

題名	作／譯者	卷期號	頁碼	出版年
應用厚度圖預報台灣低氣壓之發生及鋒面動向之研究	徐晉淮	15/01	1	1969.03
台北臭氧層全量之垂直分佈研究	呂世宗	15/01	17	1969.03
台灣地區地震速度及莫和層	徐明同 楊景標	15/01	22	1969.03
物理與經驗觀點談降水量預報	蔣志才	15/01	33	1969.03
民國五十七年颱風調查報告第一號颱風娜定	省氣象局	15/01	42	1969.03
近年來美國颶風預報研究成果暨檢討	陳毓雷	15/01	51	1969.03
-----	-----	-----	-----	-----
鹽寮下寮二地放射性背景計數與氣象因數之關係研究	呂世宗 陳福來	15/02	1	1969.06
示波槽化現象之理論解析	林瑞山	15/02	9	1969.06
台中市氣候	張月娥	15/02	19	1969.06
五百毫巴面上北太平洋中部高空槽及高壓與颱風路徑之關係	羅字振	15/02	33	1969.06
民國五十七年颱風調查報告第二號颱風范迪	研究室	15/02	47	1969.06
-----	-----	-----	-----	-----
台北都市氣候與空氣污染關係	鄭子政	15/03	1	1969.09
台灣雨量與高空氣流型關係之研究	魏元恆	15/03	8	1969.09
台灣之雨量分佈	戚啓勳	15/03	26	1969.09
氣候與文化	鄭子政	15/03	48	1969.09
民國五十七年颱風調查報告第三號颱風艾琳	研究室	15/03	55	1969.09
民國五十七年北太平洋西部颱風概述	研究室	15/03	66	1969.09
-----	-----	-----	-----	-----
崙坪觀測太陽黑子相對數及K因素之分析	謝德郎	15/04	1	1969.12
阻塞高壓對台灣天氣影響之研究	徐晉淮	15/04	6	1969.12
研究台北臭氧全量與噴射氣流位移之關係	呂世宗	15/04	20	1969.12
論熱帶風暴孕育發展之氣象條件	陳毓雷	15/04	29	1969.12
民國五十八年颱風調查報告第一號颱風歐拉	研究室	15/04	44	1969.12
民國五十八年颱風調查報告颱風貝蒂	研究室	15/04	52	1969.12

氣象學報

季刊

第十五卷 第一期

目次

論著

- 應用厚度圖預報臺灣低氣壓之發生及鋒面動向之研究……徐 晉 淮……(1)
臺北臭氧全量之垂直分佈研究……呂 世 宗……(17)
臺灣地區地震波速度及莫和層……徐 明 同 楊 景 標……(22)
物理與經驗觀點談降水量預報……蔣 志 才……(33)

報 告

- 民國五十七年颱風調查報告第一號颱風娜定……臺灣省氣象局……(42)

其 他

- 近年來美國颶風預報研究成果暨檢討……陳 毓 雷……(51)

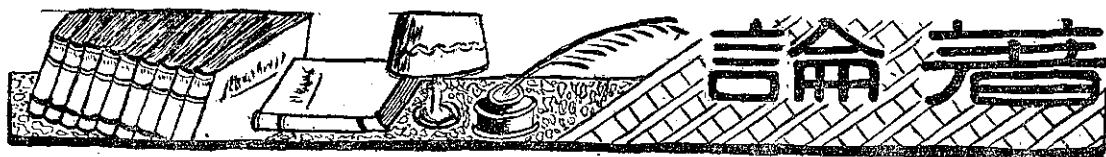
氣象學報

(季刊)

第十五卷 第一期

主 編 者 臺灣省氣象局氣象學報社
地 址 臺北市公園路六十四號
電話：二 四 一 四 一
發 行 人 劉 大 年
社 長 劉 大 年
電話：二 二 八 四 〇
印 刷 者 文 英 印 書 公 司
地 址 臺 北 市 三 水 街 七 號
電話：三 三 四 七 二 四

中 華 民 國 五 十 八 年 三 月 出 版



應用厚度圖預報臺灣低氣壓 之發生及鋒面動向之研究*

徐 晉 淮

*A Study of Forecasting Cyclogenesis in Taiwan
and Front Movement by 700-1000mb Thickness Chart*

Chin-huai Hsu

Abstract

From January to March every year, the low pressures occurred in Taiwan area have direct influence not only on Taiwan weather but also on the weather of Japan within 24 hours. For this reason the sailors always regard the navigation in this area as an adventure during this period.

The average frontal zone of this period lies over 25°N , across north Taiwan. Taiwan is on the boundary between southeastern Asia and western Pacific, where cold air and warm air can meet together. That often causes a wave in frontal zone. Thereupon there will be a cyclogenesis in Taiwan area.

Based on the theory of thickness charts this study was to forecast and check cyclogenesis in Taiwan area. The result is as follows:

1. The border between the scattered isopycnic lines and the thickened ones in 700-1000mb thickness charts is where the frontal zone lies. If the frontal zone is located near Taiwan, we may have a cyclogenesis in Taiwan area.

2. To locate the frontal zone in 700-1000mb thickness chart, that is the area of most concentrated isopycnic lines. If isopycnic lines area arch-shaped curves with two ends bending toward ESE or WSW separately near Taiwan, it is more possible to have a cyclogenesis in Taiwan area.

3. To analyse the daily thickness-change lines is the effective measure to forecast cyclogenesis. When thickness increases (i. e. density becomes thinner), it is easy to have a cyclogenesis in Taiwan area.

4. The front track can be estimated by thickness-change and the movement of thickness increment.

In this study we used surface weather maps and 700mb charts to make thickness charts. Then we did variation analysis. This process is simple and easy to forecast cyclogenesis in Taiwan area.

* 本著作之完成得國家長期發展科學委員會之補助

一、前言

每年於一月二月及三月中在臺灣附近海面，特別在北部海面及東部海面發生之低氣壓，其次數甚多，所謂臺灣低氣壓或俗稱「臺灣和尚」，蓋一至三月間為其旺盛期。在短期24小時預報上，如事先未能斷定該區是否會發生低氣壓，則在預測臺灣及日本之天氣上可能發生甚大之謬誤，且亦因而危及該區船舶之航行，由於該低氣壓對臺灣天氣及日本天氣影響至鉅因之，我國氣象人員及日本氣象人員等一直努力不懈以研究臺灣低氣壓生成之預測方法，但迄未發現良好實用之法則以求提早發現臺灣低氣壓之發生。臺灣低氣壓之發生與兩氣團寒暖相差較明顯之鋒面上所形成之溫帶低氣壓之發生條件略同，但一般在鋒面上發生之小波動形成之低氣壓不僅容易發現而且亦可提前發現，反而臺灣低氣壓發生於高氣壓南面，兩異氣團寒暖相差不大且難以判別風切線 (Shear line) 之存在，在地面天氣圖或高空天氣圖難以發見其形成現象。第二次世界大戰期中，Petterssen 以差異分析法 (Differential Analysis) 為其有力之分析工具，利用厚度圖預報高空風以為轟炸之用，又德國由 Scherhag 領導之下發展另一厚度圖利用方法。戰後英國之 Sutcliffe 繼續研究厚度變化綜觀 (Synoptic) 氣象學的預報法則，擴充厚度圖之應用範圍。於1963年在臺灣省氣象局預報組由筆者發表利用 700 mb 至 1000mb 厚度圖，分析 850mb 等壓面天氣圖一文後在實際預報工作上遂開始每日製作厚度圖，至現在止已有五年之實際經驗，而所得之結果與理論完全符合，其利用價值至深且鉅，茲專對臺灣低氣壓之發生與厚度圖分析研究結果逐次詳述如下以作天氣分析與預報臺灣及其近海天氣之參考。

二、臺灣低氣壓之定義

於1922年由 J. Bjerknes 與 Solberg 所發表之極鋒學說，實為近世奠定最實用之天氣預報基礎，所謂溫帶低氣壓由其發生結構而大別為兩種，一為在極鋒上發生之鋒性低氣壓（在附圖 1 可看出，位於華北之1012毫巴之低氣壓及日本西南海面之1012毫巴之低氣壓均為在極鋒上所發生者，且有極明顯風切線存在）。二為不在鋒上或地形性之低氣壓兩種，此皆為熟知之事實，在第一章前言所提到之臺灣低氣壓與所謂鋒上發生之低氣壓，兩者其發生結構略有不同而且溫帶低氣壓之生成容易提早發見，而臺灣低氣壓（在附圖 2 可看出，位於臺灣之低氣壓不在鋒面上發生且沒

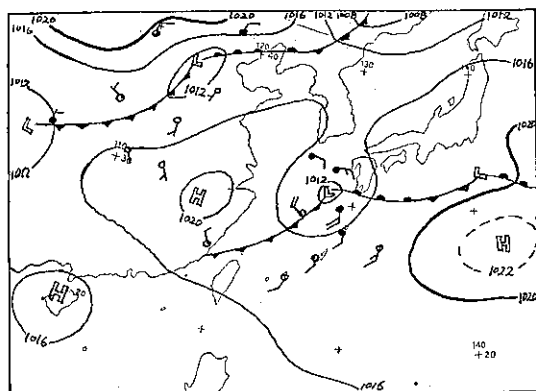


圖 1 : (Fig. 1:)
民國51年 3 月 5 日 20 時
地面天氣圖 (Surface map)
March 051200Z 1962

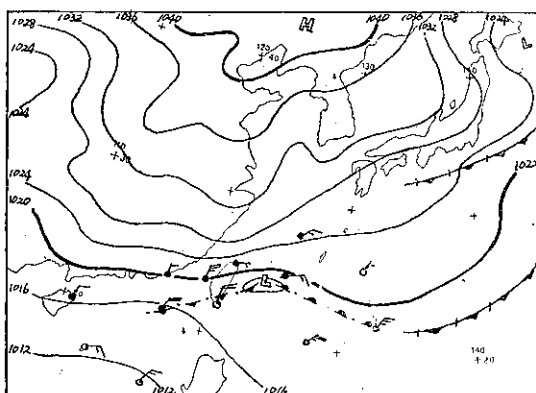


圖 2 : (Fig. 2:)
民國53年 2 月 22 日 20 時
地面天氣圖 (Surface map)
February 221200Z 1964

有明顯風切線之存在），其發生因所受之影響各種要素多較難預測，本文研究之對象限於臺灣低氣壓為求與一般其他地區所發生之溫帶低氣壓明確分別起見，特下定義如次，即「台灣氣壓係指每年 1 月至 3 月期間在臺灣沿海附近所發生之低氣壓，而發生區域不在明顯之風切線上者」。

三、氣壓場和溫度場之關係

正確的分析氣壓場和溫度場及其他氣象要素在空間結構及其過去的演變歷史，實為正確預報之重要基本前提，通常氣壓場在空間結構可以應用不同高度上之等壓線圖或等壓面高度圖以表示之。在實際作業上，在地面天氣圖用海平面等壓線，但高空之氣壓場却利用等壓面高度表示之。應用等壓面高度圖比固定高度上之等壓面圖較為方便。其優點之一，即在各個等

壓面上，地轉風速與空氣密度無關，地轉風之風速度可由等高線之疎密與所在地之緯度決定之，因之使各不同等壓面圖，直接相互比較，只需應用同一地轉風標尺就可以。另一優點，是從高空探測實際觀測資料，計算任一氣壓之高度，比計算任一高度之氣壓較為簡便，因為兩等壓面之厚度可由其平均虛溫予以決定。

要分析等壓面在空間之位置時，在氣象學上不採用普通高度而採用重力位高度 (Geopotential Height) Φ ；

$$d\Phi = g dz \text{ 或 } \Phi = \int_0^z g dz \dots\dots\dots(1)$$

其中 g 為重力加速度， z 為普通高度。重力位 (Geopotential) 之單位為高度差 1 公尺之重力位差稱 1 重力位公尺 (Geopotential meter)，以重力位公尺 (g. p. m.) 為單位之高度 Z 與普通高度 z 有

$$d\Phi = g dz = 9.8 Z \text{ 或 } Z = \frac{\Phi}{9.8} \\ = \frac{1}{9.8} \int_0^z g dZ \dots\dots\dots(2)$$

之關係存在。在 1 公里以下之大氣層內重力位高度與幾何高度之間之差異不超過 0.5%，兩者相差微小。

若 P 毫巴等壓面之重力用 Z_p 表示 (例 Z_{1000} , Z_{700} , Z_{500} 等)，而 p_0 毫巴與 P 毫巴等壓面間兩層之厚度 (Thickness) 用 $Z_{p_0}^p$ 表示，則兩層間有下列關係；

$$Z_{p_0}^p = Z_p - Z_{p_0} \dots\dots\dots(3)$$

若 ρ 為空氣密度，則靜力學之方程式為

$$dp = -\rho g dZ \dots\dots\dots(4)$$

(2)式代入(4)式，可以得到等壓面高度圖之靜力學方程式如下；

$$dp = -9.8 \rho dZ \dots\dots\dots(5)$$

若 R 為氣體常數 T 為氣溫，則氣體方程式為

$$p = \rho R T \dots\dots\dots(6)$$

(6)式代入(5)式，可以得

$$dZ = -\frac{RT}{9.8} \cdot \frac{dp}{p} \dots\dots\dots(7)$$

若取上式從 p_0 至 P 來積分，並使用 (3)式之關係則厚度 $Z_{p_0}^p$ 等於

$$Z_{p_0}^p = Z_p - Z_{p_0} = -\frac{R}{9.8} \int_{p_0}^p T \frac{dp}{p} \\ = \frac{R}{9.8} \bar{T} \ln \frac{p_0}{p} = K \bar{T} \log \frac{p_0}{p} \text{ (g. p. m.)} \\ \dots\dots\dots(8)$$

其中常數 $K = 67.442$ gp.m. per degree, \bar{T} 為 p_0

與 P 等壓面間氣層的平均氣溫， \ln 與 \log 各為自然對數及常用對數之記號。嚴密說上述氣溫應該使用虛溫才對，如果氣溫低於零度時，虛溫及氣溫之差異小，可以略去不計。若比濕大於 3 克 / 千克時則不可省略。若 p_0 為海平面氣壓時

$$Z_p = K \bar{T} \log \frac{p_0}{p} \text{ (g.p.m.)} \dots\dots\dots(9)$$

故任一等壓面 P 之絕對重力位 Z_p 是跟海平面氣壓 p_0 及海平面與該等壓面間之氣層之平均氣溫有直接關係，若海平面氣壓愈高及該氣層之平均氣溫愈大時，等壓面之重力位高度也愈高。又從(8)式可以看出，當 P 及 p_0 一定時，厚度 $Z_{p_0}^p$ 是該氣層平均氣溫之函數，若平均氣溫愈高則 $Z_{p_0}^p$ 就愈大，如附圖 3 所示。等厚度線同時也是氣層的平均等溫線，唯在數值上有所不同而已。厚度圖上低值相當於冷區，高值相當於暖區，因此也可以判斷冷暖氣團之分佈情況，尤其在不同氣團之間甚為明顯。冷暖鋒過境區域內平均溫度對比的大小如附圖 4 所示。又計算上式中之 $K \log \frac{p_0}{p}$ 之數值乘平均虛溫 \bar{T} 結果，可以得該氣層之厚度。

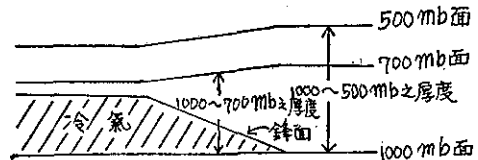


圖 3：(Fig. 3:) 氣溫與厚度
(Temperature and Thickness)

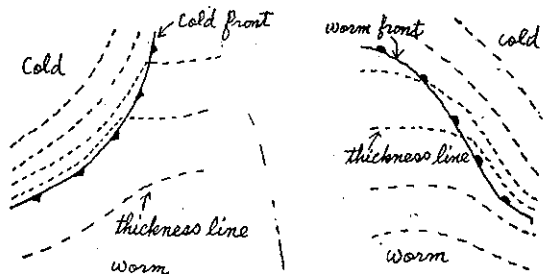


圖 4：(Fig. 4:) 氣團與厚度
(Air Mass and Thickness)

若 v 為空氣之比容，則

$$dZ = -\frac{1}{9.8} \frac{1}{\rho} dp = -\frac{1}{9.8} v dp \\ \therefore Z_{p_0}^p = Z_p - Z_{p_0} = \frac{1}{9.8} \frac{1}{\rho} (p_0 - p) \\ = \frac{1}{9.8} \bar{v} (p_0 - p) \dots\dots\dots(10)$$

其中 $\bar{\rho}$ 及 \bar{V} 各為氣層之平均密度及平均比容。因此，平均溫度線同時也就是等於平均比容線，並該氣層之厚度，與平均比容 \bar{V} 成正比例，與平均密度 $\bar{\rho}$ 成反比例之關係。

如令 $p_0 - p = \Delta p = 1\text{mb}$ ，而相應之重力位高度之變化用 ΔZ 來表示，即

$$\Delta Z = \frac{1}{9.8} \cdot \frac{1}{\bar{\rho}} \dots\dots\dots(11)$$

空氣密度 $\bar{\rho}$ 愈小，單位氣壓重力位高度差 ΔZ 就愈大。反之 $\bar{\rho}$ 愈大則 ΔZ 就愈小。若使用氣體狀態方程式(6)之關係，則上式可以改寫如下；

$$\Delta Z = \frac{RT}{9.8} \cdot \frac{1}{p} = 29.29 \frac{T}{p} \dots\dots\dots(12)$$

所以在密度比較大之空氣中，氣壓隨高度之降低就要比在密度比較小之空氣中快些。又 P 愈小，亦高度愈高，則 ΔZ 愈大。因此在暖空氣中氣壓隨高度之降低，比在冷空氣中之降低要慢。若由(12)式計算 $\Delta p = 1\text{mb}$ 時之 ΔZ 之數值，制如附表1所示。由(10)及(11)式消去 $\bar{\rho}$ ，即可得

$$Z_p - Z_{p_0} = Z_{p_0}^p = (p_0 - p)\Delta Z$$

如果令 p_0 為海平面氣壓， P 為 1000mb 面，即可得 $Z_{1000} = (p_0 - 1000)\Delta Z = (p_0 - 1000)8\text{g.p.m.}$ (13)

參閱附表1可以知道，如果只需其近似值時，可設 ΔZ 等於 8g.p.m. 。因為在近地面大氣層中，單位氣壓重力位高度差之值變化範圍很小，所以 p_{1000} 之重力位場與地面氣壓非常相似。

表1. $\Delta p = 1\text{mb}$ (g.p.m.) 時之 ΔZ 之數值
(Table 1. The value of ΔZ for $\Delta p = 1\text{mb}$)

氣溫 (Temp.)		氣壓 (Pressure) 毫巴 (mb)					
°K	°C	960	980	1000	1020	1040	1060
213	-60	6.5	6.4	6.3	6.1	6.0	5.9
223	-50	6.8	6.7	6.5	6.4	6.3	6.2
233	-40	7.1	7.0	6.8	6.7	6.6	6.4
243	-30	7.4	7.3	7.1	7.0	6.8	6.7
253	-20	7.7	7.6	7.4	7.3	7.1	7.0
263	-10	8.0	7.9	7.7	7.6	7.5	7.3
273	0	8.3	8.2	8.0	7.8	7.7	7.5
283	+10	8.6	8.5	8.3	8.1	8.0	7.8
293	+20	8.9	8.8	8.6	8.4	8.3	8.1
303	+30	9.2	9.1	8.9	8.7	8.5	8.2
313	+40	9.6	9.4	9.2	9.0	8.8	8.6

四、厚度圖之繪製法

在等壓圖中，確定 p_0 及 P 氣壓面在空間之位置，須用 Z_{p_0} 及 Z_p 兩等高度線群表示，而其差異 $Z_{p_0}^p = Z_{p_0} - Z_p$ 稱為厚度 (Thickness)， $Z_{p_0}^p$ 之等值線稱為厚度線 (Thickness lines)，厚度線之分佈圖為厚度圖 (Thickness chart)。根據第二章之理論，厚度線亦即是該氣層的平均等溫線，同時也是平均等密度及平均等比容線。現行一般分析之等壓面天氣圖為 $1000, 850, 700, 500, 400, 300, 200$ 及 100mb 之等標準氣壓面圖，其中對於天氣分析上特別重要而被一般所採用者有四種，即一為分析暖氣侵入而被採用之 850mb 等壓面圖，第二為分析中層雲之動向而採用之 700mb 等壓面圖，第三為分析大氣運動之平均狀態所用之 500mb 等壓面圖，第四是 300mb 等壓面圖，可用以分析噴射氣流或對流層頂 (Tropopause)。

本文所採用者以 Z_{1000}^{700} 厚度圖為主，茲將該圖應用差異分析法 (Differential Analysis) 或圖解減法之繪製方法及其步驟詳述如下；

(a) 1000mb 等壓面圖之分析

通常一般氣象單位僅繪製海平面等壓線圖而不繪 1000mb 等壓面圖。但是根據第二章所述之理論我們已知 1000mb 之高度場與地面氣壓場非常相似，可以使用(13)式或附表1將海平面氣壓，換算為 1000mb 等壓面圖，在預報工作上為操作簡單與便利起見以 $\dots\dots 986, 989.5, 993, 996.5, 1000, 1003.5, 1007, 1010.5, 1014\text{mb}\dots\dots$ 等 1000mb 為中心之 3.5mb 等間隔之等壓線 (因臺灣低氣壓發生在低緯度，在分析上為方便起見採用 3.5mb 通常以用 7mb 為宜) 當做 $-120, -90, -60, -30, 0, 30, 60, 90, 120, \text{g.p.m.}$ $\dots\dots$ 等之 30g.p.m. 等間隔之等高度線使用，則不需另加換算，即可以將海平面等壓線圖當做 1000mb 等壓面圖使用之。

(b) 差異分析法 (或圖解減法)

待各標準等壓面圖分析完畢後，即可使用差異分析法以繪製厚度圖，該法為最簡便之厚度圖之作法，差異分析法是無向量場加減之圖解法，在近代天氣分析中，例如作渦度圖及平均圖等，為極被重用之方法，茲簡單的說明如下：

首先以向量場 Q_1 及 Q_2 之圖解減法以

$$\Delta = Q_2 - Q_1 \dots\dots\dots(14)$$

說明之， Q_2 以粗線， Q_1 以細線兩種曲線群之圖解

減法，如附圖 5 所示。圖中 A 點之 Q_1 及 Q_2 數值相減為 9，而其對角線上之 B 點之 Δ 值同時也是 9。如此 $\Delta = 9$ 之等值線，可以由 A、B 之兩端延長而繪成之，其他之 Δ 等值線可以同樣繪成，不必一一計算後再繪 Δ 等值線，非常簡捷。

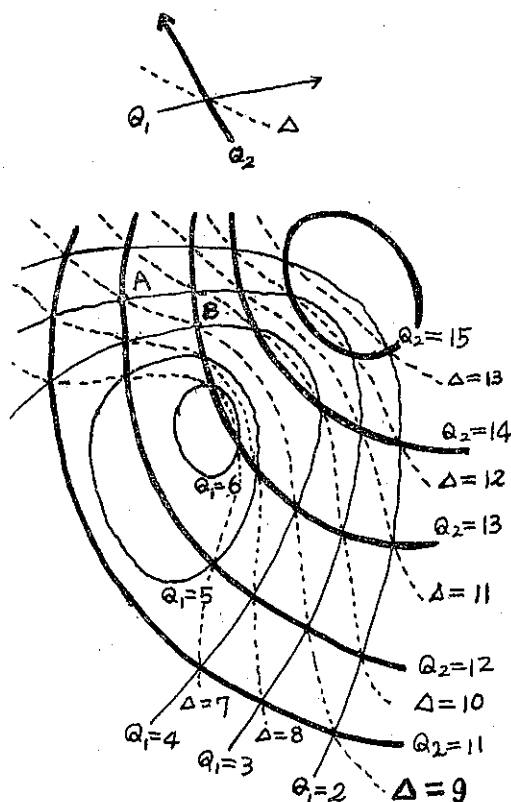


圖 5：(Fig. 5:) $\Delta = Q_2 - Q_1$ 之圖解減法
Graphical subtraction of the
Pattern of Q_1 and Q_2

(c) 厚度圖之繪製法

需要繪製厚度圖時，首先須準備該氣層之頂及底之兩等壓面圖，本文之兩層為 Z_{1000} 及 Z_{700} 。用空白天氣圖乙張，透明膠紙三張，以及各色畫磁鉛筆等，以下分述繪製厚度圖之步驟：

【步驟一】 將三張透明膠紙分別自空白天氣圖上相當位置三點以上當做標點，此三張透明膠紙上所定之標點須重合一致。

【步驟二】 用顏色畫磁鉛筆，將 Z_{1000} 圖之高度線全描於透明紙 A 上，此時等高度線以使用不同顏色相間繪出為佳，如 30g.p.m. 90g.p.m. 150g.p.m. 等高度線使用紅色繪描，60g.p.m. 120g.p.m. 180g.p.m. 等高度線使用藍色繪描之。

【步驟三】 使用步驟二之方法，用紅藍兩顏色，將 Z_{700} 圖之高度線亦同樣以 30g.p.m. 之間隔全部描於透明紙 B 上。

【步驟四】 透明紙 C 及 A 與 B 圖覆於空白天氣圖上，而使三張圖之標點完全重合對正並將 C 置於最上面，依照差異分析之減法，將 A 及 B 兩組等高度線相減，並 $Z_{700} - Z_{1000}$ 之數值分別記入於 C 圖之曲線群中，則可以得厚度圖 Z_{1000}^{700} 。

於第四步驟之兩等高度線群相減之作業時，注意同顏色之交點可以連接成曲線，又異顏色之交點又可以連接，但同色交點與異色交點則不可以連接及使用過之交點不可再使用。

【步驟五】 將空白天氣圖覆於 G 圖上，而使其標點位置完全對正，用普通繪圖鉛筆將 C 圖上之等厚度線全部描於空白天氣圖上，並附註其數值，則即為完成之厚度圖，描繪時以在設有照明複寫臺上作業較迅速，以上厚度圖之繪製法各步驟及特別使用不同顏色及透明紙之方法，由臺灣省氣象局預報組所首創而應用以來，深感方便。反之用同一顏色及天氣圖原圖繪製厚度圖，即不僅費時費力且錯誤較多，在實際工作上不甚適合。

五、臺灣低氣壓之發生次數

由第二章所下定義之臺灣低氣壓於最近 24 年間發生次數由日本印刷天氣圖抽出結果如附表 2，僅包括 12 月，1 月，2 月，3 月及 4 月份，其他各月發生次數不多，夏季各月幾為皆無。由附表可以看出 2 月份發生次數最多為 68 次平均每月有 3 次，次之 1 月及 3 月各為 45 次及 41 次平均為 2 次，12 月及 4 月其發生次數甚減少每月平均不到 1 次，故本文之研究以 1 月至 3 月之三個月旺盛期為對象，又 1943 年至 1966 年之 24 年間之發生次數似有明顯周期，以波數分析結果，振幅最大者是波數 1 即 24 年周期，太陽黑子活動周期之兩倍及次大振幅之波數 2 即 12 年周期與太陽黑子活動周期符合，再次以波數 2 與太陽黑子活動周期比較結果如附圖 6，由附圖 6 可以看出，太陽黑子較少年，即 1953，1964 年是臺灣低氣壓發生次數較多年即 1951 年（太陽黑子較少年前兩年發生）及 1963 年（太陽黑子較少年前 1 年發生），反之太陽黑子數較多年 1947 年及 1958 年為低氣壓發生次數較少年即 1945 年（太陽黑子多年前 2 年發生）與 1957 年（太陽黑子多年前 1 年發生），兩者關係極為密切，如照此周期 1969 年即明年 1 月至 3 月在臺灣附近發生之低氣壓次數有增加之趨勢。

圖 7. A 厚度圖 Z_{1000}^{700}
(Fig. 7. A Thickness Chart Z_{1000}^{700})
民國53年2月21日20時
(Feb. 211200Z 1964)

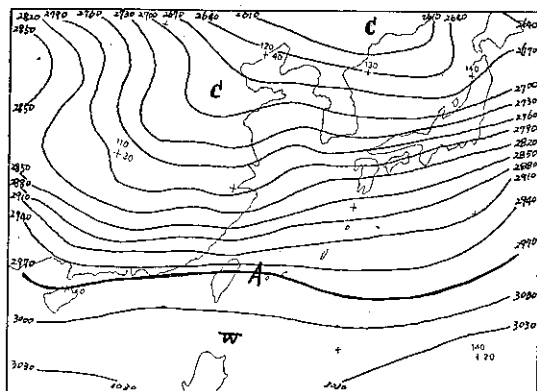


圖 7.B 厚度圖 Z_{700}^{1000}
(Fig. 7.B Thickness Chart Z_{700}^{1000})
民國53年 2 月22日20時
(Feb. 221200Z 1964)

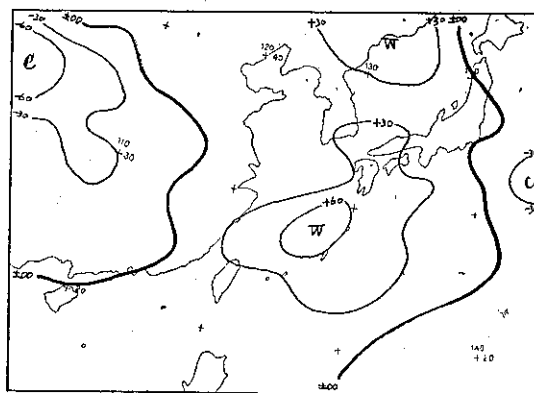


圖 7.E 厚度變差圖
(Fig. 7.E Thickness Tendency Chart)
民國53年 2 月22~23日20時
(Feb. 2212~2312Z 1964)

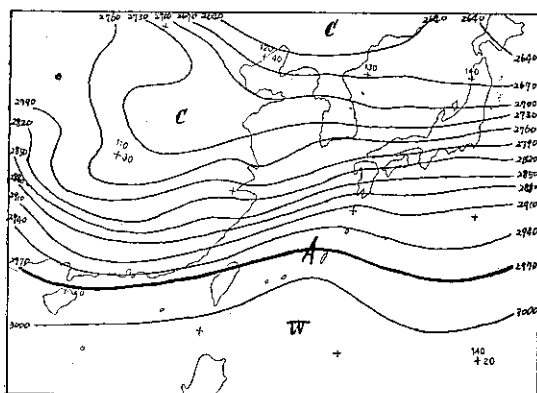


圖 7.C 厚度圖 Z_{700}^{1000}
(Fig. 7.C Thickness Chart Z_{700}^{1000})
民國53年 2 月23日20時
(Feb. 231200Z 1964)

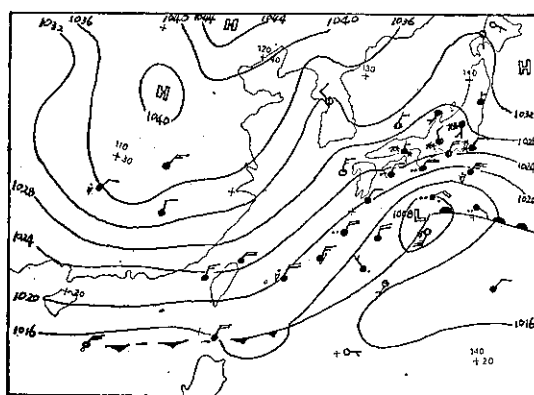
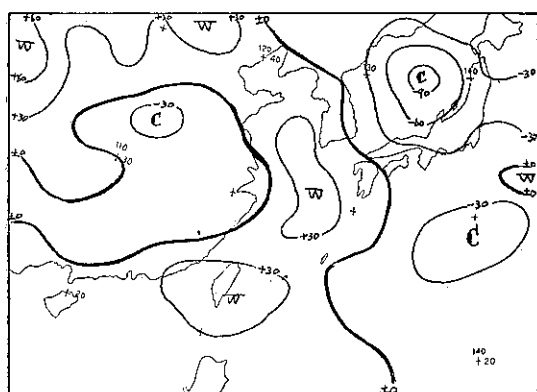


圖 7.F 地面天氣圖
(Fig. 7.F Surface map)
民國53年 2 月24日20時
(Feb. 241200Z 1964)



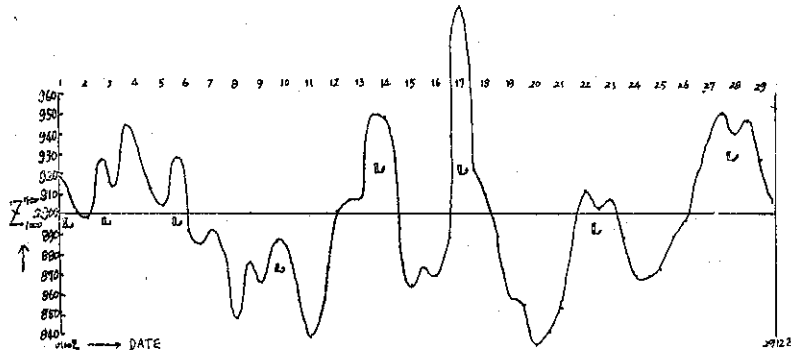


圖 9：臺灣低氣壓之發生與臺北之卷度 Z_{1000}^{700} (民國57年2月份)
Fig. 9: The Frequency of Taiwan Low and Thickness Z_{1000}^{700} in Taipei (Feb. 1968)

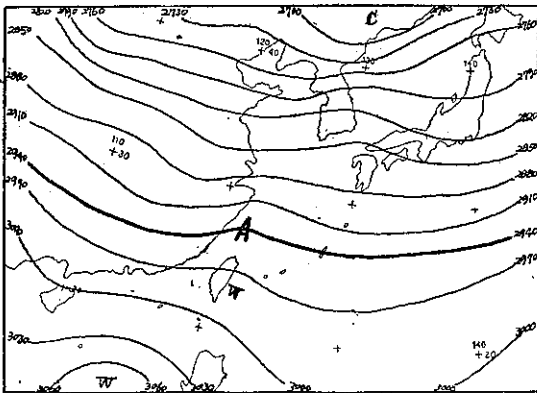


圖 10. A 厚度圖 Z_{1000}^{700}
(Fig. 10. A Thickness Chart Z_{1000}^{700})
民國53年1月6日20時
(Jan. 061200 Z 1964)

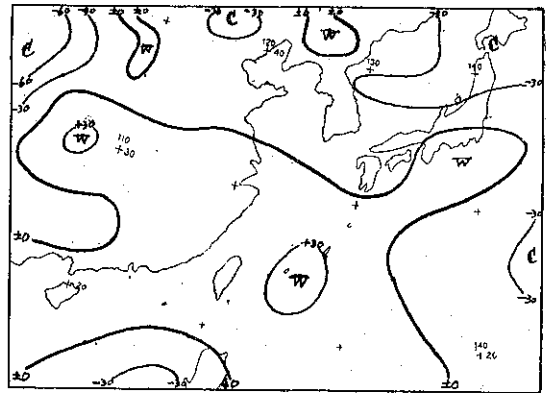


圖 10. C 厚度變差圖
(Fig. 10. C Thickness Tendency Chart)
民國53年1月6~7日20時
(Jan. 0612~0712 Z 1964)

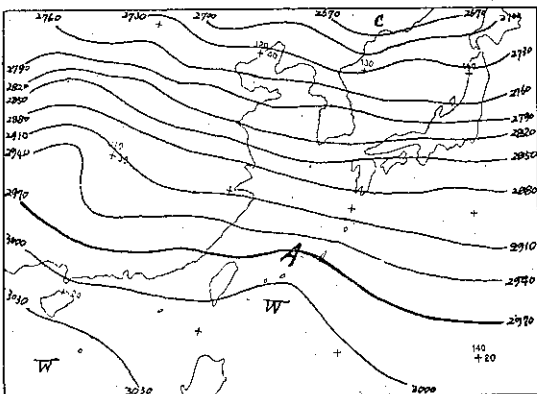


圖 10. B 厚度圖 Z_{1000}^{700}
(Fig. 10. B Thickness Chart Z_{1000}^{700})
民國53年1月7日20時
(Jan. 091200 Z 1964)

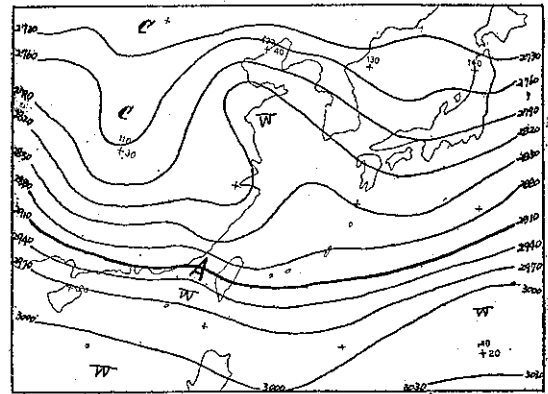


圖 11. A 厚度圖 Z_{1000}^{700}
(Fig. 11. A Thickness Chart Z_{1000}^{700})
民國53年1月25日20時
(Jan. 251200 Z 1964)

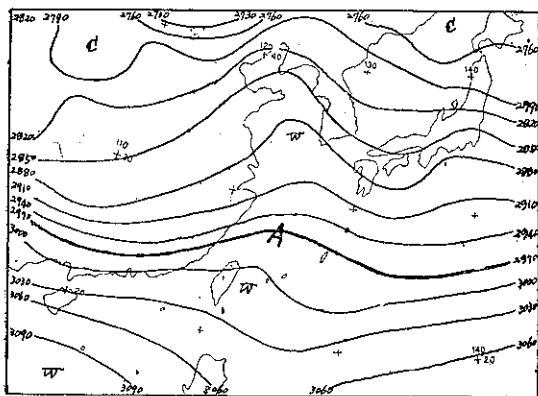


圖 11. B 厚度圖 Z_{700}^{1000}
(Fig. 11. B Thickness Chart Z_{700}^{1000})
民國53年 1月26日20時
(Jan. 261200 Z 1964)

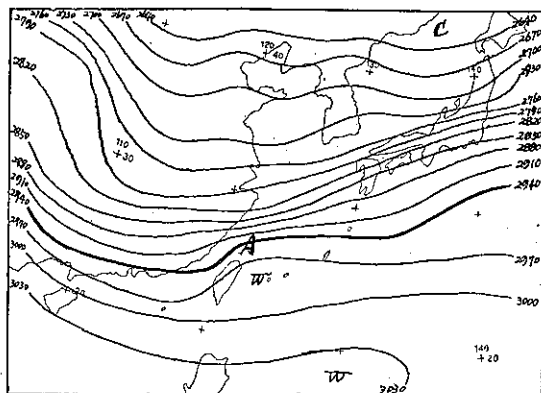
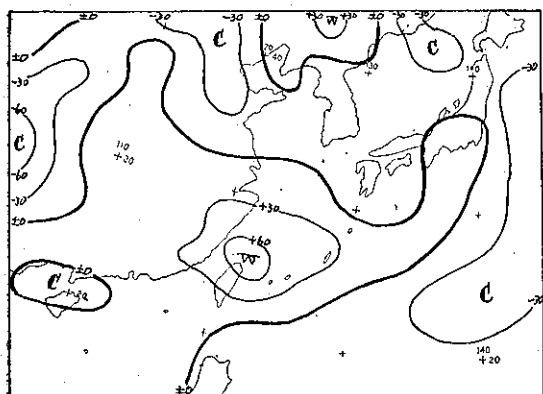


圖 12. B 厚度圖 Z_{700}^{1000}
(Fig. 12. B Thickness Chart Z_{700}^{1000})
民國53年 2月17日20時
(Feb. 171200 Z 1964)



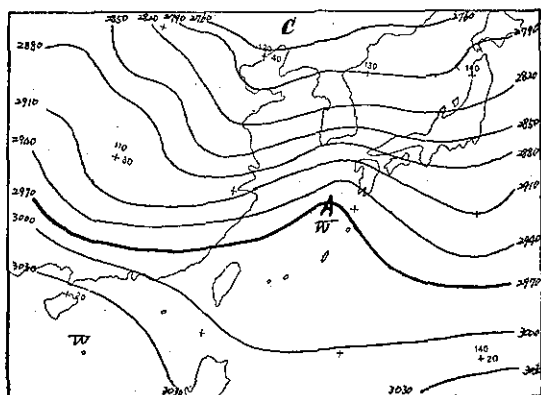


圖13. B 厚度圖 Z_{700}^{1000}
(Fig. 13. B Thickness Chart Z_{700}^{1000})
民國53年3月6日20時
(Mar. 061200 Z 1964)

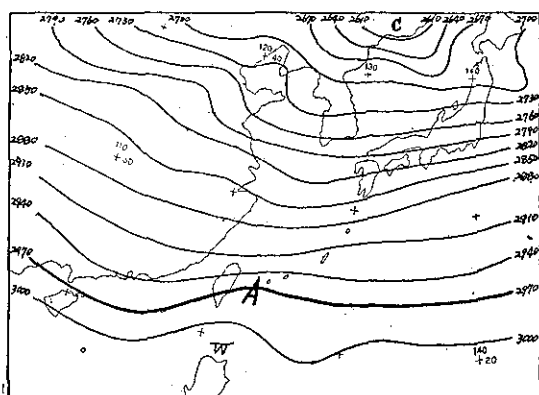


圖14. B 厚度圖 Z_{700}^{1000}
(Fig. 14. B Thickness Chart Z_{700}^{1000})
民國54年1月2日20時
(Jan. 021200 Z 1965)

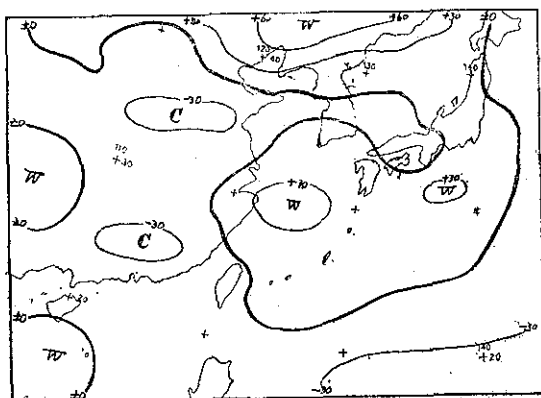
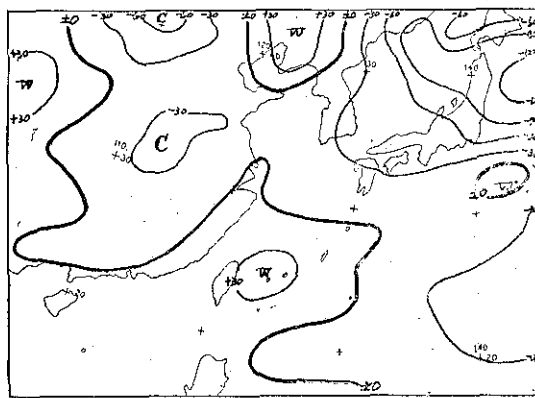


圖13. C 厚度變差圖
(Fig. 13. C Thickness Tendency Chart)
民國53年3月5~6日20時
(Mar. 0512~0612 Z 1964)



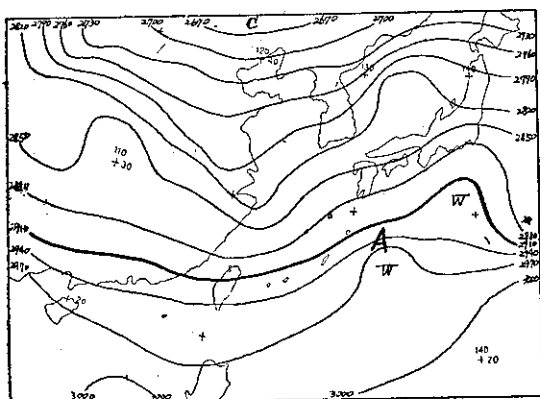


圖 15. B 厚度圖 Z_{700}^{1000}
(Fig. 15. B Thickness Chart Z_{700}^{1000})
民國54年1月7日20時
(Jan. 071200 Z 1965)

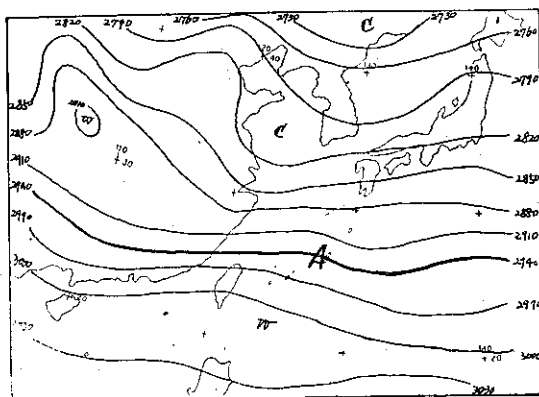


圖 16. B 厚度圖 Z_{700}^{1000}
(Fig. 16. B Thickness Chart Z_{700}^{1000})
民國54年2月27日20時
(Feb. 271200 Z 1965)

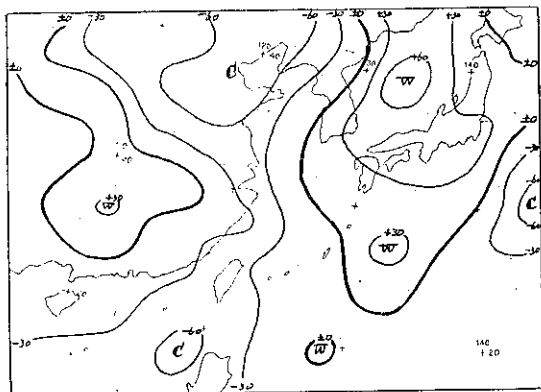


圖 15. C 厚度變差圖
(Fig. 15. C Thickness Tendency Chart)
民國54年1月6~7日20時
(Jan. 0612~0712 Z 1965)

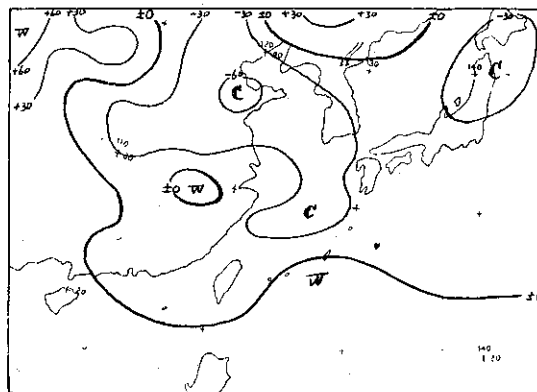


圖 16. C 厚度變差圖
(Fig. 16. C Thickness Tendency Chart)
民國54年2月26~27日20時
(Feb. 2612~2712 Z 1965)

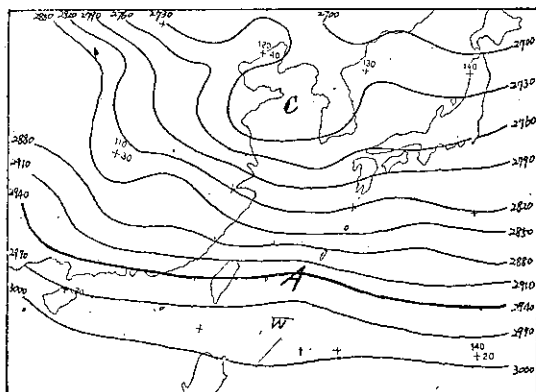


圖 16. A 厚度圖 Z_{700}^{1000}
(Fig. 16. A Thickness Chart Z_{700}^{1000})
民國54年2月26日20時
(Feb. 261200 Z 1965)

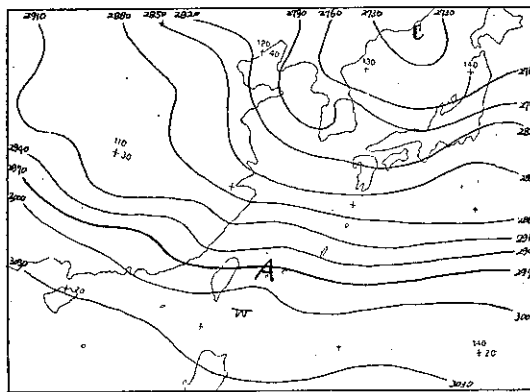


圖 17. A 厚度圖 Z_{700}^{1000}
(Fig. 17. A Thickness Chart Z_{700}^{1000})
民國54年3月28日20時
(Mar. 281200 Z 1965)

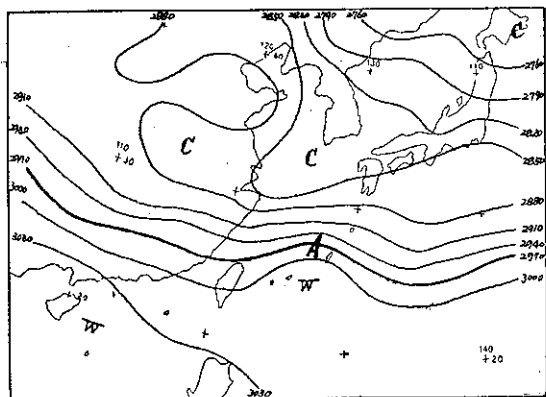


圖 17. B 厚度圖 Z_{1000}^{700}
(Fig. 17. B Thickness Chart Z_{1000}^{700})
民國 54 年 3 月 29 日 20 時
(Mar. 29 1200 Z 1965)

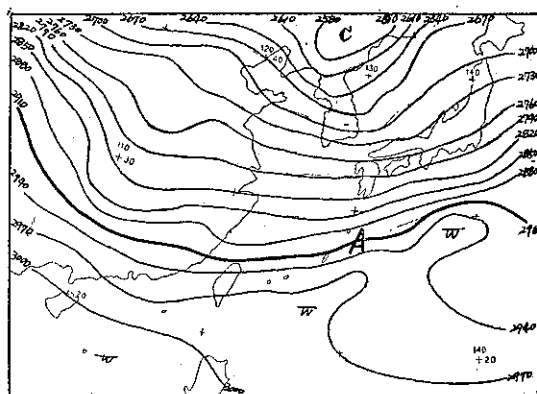


圖 18. B 厚度圖 Z_{1000}^{700}
(Fig. 18. B Thickness Chart Z_{1000}^{700})
民國55年1月23日20時
(Jan. 231200 Z 1966)

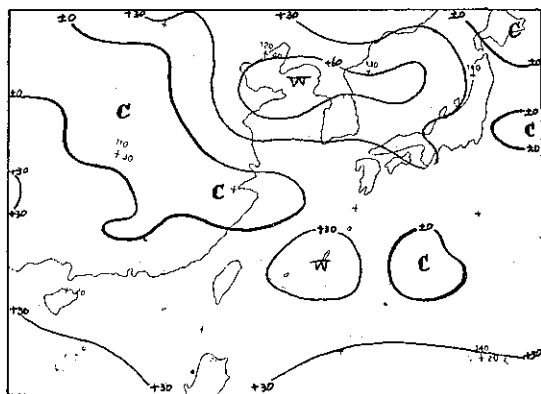


圖 17. C 厚度變差圖
(Fig. 17. C Thickness Tendency Chart)
民國54年3月28~29日20時
(Mar. 2812~2912 Z 1965)

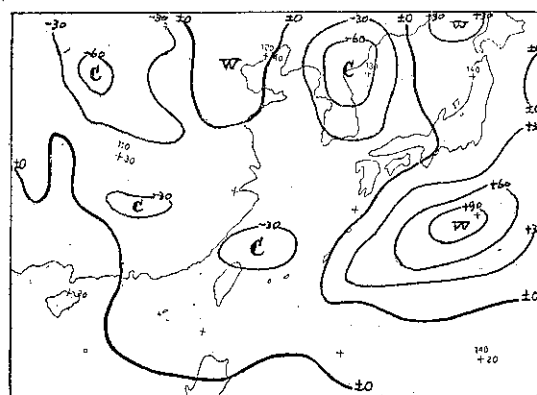


圖 18. C 厚度變差圖
(Fig. 18. C Thickness Tendency Chart)
民國55年1月22~23日20時
(Jan. 2212~2312 Z 1966)

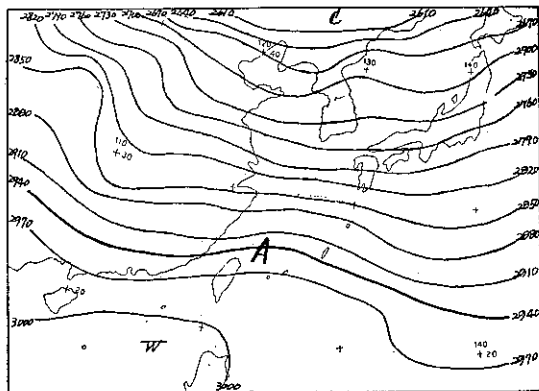


圖 18. A 厚度圖 Z_{1000}^{700}
(Fig. 18. A Thickness Chart Z_{1000}^{700})
民國55年1月22日20時
(Jan. 221200 Z 1966)

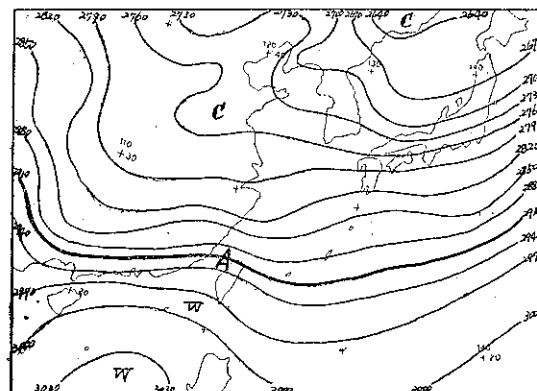


圖 19. A 厚度圖 Z_{1000}^{700}
(Fig. 19.A Thickness Chart Z_{1000}^{700})
民國55年2月23日20時
(Feb. 231200 Z 1966)

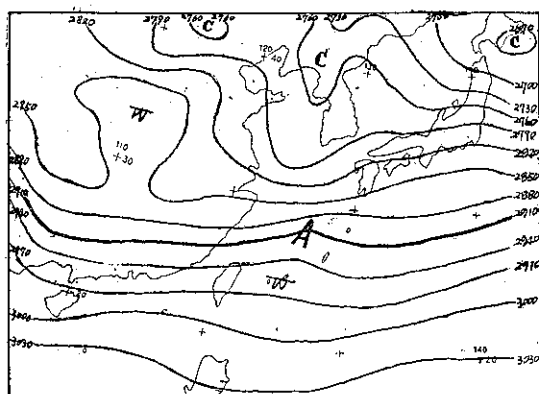


圖 19. B 厚度圖 Z_{1000}^{700}
(Fig. 19. B Thickness Chart Z_{1000}^{700})
民國 55 年 2 月 24 日 20 時
(Feb. 241200 Z 1966)

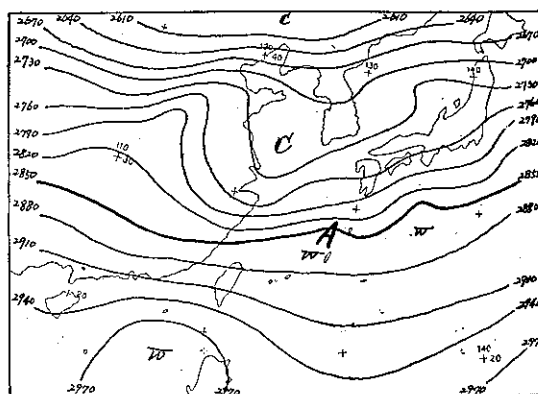
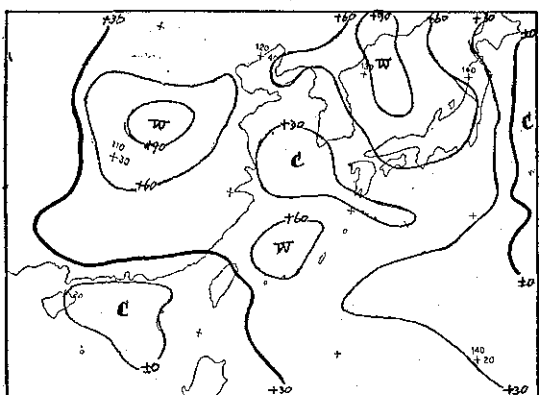


圖 20. B 厚度圖 Z_{1000}^{700}
(Fig. 20. B Thickness Chart Z_{1000}^{700})
民國 56 年 1 月 6 日 20 時
(Jan. 061200 Z 1967)



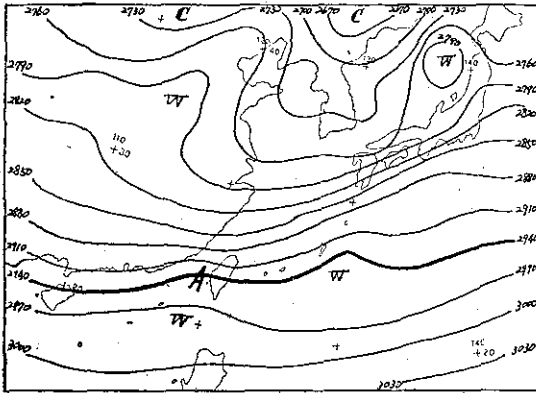


圖 21.B 厚度圖 Z_{700}^{1000}
(Fig. 21.B Thickness Chart Z_{700}^{1000})
民國56年1月11日20時
(Jan. 111200 Z 1967)

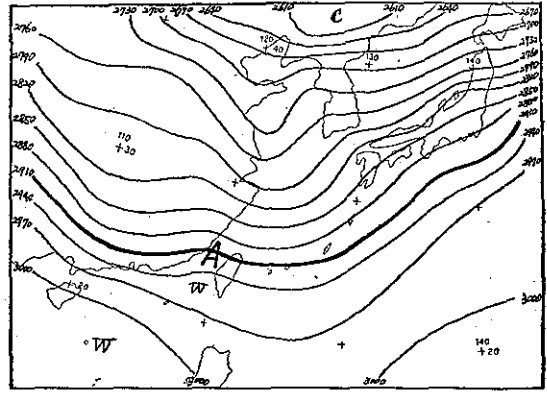


圖 22.B 厚度圖 Z_{700}^{1000}
(Fig. 22.B Thickness Chart Z_{700}^{1000})
民國56年1月29日20時
(Jan. 291200 Z 1967)

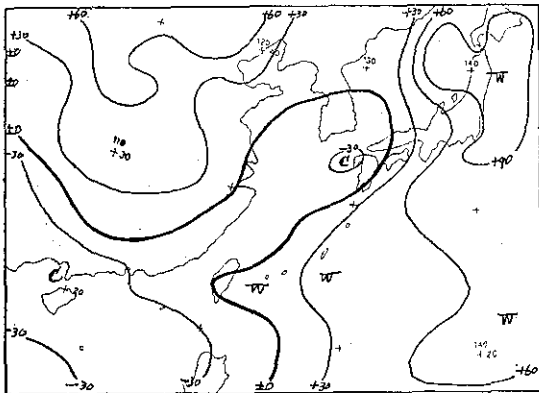


圖 21.C 厚度變差圖
(Fig. 21.C Thickness Tendency Chart)
民國56年1月10~11日20時
(Jan. 1012~1112 Z 1967)

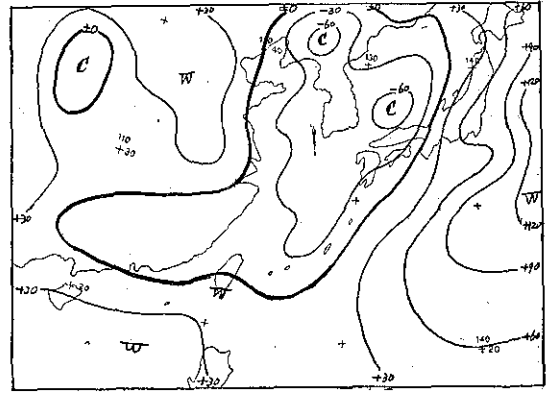


圖 22.C 厚度變差圖
(Fig. 22.C Thickness Tendency Chart)
民國56年1月28~29日20時
(Jan. 2812~2912 Z 1967)

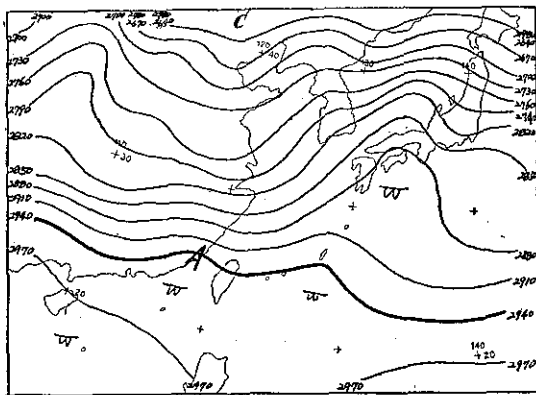


圖 22.A 厚度圖 Z_{700}^{1000}
(Fig. 22.A Thickness Chart Z_{700}^{1000})
民國56年1月28日20時
(Jan. 281200 Z 1967)

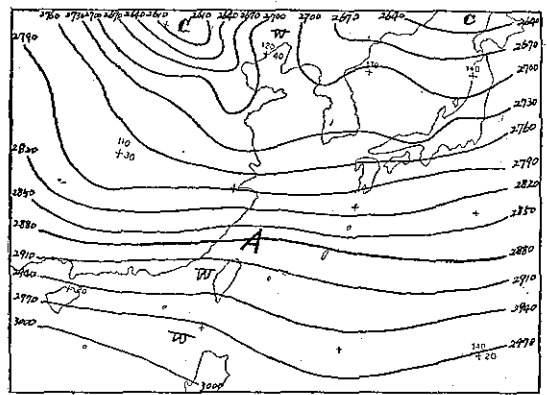


圖 23.A 厚度圖 Z_{700}^{1000}
(Fig. 23.A Thickness Chart Z_{700}^{1000})
民國56年2月1日20時
(Feb. 011200 Z 1967)

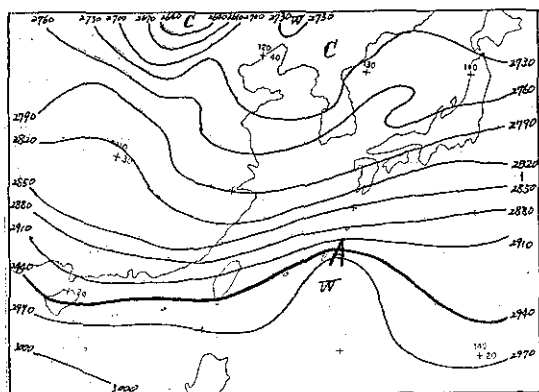


圖 23. B 厚度圖 Z_{700}^{1000}
(Fig. 23. B Thickness Chart Z_{700}^{1000})
民國56年2月2日20時
(Feb. 021200 Z 1967)

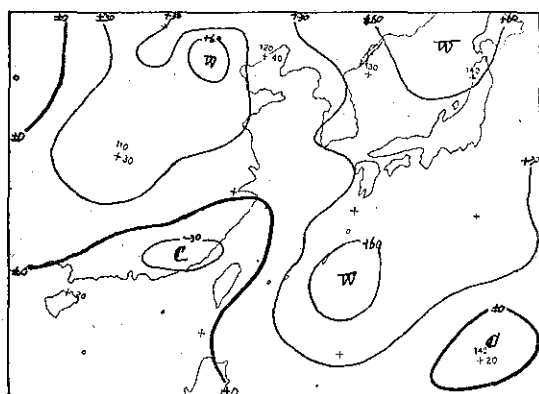


圖 23. C 厚度變差圖
(Fig. 23. C Thickness Tendency Chart)
民國56年2月1~2日20時
(Feb. 0112~0212 Z 1967)

七、分析結果

分析臺灣低氣壓之發生，其方法極多，最簡便者為應用地面天氣圖分析，各測站之風向變化，天氣變化及氣壓變化等發現鋒面帶及小波動之形成，但此種種之變化，有者因受地形影響或阻塞難以提前發現，或即在地面圖上能看出各要素之變化時，實際臺灣低氣壓業以生成，對預報作業言可說已失去時效，但若應用本文所求得 700 毫巴與 1000 毫巴厚度圖則可提早求出鋒面帶之位置及小波動之存在，概括言之應用本法分析將有下列各種優點。

- (1) Z_{700}^{1000} 厚度圖即表示 700 毫巴與 1000 毫巴間之平均等密度線，不必另經複雜換算及繪製等密度線，而只有差異分析法可一次繪成。
- (2) Z_{700}^{1000} 厚度圖表示之鋒面帶即等密度線走向均成東西方向，且位於等密度線之密集處與等密度線之稀疏處之中間（請參閱附圖 4），易於發現，可提 24 小時發現臺灣低氣壓之發生。
- (3) Z_{700}^{1000} 厚度圖，接近地面附近，但不受地形，

日射等其他因素影響，資料具有正確性。

- (4) Z_{700}^{1000} 厚度圖，分析低氣壓之發生極容易，如等密度線呈小山型時（各附圖之 A、B 圖中之 A 點）必有低氣壓之發生，等密度線無變化只有單一方時低氣壓無發生可能。
- (5) 低氣壓發展及鋒面之動向，應用厚度變差圖較易預報，即各附圖 C 中 W（密度變疎處）之數增值加時，低氣壓也相對發展，W 之移動方向即低氣壓及鋒面之移動方向，土○線如與緯度線略成平行，則表示鋒面帶停滯不動。
- (6) 如資料不足時，可應用臺灣附近之二三探空測站，直接計算 700 毫巴及 1000 毫巴之厚度而繪成日變化曲線圖（附圖 9），用以預報臺灣低氣壓之發生，在預報作業上亦非常簡便。

八、結 論

每年一至三月間在臺灣附近所發生之小低氣壓不僅直接影響臺灣天氣而在二十四小時內其影響且遠及日本，致該期該帶船隻航行視為畏途。本研究係根據厚度圖之學理，應用差異分析法圖解法，繪製 1964 年至 1967 年間之臺灣低氣壓發生時厚度圖附圖 10 至 23 一印證，在臺灣附近之鋒面帶上之等密度線有波動型時可決定低氣壓之發生，此差異分析法操作簡捷，在每日作業中以預報臺灣低氣壓之生成裨益甚大，且其他地區發生之低氣壓亦同時可分析，對天氣預報幫助不少。至希預報人員加以試用，應在每日繪成地面天氣圖及高空圖外，增繪厚度圖，並培植經驗，以確實掌握低氣壓之生成，以增進預報之時效與效率。

參考文獻

1. 柴山武 (1960)：500-1000mb 厚層圖による台風，進路預報，研究時報 12 卷 8 號。
2. 山下洋 (1960)：700-1000mb 層厚による東北地方南部における雨雪の限界の預報，研究時報 12 卷 7 號。
3. 徐晉淮 (1963)：850mb 等壓面天氣圖之分析及應用，氣象簡訊 225 期至 233 期。
4. 有住直介 (1952-1953)：高層天氣圖解析の手引，測候時報 19, No. 9~20, No. 15,
5. 澤田龍吉 (1955)：天氣圖解析の基礎，預報研究ノート 6, No. 45.
6. Sawyer, J. S. (1950)：Formation of secondary depressions in relation to the thickness pattern. Met. Mag. 79, 1-5,
7. Sutcliffe, G. (1948)：The use of upper air thickness pattern in general forecasting, Met. Mag. 77, 145-152.
8. Sutcliffe, R. C. and Forsdyke, A. G. (1950)：The theory and use upper air thickness pattern in Forecasting. Quart. J. Roy. Met. Soc., 76, 189-217.
9. Haworth, C. and Housman, J., (1957)：Anticyclogenesis in relation to a particular thickness pattern. The Met. Mag. 86, 321-332.

臺北臭氧全量之垂直分佈研究

呂 世 宗

Study on the Vertical Distributions of Atmospheric Ozone over Taipei

Shih-tsung Lii

Abstract

Vertical ozone distributions are estimated from Umkehr observations at Taipei, according to Walton's method A by nomogram.

Ozone in 12-24km height is about 49.4% of total ozone or more, and ozone in 24-36km about 28.8% of total or less.

The statistical relationships between the total amount of ozone and the temperature in upper atmosphere at Taipei are considered. It is given that the high correlation of ozone with temperature exist at about 100 and 500mb, more over the results are compared with those of Tromsø and Tateno.

摘 要

利用陶伯遜型分光儀 (Dobson Spectro photometer) 觀測 Umkehr 效應, 以 Walton 之 A 法使用圖解法計算臺北臭氧全量之垂直分佈情形。

初步測驗結果顯出 12-24 公里高度約有臭氧量之 49.4%, 24-36 公里者約有 28.8%, 臭氧量與高空氣溫之連關, 於 100mb 及 500mb 最盛, 其回歸係數甚至 +0.66, 這些紀錄與 Tromsø Tateno 等測站具有良好之對照。

一、前 言

據幾年來之臭氧全量與高空探測資料, 顯示臭氧全量之變化與下部平流層之氣象因素有密切之關係, 而且其極大、極小值之出現與太陽輻射強度有良好之對照, 這些結果與 Johansen 等研究結果甚為吻合。

臭氧之產生與分解受太陽輻射之影響至鉅, 其密度通常在 25 公里高度處附近為大, 在 15 公里高度處亦易形成第二極大層, 但根據高空探測資料顯示, 平流層中之高溫層却在高度 50 公里處形成, 這些事實暗示, 在平流層中亦有旺盛的大氣垂直移流, 這種移流即為大氣環流能量之源, 為瞭解其對流

情形, 可先探測臭氧量之垂直分佈情形加以研究。

二、臭氧全量與垂直移流

臭氧量於 10 至 25 公里間, 其數量似保持穩定, 因此其變動量可以下式表示之

$$D\left(\frac{[O_3]}{\rho}\right) = \frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{[O_3]}{\rho}\right) + v \cdot \nabla\left(\frac{[O_3]}{\rho}\right) \quad \dots\dots\dots(1)$$

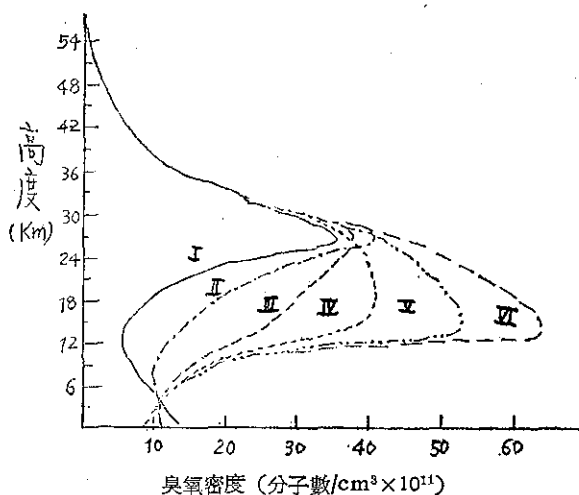


圖 1: 臭氧垂直分佈類型圖

謝辭: 本研究承蒙國家長期發展科學委員會之資助, 研究期間, 由臺灣省氣象局實驗室施清溪、陳福來、謝霖諸位先生隨時與以協助, 萬分感激, 特此致謝。

式中 (O_3) 爲單位體積中之臭氧分子數, v 爲風速, ρ 爲空氣之密度, 上述向量方程式可寫爲

$$\frac{\partial(O_3)}{\partial t} = v_z \left\{ \frac{[O_3]}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{\partial [O_3]}{\partial z} \right\} - v_x \frac{\partial [O_3]}{\partial x} - v_y \frac{\partial [O_3]}{\partial y} \dots\dots\dots(2)$$

右邊第一項爲垂直移流效應, 第二、第三項爲水平移流, 關於臭氧全量之變動如僅考慮垂直移流, 而且假設平流層中之溫度均爲定值時, 上式可省略爲

$$\frac{\partial [O_3]}{\partial t} = -v_z \left\{ [O_3] \frac{g}{RT} + \frac{\partial [O_3]}{\partial z} \right\} \dots\dots\dots(3)$$

式中 g 爲重力加速度, R 爲氣體常數, $T: 220^\circ K$ 由上式可知, 臭氧量之垂直分佈均依臭氧全量決定之。

第一圖爲臭氧全量在 $0.240 \sim 0.500 cm$ 範圍, 依據 $0.050 cm$ 所形成的垂直分佈情形。

表 1 即其垂直移流效應, 表中所示數字爲各三公里間隔以 $1 cm/sec$ 之下降氣流維持 24 小時時, 臭氧量在各層內之增加數, 這些數量即相當於各氣層下降一公里之效應。

表 1: 臭氧量之垂直分佈與降下氣流之影響

臭 氧 量 分 佈 類 型 高 度	[O ₃] × 10 ¹¹ 分子數/cm ³						ΔX × 10 ⁻³ cm					
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
33-36	18.0	17.7	17.6	17.7	17.7	17.7	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
30-33	25.0	25.3	25.4	25.3	25.3	25.3	1.8	0.7	0.7	0.7	0.3	0.3
27-30	32.2	35.2	36.0	34.7	37.2	39.0	2.5	2.5	3.2	3.2	2.7	2.9
24-27	32.2	37.8	37.0	38.3	43.3	47.0	7.7	8.6	6.0	4.9	5.0	4.8
21-24	18.6	26.9	33.4	40.1	46.0	52.3	5.7	6.7	6.2	5.7	6.0	6.0
18-21	11.4	21.5	31.0	40.5	49.2	57.3	3.3	4.8	5.5	5.9	6.4	7.0
15-18	7.4	16.4	28.8	40.0	52.0	61.8	1.9	3.7	5.1	6.7	7.1	8.3
12-15	6.0	13.2	25.0	35.4	50.2	61.8	1.1	2.9	5.6	8.8	10.4	14.4
9-12	6.0	11.4	16.4	22.2	22.6	22.6	0.6	2.3	4.4	6.6	9.4	9.9
6-9	7.4	10.0	13.2	15.4	15.0	15.0	0.6	1.6	2.9	3.9	3.9	3.9

三、臭氧量之變化與高空氣象因素之關係

根據大氣環流之標準模型可推察高緯度地區下部平流層之氣溫比低緯度者爲低, 而且臭氧量之增加與下部平流層之高溫層有密切之關係。

Berbier-Chalonge 以臭氧對紫外線之吸收係數對溫度變化之關係, 利用星光推測臭氧層之平均溫度, 其研究結果顯示臭氧量增加時, 平均溫度亦隨之增高。但吾人無法斷定這些增加溫度之高度, 至 1937 年 Meetham 在 Oxford 與 Arosa 分析其觀測結果, 得到表二之相關係數。

表 2: 臭氧量與高層氣象因素之相關係數

高 度 (km)	氣 壓		氣 溫		對 流 層 頂		位 溫		密 度	
	Oxford	Arosa	Orford	Arosa	Oxford	Arosa	Oxford	Arosa	Oxford	Arosa
9	-0.46	-0.67	—	—	—	—	—	—	—	—
12	-0.43	-0.48	+0.56	+0.37	-0.56	-0.46	+0.60	+0.47	-0.66	-0.53
15	-0.36	-0.24	+0.52	+0.58	—	—	+0.63	+0.62	-0.67	-0.52
18	-0.31	—	+0.59	—	—	—	+0.70	—	-0.59	—

由表可推測, 在臭氧量較高之北方氣流侵入下部平流層時, 其氣溫或位溫即上昇, 密度氣壓, 對流層頂高度却變小, Meetham 即求出當臭氧量增高至 $0.010 cm$ 時, 18 公里高度處之位溫增加 $3^\circ C$, 對流

層頂高度却變低 1 公里。

Moser 在歐洲觀測結果發現 11 公里之高度處臭氧量與氣象因素之關係最密切, 因此推察臭氧量之主要變動高度似在下部平流層。

在此高度其風速頗大，而且據 Götz 研究結果證實，經常形成臭氧量第二極大之高度，上層之空氣由高緯度流入時，臭氧量增加，流入低緯度空氣時，臭氧量變小，這些結果顯示臭氧量具有保存性，而且對分析上層氣團頗有貢獻。但是僅以高緯度空氣流入下部平流層時，臭氧量增加之事實，吾人尚無法斷定臭氧源之位置。

雖知於上層大氣，由光化學過程產生臭氧分子，但吾人尚無法確定臭氧分子移到下部平流層的路徑，對這點 Moser 與 Schröer 報告，極方夜間大氣與被太陽照射之大氣間易形成頗大之溫度坡度，因此沿該坡度界面易生強風，臭氧則隨這些氣流降至下層，並保存其特性。因光化平衡在短時間內對上層大氣由太陽輻射補充至原來之臭氧濃度，這種平衡環流不斷的產生，造成臭氧量之年代分佈。

四、Götz 反轉效果與臭氧垂直分佈之計算法

以 Beck 之雙重分光儀，選定一對波長 (λ, λ')，其光度各為 $I_\lambda, I_{\lambda'}$ ，因其吸收效應不同，吾人可調節光劈 (Optical Wedge)，求出兩波長之光度差，以光電管加以比較，則

$$N = 100 \left(\log \frac{I_0}{I_{0\lambda}} - \log \frac{I_\lambda}{I_{\lambda'}} \right)$$

式中 $I_{0\lambda}, I_{0\lambda'}$ 各為大氣層外之光度。

將天頂散射光投入分光儀，測定其光度時，吾人易發現測定值隨太陽天頂距離 Z 逐次變化，即首先隨 Z 增加至 $Z = 85^\circ$ 時達到最高值，然後却逐次減小。此種現象稱為 Götz 反轉效果。

Götz 反轉效果與臭氧量之垂直分佈有密切之關係，因此可使用此種效果推出臭氧量之分佈情形。

由反轉效果之觀測，計算臭氧量之垂直分佈情形，有 A、B 兩種，A 法為 54km 以下之大氣層，分為 4 層，B 法則分為 9 層，各法均以假定值為定點，而且調整各層之臭氧量，逐次加以計算，使計算值與實測值一致。

據光學理論，由天頂至地面，波長 λ 之一次散光之光度 I 可示為

$$I = I_0 K \beta \int_0^{\rho_0} 10^{-\alpha X - \beta F} dp \quad \dots\dots\dots(1)$$

I_0 為大氣層外之光度， K 為對 Z 之定數， α 為臭氧對大氣的吸收係數， β 為臭氧對大氣之散射係數， X 為

太陽光之臭氧路徑， F 為太陽光之大氣路程， p 為某層高度之氣壓， p_0 為地面氣壓。

A 法以 54km 以下大氣層分為 4 層外，尚有 (1) 0~12km 間之臭氧量為全臭氧量之 0.085 (2) 36km 以上，臭氧量之密度隨高度成指數函數而減少，至 54km 以上高空臭氧量即接近於零，由此假定綜合假設各層之臭氧量，即可表示知表 3。

表 3：臭氧量之估計

層次	高度 (km)	臭氧估計量
0	54~∞	0
1	48~54	0.057 x_1
	42~48	0.204 x_1
	36~42	0.739 x_1
2	24~36	x_2
3	12~24	$x - x_1 - x_2 - u$
4	0~12	$u = 0.085x$

同時應視各層中臭氧量均勻分佈，表中 x 為臭氧全量，由 AD 波長可測得，因此如決定 x_1, x_2 數值，全部分佈即可推出。

將(1)式變形適用於各層時，則得

$$I = I_0 k \beta \sum_0^4 A_r 10^{-\alpha X_r}$$

式中 $A_r = \int 10^{\beta F} dp$ ，為 X_r 第 r 層內散射光的臭氧路程 X 之平均值，同樣對 λ' 可得

$$I' = I_0' k \beta \sum_0^4 A_r' 10^{-\alpha' X_r}$$

由上述兩式可得

$$\log \frac{I_0}{I_0'} - \log \frac{I}{I'} = \log \frac{\beta' \sum_0^4 A_r' 10^{-\alpha' X_r}}{\beta \sum_0^4 A_r 10^{-\alpha X_r}} \quad \dots\dots(2)$$

上式為吾人所觀測的 Optical Wedge N 。

為計算方便 設 $Y_r = X_r - X$ 但 $Y_0 = 0$ 代入(2)式即得

$$\log \frac{\beta' 10^{-\alpha' X} (A_0' + \sum_1^4 A_r' 10^{-\alpha' Y_r})}{\beta 10^{-\alpha X} (A_0 + \sum_1^4 A_r 10^{-\alpha Y_r})}$$

A 法則取 $Z = 60^\circ, 80^\circ$ 及 86.5° 時所觀測的 N_z ，並求出 $NN_{80} - N_{60}, N_{86.5} - N_{60}$ ，代入(2)式加以計算，即得

$$(N_z - N_{60}) = \left\{ \left(\log \frac{I'}{I_z} \right)_z - \left(\log \frac{I'}{I} \right)_{60} \right\}$$

$$=100\left\{\left(\log \frac{A_0'+\sum_{i=1}^4 A_i'10^{-\alpha/Y_r}}{A_0+\sum_{i=1}^4 A_i10^{-\alpha/Y_r}}\right)_z - \left(\log \frac{A_0'+\sum_{i=1}^4 A_i'10^{-\alpha/Y_r}}{A_0+\sum_{i=1}^4 A_i10^{-\alpha/Y_r}}\right)_{00}\right\} \dots (3)$$

式中 A_r 可由表 4 代入 Y_r 即由 X_1, X_2 推出，為決定 X_1, X_2 值，以圖解分析較為方便。

表 4：Ar 在各層之分配情形 (C—波長)

Z 值 Ar	C60°	C80°	C86.5°	C'60°	C'80°	C'86.5°
A ₀	0.188	0.188	0.187	0.244	0.244	0.244
A ₁	1.634	1.616	1.578	2.126	2.109	2.071
A ₂	8.488	7.941	6.890	11.090	10.540	9.465
A ₃	53.530	35.290	16.060	71.710	52.100	72.890
A ₄	150.700	25.990	1.831	2266.300	55.230	6.085

表 5：Yr 值在各層分配情形

Y _r	Z=60°	Z=80°	Z=86.5°
Y ₁	0.284x ₁	1.32x ₁	3.80x ₁
Y ₂	0.990x ₁ +0.498x ₂	4.47x ₁ +2.32x ₂	11.1x ₁ +6.64x ₂
Y ₃	0.456x ₁ +0.481x ₁ +0.491x ₂	2.12x ₁ +1.87x ₁ +2.12x ₂	6.08x ₁ +2.05x ₁ +4.15x ₂
Y ₄	0.947x ₁ -0.021x ₁ -0.011x ₂	4.26x ₁ -0.48x ₁ -0.27x ₂	10.4x ₁ -3.46x ₁ -2.26x ₂

五、觀測結果之計算與檢討

臭氧之成因與太陽輻射有關，因此本文特別求出各層氣溫與臭氧量之關係。

表 6 為各層高度之氣溫與臭氧量之相關係數與回歸係數，表中顯示在 100mb 及 500mb 高度兩者之相關係數較大。

表 6：臭氧量與各高度氣溫之關係

高度	γ	$\frac{\Delta O_3}{\Delta T}(10^{-2} \text{cm}/^\circ\text{C})$	$\frac{\Delta T}{\Delta O_3}(10^3 \text{C}/\text{cm})$
50mb	+0.43	+0.36	+0.51
100mb	+0.61	+0.65	+0.57
300mb	+0.45	+0.45	+0.46
400mb	+0.42	+0.38	+0.46
500mb	+0.60	+0.55	+0.66

表 7 即將 Tromsa, Tateno 及 Taipei (臺北) 三站之相關係數與回歸係數，加以比較，由表可知自 12km 以上 Tromsa, Tateno 兩處之相關係數變為正，但臺北即繼續保存不變，此種相反之現象主因在緯度之相差，因臺北緯度較低，其對流層頂亦高，氣溫增加時，形成垂直之大氣環流，易導入北方氣流，引起臭氧量之增加，高緯度地區，因對流層頂較低，以對流層頂為界，在上部氣溫增加時，形成水平移流，易引入極方氣流，對流層頂下部則相反的易導入南方氣流，因此形成 12km 以上高空其相關係數為正，

下部者為負，這種現象，可說是大氣環流之一種秘密。

表 7：各地區臭氧量與氣溫相關係數之比較

站名		Tromsø 69°39'N 18°57'E	Tateno 36°03'N 140°08'E	Taipei 25°02'N 121°31'E
類別				
100mb	γ	+0.52	+0.56	+0.61
	$\Delta O_3/\Delta T$	+0.32	+0.48	+0.65
	$\Delta T/\Delta O_3$	+0.85	+0.64	+0.57
400mb	γ	-0.61	-0.53	+0.42
	$\Delta O_3/\Delta T$	-0.22	-0.33	+0.38
	$\Delta T/\Delta O_3$	-1.68	-0.84	+0.46

這些現象吾人可由方程式解釋如下。

設臭氧量在空間分佈之回歸方程式

$$\delta O_3 = k_1 \delta T + \beta_1$$

臭氧量局部變化之回歸方程式

$$\Delta O_3 = k_2 \Delta T + \beta_2$$

式中 k_1, k_2 均為回歸係數， β_1, β_2 即為常數，兩方程式可寫為

$$\left(\frac{\delta O_3}{\delta Y}\right) = k_1 \left(\frac{\delta T}{\delta Y}\right)$$

$$\left(\frac{\delta O_3}{\Delta t}\right) = k_2 \left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)$$

式中 δy 為表示沿子午線之距離。

現假定臭氧量之局部變化，僅在南北水平移流時

，上式可寫為

$$\left(\frac{\Delta O_3}{\Delta t}\right) = V_1 \left(\frac{\partial O_3}{\partial y}\right)$$

$$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right) = V_2 \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)$$

式中 V_1, V_2 表示北方移流之有效成分。

由表六中，可推出如果 $k_1 = k_2$ 時，將上列兩式相除即得

$$\frac{\left(\frac{\Delta O_3}{\Delta t}\right)}{\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)} = \frac{\left(\frac{\partial O_3}{\partial y}\right)}{\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)} = \frac{V_1 \left(\frac{\partial O_3}{\partial y}\right)}{V_2 \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)}$$

若 $V_1 \neq V_2$ 即同符號

假如 k_1, k_2 符號不同， V_1, V_2 亦得到相反的符號，上述方程式正可說明臭氧量之局部變化，並解釋 Tromsa, Tateno 與臺北所觀測結果之對照現象。

表 8 為 1968 年 4 月中所觀測 Götz 效果經圖解法求出 x_1, x_2 ，然後代表三所求得的臭氧量垂直分佈情形。

臭氧含量在 12-24km 高度最大，約為臭氧全量之 49.4%，每公里約有 $14.0 \times 10^{-3} \text{cm}$ 之臭氧量。

上述結果有關臭氧量垂直分佈，可說僅為初步的

表 8：臺北上空臭氧量之垂直分佈

高度(km)	密度($\times 10^{-3} \text{cm/km}$)	含有量(%)
48-54	0.5	0.9
42-48	1.7	2.9
36-42	5.8	10.4
24-36	8.2	28.8
12-24	14.0	49.4
0-12	2.2	7.6

觀測結果，為瞭解臺灣上空之各種氣象因素所引起的臭氧量變化，勢必繼續加以研究。

參 考 文 獻

1. W.M.O. Technical Note. No. 36. 1961.
2. Geophysical Magazine. Vol. 30, 32. 1964.
3. Advances in Geophysics. Vol. 11. 1965.
4. Papers in Meteorology and Geophysics. Vol. 17. 1966.
5. Journal of Meteorological Society of Japan. Vol. 42. 1969.
6. Journal of the Aerological observator at Tateno. 1959-1965.

臺灣地區地震波速度及莫和層

徐 明 同 楊 景 標

P Wave Velocity in the Surface Layer of the Earth's Crust in Taiwan

Ming-Tung Hsu, Chin-Yu Yang

Abstract

Using the data of shallow earthquake occurred near Hengchung on August 15, 1959, and applied Herglotz-Wiechert method for calculating the P wave velocity in various depths within the surface layer of the earth's crust in Taiwan.

Considering the discontinuous change of P wave velocities due to depth, we assume that the surface layer of the earth's crust in Taiwan may consist of two layers, namely the depth of the first layer is about 19 km and that of the second layer which is equivalent to Moho layer is about 58 km respectively. The average P wave velocities are as follows:

$$V_{\bar{p}} = 4.77 \text{ km/sec.} \quad V_{p^*} = 6.88 \text{ km/sec.} \quad V_p = 7.68 \text{ km/sec.}$$

Compare these values with that of the other regions such as Europe, North America, Central Asia, New Zealand and Japan, they are quite consistent with the results of Japan which were calculated by Matsuza-wa. It is also reasonable that in view of the theory of isostasy, the depth of Moho discontinuity in Taiwan where the Central mountain range is pretty high, is slightly larger than Japan.

一、序 言

應用近地震波動求地殼淺層內之地震波速度問題和地殼淺層之構造有密切之關係。臺灣地區省氣象局所屬測候所備有各種地震儀者達十六所之多。本文使用此地震站所觀測之資料中選取民國四十八年（1959）8月15日恒春地方烈震紀錄，藉以求得臺灣地區地殼淺層內之地震波縱波速度及地殼表層之構造。

由觀測站所得地震波動之觀測結果，可以繪成走時曲線（Travel time curve or Time distance curve）當震源深度較淺可視為震源發生在地表面時，走時曲線之形狀單憑地震波速度分佈可以決定。因

此解析走時曲線，可求得地震波速度分佈。

上述理論自 M.P. Rudzki (1898), H. Bendorff (1906), H. Bateman (1910) 諸學者開始研究以來，其方法漸有進步。到 G. Herglotz 及 E. Wiechert (1910) 乃臻完成，且確立比較簡單之計算方法。根據 Herglotz-Wiechert 方法地震波速度始正確判明。此後學者多人曾計算各地方地震波縱波速度其結果，如第一表，第二表及第三表。

關於地殼表層構造問題，自 A. Mohorovičić 於1909年解析走時曲線發見震央距離（ Δ ）約200公里處後，就有二種縱波 p 及 \bar{p} 。先到者為視速度（Apparent velocity）較大而振幅較小的 p ，然後

* 本研究專題之完成得國家長期發展科學委員會之資助，謹此致謝。（民國 53 年 5 月）

表 1: \bar{P} 之 速 度

Locality	Earthquakes	Velocity, km./sec.	Authority
Asia.....	Central Asian	5.54	Rozova
Japan.....	Japanese	5.0	Matuzawa
	Mount Asama (volcanic, Sept. 18, 1929)	3.56	Matuzawa, Yamada and Suzuki
Europe:			Isikawa
Austria.....	North Tyrol	5.7	Grafe
		5.724	Jeffreys
	Schwadorf	5.60	Conrad
		5.598	Jeffreys
	Tauern	5.4	Conrad
		5.627	Jeffreys
Belgium.....	North Brabant	5.62	Gees
Central and western.....		5.570	Jeffreys
England.....	Herefordshire	5.652	Jeffreys
France:			
Orne.....	Briouze-St. Gervais	5.4	Mourant
North of Brittany coast.....	English Channel	5.4	Mourant
West coast of			
Normandy.....	Jersey	5.4	Mourant
		5.441	Jeffreys
Germany:			
Baden.....	Lake Constance	5.55	Hiller
Brussia.....	Rhineland	5.6-6.0	Gutenberg
	Sear	5.6	Landsberg
Wurttemberg	South German I	5.6-6.0	Gutenberg
		5.556	Jeffreys
	South German II	5.6-6.0	Gutenberg
		5.522	Jeffreys
Greece:			
Cephalonia.....	Argostolion	5.8	Stoneley
Italy.....	Carnic Alps	5.7	Caloi
Switzerland.....	Visp	5.70	Wanner
		5.57	Quervain
	Yverdon	5.75	Wanner
Yugoslavia:			
Croatia.....	Kulpa Valley	5.6	A. Mohorovicic
		5.637	Jeffreys
Dalmatia.....	Imotski	5.50	Tillotston
New Zealand.....	Gisborne-Wairoa	5.5	Bullen
North America:			
United States:			
California.....	Niles	5.4	Byerly and Wilson
	Parkfield	5.6	Byerly and Wilson
	Sierra Nevada	5.5	Byerly
	21 earthquakes in southern California	5.55	Gutenberg
	Whittier	5.55	Wood and Richter

表 2: p^* 之 速 度

Locality	Earthquakes	Velocity, km./sec.	Authority
Asia.....	Central Asian	5.99	Rozova
Japan.....	Japanese	6.1	Matuzawa
		6.2	Matuzawa, Yamada and Suzuki
	Tango	6.3	Hodgson
Europe:			
Austria.....	North Tyrol	6.7	Grafe
		7.082	Jeffreys
	Schwadorf	6.47	Conrad
		6.468	Jeffreys
	Tauern	6.29	Conrad
		6.254	Jeffreys
Belgium.....	North Brabant	6.42	Gees
Central and western.....		6.498	Jeffreys

England.....	Herefordshire	6.3	Jeffreys
France:			
Orne	Briouze-St. Gervais	6.3	Mourant
North of Brittany coast..	English Channel	6.3	Mourant
West coast of			
Normandy.....	Jersey	6.3	Jeffreys and Mourant
Germany:			
Baden.....	Lake Constance	6.3	Hiller
Wurttemberg.....	South Germany		
	I	7.1	Gutenberg
	I	6.30	Jeffreys
	Mean	6.5	Gutenberg
Creece:			
Cephalonia	Argostolion	6.1	Stoneley
Italy.....	Carnic Alps	6.4	Caloi
Yugoslavia:			
Dalmatia.....	Imotski	6.30	Tillotson
New Zealand.....	Gisborne-Wairoa	6.3	Bullen
North America:			
United States:			
California	Sierra Nevada	7.4	Byerly
Hawaii.....		7.2	Jones

表 3:p 之 速 度

Locality	Earthquakes	Velocity, km./sec.	Authority
Asia:			
Central.....	Central Asian	7.82	Rozova
Japan	Hatidyo Islands	8.48 (200 km. deeth)	Honda
	Japanese	7.5	Matuzawa
	Lake Tazawa	7.7 (130 km. depth)	Matuzawa, Yamada and Suzuki
	Tango	7.75	Oka
Europe:			
Austria.....	North Tyrol	8.3	Hodgson
	Schwadorf	8.23	Grafe
	Tauern	8.12	Jeffreys
	North Brabant	8.104	Conrad
Belgium.....		7.83	Jeffreys
Central and western.....		7.65	Conrad
England	Dogger Bank	7.63	Jeffreys
	Herefordshire	7.764	Gees
France:		7.85-8.43	Jeffreys
Orne	Briouze-St. Gervais	7.8	Gees
North of Brittany cost..	English Channel	7.8	Jeffreys
West coast of			
Normandy.....	Jersey	7.8	Mourant
Germany:			
Prussia.....	Saar	8.05	Mourant
Wurttemberg.....	South German I	7.6-8.0	Jeffreys and Mourant
	South German II	7.75	Landsberg
		8.2	Gutenberg
		8.11	Jeffreys
Greece:			
Cephalonia.....	Argostolion	7.8	Stoneley
Ionian Islands.....	Ionian Island	7.68	Agamennone
Italy.....	Adriatic	7.77	Caloi
	Carnic Alps	7.81	Caloi
Norway.....	North Sea	7.82	Lee
Switzerland.....	Visp	7.70	Wanner
Yugoslavia:			
Croatia.....	Kulpa Valley	7.9	A. Mohorovicic
Dalmatia.....	Imotski	7.80	Tillotson
New Zealand.....	Gisborne-Wairca	8.10	Bullen
North America:			
United States:			
California.....	Eureka	7.8	Sparks
	Niles	7.9	Byerly and Wilson

	Northern coast	7.78, 7.83, 7.84	Byerly
	Pakfield	8.0, 8.3	Byerly and Wilson
	Sierra Nevada	8.6	Byerly
	Southern California	7.94	Gutenberg
Nevada.....	Cedar Mountain	8.27	Byerly
New England.....		8	Leet
Territory of Hawaii.....	Hawaii	8.0	Jones
Texas.....	Van Horn	8.0	Byerly

出現 \bar{P} ，如第一圖走時曲線。震央距離超過 700 公里之地點，就不能觀測 \bar{P} ，為說明此現象 A. Mohorovičić 假定地殼表層有厚約 55 公里地震波速度較小之地層存在如第二圖，而由震源直接傳播至觀測站者為

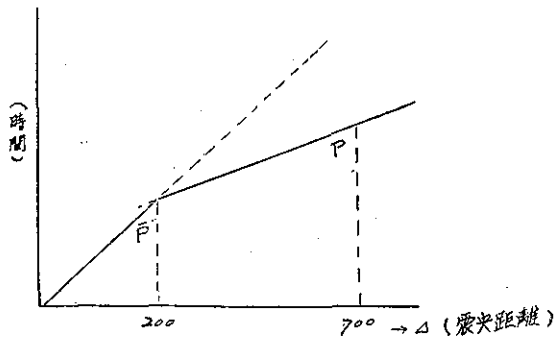


圖 1：走時曲線

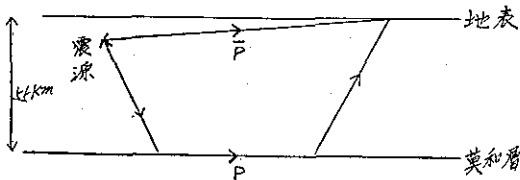


圖 2：莫和層

\bar{P} 。另外經過震地波速度較大之下層而傳播至觀測站者為 p 。據 A. Mohorovičić, S. Mohorovičić (1914, 1916), B. Gutenberg (1915, 1925), O. Hecker (1922) 及 G. Krumbach (1926) 等之研究，於歐洲 \bar{P} 之速度為 5.6 km/sec，且隨深度而稍增，至地表下 55 公里處，其速度為 5.9 km/sec。於下層， p 波速度不連續的增加至 7.9 km/sec。此境界面稱為莫和不連續層 (Mohorovičić discontinuity or layer) 簡稱莫和層 (Moho layer)。

其後 H. Jeffreys (1926), V. Conrad (1928) 等發現地殼表層由兩層構成。即如第三圖莫和層可再分為厚度約 40 公里及厚度約 55 公里等兩層。傳播最表層之縱波為 \bar{P} ，第二層者為 p^* ，最下層者為 p 。而求其速度 $V_{\bar{P}}$ 為 5.6 km/sec， V_{p^*} 為 6.5 km/sec，為 V_p 為 8.1 km/sec。地表下約 40 公里處之

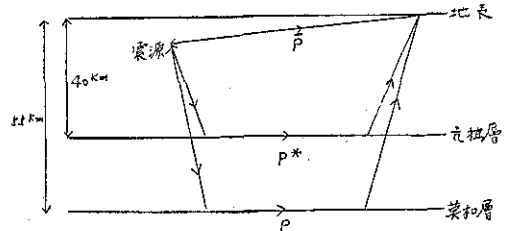


圖 3：莫和層及克拉克

不連續層稱為克拉克層 (Conrad discontinuity or layer)。

松澤武雄 (1929) 年研究日本之淺發地震，得地表下約 20 公里及約 50 公里處有兩層地震波速度不連續層。依次稱為松澤上層及松澤下層，而其速度 $V_{\bar{P}}$ 為 5.0 km/sec， V_{p^*} 為 6.1~6.2 km/sec， V_p 為 7.5 km/sec。

二、臺灣地區地殼淺層內地震波縱波速度

根據 Herglotz-Wiechert 之方法，假設地球為真圓球，地表面附近之地震波速度為 V_0 ，於震央距離為 Δ 處之地震波入射角為 i_0 ($=\frac{\pi}{2}-e_0$, e_0 為射出角) 如第四圖所示。設 T 為走時，於地表之視速度為 \bar{V}_Δ ，

$$\bar{V}_\Delta = \frac{d\Delta}{dT}, \sin i_0 = V_0 \frac{dT}{d\Delta} = \frac{V_0}{\bar{V}_\Delta} \dots \dots (1)$$

由走時曲線根據此式可求得 \bar{V}_Δ 及 i_0 為 Δ 之函數。

最深點 (Vertex) S 和地球中心之距離為 r_s ，在 S 點之地震波速度為 V_s ，地球半徑為 r_0 ，則

$$\frac{r_s}{V_s} = \frac{r_0}{V_0} \cos e_0 = \frac{r_0}{V_0} \sin i_0 \dots \dots (2)$$

由(1)式可得

$$\bar{V}_\Delta = \frac{V_0}{\sin i_0} = \frac{r_0}{r_s} V_s \dots \dots (3)$$

即於某一地震波線最深之長速度和地震波線於地面射出點之視速度之間有下列關係。

$$V_s = \frac{r_s}{r_0} \bar{V}_\Delta \dots \dots (4)$$

故最深點之地震波速度 V_s 可由 \bar{V}_Δ , r_s 及 r_0 求之。
在 Δ 很小之範圍內即地表面可視為平面時, $\frac{r_s}{r_0} \doteq 1$ 則 $V_s = \bar{V}_\Delta$ 。

再設此地震波線和半徑 r 球面之交點處入射角為 i_r , 此點之速度為 V , 地震波線於 O 點所成之角為 Θ , 最深點和地球中心距離等於 r 之地震波線於地表面上之視速度, 設為 \bar{V}_r , 如第四圖所示,

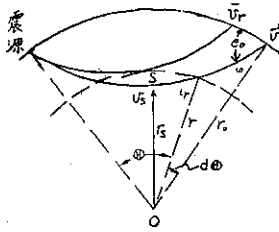


圖 4:

$$\begin{aligned} \sin i_r &= \frac{V}{r} \cdot \frac{r_0}{V_0} \sin i_0 \\ &= \frac{r_0}{r} V \frac{\sin i_0}{V_0} = \frac{\bar{V}_r}{\bar{V}_\Delta} \dots \dots \dots (5) \end{aligned}$$

$$d\Theta = \frac{dr}{r} \tan i_r, \quad r_0 \Theta = \Delta \dots \dots \dots (6)$$

$$\begin{aligned} \tan i_r &= \frac{\sin i_r}{\sqrt{1 - \sin^2 i_r}} = \frac{\frac{\bar{V}_r}{\bar{V}_\Delta}}{\sqrt{1 - \frac{\bar{V}_r^2}{\bar{V}_\Delta^2}}} \\ &= \frac{1}{\bar{V}_\Delta} \frac{1}{\sqrt{\frac{1}{\bar{V}_r^2} - \frac{1}{\bar{V}_\Delta^2}}} \dots \dots \dots (7) \end{aligned}$$

對 $d\Theta$ 積分由最深點至地表面得

$$\begin{aligned} \frac{\Theta}{2} &= \int_{r_s}^{r_0} d\Theta = \int_{r_s}^{r_0} \tan i_r \frac{dr}{r} \\ &= \frac{1}{\bar{V}_\Delta} \int_{r_s}^{r_0} \frac{d \ln r}{\sqrt{\frac{1}{\bar{V}_r^2} - \frac{1}{\bar{V}_\Delta^2}}} \dots \dots \dots (8) \end{aligned}$$

r_Δ 為震央距離 Δ 之地震波線最深點有關之量故由 r_Δ 代替 r_s 。於積分下限, ($r=r_\Delta$, $\bar{V}_r = \bar{V}_\Delta$) 於上限 ($r=r_0$, $\Delta=0$, $\bar{V}_r = (\bar{V}_\Delta)_{\Delta=0} = V_\Delta$)

$$\text{設 } \frac{1}{\bar{V}_r^2} = \xi, \quad \frac{1}{\bar{V}_\Delta^2} = x \dots \dots \dots (9)$$

$$\frac{\Delta \bar{V}_\Delta}{2r_0} = \int_x^{\left(\frac{1}{V_0}\right)^2} \frac{d \left(\ln r \right)}{\sqrt{\xi - x}} d\xi \dots \dots \dots (10)$$

(10)式左邊可由走時曲線求之。此式為 Abel 積分方程

式之特定場合, 其解為

$$\begin{aligned} \frac{d}{d\xi} (\ln r) &= \frac{1}{2\pi r_0} \frac{d}{d\xi} \int_{\xi}^{\left(\frac{1}{V_0}\right)^2} \frac{\Delta \bar{V}_\Delta}{\sqrt{x - \xi}} dx \dots \dots \dots (11) \end{aligned}$$

於 $x = \left(\frac{1}{V_0}\right)^2$ 時, $\bar{V}_\Delta = V_0$, $\Delta = 0$ 。 $x = \xi$ 時 $\Delta = \Delta_r$ 。
。因此

$$\begin{aligned} \ln \frac{r_0}{r} &= \frac{1}{2\pi r_0} \int_{\Delta=\Delta_r}^{\Delta=0} \frac{\Delta \bar{V}_\Delta d\left(\frac{1}{\bar{V}_\Delta}\right)^2}{\sqrt{\frac{1}{\bar{V}_r^2} - \frac{1}{\bar{V}_\Delta^2}}} \\ &= -\frac{1}{\pi r_0} \int_{\Delta=0}^{\Delta=\Delta_r} \frac{\Delta d\left(\frac{\bar{V}_r}{\bar{V}_\Delta}\right)}{\sqrt{\left(\frac{\bar{V}_r}{\bar{V}_\Delta}\right)^2 - 1}} \dots \dots \dots (12) \end{aligned}$$

$$\text{設 } \frac{\bar{V}_r}{\bar{V}_\Delta} = p \dots \dots \dots (13)$$

$$\begin{aligned} \ln \frac{r_0}{r} &= -\frac{1}{\pi r_0} \int_{\Delta=0}^{\Delta=\Delta_r} \frac{\Delta dp}{\sqrt{p^2 - 1}} \\ &= -\frac{1}{\pi r_0} \int_{\Delta=0}^{\Delta=\Delta_r} \Delta d \operatorname{arccosh} p \\ &= -\left[\frac{\Delta}{\pi r_0} \operatorname{arccosh} p \right]_{\Delta=0}^{\Delta=\Delta_r} \\ &\quad + \frac{1}{\pi r_0} \int_{\Delta=0}^{\Delta=\Delta_r} \operatorname{arccosh} p d\Delta \dots \dots \dots (14) \end{aligned}$$

最後式第一項等於零。因此設

$$p = \frac{\bar{V}_r}{\bar{V}_\Delta} = \cosh q \dots \dots \dots (15)$$

可得

$$\ln \frac{r_0}{r} = \frac{1}{\pi r_0} \int_{\Delta=0}^{\Delta=\Delta_r} q d\Delta \dots \dots \dots (16)$$

由走時曲線求 Δ 和 \bar{V} 之關係, 於某一任意震央距離處之 \bar{V}_Δ 設為 \bar{V}_r , 且設 \bar{V}_r 為一定, 依上式用數值積分或圖解積分方法求 r 。 r 為到達此點之地震波線最深點和地球中心之距離。而最深點之地震波速度 V 為 $V = \frac{r}{r_0} \bar{V}_r$ 。其次選其它點之 \bar{V}_r , 而行同樣計算。

如此反覆計算, 可得地球內部之地震波速度分佈詳細情形。

本文使用民國48年8月15日恒春地方烈震紀錄推

算臺灣地區地殼淺處之地震波縱波速度分佈。此次地震震央位於恒春東南東 67 公里即北緯 21 度 45 分，東經 121 度 20 分，震源深度約為 10 公里。恒春地方最大震度為六級，造成死者 16 人，傷者 63 人，房屋全倒 789 戶，損害 752 戶之災害。當時地震有感距離半徑超過 300 公里，故其規模屬顯著地震。此震源深度係根據日本之走時表推算，故是否準確，需待將來臺灣地區標準走時表確定後才能知道。考災害狀況及地裂，噴泥，噴水及山崩等地殼變動等現象，著者認此震源深度為較淺。

第四表為各地震觀測站觀測表，繪成走時曲線如第五圖。此走時曲線由下式代表，應用最小二乘法求其常數。

$$t = a + b\Delta + c\Delta^2 + d\Delta^3 \dots\dots\dots (17)$$

上式 Δ 為震央距離 (km)， t 為走時以第四表之 p 波發現時 16 時 57 分為零點，單位為秒， a, b, c 及 d 為常數，計算結果得

表 4：各地觀測表

觀測所名	發震時 (p)			S 發現時			震央距離 (km)
	120°E			120°E			
	h	m	s	h	m	s	
恒 春	16	57	08.8	16	57	16.3	67
大 武			11.3			—	80
臺 東			17.4			29.8	112
高 雄			21.7			—	145
新 港			22.8			40.0	146
臺 南			25.7			40.9	178
玉 山			29.5			50.0	192
阿里山			28.6			52.1	199
花 蓮			36.2			05.6	240
澎 湖			39.0			10.1	266
臺 中			39.1			11.1	266
宜 蘭			47.5			25.9	326
新 竹			48.3			28.5	333
臺 北			51.2			35.4	357

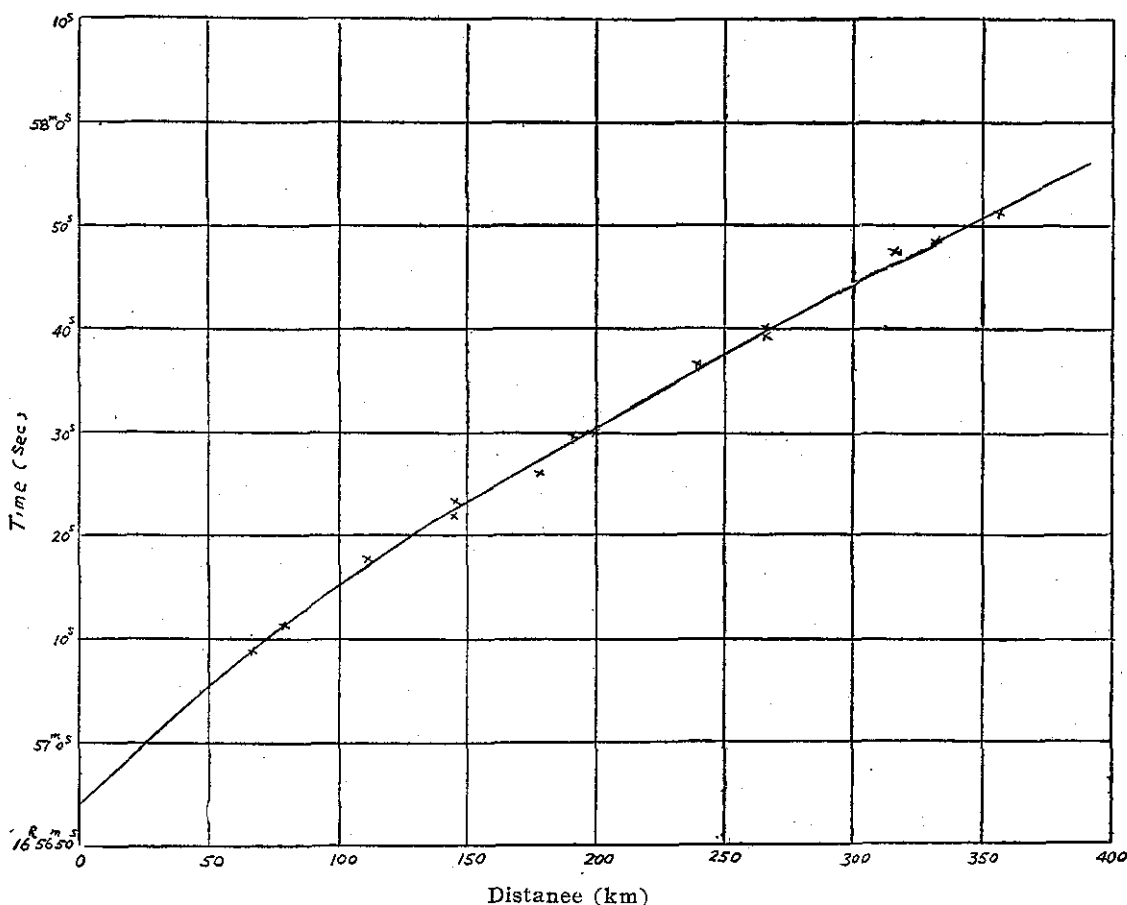


圖 5：走時曲線 (1959.8.15 恒春北方烈震)

$$t = -6.315 + 0.2506\Delta - 0.0004284\Delta^2 + 0.0000005034\Delta^3 \dots\dots\dots(18)$$

由上式知當 Δ 等於零時，即震央之 p 波發現時為 16 時 56 分 54 秒，故第五圖走時曲線由此點開始。由(18)式所求之走時 t_c 及觀測站實際觀測之走時 t_0 如第五表，其差 Δt 很小，故(18)式尚屬適當。視速度之值可由(18)對於 t 微分得(19)式求之。

$$\frac{d\Delta}{dt} = [0.2506\Delta - 0.0008568\Delta^2 + 0.0000011068\Delta^3]^{-1} \dots\dots\dots(19)$$

表 5：

觀測所名	震央距離 Δ (km)	(18)式計算值 t_c (sec)	實測值 t_0 (Sec)	誤差 $\Delta t = t_c - t_0$
恒 春	67	8.7	08.8	- 0.1
大 武	80	11.3	11.3	0.0
臺 東	112	17.1	17.4	- 0.3
高 雄	145	22.5	21.7	+ 0.8
新 港	146	22.6	22.8	- 0.2
臺 南	178	27.5	25.7	+ 1.8
玉 山	192	29.4	29.5	- 0.1
阿 里 山	199	30.5	28.6	+ 1.9
花 蓮	240	36.1	36.2	- 0.1
澎 湖	266	39.5	39.0	+ 0.5
臺 中	266	39.5	39.1	+ 0.6
宜 蘭	326	47.2	47.5	- 0.3
新 竹	333	48.2	48.3	- 0.1
臺 北	357	51.5	51.2	+ 0.3

如第六圖所示 E 為震源， Δ 為震央距離，A 為觀測站， r_0 為地球半徑，當地震波線至最深點 S 距地球中心為 r 時，於 A 點之視速度為 \bar{V}_r ，由(5)式知

$$\sin i_r = \frac{\bar{V}_r}{\bar{V}_\Delta}$$

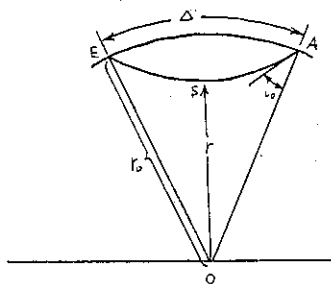


圖 6：

於最深點 S 之地震波速度以 V 表之，則(4)式變為

$$V = \frac{r}{r_0} \bar{V}_\Delta = \frac{r}{r_0} \left(\frac{d\Delta}{dt} \right)_\Delta \dots\dots\dots(20)$$

上式中 $\left(\frac{d\Delta}{dt} \right)_\Delta$ 之值可由走時曲線求之。然最深點至地球中心距離 r ，則由

$$\ln \frac{r_0}{r} = \frac{1}{\pi r_0} \int_0^{\Delta_\Delta} q d\Delta \dots\dots\dots(16)$$

及

$$\cosh q = \frac{(\sin i_0)_\Delta}{(\sin i_r)_\Delta} = \frac{V_0 \left(\frac{dT}{d\Delta} \right)_\Delta}{V_\Delta \left(\frac{dT}{d\Delta} \right)_\Delta}$$

$$= \frac{\left(\frac{d\Delta}{dT} \right)_\Delta}{\left(\frac{d\Delta}{dT} \right)_A} \quad 0 \leq \Delta \leq \Delta_A \dots\dots\dots(21)$$

$$V_0 = \lim_{\Delta \rightarrow 0} \left(\frac{d\Delta}{dT} \right)_\Delta \dots\dots\dots(22)$$

$$r_0 = 6371.2 \text{ (km)} \dots\dots\dots(23)$$

諸式求得 $\int_0^{\Delta_A} q d\Delta$ 之值係由雙曲線函數求得 q 值，然後繪成 q 與 Δ 曲線，如第七圖所示，此曲線內包括之面積即 $\int_0^{\Delta_A} q d\Delta$ 。此值及(23)式之值代入(16)式

後可得 r 值。由已知 r 值及相當 $\frac{dT}{d\Delta}$ 值由(20)式可得該深度之地震波速度。如此計算結果列於第六表。第六表之計算，自震央距離零之相對深度為零計至震央距離 360 公里之相對深度為 63.2 公里止。其他第八圖表示震央距離與最深點深度之關係，第九圖表示震央距離與地震波速度之關係，第十圖表示深度與地震波速度之關係，均根據第六表數值繪成。由此表可知臺灣地區地殼淺層內之地震縱波速度分佈情形。

三、臺灣地區地殼表層之構造及莫和層

由第六表及第十圖可知臺灣地區地殼淺層內地震縱波速度之分佈情形。而此速度之分佈顯出一種性質，即當深度增大時，速度之增加量 δV 不同。即於地表面之速度起速度增加量之差 $(\delta V_{h+1} - \delta V_h)$ 為正，亦 ΔV 隨深度增加而增加，至深度為 19 公里處地震波速度為 5.71 km/sec，此後當深度增大時，其速度增加量之差變負，即速度增加量隨深度增大而減小，至深度 57.9 公里處速度為 7.93 km/sec 止。自此後速度增加量又有隨深度而緩慢增加之趨勢。如此於深度

表 6:

Δ (km)	$\frac{d\Delta}{dt}$ (km/sec)	$\sin i_0$	$\int_0^\Delta q d\Delta$	r (km)	r_0-r (km)	V (km/sec)	ΔV
0	3.99	1.000	—	6371.2	0.0	3.99	0.14
10	4.13	0.966	1.870	6370.6	0.6	4.13	
20	4.27	0.934	4.654	6369.7	1.5	4.27	0.14
30	4.42	0.903	8.096	6368.6	2.6	4.42	0.15
40	4.57	0.873	13.99	6366.7	4.5	4.57	0.15
50	4.72	0.845	18.97	6365.2	6.0	4.72	0.15
60	4.89	0.816	26.02	6362.9	8.3	4.88	0.16
70	5.05	0.790	32.44	6360.9	10.3	5.04	0.16
80	5.22	0.765	39.67	6358.6	12.6	5.21	0.17
90	5.38	0.741	47.33	6356.1	15.1	5.37	0.16
100	5.55	0.719	55.01	6353.7	17.5	5.53	0.16
110	5.73	0.696	63.01	6352.2	19.0	5.71	0.18
120	5.90	0.677	72.17	6348.3	22.9	5.88	0.17
130	6.08	0.656	—	—	—	—	(0.33) 0.165
140	6.24	0.639	89.46	6342.8	28.4	6.21	
150	6.41	0.623	—	—	—	—	(0.32) 0.16
160	6.57	0.608	107.5	6337.1	33.5	6.53	
170	6.73	0.593	—	—	—	—	(0.31) 0.155
180	6.88	0.579	125.8	6331.3	39.9	6.84	
190	7.01	0.569	—	—	—	—	(0.27) 0.135
200	7.16	0.559	143.4	6325.7	45.5	7.11	
210	7.30	0.546	—	—	—	—	(0.23) 0.115
220	7.40	0.539	158.9	6320.8	50.4	7.34	
230	7.43	0.537	—	—	—	—	(0.17) 0.085
240	7.58	0.526	173.0	6316.4	54.9	7.51	0.12
250	7.70	0.518	182.7	6313.3	57.9	7.63	0.00
260	7.70	0.518	182.7	6313.3	57.9	7.63	
270	7.73	0.517	—	—	—	—	(0.04) 0.02
280	7.74	0.516	189.1	6311.3	59.9	7.67	
290	7.75	0.515	—	—	—	—	(0.03) 0.01
300	7.76	0.514	—	—	—	—	
320	7.77	0.513	194.8	6309.5	61.7	7.69	
360	7.78	0.512	199.6	6308.0	63.2	7.71	0.02

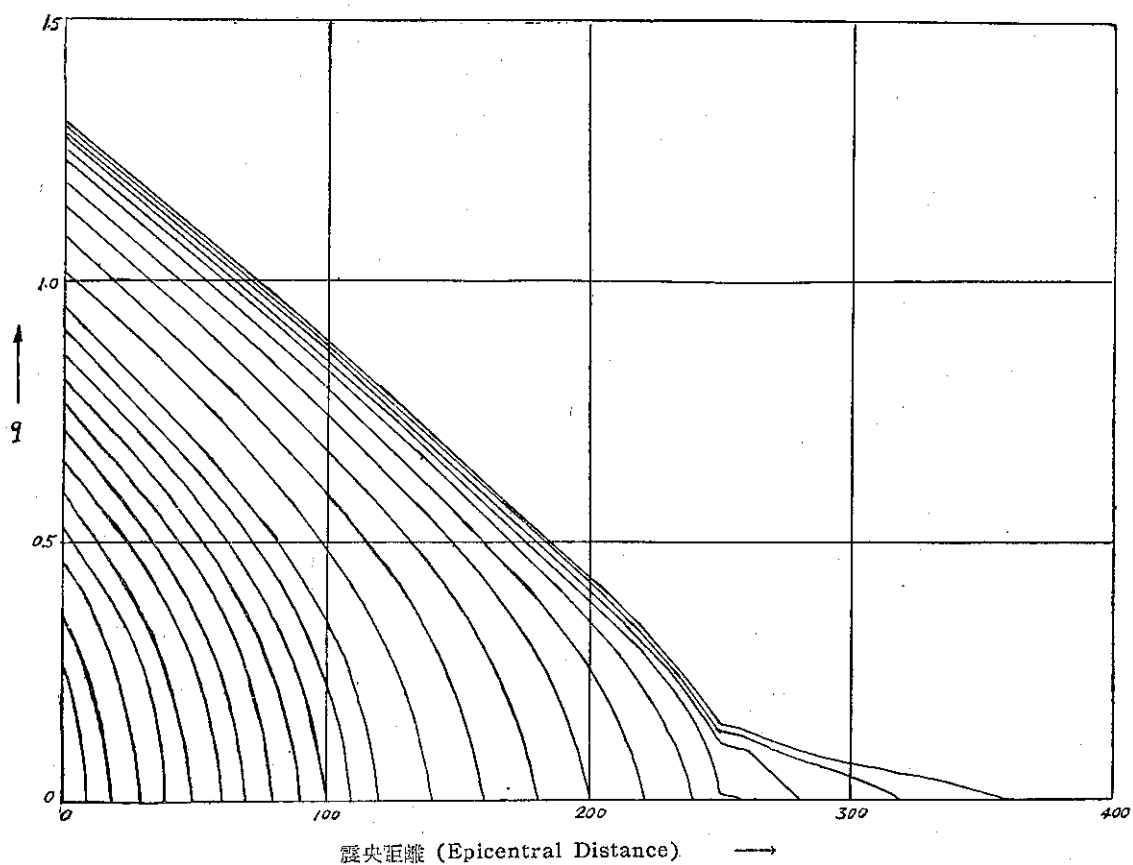


圖 7: $q-\Delta$ 曲線

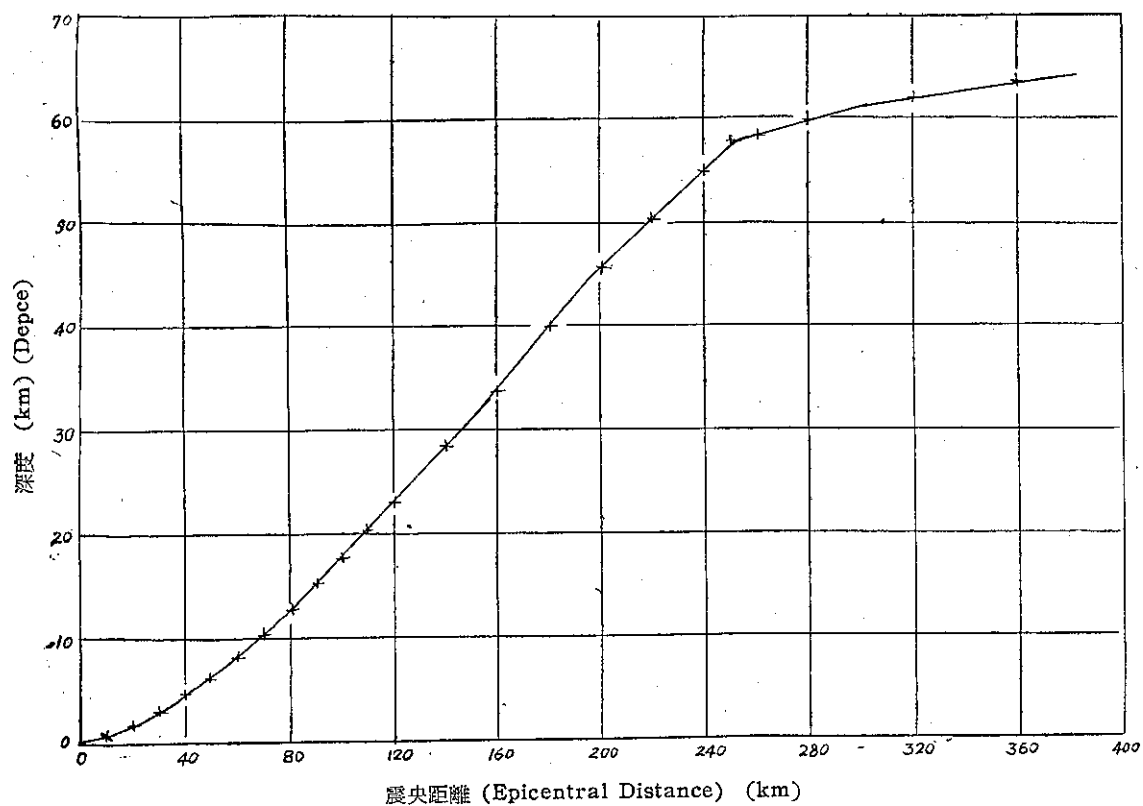


圖 8: 震央距離與最深點深度

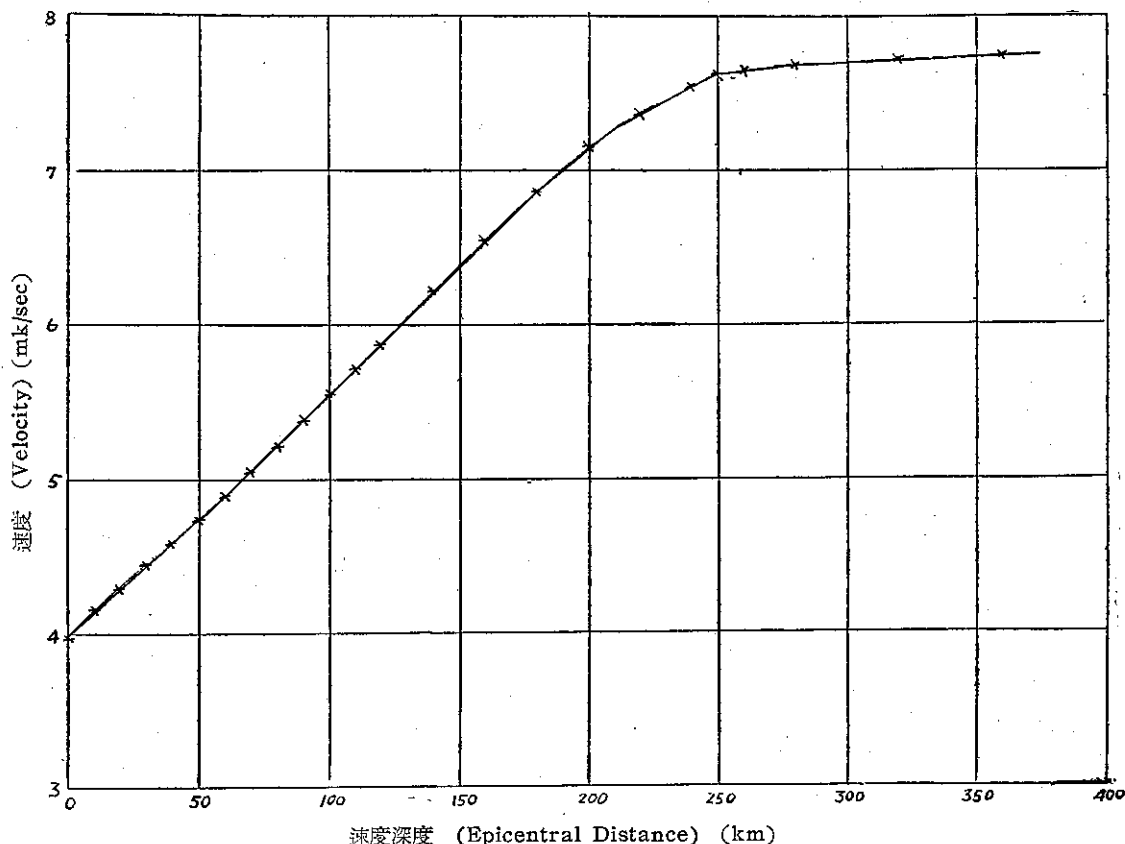


圖 9：地震波速度與震央距離

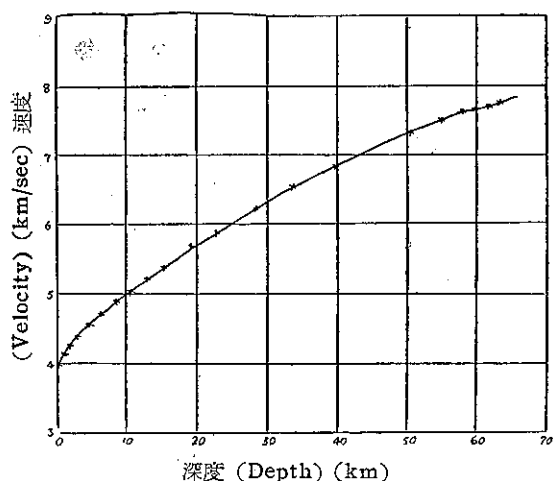


圖10：地震波速度與深度

約19公里處及約58公里處之地震波速度發生不連續的變化。因此可以考慮臺灣地區之地殼表層有兩層地震波速度較小的地層存在，而第一及第二不連續層深度依次為地表面下約19公里及約58公里。

次求上層即地表面至深度19公里間之平均縱波速

度即 $V_p = 4.77 \text{ km/sec}$ ，地下19公里至58公里之平均縱波速度即 $V_{p^*} = 6.88 \text{ km/sec}$ ，地下58公里以下因本文祇計算至深度63.2公里處故其縱波速度平均約為 (7.68 km/sec) 由第一表，第二表及第三表可推知歐洲，北美，紐西蘭，中央亞洲及日本等地三縱波速度。臺灣地區所得數值和大陸地區比較相差較大，但和島國日本之數值比較接近。即上層厚度和松澤上層大略相等，下層即莫和層之厚度為58公里，比歐洲55公里及日本50公里稍深。因臺灣中央山脈高度很高，故地殼表層矽鋁層 (Sial) 較厚，依據地殼均衡 (Isostasy) 學說尚屬合理。

四、結 語

臺灣地區現尚無標準走時表，臺灣省氣象局研究調查地震均採用日本之走時表。本文所得臺灣地區地殼淺層內地震波縱波速度資料可供今後推算臺灣地區標準走時表之參考。同時由地震學的觀點推定臺灣地區地殼表層構造分為兩層，上層深度為19公里，下層即莫和層深度為58公里。

參 考 文 獻

1. A. Mohorovičić: Das Beben vom 8. Oktofer 1909, gahrb. Meteorol. Observatorium Zagreb für das jahr 1909, 9, T.W.A.I. Zagreb, 1910.
2. H. Jeffreys: On near Earthquakes, M.N.R.A.S. geophys. Suppl. 1, 385-402, 1926.
3. V. Conrad: Das Schwadorfer Beben, Gerl. Beben, Gerl. Beitr. 20, 240-277, 1928
4. T. Matsuzawa: Observation of Some of Recent Earthquake and their Time-Distance curves, B.E.R.I. vol 5, 1-28, 1928.
5. J.B. Macelwane & F.W. Sohn: Introduction to Theoretical Seismology, Part 1, 180-205, 1936.
6. J.B. Macelwane: Evidence on the interior of the Earth derived from seismic sources, International Constitution of the Earth, 2nd Ed. 227-304, 1951.
7. K.C. Chakravortty and D.P. Ghosh: Seismological Study of the Crustal Layers in Indian Region from the Date of Near Earthquakes, Proceedings of the second world conference on Earthquake Engineering, PP1633-1646, Japan, 1960.
8. 鷺坂清信: 地殻淺層内の震波速度, 驗震時報第5卷第一號, 55-92, 1931.
9. 本多弘吉: 地震縱波の速度について, 驗震時報, 第5卷第一號, 93-109, 1931.
10. 本多弘吉: 地震波動, 103-108, 146-149, 1954.
11. 恒春地方烈震調查報告, 臺灣省氣象所, 呂新民編 1960

物理與經驗觀點談降水量預報

蔣 志 才

Quantitative Precipitation Forecasting on Physical and Empirical Bases

Chih-tsai Chiang

一、前 言

預報降水量是必需依據空氣垂直運動與水汽含量作估計，要直接解決這兩個問題也曾企圖試過，不過本篇是用較非直接方式解說。並未明確計算空氣垂直運動，然推理垂直運動必隨伴有低層大範圍之水平輻合，該項假定在許多情況下均可發生，如在地面圖之等壓線或低層等壓面圖之等高線必為氣旋式，方能有大範圍之輻合現象。但氣旋之發生又接於以下兩途：(1)動力軌跡顯示有平面縮小範圍，(2)由輻散方程式之積分數值，假定可從當時天氣狀態估計氣旋量之強度。

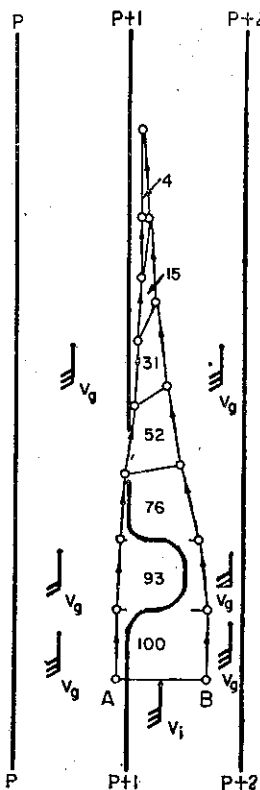


圖 1：氣壓場有氣旋型切變之動力軌跡，最後產生輻合

。至於水汽容積計算，為大氣中含水汽之容積（面積乘可降雨量），也是某一區域內降水量（面積乘深度）。

二、動力軌跡計算

Bjerknes⁽¹⁾ 與 Petterssen⁽²⁾ 之研究認為氣流經過一半停留狀態之氣壓系統，該系統內之地轉風切，下流轉為較氣旋式，輻合將趨於發展。此種觀念可用作定量計算動力軌跡，以水平面或定壓面上，原為長方形之四角，隨時間之面積變化為依據。例如圖 1，動力軌跡計算是由原始四方形，吹向氣旋型地轉風切區域，乃該區域將在未來 7 小時內，將使原四方形面積趨於縮小至零。如圖 1 所示：圖中各多角形中數字

為原始面積之百分數，各○之間距離為每小時行跡。

氣壓單位毫巴 (mb)

V_g = 地轉風

V_i = 實際風

當氣流吹向等壓線（或等高線）氣旋型彎曲區域，將會發生同樣作用。如圖 2：

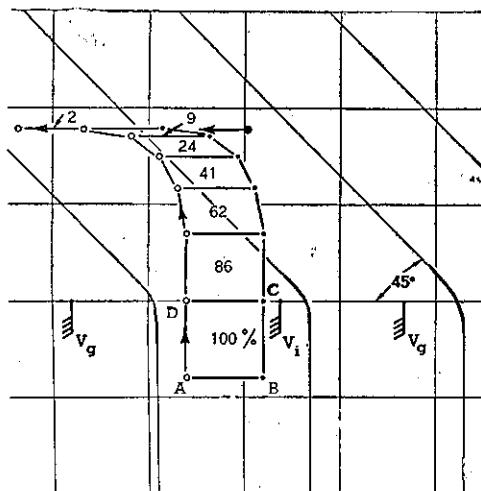


圖 2：氣旋型彎曲氣壓場之動力軌跡

原始方形面積隨風移向或經過氣旋型彎曲區域時，亦將縮小面積為零，因動力軌跡不計摩擦力，AB 線原在 CD 線之南方。經 7 小時後反在其北，當然實際上 AB 線是不致予超過 CD 線。

圖 3 及圖 4 表示風具有反氣旋型之切變及彎曲時，均各有使面積縮小之效應，惟氣壓場係線性者。

渦旋方程式可用作此項解釋，當風之渦旋隨時間轉變趨於氣旋形增加，則將產生輻合，若其他情況相同，實際風之渦旋改變為地轉風渦旋，使地轉渦旋變為更加氣旋型，設氣壓梯度隨時向氣流方向改變，輻合也將產生。

此種輻合產生情形很可以察覺，在此等情況中，氣旋性出現後，輻合即出現，在其下游氣旋性最大區，輻合亦達最大值。

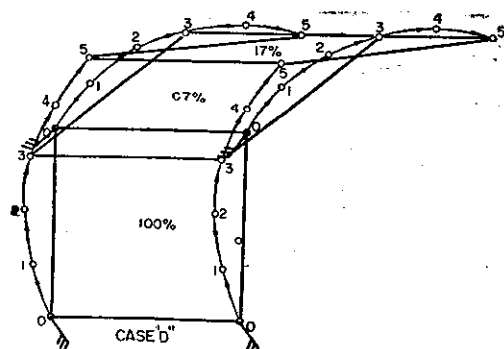


圖 3：反氣旋型旋轉之風場產生輻合 (D)
 $\phi = 30^\circ \text{N}$, 氣壓梯度 = 0

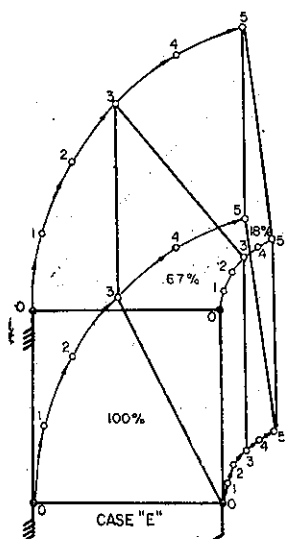


圖 4：反氣旋型風切場產生輻合 (E)

三、輻散發展方程式

上節已將產生輻合之情況，作數個簡單例子說明，本節目的為基於數學觀點，與在各種情況下可得之數量研究。軌跡法則常以無摩擦為例，在 Goodyear⁽³⁾ 對三個角以上之多角形之軌跡法已有解說，並該法對輻合區域之位置已能確定。可是數學方法，在有些簡單例證中對某種特質，更能作量的計算，此為軌跡法多次試用所不及者，本法為 1944 年熱帶氣象研究所 Bellamy 氏之「輻合說」一篇，所最先建議採用，之後該氏也曾簡化修改，與 Charney⁽⁵⁾ 之「均衡方程式」有密切之關連。

輻散發展方程式，說明輻散與真風 (Real Wind) η 渦旋率之關係，以下有兩相似之方程式說明輻散為地轉渦旋率 (Geostrophic Vorticity) η_g 之函數，至於真風渦旋率，在此方程式內也已含義說明。

在 A 水平面積上，平均水平速度輻散 $\overline{\text{Div } \mathbf{V}}$ 可列為：

$$A \overline{\text{Div } \mathbf{V}} = \frac{dA}{dt} = \phi(udy - vdx) \dots \dots (1)$$

依時間之微分方程式

$$\frac{d}{dt} \overline{\text{Div } \mathbf{V}} + (\overline{\text{Div } \mathbf{V}})^2 = \frac{1}{A} \left[\phi \left(\frac{du}{dt} \right. \right.$$

$$\left. \frac{dv}{dt} dx \right) + \phi(udv - vdu) \dots \dots (2)$$

在旋轉之地球水平運動無摩擦方程式：

$$\frac{du}{dt} = fv' \dots \dots (3)$$

$$\frac{dv}{dt} = -fu' \dots \dots (4)$$

U' 與 V' 為地轉偏向分力，故(2)式右面第一組可寫為：

$$\frac{1}{A} \left[\phi \left(\frac{du}{dt} dy - \frac{dv}{dt} dx \right) \right] = \frac{1}{A}$$

$$\phi f (v' dy + u' dx) = \overline{\text{curl } f \mathbf{V}'} \dots \dots (5)$$

\mathbf{V} 為總地轉偏向，如科氏參數之變化極小

$$\overline{\text{curl } f \mathbf{V}'} = \overline{f \eta'} \dots \dots (6)$$

第(2)式右面第二組為 A 面積上，兩倍 ($U \cdot V$) 之吉可賓 (Jacobian) 平均值，或為單位面積 U 與 V 等速線交叉數之兩倍，在有些特別情況下該組可估計而得，但為簡化略而不計。在(7)式演繹後，將再作進一步討論之。

因(2)式不包括面積 A 之垂直傾斜變化，而僅考慮水平面積之水平輻散，本項類似渦旋率方程式中渦旋管之轉動。(2)式可改寫為：

$$\frac{d}{dt} \overline{\text{Div } \mathbf{V}} + (\overline{\text{Div } \mathbf{V}})^2 = \overline{f \eta'} \dots \dots (7)$$

從水平氣流無摩擦運動方程式，也可得出已忽略組之第(7)式，並以通熟形式表示

$$\frac{du}{dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \\ = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv \dots \dots (8)$$

$$\frac{dv}{dt} = \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} \\ = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu \dots \dots (9)$$

微分方程式(8)式基以 x，及微分(9)式基以 y，相加

$$\frac{d}{dt} \overline{\text{Div } \mathbf{V}} + (\overline{\text{Div } \mathbf{V}})^2 = \frac{1}{\rho} \nabla^2 p + f \eta \\ + 2J - T - \beta u \dots \dots (10)$$

$$\text{然 } J = \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial y}, T = \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial z} \\ + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial z}, \text{ 又 } \beta = \frac{\partial f}{\partial y}$$

以上各項如以前般被忽略，可是 Shuman⁽¹²⁾ 用 Charney's⁽⁵⁾ 「平衡方程式」，此式為忽略輻散項之(2)式，計算各種天氣情況 500mb 吉可賓之大小。且發現輻散項有時與 $-f \eta'$ 同一大小，而兩者均頗大

於(2)式中前兩項，邏輯思考(2)式未論及吉可賓，不可能適用於一般區域，可是應該相信(2)式對加強幅合發展計算是相當有價值，採用參考資料之拉克倫琴 (Lagrangian) 座標觀念，發現特徵如下：當一濕舌氣流自(10)式各項值均極小地區，移動數小時後，而進入(10)式右面第一項特大 (地轉渦旋率) 之地區，其開始階段(10)式之決定性必在左右面之第一項，當幅合變大，左面之第二項變為重要。尤其當幅合產生在極小區域，而觀測網資料無法察覺之際，更具價值，不過從過去降雨紀錄與用連續方程式之推論，發覺其計算者超過觀測者數倍，因此有若干情況幅合加強發展之前數小時，似乎採用方程式(7)敘述，方為適合。

$$\text{設 } 2J = \frac{1}{2} \left(-\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(-\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 - \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 - \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2$$

因第二項為 $\frac{1}{2}(\text{Div } \nabla)^2$ ，乃(7)式左面第二組可降低一半寫，恰巧與本式之邏輯相符，當然不可能說該演算是具有極實用理由，除非構成吉可賓之其他各項，在這些情況下已作詳盡計算。

取地轉風方程式之渦旋率

$$-\frac{1}{\rho} \nabla^2 p = f \eta_g \dots \dots \dots (11)$$

$$\text{而 } \eta' = \eta - \eta_g \dots \dots \dots (12)$$

η' 為地轉偏向渦旋率 (Vorticity of the geostrophic deviation)。

η 為真風絕對渦旋率 (Absolute vorticity of the real wind)。

η_g 為地轉風絕對渦旋率 (Absolute vorticity of the geostrophic wind)。

故方程式(10)相當於(7)式。

對 y 微分方程式(8)，及對 x 微分(9)式，相減

$$\frac{d\eta'}{dt} + \frac{d\eta_g}{dt} = -(\eta' + \eta_g) \text{Div } \nabla \dots \dots \dots (13)$$

此即為著名之渦旋方程式，其力管項 (Solenoid Term)、扭轉項 (Twisting Term)、摩擦項與科氏參數 (Coriolis Parameter) 變量等均已省略。

方程式(7)與(13)是非線方程式 (Non-linear Equation)，關係幅散增強對地轉渦旋率隨時間之變動，它們可藉數值積分法同時解化，其解化方法將後予以解釋，並將後被稱之非吉可賓方程式 (Non-Jacobi Equation)。

對時間微分方程式(7)，得一簡化之解法如下：

$$\begin{aligned} & -\frac{d^2}{dt^2} \text{Div } \nabla + 2 \text{Div } \nabla \frac{d}{dt} \text{Div } \nabla \\ & = -\frac{d}{dt} \overline{f \eta'} = -\frac{d}{dt} \overline{f(\eta - \eta_g)} \dots \dots \dots (14) \end{aligned}$$

以渦旋方程式(13)之 $\frac{d\eta}{dt}$ 項代入，則(14)式變為：

$$\begin{aligned} & -\frac{d^2}{dt^2} \text{Div } \nabla + 2 \text{Div } \nabla \frac{d}{dt} \text{Div } \nabla \\ & + \overline{\eta f \text{Div } \nabla} = -f \frac{d\eta_g}{dt} \dots \dots \dots (15) \end{aligned}$$

省略該式之左面第二項，並設 $\eta = f$ ，即成(16)式，稱之比較方程式 (Comparison Equation)。

$$-\frac{d^2}{dt^2} \text{Div } \nabla + f^2 \text{Div } \nabla = -f \frac{d\eta_g}{dt} \dots \dots (16)$$

因(7)式之左面第二項從不為負，顯然的，當幅散為正，而在增加時，(15)式之增長率始終小於(16)式者，又當幅散為正而在減弱時，(16)式降低率也遠較(16)式者大，故以比較方程式論幅散在任何所給之原始條件下，將過高估計，幅合則將估計過低。又絕對幅散值愈大，則過高或過低估計之比率也愈大。

(16)式在數理方面有許多研究方式，故為一盛譽之方程式，本篇將後以數值例子說明之。

四、摩擦作用與黏着力

雖則關於大氣中之摩擦與黏着力，尚無法以運動方程式精確解答此問題，不過摩擦力如何影響幅合發展，可由現有之有限資料獲得觀念，在無摩擦方程式所預測之降水與實際降水兩者比較，可獲悉大氣摩擦特性之大概情形。

摩擦力與速率成正比例，方向相反

關於摩擦力之最簡單假定，是用以下方式之運動方程式表示大小

$$\frac{du}{dt} = f v' - k u \dots \dots \dots (17)$$

$$\frac{dv}{dt} = -f u' - k v \dots \dots \dots (18)$$

K 為大氣中任何一層之常數

再演算(7)式之各步驟，則為：

$$\frac{d \text{Div } \nabla}{dt} + \text{Div } \nabla^2 = \overline{f \eta'} - k \text{Div } \nabla \dots (19)$$

J 、 T 與 f 變量如以前均可省略，因摩擦作用為阻止幅散與幅合發生，常數 K 在地面大於空中，事實上如此，乃幅合與幅散在地面將比高層極不易發生，姑以下各項例證之。

$$(\text{Div } \nabla)^2 = -k \text{Div } \nabla$$

$$\text{Div } \nabla = -k$$

若 K 隨高度減小，乃輻合也隨高度減弱，則摩擦作用也隨高度而變為不太重要，雖(17)與(18)式之 K 在計算風速數值是相當準確，不過 K 之小變量也能使(19)式最後一項造成大差誤。

摩擦力與風速之高次方成正比，與方向成反比

較複雜假說表示摩擦力之運動方程式：

$$\frac{du}{dt} = fv' - ku^n \dots\dots\dots(20)$$

$$\frac{dv}{dt} = -fu' - kv^n \dots\dots\dots(21)$$

此 K 為任何一層之常數，並 $n > 1$

再同上推演得：

$$\frac{d\text{Div } \nabla}{dt} + (\text{Div } \nabla)^2 = f\eta'$$

$$-k \left[u^{n-1} \frac{\partial u}{\partial x} + v^{n-1} \frac{\partial v}{\partial y} \right] \dots\dots\dots(22)$$

Navier-Stokes 論調

該二氏運動方程式之形式 (閱 Lamb⁽⁶⁾ 與 Haurwitz⁽⁷⁾) 為：

$$\frac{du}{dt} = fv' + \frac{\mu}{\rho} (\nabla_h^2 u + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}) \dots\dots\dots(23)$$

$$\frac{dv}{dt} = -fu' + \frac{\mu}{\rho} (\nabla_h^2 v + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}) \dots\dots\dots(24)$$

μ 為渦流黏度係數，對 x 與 y 之 $(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z})$ 伸張變量業已省略，其最後一項之如此表示法，是為加強垂直與水平間變量之區別。

再同上推演，並省略其相同各項。

$$\frac{d}{dt} \text{Div } \nabla + (\text{Div } \nabla)^2 = f\eta'$$

$$+ \frac{\mu}{\rho} (\nabla_h^2 \text{Div } \nabla + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \text{Div } \nabla) \dots\dots\dots(25)$$

先考慮右面第二項，可發覺輻合接近最大時，該項值為正，輻散接近最大則為負，由此可見該項作用，始終趨勢減慢輻合輻散之發展。

層與層間之輻合差(25)式，最後一項所得之結果，與其他物理關係類似式子所得結果，將相符。如 Byers⁽⁸⁾ 所分析水汽垂直輸送，熱量下沉輸送與動量之垂直輸送等均相似。

五、容積方程式

在一 A 面積變動區域上之降水量，可由(7)與(13)式之形式計算之。

$$-\frac{d}{dt} \text{Div } \nabla A = f\eta' A \dots\dots\dots(26)$$

$$\frac{d\eta' A}{dt} = -\frac{d\eta_g A}{dt} \dots\dots\dots(27)$$

在 A 區域中，如無小區域正值之地面輻散，與空氣上升是假絕熱的話，由地面輻合與露點即可決定在 A 面積中之降水率，Peterson⁽⁹⁾ 已作此假定，若以上兩種情況符合，又原始 η' 、 η_g 與 $\text{Div } \nabla$ 都很小的話，乃(27)式 $\eta' = -\eta_g$ ，代入(26)式得：

$$\frac{d\text{Div } \nabla A}{dt} = -f\eta_g A \dots\dots\dots(28)$$

若 V 為變動面積 A 之降水總量

$$\frac{dV}{dt} = -\int \text{Div } \nabla A dw \dots\dots\dots(29)$$

w 為可降之水量，(28)式代入得：

$$\frac{dV}{dt} = \int \int f\eta_g A dw dt \dots\dots\dots(30)$$

$$V = \int \int \int f\eta_g A dw dt dt \dots\dots\dots(31)$$

此式可用作一般降水量之計算，該項計算與大區域氣壓之拉百拉欣 (Laplacian of Pressure) 平均值有關，假設該區域內無小區域之地面輻散，及上述之各假設為有效。

六、線壓場方程式 (Linear Pressure Field Equation)

若 η_g 可省略，乃輻散發展方程式(7)可寫為：

$$\frac{d}{dt} \text{Div } \nabla + (\text{Div } \nabla)^2 = f\eta \dots\dots\dots(32)$$

與前同省略吉可賓 (Jacobin)，轉彎 (Turning)，Rossby 參數，與摩擦項。

化渦旋方程式(13)為：

$$\frac{1}{\eta} \frac{d\eta}{dt} = -\text{Div } \nabla$$

已知 η 與 $\text{Div } \nabla$ 之原始值，乃該兩方程式可用下節所用之相同方法，數值解答切變，輻合如何發生請閱圖 3 與圖 4。

七、輻散發展方程式數值解法

本節主要討論比較方程式(16)，與非吉可賓方程式(7)與(13)數值解化，輻合對時間之曲線，係按特定不同時間及各種 η_g 強度，用該兩方程式計算而得，並分析計算求出 η_g 之時間久暫，對輻合發展影響之程度。

比較方程式解法

(16)式之解法 (除去平均符號)

$$\text{Div } V = \left[\frac{1}{f} \left(-\frac{d}{dt} \text{Div } V_0 \right) + \int_0^t \cos ft \frac{d\eta_g}{dt} dt \right] \sin ft + \left[\text{Div } V_0 - \int_0^t \sin ft \frac{d\eta_g}{dt} dt \right] \cos ft \dots\dots\dots (33)$$

或

$$\text{Div } V = A_0 \cos(ft - \alpha_0) + \left[\left(\int_0^t \cos ft \frac{d\eta_g}{dt} dt \right) \sin ft - \left(\int_0^t \sin ft \frac{d\eta_g}{dt} dt \right) \cos ft \right] \dots\dots\dots (33a)$$

$$\text{式中 } A_0^2 = \left[\frac{1}{f} \left(-\frac{d}{dt} \text{Div } V_0 \right) \right]^2 + \text{Div } V_0^2 ;$$

$$\alpha_0 = \tan^{-1} \left[\frac{\frac{1}{f} \left(-\frac{d}{dt} \text{Div } V_0 \right)}{\text{Div } V_0} \right]$$

以0指原始條件

因此 (33a) 式, 任何時間開始之輻散, 均為兩項之和, 右面第一項係正弦曲線函數, 而被限於在原始條件, 而第二項為一種函數, 由 η_g 之性質及時間所限定。

假設 η_g 隨時間有正弦曲線之變化, 其他假設亦可採用, 該項假設應具兩項特質: (1) 為大氣中單一氣塊有時按正弦曲線之形式, 作正或負地轉渦旋率之繼續變化。(2) 如此限定之函數, 可作為計算其值之用。

$$\text{設 } \eta_g = f + k(1 - \cos nft) \dots\dots\dots (34)$$

f 為科氏參數, K 為振幅, 在此特定條件下為1。又 n 為 η_g 曲線時間與半擺日 (A half-pendulum) 長度之比率。

本題均以緯度 $30^\circ N$ 為準, 以時間微分 (34) 式, 並省略科氏參數, 得:

$$\frac{d\eta_g}{dt} = knf \sin nft \dots\dots\dots (35)$$

為研究 η_g 一週期對 $\text{Div } V$ 之影響, $\frac{d\eta_g}{dt}$ 可自

$t = 0$ 至 $\frac{2\pi}{nf}$ 改變之, 再代 (35) 式入 (33) 式, 得:

$$\begin{aligned} \text{Div } V &= \frac{1}{f} \left(-\frac{d}{dt} \text{Div } V_0 \right) \sin ft + \\ &\text{Div } V_0 \cos ft + \left[knf \int_0^t \cos ft \sin nft dt \right] \\ &\sin ft - \left[knf \int_0^t \sin ft \sin nft dt \right] \cos ft \dots\dots (36) \end{aligned}$$

若原始條件 $\text{Div } V_0 = 0$, 與 $-\frac{d}{dt} \text{Div } V_0 = 0$,

積分 (36) 式, 即計算 η_g 一週期各時間之負輻散值, η_g 時間即移動空氣塊之時, 此決定在 n 值之差別。例如 $n=12$, 乃 η_g 時間為2小時, 如圖5所示, η_g 一週期自 $\frac{1}{2}$ 至24小時之間, 輻散均為負值之分佈。 η_g 曲線也不一定表示, 惟按 (34) 式之假設在週期之中途, 常達最高點, 同時圖6所示, 當 η_g 之時間為 $\frac{1}{2}$ 小時, 輻合最

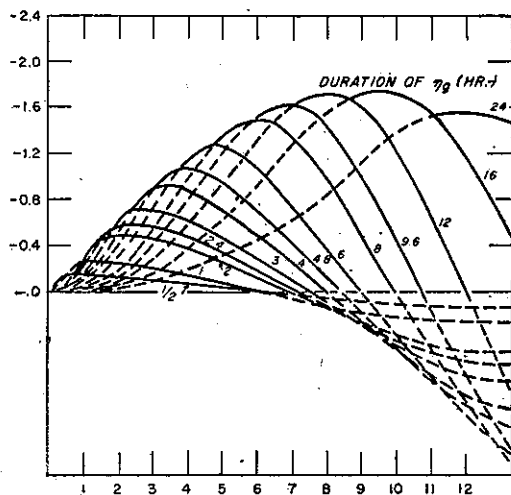


圖5: 在 η_g 時間長短與比較方程式解化輻散之關係

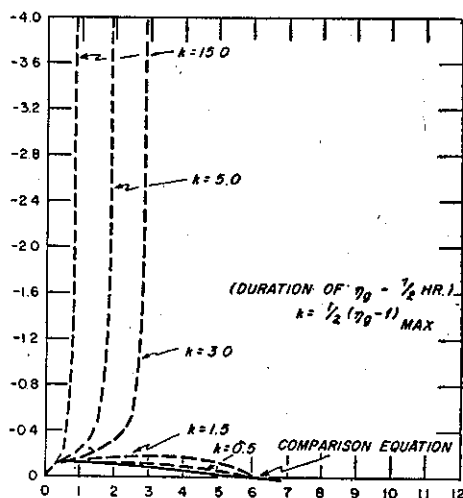


圖6:

高點落後相當 η_g 最高點 $\frac{1}{2}$ 小時, 當 η_g 為10小時之際, 落後多至 $2\frac{1}{2}$ 小時, 由此較方程式計算之輻合數值, 常小於非吉可賓方程式數值計算者。該項比較方程式之特性, 是由於 $(\text{Div } V)^2$ 因子略去之故。

非吉可賓方程式解法 (Non-Jacobian Equation)

該式為：

$$\frac{d}{dt} \text{Div } \Psi + \text{Div } \Psi = f\eta' \dots\dots\dots(37)$$

$$\frac{d\eta'}{dt} + \frac{d\eta_g}{dt} = -(\eta' + \eta_g) \text{Div } \Psi \dots\dots\dots(38)$$

此為非線微分方程 (Non-Linear Differential Equation)，用修正之 Euler 方法解化而得，該方法在 Scarborough⁽¹⁰⁾ 已有解釋，概況如下：

(37)與(38)式應授予原始條件，若 $t=0$ ，乃 $\text{Div } \Psi_0 = 0$ ， $\frac{d}{dt} \text{Div } \Psi_0 = 0$ 。再設(34)與(35)兩式之 f 與 n 保持不變，惟 $k=12 (\eta_g - f) \max'$ ，則 η_g 各種時間及強度之負輻散值可算出，其以時間順次增加之計算步驟如下：

由 $t=0$ 開始，因 η_g ， $\frac{d\eta_g}{dt}$ 與 f 均為已知數
通常計算近似、 $\text{Div}_i \Psi$ 與 η_g 之方程式如下：

$$(\) t_{n+1} = (\) t_n + \Delta t \frac{d}{dt} [(\) t_n] \dots\dots(39)$$

$\text{Div } \Psi$ 與 η' 交互代入括弧內， t_n 指原始時間之值， t_{n+1} 為延續之連接數， Δt 為特定時間間隔，為此為一特定 t ，其他假設，乃此式為：

$$\begin{aligned} (\) t_{n+1} &= (\) t_n + \Delta t \frac{d}{dt} (\) \text{Avg}(t_{n+1}) \dots\dots(40) \\ \frac{d}{dt} (\) \text{Avg}(t_{n+1}) &= \frac{1}{2} \left[\frac{d}{dt} (\) t_{n+1} \right. \\ &\quad \left. + \frac{d}{dt} (\) t_n \right] \dots\dots\dots(41) \end{aligned}$$

以 $\text{Div } \Psi$ 與 η' 之連續數值用(40)與(41)兩式計算，迄各值集中後為止，乃再計算特定之 Δt 連續數值，方程式為用

$$(\) t_{n+1} = (\) t_{n-1} + 2\Delta t \frac{d}{dt} (\) t_n \dots\dots(42)$$

t_n 與 t_{n+1} 之意一如以上所說， t_{n-1} 依照 $\text{Div } \Psi$ 與 η' 值之開始時間由 t_n 向前推，再如上說方法用(42)、(40)與(41)式修正此近似值，每個時間間量計算之，迄至所計算之負輻散數值變符號為止。如果 η' 與 $\text{Div } \Psi$ 在任何時間之連續四次計算中並不集中，為避免計算差誤， Δt 宜用較小者，再用上項方法計算負輻散數值，其 η_g 時間用前 $\frac{1}{2}$ 小時、1 小時、2 小時、4 小時、與 8 小時，而 $(\eta_g - f) \max$ 值變化自 0.1 小時⁻¹ 至 30.0 小時⁻¹，其結果如圖 6—10：

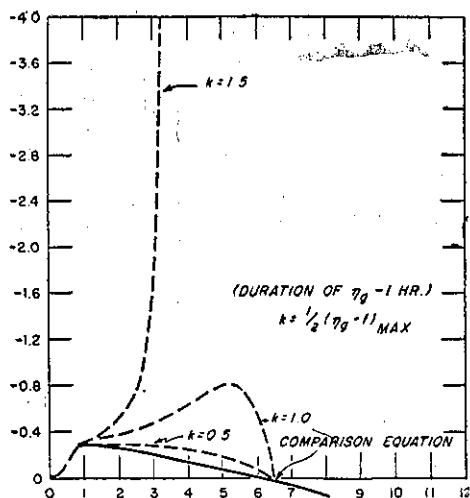


圖 7：

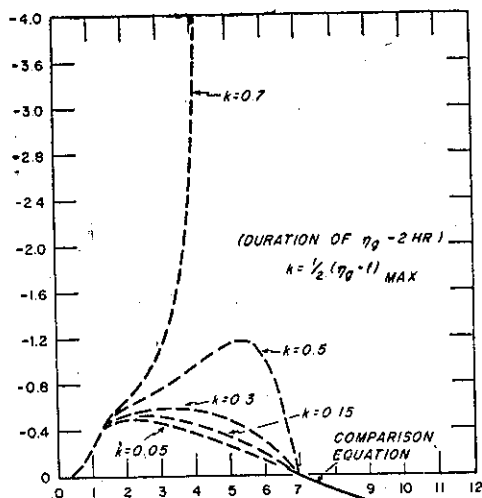


圖 8：

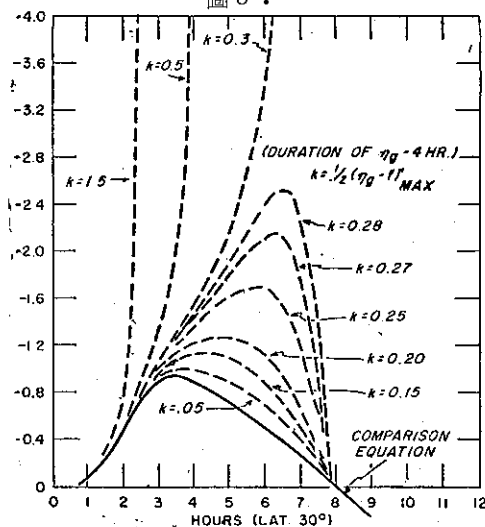


圖 9：

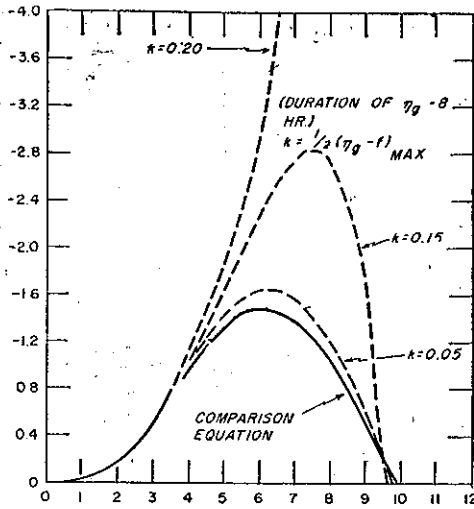


圖10：

其K值之計算，可能與以下觀測氣壓場有關

$$\frac{1}{2\rho f} \left(\frac{P_1 + P_2 + P_3 + P_4 - 4P_0}{L^2} \right)$$

若 $L=100$ 哩， $P=1.20$ 公斤/立方公尺， f 為 $35^\circ N$ 之值，乃 1.0 毫巴線間隔之 K 值應為 0.0693 小時 $^{-1}$ 。

圖6之 η_g 時間為 $\frac{1}{2}$ 小時， $(\eta_g - f) \max$ 之值為 6.0 小時 $^{-1}$ （等於 $2K$ ），幅合曲線之趨勢，於開始後稍超過 1 小時即趨向於無限大負值。若為 3.0 小時 $^{-1}$ 之 $(\eta_g - f) \max$ ，一平均量之幅合分佈在 6 小時內，又若為較小量 1.0 小時 $^{-1}$ 之 $(\eta_g - f) \max$ ，幅合發展幾近乎比較方程式之曲線。由以上之結果，可知強而短暫生命 $(\eta_g - f) \max$ 值，將會在小範圍地區中，在極短時間內產生無限之幅合。然而摩擦阻止其發展，該項數學得數可與小範圍猛烈降雨參照比較。相同 η_g 之時間 $(\eta_g - f) \max$ ，大於觀測之值，僅產生平均幅合

。第7圖之曲線則有相類似之結果，其 η_g 為時間為 1 小時，第8圖時間為 2 小時，其無限與可量幅合之間分界，落在 $(\eta - f) \max$ 為 1.4 小時 $^{-1}$ 與 1.0 小時 $^{-1}$ 之間，當 η_g 時間增加該分界數值減少， $(\eta_g - f) \max$ 之下限，接近觀測值 0.3 小時 $^{-1}$ 。

圖9之 η_g 時間為 4 小時，曲線顯示有趣之結果。茲討論 $K=0.15$ 或 $(\eta_g - f) \max = 0.30$ 小時 $^{-1}$ 之曲線，此一曲線在 0.174 小時 $^{-1}$ 之最大幅合發展附近，極為均齊，沒有不穩定或變為無限之趨向，當 K 值增加，乃幅合曲線最高峯，變為更歪斜（至 $K=0.28$ 或 $(\eta_g - f) \max = 0.56$ ）小時 $^{-1}$ 。即到達一點，可量幅合（ 0.7 小時 $^{-1}$ ）與無限幅合間之分界到達臨界值。第10圖也是同樣情形，經 η_g 時間為 8 小時之別而已。

由以上結果可得出結論如下：短暫生命與強度反常之 η_g ，不伴隨大幅合數值出現如，已知某一區域，有強烈而短暫之變化存在，其聯合之作用，不可能出現如同 η_g 較弱及時間較長時，所產生之猛烈與較長時間之幅合。比較圖6與圖10，就不難發覺該論調是正確的，在圖6， η_g 時間為 $\frac{1}{2}$ 小時 $^{-1}$ ， $(\eta_g - f) \max$ 為 2.0 小時 $^{-1}$ ，最大幅合為 0.27 小時 $^{-1}$ ，而幅合時間約為 6 小時，在圖10， $(\eta_g - f) \max$ 為 0.3 小時 $^{-1}$ ，最大幅合為 0.43 小時 $^{-1}$ ，幅合時間幾至 10 小時。又如圖11至16，這種趨勢更為顯著，若 $\eta_g(\max)$ 強度相同，乃幅合分佈之討論問題是在 η_g 之時間長短。在所有情況中可察覺，凡 η_g 時間愈長，乃最大 η_g 與最大幅合間之時間差異也愈大，所以當強 η_g 之短暫存在，潛在降雨量場分析，可利用顯著之幅合延後計算而得，此種後延係由較小之 η_g ，具有 $2-8$ 小時之結果，該項條件前已述及在各種情況下，均為助益幅散之主要因子。

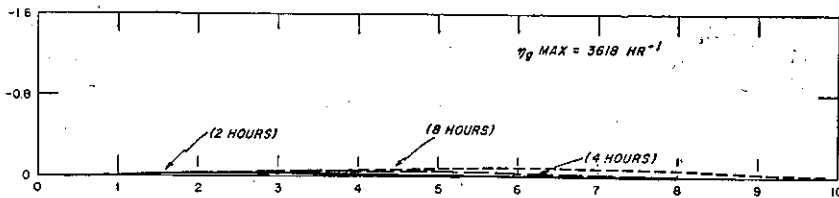


圖11：幅散為 η_g 時間函數

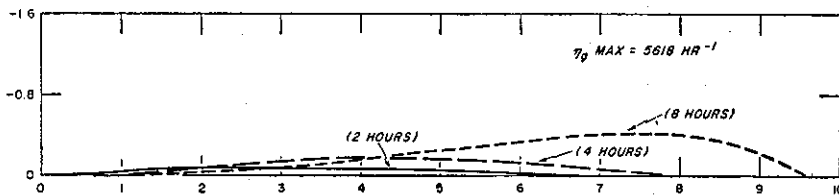


圖12：

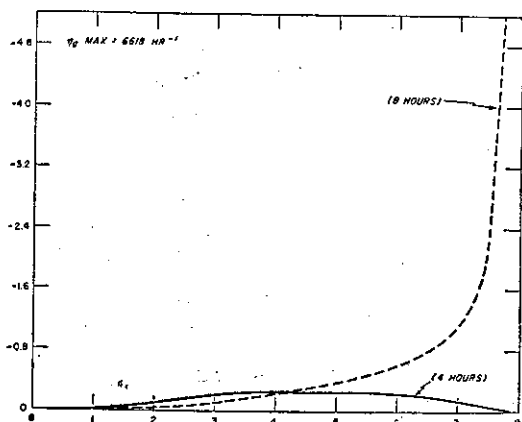


圖13：

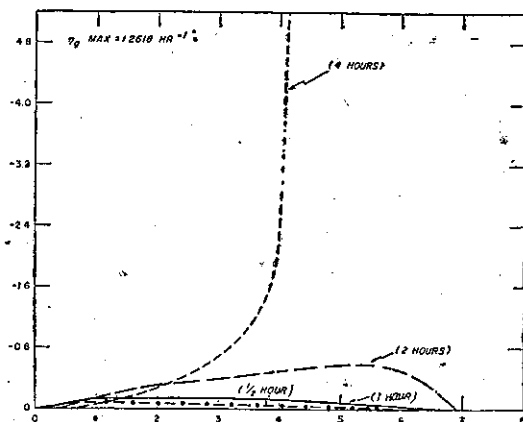


圖15：

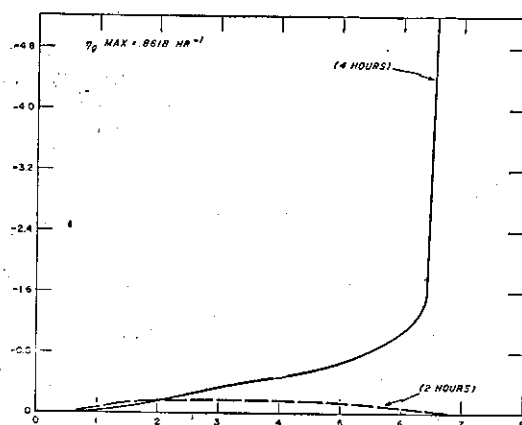


圖14：

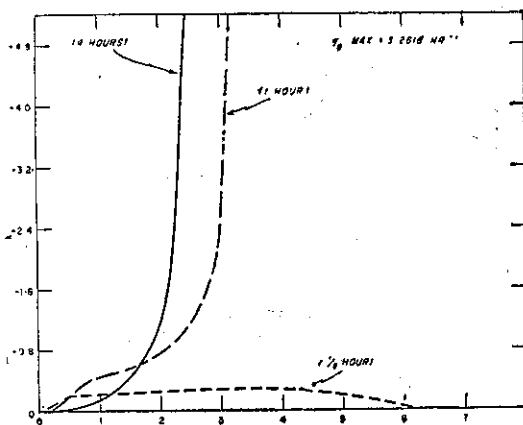


圖16：

八、水汽量之體積預報法

根據經驗研究，大雨時，進入氣旋區之大部水汽，下降而為雨，冬季時所降之降水量，約等於經過自聖達托尼 (San Antonio) 與達力哈賽 (Tallahassee) 之間的墨西哥灣沿岸進入美國之水汽百分之八十，依據研究之結果，發現在特定短時間及小區域內進入氣旋之水汽，下降而為雨之百分比更大，此種關係，可作預報平均降水量之用，設該地區能應用動力軌跡及輻合發展方程式。

九、結 論

成果有三：(1)空氣流入中等強度氣旋，將構成方形面積四角之動力軌跡繪製，而該四方面積常縮小至零；(2)輻散發展數值積分，得出在水平氣壓場確有中度氣旋量發生，乃輻散是近乎負無限大；(3)在許多大降水例子中，其降水量是頗接近濕空氣侵入氣旋系統

之水汽量。

輻散發展方程式數值積分之結論如下：(1)在水平氣壓場形成氣旋型式後，及在該氣旋下風區，有時將發生強烈低空輻合；(2)短暫生命之氣旋（半小時左右）或迅速穿越氣流者，對輻合之發展，作用甚小；(3)持續一小時左右之極大氣旋數值，能於短時內產生極大數值之輻合。

參 考 資 料

1. J. Bjerknes, "Theorie der Ausser Tropischen Zyklonenbildung," Meteorologische Zeitschrift, Vol. 54, No. 12, Dec. 1927, pp. 462-466.
2. S. Petterssen, Weather Analysis and Forecasting, McGraw-Hill Book Co., Inc., New York and London, 1940, pp. 326-332.

3. H. V. Goodyear, "Graphical Solution of Horizontal Velocity Equations and Use in Horizontal Trajectories in the Atmosphere," Monthly Weather Review, Vol. 87, No. 5, May 1959, pp. 188-195.

4. J. C. Bellamy, Dynamic Meteorology, University of Chicago Institute of Tropical Meteorology Lecture Notes, University of Puerto Rico, Rio Piedras, Puerto Rico, 1944.

5. J. Charney, "The Use of the Primitive Equations of Motion in Numerical Forecasting," Tellus, Vol. 7, No. 1, Feb. 1955, pp. 22-26.

6. H. Lamb, Hydrodynamics, 6th Edition, Dover Publications, New York, 1945, p. 577.

7. B. Haurwitz, Dynamic Meteorology, McGraw-Hill Book Co., Inc., New York

and London, 1941, p. 190.

8. H. Byers, General Meteorology, 2d Edition, McGraw-Hill Book Co., Inc., New York and London, 1944, pp. 587-594.

9. K. Peterson, "Precipitation Rate as a Function of Horizontal Divergence," Monthly Weather Review, Vol. 85, No. 1, Jan. 1957, pp. 9-10.

10. J. Scarborough, Numerical Mathematical Analysis, 3d Edition, Johns Hopkins Press, Baltimore, Md., 1955, pp. 235-240.

11. G. Lott and V. Myers, "Meteorology of Flood-Producing Storms in the Mississippi River Basin," Hydrometeorological Report No. 34, U. S. Weather Bureau, Washington, D. C., 1956.

12. F. G. Shuman, Personal Communication, 1957.

氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究為目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言為主體，每篇以五千字為佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用之文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改時請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、來稿一經刊載即致稿酬，每千字按三十元至四十元計算。創作論著稿之特具價值者另議。
- 十一、惠稿文責自負，詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省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



民國五十七年颱風調查報告

台灣省氣象局

第一號颱風娜定

Report on Typhoon "Nadine."

Abstract

Typhoon season began quite late this year. Nadine was the first typhoon which affected the Taiwan area. The tropical storm developed northeast of the Philippine Islands and was located at 17.6°N , 126.5°E at 0600GCT, 22nd July. Three days later, the storm passed through the Bashi Channel, some 100 kilometers south of Hengchen. Packing 30 m/s center winds, Nadine moved northwest at an hourly speed of 10 kilometers.

The Taiwan Weather Bureau issued its first Typhoon Warning at 2p.m. 24th July. The highest wind reported was 23.3 m/s at Kaohsiung. The heavy rainfall, due to topographical effects, along the east shore and northeast portion of this island began on 22nd July. A total of 1,118 millimeters of rain fell at Nanao within the period 23-27th July, while Hsinkang had nearly 500 millimeters during 22-26th July. Downpours touched off landslides in east and north Taiwan, blocking three major highways.

When Nadine reached the vicinity of Pratas, a small storm named Olive approached from the China Sea. The Fujiwara effect was noticed shortly thereafter. They joined together into one storm on 27th July. At this time, Taiwan Province Weather Bureau had lifted Typhoon Warning twelve hours later, Nadine completed its counter clockwise loop and accelerated to the northeast. Taiwan Weather Bureau reissued a typhoon warning at 4p.m. 28th.

Nadine landed near Tainan at 6p.m. 28th. Highest wind only 22.5 meters per second was recorded at Kaohsiung because the storm weakened prior to landfall. Precipitation totals of 100-200 millimeters were noted in this area over 24 hours. A few hours later, Nadine was reduced to a tropical depression.

The following statistics apply to Nadine's sideswiping of Eastern and Southern Taiwan: 6 killed, 5 reported missing, 2 severely injured, 24 houses completely destroyed and 57 houses partially destroyed. Damage to banana field alone is estimated at NT\$ 102,582,120. The total loss to agriculture and forestry was estimated at NT\$ 145,789,000.

一、前言

今年颱風發展甚遲，七月下旬以前臺灣未曾發佈警報。娜定 (Nadine) 為本年內第一次侵襲臺灣之

颱風，此一颱風非常特殊，最初在 7 月 20 至 21 日醞釀於菲律賓群島東北方之海面，發展成熱帶風暴後向西西北穿過巴士海峽，暴風圈掠過本省南端時並未釀成

災情，但在27日，與南海中北進之熱帶風暴歐莉芙（Olive）合併。起先滯留不進，隨後突加速走向東北，在臺南附近登陸，範圍雖小，但中心附近之風力殊強，以致農作物頗有損害。由於行動之特別，本局不得不發出兩次颱風警報，此為歷來少見之情況。計7月22日22時起發佈海上颱風警報，24日16時20分起改發海上陸上颱風警報，至26日22時10分發佈第一次解除警報，其實娜定與歐莉芙已在東沙島之東北方合併，旋自28日12時30分，由於合併後之娜定再轉向東北行進，乃再度發出海上颱風警報，同日16時20分再發海上陸上颱風警報，21時50分即行解除。可見第二次之颱風警報時間非常短暫。

第一次警報期間，本局所屬各測候所之記錄，以蘭嶼之風特大，北北東風速每秒34公尺，瞬間最大為每秒47.7公尺，此自係地形與高度使然，與颱風本身強度關聯不大，否則娜定已達颱風強度。陸上則風力最大為高雄，東南風每秒23.3公尺，瞬間最大為28.9公尺，均見於25日，即娜定經巴士海峽向西掠過時。雨量最多為新港及大武，22日至26日各達507.5及448.1公厘，但宜蘭亦有451.6公厘。

第二次警報期間，即28日，娜定雖在臺南附近登陸，高雄測得最大風速為西南西風22.5公尺，瞬間最大25.5公尺，可見前後兩次大致相當。雨量則第二次27至29日大武得189.9公厘。永康28日一天內得106.6公厘。故推想風雨之釀成災害應同樣受重視。

茲將娜定與歐莉芙颱風之發生經過及各地氣情況檢討如下：

二、娜定與歐莉芙颱風之發生及經過

7月19日清晨之地面天氣圖上，非列賓至馬紹爾群島間之赤道輻合帶（ITC）已甚明顯。熱帶低壓一在馬紹爾群島附近，一在非列賓群島之東方。在其北方之太平洋上，高壓之勢力強盛，軸線向西伸至日本南方。

21日8時之地面圖上，瑪利安納群島附近之熱帶低壓先已增強為熱帶風暴，命名曰「瑪麗」（Mary），但非列賓東方之熱帶低壓則徘徊不進，直至22日14時之地面天氣圖上始加深為熱帶風暴，是為「娜定」，中心氣壓992mb，測得中心位置在 17.6°N ， 126.5°E ，中心最大風速為17m/s。

娜定生成後，進行極慢，幾乎無法追蹤。23日8時，中心在 18.1°N ， 126.4°E ，最大風速為20m/s。24小時以後，始見其向西北西移出，中心最大風速保持在25m/s。25日8時，抵達呂宋島之北方，穿過巴士海峽，強度不變，中心氣壓經測得為970mb。

其時，由於受地形之影響，臺灣之西南部分出一小型熱帶低壓。西沙島之東方則另有一小型熱帶低壓，逐漸在發展，25日20時，正式成為熱帶風暴，命名為「歐莉芙」。中心位置在 17.1°N ， 114.8°E ，中心最大風速為25m/s，中心氣壓980mb。此兩颱風相距甚近，乃產生藤原效應，歐莉芙向北北東移行甚速。

26日8時，歐莉芙已到達東沙島附近，中心在 19.5°N ， 118.5°E ，最大風速減為20m/s，與娜定之勢力已屬旗鼓相當，中心氣壓均為980mb。其時，娜定已進入臺灣海峽，中心在 22.6°N ， 118.0°E 。6小時後，娜定頓見萎縮；歐莉芙亦不例外，且向北靠近。26日20時，二者遂合併，仍稱之為「娜定」，中心在 21.5°N ， 117.6°E ，最大風速為23m/s。

此時，瑪麗颱風在日本之南方，娜定以北則為弱高壓區，故其行動已到達關鍵時機。27日8時至20時，此颱風停滯不進。28日8時，突見其折回東北東，其範圍雖已減至極小，但其中心最大風速仍由17m/s增至25m/s。當天18時左右在臺南附近登陸，未幾即在臺灣山地消滅。

娜定及歐莉芙之路徑見圖一。

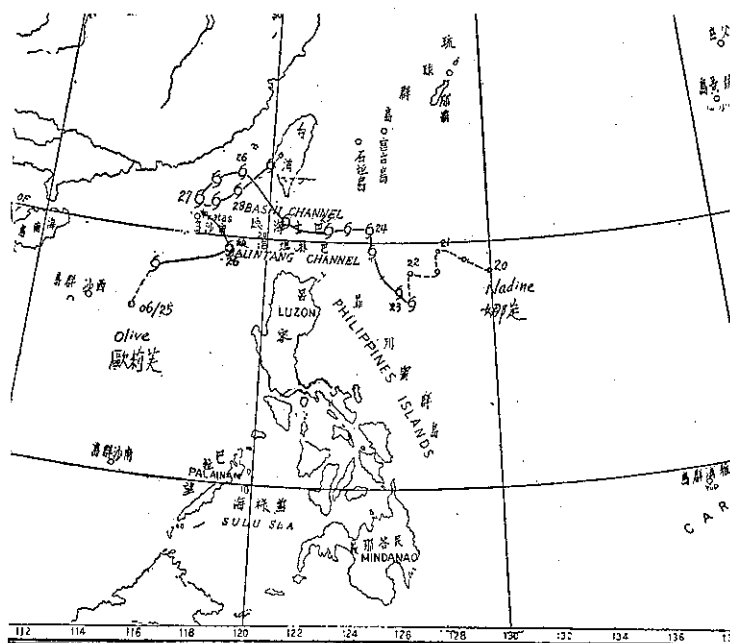


圖1：娜定及歐莉芙颱風之路徑（57年7月20日至28日）
Fig 1: The best tracks of typhoon Nadine and Olive. 20-28 July, 1968

三、娜定颱風之路徑與天氣圖形勢

假定合併後之颱風作為娜定颱風，則此一颱風自生成至消滅之全部歷程，可以劃分為四個階段：

(一)自20日之初見熱帶低壓至23日止，為初生期之近似停留階段。

(二)自24日8時至26日8時為向西北西緩慢行進之正常行動時期。

(三)自26日8時至28日2時大致為藤原效應至合而為一之階段（包括合併後一段行動不明顯時期）。

(四)28日2時後以至於午夜之消滅在臺灣山區則為加速向東北行進階段。

茲將形成各此路徑之天氣圖形勢檢討如下：

娜定颱風的初生期，位置在高壓楔的南方，故雖行動遲緩，仍有向西移行之趨勢。22日，熱帶風暴生成後，韓國至日本九州有一弱高壓，白令海與鄂霍次克海一帶為一廣大之淺深低壓，故日本一帶似有槽線隔開中緯度之海上高壓。娜定向北抑向西變成舉箸不定。初生階段至此乃成為行動極不明顯，此在23日8時之地面天氣圖上，更為明顯，蓋北太平洋上之高壓楔一直向西南伸展至我國雲貴一帶，顯示阻擋娜定之西北進，自阿留申群島至青康高原一線則為低壓帶，雙方壁壘分明。500mb圖上，高壓之軸線大約在 33°N ，自華東至日本為一淺高壓，未發現有槽線。

24日8時起，天氣圖形勢大變，中緯度之高壓帶斷裂，外蒙之低壓加深，華中則為一等壓線之空缺地帶，故娜定有走向西北之趨勢。隨後外蒙之低壓更見拉長。24日20時之500mb天氣圖上，廈門一帶之東風高達120KTS，高氣壓自長江流域至日本西部，故娜定颱風開始其向西北西推進之正常行動。

南海生成之熱帶風暴，大都向東北進行。25日，南海之熱帶低壓頓見活躍，發展成熱帶風暴後，似受娜定之攝引，加速走向東北。其時因二者相距甚近，故而產生藤原效應。另一原因為大陸被高氣壓所據，自外蒙伸展至西康一帶，另一高壓在黃海，適在娜定北方，既不能走向北方，只有相互旋轉。26日8時之地面天氣圖見圖二，同一時刻之500mb圖見圖三。

27日之地面天氣圖上，大陸大都被小型弱高壓所盤據。在500mb圖上，有一較明顯之現象，即我國東北至北韓有一槽線，故娜定有走向東北之有利形勢。

27日20時之天氣圖上，我人可以看出：由於瑪麗颱風之緩慢轉向，到達日本附近，自瑪麗至娜定中心為氣壓梯度最弱之一線，故而有利益於娜定指向瑪麗移行。在500mb圖上，臺灣和琉球一帶西南氣流甚強，亦促成其突向東北進襲臺灣，旋以娜定勢力甚為局狹

，深度又淺，受阻於臺灣之中央山脈，未幾即消滅。

四、娜定颱風侵臺期間各地氣象情況

娜定颱風第一次在25日掠過臺灣南部海上，第二次又折回登陸臺南附近，本省各地大都有劇烈天氣出現。以風力來說，第一次掠過時，本局各所除竹子湖及臺中外，均記錄得超過10m/s的最大風速；超過20m/s者，則有高雄、大武、東吉島、彭佳嶼等地；超過30m/s者僅蘭嶼一處。至於雨量則3000公厘以上者有鞍部、竹子湖、花蓮、臺東、恒春等處；400公厘以上有宜蘭、大武；500公厘以上有新港、蘭嶼，第二次經過，為時甚暫，本局所屬測站以高雄測得之風最大，得西南西風22.5m/s，永康為西北風19.3m/s；雨量則以大武最多，幾達200公厘。

茲將娜定颱風兩度侵襲本省期間之各種氣象要素演變情形分述於後：

(一) 氣 壓

娜定緯風中心氣壓之降低幅度不大，三天之內不過降低約16毫巴，即自22日子夜之996mb至25日子夜之970mb，雖然25日0240Z之飛機偵測報告一度報出中心氣壓為960mb，似不能予以採信。據此可見22日低降約10mb，23日降低約6mb，24日降低10mb。25日則激升15mb。其中有一點值得注意者為：26日1200Z以後中心氣壓又低降，24小時內大約低降7mb，此開始低降之時刻正好是本局解除警報，亦即娜定與歐莉芙相合併，中心在東沙島東北滯留之時期。27日1200Z（20時）以後中心氣壓再上升，此時娜定移出走向東北。見圖四所示，可見登陸臺灣時，娜定已成為強弩之末。

由於娜定經過巴士海峽，近似自東向西，故蘭嶼與恒春距其中心大致相等，但實際上蘭嶼測得之最低氣壓為970.2mb，25日12時45分；恒春則為976.0mb，25日18時30分，相差至7mb之多，可見前者可能因局部地形而產生旋渦作用所致。蘭嶼之氣壓，24日下午兩三時曾一度升高，17時以後即相當穩定，午夜後漸降，但亦甚和緩，低降最急為25日11-12時，計降5.7mb。可見蘭嶼氣壓實受地形影響。

大武最低氣壓為978.4mb，高雄為980.3mb。前者出現在18時30分，後者出現在20時15分。根據本局所屬各所測得之最低氣壓繪成之等值線及其出現之同時線，如圖五所示。圖中可見：最低氣壓顯然以臺灣南端最低，東北端最高，彭佳嶼為997.4mb，減至恒春為976mb。

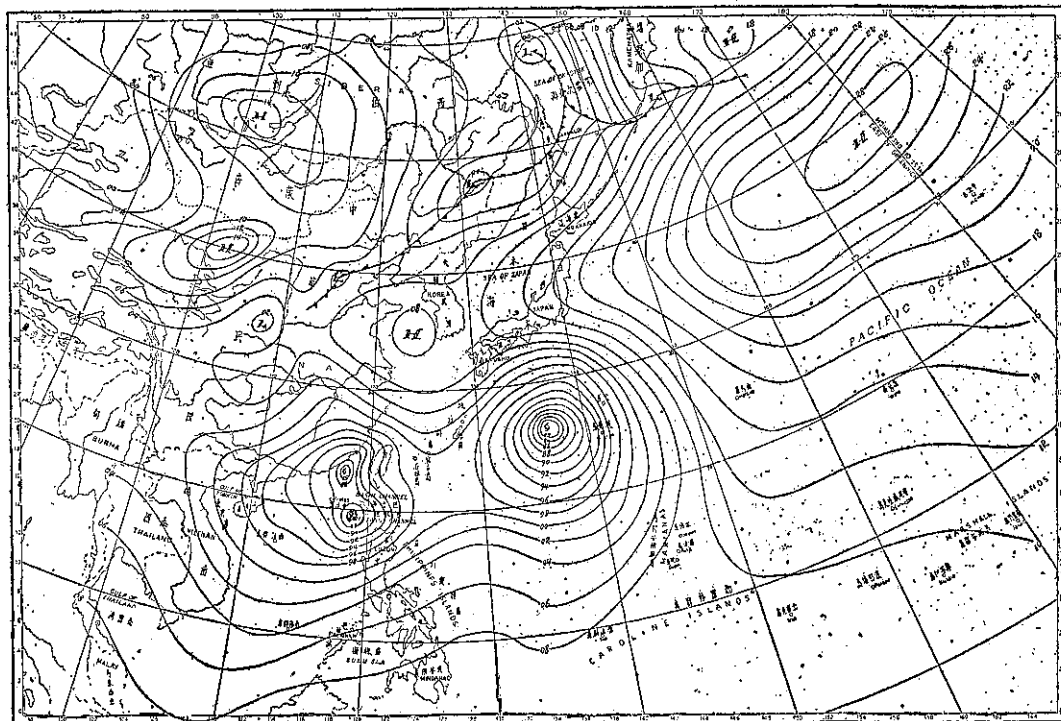


圖 2：民國57年7月26日8時之地面天氣圖
Fig 2: Sea level chart, 0000 GCT, 26th July 1968

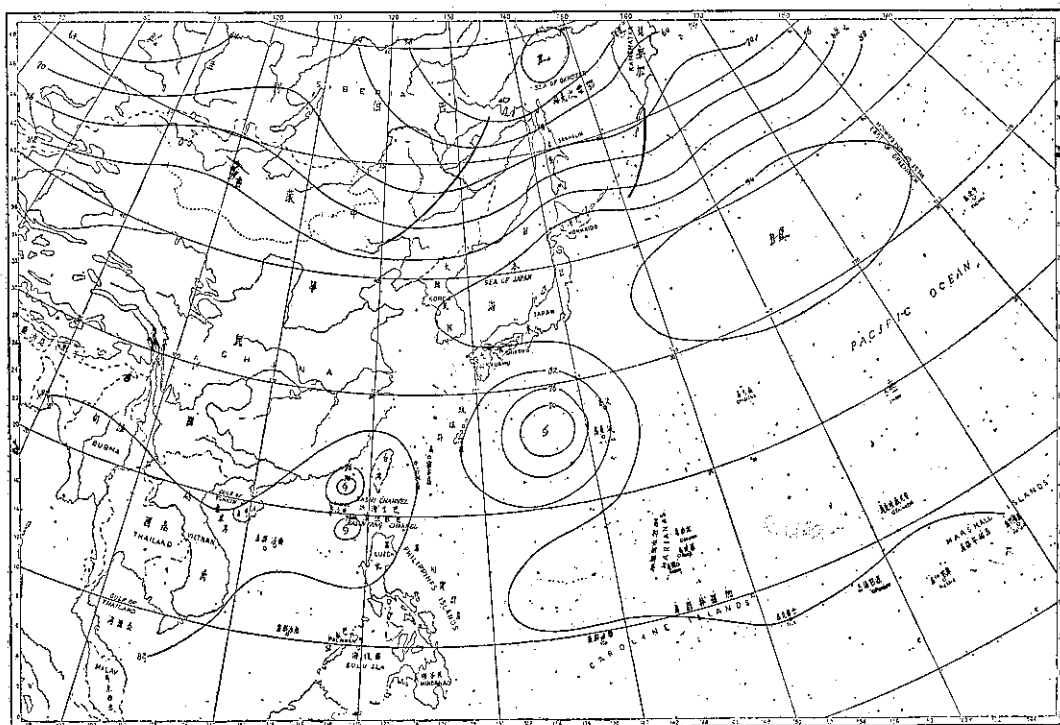


圖 3：民國57年7月26日8時之500毫巴圖
Fig 3: 500mb chart 0000GCT, 26th July. 1968

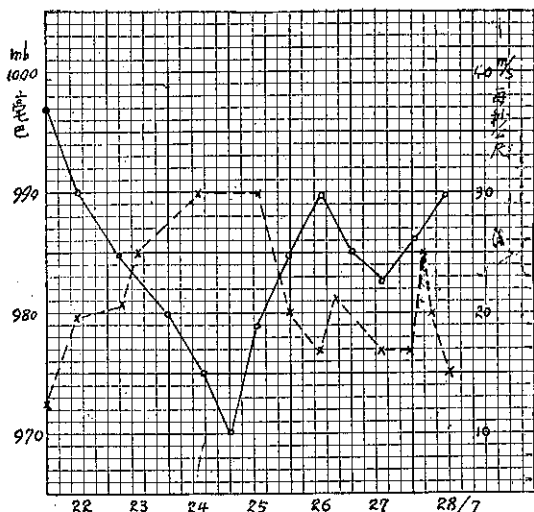


圖 4：娜定颱風中心氣壓及最大風速變化圖
(實線示氣壓，虛線示風速)

Fig 4: The variation of the lowest pressure and maximum wind velocity of typhoon Nadine (Solid line—pressure, Broken line—wind velocity)

至於最低氣壓出現之時間，則南北部顯然無法連貫。南部較為規律，與娜定颱風之經過相配合，即自東向西延緩。但東北部則相差甚大。基隆最低氣壓早在24日20-21時出現，其餘各地大都在26日清晨出現，花蓮則延至26日午夜始出現。

第二次娜定折返登陸，根據本局屬所所報最低氣壓及其同時線，如圖六所示，圖中可見此次各地最低氣壓相差更少，足見娜定之勢力已屬尾聲。至於其分佈則臺南附近登陸，向東北進行，不久即消失，此形勢極為明顯。同時線之分佈亦然，惟恆春早在27日06:35時即出現，似亦為局部地形之影響。

茲就臺南一地氣壓之演變而論，其氣壓變化曲線如圖七所示。圖中可見自24日深夜起臺南氣壓即不斷低降，直至25日21時到達最低，記錄得982.7mb，表示娜定颱風之中心在南方經過，隨後氣壓即亟升。26日午後氣壓稍降，午夜起再上升。27日中午前後，氣壓升至最高，隨後再低降則可能受娜定颱風與歐莉芙合併後加深之影響。可見28日清晨，娜定最深，以後即迅速填塞，臺南之氣壓曲線上亦顯示其升高，中午後亟降，自受其蒞臨之影響，4小時內降10.6mb之多，16時記錄得983.4mb。此後又亟升，3小時內上升14.8mb。

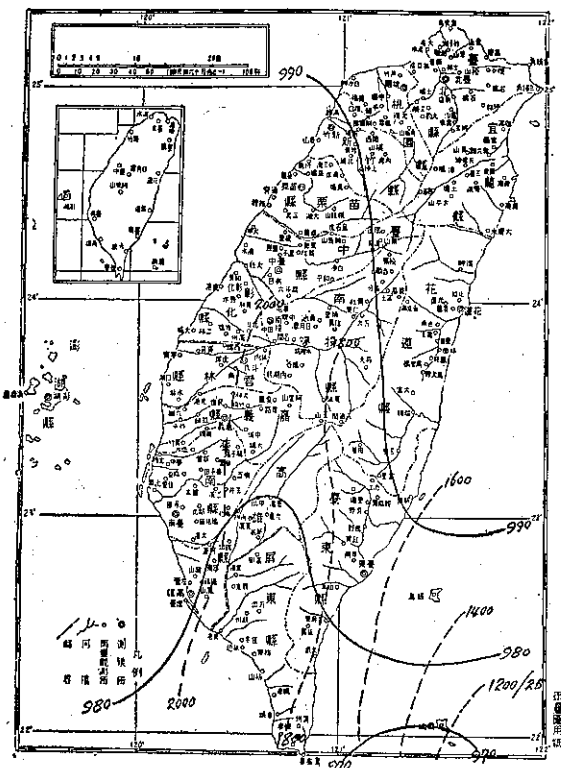


圖 5：娜定颱風在臺灣南方海上經過時各地出現之最低氣壓及同時線

Fig 5: The distribution of lowest pressure and its isotimic analysis during typhoon Nadine passing by the southern sea of Taiwan.

(二) 風

娜定颱風之兩度侵襲臺灣，第一次風力最大，外島為蘭嶼，25日12時50分測得為北北東風每秒34公尺，瞬間最大風速達每秒47.7公尺；其次為彭佳嶼，再次為東吉島。本島風力最大為高雄，同日22時50分測得東南風每秒23.3公尺，瞬間最大風力為每秒28.9公尺，其次為大武，18時30分測得為北北東風每秒20.2公尺，瞬間最大風速為每秒39.2公尺。其餘各地均不超過每秒20公尺，臺中及竹子湖因有利之地形，最大風速不足每秒10公尺。

第二次侵襲因娜定之中心在臺南附近登陸，故風速以高雄最大，蓋高雄在中心之南方，風自海上吹向陸地，風力自較堅勁。28日16時，測得最大風速為西南西風每秒22.5公尺。瞬間最大風速亦僅每秒25.5公尺，可能因風來自海上，陣性不強。反觀永康，最大風速雖不過西北風每秒19.3公尺，但瞬間最大風速則

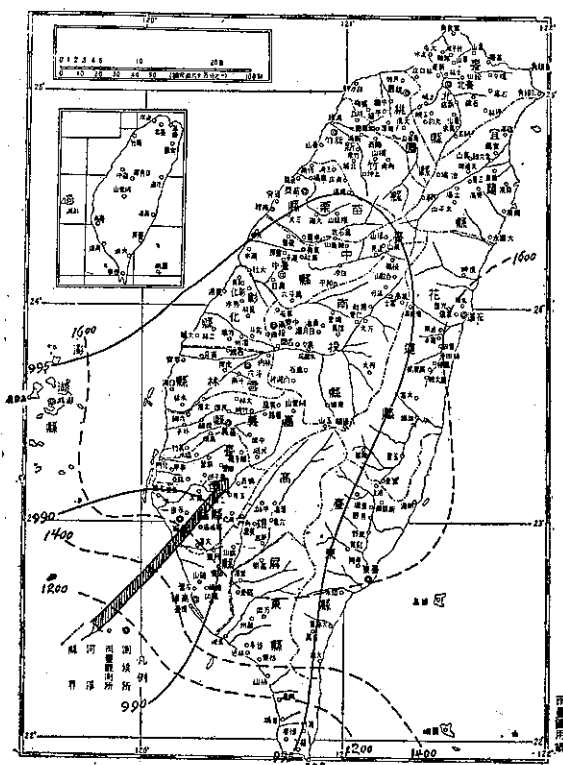


圖 6：娜定颱風登陸臺灣西部時各地出現之最低氣壓及同時線

Fig 6: The distribution of lowest pressure and its isotimic analysis during typhoon Nadine landed on south-west shore of Taiwan.

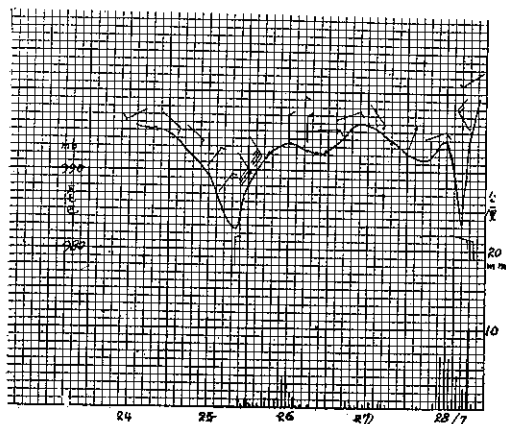


圖 7：娜定颱風經過及登陸期間，臺南測得之氣壓，風向風速，及逐時雨量變化（全翅為每時10哩，半翅為每時5哩）

Fig 7: The sequence of pressure, wind direction and velocity, and rainfall which were observed at Taiwan during typhoon Nadine's passage (whole barb-10KTS, half barb-5KTS)

每秒 28.8 公尺。臺南大致相當，其餘各地風速均不大。

圖七中配合氣壓變遷曲線之臺南風向風速演變，可見最初不受娜定影響時吹西南微風，25日子夜時則改變為微弱之東南風，娜定在當天午後逼近時，改吹東北微風，中心在南方經過時吹每秒 3 公尺之北風。26日子夜風最大，2時得東南風每秒 8.7 公尺，隨後漸減弱，至10時轉為東風，再轉北風，故風向之逆轉至為明顯。第二次登陸時，臺南東北風之增強，始於28日13時，14時轉東北東風，風速測得為每秒 9 公尺，15時即轉東南東風，16時風最強，與最低氣壓相符合，得每秒 11.8 公尺。隨後即轉西北風，可見風向逆轉至為急速。

高雄最大風速每秒 22.5 公尺，相當為蒲福風級 9 級，按該級風之敘述，建築物有損壞，烟囱被吹倒，故以南部蔗園、香蕉園等作物而論，局部地區自然會遭受相當之損害，此項破壞性風力根據記錄，為時尚不足一小時。

(三) 降 水

娜定颱風第一次向西穿過巴士海峽時，臺灣東部沿海岸，早在20日以後已有雨澤，南澳自23日至27日雨量達1118公厘，太平山區及卑南山區，雨量亦超過 600 公厘，大武則大約有 500 公厘，大屯山區超過 300 公厘，玉山為 236 公厘，阿里山不過 190 公厘，其餘西部均不足 100 公厘，中央山脈產生雨蔭之作用至為明顯。見圖八。圖中虛線表示28日之雨量，可見雨量均集中在中心登陸之臺南地區，臺南西北之局部地區，全日降約 200 公厘，其餘臺南縣境內約有 100 公厘，其餘各地雨量均甚少，僅南部東岸新港至大武間略多，大約在60-100公厘之間。圖七之下方表出臺南逐時雨量，圖中可見僅28日中午雨勢稍大，其餘雨量均不多。由此可見：凡颱風向西穿過巴士海峽，蘭陽地區之沿岸山地多有豪雨，應密切加以注意！

娜定颱風兩次侵襲臺灣期間本局所屬各所測得之氣象要素網要見表一及表二。

五、災 意

同一娜定颱風兩次侵襲臺灣，在以往記錄中殊為少見。自以上所論風雨之情形而言，第一次在臺灣南方海面經過時，東部連續有豪雨，南部則風力堅勁，高雄風力達每秒 23.3 公尺，雖第二次折回，在臺南附近登陸，高雄風速最強，但亦不及第一次。足見娜定颱風造成災害，主要為第一次，僅臺南附近局部地區

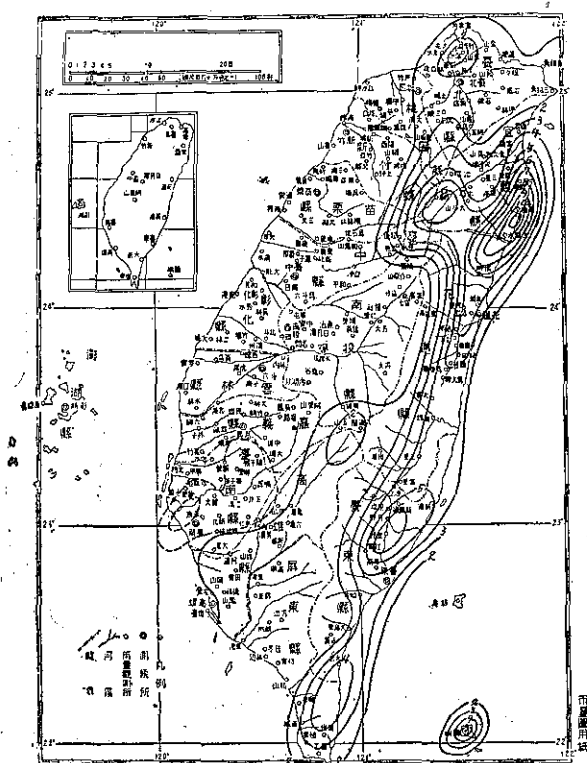


圖 8：娜定颱風過境期間臺灣地區之等雨量線（實線為 7 月 23-27 日，虛線 28 日）

Fig 8: The distribution of rainfall in Taiwan during Nadine's passage (solid line: 23-27th July, Broken line: 28 July)

可能屬例外。故此娜定之災情水災主要在東部地區，而風災則在南部地區。

根據省警務處防颱中心調查（見 7 月 29 日新生報），娜定颱風之全部災情如下：

(一) 死亡 6 人。

(二) 失踪 5 人。

(三) 重傷 2 人。

(四) 輕傷 2 人。

(五) 房屋全倒 24 間，半倒 56 間。

(六) 交通：1. 鐵路：東線鐵路 25 日發生坍方，路基流失，淹沒路軌等九處。宜蘭線 27 日凌晨發生淹水坍方等三處，深澳支線 27 日晨 5 日發生坍方一處。

2. 公路：東部幹線，臺北蘇澳段武荖坑橋便橋流失；蘇花段沿線坍方，路基缺口，橋涵損壞等阻斷 157 處，沖毀橋樑三座。花蓮臺東段亦因坍方多處受阻。臺東楓港段坍方 2 處，東西橫貫公路北段橫貫公路，宜蘭梨山支線，臺北烏來線均因坍方而受阻。

3. 港口：高隨港 26 日發生貨輪斷纜脫錨事故 3 起，花蓮港之蘭嶼港口工程處，因風浪過大，近海處器材房屋均有損失。

根據農林廳之統計，娜定颱風過境所造成之損失如下：

農 產 137,728,000 元。

林 業 383,000 元。

漁 產 2,765,000 元。

畜 產 160,000 元。

林區設備 4,753,000 元。

以上合計損失新台幣 175,789,000 元。

（戚啓勳執筆）

表 1：娜定颱風第一次侵臺時本局所屬各測站紀錄綱要

Table 1: The meteorological summaries of TWB weather stations during

Nadine's first passage.

57年 7 月 24 日

地 點	最 低 氣 壓 (mb)	起 時			最大風速 及 風 向 (m/s)	起 時			瞬 間		最 大 風 速				雨 總 量 計 (mm)	期 間			風力 ⁶ 級 (10m/s) 以 上 之 間	
		日	時	分		日	時	分	風 速	風 向	氣 壓	氣 溫	濕 度	時 間		日	時	分		
彭佳嶼	997.4	26	03	00	23.0 ESE	26	22	40	28.8	ESE	—	—	—	25 22 48	51.0	24	212 3	26	114 0	—
鞍 部	903.9 [*]	26	02	00	14.3 SSE	25	20	35	—	—	—	—	—	—	343.8	23	23 10	27	10 55	25 06 00 27 04 00
竹子湖	994.7	26	03	15	6.5 E	25	12	10	—	—	—	—	—	—	308.5	23	23 10	26	20 00	—
淡 水	994.4	26	05	05	12.3 ESE	26	03	40	20.8	E	995.8	25.6	95	25 16 50	125.2	24	13 05	26	23 00	26 03 40 26 11 00
基 隆	994.2	24	20 00 21 00		12.0 E	25	19	00	22.2	ESE	996.2	28.2	72	25 23 58	153.7	24	00 25	27	20 40	24 03 50 26 23 30
臺 北	994.0	26	00	30	11.2 ESE	26	00	30	17.6	E	999.7	26.6	93	24 17 26	95.9	24	16 00	26	20 00	25 13 00 26 01 00
新 竹	988.1	26	01	35	12.3 NE	25 22 00 26 01 00			18.0	NE	993.7	31.2	69	25 10 10	41.4	24	17 50	27	06 10	25 19 00 26 02 00
宜 蘭	996.8	26	03	00	10.8 NE	26	21	00	12.5	NE	998.6	24.8	99	26 21 00	451.6	22	20 15	27	16 45	—
臺 中	984.8	25	20	00	7.3 N	26	08	30	8.4	N	995.0	28.1	82	26 09 03	2.6	25	16 47	27	00 13	—
花 蓮	994.3	26	24	00	10.0 NNE	25	11	00	15.8	NNE	999.4	26.8	86	24 23 06	361.9	21	00 16	27	03 10	25 11 00
日月潭	878.9 [*]	25	21	00	13.0 SE	26	00	40	—	—	—	—	—	—	9.9	25	02 20	26	19 20	—
澎 湖	934.6	25	22	05	15.5 NE	25	22	00	22.1	NE	985.0	28.0	81	25 20 15	8.5	25	23 35	26	17 10	24 01 30 26 06 20
阿里山	2930.5 ^{**}	25	18	30	13.0 SE	25	22	25	20.5	SE	dv.m. 2951.7	15.5	84	25 22 23	73.7	24	19 00	27	01 00	25 18 02 25 23 05
玉 山	2934.7 ^{**}	25	18	10	12.2 ESE	26	15	10	—	—	—	—	—	—	235.6	24	16 05	27	05 40	25 22 20 26 15 20
新 港	992.3	25	16	30	16.5 N	25	07	45	24.5	N	993.8	24.8	99	25 08 15	507.5	22	20 50	26	20 50	23 16 00 26 02 20
永 康	983.5	25	21	00	15.2 SE	26	00	20	17.3	SE	988.3	25.8	91	26 00 15	37.1	25	11 30	27	01 50	26 00 05 26 02 50
臺 南	982.4	25	21	23	10.7 SE	26	00	40	19.3	SE	987.7	25.8	87	26 00 32	33.0	25	05 37	26	18 05	26 00 10 26 00 50
臺 東	988.4	25	17	15	17.2 NE	25	18	30	21.8	NE	989.7	21.6	98	25 18 10	358.1	24	13 08	26	18 25	25 03 30 26 01 10
高 雄	980.3	25	20	15	23.3 SE	25	22	50	28.9	SE	984.7	26.1	92	25 22 50	96.2	25	03 09	26	23 30	25 22 00 26 10 00
大 武	978.4	25	18	30	20.2 NNE	25	18	30	39.2	NNE	979.0	25.5	100	25 18 25	448.1	22	21 55	26	10 55	25 05 10 25 24 00
蘭 嶼	970.2	25	12	45	34.0 NNE	25	12	50	47.7	NNE	970.3	24.9	94	25 12 52	519.1	22	03 10	29	03 30	21 17 00 26 05 10
恒 春	976.0	25	18	30	17.8 NNE	25	18	05	25.0	NNE	976.6	25.0	96	25 18 04	326.4	22	22 10	27	04 30	22 22 00 26 16 10
鹿林山	724.6 ^{**}	25	23	15	18.7 SE	25	22	50	—	—	—	—	—	—	190.1	24	17 40	27	00 40	25 16 40 26 00 20
東吉島	983.3	25	20	00	21.5 NNE	25	20	00	26.8	NNE	983.4	27.5	87	25 20 16	50.2	25	07 45	26	15 38	24 17 00 20 13 00

* 仍沿用測站氣壓 mb 數 **已換算為 700mb 面高度重力公尺數

表 2：娜定颱風第二次侵臺時本局所屬各測站紀錄綱要

Table 2: The meteorological summaries of TWB weather stations during Nadine's second passage.

57年 7月28日

地 點	最 低 氣 壓 (mb)	起 時			最大風速 及 風 向 (m/s)	起 時			瞬 間 最 大 風 速					雨 量 總 計 (mm)	期 間			風力6級 (10m/s) 以 上 之 間
		日	時	分		日	時	分	風 速	風 向	氣 壓	氣 溫	濕 度		時 間	日	時	
彭佳嶼	997.9	28	17	00	8.0 NE	28	10	50	10.0	NE	—	—	—	28 10 40	—	—	—	—
鞍 部	907.0*	28	17	00	4.0 SE	28	14	00	—	—	—	—	—	—	0.6	28 13 30 28 14 10	—	—
竹子湖	996.9	28	17	00	7.0 NE	28	17	20	—	—	—	—	—	—	0.3	28 15 11 28 15 20	—	—
淡 水	997.1	28	16	30	1.3 S	28	18 00 19 00	—	1.7	ENE	998.0	27.2	81	28 14 10	0.5	28 12 30 28 15 00	—	—
基 隆	997.6	28	17	15	4.0 ENE	28	11	50	7.2	ENE	998.1	26.8	86	28 11 44	1.2	28 10 07 28 16 30	—	—
臺 北	997.6	28	17	00	6.8 E	28	11	20	9.2	E	998.6	27.9	32	28 10 09	0.4	28 16 00 28 17 00	—	—
新 竹	996.0	28	17	00	4.7 NE	28	17	00	6.3	NE	997.4	27.0	82	28 11 07	2.4	28 11 00 28 14 40	—	—
宜 蘭	997.2	28	17 00 18 00	—	1.8 SW	28	19	30	2.7	W	998.7	27.3	87	28 14 20	2.2	28 05 45 28 18 55	—	—
臺 中	992.3	28	16	45	5.0 N	28	15	00	6.5	N	993.3	27.8	86	28 15 08	4.1	28 11 47 28 21 50	—	—
花 蓮	997.0	28	15	35	7.7 SW	28	20	30	13.0	SW	1000.2	21.0	93	28 20 35	8.4	28 05 06 28 22 15	—	—
日月潭	885.6	28	16	00	5.2 S	28	05	10	—	—	—	—	—	—	17.0	28 03 50 28 23 00	—	—
澎 湖	993.6	28	14	00	11.0 NE	28	12	10	15.0	NE	994.7	25.6	91	28 11 58	44.6	28 02 10 28 18 35	28 11 20 28 14 50	—
阿里山	3002.2**	28	17	15	6.7 ENE	28	15	25	7.9	NNE	dy.m. 3025.2	13.5	100	28 20 03	59.8	28 14 08 28 22 43	—	—
玉 山	3014.6**	28	17	35	10.7 SE	28	16	00	—	—	—	—	—	—	99.6	27 10 10 28 23 00	28 10 00 28 16 00	—
新 港	995.9	28	16	45	9.0 N	28	16	25	13.0	N	996.0	24.4	80	28 16 40	56.7	28 05 30 28 23 00	—	—
永 康	983.5	28	16	25	19.3 NW	28	17	20	28.8	NW	986.7	24.8	96	28 17 22	106.6	28 02 18 28 21 10	28 14 20 28 18 30	—
臺 南	983.4	28	16	00	15.3 NW	28	17	10	28.0	NW	986.4	24.7	98	28 17 05	73.2	28 10 45 28 21 40	28 14 20 28 18 10	—
臺 東	996.2	28	16	00	3.0 NNW	28	18	40	4.5	NNW	1000.3	22.8	94	28 18 40	76.3	28 01 40 28 23 32	—	—
高 雄	989.6	28	15	45	22.5 WSW	28	16	00	25.5	WNW	991.9	24.9	100	28 16 42	46.7	28 04 25 28 20 20	28 11 20 28 17 10	—
大 武	997.3	28	14	00	5.3 NNE	28	18	40	12.0	NNE	999.4	22.6	91	28 18 50	189.9	27 00 05 29 01 10	—	—
蘭 嶼	996.5	28	14	15	11.5 NNE	28	15	00	16.0	NNE	998.6	22.1	100	28 19 10	21.7	28 07 00 29 02 30	28 12 00 28 22 00	—
恒 春	995.0	27	06	35	15.0 NE	27	23	20	20.0	NE	996.4	26.5	77	27 23 24	61.0	27 16 48 28 22 40	27 22 20 28 08 20	—
鹿林山	727.0*	28	17	00	5.8 SW	28	21	30	—	—	—	—	—	—	81.4	27 02 50 28 22 50	—	—
東吉島	994.6	28	17	00	12.0 NNE	28	18	00	15.0	NNE	996.7	24.0	94	28 17 50	10.9	28 11 00 28 19 40	28 17 00 28 18 00	—

* 仍沿用測站氣壓 mb 數

**已換算為 700mb 面高度重力公尺數

近年來美國颶風預報研究成果暨檢討

陳 毓 雷



A Study on the Achievement of Hurricane Motion

Prediction by Objective Methods

Yulei Chen

Abstract

The threatening effects of hurricanes in the Atlantic are in many ways like those of the typhoons in the Pacific. While we are making every endeavor to improve the prediction of typhoon movement, it is profitable to look into the successful example of our counterpart — the National Hurricane Research Center of the the U. S.

Aside from the general description on the efforts made by NHRC for the past 10 years, this article lays emphases on the following two points:

- 1) the use of screening regression method which leads to the currently best objective forecasting method of NHC-64 --- its history of development, choice of predictors, forecasting equations, accuracy on operational basis and synoptic-climatological interpretation.
- 2) the feasibility of its direct application in the Pacific.

Other practical considerations relating to the problem are summarized in the conclusion.

一、引 言

颶風之肆虐美國東南沿海，一如颱風之於我國東南沿海地區。是以美國政府於一九五六年特在邁亞米成立「國家颶風研究中心」(National Hurricane Research Center, 簡稱 NHRC, 以下準此,) 集中人力、物力、財力於颶風有關問題之研究。其主要任務依次為:

- (一) 尋求新客觀預報方法，期改進預報準確率。
- (二) 學術界所提出之客觀預報方法，加以試用，校驗。
- (三) 熱帶氣旋之基本研究。自觀測資料之獲得以迄動力理論之確立。

由上可知 NHRC 之研究偏重實務，目標首在而增進颶風預報之準確率，使警報業務得以改進，生不命財產賴以保障。十一年來，政府投資配合專家鑲

舍的精神所發展之客觀預報方法大有進展，使颶風行徑預報之準確率有顯著增進。

去年(1967)美空軍主催之氣象預報技術會議席上，密勒(Banner I. Miller)代表 NHRC 就最近約十年來颶風預報研究成果提出綜合報告。本文之內容除對該中心試用成績最佳，現已納入正式預報作業系統之 NHC-64 預報方法詳加介紹外，並及其他客觀預報方法之成效及潛力。益以他山之石可以攻錯，對經常威脅臺灣之颱風，我國是否可循同一方向加以研究，亦同時予以探討。

二、以迴歸法作颶風預報之演進史

十年來 NHRC 曾就各種客觀方法分別試用，並不時加以修訂。其中若干種均為統計預報方法經校驗證明確較學驗俱富之預報負所之主觀預報為優。最早之一種係由熱帶氣象學權威李爾(Riehl)領銜

所創。彼認為颶風行徑應由周圍一層深厚氣流挾持前進，而 500mb 圖上之高空風速代表垂直方向各層風速之積分（亦即平均） $\int_0^z V dz$ ，故李爾法預報方程

（實即迴歸方程）中所採用之預報因子(Predictors)即為 500mb 定壓面圖上熱帶氣旋周圍各點之地轉風分速 u 及 v 。但網格點則以地面圖上之颶風中心位置為準而劃分。

其後密勒及摩亞兩氏用相同之網格系統，但改以 700mb 圖之資料為準。復在地轉風分速外，另加颶風過去位置為預報因子而構成一組預報方程，稱為 Miller-Moore 法。兩氏亦曾再增加 700mb 高度值及高度趨勢為預報因子另構成方程，但其結果究有無改善則未曾宣佈。

嗣後於一九五九年，又一位密勒氏(Robert G. Miller)及其在「旅運氣象研究中心」(Travelers Research Center)之同僚發表一種新的迴歸法，稱為「選擇迴歸法」(1) (Screening regression method)。此種統計預報方法之特點在初選之預報

因子數目多多益善，然後從其中選取與預報目標 (Predicfand) 最有關係之若干預報因子構成複式迴歸方程 (Multiple regression equation) 用作最後之預報方程。此方法發表後採用者很多，尤對颶風預報頗稱適用。

旅運研究中心所發展而成之預報方程分為兩個階段。一九五九年初訂者命名為 T-59，即由密勒等三人研究而成。彼等用地面圖上若干有關網格點上之氣壓及颶風過去位置為預報因子。網格系統亦以當時颶風位置為中心，經緯度各五度交織而成，共有 91 點 (7×13)。翌年「旅運」之梵加士 (Veigas) 配合 NH RC 之研究方向將 T-59 修訂而成 T-60。加入地轉風分速，500mb 高度值等預報因子。網格系統則擴大為 120 點，(8×15) 網格距離為三百哩。上列各種網格系統均以當時颶風中心為準，隨之移動，自不待言。

上述各方法之演進以迄目前使用中之 NHC-64 可由下表得其梗概。

表 1. 使用迴歸法為颶風預報之各種方法要點一覽表

Table 1. Summarized characteristics of forecast systems, using regression method

方法名稱	預報因子	所用層次	網格系統	預報有效時間
Riehl	u, v	500mb	$10^{\circ}-17.5^{\circ}\text{Lat.} \times 15^{\circ}\text{Long.}$	24 小時
Miller-Moore	$u, v, P_x, P_y, H_{700}, \frac{\partial H}{\partial t}$	700mb	同上	24 小時
T-59	P_0, P_x, P_y	海平面	$30^{\circ}\text{Lat.} \times 60^{\circ}\text{Long.}$ 91 點	24 小時
T-60	$P_0, Z_{500}, u, v, P_x, P_y$	500mb 海平面	$35^{\circ}\text{Lat.} \times 70^{\circ}\text{Long.}$ 120 點	12, 24, 36 小時
NHC-64	$u, v, P_0, H_{700}, Z_{500}, P_x, P_y, \frac{\partial Z}{\partial t}, \Delta Z$	500mb 700mb 海平面	同上	12, 24, 36, 48 小時

三、NHC-64 颶風預報方法

(一) 淵源。

上節所述前面四種方法屢經試用，成敗利鈍，難分軒輊。有時對同一預報目標（某次颶風之行徑預測）以不同之方法處理後所得預報結果每大相逕庭。令人不勝困惑之餘，NHRC 乃傾力繼續研究，採取各法之長，綜合而成迄今最佳成效之 NHC-64。其命名意義自指該中心於一九六四年所自行發展完成之預報方法。

(二) 預報因子。

NHC-64 運用「選擇迴歸法」之統計原理以選擇最佳預報因子。最後預報方程內所用各預報因子係自下列諸參數中選出者。（角註數字表示網格點號碼，i 汎指任何號碼。）

P_1 —海平面氣壓(mb)。

H_1 —700mb 高度 (g.p.m.)

Z_1 —500mb 高度 (g.p.m.)

DH_1 —1000~700mb 厚度 (g.p.m.)

TH₁—700~500mb 厚度 (g.p.m.)

DZ₁—500mb 廿四小時高度變差 (g.p.m.)

SY₅, T₃, S_{5,7}, SX₇—500mb 及 700mb 層上之地轉風分速。

P_x, P_y—過去十二小時中心位置之移動 (哩)。

X以西向爲正, Y以北向爲正。

由此可知初選預報因子之數目當在下列數值之上 (2)。

參數種類網格點數 = 6 × 120 = 720

經選擇後實際採用於各方程者僅在六至十個之間。

(三)預報方程。

預報因子經選擇迴歸法決定後, 即可開始就實際資料利用電子計算機構成預報方程。預報目標雖永爲颶風預報位置, 但在運用上係分別就不同之 1. 區域, 2. 預報有效時間及 3. 分向量表示, 共計有十六。故預報方程全套亦有十六個之多。

茲分別說明上述意義:

1. 區域: 分南此兩區, 以 27.5°N 爲界。故有類似之方程兩組。

2. 預報有效時間: 最長爲 48 小時, 但分爲四節求得之。易言之, 若欲求 48 小時後颶風位置之預報, 須先從 12 小時之方程着手, 然後逐步求 24、36 以至 48 小時後之位置。故須準備四個方程。其所以不直接由 00—48 求預報位置之原因, 在於前者之間接方式可得 48 小時內移行之軌跡。

3. 分向量: 颶風預報位置爲一向量, 故可藉兩個分向量 X 與 Y 分別求之而後合成。X 以西向爲正, Y 以北向爲正, 單位用哩。

綜上可知最後共有十六個預報方程。本文之目的既不在直接使用此等方程, 故僅就南區八個方程例示於下以見一般。

1. 00—12 小時:

$$\begin{aligned} X_{12} = & -1766.7 + 0.60582P_x + 0.65069Z_{38} \\ & - 3.70010P_{75} + 0.41391DH_{50} \\ & + 1.04993P_7 - 0.22969TH_{39} \\ Y_{12} = & -286.5 + 0.66941P_y - 0.29613H_{66} \\ & + 1.64873P_1 + 0.19547H_{55} \\ & - 4.70968P_{62} + 3.66274P_{69} \end{aligned}$$

2. 12—24 小時:

$$\begin{aligned} X_{24} = & -2947.9 + 0.75767Z_{37} + 0.32222P_x \\ & + 0.18878DZ_{23} + 0.13761Z_{12} \\ & - 0.25162P_y - 1.22724DH_{53} \\ & + 0.94423DH_{54} - 4.21241P_{72} \end{aligned}$$

$$+ 2.83216P_{39}$$

$$\begin{aligned} Y_{24} = & 1036.1 + 0.39484P_y - 0.48572Z_{66} \\ & + 2.95035P_2 + 0.66416TH_{83} \\ & - 0.56308DZ_{50} + 0.18039H_6 \\ & + 0.50282H_{85} - 5.04286P_{80} \end{aligned}$$

3. 24—36 小時:

$$\begin{aligned} X_{36} = & -1064.1 + 0.91156Z_{37} + 0.28164H_{13} \\ & + 0.20401DZ_7 + 0.40150P_{40} - 5.94821P_{73} \\ & - 0.27231P_y - 0.13140TH_{21} \\ Y_{36} = & -7609.3 - 0.83436Z_{52} + 0.04664Z_{23} \\ & + 0.51920Z_{70} - 0.71777DZ_{50} \\ & + 2.35781P_2 + 0.36816P_y + 0.27499Z_7 \\ & + 0.57775Z_{47} - 0.86002H_{68} \\ & + 4.49646P_{75} \end{aligned}$$

4. 36—48 小時:

$$\begin{aligned} X_{48} = & 3061.7 + 1.18778H_{37} + 0.33403H_{13} \\ & + 0.39161DZ_{21} - 6.49004P_{74} \\ & - 0.40141P_y - 0.46128TH_{19} \\ Y_{48} = & -4646.5 + 2.93003P_2 - 8.50895P_{52} \\ & + 11.12384P_{70} + 0.80225TH_{70} \\ & + 0.52414Z_{68} + 1.00678Z_{47} - 0.75137H_{64} \\ & + 0.17289Z_7 - 0.77409Z_{53} \end{aligned}$$

(四)隱含於預報因子內之天氣學意義。

運用統計原理裝訂而得之客觀預報方法原可不必過問其間之氣象意義 (物理程序) 是否能予合理闡釋, 但問其試用後之核驗結果即可。但若某一預報因子確能在預報中屢測屢中, 則其必能「闡釋」預報目標至某種程度無疑。在統計學理論中, 可用統計量嚴謹地表示出其程度。例如, 在迴歸理論中可用 r^2 , 即「相關係數之平方」或「解釋之變異數部份」(Explained variance), 亦稱 PCR (Percent reduction) (3) 之大小表示某一預報因子之闡釋能力。

此處將 NHC-64 預報方程中選出之預報因子具有何種天氣學意義擇要加以說明。一方面可爲預報員增加信心, 因其所發佈之預報與天氣學看法一致總較安心。另一方面或可因本方法之卓越實效而反推出若干有關熱帶氣旋行徑之天氣學原則, 蓋經驗律原即來自統計方法也。

圖 1 至圖 5 分別標示 P、H、Z、DZ、DH 五種預報因子最後選定之網格點號碼分佈狀況 (意即對颶風中心之相對部位)。點旁符號之意義如次。

N, W—N 指南北分向量 (Y) 之預報方程所選用
W 指東西分向量 (X) 之預報方程所選用

- 2,4,6,8 — 2 指12小時預報方程所選用。
4 指24小時預報方程所選用。
6 指36小時預報方程所選用。
8 指48小時預報方程所選用。
— 有 — 符號者指北區預報方程所選用。
無此符號者指南區預報方程所選用。
+ , — + 指迴歸係數為正。
— 指迴歸係數為負。

茲分條舉例闡釋預報因子之天氣學意義如下。

1. SY_5 、 T_3 、 S_{57} 、 SX_7 係我人熟知之導流 (Steering flow) 原理。不擬再加解釋，故亦未在任何圖內予以標示。

2. 以地面氣壓論，由圖 1 可察知若颶風中心以東氣壓較正常為高 (正值)，或以北氣壓較正常為低 (負值) 時，氣旋將向北行。同理，以北氣壓較正常為高時，氣旋應趨西行。

3. 圖 1 又可知颶風緊東、緊北 (69、52兩點) 之氣壓情況頗關重要。若 P_{69} 為正而 P_{52} 為負時，十二小時內將轉向往北而行。

4. 圖 1 西北角上氣壓若較正常為高，則颶風將向北移。此似指該區有地面高壓盤據時，一般而言在颶風位置正好有一低壓槽使其向北進行。

5. 以 700mb 或 500mb 定壓面上高度論 (圖 2、3)。由圖可知颶風正北地區之高度值對預測東西向進行之關係甚為密切。例如 Z_{37} (500mb) 居颶風正北，製作 24 小時南區東西分向量之預報方程時， Z_{37} 為所有候選預報因子中之最佳者，獨佔 PCR 達 67.3% 之多 (見註(3))。可見其與預報目標相關之甚。

700mb 上 H_{37} 此一預報因子同樣亦在 48 小時北區東西分向量之預報方程中獨佔鰲頭，所佔 PCR 為 39.3%。

6. 以 500mb 高度變差而論，可由圖 4 印證我人熟知有關颶風進行加速與否之經驗律。例如颶風以西之高度值 (DZ) 降低 (負值) 則向北加速行進。反之，DZ 為正時，則向北速度將減速。以北或東北之高度值昇高時，颶風減速或轉向西行。反之，以北之高度值降低時，颶風將加速或反轉而向前進。

7. 以厚度值論 (圖 5)。若颶風以北之厚度低於正常時，可能倒向東行。反之則西加速行進。

8. 過去小時位置雖經列為初選預因。但選擇結果顯示該因子在小時以外之預報並非十分重要。足證本法並非十分倚賴持續性之預報。

以上各條所述，可見本法由統計原理選出之預報

因子及其所處部位均能與天氣學原理或經驗律相互印證發明，非徒氣候學之平均狀況而已。

(五) 續效校驗。

TRACY 氏曾將各種預報方法加以校驗比較，發表于「氣象月刊」內(4)。

彼首先將氣象局之官方預測就八年資料分為三個地區求其平均誤差值如圖 6。然後用準確度最高之 B 區對其他各種方法加以校驗，亦各求其平均誤差值如圖 7。此圖所用資料雖遲早，多寡並不一致，然 NHC-64 法遠較數值預報或延伸預報為優，殆可斷言。又該圖內各方法之排列自上而下大致符合編年序，而誤差率亦順序漸小(5)。可證方法隨時間而進步，研究發展非無功勞。該圖亦顯示數值法之誤差率未能隨動力模式之逐年改良而減小。

若專就數值法與 NHC-64 兩者分別在不同區域及不同預報時間加以比較，其結果在各方面 NHC-64 均佔絕對優勢。

最後彼復以美氣象局歷年正式發佈之颶風預報誤差統計作成圖表如圖 8。可以看出自一九五四年起 (前此無核驗資料可稽)，年平均誤差 (虛線) 雖變化幅度甚大，但大致趨勢仍可看出準確率係逐年提高中，無論極大或極小值 (誤差) 均趨低。此由三年移動平均 (Running average) 看圖中實線更屬顯著。一九五九年 NHRC 成立，專家開始以客觀預報協助預報員作正式預報發佈前之參考。迨一九六三年後，則成效良好之本法正式納入預報作業系統。此二轉捩性之年份均可在圖中實線趨勢上明顯察覺。以統計術語言，該兩處之趨勢均在 5% 之譜，應非偶然性而為確具統計意義者。惟該項進步究應歸功何方，殊難定論。要之，預報員經驗之增加，預報人員與研究人員間之密切合作，以及客觀預報方法之研究發展日新又新，鼎足而三，同為功臣，應屬中肯之論。

(六) 美國對本法之期望及改進餘地。

由於前述核驗結果，NHRC 認為颶風預報研究發展之方向，至少在近期內仍將偏重于統計預報方法而非數值預報。蓋中心之專家咸認前者之進步速較後者為顯然。今日 NHC-64 預報方程之能有如此成績，並已由國家氣象中心 (NMC) 採用為正式預報作業之方法即為最佳佐證。

同時該中心亦不以既獲成就為滿足，且認為尚有充份改進餘地存在。例如前年 (1966) Inez 颶風預報失敗後，該中心即加分析研究，修訂預報因子，增添資料另構新方程；準備于去年颶風季內試用校驗 (結果尚無資料)。

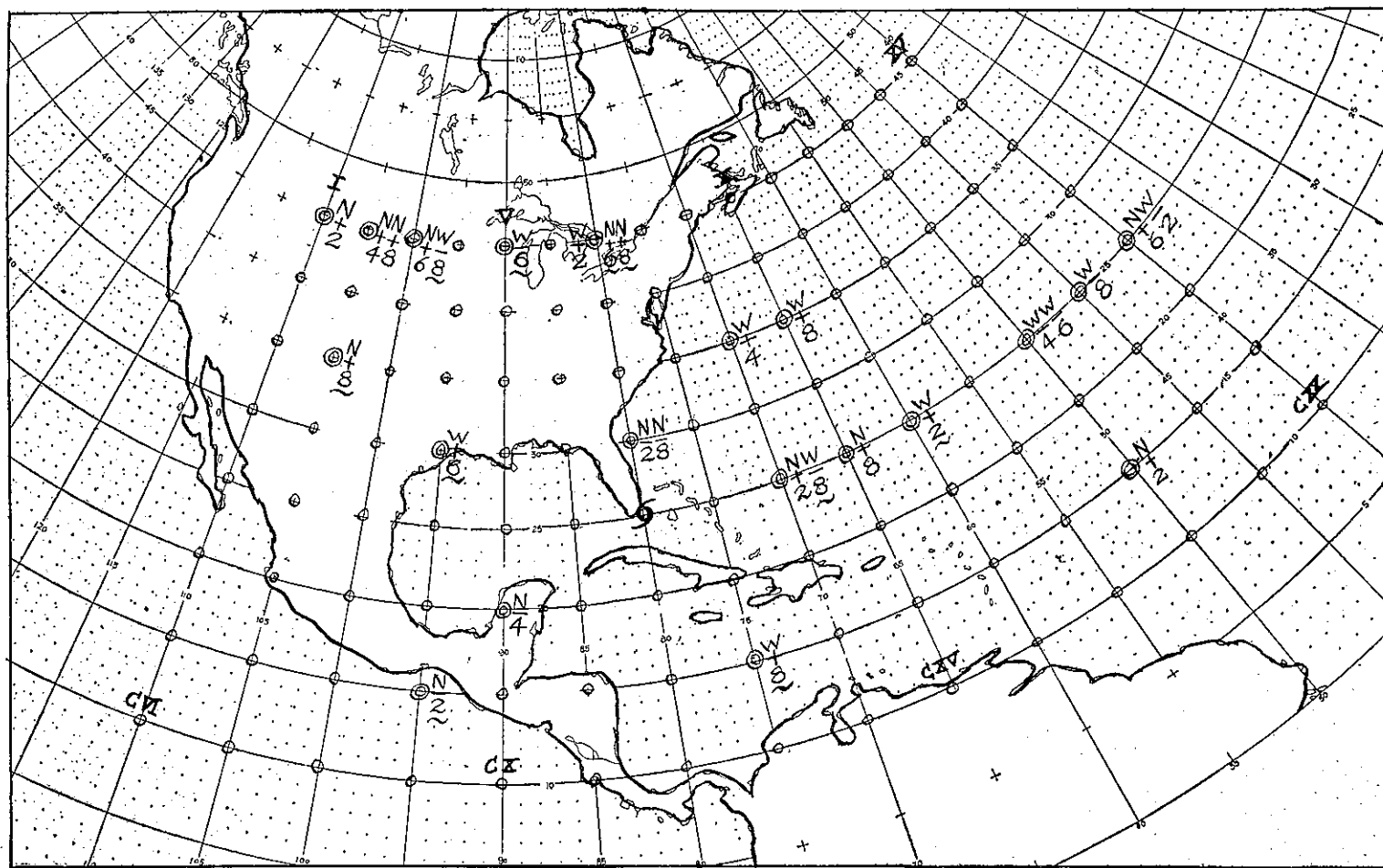


圖 1. 經選用為預報因子之各地面氣壓 (Pi) 所在位置圖 (羅馬字為網格點號碼)

Fig.1 Locations (grid points) of P's, selected as predictors.

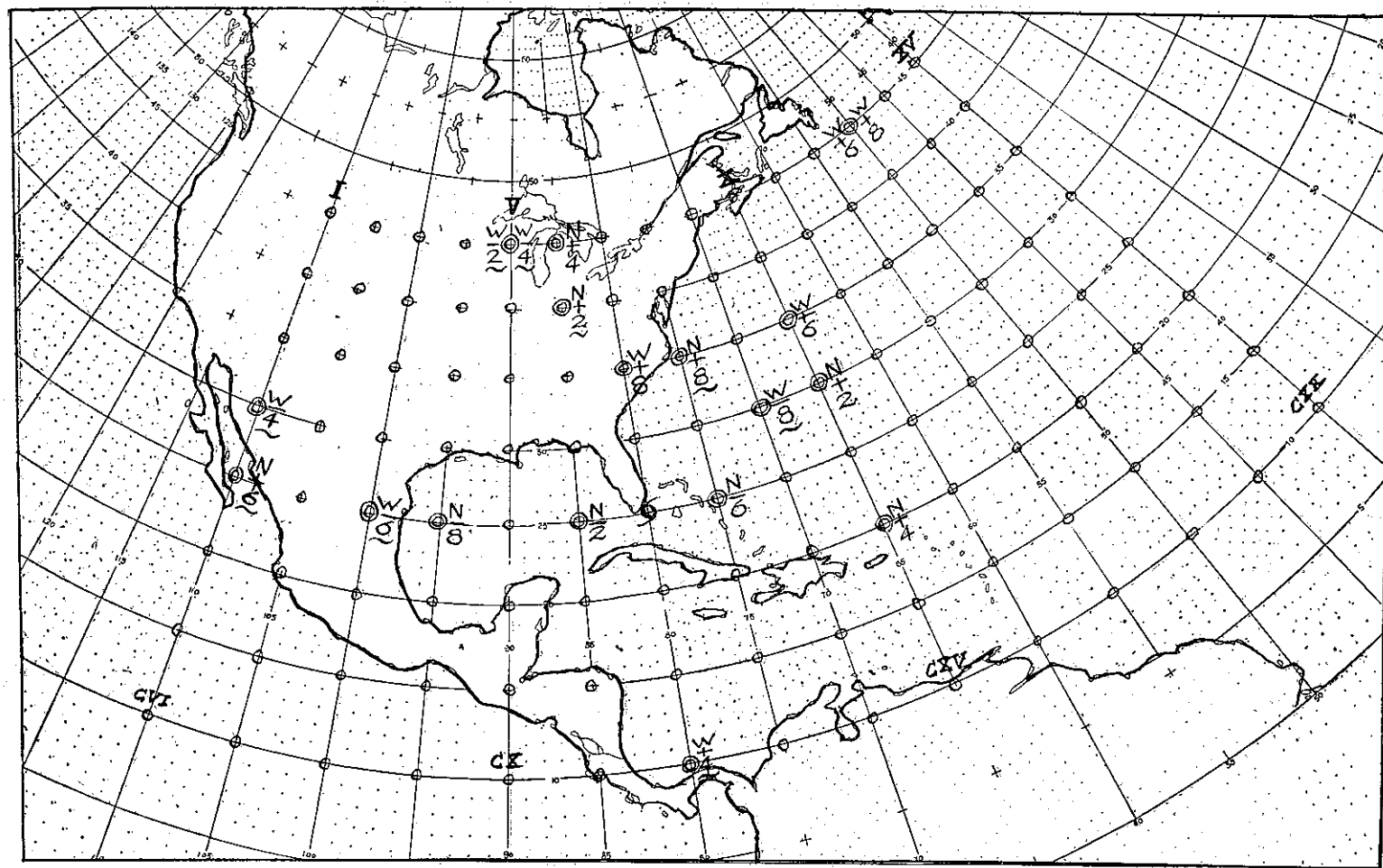


圖 2. 經選用為預報因子之各 700mb 高度 (Hi) 所在位置圖 (羅馬字為網格點號碼)

Fig.2 Locations (grid points) of H's, selected as predictors.

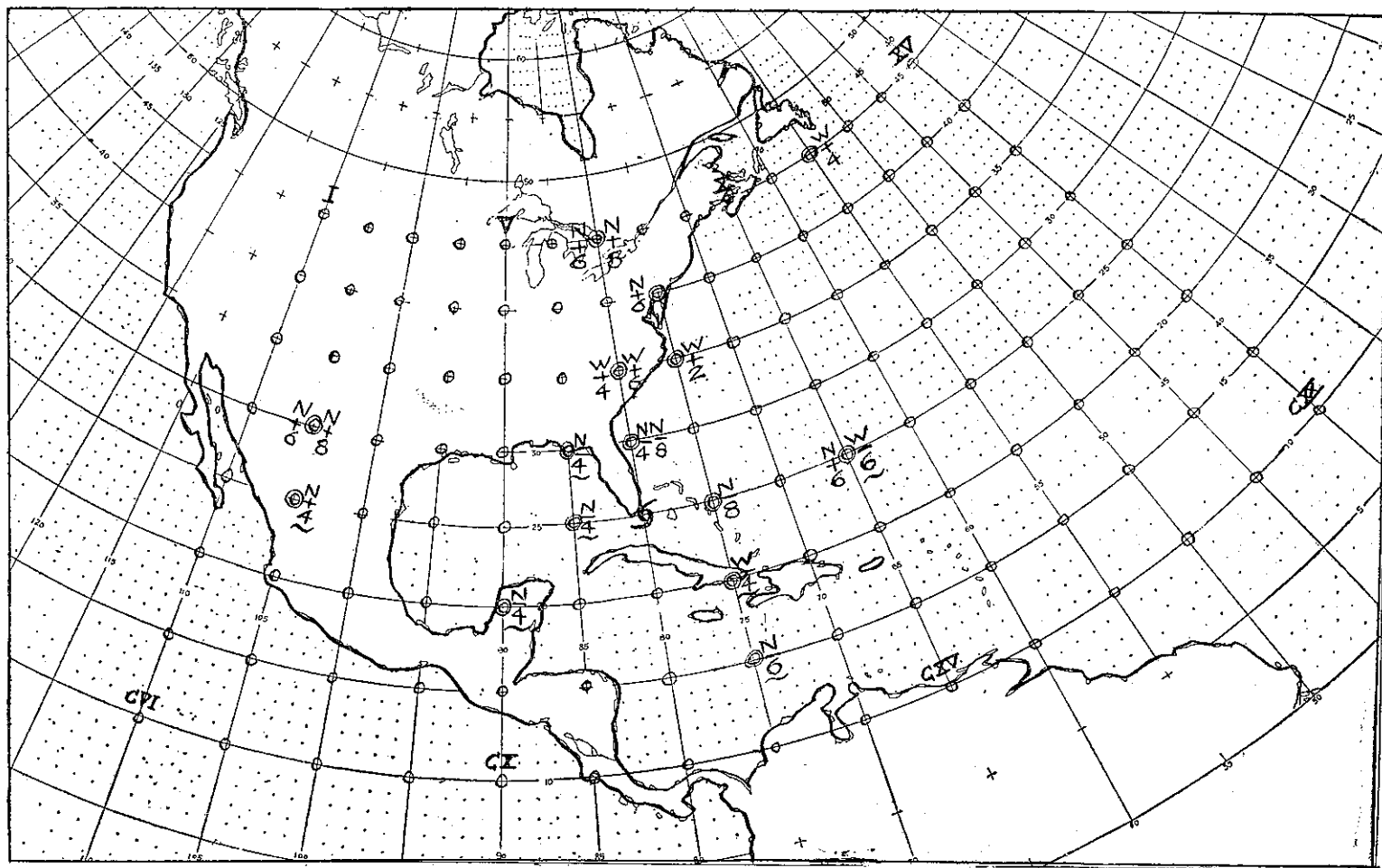


圖 3. 經選用爲預報因子之各 500mb 高度 (Zi) 所在位置圖
 Fig.3 Locations (grid points) of Z's, selected as predictors.

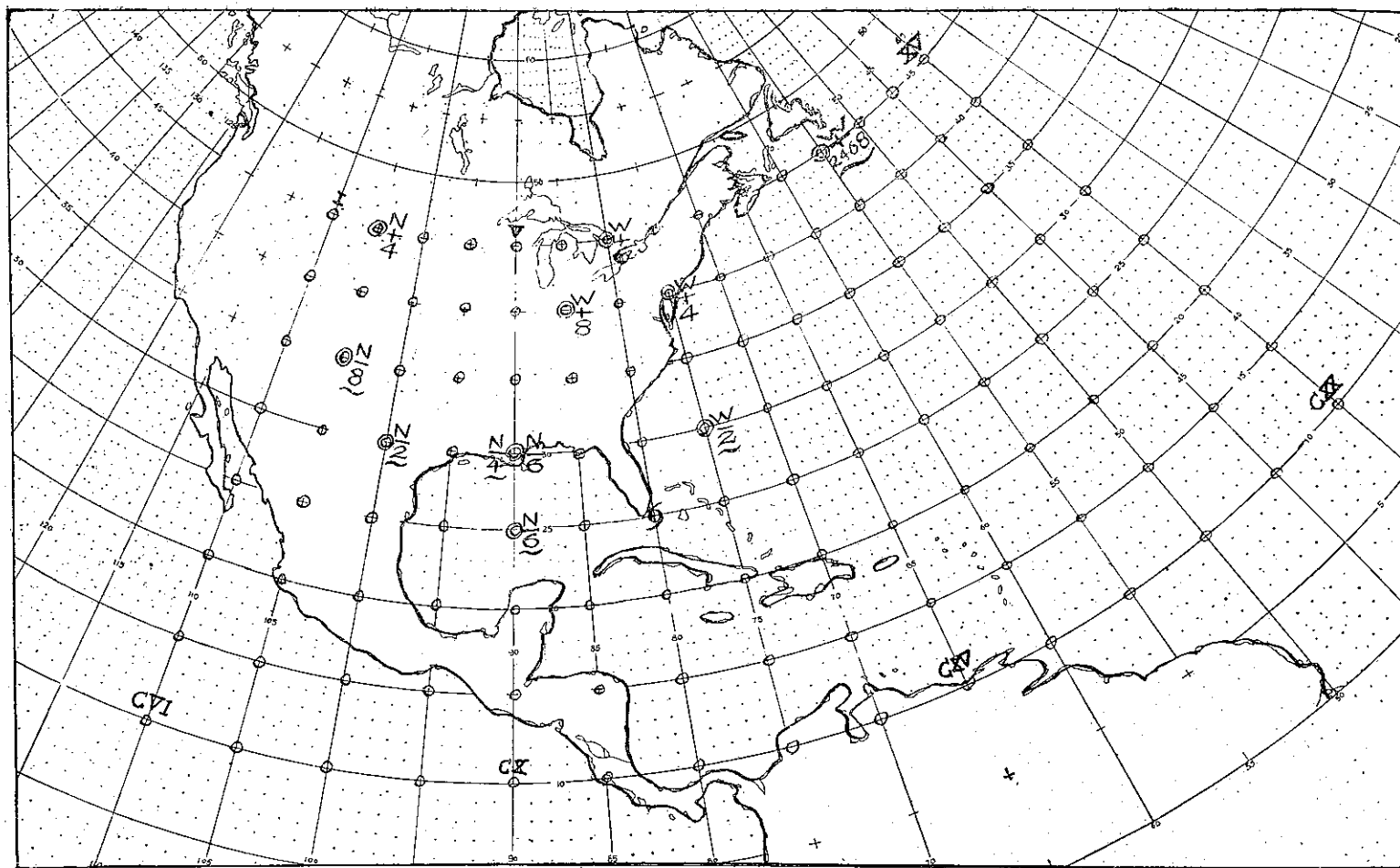


圖 4. 經選用為預報因子之各 500mb 高度變差 (DZi) 所在位置圖

Fig.4 Locations (grid points) of DZ's, selected as predictors.

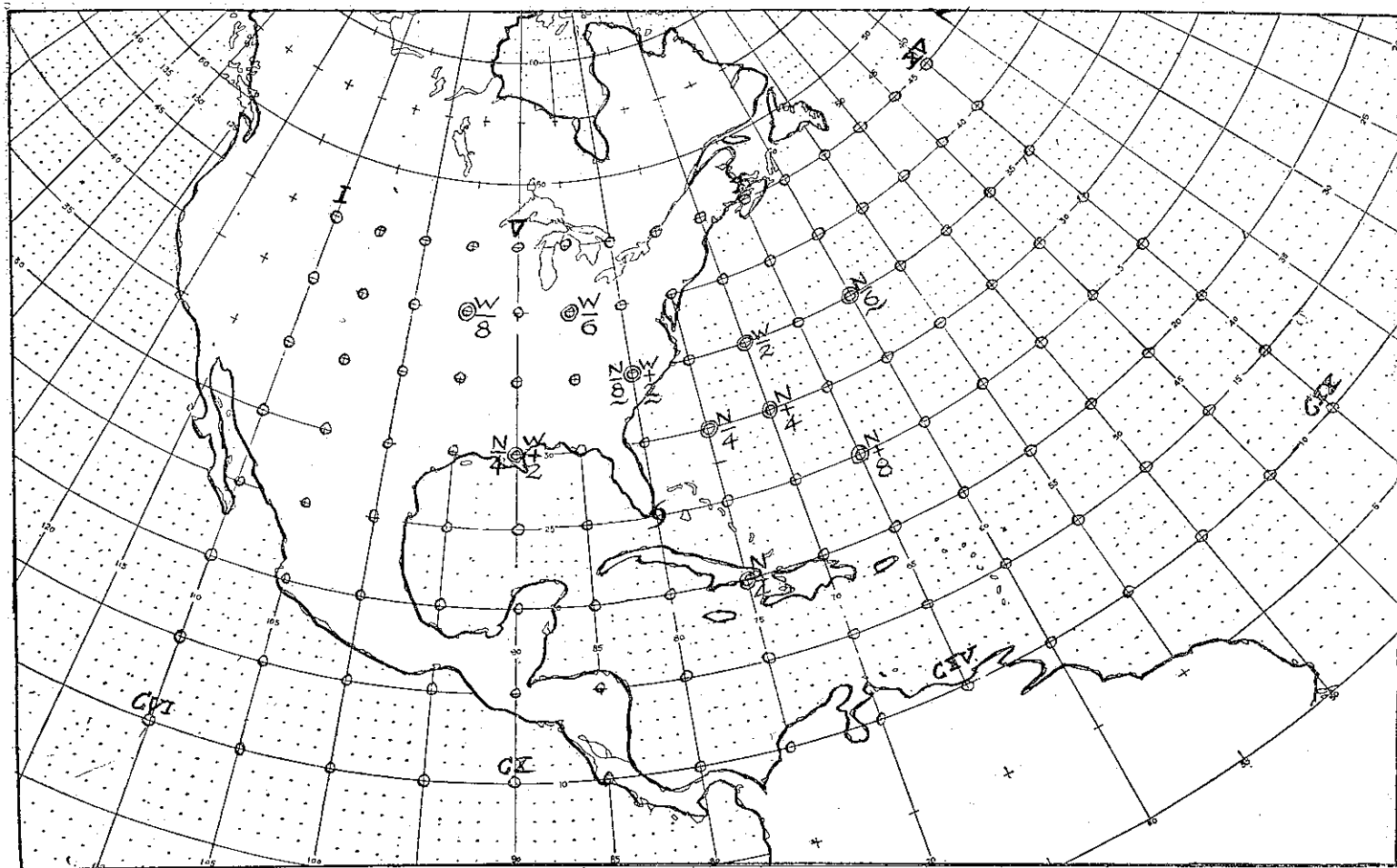


圖 5. 經選用為預報因子之各厚度 (TH_i, DH_i) 所在位置圖

Fig.5 Locations (grid points) of TH's, and DH's 'selected as predictors.

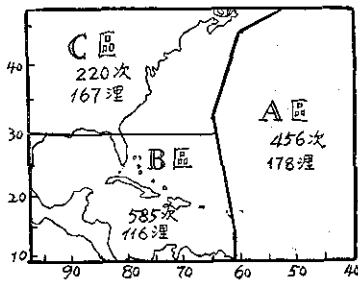


圖 6. 颶風預報劃分地區 (校驗續效用)

Fig. 6 Average of official 24-hour four forecast errors, by areas.

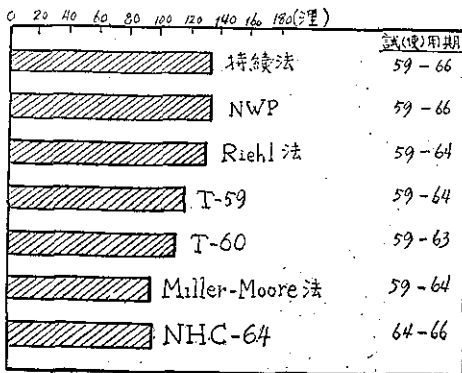


圖 7. 各種預報方法之平均誤差比較圖

Fig. 7 A comparison of average 24-hour forecast errors for objective systems.

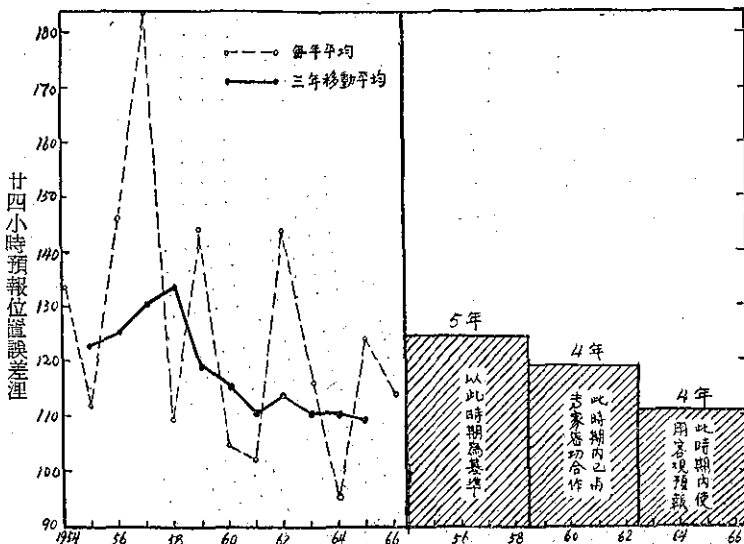


圖 8. 美國氣象局官方預報年平均誤差曲線及以4,5年度期平之均誤差降低趨勢

Fig. 8 Average forecast errors of hurricane motion for a 13 years period, based on U.S. Weather Bureau official forecast. Dashed line is yearly average; solid line is 3-year overlapping average. Blocks show 4 or 5-year averages.

另外極重要之發展餘地在觀測資料之正確性。此將對本法有鉅大貢獻殆無疑義。設能將颶風出沒區域內之觀測網加細增密，並向上發展從現用之三層再增250mb一層，則本法所用之網格系統可更廣袤縱深，如此選擇而得之預報因子必更完美。是以該中心正計劃朝此方向努力，如增加天氣偵察之巡邏區域，航線及架次，並在若干網格點上定時投下探空儀 (drop-sonde) 等措施。

四、數值預報之發展概況

在績效上言，數值預報無法與統計預報相比。然而就理論而言，熱帶氣旋之行徑預報應該基於包圍此氣旋中心廣大區域內運動場之變化，則問題純屬動力範疇，自應採用動力預報為上。例如可用數值法作整個半球性之環流型態預測。所憾者熱帶氣旋孳生之地係低緯度之海面。在目前環境言，運用純粹動力預報于該區尚多困難。

過去十年來致力於各種大氣模式從事熱帶氣旋預報研究者固不在少。例如佐崎 (1955)，笠原 (1960)，Birchfield (1961)，Vanderman (1962) 等，其所用模式分別為「正壓模式」(barotropic)，「二層斜壓模式」(two-level baroclinic)，「相當正壓模式」(equivalent barotropic) 等。概括言之，各模式之基礎原理仍不脫導流之觀念。目前實際在美國 Suitland 試用中者亦為正壓模式，其若干次個例之成績或尚完美，但若以整體看，則其績效實難稱滿意。故今日甚多數值預報專家被迫放棄直接預測環流型態而改採氣候學路線。例如從過去及當時之環流型態，利用自動相關函數之理論以推定熱帶氣旋之行徑等，其實質又已歸於統計學方法，不過用計算機程序處理而已。

縱然數值法目前在績效上顯居劣勢，但 NHRC 之研究人員從潛力觀點看認為動力預報最終仍將居于優勢。其所持理由極為簡單：動力預報根據大氣之真正物理程序。其所以目前不敵統計預報者，可能因為動力模式對不正確之原始資料極為敏感，而統計法則反是。由于此種觀點無懈可擊，NHRC 較遠

縱然數值法目前在績效上顯居劣勢，但 NHRC 之研究人員從潛力觀點看認為動力預報最終仍將居于優勢。其所持理由極為簡單：動力預報根據大氣之真正物理程序。其所以目前不敵統計預報者，可能因為動力模式對不正確之原始資料極為敏感，而統計法則反是。由于此種觀點無懈可擊，NHRC 較遠

程之工作計劃仍以數值預報為主，而對模式之改進將採用下列步驟：

- (一)原始方程組之模式 (Primitive equation)。
- (二)非絕熱及黏性條件。
- (三)多層模式 (Multi-level)。
- (四)以氣旋位置為中心之細密網格系統。

五、NHC-64移用于太平洋區之可行性

NHC-64 既為大洋風預報作業效能最高之一種方法，而颱風、颱風同屬熱帶氣旋，是否可將原法移植至太平洋區域應用？此一問題可從三方面檢討其可行性。

(一)本質上：統計預報方法在本質上富於氣候學意義，而北區性又為氣候學之重要因素。NHC-64既基於大西洋之資料構成，諒不可能完全適用於太平洋。

(二)實驗結果：實際上本法已經多次試用于太平洋區之颱風，結果甚不理想。以前馬龍 (Malone) 法試用于太平洋時，其誤差亦較同樣式但選以太平洋原始資料構成之荒川法為大。上條所述可謂已被證實。

(三)配合條件：預報方程縱可移用。但在應用時必須以當時太平洋區之實際觀測資料代入方程內各相當參數方可計算結果。現太平洋區之觀測條件，分析作業，其密度、精確度、深度及速度是否可以配合得上？此點涉及高空觀測網，自動天氣圖分析等問題，均非一舉可以改善者。又自實用觀點看，颱風預報作業首重時效。最好能在觀測時間後二小時即獲結果，方可適時發佈，及時防風。否則方法雖佳，亦將失去作用。故此處所謂配合條件視似不太重要，實則不可忽視。

綜上以論，將 NHC-64 逕行移用於太平洋區作為颱風預報方法似不可行。然而，若參考其原則，以太平洋本身資料構成一套類似之預報方程非不可能，且極合理。所謂原則應指原方法成功之處，包括(一)用作預報因子之各種氣象參數，(二)網格系統之格式，(三)選擇迴歸法之原理，(四)預報方程之分門別類 (指分區、分時、分向量) 等。惟初選預報因子時宜考慮太平洋地區地區，高空及飛機觀測作業之能力。

六、結 論

(一)十年來美國對颱風預報之研究全力以赴。在制度方面，設立 NHRC，統一機構，政府全力予以支援；精神方面，集全國精英，無分軍民，合作無間，精益求精；工作方面，以客觀預報為主，偏重驗證，

要求實效；績效方面，官方對颱風預報之準確率逐年提高，使用中之 NHC-64 業經證實其優越性能；發展方面，近期計劃繼續統計預報之改良，遠期計劃力求動力預報之成功。

(二)我國對颱風預報方面之研究素極重視。惟投資 (廣義的) 之規模則略遜一籌。鑒於美國之十年有成，可知我國若循上述各方面之方向努力，必有收獲。

尤以近年來我國在聯合國氣象組織合作下，從事防颱防洪示範計劃，已有優異成績。我政府又正竭力爭取「亞洲防颱中心」之設於臺北。凡此皆對颱風研究極為有利之條件。當然，若欲作有規模之研究時必須與太平洋區國家如美、日、菲、港等取得技術合作。

(三)他日「亞洲防颱中心」成立後，姑不論其設於何地，由何國專家主持研究，原始觀測之重要性則必無例外。故如何使我國氣象觀測之廣、深、頻、速、精確度漸臻於現代化水準以配合颱風研究及其成功與否之先決條件。事實上此亦為一切氣象事業發展之基本課題。(全文完)

註釋及參考文獻：

(1)陳毓雷，五十五年，「氣象統計學，空訓部版 pp.104-105。

(2)前面六個氣象參數 P, H, Z, DH, TH, DZ 在每個網格點上之值均可作為初選預報因子，故有 720 個。此外尚須加 SY₅、T₅ 等六個，實際共應有 726 個。最後六個預報因子之意義及求法之詳情可參閱下文。

B. Miller (1966) Monthly Weather Review, Vol.94, pp.401-402

$$(3) PCR = r^2 = 1 - \frac{\sum(Y - \hat{Y})^2}{\sum(Y - \bar{Y})^2},$$

式內之 \hat{Y} 為根據迴歸方程估計而得之值，若迴歸方程用作預報方程時， \hat{Y} 即預報目標之預報值 (例如本文舉例中之 X_{12} 、 Y_{12} 等)。公式內之 Y 則係預報目標之實際值 (可於事後得之)。 $\sum(Y - \hat{Y})$ 愈小，PCR 愈大，表示方程內所採用預報因子之闡釋能力愈高，預報愈易準確之意。

(4)NHC-64法對1966年之 Inez 颶風古怪行徑失誤頗大，影響其平均誤差率甚鉅。否則必可較密勒氏方法更優。

(5)J. Tracy (1966) Monthly Weather Review, Vol.94, pp.407-418

氣象學報補充稿約

一、來稿須用稿紙（以 25×24 之稿紙為原則）。

二、來稿字數以不超過 15,000 字，即連同圖、表，英文摘要以不超過 10 印刷頁為原則。

三、圖及表之分量以不超過全文之 $1/3$ 為原則。

四、英文摘要之字數以不超過 1,000 字為原則。

五、關於表格之注意點：

(一) 表格須另用白紙繕製。

(二) 表格上方須有標題，並加表 1 表 2 等冠號。

(三) 表格中之項目，內容應儘量簡化。表中不重要之項目或可用文字說明者應儘量避免列入表中。

(四) 能以文字說明之小表，請採用文字說明。

(五) 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。

(六) 統計分析表中顯著處，以 * 號（顯著）及 ** 號（極顯著）表之。

(七) 表幅應考慮適合本刊版幅為準。（寬度勿超過 18.5cm）。

(八) 表之標題應能表示內容。

六、關於插圖之規定：

(一) 插圖應另貼於大張白紙上，註明作者及文題。

(二) 插圖下方須有標題，並加圖 1 圖 2 等冠號。

(三) 統計圖、模式圖及分佈圖一律採用 120—150 磅道林紙，以黑墨水繪製清楚。

(四) 統計圖原圖幅面應在 12—15cm，以便縮版。

(五) 模式圖原圖幅面應在 15—20cm，以便縮版。

(六) 分佈圖原圖幅面應在 30cm 左右，以便縮版。

(七) 繪製線條粗細應能供縮小至 $1/8$ 之程度，但不能超過縮小 $1/2$ 之程度。

(八) 數字應正寫清楚，字之大小粗細應一律，至少能供縮至 $1/8$ 之程度。

(九) 已列表中之內容，勿再重複以插圖表示。

(十) 圖之標題應能表示內容。

七、關於照片之規定：

(一) 照片用紙一律採用黑白光面紙。

(二) 照片幅面應在 12—15cm，以便縮版。

(三) 照片應充分沖洗清楚，須考慮縮小至 $1/2$ 時尚能清楚之程度。

(四) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。

八、文稿過長，或圖表過多過大時，投稿人得自行負擔印刷費。

九、關於參考文獻之規定：

(一) 參考文獻以經本人確曾查閱者為限，如係來自轉載之其他書刊時，須加註明。

(二) 作者姓名以後為發行年份，加以括號，然後為雜誌或書名、卷期數及頁數。（頁數必須註明）。

(三) 文字敘述中述及參考文獻時，根據文獻之號數，用斜體阿剌伯字，加以括號，如 (1) (2) (3) 等插入文句中。

十、文字敘述之號次以下列為序。

中文用：一、(一) 1. (1) i. (i)

英文用：I. 1. A. a.

十一、每頁下端之腳註以小號 1, 2, 3, 等阿剌伯字表之，註明於該段文字之右上角。

十二、文字敘述中之數字除十以下之數字，儘量用阿剌伯字表之。

十三、單位須用公制。單位記號例如以 m (公尺)、cm (公分)、mm (公厘)、 m^2 (平方公尺)、 m^3 (立方公尺)、cc (立方公分)、l (立升)、g (公分)、kg (公斤)、mg (公厘)、 $^{\circ}C$ (攝氏度)、% (百分之一)、ppm (百萬分之一份) 等表之，可不必另用中文。

十四、英文題目中重要之字第一字母大寫，介系詞、連接詞及不重要字用小寫。圖表之英文標題及各欄英文細目，除第一字之第一字母大寫外，其餘第一字母均小寫。參考文獻中作者姓名每字全部字母均大寫，論文名第一字第一字母大寫，其餘均小寫，雜誌名或書名每字第一字母均大寫。

十五、作者英文名以用全名為原則，名在前，姓在後。

十六、其他未盡善事項得隨時修正之。

中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

Volume 15, Number 1

March 1969

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

- A Study of Forecasting Cyclogenesis in Taiwan and
Front Movement by 700-1000mb Thickness Chart
.....CHIN-HUAI HSU.....(1)
- Study on the Vertical Distributions of Atmospheric
Ozone over Taipei..... SHIH-TSUNG LÜ.....(17)
- P Wave Velocity in the Surface Layer of the Earth's
Crust in Taiwan.....MING-TUNG HSU, CHIN-YU YANG.....(22)
- Quantitative Precipitation Forecasting on Physical
and Empirical Empirical Bases.....CHIH-TSAI CHIANG.....(33)

Reports

- Report on Typhoon "Nadine"
.....TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU.....(42)

Others

- A Study on the Achievement of Hurricane Motion
Prediction by Objective Methods.....YULEI CHEN.....(51)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei,

Taiwan, China.

氣象學報

季刊

第十五卷 第二期

目次

論著

- 鹽寮下寮二地放射性背景計數與氣象因素之關係研究……呂世宗陳福來……(1)
- 示波槽化現象之理論解析……林瑞山……(9)
- 臺中市氣候……張月娥……(19)
- 500 毫巴面上北太平洋中部高空槽及高壓與颱風路徑之關係……羅字振……(33)

報告

- 民國五十七年颱風調查報告第二號颱風范迪……臺灣省氣象局……(47)

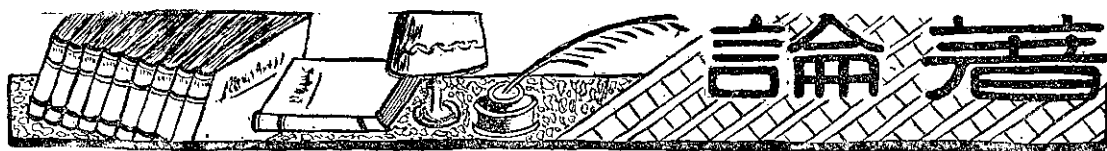
氣象學報

(季刊)

第十五卷 第二期

主編者 臺灣省氣象局氣象學報社
地址 臺北市公園路六十四號
電話：二四一四一
發行人 劉大年
社長 劉大年
電話：二二八四〇
印刷者 文英印書公司
地址 臺北市三水街七號
電話：三三四七二四

中華民國五十八年六月出版



鹽寮下寮二地放射性背景計數與氣象 因素之關係研究

呂世宗 陳福來 謝霖

*A Study on the Relation between the Radioactive Background
and the Meteorological Factors in Yen-Liao and Shia-Liao*

S. C. Lu F. L. Chen L. Shieh

Abstract

In Taiwan, a mountainous island, the weather factors are greatly affected by the mountains. The turbulence usually caused a great falling of radioactive fallout. The Author in order to understand the distribution of radioactive background count, has chosed Shia-Liao and Yen Liao two spots for investigation station, during 1967. The results show as follows:

- ① The correlation between radioactivities and wind velocity, rainy days are positive. But with temperature the correlation is negative.
- ② The radioactive background count in Taiwan area is much infleunced by the terrain, where towards NE monsoon gains a higher value of radioactivity than on the leeward of the NE monsoon.

一、前言

鹽寮及下寮二地，位於臺北縣境內之貢寮鄉及林口鄉，前者屬於東北季風之向風面，而後者係背風面。由於其地形因素之影響，致使二地之放射性降落物背景計數，有顯著之差異。作者等為明瞭其概況，於民國五十五年十一月開始籌劃設立樣品收集站，五十六年元月正式收集各該處之樣品，進行測驗分析，至同年十二月結束，為期一年；測驗之項目包含自然降落物，雨水、浮游微塵、植物、土壤、海水等。

利用上述之資料，復經調查各該處之氣象因素，獲知放射性降落物之背景計數，除受地形影響外，尚與風向、風速、氣溫、降雨日數發生密切關係。

二、樣品之採取、處理與測驗

放射性降落物樣品之採取工作，請臺電水文站協助辦理，每三日或一週將其携回氣象局測驗分析，茲將樣品採取與處理過程分項臚列於後：

1. 自然降落物：

利用水盤為收集器，其接受面積為九百平方公分；每日九時將水盤置於收集臺上，內盛蒸餾水，使大氣中之放射性微塵降下後，混入水中，迄翌日九時，將剩餘盤底之水全部倒入塑膠瓶內，然後以蒸餾水沖洗水盤數次，復倒入瓶中，樣品取回氣象局後，再進行蒸發及其他各項必要之處理後，進行測驗。

2. 雨水：

亦以水盤為收集器，其接受面積為九百平方公分、每逢降水時置於收集臺上，於當日九時至翌日九時，採取盤內雨水，置入塑膠瓶內，再將瓶內之雨水充分攪拌，取 200cc，予以蒸乾測驗。

3. 浮游微塵：

每日上午九時利用真空幫浦在樣品收集站附近，抽取空氣樣品。鹽寮所使用之真空幫浦平均流量為每分鐘 0.047 立方公尺，每次抽取一小時，共 2.82 立方公尺；下寮所使用者平均流量為

每分鐘 0.06 立方公尺，每次抽取一小時，共 3.6 立方公尺，抽取之空氣使之通過東洋 5B，直徑 11 公分之濾紙，然後將濾紙灰化，置入小鋁皿中，進行測驗。

4. 土壤：

土壤樣品於每月中旬採取一次，採取地點在樣品採取站附近約二百至五百公尺處，分東、西、南、北等四個方向採取。

土壤樣品取表土 10 公分，充分混合後取約 1 公斤，經室內風乾，再取 20 公克，置入圓底燒杯，加入 6N 鹽酸，用振盪器振盪 1 小時，然後以遠心分離器過濾之，使砂粒與鹽酸溶液分離，取其溶液徐徐加熱，並以 6N 鉍水沉澱之，經沉澱後復以過濾器過濾，其沉澱物置入 600°C 高溫電爐中加熱，經過約六小時，俟有機物完全灰化後，置入小鋁皿中測驗之。

5. 海水：

每月分上、中、下旬在鹽寮二地附近海面採

取三公升海水，充分攪拌後取 1000cc，經化學處理，使之沉澱，再取其沉澱物測驗之。

6. 植物：

依照四季變化分春分、夏至、秋分、冬至等分別採取四次，每次採取數種不同之植物，取 50 公克置于 110°C 之乾燥箱內除去水分，然後置入 600°C 高溫電爐中灰化，其灰化物取出測驗之。

上列之樣品，經過各種處理過程後，均置入小鋁皿中，分別以蓋氏計數器及閃光計數器交互進行測驗，前者計數全放射性，後者計數 β 射線，所得之值與標準器 (U_3O_8 $0.302 \times 10^{-6}C$) 比較，以求得放射性之含量。

三、測驗結果與討論

鹽寮及下寮二處，經一年之測驗結果，由表一可知，其放射性降落物之含量，在春季較多，夏季較少，一般言之，各國核子試爆均在較高緯度舉行，亦即

表 1：放射性月平均含量
Table 1: Monthly Mean of Radioactivity

站別 Station	放射性含量 Radioactivity	月 Month	種類 Classification	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	平均
				Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May.	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Average.
下寮 Shia-Liao	自然降落物 Naturally Falling Dusts	β		0.21	0.04	0.04	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.05	0.04
		G		1.17	0.15	0.09	0.05	0.07	0.04	0.04	0.06	0.04	0.05	0.07	0.08	0.16
	雨水 Rain Water	β		62.62	13.88	0	22.23	15.07	2.86	32.08	0	45.05	7.34	9.15	19.09	19.11
		G		493.88	56.57	16.76	52.27	16.76	0.52	19.24	13.97	—	22.85	14.66	31.49	67.17
	浮游微塵 Air	β		3.24	2.29	1.55	0.32	0.87	1.01	1.53	1.94	1.32	1.20	1.46	3.23	1.75
		G		8.08	4.81	3.32	4.40	3.06	2.95	2.93	3.78	1.49	3.20	2.89	3.95	3.74
鹽寮 Yen-Liao	自然降落物 Naturally Falling Dusts	β		0.32	0.11	0.12	0.04	0.02	0.01	0.02	0.03	0.06	0.02	0.03	0.04	0.07
		G		2.06	0.24	0.20	0.09	0.07	0.06	0.03	0.06	0.09	0.08	0.08	0.08	26
	雨水 Rain Water	β		170.88	59.34	113.16	21.82	10.42	10.54	19.89	15.62	35.01	14.66	14.83	24.05	42.52
		G		1021.83	117.92	167.16	53.33	43.51	28.86	31.43	14.43	58.66	51.12	53.78	55.87	141.49
	浮游微塵 Air	β		1.34	1.34	3.17	2.87	1.50	0.69	1.57	1.73	2.71	1.53	1.59	1.13	1.76
		G		6.02	3.19	4.22	4.93	2.92	2.84	5.39	3.97	3.89	3.13	3.72	3.07	3.94

高緯度之大氣中人工放射性之含量多，臺灣地區之污染，多由東北季風之夾帶，形成春季大量降落，至四月後由於西南氣流侵入臺灣，含量逐漸減少，至十或

十一月間，含量復逐次增加。

在本研究中，所測得之最高值均在一月份中出現，此乃受共匪於民國五十五年十二月底舉行核子試爆

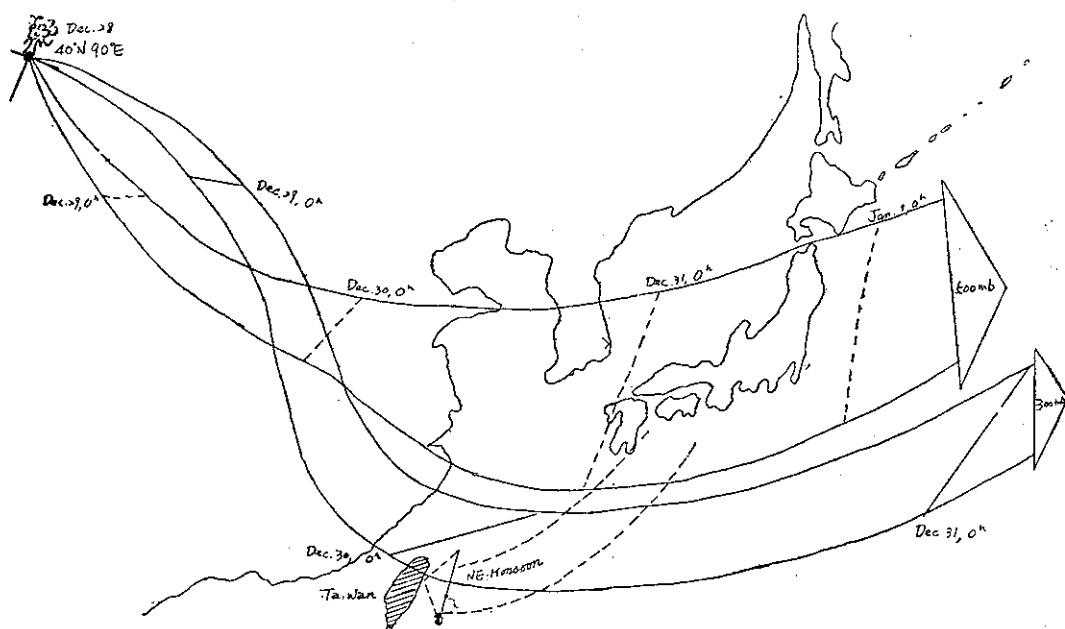


圖 1：共匪核子試爆後之天氣概況

Fig 1 : The weather condition after Communist Nuclear Test in 1966

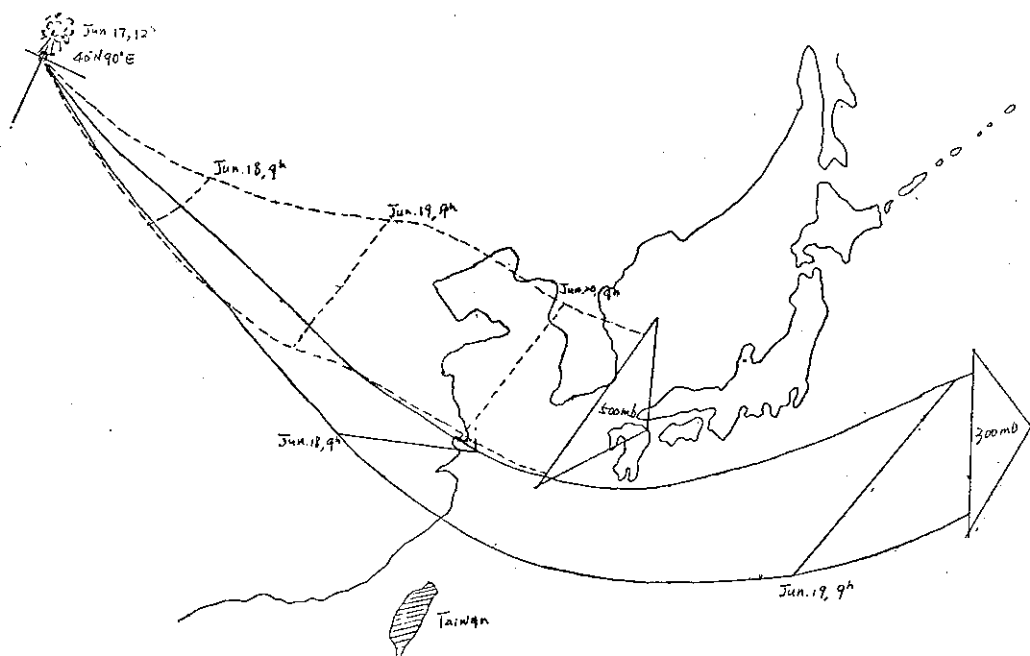


圖 2：共匪核子試爆後之天氣概況

Fig 2 : The weather condition after Communist Nuclear Test in 1967

之影響，如圖一所示，依照當時之天氣概況可知，東北季風甚強，其核試之放射性降落物很容易落至臺灣附近，尤其在鹽寮地區為東北季風之向山面，放射性微塵容易大量降落，其放射性之含量，因此增加甚劇，至二月份之數值顯示，含量急遽下降，已不受其核試之影響，而恢復正常之變化。

迄六月中旬共匪復於新疆羅布泊附近舉行核子試爆，由圖二可知，300mb 及 500mb 之高空氣流均分佈於北緯三十度以北，500mb 之偏西風三日後抵

達日本上空，四天後日本室戶岬開始增加，但當時臺灣北部海面之東北季風不盛，加之西南氣流甚強，大部份之放射性微塵無法降落於鹽寮及下寮附近，因此該次之試爆，明顯地並未污染臺灣地區。

分析二地放射性降落物背景計數及氣象因素，可得表二之相關係數。風速大則放射性之降落量亦大，唯表中鹽寮之風速，有一部份為目測值，誤差甚大，所求得之相關亦不明顯。再由圖三、四顯示，無論在鹽寮及下寮地區，其 $0^{\circ}\sim 90^{\circ}$ 之風向頻率各佔63%及

表 2：放射性含量與氣象因素之相關

Table 2 : Correlation Coefficients between the Meteorological Elements and the Radioactive Contents

站 別 Station	相 關 係 數 Correlation Coefficient	種 類 Classification	氣象因素 Meteo. Elements	風 速 Wind Velocity	氣 溫 Temperature	雨 量 Precipitation	降 雨 日 數 No. of Rainy Day
下 寮 Shia-Liuo		自 然 降 落 物 Naturally Falling Dusts		+ 0.622	- 0.548	- 0.039	+ 0.604
		雨 水 Rain Water		+ 0.302	- 0.226	+ 0.122	+ 0.491
		浮 游 微 塵 Air		+ 0.499	- 0.709	- 0.094	+ 0.706
鹽 寮 Yen-Liao		自 然 降 落 物 Naturally Falling Dusts		- 0.113	- 0.613	+ 0.063	+ 0.485
		雨 水 Rain Water		- 0.091	- 0.554	- 0.272	+ 0.410
		浮 游 微 塵 Air		+ 0.058	+ 0.116	- 0.452	- 0.059

N	NE	E	SE	S	SW	W	WNW	W	WNW	W	WNW	C
14.2	14	33.7	2.3	13.4	-	6.8	-	16.2	0.5	0.3	-	0.5

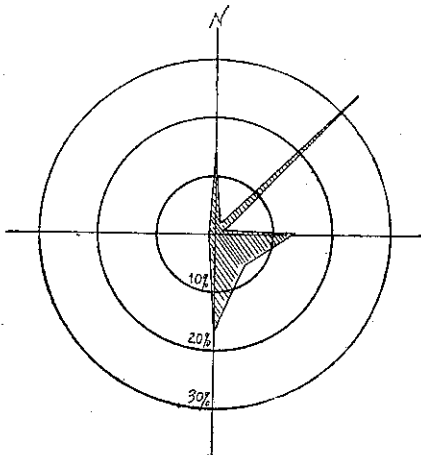


圖 3：鹽寮風向頻率

Fig 3 : Frequency of wind direction at Yen-Liao

N	NE	E	SE	S	SW	W	WNW	W	WNW	W	WNW	C
1.1	20.5	27.1	9.3	1.2	1.6	20	1.6	1.6	1.9	2.5	30	4.9

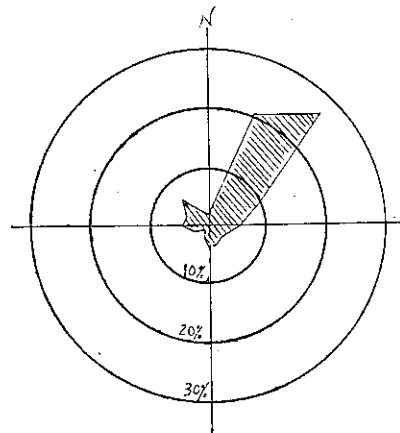


圖 4：下寮風向頻率

Frequency of wind direction at Shia-Liao

63.2%，大部份之風向均與放射性微塵襲臺之路徑相吻合，因此，風速愈大，帶來放射性微塵之量愈多，而且該微塵受迎風面地形所引起之旋渦干擾，導致大量降落。

氣溫則成負相關，亦即氣溫愈低愈能帶來放射性微塵，前已述及，因核子試爆後所產生之微塵多分布於高緯度，除隨偏西風及噴射氣流而擴散之外，尚可隨氣團移動而擴散，因此高緯度之氣團南移，亦能使放射性微塵大量降落。

放射性降落量與雨水之相關則較小，因雨量之沖洗率達到一定之限度後，沖洗率即不再增加，而且雨水凝結之高度，沖洗面積內之放射性含量，均有莫大之影響。

至於降雨日數，則成正相關，因降水日數多，則大氣中之濕度亦相對增高，濕度增高則能阻礙放射性微塵之擴散，而降落於某一地區。

土壤中放射性含量，在表三、中可以看出，逐月之變化量較小，實可代表各該處之背景計數，降落於地面之放射性微塵，雖受雨水沖洗而滲透至地下，隨地下水流失，但由表中可以看出鹽寮測得之平均數值 β 射線為1139.01 $\mu\mu\text{c/kg}$ ，全量為2199.86 $\mu\mu\text{c/kg}$ ，

下寮則為589.21 $\mu\mu\text{c/kg}$ ，全量為988.11 $\mu\mu\text{c/kg}$ ，後者之含量約為前者之半數。

下寮地區土壤中放射性含量較少之原因，主要者為地處東北季風之背風面，人工放射性不易下降該處，而鹽寮則為向風面，易導致微塵降落，使累積量偏高，至於地下水之滲透力，當然亦能左右地表放射性微塵之累積量，然其影響之程度如何？有待以後繼續研究。

植物中之放射性含量如表四表五，依各種植物之吸收，植物之生長期長短，植物鐵分之含量等不同而異，以春、夏、秋、各四季所採取之各種植物中，吸收範圍廣，亦即根之分佈廣者，生長期較長而鐵質含量多之植物，諸如松樹、蕨類、牽牛花等，經常保持很高之放射性含量；至於甘藷、黃瓜、蘿蔔、雜草等含碳水化合物多，而且生長期短之植物，則放射性含量較少，但是在二地所採取之同種類植物，其放射性含量差異甚大，鹽寮之牽牛花中放射性含量約比下寮者多二倍以上，鹽寮之甘藷中放射性含量亦比下寮者多一倍，由此含量之差異，以及土壤中累積量可以推測鹽寮之放射性背景計數亦較下寮多一倍以上。

表 3：鹽寮及下寮地區土壤中放射性含量

The Radioactivity in Soil at Yen-Liao and Shia-Liao

站 別 Station		月 Month	一 月 Jan.	二 月 Feb.	三 月 Mar.	四 月 Apr.	五 月 May	六 月 June	七 月 July
鹽 寮 Yen-Liao	Beta		1045.80	1423.45	1101.01	1228.23	821.22	1352.90	681.70
	Gross		2350.25	2394.88	1503.25	2911.49	986.63	2308.90	1323.28
下 寮 Shia-Liao	Beta		780.20	568.55	1766.86	585.59	410.27	310.91	765.63
	Gross		922.25	661.94	2420.73	944.40	986.59	796.90	1120.46
站 別 Station		月 Month	八 月 Aug.	九 月 Sept.	十 月 Oct.	十一月 Nov.	十二月 Dec.	總 計 Total	平 均 Average
鹽 寮 Yen-Liao	Beta		832.65	862.95	1041.90	1713.95	1562.39	13668.15	1139.01
	Gross		1939.80	1917.84	2125.49	2543.63	4092.86	26398.30	2199.86
下 寮 Shia-Liao	Beta		435.50	303.17	355.24	423.30	365.25	7070.51	589.21
	Gross		748.44	782.65	628.47	1033.81	810.69	11857.33	988.11

表 4：植物中放射性含量測驗報告表

Table 4：Radioactivity in Plant

樣品採取地點 Station		下寮 Shia-Liao		測驗機關 Test by				臺灣省氣象局 T.W.B.				
試料 號數 No.	採取日期 Sampling Date	測驗日期 Testing Date	植 物 種 類 Sort	採取部位 Members of Plant	新鮮物 總 量 Gross wt.	乾物 總量 Dried wt.	灰化 重量 Ashy wt.	公絲中放射 性 蛻 變 數 Disintegr- ation per 500mg		每公斤新鮮物 中放射性強度 Radioactivity per Kg		備 註 Remarks
								Beta	Gross	Beta	Gross	
8	56. 4. 2	56. 4. 28	牽 牛 花 Morning Glory	莖 葉 Stem, Leaf	130g	10.92g	4.372g	13.5	8.4	3014.69	3363.46	
14A	56. 6. 28	56. 7. 10	牽 牛 花 Morning Glory	莖 葉 Stem, Leaf	50	10.00	2.102	7.0	10.4	1954.02	5202.87	
14B	56. 6. 28	56. 7. 10	甘 藷 Sweet Potato	莖 葉 Stom, Leaf	50	8.80	1.155	2.7	5.2	414.14	1429.43	
23A	56. 9. 25	56. 10. 27	甘 藷 Sweet Potato	莖 葉 Stem, Leaf	50	7.90	0.695	7.5	7.2	692.22	1190.95	
23B	56. 9. 25	56. 10. 27	黃 瓜 Musk Melon	葉 Leaf	50	6.30	1.650	2.6	1.7	569.71	667.59	
32A	56. 12. 21	57. 1. 11	雜 草 Grass	莖 葉 Stem, Leaf	50	10.00	1.515	13.5	10.3	2716.09	3713.87	
32B	56. 12. 21	57. 1. 11	甘 藷 Sweet Potato	莖 葉 Stem, Leaf	50	10.00	0.865	26.9	24.5	3090.06	5043.82	

表 5：植物中放射性含量測驗報告表

Table 5：Radioactivity in Plant

樣品採取地點 Station		鹽寮 Yen-Liao		測驗機關 Test by			臺灣省氣象局 T.W.B.				備註 Remarks	
試料 號數 No.	採取日期 Sampling Date	測驗日期 Testing Date	植 物 種 類 Sort	採取部位 Members of Plant	新鮮物 總 量 Gross wt.	乾物 總量 Dried wt.	灰化 重量 Ashy wt.	500 公絲灰中 放射性蛻變數 Disintegr- ation per 500mg		每公斤新鮮物 中放射性強度 Radioactivity per kg		
								Beta	Gross	Beta		Gross
9A	56. 4. 19	56. 4. 28	厥 Fern	葉 Leaf	150g	33.08g	1.336g	cpm 146.9	cpm 84.9	$\mu\text{C}/\text{kg}$ 8687.73	$\mu\text{C}/\text{kg}$ 8998.46	
9B	56. 4. 19	56. 4. 28	松 Pine	葉 Leaf	150	81.11	2.615	89.8	81.1	10395.00	16824.73	
13A	56. 6. 24	56. 7. 10	牽 牛 花 Morning Glory	莖 葉 Stem, Leaf	50	9.90	1.105	45.1	26.5	6618.15	6969.24	
13B	56. 6. 24	56. 7. 10	松 Pine	葉 Leaf	50	23.20	0.688	153.0	92.3	13979.06	15113.57	
24A	56. 9. 27	56. 10. 27	松 Pine	葉 Leaf	50	19.30	0.410	46.3	49.3	3074.32	5866.70	
24B	56. 9. 27	56. 10. 27	甘 藷 Sweet Potato	莖 葉 花 Stem Leaf Flower	50	8.10	0.605	14.1	20.2	1132.85	2908.60	
24C	56. 9. 27	56. 10. 27	牽 牛 花 Morning Glory	莖 葉 Stem, Leaf	50	9.80	0.630	7.2	18.4	603.38	2758.90	
27A	56. 12. 16	57. 1. 11	蘿 蔔 Radish	葉 Leaf	50	5.00	1.040	11.3	8.9	1519.23	2202.93	
27B	56. 12. 16	57. 1. 12	松 Pine	葉 Leaf	50	19.00	0.640	123.5	84.1	10496.51	12810.11	

Table 6 : Radioactivity in Sea Water.

測驗機關 Test by		臺灣省氣象局 T.W.B.	
站別 Station	採樣日期 Sampling Date	月份 Month	備註 Remarks
鹽寮 Yen-Liao	上旬 First of Month	一月 Jan.	18.62
	中旬 Middle of Month	二月 Feb.	31.51
	下旬 Last of Month	三月 Mar.	1.43
	總計 Total	四月 Apr.	42.49
	平均 Average	五月 May	23.64
	最高 Max.	六月 June	3.34
		七月 July	14.80
		八月 Aug.	6.68
		九月 Sept.	25.78
		十月 Oct.	9.55
下寮 Shia-Liao	上旬 First of Month	十一月 Nov.	16.71
	中旬 Middle of Month	十二月 Dec.	34.37
	下旬 Last of Month	一月 Jan.	1
	總計 Total	二月 Feb.	31.51
	平均 Average	三月 Mar.	30.08
	最高 Max.	四月 Apr.	6.68
		五月 May	22.44
		六月 June	0.48
		七月 July	17.19
		八月 Aug.	27.21
鹽寮 Yen-Liao	上旬 First of Month	九月 Sept.	1.91
	中旬 Middle of Month	十月 Oct.	8.12
	下旬 Last of Month	十一月 Nov.	40.34
	總計 Total	十二月 Dec.	4.77
	平均 Average	一月 Jan.	11
	最高 Max.	二月 Feb.	11
		三月 Mar.	11
		四月 Apr.	12
		五月 May	21.48
		六月 June	2.39
下寮 Shia-Liao	上旬 First of Month	七月 July	19.17
	中旬 Middle of Month	八月 Aug.	25.78
	下旬 Last of Month	九月 Sept.	4.29
	總計 Total	十月 Oct.	11.94
	平均 Average	十一月 Nov.	29.12
	最高 Max.	十二月 Dec.	21
		一月 Jan.	21
		二月 Feb.	21
		三月 Mar.	21
		四月 Apr.	21
鹽寮 Yen-Liao	上旬 First of Month	五月 May	72.56
	中旬 Middle of Month	六月 June	6.21
	下旬 Last of Month	七月 July	51.16
	總計 Total	八月 Aug.	59.67
	平均 Average	九月 Sept.	31.98
	最高 Max.	十月 Oct.	29.61
		十一月 Nov.	68.99
		十二月 Dec.	68.26
		一月 Jan.	57.01
		二月 Feb.	19.00
下寮 Shia-Liao	上旬 First of Month	三月 Mar.	13.58
	中旬 Middle of Month	四月 Apr.	20.85
	下旬 Last of Month	五月 May	24.19
	總計 Total	六月 June	2.07
	平均 Average	七月 July	17.05
	最高 Max.	八月 Aug.	19.89
		九月 Sept.	10.66
		十月 Oct.	9.97
		十一月 Nov.	23.00
		十二月 Dec.	22.75
鹽寮 Yen-Liao	上旬 First of Month	一月 Jan.	23.87
	中旬 Middle of Month	二月 Feb.	40.26
	下旬 Last of Month	三月 Mar.	13.58
	總計 Total	四月 Apr.	20.85
	平均 Average	五月 May	24.19
	最高 Max.	六月 June	2.07
		七月 July	17.05
		八月 Aug.	19.89
		九月 Sept.	10.66
		十月 Oct.	9.97
下寮 Shia-Liao	上旬 First of Month	十一月 Nov.	23.00
	中旬 Middle of Month	十二月 Dec.	22.75
	下旬 Last of Month	一月 Jan.	19.00
	總計 Total	二月 Feb.	19.35
	平均 Average	三月 Mar.	232.25
	最高 Max.	四月 Apr.	21
		五月 May	21
		六月 June	21
		七月 July	21
		八月 Aug.	21
鹽寮 Yen-Liao	上旬 First of Month	九月 Sept.	21
	中旬 Middle of Month	十月 Oct.	21
	下旬 Last of Month	十一月 Nov.	21
	總計 Total	十二月 Dec.	21
	平均 Average	一月 Jan.	21
	最高 Max.	二月 Feb.	21
		三月 Mar.	21
		四月 Apr.	21
		五月 May	21
		六月 June	21
下寮 Shia-Liao	上旬 First of Month	七月 July	21
	中旬 Middle of Month	八月 Aug.	21
	下旬 Last of Month	九月 Sept.	21
	總計 Total	十月 Oct.	21
	平均 Average	十一月 Nov.	21
	最高 Max.	十二月 Dec.	21
		一月 Jan.	21
		二月 Feb.	21
		三月 Mar.	21
		四月 Apr.	21
鹽寮 Yen-Liao	上旬 First of Month	五月 May	21
	中旬 Middle of Month	六月 June	21
	下旬 Last of Month	七月 July	21
	總計 Total	八月 Aug.	21
	平均 Average	九月 Sept.	21
	最高 Max.	十月 Oct.	21
		十一月	

鹽寮及下寮二地之海水放射性含量，大致爲春冬最多，夏秋較少，如表六所列，二地含量相差至微，此乃由於海浪對於降落之放射性微塵有攪拌作用，復經海流而均勻分布各處。

四、結 論

由於上列之分析，鹽、下二地放射性降落物之背景計數增減，決定於噴射氣流及偏西風之影響之外，亦與氣溫、風向、風速、降雨日數發生密切關係，至

於造成二地差異者，實爲地形因素。

參 考 文 獻

1. 日本氣象廳放射性降落物觀測報告。
2. Annual Report of National Institute of Radiological Sciences:1962.
3. 日本原子力研究所保健物理部の活動 1960。
4. 呂世宗、陳福來 氣象學報 8 卷 4 期。

氣 象 學 報 徵 稿 簡 則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究爲目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言爲主體，每篇以五千字爲佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用之獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改時請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、惠稿文責自負、詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十一、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省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

示波槽化現象之理論解析*

林 瑞 山

Theoretical Analysis of the Ducting Echo Phenomena

Ruey-shan Lin

Abstract

For most purposes, the speed of propagation of an electromagnetic wave may be considered to be constant and equal to the speed of light in the free space, 3×10^8 m/sec. However, for many radar problems one has to recognize that the atmosphere is significantly different from free space and that the observed airmass properties are sufficiently variable to produce small change in the speed of propagation. These small change are important because they may lead to refraction of the radio ray and produce the ducting phenomena in the some state of atmosphere. It is important that the radar observer must understand throughly the ducting phenomena.

With this end in view, the author firstly found the necessary condition of ducting phenomena from the Snell's Low, and then we stated the kind of ducting phenomena. Lastly the author analyze the ducting data that is observed at Hua-Lien Weather Station in 1967.

一、前 言

在大多數之情況下，可以把電磁波之傳播速率看成爲一常數，即等於光線在自由空間裏之傳播速率 3×10^8 m/sec。但是對許多氣象雷達問題而言，我們必須要知道大氣和自由空間，還是有着很大的不同。故氣團性質之差異，往往能導致電磁波之傳播速率產生一些小的變化，而這些小的變化對於槽化現象是極重要的。因爲它能引起電磁波之折射從而使傳播方向發生明顯之變化，而形成各種不同之槽化現象。氣象雷達觀測人員對於此種槽化現象，應徹底了解始能獲得正確之回波分析。著者立腳於此種觀點，先從電磁波折射理論考察其應具備之氣象必要條件後，分析本站去（56）年度所觀測，在海面上所發生之槽化現象，以資提高氣象雷達觀測技術及增進天氣預報之準確率。

二、電磁波折射理論之考察

今設雷達天線置於標準大氣中，而由A點射出之電磁波，以 β_1 爲發射角度，其折射率爲 n_1 。其後

通過某點 B 時之折射率爲 n ，其進行仰角爲 β （參照圖一）。

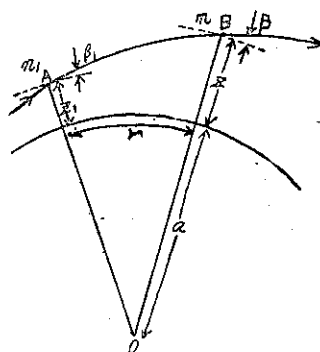


圖 1：電磁波通過長距離時之概略圖。

Fig 1: Schematic Diagram of a Electromagnetic Wave Path Over a Long Distance.

在這種情形下，我們可應用 Snell's Law 則得

$$(a+Z_1)n_1 \cos\beta_1 = (a+Z)n \cos\beta = \text{const.}$$

今若以 a 除之時得

$$\left(1 + \frac{Z_1}{a}\right)n_1 \cos\beta_1 = \left(1 + \frac{Z}{a}\right)n \cos\beta$$

$$= \text{const.} \dots\dots\dots(1)$$

設 $(1 + \frac{Z_1}{a})n_1$ 爲 N_1 , $(1 + \frac{Z}{a})n$ 爲 N 時上式得

$$N_1 \cos \beta_1 = N \cos \beta = \text{const.} \dots\dots\dots(2)$$

N_1 及 N 是在 A 點及 B 點以地球曲面看爲平面時之折射率，通常都叫之爲修正折射率。但若從垂直方面來看其折射率 n 時，它隨着高度而變化即可寫爲

$$n = n_0 + \left(\frac{dn}{dZ}\right) Z \dots\dots\dots(3)$$

$$\therefore N = \left(1 + \frac{Z}{a}\right) n$$

$$= \left(1 + \frac{Z}{a}\right) \left\{ n_0 + \left(\frac{dn}{dZ}\right) Z \right\}$$

$$= n_0 \left(1 + \frac{Z}{a}\right) \left\{ 1 + \frac{1}{n_0} \left(\frac{dn}{dZ}\right) Z \right\}$$

$$= n_0 \left\{ 1 + \frac{1}{n_0} \left(\frac{dn}{dZ}\right) Z + \frac{Z}{a} + \frac{Z}{a} \frac{1}{n_0} \left(\frac{dn}{dZ}\right) Z \right\}$$

但因 $n_0 \div 1$ 且 $\left(\frac{dn}{dZ}\right) Z \ll n_0$ ，故 $\frac{Z}{a} \frac{1}{n_0}$

$$\left(\frac{dn}{dZ}\right) Z \div 0$$

$$\therefore N \div n_0 \left\{ 1 + \frac{1}{n_0} \left(\frac{dn}{dZ}\right) Z + \frac{Z}{a} \right\}$$

$$\div n_0 \left\{ 1 + \left(\frac{dn}{dZ}\right) Z + \frac{Z}{a} \right\}$$

如果地球上空沒有大氣之存在時，電磁波將直進傳播而沒有彎曲。在這種情況下，射線相對於地球表面之曲率將是 $\frac{1}{a}$ 。但是地球上空實際有大氣之存在，並且其折射指數梯度 $\frac{dn}{dZ}$ 使電磁波射線發生彎曲，因而射線曲率不等於 $\frac{1}{a}$ 。事實上，相對於地球表面射線之曲線是

$$\frac{1}{a_e} = \frac{1}{n_0} \frac{dn}{dZ} + \frac{1}{a} \quad (\because n_0 \div 1)$$

$$\div \frac{dn}{dZ} + \frac{1}{a} \dots\dots\dots(4)$$

但 a_e 稱爲虛構之地球等效半徑在標準情況下是約等於 $4/3 a$ 。因在高緯度地方（寒帶）時約爲 $6/5 a \sim 4/3 a$ ，在中緯度地方（溫帶）約爲 $4/3 a$ ，而在低緯度地方（熱帶）約爲 $4/3 a \sim 3/2 a$ ，故本省屬於低緯度可取爲 $4/3 a$ 。

$$\therefore N = n_0 \left(1 + \frac{Z}{a_e}\right)$$

現在利用(2)式變形求出 Z, r, β, a_e 之關係式，即

$$\tan \beta = \frac{\cos \beta_1}{\cos \beta_1} \tan \beta$$

$$= \frac{\sqrt{\cos^2 \beta_1 \frac{\sin^2 \beta}{\cos^2 \beta}}}{\cos \beta_1}$$

$$= \frac{\sqrt{\cos^2 \beta_1 (1 - \cos^2 \beta)}}{\cos \beta_1}$$

$$= \frac{\sqrt{\cos^2 \beta_1 - \cos^2 \beta}}{\cos \beta_1}$$

$$(\because N_1 \cos \beta_1 = N \cos \beta)$$

$$= \frac{\sqrt{\left(\frac{N}{N_1}\right)^2 - \cos^2 \beta_1}}{\cos \beta_1} = \frac{dZ}{dr} \dots\dots\dots(5)$$

$$\therefore \left(\frac{N}{N_1}\right)^2 = \left\{ \frac{n_0 \left(1 + \frac{Z}{a_e}\right)}{n_0 \left(1 + \frac{Z_1}{a_e}\right)} \right\}^2 =$$

$$\frac{1 + \frac{2Z}{a_e} + \left(\frac{Z}{a_e}\right)^2}{1 + \frac{2Z_1}{a_e} + \left(\frac{Z_1}{a_e}\right)^2} \div \frac{1 + \frac{2Z}{a_e}}{1 + \frac{2Z_1}{a_e}}$$

$$\div \frac{a_e + 2Z}{a_e + 2Z_1} \div \frac{a_e + 2Z - 2Z_1 + 2Z_1}{a_e + 2Z_1}$$

$$\div 1 + \frac{2(Z - Z_1)}{a_e + 2Z_1} \quad (\because Z \ll a_e)$$

$$\div 1 + \frac{2(Z - Z_1)}{a_e} \dots\dots\dots(6)$$

$$\therefore \tan \beta = \frac{dZ}{dr} = \frac{\sqrt{\left(\frac{N}{N_1}\right)^2 - \cos^2 \beta_1}}{\cos \beta_1}$$

$$= \sqrt{1 + \frac{2(Z - Z_1)}{a_e} - \cos^2 \beta_1} / \cos \beta_1$$

$$= \sqrt{\sin^2 \beta + \frac{2(Z - Z_1)}{a_e}} / \cos \beta_1$$

從上式積分後可得

$$Z - Z_1 = \frac{r^2}{2a_e \cos^2 \beta_1} + r \tan \beta_1$$

今若 $\beta_1 \ll 1$ 時 $\cos \beta_1 \div 1$ ，即 $\cos^2 \beta_1 \div 1$ ， $\tan \beta_2 \div \beta_1$

$$\therefore Z - Z_1 = \frac{r^2}{2a_e} + r \beta_1 \dots\dots\dots(7)$$

從另一方面來看地球上空大氣與折射率之關係時，若於乾燥大氣裡，其折射率在所有波段內幾乎都是同一個常數。今若設 P 爲大氣壓力 (mb)， T 爲絕對溫度， K_1 爲一常數時，根據實驗之結果這些與折射率 n 之關係是 $(n-1) 10^6 = K_1 \frac{P}{T}$ 。但若利用狀

態方程式 $\frac{P}{T} = \frac{R}{V} = R\rho$ 代入上式時，即可得 $(n-1)10^6 = K_1 R\rho = (\text{const})\rho$ 。

這裡 R 是普通氣體常數。 ρ 是大氣密度。 $(n-1)10^6$ 有時用 N 來表示，把 $(n-1)10^6$ 之單位叫做 N 單位。然而在大氣中當有水汽存在時，混合氣體之 N 值就和頻率有關。因大氣中總是含有水分，因此必須考慮水汽對 N 之影響。如所熟知，水分子是極性的，並且它的偶極矩隨不同之電磁波頻率響應不同。對於頻率極高之可視光，水分子是電子極化，對於低頻電磁波，水分子不但產生電子極化，並且分子本身還迅速地隨着電場之變化而不斷地重新取向。因此，水汽之折射指數對電磁波。要比對光波時來得大。根據實驗可得下列公式

$$N = (n-1)10^6 \\ = \frac{K_1}{T} \left(\frac{K_2 e}{T} - \frac{e}{7} \right)$$

這裡 e 為水汽壓 (mb)，對於電磁波（大約大於 2cm 之微波），其 K_1 及 K_2 之近似值分別得 79 和 4,800。因此在一定高度中大氣之折射率基本方程式可寫為

$$N = (n-1)10^6 \\ = \frac{79}{T} \left(P - \frac{e}{7} + \frac{4,800 e}{T} \right) \quad \dots\dots\dots(8)$$

在地球表面 N 之數值範圍大致在 250~400 之間，此相當於 n 之範圍為 1.000250~1.000400 之間。上式係依聲學理論為根據，實驗得來有相當之準確性。但在實用上有時取 M 為修正折射模數較方便，這在無線電波傳播理論中是一個很重要之物理量，如果知道了 M 之垂直分佈，就能計算出任意高度上射線和水平面之間之夾角。通常均以 10^{-6} 為單位 (M. U.)，其表示法如下：

$$M = (N-1) \times 10^6 \\ = (n-1 + \frac{Z}{a}) \times 10^6 \\ = (n-1) \times 10^6 + \frac{Z}{a} \times 10^6 \\ = \frac{79}{T} \left(P - \frac{e}{7} + \frac{4800 e}{T} \right) + \frac{Z}{a} \\ \times 10^6 \quad \dots\dots\dots(9-1)$$

$$= \frac{79}{T} \left(P - \frac{e}{7} + \frac{4800 e}{T} \right) + 0.157 Z \\ (\text{M. U.}) \quad \dots\dots\dots(9-2)$$

$$= 79PT^{-1} - \frac{79}{7} eT^{-1} + 79 \cdot 4800 e T^{-2} \\ + 10^6 a^{-1} Z$$

$$\therefore dM = 79T^{-1} dP + (-1)79PT^{-2} dT - (-1) \\ \frac{79}{7} eT^{-2} dT - \frac{79}{7} T^{-1} de + (-2) \cdot 79 \\ \cdot 4800 e T^{-3} dT + 79 \cdot 4800 T^{-2} de \\ + 10^6 a^{-1} dZ \\ \therefore \frac{dM}{dZ} = \frac{79}{T} \frac{dT}{dZ} - \frac{79}{T^2} \left(P - \frac{e}{7} + \frac{2 \cdot 4800 e}{T} \right) \frac{dT}{dZ} \\ + \frac{79}{T^2} \left(4800 - \frac{T}{7} \right) \frac{de}{dZ} + \frac{10^6}{a} \quad \dots\dots\dots(10)$$

尚從(4)式可得

$$\frac{dM}{dZ} \times 10^{-6} = \frac{1}{a} + \frac{dn}{dZ} = \frac{1}{a_e} \quad \dots\dots\dots(11)$$

由上(10)式我們可知， $\frac{dM}{dZ}$ 項與大氣之氣溫、氣壓及水汽壓之梯度有密切之關係，即由季節（夏天或冬天）天氣狀況（晴天或雨天）而變化。其條件可分為 (A) $\frac{dM}{dZ} > 0$ ，即 $-\frac{dn}{dZ} < \frac{1}{a}$ ，(B) $\frac{dM}{dZ} = 0$ ，即 $-\frac{dn}{dZ} = \frac{1}{a}$ ，(C) $\frac{dM}{dZ} < 0$ ，即 $-\frac{dn}{dZ} > \frac{1}{a}$ 。在 (A) 條件可知 M 之梯度為正並且隨高度而增加。自

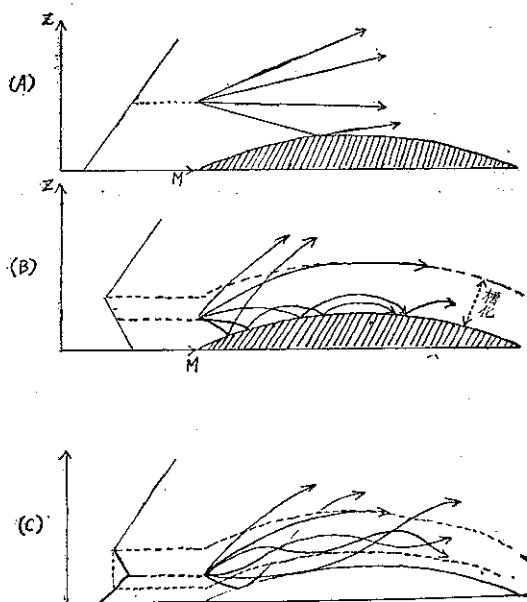


圖 2：槽化與電磁波路徑之關係圖（標準型 (A)，單純地面型 (B)，接地 S 型 (C)）。

Fig 2: The Relative Chart Between Ducting and Electromagnetics Wave Path (Standard(A), Simple Surface Trapping (B), Elevated S-Shape (C)).

雷達天線發射出之電磁波進行方向與水平線所成之角度並不太大時，雖然其路徑略形成爲直線，但因其彎曲率 $(-\frac{dn}{dz})$ 較地球爲小，以致所射出之電磁波不能再返回地球表面。在 (B) 條件下時，電磁波之彎曲率 $(-\frac{dn}{dz})$ 與地球之彎曲率相同，即沿着地球平行而行。雖然這又不能再返回地球表面，但這種情形可以說是開始進入發生槽化現象之預兆。在 (C) 條件下，電磁波之彎曲率 $(-\frac{dn}{dz})$ 較地球之彎曲率爲大。由雷達天線所射出之電磁波經超折射達到地球表面後被反射而再進入原來之路徑（請參照圖二），這即我們所需討論之槽化現象。

無論如何，我們若研 $Z-Z_1$ 之高度差及射出角 β_1 時，可由(7)式求出其地球等值半徑 a_e ，同時亦由(11)式能判明槽化現象之強度。

三、發生槽化 (Ducting) 現象之 折射理論

我們已知 M 之梯度在 $\frac{dM}{dz} < 0$ 之條件下始能發生 Ducting 現象。即由(10)式亦可知氣溫之逆轉愈顯著 $(\frac{dT}{dz} > 0)$ 且溫度之遞減率愈大 $(\frac{de}{dz} < 0)$ 時，可以說是發生 Ducting 現象之最好條件。現把單純接地形來討論逆轉點之高度 Z_c ，（請參照圖三）

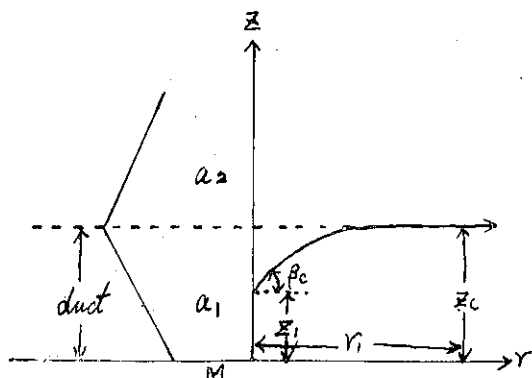


圖 3：單純接地形槽化之逆轉高度圖
Fig 3: The Height of Inversion Layer
on the Ducting of Simple Surface
Trapping.

。今設 a_1 爲逆轉點下層之有效半徑， a_2 爲逆轉點上層之有效半徑。雷達電磁波在逆轉點以外之地方以 β_1 之角度被射出後，達到逆轉點高度 Z_c 時之水平距

離爲 r_1 。我們可利用(7)式得

$$\begin{aligned} Z_c - Z_1 &= \frac{r_1^2}{2a_1} + r_1 \beta_1 \dots\dots\dots(12) \\ 2a_1 Z_c - 2a_1 Z_1 &= r_1^2 + 2a_1 r_1 \beta_1 \\ \therefore r^2 + 2a_1 \beta_1 r + 2a_1(Z_1 - Z_c) &= 0 \\ \therefore r_1 &= -a_1 \left\{ \beta_1 \mp \sqrt{\beta_1^2 + \frac{2(Z_c - Z_1)}{a_1}} \right\} \end{aligned}$$

今取有意義之一根時得

$$r_1 = -a_1 \left\{ \beta_1 - \sqrt{\beta_1^2 + \frac{2(Z_c - Z_1)}{a_1}} \right\} \dots\dots(13)$$

又(12)式可得

$$dZ_c = \frac{r_1}{a_1} dr_1 + \beta_1 dr_1$$

雷達之電磁波直到高度 Z_c 時之進行角度爲 β 時，

$$\begin{aligned} \therefore \tan \beta &= \frac{dZ}{dr} = \frac{dZ_c}{dr_1} = \frac{r_1}{a_1} + \beta_1 \\ (\because \beta=0 \text{ tan } \beta=\beta) \end{aligned}$$

$$\therefore \beta = \beta_1 + \frac{r_1}{a_1} \dots\dots\dots(14)$$

以上僅限於逆轉點 Z_c 以下（即 a_1 區域內）之情形，今若擴張討論至逆轉點 Z_c 以上（ a_2 區域內）之大氣內時，亦可利用(12)式即得

$$\begin{aligned} Z - Z_c &= \frac{(r-r_1)^2}{2a_2} + (r-r_1) \beta \\ &= \frac{(r-r_1)^2}{2a_2} + (r-r_1) \left(\beta_1 + \frac{r_1}{a_1} \right) \\ \therefore Z &= \frac{(r-r_1)^2}{2a_2} + (r-r_1) \left(\beta_1 + \frac{r_1}{a_1} \right) + Z_c \\ &= \frac{(r-r_1)^2}{2a_2} + (r-r_1) \left\{ \beta_1 - \beta_1 + \sqrt{\beta_1^2 + \frac{2(Z_c - Z_1)}{a_1}} \right\} + Z_c \\ &= \frac{(r-r_1)^2}{2a_2} + (r-r_1) \sqrt{\beta_1^2 + \frac{2(Z_c - Z_1)}{a_1}} + Z_c \\ &= \frac{1}{2a_2} \left\{ (r-r_1)^2 + 2a_2 \sqrt{\beta_1^2 + \frac{2(Z_c - Z_1)}{a_1}} (r-r_1) + 2a_2 Z_c \right\} \\ &= \frac{1}{2a_2} \left\{ (r-r_1) + a_2 \sqrt{\beta_1^2 + \frac{2(Z_c - Z_1)}{a_1}} \right\}^2 \\ &\quad - \frac{a_2 \beta_1^2}{2} - \left(\frac{a_2}{a_1} - 1 \right) Z_c + \frac{a_2}{a_1} Z_1 \\ &= \frac{a_1^2}{a_2} \left\{ \frac{r}{a_1} + \beta_1 + \left(\frac{a_2}{a_1} - 1 \right) \sqrt{\beta_1^2 + \frac{2(Z_c - Z_1)}{a_1}} \right\}^2 - \frac{a_2 \beta_1^2}{2} \end{aligned}$$

$$-\left(\frac{a_2}{a_1}-1\right)Z_c+\frac{a_2}{a_1}Z_1$$

雷達之電磁波達到逆轉點高度 Z_c 時，其進行方向已與水平面平行變成爲這時候起初由點 A

$$\beta=0 \dots\dots\dots(15)$$

射出時之角度，特別設爲 β_c 時，利用(14)式可得

$$\beta=\beta_1+\frac{r_1}{a_1}$$

$$\therefore 0=\beta_1+\frac{r_1}{a_1}$$

$$\therefore \beta_c=-\frac{r_1}{a_1}$$

由上式代入(13)式可得

$$\begin{aligned} r_1 &= -a_1 \left\{ \beta_c - \sqrt{\beta_c^2 + \frac{2(Z_c - Z_1)}{a_1}} \right\} \\ \therefore -\frac{r_1}{a_1} &= \beta_c - \sqrt{\beta_c^2 + \frac{2(Z_c - Z_1)}{a_1}} \\ \therefore \beta_c &= \beta_c - \sqrt{\beta_c^2 + \frac{2(Z_c - Z_1)}{a_1}} \\ \therefore \beta_c^2 &= -\frac{2(Z_c - Z_1)}{a_1} \dots\dots\dots(16) \end{aligned}$$

因這時候 β_c 係爲電磁波發生陷擾 (trapping) 之臨界，該角度叫做臨界角。由(17)式亦可寫爲

$$Z_c = \frac{2Z_1 - a_1 \beta_c^2}{2} \dots\dots\dots(17)$$

我們若已知 Z_1, a_1, β_c 等值時可求出 Z_c 之逆轉點高度。

四、Ducting 之種類及成因

Ducting 現象產生之原因，須要詳細瞭解低層大氣之垂直分佈狀態及其物理作用。我們已知 M 值隨高度而減低時，始能產生電波槽化。這種減少是由於溫度隨高度迅速增加（逆溫現象），或濕度隨高度迅速減少時始助成 Ducting 現象。經著者研究結果，可分類爲下列幾種：

(1) 平流性槽化：

暖之乾燥空氣由陸地移過冷之多濕水面，或低溫多濕之空氣由海面移至陸地等時，低層空氣被冷却，而形成爲氣溫之逆溫現象，同時濕度又呈爲垂直遞減，導致發生平流性之槽化現象。想這種氣象狀態，如在空氣吹離非洲大陸經過地中海時經常出現。這樣的條件可以發生在白天也可以發生在夜間，如在海岸地帶白天之海風及夜間之陸風所引起的槽化均屬於這種槽化。

其發生之範圍在陸上約爲數公里，而在海面上約

爲數十公里，它的持續時間可能很長，容易出現於雷達電幕上。其持續時間取決於產生這種平流之流型之持續性。雖然在山岳地帶由於上昇之氣流極旺盛，不可能發生槽化現象，但在山脈之前後面冷暖空氣交接時，又往往產生平流性槽化。

(2) 輻射性槽化

在白天強烈之日射使得靠近地面產生一超絕熱直減率，到了夜間晴朗輻射很大時，特別是夏季較潮濕之地面逆溫和濕度隨高度的迅速降低，在這樣的條件下溫度和濕度垂直梯減率越大，槽化越顯著，而當有霧形成的時候，方迅速地恢復正常。這種有利於在地面上形成槽化之情況，在夏天之大陸上是最經常會發生的。它可以稱之謂輻射性槽化。尤其是在冬天之下半夜至黎明之間，晴朗無風時最容易出現。最初開始的時候是接地型之槽化，到了下半夜以後，便形成爲 S 型，最後恢復正常。

(3) 海洋性槽化

信風通常出現在低緯度之熱帶海洋上，經過長距離之平流，且自高空向下之大規模沉降空氣所造成，而形成爲信號逆溫層。逆溫下之氣流潮濕，其氣溫與水溫略一致，但上層空氣溫暖且極乾燥，其濕度約在 60~80% 之間。在這種氣象條件下所產生之槽化叫做海洋性槽化，略似於平流性槽化。由於空氣乾燥，所發生之槽化不太顯著，故又名乾燥性槽化。

(4) 雷暴性槽化

雷暴下部之輻散下沉氣流，在地面層也會產生槽化作用。發生這種情況雖然較少見，但十分重要的。在這種氣象條件下所產生的槽化現象叫做雷暴性槽化。因冷空氣在雷暴之底部分散，故在最下層幾百公尺之範圍內形成了逆溫層。這時候空氣具有很高的地濕，而在一個小面積內形成強烈之槽化。原來雷暴是有垂直混合之不穩定天氣現象，因而低層穩定的垂直遞減率存在的時間一般很短，大約僅能持續 30~60 分鐘。雷暴性槽化在雷達風暴觀測上是非常重要的，因爲在雷達附近發生雷暴的時候通常是雷達觀測進行最忙碌的時候，此時在雷達 PPI 電幕上突然增加許多平時不輕易出現之地面目標物示波，同時遠距離之目標物示波亦跟著出現。

(5) 下沉性槽化

一氣團內部之空氣，徐緩呈絕熱變化而下降變成爲暖乾空氣時，這種槽化叫做下沉性槽化。在高氣壓之內部，由於空氣發生下沉現象接近蒸發較旺盛之大地或海面時，產生濕度之不連續線及溫度之逆溫層。

一般來看其高度 約為 1,000 公尺或以上，多形成爲 S 型。

(6) 鋒面性槽化

二種性質不同之暖冷氣團接觸時，當然在其境界

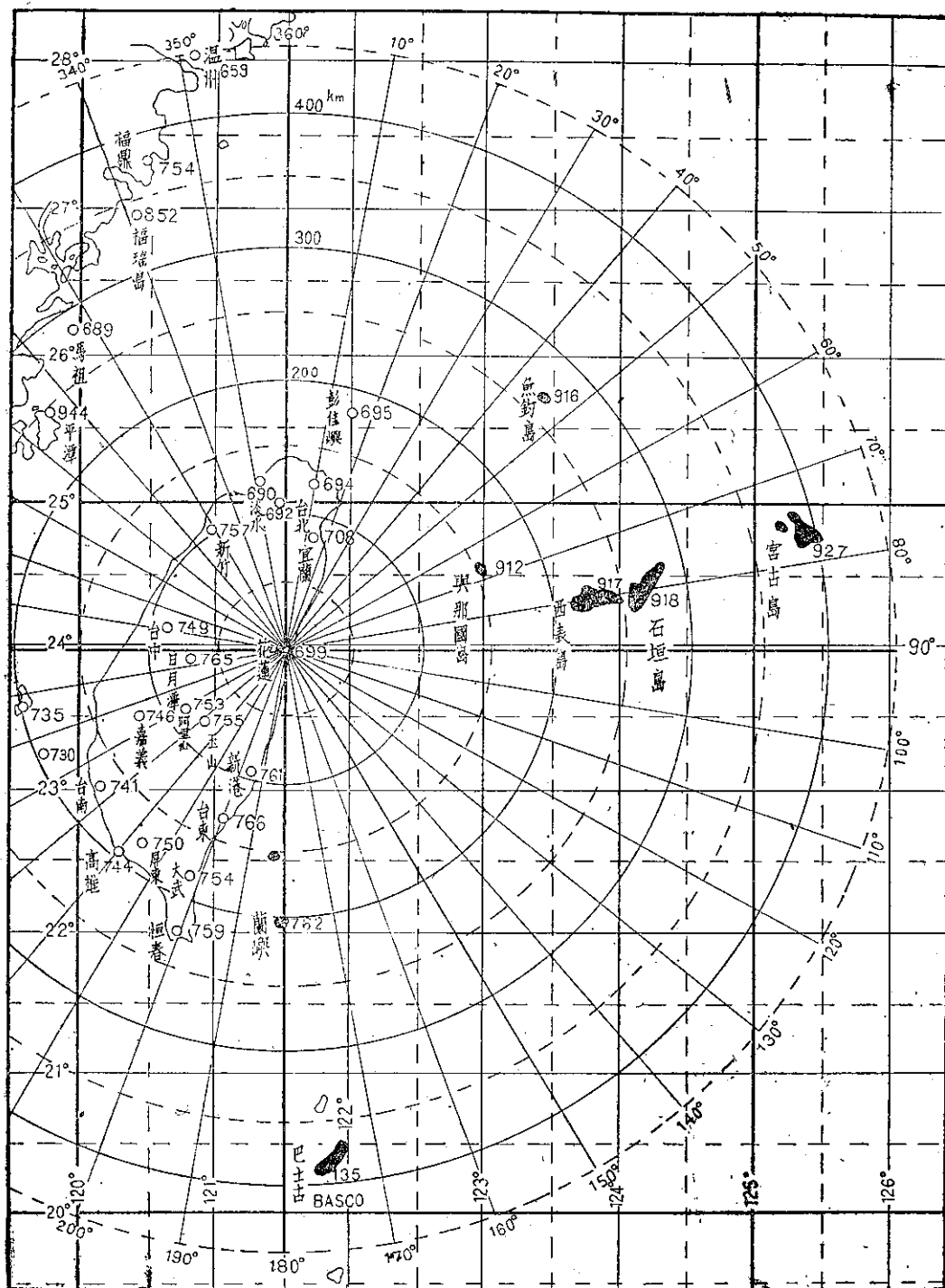


圖 4：本省東方海面上之槽化回波現象（依花蓮 WSR-64 型氣象雷達）。
Fig 4: The Ducting Echoes Phenomena of Taiwan Eastern Sea (By Hua-Lien WSR-64M Weather Radar)

，由於能產生大氣之旋渦，可以說不致形成顯明之不連續面，即對於槽化現象不會有多大之作用。但具有雷雨之冷鋒面由於冷暖大氣在垂直方向形成逆溫，鋒面全體之移動較緩慢，較低壓性鋒面容易形成槽化。

(7) 霧性槽化

在夜間由於空氣受到冷却之結果有時候產生霧。由這種氣象條件我們可知在地面上之 M 值是逐次減少的。若在霧中形成為氣溫之逆轉，而且沿着垂直方向增加其飽和水氣壓時，不會形成槽化現象。但時常顯出標準準形 M 曲線。想這種情況時因電磁波向上彎曲，而告衰減或消失。

(8) 其他氣象現象所引起之槽化

在夏天或在溫暖之氣候中，雷雨或對流性陣雨過後之地區，時常發生槽化現象。有時候陣雨或雷雨尚未完全停止，即在降雨末期尚有輕微之降水時，亦能發生槽化現象。這種槽化之形成，在雷雨或陣雨過後或在末期，可能基於下列情形存在所致：(1)大約在地面上已靜風，而空氣之擾亂和混合為最小時，(2)這種降雨在溫暖地面或其他表面迅速蒸發，而產生陡直之濕氣隨着高度遞減時，(3)地球表面及低層大氣由於蒸發冷却，而產生逆溫現象破壞有利於溫度與濕度所構成之空氣混合時，均能引起槽化現象。降雨後若有適合於上述之任何一種條件，地形目標物即可在電幕上出現不正常之距離，直至地面受熱增加，產生足夠之氣流擾亂以破壞有利於電磁波槽化形成之溫度濕度之高度分佈為止。若雷雨或陣雨在傍晚發生，則在晚上氣層較穩定並且有發生地面霧。在這種氣象條件下，槽化有持續長時間之可能性。

五、二年來本站所發現之槽化現象

無論在陸上或海上，能了解槽化之發生處所，對於雷達示波分析上，可以說非常重要之一種工作。關於在陸上所發生之槽化，因本站雷達位於東部海岸（花蓮市美崙），雷達電幕上之西面部分均被本省中央山脈所擋阻，其顯出之示波極複雜，是否有發生槽化現象，實際很難分析。最好利用晴朗天氣日多次觀測，描寫固定示波以資分析槽化之用。關於海面上所發生之槽化現象，其分析較容易（請參照圖 4）。茲列舉二年來在電幕上發生槽化時所顯出之各島嶼之位置及其時間記錄如表一及表二：

島 嶼	由本站 WSR-64 氣象雷達所觀測之各島嶼之位置	
	方 向	距 離
綠 島	183°~184°	76~ 81 N. M.
蘭 嶼	180°	114~116 N. M.
巴 士 古	172°~175°	213~221 N. M.
魚 釣 島	41°~ 43°	145~147 N. M.
與 那 國	67°	78~ 79 N. M.
西 表 島	77°~ 78°	117~124 N. M.
石 垣 島	74°~ 77°	142~150 N. M.
宮 古 島	75°~ 78°	214~235 N. M.

表一： 產生槽化時，由本站氣象雷達電幕上所顯出之各島嶼之位置表。

Table 1: The Positiun Table of Island Ducting Echoes.

表二： 各島槽化回波之出現時間

Table 2: The Appearance Time of Island Ducting Echoes.

觀 測 時 間				綠 島	蘭 嶼	巴 士 古	魚 釣 島	與 那 國	西 表 島	石 垣 島	宮 古 島
年	月	日	時間 (Z)								
56	06	08	1150	✓	✓						
56	06	16	1200	✓	✓						
56	06	17	0000	✓	✓	✓		✓	✓		
56	06	17	1150	✓	✓	✓		✓	✓		
56	06	18	0600	✓	✓				✓		
56	06	18	1200	✓	✓		✓	✓	✓	✓	
56	06	19	0000		✓		✓		✓	✓	
56	06	19	0600				✓		✓	✓	
56	06	19	1200			✓			✓	✓	

56	06	20	0600	✓	✓	✓			✓	✓	
56	06	20	1150		✓	✓	✓		✓		
56	06	21	0000	✓	✓						
56	06	21	0555	✓	✓						
56	06	21	1150		✓	✓			✓	✓	
56	06	22	0000	✓	✓						
56	06	22	0600	✓	✓						
56	06	22	1155		✓						
56	06	26	0000	✓							
56	06	27	0000	✓							
56	07	03	0550						✓	✓	
56	07	03	1150		✓		✓		✓	✓	
56	07	04	0000		✓				✓	✓	
56	07	04	0550		✓				✓	✓	
56	07	04	1200		✓			✓	✓	✓	
56	07	05	0550				✓		✓	✓	✓
56	07	05	1100				✓		✓	✓	
56	07	05	0900					✓	✓	✓	
56	07	05	1150		✓		✓	✓	✓	✓	
56	07	05	1500		✓				✓	✓	
56	07	05	2100						✓	✓	
56	07	10	1455	✓							
56	07	10	1600	✓	✓						
56	07	10	1656	✓							
56	07	10	1758	✓	✓						
56	07	10	2000	✓							
56	07	10	2100	✓							
56	07	16	0600						✓	✓	✓
56	07	17	0000		✓						
56	07	17	0600						✓	✓	
56	07	18	0550						✓		1
56	07	23	0600		✓						
56	67	24	0000		✓						
56	07	30	1400		✓						
56	08	18	0300	✓	✓						
56	08	20	1200	✓							
56	08	20	2355	✓							
56	08	25	2355	✓	✓						

56	09	01	0000								
56	09	01	0600								
56	09	02	0000	✓				✓			
56	09	07	0555	✓	✓						
56	09	10	1340	✓	✓						
56	09	10	2355	✓	✓						
56	10	16	0000	✓							
觀 測 次 數 計				28	32	6	8	6	25	19	3
				52%	59%	11%	15%	11%	46%	35%	5%

表二係為本站自55年1月開始觀測以來，所發現之槽化記錄（在55年間，因夏天之惡劣天候之持續時間極長，又觀測人員之初次經驗及缺乏觀測技術，以致未能記出槽化之記錄）。茲將在56年間觀測時所發現之槽化現象共28日54次，經過著者分析結果所獲得之事實如下：

(1)槽化現象之出現均發生於夏天（6月～10月間），又夜間所測出之機會較白天為多，這可能與空氣之下沉或氣溫之逆溫有直接之關係。根據過去之觀測在冬天尚未測出過槽化之記錄，這可能由於東北季風增強，尤其是在海面上強風特別顯著無法構成逆溫現象所致。

(2)顯出槽化現象時之天氣狀態，由 PPI 電幕上觀測時，雖然有時候能看出其他之小面積示波或分散之細胞狀示波，但大部份之天氣情況均屬於無風晴天之天氣，其餘則並未看出其他任何示波。

(3)海面上之島嶼，在一般之天氣情況下其回波通常是不出現在雷達電幕上的，但一旦槽化發生時，不應該有之島嶼示波就能顯示於電幕上。根據去(56)年一年當中所觀測之槽化54次中綠島之出現次數有32次之多，占全部之百分之五九。

(4)本省被龐大於副熱帶高氣壓 (Sub High) 內時，由於強烈之日射使得靠近水面附近之空氣，產生一超絕熱直減率，特別是到了夜間時潮濕之水面逆溫 and 濕度隨高度之迅速降低，而產生槽化現象。例如56年6月間之槽化現象均屬於這類。

(5)在56年間顯示槽化現象最多者為6月與7月間，持續期間最長一次者為6月16日～6月22日共計7天，又島嶼示波之顯示數目最多者為6月18日1200Z，除了最遠距離之巴士古 (213～221 N. M) 及宮古島 (214～235 N. M) 以外其他各島嶼均曾出現。

(6)颱風接近本省數日前，因受到太平洋副高氣壓

之影響日射強烈，而形成為晴朗天氣，在能見度方面形成為異常視程。在這種氣象條件下較容易發生槽化。例如7月3日～7月5日，7月10日，7月23日～24日，8月20日，10月16日各為畢莉，葛萊拉，戴特，解拉等颱風接近本省前所形成之槽化現象。又颱風通過後由於太平洋之副熱帶高氣壓之迅速擴大，伸展至本省時，也能隨時恢復槽化現象。例如7月16日～18日係為葛萊拉通過本省後太平洋副熱帶高氣壓急速發展，而伸展至本省所引起的。

(7)本省附近之氣壓配置情況甚鬆而無風晴朗之天氣下，並未受到颱風之影響時，且另一方面在蒙古或貝加爾湖之高氣壓將要南下，使冷鋒逐次接近本省時，亦能產生槽化現象（例如9月10日）。

(8)由華北南下之高氣壓一旦出海，本省在此高氣壓內，白天受到強烈日射，天氣晴朗早晚無風狀態時，大氣發生下沉現象，而容易產生槽化現象（例如9月7日）。

六、結 論

從電磁波射理論之考察及本站所觀測之海面上槽化現象之實際記錄分析，我們可獲得下列之結論。

(1)我們已知，形成槽化現象之氣象條件，即是大氣溫度隨高度增加而產生逆溫現象，在這逆溫現象中水汽隨高度遞減率又大時，容易助成槽化現象之發生。

(2)惡劣天氣或降雨天氣，風暴等因能破壞大氣之穩定度及逆溫逆濕，不適合於形成槽化現象。差不多在地面靜風情況下，空氣之擾亂及混合甚小之晴朗天氣時，或者降雨後在溫暖地面迅速蒸發，而產生陡直之濕氣隨高度遞減時，均容易能助成槽化現象之產生。

(3)在正常之天氣情況下，氣象雷達觀測人員對不

波分析應確實了解海面上各島嶼之位置及陸地上各山脈及其他反射物在電幕上之排列情況，藉此始能分辨槽化之發生。關於陸上槽化之研究將來俟機會再作詳細之研究。

參考文獻：

- (1) Louis J. Battan (1959): Radar Meteorology P14~23
- (2) Homer W. Hiser and William L. Freseman (1959): Radar Meteorology P80~107.
- (3) J. Francis Reintjes and Godfrey T. Coate (1960): Principle of Radar P1135~1156.

- (4) D. E. Kerr (1951): Propagation of Short Radio Wave. Radiation Laboratory Series 13. New York McGraw-Hill Co., P728.
- (5) M. Onuki(1958): The Radio Duct Caught by a PPI Scope of the Weather Radar. P517~524.
- (6) Direction of the Chief of Naval operations (1954): Meteorological Refractive Effects Upon Radnr Wave Propagation.
- (7) 涉谷茂一 (1964): マイクロウェーブ傳播解説 P76~84

臺 中 市 氣 候

張 月 娥

The Climate of Taichung

Yeuch-ngo Chang

Absrtact

Taichung was a warm winter and hot summer climate, which remarkably influenced by its topography and monsoon circulations. The mean annual temperature was 22.4°C. from April to November mean monthly temperature was about 20.7°C. The hottest month in July was 27.8°C and its absolute maximum temperature was 39.3°C, which happened in 31th July 1951. The coldest month of a year was January and the mean temperature recorded in January was 15.8°C. The absolute minimum temperature was -1.0°C in 13th. February 1901. The annual mean precipitation was about 1780 mm and there has a long dry season in Taichung. Annual average number of rainy days was about 125 days. Number of broken and overcast days in a year was 209 while clear days has a number of 17.4. The annual number of sunshine hours was 2463. It takes about 56% to the rate of possible duration of sunshine in a year. Mean relative humidity in a year was 80.9%. Mean wind velocity was 1.7m/s, but the maximum wind velocity recorded at Taichung was 26.6m/s which occurred in Sept. 16th 1912 during the passage of a typhoon.

本市位於臺中盆地中央稍偏北，即北緯24°09'，東經120°41'。東接加里山脈西側之邱陵地帶，西鄰大肚山臺地，西南隔大肚溪與八卦山遙遙相對，南北為寬暢之平原。地勢由東北向西南緩斜。本局測候所在市中區，其海拔為83.8公尺。大肚溪兩小支流自豐原（臺中）南下經市區注入烏溪。本市受緯度、高度

及地理形勢影響，為溫暖冬季寡雨氣候（Cwa）。

本市年平均氣溫為攝氏22.4°C，最冷月一月平均為15.8°C，最熱月七月為27.8°C，較其南部之高雄、臺南兩市及北部之臺北、基隆兩市之同月平均氣溫為低，但絕對最高氣溫則較其他四市為高，達39.3°C，絕對最低氣溫亦較其他四市為低，達-1.0°C

第一表：臺灣五大城市氣候及天氣之比較（1897~1960）

	平最 冷月 均°C	平最 熱月 均°C	絕低 對溫 最°C	絕高 對溫 最°C	最≤日 低溫 10°C 數	最≥日 高溫 30°C 數	年降 平水 均量 mm	一最 日大 間降 量mm	一最 時大 間降 量mm	年降 平水 日均 量	年雷 雨日 均數	年日 照時 均數	年碧 空日 均數	年密 雲日 均數	最風 大速 m/s	年風 平日 均數	年有 霜日 均數
基 隆 *	15.4	28.3	5.0	37.9	8.4	101.7	3161.6	330.6	102.1	214.7	16.8	1260	6.4	195.8	43.0	35.3	—
臺 北	15.1	28.2	-0.2	38.6	17.1	131.0	2111.9	353.9	110.0	185.6	37.3	1646	7.0	154.8	31.1	16.0	0.4
臺 中	15.8	27.8	-1.0	39.3	21.2	156.0	1780.7	660.2	99.7	125.9	43.9	2463	17.4	49.9	26.6	2.3	0.6
臺 南	17.1	28.0	2.4	37.8	13.2	188.3	1841.6	443.2	163.3	109.3	41.8	2623	24.6	70.7	38.2	8.4	—
高 雄 *	18.8	28.1	7.3	36.7	1.7	168.2	1882.1	575.6	110.4	104.3	32.2	2437	29.9	92.1	38.0	25.3	—

* 基隆 (1903~1960) 高雄 (1932~1960)

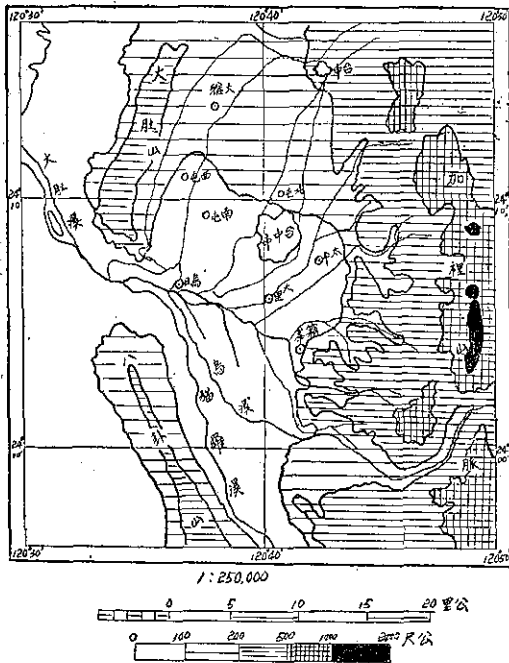


圖 1：臺中市附近圖

。降水量亦較其他四市為少，而一日間最大降水量則較其他四市為大，達 660.2 公厘。本市因地勢關係強風日數較其他四市減少，只有 2.3 日。最大風速亦較其他四市減小（表一）。茲以本市六十四年來（1897～1960）之月平均氣溫為橫座標，以降水量為縱座標，繪製其週年循環如圖 2：

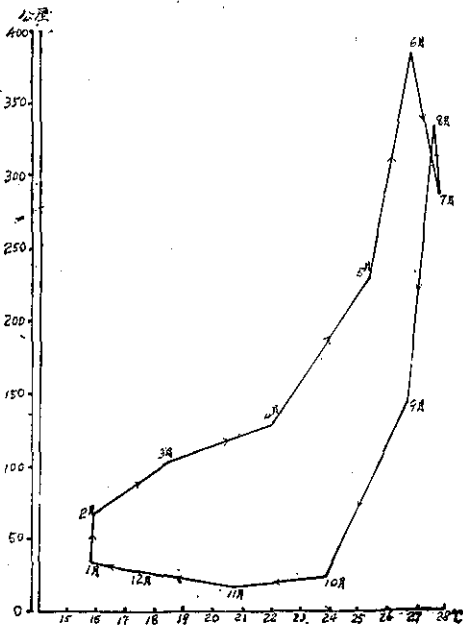


圖 2：臺中市平均氣溫與降水量之週年循環

由上圖，可見自十一月至翌年三月為低溫、寡雨，四月份起氣溫與降水量逐漸上升，至孟夏六月平均氣溫為 26.9°C ，而雨量達 387 公厘，七、八兩月亦為高溫、多濕，孟秋九月起，氣溫與降水量逐漸下降，至十月氣溫雖然在 20°C 以上而降水量則僅有 21 公厘。由此可知本市為夏季濕潤、冬季乾燥氣候（註一）。本市平均氣壓之分佈，冬高夏低，與氣溫週年變象相反。相對濕度甚大，年平均為 80.9%。平均雲量為 6.1，碧天日數只有 17.4 日，是以曇天日數甚多。年平均風速為 1.7m/s （每秒公尺），最多風向為北風（N）。日照時數為 2463 小時。平均日照率達 56%，比臺北市之 37% 增加甚多。

謹將本市之氣壓、氣溫、降水量、蒸發量、濕度、雲量、日照及風等氣候要素，分別製為圖表，敘述於下：

I 氣 壓

本市自 1897 年至 1960 年之年平均氣壓為 752.7 公厘，其按月分佈如圖 3：

由下圖所示，冬季為高壓，尤以一月份之 757.5 公厘為最高。二月份起氣壓逐漸下降，至夏季八月為最低僅有 747.6 公厘。孟秋九月起氣壓又逐漸上升，其週年變象與氣溫相反（表二）。氣壓年較差比臺北（11.9 公厘）為小，只有 9.9 公厘。極端最高為 766.9 公厘（1917 年 1 月 10 日），較臺北該年同日極端最高之 777.5 公厘減少 10.6 公厘，極端最低為 710 公厘（1946 年 9 月 25 日）。

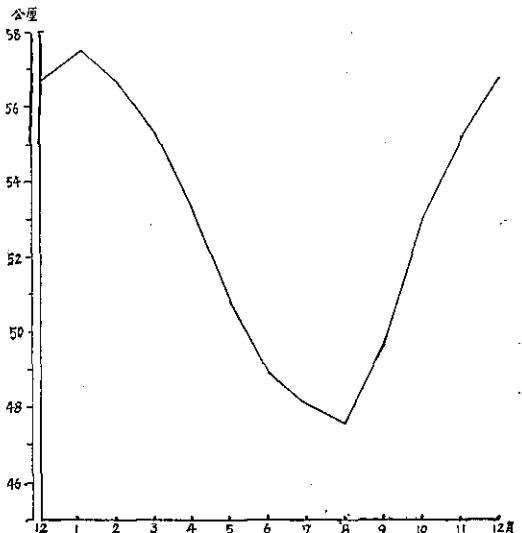


圖 3：臺中市年平均氣壓(700mm+)1897~1960

表二：臺中平均氣壓與其極端值 (700mm+) 1897~1960

	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	平均
平均氣壓	57.5	56.6	55.3	53.2	50.8	48.9	48.1	47.6	49.7	53.0	55.2	55.8	52.7
最高氣壓	66.9	63.6	64.1	61.8	58.3	56.2	55.4	56.3	56.4	60.2	65.6	65.8	
發生年日	1917 10	1941 1	1906 8	1925 9	1926 1	1945 8	1944 4	1944 29	1905 28	1940 26	1922 26	1904 31	
最低氣壓	46.6	44.0	45.5	44.5	39.4	30.3	17.8	14.0	10.0	29.7	33.0	44.8	
發生年日	1950 1	1898 19	1905 31	1906 8	1908 28.29	1946 23	1958 15	1919 25	1946 25	1945 1	1944 11	1947 27	

氣壓週日變象

氣壓每日振幅之大小，依緯度而不同，以赤道為最大，緯度愈增其振幅愈小。本市每日逐時氣壓之變象頗有規則，不論冬季或夏季均有兩次最高與兩次最低之波動。茲以臺中測候所1960年一月及七月平均之逐時平均氣壓，計算其與日平均之差值，列表於下，並繪製如圖4：設橫線○為冬夏之週日平均氣壓，實線為一月份之逐時平均與日平均較差之數值，虛線為七月份之逐時平均與日平均較差之數值，氣壓比日平均高者為正，置於○橫線之上，低者為負，置於○橫線之下，每格代表一公厘。

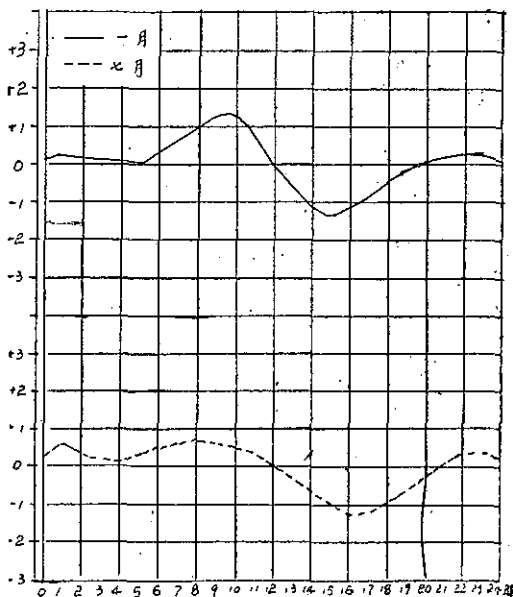


圖4：臺中週日氣壓變象圖 (1960) 700mm+

由上列圖表，可知冬夏兩季之氣壓週日變象，均有兩次高壓與兩次低壓。一月之主要高壓發生於上午九時，而七月則發生於上午八時；主要低壓，一月發生於下午三時，而七月則發生於下午四時；次要高壓

表三：臺中市冬夏氣壓逐時平均與日平均(700mm+)

時	一月	較差	七月	較差
1	57.05	+ 0.20	49.53	+ 0.59
2	56.95	+ 0.10	49.28	+ 0.34
3	56.84	- 0.01	49.14	+ 0.20
4	56.77	- 0.08	49.08	+ 0.14
5	56.85	± 0.00	49.17	+ 0.23
6	57.18	+ 0.33	49.39	+ 0.45
7	57.45	+ 0.60	49.54	+ 0.60
8	57.79	+ 0.94	49.62	+ 0.64
9	58.09	+ 1.24	49.61	+ 0.63
10	58.05	+ 1.20	49.52	+ 0.58
11	57.56	+ 0.71	49.34	+ 0.40
12	56.78	- 0.09	49.03	+ 0.09
13	56.06	- 0.79	48.64	- 0.30
14	55.70	- 1.15	48.31	- 0.63
15	55.51	- 1.34	48.04	- 0.90
16	55.71	- 1.14	47.79	- 1.15
17	55.99	- 0.86	47.80	- 1.14
18	56.34	- 0.51	47.98	- 0.96
19	56.70	- 0.15	48.27	- 0.67
20	56.90	+ 0.06	48.61	- 0.33
21	57.00	+ 0.15	48.98	+ 0.04
22	57.08	+ 0.23	49.30	+ 0.36
23	57.10	+ 0.25	49.34	+ 0.40
24	57.03	+ 0.18	49.21	+ 0.27
日平均	56.85		48.94	

，一月發生於午夜十一時，七月則發生於清晨一時；次要低壓一月與七月均發生於上午四時。每日振幅，冬大夏小。

II 氣 溫

根據本局臺中測候所六十四年來紀錄，本市年平均氣溫為 22.4°C ，最高在七月為 27.8°C ，最低在一月為 15.8°C ，年較差達 12° 。月平均氣溫超過 20°C 者，有八個月（四月至十一月），其餘四個月在 $15.8 \sim 18.5^{\circ}\text{C}$ 之間。設以超過 22°C 為夏，低於 10°C 為冬， 15°C 至 17°C 為春秋之劃分標準，臺中有漫長之夏季（四至十月），短促之春季（一、二月）及秋季（十一月），十二月與三月屬於過度期，故臺中市實無冬季之可言。

本市平均最高氣溫之年平均為 27.8°C ，最高在七月為 32.6°C ，最低在二月為 21.6°C ；平均最低氣溫之年平均為 18.5°C ，最高在七月為 24.1°C ，最低在一月為 11.7°C ，其分配如圖 5 及表四。臺中絕對最高氣溫甚高達 39.3°C （1927 年 8 月 19 日），且全年十二個月均有超過 31.3°C 之紀錄；絕對最低氣溫為攝氏 -1.0°C （1901 年 2 月 13 日），比臺北絕對最低之 -0.2°C 尚減低 -0.8°C 。氣溫最大較差為

22.1°C ，發生於 1923 年 12 月 25 日。

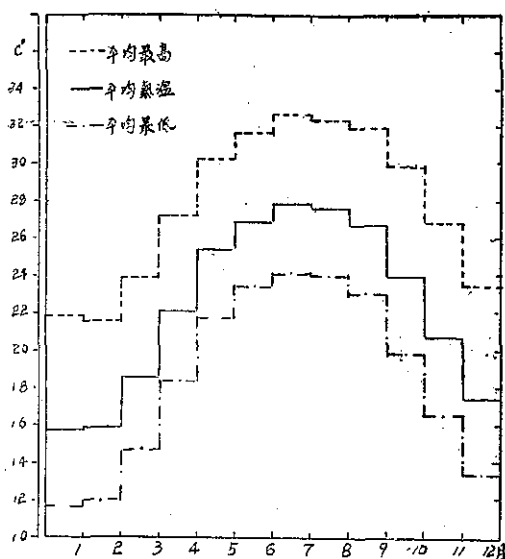


圖 5：臺中市平均氣溫與其極端值（1897~1960） $^{\circ}\text{C}$

表四：臺中平均氣溫與其極端值及其最大日較差（1897~1960） $^{\circ}\text{C}$

	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	平 均
平 均 氣 溫	15.8	15.9	18.5	22.1	25.4	26.9	27.8	27.6	26.7	23.9	20.7	17.4	22.4
平 均 最 高 氣 溫	21.9	21.6	23.9	27.2	30.2	31.6	32.6	32.3	31.9	29.8	26.8	23.4	27.8
平 均 最 低 氣 溫	11.7	12.0	14.7	18.3	21.7	23.4	24.1	24.0	23.0	19.8	16.5	13.3	18.5
絕 對 最 高 氣 溫	31.3	31.5	32.8	34.4	35.0	36.8	36.9	39.3	36.0	35.3	33.5	31.4	
發 生 { 年 日	1928 27	1959 15	1929 26	1931 21	1942 29	1918 29	1951 31	1927 19	1934 6	1924 4	1945 20	1926 14	
絕 對 最 低 氣 溫	0.4	-1.0	4.3	8.6	10.8	16.8	20.5	20.0	14.4	11.5	1.4	1.8	
發 生 { 年 日	1934 27	1901 13	1932 1	1943 9	1917 1	1899 5	1944 14	1928 30	1902 28	1913 17	1922 27	1925 22	
氣 溫 最 大 日 較 差	21.2	19.7	19.7	16.7	16.4	15.1	13.6	15.8	15.9	19.4	20.6	22.1	
發 生 { 年 日	1916 21	1898 12	1911 4	1928 9	1959 1	1945 25	1916 17	1927 19	1925 29	1925 29	1933 20	1932 25	

本市最高氣溫超過 30°C 以上之日數，共有 156 日，夏季佔 80.2 日，秋季亦有 46.8 日，春季 28.3 日，冬季只有 0.7 日。最低氣溫在 10°C 以下之日數，全年僅有 21.2 日，發生於秋季迄至孟春（表五）。

表五：臺中市最高氣溫 $\geq 30^{\circ}\text{C}$ 及最低氣溫 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 日數（1897~1960）

	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	合 計
最 高 氣 溫 日 數	0.1	0.4	1.9	7.3	19.1	23.8	28.4	28.0	26.4	15.7	4.7	0.2	156.0
最 低 氣 溫 日 數	8.2	6.4	1.6	0.1	—	—	—	—	—	—	0.7	4.2	21.2

氣溫週日變象

以本市每月之時平均觀之，不論冬夏其週日逐時氣溫變象，均以上午日出前為最低，午後十三至十四時為最高。此現象之解釋，至為簡單。太陽沒後，因受地面散熱影響，溫度終夜低降，一直到受太陽之熱比散熱之量多時，溫度始能上升，故最低溫度發生於太陽上升之前；相反的，太陽傳熱於地面，固在正午為最大，但午後仍繼續受熱，氣溫自然繼續增高，正午之後，地面一面增熱，一面散熱，一直到散熱與增熱相等，過此後太陽漸低，增熱少而散熱多，溫度開始下降，故在下降前發生最高溫。茲以1960年臺中測候所逐時平均氣溫與日平均氣溫之較差，列表如表六並繪製如圖6：

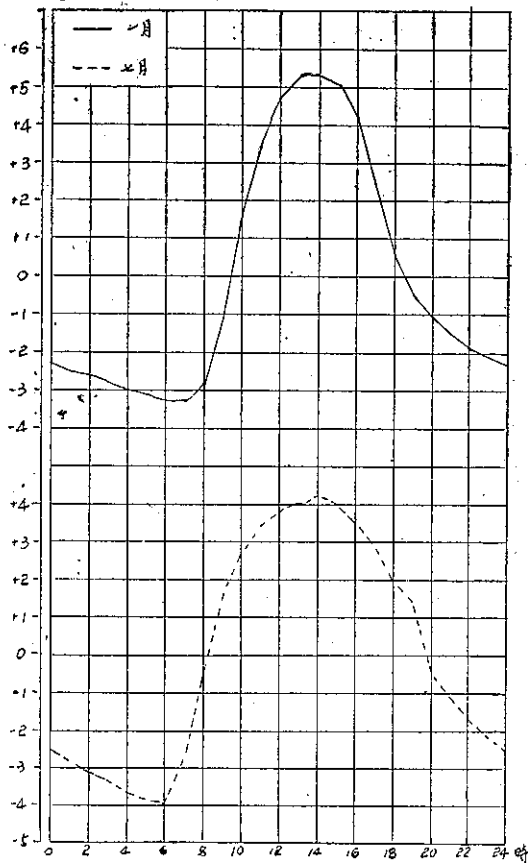


圖6：臺中週日氣溫變象圖 (1960)°C

設橫線○代表月份週日平均氣溫，實曲線為一月份平均之逐時平均氣溫與日平均氣溫之較差值，虛線為七月份平均之逐時平均氣溫與日平均氣溫之較差值，曲線上各點在○線上者為正，在○線下者為負，每格代表一度。由此圖中顯示兩種現象：(1)一月份之逐

表六：臺中市冬夏氣溫逐時平均與日平均 (°C)

時	一 月	較 差	七 月	較 差
1	13.9	- 2.5	25.9	- 2.8
2	13.8	- 2.6	25.7	- 3.0
3	13.6	- 2.8	25.4	- 3.3
4	13.4	- 3.0	25.1	- 3.6
5	13.3	- 3.1	24.9	- 3.8
6	13.1	- 3.3	24.8	- 3.9
7	13.1	- 3.3	26.0	- 2.7
8	13.6	- 2.8	28.2	- 0.5
9	15.4	- 1.0	30.3	+ 1.6
10	18.2	+ 1.8	31.4	+ 2.7
11	20.0	+ 3.6	32.1	+ 3.4
12	21.2	+ 4.8	32.6	+ 3.8
13	21.7	+ 5.3	32.7	+ 4.0
14	21.7	+ 5.3	32.9	+ 4.2
15	21.5	+ 5.1	32.7	+ 4.0
16	20.6	+ 4.2	32.2	+ 3.5
17	18.8	+ 2.4	31.6	+ 2.9
18	16.9	+ 0.5	30.6	+ 1.9
19	15.9	- 0.5	29.1	+ 0.4
20	15.4	- 1.0	28.2	- 0.5
21	14.9	- 1.5	27.6	- 1.1
22	14.5	- 1.9	27.0	- 1.7
23	14.3	- 2.1	26.6	- 2.1
24	14.1	- 2.3	26.2	- 2.5
日平均	16.4		28.7	

時最低氣溫發生於清晨六時至七時之間，而七月份則發生於五時至六時之間，較一月份提早一小時；逐時最高氣溫，一月份發生於十三時至十四時之間，而七月份則發生於十四時。(2)一月份曲線切於○線上為上午九時及下午八時以後，即謂此時間與日平均氣溫相等；而七月份曲線切於○線上為上午八時及下午十九時以後，即上午較一月份提早一小時，下午較一月份遲延一小時。平均日較差，一月份為 8.6°C，七月份為 8.1°C，與臺北之一月小七月大情形適相反，此因臺中夏為雨季故也。

III 降 水 量

本市降水量年平均為1780公厘，較臺北市之2111公厘減少，茲以本市六十四年來降水情形繪製如圖7：

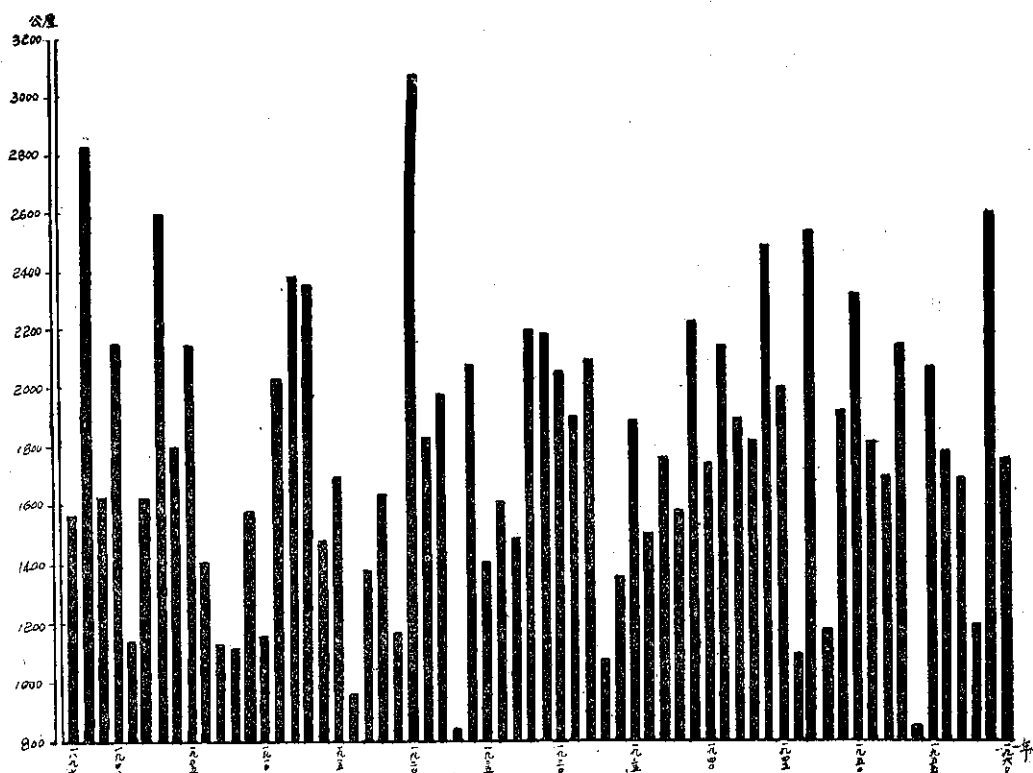


圖 7：臺中市六十四年來之年平均降水量 (1897~1960)

由上圖觀之，最多年雨量爲1920年之3058公厘，最少年雨量爲1923年之841公厘，相差三倍半以上將近四倍。六十四年中年雨量超過年平均1780公厘者卅一年，低於年平均者有卅三年。其雨量按月分配，集中於五、六、七、八四個月共計1241公厘，佔全年總雨量69.7%強。降水量自九月驟降，至十一月最少僅有16.4公厘。故本市常有春旱、秋冬乾燥之發生。尤其春旱對於第一期稻作影響最大。因此，本市雨量變率比臺北之20.7%爲大，達21.7%。年雨量強度亦較臺北爲大。達14.0。

本市降水日數，年平均爲125.9日，其按月分配

無降水量之急劇（圖8）。自十一月漸增至翌年八月達最高點（17.1日），以後逐漸下降至十月達最低點（3.4日）。

降水之週日變象，本市降水量集中於夏季，夏季雨量多自雷雨，而雷雨之來則多自日中溫度最高相對濕度最少之時（13~17）。

本市自1897年至1960年之降水最大日量，以1959年八月八日之660.2公厘（民國四十八年中南部水災），超過我國東北區熱河丘陵之年平均雨量（500~600公厘）。降水一時間最大量，亦以該日之99.7公厘爲最大（表七）。

表七：臺中降水最大日量與降水一時間最大量 (1897~1960) mm

	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
降 水 最 大 日 量	89.0	59.8	107.1	181.9	209.0	284.9	305.3	660.2	294.7	205.3	61.0	34.8
發 生 { 年	1905	1950	1932	1931	1951	1903	1913	1959	1920	1918	1915	1952
日	26	9	12	17	15	19	19	8	4	5	9	17
降 水 一 時 間 最 大 量	18.1	22.0	31.5	48.1	69.0	74.0	72.3	99.7	56.0	33.6	6.9	13.8
發 生 { 年	1956	1959	1958	1957	1945	1946	1944	1959	1945	1958	1959	1943
日	18	3	26	11	22	6	14	8	3	6	18	31

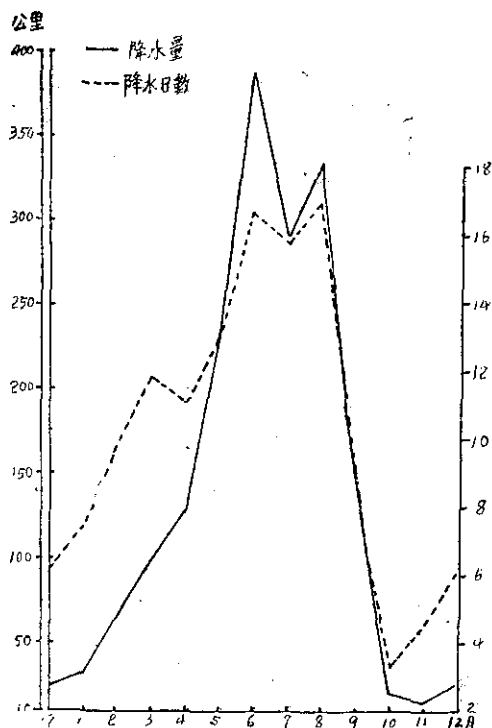


圖 8：臺中市降水量與降水日數 (1897~1960)

臺中雷雨日數，年平均有 43.9 日，其分配以六、七、八三個月為最多達 28.7 日，佔總數 65.4%。其次為九月及五月。最少是冬季十二月。臺中有霜日數，年平均只有 0.6 日，發生於冬季十二月、一月、二月。有霧日數，年平均有 18.4 日，以冬季為最多達九日，以夏季為最少只有 0.6 日。臺中無降雪日數之紀錄。

IV 蒸 發

蒸發量與降水量為兩種相反的氣象要素，前者是消耗（支出），後者是貯蓄（收入）。故研究某地區氣候之乾濕，不僅要以降水量為準則，同時亦須兼顧蒸發量之大小，然後由二者之差值而決定之。例如某地降水量雖多，而蒸發量更甚，成為虧損差值情形時，則該地雖多雨仍屬乾燥氣候；反之，降水量雖少，而蒸發量更微，兩相比較成為剩餘差值，仍屬潤濕氣候。茲以臺中六十四年來按月平均蒸發量與降水量繪製如圖 9：

由上圖可見臺中自一月至三月及九月至十二月之蒸發量均較降水量為多，成為虧損情形；其他五個月（四~八）降水量多於蒸發量，尤其六月份超過 234 公厘。成為剩餘情形。

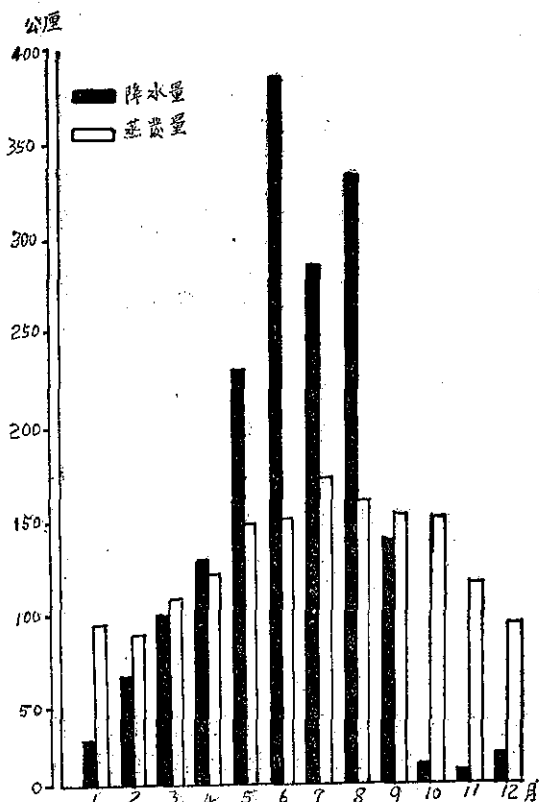


圖 9：臺中市按月平均降水量與蒸發量之比較 (1897~1960)

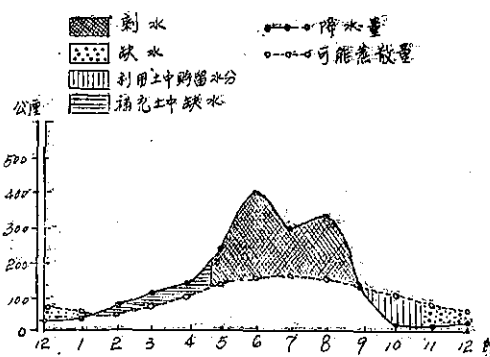


圖 10：臺中水文平衡圖

為明瞭降水量實際有效性，特按照桑士偉 (Thornthwait) 氏氣候分類法，計算臺中之可能蒸散量，再以可能蒸散量與降水量比較，降水大於蒸散時，土壤充滿水分，是為剩水；降水少於蒸散時，土壤水分不夠植物生長所需，是為缺水。茲劃其水文平衡圖如圖 10：

由上圖可見臺中五至八月下旬降水豐沛，各月皆有剩水；九月至十月中旬尚有土中貯留水分可資利用

；自十月下旬至翌年二月降水僅有98公厘而同時期之需水量則甚大，且已無貯留水可資利用，故缺水情形嚴重。二月份起降水量漸增，可以補充土中缺水，一旦二月不降水或遲延降水，則形成春旱，影響農作，由此更可證明臺中為冬旱夏濕之氣候。

臺中年平均蒸發量為 1587 公厘。其年變象與溫度之變象，大略相同。最多月在七月為 174 公厘，最

少月在二月為 90 公厘。以週日變象言，亦以日出前為最小，日中至十五時為最大。本市六十四年來極端蒸發量，以1953年月之 282.3 公厘為最大；以1912年二月之 51.1公厘為最小。最大蒸發日量則以 1946 年四月十八日之 11.8 公厘為最大（表八）。因蒸發量與溫度、濕度、風及雲量等氣象要素有互相之關係。

表八：臺中平均蒸發量與其極端值 (1900~1960)mm

	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	合計
平均蒸發量	95.0	90.8	109.0	124.0	150.7	152.9	174.4	162.4	156.7	154.9	119.6	97.5	1587.9
最大蒸發量	145.0	138.7	165.4	224.6	222.5	214.9	232.3	230.2	207.1	221.4	157.0	124.2	
最小蒸發量	54.8	51.1	69.8	70.0	104.7	79.4	129.9	113.1	94.9	95.6	81.6	72.8	
最大蒸發日量	6.8	7.2	8.2	11.8	9.7	10.3	10.2	8.9	9.9	9.0	7.3	6.4	
極值日期 {年 日	1918 24	1946 7	1947 27	1946 18	1946 7	1948 13	1949 8	1930 11	1948 5	1929 9	1931 7	1951 14	

V 濕 度

氣象學上所謂濕度，是指大氣中水汽張力亦稱為絕對濕度 (Absolute humidity) 與相對濕度 (Relative humidity) 而言。而氣候學上表示空氣之乾濕程度，則通常應用相對濕度一實在水汽壓與同溫度下之飽和水汽壓的百分比。相對濕度若太大，吾人皮膚之水分難於蒸發，故感鬱悶，反之若太小，因皮膚蒸發迅速而感乾燥。

臺中相對濕度，年平均為 80.9%，年變象甚微（圖11）。最小在十月為 78.2%，最大在三月為 82.3%。1946年四月十八日之18%為六十四年來臺中最小之相對濕度。其週日變象，大致與溫度週日變象相反（圖12）。一月份之日平均為82%，最小發生於中午十三時，最大發生於上午六~七時；七月之日平均為79%，最小發生於上午十一至十二時，最大發生於上午五時。此因晨間溫度隨日射而增加，空氣所能含之水汽量增加更速，相對濕度遂低降；日沒後，空氣冷卻至速，而空氣能含之水汽量減少更速，相對濕度隨之增加。且夏季日長冬季日短，故夏季發生最大，最小之時間，較冬季提早一至二小時。

本市水汽張力之週年變象大致與氣溫相類似（圖13）。年平均為 16.7 公厘。因夏季高溫多雨，故蒸發量增加，水汽張力自然增加。其按月分配以七月之 22.2公厘為最大，以一月之 10.8公厘為最小。年較

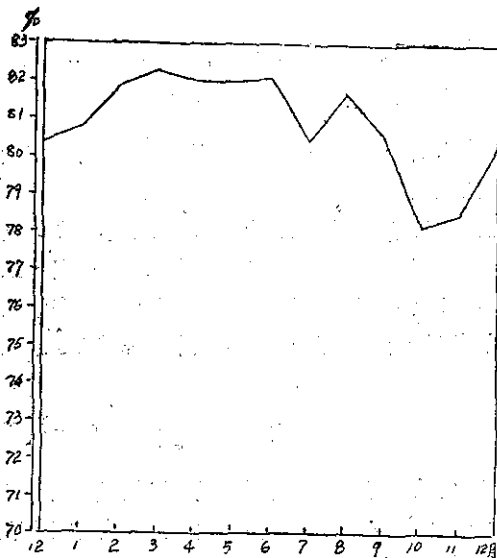


圖11：臺中年平均相對濕度 (1897~1960)

差為 11.4公厘。最小值為 2.5 公厘 (1901年 2月13日)，最大值為 31.7公厘 (1945年 7月29日)。

VI 雲 量

雲量是指天空為雲所遮蓋之十分數而言。通常平均雲量在 0-0.9/10 者為碧天，1.0/10 至 5.0/10 者為疏雲，5.1/10 至 9.0/10 者為裂雲，9.0/10 以上者為密雲。又平均雲量在 2.0/10 以下者通稱為快晴，在 8.0/10 以上者通稱為曇天。

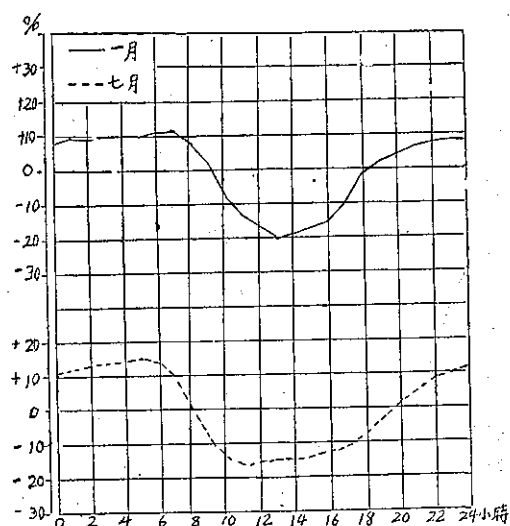


圖12：臺中逐時相對濕度 (1960)

雲量之多寡，對各地之氣溫變化、蒸發量及日照時數均有莫大關係。因天空為雲掩蔽時，日間既能遏阻太陽光線之輻射，減少傳熱，使氣溫上升微慢。夜間又能遏阻熱量散失，使氣溫低降減弱；同樣雲量多

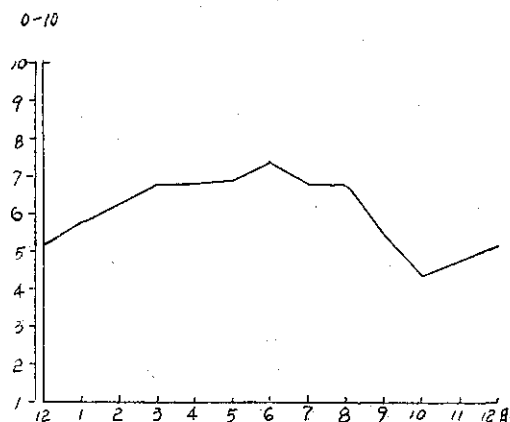


圖14：臺中市年平均雲量 (1897~1960)

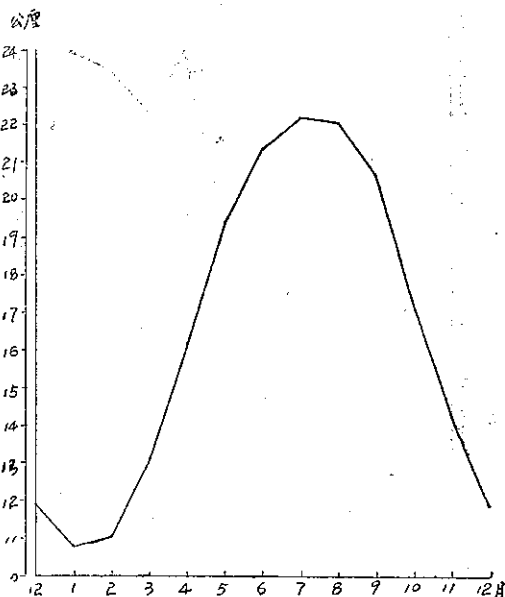


圖13：臺中年平均水汽張力 (1897~1960)

時，蒸發量及日照時數就減少，晴天少雲時，蒸發量大而日照時數亦增加。臺中平均雲量分配如圖14：

由左圖，可見臺中平均雲量自三月至八月均在6.8以上，至十月驟降為4.4，嗣後漸升至六月為最高達7.4。其變象與臺中平均降水量相似。碧天日數較臺北為多，年平均有17.4日。疏雲日數88.6日。裂雲日數最多，年平均有159.9日。密雲日數49.9日，其按月分配如表九：

VII 日 照

臺中日照時數，年平均為2463.4小時，年變象較臺北為緩和。最少二月為157小時，最多十月為247.3小時。其年變象如15圖：

本市日照率（日照時數與可照時數之比率），年平均為56%，最大月十月達69%，蓋以該月寡雨少雲故也。其按月分配如圖16：

表九：臺中各種天空狀況日數 (1897~1960)

	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	合 計
有 霧 日 數	3.3	2.8	2.3	1.5	0.7	0.3	0.1	0.2	0.6	1.6	2.1	2.9	18.4
有 霜 日 數	0.3	0.2	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0	0.1	0.6
碧 空 日 數	2.7	1.8	0.6	0.5	0.5	—	—	0.2	0.8	2.4	4.8	3.1	17.4
疏 雲 日 數	7.7	6.7	7.5	5.8	5.3	2.5	5.9	5.5	7.7	14.5	10.3	9.2	88.6
裂 雲 日 數	12.5	11.3	13.4	11.5	15.0	15.9	16.8	15.7	15.5	10.4	9.5	12.4	159.9
密 雲 日 數	8.2	8.5	9.5	12.2	10.2	11.6	8.2	9.6	5.9	3.8	5.4	6.3	49.9

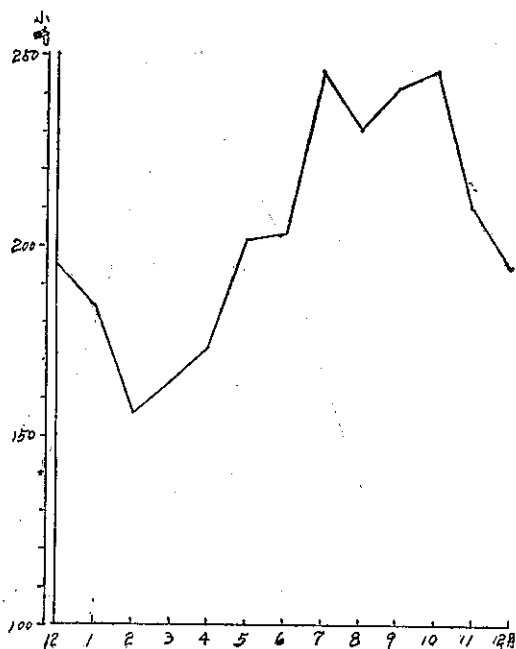


圖15：臺中市年平均日照時數 (1897~1960)

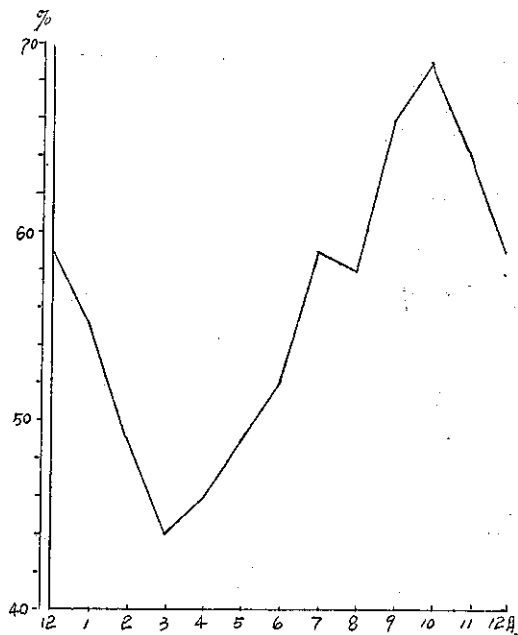


圖16：臺中市年平均日照率 (1897~1960)

由上圖可見自七月份起至十二月之日照率均在58%以上，一月份起日照率由55%驟降，至三月最小為44%。四月起微升至46%，五月份為49%，六月為50%，七月驟升至59%。

VIII 風

本省位於季風盛行帶內，冬季為風力強大之東北季風所控制；夏季為風力緩和之西南季風所影響。故本省各地風向頻率，冬季以東偏北為最多；夏季以西

偏南為最多。臺中市因地勢關係，東北向吹來之冬季風受中央山脈及加裡山脈之阻礙，故以北風為最多，西北北次之；西南吹來之夏季風受大肚山臺地及八卦山影響，以南風為最多，西南南次之。茲以臺中測候所 1951~1960 年各風向風速之平均頻率，列表於下：

觀表十。可見臺中市之風向，冬季風盛行期間以北(N)風之頻率為最多，平均風速在 0.8-5.4m/s (每

表十：臺中風向風速頻率 (1951~1960)

月份	風向 風速	C	N		NNE		NE		ENE		E		ESE		SE		SSE	
			I*	II*	I*	II*	I*	II*	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
1.		26.5	34.5	2.3	5.3	0.2	1.4		0.6		0.4		0.2		0.4		0.3	
2.		24.6	33.2	2.1	2.4	0.0	1.4	0.0	0.6		0.6		0.4		0.4		0.3	
3.		25.1	24.4	1.4	1.9	0.0	1.0		0.4		0.7		0.3		0.5		0.7	
4.		29.2	20.7	0.4	2.3		1.2		0.9		0.9		0.4		0.9		1.2	
5.		34.1	11.7	0.2	1.3		0.8		0.6		1.0		0.8		2.3		2.6	
6.		31.6	4.9		0.7		1.0		0.9		1.5		0.9		3.5		6.1	
7.		31.8	3.1	0.4	0.6	0.0	0.8		1.0		1.8		1.5		3.5	0.0	7.0	0.1
8.		37.1	5.7	0.3	1.5	0.1	1.5		1.5		2.1		1.2		2.9	0.0	4.2	0.0
9.		35.3	15.0	1.0	2.7	0.0	1.8		0.7		1.4	0.0	0.8		1.5	0.1	1.9	0.1
10.		30.3	31.2	2.4	6.8	0.1	1.4		0.4		0.5		0.2		0.2		0.3	
11.		32.7	33.1	3.4	5.9	0.4	1.2		0.5		0.4		0.1		0.3		0.3	
12.		29.4	38.2	2.4	5.6	0.2	1.3		0.4		0.4		0.2		0.2		0.0	
平均		30.6	21.3	1.4	3.1	0.1	1.2	0.0	0.7		1.0	0.0	0.6		1.4	0.0	2.1	0.0

月 份	S		SSW		SW		WSW		W		WNW		NW		NNW	
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
1.	0.6		0.2		0.7		0.7		1.1		0.7		3.8		19.6	0.5
2.	0.7		0.7		1.2		1.6		2.3		1.2	0.0	4.9	0.1	20.2	1.1
3.	2.3		2.0		2.7	0.0	2.4		3.8		1.8		5.6	0.0	22.2	0.7
4.	4.0		3.5		3.0	0.0	3.1		5.2	0.0	2.2		4.6		16.2	0.2
5.	6.2		5.1		3.7		4.0	0.0	7.1		2.8		4.4	0.0	11.2	0.0
6.	11.2	0.1	8.6	0.2	6.7	0.1	3.8	0.0	5.1	0.0	1.6		4.2		7.7	0.0
7.	10.8	0.1	10.1	0.0	5.9	0.1	4.1		5.4	0.0	2.5	0.0	4.5	0.1	4.6	0.2
8.	7.2	0.2	6.7	0.1	3.8	0.1	3.2	0.0	4.7	0.0	3.1		5.6	0.1	7.3	0.2
9.	4.9	0.3	3.6	0.1	3.0		2.4	0.0	4.0	0.0	2.3	0.0	4.6	0.0	12.2	0.3
10.	0.5		0.5		0.7		1.3		2.6		1.6		3.9		14.5	0.6
11.	0.4		0.5		0.8		1.0		1.9		1.2		2.8		12.8	0.4
12.	0.5		0.3		0.5		0.6		1.4		0.8		2.9	0.0	14.5	0.3
平 均	4.1	0.1	3.5	0.0	2.7	0.0	2.3	0.0	3.7	0.0	1.8	0.0	4.3	0.0	13.6	4.0

I* 風速 0.3-5.4m/s (每秒公尺數) (1-3 級風)

II* 風速 5.5-13.8m/s (4-6 級風)

秒公尺)者佔年平均總數 21.3% (包括靜風 C30.6% 在內)。自九月份起北風即漸盛,十月份佔月總數 31.2%,十一月佔 33.1%,十二月最高達 38.2%。翌年一月佔 34.5%,二月 33.2%,三月份起北風漸衰只佔月總數 24.4%,四月 20.7%;其次為西北北 (NNW)風,佔年平均總數 13.6%,自九月份起至翌年五月均佔月總數 11.2%以上,尤其三月達 22.2%。夏季西南季風盛行期,風信以南 (S)風為最多,佔年平均 4.1%,其盛行期間較短促,六月佔月總數 11.2%,七月佔 10.8%,八月僅有 7.2%,九月份起逐漸減少;其次為西南南 (SSW),六月佔月總數 8.6%,

七月 10.1%,八月只有 6.7%。風速達 5.5~13.8m/s 者,亦以北 (N)為最多達 1.4%。靜 (C)風佔年平均 30.6%,靜風最常發生時期在八月達 37.1%,其次九月達 35.3%,五月達 34.1%。

本市風速平均為 1.7m/s。年變象不大,冬季風力較強,十二月至翌年二月平均風速約在 2.0m/s 以上。夏季風力較弱,六、七兩月平均風速均為 1.5m/s 五及八月最少只有 1.4m/s。最大風速是 1912年九月十六日之 26.6m/s,是因為颱風過境所致 (觀表十一)。

表十一：臺中平均風速與其極端值 (1898~1960) m/s

	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	平 均
平 均 風 速	2.1	2.1	1.9	1.6	1.4	1.5	1.5	1.4	1.5	1.8	1.9	2.0	1.7
最 大 風 速	10.8	16.2	13.3	10.7	11.4	12.8	16.3	21.1	26.6	18.8	16.3	14.0	
發 生 {年 日	1945 12	1908 17	1955 13	1940 14	1908 29	1905 18	1953 3	1919 33	1912 16	1906 21	1959 12	1912 28	

風速週日變象

，設以一月代表冬季，四月代表春季，七月代表夏季，十月代表秋季。繪製各該月之逐時平均風速與日平均之較差圖 (觀圖17)

由下圖可見一年四季之逐時平均風速，隨溫度上升而增加，且均以溫度最高後之十三時至十六時風速為最大，冬季以十四時處最大，春季以十五時為最大

，而夏秋兩季均以十六時處最大。以廿二時至翌晨七至八時為最小。其理甚明，因夜間低處空氣溫度常有逆增現象，其最近地面處為最冷，是以空氣穩定，風速自然緩和；日間則不然，地面吸熱容易，低處空氣受影響溫度劇增，因之空氣膨脹上升，而上層較冷空氣下降，引起空氣迅速對流，是以風速較大。每日風速振幅冬(2.4)、春(2.3)小，而夏(3.2)、秋(3.5)大。

本省處於西太平洋颱風影響範圍內，是以由颱風所引起之極端最大風速甚大，尤其迎風面之東部沿海島嶼為甚。例如本省東南屏障之蘭嶼在 1955 年八月廿三日之風速達 65.7m/s (每秒風速 65.7 公尺)。即謂每一平方公尺垂直於風向所受壓力約 455 公斤，其破壞力之大可以想像。孤處本省東北部海洋中之彭佳嶼在 1960 年八月八日之風速亦達 53m/s，他如東部沿海之大武 46.7m/s，臺東 42.5m/s，新港 43.0m/s，花蓮 45.0m/s，基隆 43.0m/s，風力均甚大。玉山因海拔高(3850 公尺)，最大風速達 49.7 m/s。本市因受中央山脈屏障，極端最大風速只有 26.6s/m。為北風(表十二)。

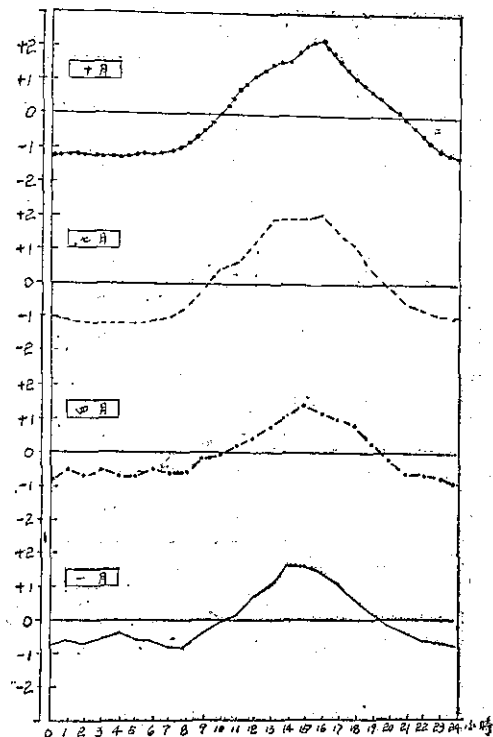


圖17：臺中四季週日風速變象圖 (1960) m/s

表十二：臺灣省各地最大風速之比較

觀測地點	海拔 (m)	紀錄期間 (自 至)	風速 (m/s)	風向	發生年月		
					日	月	年
彭佳嶼	99.0	1910~1960	53.0	ESE	8	8	1960
鞍部	836.2	1943~1960	35.0	S	4,15	7	1953, 1959
				N	14,3	9	1957, 1958
竹子湖	600.0	1947~1960	25.8	N	5	7	1948
淡水	19.0	1943~1960	41.7	WNW	6	7	1948
基隆	3.4	1917~1960	43.0	SE	30	8	1959
臺北	8.0	1897~1960	31.3	E	5	8	1899
新竹	32.8	1936~1960	33.4	NNE	2	9	1945
宜蘭	7.4	1936~1960	37.3	NE	11	7	1942
金六結	9.5	1947~1960	33.0	SE	25	9	1946
臺中	83.8	1897~1960	26.6	N	16	9	1912
花蓮	17.6	1911~1960	45.0	NNE	13	8	1944
日月潭	1014.8	1942~1960	24.0	W	3	9	1956
澎湖	9.4	1897~1960	40.3	NNE	30	9	1940
阿里山	2406.1	1934~1960	27.5	E	13	11	1952
鹿林山	2728.0	1951~1960	29.0	SE	1	8	1960
玉山	3850.0	1944~1960	49.7	S	19	5	1947
永康	11.0	1947~1960	40.0	SSE	14	11	1952

臺南	12.7	1897~1960	38.2	SSE	27	8	1911
高雄	29.1	1932~1960	38.0	S	22	6	1947
恒春	22.3	1897~1960	39.8	WNW	29	8	1910
新港	36.5	1940~1960	43.0	SSW	29	8	1959
臺東	8.9	1910~1960	42.5	S	24	8	1955
大武	7.8	1940~1960	46.7	NNE	30	9	1945
蘭峙	323.3	1942~1960	65.7	SW	23	8	1955

綜上分析研究，本市為秋冬乾旱而溫暖，春季暖和而有雨，夏季潤濕而炎熱之氣候。為易於明瞭起見，特以本市民國四十九（1960）年之氣象紀錄為例證，繪製其日平均氣壓變象，按日氣溫變象及按日降水量如圖18，並分析於下：

上方為 1960 年日平均氣壓變象圖：本年年平均氣壓為 752.1 公厘，較累年平均減少 0.6 公厘。茲以橫線為本年平均氣壓，曲線為每日之平均氣壓，在橫線上者為高氣壓，橫線下者為低氣壓。由圖中顯示，一、二兩月為高氣壓，三月至四月中旬則高氣壓與低氣壓互見，此因高氣壓與低氣壓鋒面在本省南北附近活動之結果。例如三月七日至十二日、三月十八日至廿一日、三月廿三日至廿六日及四月十日、四月十三日至十四日。自四月中旬起，氣壓逐漸降低，尤以八月八日強烈颱風崔絲（Trix）侵境時之 735.9 公厘（該日 15 時絕對最低氣壓為 733.9 公厘）為最低，八月一日中度颱風雪莉（Shirley）進襲本省時之 739.8 公厘，及八月廿二日中度颱風艾琳（Elain）之 739.2 公厘次之。此外四月廿六日輕度颱風凱倫（Karen）、六月十日輕度颱風瑪麗（Mary）及七月六廿日中度颱風玻莉（Polly）等，均增使氣壓降低。自十月十八日起，氣壓逐漸升高，尤以十二月七日高氣壓抵華中時之 762.8 公厘為最高。氣壓變化對於降水量有極大之影響，容於分析按日降水量時敘述之。

中間為按日氣溫變象圖：本年年平均氣溫為 23°C，較累年平均增加 0.6°C。茲以橫線代表之，實線為每日絕對最低氣溫，虛線為絕對最高氣溫。由下圖觀之，本年最高氣溫除一月至三月及十二月而外，均在年平均以上。絕對最低氣溫自六月至九月亦在年平均以上。本年絕對最高氣溫在七月廿九日為 35.2°C，絕對最低在十二月卅一日為 2°C，其分配情形大致與氣壓相反。

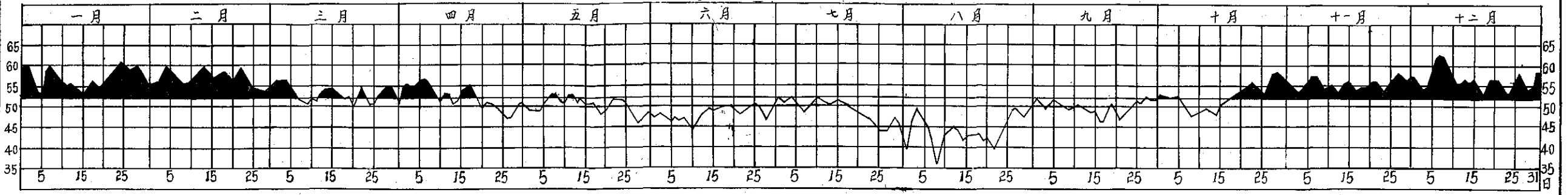
下方為按日降水量圖：本年降水量為 1764.9 公厘，較累年平均減少 15.8 公厘。在高氣壓籠罩下，背風區之臺中降水量甚少。是以一月份只有 17 公厘，二月份更少只有 4.9 公厘。三、四兩月因高壓、低壓互相消長，氣柱極為不穩定，且受輕度颱風凱倫影響，降水

較多，三月 134.2 公厘，四月 111.2 公厘。五月 211.6 公厘。六月受輕度颱風瑪麗及滯留鋒影響，降水較多計 320.5 公厘。七月下旬受中度颱風玻莉及雪莉影響，降水 119.3 公厘。八月因受雪莉、崔絲、艾琳等颱風影響，降水量為全年之冠，多達 784.7 公厘。尤以八月一日雪莉颱風帶來豪雨達 436 公厘為甚。九月份起降水又減少，只有 43.8 公厘，因屆時已在大陸變性氣團籠罩下，氣壓梯度增加，風力加強，屬於東北季風型天氣，本省東北部雖然多雨，而背風區之臺中市則天氣良好。故十月整月無雨，十一月亦只有 8.7 公厘，十二月 9.0 公厘。今年自九月起至二月止六個月僅降水 73.4 公厘，其乾旱程度可以想像。日降水量在 10 公厘以上者本年有十九日，在 30 公厘以上者十五日。全年降水日數共有 123 日，佔全年 33.6%。本年有兩次之日降水量超過 100 公厘。其一為八月一日雪莉颱風過境時，一日之間降水 436 公厘；一為八月八日崔絲颱風侵襲本省時之 137 公厘。本年無降水或降水少於 0.1 公厘之日數多達 243 日，佔全年 66.4%，而九月至二月就有 110 日未降水，可謂秋、冬極為乾旱之年。

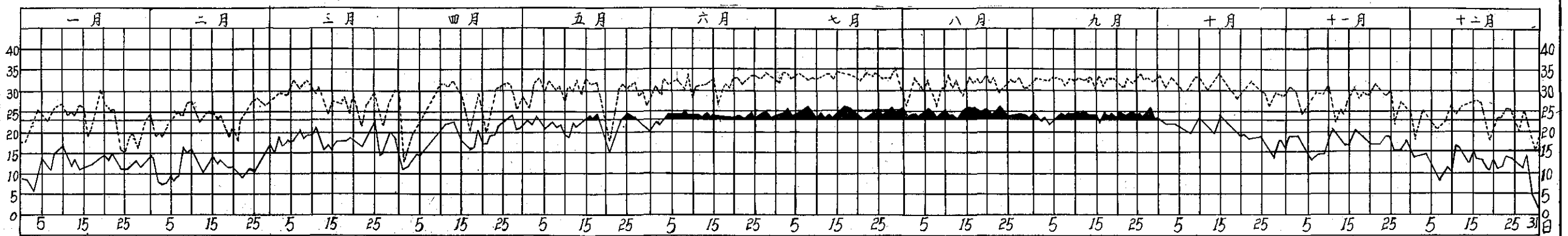
註一：臺灣雨水之主要來源為季風性雨及颱風雨。季風之造成，由於海洋、大陸氣溫與氣壓之分配。大陸夏季炎熱，空氣膨脹上升，造成大陸之低氣壓；冬季寒冷，空氣收縮，造成大陸之高氣壓；海洋夏季涼爽，空氣下沉，造成海洋高氣壓；冬季溫和，空氣上升，造成海洋低氣壓；因此冬季受大陸影響而有冬季風，夏季受海洋影響而有夏季風。季風性雨，即由季風所造成之降雨。東北季風挾帶之水濕與北部山地相接觸，空氣因上升而冷卻，水汽凝結下降為雨，所以冬季北部多雨而背風面之中南部則雨水極少。西南季風挾帶之水濕經過臺灣南部，因而發生上升運動，水汽凝結下降為雨，是為南部之雨季。臺中市各月平均降水量曲線最低峯在十一月，最高峯在六月及八月，因臺中市十一月盛吹乾燥寒冷之北風故少雨。臺中市西南風之頻率，以六月為最多，故溫濕之西南氣流侵入亦最旺盛，下雨機會就多。八月多雨除受西南氣流影響外，顯然尚受颱風影響。（完）

第十八圖 臺中市氣象紀錄(1960)

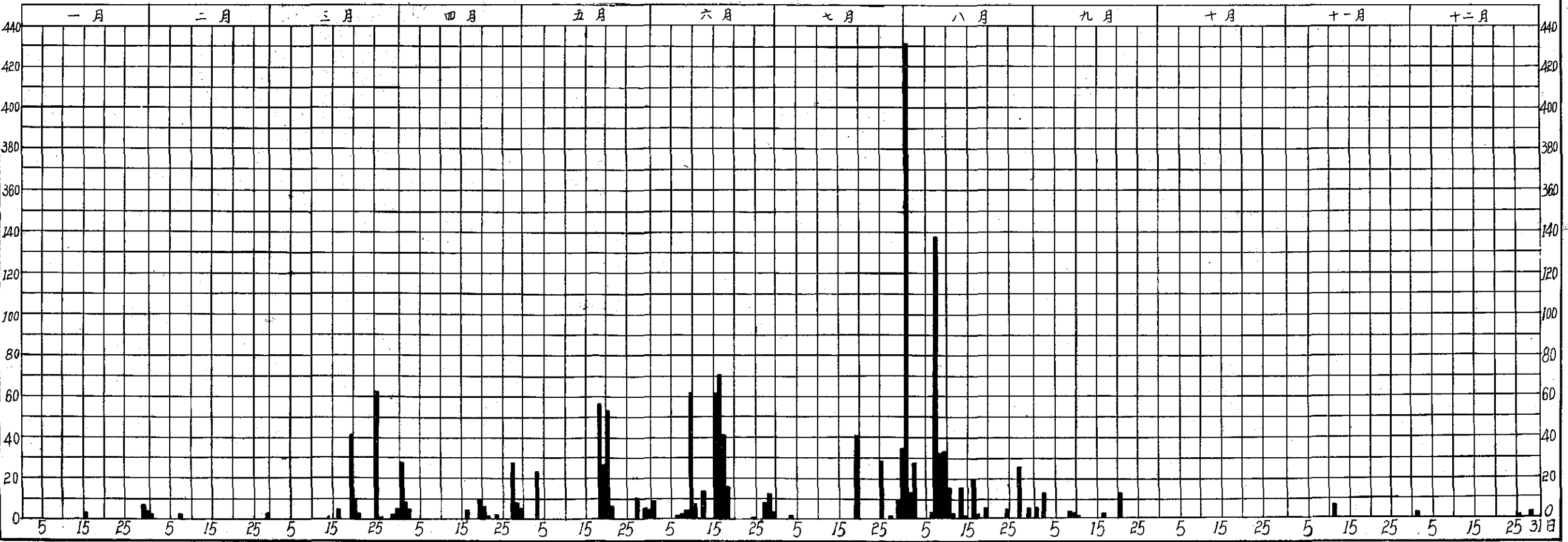
臺中市日平均氣壓變象 (700mm +)



臺中市按日氣溫變象 (C°)



臺中市按日降水量 (公厘)



500 毫巴面上北太平洋中部 高空槽及高壓與颱風路徑之關係

羅 字 振

T. C. Lo

The Relationship between the Typhoon Track and the 500mb High Pressure Center and the Trough in the Mid-Pacific Area

The utilization of 500mb trough and 500mb high pressure on forecasting the typhoon track is the main subject of this report. For which author studied the statistical of typhoon data with the proper time of Northern Hemisphere 500mb chart and 500mb 5-day mean chart discovered that there were highly relationship among the typhoon track, the 500mb high pressure and the 500mb trough.

After practical appliance, author got the idea that if the trough is stationary the result will be more effective and also got three principals for forecasting different types of typhoon-moving as following:

1. Two typhoons moving along together,
2. typhoon moving along the edge of high pressure belt,
3. there is a stationary trough deepening in the middle of north Pacific, while the high center moving east-ward.

Author have given the examples for three types as said above in this report. Being the trough of 500mb of N-Pacific Area more evidently during summer season. So this method is quite good for utilization of typhoon moving forecasting.

一、前 言

預報人員對於颱風之移動路徑、轉向點、轉向時期等問題至感困難，蓋因至今對於颱風預報雖有很多法則，但尚未有一種可靠法則供預報人員利用之故也。筆者嘗試對於民國五十四（1965）年及五十五（1966）年兩年間在太平洋發生之颱風，利用 500mb 北半球高空圖及 500mb 五日平均圖加以研究分析，得悉位於北太平洋中部之高空槽及北太平洋高氣壓中心位置與颱風之路徑具有密切關係，深覺對於目前缺乏可靠方法之颱風預報工作具有參考價值。

二、北太平洋中部高空槽與 颱風轉向之關係

北太平洋高氣壓之消長與颱風之進行方向具有密切關係，國內外氣象學者已有許多論述，但 500mb 面上北太平洋中部滯留槽對於颱風路徑具有關聯之重要性也不可忽視。夏期在 500mb 高空上，時常發現北太平洋中部之滯留性加深槽和北太平洋高氣壓之消長與颱風之行徑具有極大關聯。茲將統計 54, 55 年之颱風轉向點經度數與高氣壓中心位置及北太平洋高空槽位置關係，列於表一：

表一、颱風轉向度數與高氣壓中心位置及北太平洋高空槽關係表：

N	L	D	H	H-L	T	Tm	T-L (Tm-L)	備註
哈 莉 Harriet	117°E	VII. 24 25 26	137°E 138°E 137°E	20°	Hig belt 160°E 160°E		43°	1965年
琴 恩 Jean (開 梅 Kim)	127°E 139°E	VII. 29 30 31 VIII. 1	137°E 139°E 145°E 145°E	11° 18°	163°E 163°E 165°E 162°E	163°E (VII. 25~29) (VII. 30~VIII. 1) 163°E	36°	1965年
露 西 Lucy (瑪麗 Mary)	137.5°E 119°E	VIII. 16 17 18 19 20 21	164°E 152°E 155°E 152°E 155°E 150°E	16°	180°E Highbelt 180°E 175°w 177°w 178°w	180°E (VIII. 14~18) (VIII. 19~23) 180°E	43°	1965年
歐 莉 芙 Olive	146°E	VIII. 27 28 29 30 31	170°E 171°E 165°E 160°E 165°E	17°	174°w 168°w 172°w 175°w 175°w		41°	1965年
羅 絲 Rose	103°E	VIII. 29 ~ IX. 2				146°E (VIII. 29~ XI. 2)	43°	1965年
雪 莉 Shirley	131.5°E	IX. 5 6 7 8	157°E (163°E) 158°E 158°E	27°	179°w 169°w 175°w 167°w 變動大	180°E (IX. 3~7) ⇒	48°	1965年
佛 琴 尼 Virginia (崔 絲 Trix)	142°E 128.5°E	IX. 12 13 14 15 16	167°E 158°E 161°E 157°E 157°E	16°	170°w 175°w 170°w 171°w 172°w		46°	1965年
范 迪 Wendy	132.5°E	IX. 17 18 19 20	157°E 153°E 155°E 158°E	23°	175°w 177°w 175°w 175°w		53°	1965年
貝 絲 Bess	143°E	IX. 25 26 27	158°E 158°E 160°E	16°	175°w 174°w 174°w		43°	1965年
卡 門 Carmen	145.5°E	X. 1 2 3	174°E 167°E 169°E	24°	170°w 168°w 160°w		46°	1965年
黛 拉 Della	146.5°E	X. 13 14 15 16	179°E 179°E 167°E 172°E 變動大	23°	157°w 158°w 169°w 166°w 變動大	160°w (X. 8~12) (X. 13~17) ⇒ 160°w	54°	1965年
費 依 Faye	127°E	XI. 20 21 22	148°E 153°E 150°E	23°	179°E 178°w 177°w		54°	1965年
克 蒂 Kit	131°E	VI. 20 21 22 23	150°E 145°E 147°E 145°E	16°	173°E 172°E 175°E 178°E		43°	1966年

羅拉 (Lola)	110°E	VII. 14	Highbelt	各次	均無			1966年無轉向即消滅
瑪美 (Mami)	104°E	18	"	東方	槽			"
妮娜 (Nina)	122°E	20	"					"
無命名颱風	161.5°E	VII. 31	178°E		152°w			
(莉泰 Rite)	143.5°E	VIII. 1 2 3 4	178°E 175°E (171°E) 178°E	14°	152°w 150°w (160°w) 153°w		46°	1966年
蒂絲 Tess	117°E	VIII. 12 13 14 15	142°E 146°E 156°E 156°E 變動大	27° 39°	170°E 170°E 171°E 171°E		53°	1966年
衛歐拉 Viola (溫妮 Winnie)	135.5°E 122°E	VIII. 19 20 21	171°E 160°E 158°E	23°	172°w 175°w 178°w 西進		(49°)	1966年
艾麗絲 Aeice	116°E	VIII. 26 27 28 29 30	135°E 137°E 140°E 144°E 148°E 每日3度東進		160°E 162°E 159°E 159°E 160°E		44°	1966年
貝蒂 Betty	126°E	VIII. 23 24 25	150°E 151°E 150°E	24°	178°w 178°w 177°w		54°	1966年
寇折 Cora	119°E	IX. 1 2 3	146°E 145°E 146°E	27°	175°E 175°E 170°E		54°	1966年
都麗絲 Doris	132°E	IX. 5 6 7	161°E 159°E 160°E	28°	177°E 180°E 179°w		(48°)	1966年
芙勞西 Flossie	139.5°E	IX. 9 10 11	155°E 153°E 167°E	15°	180°E 179°w 176°w		43°	1966年
葛麗絲 Graec	150.5°E	IX. 12 13 14	169°E 170°E 172°E	20°	165°w 165°w 162°w		46	1966年
(海倫 Helon) 艾達 Ide (裘恩 June)	126.2°E 138.0°E 137.0°E	IX. 19 20 21 22 23	165°E 169°E 166°E (158°E) 165°E	27°	170°w 每日5度東進			1966年
無命名颱風	132.5°E	IX. 30 X. 1 2	174°E 158°E 165°E 變動大		160°w 168°w 168°w		(59°)	1966年
凱西 Kathy	150.5°E	X. 7 8 9 10	167°E 163°E 162°E 163°E	14°	180°E 176°w 170°w 176°E 東進			1966年

(勞娜 Lorna	120.5°E)	X. 29	166°E		165°W			
梅瑞 Marie	151.0°E)	30	167°E	16°	171°W		(44°)	1966年
(無命名 颱風	150.0°E)	31	168°E		160°W	變動大		

表內 N 示颱風名稱，L 示颱風路徑到達最西面時之經度（轉向經度，或西進至消失時之經度），D 示取樣高氣壓位置及高空槽月份日期（20時），H 示

高氣壓中心位置之經度，T 示槽線在北緯35度時之經度，Tm 示 5 日平均天氣圖之槽線經度。表中顯示颱風在滯留性槽線西方43~46度經度處或高氣壓中心西

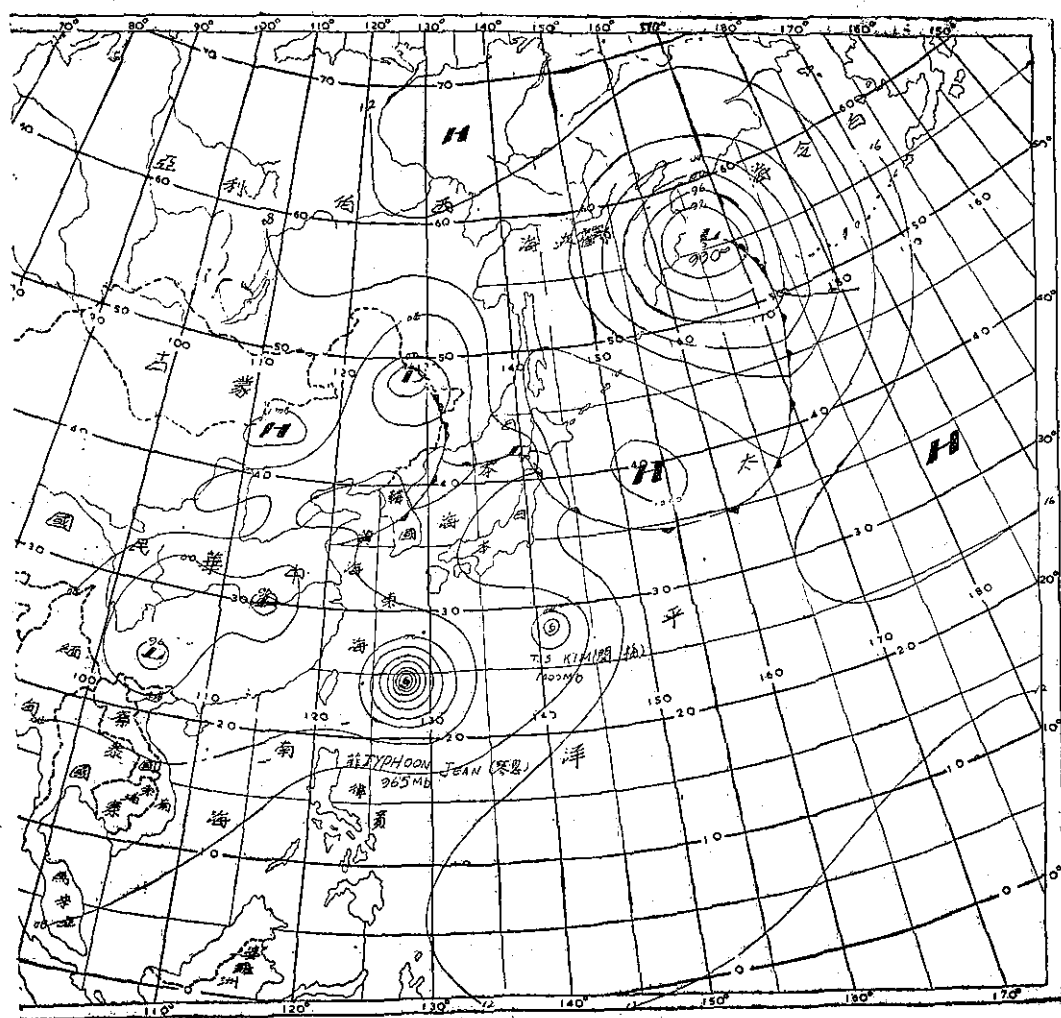


圖 1. VII. 03. 12Z 地面天氣圖

方14~17度處轉向或威力減弱消滅者，約佔全部之二分之一強，而在滯留性槽線之53~55度或高氣壓中心之23~27度西方處轉向或消失者，約佔四分之一強。

上述兩者以外之情形為數極少，由此等現象可知颱風之轉向確與波數（波長）有密切的關係，波數以6（波長60度）較為顯著時，颱風之轉向點為距離北大平

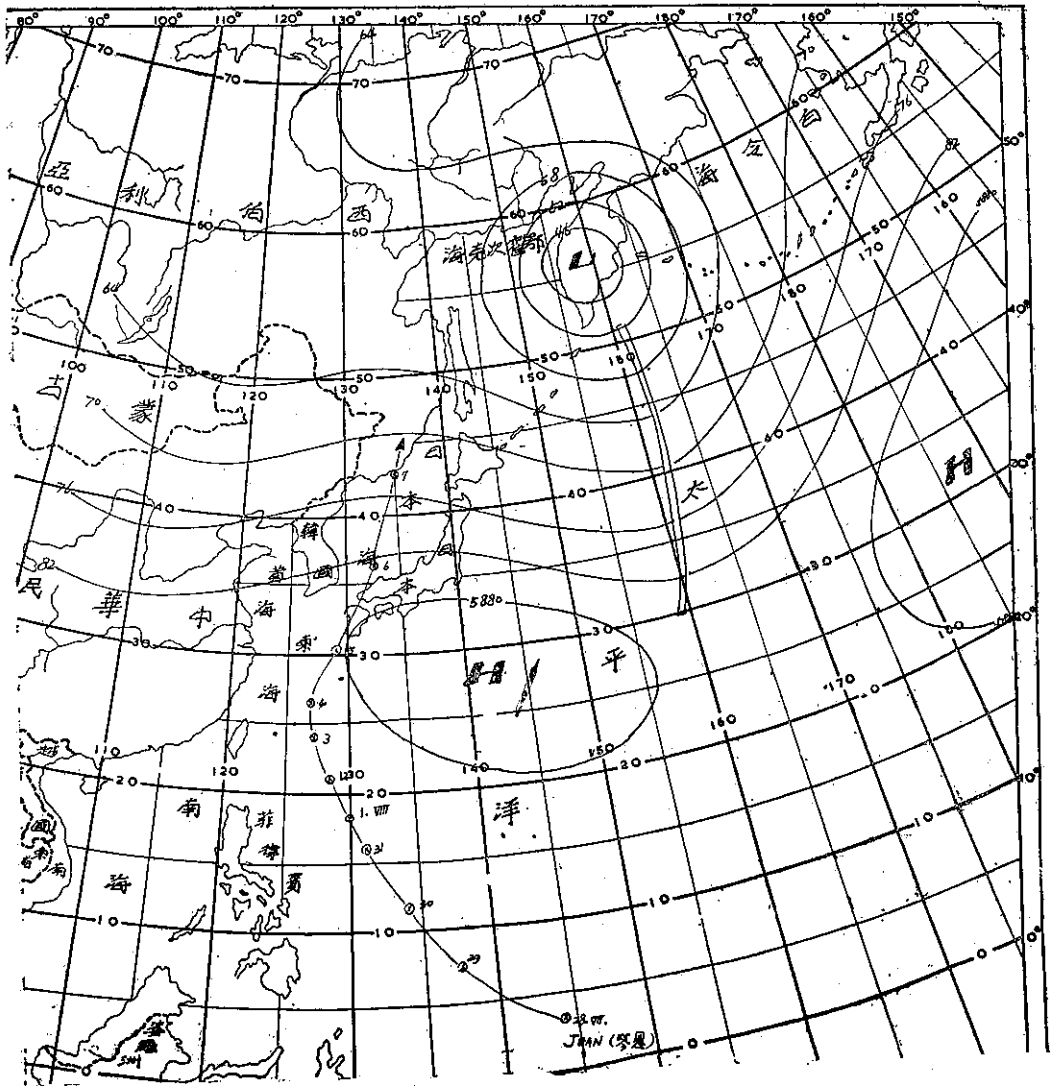


圖 2. 500Mb 5 日平均圖 (VII. 25~29) 1965

洋中部滯留槽西方約48~46經度處，而波數以5（波長72度）較為顯著時，颱風之轉向點為距北太平洋中部滯留槽西方58~55經度處，即約少於顯著波長西方10度處具有轉向之趨勢。

三、研究實例

由於颱風之發生以及路徑之情況不同，對於應用北太平洋中部滯留槽作轉向預報時，亦有差異，茲將

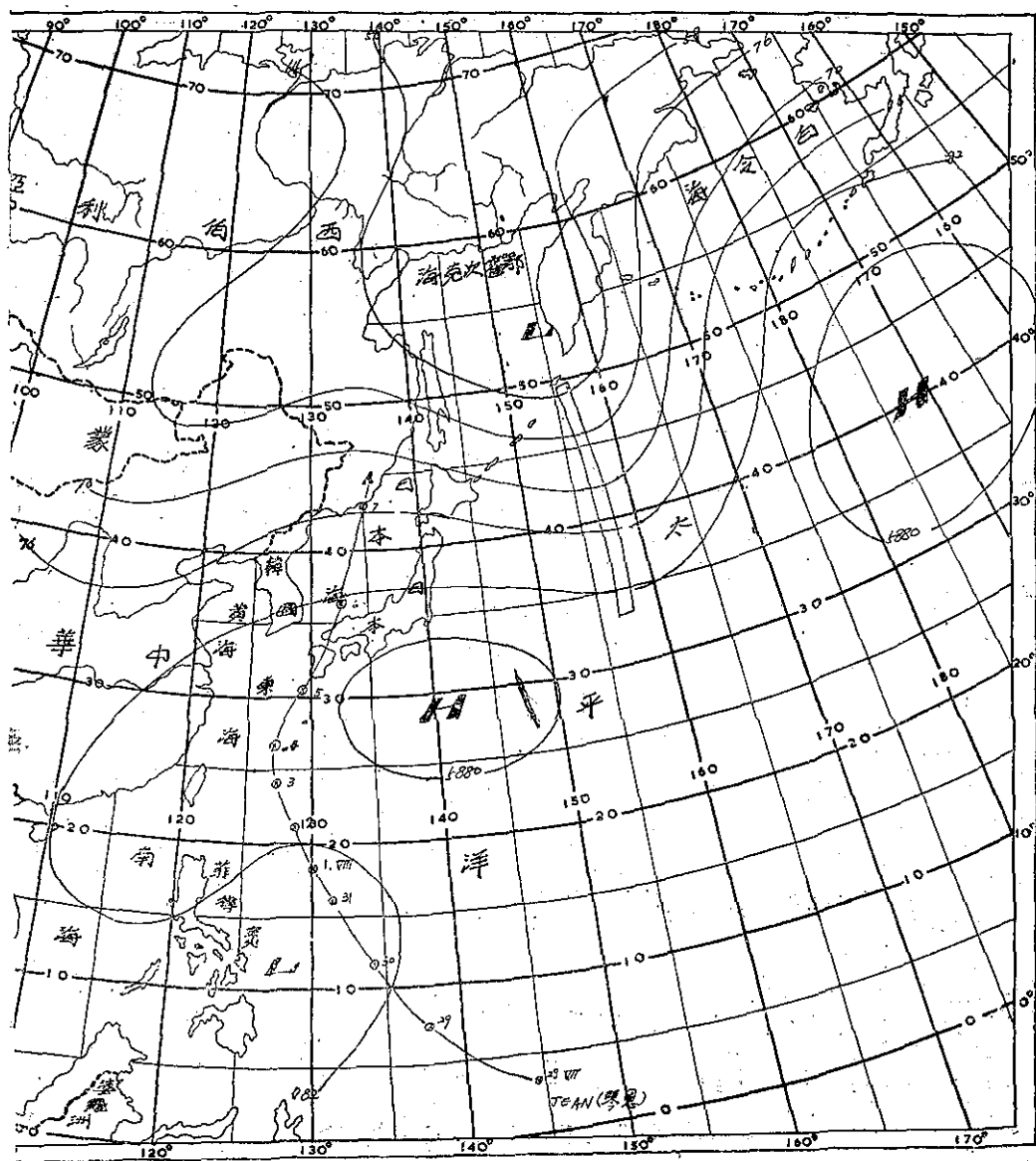


圖 3. 500Mb 5 日平均圖 (VII. 30~VII. 3) 1965

威力相等時，僅適用於東面之颱風而不適用於西方之颱風。附圖 5，為五日平均圖，此種型式最適宜利用，在 180°E 附近有加深槽滯留，圖中指示 1965 年之露西 (Lucy) 颱風在此東方槽之西面約 48° 處轉向，

與此例相似者頗多，如 1965 年之佛琴尼 (Virginia) 與崔絲 (Trix)，1966 年 7 月 31 日之無名颱風與莉泰 (Rite) 及 1966 年之衛歐拉 (Viola) 與溫妮 (Winnie)，1966 年之梅瑞 (Marie) 與勞娜 (Lorna) 等是

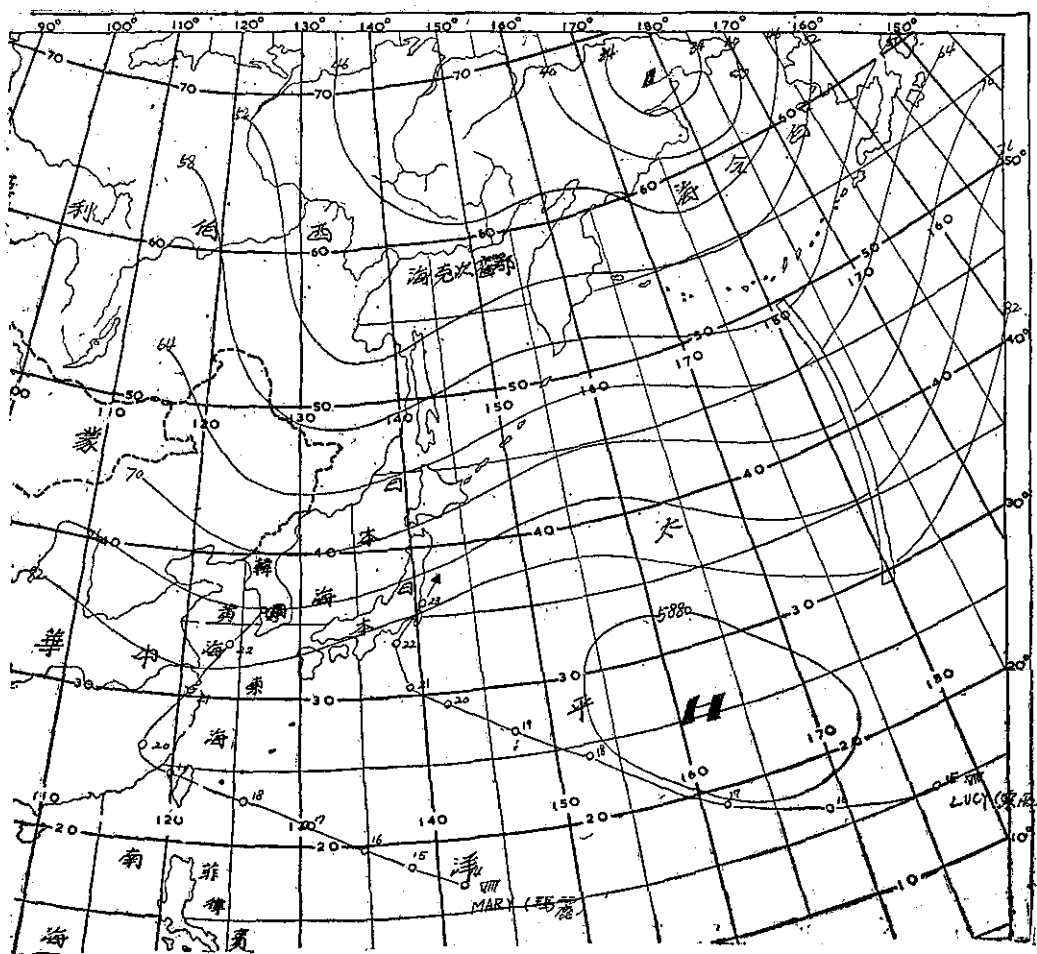


圖 5. 500Mb 5 日平均圖 (圖 14~18) 1965

2. 沿高壓帶邊緣移動之颱風：

(1) 當颱風北面呈高壓帶 (Highbelt) 並無明顯高壓中心且北太平洋中部無槽線時，通常颱風路徑將不

轉向，繼續西進後，威力逐漸減弱或進入大陸後消失，此例有1966年之羅拉 (Lola)、瑪美 (Mami)、妮娜 (Nina) 等。

(2) 颱風北面呈高壓帶 (如附圖 6)，但遇有北太

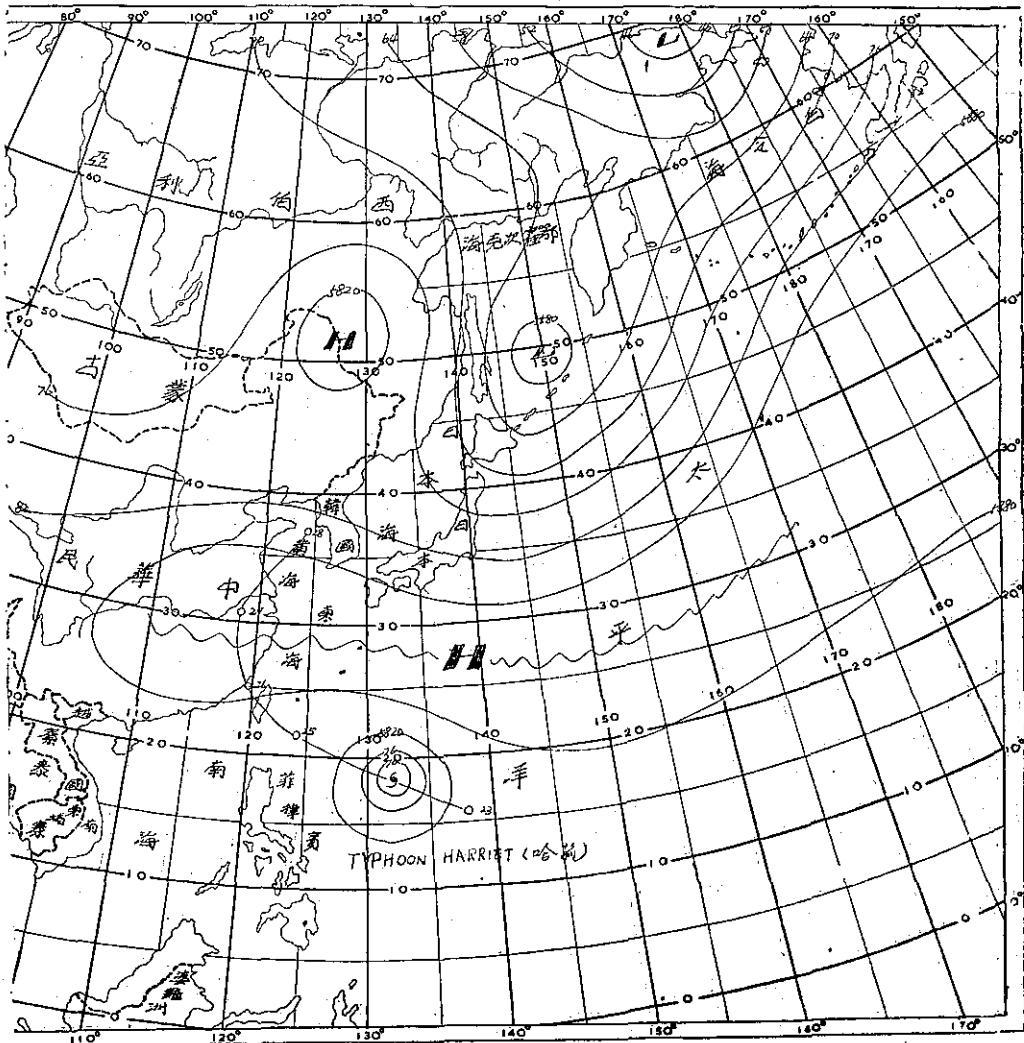


圖 6. 1965. VII. 24. 12Z 500mb

平洋中部滯留槽發生時（如附圖7），雖上述同樣均呈高壓帶情況，表面上看起來是不容易轉向而北上，但實際上，仍在北太平洋中部高空槽西方約43度處轉向，例如1965年之哈莉（Harriet）。

(3)高壓帶向西延伸時，颱風雖無轉向趨勢，但若北太平洋中部有加深槽滯留時，颱風仍有轉向北而進之傾向，如附圖8，1965年之范迪（Wendy）等是。

3. 高氣壓中心雖向東移動，但如有加深北太平洋中

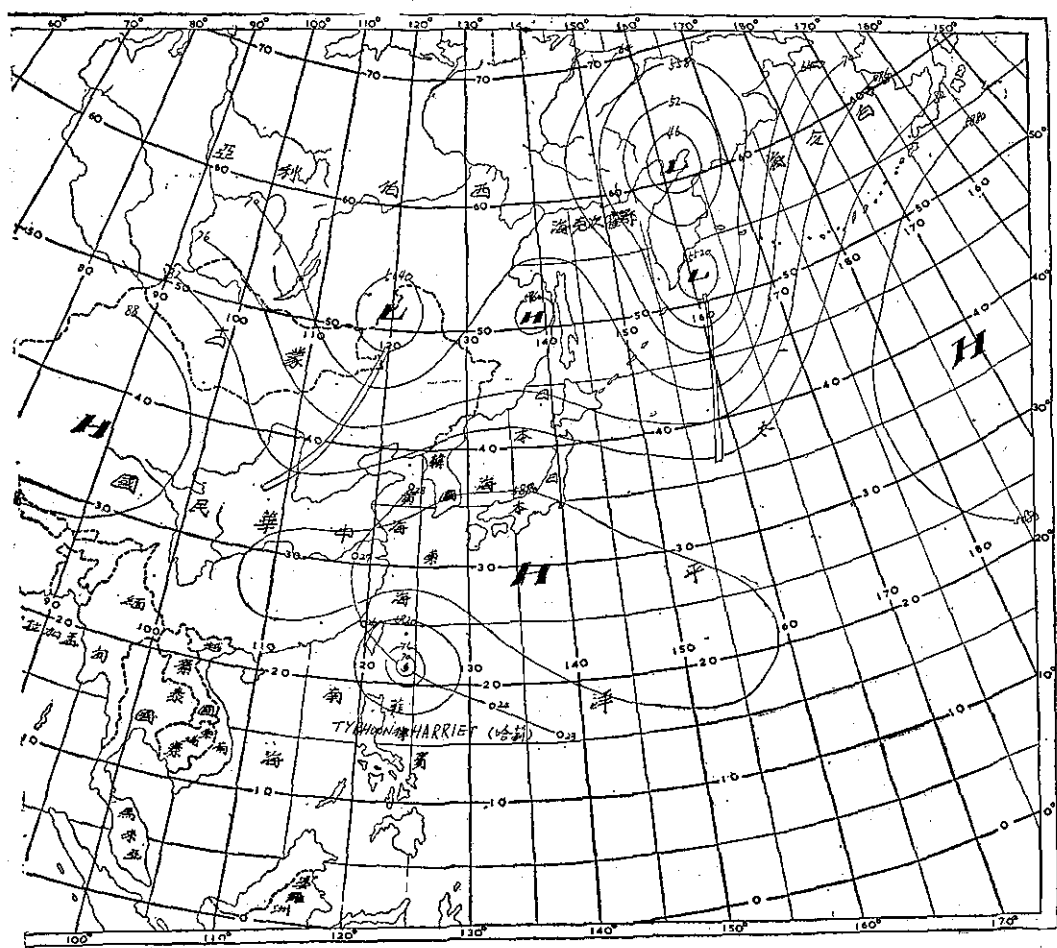


圖 7. 1965 VII. 12Z 500mb

部滯留槽時，高氣壓之變動對於颱風路徑並無影響，反而與其東方槽之關係較為密切，例如附圖 9.10.11，籠罩在日本附近之高氣壓中心每日以經度 3 度之速度東進，倘若僅考慮高氣壓之變遷推測颱風可能抵達

180°E 附近時，有轉北進行趨勢，但由於加深東方槽在 160°E 附近滯留，此時颱風仍將一直西進至東方槽之西方約 44 度處然後消滅，如 1966 年通過本省北部海面之艾麗絲 (Alice) 颱風者是。

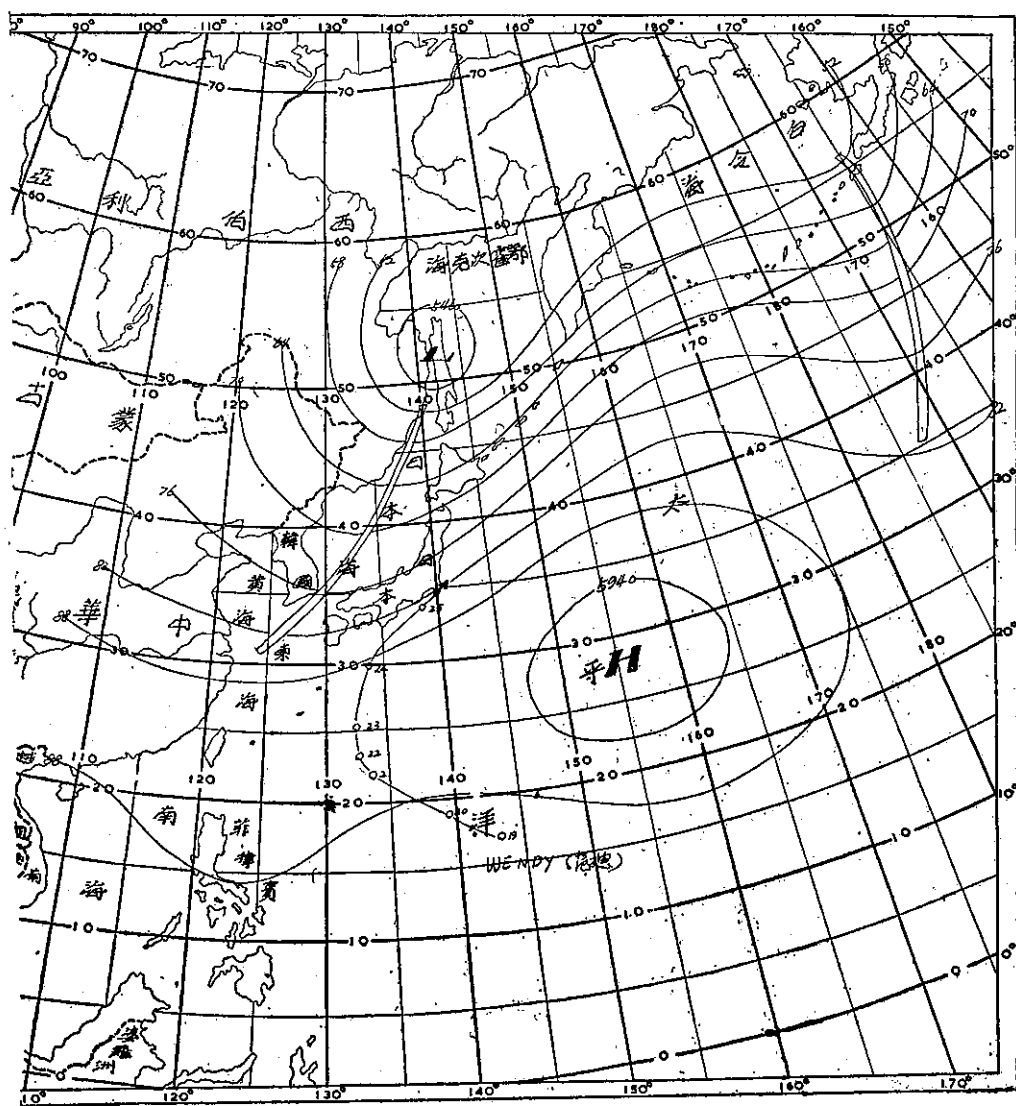


圖 8. 1965. IX. 19. 12Z 500mb

四、結 論

利用 500 毫巴面太平洋高氣壓及滯留性北太平洋
高空槽預測颱風行徑之方法雖尚待進一步長年調查研

究之考證，但如上節所舉實際試驗所得諸例而言，雖
調查短期間有嫌短之感，但其所事實尚堪利用於颱
風路徑之預報，惟須注意者北太平洋高空槽應以滯留
性者始能適用，若係移動性高空槽則不適用本方法。

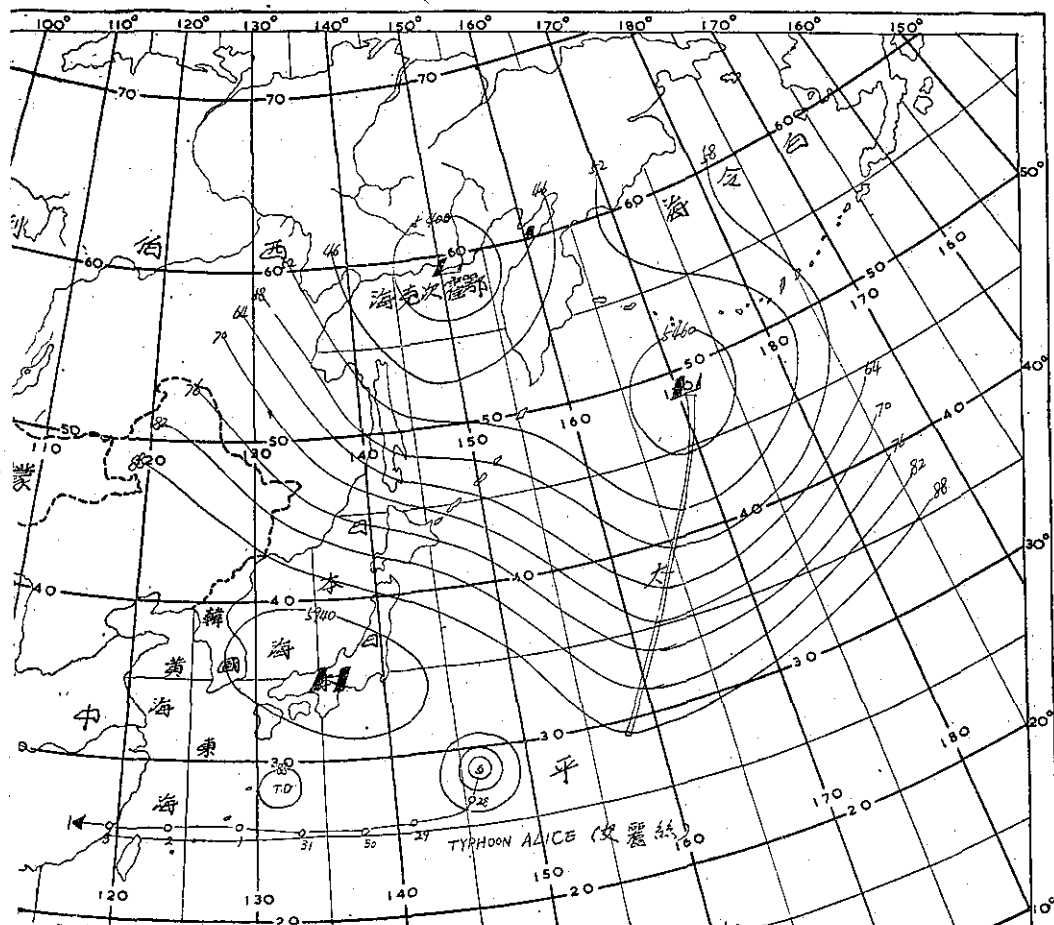


圖 9. 1966 Ⅷ. 27. 12Z 500mb

PL 0117 2801

太平洋高氣壓中心常呈不甚明顯或時有變動，但夏期北太平洋中部高空槽較顯著，因此應用時亦較為便捷，遇有颱風發生，即注意是否有北太平洋中部高空槽存在而研判其特性即可由本文所述法則判斷其

是否將轉向，如係轉向應在何處轉向等問題，而作為颱風測報工作上之有力研判依據，提高颱風預報效率。

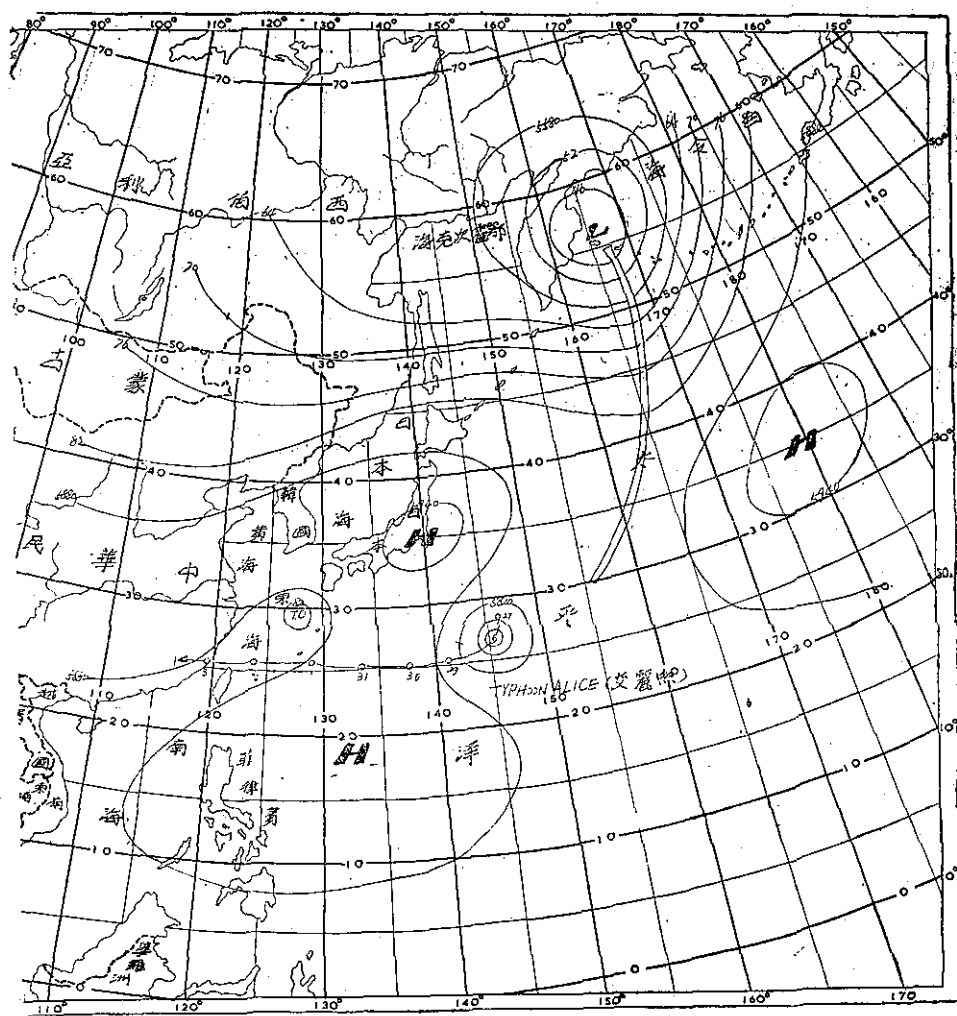


圖 10. 1966 VII. 28. 12Z 500mb

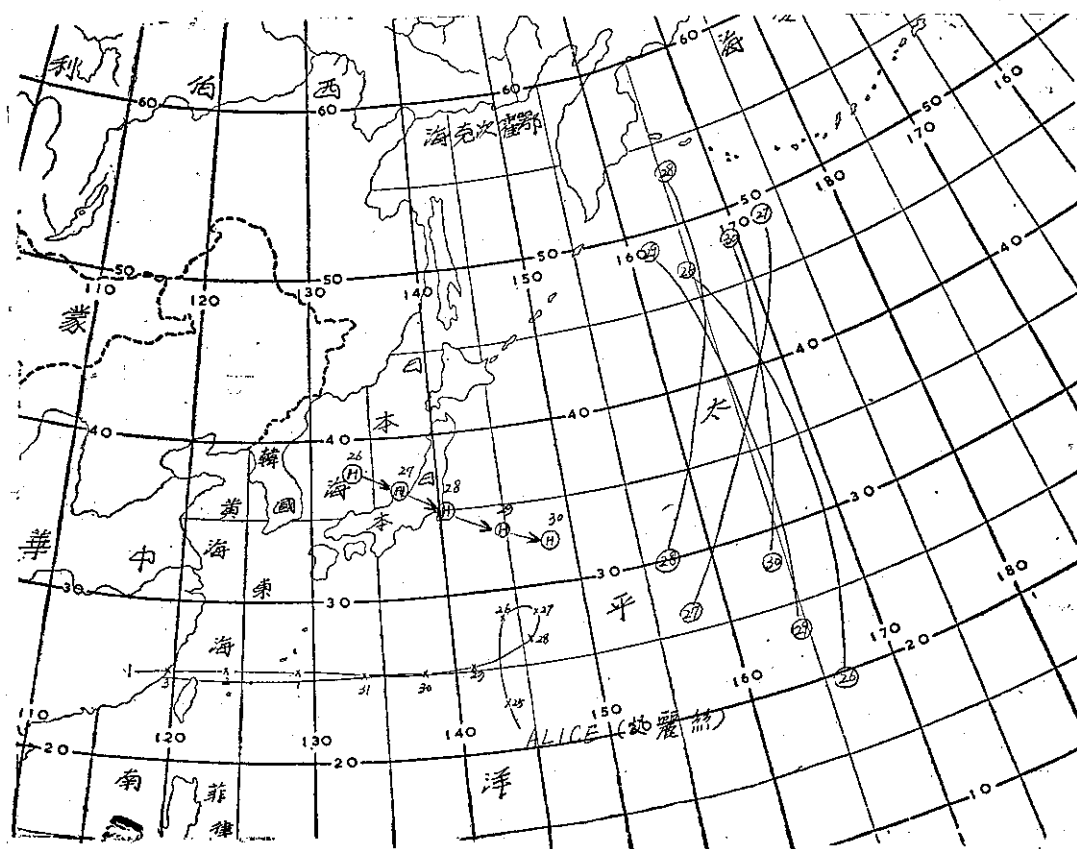


圖 11. 1966 Ⅷ. 26. 12Z~30. 12Z 500mb 圖上，高壓中心與槽線之移動及颱風AUCE之路徑圖。



民國五十七年颱風調查報告

台灣省氣象局

第二號侵臺颱風范迪

Report on Typhoon "Wendy"

Abstract

On 27 August, a weak cyclonic circulation was discovered on the synoptic chart just northeast of the Marianas. The low reached tropical storm intensity the next day and moved on a westerly course. By 02Z, 29 August, reconnaissance aircraft recorded 70 knots center winds indicating Wendy probably had reached typhoon intensity. This typhoon intensified very rapidly thereafter, 130 knots center winds was reported at 00Z on 31 August.

Meanwhile, Wendy moved on a northwesterly course about one day then changed to a west-north-westerly direction. Late on September 3rd, the eye of storm was reported at 22.8°N, 128.2°E and began a rather unusual west-south-westward movement. Typhoon warnings were issued for Taiwan on the morning of the 3rd.

The center of Wendy passed near Lanyu in the early morning of 5th. The maximum wind velocity recording at this island was 65.7m/s. At 2 a.m. on 6th, the storm moving off Hengchun started churning into the Taiwan Straits at a much slower pace, indicating a little northward movement. The foehn effect was reported at Taichung with a maximum temperature of 39°C at 1 p.m. and Hsinchu with a maximum temperature of 37°C at 2 p.m. on this date.

The storm brought torrential rains to the southeastern part of this island and disrupted highway traffic for several day. Precipitation in some parts of the island during 70 hour period was over 500mm, 417.9mm was recorded at Hengchun, 398.7mm at Tawu, and 281.8mm at Taitung. Maximum wind velocity recorded by TWB stations on Taiwan itself were 25.0m/s at Tawu, 20.2m/s at Hengchun, and 19.2m/s at Kaohsiung.

Afterward, Taiwan Police Department reported altogether 94 houses were destroyed during the onslaught of the typhoon. Another 52 were seriously damaged, 6 persons killed, 19 missing and 3 injured. The damage to agriculture and forestry was estimated at NT\$ 4,354,000.

一、前言

本年颱風季內第二次侵臺颱風為范迪 (Wendy)，誕生在八月終，但侵襲臺灣則在 9 月 5 日。初向西北西，具有侵襲臺灣北部之姿態，9 月 2 日以後，先

轉西，再轉西南西，因而中心掠過臺灣之南方海面，使南部地區受到相當之災害。隨後又折回西北西，再在臺灣海峽南部轉為西南西，在廣東海岸登陸後消滅、故而為一數度轉向之颱風。

范迪颱風初見於 8 月 27 日之馬利安納群島附近，

翌日形成熱帶風暴，略似波浪形態經臺灣南端。本省出現之風力，以蘭嶼最為狂暴，最大風速竟達每秒65.7公尺，瞬間風速則已超過儀器之能力。本島則以大武之風最大，十分鐘內之最大風速為每秒25公尺，瞬間最大風速亦達每秒41.6公尺，雨量則以恒春最多，4~7日總計達417.9公厘，大武略遜。自風雨之分佈情形視之，范迪過境釀成之災害，主要在東岸南部。

范迪侵襲前，氣象局於9月2日發佈第6次第1號海上颱風警報，其時暴風圈距本省東岸約700公里。12小時後，改發海上陸上颱風警報，其時暴風半徑距東岸不過450公里。中心經過恒春附近，則在6日5時前後。7日10時改發海上颱風警報，12小時後解除警報。

茲將范迪颱風發生經過及各地氣象情況檢討如下：

二、范迪颱風之發生及經過

8月27日14時之地面天氣圖上，馬利安納群島附近出現一熱帶低壓。28日8時，此熱帶低壓即發展成熱帶風暴，命名為「范迪」(Wendy)，中心位置經測得在 15.9°N , 149.4°E ，中心氣壓為 992mb。

大約30小時之後，范迪即到達颱風強度，中心氣

壓降低為 965mb，最大風速達 38m/s。進行方向大致為西北西，速度不過每時 5~7 哩。30日8時，范迪之中心氣壓亟降，已達 925mb，最大風速則激增至每秒50公尺。其時，另一颱風艾妮絲 (Agnes)，在范迪之東方生成，亦即馬紹爾群島之北方。琉球群島至南海則有一連串低壓。

30日以後，范迪進行之速度大增，約自每時7哩增加為12哩，進行方向為西北。31日8時，測得中心位置在 19.4°N , 143.3°E ，中心氣壓 915mb，中心附近之最大風速在 60~65m/s 之間，顯然已成為強烈颱風，亦為范迪之鼎盛時期。此後中心氣壓升高，最大風速則相對減小。

9月1日開始，范迪之走向先自西北轉西，再轉為西北西，中心氣壓升高至 940mb，最大風速減為 50m/s，30KTs之暴風半徑保持在 250 哩。

2日8時起，范迪之速度大增，大約為西北西每時13哩，似將加速威脅臺灣，8時之中心測得為 22.3°N , 134.0°E 。此時，緯度20附近為一連串之低壓帶，范迪之西有貝絲 (Bess)，東方則有艾妮絲。高壓帶在 40°N 附近。

3日8時，范迪之走向有轉變，自西北西先轉西，再轉西南西，8時之中心位置經測得在 22.8°N , 128.2°E ，故原來威脅臺灣北部一變而為威脅臺灣南

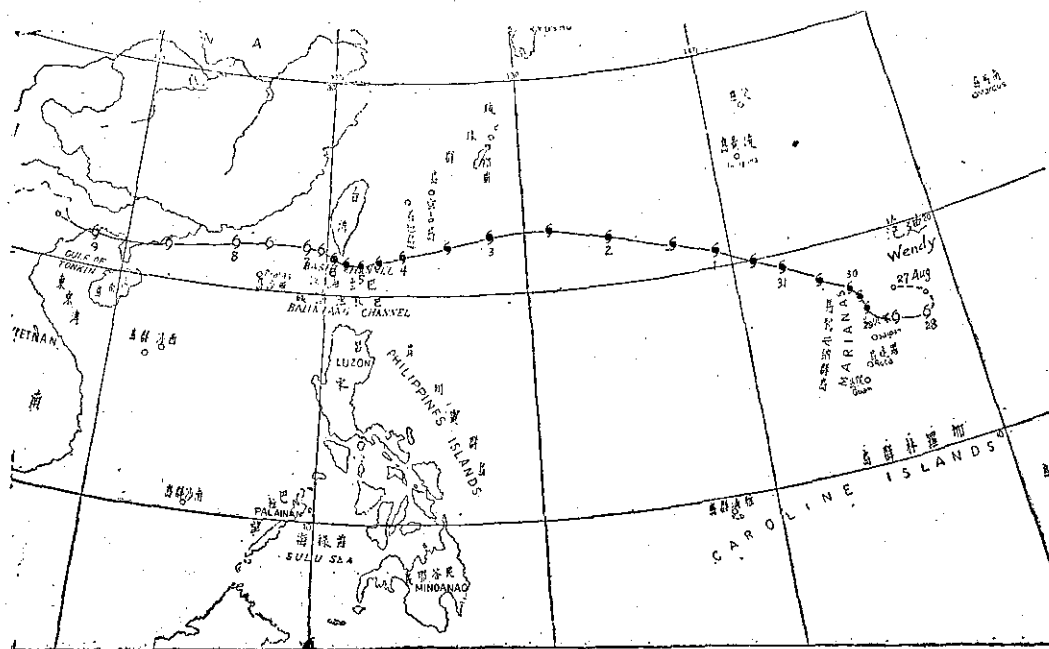


圖 1. 范迪颱風之路徑 (57年8月27日~9月9日)

Fig 1. The best track of typhoon Wendy, 27 Aug.~9 Sept. 1968

部。中心最大風速大約為 45m/s。

4日8時，范迪之中心在 219°N , 123.7°E ，其緯度已與恒春相當，中心氣壓在 950mb 上下，進行方向已直趨西方，速度約每時 8 浬。24小時，中心在 21.5°N , 121.5°E ，進行之速度突減，每時不過 5 浬，是故范迪延至 6 日午夜後中心始越過恒春附近。中心最大風速雖測得僅約 40m/s，而實際蘭嶼測得則遠超過此數，顯然為地形及高度之後果。當時范迪之中心氣壓已升高至 970mb。

范迪經過臺灣南端時，等壓線有顯著之變形，向東北伸出一楔，澎湖附近出現一熱帶低壓。而范迪本身之中心亦稍向北偏。未幾即轉變為熱帶風暴。

7日後，范迪再轉為稍偏南，中心最大風速保持在 32m/s 上下，中心氣壓則為 980mb，其時，海南島之東南方有一熱帶低壓，彼此有逆轉之趨勢，故 7 日後范迪進行之速度增加。9日8時，在中越邊境之東京灣海岸登陸，未幾即消失。范迪颱風之最佳路徑見圖 1。

三、范迪颱風之路徑與天氣圖形勢

范迪颱風之路徑，因數度有緩和之轉向，故劃分

較為困難，大概言之，可分為以下五個階段：

(一)自 8 月 28 日初生起至 9 月 1 日 8 時止，大致屬於西北走向。

(二)自 9 月 1 日 8 時起至 9 月 2 日 20 時止，轉為西北西走向；

(三)自 9 月 2 日 20 時起至 9 月 5 日 8 時止，改變為西南西之走向；

(四)自 5 日 8 時至 6 日 20 時、似順轉為西北向；

(五)自 6 日 20 時起以至於登陸消滅止，大致為向西進行。

茲將形成各此路徑之天氣圖形勢檢討如下：

8 月 28 日 8 時之地面天氣圖上，東亞地區顯然屬於低指數之形態。崔絲颱風位於琉球群島附近，自此向北北東至東北均為低壓帶，向西直至西藏印度間亦為低壓區，太平洋上之弱高壓楔，軸線大致在 30°N ，故在范迪生成後，有沿高壓楔走向日本，步隨崔絲之趨向，因此最初向西北進行。

9 月 1 日 8 時之地面圖上，形勢稍有變動，南海有一熱帶風暴名「貝絲」、高緯度之高壓帶有呈弧形連成一帶之趨勢。500mb 圖上亦可見：海上高壓之軸在 30°N 附近，向西南西作楔形伸出，華南及康藏均

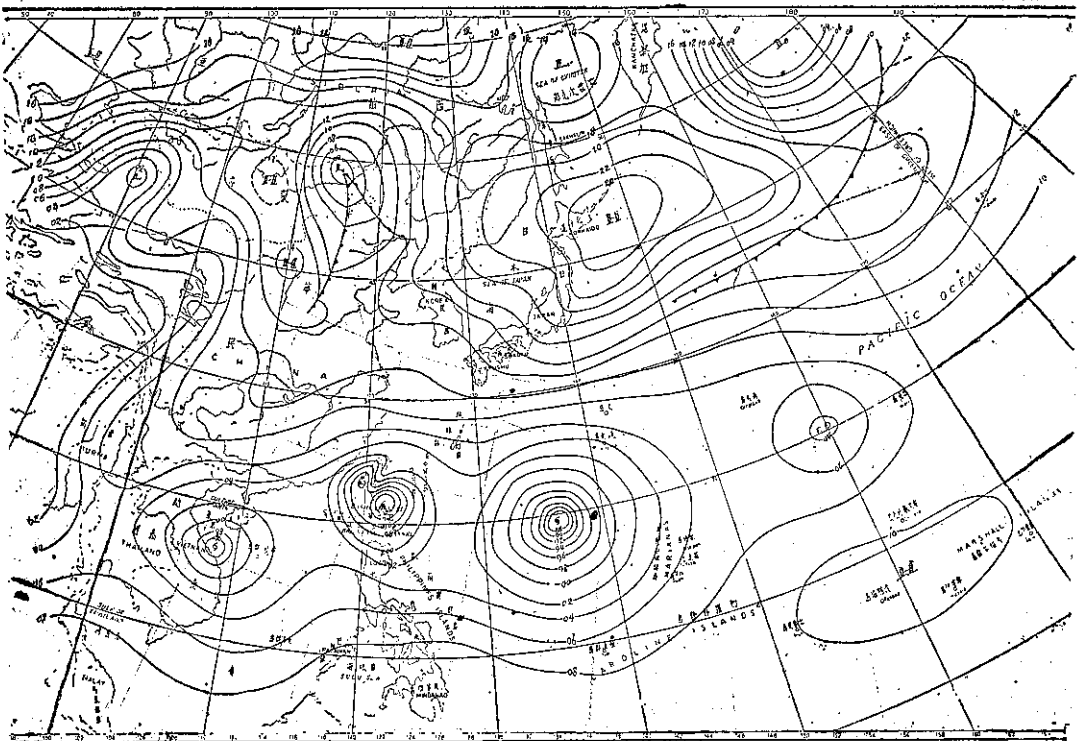


圖 2. 民國 57 年 9 月 5 日 8 時之地面天氣圖

Fig 2. Sea level chart, 0000GMT. 5 Sept, 1968

屬高壓帶，可見天氣圖形勢已自低指數轉為高指數。易言之，范迪之路徑將近似向西。

9月2日8時，低緯度已形成一連串颱風及低壓帶。20時，貝絲之中心在 20.0°N , 113.0°E ，在范迪之西南西方。反氣旋在日本海，適在范迪之北，再自沿海一帶等壓線形態之自西南走向東北視之，亦可見范迪將走向西南西方。500mb 圖上，亦屬類似之情形，高壓伸至臺灣以北，迫使范迪走偏南之路線。

5日8時，范迪之中心已進入巴士海峽，等壓線因受地形之影響而變形。此風暴當時之勢力已大減，故轉向西北純屬渦旋度造成之必然趨勢，地面圖之形態如圖2。高空圖之500mb 面上更可見槽線經過其北方。低緯度臺灣一帶有反向之低槽，范迪受石垣島東南風影響，乃轉為偏北行進，見圖3。

6日20時之地面天氣圖上，東京灣南方熱帶低壓與范迪之間，氣壓梯度微弱，范迪前毫無阻碍，故循周圍等壓線趨勢而走向西方。高空圖上可見南海北部均東風盛行，范迪勢將西進。

四、范迪颱風侵臺期間各地氣象情況

最大颱風中心經過臺灣南端，以蘭嶼出現之風，

恒春所下之雨最大。由范迪測得之最低氣壓而言，中心似極近該處，距恒春則較遠，大武及恒春之最大風速均超過 20m/s ；北部則較部風力較強。概略言之，風雨僅限於東南局部地區，茲將范迪颱風侵襲期間之各種氣象要素演變情形分述如後：

(一) 氣 壓

范迪颱風之中心氣壓，以8月29日低降最急，30日午夜達於最深，計28日低降約 22mb ，29日低降達 45mb ，30日低降不過 10mb 。此後即不斷上升，31日上升約 20mb ，1、2兩日僅稍有上升，3、4日上升較多。至5日已升至 970mb 以上，故侵襲臺灣已屬強弩之末，但何以蘭嶼仍能出現如此狂暴之風力，殊堪玩味。見圖4所示。

按蘭嶼5日2時40分測得最低氣壓為 963.6mb ，大致和飛機偵測所得之中心氣壓相當，故推想與中心甚為接近。因此，風力亦特別狂暴。蘭嶼氣壓之開始低降在9月3日，但幅度不大，12小時內僅約 2mb 。4日24小時內則低降達 20mb 之譜，午夜亟降，5日2小時30分內降 17.5mb ，平均一小時降 7mb 。此後即升高，1小時30分升高 4.5mb ，但隨後即起落

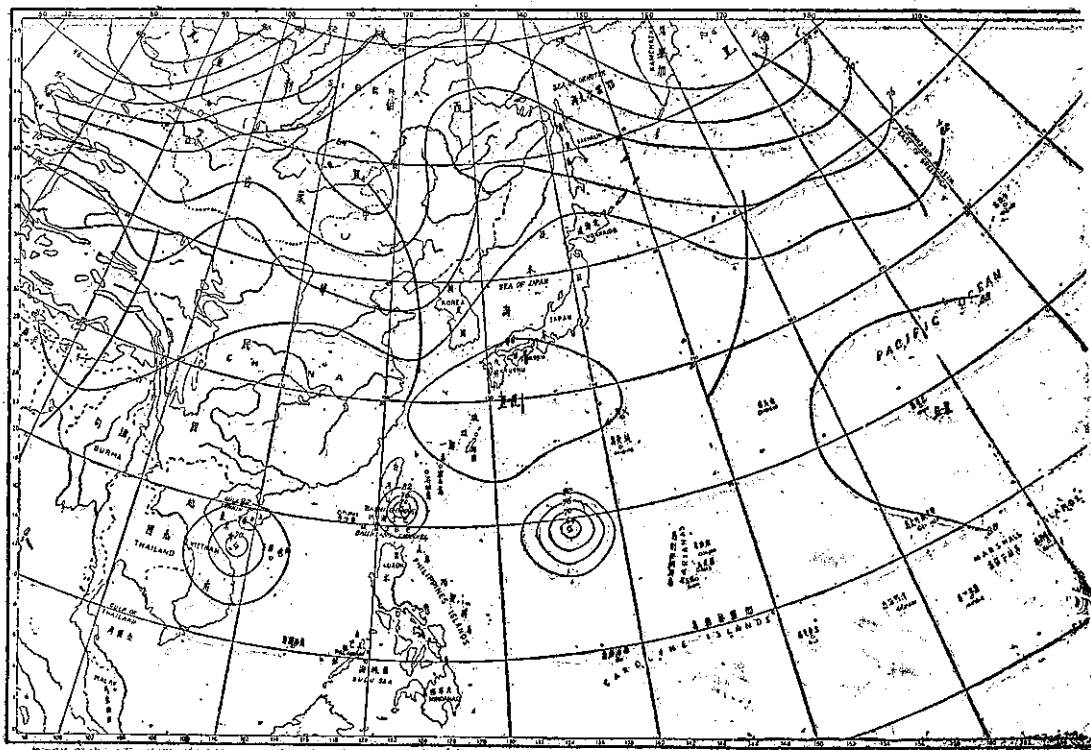


圖 3. 民國57年9月5日8時之500毫巴圖
Fig 3. 500mb. chart, 0000GMT, 5 Sept. 1968.

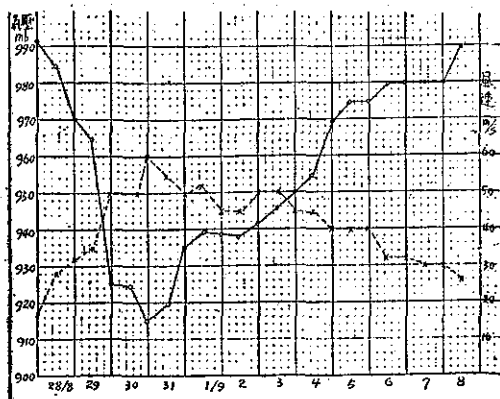


圖 4. 范迪颱風中心氣壓及中心最大風速演變圖 (實線氣壓, 虛線風速)

Fig 4. The variation of the central pressure and maximum wind velocity of typhoon Wendy (Solid line—pressure, broken line—wind velocity)

不定, 8 時升至最高, 為 975.3mb, 此後又低降, 下午 4 時為第二次最低, 測得為 971.6mb, 見圖 5 所示。此兩次氣壓最低, 在時間上相差 13 時 30 分。第二次

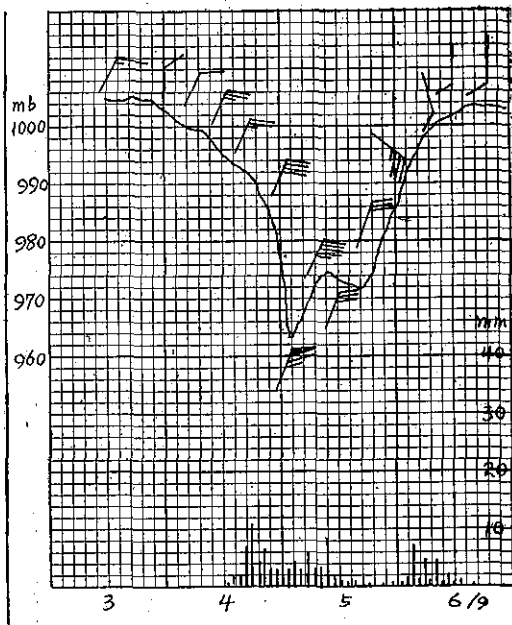


圖 5. 范迪颱風經蘭嶼時該站測得之氣壓風向風速及每時雨量

Fig 5. The sequence of pressure wind direction and speed, hourly rainfall which was observed at Lanyu during typhoon Wendy's passage.

最低見於中心經過之後, 因地形影響產生副低氣壓所致, 自無疑問, 即以第一次最低而言亦與飛機測得之中心位置略有出入, 5 日 2 時測得中心在 122.8°E , 尚在蘭嶼之東 $1^{\circ}15'$ 。推其原因, 大致屬飛機觀測之誤差。

試再比較恒春之氣壓變遷曲線, 其低降遠較蘭嶼為緩和, 且僅出現一次最低。見圖 6。4 日不過降約 6mb, 5 日亦僅 10mb 而已。午夜後至 3、4 時, 降不過 9mb。4 時以後即不斷上升。由此可見: 蘭嶼氣壓之低不僅因距中心近, 且因受地形影響, 而產

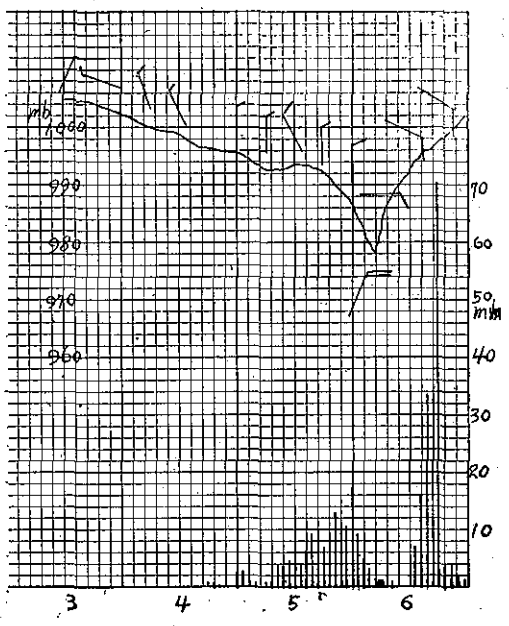


圖 6. 范迪颱風經恒春時該站測得之氣壓風向風速及每時雨量

Fig 6. The sequence of pressure, wind direction and speed, hourly rainfall which was observed at Hengchun during typhoon Wendy's passage.

生旋渦作用之故。由此推斷: 范迪之中心過蘭嶼, 大致在 5 日午夜 2 時 30 分, 過恒春南方則在 3~4 時左右, 落後約半小時至一小時。

今將氣象局所屬各測候所記錄所得之最低氣壓及出現之時刻, 繪成等壓線及同時線, 如圖 7 所示, 圖中可見最低氣壓自蘭嶼向西北及北遞增。另一現象, 西南岸等壓線凸出, 顯示范迪確有越過本省南端後順轉向北之趨勢。此外, 最低氣壓出現之時刻, 臺灣東部與西部有不相連續之現象。東部大致在 5 日 3~4 時

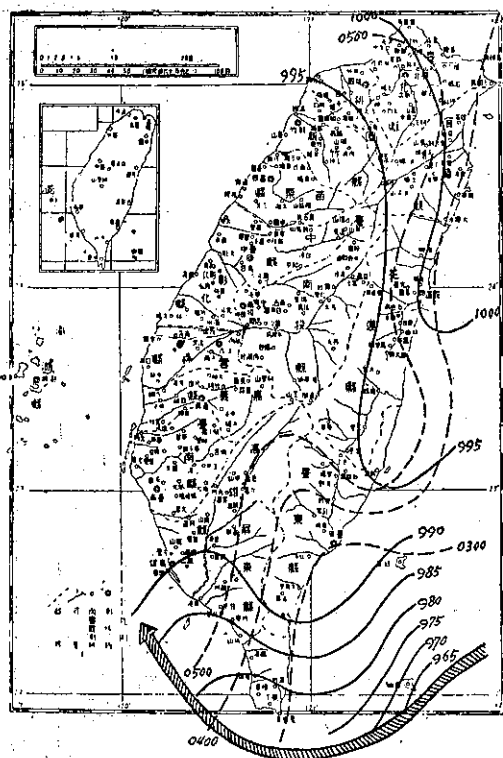


圖 7. 范施颱風經過臺灣時各地出現之最低氣壓及其同時線分析

Fig 7. The distribution of lowest pressure and its isotimic analysis in Taiwan during Wendy's passage.

出現最低氣壓，西部則大都出現兩次，第一次在 5 日上午，第二次則在 6 日 3~4 時。蓋范施經過臺灣南端後，速度減緩，等壓線變形，繞中央山脈之西向北呈楔形凸出之故。

(二) 風

范施颱風之侵臺，由於中心經蘭嶼附近，故該處測得之風力特別狂暴，成為「一枝獨秀」，十分鐘平均最大風速測得為北北東風 65.7m/s，瞬間最大風速已遠超過儀器限度，無法加以估計。此十分鐘平均最大風速僅次於 50 年 5 月之貝蒂，同年 8 月之麥恩颱風。按 4 日之 1800 飛機偵察所得，范施之中心最大風速僅 35m/s，何以實測風速超過如此之多，當不外乎測站位置太高，以及局部地形產生之增強作用。圖 5 中可見：蘭嶼自 3 日至 5 日始終保持東北東風，地形破壞風向之規則性轉變。5 日午夜起始轉為東南風，南南東風，而後為南風。

恒春之情況顯然不同，風力遠較蘭嶼為弱，最大不過北北東風 20.2m/s，瞬間為 30.6m/s；尚不及大武，後者十分鐘平均為 25m/s，瞬間最大 41.6m/s。恒春風力雖弱，但風向之順轉則甚明顯，自 3 日下午之西北西至 4 日上午之北北西，午夜之北風。5 日全日大致為北風，午夜起轉東北風，6 日為東風再轉東南風。見圖 6。

本島上最大風速除恒春大武外，其餘依次為：高雄 19.2m/s，新港 18.0m/s，臺東 17.0m/s。山地則陽明山鞍部亦過 18.2m/s；外島則東吉島為 18.7m/s，澎湖為 16.5m/s。全島風力最小為臺中。

(三) 降 水

范施颱風過境所產生之雨量，集中在臺灣東岸，尤以卑南山麓為著，山腰因無測站，未獲詳情，相信雨量當更豐沛。北部地區，降水始於 3 日，東部及南部則大都在 4 日開始。終止亦以北部較早，東部南部較延遲。以氣象局所屬之測站而言，4~7 日間，雨量最多為恒春，得 417.9 公厘，其次為大武，得 398.7

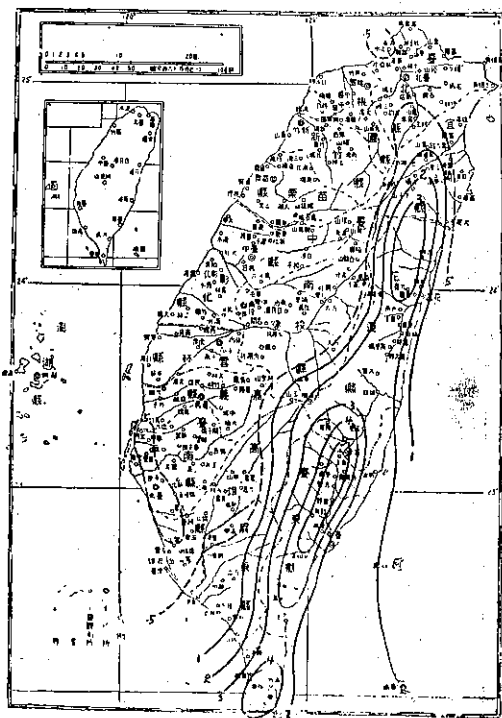


圖 8. 范施颱風過境期間臺灣地區之等雨量分析 (9 月 4 日至 7 日)

Fig 8. The distribution of rainfall in Taiwan during Wendy's passage (4-7 Sept. 1968)

表 1：范迪颱風侵臺時本局所屬各測站紀錄綱要

Table 1: The meteorological summaries of TWB stations during Windy's passage

57年 9月3~7日

地 點	最 低 氣 壓 (mb)	起 時			最大風速 及風向 (m/s)	起 時			瞬 間 最 大 風 速						雨 量 計 (mm)	期 間			風力6級 (110m/s) 以上之 時
		日	時	分		日	時	分	風速	風向	氣壓	氣溫	濕度	時間		日	時	分	
彭佳嶼	1001.6	5	04	00	18.2 E	5	14	00	21.0	E	1002.6	28.6	83	5 15 05	1.6	3 19 49	5 16 20	3 14 00	6 17 00
鞍 部	908.4*	6	17	00	18.2 SSE	6	16	00	—	—	—	—	—	—	39.0	3 14 30	6 08 30	5 03 00	7 09 00
竹子湖	999.9	5	05	00	5.3 E	4	15	00	—	—	—	—	—	—	27.2	3 16 18	6 00 13	—	—
淡 水	999.1	6	05	00	15.3 ESE	6	15	10	20.6	ESE	1000.0	30.7	60	6 15 20	60.3	3 05 05	5 15 20	5 15 20	7 02 20
基 隆	1000.9	5	05	00	10.2 SE	6	15	40	20.3	ESE	1003.5	30.2	67	6 11 13	2.4	3 15 20	6 09 46	6 11 10	6 15 40
臺 北	999.8	5	05	02	12.0 ESE	6	14	10	20.0	ESE	1001.3	31.6	62	6 13 57	15.2	3 16 20	6 08 00	6 12 00	6 16 00
新 竹	992.3	6	04	00	14.0 ENE	6	05	10	18.1	ENE	993.0	29.7	55	6 05 15	1.1	4 00 48	4 03 15	5 08 00	6 08 00
宜 蘭	1001.9	5	04	00	7.0 ENE	5	13	40	10.4	ESE	1008.2	28.0	82	6 08 35	35.9	3 19 07	6 11 25	—	—
臺 中	992.0	6	04	48	5.3 W	6	12	20	6.5	W	994.9	36.4	57	6 12 28	0.0	—	—	—	—
花 蓮	999.7	4	16	00	12.0 NE	4	17	00	18.9	NE	1001.7	31.0	68	4 10 35	11.5	4 19 25	6 17 50	4 10 55	4 20 00
日月潭	853.0*	5	16	00	8.3 SE	6	19	40	—	—	—	—	—	—	1.3	8 03 00	5 04 30	6 19 00	6 23 00
澎 湖	992.7	6	03	02	16.5 NNE	5	10	15	21.0	NNE	994.7	29.8	76	5 11 05	0.0	—	—	3 12 45	6 09 20
阿里山	3004.8**	5	16	00	15.0 E	5	06	40	20.5	E	dy.m. 3007.0	14.4	81	5 06 24	26.0	5 00 40	6 16 00	4 22 23	5 14 30
玉 山	2997.4**	5	05	03	11.2 E	6	04	10	—	—	—	—	—	—	145.8	4 17 30	7 13 10	6 00 40	6 00 30
新 港	995.5	5	06	15	18.0 NNE	4	20	47	25.3	NNE	996.8	24.6	98	4 23 20	253.0	4 15 21	7 21 20	4 08 50	5 23 00
永 康	992.3	6	04	00	8.3 SE	7	00	10	14.2	SE	1000.2	25.6	89	7 00 02	1.0	5 03 10	7 08 12	—	—
臺 南	991.0	6	03	20	10.0 SSE	6	23	55	19.2	SSE	999.0	26.3	82	6 23 50	1.1	5 01 42	7 08 10	6 23 30	6 23 55
臺 東	992.7	5	03	15	17.0 NE	5	11	52	20.4	NNE	996.7	24.2	94	5 20 20	281.8	4 16 32	7 20 10	5 01 10	6 04 20
高 雄	990.0	6	03	00	19.2 SE	6	23	35	21.2	SE	998.7	24.9	98	6 23 33	23.3	5 13 00	7 05 54	6 21 30	7 15 00
大 武	990.0	6	00	52	25.0 NNE	5	23	30	41.6	NNE	991.5	24.5	100	5 23 35	398.7	4 17 02	7 23 50	4 23 00	6 11 00
蘭 嶼	963.6	5	02	40	65.7 NNE	5	03	30	—	—	—	—	—	—	197.7	4 09 50	7 13 20	2 05 00	6 15 00
恒 春	977.2	6	03	15	20.2 NNE	6	03	30	30.6	NNE	983.5	24.8	97	6 01 22	417.9	4 17 27	7 23 40	5 22 00	6 12 00
鹿林山	726.2*	5 04 00 5 00 00	11.0 SE	5 23 40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	99.7	4 16 40	7 03 03	5 23 30	6 04 00
東吉島	991.7	6	03	45	18.7 NNE	5	08	00	23.5	NNE	999.5	27.2	89	5 08 01	T	4 00 26	5 07 37	3 11 00	7 10 00

* 仍沿用測站氣壓 mb 數 **已換算為 700mb 面高度重力公尺數

公厘，臺東為 281.8 公厘。蘭嶼為 197.7 公厘。等雨量線之分佈見圖 8，（本圖包含非本局測站記錄）集中東岸之趨勢，顯而易見，中央山脈以西之雨量，幾微不足道。可見此雨量主要為范迪颱風在南方經過時，登陸之東風所引起。自圖 6 中亦可看出；恒春之逐時雨量以 6 日午後最大，當時為吹東南風，16~17 時之最大逐時雨量竟達 71 公厘。幸暴雨維持僅約 3 小時而已！

(四) 溫 度

范迪颱風過境期間，臺中新竹一帶發生焚風現象，臺中 9 月 6 日之最高溫度竟達 39.0°C ，新竹則為 37.0°C 。臺中九月份竟能出現如此高之溫度，實屬自臺中 1896 年有記錄以來所僅見。新竹則在民國 43 年 8 月 22 日曾出現 37.3°C 之最高溫度。自臺灣之地形視之，如臺灣之西南海岸外有一颱風，特別是中心在高雄與恒春之間，則蘭陽三角洲之堅勁東風必溯蘭陽溪，穿越大雪山和南湖大山間較低之思源埡，經梨山、達見、谷關等地，吹向臺中；另外一條路線，則可能自花蓮一帶，上溯木瓜溪，越能高山之較低山口，再向下順大肚溪河谷吹向臺中。故花蓮 6 日 13 時吹每

秒 6.5 公尺之南南東風，宜蘭則吹相等強度之東南東風，臺中出現最高氣溫時吹西南風。

臺中最高溫度 39°C ，按下降氣流絕熱增暖每下降 100 公尺增攝氏一度推算，中央山脈較低口缺之高度如以 3000 公尺計，則該處之溫度當為 9°C 。空氣從宜蘭吹至臺中如以 150 公里計算，風速平均以每秒 5 公尺計，吹至臺中之空氣大約 2 小時至 2 小時半以前在宜蘭或花蓮，花蓮 8 時半之氣溫大約為 25°C ，宜蘭約 28.5°C ，可見以花蓮計，平均每上升 100 公尺大約減 55°C ，以宜蘭計則為平均每上升 100 公尺減 65°C ，此平均濕絕熱直減率相當合理。當然，成雲高度以下屬乾絕熱直減率，但颱風來時雲甚低，似可略而不計，且以上距離、高度、及風速等均屬概略之估計。

再以新竹而論，該處亦為經常出現焚風之地點，此顯然為蘭陽三角洲吹來之東風，越過插天山附近之高地，自石門水庫之河谷下注，故新竹焚風期間均為吹東風。范迪颱風侵襲期間本局所屬各所測得之氣象要素綱要見表一，本局所屬各所 9 月 6 日各逐時觀測中所得最高氣溫。

表二 本局所屬各所 9 月 6 日各逐時觀測中所明之最高氣溫

Fig. 2. The highest hourly temperature in 6 Sept. occurred in TWB stations.

地 點	最 高 氣 溫	出 現 時 間	地 點	最 高 氣 溫	出 現 時 間
新 竹	36.6	14:00	臺 中	38.7	11:00
新 鞍 部	23.0	14:00	花 蓮	27.2	12:00
竹 子 湖	27.7	14:00	澎 湖	31.6	13:00
淡 水	32.2	13:00	阿 里 山	18.9	14:00
基 隆	31.0	12:00	玉 山	7.2	13:00~14:00
臺 北	31.6	14:00~16:00	新 港	25.1	19:00
宜 蘭	29.7	15:00	永 康	29.3	12:00
臺 南	29.5	12:00	臺 東	28.0	16:00
高 雄	28.3	12:00	大 武	24.9	14:00~15:00

(五) 災 情

熱帶風暴范迪掠過本省南端，以其強度在不斷減弱中，故而僅首當其衝之東南都沿海地區造成輕度災害，臺中新竹一帶出現之焚風亦以為時甚暫，約在下午一時開始，二時即告消失，故農作物未受損害。根

據警務處發表之災情統計，全省計：死亡 6 人，失蹤 19 人，受傷 3 人；房屋全倒 94 間，半倒 52 間。農作物損失 150 甲，河川堤防沖毀 2 公尺，部份地區電訊中斷。另據農林所統計，農產之損失達新臺幣 4,354,000 元。（戚啓勳）

Volume 15, Number 2

June 1969

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

- A Study on the Relation between the Radioactive Background
and the Meteorological Factors in Yen-Liao and
Shia-Liao.....S.C. LU, F.L. CHEN, L. SHIEH.....(1)
- Theoretical Analysis of the Ducting Echo Phenomena.....
..... RUEY-SHAN LIN(9)
- The Climate of Taichung..... YEUCH-NGO CHANG(19)
- The Relationship between the Typhoon Track and the 500mb
High Pressure Center and the Trough in the Mid-Pacific
Area.....T.C. LO.....(33)

Reports

- Report on Typhoon "Wendy"
.....TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU.....(47)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei,

Taiwan, China.

中華郵政臺字第一八九三號登記爲第一類新聞紙類

氣象學報

季刊

第十五卷 第三期

目次

論著

- 臺北都市氣候與空氣污染關係……………鄭子政……(1)
- 臺灣雨量與高空氣流型關係之研究……………魏元恒……(8)
- 臺灣之雨量分佈……………戚啓勛……(26)
- 氣候與文化……………鄭子政……(48)

報告

- 民國五十七年颱風調查報告第三號颱風艾琳……………臺灣省氣象局……(55)
- 民國五十七年北太平洋西部颱風概述……………臺灣省氣象局……(66)

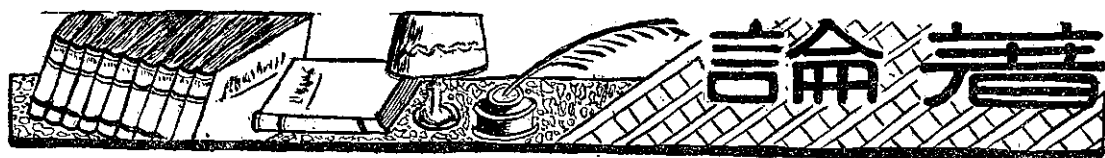
氣象學報

(季刊)

第十五卷 第三期

主編者	臺灣省氣象局氣象學報社
地址	臺北市公園路六十四號 電話：二四一四一
發行人	劉大年
社長	劉大年 電話：二二八四〇
印刷者	文英印書公司
地址	臺北市三水街七號 電話：三三四七二四

中華民國五十八年九月出版



臺北都市氣候與空氣污染關係

鄭 子 政

Urban Climate and Its Relation with Air Pollution in Taipei

Kenneth T. C. Cheng

Abstract

This subject has been increasingly interested by many authors due to the increasing of the population in industrial cities in many parts of the world. The problem of air pollution becomes more serious on environmental sanitations to such urban communities. Meteorological effects on air pollution are hardly differentiated from such artificial phenomena in some cases. The dust falls and wastes from the chimneys of industrial plants made some remarkable change on local climate between urban and rural districts.

The annual number of foggy days in downtown area of Taipei has been tripled than the previous decade and coincidently the annual number of hours of sunshine has been decreased to certain extent. Similar environmental change on climate has been found between Kaoshiung and Tainan at southern part of the Island where is an industrial area and also a harbour.

The weather with persistent fog or smog generally prevailed under the synoptic situation of the cover of an anticyclonic center or the wedge of the Pacific High. It means that fog appears under the condition which is either to have sufficient radiational cooling or due to the advection of relative warmer maritime air mass moving over relative cool surface. Such monsoonal fogs usually sustain a high inversion over northern portion of the island where the fogs are more persistent than those are formed under night radiation. They generally appear in spring.

The distribution of dust-fall in Taipei Municipality appears in concentration to south-western part of the city. This might go along with the distribution of prevailing wind directions at different locations of the city since ENE wind is the most prevailing wind direction during the whole year. The average monthly dust falls in Taipei show their maximums in the months of summer when the average wind velocities are given below 3.0 meters per second. This value is quite closely in agreement with the value made by the investigation of Landsberg. The diurnal and seasonal distribution of dust falls in Taipei are similar to the observations made at Kew Observatory near London. The trends on the amount of dust falls during last decade have been discussed to certain extent. Some suggestions in making observations on urban climate and on control of air pollution have also been treated in the epilogues.

引言 近年世界各地趨向於工業發展，人口集中於都市，於是應運而至，在近地面空氣層中增多無數污染物質(Pollutants)，使都市空氣產生污染現象(Air Pollution)。由於空氣污染之結果，在空氣下層中呈現一種煙霧(Smog)。此為人爲之氣象變化。一般自然霧(Natural fog)之形成，乃由於無數微細水滴，其直徑均在百分之一毫米以下，水滴間平均距離約在四毫米上下，其所含水分量約在每立方公尺空氣中僅有一萬分之六克重(610g/m^3)而已(註一)。水滴浮游空中障礙水平視程達一公里以下，稱之爲霧。煙霧則由於塵埃夾雜部份未經燃化的煤煙及揮發性化學成分所剩餘之煙氣與渣滓。其成分複雜，有無機及有機化合物。此類在空氣層中浮游上下之煙氣與塵屑，往往不易於由氣象學理論，加以揣度煙霧之生成與消散之時間。

化學性之殘滓概括硫化物如：二氧化硫、三氧化硫與硫化氫；碳化物如：一氧化碳、二氧化碳及臭氣；氮化物如：一氧化氮、二氧化氮與氮氣等等，皆有腐蝕毒性，既有害於人類健康，亦能毀損物質。都市空氣污染情況，常引以爲都市化(Urbanization)及工業化(Industrialization)之象徵。因此都市人口密度之疏密足以爲論空氣污染程度高下之借鏡。在一都市範圍擴張愈大時，則其空氣污染變率(Variability)愈小(註二)。

空氣污染與民生關係 在歷史上因煙霧發生而在一地區死亡率增加的事故，實不勝枚舉。但人亦有若

干例證，值得加以再書，以資爲群警惕。一九三〇年十二月比利時繆斯於二日煙霧中有六十三人死亡。一九四八年十月二十六日晨美國賓州多諾拉城於四日迷漫煙霧中在一萬四千居民中有五千九百十人，因此而染病，其中有二十人死亡。一九五二年十二月五日濃厚煙霧籠罩倫敦，五日後死亡人數達四千人，又在其後兩個月中死亡人數，再增加八千人。一九六二年煙霧襲倫敦，死亡三百人，一九六四年倫敦又因煙霧而死亡四百人。因煙霧中所含有化學物質而引起各種病症至多，但以支氣管與肺部所生病例，尤爲普遍。如咳嗽、肺炎、與肺水腫症之類。間亦能引起眼球結膜炎與胃痛脹及心臟肌肉變性等症。因此一日氣候的變遷，即足以深入影響及於市民之健康。臺北市在目前對於此類事件尚乏周詳之衛生統計研究，不足以資引證氣象變化對於市民健康影響之程度。僅就臺灣省自民國四十三年至五十六年間人口死亡率統計而言，於民國四十四年、四十六年及五十五年等年份均爲死亡率較高年份(註三)，而在此數年份中，又適逢爲臺北市區在一年中霧日數較多之年。至於其較深入而詳盡之討論，則將有待於衛生統計與醫藥氣象學專題之研究。

臺北市氣候的變更 臺北都市氣候在近二、三十年氣候上，最顯著的氣候變更乃爲一年中有霧日數之增加，而以日照時數之減少。臺北市年平均有霧日數與日照時數之增減，可參照下表。

年 份 Period	1897 — 1968	1941 — 1950	1951 — 1960	1961 — 1968
有 霧 日 數 No. of days with fog	36.3	38.6	129.6	114.4
日 照 時 數 Ann. mean nos. of hrs. with sunshine	1651.6	1668.8	1627.9	1691.3

就前表中數字顯出在臺北市區有霧日數之驟然增加，幾乎達一九五〇年以前年平均有霧日數之三倍，此種現象咸有歸屬於地面空氣層中微塵量增加的因果。此亦即爲由於臺北地區附近增設工廠數量之造因。在空氣層中微塵量之增多，直接足以障蔽日光及增進日射擴散作用。此點亦得由前表中所列在臺北市區所測得日照時數加以證實。在一九四一年至一九五〇年十年間平均日照時數爲一六六八·八，而在一九五一至一九六〇年間日照時數平均值爲一六二七·九。前後十年間年平均日照時數相差達四〇·九小時。至於一九六一年至一九六八年間日照時數之增多，與其在同時

期霧、日數及空氣污染程度之減少，或由於整個日射入射量變動之關係，似尙難加以論證。

淡水位於臺北盆地之西北，受大屯山脈之屏障，在該地區所受空氣污染影響因之較小。以年平均有霧日數而論，在一九四三至一九六〇年間爲二五·六天，而在一九五一至一九六〇年平均有霧日數爲三十八天。若以淡水一地區而言，其霧日數已略有增加，但若比較臺北市區所增加之有霧日數，則尙相去遠甚。淡水年平均日照時數爲一七五〇小時，而在臺北爲一六二八小時，顯而易見淡水日照時數比較臺北每年增多達一二二小時(註四)。此種情況可以類推。高雄

與臺南二地相處密邇。高雄於冬季日照時數比較臺南減少五十小時，至於夏季竟相差達一百小時。全年兩地相差日照時數達二百七十小時之多（註五）。亦可足見其因空氣污染而影響及於氣候變化上之程度。至於其他氣象因素如氣溫、氣壓、與降水等項則由於其因子錯綜複雜，自不易於與局部地區氣象上之影響相提並論。

臺北市有霧時之氣象環境 在地面呈霧時之氣象環境，要不外乎有三種不同之性質。在秋冬季節地面受高氣壓所籠罩，天氣晴朗，日間日射旺盛，空氣寂靜，至晚間輻射冷卻，氣溫低降至露點溫度以下，由於下沉作用（Subsidence）與輻射作用，共同在近地面形成一溫度逆增層次（Temperature Inversion Layer），在晨間因而有霧，此種霧統稱為輻射霧（Radiational Fog）。輻射霧每於太陽入射高度對於地平面增加時，霧乃隨之消失。輻射霧層之高度甚低，大抵皆在二百公尺以下。另一種霧所形成之環境，則屬於氣團溫度不同之空氣移入於一溫度相異之環境，因而水汽凝結，形成為霧。譬如暖空氣移至較冷地面或水面往往有霧。在季風發展地區，於季風交替時期，每在冬季季風衰退之後，海上高氣壓楔端，向東南伸展，而籠罩之亞洲東南沿岸地區可

常見霧之呈現，此類霧則稱之謂季風霧（Monsoonal Fog）。於紐芬蘭一帶為世界著名海霧地區，於南風盛行時，在冷暖海流交接處，常呈濃霧，其理即由於暖空氣移至較冷水面，而產生凝結現象。另一種成霧之氣象環境，則由於熱帶性氣團自低緯度海上移向高緯度，經由其環境冷卻，而形成為霧，其範圍常較廣泛，此類霧稱之謂熱帶氣團霧（Tropical Air Fog）。相反的，若冷空氣移至溫暖水面區域，亦每有霧之形成。於秋冬間湖上或河上，每見此類蒸汽霧（Steam Fog）。由前述二種環境所形成之霧，均冠以名曰平流霧（Advection Fog）。最後一種成霧的環境則屬於二種不同溫度氣團相接觸而形成的鋒面霧（Frontal Fog）。此類霧之發生，其霧區每隨鋒面位置移動而生滅，其範圍亦甚廣大，因其氣象狀況變幻受大氣環流之支配。

論臺北地區因空氣污染而產生之地方性霧，泰半均屬於氣團霧中之輻射霧與平流霧，而其與鋒面霧之關聯性，則屬鮮少。臺北地區月平均有霧日數，以二、四、五月份為較多，而於十二月、一月間次之，以九、十、十一月份為較少。臺北各月平均有霧日數自一九五一年至一九六八年間，其平均值如下：

Monthly Mean Number of Days with Fog during the Period 1951-1968

一月 Jan.	二月 Feb.	三月 Mar.	四月 Apr.	五月 May	六月 Jun.	七月 Jul.	八月 Aug.	九月 Sept.	十月 Oct.	十一月 Nov.	十二月 Dec.	全年 Year
11.0	11.0	13.6	13.8	11.4	11.2	9.9	8.2	7.5	6.6	6.8	10.8	122.8

就臺北各月有霧日數之霧型而言，於秋冬各月多屬於輻射霧型，而在春季間所生之霧，其氣壓分佈形態，每在海上高氣壓楔端，籠罩於臺灣地區，海上較溫暖的海洋性氣團乃移上於陸地，時值冬季季風已呈衰退時期，但在陸上足地面仍較寒冷，使海洋氣團中所含有濕氣，驟然凝結而形成為一種近海岸地區之季風霧，或為較廣大範圍之熱帶氣團霧。此類霧其霧層厚度可能達一千公尺以上，而其持續之時間亦常比較輻射霧為久。至於鋒面霧則須視大氣環流變動情形而產生，大抵以在春秋間為多。其成霧之因素與地方性空氣污染程度之關係甚少。

臺北市區空氣污染程度之調查 臺北市區空氣污染之程度，自民國四十八年至五十七年間曾有詳細測

驗分析資料。此乃係由臺灣省環境衛生實驗所所主辦觀測。此項實際工作則由該所技正王榮舫與魏維新二先生先後主持其事，使臺北市區空氣污染實況，得以作一番科學上之分析。但此項工作，在臺北自省市變更為院轄市後，改由臺北市環境衛生清潔處負責，該處因現尚缺乏技術人員與檢驗、儀器設備，已暫告停止觀測。查在臺北市於民國四十八年至五十七年間曾設立空氣污染觀測站八處，各站所實測年平均降落塵量（Dust Fall）每月每平方英里噸數及總固體量（Total Particulates）每立方公尺微克數（Microgram/M³），茲列舉如下（註六）：（甲）落塵量，（乙）總固體量

Ann. Mean of (a) Total Dust-fall (tons/sq. m/month) and (b) Total Particulates ($\mu\text{g}/\text{M}^3$) at Taipei

站數 No.	站 位 Station	年 份				
		五 十 年 1961	五 十 一 年 1962	五 十 二 年 1963	五 十 三 年 1964	五 十 四 年 1965
1	環境衛生實驗所 (商業及住宅混合區, 西南) Svv. (Comm. and Resid. Sec.)	甲 (a) 28.6	32.7	38.4	49.5	54.3
		乙 (b) 163.7	—	226.4	458.5	475.4
2	雙園萬華中學 (西南住宅區) SW. (Resid. Sec.)	甲 (a) 29.9	36.6	45.6	58.9	64.1
		乙 (b) 164.5	—	—	428.0	491.6
3	中華路兒童醫院 (市中心商業區) Down Town Center	甲 (a) 41.7	45.9	54.3	54.7	56.6
		乙 (b) 208.2	—	297.0	460.4	447.5
4	公路局西站 (鐵路中心區) Railway Terminal and Traffic Center	甲 (a) 62.3	64.4	62.9	66.6	60.5
		乙 (b) 200.6	—	377.2	469.2	461.2
5	寧夏路靜修女中 (西北, 工商混合區) NW. Industrial and Commercial Sec.	甲 (a) 41.8	53.8	47.7	51.1	66.5
		乙 (b) 277.2	—	264.4	462.4	453.7
6	桂林路老松國校 (西區工商業區) W. Industrial and Commercial Sec.	甲 (a) 63.2	60.3	62.9	54.5	60.9
		乙 (b) 305.7	—	—	393.4	479.8
7	長安東路二女中 (中央混合區, 接近工業區及萬華車站) Central Compound Area	甲 (a) 34.1	35.7	41.4	45.7	54.8
		乙 (b) 218.6	—	305.6	391.5	410.5
8	陽明山衛生院 (山區) Yangming Shan mt. Area	甲 (a) 22.5	20.4	26.8	17.4	18.4
		乙 (b) —	—	53.2	77.2	73.6

就民國五十年至五十四年間，臺北市落塵量絕對最高於四十八年二月老松國校站曾高達一一四・九噸，而在公路局西站於五十年九月曾高達九七・四噸。顯見各站落塵量分佈集中於城中區之西南方向地區，而在城區之東北地區空氣污染之情況較屬於輕微。空氣污染程度之高下，悉受地面渦動 (Turbulence) 之影響，因此在高度較高之山區空氣污染之影響自屬

分外減輕。都市區域空氣污染之程度與其街衢分佈、建築物密度及其各地區風向頻率與風速大小有密切關係。貝萊 (M. Parry) 曾於倫敦西郊四十英里之小鎮李定 (Reading) 作詳盡風向風速與空氣污染集中地區型態之研究 (註七)。在臺北地區由於受地形上之影響，風向頻率偏東，全年最多風向為東北東方向。(註八)

Monthly Mean Prevailing Wind Direction and Its Frequency in Percentages in Taipei

臺北市平均風向與頻率		一月 Jan.	二月 Feb.	三月 Mar.	四月 Apr.	五月 May.	六月 Jun.	七月 Jul.	八月 Aug.	九月 Sept.	十月 Oct.	十一月 Nov.	十二月 Dec.	全年 Year
風 向		東北東 ENE	東北東 ENE	東北東 ENE	東 E	東 E	東北東 ENE	東 E	東 E	東 E	東 E	東北東 ENE	東北東 ENE	東北東 ENE
頻 率 (百 分 比)		28.6	31.3	28.1	31.3	30.3	17.9	10.6	20.3	27.5	23.9	36.2	27.5	24.3

由此可見空氣污染比較嚴重區域均為下風區域。在大臺北都市建設計劃中以南港為一工業區，則其將增加市區空氣污染程度，其理自屬淺顯而易見。在松山附近適為基隆河迂迴曲折地帶，因而為丘陵地所障蔽，空氣污染情形乃得稍遜一籌。陽明山則因其海拔在四百公尺以上，空氣中污染物質僅得由垂直渦動作用將塵煙輸送至空氣上層，因此陽明山空氣污染程度較輕。

在臺北市區空氣中浮游污染物質，其周日變化每日有兩次最高，即在上午八時與下午八時前後光景；

又有兩次最低即在上午四時與下午四時左右。此煙霧濃度發生最大之時間，亦適與市民之炊爨時刻相互吻合。在市民住宅區範圍在中午時分亦有一次煙霧濃度之次高時間。此種空氣污染情形之周日變化與英國倫敦附近郊區寇烏 (Kew) 氣象臺所觀測之結果，亦屬不謀而合 (註九)。

至於臺灣空氣污染程度之季節變化，按魏維新所編臺灣省空氣污染管制研究報告 (註十)。依據民國五十四年度在臺北、基隆、高雄三市空氣污染測驗結果 (以每月每平方英里噸數估計) 如下：

Monthly Distribution of Dust-fall (tons/sq. m.) In Taiwan, 1965.

站	Station	位	一月 Jan.	二月 Feb.	三月 Mar.	四月 Apr.	五月 May.	六月 Jun.	七月 Jul.	八月 Aug.	九月 Sept.	十月 Oct.	十一月 Nov.	十二月 Dec.	平 均 Ann. Mean
臺	Taipei	北	54.9	57.1	54.3	55.6	62.0	58.9	67.2	69.2	60.5	56.3	55.2	49.6	58.4
基	Keelung	隆	60.2	59.5	58.0	57.0	65.5	67.4	61.2	69.4	59.5	52.9	51.8	47.1	59.1
高	Kaoshiung	雄	61.5	62.2	59.0	60.5	60.3	67.0	69.3	66.4	59.7	57.6	53.2	48.6	60.4

依據民國五十四年度空氣污染程度在臺北、基隆與高雄三處落塵量相互比較，臺北各月落塵量值尚比較基隆與高雄兩處為較小。各月平均落塵量以夏季各月為較高，而在冬季各月為較低。空氣屬中所浮游之不潔物質，其擴散情形端視地面風向與風力之大小為其決定性因素。藍士仲 (H. E. Landsberg) 稱在市區中空氣污染物質之漂移，大抵地面風力在每秒零點五公尺 (或每時一英里) 左右。一般固體不潔物質集

中浮游於空氣層中時，其平均面速大概在每秒二點五公尺 (或每時五點六英里) 以下 (註十一)。地面風力若超過此值，空氣中污染物質即因失却空氣層垂直穩定率 (Vertical Stability) 而趨於消散或降落地面。此點情形足以為臺北市區於夏季落塵量增多的解釋。茲就臺北市於公元一八九七年 (光緒二十三年) 至一九六〇 (民國四十九年) 間各月平均風速 (以每秒公尺計)，列諸於後，以資比較。

Mean Monthly Wind Velocity (m/s), 1897-1960 In Taipei

月	份	一月 Jan.	二月 Feb.	三月 Mar.	四月 Apr.	五月 May.	六月 Jun.	七月 Jul.	八月 Aug.	九月 Sept.	十月 Oct.	十一月 Nov.	十二月 Dec.	年 平 均 Ann. Mean
風	W. V. 速	3.3	3.3	3.4	3.1	2.8	2.2	2.4	2.7	3.1	3.6	3.9	3.7	3.1

臺灣工業起飛雖僅為近二十年事，但空氣污染之程度，似已無遜於世界各地先進工業都市。茲任意選

擇數處工業都市平均落塵量與臺北平均落塵量比較如次：

地	Cities	名	落 塵 量 (每月/平方哩/噸數) Dust Fall (tons/sq. m./m.)	總 固 體 量 (立方公尺/微克) Total Particulates ($\mu\text{g}/\text{M}^3$)
紐 約	New York		69.8	244
芝 加 哥	Chicago		61.2	280
洛 杉 磯	Los Angeles		33.3	265
倫 敦	London		60.2	—
臺 北	Taipei		58.4	464

又據貝爾 (G.B. Bell) (註十二) 分析美國加州洛杉磯污染空氣中所有一氧化碳含量之周日與周年變化。以在上午多於下午，而在夜間多於晨曦。若以季

節而言，則於冬季多於夏季，而以秋季多於春季。其分析結果如下：(以每百萬單位所含單位數估計)

Monthly and Diurnal Variation of Carbon Monoxide Concentration in Los Angeles, 1952 (ppm).

一年中月序	一月 Jan.	二月 Feb.	三月 Mar.	四月 Apr.	五月 May	六月 Jun.	七月 Jul.	八月 Aug.	九月 Sept.	十月 Oct.	十一月 Nov.	十二月 Dec.
平 均 值 Mean (1958-1962)	23	20	17	14	13	12	13	15	17	21	23	25
一 日 中 時 序 Hrs (PST)	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22
平 均 值 January 1962	13	12	10	14	21	12	10	10	12	16	16	16

臺北市近年落塵量之變動 依據臺灣省衛生實驗所所實測落塵量之結果，因此吾人得以審察近十年來

臺北市區空氣污染程度之增減與管制效益之大小。

Annual Mean Monthly Dust Fall (tons/sq. m./mon.) and Total Particulatess ($\mu\text{g}/\text{M}^3$) In Taipei 1959-1968

年 份 (民國紀元)	四 八 1959	四 九 1960	五 〇 1961	五 一 1962	五 二 1963	五 三 1964	五 四 1965	五 五 1966	五 六 1967	五 七 1968
年 平 均 落 塵 量 (每月平方 英尺噸數) Dust Fall	44.8	41.8	43.1	47.1	50.4	54.4	58.4	38.4	36.5	42.1
年 平 均 總 固 體 量 (每立方公 尺微克數) Total Particulatess	—	228.2	219.8	—	334.1	437.6	463.8	345.1	306.5	312.3

就前表中所列臺北市年平均落塵量自民國四十八年至五十四年間每月平方英尺噸數年有增加，但在五十五年與五十六年落塵量均見降低，似顯示略收管制之效益。五十七（去）年落塵量重複有增加之傾向。至於總固體量之變化，則有隨同落塵量增減之趨勢。臺北市之月平均落塵量已在每月每平方英尺四十噸以上，空氣污染之程度，已有採取管制措施之必要，其庶幾乎不致於產生對於危害市民健康之影響，俾亦能減少因空氣污染而造成物料損壞之損失。

空氣污染之管制與採納煙霧警告之措施 在污染空氣中含有毒氣體，乃為含有硫之氧化物及含有碳化氫等物質。美國於每年因空氣污染而造成之損失達一百十億美元以上。都市工業化以後，都市之範圍日益擴大，而漸形成為超級之大都會，交通工具輛數亦大量增多。洛杉磯現有汽車三百七十五萬輛，每天產生而飄浮天空的污穢物質一萬三千七百三十噸。汽車所製造者竟佔一萬二千四百二十噸。由汽車每天發出一萬噸廢氣中，有二千噸碳化氫，五百三十噸一氧化碳（註十三）。汽車駕駛人於一小時內吸收一百萬單位中之一千五百單位之一氧化碳即能置人於死地。但祇

需要有一百二十個單位即足以令其有肇致車禍之可能。在芝加哥、底特律、紐約與倫敦街頭一氧化碳含量經常高達於一百個單位。空氣污染程度之管制，實屬於工業發展都市必要之措施。空氣污染處理主要關鍵，「揚湯止沸，莫如釜底抽薪」。初步以能使燃料盡量發揮燃燒功能，而減少其餘煙由烟突中反同諸空中。並禁絕使用生煤，則在低空中浮游之煤屑與化學雜質亦自減少。進而工業趨於電氣化一途，乃為唯一之法則。自一般烟突中冒出煙雖擴散率，往往受烟囪口徑與其高度之影響。調查烟囪高度一百六十英尺，一般烟氣集中於地面一千三百碼處，約為烟囪高度二十倍之距離。若在空氣平靜時，烟氣可能達三千四百碼處。地面空氣亂流愈接近烟囪高度，則空氣污染情況愈形嚴重。因此烟囪的口徑與高度宜予以整訂規定，並加裝濾烟器。現有工廠數量分佈與用煤消耗量應有實況調查。空氣中污染物質如二氧化硫 (SO_2)、硫化氫 (H_2S)、一氧化碳 (CO) 及煤煙濃度 ($\text{COHS}/1,000\text{ft}$) 之容許重標準亦須予釐定。都市設計必須配合都市氣候與地理環境。都市街衢環境氣象應以詳盡觀測與分析。一地區的小氣候關於風向、風速、

氣溫與亂流分佈，須注意於配合空氣污染問題之研究，俾能審視氣象分佈局勢而發佈煙霧警告。在日本東京於一九六六年中竟有一百五十四次煙霧警告。公國地區對於其環境氣候上之影響，應予以作詳盡之分析。避風林之栽植實不僅在於作防風之措施，且亦有潔淨空氣之效益。歐洲維也納都市氣候研究之綱要，似可引為作環境氣候研究上之借鏡（註十四）。我國政府近時正從事於都市設計計劃，則此項環境科學（Environmental Sciences）自宜率先從事於創導，則未來都市設計方案，庶幾乎能適合於現代科學之條件，而在當前之都市空氣污染問題，始得轉化為緩和而漸趨於消失。

引 用 文 獻

- 註一 Nikandrov, V. Ya: Artificial Modification of Clouds and Fogs—Microphysical Principles, NCAR Translating Unit.
- 註二 H.E. Landsberg: Air Pollution and Urban Climate—S. W. Tromp and W. H. Weihe Edited: Biometeorology, Vol. 2 Pt. 2 pp. 648
- 註三 民國五十七年臺北市統計要覽及臺灣省衛生統

計要覽

- 註四 鄭子政：臺北盆地的氣候 氣象學報第十四卷三期
- 註五 鄭子政：氣候與文化第四章空氣污染 商務印書館印刷中
- 註六 J. L. Sullivan: Air Pollution In Taiwan
- 註七 M. Parry: Air Pollution Patterns In The Reading Area—Biometeorology Vol 2, Pt. 2 p p 657-667.
- 註八 張月娥：臺北市氣候 氣象學報七卷三期第二十一頁
- 註九 見註五
- 註十 魏維新：臺灣省空氣污染管制研究報告 五十五年五月臺灣省衛生實驗所編印
- 註十一 見註二
- 註十二 G.B. Bell: Meteorological Effects On California Air Pollution—Biometeorology Vol. 2. pt. 2 pp. 628-640.
- 註十三 美國一九六七年一月二十七日時代周刊
- 註十四 Inge Dirmhirn: Local Climate Measurement In Vienne

氣 象 學 報 徵 稿 簡 則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究為目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言為主體，每篇以五千字為佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用之獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改時請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、惠稿文責自負，詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十一、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省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

臺灣雨量與高空氣流型關係之研究 *

魏 元 恒

A Study of the Rainfall in Taiwan And Its Relationship with Upper-air Circulation Patterns

Yuan-heng Wei

Abstract

In previous papers, the author showed that the annual rainfall in Taiwan is closely related to solar-activity. The annual rainfall is above normal during sunspot maximum and below normal during sunspot minimum.

In this paper, the above relationships are studied in detail and the names "rainy year" and "dry year" are given separately as sunspot maxima and minima.

Statistical analysis of the seasonal rainfall distribution during the "rainy year" in Taiwan indicates that the monthly rainfalls through the year are mostly above normal, which frequently occur in winter, spring and autumn months. This condition shows that in the "rainy year" the rainy season as "Mai-Yu" is occurring more significantly and more frequently during the year. During the "dry year" in Taiwan the opposite condition prevails. Four stations data are analysed which stretch from the north to the south of Taiwan and outer islands, where similar results are obtained.

Synoptic analysis indicates that, as shown on the month mean 500mb chart of Northern Hemisphere, the upper troughs and ridges are very different in positions during the rainy year compared with that of the dry year. It shows that:

1. The Eastern Asiatic Trough is displaced to the west and north of its normal position during the rainy year in Taiwan. The opposite is true during the dry year.

2. The Asiatic Ridge which is closely associated with the Siberian High on the surface, influences the weather of Eastern Asia significantly. This ridge during the "rainy year" is displaced to the North and to the East of its normal position but during the "dry year" the ridge is displaced to the south of its normal position, and the longitudinal changes are the same.

3. The Bengal Trough gives much influence on the rainfall in Taiwan in the winter half year and it is much displaced to the south, to the east of its normal position and intensified during the "rainy year" in Taiwan. During the "dry year" the opposite is true.

* 本研究獲得國家科學委員會之補助始克完成

The above results are useful for long range weather forecasting and further study should be directed to the fiveday mean chart and daily chart using this method.

一、前言

近年氣象學者如 Willet(1) 及 Wexler(2) 以及其他學者曾指出，大氣環流型態，與太陽活動，在長期變化中相關聯。一地長期氣候因素之變化，直接與太陽活動指標相關，而大氣環流過程，則為此相關之關鍵。

臺灣雨量，與太陽黑子之週期變化，筆者曾為文證明其間有密切之關係；最近在「臺灣冬季雨量與極地寒流爆發關係之研究」一文中(3)，更發現高空大氣環流型，影響臺灣雨量之變化，最為顯著。此可能顯示，在長期變化中，太陽活動影響環流，而大氣環流，再影響臺灣雨量，形成一連串相互之關聯。亦即所謂一地長期天氣變化，係與全球大氣環流相關之原因。

近年氣象學者，多認為大氣環流之變化，僅就大氣本身內在因素之原因求解釋，實屬不足，尤其天氣之長期變化，必須求解於影響大氣之外來因素，其中尤以太陽活動之影響為然。筆者近年，曾就臺灣近七十年來之雨量(4)，分析其與太陽活動週期，就平均狀態之關係，顯示太陽黑子最多與最少，以及太陽黑子雙週期，對臺灣雨量之影響，均甚顯著而具規律性。本文係進一步，依太陽活動週期，就臺灣最近二十二年來各地雨量，與高空環流型之關係，作個別之分析，使可應用於長期天氣預測。蓋以近年來，世界氣象學者，對太陽活動之影響，日漸重視，西德氣象機構，所發佈之一個月長期天氣預報，將太陽活動狀況，及大氣環流態勢，列為首先考慮之要件也。本文今依據太陽活動週期，以研究臺灣雨量與高空大氣環流型之關係，當為今日所必需。

二、方法

臺灣雨量，係選用北部之臺北(25°N)，南部之恒春(22°N)兩測站，其南北相距，約三個緯度；島嶼則選取臺灣最北之彭佳嶼(25.5°N)，及最南之蘭嶼(22°N)兩測站，兩者南北相距為3.5緯度。四個測站之經度相差甚微，可約略視為在一個經度線上，可便於比較，由緯度所生之差異。

雨量之變化，主要係分析以上各測站，年雨量距平，及月雨量距平。時間取自1946至1967共二十二年

，約為兩個太陽黑子週期，亦即一個雙週期。在此期間，太陽黑子雙週期，四個主要位相(Phase)為：太陽黑子「副最多」(M)，「副最少」(m)，「主最多」(MM)，「主最少」(mm)；其分別出現之年代為：1947，1951，1958，1964等。太陽黑子週期，一般自1754年算起，至1954年為第十九週之開始，係太陽活動200餘年來最為猛烈之一週。吾人現正處於太陽黑子第二十週(1965年為本週之開始)，接近太陽黑子副最多時期。

大氣環流型，主要係依據500mb北半球高空圖(參用美氣象局及日本氣象廳所出版者)，就歐亞及太平洋地區範圍，分析長波槽、波脊、及北極低氣壓等之變化，與標準平均狀態，作比較之研究。依據標準500mb月平均圖上，5700m及5400m兩條等高線，就所研究範圍內，出現之波槽與波脊，與一特定年月者作比較，以顯示其差異。在標準高空圖上，北極為一低氣壓中心，冬季時此中心分裂為二，其位置及強度之變化，關乎北半球環流甚為重要，故亦就某特定年月者，作比較之分析，亦即顯示環流型距平之變化。

三、臺灣雨量與太陽活動

太陽黑子對臺灣地區雨量之影響，筆者以前曾就臺北及恒春兩地，過去七十年(1897至1966)雨量之變化，依據太陽活動週期，加以分析，其結果有如下要義：

a. 在年雨量方面：太陽黑子「主最多」，較「主最少」時，年雨量臺北增多23%（與標準雨量之比），恒春增多24%。在太陽黑子「副最多」，較「副最少」時之年雨量，臺北增多32%，恒春增多16%。可知太陽黑子週期，影響臺灣雨量，較主週期為大，臺灣北部大於南部。並且無論在太陽黑子「主最多」或「副最多」時，年雨量均高於標準值，後者高出較多；但在太陽黑子「主最少」或「副最少」時，年雨量均低於標準值，而前者所低較多。

b. 就臺灣年雨量，與太陽活動關係之密切言，在太陽黑子最多年，即太陽活躍年，可稱為「多雨年」。在太陽黑子最少年，亦即太陽寧靜年，可稱為「少雨年」。

c. 在季節雨量：太陽黑子主最多時，雨量增多，主要出現在夏秋季及初冬。在太陽黑子「副最多」

時，雨量增多，全年各月均頗一致，僅少數月份，偶出現相反現象。在太陽黑子「主最少」，與「副最少」時，年雨量均少於標準雨量，其主要出現之季節，多為冬季及春季。

以上臺灣雨量，與太陽活動週期之關係，係就七十年紀錄，所得平均結果。本文係就此項結果，作進一步分析，選取最近一個太陽黑子雙週期，臺灣逐年雨量距平之變化，分析如下。

(一)臺灣雨量距平

就最近二十二年(1949—1967)來，臺灣雨量距平，在本島就南北兩端，選取臺北及恒春兩地；外島選取最北之彭佳嶼，及最南之蘭嶼等四測站之雨量，分析如下。

1. 臺北與恒春年雨量距平：就表一所示兩地年雨量均在2,000公厘左近，臺北年雨量，略少於恒春；但就最大年雨量距平觀之，近二十二年來，臺北年雨

量最大正距平達50%，較恒春39%為大，而最大負距平則較恒春(-67%)為小，又就負距平在20%以上者，在此二十二年內，臺北出現6年，恒春則為7年，此可能由於臺灣南部受地形影響大，而導致負雨量距平亦較大。

就圖一兩地年雨量距平，與太陽活動週期觀之，在太陽黑子最多年(M及MM)，年雨量均為正距平，在黑子最少年(m及mm)，年雨量均為負距平，顯示此一太陽黑子雙週期，與筆者過去就七十年平均所得者相符。惟堪注意者，自1955年起，太陽黑子進入第十九週，此一週為太陽活動極為強烈者，臺灣年雨量距平(臺北及恒春)，由太陽黑子最少至主最多，及其以後三年，即自1955至1961七年間，臺灣年雨量正負距平之變化，均多在20%以內，亦即無特殊乾旱或淫雨之年。

表一： 臺北及恒春年雨量(1946—1967)及距平

Table 1. Taipei & Heng-Chung yearly rainfall (1946—1967) and anomalies

年 代		1946	47	48	49	1950	51	52	53	54	55	56
臺 北	雨 量 mm	1669	3173	1785	1944	2117	1869	1625	2434	1628	1727	2594
	距 平 %	-21	50	-16	-8	1	-12	-23	15	-23	-18	23
恒 春	雨 量 mm	1712	2821	2254	2551	2458	2586	2737	3192	1935	2155	2665
	距 平 %	-26	23	-2	11	7	12	19	39	-16	-6	16
年 代		1957	58	59	1960	61	62	63	64	65	66	67
臺 北	雨 量 mm	2195	2019	2593	2344	1625	2063	1708	1475	1570	2327	1644
	距 平 %	4	-4	23	11	-9	-2	-19	-31	-26	10	-22
恒 春	雨 量 mm	1882	2418	2434	2000	2871	1591	754	1593	1208	1664	1794
	距 平 %	-18	5	6	-13	25	-31	-67	-31	-48	-28	-22

恒春標準年雨量 = 2229mm (1897—1966)

臺北標準年雨量 = 2112mm (1897—1966)

自1962至1967年，六年期間，臺灣年雨量，幾均為負距平，且負值甚大，此出現在太陽黑子「主最少」(mm)及其前後2至3年者，臺北與恒春兩地，均顯示此種一致現象。此種現象，可能由於大氣環流指標變化所致。此與 Elliott(5) 氏所謂，環流指標週期，為太陽黑子週期之半，即五至六年週期性相合。因太陽黑子最多與最少期，大氣環流，多出現極端之經流天氣型之故。

由上述可知，在太陽黑子「主最多」時，其前後數年，臺灣年雨量，有較正常增多現象；在「主最少

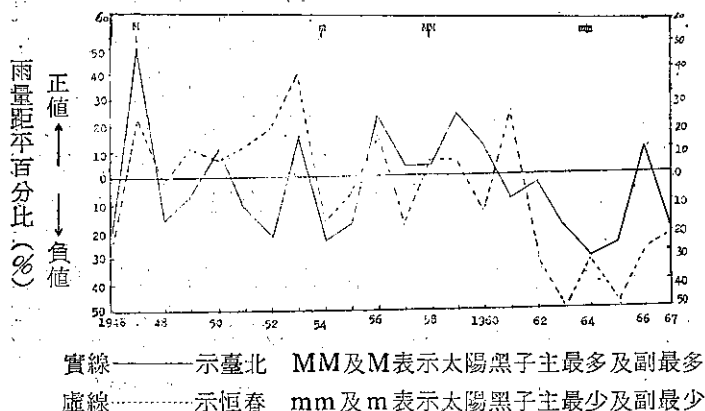
」時，其前後數年，年雨量有較正常減少現象。

2. 彭佳嶼與蘭嶼年雨量距平：臺灣南北兩島嶼，近二十二年來，年雨量最大距平均不超過標準年雨量40%。臺灣本島年雨量距平之變化較大，臺北曾達50%，恒春距平之變化最大而出此值。惟堪注意者就圖一及圖二，四個測站年雨量距平，在此二十餘年內，其變化之趨勢均屬一致，即多雨及少雨年各地均具一致性，稍有例外者為1964年，臺北及恒春年雨量均為甚大負距平(30%)，而南北兩外島均為頗大之正距平(10—20%)，次年(1965)亦有類似情況，其原

因除地形影響外。可能由環流系統之變移有以致之。

圖一 臺北與恒春年雨量距平與太陽活動位相

Fig. 1. Taipei and Heng-Chung yearly rainfall anomalies with sunspot cycles



就太陽活動週期分析之，在太陽黑子最多年（M及MM），臺灣各測站年雨量均為正距平，此與過去應用七十年紀錄，所得之平均值相符。惟就太陽黑子，此一週期言，黑子「副最多」（M），較主最多（MM）時，雨量顯著增多。在太陽活動上升期，亦即黑子由最少，趨向於最多時，臺灣年雨量距平，其正負之變化，常交互出現，呈現約兩年週期現象，此可能與熱帶平流層，高空風之二十六個月週期，及平流層增暖有關(6)。臺北雨量，依太陽黑子雙週期，作調和分析，其結果亦顯示有兩年週期。

表二： 彭佳嶼及蘭嶼年雨量及距平（1963—65）

Table 2. Peng-Chia-Yu & Lan-yu yearly rainfall (1946-1967) and anomalies

年	代	1946	47	48	49	1950	51	52	53	54	55	56
彭佳嶼	雨量 mm	1117	2456	—	1554	1567	1945	1806	2106	1427	1218	2210
	距平	-584	755	—	-147	-134	244	105	405	-274	-483	509
	%	-34	44	—	-9	-8	14	6	24	-16	-28	30
蘭嶼	雨量 mm	—	—	2188	2077	3285	3595	3163	4214	2842	2656	3080
	距平	—	—	-824	-935	273	583	151	1202	-170	-356	68
	%	—	—	-27	-31	9	19	5	40	-6	-12	2
年	代	1957	58	59	1960	61	62	63	64	65	66	67
彭佳嶼	雨量 mm	1355	2016	2052	1766	1532	1368	1136	1943	1755	2399	1789
	距平	-346	+315	+351	+65	-169	-333	-565	242	54	698	88
	%	-21	+19	+21	+4	-10	-20	-33	14	3	41	5
蘭嶼	雨量 mm	3065	3992	3020	2990	3446	2105	1772	3631	3002	3116	3005
	距平	53	980	8	-22	434	-907	-1240	619	-10	104	-7
	%	2	33	1	-7	14	-30	-41	21	-1	3	0

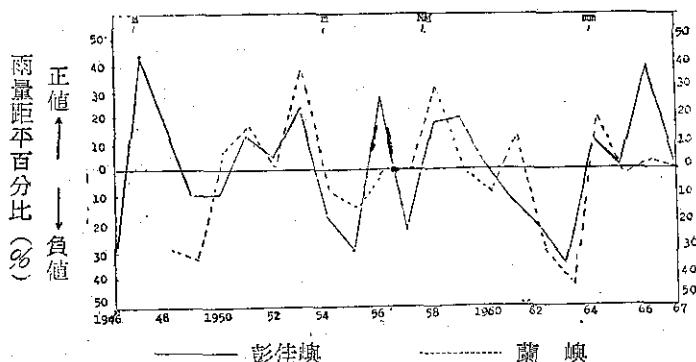
就圖一及圖二顯示，自1955至1958年，臺北年雨量距平分別為：-18，+23，+4，-4；而恒春則為：-6，+16，-18，+5等。再就臺灣外島1955至1958年，在太陽活動上升期，年雨量距平變化之現象觀之，亦與本島相似，例如彭佳嶼為：-28，+30，-21，+19；而蘭嶼為：-12，+2，+2，+33等（參看表二）。可見在太陽活動上升期，此種交替變化，更為顯著。

(二)臺灣雨量距平之週年變化

1. 臺北及恒春平均雨量距平之週年變化上文已說明，臺灣年雨量，在太陽活躍年，雨量大大於標準值，稱「多雨年」，在太陽寧靜年，雨量少於標準值，稱「少雨年」。茲就臺北及恒春兩地，過去七十年雨量，分析多雨及少雨年，各月平均雨量距平之變化，示如圖三及圖四。

(1)就圖三所示，臺北在「多雨年」，平均雨量距平

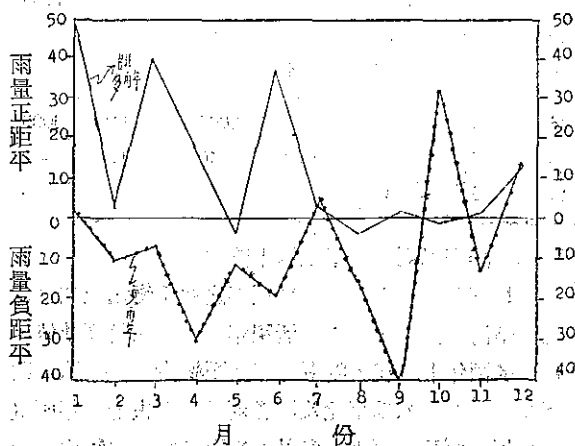
圖二： 彭佳嶼及蘭嶼年雨量距平與太陽活動位相
Fig. 2. Peng-Chia-Yu and Lan-Yu yearly rainfall anomalies with sunspot cycles



，最大正距平出現在一月份，達+50%，最大負距平僅為-4%，出現在五月及八月份。在冬春季，各月雨量距平，變化之幅度較大，多在20%左近，幾均為正距平。此所以年雨量超過標準值甚多也。在夏秋季，各月雨量距平之變化，均甚微，幾與標準雨量相等。由上可知，臺北在「多雨年」，冬春季各月雨量距平之幅度大，幾均為正值，夏秋季各月雨量距平甚小，幾與標準雨量相等，此現象甚顯著，頗堪注意。此亦可說明在多雨年，冬春季易出現淫雨，夏秋季則否。

圖三： 臺北多雨年與少雨年雨量之週年變化
(1897—1966)

Fig. 3. Monthly rainfall anomalies in the "rainy year" and "dry year" at Taipei during the period 1897-1966



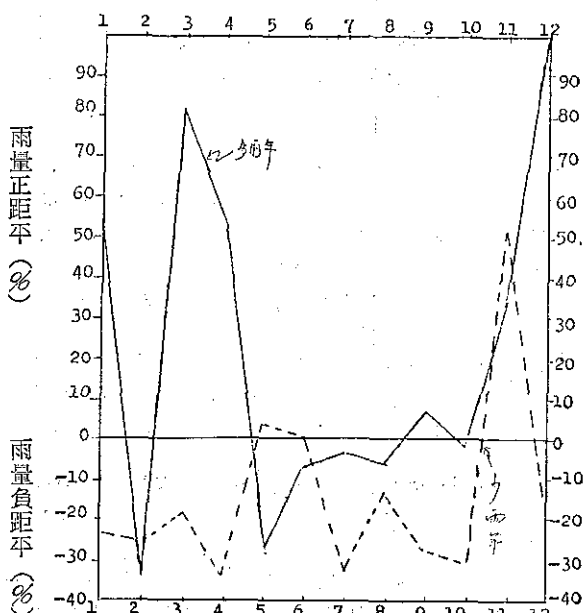
臺北在「少雨年」，雨量最大正距平，出現在十月份達+32%，但負距平達-40%，出現在九月份；

此為在夏末秋初兩月份內，雨量正負距平之幅度頗大，為在「少雨年」之特殊現象。在「少雨年」，雨量負距平，連續出現在冬春及夏初各月份，其負距平多在-20%左近。此可說明，在上述季節中，易連續出現乾旱。

(2)就圖四所示，在恒春「多雨年」，平均年雨量距平，最大正距平達100%，出現在十二月份，最大負距平亦達-30%以上，出現在二月份。此顯示恒春在冬半年屬乾季，雖在多雨年，其月雨量距平之變化，幅度仍甚大。恒春在夏季及秋初各月雨量距平，頗多接近標準值，雖正負距平互見，但均在10%之內；可知多雨年在此季節，雨量頗屬正常。

圖四： 恒春多雨年與少雨年雨量之週年變化
(1897—1966)

Fig. 4. Monthly rainfall anomalies in the "rainy year" and "dry year" at Heng-Chung during the period 1897-1966



恒春在「少雨年」，全年各月雨量，幾均為負距平，其負距平低於-20%之月份甚多，且係連續數月出現在各季者，可謂全年幾均屬乾旱，僅初春及秋末偶有出現正距平之月份。

總之臺灣在多雨及少雨年，各月雨量距平之差異，及季節性之變化均有顯著不同，臺北及恒春兩地以上之分析，足可證明其不誤；惟此係就多年平均所得

之結果，次節再就臺灣南北兩外島，作個別年代之分析，以驗其正確性。

2. 最近一太陽活動週期臺灣雨量之季變化

上述臺北及恒春兩地雨量在多雨及少雨年之季變化，係就過去七十年所得之平均結果。茲再進一步，就最近一太陽黑子週期內，「多雨年」（1957—59年），及「少雨年」（1963—65年），作較詳之分析。除就臺灣本島之恒春及臺北兩地外，並選取臺灣以北之彭佳嶼及以南之蘭嶼兩外島，作相互比照之研究，藉以證驗此多雨及少雨年之特性及地形等影響。

就表三及表四所示，在此一太陽黑子週期所出現之「多雨年」及「少雨年」，臺灣四個測站，各季雨量距平之變化，約如下述：

(1)臺灣本島在「多雨年」（表三），臺北平均月雨量距平（1957—59三年之平均），有7個月為正距

平，係出現於冬春季，夏秋季多為負距平，此與上述多年平均相符合；最大正距平為99%，出現在二月份；最大負距平—39%在八月份。臺北在夏秋季，各月雨量多為負距平，可能為颱風侵襲臺灣次數較少所致，此當另文研究者。在冬季一月份雨量為負距平，而二月份正距平特大，相鄰兩月之雨量，互相懸殊之大，實為冬季特殊現象；此出現在太陽黑子「主最多」（MM）時，前後三年之平均者，即此三年，在一及二月份，均出現此相對峙現象也。

恒春在多雨年，月雨量距平（1957—59三年平均），有6個月為正，多出現於冬春季及秋末，最大正距平為86%，出現在十二月。夏季各月雨量，連續為負距平，較為特殊，此亦可能為颱風少所致，亦可能由於熱帶低壓不發達之故。最大負距平為—47%，出現在十月份。

表三： 臺灣多雨年各月雨量距平（1957—1959）百分比

Table 3. Taiwan monthly rainfall anomalies in "rainy year" during the period 1957-1959

地 區		月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Year
本 島	臺 北	恒 春	-11	99	2	6	7	-10	54	-39	-6	-2	29	18	7
		恒 春	-29	56	-36	65	4	-13	-33	-21	33	-47	55	86	-23
外 島	彭 佳 嶼	蘭 嶼	-18	49	-5	-34	-36	8	-23	-23	43	14	104	35	6
		蘭 嶼	20	54	-4	1	-76	-1	-2	-20	12	-37	-5	63	8

表四： 臺灣「少雨年」各月雨量距平（1957—1959）百分比

Table 4. Taiwan monthly rainfall anomalies in "dry year" during the period 1957-1959

地 區		月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Year
本 島	臺 北	恒 春	48	-33	-53	-59	-46	-11	-29	-26	14	-49	1	-12	-33
		恒 春	-10	-56	-50	-73	-61	-19	-58	-59	-40	-20	-50	-48	-48
外 島	彭 佳 嶼	蘭 嶼	47	-9	-26	-32	-42	27	-65	-13	42	-10	-23	-15	-5
		蘭 嶼	-12	-1	-31	-55	-1	24	-38	-51	-27	37	26	16	-10

(2)臺灣外島在「多雨年」，彭佳嶼月雨量距平（1957—59三年平均），有六個月為正（表三），多連續出現於秋冬各月，最大雨量正距平為104%出現在十一月份。雨量負距平，則多連續出現在春夏兩季各月份，最大負距平僅—36%，出現在五月份。

蘭嶼在「多雨年」，有六個月雨量為正距平，多連續出現在冬春季各月份，最大正距平為76%，出現

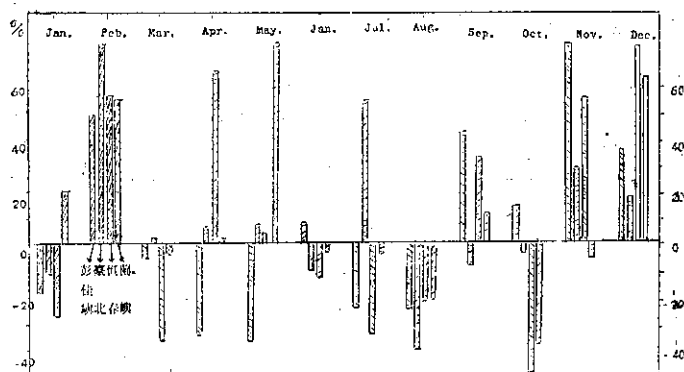
在五月份。雨量負距平，出現在夏秋季各月份；最大負距平為—37%，出現在十月份。

「多雨年」蘭嶼冬春季多雨顯著，冬季尤顯著。夏季及秋初，則有連續數月之雨量負距平。此種連續而具規律性甚堪注意，顯然在「多雨年」，冬春兩季多雨，夏秋季則少雨，猶如熱帶之乾濕季然，惟此一現象，係以雨量距平所得者，其原因有待作進一步研

究，是否在此一低緯度島嶼，對太陽活動之反應，較為顯著之故。

臺灣外島，在「多雨年」，月雨量正距平，緯度高較緯度低者為大，但較本島為小。雨量負距平，外島較本島更顯著為小。

臺灣在多雨年，就本島及外島各測站觀之（圖五），雨量正距平，島內外呈一致者，主要在冬季之十二月及二月份，可能為冬季大範圍持久性降雨所致。另一特殊現象，為在多雨年，島內外在夏季各月，普遍出現雨量負距平。雨量正距平最大值、出現在多雨年甚為頻仍。此乃顯示，臺灣在「多雨年」雨季出現顯著、雨期亦較長；其出現於春季者、即形成習稱之「梅雨季」。



圖五：臺灣「多雨年」各地雨量距平週年變化

Fig. 5. Monthly rainfall anomalies at 4 stations in the "rainy year" (1957-1959) in Taiwan

(3)臺灣本島在「少雨年」（參看表四），臺北平均月雨量距平（1963—65三年之平均），有9個月為負距平，春夏兩季六個月，雨量負距平，均係連續者，尤以春季雨量負距平，最大達—59%，顯著造成乾旱現象。臺北在「少雨年」，月雨量正距平，僅偶然出現，其正值多甚小，僅一月份曾達48%，為「少雨年」所特殊者。

恆春在「少雨年」，全年十二個月，雨量均為負距平，最大值—73%出現在四月份，其他各月，亦多在—40%左右，此可顯示臺灣南部，在「少雨年」乾旱之嚴重現象。

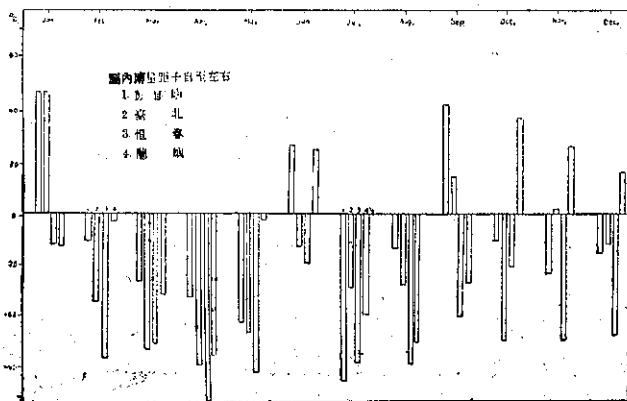
(4)臺灣外島在「少雨年」（參看表四），彭佳嶼全年有9個月，雨量距平為負。最大雨量負距平達—65%，出現在七月份。雨量正距平，全年僅有三個月，偶然出現在冬秋及夏季，此與臺北在「少雨年」之情況相近。

蘭嶼在此「少雨年」，雨量負距平，全年有8個月，連續各月雨量負距平，出現在春夏兩季。最大雨量負距平—55%，出現在四月份。秋季各月雨量均為正距平，最大為37%，出現在十月份。

由臺灣南北兩外島觀之，在「少雨年」，北方島上，雨量負距平之月份，較南方島上為多，負距平值亦較大。此可能顯示由於南北緯度之差異所致者。

臺灣在「少雨年」，就本島及外島各地雨量距平觀之（參看圖六），此地區之雨季幾已消失，因偶然出現之雨量正距平，亦僅限於一局部地方，正距平值均在50%以下。雨量負距平，則各地均多呈一致現象，且負值均甚大，甚多大於—50%者，可見乾季持續時間久，而範圍亦廣。

在多雨及少雨年，臺灣雨量之季節性分佈均有上述顯著之差異，自可就天氣圖追求其形成之原因，使可有助於實際長期天氣預測，而非純統計中之表現。下文為依據此種關係所作之分析。



圖六：臺灣「少雨年」各地雨量距平週年變化

Fig. 6. Monthly rainfall anomalies at 4 stations in the "dry year" (1963-1965) in Taiwan

四、標準高空大氣環流

一地長期天氣距平，如雨量距平，與大氣環流型，具有密切關係。為追尋此種關係，茲就高空500mb標準月平均天氣圖，分析高空大氣環流之波槽、波脊及北極高空低壓，全年各月正常之位置，然後用以比較某一特定年月環流形態之變化。

(一)北極高空低壓：北半球高空繞地極之西風，在北極形成一低氣壓中心；就500mb標準平均天氣圖，在冬季時，此低壓分為兩中心，一在格林蘭島西北，另一在庫頁島西北；前者全年均存在為一永久性低壓，但位置及強度，因季節而變移，可稱之為北極高空「主低壓」；後者主要出現在冬季，其他各季，僅偶然出現，可稱為「副低壓」，其詳如圖七所示。

北極高空低壓，為北半球高空大氣環流之核心，其中心之變化，對整個環流型之改變，有密切關係。

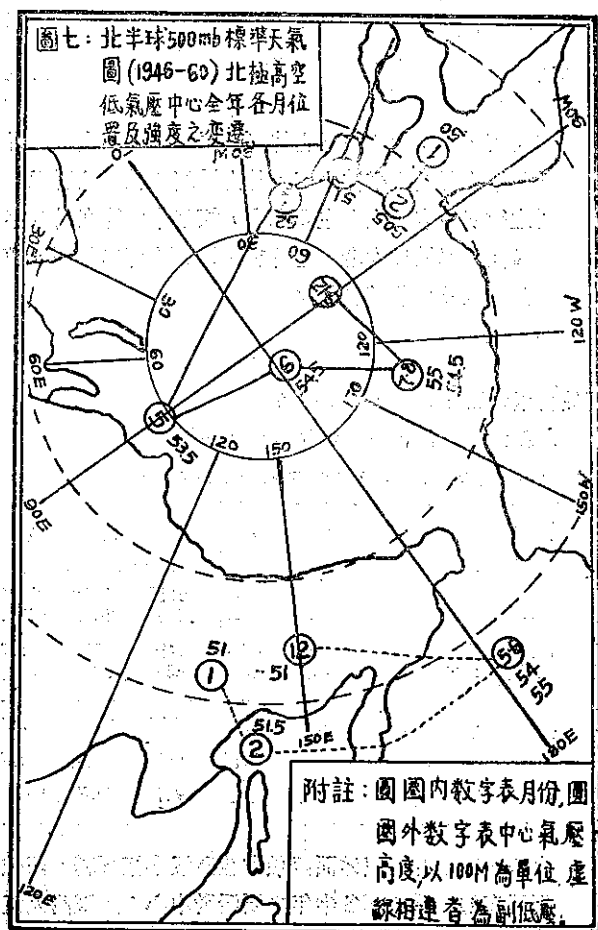


Fig. 7. Monthly polar low centers on the northern hemisphere 500mb normal chart. (1946-60)

就圖七及表五(A)所示：

1. 北極高空主低壓：在冬季（一月份）中心所處緯度較低，約在 70°N （見表六(A)）即格林蘭島南部之西方。夏季（七月份）時，約處於 85°N ，甚接近北極，即約在格林蘭島最北端偏西處。此一北極永久性高空低壓，自冬至夏，中心向北移約15個緯度，經度變化甚微多在西經 80°W 附近；中心氣壓自冬至夏，逐漸升高約500m（等壓面高度之增加值）。此主低壓中心，全年幾均在北極附近之西半球，惟在五月份，出現東半球、泰米爾（Taimyr）半島之北，為一較特出現象；此低壓可稱為泰米爾低壓。

2. 北極高空副低壓：在標準500mb圖上，僅冬季三個月（12月、1月及2月），具有閉合低壓中心，出現在西伯利亞東部，約緯度 60°N ，及經度 140°E 附近；此副低壓可稱為庫頁島低壓。三月份起，此副低壓中心不存在，轉變為低壓槽，此槽即所謂之東亞主槽。茲就沿緯線 60°N ，此低壓槽之變動觀之（表五A），自三月份起，此低壓槽逐月向東移，至五月份移過經線 180° ，而在此槽之後，亦即其西方 130°E 處（沿 60°N ），另生一低壓槽於貝加爾湖東北一帶。至六月份，此高空副低壓中心，再度形成於阿留申附近，惟自七月以後，直至十一月份，在阿留申附近，僅出現低壓槽（即東亞主槽），而無低壓中心出現（參看圖七）。

綜觀500mb高空圖，在標準平均狀態下，北極附近高空低壓，可謂有三個中心，分別出現於格林蘭島、庫頁島、泰米爾半島附近；此三個低壓環流圈，亦即北極高空三個活動中心為整個北半球環流之核心。在極區高空出現之阻塞高壓區，即與此三個低壓中心位置強度之變化相關。

(二)東亞主槽及亞洲脊

地面天氣圖上，移動性高氣壓及低氣壓系統，係一種短波，其波槽為暖性，波脊為冷性；其波幅隨高度遞減，進行速度快。在高空500mb圖上，短波即不顯著，而出現一種大氣長波，其波槽與地面氣溫及雨量距平，有相互之關係。此高空長波槽為冷性，波脊為暖性，常在地球上一定位置，呈停留狀態；茲就出現於亞洲之東亞主槽及亞洲脊，在500mb標準平均圖，週年變化之情形分述如下。

1. 東亞主槽：為東亞沿海，半停留性波槽，全年均存在。就標準500mb高空圖上，選取等高線5400m及5700m兩條等高線，全年各月東亞主

表五-A：標準500mb圖北極低壓及東亞主槽

Table 5-A The monthly positions of polar lows and Eastern Asiatic Trough on 500mb normal chart

類別	月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
北極高空低壓	主高度	5000m	5025m	5100m	5200m	5350m	5450m	5500m	5450m	5325m	5200m	5150m	5100m
	中緯度	70N	75N	78N	85N	85N	90N	85N	85N	83N	85N	80N	80N
	心經度	80W	80W	80W	70W	66W	—	90W	100W	80W	90W	80W	90W
	副高度	5100m	5150m	—	—	—	5500m	—	—	—	—	—	5100m
	中緯度	62N	55N	—	—	—	150N	—	—	—	—	—	60N
	心經度	135E	140E	—	—	—	180E	—	—	—	—	—	140E
東亞主槽	60°N	135E	140E	145E	165E	175E	180E	180E	180E	170E	140E 170W	130E	140E
	50°N	142E	140E	150E	160E	174W	175E	170E	170E	173W	140E 165W	140E	142E
	5400m	38N	37N	41N	47N	52N	—	—	—	70N	54N	43N	40N
		140E	145E	143E	155E	175E	—	—	—	160W	140E	135E	140E
	5700m	28N	29N	30N	32N	35N	38N	48N	49N 48N	43N 42N	37N	33N	30N
		140E	139E	138E	130E	125E	133E	170E	168E 120E	175E 130E	132E	125E	130E

槽出現之經緯度位置，列如表五（A）。就表五（A）內沿等高線 5400m，此主槽全年經度之變化，冬半年自十月至三月，六個月之時間，幾均位於經度 140°E 附近。

四至六三個月，此槽由大陸沿岸向東移至太平洋中部；但沿等高線 5700m 在緯度 35°N 一帶，此槽有

略向西，即向大陸移近之勢（參看圖八）。六至八月份此槽停留於太平洋中部，勢力減弱；就圖八所示，槽之緯度數字，六月在 38°N，相差十個緯度為全年此槽向北退縮最大者，七月在 48°N 亦即顯示西風帶，迅速向北極收縮其範圍。

表五-B：亞洲高空脊與西伯利亞地面高壓標準平均位置

Table 5-B The monthly locations of Asiatic Ridge on 500mb normal chart and the Siberian High on surface normal chart

亞洲脊	高度	月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
亞洲脊	5400m		52N 75E	52N 80E	55N 75E	65N 45E	—	—	—	—	—	61N 100E	56N 80E	55N 55E
	5700m		29N 78E	32N 80E	35N 80E	41N 75E	46N 70E	53N 45E	—	55N 45E	48N 80E	44N 85E	38N 70E	34N 75E
西伯利亞地面高壓	中心氣壓 mb		1033	1032	1027	1020	北	北	北	北	1017	1025	1030	1035
	緯度		48N	50N	50N	50N	—	—	—	—	50N	48N	47N	48N
	經度		100E	103E	91E	85E	極	極	極	極	90, 60E	90E	95E	100E

在八月及九月亦即盛夏時，東亞主槽向東移至最遠處，同時在亞洲東岸另生一新槽，與其對峙，待至十一月份，此新生者在原位置迅速增強，為東亞主槽回復其冬季正常位置之始。

2. 亞洲脊與西伯利亞高壓：亞洲脊為出現於亞洲

大陸之高空脊，與地面西伯利亞高氣壓相關聯。西伯利亞高壓，為亞洲冬半年主要活動中心；對臺灣天氣之變化，影響甚大。茲就此高空脊與此地面高壓，兩者位置及關係，示如圖八一A，及表五-B。

冬季亞洲高空脊，在 5400m 等高線上之位置，為

緯度50—55°N，經度為75°E附近。西伯利亞高壓中心，冬半年幾均位於緯度50°N，甚少變化，惟中心之經度，自冬至春，每月逐漸向西移，約自100°E西移至85°E，變動在15個經度之間。

，波幅加大，向東移速減小，則高空暖脊，逐漸佔據地面高壓西部；而高空冷槽，轉移至高壓之東南部，再進一步發展，高空暖脊，掩蓋地面高壓之大部，因而此地面高壓，變為暖性或動力而停留性高壓。反之

當高空冷槽，在地面高壓東部增強，則冷性高壓在地面生成；由於冷氣團平流，不斷由高緯度南下，逐漸形成一強大高氣壓，其東部為冷性，西部則為暖性。西伯利亞地面高壓，即含有此冷暖兩部，以配合高空槽與脊者，惟尚堪注意者，在500mb高空圖上，5400m等高線之脊，似可用以劃分西伯利亞地面高壓，成為冷暖兩部分之標示。

亞洲脊在五月份，當西伯利亞高壓消失時，迅速向西移，至六月份亦消失；在北極附近，地面為高壓，高空形成北極低壓，呈現夏季環流型態。秋季時西伯利亞高壓，較冬季位置偏西10個經度處出現，沿5700m等高線之亞洲脊，則在其西約10個經度形成。

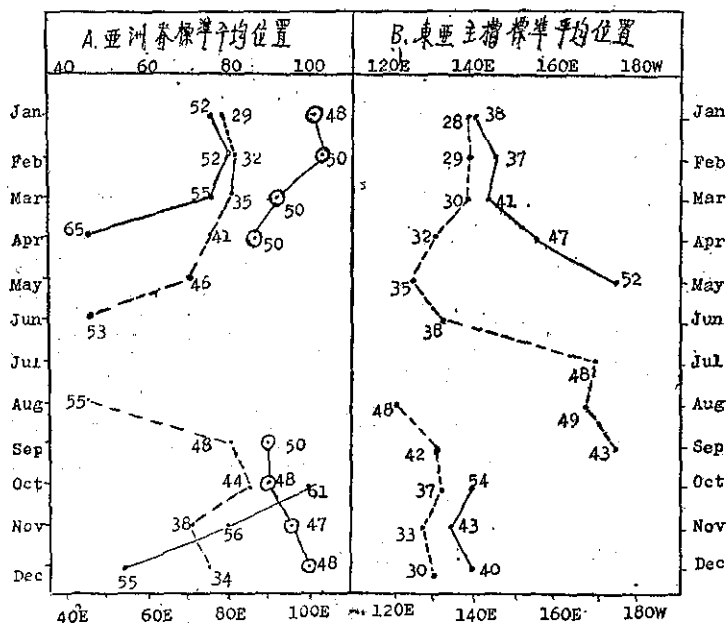
3. 孟加拉槽：多出現於冬半年十至五月份，在印度東部（95°E）

上空。此波槽東移，至泰國及東南亞半島上空多加強，移動變緩或滯留，在波槽以東天氣惡劣，並加強原有地面之停留面，氣旋波沿此停留面移行，在此停留面以北，天氣至為惡劣。當此波槽東進，可導致地面低氣壓之生成，對華南及臺灣一帶之天氣，關係至為密切。

孟加拉高空波槽，為喜馬拉雅山以南，副熱帶西風噴射氣流所導致，在大氣環流低指標時，東亞主波槽在130°E，喜馬拉雅山一帶為波脊，印度及孟加拉上空出現西南風，因之此噴射氣流減弱，孟加拉高空槽之形成與東移者，亦減少。在高指標時，喜馬拉雅山以北一帶，多為極地高空槽所在，故山以南之副熱帶噴射氣流加強，波槽生成亦增多。

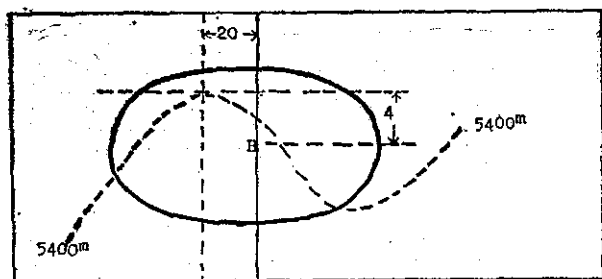
孟加拉高空槽，冬半年各月，在等高線5800m（500mb圖），出現之位置列如表五一C。

就表五一C，孟加拉槽在等高線5800m出現之位置，冬季多在經度95°E，緯度22°N，即緬甸一帶，春季略向東移約5個經度；波槽之緯度，約在15°N至



圖八：亞洲脊及東亞主槽標準位置（實線示5400m，虛線示5700m槽脊，○示高壓地面中心，圖內數字示緯度）

Fig. 8. Monthly normal positions of Asiatic Ridges and Eastern Asiatic Troughs on 500mb normal chart



圖九：亞洲脊與西伯利亞高中心關係理想圖
Fig. 9. The ideal relationships of upper Asiatic Ridge and Siberian High on surface

就冬季言，在5400m等高線之上亞洲高空脊，位於西伯利亞高壓地面中心之西約20個經度，其緯度約高於此中心4度，兩者關係之理想位置示如圖九。

圖九乃顯示西伯利亞冷性高壓，在其西部之高空為暖脊，冷槽在其東部之高空。此槽與脊在加強時

25°N左近。

表五—C：標準500mb圖孟加拉槽之位置

Table 5-C The monthly locations of Bengal Trough on 500mb normal chart

等高線 \ 月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
5800m	22°N 95°E	22°N 105°E	23°N 95°E	24°N 105°E	28°N 108°E	—	—	—	—	33°N 75°E	27°E 105°E	23°N 90°E
5850m	— —	— —	— —	18°N 06°E	21°N 96°E	—	—	—	—	22°N 84°E	22°N 100°E	37°N 98°E

五、臺灣多雨年高空大氣環流

在上節已將標準500mb高空圖，在各季節中，大氣環流型態正常之變化，予以概略之分析。本節係就1959年太陽黑子主最多時，臺灣為多雨年，尋求其高空環流型之變化，並與標準環流作比較，用以判定在臺灣多雨年，高空環流型所出現之特殊性。

在1959年，臺灣多雨年，彭佳嶼、臺北、恒春、蘭嶼四個測站，各月雨量出現正距平之站數列如表六。由表可知，在此一多雨年，臺灣半數以上測站，雨量為正距平（即超出正常雨量）者，全年有8個月，其他四個月，負距平出現較多，主要在秋季。由臺灣此一多雨年，各季雨量距平之狀況，茲再分析高空環流型之變化。

表六：臺灣多雨年（1959）雨量正距平站數

Table 6. The number of stations with positive rainfall anomalies in the rainy year (1959) in Taiwan

正距平 \ 月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
站數	1	3	2	4	2	2	3	1	—	—	4	2

(一)臺灣多雨年（1959）北極高空低壓及東亞主槽之變化，列如表七—A。就表內北極高空低壓主中心，在1959年，各月中心出現之位置，與標準狀態最顯著之差異，則為一至三月份，低壓主中心，均不在格林蘭島以西附近，相反而出現在西伯利亞之泰米爾（Taimyr）半島，及北極附近。此乃顯示高空冷氣流，由正常在西半球者，移至東半球；亦即臺灣此一多雨年，最初三個月，西伯利亞高空冷氣流較正常旺盛。北極主低壓中心，自冬至夏秋，正常移動之路徑，有繞北極反鐘向迴轉之趨勢，但在此一臺灣多雨年（1959），其繞行之路徑亦屬異常者（參看圖十），此為繞北極核心之重要變化。

1. 北極高空副低壓：在正常狀態，北極副低壓，主要在冬季三個月，出現於庫頁島附近；春末夏初之五六兩月，則出現在阿留申群島。在1959年冬季，僅一月份副低壓出現於庫頁島，且較正常位置偏南，中心較深；同時在泰米爾半島以南有另一低壓，均異於

正常狀態。二及三月份庫頁島均無低壓中心，同時主低壓則出現於北極，乃顯示此冬末春初，繞極環流減弱，但四五兩月及十一月份，均有低壓出現於泰米爾半島附近，為大異於標準狀態者。就表六所示，在此臺灣多雨年，二至五月及十一月，臺灣大部地區，雨量為正距平。

2. 臺灣多雨年東亞主槽之變化：對於東亞主槽，在1959年各月之變化，係就500mb高空圖。東亞主槽沿緯度60°N及50°N兩緯度圈，所在之經度變化；以及該槽在等高線5400m及5700m，所出現經緯度之變化，進行分析。

(1)東亞主槽沿緯度60°N及00°N之變化：就表八統計之結果（並參照表七—A），1959年東亞主槽，沿緯度60°N圈，各月之經度，與標準位置之差，則顯示在臺灣多雨年，東亞主槽之經度差，均多為負值，亦即經度負距平，為此槽較正常位置偏西。計1959年在60°N，有7個月為經度負距平，平均為18個經度

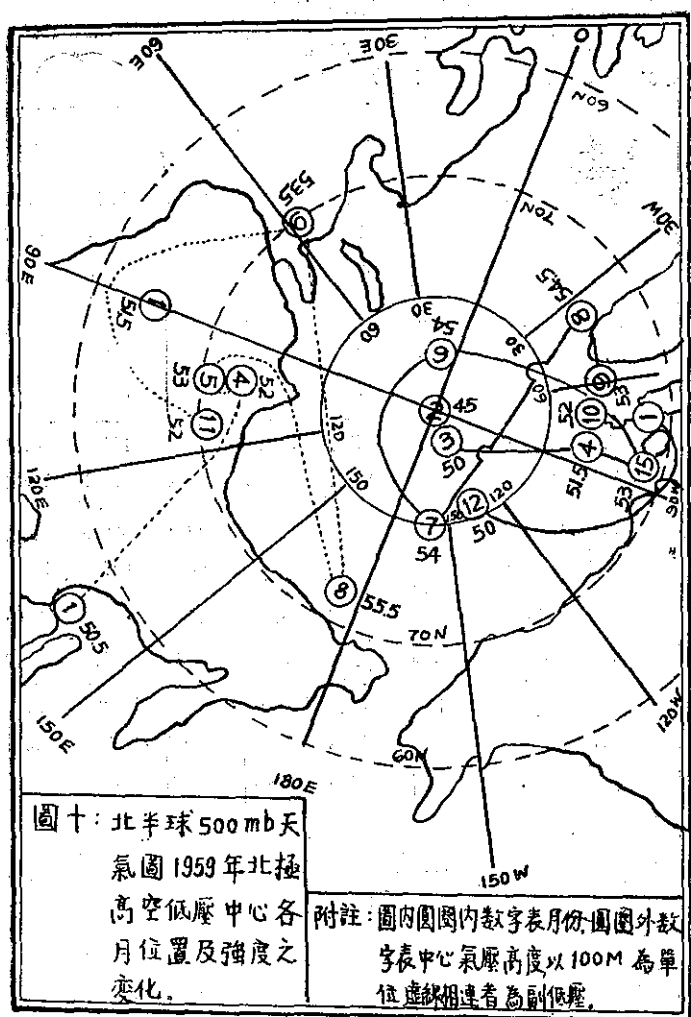


Fig. 10. The monthly positions of Polar Low centers on 500mb chart of 1959

，亦即較正常偏西 13 度。

東亞主槽，此年沿緯度 50°N 圈，各月之經度變化，更顯著偏西。計在 1959 年，有 9 個月，經度為負距平，平均為 13 個經度。

東亞主槽，在上述兩緯度圈，當臺灣多雨年，經度多為負距平，在緯度較低處愈為顯著。

(2) 東亞主槽沿等高線 5400m 及 5700m 之緯度及經度之變化：就表八可知，在等高線 5400m 之東亞主槽，除夏季外，各月之緯度距平，多為正值（即槽之緯度較標準值為高）。計 1959 年，有 6 個月，緯度為正距平，其平均約為 4 個緯度，亦即在此多雨年，東亞主槽，較正常位置偏北 4 個緯度，乃顯示此槽較正常為弱，蓋以高空槽為冷性，向低緯度伸入，乃顯示加強；向北退縮則減弱。又證之在此臺灣多雨年，東亞

地區在 500mb 高空圖，多出現高度正距平（參看表七—A），以及筆者，過去對臺灣冬季多雨，高空氣溫多增高之現象，頗相符合。其原因可能係位於高空槽前所致者。

在等高線 5700m 之東亞主槽，各月之緯度距平多為正，惟其值甚微，約為一個緯度有餘，多出現在夏秋季；冬春季緯度距平多為零，即與正常狀態相同。

東亞主槽，在此兩等高線之經度距平，各月出現之正負值幾相等，不若沿緯度圈，經度負距平之特別顯著。惟有一特殊現象，即經度與緯度距平之正負，似有相反關係存在，即緯度距平為正，經度距平多為負；亦即當東亞主槽偏西時，同時亦多偏北，反之亦然。

(二) 臺灣多雨年（1959）亞洲脊及孟加拉槽之變化，列表七—B。表內亞洲脊，係 1959 年 500mb 高空圖，在等高線 5400m 及 5700m 所出現脊之經緯度位置。距平區係在亞洲脊附近，所出現之高度距平；在此一臺灣多雨年，亞洲一帶正距平區，各月出現均甚顯著，為顯示此高空脊，較正常加強而旺盛。尤其在冬季，正距平中心達 +100m 者，出現頻仍，其他季節，正距平中心，亦多為 +50m。孟加拉高空槽，係就 500mb 圖上，等高線 5800m 及 5850m，所出現

槽之經緯度位置，在此多雨年槽之附近，所出現之高度負距平區，頗為顯著。茲就亞洲脊及孟加拉槽，各月位置與標準位置之比較，分述如下。

1. 亞洲脊在臺灣多雨年（1959）之變化。亞洲脊與西伯利亞地面高壓，關係密切，已如上述；就表九所示，亞洲脊在 1959 年，緯度距平多為正，即較正常偏北，亦即顯示此暖脊，較正常為強。計沿等高線 5400m，此暖脊較正常偏北 9 個緯度（約在 55°N 附近）；沿等高線 5700m，全年各月此脊多為緯度正距平，平均約為 2 個緯度（約在 40°N 附近），亦即偏北 2 度；而經度之變化，亦多為正距平，平均約偏東 20 個緯度。但在此一年之冬季各月，亦偶有偏西者。

在臺灣多雨年（1959），亞洲高空 500mb 圖上，正距平區出現頻仍，亞洲脊在 40°N 至 50°N，多較正

表七-A： 臺灣多雨年 (1959) 500mb圖北極高空低壓及東亞主槽
Table 7-A The monthly positions of upper polar lows and Eastern Asiatic Trough on 500mb chart of 1959

類別	月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
北極	主中心	5150 64N 90E	4900 90N —	5000 90N —	5150 76N 85N	5300 72N 85W	5400 84N 10E	5400 80N 160W	5450 76N 35W	5300 76N 60W	5200 75N 80W	5200 71N 80W	5000 83N 140W
	副中心	*5050 57N 188E	— — —	— — —	5200 72N 105E	5300 70N 100E	— — —	— — —	5550 73N 170E	5350 70N 60E	— — —	5200 70N 115E	— — —
東亞主槽	60N 50N	135E 130E	150E 154E	140E 150E	130E 127E	180E 150E	168E 170E	160E 165W	165E 158E	175W 177E	180E 178E	130E 135E	140E 147E
	5400m	35N 132E	42N 150E	47N 155E	48N 127E	58N 110E	— —	— —	— —	73N 130E	48N 178W	44N 125E	40N 140E
	5700m	28N 125E	27N 95E	30N 155E	32N 118E	35N 147E	37N 138E	49N 150E	50N 46N 122E 158E	40N 121E	38N 125E	34N 128E	31N 136E
	距平區	-50 55N 135E	+100 38N 140E	+100 48N 130E	+50 40N 160E	-50 64N 100E	(-) 40N 130E	+100 52N 170E	-50 39N 160E	+50 55N 125E	-100 40N 180E	-50 51N 100E	-50 60N 115E

表七-B： 臺灣多雨年 (1959) 500mb圖亞洲脊及孟加拉槽之位置
Table 7-B The monthly locations of the Asiatic Ridge and Bengal Trough on 500mb chart of 1959

類別	月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
亞洲脊	5400m	56N 74E	52N 92E	55N 100E	57N 90E	— —	— —	— —	— —	— —	57N 135E	73N 35E	62N 40E
	5700m	33N 75E	31N 70E	37N 80E	42N 75E	50N 60E	57N 78E	52N 90E	51N 90E	51N 88E	44N 95E	38N 76E	35N 55E
	距平區	+100m 49N 80E	+100 40N 130E	+100 50N 130E	+50 32N 20E	+50 50N 60E	+60 65N 115E	+50 58N 38E	(+) 34N 115E	+50 38N 75E	(-) — —	-50 51N 100E	+100 66N 45E
孟加拉槽	5800m	22N 100E	15N 88E	22N 98E	26N 120E	26N 95E	29N 101E	— —	— —	32N 117E	28N 100E	25N 98E	23N 105E
	5850m	— —	— —	17N 95E	22N 123E	21N 95E	21N 93E	— —	— —	— —	— —	22N 110E	21N 102E
	距平區	(-) — —	-50 30N 97E	(-) 28N 98E	(-) — —	(-) 29N 95E	(-) 29N 100E	(-) — —	— — —	— — —	(-) — —	— — —	— — —

表八： 東亞高空主槽1959年位置（經緯度）距平

Table 8. The monthly location anomalies of the Eastern Asiatic Trough in the year 1959

類別	月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
5400m	緯度	- 3	+ 5	+ 6	+ 1	+ 6	-	-	-	+ 3	- 6	+ 1	0
	經度	- 8	+ 5	+12	-28	-55	-	-	-	-30	+42	-10	0
5700m	緯度	0	- 2	0	0	0	- 1	+ 1	+ 2	- 2	+ 1	+ 1	+ 1
	經度	-15	-44	+17	-12	+22	+ 5	-20	+ 2	- 9	- 7	+ 3	+ 6
主槽	60N	0	+10	- 5	-35	-10	-12	+20	-15	+ 5	-10	- 5	0
	50N	- 4	+12	0	-33	-24	- 5	- 5	-12	-11	-13	- 5	+ 5

表九： 亞洲高空脊1959年位置（經緯度）距平

Table 9. The monthly location anomalies of the Asiatic Ridge in the year 1959

等高線	月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
5400m	緯度	+ 4	0	0	- 8	-	-	-	-	-	- 4	+17	+ 7
	經度	- 1	+12	+25	+45	-	-	-	-	-	+35	-45	-15
5700m	緯度	+ 4	- 1	+ 2	+ 1	+ 4	+ 4	-	- 4	+ 3	0	0	+ 1
	經度	- 3	-10	0	0	-10	+33	-	+45	+ 8	+10	+ 6	+10

常偏北約2至9個緯度；而經度多偏東。

2. 孟加拉槽在臺灣多雨年（1959）之變化。孟加拉槽，在此一冬半年，最顯著之現象，為在此槽附近，各月均多出現負距平區（參看表七—B），可顯示在臺灣多雨年，此一地區波槽加強。就表十所示，孟加拉槽，經緯度距平之變化觀之，在等高線5800m，此槽位置之緯度距平，多為負值，即約偏南4個緯度，亦即顯示此槽，較正常加強甚多。

臺灣多雨，與此槽之加強，以及負距平區之出現，均具有密切之關連，亦足以解釋，何以在1959年臺灣各地雨量，均多超出正常之原因。

孟加拉槽，在臺灣多雨年，經度距平多為正值，即約較正常偏東14個經度，亦即此槽，其緯度較正常偏南，其經度較正常偏東，與臺灣之多雨，具有密切關係。

表十： 孟加拉槽1959年位置（經緯度）距平

Table 10. The monthly location anomalies of the Bengal Trough in the year 1959

等高線	月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
5800m	緯度	0	- 7	- 6	+ 2	- 2	- 5	-	-	-	- 4	- 2	+ 1
	經度	+ 3	-17	0	+15	-13	+15	-	-	-	+23	- 7	+13
5850m	緯度	-	-	-	+ 4	0	+ 4	-	-	-	-	0	+ 4
	經度	-	-	-	+26	- 3	+13	-	-	-	-	+ 8	+ 2

六、臺灣少雨年高空大氣環流

上文已將臺灣多雨年，高空環流型與標準狀態作比較，求得其變化。本節係就臺灣少雨年（1964），

作如上之比較，並與多雨年之環流變化，作比照之分析。

在1964年，臺灣少雨年，上述四個測站，各月雨量，出現負距平之站數，列如表十一。

表十一：臺灣少雨年（1964）雨量負距平站數

Table 11. The number of stations with negative rainfall anomalies in the "dry year" (1964) at Taiwan

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
負距平站數	2	4	4	4	4	2	4	4	2	3	3	2

由表十一可知，在此一少雨年，臺灣地區，幾全部均屬雨量負距平，僅秋冬季，偶有半數測站為負距

平。可見臺灣在少雨年，其乾旱情形較甚而普遍，並且在春夏季，經常出現之雨季，亦將消失。就臺灣此一少雨年，冬季雨量距平之特性，茲進一步，分析高空環流型之變化。

(一)臺灣少雨年（1964）北極高空低壓及東亞主槽之變化，列如表十二A。就表內北極低壓主中心，在1964年各月中心之位置，均位於北極及格林蘭西北一帶，與標準狀態，所差不多。惟其繞北極迴轉之路徑，亦屬異常，而與多雨年（1959）頗多相似（參看圖十一）。

北極副低壓，在此一少雨年（1964），其中心出現之位置及月份，亦大異於正常，惟有甚多狀況，則與多雨年相似。就圖十及十一比照觀之，在臺灣少雨年，出現於泰米爾半島及庫頁島之低壓，除月份不同外，其位置甚多與多雨年相似者。

臺灣少雨年（1964），東亞主槽（見表十三），沿緯度60°N圈，各月之經度距平，多為正值，亦即較正常偏東。計1964年在60°N，有8個月為經度正距平，平均為21個經度，即較正常偏東21度；在50°N有6個月為經度正距平，平均為7個經度，即較正常偏東7度。若就上節所述，在臺灣多雨年（1959），東亞主槽在60°N及50°N，平均皆偏西13個經度相比較，可知在少雨年較多雨年，此槽在60°N至50°N間，經度偏東34至20個經度。

東亞主槽，在臺灣少雨年，沿兩等

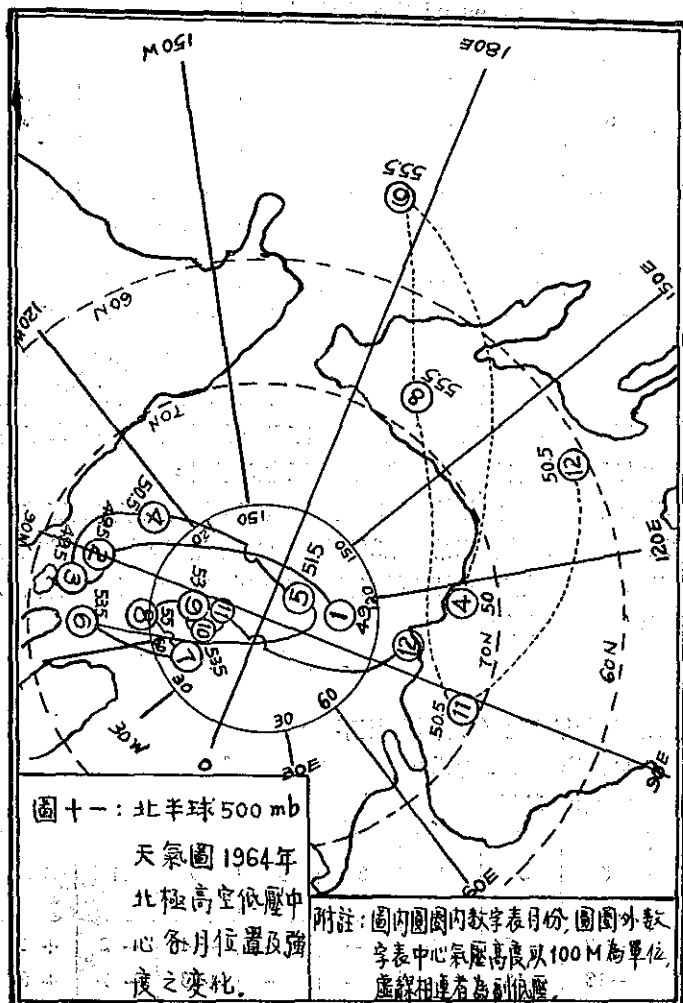


Fig. 11. The monthly position of polar low centers on 500mb chart of 1964

表十二-A： 臺灣少雨年（1964）500mb圖高空槽脊與高度距平
Table 12-A The monthly locations of upper troughs and ridge
on 500mb chart in the year 1964

類別		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
北極	主中心	4900m	4950m	4950m	5050m	5150m	5350m	5350m	5500m	5300m	5150m	5100m	5050m
		83N	75N	74N	78N	85N	70N	82N	80N	85N	85N	85N	77N
		110E	90W	80W	110W	125E	75W	50W	70W	75W	60W	75W	100E
低壓	副中心	—	—	5000m	—	—	5550m	—	5500m	—	—	5050m	5050m
		—	—	73N	—	—	53N	—	67N	—	—	72N	60N
		—	—	115E	—	—	174N	—	165E	—	—	87E	135E
東亞	60°N	160E	180W	165E	172E	135E	130E	180E	160E	175E	157E	137E	135E
	50°N	150E	155E	160E	163E	140E	135E	160W	163E	175N	140E	143E	36N
	5400m	39N	37N	40N	47N	58N	67N	78N	—	58N	53N	45N	36N
主槽	距平中心與位置	145E	155E	145E	160E	135E	80E	180E	—	175E	143E	137E	130E
		25N	26N	27N	37N	38N	32N	43N	46N	43N	37N	32N	34N
		108E	123E	145E	145E	134E	135E	165E	155E	135E	135E	130E	117E
槽	距平中心與位置	-150m	-150m	+50m	+100m	+200m	+50m	-50m	-100m	-100m	-50m	+50m	-50m
		65N	65N	52N	32N	52N	65N	49N	62N	55N	63N	55N	56N
		175E	175W	140E	140E	175W	175E	150E	155E	163E	160E	180E	125E

表十二—B： 1964年亞洲脊及孟加拉槽之位置及距平區
Table 12-B The monthly locations of the Asiatic Ridge and Bengal Trough on 500mb chart of the year 1964

[illegible]

高線各月之緯度距平，均多為負值。在等高線5700m，此槽之緯度負距平，更為顯著而規律；計1964年有9個月，為緯度負距平，平均3個緯度，即東亞主槽，較正常位置偏南3個緯度，亦即較正常加強，由表十二A所示在此槽附近，多出現負距平區相符合。若

與臺灣多雨年（1959），此槽向北偏一個緯度相比較，則少雨年較多雨年，槽之緯度向南偏4度。東亞主槽，沿此兩等高線，各月之經度距平，亦多為正值，與沿兩緯度圈所呈之現象一致，即此槽在少雨年，其經度均顯示較正常向東偏。

表十三： 1964年東亞主槽經緯度距平

Table 13. The monthly location anomalies of the Eastern Asiatic Trough in the year 1964

等高線	經緯度	月份											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
5400m	緯度	+ 1	0	- 1	0	+ 6	--	-	-	0	- 1	+ 2	- 4
	經度	+ 5	+10	+ 2	+ 5	-40	-	-	-	-25	+ 3	+ 2	-10
5700m	緯度	- 3	- 3	- 3	+ 5	- 3	- 6	- 5	- 3	+ 1	0	- 1	- 3
	經度	-32	-15	+ 7	+15	+ 9	+ 2	- 5	-13	+ 5	+ 2	+ 5	+13
主槽	60N	+25	+40	+20	+ 7	+ 5	-50	0	-20	+ 5	+17	+ 2	- 5
	50N	+ 8	+13	+10	+ 3	-46	0	-10	- 7	+ 5	0	+ 3	-19

(二)臺灣少雨年（1964）亞洲高空脊與孟加拉槽之變化，列如表十二B。表內顯示，在亞洲脊範圍內，高度負距平區，各月出現頻仍，乃顯示此脊較正常減弱。就表十四所示，沿等高線5700m，亞洲脊全年各月，多為緯度負距平，平均為2個緯度，即此脊較正常偏南2個緯度。而經度之變化，則多為正距平，平均約24個經度，亦即較正常偏東24度。若就此與多雨年（1959）時，亞洲脊在等高線5700m，緯度距平為正2度，經度距平為20度相較；可知少雨年，較多雨年，此脊南移約4個緯度；而經度距平，兩者均屬偏東，惟少雨年較多雨年偏東略多。

孟加拉槽，在此少雨年（1964），具有一顯著現象，即在此區域內，多屬於高度正距平（參看表十二B），此與多雨年（1959），多為負距平之情況恰相反。就表十五所示，沿等高線5800m，孟加拉槽之經緯度距平，多為正值，平均約為2個緯度，即此槽較正常偏北2度，顯著減弱；其經度距平為負18度，即較正常偏西18度。若就此與多雨年時，孟加拉槽，緯度距平為負4度，經度距平為正14度，兩者相較，均呈相反之現象；即在臺灣少雨年，此槽緯度偏北，經度偏西，而多雨年則偏南偏東。

表十四： 1964年亞洲脊經緯度距平

Table 14. The monthly location anomalies of the Asiatic Ridge in the year 1964

等高線	經緯度	月份											
		1	2	3	4	5	5	7	8	9	10	11	12
5400m	緯度	0	+ 4	+ 5	- 7	-	-	-	-	-	-	- 6	+10
	經度	+25	+ 2	+25	+45	-	-	-	-	-	-	+20	+ 2
5700m	緯度	- 2	- 1	+ 2	0	- 2	- 3	-	- 1	- 1	0	+ 2	0
	經度	- 1	-10	0	+15	+40	+45	-	+70	+10	+15	+15	+ 5

表十五： 1964年孟加拉槽經緯度距平
Table 15. The monthly location anomalies of the Bengal Trough in the year 1964

等高線 經緯度	月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	緯度	0	+ 1	+ 1	+ 3	+ 2	—	—	—	—	— 5	— 1	— 2
5803m	經度	0	+ 7	— 5	— 5	— 18	—	—	—	—	+ 18	— 15	+ 25

七、結

論

綜合以上之分析，吾人可得以下之結果：

1. 依據太陽活動之週期變化，區分為臺灣「多雨年」及「少雨年」，在天氣預報及研究方面，頗具重要意義。

2. 在臺灣「多雨年」，臺灣各地月雨量，多為正距平，並多出現在冬春季，秋季次之，此乃顯示在「多雨年」，雨季如梅雨者，特顯著。但在「少雨年」，則月雨量距平之季節性分佈，與上述相反，且正常之雨季不顯甚或消失。

3. 在500mb北半球高空月平均天氣圖，選取適當之等高線及緯度圈，以分析高空槽與脊之位置（經緯度）變化，在臺灣「多雨年」與「少雨年」，顯示高空環流型，具有顯著之差別。

4. 東亞主槽，在「多雨年」較正常位置，偏北偏西；但在「少雨年」則相反。亞洲脊在多雨年，其位置較正常偏北偏東，但在少雨年，此脊則偏南，而經度之變化與多雨年同，亦係偏東。孟加拉槽出現於冬半年，影響臺灣雨量最為重要。其位置在「多雨年」較正常偏南甚多並呈顯著增強，經度變化係偏東；但在少雨年，此槽之位置變化，則完全相反。

引用文獻

(1) H. C. Willet(1965): "Solar-climatic relationships in the light of standardized climatic data", J. Atm. Sci, 22, 120-136.

(2) Wexler (1960): "Radiation balance of the earth as a factor in climatic change" Climatic Change, Harlow Shapley, pp 73-90.

(3) 魏元恒 (1968) : 「臺灣冬季雨量與極地寒流爆發關係之研究」，氣象學報14卷 4 期。

(4) 魏元恒 (1968) : 「太陽黑子影響臺灣氣象變化之研究」，臺灣省氣象局氣象學報14卷 1 期。

(5) R. D. Elliot (1951): "Extended-range forecasting by weather types", Compendium of Meteorology, pp 834-840.

(6) Karin Labitzke (1994): "On the mutual relation between stratosphere and troposphere during periods of stratospheric warming in winter", WMO No. 162, TP79, pp249-253.

(7) 彭立：「臺北氣溫與降雨之長期變化」臺灣大學地理系研究報告第四期。

臺灣之雨量分佈

戚 啓 勳

The Distribution of Rainfall in Taiwan

Ke-hsun Chi

Abstract

The monthly and annual normal isohyetal charts in Taiwan were prepared based upon more than 400 stations with different periods of record. After analyzing these charts with the aid of the frequency distribution of wind directions of selected stations, the author comes to the primary conclusion as follows:

1. The situation of normal annual rainfall distribution in Taiwan is the result of combination of summer type and winter type. Six rainfall concentration centers were found in this island, namely, northern end of Ta-hsueh mountain range (included Ta-tun-shan), northern end of Central Mountain Range (Ta-yuan-shan), joint area of Ta-hsueh-shan and Central Mountain Range (Tao-shan), Tai-lu-ko-ta-shan, Ali-shan, and Ta-wu-shan mountain area.

2. The highest amount of annual rainfall in Taiwan was recorded in Huo-shao-liao which was over 6,000mm. Those rainfall centers of Ta-yuan-shan, Ta-wu-shan, and Tao-shan recorded a little more than 5000mm. The amount over Tai-lu-ko-ta-shan was about 4,500mm. while Ali-shan area over 4,000mm. Both Taiwu and Chin-shui-ying (Tawu-shan-region) were recorded to some 5,200-5,300mm. in average.

3. Rain shadow areas were found over the leeward side from prevailing wind in the middle portion of Central Mountain Range, especially in the vicinity of Pa-li Basin. Its annual amount was less than 2,000mm.

4. Referring to the vertical distribution of rainfall in this island, in the winter period, the heaviest rainfall seems to be concentrated in the belt of 500-1,000m above sea level over the windward slope of northeast mounds due to the lower condensation level caused by the northeasterly monsoon which travels a long distance over warm sea south of Japan. The heaviest rain belt a little higher (about 1,000m) was discovered over Ta-wu-shan mounds in summer which was clearly due to the southern tip of this island extending farther into the sea.

On the other hand, those inner heavy rain centers over mountain area seem concentrated in the vicinity of 2,000m above sea level. It may be explained by the fact that air currents have already travelled for some distance over land area and the condensation level thus is comparatively higher than the above situation.

5. The variation of rainfall pattern within the year was controlled by the prevailing wind direction. In October, the rainfall pattern in this island suddenly changes to winter type and the amount of rainfall over the western portion of Taiwan decreases very rapidly. Both rainfall centers at Ali-shan and south portion of Ta-hsueh-shan thus disappear. In May, this pattern begins to change which seems one month earlier than the whole circulation change in East Asia. The most important aspects are the rapidly increasing of rainfall amount over Ali-shan and Ta-wu-shan regions. We can roughly say, rainfall concentrated in northeast portion of Taiwan in winter, then moving to the middle portion of mountain terrain in spring, centered on southern mountain in summer, then displaced to eastern near coast in fall.

6. Corresponding to these displacements, one can easily see, rainfall in winter purely the result of northeasterly monsoon; in spring, precipitation is contributed by both topographical rain and frontal rain, in summer, it results from thunderstorms and typhoon, in autumn, it is chiefly due to the passage of typhoons.

7. Examining of the frequency distribution of wind direction of some selected stations, in winter, northeasterly wind control the north and south tip of this island (such as Peng-cha-yu and Heng-chun), easterly wind prevailing in Taipei while northerly wind predominate over the west side (as Taichung and Tainan) of Taiwan. The convergence of air current with cyclonic movement makes the air ascending under such condition. It seems to be one of the most important reason why bad weather prevailing in the northeast portion of this island in winter. On the contrary, the northerly wind moving along the west side would have divergent effect when they reached to the southwest coast and turning with a anticyclonic track. The descending of air currents would result. Hence, clear weather predominates in southwest portion of this island.

8. In summer half year, southerly wind was evenly distributed in southern Taiwan, that is, southeasterly wind and southwesterly wind were about in same percentage, therefore the amount of rainfall was about the same over eastern and western slope of Ta-wu-shan. But compare with same elevation the amount over western slope was higher than the eastern slope due to the more moist content of southwesterly monsoon. As in winter, because of the predominate of northeasterly wind, the

rainshadow area was quite clear in the leeward of Central Mountain Range.

9. The summer type rainfall pattern is most significant in August, monthly mean over 1,200mm over Ali-shan area. Winter type rainfall pattern is most predominant in October, Huo-shao-liao and Ta-yuan-shan was recorded to more than 8,000mm in average.

10. In changing the rainfall pattern from summer type to winter type, those centers mentioned above increased immediately to its maximum intensity (October), while changing from winter type to summer type the concentrated rainfall area gradually intensified and reach to its maximum amount three months later (August).

一、前 言

臺灣全島面積雖僅三萬五千餘方公里，但地形參綜複雜，山地佔總面積之半。中央山脈縱貫全島，高度在三千公尺以上之高峯達三十餘座，另有雪山山脈、玉山山脈、主要山峯已都在三千公尺以上；阿里山山脈主峯在二千公尺以上；臺東海岸山脈及大屯山火山集則在一千公尺以上。此等山系對本省之雨量分佈，具有重大之修正作用。另一方面，臺灣位於聞名世界之東亞季風區域內，週年內寒暖氣流進退有序，乃益增降水型之複雜性。

本省觀測降水之氣象站及雨量站，除氣象局所屬有26處外，據五十七年之登記，計有1,141處之多。照理應能繪成非常詳細之各月等雨量線圖，但事實則不然，其原因甚多，包括：各測站之分佈極不均勻，記錄年代之長短懸殊，起迄各異，更有中斷殘缺，觀測儀器之程式不同，觀測次數各別，人員之素質良莠不齊，加以測站之隸屬系統各異，記錄無法集中。因此，不僅雨量記錄之一致性與準確性頗有問題，甚且無法集中資料，統一處理，繪製各月及全年雨量分佈圖自有困難。

但事實上，雨量分佈圖不僅對於研究臺灣氣候極端重要，亦為各方經濟發展必須參考之資料。故早在民國二十五年，日據時代出版之「臺灣雨量報告」(1)中，以183處雨量為據，繪成各月雨量圖及年雨量圖，惜乎繪製較為簡略。隨後之學者引用，大都以此為據。最近(五十七年)亢玉璫教授著之「臺灣降水特性之分析」(2)中曾整理51處記錄，繪成年平均降水量圖及一、四、七、十月平均降水量圖，因重點關係，內容亦較簡。同年，水資會朱成熙等選擇318站記錄，繪成較詳細之「臺灣年雨量線圖」(3)，凡此均為重

要之參考資料。

然自水文氣象學發展以來，等雨量線圖之繪製，在觀念上已有重大之修正，其中最重要之兩點，即為地形上之考慮與測站稀疏地區之推斷(4)。例如：高原與平地之間，坡度峻急之處，等雨量線應密集；記錄空缺地區，必須比照類以地形加以處理等等。但如完全按等高線之形態繪等雨量線，則不僅過於繁複，且亦不切實際，蓋空氣為流體，降水型與地形自不免有若干出入，等雨量線之曲度亦應較等高線為緩和，故分析等雨量線，除以準確之數值為據外，按水文氣象學之原則能做到恰到好處，誠非易事。

二、資料來源及處理

作者去(57)年為研究臺灣山地氣候，曾統計1956-1965年雨量記錄73處(5)，以山地為主。此項記錄填入印有等高線之底圖內，其比例尺為一百萬份之一。而後，再填入日據時代之雨量記錄(1935年以前)182處。另補充亢玉璫教授整理之51處(大都在1963年以前)記錄，最後再補充經濟部水資源開發委員會出版之臺灣省降水量記錄(6)(該項記錄計463站年，主要為1958年以前之記錄，分西北部、中西部、西南部、及東部14冊)。以上四種記錄來源，年代起迄不同，統計年數各異，有很多地點彼此相重複，數值頗有出入，合併分析，雖欠合理，但事實上誤差何限於此。分析時如能考慮及雨量之各項控制因子，則大體上應屬可靠。

等雨量線之分析，除應顧及實際數值外，主要在考慮盛行風之遞變及地形之影響，有時降水類型亦不得不加以注意，例如冬季迎風面之降水，雨量少而雨日多，逐年變遷遠不及颱風雨之顯著，後者一次暴雨即可對平均月雨量有重大之改變。

各月等雨量線圖中，雨量線之間隔取 100 公厘，以一百萬份之一底圖而言，堪稱合適。但冬季臺灣西部及南部雨量，大都不足一百公厘，因而空白地區似嫌太大，乃不得不增繪 50 公厘之虛線，以資補救。全年等雨量線則以 500 公厘作間隔較為合適。水資會所繪年雨量線取 200 公厘為間隔，因原圖為 25 萬份之一之底圖，但縮印後似嫌過密。

作者在印有等高線地形之底圖上分析之後，再重複描入僅印有河川之同比例尺底圖上，再加以修正；此項步驟之目的有三：一則在於根據河谷及流域修正等雨量線之形態；二則可藉以修正底圖上地形或測站佈置之誤差；三則一般等雨量線均集中山區，如底圖上印有地形，勢必混淆不清。

三、臺灣冬季之雨量分佈

臺灣冬季（十二、一、二月）東北季風盛行，以其曾涉旅日本南方之暖洋流海面，故含濕量遠較偶而直接穿越海峽之陸上變性冬季風為高。據 1951-1960 年臺灣各測站地面風之頻率統計，彭佳嶼冬季東北風佔 37.8%，新竹 41.6，恒春 47.5（見表一），如將北風及東風亦合併計算在內，則東北象限內之風，彭佳嶼為 77.4%，新竹 76.6，恒春則高達 81.7。其中以十二月份最多，一月略減，二月再減低，此種現象以恒春最為明顯：十二月東北風佔 59.2%，一月為 46.5，二月減為 36.7。

表一：臺灣選擇測站冬季（十二、一、二月）各風向頻率（1951-1960）

地名	風標海拔 (公尺)	C	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
彭佳嶼	106.2	0.9	4.1	15.8	37.8	12.4	7.3	3.7	4.8	2.5	1.5	0.5	1.2	0.4	2.2	0.8	2.5	1.9
臺北	31.4	13.7	0.9	0.7	2.3	14.0	27.9	23.1	2.2	1.0	1.9	1.2	1.6	1.8	3.4	1.8	3.2	1.6
新竹	46.0	15.6	4.2	21.2	41.6	6.4	3.2	1.0	0.3	0.2	0.3	0.4	0.5	0.5	0.9	0.6	1.2	2.0
臺中	100.4	26.8	37.6	4.6	1.4	3.5	3.5	0.3	0.4	0.2	0.6	0.4	0.8	1.0	1.6	0.9	3.9	18.7
阿里山	2,421.2	19.4	3.5	1.2	5.2	1.5	3.2	1.0	5.7	3.2	9.0	2.6	14.5	4.4	16.0	2.0	6.4	1.2
玉山	3,859.2	2.6	1.1	0.1	0.3	0.1	0.4	0.4	0.5	0.3	1.8	2.6	11.9	11.3	41.7	9.2	12.9	1.9
臺南	29.0	3.2	33.5	31.0	3.6	1.1	0.8	0.4	0.5	0.3	0.3	0.2	0.5	0.6	1.0	1.4	3.6	11.9
恒春	32.9	8.2	6.4	12.7	47.5	9.1	6.0	1.7	0.7	0.2	0.5	0.3	0.3	0.1	0.4	0.4	1.9	3.9
花蓮	27.8	10.3	7.6	19.7	12.2	1.8	0.9	0.9	1.9	1.6	1.0	5.8	11.0	6.8	5.7	3.5	5.0	3.7

臺北因地形之影響，東風之頻率最多，佔 27.9%，其次為東南東風，佔 23.1。臺中、臺南均以北風佔優勢，前者佔 37.6%，後者 39.5，似可想見東北風繞道臺灣西邊之改向情形，花蓮則顯然受地形影響，以東北東風最多，東北風居次。

根據一月份平均海平面等壓線之形態(7)，可見我國低緯度一般等壓線均為平滑之近似東西走向，至臺灣附近，受地形影響而發生彎曲。因此，氣流在臺灣北端輻合，至海峽南部則輻散(8)。臺北之所以東風及東南風居優勢，此亦為重要原因之一。氣流輻合，勢必上升；輻散則氣流下降。臺灣冬季東北部多雨，西南部乾旱，此亦為不可忽視之因素。

冬季東北風在臺灣之厚度，亢玉璽據探空資料統計得：厚度限於 850 毫巴以下，至 700 毫巴已轉為西風(9)。王時鼎亦推算得桃園冬季風厚度為 1,800 公尺(5,500 呎)(10)。表一內可見：海拔 2,400 多公尺之阿里

山已轉為西風佔優勢，西南風居其次；玉山則西風頻率增至 41.7% (3,859 公尺)，合計西風象限（含西南風及西北風）竟高達 87%。西風以一月最多，十二月則有西北風偏多之勢，二月有西南西風偏多之勢。

概略言之，臺灣冬季東北部及東部迎風面雖為東北風控制，至西部及西南部轉為北風控制，海峽北部氣流輻合，南部則輻散，二公里以上，逐漸轉為西風控制全島。凡此均對瞭解臺灣冬季之雨量分佈情形極有助益，茲分月說明如下：

(一)十二月 臺灣之雨量幾乎完全集中在東北一隅，最大中心在雪山山脈北端之迎風丘陵區，火燒寮（420 公尺）一帶因面向東北之河谷氣流滙合上升，雨量特多月平均在 700-800 公厘（註）。其次之集中區，一在中央山脈之北端，宜蘭沖積平原之南面山坡，大元山之羅東冬山鄉山地，面對東北風河谷上游更豐沛，月平均雨量在 500-600 公厘；另一中心突出在東

（註）：日據時代之統計除六、七、八三月外均高出亢氏之統計，當地雲量最多為 10 月。

北風內為大屯山區鞍部(836公尺)竹子湖(600公尺)均超過400公厘。其餘則臺灣東北部，例如和平溪及塔基里溪之南面迎風山坡，雨量當亦超過200公厘。捨此而外大都不足100公厘。圖一中可見100公厘之等雨量線自淡水河向南至蘭陽溪山坡，折而向東，至三星山循地形至東岸。南端則浸水營(1,864公尺)局部地區亦有100公厘左右。2,000公尺以上之山地受西南風影響大於50公厘，其餘西部均不足50公厘。

(一)一月 本月份等雨量線與上月極為相似，僅大元山及大屯山之中心稍見減弱，略超過300公厘。中壢、龍潭之臺地，雨量亦增至100公厘，玉山一帶大約為150公厘。見圖二。

(二)二月 本月仍為冬季之形態，惟各中心繼續減弱，雪山山脈北端火燒寮一帶減為500-600公厘，大屯山及大元山都不過200-300公厘。花蓮西北之太魯

閣大山雨量仍保持200公厘。北部地區平地之月平均雨量普遍增加到100公厘以上。100公厘等雨量線在新竹苗栗之間，沿雪山山脈之西北山坡至宜蘭濁水溪上游折回。故中央山脈較高處大致均在100公厘以上。至於本省西南部仍不足50公厘。見圖三。

四、臺灣春季之雨量分佈

春季(三、四、五月)為冬季風與夏季風之交替季節。由於內陸溫度迅速上漲，氣壓梯度大見緩和。地面風之運行，頗顯零亂。彭佳嶼東北風之頻率不斷減少，三月為31.9%，四月23.6，五月減為19.5。故平均為25.0%，臺北之東風亦減至21.4%，東南東風減為16.7。新竹之東北風則自冬季之41.6%減為23.1%。恒春近乎減少一半(見表二)，三月為36.2%，四月24.5，五月僅11.8。春季平均為24.2%。

表二：臺灣選擇測站春季(三、四、五月)各風向頻率(1951-1960)

地 名	風標海拔 (公尺)	C	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
彭佳嶼	106.2	1.0	3.2	7.7	25.0	9.2	6.5	5.3	10.7	6.4	5.0	1.5	3.7	0.7	5.8	1.6	4.6	1.9
臺北	31.4	18.7	2.5	0.8	1.4	10.2	21.4	16.7	2.9	1.8	2.5	1.4	1.8	2.1	5.6	3.1	4.1	3.0
新竹	46.0	25.0	4.9	12.0	23.1	5.2	3.0	1.1	0.7	0.6	0.8	1.6	4.3	5.5	4.6	1.8	2.3	3.0
臺中	100.4	29.5	19.6	1.8	1.0	0.6	0.9	0.5	1.2	1.5	4.2	3.5	3.1	3.2	6.0	2.3	4.7	16.2
阿里山	2,421.2	20.8	2.2	0.8	2.4	1.1	1.7	0.7	4.2	3.3	9.7	3.2	15.2	4.7	20.2	2.4	6.1	1.4
玉山	3,859.2	3.4	0.9	0.1	0.5	0.2	0.6	0.4	1.4	1.1	2.5	3.0	10.9	8.1	37.6	12.6	12.8	1.3
臺南	29.0	9.0	25.2	13.5	2.9	1.6	1.7	2.9	3.2	3.3	2.5	2.4	3.4	3.9	4.3	3.2	6.2	11.1
恒春	32.9	16.4	3.3	4.0	24.2	8.5	11.6	4.4	2.2	1.4	2.5	0.6	1.7	1.6	3.9	3.4	6.8	3.8
花蓮	27.8	13.4	7.7	14.5	8.5	2.5	2.3	2.2	5.5	3.7	2.0	7.5	15.5	6.1	4.2	2.1	3.1	3.0

臺北東風及東南東風之頻率也同樣減小，東風佔21.4%，東南東風16.7。臺中及臺南之北風低減更快，前者平均為19.6%，後者為25.2，另一點值得注意，臺中以北北西風居其次，臺南則以北北東風居其次。

臺灣各地春季偏南風之增加，足見反氣旋形渦旋度區已北移，遠不及北風減少之顯著，較著者為彭佳嶼東南風之出現增加一倍以上；花蓮則西南風自冬季之11.0%增為15.5%，已超過北北東風之頻率，東南風亦有增加。代表高山之阿里山測站，西風略增，玉山則西風反而稍減，似將餘額分配給西北西風，阿里山之南風頻率，與冬季比較，無甚改變。

基於盛行風之概念，我人可申論臺灣春季之雨量分佈如下：

(一)三月 春季既為冬夏季風之交替季節，故本月

份之雨量型近似冬季，略見轉變之端倪。東北部之雨量集中區迅速減弱，而中央山脈北部及中部之雨量激增，顯示南風開始蠢動，地形雨增多，東北部僅火燒寮附近之狹窄地區猶保持在500公厘以上，大屯山大元山均不過兩三百公厘，表示東北季風衰退，但中央山脈北部合歡山能高、山一帶，則月平均雨量增至500公厘以上，能高站(2,697公尺)得498公厘。秀姑巒山另有一中心，月平均大致在300公厘。本月份雨量大致和等高線一致。阿里山一帶，雨量均超過100公厘，南投附近雨量亦較多，相形之下，埔里盆地及大甲溪上游谷地乃成為雨蔭區。100公厘之等雨量線南移至大肚溪附近，嘉南平原之雨量均已超過50公厘，故低於50公厘者已局限於西南一隅。其餘無大變動。見圖四。

(二)四月 臺灣四月份之平均等雨量線型式，大體

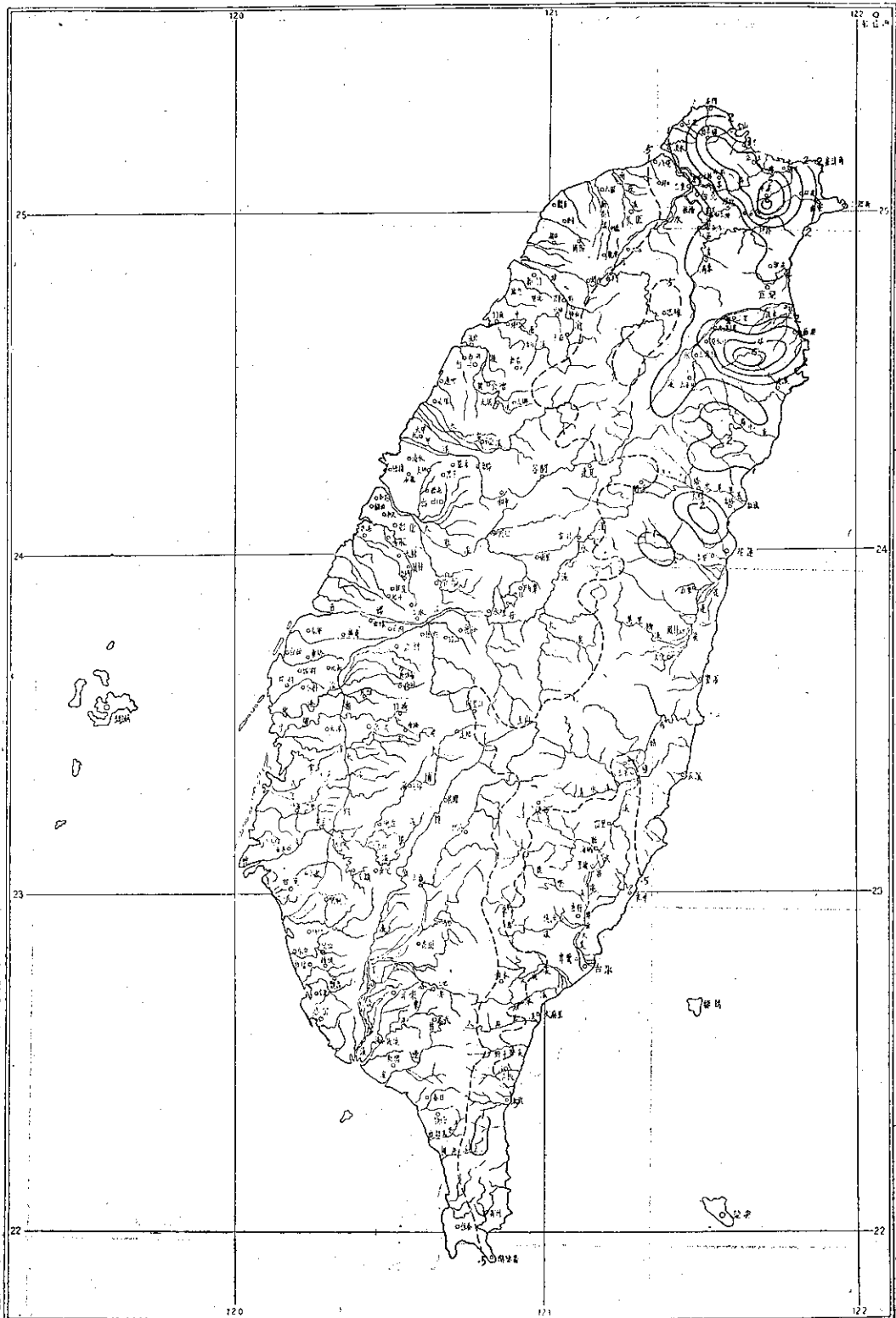


圖 1：臺灣十二月份等雨量線圖
Fig. 1: The isohyet of December in Taiwan

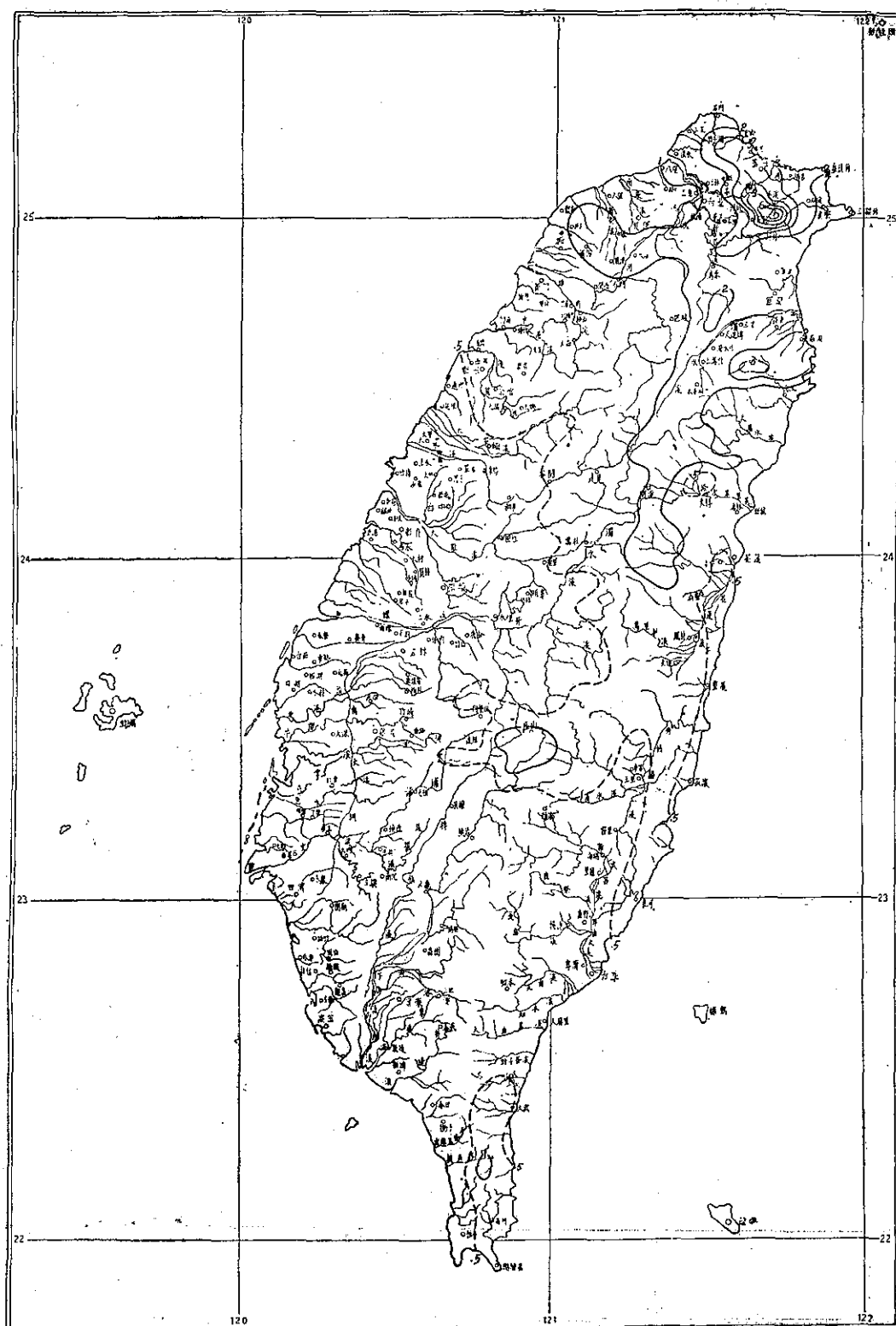


圖 2：臺灣一月份等雨量線圖（單位 100 公厘）
Fig. 2: The isohyet of January in Taiwan (in 100mm)

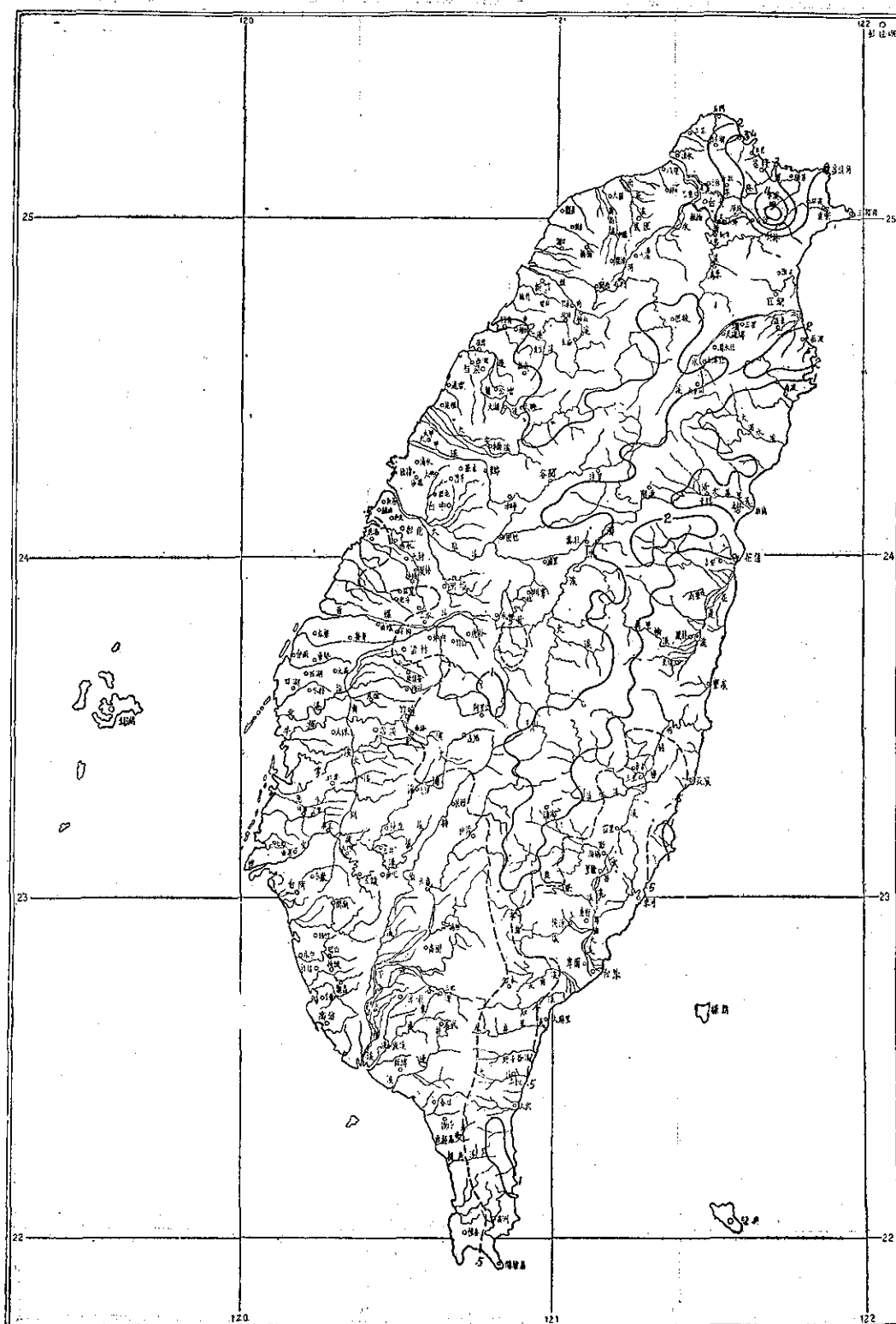


圖 3：臺灣二月份等雨量線圖
Fig. 3: The isohyet of February in Taiwan

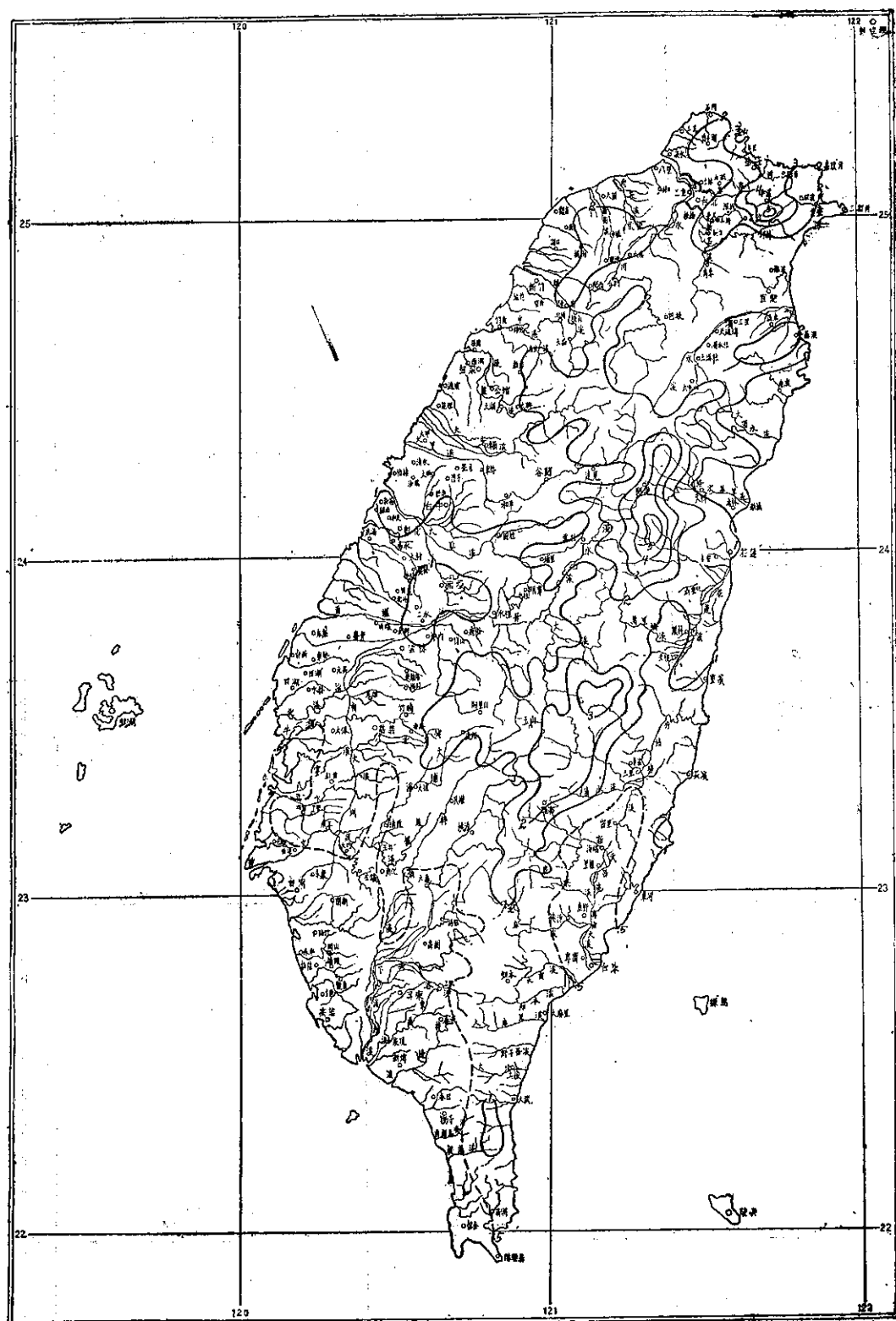


圖 4：臺灣三月份等雨量線圖
Fig. 4: The isohyet of March in Taiwan

上與三月相似，僅東北部雨量更減少，火燒寮已減至 300 多公厘，大屯山及大元山區且不足 200 公厘。能高山之雨量集中區則更為明顯，範圍更廣。相形之下，雪山山脈與中央山脈間之谷地，雨蔭現象較為明顯。中央山脈南部雨量普遍增加，均超過 100 公厘。見圖五。

(三)五月 臺灣雨量型自四月至五月，顯然為一重大之轉變。蓋東亞環流型六月及十月為兩次突變。臺灣緯度較低，降水型提前至五月開始轉變。圖六中最值得注意者為大武山區及阿里山區之雨量激增，顯示西南季風之侵襲，前者月平均雨量自 200 多公厘增加至 700 多公厘；後者自 100 多公厘增至 700 多公厘。阿里山區二萬坪站(1,997 公尺)五月份平均雨量得 708 公厘，奮起湖(1,879 公尺)為 672 公厘。大武山西側之大武社(848 公尺)因係面對西南風之河谷上游雖海拔較低亦得 608 公厘，泰武(1,060 公尺)為 551 公厘(註)，能高山之雨量最大增至超過 700 公厘，能高測站得 724 公厘。大雪山南部之雨量亦見增多，大致為 300-400 公厘，東北部冬季之雨量集中區幾已全部消失，西南部則高屏溪一帶均增至 200 公厘以上。東部則花蓮溪一帶也增至 200 公厘以上。此種雨量分佈之變型，顯然為偏南氣流大舉侵入之後果，其他因素均屬次要。

五、臺灣夏季之雨量分佈

夏季(六、七、八月)內陸炎熱，海洋涼爽，氣壓分佈與冬季相反，東南季風及西南季風都在此時大舉侵內陸。東南氣流來自北太平洋高壓，屬於東北信風之迴流部份；西南季風則來自印度洋及南海，受大陸低壓之吸引，平均而論，臺灣適為二者之交界。西南氣流曾涉赤道洋面，特別潮濕，臺灣每次暴雨成災，無不受其影響，據臺灣夏季地面風之頻率分配，可窺知一斑。彭佳嶼東南風居其首，佔 17.2%，但南南東風亦有 13.0%，其次為西風，佔 15.0。為西南風繞臺灣北端之後果，臺北雖仍以東風佔優勢，但西風居次，足見西南風與東南風旗鼓相當。新竹西南風最多，佔 14.9%，西南西及西風亦多，此為唯一西南風控制全局較明顯之地點。

臺中南風最多，臺南東南風最多。恒春雖東風最多，佔 14.0%，但西風居次，佔 8.9，與臺北相似。花蓮則南南西及西南風最多，其次為東南風，凡此均足以表示臺灣夏季之地面風，東南風與西南風分庭抗禮，再以高山而論，阿里山雖以西風最多，佔 12.2%，但西南風亦有 11.1，東南風僅一半而已，實受地形之攔阻。玉山西風與東南風大致相當。可見東南風或西南風均可伸展至三、四公里以上。見表三，表內可見，夏季地面風各方位頻率之分都遠較冬季為均勻，另一方面，偏北風仍佔相當比例。

表三：臺灣選擇湖站夏季(六、七、八月)各風向頻率(1951-1960)

地 名	風標海拔 (公尺)	C	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
彭佳嶼	106.2	1.7	1.5	1.1	5.6	2.8	6.0	5.8	17.2	13.0	7.8	2.7	6.4	2.1	15.0	2.3	4.0	1.6
臺北	31.4	22.3	2.5	0.7	1.9	5.4	12.1	7.6	4.5	3.9	7.5	3.0	3.7	4.5	10.1	3.8	4.1	2.6
新竹	46.0	30.2	3.3	2.9	3.5	2.3	3.4	2.1	1.2	1.1	3.1	5.5	14.9	9.1	7.6	1.7	1.8	2.9
臺中	100.4	33.5	4.8	1.0	1.1	1.1	1.8	1.2	3.3	5.8	9.9	8.6	5.6	3.7	5.1	2.4	4.8	6.7
阿里山	2,421.2	25.0	4.1	1.6	5.6	2.3	4.9	0.8	5.5	3.4	8.0	2.5	11.1	2.3	12.2	1.8	7.7	1.3
玉山	3,859.2	13.4	2.6	1.1	2.4	1.5	6.9	4.3	13.6	4.9	7.5	3.0	8.9	3.4	13.9	2.4	8.7	1.5
臺南	29.0	10.4	4.8	3.3	2.4	3.1	5.6	8.2	11.5	8.2	6.8	4.8	6.5	6.5	6.4	3.0	3.5	4.7
恒春	32.9	16.7	1.9	2.0	4.5	4.5	14.0	6.8	2.8	1.3	3.4	1.3	3.4	4.4	8.9	8.3	7.0	3.9
花蓮	27.8	14.7	3.2	3.9	4.7	3.5	3.8	5.0	10.3	6.8	5.2	12.8	11.5	6.3	3.8	1.6	1.6	1.3

分析臺灣夏季之雨量分佈，必須瞭解主要為颱風雨及熱雷雨之後果，颱風雨受其路徑及環流所控制，迎風山坡每降暴雨。熱雷雨則由於暖濕氣流控制下日射受熱而產生，亦以山區發生機會較多。茲分論如下：

(一)六月 六月份之臺灣等雨量線圖見圖七，如與五月份圖相比較，在型式上無大差異，惟大武山區之雨量更多，阿里山之多雨區似亦擴展，大雪山之南部亦增至超過 600 公厘，大元山亦已到達 500 公厘。全島雨量以大武溪之源地浸水營(1,364 公尺)最多，日

(註)：泰武測站光復後曾遷移，高度自 1060 公尺遷至 950 公尺，此為日據時代統計。

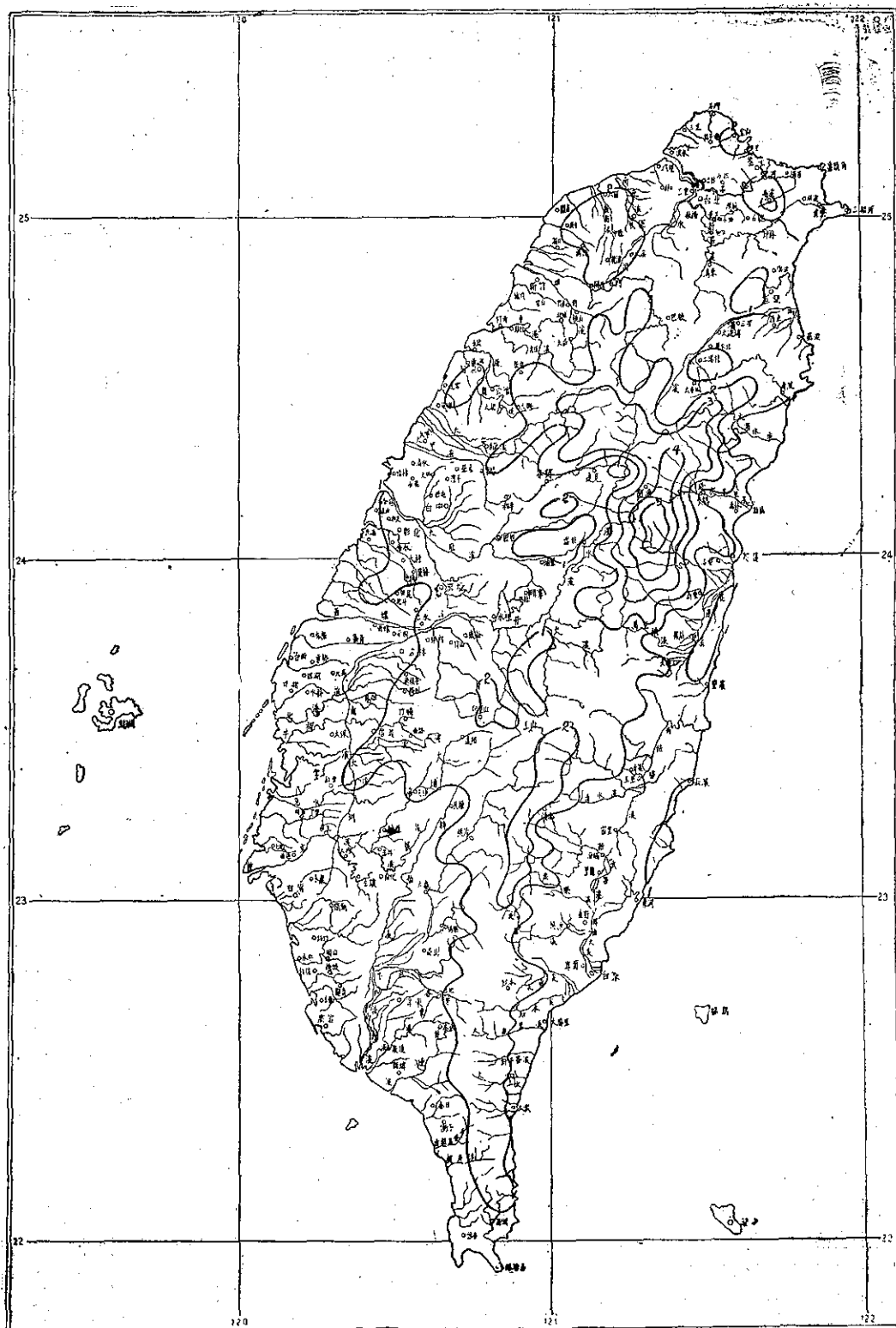


圖 5：臺灣四月份等雨量線圖
Fig. 5: The isohyet of April in Taiwan

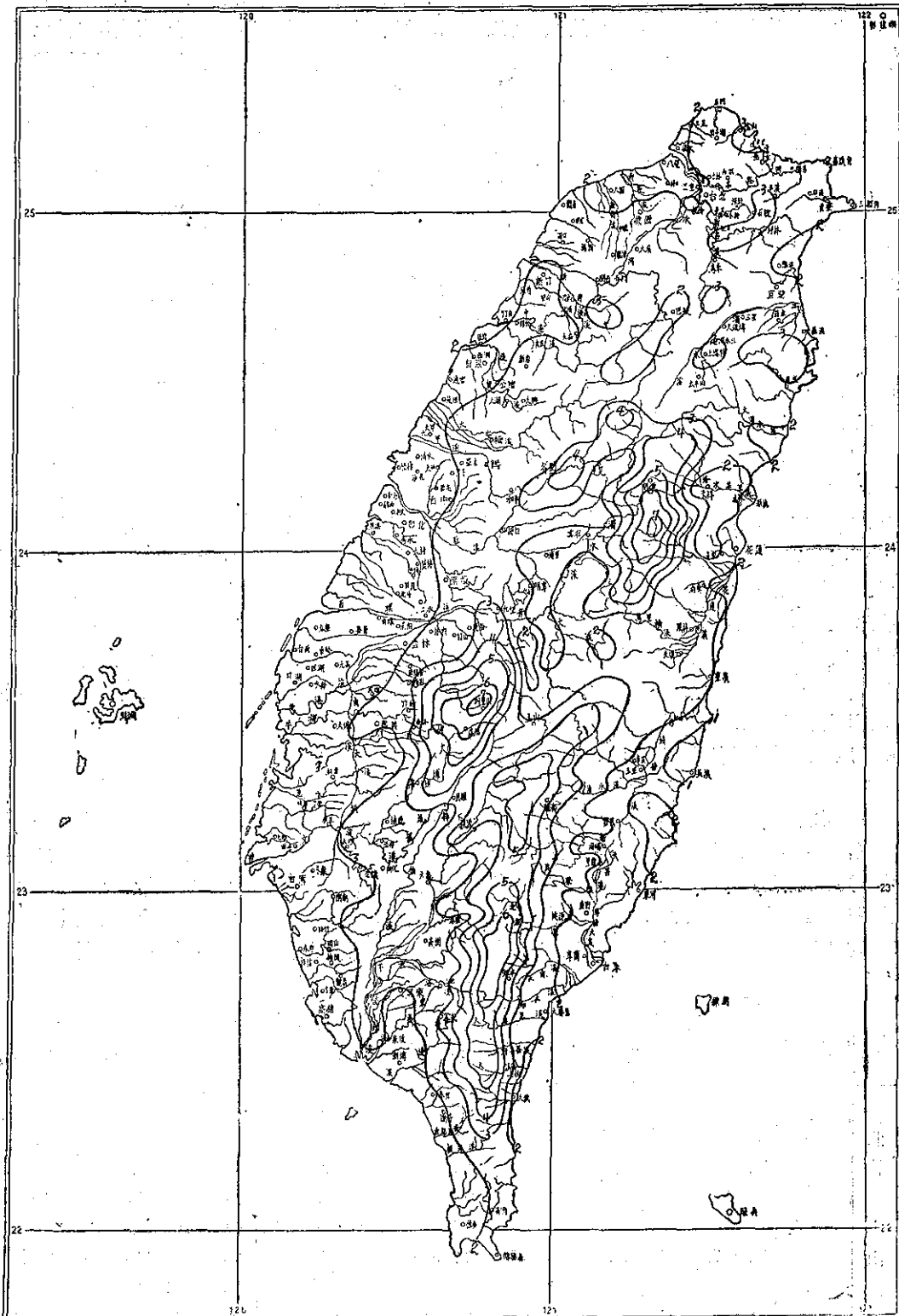


圖 6：臺灣五月份等雨量線圖

Fig. 6 : The isohyet of May in Taiwan

據時代平均 856 公厘，大武社與泰武亦均超過 800 公厘，但因浸水營高出泰武 300 多公尺，故實際仍以西側高出東側，阿里山六月份，亦與 800 公厘相差不多。

本月份西南平原地區雨量之普遍增加最值得注意。高屏溪一帶增至 450-550 公厘，其餘如嘉南平原，一般都在 800 公厘以上。北部地區大雪山北部間有超過 400 公厘者。

(二)七月 以颱風侵臺頻率而論，七月中旬起侵臺機會激增，但南部則六月下旬被侵頻率已經增加，可見南部山區之多雨，初夏以雷雨為主，例如臺南六月份之雷雨超過五月份一倍以上，盛夏至初秋則以颱風為主。故七月份大武山區之雨量激增，泰武及浸水營均在 1,100 公厘左右。阿里山區亦增至 1,000 公厘以上。日據時代奮起湖本月份平均雨量為 1,062 公厘。

在夏季風控制之區域內，以海拔 1,000-2,000 公尺雨量最大，超過 2,000 公尺因水份已在低空排除，雨量反而減少。此外，局部地形是否有利於氣流輻合上升實為最重要之因素。

本省北部則南湖大山至奇萊主山有一雨量集中區，雨量超過 600 公厘，大雪山南部仍為一集中區，雨量超過 500 公厘，其間之蘭陽溪河谷及大甲溪河谷為雨蔭區，雨量不足 300 公厘。埔里盆地之雨蔭區甚至不足 200 公厘。苗栗以南之局部山地則超過 500 公厘。

(三)八月 本月份為臺灣夏季型等雨量線分佈更明顯之月份（但事實上最季風最盛在六月），雨量集中在大武山及阿里山兩區，可見夏季型自開始轉變至極盛，延後達三個月。據亢氏統計，本月泰武平均雨量高達 1,361.7 公厘，日據時代記錄為 1,331 公厘，二者頗

為接近，大武社為 1,033 公厘，浸水營為 1,170 公厘，均為最高峯。浸水營海拔因高出泰武 300 公尺可見西側實高出東側甚多，此後即激降。阿里山測候所之累年平均，八月為 798.4 公厘，略低於六月，八月以後亦亟減，嘉義番路鄉之瀨頭 (1,045 公尺) 八月雨量得 1,056.7 公厘 (1957-1966)，由此可見雨量最大在一千多公尺處。

北部地區之雨量中心，仍在奇萊主山，大雪山南部及大元山一帶，但不過 500-600 公厘；大屯山及大雪山北部則僅 400 公厘，全省僅西北海岸不足 200 公厘。

六、臺灣秋季之雨量分佈

秋季（九、十、十一月）夏季風衰退，而冬季風則勃興，照說秋季雨量分佈，應與春季相似，實際則秋季之雨量型與春季大異其趣，推其原因不外二端，東亞大氣環流，十月為一突變期，冬季風之侵入，非常突然，遠不若夏季風推進之緩和，所佔頻率亦大。是故臺灣全島雨量除東北部外，無不銳減，此其一；臺灣秋季之雨量主要受颱風之賜，該季路徑多偏北，因而雨量偏重在東北部及東部，此與春季偏南風興起，中南部山區雨量普遍增加顯然不同。此其二。因此，要瞭解臺灣秋季之雨量分佈，更應自盛行風之遞變着手。

表四中可見彭佳嶼東北風之頻率自夏季之 5.6% 增為秋季之 36.2%，東北象限內其他方位亦同時激增，如再分析各月演變，更足令人震驚，該島九月份東北風尚不過 19.0%，十月份突然增加至 47.8%，臺北之東風及東南風秋季增加一倍以上，亦為十月起突增，新竹之東北風秋季佔 39.6% 之多，其餘象限微不足道。

表四：臺灣選擇湖站秋季（九、十、十一月）各風向頻率（1951-1960）

地 名	風標海拔 (公尺)	C	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
彭 佳 嶼	106.2	0.4	2.9	9.5	36.2	13.7	10.6	5.9	8.3	3.9	1.8	0.3	0.7	0.4	2.0	0.8	1.8	0.8
臺 北	31.4	9.9	1.1	0.6	2.5	13.5	24.6	23.6	4.7	1.6	3.3	1.5	1.6	1.5	2.5	1.0	1.7	1.4
新 竹	46.0	17.7	2.3	12.8	39.6	9.7	4.4	1.4	0.5	0.3	0.9	1.2	1.6	1.8	2.7	0.9	0.8	1.5
臺 中	100.4	32.8	28.7	5.3	1.5	0.5	0.8	0.4	0.7	0.9	2.0	1.6	1.5	1.6	2.8	1.7	3.8	13.6
阿 里 山	2,421.2	35.9	4.5	2.3	9.1	4.0	6.5	0.9	3.7	1.6	4.9	1.8	6.0	1.4	6.4	1.9	7.4	1.8
玉 山	3,859.2	10.4	5.9	1.6	2.6	1.3	4.9	2.9	10.2	4.9	6.7	3.5	8.2	2.8	14.9	4.5	12.7	4.1
臺 南	29.0	11.0	24.0	15.2	2.9	1.8	2.2	2.3	2.7	2.2	1.3	0.7	1.6	2.7	4.0	3.7	6.4	12.0
恒 春	32.9	10.9	3.7	11.4	45.8	8.3	5.9	2.1	0.9	0.3	0.9	0.6	0.4	0.3	1.2	1.2	3.3	2.6
花 蓮	27.8	10.6	6.1	16.0	26.2	4.2	2.4	1.8	2.2	2.0	1.6	4.9	8.4	4.3	3.0	1.6	2.6	2.3

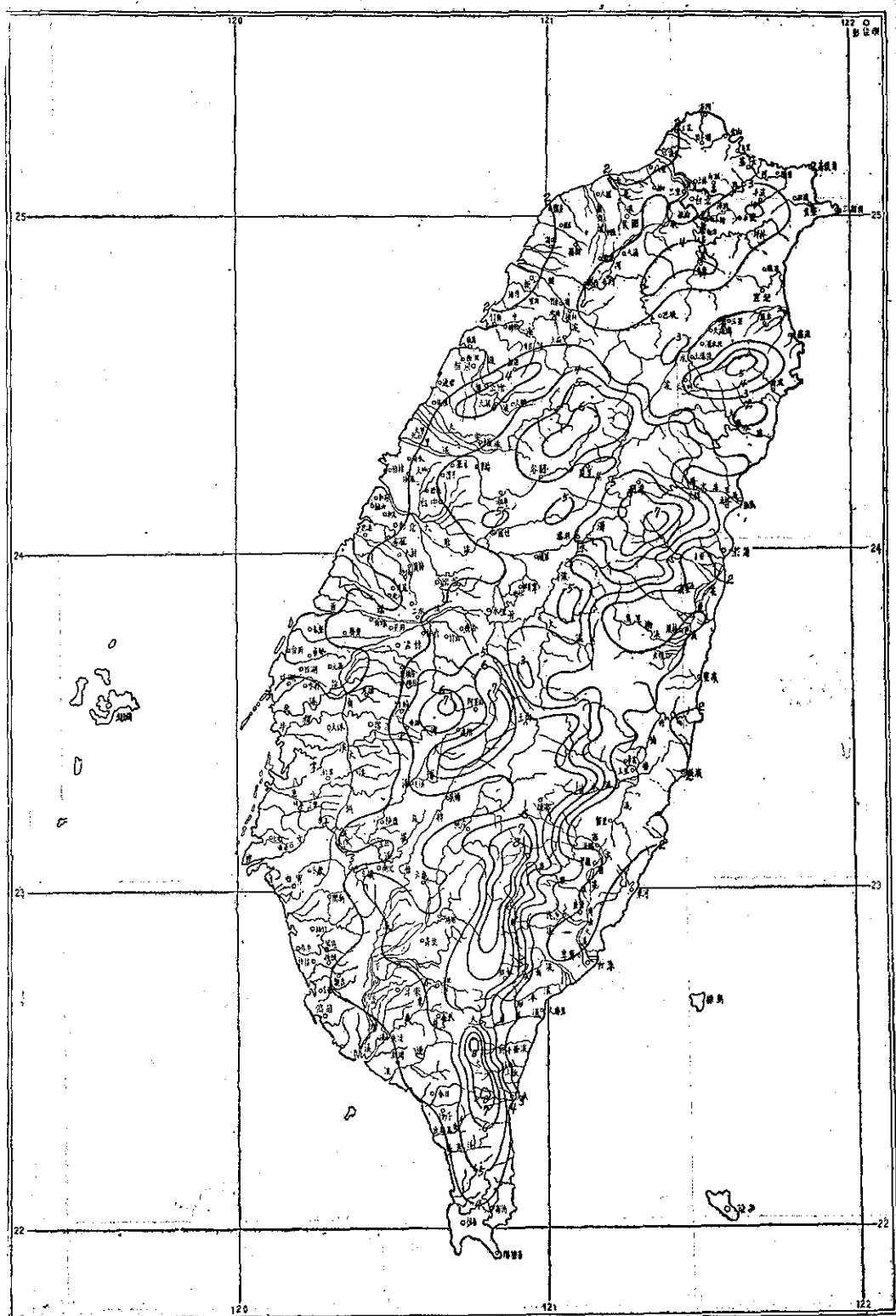


圖 7：臺灣六月份等雨量線圖
Fig. 7: The isohyet of June in Taiwan

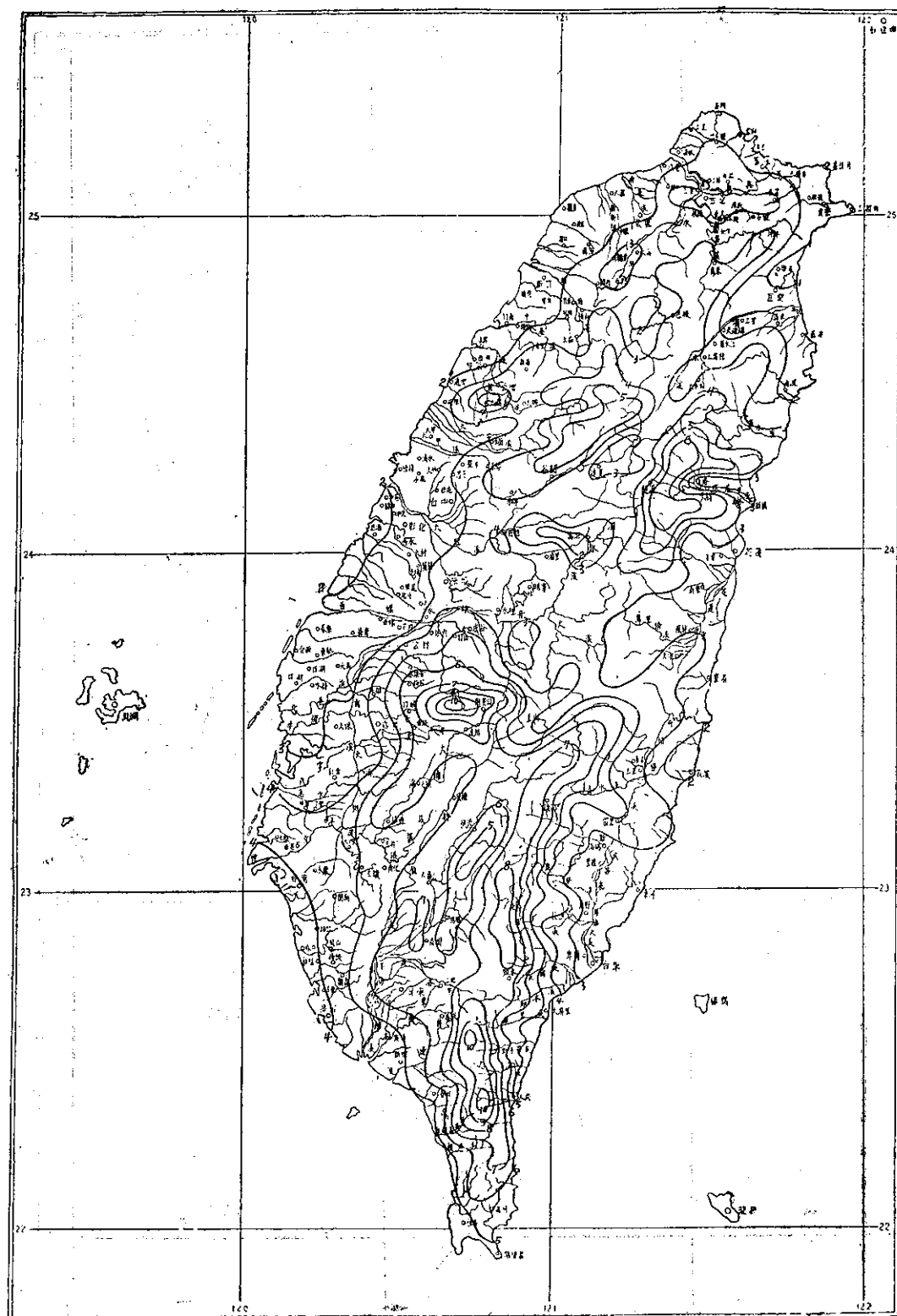


圖 8：臺灣七月份等雨量線圖
Fig. 8: The isohyet of July in Taiwan

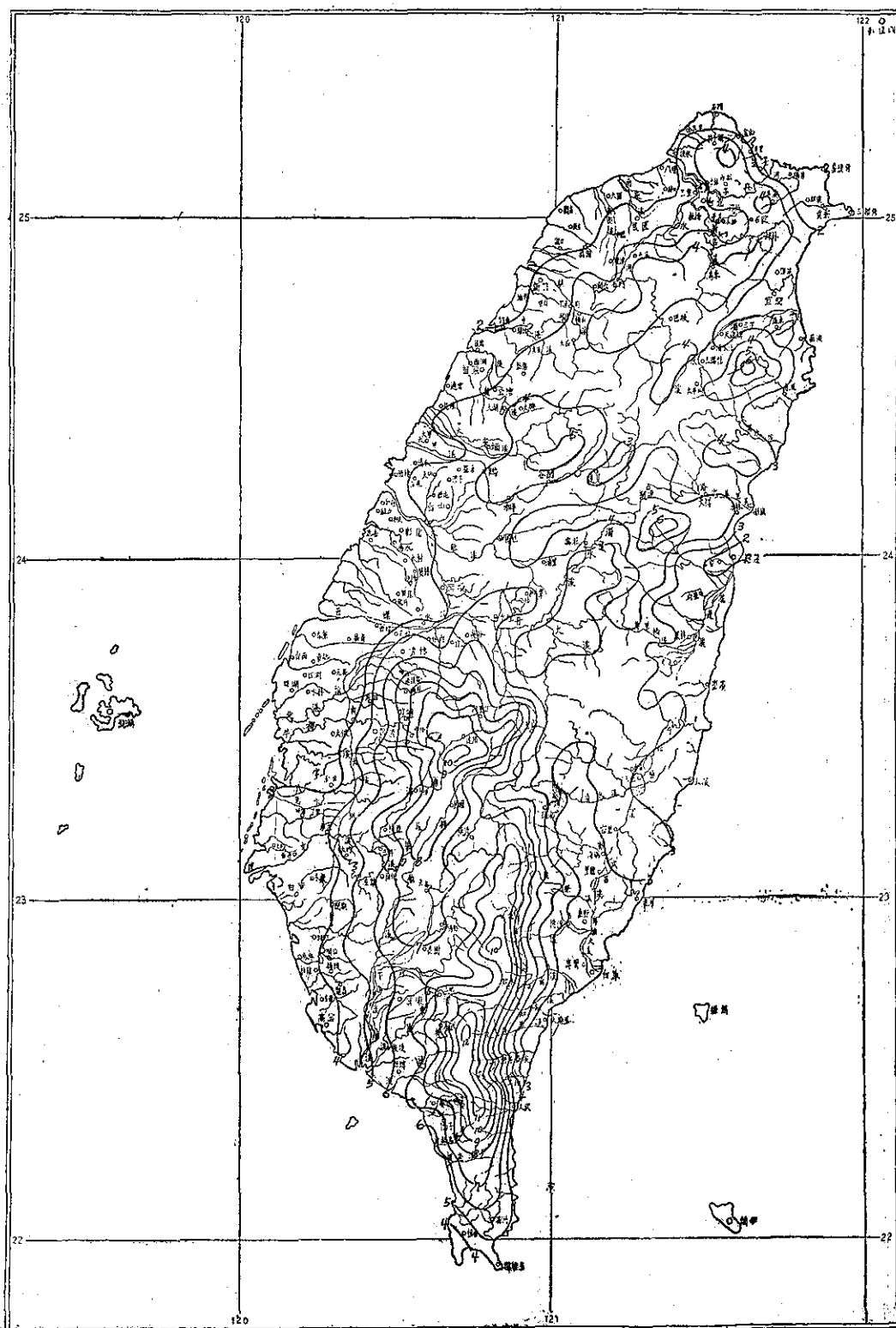


圖 9：臺灣八月份等雨量線圖
Fig. 9: The isohyet of August in Taiwan

道。臺中北風十月份亦增加一倍以上，臺南尤著，全季而論，超過夏季五、六倍之多，恒春之東北風頻率相當於夏季之十倍，十月份突增一倍半。花蓮則東北風增加最多是在十一月。

至於同一時期南風之衰退遠較緩和，例如彰化夏季盛行之東南風，秋季不過減至一半，臺中南風亦減少一半，臺南則東南象限內之風減少較多，新竹西南象限內之風減少較多。然由於夏季之偏南風頻率原來就比較分散，乃更顯得秋季東北風及北風之集中。

以高山測站而論，阿里山各方位分配較均勻，東北風、西北風、東風、西風等，所佔頻率大致相當，玉山則自十月份起西風激增，東南風則相對減少。

基此盛行風遞變之觀念，我人檢討本季各月臺灣雨量分佈之特徵如下：

(一)九月 審視圖十之九月份等雨量線分佈，再與八月份相比較，顯示二者形態大有出入。舉其要者，第一為中央山脈之南部大武山區雨量亟降，泰武已不足 800 公厘，浸水營不過 600 多公厘，大武社更少，不過 500 多公厘，等雨量線之梯度遠較八月份為緩和，阿里山區變化較少，但奮起湖亦自超過 1000 公厘減至不足 700 公厘。東北部則已粗具冬季雨量分佈之雛型。大元山區已增至超過 900 公厘，其餘如太魯閣大山、南湖大山等，均有雨量集中區。另一方面，大雪山區之淡水河上游雨量顯見增加，大屯山亦不例外，此種雨量集中區如謂係東北季風興起之後果，毋寧謂颱風入侵本省北部頻仍所致，蓋九月份颱風侵襲北部之機會最多，颱風中心過北海岸，西南氣流越過大雪山，趨向於颱風中心，大雪山一帶必有豪雨，如登陸東海岸之北部，東北風使迎風山坡豪雨；故火燒寮及大屯山兩區多雨，主要亦受颱風雨之影響。

至於平原地區，西海岸自 200 多公厘減為 100 多公厘，西南部則下屏溪附近自五、六百公厘減為三、四百公厘，近海岸則自三、四百公厘減至一、兩百公厘。由此可見本月份為夏季型轉為冬季型之過渡時期。

(二)十月 前曾指出十月為大氣環流突變之時期，遠較六月之轉變為驟急，我人自臺灣雨量型之改變可以證見。東北風之突增，使臺灣雨量集中在東北一隅，已近似冬季型式，中央山脈以西雨量大減，多不足 50 公厘，其間以大雪山區及阿里山區雨量之突減特別引人注目。大武山區仍保持 300 公厘以上。

至於東北部之雨量增加，其實火燒寮九月份已較八月份增加一倍，十月份增至最多，日據時代之平均為 826 公厘，亢氏統計為 712 公厘。相差達 100 公厘以上，大元山區甚至還超過，局部在 900 公厘以上。

大屯山大致在 500-600 公厘，均達於巔峯，可見冬季型之轉變遠較夏季型為突然。

(三)十一月 本月份臺灣之雨量分佈已完全進入冬季型，與十月份之型式相比較，最顯著之差異為大武山之雨量集中區已消失。花蓮溪附近之月平均雨量自兩、三百公厘減至一、兩公厘，顯然因為颱風期已告終止。大元山區亦因而減少雨量，僅東北季風發生作用。故火燒寮之雨量亦略減。

七、臺灣年雨量之分佈

圖 13 為全年平均雨量圖，在形式上為臺灣冬季雨量型與夏季雨量型之合併雨量型。雨量集中區自北至南，第一個就是雪山山脈北端之丘陵區，面臨東北風，火燒寮（420 公尺）位於柑腳溪之源。此溪自東北東至双溪分兩股，主流自東南再轉東成双溪川入海，故火燒寮適為面迎東北風，受地形抬高再加匯合，乃致各半年淫雨連綿，包括秋季之颱風雨在內，日據時代之統計，年雨量為 6,607 公厘，亢氏之統計為 6,147.5 公厘。無論如何，居全省之冠毫無疑問，（但月平均最大雨量則遠不及泰武，顯見西南風與東北風之差別）。另一副中心在大屯山，竹子湖 1947-1960 年之平均為 4,836.6 公厘，鞍部 1943-1960 年之平均為 4,512 公厘。

第二個集中區為中央山脈之北端迎風面，大元山測站海拔 1,000 公尺，1959-1966 之平均年雨量達 5,368 公厘，海拔 750 公尺之山脚站，1957-1960 年之平均為 5,071 公厘。由此可見：第一區雨量最多似在海拔五、六百公尺，第二區則在一千公尺左右。

第三個集中區在桃山附近，該處正好在雪山山脈與中央山脈中間連接之分水嶺上，顯係受氣流被抬升之影響，年雨量超過 5,000 公厘，向西遞減較緩，向兩邊河谷則低減甚速。因此在梨山、達見一帶盛行風之背風面產生一顯著之雨蔭區，年雨量不足 2,000 公厘，蘭陽溪之上游亦不過 2,500 公厘之譜。

第四個雨量集中區為太魯閣大山，海拔 2,697 公尺之能高測站，日據時代統計得年平均雨量為 4,983 公厘。此中心之形成，颱風雨及地形雨（包括熱雷雨）分佔同等重要地位。

第五個雨量集中區為阿里山，年平均雨量超過 4,000 公厘，阿里山 1934-1960 之年平均雨量為 4,267.6 公厘，玉山 1944-1960 之平均為 3,115 公厘。奮起湖日據時代之年平均達 4,382 公厘。二萬坪亦超過 4,000 公厘，相形之下，埔里盆地形成一廣大之雨蔭區，年雨量一般不足 2,000 公厘。和社 1961-1966 之年平均雨量僅 1,671.5 公厘，該處海拔為 987 公尺。足見迎風與背風面，雨量相差懸殊。

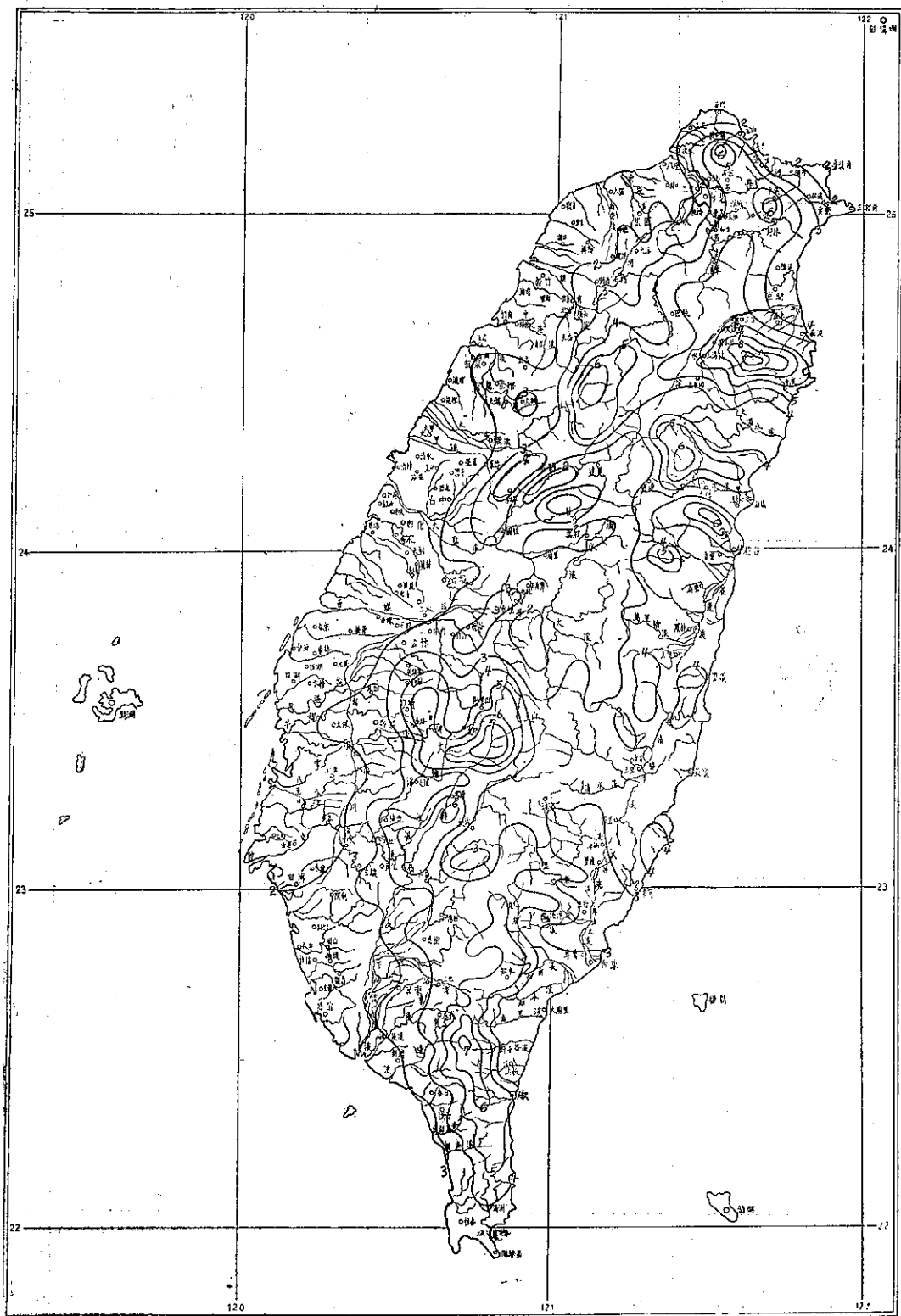


圖10：臺灣九月份等雨量線圖
Fig. 10 : The isohyet of September in Taiwan

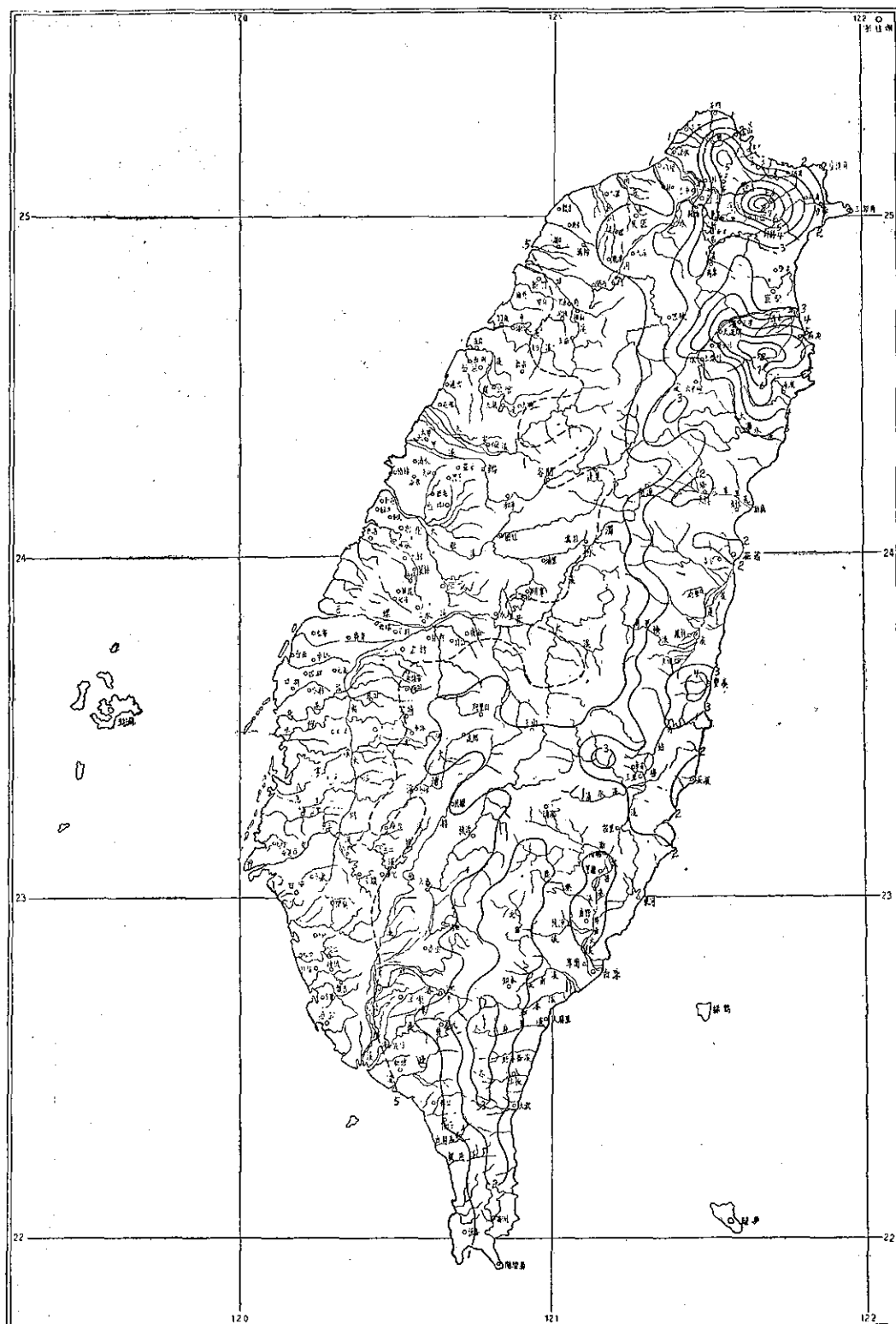


圖11：臺灣十月份等雨量線圖
Fig. 11: The isohyet of October in Taiwan

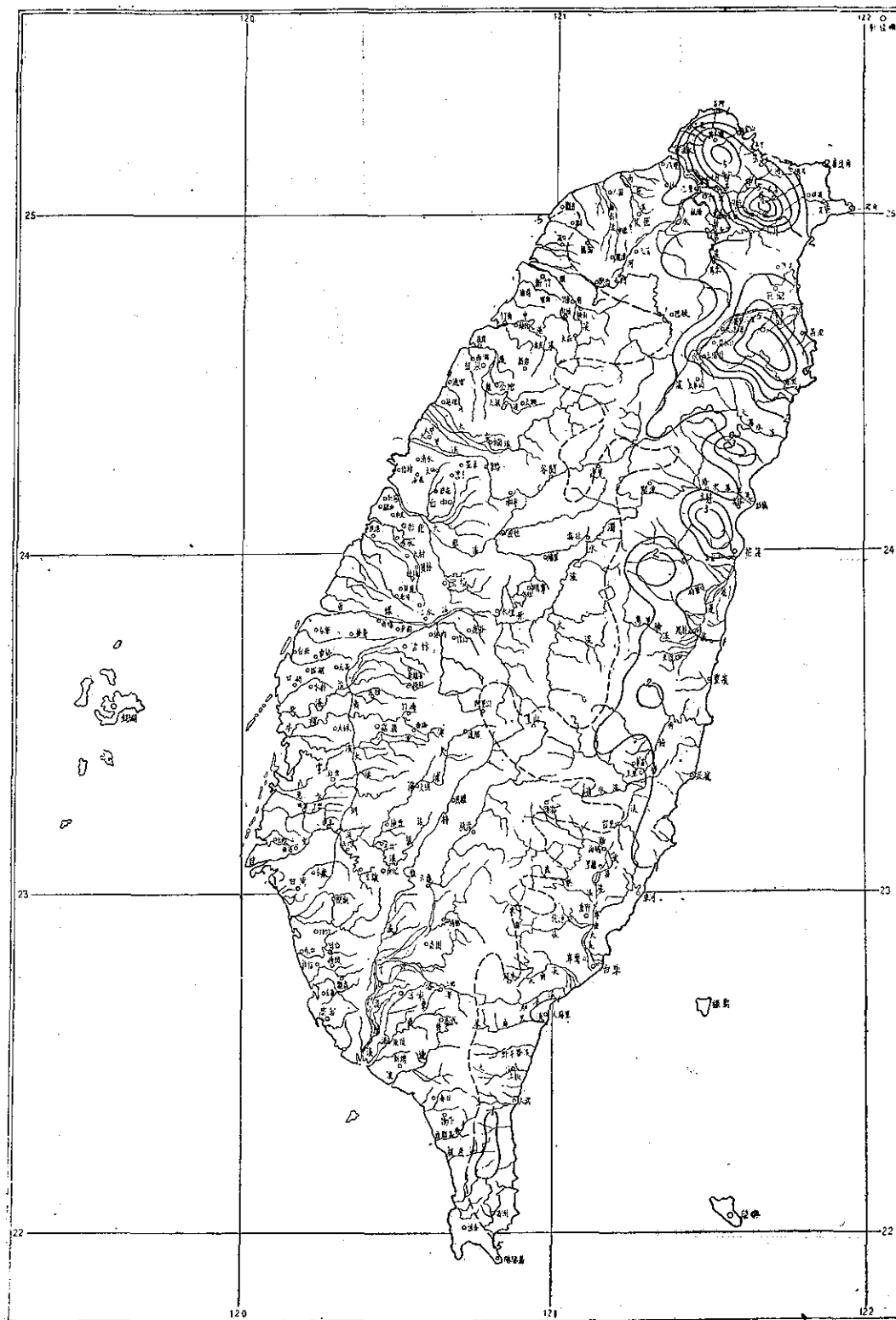


圖12：臺灣十一月份等雨量線圖
Fig. 12: The isohyet of November in Taiwan

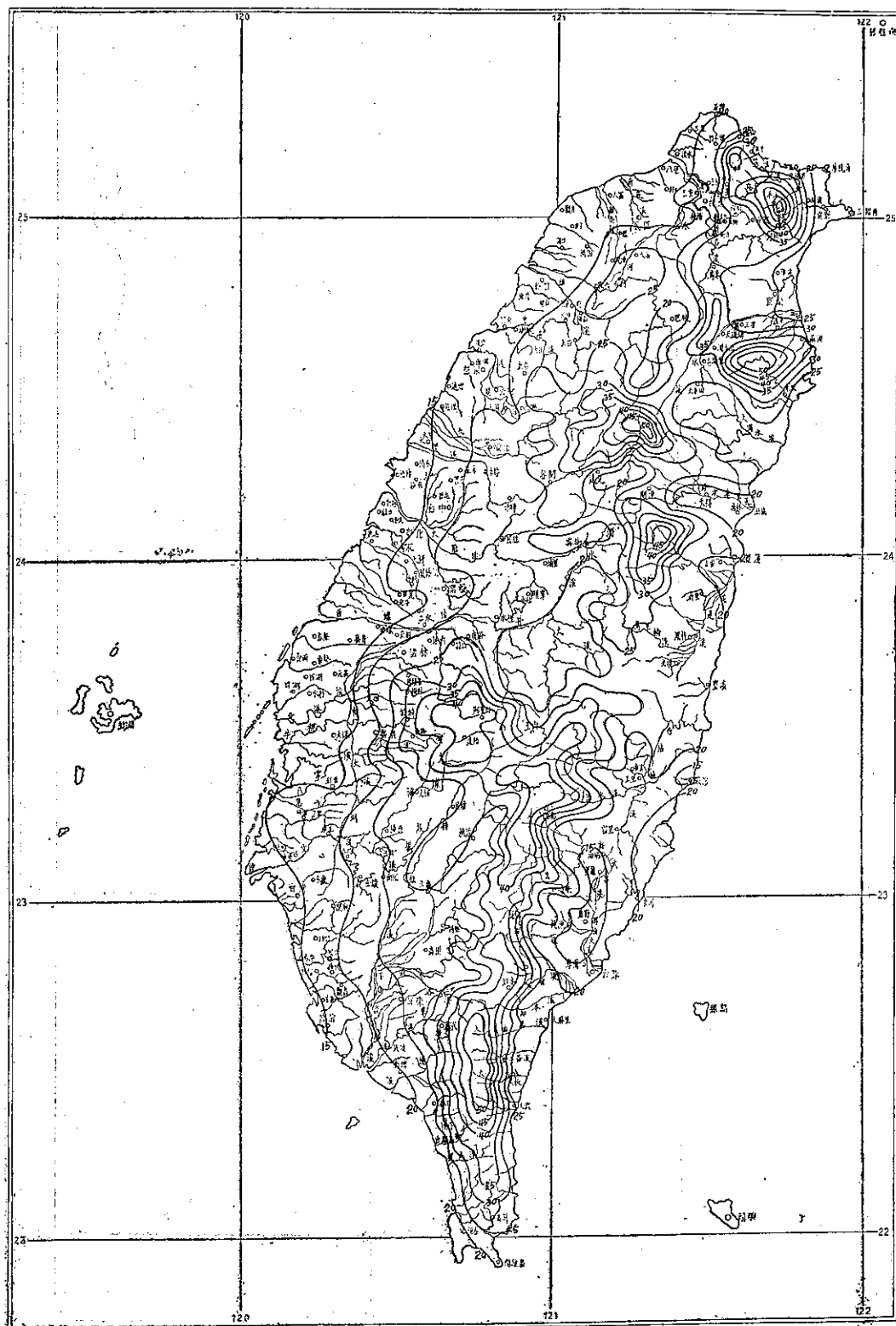


圖13：臺灣全年等雨量線圖（單位 100 公厘）（1897-1965）
Fig. 13: Annual isohyet in Taiwan (in 100mm)

第六個雨量集中區為中央山脈之南部，是否連成一狹長帶，略與等高線近似，而偏重西側；抑或分成兩、三個中心，由於高山區缺少測站，無法斷言。但雨量最多顯然在南端，同高度比較，則西側多於東側。據亢氏之統計，泰武之平均年雨量達 5,378 公厘日據時代之統計則為 5,281 公厘（注意該站八月份平均為 1,362 公厘，為全省最大月平均量）。該處海拔約一千公尺，為瓦魯斯溪之上源，此溪向西南流，出山區抵萬隆，故在地形上有利於西南氣流之輻合上升。在其北方之大武社，海拔 848 公尺，為武洛溪之源，日據時代統計得年平均雨量達 5,177 公厘之多。由此可見：南部之雨量以海拔 1,000 公尺上下最多；中部則以海拔 2,000 公尺附近最多。

除上述六個雨量集中區而外，臺灣之年雨量大致隨高度為轉移，並向沿岸遞減，西部更為明顯，大致自山麓之約 3,000 公厘，減至西岸不足 1,500 公厘。東岸則大約在 2,000 公厘上下，宜蘭三角洲為雨量較少區，全年約 2,500 公厘。臺北盆地不過 2,000 公厘上下。大漢溪上游巴稜、白石一帶在五十二年葛樂禮颱風侵臺期間雖曾創下世界雨量記錄，但以多年之平均而論，反而為一較少雨量區，不足 2,000 公厘，東部卑南溪附近不足 1,500 公厘。

八、結 論

綜上分析，歸納成初步結論如下：

1. 臺灣之年平均雨量分佈為夏季型與冬季型之合併，全島大致有六個集中區：雪山北端丘陵區（包括大屯山區）、中央山脈北端大元山區、雪山與中央山脈交接之桃山區、太魯閣大山區、阿里山區、以及大武山區。

2. 火燒寮附近為全島之冠，超過 6,000 公厘，大元山、大武山、桃山各超過 5,000 公厘，太魯閣大山超過 4,500 公厘，阿里山在 4,000 公厘以上。可見最大雨量在南北兩端山區，面對冬夏季風之氣流輻合地區，泰武及浸水營年量 5,200-5,300 公厘。

3. 盛行風之背風面均有雨蔭區，以埔里盆地及和社一帶最顯著，年雨量不足 2,000 公厘。

4. 以海拔高度而論，東北風因流經日本南方之暖洋面，吸收充份之水汽，且深度不大，故雨量最大在海拔 500-1,000 公尺。大武山區因南風濡濕且向南伸出海內，故雨量最多大致亦在海拔 1,000 公尺上下（因無更高測站無法確定）。至於阿里山、太魯閣大山、桃山一帶則由於氣流入陸地較深，雨勢最大在海拔 2,000 公尺左右。

5. 臺灣雨量分佈週年內之演變，完全受盛行風所控制，配合大氣環流型十月份之突變，臺灣之雨量型

亦自十月起突然轉變為冬季型（交替期僅九月一個月）除西部雨量普遍銳減外，最明顯為阿里山及大雪山南部之雨量中心消失。夏季型則較大氣環流六月突變期提前約一個月，即自五月份開始，最大特色為阿里山及大武山區雨量突增。大體上，冬季集中東北部，春季漸移向中部山區，夏季集中在中南部山區，秋季則移向東部，如此週而復始。

6. 臺灣冬季主要為東北季風雨（包括滯留鋒產生之雨），春季多地形雨及鋒面雨，夏季多雷雨及颱風雨，秋季則以颱風雨佔絕對優勢。

7. 冬季南北兩端之東北風最多，臺北東風最多，西部則北風最多，故北部氣流受地形影響有輻合現象，由此而使氣流上升，該季東北部多雲雨，此亦為重要原因之一，此季風氣流在臺灣西南部受海峽形勢之影響，產生輻散現象，氣流作反氣旋形彎曲。輻散既使空氣下沉，故天氣多晴朗。

8. 夏季型八月為極盛期，大武山區最大月平均雨量超過 1,200 公厘，阿里山超過 1,000 公厘；冬季型則以十月為極盛期，火燒寮區及大元山區均超過 8,000 公厘。可見以月雨量言，南端超過北端，年雨量則北端超過南端。易言之。南端之雨集中在夏末秋初，北端即分配期較長，另一有趣之現象為：冬季型幾乎一開始即達極盛期，夏季型則極盛期距開始延遲約三個月。

重要參考文獻

- (1) 臺灣總督府臺北觀測所：臺灣雨量報告，民國二十五年。
- (2) 亢玉瑾：臺灣降水特性之分析，國立臺灣大學理學院地理學系研究報告，民國五十七年。
- (3) 朱咸熙：臺灣年等雨量線圖之編繪，國際水文十年中國委員會通報第十期，五十七年。
- (4) 戚啓勳譯：水文氣象學之降水分析法，臺灣省氣象局簡訊第 315 期，民國五十五年。
- (5) 戚啓勳：臺灣山地之氣候，臺銀季刊，五十八年。
- (6) 經濟部水資源開發委員會：臺灣省降水量記錄，四十八年。
- (7) 正中書局編審委員會：中國氣候總論，四十三年。
- (8) 戚啓勳：論我國東南地區各月平均總雲量及有雨日數之分佈，氣象學報六卷四期。
- (9) 亢玉瑾：臺灣上空大氣緯流之初步研究，氣象預報與分析，第 23 期（五十四年）。
- (10) 王時鼎：臺灣冬季季風天氣及其預報，氣象學報一卷一期（四十四年）。
- (11) 戚啓勳：葛樂禮颱風侵襲期間臺灣之雨量分析，氣象學報九卷三、四期（五十二年）。

氣候與文化

鄭子政

Climate and Civilization

Kenneth T. C. Cheng

Abstract

Climate has its relations closely interwoven with the creation of civilization in every corner of the world of every people. This problem has long been interested by many authors, such as Huntington, Kullmer, Hedin and many others.

China has her history for a period near five thousand years. Some historical records can be traced back to the Yao (堯) Dynasty about 2357B.C. Climatic fluctuations could be revealed from a number historical events. In the Book of History (書經), it indicated that the floods were frequented in the middle of Huangho valley where early Chinese civilization was flourished during that period. The Emperor Pankun (盤庚) removed his capital for five times due to the inundations before he made his final settlement at Yin (殷) (An-yang Hsien of Honan). In the period of Chien (秦) Dynasty 212B.C. at its crescent stage, they gathered a lot of big woods from neighbouring hills for their construction of O-Fan Palace (阿房宮). This evidently showed that the region was sufficiently humid for the growth of forests. As now the trees are scarce there. The mean annual rainfall of middle Huangho has only 25 inches below where is just suitable for the growth of wheat there. The mean annual rainfall of the Yangtze River valley amounts 40 to 60 inches or more. The main production of crops in this region is rice which was also one of the important crops in middle Huangho at about 2,000 years ago. There are some other plants which were very popular in the middle Huangho, such as: bamboos, willows, elms etc. during that period, but they are out of existence in that part of region at present. The Book of Odes (詩經) gives a detailed account on the description of bamboos. It says: "Look at the bamboos, they grow so intensively, like a mat. Their colour is lovely green and it reflects the prosperity of their growth".

Under the archaeological excavation of Academia Sinica at Anyang before the second World War, they discovered the skeletons of the elephants and whales buried under the Ancestral Hall of Yin Dynasty.

Such evidences are showing that the climate during the ancient

period between 2000 to 200 B. C. must be warmer and more humid than the climatic conditions at present. The civilization of China seems to have a gradual zonal shift down to south in association with the change of climate.

The writer also gives his discussion on the energy of nations in relation to the variations of climate in his last part of the paper.

文化的涵義：「文化」(Culture) 名辭的涵義，據韋士德 (Noah Webster) 辭典解釋係指一民族於一地區在一時期內的文明 (Civilization) 發展與進步，亦即囊括其思潮、習俗、技藝、建設與教育種種，統在其中。至於所稱文明者蓋為文與野之分，而言人群社會在文學藝術與科學上的進步。王融、曲水詩序：「設神理以景俗，敷文化以柔遠」。論語雍也：「質勝文則野，文勝質則史」。文謂詩書六藝之文。史記、伯夷傳：「夫學者載籍極博，猶考信於六藝」。所謂六藝者、禮、樂、射、御、書、數也。由此可見文化之涵義至為廣泛，而其產生每囿於氣候與地理的環境。英國氣候學家米勒 (A. Austin Miller) 曾云：「氣候學深潛縝密交織於人類日常生活中，而制御其日常生活與習慣」。美國柯羅拉多大學教授葛理斐 (Howard J. Critchfield) 則稱。氣候學闡述世界各地氣候的差異及其與人類活動的關係，顯見一地區的文化為其氣候環境的產物。

人類生活的氣候背景 人類生活以食、衣、住、行、四項為必需條件。禮記、月令：「孟夏麥秋至」。陳澧集說：「秋者百穀成熟之期，此於時雖夏，於麥則秋」。釋惠洪詩：「花信風來麥浪寒」。言田間麥穗，因風飄蕩，似浪起伏。江淮船戶乃稱陰曆五月東北風曰麥信。禮記又載：「麥食脯羹、雞羹」，可見古人以麥為主食，亦因華夏文化發迹於黃河流域。中國在華北人民以麥食為主。但在江南則以米食為主，此亦由於氣候地理環境所使然也。就世界人類而言，亦以麥食為宗。蓋麥之品種繁多。一般而論，麥可分為三大類，冬麥、春麥與變種麥 (Intermediate)。麥的生長地域可向北推至北緯七十度蘇聯的滿曼斯克 (Murmansk)，而向南可推至北緯二十度墨西哥的脫拉內潘脫拉 (Tlalnepantla)。以春麥論，自播種至成熟期約需八十天至九十天光景。其生長期平均溫度概在華氏六十五至六十八度 (攝氏十八至二十度) 左右。其所需溫度積 (Accumulated Temperature) 約在華氏二千八百日度 (Day-Degrees) 以上。播種日期較早者，其所需生長期日

數較多。春麥播種時期大抵在四月中旬至五月中旬之間。世界上種麥面積百分之五十以上皆在年雨量十五至二十五英寸地區。但年雨量在十五英寸以下，或在四十英寸以上者種麥面積均在世界種麥總面積百分之十以下。黃河流域開封年雨量二十三英寸 (五八二公厘)，太原年雨量十五英寸 (三八四公厘)，西安年雨量約二十一英寸 (五二七公厘)。北平年雨量為二十三英寸 (五八六公厘)，以上各地年雨量均屬於種麥適宜雨量地域範圍。長江流域一帶平均年雨量約在四十英寸至六十英寸 (約一千至一千五百公厘)。至於在珠江流域年雨量平均在八十英寸 (約二千公厘) 以上。由於氣候的環境支配多為栽種稻米地區。而氣候的環境遂賦予人群以南人食米，北人食麥的習慣。

中國素以產茶馳名於世。約於公元六五〇至一千年間，唐代陸羽撰茶經三卷，考述品茶藝術，凡有十類。宋代蔡襄又作茶錄上下二篇。延至清朝，陸廷燦有續茶經三卷。中國人喜茶與歐美人樂飲咖啡，可相匹敵。吳應賓南都紀聞：「金陵柵口有五柳居，萬曆戊午年 (一六一八年) 一僧賃開茶舍，宜壺錫瓶，時以為極湯社之盛」。在吾梓鄉姑蘇有吳苑，終日茶客如流，亦為文人雅集之所。至於南粵一帶飲茶之風更盛。茶與咖啡為同類飲料。茶含有茶精 (Tea-caine)，而咖啡則含有咖啡精 (Caffeine)，同係屬於一種刺激因素 (Stimulating factor)。茶精可以加速血管中食物消化而增進其功能的活動 (Functional activities)。茶可以益智，可以強心，使器官反應敏銳，而使體能發揮高度的活力。但在歐美有人飲用過量的咖啡，足以招致失眠、頭痛、心悸、與衰弱現象。

在副熱帶及熱帶地區居民，或在高溫工作環境人士，其體內往往需要較多的維生素 B₁，或稱硫胺 (Thiamine)。人體每日準常排泄 (Excretion) 常達五百微克 (Milligram)。一微克等於千分之一毫克 (Microgram)。人的每日維生素 B₁ 用量可達三十至五十毫克。在若干特殊情況之下，可達用量五百毫克，乃得平衡於排泄維生素量而有適當的體內儲

存量以維持人體的活力。在熱帶地區人民的口味，每喜用香料食物以刺激胃內酸性液質的暢流。在維生素—C缺乏的地區，倘如在海上航行過久，或由於維生素過分的貧乏之下，可能有招致喪生的危機。維生素—D對於齒與骨均有嚴重的影響，由於鈣與磷為骨骼中主要的因素。鮮菓蔬菜與穀物均能供應人類充分的維生素—B₁ 與 B₂ (Riboflavin)，但其他種維生素B則需取諸於肉類食物。因氣候有地區之異，遂使人類體內所需營養含量的多寡，亦因之而有顯著的差別。

北地氣候寒冷，騎御射獵，或行旅郊外，多喜飲酒，禦寒氣。唐詩王維渭城曲：「勸君更盡一杯酒，西出陽關無故人」。王翰涼州詞：「葡萄美酒夜光杯，欲飲琵琶馬上催，醉臥沙場君莫笑，古來征戰幾人回」。酒能醉人，由於腦神經需耗用大量維生素催化劑 (Vitamin catalysts) 以達其體內血管高度燃燒率 (Combustion rate)。但酒精則缺乏維生素，在飲酒過量以後，使腦神經耽溺於痺麻狀態。因而心緒在愁困的人，乃借酒以消愁。所謂：「何以解憂，惟有杜康」。(Drown their sorrows and disappointments in drink) 因此北方勞工，多善飲酒，此亦地區氣候所使然也。

至於衣服款式與質地每亦包涵氣候、習俗與體制各方面的影響。中國大陸氣候乃屬於顯著的季風氣候，氣溫陸性率 (Continentality) 與雨量變率 (Rainfall Variability) 均屬較大。換言之，各地氣溫日較差 (Diurnal Range) 與年較差 (Annual Range) 皆相去甚大。因此在一日之間，朝晚寒冷，日中溫暖。在一年中亦屬於淫澇與乾旱不時。人民謀求適應於此氣候的變化。衣服款式都採用右掖襟式 (又稱大襟)，或對稱襟式，使在胸前得避免受寒冷空氣的侵襲，而得不產生肺部方面疾病如咳嗽、肺炎、及氣喘等干擾。至於西歐則屬於海洋性氣候。其周日與周年的氣溫較差甚小，雨量變率亦小。因此西裝款式採用交叉衣襟式，而在其中間以領帶為飾物。此與中國服裝款式顯然有異。論語鄉黨：「當暑袷絺綌，必表而出之。緇衣羔裘，素衣麕裘，黃衣狐裘。裘裘長，短右袂，必有褻衣，長一身有半」。褻衣之長一身有半者，顯欲禦夜寒也。菲律賓人 (Filipinos) 所穿的挑紗襯衫與埃士企摩人 (Eskimos) 所著的衣服，均有其適應一地氣候的特徵存在，而不容相互假借。

中國人住屋的外觀型式簡要而言之，採取二種不

同型式，即為人字形或傘形陡斜屋頂 (Steep Roof) 與一字形水平屋頂 (Flat Roof)。陡斜屋頂自為主要的型式，但在閩粵濱海一帶古舊房屋多採用水平屋頂。而泥瓦屋頂鋪面方法 (Tile Paving) 亦可辨別為二種。一種為斜傾法，屋瓦交互壓蓋，斜鋪於屋面；另一種則為立鋪法，屋瓦豎立，加以粘縫。閩粵濱海房屋皆然。此類房屋，窗戶亦顯出分外狹小。此顯見其地區受嚴重颱風影響使然。氣候之影響及於居室者比比皆是。

中國建築藝術在世界建築學上，自有其傑出的表現。最主要的特色在於對稱的矩型或方陣情式與飛簷高聳，巨梁大柱，雄偉的氣勢及色彩明麗，線條柔和。琉璃瓦屋，畫棟雕梁，令人心向往焉。記得唐·杜牧阿房宮賦：「六王畢。四海一，蜀山兀，阿房出。覆壓三百餘里，隔離天日，驪山北構而西折，直走咸陽，二川溶溶，流入宮牆，五步一橫，十步一閣，廊腰縵迴，櫺牙高啄。各抱地勢，鉤心鬥角」。按阿房宮約築成於公元前二一二年。當時至秦二世覆亡之際亦不過十餘年間事，經楚人一炬，化為焦土。至今一代建築藝術的結晶，如春夢來去，了無遺痕。中國歷史文化雖甚悠久，但至今雄偉瑰麗的建築在明代 (一三六八) 以前者類皆已不復可尋。溯其原因，在於夏代雨澤豐沛，黃河泛濫，草木繁茂。書經禹貢：「禹敷土，隨山刊木，奠高山大川」。書經盤庚中：「盤庚 (公元前一四〇一年) 作，惟涉河以民遷……鮮不浮於天時」。盤庚下：「盤庚既遷，奠厥攸居」。盤庚上：「先王有服，恪謹天命，茲猶不常寧，不常厥邑，于今五邦」。漢孔氏謂湯遷亳，仲丁遷囂，河亶甲居相，祖乙居耿，並盤庚遷殷 (即今河南安陽為五邦。因此歷代延建築材料，多取諸木材。至於唐宋之間，佛教昌盛，在敦煌與嵩山石窟雕塑佛像藏經，則至今猶有存焉。可以想見建築取材之不同，對於年代保存之近遠，尤有莫大之影響。

至於行的方面亦同樣受氣候的影響。譬諸北人善騎驃馬，南人善掌舟楫，此為顯然的例證。高適燕歌行：「校尉羽書飛瀚海，單于獵火照狼山，山川蕭條極邊土，胡騎憑陵雜風雨」。李頎古從軍行：「白日登山望烽火，黃昏飲馬傍交河，行人刁斗風沙暗，公主琵琶幽怨多」。都是敘述塞外風光。在江南一帶又偏多描寫湖光水色。韋應物滁州西澗：「獨憐幽草澗邊生，上有黃鸝深樹鳴，春潮帶雨晚來急，夜渡無人舟自橫」。張繼楓橋夜泊：「月落烏鴉霜滿天，江楓漁火對愁眠，姑蘇城外寒山寺，夜半鐘聲到客船」。

。南北詞人，顯見格調不同。在極區冰雪地帶則至今在交通上仍運用犬橇，而在沙漠地區則駱駝載運商旅，亦仍不失為主要運輸工具之一。至於在熱帶原隰之地，以象載運貨物，至今猶為習見。此亦皆由於地區氣候的差異使然。

歷史文化興衰與氣候變遷：文化興衰與氣候的關係，實由華德 (Robert de C. Ward) 創見之，進而由亨丁頓 (Ellsworth Huntington) 討論之，使氣候學人群起景從，蔚為風氣。亨丁頓著作豐多，不勝枚舉。其所著文化與氣候 (Civilization and Climate) 一書於美國雅魯大學出版部在一九一五年發行初版，至一九四八年先後又曾複印十五次，誠有紙貴洛陽之感。文化與氣候之關係，更由米爾士 (C. A. Mills) 及麥克韓 (S. F. Markham) 諸人之潤飾，文化與氣候的關係，益見昭彰。戴士德 (O. E. Dexter) 曾著天氣的影響 (Weather Influences) 一書暢論人類勞動的效能，皆繫於天氣的因素。古爾梅 (Charles Kullmer) 更曾於斯密松社論著彙刊 (Smithsonian Miscellaneous Publications) 中發表其專著稱人類文化的活動，基於風暴帶 (Storminess) 的移動。換言之，氣候帶的移動 (Shifting of climatic zones) 地面人類文化亦因之而有所興廢。蓋熱帶氣候足以促使人的活力發生倦怠與效力減低。而在極地氣候則又足以使人發生畏寒而瑟縮，工作效能亦隨之降落。祇有在中緯度地帶，氣候有促使人群活力增加的現象。

中國古代文化發源於黃河流域，於公元前二二〇五年至一四〇〇年，洪水為患。虞書、益稷，禹曰：「洪水滔天，浩浩懷山襄陵」。盤庚下：「盤庚既遷，奠厥攸居」。約歷經一千餘年之後，氣候溫和，雨量豐足，所以華夏文化發揚。引詩經所載各節，可以想見當年氣候狀況。國風、衛國、淇奧：「瞻彼淇奧，綠竹猗猗」。猗猗言始生柔弱而美盛之貌。又云：「瞻彼淇奧，綠竹青青」，青青亦言茂盛之貌。又云：「瞻彼淇奧，綠竹如簀」。簀蓋言竹之密比也。由於地方多盛產竹，因而多用竹器。詩經、國風、采芣：「于以采芣，于以行潦，于以盛之，維筐及筥」。簡兮：「左手執籥，右手秉翟」。王國：「君子陽陽，左執簧，右招我由房，其樂只且」。則當年樂器，亦以竹為之。衛國、竹竿：「籊籊竹竿，以釣于淇」。小雅、鹿鳴之什：「呦呦鹿鳴，食野之苹，我有嘉賓，鼓瑟吹笙，吹笙鼓簧，承筐是將，人之好我，示我周行」。小雅、常棣：「賓爾饗豆，飲酒之飫」。又

伐木：「於粢酒埽，陳饋八簋」。可見俎豆之盛器均以竹為之。國風、唐風：「山有樛，隰有榆」。又見秦國、車鄰：「阪有桑，隰有楊」。小雅、甫田：「乃求千斯倉，乃求萬斯箱，黍、稷、稻、粱，農夫之慶」。今則竹也、桑也、榆也、稻也均為南方的產物。詩經盤庚遷殷，按殷即今日河南之安陽。中央研究院歷史語言研究所曾作殷墟考古工作，發見殷墟社壇之下，曾埋葬若干動物骸骨，其中有象及鯨遺骸的存在。亦足徵二千年前黃河流域的氣候與今日的氣候有顯著的差異。又春秋哀公十四年西狩于大野，獲麟，春秋以是絕筆。詩南麟序：「麟之趾，闕雉之應也」。麟者仁獸也，亦為南方之獸。麟之絕迹，殆孔子亦意為氣候與文化之將有轉變，兆見其機運，而有所感乎。

周末氣候已有轉乾旱的傾向，詩經、大雅、雲漢一章：「旱既大甚，則不可沮，赫赫炎炎，云我無所」。塞外胡人，因時有南侵之舉。戰國時，燕、趙、秦築長城於北邊以備胡。秦始皇聯綴其首尾，西起臨洮，東迄遼東。秦朝統一中國在公元前二四六年，而元朝征服中原，蓋在公元一二七七年其間相去時間約近一千五百年。亨丁頓謂元人當年武威橫掃亞洲，實亦隱有氣候變動的因素存焉。

歷史氣候的變化影響及於一地域文化的興廢，自不僅以中國地區為然。波斯灣文化昌盛於公元前二千九百年至一七五〇年間亦在一寒冷氣候時期之後。氣候持續溫和，而文明開展。亞西利西亞王國 (Assyrian Empire) 勃起於公元前七五〇年至六一二年之間，繼之以加爾地亞人 (Chaldeans) 的巴比倫王國 (Babylonian Empire) 興盛於公元前六一二年至五三八年時期與波斯王國 (Persian Empire) 發旺於公元前五三〇年至三三〇年間。希臘文化肇興於公元前七五〇年間，而昌盛於公元前三九〇年前後。待馬其頓 (Macedonia) 起於其北，而希臘始見衰落。乃稍後由羅馬文化的繼起。於此二千年間文化之起伏，可稱有二個高峯，一起於斯灣南與南愛琴島嶼 (Aegean Islands)；而另一波峯重要文化發展於其西北，則為希臘、馬其頓與意大利。於文化發展綻露停滯狀態時，每為氣候轉寒時期。因此寒冷氣候常為文化發展上的障礙。

在熱帶地區文化的演變與轉移，亦屬皆然。亨丁頓曾援引中美猶加敦 (Yucatan) 與瓜地馬拉 (Guatemala) 的馬雅人 (Mayas) 文化以為例證。馬雅人對於雕刻與建築藝術及對於天文曆書的知識，頗有高度成就，考證其陳迹蓋在公元前二、三百年前事，

但在而今已轉為廢墟。於今日馬雅人所在酷熱、陣濕而瘧疾流行之地，欲從事於農耕，似屬難能之事。揣測馬雅文化發旺時期，其氣候比較乾燥，而熱帶草木的繁生不致若是其快速成長，以阻遏其農業上的發展。待其後因氣候變更，馬雅人遂不得不離去其故里，而求遷徙於高地，以安其新居。證諸於樹木年輪生長之趨勢，以推想古代氣候變更的傾向，亦多有相吻合之處。

自古以來，征戰與革命皆起於人民內蘊的情緒，而外形諸於戰爭。此類戰爭可能由於人民在暴政之下，爭取自由，亦可能由於個人野心攫奪政治權威。此種內蘊與外形的行動皆繫於氣候的變化。其行動的成敗利鈍，對於氣候的變化尤屬於尖銳的關切。史事陳跡，發人猛省。法人拿破侖(Napoleon Bonaparte 1769-1821)以善於用兵自豪，於公元一八一二年六月二十四日發兵征俄。法人習於海洋氣候生活，而莫知大陸氣候的艱苦，酷暑與嚴寒迫使士卒不勝其苦，不得進展，徒然勞師往還，死亡載道。一八一六年以後，歐洲氣候稍為轉暖，人民遂轉向以抗暴政。一八三〇年寒潮再來，因而歐洲革命爆發。一八四八年嚴寒風暴踵至，遂使醞釀不滿的情緒，揭開革命而彌滿於歐陸。一九四一年九月德人希特勒(Adolf Hitler 1889-1945)繼拿破侖之後，重作征服歐洲的狂想。於奪取波蘭之後，驅軍乘勝入俄，又偏遭逢奇寒之年，德軍進駐於斯穆倫斯克(Smolensk)不得越雷池一步。而使其欲征服莫斯科的雄心，終歸於夢想。此因氣候而影響及於戰爭的史事，先後輝映，可資為鑑，亦

因而影響及於一時代的文化演變。

國力強弱與氣候的關係：氣候與歷史文化的變遷固有深厚的關係，而一代文化的創造或中興，則復繫於國力的強弱。如言希臘文化莫不往溯至雅典政治家貝利耿(Pèricles 449-429 B.C.)時代；若論羅馬文化將孰不追懷至凱撒(Julius Caesar 100-44 B. C.)時代。可見人事代謝與國力強弱亦有互為因果的關係。世界古代文明多發生在年等溫線華氏七十度線附近，如南地中海美索不達米亞(Mesopotamia)、小亞細亞(Asia Minor)、中國東南部、蘇邁利亞(Sumeria)、埃及(Egypt)巴比倫(Babylon)、亞西利亞(Assyria)皆為古代文化的發源地。再證諸今日，亨丁頓曾以一月等溫華氏三十度(攝氏零下一度)線及七月等溫華氏七十五度(攝氏二十四度)線以論西歐文化的分佈。文化程度比率在百分之九十以上者概括西北歐沿大西洋濱海地區，而在東歐及地中海沿岸一帶則文化程度比率僅在百分之六十五以上。

國力強弱衡量的方法，要不外乎比較國與國的人力、才力與物力的多寡與其優劣的趨勢。從人口的死亡率(Crude Death Rates o/oo)，尤以嬰兒死亡率的高下，足以反映出其國力與文明的高下。據聯合國一九六六年人口統計年鑑文明國家一歲嬰兒死亡率為千分之一三點三至二三點六人。而在非洲、亞洲及西半球落後國家嬰兒死亡率高至千分之六十至一百人。比較第二次世界大戰以前，調查世界各國死亡率如下表。

戰前(一九二六至三五年)與一九六七年世界各國人口死亡率(以每一千人計)比較表

國

南斯拉夫	19.1	152	—	埃及	27.0	158	—	錫蘭	23.3	168	—	緬甸	18.0	201	—
菲律賓	18.9	154	8.7	巴力斯坦	22.4	164	—	印度	23.7	174	—	智利	25.2	238	9.5
墨西哥	25.0	155	8.9	匈牙利	16.4	164	—	羅馬尼亞	20.9	187	—	俄國	21.0	190	—

近三十年來，世界人類文化已有顯然的進步，在三十年前的死亡率，因人類加強對於氣候的控制與衛生環境的改善而失去其在現代文化比較上的價值。僅

就自由中國（臺灣）於四十一年至五十五年間人口出生率與死亡率比較，亦足以顯示自由中國近年來文化發展的準繩。

臺灣近年人口出生率與死亡率比較（以一千人計）

年 份	41年	42年	43年	44年	45年	46年	47年	48年	49年	50年	51年	52年	53年	54年	55年	56年
出生率	47	45	45	45	45	42	42	41	40	38	37	36	35	33	32	29
死亡率	9.9	9.4	8.2	8.6	8.0	8.5	7.6	7.2	7.0	6.7	6.4	6.1	5.7	5.5	5.5	5.5

由前二表中可見臺灣於近十五年來，出生率與死亡率均有逐漸趨於降低的趨勢。臺灣於一九六七年死亡率之低，竟居於世界之冠。此乃由於臺灣近年注意於氣候控制與醫藥衛生進步的結果，使霍亂與瘧疾等病例絕迹於此地區，而人民的平均壽齡亦因之而有增加。

一個國家文化水準的提高端賴於國民知識程度的高下。因此國民識字率（Illiteracy）的比例或兒童就學百分比（Attendance of School Age Children%）的大小可以顯出其民族文化興衰的徵候。茲列舉臺灣省自民國五十二年至五十六年平均兒童就學比例百分比如左：

臺灣兒童平均就學比率（百分比）

年 份	52年	53年	54年	55年	56年
兒童就學百分比	96.7	96.8	97.1	97.2	97.4

按上表兒童就學比例已達百分之九七點四。足見國民識字率自亦應屬於相近的比例。往年（五十七年）國民義務教育已提高至九年初中程度，顯見中華文化復興的基礎已更加強，而得與當前文明國家並駕齊驅。

至於國家物力的多寡，在於一國人力與才力的運用得宜，使能發揮其最大的效果。孟子、梁惠王篇：「不違農時，穀不可勝食也。數罟不入洿池，魚鼈不可勝食。斧斤以時入山林，材木不可勝用」。因此國富的增加，在於一國的人力、才力與物力所得適時、適地與適用程度的差異而有所殊別。茲據中國（臺灣）自民國四十年以來至五十七年間歷年平均國民所得（Per Capita Income）的變動如下表。

自民國四十年至五十七年間中國（臺灣）歷年國民所得

（以美元為單位、臺幣以四〇比一計）

年 份	40年	41年	42年	43年	44年	45年	46年	47年	48年
國民所得	31.87	42.90	55.38	56.82	65.10	71.45	79.95	85.85	99.22
年 份	49年	50年	51年	52年	53年	54年	55年	56年	57年
國民所得	113.92	123.82	128.95	144.00	167.90	176.95	190.75	212.35	237.18

由前表觀察中國（臺灣）自民國四十年以來，國民所得後至民國五十七年已增加至民國四十年的國民所得，達七點四倍。至於中國（臺灣）國民所得與世界

各國每年平均每人所得，於民國五十四年（一九六五年）的比較（以美元為單位）如左：

民國五十四年（一九六五）世界各國每年平均每人所得（以美元計）比較

國 別	國民所得	國 別	國民所得	國 別	國民所得	國 別	國民所得	國 別	國民所得	國 別	國民所得
美 國	2893	英 國	1451	義 大 利	883	馬 爾 他	429	哥倫比亞	237	突尼西亞	179
瑞 士	1928	西 德	1447	愛 爾 蘭	783	巴 拿 馬	425	薩爾瓦多	236	摩 洛 哥	174
冰 島	1870	法 國	1436	委內瑞拉	745	墨 西 哥	412	菲 律 賓	219	錫 蘭	130
加 拿 大	1825	比 利 時	1406	阿 根 廷	740	牙 買 加	407	巴 西	217	泰 國	105
紐 西 蘭	1706	芬 蘭	1399	日 本	696	哥 斯 達 加	353	毛里塔斯	215	韓 國	88
丹 麥	1652	荷 蘭	1265	賽普勒斯	623	葡 萄 牙	351	多明尼加	212	印 度	86
澳大利亞	1620	以 色 列	1067	西 班 牙	594	馬來西亞	250	宏都拉斯	194	肯 亞	77
盧 森 堡	1498	奧 地 利	970	希 臘	566	迦 納	245	中 國 (臺 灣)	185		
挪 威	1453	玻多利哥	959	智 利	515	土 耳 其	244	厄瓜多爾	183		

由前表中觀察，中國（臺灣）國民所得近年因經濟成長而年有增加。但若與世界工業先進國家相互比較，則在自由中國的國民所得約僅及於美國十六分之一，或為西德的八分之一與或為日本的四分之一。

質言之，氣候與文化的關係不可分離。適宜的氣候可有助於文化的發揚。人類在適宜的氣候環境之下，可以發揮其高度的才智與能力。但在拂逆的氣候環境之中，人類亦得運用其智能以控制其氣候環境而達其發展物力的需求，使人類在世界各地均能有豐衣足食的環境，而無飢饉疫疾的煩慮，在普天之下，人皆得齊臻於康樂的境地。使人類的文化常駐在隆盛的狀態，而無復再有淪胥於衰落時代。

參 考 文 獻

- (1) Miler, A.A.: Climatology, E. P. Dutton & Co. Inc. Publishers, N.Y. 1943.
- (2) Critchfield, H. J.: General Climatology, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs,

N.J. 1960.

- (3) Nuttonson, M.Y.: Wheat-Climate Relationships and the Use of Phenology in Ascertaining the Thermal and Photothermal Ecology, Washington, D. C., 1955.
- (4) Mills, C.A.: Climate and Man.
- (5) Dexter, O. E.: Weather Influences.
- (6) Huntington, E.: Civilization and Climate, Yale University Press, 1946.
- (7) Markham, S.F.: Climate and the Energy of Nations.
- (8) 鄭子政：氣候與戰爭見氣象與交通第三〇至四三頁
交通部交通研究所五十三年十二月出版
- (9) 中華民國教育統計五十七年
中華民國統計月報五十六年



民國五十七年颱風調查報告

台灣省氣象局

第三號颱風艾琳

Report on Typhoon "Elaine"

Abstract

The synoptic pattern of typhoon Elaine this year was quite similar to that of typhoon Carla last October. Both storms moved on a west-north-west course passing through the northern coast of Luzon. A high pressure area moved down from Mongolia and a very intense low was located in the vicinity of Okhotsk with a deep trough extending to the south-south-west. These situations were certainly favorable to a south-westly monsoon current overrunning the continental cold air mass and caused downpours over eastern and north-eastern Taiwan.

Elaine became a tropical storm when passing over the western sea of Caroline Islands on September 25th. Moving northwestward, the storm continued to intensify and reached maximum strength in the sea east of Luzon on September 27th. The central pressure was reported at 910mb by a reconnaissance plane. Winds at this time reached 70m/s.

On the synoptic chart of 1200GMT, 27 September, an anticyclone was centered to the east of Kurile Islands. A continental high pressure area was located over Inner Mongolia. An intense low was formed in Eastern Siberia with a frontal system extending to the south-south-west. The "saddle" type of pressure distribution was quite clear.

This unusual situation contributed to extremely heavy rainfall over eastern and northeastern Taiwan. Amounts in excess of 1000 millimeters covered some eastern mountain areas. Total rainfall in the period of 28 September to 1 October was recorded of 1193.4 millimeters at Lushui, Hualien, 1066.4 millimeters at Tamali, Taitung, 987.8 millimeters at Anpu and 942.7 millimeters at Chutzhu (both in Yangmingshan). The highest wind reported at Hengchun was 19 meters per second, while the instantaneous wind velocity reached 29 meters per second.

In analyzing the rainfall record, the heaviest rain over Taipei mountain area was mainly concentrated on 29 September. The extremely heavy rainfall over the Yangmingshan region occurred on 30

September, while the rainfalls over eastern Taiwan was comparatively evenly distributed over five or six days.

Landslides touched off by heavy rains, blocked practically every artery of highway in south and east Taiwan. Also blocked was Hualien-Taitung railroad. A total of 1,813 houses were leveled in the floods, another 765 were damaged. Elaine's death toll soared to thirty-eight after five more bodies were recovered. Twenty-two dersons were reported missing. The floods also injured 27 people throughout Taiwan. Total losses to agriculture and forest damage were estimated at NT\$ 91,969,000.

一、前言

本年內第三次侵臺颱風艾琳 (Elaine) 與去 (56) 年10月中旬之解拉 (Carla) 颱風頗為相似, 同樣在呂宋島之北海岸經過, 時當海陸各有一高壓, 風暴之北方則有顯著之低槽, 故在低槽之前方, 暖氣流能深入高緯度, 後方則冷空氣可長驅南下, 海陸交界處既為低槽所在, 此帶自必有豐沛之降水。去年之颱風解拉與今年之颱風艾琳頗為相似, 路徑亦相差不遠, 中心均經過呂宋島北海岸, 產生之雨量分配情形, 大致亦相似。

艾琳颱風誕生於加羅林群島附近, 初生期已經過遙遠之洋面, 9月25日生成後, 即向西北直趨呂宋島之北部, 本局於27日10時20分發佈第一號海上颱風警報, 當天22時20分即改發海上及陸上颱風警報。29日中心經過呂宋島北海岸, 臺灣之風雨亦以此時為最大。蘭嶼會記錄得每秒 27 公尺之平均最大風速, 每秒 33.5 公尺之瞬間最大風速。恒春得 19.0m/s 之平均最大風速, 29.0m/s 之瞬間最大風速。北部則基隆測得 15.5m/s 之平均最大風速, 上述風速如與雨量相較, 顯然退居次要地位。就本局所屬測候所測得之記錄而言, 竹子湖及陽明山鞍部最大, 9月27日至10月1日分別為 951.5 及 923.6mm。東岸南端如大武亦達 659.6mm。故釀成之災情, 除臺北盆地若干地區淹水情形極為嚴重外, 主要受災區仍為北部及東部。蘭陽地區則遠不及去年解拉颱風為嚴重。

茲將艾琳之發生及經過路徑與天氣圖形勢, 侵臺期間各地氣象情況, 以及發生之災情等分別說明如下:

二、艾琳颱風之發生經過

9月22日14時之地面天氣圖上, 加羅林群島附近

出現一熱帶低壓。其時, 黛拉 (Della) 颱風正向西北推進, 中心到達琉球群島附近, 本省倖免受侵, 隨後大約24小時內, 上述熱帶低氣壓之位置無大變動, 但未幾即迅速西進。23日20時, 已到達雅浦島之西方, 強度則並未增加。

24日8時, 此熱帶低壓之範圍漸次擴大, 中心氣壓則不斷加深。24小時後, 中心到達東經 130 度附近乃正式成為熱帶風暴, 即吾人所討論之艾琳颱風。飛機測得中心在 11.5°N , 130.3°E , 以時速 8 哩向西北進行, 中心最大風速為 22m/s。

26日16時15分, 美軍飛機測得艾琳之中心在 12.7°N , 127.7°E , 中心最大風速為 40m/s, 可見已正式到達颱風強度, 此時中心壓已降至 955mb。27日8時, 艾琳距呂宋島已甚接近, 其時, 外蒙有一高壓, 中心氣壓大約為 1045mb, 可見其聲勢驚人, 俄屬海濱省及我國東北一帶有一深低壓, 低槽向西南延伸, 故華北一帶氣壓梯度甚為峻急, 顯示冷氣團即將衝出。因此, 艾琳與去年之解拉頗為近似。根據27日5時之飛機偵測報告, 艾琳以時速約10哩向西北進行; 30KT之暴風半徑廣達 300 哩, 當天14時, 中心最大風速增至 60m/s, 中心氣壓測得為 910mb, 顯然已成為強烈颱風。

28日8時為一關鍵性天氣圖形勢, 與去年10月17日8時之地面天氣圖即解拉經過時頗相似, 當時艾琳之中心逼近呂宋島之東北海岸。正北方為低壓槽所在, 中緯度海陸兩邊各有一巨大高氣壓。當時中心最大風速一度測得為 72m/s, 可見此時艾琳已達鼎盛時期, 暖空氣可直趨北方, 冷空氣則南下無阻。

此時, 艾琳颱風之走向暫時轉為西北西, 中心氣壓逐漸升高。28日20時, 中心在 18.1°N , 121.7°E , 即呂宋島之北海岸。12小時後, 艾琳進入南海, 此後

再向西北進行。移動速度始終保持相當均勻，大約為每時 6-8 浬。30 日 8 時，中心在 20.2°N , 118.0°E ，亦即東沙島東南方約 150 公里之海面上。

10 月 1 日 8 時，此熱帶風暴之中心已位於東沙島

之北方，自此向東北為一低槽及鋒系所在。此後勢力減弱，中心最大風速僅 27m/s 。2 日 2 時轉為熱帶低壓，12 小時後即告消失。

艾琳颱風之最佳路徑見圖 1。

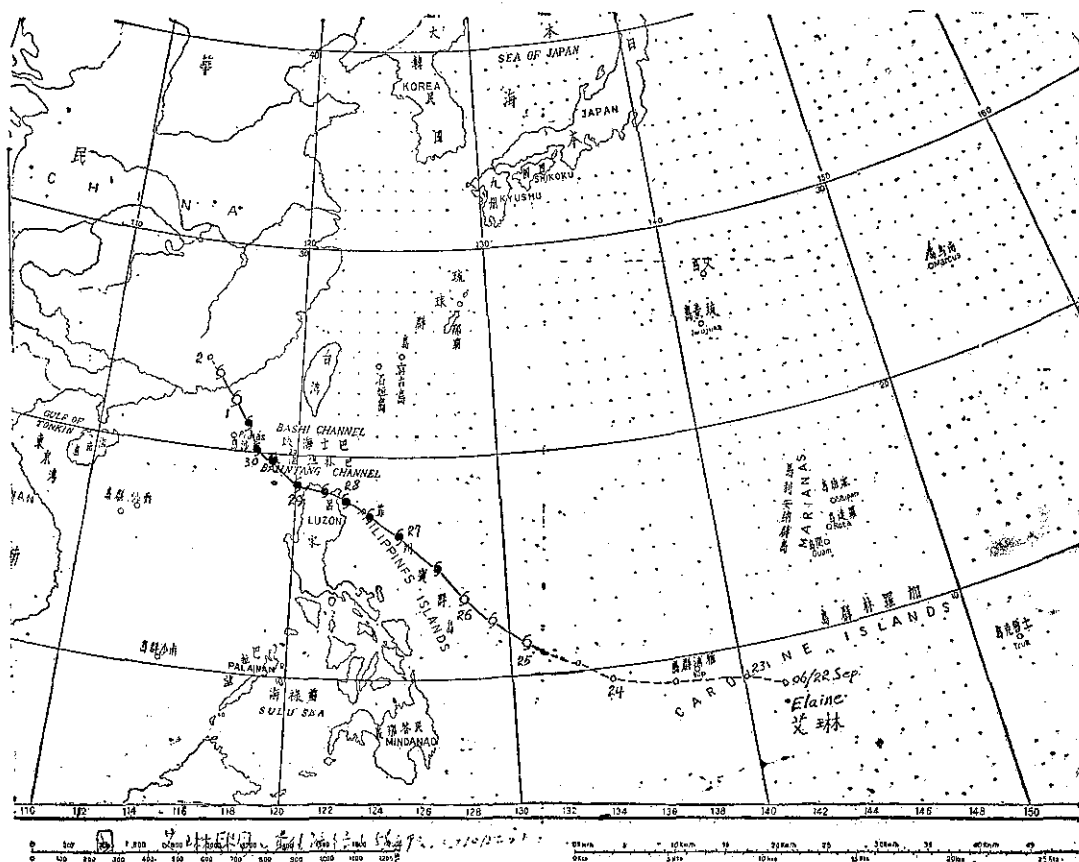


圖 1：艾琳颱風之最佳路徑（57 年 9 月 22 日—10 月 2）

Fig. 1: The best track of typhoon Elaine, 22 September-2 October, 1968.

三、艾琳颱風之路徑與天氣圖形勢

艾琳颱風之全部路徑大致屬於西北之走向，如再予詳細劃分，則亦可劃分為四個階段：

(一)自最初在 22 日出現一熱帶低壓起，至發展成一熱帶風暴之 25 日 8 時為止；大致屬西北西之走向；

(二)自 25 日 8 時發展成熱帶風暴起，至 27 日 20 時止，保持向西北之走向；

(三)自 27 日 20 時至 29 日 8 時，大致屬西北西之走向；

(四)自 29 日 8 時艾琳入南海起，以至於 10 月 2 日轉為熱帶低壓止，又轉為西北之走向。

由於路徑方向之改變均不大，故欲檢討其轉變之

天氣圖形勢較為困難。以下僅作概略之說明。

9 月 22 日之地面天氣圖上，艾琳颱風在加羅林群島附近醞釀，西太平洋上有兩個已經發展之颱風，其一名黛拉，中心在琉球群島附近，另一名卡門（Carmen），位於日本之東方。低緯海上有兩小型淺高壓，一在民大諾島之東南，一在琉球島之西方，其間有一淺槽，適足以為初生階段之艾琳指示動向，亦即走向西北西。

至 25 日 8 時，艾琳已發展成熱帶風暴，天氣圖形勢亦已改變。黛拉已縮小成熱帶風暴，中心在日本九州附近，聲勢不振，黑龍江流域有一潛深低壓，中心在海拉爾附近，低槽適在艾琳之西北方，故而艾琳向西北推進，此低槽在 500mb 圖上亦甚顯著。

27日20時之地面天氣圖上，氣壓系統成爲鞍式之形勢已甚顯著，海上高壓中心在千島群島之東方，陸上高壓則中心在內蒙附近，低壓自西伯利亞東部向南南西延伸，艾琳則已在呂宋島之東方，可見由此向北爲一氣壓較低區。由於低槽不能伸至北緯30度，該處等壓線大抵屬東西走向，故而改向西北西進行。同日500mb圖上可見槽線斷裂，南段向前，位於九州至琉球，不僅太弱，時間上也使艾琳不及趨向此低槽。

臺灣各地之雨量以30日爲最大，當天8時之地面天氣圖上，艾琳已入南海，大陸之高壓向東推移，分成三個中心，一在張家口附近，一在牡丹江附近，另一在山東附近，鋒系一直自堪察加半島延伸至臺灣，見圖2。500mb圖上則槽線在上海附近（見圖3），可見西南氣流奔流在西北風之上，冷鋒梯度和緩，涵蓋面積至廣。至於28日8時起，艾琳之路徑又走向西北則顯然受北方低槽之影響，蓋艾琳颱風外圍之等壓線因臺灣地形之影響，向臺灣海峽凸出，有利於其西北進也。

四、艾琳颱風侵臺期間各地氣象情況

艾琳颱風經過呂宋島北海岸期間，蘭嶼早在27日風速已超過10m/s，恒春基隆等翌日亦超過10m/s，風速最大之出現日期，各地頗有參差，自28日至30日不等。雨量最大在北部及東部，雨勢最強則在30日午後至子夜。茲將艾琳颱風侵襲期間之各種氣象要素演變情形分述於後：

(一) 氣 壓

艾琳颱風之中心氣壓，一開始即低降甚急，24日低降約20mb，25日又低降20mb，故其中心最大風速亦按比例增大。26日，中心氣壓之增加稍緩和，僅10mb，中心最大風速增加10m/s，此時已正式到達颱風強度。27日上午，大約6小時之內，中心氣壓竟低降40mb之多，實屬以往記錄中所罕見。去年10月間之解拉颱風亦係類似之情形，幾乎是直線下降，3天內降104mb之多。27日06Z至28日00Z則保持中心氣壓在910mb。此種最低氣壓持續18小時之情況並不多見，因此可能亦爲攝引高緯度冷空氣南下之一原

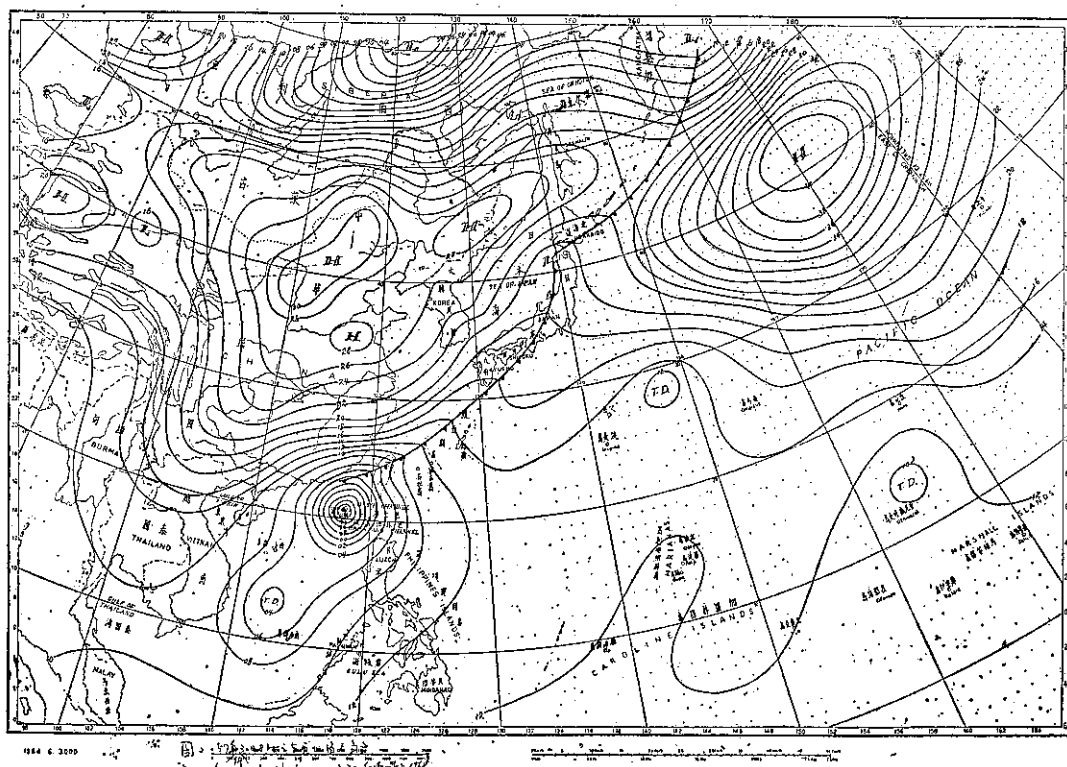


圖2：57年9月30日8時之東亞地面天氣圖

Fig. 2 : Sea-level chart, 0000Z, 30 September, 1968.

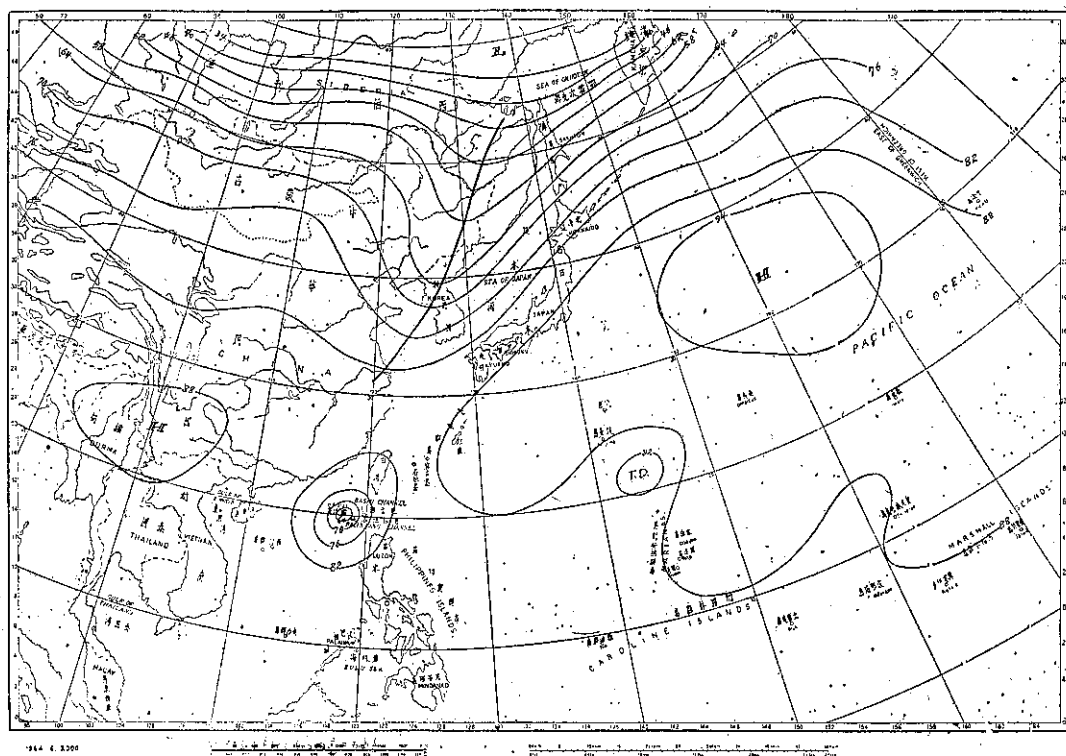


圖 3：57年 9 月 30 日 8 時之 500 毫巴天氣圖

Fig. 3: 500mb chart, 0000Z, 30 September, 1968.

因。隨後，28日一日內中心氣壓上升最多，計 25mb 之多。

29日，有一奇特之現象，最初上升 10mb，隨後再度加深，低降約 5mb，在 970mb 維持約 12 小時，亦即延續至 30 日晨間，此與當天臺灣各地之大雨亦有關聯，直至 06Z (14 時) 艾琳之中心氣壓再上升。見圖 4 所示。

艾琳颱風經過呂宋島期間，臺灣各地出現之最低氣壓很高，除蘭嶼曾達 996.3mb 外，其餘均在 999mb 以上 (恒春 998.7mb)，北部則高達 1006-1007mb，出現之時間頗為零亂，無法繪成同時線。一般而論，南部各地最低氣壓大都在 29 日出現，北部各地則在 30 日出現。30 日，艾琳已入南海，冷鋒穿過臺灣，故此最低氣壓即為低壓槽經過。

圖 5 中表示艾琳颱風經過期間，恒春所得的氣壓變化曲線，我人可以看出氣壓之低降實屬微不足道，自 27 日 21 時之 1008.7mb 起，逐漸下降，至 29 日 7 時降至最低，但亦不過 999mb，可見全部低降尚不足 10mb，實未受艾琳暴風圈之影響。相反言之，大部地區之風雨，主要為高氣壓南下所促成。

(二) 風

艾琳颱風之暴風圈，既未掠過臺灣本島。故各地出現之最大風速頗為均勻。除外島中蘭嶼曾吹東北東風 27m/s 外，本島平地仍以恒春之風最強，29 日 7 時 10 分平均最大風速為東北風 19m/s，瞬間最大風速達 29m/s。高雄 30 日 16 時 20 分為東南東風 17.2m/s，時間上已延遲一天以上，29 日的風很小。北海岸之風亦以 30 日為最大，基隆曾吹東北風 15.5m/s，瞬間風速 26m/s，淡水 13.7m/s，瞬間風速 23m/s。本局所屬各測候所中，以臺中、日月潭、臺南、永康、竹子湖等處為最小。最奇特者為玉山及阿里山。阿里山 28 日上午吹東北東微風，下午先為北北西軟風，至晚順轉至東北東風。29 日則風向殊不穩，風力仍微，30 日亦不例外，全日介於輕風軟風之間。但玉山則顯然不同，風力遠較強，風向亦穩定，28 日上午東風，下午東北風，29 日全日為東風，風速在四至五級間。3 日上午顯然增強，至 7 時轉為東南風，風速增至 17.8m/s，同一時間阿里山為 2.2m/s 之東北風，殊屬貴解。

圖 5 中可見恒春最低氣壓經過前，始終為輕微之

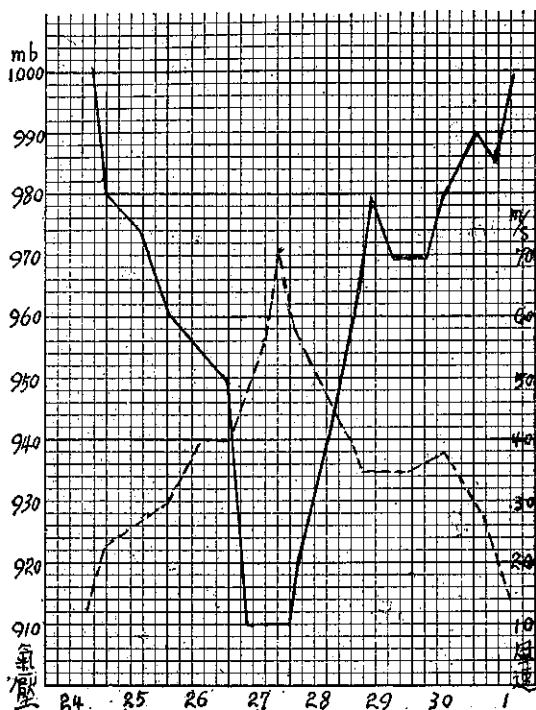


圖 4：艾琳颱風中心氣壓及中心最大風速變化圖

Fig. 4: The variation of the lowest pressure and maximum wind velocity of typhoon Elaine (solid line—pressure, broke line—wind velocity)

東北風，槽線經過後風向順轉，風力略增，至30日即轉為東南風。全部經歷殊為合理。

(三) 降 水

艾琳颱風中心在呂宋島北岸經過，臺灣東部及大屯山區之豪雨成災，與去年10月中旬之解拉颱風殊為相似（請參閱解拉颱風報告中所附圖1至圖3及圖7）。解拉颱風使臺灣東北部，特別為蘭陽地區，發生空前水災，我人曾歸納為三種原因：(1)解拉颱風中心氣壓低降甚速，大陸上適於此時出現一高壓帶，攝引氣流自大陸猛烈吹出，隨後高壓一部份入海，故日本至臺灣一帶造成峻急之氣壓梯度；(2)鄂霍次克海一帶有一極深之低壓，使深厚之西南氣流在高空越過高緯度高壓帶；(3)一層淺薄之東北季風在臺灣東北部登陸，將上層之暖濕空氣抬高，乃致傾盆大雨。今以艾琳颱風相比較，27日以前同樣中心氣壓迅速低降，解拉自1000mb降至900mb，艾琳則自1000mb降

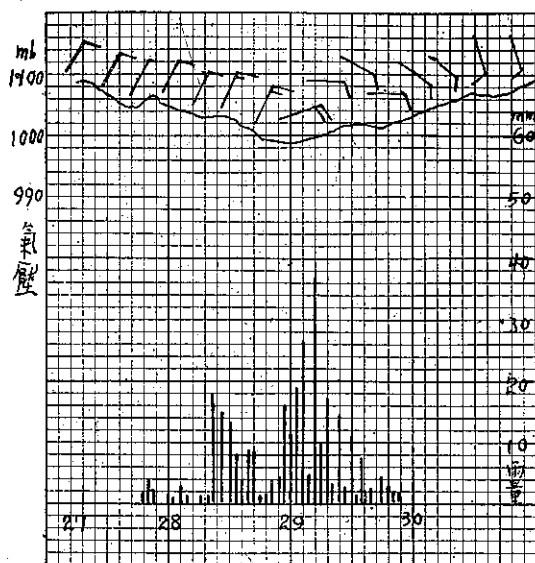


圖 5：艾琳颱風中心經過呂宋島北岸期間恒春湖站所得之氣壓、風向與風速，及逐時雨量變化圖

Fig. 5: The sequence of pressure, wind, and hourly rainfall which were observed at Hengchun during typhoon Elaine's passage.

至910mb，相差不過10mb，而後者最低氣壓維持較久，似能彌補此不足。而低降之時機正好在中心臨近呂宋島東海岸以外，此點關係極為重要，故而27日起，臺灣東部即出現連綿豪雨，此其一。再以天氣圖形勢而論，大陸上同樣有一高壓，鄂霍次克海之西邊同樣有一極深之低壓，日本至臺灣一帶有相當峻急之氣壓梯度。所不同者，解拉颱風侵襲時高壓移出較早，解拉中心到達呂宋島北岸時，冷鋒已經過日本及琉球，以致東北風能繞海道而在蘭陽地區插入西南氣流之下。艾琳在呂宋島北岸時，冷鋒尚在日本及琉球之後方，自日本海向西南伸出。因此，結果產生之雨區強弱略有不同。但500mb圖上，則彼此形勢殊為相似，巨大之低槽自鄂霍次克海一帶向西南伸至臺灣以西，故而日本上空普遍為旺盛之西南氣流。由此推斷，暖濕氣流奔流在變性大陸冷氣團之上，為此次水災之主要原因。

臺灣東北部之陽明山區及中央山脈以東地區不僅雨勢較大，且開始有雨較早，終止則較遲。自9月28日起至10月1日止之四天內雨量如表1所示。

表 1：臺灣一部份選定測站 9 月 28 日至 10 月 1 日之逐日雨量及總雨量

Table 1: The rainfall record within the period of 28 Sep-1 Oct at some selected stations.

地 點	28	29	30	1	總 量	地 點	28	29	30	1	總 量
臺北龜山	25.0	73.0	74.0	1.2	173.2	高雄六龜	6.7	82.5	60.5	93.0	242.7
臺北粗坑	0.3	98.6	154.5	0	253.4	高雄林園	3.5	177.5	80.0	126.0	387.0
臺北板橋	40.2	49.6	125.3	2.5	217.6	臺南	0.8	28.8	73.6	106.1	209.3
臺北市	61.8	63.2	214.2	1.8	341.0	臺南永康	1.6	32.0	67.4	110.5	211.5
臺北淡水	17.9	55.1	184.5	1.4	258.9	臺南七股	2.1	67.6	89.4	173.7	332.8
臺北林口	57.4	50.6	161.2	0	269.2	臺南白河	1.3	28.6	34.5	82.7	147.1
臺北烏來	47.5	171.0	127.0	0	345.5	臺南岸內	0	39.0	62.0	77.6	178.6
臺北孝義	57.8	165.0	181.5	0.3	404.6	嘉義番路	3.0	25.5	49.0	56.5	134.0
臺北信賢	72.2	304.0	119.3	0	495.5	嘉義朴子	0	35.4	43.5	70.3	149.2
臺北福山	147.1	553.1	121.3	1.1	822.6	嘉義布袋	0.5	36.5	68.7	100.3	206.0
基隆	20.9	76.3	323.5	10.3	431.0	嘉義新港	1.2	22.9	40.9	55.2	120.2
陽明山鞍部	28.3	213.8	666.3	29.4	937.8	嘉義阿里山	4.1	40.7	63.7	38.4	146.9
陽明山竹子湖	43.7	240.4	655.3	3.3	942.7	嘉義玉山	17.9	109.6	144.8	40.7	313.0
宜蘭蘭	10.8	72.1	365.0	8.8	456.7	雲林口湖	0.5	36.6	64.5	81.7	183.3
宜蘭金六結	11.3	91.7	338.5	7.8	449.3	雲林四湖	1.5	20.7	34.8	82.5	139.5
宜蘭天送埤	125.0	175.0	90.0	3.5	393.5	雲林麥寮	0	14.8	35.2	72.0	122.0
宜蘭南澳	63.0	158.0	191.0	24.0	436.0	南投青雲	9.3	32.8	17.0	18.5	77.6
宜蘭四季	130.0	174.0	0	0	304.0	南投丹大	13.3	36.2	36.8	20.1	106.4
宜蘭牛鬮	495.0	334.0	98.0	10.0	937.0	南投清流	6.3	10.2	6.4	11.3	34.2
宜蘭大元山	440.0	258.0	82.6	8.4	789.0	南投霧社	26.4	50.5	20.7	21.1	118.7
宜蘭山脚	389.0	302.0	195.0	2.8	888.8	南投萬大	30.5	71.8	24.0	30.3	156.6
花蓮龍溪	340.0	333.0	250.5	21.0	944.5	南投集集	6.5	14.7	20.1	22.9	69.2
花蓮大富	207.0	259.0	173.5	82.5	717.0	南投和社	11.2	36.8	44.1	22.4	114.5
花蓮瑞穗	144.0	265.0	211.0	96.0	716.0	南投	0	5.3	26.6	15.3	47.2
花蓮	93.9	199.3	119.8	82.8	495.8	南投魚池	2.4	12.6	29.8	11.3	56.1
花蓮清水進水口	257.7	418.2	276.4	33.5	985.8	彰化	0	13.7	11.6	29.8	55.1
花蓮綠水	178.6	546.2	454.1	14.5	1193.4	彰化北斗	2.5	12.8	19.7	36.3	71.3
花蓮合歡埡	53.3	153.1	82.0	18.3	306.7	臺中和平	11.0	0.9	1.5	1.3	14.7
花蓮奇美	225.6	151.3	194.9	119.8	691.6	臺中東勢	5.0	6.9	11.3	13.0	36.2
臺東新港	116.8	154.5	145.6	251.0	667.9	臺中	0	6.8	15.4	16.9	39.1
臺東	89.5	294.4	118.4	150.3	652.6	臺中八仙山	8.0	12.0	8.0	11.0	39.0
臺東太麻里	180.0	320.0	340.0	226.4	1066.4	臺中后里	0	6.1	5.6	8.0	19.7
臺東大武	68.5	450.2	95.6	146.6	760.9	臺中梨山	34.5	143.0	30.4	13.1	221.0
屏東墾丁	116.0	176.0	23.8	90.0	405.8	臺中達見	20.0	39.3	16.6	16.5	92.4
屏東東	16.2	192.3	44.1	151.8	404.4	臺中佳陽山	29.0	53.0	23.0	14.0	119.0
屏東高樹	4.3	107.5	40.3	101.2	253.3	苗栗竹南	0	2.4	3.4	5.0	10.8
屏東南州	13.5	226.5	37.0	170.0	447.0	苗栗	0	4.2	5.8	2.0	12.0
屏東東港	8.4	136.3	51.9	126.4	323.0	苗栗橫龍山	3.1	3.6	7.2	4.5	18.4
高雄桃源	2.1	96.0	61.5	71.3	230.9	新竹關西	3.9	49.5	16.9	0.7	70.6
高雄小港	7.0	162.3	112.7	147.0	429.0	新竹五峯	8.4	18.5	6.8	0	33.7
高雄雄	2.3	98.3	81.4	129.5	311.5	新竹	1	9.2	14.8	2.7	26.7
高雄旗山	4.4	85.0	97.0	116.0	302.4	桃園大崙	6.8	17.4	48.7	0	72.9
高雄茂林	11.8	127.2	121.2	69.4	329.6						

表 2：艾琳颱風侵臺時本局所屬各測站紀錄綱要

Table 2: The meteorological summaries of TWB weather stations during typhoon Elaine's passage

57年9月27日~57年10月1日

地 點	最 低 氣 壓 (mb)	起 時			最大風速 及 風 向 (m/s)	起 時			瞬 間 最 大 風 速					雨 量 總 計 (mm)	期 間				風力6級 (10m/s) 以 上 之 時 間
		日	時	分		日	時	分	風 速	風 向	氣 壓	氣 溫	濕 度		時 間	月	日	時	
彭佳嶼	1009.3	30	17	00	22.5 ENE	30	17	30	31.0	ENE	—	—	—	30 17 30	213.0	9 29 02 45	10 01 04 00	—	
鞍 部	914.1*	29	18	45	13.3 SSE	29	16	20	—	—	—	—	—	—	923.6	9 27 20 00	10 01 11 00	29 06 00 30 12 00	
竹子湖	1005.1	30	04	16	5.3 E	28	10	00	—	—	—	—	—	—	951.5	9 28 08 18	10 01 07 28	—	
淡 水	1007.0	30	18	05	13.7 NNE	30	18	10	23.0	NNE	1007.1	24.0	94	30 18 11	258.4	9 28 4 40	10 01 06 50	30 17 40 30 21 30	
基 隆	1007.1	30	16	00	15.5 NE	30	20	30	26.0	NE	1009.2	24.0	96	30 20 15	436.0	9 27 05 34	10 01 14 50	28 09 50 30 22 20	
臺 北	1006.4	30	14	33	11.0 E	30	18	10	20.5	E	1007.8	24.2	94	30 18 01	340.5	9 28 05 30	10 01 09 20	30 18 00 30 22 00	
新 竹	1003.7	30	02	10	11.5 ENE	28	10	48	16.0	ENE	1007.7	29.2	71	28 10 48	24.3	9 28 15 35	10 01 03 40	28 10 48 30 03 00	
宜 蘭	1007.1	30	15	00	9.0 NE	29	13	50	11.3	NE	1008.0	25.9	93	29 14 30	460.7	9 27 14 33	10 01 12 00	—	
臺 中	999.4	29	14	00	3.8 N	29	10	00	7.9	N	1003.2	25.3	90	29 10 25	23.1	9 29 05 02	10 01 02 00	—	
花 蓮	1006.0	30	15	00	9.8 W	30	18	20	12.8	SW	1008.3	25.0	96	30 09 20	529.4	9 27 16 45	10 2 15 16	—	
日月潭	891.4*	29	15	00	5.0 NE	29	00	20	—	—	—	—	—	—	56.1	28 21 00	28 21 00	—	
澎 湖	1000.4	29	14	40	18.5 NE	30	11	10	26.5	NNE	1001.5	27.6	78	29 11 55	278.5	9 28 07 05	10 02 03 45	28 07 05 30 19 30	
阿里山	3055.6**	30	03	45	5.8 NNW	28	22	13	11.8	E	dy. m. 3059.1	12.6	92	29 15 58	113.9	9 28 15 40	10 01 03 50	—	
玉 山	3044.8**	30	03	50	20.8 SE	30	07	10	—	—	—	—	—	—	290.9	9 28 11 50	10 01 06 20	30 01 00 30 14 00	
新 港	1005.3	30	14	15	14.2 N	28	22	35	17.6	ESE	1006.7	24.8	95	30 08 03	528.4	9 27 16 00	10 01 14 05	28 08 20 30 08 20	
永 康	1000.3	29	14	30	6.0 NNE	30	08	50	9.5	NNE	1002.4	25.6	96	30 08 55	190.4	9 28 19 20	10 01 11 34	—	
臺 南	999.5	29	14	30	6.7 SSE	10 01 10 15	11.4	SSE	1007.4	24.1	98	24.1	98	10 01 10 15	195.0	9 28 19 18	10 01 10 15	—	
臺 東	1002.9	29	17	10	11.5 NE	29	17	20	19.7	NE	1006.3	25.1	93	29 11 20	514.3	9 28 07 46	10 01 07 10	29 08 00 29 18 00	
高 雄	999.3	29	16	00	17.2 ESE	30	16	20	17.5	ESE	1001.1	24.4	98	30 14 10	364.0	9 28 18 30	10 02 17 10	30 14 00 30 24 00	
大 武	1000.2	29	15	20	16.0 NNE	29	12	40	32.8	NE	1001.1	23.8	100	29 15 05	659.6	9 28 07 28	10 01 11 22	28 20 00 29 21 00	
蘭 嶼	996.3	29	14	30	27.0 ENE	29	16	10	33.5	ENE	1000.7	24.2	100	29 16 00	189.1	9 27 01 24	9 30 20 06	26 05 00 30 21 00	
恒 春	998.7	29	06	50	19.0 NE	29	07	10	29.0	NE	1000.6	25.4	91	29 08 12	363.1	9 28 03 12	10 01 10 48	28 20 00 29 14 00	
鹿林山	729.7*	30	03	30	8.3 NE	30	01	20	—	—	—	—	—	—	277.5	9 28 12 15	10 02 13 00	—	
東吉島	999.7	29	16	58	22.0 NNE	29	10	00	28.0	NNE	1001.6	26.5	87	29 11 40	258.1	9 29 05 48	10 01 10 37	27 23 00 01 11 00	

* 仍沿用測站氣壓 mb 數

** 已換算為 700mb 面高度重力公尺數

表內可見28日在花蓮地區已有豐富之降水，若干地點且為四天中雨量最多之一天。臺北山區 29 日雨量最大，陽明山地區則30日雨最大，由此可見：艾琳颱風之所以使臺北盆地積水情形在30日夜間為最嚴重，主要原因實為陽明山之豪雨，使淡水河及基隆之水位達最高，再加上29日臺北山區豪雨所形成之逕流同時到達，乃致無法排泄，導致嚴重之水災。可見此種形勢，僅賴疏導市區內之下水道殊難奏效，必須設計更為遠大之排水計劃。

臺東地區此四天之雨量殊為均勻，若干地點且以10月1日為最多。事實上，10月2日為臺東鎮及太麻里等均有超過100公厘之雨量。花蓮山區則雨量集中在29及30兩天，10月1日已呈強弩之末。

我人自逐日雨量分佈圖及此四日之總雨量分佈圖當更易看出其趨勢。9月28日之等雨量線圖如圖6所示。圖中可見是日雨量集中臺灣之東部，尤以蘭陽區之迎風面山坡為著，最多近似500mm，宜蘭全日均吹東北風可為明證。大屯山區之雨量尚不大，未達50mm。臺東地塹盆地內可能有較大之雨量，可惜缺

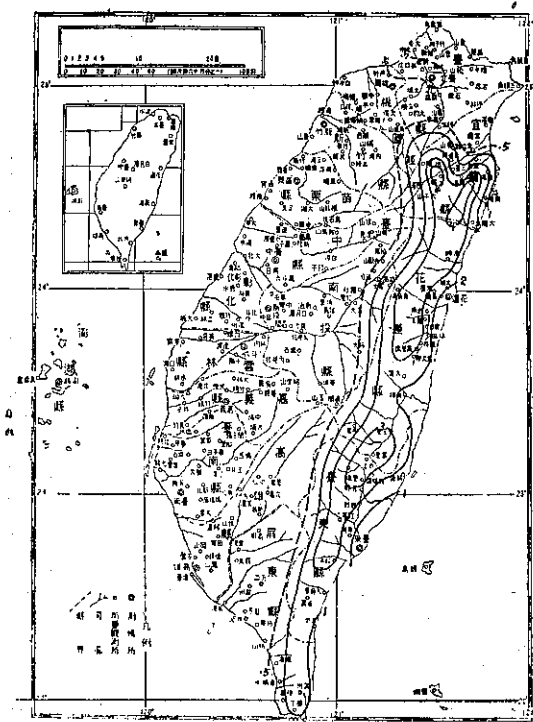


圖6：57年9月28日之臺灣等雨量線

Fig. 6: The rainfall distribution of Taiwan on 28 September, 1968.

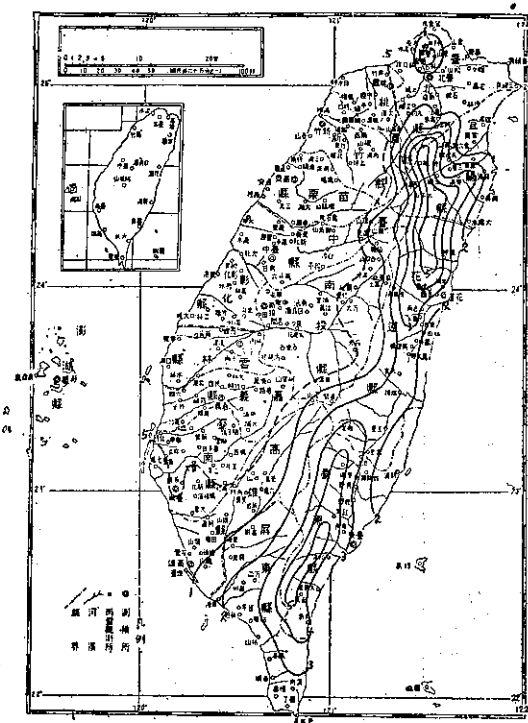


圖7：57年9月29日之臺灣等雨量線

Fig. 7: The rainfall distribution of Taiwan on 29 September, 1968.

少雨量報告。

29日之雨量分佈如圖7所示。圖中可見：雨量雖仍集中東部，但高屏地區之雨量亦顯見增加，屏東縣若干地區均已超過200mm；而北部則陽明山一帶雨量之增加，形成相互呼應之局勢。東南沿岸如大武，全日雨量已增至450mm。花蓮北方山地之綠水，日雨量幾達550mm。

30日之等雨量線圖如圖8，其中最顯著之一點為陽明山雨量之激增，較部日雨量666.3mm，竹子湖為655.3mm，實已創最高峯。另一明顯之現象為蘭陽區山地之雨量減少，而平地則反而增加，似乎表示上坡風減弱，對流性則增強，故宜蘭是日已出現西風。臺灣之西南部則屏東區之雨量減少，高雄縣之西南部反而增加。然此等變動與陽明山此日雨量突增相比較，實屬微不足道。

10月1日之等雨量線圖如圖9，我人可見雨量之分佈已完全改觀。全島雨量集中在東南部，其次為西南部，東部花蓮以北，西部彰化以北之雨量已減至很少。

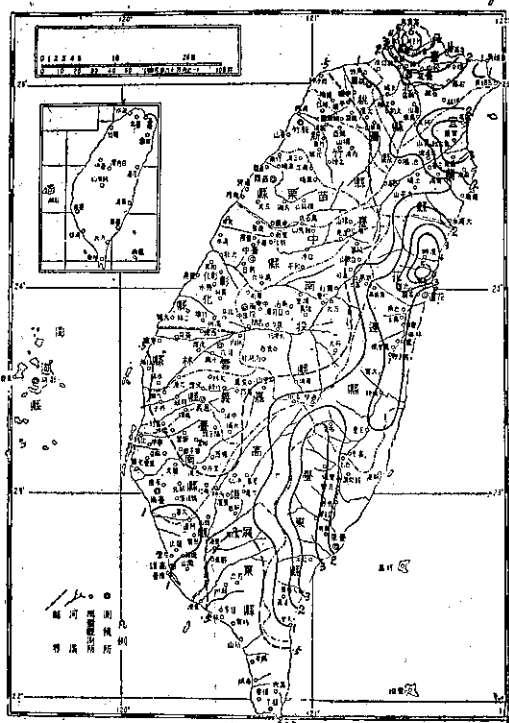


圖 8：57年 9 月 30 日之臺灣等雨量線

Fig. 8: The rainfall distribution of Taiwan on 29 September, 1968.

如以此四天之總雨量而論，顯然仍以臺灣之東部為最多（見圖10）。集中區大致有三個：一為陽明山區，總雨量大約在 950mm 左右；一為花蓮北北西方之山區，總雨量約在1200mm之譜；另一在卑南山之迎風山坡，總雨量約在1100mm。屏東區之平地，約在400mm，高雄縣則在 200-300mm 之間，嘉義縣約100-200mm，自雲林至桃園平地，概在 100mm 以下。

今再進一步檢討何以30日陽明山區有如此大之雨量。在30日 8 時之地面天氣圖上看來，其時冷鋒正好通過臺灣北端，即指向大屯山區，在 500mb 圖上則可見低槽約在當天20時經過大屯山區，因此使我人想到30日陽明山區之雨實為鋒面雨，雨勢就在高空槽經過時為最大，鞍部30日 19-20 時之雨量達 56mm，竹子湖 21-22 時為 54mm。當此可見30日以前臺北山區之大雨則主要為冷鋒前，颱風氣流暖濕不穩兼有上坡趨勢之後果。艾琳颱風侵臺期間本局所屬各測站記錄網要如表二。此四日雨量本局所屬測站以竹子湖及

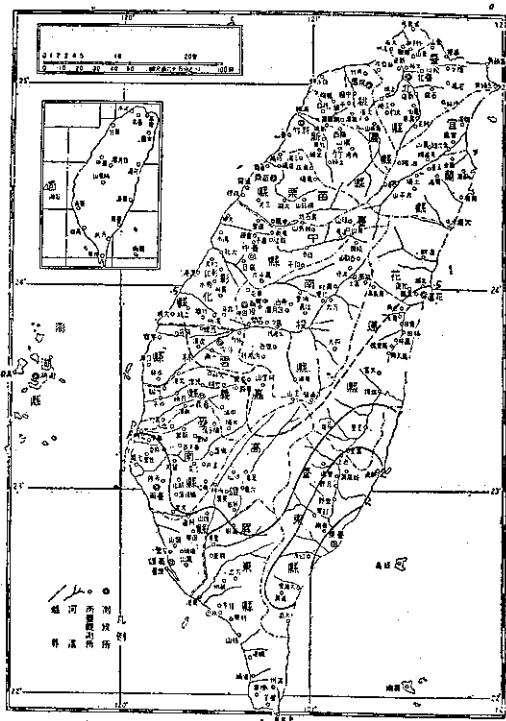


圖 9：57年10月 1 日之臺灣等雨量線

Fig. 9: The rainfall distribution of Taiwan on October, 1968.

鞍部最大，分別為 942.7mm 及 937.8mm，非本局所屬測站以花蓮綠水之最多，其次 1193.4mm 為臺東之太麻里，得1066.4mm。

五、災 情

艾琳颱風帶來之災情，主要為豪雨所造成，自雨量分析，我人可見臺東、花蓮、及陽明山區之雨最大，故災情亦最重。根據警務處之統計，艾琳颱風過境期間，全省計死亡38人，失蹤22人，受傷27人（內臺北市死亡17人，失蹤 4 人，受傷12人），房屋全倒1,413 間，半倒 765 間，鐵路東線方面，壽豐、三民間受災 8 處，鯉尾圳橋墩及鋼梁流失，路基流失 400 公尺，山崩十處以上，連同房屋損壞、電線流失等，總共損失新台幣 12,609,045 元。

公路方面，蘇花公路因坍方受阻。花東公路則沿線溪底漲水、便道沖毀，及坍方多處。北部橫貫公路，沿線淹水及坍方多處；基隆與臺北之間，交通公路均中斷，臺北低窪地區大部淹水，包括板橋、永和

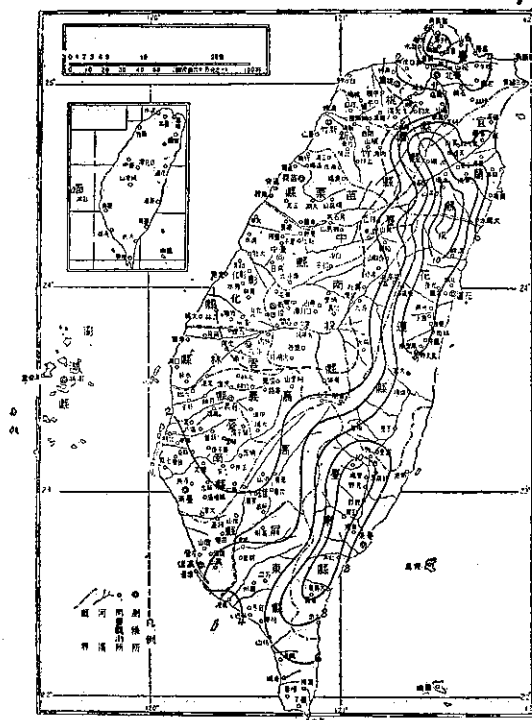


圖10：艾琳颱風過境期間臺灣各地之雨量（57年
9月28日—10月1日）

Fig. 10: The total rainfall distribution of
Taiwan during typhoon Elaine's
passage. (28 Sep.-1 Oct. 1968)

、三重、中和、蘆洲等。宜蘭各地普遍積水，河川告急，交通大部中斷。臺東以卑南鄉災情最重，因大南溪上游溪水暴漲。花蓮、屏東、澎湖等均有堤防被冲

毀。農林及漁畜方面損失新台幣 91,969,000 元。其中農產 81,925,000 元，林業 729,000 元，漁業 4,883,000 元，畜產 388,000 元，林區設備 4,044,000 元。

（戚啓勳）

民國五十七年北太平洋西部颱風概述

臺灣省氣象局

A Brief Report on Typhoons in North-Western Pacific during the Year 1968

Abstract

There were twenty-seven tropical cyclones generating in the North-Western pacific area during the year of 1968. Among them, 23 reached the intensity of typhoon category. This figure is a little higher than the mean of past twenty-one years, although the total number is lower than the normal. Three typhoons caused damages on this island.

Tropical storm Nadine passed through the Bashi Channel on 25 July and moved to the north-west. The heavy rainfall along the east shore and northeast portion of this island began on 22 July. On 27 July, the storm accelerated to the northeast. Nadine landed near T'ānan. Damage to banana field is estimated at NT\$ 102,582,120.

Typhoon Wendy passed near Lanyu in the early morning of 5 September. The maximum wind velocity was 65.7m/s as recording at this small island. The foehn effect was reported at Taichung and Hsinchu. This storm also brought torrential rain to the southeastern part of this island and disrupted highway traffic for several days.

The flood caused by typhoon Elaine in Taiwan was quite similar to typhoon Carli in 1967. She became a tropical storm when passing over the western sea of Caroline Islands on September 25th. On the synoptic chart of 1200 GMT 27 September, an anticyclone was centered to the east of Kurile Islands and a continental high pressure area was located over Inner Mongolia. An intense low was formed in Eastern Siberia with a front system extending to its southwest. Elaine deeping rapidly in the east of Luzon. This "saddle" situation contributed to extremely heavy rainfall over eastern and northeastern Taiwan. Amounts in excess of 1,000mm covered some eastern mountain area. Landslides touched off by heavy rain blocked practically every artery of highway in south and east Taiwan.

一、總 論

(一) 本年內颱風發生之次數與侵臺之次數

民國五十七年(1968)(以下簡稱本年)在北太平洋西部發生之颱風共有27次,內中屬於熱帶風暴(即輕度颱風)(中心附近最大風速在每秒17至31.5公尺或每時34至63哩)者計4次,佔總數之14.8%。此

27次颱風中,由於逼近臺灣,預期有侵襲可能而由本局發佈警報者計有8次,其中第一次及第二次均為娜定(Nadine)之故,以其去而復返,先經本省南方海面,而後又折回登陸南部。實際侵襲臺灣者,除上述之娜定颱風而外,尚有范迪(Wendy)和艾琳(Elaine)兩颱風,合計三次。

第一次侵臺颱風娜定，非常特殊，最初在7月20至21日醞釀於菲列賓東北方之海面，發展成熱帶風暴後向西北西穿過巴士海峽，暴風圈掠過本省南端時並未釀成災情。但在27日與南海中北進之熱帶風暴歐莉芙 (Olive) 合併後，突加速走向東北，在臺南附近登陸，範圍雖小，但中心附近之風力殊強，以致農作物頗有損害。

第二次侵臺颱風范迪，誕生於8月終，侵襲則

在9月5日，中心掠過臺灣之南方海面，使南部地區受到相當之災害，故發生作為8月而侵臺則作9月。第三次侵臺颱風艾琳與56年10月中旬之解拉 (Carla) 頗為相似，同樣在呂宋島之北海岸經過，時當海陸各有一高壓，風暴北方則有顯著之低槽，故在低槽之前方，暖氣流能深入高緯，後方則冷空氣長驅南下，乃致有豐沛之降水，造成相當災害，東部及陽明山區更為嚴重。此三次侵臺颱風之綱要如表1所示。

表1：民國五十七年侵臺颱風綱要表

Table 1: Summary of invaded typhoons in 1968

颱風名稱	娜定 Nadine	范迪 Wendy	艾琳 Elaine
侵臺日期	7月28日	9月6日	9月30日
本省測得之最低氣壓 (mb)	920.2 (蘭嶼)	963.6 (蘭嶼)	998.7 (恒春)
本省測得之10分鐘最大風速 (m/s)	22.5 (高雄)	65.7 (蘭嶼)	19.0 (恒春)
本省測得之最大總雨量 (mm)	519.1 (蘭嶼)	417.9 (恒春)	942.7 (竹子湖)
進行方向	WNW→NE	WSW→NW	NW
進行速度 (kts)	8	5	7
通過地區	臺灣南部	南方海面	巴士海峽
登陸地點	28日18時在臺南附近登陸	—	—

(一)本年內颱風之月份分配

本年內，1、2、3月份均無颱風，與前 (1966) 年相似，4月份亦僅一次，5月6月各一次，可見6月份較平常為不活躍。7月增為3次、仍低於正常，8月則竟達8次之多，顯較往年為活躍，9月又較沉寂，10月增為6次，超過往年約三分之一，11月有4次，亦超過正常，12月則未發現颱風 (見表2)。全年颱風延至4月上旬因出現琴恩 (Jean) 而告開始，最後以11月之阿拉 (Ora) 告終。

全年總計27次，略低於1947年以來之平均數28.1。正式達於颱風強度者23次，則超過準平均數18.1次。侵襲臺灣全年有3次，略低於平均情況3.8次。內中7月1次，9月2次，其中范迪誕生於8月。茲將本年內各月西太平洋上出現之颱風與過去21年來之情況作一比較，如表2所示。

(二)本年內颱風發生之地區及強度

本年內輕度颱風初生地點以菲列賓群島以東至馬利安納群島以西 (計有10次) 及馬利安納群島附近至尼威克島以西 (計有11次) 為最多，誕生在南海者僅3次，似較往年為集中，即主要在10°-20°N之緯度帶內，僅4次例外。以經度言，則主要在120°-160°E以內。發生地點距臺灣最近者為8月份之貝絲

(Bess)，在東沙島附近出現。見圖1所示。

以範圍而言，東西向約自東經114度至東經178度，佔64度，與去年相當，南北向約自北緯7.5度至31度，佔23.5度，比去年稍寬。初生地點最靠東方者為8月份之佛琴尼 (Virginia)，最靠西方者為10月之海斯特 (Hester)。最北生成者亦為佛琴尼，最南者則為4月份之琴恩 (Jean)。

本年內出現之颱風，以8月份經過塞班島之艾妮絲 (Agnes) 最猛烈，30哩時之暴風半徑廣達550哩，中心氣壓低至895mb，中心最大風速達70m/s。此外，9月份穿越呂宋島之侵臺颱風艾琳，中心最大風速一度到達73m/s，中心氣壓910mb。另10月份之葛樂禮 (Gloria) 雖中心氣壓為940mb，但30哩時之暴風半徑亦達450哩，50哩時則為200哩。本年內勢力甚弱者殊為少見，4、5、6月各一次，均為強烈颱風，亦屬少見。比較言之，最弱之颱風為8月之崔絲 (Trix) 及佛琴尼 (Virginia) 及10月之海斯特 (Hester)，中心最大風速均不過25m/s。

以生命史之久暫而言，維持熱帶風暴以上最久者為8月底至9月上旬的范迪，計12天。最短暫者為7月之歐莉芙，只維持1天。

(三)本年內颱風路徑之型式及轉向點

表 2：1947年來北太平洋西部各月颱風次數統計表

Table 2: Summary of typhoon occurrence in North Western Pacific since 1947

年 度	月 份	1 月			2 月			3 月			4 月			5 月			6 月			7 月		
		I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
1947 1948 1949 1950 1951 1952 1953 1954 1955 1956 1957 1958 1959 1960 1961 1962 1963 1964 1965 1966 1967		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1	1	1	1	3	0	0
		1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	3	1	0	4	1	1
		1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	6	2	1
		0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	1	0	2	1	1	5	1	0
		0	0	0	1	0	0	1	0	0	2	1	0	1	0	0	1	1	0	3	1	0
		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1	3	1	1
		0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	1	1	1
		0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0
		1	1	0	1	0	0	1	1	0	1	1	0	0	0	0	2	1	0	7	5	0
		0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	0	0	0	1	0	0	2	2	0
		2	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	1	1	1	0
		1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	1	0	3	2	0	7	6	1
		0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1
		0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	3	3	1	3	2	1
		1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3	2	1	3	1	0	5	3	1
		0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	0	0	0	5	4	1
		0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	4	3	0	4	3	1
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	2	2	0	7	6	0	
	2	0	0	2	0	0	1	0	0	1	0	0	2	2	0	3	2	1	5	4	1	
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	1	1	1	0	5	3	0	
	1	0	0	0	0	0	2	1	0	1	1	0	1	0	0	1	1	0	6	5	1	
總 平 數 均		10	3	0	6	1	0	9	4	0	16	10	2	24	19	3	37	26	7	85	53	12
		0.5	0.1	0	0.3	0.1	0	0.4	0.2	0	0.8	0.5	0.1	1.1	0.9	0.1	1.8	1.2	0.3	4.1	2.5	0.6
1968		0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	0	3	2	1	

年 度	月 份	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
1947		2	2	1	4	2	0	6	4	1	3	3	0	1	1	0	22	14	4
1948		8	2	0	6	4	2	6	1	0	4	2	0	2	1	0	36	14	3
1949		3	2	0	5	3	2	3	1	1	3	1	0	2	1	0	24	11	4
1950	18*	2	0	6	4	0	3	2	1	3	1	1	4	1	0	44	13	3	
1951		3	2	1	2	2	1	4	3	1	1	1	0	2	2	0	21	13	3
1952		5	2	0	3	3	1	6	5	0	3	3	2	4	3	0	27	20	5
1953		6	5	2	4	1	1	4	4	0	3	1	0	1	1	0	23	16	5
1954		5	3	1	5	5	1	4	3	0	3	3	2	1	0	0	21	16	4
1955		7	3	1	3	3	0	3	2	0	1	1	0	1	1	0	28	19	1
1956		5	4	1	6	5	3	1	1	0	5**	5	0	1	1	0	24	20	5
1957		4	2	0	5	5	1	4	3	0	3	3	0	0	0	0	22	13	2
1958		5	3	1	5	3	1	3	3	0	2	2	0	2	0	0	31	21	3
1959		6	4	3	4	3	1	4	3	1	2	2	1	2	2	0	23	16	7
1960		9	8	3	4	0	0	4	4	0	1	1	0	1	1	0	27	21	6

1961	3	3	2	7	5	2	4	3	0	1	1	0	1	1	0	29	20	6
1962	8	8	2	3	2	1	5	4	1	3	3	0	2	0	0	29	24	5
1963	3	3	0	5	4	1	4	4	0	0	0	0	3	1	0	24	19	2
1964	6	3	0	7	5	0	6	3	0	6	3	0	1	1	0	37	25	0
1965	7	4	1	6	3	0	2	2	0	2	1	0	1	0	0	34	18	3
1966	8	6	1	7	4	2	3	2	0	2	0	0	1	1	0	30	20	4
1967	8	4	1	7	4	0	4	3	1	3	3	1	1	0	0	35	22	4
總數	129	75	21	104	70	20	83	60	7	54	40	7	34	19	0	591	380	79
平均	6.1	3.6	1.0	5.0	3.3	1.0	3.9	2.9	0.3	2.6	1.9	0.3	1.6	0.9	0	28.1	18.1	3.8
1968	8	6	0	3	3	2	6	5	0	4	4	0	0	0	0	27	23	3

註：I 為輕度級以上之颱風次數（亦即包含「熱帶風暴」在內，中心最大風速在每秒17公尺級以上者）。

II 為中度級以上之颱風次數（亦即正式達於颱風強度，中心最大風速在每秒32公尺級以上者）。

III 為颱風（包括輕度）侵臺之次數（中心登陸或暴風侵襲臺灣而有災情者）。

* 此18次均為小型之輕度颱風，為時短暫。其中有名稱者僅4次，此4次可能到達颱風強度。惟根據美軍之統計資料（參閱 U. S.-Asian Military Weather Symposium, 1960）該月正式達颱風強度者為2次，故以此為據。詳細情形可參閱本局專題研究報告第85號。

** 過去本局列為4次，今考據美軍資料（同上）及颱風名稱英文字母次序更正為5次。

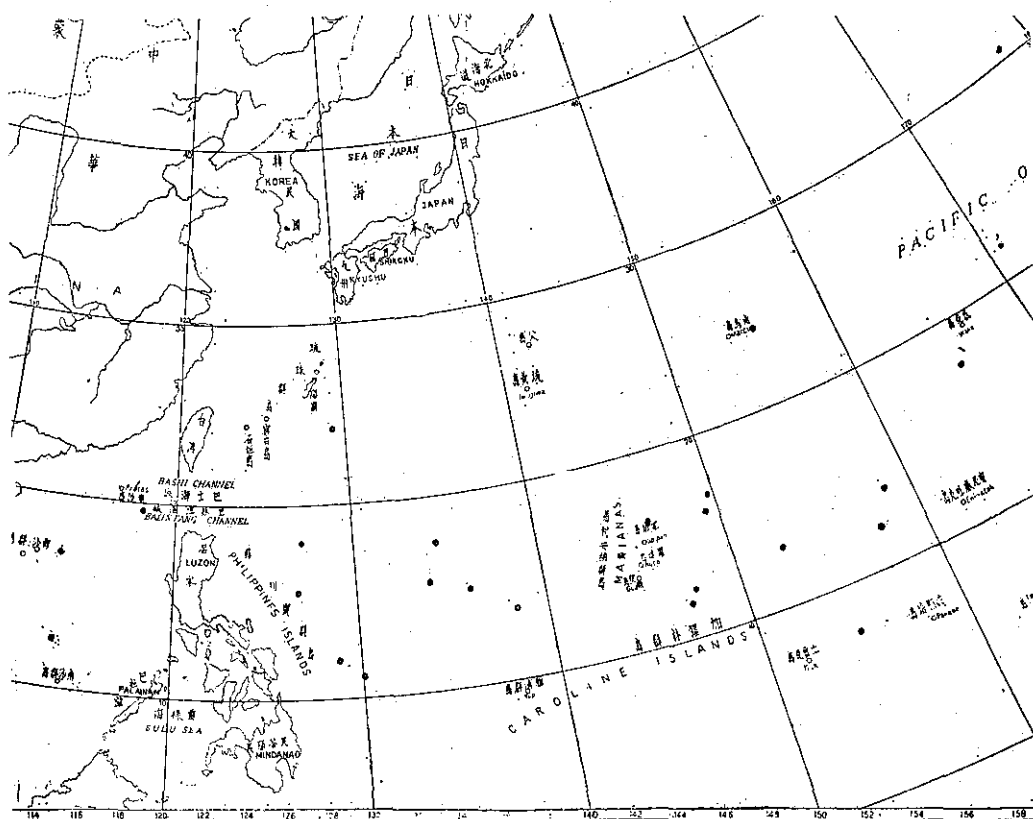


圖 1：1968年熱帶風暴初生地點之分佈

Fig 1: The positions of tropical storm first appeared on synoptic chart in 1968.

本年內各次颱風之路徑型式以拋物線狀者佔多數，計有12次；近似東西向者有8次，較為特殊者為8月份之玻莉與崔絲，均逆轉一小圈後折而向北。娜定颱風之情況亦頗特殊，一開始路徑即有波折，至東沙群島北方折而向東北東。

本年轉向颱風中，20-25°N 轉向者有6次，15-20度者有3次，25-30°N 者有3次。轉向緯度最高者為8月之佛琴尼及9月之卡門；轉向緯度最低為4月之琴恩及10月之裘迪。

二、各月颱風概述

本年內颱風之開始時期較遲，1、2、3月內均無颱風，終止亦相當遲，延至11月底。茲將各月颱風之活動情形分述如下：

(一)四月：月初，馬紹爾群島一帶氣壓漸趨低降，陣性雨不斷出現，5日之地面天氣圖上已有低壓產生。至7日，更形顯著，旋即發展成熱帶風暴，中心氣壓994mb，向西北西移動，其時北方37°N，160°E有一廣大而渾深之低壓。日本南方則有高壓，故而襲

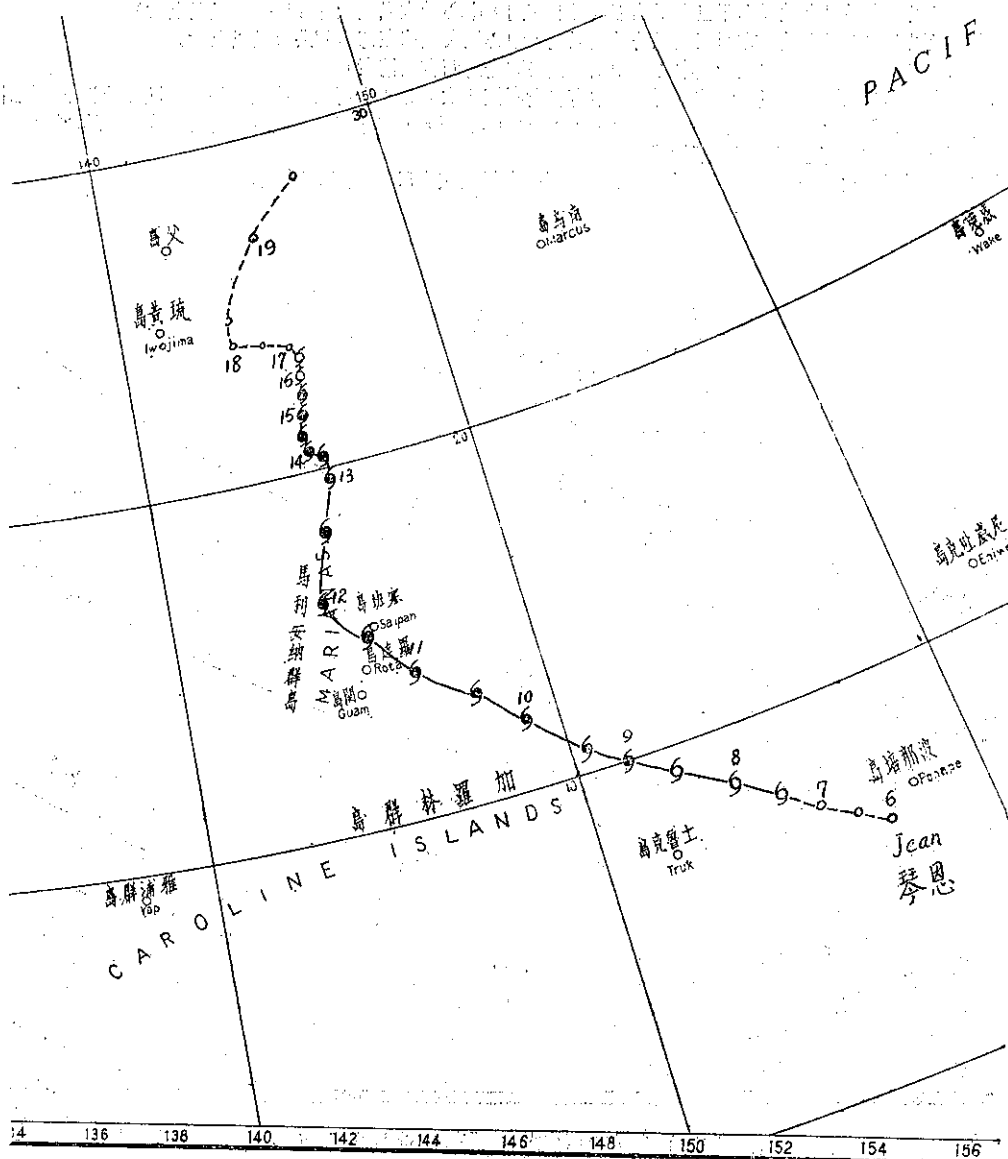


圖2：57年4月份颱風路徑圖

Fig 2: Typhoon track in April, 1968

恩生成後續向西北，9日增為颱風強度，11至12日穿過馬利安納群島，隨後向北，速度大減，近似滯留。16日減為輕度颱風，約24小時後再成為熱帶低壓，19日後趨於消滅。路徑見圖2。

(二)五月：裘恩消失後，40天內未見有颱風生成，直至5月28日，加羅林群島出現一熱帶低壓，隨後向西北西迅速行進。至30日後折向西北，31日，突發展成熱帶風暴，中心氣壓 985mb。命名為開梅 (Kim)。1日起，正式到達颱風強度，24小時後，速度減

緩，轉向之跡象極為明顯，3日後，正式轉為東北。6日8時轉變為溫帶氣旋。圖3中可見其路徑為一理想之拋物線。

(三)六月：從上月底產生開梅颱風至本月底產生露西 (Lucy) 颱風相隔約一個月，露西之初生低壓首見於26日，向西北西移行甚速。28日抵關島附近而發展成熱帶風暴，仍走向西北西。30日增強為颱風，隨後即轉緩而趨轉向。1日後完成轉向，經那霸東方加速行進，3日變成熱帶低壓而消失，路徑仍為一理想之拋

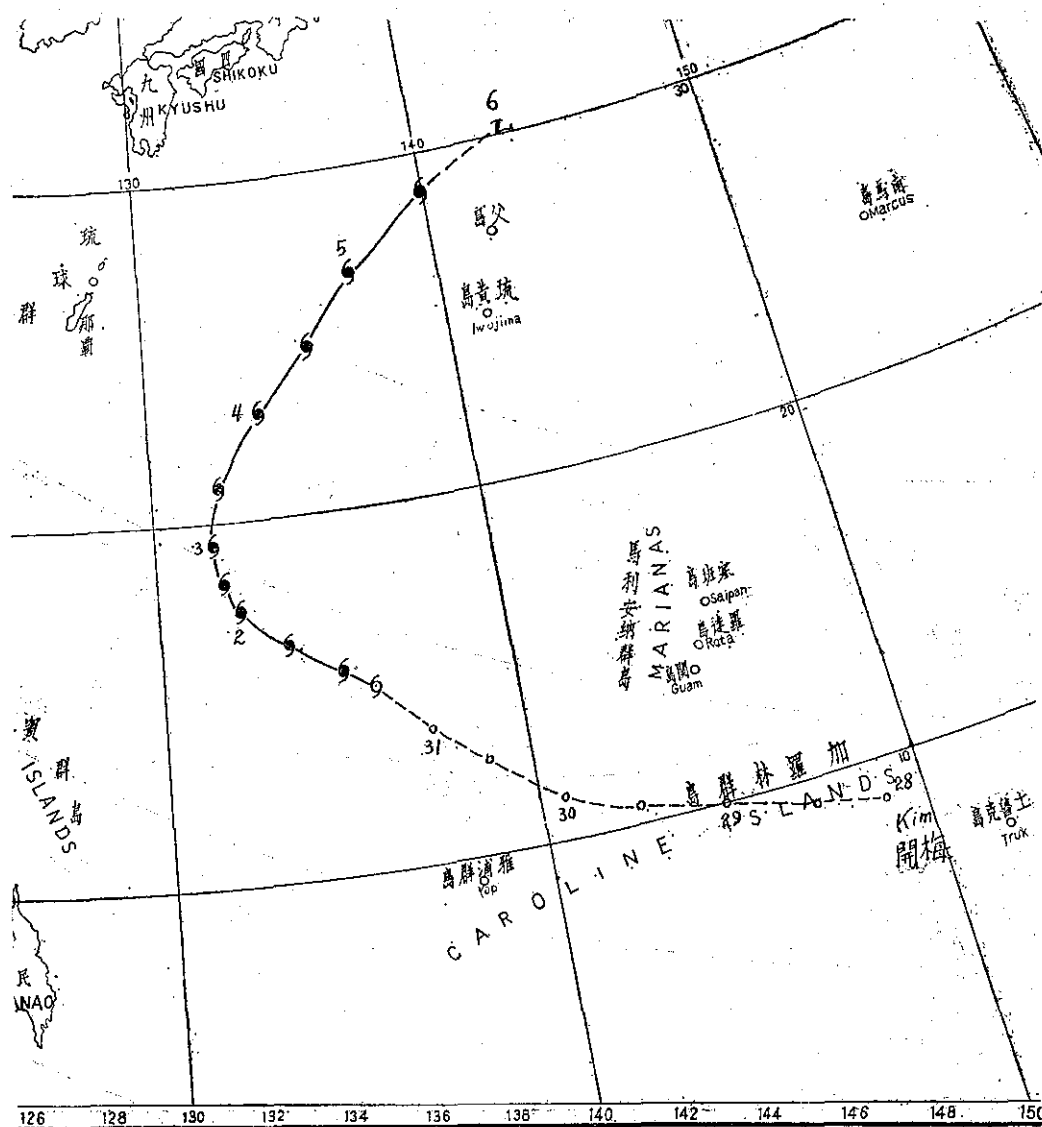


圖3：57年5月份颱風路徑圖

Fig 3: Typhoon track in May, 1968

物線，見圖4。

四七月：本月下旬起，颱風轉趨活躍，下旬之初，在赤道幅合帶上三個颱風幾乎同時生成，自南海至加羅林群島。最靠東方者為瑪麗(Mary)，發展最完善，已達強烈颱風之程度，中心氣壓低至 924mb。初生在19日，消滅在月底，向北北西進行。至九州折回而趨消滅。中間一個為娜定，初見於20日，先向西行，至巴士海峽折向西北。在東沙群島東北方滯留約12小時後，重新又折回向東北東，因而在臺灣南部登陸，成為本年第一次侵臺颱風。歐莉夫(Olive)發生在呂宋島之西方海面，時間上大致與娜定相同，初向西，至西沙群島後再折回，25日發展成輕度颱風，維持僅約一天，隨後轉向東北，入巴士海峽消失。此三個颱風之路徑見圖5。

五八月：本月份颱風最活躍，誕生在本月內者有8個之多。上旬2個，中旬1個，下旬則多至5個。玻莉(Polly)出現最早，發展成輕度颱風係在南島島附

近，向西北至日本南方近海後折向西南，穿過琉球群島入東海後，逆時鐘向繞一小圈，再走向東北，自4日生成，至17日消滅。羅絲(Rose)幾乎在同時生成，位置偏南，生成於馬利安納群島以西，向西稍偏北行進，入東京灣，登陸越南北部，15日消失。雪莉(Shirley)生成稍後，但前期之路線與羅絲相近似，過呂宋島後走向西北，登陸粵江口，入中國內陸。此三個颱風均為中度颱風，但到達中度之時間均甚短暫。

崔絲(Trix)生成之緯度較高，發展成熱帶風暴已在那霸附近，生成後反鐘向作一環形旋轉再折而向北，穿過日本九州，轉變成溫帶氣旋，此與玻莉頗為相似，路徑近似平行。

下旬生成之5個颱風強度懸殊，除上述之崔絲屬輕度颱風外，另一輕度颱風佛琴尼亞(Virginia)遠在180°E附近生成，路徑近似向北，26日後轉向東北，已達北緯48度以上。

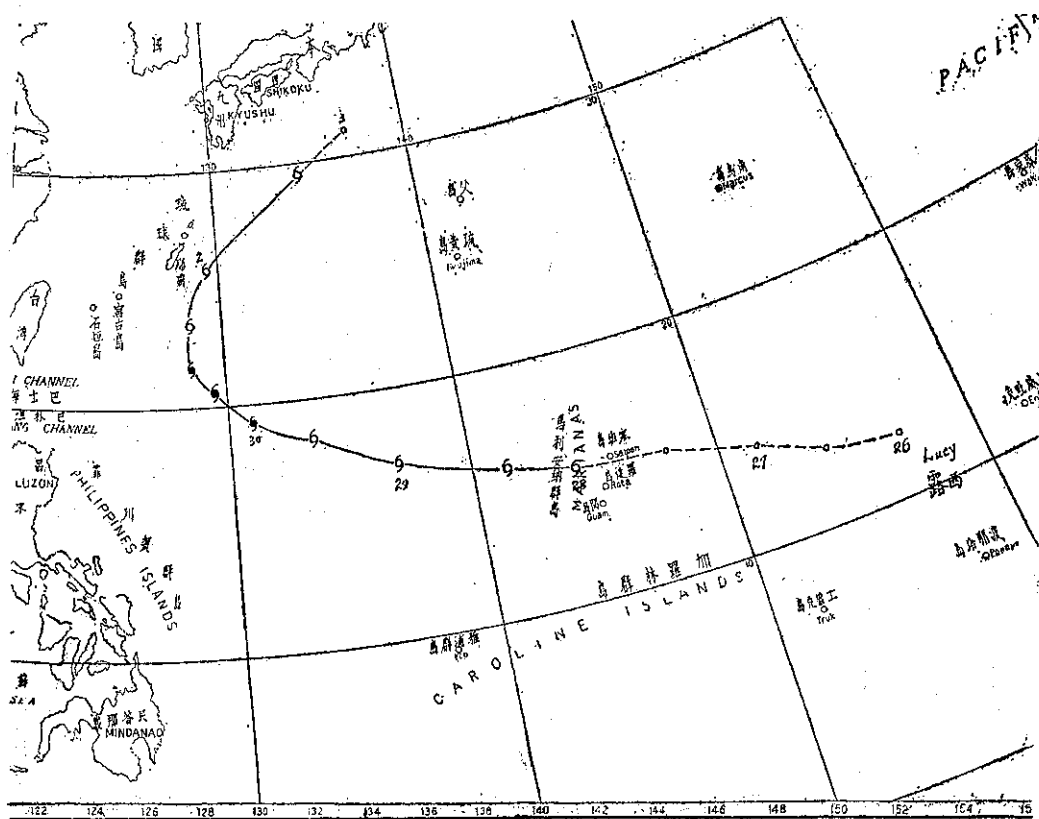


圖4：57年6月份颱風路徑圖
Fig 4: Typhoon track in June, 1968

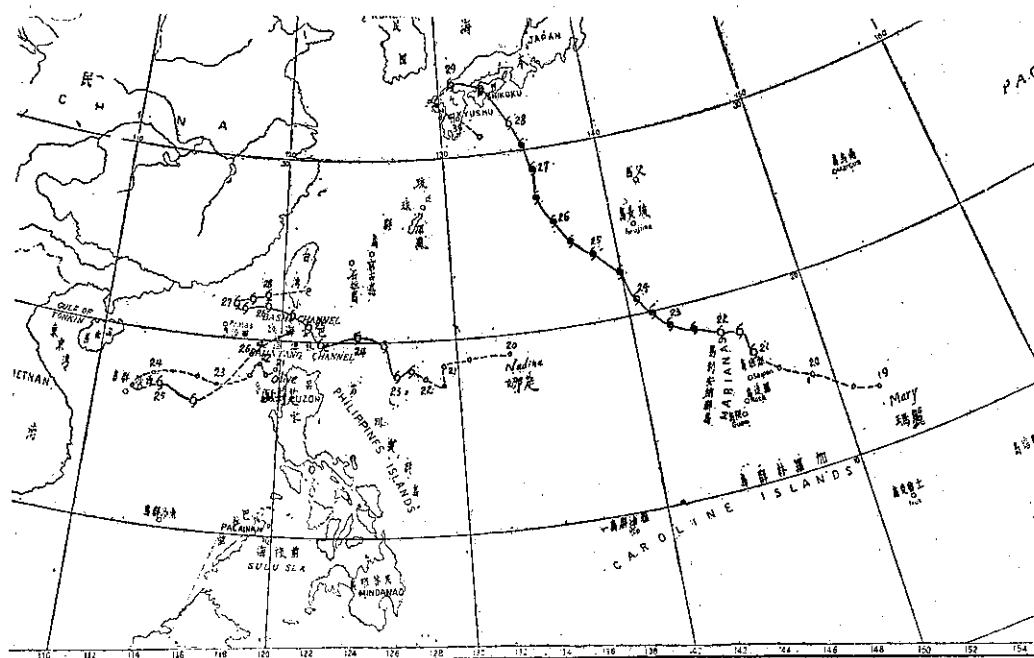


圖 5 : 57年 7 月份颱風路徑圖

Fig 5: Typhoon tracks in July, 1958.

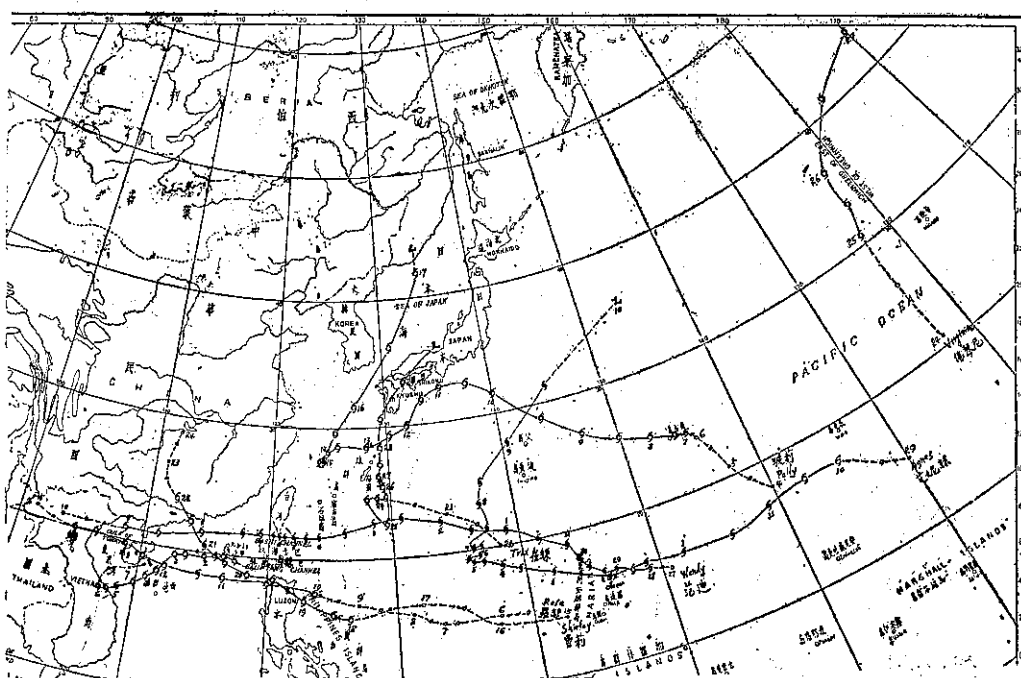


圖 6 : 57年 8 月份颱風路徑圖

Fig 6: Typhoon tracks in August, 1968.

范迪為第2個侵臺颱風，其路徑起初偏向西北西，隨後偏向西南西，故而掠過臺灣南端海上，此為強烈颱風，中心最大風速達65m/s，最低氣壓為915mb。但艾妮絲 (Agnes) 則更為強烈，最大風速70m/s，中心最低氣壓達895mb，30m/s之暴風半徑廣達550哩。此颱風醞釀於威克島之東南方，向西走遙遠之旅程後，至20°N，136°E附近停滯徘徊，9月7日後折向北方，再轉東北。

本月誕生之最後一個颱風貝絲 (Bess) 則在南海活動，先向西，再轉向西南，9月5日登陸越南，後又轉為熱帶低壓出海。見圖6。

內九月：本月內誕生之颱風僅3個，上半月未見有颱風生成。卡門 (Carmen) 和黛拉 (Della) 幾乎同時生成，均在月中，消滅則卡門早2—3天。卡門之路徑偏東，初向北北西，20日經父島後轉為北北東。黛拉之路徑則更近似半圓形，作順鐘向之旋轉，22日後穿過琉球群島，在日本之九州消失。

艾琳為本年第3次侵臺之颱風，雖路徑穿過呂宋島之北部，距臺灣殊遠，但因寒潮南下，西南氣流在臺灣上空滑上，故而帶來豪雨。終至釀成相當嚴重之水災。此三次颱風之路徑見圖7。

(十)十月：本月內颱風又趨活躍，上旬有費依 (Faye)

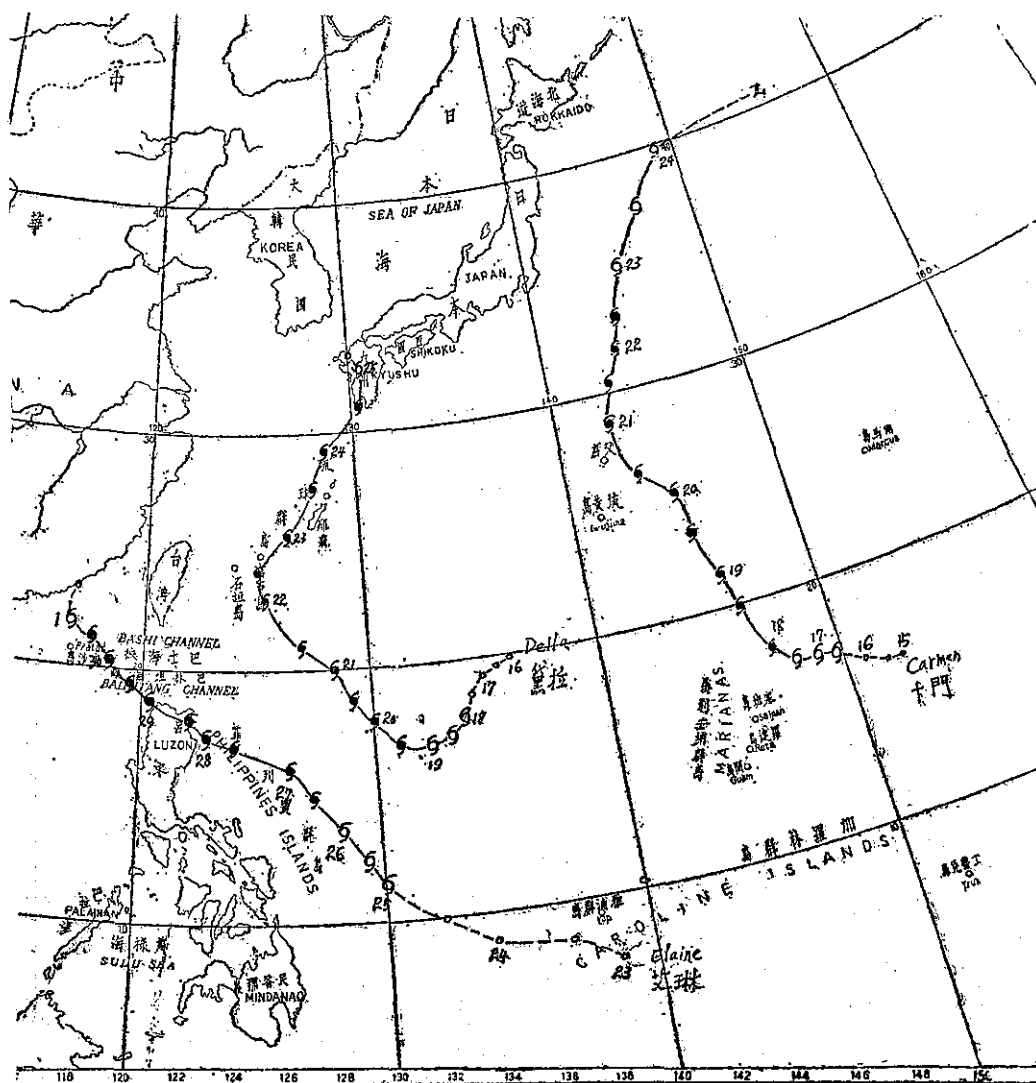


圖7：57年9月份颱風路徑圖

Fig 7: Typhoon tracks in September, 1968

生成於安尼威吐克島附近，初向東北，6日後轉向北北西，最後則轉為北北東。月中生成者有葛樂禮 (Gloria) 及海斯特 (Hester)，前者誕生在雅浦島附近，其路徑呈一緩和之拋物線，23日轉向完成，勢力亦減弱。25日，在日本東南方轉為溫帶氣旋。海斯特為一輕度颱風，生成於菲列賓群島之西方，向西南西進行，20日登陸越南沿岸即漸趨衰退。

下旬生成之裘迪 (Judy) 及克蒂 (Kit) 均屬強烈颱風。裘迪之路徑較為特殊，24日生成後，初向西南，隨後即趨向西方，27日後漸見順轉，30日以後完成轉向，但1日以後轉變為熱帶低壓後又折而向南，3日後完全消失。可見此颱風之路徑與本月內其他颱風 (除海斯特外) 不同。克蒂之路徑近似向北，生成已在10月底，11月初穿過馬利安納群島後加強，4日起轉向東北，加速前進，5日轉為溫帶氣旋，本月颱風路徑見圖8。

(丙)十一月：本月份生成之四次颱風中，只有羅拉 (Lola) 屬於拋物線之路徑，其餘3次均屬西進颱風，活動於大約 9° - 15° N。羅拉初生期間行動迅速，形

成輕度颱風期間速度稍緩，11日轉向後又加速，在南島與父島之間走向東北。瑪美 (Mamie) 生於雅浦群島之北，初期走向西南西，19日前後穿越菲列賓群島，進入南海。24日消滅於泰國灣。妮娜 (Nina) 和炯拉 (Ora) 先後生成於加羅林群島，前者路徑稍偏南，24日前後穿過菲列賓群島，26日入南海後又增強，28日後消滅。炯拉之路徑初向西北，24日到達颱風強度後向西行進。29日穿過呂宋島後不久即消滅。本月颱風路徑見圖9。

三、本年內發佈颱風警報情況

本年內臺灣發佈颱風警報8次，與去年前年相同，其中7月份之娜定颱風發佈2次。僅發海上警報者有4次，即8月內之玻莉、羅絲、及雪莉，以及9月份之黛拉。發陸上及海上警報者4次，均屬侵臺颱風，可見本年內本局發佈颱風警報之成效甚高。警報時間維持較久者為范迪颱風，計5天，艾琳則為4天，以月份之分配言，計7月2次，8月4次，9月2次。全部颱風之綱要見表3。

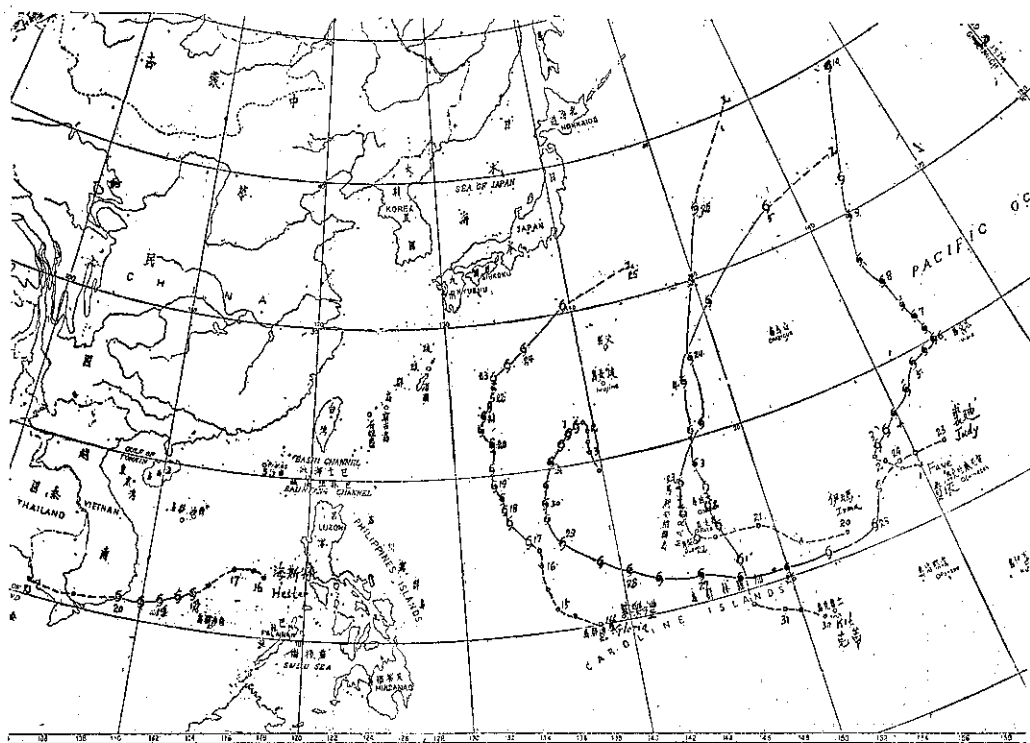


圖8：57年10月份颱風路徑圖

Fig 8: Typhoon tracks in October, 1968

表 3：民國57年北太平洋西部地區颱風綱要表

Table 3: Summary of typhoon data within the area of North-Western Pacific in 1968

月份	當月次序	本年編號	颱風名稱	起迄時間			誕生地區	經度颱風發生地點		最大風速 m/s	暴風半徑		中心最低氣壓 mb	最大移速度 kts	颱風分類	警報階段	附註
				全部起迄	輕度級以上	中度級以上		緯度	經度		30 kts	50 kts					
4月	1	6801	琴 恩 (Jean)	5/4-19/4	7/4-16/4	9/4-14/4	馬紹爾群島以西	7.6	154.9	50	250	100	930	15	強烈		
5月	1	6802	開 梅 (Kim)	28/5-6/6	31/5-6/6	2/6-4/6	馬利安納以西	14.5	135.9	50	150	75	950	18	強烈		
6月	1	6803	露 西 (Lucy)	26/6-3/7	28/6-2/7	30/6-1/7	馬利安納群島	15.6	142.7	65	200	100	935	20	強烈		
7月	1	6804	瑪 麗 (Mary)	19/7-30/7	21/7-29/7	22/7-27/7	馬利安納群島	15.9	147.1	65	400	200	924	15	強烈		
"	2	6805	娜 定 (Nadine)	20/7-28/7	22/7-28/7	24/7	非列賓群島東方	18.5	127.4	35	250	50	960	15	中度	海上陸上	侵臺
"	3	6806	歐莉芙 (Olive)	21/7-26/7	24/7-25/7	—	南 海	17.0	114.0	27	200	—	960	20	輕度		
8月	1	6807	玻 莉 (Polly)	4/8-17/8	7/8-17/8	14/8-15/8	南島島附近	24.3	156.3	35	200	40	965	30	中度	海上	
"	2	6808	羅 絲 (Rose)	6/8-15/8	10/8-14/8	11/8	非列賓群島東方	17.4	123.7	40	150	50	968	15	中度	海上	
"	3	6809	雪 莉 (Shirley)	15/8-24/8	18/8-22/8	21/8	非列賓群島東方	16.0	127.0	40	200	100	955	15	中度	海上	
"	4	6810	崔 絲 (Trix)	22/8-29/8	24/8-29/8	—	琉球島西南	25.0	129.8	25	200	—	980	45	輕度		
"	5	6811	佛琴尼 (Virginia)	24/8-27/8	25/8-27/8	—	中途島西方	30.0	178.0	25	250	—	990	30	輕度		
"	6	6812	范 迪 (Wendy)	27/8-10/9	28/8-9/9	29/8-8/9	馬利安納東方	15.9	149.4	65	250	150	915	15	強烈	海上陸上	侵臺
"	7	6813	艾妮絲 (Agnes)	29/8-10/9	30/8-10/9	31/8-9/9	威克島南方	17.2	165.8	70	550	150	895	35	強烈		
"	8	1814	貝 絲 (Bess)	31/8-8/9	31/8-6/9	4/9-5/9	非列賓西方	19.8	116.9	38	250	75	965	10	中度		
9月	1	6815	卡 門 (Carmen)	15/9-24/9	16/9-23/9	18/9-21/9	馬利安納東方	17.1	150.1	50	300	150	935	20	強烈		
"	2	6816	黛 拉 (Della)	16/9-25/9	18/9-25/9	19/9-24/9	非列賓東方	17.4	134.3	52	300	125	930	15	強烈	海上	
"	3	6817	艾 琳 (Elaine)	23/9-1/10	25/9-1/10	26/9-30/9	非列賓東方	11.5	130.3	73	300	150	910	12	強烈	海上陸上	侵臺
10月	1	6818	費 依 (Faye)	1/10-10/10	3/10-10/10	4/10-9/10	安尼威吐克西北	15.2	158.0	65	250	100	910	10	強烈		
"	2	6819	葛樂禮 (Gloria)	14/10-24/10	17/10-24/10	18/10-22/10	非列賓東方	15.5	134.4	40	450	200	940	20	中度		
"	3	1820	海斯特 (Hester)	16/10-21/10	18/10-20/10	—	南 海	11.2	111.0	25	100	—	988	11	輕度		
"	4	6821	伊 瑪 (Irma)	20/10-25/10	22/10-25/10	23/10-24/10	馬利安納群島	14.0	145.1	45	250	100	946	30	中度		
"	5	6822	裘 迪 (Judy)	23/10-3/11	24/10-1/11	25/10-30/10	加羅林東方	11.6	155.4	65	200	50	930	13	強烈		
"	6	6823	克 蒂 (Kit)	30/10-5/11	31/10-5/11	2/11-4/11	加羅林群島	12.3	147.5	50	250	25	942	35	強烈		
11月	1	6824	羅 拉 (Lola)	8/11-12/11	8/11-12/11	9/11-12/11	加羅林群島	12.1	153.4	50	250	50	935	35	強烈		
"	2	6825	瑪 美 (Mamie)	12/11-24/11	17/11-23/11	21/11-23/11	非列賓東方	11.7	128.1	40	300	50	970	12	中度		
"	3	6826	妮 娜 (Nina)	18/11-29/11	20/11-27/11	22/11-27/11	馬利安納西方	13.5	140.0	35	150	50	960	15	中度		
"	4	6827	綱 拉 (Ora)	20/11-30/11	22/11-29/11	24/11-29/11	加羅林群島	11.4	149.6	45	350	75	930	20	中度		

*發兩次警報

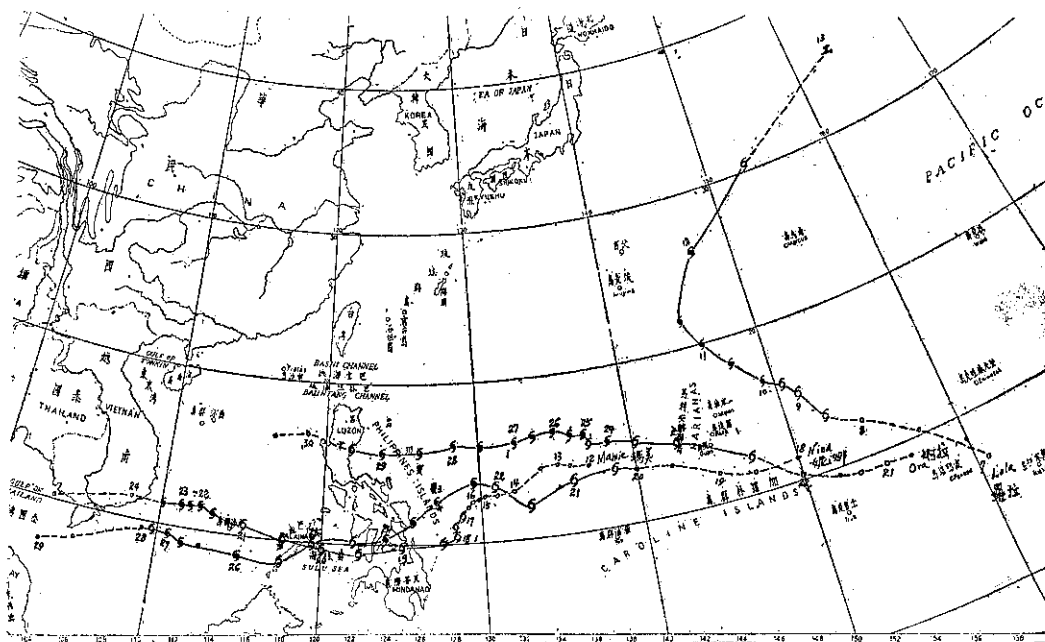


圖 9：57年11月份颱風路徑圖

Fig 9: Typhoon tracks in November, 1968.

四、本年內颱風災情概述

本年內之颱風災情並不嚴重，侵臺之3次颱風中，去而復返之娜定，雖在臺南附近登陸，掠過本省南端，以其勢力不強，僅局部農作物遭受災害，估計在一億元以上，鐵路、公路及港口之損失尚非嚴重。范

迪颱風雖房屋倒塌較多，但農產之損失遠不及娜定颱風，據估計不過四百多萬元。艾琳颱風則水患相當嚴重，房屋倒塌在2,000間以上，公路鐵路受到重大損害，農林漁畜之損失亦達一億元上下。本年內侵臺颱風災情綱要見表4。

表4：民國57年颱風災害綱要表

颱風名稱	人口(人)		房屋(間)		漁船(艘)		公 路	鐵 路	其 他
	死 (含失蹤)	傷	全 倒	半 倒	沉 沒	損 壞			
娜 定	11	4	24	56	—	—	不 詳	不 詳	農林損失175,789,000元
范 迪	25	3	94	52	—	—	不 詳	不 詳	農林損失4,354,000元
艾 琳	60	27	1,413	765	—	—	不 詳	12,609,045	農林漁畜損失91,969,000元

五、本年內颱風之特點

綜上所述，本年內颱風之特色可概括成以下多點：

(一)全年總次數27次，略低於過去21來之平均，但到達颱風強度者却有23次，超過21年來之平均相當多，可見今年輕度颱風出現較少。

(二)本年內1、2、3月均無颱風出現，4、5、6月均僅出現各1次，可見上半年遠較往年不活躍，7月份亦低於正常，但8、10、11月則較正常活躍。

(三)本年內有3次侵臺颱風，略低於過去21年來3.8次之平均數。其中7月1次，9月2次，後者中范迪誕生於8月，侵臺則在9月。受災情形頗不正常，艾琳與去年之解拉相似，主要為寒潮南下，將上空

之西南氣流抬高而觸發豪雨。娜定則去而復返，登陸臺南，始釀成局部性災情，范迪經過臺灣南方海上，僅南部略受損害。

(四)范迪曾引起焚風現象，臺中九月出現 39.0°C 之高温，新竹則為 37.0°C ，但未聞有災情。

(五)本年內北太平洋西部發生之颱風中，以8月之艾妮絲最強，中心最大風速達 70m/s ，但仍不及去年10月之解拉颱風。9月之艾琳中心最大風速 73m/s ，中心氣壓 910mb ，此為臺灣東北部造成災害之主要原因。

(六)本年內颱風路徑以拋物線形較多，8月份之崔絲及玻莉，路徑較特殊，均逆轉成環狀再向北。

(戚啓勳執筆)

Volume 15, Number 3

September 1969

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

- Urban Climate and Its Relation with Air Pollution in Taipei
..... KENNETH T. C. CHENG (1)
- A Study of the Rainfall in Taiwan and Its Relationship with
Upper-air Circulation PatternsYUAN-HENG WEI (8)
- The Distribution of Rainfall in Taiwan.....KE-HSUN CHI..... (26)
- Climate and Civilization KENNETH T. C. CHENG (48)

Reports

- Report on Typhoon "Elaine"
.....TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU..... (55)
- A Brief Report on Typhoons in North-Western Pacific during
the Year 1968.....TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU... (66)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei,

Taiwan, China.

中華郵政臺字第一八九三號登記爲第一類新聞紙類

氣象學報

季刊

第十五卷 第四期

目次

論著

- 崙坪觀測台太陽黑子相對數及 K 因素之分析……………謝德郎 黃胤年……(1
- 阻塞高壓對臺灣天氣影響之研究……………徐 晉 淮……(6
- 研究臺北臭氧全量與噴射氣流位移之關係……………呂 世 宗……(20
- 論熱帶風暴孕育發展之氣象條件……………陳 毓 需……(29

報告

- 民國五十八年颱風調查報告第一號颱風衛歐拉……………臺灣省氣象局……(44
- 民國五十八年颱風調查報告颱風貝蒂……………臺灣省氣象局……(52

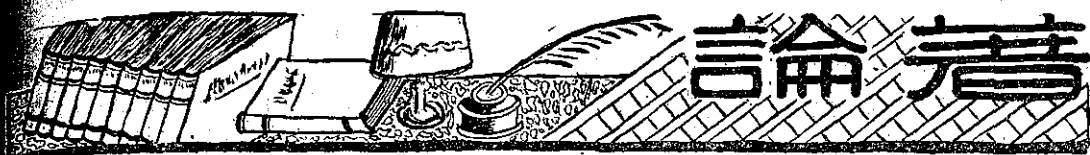
氣象學報

(季刊)

第十五卷 第四期

主編者	臺灣省氣象局氣象學報社
地址	臺北市公園路六十四號
	電話：二四一四一
發行人	劉 大 年
社長	劉 大 年
	電話：二二八四〇
印刷者	文英印書公司
地址	臺北市三水街七號
	電話：三三四七二四

中華民國五十八年十二月出版



崙坪觀測台太陽黑子相對數及 K 因素之分析

謝 德 郎* 黃 胤 年**

On the Reduction Factor K of the Relative Sunspot Numbers Observed at Lunping Observatory

Te-Lang Hsieh and Yinn-Nien Huang

Abstract

Sunspot observation has been carried on since Jun. 7, 1967 at Lunping Observatory, Telecommunication Laboratories, M.O.C.. In order to determine the reduction factor K, so that the observed sunspot numbers at Lunping can be reduced to the relative sunspot numbers, the daily sunspot data obtained during Jun. 7, 1967-Dec. 31, 1968 were compared with the final daily Zürich relative sunspot numbers to obtain the daily values of K. Using these daily values of K, the authors have investigated the possible effects of the solar image quality, the solar apparent declination, and the observers' habit on the values of K. The results show that the mean values of K are negatively correlated with the solar image quality; and the monthly mean value of K are negatively correlated with those of the solar apparent declination. It was also found that the observers' habit has an effect on the values of K, i.e., the larger the sunspot numbers, the smaller the values of K which the observers tend to obtain; and vice versa. The relation between the daily Lunping sunspot numbers and the final daily Zürich relative sunspot numbers are also analyzed. The result shows that the correlation between them are positively, but not linearly correlated. The value of K is finally determined to be 0.78; however, more observation and data collection are required to determine a more accurate value of K.

一、前 言

地球上之地磁、電離層，以及極光等等地球物理現象之變化，均直接或間接受太陽活動 (Solar activity) 之影響，而太陽黑子 (Sunspots) 出現之多寡，又為太陽活動之指標。因此世界上無數的科學家由分析太陽黑子與地球物理各種現象之關係，進而根據其已觀測之數據預報未來現象將如何發生。目前曾被廣泛利用的有利用太陽黑子數據來預報最佳短波通訊週率，還有利用太陽黑子出現之類型及其變化情況來判斷是否會發生太陽閃焰 (Solar flare)，而引

起地球上之磁暴 (Geomagnetic storm) 及電離層暴 (Ionospheric storm) 等，從而推測電波傳播情況之好壞⁽¹⁾。

交通部電波研究所 (目前已改組為電信研究所) 鑑於太陽黑子觀測之重要，乃於民國五十五年間向日本五藤光學儀器公司 (Goto Optical Mfg. Co.) 購買 4" 口徑水平式太陽望遠鏡及西羅斯達式 (Coelostat system) 定天儀，並於次年六月起在所轄桃園縣觀音鄉崙坪觀測臺 (北緯 25.0°，東經 121.2°) 開始太陽黑子之經常觀測⁽²⁾。至今該臺觀測已逾兩年，為使該臺觀測之太陽黑子相對數與瑞士 Zürich 天

* 交通部電信研究所技術員

** 交通部電信研究所研究策劃室副主任兼工程師

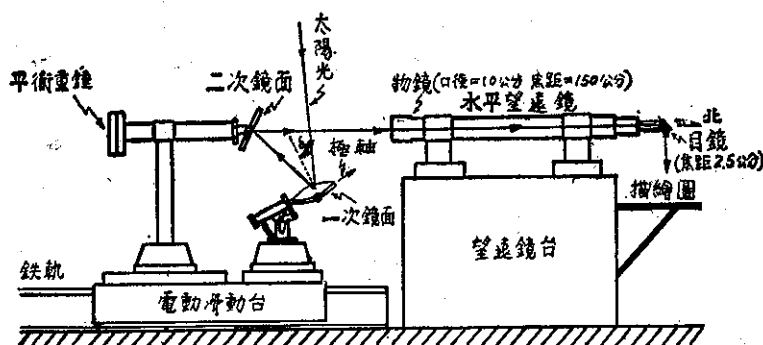
文臺發表之標準黑子相對數 (Final Zürich relative sunspot numbers) 一致起見，必須將該臺已觀測之太陽黑子數據與 Zürich 之標準黑子相對數作一分析與比較，方能決定其 K 因素 (Reduction factor K)。為使讀者明瞭太陽黑子相對數及 K 因素之意義，本文將先就其定義加以扼要的解說，然後分析崙坪 K 因素與太陽像之品質 (Image-quality)、太陽之視赤緯、及觀測人員性癖等之關係，接着分析崙坪太陽黑子相對數與 Zürich 標準黑子相對數之關係，而後決定崙坪初步之 K 因素。文中所用數據為自公元1967年6月7日起至1968年12月31日止共計1年7個月之崙坪太陽黑子觀測數據及 Zürich 標準太陽黑子相對數。Zürich 之數據係採自刊登於美國 ES SA 之 Solar Geophysical Data⁽³⁾。

二、太陽黑子相對數及 K 因素

太陽黑子相對數係公元一八四八年由瑞士天文學家 R. Wolf 氏所創始，用來表示太陽黑子的活動，故又稱為 Wolf 氏太陽黑子相對數⁽⁴⁾，其定義為：

$$R = K (10g + f) \dots \dots \dots (1)$$

式中 R 表示太陽黑子相對數。 f 表示可見太陽面之個別黑子總數，計算時不考慮它的大小。 g 為黑子數。 K 為修正因數，此 K 因素與觀測人員，計算方法，太陽像之品質 (Image-quality)，及觀測儀之型式等有關⁽⁵⁾。Wolf 氏當時所用之儀器為 Fraunhofer 折光望遠鏡，其物鏡口徑為 8 公分，焦距為 110 公分，放大倍數為 64 倍，其 K 值定為 1。至公元 1882 年 Zürich 天文臺 Wolf 氏之繼承者鑑於計算方法的改變乃將其 K 值改為 0.60，以便使其新的觀測值符合舊的標度 (Scale)，此 K 值一直延用至今。世界其他各觀測臺必須根據其長時期之觀測數據與 Zürich 之標準黑子相對數作一比較求得 K 值後，其相對數方能稱為該臺之正式太陽黑子相對數。崙坪觀測臺採用水平望遠鏡，其物鏡口徑為 10 公分 (4")，焦距為 150 公分，放大倍數為 60 倍，定天儀為西羅斯達式 (Coelostat system)，其一次、二次反射鏡面直徑均為 20 公分，太陽投射影像之直徑亦為 20 公分，其各部份關係位置如圖一所示。



圖一 崙坪觀測臺太陽黑子觀測儀平面圖

三、崙坪太陽黑子相對數之 K 因素與太陽像品質 (Image-Quality) 之關係

太陽像之品質 (Image-quality) 表示太陽投影像清晰度之好壞，一般分為 1~5 等五個等級⁽⁵⁾，5 表示太陽像之品質最好，1 表示最差。它的好壞對觀測所得黑子數之多少影響很大，通常像之品質好時，能觀測到較多的黑子，其 K 因素將因之而變小；反之，如像之品質差時，觀測所得之黑子數較少，其 K 因素將因之而變大。

為分析 K 因素與太陽像品質之關係，吾人在此

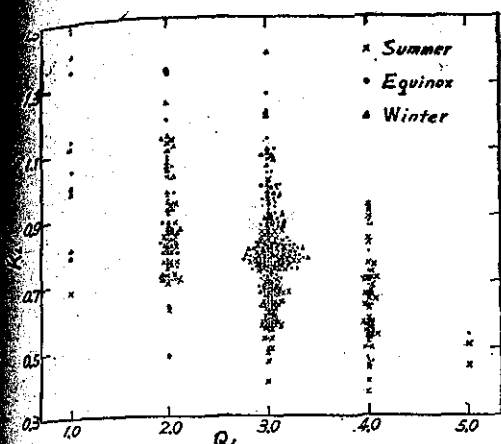
設某日未經修正 (即設 $K=1$ 時) 之崙坪太陽黑子相對數為 R_L ，該日崙坪太陽像之品質為 Q_L ，而與其對應日期之 Zürich 標準太陽黑子相對數為 R_Z ，令此 R_Z 與 R_L 之比值為 K_L ，則吾人可將此相對應之 K_L 及 Q_L 分別點成如圖二。由圖二可看出雖然在同一 Q_L 之下其對應之 K_L 值變化很大。然而就 K_L 值之平均值而言，則當 Q_L 大時 K_L 較小，而當 Q_L 小時 K_L 則較大。為分析方便起見，吾人設在同一 Q_L 下之所有 K_L 之平均值為 \bar{K}_L ，將此 \bar{K}_L 與其對應之 Q_L 點成如圖三。由圖三吾人不難發現 \bar{K}_L 與 Q_L 間有負線性相關關係 (Negative linear correlation) 存在，因此用最小二乘方法 (The

四、崙坪太陽黑子相對數之 K 因素與太陽視赤緯之關係

太陽黑子相對數之 K 因素除了與太陽像之品質有關外，其與觀測儀器之型式之關係亦很密切。崙坪觀測臺所用之太陽黑子觀測儀之定天儀係西羅斯達式 (Coelostat system)⁽⁶⁾，由於其一次反射鏡之傾斜角不變，而太陽光之入射角隨季節作週期性之變化，因此陽光由一次鏡反射至二次鏡之角度亦隨着變化，以致由二次鏡反射至水平望遠鏡單位面積上所受之光通量亦相應的變化，其變化可以 $\cos(32.5^\circ - \delta_s/2)$ 來表示， δ_s 為太陽視赤緯。為分析其對 K_L 之影響，吾人可先從天文曆書 (Ephemeris)⁽⁷⁾ 查得各觀測日之 δ_s 值，其次求出 $\cos(32.5^\circ - \delta_s/2)$ 之月平均值並以 $\overline{\cos(32.5^\circ - \delta_s/2)}$ 表示，則其變化可點成如圖四之虛線。又圖中實線 $\overline{K_L'}$ 表示 K_L 月平均值之變化。由圖四吾人不難發現 $\overline{\cos(32.5^\circ - \delta_s/2)}$ 與 $\overline{K_L'}$ 均作如同正弦波 (Sine wave) 形之變化，兩者成相反相位之季節性變化。吾人若進一步將兩者點成如圖五之散佈圖 (Scatter diagram) 則可看出兩者間成負線性相關關係，其迴歸方程式為：

$$\overline{K_L'} = 1.75 - 1.13 \overline{\cos(32.5^\circ - \delta_s/2)} \pm 0.068 \quad (3)$$

由(3)式可知當 $\overline{\cos(32.5^\circ - \delta_s/2)}$ 增加 0.10 時， $\overline{K_L'}$ 值相應的減少 0.113；反之，當 $\overline{\cos(32.5^\circ - \delta_s/2)}$ 值減少 0.10 時，則 $\overline{K_L'}$ 值相應的增加 0.113。 $\overline{\cos(32.5^\circ - \delta_s/2)}$ 之極小值在 12 月份為 0.72，其對應之 $\overline{K_L'}$ 值為 0.94。 $\overline{\cos(32.5^\circ - \delta_s/2)}$ 之極大值在 6 月份為 0.935，其對應之 $\overline{K_L'}$ 值為 0.69。若以被分析 19 個月所有的 $\overline{\cos(32.5^\circ - \delta_s/2)}$ 之平均值 0.84 代

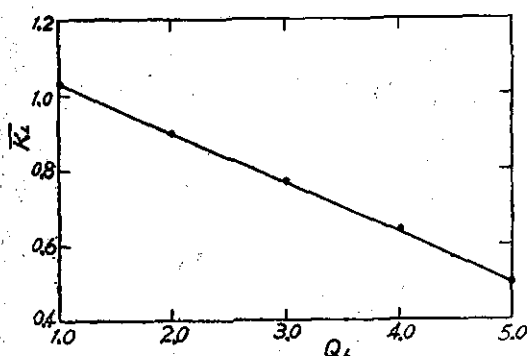


圖二 每日之 K_L 與 Q_L 之關係圖
(1967年6月~1968年12月)

method of least squares) 可求出其迴歸線 (Regression line) 方程式為：

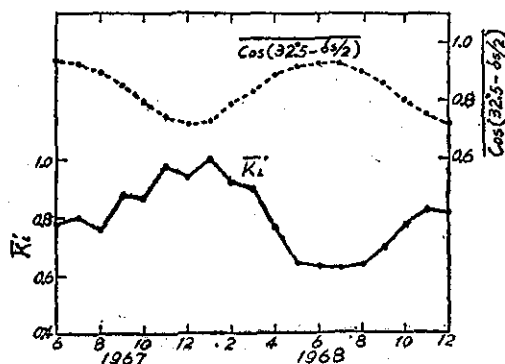
$$\overline{K_L} = 1.16 - 0.132 Q_L \pm 0.048 \quad (2)$$

式中之 ± 0.048 為估計標準誤差 (Standard error of estimate)。由(2)式可知當 Q_L 增加 1.0 時，其 $\overline{K_L}$ 對應的減少 0.132；反之，當 Q_L 減少 1.0 時， $\overline{K_L}$ 則增加 0.132。 Q_L 之極大值為 5.0，其對應之 $\overline{K_L}$ 為 0.50。 Q_L 之極小值為 1.0，其對應之 $\overline{K_L}$ 為 1.03。 Q_L 之中間值為 3.0，其對應之 $\overline{K_L}$ 值為 0.76。若以被分析 19 個月之所有 Q_L 之平均值 2.91 代入(2)式，則其對應之 $\overline{K_L}$ 值為 0.78。由上述吾人可知崙坪觀測臺當太陽像之品質好時，其太陽黑子相對數之 K 因素較小，而當太陽像之品質壞時，其太陽

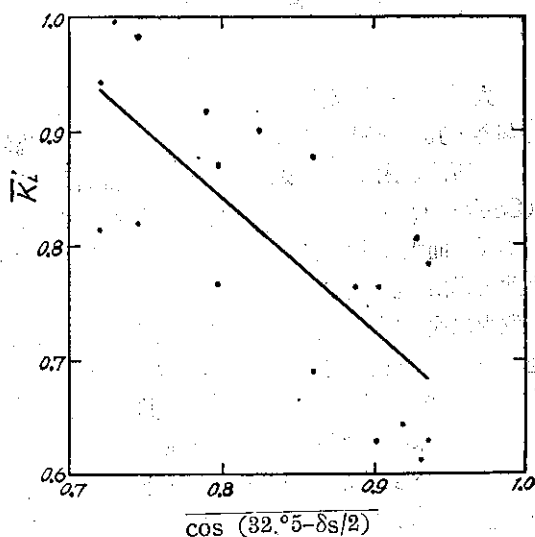


圖三 K_L 與 Q_L 之關係圖
(1967年6月~1968年12月)

黑子相對數之 K 因素則較大。其 K 因素之平均值與太陽像之品質係成負線性相關關係。



圖四， $\overline{K_L'}$ 與 $\overline{\cos(32.5^\circ - \delta_s/2)}$
之季節性變化圖



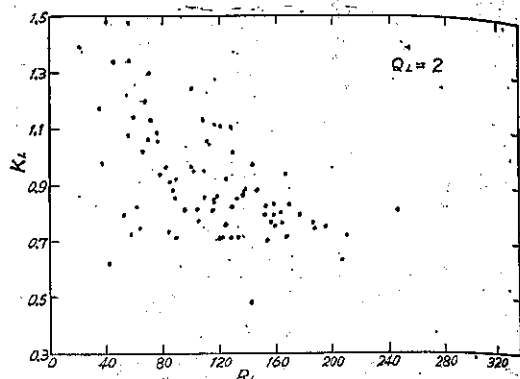
圖五 K_L' 與 $\cos(32.5^\circ - \delta s/2)$ 之關係圖
(1967年6月~1968年12月)

入(3)式，則其 K_L' 值為 0.80。由上所述吾人可知崙坪太陽黑子相對數之 K 因素有季節變化之特性，且其 K 因素之月平均值與 $\cos(32.5^\circ - \delta s/2)$ 之月平均值間成負線性相關關係。又因當太陽視赤緯 (δs) 值增大時， $\cos(32.5^\circ - \delta s/2)$ 之值亦增大，而當太陽視赤緯 (δs) 值減小時，其 $\cos(32.5^\circ - \delta s/2)$ 之值亦減小，因此就月平均值而言，崙坪太陽黑子相對數之 K 因素與太陽視赤緯關係成負相關關係。在此，值得一提的是圖四 K_L' 之變化線之極大值及極小值在1968年比1967年的值小，1968年之極大值比1967年之極大值小 1.8，而極小值則小 1.4。此現象是否代表 K_L' 之長年變化 (Secular variation)，有待來日觀測數據較多時作進一步之研究。

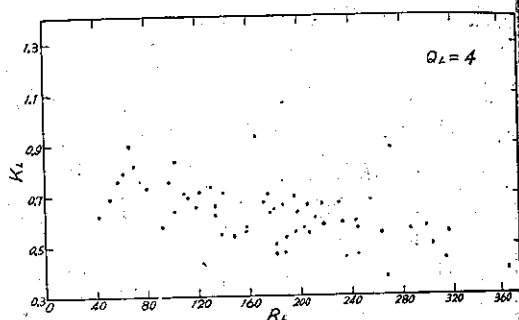
五、崙坪太陽黑子相對數之 K 因素與觀測人員性癖之關係

太陽黑子相對數之 K 因素除了與太陽像之品質及儀器之型式有關之外，尚與觀測人員之性癖有關。為求 K 因素與觀測人員性癖之關係，吾人在此將就崙坪觀測臺之太陽黑子觀測數據與 Zürich 之標準太陽黑子相對數在同一太陽像品質之下作比較分析。今設在同一太陽像品質 (Q_L) 之下，未經修正 (即設 $K=1$ 時) 之崙坪每日太陽黑子相對數為 R_L ，而 Zürich 對應日期之標準黑子相對數為 R_z ，則其對應日期崙坪之太陽黑子相對數之 K 因素 (K_L) 應為 R_z/R_L 。圖六及圖七係用上述 R_L 及 K_L 求得之 K_L 對 R_L 之散佈圖。圖六表示當崙坪太陽像之品質為 2

時 K_L 與 R_L 之關係圖，由圖六得知：當 R_L 在 140 以上時， K_L 大部份分佈在 0.7 與 0.85 附近；當 R_L 在 70~140 之間時 K_L 大部份分佈在 0.7 與 1.15 之間；而在 R_L 小於 70 時則 K_L 大部份分佈在 0.7 與 1.5 之間。圖七表示崙坪太陽像之品質 (Q_L) 為 4 時之 K_L 與 R_L 之關係圖，由圖七得知：當 R_L 大於 230



圖六 $Q_L=2$ 之 K_L 與 R_L 關係圖
(1967年6月~1968年12月)



圖七 $Q_L=4$ 之 K_L 與 R_L 關係圖
(1967年6月~1968年12月)

時，其 K_L 大部份分佈於 0.45 與 0.6 之間；當 R_L 在 130 與 230 之間時， K_L 大部份分佈於 0.5 與 0.6 之間；而當 R_L 在 130 以下時， K_L 大部份分佈於 0.6 與 0.9 之間。由上所述吾人不難發現崙坪觀測之觀測員之性癖，即在太陽黑子數多時其 K_L 值較小，且 K_L 值之散佈情形亦較小。然而在太陽黑子數少時其 K_L 值較大，且其 K_L 值之散佈情形亦較大。於在不同太陽像之品質下，則當太陽像之品質差時太陽黑子數之多少對 K_L 值之影響較大；而在太陽像之品質好時，太陽黑子數之多少對 K_L 值之影響較小。由此顯示崙坪觀測臺之觀測人員在太陽黑子數較多時有多報黑子數之傾向；而在黑子數較少時有少報黑子數之傾向。而此種傾向在太陽像品質好時比太陽像品質差時小。又此種傾向在太陽像品質差時之散佈形較像之品質好時為大。

六、未經修正之崙坪太陽黑子相對數與 Zurich 標準太陽黑子相對數之關係

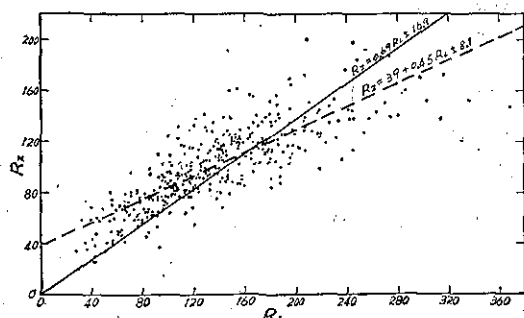
為比較未經修正（即設 $K=1$ 時）之崙坪太陽黑子相對數（ R_L ）與 Zurich 標準太陽黑子相對數（ R_Z ）之關係，吾人可將公元1967年6月至翌年12月之各觀測日之 R_L 及對應之 R_Z 點成如圖八之散佈圖，由圖八吾人可看出兩者間大致成正線性相關關係，因此用最小二乘方法可求出其迴歸線方程式為：

$$R_Z = 39 + 0.45R_L \pm 8.1 \quad (4)$$

由(4)式當 R_L 每增減10時， R_Z 則對應地增減4.5。當 R_L 趨近於0時， R_Z 則趨近於39，此點顯然與實際情形不合，因實際情形為當 R_L 趨近於0時， R_Z 亦應趨近於0。因此(4)式對於 R_L 少時不能適用。吾人若令欲求之迴歸線通過零點，則其迴歸方程式為：

$$R_Z = 0.69 R_L \pm 16.9 \quad (5)$$

(5)式之標準誤差 ± 16.9 雖比(4)式之標準誤差 ± 8.1 稍大，然而由於(5)式無常數項，則當 R_L 趨近於零時， R_Z 亦趨近於零，因此由(5)式 R_L 之係數 0.69 用來表示崙坪之 K 因素時，要比(4)式 R_L 之係數 0.45 有代表性。吾人觀察圖八將不難發現(5)式誤差值大之原因，由圖八：當 R_L 小（150以下）時， R_Z 大部份分佈在迴歸線（實線）之上方，此即表示在此部份之 K_L 值比 0.69 來得大。又在 R_L 大（200以上）時， R_Z 大部份分佈在迴歸線（實線）之下方，此表示其 K_L 值要比 0.69 來得小。在本文第五節內作者曾提及觀測人員在太陽黑子少時有少報黑子數，而在黑子數多時有多報黑子數之性癖，為此實際之 K_L 值與 R_L 之多少有關係，即當 R_L 少時 K_L 較大， R_L 多時 K_L 較小。就圖八之數佈圖觀之： R_L 在 80 以下時， K_L 約等於 1.0； R_L 在 80~160 時， K_L 約等於 0.8；



圖八 R_Z 與 R_L 之關係圖
(1967年6月~1968年12月)

R_L 在 160~240 時， K_L 約等於 0.65； R_L 在 240 以上時， K_L 約等於 0.55。因此未經修正之崙坪太陽黑子相對數與 Zurich 之標準黑子相對數之關係，並非為一次函數，而為二次或以上之函數關係。

七、結 論

本文根據交通部電信研究所崙坪觀測臺自1967年6月至1968年12月共計19個月之太陽黑子觀測數據及 Zurich 對應日期之標準太陽黑子相對數，以分析崙坪 K 因素與太陽像之品質，太陽視赤緯及觀測人員性癖等之關係。其結果顯示，崙坪太陽黑子相對數之 K 因素之平均值與太陽像之品質有負線性相關關係。又其 K 因素之月平均值與 $\cos(32^\circ 5' - \delta_s/2)$ 之月平均值亦有負線性相關關係存在。而 K 因素與觀測人員性癖之關係主要在於太陽黑子數之多少，即太陽黑子數多時，其 K 因素較小；而在太陽黑子數少時，其 K 因素則較大。在太陽像品質較好之情況下，黑子數之多少對 K 因素之影響較小，且其散佈情形亦較小；在像之品質較差時，其影響則較大，且其散佈情形亦較大。文中亦比較兩臺太陽黑子相對數之關係，結果顯示其關係非為一次函數，而為二次或以上之函數。因此崙坪太陽黑子相對數之 K 因素應隨季節、太陽像之品質及太陽黑子數之多少而改變其值，然而實用上宜採用一 K 值較為方便。為此崙坪太陽黑子相對數之 K 因素似可使用本文之(2)式，當 Q_L 為 2.91 時之 K_L 值 0.78 當作 K_L 之暫時值。本研究所用之數據只有19個月，各項統計結果難免含有統計誤差在內，因此惟有繼續觀測，待觀測數據更多時再作進一步之分析，方能獲得更可靠之結果，進而獲得更可靠之崙坪 K 因素。

誌謝 本文承蒙交通部電信研究所康所長寶煌及何副所長定一之鼓勵得以完成，謹此誌謝。又本研究之數據計算及繪圖等受崙坪觀測臺黃文得、李正義、陳盛文、林以賢及謝國明等諸先生之協助頗多，併此致謝。

參 考 資 料

- (1) 黃胤年：太陽黑子與短波通信，電波研究所參考書第二冊（1966）
- (2) 黃胤年：介紹交通部電波研究所崙坪觀測臺之觀測及研究工作，交通建設十七卷十二期（1968）
- (3) Solar Geophysical Data, IER-FB-282 and 295, published by ESSA Research Laboratories, U.S.A.
- (4) Bray, R. J. and R. E. Loughhead: Sunspots, Chapter 6. (1964)
- (5) Annals of the International Geophysical year, Vol. V, Part IV, Solar Activity (1958)
- (6) Miczaika, G. R. and W. M. Sinton: Tools of the Astronomer, Chapter 7 Instruments for Solar Research (1961)
- (7) Japanese Ephemeris for the year 1967 published by Hydrographic Office. The American Ephemeris and Nautical Almanac for the year 1958, published by Nautical Almanac Office.

阻塞高壓對台灣天氣影響之研究*

徐 晉 淮

A Study of Long-Range Forecasting in Taiwan under the Influence of Blocking High

chin-huai Hsu

Abstract

The blocking high, which exists as high as the stratosphere, has an action to stop the normal circulation patterns move east-wards, and has an important effect upon the weather phenomena throughout the Far East. This pattern persists with recognizable continuity for at least two weeks.

Therefore, it is very important to analyze the formation of blocking high from the viewpoint of long-range forecast.

The 500mb anomaly charts of the Northern Hemisphere from Jan. 23 to Feb. 26, 1968 were used in order to study the formation of the North Pacific blocking. The results are summarized as follows:

1. In winter there are usually, two blocking high in Northern Hemisphere, one is in the Northern Pacific Ocean and the other the Northern Atlantic Ocean. The Pacific blocking high causes bad weather conditions in the Far East include Taiwan area.
2. The plus anomaly at 500mb in the Northern Pacific Ocean moves east-wards usually but when blocking high is formed it moves north-wards and amounts up to 200g.p.m., about five days later, the weather in the Far East becomes worse.
3. After the occurrence of Pacific blocking, the plus anomaly exceeds 300g.p.m., and then the positive anomaly area begins to move west-wards. This condition, mature stage, continues for at least ten days. Due to this blocking action, the mean trough almost stays over Taiwan area.
4. When the plus anomaly stops moving and decreases less than 200 g.p.m., the blocking high starts to move east-wards and dissipates completely after five days approximately, and then the circulation pattern returns normal periodic motion again.

* 本著作之完成得國家長期發展科學委員會之補助。

一、前言

1963年1月侵襲東亞地區之強大寒流，在1901年2月以來所發生之最寒冷且繼續最長的一次，臺灣直接所受之影響甚大。在臺中降霜日數前後11天，新竹7天，臺北5天，臺南4天，為臺灣降霜有紀錄以來之冠。因之臺灣中南部之農作物特別香蕉及蕃薯等作物可以說全部毀滅，嚴重狀況可想而知。此次寒潮爆發在日本北陸一帶發生豪雪，交通大受阻碍。在歐洲引發1740年有紀錄以來最寒天氣。1967年2月，在臺灣發生另一次連續30天的寒陰雨天氣，使臺灣中南部一帶大部分香蕉染患感冒，影響品質，輸出減少。此兩次大規模大氣現象變化之主要原因是在北半球發生阻塞高壓(Blocking high)而成停滯狀態致寒潮爆發侵襲東亞地區而引起。因之從事長期預報者如對於預報阻塞高壓之形成有準確透徹的了解，就可以做最成功之預報。

本省現因一般農工商業及經濟發展突飛猛進，各界對天氣預報要求亦隨之提高，短期預報已不能滿足需要，惟有發展較長期之預報，方能配合時代發展要求。阻塞高壓發生後其繼續性平均有兩週左右，直接影響廣大地區天氣變化，在長期預報上，如能提早預報阻塞高壓之發生及其發展，必然能提高長期預報之準確率。當阻塞高壓發生後，北半球廣大氣環流變化幾乎成停滯狀況，而影響天氣甚大。此經驗與論述早經世界各國氣象專家發現，而予以注意研究，但是在何時何地發生仍無法正確預測，筆者根據工作上應用500毫巴高空距平圖做七天之天氣預測經驗，發現距平增加域在發生阻塞高壓四五天前有開始北移之現象。而距平增加域，如照常向東移，則無發生阻塞高壓之可能。本研究應用1968年1月至2月份日本氣象廳發佈之天氣圖而另繪製距平圖予以分析研究，茲將分析結果論述如後，俾供長期天氣預報之有力依據。

二、阻塞高壓之定義

阻塞高壓之定義：最早於1949年由Elliott及Smith所提倡，及翌年(1950年)由D. F. Rex所提倡者較優，茲抄錄如下以資參考。

1. D. F. Rex

- (a) 基本偏西風分為兩支流。
- (b) 各分流可顯明識別。
- (c) 此雙噴射氣流其範圍廣須有經度45度。
- (d) 上述狀況至少持續十天左右。

2. Elliot 與 Smith

- (a) 地面氣壓變差區域有20毫巴以上之時間至少持續三天以上。
- (b) 上述20毫巴以上之偏差區域南北在北緯55度至60度之間，東西要有經度15度以上之廣度。

以上兩種定義發表之後，各國專家開始注意研究。後來於1965年由日人渡邊正雄提倡並解說如下，較有具體釋義即稱為阻塞高壓現象，是在中緯度到高緯度間之低氣壓、槽線、高氣壓及脊線等停止東移時，由高氣壓存在到對流圈之高處而阻塞東進中之各氣壓系現象，此存在到平流圈附近之高壓即稱阻塞高壓，亦稱為溫暖高壓。次之從大氣環流立場說明之，從顯著緯向環流(Zonal flow)分成北與南兩分流，即變成經向環流(Meridional flow)時稱發生阻塞現象，其繼續時間較長。各先進專家所下之定義大同小異。如以筆者所應用之500毫巴距平圖方法論，可述其定義如下：

- (a) 500 毫巴距平增加區域開始西進，高度繼續增加，且停止東移，而向北移時有發生阻塞高壓現象。
- (b) 500 毫巴距平增加區域開始西進，高度繼續增加，且在高緯度(60°N)發現偏東風時為阻塞高壓之最盛期。位在其西方之氣壓系呈停滯狀況，大規模氣壓系狀況變動緩慢，其繼續時間有10日以上。
- (c) 500 毫巴距平增加區域，其高度減少且停止西進，恢復東進時為阻塞高壓消失期，各氣壓系隨之恢復東移。

筆者所提倡之定義亦與先述專家之定義相差不大，但使用此方法有如下優點：1. 實際預報作業上手續迅速簡便，可在限定時間內應用。2. 阻塞高壓發生約五日左右以前，應用筆者定義(a)可預報其形成，準確率相當高，為冬季長期預報之有力根據。

三、大氣環流中之熱源變動

引起大氣環流之基本原動力以太陽射入之熱為主。在大氣平均狀態下，地球上之氣溫分布狀態，除夏季與冬季，大陸與海洋而略不同外，大概稱極地為低溫區，赤道為高溫中心。同時可以說極地為冷源(Cold source)赤道為熱源(Heat source)，而大氣環流以緯向環流為主流，但在冬季說，陸地為冷源，而海洋為熱源。因之容易發生經向環流，即由東

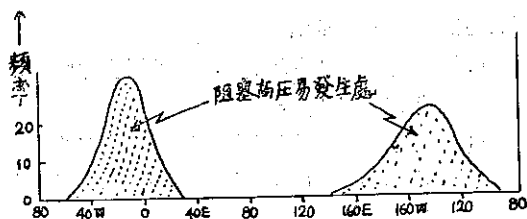


圖 1：阻塞高壓發生分布圖

Fig. 1. Blocking high distribution chart

西流變為南北流。同樣阻塞高壓有向北流之顯著現象，所以要說明大氣環流之熱源變動原因須考慮熱之輸送才可了解阻塞高壓之現象。阻塞現象亦為消除南北熱梯度之有效現象。依 Winn Nielsen 之研究，此熱輸送之主角是波數 2 及 3 之超長波原動力。現因於此超長波之變動研究，尚無正確理論，故以天氣圖上所發生之現象來分析，較為容易着手，因為阻塞高壓大略在一定時期及地區發生，故於次節分析其發生時期與地區。

四、阻塞高壓之發生季節與地區

阻塞高壓最容易發生之地區是在高緯度之海洋即北太平洋與北大西洋東部。且以冬季末期為最盛期。現在將冬季末期容易生成的主要原因分析如下。冬季末期 2 月及 3 月在北半球，太陽位置已開始遠離南回歸線，接近赤道附近，因之北半球之海洋亦開始接受太陽之熱量，成為熱源地區，反之大陸仍無法受充分之太陽熱量暖化，仍為冷源地區，而熱源地區之海洋高壓逐漸變為暖和高壓，其高度可達平流圈附近，冷源地區之大陸高壓反而變為寒冷高壓，其高度甚低，平均在 700 毫巴以下。由上述觀之，阻塞高壓之源地均在海洋東部，因之海水溫度與阻塞高壓關係極密切，現在世界各國陸站資料充足，海洋測站缺少，逐漸向海洋發展之趨勢，如海洋觀測資料充足，氣象上未解決之問題將可逐漸趨於明朗。

按 Rex 所調查之阻塞高壓發生頻率分布圖如第 1 圖，由附圖 1. 知 40°W~0° 及 1°0°~120°W 阻塞高壓發生頻率特多，同樣在 60°~70°N 一帶亦易觸發，

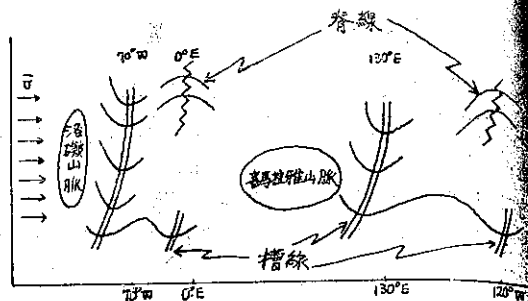


圖 2：地形與脊線之關係

Fig. 2. The correlation between topography and ridge-line

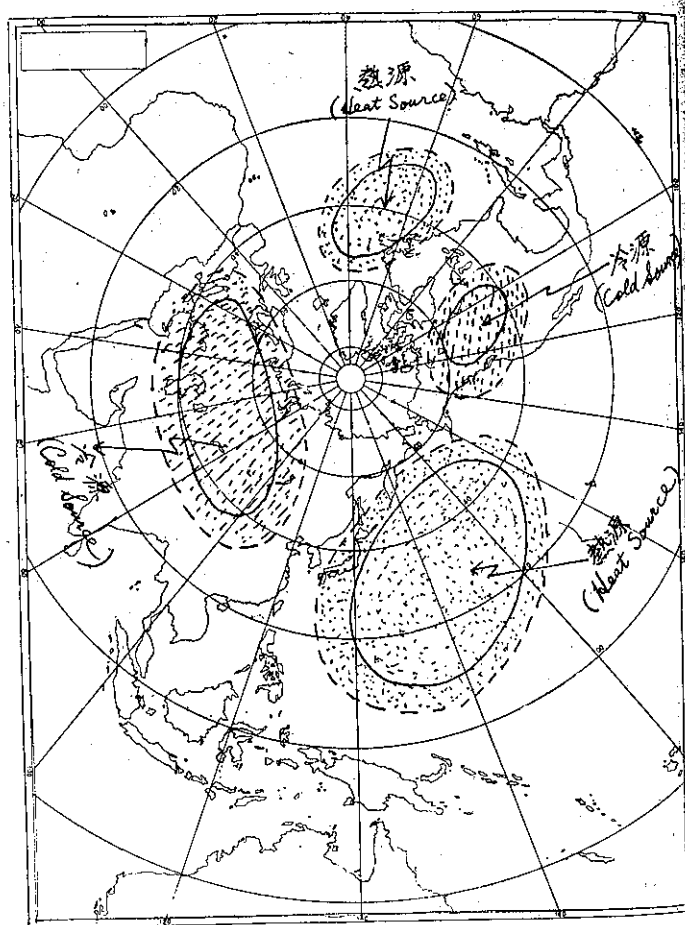


圖 3：冷熱源分佈圖

Fig. 3. Cold and heat source distribution chart

現在從地形來考察其發源地何以容易在同地區發生？現將北半球地形簡化繪製如第 2 圖。

附圖 2. 由村上 (日人) 以一般流 \bar{u} 計算結果之

效果圖，由圖可知， 0° 及 120°W 之緯度處成爲脊線 (Ridge) 低緯度處爲槽線 (Trough)，在北方與南方之波數位相反，而相差 90° 。此狀況與阻塞高壓之波數 2 非常相似，因之由上述實驗結果，地形影響阻塞高壓之發生機關係甚爲密切。同時可說阻塞高壓之第 1 次係是受到洛磯及喜馬拉雅兩大山脈之影響而形成。再者受地形而形成脊線後，經過發展形成阻塞高壓之過程中，需要熱源加速發展，附圖 3 爲冬季之對流圈低部冷熱源分佈圖。

由圖大陸爲冷源，海洋爲熱源，大略成爲波數 2 形式之熱源分佈。第 2 圖與第 3 圖比較，在 70°W ， 130°E 附近爲加熱處，亦即槽線形成處，均相配合，可促進槽線之發展，槽線發展就等於次位相之脊線同時有發展之傾向，其次直接影響阻塞高壓之形成。在北半球發生之阻塞高壓地區有兩個中心，北大西洋發生者影響較輕，反之東亞地區天氣受影響之主要阻塞高壓是在北太平洋地區所發生者，其次數相當高，附圖 4 之資料是 1955~1956 年冬季至 1964~1965 年冬季 10 年間之北半球上發生之次數，可知大西洋北部及太平洋北部均 10 次爲發生最高處。由上述，已明瞭阻塞高壓發生地區與其大略原因，即海洋區域熱源爲最重要之因素，但因海洋區域資料缺乏，故無法應用熱源分析來解決阻塞高壓發生原因與預報問題。

五、距平圖之繪製

一般等壓面圖，南北兩點間高度差大，即西風顯著，其等高線亦平滑化，故在高空等壓面圖上，只出現脊線與槽線，而其高壓中心及低壓中心極少出現，且不易發現其中心變動情況，但阻塞高壓之高度相當高，均發展到平流圈附近，因之要分析阻塞高壓，須分析 500 毫巴以上之等壓面圖，但本節前已說，因 500 毫巴附近等高線平滑化難以發現高壓之變化情況原因，採用距平圖，500 毫巴等壓面圖與每月平均值比較，容易發現高壓中心之位置與發達情況。本文將以差異分析法繪製距平圖，分析阻塞高壓之發生過程，以 1968 年冬季之紀錄爲例如下節所述。(見附圖 16)

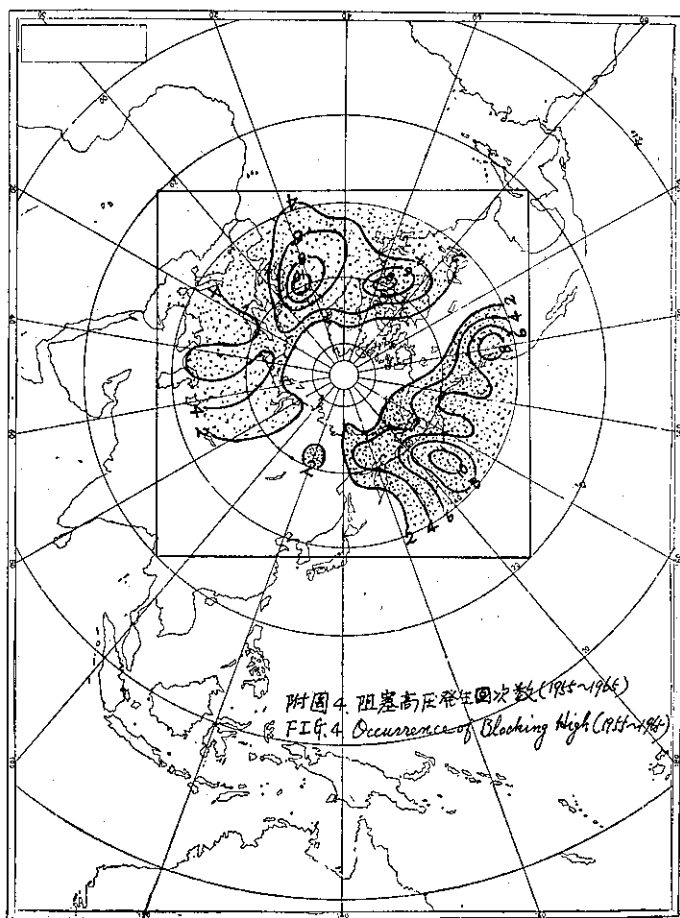


圖 4：阻塞高壓發生次數 (1955-1965)

Fig. 4. Occurrence of blocking high (1955-1965)

六、分析結果與實際天氣

圖 5 及圖 6 爲按照日本 1955 年至 1964 年之紀錄所繪製之一月及二月份北半球 500 毫巴之平均圖，1968 年 1 月 23 日至同年 2 月 29 日每日之北太平洋「+」，見附 7 圖及 8。1968 年 1 月 23 日 1200Z 之「+」距平中心 (參照附圖 7) 在北太平洋，即北緯 39° 西經 170° 度附近順利東移後，於次日 24 日開始偏東北移，且與前日比較其高度增加 120g.p.m.，即符合阻塞高壓之形成條件，於 25 日此「+」距平遂向北移，其移動速度同時減少且高度再增加 60g.p.m.，比較平均值增加 360g.p.m.，可以說阻塞高壓必趨形成之趨勢，26 日仍維持「+」距平 360g.p.m. 之勢力向北緩慢移動，遂於 27 日開始西進，速度緩慢，仍維持「+」距平 360g.p.m. 之勢力，由 500 毫巴天氣圖 (附圖 9) 高壓與太平洋高壓完全分離獨立，28 日再度加強爲「+」

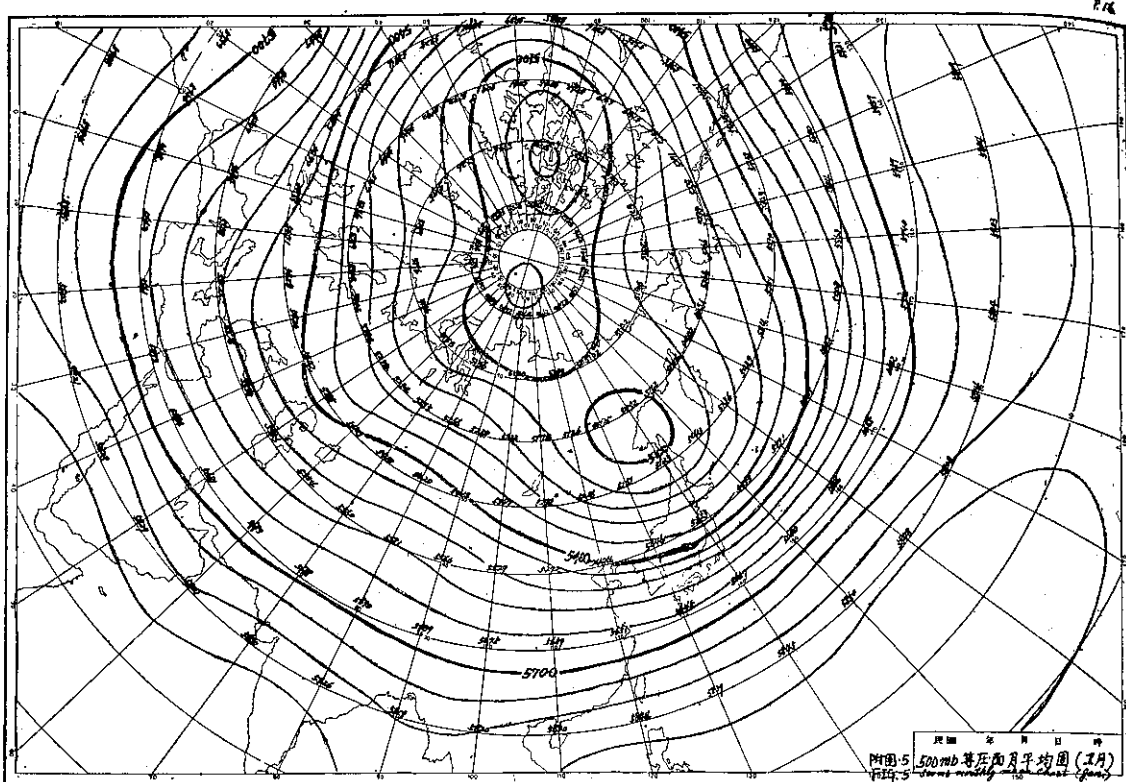


圖 5 : 500mb 等壓面月平均圖 (1 月)
Fig. 5. 500mb monthly mean chart (Jan) (1955-1964)

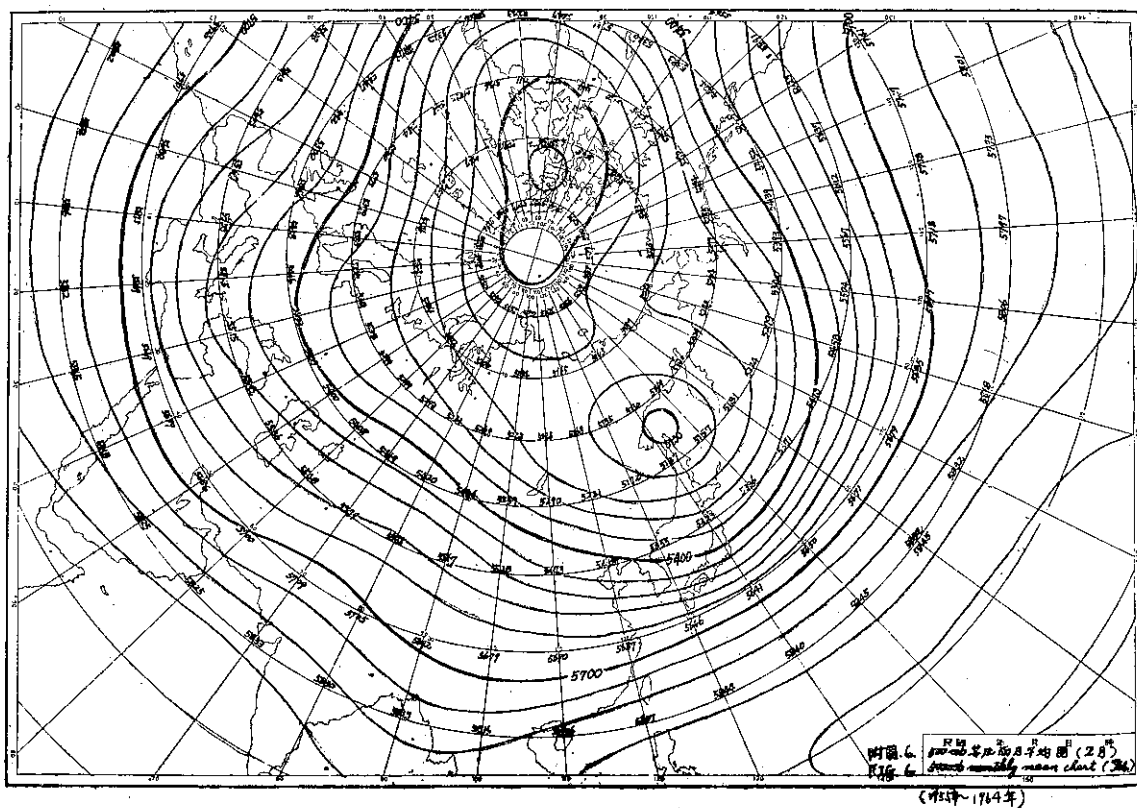


圖 6 : 500mb 等壓面月平均圖 (2 月)
Fig. 6. 500mb monthly mean chart (Feb) (1955-1964)

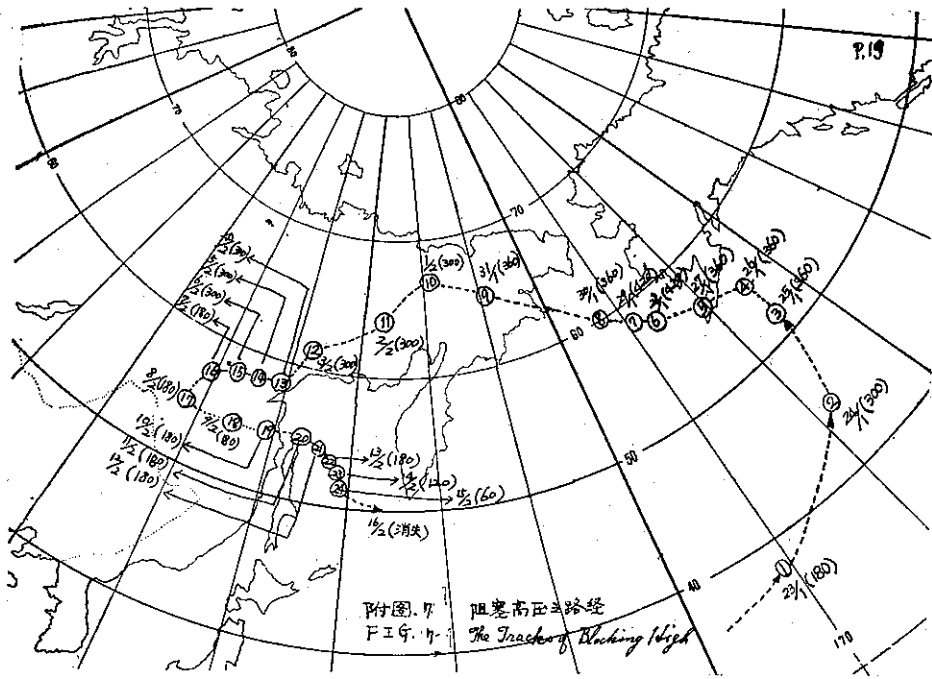


圖 7：阻塞高壓之路徑

Fig. 7. The tracks of blocking high

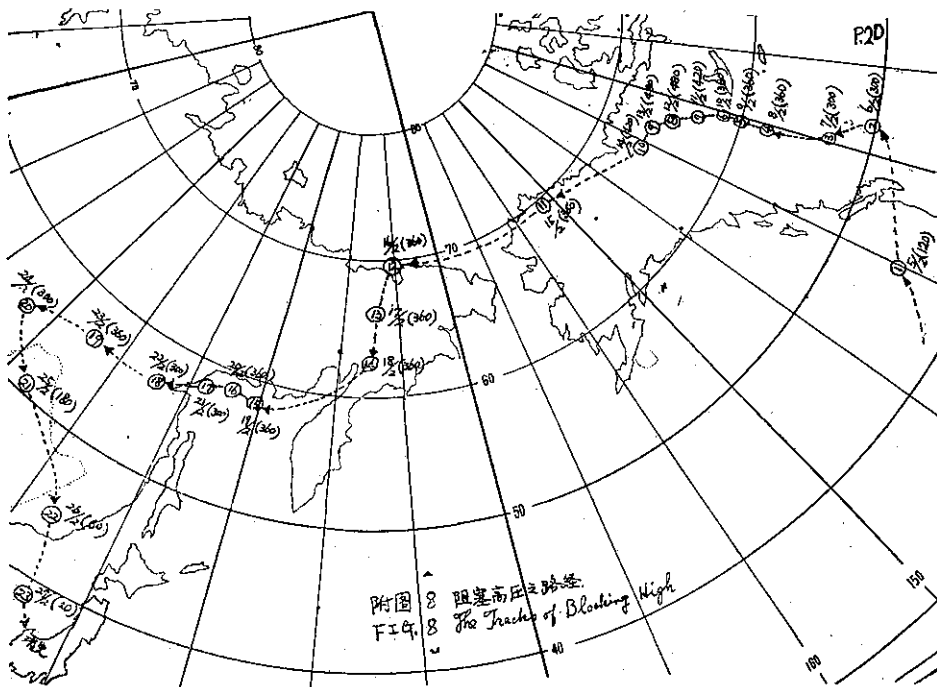


圖 8：阻塞高壓之路徑

Fig. 8. The tracks of blocking high

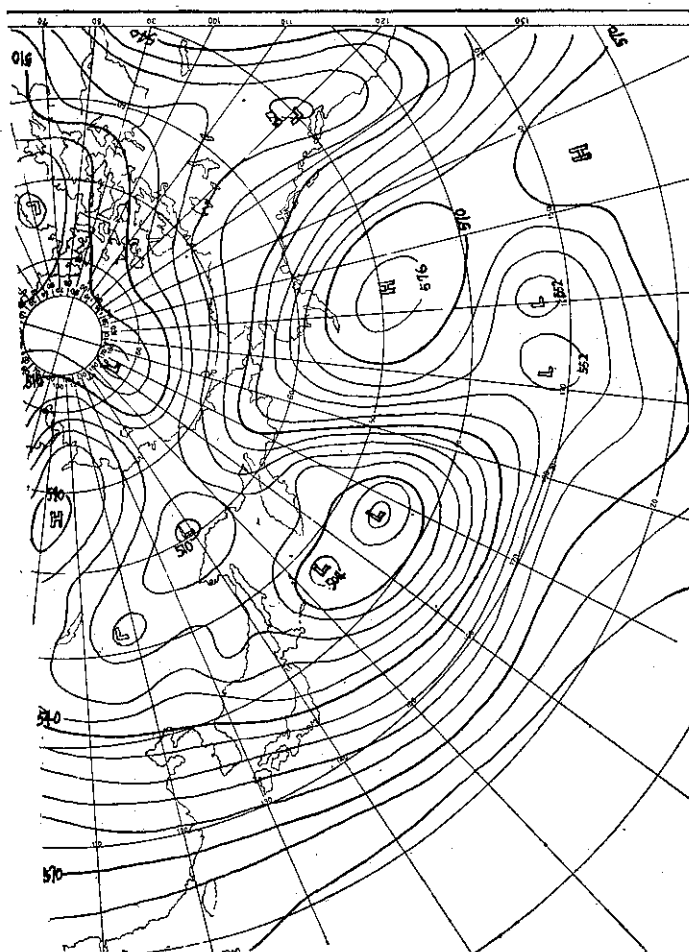


圖 9：500 毫巴等壓面圖（民國57年 1 月 28 日 20 時）

Fig. 9. 500mb chart (Jan. 28 1200Z 1968)

距平 420 g.p.m.，繼續向西北進行，速度仍慢，於 2 月 4 日至 8 日移到西伯利亞貝加爾湖東部附近，停留到 2 月 10 日，「+」距平因受地面西伯利亞地區大冷源，逐次冷化失去溫暖阻塞高壓之性質，2 月 14 日阻塞高壓之作用完全消失，但在北美洲西岸之另一「+」距平於 2 月 5 日到 2 月 6 日出現，改向東北移，與前次阻塞高壓形成情況相同（附圖 6）。高度從 120g p.m. 昇到 300g p.m.，7 日開始向北移且速度減慢，高度再昇到 480g p.m. 發展極快，開始阻塞高壓之作用。14 日抵達阿拉斯加半島東部，完全成為獨立高壓，從 6 日至 14 日之 8 天只移動 1,000 公里，平均移動速度不到每小時 10 公里。15 日起開始西進，於 16 日達到西伯利亞東部與第 1 次阻塞高壓之 2 月 1 日位置相同，繼續西進，受到大陸冷源地之冷化，逐漸減弱其勢力，高度亦從 300g.p.m. 降到 120g p.m.，

於 23 日仍在西伯利亞東部停留後，自 24 日後始逐漸東南移消失。

上述於 1968 年 2 月圖發生之兩次顯著阻塞高壓之高空 500 毫巴距平圖均型式如附圖 10，可從以次四點加以檢討：

- (1) 阿拉斯加半島之「+」距平伸到北緯 60 度附近，而高空極地低氣壓分為兩活動中心。
- (2) 北半球大略分東亞日本地區，北美洲東岸及西歐地區成為三個倒 Ω 型式，可以看出是南北交流頗為旺盛。
- (3) 上面三地區寒潮容易爆發，氣溫激降。
- (4) 從 1968 年 2 月初至 3 月底東亞地面天氣圖型式，高空天氣圖型式大略無變動。

下面實際天氣資料（附表 1）與阻塞高壓之成長經過（參閱附圖 7,8）比較，可更明瞭其關係。於 1 月

表 1：臺灣各地之雨量（民國 57 年 1 月，2 月，3 月）

Table 1. Precipitation in Taiwan (Jan. Feb. Mar. 1968)

地 區 日 期	一 月				二 月				三 月			
	臺 北	臺 中	臺 南	花 蓮	臺 北	臺 中	臺 南	花 蓮	臺 北	臺 中	臺 南	花 蓮
	mm											
1	4.9	—	—	10.1	14.5	3.3	T	4.6	—	T	—	—
2	3.3	T	T	0.2	41.9	8.7	0.2	19.0	7.7	T	—	3.0
3	—	—	0.2	2.4	10.0	1.3	5.5	4.6	T	—	—	2.0
4	T	T	—	—	44.5	12.4	0.9	13.0	—	—	—	—
5	—	—	—	—	27.1	21.8	T	14.7	—	—	—	—
6	1.6	0.3	—	2.8	43.0	18.8	6.8	22.8	—	—	—	—
7	2.7	1.5	0.2	4.1	27.9	15.3	5.5	36.8	—	—	—	—
8	—	—	—	—	6.8	2.4	7.0	12.4	T	—	—	—
9	—	—	—	T	14.7	9.6	4.0	15.2	—	—	—	—
10	—	—	—	0.7	4.8	—	—	12.2	—	—	—	—
11	0.1	—	—	0.3	3.2	—	—	—	—	—	—	—
12	—	—	—	—	0.3	—	—	0.4	—	—	—	7.7
13	—	—	—	5.6	0.1	—	—	1.8	—	—	—	0.2
14	—	—	—	—	20.0	24.9	29.2	15.3	—	—	—	3.3
15	—	—	—	—	1.4	—	—	—	—	—	—	—
16	—	—	—	—	9.0	1.6	—	9.8	—	—	—	4.0
17	—	—	—	—	17.3	3.7	4.2	11.9	—	—	—	1.8
18	0.4	T	—	T	5.9	5.3	7.0	0.4	—	—	—	—
19	3.5	6.5	2.7	2.7	11.0	6.1	4.6	9.5	5.7	0.7	—	0.8
20	T	—	—	T	8.5	2.2	1.8	24.4	0.2	1.9	—	0.6
21	3.0	0.1	1.5	7.4	6.5	3.0	2.4	15.0	T	—	—	T
22	0.3	—	—	1.6	19.0	1.3	0.7	14.6	4.9	0.8	—	2.1
23	—	—	—	—	14.6	5.4	1.4	14.6	16.1	17.9	—	14.4
24	T	—	—	T	T	—	3.5	1.5	15.7	2.1	T	11.6
25	0.3	0.1	—	3.7	—	—	—	7.5	16.1	23.6	0.5	8.4
26	T	—	—	8.8	1.1	0.4	—	9.7	19.9	21.3	24.5	8.9
27	2.8	0.3	—	11.6	11.2	7.1	15.8	22.2	2.3	6.8	4.8	17.0
28	0.3	—	0.3	19.4	8.4	12.4	7.4	23.0	17.9	18.4	15.2	59.0
29	—	—	—	0.8	0.2	—	—	—	19.9	51.2	22.3	1.0
30	—	—	—	T	—	—	—	—	37.7	55.4	44.4	16.5
31	T	—	—	—	—	—	—	—	11.7	1.3	6.1	13.8
合 計	23.2	8.8	4.9	82.2	372.9	167.0	107.9	336.9	175.8	201.4	117.8	176.1

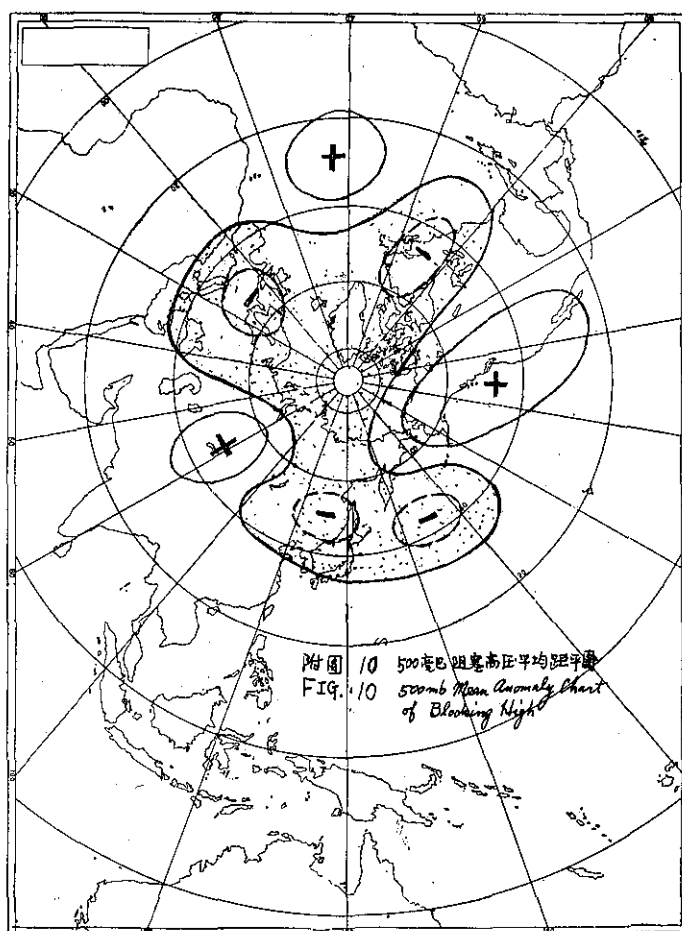


圖10：500 毫巴阻塞高壓平均距平圖
Fig. 10. 500mb mean anomaly chart of blocking high

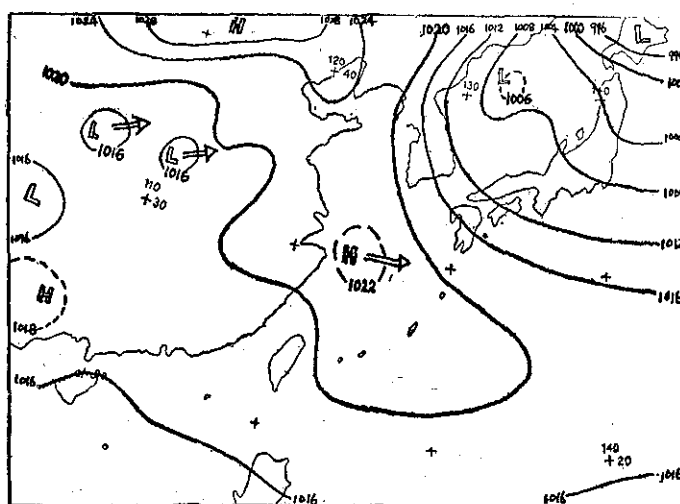


圖11：地面天氣圖（民國57年1月17日20時）
Fig. 11. Surface map. (Jan 17 1200Z 1968)

自阻塞高壓開始向北移形成一星期後，抵達此阻塞高壓西方之低氣壓無法前進，同時其槽線停在日本南半球海面及臺灣附近，因之臺灣各地從2月1日起開始降雨，臺北最高氣溫攝氏15度，最低氣溫亦維攝氏10度左右，氣溫日較差只有5度之低，同時阻塞高壓「+」距平抵達西伯利亞東部，且開始成滯留狀況，臺灣各地每天一直繼續陰雨，第一次阻塞高壓於2月7日威力減弱，到2月16日始消失時，臺灣降雨情況暫時減少，西南部雨停仍呈陰曇天氣，但第二次阻塞高壓接着於5日發生，於第一次阻塞高壓高壓消失同日，即2月16日已達抵西伯利亞東部，而再度

恢復阻塞作用，接近之氣壓系統開始停留。臺灣各地開始全面降雨，氣溫仍低。最後因第二次阻塞高壓於2月23日開始減弱完全消失後七天，臺灣天氣始告好轉。於3月4日以後臺北最高氣溫自攝氏15.5度昇到23.2度。可以說2月份前後繼續一個月，每日寒冷陰雨，天氣惡劣，因之臺灣中部香蕉全部染到感冒，損失甚大。

在此期間，前後天氣圖圖示如下，阻塞高壓未發生前氣壓系統正常由西向東移，成移動性高壓之好天氣型（附圖11）。但發生阻塞高壓以後氣壓系統停留不動，變為東北季風型氣壓系統（附圖12），可以說

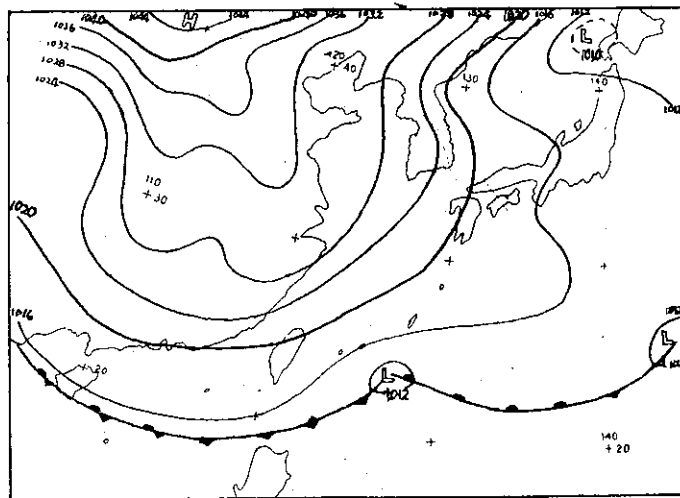


圖12：地面天氣圖（民國57年2月6日20時）
Fig. 12. Surface map (Feb. 061200Z 1968)

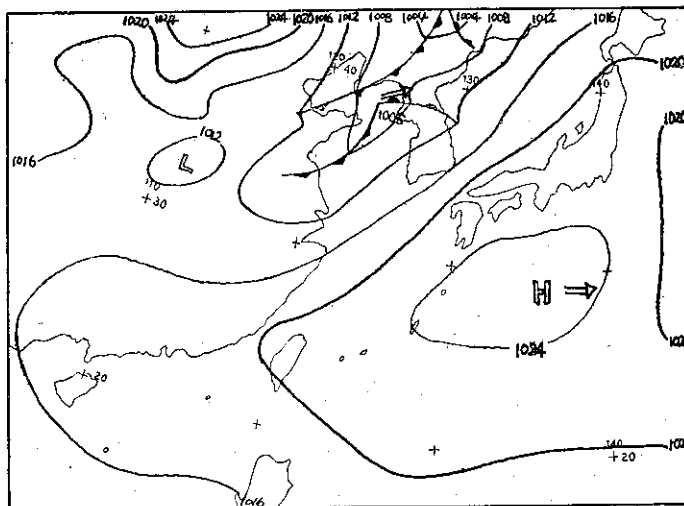


圖13：地面天氣圖（民國57年3月4日20時）
Fig. 13. Surface map (Mar. 041200Z 1968)

大陸高壓威力，由位於北方之阻塞高壓不斷地補給冷氣，維持大陸寒冷高壓之性質下不改變現狀為最大的原因。最後阻塞高壓移到西伯利亞東部冷源，因之阻塞溫暖高壓從地面冷卻漸混合改變為冷氣團，而消失阻塞高壓之作用，而順高空偏西風向東移動，因之阻塞高壓消滅後，其他氣壓系統始恢復正常（附圖13）

。附表2表示阻塞高壓發生期與臺北氣溫變化之統計分析如下，阻塞高壓於11月及12月份（1958年，1961年及1964年）發生時，臺北氣溫比較歷年平均高，即1958年高0.8°C，1961年高0.9°C及1964年高2.7°C之多，但阻塞高壓於1月及2月發生時，臺北氣溫均比較歷年平均為低，特別1963年較歷年月平均低4.2°C之多，次之1968年低於3.0°C，此兩次均相當明顯，但日本北海道位於阻塞高壓之經路附近地區，

附表2. 阻塞高壓與氣溫之關係（限太平洋地區）

Table 2. The relation of blocking and temperature

阻塞高壓之出現年月日			臺北氣溫與 歷年平均差 °C	日本北海道 歷年平均
年	月	日		
1955	12	12-13	- 0.1	高 稍 低 低 高 高 高 低 低 高 高 低 高 高
1956	1	11-20	- 1.5	
1956	11	20-26	- 1.4	
1957	1	6-31	- 1.5	
1958	2	5-14	- 0.8	
1958	12	2-16	+ 0.8	
1959	1	6-15	- 1.5	
1961	1	1-15	- 0.6	
1961	12	7-21	+ 0.9	
1962	1	16-30	- 2.4	
1963	1	1-30	- 4.2	
1964	2	10-24	± 0.0	
1964	11	22-31	+ 2.7	
1965	1	1-10	+ 0.8	
1968	2	1-23	- 3.0	

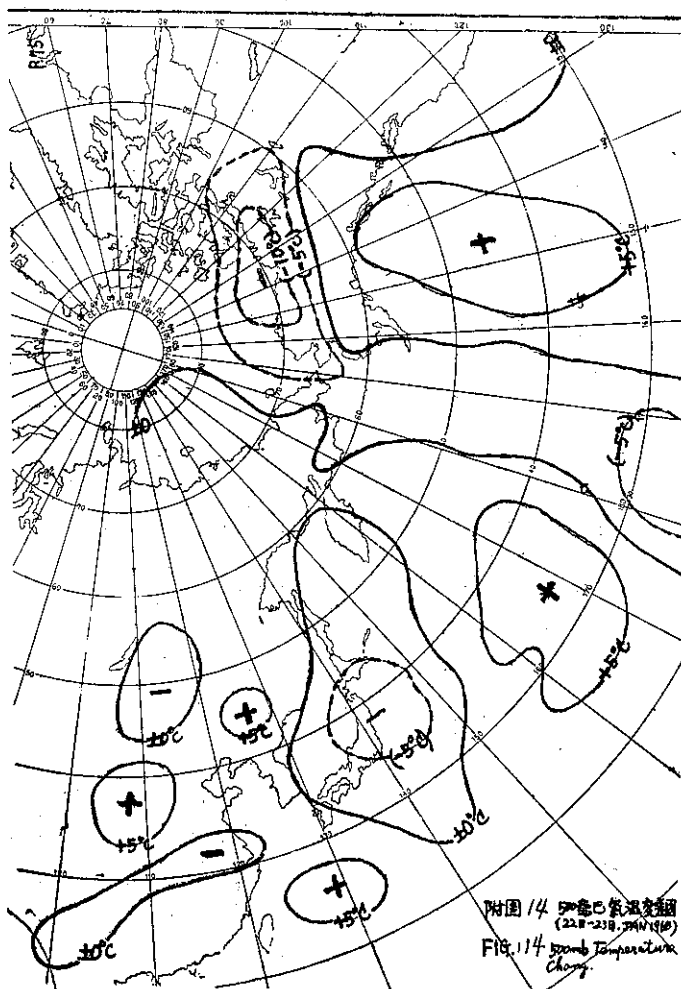


圖14：500毫巴氣溫變差圖（22-23日 Jan 1968）

Fig. 14. 500mb temperature change chart

東風帶，如附表 2，於發生阻塞高壓之年，氣溫均低於歷年平均值。因之阻塞高壓發現時之各地區氣溫變化有所不同，大略可以說阻塞高壓發生時位於 Ω 型之西面各地區，因所受西北寒流之侵入而氣溫降低，反而 Ω 型之東面各各地區，因所受西南暖流之侵入而氣溫升高。總括說有阻塞高壓在太平洋發生時，臺灣各地氣溫必有降低之趨勢。阻塞高壓其性質為溫暖，其厚度自從地面到平流圈為止，含有海洋性質，與大陸寒冷高壓有所不同，大陸寒冷高壓厚度通常其高度不到 700 毫巴，稀薄而且寒冷，附圖 14 為 1968 年 1 月 23 日與 22 日之 500 毫巴等壓面之 24 小時氣溫變化圖（以圖解求出），附圖 15 為 24 日與 23 日之 500 毫巴等壓面之 24 小時氣溫變化圖，可看出，在北美洲西方海域高空，第 1 天氣溫增加攝氏 5 度而第 2 天氣溫增加

域向西北方向移動到阿拉斯加南面，高空氣溫大幅增加達攝氏 10 度，堪稱溫暖高壓。

筆者於本 1969 年年 2 月份至 3 月中旬應用本方法，預報阻塞高壓之形成，發生阻塞高壓地區與 1968 年 2 月略異，1969 年冬期在北大西洋最先出現，停滯不動，因之位於此阻塞高壓西方之大西洋西部到北美洲東岸，天氣寒冷惡劣，繼續達一個月之久。但到了 2 月中旬以後，北太平洋阻塞高壓在阿拉斯加半島附近形成後，緩慢向西移，到西伯利亞東部後成為滯留狀況，自 2 月 20 日起至 3 月 13 日止，仍影響到臺灣，連日降雨，成低溫天氣。比較 1968 年惡劣天氣開始時間，遲慢 14 日，而終止時間同樣慢了 14 天，冬季節乃告終了。自從 3 月 14 日以後，大陸高壓變為移動性，隨之臺灣恢復為周期性天氣變化。

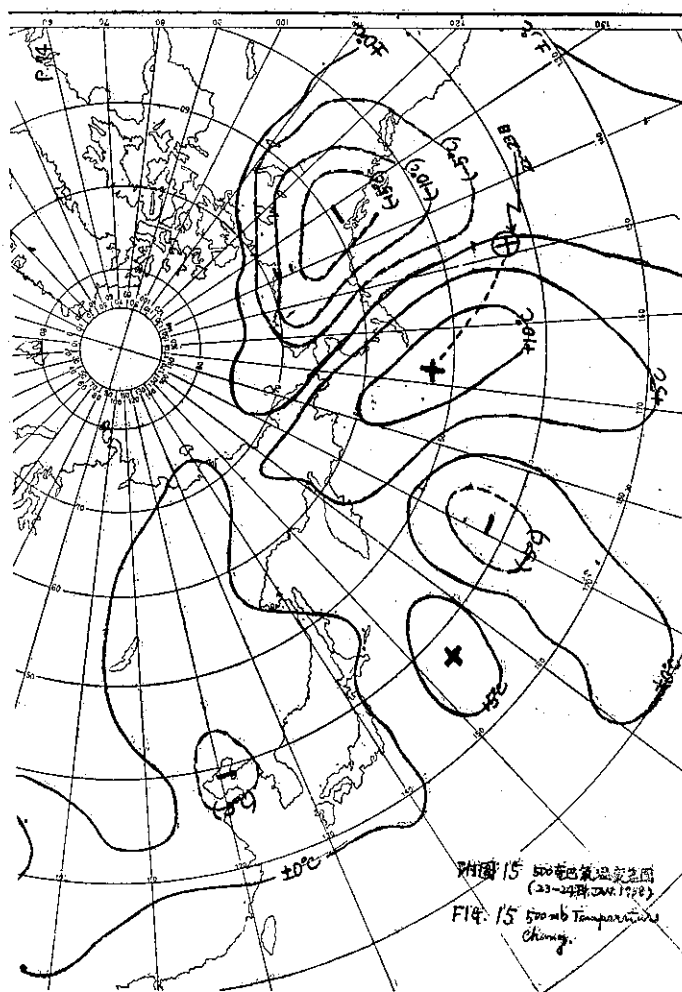


圖 15：500 毫巴氣溫變差圖（23-24 時 Jan. 1968）

Fig. 15. 500mb temperatures change chart

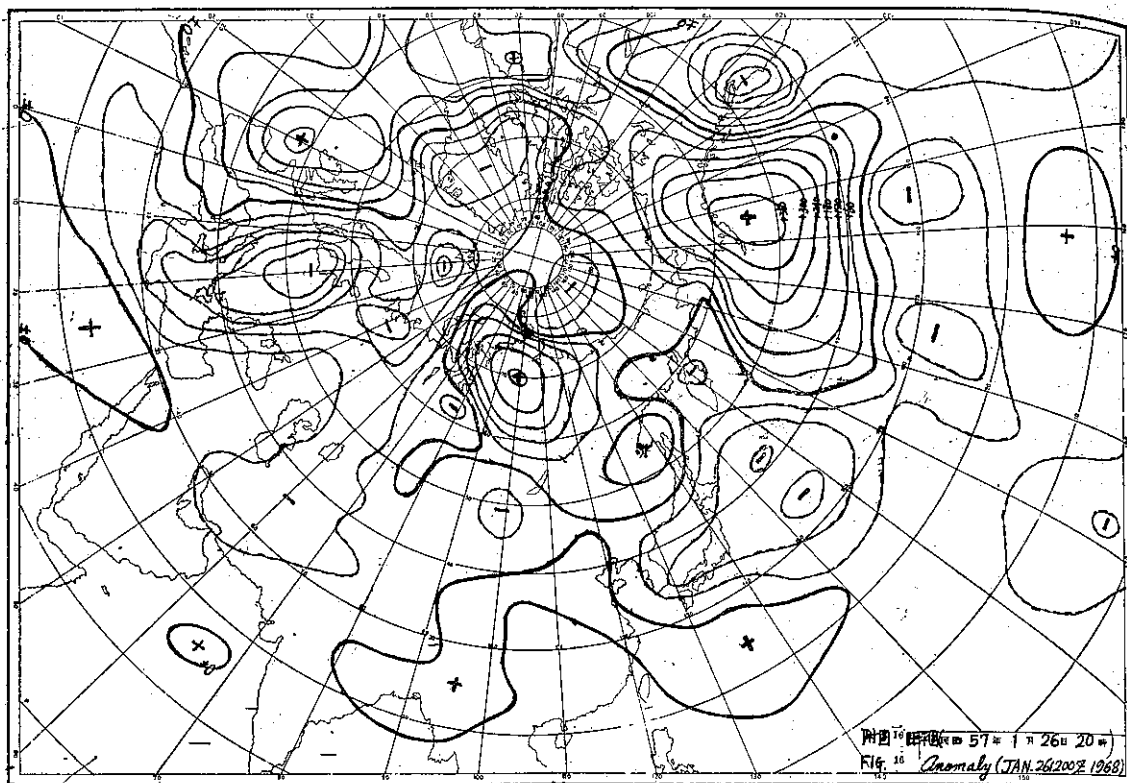


圖16：距平圖（民國57年1月26日時）

Fig 16. Anomaly (Jun. 26, 200Z 1968)

七、結 論

阻塞高壓對於廣大地區天氣變化影響甚大。且有持續性最短有十天左右，此事實經歷年之統計與分析，可知發現阻塞高壓之形成將於長期預報上非常重要，筆者採用 500 毫巴距平圖經數年分析，發現距平增加區域之北移與高度增加與阻塞高壓之形成關係密接，獲得以下數點結論。

- (1) 每年冬季 500 毫巴距平增加區域通常順利，由西向東移時，無阻塞高壓現象發生，為周期性變化。
- (2) 每年冬季在北太平洋區域之 500 毫巴距平增加區域開始北移且高度增加後 5 日左右，即在該區發生阻塞高壓現象，位於阻塞高壓西方之廣大地區之氣壓系統及天氣變化開始受影響。
- (3) 阻塞高壓生後，距平增加區域緩慢西移，成停滯狀況，其繼續時間最短 10 天左右，而平均槽線在臺灣附近滯留，臺灣附近天氣轉為寒冷陰雨連綿。

- (4) 距平增加區域停止西進，距平開始減少 5 天左右以後，阻塞高壓消失，各氣壓系統恢復週期變化，東亞地區變為移動性高壓之春季型天氣。同時臺灣天氣亦隨之恢復正常而轉佳。

以上四點結論，對於冬季長期預報幫助甚大，準確率極高，可以實際預報作業上應用，為長期天氣預報之重要根據。

參 考 文 獻

- (1) S. Petterssen (1956): Behavior of Cyclones and Anticyclones, Weather analysis and Forecasting, Vol.1. p.277
- (2) K. Takahashi (1964): A Review of the Method of Long-Range Weather Forecasting especially used in Japan, WMO-IUGG Symposium on Research and Development Aspects of Long-Range Forecasting Technical Note, No. 66, pp. 31~45.

- (3)渡邊正雄(1966): トロツキング萬氣壓の形成について, 研究時報, 18卷4號, p. 261。
(4)朝倉正(1966): 寒候期預報法の検討, 研究時報, 18卷4號, p. 271~276。
(5)村上多喜雄、渡邊正雄(1965): プロツキング現象について, グロースベツター, 第4卷第2號 p. 1~25。

- (6)佐佐木良一(1965): 極東におけるプロツキング活動の統計的調査, グロースベツター, 第4卷2號 p. 26。
(7)岸保勘三郎(1962): 力學及熱力學の方法による長い期間の預報 (I) (II) (III) (IV), グロースベツター, 第1卷第3.4號及第2卷第1~4號。

氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究爲目的, 凡有關氣象理論之分析, 應用問題之探討, 不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明, 文體以白話或淺近文言爲主體, 每篇以五千字爲佳, 如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關, 但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文, 如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用之獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚, 並加標點。如屬創作論著稿, 請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權, 如作者不願刪改時請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪, 以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還, 如須退還者請預先聲明, 並附足額退稿郵資。
- 十、惠稿文責自負, 詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十一、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省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

研究臺北臭氧全量與噴射氣流位移之關係

呂 世 宗

Study on the Relation between Total Ozone Amount and the Motion of Jet Stream

S. C. Lu

Abstract

In this paper we tried to find relation between total amount ozone and jet stream over Taiwan in winter.

The results shown that jet stream not only took bad weather, but also increased of total ozone for Taipei.

That is, at the time of jet stream over Taipei, the humidity of upper atmosphere decreased and warm air covered whole island, accompanied with a trough from northern part of Taiwan, total ozone amount at Taipei increased.

一、前 言

筆者在前文¹⁾已指出以 12km 高空為界，在 Tronsa, Tateno 兩處，其臭氧量與氣溫之相關係數均從負變為正，但於臺北地區，因其緯度較低，對流層頂亦高，氣溫增高時，易形成垂直方向直接環流，並且易導入北方氣流，因此可引起臭氧量之增加，在高緯度地區，其對流層頂較低，以對流層頂為界，在上部氣溫增高時，易形成水平移流而引入極方氣流，對流層下部則相反，易導入南方氣流，因此形成 12km 以上高空，其相關係數變為正之現象。

據 Pettersen (1950), Davis (1951), Koslowski (1958)²⁾ 等學者，曾指出在冬季，北緯20至30度間上空，易形成副熱帶噴射氣流(Subtropical jet)，夏季即易在北緯40度附近出現。

這些氣流帶均由下部平流層經等熵面間隙射入對流層(參考 Brewer 模型 1960)³⁾，而且受平流層偏東風之影響甚大。

經臺北歷年高空探測紀錄分析結果，發現臺灣正位於副熱帶噴射氣流帶擺動之界限，而且噴射氣流帶之南移與北上，對本省天氣之影響甚為顯著，而且歷年臭氧觀測紀錄顯出，噴射氣流帶之主軸高度亦正為臭氧量與氣溫之相關係數改變之高度附近。

筆者以噴射氣流對平流與對流兩層之環流有關，臭氧量與環流更有密切的關係，因此認為噴射氣流之位移對臭氧量之增減影響甚大，更有加以分析之必要。

二、噴射氣流之種類與出現高度

將高空天氣圖加以分析時，在地球上可發現許多處風的收斂區。於冬季在北緯40至50度區域有第一收斂帶，北緯30度附近有一個收斂區，此外於北緯70度附近亦有收斂區，這些收斂區風速均甚大，吾人稱之為噴射氣流。

上述收斂帶中，第一收斂帶與極鋒有關，因此稱為極鋒噴射氣流，因其主軸每天變動甚大，在平均天氣圖不太顯著，但經統計在 500mb 天氣圖，其氣溫在 20°C 至 30°C 地區可認為極鋒噴射氣流之主軸，而且其等溫線必為密集。

第二收斂區，正在副熱帶地區，吾人稱為副熱帶噴射氣流，其位置在高空平均天氣圖甚為明顯，其高度比極鋒噴射氣流軸較高，雖然其季節變化在200mb天氣圖可以判別，但其位移與地面天氣圖之鋒面並無良好的對照。

第三收斂區，即為極夜噴射氣流(Polar night jet stream)，此氣流離臺灣甚遠，影響較少，本文

未加以討論。

噴射氣流之主軸與等高線有密切關係，如經 Flecher⁴⁾，杉本⁵⁾ 等調查結果，證實其主軸大約在 5600m 附近高度，Flecher 雖然依據美國夏季至初冬的觀測資料加以分析，惟其結果與副熱帶噴射氣流主軸甚一致。

極鋒噴射氣流主軸較低，經杉本²⁾ 調查結果，於日本上空，其高度約在 5800m 附近。

至於臺灣上空之噴射氣流帶，因受熱帶對流之擾亂，如 L. H. Clem⁶⁾ 所指出之現象發生許多小渦流，因此氣流帶較廣，主軸高度甚難判別，將57年至

58年2月觀測記錄加以分析時，發現其主軸高度，於1, 2月中較低約在 5500m，其他時期即在 6000m 至 7000m 之高度不一。

三、噴射氣流之擺動對本省天氣之影響

將歷年來高空探測記錄加以分析時，噴射氣流迫近或在本省上空擺動情形可分為下列三種：

- ① 極鋒，副熱帶噴射氣流同時南移迫近本省上空（參考圖 1a, 2a）。

此時地面天氣一般在西伯利亞高氣壓發達

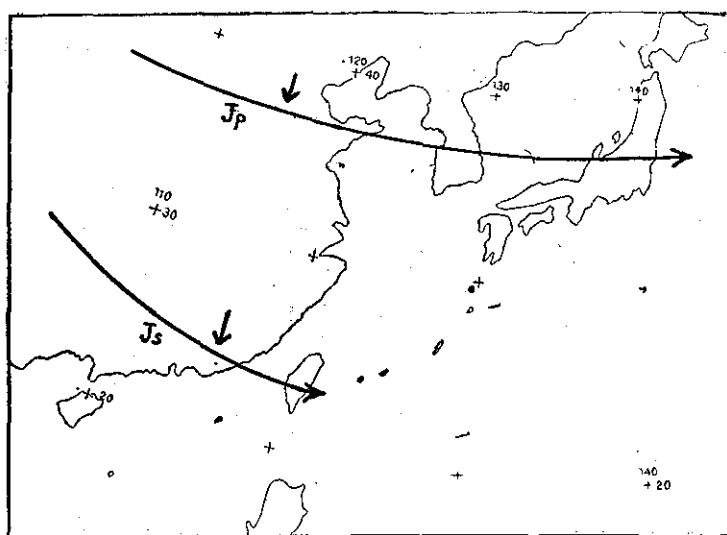


圖1a 噴射氣流在本省附近之擺動情形

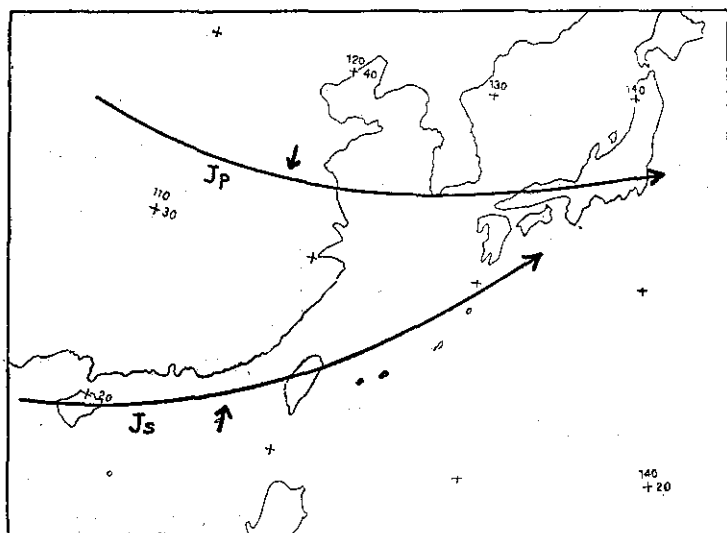


圖1b 噴射氣流在本省附近之擺動情形

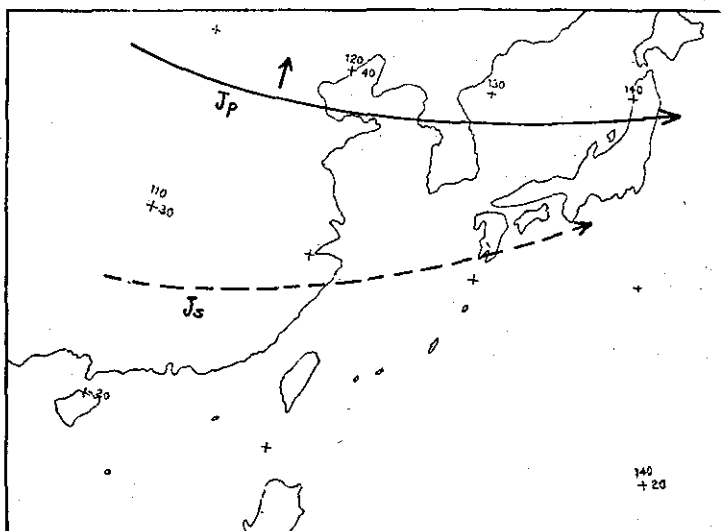


圖1c 噴射氣流在本省附近之擺動情形

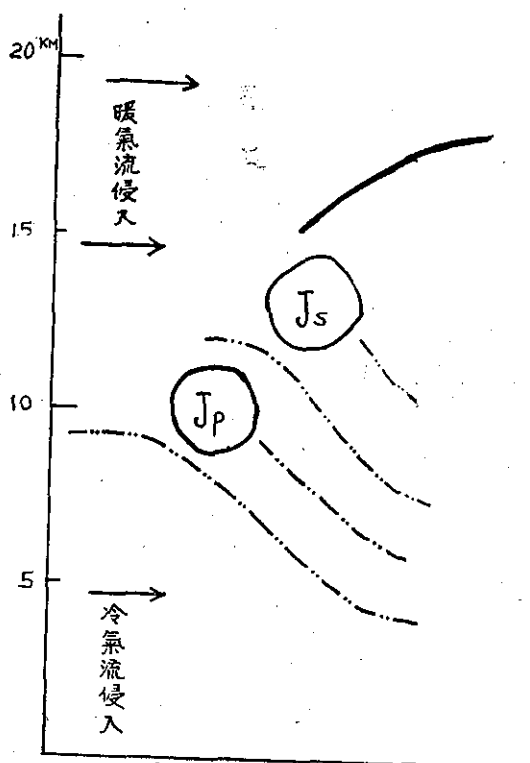


圖2a 噴射氣流帶之南北剖面圖

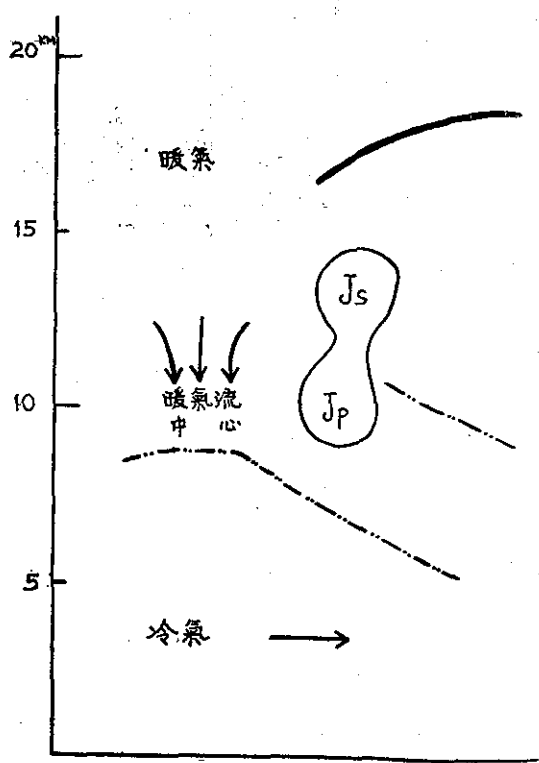


圖2b 噴射氣流帶之南北剖面圖

，冷氣團繼續南移，本省氣溫急降，天氣寒冷，多雲陰雨，時常有冷鋒通過而且東北風甚強。

- ② 極鋒噴射氣流繼續南移或保持原位，而副熱帶噴射氣流北移，兩氣流在日本上空附近幅合

(參考圖 1b, 2b)。

此種現象為兩噴射氣流發展至極度時發生，本省天氣寒冷陰偶雨，高氣壓在本省北方海面停留，惟鋒面帶多在本省南方。

- ③ 極鋒噴射氣流北移，副熱帶噴射氣流不顯著
(參考圖 1c, 2c)。

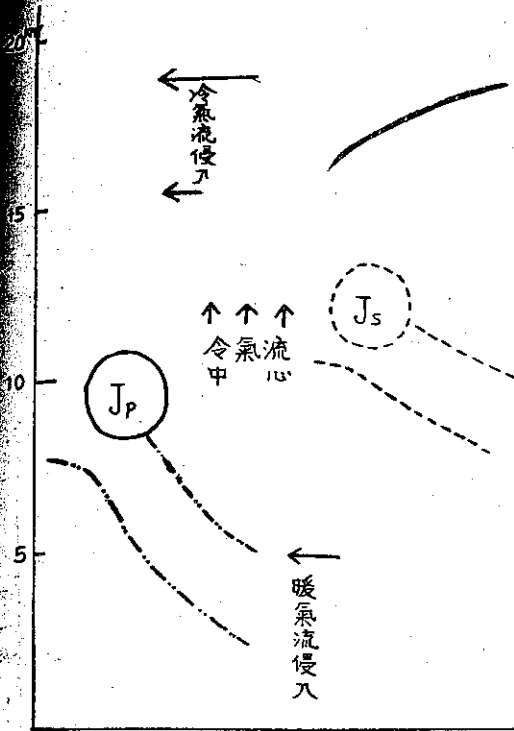


圖2c 噴射氣流帶之南北剖面圖

此時西伯利亞高氣壓已減弱，暖氣團（即海洋氣團）反強，本省氣溫上昇，偶有暖鋒面出現。

四、觀測結果之分析與檢討

噴射氣流於每年的 1 至 4 月以及 11, 12 月間較迫近本省，或在本省上空擺動，其周期約為 4 至 7 天，將 57 年至 58 年 2 月間，各項觀測記錄加以分析時，得到如後頁表一結果。即 300mb 高度氣溫之變化與臭氧量增減關係甚為密切，此結果筆者已在前文¹⁾加以指出，同時更發現，臭氧量增加之前一天 500mb 以上高空之濕度普遍減少。

噴射氣流之南移，尤其是極鋒，副熱帶兩噴射氣流於日本上空輻合時，臭氧量之增加幅度最大。此時本省地面氣溫雖然急降，但在 15 至 20km 上空之氣溫即均在增高。

上述臭氧量增加前上空溫度急減與氣溫上昇之情形，可以圖 2a, 2b, 及圖 3 說明，如圖 2a, 2b 所示，當兩噴射氣流南移或輻合時，上空暖氣團即由極方侵入而下降，並帶來臭氧含量較高的氣流，又如圖 3 所示，副熱帶噴射氣流之南方一般為上昇氣流，北方即為下降氣流，前者一般為為多濕地區，後者為寒冷乾燥的好天氣。

另將有關日期之高空剖面圖加以分析時，可得

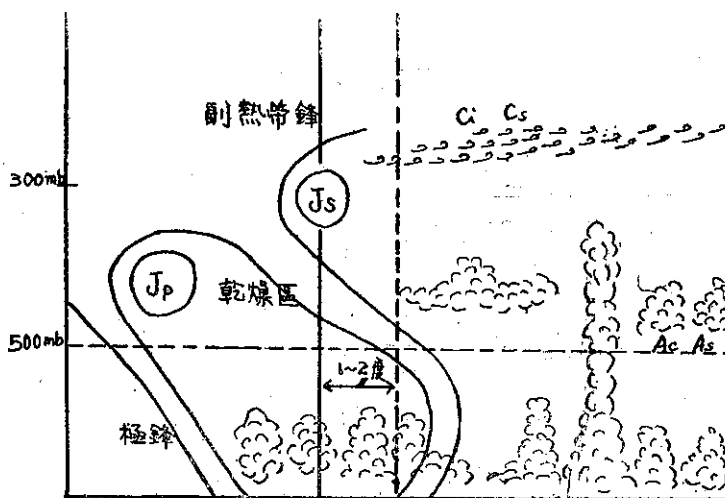


圖 3 噴射氣流附近之雲形分佈

圖 4, 圖 5 結果。在臭氧量增加時，噴射氣流主軸一定迫近本省上空，其高度愈低，臭氧量增加幅度愈

大。

再將 300mb 高空圖（圖 5）加以分析時，發現

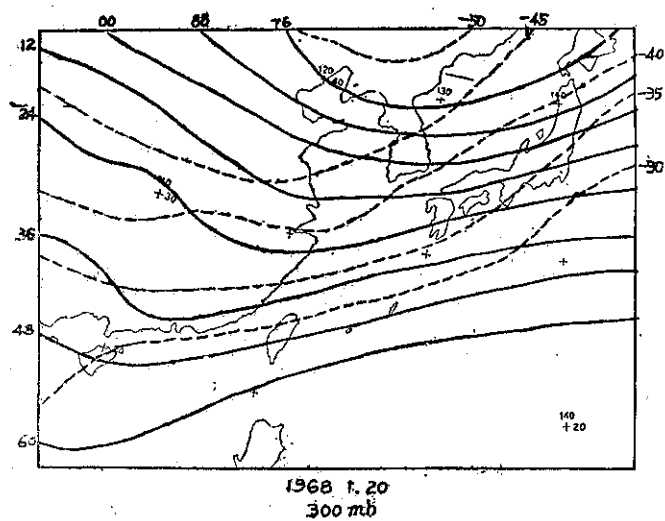


圖4a 高空天氣圖

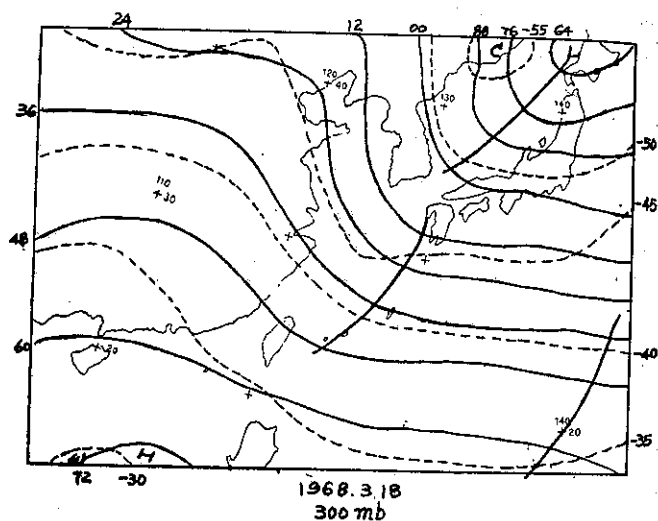


圖4b 高空天氣圖

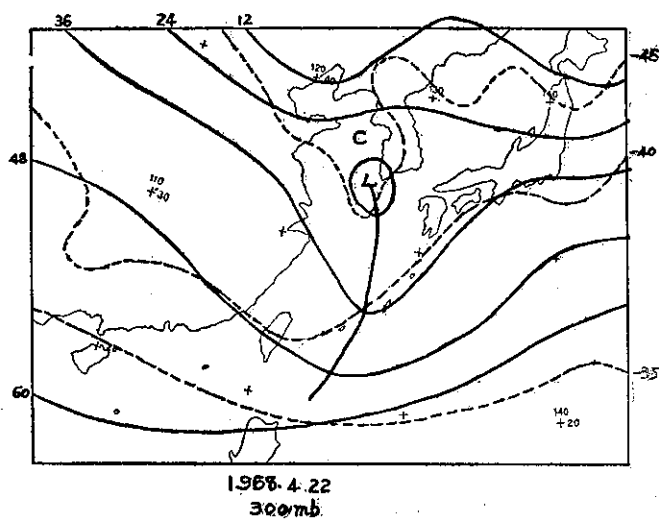


圖4c 高空天氣圖

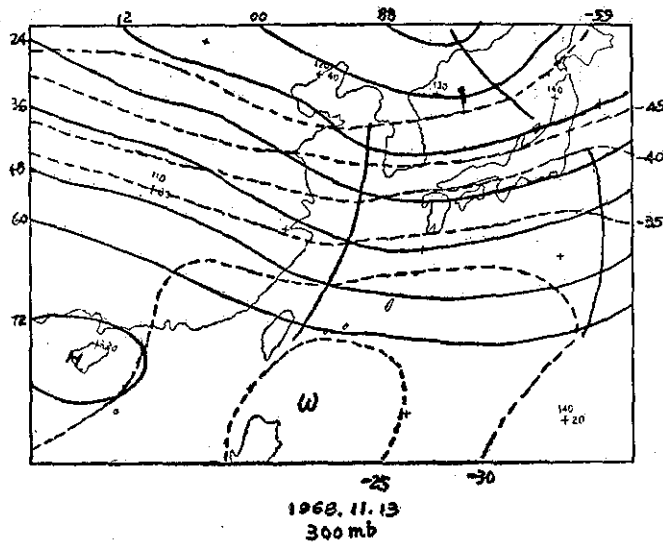


圖4d 高空天氣圖

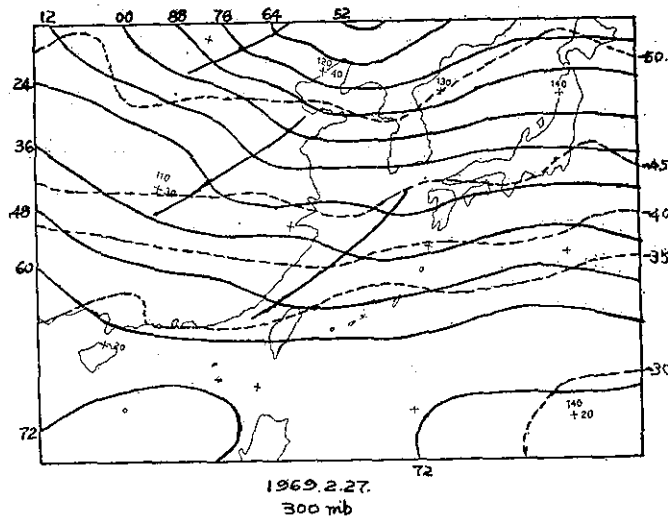


圖4e 高空天氣圖

在臺灣上空氣溫增高，高空槽與噴射氣流同時出現時，臭氧量之增加幅度更大。這種現象似為：

高空槽與噴射氣流帶相疊時，更促進高空氣流之收斂，即臺灣北部或北部海面上空於冬季常有高空槽經過，而且其高度正與噴射氣流帶高度甚接近，因此兩者易相疊。

茲設 W 為風速向量， V 為風速， ω 為上昇氣流速度， S 為流線方向座標時，其加速度可由下式求出：

$$\left(\frac{dW}{dt}\right)_H = \frac{\partial W}{\partial t} + V \frac{\partial W}{\partial S} + \omega \frac{\partial W}{\partial z} \quad \text{.....①}$$

依照 Charney, Eliasson 等法加以計算時，①式可改為

$$\left(\frac{dW}{dt}\right)_H = \frac{\partial W_g}{\partial t} + W \frac{\partial W_g}{\partial S} + \omega \frac{\partial W_g}{\partial z} \quad \text{.....②}$$

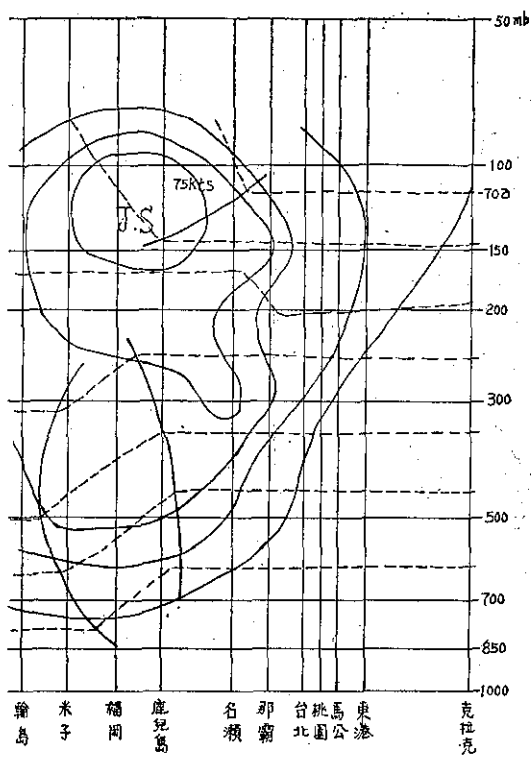
由科氏加速度與水平向氣壓力適相平衡之運動方程式

$$\left(\frac{dW}{dt}\right)_H = -\alpha \Delta_H p - f K \times W \quad \text{.....③}$$

K 為垂直方向之單位向量

$$\text{又地轉風 } W_g, \quad W_g = -\alpha f^{-1} \Delta_H p \times K \quad \text{.....④}$$

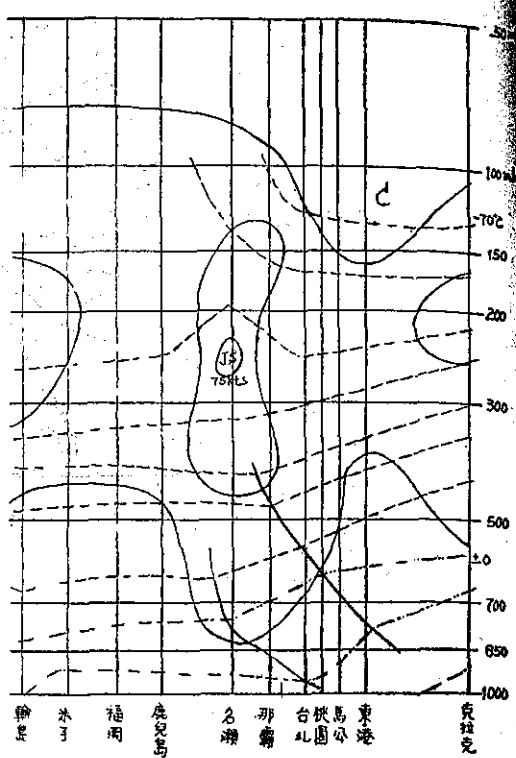
$$\text{即得 } W - W_g = f^{-1} K \times \frac{dW}{dt} \quad \text{.....⑤}$$



1968. 1. 20

Cross Section

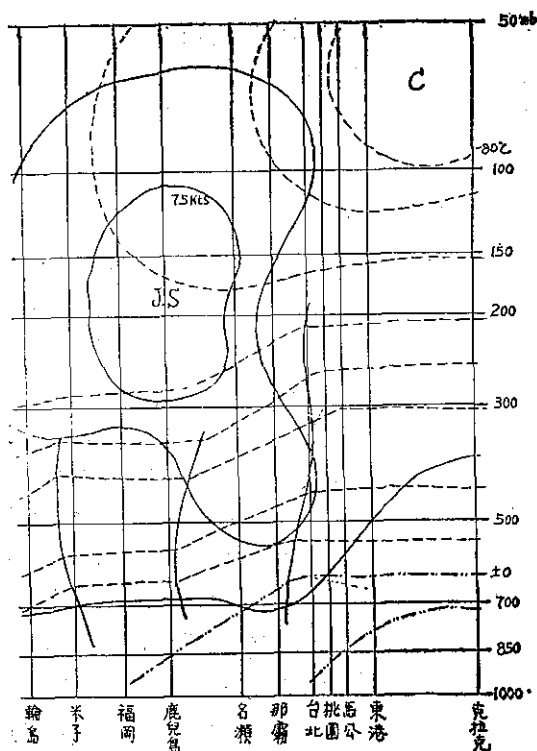
圖5a 噴射氣流剖面圖



1968. 4. 22

Cross Section

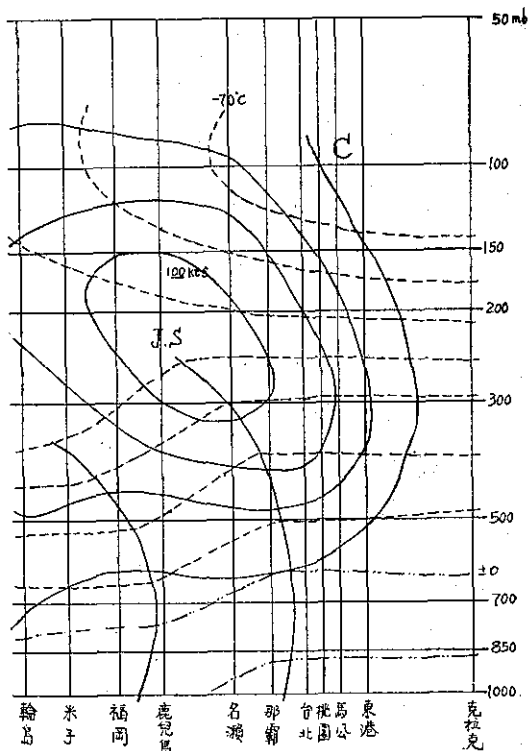
圖5c 噴射氣流剖面圖



1968. 3. 18.

Cross Section

圖5b 噴射氣流剖面圖



1968. 11. 13.

Cross Section

圖5d 噴射氣流剖面圖

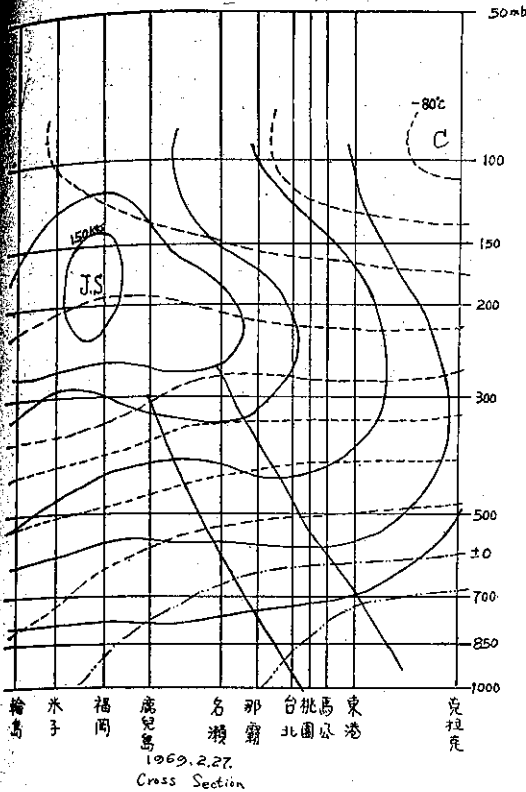


圖5e 噴射氣流剖面圖

兩邊乘 K $\therefore K \times (V - V_g) = -f^{-1} \frac{dV}{dt}$

整理後即得 $\frac{dV}{dt} = -fK \times (V - V_g) \dots\dots\dots ⑥$

由⑥與②式可得

$$-fK \times (V - V_g) = \frac{\partial V_g}{\partial t} + V \frac{\partial V_g}{\partial s} + \omega \frac{\partial V_g}{\partial z}$$

兩邊以 K 乘之即得

$$V - V_g = \frac{1}{f} K \times \frac{\partial V_g}{\partial t} + \frac{V}{f} K \times \frac{\partial V_g}{\partial s} + \frac{\omega}{f} K \times \frac{\partial V_g}{\partial z}$$

由上式可知地轉風與實際風之偏差可分為三項，第一項為 $\frac{1}{f} K \times \frac{\partial V_g}{\partial t}$ ，與 $V - V_g$ 成直角。

第三項為 $\frac{\omega}{f} K \times \frac{\partial V_g}{\partial z}$ ，為上昇氣流所影響。

上述兩項對噴射氣流帶擾亂之影響甚大，尤其是在臺灣上空，第三項之影響極為重要，由第二項 $\frac{V}{f} K \times \frac{\partial V_g}{\partial z}$ ，可知在高空槽後方其流線均收斂，背風面即成發散，因此噴射氣流帶在收斂區均切等壓線北上，於發散區即切等壓線外射，因此由極方隨暖氣團（高空），侵入的臭氧含量較高之大氣，易在高空槽後方停留，形成臭氧量增加之現象。

臭氧量在高緯度地區較高，從極方進入之上空暖氣流易帶來較高之臭氧量，臺灣上空正為噴射氣流擺動之地區，由上述觀測結果，顯出噴射氣流之位移與臭氧量之變化有密切關係，惟噴射氣流帶每日之擺動甚大，有時兩氣流帶輻合，有時分離，有時即如圖4所示，產生許多小渦流，因此易影響臭氧量之變化

表一 氣溫 (300mb) 濕度 (500mb) 與臭氧量之變化對照表

	氣 溫 (300mb)		濕 度 (500mb)		臭 氧 量	
	變 化 日 期	變化量 (°C)	變 化 日 期	變化量 (%)	變 化 日 期	變化量 (cm10 ⁻³)
1	57. 1. 3~57. 1. 4	+3.9	57. 1. 2~57. 1. 3	-37	57. 1. 3~57. 1. 4	+ 5
2	57. 1. 18~57. 1. 20	+3.4	57. 1. 16~57. 1. 17	- 7	57. 1. 18~57. 1. 20	+15
3	57. 3. 17~57. 3. 18	+2.4	57. 3. 16~57. 3. 17	-11	57. 3. 17~57. 3. 18	+ 4
4	57. 4. 20~57. 4. 22	+5.6	57. 4. 17~57. 4. 18	-15	57. 4. 20~57. 4. 22	+11
5	57. 4. 23~57. 4. 24	+0.3	57. 4. 21~57. 4. 22	-81	57. 4. 23~57. 4. 24	+29
6	57. 11. 12~57. 11. 13	+3.3	57. 11. 11~57. 11. 12	-54	57. 11. 12~57. 11. 13	+ 4
7	57. 12. 11~57. 12. 12	+1.0	—	—	57. 12. 11~57. 12. 12	+10
8	58. 1. 24~58. 1. 25	+2.2	58. 1. 23~58. 1. 24	-52	58. 1. 24~58. 1. 25	+14
9	58. 2. 10~58. 2. 11	+0.5	58. 2. 10~58. 2. 11	- 5	58. 2. 10~58. 2. 11	+11
10	58. 2. 25~58. 2. 26	+4.6	58. 2. 22~58. 2. 26	-34	58. 2. 26~58. 2. 27	+24

，這些短期變化，尤其是在噴射氣流旺盛時期，可認為噴射氣流之影響無誤，但對臭氧量之季節變化，則似應歸為南北移流之效應較為合理。

誌謝：本研究計劃承蒙國學科學委員會之資助，在研究過程中曾獲得陳福來、謝霖、羅金鑑、傅政芳諸先生的協助，萬分感激，特此誌謝。

參 考 文 獻

1. Meteorological Bulletin Vol 15. No. 1. 1968.
2. Elmor R. Reiter. "Jet stream Me-

teorology" 1963.

3. Brewer. A. W. "The transfer of atmospheric ozone into the troposphere, (planetary circulation project). 1960.

4. Bulletin of the Amer. Met. Soc. Vol. 34. No. 4. 1953.

5. 氣象研究 Vol 9. No. 3. 1958.

6. Amer Met. Soc. Vol. 36. 53-60 1955.

7. W. M. O. Technical Note No. 36. 1961.

8. Advances an Geophysics Vol. 11. 1965.

論熱帶風暴孕育發展之氣象條件

陳 毓 雷

On the Formation and Intensification of Tropical Disturbances

Yulei Chen

Abstract

The climatology of tropical disturbance genesis regions is thoroughly investigated, using observational data accumulated in the last decade. Statistical analysis of the individual storm data is also made and appears to be in accordance with the climatological findings. The important requirements for a disturbance to develop are found to be:

- 1) large surface cyclonic horizontal wind shear which is usually found at the poleward sides of the doldrum equatorial trough;
- 2) zero or small vertical wind shear in the troposphere which prevents the condensation heating from leaving the disturbance area, namely the "ventilation effect";
- 3) vertical momentum transport by the cumulus up-and downdrafts also serves to cut down the vertical wind shear increase while baroclinicity increases.

Together with other primary conditions acknowledged long before, such as high sea surface temperature, deep moist layer, etc., tropical disturbances are likely to be formed and later developed.

The characteristics of the Northwest Pacific Region has been described in details to explain the rather unique behaviors of the typhoons, although the basic physical processes are considered to be the same for all 8 tropical storm genesis region.

一、引 言

熱帶擾動在何種氣象條件下始能孕育發展成爲熱帶風暴？又其發展過程之物理程序若何？此二基本問題迄今尙無定論。各國氣象學家就各該地區熱帶風暴發展之特性雖多論述，但對基本之物理程序則殊少深入探討，卽有涉及，亦無一致結論。究其原因，過去熱帶地區氣象觀測資料過於貧乏，據而所獲結論，自難免有向壁虛構之譏。

Riehl⁽¹⁾ 對颶風成因之見解，認爲係由信風帶中之東風波（擾動）配合對流層上部之輻散發展而成。考慮對流層上部之氣流型式者，Riehl 實爲第一人。廣義而言 Yanai 及 Fett 所持觀點亦同，均同意

信風帶源地環境對擾動增強之重要性。惟 Yanai⁽²⁾ 特別提及應有大範圍之旋率輻合爲其主要發軔條件。此外尙有 Dunn 氏等多人根據北大西洋實例觀測而認爲信風帶中西行之等變壓波乃發展條件者。

Sadler、Tanabe、Ramage 與 Gabites 等學者則以太平洋區風暴爲主要研究對象而各立其說。Sadler 認爲地面赤道槽上之漩渦中心 (Vortex) 或高空槽之增強均可導致颱風。Ramage 則從能量傳播理論認爲對流層上部之低壓槽有利於高空輻散，一旦地面已有擾動存在，必獲發展成長。Tanabe 由觀測推定颱風初生地與赤道槽位置之密切相關。而 Gabites 則宣稱至少在西南太平洋地區東風波與熱帶風暴殊少關係。

綜上以觀，熱帶風暴發展之氣象條件似隨地域而異。惟作者深信不論熱帶風暴在何地區發展，其基本性質應相類似。

一九五〇年以前，熱帶洋面之高空資料極為稀少。嗣後探空台之增設及氣象衛星之運行使情況逐漸改善。對熱帶擾動及風暴之發展乃可獲一全球性之觀測。本文之目的即在利用近年來嶄新資料就熱帶擾動孕育發展而成風暴之氣象條件加以整理，冀能對有關之物理程序獲一較正確之理解。竊以為過去之理論類皆缺乏根據，每以少數非典型之個案導出一般性之結論，從而推衍架構其理論。至於數值預報模式所用之基本假設亦多來自該等理論，其結果自難臻於理想，近年來氣象學者有感於斯，決心對本文課題從頭做起，採取實證主義，一切惟原始資料是從；而所有理論亦均有實際觀測資料支持，用特整理介紹如下。

二、熱帶風暴發展之全球性氣候學背景

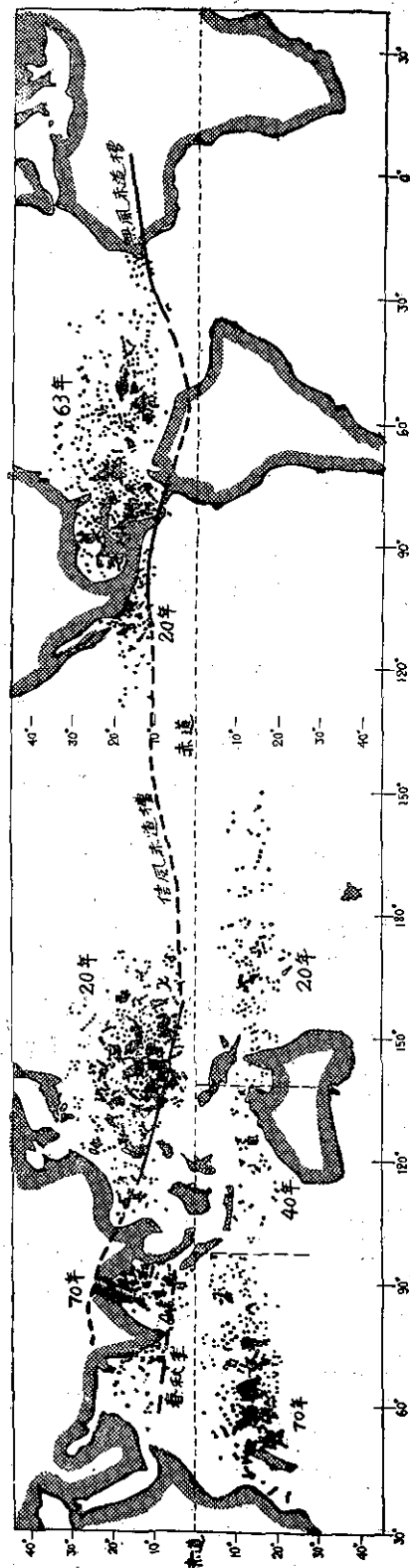
(一) 初生地帶及其頻率

圖一中之點代表往後發展成為風暴之熱帶擾動（以後擾動與風暴前之「熱帶」兩字大部省略）最初出現之地。由於各區資料時期長短不一，讀者請勿誤認點之密度即風暴在該地區之相對頻率。又根據更新之衛星資料顯示在西北大西洋之初生擾動泰半均應將其位置東移至 Cape Verde 島甚或西非大陸上。其餘各區內之點羣似亦應稍加東移。蓋當天氣圖上發現擾動之時，或已稍逾真正「最初」一詞所指之時間也。

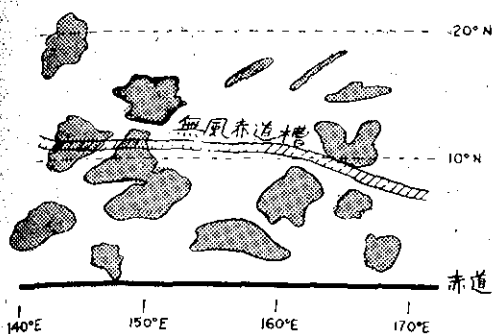
本文中「熱帶風暴」之定義為暖心氣旋式環流，其風速維持卅五哩或以上者。是以舉凡颱風、颶風及南半球之旋風、「威力威力」(Willy-Willy) 等均包括在內。

「熱帶擾動」之定義如次：在一百至六百公里寬度範圍內有顯著之雲系及風系存在，且持續至少歷一日以上者。唯此處所稱風系之風速可能甚微，而雲系一詞亦需加以解釋如下。信風帶中產生分離而有組織之「雲團」(Cloud blob)，能由衛星傳真圖上清晰讀出者。「雲團」與普通積雲有別。茲以圖三例示典型擾動內孤立雲團在衛星圖上表現之型式。圖中之細長帶為赤道低壓槽（為簡便計，下文略稱「赤道」）。在此帶之赤道一方之雲團通常具有較大垂直風切。就時間言則乏保守性。故非標準之熱帶擾動。

由圖一及表一可知全球經劃分為八個發展地區（以下未加特別指明之「區」字即指此種熱帶擾動發展



圖一、往後發展成為熱帶風暴之初生擾動最初出現位置圖。
Fig. 1. Location points of first detection of disturbances which later became tropical storms.



圖二·由衛星圖上所見典型之「雲團」型式。熱帶風暴每在無風赤道槽以外(較高緯度)一帶發展。

Fig. 2. Typical satellite-observed cloud blob patterns. Tropical storms develop from these patterns on the poleward side of a doldrum equatorial trough.

地區),各該區內出現風暴之年平均數及其對全球總數之百分比均經列入。

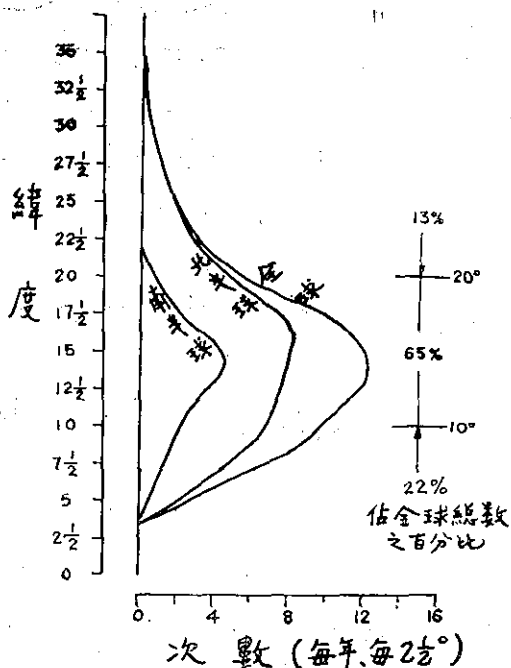
地區編號	地區名稱	佔數百分全之分球平均總數	每熱年帶均出風次現暴數
I	東北太平洋	16(?)	10(?)
II	西北太平洋	36	22
III	孟加拉灣	10	6
IV	阿拉伯海	3	2
V	南印度洋	10	6
VI	澳洲西北海域	3	2
VII	南太平洋	11	7
VIII	西北大西洋 (包括加勒比安海及墨西哥灣在內)	11	7
合計		100	62

表一、熱帶風暴發展地區及其頻率

圖一之點為初生擾動之位置,若以初達風速 75 哩以上之颱風、颶風等位置論,則點羣勢必往西挪移。惟兩者間之平均距離並不太大。例如以緯度為計算單位時,東北太平洋為 7°,西北太平洋為 11°,北印度洋為 7°,西加勒比安海為 8°,南印度洋為 7°。故一般而言均不超出十個緯度。惟獨北大西洋(西加勒比安海除外)之情形特殊,在西非大陸或其近海之初生擾動發展成為颶風所需距離近則 10°、遠則 70°均屬可能。

圖三為南北半球每 2.5° 之緯度帶內,擾動(往後發展為風暴者)發生次數所連成之曲線,由圖可知

75%之風暴均在北半球,約 87%均位于南北緯 20°之間。



圖三、初生擾動最初出現所在緯度分析圖。

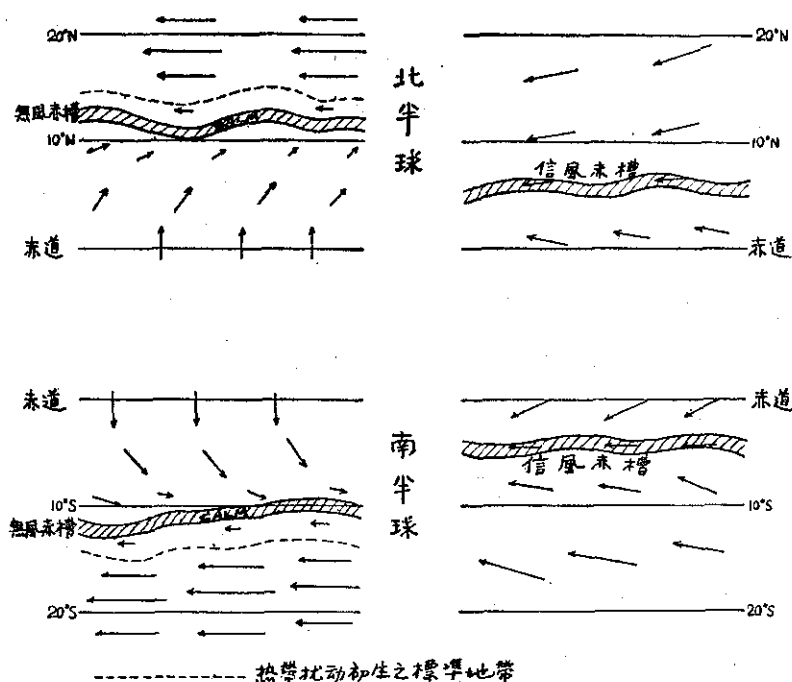
Fig. 3. Latitude at which initial disturbances were first detected.

圖一、圖三以及其他統計圖例如相對頻率分布圖等均足說明一件事實,即初生擾動或初達颱風威力之位置顯示有高度密集之趨勢。其故安在?應可在發展與非發展地區之氣象條件上尋求一物理意義闡釋之。

(二) 赤道低壓槽之平均情形

設以北半球夏季(以八月份為準)平均流線圖分析,其赤槽之平均位置可藉圖一加繪於上。實線部份距赤道較遠,槽之南北,風向不連續。故稱為「無風赤道槽」。例如西北太平洋上赤槽之南為西風或西南風,甚為微弱。其北則為標準之信風帶東風。自西風變為東風,其中勢非靜風不可。虛線部份赤槽距赤道不遠,其南北均屬信風。一為東南風向,一為東北風向,沿氣壓最低區(亦即赤槽,例如圖一中之東、中太平洋,中大西洋等區。)輻合而已,並非靜風。故稱為「信風赤道槽」。兩者頗易區分。線前者可根據風向不連續線分析,後者則可根據氣壓最低線分析得之也。至於南半球夏季(二月)平均圖上之赤槽情況與此類似,未再製圖繪出。

圖四為兩種赤槽氣流型態之簡化圖,顯示赤槽附



圖四、無風赤道槽及信風赤道槽附近之地面氣流型態圖。斷線為熱帶擾動孕育最標準之地帶。

Fig. 4. Typical surface wind flow relative to equatorial trough.

近地面風之理想分佈狀況。在無風赤槽以外（「以外」指靠兩極方面；「以內」指靠赤槽方向。下文準此。）之虛線似可認為標準之擾動初生地帶。夏季地面平均圖上之氣流、型態、赤槽位置雖屬氣候學之平均狀態，但逐日天氣圖上之情況與此相去不遠，尤以距赤槽較遠（約 8-10 緯度）之無風赤槽為然。易言之，若將逐日個別擾動及風暴之資料除去不計，其結果之平均圖將無大軒輊。但靠近赤道之信風赤槽區域，其月平均受個別擾動之影響較多。

（三）赤道低壓槽與初生熱帶擾動位置之關係

由圖一知北半球初生擾動（往後發展為風暴者）之位置可謂全在無風赤槽以北（西北大西洋及 20° 以北之西北太平洋區例外）。蓋此一地帶，其北有偏東之信風，其南有越過赤道轉向之西南風，構成良好之大範圍地面氣旋式風切，亦即大範圍之相對旋率。（南半球夏季亦屬同樣情形）在此水平風切之範圍內可產生因摩擦作用（艾克曼效應）而生之水平地面輻合，從而在雲底以下之高度層內導致上昇運動。整體而言，摩擦所生輻合作用已足以造成大量積雲以至對流層內緩慢之增溫現象。

若將南、北半球夏季之地面相對旋率場加以分析，其高值中心均與圖一點羣吻合。（惟西北大西洋上遠在點羣之東而已，此因該區點羣之位置本屬可疑，應大舉向東挪移，已見前述。）

將無風赤槽南北移動（以緯度高低表示之）之月變化，分別就各區繪成曲線以之與初生擾動位置高低之月變化曲線相比較，亦可發覺兩者甚為相似。足證無論月份如何，兩者均有極高之氣候學相關存在。惟一例外仍為北大西洋，其初生擾動位置（指緯度之高低）似無顯著之月變化。

若以統計數字看兩者關係，所有初生擾動（100%）均在無風赤槽平均位置南北各十度緯度之範圍內。其中 35% 落於赤槽以內。可能係因初生擾動位置報告之不精確，惟主要係因該赤槽位置乃「平均」位置之故。以個案論，初生擾動位於赤槽以內，地面風有西分風之區域內而其後能發展成長為風暴者，尚無實例可援也。

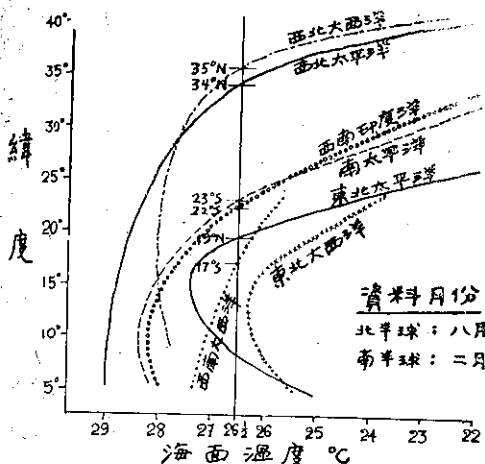
在阿拉伯海及孟加拉灣，每年均有兩次熱帶風暴高潮——5、6 月及 10、11 月。該二時機與著名之南亞季風之來去時間相配合。故知風暴發展之頻數與赤槽遠離赤道之距離成正比。例如 1950 年 8 月份，赤槽較其正常八月份位置更向北移達 5° 至 10°，是

月內經正式命名之颱風即有 16 個之多。

與以上所述情形有顯著偏差者有三地區，即西北大西洋上較高緯度、墨西哥灣及西北太平洋北緯 20° 以上。該等地區已屬亞熱帶範圍。故在擾動之南並無地面西風出現，即其高空風系亦不相同，自成一格。應列為熱帶風暴發展之另一類型標準（見第三節之（二））。好在該型僅佔全球總數之 15% 左右，顯屬少數。

（四）對流層下部之潛在對流能力

圖五分別以曲線表示各區海面水溫隨緯度變化之分布情形。Palmén 曾認為 26.5°C 為擾動發展之必要條件。由圖五可知緯度 20° 以外，海面水溫仍達 26.5°C 以上者僅有西北大西洋、墨西哥灣及西北太



圖五、各地區炎夏海面水溫隨緯度變化之曲線。

Fig. 5. Latitude variations of sea surface temp. in the various development regions during the warmest summer month.

平洋三區。海面水溫對積雲潛在浮力（對流能力）之大小極具影響。因此在熱帶對流層下部之積雲是否有足夠之潛在浮力為以後能否成為積雨雲之關鍵。而積雨雲之能竄昇至對流層中部及上部，使其得以加溫一節又與擾動之增強、發展有關。潛在浮力可用海面與 600mb 相當位溫值 (θ_e) 之差表示之。以此等值線分析全球資料，可察知凡熱帶洋面，其值均高。赤道兩方各 15° 範圍以內尤然，幾無各夏季變化可言。

蓋自夏至冬，各高度上溫、濕之個別變化雖大，但以平均垂直梯度言，在對流層之下半部內實質上並無季變化。另有一點堪注意者，即雖當夏季，緯度 20° 以外之潛在浮力立隨緯度之增加而急遽減低。僅西北大西洋及西北太平洋為例外，查此點與實際情形

相符：除該兩區外， 20° 以外從無風暴發展之例可援。

又以探空資料內相當位溫隨高度之變化分別就各區及夏、冬兩季分析。其結論大要如下：

①各區之 θ_e 。垂直分布曲線極為接近，故此參數極少地域性之變化。

②對流層下半部 θ_e 。垂直梯度無冬、夏之季變化。故積雲對於對流層中，下部之加溫作用冬夏無殊。

③然對流層上部，冬季之潛在浮力顯較夏季為小，遂使冬季之積雨雲活動減少。

其次，研究潛在浮力之日變化。發現在擾動發展當地其變化亦微。根據大批實際探空資料之統計結果，顯示該參數在熱帶之個別差異範圍約為平均值之 20-25%。此項差異數值本已不大，而就某一發展中之擾動言，該參數之偏差以月平均值為準，僅當其 10-15% 或更小，可見其日變化之不足重視。

最後，夏季熱帶該參數之絕對值範圍平均在 18° 至 20°C 間，而有擾動發生之地區則在 14° 至 17°C 間，故積雲之潛在浮力隨擾動之增強而減小。然以百分比論，其減小率又不甚大。亦未能據為擾動發展之判別因素。

總之，積雲潛在浮力之變化與擾動發展與否並無明顯因果關係，不足稱為判別有利發展之因素。初生擾動及其增強之位置既有密集之趨勢，必有其他物理參數適於解釋此一現象者。經多方面探討，發現垂直風切關係實鉅。

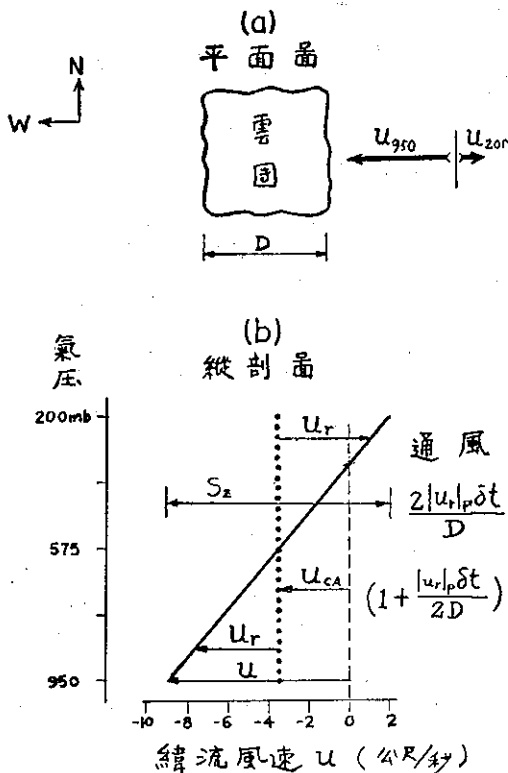
（五）對流層內之垂直風切

茲擇定 200mb 與 850mb 水平風之向量差為對流層內垂直風切之指標。此參數若為正值，表示 200mb 高度之西風緯流較 850mb 者為強，或東風緯流轉弱。利用美國空軍之高空資料，就此參數分析 1、4、8、10 各月之全球平均垂直風切分布圖，發現在 1 月、8 月（南、北半球夏季）圖上，風暴形成地帶與該參數之最小值或零值區域有高度相關。上述垂直風切在分析運用時，實際僅計算其緯流部份。如此作法，並非僅為方便，蓋以垂直風切之緯流分向量部份代表總風切時，毫不影響對流層內南北氣溫梯度之正確性，且與風暴發展區有極度相關，若易以經流分向量則否。

北印度洋之風暴發展甚為特殊，主要在春、秋兩季。然取 4 月及 10 月之平均垂直風切緯流分量分析

結果，同樣可見風切最小區域與風暴發展之密切關係。反之，在 7、8 月盛夏季節，印度半島地面為西風，高空則為強勁的東風，垂直風切極大。當此兩月其他地區盛行風暴時，北印度洋則無擾動及風暴之發展。

同樣位於熱帶之西南大西洋及中太平洋何以從無風暴發生？此一事實似亦可用此解釋。根據資料顯示該兩區對流層內風切數值高達 20-40 哩，應為阻礙發展之主要因素。在某一中範圍之區域內垂直風切太大時，即無法保留、集中其由積雨雲凝結釋出之潛熱於該區域本身。易言之，風切愈大，「通風作用」(Ventilation) 亦愈大。此作用可將已獲之熱量驅離擾動中心而散逸，一如室內所裝抽風機之作用。(此後「通風」與「對流層內垂直風切」兩辭在本文內同義使用。)



圖六。 a. 輻合區或「雲團」之平面圖。東西寬度為 D 。圖右為低層及高空之緯流風向。

b. 緯流 (u) 垂直風切之縱剖面圖。

Fig 6. Plan and crosssection view of schematic convergence area or "cloud blob"

圖六為上述通風作用之圖解。(a) 為平面圖。

假設有一初生擾動，亦即地面輻合區，或所謂之「圓」區域，其東西寬度為 D 。自 650mb (對流層高度之最低限) 至 200mb 間有緯流垂直風切存在。(b) 為沿西東線之縱剖面圖。自底至頂各高度上緯速度 (圖上斜線至虛線之距離) 之變化假定其與高度 (以氣壓表示) 成正比，亦即各該高度至 950mb 間之風切與高度成正比。為任意高度上之東風分速 u_{ca} 為此輻合區整體之東西向分速，假設其亦向西行，並為一常數。則 $|u_r|_p = u - u_{ca}$ ，指任意高度 (氣壓) 上之相對風速，意即遠離此輻合中心之程度。今可列出此輻合區範圍內任意高度上「通風係數」(V_p) 之公式如下：

$$\text{若 } \frac{|u_r|_p \delta t}{D} > 1 \text{ 時, } V_p = \frac{2|u_r|_p \delta t}{D}$$

$$\frac{|u_r|_p \delta t}{D} < 1 \text{ 時, } V_p = 1 + \frac{|u_r|_p \delta t}{2D} \quad (1)$$

u 隨高度之變化既屬線性，由圖六 (b) 可知 $|u_r|_p$ 亦可由下式求得：

$$|u_r|_p = u - u_{ca} = \frac{S_z}{2} \left[\frac{1575 - p}{375} \right],$$

$$200 \leq p \leq 950$$

式中 S_z 為 950mb-200mb 間之總風切值。

δt 為該輻合區繼續存在中之一適當時距。

至於通風係數之定義有二，亦即①式之兩種情形。前者用於當相對風速在時距內所行距離大於此輻合區或雲團本身之寬度 D 時。後者用於小於 D 時。

自 950mb 迄 200mb 間之淨通風值，可以下式表之，

$$Ven. = \frac{1}{750 \text{ mb}} \int_{200}^{950} V_p dp \quad (2)$$

擾動初生時該輻合區之溫度假定與其周遭環境相同。以後于第四節內將討論：由可能釋出之凝結潛熱造成之對流層加溫 (H_p 簡稱「潛在加溫能力」)，其大小直接與最低 100mb 層內之質量輻合大小成正比。至 900mb 高度以上，縱有垂直運動及凝結發生，亦不足使對流層加溫。準此，單位面積上 H_p 之計算公式如下：

$$H_p = \left[-\frac{EL}{750 C_p} \int_{900}^{1000} qW \cdot W \frac{dp}{g} \right] dt \quad (3)$$

式中 EL 為水汽凝結釋放潛熱可用於加溫其環境之有效度，以熱帶擾動區域言，其值約當 1/8。其餘符號意義如下：

L ：凝結潛熱。

q ：比濕。

$W \cdot W$: 氣流輻散。

g : 重力加速度。

C_p : 空氣之定壓比熱。

爲簡單計，並假定 EL 由積雲平均分配於 950mb 至 200mb 間。

實際之對流層加溫 (H_{act}) 尚須被通風作用打一折扣。通風作用愈大，實際加溫愈小。故，

$$H_{act} = \frac{H_p}{V_{en}} \quad (4)$$

表二列出兩種大小輻合區內之通風作用，時距均以一日計，以示一般。若情況不同，通風作用之值自亦隨之而異。

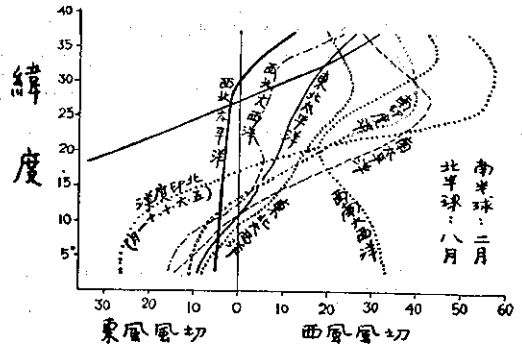
緯 流 之 垂 直 風 切 (950-200mb)	D=500 (dt=1日)	D=100km (dt=1日)
0	1.0	1.0
5	1.2	2.5
10	1.4	4.2
15	1.7	6.4
20	2.1	8.6
30	2.8	12.9
40	3.7	17.3

表二：通風作用之值

唯風切愈大，其值亦劇增，致實際加溫微不足道，其理甚明。又由①式及表二知輻合區之大小對通風作用亦有重要關係。是以欲求凝結熱帶集中保留於對流層，輻合區越大越佳。信風帶向赤道一方若有西風，即可構成此種大範圍之氣旋式輻合地區。實則即無風赤槽之情形。

舍西北大西洋、西北太平洋外，所有緯度 20° 以外之垂直風切平均值均大，故僅該二區有風暴發生於 20° 以北。此可由圖七察知。該圖將各區平均垂直風切隨緯度之變化以曲線分別繪出。其他諸事實，例如何以西北太平洋擁有擾動，風暴出現之最高頻率？（該區微弱風切所佔區域最廣，此達北緯 35° 之遙。）為何北印度洋 8 月間風暴在 $25^\circ N$ 左右產生而春、秋季則在 $10^\circ-15^\circ N$ 範圍內產生？均可由圖七獲得圓滿解釋。

進一步看，此種區域性差異產生之原因，主要均在高空而不在地面。蓋不論何處熱帶洋面，低層之風均屬信風範疇也。



圖七：200mb-850mb 間垂直風切隨緯度變化之曲線。除北印度洋用春、秋季資料外，其他各地區均爲炎夏資料。

Fig. 7. Latitude distribution of the zonal vertical wind shear between 200mb. and 850mb. in the various development regions.

以上討論，說明微弱之垂直風切可能爲風暴發展與否，重要關鍵一節，事實上等於已排斥斜壓程序在風暴形成初期中之可能性（溫帶氣旋之形成屬斜壓程序）。與 Palmén、Ramage 對熱帶風暴起源之假說不謀而合。

(六) 實際情形與氣候學平均之出入

以上諸分節所述均係風暴孕育環境之氣候學平均情形（平均環境），實際上各月，各季之風暴當然與此有差異。蓋若以各月或各季之平均環境與整個氣候學平均相比較亦自有其頗爲顯著之偏差 (Deviation)。例如 1914、1925、1930 之三年中，西北大西洋區總計僅有五次颶風發生；而 1933、1949、1950 之三年中竟有 57 次以上。不論出現頻率之偏差或其他方面之偏差均屬上述同一原因。問題在於本節（第二節）所述氣候學平均情形下諸現象究有若干代表性？與實際情形出入若何？故在下節內特就實例統計所得結論以與本節所述比較研究。

三、熱帶暴景發展之實例統計

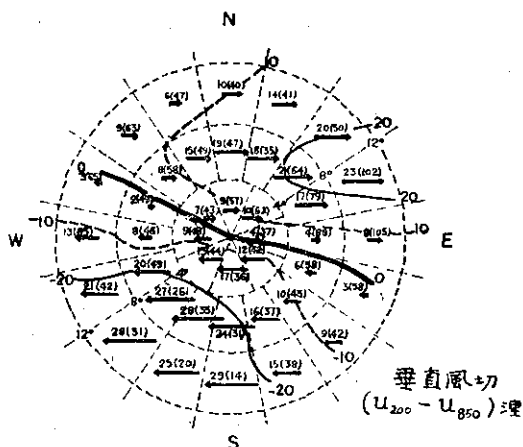
爲明瞭個別風暴之實際情形是否與氣候學平均情形相似，Grag⁽⁹⁾ 蒐集大批風暴實例加以統計研究。資料地區爲風暴出現最頻之（一）西北太平洋、（二）北印度洋（三）西印度羣島、（四）南太平洋等四區。資料內容以緯流風速爲主。資料處理方法如下：將擾動中心（往後發展爲風暴者爲限）作爲圓心，向外分爲三圈，距離各爲四個緯度。每圈又等分爲 8 或 16 格扇形。然後將各該格內風之資料求其平均列入（如圖八）。爲使

擴大資料來源，將初次發現而當時最大風速已達 20-30 哩之擾動中心按信風風速往回推算至 24 或 36 小時前應居之位置，加上初次發現後之兩、三次位置，則每一風暴之初生階段即有三至五次資料可用。作者在上列四區內既有 312 次個別風暴實例，可用之原始資料遂達 1,500 次以上。

(一) 緯度 20 度以內熱帶擾動之增強情形

除去格內資料數字後之圖八，姑稱之為「氣統綜合圖」，為作者分析擾動周圍環境內氣流分佈情形所用之一種格式。

例如可先將 850mb 之平均風速按各相當位置列入各格成為一圖（代表對流層下部），次以 200mb 之資料如法泡製，又成一圖（代表對流層上部）。然後以兩者之差另成一圖，則為垂直風切之分佈情形。如圖八為由西北太平洋上（20 度以南）110 個不同擾動之資料統計所得之垂直風切分佈圖。



圖八、西北太平洋區緯流垂直風切綜合圖。表示擾動中心四圍風切之分佈情形。就 110 次擾動之資料分別在各格範圍內平均後製成。中心以熱帶擾動當時位置為準。箭頭長度示風切大小。阿拉伯數字為實際風切大小。括弧內為該格內實有資料次數。同心圓間距離為四個緯度。

Fig. 8. Composite zonal vertical wind shear for average rawin data in each area relative to the center of 110 tropical disturbances in the NW Pacific which later developed.

本文為節省篇幅，其他各圖概未製版刊出。僅藉此圖以示一般。

分析西北太平洋區各綜合圖之結論，可分述如下：

- ⊖ 850mb：擾動中心為東風，但稍南約 2、3 緯度處即轉為西風。
- ⊖ 200mb：擾動中心向北 6 至 8 緯度處轉為西風，其餘概屬東風。
- ⊖ 故擾動孕育於深厚之東風層內，幾達整個對流層範圍。
- ⊖ 擾動中心之垂直風切為最小值或幾乎為零（見圖八）。

若以北印度洋 54 個擾動及西印度羣島 26 個擾動之資料作同樣綜合圖分析，所得結果堪謂與上述相同。南半球之南太平洋區（南緯 20 度以北）84 個擾動之平均情形在綜合圖上亦復如此。

綜合圖所示統計結果雖屬大量個別實例之平均情況，然此平均數字與任何個例之絕對偏差甚小。例如 850mb 高度上所有四區 275 個實例之平均絕對偏差僅有 9 哩，200mb 高度上者僅 12 哩，垂直風切者亦僅 16 哩。凡此偏差之量均較圖內同樣參數自南至北之差量為小。足證此種平均非但具有統計意義，且深具代表性，可充份代表任何個例之情況。

是以極微弱之垂直風切為緯度 20° 以內擾動發展成為風暴之必要條件，殆無疑義。其他尚可獲結論三點如下：

- ⊖ 在此真正之熱帶地區內，擾動之初生及增強可視為大氣環流在該地帶特性之自然產物。是以全球風暴之 87% 皆源生於此。
- ⊖ 整個對流層屬深厚之東風帶，無論由氣候學平均看或由實例統計看，均可證實此點。
- ⊖ 斜壓程序（小範圍者不計）對本地帶之擾動發展毫無重要性可言。

(二) 緯度 20 度以外熱帶擾動之增強情形

全球擾動總數尚有約 15% 係在緯度 20° 以外開始增強於西北大西洋、太平洋兩區內。其發展環境之大範圍氣流情況與上述 20° 以內者頗有不同。通常赤槽位置不致超出緯度 20° 以外，故凡在 20° 以外增強之擾動勢必整個深藏於信風帶中，中心以南不復有西風出現。

此類擾動之最初階段仍在無風赤槽上形成，稍後脫離赤槽向較高緯度移動而投身信風帶中。此後繼續增強成為風暴，但其周遭之氣流環境則與 20° 以內者大異其趣。必須另作討論。

Gray 仍用綜合圖分析西印度羣島至墨西哥灣區（當然限於 20°N 以北）初生擾動之 38 個實例，所

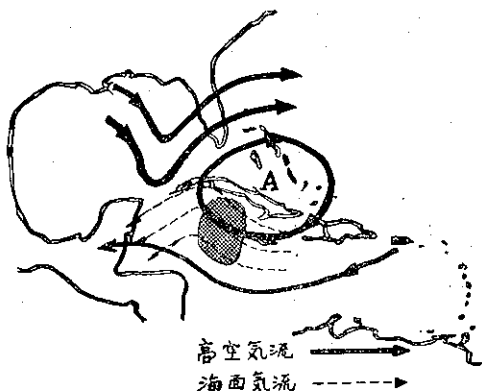
得結論分述如下：

- ⊖ 850mb：擾動中心以南並無西風。
- ⊖ 200mb：擾動中心全在西風帶內。
- ⊖ 故擾動之低層整個在西風帶內。
- 以上三條均與 20° 以內之孕育環境(氣流)相異。
- ⊖ 擾動中心之垂直風切仍極微小或幾乎為零。
- 此條與 20° 以內情形相同。

是以微弱風切始終為必要條件。但與第⊖條似相矛盾，根據該條所述應導致較大垂直風切，何以實例統計結果仍極微小？蓋本類增強情形中之微弱風切現象並非該地帶內大氣環流之經常情形，而係一種有利之特殊情形。以氣候學平均言，較高緯度上對流層內之垂直風切一般確屬較大，對擾動之增強不利亦屬事實。惟此一地帶上空之氣流型式已受中緯度西風帶之影響，變化頗大，遠較地面或低空之東風為不穩定。故其與平均值之偏差亦大。偏差有兩個方向，其一乃使高空與地面風向一致而有利於造成微弱風切者。

例如圖九之情形。地面擾動仍在信風帶內，而高空已受西風波南緣之侵入。高空槽行至圖中位置時，可使垂直風切形成極小值(陰影區)。若其他條件均相等，則此時此地通風作用之銳減，即可構成擾動增強之有力因素。

總之， 20°N 以北擾動之增強雖同樣需要微小之垂直風切，然此種情形須俟高空氣流與地面東風之機緣巧合。因之屬於本類之風暴發展僅佔全球總數之15%。



圖九、西印度羣島區域海面及高空氣流型態構成理想之熱帶擾動增強情形。陰影區垂直風切最微。如本已有擾動形成，極易發展。

Fig. 9. The upper and lower tropospheric flow patterns associated with the typical disturbance intensification in the West Indies. Shaded portion is where the tropospheric vertical wind shear is smallest.

(三) 其他情形

此外尚有一類風暴，偶見於西北大西洋及西北太平洋緯度 $25^\circ-35^\circ$ 間地帶。其增強程序兼有溫帶氣旋斜壓式發展與熱帶氣旋正壓式發展之性質。故可稱之為「雜交型」(Hybrid)。此類風暴之最大風速常出現於低層，一如熱帶風暴。然其發展過程頗多斜壓條件，又與典型之熱帶風暴大為不同。其特徵尚有兩點可述：近中心區並無特別密集而強盛之積雲對流，以及最大風速常在距中心甚遠之處。

本類風暴既非典型熱帶風暴，出現頻率所佔全球總數比例又極微，約僅百分之一、二。故本文對此第三類情形不擬再加詳述。

(四) 以上三類型綜合比較

茲以表三綜合上述三類不同之增強情形下：

類型	初生孕育地帶	百分比
A	熱帶 緯度 20° 以內	~83[註]
B	亞熱帶 緯度 20° 以外	~15
C	雜交 緯度 25° 以外	~1-2

表三、不同之三類熱帶擾動增強類型

[註] 初生擾動在 20° 以內之總數實際上佔87%。但其中約有百分之五，其主要之增強過程乃越過緯度 20° 以後，故列入 B 類計算。

C 類不予討論。A 類及 B 類增強之物理條件並無二致，均須藉摩擦力導致，地面輻合及微弱之垂直風切(通風)為其發軔。A、B 類不同之處僅在初生環境內之氣流型態。以氣候學平均言，前者先天有利于孕育。後者則否，惟於特殊有利之配合下，始能生成發展。

四、熱帶洋面上艾克曼(摩擦)效應之性質

熱帶洋面以上，積雲以下一層空氣均在摩擦層範疇。其間風向受摩擦作用自地面向上順轉，亦即稔知之艾克曼效應。惟此項性質何以對風暴發展特別重要？至少有二大原因。

第一、由平均資料分析全球地面相對旋率，可發現其最大值所在之區域與初生擾動頻率最高之區域完全符合。Charney 及 Eliassen⁽⁴⁾ 早有論文討論摩擦層內因風向偏往低壓所致之地面輻合及該層頂部垂直氣流之關係。由艾克曼理論及連續方程，兩氏導出

下列公式：

$$W_t = \sqrt{\frac{k}{2f}} \zeta_{rg} \sin 2\alpha \quad (5)$$

式內符號意義如下：

W_t 摩擦層頂部之垂直氣流運動。

k 渦動黏性係數（假定其為常數，不隨高度變化）

f 柯氏參數（ $=2\Omega \sin \phi$ ）

ζ_{rg} 整層旋渦之平均。 r 指相對性質， g 指地轉風假設。

α 地面風與等壓線之交角。

第二，僅有垂直氣流，並不一定能導致擾動之發展。欲使擾動中心維持較低之氣壓，必先令其上空之平均虛溫高於周遭環境。而欲使其發展則須令虛溫繼續增高方可。然則，所需熱量何自而來？惟有藉垂直運動上昇凝結之程序。根據夏日洋面溫濕垂直分佈之平均值繪於溫濕圖（或其他熱力圖）上，可證惟有 900mb 以下（高度）由輻合而產生上昇運動時，始可能獲對流層增溫之結果。今擾動所在地區之溫濕固較平日稍高，但至少亦須在 850mb 以下即有輻合方可。否則縱有積雲發展，亦屬無用。故海面以上一百毫巴氣層內輻合之情形對擾動增強與否之重大關係之不言可喻。

Charney 及 Eliassen 另曾著文，主張低層氣流輻合可導致水汽之輻合。然摩擦所致之輻合強度是否足以令擾動新生，尚待進一步作量之研討。以前因熱帶洋面資料過於貧乏，致學者雖欲從事此項研究而不可得。最近十年來船舶高空風報告劇增，且有美國國立氣象資料中心（位于田納西州阿希維爾市）隨時加以整理成打洞卡片，情形遂大為改觀。茲藉助於該中心雷文報告萬次以上用作原始資料。範圍在南北緯卅度以內，但以北緯 $10^\circ-30^\circ$ 為最豐。

統計結果，自地面至 1,000 公尺間平均風向順轉為 12° 。自 1,000 至 2,000 二千公尺間則僅 $2^\circ-3^\circ$ 。除因熱力風可能在該 2,000 公尺氣層造成偏向 $3^\circ-4^\circ$ 度外，純由摩擦所致之偏向角，平均仍達 $8^\circ-9^\circ$ 之多。此項統計數字若與個別實例相較，偏差頗大。究其原因，係陣風所致之小規模而不穩定漩渦可使氣球在 100-500 公尺間飄搖不定，風向觀測隨之而有誤差。但此種誤差並無任何定則，正合統計學中「隨機」(random) 之定義，故平均數字仍有意義。關於熱帶洋面摩擦層內風向隨高度順轉之詳細性質，作者擬另撰專文論述。對本文而言，僅意在指明艾克曼效應確

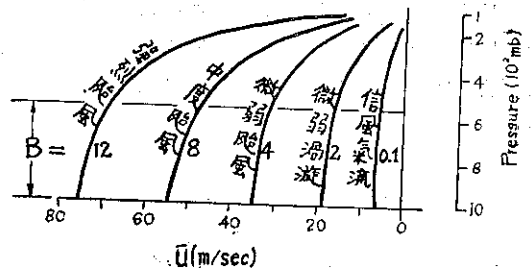
能在積雲以下低層空氣內使水汽輻合集中而肇發擾動增強之事實耳。

五、積雲內上下氣流與垂直動量輸送之重要關係

以中緯度之標準看熱帶大氣之水平溫度梯度實微不足道。然在風暴近中心處則可觀察到極大之梯度值。此係積雲上升凝結潛熱集中所致，較冬季中緯度之溫度梯度尤大十倍之譜。

然則，積雲對流旺盛之後果對擾動發展（垂直風切方面）具有兩種正相矛盾之作用。不利者為上述之水平溫度梯度，蓋其能直接產生熱力風而增加垂直風切。但另一方面積雲內之上昇、下降氣流可攜帶水平動量以俱，使上、下之緯流速度接近而有抑制垂直風切之作用，是屬有利於風暴發展者。旺盛之積雲活動在擾動發展中之作用似有此矛盾現象，但實際上並非如此，積雲對擾動發展應認為有其重大之貢獻。

前文已強調擾動發展之始，大氣之斜壓性質必須極微。惟根據觀測，在發展成為颱風階段時，對流層下部之斜壓（亦即溫度梯度，可用 $^\circ\text{C}/100\text{km}$ 表示之）程度已超過任何溫帶氣旋。按理論垂直風切自應比例增加，事實上則僅增加兩、三成而已。



圖十、各不同階段熱帶風暴內垂直風切及斜壓之增加情形。但在對流層下部，風切並未按比例隨風速增大。B 表示斜壓， \bar{u} 為風暴內之風速。

Fig. 10. Vertical wind shear in tropical vortices of various intensities. B is the average magnitude of baroclinicity ($^\circ\text{C}/100\text{km}$) in the lower half of the troposphere.

圖十內之曲線自右至左表示風暴發展之過程。風速漸強，斜壓 (B) 漸增，但對流層下部（以 1,000-550mb 代表）內之垂直風切顯然增加甚少。即因積雲內垂直氣流輸送動量使上、下間風切減小之故。

斜壓程度之增加如何能使擾動內各高度之環境加強而不增加垂直風切一端亦可由下列方式解釋之。用

自然座標，並以氣壓為垂直座標之表示方法，熱力風公式可書為：

$$\left(f + \frac{2V}{R} \right) \frac{\partial v}{\partial p} = - \frac{C}{p} \frac{\partial T}{\partial n} \Bigg|_p - \frac{\partial F_n}{\partial p} + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{dV_n}{dt} \right) \quad (6)$$

式中符號意義如下：

- f 柯氏參數
- V 水平風速
- R 氣流跡線之曲率半徑，假設其不隨高度變化。
- p 氣壓
- C 氣體常數
- T 虛溫
- n 沿 R 方向之距離，以 V 方向之右為正（北半球）
- F_n 水平摩擦加速度在 R 方向之分量
- V_n 沿 R 方向之風速分量
- J_p 指定壓面上之微分

為適合本節討論之方便，上式亦可以更簡符號書

為：

$$WS = B + F + A \quad (7)$$

$$W = \left(f + \frac{2V}{R} \right) = \text{慣性參數。}$$

$$S = \frac{\partial V}{\partial p} = \text{垂直風切參數。}$$

$$B = - \frac{C}{p} \frac{\partial T}{\partial n} \Bigg|_p = \text{斜壓程度參數。}$$

$$F = - \frac{\partial F_n}{\partial p} = \text{摩擦參數。}$$

$$A = \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{dV_n}{dt} \right) = \text{加速度參數。}$$

在擾動增強過程中，上式自無法保持平衡而須不斷調整其各項之大小。茲假想其過程可分割為無數極端微小之步驟，而以其中一個循環為例，用⑦式幫助，解釋如圖十一。

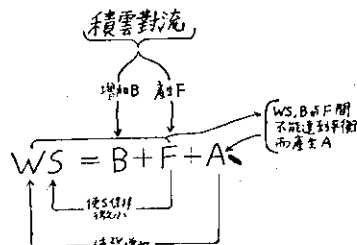
積雲活動最初使斜壓 (B) 增加，並產生摩擦加速度 (F)。WS、B、F 間之平衡遂被破壞。因之產生氣流實際之加速度 (A)。此加速度可反饋慣性參數 (W) 使其增加，或增其速度 (V)，或減其曲率半徑 (R)。與此同時摩擦加速度正在保持垂直風切 (S) 原來微小之情況，不令增加。故最後可使 S 維持原來大小，W 單獨增大而仍使⑦式達成新的平

積雲對流
以前之平衡

$$WS = B + F + A$$

(1)(1) (1) (0) (0)

當原積雲對流
之平衡逐步聚



調整後之
暫時新平衡

$$WS = B + F + A$$

(2)(1) (2) (0) (0)

圖十一、圖示如何 B 及 W 增加而 S (垂直風) 則維持不增。

Fig. 11. Explanation of how B and W can increase as S remains constant.

衡。此循環可週而復始，令擾動內之風速繼增不已，而垂直風切保持微小之原值。

上述過程雖為一種假說，但證之實際熱帶擾動內之情形及計算，甚為接近事實。例如有一東風波擾動，其

- (一)、曲率半徑為一千公里
- (二)、自下往上計至 3 分之 2 對流層內之垂直風切為每秒 6 公尺。
- (三)、平均風速每秒 5 公尺 (海面為 8m/sec，40mb 高度為 2m/sec)
- (四)、水平溫度梯度 (斜壓) 之增加為每 100 公里 0.1°C

若欲保持垂直風切不增，則各層上之平均風速應自 5 增至 25m/sec，或將曲率半徑自 1,000 減至 200 公里，方足令 WS/B 之比率維持常數 (f 假定其在緯度 20 度) 而其中 S 則無數變動。

總之，積雲中上昇、下降氣流能使動量作垂直輸送而抑制垂直風切之增加。其重要性在擾動初期之作用尤大。蓋其不僅能保持通風作用之微小，且同時使風帶內東風為主之氣流增強速率及漩渦程度 (曲率) 之故。至於其在發展後期之作用亦不可忽視，蓋垂直輸送動量而引致之摩擦力在各不同高度層上可保持氣壓與風之間無法獲致平衡，因而使風暴之發展得以持續。

六、熱帶擾動 (20度以內) 增強之理想情形

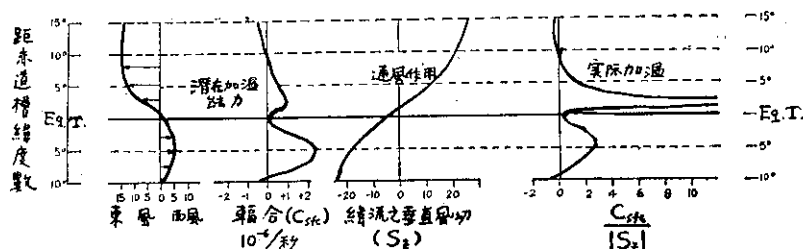
至此我人可將熱帶擾動孕育發展之理想情形作一綜合敘述。並以 A 類為準，緣其佔全球統計之絕大比例也。

首先，在無風赤道槽外方係擾動孕育之理想地區，該處有氣旋式水平風切，使低層空氣產生質量及水汽之輻合。後者主要均投入漸趨旺盛之積雲中而釋出凝結潛熱。該項熱量必須能集中于一較小範圍內，始能

使其上之對流層內加溫，同時地面氣壓降低，形成中心。

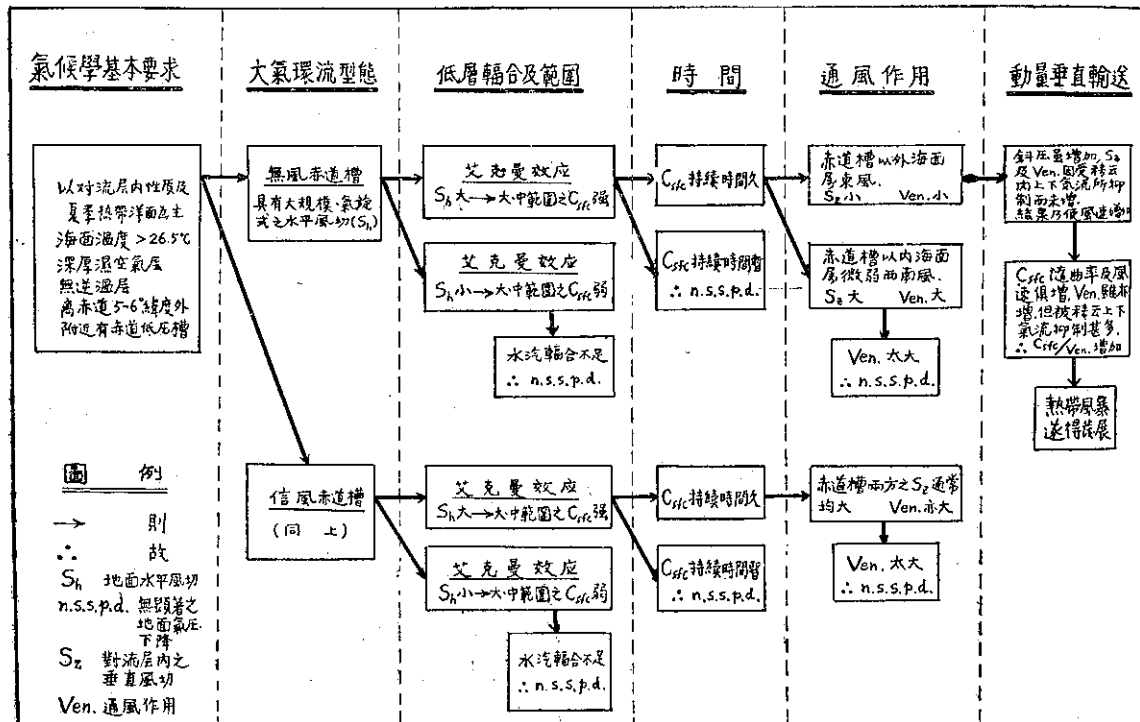
其次，對流層內之垂直風切必須愈小愈佳，方足使通風作用減至極小，熱量不致逸散。是以地面輻合與對流層垂直風切之比 (亦即 H_p/V_{en} 之比) 乃決定加溫之真正具有實效部份，可稱之為「實際加溫」。

實際加溫為擾動能否初生或發展之重要因素。若以赤道槽為基準，南北各 10、15 個緯度為範圍作一簡圖如圖十二。將構成實際加溫之各項原始因素繪成南北分布之曲線，可知在赤道槽以外不遠 (約 2、3 緯度



圖十二、以無風赤道槽為基準，南北共 15 緯度範圍內各種參數之變化情形。圖中最左方為緯流風速。中左為潛在增溫能力。中右為通風作用。右圖則為增溫能力與通風作用之比，亦即「實際加溫」。由右圖曲線可知在赤道槽稍北之處，可達極大實際加溫之值。

Fig. 12 Idealized portrayal north and south of a doldrum Equ. Trough of the zonal wind speed, surface convergence, vertical shear and the ratio of surface convergence to vertical shear or the actual heating.



圖十三、熱帶風暴孕育發展基本條件之簡化說明。

Fig. 13. Diagram of the primary requirements for tropical storm development (of type A₂ storm)

之處，應有極大之實際加溫值。赤槽以內潛在加溫力之值雖然大於赤槽以外者，但該處通風值亦大，實際加溫值反而甚小。所以赤槽以外地帶方為孕育擾動區域也。

熱帶範圍各地區內，究竟何處有利於發展？有利程度又如何？上述有關諸參數之氣候學平均情形，其本身尚不足完全說明，猶待各該參數之標準差（standard deviation）而定。若氣候學平均本身之不利（於發展）程度遠大於其標準差範圍，則該地區將無擾動發展可言。反之，若小於標準差，則事屬可能，但不多觀。當然，若氣候學平均之本身已極為有利，則不待考慮標準差，即知發展之頻率必高。

又，輻合之面積可決定通風作用程度之大小，故亦屬重要因素之一。對同值之垂直風切而言，輻合之面積愈大則通風愈小。故一般言之，輻合區域佔地愈廣，擾動之初生或發展愈為有利。

最後，就 A 類風暴將六項基本條件順序列出，以圖表方式綜合說明生成發展與否之關鍵所在。欲求六項條件齊備，頗不容易。以氣候平均狀態言，無風赤槽以外（兩極方向）一帶洋面，尚稱符合。然此六項條件除必須齊備而外，尤須同時聯合出現，機會自然更少。此所以熱帶風暴非日日可見也。

七、西北太平洋區熱帶風暴發展之特性

作者曾就以前各節所述原則解釋全球八個主要風暴發展地區之特性。茲因篇幅關係，僅擇我國所在之西北太平洋地區加以敘述。

本地區內全年各月份幾皆有風暴（颱風）發生，不遇其頻率密集於夏季而已。擾動增強之程度則以東經 130° — 150° 範圍內為最，蓋此間之垂直風切為值極微。風暴發展之緯度高低則與赤槽位置具有密切關係。8 月前後，初生擾動約在北緯 15° — 20° 之間，冬季則在 5° — 10° 之間。

有小部份（約 10%—15%）之擾動自始即完全在距赤槽甚遠之信風帶中增強。是為典型之亞熱帶型或 B 類風暴。美國空軍駐於關島之颱風警報中心以其整個系統涵泳於信風帶內，稱之為「隨波逐流式發展」。夏威夷大學之地球物理研究所對此類型颱風發展曾作詳盡之個案研究，發表於 1967 年。

本地區之風暴佔全球總數幾達三分之一。其故安在？審視垂直風切及地面旋率在全球之分佈狀況，可知八個發展地區均與垂直風切極小值及地面旋率極大值之區域相符合；惟西北太平洋上該兩極端值所據

之面積遠較其他七個地區為大，尤以前者為然。沿 150° E 子午線自南至北約有 30 度緯度之範圍內垂直風切均為零值，此為其他任何地區所鮮見者。

反之，中北太平洋從無風暴發生。審視垂直風切分析圖，知此地區正與極大值中心相符合，故該地區內雖有充份積雲對流潛在能力，且可發現強烈地面輻合現象（衛星圖上亦時可發現雲團區域），然終無發展可見，即因通風作用過大，難令凝結熱集中之故。

八、綜合討論

熱帶擾動係氣象學中之大規模現象，發展成為熱帶風暴後之重要性毋庸強調。各方對此問題之研究固不在少，然其性質屬於個別性、敘述性者居多。尙乏對於周遭環境內大氣環流性質及發展過程中動力程序之全面性作徹底性探討。故各家之研究似有捨本逐末之嫌。

近年來，氣象學者亦曾對已形成封閉旋渦之風暴成熟形作大量之數值模式實驗。該項實驗之重點一般均在求得以參數表示積雲對流性質以及成長速率兩方面之數學經驗。惟其既以封閉之旋渦為前提，亦不考慮積雲今身內部之動力學問題，故對孕育初生過程中基本性質之瞭解無大助益。蓋從艾克曼摩擦效應之觀點立論，凡已呈封閉之旋渦，概應增強也。

回顧氣象文獻，對風暴前身之初生擾動由何過程孕育而成一端，殊少深入之論述。甚至對初生擾動之定義亦未一致。Riehl 及其門人視之為信風帶中之（東風）波。但持異論者亦復不少。彼等認為初生擾動與「波」無關，而係另一系統。迄今直接觀測資料漸趨豐富，對上述互異說法始有評斷之根據。本文即屬此類性質之論文。

過去研究方法中，曾以其他流體（液體），利用其已充份了解之動力學理論，從事模擬實驗，俾獲熱帶擾動初生，增強之物理程序。此在方法論之觀點言，即不正確。蓋風暴所自孕育之大氣與實驗室或數值模式中所用理想式之流體大相逕庭，殊不可同日而語。例如大氣在垂直方向溫度、密度、壓力之變化百分比如是之大；潛在能量（凝結潛熱）之隨時可獲如是之方便；熱量、水汽、動量之垂直輸送，其活動範圍又如是之小而集中（指積雲內之活動與周遭環境內大範圍運動兩者迥然不同而言）；凡此性質，任何實驗用之流體決不可能具備。總之，用其他流體作實驗之結果充其量與實際大氣大致相似而已。而大致相似之解答顯然無法應付實際大氣之複雜性及多變性。

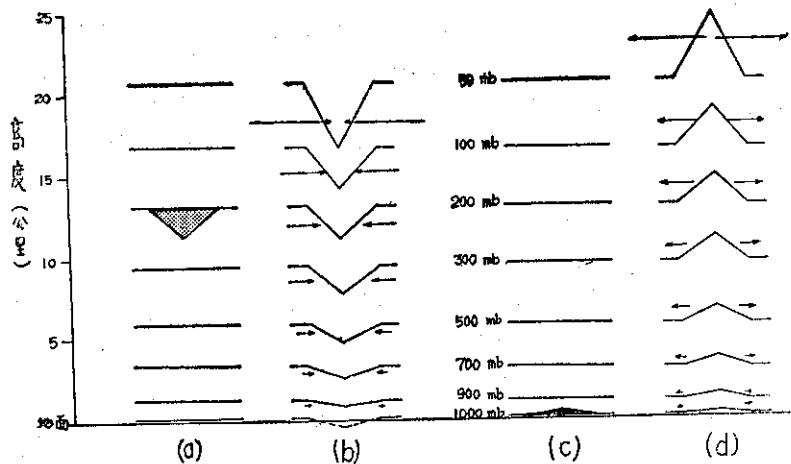
因此作者認為在現階段之智識條件下研究風暴之動力問題可視為流體靜力問題處理，即氣溫、氣壓、風三者間如何相互調整之問題。首先，風暴既屬暖心氣旋，則對流層內平均氣溫必須增高並集中。如何使熱量集而不散之物理因素乃成優先考慮對象。積雲發展自然與此有關，但亦非單純之潛熱釋放問題。緣大量積雲集中之區並不一定生成風暴。熱帶洋面最大降水量之地區反而無風暴發展。是以知對流層內通風作用之抑制亦屬必要條件。

其次，由實際觀測知暖心之維持端賴在漩渦中心低層有強烈水汽輻合，同時在高空（約當 200mb）則有輻散氣流補償。氣象學家對此「低層內流，高空外流」之事實自無異議。故新問題又轉為：此種氣流型態最初如何形成？自下而上，抑自上而下？

孕育之初，地面氣壓逐漸降低。易言之，對流層內之空氣質量輻散淨值必須略大於輻合。四十年代之氣象學家乃假定在對流層上部先有外流，然後誘導低層產生內流以補償之。此種立論在20年前氣象界盛行簡單之「雙層對流層模式」(two-level troposphere model) 之背景下誠不足為奇。Riehl、Sawyer、Ramage 等著名學者均曾循此邏輯發表論文。解釋擾動上定必有某種外流現象先行存在，促成低空之輻合現象。甚多預報員至今仍以對流層上部有無輻散決定擾動之發展與否，自因服膺此項假設之故。

苟深入思考，上述假說疑點頗多。實際情形果是否？為何高空輻散必須先行存在？為何不能視其低層輻合之後果？姑令高空輻散確已先行存在，其償之輻合現象是否非發生於最低層不可？發生於中間高度有何不可？此外，在何種動力情況下，對流層上部始能維持外流型態？抑對流層上、下部之氣流型態原無關連；「低層內流，高空外流」之情形僅屬統計學上之有利配合，遇此則風暴發展？

根據本文列舉之各項實際觀測資料暨分析以及 Charney、Eliassen 兩氏理論，似可認為高空外流並非必要之先決條件，而係摩擦作用所生低層輻合之後果。一般而言，在任何高度上發生質量之輻合、散時，均能導致高空之補償作用。圖十四顯示等壓面下凹或上凸，在高空恆較低空為大。例如在 200mb



圖十四、對流層中空氣質量若有外力使其增減時，各高度上因補償而致之輻合、輻散以及水平加速度之效果。不論何種情況下，地面之補償作用總屬最小。故地面輻合乃高空輻散之補償一說不足採信。

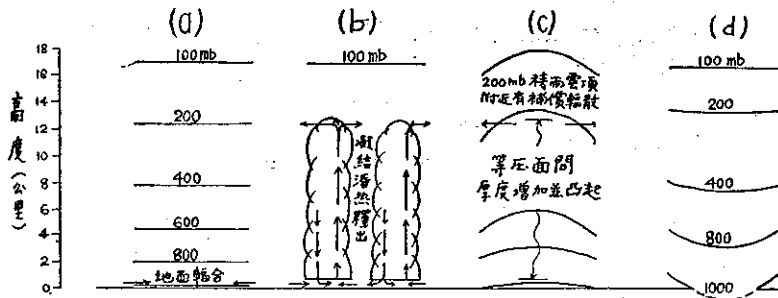
Fig. 14. Portrayal of why upper tropospheric evacuation of mass would not be compensated for by surface convergence.

高度突被移去或加入相當於 50mb 之空氣質量。在其上、下固均將受到影響，但高空之補償作用（等壓面之彎曲及水平加速度）必遠較其下低空者為大。故知高空若先有輻散，則作為補償作用之輻合發生於最低層之可能性最微。

擾動或風暴之發展可視為無窮生長步驟之累積，生生不息，終於長成為威力可怖之颶風、颱風等。茲

將步驟中之一個循環闡述如下，同時請參照圖十五。

(一)中範圍 (mesoscale) 區域內，在低空由摩擦作用促成質量及水汽輻合。積雲於焉生成。凝結熱由雲中擴散至雲外附近，使其上整個對流層空氣柱增溫，等壓面間之厚度隨之而增，遂使在地面輻合區之上各等壓面凸起如圖十五之 C（形已加極度誇張）。根據靜力平衡方程，凸起



圖十五、熱帶擾動初生或增強過程中之一循環。

- a、輻合剛開始時之平直等壓面。
- b、地面輻合產生之積雲同時釋放潛熱。
- c、質量輻合及凝結潛熱使等壓面凸起。
- d、高層外流作用使凸起之等壓面平伏，而中心增溫又使厚度增加，故地面等壓面下凹。

Fig. 15. Schematic growth cycle applicable to disturbance genesis or intensification.

程度愈高愈甚。意即愈至高空，等壓面上之高度梯度亦愈大。因此在此高空極易產生補償性輻散所造成之加速度(圖 C)。大致而言，質量之輻散始於 200mb 附近。此因該高度上積雲上升氣流速度已呈強弩之末而補償性之向外加速度則甚大之故。

其次，在 200mb 高度上發軔之質量輻散使更高層之等壓面凸起現象消失，而使較其低之等壓面略形下凹(仍因氣柱增溫，等壓面間厚度較大之故)。愈至低層，凹下程度愈著。此時，整個對流層之輻散淨值略大於零，故地面氣壓開始降低。於是地面輻合區更受鼓勵，氣旋式之環流加強，相對旋率及摩擦作用隨之增強，終使地面輻合增強。內流、外流之速度以及積雲對流亦步亦趨，遂形成一個循環。

在以上所述之過程中，氣溫、氣壓相互間隨時調整，但始終遵循靜力平衡原則。地面質量輻合與氣壓下降表面雖似矛盾，但若地面水汽輻合永隨地面質量輻合以俱，則此矛盾可以解釋如上。簡言之，水汽、質量輻合在地面形成，可以立致高空之補償性輻散。

上述過程(地面內流——整層增溫——高空外流——地面降壓)，循環不已。終令地面氣壓下降至相當程度，造成峻急之水平氣壓梯度，風速隨之大增。

綜上以觀，略具雛型之地面輻合區是否能孕育成長端賴其上空有無增溫及通風作用是否過大致無法保持熱量之集中。高空有無現成之輻散環境耦合則無與焉。蓋對流層內普遍增溫之事實一旦確立，則高層輻散乃其必然後果，無待外求。

又 Lopez 曾為文論述有關增溫之問題與本文有

關，簡介於下，凝結潛熱釋放後，其中僅有小部份實際上可用以增加空氣溫度。此一事實聯合前文再三強調之通風作用足以解釋帶洋面雖然廣袤，何以風暴之頻數甚小(平均約每年 60 次)。此外，假定地面輻合區已告形成，其上之空氣則猶待增溫。增溫之最初時分，其熱量來源是否全憑凝結潛熱一項，尚未完全瞭解。Lopez 氏認為積雲遮蔽區與晴空接受日射之差異性亦可能在增溫之最初階段發生作用。蓋深厚之積雲善於吸收長波輻射，或能使初生擾動區之氣溫略大雲外區域，亦未可知。一般而言，對流層內之普遍增溫祇需達 1°C 左右(相當於地面氣壓降低 4mb)，即可謂該輻合區已「升火待發」往擾動發展之目標起步邁進。當然，此攝氏 1 度之差僅堪影響擾動孕育之最初階段。至風暴發展後形，凝結潛熱大量釋出，輻射差異縱尚存在，亦無作用可言矣。

參考文獻

- (1) H. Riehl (1948): "On the Formation of West Atlantic Hurricanes," Miscellaneous Report No. 24, Dept. of Meteor., University of Chicago, pp. 1-67
- (2) M. Yanai (1961): "A Detailed Analysis of Typhoon Formation," Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 39 pp. 187-214
- (3) W. Gray (1968): "Global View of the Origin of Tropical Disturbances and Storms," "Monthly Weather Review" Vol. 96, pp. 669-697
- (4) J. Charney and A. Eliassen (1964): "On the Growth of the Hurricane Depression," Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 2, pp. 68-75



民國五十八年風颱調查報告

臺灣省氣象局

第一號 颱風 衛歐拉

Report on Typhoon "Viola"

Abstract

In 1969, Viola was the first typhoon which affected the Taiwan area. A tropical storm was appeared in the ITC to the vicinity of Caroline Islands on 22 July. It moved to westnorthwest, occasionally to northwest. The storm developed to its maximum intensity on 26-27 July. Its center passed through Bashi Channel and moved continually to northwest. The central pressure dropped most rapidly at that time. Hence, rough seas and heavy swell were reported from the coastal areas at the time of Viola's passage. Strongest wind reported during the typhoon invasion was 23m/s from Kaohsiung station. Heavy rain was experienced over the southeastern coast, mainly concentrated on 26 afternoon to 27 morning. Flooding on coastal areas of Chiayi resulted in the loss of fishing ponds and rice fields. Sea water also invaded to coastal areas of Tainan, Kaohsiung, and Pingtung.

The following statistics apply to Viola: sideswiping of southern and southwestern Taiwan, 11 killed, 11 severely injured, 1,292 houses completely destroyed and 830 partially destroyed. Total loss of fishery is estimated at NT\$ 471,823,017. Loss of railroad is estimated to NT\$ 17,111,480.

一、前言

衛歐拉 (Viola) 爲本 (民國五十八) 年內第一次侵襲臺灣之颱風。此一颱風最初發現在加羅林羣島附近，7月22日發展成輕度颱風，走向保持西北和西北西之間。24日正式到達颱風強度。隨後不斷加強，26至27日達於極盛時期，中心在呂宋島的東北方，仍向西北西穿過巴士海峽。臺灣地區以新港之雨量最大，集中在26日下午至27日上午，其次則爲大武壠、恒春一帶。至於高雄、臺南等地則雨量甚少，但風力較大，高雄10分鐘內平均最大風速達每秒23.7公尺，但主要之災情則爲嘉義、臺南、高雄、屏東一帶之海水倒灌，使魚塢遭受重大之損失。

衛歐拉過境，本省於7月25日10時20分發出第一次海上颱風警報，26日9時45分發出第一次海上陸上警報，28日21時20分解除警報。

二、衛歐拉颱風之發生及經過

本(五十八)年1月份出現一次颱風，2月內未見有颱風發生，3、4月各有一次，對臺灣均無影響。7月上旬曾經出現過颱風一次，但爲時殊暫。到了中旬，雖然西太平洋上的熱帶低壓發生很多，但都沒有發展成颱風。及至下旬，北緯10-15度的ITC頓見活躍。加羅林羣島附近有一低壓。22日8時飛機偵測得到的中心位置爲 8.2°N ， 143.4°E ，中心氣壓在1,000mb上下，向西北西行進，中心最大風速爲15m/s。12小時後，發展爲輕度颱風，最大風速增爲20m/s，中心在 9.0°N ， 141.3°E ，以時速10哩走向西北。

24日8時，此一風暴已到達颱風強度，中心附近最大風速經測得爲33m/s，中心位於 14.9°N ， 135.9°E ，中心氣壓降爲970mb，進行速度以此段時

期最快，每小時達20哩，此後進行方向自西北轉為西北西，25日前後更近似向西。此時中心氣壓亟降，暴風半徑擴大，中心最大風速不斷增加。25日8時測得中心氣壓為934mb，中心最大風已達50m/s，顯然已成為一強烈颱風，中心在 16.5°N ， 130.1°E 。

26日8時，中心氣壓降至910mb，最大風速60m/s，暴風半徑擴至300公里。此時衛歐拉已逼近呂宋島，隨後即偏向西北進行，有走入巴士海峽之趨勢。由於衛歐拉之不斷加深加強，此種局勢，對臺灣殊為不利。

12小時以後，衛歐拉之中心已到達恒春東南方約290公里之海面上，即 19.9°N ， 122.7°E ，以時速22公里走向西北西。27日8時，中心在恒春南南東方約220公里之海面上，中心氣壓降至最低，經測得為895mb，最大風速為65m/s。隨後即逐漸填充，可

見穿越巴士海峽為其極盛時期，此所以臺灣西南沿海地區發生海水倒灌之主要原因，下面將再詳細分析。

27日14時，衛歐拉之中心在 20.6°N ， 120.3°E ，即恒春南南西方約160公里之海面上，繼續向西北西行進。6小時後，中心在高雄西南方約180公里之海面上，此為發生災情之關鍵時機，此時中心最大風速仍有60m/s，中心氣壓900mb，暴風半徑200公里。

衛歐拉之行徑自26日以後即少有改變，28日8時到達汕頭東南方約110公里之海面上；中心最大風速仍能保持50m/s。未幾，在汕頭西南方登陸，繼續入內陸。暴風半徑縮減為100公里。29日20時在湘南減弱為熱帶低壓，自30日起轉向西南方進行，31日至雲貴交境始轉為普通之低壓。此為入內陸甚深亦為在陸地上移行甚久之颱風。衛歐拉之最佳路徑見圖1。

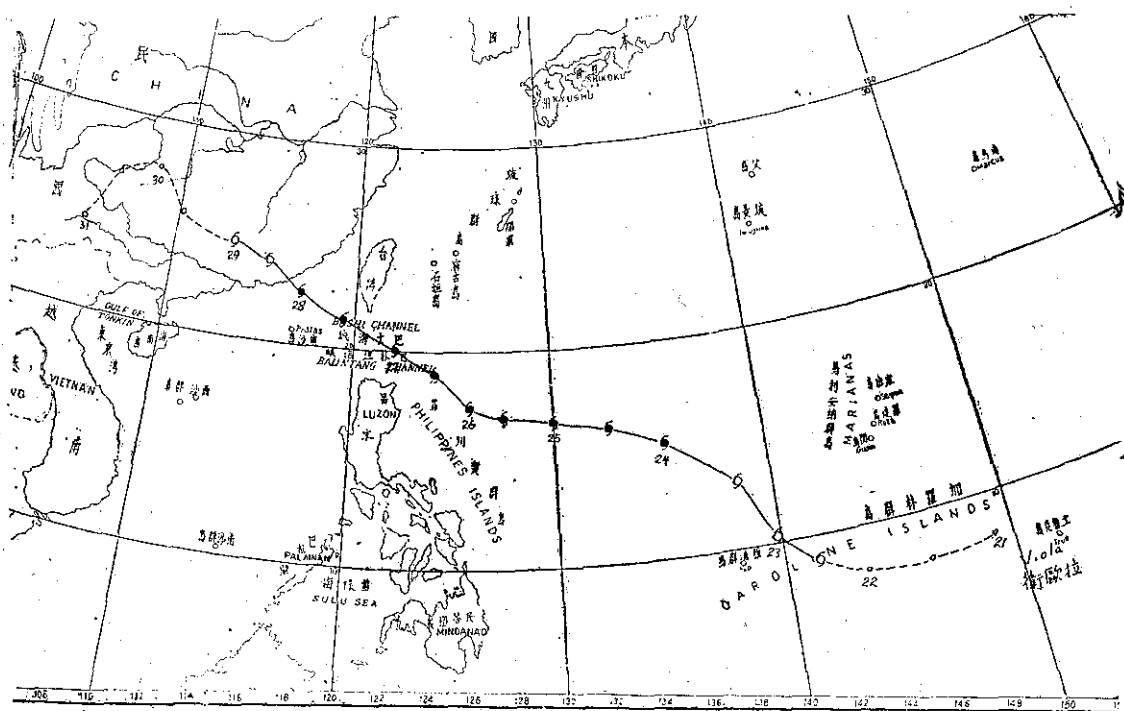


圖1. 衛歐拉颱風之最佳路徑 (58年7月21日至31日)

Fig. 1. The best track of typhoon Viola (21-31 July 1969)

三、衛歐拉颱風之路徑與天氣圖形勢

衛歐拉颱風自最初之熱帶低壓位於加羅林羣島，當時為7月22日，以迄於登陸後深入內陸，已為月終，其路徑大致能保持向西北西之一貫走向，但如詳細分析，亦可劃分為四個階段：

第一階段，自熱帶低壓發展成輕度颱風開始至再度加強，正式到達颱風強度，即自22日起至24日8時為止，大致為西北走向。

第二階段，係自正式到達颱風強度之24日開始，以迄於26日晨到達強烈颱風為止，本階段衛歐拉之走向近似向西，僅稍偏向北方。

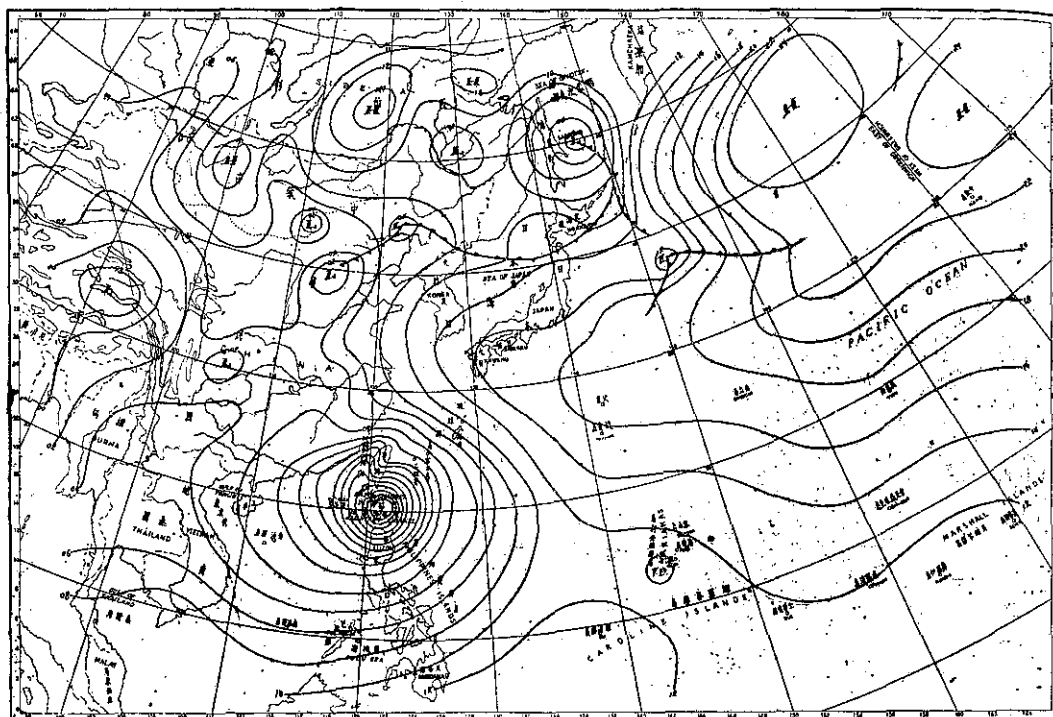


圖 2. 58年 7 月 27 日 8 時之地面天氣圖
Fig. 2. Sea level chart, 0000GCT, 27 July, 1969.

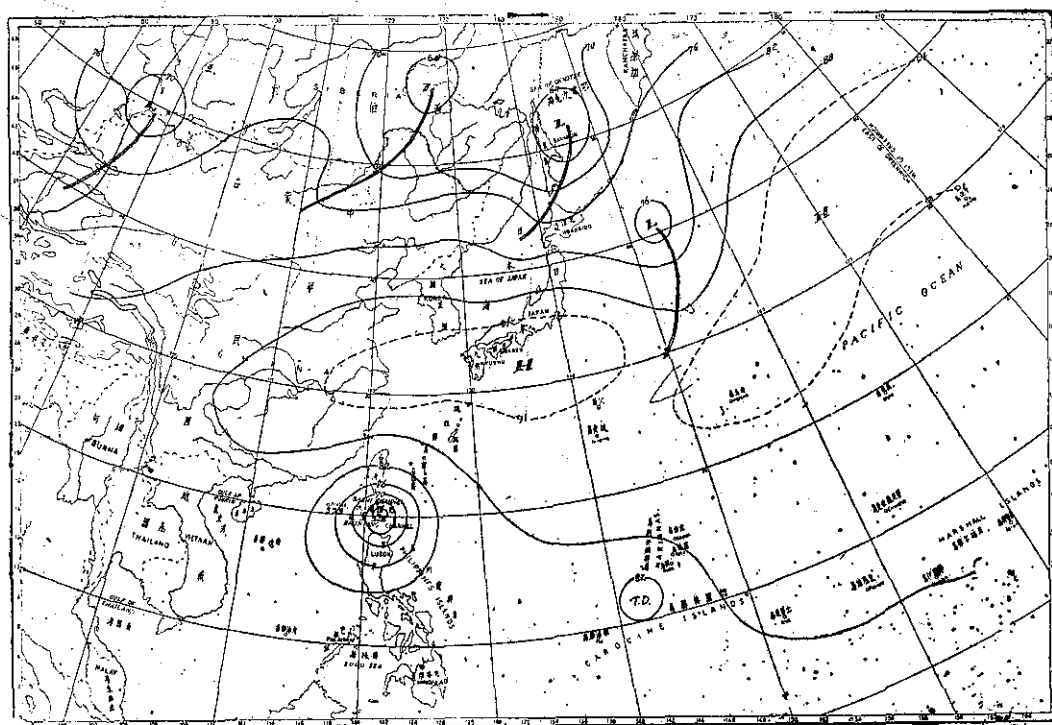


圖 3. 58年 7 月 27 日 8 時之 500 毫巴圖
Fig. 3. 500mb chart, 0000 GCT, 27 July, 1969.

第三階段，自26日晨間開始，至28日穿過巴士海峽，到達東沙羣島之北方，此段為極盛時期，走向保持穩定之西北西。

第四階段，為勢力又減弱為輕度颱風，登陸我國大陸，再減為熱帶低壓，深入內陸，本階段起初仍向西北西，後趨逆轉。但最後一段對本颱風之路徑實已無關宏旨。

茲將促成衛歐拉颱風此種路徑之因素檢討為下：

大約在7月20日左右，加羅林羣島和馬紹爾羣島之間，已見熱帶低壓游移不定，鄰近多島嶼普遍有陣性雨。此一熱帶低壓位於西太平洋高壓之南緣，故西進之趨勢在21日已甚明顯。22日8時之地面天氣圖上，南海另有一熱帶低壓，我國外蒙、東北、和華中為一廣大之低壓區，西太平洋上反氣旋之中心在 32°N ， 155°E 。同一時刻，500mb 圖上 $25^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 之高壓帶非常明顯，關島出現每時30哩之西南風，衛歐拉環流前方之等壓線為自西北西至東南東之走向，凡此均足以顯示此段時期內衛歐拉走向西北。

24日8時，衛歐拉之勢力已甚強，南海之熱帶低壓已進抵東京灣附近，西太平洋高壓楔向西南伸至 28°N ，在其北方之鋒系近似東西走向。大陸上小型高低氣壓勢力貧弱而顯零亂。其時，500mb 圖上大約 $20^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 仍為一高壓帶，隨後高壓中心位於 125°E 附近，琉球一帶東風盛行，凡此均表示有阻止颱風北進，保持近似西進之趨勢。

26日8時之地面天氣圖上，強大之海上高氣壓已向東退縮，中心在阿留申羣島之東南方，僅九州東南方有一小型反氣旋，故而西太平洋之高壓已無法影響其行動。自我國西南部至西藏高原為一低壓區，因此衛歐拉指向此低壓區，向西北西進行。同一時刻，500mb 圖上，中高緯度有一連串小槽，馬緯度高壓帶軸線在 32°N 附近，長江下游有一弱中心，此種形勢亦表示無轉向之可能。

27日8時，衛歐拉穿過巴士海峽，此為關鍵時機，當時地面天氣圖之形勢如圖2所示，500mb 之形勢則如圖3。我人在圖2中可見，衛歐拉颱風之環流受臺灣地形之影響有顯著之變形，西藏及我國大陸其他區域幾全部為淺薄之低氣壓所盤據，西伯利亞則有若干小型高壓籠罩。500mb 圖上見高壓帶軸線仍在 32°N 附近，故繼續西進之形勢似甚明顯。

隨後西藏高原上之低氣壓顯見加深，表示暖空氣之源源北侵，故有利於衛歐拉在登陸後仍能保持一段較長時期。

四、衛歐拉颱風侵臺期間各地氣象演變

衛歐拉颱風雖然中心並未在臺灣登陸，並且還距離臺灣南端相當遠，但由於暴風半徑廣達300公里，且在穿過巴士海峽之前，中心氣壓不斷低降，故以雷霆萬鈞之勢，邊緣掠過本省南端，加以臺灣西南部海岸之內灣，高雄乃出現每秒23.7公尺之強風，而且發生海水倒灌之現象，淹沒田地甚廣。布袋、東石兩地最為嚴重，魚塢受害至鉅。至於雨量則並不重要。

茲將衛歐拉颱風侵襲臺灣期間，各地氣象要素之演變情形說明如下：

(一) 氣 壓

衛歐拉颱風之發展期係自21日至24日，為期約4天，極盛時期為25至27日三天，28日以後即為消散期，以迄於31日。發展期內，氣壓自1000mb 降至約940mb，極盛期內再低降至895mb，消散期自氣壓約920mb 上升至990mb 上下。

我人在圖4內，可見衛歐拉颱風中心氣壓降低和同升之情形。降低最快為23日20時至25日8時，此一天半內氣壓竟降低56mb 之多。自25日8時至27日14時則低降35mb。填充以28日8時至20時最快，12小時內中心氣壓竟上升60mb 之多。由此可見此

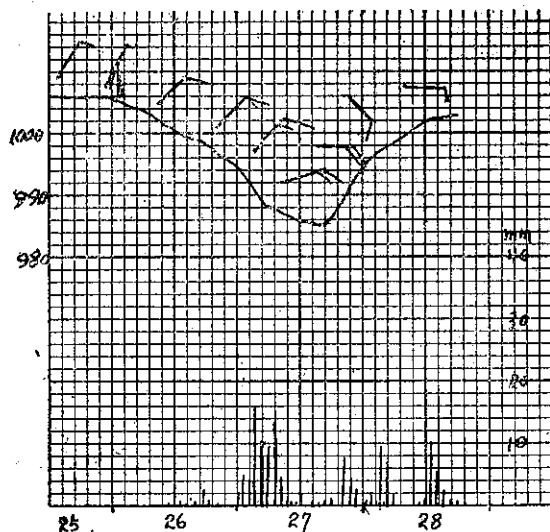


圖4. 衛歐拉颱風之中心氣壓及最大風速之演變（實線氣壓，虛線風速）

Fig. 4. The variation of the lowest pressure and maximum wind velocity of typhoon Viola (Solid line—pressure, Broken line—wind velocity)

一颱風範圍雖不大，然以中心氣壓低降甚速而威勢鼎盛，中心氣壓最深在27日午後，此時正好通過巴士海峽，故臺灣西南部之受災成為無可避免之形勢。

中心氣壓之低，形成中心周圍之海面受大氣壓力加強，中心之海面自然抬高，於是隨長浪逆時鐘向按切線方向推出之颱風浪潮格外險惡。海水倒灌最嚴重為布袋、東石一帶，即嘉義之沿海，該處面對澎湖列島，一部份自屬地形之影響，加深其嚴重性。

衛歐拉颱風中心氣壓之暴降，試與56年10月使蘭陽地區發生嚴重水災之解拉颱風相比較，此颱風同樣穿過巴士海峽，且中心離臺灣南端更遠，沿呂宋島北海岸經過。解拉在三天內中心氣壓低降 104mb，衛歐拉則在五天之內降低 105mb，由此可見，颱風侵臺前中心氣壓之低降率實為一重要之災害因素。

衛歐拉過巴士海峽，中心距恒春最近，相差不過 200 多公里，但恒春觀測得之最低氣壓為 983.9mb，

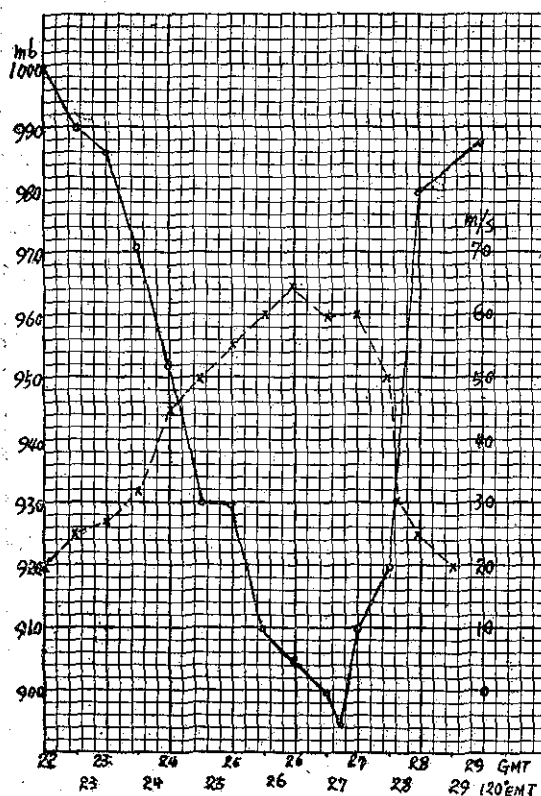


圖 5. 衛歐拉颱風掠過恒春南方，恒春測站所得之氣壓、風向及風速、和每小時雨量
Fig. 5. The sequence of pressure, wind direction and speed, hourly rainfall which were observed at Hengchun during typhoon Viola's passage.

蘭嶼為 983.1mb，臺南為 983.0mb，與距離最近時之中心氣壓均相差在 80mb 左右，足見該風暴中心附近之氣壓梯度甚急，外圍則遞減殊緩，此亦為中心海面與外圍相差顯著之另一原因，恒春之氣壓變遷曲線見圖 5 所示。圖中可見，恒春氣壓開始低降大約在 26 日子夜，26 日午後至 27 日中午低降較差。

衛歐拉既係走向西北西，故穿過巴士海峽後繼續前進，中心掠過高雄、臺南之距離大致與恒春相同，此三處之最低氣壓相差甚少。

圖 6 為衛歐拉經過期間臺灣各地出現之最低氣壓及其同時線。圖中可見最低氣壓線近似南北走向，985mb 線自臺中苗栗間向南，經阿里山之西方，穿

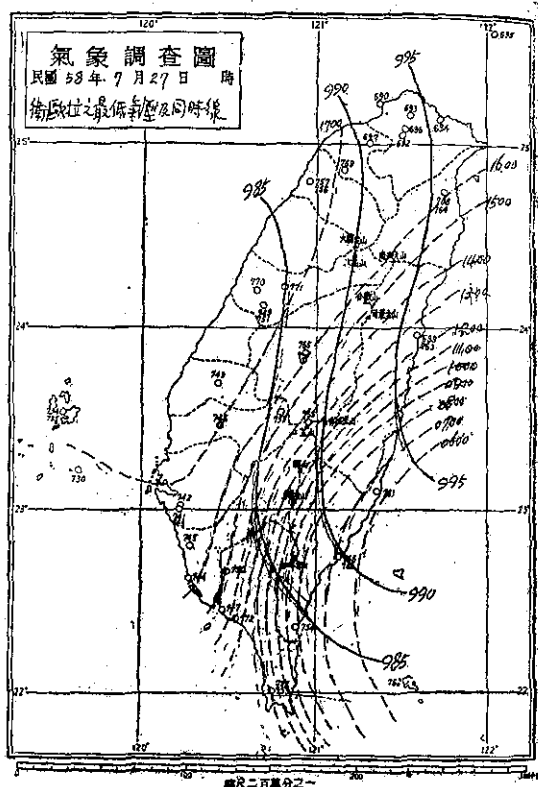


圖 6. 衛歐拉颱風經過臺灣期間臺灣出現之最低氣壓及其同時分析

Fig. 6. The distribution of lowest pressure and its isotomic analysis in Taiwan during Viola's passage

過高屏地區折向大武南方向東。同時線之排列相當整齊，蘭嶼出現最低氣壓最早，大約在 27 日清晨 5 時，而後依次為臺東、大武、恒春，至於高雄、臺南則在當天 16-17 時始出現最低氣壓。如與颱風中心之位置相比較，最低氣壓出現軸線之前方。颱風環流受臺灣

之影響自最低氣壓出現之同時線亦可見端倪。

(二) 風

衛歐拉向西北西穿過巴士海峽，自蘭嶼、恒春、高雄、臺南、永康、東吉島等，依次出現最大風速，其規律，最大風速之風向則顯見順轉。蘭嶼27日12時50分出現每秒35公尺之10分鐘內平均最大風速，瞬間最大風速為每秒45公尺，均為東北風。恒春14時50分出現每秒19公尺之10分鐘平均最大風速，瞬間最大風速為每秒30.5公尺，向為東北東風，高雄27日24時出現每秒23.7公尺之東南東風，瞬間為每秒25公尺；臺南28日3小時出現每秒14.7公尺之南南東風，瞬間最大為26公尺，永康又遲50分鐘，仍為南南東風，每秒14公尺，瞬間最大為22.6公尺，東吉島最大風速在28日6時出現，10分鐘最大為27.7公尺，瞬間則達33公尺。由此可見，最大風速出現時間大致都在與中心路徑相垂直之一條線上，風向則近似平行於等壓線，略向內偏。僅臺南及永康則受海岸地形之影響，幾乎完全與等壓線相平行。至嘉義，最大風速已成為南風，由於海峽自南向北收縮，而南端之風浪大於北端，故而此種平行於海岸之風，有利於海水倒灌。

以各地風向風速之變遷而言，恒春26日自北風盛行轉為東北風盛行，27日中午再轉東北東，下午四時最大，風向東北東至東，此後即轉東南東而後東南。開始增強在26日下午，高雄則遲至27日晚間始增強，亦即20時前後轉為東風時。未幾即轉東南風，一直維持強風至28日午後。

衛歐拉侵臺期間，除高雄、恒春一帶出現之風速較大而外，其餘則北部陽明山鞍部之風速亦達每秒24公尺。外島則彭佳嶼為每秒23.7公尺。

(三) 降水

衛歐拉颱風過境期間，臺灣各地產生之雨量不多，僅新港（成功）一地超過200公厘，大武、恒春、玉山超過150公厘，花蓮及臺東均略遜150公厘，東北部均不足100公厘，高雄、臺南則雨量極少，後者甚至不過5公厘，與56年10月同樣穿過巴士海峽而使臺灣東北部發生大水災之解拉颱風完全不同，值得我人檢討。試比較解拉颱風與衛歐拉颱風侵臺前之地面天氣圖及500mb圖，二者雖在侵臺前中心氣壓同樣亟降，但解拉侵臺時鄂霍次克海有極深之低壓，將深厚西南氣流帶至甚高之緯度，500mb圖上更為明顯，西太平洋高壓與鄂霍次克海間氣壓梯度峻急，形成

旺盛之西南氣流，地面圖上則有自東北至西南之鋒系，指向此一颱風，大陸上高壓南下，下插西南氣流之內。但衛歐拉則地面圖上高緯度既無較顯著之低壓，亦無強大之高壓，鋒系近似東西走向，足見冷暖氣流之對比並不明顯，500mb圖上更可見30°N附近為一高壓帶，橫阻衛歐拉之北，中緯度並無西南氣流，故而雨量甚小。見圖7。

(四) 潮 浪

根據高雄港之觀測，26日平均潮高為0.84公尺，高潮4時為1.29公尺；27日平均潮高1.05公尺，高潮5時20分為1.68公尺；28日為陰曆15日，平均潮高

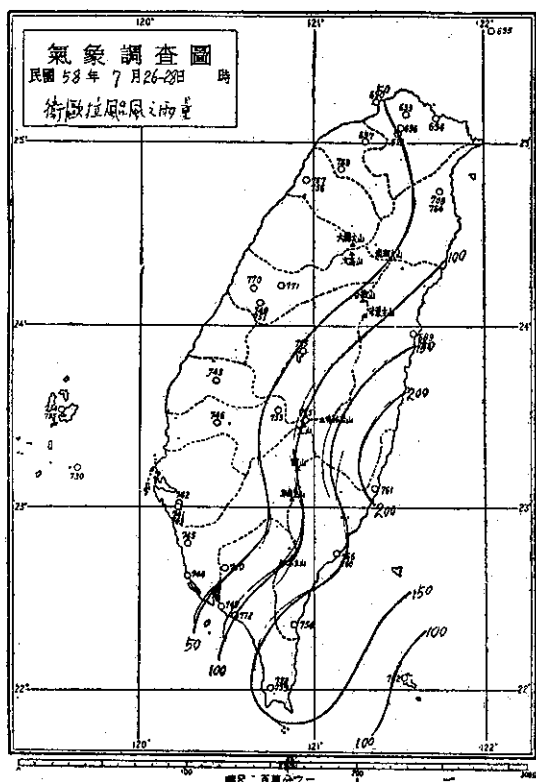


圖7. 衛歐拉過境期間臺灣各地之雨量
(民國58年7月26-28日)

Fig. 7. The distribution of rainfall in Taiwan during Viola's passage (26-28 July 1969)

1.19公尺，高潮7時為2.17公尺，是日為最高。29日，平均潮高1.00公尺，高潮8時為1.66公尺。

嘉義縣布袋鎮、東石鄉兩地區發生光復以來最大一次海潮倒灌災害。28日5時起逐漸上漲，至7時最嚴重，漲積海水2公尺多。布袋鎮大部地區被水淹1公尺半以上。此次海水倒灌，分析其原因如下：

表 1. 衛歐拉颱風侵臺時本局所屬各測站颱風紀錄網要

Table 1. The meteorological summaries of TWB weather stations during Viola's passage.

58年7月26-28日

測站地名	最低氣壓 (md)	起 時			最大風速 及 風 向 (m/s)	起 時			瞬 間 最 大 風 速						雨 量 總 計 (mm)	起止時間			風力 以上 時 (10m/s)
		日	時	分		日	時	分	風速	風向	氣壓	氣溫	濕度	時間		日	時	分	
彭佳嶼	997.3	27	16	00	23.7 E	27	08	00	31.0	ESE	998.4	26.6	94	27 19 10	27.9	28 22 48 28 09 00	26 09 00 27 07 00		
基 隆	995.1	27	16	45	15.0SSE	23	05	00	27.3	ESE	995.3	28.0	81	27 16 35	51.3	28 22 23 27 23 30	26 13 50 28 13 30		
鞍 部	901.5*	28	04	00	24.0SSE	28	04	00	—	—	—	—	—	—	71.7	26 10 35 27 22 30	26 23 00 28 11 00		
淡 水	991.3	28	01	14	18.3ESE	28	01	10	28.3	ESE	991.2	29.8	65	28 01 11	40.4	26 10 50 27 20 10	27 04 30 28 08 10		
竹子湖	993.0	27	16	52	7.3SSE	28	05	40	—	—	—	—	—	—	71.4	26 24 20 27 21 57	—		
臺 北	993.3	27	16	00 17 00	12.0 E	27	14	40	25.2	E	993.4	28.8	81	27 14 52	31.6	26 09 35 28 00 40	27 08 00 28 04 00		
新 竹	986.1	27	17	30	11.8ENE	27	14	30	21.0	ENE	987.8	33.6	52	27 14 35	T	27 04 55 27 05 10	27 05 00 27 19 00		
臺 中	984.7	27	17	45	4.3 SW	28	13	50	5.2	SW	998.2	31.0	72	28 13 40	0.3	28 03 25 28 13 42	—		
日月潭	878.6*	27	15	30	9.3 SE	27	23	40	—	—	—	—	—	—	2.9	27 06 30 28 18 40	27 15 00 28 03 40		
澎 湖	984.8	27	17	07	20.0SSE	28	04	10	26.4	SSE	991.8	28.5	75	28 03 35	0.5	27 22 18 28 00 10	26 13 15 —		
嘉 義	984.6	27	17	15	12.7 S	28	04	30	16.0	S	991.8	27.0	83	28 04 25	0.6	27 06 50 28 02 00	28 04 10 28 05 30		
阿里山	2953.3**	27	16	00	9.5ENE	26	20	00	13.5	ENE	3064.7**	15.0	80	26 20 22	38.0	26 17 62 28 06 20	—		
玉 山	2955.9**	27	14	00	16.5ESE	27	20	00	—	—	—	—	—	—	155.4	26 10 35 28 12 45	27 06 00 28 09 00		
永 康	984.6	27	17	00	14.0SSE	28	03	50	22.6	SSE	993.5	25.5	88	28 03 45	4.8	26 19 40 28 11 25	28 02 40 28 08 30		
臺 南	983.0	27	16	30	14.7SSE	28	03	00	26.0	SSE	991.5	27.0	71	28 02 40	5.1	26 18 35 28 05 30	28 02 30 28 08 20		
高 雄	984.7	27	16	20	23.7ESE	27	24	00	25.0	ESE	987.5	26.9	89	27 23 40	27.2	26 17 00 28 18 30	27 19 40 28 20 00		
東吉島	985.1	27	16	40	26.7 SE	28	06	00	33.0	SE	990.9	27.0	86	28 03 58	0.5	27 20 50 28 08 11	26 14 05 28 11 00		
恒 春	983.9	27	13	45	19.0ENE	27	14	50	30.5	ENE	986.3	28.8	80	27 10 15	184.3	25 18 08 28 21 00	26 19 00 17 24 00		
蘭 嶼	983.1	27	05	05	35.0 NE	27	12	50	45.0	NE	985.8	26.5	93	27 12 45	74.8	26 06 20 28 07 50	25 21 00 28 15 00		
大 武	989.0	27	10	00	16.5NNE	27	07	00	27.6	NNE	990.3	26.4	100	27 10 00	177.6	26 15 52 28 20 08	26 16 00 28 02 00		
臺 東	991.1	27	06	45	13.0NNE	27	06	00	17.2	NNE	994.0	28.1	74	27 02 55	137.8	26 11 50 28 13 00	27 02 00 27 12 00		
新 港	994.8	27	06	02	13.5NNE	26	23	25	23.8	NNE	995.6	25.8	78	27 00 38	211.5	26 11 12 28 19 30	26 12 10 28 06 00		
花 蓮	995.8	27	13	20	11.7 S	28	03	20	20.5	S	998.9	26.3	94	28 03 20	143.2	26 10 50 28 04 10	—		
宜 蘭	995.8	27	16	00	11.7 E	27	11	40	16.4	E	998.9	27.1	93	27 11 40	76.3	26 09 45 27 23 58	28 11 40 28 13 00		

* 仍沿用測站氣壓 mb 數。

** 已換為 700mb 面高度之重力公尺數。

(甲) 穿過巴士海峽之前，中心氣壓暴降至 900mb 以下，27 日午後最低，正好為中心過恒春附近。由於中心海面之升高甚多，使颱風中心之海面與沿西南岸之海面相差懸殊，乃增強自中心推出長浪之高度。

(乙) 由於颱風之走向西北西，等壓線近似與海岸平行，海水被強風沿海岸向北推送，與長浪幅合，產生登陸之效果。

(丙) 衛歐拉偏北之分向進行，海峽形勢造成幅合之形勢，再受澎湖列島之阻，有利於衝向嘉義沿岸。

(四) 中心最接近高雄臺南沿岸時，正值滿月，乃增加潮浪之高度。

五、災 情

衛歐拉颱風掠過臺灣所造成之災害，主要為嘉義地區沿海因海水倒灌而淹沒農田，其中尤以魚塭損失最大。其餘臺南、高雄、屏東、臺東等縣沿海，亦發生海水倒灌，房屋沖毀等情事。

根據警務處之報告，衛歐拉過境，計

(1) 死亡：11 人。

(2) 重傷：11 人。

(3) 輕傷：52 人。

(4) 房屋全倒 1,292 間。

(5) 房屋半倒 830 間。

又據臺灣省漁業局提供之資料，漁港損失 34 處，值 21,356,160 元；魚塭損失面積 8, 值 089.59 公頃，389,024,221 元，連同魚具等，總共損失 471,823,017 元。

鐵路方面據鐵路局報稱搶修及收復費估計達 17,111,480 元。

農業方面損失總計為 609,737,000 元，其中以臺南市及高雄縣受災最重，其次則為嘉義縣、屏東縣、臺南縣、農作物損失以香蕉最大。各業損失如下：

農產 130,873,000 元

林業 3,426,000 元

漁業 472,710,000 元

畜產 2,728,000 元

合計 609,737,000 元

(戚啓勳)



民國五十八年颱風調查報告

臺灣省氣象局

第二號颱風貝蒂

Report on typhoon "Betty"

Abstract

Typhoon Betty, the second to affect Taiwan area, was discovered in the beginning of August. It originated in the vicinity of Caroline Islands and developed very slowly. Late on 20 August, the storm strengthened to typhoon intensity and followed a northwest path, which was the worst situation according to the past records. Fortunately, Betty was not a intense one and moved quite rapidly with a narrow violent wind area. No significant damage was reported during its center passing through the northeast near coast of this island by the noon of 8 August. Pengchiayu station due to topographical effect, reported a maximum wind of 53.3m/s. The highest wind recorded over land area was only 14m/s which was reported by Keelung.

The storm brought torrential rains to the Hsinchu and Taoyuan area and caused flooding over several areas for 1-2 days. Rainfall of Hsinchu was recorded to 331.6mm during a 48 hours period.

Afterward, Taiwan Police Department reported the loss as follows: 1 person killed, 2 missing, 103 houses completely destroyed, 17 houses partially destroyed.

一、前言

貝蒂 (Betty) 為本年 (58 年) 颱風季第二次侵襲臺灣之颱風，此一颱風 8 月初醞釀於加羅林群島附近，勢力增強甚和緩，7 日 20 時始發展為颱風強度，其路徑大致為自東南至西北。本局於 7 日 9 時 40 分發出第一次海上颱風警報，同日 15 時 30 分發出第一次海上陸上颱風警報。

貝蒂之中心於 3 日中午經過臺灣北海岸，其路徑雖為最嚴重之「西北颱」，然以暴風半徑甚小，故造成之災害殊為輕微。以風速而論，除彭佳嶼最大風速曾達 53.3m/s，瞬間風速為 66m/s 外，本島平地之風以基隆最大，亦不過 14m/s。再以雨量而言，7、8 兩天，新竹之雨量最大，總計 331.6 公厘。陽明山一帶大約 200 公厘上下，貝蒂之路徑雖與葛樂禮近似，但雨量竟相差如此之大，一方面固然與颱風本身之威力有關，另一方面則貝蒂生命史之短與進行之速亦

為未釀成重大災害之主要因素。茲將貝蒂颱風之發生及經過，說明如下：

二、貝蒂颱風之發生及經過

7 月終，衛歐拉颱風侵臺後，另一颱風溫妮 (Winnie) 並未威脅臺灣。8 月初，北緯 20 度附近之西太平洋附近又有兩個熱帶低壓，東邊一個發展成艾麗絲 (Alice) 輕度颱風，向北侵襲日本。

4 日，加羅林群島附近又誕生熱帶低壓，向西北移行頗為迅速，5 日 14 時，據飛機偵察，此低壓已增強為熱帶風暴，命名為「貝蒂」，中心在 14.2°N，137.9°E，中心附近之最大風速為 20m/s，大約以時速 28 公里走向西北。6 日 20 時，中心已抵 19.6°N，131.1°E。但中心附近最大風速仍不過 25m/s。一直到 7 日 20 時，中心風速始增強為 35m/s，亦即到達颱風強度，此時路徑已轉為西北西，故威脅臺灣已成定局，且已進入花蓮氣象雷達之控制範圍內，測得其移

動速度約為每時 28~32 公里，走向則為 290~300 度。8 日 14 時後又轉為西北向，故中心在 8 日中午通過臺灣北海岸附近，當時中心最低氣壓大約為 960~970 毫巴，可見其勢力相當弱。8 時之中心位置在 25.0°N ， 121.7°E 。當天 15 時 50 分改為海上警報，至 20 時已穿過臺灣海峽，且轉弱為輕度颱風，故在 21 時 20 分解除警報，午夜在馬祖附近登陸。以後更趨衰弱，成為熱帶低壓，大約兩天之後，在長江中游，變為一普通之低壓區。貝蒂之最佳路徑見圖 1。

三、貝蒂颱風之路徑與天氣圖形勢

貝蒂颱風全部路徑大致為介於西北西與西北之間一直線，不必另行分段。茲將形成如此走向之天氣圖形勢說明如下：

當 5 日貝蒂發展成熱帶風暴之際，在其東北方有一反氣旋，即日本之東南方。印度之北部連同西藏高原為一廣大之低氣壓，此低壓即所謂季風低壓，我國大陸上氣壓梯度至為貧弱。乃形成貝蒂走向西北西，指向此季風低壓之局勢。

此後，天氣圖形勢很少有變動，在 6 日之地面天

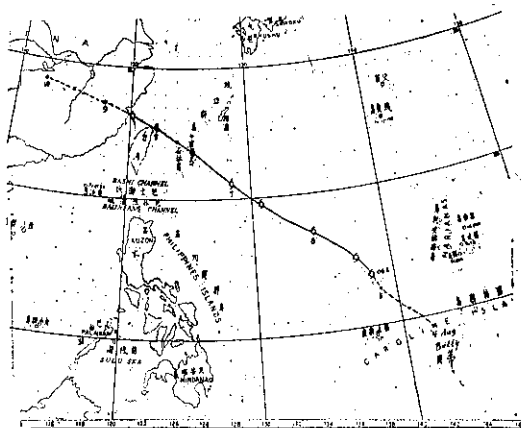


圖 1. 貝蒂颱風之最佳路徑
(58 年 8 月 4 日至 10 日)

Fig. 1. The best track of typhoon Betty
(4-10 Aug, 1969)

氣圖上，西藏、印度北部，一直到長江流域都是低壓區。在 500mb 圖上，我國本部高度梯度極弱，幾乎畫不出等高線來。7 日 20 時為貝蒂侵臺前之關鍵時機，印度北部的季風低壓已分成兩個中心，華中、華南

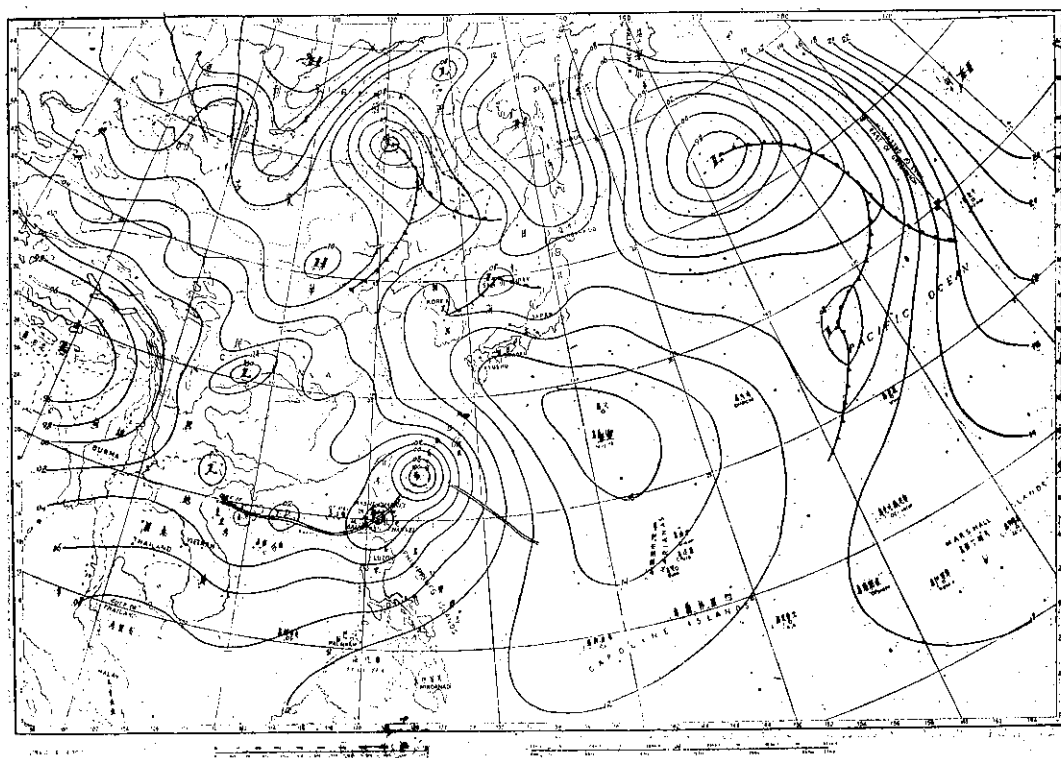


圖 2. 58 年 8 月 7 日 20 時之地面天氣圖

Fig 2. Sea level chart, 1200GCT, 7 Aug 1969

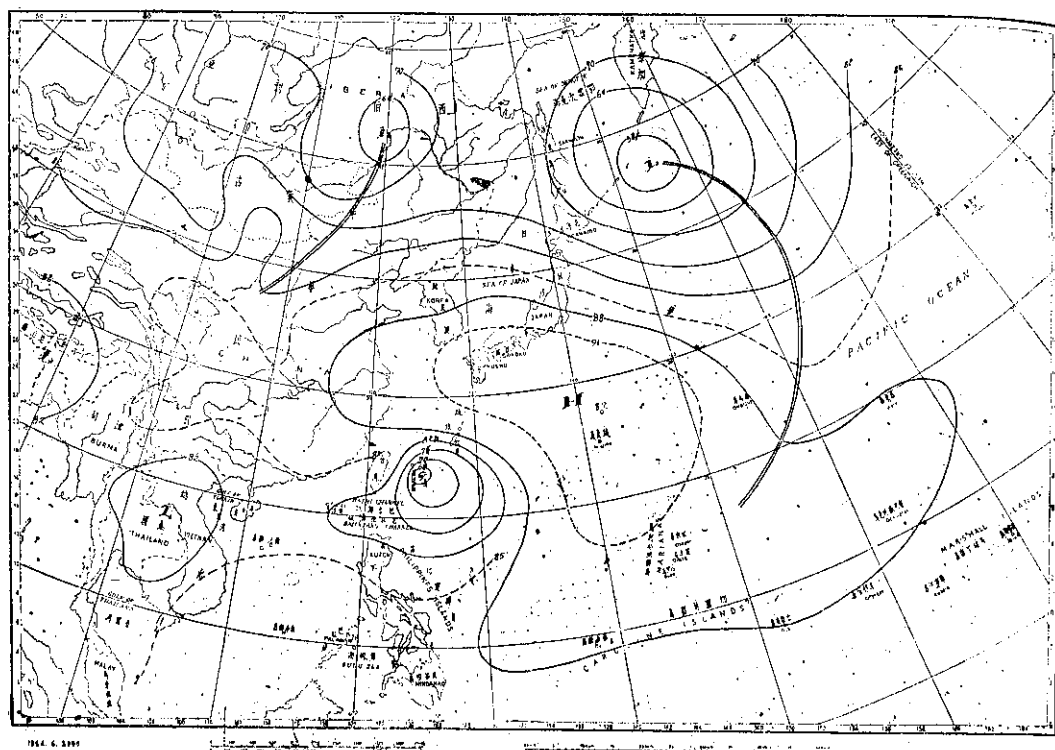


圖 3. 58年 8 月 7 日 20 時之 500 毫巴圖

Fig 3. 500mb chart, 1200GCT, 7 Aug. 1969.

有三個小型低壓，海上高氣壓仍在日本東南東，可見天氣圖形勢並無變動，乃使此颱風繼續走向西北西，見圖 2。

在 500mb 圖上，合圍之低壓在黑龍江附近，槽線自此伸向西南，但並不顯著，等高線梯度在我國本部仍弱，見圖 3，可見仍有利於走向西北西方。8 日登陸後，綜觀形勢照舊未變，此熱帶低壓乃進佔湘贛一帶。

由此可見：高緯無深槽，印藏有顯著之季風低壓，大陸上氣壓梯度甚弱，為貝蒂一貫加速走向西北西之主因。

四、貝蒂颱風侵臺期間各地氣象之演變

貝蒂颱風勢力特殊，且進行迅速，故雖路徑屬令人生畏之「西北颱」姿態，但除彭佳嶼一地受地形影響風力特強外，其餘多處出現之風雨均不大，災情殊為輕微，新竹因雨勢驟急，一度構成威脅。

茲將貝蒂颱風侵襲期間，各種氣象要素之演變情形說明如下：

(一) 氣 壓

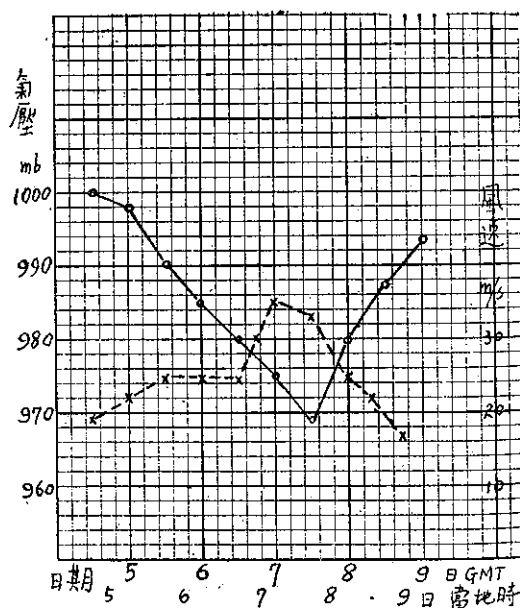


圖 4. 貝蒂颱風之中心氣壓及最大風速之演變 (實線氣壓，虛線風速)

Fig 4. The variation of the lowest pressure and maximum wind velocity of typhoon Betty (Solid line-pressure, broken line-wind velocity)

貝蒂颱風從發生到消滅，為期不過6天，正式到陸風強度僅不過一天。中心氣壓從8月5日開始下降，5日中午至6日中午大約降低13mb，6日至7日不過降10mb。中心氣壓最低在8日清晨8時左右，但也不過970mb上下，此後即逐漸填充。故7日下午至8日清晨為其極盛時期，其先為發展期，其後則為消滅期，見圖4所示。

中心最接近之彭佳嶼測站，直到7日晚間氣壓始下降，8日起氣壓驟降，尤以9~10時最劇烈，一小時內降10.2mb之多，最低氣壓979.3mb，出現在10時20分，與中心最低氣壓之968mb相比較，相差約10mb，一則固由於中心降至最低與中心最近彭佳嶼並不完全配合，蓋已開始填充；另一方面則由於中心與彭佳嶼還有一小段距離，基隆則最低氣壓為987.3mb。可見此颱風之中心範圍甚為狹小。所可注意者，彭佳嶼所得之氣壓自記曲線，氣壓最低及隨後回升之一兩小時內，曲線跳動甚為顯著，其原因可能為陣風及水汽之聯合影響。彭佳嶼修勻後之氣壓曲線見圖5所示。

根據本局所屬各測站記錄所得之最低氣壓及其出

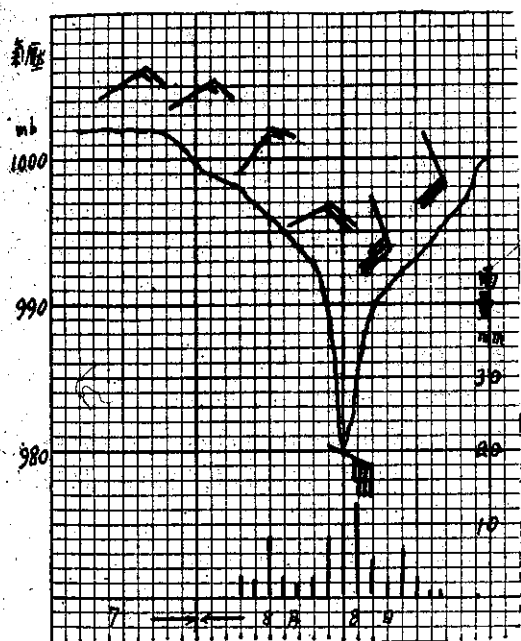


圖5. 貝蒂颱風過境期間彭佳嶼測得之氣壓，風向風速及逐時雨量變化(全翅10m/s半翅5m/s)
Fig 5. The sequence of pressure, wind direction & wind speed, and hourly rainfall which was observed at Pengchayuan during Betty's passage. (whole bar-10m/s, half bar-5m/s)

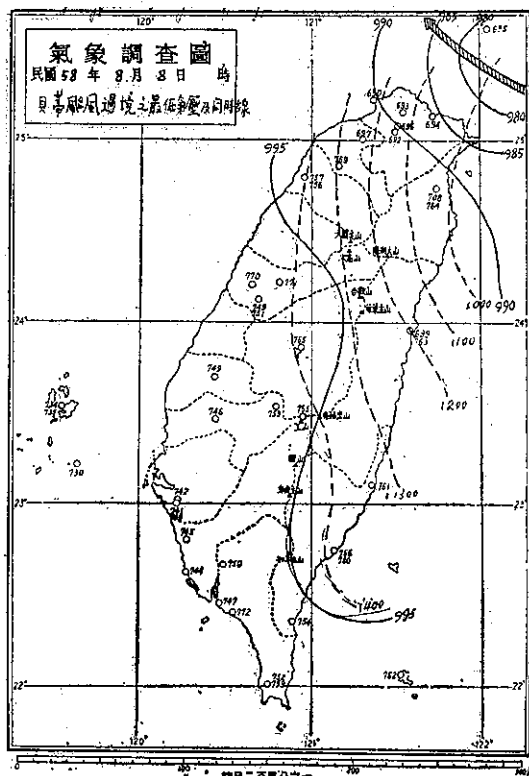


圖6. 貝蒂颱風侵臺期間各地所出現之最低氣壓及同時分析

Fig 6. The distribution of minimum pressure and its isotimic analysis in Taiwan during typhoon Betty's passage.

現時刻，繪成等值線與同時線如圖6所示。除東吉島、恒春、蘭嶼等地3日晨間四、五時出現最低氣壓，玉山、阿里山、嘉義，五、六時出現最低氣壓外，其餘各地均自東北向西南延緩，頗有規律，宜蘭10時出現，彭佳嶼為10時20分，花蓮為12時，至臺中已延至14時。由此可見，在臺灣之西南海面以及東南端，早幾小時已因地形影響誘導成較低氣壓區。

(二) 風

貝蒂颱風中心經過彭佳嶼期間，該島測站記錄得10分鐘之最大風速為東南東風每秒53.3公尺，瞬間最大風速則達66m/s，但根據飛機偵察及氣壓梯度等資料估計之中心最大風速僅為35m/s，可見彭佳嶼之大風主要受地形影響。根據該站逐時觀測，8日9時及以前之風向為ENE至E。10時為ESE，11時為SE，12時及以後均為SSE。可見以風向言，中心應在9時至10時經過，以氣壓言，在10時20分經過

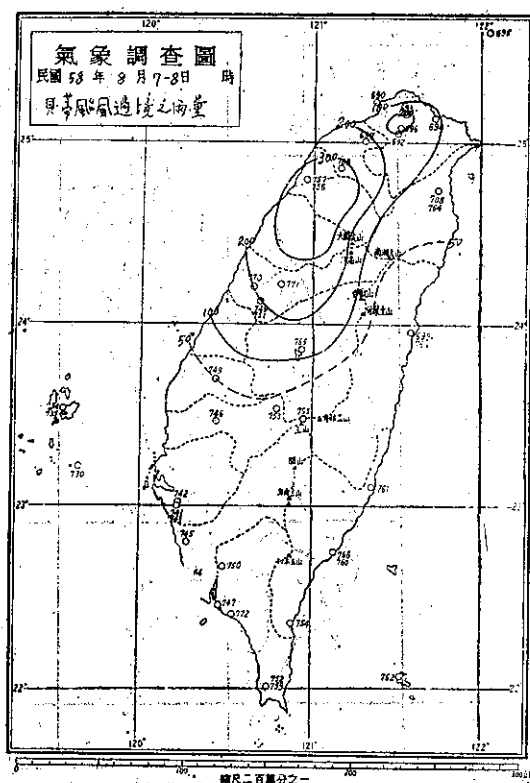


圖 7. 貝蒂颱風過境期間臺灣之等雨量線
Fig 7. The distribution of rainfall in Taiwan during Betty's passage.

二者不能完全配合實由於走向並非自東向西，而係走向西北西之故，中心經過時及經過後風向之順轉極為明顯，彭佳嶼風速最大與氣壓最低完全配合。

臺灣本島之風速以陽明山鞍部最大，14時20分曾出現 18.8m/s 之 10 分鐘內平均最大風速。基隆則為 14.0m/s 之南風，瞬間最大風速曾達 24.0m/s。其餘最大風速超過 10m/s 者有淡水、新竹、玉山、臺東、新港等地，蘭嶼則達 26.8m/s。

(三) 降 水

貝蒂颱風經過期間，臺灣地區之雨量分佈見圖 7。圖中可見此段時間僅臺灣西北部如新竹一帶雨量較

多，新竹 7、8 兩日得 300 多公厘，山區可能更大，陽明山區大約 200 公厘，自此向東及向南遞減，東南和西岸海岸幾乎毫無降水可言。貝蒂過境雨量不多，主要由於較高緯度無潛深低壓，未能吸引暖氣流北上，又無高壓南下，將暖濕空氣抬高，貝蒂本身勢力甚弱，經過又快，均為促成雨量不多之原因。但新竹、桃園等區因受地形影響雨勢太急，也有相當災情。

各地雨量及其他氣象要素之綱要見表 1。

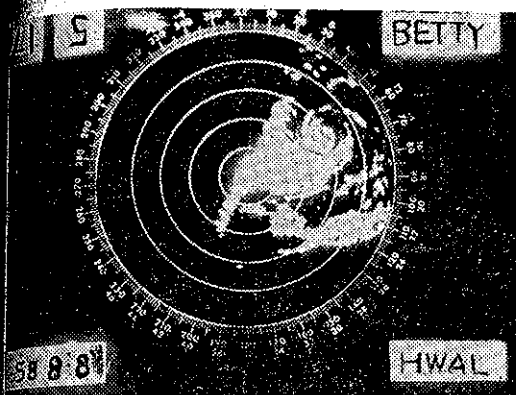
貝蒂颱風經過期間，花蓮氣象雷達上所顯示之雲雨回波帶非常清晰。從 7 日晚 9 時起，已見貝蒂之中心出現在雷達幕上，當時中心在花蓮東方大約 330 公里之海面上，至 9 時 50 分已甚明顯，但雲雨回波殊為疏落，足見雨勢不強。8 日凌晨 1 時 33 分，風暴眼正好在 200 公里之距離圈上，隨後則雲雨帶逐漸加深。5 時 17 分，中心在花蓮北方大約 55 度。見圖 8 a。6 時 23 分，貝蒂之中心已在花蓮之 50 度，螺旋形雲帶更為明顯，中心西南方之雲雨遠較其他象限為濃密。見 8 b。8 時，中心在花蓮之 35 度，見圖 8 c；9 時 10 分則中心之方位已至大約 20 度。見圖 8 d，回波帶一般而論，並不濃密，故雨量不大。

五、災 情

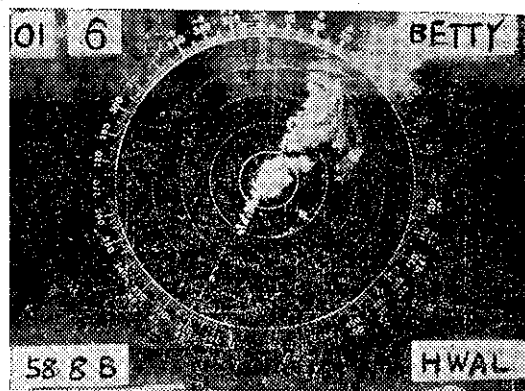
貝蒂颱風過境，僅新竹及桃園地區因雨勢驟急，釀成相當災情而外，其餘各地損失殊為輕微。

由於新竹 8 日一天內雨量特多，以致鳳山、頭前兩條溪流水位暴漲，居民百餘人被水圍困，若干處山崩，交通被阻，桃園境內亦有多處被水淹。根據警務處防颱中心發表之各地災情，計：

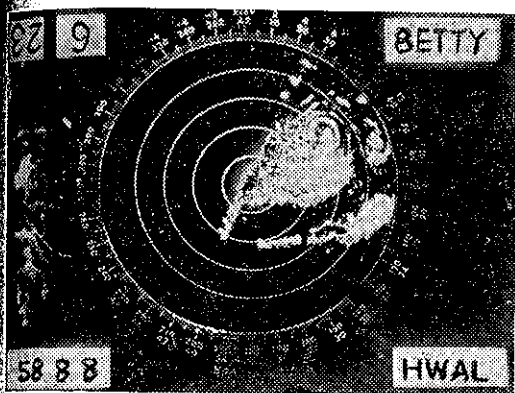
1. 死亡 1 人。
2. 失蹤 2 人。
3. 房屋全倒 108 間，半倒 17 間。
4. 交通：縱貫鐵路竹南至造橋間山崩，交通受阻。
橫貫公路、北部橫貫公路、北宜公路坍方，交通受阻。
5. 船隻：沖失七艘，損壞 2 艘。



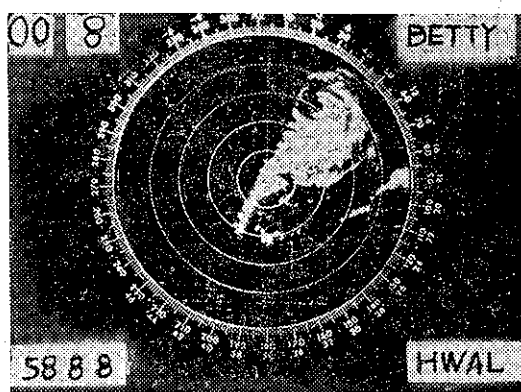
a. 5時17分



b. 6時23分



c. 8時00分



d. 9時10分

圖 8. 花蓮雷達站所見之貝蒂颱風

Fig 8. The Radar echoes as seeing on the Hwalien radar scope during the passage of Typhoon Betty.

表 1. 貝蒂颱風侵臺時臺灣省氣象局所屬各測站颱風紀錄綱要

Table 1.: The meteorological Summary of TWB stations during Betty's passage.

58年8月7-8日

測站地名	最低氣壓 (mb)	起 時			最大風速 及風向 (m/s)	起 時			瞬 間 最 大 風 速					雨 量 總計 (mm)	起止時間			風力6級 以上之 時間 (10 m/s)	
		日	時	分		日	時	分	風速	風向	氣壓	氣溫	濕度		時間	日	時		分
彭佳嶼	979.3	8	10	20	53.3 ESE	8	10	20	66.0	ESE	979.3	24.6	100	10 ⁸ 06	75.7	8 01 47 8 19 00	7 17 00 9 07 20		
基隆	987.5	8	10	45	14.0 S	8	11	30	24.0	SSW	987.5	25.5	91	10 ⁸ 39	70.4	7 09 43 8 20 12	8 07 20 8 10 50		
鞍部	899.0*	8	10	30	18.8 SSE	8	14	20	—	—	—	—	—	—	241.2	7 13 30 8 18 00	8 04 00 8 17 00		
淡水	990.2	8	11	10	13.2 S	8	13	20	18.7	S	991.3	25.1	93	13 ⁸ 20	94.2	7 16 30 8 16 30	8 13 10 8 14 40		
竹子湖	988.9	8	11	15	9.3 S	8	13	40	—	—	—	—	—	—	196.2	7 16 06 8 17 30	—		
臺北	991.3	8	11	00	9.5 WSW	8	11	00	19.0	WSW	991.4	24.0	97	12 ⁸ 30	128.9	7 15 13 8 17 32	—		
新竹	994.2	8	14	05	10.3 SW	8	14	40	15.0	SW	994.6	24.2	98	14 ⁸ 30	331.6	7 20 38 8 17 00	8 14 10 8 14 50		
臺中	997.2	8	14	00	4.7 SE	8	06	00	7.0	SE	997.4	24.1	100	06 ⁸ 08	199.1	7 22 00 8 16 10	—		
日月潭	888.4*	8	05	45	6.0 SSW	8	11	40	—	—	—	—	—	—	66.7	7 19 00 8 16 40	—		
澎湖	997.9	8	14	45	7.8 NNE	8	06	25	11.0	NNE	999.3	26.5	95	06 ⁸ 35	6.2	7 19 23 8 07 22	—		
嘉義	996.8	8	06	15	8.7 S	8	04	00	10.2	SSE	998.0	26.6	95	03 ⁸ 50	25.8	8 06 25 8 07 40	—		
阿里山	3041.4**	8	06	00	7.0 SW	8	07	00	10.0	SW	3046.9*	13.7	100	07 ⁸ 00	27.2	7 21 20 8 17 00	—		
玉山	3209.4**	8	05	00	13.5 NNW	8	09	50	—	—	—	—	—	—	25.6	7 19 15 8 17 00	8 04 00 8 11 00		
永康	998.4	8	14	30	3.5 SSW	8	01	40	5.8	SSW	1001.7	26.7	95	01 ⁸ 35	7.4	7 17 05 8 13 58	—		
臺南	997.7	8	06	15	5.0 NNW	8	12	50	9.7	NW	998.0	31.0	76	13 ⁸ 10	2.4	7 12 53 8 13 50	—		
高雄	997.6	8	13	00	8.0 NW	8	07	10	9.1	NNW	998.6	27.8	95	09 ⁸ 21	0.5	8 04 18 8 04 29	—		
東吉島	997.4	8	04	56	9.5 N	8	09	00	11.5	N	999.5	26.2	97	09 ⁸ 00	1.8	7 22 16 8 14 20	—		
恒春	999.1	8	05	45	8.2 W	8	05	10	13.0	W	999.4	27.4	88	05 ⁸ 12	22.1	7 15 15 8 19 00	—		
蘭嶼	997.0	8	04	30	26.8 SW	8	03	05	34.5	SW	997.3	25.1	98	02 ⁸ 52	4.5	7 01 08 7 08 20	8 00 15 8 19 00		
大武	995.0	8	14	15	7.3 SW	8	09	20	15.0	SW	996.3	28.4	84	09 ⁸ 30	1.8	7 06 37 —	—		
臺東	992.0	8	13	35	12.7 SW	8	16	40	14.2	SW	993.7	28.8	78	16 ⁸ 40	0.0	—	8 08 40 9 06 10		
新港	991.5	8	13	45	12.0 SSW	8	17	43	16.3	SSW	994.0	27.7	85	17 ⁸ 40	1.2	8 07 30 8 07 40	8 10 50 8 18 50		
花蓮	990.9	8	12	00	8.3 S	8	23	20	11.3	S	999.0	28.5	91	23 ⁸ 30	13.2	7 19 20 8 10 15	—		
宜蘭	991.5	8	10	00	7.0 N	7	20	10	9.5	NNE	1001.9	28.4	85	18 ⁷ 17	92.3	7 18 14 8 13 25	—		

* 仍沿用測站氣壓 mb 數 ** 已換為 700mb 面高度之重力公尺數

氣象學報補充稿約

- 一、來稿須用稿紙（以 25×24 之稿紙為原則）。
- 二、來稿字數以不超過 15,000 字，即連同圖、表，英文摘要以不超過 10 印刷頁為原則。
- 三、圖及表之分量以不超過全文之 $1/3$ 為原則。
- 四、英文摘要之字數以不超過 1,000 字為原則。
- 五、關於表格之注意點：

- (一) 表格須另用白紙繕製。
- (二) 表格上方須有標題，並加表 1 表 2 等冠號。
- (三) 表格中之項目，內容應儘量簡化。表中不重要之項目或可用文字說明者應儘量避免列入表中。
- (四) 能以文字說明之小表，請採用文字說明。
- (五) 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。
- (六) 統計分析表中顯著處，以 * 號（顯著）及 ** 號（極顯著）表之。
- (七) 表幅應考慮適合本刊版幅為準。（寬度勿超過 13.5cm）。
- (八) 表之標題應能表示內容。

六、關於插圖之規定：

- (一) 插圖應另貼於大張白紙上，註明作者及文題。
- (二) 插圖下方須有標題，並加圖 1 圖 2 等冠號。
- (三) 統計圖、模式圖及分佈圖一律採用 120—150 磅道林紙，以黑墨水繪製清楚。
- (四) 統計圖原圖幅面應在 12—15cm，以便縮版。
- (五) 模式圖原圖幅面應在 15—20cm，以便縮版。
- (六) 分佈圖原圖幅面應在 30cm 左右，以便縮版。
- (七) 繪製線條粗細應能供縮小至 $1/8$ 之程度，但不能超過縮小 $1/2$ 之程度。
- (八) 數字應正寫清楚，字之大小粗細應一律，至少能供縮至 $1/8$ 之程度。
- (九) 已列表中之內容，勿再重複以插圖表示。
- (十) 圖之標題應能表示內容。

七、關於照片之規定：

- (一) 照片用紙一律採用黑白光面紙。
- (二) 照片幅面應在 12—15cm，以便縮版。
- (三) 照片應充分沖洗清楚，須考慮縮少至 $1/2$ 時尚能清楚之程度。
- (四) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。

八、文稿過長，或圖表過多過大時，投稿人得自行負擔印刷費。

九、關於參考文獻之規定：

- (一) 參考文獻以經本人確曾查閱者為限，如係來自轉載之其他書刊時，須加註明。
- (二) 作者姓名以後為發行年份，加以括號，然後為雜誌或書名、卷期數及頁數。（頁數必須註明）。
- (三) 文字敘述中述及參考文獻時，根據文獻之號數，用斜體阿刺伯字，加以括號，如 (1) (2) (3) 等插入文句中。

十、文字敘述之號次以下列為序。

中文用：一、(一) 1. (1) i. (i)

英文用：I. 1. A. a.

十一、每頁下端之腳註以小號 1, 2, 3, 等阿刺伯字表之，註明於該段文字之右上角。

十二、文字敘述中之數字除十以下之數字，儘量用阿刺伯字表之。

十三、單位須用公制。單位記號例如以 m (公尺)、cm (公分)、mm (公厘)、 m^2 (平方公尺)、 m^3 (立方公尺)、cc (立方公分)、l (立升)、g (公分)、kg (公斤)、mg (公厘)、 $^{\circ}C$ (攝氏度)、% (百分之一)、ppm (百萬分之一份) 等表之，可不必另用中文。

十四、英文題目中重要之字第一字母大寫，介系詞、連接詞及不重要字用小寫。圖表之英文標題及各欄英文細目，除第一字之第一字母大寫外，其餘第一字母均小寫。參考文獻中作者姓名每字全部字母均大寫，論文名第一字第一字母大寫，其餘均小寫，雜誌名或書名每字第一字母均大寫。

十五、作者英文名以用全名為原則，名在前，姓在後。

十六、其他未盡善事項得隨時修正之。

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

- On the Reduction Factor K of the Relative Sunspot Numbers
Observed at Lunping Observatory.....TE-LANG HSIEH AND
YINN-NIEN HUANG(1)
- A Study of long-Range Forecasting in Taiwan under the
Influence of Blocking High.....CHIN-HUAI HSU(6)
- Study on the Relation between Total Ozone Amount and the
Motion of Jet Stream..... S. C. LU(20)
- On the Formation and Intensification of Tropical Disturbances
..... YULEI CHEN.....(29)

Reports

- Report on Typhoon "Viola"
.....TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU.....(44)
- Report on Typhoon "Betty".....TAIWAN PROVINCIAL
.....WEATHER BUREAU.....(52)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei,

Taiwan, China.