

題名	作／譯者	卷期號	頁碼	出版年
颱風預報上應用雷達資料之研究	廖學鎰	10/01	1	1964.03
溫度平流	蔣志才	10/01	10	1964.03
論太陽大氣	魏元恆	10/01	13	1964.03
近代低氣壓發生理論之批判	林瑞山	10/01	16	1964.03
民國五十二年北太平洋西部颱風概述	研究室	10/01	27	1964.03
氣象要素之極端及其量度（譯）	戚啓勳	10/01	38	1964.03
-----	-----	-----	-----	-----
台灣之梅雨期	戚啓勳	10/02	1	1964.06
台北國際機場能見度之研究	周明德	10/02	13	1964.06
天氣預報考核上應用情報理論之研究	廖學鎰	10/02	24	1964.06
輻散與渦旋	蔣志才	10/02	34	1964.06
-----	-----	-----	-----	-----
關於北半球低層大氣動能消散之氣候學	孔震村	10/03	1	1964.09
台灣氣候變化之趨勢與週期	劉衍淮	10/03	31	1964.09
台灣地區暴雨特性之研究	周根泉	10/03	52	1964.09
-----	-----	-----	-----	-----
國際合作年	鄭子政	10/04	1	1964.12
論台北盆地之大水災	周明德	10/04	8	1964.12
太陽黑子對天氣及氣候之影響	魏元恆	10/04	19	1964.12
宏而博教授傳略	鄭子政	10/04	29	1964.12
微氣象學（譯）	林鞠情	10/04	31	1964.12

氣象學報

季刊

第十卷一期

中華民國五十三年三月出版

目次

一、論述

- 颱風預報上應用雷達資料之研究.....廖學鎰.....(1)
溫度平流.....蔣志才.....(10)
論太陽大氣.....魏元恒.....(13)
近代低氣壓發生理論之批判.....林瑞山.....(16)

二、報告

- 民國五十二年北太平洋西部颱風概述.....研究室.....(27)

三、譯述

- 氣象要素之極端值及其量度.....戚啓勳譯.....(38)

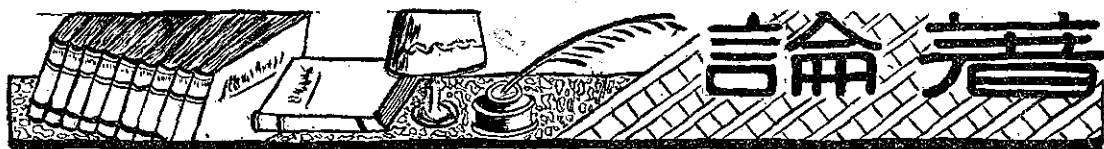
氣象學報

(季刊)

第十卷第一期

主編者 臺灣省氣象所氣象學報社
地址 臺北市公園路六十四號
電話：二四一四一
發行人 鄭子政
社長 鄭子政
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：三四七二四

中華民國五十三年三月出版



颱風預報上應用雷達資料之研究 廖學鑑

Some Discussions on the Accuracy of Typhoon

Radar Tracking

Shyue-Yih Liao

Abstract

It was quite tedious work to locate a storm center from a synoptic chart which was impossible to give continuous pictures during a short period to show the storm movement. Radar may be considered as an instrument to solve this question. From the radar echoes, it presents a continuous, instantaneous and three dimensional view of a Typhoon which will be able for you to make an analysis on the structure of the storm. However, the echoes reflected back on the radar scope is still subjected to some uncertainties from interpretations. The elements of radar wave's length, pulse width, peak power of transmission, detective power and range, antenna parameter, and operational condition are possible affecting the characteristics and amount of echoes.

Some uncertainties on radar echoes in Typhoon tacking during previous years are made comparative studies with synoptic analysis. And a few interesting results through this investigation have been achieved.

一、前言

自第二次世界大戰期間起，雷達即被應用於偵察飛機或軍艦之用，當時雷達工作人員常在雷達之螢光幕上，發現有些妨礙及干擾回波，及後由經驗獲悉這些妨礙係為雷達波受風暴及其他大氣情況之影響而生成的。其後氣象學者設法利用這種遠處大氣情況，對雷達所產生的影響，將前所遭遇之困擾，轉為可供利用之特性，而成為一種新的氣象學，即稱之為「雷達氣象學」。現在雷達氣象學之研究有二條方向，其一為使用雷達在天氣研究上以增加其在天氣預報上之利用價值，其二為瞭解天氣之動力結構與電磁波傳播之相互關係，用以改善氣象用雷達之設計，使能探測到更遠和更清晰的目標。

目前科學先進國家均使用雷達追蹤颱風，龍捲風及其他大氣現象，但雷達氣象上尚受其他難以解釋之複雜天氣因素所影響，茲對於颱風預報上應用雷達資料，加以研討以供參考。

二、氣象雷達效用概述

雷達發射之電磁波通過大氣時，能發生下述四種主要變化：

- (一) 受空氣中氣體及浮游在空氣中液體及固體小粒子之影響而漫射或反射。
- (二) 受空氣中氣體及浮游在空氣中液體及固體小粒子所吸收。
- (三) 受大氣密度變化而彎曲折射。
- (四) 與大氣中其他輻射線相聯合。

雷達波之漫射、吸收、折射與輻射之相互作用，均隨大氣之物理的、化學的及電氣的情態而改變。雷達氣象學即着重於研究自大氣中水粒子反射之雷達波，此項研究亦稱之為風暴探測。由於降水回波，當大量的聚集其垂直及水平分佈觀測資料，即在雷達螢光幕上可看出風暴之類型。颱風或颶風呈現螺旋狀降水帶，颱風線即呈現一線狀回波，龍捲風則呈鈎狀，龍捲風自其開始形成之際即能測出，較目前所用之其他任何方式測得為早。利用雷達可連續的測出風暴之速

度、方向、強度及其消長情態等，可幫助天氣預報人員作連續性天氣監視。同時可替預報人員測定若干無氣象測站地區，如高原及山脈地帶、海洋等地區之氣象狀態，以助長天氣演變分析之工具。例如侵襲臺灣之颱風，多由本省東南方海面侵入臺灣地區，該地區為廣汎海洋，無適當氣象資料，因而對颱風預報上說是最大阻礙。故在該地區有效的應用雷達，當然對於侵襲臺灣颱風之預報上，必有莫大之貢獻。

大氣中產生雷達波衰減作用最大者為水汽、雜質微粒、水及冰雹粒子。但利用雷達波降水影響所產生之衰減作用，最近研究發展出一種新式的降水強度觀測方法。通常雷達波通過降水大氣後，其強度隨降水量而減低，因此先將雷達波反射特性已確定之若干反射體製成標誌，個別預置於觀測區內，觀測時比較各標誌反射信號之強度，另將測得之信號與晴朗天氣時所測得各標誌反射信號相比較，藉此即可估計降水強度。因為此種觀測為利用比較方式，不需使用昂貴儀器。故若干組標誌有計劃的佈置於雷達觀測圈內，即可測出該地區內降水之分佈及其降水量，此種觀測方式對於某一河川地區之洪水管制與預告、水利調節及水力發電等有關水文氣象問題，為一適切實用的經濟的解答。

氣象雷達與氣象用人造衛星間之配合應用，有甚為樂觀之前途。目前地面雷達與人造衛星對雲之觀測有密切之相互關係，惟在人造衛星於上空觀測之雲系資料用於天氣分析之前，應首先設法鑑別降水抑非降水雲系，此種工作即須靠雷達降水雲系之觀測相比較求得。

天氣預報人員的最大苦衷是，以其極有限的資料，應付社會一般人對他們廣泛而苛刻的要求。由於最近天氣探測技術與工具，如氣象雷達、氣象用人造衛星等，逐見進步，因而這種情勢有顯著之改善。總之，雷達的應用至少可以減少若干風暴之奇襲，預先防範減少氣象災害為最低限度。

三、颱風之雨帶分佈

雷達氣象學上，構成颱風之降水回波，通常可分為內域 (Inner area) 及外域 (Outer area) 兩部分討論之。所謂內域是指聚集在颱風中心附近之圓型狀或螺旋狀雨帶 (Rain band) 構成之部份，此即為吾人熟知的颱風眼四周雲牆中降水，在雷達之螢光幕上出現之狀態。通常是中心有一圓形的無降水區域，而其四周有強烈降雨帶密圍之形態，而其圓型的無降

水區域是颱風眼，故有颱風內域之雷達資料，常可明顯的確定颱風中心。颱風外域是指颱風內域以外之颱風範圍，外域之雨帶常形成螺旋狀。此事實係 1954 年 9 月間 H. Wexler 氏⁽¹⁾ 在美國佛羅里達州，對颶風作雷達觀測資料之研究時所發見。至 1957 年 H.V. Senn and H.W. Hiser⁽²⁾，兩氏取用 1945 年至 1955 年間 5 個颱風之 443 次雷達觀測資料，研究螺旋形雨帶之幾何學的形態及其與中心位置的關係，用最小二乘法，最後導出螺旋形雨帶之數理公式如下：

$$Lnr = A + B\theta = A + B \tan x \dots\dots\dots(1)$$

$$B = \tan x \dots\dots\dots(2)$$

式中 r 為颱風中心至雨帶上某點間之半徑， θ 為半徑與原始軸間交角， x 為螺旋形雨帶與同心圓間之交角， A 、 B 各為常數。

並非所有颱風內域，在雷達之螢光幕上，均能連續地測得清晰影像，而可明顯的確定其中心，但引用上述公式，只要有雨帶之螺旋影像，即可用以估定颱風中心位置。通常對雷達追蹤颱風作業上，將預先製描 $x=10^\circ$ 、 $x=15^\circ$ 、 $x=20^\circ$ 等三張螺旋形曲線透明板備用。由雷達觀測得雷達照片後，三張螺旋形曲線透明板逐次覆蓋於雷達照片上，而找出與螺旋形雨帶一致之曲線透明板，此曲線中心即為颱風中心位置，由此簡單方法，容易決定中心。

圖 1 舉例係為民國 49 年 8 月 29 日 8 時 53 分，黛拉 (Della) 颱風之雷達幕上圖片，以 $x=11^\circ$ 之二條螺旋形曲線透明板覆蓋。則圖中 AA' 及 BB' 等兩條螺旋形雨帶，而由公式估定之颱風中心位置各為 A_0 及 B_0 。

總之，在雷達幕上完全看不到颱風內域影像，或影像過多過亂，而使不易發見颱風眼時，應用此方法對估定颱風中心位置極有幫助。又螺旋形曲線透明板之應用，與雷達幕之大小或比例尺無關，可用於任何雷達幕及雷達照片。如雷達幕上顯示之雨帶弧度為 180 度及以上，則應用上述方法估定颱風中心位置，均不致有何誤差。如為雨帶弧度在 90 至 180 度間，須細心選擇，以免誤差之擴大。至於雨帶弧度小於 90 度時，則工作上充分困難，未免有相當大之誤差。有些颱風中除上述雨帶以外，可測得一種颶線，(Squall line) 為狹窄而清晰的影像，此常出現於颱風前 500 至 700 公里之螺旋狀雨帶更為濃密顯著。此種颶線，其影像係沿颱風行徑之方向移動，決非氣旋狀颱風環流之一部份。如此種颶線誤認為颱風雨帶，而應

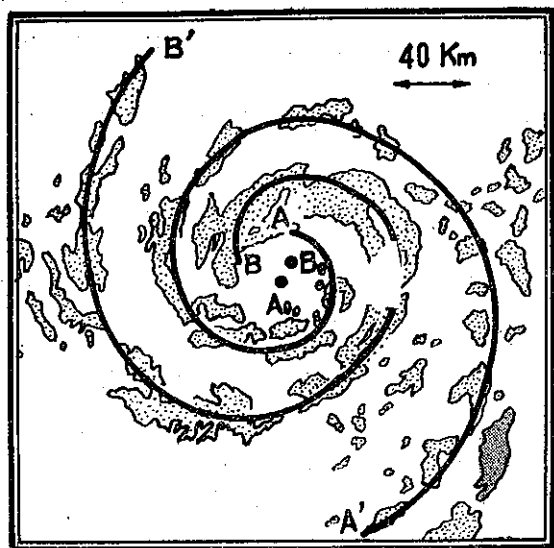


圖 1：黛納 (Della) 颱風資料
(49年 8 月 29 日 8 時 53 分)

Fig. 1: An example applying a logarithmic spiral rain bands of typhoon Della, 2353Z 28 Aug. 1960. The point A_0 and B_0 are the center of typhoon determined by applying logarithmic spiral to the rain bands AA' , BB' respectively

用上述方法估定颱風中心，即其中心完全錯誤。因而追蹤颱風中心時，應注意此種所謂颱風前颯線之存在，以免誤認為與颱風雨帶，以致估定颱風中心錯誤。

四、颱風雨帶之變形

颱風雲系如不受任何干擾，颱風內域雨帶及螺旋狀外域雨帶非常明顯，在雷達幕上甚易辨認，蓋此時有明顯之颱風眼存在，吾人可確定颱風眼中心，不致為任何誤差。事實上此種標準情況並不經常存在。颱風雲系發展之不對稱，尤為颱風接近臺灣地區時，受高峻臺灣山脈之影響，颱風眼致使彎曲。不容易判別颱風中心。

圖 2 為民國 49 年 8 月 29 日 10 時，黛拉颱風之颱風眼圖。如果認為颱風眼之形態為橢圓形，即圖中實線部份之中心為 A 點，如果認定颱風眼為圓形，即圖中圓形之點線部份之中心為 B 點。則兩者颱風中心估定間，有產生 14 公里誤差。

有時，颱風在雷達之螢光幕上所顯露者，殘缺不全，不過一鱗半爪，而非其全貌。舉例係為民國 49 年 7 月 31 日晚，侵襲本省北部之雪莉颱風，據馮瑞甫⁽³⁾氏之報告，該颱風在雷達幕上出現之時間，共為 6 小時 30 分，其間有明晰之颱風眼出現者，僅為 20 時

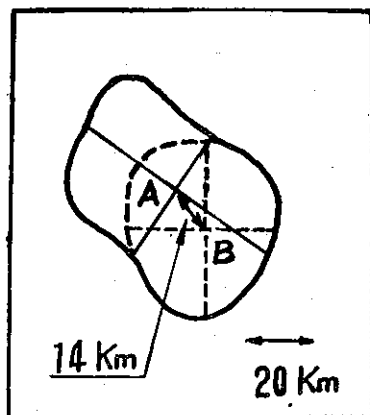


圖 2：黛納颱風之颱風眼
(49年 8 月 29 日 10 時)

Fig. 2: An example of the method determining the center of the typhoon Della, 1800Z 29 Aug. 1960 geometrically. Two methods exist in choosing ellipse in this case

20 分至 20 時 30 分之 10 分鐘。(其行徑參閱圖 11)。對於此種颱風之觀測時，觀測員應將降低雷達之利得而執行觀測，即可得比較良好的雷達觀測資料。有時，雷達幕上雲區甚大，整個螢光幕幾乎悉被覆蓋，其中破洞甚多，不知何者為真正之颱風眼。據馮瑞甫⁽³⁾氏之報告，雪莉颱風侵臺時，宮古島美軍曾誤認一雲洞為颱風中心。對此種雷達資料，可以引用 1959 年 Austin Paulin M⁽⁴⁾ 所發表之關於 Spawind 之研究成果，識別颱風眼之真假。

Spawind 是 Small precipitation area wind 小降水面積風之縮寫，係為 Ligda 開始啓用之技術用語，是指雷達幕上小降水細胞回波之移動速度。據 Austin 之研究 Spawind 之流跡略以颱風中心為中心之圓形，故在北半球中颱風眼北緣必有向西運行之 Spawind 而其南緣必有向東運行之 Spawind。當吾人在雷達幕上發現一回波空洞時，可在其北緣與南緣各標出一顯著降水細胞回波，若此兩回波均向西或向東運行，可知此回波空洞並非真正之颱風眼所在。若北緣回波西行，南緣回波東行，則此回波空洞為颱風眼，由此可判明颱風中心之真假。

五、颱風中心位置之決定誤差

民國 49 年 8 月 28 日 15 時起，至 29 日 17 時間，曾使用兩架雷達觀測黛拉 (Della) 颱風，得到很完備的颱風雷達資料，颱風眼及雨帶均較明晰。茲使用此資料，由上述兩種方法決定颱風中心相互比較，而研討颱風中心位置決定誤差，得下述結論：

(一) 颱風眼決定之個人誤差

同一颱風雷達照片，分發給工作經驗3年以上之分析人員數人，由幾何學的方法決定颱風眼位置，得平均誤差為10公里，最大誤差為23公里之結果。此事實表示幾何學的方法決定颱風眼時，有任意性所致。故颱風追蹤作業時，關於颱風眼之決定，應細心工作，不然者，可發生約10至20公里之誤差。

(二) 由不同雨帶決定之颱風中心之誤差

颱風外域雨帶，時有兩條以上之雨帶，如使用不同雨帶，由螺旋狀雨帶公式決定颱風中心時，其中心位置略有不同，例如圖1中所示。多次實驗之結果，此種誤差之平均為10公里，最大為17公里。

(三) 使用螺旋狀雨帶公式決定颱風中心時，由 α 之選擇誘致之誤差。

$\alpha = 10^\circ, 11^\circ, 15^\circ, 20^\circ$ 之四條螺旋及其原點，描得如圖3中所示。由此圖可見在颱風中心75公里以內區域，不同 α 之選擇，對各條螺旋及其原點均有顯著差異，因此使用颱風中心75公里以內之雨帶，由

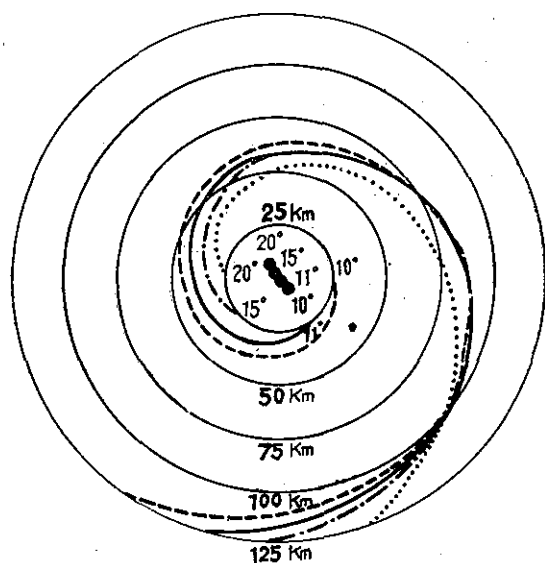


圖3：螺旋公式圖

Fig. 3: An example applying several logarithmic spirals having different band crossing angle α to a rain band

螺旋雨帶公式決定颱風時，對 α 之選擇較容易，誤差也較小。但是在75公里以外之區域，由圖中可以看出，其螺旋較接近但是其原點有顯著差異。因此使用颱風中心75公里以上雨帶，由公式決定颱風中心，即可發生較大之誤差。

(四) 使用上述兩方法決定之颱風中心偏差

由幾何學的方法及由螺旋狀雨帶公式，決定颱風中心而求得兩者間之偏差，得如圖4所示。其平均偏差為11公里，最大偏差為18公里。

總之，應用雷達決定颱風中心時，由其儀器性能限制，準確性仍未免有數十公里之差誤。

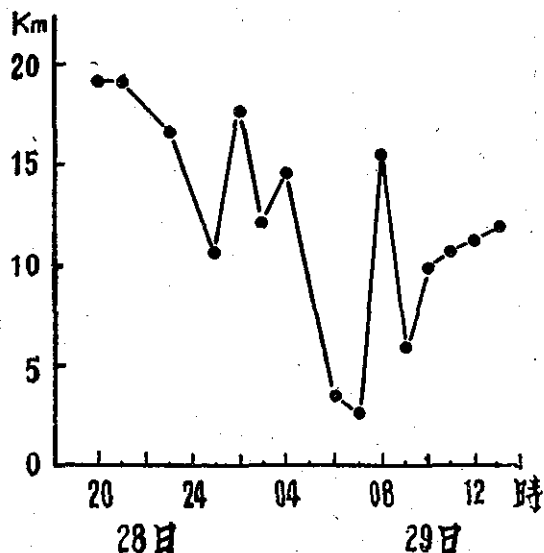


圖4：由幾何學的方法及由螺旋狀雨帶公式兩方法決定之颱風中心偏差比較圖

Fig. 4: The distance between the center of typhoon Della determined by geometrical method and that determined by using the logarithmic spiral rain band

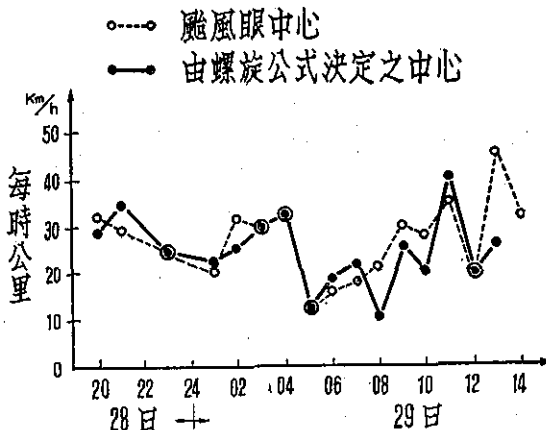


圖5：民國49年8月

Fig. 5. Speed of the center of the typhoon Della taken at an hour interval.
○: The center of the typhoon determined by the geometrical method.
●: The center of the typhoon determined by applying the logarithmic spiral rain band.

六、颱風進行速度之決定誤差

於圖 5 中所示者，為黛拉颱風由幾何學的方法及由螺旋狀雨帶公式決定之颱風進行速度變化圖，由此可見颱風速度，雖然有相當大的變動，但兩者間之變化趨勢略有一致。如果考慮到颱風中心位置決定之誤差，則颱風速度之變化，可以說是相當穩定。

決定颱風進行速度時應考慮者，為颱風之蜿蜒的蛇行狀行徑，對速度決定之誤差，茲舉例說明之。

圖 6 中所示者為蛇行狀颱風行徑之例。為配合颱風預報上之需要，據預報工作經驗，颱風進行速度，應由下述標準來作決定，較為合式：

(一) 颱風進行速度在未滿每小時 20 公里時，應取 4 小時平均。

(二) 颱風進行速度在每小時 20~25 公里間時，

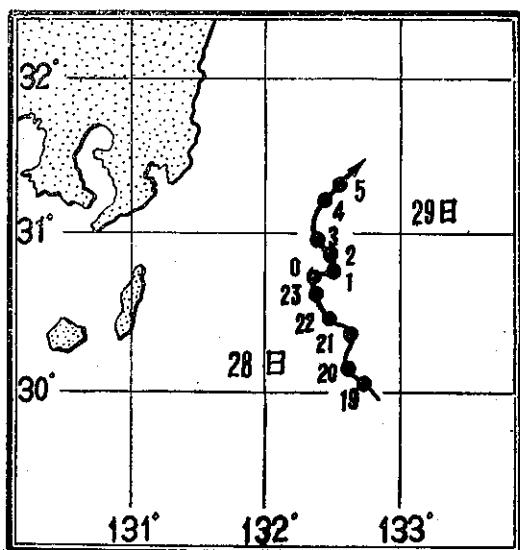


圖 6：蛇行狀颱風行徑圖

Fig. 6: Track of the typhoon Della centre accompanied with the fluctuation

應取 3 小時平均。

(三) 颱風進行速度在每小時 25~40 公里間時，應取 2 小時平均。

(四) 颱風進行速度在每小時 40 公里以上時，取 1 小時進行距離。

七、颱風中心之高度變化

茲假定雷達設置在海拔 200 公尺處，雷達波束寬幅 (Beam wide) 為 1 度，而天線仰角設置於 1 度時，雷達波束之傳播範圍，可由圖 7 中付斜線部份代表。由此圖可見，離開雷達站 300 公里處，在高度 2.9 公里以下之物體，由此雷達則探測不到。又離開

雷達站 400 公里處，在高 6.7 公里以下之物體，由此雷達完全探測不到。換句話來說，如果颱風在離開雷達站 300 公里處時，由此雷達測得之颱風中心為高度 2.9 公里以上所在之颱風中心，而不是地面颱風中心。此點為雷達探測之最大缺點。如果颱風中心隨高度之變化有斜度時，由雷達測得之颱風中心，與地表之颱風中心有相當大之誤差。此種誤差在颱風預報上，尤為颱風登陸地點之預報時，民生上及颱風防範上應力求準確，故此種雷達觀測誤差，對天氣預報人員帶來相當煩惱問題。

低氣壓中心，通常是隨高度變化而偏斜於冷空氣中，此為天氣分析上之定律，已為氣象人員熟知之事實。颱風當然也不是例外；如果有寒冷空氣侵入颱風附近，則颱風中心隨高度之變化，偏斜於冷氣方向。

高度

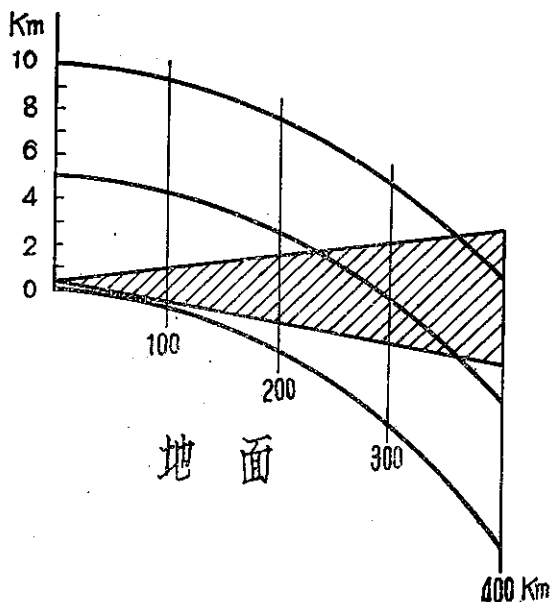


圖 7：假定雷達設置在海拔 200 公尺處，雷達波束寬幅為一度，而天線仰角設置在一度時，雷達波束之傳播範圍圖。

Fig. 7: Relation between the surface of the earth and the positions of the beam of the radar which were set at 200 meter height.

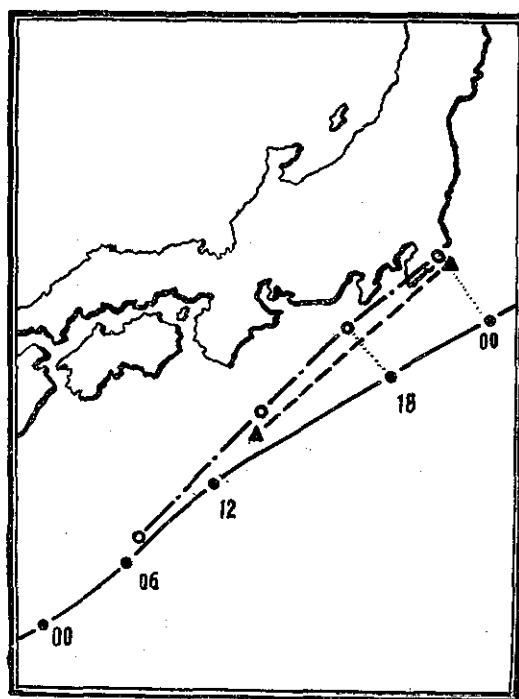
The hatched area shows the region which can be detected by that radar with pulse width 1° when the elevation angle of antenna is $+1^\circ$

因而由雷達測得之高空颱風中心，常與 700mb 或 500mb 面高度之中心，大略一致。有時颱風中心斜度竟可達 $1/100 \sim 1/70$ ，因此颱風之地表面中心與雷

達測得之高空中心，兩中心間水平距離可達 300~600 公里，實不可疎忽。此種颱風多發生在春秋兩季，容後舉例說明之。

圖 8 中所示者為民國 48 年 10 月 18 日至 19 日，侵襲日本南方海面之夏綠蒂 (Charlotte) 颱風地面行徑，700mb 高度之颱風行徑及雷達測得之颱風行徑圖。地面及 700mb 行徑係由地面天氣圖及 700mb 面高空天氣圖分析而得之。由此圖可以看出雷達測得之颱風中心略與 700mb 面高空圖中心一致，而與地面颱風中心略有 500~600 公里之誤差。18 日傍晚日本及美軍氣象臺，均預報夏綠蒂颱風將繼續向東北推進，可侵襲日本東南端。事實上颱風高空中心是沿預報方向推進侵襲日本，但是地面中心則偏向東北東推進，不致侵襲日本。此種地面颱風中心與高空颱風中心之偏差，係為寒冷氣流侵入颱風附近，而誘發之現象。

圖 9 中所示者，為民國 49 年 8 月 20 日至 21 日，通



- 地面颱風行徑
- ▲---▲ 雷達中心行徑
- 700mb 面颱風行徑

圖 8：民國 48 年 10 月 18 至 19 日夏綠蒂 (Charlotte) 颱風行徑圖

Fig. 8: Track [of the typhoon Charlotte (18~19 Oct. 1959) decided from radar observation and surface pressure observation.

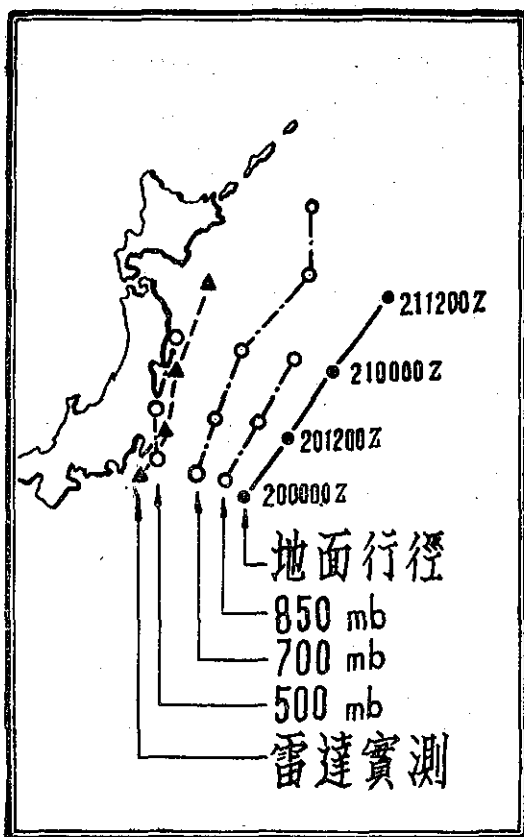


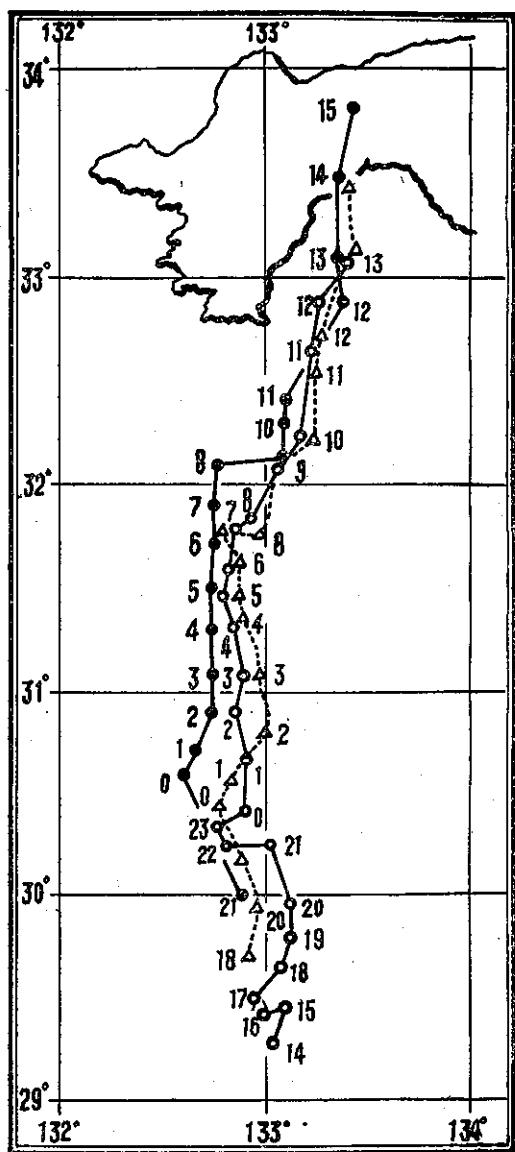
圖 9：民國 49 年 8 月 20 至 21 日費依 (Faye) 颱風行徑圖

Fig. 9: Center of the typhoon Faye (20~21 August 1960) at the surface and various levels

過日本東方洋上之費依 (Faye) 颱風之地面，850mb、700mb、500mb 面高度及雷達測得之颱風行徑圖。由圖可以看出，颱風雷達中心略與 500mb 面高空之颱風中心一致。但人類均生息在地球表面，地球表面之暴風是靠近颱風中心最大，容易誘致災害，離颱風中心愈遠，則風速愈減弱，甚至不會誘發災害。因此颱風預報上，應預報地面颱風中心，不必預報高空颱風中心。兩者間之偏差是今後應用雷達資料時，應特別注意之事項。

八、颱風之氣壓中心與雷達中心間之關係

今後由地面天氣圖分析確定之颱風中心，為簡便計簡稱為氣壓中心。由雷達測得之颱風眼，稱之為雷達中心。由雷達測得之螺旋狀雨帶，應用公式計算而得之颱風中心，稱之為雨帶中心。實測地面風之順轉及逆轉等變化而決定之颱風中心，稱之為風速中心。



○—○雨帶中心 ●—●氣壓中心
△—△雷達中心

圖10: 黛納颱風行徑圖 (民國49年8月28日至29日)

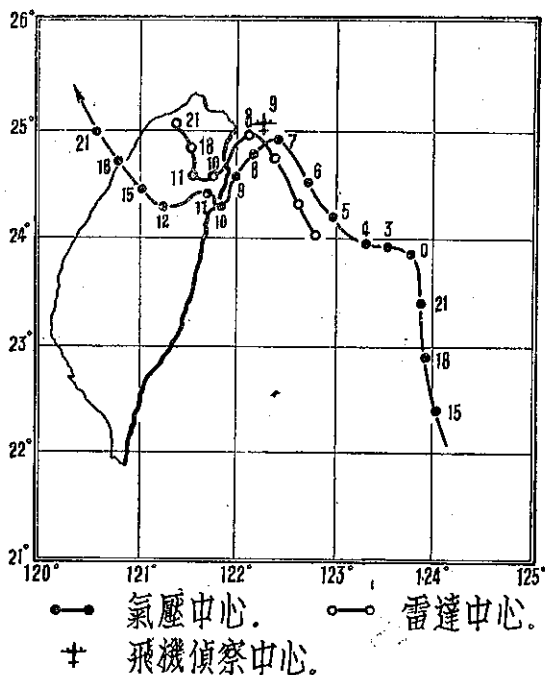
Fig. 10: Track of the typhoon Della determined by several different methods

- : The positions of the typhoon center at each time decided by surface pressure observation.
- : The positions of the typhoon center at each time determined by applying a logarithmic spiral rain band.
- △: The positions of the geometrical center of the eye walls at each time which were taken from the composite maps made up of radar echoes.

圖10中所示者，民國49年8月29日，侵襲日本四國之黛拉颱風，由氣壓中心、雷達中心及雨帶中心繪描的黛拉颱風行徑圖。由此圖可以看出雷達中心通常是位置在氣壓中心進行方向之右邊約10公里左右。

又圖11中所示者為民國49年7月31日~8月1日，侵襲臺灣北部而誘致所謂八一水災的雪莉 (Shirley) 颱風行徑圖。由此圖也可以看出，颱風氣壓中心與雷達中心略有不同。

此種颱風氣壓中心之不一致，是1947年由 H. Wexler⁽¹⁾ 所發見，但現在我們可以使用1918年 Sir N. Shaw⁽⁶⁾ 發表之正規低氣壓 (Normal cyclone) 理論說明之。



●—●氣壓中心 ○—○雷達中心
✚ 飛機偵察中心

Fig. 11: Track of the typhoon Shirley

(31 July ~ 1 August 1960) decided from radar observation, surface pressure observation and reconnaissance aircraft observation

- : The positions of the typhoon center at each time decided by radar observation
- : The positions of the typhoon center at each time decided by surface pressure observation.
- ✚: The center of the typhoon observed by the reconnaissance aircraft

Shaw 考慮以等角速度 ζ 旋轉之圓板，則離圓板旋轉中心 r 之任意一點之旋轉線速度為 $r \cdot \zeta$ 而且其方向垂直於半徑 r 。有此種風速分佈之低氣壓，Shaw 稱之為正規低氣壓。如果正規低氣壓，以速度 V 進行，如圖 12 中所示，則正規低氣壓中有一個瞬時靜止點 $0'$ ，位置在正規低氣壓通行方向之左邊，而與進行速度垂直， 0 點與 $0'$ 點間之距離為：

$$00' = \frac{V}{\zeta} \dots\dots\dots (3)$$

Shaw 稱 $0'$ 點為運動中心 (Kinematic center)，據其定義此為本文中之風速中心。又 Shaw 稱

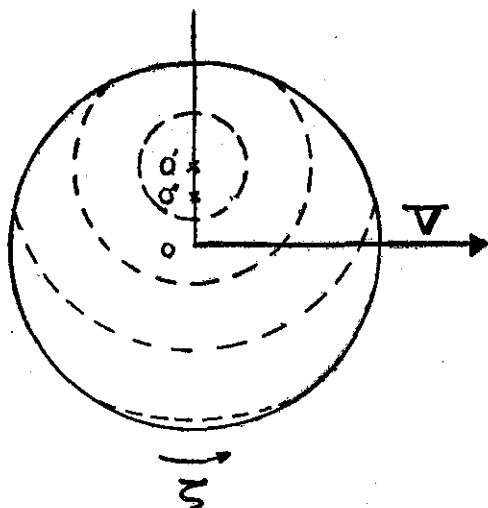


圖 12：正規低氣壓模型圖

Fig. 12: N. Shaw's normal cyclone model

0 點為龍捲中心 (Tornado center)

假定梯度風定律可以成立，可得方程式

$$\frac{(r\zeta)^2}{r} + 2\omega \sin \phi r \zeta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}$$

式中 ω 代表地球自轉角速度， ϕ 代表緯度， p 為氣壓， ρ 為空氣密度。積分上式可得正規低氣壓之氣壓分佈為：

$$\frac{p}{\rho} = \frac{1}{2} \zeta (2\omega \sin \phi + \zeta) r^2 + \text{Const.}$$

同時假定正規低氣壓受梯度風 V 之沖激而以速度 V 進行，則 V 應該滿足

$$2\omega \sin \phi V = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$$

積分上式，可得產生梯度風 V 之氣壓分佈為

$$\frac{p}{\rho} = -2\omega \sin \phi Vy + \text{Const.}$$

上述兩種氣壓分佈相加，可得以速度 V 進行之正規低氣壓中氣壓分佈為：

$$\begin{aligned} \frac{p}{\rho} = & -\frac{1}{2} \zeta (2\omega \sin \phi + \zeta) r^2 - 2\omega \sin \phi Vy \\ & + \text{Const.} = \frac{1}{2} \zeta (2\omega \sin \phi + \zeta) \{x^2 + (y \\ & - \frac{2\omega \sin \phi \cdot V}{\zeta (2\omega \sin \phi + \zeta)})^2\} + \text{Const.} \end{aligned}$$

據上式可知，等壓線係為圓型而其中心位置在 $0''$ 如圖 12 中所示。

總之假定梯度風定律可以成立，可以計算以速度 V 進行之正規低氣壓的氣壓中心 $0''$ 為

$$00'' = \frac{2\omega \sin \phi}{\zeta (2\omega \sin \phi + \zeta)} \cdot V = \frac{2\omega \sin \phi}{2\omega \sin \phi + \zeta} \cdot 00' \dots\dots\dots (4)$$

由上式計算氣壓中心 $0''$ 與風速中心 $0'$ 間之距離 $0'0''$ ，可得：

$$0'0'' = \frac{V}{\zeta} (1 - \frac{2\omega \sin \phi}{2\omega \sin \phi + \zeta}) \dots\dots\dots (5)$$

由 (3)、(4) 及 (5) 三公式可以看出，如果正規低氣壓靜止不動時 $00'$ 及 $00''$ 均消逝，即表示風速中心、氣壓中心及龍捲中心等三中心完全一致。如果旋轉角速度愈大，或緯度愈低 $0'0''$ 愈小，而正規低氣壓之進行速度 V 愈大，則 $0'0''$ 愈大。

茲取輕度、中度及強度颱風之旋轉角速度各為 $(2 \sim 3) \times 10^{-4}/\text{sec}$ 、 $(4 \sim 5) \times 10^{-4}/\text{sec}$ 及 $(6 \sim 7) \times 10^{-4}/\text{sec}$ ，應用上述三公式，由薇拉 (Vera) 颱風 (民國 48 年 9 月 23 日) 之實測風速中心，計算氣壓中心及龍捲中心，可得如圖 14 中所示。若由計算所得：

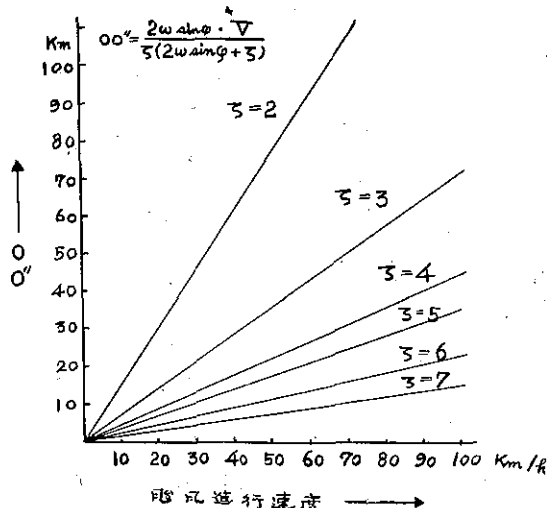


圖 13：颱風氣壓中心與雷達中心間距離 ($00''$) 計算表

Fig. 13: Nomogram to obtain the distance of the position of the typhoon decided from radar surface pressure observation

龍捲中心與實測雷達中心比較，其位置大略一致，由此可以說，Shaw 命名之所謂龍捲中心，現可當做雷達中心使用之。

因此由(4)式，預先繪成如圖13中所示之計算表，則使用此計算表，可由颱風強度及颱風進行速度，計算出颱風氣壓中心與雷達中心間距離，以作颱風中

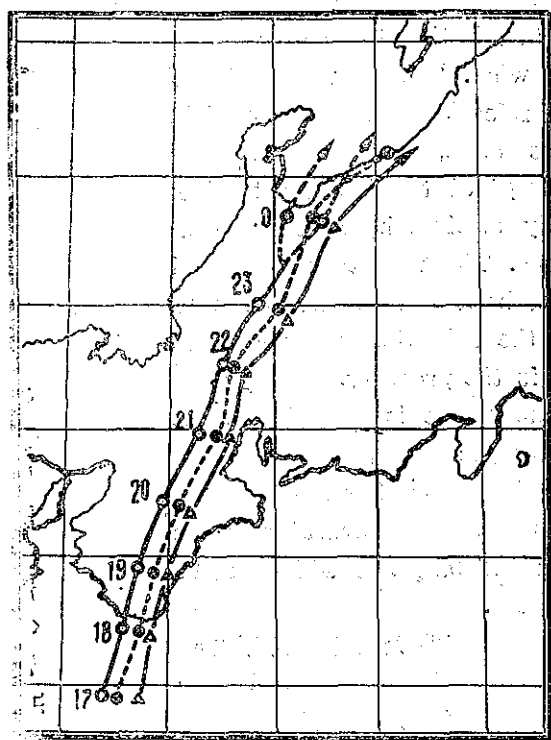
心位置修正之用。

九、結 論

1956年Dunn氏⁽⁶⁾曾在演講中稱：在雷達應用於氣象工作之前，颱風在海上等氣象報告稀少地區，所確定之颱風中心位置，經常與實際位置，相差可達緯度1度左右，則約為111公里。晚近應用雷達，當然較從前可以提高其準確性，但仍未免有數十公里之誤差。因此雷達資料分析時，各工作人員，應細心研討資料，以圖減少誤差，使得雷達能盡其能，以貢獻於防範氣象災害之用。

參 考 文 獻

1. H. Wexler: Structure of hurricanes as determined by radar, annals of N. Y. Academy of Science Vol. 48, art 8. September 15 1947, pp 820-840.
2. H. V. Senn and H. W. Hiser: Tracking hurricanes with radar. proceedings sixth weather radar conference held at cambridge massachusetts on March 26 through 28 1957, pp 165-170.
3. H. V. Senn and H. W. Hiser: On the origin of hurricane spiral rain bands. J. Met, 16, pp 417-426. 1959.
4. 馮瑞甫：關於雷達氣象觀測上幾個問題的商榷。氣象預報與分析，第7期，民國50年4月。
5. Austin Pauline M: Radar observation of stormstructure on the micrometeoro logical scare, proceedings seventh weather radar conference. J. 14-20.
6. Dunn G: Speech hurricane evaluation symposium, November, 1956.
7. Sir N. Shaw: The travel of circular depressions and tornadoses and the relation of pressure to wind for circular isobars. Geophys., Mem, 2, pp 17-44.



○ 風速中心 ● 氣壓中心
△ 雷達中心

圖14：薇拉 (Vera) 颱風行徑圖
(民國48年9月23日)

fig. 14: Tracks of the typhoon Vera (23 September 1959) decided from the surface wind observation and various calculations

- : wind center
●: calculated isobar center
△: calculated tornado center

溫度平流

蔣志才

Horizontal Advection of Temperature

C. T. Chiang

Abstract

Horizontal advection of temperature is the physical transport of the property by the horizontal wind. It is virtually a 100 % process. But a number of empirical rules have been developed in the past in which certain properties, e. g., isotherms, pressure patterns are moved at 50 % or 60 % of the horizontal wind. Although some success is occasionally attained by such computations, the concept itself is erroneous. The fact that horizontal advection may sometimes appear to be less than this is due to the action of the other processes in the following equation, i. e., vertical transport or parcel charges in the property.

The horizontal advection of temperature is very important for weather forecasting. Sometime the pressure pattern may not be representative of the weather displacement, but the displacement of isotherms are reliable. In this outline several methods of computing isotherm displacement will be given which can be used at the surface, 850, 700, and 500 mb.

引言

欲求天氣預報之準確，必先求預測圖之準確繪製，有正確預測圖方可把握未來天氣之趨勢，如不能繪製正確預測圖，未來天氣演變將無正確的概念。即使預測命中也為偶而巧合，決不是技術上有巧奪天工之處。不過一般預報員製作預測圖，着重在等壓線（或等高線）之繪製，對等溫線繪製很少注意，有些人甚至不繪等溫線。殊不知等溫線對天氣預報是同樣重要。尤其地方性雷陣雨及各種劇烈天氣之發生，往往等壓線（或等高線）之位移，不能確實指出其天氣發生之地區，而等溫線移動却有其代表性。故本文提供幾種估價溫度平流方法，以供參考。

一、平流解釋

所謂平流即為空氣隨平流風在物理上的輸流，其數學之解釋如下：

$$\frac{\partial X}{\partial t} = - (u \frac{\partial X}{\partial x} + v \frac{\partial X}{\partial y}) - w \frac{\partial X}{\partial z} - \frac{dX}{dt}$$

(1) (2) (3) (4)

本式 (1) 為空氣隨時間之地方性局部變化。

(2) 為空氣之水平平流。

(3) 為空氣之垂直輸送。

(4) 為空氣內局部變化。

水平平流是不斷在進行，比喻說：風速有 30 哩，乃煙、塵灰、溫度與濕度等，將隨風飄行 30 哩，又如測風氣球高空觀測計算，氣球隨風飄流也算它是百分之百位移。

過去有些經驗法則說等溫線，氣壓系統，雷雨等隨着某一高度之水平風速 50 % 或 60 % 速度移動，並計算頗成功。可是在理論上是錯的，平流應該是 100 %，但是水平平流如何會少于此數？此由于公式之 (3) 與 (4) 兩項垂直輸流或該空氣內局部變化緣故。

地方性暴風雨預測，對水平溫度與濕度平流應該較重視。以上式各分式間之關係，可用溫度代替。公式中 (1) 為在某測站溫度隨時間變化，(2) 溫度水平平流，(3) 溫度垂直變化，(4) 移動空氣中熱量變化，通常該項溫度平流在地面，850, 700 或 500 mb 定壓面圖均可使用該式。

二、分力記數法

此法省略上項方程式之 (3) 與 (4) 兩分式，即溫度

垂直變化與移動空氣熱量變化不計算，僅以風之分力及溫度梯度計算溫度水平平流。

溫度水平平流

$$A(T) = -(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}) = -V_2 \cdot \nabla_2 T$$

(1) (2) (8) (4)

(1)為東西風分力乘東西向溫度梯度

(2)為南北風分力乘南北向溫度梯度

(3)合成水平風

(4)合成水平溫度梯度

溫度水平地轉平流 (Horizontal geostrophic advection of temperature)

$A_{gs}(T)$ 可用下式代替上式，

$$A_{gs}(T) = \frac{g}{f} J(T, h)$$

$J(T, h)$ 是溫度與高度因子之吉可平 (Jacobian) $= \left(\frac{\partial h}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial x} - \frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} \right)$ ，由此可知 A_{gs} 溫度水平地轉平流是由南北向高度梯度乘東西向溫度梯度，減去東西向高度梯度乘南北向溫度梯度之值，再乘地心吸力除偏角力之商數是也。

該法須計算 $J(T, h)$ ，手續似嫌過多，不能適應實際作業簡單快捷之要求，僅可作檢討研究之用。

三、切 風 法

此處所指切風係指垂直不同高度之風切向量差，其與熱風相接近，切風在天氣預報方面，有助等壓面上決定等溫線之方位及距離。尤其在資料稀少或極細微地區（如冷池 Cool Pool 所在處）特別有用。因等溫線繪製是與切風有關，猶如等高線與實測風有關一樣。通常等溫線平行于切風繪製。冷空氣在氣流左面，因切風是被假定接近熱風，不過該假定不一定完全對，有時切風穿過等溫線，猶如實測風有時也穿過等高線。同樣道理等溫線距離也可能不與切風速度相符合。可是切風對溫度場鑑定分析確有幫助。

計算切風之簡單方法係用一圓形分度盤，以方格紙為底。計算方法與測風氣球計算相似，先點底層風，次點高層風，該兩點間直線之方向為切風向，其間距離即為切風速度。例如在 3,000' 風為 160°-25kts，在 7,000' 為 220°-31kts，即得切風 270°-29kts。

切風常以四至五千呎厚度計算之。雖用較薄厚度也可計算，通常等壓面圖計算之厚度為：850mb 用 3,000'-7000' 層；700mb 用 8,000'-12,000' 層；500mb，用 16,000'-20,000' 層。

四、以測站風計算溫度平流

$$\text{溫度水平平流} = -V \frac{\partial T}{\partial S}$$

V 為某測站之風速， $\frac{\partial T}{\partial S}$ 為沿氣流線 ∂S 距離之溫度梯度。在理論上這種梯度該為氣流線極小部份，缺乏代表性，但事實上不得不用既定測站資料。例如某測站風速 80 哩，乃以測站為中心沿氣流線去向量 15 哩及氣流線來向 15 哩處，該兩點間之溫度差即為 1 小時之溫度水平平流。此法極為簡單，可是因僅取 1 小時之氣流距離與溫度梯度，不能代表在繼續進行之平均值，差誤在所難免，非至萬不得已，避免使用。

五、沿氣流線以平均風速求等溫線位移

預報員常喜歡用既有資料間隔時間，求溫度水平平流，通常間隔時間為 6 小時，如某測站溫度 20°C，依照氣團軌跡移動 6 小時到達另一測站，該兩測站氣溫必有差異。即使在此期間內等溫線位移不規律，祇求得總值不會有太大差誤。可是要分析氣團軌跡非一簡單手續所能辦到。是故，預報員常假設氣流線接近其軌跡，該項假設如時間不太長與溫度場不急速變化，是可信任的。不過氣流線繪製須絕對平行與風向，因軌跡係指一定時間內氣團所經過之路徑，如氣流線與等溫線繪製不正確，等溫線間隔與熱風計算就發生問題。

此法通常為預報員所樂用，作業方便又快。同時可用在空氣質點與濕度平流。不過此法用在長時間或風向將改變之區域，將發生錯誤之結果。例如有一低壓環流將移至該測站，乃目前氣流線將不能代表其軌跡，若仍依照氣流線計算，錯誤為不可免矣。故預報員使用該法，須有分析氣團軌跡之經驗。

六、等溫線沿等高線位移計算

此法是很相似等溫線沿氣流線位移方法，係以地轉氣流作為等溫線位移之依據，此法既快又容易，同時任何等壓面分析均可決定平流，毋需其他分析之輔助，同時此法可用在決定其他特性，如濕度等。但在等壓面圖上所謂「溫度不變線」應予分析應用。又此法如上節，當氣壓場急速改變或時間太久，會發生差誤，又當氣流強時所發生差誤將更大。故該法用在平穩氣流下尚無大差誤，如在低指標情況，變化迅速劇烈，則須先繪製預測等高線，參考未來氣流方可決定，以減少差誤。

七、潘諾夫斯基 (Panofsky's Equation) 溫度平流方程式

$$\text{溫度平流} - V \cdot \nabla T \cong V^2 \frac{\partial d}{\partial h} \frac{fT}{g}$$

V = 高空風速

$\frac{\partial d}{\partial h}$ = 隨高度各層風向之變化。以每四千呎 10° 為單位，

通常高度間隔 0-4, 1-5, ……與 16-20 千呎，高度較高時則以五千呎 10° 為單位，高度間隔 18-23, 20-25, ……與 35-40 千呎。氣流隨高度轉變為熱平流時（正值），冷平流時（負值）。

f = 偏向力： 25°—0.75 35°—1.00
45°—1.23 30°—0.87
40°—1.12

T = 該層平均溫度，以標準大氣為準：

0-4 千呎……282°A	12-16 千呎……258°A
1-5 " " ……282°A	14-18 " " ……258°A
2-6 " " ……282°A	16-20 " " ……252°A
3-7 " " ……282°A	18-23 " " ……248°A
4-8 " " ……274°A	20-25 " " ……244°A
5-9 " " ……274°A	25-30 " " ……234°A
6-10 " " ……274°A	30-35 " " ……224°A
8-12 " " ……266°A	35-40 " " ……218°A
10-14 " " ……266°A	

g = 地心吸力加速為 32 呎/秒²

用此方程式需將偏向力，地心吸力與平均溫度等預先列表備查。待高空風資料獲得，即可代入本式算

得溫度平流數值，快捷方便，確有其優點：1. 本式完全是客觀方法，2. 僅用印字機拆下之高空風原始資料，即可計算，毋需其他分析輔助，3. 不限制用在等壓面高度，風高空風報告所及高度均可計算應用。此點重要，因嚴重溫度平流不一定發生在定壓面層，尤其冷平流往往發生在 12,000-16,000' 間（約 600mb），在 700 與 500mb 圖上可能不顯，4. 高空風測站較探空站為多，使用價值高，高空風每天測四次，而探空僅兩次。利用該法可每六小時計算一次，以彌補探空資料之不足，若 0000Z, 1200Z 用探空，則 0600Z 與 1800Z 可用此法計算溫度平流。

然而本法也有缺點如下：1 用假設之地轉風所得值為瞬間者，與平均值比較有時相差很多 2. 此式不能用在其他因素，如濕度等。

結 論

以上各項方法均可求溫度平流，惟其結果未必一致，尤其第 (4)、(5)、(6) 項方法，均為概略估計，手續雖較簡單，可是準確度方面，實有疑問。至于第 (二)、(三) 兩項方法手續較多，尤其計算溫度與高度之吉可平，非瞬間所能完成，不合作業實用。其中潘諾夫斯基方程式尚稱實用，其方程式雖煩，然其中變數僅有兩項（風向轉變與風速）。其他偏向力，地心吸力及平均溫度三項均為固定數字，有表可查。其所得數值也係客觀者，如應用時間不長，不致有大差誤。

參 考 資 料

1. Principles of meteorological Analysis, Saucier.
2. Introduction to Dynamic Meteorology, Panofsky.

論 太 陽 大 氣

魏元恒

The Solar Atmosphere

Yuan-Heng Wei

A description and discussion of the general characteristics of the Sun and its atmosphere are given in this paper. Especially to the isolated temporary phenomena, such as sunspots, Faculae, Flares, plages, within the solar atmosphere which are important to influence the space environment and the earth are discussed in some of details.

太陽在宇宙間，為無數恒星之一，言來似無足重輕；但在太陽系內，則為各行星之主宰，其一切性質及變化，均影須於各行星，尤其對吾人之地球。在人類向太空發展之時代，太空航行，所受太陽各種輻射能之影響尤大。為瞭解太空諸問題，對太陽特性之認識，自甚需要；例如今年及明年（民國五十三及五十四年），為國際太陽活動靜止年之觀測，以及七年前（民國四十六至四十七年），當太陽活動最激烈時，國際地球物理學年之觀測，均係在太陽活動最低潮時與最高潮時，國際上特別對太陽，所舉行之觀測研究。

太陽純為氣體狀態，直徑一百四十萬公里，質量為地球三十餘萬倍，其每秒鐘放出之能量，相當於太陽內，四百萬噸物質，在一秒鐘內，經熱核子反應，所產生之能量。太陽此種能量之放射，係為電磁波輻射；依據普蘭克斯 (Planks) 定律，在分光研究下，太陽表面溫度為 $5,900^{\circ}\text{K}$ 。

一、太陽大氣之分層

太陽之主體，係不透明，目視可見其顯明輪廓，名為「光層」或「光球」(Photosphere)，太陽之光及熱，均發自光層。在光層之上為「色層」(Chromosphere)，高出光層約一萬公里，係屬稀薄透明之氣體，「光針」(Spicules) 由此層射出。在色層之上為「日冕」(Corona)，亦係透明，但是不規則而極稀薄之瀾漫狀，高可達日球直徑之數倍，溫度亦甚高。「色層」及「日冕」僅在分光鏡中可見，兩者均放射無線電波，其週率為每秒十五兆週至三萬兆週 (mc)。

「光層」，「色層」及「日冕」三者，構成太陽之大氣層，此三者經觀測研究，得知其化學成分均相同，可能與日球核心之成分，稍有差異。太陽上此三種大氣層為永恒現象。

二、太陽活動 (Solar activity)

在太陽大氣中，有時出現各種特殊及暫時之現象，類似地球大氣中之雲、雷雨、龍捲風者，特稱之為「太陽活動」。此種活動，包括太陽大氣中，各層出現之特殊現象；諸如出現於光層者，有「太陽黑子」及「光斑」(Faculae)；出現於色層者，有「閃焰」(Flares)，「黑紋」(Plages) 及「光針」(Spicules)；出現於日冕層者，有「日珥」(Prominence)。出現於色層及日冕兩氣層之特殊現象，有者與太陽爆發出之無線電波相伴隨，且此時其所發射較低週率電波，常超出正常之百千倍。

太陽中之物質，為中性及游離原子，自由電子，及微少極堅硬分子。由於太陽之高溫，即甚堅硬物質，亦均汽化；更由於極大衝擊作用，分子亦多變為原子。

太陽射出之總能量，大致甚少變化；經阿保特氏 (Abbot) 多年之研究，確定可能有百分之一至二之變化。惟由於觀測太陽輻射時，須受地球大氣吸收之影響，僅能以統計法，或以行星與恒星光度比較法，求得其變化，其結果並不完全精確；惟就天文學上言，太陽實係一變星也。

三、太陽活躍區 (Solar active regions)

太陽輻射總能量，變化固甚微；但太陽確有其他方面之變化，引起紫外線及原子放射等，因而影響地球甚巨。此種變化中，最重要者，為太陽上「活躍區」之生長與消失。所謂太陽活躍區，係指太陽面，千百分之一的面積上（實際直徑約10萬公里），發生特種變化之活動。此種活動，深具特殊意義，為科學家多年來，悉心研究者。此種活躍區，本身甚為重要，以下概述其要點。

太陽活躍區，最顯著者，爲其所發生之光學現象及電波現象。活躍區可分爲噴出 (Eruptive) 及均衡 (Equable) 兩種。所謂均衡者，即在活躍區內，此現象存在時間，比較持久，可隨太陽自轉數週 (太陽自轉一週，爲27日)，同能並能引起數千高斯 (Gauss) 之強烈磁場變動。太陽黑子、光斑、黑紋等，爲此種活躍區所具有之現象。

另一種則爲「噴出活躍區」，即在此區內，此種特殊現象，存在時間短促，但又特殊強烈，常出現「閃焰」及各種形狀之「日珥」(或稱太陽紅焰)。

此兩種活躍區，均能導致地球上，發生各種擾動，如「磁暴」及「極光」等；此爲來自太陽之「原子雨」(Corpuscular shower) 所致者。惟地球上所受影響，須依其對太陽面上，活躍區之位置而定，並非依活躍區有否爆發現象。活躍區之原子放射，可能係呈光柱形，有顯著之界限範圍；當其經過日面時，地球上有時不受何影響，此或由於無放射物射出，亦或由於其放射方向，未正對地球之故。

由太陽紫外線，導致地球上擾動者，如突然出現於游離層之擾亂，及特殊之磁暴等，多數係與太陽面上，噴出活躍區相關連，並主要由於閃焰所致。此種相關連，係一地面擾動，與一特別閃焰，直接相關；但亦有甚多閃焰，對地球毫無影響者。

四、太陽活躍區之成因

太陽磁場，易於在分光中，直接測量。太陽磁場，大多甚弱，一般在一「高斯」(Gauss) 磁單位以下；但有時在太陽面上，某一獨立小面積，其磁場特強，可達數千高斯。此種小面積，無疑即爲活躍區；但其爲何具有此強大磁場，解說甚多。惟吾人須知，活躍區之存在，起因於磁場，亦爲磁場即活躍區；吾人所測得，太陽各種活動現象，均由其所誘起者。就現代磁動力學之研究，得知一強力磁場，對物質運動，有絕大影響，對導體介質，則產生壓力擾動，如太陽大氣然。

關於太陽活躍區內，磁場觀測記錄不多；最可貴者，爲美國維爾遜 (Wilson) 天文臺，所保有35年來，太陽上每一黑子之磁性記錄；經貝爾 (Bell) 氏予以統計分析，求得太陽黑子磁性，與活躍區之閃焰，發生相互間之關連，此結果甚爲科學家所重視。貝爾氏並發現，太陽黑子俱有高度不規則及複雜性質，大量正負分力並列，簡單之單極性，或雙極性磁場，趨向於產生閃焰，而非黑子。由此可知，均衡活躍區

與噴出活躍區之分別，主要係於磁場偏極性之程度；因此由磁場之觀察，可預知活躍區之性質也。

五、太陽黑子

爲吾人所習知者。黑子出現，有時爲單個，但多係成群。黑子成群時，其長軸常在太陽轉動之方向；成對黑子，常包括一先行黑子，及一隨後黑子。此成對之二黑子，具有相反之磁極；如先行之黑子在北半球，具有正極，則在南半球者，將具負極。黑子之極性，似隨每11年之週期而變化。由此可知，真正之黑子週期，可能爲11年之2倍，即爲22年，除此之外，似有一更長之100年週期。多年來有一趨勢，即每次黑子最多時，常較其上次最多時之體積爲大。

太陽黑子，較其周圍日面爲暗，此乃由於溫度較低之故；其冷却之力學原因，現尚不明，惟有一較可能之解釋，係基於磁場之理。太陽黑子，經常出現於磁力場最強之區，此處日面正常之對流，因太陽內部流質，上下交換受阻遏而趨遲滯。此種對流爲太陽內部與表面熱能之交換，某區一旦對流停滯，自然趨於冷却，而變爲較暗之太陽黑子。

六、光斑與黑紋

太陽光斑，常在黑子之先出現，或與其同時出現，亦可在普通光線下觀測，但不如黑子顯著，且多在近太陽邊緣處，方易看出。光斑係圍繞黑子比較光亮之部份，過去不爲科學家所注意，但因其與黑紋相關密切，可能其出現，多在黑紋最密集處，且係處於太陽大氣比較下層。

黑紋 (Plage) 非普通光線所可見者。在分光帶內，對氫氣線，吸收最強。黑紋係出現於「光層」之上，伸入「色層」內並不太高，僅在太陽邊緣處，方可鑑別。

七、太陽閃焰 (Solar flares)

爲太陽活動現象中，最爲猛烈者；普通係隨噴射活躍區內，其他現象相偕出現。由太陽所引起，地球上電離層之突然擾動，及地球上之磁暴，均與閃焰同時出現；但持續較久之磁暴及極光，則約延遲一日發生。閃焰在分光中可見，在各種無線電頻率中可察覺。

閃焰爲突然之光亮，發自黑子群附近者，其強度約兩倍或三倍於日面之光，持續時間極暫，一般僅數分鐘，亦有只數秒鐘者。閃焰在其最亮時過後，即逐

漸衰退，約半小時即消失。閃焰通常按其大小，分爲四級：1、2、3、3⁺等。1級閃焰最小，其平均持續時間爲15分鐘，在黑子最多期內，每隔數小時，發生1次。3⁺級閃焰之平均壽命爲3小時，平均每年發生1至2次。

與「閃焰」光亮現象，相伴出現者，爲自太陽放射之電波，突然增強；其最強之頻率爲200mc，其次爲3000mc頻率，且亦最爲穩定。首先出現者，爲較高週率，數分鐘後，轉爲較低週率；200mc之太陽電波，係來自高出日面甚多之日冕層，而週率愈低，其來源之高度亦愈高；因此由閃焰所發出之電波，依其隨時間之變化，可推知此擾動，初係開始於可見之日面，繼而向高處傳播，通過日冕層。

閃焰發生後，10至30小時，大量電荷質點，即到達地球，因而地球上，發生地磁暴、電離層擾動及極光，已如上述，此種現象，在地球之向日面與背日面，係同時發生，且可能嚴重阻得無線電通訊，達數日之久。

產生閃焰之黑子區，可能維持數週或數月，因太陽約每27日自轉一次，此黑子區可轉至太陽背面而不見，繼而再度出現，且此再度出現，則可準確預知者。惟不可預知者，爲產生於太陽之背面，而後轉至正面之閃焰。最近之研究，可根據太陽邊緣背面之閃焰，所發出高頻能量或少量之太陽質子，加以偵測得之。

除上述太陽大氣各種現象外，尚有所謂「太陽風」(Solar wind)，係由太陽，連續放射之低能量質點，爲帶有正負電荷者，可自太陽吹至火星以外，但不能吹達木星。當太陽靜止期，此風約爲460 km/sec，在太陽出現「閃焰」時，則此風顯著增加，有時可達66,700 km/sec，此亦爲在太空航行研究中，頗堪注意之現象。

參 考 書

1. Air Force & Space digest, Oct., 1961.
2. Aviation Week, March 4, 1963,
3. Awsss. Review, Jan. 15, 1963.
4. Bulletin of AMS, Feb., 1962.

氣象學報訂購辦法

- 一、本學報以促進中國氣象學術之研究爲目的。
- 二、個人如欲訂購，可報請服務之單位，備文證明，連同價款，逕寄本社，或利用各地郵局，將書款存入臺灣郵政第2797號劃撥儲金本所專戶，當按址寄送所需之學報。
- 三、本學報本期暫收成本費新臺幣壹拾元，郵票十足通用。

氣象學報徵稿啓事

本學報長期徵收稿件，歡迎各方踴躍惠稿，惟爲配合出版時期起見，惠稿最好於二、五、八、十一等月月中以前寄達，以便及時刊載，而免積壓，敬請惠稿諸先生注意。

近代低氣壓發生理論之批判 林瑞山

Some Discussion on Modern Theories of Cyclogenesis

Lin Ruey Shan

Abstract

The cyclone was generally formed as a result of wave disturbance along the frontal surface. The idea was first initiated by Norwegian school led by Bjerknes. We learned that the cyclones are not definitely appear in a mode along the frontal surface. Margules had suggested that the kinetic energy of cyclones was derived from the potential energy with horizontal temperature gradient, and caused the development of cyclones.

Latest investigations from Fjørtoft, Eliassen, Bjerknes-Holmbae and others have contributed much knowledge on the instability. Other authors such as Sutcliffe and Estoque have formulated the theories of cyclogenesis in terms of vortical velocity and divergence.

Since the World War II, the increase of upper air data with the improvement of method of computation by means of electronic machines had proceeded the study on development of cyclones into a stage of numerical prediction. The trend will keep on going for further development in coming decade.

Conclusion has been made that the problem of cyclogenesis was a controversial subject during last sixty years and is still a paradoxical subject in the field of meteorology. This paper made a perusal on the discussions of the subject in history of controversy which will guide you to the end in making further investigations.

一、前言

於1904年 Margules 已計算大氣中水平方向氣溫之不同而生成之位能，變換其形態而成低氣壓之動能，終在大氣中形成不穩定波，誘致低氣壓之發生，此為近代低氣壓發生論之開始。這即挪威學派之低氣壓發生思想也。而後陸續由 Fjørtoft, Eliassen, Bjerknes-Holmbae 研究不穩定波理論，而對低氣壓發生論有所貢獻。其中 Bjerknes 首先注重高層資料之應用，又由 Sutcliffe, Estoque 等提及鉛直方向之渦度與輻散等效果，而利用數學具體的研究。此效果即對低氣壓生成之效果也。低氣壓發生論之研究過程中，自第二次世界大戰後，由於高空資料之逐

次充足及電子計算機之加速發達，導致數值預報理論及其他氣象技術之急速發達。

總之，低氣壓發生論是近六十年來之爭論主體，此問題之牽涉甚廣，其影響可及整個之氣象學領域。本文將討論近代低氣壓發生論之簡史及其爭論問題，以資今後研究之參考。

二、Bjerknes之低氣壓發生論：(1)(2)(3)(4)

根據挪威 (Norway) 學派之低氣壓論說：大氣中隨着不穩定能量之消費，常在極鋒上發生而引起低氣壓之生成。依據 1936年 C. L. godske^{(5)(6a)} 發表之學說，大氣中各種擾亂之發生有三種主要因素，即 (一)重力波之穩定性 (二) 慣性波之穩定性 (三) 風切

(shear) 之不穩定性也。茲分別說明各要素對於低氣壓發生之影響。

(一) 重力波：

由於冷暖氣團接觸，在大氣中形成一種對於地面有傾斜之所謂不連續面（輕的暖氣在上面，重的冷氣在下面），而在此不連續面上常發生一種波動，謂之重力波。（又曰 Helmholtz wave）。因為位能繼續不斷地變換為動能，而保持重力波，不致消失。通常重力波之波長較短，大約在 500m 至 1000m 之間，振動之週期亦較短，大約為數分鐘。此重力波單獨不能引起低氣壓波之生成。（參閱圖 1）

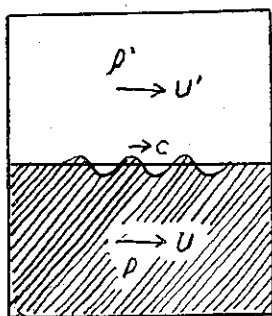


圖 1：在不連續面上發生之重力波

Fig. 1: Showing the growth of gravity wave on the frontal surface.

(二) 慣性波：

空氣塊繞着一定固定點做圓形轉動時，即由於空氣塊受慣性力之作用，常誘發生一種波動，通常謂之為慣性波。茲令 ω 為地球自轉之角速度， ϕ 為緯度，即慣性波之振動數 v 可以寫成爲：

$$v^2 = 4\omega^2 \sin^2 \phi \dots\dots\dots(1)$$

由(1)式可知，振動之週期極長，大約數小時，而波長亦較長，略與低氣壓波之波長相等，因此討論低氣壓波之生成時不可忽視此種波動之影響。但慣性波與重力波同樣極為穩定，尙未能圓滿地說明低氣壓不穩定波之生成。

(三) 風切波：

冷暖氣團接觸時，因兩邊氣團之風速不同，在其接觸界面上，常形成一種波動，謂之風切波 (shear wave)。而且其振幅常有增大之性質。令氣團兩邊之風速各爲 u ， u' ，慣性波之波長爲 L ，其振動數爲 V ，其中有下述關係式：

$$V^2 = -\frac{\pi^2}{L^2} (u-u')^2 \dots\dots\dots(2)$$

由(2)式可知，因振動數 V 與波長 L 成反比，這即表

示所發生之不穩定波有發展之趨勢。通常不連續面上所發生之波長均在數公里以下，故風切波波長較短不能適當地說明，波長約為 1000~3000 公里的大規模低氣壓波之發生與發展。

以上所述係討論各種波如單獨發生時，皆未能說明低氣壓不穩定波之發生。假使以上三種波同時發生而有相互作用時，於低氣壓波有何解釋？關於此點，1930 年 Solberg⁽⁴⁾⁽⁷⁾ 有所說明如下：

(一) 大氣中之 2 公里以下之短波長波動，其空氣塊略在鉛直方向振動而其振幅亦較小。因此地球自轉之影響可忽視不計。像這種短波長波動，無考慮到地球自轉之效果，故不能適用於低氣壓波也。

(二) 在中波長時，因重力之穩定化作用卓越，而形成爲固定振幅之穩定波。故該波亦不能視爲低氣壓波。

(三) 在長波長時，空氣塊之進行路徑，略在水平方向，因而重力作用可忽視不計。如果考慮慣性波與風切波之合成作用時，如在圖 2 中所示，穩定波及不穩

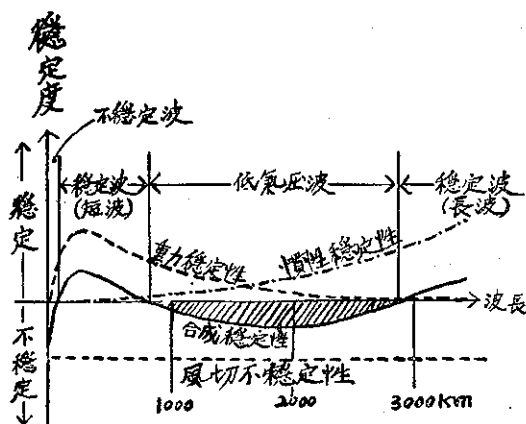


圖 2：低氣壓波之穩定性與波長之關係

Fig. 2: Showing the relation between stability and wave length of cyclone wave.

定波之境界處，波長 L_K 可由下述方程式代表：

$$L_K = \frac{2\pi(u-u')}{2\omega \sin \phi} \dots\dots\dots(3)$$

通常 L_K 謂之爲臨界波長。由(3)式可知，在 1000~3000 公里範圍內之不穩定波，始可視爲低氣壓不穩定波也。

以上所述，係爲 Bjerknes 之低氣壓波動論之概要。但實際上低氣壓之發生，不但不限於不連續面處，而在其他處也常有發生。此事實是暗示還有其他不

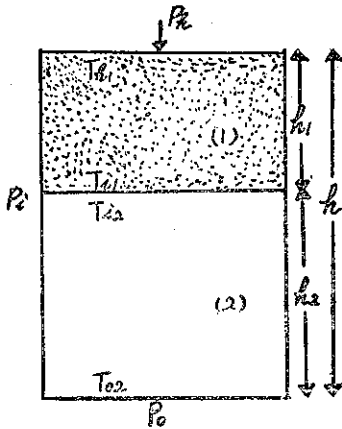
穩定波可以在大氣中生成。由此觀點1905年 Margules 氏，由斜壓不穩定之思想，另定新低氣壓波之發生理論，茲容後說明之。

三、Margules 之低氣壓發生論 (9d)(9a)(9a)(10a)(21)

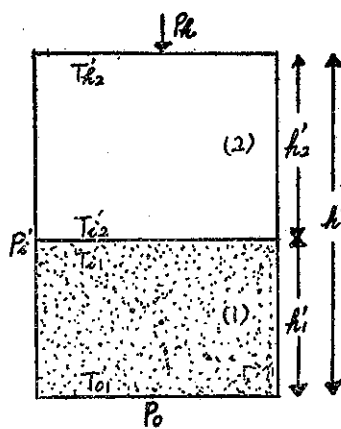
在1904年 Margules 證明：性質不同之兩層空氣層，位置於上下或水平並列時，因各層空氣塊之位溫不同而發生空氣之流動。由於位能及內能之減少，誘致動能之增加，此項增加之動能足够生成了低氣壓發生所需之原動力。茲略述 Margules 氏之討論結果如下；(式中各符號說明請參閱圖 3)

(一) 性質不同之兩層空氣層位置於上下時 (參考圖 3 A)；

$$\text{初期狀態之總能量 } E_a = \frac{C_p}{A_g} \frac{1}{1+K} (P_0 T_{02})$$



Initial state



Final State

圖 3 A：性質不同之兩層空氣層位置於上下時之初期狀態及末期狀態

Fig. 3 A: Overturing of vertically adjacent air masses in initial and final state. (layer 1 is warmer and lighter air masses, and layer 2 is colder and heavier air masses)

P_h ：初期狀態及末期狀態之上層上面之氣壓

P_0 ：初期狀態及末期狀態之下層下面之氣壓

P_i, P'_i ：初期狀態及末期狀態之兩層接觸附近之氣壓

T_{h1}, T'_{h2} ：初期狀態及末期狀態之上層上面之氣溫

T_{i1}, T'_{i2} ：初期狀態及末期狀態之上層下面之氣溫

T_{i2}, T'_{i1} ：初期狀態及末期狀態之下層上面之氣溫

T_{02}, T'_{01} ：初期狀態及末期狀態之下層下面之氣溫

h, h' ：初期狀態及末期狀態之上層厚度

h_2, h'_2 ：初期狀態及末期狀態之上層厚度

h_2, h'_1 ：初期狀態及末期狀態之下層厚度

$$-P_i T_{i2} + P_i T'_{i1} - P_h T_{h1} - P_h h \dots\dots\dots (4)$$

$$\text{末期狀態之總能量 } E_o = \frac{C_p}{A_g} \frac{1}{1+K} (P_0 T'_{01})$$

$$-P_i (T'_{i1} + P_i T'_{i2} - P_h T'_{h2}) - P_h h' \dots\dots\dots (5)$$

$$\therefore \text{動能 } E_K = \frac{1}{2} m v^2 = E_a - E_o \left(\text{但 } m = \frac{P_0 - P_h}{g} \right) \dots\dots\dots (6)$$

由此三式計算空氣流動速度，則風速 V 可得

$$V^2 = \frac{2g}{P_0 - P_h} (E_a - E_o) \dots\dots\dots (7)$$

(二) 性質不同之兩層空氣層位置於水平時 (參考圖 3 B)：

$$\text{初期狀態之總能量 } E_a = \frac{C_p}{A_g} \frac{1}{1+K} (T_{01} P_{02})$$

$$-T_h P_h + T_{02} P_{02} - T_{h2} P_h - B P_h h \dots\dots\dots (8)$$

$$\text{末期狀態之總能量 } E_o = \frac{C_p}{A_g} \frac{1}{1+K} B (T'_{01} P'_{01})$$

$$-T_h P' + T'_{i2} P' - T_{h2} P_h - B P_h h' \dots\dots\dots (9)$$

$$\therefore \text{動能 } E_K = \frac{1}{2} m V^2 = E_a - E_o \left(\text{但 } m = \frac{P'_0 - P_h}{g} \right) \dots\dots\dots (10)$$

由此三式計算風速 V ，可得；

$$V^2 = \frac{2g}{P'_0 - P_h} (E_a - E_o) \dots\dots\dots (11)$$

在(一)之情形下，例如設各空氣層之厚度為 2 公里，境界面之溫度差為 3°C 時，所發生之風速可得到 14.9m/Sec。在(二)之情形下，如各氣層之厚度為 3 公里，兩層之溫度差為 5°C 時，所發生之風速為 12.2m/Sec。以上兩者都是最簡化之模型。在(一)之情形雖然不能直接應用於低氣壓發生理論；但如考慮空氣中之水蒸氣潛熱之影響時，該理論可應用到颱風及雷雨等現象。在(二)之情形，尤其與大氣之斜壓效果有密切關係，故晚近低氣壓生成理論中極重視大氣之斜壓效果。例如有多層之暖氣層與寒氣層，水平並列，構成斜壓大氣 (T 面與 P 面交叉) 狀態時，其位能之減少後可誘致動能之增加，而可助長低氣壓之發生。根據溫度風之公式；

$$U = U_0 - \frac{g}{f} \int_{z_0}^z \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial y} dz \dots\dots\dots (12)$$

$$V = V_0 + \frac{g}{f} \int_{z_0}^z \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial x} dz \dots\dots\dots (13)$$

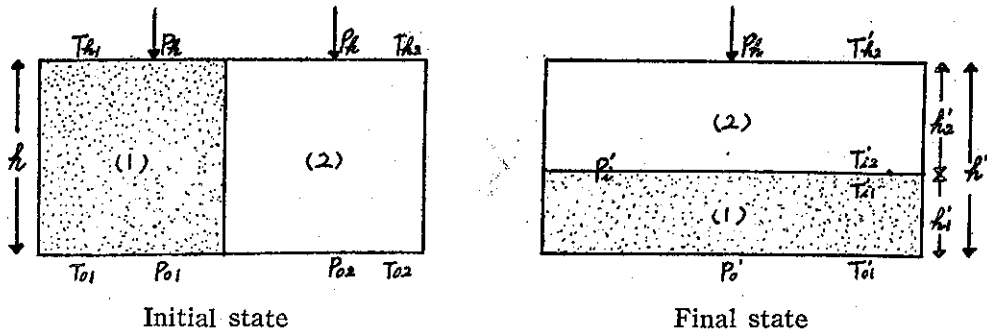


圖 3 B : 性質不同之兩層空氣層位置於水平時之初期狀態及末期狀態
Fig. 3 B : Overturning of horizontally adjacent air masses in initial and final state. (layer 1 is warmer and lighter air masses, and layer 2 is colder and heavier air masses)

P_h : 初期狀態及末期狀態之空氣層上面之氣壓

P_{o1} : 初期狀態之左邊空氣層下面之氣壓

P_{o2} : 初期狀態之右邊空氣層下面之氣壓

P_o' : 末期狀態之空氣層下面之氣壓

P_i' : 末期狀態之兩層間之氣壓

T_{h1}, T_{o1} : 初期狀態之左邊空氣層上下面之氣溫

T_{h2}, T_{o2} : 初期狀態之右邊空氣層上下面之氣溫

T_{h2}', T_{i2}' : 末期狀態之上層上下面之氣溫

T_{i1}', T_{o1}' : 末期狀態之下層上下面之氣溫

h, h' : 初期狀態及末期狀態之空氣層厚度

h_2', h_1' : 末期狀態之上層及下層之厚度

我們可以知道，風速之鉛直梯度與氣溫之水平梯度成正比。故風速之鉛直梯度可表示傾壓效果之程度，即位能之釋放，誘致動能之增加，使得傾壓大氣中擾亂之發展，終在大氣中形成不穩定波誘致低氣壓之發生。但另一方面來想，因一般之靜力學穩定性及慣性穩定性均會發生作用，故上述之各種不穩定波間之相互作用，現不能忽視，可導致種種之難解決之問題。目前此問題尚無法解決。

四、Fjórtoft 等之低氣壓波不

穩定性理論 (1947)^(9b)

關於「在傾壓大氣中，西風帶之穩定性」之問題研究，起先由 Charney^{(11)(10b)} 開始討論，其後陸續由 Fjórtoft, Eady⁽¹²⁾, Berson⁽¹³⁾⁽¹⁴⁾, Gambo^{(15)(16a)} Kuo⁽¹⁷⁾⁽¹⁸⁾ Thompson⁽¹⁹⁾ Eliassen^(23a)，等氣象專家研究。雖然各學者研究中所假定之條件略有不同，但所得之結果都是大同小異。茲將 Fjórtoft 及 Eliassen 兩氏之理論簡述之。

Fjórtoft 之不穩定區域理論：^{(9b)(8b)(20b)(23a)}

根據 Fjórtoft 之研究；

$$V_i^2 = \frac{\pi^2}{12} \left(\frac{2H}{L} \right) \left(\frac{d\bar{u}}{dz} \right)^2 \left[1 - \frac{gS_z}{f^2} \left(\frac{2H}{L} \right)^2 \right] - \frac{\beta^2 L^2}{16\pi^2} \dots \dots \dots (14)$$

上式含有下列之意義（但 $L = \frac{2\pi}{\mu}$ 表示擾亂波長）。

(1) 風之鉛直切變持有不穩定波之作用。

(2) 但因受靜力學的穩定度之影響，對於短波長波動不致發生不穩定波之作用。

(3) 羅斯貝參數(Rossby factor), β 持有穩定波之作用，尤其是對於長波動有特別強大的影響。

如果緯度設為 45° ，氣溫遞減率為 $0.65^\circ\text{C}/100\text{ m}$ ，由 Fjórtoft 之公式計算西風帶之穩定區域之分布狀態得如圖 4 所示之結果。圖中縱軸取風速鉛直切變，橫軸取擾亂波長。圖上所示，從最下端之曲線以下之區域為穩定區域，而其上面之區域為不穩定區域。各曲線上所取之數字（如 3, 2, 1, 0.5 日）係為波動之

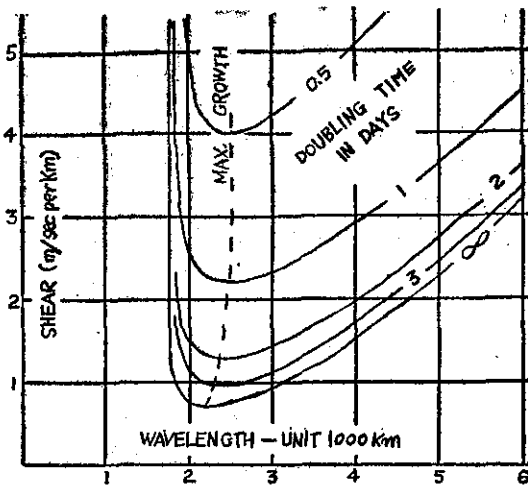


圖 4：波長在傾壓不穩中之成長率

Fig. 4 : Growth rate in baroclinic instability: Solid curves indicate the doubling time. Dashed curve indicates wavelength corresponding to maximum growth rate.

振幅發展成為 2 倍所需之時間。由上圖可知無論風速鉛直切變之數值如何，在 2400km 附近有波長之迅速增大區域，但其波動可保持穩定。如果波長在 1700km~3000km 附近，因穩定區域極小（即不穩定區域較大），故風速鉛直切變較小時，波動也可逐漸變成不穩定。即在該區域波動變成不穩定之可能較大。自 3000km 附近起隨波長之增大，穩定區域又逐漸增大即波動成不穩定之可能性漸漸減少。

(二) Eliassen 之斜壓不穩定理論：(6a)(23a)

圖 5 (A)(B)(C) 中所示者為在子午線垂直斷面之溫度分佈狀態。

(A) 由圖 5 (A) 可以看出若波長較短時，因其鉛直風速較大，即空氣之南北方向之流動軌道傾斜，比較位溫面之傾斜為大，所以自上層空氣移至 P 點之下降氣流之位溫較平均氣流之位溫為低，而自下層空氣點移至 B 點上升氣流之位溫較平均氣流之位溫為高。由此可知其位能之增加可誘發氣流之不穩定。

(B) 由圖 5 (B) 可以看出若波長較長時，因其鉛直風速較小，即空氣之南北方向之流動軌道傾斜，比較位溫面傾斜為小，所以自上層空氣移至 B 點之下降氣流之位溫較平均氣流之位溫為高，而自下層移至 B 點之上升氣流之位溫，比較平均氣流之位溫為低。由此可知其位能之減少可誘發氣流之不穩定。

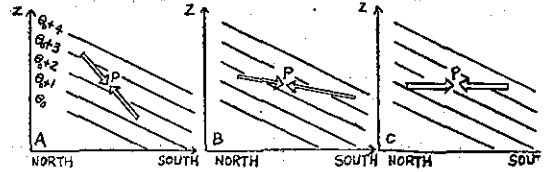


圖 5：於子午線（南北向）垂直剖面之傾壓流及溫度分佈圖

Fig. 5 : Schematic meridional sections of baroclinic current. Thin slanting lines: potential isotherms. Arrows: Meridional displacements of parcels in disturbances. A. disturbance of short wave length. B. disturbance of medium wave length. C. disturbance of long wave length.

(C) 由圖 5 (C) 可以看出若波長再增加時，其空氣之流動成為水平平流現象（即南北移動）。由此可知其位能毫無變化，而只考慮慣性穩定，不必考慮斜壓效果所產生之穩定狀態，因而對低氣壓發生毫無影響。這即與羅斯貝之觀點相同。

總之以上所述之諸低氣壓發生理論，皆覺欠完美及具體之感。自第二次世界大戰開始以來，世界各國遂漸次增設稠密的高空觀測網，收集豐富之資料，描出各層等壓面（如 850, 700, 500mbs...等）之北（南）半球高空天氣圖，探究低氣壓發現之成因，創造新觀念，而改變過去之低氣壓發生之極鋒面理論。其後在對流圈西風帶中發見，所謂羅斯貝長波（一名曰行星波），而其長波槽與低氣壓間有顯著相互關係。這即將從高空之長波探求新低氣壓發生理論之開始，而改變過去之舊觀念。

五、Bjerknes-Holmboe 之

理論^{(10b)(22a)(22b)(23b)}

大家都熟知在 1939 年羅斯貝氏在高空之西風帶中，發見行星長波 (Planetary wave) 之存在。因此在正壓大氣 (Barotropic-atmosphere) 中之等溫面與等壓面成為平行，故在任意等壓面間之厚度均相等，而且其等壓面斜度隨高度並無任何變化，故地面至高層，風速及西風帶波動及波形均相同，因而無溫度風現象。令 C 為長波之位相速率，U 為 Zonal 風速， β 為羅斯貝因子， $k = \frac{2\pi}{L}$ ，式中 L 為波長，t 為時間， ζ 為絕對溫度，f 為地轉偏向力 (Coriolis

force), Q 爲水平輻散時, 可得長波之公式如下:

$$(C - U + \frac{\beta}{k^2}) Ak^2 \sin k(x - ct) = \zeta Q = fQ \dots \dots \dots (15)$$

於圖 6 中所示者爲西風帶波動之模型圖, 若上式應用西風帶波動, 可得對於波動之運動法則如下;

(一) 由圖 6(A) 中可以看出, 若 $C < U - \frac{\beta}{k^2}$ 時, 在波槽東側發生輻散, 以致使槽東側的氣壓下降, 波槽西側氣壓上升, 而波向東方移動。

(二) 由圖 6(B) 中可以看出, 若 $C = U - \frac{\beta}{k^2}$ 時, 就不致發生輻合或輻散, 故波槽即停留不動。

(三) 由圖 6(C) 中可以看出, 若 $C > U - \frac{\beta}{k^2}$ 時, 在波槽東方發生輻合, 以致使槽東方氣壓上升, 槽西側氣壓下降, 而波槽向西側移動。

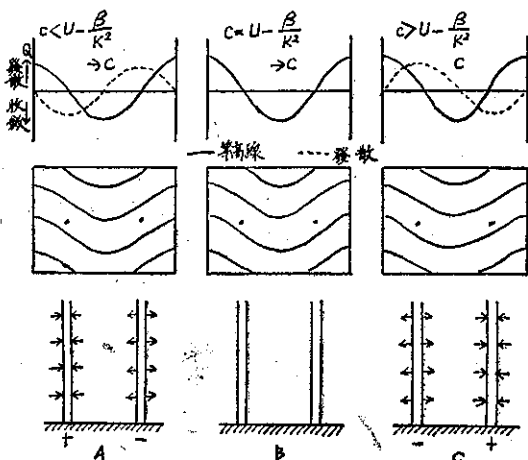


圖 6 : 正壓大氣中波動之輻散分佈圖

Fig. 6 : Distribution of divergence with sinusoidal waves in the barotropic atmosphere

以上所述者爲正壓大氣中波動移動之條件, 但通常大氣是在斜壓大氣之狀態, 我們不能不考慮到斜壓效果對西風帶波動之運動之影響。在斜壓大氣中, 因等溫面與等壓面互相交叉, 因而風速隨着高度有增減, 情況較正壓大氣爲複雜, 在上述(二)之場合は係一種穩定波動, 此種大氣中如西風帶波動構成爲同位相時, 在大氣中層必有符合Rossby公式; $C = U - \frac{\beta}{k^2}$ 之處。在此處是無輻合式輻散作用, 故此處之高度通常謂之爲非輻散高度, 在該高度以上之大氣中波動必須合乎

條件 $C > U - \frac{\beta}{k^2}$, 而在該高度以下之大氣中波動必須符合條件 $C > U - \frac{\beta}{k^2}$ 。又上述高空空氣之輻合及輻散之總和則爲地面上之氣壓變化, 但在穩定波之氣壓槽不能發生輻合輻散之現象, 因該中心並不會發生氣壓變化。因此在該處大氣中之輻散及輻合之總和應消逝。茲從傾壓大氣中之正壓穩定波所發生之輻合輻散分佈圖列如圖 7 茲說明之意義如下。

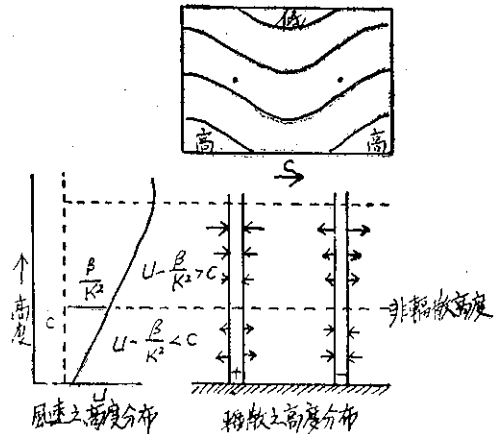


圖 7 : 傾壓大氣中正壓穩定波所發生之輻合輻散分佈圖

Fig. 7 : Distribution of convergence and divergence with barotropic wave in baroclinic atmosphere

(1) 因在於非輻散高度之風速等於波速, 故其相對風速必爲零, 即振幅 $As = 0$ 而其流線爲直線。

(2) 在非輻散高度以下之大氣中, 風速少於波速, 故流線與等溫線之位相差爲 180° 。

(3) 在非輻散高度以上之大氣中, 風速大於波速, 故流線與等溫線之位相同, 但各波之流線振幅較爲小。

以上所述情況是假定大氣各層均爲穩定且在定常狀態, 故波動保持原狀而做位移運動。但實際上大氣之構造極複雜。假使在上層之水平溫度梯度有增加時, 上層風速又隨之增加, 鉛直方向之切變也隨之增大。又如大氣中鉛直方向之切變增大, 其溫度遞減率也隨之增大, 可誘致此大氣成爲不穩定狀態, 因而此大氣中之長波變成爲不穩定波動。即其振幅隨之增大。此時波槽東方之氣壓逐次下降, 而波槽西方之氣壓逐次上升。由此我們可知, 在上層之等溫線與等壓線之位相慢慢離開, 以致氣壓槽軸向西方傾斜。即氣壓槽東面之氣溫較氣壓槽西面之氣溫爲低, 而氣壓槽東面之

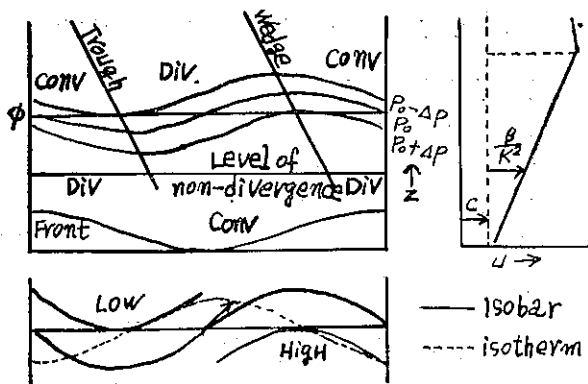


圖 8：高空低壓波槽脊之傾斜強化圖

Fig. 8: Tilt of troughs and crests in young intensifying upper wave

大氣層較氣壓槽西面之大氣層為厚。因此由圖 8 我們又可知：

- (1) 在非輻散高度以上之氣壓槽東面有上昇氣流(輻散)。
- (2) 在非輻散高度以上之氣壓槽西面有下降氣流(輻合)。
- (3) 在非輻散高度以下之氣壓槽東面有下降氣流(輻合)。
- (4) 在非輻散高度以下之氣壓槽西面有上昇氣流(輻散)。

即在上層氣壓槽東面所發生之上昇氣流與下降氣壓槽東面之輻合氣流合流，可誘致低氣壓之生成。由於北方之冷氣壓生成區域附近而形成鋒面，在這種情形下加上不穩定條件，不穩定波逐漸發展生成低氣壓。實際上低氣壓之構造相當複雜，通常在大氣上層氣壓分佈構成波動狀態，而在大氣下層(大約2~3km)

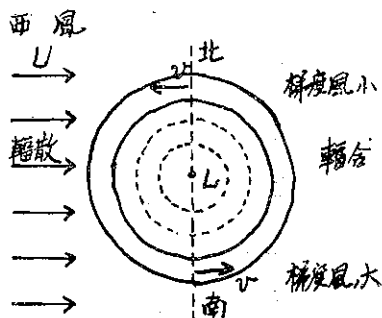


圖 9：位於西風帶中之同心圓形低氣壓圖

Fig. 9: Concentric cyclone in westerly belt

即形成爲圓型之等壓線(4)。假設同心圓形等壓線位於西風帶中(參照圖 9)，該低氣壓之南邊與北邊之風速相等，但是其風向却相反。此圓形低氣壓在西風帶中移動時其實際風速係爲低氣壓風速與西風風速之總和，故低氣壓北邊之實際風速小於南邊之實際風速。即由南方流至低氣壓東邊之空氣量大於由北方流至低氣壓西邊之空氣量，也可以說在低氣壓之東邊發生之氣流積蓄而構成氣流之輻合。而在低氣壓之西邊，發生空氣流出之過剩現象，而構成氣流之輻散。

以上所述，係爲 Bjerknes 氏及 Holmboe 氏(6b)(10c)(20a)(22b)(23b)之低氣壓發生論概要，現在綜合其低氣壓模型如圖10所示，綜合之含義如下：

- (1) 現於圖10中A點設一鉛直氣柱，其在大氣上層有水平輻散，而在大氣下層有水平輻合，大家都知道一般之低氣壓都是向東移動的，這因上層大氣之水平輻散較下層輻合爲大之緣故。

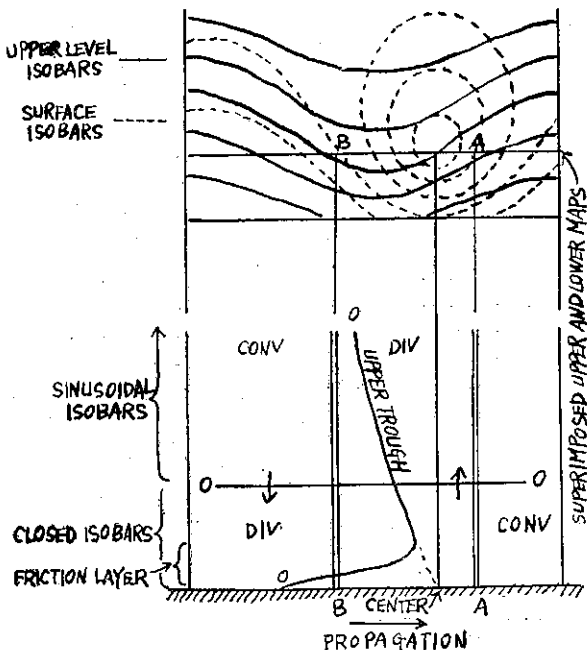


圖10：低氣壓緯向剖面中之輻合輻散分佈圖

Fig.10: Distribution of convergence and divergence in a zonal section through a cyclone

- (2) 同樣的在 B 點，再設一鉛直氣柱，來看其氣流情況，即在地面上有依地面摩擦而發生的水平輻合，但在圓形等壓線中層有水平輻散，而在波狀等壓線亦有水平輻合現象。鉛直氣柱全體，看起來總是一種

水平輻合現象。

以上二點，我們已知在波狀等壓線上層之水平輻散（或輻合）都較下層之水平輻合（或輻散）為大。通常低氣壓在地表面之氣壓分佈與波狀氣壓分佈，其位相常不一致，（即上層較遲後於下層。因此低氣壓軸往後傾斜，以致低氣壓中心之上層大氣進入水平輻散域，同時補充下層之輻合域，而低氣壓逐次發展。但實際上於低氣壓內之輻合、輻散分佈及氣壓變動情形，尤其定量的結構，迄今尚無法明瞭。假使低氣壓構造再考慮到溫度風及大氣的斜壓效果之影響時，其複雜性不必再說了。

六、Sutcliffe 之低氣壓理論

(22c)(23c)(27)

自 Bjerkness-Holmboe 之低氣壓發生理論後，再影響到近代氣象學之新觀念，可算為 Sutcliffe 之低氣壓發生理論也。他把溫度風及大氣的斜壓效果的影響，始導入於低氣壓發生論，這點特別為現代氣象學者的重視。在 Bjerkness-Holmboe 之理論我們已知，大氣中各層之水平輻散與輻合之總和，直接影響到地面之氣壓變化，實際上大氣上層之輻合輻散互相抵消而不致影響到地面之氣壓變化，所以他不重視這一點。低（高）氣壓發展時之下層為輻合（散），上層為輻散（合），而且極卓越發達。他利用上下層之相對輻散，說明輻散與 ω （即等於 $\frac{dp}{dt}$ 單位時間內之氣壓變化率）之高度分佈情形，如圖 11 所示。圖上，縱線之左邊為負輻散（即輻合之意思），而右邊為正輻散。

那麼低氣壓是如何發展的呢？他又有一套的理論，即把地衡風公式代入渦度方程式中計算結果，得有下列之解釋。即低氣壓是否有發展之趨勢，須要看大氣中各層的渦度之平流與氣壓場之變化，是否有保持平衡狀態而來定之。但渦度之平流與其高度之風速及其渦度分佈有關係，又氣壓場之變化不但與其高度有關係，且亦與由靜力學方程式所算出之大氣全層之運動狀態有關係。換一句來說，低氣壓之發展完全看大氣各層間之互相關係。現假定大氣全層並無輻散現象時，氣壓場之變化須要看氣層厚度（Thickness）變化而來定之，（因氣層之厚度與該層之平均氣溫成正比之緣故）。由上面之觀點，我們可知，有無低氣壓發展，完全靠①渦度之平流與②大氣中各層之平均溫度變化，是否有保持平衡而定之。關於二層間之平均氣溫變化問題，為求精確起見，本應考慮放射。

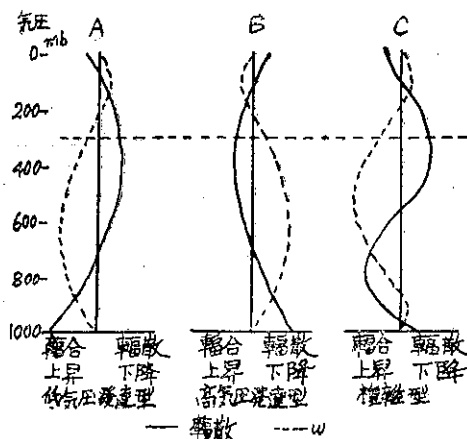


圖 11：低氣壓發達與上昇速度及輻散之高度分析圖

Fig. 11: Showing the altitude distribution of cyclogenesis, vertical velocities and divergence.

凝結之非斷熱變化、斷熱變化及平流變化等問題。但 Sutcliffe 氏僅特別重視平流所引起之氣壓變化。

通常平流，可分為二種，其一為沿着等壓面持有不同溫度之大氣水平方向之平流，一為沖過等壓面，而成為上下移動之鉛直平流。但他亦僅採取鉛直平流，茲列舉其計算結果之公式，並批判各項之物理意義。Sutcliffe 氏，據上述之思想，假設：大氣中之溫度變化，完全依靠平流而產生，由渦度方程式計算之結果得下式：

$$-V_s' \frac{\partial}{\partial s} (f + \xi + \xi_0) = -V' \frac{\partial}{\partial s} (f + \xi_0 + \xi') \leq 0 \quad \begin{matrix} \text{低氣壓發展} \\ \text{高氣壓發展} \end{matrix} \dots\dots\dots (16)$$

上式左邊之數值大於零時，該低氣壓會發展（即高氣壓將衰弱），相反地若左邊之數值小於零時，該低氣壓將衰弱（即高氣壓將發展）。上面公式之各項有包括下列之意義；

$-V' \frac{\partial f}{\partial s}$ ：此項中 f 為緯度之函數，即吹向南北極之溫度風，可助長高氣壓之發展，且附隨有下降氣流。而吹向赤道之溫度風，可助長低氣壓之發展，且附隨有上昇氣流。

$-V' \frac{\partial \xi_0}{\partial s}$ ：此項代表大氣下層之沿着溫度風方向之渦度平流效果，即表示大氣下層之渦度波之移動速度，較地面風速為快，這與低氣壓之發展無關。故該項稱為溫度風之平流效果項。

$-V \cdot \frac{\partial \xi'}{\partial s}$: 溫度風若吹向溫度風渦度 ξ' 所減

少之方向時，此項之數值為正，即可助長低氣壓之發展。這因由於北方寒氣之侵入，達到地面低氣壓之後面上層，而構成該區域之溫度渦度增加，導致低氣壓之發展，故此項稱為溫度風渦度效果項。茲圖示溫度場之槽脊與高低氣壓發展域之關係如圖 12 所示。

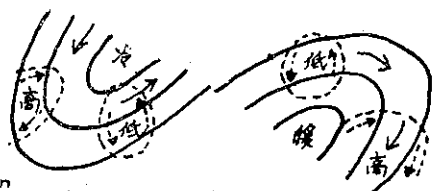


圖12：溫度槽脊與高低氣壓發達域之關係

Fig. 12: Cyclonic and anticyclonic development in relation to the thermal trough and ridge.

七、Estoque 之低氣壓發生論

(Bl.) (28c)

Estoque 之理論，其觀念略同於 Sutcliffe 之理論，茲簡述其理論概要。他起先由絕對變化之公式代入於渦度方程式後再假設地衡風渦度之關係，而求自 500mb 至 1000mb (但假設 500mb 面為非水平輻散高度) 之積分，得 1000mb 面上之渦度變化如：

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial \xi}{\partial t} \right)_{1000} &= -[W_h \cdot \nabla(\xi + f)]_{1000} \\ &+ f \left(\frac{\partial \omega}{\partial p} \right)_{1000} = -[W_h \cdot (\xi + f)]_{500} \\ &+ \frac{g}{f} \nabla^2 (W_{500} - \nabla h) - \frac{gs}{f} \nabla^2 \omega \\ &= -[W_h \cdot \nabla(\xi + f)]_{500} + \frac{g}{f} \\ &W_{500} \cdot \nabla(\Delta^2 h) - \frac{gs}{f} \nabla^2 \omega \dots\dots\dots (17) \end{aligned}$$

由上面公式可知，在 1000mb 面上之渦度變化，可由 500mb 面上之渦度平流，溫度風渦度 ($\nabla^2 h$) 之平流及 $\nabla^2 \omega$ 等三項決定之。茲說明其含義如下：

(1) 在地面附近有低氣壓在生成時，公式右邊之第 2 項，第 3 項比較小。這即證明於上層有較強盛之渦度平流時，低氣壓才會發展。

(2) 假使大氣下層有氣溫梯度較大之處 (即冷暖鋒面處)，在其上層有波槽重複，冷氣可隨之侵入該地區，而氣溫梯度逐次增大 (即溫度風增大)，以致渦

度增大，而助長低氣壓之發展。

(3) 低氣壓已開始發展時，我們必須重視第 2、第 3 等兩項。

總之由 Sutcliffe 及 Estoque 之理論可知，兩氏都指摘溫度風之效果，實為決定低氣壓發展之重要因素。但因在他們之理論公式中，關於低氣壓之發生，發展及平流等現象，混在一起討論以致尚無法分別明瞭各項單獨之效果及其因果關係。又因在理論公式中，計算氣溫變化時 Sutcliffe 重視平流變化而 Estoque 重視絕熱變化，故只能知低氣壓發展之定性問題，而對於定量問題，尚無法解決。現若利用此等公式，再進一步計算大氣各層對於低氣壓發生之效果，是否可得到低氣壓發生之定量問題？這即近代氣象專家將利用數值預報法，求證低氣壓發生論之開始。

八、依據數值預報法解決低氣壓發生論及其批判

過去之天氣預報僅利用運動學上之預報天氣圖，找出高低氣壓中心鋒面等壓線等點及線之幾何變化而得預報天氣圖，反而數值預報法係以地面及高空觀測值為資料，利用電子計算機，計算各種大氣運動方程式，求出氣象要素，如氣壓、氣溫、風速等分佈後，可獲得高低氣壓之發達情況等較詳細之天氣變化。在目前該項工作由各國氣象專家急速改良，而求出近似實況之大氣模型，以明瞭大氣演變之趨勢。迄今數值預報法如何發展及改善？如何適合解決高低氣壓發生論？將來如何改進大氣模型？容後簡述其研究過程：

(1) 大家熟知過去在氣象學上，通常都採取地衡風近似之假設，為簡化計算數值預報法亦無例外，即大氣中，風均當做地衡風看待。這從物理學上觀點云，即相當於採用大氣小擾亂之水平輻合或輻散，而從氣象上觀點云，這即相當於採用大氣大循環之長波⁽²⁸⁾。

(2) 最初為容易求得時間積分起見，假設線型方程式計算之，但該項假設無法追跡大氣擾亂之發展或衰弱等現象，此為其最大缺點，後來其非線型方程式由數值積分以求其成果。^(28a)

(3) 但求非線型方程式之計算時，發生 (a) 穩定性之問題，(b) 微差方程式之解決問題，(c) 地球之曲線補正問題，(d) 境界條件等種種複雜之問題，迄今尚無法解決。

(4) 不關於線型方程式或非線型方程式之假設，均皆為渦度方程式之積分法，可使用 Jacobian-

Relaxation 法或 Jacobian-Lieban 法等計算方法。其計算過程雖然單純，但同樣的操作須要反覆計算始可得到結果。由於此理由，於 1952 年 Fjörtoft 氏，從現時氣象界實用之立場，想出一種圖式法解決 Jacobian 型或 Poisson 型方程式。尤於計算平流項速度時，使用 $W+Cd$ 代替速度場 W 計算，以重用大擾亂長波之效果⁽³⁰⁾。

(5) 以上均假設正壓大氣模型而以三次元運動看為非輻合輻散之二次元運動。但對於無包括發展現象之大氣擾亂時，該大氣模型之假設尚可，至於須要追蹤較激烈急速發展或衰弱之高低氣壓時，尚無法解決大氣中之位能問題。故對發展問題之解決應採用非假設斜壓大氣模型，非考慮三次元運動不可⁽³⁶⁾。

(6) 由於如假設斜壓大氣模型，其附帶之條件極多且亦複雜，以致問題處理上感困難。為簡化起見，從斜壓大氣模型之假設，找出兩者假設間之類似性及連關性。即以斜壓大氣模型看為正壓大氣模型之擴張想法，現由 Charney, Phillips, Cilchirt 等研究 n -層模型 (n -Layer model)⁽³¹⁾ 及 Eliassen,⁽³²⁾ Sawyer, Bushly,⁽³³⁾ Eady,⁽³⁴⁾ Thompson⁽³⁵⁾ 等研究三參數模型。(Parameter model) 而推進計算。迄今雖然正壓大氣通常以 500mb 面代表，但由於過去之統計結果，斜壓大氣之相當正壓面，均在 500~400mb 面之間，與實際大氣狀態極近似。由這可見假定 500mb 面為非輻散高度，並無不合理。

九、結 論

據理論上說，若知道低氣壓起初之全層全域之氣壓場、氣溫場等資料，當然可由數值預報法求出其後之大氣中變化，即可得到低氣壓之發展情況。但實際尚須要改善之幾個問題，論述如下：

(1) 在大氣運動方程式中，迄今尚未考慮到熱源、冷源等非絕熱效果問題。但若在現時所採用之數值預報法，於討論中緯度之低氣壓發生、發展，而得到完滿結果時，非絕熱效果並不是問題中之必要因素。是否在西風帶內之氣壓分佈及氣溫分佈中，尚可找出其必然因素也不一定。但依據 Charney 所假設之三層模型(3 Layer-model)法，即至少 900mb 面，應設為最下層面，始可得到良好結果。由這可知我們須要從由地表面之加熱問題，應加以考慮。此問題將來尚有研究之必要。

(2) 在數值預報法，於正壓大氣情況時，準地衡

風近似之假設尚可應用，但關於斜壓大氣時，是否要考慮非地衡風問題？這又是待將來需要研究之問題。

(3) 我們已可知現代低氣壓發生論，可由數值預報法求出統一見解之新時代。但對於觀測、調查等資料之充實問題，亦不能忽視也。

參 考 文 獻

- (1) J. Bjerknes and H. Solberg (1921, 1922): Meteorological conditions for the formation of rain, Geofysiske publikasjoner, Oslo., Vol. 2, No. 3.
- (2) J. Bjerknes and H. Solberg (1922): Life cycle of cyclones and the polar front of theory of atmospheric circulation, Geofysiske Publikasjoner, Oslo., Vol. 3, No. 1.
- (3) 荒川秀俊 (1943): 氣象力學，岩波書店 (第三刷)，pp 102-127.
- (4) 藏重一彦 (1957): 一般氣象學 (VII)，氣象廳研修所，pp 343-356.
- (5) J. Bjerknes and C.L. Godske (1936): On the theory of cyclone formation at extra-tropical fronts, Astrophys. Norvegica, 1, pp 199-235.
- (6) 氣象學ハンドブック編集委員會 (1959): 氣象學ハンドブック，技報堂，(a) pp 574-576 (b) pp 621-622, (c) pp 716-722, (d) pp 475-476.
- (7) H. Solberg (1928): Integration der Atmosphärischen Störungsgleichungen, Geofysiske Publikasjoner, Oslo., 5, No. 9.
- (8) 正野重方 (1954): 氣象力學序說，岩波書店，(a) pp 47-51, (b) pp 360-364.
- (9) 正野重方 (1961): 氣象學總論，地人書館，(a) pp 91-92, (b) pp 237-246, (c) p 239.
- (10) C. L. Godske, T. Bergeron, J. Bjerknes, R. C. Bundgaard (1957): Dynamic meteorology and wether forecasting. (a) p 457, (b) pp 544-546, (c) pp 553-554.
- (11) Charney, J. G (1947): Journal of meteorology, Vol. 4, No. 5.
- (12) Eady, E. (1949): Tellus, Vol. 1.
- (13) Bersen, F. A. (1949): Tellus, Vol. 1.
- (14) Bersen, F. A. (1950): Arkiv. F. Geophys. Bdl. Nr. 9.
- (15) Gambo (1950): Geophysical notes, To-

- kyo University, Vol. 3, No. 29.
- (16) 氣象集誌 : (a) 21 (1943) : p. 59, 147, 187, 341, (b) 30 (1952), p. 341, 404.
- (17) Kuo, H. (1949) : Journal of meteorology, Vol 6, No. 2.
- (18) Kuo, H. (1952) : Journal of Meteorology, Vol 9, p. 260.
- (19) Thompson, P. D. (1953) : Quarterly Journal of the Royal Meteorological society, London 79, pp 51-69.
- (20) George J. Haltiner and Frank L. Martin (1957) : Dynamical and Physical Meteorology. (a) pp 332-334, (b) pp 406-414.
- (21) Margules, M. (1906) : Meteorologische Zeitschrift, Hann-Vol.
- (22) 有佳直介 (1956) : 高低氣壓論 , 地人書館 , (a) pp 68~74, (b) 77~79, (c) pp 88~94.
- (23) Sverre Petterssen (1956) : Wether Analysis and Forecasting (second edition), (a) pp313-317, (b) pp 299-300, (c) pp 320-339.
- (24) Fjørtoft, R. (1950) : Geofysiske publikasjoner, norske Videnskaps-Akad., Oslo XVII, No. 6.
- (25) Fjørtoft, R. (1952) : Tellus, Vol 4, No. 3.
- (26) Rossby (1945). : On the propagation of frequencies and energy in certain types of oceanic and atmospheric wave. Journal of Meteorology. 2.
- (27) Sutcliffe, R. C. (1947) : Quart. J. Roy. Meteorological Soc., Vol 73.
- (28) 岸保勘三郎 (1955) : 數值預報論 , 地人書館 , (a) pp 14-20, (b) pp 21-30, (c) pp 44-45.
- (29) Hinkelmann, K., (1951) : Der Mechanismus des meteorologischen Lärmes. Tellus, 3, pp 285~296.
- (30) Fjørtoft, R., (1952) : On numerical method of integrating the barotropic vorticity equation. Tellus, 4, pp 179-194.
- (31) Charney, J. G. and N. A. Phillips, (1953) : Numerical integration of the quasi-geostrophic equation for barotropic and simple baroclinic flows. J. M., 10, pp 71-99.
- (32) Eliassen, A., (1952) : Simplified dynamic models of the atmosphere, designed for the purpose of numerical integration Tellus., 4, pp 145-156.
- (33) Sawyer, J. S., and F. H. Bushby, (1953) : A baroclinic model atmosphere suitable for numerical integration. J. M., 10, pp 54-59.
- (34) Eady, E. T., (1952) : Note on weather computing and the so-called $2\frac{1}{2}$ dimensional model, Tellus, 4, pp 157-167.
- (35) Thompson, P. D., (1953) : On the theory of large-scale disturbances in a two-dimensional baroclinic equivalent of the atmosphere. Q. J. R. M. S., 79, pp 51~69.



民國五十二年北太平洋西部颱風概述

A Briefly Report on Typhoons in North-Western Pacific during the Year of 1963.

Abstract

In the region of Northwestern Pacific, the frequency of occurrence of tropical cyclones during the year of 1963 in comparison with the normal was comparative lower. The average was 26.9 but the actual number of tropical cyclones observed in 1963 was 24. The number of occurrence of typhoons in August was three which was much lower than the normal. The frequency of occurrence during the period from June to October was normal.

In 1963, most typhoons were originated in the environs of the Marianas. They recurved on an average between 25° ~ 30° N. Although merely two typhoons had hit the region of Taiwan. Yet the damage caused by typhoon Gloria was terrible.

Typhoon Wendy first appeared on 10th of July. She landed at the north of Hualien and did some damages along its passage.

Typhoon Gloria had once threatened the northern and central part of Taiwan due to its downpours in the mountainous districts. Maximum rainfall recorded at Paling in 24 hr. was 1,044 mm. Typhoon Gloria became in growth on September 6th and later she moved westnorthwest-ward. She had made a sudden turn of her moving direction towards north-north-west and showed a stagnation for a few hours. Later she shifted back again to the west-north-west direction. The eye of typhoon Gloria had passed the vicinity of Penchiayu on September 11th and left an typical trace on the barogram there. The total loss made by typhoons in 1963 was numerous.

一、總 論

(一) 本年內颱風發生之次數與侵襲之次數

民國五十二(一九六三)年(以下簡稱本年),在西太平洋地區發生之颱風共有二十四次,內中屬輕度颱風〔即熱帶風暴(Tropical storm),最大風速自每秒17至31.5公尺或每時34至63哩〕者五次,佔總

數之20.8%。此二十四次颱風中,因臨近臺灣而由本所發出警報者計有七次。實際侵襲臺灣者則有范迪(Wendy)及葛樂禮(Gloria)二次,前者在花蓮以北登陸,穿越中央山脈至新竹附近出海,臺灣中部及北部略受其損害;葛樂禮則中心雖在東北海岸外經過,惟以山區大雨滂沱,釀成北部及中部數十年來僅見之水災。此侵襲臺灣之兩次颱風要素統計如表一所示。

表一：民國五十二年侵襲臺灣颱風要素統計表

颱風名稱	范 迪 (Wendy)	葛 樂 禮 (Gloria)
侵襲日期	7月16日	9月11日
本省測得之最低氣壓(mb)	964.2	948.0
本省測得十分鐘內最大風速(m/s)	WSW 40.0(蘭嶼)	NE 45.0(彭佳嶼)
本省測得之最大總雨量(mm)	798.4(阿里山)(7月16至18日)	1,735.9(巴稜)(9月9日至12日)
進行方向	WNW	WNW

進行速度(km/hr)

通過地區

登陸時間及地點

25

中北部

約在7月16日10時在花蓮北方登陸

20

北部海上

約在9月11日14時經過彭佳嶼

表二：1947年來西太平洋上各月颱風次數統計表

	一 月			二 月			三 月			四 月			五 月			六 月			七 月		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
1947	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1	1	1	1	3	0	0
1948	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	3	1	0	4	1	1
1949	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	6	2	1
1950	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	1	0	2	1	1	5	1	0
1951	0	0	0	1	0	0	1	0	0	2	1	0	1	0	0	1	1	0	3	1	0
1952	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1	3	1	1
1953	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	1	1	1
1954	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0
1955	1	1	0	1	0	0	1	1	0	1	1	0	0	0	0	2	1	0	7	5	0
1956	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	0	0	0	1	0	0	2	2	0
1957	2	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	1	1	1	0
1958	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	1	0	3	2	0	7	6	1
1959	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1
1960	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	3	3	1	3	2	1
1961	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3	2	1	3	1	0	5	3	1
1962	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	0	0	0	5	4	1
總數	7	3	0	4	1	0	6	3	0	12	7	2	17	13	2	26	17	6	58	32	9
平均	0.4	0.2	0.0	0.3	0.1	0.0	0.4	0.2	0.0	0.8	0.4	0.1	1.1	0.8	0.1	1.6	1.1	0.4	3.6	2.0	0.6
1963	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	4	3	0	4	3	1

	八 月			九 月			十 月			十 一 月			十 二 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	33	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	4	5	0	1	1	0	23	20	5
1957	4	2	0	5	5	1	4	3	0	3	3	0	0	0	0	22	18	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
總數	97	55	18	72	50	17	64	46	6	40	33	6	27	16	0	430	276	66
平均	6.1	3.5	1.1	4.5	3.1	1.1	4.0	2.9	0.4	2.5	2.1	0.4	1.7	1.0	0	26.9	17.3	4.1
1963	3	3	0	5	4	1	4	4	0	0	0	0	3	1	0	24	19	2

註：I 爲輕度及以上之颱風次數(包括熱帶風暴在內，即最大風速在每秒17公尺及以上者)

II 爲中度及以上之颱風次數(最大風速在每秒32公尺及以上)

III 爲颱風(包括輕度)之侵臺次數(中心登陸或暴風圈侵襲臺灣而有災情者)

(二) 本年內颱風之月份分配

本年各月份颱風之分配，一般而論尚屬正常，惟五月份未見颱風，六月份則出現4次，內中達颱風強度者有3次，超過平均在一倍以上。八月份則低於正常，而十一月份竟無颱風出現，以過去16年記錄而言尚屬僅見。全年颱風以四月下旬之歐莉芙 (Olive) 爲始，而以十二月下旬之蘇珊 (Susan) 告終。

本年仍如去年，一、二、三月內未有颱風，六月至十月間每月出現颱風之次數相當均勻，輕度及以上者約4次至5次，中度及以上者約3次至4次。全年總數24次，略低於平均 (26.9)，中度及以上者19次，略高於平均 (17.3)。但侵襲臺灣者全年僅2次，尚不足平均 (4.1) 之一半，雖然一次葛樂禮已使臺灣受害匪淺。若將本年內各月輕度及中度以上颱風次數以及侵襲臺灣之次數與過去十六年來之情況作一比較，如表二所示。

(三) 本年內颱風發生之地區及強度

本年內颱風發生之地區以馬利安納群島與菲律賓群島間爲最多，計有10次；馬利安納東南方者佔3次，加羅林群島附近者2次；馬庫斯 (Marcus) 島東南方者3次；馬紹爾群島者1次；琉球東方海面者3次；菲律賓以西者2次。較爲特殊者，一次遠在馬紹爾群島之東南部發生；兩次靠近琉球群島，緯度已相當高。如以發生地點之範圍而言，東西向約自東經119度至168度；南北向自北緯7度至27度。發生在最東最南者均爲本年最後一次之蘇珊 (Susan)；最西者爲費莉絲 (Phyllis)；最北者爲佛琴尼 (Virginia) 及黛拉 (Della)。發生地點最接近臺灣者則爲羅絲 (Rose)。

本年內各次颱風之強度，一般言之，發生在馬利安納群島及加羅林群島鄰近者均較強；緯度較高及接近大陸者均較弱。中心風速最大者爲九月之裘迪 (Judy)，曾出現75m/s之最大風速；其次爲七月之范迪 (Wendy)，九月之葛樂禮 (Gloria)，十月之克蒂 (Kit) 及十二月之蘇珊 (Susan)，最大風速均爲67.5m/s；最弱者爲鶯瑪 (Irma)，中心最大風速僅

20m/s。生命史最久者爲克蒂 (Kit)，計歷時15天；生命史最短暫者爲鶯瑪 (Irma)，僅維持1天而已，至於妮娜 (Nina) 則因僅報出一次，故不在統計之列。

(四) 本年颱風路徑之型式與轉向點

本年內各次颱風路徑之型式仍以拋物線型佔多數，計有11次之多；近似東西向者有5次，此類嚴格言之爲東南東至西北西；其他近似直線行進者有6次；至於路徑較不規則者僅2次。

各颱風路徑之轉向點以北緯25~30度者爲最多，佔5次，按去年則以北緯30~35度最多；20~25度者爲3次；低於北緯20度轉向者3次。其中最高之轉向點爲北緯29度，最低之轉向點爲17度。

二、各月颱風概述

本年內之颱風以四月始而以十二月告終，大致與去(五十一)年相同，其間五月及十一月均無颱風發生。茲將各月颱風發展情況扼要說明如下：

(一) 四月 1日之地面天氣圖上，加羅林群島附近見有熱帶低壓醞釀，行踪飄忽不定，至5日始見其向西北移出，然並未加深，行近菲律賓群島即趨消滅。此後即不再有熱帶低壓發生。直至26日，熱帶低壓再見於加羅林群島，深度約爲1,000mb。27日14時之地面圖上已見其發展爲輕度颱風，命名爲歐莉芙 (Olive)，中心位置約在北緯10度，東經144度，中心氣壓990mb。此爲本年內第一次出現之颱風。其時日本附近有一高氣壓呈南北向拉長，堪察加半島之東方有一低氣壓，龍江省附近另有一深低壓，鋒系自此低壓區延伸至康藏一帶；中亞則爲高氣壓區。28日8時圖上，颱風中心已見北移，氣壓降至945mb。14時之中心位置在北緯11.1度，東經143.6度，向北北西緩移，當天20時即發展爲颱風強度，北移甚緩。其時東北方有一溫帶氣旋，高氣壓則仍在其北方。歐莉芙乃以每時6哩之速度向北北東移動。29日2時偵得中心位置在北緯14.5度，東經114度，最大風速達每

秒57.5公尺，向東北移動之速度略有增加。至20時，中心氣壓則為950mb，以每小時8浬之速度走向東北，最大風速已減至每秒45公尺。此後續見減弱，1日20時歐莉芙增至以每時10浬之速度走向東北，而最大風速則減至每秒35公尺。2日8時減為輕度颱風，中心最大風速僅每秒30公尺，走向自東北轉為向東。至4日，中心氣壓升高至980mb。但在20時據美軍測得中心在北緯27.5度，東經164.5度，仍移向東北東，而最大風速再增至每秒35公尺。然已呈強弩之末，6日14時即轉為溫帶低壓。綜觀此一颱風之路徑，自始至終均為繞其北方之反氣旋東南邊緣推進。本月份颱風路徑見圖1。

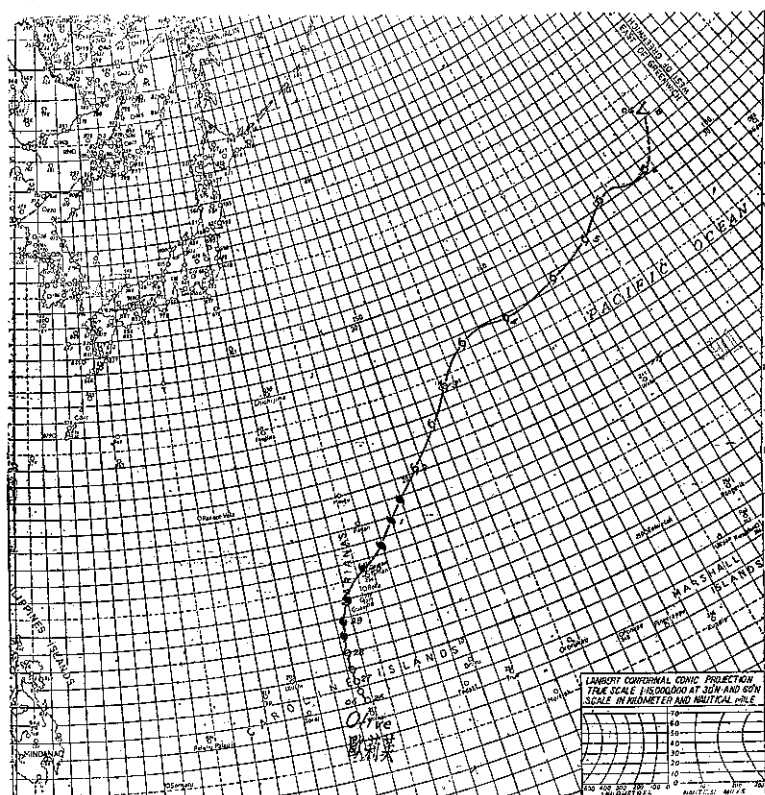


圖 1：五十二年四月份颱風路徑圖

Fig. 1. Typhoon tracks in April, 1963.

- 熱帶低壓
- 熱帶風暴（即輕度颱風）
- ⊗颱風（中度至強烈）
- 溫帶氣旋

有符號而註日期者為00Z（東經120°標準時為8時）

有符號而不註日期者為12Z（東經120°標準時為20時）

（二）六月 五月初，西太平洋上仍僅見歐莉芙。此後，熱帶低壓絕跡。直至五月中加羅林群島附近再見有封閉低壓，但未幾即告消失。31日14時之地面天氣圖上，位於菲律賓東方之熱帶低壓內普遍有陣雨

，顯示此一低壓似有發展可能。6月1日14時之天氣圖上此熱帶低壓始發展成為輕度颱風，命名為玻莉（Polly）。中心氣壓約990mb。可見五月內實無颱風發生。其時有鋒系穿過之氣旋群自阿留申群島之南方向西南伸出，經臺灣延伸至華南一帶。北太平洋反氣旋位於琉璜島之東方。可見此颱風顯然有繞反氣旋邊緣走向北北東之趨勢。3日8時，玻莉已增至颱風強度，最大風速每秒32.5公尺，中心位置在北緯21.2度，東經122.7度，以每小時8浬之速度走向北北東。2日20時移動速度已增為每時10浬。3日8時之地面天氣圖上，此一颱風之中心氣壓為984mb。至20時，進行速度減為每時7浬。4日14時，玻莉已逼近日本南方之

一小型溫帶氣旋，乃在日本近海繞向東北，速度加快。至6日2時已進入鋒系內，故趨向於溫帶氣旋之形態，中心約在日本東方1,000浬處，續向東北推進而強度銳減。6日14時之地面天氣圖上，此颱風終成普通之低壓。

當玻莉甫告消滅，間熱帶輻合帶上之熱帶低壓復趨活躍。此輻合帶在菲律賓群島附近向北推進至臺灣附近。在巴士海峽醞釀之熱帶低壓在8日14時之地面天氣圖上已形成輕度颱風，命名為羅絲（Rose），中心位置在北緯18.5度，東經119.7度。其時我國東南沿海為低壓區；陸上高壓位於華中及外蒙；東部西伯利亞有廣大之濤深低壓向南方伸展，日本東北方則有高壓盤據。

羅絲颱風生成後即向北方緩移，至9日2時中心位於北緯19.4度東經120.7度，以每時6浬之速度移向東北，中心最大風速約為每秒25公尺。其時羅絲約在臺灣東南方250浬處，至11日通過臺灣東方海面繼續北上，且已進入一弱鋒之位置，東北方有微弱之溫帶氣旋似為其前導，東方則為一海上高壓楔。13日

8時之地面天氣圖上，此颱風之中心位於北緯27.5度，東經130.0度，亦即日本九州之南方約250浬處，強度迄無變化。此時另有一颱風雪莉（Shirley）已在其南方生成，中心位置在北緯14.2度，東經130.8度

，最大風速約為每秒30公尺，以每時9浬之速度向西北進行，而羅絲則加速走向東北。

14日2時，雪莉已發展成颱風強度，中心最大風速為每秒35公尺，中心位置在北緯14.7度，東經130.2度。羅絲則已穿越日本之四國及本州西端繼續向北。此後，羅絲之行踪飄忽不定，似有向東南轉進之趨勢，20時之中心位置在北緯14.9度，東經131.7度。15日2時，羅絲終成溫帶氣旋，而雪莉則停留不進。24小時後始見其向北北西移動，中心氣壓為945mb，中心位置在北緯16.7度，東經130.5度。6小時後最大風速增至每秒60公尺，以每時10浬之速度走向西北。此時鋒系自其北方向東北東伸入阿留申群島，南海地區則另有一熱帶低壓。

18日8時，雪莉之中心進至北緯25.0度，東經125.8度，仍向北趨向於北方之氣壓較低處。翌日2時測得最大風速為每秒45公尺，以每時10浬之速度向北推進，其後方南海地區產生一副低壓。19日後，雪莉颱風初轉北北西，後又轉為北北東加速前進，範圍縮小而勢力減弱，至20日8時進抵韓國，旋向東北加速移行，勢力益弱。21日14時在北海道西北終於轉變為溫帶氣旋。

中旬以後，間熱帶輻合帶上熱帶低壓仍甚活躍。

26日，菲律賓東方海面上之熱帶低壓迅速加深，20時之地面天氣圖上已發展為輕度颱風，定名為崔絲 (Trix)，中心位置在北緯13.7度，東經125.6度，以每時8浬之速度移向西北西。其時太平洋高壓之軸線約在北緯30度處，華南、華中氣壓梯度不強，長江中游有一小型低壓。此種形勢當有利於崔絲之走向西北。27日14時測得中心位於北緯15.0度，東經122.8度，最大風速每秒30公尺，以每時10浬之速度走向西北。此輕度颱風越過呂宋島，29日進入南海，增為颱風強度，惟移動之速度轉緩。30日8時後減弱為輕度颱風，1日晨登陸汕頭，隨即勢力大減，終於20時之天氣圖上轉變為熱帶低壓。本月份颱風路徑見圖2。

(三) 七月 月初自崔絲颱風消滅後，間熱帶輻合帶上之合圍低壓時生時滅。直至7日，琉球群島東南方之洋面上熱帶低壓漸見發展。翌日8時圖上形成輕度颱風，命名為佛琴尼 (Virginia)，其範圍殊小，中心約在北緯26.5度，東經132度。其時佛琴尼之北方日本海有一溫帶氣旋。此兩擾動同時移向東北。至9日，速度增加，14時之天氣圖上即見其轉變為熱帶低壓。

正當佛琴尼消滅，馬利安納群島附近產生另一巨大熱帶低壓，中心在關島附近。10日14時形成輕度颱風，命名范迪 (Wendy)，中心位置

在北緯12.8度，東經146.3度。中心氣壓992mb。在其西北西方尚有一熱帶低壓，中心氣壓為1,005mb。范迪颱風最初移動甚緩，直至11日後始見其走向西北，且發展為強烈颱風。其時范迪之北方有高壓楔自東伸入，前方且有一熱帶低壓，因此范迪之將走向西北極為明顯。13日14時，中心位置在北緯18.2度，東經136.3度。20時測得最大風速增為每秒65公尺，以每時12浬之速度向西北西推進。此時前方之熱帶低壓消失，大陸已為低壓群所盤據；高壓群退至西伯利亞。海上高氣壓趨於衰退，而范迪之前方則為氣壓平坦區，可見此颱風之走向將無重大改變。惟至13日後，副熱帶高壓增強，範圍擴大，且呈東西向伸展，因而在北緯30度之南方出現東風，此足以顯示范迪將漸向西偏。16日當此颱風逼近臺灣時再轉為西北，其原因主要由於北方低壓槽之誘引。蓋

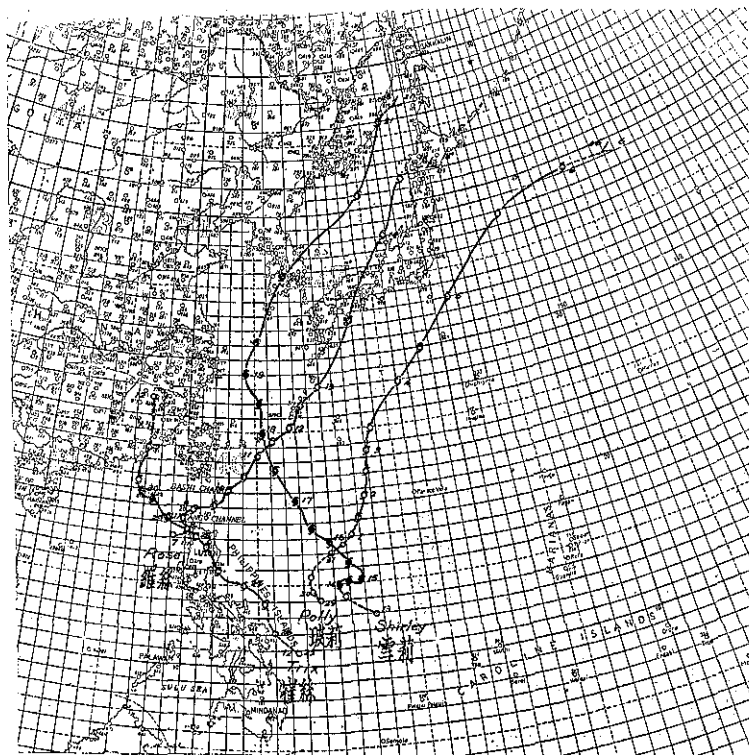


圖 2：五十二年六月份颱風路徑圖
Fig. 2. Typhoon tracks in June, 1963.

此時我國東北地區有一廣大低壓，具有攝引之作用。此後高空氣流穩定少變，范迪乃以西北向穿越臺灣。16日行近馬祖，勢力銳減，進入大陸後勢力益弱。17日8時之天氣圖上已變為輕度颱風，且呈踟躕不進之姿態，終至19日2時轉成熱帶低壓。此為本年內侵襲臺灣之第一次颱風。

當范迪進入大陸之時，菲律賓東方海面上之熱帶低壓頗見活躍，18日14時之地面天氣圖上該處形成一輕度颱風，定名為艾妮絲 (Agnes)，沿間熱帶輻合帶向西推進，翌日2時之中心位置在北緯15.5度，東經129.5度，以每小時11哩之速度移向西北西。至19日8時，艾妮絲已發展為颱風強度。此時整個大陸均為低壓區，海洋高氣壓退至阿留申群島之東南方。此一颱風於20日越過巴士海峽進入南海，22日14時登陸雷州半島後即減弱為輕度颱風，速度同時轉緩。至24日2時始在東京灣之北方轉為熱帶低壓。

艾妮絲消失後，低緯地區雖迭有熱帶低壓誕生，但均未發展成颱風。直至30日8時之地面天氣圖上始見馬利安納群島以西之熱帶低壓發展成輕度颱風，命名為貝絲 (Bess)，最初一反常態向東北迅速推進，惟以東北方有一勢力頗強且屬相當穩定之高氣壓，可見如此走向勢難持久。30日之天氣圖上果見其轉北，31日以後轉而向西，至1日且有後退之趨勢。2日2時之天氣圖上，此颱風一度減弱為熱帶低壓，但不久又增強，3日8時發展成颱風強度，惟呈滯留不進之姿態

。至4日8時中心位置在北緯19.4度，東經137.2度，始見其北上，且發展為強烈颱風。此時，華中有範圍相當廣大之氣旋，自此伸出一鋒系達於日本之南方。海上高壓已退至高緯地區，勢力分散。4日後，貝絲颱風走向北方，至6日而轉為西北。隨後深度加深。8日，將抵四國折向東北，未幾又轉回西北，登陸四國。但隨即勢力衰減而成為輕度颱風。10日進入日本海後又轉為向東北移行。至12日而轉變為溫帶氣旋。本月颱風路徑見圖3。

(四) 八月 本月上旬，東亞海上仍為貝絲之天下，迨至移入高緯度後，加羅林群島一帶熱帶低壓又見活躍。10日14時之天氣圖上發現雅浦島西方之熱帶低壓已發展為輕度颱風，命名為卡門 (Carmen)。11日8時發展成颱風強度，此一颱風初向西北西移動，11日14時之中心位置在北緯10.2度，東經131.2度。此時一海上高壓位於其東北方，自此向西氣壓逐漸遞減，而貝絲颱風則已進抵日韓接境處。11、12兩日卡門續向菲律賓推進，且已增為颱風強度。13日14時，中心位置在北緯13.7度，東經123.5度，至14日2時在呂宋島之中部登陸。14日20時，卡門已進入南海，仍向西北西推進。此時長江中游有一低壓，東南各省氣壓梯度殊弱，凡此均有利其仍向西北西推進。16日進抵海南島；翌日8時在東京灣登陸，隨後移動至緩，終至18日8時轉變為熱帶低壓。

卡門消失後僅兩日，南海地區又見一熱帶低壓頗為活躍，然並未發展成颱風。此時位在北緯15度上下之間熱帶輻合帶上熱帶低壓不斷發生。24日14時之天氣圖上，琉球群島東方之海面上出現一小型熱帶低壓，次日8時即發展成輕度颱風，命名為黛拉 (Della)。其時，俄屬海濱省有一閃錫低壓，鋒系自此伸出至長江流域。黛拉之東方則有一小型高壓區。因此該颱風生成後即向北緩進。26日8時已進抵琉球群島之北端，中心氣壓為997mb。隨後轉向東北，27日2時中心在北緯29.8度，東經132.1度。黛拉之範圍殊小，迄未發展；且沿日本海岸外向東北加速移動，終於29日14時轉變為溫帶氣旋。

與黛拉同時尚有一颱風艾琳

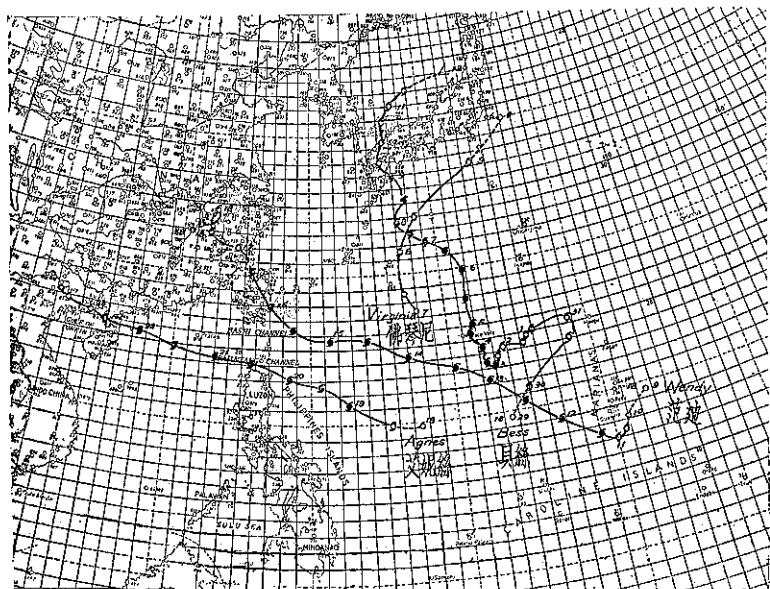


圖 3：五十二年七月份颱風路徑圖

Fig. 3. Typhoon tracks in July, 1963.

(Elaine)，位於黛拉之東方，其間有小高壓相隔。此颱風生成於25日8時之天氣圖上，最初向西北移行至速，至27日而轉為向北，後又轉北北東。此時加深至速，28日14時有鋒系穿入，且呈東西向拉長，已轉變為溫帶氣旋，本月份各次颱風路徑見圖4。

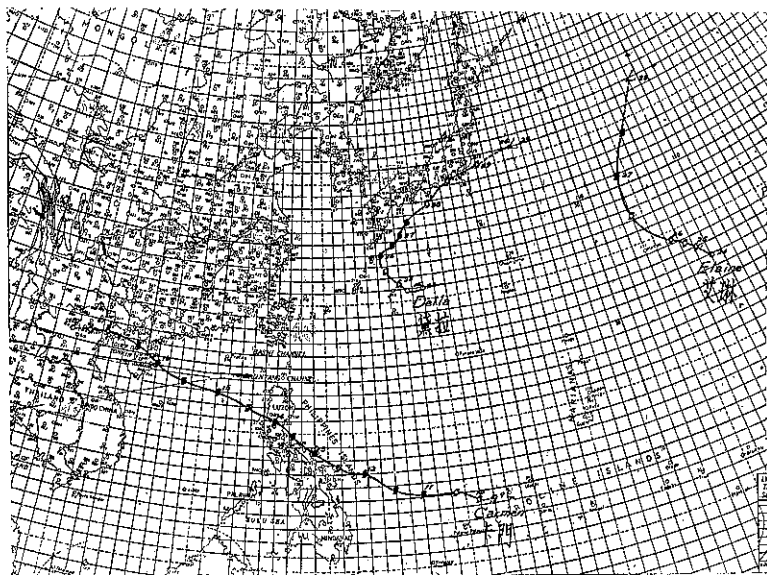


圖 4：五十二年八月份颱風路徑圖

Fig. 4: Typhoon tracks in August, 1963.

(五) 九月 八月份以前之歷次颱風對於臺灣地區均無影響，但九月份則月初之費依颱風會一度威脅臺灣，隨後之葛樂禮颱風竟釀成臺灣北部及中部幾近空前之水災，誠屬不祥之颱風月份。

1日20時之天氣圖上，雅浦島北方之熱帶低壓頓見活躍，翌日2時，即發展成輕度颱風，命名費依(Faye)，初向西北西移動，未幾即增強為中度颱風。3日2時之天氣圖上，中心位置在北緯15.8度，東經131.7度，中心氣壓為985mb。其時北方有廣大之孿生低壓，中心在北海道至海濱省一帶，鋒系自日本伸向西南方；北太平洋上之高壓則頗為穩定。湘桂接壤處有一氣旋在發展中，故費依有直趨此低壓之趨勢。

4日8時，費依之中心抵達北緯18.7度，東經126.8度，以每時11哩之速度走向西北西，最大風速為42.5 m/s。當天14時測得中心氣壓為970mb，移動速度略有增加，最大風速增至每秒50公尺。20時已進至北緯19.9度，東經123.8度，亦即巴士海峽東端。此種形勢倘其走向不變，則臺灣南部勢將受其威脅。但在500 mb天氣圖上，浙閩上空之副熱帶高壓已見增強，南方之寬廣東風迫使費依轉而向西，乃穿越巴士海峽，解除臺灣南部之威脅，至5日而入於南海。此時北方

有一高壓使費依繼續向西，8日凌晨經雷州半島，9日登陸東京灣，其時中心氣壓已升高至995mb，隨後費依即停滯不進，範圍迅見萎縮，至11日20時變成熱帶低壓。

當費依颱風進入南海之際，關島西北方約400哩

之洋面上有一熱帶低壓突然增強，6日8時發展成輕度颱風，命名葛樂禮(Gloria)，初向西北移動。翌日增強為中度颱風，不久即發展為強烈颱風，暴風半徑為240哩。9日測得最大風速增至每秒67.5公尺，實已達於最盛。此一階段之葛樂禮颱風路徑保持向西北西。9日18時，此颱風之中心位置在宮古島南方約120哩之洋面上。此後據美軍地面雷達觀測報告得悉葛樂禮已逐漸向北偏移，至10日14時後再折為向西北移動，23時中心過石垣島後再向西北西移動。11日2時據我國空軍雷達測得中心到達臺北東方約120哩後又改為向西。約在11日8時經過彭佳嶼，移動速度極緩。終於

穿越海峽北端，在馬祖附近進入大陸。此後強度逐漸減弱，且在福建地區滯留不進，至14日轉變為低壓而結束其生命。

當葛樂禮侵襲之際，後方之熱帶低壓漸見活躍。11日20時發展成輕度颱風，命名為海斯特(Hester)。12日8時之中心位置在北緯17.0度，東經137.0度，因受葛樂禮之攝引，向西北移動甚速，且迅速減弱，終在13日2時在琉球東方之海面上消滅。

自葛樂禮颱風消滅以後，中緯度之氣旋群非常活躍，海洋上之高氣壓將楔形部份伸入我國東南沿海，低緯度未見有颱風發展。直至17日20時，關島東方洋面上之熱帶低壓始有發展之趨勢。翌日2時形成輕度颱風，命名驚瑪(Irma)，中心位置在北緯13.7度，東經148.3度，向西北移行，但至18日20時即已減弱為熱帶低壓，此為生命史最短暫之颱風。

驚瑪以後為較久之寧靜期，直至月終，加羅林群島附近之熱帶低壓勢力擴展，30日8時誕生輕度颱風，命名裘迪(Judy)，初向西北緩進。其時中國大陸上為一高壓所盤據，氣旋群位於西伯利亞東岸至日本一帶，鋒系自日本伸向我國東南沿海。此颱風10月1日8時發展成颱風強度，中心位置在北緯18.3度，東

經 146.8 度，將趨向西北至為明顯。20 時，中心氣壓降至 980mb。翌日 8 時，中心位置在北緯 22.8 度，東經 143.2 度，以每時 15 哩之速度向北北西進行，趨向北方之低壓，因此逐漸以順時鐘向偏轉。3 日 20 時，中心位置在北緯 28.8 度，東經 143.5 度，以每時 13 哩之速度走向北北東。5 日後再轉為東北，而後轉東，至 6 日 8 時轉為溫帶氣旋。本月颱風路徑見圖 5。

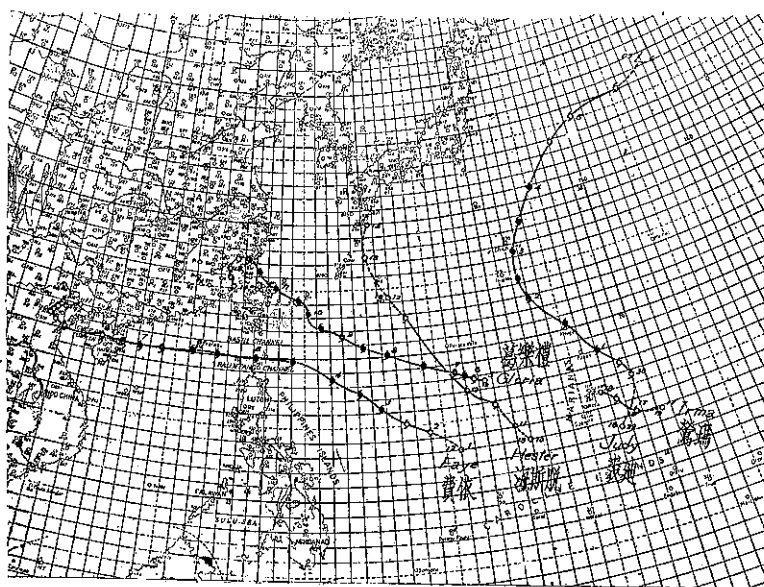


圖 5：五十二年九月份颱風路徑圖
Fig. 5: Typhoon tracks in September, 1963.

(六) 十月 當裘迪走向高緯度之際，後方之熱帶低壓漸見發展，至 5 日 20 時形成輕度颱風，取名克蒂 (Kit)。翌日 8 時之天氣圖上，中心位於北緯 17.2 度，東經 139.2 度，以每小時 5 哩之速度走向北北西。其時天氣圖上之系統頗形紛亂，日本北方及東方均有潛深低壓，其餘均為小型高低壓區。

克蒂生成後最初走向西北，7 日 8 時中心位置在北緯 19.2 度，東經 136.7 度，中心氣壓為 985mb 且發展成颱風強度。隨後速度轉緩，且轉而向西。8 日 20 時測得中心在北緯 20.3 度，東經 133.4 度，以每小時 6 哩之速度西進。但不久即轉偏北。9 日 20 時，中心氣壓降至 935mb。此時前方有冷鋒穿入，低氣壓在其東北方，因此有轉向之趨勢。次日 20 時中心位置在北緯 25.9 度，東經 133.9 度，中心氣壓升高為 950mb，經測得每小時 9 哩之速度走向東北。11 日 8 時，冷鋒穿過克蒂之中心，且速度加快，終於 12 日 8 時轉變為溫帶低壓。

正當克蒂轉變為溫帶氣旋，後方馬利安納群島附

近海面上之熱帶低壓又見發展。12 日 14 時育成輕度颱風，命名為羅拉 (Lola)，中心位置在北緯 13.6 度，東經 141.6 度。最初行踪不定，似為逆鐘向繞道東北，旋即轉回西北。14 日 20 時，中心氣壓降至 985mb，移動甚緩。15 日 8 時增為中度颱風至 16 日 8 時，中心位置在北緯 18.8 度，東經 140.6 度，以每時 5 哩之速度向西移行。此時，東方洋面上突然發生另一輕度颱風，定名為瑪美 (Mamie)。中心位置在北緯 21.2 度，東經 154.4 度，以每時 12 哩之速度走向西北，12 小時後瑪美即發展為颱風強度。當時天氣圖上，東北方之海上高壓頗為旺盛，自白令海至日本均為低壓區，大陸上則為勢力強大之高氣壓所盤據。

17 日 8 時，羅拉顯見加深，中心位置在北緯 20.1 度，東經 136.7 度，以每時 6 哩之速度移向西北西；但瑪美則萎縮為小型颱風，仍向西北。隨後此兩颱風均走向北北西，再轉北方，然瑪美之行動速較迅速。18 日以後再轉為北北東。19 日 8 時瑪美因先進入冷鋒區而趨於消滅，而羅拉則仍向北北東。19 日 20 時，中心已進至北緯 20.1 度，東經

139.9 度。20 日 8 時，範圍縮小，且加速走向東北東，至 21 日 8 時已轉變為溫帶氣旋矣！

18 日，在北緯 13 度，東經 153 度曾一度產生輕度颱風，命名為妮娜 (Nina)，惟因轉瞬即逝，故不在統計之列。

自羅拉颱風消失後，低緯度之西太平洋上不斷有熱帶低壓發生，其間以威克島以西之低壓聲勢最盛。26 日 8 時，形成輕度颱風，命名歐拉 (Ora)，中心位置在北緯 20.5 度，東經 156 度，走向西北。其時，前方有一小型氣旋，高壓則在千島群島以西，我國東北另有一氣旋。27 日發展成颱風強度中心氣壓 985mb。至 28 日轉為向西，隨即折向東北，遠離日本，30 日 8 時勢力減弱為輕度颱風，至 31 日 8 時即轉為溫帶低壓。本月份各次颱風路徑見圖 6。

(七) 十二月 西太平洋上十一月內並未出現颱風。十二月初大陸上仍為西伯利亞高壓所盤據，5 日以後暖氣流漸見活躍，中緯度不斷產生氣旋波。10 日 8 時天氣圖上菲律賓西南部出現一小型熱帶低壓，初

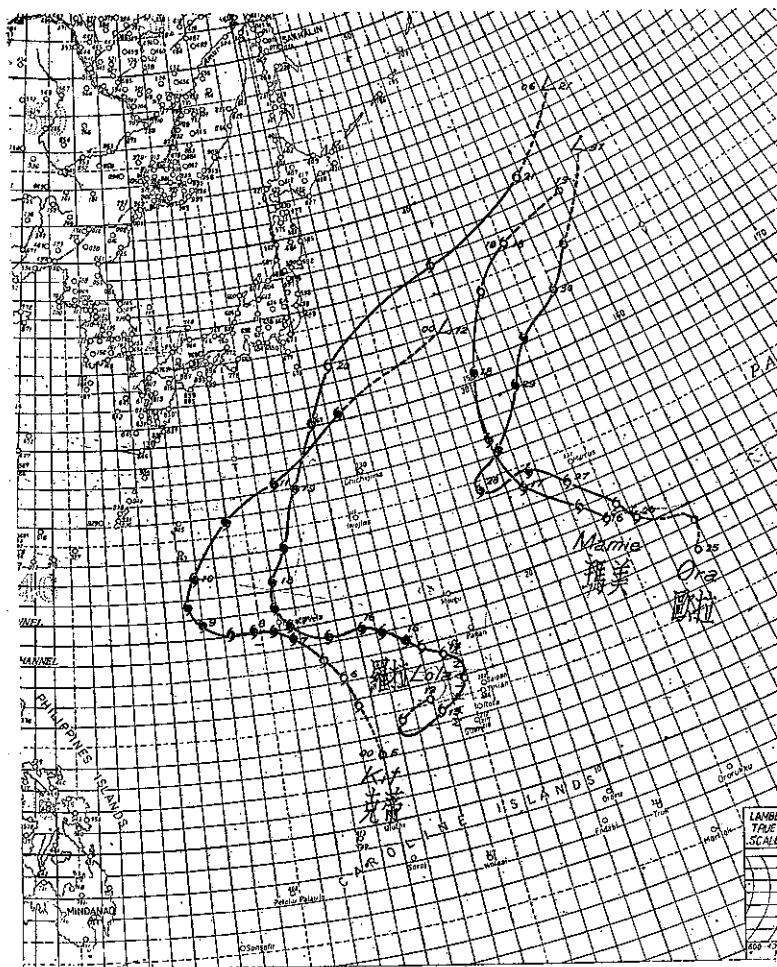


圖 6：五十二年十月份颱風路徑圖
Fig. 6: Typhoon tracks in October, 1963.

向西移，漸轉向西北。翌日，各地陣性雨活躍。其時，巴士海峽至日本東方海面上有一冷鋒穿過。12日14時之天氣圖上，此熱帶低壓已形成輕度颱風，命名為費莉絲(Phyllis)，向北北西推進，6小時後曾一度減弱為熱帶低壓，但不久又加強為輕度颱風走向北方，中心氣壓測得為996mb。14日此颱風進入南海，此時大陸為中度高壓所據，至20時此颱風被鋒系貫穿，乃轉變為熱帶低壓。

兩天之後，靠近菲律賓東岸又有熱帶低壓出現。17日8時即發展成輕度颱風，定名為莉泰(Rita)，中心位置在北緯15.6度，東經124.1

度，氣壓1,000mb，以每時8浬之速度向西北推移。12小時後轉向東北，中心最大風速為每秒25公尺。18日20時，中心到達北緯19.6度，東經126.1度。至20日8時因有鋒系穿入而轉變為低壓。

此時馬紹爾群島突然出現另一輕度颱風，名為蘇珊(Susan)，中心氣壓為998mb，此為本年內誕生位置最靠東方之颱風，亦為本年內最後一次颱風。此颱風初向西北進行，22日8時一度轉為熱帶低壓，旋又增強，向西移行。20時測得中心氣壓為985mb。23日8時中心到達北緯11.2度，東經155.0度。此後一度停滯，後又繼續向西北西加速前進。25日8時，中心抵達關島附近，且增為中度颱風。27日受阻於前方之大陸高壓，乃折向東北，指向東北方之阿留申低壓。28日減為輕度颱風，並加速向東再轉東北。29日20時已被冷鋒穿透，6小時後即轉變為溫帶氣旋。本月份颱風路徑見圖7。

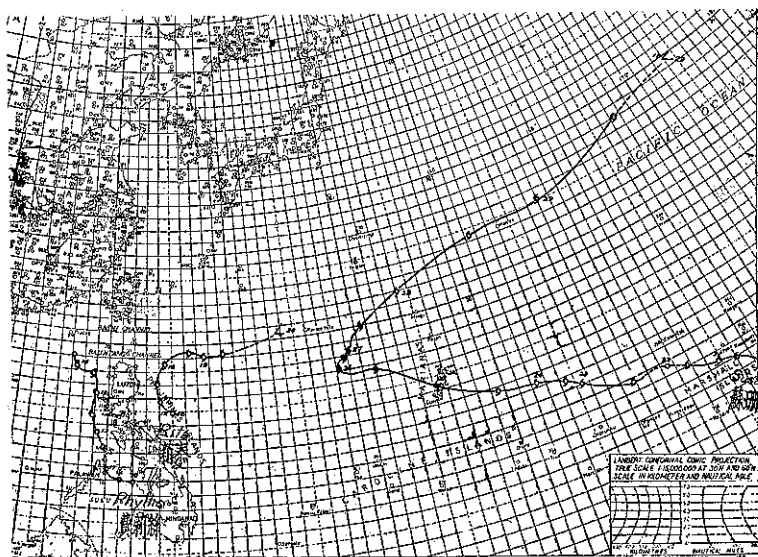


圖 7：五十二年十二月份颱風路徑圖
Fig. 7: Typhoon tracks in December, 1963.

三、本年內颱風災情概述

本年內侵襲臺灣之兩次颱風中，論其破壞之程度自以葛樂禮為主；相形之下，范迪之損害誠屬微不足道，而葛樂禮颱風直接間接所釀成之損害已達無法估計之程度，因而資料不全，難以統計。茲據臺灣省警務處及其他機構發表之資料合併成本年內颱風災情如表三所示。葛樂禮襲臺風力不大。其所以有如此重大災害者實由於山區連續暴雨，風向與溪流之排瀉反向

，因而泛濫成大水一片，造成北部及中部數十年來未有之水災。且房屋倒塌達兩萬多棟，當可想見其慘狀。表三中合計損失之約值五億元並未包括公路及私有財產之損失，其災害之程度由此可以想見。葛樂禮釀成之災害所以如此慘重，自表四中可以看出主要因中心氣壓低至920毫巴，暴風半徑達240哩，乃致攝入大量潮濕空氣，到達臺灣附近時，風向有利於地形性之抬高，乃產生大量降水。

表三：五十二年度侵襲臺灣颱風災害統計表

項目 損失情況 颱風名稱	人 (人)		房 (間)		沉沒 漁船 (隻)	公 路	鐵 路	港 口	農 林	水 利	漁 業	合 計
	死 (包括 失踪)	傷	全倒	半倒								
范 迪 (Wendy)	15	16	233	289		不詳	不詳	不詳	不詳	不詳	不詳	不詳
葛樂禮 (Gloria)	363	438	13,950	10,763	3	不詳	51,899,171	3,320,000	403,240,887	30,592,000	9,442,030	498,494,088

註：范迪損失未獲有關單位報告，葛樂禮未獲公路局報告

表四：民國五十二年西太平洋區颱風網要表

月份	序次	颱風名稱	起迄時間 (120°E MT日/時)	誕生地區	輕度 初生地點 (經緯度數)	最大 風速 (m/s)	暴風 半徑 (哩)	中心最 低氣壓 (mb)	附 註
四月	1	歐莉芙 (Olive)	27/14—6/14	加羅林群島	10.0—144.0	58	130	950	強烈
六月	1	玻莉 (Polly)	1/14—6/14	菲律賓東方	19.0—132.0	38	180	978	中度
	2	羅絲 (Rose)	8/14—15/2	巴士海峽	18.5—119.7	30	90	995	輕度
七月	3	雪莉 (Shirley)	14/2—21/14	菲律賓東方	14.2—130.8	65	180	935	強烈
	4	崔絲 (Trix)	26/20—1/20	菲律賓東方	13.7—125.6	33	150	985	中度
	1	佛琴尼 (Virginia)	8/8—9/14	琉球群島東南	26.5—132.0	25	90	995	輕度
	2	范迪 (Wendy)	10/14—19/2	馬利安納群島	12.8—146.3	68	180	930	強烈侵臺
八月	3	艾妮絲 (Agnes)	18/14—24/2	菲律賓東方	15.0—130.5	43	120	995	中度
	4	貝絲 (Bess)	30/8—12/8	馬利安納以西	16.5—140.0	65	180	930	強烈
	1	卡門 (Carmen)	10/14—18/8	加羅林群島	9.5—136.0	65	150	980	強烈
	2	黛拉 (Della)	25/8—29/14	琉球群島東方	26.5—132.0	50	120	975	中度
九月	3	艾琳 (Elaine)	25/8—28/8	威克島西方	23.0—158.0	55	180	970	強烈
	1	費依 (Faye)	2/2—11/20	雅浦島北方	14.5—134.0	50	180	960	中度
	2	葛樂禮 (Gloria)	6/8—14/8	馬利安納西方	18.0—137.5	68	240	920	強烈侵臺
	3	海斯脫 (Hester)	11/20—13/2	加羅林北方	16.0—139.0	23	60	995	中度
	4	黛瑪 (Irma)	18/2—18/20	關島北方	13.7—148.3	20	—	1,002	輕度
十月	5	裘迪 (Judy)	30/8—6/8	加羅林群島	15.5—149.0	75	260	920	強烈
	1	克蒂 (Kit)	5/20—20/8	馬利安納以西	25.5—139.5	68	180	935	強烈
	2	羅拉 (Lola)	12/14—20/8	馬利安納群島	13.6—141.6	65	240	945	強烈
	3	瑪美 (Mamie)	16/8—19/8	馬庫斯島南方	21.2—154.4	50	240	965	中度
	4	歐拉 (Ora)	20/8—31/8	威克島西方	20.5—156.0	40	180	985	中度
十二月	1	費莉絲 (Phyllis)	12/14—14/20	菲律賓西南	14.5—119.0	38	60	996	輕度
	2	莉泰 (Rita)	17/8—20/8	菲律賓東岸	15.6—124.1	30	60	1,000	輕度
	3	蘇珊 (Susan)	20/8—29/20	馬紹爾群島	6.5—167.5	68	180	985	強烈

註：本報告所用時間均為東經120度標準時

四、本年內颱風之特點

線上所述，本年內颱風之特點可概括為下列各點：

(一) 全年總次數24次，按照以往十六年之統計而言，略低於平均數，但正式達於颱風強度者19次，略高於平均數。

(二) 本年內颱風自六月至七月分配相當均勻，九月、十月稍見活躍，達於颱風強度者略高於平均數。十一月內並無颱風發生則為過去十六年內所僅見。

(三) 本年內侵襲臺灣之颱風雖僅兩次，但一次葛樂禮使臺灣北部及中部釀成嚴重之災害，誠屬不幸。今後防洪與颱風預報之配合發展，實為迫切需要。(戚啓勳)

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。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象所氣象學報社收。

氣象要素之極端值及其量度需求

戚啓勳譯

一、前言

各種氣象要素之極端值常不能準確測定，主要因為超出標準氣象儀器的量度範圍和刻度，或者它能以負擔的變率。一次有名的實例是：1947年2月3日在加拿大史耐格(Snag Y.T.)地方測得最低溫度低於該表刻度 -80°F 以下，在鉛筆線符號約4度處。隨後經實驗室校正，始知此一溫度表之誤差為 $+3$ 度，因此官方只能接受加拿大之最低溫度記錄為 -81°F 。其他實例如像颶(颱風)風經過期間風速表被摧毀，因而需要憑主觀來估計最強風速。

本文將提供各種氣象要素「可能」或「極難得」出現之極端值，以為設計、製造及購置氣象儀器人員之南針。此種極端值雖似難以置信，但事實上却很有可能。任何時刻地點如果出現，必須準確量度。正因為它極難出現，因此即使在較有可能之處也無法估計它的出現機率。但無論如何，不僅此種極端值在某時某地可能出現，且據推想某時某地之數值已經非常接近，就因為沒有人加以觀測或儀器加以記載而已。

誠然，全球性的「可能出現極端值」在某些地方決不可能出現。例如在極區決不可能出現溫度最高或雨量最大。但如分地區確定該項極端值必較僅估計全球性極端值更為困難。此外，就儀器的製造和分配來說，製造一種適於所有氣候的儀器要比製造一組適合各種氣候的儀器簡便而經濟得多。

兩種或以上氣象要素的極端值很少會同時出現（除溫度和露點的下限可能同時出現外）。因此準備測定某一要素的一種儀器必須在該要素完全的「可能出現」範圍內完善操作，對於其他要素僅考慮其正常範圍。也就是說若干氣象記錄可能因為其他氣象要素對於此一儀器而言過於劇烈，因而喪失記錄。假定記錄上發生此種問題，則其影響遠不及儀器本身不能決定其極端值為嚴重。

二、溫度

在離地五、六呎的標準百葉箱內所測得之溫度，最高可達華氏 129 或 130 度，合攝氏約 54 度。全球溫度最高之為死谷(Death Valley)之華氏 134 度(攝氏 56.7 度)及利比亞之華氏 136 度(攝氏 57.8 度)似乎略有問題。南極洲蘇俄測站記錄得之最低溫度為華

氏 -126 度(攝氏 -87.8 度)。靠近地面處之極端值更大，南極洲內陸之雪面上，溫度最低達華氏 -140 度(攝氏 -90 度)，最高為沙漠地帶之華氏 160 度(攝氏 71.1 度)。類似之低溫見於冰隙中，高溫見於狹小倉庫和拖車等密閉場所。

因此氣象學家想要測定溫度，它的範圍應達華氏 300 度(攝氏約 167 度)，刻度應自華氏 -140 度至 $+160$ 度(攝氏 -95 度至 $+70$ 度)。此一刻度範圍對於大部溫度表型式都嫌太大，難以在整個範圍內讀得滿意的準確度。好在此種高溫和低溫並非出現在任何一地，因此溫度標尺的兩端不必使用同一種溫度表。

想要包含華氏 300 度的溫標範圍，可採用一組溫度表，每表包含一固定範圍並重疊其鄰近一定量，此種可能之組為：

溫度表數目	2	2	3		3	4	4	4	5
範圍	150	180	150	120	100	180	150	120	100
重疊	0	60	75	30	0	140	100	60	50

以上如用圖表示則如圖 1，每一氣象台必須備有溫度表兩支或以上，成為一組使包含其本身之可能出現極端值範圍。

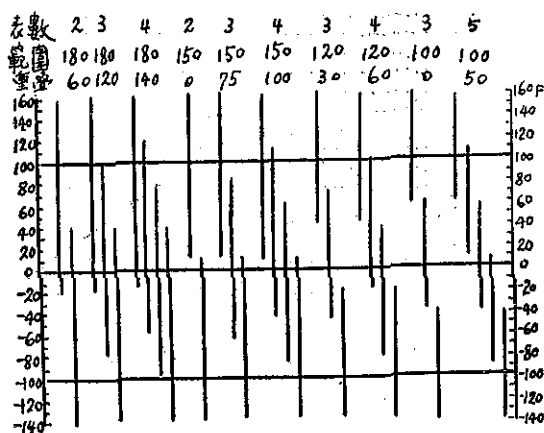


圖 1：如需精確測定可能出現之溫度極端值可用兩支或以上溫度表配合成組每組內每支溫度表之刻度範圍相等彼此重疊數亦相等。

溫度之最大時間變率見於一強鋒經過期間，美國大平原區(Great Plains)有名之「寒潮」累創溫度

亟隆之奇蹟，每小時可能超過華氏40度（攝氏約22度）。1911年11月11日坎薩斯城（Kansas City）上午11時為華氏76度，中午降至42度，下午1時降至26度，計1小時內降華氏34度（攝氏18.9度），兩小時內降華氏50度（攝氏27.8度），22小時內降低華氏76度（攝氏42.2度）。

若干地方，當一焚風或欽諾克（Chinook）風之邊緣前後推移時，甚至可能出現更劇烈之變化。極端情況見於南達柯塔州黑山（Black Hill）之東麓。最大值出現在1943年1月22日7時之史披非（Spearfish），兩分鐘內從華氏-4度升高至+45度。如果想要記載此種氣溫劇變，溫度表必須能以記錄每分鐘華氏25度（攝氏15度）之變率。

三、濕 度

表示大氣中之水份至少有六種方法，但已有測定儀器或在發展中儀器却只有其中四種。相對濕度用有機體纖維直接量度，如像毛髮濕度表或槌金皮濕度表。乾濕球溫度表可決定乾球溫度和濕球溫度。絕對濕度或水汽集中度（每立方呎水汽克數）控制氯化鋇鹽類的電阻和紅外線濕度表內的光線吸收。真正露點溫度用露點儀量度，內中有一鏡面或其他元件受冷至露點。

就物理上而言，用露點測定濕度，估計可能出現之極端值最為敏捷。露點既不能高出產生水汽之水體溫度，因此露點最高約為華氏90度（攝氏32.2度）。亦即紅海、波斯灣、加利福尼亞灣，以及可能尚有若干熱帶沼澤地帶水面能到達的溫度。普蘭孟克（Pramanik）及哈立哈蘭（Hariharan）1951年報稱，印度若干處露點達華氏87度，因而認為在實用上應考慮印度露點可能到達華氏90度。

相當於最低溫度的最低露點見於對流層頂或者剛好在它上面。在熱帶，可低達華氏-130度（攝氏-90度），極區可能到達華氏-150度（攝氏-101.1度）。

露點不能高於氣溫，但可遠較氣溫為低。實際上，空氣溫度可以升得很高，但僅限於相當乾燥的空氣中。露點在華氏90度的空氣中，溫度決不會超過華氏100度很多。氣溫之超過華氏120度（攝氏48.9度）者，唯有在華氏50度（攝氏10度）以下之露點時才可能出現，說不定還會低至華氏20度（攝氏-6.7度）。

炎熱的沙漠空氣究竟會乾燥至如何程度，迄今猶未能測定。標準氣象儀器必須能以準確測定氣溫在華氏120度（攝氏48.9度）或以上時，華氏0度（攝氏-17.8）之露點。相反言之，南極洲華氏-140度之氣溫，露點當不致低於華氏-150度。

由此可見：任何氣溫 T_a 時，可能出現之露點最低值 T_d 為：

$$\min T_d = -\frac{1}{2}T_a - 80$$

根據此式即可算得各種溫度下之最低露點，相對濕度，絕對濕度，及乾濕球溫度較差如表一所示。

露點之可能出現極端變率大致與溫度相同，二者均見於欽諾克風內。

四、雨 量

降水最大強度隨時間加長之低減率大致相當於時間之平方根，因此一分鐘內雨量最大之世界記錄為1.23吋（31.2公厘），見於1956年7月4日美國之猶寧維爾（Unionville, Md），但42分鐘內之最大雨量僅為12.0吋（304.8公厘），見於1947年6月22日美國之霍脫（Holt, Mo），只合1分鐘世界記錄之

表一：氣象儀器必須能以測定各種溫度下露點，絕對濕度（水汽集中度）及相對濕度之可能出現極端值。其上限為華氏90度以下任何溫度之飽和點，以及任何較高溫度之華氏90度露點。

氣溫（華氏）	-140	-120	-80	-40	0	40	80	120	160
露點（華氏）	-150	-140	-120	-100	-80	-60	-40	-20	0
絕對濕度(克/呎 ³)	.524*	18.01*	131*	753*	3738*	.0146	.0767	.2186	.5607
相對濕度（%）	33.2	13.2	3.3	1.3	0.5	0.4	0.4	0.5	0.5
絕對濕度（克 ³ ）	1.2*	41.3*	300*	1724*	8560*	.0335	.1757	.5006	1.284
露點（攝氏）	-101	-96	-84	-73	-62	-51	-40	-29	-18
氣溫（攝氏）	-96	-84	-62	-40	-18	4	27	49	71

* $\times 10^{-6}$

9.8倍。16小時(1080分鐘)內之世界記錄為36.4吋(824.6公厘)，1921年9月9日在美國之色雷爾(Thrall, Tex.)出現。相當於1分鐘世界記錄的29.6倍，按1080之平方根為32.9。

因此，在 t 分鐘內可能出現之最大雨量約當 $2t^{\frac{1}{2}}$ 吋。如果我們想要在某些測站量得世界雨量最高記錄，則所裝置的雨量器必須能以在1分鐘內測定2吋(50公厘)，24小時內測定72吋(1828.8公厘)之雨量。

五、風

近地面處之最大風速極端值，在龍捲風內可達每時300哩(每秒134公尺)，在颱風內可達每時200哩(每秒約90公尺)。山嶺之風速當更強。美國華盛頓山1934年4月12日測得一風速為每時225哩(合每秒100公尺)。在猛烈之春季風暴期間，理想之標準風速儀必須能以記錄每時250哩(約每秒110公尺)之風。

風之強弱，變化極為迅速，很難精確測定。當平均風速不足每時50哩時，1秒鐘陣風可高出平均風速達1倍，但在風速較高時陣風增大之百分比亦隨之減小。

陣風風速和平均風速的關係可以用各種方式來表達：陣風因子為陣風風速與平均風速之比，陣風差則為此兩種風速之差值。陣風關係之一種極概略估計法為：可能出現之極端陣風差與風速相當直至風速達每時50哩為止，自每時50哩至100哩保持在每時50哩，而後在每時100哩以上，風速每增加50哩陣風差減少每時10哩：

風速	50	100	150	200	250	300	350
最大陣風	100	150	190	230	270	310	350
陣風差	50	50	40	30	20	10	0
陣風比	2.00	1.50	1.27	1.15	1.08	1.03	1.00

因此風速表除了要非常靈敏，能立即有效表達或記出1秒鐘內之數值外，尚須能以測定高於或低於平均值之風變能力。

六、氣壓

為滿足氣象上之應用，大氣壓力常需換算至海平面，故在冬季內陸測站可得相當高之數值。雖然如此，一具氣壓表所測得之實際氣壓，可以代表離海平面之高度。

實際氣壓或測站氣壓很少加以統計，因此要決定歷來觀測所得之最高氣壓非常困難。根據鮑威(Bowie)

之報告：美國沿海諸測站之最高氣壓讀數為31.09吋(789.7公厘)水銀柱高度或1056毫巴，見於1920年2月1日之波特蘭(Portland)。在英國，最高氣壓為1902年1月31日阿勃丹(Aberdeen)所測得之1054.7毫巴。

歷來之最低海平面氣壓為877毫巴或25.91吋(658.12公厘)水銀柱高度，係1958年9月24日在關島西北約6百哩處將一具投擲探空儀投入艾達(Ida)颱風內測得。龍捲風中心之近海平面處可能有較低(颶)風更低之氣壓。根據少數龍捲風經過之氣壓計記錄，以及龍捲風結構與動力之最新學理，推想可能出現之極端氣壓變化，其低減當不致超過原有氣壓值之4分之1。如此變化例如自1000降至750毫巴可能在15秒內出現，或者相當於每秒15毫巴之低降率。

預備用在海平面或接近海平面之氣壓表必須能以指示高至1060毫巴(31.80吋或795公厘水銀柱高度)，且至少能指示低至750毫巴(22.15吋或562.61公厘水銀柱高度)之氣壓，以及每秒15毫巴之氣壓變率。

一具氣壓表對颶(颶)風而言，究應低於870毫巴多少，或對龍捲風而言刻度應低於750毫巴多少，須視裝置地點的高度而定。在15000呎處(約當永久性氣象台之最高限度)，按照1962年計算得之美國標準大氣，相當於572毫巴或16.90吋水銀柱高度。在此高度，據下節之公式算得可能出現之最低氣壓約為500毫巴，或14.76吋水銀柱高。

七、探空系統

所有以上供地面儀器裝置及觀測用之各項可能出現極端值亦可用作自由大氣中垂直或水平探測之升空(或降落)儀器。但在自由大氣中，量度範圍更為寬廣。

例如在最熱之沙漠，溫度可自地面之華氏130度(攝氏約54度)向上遞減，至50,000呎附近降至華氏-130度(攝氏-90度)，該處之露點可達華氏-150度(攝氏約-100度)，甚至可能還要低。現有儀器實無此項能力。一般而論，用於探空系之可能出現露點極端值必須能以報出自華氏-150度至+130度(約合攝氏-100度至55度)之溫度。

探空儀不能直接測風，而是自地面觀測它的移動間接推得。此種計算至少需能量度每時300哩(每秒134公尺)之強風。在自由空氣中，強風之變率或陣性目前尚乏資料依據。探空系統如想得到此項資料，

可採用地面風所假定之陣風比及陣風差作為今後發展目標。

探空系統中之氣壓需求要看預備到達那一高度而定。氣壓變動之百分比隨氣壓之低降（亦即隨高度而增加。因此任何高度之可能出現最低氣壓須視該處之正常氣壓而定。

在任何高度，此可能出現之最低氣壓 P_{\min} 與 1962年美國標準大氣中同高度氣壓 P_{std} 之比約當：

$$P_{\min}/P_{\text{std}} = 0.1 (6 + \text{Log}_{10} P_{\text{std}}),$$

$$10^{-5} \leq P_{\text{std}} \leq 10^3$$

簡言之離地 133 公里或 436,000 呎，亦即氣壓不足 0.00001 毫巴處此比值為 0.1。按此定則舉例：假定有儀器預備量度自地面至 49公里（或 160,000呎），該

處標準大氣壓力約當 1 毫巴，則該項儀器必須能以讀出低至 0.6 毫巴之數值。倘該儀器在全球任何地點任何季節施放而要準確記錄，其上限當然仍要保持在 1060毫巴。

八、結 論

由此可見氣象儀器設計與操作倘能滿足準確量度並記錄可能出現極端值之需求，氣象學家必可獲得較目前更為豐富參考資料。

（原文載 Bulletin of AMS, Sept. 1963）

Improbable Weather Extremes and Measurement Needs

氣象學報訂購辦法

- 一、本學報以促進中國氣象學術之研究為目的。
- 二、個人如欲訂購，可報請服務之單位，備文證明，連同價款，逕寄本社，或利用各地郵局，將書款存入臺灣郵政第2797號劃撥儲金本所專戶，當按址寄送所需之學報。
- 三、本學報本期暫收成本費新臺幣壹拾元，郵票十足通用。

氣象學報徵稿啓事

本學報長期徵收稿件，歡迎各方踴躍惠稿，惟為配合出版時期起見，惠稿最好於二、五、八、十一等月月中以前寄達，以便及時刊載，而免積壓，敬請惠稿諸先生注意。

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

Some Discussion on the Accuracy of Typhoon

Radar Tracking.....SHYUE-YIH LIAO.....(1)

Horizontal Advection of Temperature..... C. T. CHIANG(10)

The Solar Atmosphere.....YUAN-HENG WEI(13)

Some Discussion on Modern Theories of

CyclogenesisLIN RUEY-SHAN(16)

Report

A Briefly Report on Typhoons in North-Western Pacific

during the Year of 1963.....(27)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei,

Taiwan, China.

氣象學報季刊

第十卷二期

中華民國五十三年六月出版

目次

一、論述

- 臺灣之梅雨期.....戚 啓 勳.....(1)
臺北國際機場能見度之研究.....周 明 德.....(13)
天氣預報考核上應用情報理論之研究.....廖 學 鎰.....(24)
輻散與渦旋.....蔣 志 才.....(34)

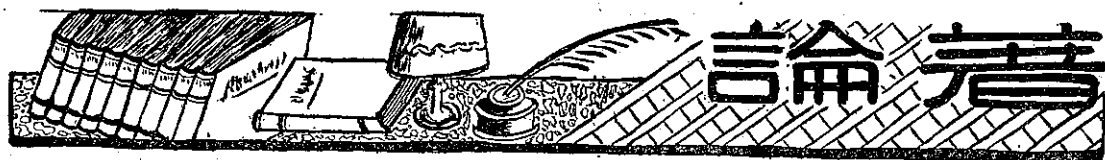
氣象學報

(季刊)

第十卷第二期

主編者	臺灣省氣象所氣象學報社
地址	臺北市公園路六十四號
	電話：二四一四一
發行人	鄭 子 政
社長	鄭 子 政
	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：三四七二四

中華民國五十三年六月出版



臺灣之梅雨期

戚 啓 勳

Plum Rains in Taiwan

Chi-hsun Chi

Abstract

The author attempted to have a thorough understanding of the characteristics of early-summer rainfall in Taiwan and its relationship with the general features of monthly mean circulation which will pursue the study on extended weather-forecasting. The mean monthly rainfall curves showed that most stations in Taiwan have a rainfall maximum in June in particular at central and southwest part of Taiwan. He takes the month of June as an example to investigate the relation of monthly circulation and the anomalies of early-summer rainfall in Taiwan. Some conclusions have been drawn:

1. The onset of southwest monsoon causes the early summer rainfall over Taiwan. The heating of land mass intensifies the component of onshore wind. The heavy rainfall is mainly due to the convection of diurnal heating and the topographic lifting in mountainous area. The maximum rainfall in June is thus significant in southwest Taiwan and less pronounced in northern and eastern Taiwan

2. The cyclonic activity of Bai-U front is the another source given rainfall over Taiwan area when this front moves down from higher latitudes along the lower Yantze valley. A series of waves move successively over the island. The showers are frequently happened. The case is much similar to the plum rains over the mainland.

3. The convergence between southeast trade and southwest monsoon current lying over this region in June creates another factor giving early summer rainfall when the southeast wind is dominant in this region, convective rainfall is frequently happening along east coast of Taiwan. On the other hand when south west wind is dominant, there are much monsoon rainfall precipitated down the western coast of Taiwan. It is clearly shown that the topographic effect plays an important role on the distribution of this region

4. The positive anomaly of rainfall in June usually associated with a major deep trough in monthly 700mb mean chart, or the ridge of subtropical anticyclone lies in a direction from NE to SW. Such synoptic situation would give more favour for the development of south west monsoon along the coast of the Far East.

一、引 言

天氣預告當以「是否降雨」爲首要，以其爲社會

人士所最關切者。臺灣四季之降水型中，冬季之鋒面雨，夏季之對流雨，秋季之颱風雨，預測均較易奏效

，唯獨初夏（5月底至7月初）之降水則最難預報；而其年變差最大，稟性又難以捉摸，時或連朝陰雨，頗似大陸之梅雨時期；但亦可能並不顯著，間或僅有類似對流性之熱雷雨而已，因而使預報經常失算。臺灣究竟有無梅雨期？經查歷年各地記錄，多數地點6月份之雨量均較豐沛，有為7月最多；另一高峯則在颱風季。自5月下旬起，各地雨量均有激增之趨勢。此段時期適與江南及日本之梅雨期相吻合。作者乃設想臺灣之此一多雨期是否具有梅雨之特徵，抑或純屬地面受熱之對流性雨？其與大氣環流之關係若何？倘能選擇正負距平之年份加以分析，或可得一概念，有助於實際之預報工作。

二、梅雨之特徵

梅雨係指日本南部及我國若干地區雨量最多之季節，日本為6月及7月初，我國則為5至7月。此為水稻插秧最重要之時期，以其適當梅子成熟，故名「梅雨」，又因此段時期內氣候潮濕，物品最易發霉，故而又稱「霉雨」。（註一）

其實梅雨為東亞夏季風肇始之特質。蓋冬季風來自內陸，稟性乾燥；夏季風來自熱帶海洋故而濕潤多雨。賴曼琪教授（C. S. Ramage）將我國東南部之3至11月定名為「濕季」，並劃分為五期：第一期3、4月為冬季風末期；5、6月為梅雨氣流期；第三期六月底至7月上旬為仲夏乾期；第四期7月中至10月初為颱風初期。可見梅雨期實為夏季風之開始。

梅雨期內常有一特殊之高空環流型，高緯度之上空，鄂霍次克海及烏拉山各有一穩定之高壓脊，二者之間為一半穩定之低壓槽。鄂霍次克海上空之高壓脊常為阻塞型，其南方有一割離低壓。此時兩支噴射氣流，一在北緯65度以北；另一則自康藏高原之北向東橫貫長江淮河一帶而入於日本。此股噴射氣流常產生一連串之波動，在地面天氣圖上江淮平原有相繼發生之氣旋波自西向東推進。來自南方之暖濕空氣與北方之較冷較乾空氣形成一梅雨鋒。可見梅雨期之大量雨澤實源出梅雨鋒。臺灣初夏之多雨是否為此梅雨鋒之影響為我人首先應予研究之問題。

當5月終6月初，康藏高原以南之噴射氣流突然消失，雨區乃北移，舉世聞名之長江流域梅雨期乃告開始。此時長江流域大氣環流之突變不僅與印度西南季風之開始相呼應，且與中東一帶高空西風之驟然北

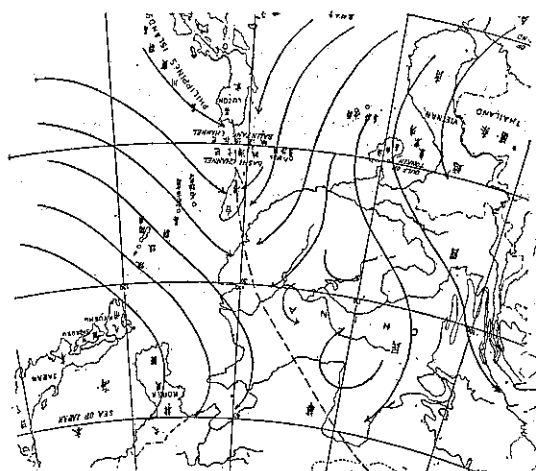


圖1：東亞6月份平均地面環流（虛線為不連續線）
Fig.1: Surface mean circulation of East Asia in June (Broken line shows the discontinuity line)

退相吻合。

據威立脫（Willett）教授之研究，夏季之強烈季風低壓位於康藏高原之北，向西延伸至阿剌伯一帶，亞洲南部大都保持穩定之西南風，沿東海岸則為南風及東南風。高原以北之亞洲中部地區夏季均無雨，南方吹來之風因越過山嶺時已喪失水份，抵達北面山坡時因絕熱作用與日射增暖乃使亞洲中部乾燥而炎熱。但在亞洲東海岸因暴露在南風之中，多有中雨及大

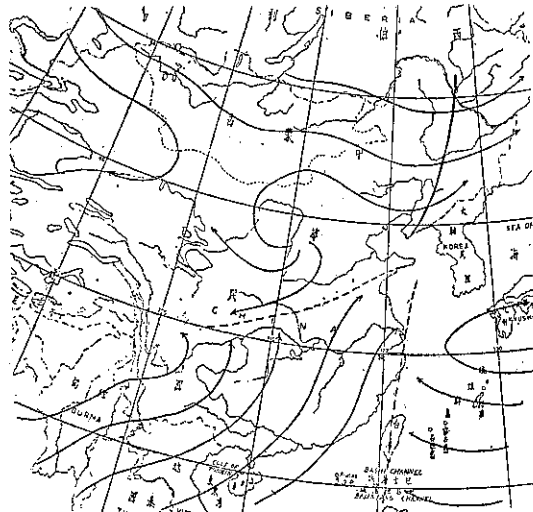


圖2：東亞3公里上空7月份平均環流（虛線為不連續線，粗線示槽線）

Fig.2: Mean circulation at 3km level of East Asia in July (Broken lines show the discontinuity line, heavy line shows the trough)

（註一）參閱Ralph E. Huschke: (1959) Glossary of Meteorology

雨，惟此種南風與南部山系以東之海岸相平行，其地形不利於如南部之傾盆大雨。反之，南海岸則因風力殊強，且屬顯著之氣旋形環流，故空氣極不穩定，能以產生驚人雨之雨量，此為以下討論臺灣初夏降雨特應加以注意者，亦即初夏之盛行南風究與中央山脈平行，抑或近乎垂直？關係極為重要。

按照賴曼琪之統計，我國東南地區5,000至10,000呎間夏季均以西南風盛行，10,000呎處西南象限內之風向佔67%。此種西南風吹向熱帶槽，蓋在初夏，位於華南之熱帶槽日益增強，熱帶槽軸線之東方則為輻合區，因北太平洋高壓之軸線偏南，故東海一帶東南信風盛行，臺灣地區適為平均輻合線之所在，見圖1及圖2，因此臺灣地區6月份之多雨是否為輻合作用之後果，亦為我人應予研究之課題。

此外，自5月開始，海陸之溫度差已趨消失。5月以後，北緯25度以南不再有「交趾細雨」(Crachin)。至6月，地面已受熱，海上之濡濕空氣一旦進入陸地即可產生不穩定現象，對流作用自必旺盛。因此臺灣初夏之雨量豐沛是否純由於對流作用之故，以下亦將加以分析。

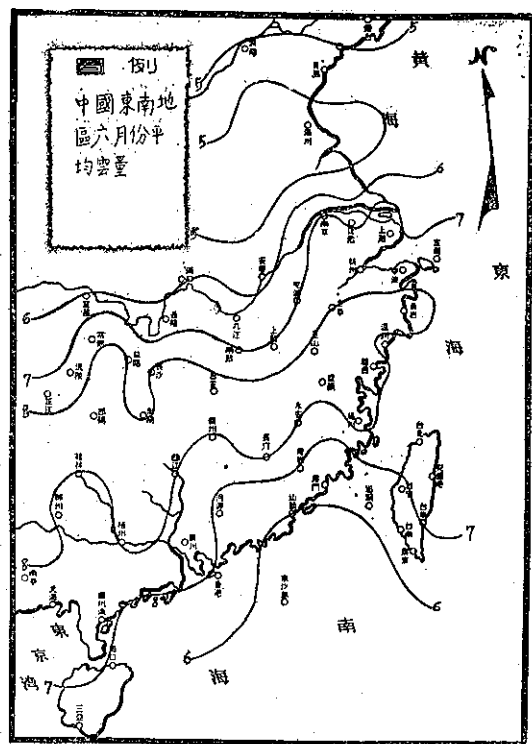


圖3：中國東南地區6月份平均雲量

Fig.3: Distribution of average cloud amount of SE China in June

三、初夏之氣候

以上就梅雨期與夏季風之特徵指出臺灣初夏之多雨，受梅雨鋒、氣流輻合、或對流作用之影響均有可能。欲知其究竟，當自我國東南地區6月份之雲雨分佈情況着手。

圖3為上述地區6月份之平均雲量，圖中顯示雲量最多帶自湘桂一帶伸展至閩北沿海，平均雲量達十分之八。臺灣則分佈較均勻，平均雲量在十分之七左右，東北部略較西南部為多。但是月雲量之自東北向西南部減少已遠不及5月之顯著。足見西南風進入實為雲量分佈較均勻之主要因素。再以6月份之平均有雨日數而論(見圖4)，臺灣海峽減至不足10天，顯



圖4：中國東南地區6月份平均有雨日數

Fig.4: Distribution of average rainy days of SE China in June.

示其遠較兩邊為少，可見降水受地形及陸地受熱之影響實為最主要之因素。華南地區雲量最多與雨日最多大致吻合，即熱帶槽之所在；易言之，亦為梅雨鋒之後果。按6月份之500毫巴平均等溫線圖上，華南有一顯著之暖區。

圖5為1951至1960年臺灣地區選定測站之濕季各月平均雨量曲線公厘數。6月份之雨量高峰以臺南、臺中及阿里山為最顯著，亦可證其為西南氣流侵入所致，第二高峯為8月，顯然受颱風影響。臺北僅一個

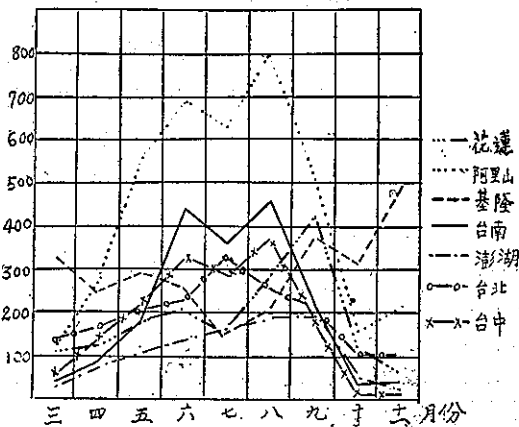


圖 5：臺灣選擇測站 3 至 11 月份各月平均雨量曲線 (1951~1960 年平均)

Fig.5: Mean curves of monthly rainfall for selected stations in Taiwan (Mar.~Nov. 1951~1960)

高峯，在 7 月、6 月以前雨量緩升。花蓮亦有兩個最高，惟 9 月之最多遠較 6 月為著，自為颱風入侵之後果。澎湖自 3 月至 9 月雨量均勻緩升，9 月後激降，顯示其僅因空氣中含濕增加，而並無地形之舉升作用。基隆代表東北海岸，冬季多雨夏季多晴為其特性，其間 5 月及 9 月雨量亦較多，前者為初夏雨期，後者為颱風雨期。

賴曼琪統計濕季中名瀨、桑本、東京、宮古島及父島等五處之平均 5 日雨量與氣壓如圖 6 所示。圖中

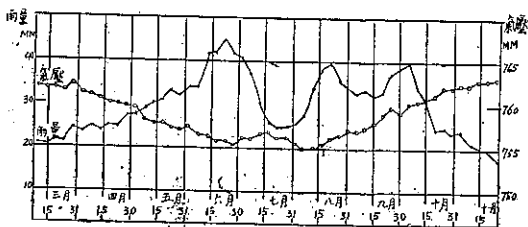


圖 6：名瀨、桑本、東京、宮古島、父島 5 處 5 日平均氣壓及雨量

Fig.6: Mean curves of 5-day mean rainfall for Naze, Kuamoto, Tokyo, Miyaka, and Titizima

顯示 6 月份之雨量顯然較大，尤以中下旬為著，平均氣壓則較低。按香港 5 月份起雨量亦見激增，6、7、8 月之雨量最多，馬尼刺 5 月起雨量亦漸增加，但並不顯著，至 7 月份始見激增，蓋受颱風之影響。

今再選擇臺北、臺中、阿里山、永康四處分析其 1951 年以來 6 月份總雨量之變差，如圖 7 所示。我人發現除臺北有連續數年之漸增漸減趨勢外，其餘三處

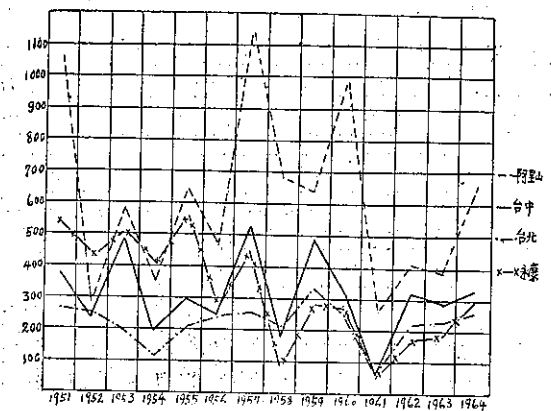


圖 7：臺灣選擇測站 1951 至 1964 年 6 月份雨量之逐年變化

Fig.7: Yearly variation of monthly rainfall in June (1951~1960) of selected stations in Taiwan

均顯示有上一年 6 月雨量較多，則下一年 6 月雨量有較少之趨勢；反之亦然。整個言之，則 1951、1953、1955、1957、1959、1962 諸年 6 月份之雨量較多，而 1952、1954、1956、1958、1961 諸年則較少。其中尤以 1961 年之普遍最少及 1957 年之普遍最多為最顯著。

此項 6 月份雨量較多較少之年份首先應予澄清者是否因颱風侵襲之影響。經查 1951 至 1963 年 6 月份侵襲臺灣之颱風次數如下：

年份	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957
次數	0	1	1	1	0	0	1
年份	1958	1959	1960	1961	1962	1963	
次數	0	0	1	0	0	0	

以上數值顯示除 1957 年之中南部多雨及 1960 年之阿里山多雨，似受颱風侵襲之影響外，其餘各年應與颱風無關。

四、平均環流之距平現象

研討初夏之臺灣雨量偏差與平均環流之關係，首先應理解 5、6 月份平均天氣圖之形態。按照美國氣象局出版之北半球標準天氣圖，自 5 月起平均天氣圖上有顯著之改變：西伯利亞高壓衰退，而印度北部之低壓則伸展，其東西向之軸線表示出赤道槽之位置。我國東北部有一低壓，阿留申低壓萎縮不顯，北太平洋高壓勢力鼎盛，中心約在西經 145 度。圖 8 示 6 月份之標準地面平均圖。圖中可見熱帶槽之軸線自印度西部之約北緯 30 度。向東伸至華南之約北緯 20 度；而副熱帶高壓脊之軸線則自東太平洋之約北緯 33 度向西伸至西太平洋之約北緯 20 度。臺灣則近乎在此兩同一緯

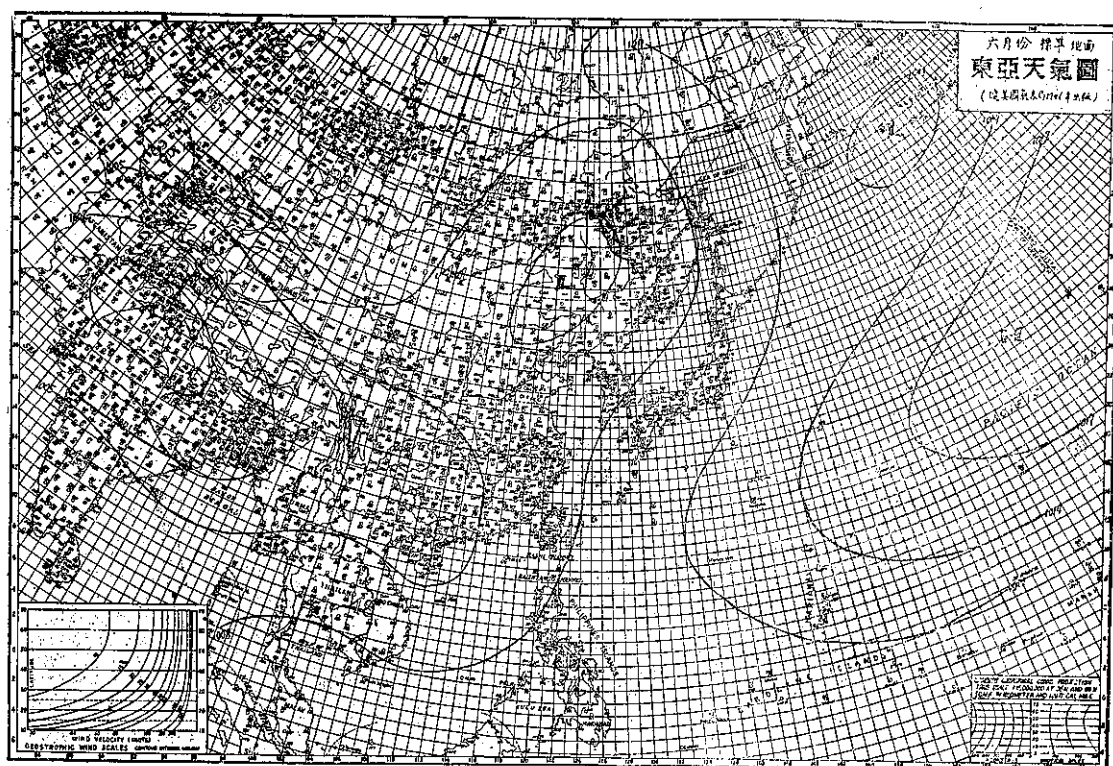


圖8：1953年6月份標準地面天氣圖
Fig.8：Normal surface chart in June.

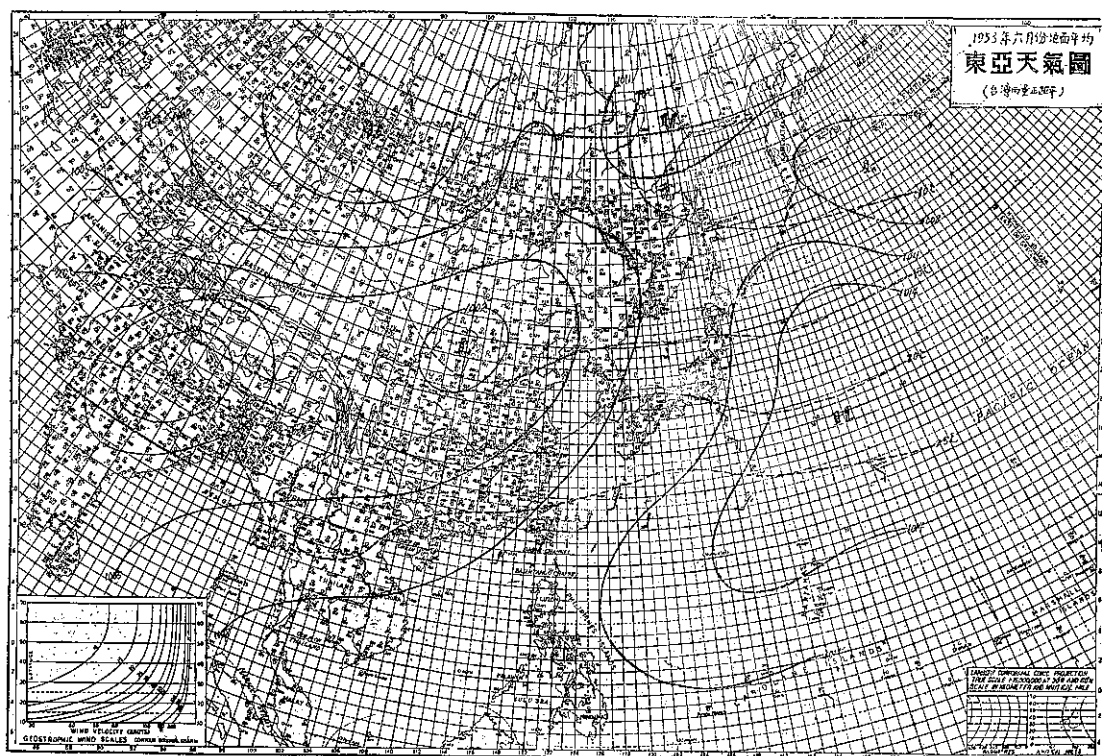


圖9：1953年6月地面平均天氣圖
Fig.9：Mean surface chart in June, 1953

度之槽脊線之間。如受熱帶槽影響，臺灣應以季風氣團之西南風盛行；如為海上高壓脊所控制，則應以迴流之信風氣團佔優勢，無論其為南風抑或東南風。此兩種氣團含濕量頗有差異，可見臺灣6月份雨量之多寡自必受熱帶槽與副熱帶高壓脊緯向或經向之進退偏移所影響。

今先論6月份雨量較多年之平均環流情況：1953年6月臺灣中南部之雨量屬正距平。在此月之平均圖上，我國東北之低壓向西南移至河套一帶，與印度北部之封閉低壓相對。北太平洋高壓之脊線較標準圖偏向更近南北向，亦即自東北至西南。如此形勢使臺灣一帶西南氣流旺盛，此為梅雨型之環流典型，見圖9。圖中之平均風顯示平均極鋒之位置約自父島經宮古島至臺灣之北。臺灣地區似為信風之迴流氣團與西南季風氣團相遇之處，故而氣流有輻合現象。我人且可看出西部之平均風更近乎與中央山脈成直交。在700mb之平均圖（見圖10）上亦見槽線自堪察加半島之東南方向西南穿過日本至長江流域，與在其南方之平均地面極鋒位置相應。

1955年6月份，平均天氣圖上之環流亦屬類似之

形態（見圖11）。除印度北部之低壓區外，海南島附近、長江中下游、及我國東北至西南之近海，低槽極深。北太平洋高壓之軸線亦近似自東北至西南之走向。故亦表示我國沿海一帶屬西南風盛行，為梅雨期之典型。自平均風顯示梅雨鋒之位置平均約在臺灣至琉球群島一線，臺灣附近平均氣流有輻合現象。700mb平均圖上（圖12）顯著之平均主槽自我國東北端向西南伸至長江中游，東南沿海及臺灣均在槽線前方，加之地面平均圖上亦表明近海一帶之平均等溫線向極凸出，足以證明暖流旺盛促使臺灣雨量較正常為豐。

1959年6月臺灣全島雨量均較正常為豐，在平均地面圖上（圖13）印緬之間有一顯著低壓，長江下游亦有一封閉低壓；在海上則千島以東有一高壓，另一高壓中心則在馬庫斯島以西。極鋒之平均位置自日本南方經臺灣之北再折向長江流域，因而使我國沿海一帶西南風至為旺盛，臺灣多雨當係此極鋒影響，此種現象自我國領海一帶平均等溫線之顯然向北凸出亦可想見。

我人尚分析其他臺灣雨量正距平諸年之平均環流形態，亦得類似之結果。綜合所得，正距平月之平均

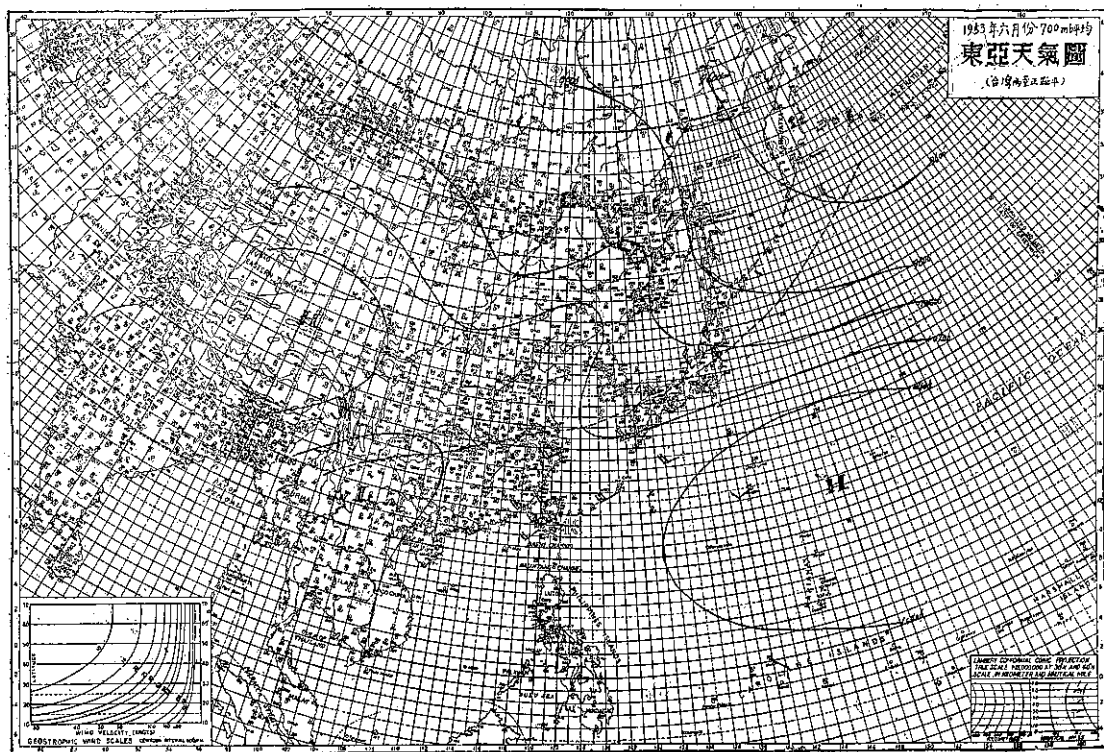


圖10：1953年6月700mb平均天氣圖

Fig.10: Mean 700mb chart in June, 1953

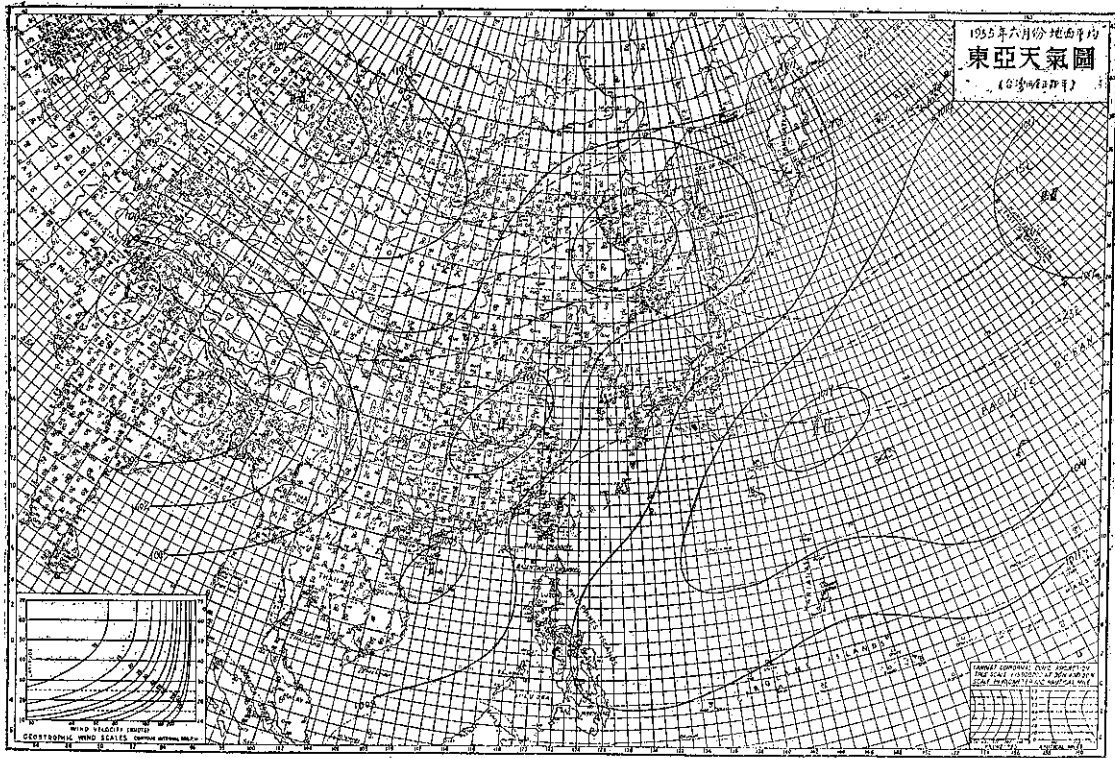


圖11：1955年6月地面平均天氣圖
Fig.11：Mean surface chart in June, 1955

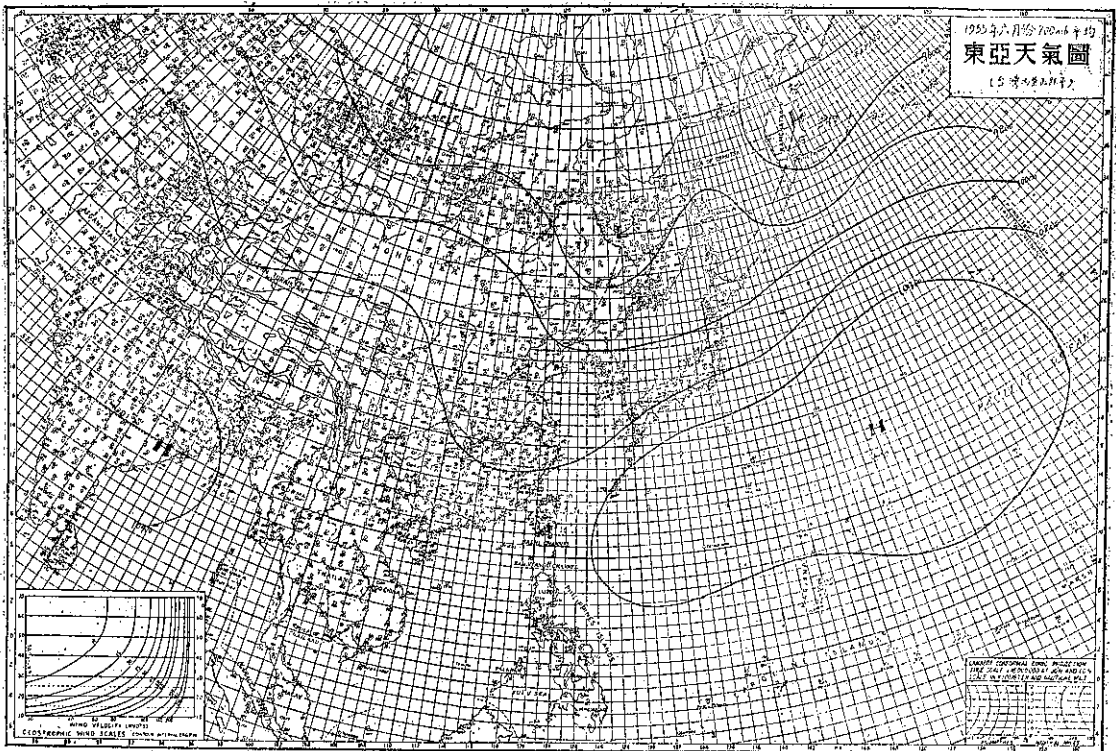


圖12：1955年6月700mb平均天氣圖
Fig.12：Mean 700mb chart in June, 1955

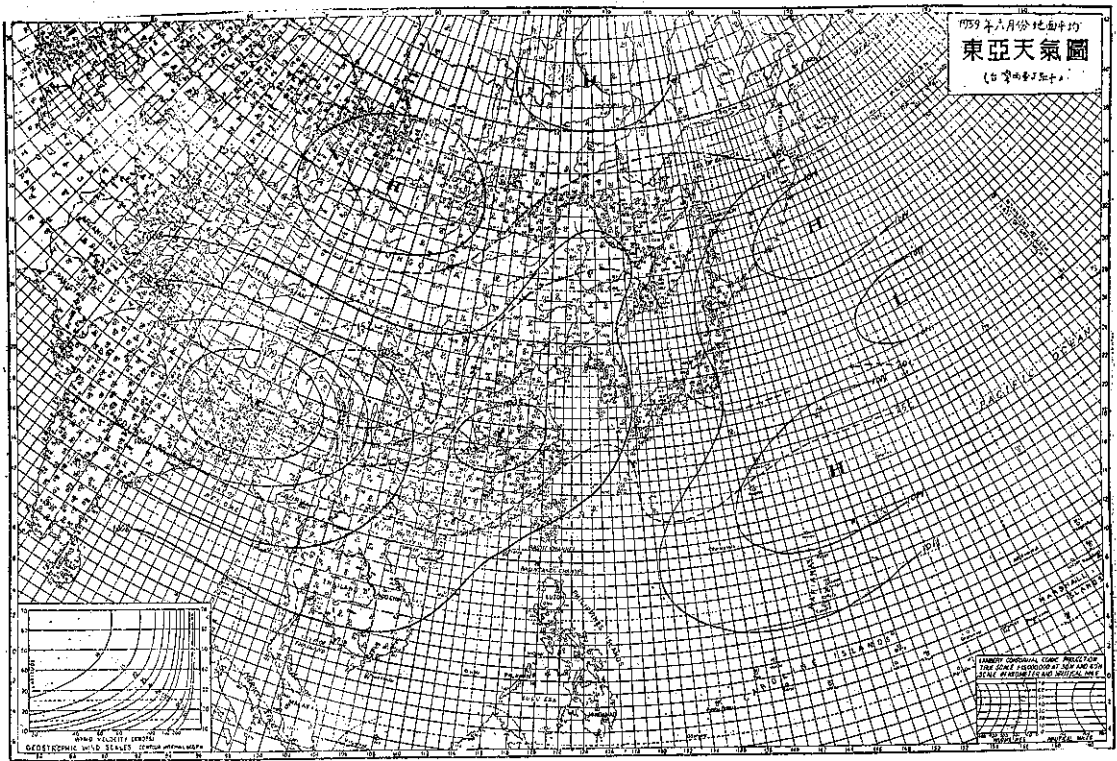


圖13：1959年6月地面平均天氣圖

Fig.13 : Mean surface chart in June, 1959

環流當具有下列一種或數種現象：

(一) 標準圖上在我國東北之封閉低壓移至華北或長江中下游(東北邊境之低壓可能仍保留)，甚至南海亦有封閉低壓。此種形態顯示大陸東部近海之低槽加深，與東西向之熱帶槽軸線近乎正交，臺灣在此平均槽線之前方，因而西南氣流旺盛。

(二) 近海地區之平均等溫線向北凸出，日本以東及華西或華中則平均等溫線向南彎曲。

(三) 梅雨鋒之平均位置自長江流域走向東南，至臺灣北方再向東北折回日本。此種梅雨鋒向南彎曲現象表示長江下游有比較發展之氣旋；如為初生氣旋則極面多平直向東。

(四) 北太平洋高氣壓之軸線多偏向為自東北至西南，亦即自標準情況逆轉，因而高氣壓之西邊，西南氣流盛行，此為梅雨型之特徵。

(五) 西南風進入臺灣海峽後，臺灣為一相當大之島嶼，6月份日間地面受日射增暖已極顯著，故有將西南氣流引入之趨勢；且以臺灣西南部之地形有利於使氣流作氣旋形之彎曲與抬高，因此稍有對流現象即可有相當豐沛之雨量。

(六) 北太平洋高壓系中有一封閉高壓或高壓楔向西逼近臺灣，因而使臺灣一帶之平均氣流有輻合現象。

(七) 正距平月之平均環流較近低指數情況，即槽線較近南北向，氣流經向交換較顯著，近海之平均等溫線向極突出，700mb平均圖上近海之主槽極為顯著。

今再分析6月份臺灣雨量負距平之平均環流形態。以1954年6月為例(見圖14)，熱帶槽自印度北部向東伸出，長江下游與東海間有一封閉低壓，日本東南方另有一封閉低壓。此種形態表示平均低槽近乎東西向而較正常為偏東，因而想像臺灣之氣流偏西之成份應較多。高緯度低壓偏向西伯利亞之中部，似可表示主槽之一般位置偏西。北太平洋高壓之主體顯見北移，楔形部份一自堪察加半島之東南向西南西伸至我國之東北部；另一在低緯度之高壓楔在北緯20度，近似東西位向，可見北太平洋高壓並無梅雨型之特徵。700mb圖上主槽斷裂為三條較短之槽線，見圖15，北韓伸出至長江口之槽線為東北至西南位向。此種短槽似亦可顯示西南氣流較正常為弱。

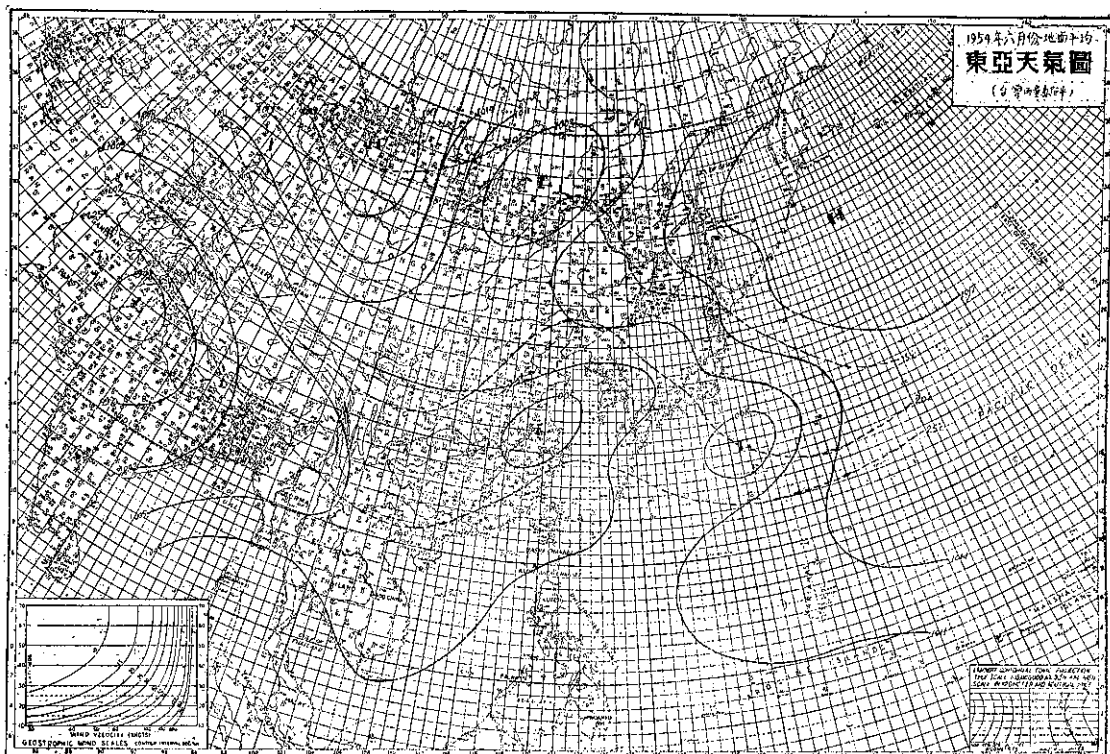


圖14：1954年6月地面平均天氣圖

Fig.14: Mean surface chart in June, 1954

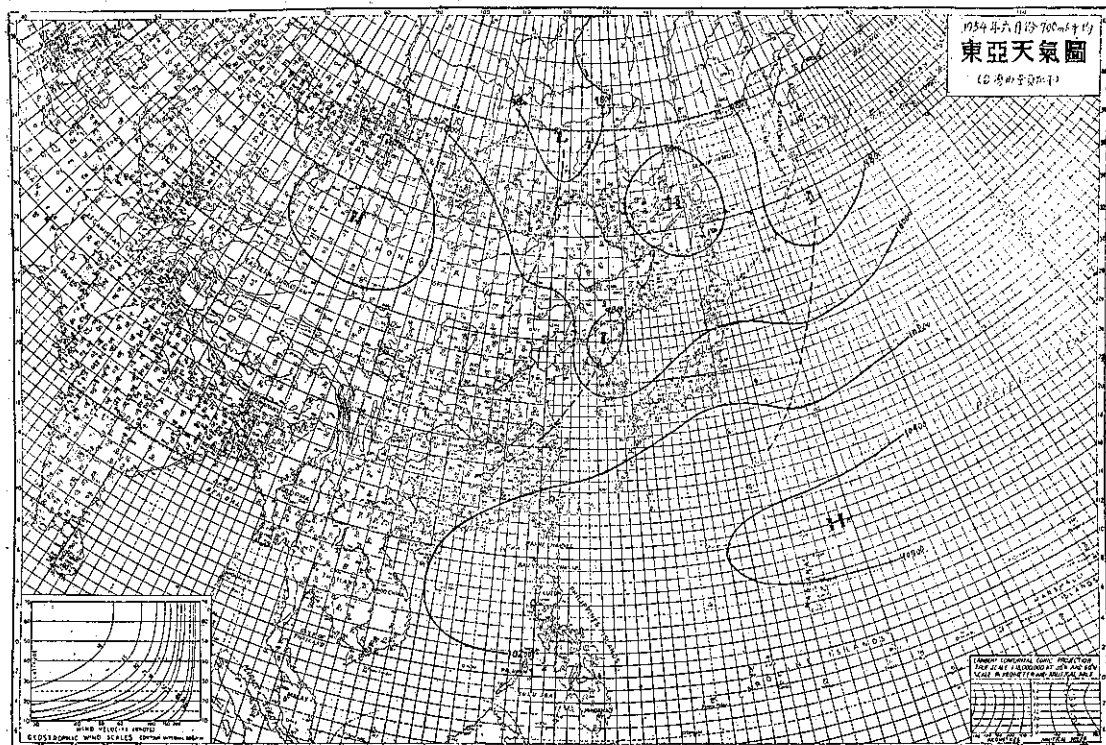


圖15：1954年6月700mb平均天氣圖

Fig.15: Mean 700 chart in June, 1954

1961年6月臺灣之雨量亦較少，此月之平均地面圖上封閉低壓一在俄屬海濱省，一在內外蒙交界處，均較準平均為深。北太平洋高壓之脊線約在北緯28度，亦為近似東西向。700mb平均圖上槽線一自堪察加半島向南；一自西伯利亞東部向南至長江下游，均不顯著。

分析1956及1958年等6月份臺灣雨量負距平之平均環流形態，我人大致亦可描出以下各項特徵：

(一) 6月份標準圖上位於我國東北之封閉低壓移至西伯利亞中部，或分成俄屬海濱省及黃河河套處各一，表示低槽較弱或遠離臺灣，以致西南氣流並不旺盛。

(二) 北太平洋高壓之主體或在正常位置，或偏向北方，以致迴流之東南風盛行於我國近海地區，代替滯濕之西南風。

(三) 高空圖上主槽不顯，多分成若干較短之槽線，南北向氣流之交換較不顯著，較接近於高指數之形態。

(四) 臺灣西部之平均氣流，偏西之成份較偏南為多。

五、今(1964)年六月實際天氣之分析

今年6月上旬及中旬，臺灣各地霪雨連綿，既具對流雨之特性，又似大陸之梅雨季節，乃引起本研究之動機。臺灣各地6月份雨量距平之平均環流形態，經上項分析後再探討此一時期之降水型式，較能獲得明確之觀念。

圖7中雖顯示此四處之雨量並不太多，惟以集中於上旬及中旬，故分析上中旬之天氣型，當可為雨量正距平之代表。茲為瞭解是月臺灣逐日雨量演變，經將臺北、臺中、臺南、阿里山及花蓮五處雨量及總雨量如表一所示。吾人可看出1至5日、9至12日、16至18日三段時期為雨量較多者。注意下旬之雨量主要為受花蓮及阿里山雨量較多之影響。

在表一內，我人可以看出一頗饒興趣之現象：若干日臺灣西部多雨而東部則少雨，如1、10、12、18日；另有數日則東部多雨而西部少雨。我人先設想，臺灣既為一南北向之島嶼，中間有高聳之中央山脈阻隔，故如西南風進入首先到達臺灣之西部及南部，因日間地面受熱而產生之對流或地形之舉升作用使水份析出，越過中央山脈到達東部自必因較乾燥而少雨。反之，如為來自太平洋之東南風，首先抵達臺灣東岸，此種氣流含濕亦相當豐富，日間因對流作用亦可有

表一：臺灣選擇測站1964年6月份雨量記錄

	臺北	臺中	臺南	阿里山	花蓮	合計
1	27.8	96.0	50.7	16.9	3.7	195.1
2	T	23.5	13.6	36.7	T	73.8
3	66.0	45.7	23.5	201.1	29.4	365.7
4	6.8	12.3	4.4	71.0	6.3	100.8
5	9.9	9.7	3.2	40.1	5.7	68.6
6	0	0	0	0	0	0
7	0.8	0	0.3	2.2	0	3.3
8	0.3	31.2	0	6.7	1.5	38.7
9	0	0.3	0	29.2	54.9	84.4
10	2.8	40.3	27.2	21.5	0.8	92.6
11	0	5.9	47.0	18.7	1.9	73.5
12	38.7	96.4	14.1	27.3	T	176.5
13	0.4	0	3.3	2.0	0	5.7
14	0.7	4.1	T	T	0.1	4.9
15	9.8	0.5	0.5	8.2	T	19.0
16	40.1	24.6	33.4	36.8	0.8	135.7
17	18.5	13.4	20.0	8.2	4.4	64.5
18	0	2.5	55.4	24.6	T	82.5
19	0	0	0	0	0	0
20	0	0	0	0	0	0
21	0.1	0	0	1.6	1.1	3.8
22	0	0	0	1.0	10.2	11.2
23	3.9	0	0.8	38.4	36.1	79.2
24	21.0	13.6	T	28.0	0	62.6
25	0.6	0	0	0	0	0.6
26	9.6	0	0.2	5.0	26.8	41.6
27	0	0	2.2	26.5	0	28.7
28	0	0	0.3	0	0	0.3
29	0	0	0	2.8	0	2.8
30	0	0	0	0	T	T

豐沛之降水，及至越過中央山脈到達西部亦必較為乾燥而少雨。考查1日之天氣圖上臺灣有鋒穿過，南部西南氣流盛行；10日位於氣旋之暖區內，南南西風盛行；12日及18日均在鋒面後方，下層西南風強盛。故而西部多雨，反觀9日天氣圖上東海有一小型高壓，以致臺灣東南風盛行；23日臺灣東南方有一勢力較強之高壓楔，致使東南風盛行；26日北太平洋高壓楔伸至臺灣東南方，東南風殊強，此數日均顯示東部多雨而西部晴朗，與我人之推理完全吻合。

今再分析6月上旬及中旬逐日天氣圖之演變情況：

6月1日之地面天氣圖上，有鋒面穿過之低壓系自雲貴一帶向東，經臺灣而延伸至琉球島再折向千島之東南。俄屬海濱省附近另有一潛深低壓，其鋒面向

西南伸入華北之低壓中。高壓自西伯利亞至外蒙進逼。自地面系統視之，顯然有兩條槽線一為東西向，在北緯25度附近，一為北北東至南南西，在大陸沿海。後者在700mb圖上非常顯著，冷低壓位於西伯利亞之東部，暖空氣則自南海推進。臺灣以北至日本，高空均為猛烈之西北風。隨後高壓系在高緯度向東推進，而東海之低壓逐漸發展，至3日已進抵日本海，鋒面已穿過臺灣之南方向西延伸，大陸為一高壓所據。700mb圖上顯示槽線自日本海伸至臺灣，日本以南暖空氣向北推進至刺，此種形勢顯示臺灣上空之氣團極不穩定，以致各地均有豐沛之降水。蓋所謂梅雨鋒南移，東京灣及南海為低槽所在。但隨後鋒系減弱，低緯之弱高壓出海，700mb圖上近海槽線斷裂，因而臺灣各地天氣轉佳。1至5日為臺灣典型之梅雨期，其地面圖上氣壓中心及鋒面之移動情形如圖16所示。

8日起各地雨量又增加。9日之地面圖上顯示低壓在長江下游，暖鋒又逼近臺灣。所謂梅雨鋒又在北緯25度附近呈東西向伸入內陸。在700mb圖又可看出暖空氣分沿海及日本南方兩支向北侵襲，槽線自貝加爾湖南伸。因此臺灣各地天氣又趨不穩，至12日雨量達第二次最多。其時極鋒自堪察加半島之東南方向西南西經日本南方至臺灣北端，再伸出中越北界，副熱帶噴射氣流向北推進至北緯36度附近，亦即日本米子之上空。

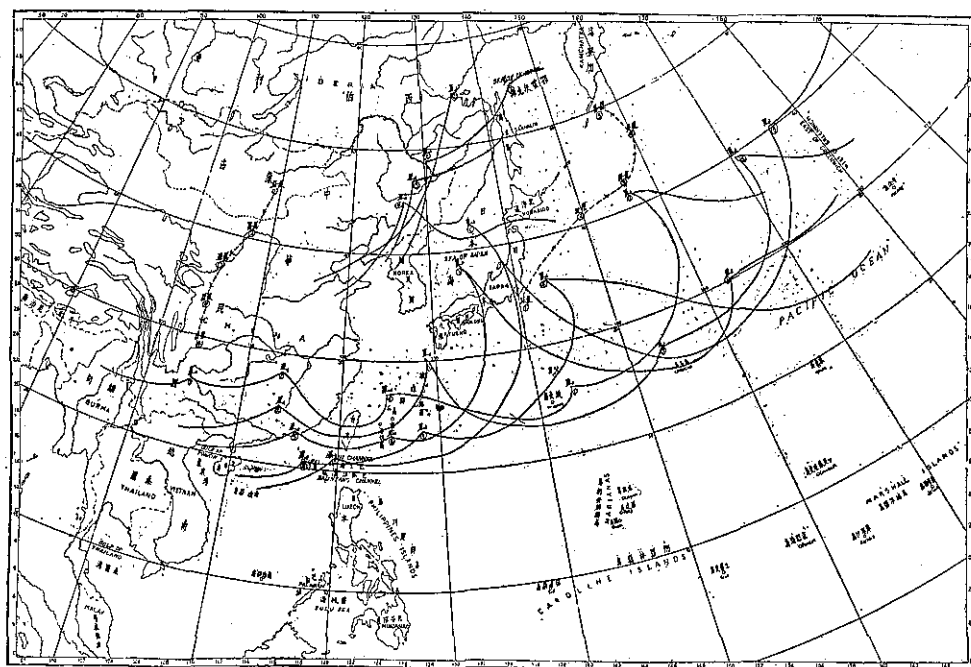


圖16：1964年6月1日至5日鋒系及高低氣壓中心之移動

Fig.16 : The movement of front systems and pressure centers during the period of 1~5, June, 1964

13及14兩日臺灣較少雨，在地面圖中僅能找出可能由於太平洋高壓之迴流東南信風較強所致，梅雨鋒仍在臺灣北方。此後仍連續有雨，16日各地雨量較豐。梅雨鋒仍屬東西走向經臺灣北方，700mb圖上主槽自海濱省向西南穿過日本海至閩浙沿海，18日後天氣圖形勢有重大之改變，極鋒偏北至日本附近，而副熱帶噴射氣流南移至鹿兒島上空。北太平洋高壓脊則偏西。此後臺灣各地雖偶亦有降雨，但為量不多。因此我人認為今年6月上旬中旬為臺灣之梅雨季。

綜上分析，我人大致可指出下列諸種現象：

(一) 今年6月上旬及中旬為臺灣之梅雨季，確具大陸上梅雨之特性，梅雨鋒逼近或經過臺灣。當東西走向之極鋒與近似南北向之槽線相遇時，臺灣之雨量更為豐沛。

(二) 在700mb圖上顯示寒暖氣流交綏劇烈時，臺灣雨量必多，暖氣流多呈兩股向北侵入，一在東南近海，一在日本南方。反之則較少降雨。

(三) 當梅雨鋒減弱且無南北向之低槽，低緯度微弱反氣旋向東出海時，臺灣各地天氣多佳。此時梅雨鋒多折向日本，雨區北移。低緯之高壓楔則向西伸入。

(四) 高空圖上顯示鄂霍次克海附近之脊線南方有阻塞低壓，自此伸出之槽線多在臺灣之前方，穿過

日本之噴射氣流產生不穩定波動。

(三) 西南風盛行時西部多雨東部少雨，東南風盛行時東部多雨西部少雨。

六、結論及綱要

臺灣初夏多雨為夏季風之前奏，以6月份為發展之高潮，臺灣西南部最為顯著。臺北雨量全

年，以7月份為最多，主要為盆地性之熱雷雨所造成，可見主要為西南氣流因臺灣陸地日間增暖而加強其登陸作用，再以對流作用與地形之抬高，乃使雨量顯然增加。此種氣流如與中央山脈近似直交則舉升作用更為劇烈。又臺灣西南部之地形有利其作氣旋形彎曲，當亦為增加雨量之一原因。

臺灣初夏雨與東亞之梅雨期相合，故時或亦具梅雨之特性，即當長江流域至日本以南之梅雨鋒上產生一連串之波動，此波動如向南折向臺灣附近，常有鋒系陸續經過，產生類似大陸之梅雨天氣。但有時梅雨鋒所在之緯度較高，臺灣亦可不受其影響。又如長江下游有較發展之氣旋，鋒面大都向南彎曲，逼近或經過臺灣；如為初生之氣旋則鋒面多平直向東，離臺灣較遠。

在標準圖上，臺灣正好在陸上之熱帶槽與海上之副熱帶高壓脊之間，故二者之進退足以控制臺灣東部及西部之雨。如東海有一小型高壓或北太平洋高壓楔伸入臺灣之東南方，則臺灣一帶東南風盛行，此時東部多雨而西部晴朗。反之，如海上高壓脊衰退，臺灣一帶受熱帶槽之影響而西南風盛行時，臺灣西部多雨東部多晴。由此我人亦可想見：6月份適為西南風與東南風交爭之期，此兩種氣流在臺灣上空輻合時當亦為多雨之一原因。

氣象專家早已指出：梅雨型之天氣圖大勢為北太平洋高氣壓之軸線逆轉為自東北至西南，因而我國東南沿海至日本均為西南風盛行。但此種形態在逐日之地面天氣圖上並不顯著，大多為流動性之小型高低壓所破壞，僅下層之高空圖上可見端倪。

梅雨型之高空環流有一顯著之特徵，即鄂霍次克海上空之高壓脊南方有一阻塞低壓，自此伸出一槽線

。臺灣位於此槽線之前方，故而濡濕之西南風盛行。臺灣初夏雨量正距平之時期，無論在平均圖上或逐日圖上常見有此種型式。蓋在地面圖上反映我國東北及海濱省一帶有連續之囚錮型氣旋波。

本文之研究係以臺灣初夏雨量正負距平之平均環流型為主要論據。惟因雨量之偏差可能集中在某旬或某數日，因而在平均環流中可能勻消其特殊形態。據以論斷，難免有牽強附會之嫌。再者，所據1951年來選擇測站之雨量距平，有數年並非特別顯著，在平均環流中更易隱藏其特性。但本文中討論各點係先以氣候特徵為出發點，再自平均環流中找出合理解釋，更以某段時期確有梅雨現象之天氣圖作進一步之研析，並就以往氣象學家之論點尋獲事實之佐證，歸納成上項結論，似應不失為合理之研究途徑。

參考文獻

1. C. S. Ramage (1960): Notes on the meteorology of the Tropical Pacific and South-east Asia.
2. C. S. Ramage (1952): Variation of rainfall over South China through the wet season.
3. Hurd C. Willett and Frederick Sanders. (1959): Descriptive meteorology.
4. P. Koteswaram and N. S. Bhaskar Rao. (1963): The structure of the Asian summer monsoon.
5. Academia Sinica. (1957~1958): Peking: General circulation of Far East. Tellus.
6. 戚啓勳 (1955): 臺灣雨量偏差與東亞環流之關係 氣象學報 VOL. 1 No 1 pp3-16

臺北國際機場能見度之研究

周明德

Visibility at the Taipei International Airport

M. D. Chow

Abstract

At the daybreak or twilight, or when the surface wind is weak, Taipei International Airport will frequently be covered with ground fog or haze, because the aerodrome is located in a basin. Each year the visibility reported below half mile ($\leq 1/2$ mi) covers a period to 7531 minutes in a year and the result affects the safety of the aircrafts on taking off and landing definitely.

When the visibility reported less than half mile, the case mostly happens in the early morning, but the ground fog or the haze often clarifies swiftly at the time about two hours after the sun rise.

An objective method is adopted at Taipei International Airport for the weather forecasting. The system can be summarized as follows:

- i) the reference method for the observation at the time of sun rise.
- ii) the temperature and dewpoint diagram.
- iii) the characteristic pressure pattern.

Though the visibility may be influenced by four elements: i. e. surface wind, temperature, moisture and dust existing in the air, the foregoing three elements are always attached to the affect of the change of visibility. The forecasters therefore must use their experience and proper judgement to prepare timely forecasts for the operational purposes.

一、前言

臺北國際機場，位於臺北市東北方。臺北市為一盆地，四面環山（見圖1）。因此當早晨、黃昏，地面風轉弱時，很容易發生低霧或霾。跑道之能見度時常低於儀器起落標準（見表一），直接影響各班機起落之安全。低霧及霾之形成，可分為人為和自然兩種因素。

表一：臺北國際機場民用噴射機最低氣象標準表

Table 1: T.I.A. weather minimum for jet aircraft.

降 落		起 飛	
雲幕高 (呎)	能見度 (哩)	雲幕高 (呎)	能見度 (哩)
350	$\frac{3}{4}$	500	$\frac{3}{4}$
1,000	$\frac{5}{8}$	1,000	$\frac{5}{8}$
$\geq 1,500$	$\frac{1}{2}$	$\geq 1,500$	$\frac{1}{2}$

（一）人為因素：臺北市人口已超過一百萬人，煤煙塵埃量激增。每月從天空降下的污染物質平均在30~40公噸。據臺灣省衛生試驗所民國52年9月份之統計增加到42.84公噸。此種塵埃、煤煙在無風和逆溫情況下，積滯於地面附近之氣層形成為霾，籠罩整個臺北市，並成為低霧之核心。

（二）自然因素：臺北國際機場，其地理條件與東京、香港、馬尼刺等近鄰之國際機場大不相同。在盆地內，清晨非常容易形成逆溫層，而發生低霧，不容易四散。但是日出後約2小時氣溫上昇，逆溫層消失，開始有風，霧霾消失，能見度急激轉好。而其他天氣因素如雨或雷雨等，能使能見度變壞者，為數極少不到總數的5%。

茲整理臺北國際機場最近五年觀測資料（自民國

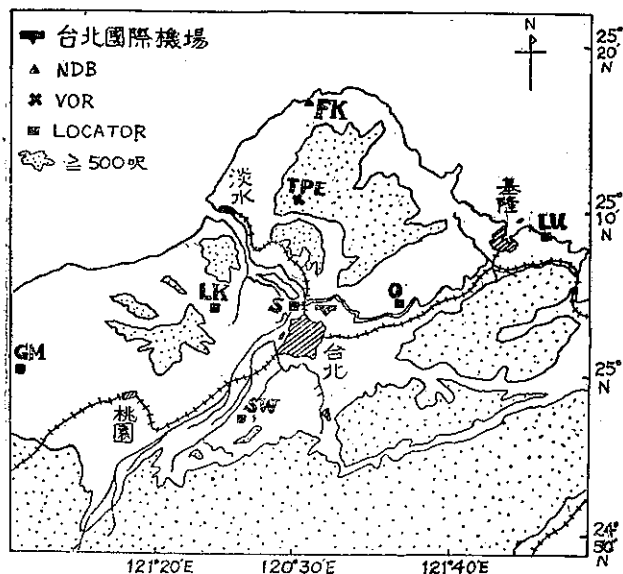


圖 1：臺北近郊地形圖

Fig. 1 : Chart of vicinity of Taipei

48年1月至52年12月止)加以研究，對於臺北國際機場之能見度變化及其客觀的預報方法，獲有初步的結果，聊供在臺北機場從事氣象工作者及各航空公司訂定飛行計劃之參考。

二、能見度之變化狀態

(一)能見度之日變化：臺北機場能見度一日間有非常明顯的規律變化。可分為(1)夜間，(2)黎明，(3)白天，(4)黃昏等四階段。圖2是三月份、九月份及全年之日變化圖。茲將各段詳細分析如後。

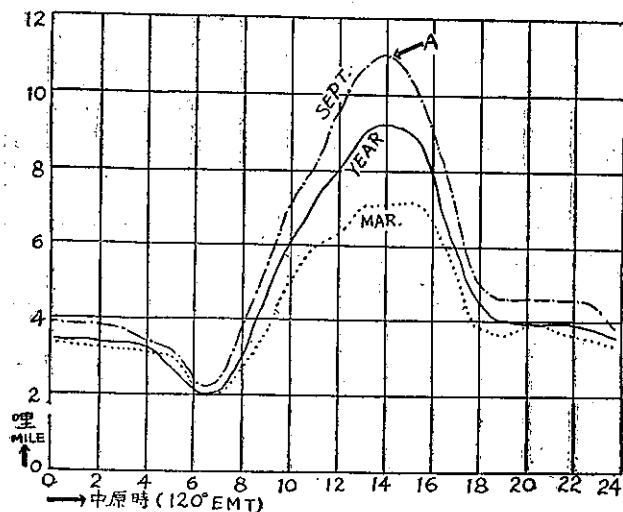


圖 2：能見度之日變化

Fig. 2 : Daily change of vis

(1) 夜間：夜間影響能見度之各種天氣因素比較單純，各種人為活動大多在停息狀態，空氣中塵埃煤屑含量較低，惟對流作用亦停止，在低層之塵埃不易擴散。故夜間能見度平均在3至5哩之間，較日間為遜。

(2) 黎明：黎明為一日中能見度最惡劣之階段。平均在2哩左右。其主要原因：(i)黎明為一日中溫度最低，同時也是相對濕度最大的時候，因此很容易發生低霧。(ii)黎明及黃昏都是地面風較微弱或穩靜無風之時間。為形成霧霾的最好條件。(iii)地面及山坡附近之空氣受夜間輻射之影響溫度降低，受重力作用而沈積于盆地，遂發生逆溫層。黎明是此種逆溫層最發達之時期。故空氣非常穩定，形成煙霧即無法消散，而沈積於地面逆溫層之下方。

(3) 白天：日出後約一小時半，氣溫急劇上昇、逆溫層消滅、對流加強、風速增大，地霧即行消散。故在8時以後，能見度即急激轉好。特別是在九月份下午2時，海風最為頻仍風力最強，其平均能見度為11哩，為一年中能見度最好的時期(見圖2A點)。

(4) 黃昏：下午4時以後，能見度急劇下降，有時可能減低4哩之多。蓋因風速減少，對流衰退之故。

(二)能見度之年變化：能見度之年變化，可分為春夏秋冬四季(見圖3)。分別分析如後。

(1) 春季(三、四、五月)：平均能見度為4.36哩，雨頻率12.8%，霧霾頻率81.4%(見表二)。因春季為寒暖兩大氣團之交換期，風弱霧多。為一年中能見度最低之時期。特別是三月份，其平均能見度為4.26哩，為一年中最壞者(見圖3A點)。

(2) 夏季(六、七、八月)：平均能見度為5.27哩，雨頻率8.6%，霧霾頻率67.7%。夏季臺北盆地白天吹海風(風向西北)，空氣新鮮，因此夏季能見度相當好。

(3) 秋季(九、十、十一月)：平均能見度為5.48哩，雨頻率16.2%，霧霾頻率71.7%。九月中旬，熱帶性海洋氣團開始向南後退。颱風、雷雨近尾聲，大陸高氣壓開始影響本省。此季都是移動性高氣壓，臺北一帶天高氣爽，為一年中能見度最好的季節。特別九月份平均能見度5.64哩為一年中最好者(見圖3B點)。

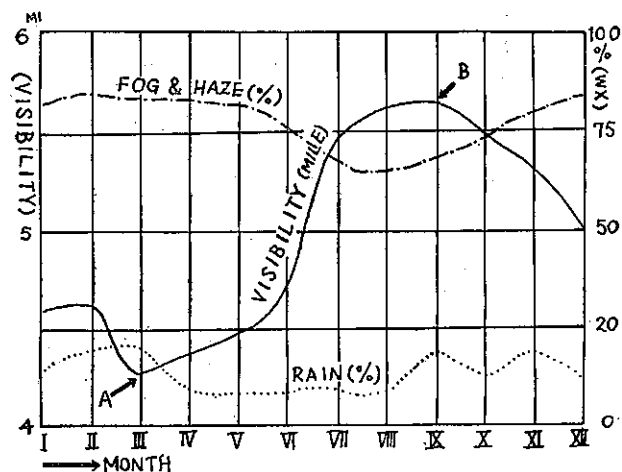


圖 3：能見度及天氣之年變化

Fig. 3 : Annual change of vis and weather.

表二：四季的能見度及雨霧霾之統計表

Table 2: Statistical table of seasonal vis and rain, fog, haze.

	春季 3, 4, 5月	夏季 6, 7, 8月	秋季 9, 10, 11月	冬季 12, 1, 2月
能見度(哩)	4.36	5.27	5.48	4.77
雨頻率(%)	12.8	8.6	16.2	14.8
霧霾頻率(%)	81.4	67.7	71.7	81.3

(4) 冬季 (十二、一、二月)：平均能見度為 4.77 哩，雨頻率 14.8%，霧霾頻率 81.3%。雖然冬季時常發生大霧 (特別在一月份，見圖 5)，但因東北季風強，能見度並不比春季差。

三、能見度 $\leq \frac{1}{2}$ 哩之研究

臺北機場能見度 $\leq \frac{1}{2}$ 哩者平均，每年總共 7,531 分鐘，對於飛機起落的安全影響很大。噴射機比螺旋槳機不但速度快，而且消耗油量相當大。特別在低空飛行時，因空氣密度大，其油量消耗更大。如果噴射機飛到目的機場遇見大霧時，殆無法在上空盤旋一小時以上。臺北機場每年能見度 $\leq \frac{1}{2}$ 哩維持一小時以上者，每年平均 39.2 天 (見表三)。此項資料及研究，對於飛行計劃是非常重要的。

(一) 能見度 $\leq \frac{1}{2}$ 哩之日變化：能見度 $\leq \frac{1}{2}$ 哩，大

部份在清晨發生 (見圖 4)。尤其在 6 時至 7 時最易發生。在此時間內發生之每年平均數多達 2,087 分鐘，佔年平均總數的 27.7%。10 時以後急激減少。在 10 時至午夜共 14 小時內，每年發生之平均總數為 390 分鐘，僅佔年平均總數的 5.2% 而已。下午所發生的惡劣能見度，大概受雷雨或滯留鋒之影響。

(二) 能見度 $\leq \frac{1}{2}$ 哩之年變化：能見度 $\leq \frac{1}{2}$ 哩在冬季最容易發生 (見圖 5)。自十一月份開始逐漸增加。其主要原因為冬季大陸性寒冷高氣壓的中心，時常移到本省，發生大霧 (氣團霧或輻射霧)。民國 48 年 1 月 25 日，曾發生大霧，延續 11 小時 14 分鐘之久。六月至十月間，發生之次數

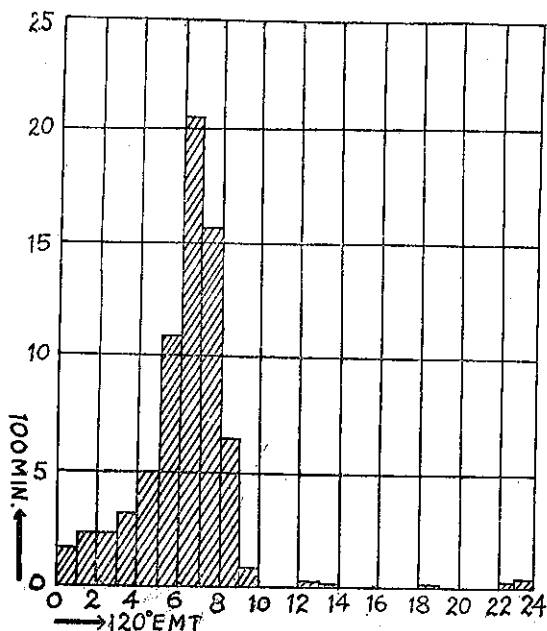


圖 4：能見度 $\leq \frac{1}{2}$ 哩之日變化 (每年平均總數)

Fig. 4 : Daily change of vis. $\leq \frac{1}{2}$ mi. (annual average number)

最少。特別在八月份其發生之每年平均總數為 116 分鐘，僅佔年平均總數的 1.5% 而已。

表三：能見度 $\leq \frac{1}{2}$ 哩各種持續時間之每月平均日數

Table 3: Monthly average day of several continual time of vis $\leq \frac{1}{2}$ mi.

持續時間	月份 (Month)	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	合計
≥ 1 小時		5.8	4.4	5.6	3.8	4.2	3.0	1.6	0.6	2.2	1.6	2.6	3.8	39.2
≥ 3 小時		2.8	1.6	1.4	0.8	0.8	0.6	0.4	0	0	0.6	1.0	1.0	11.0
≥ 5 小時		1.0	1.0	0.6	0.2	0.2	0.2	0	0	0	0	1.0	0.6	4.8
≥ 8 小時		0	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0	0	0	0	0.4	0	1.6

(三)能見度 $\leq \frac{1}{2}$ 哩與天氣之關係：在臺北機場只有霧、雨、雷雨等三種天氣現象，能使能見度 $\leq \frac{1}{2}$ 哩（見表四）。其中以霧之影響力最大。上述三種天氣發生的總數年平均為 69.2 次，僅霧發生的年平均已佔其總數的 87.0%，雨加霧次之，佔 8.7%。單獨下雨，祇佔 0.9%，雷雨佔 3.4%。

四、能見度與地面風之關係

能見度與地面風有密切關係。風速 21kts 以下者，風速愈大，能見度愈好。風速 22kts 以上者，風速愈大，能見度愈低。其詳細統計見圖 6。茲說明如下。

(一)無風時，其平均能見度為 2.7 哩。地面風逐漸增加，能見度也逐漸增加。

(二)風速在 14~15kts 時，其平均能見度為 8.8 哩

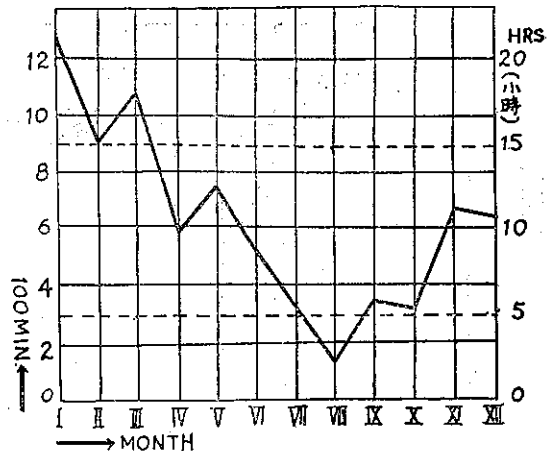


圖 5：能見度 $\leq \frac{1}{2}$ 哩之年變化（每月平均總數）
Fig. 5 : Annual change of vis. $\leq \frac{1}{2}$ mi. (monthly average number)

表四：能見度 $\leq \frac{1}{2}$ 哩之各種天氣日數（民國 48~52 年）

Table 4 : Number of different weather of vis. $\leq \frac{1}{2}$ mi. (1959~1963)

天氣	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	合計	平均	%
霧	38	27	34	31	35	20	20	13	18	15	29	21	301	60.2	87.0
雨加霧	3	2	4	5	3	6	0	0	4	1	1	1	30	6.0	8.7
雨	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	3	0.6	0.9
雷	0	1	0	1	1	2	6	0	1	0	0	0	12	2.4	3.4
合計	41	30	38	38	40	28	26	13	24	16	30	22	346	69.2	100.0

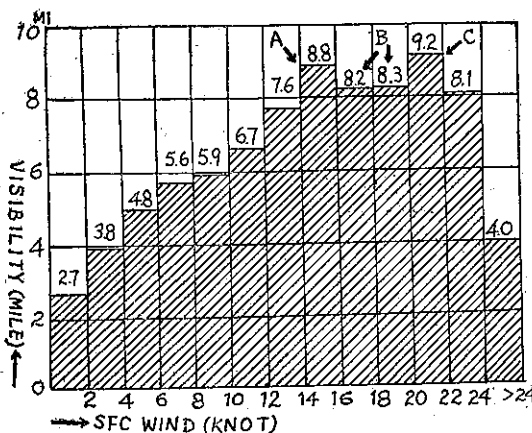


圖 6：能見度與地面風之關係

Fig. 6 : Relationship between vis. and surface wind speed.

(見圖 6A 點) 但風速增加到 19kts 時，其平均能見度反而減低僅為 8.3 哩（見圖 6B 點）。其原因為海風之風速頻率，以 10~15kts 為最多，而且海風平常不超過 15kts。

(三)風速 20~21kts 時，能見度最好，為 9.2 哩（見圖 6C 點）。

(四)風速 22~23kts 時，能見度逐漸減至 8.1 哩。風速 24kts 以上時，急劇減少為 4.0 哩。因為風速超過 24kts 時，暴風雨的機會非常多。當暴風雨來臨時，地面上塵沙飛揚，空中水滴飛濺，致使能見度十分惡劣。

五、能見度之客觀預報法

(一)日出時間法：當早晨地面風轉弱時，形成逆溫層，很容易發生低霧。低霧之發生及其消散與日出之時間，有密切關係。茲統計每日清晨能見度 $\leq \frac{5}{8}$ 哩的詳細情況如後。

(1) $\leq \frac{5}{8}$ 哩開始時間：平均在日出後 5.8 分鐘。除十二月、一月、二月以外，皆發生在日出後（見圖 7）。七、八兩月其開始時間最遲。在日出後約 20 分鐘。

(2) 發生最低能見度時間：年平均在日出後 54.2 分鐘。

(3) $\geq \frac{5}{8}$ 哩開始時間：年平均在日出後 1 小時，43.7 分鐘。最大偏差為 2 小時，1.7 分鐘。

(4) 地霧 $\leq \frac{5}{8}$ 哩之繼續時間，七、八、九三個月最短。特別在八月份為 58.6 分最短。元月份最長，

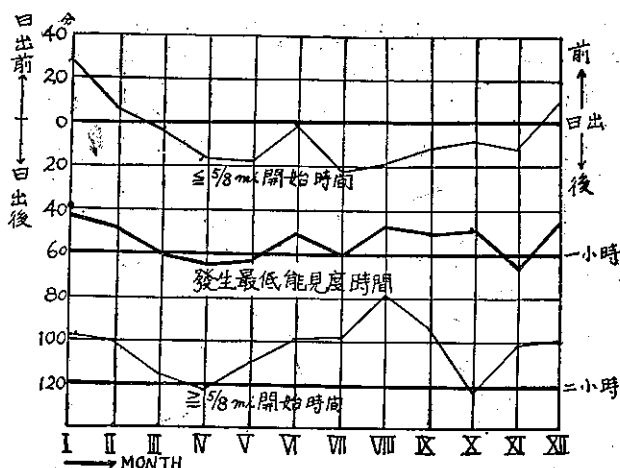


圖 7：能見度之客觀預報法 (一)

Fig. 7 : Objective forecasting method of vis.(1)

為 2 小時，8.7 分鐘。

(二) 溫度露點圖表法：預測翌晨最低能見度，為航空氣象預報人員日常重要工作之一。茲使用臺北機場晚上 8 時(1200Z)的氣象報告，以統計一種能見度的客觀預報表(見圖 8 A 及 B)。橫軸是氣溫 T ，縱軸是氣溫與露點差 $T-T_d$ (用攝氏單位)。第二天早晨之地面風，如果超過 5 哩，或天氣下雨時，則不統計在內。陰天與晴天，其地面溫度，因輻射條件不同而異，故

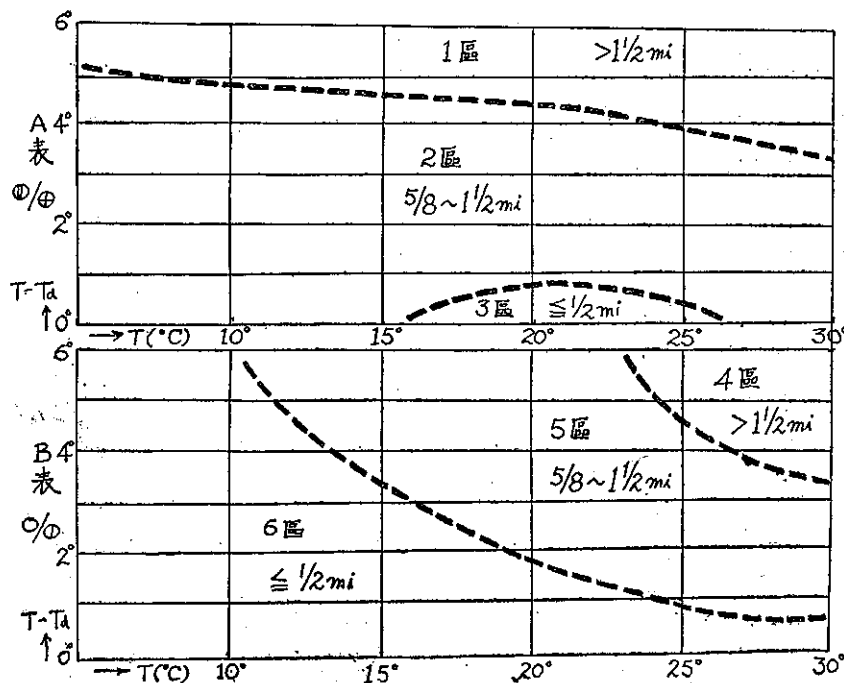


圖 8：能見度之客觀預報法 (二)

Fig. 8 : Objective forecasting method of vis.(2)

分別統計於 A 圖及 B 圖。由五年資料結果，發見 A、B 兩圖，其性質完全不同。茲分別說明如後。

(1) A 圖(陰天)：由 A 圖可看出 $T-T_d$ 愈大，能見度愈好。如果當晚地面溫度低於 10°C ， $T-T_d$ 大於 5°C 時，如當晚地面溫度在 10°C 與 22°C 之間， $T-T_d$ 為 4.5°C 時，又當晚地面溫度在 22°C 以上時， $T-T_d$ 大於 4°C ，翌晨之能見度應大於 $1\frac{1}{2}$ 哩(見圖 8，1 區)。如果當晚地面溫度低於 10°C ， $T-T_d$ 小於 5°C ，又如地面溫度在 10°C 與 15°C 之間 $T-T_d$ 約為 4.5°C ，又如地面溫度在 16°C 與 27°C 之間 $T-T_d$ 在 0.8°C 與 4.5°C 之間，又地面溫度在 27°C 以上， $T-T_d$ 小於 3.5°C ，則翌晨之能見度約在 $\frac{5}{8}$ 哩與 $1\frac{1}{2}$ 哩之間。如果地面溫度在 16°C 與 27°C 之間， $T-T_d$ 大於 0.8°C 則翌晨之能見度應 $\leq \frac{1}{2}$ 哩(見圖 8，2 區及 3 區)。在冬季地面氣溫低於 15°C 時，翌晨之能見度總不會低於 $\frac{1}{2}$ 哩。其原因為冬季臺北機場如果為陰天，一定在高氣壓邊緣，而不是在高氣壓中心附近。因此有風，不致發生嚴重的輻射霧。

(2) B 圖(晴天)：由 B 圖可以看出 T 愈低，能見度愈壞(見 6 區)。 T 愈高，能見度愈大(見 4 區及 5 區)。如 $T \leq 11^{\circ}\text{C}$ 時，不論 $T-T_d$ 大小如何，又溫度高於 11°C ， $T-T_d$ 在 0.5°C 與 5°C 之範圍內，預測翌晨之能見度，應低於 $\frac{1}{2}$ 哩。

適與 A 圖相反。如當晚地面溫度高於 11°C ，而 $T-T_d$ 大於自 0.5°C 至 5°C 之範圍以上者，則翌晨之能見度均高於 $\frac{1}{2}$ 哩。如果當晚地面溫度高於 23°C ， $T-T_d$ 大於 3.5°C 時，則翌晨之能見度大於 $1\frac{1}{2}$ 哩。

據上述所分析的結果，可求出幾個預測法則。即

(1) 陰天比晴天能見度好。

(2) 預測陰天能見度時，應注意空氣之乾濕情況。

(3) 預測晴天能見度時，應注意翌晨之最低氣溫。

(4) 冬季(特別氣溫 $\leq 15^{\circ}\text{C}$ 時)，如果陰天則能

見度不會低於 $\frac{1}{2}$ 哩。如為晴天應低於 $\frac{1}{2}$ 哩。

(三)氣壓法系統：預報員預測次日之各種氣象要素，必須分析各種天氣圖面。其中以使用地面天氣圖為最古老且最為重要。研究臺灣附近高低氣壓、颱風、鋒面等之分佈狀況與能見度的關係，為預測能見度很重要的指針。茲將各型氣壓系統所產生低能見度之情況分別說明如後。

(a) 春霧型：四、五兩月，大陸性寒冷氣團 (P_c) 逐漸北退，海洋性溫濕氣團 (T_m) 開始影響臺灣一帶，但其勢力不強。春季臺北一帶時常整天風弱，春霧籠罩臺北盆地。附圖「春霧型」是其實例。民國51年5月11日滯留鋒在閩省北部，臺北機場整天有低霧或霾（即屬於平流霧）。夜間能見度平均1.5哩，日出時減至 $\frac{1}{4}$ 哩。中午開始吹海風，能見度逐漸轉好，16時為5哩。但日沒後急劇降低到2哩。

(b) 滯留鋒型：春季滯留鋒時常在臺灣中部。臺北機場受滯留鋒之影響，吹東北東風，整天下雨並有霧（即屬於界面霧），下午有時發生間歇性雷雨。附圖「滯留鋒型」是其實例。民國51年5月5日臺北機場能見度在2~4哩間，下雷雨時能見度減至1哩。

(c) 雷暴雨型：夏季午後，臺北地區時常有雷雨雲長成，天顏陰森。每當大雨傾盆時，能見度減至1哩以下。臺北市每年雷雨平均發生37.7次，據劉鴻喜先生之研究（氣象學報第14卷第2期），其中58%發生於14時至18時之間。而能見度很少減至半哩以下（民國48年1月至52年12月，五年中只發生12次）。而且其持續時間平均只數分鐘或十幾分鐘，很少超過

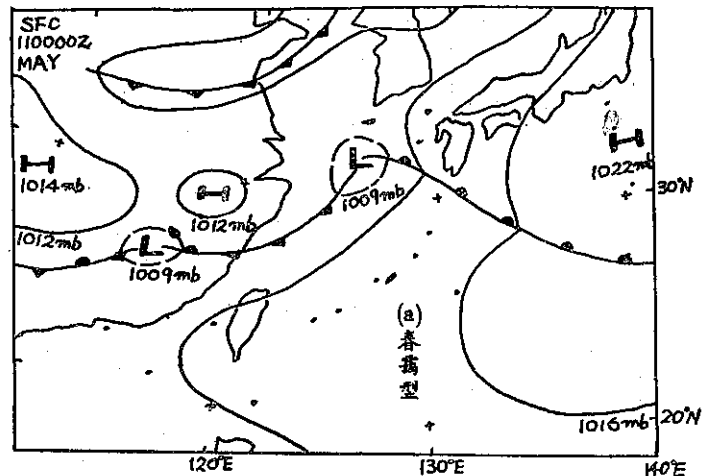


圖9：春霧型
Fig. 9: Vernal mist type.

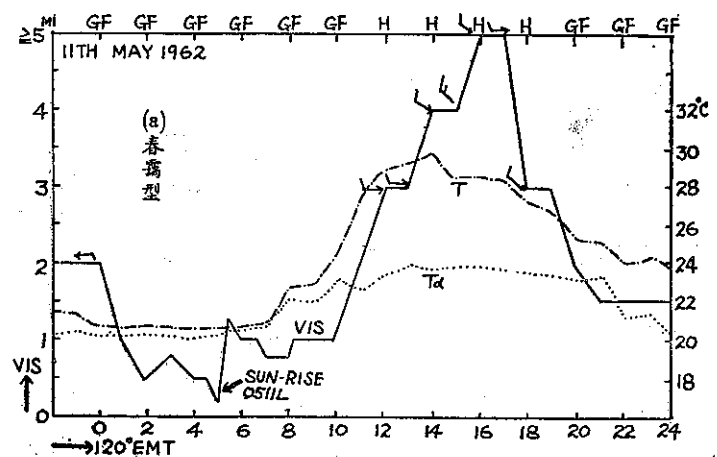


圖10：春霧型
Fig.10: Vernal mist type.

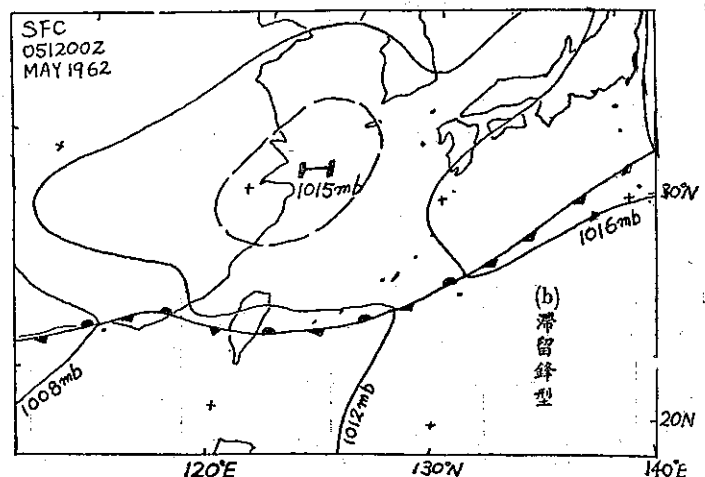


圖11：滯留鋒型
Fig.11: Stationary front type.

半小時。附圖「雷暴雨型」是其實例。民國50年7月28日12時37分開始傾盆大雨，陣風42kts，雨量46.0mm，能見度減至半哩，持續不過18分鐘而已。此後能見度急激轉好，變為5哩以上。

(d) 昨雨今晴型：昨天下雨，今晨如果晴天而且地面風微弱時，因為水氣充分，且凌晨溫度因輻射降低很快，因此臺北機場時常發生大霧（即屬於輻射霧）。附圖「昨雨今晴型」是其顯著實例。民國52年10月29日冷鋒通過臺北，下一陣雨（雨量13.8mm）。翌（30日）日凌晨天氣晴朗，早晨6時至7時發生大霧，能見度降低到 $\frac{1}{16}$ 哩。9時以後能見度急劇轉好，變為5哩以上。

(e) 冬季大霧型：冬季當寒冷高氣壓之中心移到臺灣附近時，臺北機場殆穩靜無風。夜間天氣晴朗滿天星斗，氣溫因輻射而降低很快，一定發生大霧（屬於輻射霧）。附圖「冬季大霧型」是其顯著實例。民國51年12月24日晨，寒冷高氣壓之中心移到臺灣北部海面。臺北機場天晴無風，氣溫自 11°C 降到 8°C 。因此日出時發生大霧，能見度為零，8時半開始漸漸轉好。10時能見度為 $\frac{3}{4}$ 哩，10時11分變為10哩。僅11分鐘，能見度由 $\frac{3}{4}$ 哩增至10哩，其霧消散速度之快，實為驚人。蓋由於日出2小時後，氣溫急速上昇之故。

(f) 冷鋒型：溫帶性低氣壓常可能發生於臺灣以北地區，因此臺北機場不但沒有暖鋒通過，反而時常有冷鋒通過。附圖「冷鋒型」是其實例。民國51年2月4日20時半，很明顯的冷鋒通過臺北機場，氣溫由 25°C 急劇降低到 15°C 。冷鋒通過以前，吹西風能見度在5

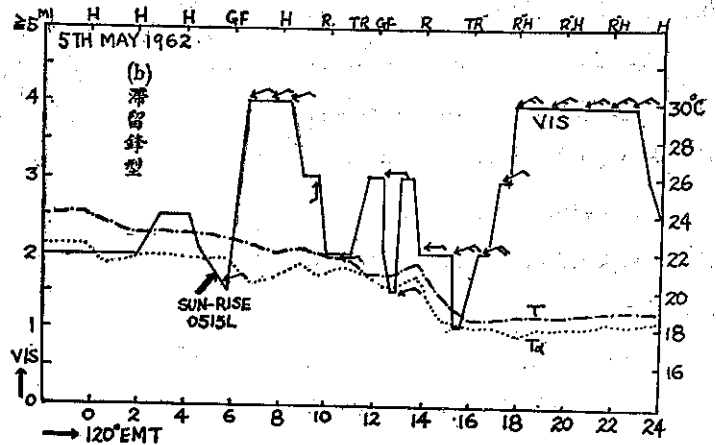


圖12：滯留鋒型

Fig.12: Stationary front type.

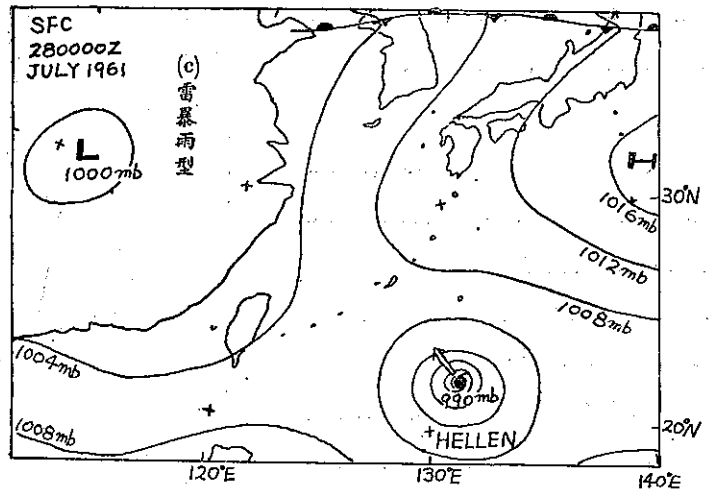


圖13：雷暴雨型

Fig.13: Thunderstorm type.

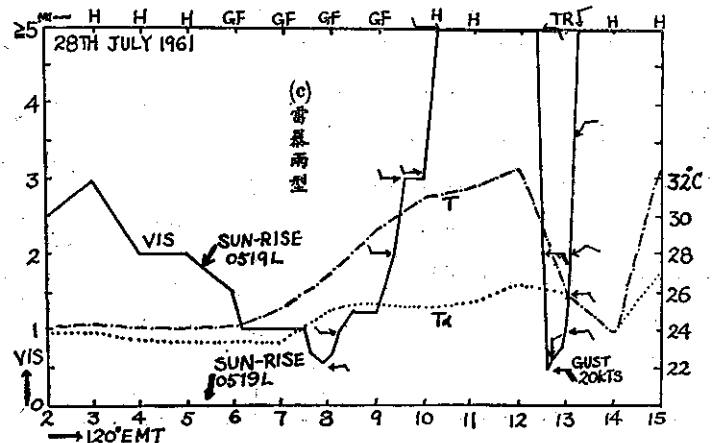


圖14：雷暴雨型

Fig.14: Thunderstorm type.

哩以上。當冷鋒通過時，風向轉為東北東並有陣風達 40kts。下雨及間歇性雷雨時，能見度降到 $3\frac{1}{2}$ 哩。冷鋒通過後約 3 小時，能見度很快地增至 5 哩。

茲由上述情況對於預測能見度，可根據下列天氣型式，當能獲得比較滿意的結果。

(a) 春霧型：早晨能見度 $\frac{1}{2}$ 哩以下。下午吹海風能見度略轉好，為 4 至 5 哩左右。其他時間為 2 哩左右。

(b) 滯留鋒型：臺北機場因有風及雨，能見度不算太壞，在 2 至 4 哩之間。但是下間歇性雷雨時，減至 1 哩左右。

(c) 雷暴風型：雷雨每年平均發生 37.7 次，其中只 2.4 次其能見度減至半哩。但其持續時間很短，僅 10 分鐘左右，很少久達半小時以上。在大雨之後能見度即迅速轉好。

(d) 昨雨今晴型：如果今日下雨，預測翌晨晴天無風，無論在何季節，一定會發生大霧。但在日出後約 2 小時，大霧即開始急遽消散。

(e) 冬季大霧型：由過去五年資料之統計，大霧的持續時間，以「冬季大霧型」最長。五年中能見度 $\leq \frac{1}{2}$ 哩其持續時間達 3 小時以上者共 55 次（見表三）。5 小時以上者共 24 次，8 小時以上者共 8 次。但日出後約 2 小時，大霧即開始急遽消散。

(f) 冷鋒型：當冷鋒通過時，下雨，能見度減至 3 哩左右。但冷鋒通過以後，因為有風故能見度不壞，約在 5 哩左右。

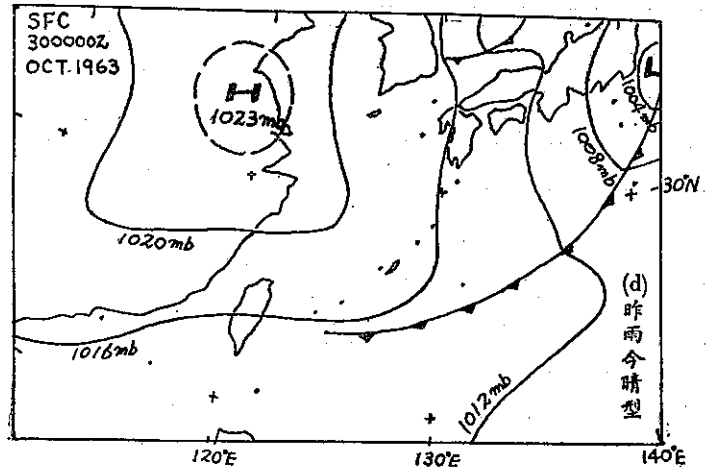


圖15：

Fig.15: Previous day rained type.

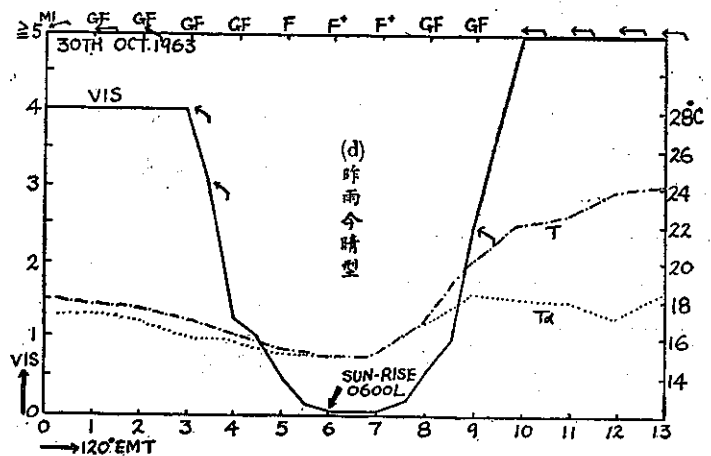


圖16：昨雨今晴型

Fig.16: Previous day rained type.

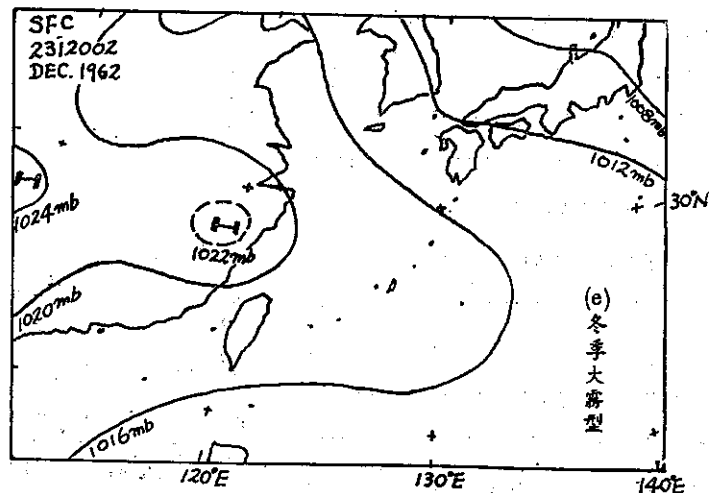


圖17：冬季大霧型

Fig.17: Winter heavy fog type.

六、能見度 $\leq \frac{1}{2}$ 哩之特殊情況

民國49年5月2日、3日兩天，臺北國際機場曾發生很久之大霧。即2日4時50分至3日9時18分，總共28小時28分中，能見度除9分鐘的1哩以外，全部在1哩以下。能見度在 $\leq \frac{1}{2}$ 哩者，共達17小時之多。其能見度之壞，實為歷年所罕見。特別於2日中午，能見度 $\leq \frac{1}{2}$ 哩延續8小時15分鐘，影響航機起落之安全。其詳細情況分析如後。

(一) 分析天氣圖：附圖21是2日8時的地面天氣圖及850mb的等溫線（虛線）。有一條不活動性的滯留鋒在臺灣南部。因此本省一帶為陰天，局部下毛毛雨。在850mb等壓面圖，很明顯的暖氣團由閩省向本省北部及琉球海面侵入。

(二) 分析絕熱圖：據2日8時的省氣象所臺北探空資料（見圖22），地面至600mb間的空氣非常穩定，因此殆無對流現象。地面至700mb間的空氣非常潮濕，而且溫度相當高。

(三) 臺北機場之地面觀測：5月1日下雨，雨量3.2mm。2日、3日兩天整天為陰天。2日8時左右及21時左右各下約半小時的毛毛雨，雨量均微量。地面靜穩無風。氣溫露點很接近，3

表五：民國49年5月2～3日能見度 $\leq \frac{1}{2}$ 哩之統計

Table 5: Statistical table of vis $\leq \frac{1}{2}$ mi (May 2-3, 1960)

$\leq \frac{1}{2}$ 哩開始 時	$\geq \frac{1}{2}$ 哩開始 時	$\leq \frac{1}{2}$ 哩繼續 時間
二日 06 33 L	二日 08 18 L	1 時 45 分
二日 11 10 L	二日 11 39 L	29 分
二日 12 30 L	二日 20 45 L	8 時 15 分
二日 21 50 L	三日 01 44 L	3 時 54 分
三日 05 31 L	三日 08 25 L	2 時 54 分
		共 17 時 17 分

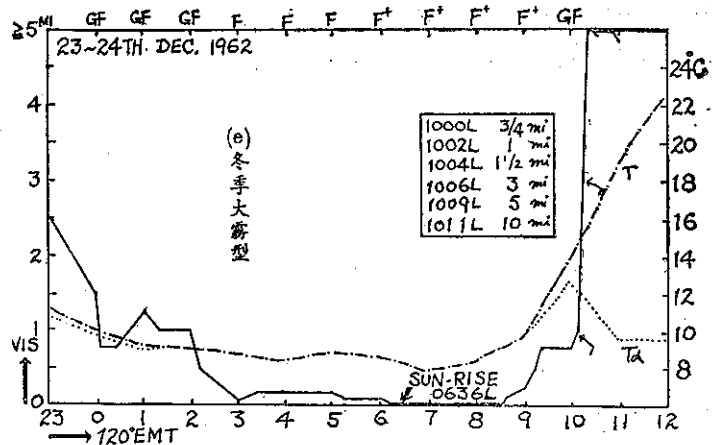


圖18：冬季大霧型

Fig.18: Winter heavy fog type.

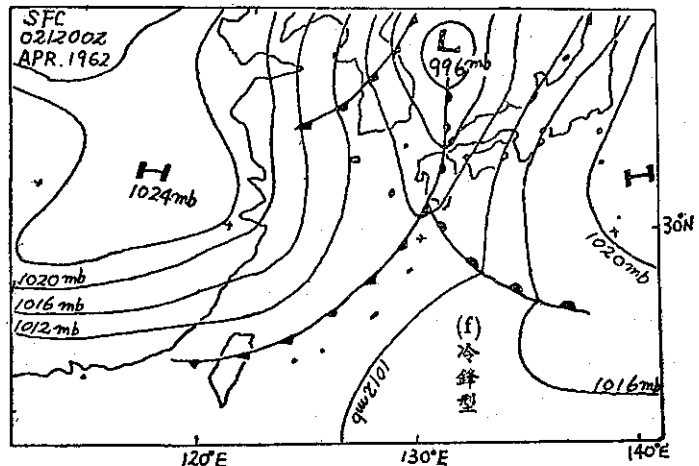


圖19：冷鋒型

Fig.19: Cold front type.

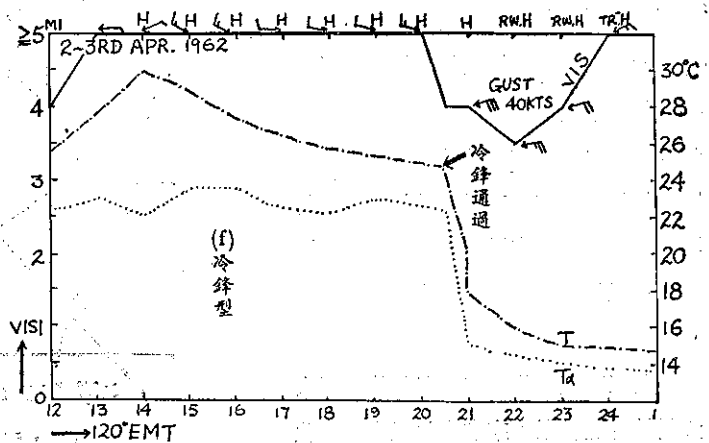


圖20：冷鋒型

Fig.20: Cold front type.

日2時至8時氣溫與露點相等（見圖23）。能見度 $\leq \frac{1}{8}$ 哩之繼續時間如表五。總共17小時17分鐘。

因上述各種情況，使臺北盆地2日、3日兩天，空中水氣豐沛，風力微弱，氣層穩定，無對流現象，而霧彌漫在臺北上空不散，遂發生能見度前所未有的壞現象。

七、結 語

臺北市區，最近幾年來人口激增，已達百萬以上，工廠及車輛數目有顯著之增加，煤煙塵埃等人為污染物亦隨之激增，使臺北國際機場能見度常低於起落標準。據臺灣累年氣象報告（臺灣省氣象所出版），自民前15年至民國52年（1897~1963年）共67年之有霧日數（能見度 $\leq \frac{1}{8}$ 哩）統計資料，可看出臺北及臺南兩大城市之能見度趨勢（見圖24，粗線：臺北市，細線：臺南市）。民前15年至民國39年共54年中：臺北市有霧日數每年總數，未曾超過56天。民國4年有霧日數僅2日為最低記錄。自民國40年開始急遽增加，迄民國52年共13年中，每年有霧日數皆超過100日。特別是在民國41年，有霧總日數為182日，就是說各日能見度曾低於 $\frac{1}{8}$ 哩者幾佔全年之半數。臺南市在南部大平原中為本省第二大城市，其地理環境非常開闊。最近幾年來，有霧日數無增加，並不致像臺北盆地常發生能見度惡劣之現象。可見地形為臺北成霧之最重要因素。

要正確預測能見度，必須依據過去資料統計之結果，來求出能見度之變化情況與變化因素之關係。茲將所研究能見度之預測方法歸納如後：

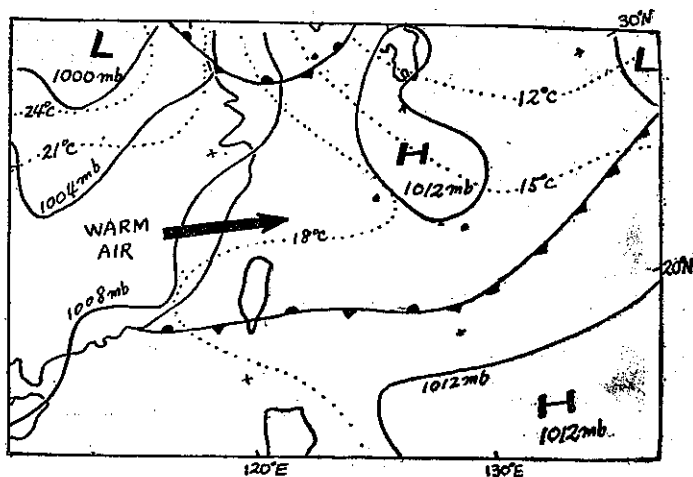


圖21：民國49年5月2日0000Z地面天氣圖及850mb等溫線圖
Fig.21: Surface weather and isotherm of 850mb chart (0000Z May 2, 1960)

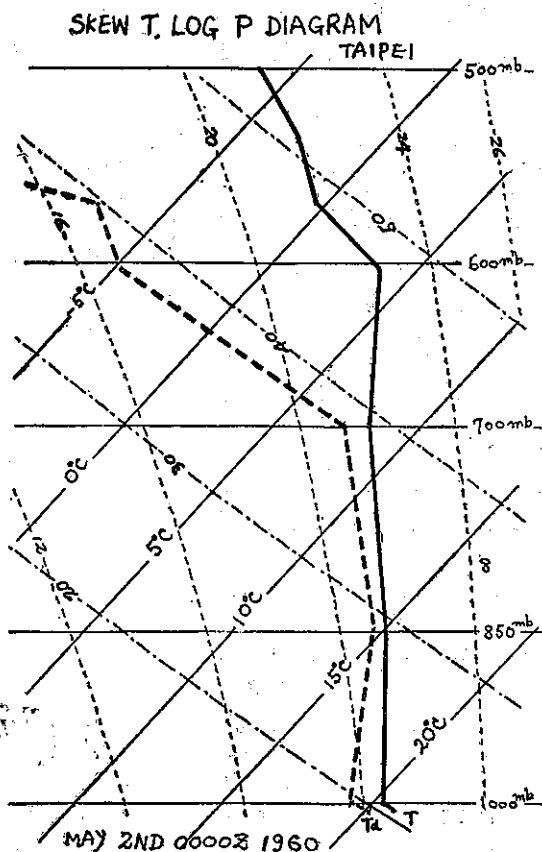


圖22：民國49年5月2日臺北探空報告
Fig.22: Taipei radio sounding report (May 2, 1960)

(一) 日出時間方法：當早晨能見度低於起落標準時，預測能見度何時才能開始轉好時，用此方法可得滿意的解答。

(二) 圖表客觀方法：使用此方法，能求出翌晨最低能見度之距離範圍。

(三) 氣壓系統方法：此方法是使用地面天氣圖，首先預測高低氣壓及鋒面等之位置後，來預測能見度，可得理想的預測值。

能見度雖受地面風、溫度、濕度及中污染物等四種因素之影響而變化，但前述三種氣象因素之變化情況時常複雜在一起。故預報人員須隨時予以綜合判斷，作適當之修正。(完)

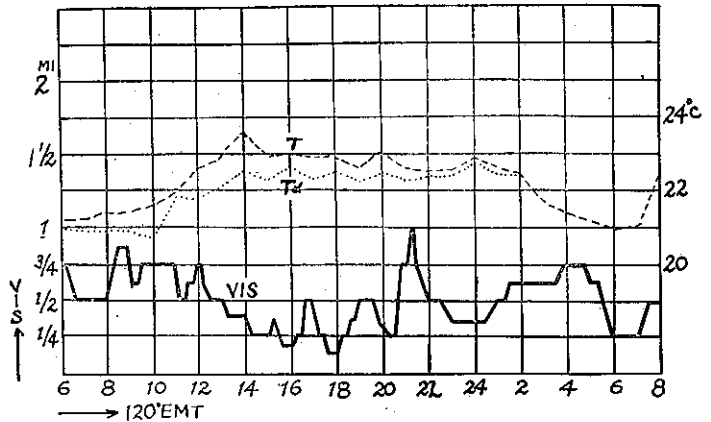


圖23：民國49年5月2至3日臺北能見度與溫度之變化
Fig.23: Change of vis and temperature in Taipei
(May 2~3, 1960)

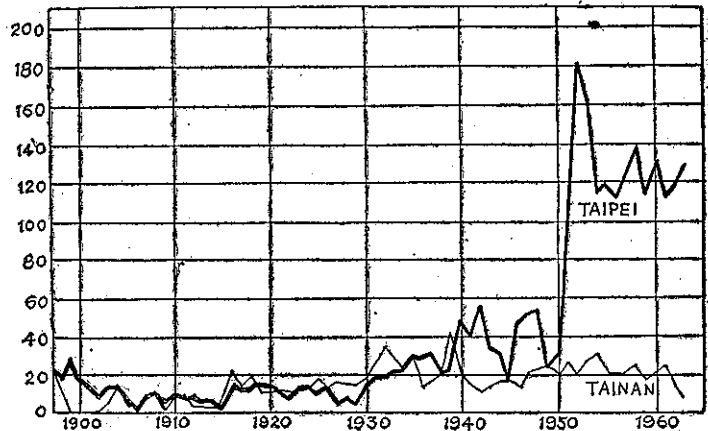


圖24：臺北、臺南兩地霧日數變化圖(民前15年至民國52年共67年)
Fig.24: Change of number of foggy days in Taipei
and Tainan (1897~1963)

天氣預報考核上應用情報理論之研究 廖學鎰

Application of Information Theory to Verification of

Weather Forecasts.

Liao Shyue-yih

Abstract

Verification of weather forecasts has been a controversial subject for more than eighty years and affected nearly the entire field of meteorology. This paper describes some of the important histories this controversy and attempts to show that some of the existing confusions disappear when information theory is applied to the verification of weather forecasts.

There are many other unsolved problems under the verification. Upon careful analysis it appears that these problems are meteorological in nature. To our knowledge in the physics of air is still in a state of deficiency and will be reflected in the problem of verification.

一、前言

天氣預報之考核 (Verification)，爲人類分析天氣圖，以資天氣預報之依據以來，發生爭論而未獲具體解決之問題。此問題之牽涉甚廣，其影響可及整個之氣象領域。但其目的計有業務之考核、人員之考核及技術之考核等三種，本文討論之範圍以業務考核爲限。

天氣預報之目的在供應給應用者之需要，故考核天氣預報之優劣，應視其是否滿足應用者之要求而定，由長時間考核之結果，即可證明整個業務之成敗。換言之，即爲整個業務之有效與否之評價。惟天氣預報之形式與內容，隨應用者所要求之條件而有不同，勢難得到一種完全一致之考核方法。

又天氣預報是一種定性的物理量，不是定量的物理量，因而對其考核增加困難。總之，天氣預報之考核，應力求客觀性，減少主觀的判斷，才可達成其目的。

本文將應用晚近發展之情報理論 (Information theory) 之思想，擬定一種考核天氣預報之新方法，並與以往各種天氣預報考核方法做比較，研討其得失，以資今後天氣預報考核改進之用。

二、天氣預報考核簡史

據1884年 Köppen⁽¹⁾氏之研究，世界最早之天氣預報考核方法，是由美國人在1875年訂定。此方法將各種預報氣象要素，分類三至五個種類 (Category)，而計算預報準確次數與預報錯誤次數之比，訂定爲天氣預報考核標準。至1877年德國人應用此方法，執行天氣預報考核。Köppen之研究以後，天氣預報之考核方法及天氣預報考核是否有價值等問題，則成爲氣象學界之論爭中心。

1906年 Klein⁽²⁾氏，主張預報準確率，應以隨便的天氣預報 (Random forecast) 準確率爲零而計算，故預報員之準確率得分，應比天氣預報準確率爲低。同時 Klein氏指示，當時之政府機構之天氣預報 (Official forecast) 準確率，比較素樸的持久天氣預報 (Naive persistence forecast) 之準確率爲低，因而應設立健全考核制度，嚴格管理天氣預報之發佈，以助長提高天氣預報準確率。所謂持久天氣預報 (Persistence forecast)，係指應用天氣有維持相當時間之性質，將以今日之實際天氣當做明日之天氣預報，此種天氣預報，謂之爲持久天氣預報。對 Klein氏之見解，中歐學派之 A. Schmanss(1911)⁽³⁾ 主張其反對意見說：天氣預報之考核，首先將天氣預報應分類爲準確及失敗之兩種類，但目前對此種分類之客觀的標準未能確定，因而天氣預報之客觀的分類未能做到。因此他主張天氣預報不能爲嚴格的統計的

有意性試驗(Statistical performance test)之對象，而他結論為：諸多學者主張之天氣預報考核方法，並無任何目標(Verification serve no purpose)，故無任何意義，而對天氣預報考核抱否認之態度。總之1920年以前之天氣預報考核方法，係以氣候學的觀念為主要因素，而統計的方法為副因素之考核方法。

自1920年以後，即諸學者注重統計學的方法之運用，而對天氣預報考核方法，有所改革。其中最重要者為 Gilbert. J. P. (1884)⁽⁴⁾ Doolittle. M. H. (1885)⁽⁵⁾ Clayton. H. H. (1893)⁽⁶⁾等開始啓用之預報的成功機會(Chance success of forecast)之觀念。所謂預報的成功機會之觀念，是主張稀罕天氣現象與常發生的天氣現象之預報，其重量(Weight)不同，其考核方法，應以氣候學的平均(Climatic normal)為標準，訂定對各種天氣之考核重量之標準，以資天氣預報考核之改進。中歐學派之A. Schmanss, A. Defant等，雖然否認天氣預報考核之效果，但此項觀念由Grossmann, L. (1898)⁽⁷⁾ Walz, F. J. (1902)⁽⁸⁾ Wallén Axel (1921)⁽⁹⁾等學者承繼改良，而1926年Heidke, P.⁽¹⁰⁾完成所謂技術得分(Skill score)之天氣預報考核法。此天氣預報評定方法，現為應用最為廣汎之方法。

Muller⁽¹¹⁾氏歎言說：當時在氣象學界指導地位之學者，對天氣預報抱冷淡態度，而否認天氣預報考核之效果，招致天氣預報考核方法研究之枯萎，實為可惜。

第二次世界大戰期間，雖然有 Gringorten I.⁽¹²⁾之總合的再檢討，但尚無新機軸之發展。但晚近客觀天氣預報法(Objective weather forecasting)之發展，據 Brier (1946)⁽¹³⁾ Price (1949)⁽¹⁴⁾ Klein (1949)⁽¹⁵⁾ Thompson (1950)⁽¹⁶⁾ Berkofsky (1950)⁽¹⁷⁾ William (1951)⁽¹⁸⁾等研究，應用準確率之計算及技術得分之計算等天氣預報考核之方法於客觀天氣預報法中，得明瞭的數量評定效果。而因天氣預報考核法之研究逐漸被重視。晚近天氣預報之考核中，將有引用近代推測統計學，操作研究(Operational research)之方法，情報理論(Information theory)等方法研究之趨勢。

三、列聯表與技術得分

天氣預報之準確率，普通以某種氣象現象之準確預報次數與所作預報總次數之百分比表示之。計算準

確率前通常將某種天氣預報與實測之結果，合列為一列聯表(Contingency table)如表一中所示，以協

表一：列聯表
Table 1 : Contingency table

實測 \ 預報	發生(晴)	不發生(雨)	總計
發生(晴)	$F_1=50$	$W_2=15$	$R_1=65$
不發生(雨)	$W_1=5$	$F_2=30$	$R_2=35$
總計	$C_1=55$	$C_2=45$	$T=100$

助計算。表中 F_1 為預報發生且實測發生之次數， W_2 為預報不發生而實測發生之次數， W_1 為預報發生而實測不發生之次數， F_2 為預報不發生且實測不發生之次數。

如果天氣現象分類為晴天及雨天兩種，而發佈天氣預報 100 次中，預報晴天且實測晴天次數為 50 次，預報雨天而實測晴天為 15 次，預報雨天而實測雨天為 5 次，預報雨天且實測雨天為 30 次，即

$$\text{預報晴天(發生)總數: } C_1 = F_1 + W_1 = 50 + 5 = 55 \text{ 次}$$

$$\text{預報雨天(不發生)總數: } C_2 = W_2 + F_2 = 15 + 30 = 45 \text{ 次}$$

$$\text{實測晴天(發生)總數: } R_1 = F_1 + W_2 = 50 + 15 = 65 \text{ 次}$$

$$\text{實測雨天(不發生)總數: } R_2 = W_1 + F_2 = 5 + 30 = 35 \text{ 次}$$

$$\text{預報準確總數: } F = F_1 + F_2 = 50 + 30 = 80 \text{ 次}$$

$$\text{預報不準確總數: } W = W_1 + W_2 = 5 + 15 = 20 \text{ 次}$$

$$\text{預報總數: } T = F + W = C_1 + C_2 = R_1 + R_2 = 100 \text{ 次}$$

此場合準確率(Percent score)可以由上述定義算得

$$\text{準確率} = \frac{F}{T} \times 100 = \frac{80}{100} \times 100 = 80\%$$

如果由列聯表中之資料計算晴天之惑然率及雨天之惑然率，可得各為 $\frac{R_1}{T} = \frac{65}{100}$ 及 $\frac{R_2}{T} = \frac{35}{100}$ 。此資料可以解釋如下：若不使用天氣預報技術，任何人都可以做隨便天氣預告，而預報晴天一次，即有 $\frac{R_1}{T} = \frac{65}{100}$ 之命中惑然率，而預報雨天一次，即有 $\frac{R_2}{T} = \frac{35}{100}$ 命中之惑然率。在偶合表中所示之例，是預報晴天次數為 $C_1 = 55$ 次，因而可命中之次數為 $C_1 \times \frac{R_1}{T} = 55 \times \frac{65}{100}$ 次。同理預報雨天天數為 $C_2 =$

45次，因而可命中之次數為 $C_2 \times \frac{R_2}{T} = 45 \times \frac{35}{100}$ 次。
兩者相加可得隨便天氣預報 (Random forecast)

) 命中次數 D 為

$$D = C_1 \frac{R_1}{T} + C_2 \frac{R_2}{T} = 55 \times \frac{65}{100} + 45 \times \frac{35}{100} = 51.5 \text{ 次}$$

此次數係由其統計的及氣候學的安排，必然命中之次數，或可以說：純粹憑機會應得到之準確預報次數，與天氣預報技術完全無關。故純粹憑天氣預報技術，得到之準確預報次數僅為 $F - D = 80 - 51.5 = 29.5$ 次。據此觀點 Heidke 定義技術得分 S (Skill score) 如下：

$$S = \frac{F - D}{T - D} \times 100 = \frac{80 - 51.5}{100 - 51.5} \times 100 = 59\% \quad \text{.....(1)}$$

式中如果預報完全正確，即 $F = T$ ，可得技術得分為 100%。如果預報準確次數等於 D 時， $F = D$ ，技術得分為零，可以說此種天氣預報技術無使用價值。

四、天氣預報之經濟的價值

容後將應用操作研究 (Operational research) 之方法，討論天氣預報之價值問題。

令 ϑ_r 為某種氣象要素之預報值，而 ϑ 為此氣象要素之實測值。通常有適當預報時，可就地防範以減少氣象災害為最低限度，但是預報不準確時常防範不周而成災。若令預報不準確而誘致之氣象災害為 L ，據統計略與預報誤差 $(\vartheta - \vartheta_r)$ 之平方成正比例。若令 α 為比例常數即

$$L = \alpha (\vartheta - \vartheta_r)^2 \quad \text{.....(2)}$$

茲令 r 為預報之準確率，即可以計算 L 之期待值 L_r 如下：

$$L_r = \alpha \left(\overline{\vartheta^2} - 2 \overline{\vartheta} \overline{\vartheta_r} + \overline{\vartheta_r^2} \right) = \alpha \sigma_\vartheta^2 \left\{ \left(1 + \frac{\sigma_r^2}{\sigma_\vartheta^2} \right) - 2 \frac{\sigma_r}{\sigma_\vartheta} r \right\} \quad \text{.....(3)}$$

式中 σ_r 及 σ_ϑ 各為 ϑ_r 及 ϑ 之標準偏差 (Standard deviation)。

如果不使用預報 (即 $\sigma_r = 0$)，僅使用氣候學的平均值時，由上式可得在此條件下可能發生之氣象災害 L_c 為：

$$L_c = \alpha \sigma_\vartheta^2 \quad \text{.....(4)}$$

因而可知，預報之利益為

$$L_c - L_r = \alpha \sigma_\vartheta^2 \left\{ 2 \frac{\sigma_r}{\sigma_\vartheta} r - \frac{\sigma_r^2}{\sigma_\vartheta^2} \right\} \quad \text{.....(5)}$$

如果預報有利益，即 $L_c - L_r > 0$ ，由此條件可得

$$r > \frac{1}{2} \frac{\sigma_r}{\sigma_\vartheta} \quad \text{.....(6)}$$

則預報準確率大於 $\frac{1}{2} \frac{\sigma_r}{\sigma_\vartheta}$ 時，預報才有存在價值。

如預報準確率小於 $\frac{1}{2} \frac{\sigma_r}{\sigma_\vartheta}$ ，即失去其價值。又由 (5)

式可計算預報利益最大之條件為：

$$r = \frac{\sigma_r}{\sigma_\vartheta} \quad \text{.....(7)}$$

此式代入 (5) 式，可得預報最大利益 Q 為：

$$Q = \frac{L_c - L_r}{L_c} = \frac{\alpha \sigma_\vartheta^2 r^2}{\alpha \sigma_\vartheta^2} = r^2 \quad \text{.....(8)}$$

由此式可知預報準確率各為 30%、60% 及 90% 等，其最大利益各為 9%、36%、81%。即最大利益以預報準確率之平方相等，因而預報準確率之提高，對於最大利益有其平方倍之貢獻。換言之，由防範之目的而言，預報之準確率應提高至 80% 以上，才對防範有顯著協助。

五、得分表

上述之準確率或技術得分，均須根據對某一氣象要素或天氣現象，作預報考核計算，而不適用於實際天氣預報之多種氣象要素及天氣現象，同時預報考核之用。關於各種氣象要素及天氣現象同時之考核，迄今尚無定論，惟世界氣象學界，多採用得分表為考核標準之考核方法。關於美國麻省與加省理工學院氣象系，所應用之得分表，已有萬寶康氏⁽¹⁹⁾之介紹，作者僅舉日本氣象廳之例，(如表二)，以資參考。

茲應用得分表之天氣預報考核法，考核展期天氣預報結果舉例以資參考。如以表三中所示之得分表為考核標準，考核 10 月 3 日至 11 月 9 日之一星期預報，得如表四中所示。若計算第一天至第七天之預報準確率，可得如圖 1 中所示，即一星期天氣預報之準確率，預報第一天之成績為 89.5% 相當好。但隨日期之經過準確率逐漸降落，第五天之預報準確率為 76.5%，但第六天之預報準確率反而增達 80%。

表三：得分表

Table 3 : Scoring table

實測 \ 預報	晴	多雲	陰	雨
晴	100	100	35	0
多雲	100	100	65	35
陰	35	65	100	65
雨	0	35	65	100

表四：考 核 表
Table 4 : Verification table

日 期	1	2	3	4	5	6	7	平 均
10月3~9日	100	65	65	100	35	35	35	62.1
6~12日	100	65	100	100	65	65	35	75.5
10~16日	100	65	65	100	100	100	100	90.0
13~19日	65	100	100	100	100	100	100	95.0
17~23日	65	100	100	65	100	35	35	71.3
20~26日	100	65	100	100	65	65	65	80.0
24~30日	100	100	35	65	100	100	35	76.3
10月27日~11月2日	65	100	100	35	65	100	100	80.5
10月31日~11月6日	100	65	65	65	100	100	100	85.0
11月3~9日	100	100	65	65	35	100	100	80.5
平 均	89.5	82.5	79.5	79.5	76.5	80.0	70.5	79.7

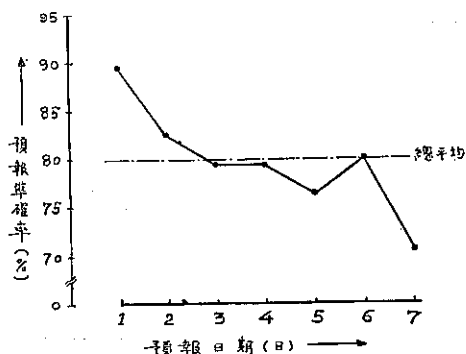


圖 1：長期天氣預報之考核

Fig. 1: Verification of extending forecasts.

六、情報理論 (Information theory)

(一) 情報量 (Amount of information)

天氣預報是氣象情報，因此情報理論當然可以適用於其準確率之考核。任何情報均可以由其有無價值來分類，即情報可以分類為有價值之情報，以及無價值之情報，茲舉例說明之；如果你有事訪問友人甲之公寓，假定此公寓為6樓，而各樓有10個房間。你不知道友人住所之房間，到公寓大門後，首先遇到二位友人A及B，你即問他們，甲之房間位置，但友人A僅知道甲住在4樓，而僅知道甲住在第6號房間。你由此兩位友人供給你之情報綜合起來，可以知道甲是住在4樓6號房間。但你再遇到另一友人C，你再問他甲之房間位置，他即答你甲是住在4樓6號房間。友人C供應之情報，與友人A及B兩人供應之情報，有同等價值。茲令 I_A ， I_B 及 I_C 為A，B及C三位友人供

應之情報量，可得：

$$I_0 = I_A + I_B \dots\dots\dots(1)$$

A供應之情報は6樓中之1樓，此情報是有然率 $\frac{1}{6}$ 之情報，茲以符號 $I\left(\frac{1}{6}\right)$ 代表其情報價值，即B，C兩人供應之情報，同理可由 $I\left(\frac{1}{10}\right)$ 及 $I\left(\frac{1}{60}\right)$ 代表之。若考慮(1)式之關係可得：

$$I\left(\frac{1}{60}\right) = I\left(\frac{1}{6}\right) + I\left(\frac{1}{10}\right) \dots\dots\dots(2)$$

若擴張上述之思想，樓數之惑然率及各樓房間數之惑然率，各以 x 及 y 代表，即

$$I(x \cdot y) = I(x) + I(y) \dots\dots\dots(3)$$

若 I 以對數來代替可得

$$\log xy = \log x + \log y \dots\dots\dots(4)$$

由此可以知道，情報量可由惑然率之對數定義之。實際上，惑然率小於1，因而應加負符號，使得情報量變成爲正數。又情報量常爲惑然率 $\frac{1}{2}$ 之情報爲單位，因而以2爲底之對數定義之。此種情報量之單位，稱之爲bit。茲令 p 爲惑然率， I 爲情報量，即

$$I = -\log_2 p = \log_2 \frac{1}{p} \dots\dots\dots(5)$$

此公式在天氣預報價值評定之應用，舉例說明之：如果一個月30天中，有晴天25天，雨天5天，即晴天及雨天之惑然率各爲 $\frac{25}{30}$ 及 $\frac{5}{30}$ ，因此在此月中預報晴天且實測晴天時，此預報之情報量由(5)式及2爲底之對數表(表五)，可得

$$\begin{aligned} -\log_2 \frac{25}{30} &= \log_2 \frac{30}{25} = \log_2 30 - \log_2 25 \\ &= 4.90689 - 4.64386 = 0.26303 \text{ bits} \end{aligned}$$

而預報雨天且實測為雨天時，此預報之情報量為

$$-\log_2 \frac{5}{30} = \log_2 6 = 2.58496 \text{ bits}$$

此月中下雨係為稀罕天氣現象，而晴天為頻常天氣現象，因此同樣的準確天氣預報，下雨之預報比較晴天預報，有重大價值。

茲舉另一例：臺南 10 月之平均晴天繼續日數為 11.7 天，而雨天繼續日數為 1.8 天。因而每月平均預報晴天時，其預報準確率為 86.7%。如果計算其準確晴天預報之情報量，即：

$$\begin{aligned} -\log_2 \frac{11.7}{11.7+1.8} &= \log_2 \frac{135}{117} = \log_2 \frac{15}{13} \\ &= \log 15 - \log 13 \\ &= 3.90689 - 3.70044 \\ &= 0.20645 \text{ bits} \end{aligned}$$

而準確雨天預報之情報量為

$$\begin{aligned} -\log_2 \frac{1.8}{11.7+1.8} &= \log_2 \frac{135}{18} = \log_2 \frac{15}{2} \\ &= \log 15 - \log 2 \\ &= 3.90689 - 1.00000 \\ &= 2.90689 \end{aligned}$$

即雨天之預報才有重大價值。

表五：二為底之對數表

Table 5 : Logarithmic table for base 2.

X	$\log_2 X$	X	$\log_2 X$	X	$\log_2 X$	X	$\log_2 X$	X	$\log_2 X$
1	0.00000	21	4.39232	41	5.35755	61	5.93074	81	6.33985
2	1.00000	22	4.45943	42	5.39232	62	5.95420	82	6.35755
3	1.58496	23	4.52356	43	5.42626	63	5.97728	83	6.37504
4	2.00000	24	4.58496	44	5.45943	64	6.00000	84	6.39232
5	2.32193	25	4.64386	45	5.49185	65	6.02237	85	6.40939
6	2.58496	26	4.70044	46	5.52356	66	6.04439	86	6.42626
7	2.80735	27	4.75489	47	5.55459	67	6.06609	87	6.44294
8	3.00000	28	4.80735	48	5.58496	68	6.08746	88	6.45943
9	3.16993	29	4.85798	49	5.61471	69	6.10852	89	6.47573
10	3.32193	30	4.90689	50	5.64386	70	6.12928	90	6.49185
11	3.45943	31	4.95420	51	5.67242	71	6.14975	91	6.50779
12	3.58496	32	5.00000	52	5.70044	72	6.16992	92	6.52356
13	3.70044	33	5.04439	53	5.72792	73	6.18982	93	6.53916
14	3.80735	34	5.08746	54	5.75489	74	6.20945	94	6.55459
15	3.90689	35	5.12928	55	5.78136	75	6.22882	95	6.56936
16	4.00000	36	5.16993	56	5.80735	76	6.24793	96	6.58496
17	4.08746	37	5.20945	57	5.83289	77	6.26679	97	6.59991
18	4.16993	38	5.24793	58	5.85798	78	6.28540	98	6.61471
19	4.24793	39	5.28540	59	5.88264	79	6.30378	99	6.62936
20	4.32193	40	5.32193	60	5.90689	80	6.32193	100	6.64386

(二) 熵 (Entropy)

上述各例，均為每次準確預報所供應之情報量，如以月單位計算，在第一例中晴天為 25 天，故其供應之情報量為：

$$25 \times 0.26303 = 6.57575 \text{ bits}$$

而雨天為 5 天，故其供應之情報量為：

$$5 \times 2.58496 = 12.92480 \text{ bits}$$

因而；供應之總情報量為

$$6.57575 + 12.92480 = 19.50055 \text{ bits}$$

但是預報總次數為 30 次，故每次平均情報量為

$$\frac{19.50055}{30} = 0.65002 \text{ bits}$$

茲令 \bar{i} 為平均情報量，可得公式

$$\bar{i} = -\sum_i p_i \log_2 p_i \dots\dots\dots (6)$$

在情報理論中，平均情報量常稱之為熵 (Entropy)

實際上，天氣預報有時不準確，會誘致情報量之損失，茲擴張上述之理論，計算其損失如下：

令天氣 x_i 發生之惑然率為 $p(x_i)$ ，即其準確預報有情報量 $\log_2 \frac{1}{p(x_i)}$ 。若令預報天氣為 y_j 而實測天氣為 x_i 之惑然率為 $p_{y_j}(x_i)$ ，即接到此天氣預報後，

天氣 x_i 的準確預報之情報量 I ，現可以寫成：

$$\log_2 \left\{ \frac{1}{p(x_i)} \right\} = I + \log_2 \left\{ \frac{1}{p_{yj}(x_i)} \right\}$$

$$\text{故 } I = \log_2 \left\{ \frac{p_{yj}(x_i)}{p(x_i)} \right\} \dots\dots\dots(7)$$

茲令預報天氣為 y_j 而實測天氣為 x_i 之發生次數為 $n(x_i y_j)$ ，即預報 y_j 後， x_i 之準確預報之情報量總量為

$$n(x_i y_j) \log_2 \left\{ \frac{p_{yj}(x_i)}{p(x_i)} \right\} \dots\dots\dots(8)$$

因此對於各種天氣預報 j 求其總和，可得對天氣 x_i 之情報總量。再對於實測天氣 i 求其總和，可得一定期間之總情報量。茲令 N 為預報總次數而引用：

$$\frac{n(x_i y_j)}{N} = p(x_i y_j) = p(y_j) \cdot p_{yj}(x_i) \dots\dots(9)$$

之關係，可以計算熵 \bar{I} 為

$$\begin{aligned} \bar{I} &= \sum_i \sum_j \frac{n(x_i y_j)}{N} \log_2 \frac{p_{yj}(x_i)}{p(x_i)} \\ &= \sum_i \sum_j p(x_i y_j) \log_2 \frac{p_{yj}(x_i)}{p(x_i)} \\ &= \sum_i \sum_j p(y_j) \cdot p_{yj}(x_i) \log_2 \frac{p_{yj}(x_i)}{p(x_i)} \\ &= \sum_i \sum_j p(y_j) p_{yj}(x_i) \log_2 p_{yj}(x_i) \\ &\quad - \sum_i \sum_j p(y_j) p_{yj}(x_i) \log_2 \frac{1}{p(x_i)} \\ &= \sum_i p(x_i) \log_2 \frac{1}{p(x_i)} \\ &\quad - \sum_i \sum_j p(y_j) p_{yj}(x_i) \log_2 \frac{1}{p_{yj}(x_i)} \dots\dots(10) \end{aligned}$$

上式之第一項代表準確預報供應之情報量，而第二項代表預報錯誤誘致之情報量損失。容後舉例說明上式對於考核天氣預報之應用。

表六：列聯表

Table 6 : Contingency table

預報(j) \ 實測(i)	晴	陰	雨	合 計
晴	13	6	3	22
陰	2	4	0	6
雨	0	0	3	3
合 計	15	10	6	31

某一氣象台之天氣預報成績，列如表六中之列聯表所示，即由表中之資料計算各項惑然率可得：

$$\begin{aligned} p(x_1) &= \frac{22}{31} & p(x_2) &= \frac{6}{31} & p(x_3) &= \frac{3}{31} \\ p(y_1) &= \frac{15}{31} & p(y_2) &= \frac{10}{31} & p(y_3) &= \frac{6}{31} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} p_{y_1}(x_1) &= \frac{13}{15} & p_{y_1}(x_2) &= \frac{2}{15} & p_{y_1}(x_3) &= \frac{0}{15} \\ p_{y_2}(x_1) &= \frac{6}{10} & p_{y_2}(x_2) &= \frac{4}{10} & p_{y_2}(x_3) &= \frac{0}{10} \\ p_{y_3}(x_1) &= \frac{3}{6} & p_{y_3}(x_2) &= \frac{0}{6} & p_{y_3}(x_3) &= \frac{3}{6} \\ p(x_1 y_1) &= \frac{13}{31} & p(x_1 y_2) &= \frac{6}{31} & p(x_1 y_3) &= \frac{3}{31} \\ p(x_2 y_1) &= \frac{2}{31} & p(x_2 y_2) &= \frac{4}{31} & p(x_2 y_3) &= \frac{0}{31} \\ p(x_3 y_1) &= \frac{0}{31} & p(x_3 y_2) &= \frac{0}{31} & p(x_3 y_3) &= \frac{3}{31} \end{aligned}$$

故上述各項惑然率代入(10)式，可以計算熵為：

$$\begin{aligned} \bar{I} &= \frac{22}{31} \log_2 \frac{31}{22} + \frac{6}{31} \log_2 \frac{31}{6} + \frac{3}{31} \log_2 \frac{31}{3} \\ &\quad - \left\{ \frac{15}{31} \times \frac{13}{15} \log_2 \frac{15}{13} + \frac{10}{31} \times \frac{6}{10} \log_2 \frac{10}{6} \right. \\ &\quad \left. + \frac{6}{31} \times \frac{3}{6} \log_2 \frac{6}{3} \right\} - \left\{ \frac{15}{31} \times \frac{2}{15} \log_2 \frac{15}{2} \right. \\ &\quad \left. + \frac{10}{31} \times \frac{4}{10} \log_2 \frac{10}{4} + \frac{6}{31} \times \frac{0}{6} \log \frac{6}{0} \right\} \\ &\quad - \left\{ \frac{15}{31} \times \frac{0}{15} \log_2 \frac{15}{0} + \frac{10}{31} \times \frac{0}{10} \log_2 \frac{10}{0} \right. \\ &\quad \left. + \frac{6}{31} \times \frac{3}{6} \log_2 \frac{6}{3} \right\} = 1.133 - 0.780 \\ &= 0.353 \text{ bits} \end{aligned}$$

即預報完全準確時，可以供應 1.133 bits 之情報量，但是因為預報之錯誤誘致 0.780 bits 之情報量損失，結果實際天氣預報僅供應 0.353 bits 之情報量。若計算此例之準確率 (Percent score) 及技術得分，各為66%及38%。

(三) 情報比 (Information ratio)

天氣預報與實測天氣相互比較，而評定天氣預報準確率時，引用平均情報量 (熵) 尚感覺有不適當之處。即每月平均情報量 (熵) 數值，不完全一致，誘致每月預報準確率之比較，感覺困難。為避免此缺點，將平均情報量規格化，而定義情報比 I_R 如下：

$$I_R = \frac{\sum_i \sum_j p(x_i y_j) \log_2 \frac{p_{yj}(x_i)}{p(x_i)}}{\sum_i p(x_i) \log_2 \frac{1}{p(x_i)}} \dots\dots\dots(11)$$

若採用上式為考核天氣預報之依據，即預報完全準確時，情報比為 1，而預報完全錯誤時，情報比為零。因而比較平均情報量為適用於預報考核業務，同時對於每月準確率之比較也完全適用。

茲由表六中所示之例，計算情報比可得

$$I_R = \frac{0.353}{1.133} = 0.312 = 31.2\%$$

七、預報情報量公式之研討

據第六章之理論，對於考核天氣預報時，可由預報情報量公式(10)及情報比公式(11)

$$\bar{I} = \sum_i p(x_i) \log_2 \frac{1}{p(x_i)} - \sum_{i,j} p(y_j) p_{y_j}(x_i) \log_2 \frac{1}{p_{y_j}(x_i)} \dots\dots(10)$$

$$I_R = \frac{\sum_{i,j} p(x_i y_j) \log_2 \frac{p_{y_j}(x_i)}{p(x_i)}}{\sum_i p(x_i) \log_2 \frac{1}{p(x_i)}} \dots\dots\dots(11)$$

計算情報量及情報比，以資考核天氣預報之依據。此種公式由 N. A. Bagrov⁽²⁰⁾，正野重方⁽²¹⁾，岡本雅典⁽²²⁾等學者計算，均得相等之結果。但應用上述公式，實地計算時發見有二種矛盾，容後舉例說明之。

(一) 如果天氣預報之成績，如列聯表七中所示， $i=j$ 之各項均為零，即天氣預報完全錯誤時，據(10)式及(11)式計算平均情報量 \bar{I} 及情報比 I_R 時，可得：

$$\bar{I} = 0.687$$

$$I_R = 0.605$$

此種場合，預報完全錯誤，但由公式計算之情報量及情報比，相當保持高準確率，完全與事實不符。

表七：列聯表

Table 7 : Contingency table

實測 (i)	預報 (j)				計
	晴	陰	雨		
晴	0	21	1		22
陰	5	0	1		6
雨	2	1	0		3
計	7	22	2		31

(二) 另一例，如果天氣預報之成績，如列聯表八中所示，預報完全錯誤，而各種天氣之預報次數與其中一項完全一致時，由公式計算之平均情報量及情報比為：

表八：列聯表

Table 8 : Contingency table

實測 (i)	預報 (j)				計
	晴	陰	雨		
晴	0	22	0		22
陰	0	0	6		6
雨	3	0	0		3
計	3	22	6		31

$$\bar{I} = 1.13575$$

$$I_R = 1$$

事實是預報完全錯誤；但計算之結果是表示預報完全準確。此種矛盾係因 $p_{y_j}(x_i)$ 中一項為1，其他兩項為零（其對數當然為零）所引起之矛盾。

茲避免上述兩種計算上之矛盾，將公式(10)及(11)中，消逝引起此兩種計算上矛盾之各項，而修正為：

$$\begin{aligned} \bar{I} &= \sum_i p(x_i) \log_2 \frac{1}{p(x_i)} \\ &\quad - \sum_{i \neq j} p(y_j) p_{y_j}(x_i) \log_2 \frac{1}{p_{y_j}(x_i)} \\ &= \sum_i p(x_i) \log_2 \frac{1}{p(x_i)} \\ &\quad - \sum_{i \neq j} p(x_i, y_j) \log_2 \frac{1}{p(x_i)} \\ \therefore \bar{I} &= \sum_{i=j} \sum p(x_i y_j) \log_2 \frac{1}{p(x_i)} \dots\dots\dots(12) \end{aligned}$$

$$\text{而 } I_R = \frac{\sum_{i=j} \sum p(x_i y_j) \log_2 \frac{1}{p(x_i)}}{\sum_i p(x_i) \log_2 \frac{1}{p(x_i)}} \dots\dots\dots(13)$$

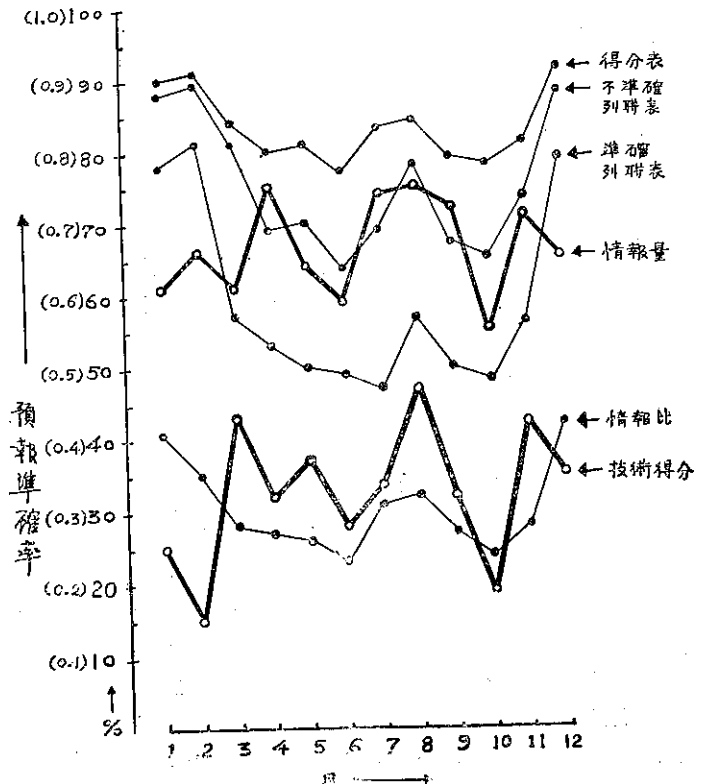


圖 2：短期天氣預報之考核

Fig. 2 : Verification of short range weather forecasts.

總之使用公式(12)及(13)，可避免上述之矛盾，以後考核天氣預報上，均使用(12)及(13)式而不使用(10)及(11)式。

八、各種天氣預報考核法之比較研討

圖2中所示者，以得分表、準確列聯表、不準確列聯表、情報量、情報比、技術得分等六種天氣預報考核方法，評定之月平均準確率變化圖。

由此圖可以看出，得分表、準確列聯表、不準確列聯表等考核法，其變化趨勢較相似。即冬季及夏季準確率較好，春季及秋季準確率較差之趨勢，完全一致，惟得分表之變化較小，而其他兩方法有變化較大之特點。

情報量考核法之季節變化，與上述三方法略有異，4、7、8、9及11月較高，而1、3、6及10月較低，得分表法較高之冬季及4月，用情報量法即較低。這是冬季天氣有持久性而春季天氣變化較激烈，因此用得分表法，冬季成績較好而春季即成績較差。但用情報量法時，天氣較穩定季節，情報價值較小，而天氣變化激烈季節，反而其情報價值較大，故與得分表法成爲相反之關係。

關於情報比，其變化情況與得分表法相似，1、2、7、8及12月成績較好，而6、10月較差。

技術得分比較其他方法，有特殊的變化趨勢，但大略與情報量之變化，較爲相似。

總之，由其季節變化分類，上述之六種天氣預報考核方法，可分爲兩類。得分表、準確列聯表、不準確列聯表、情報比等四種方法，均屬一類。雖然其絕對值稀有所不同，但是其變化趨勢均相似。另外一類爲情報量及技術得分，此兩種之絕對值也很接近，變化趨勢也較相似。

參 考 文 獻

1. Köppen, W. (1884): Eine neue Methode der Prüfung der Wetterprognose. Met. Zeit. 1. pp 39-40.
- Köppen, W. (1884): Eine rationelle zur Prüfung der Wetterprognose. Met. Zeit. 1. pp 397-404.
2. Klein. H. J. (1906): Die bisherigen Erfolge der Wetterprognose. Gaea. 42, pp 4-9.
- Klein. H. J. (1906): Misserfolge des

- staatlichen Wetterprognosendienstes in drei Monaten seines Bestehens. Gaea. 42, pp 641-652.
- Klein. H. J. (1907): Die Wahrheit über den Stand des Wetter Prognosenwesens. Gaea. 43, pp 157-167.
3. Schmanss, August (1911): Die Treffsicherheit. Das Wetter, 28 pp 68-71, 167-168.
4. Gilbert. J. P. (1884): Finley's Prediction. Amer. Met. Journ. 1, pp 166-172.
5. Doolittle. M.H.: The verification of prediction. Phil. Soc. Washington. Bull. 7, pp 122-127.
6. Clayton, H. H. (1893): Verification of weather forecast. Amer. Met. Journ. pp 211-219.
7. Grossmann, L. (1898): Die Stürme und die Sturm Warungen an der deutschen Kunste in den Jahren 1886/1895. Deut. Seewarte Aus dem Arc. No. 4 pp 21.
8. Walz F. J. (1902): Verification of forecasts in U. S. Weather Bureau. Second Convented of W. B. O. Proc. Washington D. C. Bull. No. 3. pp 122-125.
9. Wallén Axel (1921): Sur la Controle des annonees' des Ompetëss Geografiska Annaler. 3, pp 267-297.
10. Heidke, P. (1926): Berechnung des Erfolges und der Gute der Windstark-evorhersagen in Sturmwarung dienst. Geographika Annaler 8, pp 314-349.
11. Muller. R. H. (1944): Verification of short range weather forecast. Bull. Amer. Met. Soc. 25, pp 18-25, 47-53, 88-95.
12. Gringorten I. (1950): Forecasting by statistical Inference. Jour. Met. 7, pp 388-394.
13. Brier. G. W. (1946): A study of quantative precipitation forecasting in the T.V A.

- Basin. U. S. Department of Commerce. Weather Bureau Research paper 26.
14. Price Saul (1949): Phunderstorm today? Try a probability forecasts. Weather-wise. 2, pp 61-63, 67.
15. Klein William: An objective method of forecasting five-day precipitation of the Tennessee Valley. Research Paper. 9, Washington D. C. April 1949.
16. Thompson J. C. (1950): A numerical method of forecastirng rainfall is the Los Angeles area. Month. Weath. Rev. 78, pp 143-124.
17. Berkofsky L. (1950): An objective de-termination of probability of fog formations. Bull, Amer. Met. Soc. 37. pp 158-162.
18. William. Philip Jr. (1951): The use of confidence factor in forecasting. Bull. Amer. Met. Soc. 2, pp 278-281.
19. 萬寶康(1956): 天氣預報之考核問題, 氣象學報第2卷第2期。
20. N. A. Bagrov: 氣象與統計, 第8卷3號、4號。
21. 正野重方 (1958): 天氣預報の適中率, 天氣第5卷第6號, pp 173-178.
22. 岡本雅典: 情報量Note, 氣象與統計, 第9卷3號、4號。

氣象學報訂購辦法

- 一、本學報以促進中國氣象學術之研究為目的。
- 二、個人如欲訂購,可報請服務之單位,備文證明,連同價款,逕寄本社,或利用各地郵局,將書款存入臺灣郵政第2797號劃撥儲金本所專戶,當按址寄送所需之學報。
- 三、本學報本期暫收成本費新臺幣壹拾元,郵票十足通用。

氣象學報徵稿啓事

本學報長期徵收稿件,歡迎各方踴躍惠稿,惟為配合出版時期起見,惠稿最好於二、五、八、十一等月月中以以前寄達,以便及時刊載,而免積壓,敬請惠稿諸先生注意。

輻散與渦旋

蔣志才

Divergence and Vorticity

C. T. Chiang

Abstract

Divergence and vorticity (or relative vorticity) are two kinematic properties of horizontal flow. The former is sometimes referred to as the horizontal velocity divergence, and the latter is referred to as the vertical component of relative vorticity. such terminology is acceptable so long as it is understood that it applies only to horizontal flow, and so long as terms can not be confused with similar concepts, such as horizontal mass divergence, absolute vorticity, etc.

Divergence and vorticity are very important for the weather forecasting. Especially, vorticity computation is always used for the bad weather occurrence. In this outline several method which use upper wind and contour field for computing them will be given, and exercises are includ to demonstrate computational procedures.

一、引言

平面的速度輻散 (Horizontal velocity divergence) 與相對渦旋率之垂直分力 (Vertical component of relative vorticity)，為平流之兩種運動特性，前者有時稱之「輻散」，後者常僅稱之「渦旋或相對渦旋」，該項專語為常用者，只要明白僅用在平流，不致予為平面氣團輻散 (Horizontal mass divergence) 與絕對渦旋 (Absolute vorticity) 一類相似名詞所混淆。該兩種運動特性廣用在分析與預測方面，尤其惡劣天氣現象預報應有該項基本知識，一般預報員對輻散，在天氣圖 (或定壓面圖) 容易辨別。同時輻散區域氣流多下沉作用而天氣轉佳，故預報員對輻散僅作概略估計而作參考。惟渦旋率却不如此簡單，並惡劣天氣現象與渦旋率之增加有密切關係。故美國華府氣象分析中心定時傳播渦旋率與其預測圖，以供各地氣象單位參考。該項圖表係電腦自動計算繪製，毋需臨時計算，可是我國該項作業尙言之過早，茲將 House 對輻散與渦旋率之演算及其作業步驟，借花獻佛，簡略提供參考：

二、向量定義

輻散與渦旋率之向量計算如下：

(一) 平面輻散速率

$$\text{Div}_2 \mathbf{V}_2 = \nabla_2 \cdot \mathbf{V}_2 = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \dots \dots (1)$$

輻散可稱謂「流出」(Flux)，本式包括兩項向量作業，結果輻散是數字，而不是向量。

(二) 平面相對渦旋之垂直分力

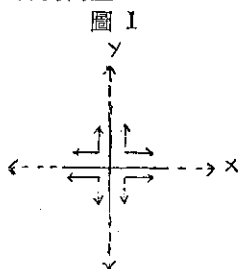
$$\text{Rot}_2 \mathbf{V}_2 = \nabla_2 \cdot \mathbf{V}_2 = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) K \dots (2)$$

渦旋也稱謂「旋捲」(Curl)。本式包括兩項向量作業，結果渦旋仍為向量，其K係指渦旋率或圍繞渦旋之旋轉，然計算時常省略該項K向量。

三、流體交替象徵

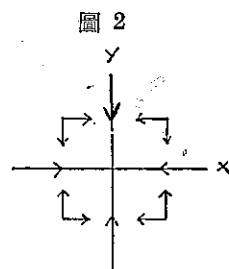
(Fluid cross representation)

下圖即為流體交替之象徵，每象限內可分為U與V分力向量：



$$\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) > 0$$

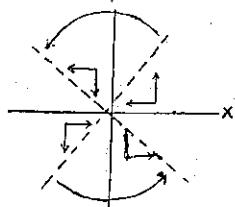
正輻散



$$\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) < 0$$

負輻散 (輻合)

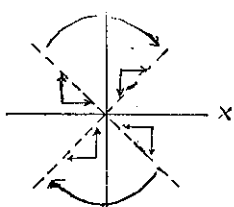
圖 3



$$\left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) > 0$$

正渦旋

圖 4



$$\left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) < 0$$

負渦旋

圖 1 爲正輻散，箭頭擴張。圖 2 爲負輻散，箭頭內向。圖 3 爲正渦旋，反時鐘交替旋轉。圖 4 爲負渦旋，順時鐘交替旋轉。

四、面積觀念

輻散與渦旋率可用運動面積解釋，其關係如下：

$$\text{Div}_2 \mathbf{V}_2 = \frac{1}{A} \frac{dA}{dt} \dots\dots\dots (3)$$

設 A 爲一原有體積， dA/dt 爲其體積，隨時間之改變。依照公式解釋，輻散等於其體積隨時間改變，再除原體積是也。假設空氣伸展範圍增大即爲輻散，反之即爲輻合產生渦旋。

$$\text{Rot}_2 \mathbf{V}_2 = \oint \frac{\mathbf{V}_2 \cdot d\mathbf{s}}{A} \dots\dots\dots (4)$$

設 \mathbf{V}_2 爲平面風向量， $d\mathbf{s}$ 爲極微流動周徑長度， \oint 爲一包圍圈所有 $d\mathbf{s}$ 之總數， A 爲單位面積。其數值說明該空氣流動範圍大小。本式解釋渦旋率等於其流動範圍乘氣流速度，再除原有面積。假設空氣反時鐘方向流動，渦旋率爲正，順時鐘方向則爲負。渦旋率數值增加，其流速也增加，其空氣體積減少。如渦旋率數值減少，則流動減小，體積增大。

五、輻散與渦旋率單位

從各式中，每一分子式均以變動距離除速度，其單位也即 $\frac{\text{速度}}{\text{距離}}$ 。然而速度爲 $\frac{\text{距離}}{\text{時間}}$ ，於是距離與距

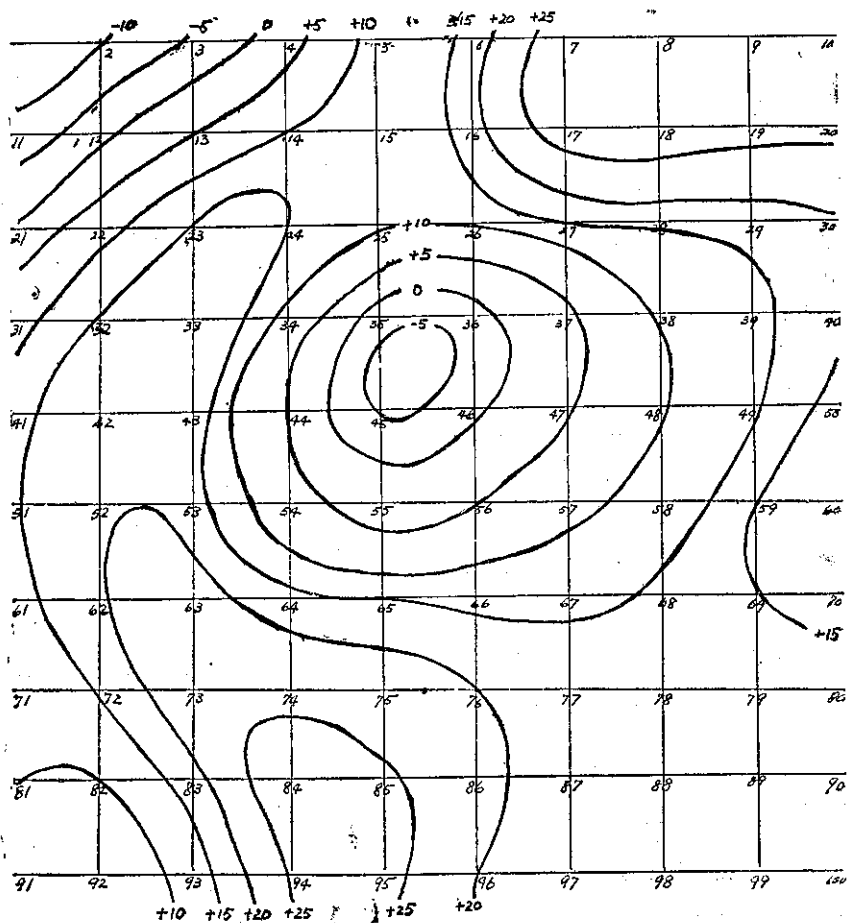


圖 5: U 分力

離相銷，僅剩下以時間為單位之分母。輻散與渦旋率就以時間分母為單位。通常單位為 Sec^{-1} ，偶而也用 hr^{-1} ，當用 Sec^{-1} 單位時，因數值太小不便計數，故在應用習慣上乘以 10^{-5} 為單位，即 10^{-5}Sec^{-1} 。

六、氣流U與V分力計算輻散與渦旋率

任何氣流可將其分為U（東西向分力）與V（南北向分力），其方法簡單，僅用一方格底板之度盤，將觀測各點填註於板之適當位置，並讀出各點東西與南北之向量即是也。如將各點之U與V分別填圖，並繪等風速向量線（Isotach）如圖5、圖6。

此圖可用來計算輻散與渦旋率。至於方程式(1)與(2)可概略列成下式：

$$\text{Div}_2 V_2 \cong \frac{\Delta u}{\Delta x} + \frac{\Delta v}{\Delta y} \dots\dots\dots(5)$$

$$\text{Rot}_2 V_2 \cong \frac{\Delta v}{\Delta x} - \frac{\Delta u}{\Delta y} \dots\dots\dots(6)$$

U值圖5與V值圖6繪有等風速線（5 哩間隔為常用），因僅作圖樣說明故未描地域界線，其方格以一度為間隔（約 60 哩）。作業時量兩經緯度間隔之 Δx 與 Δy 應用，實際作業用下式：

$$\text{Div}_2 V_2 = \frac{5}{6} [(\Delta u)_x + (\Delta v)_y] \times 10^{-2} \text{hr}^{-1} \dots\dots(7)$$

$$\text{Rot}_2 V_2 = \frac{5}{6} [(\Delta v)_x - (\Delta u)_y] \times 10^{-2} \text{hr}^{-1} \dots\dots(8)$$

$(\Delta u)_x$ 與 $(\Delta u)_y$ 在U圖風場量出，單位為 kts，求各格點之 $(\Delta u)_x$ 時，即由圖5所求點東面60哩（右）值減去西面60哩（左）者之差數是也。左面數值小則得正值，當求 $(\Delta u)_y$ 時從北方（上）60哩之數值減去南方（下）60哩者是也，北方數值大則得正值，以同樣方法在V圖風場求 $(\Delta v)_x$ 與 $(\Delta v)_y$ 。所得值代入

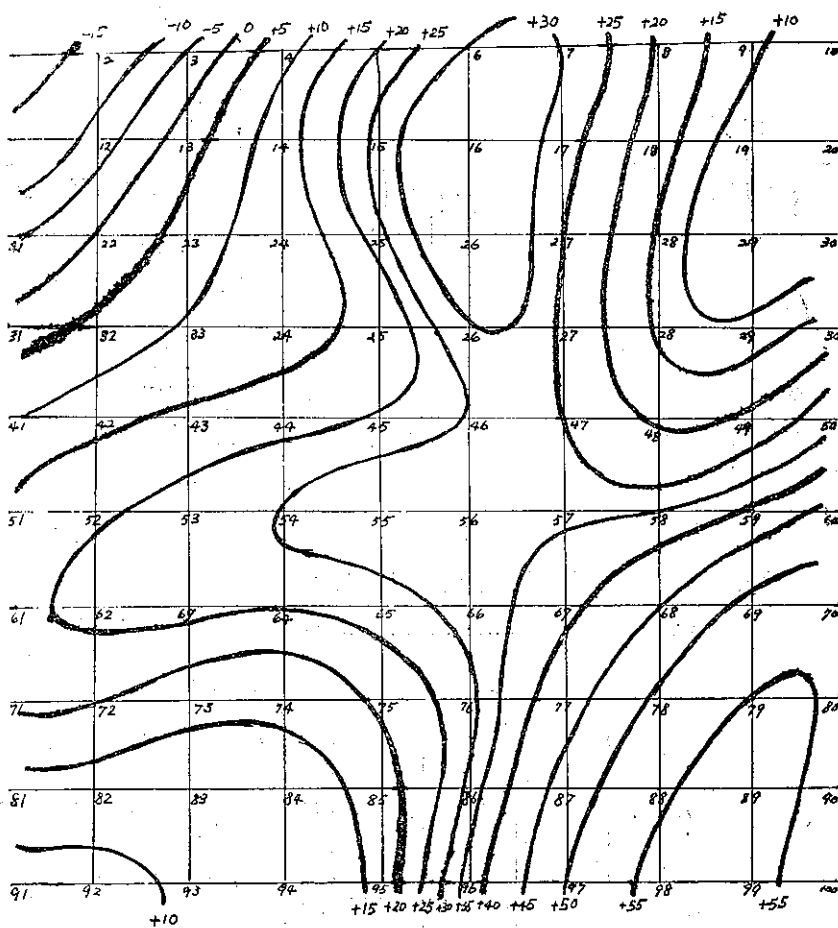


圖 6：V 分力

(7)與(8)式。

舉例：如在U與V圖查出：

$$\begin{aligned} (\Delta u)_x &= 12 \text{kts} & (\Delta v)_y &= -16 \text{kts} \\ (\Delta u)_y &= -4 & (\Delta v)_x &= -3 \text{kts} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{則：Div}_2 V_2 &= \frac{5}{6} (12 - 16) \times 10^{-2} \text{hr}^{-1} \\ &= 3.3 \times 10^{-2} \text{hr}^{-1} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Rot}_2 V_2 &= \frac{5}{6} (-3 + 4) \times 10^{-2} \text{hr}^{-1} \\ &= 0.8 \times 10^{-2} \text{hr}^{-1} \end{aligned}$$

七、自然座標計算輻散與渦旋率


$$\text{Div}_2 V_2 = \frac{\partial v}{\partial s} + V \frac{\partial \alpha}{\partial n} \dots\dots\dots(9)$$

$$\text{Rot}_2 V_2 = \frac{\partial v}{\partial n} - V \frac{\partial \alpha}{\partial s} \dots\dots\dots(10)$$


V 為風速， $\frac{\partial v}{\partial s}$ 為沿氣流線風速之改變， $\frac{\partial \alpha}{\partial n}$ 為沿氣流線與平均風向之差異， $\frac{\partial v}{\partial n}$ 為氣流與平均風速

之差異， $\frac{\partial \alpha}{\partial s}$ 沿氣流方向之改變。

公式(9)右面第一分子式指速度輻散

(Speed divergence) 

第二分子式指氣流輻散

(Streamline divergence) 

公式(10)右面第一分子式指平面風切渦旋。

第二分子式為氣流線彎曲渦旋。

該項因子對計算輻散與渦旋率有價值，當圖繪上氣流線及等風向風速線，即容易辨別輻散或輻合區；與氣流線輻合或輻散區；假使氣流速度與氣流線彎曲同為輻散象徵，乃可確定有平面輻散存在，有些情形兩者相反，該經實際計算後方能決定，偶有速度輻散與氣流線彎曲，相反的同樣增大徵象，乃其氣流為地轉者。

計算渦旋率時，當氣流線與向下流反時鐘轉變時，曲率為正（氣旋式）。反之，當氣流線順時鐘方向轉變，曲率為負（反氣旋式）。又當氣流線平行而右面氣流強，並向左遞減，風切為正（氣旋式）；反之，向右遞減，風切為負（反氣旋式）。有時氣流線氣旋式彎曲與氣旋式風切同時出現，乃可確定將有氣旋式渦旋發生；反之，將有反氣旋式渦旋，有時風切與彎曲率恰恰相反，乃該計算後決定渦旋率。又若曲率與風切相反的同樣增強，乃氣流將不會旋轉，不過該項互相矛盾情況，為求準確起見，須先行校驗。

當輻散有互相矛盾情

況發生，則校驗氣流線與風速線，在渦旋有矛盾情況時，則校驗氣流彎曲率及風切，若僅依照某種徵象特色假定之，乃可能為錯誤判斷。

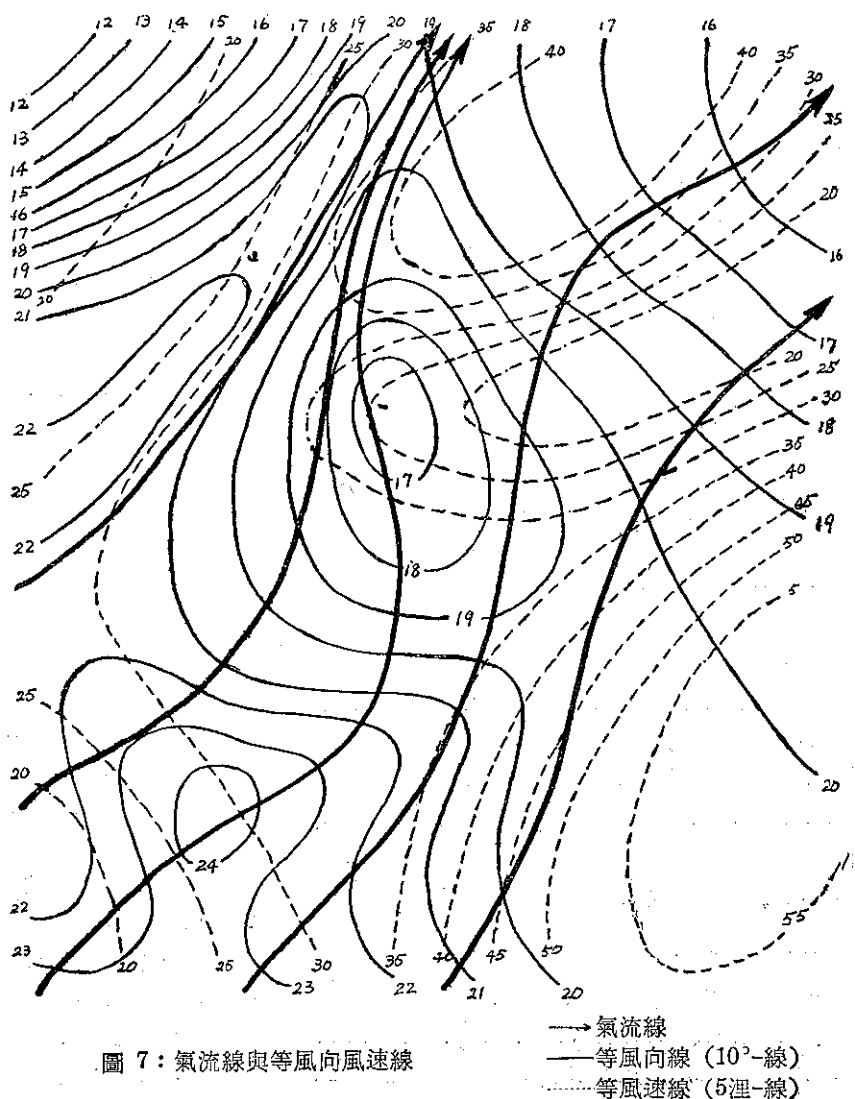
實驗得知(9)式接近下式：

$$\text{Div}_2 \mathbf{V}_2 \approx \frac{\Delta v}{\Delta s} + v \frac{\Delta \alpha}{\Delta n} \dots\dots\dots(11)$$

該式以兩度緯度為 Δs 之間隔距離 (120 哩) $\cdot V$ 單位 1kts，乃 $\Delta v / \Delta s = 1/120 \text{hr}^{-1}$ ，如在同格 $\Delta \alpha$ 為 1° ， V 為 1kts，乃 $V \times \Delta \alpha / \Delta n = 0.0145 \times 10^{-2} \text{hr}^{-1}$ ，於是公式(11)可列為：

$$\text{Div}_2 \mathbf{V}_2 \approx \left[\frac{5}{6} (\Delta v)_s + 0.0145 V (\Delta \alpha)_n \right] \times 10^{-2} \text{hr}^{-1} \dots\dots\dots(12)$$

以(12)式算輻散，圖上必須有以下各項分析：(一)氣



流線—各處均須平行風向，(二)等風向線—每差 10° 一線，(三)等風速線—每5kts一線，用圓規以所求格點為中心沿氣流線方向。前後兩格點間風速差即為 $(\Delta v)_s$ ，上流風速減下流風速，其差數代入(12)式。同樣方法用圓規垂直於氣流線，量左右兩點間（即左右各一度）之風向差，亦即以所求格點為中心，依照等風向線左面風向減右面之風向，其差數即為 $(\Delta \alpha)_n$ ，再以中心點風速 V 一併代入(12)式，即得輻散值。

又公式(10)實驗相近於下式：

$$\text{Rot}_2 V_2 \approx \frac{\Delta v}{\Delta n} - V \frac{\Delta \alpha}{\Delta s} \dots \dots \dots (13)$$

照樣也可寫為：

$$\text{Rot}_2 V_2 \approx \left[-\frac{5}{6} (\Delta v)_n - 0.0145 V (\Delta \alpha)_s \right] \times 10^{-2} \text{hr}^{-1} \dots \dots \dots (14)$$

以求輻散同樣方法可求得渦旋率，作業時如用 4° 為間隔，乃(12)與(14)式之得數應除 2；如用 1° 為間隔乃得數乘 2。如變換單位 10^{-2}hr^{-1} 至 10^{-5}sec^{-1} 除 3 即是也。

舉例：若上圖量得某點 $(\Delta v)_s = 12 \text{kts}$ ，

$$(\Delta v)_n = -6 \text{kts}, \quad V = 30 \text{kts},$$

$$(\Delta \alpha)_n = -30^\circ, \quad (\Delta \alpha)_s = 20^\circ$$

$$\text{則：Div}_2 V_2 = \left[-\frac{5}{6} (12) + 0.0145 \times 30 \times 20 \right] \times 10^{-2} \text{hr}^{-1} = (10 + 8.7) = 18.7 \times 10^{-2} \text{hr}^{-1}$$

$$\text{Rot}_2 V_2 = \left[-\frac{5}{6} (-6) + 0.0145 \times 30 \times 30 \right] \times 10^{-2} \text{hr}^{-1} = (-5 + 13.1) = 8.1 \times 10^{-2} \text{hr}^{-1}$$

本式較為簡單，不必計算各點 U 與 V 分力及分別繪製 U 與 V 值圖，可是仍須繪製一等風向風速線，作為計算依據，下列方法可用定壓面圖作為依據。

八、地轉渦旋率

以上提及速度輻散與氣流彎曲相反情況同樣增大時，將為地轉風，實際上地轉風並不一定無輻散，因為緯度自南至北狹小，使自南至北氣流轉為輻合，相反的由北至南氣流稍有擴散現象，不過份量很小，由此看來地轉輻散並非完全運動輻散，可是地轉渦旋率與運動渦旋率相接近，尤其在大範圍之分析。

$$\text{地轉渦旋率 } \zeta_{gs} = -\frac{g}{f} - \nabla_p^2 h \dots \dots \dots (15)$$

g 為地心吸力加速， f 為偏向力

∇_p^2 為等高線拉伯拉慶 (Laplacian)，即所求點左、右、上、下各點之高度和，減去中心點高度，再

除距離平方值是也，(15)式相似於下式：

$$\zeta_{gs} \approx -\frac{g}{f} \left[\frac{h_1 + h_2 + h_3 + h_4 - 4h_0}{d^2} \right] \dots \dots \dots (16)$$

h_0 為某格點高度， h_1 為 h_0 左邊之格點高度， h_2 為其右邊者， h_3 為上面者， h_4 為下面者， d 為格點間隔 (120 哩)，高度單位呎， ζ_{gs} 單位 10^{-2}hr^{-1} 。

因 g 、 f 、 d 均為固定數值，故 g/fd^2 在各緯度之值可列表如下：

$$32^\circ \text{---} 0.28 \quad 36^\circ \text{---} 0.25 \quad 40^\circ \text{---} 0.23$$

$$34^\circ \text{---} 0.265 \quad 38^\circ \text{---} 0.24$$

0.25 值可用在緯度 $32^\circ \text{---} 40^\circ$ 間不會有多大差

誤，若 d 用 60 哩，乃 $\frac{g}{fd^2}$ 值將四倍於以上之數。

舉例：若等高線讀出 $h_1 = 4390'$ ， $h_2 = 4440'$

$$h_3 = 4400', \quad h_4 = 4420', \quad h_0 = 4400', \quad d = 120 \text{ 哩}$$

$$g/fd^2 = 0.25$$

$$\zeta_{gs} = (4390 + 4440 + 4400 + 4420 - 4 \times 4400)$$

$$\times 0.25 \times 10^{-2} \text{hr}^{-1}$$

$$= (1765 - 17600) \times 10^{-2} \text{hr}^{-1} \times 0.25$$

$$= 50 \times 0.25 = 12.5 \times 10^{-2} \text{hr}^{-1}$$

結 論

輻散與渦旋率是恰恰相反，所發生天氣也斷然不同，當預報員對天氣預測發生疑問時，對預報區域氣流輻散抑或發生渦旋，將為他急欲知道之因子，不過通常對輻散現象尚不太重視，可是對渦旋率不得不分毫必爭，因為天氣轉劣，渦旋發生與渦旋率大小，則有牢不可破之關連性，以上所提供該三項計算方法，在作業方面以地轉渦旋法求之較簡單快捷，不過預報員值班急於報出預告天氣，不可能不厭其煩的等待計算後再作預報。是故本篇再將美國氣象局與本人對渦旋率使用經驗，編列渦旋率規則如下，以供同業作業參考。

(一) 密雲降水惡劣天氣與正渦旋平流區相伴，碧空晴天與負渦旋率相伴。

(二) 最大渦旋率與槽，低壓或氣旋式風切相伴。

(三) 最小渦旋率與脊，高壓或反氣旋式風切相伴。

(四) 高空小型波 (Minor wave) 常無等高線彎曲象徵，却常有一最渦旋率區。

(五) 當渦旋率與等高線位相相同時，未來 24~36 小時內無重大變化。

(六) 當渦旋率線與等高線位相異時，未來 24~36 小時內有顯著改變。

(七) 當渦旋率線與等高線成良好交叉型態，渦旋場可能隨 500mb 氣流 70% - 80 % 平流之。

(八) 高度降低及地面氣壓下降與正渦旋率平流相伴。

(九) 高度升高及地面氣壓升高與負渦旋率平流相伴。

(十) 當最大渦旋率與一槽線相伴，並有南向氣流滲入，則槽將加深，通常有封閉等高線出現，也可預報地面氣旋產生。

(十一) 若高層輻散區追及一緩慢移動（或停滯性）界面之上空，界面上將有氣旋波產生。

(十二) 若高層輻散移動快速，並遠離界面，

則界面將消失。

(十三) 低層暖平流，加強高層輻散作用。

(十四) 低層冷平流，減弱高層輻散作用。

九、參考文獻

1. D. C. House. (1960) Derivation of divergence development equation for local change in divergence, 2 Aug.

2. Walter Saucier J. (1956) Principles of meteorological analysis.

3. U.S. Weather Bureau: Rules for use of vorticity.

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。

十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象所氣象學報社收。

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

- Plum Rains in Taiwan.....CHI-HSUN CHI.....(1)
- Visibilily at the Taipei International
AirportM. D. CHOW.....(13)
- Application of Information Theory to Verification
of Weather Forecasts.....LIAO SHYUE-YIH.....(24)
- Divergence and Vorticity.....C. T. CHIANG.....(34)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei,

Taiwan, China.

氣象學報季刊

第十卷 第三期 中華民國五十三年九月出版

目次

一、論述

- 關於北半球低層大氣動能消散之氣候學……………孔 震 村……………(1)
臺灣氣候變化之趨勢與週期……………劉 衍 淮……………(31)
臺灣地區暴雨特性之研究……………周 根 泉……………(52)

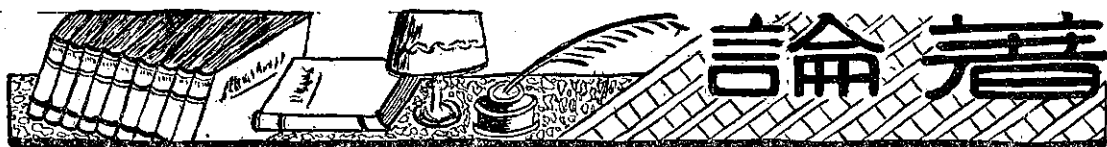
氣象學報

(季刊)

第十卷 第三期

主 編 者 臺灣省氣象所氣象學報社
地 址 臺北市公園路六十四號
電話：二 四 一 四 一
發 行 人 鄭 子 政
社 長 鄭 子 政
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 四 七 二 四

中 華 民 國 五 十 三 年 九 月 出 版



關於北半球低層大氣動能消散之氣候學

孔震村¹

Climatology of the Mechanical Energy Dissipation in the Lower Atmosphere over the Northern Hemisphere

Ernest Chen-tsun Kung

Abstract

This paper is a dissertation of Dr. Ernest Chen-tsun Kung to make his partial fulfillment of the requirement for the degree of Doctor of philosophy in meteorology at the University of Wisconsin in 1963. The thesis was carried out under the guidance of his Professor Heinz H. Lettau. Dissipation of mechanical energy is one of the major processes of the atmospheric energy cycle. The mechanical energy which is generated from the conversion of available potential energy is eventually dissipated and changed into internal energy through frictional processes which are generally irreversible. The maintenance of the large-scale general circulation against the frictional energy dissipation is one focus of interest in current theories.

The author, discusses in primary, about fundamental concepts on wind profile characteristics, geotrophic drag, coefficient, external parameters, and etc., and later introduces his analytic study on the roughness parameter over the continents and over the ocean with some detailed evaluation on horizontal and seasonal variations of continental roughness from vegetation cover.

In making a practical approach of his theoretical views, an eleven years' period of 1,000mb pressure data over the northern hemisphere were examined. The general climatological patterns, concerning both spacial distribution and seasonal variation on energy distribution in the lower have been obtained.

The detail of the contents should be referred to the original paper itself. The author is working as a research-fellow of the U. S. Weather Bureau at present.

一、前言

動能之消散為大氣能量循環主要過程之一。由有效位能轉變所引起的動能，終於經過通常不能逆轉的磨擦過程而消散或變為內能。大規模大氣環流對磨擦的動能消散之維持為氣流理論上一個中心問題，因能量消散之比對大氣擾亂之產生與衰弱均有重大之關係。因此動能的消散過程在研究氣候趨勢上，如理論氣

象及實際應用等同樣有甚大的關係。因為動能的消散在大氣境界層上，扮演大規模大氣動能繼續轉變之重要部份，這部份的能量消散即為最初的關點。

首先說明估計能量消散之方法，其方法可分為兩種。第一個方法為由使用平常能量方程式求其平衡，間接的獲得能量消散值。另一個方法為直接使用境界層方程式與動力學，極端的減少其自由度，即假設超

¹ 本文孔震村氏係以英文寫成，由呂世宗氏譯成中文。

簡的境界層構造模型及外界情形估計其能量消散值。不過這些研究亦限於特定範圍的資料及其採取期間。吾人可參考 Brunt(1941)、Jensen(1961)、Lettau (1954) (1959) (1961-b)、White and Saltzman (1956)及其他專家的方法來做。

當然，這些處理方法，在討論局部與地域性的能量消散，或特種情況時，均有它們各個的價值，但其結果對吾人研究氣候與能量消散之趨勢時，在累年半球平均值之項目受到限制。

Lettau 的大氣境界層構造之理論模型，使吾人可以決定實際境界層的特性，如地轉拉力係數 (Geostrophic drag coefficient) $C=C(R_{00})$ ，表面壓力 $\tau_0 = \rho C^2 V_{g,0}^2$ 及在地表，面壓與地轉風所成之角度 $\alpha_0 = \alpha_0(R_{00})$ 等，均為地面 Rossby 常數 $R_{00} = V_{g,0}/(z_0 f)$ 的單價函數 (Unique-Valued function)。在處 ρ 為空氣密度， $V_{g,0}$ 為在地面的地轉風速， f 為 Coriolis 參數， Z_0 為大氣動力糙率參數 (Aerodynamic roughness parameter)。由這批數值，吾人可以 $E = \tau_0 V_{g,0} \cos \alpha_0$ 之方程式，計算在境界層之全體能量消散值 (Total energy dissipation)。不夠在處需要與充分的必要條件為三個外界參數 $V_{g,0}$ 、 f 與 Z_0 是要指定的。

本研究的目的為

(一) 發展要決定代表特定地域的空氣與地表接觸面之大氣動力糙率參數之技術，尤其是由地面植物掩蔽與海洋面之風剖面加以分析。

(二) 計算在 1.000mb 高度之地轉風速。

(三) 求出沿北半球，從 25°N 至 70°N 大氣低層之地轉拉力係數與能量消散值。

在本質上，這是以微氣象之報告，應用於大規模問題之嘗試及利用地轉拉力係數之概念。

二、基本概念之提議

(一) 剖面風特性地轉拉力係數及外界參數

Lettau 曾提出，關於 Prandtl 擾亂長度規模 (Prandtl's length scale of turbulence) 之新理論方程式，此理論即由低層境界導出距離函數，而比 Karman 係數所含的實際常數為少，因此可應用於正壓大氣圈 (Barotropic atmosphere)。

在大氣圈，一般風的旋轉 (Universal wind spiral) 即由氣體運動方程式的統數而得，並且與磨擦速度有密切的關係。不過，在吾人當要計算實際風旋轉時，必須特定外界條件，因各種參數，理論風係

數 (Coefficients of theoretical wind) 及旋轉壓 (Stress spiral) 等均以地面 Rossby 常數 $R_{00} = V_{g,0}/(Z_0 f)$ 為函數之單價函數。在此函數中，無限制的 (Non-dimensional) 將三個有效的外界參數，即地轉風速 $V_{g,0}$ ，Coriolis 參數 f ，大氣動力學的糙率參數 Z_0 等，聯合起來製成表。如此要設 $V_{g,0}$ 、 f 、 Z 及定地面 Rossby 常數時，吾人可由其分析表上，以內插法求出境界值與係數。而理論風與旋轉壓即須借一般風旋轉因素之助，始可完成。由此法所得的各種風剖面特性之理論流線，包含地面風與等壓線之角、地面壓、擾亂長度之高度變化，旋渦粘性均與地面、海面風之實測值顯示一致。(Lettau, 1961, b)。

在三個外界參數中，Coriolis 參數為獨立而固定，吾人可以

$$f = 2\Omega \sin \Phi \quad \text{求之。}$$

式中 Ω 為地轉角速， Φ 為地理緯度。地轉風速與原來平面氣壓之傾度有關，即因其定義為 $V_g = \left(\frac{\partial p}{\partial n} \right) / \rho f$

。式中 $\frac{\partial p}{\partial n}$ 示大氣運動推進力 (The driving force of the air motion)。

三個外界參數之最後一個為大氣動力糙率長 Z_0 (Aerodynamic roughness length)。即表示在境界面所產生的磨擦阻力之效率，為研究磨擦力及能量消散的主要依據。

吾人計算 f 與 $V_{g,0}$ 時，可直接依據其定義達成，但關於 Z_0 即難，因為它必須依據地面的情形及自然的記錄。在微氣象報告上，表示地表的 Z_0 主要依據為植物掩蔽之構造與型式。這種事實暗示吾人，在研究 Z_0 時，考慮地形變化主要為地面高度之變化，而其糙率構造是次要的。

地形影響氣流之現象，可說明如將原來上下運動變成水平運動量，這些運動似可代表流線 (Stream line flow)，已經由 Sutton 引證而討論過。根據其引證，在流線上有些損失的運動量，於斜坡地帶即可再生回復。

在本研究中， Z_0 值主要以陸上植物掩蔽為函數而估計，關於海洋的 Z_0 值即將使用合理的假設而計算之。對估計陸上 Z_0 值之方法及自然海洋的 Z_0 值，將在以下討論之，而 Z_0 值之估計即為本論文之要點。

(二) 能量消散 (Energy dissipation)

局部動能的能量消散值，可定為 $\epsilon = \left(\frac{\partial V}{\partial Z} \right) \left(\frac{\tau}{\rho} \right)$

，而即為擾亂構造的重點。Lettau 證明，於定常狀態 (Steady state) 時，其內積 (Scalar product) 之積分，可代表超過阻力所需之能量。

關於全體境界層之能量消散值 E 為

$$\int_0^H \vec{V} \cdot \left(\frac{\partial \vec{\tau}}{\partial z} \right) dz = \left[\vec{V} \cdot \vec{\tau} \right]_0^H - \int_0^H \vec{\tau} \cdot \left(\frac{\partial \vec{V}}{\partial z} \right) dz$$

$$= - \int_0^H \rho \varepsilon dz = -E \dots \dots \dots ①$$

式中， $\vec{\tau}$ 為在高度 z 處的切應力向量 (Vector of shearing stress)。ε 為局部能量消散值， H 即為大氣境界層高度，在 $Z \geq H$ 時 $\vec{\tau} = 0$ 。同時 Lettau 亦證明在正壓定常狀態之下，境界層間

$$\vec{V} \cdot \left(\frac{\partial \vec{\tau}}{\partial z} \right) = \vec{V}_g \cdot \left(\frac{\partial \vec{\tau}}{\partial z} \right) \dots \dots \dots ②$$

可以成立。因此能量消散方程式可得如下：

$$E = - \int_0^H \vec{V}_g \cdot \left(\frac{\partial \vec{\tau}}{\partial z} \right) dz = - \vec{V}_g \cdot \int_0^H \left(\frac{\partial \vec{\tau}}{\partial z} \right) dz$$

$$= \vec{V}_g \cdot \vec{\tau}_0$$

或者 $E = V_g \tau \cos \alpha_0 = \rho C^2 V_g^3 \cos \alpha_0 \dots \dots \dots ③$

如果 C 與 α_0 僅為 R_0 的單價函數，那麼最後的方程式，即可直接決定低層大氣圈的全體能量消散值，其物理單位以 watt/m^2 較 $\text{ergs sec}^{-1} \text{cm}^{-2}$ 為適當。

三、求大氣與地表交接面之糙率參數

(一) 沿植物尾頂風剖面之分析

Deacon (1953) 曾估計關於無植物各種自然地表或矮小植物之糙率參數，茲將其結果示於表一，供為參考。

表1:各種地面與植物之糙率參數

Table 1: Roughness parameters of various surfaces and vegetation forms

地面類型 Type of surface	糙率參數 z (cm)
平滑泥土面	0.001
草地的平坡雪面	0.005
海面	0.020
沙漠 (Karachi附近)	0.030
雪面 (Canada)	0.100
草地 (高度0.015至0.45m)	0.2—2.40
草地 (高度0.60至0.70m)	3.70—9.00
下坡地 (Porton) 冬季	1 — 2

下坡地 (Porton) 夏季	2 — 4
玉米園 (高度0.7至0.9m)	6.40
矮林 (高度1.3m)	15.70
橙園 (高度3.3m)	29 — 122
樺林 (高度5.5m)	190 — 399
森林 (高度24.4m Idaho)	1350 — 1850

Kung (1961) 經過各種著述文件，分析風剖面記錄，將 Deacon 之表，推廣而應用於有關各種植物尾頂之平面上。這些記錄是由五個不同地方，即 John's Hopkin 大學氣候實驗室，Fons, Kepner, Boelter, Brooks, Baumgartner 及 Gisborne 等處得之。將這些記錄再加以分析，吾人可得到，關於小麥園、矮樹林、橘子園、樺木林及 Idaho 森林等之糙率參數。零點變位 (Zeropoint displacement) d 及面壓力 τ_0 亦計算之，茲將風剖面之分析摘要示於表一，其詳細分析已由 Kung 氏發表。

(二) 大陸糙率參數推廣至植物高度及使用地之應用

糙率參數與自然植物之高度成反比例，其結果將示於對數表上如圖 1，而如劃一直線時，所有記錄均可適應而分佈其附近，因此其回歸線 (Regression line) 可示如下。

$$\log z_0 = -1.24 + 1.19 \log h \dots \dots \dots ④$$

式中 z_0 與植物高度 h 均以 cm 示之。

在處吾人可取 h 與 z_0 之比，以 N 表示，如 $N = h/z_0$ 。可參考 Nikuradse 的糙率比來加以研究。 N 值之大小即表示障礙之效率，有些種障礙物之 N 值較小，在其 z_0 值大時，即與其高度成正比例。利用上式，將 z_0 值與各種高度之 h 的 N 示如下：

h (cm)	障礙物種類	z_0 (cm)	$N = h/z_0$
1000	森林	214.0	4.7
100	長草	13.8	7.2
10	低草	0.80	11.2
1	光地	0.0576	17.2
0.1	砂地	0.00363	26.9

利用速度之對數性分布與一般 Karmam 常數 $K=0.4$ 之假設 Nikuradse 在塗布砂粒之循環管 (Circular pipes) 之管流實驗 (Duct flow experiment) 發現 N 等於 30。另外 Lettau 指出，根據他所研究的一般速度分佈法則之新數學模型，在不平的管面會產生完全擾亂，在這種擾亂流中 Nikuradse 的實驗， K 約為 0.428， N 為 23.9，Paeske 在雪面、草

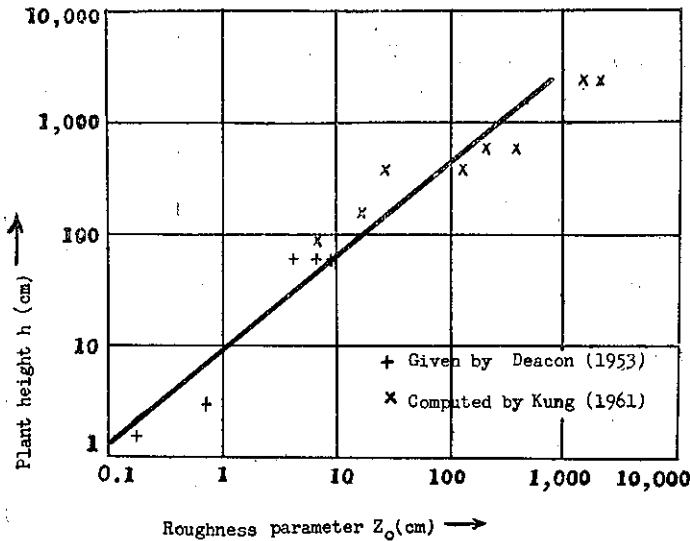


圖1:糙率參數與植物高度之關係

Fig. 1: Roughness parameter related to plant height.

地、甜菜園等做風之觀測時，得到 $N=7.35$ 。以上這些實驗與上述表中之數值甚吻合。由上述各項實驗值，於森林顯出高度的障礙，而比矮小之阻碍物具有高度之糙率因素。

Kutzbach (1961) 在Mendota湖之冰原上，以大量籃球為糙率因素，研究風剖面之修正實驗，在其實驗中，證明 Z_0 值為阻碍物高度及阻碍物密度之函數。因為方程式④為分析，在均勻稠密植物地帶之風而所得，所以該式即以充分的阻碍密度為假設，當然Kutzbach亦有舉出這點，並且以方程式④及他的研究，與Schlichting的實驗記錄互相比較而加以檢討。

因大氣糙率在均勻稠密植物之假設，所以假如各植物間之形態上的相異與 Z_0 值對風速之反應（包含植物形狀，對風速變化之影響）可以省略時，植物高度對大氣糙率是重要的因素。這種假設即依據 Z_0 值而變，而且為 h 之函數，其高度可達到10之數次方以上，但在10以下的地理環境，對 Z_0 之影響可以省略。同時其面積在 10^4 km^2 以上者，因本假設所引起的誤差甚大，對該地域不必考慮，可以省略之。

為要得到代表大地域的 Z_0 與特定微氣象的對照，其在使用地的記錄與植物之特定變化，必須與許多 Z_0 及 h 之關係結合起來研究。地面 Rossby 常數之對數與 Z_0 成反比例，而來決定地轉拉力係數。從這種觀點可推測並求出代表地域性的平均糙率參數，可以地域為重點之 $\text{Log } Z_0$ 平均計算之。這種由該地域的各種

植物之型式所求出的數值，較相對照的 Z_0 之算術平均值為佳。

(三) 海洋的糙率參數

海洋面的糙率因素與這些陸上的糙率參數完全不同。在陸上該糙率構造（如植物掩蔽）僅限定其表面，而在局部性的糙率參數與本研究實際所記錄的各種幾何特性（如植物高度與使用地）之間，可互相代替。但在海洋者，因水平面具有易動的特性，外部與內部可連續的互相反應，其本身可為糙率因素。不過除其形狀突然變化，表面波不能有糙率因素存在的。然而吾人以表面高度之變化，可推想如在陸上的地形變化較為正確。在定常氣流之下，海洋波面有小規模的擾亂，包含破碎，白泡及水沫等均有影響大氣糙率之因素。

關於許多不同的海洋糙率參數，可在參考文件中尋得，如Rossby於North sea及Baltic sea的觀測記錄求出 Z_0 ，他發現在中至強度風之下（傾度風10至22m/sec），其 Z_0 值在海面約近於0.6cm，而與風速無任何關連。根據Bruch在Baltic所做的模型記錄得到 Z_0 值為0.03cm至0.06cm之間。利用Johnson的風速測驗，Deacon對海面的 Z_0 值，定為0.02至0.04cm，Frost即以 Z_0 等1cm之假設，對海洋加以討論。

Deacon在新的風剖面實驗上報告，關於Port Phillip之被包圍的水面，有關10cm高度處之拉力係數，可定為：

$$C_{10} = \tau_0 / (\rho \cdot u_{10}^2)$$

式中 u_{10} 為10m處之風速，在絕熱狀態之下， u_{10} 為9m/sec以下時， C_{10} 約等於0.0010，如 u_{10} 至14m/sec之強風時， C_{10} 即昇至0.0013。Broclss於Baltic海灣之實驗報告， C_{10} 約為0.0015，同時風速在2至14m/sec之範圍並無發現 C_{10} 之變化，但無論在Baltic海或North海之許多連串不同實驗之結果，均發現有系統的誤差。不過經各調查者所求出之 C_{10} 值，通常以0.0021至0.0026之範圍為多。

很容易的可以證明，高度1000m處之對數性風剖面方程式，可寫為：

$$\sqrt{C_{10}} = (\sqrt{\tau_0 / \rho}) / [(\sqrt{\tau_0 / \rho} / 0.4) \text{Ln} \left(\frac{1000 + Z_0}{Z_0} \right)] \dots \dots \dots ⑤$$

即 $\ln Z_0 \approx \ln 100 - 0.4/\sqrt{C_{10}}$

或 $\log Z_0 = 3.0 - 0.174/\sqrt{C_{10}} \dots\dots\dots ⑥$

以方程式⑥中之 C_{10} 值可變其糙率參數 Z_0 ，如觀測 C_{10} 值為 0.0021 至 0.0026，其相對的 Z_0 值即為 0.16 至 0.39 cm。當 Deacon 與 Broks 報告 C_{10} 為 0.001 與 0.0015 時，相對的 Z_0 值為 0.003 與 0.03 cm。

由上述之結果可推論，關於海面 Z_0 值之估計甚難，因海洋之 Z_0 值微小，對風之觀測非常敏感，這些困難為風速高度層數之限制（平常僅以 2 或 3 層為有效分析高度），風速計位置之不定，船身之動搖，旋轉及船之跳動等。這些能影響之因素中，有些者對測定對象具有嚴重之限制，甚至平常易控制的陸上，求其自然風剖面亦很難，因此這些上述引用的 Z_0 值無一完全可靠。所報告 Z_0 值之廣大範圍為實驗誤差帶來，但在各調查者之間，所有共同之點為 Z_0 值互相認為對風速無關，但如 Bryson 所提的某些較小範圍的相對風速之變化，即可以波速說明之。不過各調查者均認為動水力學的滑面（Hydro-dynamically smooth）與崎嶇的水面之位移間，必有絕對風速之存在。Haines 與 Bryson 在 Mendota 湖所做之實驗，得到 5.9 m/sec 之絕對風速平均值，與其他實驗值甚吻合。吾人可發現在絕對風速發生時， Z_0 值即隨風速之函數而增加。

因海洋的 Z_0 值應由海面之何作學的擾亂而決定，吾人必須要選適當的參數以便說明海平面擾亂的幾何形狀，而此措施即為研究海洋糙率之中間階段。Schooley 曾考察到風速依存幾何學的糙率因數而變動，關於風之極小面（Facets of wind）擾亂水平面，吾人可用平滑比（Ratio of flatness），代替極小面之長度做研究，這種研究似可考察到，在各時季間海洋地區的平滑比之變化。關於海洋的 Z_0 值尚有廣大的問題要待將來之研究。

在各種意見間尚有矛盾與不正確之自然問題時，吾人必須做合理的推察，給適當的海洋糙率，以便應用於這種研究之計算，由 Z_0 值對風速之關係微小與一連串的 Z_0 實驗值，吾人似可以海洋糙率為常數。為做下述之各項計算，吾人不妨假設海洋的 Z_0 值為 0.1 cm。這個數值為所有報導中之最高記錄，而且於海洋風速計高度之風速與地轉風速之比，與觀測因素顯出非常一致。

四、從植物掩蔽求出水平與大陸糙率

參數之時季變化

（一）方法與記錄

吾人可以下列四個階段，選大陸地區，以便求其大氣動力學的糙率。

1. 分類各植物之型式，並且決定各型式植物之面積百分比。

2. 按照季節分類並估計有關各型式植物之代表高度。

3. 根據②項分配各型式植物之糙率參數。

4. 計算糙率參數之對數的地域平均，利用各型式植物之面積百分比為重點因素，並以季節分類之。

將陸上植物掩蔽分為下列八種：

- (1) 農作物。
- (2) 森林地帶與林作物。
- (3) 草地及牧場。
- (4) 山林。
- (5) 天然植物。
- (6) 冷凍地帶（Tundra）。
- (7) 沙漠。
- (8) 建築物與未開墾地帶。

在使用地上之各種記錄，為由各種來源得到的，關於美國與加拿大的主要來源為美國農業部與加拿大自治局正式統計的，關於中國與印度的記錄即各個由 Shen 及印度時報，與對照現在地圖所得，其他地方即利用 1957 年 FAO 年鑑為參考。其他空間即利用地圖，如 Oxford Regional Economic Atlas 及其他報告，有些不充分或不完全的統計記錄，即稍加以修正而後使用。

生物氣候學的記錄與植物高度之估計，是由 Klages, Kung, Curtis, Packard, Wilson 等各處獲得，而且經 Wisconsin 大學農耕部及植物學部之部員所討論之結果。關於糙率參數之估計即以植物高度為基礎，並以前節所報告之有關記錄為參考。

（二）北半球大陸糙率參數之子午線分佈

與北美州之局部糙率參數

北半球陸地可分為 1. 北美州、2. 歐—非州、3. 亞洲（包含蘇俄），第一地區之北美州即可細分為西部、中部及東部，然而將北美州之這些地區，沿經度方向加以詳細研究時，吾人可知其密度不完全各個相同，為處理與論述記錄之方便，將經度限制稍加以修正，即將緯度以 10 度為一區，而在 30° N 至 50° N 至北美州地區即以緯度 5 度為一地區。表 2 即表示在北半球各大陸區中所考慮之經度分佈。

表2: 北半球大陸區之界限

Table 2: Longitudinal limits (all in deg west of Greenwich, 0 to 360) at specified latitudes (deg) for indicated continental sections of the Northern Hemisphere.

地區 緯度 Area Latitude	Western North	Central North	Eastern North	North America	North Atlantic	Europe- Africa	Asia	North Pacific.
70° N	140—160	70—140	—	70—160	340— 25	330—340	185—330	160—185
65°	140—165	70—140	—	70—165	350— 40	330—350	180—330	165—180
60°	140—165	95—140	70— 80	70—165	355— 65	330—335	190—330	165—190
55°	100—130	85—100	60— 80	60—130	10— 60	335—350	225—335	130—195
50°	100—125	80—100	65— 80	70—125	5— 55	335— 0	215—335	125—215
45°	105—125	75—105	65— 75	70—125	0— 65	330— 0	225—320	125—215
40°	100—125	80—100	75— 80	75—125	10— 75	0— 10	230—335	125—220
35°	105—120	85—100	75— 85	75—120	5— 75	350— 5	220—325	120—220
30°	105—115	90— 95	80— 90	80—115	10— 80	325— 10	240—325	115—240
25°	100—110	—	80— 85	100—110	15— 80	325— 15	240—325	110—240

關於各緯度地區即以(一)所述之方法,計算其率參數,沙漠之 Z_0 值為 0.03cm,雪面掩蔽即採用 Deacon 之研究結果,取 0.1cm。根據計算區糙率參數之立場,在50°N至70°N間即取5度之間隔,求糙率參數之緯度剖面。如果所指定之緯度,在表2中某一個地區時,其糙率參數即以該地區計算之,所指定之緯度如介在二個緯度地區,即取兩地區之 Z_0 值之平均

值。估計糙率參數之子午線剖面值及前所討論之海洋糙率即按照四季分類,總括於表3。這些數值將代表有關5度緯度地區之特定緯度中之 Z_0 值。同樣的方法,關於南半球之記錄亦經Kung與Lettau所提及。

為促進研究北美洲大陸更詳細的地轉拉力係數與能量消散,吾人必須估計該大陸之水平擾亂與糙率參數之時季變化。

表3: 各地區糙率參數之估計值

Table 4. Estimated values of aerodynamic roughness parameter z (cm) for indicated regions and seasons, as a function of geographic latitude (deg)

月 份 Month	地區 Area	Latitude	Western North America	Central North America	Eastern North America	North America	Atlantic Ocean	Europe- Africa	Asia (including USSR)	Pacific Ocean
Dec.-Feb.		65° N	1.7	1.2	—	1.4	0.1	3.9	9.3	0.1
		70°	1.7	1.2	—	1.4	0.1	3.9	9.3	0.1
		60°	1.7	7.3	31	6.9	0.1	1.4	4.2	0.1
		55°	4.6	25.	31	35.	0.1	0.51	1.9	0.1
		50°	9.2	3.85	31	12	0.1	1.2	0.63	0.1
		45°	1.9	0.55	19	2.3	0.1	2.9	0.21	0.1
		40°	5.0	2.0	25	4.1	0.1	2.3	0.76	0.1
		35°	13	22.	65	17	0.1	1.8	2.7	0.1
		30°	13	58	90	16	0.1	0.27	3.1	0.1
		25°	12	—	106	12	0.1	0.04	3.4	0.1
Mar.-May		70° N	4.2	1.2	—	1.9	0.1	4.7	11	0.1
		65°	4.2	1.2	—	1.9	0.1	4.7	11	0.1
		60°	4.2	8.4	34	8.9	0.1	3.2	7.3	0.1
		55°	59	29	34	42	0.1	2.2	5.0	0.1
		50°	25	12	34	27	0.1	4.0	1.8	0.1
		45°	12	5.2	34	13	0.1	7.5	0.67	0.1
		40°	14	7.6	47	13	0.1	4.1	1.5	0.1
		35°	16	29	81	22	0.1	2.2	3.5	0.1
		30°	18	77	111	21	0.1	0.30	3.8	0.1
		25°	15	—	124	15	0.1	0.041	4.1	0.1

Jun.-Aug.	70° N	19	5.5	—	8.7	0.1	17	30	0.1
	65°	19	5.5	—	8.7	0.1	17	30	0.1
	60°	19	30	136	35	0.1	18	30	0.1
	55°	162	123	136	141	0.1	18	29	0.1
	50°	77	67	136	87	0.1	22	7.6	0.1
	45°	37	32	100	41	0.1	26	2.0	0.1
	40°	32	24	86	32	0.1	8.5	3.5	0.1
	35°	22	53	118	34	0.1	2.8	6.1	0.1
	30°	18	99	133	24	0.1	0.34	5.6	0.1
	25°	17	—	132	17	0.1	0.042	5.1	0.1
Sep.-Nov.	70° N	5.2	1.2	—	2.1	0.1	12	11	0.1
	65°	5.2	1.2	—	2.1	0.1	12	11	0.1
	60°	5.2	11	82	13	0.1	7.3	9.8	0.1
	55°	109	71	82	87	0.1	4.5	8.6	0.1
	50°	40	25	82	47	0.1	7.0	3.0	0.1
	45°	15	12	69	22	0.1	11	1.1	0.1
	40°	17	15	65	20	0.1	5.0	2.3	0.1
	35°	18	32	84	24	0.1	2.3	4.9	0.1
	30°	18	75	103	21	0.1	0.31	4.3	0.1
	25°	15	—	121	15	0.1	0.041	3.7	0.1

爲計算西方的區糙率參數，中部與東部北美州即分配測量，指定糙率參數加以修正，將其結果總括於以基本使用地之詳細記錄，對經度 5 度，緯度 10 度之表 4。

表 4: 北美州糙率參數估計值與季節之關係

Table 4: Regional distribution of estimated aerodynamic roughness parameter z (cm) for indicated geographic latitude, longitude, and season over the North American continent.

季 節 Season	經 度 Longitude	緯 度 Latitude	70°N	65°	60°	55°	50°	45°	40°	35°	30°	25°
Dec.-Feb.	65°W	65°			31	31						
		75°	1.2	1.2	31	31	31	19	12			
		85°	1.2	1.2		25	25	2.5	2.0	56	106	
		95°	1.2	1.2	5.4	27	3.8	0.53	8.2	22	58	
		105°	1.2	1.2	7.3	37	5.9	1.0	13	10	12	12
		115°	1.2	1.2	7.3	46	9.2	2.0	13	13	12	
		125°	1.2	1.2	7.3	46	9.2					
		135°		1.2	7.4							
		145°	1.7	1.4								
		155°	1.7	1.7	1.7							
Mar.-May.		65°			34	34						
		75°	1.2	1.2	34	34	34	34	34			
		85°	1.2	1.2		29	29	13	7.3	71	124	
		95°	1.2	1.2	5.8	32	12	5.3	11	29	77	
		105°	1.2	1.2	8.4	45	17	7.9	15	14	15	15
		115°	1.2	1.2	8.4	59	25	12	15	16	15	
		125°	1.2	1.2	8.4	59	25					
		135°		1.2	8.4							
		145°	4.2	2.2								
		155°	4.2	4.2	4.2							
Jun.-Aug.		65°			136	136						
		75°	5.5	5.5	136	123	136	98	71			
		85°	5.5	5.5		123	123	44	28	102	132	
		95°	5.5	5.5	26	127	123	29	28	53	99	
		105°	5.5	5.5	30	146	67	34	28	22	17	17
		115°	5.5	5.5	30	162	12	37	28	22	17	
		125°	5.5	5.5	30	162	77					
		135°		5.5	30		77					
		145°	19	10								
		155°	19	19	19							
Sep.-Nov.		65°			82	82						
		75°	1.2	1.2	82	82	82	70	56			
		85°	1.2	1.2		71	71	31	15	73	121	
		95°	1.2	1.2	9.2	75	25	14	14	32	75	
		105°	1.2	1.2	11	93	32	13	18	16	15	15
		115°	1.2	1.2	11	109	40	16	18	18	15	
		125°	1.2	1.2	11	109	40					
		135°		1.2	11							
		145°	5.2	2.5								
		155°	5.2	5.2	52							

表3中所示之糙率參數的子午線剖面情形，即反映在大陸植物掩蔽之特色。一般而言，沿子午線之植物型式分布與 Z_0 值有關，即熱帶森林的植物其 Z_0 值為高，矮小之天然植物與農作物等， 20°N 至 30°N 處者 Z_0 值較小；而屬於寒帶的森林地帶與針葉森林地區，其 Z_0 值却為高，沿着北方其 Z_0 值漸次減小，尤其是在美國的矮小植物與廣闊未開墾地區即更為明顯。

在北半球， Z_0 值之緯度分布，據吾人所選定之各大陸區之間，有明顯之不同。即在歐州與北非州之低、中緯度地區，屬於廣闊矮小植物與沙漠地帶者，其 Z_0 值為極小。但當北美州與亞州之同一緯度，屬於茂盛植物地區者，其 Z_0 值却較高。在歐州與亞州之高緯度地區，因為北方的針葉森林與其他森林之分佈不同，所以比北美州，其糙率參數為高。

在表4中證明，於北美州北部、中部與東部各地區之間反映各地區的特色，其原因為各地區之植物型式之特性有差別。於北美州中緯度之中部，為矮小的天然植物與大量的農作物地區，因此其 Z_0 值為小，其他部分即為森林地區與其他型式之天然植物，因此就產生較高之糙率參數。然而這些反映，於夏季為小，原因在夏季一般農作物均在茂盛，尤其是此地區，即以小麥為主要的農作物。

計算糙率參數之季節傾向，可反映其生物氣候學的循環情形。在熱帶附近地區稍有季節之變化。然而受農作物的成長，生物氣候學的植物高度等影響，於中至高緯度地區，夏季其糙率呈大，冬季即為小。尤其是秋季凋萎的矮小植物及冬季被霜雪所蓋之地區，其糙率參數確有季節性之變化。

(三)關於地轉風速與風速計高度，風

速比之試驗概念

前述所求得之 Z_0 值，可利用於計算地轉拉力係數與能量消散。由植物掩蔽，估計陸上大氣力學的有效糙率之概念，在物理學上似為合理。這種方法可利用Thonson (1962) 在「大氣境界層之氣候學」上所得之結果，而且可計算在任何高度之實際風速與地面地轉風之比。Lettau (1959) 曾證實此「比」對測出地面滑度有直接的關係。風速之計算與觀測值之比較，將規定以氣候平均值之項式求出局部 Z_0 值之簡單試驗，即如以地風速與等壓線所成之角，可簡單求出地面摩擦相同。

Johnson (1962) 試做理論風與實際風速之旋形

參數，曾對散在美國四個站之高空風等之觀測記錄加以分析。Kung (1959) 亦使用 Nebraska 之農業年鑑，以如 (4.1) 所述之方法將 Drexel, Nebraska 為中心，在100 Mile之範圍，取八個45度之扇形以便計算 Z_0 值之特別研究，其結果如圖2所示。Drexel

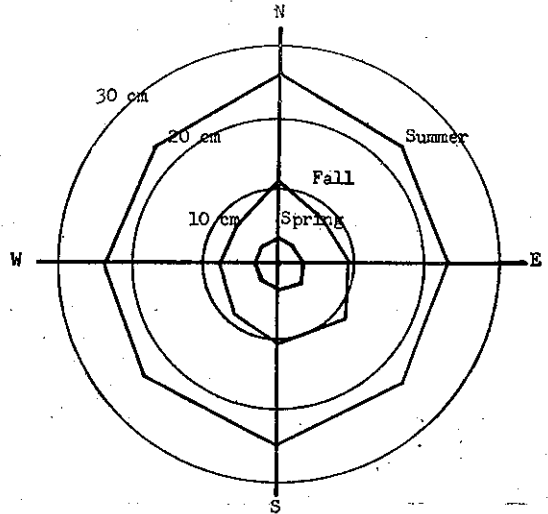


圖2: 糙率參數之平均值及其分佈

Fig. 2: Average aerodynamic roughness parameter Z (cm) for vegetation 0 to 100 miles radial distance from Drexel, Nebraska.

與Nebraska即由Johnson (1962) 分析，其他三站之 Z_0 值，即直接由表4以內擇法求之。但是大規模所估計之 Z_0 值幾乎無法期待滿足於單站記錄分析之應用，僅在風旋參數之理論值與引用值之間，稍有一致而已。Johnson (1962) 特別報告：「由各地地形試求該地地面風向與 α_0 角之關係，但其結果並無發現明顯之因素。如以Drexel站來講，該站雖然近於平原之端，而且沿向東方約一公里處即有峻峭的 Plate River Valley，但在該站，對西風之 α_0 角，事實上並無發現明顯不平常之關係」而且在 Drexel 站由植物掩蔽所估計之糙率參數，對西方向亦無不平常的現象。如圖2所示，吾人可推定，對陸上有效糙率之構造，植物掩蔽較地形更具有代表性的。

風速計高度之風速 V_A 對地轉風速 V_g 之比 (V_A/V_g) 之氣候學的平均值，可使於有關方向與實際摩擦效果之迅速測驗，吾人可以任何高度之風速 V_z 對地轉風 V_g 之比 (V_z/V_g) 及 (V_A/V_g) 連合使用。測驗前述之大陸糙率的效果。

關於北美州大陸，於風速計高度之子午線剖面之月平均風速，經 Lauscher 求出。該處之氣候測站較為稠密均勻，因此能期待可信與代表性之估計。利用高度 1000mb 之地轉風計算風速 V_g ，可得到所測之子午線剖面平均比 (V_A/V_g) ，將此數值與 (V_z/V_g) 比較時，在相對時季之地轉拉力係數與高度之間，可

成簡單之風剖面對數方程式，即：

$$V_z/V_g = 2.5C \ln(1 + Z/Z_0) \dots\dots\dots ⑦$$

實際上風速計之高度可隨站變動，所以 Z 可取 400、800 及 1600cm 等之範圍。茲將其結果以地理學高度之函數，記述於表 5，並且圖解於圖 3。由實際情形看來，Lauscher 的氣候學記錄可為各測候站概略變化傾

表 5: 各層風速與地轉風速之比 (北美州)

Table 5. Ratio of observed wind speed at anemometer level to 1000mb geostrophic wind speed (V_A/V_g) using Lauscher's (1951) V -values, and computed ratios V_R/V_g at three levels $z=4m, 8m, \text{ and } 16m$ over the North American Continent, as functions of geographic latitude (deg)

月份 Month	緯度 Latitude	Ratio				月份 Month	緯度 Latitude	Ratios			
		V_A/V_g	V_4/V_g	V_8/V_g	V_{16}/V_g			V_A/V_g	V_4/V_g	V_8/V_g	V_{16}/V_g
一 月 January	70° N	.369	.447	.532	.590	平 均 Average	45° N	.447	.255	.325	.397
	65°	.253	.470	.528	.585		40°	.437	.273	.342	.412
	60°	.317	.374	.437	.500		35°	.387	.265	.334	.404
	55°	.338	.263	.332	.402		30°	.385	.287	.353	.421
	50°	.291	.331	.394	.458		25°	.568	.307	.371	.436
	45°	.341	.427	.484	.541		70°	.529	.427	.489	.552
	40°	.384	.400	.460	.520		65°	.454	.424	.486	.548
	35°	.316	.308	.372	.437		60°	.420	.325	.392	.460
七 月 July	30°	.386	.311	.375	.441		55°	.332	.216	.285	.358
	25°	.398	.323	.386	.449		50°	.344	.265	.331	.400
	70°	.689	.379	.446	.514		45°	.394	.341	.405	.469
	65°	.655	.377	.444	.511		40°	.411	.337	.401	.466
	60°	.523	.275	.347	.420		35°	.352	.287	.353	.421
	55°	.325	.168	.237	.314		30°	.386	.299	.364	.431
	50°	.396	.198	.267	.341		25°	.483	.315	.379	.443

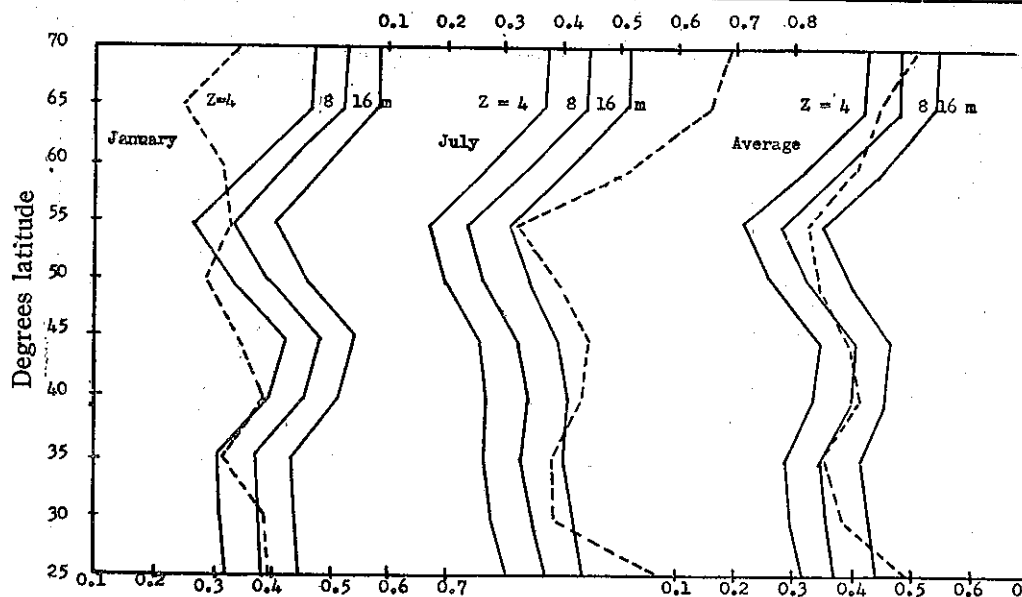


圖 3: 北美州地轉風與各層風速比之子午線剖面

Fig. 3: Meridional profiles of ratio between wind speed at height Z and geostrophic wind speed over the North American Continent. Climatologic means derived from Lauscher (1951) (dashed lines) in comparison with computed ratios for $Z=4, 8, \text{ and } 16m$.

勢之綜合，同時包含透熱效應 (Diabatic effect)。其比較須以一月及七月之平均值為限，然後 (V_A/V_g) 與 (V_z/V_g) 之一致，是滿足與支持大陸糙率參數之代表性。吾人須注意，(V_z/V_g) 在一月中有較低的傾向，同時在七月中却較相對的 (V_z/V_g) 為高，但季節傾向在一月與七月平均值之中，完全不必考慮。這種現象即反映季節性之熱變化在地面層極為穩定，吾人同時應注意，這些位離 (Departures)，在低 Z_0 值之緯度為大，高 Z_0 值之緯度較小。這種事實至少對一定範圍而不同植物掩蔽的熱源相差有關。譬如 Lanschow 在 Wisconsin 南方以飛機測定地面溫度時，發現在日間農地氣溫最高，丘陵、森林處即較低，然而吾人應明瞭，熱的穩定與地面濕度之變化情形，實在需要更進一步的實驗工作。

於陸上熱效應對氣候的平均值，每日或每年週期性的呈為中立時，沿海洋上即顯出持久的加熱或冷卻的帶層或地區。Lettau 指出海洋上，各緯度所觀測的有關 (V_A/V_g)，主要為反映海洋與大氣交接面間之透熱效應。

關於北大西洋與太平洋之實測值 (V_A/V_g) 與計算值 (V_z/V_g) 之推出，即使用 Lauscher 所求出之 V_A 值，並且設 Z_0 等於 0.1cm。

茲將一月與七月之平均值，記述於表 6，以地理學的緯度之函數圖解於圖 4。在圖 4 之 (V_A/V_g) 為

表6:各層風速與地轉風速之比 (北大西洋、北太平洋)

Table 6: Ratios of observed wind speed at anemometer level to 1000 mb geostrophic wind speed V/V_g using Lauscher's (1951) V_A -values, and computed ratios V_z/V_g at three anemometer level $z=4m$, 8m, and 16m over the North Atlantic and Pacific Oceans, as functions of geographic latitude (deg)

地區 Area	緯度 Latitude	Ratios			
		V_A/V_g	V_4/V_g	V_8/V_g	V_{16}/V_g
北大西洋 North Atlantic	70°N	.582	.581	.630	.678
	65°	.575	.578	.626	.675
	60°	.605	.574	.622	.670
	55°	.630	.568	.615	.663
	50°	.543	.563	.610	.657
	45°	.523	.562	.609	.661
	40°	.692	.570	.617	.665
	35°	.623	.565	.612	.659
	30°	.806	.570	.618	.665
	25°	.620	.559	.605	.652
北大西洋 North Pacific	70°N	—	.587	.636	.685
	65°	—	.583	.632	.681
	60°	—	.574	.622	.670
	55°	.598	.576	.624	.673
	50°	.444	.564	.611	.658
	45°	.482	.563	.610	.657
	40°	.618	.568	.616	.654
	35°	.538	.561	.608	.655
	30°	.651	.566	.613	.660
	25°	.545	.558	.604	.651

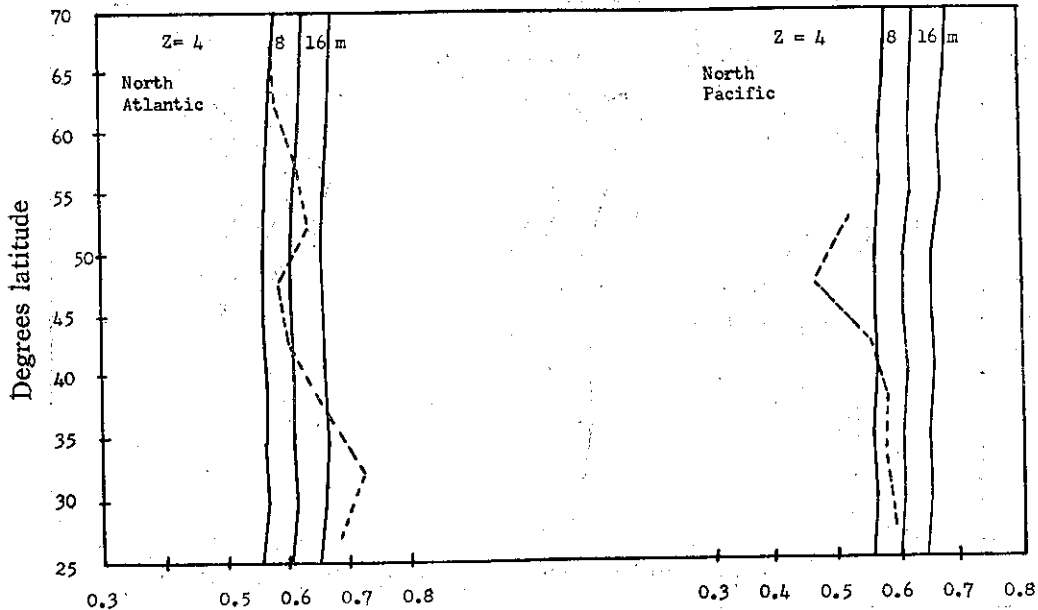


圖4:北大西洋、太平洋地轉風與各層風速比之子午線剖面

Fig. 4: Meridional profiles of ratio between wind speed at height Z and geostrophic wind speed over the North Atlantic and Pacific Ocean Climatological means derived from Lauscher (1951) (dashed line in comparison with computed ratios for $Z=4, 8$, and $16m$).

兩相接近之緯度，在有限範圍，取其平均代表海洋的 V_A 值。Gordon證明 (V_z/V_g) 與圖 4 間有極似的傾向，但沿 3.5°N 之 V_z/V_g 即有甚多之偏差。因境界層構造之透熱理論尚有缺點，於低、中緯度熱穩定時，甚難在 (V_A/V_g) 與 (V_z/V_g) 之間看出有分別。而且關於海洋之假定值 Z_0 等於 0.1，尚為不確實。如 (3.3) 所討論的 Z_0 數值，僅在其次第 (Order) 似為正確而已。

雖然，在複雜與有限的地面構造上，能以適當的實驗值與統計記錄，將大陸糙率參數示如植物掩蔽之生物高度函數，但由前述結果，似顯示這些地域重點 (Area-weighted) 之 $\text{Log } Z_0$ 平均值較海洋之假定值更為實在。因此在表三，四所介紹的 Z_0 值，實可被考慮為假設的。

五、地轉拉力係數的時季變化與分佈

及能量消散

(一) 方法與記時

利用 Lettau 的各種參數分析表與理論風係數，重力旋轉 (Stress spirals)，以地面 Rossby 常數表示如下之單價函數，即 $R_{0.0} = V_{g.0}/(Zf)$ 。而 $\text{Log } R_{0.0}$ ，地轉拉力係數，及地面壓力與地轉風所成之角 α_0 間

，所建立之回歸方程式 (Regression equation) 各如下：

$$C = 0.205/(\text{Log } R_{0.0} - 0.556) \pm 0.0004 \dots \dots \textcircled{8}$$

$$\text{與 } \alpha_0 = -3.03 + 173.58/\text{Log } R_{0.0} \pm 0.19 \dots \dots \textcircled{9}$$

這些回歸方程式在 $\text{Log } R_{0.0}$ 為 4.5 至 9.5 之範圍均可滿足 C 與 α_0 ，然而 C 與 α_0 之標準偏差各為 ± 0.0004 與 ± 0.19 之程度。

Lettau 之消能方程式 (Energy dissipation equation) 為

$$E = V_g \tau_0 \cos \alpha_0 = \rho C^2 V_g^3 \cos \alpha_0 \dots \dots \textcircled{10}$$

常用於求境界層之全體能量消散率。

為計算 V_g 即使用，自 1945 年至 1955 年 11 年間，北半球 1000mb 等壓面之每日記錄，這些記錄均由美國氣象局供給，其原本 (Card deck) 為 Wisconsin 大學氣象學系所有。該記錄均經過檢查，並且將有懷疑的部份消除之。七至九年之記錄，將每月有疑問的部份消除後使用之。1000mb 高度地轉風 V_g 之每月平均值，如每日平均值相同，以經線及緯度每 5 度之交點，自北緯 25 度至 70 度取 360 點之一定格子計算之，這個 1000mb 地轉風，屬為地面與大氣交接面地轉風，而假設在完全境界層中與高度無關。

表 7: 北美州地轉風及拉力係數之月平均值

Table 7. North American Continent: Computed monthly means of geostrophic wind speed at 1,000mb surface V_g (cm/sec) and of geostrophic drag coefficient C (unit of 10^{-4}), as functions of geographic latitude (deg). 1945~1955.

月份 Month 緯度 Latitude		12月 Dec.	1月 Jan.	2月 Feb.	3月 Mar.	4月 Apr.	5月 May.	6月 Jun.	7月 Jul.	8月 Aug.	9月 Sep.	10月 Oct.	11月 Nov.
70°N	V_g	928	934	904	923	879	787	748	694	734	767	927	1,019
	C	334	334	335	342	343	346	391	393	392	349	344	342
65°	V_g	950	1,017	999	974	931	803	686	708	784	843	943	984
	C	332	331	331	340	341	345	393	392	388	346	343	342
60°	V_g	1,234	1,211	1,188	1,124	1,025	911	821	780	850	1,003	1,119	1,212
	C	367	367	368	377	379	383	435	437	434	393	389	387
55°	V_g	1,152	1,182	1,097	1,061	972	846	768	769	818	978	1,078	1,167
	C	420	419	422	430	433	439	500	500	496	464	460	456
50°	V_g	1,439	1,473	1,383	1,392	1,307	1,164	1,112	1,000	1,019	1,153	1,182	1,424
	C	374	373	375	402	404	408	456	460	459	428	427	420
45°	V_g	1,362	1,388	1,288	1,269	1,147	1,032	955	874	885	1,059	1,136	1,326
	C	330	330	331	379	382	385	427	431	430	401	399	394
40°	V_g	1,012	1,054	1,039	1,108	1,087	993	963	824	765	867	876	1,071
	C	349	348	349	378	379	382	414	420	423	401	401	396
35°	V_g	1,192	1,163	1,165	1,192	1,136	1,062	968	832	803	946	926	1,118
	C	381	382	382	390	392	394	412	418	419	401	401	395
30°	V_g	971	980	1,019	1,113	1,106	1,054	968	818	790	558	890	976
	C	382	382	381	387	387	388	396	401	403	394	393	390
25°	V_g	1,023	1,006	1,081	1,136	1,154	1,063	1,039	830	784	916	949	1,050
	C	368	368	366	371	370	373	376	381	385	376	375	372

將各季節之大陸與局部的 Z_0 值，列述於表三與表四。Corialis 參數 f 即隨指定緯度而定。北半球緯度圈（每隔五度）之每月平均溫度乃從Gentillis (1958) 的表中摘取，以計算不同月份及緯度之空氣密度 ρ 。以此資料及 1000mb 表面每月地轉風速之聯合，再用上述之回歸方程式以及消能方程式，即可計算出、 R_{90} 、 C 、 α_0 及 E 。

所有計算工作均由 Wisconsin 大學數值分析實驗室之 CDC 1604 電動計算機執行之。Hutchins (1960) 的一個計劃被用作 1000mb 表面地轉風之計算。其他的計算則由本人計劃。

(二)地轉拉力係數的時季變化與陸上

海洋的分布及能量消散

在北半球，從1944至1954年期間，有關五個地區之

每月 1,000mb 表面地轉風速，地轉拉力係數及能量消散均被 CDC 1604 計算機詳細計出。此五個地區為：1. 北美州，2. 北大西洋，3. 歐洲至非洲，4. 亞洲（包括蘇俄），5. 北太平洋。如表二所示，第一地區又細分為西部、中部及東部北美州等。該計算機亦計出該等數值之每月平均及每月能量消散值之標準偏差。

以後「月平均值即表示從1944到1954年所有年分之每月平均值，標準偏差為各年每月數值之相差。

將1000mb 地轉風速，及地轉拉力係數之月平均值列於表七。

能量消散及標準偏差之月平均值，示於表八。此兩表即表現子午線剖面及季節變化，於北美洲大陸的結果。

表8:北美洲之消散能及其標準偏差之月平均值

Table 8. North American Continent: Computed monthly means and standard deviation of energy dissipation E (watts/m²), as functions of geographic latitud (deg). 1945~1955

月 份 Month 緯度 Latitude	12 月 Dec.	1 月 Jan.	2 月 Feb.	3 月 Mar.	4 月 Apr.	5 月 May.	6 月 Jun.	7 月 Jul.	8 月 Aug.	9 月 Sep.	10月 Oct.	11月 Nov.
70° N	1.16 ± .23	1.20 ± .22	1.08 ± .16	1.18 ± .18	1.00 ± .21	.70 ± .081	.73 ± .14	.58 ± .080	.69 ± .21	.65 ± .098	1.15 ± .19	1.57 ± .30
65°	1.21 ± .23	1.50 ± .34	1.42 ± .34	1.34 ± .16	1.15 ± .22	.72 ± .068	.56 ± .092	.60 ± .11	.81 ± .19	.83 ± .16	1.18 ± .16	1.40 ± .38
60°	3.09 ± .37	3.07 ± 1.09	2.88 ± 1.08	2.47 ± .75	1.81 ± .33	1.27 ± .30	1.13 ± .21	.98 ± .29	1.24 ± .29	1.74 ± .44	2.43 ± .29	3.17 ± .59
55°	3.18 ± .84	3.52 ± 1.16	2.70 ± .47	2.53 ± .46	1.92 ± .33	1.25 ± .13	1.14 ± .17	1.15 ± .23	1.37 ± .27	2.17 ± .65	2.86 ± .48	3.73 ± .76
50°	4.93 ± .80	5.41 ± 1.49	4.46 ± 1.00	5.01 ± 1.01	4.07 ± .65	2.88 ± .53	2.97 ± .57	2.19 ± .49	2.30 ± .38	3.00 ± .50	3.29 ± .53	5.74 ± .63
45°	3.27 ± .53	3.54 ± 1.01	2.79 ± .38	3.34 ± .52	2.47 ± .59	1.80 ± .40	1.67 ± .26	1.28 ± .16	1.34 ± .25	2.05 ± .27	2.56 ± .41	4.07 ± .57
40°	1.47 ± .33	1.66 ± .36	1.57 ± .20	2.18 ± .35	2.05 ± .48	1.55 ± .26	1.61 ± .20	1.02 ± .15	.83 ± .10	1.13 ± .25	1.17 ± .24	1.73 ± .25
35°	2.78 ± .74	2.61 ± .73	2.56 ± .38	2.82 ± .40	2.45 ± .52	1.98 ± .29	1.61 ± .27	1.03 ± .13	.94 ± .13	1.45 ± .37	1.37 ± .29	2.36 ± .30
30°	1.49 ± .45	1.54 ± .47	1.69 ± .32	2.23 ± .36	2.18 ± .43	1.87 ± .21	1.49 ± .21	.92 ± .17	.83 ± .13	1.03 ± .18	1.15 ± .13	1.53 ± .36
25°	1.61 ± .49	1.58 ± .66	1.87 ± .43	2.21 ± .62	2.32 ± .79	1.78 ± .32	1.68 ± .25	1.05 ± .23	.77 ± .25	1.15 ± .19	1.33 ± .51	1.78 ± .60

北半球八地區之 V_g 、 C 、 E 及 E 之標準偏差之季節平均值可由平均每月平均值而獲得之。關於時季之分割即：(1)12月至翌年2月為冬季，(2)3月至5月為春

季，(3)6月至8月為夏季，(4)9月至11月為秋季。子午線剖面的 V_g 及 C 均列於表九至表十二， E 值及其標準偏差則列於表十三至表十六。

表9：各地區地轉風及拉力係數之平均值（12月至2月）

Table 9: December-through-February-means of geostrophic wind speed at 1000mb surface V_g (cm/sec) and of geostrophic drag coefficient C (unit of 10^{-4}) for indicated areas, as functions of geographic latitude (deg) 1945~1955.

緯度 Latitude	地區 Area V_g and C	Western North America	Central North America	Eastern North America	North America	Atlantic Ocean	Europe- Africa	Asia (including USSR)	Pacific Ocean
70°N	V_g C	1,011 337	896 331	— —	922 334	1,294 276	1,038 357	964 385	1,075 279
65°	V_g C	1,167 333	945 329	— —	988 331	1,342 275	1,276 351	1,074 381	1,213 277
60°	V_g C	1,499 327	1,127 371	1,176 417	1,211 367	1,523 273	1,161 328	1,206 353	1,505 273
55°	V_g C	1,124 431	1,011 412	1,199 413	1,144 420	1,558 271	1,014 308	1,022 336	1,324 274
50°	V_g C	1,445 367	1,387 344	1,610 401	1,432 374	1,771 269	1,260 320	1,174 308	1,765 268
45°	V_g C	1,465 324	1,191 303	1,558 384	1,346 330	1,693 268	1,083 341	1,089 287	1,699 268
40°	V_g C	1,023 354	1,045 332	1,050 403	1,035 349	1,223 271	968 336	855 314	1,349 270
35°	V_g C	1,196 373	1,164 390	1,147 430	1,173 382	1,329 268	878 331	987 337	1,443 267
30°	V_g C	976 374	1,073 423	935 446	990 382	867 273	696 293	868 340	931 272
25°	V_g C	1,037 367	— —	1,035 442	1,037 367	980 268	735 259	876 338	975 268

表10：各地區地轉風及拉力係數之平均值（3月至5月）

Table 10: March-through-May means of geostrophic wind speed at 1000mb surface V_g (cm/sec) and of geostrophic drag coefficient C (unit of 10^{-4}) for indicated regions, as functions of geographic latitude (deg). 1945~1955.

緯度 Latitude	地區 Area V_g and C	Western North America	Central North America	Eastern North America	North America	Atlantic Ocean	Europe- Africa	Asia (including USSR)	Pacific Ocean
70°N	V_g C	956 362	837 333	— —	863 344	1,055 280	943 366	860 393	947 281
65°	V_g C	918 363	892 331	— —	903 342	1,145 278	1,059 362	933 389	990 280
60°	V_g C	1,184 354	965 380	1,086 423	1,020 380	1,216 276	945 353	978 375	1,337 275
55°	V_g C	910 451	1,001 418	1,006 424	960 434	1,214 275	776 347	888 365	1,073 277
50°	V_g C	1,241 403	1,367 377	1,318 412	1,288 405	1,491 271	897 357	922 337	1,533 271
45°	V_g C	1,112 380	1,123 356	1,302 409	1,149 382	1,479 270	842 374	980 311	1,536 269
40°	V_g C	1,166 380	1,010 366	880 433	1,063 380	1,088 273	802 356	763 332	1,188 271
35°	V_g C	1,181 381	1,143 401	1,003 445	1,130 392	1,209 270	651 342	848 347	1,208 270
30°	V_g C	1,197 379	1,070 434	900 457	1,031 387	828 274	700 295	772 348	824 273
25°	V_g C	1,118 371	— —	812 459	1,118 371	829 271	738 259	692 349	947 269

表11：各地區地轉風及拉力係數之平均值（6月至8月）

Table 11: June-through-August-means of geostrophic wind speed at 1000mb surface V_g (cm/sec) and of geostrophic drag coefficient C (unit of 10^{-4}) for indicated regions, as functions of geographic latitude (deg). 1945~1955.

緯度 Latitude	地區 Area V_g and C	Western North America	Central North America	Eastern North America	North America	Atlantic Ocean	Europe- Africa	Asia (including USSR)	Pacific Ocean
70°N	V_g	701	732	—	725	834	758	98	718
	C	420	377	—	392	284	413	438	286
65°	V_g	630	746	—	726	825	763	767	738
	C	423	376	—	391	283	411	433	285
60°	V_g	929	777	918	817	949	755	697	968
	C	406	431	491	435	280	412	435	280
55°	V_g	706	791	871	785	1,053	674	660	842
	C	511	491	491	499	277	416	435	281
50°	V_g	1,118	1,014	942	1,044	1,161	692	686	1,151
	C	450	448	484	458	275	419	383	275
45°	V_g	925	856	1,010	905	1,117	604	730	1,086
	C	424	421	462	429	274	427	342	275
40°	V_g	1,053	683	608	851	786	704	717	802
	C	411	416	474	419	278	380	354	278
35°	V_g	1,071	787	629	868	807	575	753	928
	C	394	437	483	416	276	351	365	274
30°	V_g	936	944	625	859	683	744	750	804
	C	388	450	482	400	277	296	359	274
25°	V_g	901	—	647	901	781	732	714	884
	C	381	—	472	381	272	259	353	270

表12：各地區地轉風及拉力係數之平均值（9月至11月）

Table 12: September-through-November-means of geostrophic wind speed at 1000 mb surface V_g (cm/sec) and of geostrophic drag coefficient C (unit of 10^{-4}) for indicated regions, as functions of geographic latitude (deg). 1945~1955.

緯度 Latitude	地區 Area V_g and C	Western North America	Central North America	Eastern North America	North America	Atlantic Ocean	Europe- Africa	Asia (including USSR)	Pacific Ocean
70°N	V_g	993	879	—	905	1,193	993	900	1,019
	C	367	332	—	345	278	393	394	280
65°	V_g	935	909	—	924	1,216	1,142	994	994
	C	368	327	—	344	277	387	389	280
60°	V_g	1,276	1,041	1,169	1,110	1,325	1,115	1,027	1,323
	C	358	386	456	390	275	371	383	274
55°	V_g	985	1,053	1,180	1,074	1,393	939	972	1,183
	C	474	452	453	460	273	361	379	276
50°	V_g	1,183	1,317	1,347	1,253	1,549	1,054	963	1,540
	C	421	401	445	425	270	368	348	270
45°	V_g	1,178	1,136	1,286	1,174	1,451	887	979	1,534
	C	386	379	436	398	270	384	321	269
40°	V_g	992	861	802	915	961	785	778	1,072
	C	391	392	450	399	275	362	342	273
35°	V_g	1,041	984	932	996	1,038	616	906	1,119
	C	388	410	449	399	272	345	355	271
30°	V_g	881	1,014	855	908	785	626	807	792
	C	388	435	457	392	274	298	350	274
25°	V_g	971	—	935	971	867	678	751	885
	C	374	—	451	374	270	260	344	270

表13：各地區消散能及其標準偏差之月平均值（12月至2月）

Table 13: December-through-February-means of energy dissipation E (watts/m²) and standard deviation of E, as functions of geographic latitude (deg). 1945~1955.

緯度 Latitude	地區 Area	Western North America	Central North America	Eastern North America	North America	Atlantic Ocean	Europe- Africa	Asia (including USSR)	Pacific Ocean
70°N		1.62 ± .66	1.04 ± .21	— —	1.14 ± .20	2.28 ± .70	1.96 ± .82	1.72 ± .51	1.39 ± .66
65°		2.40 ± .92	1.19 ± .26	— —	1.37 ± .30	2.44 ± .57	3.31 ± .92	2.26 ± .42	1.90 ± .81
60°		4.17 ± 1.12	2.48 ± .74	3.54 ± 1.57	3.01 ± .85	2.80 ± .66	2.19 ± .75	2.76 ± .72	3.37 ± 1.10
55°		3.19 ± 1.52	2.17 ± .65	3.58 ± 1.54	3.15 ± .82	3.66 ± 1.16	1.37 ± .75	1.50 ± .31	2.22 ± .38
50°		4.93 ± 1.35	3.92 ± 1.29	7.95 ± 1.88	4.93 ± 1.10	5.05 ± 1.03	2.56 ± .76	1.94 ± .69	4.96 ± .84
45°		4.09 ± 1.11	1.92 ± .62	6.61 ± 2.18	3.20 ± .64	4.34 ± 1.15	1.82 ± .55	1.32 ± .34	4.32 ± .76
40°		1.57 ± .39	1.48 ± .34	2.12 ± .46	1.57 ± .30	1.64 ± .41	1.42 ± .47	.76 ± .21	2.15 ± .41
35°		2.71 ± .70	2.72 ± .78	3.10 ± .97	2.65 ± .62	2.05 ± .70	.88 ± .30	1.28 ± .40	2.56 ± .64
30°		1.46 ± .39	2.41 ± .67	1.80 ± .73	1.57 ± .41	.59 ± .26	.34 ± .02	.86 ± .22	.70 ± .16
25°		1.68 ± .53	— —	2.37 ± 1.10	1.68 ± .53	.79 ± .25	.31 ± .11	.95 ± .39	.77 ± .19

表14：各地區消散能及其標準偏差之月平均值（3月至5月）

Table 14: March-through-May-means of energy dissipations E (watts/m²) and standard deviation of E, as functions of geographic latitude (deg).

緯度 Latitude	地區 Area	Western North America	Central North America	Eastern North America	North America	Atlantic Ocean	Europe- Africa	Asia (including USSR)	Pacific Ocean
70°N		1.46 ± .40	.82 ± .12	— —	.96 ± .15	1.27 ± .36	1.49 ± .51	1.21 ± .20	.91 ± .28
65°		1.33 ± .33	.96 ± .13	— —	1.07 ± .15	1.54 ± .34	2.09 ± .58	1.52 ± .36	1.03 ± .35
60°		2.61 ± .88	1.56 ± .38	2.77 ± .92	1.85 ± .46	1.76 ± .44	1.33 ± .40	1.70 ± .58	2.29 ± .61
55°		1.76 ± .45	1.99 ± .40	2.14 ± .60	1.90 ± .31	1.74 ± .44	.72 ± .39	1.12 ± .18	1.21 ± .21
50°		3.53 ± .81	4.28 ± 1.26	4.74 ± 1.41	3.99 ± .73	3.02 ± .70	1.12 ± .36	1.09 ± .21	3.20 ± .39
45°		2.32 ± .69	2.09 ± .52	4.29 ± 1.08	2.54 ± .50	2.90 ± .80	.98 ± .17	1.09 ± .17	3.18 ± .76
40°		2.55 ± .62	1.59 ± .32	1.52 ± .56	1.93 ± .36	1.17 ± .23	.80 ± .33	.57 ± .12	1.48 ± .31
35°		2.56 ± .72	.66 ± 2.75	2.28 ± .57	2.42 ± .40	1.59 ± .50	.39 ± .15	.86 ± .29	1.52 ± .30
30°		2.68 ± .60	2.49 ± .80	1.64 ± .48	2.09 ± .33	.53 ± .18	.35 ± .16	.62 ± .12	.50 ± .16
25°		2.10 ± .58	— —	1.18 ± .26	2.10 ± .58	.49 ± .13	.31 ± .074	.46 ± .10	.70 ± .11

表15：各地區消散能及其標準偏差之月平均值（6月至8月）

Table 15: June-through-August-means of energy dissipation E (watts/m²) and standard deviation of E, as functions of geographic latitude (deg). 1945~1955.

地區 緯度 Area Latitude	Western North America	Central North America	Eastern North America	North America	Atlantic Ocean	Europe- Africa	Asia (including USSR)	Pacific Ocean
70°N	.69 ± .20	.65 ± .17	— —	.67 ± .14	.58 ± .17	.85 ± .22	.72 ± .18	.38 ± .17
65°	.52 ± .17	.66 ± .14	— —	.66 ± .13	.55 ± .17	.85 ± .28	.92 ± .15	.40 ± .14
60°	1.50 ± .52	.94 ± .19	1.94 ± .53	1.11 ± .26	.78 ± .15	.81 ± .22	.70 ± .17	.85 ± .25
55°	.94 ± .25	1.25 ± .41	1.66 ± .41	1.22 ± .22	1.04 ± .21	.62 ± .30	.58 ± .094	.56 ± .15
50°	3.00 ± .63	2.20 ± .47	2.03 ± .62	2.49 ± .48	1.36 ± .24	.65 ± .29	.53 ± .15	1.34 ± .30
45°	1.52 ± .41	1.18 ± .26	2.30 ± .56	1.43 ± .22	1.21 ± .29	.43 ± .10	.50 ± .085	1.11 ± .19
40°	2.11 ± .27	.61 ± .15	.54 ± .22	1.15 ± .15	.43 ± .10	.55 ± .15	.51 ± .11	.46 ± .079
35°	2.04 ± .42	.99 ± .25	.59 ± .18	1.19 ± .18	.47 ± .14	.27 ± .14	.61 ± .11	.68 ± .13
30°	1.35 ± .27	1.76 ± .46	.60 ± .27	1.08 ± .17	.28 ± .06	.42 ± .16	.58 ± .11	.45 ± .15
25°	1.16 ± .24	— —	.63 ± .27	1.16 ± .24	8.40 ± .099	.30 ± .098	.49 ± .12	.56 ± .13

表16：各地區消散能及其標準偏差之月平均值（9月至11月）

Table 16: September-through-November-means of energy dissipation E (watts/m²) and standard deviation of E, as functions of geographic latitude (deg). 1945~1955.

地區 緯度 Area Latitude	Western North America	Central North America	Eastern North America	North America	Atlantic Ocean	Europe- Africa	Asia (including USSR)	Pacific Ocean
70°N	1.73 ± .58	0.96 ± .18	— —	1.12 ± .20	1.78 ± .61	1.96 ± .76	1.38 ± .23	1.15 ± .35
65°	1.43 ± .44	1.01 ± .22	— —	1.14 ± .24	1.78 ± .24	2.82 ± 1.22	1.83 ± .49	1.10 ± .46
60°	3.24 ± .83	1.99 ± .42	3.76 ± 1.20	2.45 ± .44	2.20 ± .52	2.36 ± .72	1.97 ± .41	2.29 ± .96
55°	2.40 ± .51	2.69 ± .88	3.78 ± 1.03	2.92 ± .63	2.52 ± .80	1.42 ± .78	1.56 ± .33	16.0 ± .49
50°	3.37 ± .89	4.25 ± .96	5.51 ± 1.67	4.01 ± .56	3.33 ± .64	2.02 ± .99	1.32 ± .27	3.28 ± .60
45°	2.89 ± .90	2.42 ± .53	4.51 ± 1.33	2.89 ± .42	2.68 ± .52	1.26 ± .44	1.15 ± .29	3.27 ± .98
40°	1.65 ± .45	1.14 ± .30	1.22 ± .49	1.34 ± .25	.83 ± .16	.80 ± .36	.64 ± .16	1.15 ± .35
35°	1.89 ± .38	1.75 ± .38	1.82 ± .74	1.73 ± .32	1.01 ± .25	.36 ± .16	1.08 ± .29	1.25 ± .40
30°	1.14 ± .35	2.12 ± .67	1.40 ± .56	1.24 ± .22	.42 ± .082	.25 ± .071	.72 ± .17	.43 ± .12
25°	1.42 ± .43	— —	1.78 ± .54	1.42 ± .43	.54 ± .11	.24 ± .071	.59 ± .18	.58 ± .083

利用北半球E之時季平均及其標準偏差，自25°N至70°N之北半球各季節及每年環帶 (Zonal) 平均值即可算出。參考表十七計算環帶平均值時，在概括表所示地區之補充數值須被應用。在補充計算中，取糙

率值為 $Z_0=0.014\text{cm}$ ，假設性質的被用於 Greenland (如由 Dalrymple, Lettau 及 Wallaston 在 Antarctic 大陸所得的一樣)。以北美洲大陸之值代替該州西部、中部及東部之值，用作計算環帶平均值。

表17：消散能及其標準偏差之季節與年平均值

Table 17: Seasonal and annual zonal means of energy dissipation E (watts/m²) and standard deviation of E, as functions of geographic latitude (deg). 1945~1955.

緯度 Latitude	月份 Month	12~2月 Dec.-Feb.	3~5月 Mar.-May.	6~8月 Jun.-Aug.	9~11月 Sep.-Nov.	平均年 Annual mean
70°N		1.62 ± .47	1.08 ± .23	.62 ± .16	1.32 ± .31	1.16 ± .29
65°		1.97 ± .45	1.35 ± .30	.73 ± .15	1.58 ± .45	1.14 ± .34
60°		2.83 ± .78	1.76 ± .51	.84 ± .20	2.18 ± .50	1.90 ± .50
55°		2.29 ± .70	1.32 ± .27	.74 ± .22	1.90 ± .50	1.56 ± .40
50°		3.78 ± .88	2.42 ± .45	1.18 ± .27	2.63 ± .53	2.50 ± .53
45°		3.05 ± .70	2.19 ± .50	.94 ± .18	2.28 ± .55	2.12 ± .48
40°		1.41 ± .32	1.10 ± .23	.54 ± .10	.87 ± .22	.98 ± .22
35°		1.89 ± .54	1.31 ± .32	.62 ± .13	1.10 ± .30	1.23 ± .32
30°		.76 ± .29	.67 ± .17	.51 ± .13	.55 ± .13	.62 ± .18
25°		.80 ± .26	.59 ± .12	.48 ± .13	.56 ± .13	.61 ± .16
Weighted mean		1.94 ± .51	1.33 ± .30	.70 ± .16	1.40 ± .34	1.34 ± .33

* Weighted mean (25°-70°N) averaged by coast as weighting factors

在討論表 7 至表16所得之結果時，應記得地轉拉力係數乃決定於表面 Rossby 常數，而此值又決定於 V_g 、 Z_0 及 f 三個外界參數。參數 f 為地理緯度的數字函數，低緯度之小 f 值有產生小的 C 值之傾向，而高緯度之大 f 值則有產生大的 C 值傾向，參數 V_g 在低緯度，一般的為小，在中緯度則增加，在高緯度則再次減低。夏季緯度相當低的 V_g 值在亞州、歐州却隱藏此趨勢。小 V_g 傾向於產生大 C ，反之亦然。在海洋上， Z_0 假設為常數，而 C 值之緯度分布則決定於 V_g 及 f ，在太平洋及北大西洋近極區，其 C 值相對的增大，此乃由於小 V_g 及大 f 值所致，在中緯度與低緯度之海洋上， C 之緯度分布無顯著之變化。此乃由於 V_g 與 f 值大略平行之故。雖然在近極區與其他緯度的海面上， C 之差相當小，其差數不過在0.00270至0.0285之間。與海洋相反之情況下，在大陸上 Z_0 乃是 C 值之決定因素，而 Z_0 乃可跟着10之幾次方而變。所

有大陸上之 C 值均遠較海洋上為大，其值在0.030至0.050之間。大陸溫帶至高緯度地區 C 有較大之值，其各大陸部分之緯度分布乃依靠 Z_0 分佈之特性。換言之，乃反映出植物掩蔽緯度之一致性。

檢討能量消散方程式時，很容易得知， C 及 V_g 乃為決定 E 值之分佈及季節性變動之主要因素。另外 ρ 及 $\cos \alpha_0$ 只為次要之因素。由於 V_g 及 C 均大，故在中緯度大陸之 E 值較低緯度或高緯度之 C 值為高，因此 E 值之環帶平均分佈，在50°N呈高峯狀態，而向南北兩端減少。圖 5 至圖11表示其結果。在北半球全部及區域性之 E 之每月或各時季變化均作為地理緯度之函數而繪圖。

大陸之 C 值顯然較海洋為高。然而大陸海洋間之 E 值則並無相關的對照關係。當歐洲至非洲，及亞洲大陸代表 E 值較低的地區時，北美洲大陸、北大西洋及太平洋却代表 E 值較高的一群。此兩地 E 值之對照，

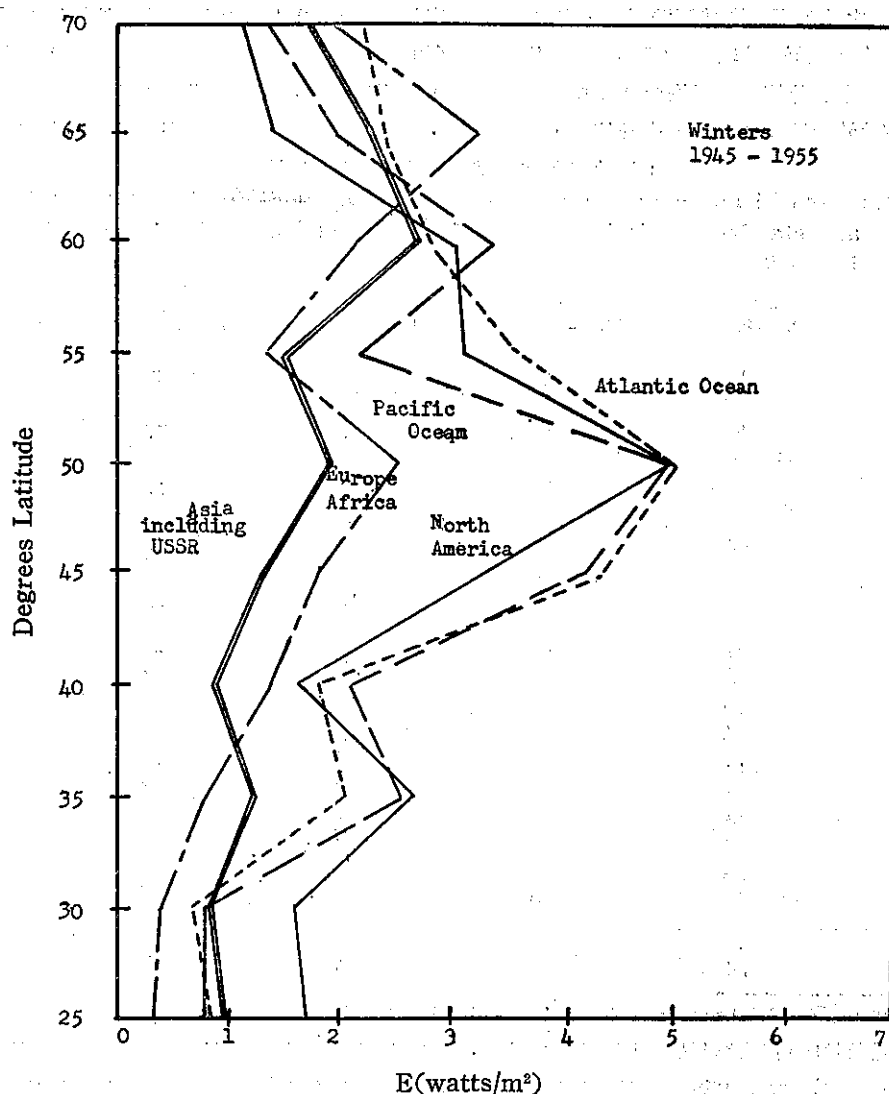


圖5: 北半球消散能之季平均與區域之關係 (12月翌年2月)

Fig. 5: Area contrast of means seasonal energy dissipation E over the Northern Hemisphere. (December through February).

在中緯度特別明顯，圖5與圖6表示北半球五地區之冬夏季子午線剖面之 E 值。北美洲之高 E 值乃由於該洲一般的 V_g 及 C 值為大之故。與歐洲至非洲及亞洲大陸之 E 值，成對照之海洋之高 E 值，乃由於在海洋 V_g 較大之原因。北大西洋與太平洋地區， E 分佈之密切關係。即可重視的。

北美洲之西部、中部、東部地區， E 值之區域性對照亦很顯明，雖然緯度之傾向甚為相似。冬季北美洲東部中緯度地區，其極端 E 值特別明顯，此乃由 V_g 及 C 均甚高之故。其他，區域性之對照，乃由 C 或 V_g 之差異，或由 C 或 V_g 兩者共同之影響。表 7 及表 8 表示北美洲 1 月至 7 月， E 值之地域性對照。

C 及 E 值之季節性變動已經斷定報導，在陸地夏季相當大的 Z_0 與 V_g 產生之 C 值，較在冬季相當小的 Z 及較大之 V_g 所生之 C 值為大。除了在低緯度外，冬夏季之 C 值之差，約為 0.0050 至 0.1000，海洋上夏天之小 V_g 值，較在冬季之有產生大 c 值之傾向，然而 C 值冬夏之差不過 0.0008，其數值較陸上為小，冬季 E 值通常較夏季為高。多數情形約為 2 至 3 之因素，此一現象，可以冬季地轉風速較高之事實解釋說明。在冬春夏秋季節中，北半球 25°N 至 70°N 地區， E 值之重點平均數 (Weighted average) 各為 1.94 ± 0.51 、 1.33 ± 0.30 、 0.70 ± 0.16 及 1.40 ± 0.33 watt/m²。

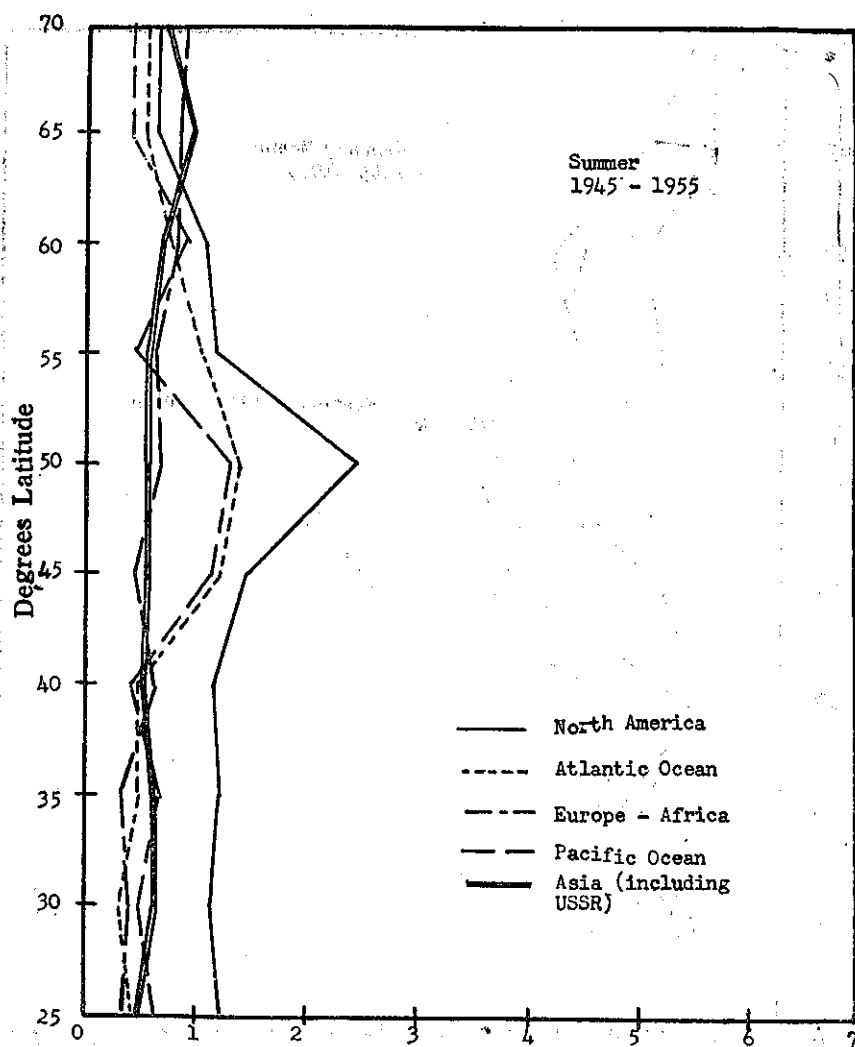


圖6: 北半球消散能之季平均與區域之關係 (6至8月)

Fig. 6: Area contrast of mean seasonal energy dissipation E over the Northern Hemisphere. (June through August).

圖9及圖10表示北美洲及北半球之 E 值時季對照。春天與秋天， C 值及 E 值可考慮為冬季及夏季之過渡值 (Transitions)。

雖然， E 值之緯度及時季變化保持一定，但 E 值本身乃顯示其逐年均有波動，此波動在表13至17中，以 E 之標準偏差表示之。圖11表示北美洲 E 值每年一月份之波動，此乃由1951至1955年，五年間者。 E 值每年均在一個相當的範圍內變動，尤其是在中及高緯度，而一特性的 E 值緯度分佈趨勢乃保持不變。 E 值每年之波動乃由於水平壓力傾度 (Horizontal pressure gradient) 逐年變化之結果。

本研究獲得從 25°N 至 70°N 之能量消散之累年平

球平均值，於表 17 中之為 $1.34 \pm 0.33 \text{ watt/m}^2$ ，此值與 Lettau (1954) 所預測之 700mb 高度以下的磨擦能量消散值 1.4 watt/m^2 ，甚為吻合。此乃以 700mb 高度之風速與地轉拉力之環帶平均值的子午線分布為基礎所計算者。Brunt (1941) 早期預測，在 1km 以下之能量消散值為 3 watt/m^2 ，以其自己之判斷亦認為可能過高。由能量方程式之平衡，Jensen 預測，在 1000mb 至 925mb 下之能量消散值為 3.36 watt/m^2 ，此值乃為 1958 年 1 月北半球 20°N 之估計值。此值可與本研究， 25°N 至 70°N 冬季環帶平均值 1.94 ± 0.51 比較。在 1953 年 1 月，White 及 Saltzman 得到北美洲之數值為 5 watt/m^2 (30°N 至 60°N 及 70°N 至 120°N)

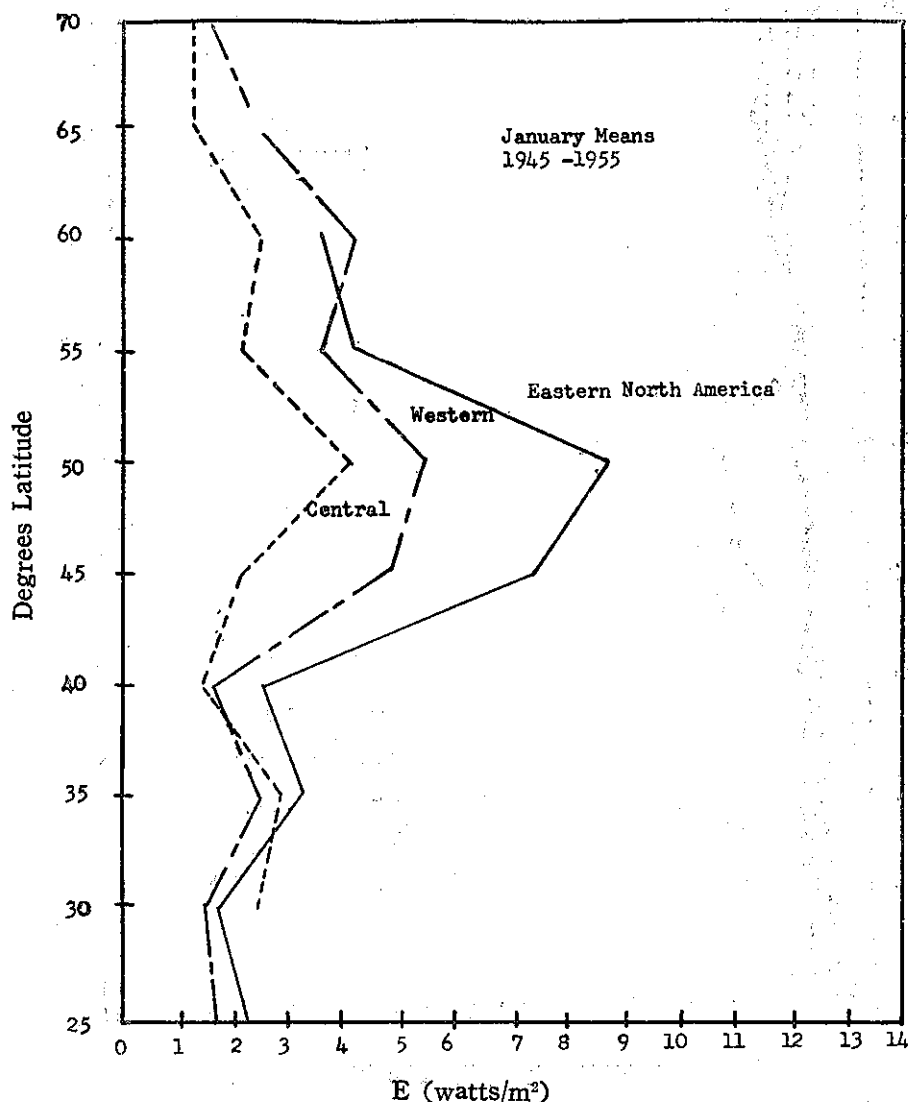


圖7: 北美洲一月消散能與區域之關係
Fig. 7: Regional contrast of January energy dissipation E over the North American Continent.

，此乃由位能及動能之轉變而預算之。此值較本研究之相當值為大（表8及表11），然而此為包括整個對流層之消散，John (1962)，在美國的四個高層氣象站計算 E 值時，發現境界層之消散值為0.5至0.4之範圍，此值與本研究之相當值一致。（看表8及表22至25）。

(三) 北美洲大陸能量消散之時季變化

與區域分布

1. 估計地轉拉力係數之根據。

地轉拉力係數及能量消散，曾於北美洲大陸58個

網點加以計算，CDC 1604 計算機算出，包括在1945至1955年間之每一個有效單獨月份之 V_g 、 C 、 E 月平均及 E 之標準偏差。

V_g 、 C 、 E 及 E 之標準偏差之季節平均乃由各月平均計算。1000mb 之地轉風速及地轉拉力係數之季節平均，列於表18至21。此為所示各緯、經度地區之數值。能量消散相當值及能量消散之標準偏差之季節平均值即列於表22至25。與表4之 Z_0 相當值合起來，乃為建立北美洲大陸之境界層特性之地理分佈。

C 值之全大陸性分配表現，由北至南，與由東到西的變化，一樣明顯。此乃反映 Z_0 與 V_g 之特性分布

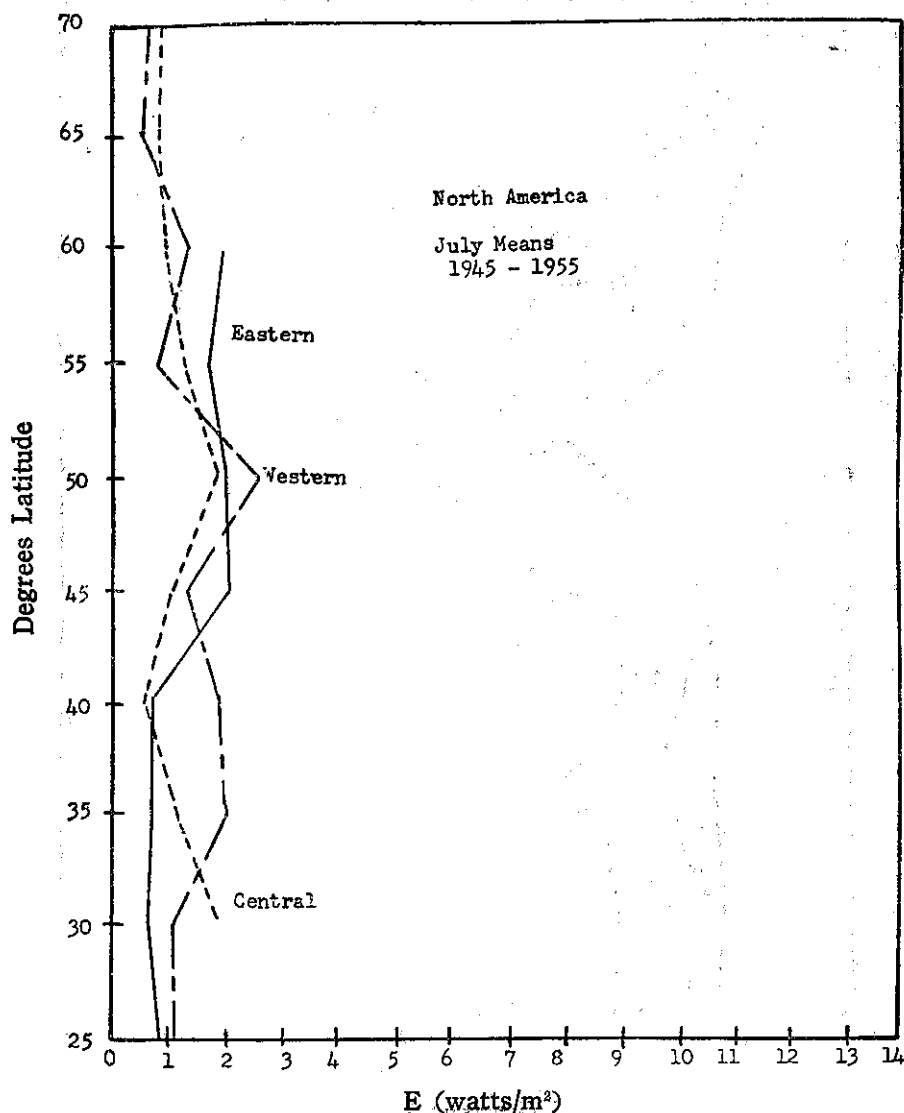


圖8: 北美州七月消散能與區域之關係

Fig. 8: Regional contrast of July energy dissipation over the North American Continent.

。一般而言，C值之分佈，受 Z_0 之影響較受 V_g 之影響為高。在30°N至35°N及沿55°N處，C值相當的大，在農作物及山上矮小植物地區，C值較小，在全大陸C值的每年週期性變化，相當重要。即拉力係數在夏季甚高，此乃由 Z_0 大及 V_g 小之結果，在春季秋季，其值即為過渡值。

在北美州大陸，能量消散趨勢現出顯明的區域對照。通常在 V_g 有區域差時，E的分佈即有跟着 V_g 之傾向，然而C仍然是第二個影響的因素。在冬季沿着太平洋西北部及大西洋東北部，呈現其能量消散之

巔峯。在西北E的最高值為(5.66至6.90)watt/m²，在55°N至65°N處發現。同時在東北，E的最高值(5.11至6.30 watt/m²)存在於45°N至50°N處。兩者高能量消散地區之中心，均在50°N處，向着內部發展。低E值(約1watt/m²)地區，在加拿大北部最為普通，亦有發生於35°N以南之西岸。

在夏季西北及東北海岸，其能量消散之高峯，仍然存在。然較冬季為弱，例如50°N、125°W為3.87watt/m²，45°N及75°W處為1.96watt/m²，另一個高度能量消散之中心，即出現在35°N至40°N處

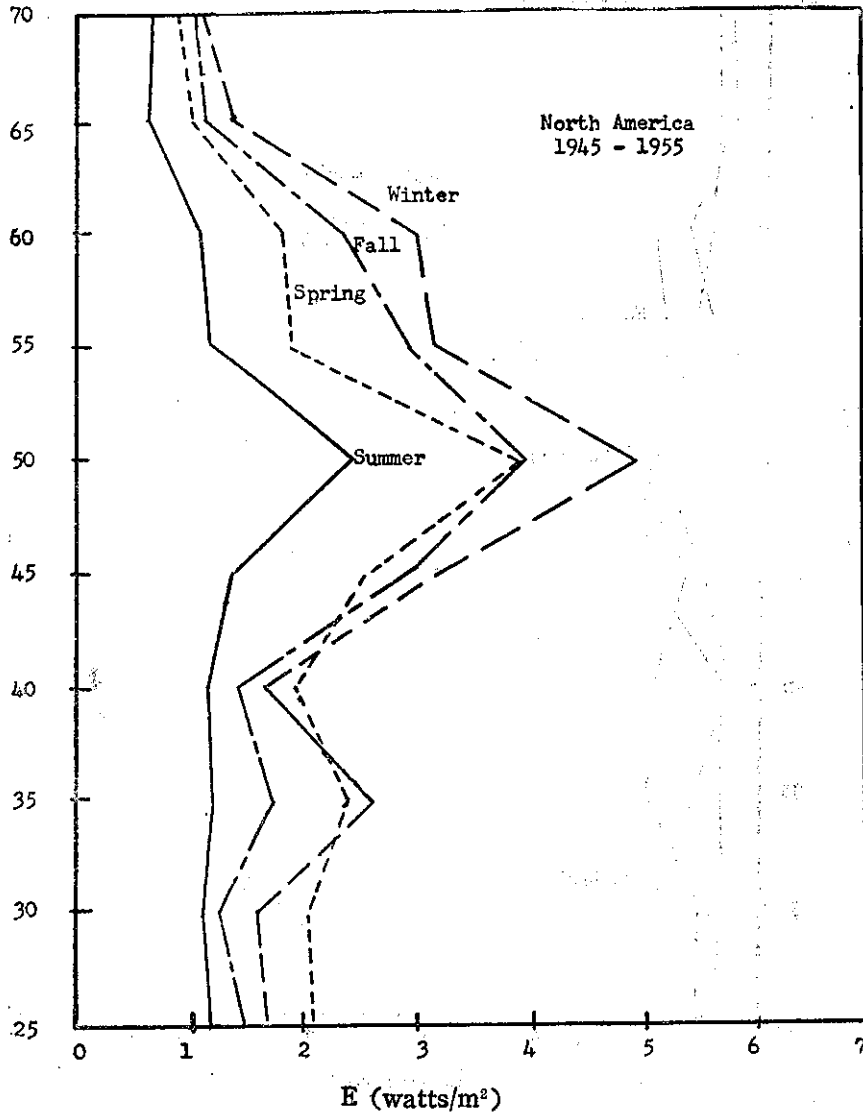


圖9: 北美州消散能之季平均

Fig. 9: Seasonal mean energy dissipation E over the North American Continent.

之西海岸，其 E 值則在 2.91 至 5.59 watt/m^2 ，本大陸其他地區，在夏季 E 值均低，通常低於 1 watt/m^2 ，春季與秋季，可想為冬季與夏季間之過渡值。

E 值之逐年波動，存在於大陸，此可以由 E 之標準偏差值發現。變動率係數（即標準偏差，對 E 的時季平均值之比）約在 30% 至 50% 左右。在消散能量高的核心地區，可發現 50% 以上的變動率。然而如前所言， E 值的逐年波動不能改變地理分布的趨勢或能量消散的季節循環性。

2. 與使用 Cressman 的地皮拉力係數所得結果之比較

Cressman (1960) 欲估計大氣地皮拉力係數 (Skin drag effect) C_d 。該數定義如下。 $C_d = \tau / \rho V_H^2$ 上式 V_H 乃表示摩擦層頂 (Frictional layer) 的風速，Cressman 假設 C_d 為每一單位長度的氣流跡 (Air trajectory) 之山脈數及山脈高的函數，而由地形圖上估計 C_d 值，由其半球地圖地皮拉力係數， C_d 值可在北美州之網點中內插而得，而此內插法由地圖之不夠精確而顯著偏誤。如假設 V_H 相當於 1000 mb 表而之地轉風速，則 C_d 定須相當於 C^2 ，或 C_d 定須相當於地轉拉力係數 C ，將由 Cressman 地圖內插及用相當 C

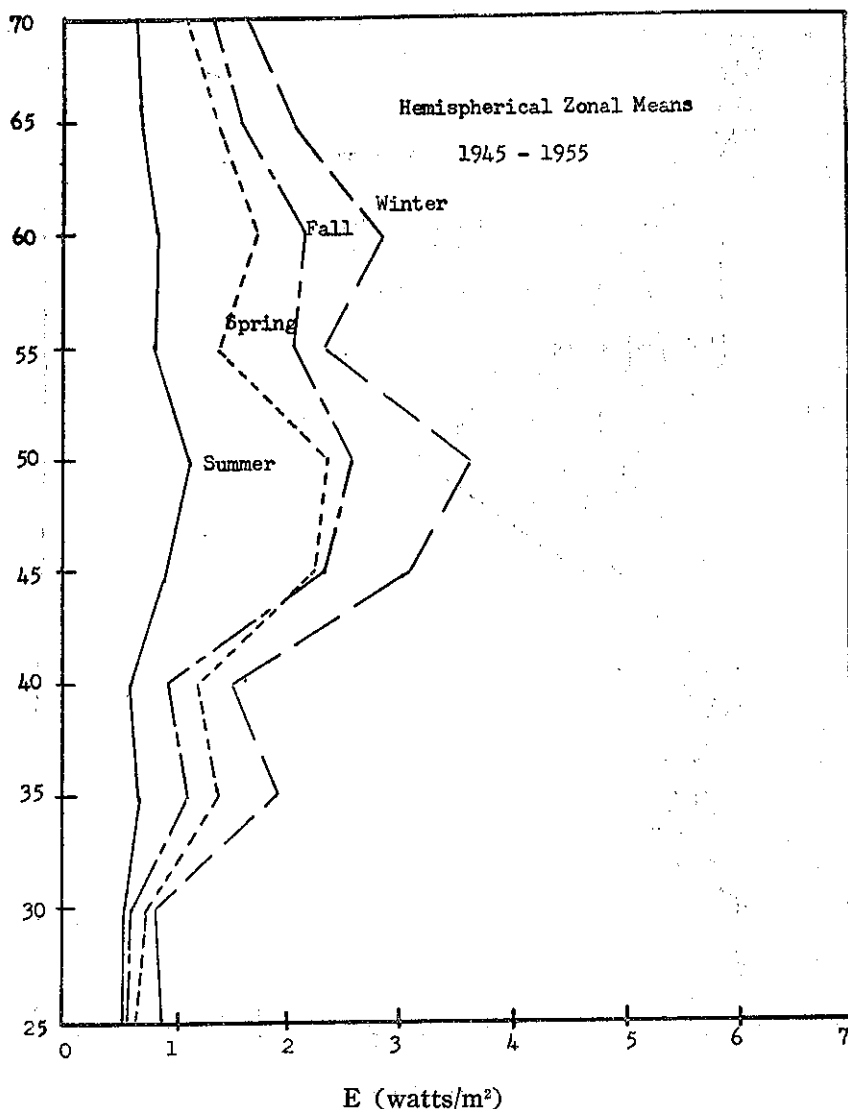


圖10: 北半球消散能之季平均

Fig. 10: Seasonal mean energy dissipation E over the Northern Hemisphere.

值而得之冬夏季之 C_a 值，沿北美洲特選三個經度（40, 50, 60°N）在表26中比較。由 C_a 之定義， C_a 無季節性變化，因其乃地理上變化之量，當這些數值滿足於該州東半部時，其Cressman的 $\sqrt{C_a}$ 值在Rocky山，明顯的大於吾人所求之 C 值。與Cressman之觀念相較，吾人考慮地形高度之變化，較多於考慮地形崎嶇的結構（看第2章第1節之討論）。

設同樣之 α_0 （該值定為表面Rossby常數之函數），能以 C_a 代替 C^2 值而計算消散值。表27即表示北美洲，一月之E值，乃用地轉拉力係數 C 及Cressman

的地皮拉力係數 C_a 分別計得。由此發現用Cressman的 C_a 值所計算之平均E值，較用第5章第2節所討論之各方法計算者為大。而在Rocky山區產生極端之高度消散值，此似乎由於Cressman過份估計山區之摩擦效應。Cressman試圖假設，海洋表面的 C_a 等於零，此須要海洋，無能量消散，方可成立，然此為不切實際者。

參考第4章第3節可總言之，由氣候學的平均風速與地轉風速平均值之比，作地轉拉力之有效測驗時，很難支持大於吾人 C 值兩倍有餘之 $\sqrt{C_a}$ 值。

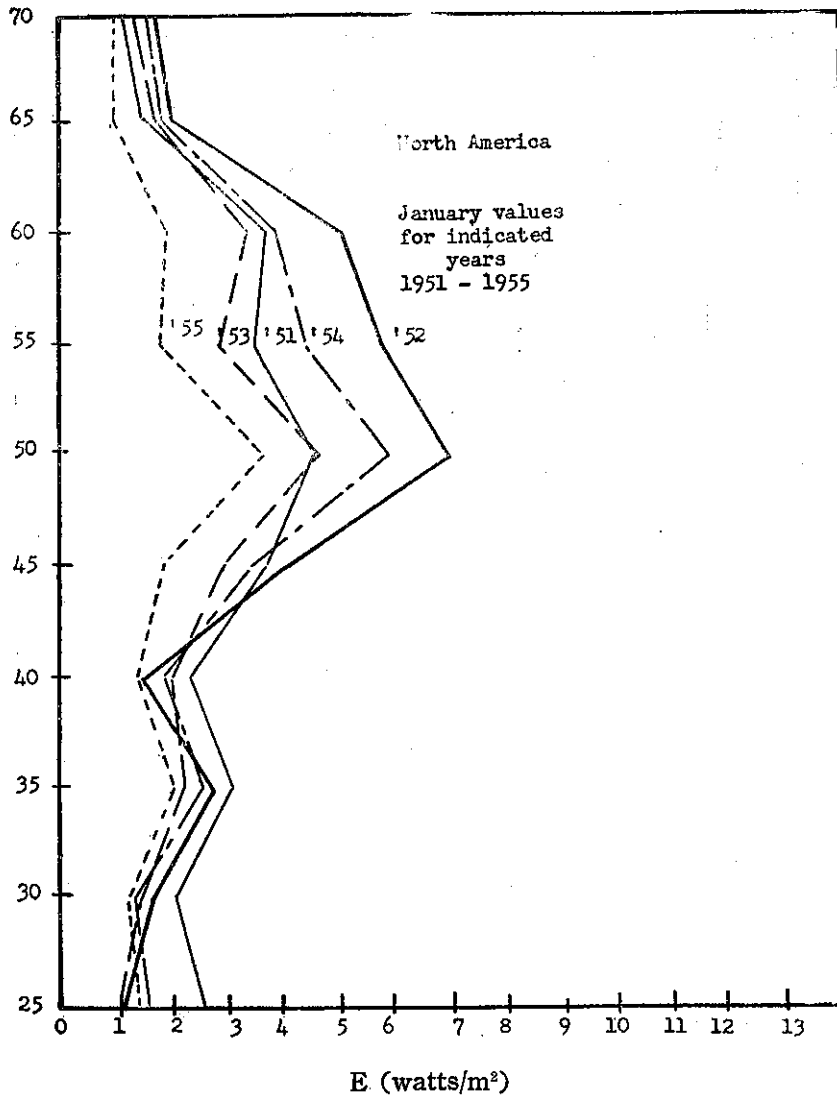


圖11：北美州一月消散能之年變化（1951年至1955年）

Fig. 11: Year to year contrast in January energy dissipation E over the North American Continent from 1951 to 1955.

六、討 論

在此舉出之估計大陸及區域性之糙率參數有着限制，在測量土地利用及植物掩蔽，利用很多不同的資料。因為統計記錄時常不甚完全，故須要某種程度加以調整，外插法須要經濟地圖的支持，特別是俄國方面，因植物高度被考慮為引起陸上地區之大氣力學糙率之主要因素，森林更佔重要之地位，密度之分布及形態學，特別是植物高度，一定要考慮為外加的因素。然因為缺乏適當的資料，故此等因素，在此不加以

考慮。此問題，可在相當小的地區詳細的實驗，加以研究來解決之。別的限制可用沙漠及雪地的 Deacon 的 Z_0 值以求解決。然而一般而言，本研究的大地區糙率參數能具代表，只須要略加修正即可。

由於缺乏可靠的資料，對海洋的糙率參數，須假設為常數，如此則在估計地轉拉力係數時，消除一個動力的自由度，然而在處理大規模氣候上的數值時，只要海洋糙率參數，對風速的變動很小則此限制將可容忍。

表18：北美州之地轉風及拉力係數之區平均值（12月至2月）

Table 18: December-through-February: Regional distribution of means of Latitude geographic wind speed at 1000mb surface V_g (cm/sec) and geostrophic drag coefficient C (unit of 10^{-4}) over the North American Continent. 1945~1955.

緯度 Latitude 經度 Longitude Vg and C		70°N	65°	60°	55°	50°	45°	40°	35°	30°	25°
65°W	Vg C			1,305 413	1,246 413						
75°	Vg C	816 334	936 329	1,176 417	1,161 415	1,482 404	1,393 388	1,050 378			
85°	Vg C	880 332	940 329		1,059 415	1,446 397	1,216 339	1,159 329	1,155 424	935 453	
95°	Vg C	944 330	945 329	943 367	1,012 415	1,328 345	1,180 303	931 371	1,164 393	1,073 423	
105°	Vg C	832 333	916 330	868 379	896 432	1,276 358	1,277 315	972 383	1,206 366	1,098 371	1,218 363
115°	Vg C	915 331	890 331	917 377	1,005 437	1,518 365	1,465 325	1,031 381	1,196 373	853 378	
125°	Vg C	866 332	910 331	1,447 364	1,353 424	1,567 364					
135°	Vg C		1,038 328	1,579 361							
145°	Vg C	951 339	1,174 329								
155°	Vg C	1,072 336	1,182 334	1,421 328							

表19：北美州之地轉風及拉力係數之區平均值（3月至5月）

Table 19: March-through-May: Regional distribution of means of geostrophic wind speed at 1000mb surface V_g (cm/sec) and geostrophic drag coefficient C (unit of 10^{-4}) over the North American Continent. 1945~1955.

緯度 Latitude 經度 Longitude Vg and C		70°N	65°	60°	55°	50°	45°	40°	35°	30°	25°
65°W	Vg C			1,120 422	1,006 424						
75°	Vg C	742 336	892 331	1,086 423	962 425	1,262 414	1,207 412	880 420			
85°	Vg C	816 334	942 329		1,018 417	1,369 404	1,141 385	990 366	1,088 436	900 462	
95°	Vg C	889 332	946 329	894 371	1,001 422	1,365 376	1,129 356	1,031 377	1,143 404	1,070 434	
105°	Vg C	858 333	915 330	865 382	900 441	1,178 391	1,123 367	1,079 385	1,070 380	1,320 371	998 375
115°	Vg C	824 333	872 331	819 384	856 453	1,279 402	1,112 381	1,397 377	1,181 382	1,074 378	
125°	Vg C	810 334	863 331	951 381	921 451	1,281 402					
135°	Vg C		863 332	1,153 374							
145°	Vg C	894 364	884 348								
155°	Vg C	1,018 360	947 362	1,148 355							

表20：北美州之地轉風及拉力係數之區平均值（6月至8月）

Table 20: June-through-August: Regional distribution of means of geostrophic wind speed at 1000mb surface V_g (cm/sec) and geostrophic drag coefficient C (unit of 10^{-4}) over the North American Continent. 1945~1955.

緯度 Latitude 經度 Longitude		Vg and C									
		70°N	65°	60°	55°	50°	45°	40°	35°	30°	25°
65°W	Vg			914	875						
	C			492	491						
75°	Vg	749	767	918	843	885	947	608			
	C	377	375	491	493	487	465	465			
85°	Vg	778	831		844	992	865	622	731	625	
	C	376	373		488	477	435	425	469	482	
95°	Vg	807	818	751	792	1,036	843	744	784	944	
	C	374	373	427	493	447	419	419	431	450	
105°	Vg	743	784	721	693	952	870	755	703	815	661
	C	377	373	434	507	454	424	418	409	389	391
115°	Vg	762	748	649	686	1,192	925	1,489	1,071	1,060	
	C	376	375	438	513	447	425	394	397	381	
125°	Vg	652	991	697	719	1,235					
	C	381	378	435	511	446					
135°	Vg		626	850							
	C		382	427							
145°	Vg	657	608								
	C	422	402								
155°	Vg	744	642	881							
	C	417	420	408							

表21：北美州之地轉風及拉力係數之區平均值（9月至11月）

Table 21: September through-November: Regional distribution of means of geostrophic wind speed at 1000mb surface V_g (cm/sec) and geostrophic drag coefficient C (unit of 10^{-4}) over the North American Continent. 1945~1955

緯度 Latitude 經度 Longitude		Vg and C									
		70°N	65°	60°	55°	50°	45°	40°	35°	30°	25°
65°W	Vg			1,163	1,178						
	C			456	453						
75°	Vg	876	935	1,150	1,147	1,328	1,238	802			
	C	332	330	456	454	445	438	445			
85°	Vg	887	980		1,115	1,373	1,179	909	976	855	
	C	332	329		450	438	411	391	442	463	
95°	Vg	898	968	941	1,053	1,261	1,110	813	985	1,014	
	C	332	329	383	455	402	385	391	412	435	
105°	Vg	1,063	932	882	919	993	1,075	901	994	928	1,064
	C	333	330	392	470	419	385	397	386	381	372
115°	Vg	887	900	791	897	1,210	1,174	1,144	1,041	835	
	C	332	330	395	479	420	387	389	389	384	
125°	Vg	775	855	1,124	1,051	1,353					
	C	335	332	385	472	416					
135°	Vg		839	1,271							
	C		333	381							
145°	Vg	922	916								
	C	369	350								
155°	Vg	1,064	992	1,259							
	C	365	366	358							

表22：北美州之消散能及其標準偏差之區平均值（12月至2月）

Table 22: December-through-February: Regional distribution of means of energy dissipation E (watts/m²) and standard deviation of E over the North American Continent. 1945~1955.

緯度 Latitude 經度 Longitude	70°N	65°	60°	55°	50°	45°	40°	35°	30°	25°
65°W			4.79 ± 2.17	4.16 ± 1.77						
75°	.81 ± .24	1.19 ± .44	3.54 ± 1.57	3.36 ± 1.51	6.30 ± 1.74	5.11 ± 1.65	1.90 ± .42			
85°	1.04 ± .39	1.20 ± .47		2.47 ± .90	5.76 ± 1.86	2.59 ± .87	2.01 ± .58	3.09 ± .98	1.84 ± .75	
95°	1.26 ± .53	1.24 ± .51	1.48 ± .55	2.20 ± .82	3.07 ± 1.26	1.89 ± .70	1.31 ± .41	2.80 ± .98	2.41 ± .67	
105°	.90 ± .41	1.19 ± .61	1.20 ± .48	1.64 ± .64	2.91 ± 1.28	2.76 ± 1.14	1.58 ± .54	2.84 ± .82	2.07 ± .70	2.76 ± 1.26
115°	1.17 ± .40	1.07 ± .55	1.49 ± .86	2.55 ± 1.06	5.06 ± 1.77	4.25 ± 1.67	1.86 ± .65	2.83 ± .69	1.00 ± .31	
125°	.98 ± .41	1.10 ± .43	5.39 ± 2.67	5.86 ± 2.75	5.54 ± 1.66					
135°		1.68 ± .74	6.90 ± 3.59							
145°	1.36 ± .54	2.41 ± 1.10								
155°	1.92 ± .84	2.48 ± 1.00	3.98 ± 1.09							

表23：北美州之消散能及其標準偏差之區平均值（3月至5月）

Table 23: March-through-May: Regional distribution of means of energy dissipation E (watts/m²) and standard deviation of E over the North American Continent. 1945~1955.

緯度 Latitude 經度 Longitude	70°N	65°	60°	55°	50°	45°	40°	35°	30°	25°
65°W			3.07 ± 1.23	2.21 ± .81						
75°	.60 ± .20	.99 ± .35	2.77 ± .92	1.93 ± .79	4.28 ± .30	3.52 ± .99	1.45 ± .53			
85°	.81 ± .27	1.14 ± .37		2.13 ± .64	4.95 ± .29	2.57 ± .88	1.53 ± .35	2.80 ± .81	1.67 ± .49	
95°	1.02 ± .34	1.15 ± .34	1.21 ± .46	2.05 ± .58	3.88 ± 1.55	2.15 ± .76	1.77 ± .52	2.77 ± .89	2.49 ± .80	
105°	.94 ± .39	1.06 ± .32	1.14 ± .34	1.62 ± .45	2.68 ± 1.18	2.27 ± .83	2.17 ± .85	2.00 ± .63	3.52 ± 1.15	1.73 ± .76
115°	.81 ± .22	.94 ± .35	.98 ± .28	1.60 ± .58	3.60 ± .97	2.39 ± .90	4.39 ± 1.02	2.83 ± .94	1.93 ± .33	
125°	.76 ± .19	.92 ± .32	1.72 ± .74	1.54 ± .96	3.61 ± .98					
135°		.95 ± .31	2.82 ± 1.46							
145°	1.21 ± .34	1.15 ± .38								
155°	2.62 ± .50	1.47 ± .43	2.45 ± 1.09							

表24：北美州之消散能及其標準偏差之區平均值（6月至8月）

Table 24: June-through-August: Regional distribution of means of energy dissipation E (watts/m²) and standard deviation of E over the North American Continent.

緯度 Latitude 經度 Longitude	70°N	65	60	55	50	45	40	35	30	25
65°W			1.92 ± .47	1.70 ± .53						
75	.70 ± .21	.73 ± .26	1.95 ± .53	1.52 ± .44	1.73 ± .66	1.96 ± .55	.52 ± .21			
85	.79 ± .25	.93 ± .38		1.51 ± .55	2.32 ± .69	1.31 ± .37	.48 ± .15	.95 ± .30	.60 ± .27	
95	.87 ± .29	.89 ± .32	.85 ± .23	1.29 ± .51	2.29 ± .50	1.13 ± .25	.83 ± .23	1.04 ± .31	1.76 ± .46	
105	.72 ± .38	.78 ± .25	.77 ± .23	.90 ± .30	1.83 ± .82	1.29 ± .39	.82 ± .24	.66 ± .19	.94 ± .30	.48 ± .18
115	.79 ± .41	.69 ± .22	.58 ± .19	.89 ± .30	3.49 ± .94	1.49 ± .57	5.59 ± 1.17	2.91 ± .38	1.87 ± .35	
125	.55 ± .26	.56 ± .19	.74 ± .40	1.02 ± .41	3.87 ± 1.97					
135		.43 ± .17	1.26 ± .54							
145	.59 ± .18	.44 ± .18								
155	.82 ± .25	.57 ± .22	1.33 ± .49							

表25：北美州之消散能及其標準偏差之區平均值（9月至11月）

Table 25: September-through-November: Regional distribution of energy dissipation E (watts/m²) and standard deviation of E over the North American Continent.

緯度 Latitude 經度 Longitude	70°N	65°	60°	55°	50°	45°	40°	35°	30°	25°
65°W			3.69 ± .88	3.80 ± 1.15						
75°	.98 ± .32	1.12 ± .38	3.76 ± 1.20	3.51 ± 1.14	5.47 ± 2.14	4.12 ± 1.32	1.20 ± .48			
85°	1.01 ± .29	1.30 ± .46		3.24 ± 1.26	5.79 ± 1.92	3.21 ± 1.00	1.42 ± .61	2.01 ± .73	1.43 ± .57	
95°	1.03 ± .27	1.28 ± .51	1.46 ± .49	2.77 ± 1.03	3.45 ± .90	2.38 ± .59	.94 ± .25	1.82 ± .58	2.12 ± .67	
105°	.86 ± .24	1.15 ± .53	1.23 ± .33	1.93 ± .66	1.84 ± .64	2.10 ± .59	1.29 ± .46	1.68 ± .47	1.35 ± .51	2.06 ± .98
115°	1.01 ± .38	1.02 ± .45	.91 ± .26	1.89 ± .61	3.29 ± 1.31	3.00 ± 1.04	2.59 ± .92	1.96 ± .60	.94 ± .28	
125°	.70 ± .22	.89 ± .32	3.00 ± 1.15	3.29 ± 1.09	4.52 ± 2.03					
134°		.86 ± .44	3.82 ± 1.08							
145°	1.42 ± .49	1.30 ± .59								
155°	2.11 ± .82	1.73 ± .64	3.14 ± 1.18							

表26：北美州地轉拉力係數與地皮拉力係數之比較

Table 26: Examples of geostrophic drag coefficient C by Kung and skin-drag coefficient Cd by Cressman (1960) for the North American Continent. 1945-1955. C and \sqrt{Cd} in unit of 10^{-4} .

經度 Longitude		135	125	115	105	95	85	75	65°W
緯度 Latitude									
60°N	\sqrt{Cd}	775	632	387	387	387	—	447	447
	C winter	361	364	377	379	367	—	417	413
	C summer	427	435	438	434	427	—	491	492
50	\sqrt{Cd}	—	616	748	387	387	387	500	—
	C winter	—	364	365	358	345	397	404	—
	C summer	—	446	447	454	447	477	487	—
40	\sqrt{Cd}	—	—	837	775	387	424	469	—
	C winter	—	—	381	383	371	329	378	—
	C summer	—	—	394	418	419	425	465	—

表27：北美州一月消散能平均值

Table 27: Comparison of January means of energy dissipation E (Watts/m²) over the North American Continent, Computed with geostrophic drag coefficient by Kung and skin drag coefficient by Cressman (1960). 1945-1955.

經度 Longitude		135°W	125	115	105	95	85	75	65	Mean
緯度 Latitude										
60°N	Ku*	8.17	6.94	1.74	0.94	1.39	—	3.58	4.94	3.96
	Cr**	38.54	21.58	1.88	0.98	1.55	—	4.19	5.86	10.65
50	Ku	—	6.07	5.37	3.58	3.22	5.90	6.98	—	5.18
	Cr	—	19.14	25.11	4.73	4.61	5.64	10.73	—	11.66
40	Ku	—	—	1.92	1.67	1.18	2.13	2.22	—	1.82
	Cr	—	—	9.35	6.90	1.29	3.57	3.46	—	4.91

*Ku=drag coefficient by Kung.

**Cr=drag coefficient by Cressman.

在計算能量消散方面，已使用正壓大氣 (Barotropic atmosphere) 至為有效的方程式。關於非正壓大氣 (Baroclinic atmosphere) 之能量消散的計算，Lettau (參閱Johnson 1962) 發展了一個近似方程式，即：

$$E \approx \tau_0 (\vec{V}_{g,0} + \vec{V}_H) / 2 = \tau_0 (V_0 + V_H) / 2 \dots \dots \dots (1)$$

上式 V_0 及 V_H 為在表面及摩擦層平行於 τ_0 的地轉風分力，Lettau 又調查在 100mb 參考高度 Richardson 係數 R_{100} 變動，對地轉拉力係數變化之依靠情形。在透絕與斷熱條件下的地轉拉力係數之比，必須假設一般的，依隨 Richardson 常數。此比值變化，即從中立狀態下「1」至準不穩定狀態下之「1.2」。而向較高（即穩定度增加）或較低（即不穩定度增加）於 R_{100} 之值，兩方面變化，其現象可假設為地轉拉力係數小於冷卻表面之斷熱值，而大於溫之和之表面，取

其平均即基於中間狀態之計算，能產生正確的幕次。故此當透熱效應計算在內時，能量消散值必須加以若干之修正。然而項修正僅屬次要，而不影響本研究之氣象學上的趨勢。

為期11年的北半球 1000mb 之氣壓記錄，已測出，並取消可疑數值後，約有7至9年的每月記錄，可為有效。此應足夠獲得有關特殊分佈與季節性變動之一般氣候學上的模型。

能量消散對地轉風速有立方的依隨，平均計算過程中，即誤差的來源，如由 \vec{V}_g (\vec{V}_g 上一桿表示每日平均的月值) 能導出 C 及 α_0 則可預期，

$$\vec{V}_g^3 \geq \vec{V}_g^3$$

當某一地區內 V_g 值之差相當大時， V_g 的環帶平均值之影響亦不能忽視。在有些例子， E_1 與 E_2 之差，可達 E_2 的 30%。此處 $E_1 = \rho C^2 V_g^3 \cos \alpha$ ， $E_2 = \rho C^2 \vec{V}^3$

$\cos \alpha_0$ 頂上的一桿表示環帶，每月平均值，此乃由於在一地區內 V_g 的偏差並不平均分布的事實。在此研究裡，陸上 E 值之研究，乃由環帶月平均值之 V_g 值與在陸上各緯度的糙率參數一致而計算，因此 E 值之地區平均與由此而計算所得的 E 之累年地球平均值，可約略估計出為30%或略為多些。

七、結 論

本研究為企圖，以大氣境界層的理論模型，在北半球低層動能消散的氣候趨勢上，獲得直接資料。本研究之兩基本問題為，(一)據地面的狀態及特色，而建立一個，以大規模為基礎的方法，以估計大氣力學的糙率參數，(二)獲得在北半球，有關境界層參數的低層大氣動能消散的氣候圖。

欲解決第一問題，文獻上有關高植物剖面風的報告，均重新加以分析。大氣力學糙率參數 Z_0 之對數與植物高成正比，如同歸方程式所示：

$$\text{Log } Z_0 = -1.24 + 1.19 \text{ Log } h \quad (Z_0 \text{ 及 } h, \text{ 單位為 cm})。$$

各大陸的緯度區域，一定型式的植物掩蔽之區域性分布數值，已計出。利用植物高度及大氣力學糙率參數之數字關係與土地使用測量的結果，各大陸 Z_0 的子午線剖面及北美洲大陸 Z_0 的區域性分布，從 25°N 至 70°N 間之數值已導出。糙率參數之水平及季節性變化，反映生物氣候上循環與植物掩蔽的分佈模型。導出糙率參數的代表性，被利用於北美洲的風速計之風速與地轉風速之比的氣候學數值之測驗，其測驗表示，其於 Z_0 值與剖面風對數方程式的理論比值，與直接記錄至為吻合。

1945年至1955年間的北美洲360網點，在1,000mb表面之地轉風速 V_g ，已由其每日氣壓而算出。

由於地轉拉力係數之助，微氣象學的許多資料，可應用於大規模的問題上，由計算1,000mb之地轉風速，所計算之糙率參數及Coriolis參數之聯合推演，即可得地面 Rossby 常數 $= R_0 \cdot V_g (Z \cdot f)$ 。由 R_0 值，地轉拉力係數 C 及表面應力與地轉風所成之角度，能由同歸方程式內插而得，此式由 Lettau (1961) 之分析模型提及。在此模型中， C 與 α_0 是 $\text{Log } R_0$ 的單價函數。由此令吾人能藉 Lettau 之能量消散方程式，

$$E = \rho C^2 V_g^2 \cos \alpha_0 \text{ 算出，分散於境界層之能量 } E。$$

每月平均與1,000mb地轉風速之季節平均值，地轉拉力係數，能量消散及每年能量消散波動之標準偏差，均詳細的加以計算。北半球之八大陸地區及海洋部份之數值，已經以子午線剖面形式而表列。尤其是北美洲在地理方面，更加詳細。地轉拉力係數 C 之地理分佈與季節變化情形，乃決定於 V_g ， Z_0 及 f ，在此三者中，以 Z_0 為最主要之因素，而 Z_0 則受「10」的數次方之影響。地轉拉力係數即現出，在北半球大陸的經緯分佈之特性。

地轉風速及地理拉力係數，主要決定能量消散之分布模型及季節變化。北美洲大陸、北大西洋及太平洋，形成能量消散相當高之一組，亞洲與歐洲之能量消散頗低，此兩組高低能量之對照，以中緯度最為顯著，能量消散之子午線剖面，表示在高緯度之溫帶， E 值一般的為最大值。

在北美洲之冬季能量消散的區域性分佈，表示兩個不同的 E 最大值，一為沿着太平洋西北海岸，另一處為在大西洋東北岸，此兩最大值，在夏天均告減弱，然另一處能量消散最大的中心，又在美國西海岸出現。

地轉拉力係數與能量消散之季節變化，相當明顯，在夏季 C 值之相對變大，乃由 Z_0 的值大與大陸上 V_g 的值小，也由海洋上 V_g 的值小，在冬季極端之 E 值，乃由 V_g 值大之結果。

從 25°N 至 70°N 之冬、春、夏、秋各季，地球能量消散之季節性半球平均值為， 1.94 ± 0.51 ， 1.33 ± 0.80 、 0.70 ± 0.16 及 $1.40 \pm 0.33 \text{ watts/m}^2$ 能量消散候值之累年半球平均為 $1.34 \pm 0.33 \text{ watts/m}^2$ ，此值可被低估計30%之多。

每年 E 值之波動為明顯，然而能量消散之分佈趨勢及季節性之週期並無變更。

本研究乃基於多項假設，地面與大氣交接面之糙率參數乃主要作為植物高之函數而求出。而植物掩蔽之形態不在考慮之列，海洋糙率參數被假定為常數，由缺乎統計數值，故外插法和內插法均被應用。於必要的土地使用，為能量消散之計算，正壓大氣乃假設者，而熱層 (Thermal stratification) 之影響，不在考慮。因此本研究之結果，乃應有相當之限制，然而幕數之大小是對的，區域及季節性之差異，大致正確，可能被校正的能量消散值很少。

臺灣氣候變化之趨勢與週期

劉衍淮

Tendency and Periodicity of the Climatic Changes

in Taiwan

Yen-huai Liu.

Abstract

A statistical analysis is applied to the meteorological records of Taiwan, including temperature, precipitation, and atmospheric pressure during the 64 years 1897~1960, to determine whether climatic tendency or periodicity in variations exists. The following results are found:

1) Tendency: During the 64 years, the annual temperature indicates a clearcut warming tendency, especially in the 5 year, 10 year, 20 year and 30 year means. Mean temperature of the sixth decade is 0.7 °C higher than that of the first decade in this century. The 20 and 30 year means of January temperature in Hengchun show also warming trend, and July temperature of Taipei and Hengchun was high too.

There was no general trend in precipitation could be found. Mean July air pressure of the last 30 years is 0.6 mm and 0.7 mm higher than before at the two Taiwan stations. The change in the mean pressure follows with the change of general circulation of the atmosphere, and the mean temperature changes. The positive changes of temperature in Taiwan during 1897~1960 are consistent with what Brooks and Conover pointed. The global temperature trends went upward approximately from 1885 to 1940. These trends seem to be a part of the climatic secular variation.

2) Periodicity: The variations of temperature - precipitation and air pressure - indicate clearly climatic cycles of 3~4 years. Mean period of such cycles is 3.6 years. From observational evidences of other parts of the world, Lockyers, Braak, Defant and others found climatic periodicity of about the same length. In Taiwan, the precipitation and air pressure show also cycles of 5~7 years. Temperature and precipitation reveal even cycle of 10.7 years, which was close to the 11 year sunspot cycle, and equals with the composite period of three 3.6 year cycles. Longer periods which we can find here, are cycles of 13~16, 21~22, 30~40, 60 and years more. Among these cycles, the 3~4 year cycle is the most clear and remarkable one. The cause of such climatic variations may be partly due to the variations of solar activity,

1 本研究之完成，得國家長期發展科學委員會之補助。

such as sunspots. Its main cause was due to the changes in general atmospheric circulation, which may have no external cause. The result from the interaction of the winds, ocean currents and others which we thought to be relevant but our knowledge, under the present state, is still immeasurable.

The periodicity of the climatic oscillation in Taiwan indicated that they may not be possible for the application to long-range weather or climate forecasts. However, if any one wishes to make a prediction on the climatic changes in coming years the result of this paper probably may be used as a reference for their differentiations.

一、序 論

(一) 歷史年代中氣候變化問題

歷史年代中氣候變化之證據甚多，大致可分為：

1. 儀器及非儀器觀測之記錄，2. 有關氣候變化及天氣災害之傳說與實錄，3. 地文人文之變遷，4. 古樹年輪表現之生長情況，5. 其他自然現象之變化等。非儀器之觀測記錄，可追溯甚遠，可分為有系統者及偶然者二類。後者如嚴冬及河流結冰期之記載，歐洲有千餘年來之資料。用儀器所作之系統氣候觀測，約在三百年前開始，但初期所用儀器不够精確，且安裝不妥，故不能與後期之觀測比較，而作為氣候變化之證據，因之，可供直至現今氣候變化論斷之可用儀器觀測資料，僅屬十八世紀中葉二百年來者。至於此前數千年之氣候資料，惟有求諸觀測以外之歷史證據。因記錄片段之殘缺不全，以及種種自然現象或人文變遷與氣候關係複雜錯綜，故對歷史年代中氣候變化問題之研究，衆說紛紜，結論不一，但綜合一般可信之意見，吾人可略謂在歷史年代中氣候有如下之變化：

亞洲、歐洲、北美及北非，因有許多證據與記錄，歷史年代中氣候之變化，頗為明顯，約自西曆紀元前五千年至三千五百年，氣候溫和而多雨，為一氣候最佳時期。此後直至大約紀元前五百年之三千年之期間，大體為乾燥微冷之氣候，曾有數次之大旱，每次為期約一世紀許。紀元前五百年約至基督降生之五百年，期中多風饒雨，氣候較前為冷。西曆紀元後之1250年，大體溫和乾燥，約在西曆第八世紀中。現今冰雪載道無法通行之東格陵蘭，曾有移民村落190個，教堂12座，修道院2座，並駐有主教，足徵此期氣候緩和，冰雪較少，西曆1250~1400年之一個半世紀又為多雨多風之期，而1400~1600之十五及十六世紀則為冷而少雨之期，1600~1850之二百五十年為著名之小冰期，各地冰河頗有前進，擴張至第四紀冰期以來之最大範圍。1850年以後變暖，至本世紀

氣候變暖之趨勢更顯。

由中國史書中有關旱災水災以及嚴霜劇寒等之記載，可以見出兩千年來我國氣候之變化大致如下：西曆第一世紀比較乾旱，二、三世紀雨量較多。四世紀最為乾旱，六世紀乾而冷，七世紀乾而暖和，九世紀冬寒頗甚，十二至十四世紀寒冷多雨，十五世紀為乾旱及暖和時期，十八、十九世紀又為多雨而冷之期，第二十世紀則趨乾燥暖和。

(二) 氣候變化之一般報告或結論

在歷史年代之數千年中世界各地之氣候，雖見有週期性之變化，但氣候類型古今一致，並無若何改變，即不見有由熱變冷，由濕變乾，或與此相反之逐漸改變之趨勢，斯皮士奈德 (C.J.H. Speerscheider) 由審慎之丹麥海面 690~1860 年間結冰情形之研究中，已謂不能證明氣候有逐漸變暖之大變，1928~1929中歐之嚴冬，已證明既在現世紀亦能有過寒之冬日，一如在上世紀前半中之所見。

歷史年代中地中海周圍古文化地變乾之說，無法證實，賴太爾 (H. Leiter) 曾對北非之觀測資料，加以細心分析，結果並未證實溫度之增高與雨量之減少，而反見有相反之跡象。被人認為漸變乾涸之現象，僅係一部份之氣候偏差。雅典之氣候，自經典時代以來，勿論溫度或雨量，皆無顯著之變化。有關巴勒斯坦之情形，洪廷屯 (Huntington) 之觀念，為除乾濕期之變化外，自古迄今尚見雨量之減少，此說頗成問題。

有許多學者主張中央亞細亞及高原亞洲逐漸乾涸之學說，費凱 (H. v. Ficker) 曾指出此未必為降水量逐漸減少：冰期後內陸冰之融水頗多，此區草原高地之居民曾充分利用，因而發展有繁榮之經濟，及後水源枯竭，農牧趨於衰敗。作者在歷史年代中中亞氣候變化的證據一文中曾指出一切有關歷史年代中湖面變小變淺，河流乾涸，沙漠擴大，森林退縮，城市墾區之廢棄而歸咎於雨量減少，中亞漸變乾涸之說，俱

成問題，華爾凱 (C.T. Walker) 由印度1841~1908六十八年之雨量中，亦未證明氣候之固定改變。

非洲亦有許多湖泊漸趨乾涸或已乾涸之報告，史華茲 (Schwartz) 不信南非之有氣候改變，湖泊之乾涸，應由河系之改變解釋之。南美及澳洲亦有水量減少之報告，但確否抑為氣候偏差之暫時現象，現尚未定，一區由於人口之增加以及工業之發展，導致水量減少，頗可置信，但對氣候有何影響，則殊成疑問。土地墾植面積之增大，所生氣候變化問題亦然，美國東部之森林，已較昔為少，而西方大草原區則是，新林之面積擴大，雖然如此，仍不能確證美國溫度及雨量之有何重大改變，邵特 (Charles Schott) 曾研究美國早期之溫度與雨量之記錄，而見廣大區域有平行及同義之溫度變動，形成有規則之波型，代表暖期冷期之正負波幅，高出或低於準平均僅 $1^{\circ}\sim 2^{\circ}\text{F}$ ，並未發現同意義之不斷改變。

貝爾格 (L. Berg) 關於歷史年代氣候變化問題之研究中，作有以下之結論：

1. 以現世與冰期相比，吾人可謂幾乎全部陸地上皆見內陸水及降水之減少。
2. 自冰期終止以來，並未見有繼續不斷之變乾涸，以前曾有較現世更乾更暖之氣候。
3. 在歷史年代中並無任何一處，見有對於氣溫逐漸升高或降水逐漸減少之氣候變化為有利之證據，氣候如非持續不變，即係尚有些微變濕之傾向。
4. 因之，吾人既不能謂自冰期終止以來，地球不斷變乾涸，亦不能謂在歷史年代中，氣候之不斷變乾燥。

(三) 氣候變化之週期性

長期氣候要素之記錄中，若干年代高於標準平均，若干年代低於標準平均之現象，已有許多研究，探討此種變動之有否規則，或謂是否按一定之週期，重複出現，其答案如為肯定者，則此項週期性，必在氣候預報或長期天氣預報上佔極重要地位。此類研究之問題，在於週期長短以及偏差大小之決定，研究之出發，基於二種不同之觀點，其一為假定由於某一物理原因，有某一長短之週期存在，因而研究此一現象隨時間之變化中，有否此一週期。另一種觀點之此類研究，則為並不預先假定某種週期之存在，而試由氣候要素隨時間變化之順序中，尋求得若干並不預知之週期長短，前者甚為普通，研究精神自然使人向此一方面鑽研，例如氣候與太陽之關係至為密切，舉凡日射變化之週期，亦應見諸氣候，另外亦曾有人試就月相階段觀察氣候要素之變化，但後之研究，毫無結果。

第二種方法會有許多學者使用之，即使用統計方法，計算氣候要素值隨時間變化之順序，尋求其週期性。迄今所有之結果，頗足令人沮喪，原因不在於統計中無週期，而在於所出現之週期太多，偏差太小，在氣候資料中，1~14年之一切年數之週期皆可見有之。此外較長之週期尚有16、17、19、21、22、23、24、29、30、32、33、35、37、42、46、51、55、69、88、96、108、117、以至260及更長年數之週期。對某些清楚顯現氣候要素之週期變化作進一步觀察之前，須知第一吾人並不確知此類變化之原因，第二此類變化並非固定，永係重複出現之現象，每一較長時期之記錄，皆表示若干週期有時清楚與有規則出現，但以後突然消失，或變為另一型之波動，相與偏差皆有改變。第三應知既最清楚之週期，亦係於相當化平手續後所得者，並不能直接由已有之曲線，按外推法達成預報之目的。

(四) 臺灣氣候概況

臺灣為中國最大之海島，面積約36,000平方公里，位於中國東南淺海之邊緣，隔臺灣海峽與福建省相距200公里左右，本島南起 $\text{N}21^{\circ}53'48''$ ，北止 $\text{N}25^{\circ}18'05''$ ，西起 $\text{E}120^{\circ}03'$ ，東屆 $\text{E}121^{\circ}59'$ 。低於100公尺之平原，約佔全島面積31.3%，而高度在1,000公尺以上之山地，約佔總面積31.5%，高度自100~1,000公尺之丘陵地，佔總面積37.2%，高度達3,000公尺以上之高峯共有十數處。

臺灣轄有季風型之氣候，冬季處於亞洲大陸上強大高氣壓之東南部，氣壓北高南低，差別顯著，強盛之東北季風，控制全境，除東北部因有地形雨比較冷濕外，中南部大致晴朗乾燥，夏季本島位於大陸低氣壓之邊緣，氣壓南高北低，但梯度甚小，故流行之西南季風不強，雷雨頻仍，颱風時常侵來，造成豪雨與強風，災害屢見，除東北部少數地點如基隆、宜蘭等地外，本島之絕大部份，以夏季為主要雨季。

(五) 本研究所使用之氣候資料

臺灣氣候要素之系統儀器觀測，最早者始自民前15年即西曆1897年，計有5處，為臺北、臺中、澎湖、臺南及恒春，迄民國49年，即西曆1960年已共64年，在臺灣省氣象所出版之臺灣累年氣象報告中，除此五地記錄最久外，其餘15地之觀測，則長短不一。此一累年氣象報告中，平均氣壓一項，民國36年即西曆1947年止，係以僅作以冰點溫度為標準溫度訂正之水銀氣壓表讀數為根據而作者，37年起以後之資料，則係曾作重力訂正之氣壓值，而所作之總平均，亦係已

作重力訂正者，故該報告中前後年代之氣壓值不一致，初期之51年之氣壓值應加以修正，方形一致，是以本研究所取臺北、恒春二地氣壓值，曾將之加以訂正，按二地緯度其訂正數臺北為 -1.3 ，恒春為 -1.4 公厘(mm)。

由臺北與恒春二地64年來氣候記錄之比較，可見臺灣全境，自北端至南尖，氣候之變化，完全相同，界此二地中間緯度之臺中、臺南以及澎湖三地，亦必因相距不遠，且盡位東亞季風氣候區，氣候之變化亦必相同。以時間所限，資料整理統計需時，故本研究暫以臺北、恒春二地之資料為限，想可良好代表臺灣全域，茲列出二地地理位置及出海面之高度如下：

	北緯	東經	高度(公尺)
臺北	25°02'	121°31'	8
恒春	22°00'	120°45'	22

本研究所用之資料中民國41年以前即1897~1952年者，係依據省氣象所出版之臺灣累年氣象報告，而民國41年即1952年以後8年之記錄，則係由作者向臺灣省氣象所所洽抄之尚未出版之資料。

二、臺灣氣溫之變化

(一) 年平均溫度之變化

1897至1960年共64年之標準平均年溫度，臺北為 22.4°C ，恒春為 24.6°C ，恒春高於臺北 2.2°C 。由此二地年溫度之逐年數值，或其所形成之曲線，可見二地年溫度之變化極為相似，即較冷較暖年代相符。實以此二地緯度僅差三度，經度相差不及一度，直線

距離僅約350公里，且同屬東亞季風氣候區，冷季八個月同受東北季風之支配，夏季四個月則轉有相同之西南季風，故雖二地之地理位置及地形有別，而64年中之氣候變化，則幾完全相同。

在1897~1960年平均溫度之曲線中，臺北1917與1951二年顯屬較冷之年，其偏差為 -1.0°C 與 -0.7°C ，此外尚見年平均溫度有逐漸升高之趨勢。此種變暖趨勢在恒春尤為明顯，在恒春1917亦為一較冷之年，年溫低於準平均 0.9°C ，本世紀的第一個30年中，較冷年數較多，且冷年氣溫低於平均之數值，亦較暖年高於平均之數值為大，第二個30年之情形與此相反，暖年多於冷年，且暖年之偏差較大，二地前30年與後30年之冷暖年數如下表：

年 代	臺 北		恒 春	
	冷 年	暖 年	冷 年	暖 年
1901~1930	20	6	19	3
1931~1960	7	21	6	21

兩地64年中歷年溫度所構成之曲線(圖1)，顯示週期2至5年不等，但3及4年較多之波形19個，是此項週期變化之波長平均為3.4年。此19個波中偏差較大之波有6個，是其又顯有平均為10.7年之週期變化。此一週期之長，約為上述3.4年週期3倍之數，是每3個3.4年之週期中平均有一較大之變動，此10.7年之週期與太陽黑子之11年週期頗為接近，故其存在，頗屬可能。圖1即表示1897~1960年64年臺北、恒春二地，年溫曲線中之週期性。

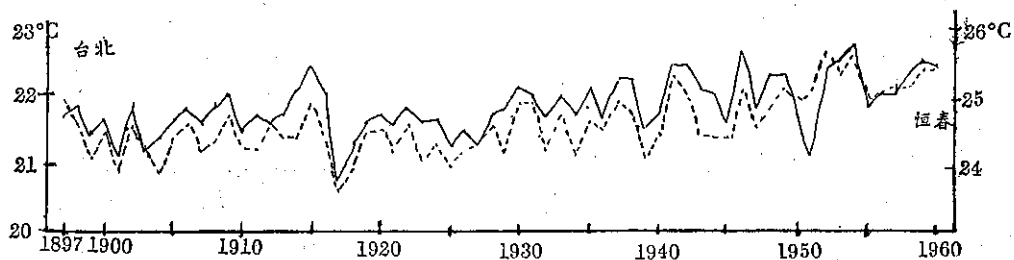


圖1：年 溫 度
Fig. 1: Mean temperature

吾人如計算年溫之5年平均值，則見以下表之結果：

年 代	臺 北	恒 春	年 代	臺 北	恒 春	年 代	臺 北	恒 春
1897~1900	21.6	24.5	1921~1925	21.6	24.2	1946~1950	22.1	24.9
1901~1905	21.4	24.2	1926~1930	21.7	24.4	1951~1955	22.1	25.3
1906~1910	21.7	24.4	1931~1935	21.9	24.5	1955~1960	22.2	25.2
1911~1915	21.9	24.5	1936~1940	21.8	24.5			
1916~1920	21.5	24.2	1941~1945	22.1	24.8			

在此項 5 年平均値中可見 1940 年以後之年代，氣溫顯然升高，如統計本世紀 60 年氣溫之 10 年平均値，則得以下之結果，後 30 年有顯著之變暖。

年 代	臺 北	恒 春
1901~1910	21.6	24.3
1911~1920	21.7	24.4
1921~1930	21.6	24.3
1931~1940	21.9	24.5
1941~1950	22.1	24.9
1951~1960	22.2	25.3

如就二地連續 20 年與 30 年之平均溫度觀之，則 1931 年以後氣溫上升之趨勢尤顯，臺北與恒春二地末後 30 年之平均溫度，皆高出以前 30 年之平均値 0.5°C，是此項資料尚顯示出氣溫之變化中有更長之週期，為三、四十年或 60 年以上年數之週期，臺北、恒春二地年溫之 20 年平均値及 30 年平均値如下表：

年 代	臺 北	恒 春	年 代	臺 北	恒 春
1901~1920	21.7	24.3	1901~1930	21.6	24.3
1921~1940	21.8	24.4	1931~1960	22.1	24.8
1941~1960	22.2	25.1			

(二) 一月溫度之變化

根據 64 年之總平均，1 月份氣溫臺北為 15.2°C，恒春為 20.5°C，恒春高於臺北 5.3°C，恒春不僅緯度較低三度，且冬月天氣幾為絕對晴朗，而同時臺北則陰雨較多，故見二地冬月氣溫，懸殊頗大。歷年 1 月溫度之變化，臺北與恒春二地有相同之形式，在臺灣，1 月為冬季東北季風盛行之月份，二地氣溫同受此一因素之支配，季風特強之 1 月，二地溫度皆低，反之季風特弱則氣溫較高，在溫度低於準平均之 1 月，二地之溫度差亦小，而 1 月溫度高之時期，則二地氣溫差別大，此更說明季風環流對臺灣氣溫影響之大。

由臺北、恒春二地 1 月溫度之變化曲線(圖 2)，

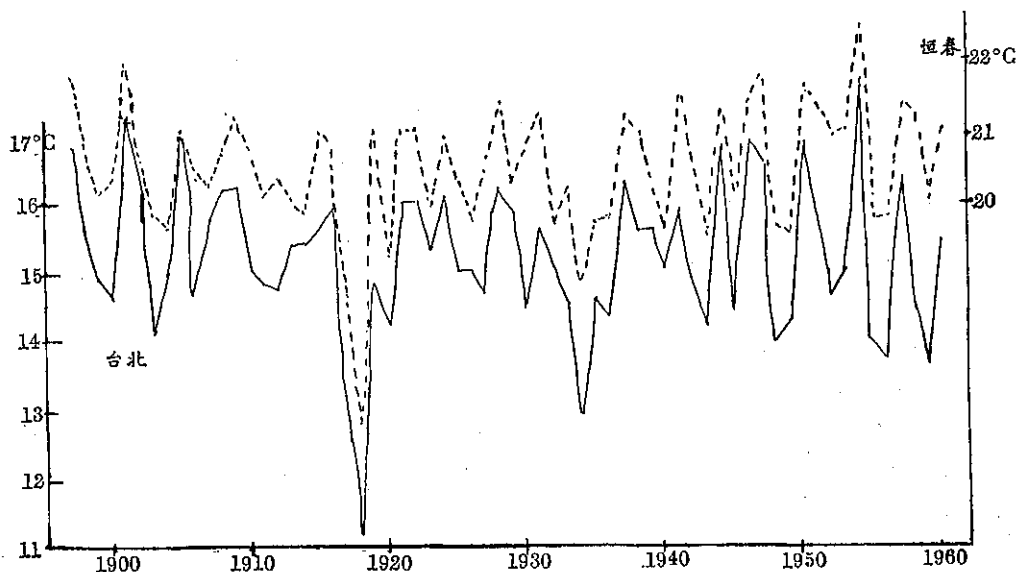


圖 2：1 月溫度
Fig. 2: January temperature

可見此月溫度之逐年變化頗大，但在此種曲線中，並不見有逐漸升高之趨勢，臺北、恒春二地偏差為

0.5°C 或更大之較冷較暖之 1 月及其溫度偏差如下表：

一 月 較 冷				一 月 較 暖			
臺	北	恒	春	臺	北	恒	春
年 代	偏 差	年 代	偏 差	年 代	偏 差	年 代	偏 差
1900	- 0.6	(1903)	- 0.7	1897	+ 1.6	1897	+ 1.3
1903	- 1.1	1904	- 0.9	1901	+ 1.9	1901	+ 1.5

1906	- 0.5	1911	- 0.5	(1902)	+ 0.9	1905	+ 0.5
1912	- 0.5	(1913)	- 0.5	1905	+ 1.8	1909	+ 0.7
(1917)	- 1.9	(1914)	- 0.7	(1907)	+ 0.5	1915	+ 0.5
1918	- 4.0	(1917)	- 1.8	(1908)	+ 1.0	1919	+ 0.5
1920	- 1.0	1918	- 3.7	1909	+ 1.0	1921	+ 0.5
1927	- 0.5	1920	- 1.6	1916	+ 0.7	(1922)	+ 0.5
1930	- 0.7	1923	- 0.6	1921	+ 0.8	1928	+ 0.9
(1933)	- 0.7	1926	- 0.8	(1922)	+ 0.8	1931	+ 0.8
1934	- 2.3	1932	- 0.9	1924	+ 0.9	1937	+ 0.7
(1935)	- 0.6	1934	- 1.6	1928	+ 1.0	(1938)	+ 0.5
1936	- 0.8	(1935)	- 0.8	(1929)	+ 0.7	1941	+ 1.1
1943	- 1.0	(1936)	- 0.8	1937	+ 1.1	1944	+ 0.8
1945	- 0.7	1940	- 1.0	1941	+ 0.7	1946	+ 0.8
1948	- 0.9	1943	- 1.1	1944	+ 1.6	1947	+ 1.3
(1949)	- 1.2	1945	- 0.5	1946	+ 1.7	1950	+ 1.1
1952	- 0.5	(1948)	- 0.9	(1947)	+ 1.4	(1951)	+ 0.8
(1955)	- 1.2	1949	- 1.0	1950	+ 1.7	(1953)	+ 0.5
1956	- 1.5	(1950)	- 0.8	1954	+ 2.6	1954	+ 2.0
(1958)	- 0.7	(1951)	- 0.8	1957	+ 1.2	1957	+ 0.9
1959	- 1.5	1959	- 0.5	1960	+ 0.5	(1958)	+ 0.7
						1960	+ 0.5

在64年中1月溫度低於準平均達 -1.0°C 及以上者臺北共見10次，其中以1918年即民國7年為冬月最冷之年，溫度偏差 4.0°C ，1934年即民國23年之1月次之，偏差 -2.3°C ，較暖1月其偏差達 $+1.0^{\circ}\text{C}$ 及以上者共13次，1954即民國43年之1月最暖，偏差 $+2.6^{\circ}\text{C}$ ，1901年即民前11年之1月次暖，偏差 $+1.9^{\circ}\text{C}$ 。在恒春偏差在 1.0°C 以上之寒冷1月，64年中共見7次，1918年之1月最冷，偏差 -3.7°C ，時期與臺北同，偏差亦相若。最暖之1月，見於1954年，亦與臺北同時，偏差 $+2.0^{\circ}\text{C}$ 。次冷之1月見於1917與1934年，偏差為 -1.8°C 與 -1.6°C ，而次暖之1月則為1901年，與臺北相同，偏差為 $+1.5^{\circ}\text{C}$ ，較臺北略小。

就臺北、恒春二地64年中1月溫度偏差達 0.5°C 及以上之年數而論，臺北較冷與較暖之1月各22個，而恒春則較冷22個，較暖者23個，至於偏差大於及等於 1.0°C 之年數如下：

	臺北	恒春
較 冷	10	7
較 暖	13	6

以二地64年之1月溫度所形成之曲線而論，其所顯示之明顯波動二地各有18個，是每波之平均週期約

為3.6年，各波之實際週期則自2至5年不等，而以3或4年週期之波形為較多。如分別統計偏差 0.5 及更大之較冷年代與較暖年代，則見臺北、恒春較冷年代所表現之波應為16個，即平均週期之長為4.0年。而恒春較暖年代似應形成20個波，每波之週期平均為3.2年，故上述平均3.6年之週期長，實為為一折中之數值。

如就1897~1960 1月溫度之5年平均値視之，則見其每3至5個5年亦呈一週期性之變化，是此種週期之長為15~25年，在13個5年平均値之曲線中呈現波形3個，是其週期之平均約為22年，在1916~1920之5年，平均1月溫度最低，偏差在臺北為 -1.3°C ，在恒春則為 -1.2°C ，5年平均1月溫度最高之期，二地並不一致，氣溫之偏差頗小，臺北1901~1905偏差 $+0.7^{\circ}\text{C}$ ，而恒春則1951~1955年偏差 $+0.6^{\circ}\text{C}$ ，臺北、恒春二地1月溫度之5年平均値如下表：

年 代	臺 北	恒 春	年 代	臺 北	恒 春
1897~1900	15.5	20.8	1916~1920	13.9	19.3
1901~1905	15.9	20.6	1921~1925	15.7	20.6
1906~1910	15.6	20.7	1926~1930	15.3	20.5
1911~1915	15.2	20.2	1931~1935	15.5	19.9

1936~1940	15.4	20.3	1951~1955	15.4	21.1
1941~1945	15.2	20.6	1956~1960	14.8	20.7
1946~1950	15.5	20.8			

冬季出現於臺灣地區之各種氣團，性質差別顯著，天氣變化即見有劇烈之溫度變化，且可連續數年見有同性之變化，故既在1月溫度之5年平均值及10年平均值中，仍見明顯之變化。臺北與恒春二地本世紀1月溫度之10年平均值如下：

年 代	臺 北	恒 春	年 代	臺 北	恒 春
1901~1910	15.7	20.7	1931~1940	15.0	20.1
1911~1920	14.5	19.8	1941~1950	15.4	20.7
1921~1930	15.5	20.6	1951~1960	15.1	20.9

在10年平均中，1911~1920之10年，臺灣自北至南全境均為60年中冬寒較甚之10年，平均偏差臺北 -0.7°C ，恒春亦為 -0.7°C ，60年中1月比較最暖之10年，氣溫之平均偏差僅約 $+0.4\sim+0.5^{\circ}\text{C}$ ，且二地並不一致，在臺北為1901~1910，而恒春則為1951~1960。

如計算臺北、恒春二地1月溫度之20年平均值，則見臺北1901~1920年之20年平均微低，隨後之兩個20年之平均微高，但此項高低自準平均之偏差，僅為

0.1°C ，與觀測之一般誤差大致相若，故不能謂其實有變化。在恒春20年平均值之變化略大，最初20年偏差 -0.2°C ，第二個20年平均偏差 -0.1°C ，而末20年之平均則偏差為 $+0.3^{\circ}\text{C}$ ，較前為高頗顯，至於1月溫度之30年平均，則臺北前後毫無差別，而恒春後30年較前30年高 0.2°C 。二地1月溫度之20年平均值及30年平均值如下：

年 代	臺 北	恒 春	年 代	臺 北	恒 春
1901~1920	15.1	20.3	1901~1930	15.2	20.4
1921~1940	15.3	20.4	1931~1960	15.2	20.6
1941~1960	15.3	20.8			

(三) 7月溫度之變化

1897~1960年之期中7月氣溫之標準平均，臺北 28.2°C ，恒春 27.7°C ，與冬季1月之情形正相反，臺灣之7月溫度，北高南低，上述二地相差 0.5°C 。夏季臺灣雖為西南季風時期，但西南季風之強度及持續性皆小，而此季雷雨及熱帶氣旋頗多，臺北、恒春中隔綿長高大之山脈，故二地7月溫度所顯示之變化，不盡相同，恒春7月為主要雨季時期，雨量及雨日之數值，皆大於臺北者，故恒春此月溫度反不如北方臺北者之高。

由歷年7月溫度所作出之曲線（圖3），臺北顯

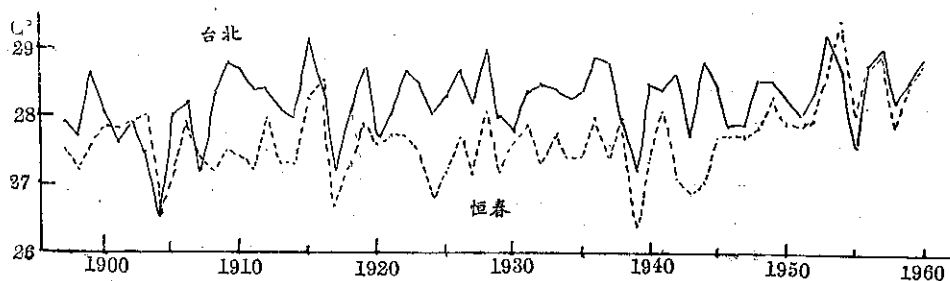


圖3：7月溫度
Fig. 3: July temperature

示有17個溫度波，是波之週期平均為3.8年，恒春之曲線顯示有18個波，是週之平均為3.6年。總之，吾人於臺灣夏季氣溫之曲線中，發現有3.6~3.8年

之週期。臺北、恒春二地7月溫度偏差為 0.5°C 或更大之較冷與較暖7月出現之年代及偏差如下表：

7月較冷				7月較熱			
臺 北		恒 春		臺 北		恒 春	
年 代	偏 差	年 代	偏 差	年 代	偏 差	年 代	偏 差
1898	- 0.5	1898	- 0.5	1909	+ 0.6	(1915)	+ 0.6
1901	- 0.6	1904	- 1.2	(1910)	+ 0.5	1916	+ 0.8

1904	— 1.7	(1905)	— 0.6	1915	+ 1.0	1949	+ 0.6
1907	— 1.0	1908	— 0.5	1919	+ 0.5	(1953)	+ 0.9
1917	— 1.0	1911	— 0.5	1922	+ 0.5	1954	+ 1.7
1920	— 0.5	1917	— 1.0	1926	+ 0.5	(1956)	+ 1.0
1939	— 1.0	1924	— 0.9	1928	+ 0.8	1957	+ 1.2
1943	— 0.5	(1925)	— 0.5	1936	+ 0.7	(1959)	+ 0.7
1955	— 0.7	1927	— 0.5	(1937)	+ 0.6	1960	+ 1.2
		1929	— 0.5	1944	+ 0.6		
		1939	— 1.3	1953	+ 1.0		
		(1942)	— 0.6	1957	+ 0.8		
		1943	— 0.8	1960	+ 0.6		
		(1944)	— 0.7				

就偏差 0.5°C 及以上之 7 月觀之，臺北較熱 7 月之數目，大於較冷 7 月之數目。恒春則反是，較熱 7 月之數目較小，最後 20 餘年 7 月變暖之趨勢，二地皆甚清楚，1904 年 7 月，臺北、恒春同為較冷，偏差為：臺北 -1.7°C，恒春 -1.2°C，另一臺灣南北通為較冷 7 月之年代為 1939，臺北 1.0°C，恒春 -1.3°C，另外 1917 年 7 月，溫度偏差臺北與恒春同為 1.0°C，至於 1907 年 7 月，臺北偏差雖達 -1.0°C，但恒春僅為 -0.5°C，1915 年 7 月，臺灣有較高之溫度，臺北偏差 +1.0°C，恒春偏差 +0.9°C，1953 年 7 月亦然，臺北偏差 +1.0°C，恒春偏差 +0.9°C，1957 年 7 月，臺北偏差 +0.8°C，恒春偏差 +1.2°C，1960 年 7 月二地偏差亦皆在 0.5°C 以上，臺北 +0.6°C，恒春 +1.2°C，1954 年 7 月恒春偏差雖達 1.7°C 之多，但同時臺北之偏差僅為 +0.4°C，差別較大。

在本世紀 60 年中之末後 20 餘年，夏季 7 月之溫度，見有顯著變高之趨勢。此在 5 年之平均值中，臺北 7 月溫度不見逐漸升高之趨勢，但恒春則末後 20 年連續上升。在 7 月氣溫之 10 年平均值中僅見最後 10 年，二地 7 月氣溫之平均值升高。

7 月溫度之 5 年平均			7 月溫度之 10 年平均		
年 代	臺北	恒 春	年 代	臺北	恒 春
1897~1900	28.1	27.5	1901~1910	27.8	27.5
1901~1905	27.3	27.5	1911~1920	28.2	27.6
1906~1910	28.3	27.5	1921~1930	28.3	27.5
1911~1915	28.4	27.6	1931~1940	28.4	27.7
1916~1920	28.0	27.6	1941~1950	28.3	27.7
1921~1925	28.3	27.4	1951~1960	28.5	28.4
1926~1930	28.3	27.6			
1931~1935	28.4	27.9			

1936~1940	28.3	27.4			
1941~1945	28.4	27.4			
1946~1950	28.2	27.9			
1951~1955	28.3	28.3			
1956~1960	28.6	28.5			

就 7 月氣溫之 10 年平均而論，末後之 10 年均高出本世紀首 10 年之平均，臺北 +0.7°C，恒春 +0.9°C，如統計 7 月氣溫之 20 年及 80 年之平均，則二地此一夏月氣溫，顯見升高。

20 年 平 均			30 年 平 均		
年 代	臺北	恒 春	年 代	臺北	恒 春
1901~1920	28.0	27.5	1901~1930	28.1	27.5
1921~1940	28.3	27.6	1931~1960	28.4	27.9
1941~1960	28.4	28.1			

三、臺灣雨量之變化

(一) 年雨量之變化

根據 1897~1960 年之觀測，臺北與恒春二地平均年雨量及各季分配百分數如下表：

	年 雨 量(mm)	冬 (%)	春 (%)	夏 (%)	秋 (%)
臺 北	2,111.9	14	26	41	19
恒 春	2,298.3	3	11	65	21

由此可知臺灣南北兩端，平均年雨量大致相若，恒春略高於臺北。雨量之各季分配雖同為夏季多雨，但臺灣北部雨量之年分佈比較均勻，南部則雨量集中於夏季之形勢特顯，冬季至為乾燥。在北部春季較秋季為多雨，而在南部則秋雨多於春雨。

1897~1960 年 64 年中年雨量之變化，在臺北不

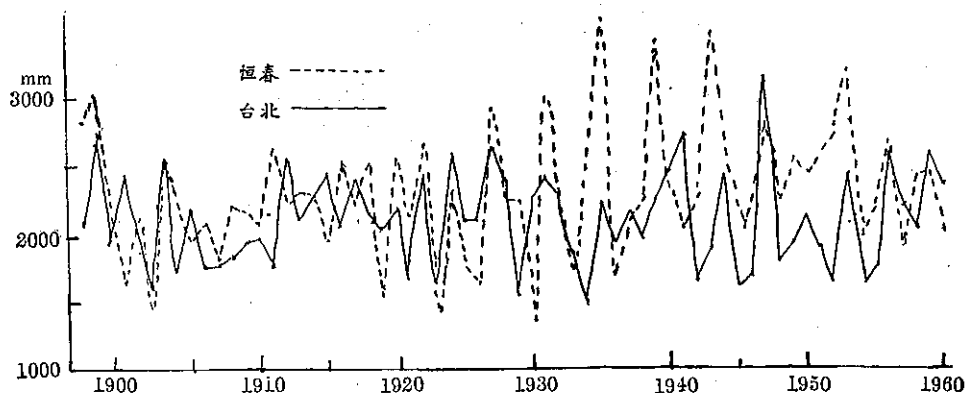


圖 4：年 雨 量
Fig. 4：Annual precipitation

見有漸變多雨或漸變乾燥之趨勢，在恒春則末後30年顯示年雨量之變化增大，由臺北、恒春二地年雨量之變化曲線(圖4)可以看出二地年雨量之變化在64年中顯有22個週期性之波形，是年雨量顯示有平均約為2.9年即約為3年之週期，如取年雨量偏差大於400mm之濕年、乾年觀之，則見臺北濕年有9，乾年有10，乾年有2年係連續者，故可謂濕年、乾年所形成之波形，同為9個，是此雨量偏差大於400mm之波之平均週期為7年，恒春偏差大於400mm之濕年亦有9個，而顯示平均為7年之週期，但較乾年數為12，除1925與1926年連續之2年只計其1，則恒春乾年顯有11個波，其平均週期為5.7年，約為上述大小波合計平均週期之2.9年之2倍數。臺北、恒春二地，因緯度、部位及地形之差別，氣候大同小異，恒春年雨量略大，但其變化亦較臺北為烈，濕年、乾年如下表：(偏差大於400mm)

濕 年		乾 年	
臺 北	恒 春	臺 北	恒 春
1898	1898	1902	1900
1903	1922	1921	1902
1912	1927	1923	1907
1924	1931	1929	1919
1927	1935	1934	1923
1941	1939	1942	(1925)
1947	1943	1945	1926
1956	1947	(1946)	1930
1959	1953	1952	1933
		1954	1936
			1946
			1957

由上表可見比較顯著之濕年與乾年，只各有3次同時見於臺北與恒春二地。是此數年為臺灣全島性之濕年與乾年。全島性濕年為1898、1927與1947年，全島性乾年則為1902、1923與1946年，相隔29與20、21與23年不等。是每隔20至29年臺灣可見一次普遍多雨或乾燥之年。惟恒春年雨量超過準平均1,000mm以上之三年，1935、1939與1943年，相距各僅4年，且同年臺北之雨量並非特多，故上述全島性濕乾年之週期殊少意義。恒春多雨之三年，雨量皆得自夏季之豪雨。1935年7月，雨量1,603.6mm，1939年7月1,926.4mm，而1943年6月1,797.7mm，7月952.2mm，故使上述三年恒春之年雨量特大。夏季之龐大雨量，為颱風及鋒雷雨所造成，而颱風與鋒雷雨所生雨量大小又屬地方性現象，因之雨量之地理分佈，差異甚顯，故在年雨量之研究中，臺灣全島性之氣候變化，頗不易確定。

就1897~1960年64年中，年雨量之5年平均值觀之，臺北平均年雨量只見波動，而無漸變潮濕或漸變乾燥之趨勢。變化所表現之波形，共有5個，是此種變化之週期，平均為13年，此項波動之偏差頗為微小，上世紀之最後5年與1956至1960年之5年，平均雨量特多，偏差約為年雨量12%，1906~1910年與1951~1955年為平均雨量特少之兩個5年，偏差約為年雨量11%，恒春年雨量之5年平均值，則顯示本世紀前30年之數皆略低，而隨後之25年各平均值皆較高，二地年雨量之5年平均值如下表：

年 代	臺 北	恒 春
1897~1900	2,321.2	2,386.2
1901~1905	2,028.6	2,022.8

1906~1910	1,851.7	2,020.6
1911~1915	2,244.1	2,281.5
1916~1920	2,164.7	2,230.0
1921~1925	2,093.9	2,046.4
1926~1930	2,195.8	2,084.2
1931~1935	2,059.0	2,658.9
1936~1940	2,144.6	2,363.9
1941~1945	2,049.7	2,570.4
1946~1950	2,137.6	2,359.3
1951~1955	1,356.4	2,521.0
1956~1960	2,349.0	2,279.7

就本世紀 60 年之年雨量 10 年平均值觀之，可見臺北之變化甚小，而恒春後 30 年之 3 個平均數，皆較前 30 年者為大，臺北、恒春年雨量 10 年平均值如下表：

年 代	臺 北	恒 春
1901~1910	1,940.1	2,051.7
1911~1920	2,204.4	2,280.8
1921~1930	2,144.9	2,065.3
1931~1940	2,101.8	2,511.4
1941~1950	2,093.6	2,264.9
1951~1960	2,102.7	2,400.4

再就年雨量之 20 年平均值及 30 年平均值而論，臺北年雨量在 60 年中仍不顯示重大變化，而恒春逐漸增多之趨勢比較明顯，後 30 年之平均多於前 30 年者 326 mm。合標準平均 14%。二地 20 年平均及 30 年平均年雨量如下表：

年 代	臺 北	恒 春
1901~1920	2,072.3	2,166.3
1921~1940	2,123.4	2,288.4
1941~1960	2,098.2	2,432.7
1901~1930	2,096.5	2,132.6
1931~1960	2,099.4	2,458.9

(二) 1 月雨量之變化

冬季臺灣盛行東北季風，雨量一般稀少，但本島東北部首當季風之衝，加以地形突起，氣團舉升，造成冬季陰雨連綿之氣候，獲有相當可觀之雨量。尤以在特殊有利地形之處為甚，是以基隆就 50 年之平均而論，以冬季雨量為最大。臺北受登陸季風影響，雖地處盆地中，冬雨仍佔年雨量 14%，而本島南端之恒春

，冬雨僅佔年雨量 3%。蓋冬季季風越山到達中南部已變乾燥，因之雨量至微，僅於有強烈寒潮之極鋒伸達此區，方見可以量出之雨量。

1897~1960 年 64 年之平均 1 月雨量：臺北 90.4 mm，恒春 20.8mm，在二地逐年 1 月雨量之變化中，不見有漸漸增多或漸漸減少之趨勢，臺北雨量變化之曲線中(圖 5)，可見 64 年中共有 18 個波形，是有平均為 3.6 年之週期變化。各個週期之實際長短，則 2 至 7 年不等。如選取偏差大於 50mm 之波，則見有 9 至 10 個，是平均週期為 6.4 至 7 年。恒春 1 月雨量甚小，變差自亦不大，但就各種大小波數而論，共見有 19 個，是有平均為 3.4 年之週期，但究以恒春 1 月雨量過小，平均僅為 20.8mm，64 年僅有 3 年之 1 月雨量超過平均 50mm 以上，僅有 1 年，其 1 月雨量達 100 mm，臺北與恒春二地 1 月雨量之偏差達 50mm 及以上之年代如下表：

1 月 多 雨		1 月 少 雨	
臺 北	恒 春	臺 北	恒 春
1900	1916	1902	
1905	1929	1914	
(1906)	1937	1918	
(1911)		1920	
1912		(1921)	
1925		1923	
1930		1926	
1937		1932	
1941		1944	
1951		1946	
1956		1957	

多雨之 1 月，二地並非同時，臺北 1 月份雨量超過 200mm 之年代，為 1912、1925、1941 與 1951 各年，而恒春此 4 年 1 月雨量稀少，恒春雨量達 70mm 以上之 1916、1929 與 1937 三年，臺北同月雨量並不特多，僅 1937 年 1 月臺北雨量接近 200mm。冬季二地因地形不同，生雨原因有別，故此處多雨，他處未必。

二地 1 月雨量之 5 年平均，亦不見變乾或變濕之恒定趨勢。其所形成之曲線，有如圖 5 之所示，臺北見有變動輕微之波 4 個，週期自 10 年至 20 年不等，其平均則為 16 年，恒春之 5 年平均，1 月雨量總介於 10~35mm 之間，不顯有何重要變化，二地 1 月

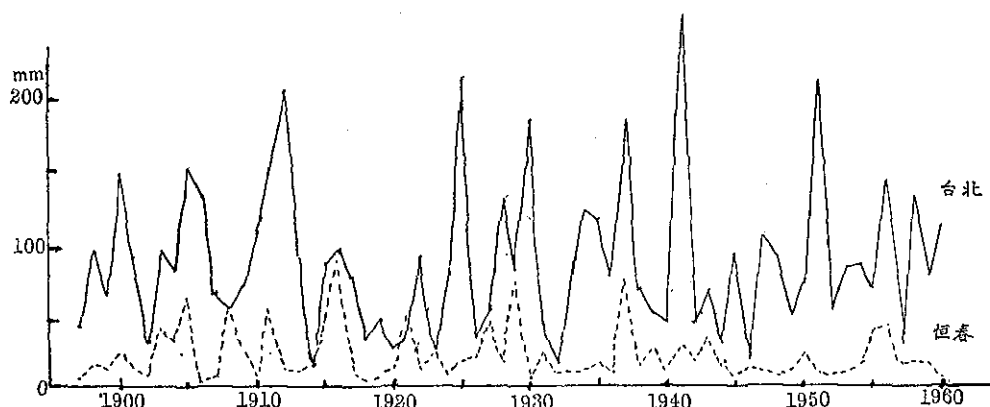


圖 5：1 月 雨 量
Fig. 5: January precipitation

雨量之 5 年平均值如下表：

年 代	臺 北	恒 春
1897~1900	90.7	14.6
1901~1905	93.4	32.2
1906~1910	88.5	19.2
1911~1915	112.5	24.5
1916~1920	56.2	23.5
1921~1925	89.9	20.9
1926~1930	99.6	31.6
1931~1935	73.9	10.8
1936~1940	86.0	25.7
1941~1945	100.7	18.5
1946~1950	68.3	10.8
1951~1955	102.7	14.3
1956~1960	100.4	19.5

本世紀 6 個 10 年之 1 月雨量平均值，臺北介於 80~102mm，變率約為標準平均之 12%，恒春平均雨量介於 14.7 與 26.3mm 之間，變率約為 26~80%，恒春 1 月雨量太小，此種變率無何重要性。

1 月雨量之 10 年平均如下表：

年 代	臺 北	恒 春
1901~1910	91.0	25.7
1911~1920	84.3	24.0
1921~1930	94.8	26.3
1931~1940	80.0	18.3
1941~1950	84.5	14.7
1951~1960	101.6	16.9

臺北、恒春二地 1 月雨量之 20 年平均與 30 年平均，顯示此少雨月之雨量變化更小。

20 年 平 均		
年 代	臺 北	恒 春
1901~1920	87.7	24.9
1921~1940	87.4	22.3
1941~1960	93.1	15.8

30 年 平 均		
年 代	臺 北	恒 春
1901~1930	90.0	25.3
1931~1960	88.7	16.6

(三) 七月雨量之變化

夏季 6 月 7 月 8 月三個月，臺灣各地因雷雨與颱風而有豐富之雨量，僅東北角之基隆例外，冬季多雨。臺北夏季三個月之雨量，佔年雨量 43%，臺灣中南部夏雨之優勢尤顯，所佔年量百分數：臺中 56%，高雄 74%，恒春 65%，故夏雨在臺灣之水源供給上，佔極重要之地位。其變化對經濟生活之影響至大。

由 1897~1960 年 64 年間，臺北 7 月雨量變化之曲線(圖 6)，吾人並看不出此一夏月雨量有逐漸增多或逐漸減少之趨勢，其變化顯示有週期 2 至 5 年之波 19 個，是此型變化之週期，平均為 3.4 年。恒春 7 月雨量之變化，亦不見有逐漸變濕或變乾之傾向，而曲線中共有 19 個波，各波週期 2 至 5 年週期不等，其平均亦為 3.4 年，7 月雖為西南季風盛行時期，但風勢不強，方向亦多變化，臺北、恒春二地因位置及地形差別，雨量多寡之時期，頗有不同，故此處 7 月多雨之年

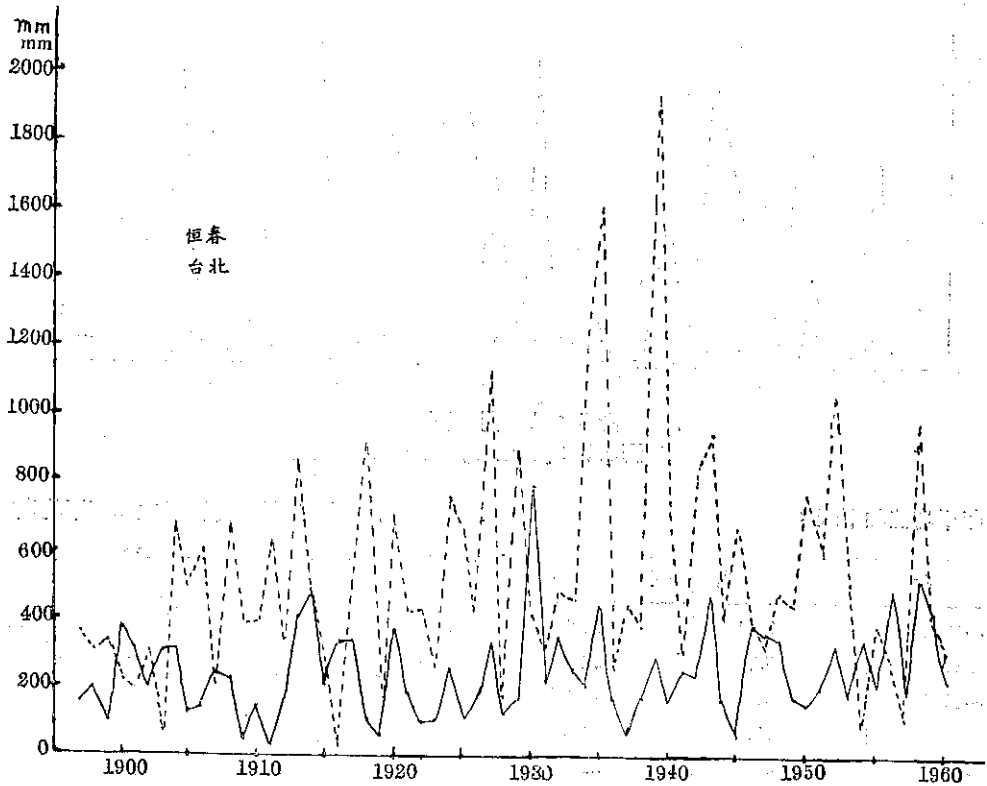


圖 6：7 月 雨 量
Fig. 6 : July precipitation

代，他處不必同時多雨，根據64年之平均，7月雨量：臺北 246.5mm，恒春 519.1mm，是此月平均雨量恒春大於臺北 2 倍許。茲列出臺北 7 月雨量偏差大於 120mm，恒春 7 月雨量偏差大於 250mm 之年代如下表：

臺北偏差大於120mm		恒春偏差大於250mm	
多 雨	少 雨	多 雨	少 雨
1900	1899	1913	(1900)
(1913)	1909	1918	1901
1914	1911	1927	1903
1920	(1918)	1929	1907
1930	1919	(1934)	(1915)
1935	1922	1935	1916
1943	(1923)	1939	1919
1946	1925	(1942)	1923
1956	1928	1943	1931
1958	1937	1952	1936
(1959)	1945	1958	1954
			1957

以臺北雨量偏差大於 120mm，恒春雨量偏差大於 250mm，即二地雨量偏差達本地準平均一半及以上之 7 月而論，除恒春少雨 7 月出現 12 次外，其餘臺北多雨少雨以及恒春多雨 7 月，在 64 年中各見 11 次，如將連續多雨或少雨之二年，併為一次計，則可謂共見 9 至 10 個波，即平均約為 6.4~7.1 年之週期，是臺灣平均約 3 年至 4 年見一次旱或澇，而 6 年或 7 年見一次大旱或大澇。如再統計臺北 7 月雨量大於 400mm 者則見 1914、1930、1935、1943、1956 與 1958 六年為如是，而 7 月雨量不及 100mm 之年代，則為 1909、1911、1919、1922、1937 及 1945 六年，是更甚之旱澇，見有約為 10.7 年，即 3 個 3 年多之週期。恒春 7 月雨量大於 1,000mm 之年代為，1927、1934、1935、1939 與 1952 五年，雨量小於 200mm 之 7 月見於 1901、1903、1907、1916、1919、1928、1954 與 1957 八年。雨量不及 100mm 之年代，為 1903、1916、1954 三年。由後者可見每隔若干年尚見更大之旱，但相隔年數甚不規則。就恒春最多雨之 7 月而論，1935 與 1939 二年之 7 月雨量皆超過 1,600mm，1939 年 7 月竟達

1,926.4mm，約為平均年雨量84%。

就臺北、恒春二地7月雨量之5年平均值而論，二地之變化頗為不同，臺北平均7月雨量達300mm以上之時期為1926~1930與1956~1960。最後之5年平均最高，恒春之5年平均值，64年中顯示一個大的週期變化，1931~1935之數值最大，此外尚見二個較小之週期變化，二地7月雨量5年平均值如下表：

年 代	臺 北	恒 春
1897~1900	209.0	312.3
1901~1905	255.3	352.9
1906~1910	158.8	452.6
1911~1915	253.6	513.3
1916~1920	242.4	488.5
1921~1925	146.3	505.2
1926~1930	318.0	612.8
1931~1935	292.1	812.2
1936~1940	168.7	748.7
1941~1945	232.0	630.0
1946~1950	278.2	476.0
1951~1955	271.7	522.9
1956~1960	271.4	421.0

在臺北7月雨量之10年平均值中，後30年顯見7月平均雨量之增大。恒春7月雨量之10年平均則顯見前40年顯然升高，其後則降低，是顯示7月雨量之有60年以上之週期變化，臺北、恒春二地7月雨量之10年平均如下表：

年 代	臺 北	恒 春
1901~1910	207.1	402.8
1911~1920	248.0	500.9
1921~1930	232.2	559.0
1931~1940	230.4	780.5
1941~1950	255.1	553.0
1951~1960	321.6	472.0

7月雨量之20年平均，臺北末後20年顯著升高，恒春則以居中之1921~1940年20年之平均為最高，至於7月雨量之30年平均，臺北、恒春二地皆顯見後30年較前30年為多雨，後30年平均多出前30年之數，臺北約40mm，恒春約114mm，二地7月雨量20年平均及30年平均如下表：

年 代	臺 北	恒 春
1901~1920	227.6	451.9
1921~1940	231.3	669.8
1941~1960	288.4	512.5
1901~1930	229.1	487.6
1931~1960	269.0	601.8

四、臺灣氣壓之變化

(一) 年平均氣壓之變化

冬季臺灣位於亞洲大陸強大高氣壓之東南部，氣壓頗高，氣壓梯度自北向南，就64年之總平均而論，1月海面氣壓臺北高於恒春2.3mm，或3.1mb，是氣壓梯度，每緯度約為1.0mb，故東北季風頗強。夏季亞洲大陸上為低氣壓區，臺北位於此低氣壓之邊緣，氣壓亦低，氣壓梯度與冬季反向，由南向北，7月海面平均氣壓，恒春高於臺北約0.7mm，或0.9mb，是梯度約為每度緯度0.3mb，由如此小之氣壓梯度所維持之西南季風，微弱多變，二地1月7月及年平均氣壓如下表：

	高 度 (m)	觀 測 氣 壓 (mm)			海 面 氣 壓 (mm)		
		1 月	7 月	年	1 月	7 月	年
臺 北	8	765.2	753.6	759.6	765.9	754.3	760.3
恒 春	22	761.5	752.9	757.1	763.6	755.0	759.2
差 (臺北—恒春)					2.3	-0.7	1.1

一地氣壓之變化，代表氣壓型及風場之變化，環流有變化，則氣團與天氣亦必有所改變，故在長期氣候變化之研究中，氣壓之變化亦頗重要。

由臺北、恒春二地1897~1960年64年中逐年平均氣壓之變化曲線，吾人無法看出氣壓有何向一方向之趨勢，即不見其有連續升高或降低。有如圖7之所示，在64年中臺北、恒春二地年平均氣壓偏差，最大不超過1公厘(mm)。此種微小變動所構成之波浪，在64年中共有18個，各波週期自2至5年不等。其平均期長為3.6年，臺北氣壓高之年代，恒春氣壓亦高，臺北氣壓低之年代，恒春氣壓亦低，極少例外，年平均氣壓自準平均之偏差達0.4mm及以上之年數，在64年中臺北共有6年較高，恒春有7年較高，而氣壓較低之年，臺北有9個，恒春亦有8個，其中高於準平均0.6mm及以上之年數，臺北為1926與1932二年，恒春僅1926一年，而低於準平均0.6mm及

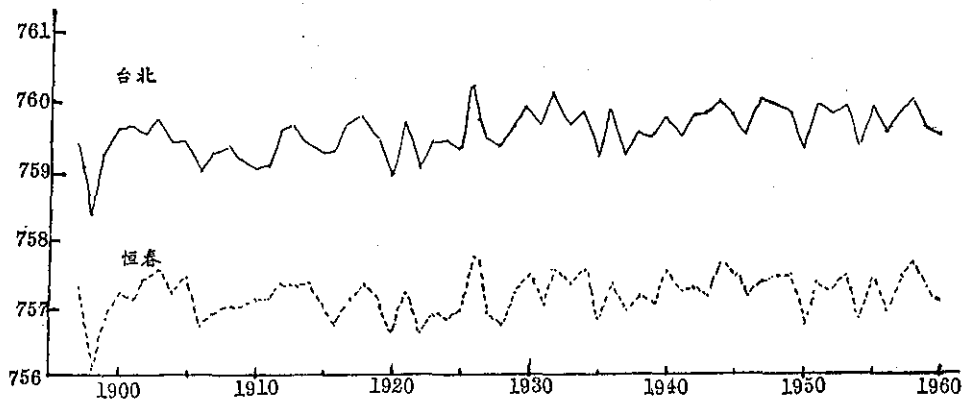


圖 7：年 氣 壓
Fig. 7：Mean pressure

以上之年代臺北僅1898 (偏差 -1.0mm) 與1920 二年，恒春僅 1898 (偏差 -1.0mm) 一年。年平均氣壓偏差在 0.4mm以上之年代如下表：

氣 壓 較 高		氣 壓 較 低	
臺 北	恒 春	臺 北	恒 春
1926	1903	1898	1898
1930	1926	1906	1906
1932	1932	1910	1916
1944	1934	1911	1920
1947	1940	1920	1922
1958	1958	1922	1928
		1935	1935
		1937	1950

如統計年平均氣壓之 5 年平均値，可見臺北、恒春二地並無氣壓不斷升高或降低之趨勢，其高低之差不過 0.5mm。1930年以前變化略大，其後幾近不變，兩地未訂正至海面之 5 年平均年氣壓如下表：

年 代	臺 北	恒 春
1897~1900	759.3	756.8
1901~1905	759.7	757.3
1906~1910	759.3	756.9
1911~1915	759.5	757.2
1916~1920	759.5	757.0
1921~1925	759.4	756.8
1926~1930	759.7	757.2
1931~1935	759.7	757.2
1936~1940	759.6	757.2
1941~1945	759.8	757.2

1946~1950	759.7	757.2
1951~1955	759.8	757.2
1956~1960	759.6	757.2

年氣壓之10年平均表示本世紀之前30年氣壓微低，後30年氣壓微高，惟高低之差僅有 0.2mm，年氣壓10年平均値如下表：

年 代	臺 北	恒 春
1901~1910	759.5	757.1
1911~1920	759.5	757.1
1921~1930	759.6	757.0
1931~1940	759.7	757.2
1941~1950	759.7	757.2
1951~1960	759.7	757.2

在20年及30年之平均値中，臺灣年氣壓在60年中變化之微，尤為明顯。末後20年之平均，比前20年之平均値高 0.1mm，後30年之平均，亦僅高出前30年者 0.1 至 0.2mm，此變化僅及觀測之可能誤差，故吾人實不便肯定之為氣壓之顯著升高，臺北、恒春二地年氣壓之20及30年平均如下表：

年 代	臺 北	恒 春
1901~1920	759.5	757.1
1921~1940	759.6	757.1
1941~1960	759.7	757.2
1901~1930	759.5	757.1
1931~1960	759.7	757.2

(二) 1 月氣壓之變化

1897~1960年64年之總平均1月氣壓：臺北765.2mm，恒春761.5mm，各年1月平均氣壓變化所形成之曲線，表示在東北季風盛行之此一冬月，氣壓

之變動頗大，但不見有逐漸升高或降低之趨勢，二地曲線之高低起伏，有如圖8之所示，完全一致。臺北1月氣壓高之年，恒春1月氣壓亦高。反之，臺北1月

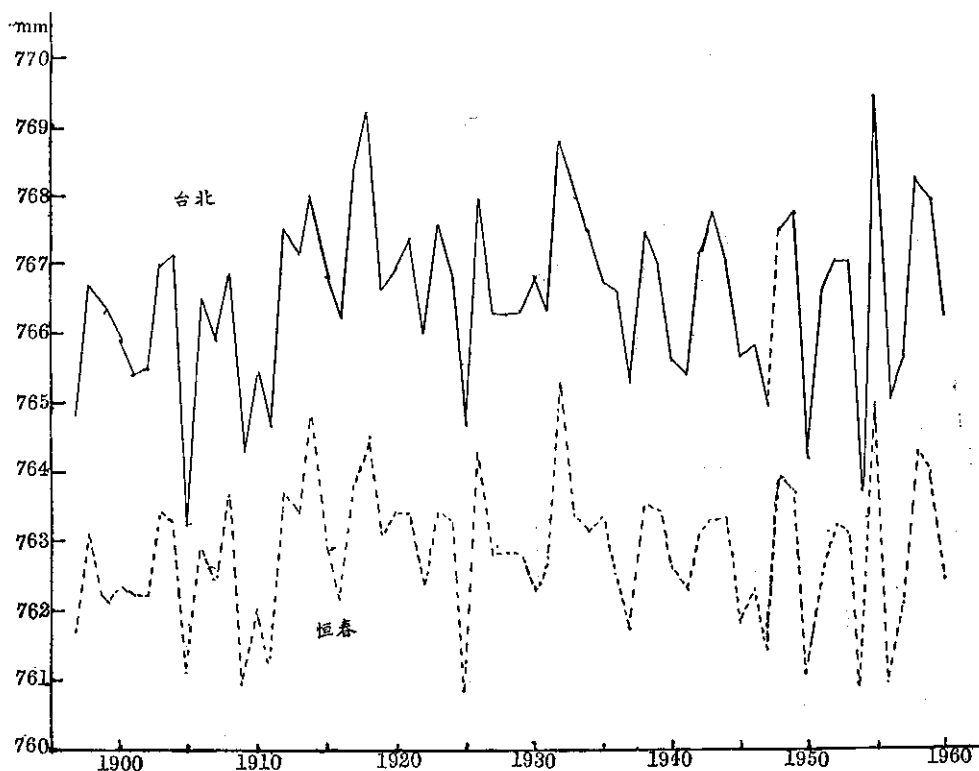


圖8：1月氣壓
Fig. 8 : January pressure

氣壓低之年，恒春1月氣壓亦低。在64年之1月氣壓曲線中，顯有氣壓波20個，各波週期2至4年不等，而平均期長為3.2年，大致與以前在溫度變化及雨量變化中所見之波數與週期相符，64年中臺北、恒春二地1月氣壓偏差達1mm及以上較高較低年代如下表：

較高年代		較低年代	
臺北	恒春	臺北	恒春
1912	1914	1897	1897
1914	1918	1901	1905
(1917)	1926	1902	1909
1918	1932	1905	1911
1923	1948	1909	1925
1926	(1949)	(1910)	1937
1932	1955	(1911)	1945

(1933)	1958	1925	1947
1943	(1959)	1937	1950
(1948)		1941	1954
1949		1947	1956
1955		1950	
1958		1954	
(1959)		1956	

是氣壓偏差等於1mm及以上之1月，臺北氣壓較高者有14個，恒春較高者9個，1月氣壓較低之年數，臺北14個，恒春11個，如計氣壓偏差1mm以上之波，而將上述年代中連續之年認為係同一之波，則可謂64年中有10~11個波，是約有週期6~6.4年之變化。即約為上述3.2年週期2倍之波。

如取偏差2mm及以上之1月，則見氣壓特高特低之年代如下表：

1 月 氣 壓 特 高		1 月 氣 壓 特 低	
臺 北	恒 春	臺 北	恒 春
1913	1932	1905	1909
1932	1955	1909	1925
1955		1950	
		1954	

在64年中1月氣壓特高之年數，臺北3，恒春2，而1月氣壓特低之年數，則為臺北4，恒春2，由上可知在冬月臺北之氣壓較高，變化較多，且變化之偏差亦較大。1905年1月臺北氣壓最低，低於準平均3.3mm，1955年1月氣壓最高，高於準平均3.1mm，在恒春，1932年1月氣壓最高，高於準平均2.4mm，1954年1月氣壓最低，低於準平均2.3mm，一般而言，1月氣壓特高，表示東北季風強盛，氣團較冷，降水量較少。反之，1月氣壓特低則是冬季季風稍弱，氣溫略高，降水稍多。

64年中1月氣壓之5年平均，亦顯示臺北、恒春二地有完全相同之變化形式，並與二地1月溫度之5年平均之變化相反。在氣壓變化曲線中，含有波形3個，是氣壓尚見有大約為21年之週期，1897~1960年臺北、恒春二地1月氣壓之5年平均如下表：

年 代	臺 北	恒 春
1897~1900	764.4	760.9
1901~1905	764.3	761.0
1906~1910	764.5	761.0
1911~1915	765.5	761.8
1916~1920	766.2	762.0
1921~1925	765.2	761.2
1926~1930	765.4	761.6
1931~1935	766.2	762.1
1936~1940	765.1	762.1
1941~1945	765.3	761.3
1946~1950	764.8	761.2
1951~1955	765.6	761.7
1956~1960	765.5	761.7

二地本世紀1月氣壓之10年平均，仍見顯著之變化，10年平均值如下表：

1 月 氣 壓	臺 北	恒 春
1901~1910	764.4	761.0
1911~1920	765.9	761.9

1921~1930	765.3	761.4
1931~1940	765.6	761.7
1941~1950	765.1	761.3
1951~1960	765.5	761.7

本世紀之60年中，臺北、恒春二地1月氣壓之20年平均與30年平均，表示出中間20年之平均1月氣壓略高，以及後30年之平均高於前30年之平均，惟差別僅有0.1至0.2mm，此亦表示氣壓變化顯有60年以上之週期。二地20年及30年之平均值如下表：

20 年 平 均		
年 代	臺 北	恒 春
1901~1920	765.2	761.5
1921~1940	765.5	761.6
1941~1960	765.3	761.5
30 年 平 均		
年 代	臺 北	恒 春
1901~1930	765.2	761.4
1931~1960	765.4	761.6

(三) 7 月氣壓之變化

1897~1960年64年7月份氣壓之標準平均，臺北753.6mm，恒春752.9mm。其逐年之變化，二地完全同形，臺北氣壓高之7月，恒春氣壓亦高；臺北氣壓低之7月，恒春氣壓亦低。夏季二地同屬西南季風時期，惟訂正至海面之氣壓平均，恒春高於臺北僅0.7mm，因平均氣壓梯度小，故西南季風不強，常為熱帶及副熱帶之氣旋所擾亂，7月氣壓低，表示氣旋之侵襲較甚，因之雨量亦較多，氣壓高之7月，情形與此相反。

在64年之氣壓變化中，不見恆久變高或變低之趨勢，其曲線有如圖9之所示，顯有週期2至5年不等之大小波形20個，是此波之平均週期3.2年，與上述1月氣壓變化所顯示之週期性相同，如僅數計偏差為+1.0mm或更大之波形，則臺北與恒春二地皆表示有13個，是其平均週期為5年，偏差-1.0mm或更低之波形，臺北、恒春各有12個，是平均約5.3年可見一次7月低壓較低1mm許。

再就氣壓偏差大於2.0mm之年代而論，64年中氣壓特高之7月，臺北有2個，恒春1個；特低之

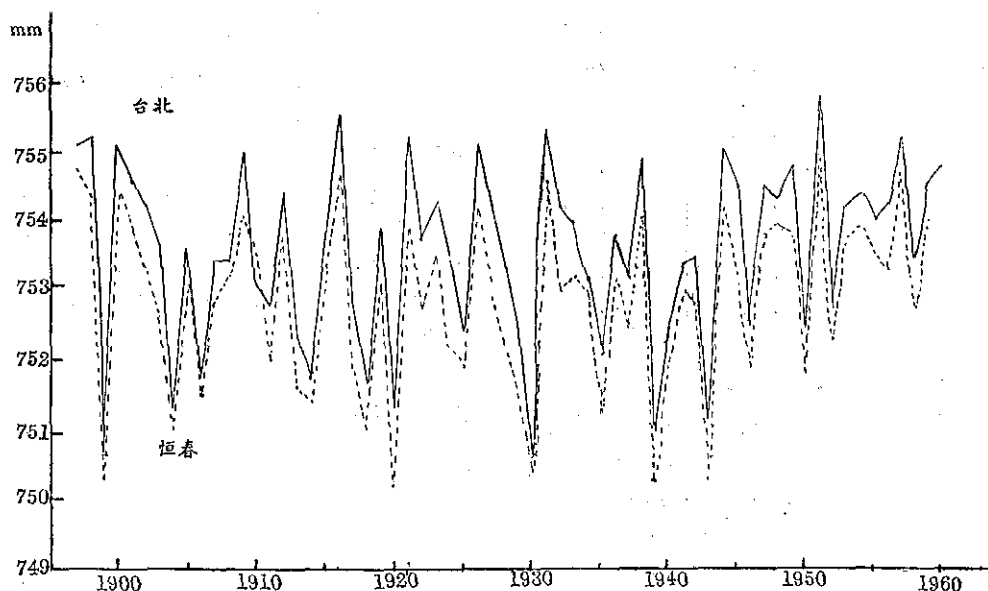


圖9：7 月 氣 壓
Fig. 9 : July pressure

月，臺北有 6 個，恒春有 5 個。7 月氣壓偏差等於 1.0mm 及更大之年代如下表：

7 月 氣 壓 高		7 月 氣 壓 低	
臺 北	恒 春	臺 北	恒 春
(1897)	1897	1899	1899
1898	(1898)	1904	1904
1900	1900	1906	1906
(1901)	(1901)	(1913)	(1913)
1909	1909	1914	1914
1916	1916	1918	1918
1921	1921	1920	1920
1926	1926	1925	1925
1931	1931	(1929)	(1929)
1938	1938	1930	1930
1944	1944	1935	1935
(1945)	1951	1939	1939
1947	1954	(1940)	1943
1951	1957	1943	1946
1957	(1959)	1946	
(1959)	1960		
1960			

7 月氣壓偏差達於 2.0mm 及更大之年代

7 月 氣 壓 特 高		7 月 氣 壓 特 低	
臺 北	恒 春	臺 北	恒 春
1916	1951	1899	1899
1951		1904	1920
		1920	1930
		1930	1939
		1939	1943
		1943	

7 月氣壓之 5 年平均值，臺北及恒春二地皆見 1925 年以前之 6 個 5 年平均，表示平均氣壓下降，1925 年以後之 7 月 5 年平均，表示平均氣壓上升，其間雖有週期較小之波，但週期至少約為 65 年之波，在此甚為明顯，最高最低之偏差，在臺北為 0.9 與 -0.7，在恒春為 1.0 與 0.7mm，此項 65 年之週期或為更大週期中較小週期之一，臺北、恒春二地 7 月氣壓之 5 年平均如下表：

年 代	臺 北	恒 春
1897~1900	754.1	753.4
1901~1905	753.6	752.8
1906~1910	753.4	753.0
1911~1915	753.1	752.4

1916~1920	753.2	752.2
1921~1925	752.9	752.8
1926~1930	753.2	752.3
1931~1935	753.8	753.0
1936~1940	753.2	752.4
1941~1945	753.6	752.7
1946~1950	753.8	753.1
1951~1955	754.3	753.9
1956~1960	754.5	753.9

在臺北、恒春二地 7 月氣壓之 10 年平均中，則見二地本世紀之 60 年中，平均氣壓先降以後連續上升，此 60 年平均氣壓之變化，似為週期至少為 80~90 年之變化中之一部分，二地 7 月氣壓之 10 年平均如下表：

年 代	臺 北	恒 春
1901~1910	753.5	752.9
1911~1920	753.1	752.3
1921~1930	753.1	752.6
1931~1940	753.5	752.7
1941~1950	753.7	752.9
1951~1960	754.4	753.9

如統計 7 月氣壓之 20 年平均與 30 年平均，則見臺灣在本世紀末後 20 年之 7 月氣壓顯然高出以前之二次 20 年之平均氣壓，最高最低之差仍達 0.8mm。末後 30 年之平均，高於以前 30 年之平均 0.6~0.7mm。

年 代	臺 北	恒 春
1901~1920	753.3	752.6
1921~1940	753.3	752.7
1941~1960	754.1	753.4
1901~1930	753.2	752.6
1931~1960	753.9	753.2

五、臺灣氣候變化之趨勢與週期

(一) 氣候趨勢

1. 趨勢一覽

由 1897~1960 年 64 年中臺北、恒春二地氣候資料之分析，可見臺灣氣候在氣溫、雨量及氣壓三要素中趨勢之有無及若何如下表：

		氣 溫			雨 量			氣 壓		
		年	1 月	7 月	年	1 月	7 月	年	1 月	7 月
歷年觀測	臺北	變暖	無	無	無	無	無	無	無	無
	恒春	"	"	"	"	"	"	"	"	"
5 年平均	臺北	"	"	"	"	"	"	"	"	"
	恒春	"	"	"	"	"	"	"	"	"
10 年平均	臺北	"	"	變暖	"	"	"	"	"	"
	恒春	"	"	"	"	"	"	"	"	"
20 年平均	臺北	"	"	"	"	微濕	變濕	微升	"	升高
	恒春	"	變暖	"	變濕	微乾	無	"	"	"
30 年平均	臺北	"	無	"	無	微濕	變濕	"	微升	"
	恒春	"	變暖	"	變濕	微乾	"	"	"	"

2. 氣溫趨勢

臺灣南北兩地年平均氣溫在 64 年中逐漸升高之趨勢，甚為明顯。在逐年觀測之曲線中已可大致看出，如計算年溫度之 5 年、10 年、20 年及 30 年之平均值，則氣溫變暖之趨勢更顯，此與柯諾佛 (Conover) 等所指出西曆 1885 年起至少到 1940 年之 56 年中全球溫度皆見上升之趨勢相符。柯氏指出冬季溫度升高約 1.2°C，年溫上升約 0.6°C，在臺灣，臺北冬溫升高不顯，但恒春 1 月溫度之 20 年平均，第三 20 年高出第一 20 年 0.5°C。既在 30 年平均中，後 30 年平均氣溫仍高出前 30 年 0.2°C。柯氏並指出 1917~1937 年之期中，北極溫度升高最大，超過 3.5°C，此期臺灣 1 月溫度之 5 年平均，臺北升高 1.8°C，恒春升高 1.3°C，西曆 1917 年，即民國 6 年，在臺灣為 64 年中最冷之一年，年平均溫度低於標準平均之數，在臺北及恒春同為 1°C。1917 年 1 月氣溫之偏差：臺北 -4.0°C，恒春 -3.7°C，而該年 7 月亦較標準情形為涼爽。

3. 雨量之趨勢

1897 至 1960 之 64 年中臺灣之歷年年雨量及年雨量之 5 年平均與 10 年平均，變化多端，不見逐漸變為多雨或乾燥之趨勢，既在 20 年與 30 年之平均中，僅恒春顯有年雨量之增多，臺北則無一般趨勢。後 30 年雨量與前 30 年相差僅及年雨量千分之一。在冬季臺北與恒春雨量皆甚稀少，其變化不關重要，但既此亦僅於 20 年及 30 年之平均中，方見有臺北、恒春二地頗不同之趨勢，臺北雨量微見增多，而恒春則微見減少，7 月臺北及恒春皆為多雨月份，是月雨量，既在 5 年與 10 年平均中仍顯示週期性之變化，而無一般趨勢，但臺北則 20 年平均及 30 年平均，皆見雨量之增大，恒春則僅於 30 年之平均，顯示 7 月雨量增多。按柯諾佛，

在 1885~1940 年之 56 年中，北極區、北溫帶、墨西哥、南美中部、南印度以及東南亞年雨量皆見正變化，而美國，南美北部、非洲、馬來亞及澳洲則見有相反之負變化，是不同區域之年雨量，頗有不同，因之彼云年雨量之變化，並無世界性之一般變化，由臺灣南北兩端年雨量 1 月雨量與 7 月雨量變化之差別，亦可想見其一般。

4. 氣壓之趨勢

由臺北、恒春二地 60 餘年之氣壓紀錄，可見僅於年氣壓之 20 年及 30 年平均値，見有微形升高之趨勢，升高 0.1 至 0.2mm，1 月氣壓則僅於 30 年平均値，後 30 年高於前 30 年 0.2mm。而 7 月氣壓則變化較大，其 20 年平均與 30 年平均有顯著上升，20 年平均後 20 年升勢特強，高出前 20 年 0.3mm，二地皆然。30 年平均則後 30 年高出前 30 年之數為臺北 0.7mm，恒春 0.6mm，是氣壓之變化，除 7 月氣壓在本世紀最後 20 年有比較顯著之升高外，年平均氣壓與 1 月平均氣壓之升高殊微，變值接近資料之正確度，故不能謂其必有。

氣壓之變化，當然表示大氣環流之變化，由臺灣氣溫在 60 餘年中升高之趨勢，可以想見氣壓應有所變化，北半球顯著溫度變化之原因，在於歐亞大陸及北

美冬季反氣旋位置及強度之變化，彼得遜 (Petterssen) 在其北大西洋及東歐氣旋頻率之研究中，曾謂斯干的納維亞氣壓上升之區，風暴性減小，而紐芬蘭東北方及北方之風暴性增大。此種型式使北大西洋東部多西南風，因暖空氣之平流，此期極圈內風之進出較以前為頻，空氣在反氣旋區輻射冷卻之時間較少，因之北風之平均，暖於以前。60 年之氣候記錄中，臺灣 7 月氣壓在末後二、三十年之升高，顯示此期風暴性之減小，氣溫因亦較高，此種情形，在冬季臺北雖不見氣溫之變暖，但在年平均之氣壓與氣溫之變化中，亦可約略見之。

上述 60 年中氣溫、氣壓升高之趨勢，不過週期長於 60 年以至 100 餘年變化之一部份，即另一較大週期中之上升部份，不能視之為永恒升高，蓋既在整個歷史年代中，百年及數百年之氣候週期變化，數見不鮮也。

(二) 氣候週期

由上述臺北及恒春二地 60 餘年氣候資料所作分析研究，可見溫度、雨量及氣壓三者，年、1 月與 7 月之逐年數值及 5 年平均之變化中，有下列年數之週期性：

		氣 溫			雨 量			氣 壓		
		年	1 月	7 月	年	1 月	7 月	年	1 月	7 月
歷年記錄	臺北	3.4, 10.7	3.6, 4.0	3.8	3.0, 7	3.6, 6.4	3.4, 6-7, 10.7	3.6	3.2, 6.4	3.2, 5
	恒春	3.4, 10.7	3.2, 4.0, 3.6	3.6	3.0, 7, 5.7	3.4	3.4, 6-7	3.6	3.2, 6.4	3.2, 5
5 年平均	臺北	22			13	16	21		21	65
	恒春	22					21, 65		21	10, 65

10 年平均、20 年平均與 30 年之平均，更顯示出長期之氣候變化，週期為 30~40 年、65 年及 80~90 年或 100 年以上者，茲分述如下：

(1) 3 至 4 年之週期

在代表臺灣之臺北及恒春二地，全年與冬夏二季之氣溫、雨量及氣壓變化中，普遍見有 3 至 4 年之週期。其實際平均長短為 3.0、3.2、3.4、3.6、3.8、4.0 年不等，但最多見者則為 3.6 年之週期，3.4 年之週期次之。此種 3 至 4 年之週期，早已在世界其他部份之氣候變化中為人所發現。羅開葉 (N. Lockyer) 由世界上 73 處之氣壓變化，曾發見平均為 3.8 年週期，另一羅開葉 (W.J.S. Lockyer) 求得澳洲亦有此種週期，布拉克 (Braak) 由東印度群島之氣壓梯度，

發見其有 3.5 年之週期變化，此外戴芳特 (A. Defant) 亦曾在北大西洋環流中求得此種三年半之週期，李車爾 (Rietschel) 由 1901~1912 年冬季溫度之調和分析中，得有 3.7 年之週期，貝拉格 (H.P. Berlage jun.) 在爪哇自 1519~1929 年 411 年之樹環(年輪) 研究中，發見平均為 3.32 年之週期，此種 3 至 4 年之週期，一般皆認為係大氣本身振動問題，而為溫度變動與氣壓變動之自動調整，舒伯特 (Schubert) 在其世界氣壓波之研究中，亦取相同之解釋，氣壓波之出發點在赤道附近，自此沿子午線方向前進，在較高緯度形成數個大氣活動中心。

(2) 5 至 7 年之週期

由臺北、恒春二地雨量及氣壓之變化中，尚見有

爲期5.0、5.7、6.0、6.4與7.0年之週期，惟此種5至7年之週期，並不普遍，故其真實性，不若上述3至4年者爲大。僅於取較大偏差時偶見之，其中6至7年之週期，恰爲二個3至4年週期之期長，表示每兩個3年餘之週期中，常見有一較大偏差之變化，亦屬合理。

(3) 11年太陽黑子週期

觀察臺灣氣溫與雨量變化中之較大偏差，尙見平均爲10.7年之週期，此不僅相當三個3.6年之週期，而又與11年太陽黑子週期相接近，故其存在，頗屬可信。太陽黑子之多寡，使日射強度發生變化，而太陽黑子數有一明顯之11年週期，柯本(W. Köppen)求得太陽黑子數量最小之年代，氣溫高出準平均約 0.5°C ，在熱帶特別顯著，赫爾曼(Hellmann)並發見歐洲雨量之變化與太陽黑子之數量有關，但關係並不太密切，在黑子最少之年，雨量最大，在黑子最多之年，雨量次大，是雨量可謂爲有5或6年之週期，與11年之週期。

(4) 13至16年之週期

於臺北1897~1960年雨量及1月雨量以及7月氣壓之5年平均中，尙見有13年與16年之週期，此似爲四個3至4年週期合成之較大週期，瓦格奈(Wagner)於維也納自1776年以來之溫度紀錄中發見冬夏平均溫度差，有一正爲16年平均週期之變化，溫度平均變差 0.7°C 餘，是此項16年之週期亦能見於其他氣候要素與他區氣候之變化中。

(5) 21至22年之週期

由臺灣60餘年1月溫度與1月氣壓之5年平均中，尙可見到大約爲22與21年之週期。此項週期之年數，相當於六個3至4年之週期，以及兩個11年太陽黑子週期。其真實性無可置疑。但以此處之觀測根據，僅爲64年之期者，作成5年平均，亦只有13個數字，用此作出之曲線，顯示3個波，由3個波所得之結果，終有資料太少之感。阿保特(Abbot)曾指出氣候有23年之週期，與此22年之週期頗相接近。因之又相信氣候變化中之見有21、22、或23年之週期，殊屬可能，惟以資料不同，故所得期長略有差異耳。

(6) 30至40年之週期

於臺灣60餘年氣候要素變化之分析中，特別是在10年、20年之平均中，似尙偶見30~40年之週期變化。本研究根據之資料，固因觀測期限短，如此所得30~40年週期之可靠性不大。但在他家氣候變化之研究中，30~40年之週期，實已成立。蓋此約爲3~4年

週期之10倍，11年黑子週期之3倍，氣候變化之出現此種節奏，頗爲可能。布呂克奈(Brückner)於印度百年氣候紀錄中曾發見33年之週期，道格拉斯(Douglass)於加利福尼亞州樹環之研究，亦曾得有33年之週期，羅克萊(Lockyer)發見太陽黑子有35.5年之週期，布呂克奈並由河湖水位，18世紀以來雨量與溫度之觀測，俄國結冰情形，西歐葡萄收穫日期，以及千年來寒冬之記載，求得35年之氣候週期。

(7) 60年以上之週期

由各項氣候要素20年及30年之平均，見氣溫有升高之趨勢，雨量與氣壓亦微顯升高，此種趨勢顯然爲60年以上週期變化中之上升部份，雨量及氣壓之5年平均值中似尙有一約爲65年之週期，此大致爲20個3年餘之週期，6個11年黑子週期，3個21至22年週期，與2個33年週期，長於65年之週期，本資料固無法論斷，但其他研究中確已發見之。已被人發現者有69年、88年、96年、108年、114~117年以至260年之週期等，此外在歷史年代中更長之週期亦有之。

六、結 論

本研究之根據，僅以1897~1960年64年臺北、恒春二地氣候記錄爲主，故所謂氣候趨勢，指在此期限內之升高或降低之趨勢，自然屬於長於此限週期變化之一部份，而非永恒之趨勢。因之真能確定之氣候週期，僅以短於64年者爲限。

本世紀以來臺灣氣溫顯有上升之趨勢，在氣溫之年平均及多年平均中尤爲明顯，氣壓亦微顯上升之趨勢，但年雨量則無明顯趨勢之可言。本世紀以來氣溫之變暖，應爲百年以上氣候週期之一部份。

本研究所發現之臺灣氣候週期，最明顯者爲3至4年之週期，此外尙見5至7年之週期，11年之週期，13至16年之週期，21至22年之週期，與30至40年之週期等。由種種長短不同週期之聯合與重疊，氣候要素因而出現爲曲折多端之複雜曲線。

百年以下週期之氣候變化，其一部份之原因，可能在於太陽活動如太陽黑子等之變化，但主要之原因，似仍在於大氣一般環流之變化，此外規模較小之風、海流、及浮冰等之作用，使氣候呈現複雜之變化。

臺灣60餘年來之氣候資料，表示某種週期有時清楚出現，但以後却變爲另一週期，偏差亦有不同，且由不同資料中所見之週期，互有差異，缺乏共同性之週期，至於較長週期，多係由5年平均或10年平均或

更長年代之平均得出者，不能直接由觀測資料，按外推法達成長期氣候預報。惟吾人如欲對未來數年或數十年之氣候若何加以預想，則捨以此項結果為依據外，別無他途可循，是以本研究所得之臺灣氣候週期，亦有其應有之價值。

參 考 文 獻

1. J. Hann u. K. Knoch, (1932) : Handbuch der Klimatologie, 4te Auflage, Stuttgart.
2. C.E.P. Brooks, (1950) : Climate through the ages. Ernest Benn, Limited, London.
3. R.E. Huschke, (1959) : Glossary of meteorology. Boston.
4. 劉衍淮 (1951) : 歷史年代中中亞氣候變化的證據，師大學報第六期。
5. C. J. H. Speerschneder, (1915) : Om Isforholdene i Danske Farrande Aarene 690 1860, Kopenhagen.
6. H. Leiter, (1909) : Die Frage der Klimaänderung während geschichtlicher Zeit in Nordafrika, Wien.
7. Huntington, (1911) : Palestine and its transformation, London.
8. H. v. Ficker, (1923) : Mitt. Ges. Ges. Erdk., Leipzig.
9. G. T. Walker, (1910) : Mem. Ind. Met. Dep. XXI, Simla.
10. E. H. L. Schwartz, (1920) : Geog. Journ. 1919 and Monthly Weather Review.
11. Ch. Schott, (1876) : Tables of the atmospheric temperature in the U.S. Washington.
12. Berg, (1914) : Das Problem der Klimaänderung in Gechichtlicher zeit, Leipzig und Berlin.
13. 劉衍淮 (1949) : 氣候學 (甲種)，空軍訓練司令部，民國48年6月。
14. 劉衍淮 (1953) : 臺灣區域氣候之研究，師大學報第八期。
15. 臺灣省氣象所出版：臺灣累年氣象報告 (1897~1952)。
16. 劉衍淮，(1954) : 東亞天氣類型與臺灣天氣變化之研究，師大學報第九期。
17. H. Shapley, (1953) : Climatic change, evidence, Causes and Effects, Harvard University, Prëss, Cambridge.
18. J.H. Conover: Climatic changes as interpreted from meteorological data.
19. S. Petterssen, (1914) : Changes in the general circulation, Glaciers and Climate, Geografiska Annaler 31.
20. N. Lockyer, (1908) : Monthly mean values of barometric pressure for 73 selected stations over the earth surface. Solar Physics Observatory, South Kensington, London.
21. W. J. S. Lockyer, (1919) : A discussion of Australian meteorology, Solar Physics Committee, London.
22. C. Braak, (1920) : Met Z. 1910, Annal. d. Hydrogr.
23. A. Defant, (1924) : Geografiska Annaler.
24. E. Rietschel, (1929) : Die 3~3 1/2 jährige Temperaturschwankung. Univ. Leipzig.
25. H. P. Berlage jun., (1931) : Gerlands Beiträge z. Geophysik.
26. O. V. Schubert, (1928) : Die dreijährige Luftdruckwelle, Unive. Leipzig.
27. W. Köppen, (1873) : über mehrjährige Perioden der Witterung insbesondere über die 11jährige Periode der Temperatur, Met. Z.
28. A. Wagner, (1924) : Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien.
29. C.G. Abbot: Smithsonian solar radiation researches.
30. E. Brücker, (1890) : Klimaschwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die Klimaschwankung der Diluvialzeit, Wien.
31. A. E. Douglass. Climatic cycles and tree growth, Carnegie Inst. Wash. Publ. I, (1919) II (1928), III (1936).
32. Lockyer. (1900) : On solar changes of temperature and variations in rainfall in the region surrounding the Indian Ocean. Proc. R. Soc. Nov.
33. G. Hellmann, (1910) : Abh. Kgl. Preuss. Met. Inst.

臺灣地區暴雨特性之研究¹

周根泉

The Characteristics of Heavy Rainfall in Taiwan Region

Abstract

Ken-chuan Chou

The occurrence of floods or very heavy rainfall had frequently performed in Taiwan. This paper has been studied the characteristics of rainfall under the following topics: (1) The topography of Taiwan, (2) The distribution of rainfall (3) The intensity of rainfall and (4) The characteristics of heavy rainfall in Taiwan region.

The records of rainfall for more than one hundred stations in this region had been counted for the analysis of its intensity and annual, monthly daily and hourly distribution. The data had been traced from the beginning of the year of observation at each station up to the year of 1960. Most of them have a record of more than fifty years.

一、緒 言

臺灣為東亞多雨地區之一，平均年雨量為 2,582 mm，島上若干山地，年雨量可達 5,000 mm 以上，如以火燒寮為例，其累年平均雨量達 6,572 mm，最大年雨量則高達 8,408 mm，幾居東亞各地年雨量紀錄之冠。

臺灣且多暴雨，雨量之大，極為驚人，如民國 23 年 7 月 19 日，高雄縣屬之泰武(庫瓦爾斯)，於一日之間降水 1,127 mm，嘉義縣屬之竹崎於民國 84 年 9 月 3 日降水 1,050 mm，均為世界罕有之日雨量紀錄，而短時間暴雨量，雖平地亦極可觀，如臺南於民國 36 年 7 月 29 日，一小時雨量竟達 163.3 mm，恒春於民國前 2 年 8 月 29 日連續四小時降雨 228.1 mm，雨勢之暴，可以想見。

茲擬就臺灣地區之實際暴雨情況，依氣象之觀點，加以分析研究，庶明瞭其特性，而加深其認識，冀為農林水利公共施設之參考。

二、降水之過程

水滴或冰晶自空中降落，乃形成降水現象，其所以促成降水之基本要求，大致需具備(一)大氣中有充足之水汽，(二)大氣之冷卻，(三)水汽凝結為液體或固體，(四)凝結之水滴或冰晶成長達到降落之大小。茲分別說明如下：

(一) 大氣中之水汽

水分常以水汽之形態存在於大氣層中，大氣中水

汽之含量，為降水之唯一來源，大氣中含有充足之水汽，方能獲得相當數量之降水。但所有之自然降水，均不可能使大氣中之水汽完全釋出。須視當地之地理環境、氣象情況以及大氣柱之厚度而異。

無雨或晴天，通常大氣中水汽含量均甚低，多雲則水汽含量較高。降雨時更高，但水汽含量最高時，未必正為降雨之時。因之，多雲或降水之促成顯然尚有其他因素。因大氣中之水汽，並未包括雲中小水滴、雨滴、冰晶等，而大氣中之水分常以此種形態存在，且數量甚大。

(二) 大氣之冷卻

大氣中經常有水汽存在，已如前述。但某一定數量或體積之空氣中，水汽之含量必有一最高限度。此限度為氣溫之函數。實用上當空氣在某一溫度，所含水汽之數量為最高時，謂之已飽和。降低大氣之溫度，將減少含水汽之能力。通常空氣在某一溫度時，其所含水汽低於該一氣溫可能含水汽量之最高值(換言之，未能飽和之空氣)，無須加入水汽，僅降低其溫度即可使之飽和，此種氣壓及水汽量不變而達到飽和之溫度，是為露點。接近或達到飽和點通常即開始凝結。

空氣冷卻之過程甚多，但因上升而氣壓減低之絕熱冷卻，則為大量空氣能迅速冷卻以產生若干降水之唯一自然過程。降水率與降水量，與空氣冷卻之速率

1. 本研究之完成得國家長期科學發展委員會之補助。

、數量、以及流入降水區域中代替已凝結及降落水分之水汽之速率與數量，有密切之關係。

氣團之上升而迅速冷卻，必由於下列各種原因之一：1. 大氣之水平滙聚。2. 鋒面上升。3. 地形上升或4. 大氣不穩定。亦常因數種原因同時發生促使空氣上升乃致暴雨。茲分別說明如下：

(1) 水平滙聚：通常起因於空氣內流於某一特殊地區，如低氣壓區域，若此種滙聚發生於大氣最低層，則因空氣的堆積，迫使向上升，而致冷卻。

(2) 鋒面上升：當暖空氣流向較冷空氣，因密度較小，暖氣團被迫上升。冷暖兩氣團之間，必形成鋒面。此種鋒面經常向冷氣團傾斜，其與地面相交之切線即為鋒。暖鋒之傾斜度通常自1:100至1:300，冷鋒則較陡；約自1:25至1:100。

(3) 地形上升：空氣流向山嶺地帶，被迫上升。山嶺之傾斜度常較鋒面更為峻陡。假如其他情況均相同，則地形上升使空氣冷卻，遠較鋒面冷卻為甚。

(4) 大氣不穩定：從一定量之空氣，如為乾燥或未飽和者，當其被迫上升時因環境氣壓減小，故本身發生膨脹，但無從吸收熱量，於是溫度下降。此種乾燥或未飽和空氣絕熱上升時，每升高一千呎，溫度減低 5.4°F ，是謂乾絕熱冷卻率。如上升者為飽和之空氣，則因其中水汽凝結，釋出潛熱，其冷卻率自較緩慢。實際上，上升之飽和空氣為偽絕熱者，因空氣中之水份常凝結而下降，偽絕熱遞減率隨高度而增加。因飽和空氣中之水汽含量隨高度而減少，因凝結而釋出之潛熱亦同樣減少。在低層大氣平均每千呎氣溫降低 3.3°F ，但在甚高之高空，則接近乾絕熱率($5.4^{\circ}\text{F}/1000\text{ft}$)。未飽和或飽和之空氣，其垂直溫度遞減分別超過乾絕熱或偽乾絕熱遞減率，因之上升之空氣始終較周圍其他空氣溫暖，是即不穩定。

未飽和之氣團，其溫度遞減率介於乾絕熱及偽絕熱之間時，亦可產生不穩定。如在這種氣團中，有一部份空氣具有相當多之水汽含量，當其上升循乾絕熱率冷卻至凝結溫度，此時之高度稱為「上舉凝結平面」。此平面以上，空氣之冷卻乃循偽絕熱率，且甚為緩慢。如此時上升空氣之溫度遞減率大於偽絕熱率，則達一平面稱為「自由對流平面」。因此處上升空氣之溫度與周圍空氣相同。超過此一平面以上，則此上升之空氣較周圍之空氣溫暖，亦較輕。於是即使無上舉之外力存在，亦必繼續自動浮升。

上升之空氣其底部之水汽含量相當多，而其頂部則相當乾燥時，亦可發生不穩定。因當其上升時，其

較低部份迅即達到上舉凝結平面，此後即循偽絕熱率冷卻，而其頂部則因相當乾燥，乃循乾絕熱率冷卻甚速。此項空氣繼續上升，其垂直之溫度梯度逐漸增加，以致發生不穩定。

前述溫度直減率加增，直至達到臨界值，氣團乃呈不穩定。遞減率之加增，不外：(1) 水平滙聚之上舉，(2) 鋒面上舉，(3) 地形上舉，(4) 空氣柱底部之加熱及(5) 夜間雲頂輻射冷卻。上舉之過程，前已述及，因氣溫之變化致使氣團不穩定，當不難瞭解，日間氣團之底部，因地面熱力之供應，乃使氣團向上遞減甚速，差別最大之時，通常為午後，亦為地面最熱之時。午後之雷雨，即為顯示絕熱不穩定。至於晚間之雷雨，則常由於雲頂輻射冷卻，而其底部則仍吸收地面輻射熱所致。

(三) 水汽凝結為液體或固體

降水之最重要步驟為凝結，即大氣中之水汽，變成小水滴，如溫度甚低則變成冰晶。此種小水滴或冰晶即構成空中之雲，較大之暴雨，常降自水滴與冰晶混合之雲中。

飽和並非必定發生凝結，凝結必需有凝結核以吸收水汽而成小水滴，比較有效之凝結核，則為燃燒之生成物，及海上浪花蒸散之鹽粒。空中有足夠之凝結核，則當水汽達到飽和點時，方始開始凝結。

(四) 雲中水滴及冰晶之成長及降落

當空氣被冷卻至飽和或凝結溫度以下，溫度繼續降低，凝結連續不停，雲中之小水滴及冰晶相互併積。此種液態及固態之水分自雲中之下降率，決定於1. 氣流向上冷卻之速率，2. 雲中小水滴變成够大可降落通過向上氣流之成長率及3. 充分有之水汽流入降水區以接替降下之水分。

雲中之小水滴平均半徑約為 0.01mm ，故甚輕，上升氣流僅須有 $15\text{cm}/\text{min}$ 之速率，即可支持其不墜。雖則並無一定之界說以區別雲及雨之水滴之大小，但半徑為 0.1mm ，則多認為雨滴起碼之大小。因降落地面之雨滴，其半徑大多均在 0.1mm 以上至 3.2mm 。較此更大之雨滴，則必破裂分散為較小之雨滴，因雨滴之表面張力不能支持降落空氣層時之變形，而半徑為 3.2mm 之水滴，其降至地面之終速度約為 $10\text{m}/\text{sec}$ 或 $32\text{ km}/\text{hr}$ ，自須特別強之上升氣流，方能支持其不墜，更大之雨滴，須更強之上升氣流，自不待言。

解說雲中水滴成長以至下降，各家說法不同，根

據 H. G. Houghton 之研究，認為降水之生成有兩個主要之過程，即冰晶及合併，此兩過程可分別亦可同時作用，冰晶過程為雲中過冷卻之水滴中滲入冰晶。因水滴之飽和蒸汽壓大於冰晶，故水滴與冰晶間有蒸汽壓差存在。於是冰晶歸併水滴而增大，情況如順利，即可達到降落之大小。冰晶過程僅發生於過冷卻之水滴雲，最有效之溫度約為 -15°C 。

合併過程乃基於水滴相對之下降速度及雲中不同大小水滴間之衝擊。合併之成長率，須視一般水滴之大小，最大水滴之大小，水滴之濃度及正在聚集與已聚集之水滴之大小，而有不同。據 D. Sartor 研究結果，認為電場與水滴電荷可影響合併之效率，且為雨水自雲中降落重要之因子。合併過程可在任何溫度進行，而於冰晶或水滴，其效果並不相同。

三、雨水下降率

雨水下降率為以下兩者之函數，(1)有效水汽，(2)水汽能變為降水之比率。除此兩種因素外，顯然雨水下降率與季節及地形變化亦有密切之關係。

(一)有效水汽

產生降水或風暴之有效水汽，其機械運動為決定雨水下降率之重要因素。在一風暴區，如無水汽之繼續供應，則其降水區域之總降水量不可能超過空氣中水汽及液態水之最大含量之和，但如臺灣地區每遇颱風，其降水總量常遠超過空氣中所含水汽量，如無水汽繼續補充，決不能有此現象，實際上，空氣中所含之最大水汽量亦不可能全部析出下降，是以水汽之不斷補充，為暴雨之極重要因素。

空氣流入風暴區，為任何風暴機械運動之自然現象。降水過程中，主要之冷卻因素為空氣上升，同時上升之空氣，其空隙由水平流入或滙聚其他新補充空氣，在風暴區，空氣不斷上升，區外空氣繼續流入，如此川流不息。流入空氣之速率及其所含水汽之份量，為決定降水量兩個最重要之因素。

大氣中水汽含量之變化，取決於 1. 與水汽來源之距離，2. 緯度，3. 季節及 4. 高度。主要之水汽來源為海洋。因此，即使所有情況均相同，而空氣自海洋流入陸地，其水汽含量，較之長距離流經陸地者為多。此外，氣溫可決定空氣中水汽含量之極限，同時，水溫較高，蒸發量亦較大，如若水面之氣溫亦高，則空氣中之水汽含量必較多，臺灣南方為熱帶海洋，自為降水所需之水汽最佳來源。

水汽含量與溫度有直接之關係，因而空氣中水蒸

汽含量，通常均低緯處較高。且夏季又較冬季為高，蓋因水面之氣溫又較高之故。

其他情況相同，而薄層之空氣必較厚層之空氣之水汽含量為少。甚高之高原空氣中之水汽，必較低窪之平原為小。因氣溫通常均以高度最低處為最高、故空氣之最低層，水蒸汽含量亦最多。高山山頂空氣中之水汽，可遠少於相同氣層之海平面之含量。倘絕熱飽和之空氣柱，高至 2,000 公尺以上，水汽含量可減低一半。

正在上升之空氣亦可攜帶相當數量之液態水分，滲混於水汽中，此為利用飛機中之儀器，舉行調查雲中由水滴組成之液態水分所獲知者。因之 H. K. Weickmann 及 H. J. Aufm Kampe 與 M. Draginits 均認為液態水分實際測量之含量與根據濕絕熱上升所計算得之數量，有甚大之差異。實測得之最大液態水分濃度為積雨雲中之 10 gm/m^3 。H. B. Tolefson 曾測得積雨雲中之水分含量為 9.25 gm/m^3 。就測量之樣品推測，最大之液態水分含量，可能高達 70 至 100 mm，較為強烈之風暴，亦能使用飛機取樣測量，在風暴中氣流之強烈上升，雲中必可懸留較大之冰雹，水分含量自必較高，惜乎缺乏實測紀錄。

雲中水滴之含量，亦可以雷達測量之。可獲知三度空間隨時間增減之水滴積算量，簡言之，無線電脈波自天線向空中發射，遇雲中水滴反射而同，又為接收器收取，迴波之強度，為水滴含量之函數。惟須考慮者，為水滴之大小與分佈情形，發射波柱之強度、測距、減弱率及其他影響，近年來氣象雷達之應用，對於水滴之凝結與成長，給予更多有價值之知識。唐納爾遜 (R. J. Donalson) 及 契米拉 (A. C. Chmela) 二氏根據雷達反射率轉換為水滴含量，認為上節所述 70 至 100 mm 之估計，並不過高。彼等所觀測者，僅為美國東北部少數風暴，如在臺灣地區就颱風區域作長期之觀測，當可發現更高之水滴含量。

Donalson 及 Chmela 兩氏均指出，最大反射率發生於 6,000 公尺高空附近。唐氏並說明水滴之最大密度通常均在雲高之 $\frac{1}{2}$ 至 $\frac{7}{8}$ 處。此可推知，最大之凝結可發生於較低高度，但雲中之上升氣流攜帶水滴至較高高度，並使之懸留於該處。水滴能滯留於高空之最大數量（及濃度）與自支持其懸浮之上升氣流中降落之機械運動（及速率），如今仍憑猜度得之，尤以短時期及小區域為然。

(二)水汽與降水之變換率

空中含有充足之有效水分，則雨水之下降率須視

水汽能轉變為雨水之迅速程度如何而異。因欲雨水下降率高，主要須賴絕熱上升之空氣迅速冷卻，同時並須有滙聚及地形上舉。蓋空氣中所含水汽變為降水，與滙聚及地形有直接之關係，已如前述。

滙聚為空氣實際流入降水區域之一種計算方法。亦可設想為一個空氣團或空氣柱水平收縮。滙聚是以單位時間收縮數表示者，例如滙聚為 $2 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$ 亦即表示某一空氣柱水平橫斷面每秒被減少 0.00002。

由滙聚作用自不同溫度及厚度之飽和空氣層中產生不同之雨水下降率。降低溫度令水汽飽和之多寡，謂之多餘飽和水分產生率，假如多餘之水分全部成為雨雪下降，且滙聚隨高度減低，則至高空 4.5 公里處，水分之含量即為 0。K.R. Petterson 以偽絕熱飽和空氣中地面氣溫及滙聚與 6 小時之降水量之關係繪成一圖（如圖 1）。此圖引證如若假設無誤，則大量之滙聚必同時引致暴雨。事實證明如下降雨滴水平滙聚

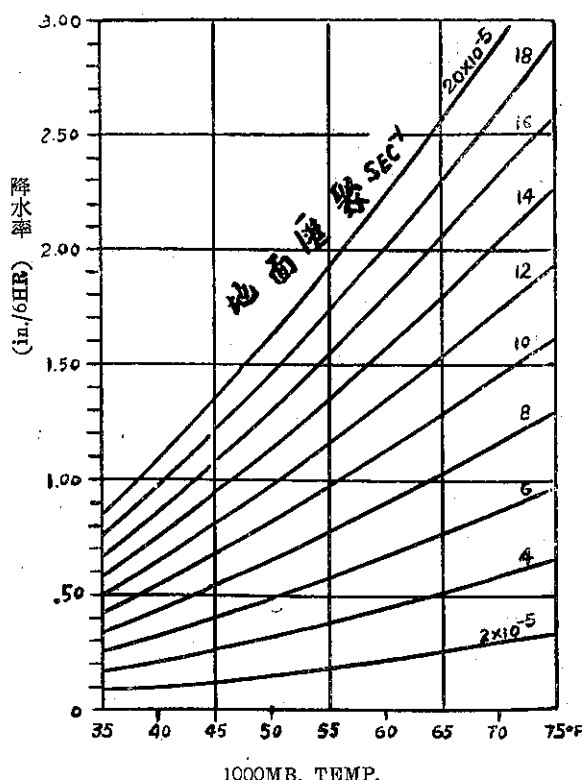


圖1：飽和空氣自海面至 9km 之雨水下降率(假定滙聚隨高度減低至 4.5km 為 0)

Fig 1: Rates of precipitation from pseudoadiabatically ascending saturated air extending from sea level to 9 km., assuming a linear decrease of convergence with height to zero at 4.5 km.

有相當補充，則雨水之下降率，必大於多餘水分產生率及因地形阻障之上升作用而致之降水。

地形上舉對於降水強度之影響，乃一頗為繁複之問題。蓋一風暴區域內有若干雨量變率與風暴之機械運動變化有關，另有若干與地形有關，判別甚為困難。而且，同樣之地形障障，其向風面可促成降水，而其背風面却可阻止降水。臺灣全島山嶺起伏，大部份山坡均具有向風及背風之特性，蓋視不同時間與各種不同之風暴路徑及環流情況而異。具有一定溫度及濕度之氣流，通過地形阻障，其上升產生降水之數量，僅與高度、坡度及其他地形阻障因素有關。

地形對於風暴中降水強度之影響，因缺乏適當之儀器，故無法作精密之分析。雖則根據風向、風速、水滴大小之分佈，降水要素通過阻障之情況，以約略計算風暴降水可降落在山嶺背風面距山脊相當距離之處。但不同之風暴通過地形阻障，其降水形態之變化甚大，圖 2 為一簡單之分解圖說，以說明此種變化之物理過程。圖中為一阻障物之理想垂直剖面，包括一座高山及一背風面之高原。

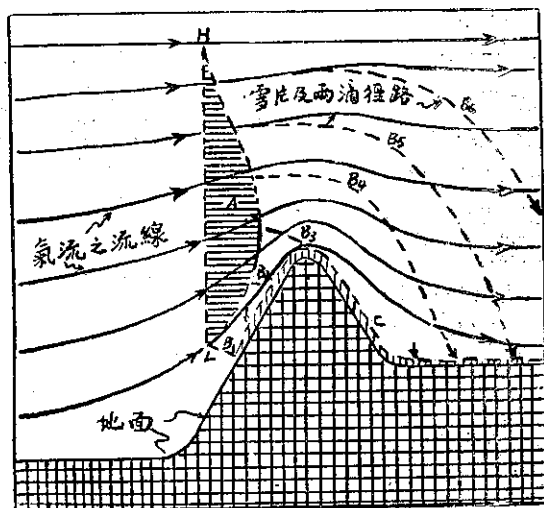


圖2：地形影響氣流圖解

Fig. 2: Schematic illustration of spill-over

圖中之粗線表示通過山嶺氣流之流線，左方為山嶺之向風面，L 及 H 分別表示凝結或雲層之底部及頂部，斜線區 A 即表示此凝結或雲層中降水之生成部份。斷線 B₁ 至 B₆ 表示雨滴或雪晶降落之路徑。由此可見，較高之高度帶至最遠之下風處，而降落在山嶺之背風面，而高度較低之雨滴，則降落在向風面。曲線 C 表示降水之約略分佈情形。由此圖所示，對於地形之阻障，與降水之分佈，其關係之密切，可約略知其梗概。

四、臺灣之地形與測站分佈

(一) 地形

臺灣北起 $25^{\circ}38'N$ ，南達 $21^{\circ}45'N$ ；東自 $122^{\circ}06'E$ ，西至 $119^{\circ}18'E$ 。北回歸線經澎湖、嘉義、玉山、秀姑巒溪口附近，橫貫島之中部。臺灣本島形似紡錘，南北長約390公里，東西最寬之處約145公里，週圍約1,160公里，面積約為35,834平方公里。

臺灣本島山嶺重疊，中央山脈、雪山山脈、阿里山脈及海岸山脈等自北而南並列，中央山脈起自東北海岸之烏岩角，自北偏南南西直至恒春附近。高出3,000公尺以上之山峯鱗次櫛比，構成全島之脊梁，亦為本島主要之分水嶺，其主要之山峯有南湖大山(3,740m)、中央尖山(3,703m)、畢祿山(3,370m)、合歡山(3,416m)、崎萊主山(3,555m)、能高山(3,261m)、安東郡山(3,067m)、卓社大山(3,344m)、東巒大山(3,416m)、秀姑巒山(3,833m)、關山(3,666m)、卑南主山(3,293m)及北大武山(3,090m)等，其海拔高度均在3,000公尺以上。

與中央山脈緊隣，起自本島東北之三貂角，與中央山脈平行南下，至高雄縣旗山之北者，為雪山山脈。其高逾3,000公尺以上之山峯，為數亦不少，如大霸尖山(3,111m)、雪山(3,884m)、大雪山(3,529m)、玉山(3,997m)等，尤以玉山高度接近4,000公尺，實居全島之冠。

平行於雪山山脈之西，起自本島北端鼻頭角，南達高雄縣之鳳山附近者，為阿里山脈。其所屬山峯高度較低，但高越2,000公尺以上之山峯亦甚多。如霞山(2,166m)、鹿場大山(2,616m)、鳶嘴山(2,192m)、大塔山(2,675m)、祝山(2,504m)、萬歲山(2,476m)等，均甚高峻。

處於花蓮與臺東之間，與中央山脈平行沿東海岸南下者，為海岸山脈，與中央山脈對峙，構成東臺縱谷。所屬山峯多高越1,000公尺以上，如新港山即高達1,682公尺。

阿里山脈之西側，逐漸低下之丘陵或平原之間，為山岳地帶之邊緣。稱為蕃界嶺。橫谷甚多，故山脈不甚顯著，係由二列山嶺組合而成，內列(東側)起於基隆八堵附近，大體與阿里山脈平行，至本島中部消失，南部又復重現，止於糖子思山，高度約在1,000公尺以下。主要之山峯有五指山(1,077m)、鹿寮

山(1,198m)及獅頭山(1,463m)等。蕃界嶺之外列(西側)，亦不甚高峻，除有數山峯如大尖山(1,305m)、尖嶼子山(1,310m)外，多在1,000公尺以下。

臺灣山脈均為由北而南平行排列，已如前述。但各山脈中亦有若干處集成山叢，如北部雪山、大雪山及小雪山；中部玉山由主峯、北峯、東峯、西峯及南峯，分別集成成群，而與中央山脈相連結。而本島北端，大屯山自成一組，為一火山群，以七星山為最高(1,119m)、大屯山(1,090m)次之。

中央山脈與西部平原之間，為一高約200至300公尺之丘陵地帶。南北成帶狀並列，北起觀音山南迤至新竹之北，為桃園高地。起自新竹南方以至大安溪河谷者為苗栗丘陵。臺中以西為大肚丘陵及八卦丘陵。自此以南自嘉義以南鳳山以北為嘉南丘陵。

以上所述為臺灣全省之地形概況，可謂叢山峻嶺，偏佈全島。此項地形之結構，對於降水之分佈，影響至為深巨，視氣流方向之轉移，山嶺之向風斜面，多為降水傾注之區，當在以下各章分別列述之。

(二) 雨量測站之分佈

臺灣省雨量站甚多，經向臺灣省氣象所註冊請領執照者，截至民國50年年底止，計有1,023所站，其中約五分之一設備較完全，除雨量觀測外，猶辦理其他氣象觀測，以臺灣之面積而論，測站之密度顯然甚大，平均每35平方公里即有雨量站一所，較之世界任何國家並不遜色。其分佈地區如表一，站數最多之地區，為臺南縣、嘉義縣、雲林縣、高雄縣及屏東縣等，是即表示南部地區，雨量站密度最大，皆隸屬水利、電力、農林等機關，如以各鄉鎮之測站分佈情形而論，可參考圖3。圖中除臺灣省氣象所所屬各測候所外，皆以各鄉鎮為單位，其雨量站數目以數字標示之。參閱該圖，可知雨量站之分佈，偏於中南部平原及沿海地帶，高山地帶或河流之上游地區，測站仍然不多。故測站之分佈，頗有疎密不均之感。

全部雨量測站，所結存雨量觀測紀錄，其長久者達65年以上，最短暫者則為新近初設者，其他二三十年不等。其紀錄保存最完整者，尚推氣象所所屬各測站。近年來經濟部水資源統一規劃委員會，搜集整理全省雨量紀錄，不遺餘力，對水文氣象之研究，助益非淺。

地震調查圖

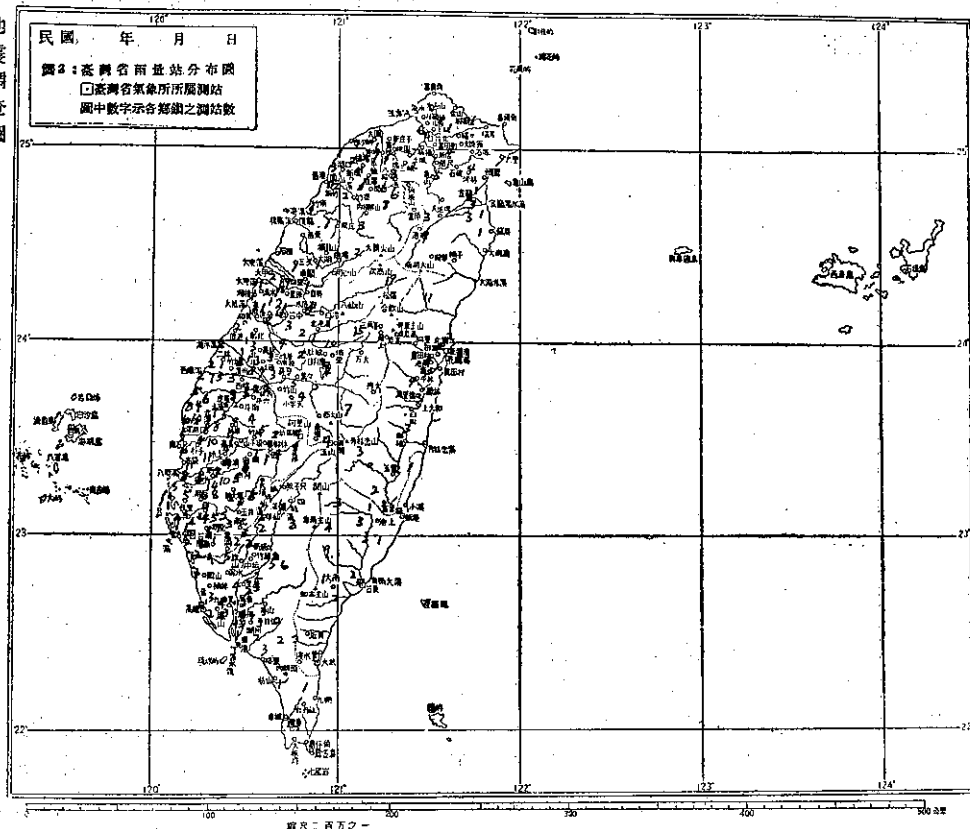


圖 3：臺灣省雨量站分佈 (●為臺灣省氣象所所屬測站，圖中數字示各鄉鎮之測站數)

Fig. 3: The distribution of rainfall stations in Taiwan

表一：臺灣省雨量站分佈地區統計表

地 區	站 數	地 區	站 數
臺 北 市	6	臺 南 縣	153
臺 北 縣	32	嘉 義 縣	115
基 隆 市	1	雲 林 縣	114
宜 蘭 縣	29	南 投 縣	79
花 蓮 縣	50	彰 化 縣	59
臺 東 縣	42	臺 中 市	10
屏 東 縣	76	臺 中 縣	65
高 雄 市	4	苗 栗 縣	25
高 雄 縣	87	新 竹 縣	24
臺 南 市	17	桃 園 縣	35
合 計			1,023

附註：1. 表列測站數係民國50年臺灣省氣象所註冊有案者

2. 臺灣省氣象所所屬測站並不包括在內

五、臺灣地區降水之地域分佈

(一)年雨量之分佈

臺灣之地理位置及地形，已如前述。北部大屯山、火燒寮及宜蘭之西南山地一帶，於冬季東北季節風盛行時，氣流在向風面山地被迫上升，乃造成地形性降雨，雨量甚豐。及至夏季，降雨之原因消滅。此項多雨地區即不復存在，而南部大武山及阿里山附近，每於夏季雨量特多，此蓋因西南季節風及颱風所致。颱風暴雨及熱雷雨，亦多降在山地之向風面。此等多雨地區，冬季亦不復存在。至於中部之能高山附近，無論冬夏，均受季節風之影響，故亦為多雨區域，但冬季雨量較少。

臺灣各地年雨量之分佈情形，茲撮要說明如下：

1. 沿臺灣中央山脈脊部為多雨地帶，其中以北部之大屯山區、基隆南部山地、宜蘭西南山地、中部能高山附近山地、阿里山及大武山附近，均為顯著之多雨地帶，年雨量達4,000mm以上。
2. 西部海岸雨量較少，縱貫鐵路沿線，年雨量約在1,500至2,000mm之間，約略隨海拔高度而增加。
3. 東部雨量較西部多，約為2,000mm或以上。
4. 花蓮、臺東間之峽谷，即中央山脈與海岸山脈

之間，及中部濁水溪上流山地，因高山環繞，雨量較少，約在2,000mm以下。

5. 平均年雨量最多之處，在北部當首推基隆南方之火燒寮，其累年平均雨量爲6,572mm（累年最高值爲8,408mm），其他如陽明山之竹子湖，宜蘭西南山地之山脚，花蓮西方山地之能高，高雄縣屬之泰武（庫瓦爾斯），及臺東之浸水營等地，年平均雨量均在5,000mm以上。

上述年雨量之分佈，足見臺灣南北兩端，爲雨水最多之地。但北部雨量最多之時爲冬季，而南部則爲夏季，是以雨量之分佈與季節有莫大之關係。而北端基隆之平均年雨量爲3,042mm，其南4公里之暖暖則達5,110mm。南端恒春之平均年雨量爲2,292mm，其北40公里之浸水營則達5,088mm，是則地形之影響，又復顯而易見矣。

（二）月雨量之分佈

臺灣地區1月間之雨量分佈，多雨地區偏於北端，如東北部、宜蘭南方山地、花蓮西方山地及東南海上之蘭嶼，月平均雨量均在200mm以上。尤以火燒寮竟達718mm之多，暖暖亦有575mm，竹子湖則有534mm，山脚528mm，皆爲雨量特多之處，其他各地多在100mm以下，臺南、高雄、澎湖等處甚至不足30mm。

2月份之雨量普遍增加，但多雨之北部山地，却形減少。100mm之等雨量線包括臺北、新竹、臺中、南投及花蓮山地，沿中央山脈南達玉山之南方，超過200mm以上之多雨區域，僅北部大屯山、基隆及宜蘭南方山地、與能高及蘭嶼附近，大致與1月份相同，但雨量超過500mm以上者，則僅火燒寮一地，50mm以下之寡雨地區則較1月份狹小。

3月份雨量更普遍增加，並以中部之山地爲甚，100mm之等雨量線拓至彰化附近再向南伸展至中央山脈南端。200mm以上之多雨地區亦較2月擴大。自東北部沿中央山脈之西北斜面以至新竹縣山地，並包括臺中東方及花蓮西方山地而至玉山南方。月雨量超過500mm以上之地點，除火燒寮及能高外，尚有花蓮西方之山地朝日。50mm以下之區域較2月更向南縮小。

4月份之雨量分佈情形，與3月份又不相同，北部及東部雨量減少，其他地區則普遍增多，多雨區由北部移至中部山地。100mm之等雨量線更向南移。200mm以上之多雨地區位於中部山岳地帶，包括雪山、

能高山及玉山一帶，新竹東方丘陵地帶，宜蘭南方山地及基隆一帶，雨量亦在200mm以上。能高之月雨量最高，達519mm。而火燒寮本月份之雨量則顯然降低，僅有347mm。而恒春及高雄一帶，月雨量降至50mm以下。

5月份之雨量，全省更普遍增加，臺灣本島幾無100mm之等雨量線。同時多雨地帶更向南擴展。除西部及南部沿海，東部及北部小部份地區及澎湖外，全省月雨量均在200mm以上。最多雨地區爲能高、阿里山附近及高雄東方山地，其中能高附近雨量最多，月達718mm。

6月之雨量更形增加，除宜蘭、花蓮、成功以及臺東、東部海岸以及澎湖地區月雨量在200mm以下外，其餘地區均在200mm以上，且雨量最少之漁翁島亦在150mm以上。超過500mm以上之多雨區域，包括玉山、阿里山及中央山脈西側之斜面而達島之南端。高雄、屏東東方山地一帶甚至高達800mm以上。

7月之雨量北部及西部減少，東部及南部增加。200mm以下之地區僅局限於北部海岸及澎湖一帶。500mm以上之多雨區域包括中部以南之大部份，以山地爲中心向外擴展，直至恒春。中部以北則僅有能高附近地區。而高雄東方山地如泰武（庫瓦爾斯），率芒社及浸水營等地及阿里山附近如奮起湖，則爲月雨量1,000mm以上之暴雨區。而本省北端沿海則降至150mm以下。爲全年雨量最多之月份。

8月之雨量分佈與7月略同，但臺東、花蓮一帶雨量大減。阿里山以南中央山脈西側斜面，仍爲500mm以上之多雨區，而合歡山及能高附近亦然。1,000mm以上之暴雨區域及150mm以下之少雨區域，與上月略同。

9月之降雨分佈與8月顯著不同，除臺北、花蓮附近雨量稍增外，其他各地均激減。南部與北部山地雨量均特多。宜蘭之山脚地方月雨量竟達915mm，而高雄縣之泰武（庫瓦爾斯）亦達715mm。其他如北部之竹子湖、火燒寮、天送埤，南部之率芒社、浸水營等地，月雨量均在500mm以上。而西部海岸及澎湖則均在100mm以下，尤以臺中之大肚，僅有60mm，雨量最少。

10月各地之雨量再減，而東北部山地之雨量，則局部增加，500mm以上之多雨區域之分佈，與9月份略同。而火燒寮之月雨量多達782mm。中央山脈以西之區域，雨量稀少，西部沿海、丘陵及平原地帶，雨量均在50mm以下，而海岸沿線，甚至在20mm以

下，雨量極少。

11月全省各地雨量更少，中央山脈西側，幾全部為月雨量50mm以下之地區，南部山地之多雨區域完全消失。500mm以上之多雨區域，僅局限於東北部山地，如竹子湖、火燒寮、山脚等地。而臺中、臺南及高雄等海岸地帶，月雨量僅及10mm左右，為全年雨量最為稀少之月份。

12月全省各地，除高雄、臺東、花蓮等地月雨量稍有減少外，其他各地均有增加。但500mm以上之區域，僅剩臺北及宜蘭縣屬山地。而200mm以上之區域，僅限於島之東北角。仍以火燒寮之790mm為最高紀錄，西南沿海地區，月雨量僅及20mm以下。

六、臺灣地區之暴雨

(一) 1小時間最大降水量

臺灣各地1小時間最大降水量，以民國48年嘉義大湖山測得之176.6mm為最高。根據臺灣省氣象所之歷年紀錄，1小時間超過100mm以上之雨量紀錄，如臺南之163.3mm，高雄之110.4mm，基隆之102.1mm及宜蘭之100.5mm，其他各地，則均在50~100mm之間，如表二。其致雨之因，一部份固為颱風所致，亦有因熱雷雨所造成，更有因東海南部海上有鋒面滯留，而於鋒面上發生低氣壓，誘致高溫多濕之不穩定西南氣流所造成。故短時間之暴雨，原因頗不單純。但考其發生之時間，此種暴雨約略為夏季較多。而冬季各地之1小時間最大降水量，均在20mm以下。

表二：1小時間最大降水量

地 名	雨 量 (mm)	紀 錄 日 期 (民國年月日)
彭 佳 嶼	63.0	35. 3. 4
鞍 部	58.0	36. 8. 3
竹 子 湖	66.8	40. 7. 2
淡 水	51.0	36. 10. 2
基 隆	102.1	40. 9. 27
臺 北	83.0	35. 7. 29
新 竹	87.4	36. 9. 13
宜 蘭	100.5	36. 10. 2
金 六 結	80.5	36. 10. 2
臺 中	91.0	33. 8. 4
花 蓮	90.0	33. 10. 27
日 月 潭	77.6	33. 8. 29
澎 湖	54.0	41. 7. 10
阿 里 山	86.7	40. 8. 27
玉 山	52.0	37. 7. 6

成 功	86.3	30. 8. 22
永 康	77.3	37. 7. 7
臺 南	163.3	36. 7. 29
臺 東	87.0	34. 9. 2
高 雄	110.4	38. 6. 2
大 武	76.4	29. 7. 2
蘭 嶼	76.3	40. 10. 23
恒 春	99.4	32. 6. 13

(二) 4小時間最大之降水量

臺灣各地4小時間之降水量，如表三。以新竹之287.5mm為最多，其他200mm以上者，如恒春之228.1mm，臺南之220.0mm，澎湖之203.8mm及臺東之203.7mm。其餘基隆、臺中、高雄、花蓮等地，均在150mm以上。考其每次獲致暴雨之因，多係由颱風所促成，颱風通過本省北部，則宜蘭、花蓮及阿里山等地多暴雨，颱風通過南部或南部海上，則臺東、恒春多暴雨，颱風通過東部海上，高雄及臺中等地，亦可致暴雨。表三所列，均屬平地測候所之紀錄，山地之數值，自屬更大。

表三：4小時間最大降水量

地 名	雨 量 (mm)	紀 錄 日 期 (民國年月日)
彭 佳 嶼	132.4	29. 8. 31
基 隆	157.8	20. 9. 23
新 竹	287.5	27. 8. 2
宜 蘭	155.6	28. 8. 13
臺 中	178.3	21. 8. 1
花 蓮	166.6	18. 8. 10
澎 湖	203.8	民前 ⁹ . 7. 10
阿 里 山	185.7	29. 8. 31
臺 南	220.0	民前 ³ . 8. 9
臺 東	203.7	7. 7. 30
高 雄	191.2	29. 7. 22
恒 春	228.1	民前 ² . 8. 29

(三) 1日24小時間最大降水量

縱觀臺灣地區最大日雨量，皆為颱風所造成。當颱風來襲，1日之間暴雨傾瀉，常達數百公厘，尤以山地為甚，甚至如民國23年7月19日，颱風在花蓮北方登陸，高雄縣之泰武（庫瓦爾斯），竟在24小時間降水達1,127mm，雨量之大，實足驚人。

茲將以往數十年來，臺灣地區在1日之間獲致之暴雨，其數量超過700mm者，摘錄如表四A，並就每次降雨之原因根據當時天氣情形，予以註明，以明

其梗概。考各次暴雨原因，其獲致暴雨量之地點，與颱風之行徑，具有密切之關係，乃顯然若揭。俟下章當予詳加申述。

表四A：一日（24小時）間最大降水量（山地）

地 名	日 雨 量 (mm)	紀 錄 日 期 (民國年月日)
泰武(庫瓦爾斯)	1,127.0	23. 7. 19
"	820.5	24. 7. 29
"	809.3	9. 9. 3
"	798.0	29. 8. 31
竹 崎	1,050.0	34. 9. 3
奮 起 湖	1,034.0	民前 1. 8. 31
"	1,033.0	2. 7. 20
"	885.1	3. 7. 12
斗 六 梅 林	1,001.0	48. 8. 7
斗 六	786.2	48. 8. 7
斗 六 大 崙	701.4	48. 8. 7
大 埔	969.3	民前 1. 8. 31
天 送 埤	959.7	4. 10. 30
幼 葉 林	950.0	2. 7. 19
"	890.0	民前 1. 8. 31
"	860.5	9. 9. 4
草 深	953.0	19. 7. 28
泰武(庫瓦爾斯)	936.0	48. 8. 7
內 員 山	930.8	4. 10. 30
砂 囉 焉	890.6	3. 7. 12
大 武	880.2	3. 8. 30
公 田	870.0	9. 9. 3
達 邦	777.0	民前 1. 8. 31
"	869.5	9. 9. 3
"	852.1	民前 1. 8. 31
率 芒 社	870.0	28. 10. 9
二 萬 坪	841.0	9. 9. 3
陵 力 坪	834.2	3. 7. 12
大 閣 南	829.3	9. 9. 3
阿 里 山	837.5	1. 6. 19
"	789.6	29. 8. 31
"	768.8	2. 7. 19
"	771.5	6. 8. 19
"	754.4	48. 8. 7
"	747.0	3. 7. 12
"	737.0	9. 9. 3
大 元 山	793.5	45. 9. 16
乾 溝	780.0	38. 9. 14
清水進水口	765.4	47. 7. 15
古 坑 大 埔	751.0	48. 8. 7

油 羅 山	724.5	9. 9. 2
伊 穗 穗 兒	711.4	16. 7. 23
樟 腦 寮	709.0	3. 7. 12
古 坑	708.4	48. 8. 7
十 里	711.4	14. 7. 12
秀 林 茂 五 路	707.4	44. 8. 23

表四A所列，僅限於1日間降雨達700mm以上之一部份紀錄，由表中所示，足見暴雨之發生地區多為山地。至於平地之暴雨紀錄，亦有1日之間，降水超過三、四百公厘，甚至達六百餘公厘者。致雨之因，亦以颱風為主。以雨量而論，固不及山地遠甚。惟若干都市，均位居山麓，或在河流下游，故24小時間數百公厘之暴雨，足以導致重大之洪水災害。

表四B：一日（24小時）間最大降水量（平地）

地 名	雨 量 (mm)	紀 錄 日 期 (民國年月日)
彭 佳 嶼	310.1	29. 8. 31
淡 水	246.0	32. 7. 18
基 隆	330.6	19. 7. 28
臺 北	358.9	19. 7. 28
新 竹	430.9	27. 8. 2
宜 蘭	353.5	40. 9. 26
金 六 結	323.1	36. 11. 7
臺 中	500.0	48. 8. 7
豐 原	645.0	48. 8. 7
花 蓮	465.8	6. 7. 20
澎 湖	343.8	民前 8. 9. 14
成 功	366.6	36. 11. 17
永 康	235.6	39. 7. 26
臺 南	397.8	28. 7. 31
臺 東	467.5	7. 7. 30
高 雄	575.6	29. 7. 22
蘭 嶼	241.1	36. 7. 28
恒 春	484.8	32. 6. 13

(四) 連續數日最大降水量

臺灣地區1日之內之暴雨量，其數量之大，已如前述。而降雨連日不停，則積計其總降水量，更為可觀。以一次颱風侵襲而論，若干地區常連續降雨若干日。如民國前1年8月31日，颱風通過本省北部，臺南大埔等地連續降雨達7日之久，而大埔當時計獲得降水量竟達2,623.0mm，奮起湖亦達2,021.0mm。其他如達邦、幼葉林等地，雨量均超過1,600mm以上，幾與本省全年平均雨量相埒。其量之豐，實足驚人。

本省數十年來，連續數日降水總量達 1,500mm 以上，甚至超過 2,000mm 之地區甚多，除前述之大埔、奮起湖等地外，茲錄列若干處如表五。

表五：連續數日之最大暴雨量

地 名	降 水 起 迄 日 期	總降水量 (mm)
大埔	民國前1年8月31日至9月6日	2,623.0
奮起湖	"	2,021.0
達邦	"	1,732.1
幼葉林	"	1,682.8
阿里山	民國1年6月17日至21日	1,914.7
奮起湖	民國2年7月17日至21日	2,210.5
幼葉林	"	1,684.5
阿里山	"	1,582.2
奮起湖	前國3年7月10日至16日	1,529.9
哆囉	"	1,560.4
浸水營	民國3年8月26日至9月1日	1,583.5
大南	"	1,563.8
內員山	前國4年10月26日至11月2日	1,782.1
天送埤	"	1,572.7
大閣南	民國9年9月1日至4日	1,861.3
幼葉林	民國9年9月2日至4日	1,792.0
二萬坪	民國9年9月2日至5日	1,787.0
泰武(庫瓦爾斯)	"	1,750.9
達邦	民國9年9月1日至5日	1,673.4
浸水營	民國9年9月1日至7日	1,592.4
阿里山	民國9年9月2日至5日	1,535.0
泰武(庫瓦爾斯)	民國11年8月20日至25日	2,062.6
蒙伽利	"	1,609.1
浸水營	民國17年8月3日至9日	1,829.7
蒙伽利	"	1,942.6
樟樹坪	民國18年8月10日至16日	1,687.2
阿里山	"	1,628.9
能高	民國19年7月27日至8月1日	1,739.8
達邦	民國19年7月28日至31日	1,617.0
阿里山	民國19年7月28日至8月1日	1,566.5
泰武(庫瓦爾斯)	民國26年8月2日至8日	1,873.9
來義	"	1,716.5
老濃	"	1,500.4
來義	民國23年7月14日至20日	1,666.9
泰武(庫瓦爾斯)	民國23年7月18日至20日	1,620.5
泰武(庫瓦爾斯)	民國27年7月29日至8月5日	1,501.5
土壠灣進水口	民國40年4月6日至12日	2,165.0
土壠灣	"	1,996.0
清水第一進水口	民國43年11月4日至10日	1,841.4
濁瀨	民國43年11月10日至16日	2,535.6

七、臺灣地區暴雨之特性

(一) 降水之類型

由臺灣各地降水之分佈及暴雨情況，參酌氣象變化之實際情形，可知臺灣地區之降水，概括可分為多種類型，即東北季風雨、鋒面雨、颱風雨、熱雷雨、低氣壓雨、地形雨及上層氣流之降雨等。茲約略說明如下：

1. 東北季風雨

每年10月以後，大陸高氣壓向南伸展，冷氣團自大陸經海面挾水汽而抵達臺灣，遇臺灣山脈乃被迫上升，於是在山脈向風面之山腹及平地獲致多量之降水。而形成臺灣東北部一帶之降雨。西南部一帶所受影響甚微，故雨量稀少。且大陸冷氣團平均高度，約在 3,000 公尺以下，故降雨之垂直分佈，多在 500 至 1,000 公尺左右。在 3,000 公尺以上之高山，則不受東北季風影響而降雨。此當於後文予以較詳之分析。

2. 鋒面雨

自大陸東移之溫帶氣旋，其冷鋒往往通過臺灣，乃形成冷鋒雨。此類降雨所受地形之影響，不若東北季風雨之甚。全省凡沿鋒面所經區域，均可降雨。但北部雨量較多。此類降雨，除盛夏外，各季均有發生。

每年五、六月間，亦可因菲律賓方面之熱帶鋒面，與高溫多濕之西南氣流相伴侵入臺灣，可使全省獲致降雨。惟因山脈阻障，西南部降雨較多。尤以山腹之向風面為甚，與東北季風雨適相反。

3. 颱風雨

每年5月至11月，即為臺灣之颱風季，每一颱風來襲，多可獲致豐沛之降雨。其雨量之大，無論以小時或以日計，均極可觀，此於前章所述，可以概見。以言臺灣地區之暴雨，實以颱風為首要。因颱風來自熱帶大洋，所携水汽極豐，以其特殊之構造與氣流之運轉，所經之地必降暴雨。但臺灣叢山峻嶺，遍佈全島。由颱風進行路徑之不同，暴雨之分佈地區，每多差異。惟迎風面山坡，獲量最豐，此為不易之事實，當於後文詳為申述之。

4. 熱雷雨

臺灣夏季，西南或東南季風盛行，高溫多濕之熱帶氣團，因強烈日射，地面高熱，而促成旺盛之對流。乃獲致熱帶性之雷雨。因地形及高空氣流之影響，可以全省普遍降雨。但本省西南部較為頻仍。此類降雨，雨量甚大，但降雨時間較短。1小時以下最大降

水量，如表二所列，每爲雷雨所造成。此類降雨因與日射直接有關，故日變化極爲明顯。陸上多發生於午後，海上則多發生於夜間。

5. 低氣壓雨

低氣壓發生於臺灣附近，或通過臺灣時，因其直接影響，而發生降雨。常與鋒面雨相混。但一般低氣壓降雨時間較鋒面雨爲長。且熱帶低氣壓侵襲臺灣，每致大量之暴雨。民國48年8月7日暴雨成災，降水量之豐沛，較之颱風雨，並無遜色。

6. 地形雨

夏季山岳地帶，因日射而產生之上升氣流，或山坡向風斜面氣流被迫上升，或氣流匯聚而被迫上升，均可形成降雨。是即通常所稱之局部降雨。

7. 上層氣流之降雨

大陸氣團南移，與南方海洋氣團間發生擾動，可因而致雨。雨域甚廣。因雲底高度較高，可達 2,000~3,000 公尺，故不受地形影響。降雨區域可遍及全省，通常可持續達 2~3 日之久。

(二) 降水之地區

1. 東北季風雨

一、二月間東北季風最爲旺盛，寒冷氣團自大陸南下。此項氣團原甚乾冷，但移經海面時，其下層逐漸變濕，因而穩定度大爲減低，及至臺灣，遇山被迫上升，水汽凝結而降雨。此項氣團來自東北，乃造成基隆南方山地，大屯山一帶及宜蘭西南山地多量之降雨。再繼續東行，遇 3,000 公尺以上高山之阻擋，在花蓮以南折而沿山脈南下。由於山脈強制上升之力量較小，故雨量亦較北部爲少。氣流沿東臺峽谷而行，中央山脈東側斜面稍有降水，其量不大。及至大武壠西方溪水管一帶，與海上吹來之東北季風匯合，越山匯聚上升而降雨，雨量雖不多，但雨日則較多。

10月及11月，臺灣再漸爲東北季風所控制，但大陸氣溫尚不甚低，氣團移至臺灣尚未變質，故較爲穩定，降雨較少。中央山脈西側，此時既無熱雷雨又無季風雨，故本省西部、南部，均極乾燥，除非偶有颱風來襲，否則少有暴雨。

12月東北季風轉強，但寒冷乾燥之大陸氣團，縱令通過海上吸收若干水分，但比濕較小，故降雨強度不大，唯降水日數較多而已。

2. 鋒面雨及低氣壓雨

3月間中央山脈之西北斜面，亦即新竹、臺中之東方山地，因冷鋒影響，雨量激增。因此時大陸高氣壓前方及臺灣北部海上，時有低氣壓產生，其冷鋒通

過臺灣，每致暴雨，山地更甚。鋒面通過時，北風最強，故降雨多在向風之中央山脈西北斜面。

冬季旺盛之大陸高氣壓，自3月中旬以後，逐漸減弱。臺灣東北季風亦近尾聲，故因東北季風而降雨之東北部各地，進入4月，雨量即顯然減少，尤以向風地帶爲甚。但中部及南部雨量增加，山岳地帶尤多。乃因大陸高氣壓轉弱後，低氣壓隨而發生並向東移，其冷鋒屢經本省之故。此類降雨高度，較之東北季風降雨爲高，因而山頂亦多雨。冷鋒發生之頻率約爲每週一次，故降雨日數不多，但雨量較大。是以東北部雨量減少。中南部雨量反見增多。

冬季停於菲律賓以南之赤道鋒，至5月間逐漸進至菲律賓以北，6月進而停留於臺灣附近。而大陸低氣壓相伴東進之冷鋒亦時而通過臺灣。是以臺灣適成爲此兩鋒面之交匯點。於是形成全省性之連續降雨，是即所謂「臺灣梅雨」。故如以冬季爲臺灣東北部之雨季，夏季爲西南部之雨季，則5、6月間可謂全省之雨季。又5月間赤道鋒位於臺灣南部或南部海上時居多，故東部之東北風向風面多雨。雨日最多者爲花蓮。至6月間赤道鋒可進達臺灣中部以北，故西南風向風面之西南部雨量較多。雨日以阿里山附近爲最多。高溫多濕之西南風降雨，較東北風之降雨強度大，故6月之雨量又較5月爲多。

3. 颱風雨及熱雷雨

時至7月，既已盛夏，北太平洋高壓漸趨旺盛。臺灣幾全入其勢力範圍。風向偏南，天氣炎熱。因日射強烈，積狀雲之產生轉盛，於是各地多熱雷雨。尤以南風向風面之南部山岳地帶爲甚，所降多暴雨。雨量及雨日均爲全年之最高時期。此種情形，直至8月，仍無多大改變。

7、8、9等三個月爲一年中颱風侵襲臺灣最多之月份，每有颱風來襲，不特破壞一般之降水分佈，且雨勢更暴。暴雨之分佈又每視颱風進行路徑，大有差異。茲簡述如下：

(1) 颱風通過本省北部或北部海上時，通常本省西北部一帶下降暴雨，大安溪上流及阿里山一帶之山岳部份降雨量可達 1,000mm 以上，但中央山脈之東側，則雨量甚少，僅及西部十分之一。此乃因西南多濕氣流自西部山岳上升，在其斜面大量降水，越過山脈後成爲乾燥之下降氣流。但如颱風中心係由石垣島方面，向西北進行，而侵襲本省之北部或北部海面者，則本省北部及南部常成爲多雨區。

(2) 颱風橫越本省中部，向西或西北進行，即颱風

自臺東、花蓮沿岸附近登陸，通過臺中附近，進入臺灣海峽，則本省東北部如花蓮、宜蘭以至臺北附近山地，均有暴雨下降，而本省西南部如臺南、高雄以至阿里山山地，亦有暴雨，惟臺中方面一般雨量均少。

(3) 颱風通過本省南部或南部海上，向西北進行時，本省東部山地及平地均可降水數百公厘，南部如臺南、高雄、恒春等地，雨量亦頗驚人。惟西部地區，無論山地平地，雨量均少，甚至無雨。此種情況，與颱風通過本省北部或北部海上時，適相反對，足見地形影響之甚。

(4) 颱風於東部或東部海面北上時，則中央山脈山嶺地帶，雨量最多，自數百以至近千公厘。東部及西南部地區，則雨量較少。而西部以至北部平地雨量更少。但如颱風中心在本省東北部登陸，則本省東北部，自花蓮至臺北一帶，及新竹、臺中山岳地區，雨量仍甚可觀，甚至可達數百公厘。

(5) 颱風由臺灣海峽或本省西部海面北上時，則暴雨地區，偏於本省東側，即東部及東南部一帶，北部山地降雨亦多，但不及東部或東南部之甚，至中央山脈西側，即本省西部及西南部，則雨量甚少，超過 100mm 者亦不多見。但澎湖群島每可獲得多量之降雨。

(6) 颱風自我國南海通過本省南部或南部海上，向東北進行，則本省東南部及北部山岳地帶，雨量豐沛，中央山脈西側之雨量，一般均甚稀少。但颱風通過後，每因西南濕潤氣流湧進，本省西南地區，亦可獲大量之降水。

總之，7、8 兩月之暴雨，尋常為熱雷雨所形成，但又為颱風所支配。但 9 月間如無颱風，則因季節轉移，夏季之西南季風轉弱，而秋季移動性高氣壓形成東北風，故東北風向風面又成多雨區，熱雷雨固未完全消滅，但南部多雨區已逐漸不復存在。

準上所述，季節與地形，影響全部臺灣地區降水之分佈，而暴雨之產生，則以颱風雨及熱雷雨二者為主。季風雨、鋒面雨及低氣壓雨所致之暴雨較少，而地形雨及上層氣流之降雨，則更少有暴雨下降。

(三) 降水之垂直分佈

由前述降水之地域分佈，可知降水量約略與海拔高度成正比。但到達某一高度後，則雨量反隨高度而減少。臺灣各地因地形、季節及氣流方向等影響，降水之垂直分佈亦有不同，茲分述如下：

1. 北部

以臺北、宜蘭為代表。平均年雨量約 2,000mm，

但各向風面地帶之年雨量均較平均值為多。海拔 200 公尺之處平均年雨量為 3,500mm，海拔 500 公尺約達 5,000mm，0 至 200 公尺間之平均雨量增加率，為每 100 公尺每年 750mm，而以海拔 600 公尺附近之雨量最大。超過此高度，則雨量隨高度遞減。1,000 公尺約 4,000mm，2,000 公尺約 2,300mm，其故當在東北季風所生成之雲，其雲底高度約 500 公尺左右，而雲頂則僅 2,000 公尺之譜，故海拔 600 公尺附近，降雨最多。

2. 中部

以臺中為代表，平地之年雨量較新竹地方略少，平均為 1,350mm，0 至 200 公尺高度間之增加率，約為每 100 公尺增加 350mm，至海拔 800 公尺附近平均雨量為 2,600mm，至 1,000 公尺減為 2,600mm，1,200 公尺附近為最小，僅 2,350mm，過此雨量又隨高度增加，海拔 2,000 公尺約為 3,100mm，至 3,000 公尺則為 4,000mm，大致以 3,400 公尺附近為最大，超過此高度又迅即減少。此種發生二次最大之原因，主要在于西南季節風所生之雲，在 3,000 公尺左右最為旺盛。

3. 南部

臺南與高雄雨量之垂直分佈，稍有不同，臺南 0 至 200 公尺，每 100 公尺增加 600mm，海拔 500 公尺左右，雨量為 3,500mm，900 公尺附近最小，1,000 公尺處為 2,900mm，過此高度又增加，2,000 公尺處雨量達 4,400mm，2,200 公尺處稍減少，海拔 3,850 公尺之玉山，年雨量為 4,117mm。

高雄平地之年雨量為 1,900mm，較臺南之 1,500mm 左右為多。0 至 200 公尺每 100 公尺約增加 600mm，與臺南相同，惟高度 1,200 公尺後，雨量隨高度漸增，500 公尺處雨量為 3,650mm，1,000 公尺處為 4,100mm，並無如其他地方之在 500 或 800 公尺左右處出現最大之情形。

4. 東部

花蓮與臺東 500 公尺以上之測站稀少。唯其大概情形為 0 至 200 公尺之雨量增加率，約為每 100 公尺增加 100mm，海拔 500 公尺處為 2,400mm，至 2,000 公尺處約為 4,000mm，增加甚速。

八、結 論

臺灣地區因地理位置之關係，暴雨之機會特多，又因地形複雜，高山峻嶺，乃使降水之地域分佈，顯示相當規律。

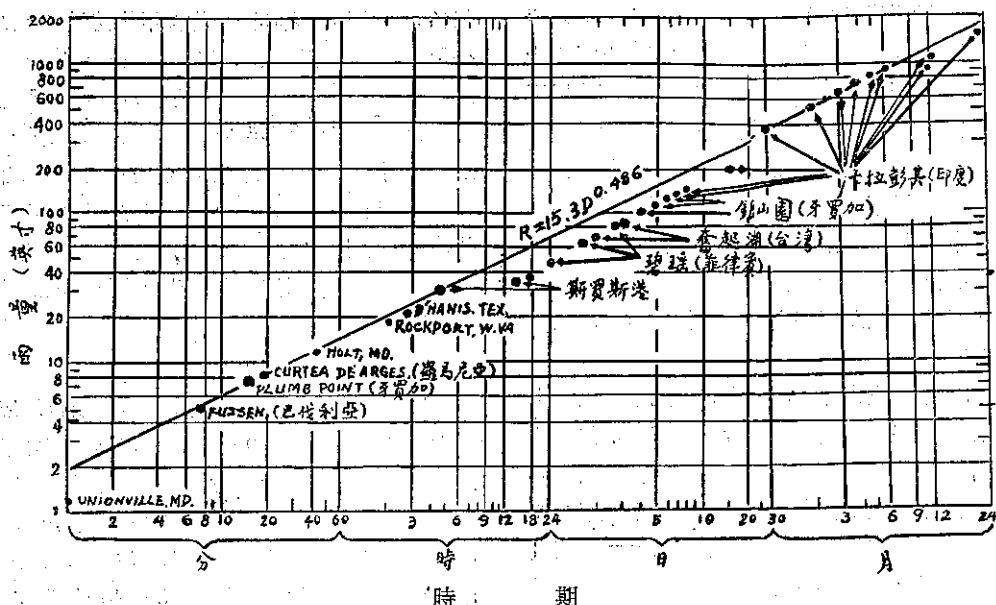


圖 4：世界最大雨量與時間關係圖

Fig 4: Depth-duration relation of world's greatest rainfalls.

促致臺灣地區暴雨之原因，以颱風雨及熱雷雨為主，季風雨、鋒面雨及低氣壓雨次之。雨量之暴，尤以颱風侵襲之時，山地之迎風面為甚。其雨量之暴，不特居亞洲之前茅，即在世界各多雨地區，亦有地位。可於圖 4 見之。而奮起湖於民國 2 年 7 月 18 日至 20 日，3 日之連續雨量計 2,071.0mm (81.54 in.)，及同年同月 19 日至 20 日，2 日之雨量 1,671.0mm (65.79 in.)，均為世界紀錄。而民國 23 年 7 月 19 日 24 小時間泰武(庫瓦爾斯)降雨 1,127.0mm (44.38 in.)，則僅次於菲律賓碧瑤民前 1 年 7 月 14~15 日 24 小時之雨量 1,168.0mm (45.99 in.)。其他 4 日以上之紀錄，除 5 日者以牙買加之銀山園 (Silver Hill Plantation) 114.5 in. 較高外，其餘均為印度之卡拉彭其 (Cherrapunji) 為最高，與臺灣之 5 日以上紀錄比較，領前甚多。由此可知，臺灣之暴雨與世界馳名之各多雨地區比較，其 3 日之內之暴雨量，堪稱舉世無匹。

至於計劃暴雨分佈型式及估計可能最大暴雨量，因臺灣幅員雖小，而地形複雜，高空氣流之情況，必須充分考慮。否則難免失之毫厘，謬以千里。為期符合實用，不可不特別加以注意。

參考文獻

1. H. G. Houghton, (1959): Cloud physics, Science, Vol. 129, No. 3345, February.
2. D. Sartor, (1954): A laboratory investigation of collision efficiencies, coales-

cence and electrical charging of simulated cloud droplets. Journal of Meteorology, Vol. 11, No. 2, April.

3. H.K. Weickmann and H.J. Aufm Kampe, (1953): Physical properties of cumulus clouds, Journal of Meteorology, Vol. 10, No. 3, June.
4. M. Draginis (1958): Liquid water within convective clouds, Journal of Meteorology Vol. 15, No. 6, December.
5. M.G. Ligda Radar Storm Observations (1951): Compendium of Meteorology, A.M.S. Boston.
6. R.J. Donalson, Jr., (1958): Vertical Profiles of radar echs reflectivity in thunderstorms, Proceeding Seventh Weather Radar Conference, Miami.
7. A.C. Chmela, (1958): Reflectivity in the vertical through a severe squall line, Proceeding Seventh Weather Radar Conference, Miami.
8. K. R. Petterson, (1957): Zrecipitation Rates as a function of horizontal divergence, Monthly Weather Review, Vol. 85, No. January.

9. 岡田四亥等：降水 臺灣省氣象資料大全，臺灣省氣象所。
10. 臺灣省氣象所 (1952)：累年氣象報告。
11. 周根泉，(1960)：颱風與暴雨，臺灣水利，第八卷 第四期。

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

- Climatology of the Mechanical Energy Dissipation in the
Lower Atmosphere over the Northern Hemisphere
.....ERNEST CHEN-TSUN KUNG.....(1)
- Tendency and Periodicity of the Climatic Changes in
TaiwanYEN-HUAI LIU(31)
- The Characteristics of Heavy Rainfall in Taiwan
Region KEN-CHUAN CHOU.....(52)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei,

Taiwan, China.

氣象學報季刊

第十卷 第四期 中華民國五十三年十二月

目次

一、論述

- 國際合作年.....鄭子政.....(1)
論臺北盆地之大水災.....周明德.....(8)
太陽黑子對天氣及氣候之影響.....魏元恆.....(19)

二、傳記

- 宏而博教授傳略.....鄭子政.....(29)

三、譯述

- 微氣象學.....林鞠情譯.....(31)

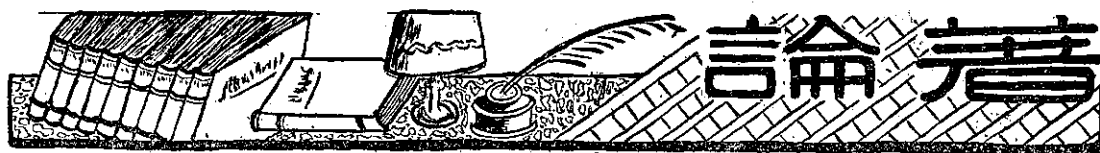
氣象學報

(季刊)

第十卷 第四期

主編者	臺灣省氣象所氣象學報社
地址	臺北市公園路六十四號
	電話：二四一四一
發行人	鄭子政
社長	鄭子政
	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：三四七二四

中華民國五十三年十二月出版



國際合作年 鄭子政

慶祝第五屆世界氣象節並介紹國際水文合作十年計劃

International Co-operation Year, 1965

Kenneth T. C. Cheng

Abstracts

To celebrate its twentieth anniversary, the United Nations has designated the Year 1965 as the "International Co-operation Year". The reason for the United Nations to propose the ICY is to disperse international tension through wider and more extensive international co-operation in the different fields of mankind's activity, to increase public awareness of the extent and significance of existing international co-operation and to bring about increased world understanding and co-operation for alleviating the starvation of mankind due to the increase of world population, and increasing the safety and prosperity of human beings. The UN General Assembly has also called the attention of all Member States and Specialized Agencies to formulate or to join the plans and programmes arranged by the United Nations. The world Meteorological Organization wishes in particular to ask its Members to implement the programmes on a world-wide study in tropical meteorology and on the promotion of meteorological services in Africa. These programmes are of particular importance during the ICY.

During the 3rd International Geophysical Year 1957-1959 (IGY), scientists of the world had been made a wonderful success through international co-operation on the space researches and the geographical exploration of Polar Regions. Some similar programmes will be continued to carry on during the International Year of Quiet Sun-IQSY which covers the period of minimum solar activity in sunspot cycle. This activity will keep on going in the year of ICY.

Another prominent international co-operative programme will be initiated from the first year of ICY and will be continued for a period of ten years. The so-called International Hydrological Decade-IHD sponsored by UNESCO will begin throughout the world. This programme will promote the hydrologists, meteorologists and the scientists of related sciences to put their efforts to

study the balance of the world's water budget. A rising demand for water has been recorded in many parts of the world through varying emphasis on domestic, agricultural and industrial requirements. Even in some non-industrial area where food shortages have been arisen from a rapid growth in population. The problem of irrigation must be met by growing crops in more productive areas and drawing on their reserves of water. The natural evolution of the water cycle must be more deeply studied. The methods or means for control of floods or minimizing the menace of droughts by way of making water reservation and reclamation should be continuously developed in a world-wide scale. Such knowledges on researches in hydrological fields and measurements of water changes must be internationally exchanged between one group of people with the other. And some changes in chemical character of water property must be analyzed because such study is directly relevant to its deposition in a man-made reservoir and the health of rural people.

An introduction on the programme of IHD draught by Mr. Nace, R. L. has been briefly discussed. The IHD is a world-wide programme of ICY which designed to help each nation to achieve a better understanding and to make a better use of its own water resources through international collaboration. This will step into another stage of scientific development in twentieth century through the programmes of ICY.

聯合國自成立至今，瞬已20週年。聯合國第18次大會第1907號決議案聯合國會員國因表示共同慶賀之忱，釐訂今（1965）年為「國際合作年」（International-Co-operation Year）簡稱為 I. C. Y.⁽¹⁾。其涵誼至為深遠，在於各方面推行人類的活動合作，以解除當前國際間緊張的局勢及促進人類對於國際合作重要性的瞭解，而能從事於世界性的事業與激發人群共同的志趣。更進而由於世界人類相互的瞭解與合作以解決國際間的重要問題。聯合國大會的決議經層轉至聯合國下的技術機構（U.N. Special Agencies）暨科學聯合會國際理事會（International Council of Scientific Unions）各國學術團體均遵從此項決議而致力於參加「國際合作年」以推行國際科學合作運動。在聯合國技術組織與科學聯合會國際理事會所創導的各項世界性科學合作運動，於過去10年中在地球物理科學上已有顯著偉大成就的紀錄。就第三屆「國際地球物理年」的貢獻，已啓迪近年人類科學合作活動空前的成就。繼國際地球物理年之後，科學聯

合會國際理事會又掀起嶄新的個別科學的活動而分別組織太空科學研究委員會（Committee for Space Research-COSPARP）及南極研究科學委員會（Scientific Committee on Antarctic Research-SCAR）與海洋研究科學委員會（Scientific Committee on Oceanic Research-SCOR）等。此類委員會在近年來個別推行世界性科學合作活動，均屬如火如荼，未曾稍戢，而仍在繼續發展中。

世界氣象組織（World Meteorological Organization）在響應聯合國此次「國際合作年」運動的號召下，亦於該組織第四次大會中決議推行二項主要原則：（1）世界性研究發展熱帶氣象學，（2）技術援助非洲發展非洲氣象建設。並鼓勵在地理區域範圍內各個會員國盡力支持參加，以促成此項計劃的成功。在協助非洲發展氣象計劃中，其目的在於促進非洲經濟發展，因一地域氣象情況的瞭解為發展經濟計劃的先決條件。此計劃中將以訓練氣象人員為中心，然後建立氣象觀測網概括地面、高空、自動氣象測報與飛機觀

測各項設施。並輔助以氣象通訊網，使氣象觀測資料得以發揮其高度效率。此外配合國際水文10年計劃推行水文氣象觀測及繼續加強「氣象與沙漠蝗害防止」計劃。至於促進世界性熱帶氣象研究一節，世界氣象組織將由一小組研究成立一熱帶氣象研究所。並計劃進行若干熱帶氣象學術討論會與技術援助，且將補助圖書館對於熱帶氣象圖書的搜集等等。將以此二宗主題為世界氣象組織在國際合作年計劃中重要的目標。

在許多科學合作計劃中更以二件為最引起國際人士所注意。其一為國際太陽活動寧靜年的計劃，聯合國中有四個技術機構及國際天文學會 (IAU)、國際大地測量與地球物理聯合會 (IUGG)、國際純粹與應用物理聯合會 (IUPAP)、國際科學無線電聯合會 (URSI) 與國際地球物理委員會 (CIG) 等學術團體均參予此項科學運動。聯合國會員國中參加此計劃的國家已達六十餘國。國際太陽活動寧靜年活動著重於地球物理項目觀測而其活動時間亦僅限於太陽活動低潮時期。此期間經國際太陽活動寧靜年委員會裁定自民國 53 (1964) 年 4 月至 54 (1965) 年底止，為此項國際科學觀測活動時期。此科學運動乃屬於承襲前國際地球物理年 (International Geophysical Year 1957~1958) 而來。由於國際地球物理年觀測計劃推行時期，適逢為太陽活動高潮時期。前後兩個階段所觀測的資料可以相互比較研究。國際太陽活動寧靜年觀測項目大致與前國際地球物理年相彷彿。其內容概括：(1)世界日；(2)地磁；(3)極光與氣光；(4)游離層；(5)太陽活動；(6)宇宙線；(7)太空研究；(8)大氣形態；(9)氣象學。各項觀測的內容會見報端介紹，毋庸贅述⁽²⁾。國際太陽活動寧靜年委員會現由英人裴能 (W. J. G. Beynon) 教授主持其事。該委員會發行國際太陽活動寧靜年文摘 (IQSY Notes) 一種，現已出版十期記載國際太陽活動寧靜年消息及各國推行計劃等項。另一件國際科學合作運動亦為今年開始嶄新的策略，就是國際水文10年計劃 (International Hydrological Decade)。此項計劃係由聯合國文教組織所領導，參予的單位亦已達60個以上。現任美國總統詹森 (Lyndon Baines Johnson) 於去年 8 月 1 日會簽署美國參予的計劃並呼籲科學人士一體支持水文10年計劃並聲稱：「此為重要的計劃以尋求知識造人羣福祉且就世界各國家共相等場以解決共同的問題」⁽³⁾。詹森的科學顧問霍寧許 (Donald Hornig) 博士並加註釋云：「世界供應之淡水僅居 3% 而此低微百分比水量四分之三尚封鎖於南極洲、格陵

蘭與北極冰雪中」。足徵此項計劃之重要。美國國家科學研究院曾組織一臨時的氣象水文國際問題委員會，研討此一問題並發表一篇水文學國際問題大綱⁽⁴⁾。以敘述此計劃之綱要。

國際水文合作計劃由於美國地質測量局 (U. S. Geological Survey) 芮士 (R. L. Nace) 的倡議⁽⁵⁾。其後此計劃經1963年 9 月於倫敦舉行第10屆之國際水力學研究協會 (L'Association Internationale pour la Recherche Hydraulique) 大會決議通過而審定為國際水文10年計劃 (International Hydrological Decade)⁽⁶⁾。此計劃又經 1964 年 4 月於巴黎舉行之聯合國文教組織大會所通過而定為今年起推行之重要國際合作計劃。此為國際水文10年計劃之緣起。此項計劃參予國家亦有48國及 3 個聯合國機構與近10個學術團體。此可稱當前與國際太陽活動寧靜年相與並美的國際科學合作計劃。

國際水文10年計劃其目的由於世界人口的發達與水量在農業、工業、都市及家庭上需要的增加，而水量可能供應量不僅在乾燥氣候地區形為一限制的因素；且在世界其他氣候地區亦受其同等的影響。更因消耗水量的增進，使水量貧乏現象時見，使減少生產與影響健康形成人群康樂上之威脅。人類利用土地愈加緊密，自然平衡影響亦愈受障阻，因而造成土壤剝蝕，易於在河谷人口繁殖之地區水患增多。在人群環境上合理管制與增益水量乃為一重要的因素而實有採其必需步驟。英國蒲強 (S. Buchon) 近著世界水量供應平衡之研究。以申述此國際水文10年計劃之重要⁽⁷⁾。水文學為一種科學論及地球表面水之容量；水之由來；水之周流；水之分佈；及其物理與化學性質與其環境交互的關係並概括對於人類活動的影響。水文學上國際問題的目標乃在於就人類的旨趣，管理利用，以加速水域與水資源之研究。且以宣揚各國對於水文教育上之需求，以增進人類能力對於水資源之利用，而達其至善理想的境界。對於國際問題之推求端賴有水文自然現象睿智的瞭解。此點則攸關於大氣環流與海陸分佈而涉及於廣大地域範圍。必須建立適合密度的觀測站網，且須使各地觀測標準一致，而後各地之資料能相互比較研究。但在目前世界各地水資源之發展尚屬欠缺而此項缺點，實有待於克服。國際水文10年計劃祇集中注意於地球表面陸地上之水，其所論及海洋中之水亦僅屬於有關陸地之專題而言。此項國際水文問題應無論地域與先進或後進國家，須有共同發展的旨趣，因此短期間之計劃殊不易於達成此項理想

而採取一最低的10年階段，自1965年起至1974年止而定名為國際水文10年計劃。

國際水文10年計劃的內容大抵可概括為四大項：

(一) 建立水文觀測網及搜集觀測資料

在自然科學研究之前奏，必須搜集觀測資料而後整理分類，並從事於有系統之分析研究，使專家學人能尋求其基本理論，以控制自然現象，而使此種基本理論，能轉為各種合理發展自然資源之寶鑰。10年水文計劃，可保證樹立科學研究堅實之基礎，使水力工程人員，得以此供應資料而為工程設計上之依據。若干水文現象之發生，在一長時期年代中，其頻率間距顯示不規則之形態。因而須維持較長時期之觀測以供科學研究。

(二) 特殊觀測與專題研究

水資源研究是一個複雜的問題因此特殊觀測與專題研究乃屬於普遍性的重要，譬如水文研究以增進主要知識對於水之由來，動態與化學性質。此類理論原則可以運用於任何地區而對於任何人可有益，使水能得真實合理運用而能避免前人之錯誤。水文研究不論其為個人或集體的供獻宜適應於學術交換，以供人群的利用。此類重要課題宜於集中研究以減少研究力量的分散。

1. 地球表面水量平衡之研究

各國水文學家依據共認之方式測估其國空氣內含水份，全年雨量，河川的逕流，地下水總儲量的深度，入海的地下水流量，湖泊、水庫、水川的儲水量與土壤的蓄水量等等。且在估計中指出可能有若干水量，及其由來與形態。因而在管理或控制上可以有更近真實的評價。

2. 小規模代表性實驗的流域

小規模實驗性流域以數十或百方公里面積計，可在一定時期內測量氣溫、水溫、降雨量、河川流量、地下水位及其他因子。他如伐林面積、造林面積、燒山 (Treatment by fire) 與牧場 (Grazing) 範圍變動皆足以影響及於水文變化。在不同自然環境受管制與不受管制的流域可以比較研究而得昭示水文制度 (Regimens) 對於自然與人為管制環境上的影響。此類察看流域 (Vigil Basins) 可以佈緒同樣的觀測設施，而此流域加以護衛或設計摧殘以觀察其變化的後果。此種實施流域察看方法將於地質學、地形學與生態學偵察研究上均有助益。

(三) 水文站設置

水文學者對於一河川之水域變化及其影響必須設

置水文測站以明白其準常河川流量與地下水統制、沉澱性質、化學特徵及其性質。

四 水文站網的佈緒

有效而有代表性的水文站基本紀錄彙集，端在於水文站網有理想的規劃。由於人及其環境上的變化是屬於無所不在的因子對於水資源的利用與管理。因此人為的影響對涉水文現象應居於計劃中重要的地位。水質的變化與水之化學分析均予充分的注意。並在河川高流量與低流量時分析固體溶解力的高低。在主要河川以採樣器收集水樣 (Water sampling) 以研究其浮懸沉澱的荷負。於河川入海之處從事於此項測量，足以較精密的估測主要河川全年入海的流量及其沉澱物總量與在流域內陸所溶解物質的數量。此類研究在水文10年計劃中將以推行於世界各地。由於水文氣象計劃的推行，端賴有水文氣象人員數量的增多。聯合國文教組織應注意此種技術專家的訓練與培養。

水文氣象10年計劃作業的重點，茲再加以申述，大體亦可分為四大項目：

第一為水量平衡研究 在此項目之下，又可分為，

(一) 首重主要水文氣象的觀測，降水為自然的水資源，一地雨量的多寡必須周詳的測量。雨量站站位的佈緒密度須求其能有定性的觀測。因之水文與氣象的關係不能分隔，務須相互密切配合。而須達成其水量平衡與水文預告的要求。在現有雨量站分佈不能滿足條件的環境下，可添設臨時參考雨量站 (Interim reference precipitation gauge)。因地域氣候的殊異，高緯度地區雪量觀測對於水量平衡的研究分外重要。雪量觀測的儀器與方法應力求其改進，而達觀測的標準一致。積雪的深度及其與降水的等值亦須加強研究，至於雪量觀測的站數則應予以增多。24小時之日雨量觀測站數不能少於一般天氣觀測的站數如能有自動雨量觀測之地點，每3小時或每小時的雨量觀測乃屬更善。此類雨量觀測的紀錄，均應予以印行，以廣流傳，以應水文研究上的需要。就一地區所彙集的水文氣象資料應予繪製各項「降雨量、密度、時間、區域與頻率」紀錄圖表及低頻的24小時最大雨量圖。從此類圖表中始得以研究驟雨期間的區降雨量分佈的大勢。更進而從事於研究降雨量分佈受地理影響的因素。降雨量長期的變化與周期的趨勢亦為計劃中所須推求項目。降雨量的化學成分與計劃中的河川中標準採樣分析乃屬於廣泛推行觀測的理想。

(二) 其次為蒸發量與蒸散量 (Evaporation and evapotranspiration) 蒸發量與蒸散量觀測儀

器種類繁多，觀測標準復不一致，各站觀測的紀錄自難於比較研究。因此從事於此項觀測標準儀器的釐定，實屬必要的措施。如在自由水面的蒸發與蒸散及在土壤表面的蒸發皆須有定型儀器的設計。在目前一處觀測站每須設置多種儀器以資比較，其環境要件又須加以訂正。此點實為在蒸發與蒸散觀測上所亟待改善的要點。在實驗流域中廣泛的設立自由水面蒸發觀測站網的佈置實屬需要，以便比較研究自然環境不同的影響，及彙集全流域的蒸發與蒸散紀錄。鼓勵設置重力溶度計(Weight lysimeter)以便測定各項物質在水中溶解率與研究水量平衡之變化。大湖澤或水庫中水量平衡的測定或人為蒸發量低減方法及技術的研究。

(三) 再次則為地表水量(Surface water)測量應自觀測網中各處測站供給洪水及基流(Base flow)的水位變化此項觀測亦須有稠密的測站及合理的分佈。但應配合於現水文氣象測站網以避免重複的配置。在各項觀測站數增多之後，紀錄的整理與統計將形為一種繁重而複雜的任務，雨量、水位、蒸發、流量及各項有關因素的資料數量龐多，因此自動計算機體系(Automatic computer system)的裝置實屬必需，而後乃能達成紀錄得敏捷處理(Rapid processing)的要件。各國應促成此項建設工作以配合水文氣象紀錄整理與研究上的需要。並在實驗流域中選擇有系統的分帶研究各項因素對於逕流的影響。此外從過去紀錄，花粉分析(Pollen analysis)及樹木年齡學(Dendrochronology)與氣候變遷與水文體系的變化，以比較研究一流域間水旱週期之更替與各類型氣候區域的關係。繪製各類水文氣象圖表以表達雨量、逕流與蒸發各項因數聯繫的關係。

(四) 又次為土壤水分問題應促進此項因素測量儀器的創製與測量方法的研究。以結合此類測量儀器與方法的成就，能獲致代表性的土壤水分含量的觀測。土壤水分的測量屬於須有全面性觀測的工作，因此土壤水分觀測亦要構成一個觀測網，並應着眼於各種方法所得觀測結果比較的研究。設置實驗室以研究水分在土層與氣層二平面間移轉的現象。此種研究在沙漠與半沙漠地區尤為重要。在實驗流域於土壤水分飽和時對於逕流的影響，亦宜作有系統的研究並比較其整個流域觀測的結果。在半沙漠與沙漠地區須特別注意於土壤水分有效的利用與消耗量的流失。應促進此類學人的集合以交換其知識，使能啟發更新穎的見解而相互比較其觀測的結果。

(五) 地下水研究的動向，在一地域須先收集關

於地質、地球物理、地球化學與水文方面各項的紀錄從事鑽探(Borings)或勘察(Prospectings)的結果。因在國際水文10年計劃中，必須配合前後水文氣象工作的策略，而後能推動一完整體系的計劃。地下水研究亦須構成一觀測網方可在一實驗流域內得觀察其全貌。水文與水文地質的(Hydrogeological)研究必求其配合協調而後在地下水補注體系(Recharge of aquifer system)得觀察其定量性的變化。地下水的補注與流洩(Recharge and discharge)實為瞭解地下水平衡的樞紐與地下水資源利用的重心。考察地層結構沉澱時期以研究深層地下水主要流域分佈，地下水不受地面或空氣污染的影響而適合於國際共同研究的基準。綜合水文與地質共同的研究應繪製地圖，以呈獻其勘察與發明的成果。研究沿海及內陸鹽水的影響。並分析自然水(Natural water)鹽度受人為影響，如灌溉、排水(Drainage)與水庫滯蓄過甚的發展(Overdevelopment of water reserves)的因果。傳播實驗人為含水層補注的方法與結果以供各國水文專家的參考。進而研究地下水滯蓄量變化的預告問題。另一個研究問題為地下水礦物性的探源(Waters of magmatic origin)亦稱為水源生成(Hydrogenesis)蓋屬於表土或岩石空隙中，水分自然凝縮的過程。此為水文學中一高度專門的問題。此問題對於空間研究(Spatial research)與地表水量供應的前程，居極重要的地位。再進而研究各自然地域地下水的地球化學週期(Geochemical cycle)以分析水質(Water quality)的純雜。鼓勵實地勘察沙漠地區地下水滯蓄與經刷深河床的潛流(Underflow in degraded stream beds)，以供綠化沙漠的泉源。又從輻射性同位素(Radioactive and nonradioactive isotopes)以探求水的年代(Age of water)。此則為另一途向研究專門的課題。

(六) 雪與冰的觀測在水文10年計劃階段中應予加強雨量、雪量、及水文觀測站網，並在一流域內須採用一種標準觀測儀器，於河川出口必須設置測站以觀測流域內所受雪與冰的影響。選擇適當流域受雪或冰川較一致影響者，而研究其洪水與逕流預告及冰、雪、與雨雪的特徵或其穩定條件(Regimens)。更分析其在河川、湖泊與水庫中結冰的情況。以上均為在冰雪方面所須注意於研究的鵠的。

綜上所論，一地區水量平衡之研究應注意於尋求水與空氣、土壤與土壤下層、湖泊與河川、雪與冰川間的分佈情形，在若干地區此種分析僅得適應於一部

份地方。但必須根據水量平衡觀測各方面研究的結果乃能在現況下水資源利用的計議。由地區水量平衡的研究，更進而為一洲或全球水量平衡的研究。各項觀測的紀錄如雨量、蒸發、洪水、逕流、沉澱與沖蝕及其他水文地質資料均應予以繪製地圖，以昭示世界各地水量平衡的實況。水文預告(Hydrological forecasting)亦為水文研究的一種目標。在一流域中對於高下水位現象須作有系統的研究，並利用雷達觀測較大範圍雨量分佈及其他技術將所獲致觀測紀錄作迅速有效的傳遞以供為水文預告的常識。在各個流域地區運用各種預告的原理與方法以比較研究其成效，以達水文預告完善的理想。

第二為自然水地球化學分析的研究 建議與世界氣象組織合作以研究降水成分的分析。繼續並擴展國際水文科學協會(International Association of Scientific Hydrology)所進行的工作，測量河川的水溫與水質。此項觀測應概括生物的與細菌的分析。其分析可自簡單以至複雜，並應取標準採樣方法及測量與分析，其紀錄亦須以一致表式發表之。研究地下水的物理與化學性質關係於水的周流(Water circulation)與水文專題下滲(Infiltration)問題。地下水周流且可以輻射性同位素物質加以追蹤(Radioactive tracer)。此項計劃應與國際原子能委員會(International Atomic Energy Agency)配合研究。以探討一流域內地球化學周期(Geochemical cycle)但在此項研究進行之前須有地質與土壤地圖為之前奏。水文學者聯合公共衛生專家以促進公用水質的研究，而使公用水量供應能儕於完美的標準。

第三為沖蝕、河床演化(Stream bed evolution)及沉滓物的運載與沉積(Deposition) 在此前提下在於測量河川中運載的浮懸負荷(Suspended load)及其方法與儀器標準。進而作物理測驗其水質。在各測站於測驗流量時應於同時採集水樣標本，俾得於同時研究河川運載物粒的大小在高水位與低水位的變化，而確定其不同型類的運載與沉澱物質的巨細。此項觀測須在大小不等的河川出口點作比較的測量，以考驗河川運載物質量的多寡與體積的巨細。在實驗流域中深入研究地形學(Geomorphology)，由沖蝕地區(Erosion plots)研究沖蝕與固體物質的負荷；由沉澱物的採集，以測量浮懸載荷與細密觀測河床的變形(Deformations)。更進研究河床演進的歷史及其所受氣候、植物、地勢(Topography)與地質各種因素的影響。由測量河川的運載負荷更

研究到河床負荷(Bed load)，與估測水庫與蓄水池(Storage ponds)沉澱量(Amount of deposits)。擴大水槽實驗以研究沙粒分佈(Grain-size distribution)與河川水流(Stream flow)的水力形態及沙漠(Sand banks)的演變。在研究河床演變時並主張經常採用航空攝影(Aerial photographs)以作實驗流域全貌觀察而更易於窺探河川的演變。凡如此類河川的浮懸負荷、河流的沉澱運載、與水庫或運河及沖積河(Alluvial river)的淤澱(Silting)觀測的結果皆有助水文知識的交換。

第四則屬於研究人類對於水文現象的影響 氣候、水文與水文地質(Hydrogeological)上的變遷與水文定制(Water regimen)的變化，使必須從事於水力工程上的建設。更由於都市化(Urbanization)的發展、土地利用、農業工程活動、森林的砍伐(Deforestation)與再造(Afforestation)皆能使河川流域地下水的質與量方面發生變化，及耕作土壤中水量的增減。河川中沉澱物質定量的測量其變化結果，可以招致影響及於人類在土壤中栽種的作物，且能明瞭流域內沖蝕的情況(Erosion plots)。另一方面則為自然水(Natural waters)受工業、農業與家庭使用而改變的化學的與生物的成分。甚至關於水的污染、水溫與沉滓的影響，均值得為當前水文10年計劃中新穎的課題。

水文10年計劃曾於1963年8月在國際大地測量與大地物理協會，舉行大會於美國加州柏克萊(Berkeley)時會詳加研討，其後即成立水文10年計劃委員會。推定伏爾幹(A. Volker)為主席與林士賴(R. K. Linsley)為秘書，推行此項國際科學合作計劃。同年11月得科學聯合會國際理事會大會決議支持此項工作而於1964年4月4日至17日聯合國文教組織大會再予以通過，邀請聯合國各會員國共加贊助，使得推行於世界各地而為舉世人類謀求科學合作，造福人群。世界氣象組織亦曾參予其事而為贊助推行此項計劃的一員。1964年6月該組織執行委員會第16次會議，決議通過1965年為國際氣象合作年(International Co-operation in Meteorology)。水文與氣象在自然循環中(Hydrological cycle)實無法劃分領域，因此在國際科學合作年中，以此國際水文10年計劃敬向國人介紹。

參 考 文 獻

1. WMO programmes for the Internatio-

- nal Co-operation Year-1965,-Prepared by WMO Secretariat, January, 1965.
2. 民國52年1月2日徵信新聞及臺灣省氣象所簡訊第220期51年11月1日。
3. China Post (1964): August 3rd.
4. National Academy of Science of the United States, (1131): An Outline of International Programs in Hydrology.
5. R. L. Nace (1962): A plan for International Co-operation in Hydrology-Chronique de L'U. G. G. I. No. 41, pp. 27-41, January
6. Chronique de L'U. G. G. I., (1964.) No. 52, pp. 36-47, International Hydrological Decade.
7. S. Buchan (1965): Balancing the world's water budget discovery-Vol. 25, No. 1, January, pp. 10-14.

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。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象所氣象學報社收。

論台北盆地之大水災 周明德

Floods of the Taipei-Basin

M. D. Chow

Abstract

Taipei Basin was situated in the northern part of Taiwan geographically. Speaking, it is a place of confluence of several streams: i. e. Takoukan R., Hsintien R. Keelung R. and Tamshui R. The upper parts of these rivers are short and steep and it often causes a sudden increase of river discharges and frequently makes the deluges in its lower valley when a rainstorm happens. From the analysis of this paper the causes of floods may be listed as follows:

(1) The Taipei Basin is quite low above sea-level, especially it is lower than 10 meters above sea level around the area of Yuenshan.

(2) The Taipei Basin and the Mountains surrounding it are about 2500km² in area. The rainwater of the area pours into Takoukan River, Hsintien River and Keelung River from which the water concentrates into Tamshui River. With much difficulty the water finds its way along Tamshui River to ocean for the river has a narrow part at Kuan-tu 380m in width. The water is hindered its passway in the part.

(3) In case the rise of the river stage meets with the time of full-tide. It will make a stall of the river flow and causes an unpredictable increase of river stage in Tamshui River with the result of a flood.

On the other hand, the mouth of Tamshui River is facing the direction of NW. When a typhoon passes the northern coast of Taiwan, the Taipei Basin would receive with strong NW wind from the storm. The wind factor would also cause a detention of the river flow and gives another chance for causing a flood.

The local proverb says: "Hsi-pei Tai" (西北颱) makes a great threat to the inhabitants of Taipei Basin because the flood follows it. The term "Hsi-pei Tai" means the north-west air current of a typhoon sweep over the northern part of Taiwan.

An experiment formula for making a quantitative forecast of the rainfall of a typhoon is developed. The predicated quality of maximum precipitation in 24hrs (Q) may be assumed as the indicator for the flood stage of the Taipei Basin.

$$Q^{mm} = K(1000 - P)$$

(P) indicates the estimated lowest atmospheric pressure reading of a station, K is a constant with a numerical figure 10.4 without taking

into consideration the direction and velocity of a typhoon. Further factors should be considered into a new equation such as time, tide and rainfall etc. The formula will probably be given in a later paper.

一、前言

臺北盆地因其地理上先天條件特殊，自古每遇颱風侵襲臺灣北部沿海時，很容易發生嚴重的大水災。如民國52年9月11日，葛樂禮颱風通過基隆海面時，其中心位置會接近鼻頭角僅11哩（見圖9）。雖然未在本省登陸，但卻在臺北盆地內發生歷年罕見之大水災。該日臺北市大部份地區，均成澤國，交通陷於癱瘓局面，火車、公車均停駛，國際及省內之海空交通也皆停航。據省水利局臺北大橋檢潮站記錄11日1930~2000L最高水位為6.70m，超過警戒線兩倍以上。此次颱風計死亡300人以上，損失總值共新臺幣16億

元。為何臺北盆地會發生如此大水災？試析其原因，約可分為兩點。一是山勢、河流、盆地等地理上先天條件；另一是颱風軌跡、颱風強度、及潮汐等氣象及天文之後天條件。如果後者巧合前者時，往往水泄不通，隨時可以造成大水災。自1897年省氣象所開始有觀測記錄以來，迄1964年共68年，其間在臺北盆地所發生之大水災不僅葛樂禮颱風一次。如1930年7月28日颱風第135號^(註一)，由琉球海面向西直撲彭佳嶼海面時，臺北市最大日雨量為358.9mm，颱風總雨量為482.8mm^(註二)，臺北大橋量水標最高位為5.77m^(註三)。該颱風總雨量與民國52年之葛樂禮颱風總雨量483.0mm相較，毫無遜色。且本省北部一帶，自古有一句諺語「西北颱」，是用來警戒並預防臺北盆地之大水災。雖然古代無現代氣象學識，然而由長時間累積所得之經驗，知道「西北颱」來襲時，必將挾帶豪雨，且風力甚強。使臺北盆地一帶造成大災害。所謂「西北颱」是，強烈颱風侵襲臺灣北部沿海時，臺北盆地一帶吹西北暴風雨之謂也。日人西村傳三理學博士，在1932年4月奉命出任舊臺灣總督府氣象台台長時^(註四)，中央氣象局局長岡田武松曾指示預測臺灣區域颱風之要領，並強調由琉球海面向西直撲臺灣北部一帶之颱風，應嚴加戒備。其原因是，要預測此種「西進颱風」，在技術上時常發生困難，而且會使臺北一帶發生嚴重災害。

茲調查臺北盆地一帶的山勢、河流、颱風、潮汐等諸因素之相互關係，並加以分析，求得臺北盆地大水災之因果關係，以供防颱、防洪之一助。

二、臺北盆地之地理

(一)盆地：臺北盆地位於臺灣北部（見圖1），由大屯火山群，林口台地與中央山脈北側邊緣之丘陵包圍而成。係一陷落盆地，盆地之三邊為斷層線環繞。邊界分明，略成三角形，以樹林、南港、與北投三地為頂點。東南邊從樹林到南港間長約20km，東北邊從南港到北投之間約15km，西北邊從北投到樹林之間約17km。盆地內地勢低平，自東南向西北緩斜，

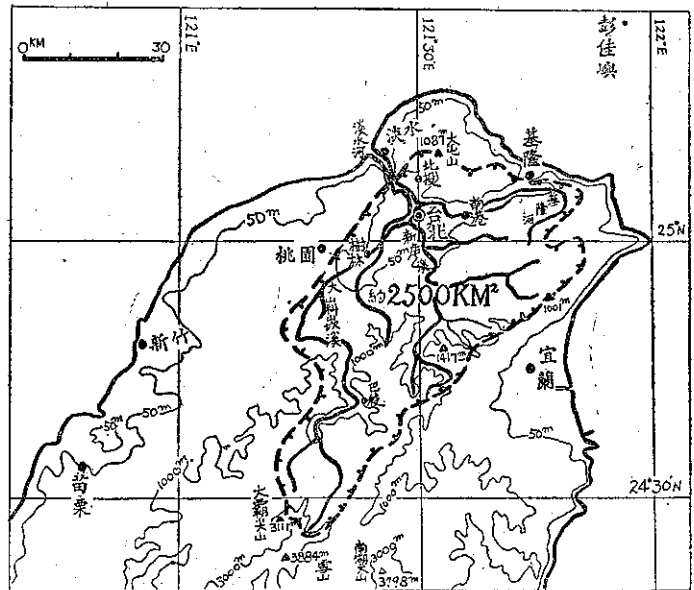


圖1：臺北盆地地形圖

Fig.1: Topographic view of the Taipei Basin.

東南側平均高度10m，西北邊平均高度在5m以下。茲將臺北市各區域主要地點之海拔高度列如表一^(註五)。

(2)山勢：大屯火山位於盆地東北側，係一從海底作間歇性上升所成，有四個山峯高於1,000m。七星山為其主峯高度1,120m。林口台地位於盆地西側，平均高度240m。觀音山位於盆地北側，高度612m，為一死火山，其熔岩流與大屯山熔岩流於關渡交扼成一隘口，寬度僅380m。淡水河即由此一隘口流出盆地。盆地東側為中央山脈之北端，高度在1,000m以上。

表 1：臺北市各主要區域海拔高度表
Table 1: Altitude table of M.S.L. of main parts, Taipei.

地 點	高 度 (m)
總 統 府	7.27m
新 公 園	6.67m
臺 北 火 車 站	6.67m
師 範 大 學	8.18m
中 山 北 路 二 段 (馬偕醫院附近)	4.84m
中 山 北 路 三 段 (圓山美軍顧問團附近)	3.64m
延 平 北 路 三 段 (臺北大橋附近)	5.45m
龍 山 區 柳 州 街	7.88m

盆地南側都是二三千公尺以上之高山，有兩個山峯高於3,000m。其一是大霸尖山 (3,111m)，另一是桃山 (3,324m)。

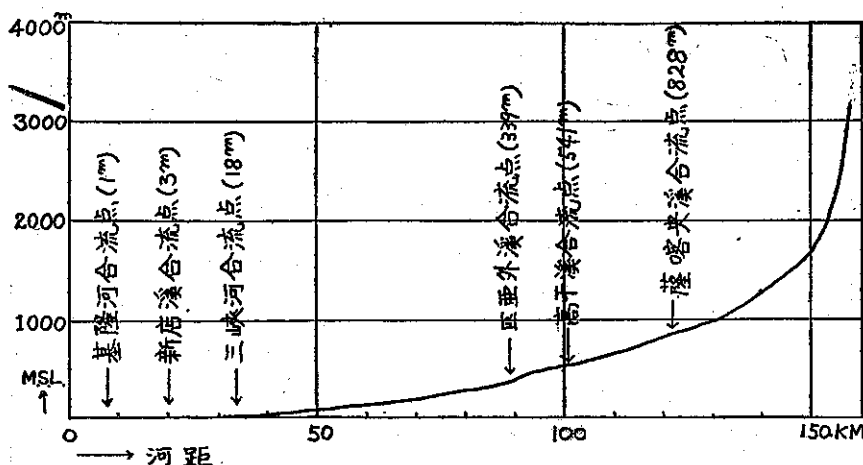


圖 2：淡水河縱剖面圖 (經濟部水資源統一規劃委員會資料)

Fig. 2: Vertical sectional view of Tamshui River.

(3)河流：流貫臺北盆地之河流有三，均發源於中央山脈。淡水河發源於大霸尖山，其源流為大嵙崁溪，向北流經大溪、三峽、自南流入臺北盆地，於關渡隘口流出盆地，經淡水注入東海。新店溪發源於臺北盆地南方山地向北流，在新店山地轉向西北進入盆地，於江子翠會合淡水河。基隆河發源於臺北盆地東北方山地，在瑞芳附近轉向西進入盆地，於關渡隘口會合淡水河流出盆地。故淡水河下游之河流，實匯合新店溪、基隆河二水而成，河床斜度很小，水流緩慢 (圖2)。漲潮時常發生倒流的現象。

三、潮 汐

地理及考古專家都不懷疑臺北盆地是一個陷落盆地。古時此盆地低於海面約 20m。1934年6月，建造臺北中正橋橋墩時，曾在河床下20m (海面下約10m) 附近，發見大量流木及牡蠣貝殼^(註大)。1935年10月臺灣礦業公司在臺北市小南門附近鑿井，當鑿至地下35m左右時 (海面下約25m)，在青色泥土中，發見木片及海水產貝殼。由此可知古時此盆地是一個大鹹湖，海水充滿此盆地內。後來因從上游沖來大量土砂，堆積在此盆地內，遂成一個平原。1629年西班牙駐基隆司令官 Don Antonio Carreno De Valdes 曾派探險隊到淡水附近探險，而發見淡水河口。且在淡水建造紅毛城 (San Domingo城)，1632年3月再派探險隊，沿淡水河探險，而發見臺北盆地。康熙末年 (18世紀初期)，郁永河遊臺北盆地。後著「裨海紀遊」稱：「入甘答門 (今關渡) 湘如大湖……」，至雍正

正10年代 (1742年) 才有漢人來此盆地開墾。雖現在淡水河床日趨淺狹，但每滿潮時，海水仍能進入關渡隘口，倒灌臺北盆地內。臺北大橋與淡水河口，兩地距離約 20km，但平常兩地最高水位差僅 1.7m 左右而已。因此平常在淡水河口漲潮時，海水往往倒流臺北盆地內。新店溪倒流可到達光復橋附近 (見圖3)，基隆河倒流可到達汐止附近。臺

北市淡水河堤防之水位到達 3m 時為警戒線。茲舉省水利局臺北大橋及土地公鼻 (關渡與竹圍間) 兩檢潮站於民國53年12月4日實測值如表二。

表 2：水利局潮汐記錄表 (Dec. 14, 1964)

Table 2: Record of tide within and without the Taipei Basin. (Dec. 14, 1964)

時間 地 名	乾 潮 1100L	滿 潮 1200L	乾 潮 1600L
臺 北 大 橋	+1.20m	+1.66m	+1.12m
土 地 公 鼻	+1.00m	+1.10m	-0.20m
差	0.20m	0.56m	1.23m

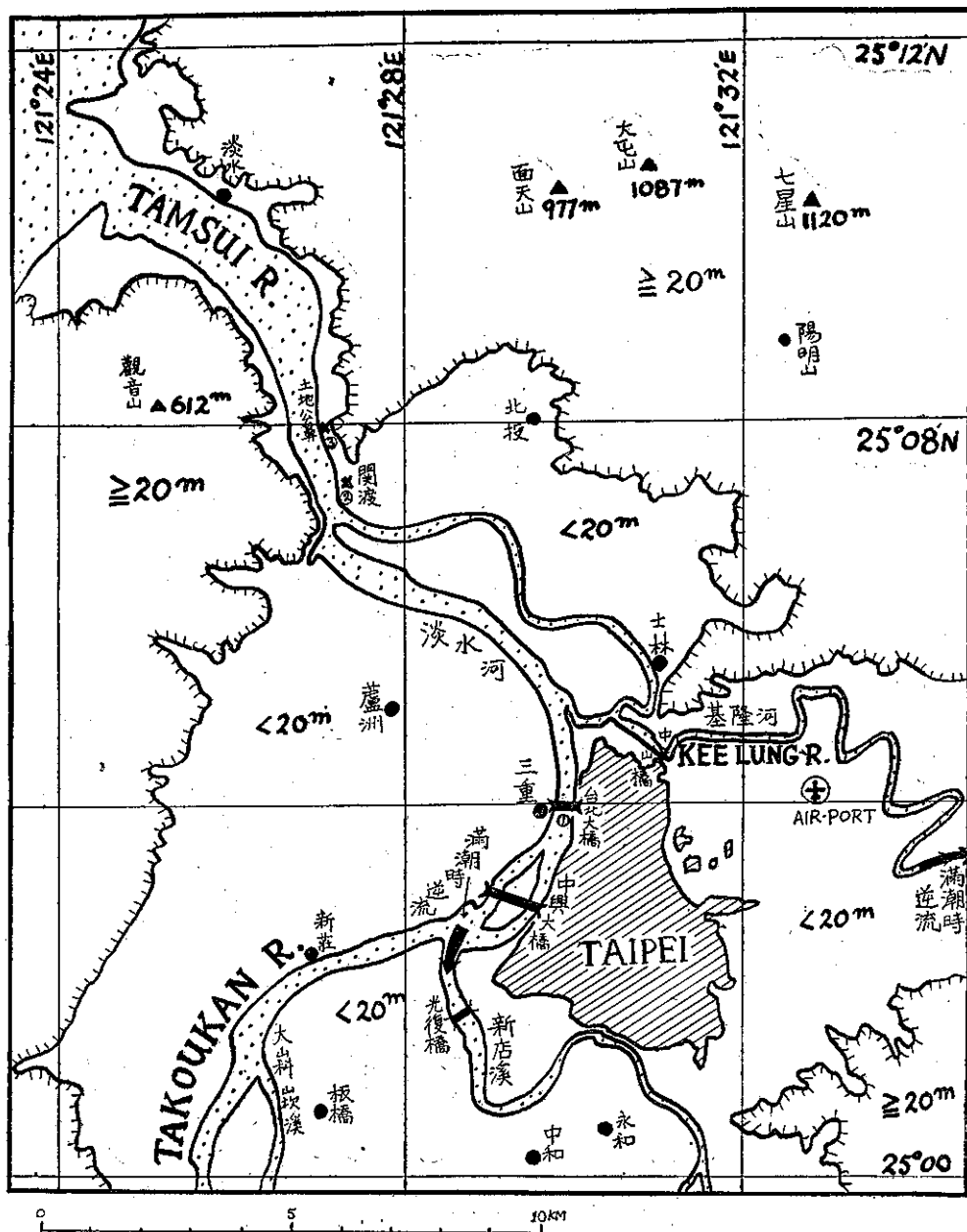


圖 3：淡水河下游圖

Fig. 3: View of the lower stream of Tamshui River.

四、氣 象

颱風向臺灣北部沿海通過與其他軌跡之颱風，其雨量分佈狀態完全不同。發生前者現象時，臺北盆地吹西北暴風。此種高溫重濕氣團之西北暴風，常受山脈影響，因之氣流輻合及地形迫升（即東側1,000m以上，南側3,000m以上），遂產生臺北盆地一帶之豐沛雨量。淡水河下游流向為西北，因此西北暴風巧合

與河流方向相反，西北暴風常引起海浪堵塞洪水流出海洋。有後者之現象時，臺北盆地剛好在山背，不但雨量不多，且常吹東南氣流，適與淡水河流方向平行，有助於洪流加速出海的作用。因此每一次臺北盆地之大水災，颱風軌跡必通過臺灣北部海面，而非通過臺北以南地區。

通過臺灣北部之颱風，不一定每次都會發生水災

。須視颱風強度而定。茲舉顯著實例如下：民國45年8月1日強烈颱風萬達（Wanda）通過臺灣北部海面時，臺北盆地發生大水災。颱風中心最低氣壓為 920 mb，臺北市總雨量324.1mm，最大日雨量 190.0mm，最低氣壓979.0mb。臺北大橋最高水位曾高達4.72 m，中山橋4.08m。民國53年7月5日，另一颱風貝蒂（Betty）也通過臺灣北部海面，其軌跡與前述萬達颱風相同（見圖4）。然其帶來的雨量，則迥不相同。蓋因颱風中心最低氣壓為960mb，臺北市最低氣壓為 1005.1mb，颱風強度不同之故也。所以萬達颱風在臺北盆地發生大水災，另一貝蒂颱風，則毫無降雨。

當強烈颱風侵襲臺灣北部沿海時，該海面一帶之氣壓常低於平時約40mb.之巨。海水約可升高半公尺（註七）。因為臺北盆地之地形特殊，假設因氣壓降低而將海水擡高達半公尺，此升高之海水面對於臺北盆地洪水之宣洩，自有極大的阻塞作用。遂使洪水成災的可能性隨之增加。

五、台北盆地大水災記錄

自1897年迄1963年共67年中，除1944年至1947年（4年），因受第二次大戰影響缺乏觀測以外，淡水

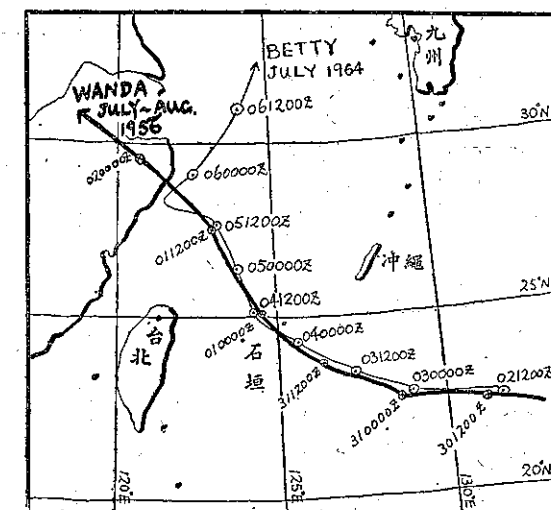


圖4：萬達颱風(Aug. 1, 1956)及貝蒂颱風(July, 5, 1964)路徑圖

Fig. 4: Route chart of Typhoon Wanda (Aug. 1, 1956) and Betty (July 5, 1964).

河每年均有最高水位記錄。表三是水位超過4.5m 以上之大水災（共36次）統計。

表3：顯著颱風淡水河最高水位記錄（1897~1963）

Table 3: Marked typhoon statistics of successive years in Taipei (1897-1963)

年 月 日	淡水河大稻埕		臺北大橋	年 月 日	淡水河大稻埕		臺北大橋
	實測 (m)	推算為大橋 (m)			實測 (m)	推算為大橋 (m)	
1897. 8. 8	6.71	6.26	缺	1924. 8. 6	6.12	5.67	缺
1898. 8. 6	6.58	6.13	"	1924. 9. 6	5.00	4.55	"
1899. 8. 5	6.29	5.84	"	1925. 8. 26	5.08	4.63	"
1900. 9. 14	6.59	6.14	"	1925. 9. 15	5.48	5.03	"
1901. 8. 3	5.74	5.29	"	1926. 10.	5.29	4.84	"
1902. 8. 31	5.80	5.35	"	1929. 7. 18	4.76	4.31	"
1909. 9. 14	5.97	5.52	"	1930. 7. 28	6.21	5.76	5.77
1911. 8. 31	6.95	6.50	"	1932. 8. 24	6.29	5.84	5.82
1912. 8. 28	6.97	6.52	"	1940. 9. 30	缺	缺	5.14
1912. 9. 16	6.18	5.73	"	1943. 7. 18	"	"	5.75
1914. 6. 30	4.83	4.38	"	1948. 7. 6	"	"	6.13
1914. 9. 5	5.97	5.52	"	1953. 8. 16	"	"	5.04
1915. 10.	4.72	4.27	"	1956. 8. 1	"	"	4.72
1917. 8. 18	5.54	5.09	"	1959. 7. 16	"	"	5.20
1918. 10.	5.02	4.57	"	1961. 9. 12	"	"	5.50
1919. 8. 25	6.64	6.19	"	1962. 8. 6	"	"	5.10
1920. 9. 3	6.67	6.22	"	1962. 9. 5	"	"	5.58
1923. 8.	4.63	4.18	"	1963. 9. 11	"	"	6.70

據「臺灣顯著颱風一覽表」(舊臺灣總督府氣象臺)記載1897年至1932年臺北大稻埕量水標(現第七水門附近,水位記錄係用臺尺做單位 $1\text{m}=3.3$ 臺尺, $1\text{臺尺}=0.303\text{m}$)。自1930年改用臺北大橋資料(m單位)。第七水門距臺北大橋約1.3公里。1930年及1932年兩次大水災時,前者及後者均有記錄。筆者發見前者記錄比後者高出約45cm。茲據上述補正值來推算1897~1929年間之資料,改為臺北大橋水位,如表三。據臺灣累年氣象報告,自1897年至1963年共67年中,每年最大日雨量皆有記錄。圖5是臺北大橋最高水位超過3m以上及臺北最大日雨量之記錄圖。茲簡述5次臺北盆地顯著大水災,並加以說明(見圖6)。

(一) 颱風第3號(Aug. 6, 1898): 淡水河口為淡水港,遠在1858年中英天津條約訂立後,闢為商港,港口可供數千噸輪船(吃水線12呎以上)停泊裝卸,數百噸船隻則可溯淡水河而上,越過關渡直達大稻埕(今延平區)及艋舺(今龍山區)。淡水河乃於清同治年間(1862~1875年),一躍而為臺灣最大港口,全省最大集散中心。但因淡水河上游,泥砂淤塞,航行日趨困難,自光緒29年(1903年),基隆港繼興之後,遂由盛而衰。如今每逢海水退潮之際,甚至連十幾噸小漁船,都無法航行河口。十九世紀末期,艋舺

、大稻埕一帶淡水河上可供大小船隻碇泊,河岸一帶遂成臺北市最繁榮地區,惟當時房屋大都用泥土磚建築,河邊亦無防洪設備。如此簡陋建築物,並無防洪設施,故當強烈颱風侵襲臺北盆地時,暴風雨帶來之災害,常不亞於葛樂禮(1963年)颱風。美國駐臺領事James W. Davidson來臺第一次就經驗此颱風第3號。在其所著“The Island of Formosa Past and Present”(1903)曾詳細記載其經過。茲摘粹其內容如後:

「8月6日氣壓表開始下降。黃昏時,西方天空發見幾條可怕的黃色條紋,暴風雨逐漸加強,河水高漲。下午8時30分河水已溢出河岸。一小時後,旋捲風漸漸增強,風向西北,此時河水緩慢注入大稻埕街道。至午夜,洪水自各方面灌入低窪地帶,漫佈整個大稻埕。暴風雨仍繼續增強,至7日早晨4時,達到最高峯,情況至為危急。河面較正常高出22.4呎,臺北(今城中區)風速每小時超過71哩,基隆超過97哩。大稻埕主要街道水深6呎,而其他低窪區域水深10至14呎。大部份中國式房屋湮沒於水中。臺北街道幾乎全部淹入水中,深自1至3呎,在河邊第一條街道,洪水隆隆作響,河岸一帶成為一片可怕的汪洋,強風吹起洶湧大浪,衝擊房屋。水流速度超過10哩,很多

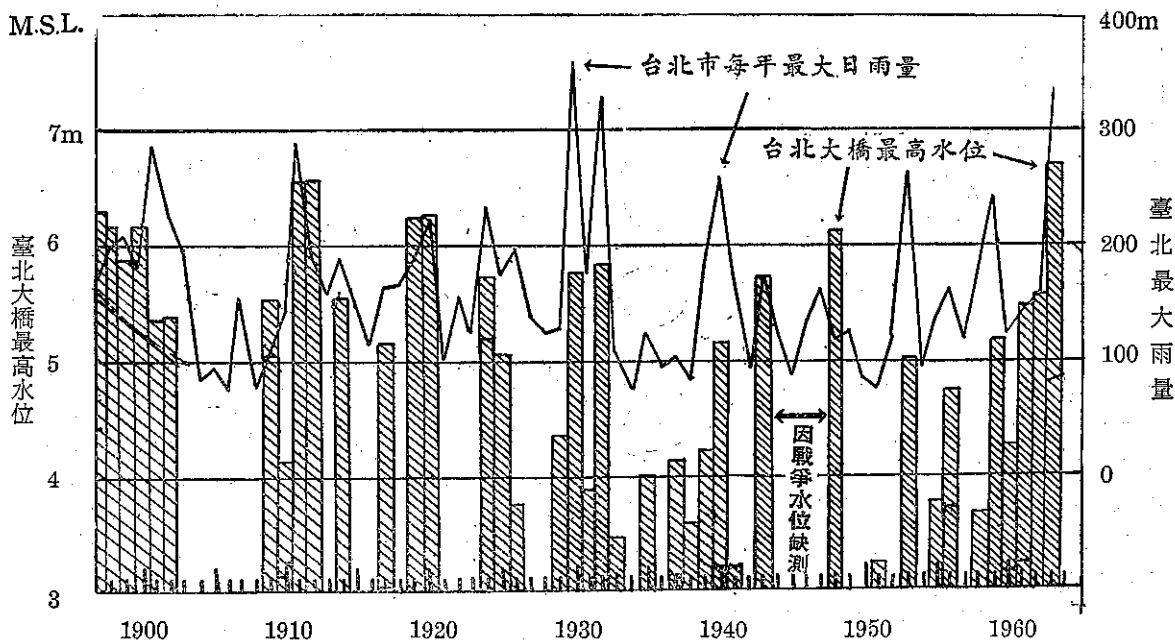


圖5: 臺北最大日雨量及淡水河最高水位變化圖

Fig. 5: Variation of maximum precipitation in 24 hours in Taipei and maximum water level of Tamshui River(1897~1963).

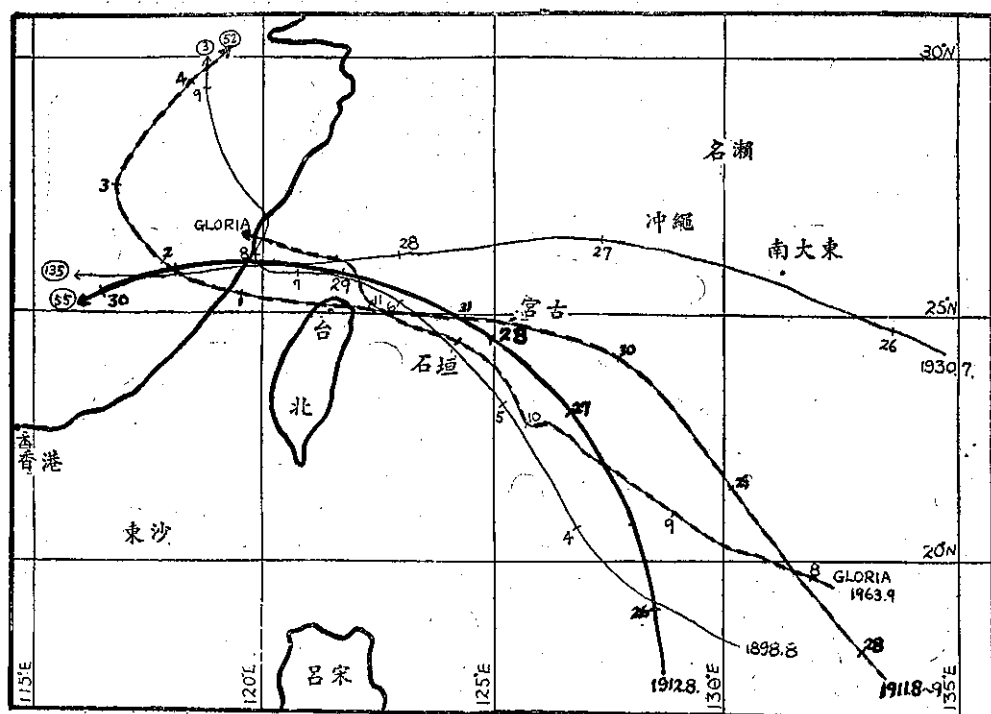


圖 6：五大颱風通過臺灣北部海面路徑圖(1897~1963)

Fig. 6 : Route chart of five big typhoon sweeping along the northern coast of Taiwan (1897~1963).

船舶沈沒水中，或被飄流河床而流入田野。早晨 4 時以後，氣壓表開始上昇，風向轉西後又轉南。現在開始吹東南風，且風力漸弱。由風向的改變，洪水開始慢慢消退。至早晨 6 時，颱風可以說是過去了。洪水消退後，颱風所造成廢墟處處清楚可見。大稻埕低窪地區所受災害最慘。第一天自廢墟中掘出 50 具屍體。800 多幢房屋被毀，400 多幢受到最嚴重損害。臺北城內（當時還有城壁），因地勢較高，損失不如前。但仍有 71 幢全毀，93 幢嚴重損害。日本人死去 10 者人，傷 11 人。臺北市唯一劇場「臺北座」被暴風雨沖壞。在艋舺 1,024 幢湮沒水中，529 幢全毀，271 幢嚴重損害。由廢墟中，挖掘 30 具屍體，130 人重傷。基隆港，水面升高 6 呎以上。有 30 幢房屋毀壞，40 人重傷，S. S. Enoshima-maru 有兩個錨被流失，飄流到大海，擱淺於港口岩石上，而完全毀壞。新竹附近有一鐵道橋墩被洪水沖毀，沿河流而下，沖走約 100 呎。臺北地區死者超過 180 人，因大多數的屍體被洪水流出海洋，故詳細數目不得而知，但相信超過 400 人。如此慘重災害，誠令人不寒而慄。

(二) 颱風第 52 號 (Aug. 31, 1911) 颱風第 55 號 (Aug. 28, 1912)：1911，及 1912 兩年，臺北盆地發生空前大

水災。在此兩次颱風中，臺北大稻埕量水標最高水位為 6.95m 及 6.97m，推算臺北大橋水位為 6.50m 及 6.52m，皆打破過去記錄，一直保持到 1963 年才被葛樂禮颱風打破。這兩次颱風之災害與葛樂禮颱風相較毫無遜色。1911 年 8 月 31 日早晨颱風第 52 號在石垣島海面向西直撲臺灣北部沿海（見圖 6）。該日午夜侵襲臺灣北部一帶。基隆最低氣壓為 961.7mb，比 1963 年葛樂禮颱風基隆最低氣壓 (964.6mb) 還低 2.9mb。31 日整個臺北盆地發生空前大水災。臺北城中區一帶，房屋被洪水毀壞一半以上。圖 7 是當時臺北城中區一帶之淹水記錄照片。在此次颱風中，死 451，傷 482 人，房屋全毀 15,505 幢，半毀 13,851 幢，當時日據臺灣總督府暨臺灣銀行低利撥放 75 萬元（年利僅 5 分）貸給人民建設耐久房屋^(註八)，現在衡陽路一帶許多舊式房屋，就是此次颱風以後才建造的。

1912 年 8 月 28 日早晨颱風第 55 號係由石垣島向西直撲臺灣北部海面。該日午夜侵襲彭佳嶼。基隆最低氣壓為 950.4mb 比葛樂禮颱風 (1963 年) 還低 14.2mb 之多。臺北城中區一帶浸水 3 呎^(註九) (90cm)。臺北大稻埕量水標最高水位為 6.97m，推算臺北大橋水



圖 7：颱風第52號 (Aug. 31, 1911) 侵襲臺灣北部海面時，
臺北市衡陽路淹水情形

Fig. 7: Photograph of flood on Heng Yang Rd. in Taipei when
Typhoon No.52 swept above northern sea of Taiwan.
(Aug. 31, 1911)

位為6.52m。在此次颱風中死132人，傷41人，房屋全毀6,731幢，半毀6,259幢，浸水49,614幢。

(三) 颱風第135號 (July, 28, 1930)：颱風第135號的路徑特殊。27日凌晨侵襲沖繩島後改變其進行方向，即由WNW改向WSW方向直撲本省北部海面。28日侵襲彭佳嶼海面後，同日夜裡在閩省登陸。此次颱風雖未在本省登陸，但却在本省中北部發生大水災。表四是其詳細氣象記錄^(註四)。自1897年臺北開始設站觀測氣象以來，臺北最大日雨量未曾超過300mm，而此颱風最大日雨量曾達353.9mm之多，打破33年來之記錄。直到1963年其記錄才又被葛樂禮颱風打破^(註一)。在此次颱風中(26~31日)基隆、臺北、臺中之總雨量皆超過400mm。臺北之總雨量為482.8mm，比葛樂禮颱風(1963年)之483.0mm，僅相差0.2mm而已。此次颱風死亡40人，受傷15人，房屋流失178幢，全毀717幢，半毀1,853幢，浸水35,057幢，船隻流失54艘，破損15艘，沈沒2艘。

表 4：颱風135號氣象記錄表1930年8月26日~31日
Table 4: Met. record table of Typhoon No.
135 sweeping Taiwan. (Aug. 1930)

地	名	最低氣壓 (mb)	最大風 (m/s)	總雨量(26- 31日)(mm)
基	隆	982.1	SW/14.4	413.6
臺	北	984.2	WSW/16.3	482.8
臺	中	994.1	SSW/ 6.6	487.3
臺	南	995.3	SW/10.9	259.5
恒	春	994.6	WNW/ 9.8	107.5
花	蓮	985.2	SW/ 4.4	17.1
臺	東	936.6	SW/10.3	87.9
澎	湖	992.8	SW/11.2	204.9
沖	繩	958.6	NNE/35.2	115.0

量皆超過400mm。臺北之總雨量為482.8mm，比葛樂禮颱風(1963年)之483.0mm，僅相差0.2mm而已。此次颱風死亡40人，受傷15人，房屋流失178幢，全毀717幢，半毀1,853幢，浸水35,057幢，船隻流失54艘，破損15艘，沈沒2艘。

(四) 葛樂禮颱風 (Sept., 11, 1963)：1963年9月10日1500颱風中心位置通過石垣島後，仍繼續保持其原來方向及速度(305°/10kts)向與那國島海面進行。11日早晨颱風中心位置在基隆海面時，已完全進入地面觀測網中。因此獲得地面報告資料非常豐富，分析出來的中心位置亦

相當正確。0100Z 葛樂禮颱風急劇減弱其速度，並改變方向向西進行。0100Z 至0600Z 五小時中，中心位置僅移動8浬左右(見圖8)。其平均速度約每小時1.6浬，在此五小時中，幾乎滯留在基隆海面。此刻推算颱風中心氣壓為945mb，比24小時以前氣壓升高24mb。颱風眼距離鼻頭角僅11浬(見圖9) 0600Z 以後基隆氣壓逐漸升高，而彭佳嶼氣壓則急劇降低(見圖10) 0920Z 彭佳嶼開始進入颱風眼內，0930Z 該島地面報告為東南風2.0m/s，海面氣壓948.0mb，相對濕度100%，氣溫23.7°C。1000Z 颱風中心完全通過彭佳嶼後，始向馬祖島海面進行。這次葛樂禮颱風具有下述特徵，遂使臺北盆地發生慘重災害。

1. 葛樂禮颱風來自石垣島向本省沿海直撲，殆不受臺灣山脈之影響，風勢仍強勁。

2. 颱風中心通過基隆海面，而不在本島登陸。因此仍能保持其威力。

3. 11日 0600Z，颱風中心最接近臺北之距離僅40浬。

4. 11日颱風中心曾在臺灣北部海面徘徊半天。尤其在颱風中心位置最接近臺北時，幾乎滯留達5小時之久。

5. 當9日0600Z 颱風中心距臺北約700公里之遠時，臺北盆地就進入暴雨半徑內。至11日1900Z 始告停止，遂使臺北盆地一帶在暴雨雨圈內約達60小時之久。

6. 11日臺北盆地整天吹西北風，風雨適與淡水河

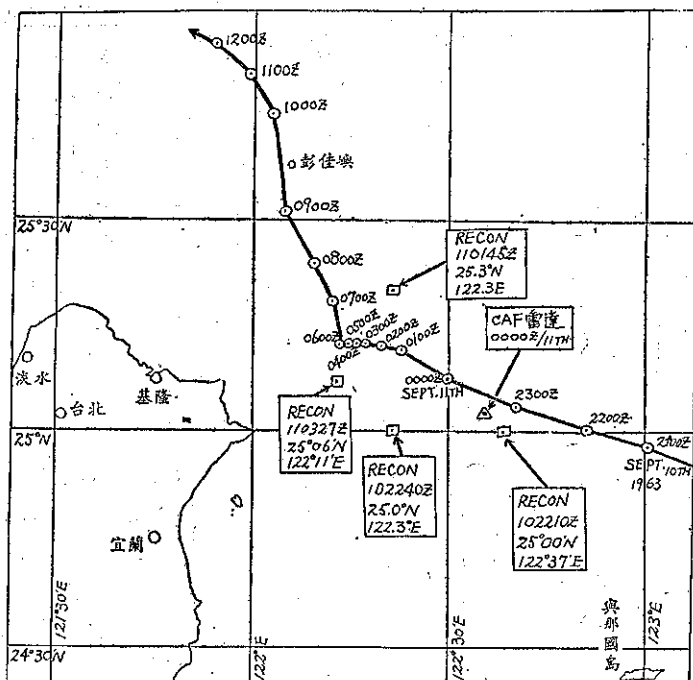


圖 8：葛樂禮颱風(Sept. 1963)通過臺灣北部海面路徑圖

Fig. 8: Route chart of Typhoon Gloria passing above the northern sea of Taiwan. (Sept. 1963)

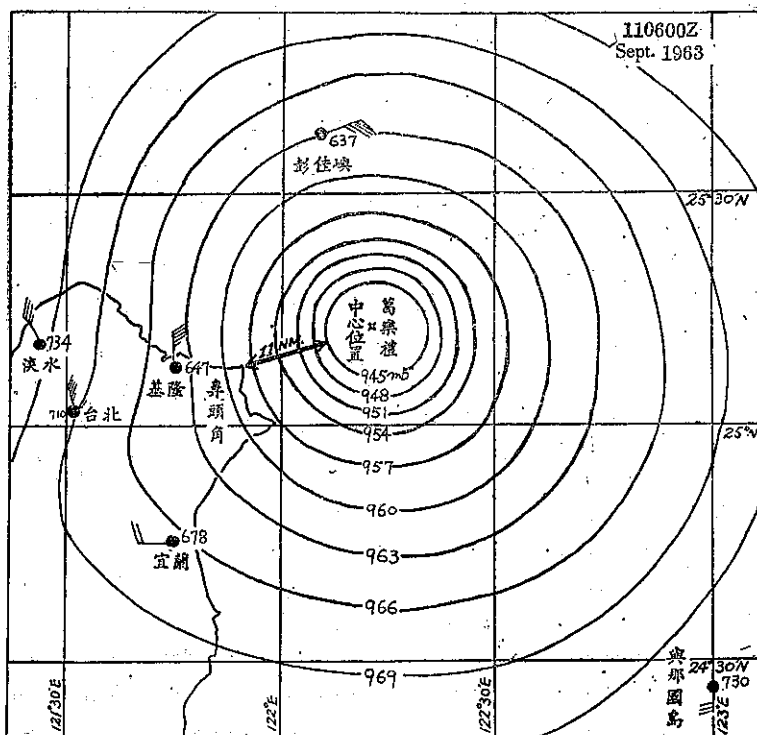


圖 9：葛樂禮颱風 (Sept. 1963) 最接近臺灣時之地面天氣圖

Fig. 9: Surface chart of nearest position of Typhoon Gloria to Taiwan (Sept. 1963).

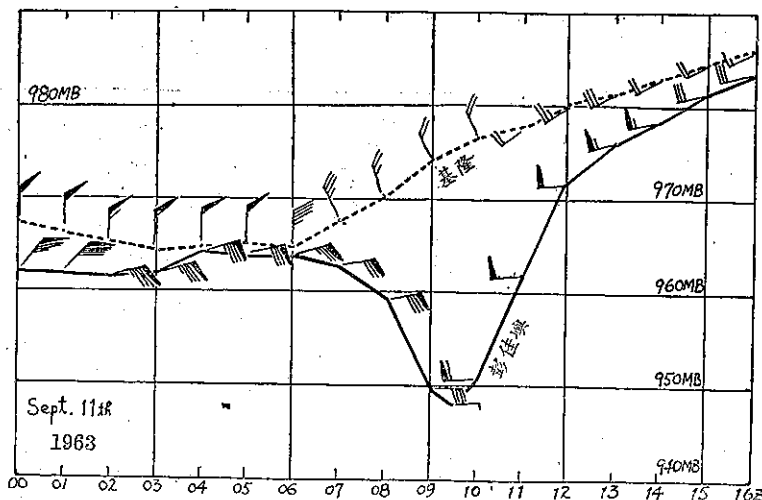


圖10：葛樂禮颱風(Sept. 1963)侵襲臺灣北部海面時之基隆及彭佳嶼之氣象變化圖

Fig.10: Met. variation chart of Typhoon Gloria around Keelung and Agincourt (Sept. 1963).

流向相反，不但阻緩淡水河水外流速度，而且波濤洶湧的倒灌，使淡水河口一時失去排洪作用，造成臺北盆地積水成災。

7. 淡水河上游巴稜(註一〇)，此次颱風帶來總雨量為1735.7mm(9日至12日)，最大日雨量為1044.0mm(10日)，與世界最大日雨量記錄(菲島碧瑤曾有1168.0mm之記錄)相差無幾。過去66年(1897~1963年)臺灣豪雨記錄中，最大日雨量超過1,000mm，皆發生於臺灣中南部(註十一)，未曾發生於臺灣北部。不意這次葛樂禮颱風却打破了過去66年來之記錄。且超過「八七」及「八一」兩次水災之最大日雨量記錄。這次葛樂禮颱風在巴稜觀測所得的最大日雨量豪雨強度，列於臺灣過去66年記錄的第四位(見表五)。

表5：臺灣最大日雨量超過 1,000mm 記錄表 (1897~1963)

Table 5: Record of max. precipitation exceeding 1,000mm in 24 hours on Taiwan (1897~1963)

強度次序	最大日雨量 (mm)	地 點	年 月 日
1	1,127.0	庫瓦爾斯	1934. 7. 19
2	1,125.0	蒙伽利	1942. 7. 19
3	1,050.0	竹崎	1945. 9. 3
4	1,044.0	巴稜	1963. 9. 10
5	1,034.0	葵箕湖	1911. 8. 31
6	1,033.0	葵箕湖	1913. 7. 20
7	1,001.0	斗六梅山	1959. 8. 7

歸納上述種種原因，遂使臺北盆地造成大水災。

五、結 語

據淡水河最高水位記錄(表三)記載，過去67年中，臺北大橋水位超過5m者共27次，其週期為2.5年。6m以上者共9次，其週期為7.5年。6.5m以上者共3次，其週期為22年。到達6.7m者只有葛樂禮颱風(Sept. 1963)一次而已。

山勢，河流，盆地等為臺北盆地發生大水災之先天條件。如果強烈颱風通過臺灣北部沿海時，西北暴風受到山脈影響，淡水河上游一帶驟雨，使臺北盆地泛濫成災為水災之主因。又西北暴風方向與淡水河下游水流方向恰好相反，阻擋洪水流出海洋，亦為造成水災原因之一。其他如潮汐也直影響臺北盆地之水災。每次大水災時，臺北大橋最高水位，均發生在漲潮後約2小時許(圖11)。

預測臺北盆地之大水災，必須先預測淡水河之最高水位。雖然臺北市最大日雨量資料，不能完全預測淡水河之最高水位。但臺北市觀測歷史悠久，資料完全，可為客觀預報之一助。茲整理自1897年至1963年共67年中，從20個經過臺灣北部海面的強烈颱風加以分析，求出預測臺北最大日雨量(Q)之公式(圖12)。

$$Q^{\text{mm}} = K(1000 - P)$$

式中P是臺北最低氣壓(mb)，K是常數10.4，此公式只適用於預測颱風將通過臺灣北部海面之時；若颱風進行方向，速度及強度發生特殊情況時，預報人員須視實際情形隨時予以綜合判斷，將常數K=10.4作適當之調整。

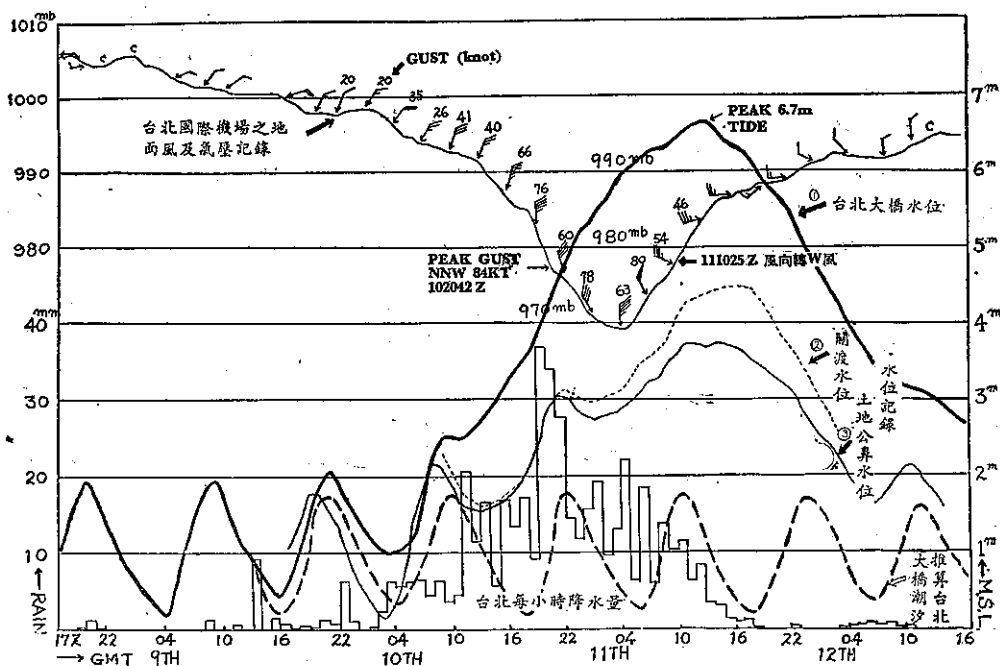


圖11：葛樂禮颱風期中(Sept. 1963)之臺北氣象及潮汐變化圖

Fig.11: Variation chart of met. and tide in Taipei during Typhoon Gloria. (Sept. 1963)

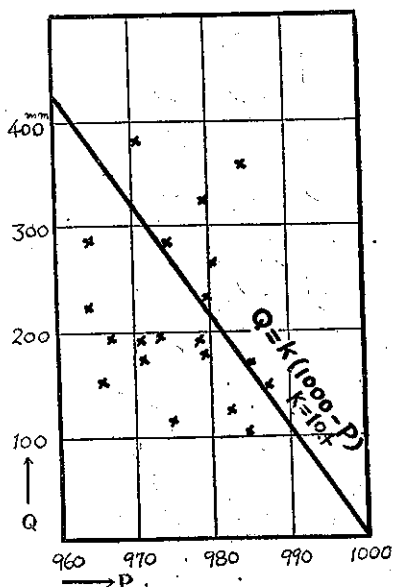


圖12：客觀方法預測臺北24小時最大日雨量圖

Fig.12: Diagram of maximum precipitation in 24 hours in Taipei by objective method.

六、參考文獻

1. 臺灣省氣象所 (1963)：氣象學報 第9卷

第1期p. 21。颱風號碼採用臺灣省氣象所編號。

2. 舊臺北測候所 (1931)：臺灣氣象研究會誌

第3號。

3. 舊臺灣總督府氣象台 (1933)：臺灣顯著颱風一覽表。

4. 西村傳三(1958)：颱風進路的預報 氣象學報 第4卷 第2期。

5. 齋藤齋 (1933)：臺北盆地について 臺灣地學記事第10號。

6. 丹桂之助 (1938)：臺北盆地湖水沈積層の化石に就いて 臺灣地學記事 Vol. 9, No.3。

7. 劉鴻喜 (1962)：氣象要素對於河流洪水水位之影響 氣象學報 第7卷 第4期

8. 臺灣銀行四十年誌 (1939)：p. 120。

9. 臺灣經世新報編輯局 (1925)：臺灣大年表。

10. 戚啓勳 (1963)：葛樂禮颱風侵襲期間臺灣之雨量分析 氣象學報 第9卷第3、4期。

11. 廖學鑑 (1960)：臺灣之氣象災害。 氣象學報 Vol. 6, No.1

12. 民國52年9月10日1100Z至11日1100Z臺北廿四小時雨量為380.7mm。(完)

太陽黑子對天氣及氣候之影響

魏元恆

Relations of Sunspot on Weather and Climate

Yuan-Heng Wei

Abstract

Some solar-terrestrial relationships may exist as controlled factor of anomalous weather and climatic changes. The relative sunspot number could be used to evaluate the atmospheric fluctuations. At the present, we knew that the sunspot 11-year cycle and the double-sunspot cycle are closely associated with the significant changes of the world weather.

This paper is showing brief summary of some apparent facts concerning these relations emerged in a series of instances. The climatic data of Taiwan happened at each maximum and minimum of the sunspot cycle had been taken for the finding of solar-terrestrial relations during the last century.

一、前言

近年來世界天氣，甚多地區顯示異常，甚者使一般人感到疑慮。例如民國52年冬（1、2月），全歐洲不斷遭受接連而來寒流侵襲，使歐洲嚴寒超過正常甚多，幾為本世紀最寒冷之年。由於過度寒冷，引起很多社會問題，有者認為世界快將結束之兆；亞洲及美洲亦均有類似之嚴寒。此種天氣異變之原因，可能由於太陽黑子變動之影響所致；蓋以太陽為地球上天氣變化之主要能量來源，輻射能量之變化及其性質之變化，均能影響天氣及氣候；且祇有太陽輻射之變化，足以在短期內引起天氣與氣候之異常。近年科學進步，對於太陽及地球大氣諸多新研究，更足以支持此觀點。本文願就此方面予以申論與介紹，藉以對天氣及氣候變化，有所瞭解，及供長期天氣預報參考之用。

就地質學言，吾人現處於冰河世（Gleistocene）中，由冰期趨向「間冰期」（Interglacial）三分之二過程中，亦即世界氣候已逐漸變暖（間冰期為溫暖氣候，地面永久冰期完全不見）。美國自1920至近年平均氣溫增多約 2°C ，過去100年，北極附近，氣溫增高更多約 8°C ，50年前北極通航，每年只3個月，今增至7個月，臺灣近60年來，年平均氣溫，無論地面與高山，亦均顯示有升高之趨勢。在冰期至間冰期，氣候長期變暖趨勢中，地球上之氣候，多屬較小幅度及較短週期之變化；此亦可以太陽黑子變化週期解釋之。

二、太陽黑子之特性

太陽各種活動現象中，以太陽黑子最具代表性，最早之記載始自西曆1611年，比較可靠之記錄，則自1750年始。

太陽上黑子之多寡，以黑子數表示之，亦稱 Wolf Number，其式為： $R=10g+S$ ，式內 g 表黑子群數， S 表孤立黑子總個數，此種計算法，其缺點為太重視黑子群（例如1大黑子與9個小黑子在同一群中，其 $R=20$ ，另2孤立小黑子則 $R=22$ ），且不計黑子面積、及黑子磁極性；惟其應用歷史甚久，在時間上，顯示有系統之變化，使其成為可貴之參數。

太陽黑子數增多與減少，呈週期性循環，平均週期為11年；但自黑子最多年至次一最多年，其變化可自7年至17年，太陽黑子數最少時，其年平均變化可自0至10（ $R_{\min}=0 \rightarrow 10$ ），而最多黑子數，可自50至190（ $R_{\max}=50-190$ ）。

太陽黑子具有甚強之磁性，其磁極變化之週期，為黑子週期之2倍，約為22年，亦稱雙太陽黑子週期；因太陽黑子之磁性，在同一日半球者，趨向於一系統，而具相同之磁性。當黑子週期變換時，此一系統內，黑子磁性，亦顯著轉變為相反磁性也。多數黑子群，為雙磁性（Bipolar）；一群之前方黑子與後方黑子，俱相反磁性；前方黑子在北半球與在南半球者，亦具相反磁極。更特殊者，太陽黑子在一群中之位

置，在同一半球，其磁極性，在此週期與次一週期時，亦具相反磁極。

在太陽活動現象中，黑子群之作用，尚未完全明瞭，惟黑子群確可顯示出太陽活動之重要部位；但在黑子不見時，太陽活躍區，仍有顯著之活動。由於黑子甚易觀測，故認其為太陽活動之主要指標，但不應視黑子為活躍區之唯一現象，祇可視為太陽大氣中，比較普遍之擾動徵候而已。

就過去 200 餘年，太陽黑子紀錄顯示，尚有更長週期，顯示重疊於 11 年週期波動內，此種長週期之變化，約為 80 年；其中有 40 年，太陽黑子主最多（主 R max）與副最多（副 R max），係交互出現者，此種情況，例如自 1858 至 1942 年。其間有 8 個週期，顯示黑子主最多週期，係與副最多週期，交互出現者，如圖 1 所示。另方面在 200 年前，就片段觀測及記載

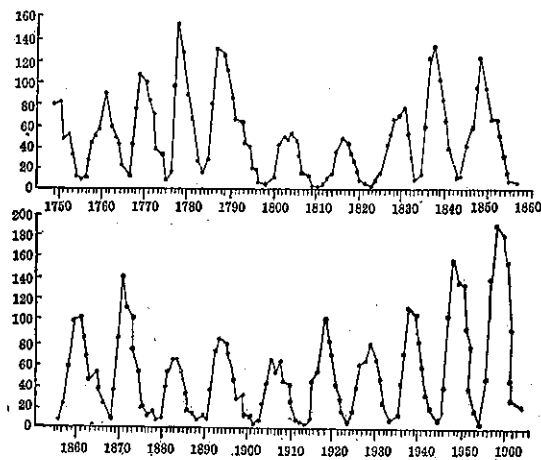


圖 1：歷年太陽黑子年平均數之變化

Fig. 1: Annual mean sunspot numbers as a function of time.

中，太陽活動更為強烈。在 13 及 14 世紀一部份時期中（在此期間，歐亞氣候有特殊變化），太陽黑子特別大，亦特別多，較現在所測得者。還有在 1672 至 1704 年（17 及 18 世紀，氣候無特殊變化）30 餘年中，太陽北半球幾無黑子出現，以致在 1705 年，太陽黑子初出現時，世界科學家均大為驚奇。

三、太陽黑子與太陽輻射之變化

太陽輻射，含有電磁波輻射與質點輻射兩種，太陽常數由電磁波輻射決定，為太陽輻射能，在地球大氣層以外，垂直面上所接受之熱量，一般約為 $2 \text{ Cal/Cm}^2\text{min}$ 。太陽質點輻射，其強度變化甚大，例如

普通所稱之太陽風。

太陽常數之變化，可能主要由於太陽紫色光及紫外線所致，紫外線之波長約在 290°A 以下者，均為上層大氣所吸收，地面觀測不到；惟就其對大氣上層所致影響，如地磁暴出現之頻率、極光出現頻率、以及上層大氣之游離等，均係隨太陽活動週期而變化，可藉以間接測知。上層大氣現象，與太陽黑子之相關，其時間越短，越不顯著，故每日太陽黑子與每日上層大氣狀況，其相關甚微，此似顯示太陽黑子，非直接影響地球，但黑子與出現於太陽上各種現象相關，確能影響於大氣也。

就 Menzel 氏之研究，當太陽黑子最多時，太陽紫外線亦增強，約 20 倍於黑子最少時，因此可能使太陽常數增加百分之若干，惟在地面上無法測出。此種作用甚大之紫外線，當太陽黑子最多時，並非連續出現於太陽輻射中，而係爆發性，短時間出現，此可能與太陽閃焰 (Solar flares) 相關連，並且亦為大氣游離層，發生重大擾動之原因。此種擾動，繼續約自數分鐘至數小時，使高週率無線電波通信中斷。

太陽一部份輻射（亦即紫外線）變化甚大，影響地球上氣候，較諸過去，以追求太陽常數（亦即太陽全部輻射）對天氣變化之關係，已解除甚多困難。此種觀念，為指出由太陽部份輻射，直接影響上層大氣，無論此部份輻射，係熱力、動力或電化作用者，其中之一，似均可使下層大氣之冷源及熱源，發生變更，因而改變低層大氣之環流形態。

四、大氣環流型

氣候變化由於大氣環流所生成，近代對大氣環流之形態，主要分為西風帶緯流「高指標」與「低指標」兩類型，此兩類型相互變化之週期，約為 3 星期至 7 或 8 星期（20~50 日）不等。

大氣環流型之指標，係用以表示緯度 35 至 55 度，平均海平面西風之強度，至於極地及副熱帶東風指標，則分別以緯度 55 至 70 度及 35 至 20 度，東風強度表示之，近代多用高空圖 500mb，計算各緯度帶、緯流指標。

大氣環流十分複雜，非能以高指標與低指標完全概括之，但一般言之，指標確可顯示大氣環流，在一段時間內，相互間一致之關連，例如在緯度 45 度，經流指標強，則緯流指標必弱。

由統計方面顯示，大氣環流，由高指標（緯流），變化為低指標（經流），除海面西風緯流減弱外。

下列環流形態，更具研究價值：

(一)極地反氣旋加強，並擴大範圍，伴以緯流西風帶，向赤道方向移；尤堪注意者，為西風帶及經常風暴路徑之遷移。

(二)經向亦即南北向，高低氣壓為之加強；此種趨勢之形成，在海平面，為主要高低氣壓活動中心之分裂，係沿南北向，而非東西向。高空天氣圖槽脊之波動，則波幅增大，波長縮短；高緯度出現，反氣旋閉合中心，亦即所謂阻塞高氣壓 (Blocking high)；低緯度則出現氣旋閉合中心。以上現象，足以使各緯度間，冷暖氣團之對立為之增強，以及在中緯度，使風暴增多。

(三)在中緯度對流層下部，垂直氣溫梯度為之增大，其向地極之熱量與能量交換，亦自然加強。

以上所述，為大氣環流，高指標與低指標之顯著對照；至於每日天氣圖上，高低氣壓中心之移動，及其相連之界面及氣團，則為天氣型每日之變化，係屬局部而非全球者，此種小範圍之環流週期，僅為 1 ~ 2 日而已；但此局部天氣變動，以時間累積之，自數日至十數日，即構成整個世界天氣形態之變化；當此種變化甚迅速而突然時，即造成天氣或氣候之異常。

五、太陽黑子與大氣環流

太陽黑子，為代表太陽活動，唯一具有較長時期之記錄者，在過去半世紀中，曾以統計法，研究太陽黑子與大氣環流之關係，其中甚多尚屬疑問；惟今日可確言者，世界天氣型之變化，確與太陽黑子相關，即與太陽黑子 11 年週期，太陽黑子雙週期 (即 Hale cycle)，甚至更長週期相關。太陽黑子與天氣之關係，十分複雜且係間接作用，至今尚不能完全作物理之解釋；更困難者，僅有黑子可為太陽活動之指標，其觀測記錄之時間較長，可供研究之用。茲將太陽黑子與大氣環流較為可信之結論，略述於下：

(一)太陽黑子最少，亦即太陽在高度穩定狀態時，(例如所謂太陽靜止年)，太陽之紫外線及質點放射，均極微弱，則使大氣環流減弱，繞地極環流範圍，極端收縮。

(二)太陽黑子多，亦即太陽活動強時，則使大氣環流之緯流，大範圍擴展，多風暴地帶，極端向赤道方向移轉，此時太陽紫外線放射強，而質點放射不太強，亦即此時以紫外線輻射，為最重要，而質點輻射，居於次要；此種情況，多出現於太陽黑子「副最多」時 (即副 R max)。

(三)太陽黑子最多，亦即太陽活動極強，變化極大時，則導致氣候最惡劣週期，在中緯度有極端之風暴降雨，及極端之氣溫差異；在氣流形態上，出現阻塞高壓。此種現象，多出現於太陽黑子週期中，黑子「主最多」(即主 R max) 時，並在黑子增多階段中；此時太陽質點放射之作用，可能較紫外線為優越。

六、太陽黑子與高空氣象變化

太陽活動，除太陽黑子 11 年週期及雙週期 (22 年) 以外，其短週期變化甚多，如出現於太陽上之突然擾動，及爆炸放射等；此乃由觀測太陽之光斑、閃焰、日珥等所得知，甚至太陽黑子之多寡，逐日及逐月之變化亦甚大。由於太陽爆炸性之活動，其頻率及強度，時時在變化，故其影響大範圍天氣，亦時時在變動；隨太陽爆炸性活動，放射出之短波輻射，及質點輻射，可使高層大氣內之溫度，在短時間內增加甚大，因此間接導致上層大氣，向極方移動，亦即使海平面氣壓升高 (自氣溫增高最大之緯度向地極增加)，因此可知太陽突然爆炸式放射，可變化大氣環流指標之高低。

太陽紫外線放射，主要為電化作用，造成高層大氣之臭氧層，並且亦可能由於其直接或間接熱作用，影響於下層大氣。其直接熱作用，影響於上層大氣，業經證實，但其間接作用，在對低層大氣，熱平衡方面甚重要；此乃由於臭氧之生成，而增加保溫作用，或由於凝結核數量增加，而致對流層上部，雲量增多。保溫作用增強，可使季風梯度減小，而致地面大氣環流圈減弱。

太陽質點放射，無疑對大氣，俱有動力或熱力之直接作用。此種質點，因帶電之故，係向地磁極區域集結，由於地磁場作用，因而引起高緯度氣壓，即刻之上升，或在高緯度地區，至少有區域性，氣壓之上升。

以上理論，在 1952 年，曾由 F. Wahl 氏獲得首次實際觀測之證明，以下略述其經過：

(一)在德國柏林，於 1952 年 2 月 24 ~ 25 日，測得 20 mb 至 10 mb 高空氣溫上升 40°C。此突然增暖作用，逐漸向下層擴展，數日後達 50 mb 高度，氣溫上升 12°C。在平流層此種氣溫突然上升，其原因無疑係來自太陽；因 24 日有極強之閃焰 (Flares) 出現，並引起無線電波衰落現象。地磁活動指數，由正常之 1.7 升至 7.0，為地磁少有之大擾動 (無線電波衰落；由於紫外線突然增強)。可知 24 日，有太陽紫外線 (

太陽閃焰及無線電衰落)及太陽質點放射,侵襲地球。因2月為太陽黑子較少月(黑子數為21),此種太陽輻射,突然爆發;屬於黑子少之冬季地磁擾動型,亦即高緯度氣壓,以 70°N 為中心,上升至最高值者。

(一)由2月24日,5日週期之最後1日,至1星期以後止,在天氣圖上,所顯示之大氣環流型,自格林維基(Greenwich)向西至經度 180° 範圍內,極地東風增強,由 2.1 至 6.3m/s ,為 $1951\sim 52$ 冬季最高值;副熱帶東風減弱,由 1.3m/s 至 -1.1m/s ,為冬季最小值;緯流西風,持續微弱(海面 0.8 至 1.6m/s ; 700mb 由 7.5 至 8.3m/s),同時大西洋有兩個深度風暴發生,幾停留數日之久,即一在美國東北海岸,另一在大西洋中亞速爾島(Azores)之北。此時強大反氣旋,在格林蘭島發生,向西延伸至阿拉斯加,為冬季反氣旋最大者。

若上述大氣之反映,及平流層極端增溫,主要係由於太陽質點,侵襲所致;則環流型變化之發展,可依此,而對以上兩項觀測事實,作初步解釋如下:

(一)當冬季太陽活動,趨向於增強時(多在太陽黑子主要最多時),極地阻塞反氣旋,出現之頻率,達於最高峯;此現象出現於美洲大陸,而不出現在亞洲。其原因係由於磁北極,位於格林蘭西北,太陽質點,直接射向北極區西部,並且太陽質點,對反氣旋之作用,似在磁北極以西氣流之上游處。

(二)第二項觀測事實,可藉太陽質點放射之分佈,及其直接熱力作用,予以解釋者;由於在平流層下部,南極與北極季節性溫度有差異。就最近南極無線電探空資料顯示,南極冬季在 16Km 高空氣溫,低於北極同高度者 30°C (平均);在夏季時則北極較南極氣溫高 6°C 。最初認為此係由於夏季南極日射較強,及冬季北半球較南半球經流(南北向氣流)為強之故,但由於觀測資料不足,尚難確定此說之正確性。惟此種現象,可就地球磁場之磁性,與太陽質點放射之帶電(一般多帶負電)兩者間之關係,加以解釋。因此若地球磁北極,適合於太陽質點侵入,並可導致上層大氣增溫作用,如在德國所測得者,則北極平流層,冬季氣溫較南極為高,自可得以解釋矣!

另外杜艾爾(Duel)氏,亦曾發現太陽黑子較少年(黑子數在 40 以下)冬季有地磁擾動之日(可能由於太陽放射質點所致),在歐洲各地於 $2\sim 3$ 日內,地面氣壓降 2mb ,但在格林蘭及冰島,則氣壓上升 2mb 以上,在此地磁擾動後之次日,由格林蘭至西北歐,有變為低指標環流之趨勢。

七、太陽黑子與世界氣壓之變化

一般言之,當太陽黑子最多時,地球上大氣壓力,在熱帶地區降低,高緯度地帶增高;當太陽黑子最少時,上述情況相反如圖2所示。就年平均言,太陽黑子最多時,副熱帶以南(20°N 以南)及溫帶以北

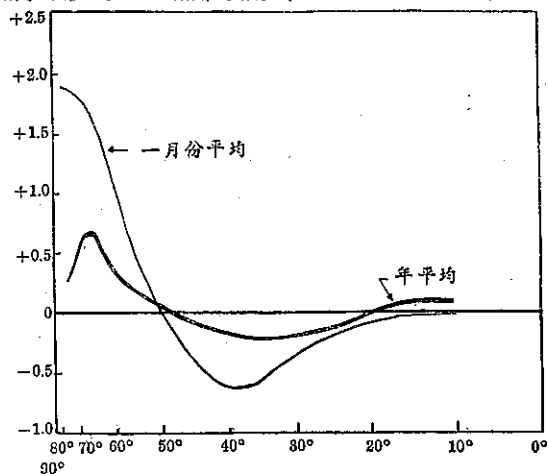


圖2: 太陽黑子最多減最少時氣壓差沿各緯度之變化(為美國氣象局1900~1939 40年之統計)

Fig. 2: Average pressure-difference profiles, sunspot maximum minus minimum (1900~1939).

(約 50°N 以北)氣壓均較黑子最少時增高,副熱帶及溫帶均降低;1月份平均則稍有不同,除溫帶以北氣壓增高較多,溫帶地區氣壓降低較多外,熱帶地區氣壓亦稍降低。臺灣屬於熱帶與副熱帶之衝,對此種特異處,庶堪詳為研究。由圖2更可知,太陽黑子最多時亦即太陽輻射活動最強時,可使溫帶與高緯度氣壓之對立增強,因而使大氣環流加強,地球上高低氣壓帶分佈之位置變移,並導致移動性高低氣壓路徑之改變,以及雨量、溫度分佈之異常;如圖所示,此種情況出現於冬季者,當更特為顯著。

早在1930年,韓利克(Hanzlik)氏,即發現世界氣壓之分佈,在太陽黑子最多時與最少時,有顯著之變化,尤其在冬季為然。此種氣壓變化,當太陽黑子「主最多」開始時,在高緯度,導致緯流指標降低;但當太陽黑子「副最多」開始時,則導致緯流指標增加。太陽黑子最多時,高緯度氣壓升高以緯度 50°N 及 60°N 地帶氣壓升高最多。後經韋來特(Willet)氏證明,在太陽黑子各週期變化中,黑子主最多與副最多,連續交互出現時,大氣環流型,高指標與低指標,亦隨之交換出現,並進一步發現氣溫與雨量距平之變化,亦有與氣壓變化,相類似之特性。

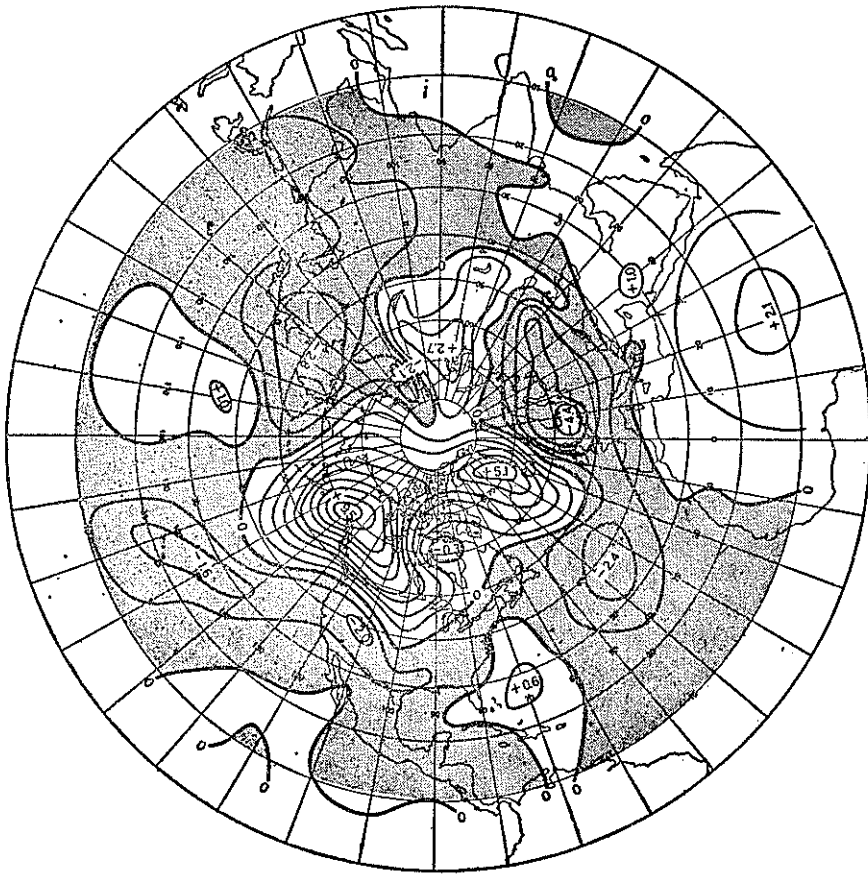


圖 3：1 月份平均氣壓差 (1900~1939 年太陽黑子最多減最少時)
Fig. 3: Ave. pressure difference, sunspot maxima minus sunspot minima,
Jan. 1900~1939

韋斯拉 (Wexler) 氏，於 1953 年，以美國氣象局天氣圖作統計，更進一步，證明上述之說，並求出北半球，在黑子最多時與最少時氣壓之差別，顯示北半球各地區氣壓，隨太陽黑子之變化，俱有區域性，非僅因緯而異也。茲將其研究結果，略述如下：

韋斯拉就北半球各地海平面氣壓，在黑子最多時與最少時作比較；自 1899 至 1939 40 年間，共含有 4 個太陽黑子週期；以黑子最多時之平均海面氣壓，減黑子最少時，平均海面氣壓；並求出 4 個週期中差數之平均，再分別求出 1 月及 7 月最多與最少時氣壓差。

(一) 先就北半球 1 月份，氣壓差分佈情形討論之 (圖 3)。

1 月份平均氣壓正差在高緯度，位於阿拉斯加灣、格林蘭、及西伯利亞北中部三地區；在三地區間，

並有氣壓負區，分別位於哈得遜灣、西伯利亞北部及斯干底那維亞南部。堪注意者，此氣壓差「正」「負」區，呈「三環流型」(Three-cell pattern)；且正區自哈得遜灣起，氣壓差數均自東向西增大。在中緯度及低緯度，氣壓差數，不若此顯著；惟吾人仍可察出，低緯度氣壓負差區，範圍甚廣，但亦有 3 個環流圈，其中心分別位於：庫頁島 (-2.8)；中太平洋西部 (-1.6)；中大西洋 (-2.4)。氣壓正區，三環流圈位於：中太平洋西部 (+1.0)；中大西洋西部 (+0.6)；北非 (+2.1)；三者之緯度均甚低，約自緯度 10 至 30 度。

韋斯拉氏，更進一步求出，太陽黑子最多減最少時，1 月份平均氣溫差及雨量差 (以標準雨量百分比表示之) 之變化；顯示氣溫及雨量正負區，分佈之形態，與上述氣壓正負區形態，甚為一致 (圖 4 及 5)

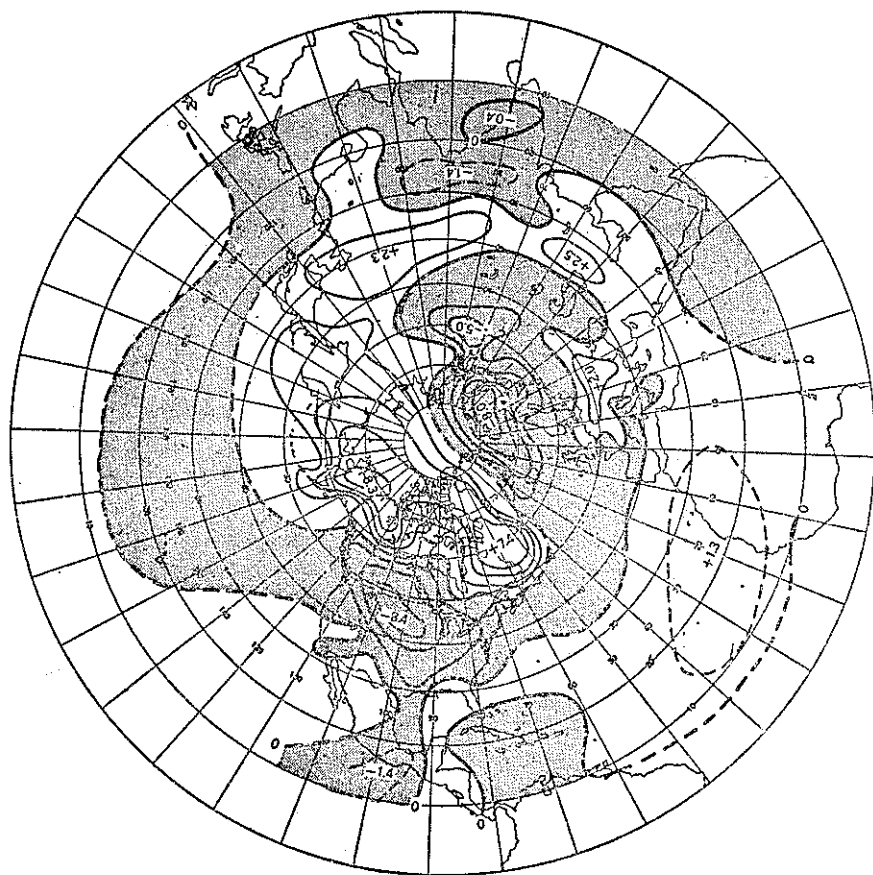


圖 4：1 月份平均氣溫差 °F (1900~1939 年太陽黑子最多減最少時)
Fig. 4: Ave. temp. difference (°F), sunspot maxima minus sunspot minima, Jan, 1900~1939.

。例如太陽黑子最多較黑子最少時，1 月份在亞洲北部（即貝加爾湖及巴爾卡士湖以北廣大地區）為氣壓升高、氣溫降低、雨量減少；而在日本及中國一帶，氣壓普遍降低，氣溫升高（華北一帶升高最多）雨量增多（華北、華中增加最多）。此種顯著結果，其形成之原因，可能由於太陽輻射增強，導致大氣環流加強，故使貝加爾湖一帶，氣壓增高，冷性反氣旋，出現之頻率及強度增加；同時則入侵中國之寒潮，低氣壓，其頻率及強度亦必增，而導致中國全境以及日本一帶，冬季降雪或降雨量增多；同時冬季降水多，則氣溫亦自然必增高。

尙堪注意者，上述太陽黑子最多減最少時，氣溫及雨量之變化，係用不同資料所得，其結果有如此一致性，實非偶然，亦可為太陽黑子，影響於氣候之佐證也：

(二)再就 7 月份太陽黑子最多較最少時，氣壓、氣

溫及雨量之變化，就圖 6 至圖 8 所示，可知關於氣壓之變化，其形勢與 1 月份者相似，沿高緯度亦為 3 個氣壓正差環。例如在亞洲 7 月份，貝加爾湖，仍為氣壓正差區，但差數甚小 (+1.6)；中國大陸則為氣壓負差區，中心在長江中游，差數為 -1.6。關於氣溫之變化，中國大陸氣溫，普遍減低，此乃由於夏季多雨之故；因雨量超過標準值 50%。日本及中國東南海面，氣溫升高，而雨量亦較標準值減少 40% 左近。此種事實，可謂由於太陽黑子增多，日射增強，在中國大陸氣壓降低，熱對流增強，海洋性氣團，進入中國大陸亦增強，因致雨量多，而沿海及日本一帶，由於氣壓、溫度的增高，故雨量亦因之減少。

最近兩年 (1964~1965) 為太陽活動靜止年，亦即太陽黑子最少時（參閱圖 1）。據上所述，太陽黑子最少時，則低緯度氣壓增高、雨量減少。竊諸近年臺灣冬、春季雨量，較正常雨量為少近似旱象，其原

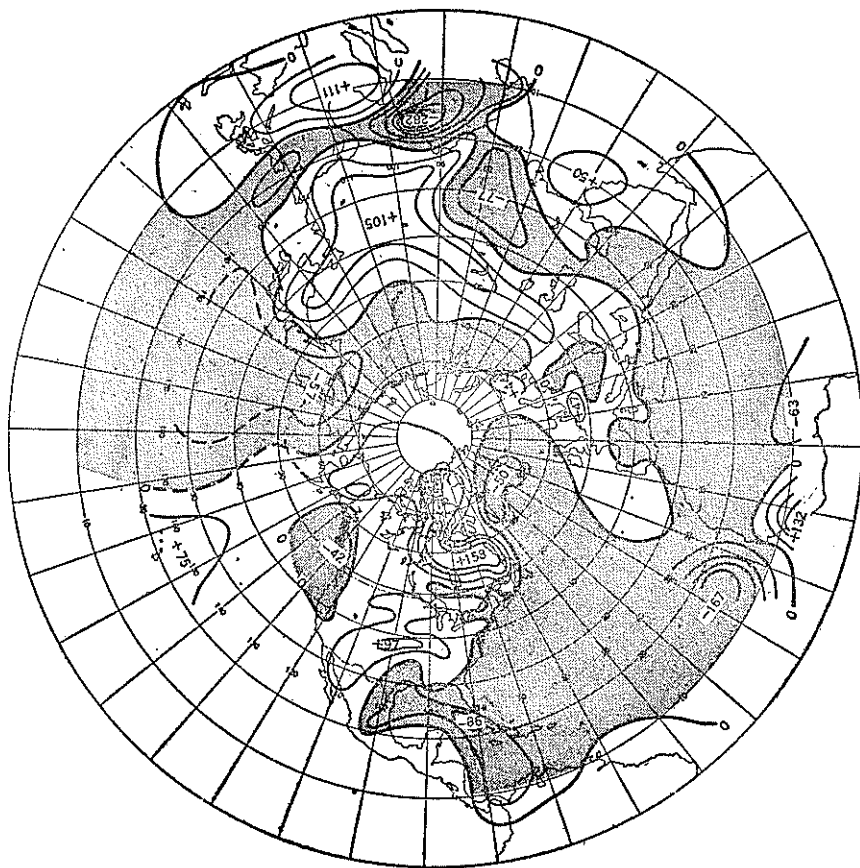


圖 5：1 月份平均雨量差（1900～1939 年太陽黑子最多減最少時）以標準雨量百分比表之

Fig. 5: Ave. precipitation difference, sunspot maxima minus sunspot minima, expressed as percentage of the ave. (Normal) precipitation, Jan. 1900～1939.

因可得而解釋之矣。去年（1964）夏季，太平洋颱風路徑，多係由東趨西，轉向北進者較少，以致颱風直接侵襲臺灣之機會減少，此可能由於太陽黑子最少時，副熱帶氣壓增高之故。

八、太陽黑子與臺灣氣壓之變化

由圖 3 至圖 8 所顯示，就臺灣一地之情況分析之

，太陽黑子最多時，冬（1 月為代表）、夏（7 月為代表），兩季氣壓，均較黑子最少時氣壓減低，平均約為 -1.0mb 。由於臺灣位於海陸交界處，故氣溫與雨量變化較複雜。冬季（1 月）氣壓雖減低，但氣溫亦低減，而雨量稍增。夏季臺灣氣壓亦屬於負差區，氣溫減低，雨量由於海洋影響亦稍減少。

表一：太陽黑子最多減黑子最少時臺灣高山與地面氣壓、氣溫、雨量之變化

Table 1: Average differences of pressure, temperature and precipitation, sunspot maximum minus minimum (data of Taiwan)

地 名	海拔(公尺)	紀錄年代	太陽黑子 週 期 數	氣 壓 mm			氣 溫 C°			雨 量 %		
				1 月	7 月	年	1 月	7 月	年	1 月	7 月	年
臺 北	8	1901～1957	6	-0.8	-1.7	-0.1	-0.2	0.0	-0.2	50	31	27
阿 里 山	2,406	1934～1957	3	-0.4	-0.3	-0.2	0.2	-0.7	0.1	30	52	36
玉 山	3,850	1944～1957	2	-0.1	0.8	-0.2	-2.9	0.4	-0.5	41	7	—

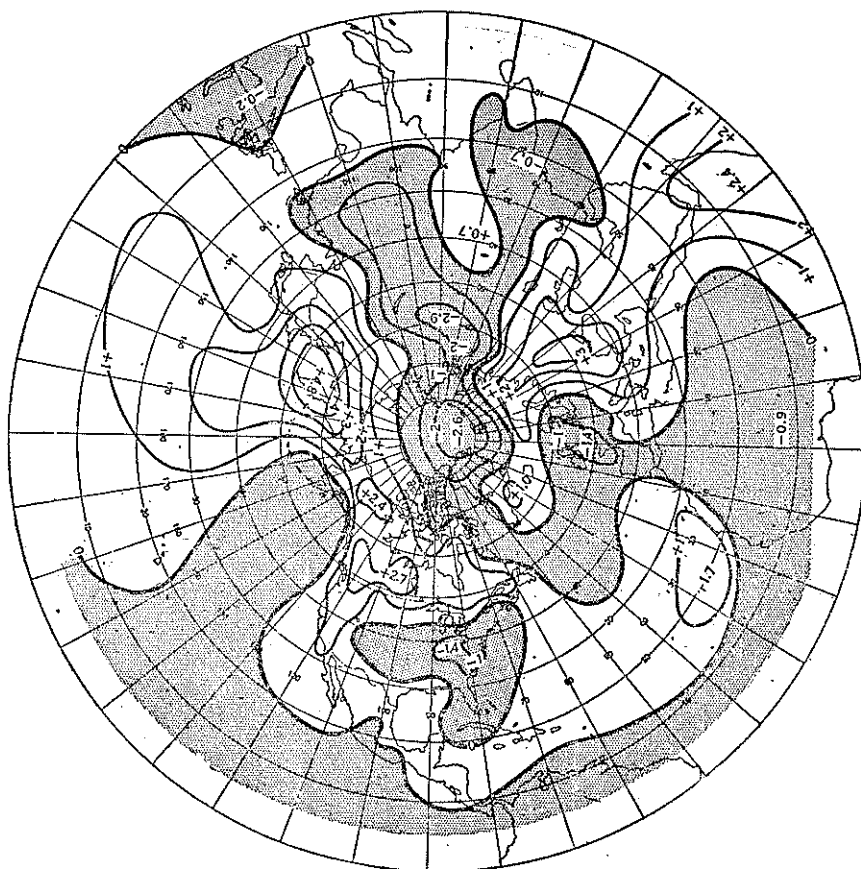


圖 7：7 月份平均氣溫差 °F (1900~1939 年太陽黑子最多減最少)
Fig. 7: Ave. temp. difference (°F), sunspot maxima minus sunspot minima, July 1900~1939.

表二：太陽黑子最多與最少時臺北
氣溫長期增暖趨勢

Table 2: Annual mean temperatures of Taipei, in the periods pf sunspot maximum and minimum seperately.

	太陽黑子 6 個週期 (自1901年起) 之 順序					
	1	2	3	4	5	6
太陽黑子最多時 年平均氣溫°C	21.6	20.8	21.7	22.2	21.8	22.0
太陽黑子最少時 年平均氣溫°C	21.1	21.7	21.6	22.0	22.1	22.7

此種現象形成之原因，可能由於在太陽黑子最少時，大氣環流減弱，經流不強，以致寒潮向低緯度，

衝出之機會減少，因之氣溫世界性長期增暖之現象，亦即特別顯著矣！

九、結 論

在半個世紀以前，由於高空氣象觀測不發達，吾人僅從地面摸索，以觀察天氣變化，莫得其究竟所在，均認為天氣變化之關鍵在於高空。今日高空氣象觀測，已至相當發展階段，但吾人深感天氣變化，尚待解決之問題仍多，關鍵所在仍未尋得。近20年來，氣象學各方面進步甚速，對地球大氣最上層，以及來自太陽各種因素，瞭解逐漸增多；吾人過去認為大氣變化之熱源，係來自地面之長波輻射；今日可進一步認識，來自太陽之短波輻射及帶電質點放射，可直接使上層大氣增熱，就此方面之進一步研究，亦或可發現天

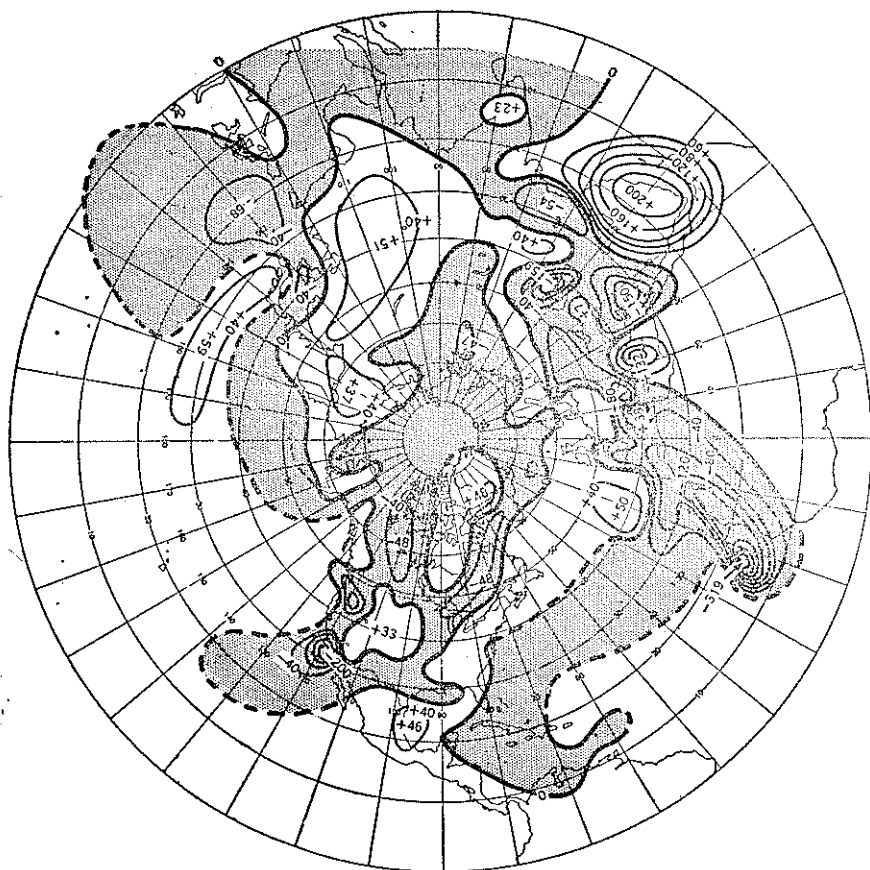


圖 8 : 7 月份平均雨量差 (1900~1939 年太陽黑子最多減最少) 以標準雨量百分比表之
Fig. 8 : Ave. precipitation difference, sunspot maxima minus sunspot minima, expressed as percentage of the ave. (Normal) precipitation, July 1900~1939.

氣關鍵之所在也。

太陽黑子影響氣候變化，在長期統計中甚為顯著可確認無疑，其對天氣變化趨勢之顯示，亦殊堪重視；因此在長期天氣預測方面，吾人對太陽黑子、地磁擾動、無線電波特殊變化，似應列為考慮因素。

參 考 文 獻

1. Shapley (1960): Climatic change, Harvard University Press, Cambridge,

Mass.

2. Starr, V.P. (1951): Compendium of meteorology, AMS, Boston, Mass.
3. Haltiner and Martin (1957): Dynamical and physical meteorology.
4. Bolin (1959): The atmosphere and the sea in motion.
5. Landsberg (1961): Advances in geophysics, Vol. 8. (全文完)



宏而博 (Jörgen Holmboe 1902-)

教授傳略

鄭子政

A Biographical Note of Professor Jörgen

Holmboe 1902-

Kenneth T. C. Cheng

Abstract

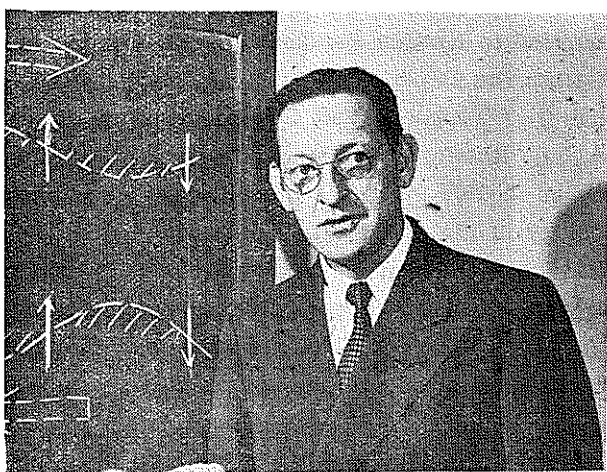
Professor Jörgen Holmboe born in Hammerfest, Norway in November, 1902. He is a descendant of a religious family. His father was a minister of a Lutheran Church. He has high intelligence in acquiring of sciences with a strong memory. During his college years, he had spent about five years with his professor Vihelm Bjerknes to be his assistant. In 1930, he graduated from the University of Oslo. Later he joined the work in Norwegian Weather Service. Between the years 1933 and 1935, he participated the Ellsworth Antarctic Expedition and became one of the early pioneers on Antarctic Research. For the sake of convenience of his researches he also spent about a year in Wellington, New Zealand. In 1935 he married to Kirsten Bendoxen. Next year he received the invitation from the Department of Meteorology of the Massachusetts Institute of Technology at Cambridge, Mass., U. S. A., when Professor C. G. Rossby took the Head of the Department. Begin from the year of 1942 up to the present date, he is the Professor of Meteorology in the University of California at Los Angeles. He had published his book on Dynamic Meteorology in 1944. During the last 12 years, he also charges the graduate teaching and contract research for the U. S. Air Forces and National Science Foundation. His life is simple and diligent. He spends his leisure frequently in cultivating his own garden as an exercise for his health. Professor Holmboe has much interest in Chinese Culture and loves much of China because he had many contacts with Chinese students who are studying the course of Dynamic Meteorology in his classes during the last thirty years. Professor Holmboe is an amiable character with much high learning and makes his students borne with an impression which they will be unforgotten whenever they return to their own countries. K.T.C.

宏而博教授於1902年11月8日生於挪威漢滿法士 (Hammerfest) 城之宗教世家，其父為信義會牧師。先生生而睿智過人，博聞強記，故能學冠儕輩。在大學期間於1925至1930年曾隨20世紀初期世界著名

之氣象學家亦為流體學泰斗皮敬尼 (Vihelm Bjerknes) 教授為助教。時皮敬尼教授得美國康乃基 (Carnegie) 學院之獎助從事於著述。曾有最早之務動力氣學問世，此書有德文與法文版本。其後又有英文

譯本，啓發動力氣象學研究之先聲。1930年畢業於挪威奧思陸（Oslo）大學。先生即參與挪威氣象局（Norwegian Weather Service）工作。遂於1933至1935年間參加南極探險（Ellsworth Antarctic Expedition 1933-35）。因考察南極氣象之利便，在紐西蘭之威靈頓（Wellington）氣象局工作一年。自第一次世界大戰後挪威學派氣象學者創導極面學說（Polar Front Theory）已領導世界氣象學研究進入一個新的局面。北歐著名氣象學者紛紛亦轉入美國，發揚氣象學術。裴德生（Sverre Petterssen）與羅士培（Carl-Gustaf Arvid Rossby）均先後入美國麻省理工學院任教。先生與羅士培教授在挪威時同為皮敬尼教授之門弟子。交誼甚篤。1927年羅士培為林白氏墨西哥飛行與橫渡大西洋飛行作專程天氣預告成功，深獲時譽與世人崇敬。羅氏在美國麻省理工學院受航空促進會基金補助創立氣象學系，1935年宏而博教授與吉星（Kirsten Bendoxen）女士結婚。翌（1936）年先生即應聘至美國麻省理工學院任教。二次世界戰爭以後美國氣象學對於航空之重要性已

有普遍之認識，而氣象學與太空研究又繼起開創新的途向。美國各大學有氣象學系者大增。先生自1942年起改就美國加州大學氣象系教授以至於今。其間先生於1941年曾講學於紐約州立大學與於1960年講學於智利之蒲艾諾士艾利斯大學（University of Buenos Aires）。先生博學多能，貫通挪、英、德、法、西五種文字。於1944年曾出版動力氣象學一書，銷售遍於寰宇，一時紙貴洛陽。先生從事於氣象學術逾40年，誨人不倦。中國氣象學人負笈於美國而先後出於先生之門下者甚衆。因之，先生對於中國深多向慕與友好。先生僅有一女安娜（Anna）生於1941年5月。從事於圖書之學，已畢業於加州大學，並已於1964年于歸。先生體力健旺，在教育青年以外，專事氣象研究，家中四壁圖書，琳琅滿架。畢生無他嗜好。近年鑽研於大氣波動學說。居家於洛杉磯加州大學附近之一小丘上，閑暇時卉植樹，躬理庭院。宛若隱居山人。勤儉樸實。其生寧靜澹泊，不慕榮利，而安志於學術研究之精神，誠值為我國青年之模楷。筆者因曾立雪程門，嚮慕深遠，敬叙其傳略。



Jørgen Holmboe (1902~)

宏而博教授玉照



微氣象學

Graham Sutton 爵士著

林翰情譯

晚近氣象學之分科已逾十二種，但最新穎者莫過微氣象學(Micrometeorology)。所謂微氣象學乃從事研究一薄層之大氣程序，特別着重於密接地表上數百呎所發生之現象。此一薄層大氣捕獲地球所吸收太陽熱之大部份，並加以調節平衡以維持地球上生物之需要。若詳細研究其所含之物理程序，則微氣象學實提供機械控制天氣之精密知識。此種知識有裨於人類之健康、農業以及生活之環境。

直至半世紀以前，人類對於天體運行之知識，遠較人類對於其所生活環境之地表上，熱與水汽轉變之基本程序之知識為豐富。今日我們可以說：微氣象學正朝着精密科學(Exact science)之理想前進。

微氣象學者可以將微小區域之氣象演之於實驗，度之於精確之計量，衡之於數學理論。凡此皆非研究大規模大氣現象者所能企及。微氣象學者使用物理學者在實驗室所使用之技術。實際上，微氣象學者代表了運用實驗室研究方法於自然界觀測之特別有效之合併者(Merger)。

大氣類似洋葱，係由許多層疊成。若由內而外，其主要之層次可次為：(1)對流層或即產生天氣之界限，此層在赤道伸達11哩，兩極則僅5哩。(2)平流層。(3)游離層或即電導之外界。微氣象學者之注意力則集中於對流層之最低部份。

幾乎整個對流層之氣溫皆隨高度之增加而遞減。平均言之，每升高100呎遞減 0.3°F 。事實上，溫度遞減率每因地區，層次之不同而與平均數大相逕庭。若大氣為混合勻稱之乾空氣，且處於流體之靜力平衡中，則可經由計算而得出其溫度遞減率。設一容積之乾空氣向上舉升後，則將因體積之膨脹而依 $0.54^{\circ}\text{F}/100$ 呎之恒定溫度遞減率而冷却。此一冷却率稱之乾絕熱溫度遞減率。此即決定大氣為穩定，為不穩定理論上之標準。當大氣之實際溫度遞減率大於乾絕熱時，則因有垂直運動稱為不穩定。當任一容積之氣體，在作向上位移時，係依絕熱溫度遞減率而冷却，故必較周圍之空氣為暖，密度為小，為輕，因之將繼續上升。如一容積之空氣作向下之位移時，將因其較周圍之

空氣為冷，為重而繼續下降。同理，當大氣之遞減率小於乾絕熱時，則為穩定之氣層。故當任一氣層向上運動後，較周圍之大氣為冷為重，自將沉降返回原來之層次。而當任一氣層向下運動後，較周圍空氣之密度為小時，自將繼續上升。若大氣中或某一層次中，溫度隨高度之增高並非減低而係增暖時，則稱為溫度之逆增，或簡稱逆溫。任何空氣作向上運動時，因膨脹而冷却，則在有逆溫時，因此一上升空氣較周圍為冷重而下降。(如附圖1)

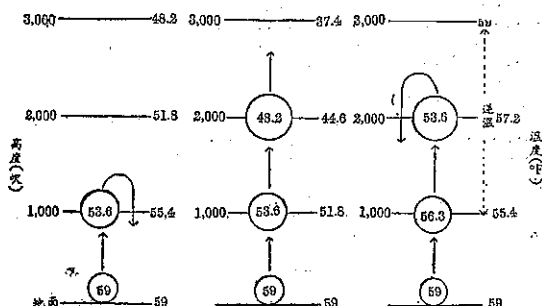


圖1：大氣之穩定度乃視空氣溫度隨高度之遞減率而定，當一空氣團向上移動時，因膨脹而冷却，若較周圍之空氣為冷（為密、為重）則將沉降返回原位，謂之穩定（左）。若上升之氣團較周圍之空氣為暖，則將繼續上升謂之不穩定（中）。逆溫可以止住空氣團之不穩定運動（右）。

上述各種均可應用於濕空氣，一如理論上之乾空氣。濕空氣在計算上，較為複雜，但結果則相同。即不論是乾燥的，抑潮濕的空氣，其屬於穩定，不穩定，或中性穩定，係依其實際之溫度遞減率小於，大於，或等於絕熱溫度遞減率而定。

根據這些條件，對流層應屬於穩定之氣層。因對流層內之溫度，一般而言，其隨高度之降低略小於絕熱遞減率。但與此相違之情形亦很普遍。在中緯度，以氣球攜帶之探空儀器得出之溫度曲線，常示出相當深厚之空氣係處於超絕熱（譯者按，係指空氣實際之遞減率，大於絕熱遞減率），或為溫度之逆增。不論此兩種情形中，何種情形之出現，均為不尋常天氣醞釀之徵兆。前者，無異警告天氣預報員將有雷雨，甚或龍捲風之發生。後者，則顯示有下沉氣流或霧之發生。

此處應予指陳者，即在對流層中所有反常之情形

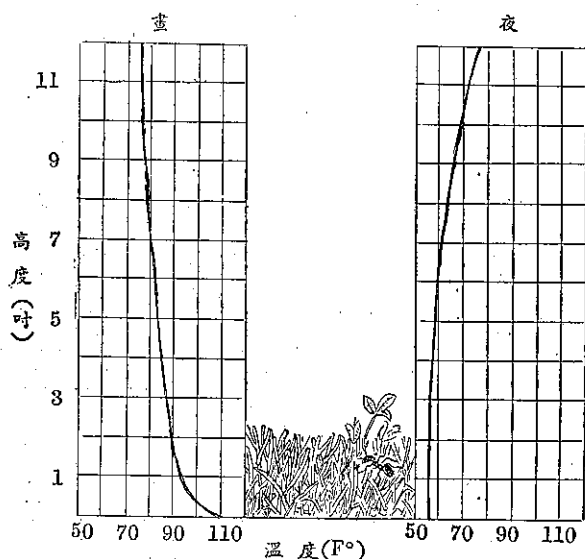
，幾悉係伴同龐大之氣團而運行，或氣團之運行與天氣之變遷相偕。而在高空之情況，則為溫度遞減率稍低於絕熱遞減率。

接近地面之大氣

微氣象學範疇中之情況與上之所述大異其趣。其範圍為離地之數百呎。溫度遞減率與絕熱遞減率差距極大，却成正常之情形，且每日均有出現，特別是晴朗之白晝。在晴朗夏天之全日，鄰接地面之淺層空氣中，其變化約如下述。

日出後，太陽對地面之加熱極為疾速。若以美國阿利桑那州，鄰近 Tucson 之沙漠中之極端情形為例，在六月份該地之溫度曾高達 161°F ，或更高。縱使在英倫三島中，英格蘭島南部之公路上，地面之溫度亦曾有 141°F 之紀錄。在曾加修剪之草地，則有 11°F 之紀錄。在緊接酷熱地面之空氣中，溫度由地面向上之遞減極速。譬如，在英格蘭島南部之夏日午後，在離草地一吋至一呎間之溫度相差達 18°F ，而減溫最劇則發生在約最近地之一時間（如附圖 2）

圖 2



簡言之，在最接近地面處，白晝之溫度梯度常是乾絕熱溫度遞減率之數千倍。但當日落後，其轉變則極迅速。若為碧空無雲之夜晚，地面可以充分輻射出熱量。地面已降至甚低之溫度，但空氣因由緊接地面之氣層中獲得其輻射出熱量，故空氣之冷卻相當緩慢，氣溫乃隨高度增高。

此種鄰接地面處由白晝之極大負梯度轉變為夜間逆溫之日循環，對於生存在地球上之生物言，有着深

遠之影響。試想，許多動物或植物其活動之世界局限於離地約一吋之地面。此等類似小人國範圍之氣候，與吾人呼吸高度（平均約為四呎）之氣候，截然不同。縱使在溫帶一株幼苗由泥土萌出其第一張嫩芽，在第一天內所經歷之溫度變化，對人類或較大型之生物言，相當於當日內在熱帶與極地間旅行。

大而言之，靠近地面處過大之溫度梯度對所有生物言，確極重要。過大之溫度梯度造成兩層間之擾動氣流，與不同層序間空氣之迅速混合。照吾人所知，若無此種極端之溫度梯度存在，則地表將更迭於極端炎熱與極端寒冷之間，蒸發作用與水之循環作用近於停止。因而形成水面上之飽和空氣處於駐留不動，而生物將無不受其本身製造之產物（譯者按，意指呼出之二氧化碳，工廠吐出之煙，或污水之沼氣等），所毒害者。關於此，有一予吾人極深刻印象之啓示。即在1952年倫敦之煙霧，在1952年12月中之四天，反氣旋攪其近於靜止之風，在倫敦上空形成一深厚之逆溫層。此逆溫層如同蓋子覆於倫敦上空。斯時約有四千人因無法忍受都市之煙塵，使呼吸作用失調致死。此種生命之損失，僅係導因於大氣中之硫化物逃逸至上層之比率較正常略低而已。所以大都市中大量之煤煙與硫化物煙塵，對居民言，實是其安全界限日趨侷促之鮮明標示。

山風與海風

大規模氣流係受大型氣壓梯度所操縱，如同氣旋、反氣旋等。而某些地方性之地面風或氣流常侷限於近地之1,000呎以內，造成此種地面風或氣流之最主要原因，乃局部溫度之不同。其與山脈，水體之所在位置亦有關係。山風與海風即其著者。

海風為眾所周知之現象。當太二同時加熱於地面或水面時，前者之溫度較後者易於升高，因水之運動使吸收之熱量大部傳導至水表面之下。海風是一種持續之風，用水面吹向內陸，發生於白晝，且有強烈太陽時之沿海或沿湖地區。當受熱之地面加熱於其上之空氣時，陸地上層之氣壓變成較海面上層者為大。上層之空氣遂由內陸向海移動，又造成陸地靠近地面之氣壓降低，其結果為海上之空氣向內陸吹送，環流於焉建立，海風得能維持。夜間其環流相反，陸風沿相反方向吹送。（如附圖 3）

距地中海約40哩之埃及 Ismailia 處，海風極為顯著。每當夏季有太陽之午後3時30分，海風定必按時到達，繼續至6、7小時之久。故海風實乃控制局部天

氣，及居民健康之原因。

山風通常發生在山區或丘陵地。當碧空之夜晚，地表迅速輻射出熱量，在山嶺上之空氣隨之冷卻，直至其密度足夠因重力之作用沿山側下滑時，山風即沿山谷吹向平原，若無地形之阻隔，將續向遠處吹括。當白晝之時，太陽使低處之空氣增熱，此為向山頂吹送之谷風形成原因。根據詳盡之研究，知其日際變化相當複雜，當清晨與向夕之時，與山谷垂直之方向有環流發生，由圖當更能獲得明晰之印象（附圖4）

此一微氣象學之現象，對房屋之購置者與建造者言，均為有裨益之忠告。即在選擇一遮蔽谷（Shel

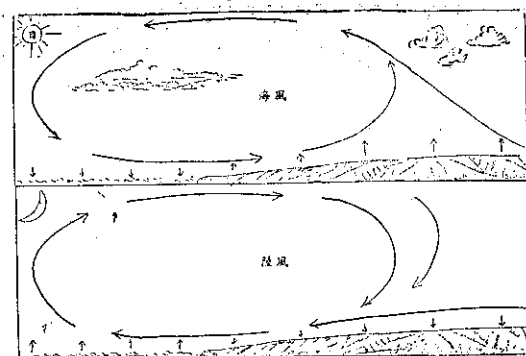


圖3：上為海風，下為陸風

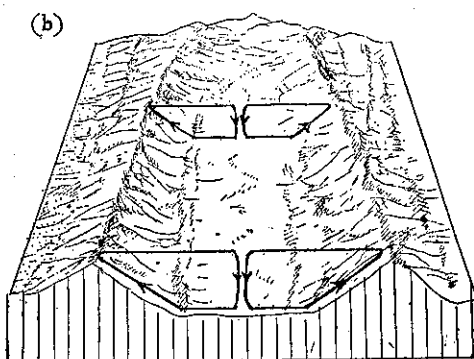
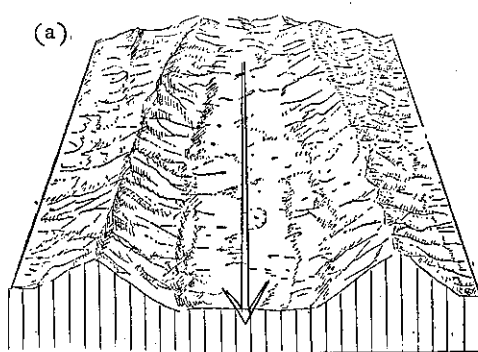


圖4：斜坡風（Slope winds）日變化型式甚為複雜，係基於地面晝夜之迅速加熱與冷卻所致。在黎明前冷卻之空氣因動力影響，沿山坡下滑稱為山風（如a）。當午前山谷底部受熱造成與山谷垂直方向之空氣環流（如b），此為谷風之前奏。谷風之環流方向與（a）相反，當日落後又有與山谷垂直方向之空氣環流，其方向與（b）相反，此為山風之前奏。

Tered Valley）時必需再三予以考慮。如果「遮蔽谷」之四周係圍繞者，則雖在冬天甚或春天碧空無雲之夜晚，「遮蔽谷」亦可能成為霜袋“Frost Pocket”。

根據最近之比較，在加拿大多倫多市之實例足為良好之說明，冬夜當多湖市邊溫度為 15°F 時，離該地僅7哩遠之但河（Don River）河谷之溫度既低至 -17°F 。

此外尚有若干看上去屬於影響微氣候學（Micro-climate）之次要因子。其一是土壤之性質，建築在完全乾涸之墟母土（Well-drained loam）或黏土（Clay Soil）之房屋，較諸建在鬆軟沙土上（Sandy soil）之房屋，將是冬暖而夏涼。因沙土土粒間之空隙，較易承受地面溫度之變遷。其次，如圍繞房屋青草之長度亦甚重要。較長之草將使該區在夜間較冷，且易於生成霧露。所以經常修剪草地非僅美觀而已，且亦有氣候之理由。

流體動力學之研究

微氣象學者所致力之工作中，其重要者，厥為分析造成低層大氣中擾動空氣運動之過程。此種過程導

致空氣向周圍依次作迅速之擴散，而使生物之存在為可能。調查研究之主要目的，為達到此等過程量之瞭解，進而獲得資料，俾有助於種種不同問題之解決，由於空氣之污濁度問題，水之保持問題，以及發達農業問題等之探討，引導微氣象學者進入流體動力學深奧且困難之問題。

流體運動常見之兩種型態，為層流（平穩的）與亂流。層流同訓練有素之團體，在一點至另一點間之步調可能有所變化，但整個之動作則是規則的，隊伍則是整齊的，亂流恰像狂妄的，蜂擁而至之暴民。在暴民內部運動之特性，不但是速度變化極大，並且極速，甚至近於混亂。幾乎所有液體與氣流之自然運動都是擾亂的。風尤其如此。縱屬近於穩定之海風，若用靈敏之風速來觀測，其風向與風速之變化也是陣性的，瞬時的。

1883年英國物理學家 Osborne Reynolds 氏最先利用簡單之實驗室作實驗，對擾動運動作詳盡之研究。雷氏以水注入一水平之長玻璃管，此管曾加以固定，故水流不因任何外在之影響而擾動。雷氏一面

觀測水流，一面注入稀薄之染色描跡水（Tracer stream）於管中，只要經過水管之水流是和緩的，染色的描跡水即如同一纖細的線狀順流而移動。雖偶有些許之顫動，但仍能維持其完整之纖線型態以迄於出口處。當雷氏漸漸增加水流之速率，當增至某一限度時，纖細之描跡水在注入處，立即融散，其顏色迅即滿佈全水管，於是層流猝然地轉變為亂流。

在單一方向的層流中，質點橫穿水流乃僅有之運動，此為分子正常熱力之結果。在動的水流中，因質點橫穿水流過程而引起之擴散作用，是很緩慢的。所以從玻璃之一端至另一端時，染色的纖細描跡水平能變寬。擾動發生時，交錯水流立使染色之描跡水染滿整個水流。（譯者按原文曾有數幅有關實驗之圖片，因限於製片之困難，只得割愛）。

雷氏在變動各種條件下，發現由層流轉變為亂流，係基於下之三因素。（1）水流之速率，（2）管之直徑，（3）流體之黏性。吾人所熟知之「雷氏數」（Peynolds number）即係水流之速率與管徑之乘積，除以流體之黏性。當雷氏數超過某一數值時，擾動即見發生。

雷氏公式僅能應用於純一密度之流體中。而低層空氣之密度並非一致，此時由層流轉變為亂流，主要係依密度之變化而言，或依與密度變化量相關之溫度遞減率而定。

當溫度梯度遠大於乾絕熱遞減率之白晝，空氣通常是擾動的，陣風性的。但入夜後，在晚間發生之逆溫層，則造成一近層流之平穩氣流。在白晝及傍晚，鄉間因燃燒樹葉所生煙之景象，在中午煙隨風擴散，在日落後煙隨風成一瘦細曲折之羽毛狀。此與雷氏之實驗相符合。夏日之傍晚與沒有海風之日間是同樣平靜的，其物理之解釋也是相同的。在日間當溫度遞減率超絕熱時，空氣受樹木、房屋等之曲折碰撞而繼續上昇，乃開始陣風性之環流。在傍晚，溫度之逆增趨於阻止上升運動，故壓制亂流。

亂流所扮演之角色

亂流運動本身仍有幾分不可思議之神秘色彩，並不像層流之能賦以數學形式描述之定義。然而，對其在低層大氣之空氣擴散中，所扮演之角色為何，吾人在數學形式之瞭解上確已有所進展。

注視一擾亂之河流，吾人可以看到此河流中滿佈着漩渦（Eddy）。此等各別之漩渦生於不同之原因，其大小迥異，其運動之路徑亦不規則，但最後則所

有之漩渦攪混入河流之主流。並且假定其各別之物理特性如動量、熱量等，當漩渦投入主流後均歸於一。曾有人試圖在此等漩渦與氣體之分子間描繪出相似之處。能否有人想到，這些漩渦如同顯微鏡中之分子，彼此間藉水流之碰撞，混合來散播其動量與物質（Matter）？這些漩渦是否和氣體一樣地遵從統計學上法則之支配。

在本世紀之初，尋求此一假說之三位大氣擾動之權威研究者，澳大利亞之 Wilhelm Schmidt、英國之 G. I. Taylor、L. F. Richardson。斯時，分子擴散之數學物理已完全建立。此即包括介質三物理特性微分方程之解答，其三特性為介質之傳導係數，介質之黏性，與在介質中一已知結構物質之擴散率。對空氣言，這些常數已能高度精確地決定。

泰氏（Taylor）根據氣球探空所示出風與空氣摩擦間之關係，開始計算理論上之大氣漩渦黏性（類似分子黏性），彼發現大氣之漩渦黏性約為分子黏性之100,000倍至1,000,000倍。泰氏與史氏（Schmidt）各自進行研究工作，分別得出大氣之漩渦熱傳導係數之理論數值。此數值經證明與漩渦黏性同次。因為那種符合與各別之空氣分子係數之情況平行。（即黏性，傳導與擴散三數值之大小完全是同次的）。此一發現似乎證明，因漩渦混合之擴散，確與分子間因碰撞而生之擴散，屬於同一類型。彼等並提出，這兩種過程之不同，僅在於規模之大小。因漩渦間之交換遠大於分子間之交換。

不過，李氏（Richardson）根據若干物體隨風散播之實際觀測懷疑這種假說。李氏為一清教徒，曾在英國氣象處（British Meteorological Office）相當於美國氣象局）任職。當1921年，該處併入空軍部時，李氏便辭職。雖然在李氏之佈置中並無實驗室之設備，但李氏仍盡力於從事有關在空氣中，物質擾動資料之搜集。彼曾觀察蒲公英種子隨風散佈之情形。亦曾注意到，由某報發起之汽球飛昇競賽中，玩具汽球飛昇之行徑。並曾核驗火山爆發時碎石漂流之紀錄。資料中包括距離由幾碼至幾百哩之擴散實例。由這些原始資料，得出一很有趣義，並且前後一致之發現。即在每一種情形下，物質之擴散率因與源地距離之增長而迅速增大。亦即謂，在擾動空氣中，漩渦之擴散率（Eddy diffusivity）似因物質與源地有距離，或因物質靠近源地之位置而不同。此為不合理者，蓋真實之自然法則既不能適應任意選取之點之距離。意即，擴散之恒等係數觀念在分子層（Molecular

level) 爲成功，但不能以同樣方法運用到空氣中之漩渦擴散。

當李氏根據其基本觀測，對擾動擴散加以研究之同時，英國某一秘密機構對此實際加以證實並解釋。不過，由於此一工作係屬軍事上之研究工作，故其結果直待許多年後始加以公開。在第一次世界大戰後，英國政府在英格蘭島南部之 Salisbury 平原的 Porton 建立一研究防禦毒氣與其他化學武器之計劃。此一計劃包括對低層大氣之氣象作一有系統之調查，尤着重於氣體之傳播與自然風(Natural wind)對雲粒子之傳播。Porton 機構可視為微氣象學之誕生地，可視為微氣象學增添羽毛，賦予生機之訓練機構。Porton 研究機構之人員以儀器佈置在廣闊地區，對氣體、雲及煙之擴散作精確的測量。當煙之源地確定後，在約逾半哩之下風處加以測量。他們發現如果風傳播之物質集中離開源地，則其下降並非如同分子擴散之與距離成正比，而是以一種十分迅速的增加率，約與距離增加之平方成比例。簡言之，分子擴散與亂流擴散間之不同，經證明其差別不僅視物質之大小，且視物質之種類。他種之研究指出漩渦熱之傳導率與分子熱之傳導率亦大不相同，且非同一公式所能表示。

那些秘密實驗所發現者實際並無裨益，因其直待二次大戰後才全部發表。那時正是亂流理論之一部份在航空動力學引起爭論，而全部理論必需重寫之際。同時又發現了追尋亂流理論之許多門徑。此處僅提及在研究大氣亂流與處理某些實際問題咸有助益之一種。

此即泰氏（現爲 Geoffrey Taylor 爵士）發展成之亂流統計理論。此種理論開始於「胡亂步距」(Random walk) 之數學概念。考慮之對象爲一群粒子。吾人假定每一粒子係隨意地衝撞，其撞擊後之行徑爲直線者，其向後之撞擊亦係如是。彼此間之連續步驟係完全獨立，且不受其他影響。則此群粒子擴張之疾速如何？換言之，在經一已知距離後，此群粒子所膨脹之體積如何？

若粒子起始之濃度 (Concentration) 與隨意衝撞之平均能量爲已知，則據此作一統計學之預測將爲可能。如上述所列舉之條件，「胡亂步距」之理論說明了，每一粒子由各不同方向離開出發點之速度。一般言之，粒子與出發點距離之增加率約爲經過時間之平方根。換一種方式來說：一酒醉之徒步者其步履是忽前忽後的，平均而言，酒徒走二哩要比走一哩多四倍之步履。此一平方根定律實際係由布朗運動 (

Brownian motion) 所證明，即在一流體中質點被分子所撞擊之運動，此布朗運動之理論早經證明。

泰氏曾考慮及在大氣中亂流擴散之較深入問題。他假定這種擴散必需在一連續性之運動，意即質點之連續性運動不全是任意的，而是彼此接續的。以數學術語言之，則是相關的 (Correlated)。此時假想質點群在大氣中造成煙雲 (Cloud of smoke)，起初質點爲一連串風運動所撞擊 (A coherent series of wind motion)，前一運動引導出次一運動，如果時間延續下去，新的漩渦出現，且隨生干涉作用，結界在衡量間之相關與時俱弱。泰氏曾完成一表示此種情況動力作用之簡單公式。此一觀念促進許多有關亂流理論與亂流擴散上技術難題解決之重要發展。這些解答特別示出，在亂流風中一陣噴煙之生長率遠比在一層流中應用布朗運動平方根定律所推算者爲速。

微氣象學之應用

雖則許多理論距離提供任一完整之解答甚爲遙遠。但這些理論確已使微氣象學者們對回答許多現象之問題具有良好之信心。諸如：工廠煙囪噴煙之散佈，湖沼與貯水池內水之蒸發量。這些理論對大氣中之污濁物處理亦已提供重要之啓示。

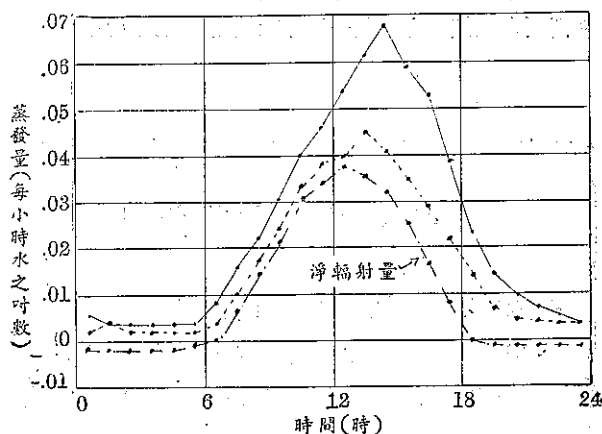


圖 5：作物之微氣候學係依植物曝露於風之變化而定。在田地之中央一平方公尺植蘆粟 (Sorghum) 於一可量稱之滲水計上，如是可以正確瞭解經由蒸發之水份。當一平方公尺之蘆粟圍繞於其他同樣高度之蘆粟中時，由試驗獲得該實驗田地在 24 小時內之蒸發量約爲 4 吋（如虛線所示）。當周圍之蘆粟割除後，實驗田地之蘆粟曝露於擾動空氣中，其蒸發量約增 1/3，（如實線所示）。雖則其淨輻射量（如點截線所示）相同。

由煙囪吐出縷縷之煙，終將到達地面，如已知

煙囪之噴煙率，與其他必需之氣象資料，則依據泰氏「胡亂步距」理論，可以推求數學之解答，並據以預報下風處任一點所將遭遇煙之濃度。（譯者註，原文附圖因製版困難從略。按該圖係指出，當其他氣象因子為相同時，下風處煙之濃度為煙囪高度之函數。當煙囪高度為他者之一倍時，則地面煙濃度減少之因數為4。而在下風處最大煙濃度點之距離為較低煙囪時距離之兩倍。）到達地面之煙總量，係依煙囪之高度與風之擾動量而定（與風速及煙囪高度之平方成反比）。感謝此一公式，有了此一公式，工廠之設計者可以準確地計算出煙囪升高至某一高度時，地面上可減少之污濁物數量。此種有效高度之計算，可以避免甚多之浪費。不久以前，在美國猶他州 Murray 建立之煉製廠已充分證明了此一公式之可靠性。該廠煙囪高為 200 呎，所噴出之二氧化碳使附近鄉村之空氣染污，增加一些高度後仍未見改善，廠東企圖在煙囪底通以冷空氣，使噴出之煙增加高度。結果情形更壞，因實際上煙更快着地。但當煙囪築至 450 呎時，附近鄉村空氣中之污濁物已減至不足為害之程度。

大氣中日益嚴重之空氣污濁物問題，吾人終將以果斷方案加以處理。一如上世紀對大都市下水道污水問題之果斷處置，解決污水無異挽救了自殺性之行動。需要在微氣象上對此一工作繼續從事研究，此實為

唯一之理由。

微氣象學另一不同方式之重要應用為：採取積極性步驟俾對自然界作更有效之運用。此與上述之消極性防禦災害不同。此乃糧食生產之經濟學必需從事者，特別是微氣象學關連到此一問題，即多少之水量始足以應植物健壯生長之需要？此問題包含之要素為水汽蒸發作用之程序，植物由土壤中吸收水份，以及植物葉部將水份蒸發入空氣之程序。當此等程序進行達到最大之速率時，植物之生長最旺盛，植物欲維持此一速率需要相當數量之水份，為了決定水之需要量，氣象學家必需發展一稱為「水汽蒸發位」之量度（Potential evapotranspiration）。此一量度乃為在一已知地區，作物將水份由土壤移轉至空氣之理想速率。假使實際由土壤吸收之水份少於此數，則需藉灌溉以彌補此一差額。「水汽蒸發位」之觀念以及其對農業之應用，美乃國氣候學家 C. Warren Thornthwaite 之主要工作，桑氏對水汽蒸發位之理論及實驗方法均有所發明。在一已知情況下，有關此量度所需要水量之預報法已獲得實驗之充分證實。所以年青的科學家，微氣象學家，已經使灌溉之預測以及介紹一種新且精確的量度轉變成人類古老之工業。

原載 Scientific American 1964年10月號

氣象學報訂購辦法

- 一、本學報以促進中國氣象學術之研究為目的。
- 二、個人如欲訂購，可報請服務之單位，備文證明，連同價款，逕寄本社，或利用各地郵局，將書款存入臺灣郵政第2797號劃撥儲金本所專戶，當按址寄送所需之學報。
- 三、本學報本期暫收成本費新臺幣壹拾元，郵票十足通用。

氣象學報徵稿啓事

本學報長期徵收稿件，歡迎各方踴躍惠稿，惟為配合出版刊期起見，惠稿最好於二、五、八、十一等月月中以以前寄達，以便及時刊載，而免積壓，敬請惠稿諸先生注意。

氣象學報文獻索引

(自十卷一期至十卷四期)

Index to Vol. 10 No. 1 to Vol. 10 No. 4 of
the Meteorological Bulletin

(Published Quarterly by Taiwan Provincial Weather Bureau)

卷期(出版年月) Vol. and No. Date of publication)	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
第十卷一期 (53. 3) Vol. 10, No. 1 (Mar. '64)	(1) 颱風預報上應用雷達資料之研究 Some Discussions on the Accuracy of Typhoon Radar Tracking	廖 學 鎰 Shyue-Yih Liao	1~ 9 1	90	
	(2) 溫度平流 Horizontal Advection of Temperature	蔣 志 才 C. T. Chiang	10~12 10	91	
	(3) 論太陽大氣 The Solar Atmosphere	魏 元 恒 Yuan-Heng Wei	13~15 13	—	
	(4) 近代低氣壓發生理論之批判 Some Discussion on Modern Theories of Cyclogenesis	林 瑞 山 Lin Ruey Shan	16~26 16	—	
	(5) 民國52年北太平洋西部颱風概述 A Briefly Report on Typhoons in North-Western Pacific during the Year of 1963	戚 啓 勳 Chi-hsun Chi	27~37 27	—	(已印有颱風報告專輯)
	(6) 氣象要素之極端值及其量度需求	戚 啓 勳 Chi-hsun Chi	38~41 —	—	(in Chinese)
第十卷二期 (53. 6) Vol. 10, No. 2 (June '64)	(1) 臺灣之梅雨期 Plum Rains in Taiwan	戚 啓 勳 Chi-hsun Chi	1~12 1	92	
	(2) 臺北國際機場能见度之研究 Visibility at the Taipei International Airport	周 明 德 M. D. Chow	13~23 13	93	
	(3) 天氣預報考核上應用情報理論之研究 Application of Information Theory to Verification of Weather Forecasts	廖 學 鎰 Liao Shyue Yih	24~33 24	94	
	(4) 輻散與渦旋 Divergence and Vorticity	蔣 志 才 C. T. Chiang	34~39 34	95	
第十卷三期 (53. 9) Vol. 10, No. 3 (Sept. '64)	(1) 關於北半球低層大氣動能消散之氣候學 Climatology of the Mechanical Energy Dissipation in the Lower Atmosphere over the Northern Hemisphere	孔 震 村 Ernest Chen-Tsun Kung	1~30 1	96	
	(2) 臺灣氣候變化之趨勢與週期 Tendency and Periodicity of the Climatic Changes in Taiwan	劉 衍 淮 Yen-Huai Liu	31~51 —	97	
	(3) 臺灣地區暴雨特性之研究 The Characteristics of Heavy Rainfall in Taiwan Region	周 根 泉 Ken-Chuan Chou	52~64 52	98	
第十卷四期 (53. 12) Vol. 10, No. 4 (Dec. '64)	(1) 國際合作年 International Co-operation Year, 1965	鄭 子 政 Kenneth T. C. Cheng	1~ 7 1	99	
	(2) 論臺北盆地之大水災 Floods in Taipei Basin	周 明 德 M. D. Chow	8~18 8	100	
	(3) 太陽黑子對天氣及氣候之影響 Relations of Sunspot on Weather and Climate	魏 元 恒 Yuan-Heng Wei	19~28 —	101	
	(4) 宏而博教授傳略 A Biographical Note of Professor Jörgen Holmboe 1902~	鄭 子 政 Kenneth T. C. Cheng	29~30 29	102	
	(4) 微氣象學	林 鞠 情	31~36 —	—	(in Chinese)

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

International Co-operation Year 1965

.....KENNETH T. C. CHENG.....(1)

Floods of the Taipei Basin..... M. D. CHOW.....(8)

Relations of Sunspot on Weather and Climate

..... YUAN-HENG WEI.....(19)

Others

A Biographical Note of Professor Jörgen Holmboe 1902~

..... KENNETH T. C. CHENG.....(29)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei,

Taiwan, China.