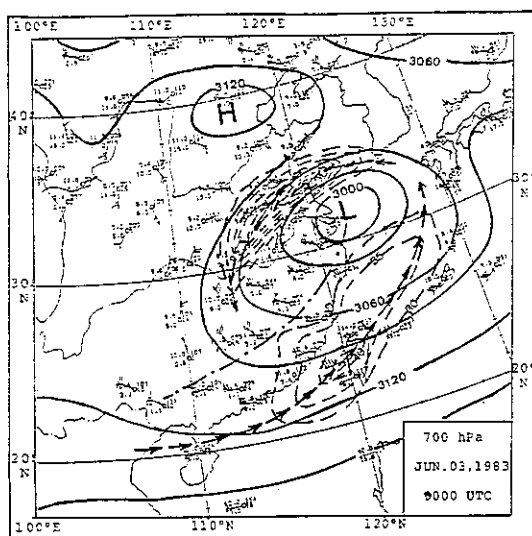




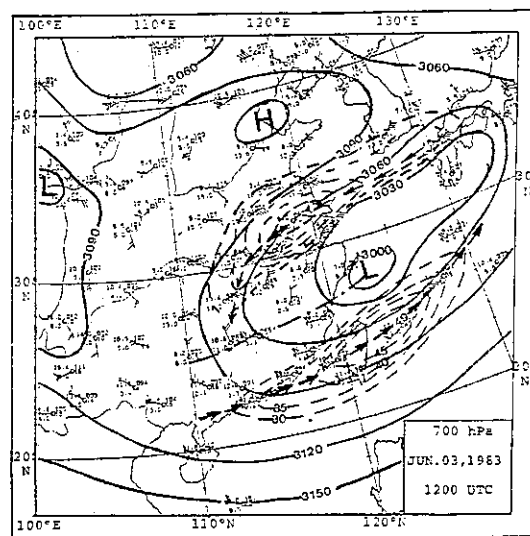
3-c



3-d



3-e



3-f

圖 3 1983年6月1日0000 UTC 至3日1200 UTC 700 hpa 天氣圖，(a) 1日0000 UTC，(b) 1日1200 UTC，(c) 2日0000 UTC，(d) 2日1200 UTC，(e) 3日0000 UTC，(f) 3日1200 UTC

Fig. 3 700 hpa height analysis (solid contour at 30 gpm intervals) and isoteach analysis (dashed at 5 kt intervals). Low-level jet (heavy arrow) and trough (dashed-dotted line) are also shown. (a) 0000 UTC, (b) 1200 UTC 1 June 1983, (c) 0000 UTC, (d) 1200 UTC 2 June 1983, (e) 0000 UTC, (f) 1200 UTC 3 June 1983.

### 三、綜觀條件

圖 2 至圖 5 為 6 月 1 日 0000 UTC 至 3 日 1200 UTC 地面低壓和鋒面、700 hPa 天氣圖與 500 至 200 hPa 槽線分布。5 月 31 日 0000 UTC 至 6 月 1 日 0000 UTC，四川盆地一直有地面低壓之存在，即四川低壓。1 日 0000 UTC 該低壓中心（

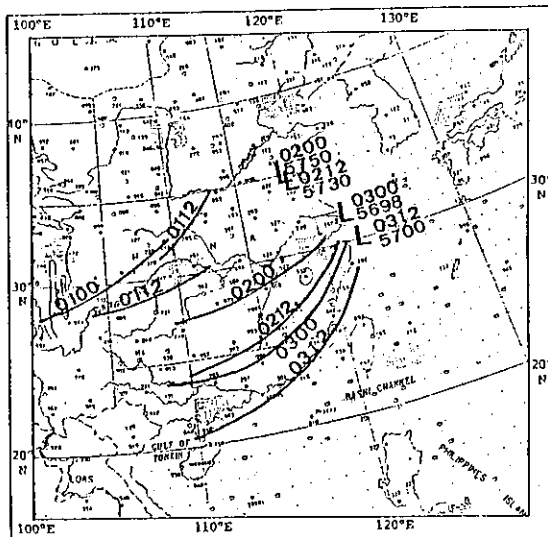


圖 4 1983年6月1日0000 UTC 3日1000 UTC 500 hpa 槽線位置。

Fig. 4 500 hpa trough location during 0000 UTC 1 June~1200 UTC 3 June 1983.

999 hPa) 位於四川達縣 (57328) (圖 2)，暖鋒由中心向東北東延伸至江蘇北部，冷鋒由中心向西南延伸至青藏高原東南側。700 hPa (圖 3a) 低壓中心 (3060 gPm) 約在 31° N, 107° E 槽線由中心向西南西延伸至 28° N, 100° E。西南風低層噴流最大風速軸 ( $\geq 30$  KT) 位於雲貴高原。

表 三 1983年6月3日臺灣地區二十四小時雨量 (mm)

Table 3 Rainfall (mm) over Taiwan area on 3 June 1983.

測 站	0000—1200 UTC	1200—2400 UTC	0000—2400 UTC
松山 (46696)	5.3	74.8	80.1
臺中 (46749)	48.0	38.0	86.0
基隆 (46694)	7.0	82.0	89.0
新竹 (46757)	30.0	64.0	94.0
臺北 (46692)	11.0	87.0	98.0
嘉義 (46748)	52.0	125.0	177.0
日月潭 (46765)	70.0	118.0	188.0
恒春 (46759)	0.0	195.0	195.0
大武 (46754)	121.0	106.0	227.0
玉山 (46755)	164.0	85.0	249.0
阿里山 (46753)	235.0	223.0	458.0

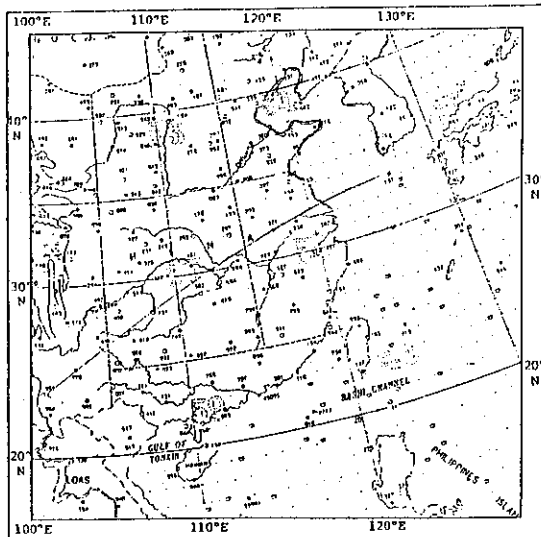
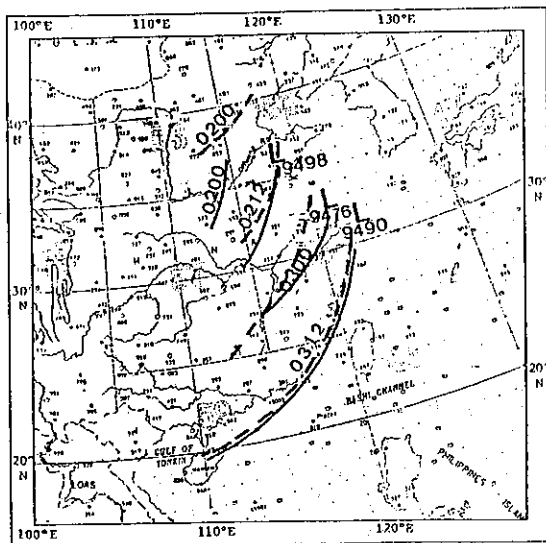


圖 5 1983年6月2日 0000 UTC 至 1200 UTC 300 hpa (實線) 與 200 hpa (虛線) 槽線位置。  
Fig. 5 Trough location of 300 hPa (solid line) and 200 hPa (dashed line) during 0000 UTC 1 June ~1200 UTC 3 June 1983.

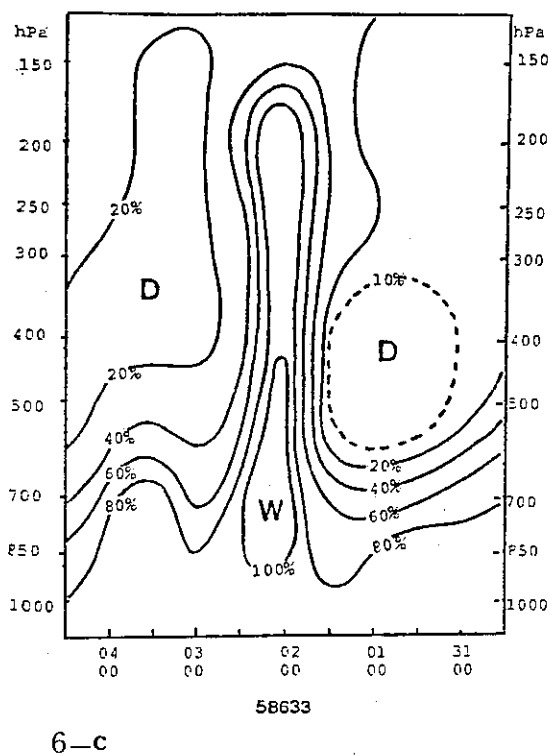
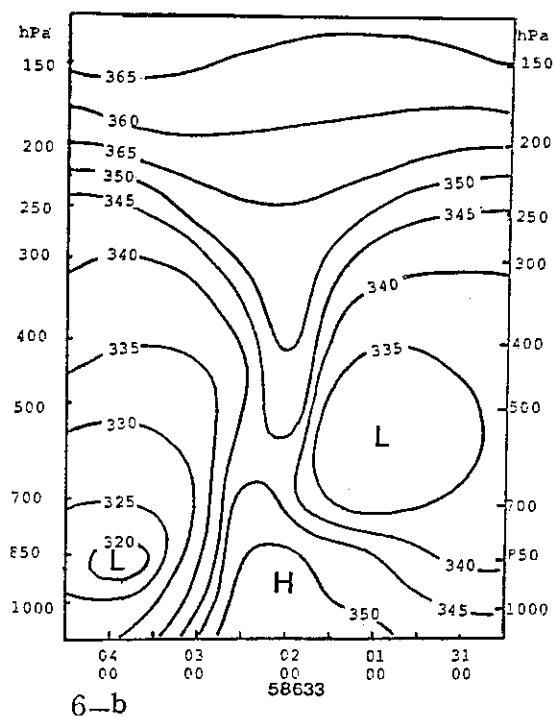
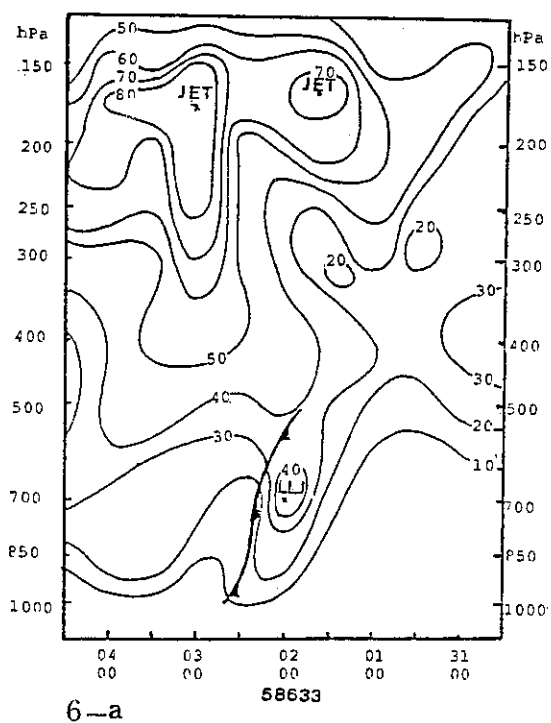


圖 6 浙江衢州測站1983年5月31日~6月4日時間剖面之 (a) 風速 (kt), (b) 相當位溫 (K), (c) 相對濕度 (%) 分佈。

Fig. 6 Time cross section of (a) wind speed (10 kt), (b) potential temperature (K) and (c) relative humidity (%) at 58633 station during 31 May~4 June 1983.



500 hPa (圖 4) 短波槽位於青藏高原東側，在四川鋒面低壓系統西北。此時華南地區低層西南氣流和高層西北氣流盛行。MCS-A 在 700 hPa 低層西南噴流 (LLJ) 前端發展，該區並位於四川低壓暖區和高空槽前。1 日 1200 UTC 地面低壓 (999 hPa) 位於湖南北部 (29° N, 113° E) (圖 2)，暖鋒由中心向東北延伸至江蘇北部，冷鋒向西南西延伸至 27° N, 101° E。700 hPa 之低壓稍加深 (3058 gpm)，並以  $10\text{ms}^{-1}$  之速度向東移至湖北宜昌 (31° N, 111° E)，槽線呈西南西—東北東走向並向東移動 (圖 3b)。LLJ 幾與槽線平行亦向東移至廣西、湖南，並向東北伸展至湖北，其最大風速在廣西桂林達 34 kt。500 hPa 之槽線加深並向東南移至湖北、湖南和貴州一帶 (圖 4)，位於 700 hPa 低壓之上。MCS-A 在低壓暖區、中低對流層槽前、LLJ 出區左側 (即西北方) 和高空分流區，於 3 小時前達成熟期。MCS-B、C 和 D 則於此時幾沿冷鋒區形成，該區並位於 LLJ 左側和高空分流區，隨後由東北往西南逐次發展，範圍逐漸擴大與 MCS-A 併列成一對流雲帶，位於 700 hPa LLJ 西北側且幾與噴流主軸平行。

2 日 0000 UTC 地面低壓 (998 hPa) 位於江西南昌 (29° N, 115.5° E)，暖鋒由中心向東北延伸至江蘇，冷鋒向西南延伸至廣西桂林 (圖 2)。另一低壓 (999 hPa) 位於雲貴和廣西交界，此即所謂的西南低壓。暖鋒由此中心向東北延伸至廣西桂林。700 hPa 之低壓，(3044 gpm) 繼續加深並以  $12\text{ms}^{-1}$  之速度向東移至安徽懷寧 (31° N, 116° E)，氣旋式環流繼續擴大 (圖 3c)，槽線向西南西延伸至 28° N, 106° E，LLJ 在槽前亦隨低壓東移，主軸經河內、廣州、福建邵武與浙江杭州一帶，江西、湖南、廣西以東至華南沿海等地區皆吹 20 kt 以上西南風，最大風速於浙江衢州增至 44 kt。此時 500 hPa 之低壓 (5750 gpm) 於山東臨沂 (35° N, 118° E) 形成 (圖 4)，槽線加深並以  $18.0\text{ms}^{-1}$  之速度快速向東移動，由長江口向西南西延伸至湖南 (27° N, 110° E)，並超越 700 hPa 之槽線，顯示此幾近東西向之橫槽斜壓系統已喪失斜壓發展條件。300 和 200 hPa 微弱短波槽，則於河南和河北一帶出現 (圖 5)。此時 MCS-A 在長江口附近雖於低壓暖區、槽前與 LLJ 前端，但仍漸趨消散。MCS-B 與 C' 則先後發展達成熟階段，顯然上游對流發展減少下游系統發

展所需之水氣量，可能為 MCS-A 減弱消散之主要因素。值得注意的是，這個對流雲帶內之各個中尺度對流系統分別於過去 12—15 小時發展至最強，而雲帶東南側之 700 hPa LLJ 範圍與強度亦在此段時間內顯著增強。

2 日 1200 UTC 地面低壓 (995 hPa) 向東移至長江口且加深 (圖 2)，冷鋒由此中心向西南延伸至廣西 (23° N, 110° E)，西南低壓 (998 hPa) 仍位於雲貴和廣西交界。700 hPa 之低壓 (3000 gpm) 迅速加深並以約  $12.0\text{ms}^{-1}$  之速度向東北東移至長江口北側 (圖 3d)，槽線向西南西延伸 26° N, 102° E。LLJ 隨低壓東移和槽線東南移，由海南島向東北伸展經南海、臺灣北部至東海，其最大風速臺灣北部達 49 kt。500 hPa 之低壓 (5730 gpm) 迅速加深並位於山東和江蘇交界，槽線由長江口向西南延伸至廣西 (24° N, 110° E)，仍位於 700 hPa 槽前。200—300 hPa 槽線加深並向東南移至山東、河南一帶 (圖 5)。長江口低對流層低壓環流迅速發展，在過去 12 小時 MCS-A、B 和 C' 在冷鋒前與槽前消散，而在其東南之 700 hPa LLJ 仍繼續增強。此時在消散對流雲帶上游區，有 MCS-E 在雲貴和廣西交界之西南低壓區形成。

3 日 0000 UTC 地面低壓 (995 hPa) 向東南移至長江口外海 (圖 2)，冷鋒向西南延伸至廣西且接近華南沿海，西南低壓 (1000 hPa) 減弱並向東南移至廣西 (22° N, 108° E)。700 hPa 之低壓 (2984 gpm) 繼續加深，近似滯留在長江口附近，槽線向西南延伸至 23° N, 109° E (圖 3e)。LLJ 隨長江口低壓加深和槽線之移動而稍向東南移，由海南島向東北伸展經南海、臺灣至東海，其最大風速在臺灣北部由 49 kt 減弱為 37 kt。低壓西北側，則因高度梯度增強而形成東北 LLJ。500 hPa 之低壓 (5698 gpm)，加深並以  $8.0\text{ms}^{-1}$  之速度向東南移至長江口 (32° N, 122° E) (圖 4)，與 700 hPa 低壓中心幾無傾斜，槽線由長江口向西南延伸至廣西。300 hPa 之低壓 (9476 gpm) 位於江蘇沿海 (33° N, 121° E)，短槽加深且由此中心向西南延伸經安徽至江西，200 hPa 之槽線由 34° N, 120° E 向西南延伸經安徽、江西和湖南 (圖 5)，顯然 500 hPa 以上槽線向西北傾斜。MCS-E 於過去 12 小時在雲南之西南低壓西北邊發展成熟後消散。此時 MCS-F 在

廣西和廣東西部之西南低壓區、LLJ 入區左側和槽前間加強，並於 3 小時後達成熟期。MCS-G 和 H 分別在福建沿海、臺灣海峽與臺灣北部海面之冷鋒前、槽前和 LLJ 左側加強。

3 日 1200 UTC 低壓 (997 hPa) 減弱並以  $10 \text{ ms}^{-1}$  之速度快速向南南東移至臺灣北部海面 ( $26.5^\circ \text{ N}$ ,  $123^\circ \text{ E}$ ) (圖 2)，冷鋒由低壓中心向西南延伸經臺灣北部及廣東沿海至雷州半島，西南低壓仍在青藏高原東側。700 hPa 之低壓 (3000 gpm) 以  $8.0 \text{ ms}^{-1}$  之速度向南南東移至  $28^\circ \text{ N}$ ,  $123^\circ \text{ E}$ ，槽線向西南延伸至  $25^\circ \text{ N}$ ,  $110^\circ \text{ E}$  (圖 3f)。LLJ 隨低壓向東南移且增強，由廣東沿海經臺灣至琉球羣島，宮古島最大風速達 49 kt。500 hPa 之低壓 (5700 gpm) 加深並向南南東移至  $30^\circ \text{ N}$ ,  $123^\circ \text{ E}$  (東海) (圖 4)，槽線向西南延伸經臺灣海峽至海南島，仍位於 700 hPa 之槽前。300 hPa 之低壓 (9490 gpm) 減弱並位於  $31^\circ \text{ N}$ ,  $123^\circ \text{ E}$ ，300 與 200 hPa 槽線加深並以約  $15 \text{ ms}^{-1}$  之速度快速向東南移動，由長江口向南南西延伸經東海、臺灣海峽、南海至海南島 (圖 5)，與 500 hPa 槽幾無傾斜。在過去 12 小時之間，MCS-F, G, H 發展達成熟後在冷鋒前消散，而在此對流雲帶東南之 700 hPa LLJ 則再增強。

#### 四、時間剖面分析

1 日 1200 UTC 至 2 日 1200 UTC MCS-A 和 B 在江西北部和浙江西部造成豪雨，其間江西北部之南昌 (58606) 與景德鎮 (58527) 二十四小時雨量分別為 77.0 mm 與 118.0 mm，浙江西部之衢州 (58633) 為 92.0 mm (表二)。該三測站相距很近，此處僅分析衢州 (58633) 為 92.0 mm (表二)。該三測站相距很近，此處僅分析衢州站之時間垂直剖面分佈以代表 MCS 經過前後之環境變化。圖 6 為 5 月 31 日至 6 月 4 日風速、相當位溫 and 相對濕度之時間垂直剖面分布。風場顯示，高層噴流最大風速 88KT 位於 3 日 0000 UTC 之 167 hPa 層，低層噴流最大風速 44 KT 位於 2 日 0000 UTC 之 700 hPa 層。1 日 1200 UTC 衢州位於 700~850 hPa 層低層噴流出區右側 (圖 3b)，西南風最大風速 38 KT 位於 400 hPa。此時 MCS-A 位於低層噴流之出區左側 (如圖 1e)，衢州位於 MCS-A 東南。2 日 0000 UTC

低層噴流最大風速 44 KT 位於 700 hPa，700 hPa 天氣圖顯示低層噴流最大風速此時通過衢州 (圖 3c)，MCS-A 約於 15 小時前於衢州西北達到最強 (表一，圖 1d) 相當位溫 ( $\theta_e$ ) 之時間垂直剖面分佈顯示，31 日 0000 UTC 至 1 日 1200 UTC，衢州位於低層暖區和低層噴流前端，低層噴流引進高溫潮濕空氣，使得 700 hPa 層以下各層相當位溫比 700—400 hPa 層者為高，構成一潛在不穩定層。在 2 日 0000 UTC 前 500 hPa 層槽線接近期間 (圖 4)，槽前動力舉升作用強迫潛在不穩定大氣上升，使原已存在之 MCS-A 在東移過程仍能維持強烈對流。顯然強烈對流 MCS-A 發生之後，其東南側之 700—850 hPa 低層噴流最大風速亦見增強。2 日 1200 UTC 地面鋒面和高空槽線通過後，低層大氣之相當位溫降低，大氣漸趨中性穩定狀態。相對濕度 (RH) 之時間垂直剖面顯示，1 日 1200 UTC—2 日 1200 UTC 期間 80% 相對濕度伸展至 200 hPa，此乃 MCS-A 發展甚為旺盛之反應。

#### 五、總 結

1983 年 6 月 1 日 0000 UTC~2 日 1200 UTC 華南盛地區受青藏高原東南側四川低壓的影響，低層西南行，MCS 首先在低壓暖區形成。隨後低壓向東北轉東移且逐漸加深，低層噴流也由形成而加強，MCS 隨著低壓在低層噴流前端或出區左側發展，並沿著鋒面區有新生 MCS 逐次發展成帶狀對流系統，當此帶狀對流系統發展成熟至消散期間，其東南之低層噴流增強。在 6 月 2 日 1200 UTC 以後至 6 月 3 日 0000 UTC—1200 UTC 期間，低層噴流移到華南沿海、臺灣與東海地區，首先減弱，但復於新對流雲帶 (MCS-E, F, G, H) 發展成熟之後再度於其東南增強。

蔡與鄭 (1987) 之綜觀氣候分析研究顯示，臺灣地區的豪雨可能源自噴流入區右方的劇烈對流，臺灣豪雨發生前，低層西南風增到最強，大雨結束後，風速減小。Chen and Yu (1988) 研究顯示，豪雨區域積雲對流可調勻垂直風場，減少垂直風切破壞低層噴流，致使低層噴流消失或迫使低層噴流南移。此種結果，似與本文個案低層噴流在對流系統東南側增強之情況一致，或許此種低層噴流之增強是對流引發垂直次環流之低層柯氏加速之一種表現 (Chou, 1986)。

本文針對1983年6月1—2日江西省北部和浙江省西部豪雨以及6月3日臺灣中南部豪雨個案，做初步研究，結果可摘要如下：

(1)華南地區低層噴流引進暖濕氣流，在低層噴流出區左側，低對流層高溫潮濕，相當位溫甚高；而中對流層仍保持低溫乾燥，構成一潛在不穩定大氣，當鋒面和高空槽接近，強迫潛在不穩定大氣上升而產生強烈之對流系統，造成豪雨的發生。

(2)華南地區之低層西南噴流，不論中尺度對流系統向上游或下游發展，皆在成熟後之對雲帶東南側增強。

### 致 謝

我們感謝臺大大氣系周仲島、李清勝和柯文雄三位教授提供意見，中央氣象局紀水上和陳熙揚兩位博士在資料收集上之協助，以及民航局飛航服務總臺氣象中心林清榮與劉清煌二位先生在資料處理上之幫忙。

### 參 考 文 獻

蔡清彥與鄭寶鳳，1987：臺灣地區梅雨期間低層噴流的結構分析及其與發生豪雨的關係。大氣科學，15, 1, 1~15，

Chen, G. T. J., and C. C. Yu, 1988: Study of Low-Level Jet and Extremely Heavy Rainfall over Northern Taiwan in Mei-Yu Season. Mon. Wea. Rev., 116, 884-891.

Chou, L. C., 1986: A numerical simulation of the Mei-Yu front and the associated low-level jet. Ph. D. Thesis, Naval Postgraduate School, 157 pp. [Available from Dept. Meteor., Naval Postgraduate School, CA 93943].

## A Preliminary Analysis of the Low-Level Jet and Mesoscale Convective Systems over Subtropical China during Mei-Yu Season: The Case of June 1-3, 1983

*Chin-Piao Pu*

Geo-Science Institute  
University of Chinese Culture

*George Tai-Jen Chen*

Department of Atmospheric Science  
National Taiwan University

### ABSTRACT

The relationship between a low-level jet (LLJ) and mesoscale convective systems (MCSs) was analyzed for a case over subtropical China in the period of June 1-3, 1983. Synoptic maps at different levels and GMS IR enhanced cloud imagery were used to discuss the evolution of an LLJ and MCSs.

It was observed that an LLJ intensified to the southeast of a well-developed band of MCSs over southern China to the south of a Mei-Yu front. The LLJ reached a maximum intensity right after the maturing stage of the MCS band. For the two events of an MCS band, one had a series of MCSs developed upstream while the other one developed downstream.

Key Words., Mei-Yu, Low-Level Jet(LLJ), Mesoscale Convective Systems (MCSs), Heavy Rainfall, Subtropical China.

# 發展性與非發展性中尺度對流系統 環境條件之比較

林 民 生

林 煒 閔

王 時 鼎

中央氣象局應用氣象組組長 中央氣象局科技中心助理研究員 中央氣象局科技中心主任

(收稿日期：77. 6. 22；定稿日期：77. 10. 18)

## 要

本文之目的在比較 1987 年「臺灣地區中尺度實驗計畫」(TAMEX) 密集觀測期間，發展性與非發展性中尺度對流系統個案 (IOP 2 和 IOP 1) 環境條件之差異性。經由解碼、偵錯、客觀分析之網格點資料顯示，5 月13日 (IOP 1) 之中尺度對流系統 (MCS) 係嵌入於快速移動之鋒面系統，與 5 月16日 (IOP 2) 之正常移速鋒面有所不同。檢視運動及熱力參數所顯示之 MCS 環境條件及中尺度環境系統，我們發現 IOP 2 之 MCS 伴隨著明顯之低層噴流、低層氣旋式渦度和輻合、中低層短波槽、高層速度輻散及分流、鋒前暖平流、水汽輻合等條件，有助於 MCS 之形成與發展。

關 鍵 字：中尺度對流系統，環境條件

## 一、前 言

臺灣地區豪、大雨的出現除颱風期外，主要集中在梅雨期 (陳，1988)；梅雨鋒面經常伴隨有中尺度對流系統 (MCS) 也衍生局部豪雨。鑑於豪雨導致災害之嚴重性，豪雨系統內部結構及形成豪雨機制認知上之不足，再加上豪雨預報之難於掌握，中外氣象界均有豪雨或中尺度實驗觀測。我國氣象界在國科會支援下，於去 (1987) 年 5 月 1 日—6 月 30 日進行中美合作之「臺灣地區中尺度實驗計畫」(簡稱 TAMEX)。此計畫所搜集到之完整密集觀測資料，將可提供針對 MCS 及中尺度環流系統研究上之所需。

丘與林 (1985)，紀與陳 (1986) 研究認為臺灣地區梅雨季之豪雨，除颱風外，主要是由梅雨鋒面帶內之 MCS 而來，故產生豪雨之環境條件即為 MCS 之環境條件。紀與陳 (1986) 研究認為 MCS 係在梅雨鋒及鋒前之大尺度上升運動區及水氣通量輻合區內發展。丘與劉 (1985)，曲與任 (1985) 顯示低對流層短波槽可提供動力強迫上升運動以激

發 MCS；但 Maddox (1983) 及 Lin (1986) 則認為中對流層短波槽亦具有類似的功能。曲與任 (1986) 認為臺灣地區產生豪雨前大陸東南沿海之冷舌常向臺灣一帶南伸，且臺灣地區在豪雨前有顯著的暖平流存在，此種環境條件和 Maddox (1983) 研究美國中西部 MCC 產生之背景十分相似。陳等 (1986)，及林和林 (1988) 研究皆認為對流層大氣存在有對流性不穩定度為豪雨發生前之必要條件。此外，Maddox (1983) 和 Lin (1986) 研究合成 MCC 之環境條件，咸認為 LLJ，高層輻散及分流均有助於 MCC 之形成與發展。

本研究將利用 TAMEX 資料管理組整理完竣之資料，利用 3 小時的衛星雲圖追蹤 IOP 1 及 IOP 2 華南及臺灣鄰近地區的 MCS 演化過程。經配合客觀分析所獲取之網格資料，計算運動與熱力參數等環境條件及中尺度環流系統，以了解發展性 (IOP 2) 與非發展性 (IOP 1) MCS 發生前後之環境條件及中尺度環流系統之差異性，作為豪、大雨預報之有利參考。

## 二、資料收集與研究方法

本研究首先搜集 TAMEX 資料管理組所出版之 GMS 同步衛星雲圖，這些雲圖包含可見光及紅外線兩種，大致上約每小時有一張圖片。從這些連續的衛星雲圖可以確認中尺度對流系統 (MCS) 的演化過程及其行徑。

此外，我們從中央氣象局資訊測站所收錄的高空觀測資料 (TEMP)，經轉錄、解碼、偵錯、確實化等手續後，獲取較大範圍內 ( $10^{\circ}$ – $46^{\circ}$ N,  $98^{\circ}$ – $136^{\circ}$ E) 所有探空站之資料。再將此等資料利用 Cressman 客觀分析法 (Ogura and Chen, 1977) 解析至特定網格點上，茲將 Cressman 方法簡述如下：

本文所採用 Cressman (1959) 之逐次修正法，係將不均勻探空站之資料內插到 2 經度乘 2 緯度之網格系統上。探空站之平均間距約 300 公里左右，經內插手續後仍可保持原有資料之特性。在經過 4 次的逐步修正，第一次猜測值設為 0，四次修正的有效影響半徑分別是  $6^{\circ}$ ， $4^{\circ}$ ， $3^{\circ}$ ， $2^{\circ}$ 。從內插完畢後之資料網格領域內選取一個較小的區域 ( $14^{\circ}$ – $40^{\circ}$ N,  $104^{\circ}$ – $130^{\circ}$ E)，基本上使小區域的側邊界離原邊界 6 或 4 個經緯度，將夠減低側邊界因資料之不足造成的誤差干擾。

垂直速度 ( $\omega$ ) 的計算係參考 Ogura and Chen (1977)，此法利用運動學法積分輻散度求得  $\omega$ ，再經 O'Brien (1970) 方法由上往下修正。並考慮地形對地面風場的抬升作用，以下式計算下邊界 (地面) 之垂直速度  $\omega_0$ ，即

$$\omega_0 = -\rho g v_h \cdot \nabla h$$

式中  $v_h$  表示地面的水平風場， $h$  表示地面高度，上邊界 (100 mb) 的垂直速度設為 0。

經客觀分析後之網格資料包括有風場、溫度場、高度場、濕度場等資訊，再進一步計算渦度、輻散度等運動參數，相當位溫及穩定指數等熱力參數，同時也評估溫度及濕度之平流及通量。

## 三、IOP1 和 IOP2 MCSs 之演化過程

根據吳與陳 (1987) 之「臺灣地區中尺度實驗計畫」報告指出，在 5 月 13 日 (IOP 1) 00z 時，伴隨梅雨鋒面之四個 MCSs 分別位於東海北部、臺灣北部海面至福建沿海、浙江及湖南境內，此四個

MCSs 隨著鋒面向東南移動。至 03z 時，在臺灣北部海面至福建沿海之 MCS 稍向東南移動並迅速減弱；位於東海北部之 MCS 續向東移動，雲系前部份增強並呈線狀雲帶，後部則減弱。湖南境內之 MCS 東移減弱，但浙江境內 MCS 稍東移增強。於 06z 時，除在東海以東及福建與江西間之 MCSs 增強外，其餘則減弱消散。至 09z 時，江西福建一帶之 MCS 稍南移並達最大強度，該系統以西之對流雲再度增強，而東海東方海面至日本南方之鋒面雲系增強則向上游發展，伸展至臺灣東北方近海。10z 時 (圖 1a) 江西福建之系統繼續南移至福建沿海但強度稍減弱，雲貴一帶漸有系統發展東移。於 12z 時 (圖 1b) 福建沿海之 MCS 更隨鋒面帶南移至臺灣海峽北部至福建沿海一帶，而雲貴廣西一帶之系統已和福建沿海之系統聯成一串，此外在臺灣東北部之宜蘭、花蓮一帶有一新生之 MCS 產生。自 13z (圖 1c) 至 14z (圖 1d)，於臺灣海峽北部之 MCS 繼續南移至臺灣北部海面而漸減弱消散，但宜蘭、花蓮一帶之 MCS 向東擴展並增強。15z 時臺灣東北方海面之雲帶向東南移動並遠離臺灣，兩廣一帶之 MCSs 沿著鋒面東移，最前方之 MCS 移至福建沿海消散，中南半島一帶之 MCSs 增強並與鋒面帶連接。綜上分析，臺灣東方近海較有利於 MCS 之形成與加強，但自華南一帶向東或南移至廣東、福建沿海之系統則迅速減弱，以上為 IOP 1 MCS 之主要特色。

5 月 16 日 (IOP 2) 00z 時，梅雨鋒面雲系自臺灣海峽向西延伸經廣東至廣西境內，深對流雲區位於廣東、廣西境內及廣東沿海一帶。至 03z 時廣東沿海之 MCS 消散，但廣東境內 MCS 東移減弱，而廣西境內有一新生 MCS 並東移。至 06z 時，鋒面雲帶由浙閩沿海向西南延伸經廣東至廣西之西部。此時廣東地區之 MCS 移入臺灣北部近海，唯強度較弱。至 09z 時，伴隨鋒面之對流雲系分別向東、東南及南移動且強度稍增強，浙閩沿海之雲系已移至東海且擴及臺灣中北部；唯主中心尚位於東海西部，廣東境內 MCS 已東移增強擴展至廣東沿海，廣西境內之 MCS 南移至廣西沿海與中越邊界地區。10z 時 (圖 2a) 自東海南部經臺灣中北部至廣東南部海面，主中心分別在福建沿海及廣東沿海一帶，於 12z 時 (圖 2b) 東海區之雲系繼續東移減弱，廣東沿海之 MCS 東移至臺灣海峽西部並加強，其外圍雲系已抵臺灣西部沿海；位於廣東沿海附

近MCS之減弱，但在中越邊界附近 MCS 增強且擴展。自 13z (圖 2c) 至 14z (圖 2d) 之間，臺灣海峽西南部之 MCS 東移且漸減弱，但主要雲系已侵襲臺灣西南部地區。至 15z 時，臺灣海峽西部之 MCS 繼續東移，整個雲系之強度及範圍更形減弱，但在此雲系後方另有對流雲發展。此時在海南島附近之 MCS 消散，但中越邊界之 MCS 東南移，增強且擴展。綜上分析，顯示 IOP 2 之 MCS 自華南至廣東、福建沿海，這段生命期內之增長，與 IOP 1 之消散截然不同，值得分析比較其環境條件之差異性。

#### 四、IOP 1 和 IOP 2 MCSs 環境條件之比較

IOP 1 和 IOP 2 之 MCSs 在華南沿海一帶之生命期，大體上可以 13 日 00z 及 16 日 00z 代表 MCSs 之生長期，並以 13 日 12z 及 16 日 12z 代表 MCSs 之成熟期。本文將著重在此四個時段之綜觀天氣形勢及 MCS 環境條件之分析，藉以詮釋 MCS 消長之有利或不利因素。

##### (一) 地面形勢

5 月 12 日華南地區有低壓形成，隨後並有鋒面出現，13 日低壓向東北東移至 30°N, 123°E (圖 3a)，但由於鋒後有較強高壓存在，迫使梅雨鋒面系統於 13 日晚至 14 日晨通過臺灣進入巴士海峽，此鋒面移動較快 (沿 120°E 之向南分量約 20kts)，當此鋒面過境時臺灣地區並無顯著降水。圖 3a 為 13 日 00z 至 14 日 00z 每隔 6 小時之鋒面運動圖。

5 月 15 日高壓出海後，華中低壓 (44°N, 113°E) 伴有鋒面系統，華南亦有低壓 (28°N, 112°E)，至 16 日 00z (圖 3b) 此兩中低緯度系統推進至 39°N, 121°E 及 25°N, 113°E，隨後兩鋒面系統合併後於 17 日清晨通過臺灣北部，並伴有明顯風變及雷雨。此鋒面移經 120°E 之向南分量約 15 kts，當鋒面移至臺灣中部後移速變緩，並於 18 日清晨抵巴士海峽徘徊。圖 3b 為 16 日 00z 至 17 日 00z 每隔 6 小時之鋒面運動圖。

##### (二) 高空形勢

5 月 13 日 12z 500 mb 之高空天氣圖 (圖 4a) 顯示，主槽已抵達日本海一帶，而在華南一帶屬寬廣之槽線底，廣東至臺灣地區為偏西風所籠罩，廣東沿海一帶有一南方槽存在，基本型態屬臺灣之東方槽。相對而言，5 月 16 日 12z 500 mb (圖 4b) 顯示，在 120°E 附近有一深槽，槽底南伸達 30°N

附近，並且在福建沿海亦有一明顯的南方槽存在。兩廣一帶之西北風和臺灣海峽至琉球一帶之西南風構成良好的槽線系統，華北至華南一帶之明顯西方槽為其主要秉性。

##### (三) 低層風場、溫度平流及水汽輻合場分布

13 日 00z 850mb 之風場 (圖 5a) 顯示，IOP 1 實施前 MCS 區 (兩廣及其沿海一帶) 屬偏西風，風速不及 10m/s，鋒前並無低層噴流 (LLJ)，源自大陸之氣流水汽含量低於 6g/kg；雖然至 12z 時於臺灣東部海面至琉球一帶風速曾增至 10-15 m/s (大約在鋒面之前)，但是臺灣海峽上游之風速迅速減弱至 5m/s 以下。對應於 IOP 2 之 16 日 00z 850mb 之風場 (圖 5d) 顯示，自海南島至臺灣一帶之廣大海域 (此為 MCS 之形成區) 西南風速超過 10m/s 以上，原始的天氣圖並有超過 15m/s 以上之 LLJ 於沿海一帶產生，並繼續至 12z。LLJ 之支持 MCS 發展與蔡和鄭 (1987) 之結論相類似。

13 日 00z 850mb 之溫度平流場 (圖 5b) 顯示，兩廣一帶 MCS 之成長區屬於冷平流，微弱的暖平流落在東沙島以南；12z 時臺灣東部海面 (圖省略) 則有廣大暖平流支持琉球附近之 MCS 發展。對應於 IOP 2 之 16 日 00z 850mb 溫度平流場 (圖 5e)，超過 8°C/day 之暖平流中心位於廣東外海，充分支持 MCS 之迅速發展 (Maddox, 1983)，此暖平流區一直持續至 12z 以後。

13 日 12z 850 mb 之水汽輻散場 (圖 5c) 顯示，海南島至臺灣一帶之 IOP 1 MCS 區屬水汽輻散區，輻合區位於臺灣之東方海面，此點和過去之研究 (Lin, 1986; 陳等, 1986) 十分吻合。然而對應的 16 日 12z (圖 5f) 顯示，IOP 2 之 MCS 形成與發展區係水汽輻合區，此種水汽分佈上之差異決定了 MCS 之生命期。

##### (四) 中低層渦度、輻散度及垂直速度場分布

13 日 12z 850 mb 之渦度場 (圖 6a) 顯示，IOP 1 之廣大氣旋式渦度自東海向西南延伸至廣東外海，但主中心位於臺灣東部海面。16 日 12z 之渦度場 (圖 6d) 則顯示，IOP 2 之氣旋式渦度橫互於福建、兩廣一帶，且主中心位於海南島一帶之 MCS 源區。低層氣旋式渦度有利於 MCS 之形成與加強，如同 Lin (1986) 之研究所示。

13 日 00z 700mb 之輻散度場 (圖 6b) 顯示，IOP 1 之 MCS 源區 (廣東、南海一帶) 為微弱之輻合區 (約  $1 \times 10^{-5}/s$ )，此類似之微弱輻合現

象持續至 12z。16日00z對應之輻散度場(圖 6e)則顯示,較為廣大強盛之輻合(約  $2 \times 10^{-5}/s$ )位於海南至廣東外海一帶,充分支持 MCS 源源不斷的產生與加強。

分析大尺度垂直速度廣場之分佈發現, 13日00z 500mb 之 IOP1 (圖 6c)的主要上升運動區在東海( $-8 \mu b/s$ ), 廣東附近僅有  $-4 \mu b/s$  之上升運動值,此種上升運動區和鋒面帶十分配合。16日00z 之 IOP 2 情況(圖 6f)顯示,主要之上升運動位於廣東外海,其數值約為  $-8 \mu b/s$ , 比 IOP 1 之上升運動既強盛且寬廣。旺盛之大尺度上升運動與 MCS 之配合和與紀與陳(1986)所敘十分類似。

#### (五)高層渦度、輻散度與風場分布

從13日 12z 200mb 之渦度場(圖 7a)可見, IOP 1 高層反氣旋式渦度之中心落後於低層之輻合系統,主中心在東海南部,數值約  $-8 \times 10^{-5}/s$ ; 但是16日 12z IOP 2 (圖 7d)之高層反氣旋式渦度主中心正在臺灣上空(約  $-6 \times 10^{-5}/s$ )。根據 Lin (1986) 研究美國中西部之 MCC 渦度分佈, MCC 適合於低層之氣旋式渦度和高層之反氣旋式渦度差異較大區發展,此即 Emanuel (1983) 所謂之動力飛輪效應(dynamic flywheel effect)。

13日 12z 200mb 之輻散場(圖 7b)顯示, IOP 1 高層輻散區和低層輻合區上下同相位,臺灣地區至福建臺帶為微弱之輻散;但是 IOP 2 之16日 12z輻散場(圖 7e)則稍強(臺灣地區約  $2 \times 10^{-5}/s$ ) , 高低層輻散場配置亦屬同相位。從圖 7c 所顯示 IOP 1 之13日 12z 200mb 風場分布,臺灣地區之風速在 15 m/s 以下,且臺灣東部海面俱有高層分流及不明顯的速度輻散存在。但是圖 7f 之 IOP 2 臺灣附近之風速估計在 30 m/s 以上,且臺灣東方海面至巴士海峽一帶有高層分流存在, Maddox (1983) 及 Lin (1986) 指出此種高層分流有利於 MCS 之成長。

## 五、結 論

本文係針對 TAMEX IOP 1 (5月13日)及 IOP 2 (5月16日)華南及臺灣鄰近地區進行衛星雲圖分析及綜觀分析,並計算渦度、輻散度、垂直速度等,以了解 MCS 演化過程中之環境條件。發現 IOP 1 之 MCS 屬於非發展性,而 IOP 2 之 MCS 則為發展性,茲歸納其主要之差異性如下:

(一)發展性 MCS 係嵌入緩慢移動之梅雨鋒面,低層有溫暖潮濕之西南氣流,並有明顯之中對流層深槽與短波槽及高層速度輻散與分流一致的配合,此為 MCS 形成、組織及持續之有利環境條件。而非發展性 MCS 則為伴隨較快速移動之鋒面系統,低層屬較乾冷之西風,中對流層屬臺灣東方主槽型,而高層速度輻散及分流不顯著。

(二)發展性 MCS 之成長過程與低層噴流(LLJ)有關,且俱有低層明顯的鋒前暖平流及水汽輻合。但是非發展性 MCS 個案無 LLJ 相伴隨,且低層屬冷平流和水汽輻散。

(三)低對流層明顯之氣旋式渦度及輻合,加上大尺度的強盛上升運動均有利於 MCS 之形成與發展。非發展性 MCS 之環境其低對流層氣旋式渦度、輻合和大尺度上升運動均較不明顯。

## 誌 謝

本研究承蒙美國夏威夷大學陳宇能教授提供分析程式及科技中心許皓淳先生在資料處理及偵錯等工作上的協助,得以順利完成,深表感謝。中央氣象局資訊測站及應用氣象組資料處理科提供寶貴資料,使本研究得以順利進行,謹此致謝。

## 參 考 文 獻

- 丘台光、林雨我, 1985: 利用衛星、雷達資料作臺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.
- 曲克恭、任立渝, 1986: 梅雨季發生大雨之綜觀預報法, 大氣科學, 14, 17-32。
- 林煒閔、林民生, 1988: 第一階段 TEMAX 觀測期間中尺度對流系統之個案分析。民國77年天氣分析與預報研討會論文彙編。
- 吳宗堯、陳泰然, 1987: 臺灣地區中尺度實驗計畫。國科會研究計畫 NSC76-O414-PO52-21 報告。
- 紀水上、陳泰然, 1986: 中尺度對流系統發展與消散之環境條件, 1981年5月27-28日個案分析。第四屆全國大氣科學學術研討會論文彙集, 國科會, 120-137。
- 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學術研討會論文彙集, 217-234。

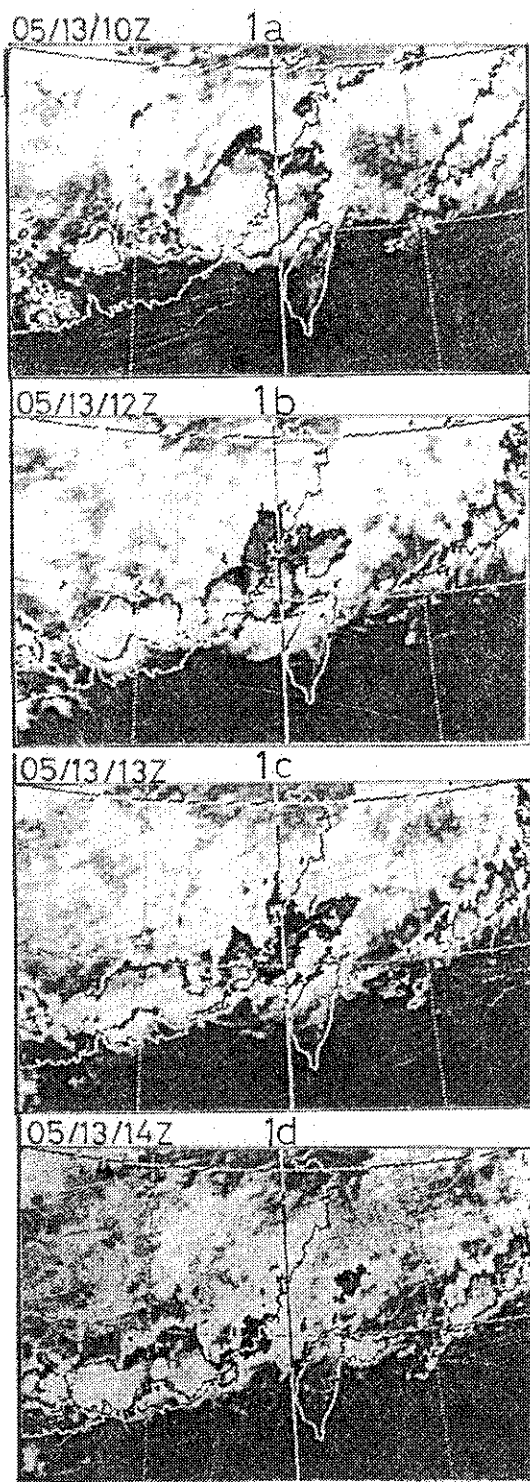


圖 1 IOP1紅外線衛星雲圖。

(1a) 05/13/10Z, (1b) 05/13/12Z,  
(1c) 05/13/13Z, (1d) 05/13/14Z.

Fig. 1 GMS-3 IR cloud imagerys of IOP1.

(1a) 05/13/10Z, (1b) 05/13/12Z,  
(1c) 05/13/13Z, (1d) 05/13/14Z.

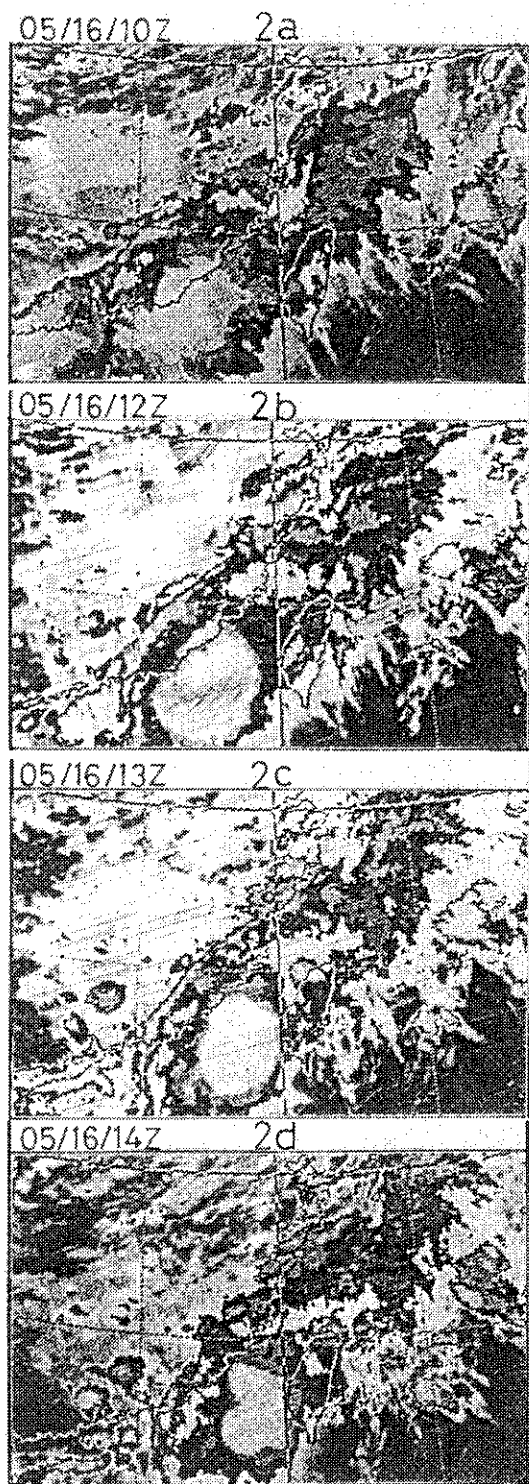


圖 2 IOP2 紅外線衛星雲圖。

(2a) 05/16/10Z, (2b) 05/16/12Z,  
(2c) 05/16/13Z, (2d) 05/16/14Z.

Fig. 2 GMS-3 IR cloud imagerys of IOP2.

(2a) 05/16/10Z, (2b) 05/16/12Z,  
(2c) 05/16/13Z, (2d) 05/16/14Z.



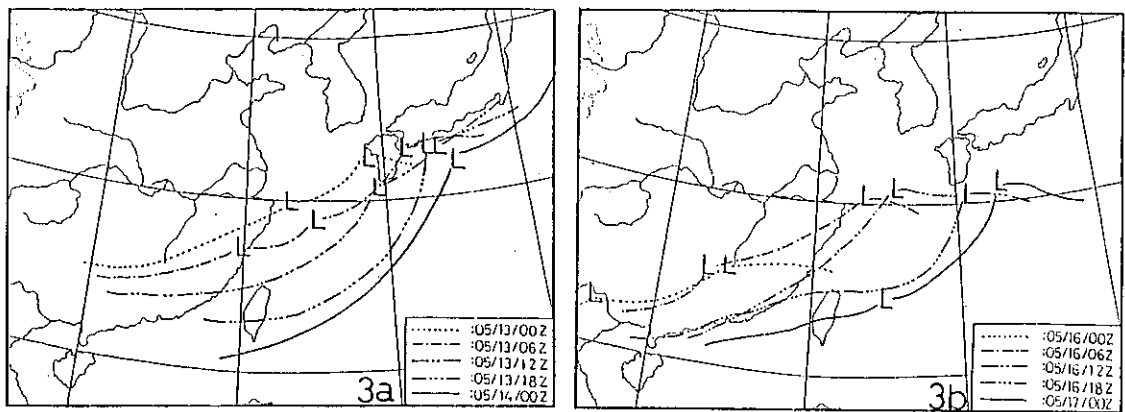


圖 3 每隔 6 小時之鋒面位置。

(3a) IOP1 , 05/13/00Z 到 05/14/00Z.

(3b) IOP2 , 05/16/00Z 到 05/17/00Z.

Fig. 3 The location of front per 6 hours.

(3a) From 05/13/00Z to 05/14/00Z for IOP1.

(3b) From 05/16/00Z to 05/17/00Z for IOP2.

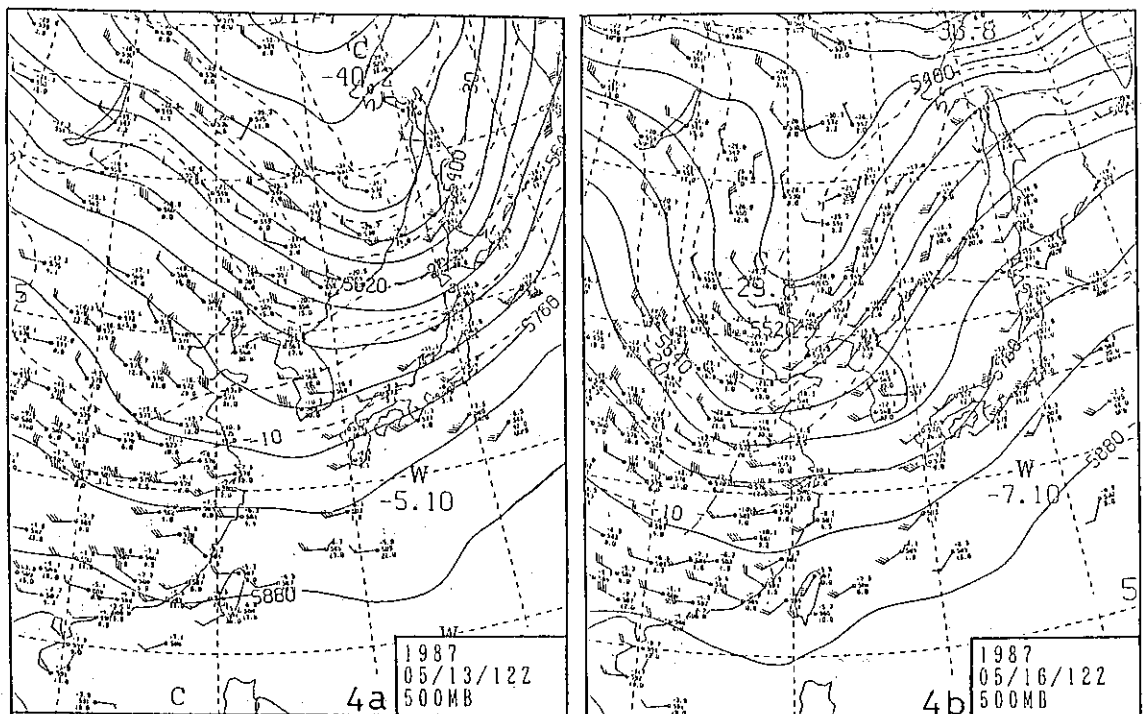


圖 4 500mb 高空天氣圖，實線代表等高線 (gpm) ，虛線代表等溫線 (°C) 。

(4a) 05/13/12Z, (4b) 05/16/12Z.

Fig. 4 500mb chart, solid lines indicating height field (gpm) and dash lines indicating isothermal (°C). (4a) 05/13/12Z, (4b) 05/16/12Z.

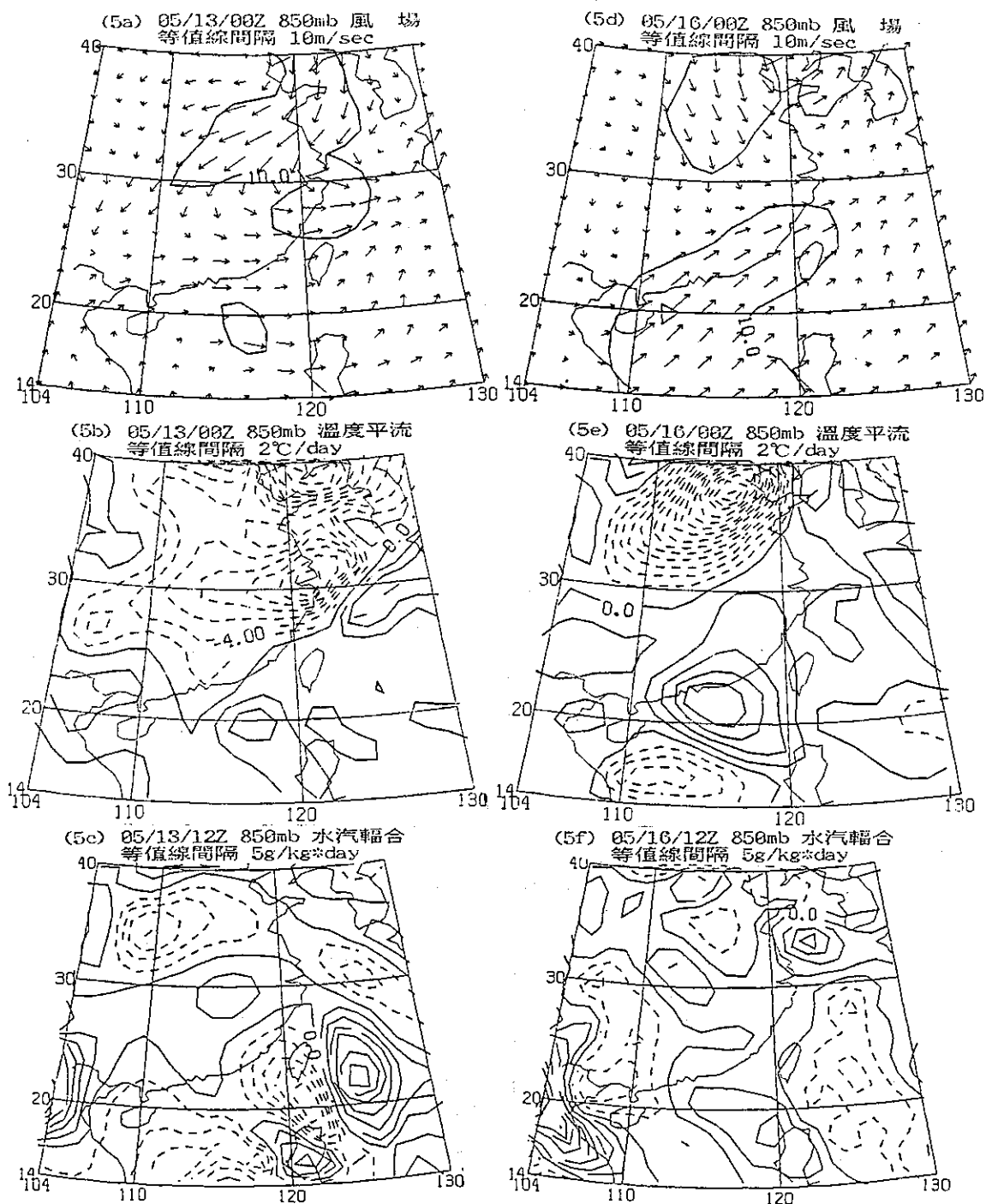


圖 5 (5a) 05/13/00Z 850mb 風場  
(5b) 05/13/00Z 850mb 溫度平流，實線代表暖平流，虛線代表冷平流。  
(5c) 05/13/12Z 850mb 水汽輻合，實線代表水汽輻合區，虛線代表水汽輻散區。  
(5d) 與 (5a) 同，但日期為 05/16/00Z。 (5e) 與 (5b) 同，但日期為 05/16/00Z。  
(5f) 與 (5c) 同，但日期為 05/16/12Z。

Fig. 5 (5a) Wind field of 850mb at 05/13/00Z.  
(5b) Temperature advection of 850mb at 05/13/00Z, solid lines indicating warm advection, dash lines indicating cold advection.  
(5c) Moisture convergence of 850mb at 05/13/12Z, solid lines indicating moisture convergence, dash lines indicating moisture divergence.  
(5d) as in Fig. (5a), except for 05/16/00Z. (5e) as in Fig. (5b), except for 05/16/00Z. (5f) as in Fig. (5c), except for 05/16/12Z.

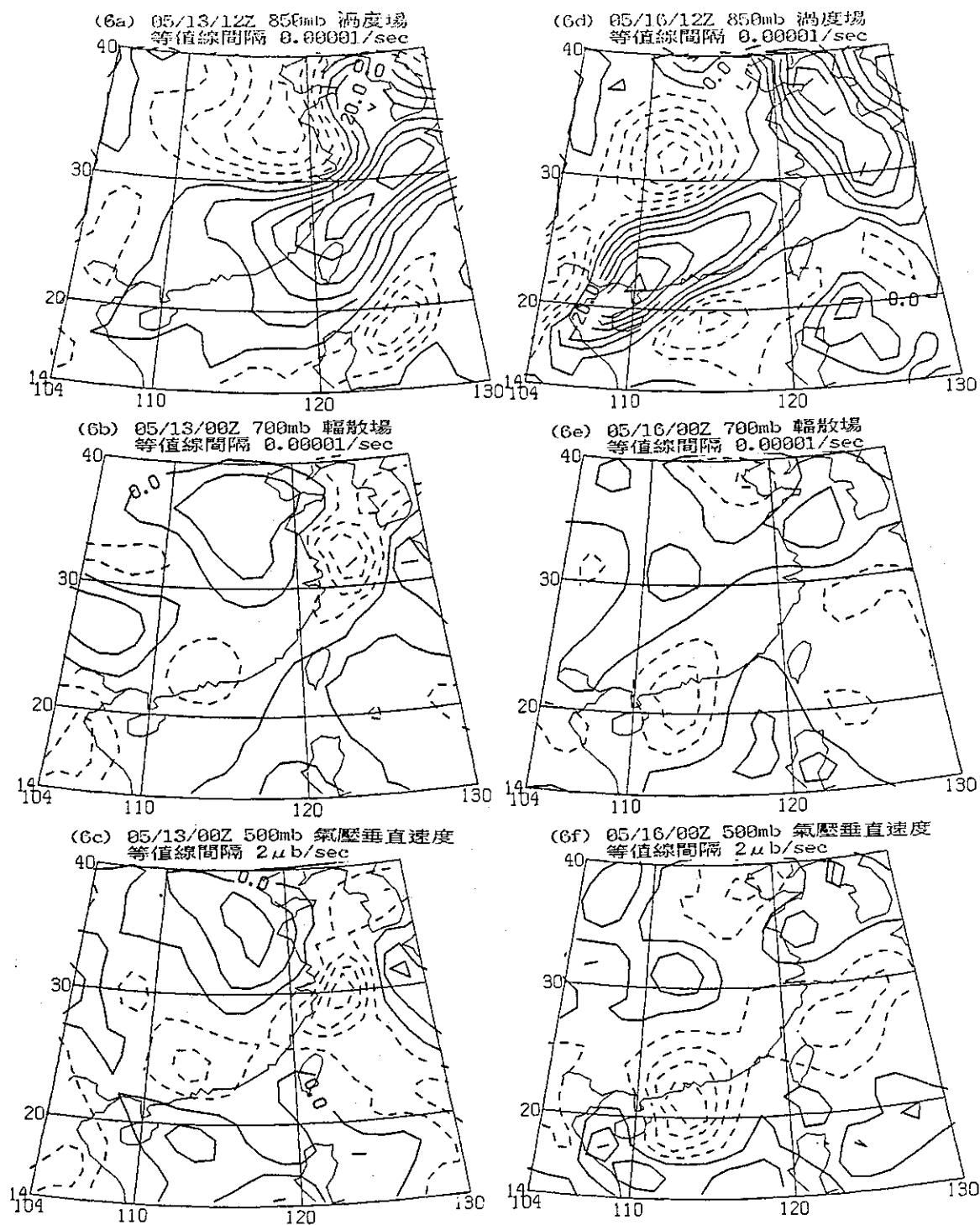


圖 6 (6a) 05/13/12Z 850mb 渦度場，實線代表正渦度區，虛線代表負渦度區。  
(6b) 05/13/00Z 700mb 輻散場，實線代表輻散區，虛線代表輻合區。  
(6c) 05/13/00Z 500mb 氣壓垂直速度，實線代表下降區，虛線代表上升區。  
(6d) 與 (6a) 同，但日期為 05/16/12Z. (6e) 與 (6b) 同，但日期為 05/16/00Z.  
(6f) 與 (6c) 同，但日期為 05/16/00Z.

Fig. 6 (6a) Vorticity field of 850mb at 05/13/12Z, solid lines indicating positive vorticity, dash lines indicating negative vorticity.  
(6b) Divergence field of 700mb at 05/13/00Z, solid lines indicating divergence, dash lines indicating convergence.  
(6c) P-velocity field of 500mb at 05/13/00Z, solid lines indicating downward motion, dash lines indicating upward motion.  
(6d) as in Fig. (6a), except for 05/16/12Z. (6e) as in Fig. (6b), except for 05/16/00Z. (6f) as in Fig. (6c), except for 05/16/00Z.

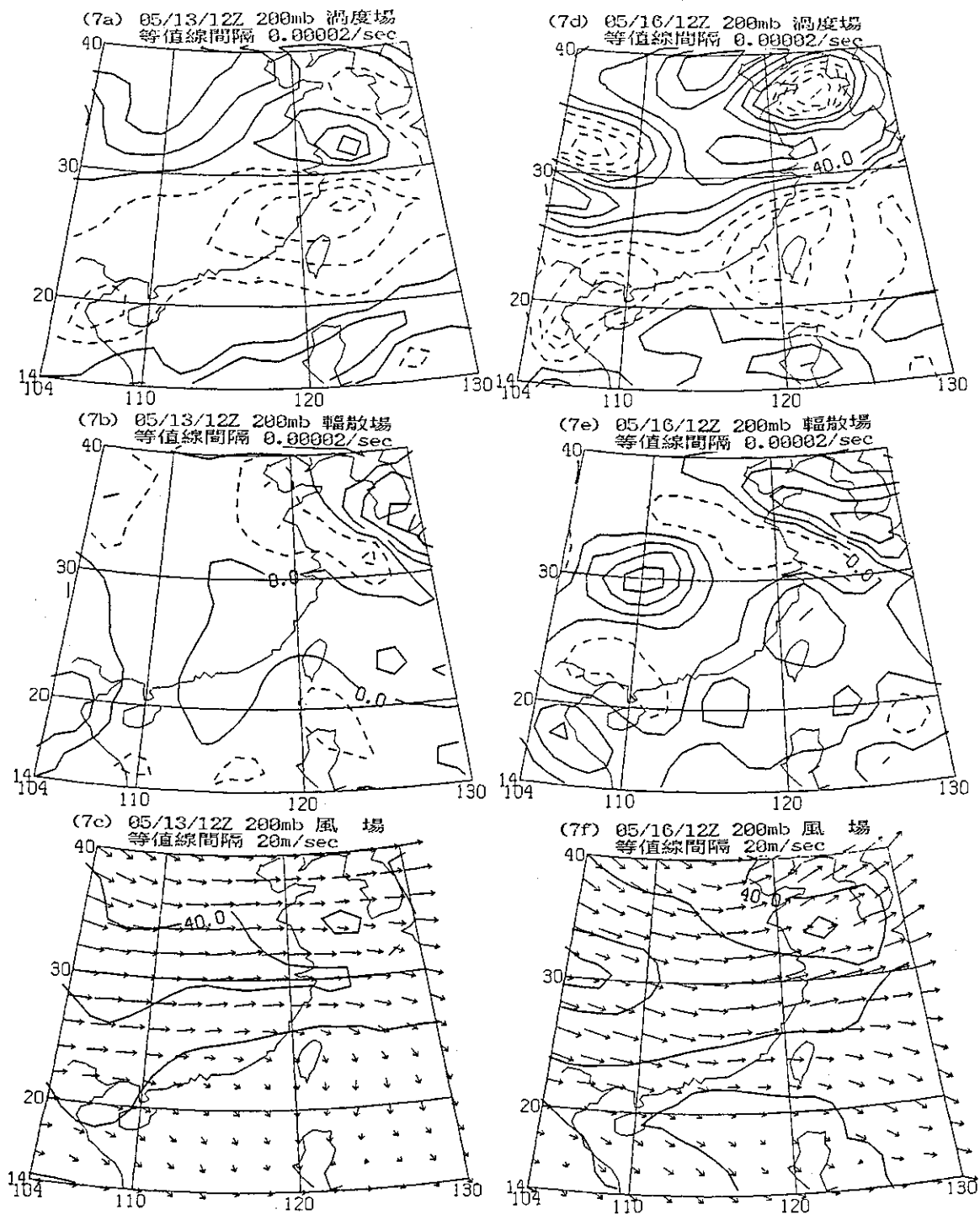


圖 7 (7a) 05/13/12Z 200mb 渦度場，實線代表正渦度區，虛線代表負渦度區。

(7b) 05/13/12Z 200mb 輻散場，實線代表輻散區，虛線代表輻合區。

(7c) 05/13/12Z 200mb 風場。

(7d) 與 (7a) 同，但日期為 05/16/12Z。

(7e) 與 (7b) 同，但日期為 05/16/12Z。

(7f) 同 (7c)，但日期為 05/16/12Z。

Fig. 7 (7a) Vorticity field of 200mb at 05/13/12Z. solid lines indicating positive vorticity, dash lines indicating negative vorticity.

(7b) Divergence field of 200mb at 05/13/12Z. solid lines indicating divergence, dash lines indicating convergence.

(7c) Wind field of 200mb at 05/13/12Z. (7d) as in Fig. (7a), except for 05/16/12Z.

(7e) as in Fig. (7b), except for 05/16/12Z. (7f) as in Fig. (7c), except for 05/16/12Z.

# The Comparision between Developed MCS and Non-Developed MCS in Environmental Conditions

*Ming-Sen Lin*

Applied Meteorology Division,  
Central Weather Bureau

*Shi-Min Lin Shin-Ting Wang*

Atomospheric R & D Center,  
Central Weather Bureau

## ABSTRACT

Objective analysis scheme is employed to demonstrate the difference of environmental conditions between the developed and non-developed MCSs during the Intensive Observation Period (IOP) of TAMEX. The MCS of IOP 1 on May 13, 1987 is found to be embedded in a fast-moving frontal cloud band, compared with the MCS in IOP 2 on May 16, 1987 of a slow-moving system. By examining the kinematic and thermodynamic features of two MCSs, it is found that the frontal convergence, LLJ, warm advection and moisture flux convergence at low level, deep short wave at middle level, coupled with the upper speed divergence/diffluence were the favorable environmental conditions for the formation, organization and maintenance of MCSs.

Strong cyclonic vorticity and convergence in the lower troposphere coupled with the significant anticyclonic vorticity and divergence in the upper troposphere were conductive to the MCSs formation and development. The vertical velocity field revealed that the MCSs were associated with the large-scale upward motion.

Key Word: MCS(Meso-scale Convective System), Environmental Condition

# 初步探討臺灣之霧

陳 孟 青 戚 啓 勳

中央氣象局資料處理科技佐

中央氣象局顧問

(收稿日期：77. 7. 28；完稿日期：77. 9. 15)

## 一、前 言

霧對人類活動的影響很大，其間尤以交通之受妨礙最為嚴重。濃霧使機場為之關閉，飛機無法起落，突發性之平流霧足以造成空難，海上及港口之霧，使船隻因而迷航、互撞、碰堤、觸礁等不幸之海難事件。在陸上，局地性之重霧可以釀成連環大車禍，也能使登山人員迷路、失散、或竟墮崖喪生。因此，在交通界均將霧視為一種嚴重之危害氣象因素。

話雖如此，有時候霧也有它的利用價值，三國時，諸葛亮因能預知江上大霧而巧施借箭之計。二次大戰中，德艦格內賽諾號和查羅斯脫號藉濃霧而能自英吉利海峽脫逃。此外，對農林、花卉而言，霧具有滋潤之功效。

由此可見，從氣候資料中了解霧之分佈，出現頻率及其變化，對有關作業之策劃實有莫大之助益，倘能進而找出參綜複雜之成霧原因，評估成霧之各種控制因子，獲得預報之南針，適時提出警告，對空中、海面及陸上交通之安全，獲益當匪淺鮮。

作者（戚）早在1956年即曾根據空軍所屬各站之觀測資料，經初步分析<sup>(1)</sup>，指出：臺灣之氣團霧以平流輻射霧最為重要，所占比例亦最多，中南部的霧季以此為主角。北部冬季，經日本南方暖海面造成之層積雲，入夜亦可降低為霧；西北海岸外高逆溫層產生之層雲，晨間亦可隨登陸風而入侵新竹一帶，構成航空上之重大威脅。

關 鍵 詞：霧，臺灣氣候

## 二、資料之依據

想要分析臺灣之霧，資料之依據最為困難，中央氣象局所屬之測站不過二十多處，由於霧之生成

受局地性之控制最為顯著，民間測站並不作霧之觀測（指中央氣象局所屬以外之非軍用機構測站），軍航及民航之資料不僅限於少數機場，而且所採用之能見度界限也不一致，以致無法填繪成全年及各月霧日分佈圖，加之測站年代長短不一，若干測站受都市擴展所逼迫或應客觀需要而一再遷移；臺灣近年來人口亟增，測站周圍之環境今非昔比，在在都足以影響分析上之困難。

綜上所述，本研究只能說初步探討，離理想之基本資料要求相差甚遠，中央氣象局所屬測站原則上採用 1951~1980 之30年，無法得到此30年完整資料者再退而求其次，選用其他時段。民航局測站以能見度不足 800 公尺為霧，空軍則以能見度不足一哩（1,600 公尺）為霧，故僅自其出版資料以及所發表之論文作為佐證而已！

統計中央氣象局所屬測站之累年有霧（能見度不足 1 公里）日數中，發現臺北光復後霧日激增，1970年後又銳減，宜闡此種現象更加顯著，30年平均勢必會前後勻消。日月潭測站之霧日按年代顯然可劃分為三個階段經一再查考始悉中間一段時期霧日特少係不計雲之輻罩測站者。其他像蘭嶼及高雄等測站也有累年霧日不相連貫之現象，究竟何種原因使然，均有待詳細調查，霧日多少之逐年改變由於自然因素抑或人類改變環境使然，亦為一有趣之課題。目前中央氣象局正發出問卷調查，將來或可作進一步之研究。

## 三、臺灣全年霧日分佈之區分及其週年內之變化

韋立脫（Willett）和白葉爾（Byers）根據霧的成因加以分類已經相當複雜<sup>(2)</sup>，實際上各種因素常參雜其間，想要歸屬並不容易，以其受地理環

境的影響極為顯著；而且有時候還得了解高空情況的連續演變才能判別，臺灣為一大島，西邊是臺灣海峽，東與太平洋鄰接，山地約占全島面積之64%，平原及盆地占20%，其餘主要為丘陵及台地。以山地來說，高度在3,000公尺以上的高峯有28座，中間有河谷填充。可見倘有足夠密度之測站而能繪成全島之等霧日線圖，一定會非常複雜，可惜按照國際間對霧之能見度規定而作記錄者只有20幾個測站，況且有幾個測站成立較近，記錄缺乏代表性，所以無法繪成全年和各月等霧日線分佈圖，只好退而求其次，改為分區討論。

根據中央氣象局所屬18個測站1951~1980之30年記錄加以統計，很明顯地可以看出有兩個地區最為突出：一為臺灣東海岸區，以終年少霧著稱於世，約自蘇澳至恒春；另一極端為山地，霧日特別多，以其包含雲東山腰和雲罩山頂之低雲或中雲在內，西部及西南部從新竹往南到高雄，包括漸向內陸的山麓平原可以作為一區來討論。北部四個測站：基隆、淡水、臺北、宜蘭，各有特殊的地理環境，情況最複雜，但也只好併為一區就個別測站加以討論。除此之外，離島含彭佳嶼、澎湖、東吉島、蘭嶼四測站作為一區加以剖析。

#### (一)北部

臺灣北部淡水、臺北、基隆、宜蘭四個平地測站，由於地理環境各不相同，有霧頻率相差懸殊。臺北測站位於盆地之中心，風速較低，夜晚冷空氣沿坡下瀉，聚積低處，最易成霧，所以全年平均霧日多達87.2天（見表一）。

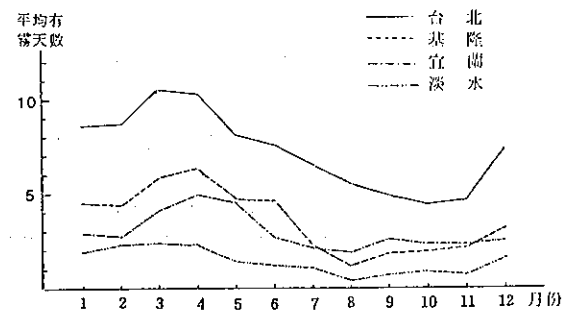
基隆位於近似平直之東北海岸中點，平地面積局狹，夜晚冷空氣滑落之效應顯著。另一方面，春

季東南風侵入，先經溫暖之黑潮洋面，再到達基隆附近之較冷海面（圖三），容易成霧。東北季風渦流逆溫層產生之層積雲，在基隆上空偶而也可降低成霧，故而全年平均有42.8天，約當臺北之半。

淡水測站位於淡水河口之北側，西南方有觀音山，東北至東北東方則有大屯山麓。因此，冬季風大多在河口平行於地形，加以鄰接水面之增溫效應，所以霧日甚少，全年平均只有17.1天。

宜蘭測站的累年霧日記錄最為特殊，1951~1980之30年平均雖為35.5天，但第一5年之平均高達100.8天，第二5年平均降為78.6天，第三5年之平均為26天，第四5年之平均竟僅1.3天，究竟何種原因使然，有待進一步之查證。

再就此四處測站出現霧日的年變化來說，圖一中可見：臺北霧日最多在三月及四月，平均值分別



圖一 臺灣北部臺北等四測站霧日之年變化 (1951~1980)

Fig. 1. Annual variation of fog days of four stations in northern Taiwan (1951-1980)

表一 臺灣北部測站全年及各月平均有霧日數 (1951~1980)

Table 1. Annual and monthly average fog days of selected stations of northern Taiwan (1951-1980)

月份 測站	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	年
淡 水	1.9	2.3	2.4	2.3	1.4	1.2	1.1	0.4	0.7	0.9	0.7	1.6	17.1
臺 北	8.6	8.7	10.5	10.3	8.1	7.6	6.5	5.5	4.9	4.4	4.6	7.4	87.2
基 隆	4.5	4.4	5.8	6.3	4.7	4.6	2.2	1.2	1.8	1.9	2.1	3.1	42.8
宜 蘭	2.9	2.7	4.2	4.9	4.5	2.7	2.1	1.9	2.6	2.3	2.3	2.5	35.5

\*注意本文中說明

爲10.5及10.3天，四月後逐漸減少，十月降至低谷，但平均仍有 4.4天，十一月至十二月爲躍升期，從4.6天增爲7.4天，足見與冷平流有關。三、四月之多霧乃因水氣豐沛之南風開始侵入。基隆大致相似，但四月略多於五月，平均爲 6.3天，而三月則爲 5.8天，四月後之減少較臺北爲明顯，八月最低，平均僅 1.2天，因爲此時海水溫度最高，陸風引起之對流顯著，自難成霧，八月後增加徐緩，不像臺北之有深秋激升現象。

淡水既然全年少霧，所以年變化亦較緩和，但仍以二至四月較多，每月平均有 2 天多，八月則平均僅 0.4 天，十一月至十二月也可見漸增之現象，雖然僅自0.7天增爲1.6天。

宜蘭因爲長期性變遷太顯著，各月平均值目前已無代表性，但仍可看出：四月霧日最多，五月及三月略少，此後減少，八月達低谷，秋冬兩季之霧日頻率殊爲接近。

此四處測站之年變化趨勢曲線見圖一。

民航局所屬測站以能見度不足 800 公尺者作爲霧日，由此統計松山機場1953~1972年及桃園機場1979~1983年全年及各月平均霧日見表二，由於所用標準不同而統計年代亦異，自難與中央氣象局所屬測站之資料相比較，但我人至少可以看出，松山機場之有霧日數高出桃園機場不少，主要因爲前者爲盆地，夜晚冷空氣瀉落，以及風速較低。另一現象值得注意，彼此均以三月最多，平均日數非常接近，桃園三月後霧日亟減，至八、九兩月已絕無僅有。桃園夏秋兩季之少霧，造成全年霧日遠低於松山之後果。桃園春季多霧顯然因爲濱臨海岸，無丘陵阻擋，春季偏南氣流經過冷海面所形成之低層雲，一旦有登陸風出現，極易吹至機場上空。

林鞠清<sup>(2)</sup>對臺北松山機場1972年1月20日發生濃霧之分析，認爲該機場受基隆河東、北、西四面環抱，跑道之東方及北方又與山區相接，夜晚輻射冷卻，冷空氣沿坡瀉落，爲有利於成霧之主要因素，但從該次實例，證知海風之入侵，對松山機場之

表 二 松山及桃園兩國際機場測站全年及各月平均有霧日數

Table 2. Annual and monthly average fog days of Sungshan and Chiang Kaishek Airports

月份 測站	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	年	資 料	年 代
松山	3.8	3.1	3.9	3.3	1.9	2.0	1.3	0.3	1.1	1.2	1.9	2.9	26.4	1953—1972	
桃園	3.0	2.8	3.8	2.4	0.4	0.4	0.2	0.0	0.0	0.4	0.2	1.6	15.2	1979—1983	

表 三 臺灣西部沿海及山麓平原諸測站全年及各月有霧日數

Table 3. Annual and monthly average fog days of selected stations of western sea shore and near mountain plain

月份 測站	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	年	資 料	年 代
新竹	4.3	5.1	6.0	4.4	2.7	1.4	0.1	0.3	0.8	1.3	1.6	3.0	31.0	1951—1980	
梧棲	0.5	1.2	2.4	0.2	0.1	0.1	0.0	0.2	0.0	0.5	0.5	0.8	6.5	1977—1986	
臺中	5.9	3.9	3.7	2.9	1.5	0.5	0.2	0.2	1.2	1.8	2.9	4.8	29.6	1951—1980	
嘉義	5.6	4.2	4.2	3.9	2.4	0.6	0.1	0.1	1.1	4.8	3.8	6.7	37.3	1969—1986	
高雄	2.4	2.5	2.4	1.5	0.7	0.1	0.4	0.1	0.4	1.0	1.4	2.3	15.1	1951—1980	
臺南	3.8	2.8	1.6	1.0	0.4	0.2	0.0	0.0	0.2	1.3	2.6	3.8	17.8	1951—1980	



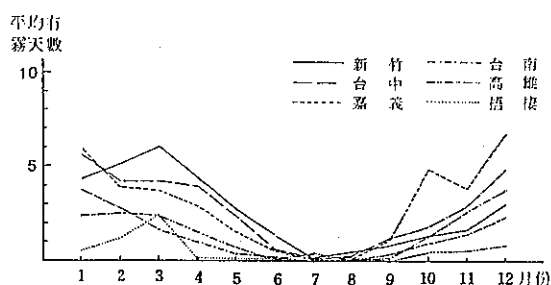
產生霧也很重要。由於臺北盆地的南北兩面受高山攔阻，而且離海較遠，所以進入臺北盆地之海風，唯有來自西北或東方。前者因無屏障，可長驅直入，為成霧之有利條件；氣流之來自東方者受基隆河邊丘陵地之阻擋，勢必先迫升再下降，水份在迎風面析出，隨後絕熱下降，濕度遠較自西北入侵者低。

林氏復稱，海風入侵有三種伴生現象：(1)氣溫降低；(2)露點升高；(3)風力增強導致渦流混合層之產生。氣溫降低之直接原因為海面附近較冷空氣之入侵，間接原因則為渦流混合使下層直減率變大。前面指出：作者（戚）早年根據空軍資料分析臺灣之氣團霧，也發現北部冬季以高逆溫霧為主要因素，多以層雲之姿態出現，入夜始低降為霧，可謂不謀而合。

### (二)西部沿海及山麓平原

臺灣西海岸及由此向山麓之中央氣象局所屬測站共有6處，其中嘉義測站建立較晚，故取1969~1986年之18年平均；梧棲測站係因臺中港之開闢而建站，歷史更短，取1977~1986年之10年記錄，其餘均為1951~1980年之30年資料，各該測站全年及每月平均有霧日數見表三。

從本區全年平均有霧日數來看，沿海測站中，以新竹之霧日僅次於嘉義，全年平均有31天，梧棲最少，平均只有6.5天，雖然統計年代較短，仍不能抹煞其少霧之特性。高雄和臺南居於其間，分別為15.1天及17.6天，臺南離海稍遠，霧日亦較多。臺中距海岸更遠，而且是一盆地，西北有大度山，

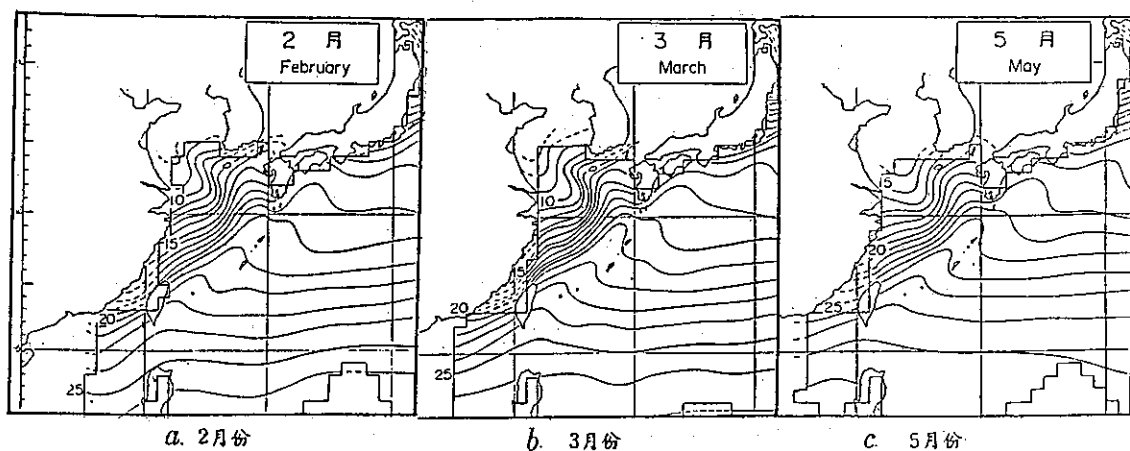


圖二 臺灣西部新竹等六測站霧日之年變化  
(梧棲1977~1986, 嘉義1969~1986, 其餘均為1951~1980)

Fig. 2. Annual variation of fog days of six stations in western Taiwan (Wuchi 1977~1986, Chiayi 1969~1986, others 1951~1980)

西南有八卦山，東邊為中央山脈前緣之丘陵地，所以夜晚風小，輻射效應強，冷空氣易於集積，霧日之多自在意料之中，全年平均達29.6天。

嘉義離海比臺中更遠，冷季夜晚不易受暖海面之影響，正好又在嘉南平原之邊緣，這裏水稻田密佈，水汽豐沛；再加上日間海風輸入濡濕空氣，受阻於東邊之大山，夜晚輻射冷卻，最易成霧。作者（戚）早年即已指出<sup>(1)</sup>：嘉南平原之多霧實具有平流輻射霧的特性，全年平均霧日嘉義多達37.3天，作者據早年空軍虎尾測站之記錄，發現此處霧日最多。



圖三 東亞沿海平均海面水溫之分佈  
Fig. 3. Normal of mean sea surface temperature (1956-1970)

今再就霧日之年變化加以分析（見圖二），新竹霧日之年變化最爲明顯，三月爲巔峯，平均達6.0天，其次爲二月，也有5.1天，一月和四月略少，分別爲4.3及4.4天，四月以後顯見減少，七月很少有霧，平均只有0.1天，此後逐月和緩上升，只有十二月比十一月約增一倍。可見新竹冬季之多霧應該是變性大陸冷氣團侵入後，日間地面受熱，夜晚輻射冷卻之後果。至於春季之多霧則應從海面水溫去了解。

中國海域二、三月及五月之海水溫度等值線見圖三所示。從圖內可見臺灣之西北等溫線密集，走向從西南至東北；臺灣之東南則等溫線稀疏而且水溫較高，表示黑潮經過。可見冷高壓一旦從較高緯度移出，迴流之東北風勢必繞道日本南方之暖洋面，產生增暖增濕效應，到達臺灣東北海面時順轉而穿越梯度峻急之等水溫線，迅速受冷於海面，此爲平流霧必備之條件。我人均知冬季盛行風受阻於中央山脈而進入臺灣海峽時，有反時針向登陸之效應<sup>(3)</sup>。春季之五月（圖三C），臺灣西北海岸外等水溫線之梯度已銳減，故而新竹之霧日亦減少。但在初春時則新竹常有海岸高逆溫霧來襲，使得空軍基地在空中之訓練機無法降落，曾因而失事，甚至淡水偶而也有此種現象，爲作者（戚）所目睹，此爲臺灣西北海岸特有之現象，從臺灣北部海岸線之形狀看，似乎有理由相信：當初春時太平洋一旦氣壓升高（中國海域出現高壓），東南風先經溫暖之黑潮洋面，再沿臺灣東北海岸進入海水溫度不斷減低

之臺灣海峽北部，也會產生冷卻效應而成霧。第三種形成臺灣海峽及近岸之平流霧因素，當爲長江下游一帶春季出現一低壓，直接攝引南風或西南風進入臺灣海峽，接觸冬季風已將海水吹冷之表面水，到達露點即成正統之平流霧。

梧棲雖然全年少霧，但仍可看出三月霧日最多，夏季及初秋最少，臺中霧日遠較梧棲爲多，主要因爲陸地輻射冷卻之影響，所以秋冬之交霧日亟增，最多在一月，平均爲5.9天。嘉義之霧日年變化與臺中稍有不同，九月份平均爲1.1天，十月份激升至4.8天，拾統計年代有異不論，可能因爲嘉義測站靠近高山，晴夜冷空氣更易滑落。霧日最多爲十二月之6.7天，夏季及初秋最少。

臺南霧日週年內之變化非常顯著，最多在十二月及一月，平均同爲3.8天，三月份即已減少，顯然因爲緯度偏低之故，從圖二可以看出，七、八兩月30年內無霧日。高雄之霧日年變化不及臺南明顯，但仍以12~3月較多，6~9月較少，最多之二月也只有2.5天。

臺灣西部夏季極少有霧在年變化中最突出。

俞家忠<sup>(4)</sup>分析1968~1977年冷季（11~4月）各月能見度不足一哩之「濃霧」時，獲得以二月最高，平均爲341.5小時，其次爲一月之311小時，十一月大致與三月相當，分別爲261.5及268小時，各機場測站中，以清泉崗（海拔209.7公尺）之每年平均248.8小時最高，嘉義之239.6小時居其次（平地而言，居第一），與吾人之統計相符，屏東霧

表 四 臺灣東岸諸測站全年及各月有霧日數（1951~1980）  
Table 4. Annual and monthly average fog days of selected stations of eastern seashore (1951-1980)

月份 測站	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	年
花 蓮	0.1	0.1	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.8(23)
新 港	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1( 3)
臺 東	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1( 3)
大 武	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0( 1)
恒 春	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2( 7)
蘇 澳	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0( 0)

註：1.五年平均後括號內數字爲30年內出現總天數。

2.蘇澳爲1982~1986之資料。

時最少，平均只有 51.9 小時，其餘諸站概在 150 小時上下。

俞氏另以能見度之在 100~200 公尺者作為「一等濃霧」（似應包括不足 100 公尺），發現十一月份僅見於臺灣之西南部，次數不多，高頻中心在嘉義北方（與作者發現在虎尾一帶相符），及後隨氣候之轉冷而霧頻普遍增加，嘉義十二月增加最快，成為明顯之高頻中心。此種一等濃霧之高頻中心從十二月至二月自南向北推移，強度逐漸增加，二月達最北，也最強。此後向南衰退。

俞家忠認為臺灣西部之多霧應歸於四種因素：(1)黑潮之影響，(2)中央山脈之阻擋，(3)平原遼闊，(4)沿海沙質地。其中(1)也就是前面所說東北季風和東南風經黑潮海面迴流入臺灣海峽再入侵西部平原；關於(2)，俞氏認為有利於西部成霧之綜觀天氣形勢，低空大多吹微弱之東風，受中央山脈之阻擋，背風面產生誘導性之低壓，迫使繞道北岸入海峽之氣流轉為北風，受氣壓梯度力和地面摩擦之雙重影響而入侵西部，有利於產生濃霧。至於西部平原較寬廣，夜晚輻射冷却易於成霧，當無疑問；但最後一條認為西部沿海沙質地，顆粒藉風吹揚，易成凝結核一節則作者認為無此必要，因為土壤及沙粒適於結冰核而非凝結核，況吸水性凝結核如鹽粒及工廠排出物從不虞匱乏，梧棲之少霧可為明證。無論如何，西部之多霧，日間海風輸入濡濕空氣，夜晚輻射冷却實為主要原因，至於夏季之少霧乃因日間地面太熱，夜晚冷却不足以使下層空氣到達露點。

### (三)東海岸

中央氣象局所屬測站之在東海岸者計有：蘇澳、花蓮、新港、臺東、大武、恒春六處，其中蘇澳測站應蘇澳港之需要而成立於 1981 年 12 月，統計資料只有 1982~1986 年 5 年，其餘為 1951~1980 年之 30 年，各該測站之全年及各月有霧日數見表四。

表內可見除了蘇澳在此五年內並無霧日之記錄外，其餘各站在 30 年內計花蓮出現 23 天，恒春 7 天，新港及臺東各 3 天，大武只有 1 天。全年霧日既然如此之少，所以年變化自亦毋需加以論述。

臺灣東岸之少霧，根據俞家忠之研究<sup>(4)</sup>，有三種原因：

1. 受臺灣東面黑潮之影響，任何偏東氣流，經過此暖洋流之海流，必然增加它的溫度和濕度（除非是源地更暖更濕之氣團），產生對流現象，所以不可能形成平流霧。
2. 臺灣東部平地殊為狹窄，夜晚輻射冷却很有限（東部冷季中各月平均溫度大都較西部同緯度高可為明證。
3. 測站兩邊之高山，坡度大多甚為峻峭，凡有利於臺灣成霧之綜觀天氣形勢，南北向氣壓梯度必弱，盛行風很微，夜晚山風產生絕熱增暖之功能，自難成霧。

作者同意此種見解，話雖如此，可惜東部海岸山脈與中央山脈之間並無測站，否則可能會顯示有較多之霧日，因為夜晚冷空氣填充谷內，為產生輻射霧之重要條件。至於東海岸則即使有冷空氣從山坡下滑，也會傾流入海，受暖於海面而上升，不能成霧。

表 五 臺灣山地測站全年及各月有霧日數 (1951~1980)

Table 5. Annual and monthly average fog days of mountain stations in Taiwan (1951-1980)

月 份 測 站	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	年	海拔 高度 (公尺)
竹子湖	4.4	6.1	8.3	7.6	7.1	6.2	3.3	3.6	3.0	1.4	2.4	3.1	56.6	600.0
鞍 部	18.4	17.9	19.0	16.2	16.3	11.2	6.5	8.2	11.1	13.1	15.8	16.6	170.5	836.2
阿里山	16.8	16.6	19.8	19.7	23.8	25.5	25.9	27.5	25.2	23.3	16.9	15.2	256.3	2406.1
玉 山	16.6	17.3	20.5	21.7	26.6	26.0	25.2	25.8	22.7	18.7	14.2	14.5	249.5	3850.0
日月潭	8.3	11.4	13.1	11.6	14.3	16.3	13.9	14.9	11.7	8.3	8.1	7.8	139.7	1014.8

#### 四山地

山地由於地形之複雜性，任何測站所得的霧日記錄，更難代表此一區域之一般情況。臺灣山地占全島面積的比例很大，而測站極少。中央氣象局所屬只有陽明山的鞍部和竹子湖、阿里山、玉山和日月潭五處，日月潭測站位於海拔 1,014.8 公尺之貓蘭山上，成立於 1942 年，迄今雖已有 46 年之記錄，然而除了 1945 年觀測不全而外，其中 1959~1971 年霧日特少，幾經查詢，據稱因觀測時次變更，故而不予採用，僅取 1942~44，1946~57，1973~86 之 29 年平均（1958 及 1972 年這兩年內前後兩段之全月霧日相差懸殊，未予採用）。竹子湖和鞍部在北部，海拔均不足 1,000 公尺，阿里山與玉山海拔分別為 2,406 及 3,850 公尺，霧日型大不相同，下面分別予以論述。

上述五處山地測站，除日月潭站而外，其餘統計年代均為 1951~1980 之 30 年。一般來說，全年有霧日數隨高度之增加而增加。例如阿里山全年平均有霧 256.3 天，鞍部 170.5 天，竹子湖 56.6 天，日月潭測站前後兩段時期分別為 126.5 天及 152.9 天，但玉山略少於阿里山，顯然因為海拔太高，水汽含量因而減少之故。日月潭測站在中間這段時期，霧日成為絕無僅有，全年平均只有 0.7 天。

山地之五個測站霧日年變化曲線如圖四所示，圖中可以看出：竹子湖及鞍部與阿里山及玉山之霧日年變化截然不同，玉山和阿里山夏半年的霧日顯然要比冬半年多，主要因為此兩測站海拔較高而且位於深山內，夏季由於對流作用旺盛而易於被雲霧

所遮住。阿里山八月份霧日最多，平均高達 27.5 天，幾乎每天都有霧，十月後冬季風入侵始見有明顯之低落；四月後西南氣流旺盛，霧日又增多。玉山略有不同，霧日最多在五月，平均為 26.6 天，八月後徐緩減少。但最少之十一月，平均也有 14.2 天；而阿里山最少之十二月，平均仍有 15.2 天。可見臺灣高山地區之多雲霧應無疑問。

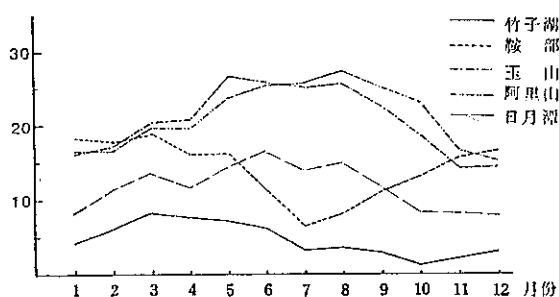
鞍部和竹子湖位於臺灣北部，而且海拔較低，霧日之年變化比較近似北部平地測站，即春季較多而夏季較少，冬夏之對比以鞍部更為突出，最多之三月平均有 19 天，一月也有 18.4 天，由於測站位於大屯山和小觀音山中間之鞍部，為冬季風過山之通道，氣流匯集上升，因絕熱冷卻而最易產生雲霧，至於夏季則很少過山氣流，而且地面太熱，易於產生對流雲，霧日自然較少，竹子湖測站位於陽明山之斜坡上，霧日之年變化較不明顯，平均最多之三月為 8.3 天，四月也有 7.6 天，此後和緩減少，至七月減至 3.3 天，八月稍增，而後再減，十月霧日最少，平均只有 1.4 天。此與鞍部截然不同，後者正好因為冬季風過山而霧日大增。

日月潭測站，海拔為 1,014 公尺，和阿里山測站相比較，高度還不到一半，但週年內霧日之變化仍以夏半年較多，冬半年較少，顯示山地測站之特徵，有異於鞍部，與阿里山及玉山之情況較為近似。六月最多，為 16.3 天；最少在十二月，平均 7.8 天，可見冬季風之蒞臨，使山頂之霧有顯著之減少，夏季山易受熱後雲層升起，使山頂霧日增多。

表 六 臺灣離島測站全年及各月有霧日數

Table 6. Annual and monthly average fog days of small island stations nearby Taiwan

測 站 \ 月 份	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	年	海 拔 (公尺)	記錄年代
彭佳嶼	0.9	1.5	3.0	4.5	4.3	2.3	0.5	0.3	0.3	0.4	0.8	1.0	19.7	99.0	1951~1980
蘭 嶼	1.5	1.4	2.2	2.7	2.8	1.5	1.1	1.4	1.8	1.0	1.6	0.9	19.6	323.3	1951~1980
澎 湖	0.2	0.3	0.4	0.7	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	2.3	9.4	1951~1980
東吉島	0.3	0.2	0.9	0.5	0.8	0.2	0.1	0.4	0.9	0.2	0.0	0.0	4.4	45.5	1963~1986



圖四 臺灣山地五測站霧日之年變化  
(日月潭1942~44, 1946~57, 1973~86  
其餘各站均為1951~1980)

Fig. 4. Annual variation of fog days of four mountain stations in Taiwan (1951~1980 except Jihyuehtan 1942~44, 1946~57, 1973~86)

#### (五) 離島

臺灣周圍之離島測站只有四處，從地理位置可以歸納成兩類：澎湖和東吉島在臺灣海峽內，霧日較少；彭佳嶼及蘭嶼則分別在臺灣之東北及東南海岸外，霧日較多，見表六所示。

彭佳嶼和蘭嶼全年平均有霧大約20天，不能算多，和臺灣的西南近海相當，但蘭嶼測站海拔高達323公尺，推斷平地一定要少得多，彭佳嶼略多於淡水，而不及基隆之一半，此兩離島測站之霧日都集中在春季，尤其是彭佳嶼，顯然與暖空氣經過冷水面有關，四、五月平均都超過4天，夏季各月則很少有霧，蘭嶼之霧日各月分配較均勻，春季各月約多一倍。

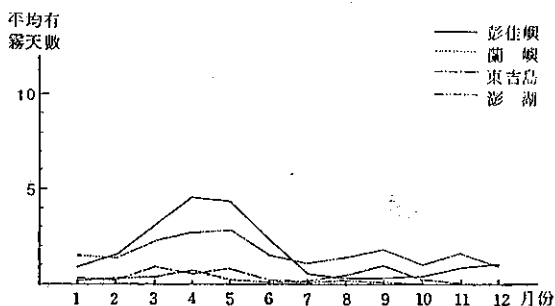
澎湖和東吉島很少有霧，海峽內氣流輻合，導致風力較強可能為主要原因，秋冬兩季可以說絕無僅有，至於一、二月之偶而有霧，可能難得碰上風很弱而地面輻射較強所致。

分析離島霧日之年變化，必須了解它的成因和陸地上之輻射霧不同，然而有時候仍有輻射因素參雜其間。我國沿海及海島之霧，週年內有明顯之進退，與暖空氣之北上及南撤相配合，所以東海南部和臺灣海峽霧季在四、五月，蘭嶼分別為2.7及2.8天，彭佳嶼則為4.5及4.3天。澎湖和東吉島即使是霧日最多月，平均也不足1天。

林則銘等<sup>(6)</sup>根據空軍基地馬公之資料加以研究，發現1964~1978年內能見度低於0.5哩者完全集

中在1~7月，除4月曾有兩次因降水之故外，其餘都是霧霾所造成。至於能見度之低於1哩者，除仍僅見於1~7月外，導致之原因1~5月偶而也可因降水所造成，但多不足10%。馬祖顯然不同，能見度低於0.5哩者，除9月全部為霧霾所致外，其餘月份降水亦占相當高的比例，10月竟占60%，低於1哩者也一樣，5、6月降水造成低能見度也占相當高的比例。話雖如此，此種分析原因在觀測研判上可能有很大出入，因為濕霧和毛雨有時很難區分。所可確定者，金門低能見度集中在4月，其次為5月，馬祖霧日之高峯在5月，4、6月居其次，足以佐證霧之向北推移。

根據大陸上沿海及島嶼測站之資料，南海及東海南部沿海之霧季在3、4月，東海北部之沿海在5月，黃海南部在6月，黃海北部在7月<sup>(6)</sup>，大致與臺灣之資料相符合。



圖五 臺灣離島四測站霧日之年變化  
(東吉島1963~1981, 其餘1951~1980)

Fig. 5. Annual variations of fog days of four small island stations in Taiwan nearby area (Tungchitao 1963~1981, others 1951~1980)

#### 四、霧之日變化及持續時間

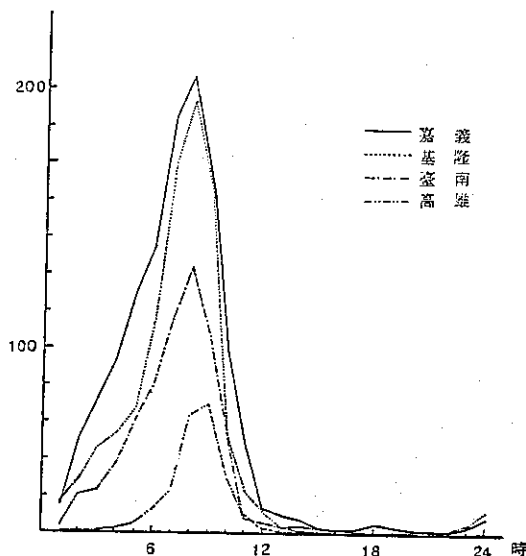
##### (一) 臺灣各地區霧之日變化特徵

霧之日變化由其成因決定，顯而易見，輻射霧入夜開始形成，但遲早則由天空狀況，風之強弱，冷空氣之有無瀉落、以及水汽之含量而定。清晨既然濕度最低，故而出現機會最多，霧亦最濃，日出後大都迅速消散。平流輻射霧之日變化大致相同，因為平流因素僅在午後藉海風而供應濕空氣而已。平流霧及鋒面霧均無日變化可言，從成霧之條件看，任何時間均可發生。升坡霧由氣壓系統控制，亦即風向為主要因素，可見日變化也不會明顯。但

海岸高逆溫霧因海上產生之層雲，藉晨間陸地增暖而入侵，故而出現之巔峯應較輻射霧為遲。

上面既然已經分析出臺灣各地區成霧之原因頗有出入，可見其日變化亦不一致。話雖如此，任何一地霧之類型決不止一種，彼此重疊所產生之結果，勢必具有勻消作用，不若單純一種之明顯。以下就各測站所記錄每次有霧之起訖時間予以逐時統計，繪成當地霧頻之日變化曲線，大致可劃分為三種型式，茲分述如下：

總次數(天)



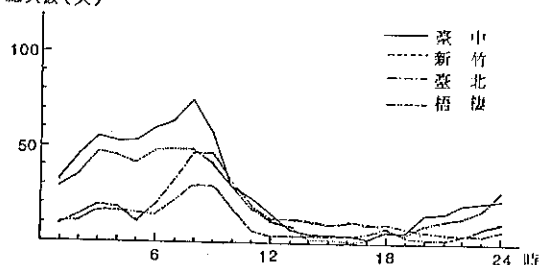
圖六 單峯型霧之日變化，以嘉義等四測站為代表 (1977~1986)

Fig. 6. Diurnal variation of fog occurrence, single ridge type-Chiayi etc. (1977-1986)

### 1. 單峯型

單峯型顯示霧之出現頻率以晨間6~7時最為突出，七時後因日出之地量增暖，霧即消散，此為輻射霧及平流輻射霧之典型，以嘉義、臺南、高雄、基隆四個測站為代表，見圖六。嘉義因離海最遠，八時霧頻最為突出，全年平均達24.6次；臺南離海岸較近，八時有霧全年平均為14.3次，高雄濱海，以平流輻射霧為主，故而亦為單峯型，但因全年有霧天數遠不及嘉義，所以巔峯較低。相反言之，基隆因霧日甚多，單峯顯得很突出，前曾指出：基隆之多霧與丘陵夜間冷空氣瀉落有關，故而輻射因素非常重要，乃顯示單峯型。

總次數(天)



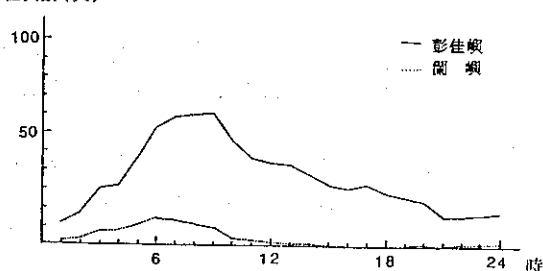
圖七 雙峯型霧之日變化，以新竹等四測站為代表 (1977~1986)

Fig. 7. Diurnal variation of fog occurrence, double ridge type, Hsin-chou etc. (1977-1986)

### 2. 雙峯型

臺灣霧類之日變化呈雙峯型者，可以臺中、新竹、臺北、梧棲四測站為代表，見圖七所示。其間以新竹最明顯，第二高峯子夜後之2時與第一高峯之清晨5~7時不相上下。七時後徐徐減少，新竹2時何以出現第二高峯，值得吾人之探討，新竹1~4月霧日最多，除了因為陸地入夜輻射冷卻之外，海岸外水溫較低亦為原因之一，此種冷水面受越過日本南方暖水面影響之東北風，極易產生層雲，雲底夜間輻射冷卻，擴及地面即為霧。其餘臺北、臺中、梧棲也有雙峯現象，臺北因係盆地，秋冬易生層雲，故子夜後之多霧與新竹相似，臺中與梧棲相近，日變化頻率曲線亦相仿，惟後者濱海，霧日較少，故而落在臺中曲線之下。

總次數(天)



圖八 平坦型霧之日變化，以彭佳嶼及澎湖二站為例 (1977~1986)

Diurnal variation of fog occurrence, flat type, Pengchiayu & Penghu. (1977-1986)

### 3.平坦型

霧頻日變化之平坦型僅係相對而言。今以離島之彭佳嶼及澎湖為例，其日變化曲線見圖八。澎湖終年少霧，但畢竟仍為較大之離島，不免受夜晚輻射之影響，故雖屬平坦而晨間霧頻較高；彭佳嶼則受平流霧影響而屬平坦型，但因鄰近臺灣本島，故亦以上午出現霧之機會較多。話雖如此，中午至午夜仍多霧為其特色。

#### (二)臺灣各地霧之持續時間

霧之持續時間有長有短，各地皆然，端視成霧

及消霧之條件而定。統計臺灣本島及離島12個測站霧之持續時間（見表七），發現持續時間以2~4小時為最多，計有：基隆、新竹、梧棲、日月潭、嘉義、臺南及彭佳嶼，臺北則為次多。1~2小時最多者有高雄及澎湖兩站，次多有基隆、梧棲、臺中、臺南四站。臺北以一小時及不足者為最多，可解釋為盆地晨間增暖快，易於消散。東吉島最多為4~6小時及6~12小時，均為14次，顯係平流霧之故。基隆中間凸出最顯著，似與陸地之局狹有關

表 七 臺灣各測站霧之持續時間分佈

Table 7. Duration of fog of selected stations in Taiwan (total number, 1977-1986)  
(1977~1986合計次數)

測 站	基隆	臺北	新竹	梧棲	臺中	日月潭	嘉義	臺南	高雄	澎湖	東吉島	彭佳嶼
≤ 1 小時	39	42*	12	4	7	110	21	8	16	7△	3	44△
1 — 2 "	101△	26	18	15△	22△	216	54	35△	48*	10*	6	42
2 — 4 "	137*	39△	30*	18*	38*	382*	113*	66*	27	5	7	68*
4 — 6 "	42	13	22△	7	13	268	58△	32	7	5	14*	20
6 — 12 "	26	10	18	14	21	329△	54	32	1	6	14*	30
≥ 12 "	3	5	7	6	18	195	3	1	0	0	11	18

\* 最多 △次多

表 八 霧之持續2~4小時之各月合計次數 (1977~1986)

Table 8. Duration of fog with 2-4 hours of selected stations in Taiwan (1977-1986)

測 站	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
基 隆	13	9	28	24	20	22	4	2	6	3	1	5	137
臺 北	8	8	12	5	1	1	0	0	1	0	1	2	39
新 竹	2	8	9	6	3	0	0	0	0	0	1	1	30
梧 棲	3	5	5	0	0	1	0	0	0	2	1	1	18
臺 中	4	6	8	9	1	3	0	0	0	1	3	3	38
日 月 潭	18	26	30	42	49	42	41	44	39	18	16	17	382
嘉 義	17	9	13	13	15	0	0	0	1	17	11	17	113
臺 南	16	9	11	2	5	1	0	0	0	2	6	14	66
高 雄	10	13	7	7	2	0	0	0	0	1	1	7	48

日月潭則分配較均勻，足見山上之雲霧較穩定持久，2~4小時最多；向兩邊遞減者，除基隆外，以嘉義最明顯，可以作為輻射霧之代表。相反來說，兩邊逐漸減少則以新竹為代表，足見海岸高逆溫霧點相當重之份量，中大副教授陳台琦最近告以中壢一帶目睹有霧自海上移入，雷達幕上確有逆溫現象。

再以月份來說，同樣持續以2~4小時最多者，基隆約自一月至六月，嘉義則自十月至翌年五月，臺南自十二月至翌年三月，高雄十二月至四月，臺中3~4月較多，三月前漸增，四月後遞減，日月潭4~9月，臺北1~3月（持續2~4小時為次多），最多之不足1小時者，除2~3月較多外，七月又出現一高峯，見表八。

### 結 語

以上對臺灣本島及離島諸測站記錄之霧日作一氣候上之分析，旨在了解各地成霧條件之特殊性，霧類之分佈及其年變化和日變化，提供各行各業之參考，尤其是交通方面。至於霧與風向之關係，為免篇幅過長，將另文討論，分析所得之結果，相信對預測翌日是否有霧具有相當大的應用價值。

在資料分析過程中，發現凡測站曾有遷移者，由於環境迥異，霧日多少有突變現象，但日月潭測站據稱並未遷移而霧日截然可劃分為三時段，中間一段年代不計雲霧籠罩測站之故。又有一些測站可能受都市發展的影響，或者法令依據改變，以及它種人為因素，當另作檢討與研究，提出改進之建議。

### 參 考 文 獻

1. 戚啓勳，臺灣的幾種氣團霧，氣象學報2卷3期，1956年9月。
2. 林鞠清，海風對成霧的重要性，氣象預報與分析第50期，1972年。
3. 王時鼎、鄭俠，臺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，1981年12月。
4. 俞家忠，臺灣地區濃霧之初步研究，氣象預報與分析82期，1980年。
5. 林則銘等，臺灣地區低能見度之調查研究，國科會研究報告008號，1981年3月。
6. 張家誠、林之光，中國氣候，1985年，445頁。
7. 戚啓勳，普通氣象學，1966，正中書局。

## A Preliminary Study of Fog Occurrence in Taiwan

*Mong-Chin Chen*

Data Processing Sec. C. W. B.

*Chi-Hsun Chi*

Consultant C. W. B.

### ABSTRACT

Fog is one of the most serious problems in Taiwan, especially for freeway accidents, ship operations and aviation activities. The distribution of annual fog frequency and the seasonal variation in different regions are discussed. The authors intend to determine the factors of fog generation of each station according to its nearby topography and the distance from the sea shore. Diurnal variations of selected stations are also analysed. The results of the study are believed to be useful for both air and land traffic planning, and for fog forecasting.

Key Words: Fog, Taiwan Climate



# 民國75年颱風調查報告(8613)艾貝

李 育 棋

中央氣象局預報測站技士

(收稿日期：77.8.23；定稿日期：77.10.15)

## 前 言

艾貝(ABBY)颱風編號 8613 號，係民國75年發生於西太平洋地區的第十三個颱風，為本局於該年中所發佈的第 6 號海上陸上颱風警報，由於艾貝颱風 7 級風暴風半徑廣達 400 公里，且籠罩臺灣地區 48 小時之久，再加上大陸高氣壓梯度南下與颱風外圍環流間形成強盛東北風影響，因而為臺灣地區帶來嚴重災情；又因 8 月 21 日行徑詭異的韋恩 (WHYNE) 颱風，才為臺灣中部地區帶來空前災害，正待重整復建時，艾貝颱風相繼來襲且適逢農曆中秋海水漲潮，造成西部沿海地區嚴重海水倒灌，而使災情更為擴大，艾貝颱風侵臺期間，造成 12 人死亡，對農、漁、交通、水利、電力、電信等各業造成的損失達新臺幣五十二億五仟萬元。

艾貝颱風於 75 年 9 月 14 日 20 時生成於北緯 15.4 度，東經 136.1 度，雅浦島北方洋面上，於 18 日～19 日侵襲臺灣，然後於 21 日 2 時減弱為熱帶性低氣壓，生命期間共 6 日 6 小時，其生命過程中有下列四點特徵：

1. 艾貝颱風為 9 月下旬颱風，但位於其北方之太平洋高壓強盛，因此其路徑雖一度受中緯度低壓槽牽引而呈短暫打轉外，大致皆穩定沿著太平洋高壓外圍朝西北西至西北方向進行，直至登陸本省強度減弱，此時再受到另一中緯度低壓槽的移入牽引，而由西北轉北再轉向東北進行。

2. 艾貝颱風強度於強烈階段時，由衛星雲圖分析與花蓮雷達站觀測，颱風眼直徑廣達 70 公里為過去所罕見，颱風眼大小與颱風強度及發展的關係，值得進一步探討。

3. 由於艾貝颱風外圍環流與北方大陸高壓形成甚強氣壓梯度，而使各地風雨分佈情形與過去由東部登陸的颱風不同；最大降雨區集中於北部東北部山區，達 600 至 1000 公厘，而颱風眼登陸的新港僅 222 公厘，鄰近的臺東與大武更只有 74 與 64 公厘的雨量；臺灣西部沿海地區由於強勁的東北風挾帶海水鹽分，嚴重侵蝕電力配電線路，而使全島電力系統受損約 40% 用戶停電，這也是過去少見的颱風災害記錄。

4. 艾貝颱風在侵襲臺灣期間，其強度迅速由強烈減弱為輕度；颱風結構受中央山脈地形破壞，低層環流的颱風中心分裂為二，一隨高層環流中心越過中央山脈，在梧棲出海後再轉北沿臺灣海峽行進，另一中心則沿東部海岸北上，因地形之影響而使得颱風行徑改變，並形成雙中心的現象，值得深入研究。

另外根據過去 89 年來颱風紀錄，平均每年在西太平洋地區有 27 個颱風形成，而其中對本省會有影響的平均有 3.5 個，佔 13%，而 75 年至艾貝颱風為止，西太平洋區只有 13 個颱風形成，但本局已發佈了 6 個颱風警報，幾佔一半，臺灣及鄰近地區的颱風頻繁異常，在氣候型態上值得更進一步分析。

本文將對艾貝颱風的特性，發展與經過，強度與路徑作一分析，並校驗各種颱風路徑預報方法，俾便於日後類似路徑之颱風研究與預報參考。

## 二、艾貝颱風之發生及經過

艾貝颱風原為位於雅浦島北方之熱帶性低氣壓，經過多日的醞釀於 9 月 14 日 20 時增強為輕度颱風 (圖 1)，此時中心位置在北緯 15.4 度，東經

136.1度，中心氣壓990毫巴，以每小時26公里速度向西北西進行；由於橫梗於北面的太平洋高壓勢力強盛，艾貝颱風繼續以穩定的速度向西北西進行，強度也持續增強，暴風半徑更擴大為350公里，因此本局於15日下午起每隔6小時對外發佈「艾貝颱風消息」；至16日8時，其位置移至北緯18.1度，東經130.0度，即在恒春東方1000公里海面上，由於其行徑已對臺灣東部海面及巴士海峽構成威脅，本局乃對此二海面發佈海上颱風警報，籲請海上作業及航行船隻嚴加戒備，由於正逢大陸高氣壓梯度南下，受到颱風外圍環流與東北季風雙重影響，臺灣海峽風力強勁，最大陣風已達十級；此時中緯度低氣壓槽通過東經120度（圖2）接近艾貝颱風，受槽線系統牽引作用，艾貝颱風行進偏向西北，速度也漸趨緩，16日20時艾貝颱風在原地呈打轉現象，但強度則增強為中度颱風，12小時後因低壓槽牽引作用減弱，艾貝颱風再開始沿著太平洋高壓邊緣偏向西漸轉向西北進行，17日14時艾貝颱風暴風半徑增加至400公里，且行徑直撲臺灣東部陸地，本局乃於17日15時35分發佈臺灣東部地區的陸上颱風警報，20時艾貝颱風移至北緯20.8度，東經126.0度，即在恒春東南東方約500公里海面上，根據飛機偵察報告，其中心最大風速已增強至每秒45公尺，強度已接近強烈颱風，本局於是對全省各地發佈陸上警報，提醒民衆嚴加防範強風豪雨。

受到北方高氣壓梯度南下的影響，艾貝颱風路徑再呈偏西進行，18日中午起，臺灣東部陸地進入艾貝颱風暴風範圍內，花蓮氣象雷達站於11時觀測到颱風中心，此後艾貝颱風行徑都在雷達觀測掌握中（表一，圖3）18日20時艾貝颱風再增強為強烈颱風，中心最大風速每秒51公尺，中心氣壓945毫巴，雷達回波圖（圖4）可見到艾貝颱風寬達直徑70公里的颱風眼；此時北部陽明山與東北部古魯山區累積雨量已高達400公厘，蘭嶼平均風力達10級，其餘各地也出現10至12級的陣風；19日7時48分根據花蓮氣象雷達觀測，艾貝颱風眼於新港登陸，新港測站觀測到最低氣壓為961.7毫巴，此時全省各地都籠罩在艾貝颱風的強風豪雨中，最大雨量集中在北部與東北部山區，累計達600至700公厘；風力方面蘭嶼出現每秒62.8公尺的17級以上最大陣風，颱風中心登陸的新港也達每秒43.4公尺的14級陣風，由過去在臺灣東部陸地登陸的颱風，中南部強風出現的時間有落後的現象，但由於艾貝颱風環流

表 一、艾貝颱風本局花蓮雷達站定位及移動方向速度一覽表

Table 1. Eye-fixes for typhoon ABBY by the Hwa-Lien Radar Station

時 間 (Z)			中心位置		移 動	
月	日	時	°N	°E	方向	速度 (kts)
9	18	03	21.7	124.1		
		04	22.0	123.8	310	14
		05	21.8	123.8	280	14
		06	21.8	123.6	270	14
		07	21.8	123.6	270	14
		08	21.9	123.3	270	13
		09	21.9	123.2	270	13
		10	22.1	123.1	310	6
		11	22.2	123.0	290	5
		12	22.1	122.9	270	10
		13	22.3	122.7	310	26
		14	22.4	122.7	320	12
		15	22.5	122.5	300	16
		16	22.5	122.4	310	16
		17	22.6	122.3	310	16
		18	22.7	122.2	290	15
		19	22.7	122.0	280	14
		20	22.8	122.0	340	14
		21	22.9	121.9	300	14
		22	23.0	121.8	320	10
		23	23.1	121.7	310	20
	19	00	23.1	121.6	310	4
		01	23.3	121.7	20	8
		02	23.4	121.6	330	6

與北方大陸高壓形成甚強氣壓梯度，臺灣西部東北風相當強勁，各地均已出現10級以上陣風；艾貝颱風登陸後環流遭中央山脈地形破壞，強度迅速減弱，此時另一中緯度槽線接近東經120度，艾貝颱風再度受低壓槽牽引作用，颱風開始偏向北進行；此時低層環流分為二中心，其中之一與高層環流中心向西北越過中央山脈，於19日20時在梧棲出海，然後沿臺灣海峽北上，另一低層環流中心則沿臺灣東部海岸北上，然後於20日5時在彭佳嶼附近再會合為一，此時艾貝颱風已減為輕度颱風，並繼續受低壓槽線牽引，以每小時15公里向東北加速遠離臺灣地區，本局乃於20日14時同時解除艾貝颱風的海上陸上颱風警報；由於大陸高壓所帶來低層冷空氣與

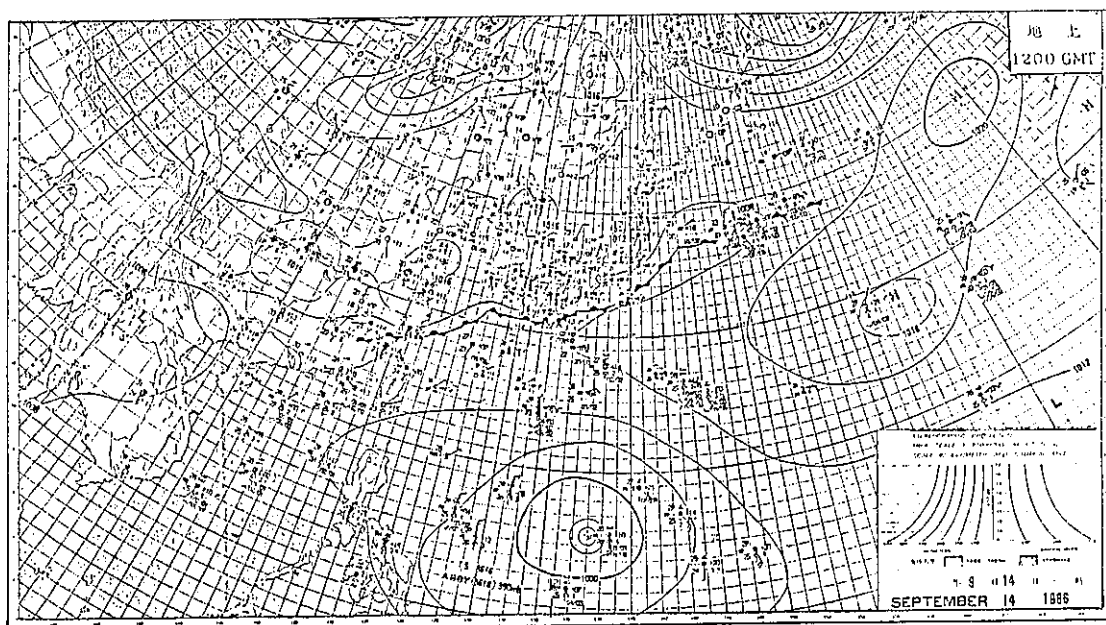


圖 1. 民國75年9月14日1200 Z地面天氣圖  
Fig. 1. The Surface chart at 14th 1200 Z Sep. 1986

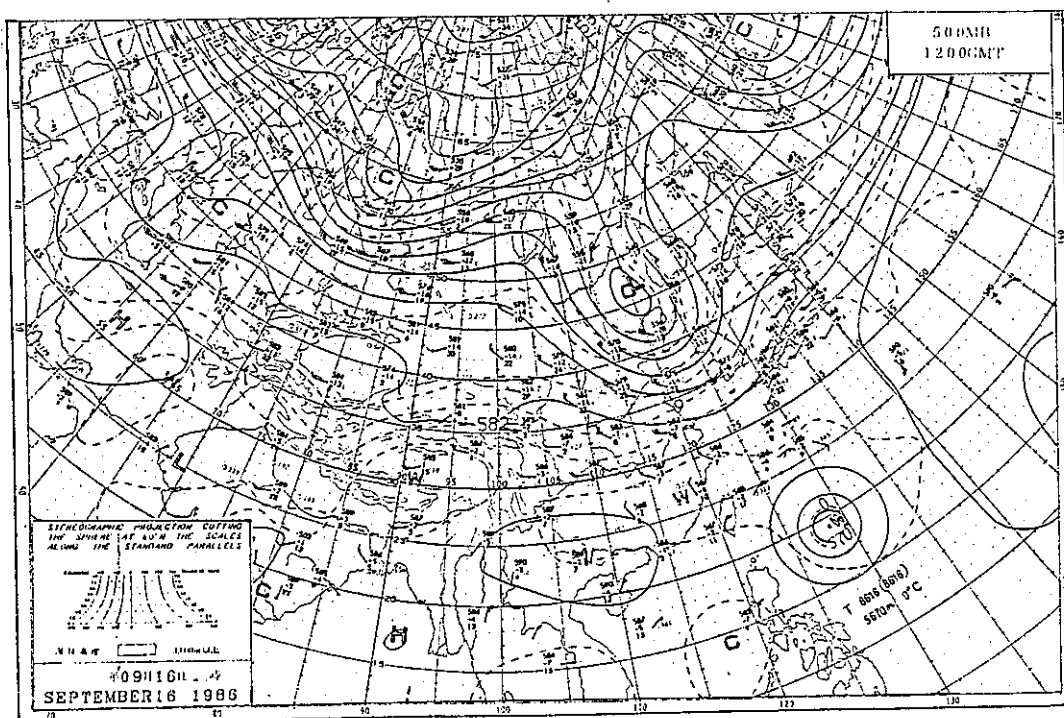


圖 2. 民國75年9月16日1200 Z 500毫巴天氣圖  
Fig. 2. The 500 mb chart at 16th 1200 Z Sep. 1986

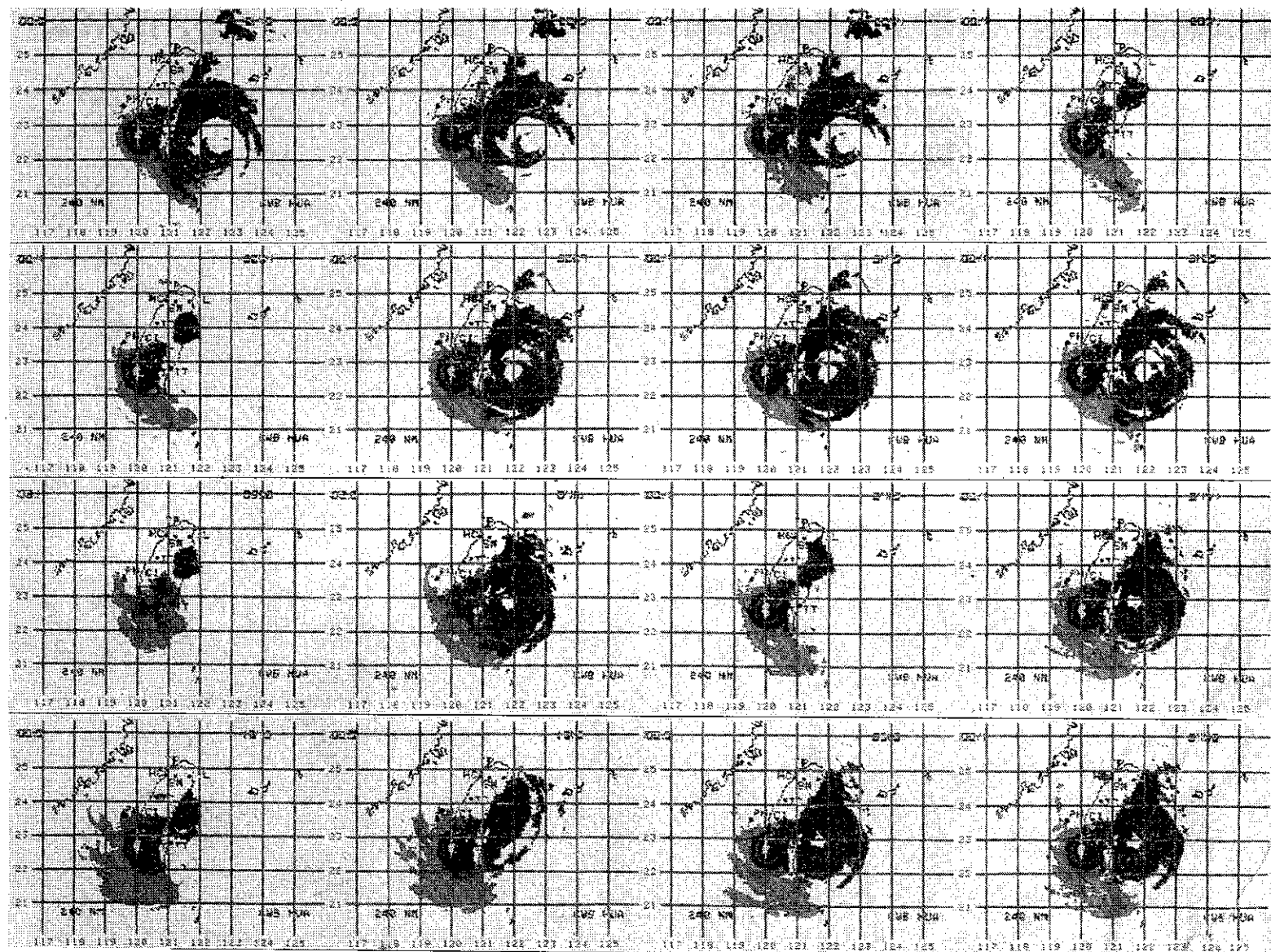


圖 3. 艾貝颱風侵臺期間高雄花蓮雷達站所拍攝降水回合成圖

Fig. 3. Composite echoic chart of Kaoh-shung and Hwa-lien radar

表 二、艾貝颱風警報發佈一覽表

Table 2. The list of warning issued by CWB for typhoon ABBY

警報 種類	次 序		資 料 時 間			中心位置	發 布 時 間			警 戒 地 區		備 註
	號	報	月	日	時		日	時	分	海 上	陸 上	
海上	6	1	9	16	8	18.8°N 129.7°E	16	9	50	臺灣東部海面及巴士海峽	—	
"	6	2	9	16	14	19.4°N 129.0°E	16	15	0	"	—	
"	6	3	9	16	20	19.9°N 128.1°E	16	21	20	"	—	
"	6	4	9	17	2	20.1°N 127.9°E	17	3	50	"	—	
"	6	5	9	17	8	20.2°N 127.6°E	17	9	30	"	—	
海上 陸上	6	6 (6-1)	9	17	14	20.4°N 127.2°E	17	15	35	"	臺灣東部	加發 6-1 報
"	6	7 (7-1)	9	17	20	21.0°N 126.0°E	17	21	35	"	"	加發 7-1 報
"	6	8 (8-1)	9	18	2	21.3°N 125.2°E	18	4	5	臺灣附近各海面	臺灣東部及北部	加發 8-1 報
"	6	9 (9-1~ 9-4)	9	18	8	21.4°N 124.7°E	18	9	30	"	"	加發 9-1~9-4報
"	6	10 (10-1~ 10-5)	9	18	14	21.9°N 123.7°E	18	15	40	臺灣附近各海面金門及馬祖海面	臺灣各地區、澎湖、金門及馬祖地區	加發 10-1~10-5報
"	6	11 (11-1~ 11-5)	9	18	20	22.2°N 122.9°E	18	21	35	"	"	加發 11-1~11-5報
"	6	12 (12-1~ 12-4)	9	19	2	22.6°N 122.3°E	19	3	20	"	"	加發 12-1~12-4報
"	6	13 (13-1~ 13-2)	9	19	8	23.1°N 121.5°E	19	9	45	"	"	加發 13-1~13-2報
"	6	14 (14-1)	9	19	14	23.9°N 121.0°E	19	15	45	"	"	加發 14-1報
"	6	15 (15-1)	9	19	20	24.3°N 120.6°E	19	21	20	"	"	加發 15-1報
"	6	16 (16-1)	9	20	2	25.0°N 120.2°E	20	4	20	臺灣海峽、臺灣北部海面、東北部海面、金門馬祖海面	臺灣北部、中部、南部、東北部、澎湖及金門馬祖地區	加發 16-1報
"	6	17	9	20	8	25.9°N 121.5°E	20	9	25	臺灣北部海面、東北部海面、臺灣海峽北部	臺灣北部及東北部地區	
"	6	18	9	20	14	27.1°N 122.8°E	20	15	25	"	"	

艾貝環流相結合，21日2時艾貝颱風強度再減弱為熱帶性低氣壓。

中央氣象局對艾貝颱風整個警報發佈過程，參見表(一)；表(二)為艾貝颱風最佳路徑表，艾貝颱風眼飛機偵察定位表如表(三)，此外表(四)為本局氣象衛星資料接收站，根據所接收的衛星雲圖所作的颱風中心定位；圖5為17日00z起至20日00z每隔12小時的艾貝颱風衛星雲圖。

### 三、艾貝颱風強度與路徑探討

艾貝颱風的強度可分形成（熱帶雲簇→熱帶性低氣壓→輕度颱風）、生長（中度颱風）、成熟（強烈颱風）與衰減（強烈颱風→熱帶性低氣壓）四階段來討論，見圖（6）。

(一)形成期—75年6月9日20時至14日20時。

6月中旬，約位於太平洋上東經130度至150度，北緯7度至20度的間熱帶輻合區（ITCZ）相當活躍，10日11時於東經150度、北緯10度左右有一熱帶雲簇發展（圖7），但由於緯度偏低，科氏作用力較小，因此無法形成結構完整之低壓環流，但此低壓區仍維持強盛的對流運動，且雲簇向西北移行，根據10日、11日、12日的飛機偵察報告，此區域最低氣壓僅1006毫巴，風速10至15公尺，直到12日20時，此低壓區才形成熱帶性低氣壓；之後渦旋度繼續加強，14日20時根據飛機偵察報告（圖8）850毫巴風速增強至50KT，中心氣壓990毫巴，此熱帶性低氣壓發展為艾貝颱風。

(二)生長期—9月14日20時至9月18日20時。

艾貝颱風成為輕度颱風後，暴風範圍也繼續擴大，16日20時增強為中度颱風，17日20時根據飛機偵察報告與風場分析（圖9），700毫巴高度降至2684 GPM，環流與垂直結構完整，紅外線衛星雲圖上清晰可見高層輻散氣流而形成的高層卷雲系，因此研判艾貝颱風仍可繼續增強；依成長過程分析，艾貝颱風強度於16日8時通過東經130度後始顯著增強，由9月10日至20日平均海水溫度圖分析（圖10），北緯20度東經120度至150度平均海水溫度為攝氏28度，此海水溫度理應相當適合颱風發展，但艾貝颱風強度却一直維持於輕度，成長遲緩；而由海水溫度的距平圖分析（圖11），東經130度以東為負距平，以西為正距平，當艾貝颱風移至正距平區後才明顯發展，此海水溫度距平與颱風強度的關係值得更進一步分析研究。

表三、艾貝颱風最佳路徑資料表

Table 3. The best track for Typhoon ABBY

時 間		中 心 位 置		中心 氣壓 (mb)	最大 風速 (m/s)	進行 方向	時速 (km/ h)
日	時	北緯	東經				
14	20	15.4	136.1	990	20	280	47
15	02	16.0	135.4	990	25	300	23
	08	16.6	134.2	985	25	310	20
	14	17.3	133.3	985	25	310	22
	20	17.9	132.1	985	28	305	22
16	02	18.5	130.9	980	28	295	26
	08	19.1	130.0	975	28	310	22
	14	19.3	129.1	975	30	305	20
	20	19.3	128.4	970	33	打轉	
17	02	19.4	127.5	970	33	275	15
	08	19.6	127.1	965	35	295	14
	14	20.3	126.8	965	38	325	14
	20	20.8	126.0	953	45	305	16
18	02	20.8	125.3	953	45	270	13
	08	21.1	124.6	953	45	295	12
	14	21.8	123.5	950	50	305	20
	20	22.1	122.9	945	51	300	13
19	02	22.5	122.2	945	51	305	16
	08	23.1	121.7	945	51	320	13
	14	23.8	121.5	950	40	340	13
	20	24.1	120.7	960	35	295	15
20	02	25.4	120.6	970	33	355	24
	08	25.9	121.3	982	25	45	15
	14	26.7	122.7	985	23	60	25
	20	28.0	123.4	990	20	60	30

(三)成熟期—9月18日20時至19日14時。

艾貝颱風於18日20時增強為強烈颱風後，中心氣壓一直維持在945毫巴，最大風速每秒51公尺，由19日7時42分飛機偵察報告（圖12），艾貝颱風最強風場集中於第1、2象限，此時艾貝颱風達到最強階段，同時也正是侵襲臺灣的時刻。

(四)衰減期—9月19日14時至21日2時。

艾貝颱風強度於中心登陸新港後，環流即遭中央山脈地形破壞，強度迅速衰減，19日14時減弱為中度颱風，20日2時再減弱為輕度颱風，此時大陸高壓所帶來低層冷空氣進入颱風環流，使艾貝颱風繼續衰減為熱帶性低氣壓。

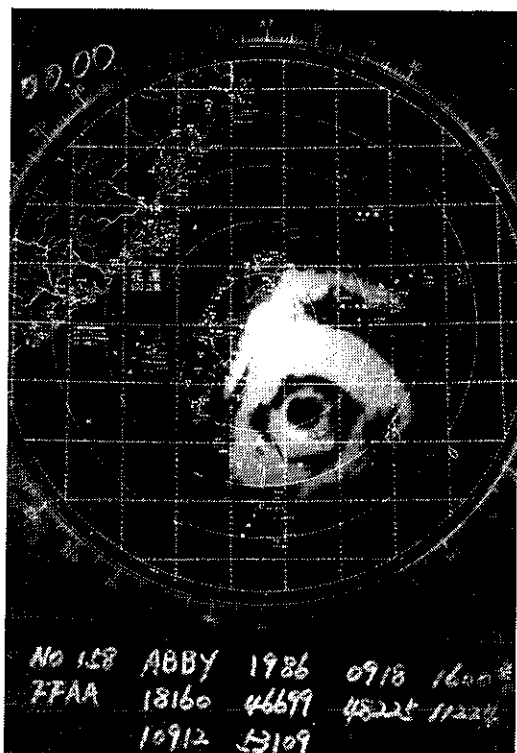


圖 4. 本局花蓮雷達站於9月19日0時所觀測到艾貝颱風回波圖

Fig. 4. The echo observed by the radar of Hwa-Lien stations at 18th 1600 Z Sep. 1986

表四、艾貝颱風飛機偵定位置

Table 4. Eye-fixes for Typhoon ABBY by aircraft

觀測時間(Z)				中心位置		地面最大風速 (浬/時)	海平面最低氣壓 (mb)	700 毫 巴高度 (gpm)
月	日	時	分	北緯	東經			
9	14	12	24	15.2	136.0			
	15	00	27	16.7	134.1	55	987	
	15	03	00	17.5	134.0	45	986	
	15	11	09	17.7	132.2		983	2954
	15	14	08	17.3	132.2		988	2962
	16	02	07	19.6	129.6	70	977	
	16	09	12	19.0	129.2	70		2883
	16	11	42	19.2	127.6			2895
	16	21	57	19.5	127.3	55	968	2797
	17	00	30	19.6	127.2	70	963	2777
	17	11	41	20.9	126.0		953	2684
	17	14	33	21.0	125.5			2688
	17	20	31	21.0	124.7		946	2633
	17	23	29	21.1	124.8	75	943	2605
	18	21	08	22.7	121.3			2585
	18	23	41	23.1	121.7	90	946	2627

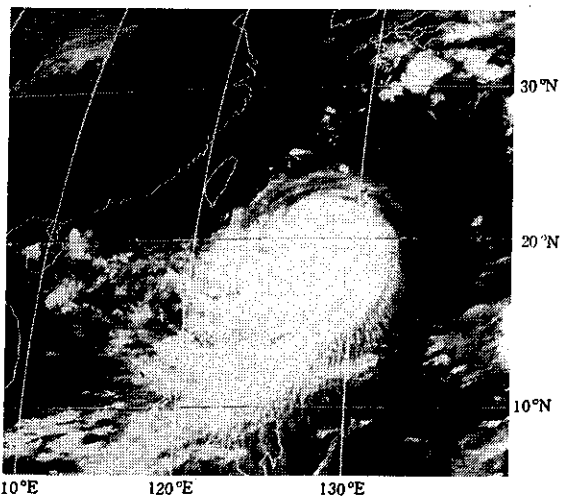


圖 5. 民國75年9月17日0000 Z GMS 紅外線雲圖

Fig. 5. GMS 1R picture imagery Typhoon ABBY at 17th 0000 Z Sep. 1986

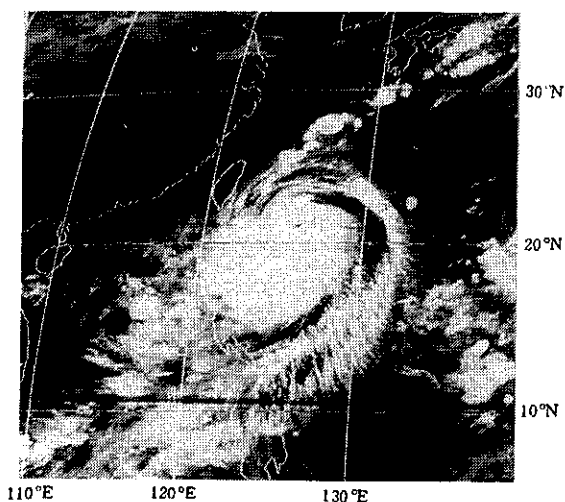


圖5.續(1) 9月17日1200 Z

Fig. 5. (continue) 17th 1200 Z Sep. 1986

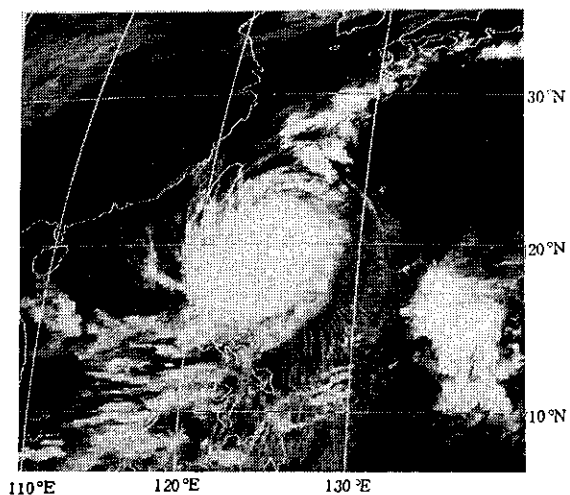


圖 5. 續(2) 9月18日0000 Z

Fig. 5. (continue) 18th 0000 Z Sep. 1986

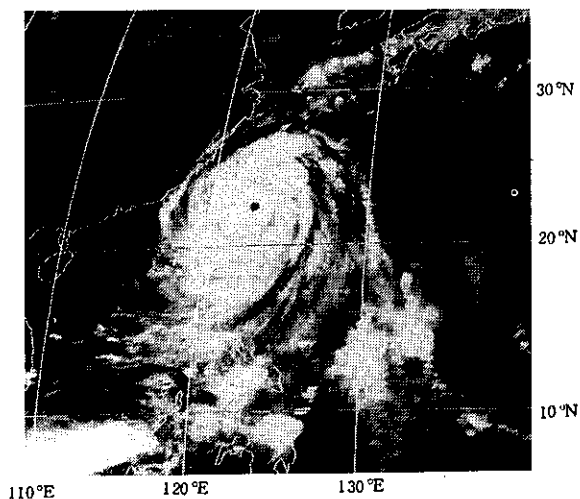


圖 5. 續(3) 9月18日1200 Z

Fig. 5. (continue) 18th 1200 Z Sep. 1986

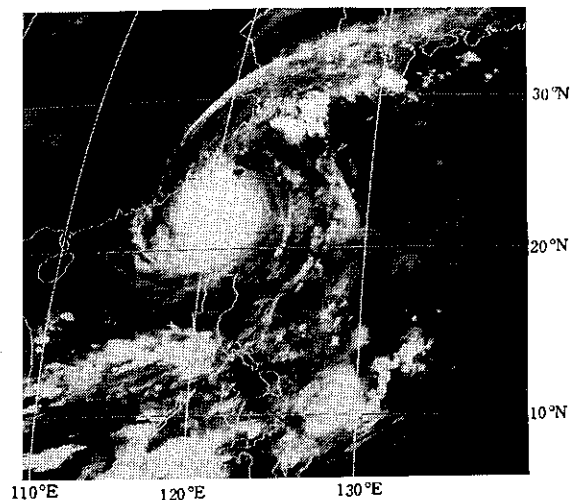


圖 5. 續(4) 9月19日0000 Z

Fig. 5. (continue) 19th 0000 Z Sep. 1986

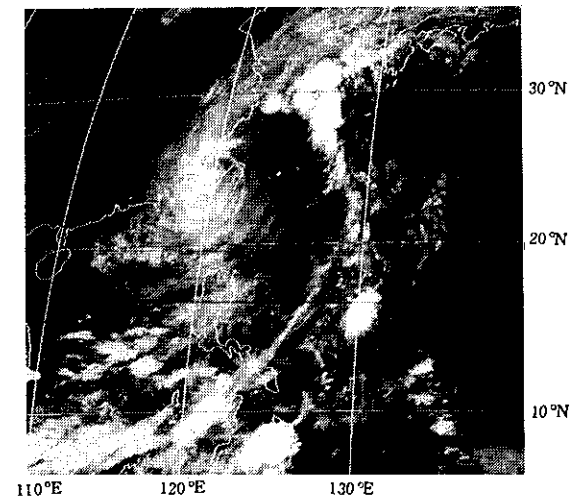


圖 5. 續(5) 9月19日1200 Z

Fig. 5. (continue) 19th 1200 Z Sep. 1986

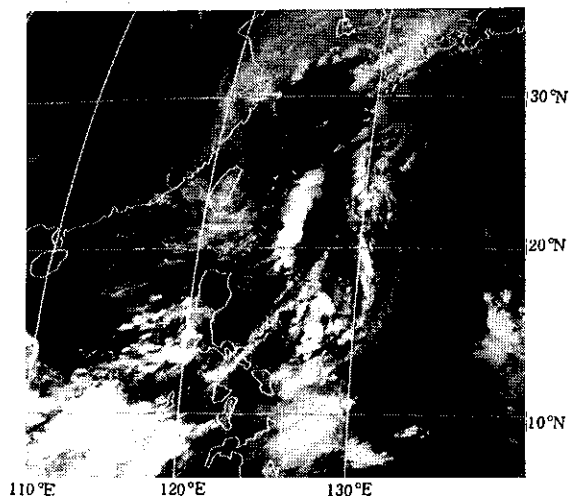


圖 5. 續(6) 9月20日0000 Z

Fig. 5. (continue) 20th 0000 Z Sep. 1986



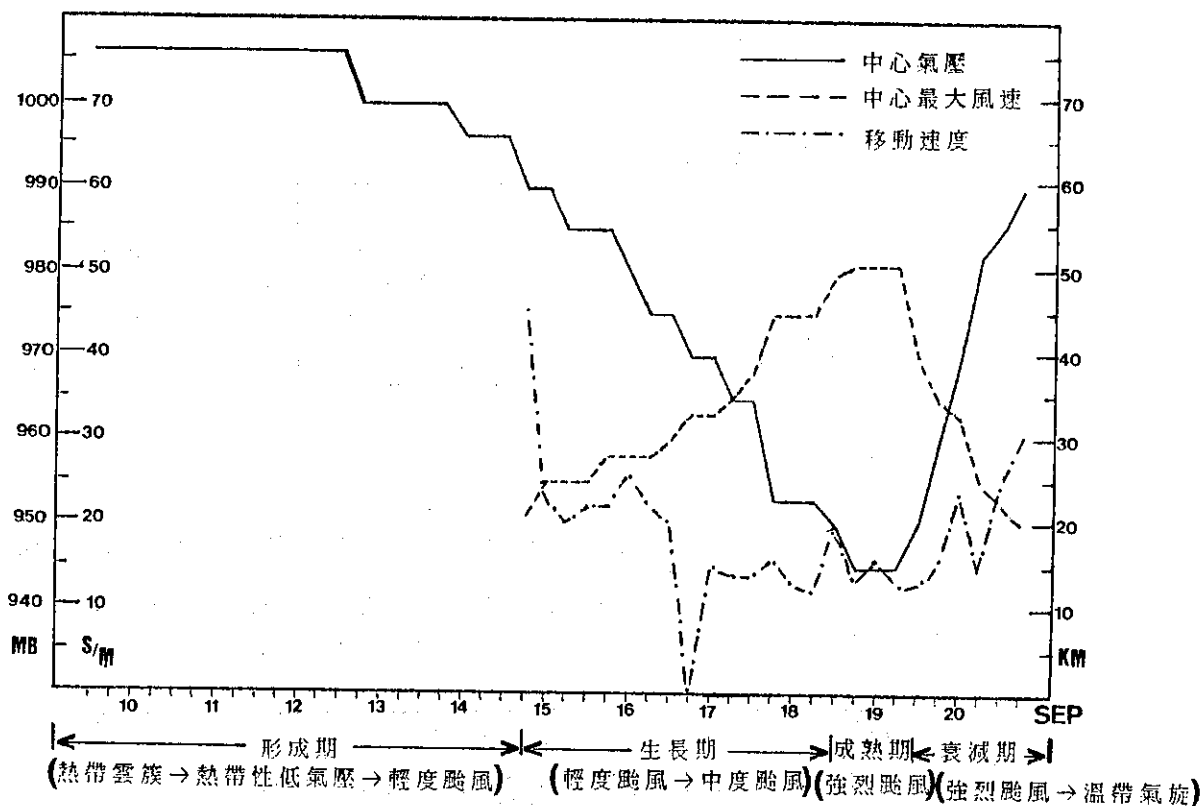


圖 6. 艾貝颱風生命期的四個階段

Fig. 6. The four stages of ABBY's life

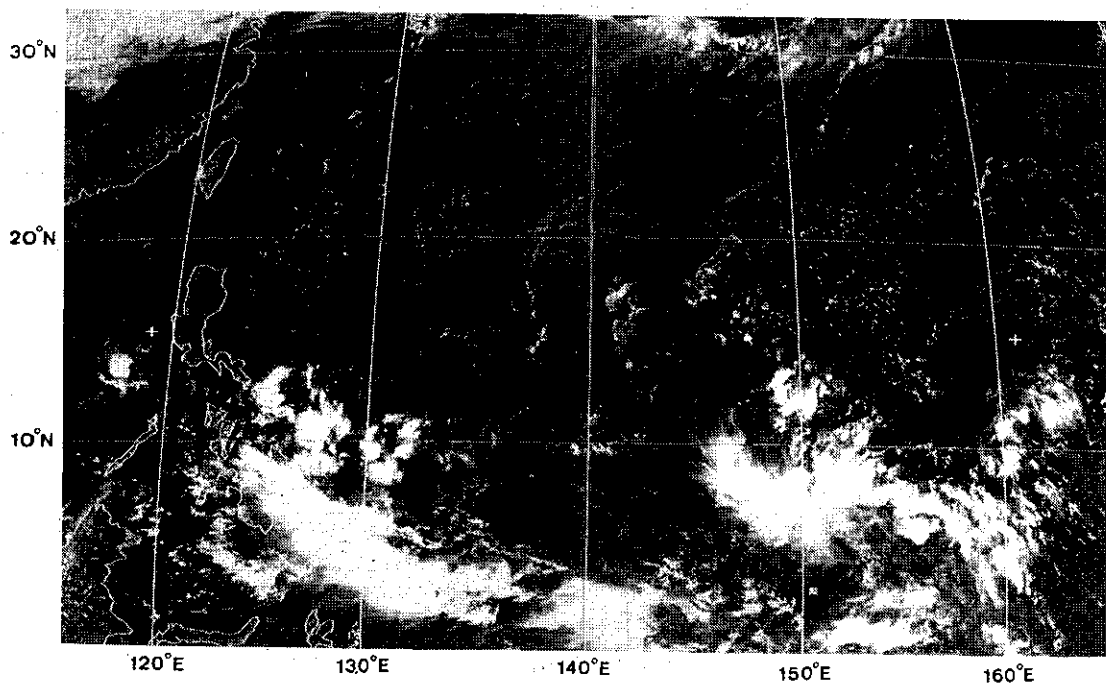


圖 7. 民國75年9月10日03Z可見光衛星雲圖

Fig. 7. GMS VIS picture at 10th 03Z Sep. 1986

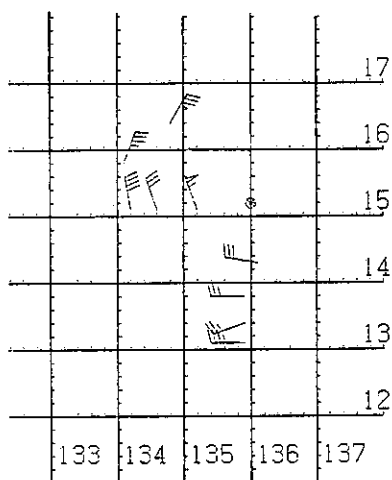


圖 8. 民國75年 9月14日20時飛機偵察艾貝颱風週邊資料

Fig. 8. The ABBY's peripheral data by aircraft at 14th 1200Z Sep. 1986

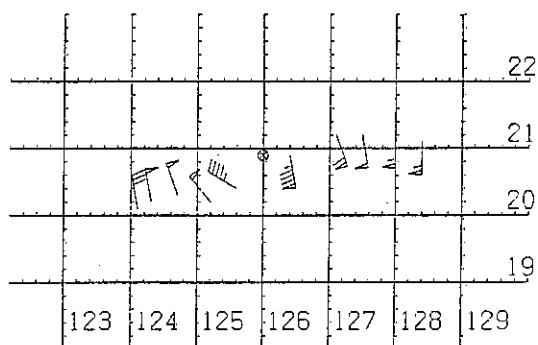


圖 9. 民國75年 9月17日20時飛機偵察艾貝颱風週邊資料

Fig. 9. The ABBY's peripheral data by aircraft at 17th 1200Z Sep. 1986

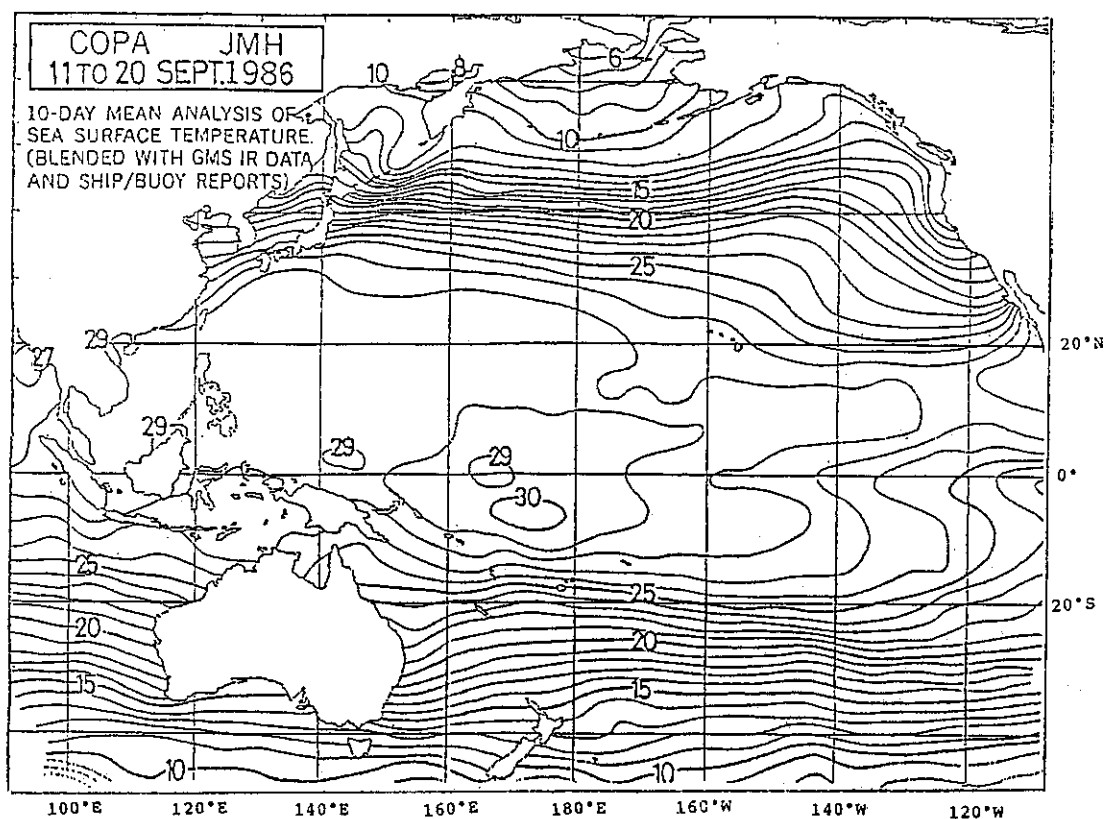


圖 10. 民國75年 9月11日至20日十日平均海水溫度分佈圖

Fig. 10. The Mean sea-surface temperature chart of ten days interval during the period of 11th to 20th Sep. 1986

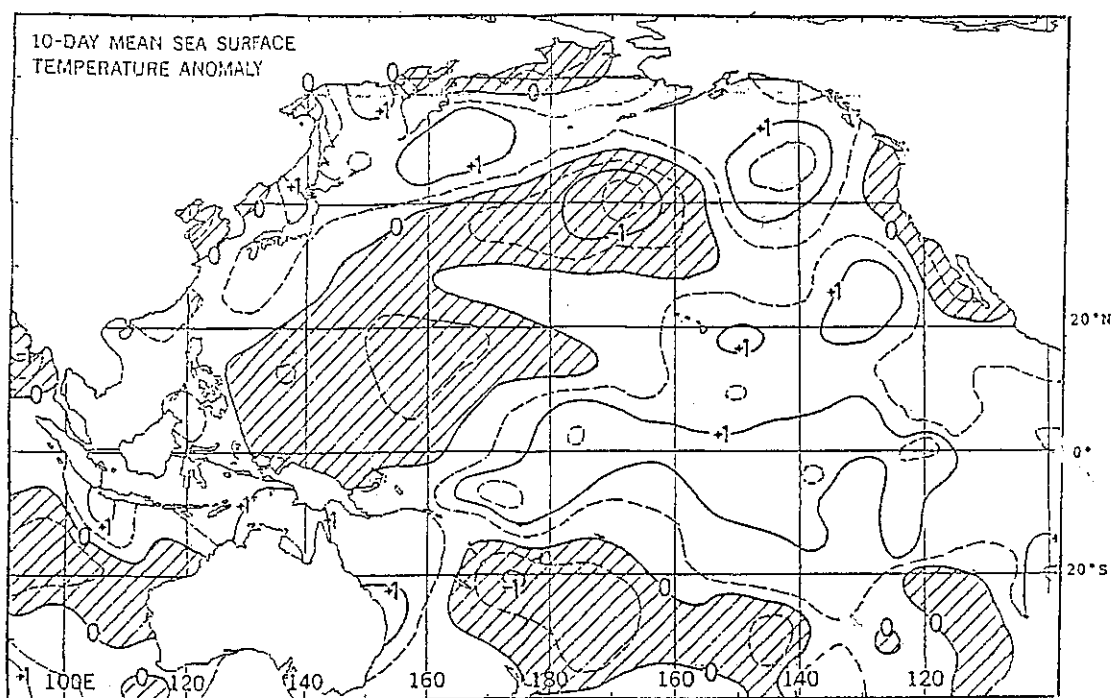


圖 11. 民國75年 9月11日至20日十日常平均海水溫度距平圖

Fig. 11. The mean sea surface temperature anomaly chart of ten days interval during the peroid of 11th to 20th Sep. 1986

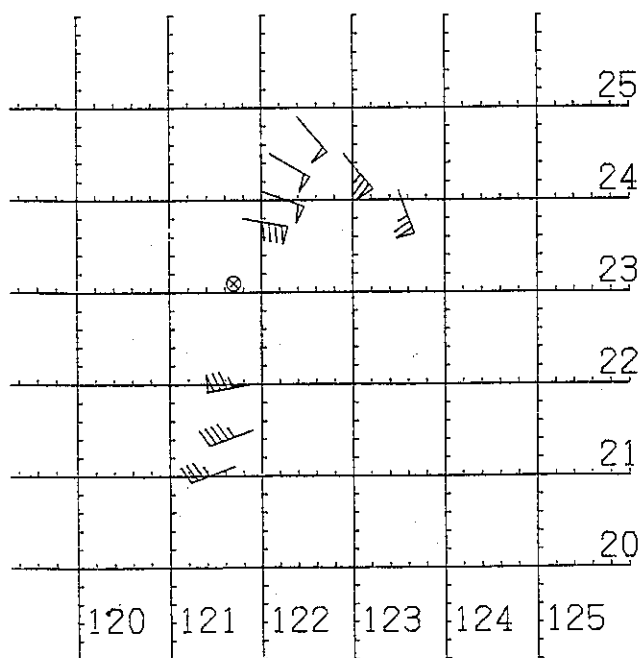


圖 12. 民國75年 9月19日 7時42分  
飛機偵察艾貝颱風周邊資料

Fig. 12. The ABBY's peripheral data by aircraft at 18th 2342Z Sep. 1986

表五、艾貝颱風本局衛星定位表 (中央氣象局)

Table 5. Eye-Fixes for ABBY by Satellite (CWB)

時 間 (Z)				北 緯	東 經	時 間 (Z)				北 緯	東 經
月	日	時	分			月	日	時	分		
9	14	12	00	16.2	136.1	9	17	12	00	20.9	125.9
		18	00	16.3	135.2			16	00	20.8	124.8
		21	00	15.2	135.0			18	00	20.7	125.3
	15	00	00	15.5	134.5			21	00	20.8	125.0
		03	00	16.8	133.8		18	00	00	21.1	124.4
		06	00	17.2	132.6			03	00	21.6	124.3
		09	00	18.4	131.7			06	00	22.0	123.6
		12	00	低層18.9	132.7			09	00	22.5	123.2
				高層18.5	130.8			12	00	22.5	122.7
		16	00	高層18.5	130.5			16	00	22.5	122.1
	16	18	00	高層18.5	130.3			18	00	22.6	121.8
		21	00	19.0	130.1			21	00	22.8	121.8
		00	00	18.4	129.4		19	00	00	23.2	121.5
		03	00	19.0	129.4			03	00	23.5	121.4
		06	00	19.1	129.1			06	00	23.9	121.3
		09	00	19.0	128.7			09	00	24.1	121.2
		12	00	19.8	128.3			12	00	24.2	120.5
		16	00	19.8	128.3			16	00	24.4	120.2
		18	00	19.9	128.2			18	00	24.6	120.1
		21	00	20.3	128.0			21	00	25.3	120.5
	17	00	00	19.8	127.4		20	00	00	25.7	120.8
		03	00	19.9	127.0			03	00	26.2	121.6
		06	00	20.2	126.8			06	00	26.5	121.9
		09	00	20.7	126.5						

艾貝颱風為一標準西進型颱風，9月中旬太平洋高壓位置於東經160度北緯30度，500毫巴太平洋高壓脊線平均位於北緯25度至28度，並西伸至華中華南一帶，由於太平洋高壓強盛，艾貝颱風生成後即沿高壓外圍，維持以23公里速度穩定地向西至西北西進行；16日20時中緯度低壓槽接近艾貝颱風，由16日20時的平均氣流場（圖13）分析，艾貝颱風西北方（東經128度、北緯28度至30度）為氣流鞍形場區，由於主導颱風西進流場減弱，中緯度槽線偏高，也無力牽引其轉北，而使艾貝颱風呈打轉現象；17日14時槽線淺化，太平洋高壓再度西伸，艾貝颱風繼續以15公里速度向臺灣東部海面與巴士海峽迫近。19日清晨7時7分，艾貝颱風於新港登陸，颱風中心就沿著臺東海岸北移，分析逐時颱風詳

圖，艾貝颱風環流受到地形破壞，中心分裂為二，主中心於11點30分左右由花蓮縣的豐濱進入中央山脈，爾後於22點47分從梧棲北方出海進入臺灣海峽；另一中心則偏東部海岸北上，此二中心於20日清晨5點左右於臺灣北部海面合而為一（圖14），然後繼續向東北移動。依過去之經驗，颱風由東部海面逼進臺灣時，於臺灣西部沿海（新竹至臺中一帶）常會有副中心出現，登陸之後副中心將會逐漸發展而取代主中心，但艾貝颱風雖範圍寬廣，結構却不甚完整，因此環流遭地形破壞後，主中心分裂為二，一隨高層中心越過中央山脈；另一則沿東海岸北上，並未如以往出現副中心取代主中心後再重組環流的現象，也因此影響了颱風中心的定位及未來路徑研判。

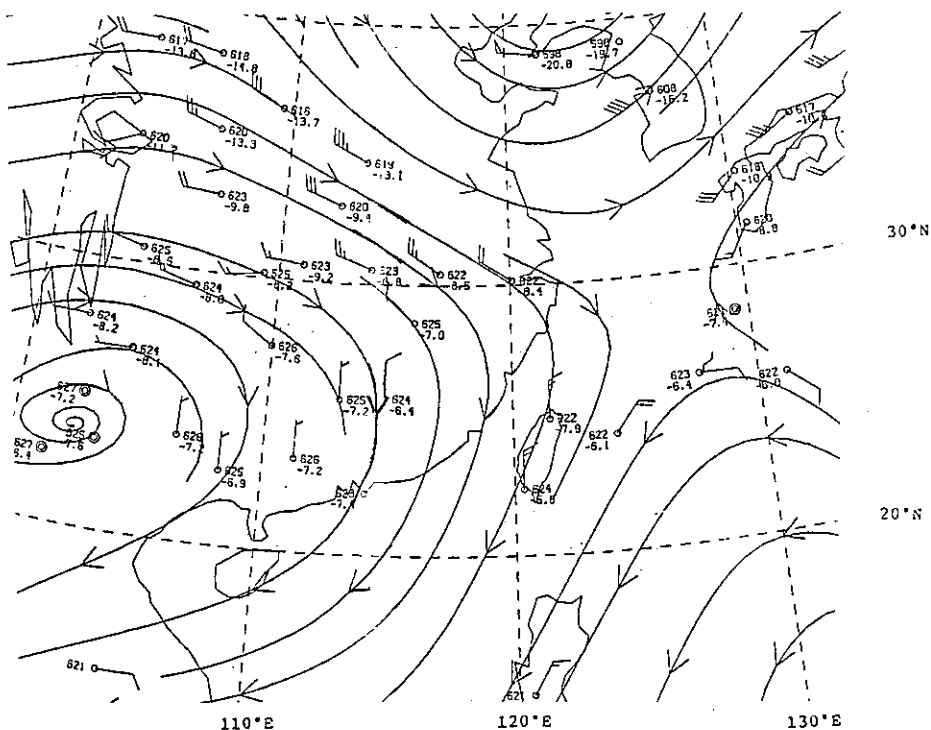


圖 13. 民國75年9月16日20時三層(700、500、300毫巴)平均氣流場

Fig. 13. 3-level (700, 500, 300 mb) mean flow chart at 16th 1200z Sep. 1986.

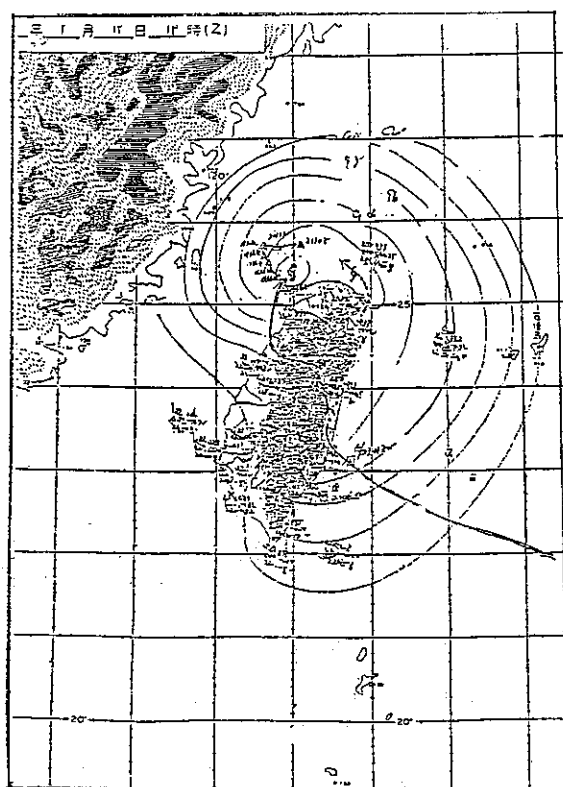


圖 14. 艾貝颱風侵臺期間逐時地面天氣圖(9月19日19Z), 實線為颱風主中心路徑, 點線為颱風次環流中心路徑

Fig. 14. The surface chart of Typhoon ABBY (19th, 1900Z, Sep. 1986), Solidline is main circulation center track and dot line is the secondary circulation center track.

19日8時另一中緯度低壓槽再接近東經120度，太平洋高壓東退，由19日12z 平均氣流場（圖15）分析，存在著明顯導引氣流，使得艾貝颱風偏北移動，並繼續牽引其轉向東北，遠離臺灣地區朝日本南方海面而去，18日至20日艾貝颱風之路徑主要呈一拋物線狀，臺灣地區則為此一路徑的轉折點。

#### 四、艾貝颱風侵臺期間各地氣象情況

##### (一)氣壓

艾貝颱風登陸後，由於強度迅速減弱，因此各地氣壓變化除與颱風中心距離有關外，同時也與颱風強度的衰減有密切關係；最低氣壓出現於颱風中心登陸的新港，氣壓值為961.7毫巴（19日07時07分出現）。由於颱風路徑由西北西轉向西北，再轉北進行，因此各地出現最低氣壓的時間皆有規律由南向北增加（表六），值得注意的是，中南部與東南出現的時刻集中於颱風中心登陸的19日7時左右，而北部與東北部則全部出現在12時以後，顯示與此颱風路徑北移有關，圖16為艾貝颱風侵襲期間氣壓追蹤圖。

##### (二)風力

各地風力出現除海島測站蘭嶼與東吉島每秒62.8公尺（17級以上）及每秒52公尺（16級）的陣風外，臺灣本島以梧棲的每秒49.7公尺（15級）與新港的每秒43.4公尺（14級）最強，而各地出現最大陣風也都在11級以上，風向皆以偏北風向為主，其中彭佳嶼、臺北與日月潭風向却為西南風，且皆在19日20時後出現，此可能與艾貝颱風登陸時臺北、日月潭因地形屏障，東北風較不易吹入有關，而彭佳嶼則與艾貝颱風北上後西南象限所帶來強風有關；各地最大風速與陣風詳見圖17。

##### (三)降水量

由於北部與東北部山區正臨強勁東北風的迎風面，故為最大降雨區，其中以宜蘭山區古魯1087公厘最大，北部的大尖山次之（以上均至20日2時止），艾貝颱風侵襲間各地雨量與分佈（圖18、19）；雖然東南部為颱風眼登陸地，但除新港雨量為222.4公厘外，鄰近的臺東大武僅有60至70公厘雨量，這種在颱風中心附近有風無雨的情況也是相當特殊之現象。

艾貝颱風侵臺期間各地氣象要素極端值與出現時刻請見表（七）。

表 六、艾貝颱風期間各測站最低氣壓出現時間及氣壓值

Table 6. The time of lowest pressure appeared at CWB's stations during Typhoon ABBY passage

區域	測 站	最低氣壓 (mb)	出現時刻
中南部與東南部區域	高雄	982.8	19:03:05
	蘭嶼	970.1	19:03:15
	恆春	980.1	19:03:30
	大武	972.5	19:04:00
	澎湖	987.8	19:04:38
	臺南	982.5	19:05:00
	嘉義	979.1	19:05:20
	臺東	970.8	19:06:45
北部與東北部區域	新港	961.7	19:07:07
	臺中	978.7	19:08:35
	新竹	981.5	19:13:00
	花蓮	978.0	19:13:16
	臺北	983.0	19:13:49
	宜蘭	983.4	19:14:54
	基隆	986.3	19:15:14
	蘇澳	985.7	19:16:00
	彭佳嶼	990.7	19:16:17

#### 五、最佳路徑及各種颱風路徑預報方法之校驗

圖20為艾貝颱風之最佳路徑圖，其中心位置、移動方向及強度可參見表三。

本局目前採用之颱風路徑客觀預報方法有 HURRAN, CLIPER, ARAKAWA ARAKAWA 1, PC, CWB-81 等6種統計預報法，在動力模式上有500毫巴相當正壓模式預報，另外本局也接收到歐洲氣象中心所發佈的 ECMWF 全球模式的500毫巴高度場，作為中緯度槽線深淺

表七、艾貝颱風氣象統計表

艾貝颱風 (ABBY) 編號8613民國75年 (1986年)

Table 7. The meteorological summary of CWB's stations during Typhoon ABBY's passage

測 站	最低氣壓 (mb)		瞬間最大風速 (m/s)						最大風速(m/s)			強風(10m/s)以上	最大降水量 (mm)				降水總量 (mm)	
	數 值	日 時 分	風 向	風速	日 時 分	氣 壓	氣溫	濕度	風 向	風速	日 時 分	日 時 分至日 時 分	一小時 內 值	日 時 分至日 時 分	十分鐘 內 值	日 時 分至日 時 分	數 量	日 時 分至日 時 分
彭佳嶼	990.7	19.16.17	ENE	36.1	19.12.35	993.7	24.6	96	SSW	27.3	20.07.41	17.18.00~20.13.00	21.0	19.03.20~19.04.20	8.2	19.03.40~19.03.50	178.9	18.01.08~20.16.00
基隆	986.3	19.15.14	NE	34.7	18.23.18	997.4	26.0	83	NE	20.3	18.23.28	16.17.15~20.08.50	31.0	19.01.40~19.02.40	13.3	19.02.20~19.02.30	178.3	17.06.25~20.15.00
鞍部	895.3	19.15.15	NNW	48.0	18.21.38	907.7	18.0	100	NNW	20.3	18.23.00	17.17.35~20.05.12	29.3	19.02.03~19.03.03	9.0	19.02.52~19.03.02	655.7	17.16.07~
竹子湖	984.0	19.15.46	W	32.5	18.21.19	998.5	19.3	97	SW	10.3	19.01.30	—	41.5	19.02.00~19.03.00	11.7	19.02.20~19.02.30	653.1	17.17.00~20.15.00
臺北	983.0	19.13.49	NNE	27.0	19.01.18	992.2	25.1	88	SW	11.7	20.04.00	18.21.30~20.05.10	30.5	19.01.40~19.02.04	13.5	19.02.10~19.02.20	186.0	17.17.00~20.16.00
新竹	981.5	19.13.00	NE	25.2	19.01.25	991.4	22.7	97	NE	13.3	19.11.00	18.21.00~19.14.00	29.7	19.02.00~19.03.00	8.5	19.02.20~19.02.30	239.9	17.19.25~20.15.00
臺中	978.7	19.08.35	NNE	28.2	19.02.32	982.3	24.6	83	N	11.3	19.02.40	18.11.50~19.05.40	14.8	20.01.50~20.02.30	4.5	20.01.50~20.02.00	96.3	18.20.45~20.14.45
梧棲	978.7	19.08.59	NNE	49.7	19.01.18	986.0	23.2	93	NNE	33.0	19.05.15	16.07.50~20.02.30	12.5	20.00.50~20.01.50	2.5	19.22.48~19.22.58	75.7	18.14.40~20.12.20
日月潭	872.7	19.05.00	SW	30.0	19.21.35	886.2	17.3	98	SW	15.0	19.21.30	19.15.20~20.03.00	18.0	19.21.00~19.22.00	4.0	19.21.00~19.21.10	134.2	18.17.10~20.12.10
澎湖	987.7	19.04.38	N	41.0	19.00.57	992.0	23.8	82	N	21.0	18.23.50	17.13.50~19.20.10	24.0	19.16.20~19.17.00	7.2	19.16.45~19.16.55	120.4	19.02.20~20.04.20
嘉義	979.1	19.05.20	N	30.4	19.00.25	985.6	23.9	86	N	15.3	18.13.00	18.10.30~19.06.30	27.1	19.18.00~19.19.00	4.0	19.18.40~19.18.50	139.3	19.03.20~20.10.20
阿里山	739.9	19.05.00	WSW	26.8	19.18.59	749.9	11.5	98	NNE	8.4	19.02.00	—	25.2	19.21.00~19.22.00	6.2	19.16.50~19.17.00	287.1	18.16.20~19.15.00
玉山	286.2	19.07.00	—	—	—	—	—	—	NW	15.0	19.18.50	19.07.10~19.21.00	19.0	19.07.00~19.08.00	4.8	19.07.40~19.07.50	326.1	18.04.00~20.16.00
臺南	982.5	19.05.00	N	36.3	18.21.28	990.6	25.0	82	N	21.2	19.02.35	18.02.35~19.18.17	19.0	19.15.00~19.16.00	4.5	19.15.18~19.15.28	137.7	18.23.30~20.08.40
高雄	982.8	19.03.05	NW	34.8	19.03.06	983.0	24.2	96	WNW	21.7	19.08.40	18.17.00~19.20.50	19.0	19.13.00~19.14.00	3.5	19.13.00~19.13.10	148.0	19.00.15~20.05.10
東吉島	981.1	19.05.00	NNW	52.0	19.06.12	986.6	22.2	93	NNW	36.0	19.06.18	16.04.30~20.05.16	10.4	19.14.56~19.15.56	3.8	19.16.48~19.16.58	80.1	19.01.10~20.08.25
恒春	980.0	19.03.30	W	29.6	19.07.25	984.5	22.6	100	W	13.1	19.09.50	19.02.10~19.12.40	12.6	19.11.20~19.12.20	4.5	19.12.06~19.12.16	119.8	18.11.05~20.07.18
蘭嶼	970.1	19.03.15	WSW	62.8	19.06.38	973.4	22.3	100	WSW	45.0	19.06.40	15.22.30~	65.0	18.23.00~18.24.00	15.0	18.23.30~18.23.40	271.7	18.01.10~20.07.23
大武	972.5	19.04.00	S	18.1	19.04.07	974.2	27.4	69	S	8.6	19.04.00	—	8.9	19.14.00~19.15.00	2.0	19.13.30~19.13.40	74.5	18.10.30~19.23.45
臺東	970.8	19.06.45	N	28.2	19.01.03	975.0	27.8	70	SSW	13.5	19.14.30	19.11.55~19.15.25	8.5	18.23.00~18.24.00	2.5	18.23.10~18.23.20	63.9	18.16.40~20.13.00
新港	961.7	19.07.07	N	43.4	19.01.47	969.6	24.2	93	N	25.2	19.00.10	17.08.30~20.06.10	37.9	19.09.00~19.10.00	10.8	19.03.30~19.03.40	222.4	18.04.35~20.13.30
花蓮	978.0	19.13.16	NNE	33.3	19.00.21	987.2	27.0	87	NE	18.4	19.00.30	17.21.00~19.13.00	26.5	19.01.41~19.02.41	11.0	19.00.02~19.00.12	269.4	18.14.50~20.15.30
宜蘭	983.4	19.14.54	E	22.1	19.09.55	989.7	24.0	98	ENE	14.7	19.02.00	18.21.00~19.12.50	19.3	19.00.45~19.01.45	9.8	19.01.20~19.01.30	175.3	17.17.00~20.14.40
蘇澳	985.7	19.16.00	ESE	33.4	19.08.58	988.8	24.5	98	ESE	17.2	19.08.54	18.12.10~19.21.10	31.3	18.19.10~18.20.10	14.0	18.19.55~18.20.05	303.1	17.06.50~20.15.30

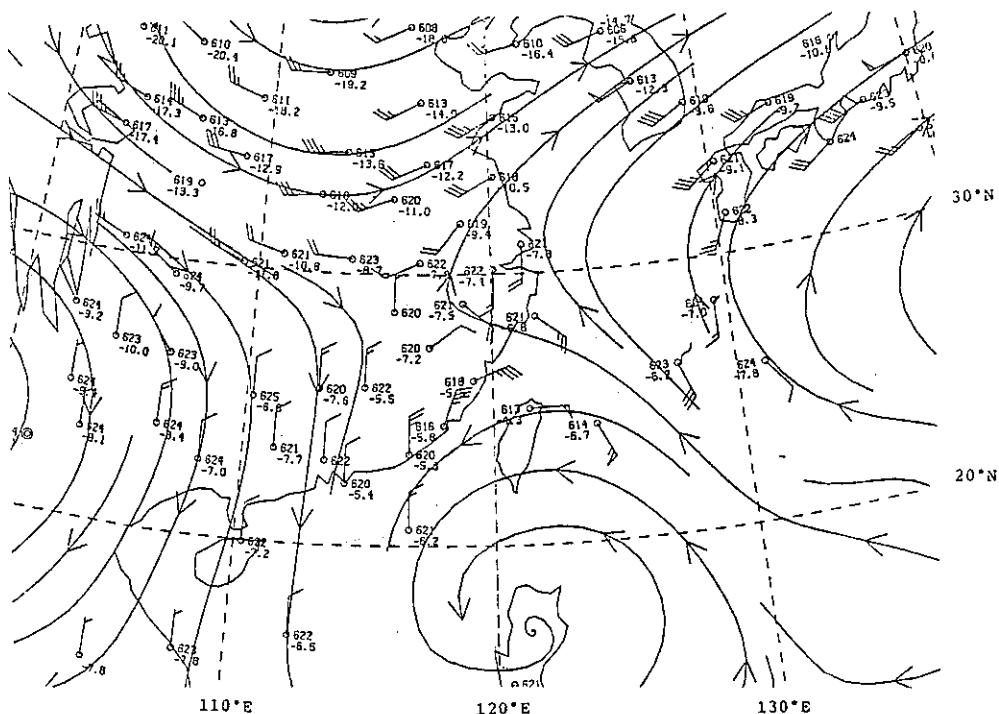


圖 15. 民國75年9月19日20時三層(700、500、300毫巴)平均氣流場

Fig. 15. 3-level (700, 500, 300 mb) mean flow chart at 19th 1200z Sep. 1986.

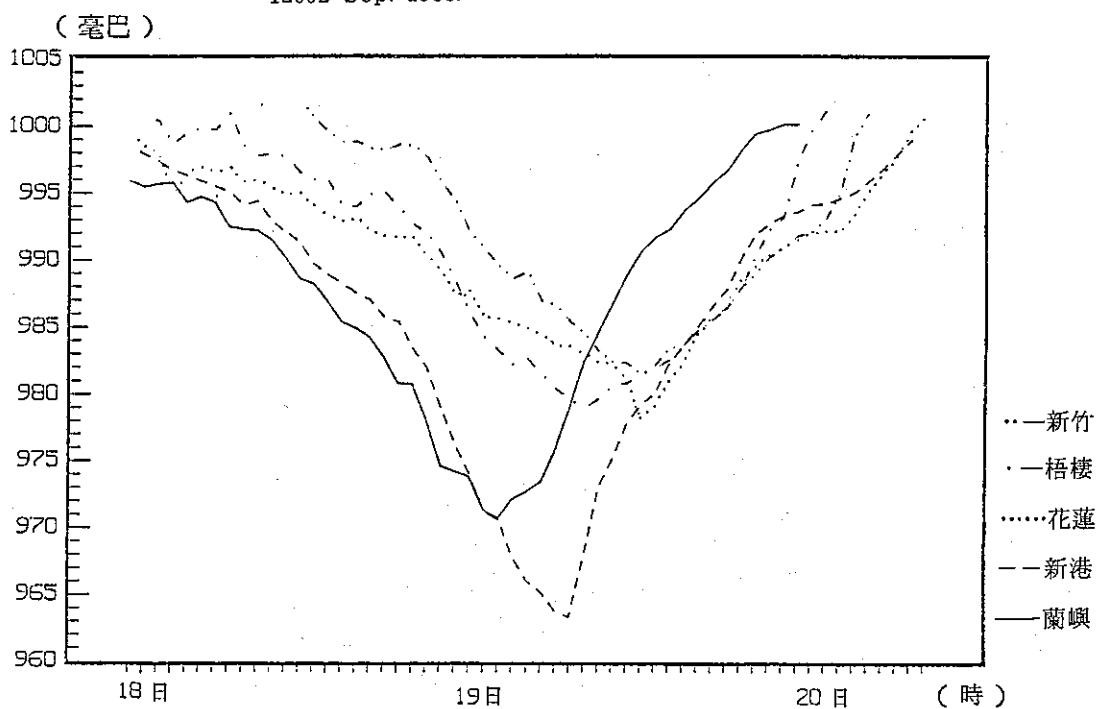


圖 16. 艾貝颱風侵臺期間新港、蘭嶼、花蓮、梧棲、新竹逐時氣壓變化圖

Fig. 16. The variation of the pressure during ABBY's passage



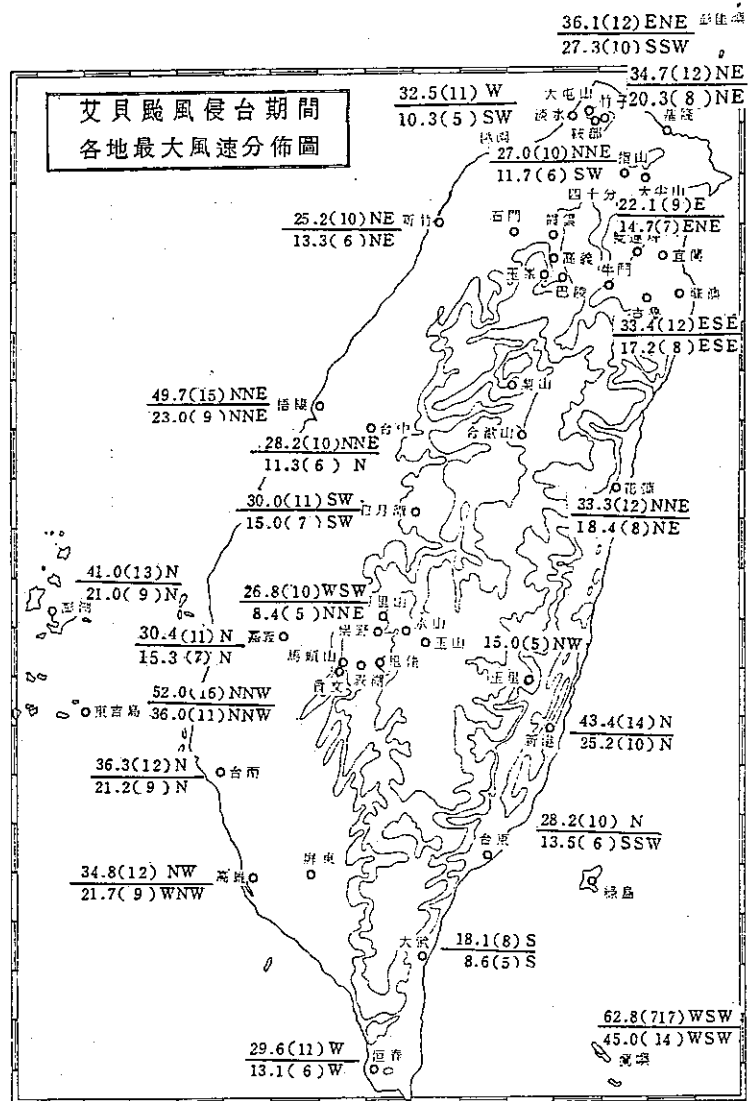


圖 17. 艾貝颱風侵臺期間各地最大風速(m/s) (平均及瞬間) 分佈圖  
Fig. 17. The maximum sustained wind and gust during the period of ABBY affecting

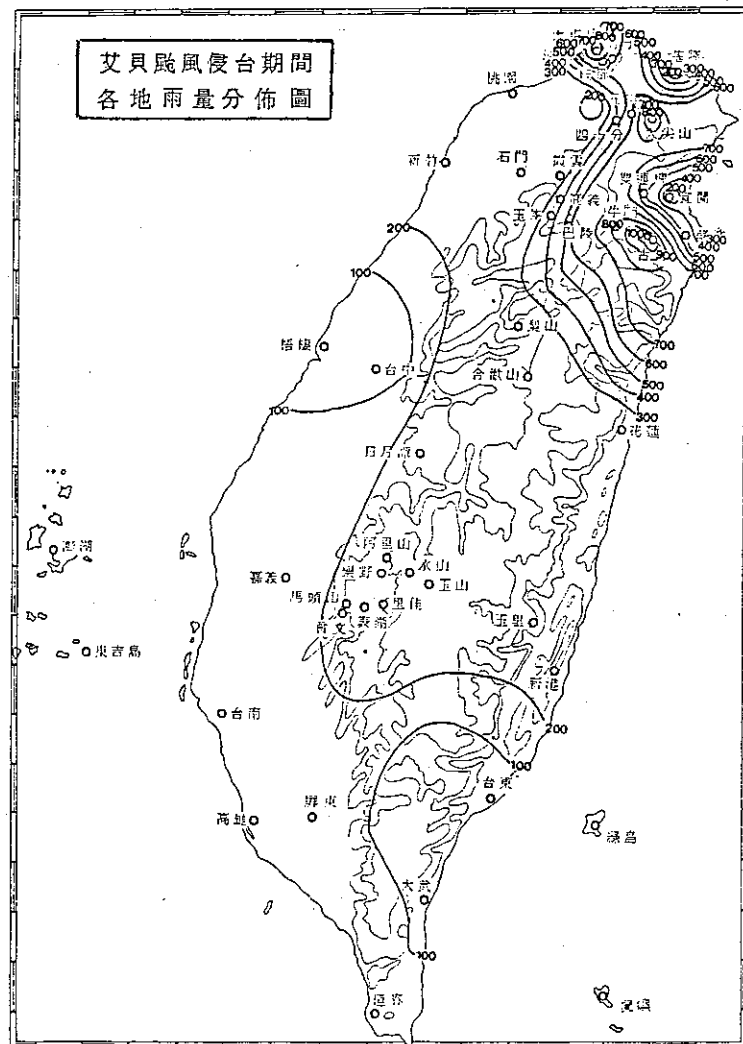


圖 18. 艾貝颱風侵臺期間各地雨量分佈圖  
Fig. 18. The distribution of rainfall during ABBY's passage

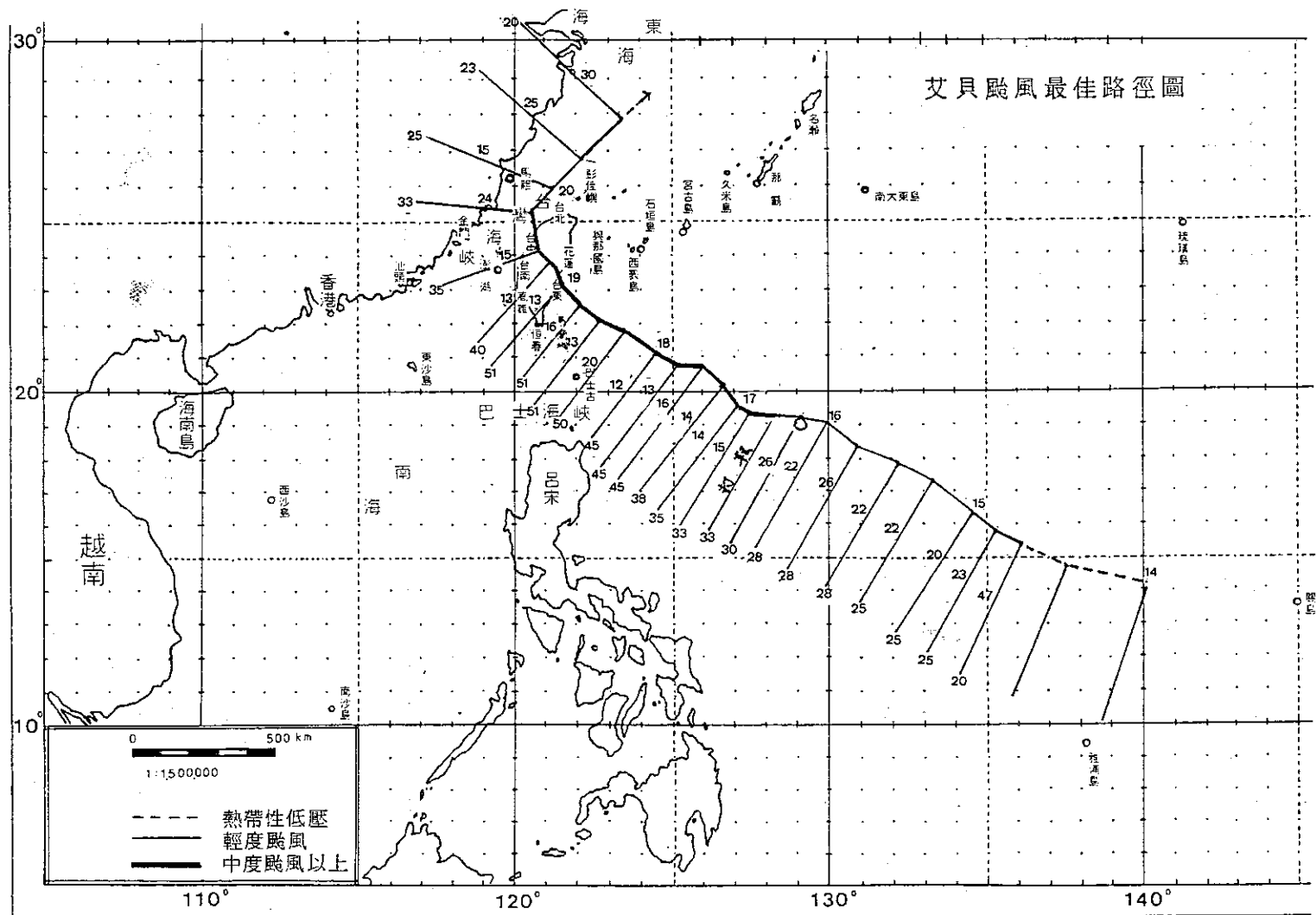


圖 19. 艾貝颱風最佳路徑圖

Fig. 19. The best track of typhoon ABBY

表 八、各種客觀颱風路徑預報法之角偏差比較 (24小時)

Table 8. The Comparison among different objective forecastings errors (24 hours) for ABBY

誤差 (Km) \ 預報法 預報時間 (Z)	ARAKAWA	ARAKAWA 1	HURRAN	CLIPER	CWB-81
1 6 1 2	255	345	115	177	142
1 6 1 8	162	180	114	147	115
1 7 0 0	173	199	240	121	250
1 7 0 6	143	277	175	93	185
1 7 1 2	184	249	201	437	182
1 7 1 8	176	235	210	423	154
1 8 0 0	263	252	166	216	218
1 8 0 6	266	303	207	215	259
1 8 1 2	203	196	173	139	152
1 8 1 8	136	209	31	101	69
1 9 0 0	133	136	156	498	113
1 9 0 6	24	24	183	101	131
1 9 1 2	11	141	120	723	83
1 9 1 8	78	24	151	735	105
2 0 0 0	146	187	322	871	231
2 0 0 6	260	415	328	376	325
平 均 誤 差	163	211	181	336	170

與太平洋高壓強度研判，而此種資料正為主導颱風行徑主要系統。

在各種客觀路徑預報中以 ARAKAWA 誤差163公里最佳，其次為 CWB-81 誤差170公里，而以 CLIPER 誤差336公里最差（表八）；各氣象機構的24小時預報則以關島（PGTW）誤差161公里最佳，本局（CWB）預測位置誤差為181公里，表九。

動力模式對艾貝颱風路徑的預報，不論是 500 毫巴相當正壓模式或 ECMWF 模式，對颱風未來路徑趨勢的預報也都有很好的結果；圖 21 為 ECMWF 9月12日至16日96小時500 毫巴預報圖

與 9月13日至17日72小時 500 毫巴預報圖，不論72 與96小時預報中，9月18日與19日臺灣地區在 500 毫巴預報場皆有明顯低壓系統存在，20 日時東經 120度有明顯低壓槽移入，在臺灣地區低壓系統併入此低壓槽，此與艾貝颱風的行徑與侵襲本島的時間相當吻合，分析 ECMWF 對艾貝颱風行徑預報結果良好的原因，可能為對北緯30度的太平洋高壓脊之預測都未有減弱的趨勢而與實際相吻合有關，因此 ECMWF 的預報資料在爾後對太平洋高壓強弱的掌握，與颱風行徑預報應用上，極具參考價值。

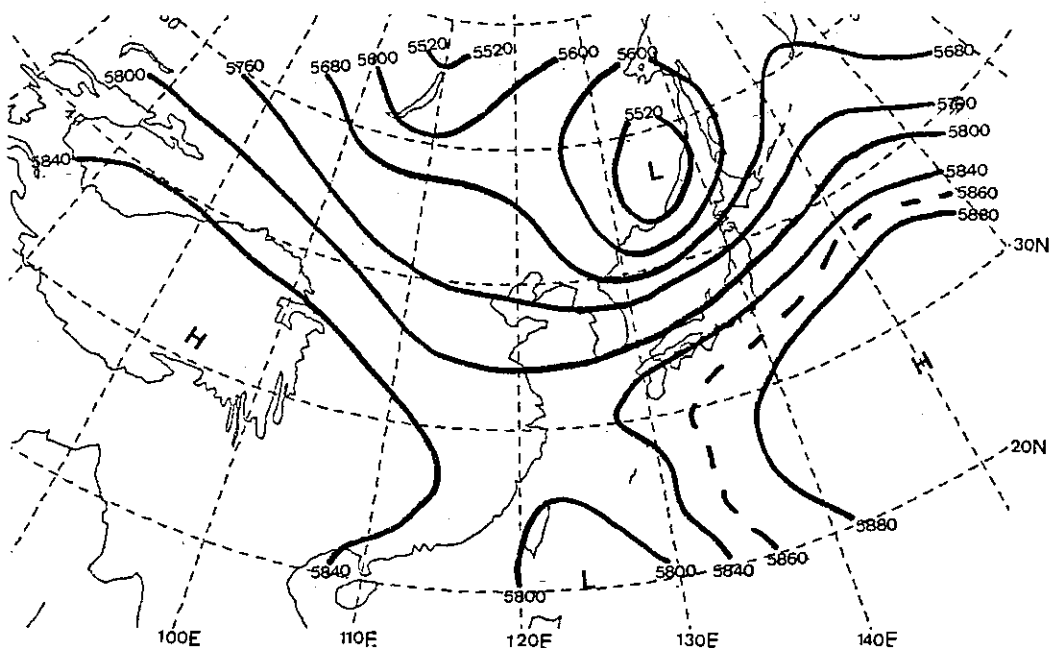


圖 20. ECMWF 9月14日20時預測9月18日0時500毫巴高度場96小時預測圖  
Fig. 20. ECMWF=14th 1200 Z Sep. forecast 18th 1200 Z Sep. 96hrs 500 mb geopotential predict chart.

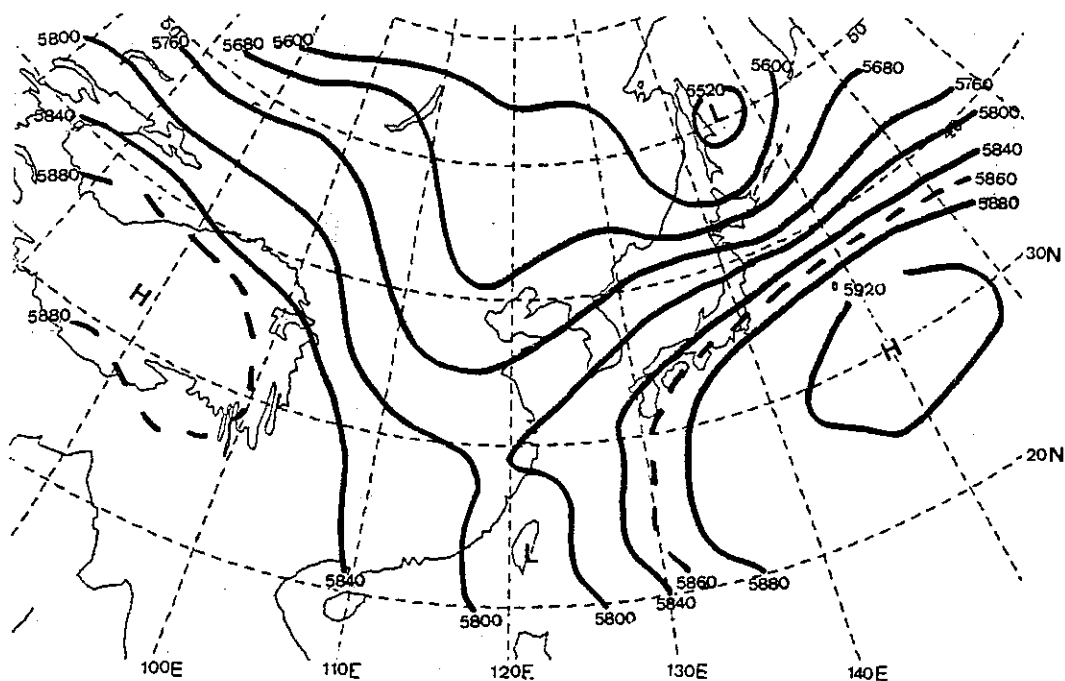


圖21. (續1) ECMWF 9月16日20時預測9月19日20時500毫巴高度場72小時預測圖  
Fig. 21. (continue) ECMWF 16th 1200 Z Sep. forecast 19th 1200 Z Sep. 72hrs 500 mb geopotential predict chart

表 九、艾貝颱風路徑24小時路徑預報位置誤差  
(公里) 校驗表

Table 9. 24 hours forecasting errors  
verification for ABBY (Km)

氣象機構 誤差 (Km) 預報時間(Z)	中 央 氣象局	關 島 美 軍	日 本 氣象廳	中 國 大陸 北 平	香 港
1 6 1 8	152	166	567	107	
1 7 0 0	183	243	385	220	
1 7 0 6	218	345	298	215	
1 7 1 2	152	51	132	265	
1 7 1 8	136	93	134	184	
1 8 0 0	196	98	212	87	
1 8 0 6	194	174	167	136	
1 8 1 2	112	226	309	182	
1 8 1 8	92	209	285	246	
1 9 0 0	60	155	90	132	167
1 9 0 6	151	203	103	160	
1 9 1 2	182	145	138	127	130
1 9 1 8	252	134	111	61	204
2 0 0 0	209	82	123	74	265
2 0 0 6	391	89	288	207	464
平 均 誤 差	181	161	198	164	246

颱風的定位，影響颱風未來行徑之預測，各國之氣象作業單位對艾貝颱風所作定位位置誤差見表十，其中以 BABJ 的36公里誤差最小，本局41公里誤差居次。

## 六、災 情

### (一)交通方面

- 1.鐵路方面：颱風侵襲期間，因風雨甚大，花東鐵路橋樑被沖毀停駛，其他各線一度暫行通車。
- 2.公路方面：蘇花、北橫、中橫、南橫公路及花東海岸公路，因坍方交通中斷。
- 3.港務方面：高雄港八艘船斷纜在港內飄流，另有一貨櫃輪飄流至屏東東港小琉球附近擱淺，

表 十、艾貝颱風路徑主觀定位誤差校驗表

Table 10. Subjective forecasting errors  
verification for ABBY

單位：公里 Unit: Km

氣象機構 誤差 (Km) 時間(Z)	中 央 氣象局	關 島 美 軍	日 本 氣象廳	中 國 大陸 北 平	香 港
1 6 0 0	45	24	69	53	
1 6 0 6	15	56	59	24	
1 6 1 2	73	62	59	78	
1 6 1 8	87	99	84	112	
1 7 0 0	84	15	49	10	
1 7 0 6	43	15	22	22	
1 7 1 2	22	15	11	23	
1 7 1 8	56	55	22	35	
1 8 0 0	34	11	15	22	21
1 8 0 6	23	38	15	24	
1 8 1 2	11	22	11	11	24
1 8 1 8	22	15	24	24	23
1 9 0 0	20	30	0	15	30
1 9 0 6	52	22	37	46	61
1 9 1 2	24	89	152	77	99
1 9 1 8	59	73	53	20	30
2 0 0 0	20	103	66	20	
平 均 誤 差	41	44	42	36	41

花蓮港有一艘工作船在外港飄流。

### (二)農業方面

- 1.農田損失估計金額約3億7百萬元，包括農田流失29公頃、埋沒1公頃，另颱風侵襲間，正逢農曆的8月15至16日，受到漲潮之影響引起嚴重海水倒灌，農田受損3547公頃，其中以雲林縣的口湖和嘉義縣的布袋因海水突破海堤，災情最為嚴重。
- 2.農作物損失總計37億5千萬元，其中水稻損失14億1千萬元，被害面積達56569公頃，災情以彰化、雲林、臺南等三縣較重。其他農作物損失23億3千9百萬元，被害面積高達89422

公頃，其中以沿海地區所植蔬菜、玉米、落花生因鹹風吹襲致枯萎受損較重。

3.畜牧及林業方面，畜禽與畜禽舍損失達2億2千萬元；而各林區損失2千5百萬元，公私有林損失3百萬元。

#### (三)漁業方面

漁業損失總額為3億3千1百萬元，其中漁港及漁業公共設施受損21處，損失1千5百萬元，漁船包括動力漁船、舢舨、漁筏等流失、損毀258艘，漁具流失180件，計損失1千萬元，魚塭及淺海養殖受害面積1.722公頃，魚類流失損失3億6百萬元。災情以雲、嘉兩縣最嚴重，合計損失金額達3億餘萬元。

#### (四)水利設施方面

堤防沖毀592公尺，受損1.155公尺，連同其餘灌溉工程的沖毀與受損，總計損失達9千5百萬元。

#### (五)電力與電信方面

1.電力方面：由於艾貝颱風的強勁風力，及所挾帶海水鹽分侵蝕絕緣礙子，使得電力配輸線路嚴重跳脫，停電用戶達36萬9千戶，佔全省用電戶的40%，創下罕見停電記錄。

2.電信方面：全省45萬7922戶電話不通，3284條電纜受損，3562根電線桿折斷，1萬2841根頃倒，損失達4億6千萬元。

#### (六)房屋倒塌及傷亡

艾貝颱風過境，臺灣地區共有12人死亡，2人失

蹤，39人輕重傷，房屋全倒98間，半倒312間。

## 七、結 論

(一)艾貝颱風其行徑雖一度受中緯度低壓槽牽引作用而呈打轉外，由於北方太平洋高壓強盛，故其路徑呈拋物線狀，為標準西進型颱風。

(二)艾貝颱風登陸臺灣時，由於環流遭地形破壞，中心分裂為二，主中心隨高層環流越過中央山脈於梧棲出海，另一中心則沿東海岸而上，臺灣西部並未如以往登陸東部的颱風有副中心的出現。

(三)艾貝颱風由低壓區發展為熱帶性低氣壓，再增強為颱風之時間長達5日，然後由輕度增強為中度也長達2日，此種成長速度緩慢之現象，可能與海水溫度距平有關。

(四)艾貝颱風侵臺期間，由於與北方大陸高壓形成強勁東北風，又正逢農曆8月15、16日海水漲潮，使得人民生命財產與各項農作物、交通電信、電力等都造成極大損失。

(五)24小時艾貝颱風中心位置預報誤差，中央氣象局為181公里，日本氣象廳為198公里，關島為161公里；另外歐洲氣象中心的ECMWF全球模式，對艾貝颱風行徑與太平洋高壓強弱的預測亦有良好的表現，值得爾後預報參考。

本文的目的在於對艾貝颱風做一番全盤性的分析與檢討，希望其結果，能有助於爾後再有類似颱風時在預報作業上有所助益。

# Report on Typhoon Abby of 1986

*Yu-Chi Lee*

Forecasting Center C. W. B.

## ABSTRACT

Abby, the 13th typhoon occurring in the northwest Pacific was the 6th typhoon that influenced Taiwan in 1986.

Abby, originally generated over the northern waters of the Pacific from a tyropical disturbance at 1200z Sep. 14, 1986. Its central pressure lowered to 945 mb with maximum sustained surface wind of 51 m/s. Abby passed through the Taiwan area during 19-20 Sep. 1986. Its life span was 6 $\frac{1}{4}$  days.

Abby was a standard westward typhoon whose track was affected by the northern subtropical high. Five objective methods, ARAKAWA, HURRAN, CLIPER, CWB-81, and PC, were compared to evaluate the accuracy of typhoon track prediction. It was found the HURRAN was the best one in this case.

Key Words: Steeing Flow

統一編號：

09085770066

ISSN 0255-5778

Volume 34, Number 4

Dec. 1988

# METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

## CONTENTS

### Articles

- On the Objective Analysis in Data—Sparse Regions .....  
.....*Lie-Shieu Fang and Tzay-Ming Leou* (261)
- A Preliminary Study on the Western Pacific Upper-Tropospheric Cold  
Vortices in the Warm Months of 1985-1986.....  
.....*George Tai-Jen Chen, Lai-Fa Chen, Lan-Fan Chow and Yu-Chi Lee* (275)
- A Preliminary Analysis of the Low-Level Jet and Mesoscale Convective  
Systems over Subtropical China during Mei-Yu Season: The Case  
of June 1-3, 1983..... *Chin-Piao Pu and George Tai-Jen Chen* (285)
- The Comparison between Developed MCS and Non-Developed MCS in  
Environmental Conditions.....  
..... *Ming-Sen Lin, Shi-Min Lin and Shin-Ting Wang* (298)
- A Preliminary Study of Fog Occurrence in Taiwan.....  
.....*Mong-Chin Chen and Chi-Hsun Chi* (308)

### Report

- Report on Typhoon Abby of 1986 .....*Yu-Chi Lee* (319)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Kung-Yuan Road, Taipei

Taiwan, Republic of China

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字第○九七六號  
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類