

題名	作／譯者	卷期號	頁碼	出版年
亞洲南部與西太平洋之夏季風及其天氣特徵	萬寶康	19/01	1	1973.03
民國六十一年台灣颱風農業災害之研究	張月娥	19/01	17	1973.03
西北太平洋中高壓脊線與西進颱風之實例分析	蔣志才	19/01	28	1973.03
台灣各地農業氣象環境條件之研究	顏俊士	19/01	34	1973.03
可能最大降雨量之估計及對洪水預報和水利工程之重要性	劉復誠	19/01	42	1973.03
台灣氣溫週期變動之分析	蕭長庚	19/01	53	1973.03
-----	-----	-----	-----	-----
近年對於大氣結構的認識	鄭子政	19/02	1	1973.06
民國六十一年六月12日豪雨之分析	徐明同	19/02	7	1973.06
美國中央氣象局數值預報模式（譯）	劉廣英	19/02	27	1973.06
民國六十一年颱風調查報告第一號	研究室	19/02	37	1973.06
民國六十一年北太平洋颱風概述	研究室	19/02	49	1973.06
氣象學報總目錄索引	研究室	19/02	67	1973.06
-----	-----	-----	-----	-----
釋雷雨	鄭子政	19/03	1	1973.09
用比擬法預估颱風侵台期內之降水量（二）	吳宗堯 戚啓勳	19/03	10	1973.09
台灣雨量長期預報之研究	魏元恆 謝信良 蕭長庚	19/03	20	1973.09
台灣之地震能量	徐明同	19/03	39	1973.09
台北市大氣污染之現況	呂世宗 陳福來 繆在澄	19/03	53	1973.09
民國六十一年台灣地區的地震活動和蘇俄科學家預測發生大海嘯的可能性	蘇昌隆	19/03	61	1973.09
-----	-----	-----	-----	-----
台灣分區氣候與天氣之研究（一）	萬寶康	19/04	1	1973.12
颱風路徑之經驗預報法及其實例	徐晉淮 辛江霖 徐辛欽	19/04	20	1973.12
颱風路徑客觀預報法之驗證	鄭邦傑 羅字振 方力脩 曾振發	19/04	27	1973.12
颱風預報之進步與困難問題	陳毓雷	19/04	58	1973.12

氣象學報

季刊

第十九卷 第一期

目次

論著

- 亞州南部與西太平洋之夏季風及其天氣特徵……………萬寶康…… (1)
- 民國六十一年臺灣颱風農業災害之研究……………張月娥…… (17)
- 西北太平洋中高壓脊線與西進颱風之實例分析……………蔣志才…… (28)
- 臺灣各地農業氣象環境條件之研究……………顏俊士…… (34)
- 可能最大降水量之估計及對洪水預報和水利工程之重要性……劉復誠…… (42)
- 臺灣氣溫週期變動之分析……………蕭長庚…… (53)

氣象學報

(季刊)

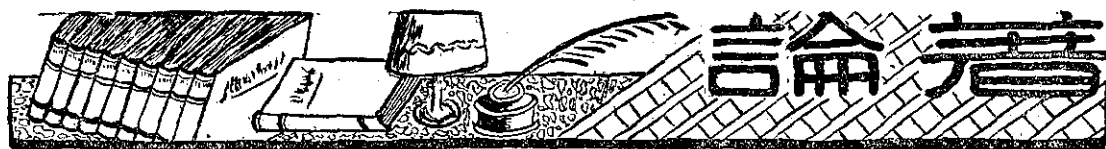
第十九卷 第一期

主編者 中央氣象局氣象學報社
地址 臺北市公園路六十四號
電話：三一四一四一

發行人 劉大年
社長 劉大年
電話：三一〇八四〇

印刷者 文英印書公司
地址 臺北市三水街七號
電話：三三四七二四

中華民國六十二年三月出版



亞洲南部與西太平洋之夏季季風及其天氣特徵

萬 寶 康

The Summer Monsoon and Its Weather Features Over Southern Asia and West Pacific

Pao-kang Wan

It is suggested that the summer circulation system in the monsoon region of the southern Asia and west pacific especially in summer should be divided at least into four sub-regions, namely, Southwestern Asia, Southern Asia, Southeastern Asia and West Pacific. Both the topographical and orographical effects on the weather distribution must be considered from time to time. The Tibetan High is a most important role in summer in the monsoon region. It acts as a huge power plant to drive the enormous thermodynamic machine. Whole circulation system in this particular monsoon region starts or ceases according to the development and decay of the Tibetan High every year on almost definite time.

The easterly jet stream in the upper troposphere and southwest monsoon in the lower troposphere in this circulation system are closely related. The monsoon rain periods in the various sub-regions are directly associated with the activities of the southwest monsoon. The "Mei-yü" period in the middle and lower Yangtze valley is well known due to the interaction of the Tibetan and West Pacific highs.

The influences of several kinds of traveling low systems in the monsoon region in summer such as monsoon depressions, subtropical cyclones and tropical cyclones are also discussed.

一、前言

亞洲南部與西太平洋夏季季風之研究爲一饒有興趣之問題。作者(1971)曾就大氣環流之觀點對於此一問題作有一概括性之討論。當時因受工作時間之限制，致其中有若干重要關鍵未能獲致圓滿之答案。作者認爲欲對亞洲南部與西太平洋夏季季風之特性得到比較充分之瞭解，似尚有再作進一步討論之必要。相信此項研究對於此一區域之天氣預報工作必將有所助益。

二、Khromov 季風指數之定義與季風

區域之劃分標準

季風之研究發軔於亞洲區域。1686年 Edmund

Halley 在英國皇家學會會報所發表之一篇論文中，首先對亞洲區域之季風提出解釋。認爲冬季熱力高壓系統建立於冷大陸，冷空氣之密度大於暖空氣，在暖空氣中氣壓較低，則較輕之空氣浮游於海洋上空，故地面氣流由陸上高壓移向海上低壓。夏季則一相反之空氣環流由相對之冷海高壓移向受熱陸地之低壓。此一原始之季風熱力理論，正與海陸風形成之觀念相同。在二次大戰期間，亞洲南部與西太平洋之氣象觀測資料大量增加，引起各國氣象學者之深入研究，方使季風之發展有其正確之解釋。

Khromov (1957) 認爲季風爲大氣環流掠過廣大地區之一種型態，具有一個方向之盛行風，可遍及

該地區之每一部份，但盛行風之方向由冬至夏或由夏至多每呈相反之姿態。Khromov 並根據一個季風指數 (Monsoon index) 之計算，將全球各處分為季風區域 (Monsoonal region) 及非季風區域 (Non-monsoonal region)。此種方法曾經 Flohn (1957) 予以支持。Khromov 首先定出一月與七月盛行風方向轉變至少 120° 之測站，然後分析此等測站一月與七月盛行風向頻率之平均值。其季風指數之計算公式如下：

$$I_{Kh} = (F_{Jan} + F'_{July})/2$$

式中 F_{Jan} 與 F'_{July} 分別為指定測站一月與七月之平均盛行風向頻率， I_{Kh} 則為 Khromov 季風指數。

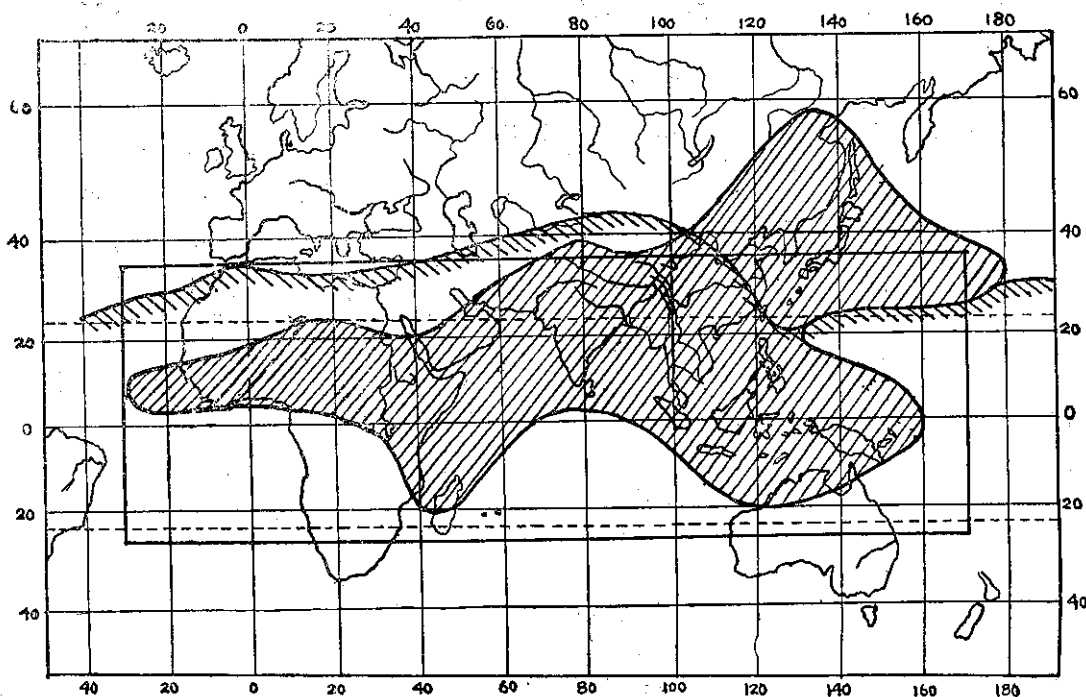
Khromov 將此等測站按計算所得之季風指數分為三級：第一級在 40% 以下，第二級在 40-60% 之間，第三級在 60% 以上。認為季風指數在 40% 以下之區域為僅具有季風趨勢但不顯著之區域。40% 以上之區域始得稱為季風區域。根據此種季風區域之劃分方法，則亞洲南部，東部及北部之一小部份均為季風區域。此外 40% 等值線亦包括東北、東南及西南太平洋若干受副熱帶高壓脊經年正常活動影響之分離區域。此種類似之移動情形亦見於中印度洋及墨西哥以西東太平洋之近赤道槽中。但在此等區域中之平均合成風

微弱且多變，似不應劃入季風區域。至於南北美洲與歐洲則均為非季風區域。

欲彌補 Khromov 季風區域劃分方法之此項缺點，Ramage (1971) 認為應將風之強度 (Wind strength) 亦作為一個準據以修正 Khromov 完全以風向為準據之季風指數，換言之，即對風之年向量變化予以考慮。Ramage 按一月與七月之地面環流特性，將季風區域之劃分標準重行規定如下：

- (1) 一月與七月盛行風向之轉換至少為 120° 。
- (2) 一月與七月盛行風向之平均頻率須超過 40%。
- (3) 一月與七月至少有一個月之平均合成風速須超過每秒三公尺。
- (4) 在經緯度各五度之網格內，一月與七月每兩年之地面氣旋與反氣旋之交換出現頻率應少於一。

在此四個條件中，前二者即係 Khromov 原來規定之條件，後二者則為 Ramage 增加之條件。滿足此四個條件之唯一地區為非洲中部，亞洲南部及西太平洋一帶，並以亞洲南部連互之高原與峻嶺為其天然之北界，即大致包括緯度 $35^\circ N$ 至 $25^\circ S$ 與經度 $30^\circ W$ 至 $170^\circ E$ 間之範圍，如第一圖所示。此項規定欲較 Khromov 更為嚴格。因除此一地區外，其他地區均



第一圖 季風區域之最後劃定

圖中左斜線面積表示 Khromov (1957) 原劃定之季風區域，右斜線曲線表示 Klein (1957) 所得北半球冬夏地面氣旋與反氣旋最低交換頻率之北限，長方形面積表示 Ramage (1971) 最後劃定之季風區域，

不合於此項季風區域之規定，故季風一詞亦祇限用於此一地區，而不得普遍應用於其他地區。

Ramage 又認為不能以天氣作為季風區域之一主要特徵。蓋盛行風與地勢之高低及山脈之走向均有密切之關係，故雲量與雨量之分佈亦隨之有極大之差異。且季風期間除極鋒上之氣旋波活動外，尚有其他若干移動性之低壓系統如季風低壓 (Monsoon depression)，副熱帶氣旋 (Subtropical cyclone) 及熱帶氣旋 (Tropical cyclone) 等亦可隨時影響正常之季風天氣。故吾人討論季風區域之天氣特徵時，必須同時顧及地勢與山脈對於季風之影響，以及移動性低壓系統之干擾。

Ramage 所定出之整個季風區域可按其地理部位再劃分為以下六個地區：

- (1) 非洲西部與北大西洋東部。
- (2) 非洲東部與西印度洋。
- (3) 亞洲南部與北印度洋。
- (4) 亞洲東南部與中國海。
- (5) 印尼與馬來西亞。
- (6) 澳洲。

以吾人所在之地理部位而言，其中當以亞洲南部與北印度洋及亞洲東南部與中國海等兩個地區最為重要。此兩個地區可合稱之曰亞洲南部與西太平洋區域，即本文討論所限季風區域之範圍。其他地區不在本文討論之列。

三、亞洲南部與西太平洋夏季大氣環流之分區方法

根據近年各國氣象學者之研究，吾人已可明瞭夏季由西藏高原所發生之熱力影響幾可遍及整個季風區域。如此龐大之機構作用及其影響範圍之廣大，實為全球所僅見。故西藏高壓之興衰，恰如此一機構之一巨型樞紐，每年定時啓閉夏季整個季風區域之大氣環流系統。

亞洲南部與西太平洋之夏季大氣環流因受西藏高壓之影響，不可能以單一模式表示之。故欲深入瞭解此一季風區域之夏季環流型態，勢非自分區方法入手不可。亞洲南部與西太平洋夏季大氣環流之分區方法，目前已有以下兩種：

(一) 第一種分區方法：此法係 Ramage (1971) 所提出。各分區之界限及其天氣特徵為：

(1) 西藏高原以西，經度 30°E 之亞洲西南部分區：在熱低壓之上方以及阿剌伯海偏西大部份，阿剌

伯半島，與非洲東北部上空，對流層上部為東風輻合區，對流層中部盛行下沉運動。垂直風切大，天氣晴朗。大垂直風切與下沉運動遏阻熱帶氣旋之發生。常有淡積雲，陣雨罕見。由非洲東北部吹出之灰塵吹至阿剌伯海西部，集聚於一深厚氣層中，多霾。

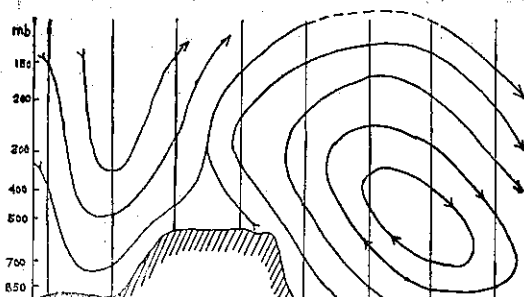
(2) 西藏高原以南，經度 70°E 之亞洲南部分區：季風槽在印度北部與東北部，平行於喜馬拉雅。對流層上部為勁強之東風，對流層下部為強而多變之西南季風。有大規模之上升運動，垂直風切大。季風槽中常有季風低壓與副熱帶氣旋之發生。多雨。季風槽大致與最大雨量帶及相對最大雷雨頻率帶相合。季風低壓通常在季風槽之南方作平行運動，與觀測所見大雨受限於路徑左側之現象吻合。季風活躍時，雨量之分佈受地勢之高低與山脈之走向影響甚大。

(3) 西藏高原以東，經度 105°E 之亞洲東南部與西太平洋分區：強度逐漸減弱之極鋒位於季風槽中，並隨季風槽由南向北移動，可停留於長江中下游而產生梅雨期。梅雨期後，此一極鋒隨季風槽繼續北移，經度 105°E 以東之環流變為經度 105°E 以西環流之擴張部份。雖然兩個分區之平均氣流線差異甚小，但因經度 105°E 以東無西藏高原之存在，故在經圈方向造成之環流仍有顯著之不連續性。此一極鋒隨季風槽北移至最高之緯度後，即迅速向南退回，終於為一通過相當溫暖之中國南海且佔優勢之近赤道槽所代替。在此分區內，有間歇性之上升運動，垂直風切小。西太平洋與中國南海，時常發生颱風。中國南海與中南半島亦可發生副熱帶氣旋。天氣多變。

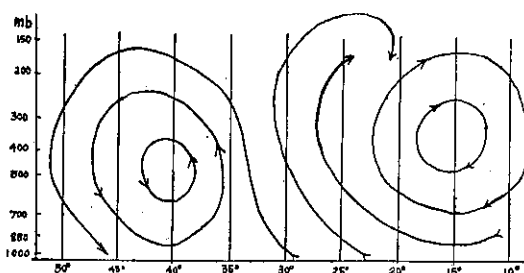
(二) 第二種分區方法：此種方法係中國氣象學者所提出。將亞洲南部與西太平洋季風區域自西藏高原西端開始，再分為亞洲南部，亞洲東南部與西太平洋等三個分區。略去西藏高原以西之亞洲西南部分區。如連同亞洲西南部分區計算在內，則亞洲南部與西太平洋季風區域應為四個分區。另以一中太平洋分區代表信風區域。各分區之界限及其天氣特徵為：

(1) 經度 75°E 之亞洲南部分區：由第二圖可見整個西藏高原及高原以南至緯度 15°N 區域皆有上升運動。400mb 以下為偏南風，以上為偏北風。其下沉之一支估計在緯度 10°N 附近及其南方。西藏高原北側尚有一在高原上升，而在緯度 40°N 下沉之垂直環流，但無顯著之閉合圈，此與高原北方在整個對流層中均盛行偏北風有關。上升氣流最強之處在高原南方，與印度半島之季風雨區相合。

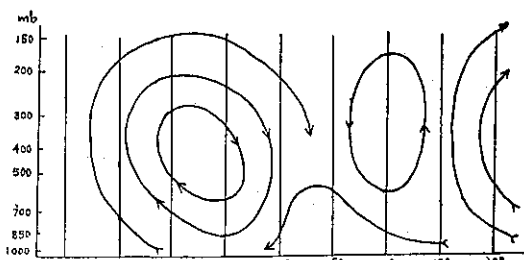
(2) 經度 110°E 之亞洲東南部分區：此一分區



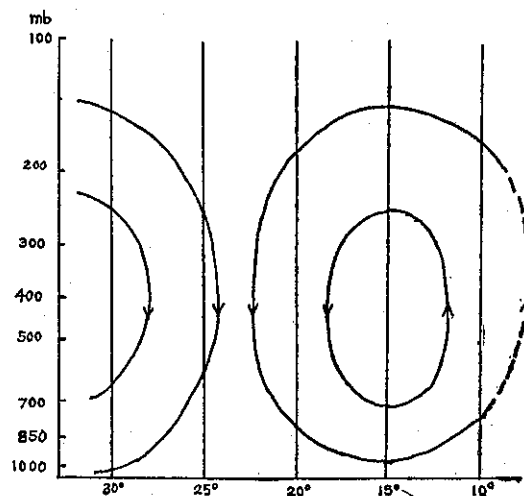
第二圖 經度 75°-110°E 季平均經圈環流模式



第三圖 經度 110°-120°E 夏季平均經圈環流模式



第四圖 經度 120°-140°E 夏季平均經圈環流模式



第五圖 經度 145°E-155°W 夏季平均經圈環流模式

之平均經圈環流與經度 75°-110°E 之亞洲南部分區相似，見第三圖。在西藏高原以東與西太平洋高壓西端，400mb 以下盛行偏南風，400mb 以上因位於西藏高壓東端，故盛行偏北風。西藏高原以東大部份有上升運動，並以緯度 30°-40°N 間較強，與夏季長江中下游之梅雨區相合。

(3)經度 120°-140°E 之西太平洋分區：由第四圖可見季風環流圈在此一分區中已不復存在，但緯度 15°N 以南仍有一方向與季風環流圈或南半球 Hadley 環流圈相同之垂直環流圈。上升之一支在緯度 15°N 附近，與西南季風與東北信風間之輻合帶相當。緯度 20°N 附近之對流層中，上部有一弱環流圈與 Hadley 環流圈相似。再向北則為一相反方向之環流圈，在緯度 35°N 及其北方地區為上升氣流區，與日本南部之季風雨區相合。

比較以上兩種分區方法，吾人可獲致以下數項結果：

(1)第一種分區方法雖然比較簡單，但仍不失為一良好之分區方法。此種分區以西藏高原以南經度 70°-105°E 之亞洲南部分區為中心，應包括印度、孟加拉、緬甸、泰國、越高寮三國在安南山脈以西部份及我國大陸西南部滇西縱谷以西之一小部份。經度 70°E 以西之亞洲西南部分區，以經度 30°E 為其西限，應包括阿剌伯半島，伊朗高原及巴基斯坦。經度 105°E 以東之亞洲東南部與西太平洋分區，以經度 170°E 為其東限，應包括我國大陸東南部，臺灣、越高寮三國在安南山脈以東部份，菲律賓及日本南部。

(2)第二種分區方法將亞洲南部與西太平洋劃為三個分區，即亞洲東南部與西太平洋等分區。再增加略去之亞洲西南部分區，則整個亞洲南部與西太平洋區域應劃分為四個分區，較第一種分區方法增加一個分區。故此種分區方法較第一種分區方法精細。

經度 75°-110°E 之亞洲南部分區，應包括印度、孟加拉、緬甸、泰國、越高寮三國在安南山脈以西部份與我國大陸西南部之雲貴高原。經度 110°-120°E 之亞洲東南部分區即我國大陸東南部。經度 120°-140°E 之西太平洋分區，應包括臺灣，菲律賓與日本南部。經度 145°E-155°W 代表信風區域之中太平洋分區，應包括馬里亞納羣島、加羅林羣島、馬紹爾羣島與夏威夷羣島，見第五圖。

(3)第二種分區方法以經度 75°-110°E 作為亞洲南部分區之範圍，較第一種分區方法之相當區域東移五個經度。將印度半島之塔爾沙漠全部劃入亞洲西南部

分區，甚為恰當。又將第一種分區方法經度 105°E 以東之亞洲東南部與西太平洋分區劃分為經度 110° – 120°E 之亞洲東南部分區與經度 120° – 140°E 之西太平洋分區，則西太平洋分區之範圍頗有問題。因西太平洋分區之東限在第二種分區方法中為經度 140°E ，在第一種分區方法中則為 170°E ，前者較後者西移達三十個經度之多。惟西太平洋之夏季季風影響，向東可達遠經度 170°E 以西之馬里亞納羣島，加羅林羣島與馬紹爾羣島，故將此等羣島劃入代表信風區域之中太平洋分區，極為不當。

(4)就我國所在之地理部位而言，作者比較贊同第二種分區方法，但須將經度 75° – 110°E 之亞洲南部分

區範圍改為經度 75° – 105°E ，即將貴州山地劃入經度 105° – 120°E 之亞洲東南部分區。並將經度 120° – 140°E 之西太平洋分區範圍改為經度 120° – 170°E ，即將馬里亞納羣度、加羅林羣度與馬紹爾羣度由經度 140°E – 155°W 之中太平洋分區劃入本分區。同時將中太平洋分區之範圍改為 170°E – 155°W ，以代表信風區域。

(5)綜合兩種分區方法，並將亞洲南部與西太平洋各分區略作調整，吾人可將各分區之經度範圍與差距及所包括之地理區域合列如第一表。表中所列亞洲南部與亞洲東南部兩分區之地理區域均已按山脈走向加以修正。

第一表 亞洲南部與西太平洋季風區域之分區方法

分 區 名 稱	亞 洲 南 部	亞 洲 東 南 部	西 太 平 洋
經 度 範 圍	75–105°E	105°–120°E	120–170°E
經 度 差 距	30°	15°	50°
地 理 區 域	印度、孟加拉、緬甸、泰國、 越高寮在安南山脈以西部份， 我國雲南省在滇西縱谷以西部份	越高寮在安南山脈以東部份， 我國雲南省在滇西縱谷以東部份， 我國大陸東南部各省	臺灣、菲律賓、日本南部、 馬里亞納羣島、加羅林羣島、 馬紹爾羣島

四、西藏高原之熱力影響與夏季季風盛衰之關係

作者 (1971) 過去研究亞洲南部與西太平洋季風區域之大氣環流問題，即曾指出此一季風區域各經度圈之平均環流型態極不均勻，尤以夏季為甚。此一季風區域夏季平均環流型態之不均勻性，其癥結在於西藏高壓之出現。此一西藏高壓之存在首先經 Flohn (1953) 發現，並利用高原及其附近各處夏季零星溫度與測風氣球紀錄等資料推定其中心在 500mb 之位置約在緯度 30°N 與經度 96°E 處，即在西藏高原之東南部。以後若干中國氣象學者 (1957–1958) 曾對此一問題作週密之理論研究，確認西藏高原在冬季除東南部為熱源外，其餘大部份為冷源。夏季則全部為熱源。夏季西藏高原對於對流層中部之直接加熱，可在高原上空構成一暖高壓，並在其南緣產生強勁之東風。此一高壓經彼等利用拉薩及其他西藏測站之高空觀測紀錄推定其 500mb 之中心位置約在緯度 28°N 與經度 95°E ，與 Flohn 所推定之位置極為接近。Flohn

(1968) 以後復由氣象衛星圖片看出西藏高原之中部與東南部在秋、冬、春三季均幾無雪跡，亦可證實西藏高原之中部與東南部在全年四季中均為顯著之熱源。

夏季期間，西藏高原雖全部為一熱源，但各處之向上垂直運動並不對稱。沿喜馬拉雅之水汽凝結並釋出大量之潛熱，大可幫助地面再輻射之直接加熱，對於印度半島季風槽與垂直環流之維持，均屬非常重要。因由於水汽能量之供給，有利於其上層反氣旋與下層氣旋之存在，並加強其垂直環流之運行。高原上空之高壓脊位於西藏南部，由於動力下沉之壓縮作用極為微弱，故高原東南部拉薩之等壓面均較其四週為高。且局部之加熱增加其由北向南之溫度梯度，而在印度半島南部產生對流層上部東風速度之最大值，常可達噴射氣流之強度。(按規定噴射氣流之最低速度為 60kts)。

夏季西藏高壓之存在可分為兩個階段，各人亦可由此明瞭西藏高壓強弱與西南季風盛衰之關係。

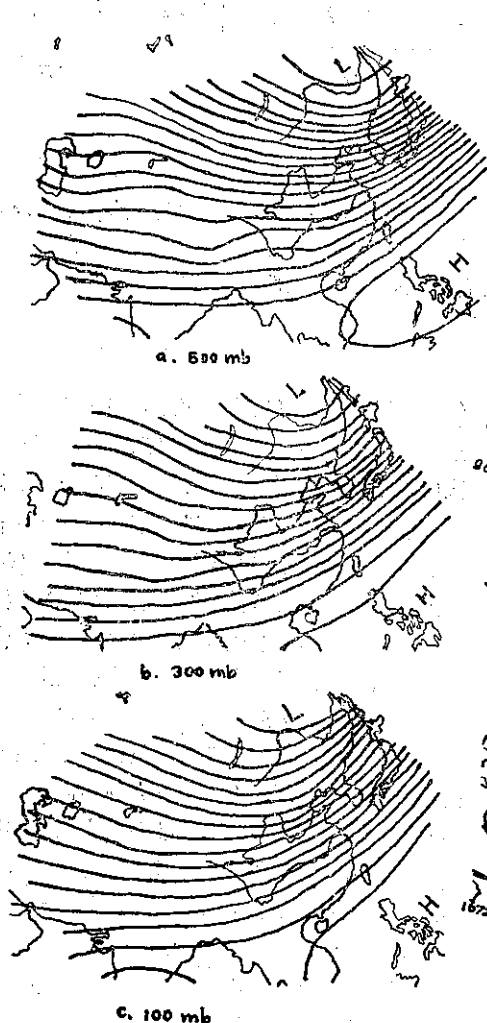
(1)增強階段：西藏高壓通常自四月底開始發展，

至六月底完全建立，歷時約兩個月之久。此一西藏高壓在逐漸建立之過程中，有一明顯之增強階段。與西藏高壓發展之同時，亞洲南部與西太平洋之低緯度開始於對流層上部出現東風。最初為一寬濶之東風帶，迨此西藏高壓繼續加強並近似一橢圓形時，東風噴射氣流始明顯出現。此一橢圓形之脊線大致平行於包括高加索山脈，伊朗高原與西藏高原所構成亞洲南部大高地之軸線。所產生之東風常可由西太平洋向西直達非洲西部之北大西洋沿岸。地面之西南季風亦於此一階段中進入亞洲南部與西太平洋。

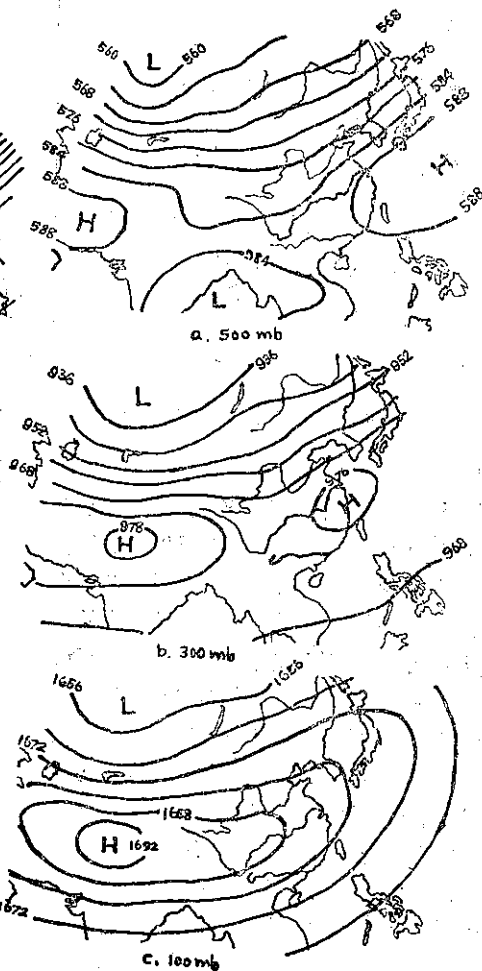
在西藏高壓開始發展並逐漸加強後，同時隨太陽向北移動，猶如北半球副熱帶中之其他高壓胞系。六月初，此西藏高壓南緣之東風接近緯度 13°N ，其風速可偶達 50kts。六月中，已接近緯度 27°N 。由於

西藏高原熱力影響之向西擴大此一高壓即呈不規則之向西移動，其中心終於達到西藏高原西南部之一個固定位置，大約位於亞洲南部大高地之中央部份。六月底，此具有噴射氣流速度之東風帶可廣泛佔據緯度 $5^{\circ}-20^{\circ}\text{N}$ 之廣大地帶。由印度方面之高空觀測報告，可知此時在緯度 15°N 附近，其上空 100mb 之最大東風風速可達 100kts。此後西藏高壓繼續擴大不已，逐漸發展為夏季習見之橢圓形。100mb 之西風帶居於此高壓之北緣，亦同時逐漸北移，至六月底已被迫移至西藏高原之北方。

西藏高壓於七、八月間達到其最大之強度，亦即對流層上部東風噴射氣流發展之最強時期。由於局部環流系統之牽動，對流層下部之西南季風亦於此時最



第七圖 亞洲南部與西太平洋
一月 500, 300, 100 毫巴平均高度圖



第六圖 亞洲南部與西太平洋
七月 500, 300, 100 毫巴平均高度圖

盛。第六圖爲七月亞洲南部與西太平洋對流層中上部 500, 300 與 100mb 之平均等高線圖，可顯示西藏高原在其鼎盛時期之垂直結構型態。由此可見，西藏高壓之發展以 100mb 等壓面最爲顯著。

(2) 減弱階段：西藏高壓自八月底開始減弱，至十月中完全消失，歷時約一個半月。其衰落經過之時間較發展經過之時間爲速。在西藏高壓衰落之過程中，受高壓北面西風帶動盪之影響甚大。每當西風中有一次長波槽經過時，西藏高壓之強度即有一次之減弱。自八月下旬開始，高壓北方之西風噴射氣流中，有連續之長波系統發展，不斷引導冷空氣南侵。最初從亞洲東部海岸附近開始，逐漸向西發展，最後亞洲內陸之熱低壓亦轉變爲冷高壓。

西藏高壓在開始衰落之後，其位置又逐漸東移，有時在長江中下游形成一分離之胞系，中心之強度亦逐漸降低，而在我們大陸出現「秋老虎」之天氣。此時最大東風帶亦隨太陽繼續南移。迨十月中，西風噴射氣流南移並在喜馬拉雅南麓出現時，西藏高壓即全部被排除，對流層上部之東風噴射氣流同告消失，而成爲西風噴射氣流之獨佔局面。亞洲南部與西太平洋隨之爲極地反氣旋所控制，對流層下部之西南季風亦行斂跡。

第七圖爲一月亞洲南部與西太平洋對流層中上部 500, 300 與 100mb 之平均等高線圖。如以與第六圖相較，可以察覺對流層中上部多夏之氣壓場幾乎相反。冬季亞洲東岸上空之半永久性低壓槽在夏季已不復存在，而出現一平淺之高壓脊。經度 70°E 之烏拉山附近，在冬季爲一高壓脊。在夏季則代之以一低壓槽。西太平洋副熱帶高壓脊線，在 500, 300 與 100mb 各層平均等高線圖上之位置，冬季均約在緯度 15°N 處，夏季則北移至緯度 28°N 處，略可窺見其南北振盪之幅度大致與東風噴射氣流在夏季期間南北振盪之幅度相若。

五、亞洲南部與西太平洋夏季季風之消長與間斷

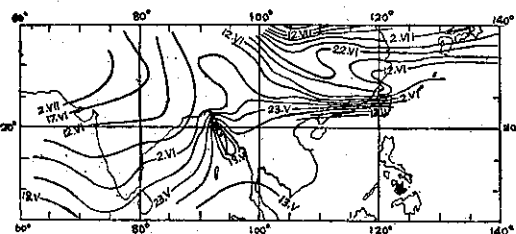
亞洲南部與西太平洋之夏季季風並非一強度不變之持續氣流。每年在夏季季風開始之後，有一段時間逐漸發展，其強度亦逐漸增大。在達到其極盛時期之後，又有一段時間逐漸衰落，其強度亦逐漸減小，以至於完全消失。且在夏季季風之活動期間，有時發生間斷 (Break)，經過一段時間後又行恢復。

(一) 夏季季風之起止：亞洲南部與西太平洋每年夏

季季風之起止日期常有甚大之變化，其逐年雨量之變化亦然。Kurashima (1968) 曾指出亞洲南部與西太平洋各國對於夏季季風開始之日期，其定義並不相同。在 Kurashima 所蒐集之資料中，在印度與緬甸爲雨季開始之日期。在中國大陸爲五日平均濕球溫度 24°C 等溫線出現之日期。在日本、韓國與臺灣爲梅雨達到極盛時期之日期。而 Ramage 則一律以開始降雨之平均日期決定之，如第八圖所示。

根據 Ramage 之研究結果，亞洲南部夏季季風開始之日期以緬甸西南部、泰國、越南南部與我國大陸南部沿岸一帶爲最早，均在五月十三日左右。其次爲錫蘭，我國大陸西南部與南部沿海地方，及臺灣南部，均在五月廿三日左右。再次爲印度半島中部，孟加拉灣頂，南嶺以南地方及臺灣北部，均在六月七分左右。最後達到印度半島西北部爲七月二分左右，達到黃淮平原則爲七月十七日左右。與 Kurashima 研究之結果極爲接近。惟 Ramage 未提供亞洲南部與西太平洋夏季季風終止日期之資料，故無從與 Kurashima 所得之結果互相比較。

梅雨爲春夏過渡期間，亞洲南部夏季季風開始活動以後，雨帶隨季節由南向北移動過程中，在長江中下游停留並大量降雨之現象。根據中國氣象學者研究，在長江中下游，如以初夏持續七天以上之連續雨



第八圖 亞洲南部與西太平洋夏季季風雨期平均開始日期等時線圖

日作爲梅雨之開始，則每年入梅之日期可由六月初至六月底，其前後變化將近一個月，以六月下半月爲主。出梅之日期可由六月底至七月底，其前後變化亦可達一個月，以七月上半月爲主。梅雨期之持續日數可由十餘日變化至四十餘日，雨量多寡之變化更大。入梅之日期爲夏季季風盛行於長江中下游之時間，出梅之日期則爲夏季季風離開長江中下游繼續北移之時間，但非夏季季風終止之時間。Ramage 所得長江中下游夏季季風開始之日期爲六月二十二日左右，Kurashima 所得爲六月二十日至二十五日，均與前項結果甚爲接近。

根據威啓勳 (1964, 1969) 之研究，認為臺灣春夏過渡期間之梅雨期以六月為其發展之高潮，尤以西南部為最顯著。北部雨量全年以七月為最多，主要得自熱雷雨。至於西南部八月之第二雨量高峯，則為颱風雨期。可見西南氣流因臺灣陸地日間加熱，加強其登陸作用。再由地形抬高，更使向風面山坡之雨量顯著增加。且時常雷電交作，形成猛烈之雷雨。臺灣西南部之地形有利於西南氣流作氣旋式之旋轉，並由其輻合作用而加強其上升運動，亦為其雨量增加原因之一。

春夏過渡期間臺灣之雨期類似初夏長江中下游之梅雨期，亦略具有梅雨之特性，故被稱為臺灣之梅雨。王時鼎 (1970) 曾明顯指出，臺灣之梅雨在程度及穩定度上均較長江中下游之梅雨略遜一籌，半屬於滯留鋒面雨，半屬於西南季風中之陣雨或雷雨。雖甚少有經旬之霪雨，惟在雨量與雨日分佈上均顯示有一系統性之偏高期存在。由此可見，臺灣之梅雨在性質上雖與長江中下游之梅雨同為季風雨，但其起止之日期則大致與我國大陸南部之季風雨相若，故不稱之為梅雨亦無不可，蓋梅雨乃專指長江中下游黃梅初熟時之季風雨也。同樣情形，日本南部盛夏之季風雨亦不宜稱為梅雨。但目前臺灣與日本南部之季風雨在習慣上均通稱為梅雨。

王時鼎復根據臺北五、六月平均雨日之分析，證明臺北亦有明顯之梅雨期，其平均之起止日期約為五月十一日至六月十七日，凡三十八天。如根據五、六月平均日雨量之分析，則約為五月廿一日至六月十七日，凡二十八天。雨日之開始日期相差達十日之多，正可以表明臺灣梅雨之特性。因臺灣梅雨之初期，西南暖濕氣流未著，故雨日多而雨量少。稍後，來自西南之夏季季風與來自東北之淺薄冷氣團在臺灣穩定交綏，故雨量特豐。迨此鋒面輻合帶向北移往長江中下游，臺灣之梅雨期遂告中止。如以日雨量有顯著增加之日期為臺灣北部梅雨期之開始，則五月二十一日應為合理之日期，較長江中下游之梅雨開始日期提早約一個月，亦與 Kurashima 與 Ramage 所得夏季季風到達臺灣北部之日期均甚吻合。

(二) 夏季季風之消長：Ramage (1971) 將亞洲南部與西太平洋夏季季風之活動時間劃分為初夏 (Advance of summer) 及盛夏與夏末 (Height of summer and its wane) 等兩個時間不均勻之階段。第一階段之初夏，由六月初至七月中，為時一個半月，與作者 (1971) 所劃分之第一階段完全相同。第

二階段之盛夏與夏末，由七月中至九月中，為時兩個月，較作者所劃分之第二階段少半個月。比較適合於印度西北部，長江中下游與日本南部（按以上各處夏季季風之後退日期均為九月十五日左右），但不適合於臺灣（按臺灣夏季季風之後退日期為十月十五日左右）。如將 Ramage 所劃分秋季過渡時期（十月與十一月）之十月前半月劃入第二階段，使適合於臺灣夏季季風之活動時期，則亦復與作者所劃分之第二階段完全相同。

(1) 第一階段：亞洲南部與西太平洋之初夏階段相當複雜，通常之象徵為副熱帶西風噴射氣流之減弱與熱低壓之增強。副熱帶西風噴射氣流之減弱可發生於季風雨開始之前甚久或同時發生，甚至可在季風雨開始之後發生。惟一旦季風雨開始之後，乃立即加速進入初夏。此等主要變化每年重複出現，但單獨一年之出現日期可較其平均日期相差二至三週不等。

在第一階段中，六月初，西藏高原南緣之南支副熱帶西風噴射氣流顯然已較西藏高原北緣之北支副熱帶西風噴射氣流為弱。由孟加拉灣而來之潮濕地面氣流沿恒河平原上溯，有時可遠達克什米爾。如遇有一遲來之西方氣旋進入此區域時，可在印度半島西北部引起廣泛之雷雨。由於華西槽與孟加拉槽之繼續存在，故在緬甸與印度半島東北部可由熱帶氣旋與副熱帶氣旋之活動而增加其雨量。越南東北部與我國大陸南部則可由極鋒上氣旋波之活動而獲得雨量。

六月中，西藏高原南緣之南支副熱帶西風噴射氣流已行消失，華西槽亦已不顯著。對流層下部有一西太平洋高壓楔向西伸入我國大陸南部。此時我國大陸南部之雨水減少，而長江中下游則發生著名之梅雨期。因加強後之北支副熱帶西風噴射氣流繞過西藏高原東北部向東南移動，適可增強極鋒之強度。此時極鋒已移至長江流域而呈滯留狀態，故又有梅雨鋒 (Meiyü front) 之稱。極鋒上常有緩慢移動之氣旋而產生豐沛之雨水。因梅雨期間鄂霍次克高壓阻塞氣旋波之運動，不能使其迅速前進。由於季風低壓與副熱帶氣旋之活動，印度半島中部與西部之季風雨更為頻仍，雨量大但不持久。雷雨次數減少，通常以雨為主。

七月上半月，西藏高原南緣已不見有西風，除季風雨偶然間斷時，鮮能再行出現。在經度 70°E 以東，季風雨已普及亞洲南部與東南部。副熱帶西風噴射氣流北移。鄂霍次克高壓轉弱之後，極鋒亦復轉弱北移，長江中下游之梅雨終止。陣雨盛行，雷雨頻率與雨量強度增加。我國大陸南部乾燥少雨。

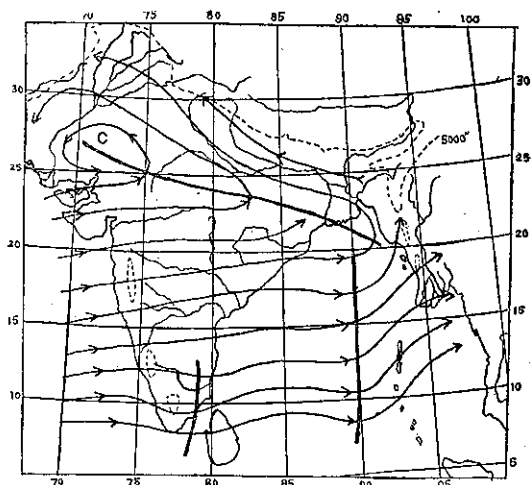
(2)第二階段：亞洲南部與西太平洋之夏季季風在七月中已達到完全之發展，其活動範圍可在緯度 30°N 與 10°S 之間。由非洲東北部向東擴張至少至經度 160°E 附近之馬里亞納羣島與加羅林羣島區域。而將北半球之Hadley胞系排除至西藏高原以北。九月間之環流型態雖未變化，但夏季季風已逐漸減弱並向南撤回。熱槽中之氣壓升高。對流層上下之風速均行減小。除印度半島東部與越南東部外，各處雨量亦行減少。因此時熱帶氣旋已在亞洲南部與西太平洋開始活動，顯示有向秋季最大雨量增加之趨勢。

九月上半月，西藏高原以北之北支副熱帶西風噴射氣流開始加強並向南移，九月下半月可達到西藏高原西部。西風中向東運動之長波槽與向西運動之季風低壓交互作用，可使此一季風低壓加強，在槽線以東轉彎，並在旁遮普與克什米爾境內降下大雨。九月底，西藏高原西部之副熱帶西風噴射氣流已經形成，迅速向東南發展，十月中已在長江中下游與日本南部建立。由十月中至翌年二月，此一由動力與熱力控制之西風噴射氣流遂下錨於此，極少離開喜馬拉雅南麓與長江中下游。由於對流層上部西風短波槽與下部西方氣旋之移動，大部份之雨水均沿西風噴射氣流經過之路徑降落。我國大陸區域出現與西風噴射氣流相連之對流層上部輻散區與持久而廣泛之不安定天氣，但在喜馬拉雅山麓地帶則受限制而呈間歇狀態。

副熱帶西風噴射氣流出現後，我國大陸「秋老虎」之天氣即告終止。我國大陸西南部與長江中下游十月之雨量與雨日均較其以後各月為多。且十月間，颱風由中國海或孟加拉灣將熱帶海洋氣團攬入副熱帶西風噴射氣流之下方，較後來各月含有更多之可降水量，因後來各月我國大陸區域之氣團幾均來自亞洲大陸源地。此時西伯利亞極地反氣旋正逐漸加強中，東北季風之寒冷湧流已可達到我國大陸南部與中南半島北部，但不能越過西藏高原。故西藏高原南方之天空晴朗，並遏阻其溫度之正常降落。印度半島與中南半島南部因潮濕空氣流入，仍保持一陣雨區域。十一月初以後，亞洲南部與西太平洋極地反氣旋活躍，東北季風盛行，乃迅速進入冬季及東北季風獨佔之局面。

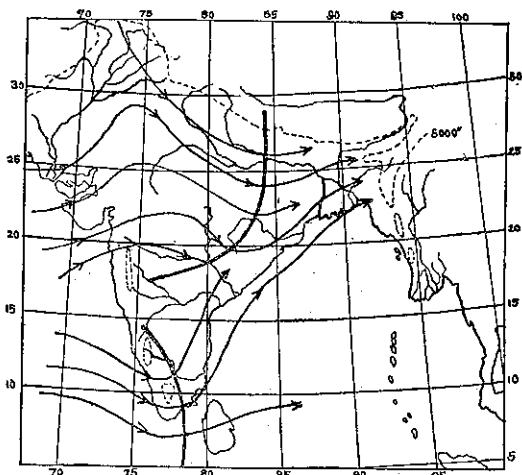
(3)夏季季風之間斷：亞洲南部與西太平洋夏季季風之維持，有賴於西藏高壓之存在。由於西藏高壓之形成，始有東風噴射氣流之發生。由於東風噴射氣流之發生，始有地面西南氣流以完成其垂直環流系統。惟在六月至九月間，此一西藏高壓有時可因西風中移動冷槽之侵入而被排除，致造成西南季風之間斷

(Break)。但不久冷槽東移，又迅速在其後方形成另一新高壓，而恢復西南季風之盛行。西南季風之間斷可由印度北部上空西風之短期出現予以證明。每年夏季季風期間，通常可發生數次之間斷，每次可持續數日之久，亦有長達一週左右者。此時季風雨帶由印度半島中部移至喜馬拉雅山麓，季風槽亦在同一方向移動250公里，印度半島除西北部之旁遮普與東北部之布拉馬普得拉盆地外幾無雨跡。Rahmatullah (1952)曾給出一極佳之實例，如第九圖所示。圖中表



第九圖 A 印度半島夏季正常季風期間5,000呎氣流線圖

圖中季風槽線作 ESE 至 WNW 方向由恆河平原起迄印度河盆地中部止，季風低壓循季風槽進行大量雨水降落於沿槽線之狹窄地帶內。喜馬拉雅山麓與緯度 20°N 以南區域雨量稀少



第九圖 B 印度半島夏季季風間斷期間5,000呎氣流線圖

季風槽線逐漸順轉並向北移動，季風低壓仍在槽中向西北進行，喜馬拉雅山麓有大量雨水俟季風槽移至山麓，低層東風完全消失，山區邊緣出現一氣旋式西風環流，西南季風遂告中斷。

示夏季印度半島正常季風間斷時5000呎之氣流型態。

夏季季風之間斷尙有其他各種不同之解釋，乃由於「間斷」一詞定義之不同使然。雖然夏季季風之間斷顯然由於對流層上部西風槽之向南延伸，而其他情形則係反映垂直季風環流之變化。此等現象均有密切之關聯，不過其間究竟關係如何，則尙未能獲得充分之瞭解。但在此一過程中，吾人已可確認對流層上部西風槽之通過，與西藏高壓之暫時被排除，當爲夏季季風發生間斷之主因。

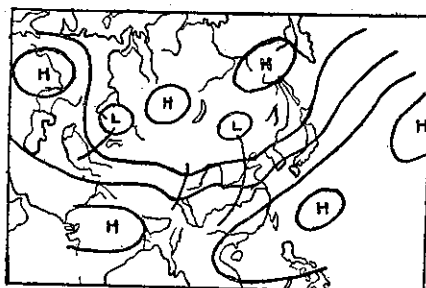
六、夏季季風期間西藏高壓與西太平洋高壓之交互作用

夏季西太平洋環流型態之變化與西藏高壓之動邊有密切之關係。西藏高壓每發生一次移動，其環流型態即出現一次調整，西太平洋高壓亦隨之進退而變換其位置。其結果不僅影響長江中下游雨量之豐歉，抑且控制西太平洋颱風進行之路徑。

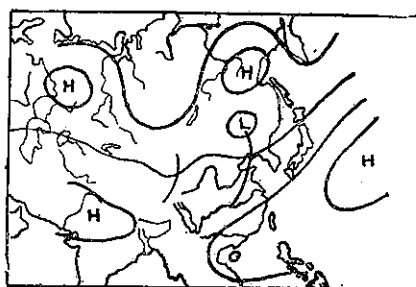
在亞洲大陸與西太平洋夏季之500mb圖上，緯度 20° – 30° N間爲一副熱帶高壓帶。通常有三個中心，分別位於阿剌伯半島，西藏高原與西太平洋等處。緯度 50° – 70° N間爲一阻塞高壓帶，其中有一個至三個數目不等之阻塞高壓，分別位於烏拉山，貝加爾湖與鄂霍次克海等處。緯度 35° – 45° N爲西風帶，不斷有短波槽通過，由西向東傳播。如第十圖所示。當西藏高壓受西風長波槽之導引而向東移動時，西太平洋高壓即在緯度 20° – 30° N間南北振盪，二者發生密切之交互作用。

在長江中下游梅雨期開始與終止時，500mb圖上亞洲東海岸之主槽與西太平洋高壓之位置均有一次明顯之調整。梅雨開始時，原在經度 130° E之主槽移向大陸，西太平洋高壓脊有一次明顯之北跳。梅雨終止時，我國大陸東部之低槽續繼西移，槽底向北收縮，波幅減小，此時西太平洋高壓脊有再一次之北跳。由此可見，在長江中下游梅雨期間，西太平洋高壓爲一重要之參考胞系(Reference cell)。美國展期預報之天氣類型學派(Weather type method)利用東太平洋高壓作爲參考胞系以預測落磯山脈以西沿海地帶之冬季天氣，與此十分相似。

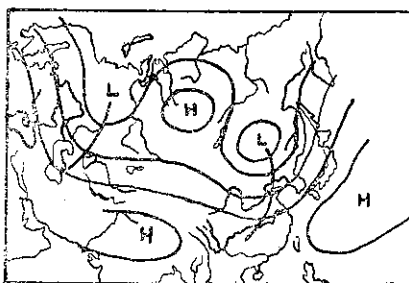
梅雨期間，地面常有不甚強之冷空氣跟隨於短波槽之後，南下侵入長江中下游，在江湖盆地甚至在貴州山地連續產生多數之小型薄氣旋，而增加局部之雨量。作者(1970)曾指出此等新生之氣旋波往往隨生隨滅，可獲得發展之比率不多。有時穩定不變，有時



(A)



(B)



(C)

第十圖 長江中下游梅雨期間500毫巴環流形勢圖

則在短期時間內填塞消失，有規則發展向東運動者甚少。

(一)長江中下游梅雨期間之兩種基本環流型態

夏季長江中下游梅雨期間對流層上部大幅度環流型態之變化較對流層下部簡單。且西藏高壓與西太平洋高壓均爲暖性系統，其勢力在對流層上部最強，故其運動在100mb面上最爲明顯。長江中下游梅雨期間計有以下兩種基本環流型態。

(1)多雨型：當西藏高原上空之對流層上部有一強大高壓存在時，西太平洋高壓不能向我國大陸擴張，長江中下游位於兩個高壓間之低槽中。一緩移之極鋒滯留其間，呈西南至東北方向，鋒面之上氣旋波頻生，產生豐沛之雨量，故爲一多雨型。此種多雨型之環流型態有時在梅雨期間可持續至兩個月之久。如有一中緯度之西風長波槽經過時，西藏高壓即離開高原東移

，另在槽後形成一新生之高壓。此一離開西藏高原之高壓，經過四日之時間，可到達華中地區上空，再經過約兩日之時間，可移至沿海地區上空，並與其東南方之西太平洋高壓合併，而使西太平洋高壓轉位，突然發生一次北跳，並向西北擴張進入我國大陸。此一東移西藏高壓之運動，在 300mb 面上較 500mb 明顯。在長江中下游梅雨期間，西藏高原經常有一高壓存在，如此種環流型態持續過久，或重覆出現，降落過多之雨量，則可能在江淮流域造成嚴重之水災。

(2)乾旱型：當西藏高壓移出，並在四川盆地上空停留時，則長江中下游在一向西伸入之西太平洋高壓楔控制下，可出現酷熱乾旱之天氣。有時西藏高壓移出停留於江湖盆地上空而形成一分離之高壓中心時，其結果亦同樣可在長江中下游出現酷熱乾旱之天氣。此種乾旱型之環流型態有時在梅雨期間可持續至四十五日之久。迨長江中下游有冷鋒侵入，分離之高壓繼續東移併入西太平洋高壓，或西太平洋高壓楔向東南撤回，始可發生降水。此一環流型態之變動過程在 700 與 500mb 面上均可看出，但以 100mb 最為明顯。如此種乾旱型之環流型態持續過久或重覆出現，降落之雨量過少，則可能在江淮流域造成嚴重之旱災。

(二)長江中下游梅雨期間西太平洋高壓位置之變化
由春至夏，西太平洋高壓隨太陽運動之逐漸北移為長江中下游形成梅雨期之重要因子之一。此一高壓脊線在梅雨開始與終止時均有一次明顯之北跳，地面鋒之位置亦隨之北移。

(1)入梅前：西太平洋高壓脊線在緯度 20°N 以南，地面鋒在南嶺附近及其以南地區。

(2)梅雨中：西太平洋高壓脊線在緯度 20° – 25°N 之間，地面鋒移至長江中下游一帶。

(3)出梅後：西太平洋高壓脊線在緯度 26° – 31°N 之間，地面鋒移至淮河以北地區。

經度 125°E 以東，西太平洋高壓脊線與地面鋒之相應移動亦有類似之現象。日本南部梅雨之開始與終止，同樣亦與此一西太平洋高壓脊線隨太陽運動之向北移動有關。但經度 125° 以東西太平洋高壓脊之跳動與長江中下游梅雨期之起止並無一定之關係。

西太平洋高壓脊線北跳與西藏高壓之東移有密切之關係。入梅時，東移之西藏高壓出海後，與西太平洋高壓合併，可使其脊線北跳。有時西太平洋高壓向西北移動，當其延伸至東海，與我國大陸之分離高壓合併，亦可引起其脊線北跳。北跳之結果大都能穩定相當時間，但有時停留不久又退回。如長江中下游已

有地面鋒存在時，在緯度 35°N 以北東移之暖高壓，對西太平洋高壓脊線之北跳不發生作用。

出梅時，西藏高原亦有高壓東移，併入西太平洋高壓，而引起其脊線之北跳。此時西藏高壓移動之路徑較入梅時偏北，大約沿緯度 30°N 向東進行。移至長江中下游時，切斷梅雨鋒之冷空氣來源。原在長江流域之冷槽與風切線均告消失。西藏高壓併入西太平洋高壓，脊線北跳越過緯度 26°N ，梅雨乃告終止。

梅雨期間，亞洲大陸上空 500mb 長波槽脊之位置亦有顯著之變動。亞洲之主脊由經度 80°E 巴爾喀什湖附近移至經度 60°E 烏拉山附近，或在貝加爾湖西北形成一阻塞高壓。原在亞洲東岸沿海之主槽移至經度 120°E 以西，成為一較弱之低壓槽。另在鄂霍次克海建立一阻塞高壓。此一鄂霍次克高壓於五月海面冰融後開始發展至十月終止，十一月海面開始結冰即行消失。

北支副熱帶西風噴射氣流為夏季繞過西藏高原北緣之一支噴射氣流，其移動與西太平洋高壓位置之移動有密切關係。當北支副熱帶西風噴射氣流北移之同時，或稍後數日，西太平洋高壓脊線亦顯著北跳。在亞洲東部，無論北支副熱帶西風噴射氣流或西太平洋高壓脊線，通常均以六月下旬之北移最為明顯。在此期間，副熱帶各個高壓之位置均有甚大之變動，同時西太平洋高壓季節性之北跳，亦為全球副熱帶西風噴射氣流北移連帶發生之部份現象。

(三)長江中下游梅雨期間對流層上部氣流之變化

由過去中國氣象學者研究所得沿經度 90°E 亞洲南部分區，經度 115° – 125°E 亞洲東南部區域與經度 155°E 西太平洋分區，五至七月各月 500mb 五日平均地轉風隨緯度與時間之變化，曾得到各分區對流層上部東西風之位置變化如第二表所示。

由第二表之分析，吾人可得以下數項結果：

(1)入梅前，南支強西風之位置在經度之亞洲南部分區與經度 90°E 之亞洲東南部分區相近。經度 115° – 125°E 之西太平洋分區偏高十個緯度。北支西風微弱不顯著。東風之位置亦以前兩分區較低，後一分區較高。

(2)梅雨中，北支強西風與東風之位置均以經度 90°E 之亞洲南部分區最高，經度 155°E 之西太平洋分區次之，經度 115° – 125°E 之亞洲東南部分區最低，與西風長波槽之位置有關。此時南支西風已消失。

(3)出梅後，三個分區北支強西風與東風之相對位

第二表 梅雨期間各經度線對流層上部東西風位置之變化

經 度 (環 流 分 區)	入 梅 前		梅 雨 中		出 梅 後	
	強 西 風	東 風	強 西 風	東 風	強 西 風	東 風
90°E (亞洲南部)	南北在25°N附近 北支微弱	20°N以南	南支消失 北支在42.5°N	30°N附近	南支消失 北支在42.5°N	35°N
115°-125°E (亞洲東南部)	25°-30°E	20°N以南	30°-35°N	20°-25°N	35°-40°N	25°-30°N
155°E (西太平洋)	35°-40°E	20°N附近及以北	35°-42.5°N	25°N	35°-47.5°N	30°N

置與梅雨中相當，但均較高。此時亦已不見南支西風。

由梅雨前至梅雨後之整個過程中，更可看出三個分區強西風與東風所在之位置均隨太陽之運動逐漸北移，但以經度 90°E 之亞洲南部分區為最明顯，亦較其東方之兩個分區之反應為早，故經度 90°E 亞洲南部分區南支強西風之消失可作為推測入梅日期之一種預徵。

通常自四月底，西藏高原已逐漸發展一穩定之暖高壓，中心在高原之東南部，印度半島南部出現東風，西藏高原以北出現弱西風。五月底或六月初，西藏高壓強度增大並與阿剌伯半島高壓合併，中心移至高原之西南部。此時南支強西風突然消失而變為強東風，地面西南季風亦接踵而至。故西南季風到達印度半島西北部之時間與大致長江中下游梅雨開始之時間相同，約在六月之半月。

七、亞洲南部與西太平洋夏季季風期間之移動性天氣干擾

夏季期間，在亞洲南部與西太平洋之季風區域內，因有西藏高壓之發展而在對流層上部盛行強勁之東風，其最大之速度常達噴射氣流之強度。

在經度 70°E 以東之上游地帶，輻散區下方之上升運動有利於雲雨之產生。經度 70°E 以西之下游地帶，輻合區下方之下沉運動則保持天空之晴朗。

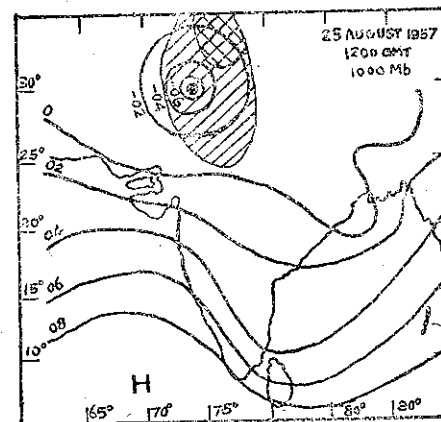
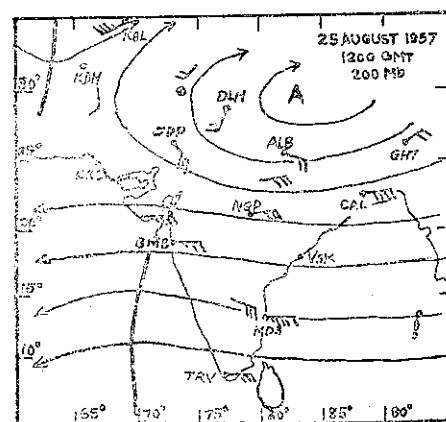
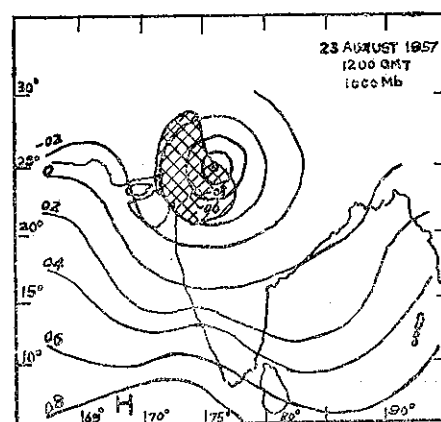
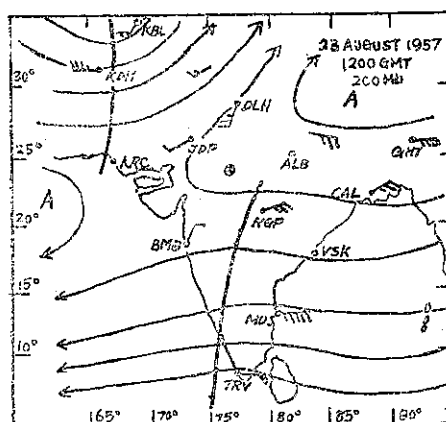
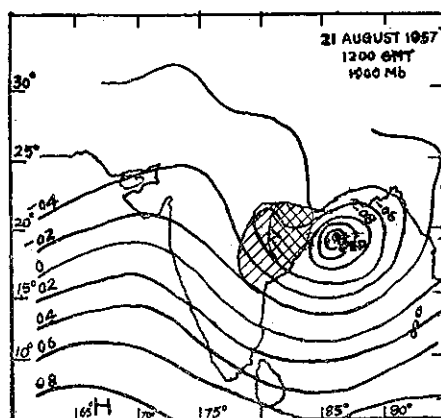
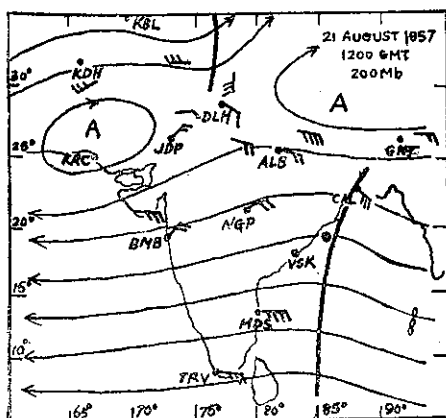
在經度 70°E 以西之亞洲西南部以及非洲北部，其夏季通常烈日當空，強烈之陽光照射地面，對流層下部之空氣因吸收地面之再輻射而減低其密度，遂形成熱低壓。此種現象之進行，一復一年，愈演愈烈，終於使此一地帶之極大部份成為沙漠。如印巴之間之塔爾沙漠 (Thar desert) 對印度半島之夏季天氣影響甚鉅，其溫度可高達 50°C，氣壓可低至 950mb。此外，亞洲西南部之伊朗高原與阿剌伯半島各國，北

非東部之埃及與蘇丹，到處均有沙漠。北非中西部之撒哈拉大沙漠分佈於甚多國家之內，更為著名。

經度 70°E 以東，除長江中下游在北支強西風中短波槽誘導之下，可接連發生多數之薄氣旋，並加強局部之雨量外，同樣亞洲南部與西太平洋在東風波誘導之下，亦常形成若干移動性之低壓系統，對於正常之季風天氣發生極大之干擾。此等移動性之低壓系統包括季風低壓 (Monsoon depression)，與熱帶氣旋 (Tropical cyclones)。其中以熱帶氣旋最可能成為具有破壞力之劇烈天氣現象，常可發展至颱風之強度，而帶來嚴重之風災與水災。副熱帶氣旋 (Subtropical cyclones) 則係由西風割離低壓向下擴展而成。

(一)季風低壓：夏季印度半島之季風槽係沿恒河平原作東南至西北方向，大致與喜馬拉雅平行。其東端位於孟加拉灣北部，西端則沒入巴基斯坦之熱低壓，為季風低壓孕育之溫牀。季風低壓為一小型之低壓系統，其地面環流在海上之風力可逾七級，登陸之後，其風力鮮有逾五級者。中心氣壓僅低於常值 2-10mb，其強度遠較熱帶氣旋為弱。但常可在陸上持續存在一週以上，並降下局部之大雨。

季風低壓在孟加拉灣頂發展之前，對流層下部之西南季風必先行增強，印度半島各地天氣轉劣。有時甚至可擴及孟加拉灣中部，安達曼羣島及下緬甸之顯拿紗廉海岸 (Tenasserim coast) 均降大雨。季風低壓發展完成之後，先出現於 2-3 公里高度，然後擴張至地面。最近之學說認為一季風低壓發展時，同時有一地面最低變壓區或低壓波在一正渦度平流層之下方，自東向西運動由緬甸抵達孟加拉灣北部。此一正渦度平流層在對流層上部東風中之向西運動低壓槽或噴射氣流最大風速區之西方。在夏季季風期間，每月有四、五個低壓波移入孟加拉灣，但其中可能祇有二、三個加強成為季風低壓。此等低壓波亦有少數



第十一圖 印度半島夏季季風低壓活動期間 200 與 1,000 毫巴環流形勢圖

圖中 200 毫巴為氣流線圖，1,000 毫巴為等高線圖。200 毫巴圖上之大黑點表示季風低壓之位置。單斜線區表示 50 連續雨區，雙斜區表示 50 公厘以上之大雨區。比較兩圖可看出東風波與季風低壓之運動及其相互關係。此一季風低壓形成於 1957 年 8 月 20 日，26 晨消失於西藏高原兩端山區中。

為來自中國南海方面之颱風殘餘部份。

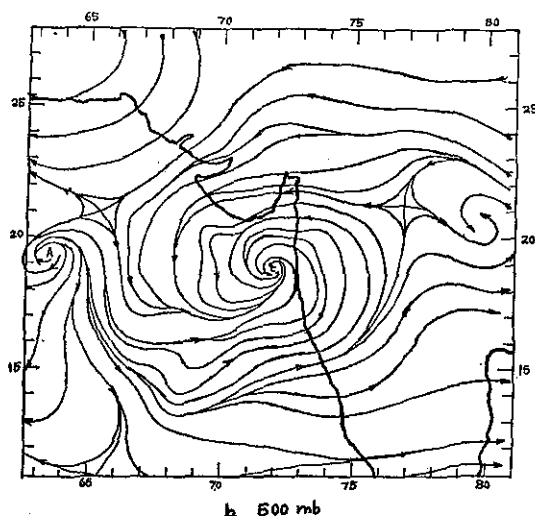
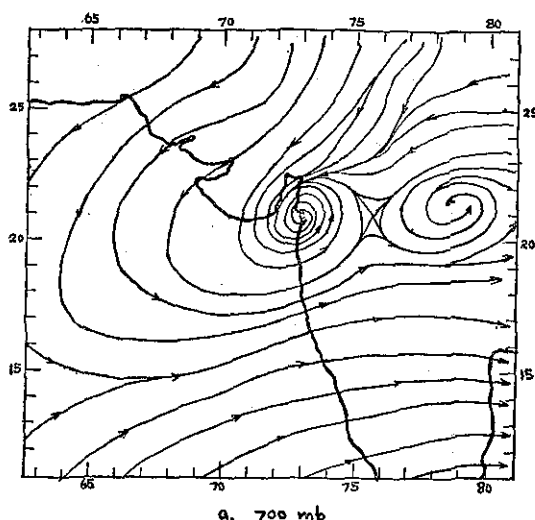
季風低壓通常由東南沿對流層平均等溫線或平行於 10-12 公里之氣流方向向西或西北運動，在巴基斯坦沒入熱低壓中。較活躍之季風低壓有時可繼續向北或東北轉彎而在旁遮普或克什米爾境內降下大雨，然後消失於西藏高原西端山區中。但其出現之機會不多，平均每十年中可能祇出現一次。此種轉彎情形發生於大幅度極地西風槽之東方，隨之可在印度半島境內發生季風之間斷，降雨地帶亦北移至喜馬拉雅山麓。

此種季風低壓類似熱帶氣旋，無明顯之鋒面組織，祇見於印度半島，他處尚未曾發現。第十一圖為 Koteswaram (1958) 所繪出之實例。圖中表示季風低壓活動期間之地面圖與高空圖型態。

(二)副熱帶氣旋：副熱帶氣旋係極地西風主流在赤道一面割離之冷性高空氣旋向下擴展而成。此種高空氣旋常見於冬季夏威夷以北之北太平洋上空，並與地面氣旋相結合。此種地面氣旋在夏威夷稱為「寇娜風暴」(Kona storm)，Simposon (1952) 另名之曰副熱帶氣旋 (Subtropical cyclone)。在亞洲南部與西太平洋季風區域內，可發生於阿刺伯海東部，孟加拉灣，中南半島與中國南海等處。惟其觀測資料稀少，影響研究工作之進行。

Miller 與 Keshavamurthy (1968) 曾應用 1963 年國際印度洋探測隊 (International Indian Ocean Expedition) 之飛機探測資料詳細分析一阿刺伯海東部發生之副熱帶氣旋，如第十二圖所示。此一副熱帶氣旋在對流層中部包含有內外兩層之大風環。最大風速在 600mb 可達 40kts，外環 600mb 之風速較 500mb 為大。風場中之槽由氣旋中心向西南延伸，與合成 (平均) 氣壓高度場相合，其範圍為邊緣反氣旋氣流所限制。氣旋中心與邊緣之氣壓差數不超過 100mb。在氣旋中心 400 公里以內，氣壓高度場，溫度場與風場均甚吻合。夏季印度半島西部與阿刺伯半島東部之雨水與副熱帶氣旋之發展有密切關係，但過去一直未為人所注意。在長時間之紀錄中，過去從未有在此一區域內有地面氣旋之記載。

在亞洲南部與西太平洋季風區域內，如阿刺伯海東部等處發生之副熱帶氣旋與北太平洋東部冬季發生之副熱帶氣旋，其性質迥乎不同。後者在發生之後，強度有增無已，而前者則於發生之後，逐漸減弱。Miller 與 Keshavamurthy 認為其減弱之原因係濕空氣來源切斷與乾空氣之大量流入所致。Ramaswamy (1962) 認為中緯度西風中之大幅度波槽可將乾



第十二圖 阿刺伯海東部副熱帶氣旋區域 700 與 500 毫巴合成氣流線圖

冷空氣輸入喜馬拉雅南方之副熱帶氣旋，喜馬拉雅雖為一龐大之障礙物，但並非完全不能通過。Ramage (1971) 則認為當副熱帶氣旋與熱低壓合併時，對流層中部流入空氣之方向略有改變，亦可迅速將極乾空氣注入副熱帶氣旋。由氣象衛星圖片證明，在乾空氣注入前，副熱帶氣旋中心附近有濃厚之雨層雲，並降下大量之雨水。乾空氣注入後，則副熱帶氣旋中心附近以積雲狀雲為主。雨層雲之消失表示濕空氣厚度之減小，雨量亦大行減少，由雨區轉變為陣雨區。

(三)熱帶氣旋：熱帶氣旋之強度大小不一，其中祇有少數可發展至颱風之程度。在亞洲南部與西太平洋季風區域內，西太平洋、中國南海、孟加拉灣與阿刺伯海東部等處均可發生熱帶氣旋，尤以西太平洋為最

多。其次爲孟加拉灣，再次爲阿剌伯海，中國南海最少。據陳毓雷（1969）所給出之統計數字，西太平洋每年出現熱帶氣旋之平均 22 次數（包括中國南海區域），孟加拉灣爲 6 次，阿剌伯海爲 2 次。

Palmén (1956) 曾列舉強烈熱帶氣旋發展時應具備之條件爲：

- (1) 有充分廣闊之洋面，海水溫度高於 26°C 至 27°C 。最低層空氣升起後，絕熱膨脹並發生凝結，在至少 12 公里之內，仍保持較周圍不受擾亂空氣爲暖之溫度。
- (2) 科氏參數大於某一最低值，即在赤道兩側寬度爲五至八個緯度地帶之外。

- (3) 基本氣流之垂直風切微小，故在副熱帶噴射氣流向赤道一面之深入處，即不可能生成。

Riehl (1954) 在 Palmén 所提三個條件之外，復增加以下兩個須具備之條件：

- (4) 低層中有一低壓。
- (5) 地面低壓上方，對流層上部有水平輻散區。

根據印度與中國氣象學者之研究，可知在亞洲南部與西太平洋季風區域內，夏季熱帶氣旋之發展至少應再增加一個須具備之條件。此一須具備之條件爲：

- (6) 西南季風中有顯著之脈流發生。

關於西南季風脈流之形成，戚啓勳 (1970) 與作者 (1971) 先後均有解釋。此一西南季風脈流之衝擊可能即爲熱帶氣旋發展之引發作用。

一個完全發展之熱帶氣旋爲一暖心且向外輸出能量之低壓系統。通常可在海上保持其強度數日。中心附近之氣壓梯度極大，有時可達了 3mb km^{-1} 以上。在一個颱風發展完成之前，其中心氣壓常須低降 25-30mb。內旋之空氣在中心附近上升，構成眼牆 (Eye wall)，然後由中心空氣之下沉而產生一暖眼 (Warm eye)。熱帶氣旋之發展有時可以爆炸性之速度在一時以內完成，有時則可延遲數日之久。颱風中之降雨雲形成數個螺旋狀之雲帶，但其所佔之總面積鮮有超過 15% 者，且集中於中心向赤道一面之西部。熱帶氣旋之前部，即在風暴攔 (Bar of storm) 之外，由於地面之輻散與對流層上部之輻合，將對流雲驅散而使天空晴朗。當熱帶氣旋發展至颱風強度時，大量之雲吸入緊密旋轉之中心，故颱風周圍之天氣有時較他處良好，顯示颱風周圍有下沉運動。

熱帶氣旋之運動趨向低壓，有如其他氣旋。即趨向對流層上部輻散區，亦即循對流層上部氣流方向而

進行。Mill (1958) 根據統計之結果，認爲在中心 200-450 公里半徑之環形區域內，颱風係循 6-12.5 公里層內之平均氣流方向而進行。颱風運動之預測方法甚多，但較通常外延法 (Extrapolation method) 更佳之方法則甚少。

熱帶氣旋經過較冷之海面，進入中心之熱量供給被切斷，颱風即行削弱。在颱風登陸之後或相對之乾冷空氣進入中心後，颱風區內之環流強度更迅速減弱，最後終於轉變爲一溫帶氣旋而逐漸填塞消失。

八、結 語

本文係作者近年所作有關亞洲南部與西太平洋冬季風研究之部份報告，其目的在進一步對此一區域夏季季風及其連帶之各種複雜問題獲得更多之瞭解。諸如季風區域之劃分標準與範圍之確定，夏季季風區域大氣環流之分區方法，西藏高原熱力影響與夏季季風之發展，夏季季風之消長與間斷，西藏高壓與西太平洋高壓之交互關係，以及夏季季風期間之移動性天氣干擾等，均爲從事此一區域氣象工作者所必須具備之知識。

亞洲南部與西太平洋區域之季風研究工作，以印度與我國爲最早，其他有關國家均少有貢獻。目前吾人對於此一區域夏季季風之研究，係以印度與我國及少數歐美氣象學者已得到之結果爲基礎，所知仍感極爲有限。但吾人可由此中發掘更多之新穎問題，以作爲未來研究之目標。相信不久之將來，必將有迅速之發展。

作者 (1970) 過去對於亞洲南部與西太平洋之夏季季風曾提出若干問題，如西太平洋副熱帶高壓中心移動與臺灣區域東南季風之變化，以及亞洲南部與西太平洋熱帶東風噴射氣流與臺灣區域颱風活動之關係等，在本文中仍未獲致任何程度之解答。其他類似之問題尚多，不勝一一枚舉。由此可見，吾人對於亞洲南部分區之夏季季風問題雖已有較充分之瞭解，但對於亞洲東南部與西太平洋兩個分區夏季西南與東南兩種季風活動之交互關係，甚至於夏季西南與東南兩種季風與冬季東北季風三者活動之交互關係，以及夏季季風期間若干移動性之低壓系統，如副熱帶氣旋與熱帶氣旋等問題，均有待於積極之研究，而臺灣地區恰爲此等研究問題之焦點。欲明瞭此一複雜機構之全部作用，端視今後吾人繼續不斷之努力。

參考文獻

1. Riehl, H., Tropical Meteorology, McGraw-Hill, New York, 1954.
2. Flohn, H., Large-scale Aspects of the Summer Monsoon in South and East Asia, 75th Anniversary Volume of the Journal of the Meteorological Society of Japan, 1957.
3. Dao, Sh.-y. and L. Sh. Chen, The structure of General Circulation over Continent of Asia in Summer, 75th Anniversary Volume of the Journal of the Meteorological Society of Japan, 1957.
4. Koteswaram, P., The Easterly Jet stream in the Tropics, Tellus, 10, 1, 1958.
5. Flohn, H., Monsoon Winds and General Circulation, in Monsoons of the World, Hind Union Press, New Delhi, 1960.
6. Flohn, H., Recent Investigation on the Mechanism of Summer Monsoon of Southern and Eastern Asia, in Monsoon of the World, 1960.
7. Malurkar, S. L., Monsoon of the World-Indian Monsoon, in Monsoon of the World, 1960.
8. Koteswaram, P., The Asian Summer Monsoon and the General Circulation over the Tropics, in Monsoon of the World, 1960.
9. Koteswaram, P., and C. A. George, A Case Study of a Monsoon Depression in the Bay of Bengal, in Monsoon of the World, 1960.
10. Ananthakrishnan, R. and K. L. Bhata, Tracks of Monsoon Depressions and their Recurvatures towards Kashmir, in Monsoon of the World, 1960.
11. Kurashima, A., Studies on the winter and Summer Monsoon in East Asia Based on Dynamic Concepts, The Geophysical Magazine, The Japan Meteorological Agency, 34, 145-235, 1968.
12. Ramage, C. S., Monsoon Meteorology, Academic Press, New York, 1971.
13. 戚啓勳, 臺灣之梅雨期, 氣象學報十卷二期, 五十三年六月。
14. 戚啓勳, 臺灣之雨量分析, 氣象學報十五卷三期, 五十八年九月。
15. 陳毓雷, 論熱帶風暴孕育發之氣象條件, 氣象學報十五卷四期, 五十八年十二月。
16. 王時鼎, 論臺灣之梅雨, 氣象預報與分析四十四期, 五十九年八月。
17. 戚啓勳, 東亞大氣環流研究, 颱風預報研習會教材第一號, 臺灣省氣象局, 五十九年十月。
18. 萬寶康, 亞洲區域噴射氣流之特性及其對於臺灣天氣變化之影響, 氣象學報十六卷四期, 五十九年十二月。
19. 萬寶康, 亞洲南部與西太平洋之冬夏季風及其交替, 氣象學報十七卷四期, 六十年十二月。

民國六十一年臺灣颱風農業災害之研究

張 月 娥

The Damage to Agricultural Products Caused by Typhoons in Taiwan, 1972.

Chang Yeuch-ngo

Abstract

During 1972, there were 30 tropical cyclones in the northwestern Pacific Ocean and 10 of them developed into typhoons. Fortunately, no typhoon center hit this Island. However, on August 17, typhoon "BETTY" moved northwestward near the northern coast of Taiwan. Its moist southwest-current Produced heavy rainfall over Taiwan, This caused the eruption of a mountainous flood in the north-central Taiwan and caused great damage to agriculture, amounting to more than NT 145,892,000 in all: paddy rice, more than NT 46,687,000; vegetables, more than NT 46,671,000; bananas, mere than NT 23,358,000; fruit trees, more than NT 22,804,000; miscellaneous food, more than 4,551,000; and sugar cane, more than NT 1,820,000.

The central part of Taiwan was the area of greatest damage. The value of damage there was about NT 82,980,000 or 57% of the Taiwan total. The lesser damaged areas included the northern part of Taiwan, with damage of about NT 58,539,000, or 40%; Chai-Nan regions, with NT 2,798,000, nearly 2%; southern Taiwan, eastern Taiwan and Peng-hu Island with only about NT 1,585,000 or 1%.

一、前 言

本年度在北太平洋發生之颱風共30次，其中迫近本省海面，預期有進襲可能而由本局發佈颱風警報者，僅有四次，且颱風中心均未登陸，故對本省農業之影響較往年為輕。第一次為中度颱風蘇珊（Susan），在東沙島海面向東北進行，進入臺灣海峽南部後，威力減弱成為輕度颱風，在汕頭附近登陸，對本省天氣略有影響，尤其南部地區發生豪雨及海水倒灌之現象，幸情形不嚴重，災害輕微。第二次為中度颱風莉泰（Rita），在本省東北方海面滯留十餘小時後打轉，向東北東方進行，逐漸遠離本省，當其滯留時，帶給本省北部大量雨量，幸未造成災害，當其離開本省北部海面時，却使臺灣南部的大股西南氣流跟着向陸上推進，連日豪雨，致高屏地區，山洪暴發，海水倒灌。

據警務處二十三日下午九時止之莉泰颱風災情統計，損失輕微（註一）。第三次為輕度颱風溫妮（Winnie），在琉球宮古島附近海面向西北西進行，掠過本省北部海面，由馬祖北方進入大陸，本颱風帶給本省北部及東部局部性豪雨，幸未造成災害。第四次為強烈颱風貝蒂（Betty），當其中心位置最接近本省北部時（八月十七日 02 時在臺北北東方約 100 公里之海面上），威力已減弱成為中度颱風，颱風範圍籠罩全省，風力受大屯山屏障而不大，雨量因高山阻障而降豪雨，使山區山洪暴發、山崩路坍、堤岸沖毀，農地流失；低窪地區水田流失埋沒或浸水，濱海地區海水倒灌。據警務處防颱救災中心十七日下午發佈之貝蒂颱風災情報導：死傷 19 人，失蹤 2 人，房屋倒塌：全倒 148 間，半倒 94 間，災民八千餘人，堤防沖

註一：警務處防颱救災中心發表，中央日報民國六十一年七月二十四日版。

毀 1533 公尺(註二)。農業災害之損失，彙計各縣市提供之「貝帶颱風農業災害報告表」結果，全省估計損失新臺幣一億四千五百八十九萬餘元(註三)，以本省中部五縣市損失最為嚴重，估計損失新臺幣八千二百九十八萬餘元，佔全省損失總額 57 %。其次為本省北部五縣市，估計損失新臺幣五千八百五十三萬餘元，佔損失總額 40 %。嘉南三縣市損失二百七十九萬餘元，佔損失總額 2 % 弱。其他高雄縣估計損失新臺幣一百二十七萬餘元，臺東縣估計損失十五萬餘元，澎湖縣估計損失十三萬餘元，三縣共計損失一百五十八萬餘元，佔損失總額 1 % 強。而雲林縣、屏東縣及花蓮縣則全無農業災害損失。全省農作物受害面積最大者為水稻田，計流失、埋沒及浸水之面積達一萬餘公頃，由於損害成數不等，折合實害面積(換算面積)為三千零七十七公頃，估計損失新臺幣四千六百六十八萬餘元，佔全省農作物損失總額 32 % 強；其次為蔬菜，估計損失新臺幣四千六百六十七萬餘元，亦佔損失總額 32 %；香蕉損失新臺幣二千三百三十五萬餘元，佔損失總額 16 %，以南投縣最為嚴重，達一千八百四十二萬餘元；其他如：柑桔、梨樹因豪雨而落果，瓜類因流失、浸水嚴重，據估計共損失新臺幣二千二百八十萬餘元，亦佔損失總額 16 %；雜作如甘薯、落花生、玉米等損失，估計達新臺幣四百五十五萬餘元，佔損失總額 3 %；甘蔗，因本颱風風力不大，故損失最為輕微，估計損失新臺幣一百八十二萬餘元，僅佔全省農業損失總額 1 % 而已。

二、進襲本省颱風之概述

本年度颱風侵入本省海面而有進襲可能者共有四次。第一次為本年度第 8 號颱風蘇珊(Susan)，七月十一日 14 時之中心位置在東沙島西北方約 80 公里之海面上向東北進行，逐漸接近臺灣海峽南部，本局立刻發佈本年度第一次第 1 號海上颱風警報，六小時後，其中心位置已進至東沙島北方約 100 公里之海面上，繼續向東北進行，本局遂於七月十一日 22 時發佈本年度第一次海上陸上颱風警報。十二日 02 時颱風之中心位置在東沙島北方約 110 公里之海面上，繼續向東北進行，但威力已逐漸減弱，六小時後之中心位置在汕頭東南方約 80 公里之海面上向台北東方進行，颱風威力繼續減弱，十二日 20 時之中心位置在汕頭東南方約 100 公里之海面向東北緩慢進行，威

力仍繼續減弱中，對本省中南部之威脅已減小，本局遂於十三日 10 時 40 分發佈本年度第一次解除颱風警報。第二次為本年度第 7 號颱風莉泰(Rita)，七月廿二日 08 時之中心位置在那霸西北方約 220 公里之海面上向西南西進行，逐漸接近本省北部海面，本局遂於當日 11 時發佈第二次海上颱風警報，六小時後颱風中心位置已在臺北東北方約 500 公里之海面上向西南進行，本局遂於 15 時 20 分發佈本年度第二次海上陸上颱風警報。七月二十三日 02 時颱風中心之位置在臺北東北方約 350 公里海面上，受另一颱風蒂絲(Tess)影響，移動緩慢，在本省東北方海面近似滯留打轉，十二小時後仍在臺北東方約 340 公里之海面上打轉，二十三日 20 時之中心位置在臺北東方海面 400 公里處繼續打轉，七月二十四日 02 時之颱風中心位置在臺北東方約 500 公里之海面上，向東北東進行，逐漸遠離本省。本局於當天 10 時 20 分發佈本年度第二次解除颱風警報。第三次為本年度第 11 號颱風溫妮(Winnie)，於八月一日 02 時由熱帶性低氣壓發展為輕度颱風，在琉球宮古島附近海面，向西北西迅速進行，本局於八月一日 08 時發佈第三次海上颱風警報。六小時後颱風中心已在彭佳嶼東北方約 70 公里之海面上，繼續向西北西進行，當日 20 時之中心位置已抵基隆西北方 110 公里海面上，仍向西北西進行，二日 05 時之中心位置已在馬祖東北方約 90 公里之海面上將進入大陸，本局遂於 06 時發佈第三次解除颱風警報，此颱風半徑很小，風力不大，對本省未造成威脅，故一直沒有發佈陸上颱風警報。第四次為本年度第 13 號颱風貝蒂(Betty)，八月十四日 20 時颱風中心位置雖遠在臺北東南方約 1050 公里之海面上，但因其向西北西進行，逐漸接近本省海面，且因係強烈颱風，故本局於 21 時 30 分發佈第四次海上颱風警報。十五日 08 時颱風之中心位置已至臺北東南方約 800 公里之海面上，繼續向西北西進行，本局遂於當日 09 時 30 分發佈本年度第三次海上陸上颱風警報。十五日 20 時颱風中心在本省東方海面繼續向西北西進行，直趨本省東部。十六日 02 時之中心位置在臺北東南方約 500 公里之海面上，稍轉西北進行，六小時後中心位置在臺北東南方約 420 公里之海面上繼續向西北進行，本省東部已進入暴風圈，十六日 20 時之中心位置在臺北東北東方約 190 公里之海面上，威力減弱，成為中度颱風，繼

註二：中國時報，民國六十一年八月十八日版。

註三：估計損失金額，係各縣市政府依颱風過境後農作物損失情況及當時時價之估計，以下相同。

續向西北進行。十七日 02 時之中心位置在臺北東北東方約 100 公里之海面上，仍向西北進行，颱風威力及範圍逐漸減小，十七日 08 時之中心位置在臺北北方約 130 公里之海面上，繼續向西北進行，颱風威力繼續減弱，範圍縮小，14 時之中心位置在馬祖東北東方約 110 公里之海面上，仍向西北進行，逐漸遠離本省，本局於十七日 14 時 30 分發佈本年度第四次解除颱風警報。

三、颱風農業災害之分析

由上所述，第一次颱風蘇珊及第二次颱風莉泰，對本省天氣均有影響，且均曾引起本省南部發生豪雨及海水倒灌，惟農業損失輕微。第三次颱風溫妮掠過本省北部海面時，使本省東北部發生局部性豪雨，未

造成農業災害。第四次颱風貝蒂，當其掠過本省北部海面時，因其暴風圈籠罩全省，使本省北部及中部山區發生多量豪雨，造成農業災害。

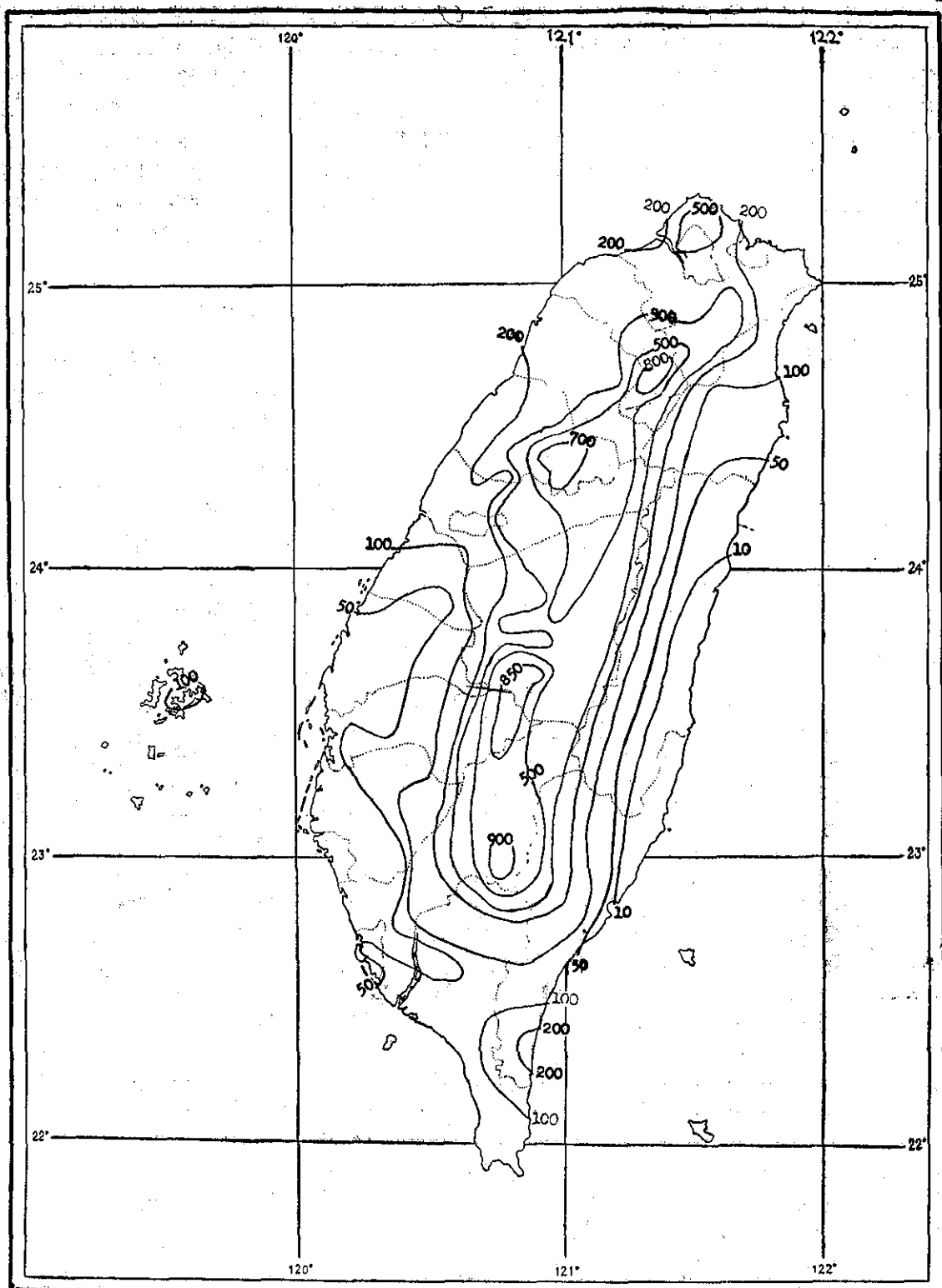
強烈颱風貝蒂（暴風半徑 400 公里，中心最大風速每秒 65 公尺），於八月十六日 08 時由本省東部海面，經東北部海面，於十七日 02 時進入本省北部海面，全省均在其暴風圈範圍內，本省北部及全省山區，豪雨竟日，致釀成災害。茲將貝蒂颱風之風力及雨量分佈，分析於下：

(一) 貝蒂颱風風力分佈

本颱風中心最接近本省時，威力已減弱成為中度颱風，且受大屯山阻當，除外島之彭佳嶼與蘭嶼外，各地之風速均不大，茲列表於下：

表一：民國六十一年八月十七日貝蒂颱風各地之風速風向表

站 名	海 拔 (公尺)	瞬間風向風速 (m/s)			最 大 風 向 風 速 (m/s)				平均風速每秒 ≥ 10 公尺時間							
		風速	風向	發生時間	風速	風向	發生時間	蒲福氏 風級名稱	日	時	風向	至	日	時	風向	合 計
彭佳嶼	99.0	54.0	WSW	17日04時10分	50.7	WSW	17日04時20分	15級 颶風	15	20	NNE	—	19	23	SSE	88小時
鞍 部	836.2	—	—	—	32.5	NNW	16日18時30分	11" 狂	16	08	NNW	—	17	11	SSE	23小時
竹子湖	600.0	—	—	—	15.0	NNW	16日17時00分	7" 疾	16	17	NNW	—	17	09	S	10小時
淡 水	19.0	28.0	W	17日04時30分	26.3	W	17日04時30分	10" 暴	16	14	NNE	—	17	09	WSW	14小時
基 隆	3.4	38.1	SSW	17日05時03分	21.0	SSW	17日05時00分	9" 烈	16	05	N	—	17	11	SSW	29小時
臺 北	8.0	29.3	WSW	17日04時00分	16.2	WSW	17日04時10分	7" 疾	16	19	NW	—	17	08	WSW	14小時
文 山	24.4	—	—	—	16.5	WSW	16日22時20分	7" 疾	16	18	W	—	17	08	SSW	15小時
宜 蘭	7.4	21.4	W	16日21時12分	16.7	W	16日21時20分	7" 疾	16	15	NW	—	16	22	W	4小時
金六結	9.5	21.9	W	16日21時26分	19.0	W	16日21時26分	8" 大	16	21	WNW	—	16	24	WSW	4小時
新 竹	32.8	20.7	W	17日03時15分	13.3	W	17日03時20分	6" 强	16	13	N	—	17	06	SW	12小時
臺 中	83.8	20.1	N	16日14時28分	12.2	N	16日15時00分	6" 强	16	13	N	—	16	21	NNW	6小時
日月潭	1014.8	—	—	—	12.5	W	17日10時00分	6" 强	17	04	W	—	17	10	W	2小時
嘉 義	26.8	21.6	NW	16日18時32分	13.5	NW	16日18時30分	6" 强	16	11	NNW	—	16	20	NW	8小時
阿里山	2406.1	17.0	WNW	17日00時35分	13.0	WNW	17日00時40分	6" 强	16	24	WNW	—	17	04	WNW	5小時
玉 山	3850.0	—	—	—	18.2	WNW	17日01時25分	8" 大	16	13	NW	—	20	22	SE	60小時
臺 南	12.7	21.5	NW	16日12時13分	10.7	NW	16日14時03分	5" 清	16	14	NW	—	16	14	NW	1小時
永 康	11.0	16.7	NNW	16日13時05分	12.7	NNW	16日13時00分	6" 强	16	14	WNW	—	16	15	WNW	2小時
高 雄	29.1	25.0	WNW	17日01時42分	14.5	WNW	17日01時00分	7" 疾	16	14	NW	—	17	12	WSW	16小時
澎 湖	9.4	19.0	WSW	17日22時42分	13.2	N	16日06時32分	6" 强	16	01	N	—	17	21	SSW	18小時
東吉島	45.5	24.0	SSW	17日21時10分	15.7	SSW	17日21時00分	7" 疾	15	14	N	—	19	20	S	97小時
恆 春	22.3	22.8	NW	16日15時32分	15.5	NW	16日10時00分	7" 疾	16	10	NW	—	16	21	WNW	12小時
大 武	7.6	19.5	SSW	17日07時05分	12.0	SSW	17日16時40分	6" 强	17	11	SSW	—	17	12	SSW	2小時
臺 東	8.9	17.6	SW	16日20時08分	10.8	S	17日12時00分	6" 强	17	12	SSW	—	17	12	SSW	1小時
蘭 嶼	323.3	51.6	SW	16日20時30分	39.2	SW	16日21時40分	13" 颶	16	14	NW	—	19	02	SW	61小時
新 港	36.5	25.3	SSW	17日05時30分	20.2	SSW	17日05時15分	8" 大	16	23	SW	—	19	17	S	43小時
花 蓮	17.6	14.1	NNE	16日00時10分	7.3	NNE	16日00時10分	4" 和	—	—	—	—	—	—	—	—



0 10 20 30 40 50 100 Km

貝蒂颱風雨量分佈圖

由上表可見本颱風期間，不論瞬間風速抑最大風速，本省北部均較南部為大，彭佳嶼瞬間風速每秒 54.0m/s，而蘭嶼為 51.6m/s；基隆為 38.1m/s，而高雄為 25.0m/s；臺北為 29.3m/s，而臺南為 21.5m/s；淡水為 28.0m/s，而恆春為 22.8m/s。各地十分鐘平均最大風速，亦以近颱風中心之彭佳嶼 50.7m/s 為最大，蘭嶼次之為 39.2m/s，鞍部之 32.5m/s 又次之，淡水之 26.3m/s 再次之。基隆為 21.0m/s，新港為 20.2m/s，臺北為 16.2m/s，除玉山外，臺北以南各地均在七級風以下。以花蓮最小，每秒僅有 7.3 公尺，是四級和風。

若風速每秒超過 10 公尺 ($\geq 10\text{m/s}$) 時，植物即發生機械（落葉、折枝或倒伏）之害，由上表可知本省籠罩在強風 ($\geq 10\text{ms}$) 吹襲之時間頗長，尤以高山離島為甚。東吉島強風吹襲時間最長，達 97 小

時，彭佳嶼 88 小時次之，蘭嶼 61 小時又次之，玉山 60 小時更次之，新港為 43 小時，基隆為 29 小時，鞍部為 23 小時，澎湖為 18 小時，高雄為 16 小時，臺北、淡水各為 14 小時，新竹、恆春各為 12 小時，嘉義 8 小時，臺中 6 小時、臺南、臺東各為 1 小時，花蓮則在本颱風期間未有超過 10m/s 者。故本颱風之農業災非由風害所引起（高山離島非農業區）。

(二) 貝蒂颱風雨量分佈

本颱風挾帶之豪雨，集中於高山地帶以及本省北部平地，而中央山脈東、西兩側之丘陵地區及沿海平地則降水甚少。茲將本局各測候所及各地民用氣象站八月十六、十七、十八三日之降水紀錄整理、統計、列表（表二）並繪製雨量圖如下：

表二、民國六十一年八月十七日貝蒂颱風各地之降水紀錄

站 名	海 拔 (公尺)	降 水 量 (公厘)				一時間最大降水量			一時間降水超過十公厘之時間		
		16日	17日	18日	合 計	公 厘	日	時	起	止	合 計 (小時)
* 彭佳嶼	99.0	32.9	176.0	6.3	215.2	25.9	17	04.20—05.20	17日04時—17日10時		7
* 鞍 部	836.7	479.7	51.3	7.0	538.0	41.0	17	06.00—07.00	16日13時—17日10時		19
* 竹 子 湖	600.0	335.2	298.6	4.3	638.1	47.7	16	21.40—22.40	16日14時—17日10時		21
* 淡 水	19.0	66.3	120.0	9.9	196.2	25.1	17	06.00—07.00	16日23時—17日09時		5
* 基 隆	3.4	73.6	112.8	—	186.4	23.0	17	06.00—07.00	16日21時—17日08時		6
* 臺 北	8.0	103.5	105.6	5.2	214.3	16.3	17	03.02—04.02	16日15時—17日07時		8
* 文 山	24.4	179.7	7.7	22.0	209.4	19.8	17	04.00—05.00	16日15時—17日06時		6
龜 山	72.0	172.5	2.4	45.0	219.9						
新 店	250.0	267.2	10.2	35.6	313.0						
烏 來	204.4	335.0	20.0	34.0	389.0						
林 口	250.0	135.2	81.7	38.2	255.1						
* 宜 蘭	7.4	93.6	29.9	—	123.5	13.5	16	18.00—19.00	16日19時—16日19時		1
* 金 六 結	9.5	89.7	23.4	0.8	113.9	20.9	17	18.13—19.13	16日19時—16日20時		2
羅 東	—	52.3	5.4	0.6	58.3						
大 埤	140.0	73.8	1.8	2.6	78.2						
南 澳	55.0	86.0	3.0	—	89.0						
石 門	170.0	343.5	47.2	2.2	392.9						
高 義	650.0	639.1	8.3	4.7	652.1						
霞 雲	500.0	444.9	14.3	3.8	463.0						
巴 稜	1220.0	420.0	6.2	14.3	440.5						
玉 峰	770.0	790.4	10.4	4.3	804.9						
五 峰	850.0	285.0	19.5	1.2	305.7						
竹 林	1000.0	224.4	17.8	—	242.2						
橫 山	550.0	631.2	123.2	4.5	754.9						
橫 屏	688.0	183.8	115.0	1.0	299.8						
尖 石	1978.0	350.0	12.0	2.2	364.1						

平	鎮	17.3	105.5	167.0	19.0	291.5					
* 新	竹	32.8	48.0	202.2	22.0	272.2	30.5	17	08.00—09.00	17日04時—17日13時	10
竹	南	40.0	122.0	65.0	—	187.0					
和	平	960.0	4.8	316.7	15.0	336.5					
后	里	199.0	138.0	61.0	4.2	203.2					
東	勢	370.0	243.0	59.3	1.9	304.2					
清	水	26.0	64.4	70.0	1.2	135.6					
石	岡	320.0	141.2	55.7	3.6	199.5					
新	社	470.0	267.0	46.0	3.0	316.0					
十	文	730.0	1.4	364.0	134.0	499.4					
八	仙	630.0	423.5	100.5	—	521.0					
梧	棲	6.0	45.0	95.2	—	140.0					
* 臺	中	83.8	36.3	111.3	4.5	152.1	17.8	17	04.20—05.20	17日01時—17日08時	6
萬	合	18.5	40.5	10.0	4.9	55.4					
北	斗	32.7	38.2	4.7	3.2	46.1					
竹	塘	11.5	26.3	6.0	7.3	39.6					
溪	洲	33.5	39.1	5.1	4.4	48.6					
二	水	11.1	53.8	15.6	1.6	71.0					
仁	愛	890.0	266.5	45.0	6.0	317.5					
南	投	100.0	176.0	16.0	—	142.0					
* 日	潭	1014.8	46.7	238.3	5.7	290.6	40.8	17	01.00—02.00	16日24時—17日16時	11
魚	池	850.0	242.6	23.9	3.9	270.4					
水	裡	407.0	330.0	25.8	3.5	359.3					
信	義	485.0	302.3	270.4	12.4	585.1					
和	社	987.0	187.6	121.5	4.8	313.9					
鹿	谷	1150.0	430.0	220.0	36.4	686.4					
秀	峰	520.0	183.6	20.1	3.2	206.9					
* 阿	里	2406.0	307.1	488.3	66.2	861.6	59.5	17	17.00—18.00	16日12時—17日24時	29
* 玉	山	3850.0	201.1	226.1	33.4	460.6	39.5	17	14.00—15.00	16日12時—17日21時	18
林	內	121.0	40.3	18.5	0.6	59.4					
虎	尾	24.0	26.4	9.0	12.2	47.6					
斗	南	33.3	33.0	25.3	2.0	60.3					
麥	寮	7.5	22.0	8.5	10.1	40.6					
斗	六	—	37.4	28.1	1.6	67.1					
新	港	13.4	25.8	4.5	15.8	46.1					
蒜	頭	10.0	25.6	3.6	15.1	44.3					
東	石	2.0	7.1	2.2	27.5	36.8					
* 嘉	義	27.8	48.0	22.6	12.3	82.9	10.6	17	23.10—24.00	17日23時—17日24時	1
朴	子	8.5	30.7	3.1	31.3	65.1					
布	袋	2.0	7.3	0.1	26.8	34.2					
白	河	25.0	51.0	7.0	5.1	63.1					
柳	營	13.5	40.2	11.6	17.1	68.9					
鹽	水	8.4	34.3	83	31.0	73.6					
麻	豆	10.0	7.9	3.4	27.1	38.4					
七	股	1.4	9.7	1.3	35.6	46.6					
善	化	12.0	10.7	4.5	17.6	32.8					

安	定	12.0	2.6	0.7	19.0	22.3							
新	化	31.0	16.5	6.0	20.0	42.5							
* 臺	南	12.7	18.2	0.1	17.9	36.2	7.5	16	21.30—22.30	—	—		
* 永	康	11.0	14.8	0.2	21.4	36.4	9.5	16	20.50—21.50	—	—		
照	興	—	92.4	13.5	42.8	148.7							
楠	西	92.0	97.7	9.7	56.4	163.8							
玉	井	54.3	51.0	14.6	49.5	115.1							
六	龜	750.0	192.0	174.0	107.6	473.6							
茂	林	1300.0	244.0	280.0	394.0	918.0							
旗	山	40.3	58.7	15.3	99.9	173.9							
阿	蓮	17.0	8.2	1.4	23.5	33.1							
田	寮	6.0	32.0	12.0	8.0	52.0							
岡	山	16.0	16.5	2.5	25.0	44.0							
仁	武	20.3	11.0	2.5	42.0	55.5							
橋	頭	7.0	12.0	3.0	35.0	50.0							
* 高	雄	29.1	8.3	0.7	21.7	30.7	5.4	16	16.43—17.43	—	—		
小	港	3.6	10.5	3.5	36.0	50.0							
林	園	3.6	7.8	4.7	38.2	50.7							
高	樹	7.6	44.0	14.8	50.3	109.1							
大	漢	1170.0	29.6	87.6	73.8	191.0							
九	如	3.1	5.6	13.5	86.4	105.5							
萬	丹	3.4	2.5	29.6	1.5	33.6							
潮	州	—	25.0	1.7	53.5	80.2							
東	港	3.5	2.3	11.5	46.8	60.6							
* 東	吉	45.5	0.7	2.0	9.3	12.0	4.6	18	16.30—17.30	—	—		
* 恆	春	22.3	24.7	22.1	13.4	60.2	20.3	16	21.56—22.56	16日23時—17日03時	2		
* 大	武	7.6	4.1	144.6	51.6	200.3	42.2	17	08.25—09.25	17日9時—17日12時	3		
太	麻	9.0	2.6	27.4	34.4	64.4							
* 臺	東	8.9	1.0	—	7.9	8.9	2.4	18	09.45—10.45	—	—		
* 蘭	嶼	323.3	—	0.6	2.5	3.1	2.0	18	07.53—08.53	—	—		
* 新	港	36.5	—	3.3	5.2	8.5	2.3	17	10.20—11.25	—	—		
卑	南	166.5	36.0	53.0	61.0	150.0							
里	端	134.9	9.1	21.3	23.5	53.9							
玉	里	133.4	—	—	—	—							
鳳	林	17.6	—	—	—	—							
溪	口	14.0	—	0.2	1.3	1.5							
海	瑞	166.9	3.0	9.3	16.0	28.3							
* 花	蓮	17.6	1.6	0.5	0.8	2.9	0.9	16	00.03—01.03	—	—		
綠	水	41.3	21.9	7.5	15.3	44.7							
光	復	19.0	—	—	2.1	2.1							
* 澎	湖	9.4	3.0	22.7	120.9	146.6	13.5	17	21.48—22.48	17日21時—17日22時	1		

* 爲本局各測候所之紀錄

由上圖表顯示，本颱風降水量之分佈，因受地形影響，北部多於南部，山地多於平地。約可分爲北部多雨區、山地多雨區、西部平原少雨區及東部少雨區四部份：(1)北部多雨區：包括臺北縣、市及新竹、桃

園縣之平地與丘陵地帶，降水量均在 200 公厘以上，因較接近颱風中心，十六日即普降豪雨。尤其大屯山區。鞍部於十六日降水 480 公厘，竹子湖 335 公厘，新店 267 公厘，烏來 335 公厘；十七日繼續豪雨，十

八日因颱風遠離而少雨。(2)山地多雨區：本颱風由本省東部海面經本省東北部海面而至本省北部海面，其所挾帶之水氣受高山阻滯，被迫上升，冷却凝結成豪雨，降落於山區迎風面，尤其在石門水庫上游之雪山山脈，濁水溪上游之阿里山山脈及南部中央山脈。石門水庫上游各地受雪山山脈影響，於八月十六日即降豪雨，石門水庫降水 344 公厘，高義降 639 公厘、霞雲降 445 公厘、巴稜降 420 公厘、玉峰降 790 公厘；十七日因颱風威力減弱而減少，十八日更少，本區三天來所降水量計：石門為 393 公厘，高義為 652 公厘，霞雲為 463 公厘，巴稜為 441 公厘，玉峰為 805 公厘，致石門水庫進水量激增，超過水庫蓄水量而緊急洩洪，造成大漢溪下游之三重、蘆洲、五股、社子等地區嚴重水災。又苗栗縣之橫童山及臺中縣之八仙山降水亦同一形態，十六日橫童山降水 631 公厘，八仙山降 421 公厘，十七日橫童山降水 123 公厘，八仙山降 101 公厘；十八日幾乎無雨，三天共降水橫童山 755 公厘，八仙山 521 公厘，致苗栗及臺中縣山區發生山洪、山崩及田地流失、埋沒之災害。阿里山山脈濁水溪上游地區之降水量，除受颱風之直接影響外，尚受颱風過境後所誘發之西南氣流影響，例如阿里山十六日降水 307 公厘，而十七日降水 488 公厘，十八日降水 66 公厘，三天共降水 861 公厘，致南投縣名間鄉之濁水溪堤防被沖潰，損失嚴重。又南部中央山脈之茂林鄉，十六日降水 244 公厘，十七日降水 280 公厘，而十八日降水 394 公厘，三天共降水 918 公厘，為本颱風期間所有降水紀錄之最多者，致高雄縣屬及臺東縣屬山區鄉鎮，發生田地流失、埋沒災害。(3)西部平原少雨區，因沿海平原，地勢平坦。雖有旺盛西南氣流通過：因少有阻滯，不能發生上升作用，故降水較少，三天之降水量均在 50 公厘以下。(4)東部少雨區：本區因距颱風中心甚遠，且受中央山脈阻障，西南氣流被迫上升，空氣因之膨脹冷却凝結成雨降落於山脈之西側，剩餘氣流越過山脈後，空氣下降而乾燥，故山脈東側不但雨量稀少，臺東鎮且發生焚風現象。本區十六日降水甚少，十七日降水更少，十八日略多，三天之總降水量，花蓮為 2.9 公厘，溪口為 1.5 公厘，光復為 2.1 公厘，玉里、鳳林無雨，臺東 8.9 公厘，新港 8.5 公厘。本颱風「一時間降水超過 10 公厘」之時間，平地以新竹最長達 10 小時，臺北居第二達 8 小時，臺中、文山及基隆均 6 小時，故本颱風之農業災害亦以本省北部及中部較為嚴重。

(三) 貝蒂颱風之農業災害

由以上分析，本颱風雖未登陸本省，但其所攜帶之雨量却極充沛，致本省北部及中部地區，山洪暴發，河川水位暴漲，堤防沖潰，公路坍方，交通斷絕，由新聞報導及各縣市之災情報告，得知本颱風之災情，自宜蘭縣之蘭陽溪以北起，經臺北縣、市、桃園縣、新竹縣、苗栗縣、臺中縣、南投縣至彰化縣等縣市較為嚴重，且均有農田流失、埋沒及浸水之災害，本省東部及南部災害輕微。茲將各縣市提供之「貝蒂颱風農業災害報告表」，整理、統計、歸納，列表（表三）如下：

由表三觀之，本颱風造成之農業災害，為最近數年來颱風農業災害最輕之一年。據估計共損失新臺幣 145,892,000 元。以被害面積言，全省農作物受害面積最大者為水稻田，計流失、埋沒及浸水面積共 10,215.62 公頃，因受害程度不等，換算面積（實害面積）為 3,070.32 公頃，估計損失金額達 46,687,000 元，佔全省農作物損失總額 32 % 強。以被害程度而言，全省農作物受害程度較烈者為蔬菜，計流失、埋沒及浸水之蔬菜園圃達 3,126.00 公頃，折實害面積為 1,559.45 公頃，估計損失新臺幣達 46,671,000 元，亦佔全省農作物損失總額 32 %。香蕉因山洪暴發，致蕉園流失，埋沒或蕉身倒伏之面積共達 7,674.10 公頃，折實害面積 935.75 公頃，以南投縣最為嚴重達 767.90 公頃。估計損失新臺幣 23,358,000 元，佔損失總額 16 % 強。青果因柑桔梨樹等受山洪沖刷而倒伏，因雨害而落果，瓜類因浸水而腐爛，被害面積共計 2,975.20 公頃，折實害面積 787.24 公頃，估計損失新臺幣 22,804,000 元，亦佔損失總額 16 % 弱。甘藷、落花生及玉米等雜作亦受流失、埋沒、浸水影響，被害面積 1,426.35 公頃，折實害面積 304.76 公頃，估計損失新臺幣 4,550,000 元，佔損失總額 3 %。本颱風因風速不大，故甘蔗損失最輕微，估計損失新臺幣 1,820,000 元，僅佔損失總額 1 % 而已。由受災區而言，以本省中部最為嚴重，茲分述於下：

北部地區：本區包括臺北市、臺北縣、桃園、新竹及宜蘭等五縣市。強烈颱風貝蒂在本省東北部海面時，因距離本區較遠，影響較輕；經本省北部海面時，距離雖近，但威力已減弱成為中度颱風，且風速受大屯山影響而不大，其挾帶之水氣却受高山影響降為豪雨，致水稻流失、埋沒面積達 596.80 公頃，折實害面積達 525.80 公頃，佔全省水稻總流失、埋沒面積 36.7 %，以新竹縣最為嚴重達 359.28 公頃。水稻浸水面積達 4,718.49 公頃，折實害面積為 1,195.44 公頃，

表三、民國六十一年八月十七日貝帶颱風農業災害損失表

作物別 被害程度 地點	水 稻				甘 蔗				其 他 作 物 △				香 蕉				青 果 *				蔬 菜				估計損失總額 (元)	備 註	
	被害面積 (公頃)	被害程度 %	換算面積 (公頃)	估計損失金額 (元)	被害面積 (公頃)	被害程度 %	換算面積 (公頃)	估計損失金額 (元)	被害面積 (公頃)	被害程度 %	換算面積 (公頃)	估計損失金額 (元)	被害面積 (公頃)	被害程度 %	換算面積 (公頃)	估計損失金額 (元)	被害面積 (公頃)	被害程度 %	換算面積 (公頃)	估計損失金額 (元)	被害面積 (公頃)	被害程度 %	換算面積 (公頃)	估計損失金額 (元)			
臺 北 市	606.89	68.5	415.59	6,233,850	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	496.00	19.6	97.20	1,749,600	342.00	74.0	253.00	6,126,000	14,109,450	水田浸水，中有 330.89公頃無法種植	
臺 北 縣	2,417.79	23.9	578.34	5,490,761	—	—	—	—	—	—	—	—	12.00	38.0	4.65	89,535	—	—	—	—	868.00	60.2	523.00	18,305,000	23,885,296	水稻田流失埋沒 83.69 公頃	
桃 國 縣	209.38	55.6	116.38	465,520	—	—	—	—	5.00	45.0	2.25	41,175	27.00	42.2	11.40	146,400	42.00	9.0	3.80	137,500	151.20	45.1	67.12	3,582,440	4,373,035	水稻田流失埋沒 80.88 公頃	
新 竹 縣	774.88	51.1	395.78	6,728,260	—	—	—	—	37.55	88.0	32.95	1,812,200	—	—	—	—	149.50	40.0	59.80	956,800	67.50	80.0	54.00	1,539,000	11,036,260	水稻流失埋沒 359.28公頃 甘藷埋沒 28.35 公頃	
宜 蘭 縣	2,065.05	14.0	289.00	3,901,500	—	—	—	—	2.80	100	2.80	27,750	—	—	—	—	212.00	5.0	10.60	381,600	78.50	35.0	27.48	824,400	5,135,250	水稻埋沒流失 1.95公頃。甘藷、花生流失埋沒 2.80公頃	
苗 栗 縣	1,379.54	42.8	590.24	9,434,394	—	—	—	—	484.00	19.2	92.90	652,873	—	—	—	—	605.70	13.3	82.00	1,795,969	124.60	58.4	72.75	898,534	12,781,770	農田流失埋沒 625.44公頃	
臺 中 市	0.30	50.0	0.15	3,750	—	—	—	—	—	—	—	—	150.00	5.0	7.50	180,000	—	—	—	—	80.00	15.0	12.00	43,200	226,950	浸水	
臺 中 縣	298.85	80.0	238.20	4,230,431	—	—	—	—	43.00	30.2	13.00	123,240	225.00	26.2	59.00	1,475,000	305.00	38.0	117.00	9,360,000	389.00	26.2	102.00	1,224,000	16,412,671	水稻田流失埋沒 234.99公頃 玉米、花生流失 17 公頃	
彰 化 縣	2,297.00	13.3	306.00	7,344,000	13.00	23.0	3.00	22,500	98.00	69.6	62.00	673,900	557.00	6.1	34.00	2,040,000	581.00	51.6	300.00	3,852,000	989.00	43.6	431.00	13,242,000	27,174,400	水稻田流失埋沒 7.0公頃 甘藷流失 5.0 公頃	
雲 林 縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	一本颱風無農業災害
南 投 縣	128.34	98.7	126.72	2,661,120	20.00	10.0	2.00	130,000	185.00	10.0	18.50	312,000	6,371.60	12.9	767.90	18,429,600	283.00	35.0	101.00	4,040,000	30.00	41.3	12.40	812,000	26,384,720	水稻田流失埋沒 126.72公頃 香蕉園流失埋沒 15.60 公頃	
嘉 義 縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	98.00	5.0	4.90	102,900	—	—	—	—	—	—	—	—	—	102,900	強風八小時，致香蕉倒伏
臺 南 市	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	一本颱風無農業災害
臺 南 縣	—	—	—	—	590.06	3.2	18.60	937,440	300.00	15.0	45.00	688,500	182.50	1.9	35.70	553,350	298.00	5.0	14.94	515,450	—	—	—	—	—	2,694,740	—
高 雄 市	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	一本颱風損失輕微
高 雄 縣	25.00	22.0	5.50	49,116	386.00	3.0	13.08	730,162	41.00	60.0	24.60	95,244	51.00	21.0	10.70	341,216	—	—	—	—	5.00	70.0	3.50	63,000	1,278,738	蔬菜園流失 3.5 公頃	
屏 東 縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	一本颱風未造成災害
臺 東 縣	12.60	66.6	8.40	144,480	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.20	100	1.20	12,048	156,528	水稻田流失埋沒 8.4 公頃 蔬菜園流失埋沒 1.0 公頃	
花 蓮 縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	一本颱風未造成災害
澎 湖 縣	—	—	—	—	—	—	—	—	230.00	4.6	10.70	123,840	—	—	—	—	3.00	30.0	0.90	15,750	—	—	—	—	—	139,590	豪雨致低窪地淹水
合 計	10,215.62	30.0	3070.32	46,687,182	1,009.00	3.6	36.68	1,820,102	1,426.35	21.0	304.70	4,550,722	7,674.10	12.2	935.75	23,358,001	2,975.20	26.5	787.24	22,804,669	3,126.00	42.0	1,559.45	46,671,622	145,892,298	—	

△ 包括：甘藷、落花生、玉米、紅豆、樹薯、茶。

* 包括：柑桔、梨、瓜類。

表四：民國六十一年八月十七日貝蒂颱風農作物流失埋沒及浸水面積表

	海水倒灌面積	換算面積	水稻流失埋沒面積	換算面積	水稻田浸水面積	換算面積	蔬菜流失埋沒面積	換算面積	蔬菜園浸水面積	換算面積	△其他作物流失浸水面積	換算面積	香蕉流失浸水面積	換算面積	*青果流失埋沒浸水面積	換算面積	備註
臺北市	—	—	—	—	606.89	415.59	—	—	342.00	253.00	—	—	—	—	496.00	97.20	由風害造成之倒伏、落果或風折面積不計算在內。
臺北縣	—	—	103.79	83.69	1,557.00	422.80	—	—	868.00	523.00	—	—	—	—	—	—	
桃園縣	2.00	2.00	80.88	80.88	126.50	33.50	—	—	151.20	67.12	5.00	2.25	27.00	11.40	42.00	3.80	
新竹縣	—	—	409.88	359.28	365.00	36.50	—	—	67.50	54.00	37.55	32.95	—	—	—	—	
宜蘭縣	—	—	1.95	1.95	2,063.10	287.05	—	—	78.50	27.48	2.80	2.80	—	—	212.00	10.60	
小計	2.00	2.00	596.50	525.80	4,718.49	1,195.44	—	—	1,507.20	924.60	45.35	38.00	27.00	11.40	750.00	111.60	
苗栗縣	—	—	532.54	532.54	847.00	57.70	—	—	124.60	72.75	—	—	—	—	—	—	
臺中市	—	—	—	—	0.30	0.15	—	—	80.00	12.00	—	—	150.00	7.50	—	—	
臺中縣	—	—	251.85	234.99	47.00	3.21	—	—	389.00	102.00	43.00	13.00	—	—	5.00	4.00	
彰化縣	—	—	7.00	7.00	2,290.00	299.00	—	—	989.00	431.00	85.00	62.00	—	—	297.00	252.00	
雲林縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
南投縣	—	—	128.34	126.72	—	—	4.00	3.40	30.00	12.40	—	—	15.60	15.60	2.00	1.00	
小計	—	—	919.73	901.25	3,184.30	360.00	4.00	3.40	1,612.60	630.15	128.00	75.00	165.60	23.10	304.00	257.00	
嘉義縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
臺南市	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
臺南縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
小計	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
高雄市	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
高雄縣	—	—	—	—	25.00	5.00	5.50	3.50	—	—	41.00	24.60	—	—	—	—	
屏東縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
小計	—	—	—	—	25.00	5.50	5.00	3.50	—	—	41.00	24.60	—	—	—	—	
臺東縣	—	—	12.60	8.40	—	—	1.20	1.20	—	—	—	—	—	—	—	—	
花蓮縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
小計	—	—	12.60	8.40	—	—	1.20	1.20	—	—	—	—	—	—	—	—	
澎湖縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	230.00	10.70	—	—	3.00	0.90	
合計	2.00	2.00	1,528.83	1,435.45	7,927.78	1,561.00	10.20	8.10	3,119.80	1,554.75	444.35	148.30	192.60	34.50	1,057.00	369.50	

* 包括：柑桔、梨、西瓜、洋香瓜

△ 包括：玉米、落花生、甘藷、甘蔗、紅豆、茶

佔全省水稻浸水總面積 76.6%，以臺北縣最爲嚴重達 422.80 公頃。蔬菜浸水面積達 1,507.20 公頃，折實害面積 924.60 公頃，佔蔬菜浸水總面積 59.5%。其他如甘藷等雜作實害面積 38 公頃，香蕉流失、埋沒、浸水實害面積爲 11.40 公頃，青果流失、埋沒及浸水實害面積達 111.60 公頃，又桃園縣海水倒灌 2 公頃（表四），連同地上作物之損失，估計新臺幣 58,539,000 元，佔全省損失總額 40 %。

中部地區：本區包括苗栗縣、臺中市、臺中縣、彰化、雲林及南投縣等六縣市。因本區爲後龍溪、大安溪、大甲溪、大肚及濁水溪之出海口，而各溪上游山區猛降豪雨，致山洪暴發，造成山崩，據報載：達見水壩宿舍因山崩造成四人死亡，四人受傷之慘劇（註四）。使水稻流失、埋沒面積達 919.73 公頃，折實害面積 901.25 公頃，佔此次颱風全省水稻流失埋沒面積 62.8%。以苗栗縣最爲嚴重，實害面積達 532.54 公頃，臺中縣次之達 234.99 公頃。水稻及其他作物浸水部份，因本區平地降水量不多，尤其雲林縣，故本區浸水範圍，僅限於溪河附近及沿海低窪地區，受溪水氾濫及海水倒灌影響而浸水。水稻浸水面積達 3,184.30 公頃，折實害面積爲 360 公頃，以彰化縣之 299 公頃最爲嚴重（註五）。蔬菜浸水面積達 1,612.60 公頃，折實害面積爲 630.15 公頃，佔蔬菜浸水總面積 40.5%，亦以彰化縣最爲嚴重達 431 公頃。玉米、落花生等雜作，損失 75 公頃，香蕉流失、埋沒及浸水實害面積 23.10 公頃；青果流失、埋沒及浸水實害面積 257 公頃，以彰化縣之 252 公頃最爲嚴重，因屆時適值彰化縣瓜類出產旺季。綜上估計共損失新臺幣 82,980,000 元，佔全省損失總額 57 %，而雲林縣則無農業災害。

嘉南地區：本區包括嘉義縣、臺南縣及臺南市。曾文溪上游之阿里山山脈受本颱風及西南氣流影響，自十六日即降豪雨（阿里山十六日降水 307 公厘，十七日 488 公厘、十八日 66 公厘），至十九日始放晴，幸平地少雨，故除曾文溪附近受災外，其他地區災害不大，估計嘉義及臺南兩縣，共損失新臺幣 2,797,000 元，佔全省損失總額 2 % 弱。

高屏地區：本區包括高雄縣、市及屏東縣。本區雖遠離颱風中心，但受南部中央山脈豪雨影響（茂林

十六日降水 244 公厘，十七日降水 280 公厘，十八日最多達 394 公厘，共達 918 公厘），致高雄縣山區鄉鎮發生農業災害，估計損失新臺幣 1,278,000 元，尚不及全省農業損失總額 1 %，而屏東縣及高雄市則無農業災害發生。

東部地區：包括臺東及花蓮兩縣。本颱風期間東部降水極少，風力又不大，除臺東縣之關山鎮與達仁鄉受南部中央山脈豪雨影響，發生水稻及蔬菜流失、埋沒災害外，其他各地區無災害發生，估計該兩鄉鎮損失新臺幣 156,000 元。

澎湖縣因受本颱風誘發西南氣流豪雨影響，致部份鄉鎮低窪地積水受災，估計損失新臺幣 139,000 元。

四、結 論

今年本省得天獨厚，太平洋所發生之 30 次颱風中，均未登陸，惟強烈颱風貝蒂由本省東北部海面經本省北部海面時，其所挾帶之水蒸氣受雪山山脈、中央山脈及阿里山山脈阻障，被迫上升，冷卻凝結成雨，降落於迎風坡，致本省北部五縣市之平地與山區普降豪雨，各河川下游水位高漲，引起海水倒灌，造成農作物流失、埋沒及浸水災害，估計損失新臺幣 58,539,000 元，佔全省農作物損失總額 40 %。本省中部六縣市，因山區猛降豪雨，發生山洪與山崩，致山地農作物受流失、埋沒之災，平地農作物受浸水之害，估計損失新臺幣 82,980,000 元，佔損失總額 57 %。嘉南地區因阿里山山脈豪雨，而平地少雨，損失輕微，估計損失新臺幣 2,797,000 元，佔損失總額 2 %。高屏及本省東部地區，因受南部中央山脈連續三天豪雨影響，山地鄉鎮發生水稻、蔬菜流失及埋沒之災害，前者估計損失新臺幣 1,278,000 元，佔損失總額 1 % 弱，後者因位於背風坡，乾旱少雨，僅關山鎮及達仁鄉發生災害，估計損失新臺幣 156,000 元，佔損失總額 0.1 %。澎湖縣因受西南氣流豪雨影響，窪地烟田積水，致甘藷、落花生及洋香瓜發生災害，估計損失新臺幣 139,000 元。全省總共損失新臺幣 145,892,000 元，而雲林縣、臺南市、高雄市、屏東及花蓮縣，在本颱風期間，均無農業災害發生。本年爲颱風農業災害損失最輕之一年。

註四：中國時報中華民國六十一年八月十八日版。

註五：彰化縣因自七月中旬起，連日淫雨，排水不良，再加本颱風降水，遂使河川附近及沿海地區，發生嚴重災害。

西北太平洋中高壓脊線與西進颱風之實例分析

蔣 志 才

A Practice Analysis of the West-Moving Typhoon and the Ridge Line in the Region of the Northwestern Pacific.

Chih T. Chiang

Abstract

When a tropical cyclone occurs over the ocean in the warmer season, it is hardly known whether the cyclone is going to intensify or to hit some particular places. Some tropical cyclones develop into typhoons, of which a few reach land, where one could cause a great disaster. So the meteorologist must pay more attention to the movement of typhoons. Many techniques of objective forecasting of typhoon motion have been developed during the past thirty years, such as regression equations by H. Arakawa and by Griffith wang for forecasting the movement of a typhoon in the Northwestern Pacific area; methods by Riehl-Haggard and Miller-Moore by use of the 500mb and 700mb level charts, to forecast the movement of hurricane in the Atlantic area. All of them were using the surface pressure or the contour height to compute X and Y components of the horizontal pressure gradient at several grid points, but they have not used the location of the subtropical ridge as a forecasting tool at all.

In the region of the Northwestern Pacific, those tropical storms which developed under the ridge line at the southern tip of the Pacific high and moved westward increased in intensity to the mature stage. The direction of the typhoon's motion along its whole track is nearly parallel to the line of R_t points (Fig 3-5). The velocity of the typhoon movement was similar to the velocity of point R_t of the subtropical ridge line also.

According to the ideas above, the history of typhoon movement by use of the subtropical ridge's position at the 700mb level is suggested as follows:

1. From the 700mb contour chart locate the subtropical ridge line for each map-time and copy down all the lines on a map, and copy down the typhoon track also on the same map.
2. Label the T points and R_t points by number sequentially as in Fig. 3-5
3. By use of a protractor measure the orientation of the ridge line of point R_t and of the typhoon's direction of motion during past 12 and 24 hours.

4. Measure V and V' in degrees of longitude.

It appears that the whole picture easy to find out the relationship between the track of typhoon and the line of point R. This analysis just describe my own ideas and can not be a method to predict the movement of typhoon. So an effort should be made to continue study.

一、引言

颱風危害沿海居民生命財產至鉅，對空中及海上航行更有莫大之影響，故人類有氣象知識以來，對颱風發生很大興趣，而從事研究。近三十年來各國氣象學家與從業人員，相繼發表其研究心得者不乏其人，更有些專家研究各種預測之方法，用為颱風預報之驗證，諸如：Malone 氏以 91 網格點之海面氣壓分佈，預測颱風之位移；日本荒川氏以同樣原理利用 700 mb 資料與地面資料兩種計算方法，預測颱風之位移，其格點之劃分與 Malone 氏相同，其計算方法也與美國邁阿美颶風中心所用之統計法相似；又有 B. I. Miller 與 B. L. Moore 兩氏利用 700 mb 資料，以較少網格點（最多用 24 格，最少用 20 格）計算颱風四周之南北與東西方向之分力；Riehl, Haggard 與 Sanbon 三氏相繼又以 500 mb 資料 20 格點（少至 14 點）計算颱風四周之分力差，預測颱風之位移；我國王崇岳先生也曾以 700 mb 資料在颱風中心之正北與正右方 10° 兩點位置之高度計算其位移，引起國際間之注意，總之各種客觀預測颱風之方法，與日俱增，不勝枚舉，但其準確性如何？此與使用人及適應地域有別，然其共同之點，均為利用地面，700 或 500 mb 資料為依據，再或採其間兩者同時並用者。

舉凡在西北太平洋颱風發生後向西進行接近本省者，多數發展到達成熟階段，迄觸及島嶼或登陸後方告減弱，變為低壓而消失，其侵襲地區狂風暴雨，頗具破壞力，此為沿海居民所憂慮者，也為我氣象從業人員所關注，然颱風在東經 140° 以東洋面時，常為發育時期，強度不大，距離也遠，同時洋面上少有測站提供資料，故我國從業者少有研究興趣，然颱風進入東經 140° 以西後，從業者則開始密切注意，全力以赴，從事該項預防颱風工作，呼籲社會各界防範，其中更有很多對近海颱風具有工作經驗或研究心得者，至於如何利用 700 mb 等壓面在颱風北方之脊線位置與颱風之運動，則尚乏人研究，筆者在重複並分頭進行之原則下，從事初步分析工作。

本篇分析僅用 700 mb 等壓面資料與三個颱風途

徑為實例，因太平洋西進颱風在進襲本省以前，多數已發展至成熟階段，環流呈圓形而強度甚強，其力管中心在 700 mb 等壓面接近無輻散 (Non-divergence) 高度，當可代表颱風之正確位置與四周壓力之分佈，同時 700 mb 層報告資料較 500 mb 層為多，各種客觀預測颱風方法也以用 700 mb 者較多，故本篇採用 700 mb 等壓面資料原因在此，至于採用資料範圍，東自東經 145° ，西至我國大陸沿海，北自北緯 40° ，南至北緯 15° ，以本局收得之 700 mb 層既有資料為依據，當然颱風南方若有足夠資料，與颱風北方資料對照分析，並利用地面資料或其他各等壓面層，同時分析颱風四周壓力之分佈全貌，其所得結果當然更為精細準確，可是限于資料來源與能力，先假設高壓脊線強度保持不變之情況下，暫作以下之分析，尚盼各先進多予指正，並示正確之研究方針。

本篇所用颱風路徑資料，係 60 年 7 月娜定與露西兩颱風，及 61 年 8 月貝蒂颱風。分析工作分兩部份進行：第一部份以貝蒂颱風生命史討論之；第二部份則以 700 mb 高度差及颱風運動與其脊線位移分析之。

二、貝蒂颱風生命史

早在 8 月 11 日以前北太平洋中即有熱帶低壓存在，位置在緯度 16°N ，經度 143°E 附近，該低壓至 12 日形成為輕度颱風貝蒂 (Betty)，在生成期間因在廣闊之洋面上，附近無探空報告，人造衛星照片也不夠清晰難以辨別，僅賴美軍飛機偵察報告，無從分析檢討，故本篇敘述其生命史，係自 8 月 12 日 12Z 至 17 日 12Z 時止，此期間共繪製 700 mb 圖 11 次，亦即颱風已向西進入經度 140°E 線開始，至登陸閩浙地區後變弱為低壓止。

為便予檢討起見，該 11 次 700 mb 等壓面圖上之颱風中心位置與脊線位置，均以數目字標示代表其先後次序：

- | | |
|------------------|------------------|
| (1) 8 月 12 日 12Z | (2) 8 月 13 日 00Z |
| (3) 8 月 13 日 12Z | (4) 8 月 14 日 00Z |
| (5) 8 月 14 日 12Z | (6) 8 月 15 日 00Z |
| (7) 8 月 15 日 12Z | (8) 8 月 16 日 00Z |

(9) 8月16日12Z (10) 8月17日00Z
(11) 8月17日12Z

貝帶颱風整個路徑如圖1，其圖上之等高線與槽脊線之標示，係8月14日12Z之資料，此圖亦為是時

之700mb等壓面圖，因不能將11張圖全部登載，僅選此圖以作代表。該圖有圓點之處，即為採用之基本資料測站，颱風將登陸時起方始增添利用內陸之資料，該颱風之路徑與生命史過程，可分四個階段討論：

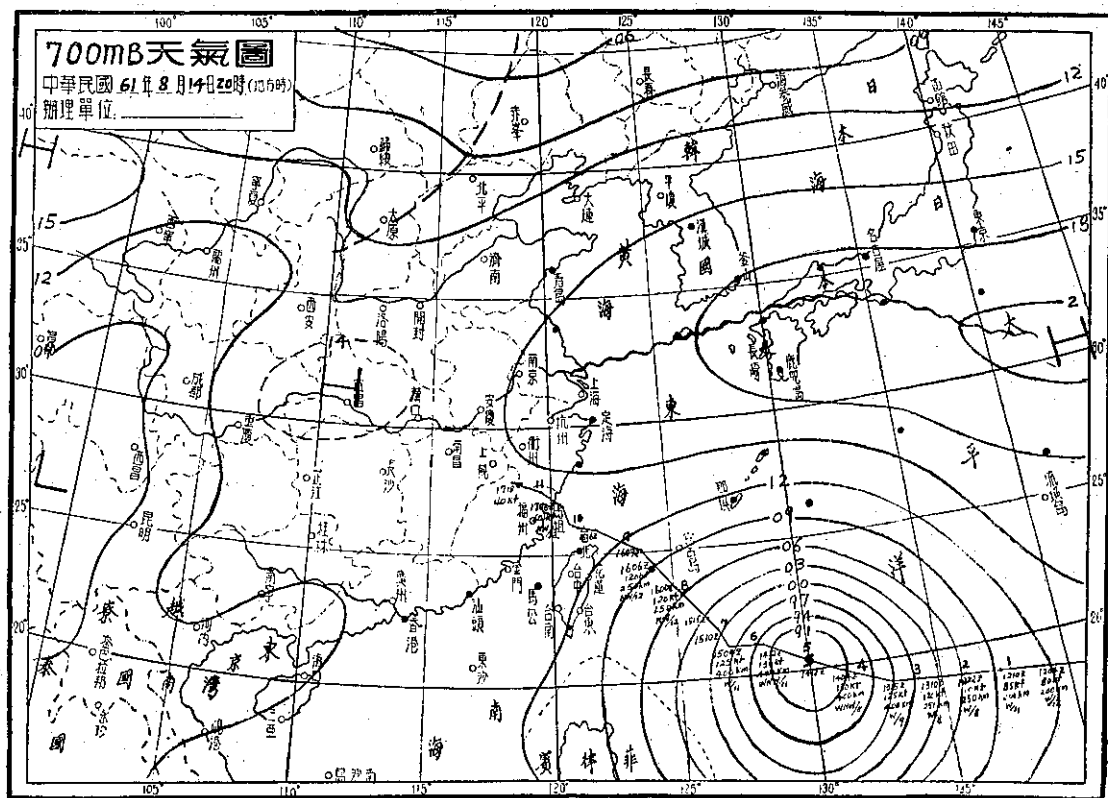


圖1. 700mb等壓面與颱風路徑圖

Fig. 1. The track of typhoon Betty at 700mb level

第一階段 自8月11日15Z起至13日15Z止，兩天颱風仍在繼續發展，最大風速自70哩/時增至125哩/時，30哩之暴風半徑也自200公里增至400公里，進行方向平均 282° 而少曲折，位移速率為每小時8-9哩，進行緩慢，可見此期間颱風仍在繼續發展，此由人造衛星圖片得知環流範圍尚小，仍在發展期間。

第二階段 自8月13日15Z起至15日04Z，颱風增強達成熟階段，迄14日22Z最大風速達130哩/時，暴風半徑達400公里，13日15Z開始進行方向略偏北，以平均 300° 方向位移，進行速率平均8.5哩/時，可是在最後6小時(14/22Z-15/04Z)，颱風突然傾西位移，速率加快至11哩/時，此為值得檢討之處。

第三階段 自15日04Z至16日09Z，此

期間颱風漸接近本省，其強度略有衰退，最大風速為120哩/時，比第二階段減弱10哩，暴風半徑為250公里，減小150公里，進行方向 310° 幾成直線位移，進行速率由9哩/時增至13哩/時，此期間陸上雷達報告完整，也為侵襲石垣島時期。

第四階段 自16日09Z至17日03Z，接近陸地繼續減弱，最大風速降至65哩/時，暴風半徑減至200公里，進行方向一如以往侵襲本省東北海面之颱風，因地形影響比原先路徑略為偏西位移，方位平均 305° ，移動速率由12哩/時轉慢為10哩/時，隨後則登陸閩浙沿海地區，逐漸消失成為低壓，由人造衛星圖得知，颱風在登陸前，雲區擴大，而成為長圓形。

三、高度變差與脊線之相關

颱風之行跡在 700mb 圖高度變差有明顯之象徵，但因西北太平洋中資料太少，實難求得計算方程式作為計算其移動與發展程度，茲將颱風進行間與 700mb 高度變差，就現有資料作以下之圖表分析，附圖 2 為西北太平洋東經 145° 以西，沿海各探空測站 700mb 之 12 小時 (ΔZ_{12}) 與 24 小時 (ΔZ_{24}) 高度變差之最高最低值位置，其位置決定係根據有報告之測站位置作基準，其大洋面上無報告區域，僅能依其趨勢外推決定，時間自 8 月 12 日 12Z 至 8 月 17 日 12Z 止，此期間計 11 次報告，其 11 次報告時

間颱風中心位置，如圖上實線路徑上之數字，括弧內之阿拉伯數字代表 24 小時高度變差最低值之位置，羅馬字為 12 小時高度變差最低值之位置；大寫英文字母代表 ΔZ_{24} 高度變差最高值之位置，小寫英文字母代表 ΔZ_{12} 高度變差最高值之位置，其最高最低數值如左側附表所示，各 ΔZ_{24} 位置間以虛線連接，單虛線表示此期間強度減弱，雙虛線表示增強，為避免視覺混淆不清， ΔZ_{12} 各點間未加連線，圖示各最高最低位置間之距離，顯示不均稱，此係測站間隔距離不均勻而測站稀少之故。

ΔZ_{12}					ΔZ_{24}				
最值 高位 位置	最值 低位 位置	日期 時間	最負 低值 m	最正 高值 m	最值 高位 位置	最值 低位 位置	日期 時間	最負 低值 m	最正 高值 m
a	(I)	12/12Z	-21	32	A	(1)	12/12Z	-15	51
b	(II)	13/00	-24	35	B	(2)	13/00	-04	60
c	(III)	13/12	-20	27	C	(3)	13/12	-31	62
d	(IV)	14/00	-16	20	D	(4)	14/00	-26	32
e	(V)	14/12	-30	03	E	(5)	14/12	-42	15
f	(VI)	15/00	-36	08	F	(6)	15/00	-68	04
g	(VII)	15/12	-67	11	G	(7)	15/12	-103	11
h	(VIII)	16/00	-186	17	H	(8)	16/00	-253	07
i	(IX)	16/12	-49	24	I	(9)	16/12	-152	18
j	(X)	17/00	-69	36	J	(10)	17/00	-118	27
k	(XI)	17/12	-39	27	K	(11)	17/12	-66	65

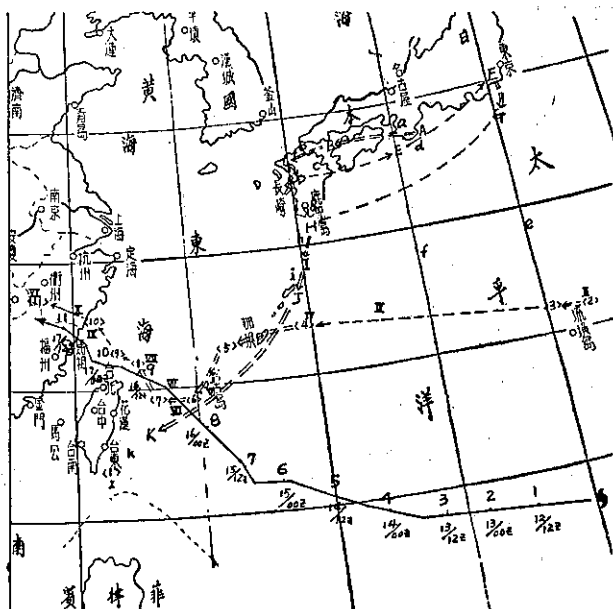


圖 2. 貝帶颱風路徑與 700mb 最大高度變差位置圖(8 月 12-17 日)
Fig. 2. The track of typhoon Betty and the location of maximum height change at 700mb level, 12-17 Aug. 1972

由圖 2 可見 700mb 以上 12 小時及 24 小時最低負值位置與颱風中心位移方向有密切關係。 ΔZ_{24} 與 ΔZ_{12} 除第 1 點至第 5 點因海面資料缺乏，最低負值位置有疑外，自第六點起颱風位移似有向負值最低值進行之趨勢，此颱風在第 6-7 點間曾一度西進， ΔZ_{24} 負值也向西進行，至於 ΔZ_{12} 則轉向西北位移， ΔZ_{12} 似較 ΔZ_{24} 為敏感。由此可見最低負值之進行方向，似可作近海颱風進襲之指標，尤其是颱風在

登陸前，可用為預測登陸地點之參考，若隣近測站 ΔZ_{24} 與 ΔZ_{12} 均為負值而難以決定時，似可將 ΔZ_{24} 分開為前 ($\Delta Z_{12}'$) 與後 (ΔZ_{12}) 兩 12 小時比較之，例如此颱風中心在第 6 點位置時，依原先 13/15Z-14/22Z 颱風路徑外推有更向北轉彎趨向，但依 14/22Z-15/00Z 最近兩小時路徑而言也可能直向西侵襲本省南部，在此難以捉摸之時，建議作以下計算用比值比較之：

那霸	$\Delta Z_{24} = -46$	$\Delta Z_{12} = -20$	$\Delta Z_{12}' = -46 - (-20) = -26$	$\frac{\Delta Z_{12}}{\Delta Z_{12}'} = \frac{-20}{-26} = 0.77$
石垣	$\Delta Z_{24} = -66$	$\Delta Z_{12} = -36$	$\Delta Z_{12}' = -66 - (-36) = -30$	$\frac{\Delta Z_{12}}{\Delta Z_{12}'} = \frac{-36}{-30} = 1.20$
東港	$\Delta Z_{24} = -68$	$\Delta Z_{12} = -34$	$\Delta Z_{12}' = -68 - (-34) = -34$	$\frac{\Delta Z_{12}}{\Delta Z_{12}'} = \frac{-34}{-34} = 1.00$

因爲以上三地均有被侵襲可能，(南方因缺乏資料姑且不提)，故以該三地資料 ΔZ_{24} 與 ΔZ_{12} 求 $\Delta Z_{12}/\Delta Z'_{12}$ 之比值，此值亦爲前後 12 小時之高度變差比值，其比值大小也表示最近 12 小時該颱風環流向該地接近多少程度，計算結果以石垣島 1.20 最大，東港 1.00 次之，那霸 0.77 最小，此颱風理應向石垣島方向進行。筆者，曾對正值之計算費時甚久，期能求出，其正值與颱風位移之關係，然因海面測站資料稀少，且位置分佈不均勻，致使勞無功，可是聯想到高度變差正值之處，在 700mb 脊線附近，其脊線之增強或減弱，也是變差正值之增大或減少，思考及此乃製作颱風路徑與 700mb 脊線位置移圖，如圖 3, 4, 5。

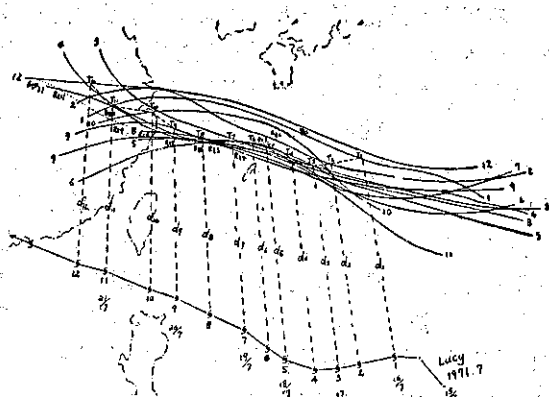


圖 5. 露西颱風路徑與 700mb 脊線位置圖

Fig. 5. The track of typhoon Lucy and the location of ridge line at 700mb level.

圖 3-5 係 61 年 8 月貝蒂及 60 年 7 月娜定與露西三個颱風期間 700mb 脊線位置與實際颱風路徑，圖中各項標示解釋如后：

T 點 爲每點颱風中心位置向北沿經線達當時脊線之交點，各點間以虛線連接表示其位移。

R_i 點 每一 T 點向左（颱風進行方向）至 4° 經度距離相交在該脊線之點（亦即以 T 點爲中心，以該緯度之 4° 經度距離爲半徑，在該脊線相交之點，各點間以點線相連接，前後次序以數目字順序排列註於其後。爲何取經度 4° 距離爲 R_i 乙節，筆者曾試用 3°, 4°, 5° 三種半徑距離，發覺 3° 者南北變幅較大，5° 者變幅又較小，而 4° 者與颱風路徑趨向較接近，同時強烈颱風半徑多在 4° 距離左右。

d_i 值 係颱風中心沿經線向北至 T 點之距離，其單位以多少緯度計算。

V 值 係颱風進行之速率，以 12 小時或 24 小時之位移爲時距（即前一點中心位置至第二點中心位置，其間距離在該緯度上合多少度經度計算，V₁₂ 爲 12 小時速率；V₂₄ 爲 24 小時速率。

V' 值 係脊線之速率，計算方法與 V 相同。

Q 爲颱風進行方向，以 360° 方位計值。

Q_{R_i} 爲 R_i 點之進行方位，也以 360° 計值。

由上圖可看出如高壓脊線不變，則颱風中心路徑幾乎與 R_i 之連線相平行，其角度之相關係數經計算得大至 0.86，至于颱風速率與脊線速率之相關係數也有 0.78 之多，可見颱風在西北太平洋向西進行，其路徑與其北方之脊線位置有密切之關係，當脊線北移則颱風向北偏位；脊線南移，則颱風也降低角度移動

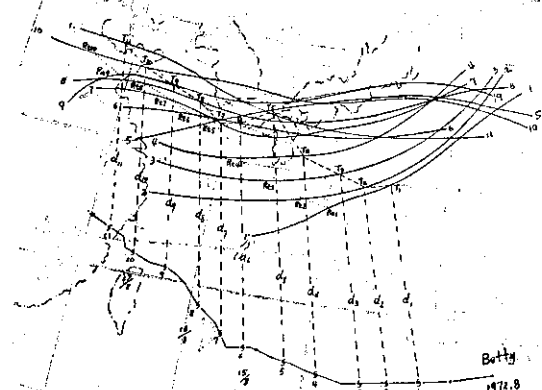


圖 3. 蓓蒂颱風路徑與 700mb 脊線位置圖

Fig. 3. The track of typhoon Betty and the location of ridge line at 700mb level.

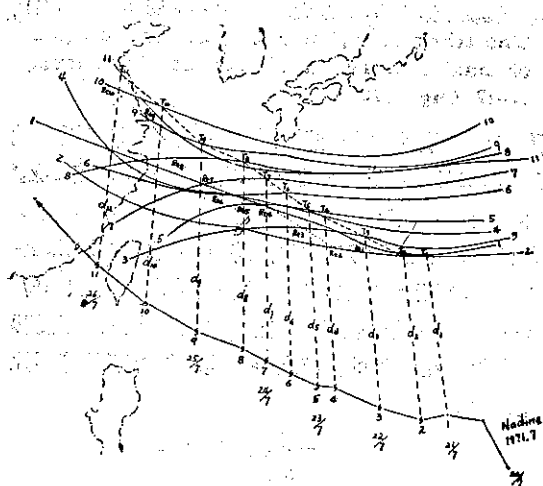


圖 4. 娜定颱風路徑與 700mb 脊線位置圖

Fig. 4. The track of typhoon Nadine and the location of ridge line at 700mb level.

，其速率也與脊線速率似成正比，但其間因果關係尚有待進一步之研究。

此種現象在理論方面也稱合理，颱風進行方向既然與脊線位置南北位相關，大型颱風輻合氣流半徑約為經度 4° 乃在脊線上 T 點左側 4° 處之 R_t 點，也是颱風進行方向外圍之導流點，倘保持不變則此點位置之高低也象徵着颱風進行方向之高低，由圖 3-5 所示各颱風實際路徑與 R_t 點之連線比較，也接近平行， R_t 點北移，颱風則北偏，反之颱風則南偏，其趨勢互相吻合。其兩者進行方位之對比如附表所列：

颱風進行方向與 700mb 脊線 R_t 點線之方位表

The direction of typhoon movement and the orientation of R_t points of the ridge line at 700 mb level.

點序	露西颱風		娜定颱風		貝蒂颱風		附註
	Q_{12}	Q_{Rt}	Q_{12}	Q_{Rt}	Q_{12}	Q_{Rt}	
1-2	268°	268°	266°	269°	275°	296°	1. 露西 颱風 Q_{12} 與 Q_{Rt} 之 平均差值 Q_{12} 較大 3.5°
2-3	266°	263°	291°	303°	278°	305°	
3-4	275°	275°	298°	305°	283°	302°	
4-5	295°	285°	278°	265°	291°	325°	
5-6	310°	285°	295°	295°	290°	290°	2. 娜定 颱風者 Q_{Rt} 比 Q_{12} 較大 2.4°
6-7	306°	285°	298°	302°	302°	303°	
7-8	298°	284°	300°	320°	318°	300°	3. 貝蒂 颱風者 Q_{Rt} 比 Q_{12} 較大 6.6°
8-9	297°	291°	290°	315°	316°	290°	
6-10	291°	291°	298°	305°	292°	302°	
10-11	291°	298°	304°		312°	320°	
11-12	283°	290°	306°				
12-13	289°						

由表列數字而言；三個颱風之 12 小時實際路徑方向 (Q_{12}) 與其脊線 R_t 點進行方位 (Q_{Rt}) 比較，雖不完全相同，可是相差不遠，露西颱風之平均差值 Q_{12} 比 Q_{Rt} 僅大 3.5° ；娜定颱風之 Q_{12} 與 Q_{Rt} 平均相差， Q_{Rt} 比 Q_{12} 大 2.4° ，換言之 R_t 點進行方向與颱風實際路徑近乎同方向；至于貝蒂颱風，其 Q_{12} 與 Q_{Rt} 之平均相差值， Q_{Rt} 比 Q_{12} 大 6.6° ，比前兩颱風差值為大，究其原因，由圖 3 可發覺貝蒂颱風期，脊線之南北方位移動幅度較大，自 R_{t1} 至 R_{t11} 南北位移幅度達十個緯度之多，此期間更有南北倒置之情事發生，脊線位置容易發生誤差，而露西颱風自 R_{t1} 至 R_{t12} 點期間，脊線位移幅度南北僅有四個緯度，故差值也較小，目前姑且不推究其兩者之差誤情事，然以各該颱風 R_t 點線與颱風進行之路

徑而言，南北移位似相配合， R_t 點線北偏則颱風也隨之北偏， R_t 點線偏西則颱風也隨之偏西。但究竟颱風影響高壓脊線，抑或高壓脊線影響颱風動向，尚待進一步之研究。 R_t 點線間距離在視覺上，比颱風路徑稍短，此由于 R_t 點線所在位置在颱風中心北方約有十個緯度距離，該處每個經度間隔已縮小之故，好在本篇所言距離，均以經緯度數為單位，而不是以同長度距離比較。

四、結 論

以上所述，僅將筆者分析淺薄之見，作敘述性之報導提供參考，本篇雖僅採用 700mb 等壓面資料與三個西進颱風為實例，然每次報告在分析範圍內之個別資料，均曾多次計算，但因測站稀少與能力限制，不能獲得對預測颱風方面有所貢獻之見地，尚待繼續努力，並盼各位先進不吝賜教研究方針，啟發激勵繼續從事該項研究工作，期能有所成，而有利于我國防颱風作業。

本篇在計算分析期間，蒙 Edward M. Brooks 博士指導與蕭長庚，劉復誠，朱曙光三位先生協助計算，特此表銘謝之忱。

引用文獻

1. National Hurricane Research Project, U. S. A.
Report No. 32 An Interim Hurricane Storm Surge Forecasting Guide
Report No. 43 Prediction of Typhoon Center in the Far East by Statistical Methods.
Report No. 44 Marked Changes in the Characteristics of the Eye of Intense Typhoons Between the Deepening and Filling Stages.
Report No. 61 Studies on Statistical Prediction of Typhoon.
2. Herbert Riehl: Tropical Meteorology.
3. 王崇岳 預報颱風運行之回歸方程式 氣象預報與分析第二期
4. 廖學鑑 西進颱風之客觀預報法 氣象學報第 9 卷第 2 期
5. 戚啓勳、關壯濤 颱風的理論和預報
6. 陳毓雷 颱風移動路徑之探討。
7. 吳宗堯 馬龍氏颱風客觀預報法及校驗
8. 徐應璵 王時鼎 臺灣近海颱風預報問題
9. 蔣志才 颱風移動短時預報討論 氣象預報與分析第 18、19 兩期

臺灣各地農業氣象環境條件之研究*

顏 俊 士

A Study of the Agrometeorological Environments in Taiwan

C. S. Yen

Abstract

In this paper, the author intends to make clear the agroclimatic environments in Taiwan by using the heat balance method. The data of temperature, humidity and cloud amount were used for estimating the heat balance terms for net radiation, latent heat flux, sensitive heat flux, soil temperature and water temperature in paddy fields, the adopted methods were derived from the recent researches in the field of heat balance analysis. The formulas used for calculating are as follows:

$$S_o = Q_o [1 - (1 - k)n] (1 - \alpha) - S\sigma\theta^4 (0.39 - 0.058\sqrt{e})(1 - cn^2)$$

$$\ell E_o = -S_o / (1 + \frac{L_o}{\ell E_o})$$

$$L_o = -S_o / (1 + 2 \frac{\Delta e}{\Delta \theta})$$

$$\theta = \theta_a + \frac{a \frac{S}{\ell} - 2D}{1 + 2\Delta}$$

The ratio of $\ell E_w/S_w$ in the paddy fields is 0.89, which is practically the same as 0.9 obtained by others. The differences between estimated and observed soil temperatures are small. As a results, the heat balance methods are found to be applicable in Taiwan. The annual variation of the each heat balance term and the geographical distribution of net radiation are presented in Fig 1 and Fig 2. The estimated soil temperature and distribution of monthly mean water temperature are presented in Table 5 and Fig 4.

I 緒

論

我們在新開發或改善的土地上，經營農業時，首先須充分地瞭解其耕作地帶有關之環境條件，例如土壤、氣象、地形等自然地理環境之各種特性，然後再從事合乎科學，經濟要求之農業生產方式才能獲得最大效益。自然地理環境特性中的氣象條件，在先進國家中雖容易獲得若干資料，但如不再以農業氣象學的觀點加以分析，其氣象資料在農業生產上無法作有效利用。舉溫度為例，通常僅獲知氣溫之高低，若未進

行深入的研判，就無法推知其主宰變化之太陽輻射多寡，及與農業生產有密切關係之地溫、水溫等資料之利用價值，因此其應用範圍受到限制。

由於近年來熱平衡 (Heat Balance) 及水分平衡 (Water Balance) 之研究，在先進國家頗有進展，溫度與水分僅是熱量在自然環境移轉中之過程，故各地之農業氣象環境或條件，可自熱平衡或水分平衡動態和分配多寡中決定。農業生產亦是太陽輻射熱

經過農作物轉變為固定熱量之一過程。因此筆者擬藉先進學者之熱平衡理論，並使用最容易獲得之平均氣候資料⁽¹⁾，進行分析，估計臺灣各地之各種熱量之年變化及地理的分佈，並檢討其妥當與否，供今後農業氣候調查上之參考。

II 估計理論及方法

1. 熱平衡理論及各熱平衡項之計算。

(1) 純輻射量。

首先舉地面熱平衡方程式之一般近似式⁽²⁾為

$$S_o - \lambda E_o - L_o - B_o = 0 \dots\dots\dots(1)$$

但式中之 S_o ：純輻射量 Net radiation

λE_o ：潛熱量 Latent heat

L_o ：顯熱量 Sensible heat

B_o ：貯熱量 Storage heat

(1)式可更改為

$$S_o = \lambda E_o + L_o + B_o \dots\dots\dots(2)$$

然日間貯存於地中之熱量，在夜間放出於空中之故，如超過1日以上單位時可省略，因此以某期間為對象時，(2)式可再改為

$$\Sigma S_o = \Sigma \lambda E_o + \Sigma L_o \dots\dots\dots(3)$$

但純輻射量 S_o 等於地表面吸收之太陽輻射量和有效輻射量之差數，則

$$S_o = (R_d + R_s)(1 - \alpha) - I \dots\dots\dots(4)$$

式中之 R_d ：直達輻射量

R_s ：散亂輻射量

α ：反照率

I ：有效輻射量。

然 $(R_d + R_s)$ 值之決定，自 Ångström (1922) 開始，Kimball (1928), Savinov (1933), Galperin (1949), Albrecht (1940) 氏等相繼研究結果，式中之係數各有相差，惟其程式大體上離不開下式

$$(R_d + R_s) = (R_d + R_s)_o [1 - (1 - k)n] \dots\dots\dots(5)$$

(5)式中之 k 值依緯度而異， n 為全天為1之雲量值， $(R_d + R_s)_o$ 為晴天時之輻射量。現設 $(R_d + R_s)_o = Q_o$ ， Q_o 為到達輻射量時，(4)式可變為

$$Q = Q_o [1 - (1 - k)n] (1 - \alpha) \dots\dots\dots(6)$$

(6)式中之晴天時之全輻射量 Q_o ，已由 M. I. Budyco⁽³⁾ 算出緯度，月別之數值，有關在臺灣之數值如下表1。

表 1 晴天時之全輻射量 Q_o kcal/cm² month

月 緯度	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
30	12.7	15.2	19.5	21.6	23.0	23.5	23.3	22.2	19.8	16.5	13.6	11.4
25	14.3	16.5	20.3	21.8	22.9	23.4	23.1	22.3	20.5	17.6	15.0	13.1
20	15.5	17.5	20.8	21.8	22.6	22.9	22.7	22.2	21.0	18.5	16.3	14.5

k 值亦受緯度別平均太陽高度，雲量多寡等之影響，因此 k 之平均值因地域，日變化，年變化而變，據 Budyco⁽³⁾ 之計算結果，抽出臺灣有關之 k 值之緯度平均如下表2。

表 2 k 值之緯度別平均

緯度	30	25	20
k	0.32	0.32	0.33

表1及表2均以廣大範圍之地區為對象所計算，且可利用易得之雲量資料進行計算為其長處。(6)式則地表面到達輻射之估計式。晴天時之有效輻射量與氣溫，水汽間之關係式已由 Ångström (1928) 及 Brunt (1933) 二氏分別提出，

其經驗式如下

$$I_o = \sigma T^4 (a + b^{-c}) \quad \text{Ångström type}$$

$$I_o = \sigma_o T^4 (a - b/\sqrt{e}) \quad \text{Brunt type}$$

但其式中之係數 a , b , c 以研究者所得之數值而異，M. E. Berliand 研究理論的方法決定其係數結果提出下式

$$I_o = S \sigma \theta^4 (0.39 - 0.058/\sqrt{e}) \dots\dots\dots(7)$$

式中之 e ：水汽張力

I_o ：晴天時之有效輻射量

θ ：氣溫

S ：物體射出率

σ ：Stefan-Boltzman 常數

但天空有雲時，其雲量亦有密切關連，故 Berliand 提出修整式（根據觀測紀錄結果）如下

$$I = I_o (1 - cn^2) \dots\dots\dots(8)$$

式中之 I ：有雲時之有效輻射

n ：雲量

c ：考慮各緯度之平均雲量係數

臺灣有關之數值 $4^{\circ}25' = 0.61$ $20 = 0.59$

即自(7)及(8)式，有效輻射量可自下列(9)式可得

$$I = S_0 \theta^1 (0.39 - 0.058 \sqrt{e}) (1 - cn^2) \dots \dots \dots (9)$$

自(4)(6)及(9)式，純輻射可自(10)式估計。

$$S_0 = Q_0 [1 - (1 - k)n] (1 - \alpha) - S_0 \theta^1 (0.39 - 0.058 \sqrt{e}) (1 - cn^2) \dots \dots (10)$$

(2)潛熱量

(1)式以 λE_0 括 L_0 λE_0 和時，成為

$$S_0 + \lambda E_0 (1 + \frac{L_0}{\lambda E_0}) = 0 \dots \dots \dots (11)$$

(11)移項並整理結果可得下式

$$\lambda E_0 = - \frac{S_0}{(1 + \frac{L_0}{\lambda E_0})} \dots \dots \dots (12)$$

上式中之 $L_0/\lambda E_0$ 值經 Bowen 氏 (1927) 研究結果，所謂 Bowen's ratio 為

$$\frac{L_0}{\lambda E_0} = 0.5 \frac{(\theta_2 - \theta_1)}{(e_2 - e_1)} \dots \dots \dots (13)$$

式中之 θ_1 , θ_2 , e_1 及 e_2 為二高度之溫度及水汽張力。因此(12)式可改為

$$\lambda E_0 = - \frac{S_0}{(1 + 0.5 \frac{\Delta \theta}{\Delta e})} \dots \dots \dots (14)$$

(14)式中之 $\Delta \theta: \theta_2 - \theta_1$ 二高度之溫度差數

$\Delta e: e_2 - e_1$ 二高度之水汽差數

(14)式中之 θ_2 , e_2 可使用一般氣象觀測 (150cm 高) 度) 資料，惟 θ_1 , e_1 須知地表面溫度及其水汽張力。關於 $\Delta \theta$ 之估計，據三原、內島、大沼氏之共同研究結果⁽⁴⁾，二高度之溫度差近似式為

$$\Delta \theta = \frac{a \frac{S_0}{\lambda} - 2D}{1 + 2\Delta} \dots \dots \dots (15)$$

(15)式中之 $a: ly/min$ 和 $K ly/month$ 之換算率

λ : 蒸發氣化熱

D : 水汽張力飽和差

Δ : 飽和水汽張力梯度

[3] 顯熱量。

與(14)式潛熱量決定式相同，可自下式估計

之，

$$L_0 = - \frac{S_0}{(1 + 2 \frac{\Delta e}{\Delta \theta})} \dots \dots \dots (16)$$

或利用(3)式變換之

$$L_0 = S_0 - \lambda E_0 \dots \dots \dots (17)$$

(17)式可估計，其所得結果與(16)式估計結果相符。

[4] 反照率

到達地表面之太陽輻射量，其一部份被反射，其反射量幾乎與到達輻射量成比例，反照率多寡據先進學者研究，以地表面之不同狀況，顏色，乾濕，太陽高度等各有變化，惟在研究以長期平均氣候並常年有植物栽培之臺灣為對象之故，濕季採用 18 %，乾季採用 22 % 之反照率。濕季及乾季之判別，先估計得出濕季之潛熱量後，與雨量相比較。

$\lambda E_0/\lambda > r$ 乾季

$\lambda E_0/\lambda < r$ 潛季

以上式區別並略加整理。估計水田上之熱平衡項及水溫時，由於水田屬於淺層水，其反照率利用 Berliand, Zubenok, Bndyko (1954) 之緯度別反照率如表 3。

表 3. 水面對於全輻射之反照率 (%)

月 緯度	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
30	9	8	7	6	6	6	6	6	6	7	8	9
20	7	7	6	6	6	6	6	6	6	6	7	7

2. 計算資料

各熱平衡項計算上，必須之氣象要素為氣溫，水汽張力或相對溫度，雲量等三項及乾濕季區別及缺水量計算所需之雨量共四項，本資料係使用臺灣果年氣象報告續篇⁽¹⁾，自 1951 至 1960 年十年，月別平均值，分別對於臺北、新竹、臺中、臺南、高雄、宜蘭、花蓮、臺東及屬於山地之日月潭、阿里山等各地實施計算。

III 估計計算結果

1. 純輻射量之季節的變化及地理的分佈。

各地之純輻射量之季節變化仍以夏季為最多，多

季減少，各變化型態分為一峯型，二峯型二種。中部以北及東部均呈一峯型，南部及山地呈二峯型，除了臺南以五月為最多輻射量月外，其餘普遍均以七月為最多純輻射月，其最多純輻射量為臺東七月得 9.9Kly，花蓮次之得 9.3Kly，臺南之五月及七月均得 9.1 及 9.0Kly，最少月為臺北十二月得 2.0Kly。(請參照附圖 1-1 至 1-10，熱平衡項年變化圖。)純輻射量年總量最多地區為臺南，達 79.8Kly，次為臺東得 70.7Kly，其餘各地純輻射量均在 60 至 70Kly 間。平地最少之地區為宜蘭地方，年總計為 60.5Kly。山地之阿里山亦年得 60Kly。

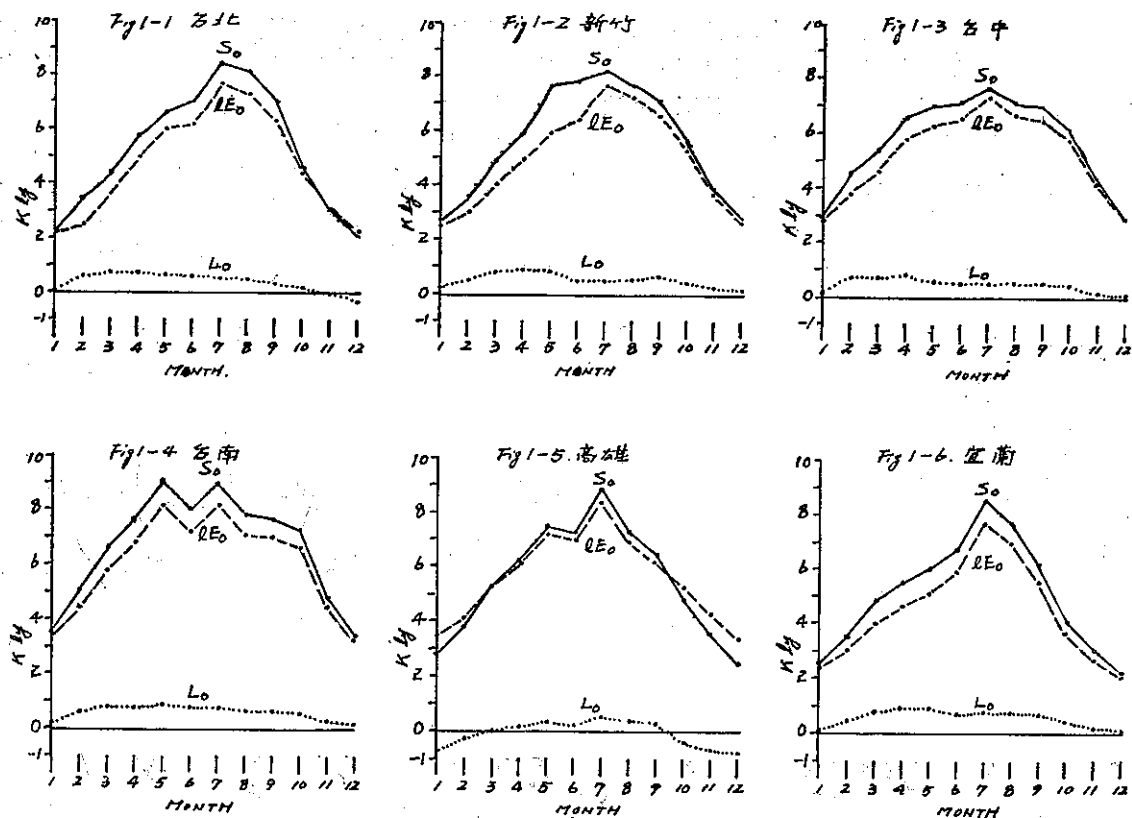


Fig. 1. Annual variation of heat balance terms in Taiwan

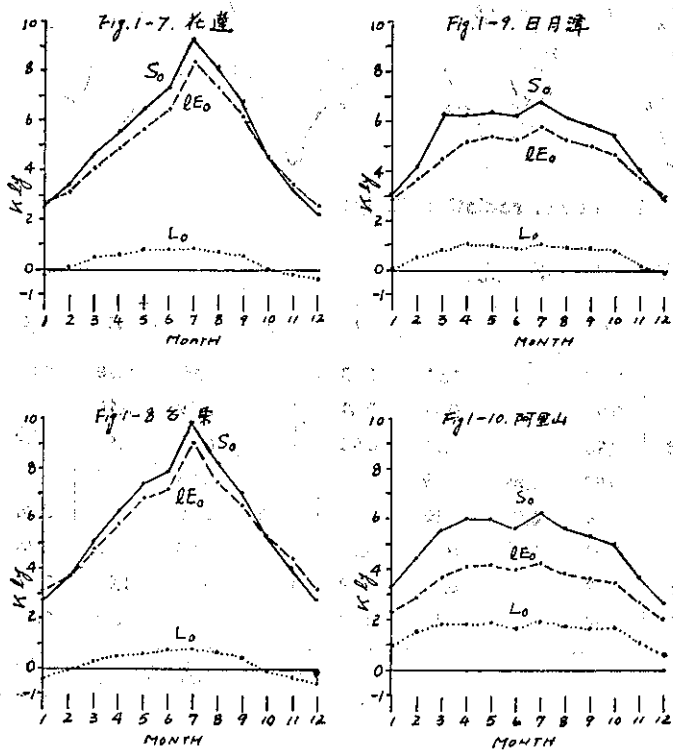
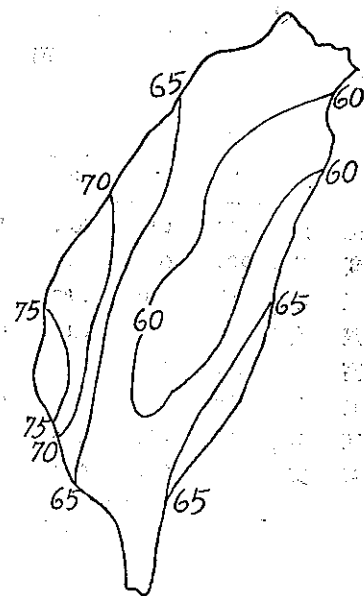


Fig. 2. Distribution of net radiation

Fig. 2-1 Annual total. (Kly)



雖各地，每月有變動，但其平均值在 0.89，則

$$\lambda E_w = 0.89 S_w$$

上述計算結果，與內島氏⁽⁶⁾之在水田內實測結果之平值 0.9 及年間平均值 0.92 甚為接近，亦即 $\lambda E_w / \lambda$ 換算水田蒸發量與實測蒸發量 (20cm 口徑蒸發皿) E 值比較結果之

$$\lambda E_w = 0.8 E$$

和氣候學的方法 $E = 22.7 \{e(T_a) - e_a\}$ 及內島氏⁽⁶⁾之水田蒸發量估計式

$$E = 14.9 \times 10^{-3} (0.48 + u_{10}) \{ \Delta(T_w - T_a) + \Delta e \}$$

計算結果之 0.78 (臺北) 亦甚接近，由此可知，熱平衡法估計式之正確性頗高。

4. 地溫估計

在農作物栽培上，地溫對於作物，果樹等之根羣之生長，水分養分之吸收作用有極密切之影響，如地溫高於氣溫時，其生產效果較為良好，亦不易受冷害。但通常地溫觀測資料不易得，其地理的分佈更難找，地溫之估計在農業氣象上甚重要之故，利用已提之(15)式求取 $\Delta \theta$ 後，

$$\text{以 } \theta_s = \theta_a + \Delta \theta \dots\dots\dots (17)$$

估計計算臺灣各地之地溫值如表五。

表 5. 各地地溫估計值

地	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
臺北	15.3	16.6	19.1	22.7	26.0	28.3	29.5	29.3	27.6	23.6	20.3	17.0	22.9
新竹	15.2	16.0	18.5	22.8	26.2	28.0	29.5	29.3	27.7	24.0	20.6	17.2	22.9
臺中	16.0	17.6	20.7	24.2	27.0	28.4	29.1	28.8	28.0	24.9	21.2	17.7	23.6
臺南	17.5	19.3	22.5	25.8	28.9	29.6	30.2	29.7	29.1	26.6	22.5	19.0	25.1
高雄	19.0	21.9	22.8	25.1	27.4	28.4	29.6	28.8	27.5	24.8	22.3	19.8	24.8
宜蘭	16.1	17.6	20.3	23.1	25.9	28.0	29.5	29.3	27.4	23.3	20.6	17.6	23.2
花蓮	17.0	18.4	21.0	23.5	26.4	28.2	29.5	29.0	27.5	24.0	21.4	18.5	23.7
臺東	18.4	19.8	22.4	24.9	27.3	29.0	30.0	29.5	28.2	24.7	22.3	19.3	24.7
日月潭	14.8	16.4	19.2	21.8	23.4	24.3	24.8	24.7	24.1	22.2	18.9	15.9	20.9
阿里山	8.2	9.7	13.0	14.9	16.6	17.3	17.9	17.7	16.9	14.9	11.4	8.4	13.9

其估計地溫值與臺北之草皮下地表面溫度之實測值比較，如附圖 3，其年變化幾乎相同，惟在夏季之相差有稍大之感。但實用上並無太大的差異。關於地溫值之應用，即以 Stuckey⁽¹⁰⁾ 氏之研究，禾本科牧草

以地溫 15°C 為最適宜，在臺灣發展畜牧上之牧草栽培經濟效果，在山地限於 11 至 3 月間為最高。荳類之栽培，據 Jone 及 Tisdale⁽¹¹⁾ 之 24°C 最適之地溫論之，自表五看來，可判斷為，春作在南部 3 至 4 月間，北部以 4 至 5 月為適宜；秋作則各地均以 10 月為適宜。500 至 1000 公尺山地，在 5 至 9 月間種植時之經濟效果較大。

5. 水田水溫之估計。

亞洲一帶之主要糧食作物，以稻作為主。水稻由於栽培於水田之故，其水溫之高低，所給予作物生長之影響，較之氣溫更為明顯。

開花成熟等生育作用，由於水溫分佈資料缺乏，已往皆在盲目之狀況下進行栽培，其栽培時日之適宜與否，調節溫度等之是否需要，水溫高低問題之檢討尚待水溫資料之獲得後始能進行。筆者因前節(4)地溫估計值之接近實測地溫值結果，同樣的以熱平衡式方法估計計算臺灣各地水田水溫結果如表 6。

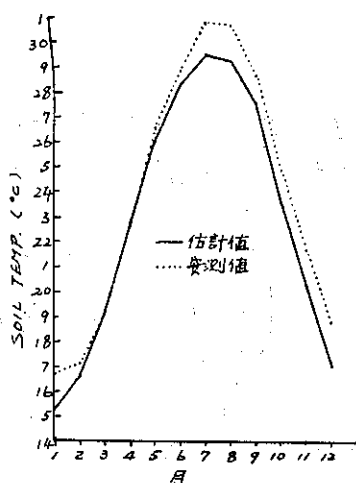


Fig 3. 地溫估計值和實測值

表 6. 水 田 水 溫 估 計 值

地 月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
臺 北	15.9	17.4	20.0	23.3	26.7	29.1	30.1	30.0	28.2	24.3	20.9	17.6	23.6
新 竹	15.9	17.1	20.0	23.5	25.9	28.6	30.2	29.9	28.6	25.0	21.4	17.9	23.8
臺 中	16.8	18.6	21.7	24.9	27.6	29.0	29.7	29.4	28.6	25.9	22.0	18.5	24.4
臺 南	18.2	20.1	23.5	26.8	29.7	30.3	30.9	30.4	29.8	27.5	23.3	19.7	25.9
高 雄	19.6	21.1	23.7	26.0	28.3	29.0	30.3	29.5	28.3	25.5	22.9	20.4	25.4
宜 蘭	16.5	18.1	20.9	23.8	26.5	28.6	30.4	29.9	28.0	23.8	21.0	17.9	23.8
花 蓮	17.5	19.0	21.6	25.1	27.0	28.8	30.5	29.7	28.1	24.6	21.8	18.8	24.4
臺 東	19.0	20.5	23.2	25.5	28.1	29.6	31.1	30.1	28.8	25.5	23.0	19.8	25.4
日月潭	15.6	17.4	20.3	22.6	24.1	24.9	25.7	25.3	24.8	23.2	19.9	16.7	21.7
阿里山	9.0	10.7	14.1	16.0	17.6	18.2	18.9	18.6	17.8	15.9	12.7	9.6	14.9

水稻因原產熱帶，雖品種不同，但一般因喜高溫，其最適水溫據近藤、岡村⁽¹²⁾兩氏估計，以 30-34°C 為適宜，據吉川氏⁽¹³⁾意見，稻作生育時期之適溫為 32°C，惟佐藤氏⁽¹⁴⁾則自水田水溫之平均值估計，認為應以 27°C 為最適。其最低界限水溫，據懷本氏⁽¹⁵⁾研究結果為 20°C，現以 20°C 水溫為栽培低限時，自附圖 4 之水溫地理的分佈，判定本省各地之栽

培始期（插秧期），臺南沿海以南地區及東部自新港以南則在二月中旬可開始，中部及東部一帶自三月初旬可實施插秧，北部，新竹地區及中南部之 1000 公尺以下山地一帶可在三月中旬種植水稻，上述判斷是自平均氣候的觀點所引起之經濟效果較大之種植始期，實際上之水稻插秧期據調查彙集結果⁽¹⁵⁾，和水溫估計值判斷結果如下，頗相符合。

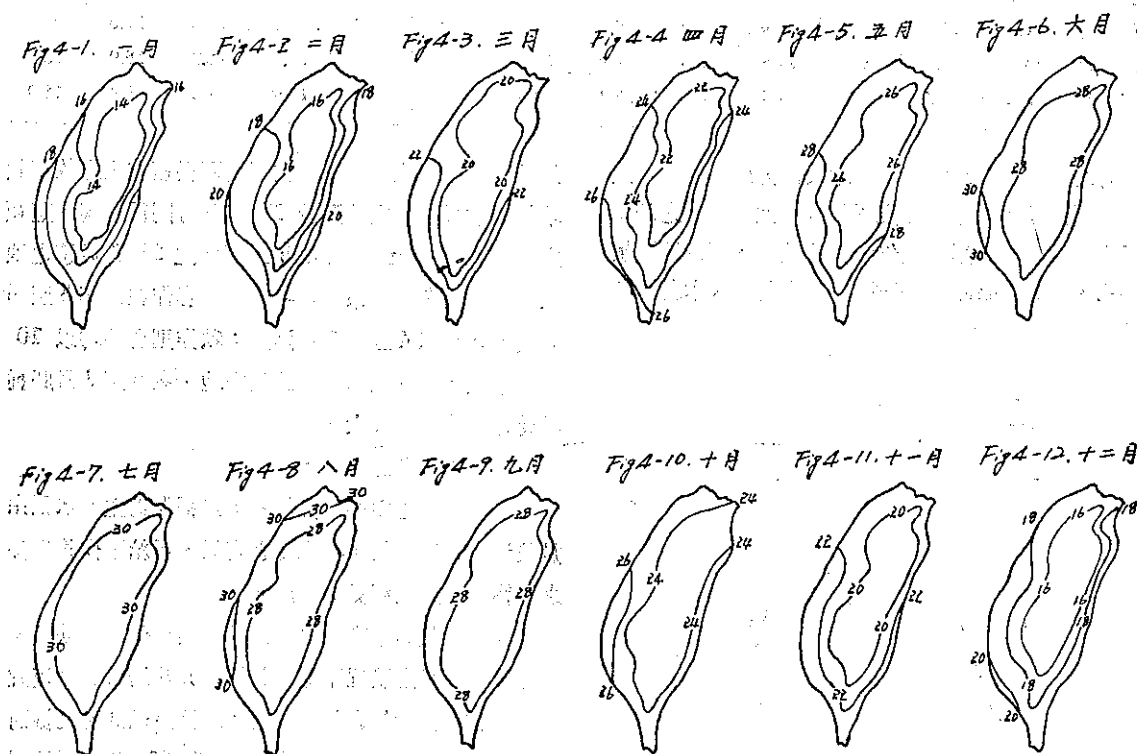


Fig 4. Distribution of Water temperature in Paddy Field.

表 7. 估 計 與 實 際 插 秧 期

別 \ 地 區	臺 北	新 竹	臺 中	臺 南	高 雄	花 蓮	臺 東
估計水溫值判定時期	3 月中旬	3 月中旬	3 月上旬	2 月中旬	1 月下旬	3 月上旬	2 月上旬
實 際 進 行 時 期	2 月下旬 至 3 月下旬	3 月上旬 至 3 月下旬	2 月上旬 至 3 月中旬	1 月中旬 至 3 月上旬	1 月上旬 至 2 月上旬	2 月中旬 至 3 月中旬	1 月上旬 至 2 月下旬

6. 估計計算結果之誤差。

到達輻射量 Q 之估計式(4)式內，使用全天為 1 之雲量值計算，雲量之觀測亦賴目測，其觀測誤差難免而(5)式中之 Q 和 $[1-(1-k)n]$ 成比之故，假定雲量值有 ± 1 之觀測誤差時，

$$\begin{aligned} & [1-(1-k)(n\pm 0.1)] - [1-(1-k)n] \\ & = (1-k)[n - (n\pm 0.1)] = \mp 0.1(1-k) \end{aligned}$$

介值 k 在緯度 25° 之平均值為 0.32，則發生約 7% 之誤差。

有效輻射量亦相同，在(10)式中和 $(1-cn^2)$ 成比，故

$$\begin{aligned} & [1 - c(n\pm 0.1)^2] - (1-cn^2) = c[n^2 - (n\pm 0.1)^2] \\ & = c(\mp 0.2n - 0.01) \end{aligned}$$

雲量平均係數 c 在緯度 25° 為 0.61，視雲量多寡，其誤差自 0.6 至 12.8%。綜合論之，由雲量數值所形成之計算誤差約 8 至 20%，由於臺灣尚缺少正確輻射觀測資料，故更進一步之求證，尚有待今後之研究。

IV 摘 要

使用近代顯著發展之熱平衡理論式，以最易得之氣象統計資料，氣溫，濕度及雲量三要素估計計算臺灣各地之純輻射量，潛熱量，顯熱量並同時進行估計地溫及水溫等諸項。其熱平衡各項之計算以 Bndyko，三原、內島氏等之決定式，

$$\begin{aligned} S &= Q_0[1-(1-k)n](1-\alpha) - S\sigma\theta_a^4(0.39 \\ & \quad - 0.058e)(1-cn^2) \end{aligned}$$

$$\lambda E = \frac{S}{(1 + \frac{L}{\lambda E})}, \quad L = \frac{S}{(1 + 2 \frac{\Delta e}{\Delta \theta})}$$

地溫及水溫估計以

$$\theta = \theta_a + \Delta\theta = \theta_a + \frac{a \frac{S}{e} - 2D}{1 + 2\Delta}$$

進行計算，水田上之潛熱與純輻射比率， $\lambda E_w/S_w$ 得 0.89，與諸先進之 0.9 值 甚接近，地溫估計值與實測值之差距亦微小，因此以熱平衡式估計方法在臺灣

之可行性甚高。其熱平衡各項之年變化見圖 1，純輻射量之地理的分佈見圖 2，地溫，水溫之估計值分別列表 5 及表 6。

參 考 文 獻

1. 臺灣省氣象所編：臺灣累年氣象報告續編。
2. 農林省振興局研究部，(1961) 農業氣象 Hand Book. 養賢堂。
3. M. I. Budyko 著，內島氏譯 (1960)：地表面之熱收支，河川水溫調查會。
4. 三原，內島，中村，大沼等 (1959)：溫水池の熱收支及水溫上昇の研究。農技研報告。(A) 7。
5. J. H. Chang (1968)；Climate and Agriculture. 成大書局。
6. Z. Nchizima (1963)；An Investigation on Annual variations in Water Temperature and Heat Balance Items of Shallow Water. N.I.A.S. (A)10。
7. Philip J R (1957)；Evaporation and Moisture and Heat Fields in the Soil. J. M. Vol 14. No. 4。
8. Philip J. R. (1958) Evaporation from Soils (in Arid Zone Research). Climatology and Micrometeorology. UNESCO。
9. A. I. Budagovsky. 內島譯 (1968)：耕地的蒸發散。畑地農業研究會。
10. Stuckey (1942)；Soil Temperature Plant Physiology No. 17。
11. Jone and Tisdele (1921)；Effect of Soil Temperature upon the Development of Nodules. J. A. Research. No. 22。
12. 近藤，岡村 (1930-32)：水溫と稻の生育。作紀 No. 2,4 及農學研究 No. 15,17,21。
13. 吉川祐輝 (1930)：稻の灌溉水溫度に就きて。農學研究 No. 14。
14. 佐藤正一 (1960)：本邦暖地の稻作氣候と水田微氣候並に微氣候調節に關する研究。九州農試彙報 Vol. 6. No. 4。
15. 榎本中衛 (1937)：冷水灌溉の水稲特性に及ぼす影響。京大農場彙報 Vol 1。
16. 臺灣省氣象局，臺灣省農林廳編 (1962)，臺灣主要糧食作物候曆。

可能最大降水量之估計及其對洪水預報 和 水 利 工 程 之 重 要 性

劉 復 誠

*The estimation of probable maximum precipitation and its
importance to flood forecasting & hydraulic engineering*

Liu Fu-cheng

Abstract

In this paper, we are going to discuss about the estimation of probable maximum precipitation (P. M. P.) and its importance to flood forecasting & hydraulic engineering.

The definition of the PMP is the estimation of rainfall which would be produced by the greatest storm possible in the area under consideration. According to current theories and techniques, it can be classified into three major methods as follows:

- (I) Adjusted U. S. rainfall method,
- (II) Synoptic approach or physical approach,
- (III) Statistical approach.

Methods (I) and (II) are the methods most commonly used. Method (III) which gives an estimate of rainfall with a large, but finite, return period is used only in a special circumstances. It is also employed as a check on methods (I) and (II).

The meteorological agencies are, moreover, frequently required to provide hydrological authorities with Depth-Duration-Area (D. D. A.) data to assist in the design of dams etc. D. D. A. data refers to the mean rainfall depth (in inches) over a catchment of the area (in square miles) during a certain period of time (in hours). The mean rainfall may indicate a particular storm, the greatest recorded storm, the estimated extreme storm, or a storm with a given return period.

Finally the problems of flood forecasting & hydraulic engineering relative to the PMP are also to be mentioned. The greatest rainfall data over Taiwan are listed in Table I and Table III for references. We could now not estimate the PMP by the methods (I) and (II) which are due to the shortness of raw recorded data such as extreme dew point etc.. If we could, however, collect more applicable data, we would further analyse and estimate the PMP in Taiwan area for hydrological authorities.

一、引言

我們都知道雨量與洪水似乎是兩種永不分離的伙伴，因為洪水的造成大部起因於雨量過多所致，不論是由山洪暴發或河水上漲所引起之洪水 (Floods)，暴雨實為最大原因，因此，可能最大降水量之估計遂成為水文氣象專家們所研究之重要課題，為實際瞭解其估計之方法，以及它對洪水預報及水利工程之重要性，筆者將於下文逐步作一討論。

二、雨量記錄之處理

雨量自古以來即被認為是最重要的氣象要素，甚至可追溯到古代先人類文明開發時期即已注意到，因為舉凡農林漁牧無不需要它。但測量雨量大小之最有效方法自古至今變化尚小，從原始的目測到現在所用之八吋標準雨量器，在設計形式上均少變化；相反地，在過去幾百年間對於雨量紀錄之方法則有相當大的改變，在設計上力求發展準確性高的自計雨量計 (Pluviograph)，而其中最新的記錄儀器當以紙帶或磁帶 (Paper or magnetic tape) 為主，此種方法就是可使記錄能夠自觀測站直接的應用到電子計算機 (Electronic computer) 上作分析；不過，此等裝備費用相當昂貴，每具可高達 500~1000 美元，因此，傳統式雨量器仍有被繼續使用價值，俾用以構成廣泛雨量站網 (rainfall network)，便利吾人作雨量分析研究之用。

近幾年來，有人利用雷達回波觀測雨量強度 (Rainfall intensity)，例如 Doppler's 雷達，它是利用雨滴的回波反射強度去決定雨量大小，亦即基於兩項參數來決定，一為雨滴大小，二為每單位容積內之雨滴數目。故利用回波訊號之反射強度可求得單位面積內雨量強度，此項估計特別在洪水期間最具價值。

三、P.M.P. 之發展和由來

「可能最大降水量」 (Probable Maximum Precipitation, 簡稱 P. M. P.) 之估計在歐美各國發展甚早，因其對於提供水利工程人員設計構築新壩或洪水預報之用是具有決定性 (decision-making) 作用，然其推估理論與步驟相當複雜，首先得準備一種所謂深度—延時—面積 (Depth-Duration-Area) 資料以作為爾後計算之需，所謂深度—延時—面積 (D. D. A.) 是以某時間 (T) 內在某單位面積 (平

方哩) 的流域中所下降之雨量平均深度 (參考圖一)，此平均雨量即為某一特殊風暴 (Storm) 之最大降水量記錄，或可指為某一迴歸週期 (Return period) 之最大風暴降水量。

水文結構 (Hydrological structure) 的本身在配合應用這些資料時，可分為兩類：

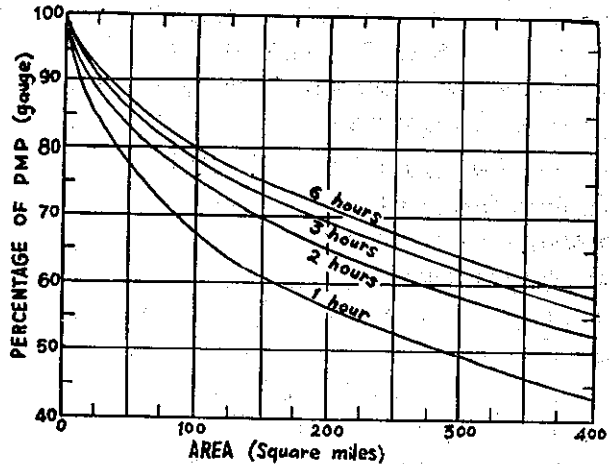


Fig. 1. Relation between depth and area for cloud burst rainfall in the U. S.

圖一、美國陣雨深度與面積之關係 (D. D. A 圖)

(a) 在設計上其容量 (Capacity) 並不會發生危險者——

歸納在此類方面的主要結構有所謂巨大的土壩或石壩，因為以此形式構成之壩，其溢洪時之超流作用 (Overtopping) 必會使壩本身四周的牆壁因幾百萬英畝呎 (Acre-feet) 之連續性流沙翻滾而腐蝕；另一形式之壩為大理石構成者，在此種狀況下，每使超流作用的壓力加劇，進而四周的壩牆受到侵磨而瓦解整個結構，一旦壩崩潰，則對下游居民生命財產可說是一種極大的威脅，我國石門水庫，曾文水庫可說屬於此類。

(b) 在設計上其容量會發生危險者——

此種形式在設計上，其結構不一定會完全抵受洪水侵襲，亦即以經濟效益為其目的，僅求使損失達到最小之限度，不計其洪患發生後之嚴重性，屬於此類之水文結構如下：

(1) 鄉村間之排水系統，估計在正常狀態下每三至五年有一次洪水發生 (亦即在 50 年內有 10 次至 15 次發生水災)。

(2) 大都市之商業中心或人口密集區之排水系統，預計每 20 年內只有一次洪水發生。

(3) 農牧區之溝渠灌溉系統，估計每 50 年內會有一次洪水。

(4) 鐵路旁之排水系統，預計每 50 年將有一次洪水災害發生。

以上四種結構，着眼於經濟利益，不計洪水侵害之後果，故設計較為簡單，一旦洪水發生，每難與匹衡，臺北地區之許多堤防及下水道，可說屬於這一類。

在未提出 P. M. P. 之估計法前，各國水利工程師們對於「雨量」之看法頗不一致，唯有一共同特點即是他們都興趣於雨量所導致之逕流 (Run-off) 而非雨量強度，逕流本身並非是一種單一的雨量函數 (Unique function of the rainfall)，它主要是受制於流域之坡度，地表形狀，土壤表面狀態及未雨前之潮濕程度等因素而定，然而這些都是工程上問題，與水文氣象人員及洪水預報問題無關，因為水文氣象人員所興趣之問題是①利用已知發生洪水頻率去估計雨量強度，②可能最大降水量之估計。

目前世界各國對於 P. M. P. 皆是在水利當局（如我國經濟部水資會，省水利局）向氣象當局提出要求後行之，也即當其一水壩選定後，為設計上之工程需要，氣象人員有義務為其推估 P. M. P.，其所要求之延時或降雨期間 (duration)（例如一小時，三小時，一日等）則依下列要素而定：

第一，流域大小及集水區（從流域之源地至建壩地點為止）。

第二，溢洪道 (spillway) 類型。

溢洪道依下列二形式設計：

①大容之溢洪道只適用於小型壩之緩衝區 (Freeboard)。

②小容之溢洪道則適用於大型壩之緩衝區。

前者之溢洪道只適用在相當大之流域（約大於幾千平方哩以上）以及最嚴重之風暴，因其僅具有 2~3 天的延時；而後者則具有十天以上之延時。

四、P. M. P. 之估計法

所謂可能最大降水量之定義是某流域內在預定延時下所可能發生之最大風暴降水量而言。一般言之，這種估計值僅在極少情況下，才有實際觀測到的極端值出現，因此可能最大降水量之估計實質上可認為是一種主觀性 (Subjective) 的推測值；因此，為減少其主觀性存在，現行各氣象專家大都採用下列三種方法：

方法一：校正過後之美國資料法 (Adjusted

U. S. rainfall method)。

方法二：綜觀天氣分析法或稱物理分析法 (Synoptic approach or Physical approach)。

方法三：統計法 (Statistical approach)。

方法一、二為目前較為常用之方法，方法三則可適用於較大而有一定期限之迴歸週期 (Return Period) 之流域中，在某一特殊情況下可作為方法一、二校對之用。

方法一、二在估計前需有下述之假定方可行之：

(1) 風暴總雨量 (Total rainfall) 視為風暴效率 (Storm efficiency) 與可供應水汽量 (Available moisture) 之乘積。例如有效可降水量 (Effective precipitable water) 公式：

$$W_e = W_{12} - \frac{\Delta P_{12}}{\Delta P_{34}} W_{34}$$

式中 W_e 為有效可降水量， W_{12} 進流濕度， W_{34} 出流濕度， ΔP_{12} 進流層深度， ΔP_{34} 出流層深度。

當地面露點溫度為 78°F，對流層上限為 100mb，進流水汽為 2.07in，出流水汽為 0.17in，釋出之 $W_e = W_{12} - W_{34}$ (in) 為 1.90，總水汽量為 3.35，則風暴效率 $\frac{W_e}{W} \times 100\% = 57\%$ 。

(2) 對於某一獨立風暴的水汽量可視為地面露點溫度的唯一函數 (Unique function)，亦即當溫度與露點相等時，一單位面積的飽和氣柱中，所含有之全部可降水量。

(3) 在以往觀測記錄中曾經出現過極端風暴效率 (Maximising storm efficiency)。

(4) 自資料中可查出極端最大露點溫度。

(5) 所考慮的區域或地點不會發生氣候趨變 (Climate trend)。

方法一、二，更進一步假定為極端風暴效率可以伴隨極端露點出現，因而才造成極端風暴。在此更要特別注意的一點是在估計極端風暴與極端露點時，必須要消除所存在的一種所謂「因降雨所增加之假露點溫度 (Artificial dew point)」，此乃因為氣團在水平或垂直方向所含之水汽含量有限所致。因此，在估計極端露點時得採用 24 小時持續露點 (Persistent dew point) ——在實用上，美國採用 12 小時持續露點，此即風暴來臨前數日之露點須等於或至少維持在 24 小時以上而不發生任何變化，以保證此降水是真正為此一氣團固有之秉性。

方法一：校正過後之美國資料法

美國目前採用之 P. M. P. 法是以標準露點 67°F

為可供水汽量之代表，並將有地形影響之條件去除，進而求出一條等雨量線圖或 D. D. A. 包線圖（參考圖一），此包線即構成校正過後之美國資料基礎，唯目前各國是項資料頗為有限（我國也不例外），且其利用價值均不若美國的實用。

一般言之，此法可移置到世界各地使用，唯在應用本法前，有兩項假定，其一為具有相似之天氣機制（Synoptic mechanism）地點，其二為地形作用（Orographic effects）不致於影響風暴效率之存在地區。

在有些小區域內，若欲對短延時之風暴作較遠之移置，必須經過細密之檢核，此種情形多屬輻合型模式（Convergent model），進流空氣露點甚高，並有強烈垂直氣流，空氣均由下層輻合流入再由上層發散，雷雨（thunderstorms）即為此種風暴機制之典型範例，亦為極端風暴之主要來源。通常強烈之 D. D. A. 值多為短延時（24 小時以內）小面積（小於 1000 平方英里或 2600 平方公里）雷雨模式中之輻合機制所形成，此型風暴之移置範圍可以不受限制，與熱帶或鋒氣旋之受緯度限制不同。全球各地除極少數地區外均可發生輻合式雷雨，因此，該模式可作全球性之移置，例如 1949 年 6 月 2 日高雄每小時 110.4 公厘雨量之紀錄，即為輻合模式雷雨所導致，故按理可借用美國 D. D. A. 法去作最大降水量之估計，因其與美國南方之雷雨型式有類似之處。

雷雨在山區也許較易發生，但並非完全導致於地形作用，當水汽空竭效應（depletion）隨高度之變化不能為地形之強化作用（Intensification）所補償時，則必須作高度校正，並加露點校正，若一因子之變化恰為另一因子平衡時，則無需再加校正。

美國資料法之應用範圍限於 5,000 平方哩之面積內，若應用於更大之面積時，不但露點隨距離而有差異，而且地形之變化，降水型態之差異，以及風暴與進流水汽相對方位之不同，致使在大型風暴甚或所有風暴中之水汽因子均須特別推估。因較大範圍及較長延時之極端風暴大部份受制於大規模的氣流舉升運動（Upmotion），也就是天氣系統之環流作用（Circulation）。再如大陸與海洋地理形勢，冷熱源強度及冷暖氣流之相對位置亦為主因之一，所以，我們不可僅僅應用校正過後之美國資料法資料作為大面積及長延時之 P. M. P.，但可利用其他方法加以比較。（請參考下表）

美國可能最大深度，延時和面積資料

（露點溫度）

[U. S. (Dew Point) 78°F]

面積 mi ²	延 時 (hr)					
	1 (in)	3 (in)	6 (in)	12 (in)	18 (in)	24 (in)
小於1	16.6	28.0	38.9	54.0	65.5	75.1
10	9.3	19.8	30.0	31.3	40.0	42.6
100	5.3	15.5	20.6	29.0	35.8	38.8
200	5.9	14.2	18.8	28.2	34.6	37.7
500	4.9	12.4	16.2	27.1	32.7	36.0
1000	4.1	10.5	14.1	24.9	30.2	33.3
2000			11.8	19.5	24.8	27.3
5000			3.5	11.7	4.8	17.1

方法二：綜觀天氣分析法或物理法。

本法應用於壩位置之選定，亦即利用該區所曾出現之極端風暴露點與該區之極端實測露點（Extreme observed dew point）比值作校正因子（Adjustment factor），例如風暴露點為 60°F，而極端露點為 70°F，則校正因子為 $70^{\circ}\text{F}/60^{\circ}\text{F}=0.67\text{in}/0.41\text{in}=1.63$ ，當總雨量為 8.5 inches 時，極化值 $=8.5 \times 1.63=13.9\text{in}$ 。

風暴極化（Maximization）可分為原位（'in situ'）及移置（transposition）兩種，所謂原位極化即根據曾在該流域曾經發生之強烈風暴再以該流域中出現之最高露點予以極化；相反地，若估計值是借用於其他地區的最大風暴資料予以極化者，稱謂風暴移置，二者之極化值（Maximization）統稱為可能最大降水量（P. M. P.）。

極化程序（Maximization procedures）

I. 原位極化（Maximization 'in situ'）

第一步，決定流域範圍界限（Catchment boundary）。

第二步，在計劃流域內，選擇足夠量的主要雨量站（其數目依流域位置而不同），以記錄年代愈長者愈好，並得視地理形勢決定取捨。

第三步，檢查歷年來之雨量資料，選取其中最主要的（約20個風暴）風暴日期，作為日後估計之用。

第四步，再從前一步中擇取大約十個作為極化之用。

第五步，檢查資料是否有顯著之錯誤存在。

第六步，描繪等雨量線（isopleths）圖，以每一風暴一圖為原則。

第七步，用量積器（planimetry）計算流域平

均雨量。

第八步，估計流域平均高度 (Mean height)。

第九步，以極端濕度 (Extreme moisture) 極化主要風暴雨量。可利用各種校正因子 (Adjustment factor)。

第十步，繪出各風暴之時間分佈型態圖 (Temporal distribution pattern)。

第十一步，利用第九、十步完成極化雨量之估計值。

如此反覆極化，以求得所估計出之極化雨量達最大時為止，再以此極大值作為選壩地點之 P. M. P. II. 移置 (transposition)

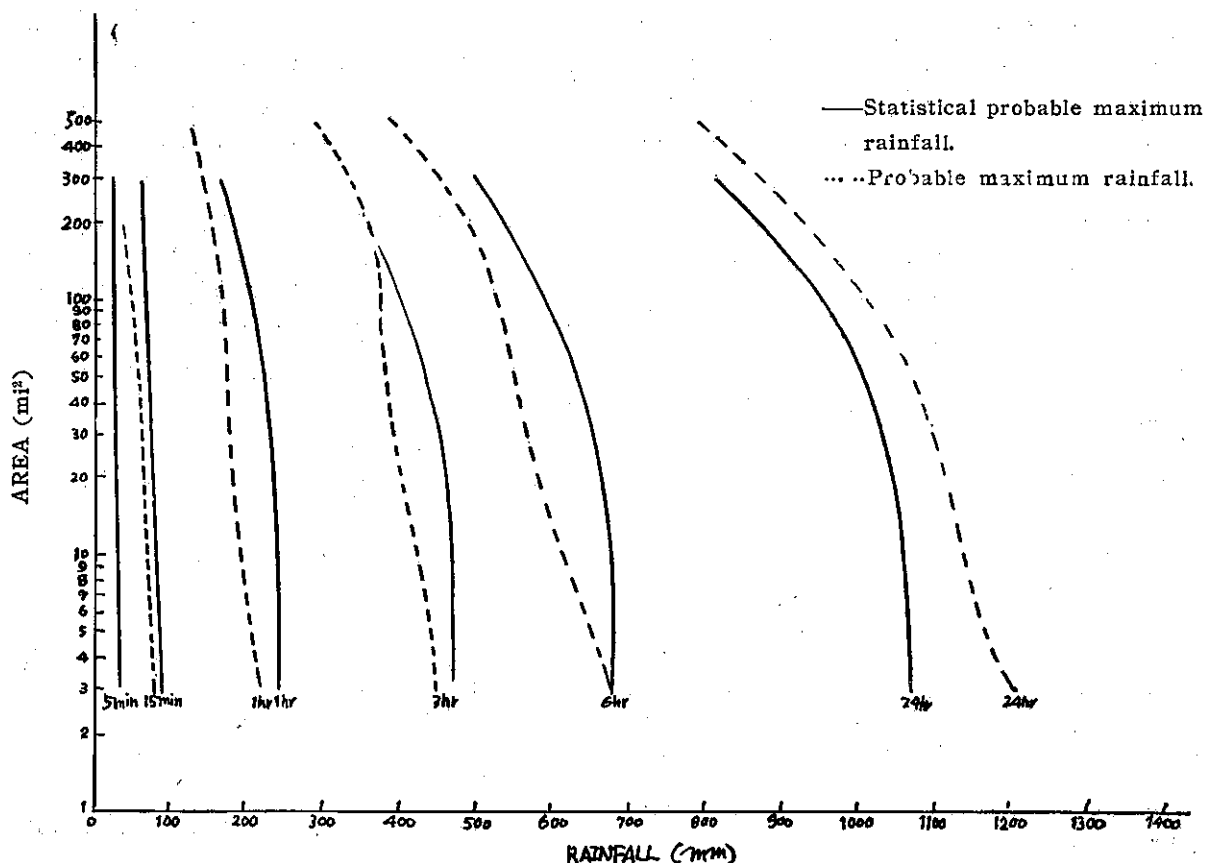
本法所運用之步驟與前法相同，唯需考慮下列四項條件：

(i) 風暴之發生與吾人所欲移置之地區 (例如從美國加里福尼亞州南部大平原移置到本省嘉南平原)

均為平坦之開闊地帶，亦即同屬於氣象均勻帶 (Meteorologically homogeneous zones)。

(ii) 若在地形影響較為顯著地區 (如宜蘭平原、臺東深谷)，想作風暴移置，必須考慮其地勢是否具有相似性 (Similarity)。

(iii) 風暴方位 (Storm orientation) 是否合於條件。從氣象觀點言，大部份風暴降水都有其相對之規律型態，尤其在無地形影響時為然。其他小部份風暴降水型態則有不規則或呈伸張現象，其與風暴機制或水汽進流 (inflow) 之關係較與地形關係更為密切，此種風暴在移置時，須視其方位或排列方向是否為移置過程中之重要因素，例如溫帶氣旋之鋒面雨，其等雨量線型態多與鋒面平行。依過去此種類似之氣象系統研究，發現鋒面與等雨量線平行現象不可能伸延 10 或 20 度以上，所以，此種風暴移置不得超過 20 度以上。



註 { ———實線代表統計可能最大降水量
.....虛線代表可能最大降水量

圖 2. 以統計法估計之可能最大降水量 (香港)

Fig. 2. Estimates of statistical probable maximum rainfall.

(iv) 山岳地區之移置 (Transposition in mountainous regions)

當地形作用僅限於進流水汽之空竭效應 (Depletion) 時，則風暴移置至面積相似之地區予以極化時均無任何問題，但若山脊之坡度、高度、方位等影響到風暴氣流型態而發生降水強化 (Intensification) 及飄雨 (Spillover) 效應時，則問題不若前述之簡單，例如：美國氣象局水文氣象組曾進行若干研究，結果均甚成功，此因移置於地形相似地區的結果。

假若我們考慮風暴雨量受下列二種機制作用：

(i) 由動力過程 (Dynamic process) 引起之氣團舉升作用 (lifting)。

(ii) 由地形導致之氣團舉升作用。

理論上，可依下列步驟將流域 A 之風暴移置到流域 B。

(1) 於流域 A 中，計算因地形作用導致的雨量。

(2) 自總雨量中減去因地形影響所發生之雨量，餘下者即為因動力作用引起之雨量。

(3) 再將動力性的雨量由流域 A 移至流域 B。

(4) 計算流域 B 中因地形作用所引起之雨量，最後再將(3)(4)兩步驟所得者相加，即為一新流域之風暴極端雨量。

以上程序可有條不紊地作山嶽地區「雨量移置」，唯一須要克服者即地形作用所引致之雨量需作正確之估計。

方法三：統計法

依照過去長時間的記錄，繪出各種等雨量線或 D. D. A 圖，利用統計原理求出 P. M. P 之方法，簡稱為統計法 (Statistical method)，例如圖二所示為香港皇家觀象台 (Hong Kong Royal Observatory) 所算出 5 分鐘、15 分鐘、一小時、三小時、六小時、24 小時之統計可能最大降水量。

統計法在測站降水量分析上運用甚廣，且可用來推算各延時迴歸週期 (Return period) 之降雨強度，藉以供水利工程設計之用。測站記錄可視作 10 平方哩以內之降水情形，利用深度和面積關係 (參看圖一) 可換算成較大面積之降水量 (限於 400~500 平方哩以內)。

在統計學上，雨量資料本身對於所謂極端值分配律 (Extreme value distribution) 之適合性曾引起許多學者爭論，但就選定之頻率推求雨量則頗為恰當，且允許利用外延法 (Extrapolation)。就水文學 (Hydrology) 中大部份常用之分配，其觀測值 X

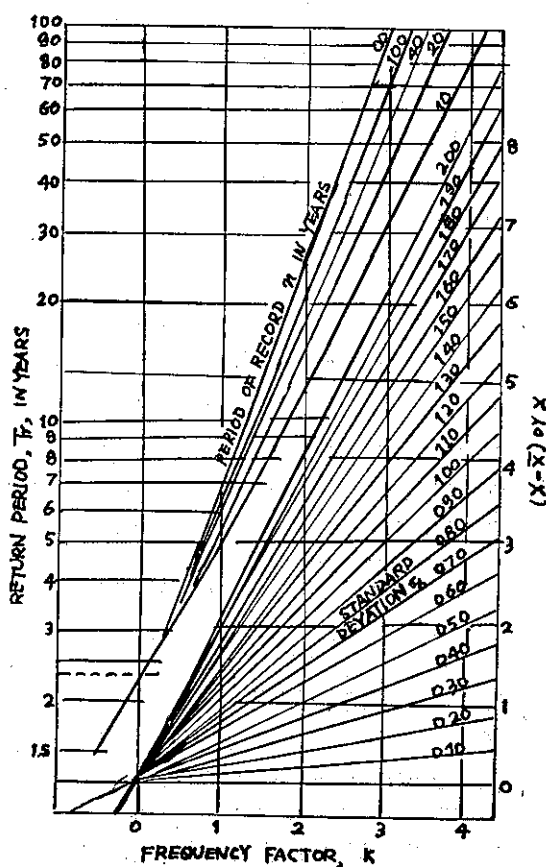
可用平均值 \bar{X} ，標準偏差 (Standard deviation) σ 或變異係數 (Coefficient of variation) σ/\bar{X} 及頻率因子 (frequency factor) K 表示，其式如下：

$$X = \bar{X} + K \sigma$$

$$\text{或 } X = \bar{X} \{1 + K(\sigma/\bar{X})\}$$

上式 K：頻率因子，視所用之統計分配、記錄年數 n 和迴歸週期而定。

在 Gumbel 分配中，上述各因子間之關係如圖三所示。



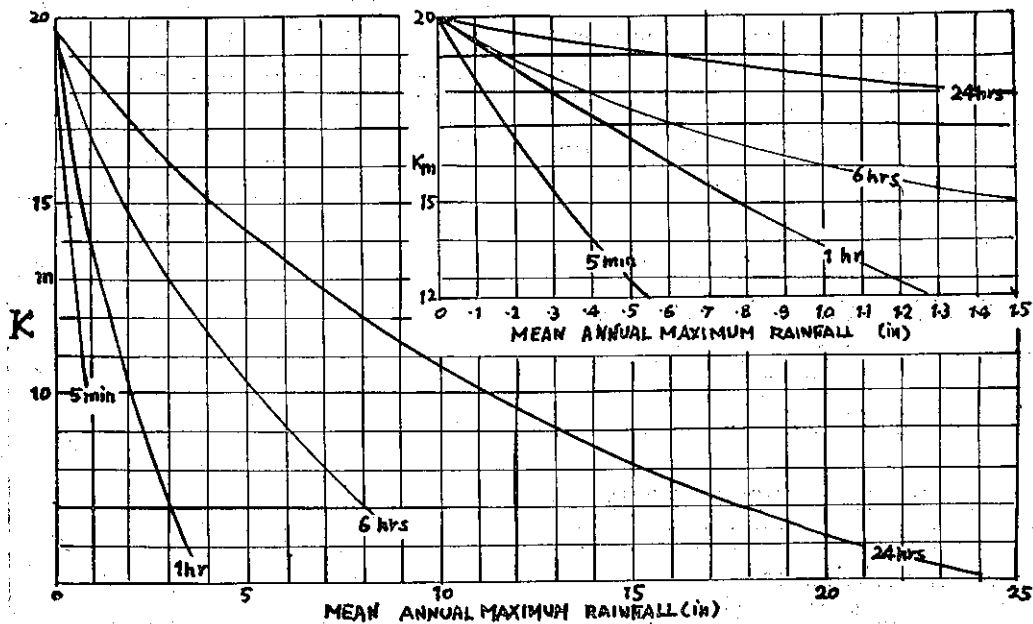
圖三、縮簡變量分配中各統計因子間之關係
Fig. 3. Relationship between elements in a reduced variate distribution.

根據此圖及分配中某部份因子即能推算其他因子。若屬必要 $X - \bar{X}\sigma$ 和 K 之比例 (Scale) 值可乘以任一有用因子。為求可能最大降水量，K 必有一極限值 K_m ，則可能最大降水量 (P. M. P) 可用下式表示：

$$P. M. P = \bar{X} + \sigma K_m$$

K_m 隨暴雨延時，地區及風暴機制等因子而變之可能性亦曾考慮，如圖四所示 K_m 由暴雨延時及平

均年最大雨量所成之經驗式表示。



圖四，平均年最大降水量，頻率因子及風暴延時之關係

Fig. 4. Relationship between mean annual maximum rainfall, frequency factor K_m , and storm duration.

此關係由美國最大年雨量延時自 5 分至 24 小時之分析研究資料得。（見圖四）最高雨量記錄各種延時之值可由下式決定

$$\frac{\text{實測最大雨量} - \text{平均年雨量}}{\text{標準偏差}} \text{ 或 } K_m = \frac{P_m - \bar{P}}{\sigma} = \frac{X_m - \bar{X}}{\sigma} \quad (\text{適用於每一延時})$$

止式 m ，表歷年最大值。

由每一延時下所求得之 K_m 知其無地勢型態 (Geographical pattern)，但當其與平均年最大雨量相互點繪時， K 值隨 P 之上升而下降。將各延時之所有 K_m 值點出，再就各延時之 K_m 值繪出，可求得一條包線 (Enveloping line)，得出與圖四之近似圖形，此包線與移置過程相似，利用世界最大觀測值可得圖四右上角插圖中各曲線，因各曲線間具有一致性 (Consistency)，故可用內插法求出其他延時如 6 小時者。

從圖四中，由已知之平均年最大雨量及其標準偏差可求得某一點各延時下之可能最大降水量，即 $P. M. P. = \bar{P} + K_m \sigma$

在此需注意者，即各雨量站縱有相同之平均年最

大降水量，但由於標準偏差之不同，其可能最大降水量亦不同。早期此法之研究曾以 $P. M. P. = \bar{P} + 15 \sigma$ 為合理之推估法，美國水文氣象界曾就此法再配以其他方法共同應用。

此法之優點，在於已考慮到實際雨量資料，並以統計參數表示，使用簡單，唯其缺點為對於局部性的風暴（如八七水災之針點 Pin Point 風暴）或風暴實質特性未能顧及，且其影響甚大。但由於雷雨之移置有世界性，並可利用 K_m 值所示之包線，兩者之作用相似，故皆可用在短延時小範圍之風暴中，其運用之成功與否端賴所用之記錄年限之久暫及其性質而定。極端暴雨之隨機發生 (Random occurrence) 可以影響 \bar{P} 平均年雨量與標準偏差 σ 之計算及 $P. M. P.$ 之推估。由於本法過於簡單以及實際資料之可靠性 (Reliability) 不一，故須與其他方法配合使用。

綜合而之，統計法之被運用由於某些區域之風暴在移置時不適用於方法一、二所致，例如香港，有一時一個單一的雷雨胞 (Thunderstorm Cell) 即可控制整個地區而導致極短延時之 $P. M. P.$ ；而在較長延時（大於三小時）中，因受不規則地形影響每使

雨量型態發生變化，若將之視為天氣幅度 (Synoptic Scale) 氣流變化，實不足以概括整個流域面積；在特殊情況下，V. A. Myers (1967) 曾指出在熱帶雨季期中隨時有較高露點溫度出現之可能，此並非基於理論上或經驗上理由，乃是因雨位 (Rain potential) 關係而使溫度之顫動變化 (Fluctuation) 達到最小程度。對於中幅度 (Mesoscale) 到天氣幅度 (Synoptic scale) 之天氣系統變化，Simpson (1967) 等也曾對熱帶性降水現象，加以研究，然而，迄今對於其動力學 (Dynamics) 原理仍不甚瞭解。至於較小幅度 (Smaller scale) 之地區，其熱帶風暴效率之參數和條件之決定因子是什麼？至今尚缺少透徹之研究；例如，人們已證實在熱帶地區颶風所產生之風暴效率可能會受潮力所左右。因此，到目

前為止，若欲求得理想之 P. M. P. 標準熱帶模式 (Tropical model) 仍然相當困難。基於此點，在臺灣地區若欲應用現行之方法予以推求 P. M. P. 則非易事，此因受下列條件限制所致：

(1) 臺灣地處亞熱帶地區，許多方法受緯度限制。

(2) 地形作用之影響，因平均高度大於 500 公尺的地勢有五分之三以上，且高峯疊起，地形模式 (Orographic model) 不易建立，當然也不易求得地形雨。

鑑於上項限制，P. M. P. 之方法在臺灣使用時必須三者併用，相互校正。筆者謹將臺灣地區所曾發生之最大降水量與世界最大降水量列表 (見表一，表二，表三) 分析之，以作為推估 P. M. P. 之參考。

表一：臺灣地區選定之主要測站最大降水量 (至 1972 年)
Table 1. The observed highest rainfall for selected key stations over Taiwan up to 31 Dec., 1972.

分區	測站名稱	海拔高度 (公尺)	24小時 最大 降水量 (mm.)	發生時間 年 月 日	造成原因	資料期限 起 ~ 止	一小時 最大 降水量 (mm.)	發生時間 年 月 日	造成原因	資料期限 起 ~ 止
平地	基隆	3.4	330.6	1930. 7.28	—— 颱風	1903~1972	102.1	1951. 9.27	Patty 颱風	1942~1972
	臺北	8.0	358.9	1930. 7.28	—— "	1897~1972	110.0	1959. 4.26	溫帶氣旋	1897~1972
	宜蘭	7.4	460.5	1966. 9.13	Elsie "	1936~1972	112.0	1966. 9.13	Judy 颱風	1942~1972
	臺中	77.1	660.2	1959. 8. 8	熱帶性低氣壓	1897~1972	99.7	1959. 8. 8	熱帶性低氣壓	1897~1972
	花蓮	17.6	465.8	1917. 7.20	—— 颱風	1911~1972	166.6	1929. 8.11	—— 颱風	1911~1972
	臺南	12.7	443.2	1956. 9.17	Freda "	1897~1972	163.3	1947. 8.29	—— "	1897~1972
	高雄	29.1	621.5	1962. 7.23	Kate "	1932~1972	110.4	1947. 8. 2	強烈雷雨	1932~1972
	金六結	9.5	382.1	1954. 9.15	活躍冷鋒	1947~1972	80.5	1947.10. 2	—— 颱風	1547~1972
	大武	7.6	441.6	1957. 6.26	Carmen 颱風	1940~1972	148.2	1956. 4.23	Thelma "	1940~1972
山區	鞍部	836.2	666.3	1968. 9.30	Elaine "	1943~1972	111.7	1967. 5.22	活躍冷鋒	1943~1972
	竹子湖	600.0	655.3	1968. 9.30	Elaine "	1947~1972	69.0	1958. 8.29	未命名颱風	1947~1972
	日月潭	1014.8	558.8	1960. 8. 1	Shirley "	1942~1972	100.0	1960. 8. 1	Shirley "	1942~1972
	阿里山	2406.1	789.6	1940. 8.31	—— "	1934~1972	120.0	1956. 9. 3	Dinah "	1934~1972
	鹿林山	2728.0	655.1	1956. 9. 3	Dinah "	1951~1972	94.6	1956. 9. 3	Dinah "	1951~1972
	玉山	3850.0	477.9	1956. 9.17	Freda "	1944~1972	58.6	1956. 9.17	Freda "	1944~1972

由表一研究分析，有五點特徵：

(1) 各地區之豪雨大多集中在七、八、九月，十五處測站之 24 小時最大雨量，有十四處在本季 (7~9) 發生，而一小時之最大雨量也有十一處出現在本季，其間以九月份發生頻率為最高，蓋九月份「西北颶」侵臺機會較多，同時有極不穩定之鋒面雨南下和溫濕頗高的颱風雨互相滙合，再加上地形作用，因此每有

極豐沛之雨量出現，造成洪水之機會也因而增多，依筆者觀點，此期可定為洪水警報 (Flood warning) 期，提醒民衆注意提前防範。

(2) 24 小時最大降水量以山區出現機會較高，例如阿里山高達 789.6 公厘，鞍部 666.3 公厘。此種山區之 24 小時降水量，可說純粹由地形因子所造成。

(3) 一小時最大降水量以平地最大，山區降水量以

阿里山 112.0 公厘為最大，鞍部 111.7 公厘次之，與平地之花蓮 166.6 公厘，臺南 163.3 公厘相較，均有遜色。此按經驗言，可能因山區所具有之溫濕水汽較平地為低，若從前述之 P. M. P 理論分析，皆認為在小面積短延時之強烈暴雨，可能源於垂直氣流突然減弱，其中所含大量水份或水汽 (Moisture) 急劇下瀉，造成許多山區之短延時最大降水量比平地為低的原因。

(4)除七、八、九月之颱風雨外，活躍冷鋒引起者有二次，一為 1954 年 9 月 15 日金六結出現之 382.1 公厘 24 小時最大降水量和 1967 年 5 月 22 日鞍部所出現之 111.7 公厘一小時最大降水量。熱帶性低氣

壓有一次，即 1959 年 8 月 8 日臺中出現之一小時最大降水量 (660.2 公厘) 及 24 小時最大降水量 (99.7 公厘)。溫帶氣旋雨有一次，於 1959 年 4 月 26 日臺北之一小時最大降水量 110.0 公厘。

(5)除上述第四點之「最大」頻率及天氣型式 (Weather type) 外，高雄於 1949 年 6 月 2 日所出現之強烈雷雨，使每小時雨量高達 110.4 公厘，此值可用為極端風暴之移置。此次雷雨自上午 7 時 45 分至下午 14 時 10 分，總雨量高達 338.5 公厘，且自 6 月 1 日至 6 月 4 日高雄每日均有雷雨出現，而以 6 月 2 日雨量為最大，再環視臺灣其他地區均無如此強烈雷雨出現。

表二：世界最大降水量觀測值 (至 1965 年)
Table 2. World's greatest observed point rainfall
amounts up to 31 December, 1972.

延 時	降 水 深 度 (in) (mm)	發 生 地 點	日 期 年、月、日
1 分 鐘	1.23 31	Unionville, Maryland	1956. 7. 4
8 "	4.96 126	Füssen, Bavaria	1920. 5. 25
15 "	7.80 198	Plumb Point, Jamaica	1916. 5. 12
20 "	8.10 206	Curtea-de-Arges, Roumania	1889. 7. 7
42 "	12.00 305	Holt, Mo	1947. 6. 22
2小時10分鐘	19.00 482	Rockport, W. Va	1889. 7. 18
2小時45分鐘	22.00 558	D'Hanis, Tex (17m. NNW)	1935. 5. 31
4小時30分鐘	30.8 780	Smethport, Pa.	1942. 7. 18
9 小 時	42.79 1,087	Belouve, La Reunion	1964. 2. 28
12 小 時	52.76 1,340	"	1964. 2.28~29
18小時30分鐘	66.49 1,689	"	1964. 2.28~29
24 小 時	73.62 1,870	Cilas, La Reunion	1952. 3.15~16
2 日	98.42 2,500	"	1952. 3.15~17
3 日	127.56 3,240	"	1952. 3.15~18
4 日	137.95 3,504	"	1952. 3.14~18
5 日	151.73 3,854	"	1952. 3.13~18
6 日	159.65 4,055	"	1952. 3.13~19
7 日	161.81 4,110	"	1952. 3.12~19
8 日	162.89 4,130	"	1952. 3.11~19

再從表二及表三分別檢討之，在臺灣地區所發生之最大降水量與世界各地所出現之最大降水量比較，其值相差很大，例如以 24 小時最大降水量比較，白石之 1248.0 公厘與 LaReunion 之 Cilas 相差 622.0 公厘；48 小時最大降水量白石與 Cilas 相較也相差 880.0 公厘，此可認為強烈暴雨發生之時機乃由於各

種因素異常巧合所致，諸如高露點氣團與效率甚高之風暴機制，再加上進流 (Inflow) 水汽受有利的地形阻擋，此三因素常出現在大暴雨 (biggest storm) 中，尤其是地形一項，可使降水率增大降水時間延長到 24 小時以上；例如，LaReunion 之 Cilas，海拔 1200 公尺，其山脊高達 3048 公尺，因此每使

表三：臺灣地區民用氣象觀測站最大及次大雨量紀錄（至 1972 年）

Table 3. The greatest and greater observed rainfall for civil meteorological stations over Taiwan area up to 1972.

延時	降水深度 (mm.)	發生地點	日期 年、月、日	記錄單位	附 註
一小時	176.0	嘉義大湖	1959. 8. 7	民用氣象 觀 測 站	八七大水災
"	166.6	花蓮	1929. 8. 11	"	
24小時	1248.0	石門白石站	1963. 9. 10~11	"	
"	1127.0	屏東泰武	1934. 7 19	"	47mmhr ⁻¹
48小時	1620.0	石門白石站	1963. 9. 10~11	"	
"	1109.5	雲林梅林	1959.8.7~8	"	八七大水災

溫濕氣流進入其漏斗狀之峽谷後，造成豐沛雨量，1952年3月曾出現持續性長達八日之最大降水量紀錄，以本省來說，六十四年各地之24小時最大降水量，超過一千公厘以上之豪雨共有六次，其中除八七水災斗六梅林（居第六位）之1001公厘外，其餘五次均發生在山區。

相反地，以平地來說，則具有較短延時（小於24小時）之降水量，亦即在山岳地區，當各種天氣系統接近，遇有潮濕不穩定氣流進入山區，即可有暴雨形成，八七水災大湖山之暴雨及石門水庫白石之記錄均為此一形式；但是有些地方縱有適當之地形因子，也不一定起很大作用。

五、臺灣地區洪水災害與水利建設

臺灣地區屬於亞熱帶氣候，每年颱風季（Typhoon season）期間常有大量豪雨（Very heavy rain）（註：依中央氣象局現行豪雨定義為每小時雨量超過15公厘之連續降水或日雨量超過130公厘並可能導致災害者）產生，偶可達數日之久使本省飽受洪水侵襲（參考表四），遭受重大損失，「防洪」（flood fighting）乃成為一個重要的問題。

惜目前我國對於洪水預報及警報系統尚未完全建立，欲達到迅速而準確之洪水預報，使人們能及時警戒，採取防範措施，使水災損失減少到最低限度，則非賴準確之洪水預報不可，此乃從洪水預報本身而言。從水利工程來說，標本兼治的防洪方策，則可從建

表四、臺灣最大三次水災紀要

Table 4. The three major flood records over Taiwan up to 1972.

時 間	發生原因	受災最嚴重地區	附 註
1959. 8. 7 ①	(艾倫颱風) 熱帶性低氣壓	苗栗、臺中、臺中市、彰化、南投、雲林、嘉義	臺中24小時雨量 660.2公厘，一小時雨量 99.7公厘
1960. 8. 1 ②	雪莉颱風	南投、雲林、彰化、臺中	日月潭24小時雨量 558.8公厘，一小時雨量 100.0公厘
1963. 9. 11 ③	葛樂禮颱風	北部及中部地區	臺北24小時雨量 332.1公厘，宜蘭 300.0公厘

壩或水庫着手，再配合疏洪方式進行，因此，P. M. P. 之資料對於提供工程人員設計具有極大價值，因此，P. M. P. 在目前各國水文氣象單位都設有專人負責研究。

就如臺灣大學土木研究所教授苟淵博博士所建議，欲解決臺北地區的水患問題，最妥善辦法，是在淡水河上游建設「中小型串連式單目標」的防洪水庫，這種水庫特點，就是在淡水河上游，每隔一段建一水壩，將河水分隔成一節節的，形成串連式的水庫，其優點有四：

(1)可以利用預測的雨量強度調節水流的速度。例如民國五十二年葛樂禮颱風來襲時，臺北24小時雨量達332.1公厘之暴雨即構成本省第三等級之大水災；又民國61年8月貝蒂颱風侵襲時，十六日淡水日雨量60公厘，臺北市104公厘，此一中度颱風已使臺北盆地岌岌可危，淡水河臺北橋水位已超過警戒線三公呎，新店溪中正橋水位也超過警戒線一公尺，基隆河中山橋則超出警戒線一點五公尺，可見多少降水量可造成多大洪水，為吾人迫切研究問題。

(2)可以攔蓄洪峯（Peak stage），降低洪水破壞力量。

(3)因為此種水庫是一層層攔截水的流動，這種有秩序有定容量的緩衝點，可使河水流到下游地區時流速減緩，不易造成水患。

(4)就經濟觀點言，此種中小型的防洪水庫，不需要很大經費，因其僅作單目標防洪之用。

六、結 論

P. M. P. 之估計法已如上文所述，最後謹將它對洪水預報與水利工程之重要性作成以下三點結論：

第一、臺灣地區河短流促，實施洪水預報在時間方面不如其他國家大陸性河川之充裕，無法藉上游水位或雨量情報在洪水到達前一至三天發出預報。使有足夠時間準備搶險或避難；亦即說，大流域洪水預報僅以上下游水位關係及簡單通訊法（如一般電話，電報或航空等），即可獲得良好效果，所以遭受洪水災害較少，類如澳洲大陸之大河流域，從上游流至下游有時需費一個月以上時間方可到達下游，臺灣則反是，故對於較短延時之降水強度或 P. M. P. 資料供應，實為洪水預報之最重要問題。

第二、雖有颱風警報之發佈，但每次颱風並非絕對引起水災，居民難免存觀望心理，故必需另行預報洪水之淹水區域面積、水深，方具效果，此點有賴平均降水量或 D. D. A. 資料之提供。

第三、一般防洪及水庫工程需要龐大之經費及長久之施工期間。P. M. P. 資料可供工程設計者作可能極端洪水（Probable extreme flood）期之尖峯期水位控制，減少工程材料及金錢之過度浪費。例如有些地方之水庫工程在設計前未考慮到可能極端洪水之發生，以致在工程完成後，一旦遭到大洪水侵襲，

每使災害更加慘重，甚至引起水庫崩潰，造成不可收拾的局面。例如 1972 年 6 月美國南達科州（S. Dakotah）曾發生水壩崩潰事件，乃因颶風之暴雨所引起，造成 164 人死亡，500 人失蹤，千餘人受傷及損失美金二十億圓之大災害。

參 考 資 料

1. C. J. Wiesner, 1970 Hydrometeorology, Chapman and Hall Ltd., London
2. G. J. Bell and P. C. Chin, [Probable Maximum Rainfall in Hong Kong, 1968 Royal Observatory, Hong Kong
3. Sverre Petterssen, Ph. D., 1965 Weather analysis and forecasting.
4. Walter J. Saucier, 1955, Principles of Meteorological analysis.
5. 劉衍淮（1965），臺灣紀錄中天氣極端之研究
氣象學報 十一卷四期
6. 臺灣累年氣象報告 1897~1952 及續編 1951~1960.
臺灣省氣象所
7. 七十年來颱風報告資料 1969 臺灣省氣象局
8. 中央氣象局月總簿資料（1961~1972）
9. 淡水河流域洪水預報研究第一期工作報告 61年 6月
臺灣省水利局規劃組

氣象學報徵稿簡則

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

（請參閱補充稿約）

保 密 防 諜 · 人 人 有 責 匪 諜 自 首 · 既 往 不 究

臺灣氣溫週期變動之分析

蕭 長 庚

Periodic Analysis of Temperature in Taiwan

Chang-Keng Hsiao

Abstract

By the methods of autocorrelation function, spectrum and harmonic analysis, the following results of temperature analysis at the stations (Taipei, Hualien, Taichung, Tainan, Taitung and Hengchun) in Taiwan are obtained.

1. In annual and monthly temperature data, the quasi-biennial oscillation is in agreement with the worldwide phenomenon.

2. The annual temperature spectrum reveals three highly significant maxima of variance: first with the periods 2.2-2.3 years, second with the periods 5.7 years and the third with periods longer than about 75 years.

3. The double sunspot cycle (22 years) is revealed in Taipei, Taichung, Tainan, Taitung and Hengchun data, but not in Hualien.

一、前 言

臺灣氣候週期變化之研究方面，近年來氣象學者彭立博士⁽¹⁾及魏元恒⁽²⁾，劉衍淮⁽³⁾，徐晉淮⁽⁴⁾諸先生均有所論著。本文係進一步用較嚴格之方法，增長資料時間，將臺灣數個測站（臺北，花蓮，臺中，臺南，臺東，恒春）累年之氣溫資料利用自相關係數，分析其週期情形，找出可能存在之基本週期，由此基本週期做自相關係數之波譜分析，從中可以看出各波長週期之強度分佈，然後再利用調和分析法將全部資料加以計算，求出振幅，相位角及變異數，以便與自相關所得出之結果做一比較驗證，由於計算所得結果圖表甚多，結論簡單，故本文將以臺北一地做為討論說明的中心。

二、使 用 公 式

根據 Brooks⁽¹⁰⁾ 自相關係數公式表示如下：

$$r_L = \frac{\sum_{i=1}^{N-L} (X_i - \bar{X})(X_{i+L} - \bar{X})}{\sigma_x^2(N-L)} \quad \dots\dots\dots(1)$$

式中 r_L 為自相關係數， X 為變數值， \bar{X} 為平均值， σ_x 為 X 之標準偏差， L 為落後數， N 為資料個數。

根據 Panofsky⁽⁶⁾ 自相關係數波譜公式表示如下：

$$B_i = \frac{r_0}{m} + \frac{2}{m} \sum_{L=1}^{m-1} \left[r_L \cos\left(\frac{360^\circ}{2m} iL\right) \right] + \frac{r_m}{m} (-1)^i \dots\dots\dots(2)$$

式中 i 為波數， $2m$ 為基本週期，其他符號全公式(1)調和分析之波譜（變異數）公式表示如下：

$$V_i = \frac{C_i^2}{2\sigma_x^2} \dots\dots\dots(3)$$

式中 $C_i^2 = A_i^2 + B_i^2$ ， $A_i = \frac{2}{N} \sum_{t=1}^p \left[X \sin\left(\frac{360^\circ}{p} it\right) \right]$

$$B_i = \frac{2}{N} \sum_{t=1}^p \left[X \cos\left(\frac{360^\circ}{p} it\right) \right]，p \text{ 為基本週期}$$

， i 為波數，其他符號全公式(1)。

三、氣溫週期變動分析

本省由南而北，各地的氣溫在長期趨勢上看來均有普遍的升高現象，根據最小二乘方之統計結果，平均每年升高 0.01°C ，在此種長期趨勢之下確包含了許多複雜的週期，如今我們首先假設此種週期為一些正弦波的組合，以下即按統計結果而加以說明。圖表方面， a 為自相關係數圖， b 為自相關係數之波譜圖， c 為調和分析變異數圖，而各測站之年平均氣溫，標準偏差（Standard Deviation），平均偏差（Mean Deviation）列如下（表1）

表 1.

站 名 項 目 °C	臺 北 1897-1971	花 蓮 1911-1971	臺 中 1897-1971	臺 南 1897-1971	臺 東 1901-1971	恆 春 1897-1971
平 均 氣 溫	21.9	22.6	22.4	23.4	23.7	24.6
標 準 偏 差	0.40	0.39	0.44	0.49	0.43	0.44
平 均 偏 差	0.32	0.33	0.36	0.41	0.35	0.37

(一)臺北 (1897-1971)

(1)年平均氣溫：(圖 1-a, 1-b, 1-c)

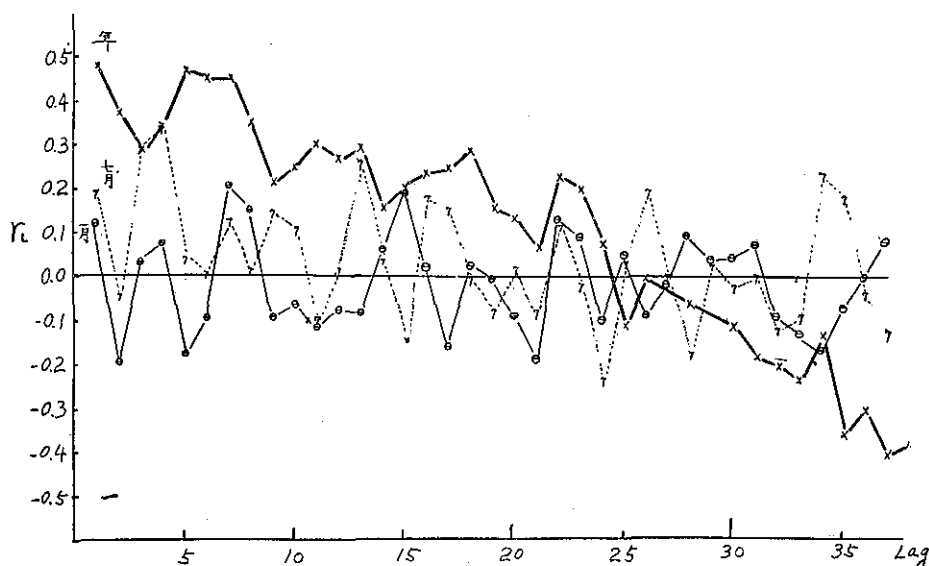


圖 1-a 臺北年平均氣溫自相關係數圖

圖 2-a 臺北一月平均氣溫自相關係數波譜圖

圖 3-a 臺北七月平均氣溫自相關係數圖

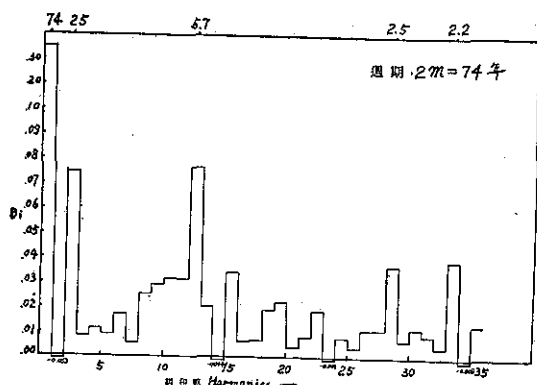


圖 1-b 臺北年平均氣溫自相關係數波譜圖

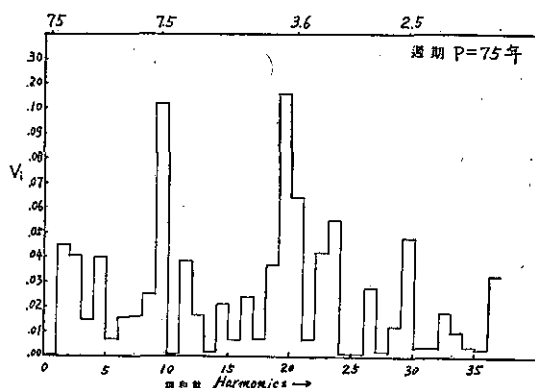


圖 1-c 臺北年平均氣溫調和分析變異數圖

在圖 1-a 中呈現出一條具有下降趨勢之折線，直坐標表示的是自相關係數，橫坐標為落後數(Lag)之值，自相關係數隨落後數之增加逐漸由 0.48 之正相關減低至 0.07，自落後數 25 以後除落後數 28 微升

至 0.01 外均為負自相關，而且逐漸增加其係數達 -0.41 及 -0.38，根據參考文獻⁽⁵⁾內所引述之 Sakuraba 及 Ogawara 兩人所訂自相關係數，當資料為 75 個時之具有意義範圍是 r_L (自相關係數) ≥ 0.18 或

$r_L \leq -0.20$ ，故以上所得之兩端正負相關值均甚具代表性，中間一段之自相關則甚為微弱，如此可以明顯的看出長期趨勢在 37 年中是逐漸趨向於負相關，今採用全部自相關係數予以波譜分析，（圖 1-b）可以看出自相關波譜中第一波，第三波，第十三波及第三十四波較為突出，其所對應之週期為 74 年，25 年，5.6 年及 2.2 年，為求其可靠性，又利用調和分析法將 75 年資料全部輸入，求出各波長之變異數（圖 1-c），由此圖中第一波，第三波，第十三波及第三十四波均甚突出，經平滑後所對應之週期為 75 年以上，25 年左右，5.7 年，2.6 年，2.2 年，此與利用自相關所得結果頗為一致，前彭立博士在臺北氣溫與降水之長期變化研究報告中曾指出可能有約為 66 年之週期，今分別用 66, 67, 68, 69, 70, 71, 72, 73, 74, 75 年做基本週期，經調和分析後所得第一波之結果如下（表 2）

表 2.

基本週期	Sin 係數	Cos 係數	振 幅	相 位 角	變異數
66	-3.3687	0.2516	3.3781	-85.7292	0.3897
67	-3.3563	0.2995	3.3693	-84.8994	0.3886
68	-3.3511	0.2575	3.3611	-85.6053	0.3766
69	-3.3557	0.1883	3.3610	-86.7881	0.3631
70	-3.3511	0.3217	3.3665	-84.5166	0.3696
71	-3.3580	0.2269	3.3657	-86.1345	0.3526
72	-3.3630	0.2749	3.3742	-85.3276	0.3563
73	-3.3707	0.2681	3.3814	-85.4522	0.3549
74	-3.3722	0.3710	3.3925	-83.7223	0.3618
75	-3.3700	0.4452	3.3993	-83.4740	0.3669

由上表中可以看出振幅及變異數自第 66 年處逐漸減少，至第 72 年處又逐漸增加，由此得知臺北年平均氣溫極具有 66 年週期之可能性，此種 22 年間隔之週期性，可能係受到太陽活動所致，亦可能是一種吻合，得待更進一步的證明，參考文獻⁽²⁾中有很詳盡的討論，至於 2-3 年之週期則主要係與平流層振動週期有關，據 Miller⁽⁸⁾之報告，平流層近似兩年週期之振動，雖不足以完成地面上大部熱量之平衡交換，但其振動目的確係在維持熱量平衡，因此地面之溫度變化必與其有因果關係。而 5.6 年之週期則甚符合於太陽黑子之第二個調和分量 5-6 年。

臺北年平均氣溫有以上之週期，然而月平均氣溫是否亦如此呢？以下則再利用一月及七月之平均氣溫

加以分析，當可發現其週期並不相同。

(2)一月平均氣溫（圖 2-a, 2-b, 2-c）平均值為 15.1°C ，標準偏差為 1.23°C ，平均偏差為 0.95°C 。

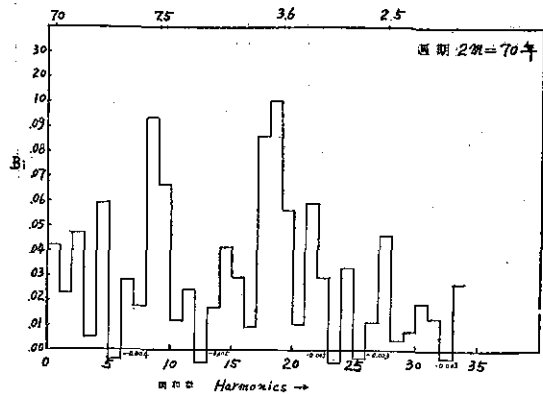


圖 2-b 臺北一月平均氣溫自相關係數波譜圖

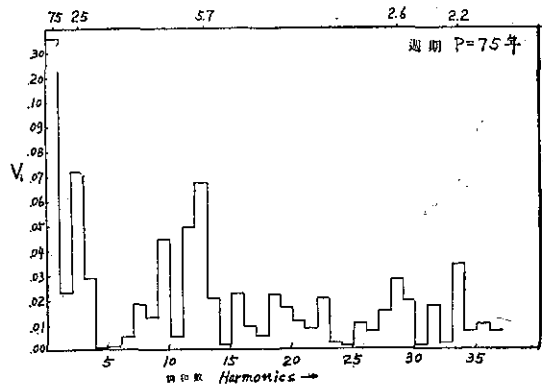


圖 2-c 臺北一月平均氣溫調和分析變異數圖

圖 2-a 中並不呈現年平均氣溫所具有之趨勢——由高正自相關係數逐漸到不自相關再轉變為高負自相關係數，形成一下降之階狀折線——因此其長週期無法一眼看法，而自相關係數中以落後數第 7, 15, 21 者為較具意義，今則取 70 年為其基本週期（7 之倍數），做自相關係類之波譜分析，由圖 2-b 中顯示出第一波甚弱，似乎無 70 年左右之長週期存在，而較為突出的是第九，第十，第十六及第十九波，對應之週期則為 7.5 年左右及 3.6 年左右，再看調和分析所得之圖 2-c，亦無 75 年週期，卻同樣有 7.5 及 3.6 年之週期。

(3)七月平均氣溫（圖 3-a, 3-b, 3-c）平均值為 28.3°C ，標準偏差為 0.53°C ，平均偏差為 0.42°C 。

圖 3-a, 3-b, 3-c 中所顯示的稍與一月平均氣溫之週期不同，一月平均氣溫之週期以 7.5 及 3.6 年為中心，而七月平均氣溫則以 38 年左右，4.4 年，

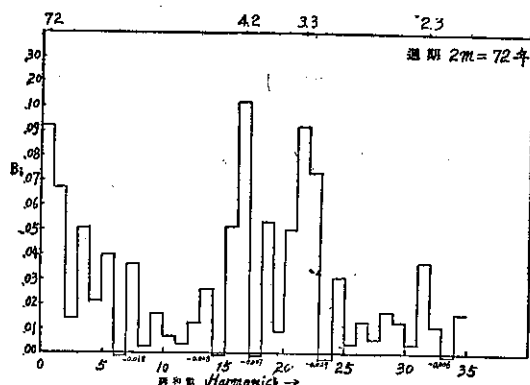


圖 3-b 臺北七月平均氣溫自相關係數波譜圖

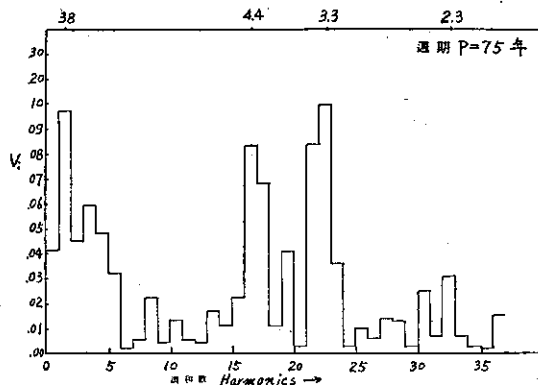


圖 3-c 臺北七月平均氣溫調和分析變異數圖

3.3 年，2.3 年為重要，因此考慮到七月與一月間是否可能有相輔相成之作用，而求兩者間之相關，結果相關幾近於零，表示一月氣溫與七月氣溫並無可見之關係存在。

(二) 花蓮 (1911-1971)

花蓮位於臺灣之東部，其測站所存之紀錄較臺北為短，今利用不同長度之時間為基本週期及不同之地點以分析其氣溫如下。

(1) 年平均氣溫 (圖 4-a, 4-b, 4-c)

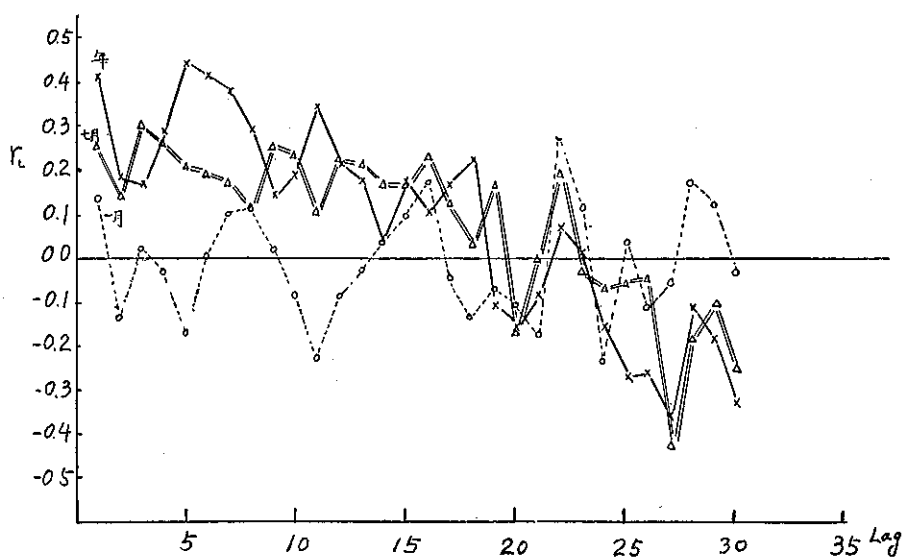


圖 4-a 花蓮年平均氣溫自相關係數圖

圖 5-a 花蓮一月平均氣溫自相關係數圖

圖 6-a 花蓮七月平均氣溫自相關係數圖

圖 4-a 中有着與臺北年平均氣溫同樣之階降趨勢，由於資料年限只有 61 年，故第一波所表示的 61 年基本週期，其變異數雖達 0.3487，但較臺北，臺中，臺南等地為小，其次在圖 4-b, 4-c 中第十一波第

十七波及第二十八波均甚突出，其所對應之波長各為 5.6 年，3.6 年及 2.2 年，而 22 年左右之週期則未能顯出。

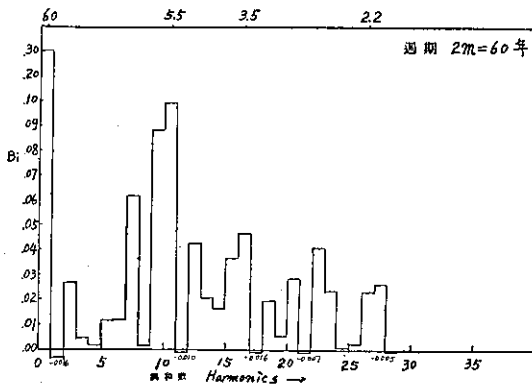


圖 4-b 花蓮年平均氣溫自相關係數波譜圖

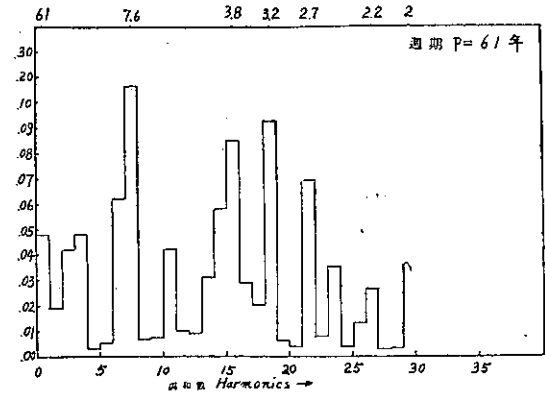


圖 5-c 花蓮一月平均氣溫調和分析變異數圖

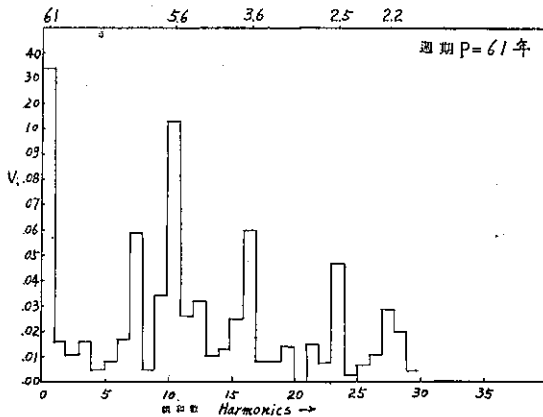


圖 4-c 花蓮年平均氣溫調和分析變異數圖

(3)七月平均氣溫 (圖 6-a, 6-b, 6-c) 平均值為 27.5°C , 標準偏差為 0.62°C , 平均偏差為 0.50°C 。

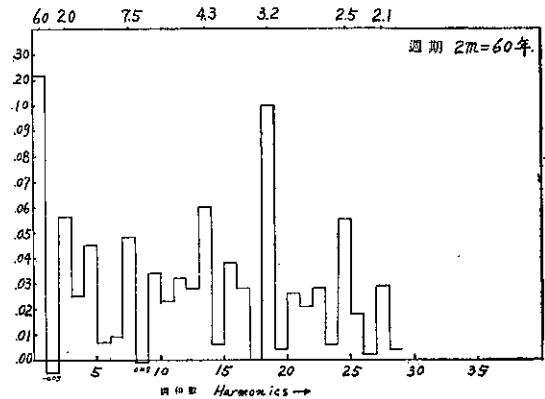


圖 6-b 花蓮七月平均氣溫自相關係數波譜圖

(2)一月平均氣溫 (圖 5-a, 5-b, 5-c) 平均值為 1.72°C , 標準偏差為 1.16°C , 平均偏差為 0.89°C 。

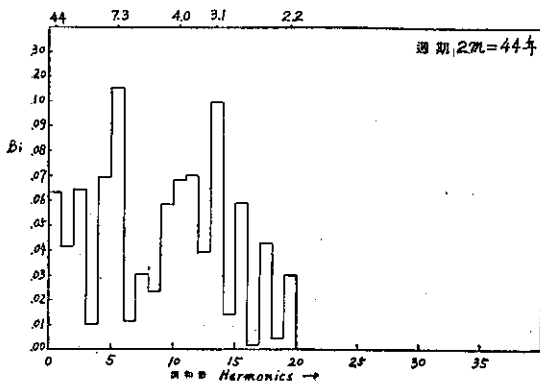


圖 5-b 花蓮一月平均氣溫自相關係數波譜圖

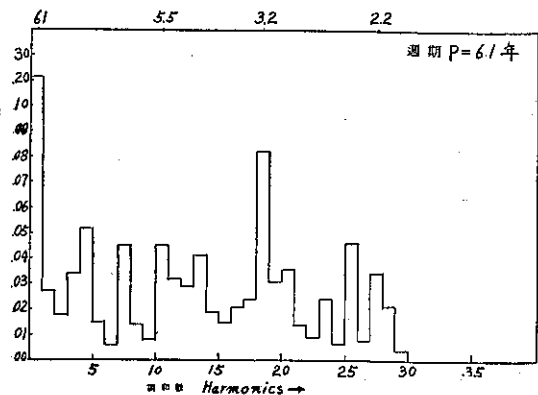


圖 6-c 花蓮七月平均氣溫調和分析變異數圖

圖 6-a, 6-b, 6-C 中均顯出有 61 年以上, 3.2 年及 2.2 年左右之週期, 變異數之值一般均較高。 (註)臺中, 臺南, 臺東及恒春之平均氣溫分析結果列如

表 3, 自相關係數圖列於圖 7-a, 調和分析各波之振幅, 相位角及變異數均列入表 4, 表 5 中。

表 3 各測站年平均氣溫之週期表 (第三波以下較突出者)

站名 項目	臺 北 1897-1971	花 蓮 1911-1971	臺 中 1897-1971	臺 南 1897-1971	臺 東 1901-1971	恆 春 1897-1971
週 期 (年)	5.7, 2.6, 2.2	5.6, 3.6, 2.2	5.7, 2.3	5.7, 2.3	5.7, 2.2	5.7, 3.5, 2.3

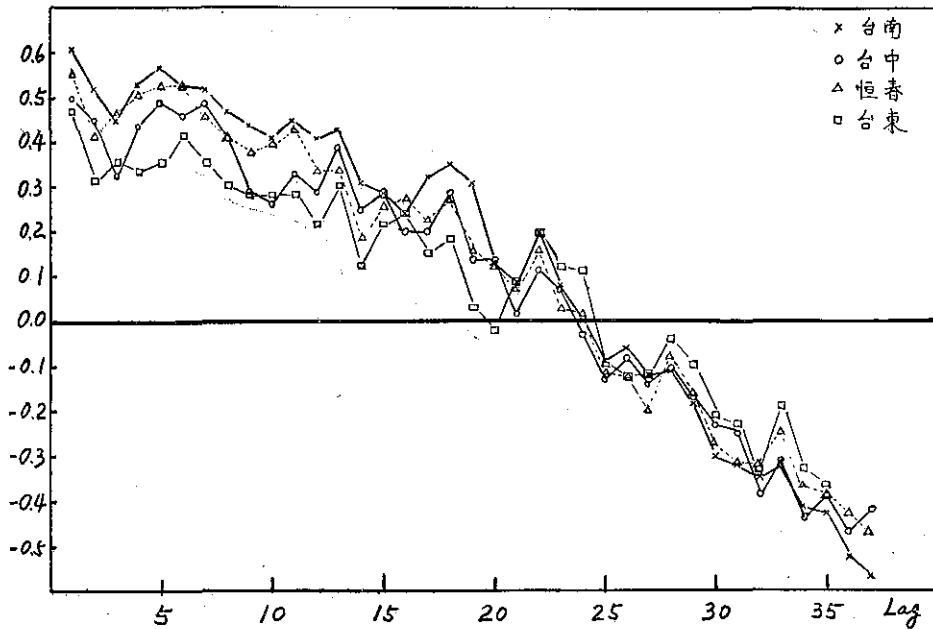


圖 7-a 臺中, 臺南, 臺東及恆春自相關係數圖

以上各測站基本週期 75, 71, 61 之第一波變異數值甚高, 這只能表示出有一較長之週期存在, 並不能肯定說這就有 75 年的週期, 其第一波, 第二波乃至第三波均只能表示其重要性, 描出其大致輪廓, 而數字太粗, 無法確實估計其波長, 必需利用各不同波長做基本週期, 比較其強弱而決定週期之長度, 本文中則暫未予計算。

四、結 論

1. 本省各測站之月及年平均氣溫資料中, 均具有近似兩年之週期, 甚符合於世界廣泛之現象。
2. 年平均氣溫波譜中較明顯的有三個週期其一是 2.2~2.3 年, 其二是 5.7 年, 其三是 75 年以上。
3. 雙太陽黑子之 22 年週期除花蓮一地外在臺北, 臺中, 臺南, 臺東及恒春均有出現。

致謝: 本文在統計分析過程中徐明同博士及魏元恒主任, 謝信良, 鄭春台諸先生給以熱心的指導與鼓勵, 林慧佳協助繪圖, 作者在此致以衷心的感謝。

參 考 文 獻

1. 彭立: (1967) 「臺北氣溫與降水之長期變化」, 國立臺灣大學理學院地理學系研究報告, 第四期, pp. 125-136.
2. 魏元恒: (1964) 「太陽黑子對天氣及氣候之影響」, 氣象學報第十卷第四期, pp. 19-18.
3. 劉衍淮: (1964) 「臺灣氣候變化之趨勢與週期」, 氣象學報第十卷第三期, pp. 31-51.
4. 徐晉淮: (1967) 「應用調和解析預報每月之氣溫與降水量」, 氣象學報第十三卷第四期, pp. 23-47.
5. 徐明同, 謝信良, 林民生: (1970) 「天氣幅度擾亂與

表 4. 臺中，臺南年平均氣溫之調和分析結果

臺 中 (1897-1971)						臺 南 (1897-1971)					
波 數	Sin 係數 A _i	Cos 係數 B _i	振 幅 C _i	tan ⁻¹ 角度 360°	變 異 數	波 數	Sin 係數 A _i	Cos 係數 B _i	振 幅 C _i	tan ⁻¹ 角度 360°	變 異 數
1	-4.1689	-0.4404	4.1921	83.9700	0.4502	1	-4.9991	0.5954	5.0344	-83.2078	0.5314
2	0.1677	-0.0491	0.1748	-73.6825	0.0008	2	-0.4274	0.1801	0.4638	-57.1459	0.0045
3	-1.2497	-0.1470	1.2583	83.2929	0.0406	3	-1.4963	-0.0495	1.4971	88.1059	0.0470
4	-0.9315	0.6899	1.1592	-53.4759	0.0344	4	-1.0165	0.4824	1.1252	-64.6148	0.0265
5	-0.0878	0.6760	0.6817	-7.4028	0.0119	5	-0.2658	0.7220	0.7694	-20.2111	0.0124
6	0.4105	-0.3125	0.5159	-52.7157	0.0068	6	-0.2749	0.0691	0.2835	-75.8877	0.0017
7	0.2160	-0.0286	0.2179	-82.4458	0.0012	7	0.8218	0.1770	0.8406	77.8424	0.0148
8	-0.7084	0.2490	0.7509	-70.6346	0.0144	8	-0.8841	0.3083	0.9363	-70.7733	0.0184
9	0.4429	0.0641	0.4475	81.7634	0.0051	9	0.4432	0.5669	0.7195	38.0189	0.0109
10	-0.2383	-1.1980	1.2214	11.2486	0.0382	10	0.4068	-0.6111	0.7341	-33.6514	0.0113
11	-0.4867	0.2811	0.5621	-59.9875	0.0081	11	-0.7384	0.3429	0.8141	-65.0923	0.0139
12	0.6825	1.2317	1.4081	28.9928	0.0508	12	0.8244	0.9792	1.2826	40.2305	0.0345
13	0.0478	1.4592	1.4600	1.8758	0.0546	13	0.0033	1.6231	1.6231	0.1178	0.0552
14	-0.4302	-0.0725	0.4363	80.4323	0.0349	14	-0.2946	-0.2788	0.4057	46.6785	0.0035
15	-0.4202	0.6471	0.7716	-32.9976	0.0153	15	-0.4695	0.4115	0.6243	-48.7689	0.0082
16	-0.3573	0.8080	0.8835	-23.8522	0.0200	16	-0.0140	0.7397	0.7398	-1.0810	0.0115
17	0.3810	-0.1182	0.3990	-72.7649	0.0041	17	1.0247	-0.0783	1.0277	-85.6287	0.0221
18	-0.4552	-0.5001	0.6763	42.3050	0.0117	18	-0.0295	-0.2919	0.2934	5.7718	0.0018
19	-0.5785	-0.5521	0.7997	46.3374	0.0164	19	-0.4606	-0.4750	0.6616	44.1231	0.0092
20	0.7605	0.4558	0.8857	59.0648	0.0201	20	0.4590	0.3517	0.5782	52.5356	0.0070
21	-0.3989	-0.3558	0.5345	48.2716	0.0073	21	-0.4045	-0.7840	0.8822	27.2301	0.0163
22	-0.5224	-0.5932	0.7904	41.3647	0.0160	22	-0.3203	-0.5342	0.6229	30.9421	0.0081
23	-0.3679	0.1862	0.4124	-63.1506	0.0044	23	-0.0530	0.2218	0.2281	-13.4491	0.0011
24	0.3725	-0.0103	0.3727	-88.4091	0.0036	24	0.6720	0.1640	0.6917	76.2836	0.0100
25	-0.1157	-0.1466	0.1867	38.2711	0.0009	25	0.0922	-0.2933	0.3074	-17.4498	0.0020
26	0.3899	-0.4185	0.5720	-42.9762	0.0084	26	0.7141	-0.3881	0.8127	-61.4797	0.0138
27	0.4232	0.1740	0.4576	67.6542	0.0054	27	0.3592	0.1450	0.3873	68.0207	0.0031
28	-0.3113	-0.3580	0.4744	41.0046	0.0058	28	-0.3274	-0.3963	0.5141	39.5589	0.0055
29	0.7433	-0.6795	1.0071	-47.5676	0.0260	29	0.7526	-0.5696	0.9438	-52.8801	0.0187
30	0.0555	0.7663	0.7683	4.1455	0.0151	30	0.3054	0.3220	0.4438	43.4911	0.0041
31	-0.2349	-0.2387	0.3349	44.5446	0.0029	31	-0.3560	-0.3246	0.4818	47.6435	0.0049
32	-0.5528	-0.3723	0.6665	56.0400	0.0114	32	-0.5904	-0.4351	0.7334	53.6105	0.0113
33	0.1474	0.4948	0.5163	16.5931	0.0068	33	1.101	0.2234	0.2490	26.2252	0.0013
34	-1.1977	-0.4557	1.2814	69.1685	0.0421	34	-1.1086	-0.4790	1.2076	66.6332	0.0306
35	0.5897	0.2129	0.6270	70.1507	0.0101	35	0.6519	0.1641	0.6723	75.8731	0.0095
36	-0.8422	0.2282	0.8725	-74.8377	0.0195	36	-0.5154	0.2450	0.5707	-64.5765	0.0068
37	-0.4485	0.0383	0.4501	-85.1130	0.0052	37	-0.4578	-0.3768	0.5929	50.5472	0.0074

表 5 臺東、恒春年平均氣溫之調和分析結果

臺 東 (1901-1971)						恒 春 (1897-1971)					
波 數	Sin 係數 Ai	Cos 係數 Bi	振 幅 Ci	\tan^{-1} 角度 360°	變 異 數	波 數	Sin 係數 Ai	Cos 係數 Bi	振 幅 Ci	\tan^{-1} 角度 360°	變 異 數
1	-3.5287	0.6761	3.5929	-79.1533	0.3422	1	-4.0721	1.3467	4.2890	-71.7004	0.4693
2	-0.7592	-0.6429	0.9948	49.7376	0.0262	2	-1.2284	-0.6067	1.8701	63.7155	0.0479
3	-0.3857	-1.4713	1.5210	14.6888	0.0613	3	-0.3672	-0.7492	0.8343	26.1123	0.0178
4	-0.3328	-0.0615	0.3384	79.5244	0.0030	4	-0.5026	0.9001	1.0309	-29.1801	0.0271
5	-0.9901	0.2126	1.0127	-77.8834	0.0272	5	-0.4582	0.5678	0.7297	-33.9031	0.0136
6	-0.6011	-0.8165	1.0139	36.3620	0.0273	6	-0.2244	-0.0631	0.2331	74.3010	0.0014
7	-0.1438	0.6687	0.6840	-12.1392	0.0124	7	0.5685	0.4008	0.6956	54.8199	0.0123
8	-0.1444	-0.5849	0.6025	13.8639	0.0096	8	-0.7694	0.3481	0.8445	-65.6579	0.0182
9	-1.1948	-0.0355	1.1953	88.2984	0.0379	9	0.1174	0.4893	0.5032	13.4907	0.0065
10	0.1784	1.0158	1.0313	9.9611	0.0282	10	0.5326	-0.6038	0.8051	-41.4158	0.0165
11	0.6413	0.2750	0.6978	66.7918	0.0129	11	-0.2315	-0.0178	0.2322	85.5957	0.0014
12	0.5623	1.0545	1.1951	28.0688	0.0379	12	0.5436	0.8359	0.9971	33.0390	0.0254
13	-1.2669	-0.0007	1.2669	89.9697	0.0426	13	-0.0149	1.4679	1.4680	-0.5816	0.0550
14	-0.2494	0.6409	0.6877	-21.2616	0.0125	14	-0.4755	-0.6049	0.7694	38.1690	0.0151
15	-0.7658	0.2082	0.7936	-74.7939	0.0167	15	-0.3188	0.8104	0.8709	-21.4718	0.0193
16	0.2441	-0.6418	0.6866	-20.8239	0.0125	16	-0.6341	0.1999	0.6649	-72.4997	0.0113
17	-1.0189	-0.1514	1.0301	81.5506	0.0281	17	0.5695	-0.1712	0.5947	-73.2678	0.0090
18	-0.5886	-0.7355	0.9420	38.6705	0.0235	18	-0.6399	-0.2820	0.6992	66.2194	0.0125
19	-0.0840	0.4573	0.4649	-10.4095	0.0057	19	-0.3900	-0.7886	0.8797	26.3.38	0.0197
20	-0.6422	-0.9270	1.1277	34.7126	0.0337	20	0.6589	0.0866	0.6645	82.5160	0.0113
21	-0.5020	-0.7546	0.9063	33.6322	0.0218	21	-0.7896	-0.8126	1.1331	44.1780	0.0328
22	-1.1054	-0.2328	1.1297	78.1073	0.0338	22	-0.4752	-0.1678	0.5040	70.5547	0.0065
23	-0.7910	0.4583	0.9141	-59.9147	0.0222	23	-0.3034	0.3534	0.4658	-40.6512	0.0055
24	0.3050	-0.2598	0.4006	-49.5714	0.0043	24	0.7402	0.2406	0.7784	71.9912	0.0155
25	0.0965	-0.1839	0.2077	-27.6981	0.0011	25	0.3231	-0.7999	0.8627	-21.9971	0.0190
26	-0.2726	0.7140	0.7643	-20.8963	0.0155	26	0.2033	-0.4037	0.4520	-26.7285	0.0052
27	-0.0781	-0.8603	0.8638	5.1847	0.0198	27	0.6297	-0.1304	0.6430	-78.3040	0.0105
28	0.4899	0.5881	0.7654	39.7951	0.0155	28	-0.6791	-0.4456	0.8122	56.7287	0.0168
29	0.1260	0.2812	0.3082	24.1262	0.0025	29	0.7325	-0.7318	1.0355	-45.0272	0.0274
30	-0.3950	0.5351	0.6651	-36.4325	0.0117	30	0.1182	-0.1436	0.1860	-39.4538	0.0009
31	0.1852	0.2029	0.2748	42.3957	0.0020	31	-0.0465	-0.0981	0.1086	25.3571	0.0003
32	-0.7548	0.5043	0.9077	-56.2535	0.0218	32	-0.5603	-0.0656	0.5642	83.3206	0.0081
33	0.7446	0.0786	0.7488	83.9781	0.0149	33	0.1142	-0.0232	0.1166	-78.5011	0.0003
34	-0.4975	0.0498	0.5000	-84.2889	0.0066	34	-0.8430	-0.3211	0.9021	69.1503	0.0208
35	-0.3659	-0.2497	0.4429	55.6873	0.0052	35	0.4238	0.4828	0.6424	41.2763	0.0105
						36	-0.4568	0.0951	0.4666	-78.2368	0.0056
						37	-0.4034	0.0080	0.4034	-88.8694	0.0042

- 高空風之分析」，氣象學報第十六卷第四期，pp. 22-47.
6. Panofsky H. A. and Brier G. W.: (1965) 「Time Series」, Some Application of Statistics to Meteorology pp. 126-145.
7. Crutcher H. L. : (1959) 「Power Spectrum Analysis of Climatological Data for Woodstock College, Maryland」, Monthly Weather Review, Vol. 87, No. 8, pp. 283-298
8. McInturff R. M. and Miller A. J. : (1972) 「Note on Variations in the "Quasi-Biennial" Oscillation」, Monthly Weather Review, Vol. 100, No. 11, pp. 785-787.
9. Landsberg H. E. : (1963) 「Surface Signs of the Biennial Atmospheric Pulse」, Monthly Weather Review, Vol. 91, No. 10-12, pp. 549-556.
10. Brooks C. E. P. : (1953) Handbook of Statistical Methods in Meteorology, pp. 360.

氣象學報補充稿約

- 一、來稿須用稿紙（以 25×24 之稿紙為原則）。
- 二、來稿字數以不超過15,000字，即連同圖、表，英文摘要以不超過10印刷頁為原則。
- 三、圖及表之分量以不超過全文之 $1/3$ 為原則。
- 四、英文摘要之字數以不超過1,000字為原則。

五、關於表格之注意點：

- (一) 表格須另用白紙繕製。
- (二) 表格上方須有標題，並加表1表2等冠號。
- (三) 表格中之項目，內容應儘量簡化。表中不重要之項目或可用文字說明者應儘量避免列入表中。
- (四) 能以文字說明之小表，請採用文字說明。
- (五) 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。
- (六) 統計分析表中顯著處，以*號（顯著）及**號（極顯著）表之。
- (七) 表幅應考慮適合本刊版幅為準。（寬度勿超過13.5cm）。
- (八) 表之標題應能表示內容。

六、關於插圖之規定：

- (一) 插圖應另貼於大張白紙上，註明作者及文題。
- (二) 插圖下方須有標題，並加圖1圖2等冠號。
- (三) 統計圖、模式圖及分佈圖一律採用120—150磅道林紙，以黑墨水繪製清楚。
- (四) 統計圖原圖幅面應在12—15cm，以便縮版。
- (五) 模式圖原圖幅面應在15—20cm，以便縮版。
- (六) 分佈圖原圖幅面應在30cm左右，以便縮版。
- (七) 繪製線條粗細應能供縮小至 $1/8$ 之程度，但不能超過縮小 $1/2$ 之程度。
- (八) 數字應正寫清楚，字之大小粗細應一律，至少能供縮至 $1/8$ 之程度。
- (九) 已列表中之內容，勿再重複以插圖表示。
- (十) 圖之標題應能表示內容。

七、關於照片之規定：

- (一) 照片用紙一律採用黑白光面紙。
- (二) 照片幅面應在12—15cm，以便縮版。
- (三) 照片應充分沖洗清楚，須考慮縮小至 $1/2$ 時尚能清楚之程度。
- (四) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。

- 八、文稿過長，或圖表過多過大時，投稿人得自行負擔印刷費。

九、關於參考文獻之規定：

- (一) 參考文獻以經本人確曾查閱者為限，如係來自轉載之其他書刊時，須加註明。
- (二) 作者姓名以後為發行年份，加以括號，然後為雜誌或書名、卷期數及頁數。（頁數必須註明）。
- (三) 文字敘述中述及參考文獻時，根據文獻之號數，用斜體阿剌伯字，加以括號，如(1)(2)(3)等插入文句中。

十、文字敘述之號次以下列為序。

中文用：一、(一) 1. (1) i. (i)

英文用：I. 1. A. a.

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

- 十二、文字敘述中之數字除十以下之數字，儘量用阿剌伯字表之。

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

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

- 十五、作者英文名以用全名為原則，名在前，姓在後。

- 十六、其他未盡善事項得隨時修正之。

Volume 19, Number 1

March 1973

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

- The Summer Monsoon and Its Weather Features
Over Southern Asia and West Pacific.....*Pao-kang Wan* (1)
- The Damage to Agricultural Products Caused
by Typhoons in Taiwan, 1972.....*Yeuch-ngo Chang* (17)
- A Practice Analysis of the West-Moving
Typhoon and the Ridge Line in the Region
of the Northwestern Pacific.....*Chih. T. Chiang* (28)
- A Study of the Agrometeorological Environments
in Taiwan.....*C. S. Yen* (34)
- The Estimation of Probable Maximum Precipitation
and its Importance to flood Forecasting
& Hydraulic Engineering.....*Fu-cheng Liu* (42)
- Periodic Analysis of Temperature in Taiwan.....*Chang- keng Hsiao* (53)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road Taipei,

Taiwan, Republic of China

內政部雜誌登記內版臺誌字第〇五五一號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

氣象學報

季刊

第十九卷 第二期

目次

論著

- 近年對於大氣結構的認識.....鄭子政..... (1)
民國61年6月12日豪雨之分析.....徐明同、陳正改..... (7)

譯述

- 美國中央氣象局數值預報模式.....劉廣英編譯..... (27)
John D. Stackpoie 原著

報告

- 民國61年颱風調查報告第一號.....研究室..... (37)
民國61年北太平洋西部颱風概述..... (49)

索引

- 氣象學報總目錄索引.....研究室..... (67)

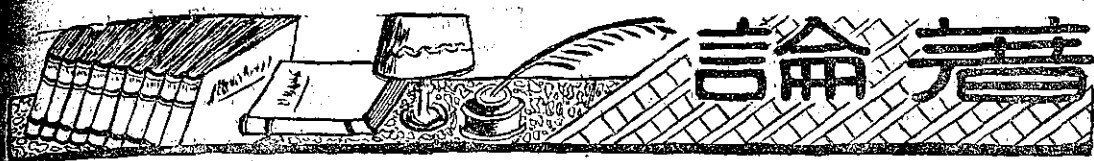
氣象學報

(季刊)

第十九卷 第二期

主編者	中央氣象局氣象學報社
地址	臺北市公園路六十四號 電話：三一四一四一
發行人	劉大年
社長	劉大年 電話：三一〇八四〇
印刷者	文英印書公司
地址	臺北市三水街七號 電話：三三四七二四

中華民國六十二年六月出版



近年對於大氣層結構的認識^(※)

鄭 子 政

Recent Development on the Recognition of the Structure of Upper Atmosphere

Kenneth T. C. Cheng

Abstract

During last few decades, the meteorological rocket network had made more than 4 thousands ascensions for the investigations on the structure of the upper atmosphere. Many unexplainable problems in former times have then to have reasonable solutions. This paper is in general to give an essential and concrete idea on these contributions.

The thermal structure of the atmosphere from the surface of the earth up to the thermopause has been treated in an orderly manner in according to the height of its level. Main characteristics of each level have been discussed in some detail. Other related optical and magnetic phenomena such as noctilucent clouds and auroras likewise made some introductory remarks in general terms. Finally the ionospheric physics has been treated to some extent in order to give an overall picture on the distribution of ions and electrons in upper part of the atmosphere.

一、對流層的認識

人類對於大氣層結構的認識，初僅限於自地面向上升至十公里左右平均高度，通稱為對流層 (Troposphere)。此為人類所棲息之所，以空氣質量論，大約空氣層的分子三分之二皆集中於此層次，因而在氣象圈外人又稱謂生物層 (Biosphere)。對流層內顯著的特徵就是：(一)空氣有上下的運動，形成一對流循環 (Convection)；(二)空氣溫度隨著高度增加，漸次降低，此氣溫降低率 (Lapse rate) 平均每一公里約減低氣溫攝氏六度半；(三)空氣層中所包涵的水汽都集中在此下層，於此層以上空氣中所含水汽成份就非常稀少，因此在地面千變萬化的天氣，亦皆僅呈現於此空氣層中。在此層以下物理的形態，直到一九〇二年瑞典氣象學家段富 (Teisserence de Bort, L. P.) (1) 首先發現在對流層以上的氣溫並不隨著高度增加而有降低的現象，當年曾稱為同溫層 (Isothermal layer)。在對流層頂與上層空氣的界層，由查普曼 (Chapsman, S.) (2) 予以命名為對流層頂 (Tropopause) 亦即謂地面對流作用停止的意義，由於在赤道附近，終年日射旺盛，對流層頂高度可達十七公里

，且經年甚少變動。在赤道上空對流層頂為極寒冷對流層頂 (Cold tropopause)，氣溫低至攝氏零下八十度。基於對流性強盛緣故，因而亦稱對流性對流層頂 (Convective tropopause)。此界層自低緯度向高緯度下傾，至兩極地區，對流層頂高度，僅在十公里以下。由於在極區於對流層上層的影響力，超越乎其下層，因此又稱輻射性對流層頂 (Radiative tropopause)。在冬季時候，此界層對流層頂——幾乎難於辨認。自赤道至於兩極此對流層頂並非為整一的傾斜面，而屬於幾瓣分散葉狀 (Discrete 'leaves') 片層覆蓋於對流層之上。對流層頂以所在緯度論可分為赤道對流層頂；副熱帶對流層頂；中緯度對流層頂；與極區對流層頂四片。在一瓣對流層頂與另一瓣對流層頂之間，常在高空大氣中出現噴射氣流 (Jet stream)，即在上層氣流集中區域。對流層頂的辨認乃以氣溫上升遞減率的驟降至每公里達攝氏二度以下，終止於零。此層次厚度約在二公里左右。在北極區對流層頂於夏季高而冷，其代表值於二六〇呎層次氣溫為攝氏零下五十度；於冬季低而暖，其代表值於二〇呎層次氣溫為攝氏零下五十二度。

(※) 本文為六二年四月十八日下午在師範大學主辦臺北市國中物理教師在職研習班講稿。

二、近年平流層研究的新發展

氣球與航空器原為探測高層氣空的利器，但由於上升高度的限制，未能上達至對流層以上。待至一九四五年以後，火箭與人造衛星 (Artificial Satellites) 亦轉而為科學上研究的工具。一九五九年十月已始作經常氣象探空上的運用。自一九六二年至一九六六年間已完成廿三處氣象火箭觀測網 (Meteorological Rocket Network) (3) 在五年實施探測高層大氣結構工作，已放射四千次以上火箭，使人類對於大氣層上層結構有一番創新的認識。此氣象火箭觀測網中心大氣科學實驗室設置於美國新墨西哥白沙地方。火箭上升高度約在二百公里左右。往昔對於對流層以上模糊的影像，一掃而空，進而對於平流層 (Stratosphere) 與中氣層 (Mesosphere) 有深入的瞭解。至於施放氣象衛星，亦有連續多次有體系的觀測。例如一九六〇年四月一日所始放一系列泰魯士 (Tiro) 衛星，繼而施放一系列寧本土 (Nimbus) 衛星與另一系列艾薩 (ESSA) 衛星，其所得氣象上知識，皆將在大氣科學上放出空前的異彩。

三、平流層的結構

平流層位於對流層頂與平流層頂 (Stratopause) 之間。其高度約為五十公里。(4) 此層中氣溫變化甚小，或隨高度上升而增加。平流層中氣溫直減率比較穩定。在五十公里高度層次氣溫達於最高，溫度高下與地面情形相彷彿。亦即在氣溫逆增層 (Temperature Inversion Layer) 的頂端。平流層中顯示強盛的經流成分 (Meridional component)，最大風速達每秒卅五公尺。但在平流層中冬季於高度廿八公里，而在春秋季節約為廿四里處有一層近乎平靜區域 (Quiescent region) 稱為平流層無風帶 (Stratopause)。該處經向氣溫梯度 (Meridional temperature gradient) 亦接近於零。由於以氣溫所釐定的界限與大氣周流所呈現的界限不相整合。對流層周流所達高度可自地面至廿四公里，平流層周流則在自廿四公里至八十公里間。至於游離層周流則已推至八十公里以上。(5) 因此以平流層無風區劃分平流層為下層平流層 (Lower stratosphere) 與上層平流層 (Upper stratosphere)。下層平流層與對流層的周流體系密切相關，大氣成分一致。地面氣溫年變化 (Temperature annual oscillations) 已不能深入於此層次。在冬季對流層與下層中有強勁的西風周流，而在其上層則呈現微弱的東風。至於在上層平流層

與其下層大氣物理性質顯然不相謀合。其輸入主要能量純由於吸收大量紫外光波而增加上層平流層熱的容量。因此原因上層氣溫分佈隨緯度增加而降低。

平流層頂 (Stratopause) 為大氣層氣溫垂直結構中最高氣溫層次，由於平流層中含有微量的臭氧 (Ozone) 成分能吸收太陽輻射中大量紫外光譜，其平均高度約為五十公里，遠較臭氧集中層次的高度 (廿五公里) 為高。一層厚度達三十公里空氣層其氣溫在熱帶地區可升高八十度；而在中緯度一帶可升高五十度以抵制對流型態活動。此顯示平流層頂所產生擴散熱源 (Diffuse heat source) 一定與其上層產生交互調和作用，而大規模周流的體系存在於區域間。

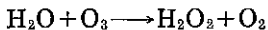
四、中氣層的特徵

在平流層頂以上與中氣層頂 (Mesopause) 間的大氣層稱為中氣層 (Mesosphere)。此層顯著的徵象則為氣溫大體隨高度增加而降低。中氣層中的物理環境 (Physical situation) 與對流層相近似，僅於冬季風速剖面中在此層以正直減率 (Positive lapse rate) 為例外。在此層中由於對流不穩定性，而亦有熱力的 (thermal) 與動力的 (kinetic) 結構，因亦可有相當的擾動 (turbulent activity) 活動，尤以在夏季半球 (Summer hemisphere) 範圍之內。中氣層頂端逆溫層的底部稱為中氣層頂，其高度約在八十至八十五公里左右。在此處尋得空氣層中最低溫度。在中氣層頂的氣溫比較中氣層中氣溫約冷去三十度。大約在攝氏零下九十三度左右。在中氣層頂以上則稱為增溫層 (Thermosphere)。此層高度上達四百五十公里。此層中氣溫又繼續隨高度增加而升高，另一顯著的特點則為游離現象。再從四百五十公里而上達一千公里之間則稱為外氣層 (Exosphere)。在一千公里以外的大氣情況，吾人所有知識尚甚鮮少。在增溫層頂 (Thermopause) 的氣溫於太陽活動 (Solar activity) 低潮時節而於夜間時分可達攝氏三百廿七度。倘在太陽活動高潮時節而日間時分則可達攝氏二千一百廿七度。在外氣層中大氣分子大抵皆是氫與氦原子存在於是區，分子間的碰撞 (Collisions) 每須經過冗長的距離。此類大氣分子在星際邊緣境界，每得自由出入於大氣層中。

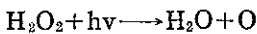
五、大氣層中的水汽

大氣成分中所含水汽，幾乎悉儲於對流層中，因此天氣千變萬化，亦皆呈現於此層大氣中。在平流層

中往昔認為係一純乾燥空氣層。此假說在平流層於寧靜時大致符合理論。因此在平流層下層二十五公里處所見的貝母雲 (Nacreous clouds)(6) 就感到惶惑。此種雲的成因可能由於對流層中地形影響產生強烈波動所產生的效應。平流層頂空氣所以乾燥的主因可能由於對流層頂為一冷庫 (Cold trap)(7) 使對流層中上升的水汽遭受極大的障礙。平流層下層中水汽含量倘不計及平流作用輸送的因素，以在赤道區為最高，而在兩極區為最低。在平流層中含有若干微量的臭氧，在化學組合過程，倘遇水汽，即能產生過氧化氫 (H_2O_2) 與氧 (O_2)。如下列程式：



當在高層大氣中過氧化氫受到光化效應之後，又可能產生水汽還原效應如下：



按 $h\nu$ 表示授光之刺激作用，基於上述概念，在平流層中可有若干水汽的存在，僅由於平流過程而降低其混合比 (Mixing ratio)。地面水汽含量約為 $\leq 4 \times 10^4$ ppmv，而在平流層頂其含量僅為 3 至 10 ppmv 之數(8)。據測驗在平流層下層水汽含量，在十六公里高度，水汽混合比約為每仟克 (Kilogram) 與千分之二至千分之四 (0.002 to 0.004) 克之比。在平流層下層的上方約為每仟克與百分之一至百分之二之比，在平流層上層的下方混合比隨高度而增加。於平流層下層在十六公里高度假設於赤道區混合比為每仟克與百分之一克之比，則在極區平流層十一公里高度處混合比為每仟克與千分之一克之比。而於赤道上層在廿五公里高度，其混合比約為每千克與一克之比。因之，在平流層凝結雲層的疑惑，始得解釋。據海士締凡 (Hesstvedt, E.)(9) 在挪威與北大西洋所觀測得貝母雲的形成皆由於平流層氣溫異常低降時過冷水滴或圓顆冰粒所凝結。

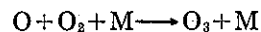
六、大氣上層中凝結核

微塵為水汽凝結的核心。在平流層下層塵埃顆粒 (Particulate) 的來源，大抵一方面由於星際間隕星塵 (Meteoroid) 的沈降，而另一方面可能由於地面火山的爆發。按夏農 (Chagnon, C. W.) 與榮耿 (Junge, C. E.)(10) 稱此微小塵粒，其半徑大致在 10^{-5} 至 10^{-4} 公分大小。其集中高度約在二十公里。此類塵粒大抵集中於高緯度地區平流層上層中。觀測日光散射強度 (Scattering intensity) 與夜光雲 (Noctilucent clouds) 質點極化 (Polarization) 之

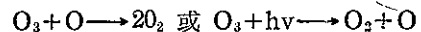
結果，因知其大部份質點大小在 10^{-6} 至 10^{-5} 公分左右。而其密度約在一立方公分中二克(11)。塵粒半徑在十分之三微米以上者停留在廿五公里高度層次約需一個月之久。至於塵粒半徑小於百分之一微米者每可達三年之久。按前述塵粒半徑大小在平流層下層其浮游時間竟可達六年與三十年之久。在美國中緯度無論冬夏測得在對流層頂塵粒濃度在每立方公尺中僅有零點零四粒，推至二十公里高度每立方公尺增至零點一粒，而驟然減低至每立方公尺零點零一粒在平流層無風帶 (Stratonull) 高度。此類塵粒的大小，可能與其來源有關係存乎其間。塵粒半徑小於十分之一微米 (10^{-5} cm) 者大抵來自對流層中，其大小在十分之一至一微米者可能為平流層中產物，而其半徑更大者皆可能由於星際間降落。塵粒集中的層次大致在二十公里高度。其原因或由於在平流層下層空氣密度增加，而降落之速度降低。

七、臭氧層形成的過程

在平流層下層空氣成份中氧分子受日射刺激，產生光化分解 (Photodissociation) 作用，使空氣中氧的分子，分離而為氧原子。而後重新組合為三原子氧 (O_3)，通稱為臭氧。(12) 此種氣體作微藍色而有刺激性臭味。臭氧分子有強烈吸收紫外光波的效應，波段在二千至三千埃 (Angstrom) 間，此光譜波段通稱海斯堡波段 (Herzberg band)。其形成過程方式如下：



按 M 為另一分子或原子用以保守其能量或動量。而在較高高度臭氧又重回復為氧分子與氧原子，其過程如下：



臭氧集中的高度大約在二十至卅公里之間。日射在海斯堡波段的通量 (flux) 約等於日射常數 (Solar Constant) 的百分之一，亦即為每分鐘每平方公分零點零二卡 (Calorie)。臭氧產生量最高在春季而最低在秋季。臭氧雖形成於日間，但並不消失於夜間，且在四十公里高度以上可能有增加。臭氧量於晴日在對流層中甚少，但在地面有煙霧 (Smog) 時臭氧含量可於每百萬分之五十粒數 (particles per million)。空氣層中臭氧量倘能壓縮至平流層頂其厚度僅數公厘而已。日射中紫外光波有強烈殺傷的效應，由於臭氧有強烈吸收的效應，遂使地面有機體得以有正常的發育。平流層中臭氧含量以在赤道地區為較少，而在

高緯度地區為較多。因此在冬季於極區平流層高度愈低時，臭氧層厚度最大。在平流層中臭氧集中量隨高度低減而增加，此種情形至對流層中擾動混合過程停頓始止。一九六三年春間在北美洲高緯度區測量臭氧集中高度約在十七公里處約為每立方公尺五百五十微克 (Micrograms)，而在其他緯度約為四百微克。其集中層次的高度有顯著的增加自極區至赤道約有十公里之差。在北極區上空十六公里處最高臭氧含量曾達七百微克。至於近地面的臭氧集中量大約不過每立方公尺空氣中二十至三十微克而已⁽¹³⁾。

八、夜光雲的研究

平流層頂以上中氣層中特殊的現象，則為夜光雲 (Noctilucent clouds) 的顯現。此種瑰麗的自然現象，在近年來亦已有周詳的研究。⁽¹⁴⁾夜光雲出現的高度大都於中氣層頂約在八十至九十公里。夜光雲的雲點半徑大致在百分之十二至十五微米。此類塵點來源可能由於火山噴發火山塵與星際降落隕星塵。夜光雲常出現於太陽在地平線八度或九度以下光景。夜光雲常深失於中夜。夜光雲於北半球所見最高頻率大致在七、八月間，而於南半球在一月。夜光雲活躍情形與太陽活動相吻合。至於在中氣層頂高度氣溫極低，強盛光化離解及較高與較冷氣層中臭氧分子可能為凝成夜光雲的因素。在此高度夜光雲溫度已低至攝氏零下一百四十三度左右。若溫度升高至攝氏零下一百廿三度夜光雲即見消失，夜光雲擴佈範圍廣大可達十萬平方公里，其光度可二、三倍於曙光的背景，大約在每平方公分十分之四燭光。在泰空的隕星塵其半徑在十分之一至十分之五微米者大抵一百二十至一百八十公里高度，待其下降至八十公里高度每需二個至四個星期之久。夜光雲高度約高出於貝母雲高度四倍。夜光雲出現頻率最高時季與貝母雲出現時季適得其反。夜光雲厚度平均約有二公里。夜光雲的形態與對流層中稀薄卷層與卷層雲相似，雲的移動方向常自東北至西南，雲速大約在每秒八十公尺之譜。夜光雲形成的環境大致可歸納為下列三點：(一)中氣層頂須降至極低值；(二)擾動層頂 (Turbopause) 須下降至高度與中氣層頂相整合；(三)對流作用須攜帶充分水汽上升至擾動層頂，同時擾動活動使形成一層微塵層脈，而此層的含塵量須一百至一千倍於準常狀況。

九、極光顯現的地區

中氣層近乎為下層中性大氣層與在其上電子活動的游離層 (Ionosphere) 間的過度區 (Transition

zone)。在下層中氣層自由電子 (Free electrons) 濃度每立方公分約有二百之數，在太陽活動旺盛或極光顯現時可增至一千以上。一般電子密度在中氣層中常隨高度增加，在中氣層頂的濃度尤勝過於平流層頂的序級。在此層及其上層層空氣中最顯著的以在高緯度所顯現的極光 (Aurora) 為代表象徵。極光顯現時最強光度可以與地面在滿月光度相比。極光可能由於氮原子在三九一四埃波段與氧原子在五五七七埃波段相撞擊所激發 (Collision excitation)，亦可能由於空氣層游離作用與傳播的無線電所激發。極光形態簡明的分類大別為三種：(一)帶狀或弧狀；(二)幕狀；(三)線狀。極光弧長度可達四、五千公里，而其平均厚度約九公里，其薄的不過三公里半。極光厚度的增加似乎與磁性活動成正比。極光放射高度最高可達一千一百公里。在高緯度由肉眼所見極光的色澤大抵淡綠色。而低緯度所見的極光常為紅色，其波段多在六三〇〇埃左右，亦即為臭氧波段。極光活動的範圍並不以直線的向兩極增加。極光顯現頻率最大地帶在地磁緯度 (Geomagnetic latitudes) 六十五度左右。其次在地磁緯度四十五度至六十度之間，而最少地區在北緯四十五度至南緯四十五度之間。據范士瑞 (Feldsteir) 研究極光地帶在太陽活動最低時移近磁極區比較在太陽活動旺盛時更移近二度半至三度左右。極光顯現頻率的周日變化大抵最高發生於地磁子夜 (地方時間廿二時)，而最低則在地磁正午時間。分析極光頻率似有廿七日的周期，以季節變化而論，在春分與秋分時間極光活動分外增加。另一點值得注意之點，即極光弧高度降低時其強度隨之增加。在中歐地區測得極光最高度在二百五十至三百公里之間，而其最低高度僅及六十五公里⁽¹⁵⁾。

十、大氣中游離層的結構

大氣上層由於大量離子 (Ions) 與電子 (Electrons) 的存在與活動，使無論長短波長無線電波的傳播受到障礙。其在下層五十公里處，則已與臭氧層相重疊。此游離層 (Ionosphere) 就其大約離子平均密度的分佈狀況，在午間理想標準 C 層每立方公分離子數 10^3 ；D 層離子數為 10^3 至 10^4 ；E 層與 F₁ 層離子數為 10^3 ；而 F₂ 層離子數為 10^6 。氫氣層為 10^4 ；質子層為 10^4 至 10^5 。至於夜間各層之離子數大體轉趨降低⁽¹⁶⁾。各層中似無顯明劃分的界限。其上層空氣成分中多含中性或游離的氮分子；通稱氮氣層 (Heliosphere) 更向上升空氣中主要的含着游離氫

原子，因又稱為質子層 (Protonsphere)。游離層的結構，李虛白 (Rishbeth H.) 與賈立毓 (Garriott, O.K.) 已有專書論述，茲僅述其要點，以闡明游離層在大氣層結構之位置及其與大氣層間相互的關係。

十一、D 層形成經過

游離層的下層通稱為 D 層或中性層 (Neutral Layer)，位於平流層中驟然增溫區域，低週率無線電波常受反射。在中緯度觀測低層中正離子 (Positive ions) 與電子進入層因有大量負離子的存在，即產生中和 (Neutralization) 現象。D 層下層的游離作用係受宇宙射線 (Cosmic rays) 及來曼射線 (Lyman alpha-1216Å) 與大氣成分中氧化氮 (NO) 而其上層則由於日射中倫琴射線 (X-rays) 及來曼射線 (Lyman Beta-1026Å) 所產生。由於宇宙中繼續不停產生電子，轉而變為附屬中性分子，於夜間形成離子，在日間受能見光譜輻射的刺激，又再生分離現象。日初出時，日射正切的穿過大氣下層，空氣中所吸收能見光譜遠少於倫琴射線或紫外射線，使在 D 層下層與上層產生性能上的差別。在下層電子濃度於日出之前已始增加，其電子存在量則純視分離情況而定；至於在其上層電子濃度的增加須在近地面日出時增加，游離的倫琴射線與紫外射線已達充分的強度。D 層為游離層的最下層次，其高度概在九十公里以下。此層復得再分為上下兩層。以六十五公里至八十五公里間為上層；而以五十公里至六十公里間為下層。此下層又得命名為 C 層。夜間 D 層常見消失，僅留 E 層於其後。在六十至七十公里高度在平均日射強度下，電子密度約每立方公分五百至一千之數。D 層與 E 層間的界限適在中氣層頂之處。D 層上層游離現象主要由於來曼輻射對於氧化氮所激發，而 D 層下層則主要由於宇宙射線對於氧與氮分子 (O_2 and N_2)。光化作用的後果。至於在層尾端游離作用可能為倫琴射線在卅一埃以下波段所產生的游離現象。

十二、E 層產生的高度

E 層通常稱海維賽層 (Kennelly-Heavyside layer) 平均高度為九十公里至一百五十公里，在日間 E 層形態比較穩定，而在 F 層與 E 層之間，亦並無明確界限之可尋，近於夜間在 E 層與 F 層始呈現有溝谷之分野。E 層電子密度發展到達頂峯時間適近日中，隨後 E 層高度即漸降低，而 F 層與 E 層間分

隔的寬溝亦隨之減低。E 層中有若干散塊層次 (Sporadic layers)，其厚度平均約二公里至五公里，而其所在高度在一百至一〇七公里左右。E 層形成的主因由於分子氧與原子氧受倫琴射線在一百埃與卅一埃與紫外射線在九一〇埃游離的結果。在 E 層中光化游離 (Photoionization) 率的頂峯在日中時約為每秒每立方公分四千二百對游子，而其高度大約在一百公里，在 E 層中電子百分之七十五多由正氮分子所產生，而百分之九十係由日射在四十四埃至一〇五埃波段間光化游離作用所產生。E 層中有效復合係數 (Effective recombination coefficient) 約為 $10^{-7} \text{cm}^{-3} \text{Sec}^{-1}$ 而在氣溫增高時降低。

十三、F 層的辨認

大氣上層在三百公里以上，其下層多屬於氧與氮分子，而其上則為氫分子。倘若更推至以上高度，空氣成份則屬於原子氧、氮與原子氫活動的領域，其分佈情形端視時間與地理位置而異。氮層的厚度大部由溫度因素決定。氮層的高度大約在六百四十公里，亦即與 F 層高度適合。在太陽活動旺盛時此氮層擴展非常廣泛，而在太陽活動消弱時，此層即不易於觀測。F 層通稱為艾浦登層 (Appleton layer)，亦為游離層的最高層。F 層又常以其高度分為 F_1 層與 F_2 層。 F_1 層頂峯高度大抵在一百五十公里。在中緯度 F_2 層的高度約在三百公里，但其最高高度可達六百五十公里以上。 F_2 層電子密度逐日變化可能有百分之二十差別，即以逐時而論，亦可能有顯著的出入。在冬季午間有顯明顯峯發展，但在其他季節則出現殊不規則形態。在赤道鄰近地區 F 層在日間高於夜間，此或由於日射旺盛後而溫度增加所致。

十四、結 論

綜上所述大氣上層各游離層次 D、E、 F_1 與 F_2 自五十公里以推至一千公里高度皆受紫外射線與倫琴射線所產生游離現象。總之，凡此皆由於日射強弱變化所控制。因此日射的變化實為大氣中各種現象及大氣層主要結構的關鍵，而值得作更深入的研究。大氣層的結構在一千公里以上，現在氣象科學所知尚屬鮮少，亦將有待於未來氣象資料搜集，使吾人對於大氣層邊緣的情況與星際間的關係有進一步的悟解，想亦期在不遠，願共拭目以俟之。

引用文獻

- (1) Teisserenc de Bort, L. P. (1902): Variations de la temperature de l'air libre dans la zone entre 8-km et 13-km d'altitude. Compt. Rend. 134, 987-989.
- (2) Chapman, S. (1950): Upper atmospheric nomenclature. J. Atmospheric Terrest. Phys. 1, 121.
- (3) Webb, W. L.: Structure of the Stratosphere and Mesosphere. Academic Press, 1966.
- (4) Fairbridge, R. D.: The Encyclopedia of Atmospheric Sciences and Astrogeology, Reinhold Publishing Corporation, 1967. pp 953.
- (5) 見註(3)第七頁 Ibid (3) p. 7.
- (6) Humphrey, W. J.: Physics of the Air, McGraw Hill Book Co., 1940 p. 307.
- (7) 見註(3)第一〇一頁。
- (8) Sampling the Upper Atmosphere, NCAR Quarterly No. 25, Nov. 1969.
- (9) Hesstvedt, E.: Mother of Pearl Clouds in Norway. Geofys. Publikasjoner Norske Videnskaps-Akad. Oslo 20, 1-29. and Junge, C. E. Air Chemistry and Radioactivity, Academic Press, 1963 p. 199.
- (10) Chagnon, C. W. and Juhge, C. E.: (1961) The Vertical Distribution of Sub-micron Particles in the Stratosphere. J. Meteorol. 18, pp. 746-752.
- (11) Witt, G.: (1960). Polarization of light from noctilucent clouds. J. Geophys. Res. 65, 925-934.
- (12) 鄭子政：揭開大氣中臭氣層的祕密。東方雜誌復刊第二卷第五期第五八頁至六二頁。
- (13) Junge, C. E. (1963): Air Chemistry and Radioactivity, p. 52, Academic Press, New York.
- (14) 鄭子政：論近年夜光雲的研究。現代學苑第五卷第十期。
- (15) Hultqvist, B.: Aurora, In matsushita, s. and Campbell W. H.: Physics of Geomagnetic Phenomena pp. 664-768 Academic Press. 1967.
- (16) Besangon, R. M. ed.: Encyclopedia of Physics, pp. 348-9, Van Nostrand Reinhold Co., 1966.
- (17) Richbeth, H. and Garriott, O. K.: Introduction to Ionospheric Physics Academic Press, 1969.

民國 61 年 6 月 12 日 豪雨 之 分析

徐 明 同 陳 正 政

An Analysis of Heavy Rainfall of June 12, 1972

Ming-tung Hsu, Cheng-kai Chen

Abstract

A considerable amount of rainfall was observed in the western central part of Taiwan from June 12 to 13, 1972 when a tropical depression invaded Taiwan region. By using all available synoptic and radar echoes' data, a dynamical analysis of the heavy rainfall was made, and the following conclusions were obtained.

1. The maximum total amount of rainfall of 695mm, from June 12 to 13, was observed at Alishan. This amount is just next to the August 7, 1959 which is the maximum record in Taiwan since 1897, and the intensity of rainfall of the former was comparable to the latter.

2. According to synoptic analysis, the heavy rainfall was brought by the extremely unstable southwestern current associated with the tropical depression originated at Tonking Bay a couple of days before. Rainfall cell moved northwards from Hengchung, and its velocity was about 17km/hr.

3. Based on the upper air observation at Tungkong, it was obvious that the very warm and humid southwestern current had invaded since June 10. Computation of Showalter's Index also showed the movement of unstable area. These two facts can be used for the heavy rainfall prediction.

4. Radar echoes correlate to the heavy rainfall area very well, as shown in the figures, therefore without doubt this is one of the most effective methods of forecasting the movement of rainfall cell.

5. Computation of water vapour transport showed that in cases the precipitation within the radii of 30km, 70km, and 120km, the computed values are larger than the observed values by a factor of about seven, while within the radii of 150km and 200km, both values are relatively close.

6. From the night of June 11, there existed a convergence area in the western Taiwan, and continued to the night of June 13. It can be seen that the larger the convergence the heavier the rainfall, and the time of occurrence of the largest value of convergence coincided to the time of maximum rainfall.

7. Computation of vorticity showed that a weak vortex appeared in the western Taiwan during the heavy rainfall. Its height was only 1500m, therefore it was impossible to cross the Central mountain range and dissipated gradually in the vicinity of Taichung.

8. By computing the vertical velocity, it was clear that upper motion took place from the night of June 11 until the night of June 13.

一、前言

民國六十一年六月十二日至十三日於中部地區即臺中盆地、日月潭及阿里山等地發生豪雨，尤其在十二日午夜起，其雨勢更大，此次豪雨期間，阿里山之總雨量高達 695 公厘，為臺灣近七十年來僅次於八七水災的一次。大量的洪水由高山往下沖，河水急速上漲，沖毀了堤防，也淹沒了中部地區大片的農田，使得稻作受到嚴重的損害。此外，沙鹿、龍井間的鐵路路面發生坍方，斗六的鐵路路基流失，甚至臺中、成功、烏日等火車站亦均漲水，造成了縱貫鐵路的交通受阻，直到十五日才修復。至於東西橫貫公路，因梨山大禹嶺等處造成坍方及東勢、梨山間的永安橋之翼牆損壞。西部縱貫公路於苑裡附近的路基發生缺口，以致使東西和南北間的交通受阻，直到十六日才完全修復通車[1]。由此可見，此次豪雨所造成的災害是何等慘重。

於短時間內下降大量的雨水乃氣象學重要課題之

一。作者等搜集各種資料，對此次豪雨發生的經過詳加分析，以期瞭解此次豪雨生成的原因及結構，進而探討可行的預測途徑，提供氣象預報人員之參考，藉以減輕日後由此造成的氣象災害；並深望氣象界先進加以指教。

二、降水量分析

(一) 日降水量

根據本局所屬之測候所及水利局、電力公司、林務局、糖業公司、各地水利會所屬之水文站於 6 月 12 日至 13 日豪雨期間所觀測之資料加以分析，此次豪雨以 6 月 12 日在臺中市東區所測之 504.5mm 為最高的日雨量。

表一為六一二豪雨各地日降水量（9 時至翌日 9 時），超過 300mm 之一覽表。由此表知，前九地均位於中部地區，而其日雨量均超過 370mm。

表一 六一二豪雨各地日降水量一覽表

Table 1 Maximum total 24hr precipitation during 12-13 June, 1972.

降 雨 強 度	降 水 量	地 點	時 間	降 雨 強 度	降 水 量	地 點	時 間
1	504.5	臺中市東區	6 月 12 日	11	360.0	豐原	6 月 12 日
2	486.5	太平	6 月 12 日	12	359.0	茂林	6 月 12 日
3	462.0	日月潭	6 月 13 日	13	356.8	高雄六龜	6 月 12 日
4	452.8	臺中新社	6 月 13 日	14	339.0	石岡	6 月 12 日
5	452.0	阿里山	6 月 13 日	15	332.0	魚池	6 月 12 日
6	423.0	臺中北屯	6 月 12 日	16	325.0	后里	6 月 12 日
7	403.6	臺中新社	6 月 12 日	17	324.4	魚池	6 月 13 日
8	371.2	臺中大里	6 月 12 日	18	305.4	霧峯	6 月 12 日
9	370.0	水裡	6 月 12 日	19	303.4	茂林	6 月 13 日
10	368.0	高雄六龜	6 月 13 日	20	302.8	高樹	6 月 13 日

另由本局所屬之各測候所於豪雨期間所觀測之資料，與往年之記錄相比較（如表二），結果如下：

(1)於 6 月 12 日臺中 292.5mm 之雨量居全省之冠，而其雨勢於晚上 10 點尤為可觀。而此日雨量記錄竟打破臺中過去 6 月份 284.9mm 的最高記錄（1903 年 6 月 19 日）。

(2)阿里山 6 月 13 日的日降水量為 452mm，亦打

破 6 月份最高記錄 410.7mm（1960 年 6 月 10 日）

(3)日月潭 6 月 13 日的降水量為 462.3mm，為此次豪雨期間的最大日降水量，且超過日月潭 6 月份的最高記錄 216mm（1964 年 6 月 23 日）2 倍有餘。其記錄與全省 6 月份的最高記錄相較，僅次於恆春 484.8mm（1943 年 6 月 13 日）而名列臺灣 6 月份最大日雨量的第二名。

表二 六一二豪雨本局各測候所最大日降水量
Table 2 Maximum total 24hr precipitation during 12-13 June, 1972.

地 點	豪 雨 期 間		六月份最大日降水量	極 端 值
	6 月 12 日	6 月 13 日		
臺 中	292.5	196.8	284.9 (1903. 6. 19)	660.2 (1959. 8. 8)
嘉 義	122.5	38.1	223.2 (1971. 6. 7)	223.2 (1971. 6. 7)
臺 南	117.1	19.2	258.8 (1953. 6. 7)	443.2 (1956. 9. 17)
高 雄	159.4	4.6	387.8 (1936. 6. 5)	621.5 (1962. 7. 23)
恆 春	64.4	9.5	484.8 (1943. 6. 13)	484.8 (1943. 6. 13)
阿 里 山	243.0	452.0	410.7 (1960. 6. 10)	874.3 (1963. 9. 11)
玉 山	126.5	225.0	348.3 (1951. 6. 9)	477.9 (1956. 9. 1)
日 月 潭	59.3	462.3	216.0 (1946. 6. 23)	558.8 (1960. 8. 1)

(二) 豪雨期間之降水總量

由表三得知，6月12日至13日豪雨期間，阿里山 695mm 之降水量為最高值；日月潭 522mm 次之；臺中 490mm 居第三。臺中兩天的雨量業已超過臺中六月份的平均值 (384mm)，由此可見，中部豪雨成災是必然現象。

將此次豪雨的降水總量與 48 年八七水災時的降水總量相比較 (如表三) 可發現：此次臺中及阿里山所測雨量約為八七水災時十分之七。玉山之雨量超過八七水災的記錄，而日月潭與八七水災時的雨量相差無幾。此次豪雨之降水總量大體上比八七水災少，但有一最大的特徵是各地的降雨強度 (即每小時降水量)，並不比八七水災遜色，尤其以臺中更為突出。

表三 六一二豪雨期間本局各測候所之降水總量及八七水災之降水總量
Table 3 The total amounts of rainfall of 12-13 June, 1972 and 7-8 August 1959.

地 點	六一二豪雨 (6 月 12-13 日)	六十一年六月	六月份平均降水量	八 七 水 災 (8 月 7 日 - 8 日)
臺 中	490	856	384 (1897-1971 年)	775
嘉 義	161	714	565 (1969-1971 年)	—
臺 南	117	554	379 (1897-1971 年)	267
高 雄	157	384	417 (1932-1971 年)	145
恆 春	74	244	398 (1897-1971 年)	49
阿 里 山	695	1531	783 (1934-1971 年)	1020
玉 山	352	979	554 (1941-1971 年)	311
日 月 潭	522	991	517 (1943-1971 年)	597

(三) 一小時間暴雨量及暴雨時間之推移

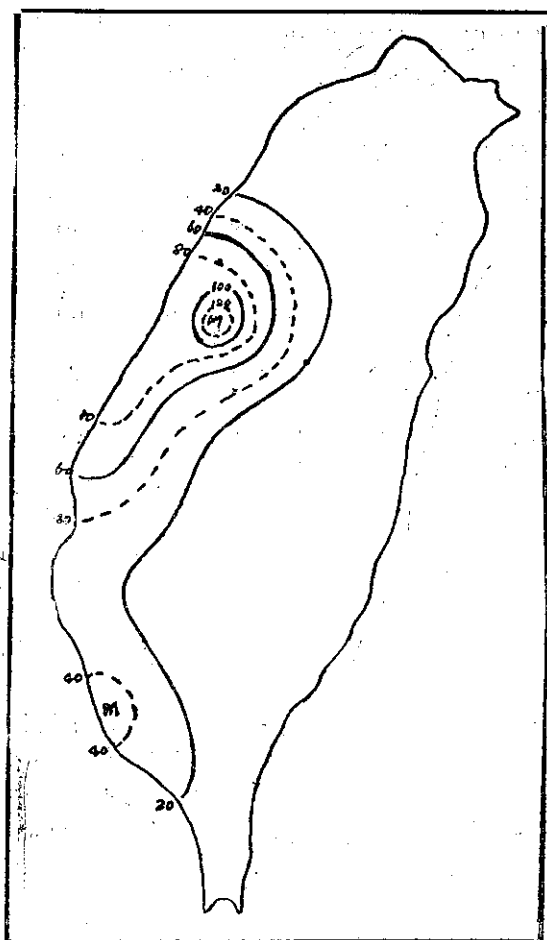
圖一為六月十二日各地一小時間最大暴雨量圖。

圖二為六月十二日各地一小時間最大暴雨量時間推移圖。

由圖一及圖二，我們得知，12日早上8點20分起，恆春開始下豪雨，於1小時內下了 19.2mm，此

最大暴雨量時間向北推移，19點於高雄出現 1 小時下 43mm 之記錄。

另於 15 點，臺南開始下豪雨，其暴雨量為 33.5mm/hr.，此最大暴雨時間由臺南向北北東方推進。於 15 點 40 分在嘉義出現 38mm/hr 之記錄。由此再向東北，於 22 點在集集出現 32.9mm/hr 之記錄，其推移速度約為 17 km/hr。

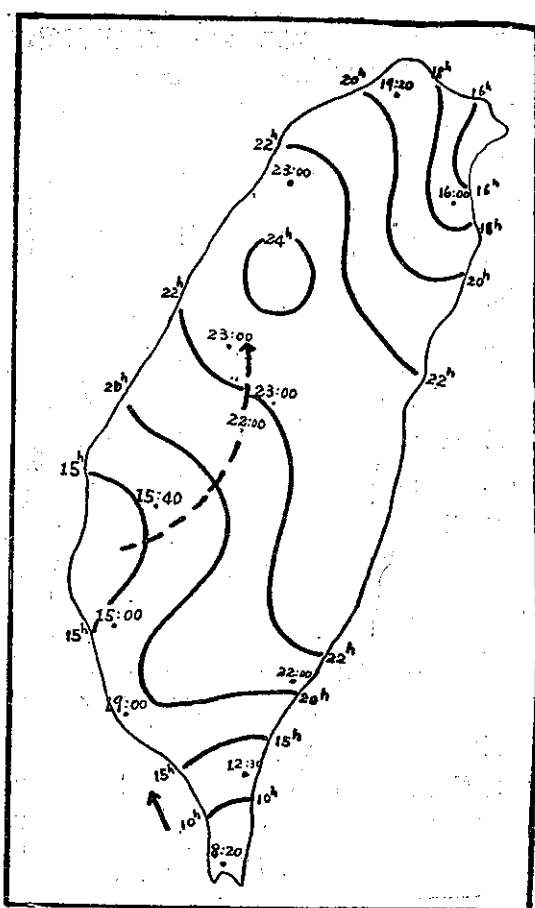


圖一 六十一年六月十二日一小時最大暴雨量
Fig. 1. The maximum rainfall in one hour.
on 12 June, 1972.

然後循着中央山脈之西麓而北進，於23點起在臺中出現 137.6mm/hr 之最高記錄。此記錄不僅打破臺中測候所六月份 74mm/hr (1946年6月6日) 的最高記錄，而且亦打破臺中設站來一小時間的極端值 99.7mm (1959年8月8日)，此記錄僅次於1947年7月29日臺南 163.8mm (颱風引來西南氣流所致) 之記錄，名列臺灣有記錄以來的次位。

表四為南部各測候所此次豪雨期間一小時內最大降水量及各所六月份最高記錄和極端值之比較。

由六月十二日各地一小時內最大暴雨量之時間推移圖(圖二)亦可看到，最大暴雨量時間亦於十二日自東北角的宜蘭向西南延伸，與來自西南部的最大暴雨量時間相會合於臺中以北之地區。但因東北部各地每一小時內之降水量均甚少，對此次豪雨並無舉足輕



圖二 六十一年六月十二日一小時暴雨量時間推移
Fig. 2. The movement of the one hour
maximum precipitation time on
12 June, 1972.

重之影響，我們可不加重視，而着重由西南方來之因素加以分析研究即可。

(四) 十分鐘內最大降水量及暴雨時間之推移

圖三為六月十二日各地十分鐘最大降水量圖。

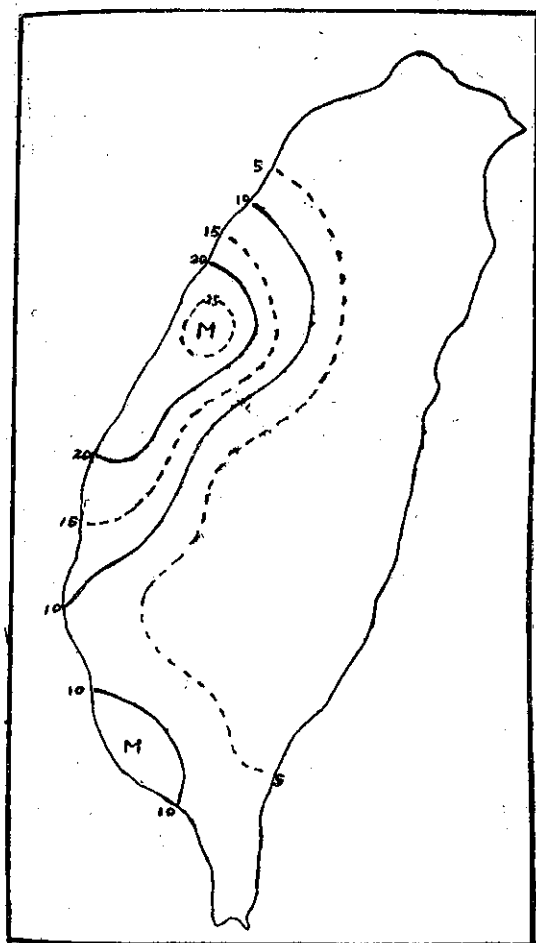
圖四為六月十二日各地十分鐘最大降水量時間推移圖。

由此二圖分析：十分鐘最大降水量首先於臺南出現，即 15:00~15:10 共 9mm。由此向北北東推移，於 15:50~16:00 在嘉義出現 10.2mm 之記錄。23:00~23:10 於日月潭出現 6mm 之記錄，然於 23:50~24:00 在臺中竟出現高達 25.0mm 之記錄。於短時間內在盆地下如此大之豪雨，當然會積水成災。

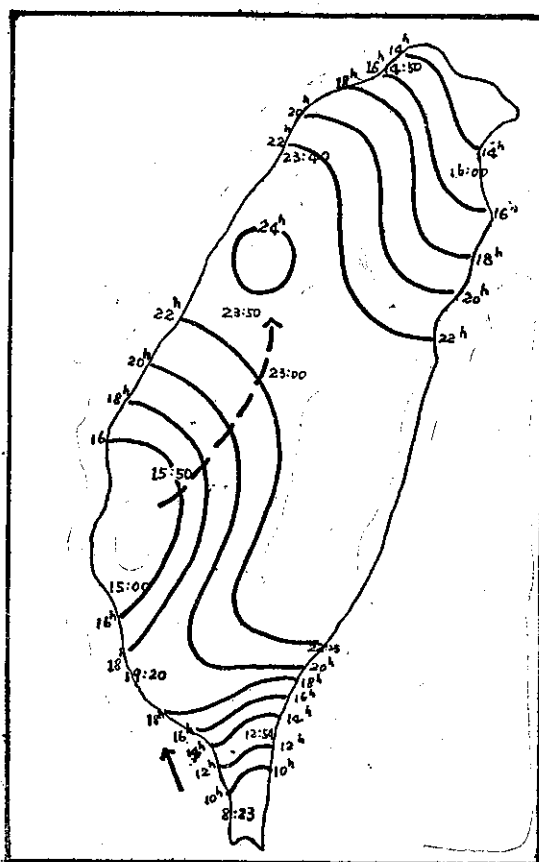
表四 六一二豪雨各測候所一小時間最大降水量及六月份最高記錄和極端值

Table 4 The maximum 1 hour precipitation of 12-13 June, 1972.

地 點	豪 雨 期 間		六 月 份		極 端 值	
	降 水 量	時 間	降 水 量	時 間	降 水 量	時 間
臺 中	137.6	6月12日 23:00-24:00	74.0	1946年6月6日	99.7	1959年8月8日
嘉 義	38.0	6月12日 15:40-16:40	48.8	1971年6月7日	55.3	1970年8月19日
臺 南	33.5	6月12日 15:00-16:00	94.4	1953年6月7日	163.3	1947年7月29日
高 雄	43.0	6月12日 19:00-20:00	110.4	1949年6月2日	126.4	1962年7月23日
恆 春	19.2	6月12日 8:20- 9:20	99.4	1943年6月13日	99.4	1943年6月13日
阿 里 山	73.4	6月12日 23:00-24:00	62.0	1967年6月6日	120.0	1966年8月16日
玉 山	23.3	6月13日 1:00- 2:00	42.0	1960年6月11日	58.6	1956年9月17日
日 月 潭	53.5	6月13日 6:30- 7:30	89.6	1954年6月10日	100.0	1960年8月1日
集 集	32.9	6月12日 21:00-22:00				



圖三 六十一年六月十二日十分鐘內最大降水量
Fig. 3. The maximum precipitation in 10 minutes on 12 June, 1972.



圖四 六十一年六月十二日十分鐘內最大降水量時間推移
Fig. 4. The movement of the 10 minutes precipitation time on 12 June, 1972.

表五 暴雨期間(12日22點至13日2點)各地降水量一覽表

Table 5 The precipitation from 22 LST 12 June to 02 LST 13 June, 1972.

站 名	臺 中	阿里山	玉 山	日月潭	臺 東	新 港	大 武	淡 水	花 蓮	嘉 義
降 水 量	383	198	92	88	31	24	14	10	5	3
站 名	新 竹	臺 北	陽明山	蘭 嶼	恆 春	高 雄	臺 南	宜 蘭	基 隆	澎 湖
降 水 量	2	1	1	1	0.1	0	0	0	0	0

(五)暴雨期間降水量之分析

根據一小時及十分鐘暴雨量和時間推移之分析，於12日23點到24點為暴雨量達最高峯之時刻，而12

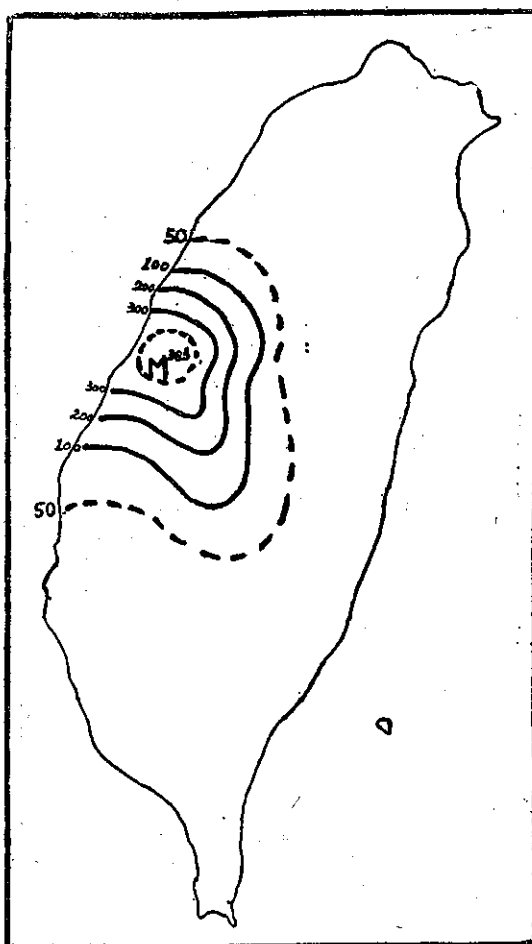
日22點起到13日2點止為降水量最多之期間，在此4個鐘點內，全省各地雨量如表五及圖五所示。

由此得知，雨量均集中於臺中地區，且於此短短的4個鐘點內，其雨量竟高達383mm，超過6月12日292.5mm及6月13日196.8mm之日雨量，（見表二及表五），而比6月12日至13日二天總雨量的490mm祇少107mm而已。又其雨量與其他各地相比較，亦有懸殊之差，就以近鄰的日月潭與其相比較，竟相差將近300mm之多，何況臺中又是一盆地，此為造成六一二中部豪雨成災之一特徵。

三、綜 觀 狀 況

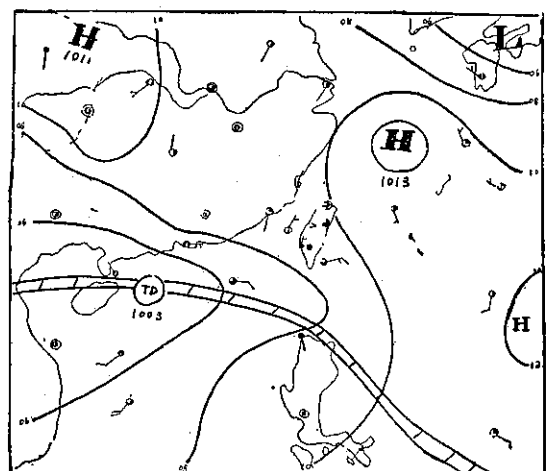
(一)天氣圖分析

六月八日於東京灣南方海面有一熱帶性低氣壓形成，並向東移動；於九日到達東沙島附近，並使南海地區全部籠罩在西南氣流之控制範圍內(圖六)，此時



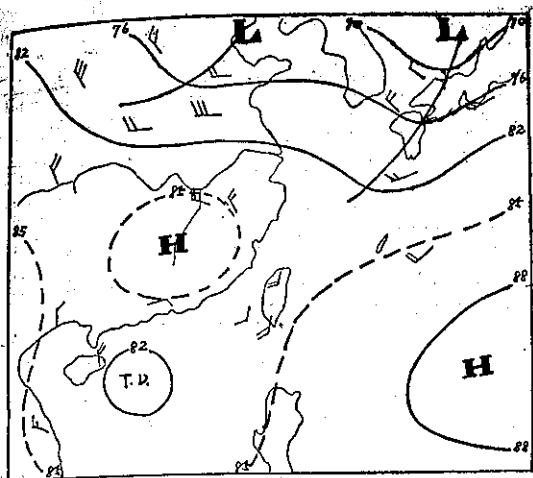
圖五 六十一年六月十二日二十二點至十三日二點
(暴雨期間)之降水量

Fig. 5. The precipitation from 22 LST 12 June to 02 LST on 13 June, 1972.

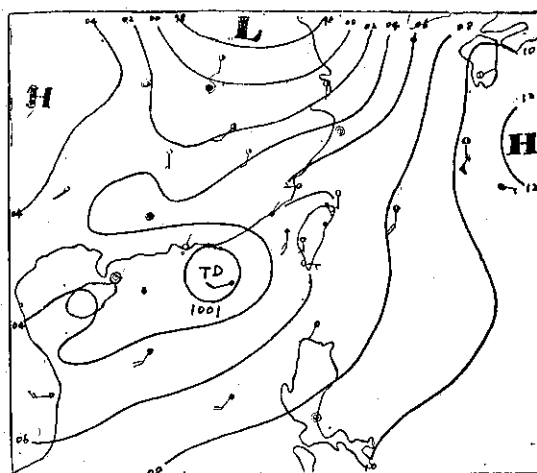


圖六 六十一年六月九日 0000Z 地面圖

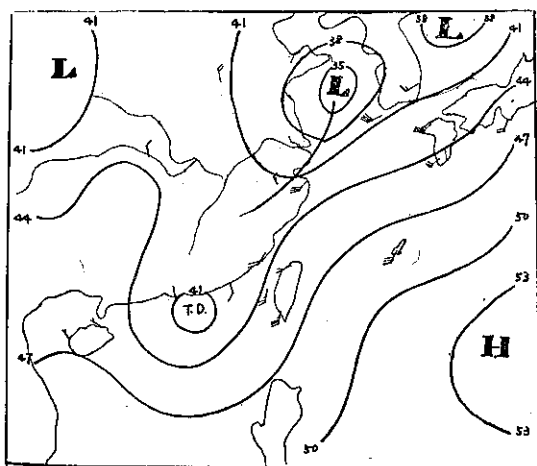
Fig. 6. Surface synoptic chart (0000Z 9 June, 1972)



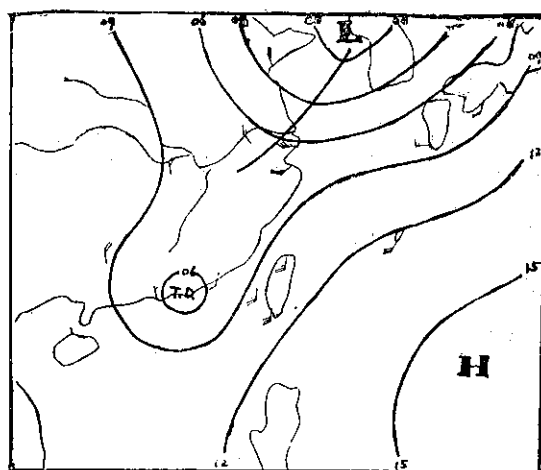
圖七. 六十一年六月十日 0000Z 500mb 圖
Fig. 7. 500mb Chart (0000Z 10 June 1972)



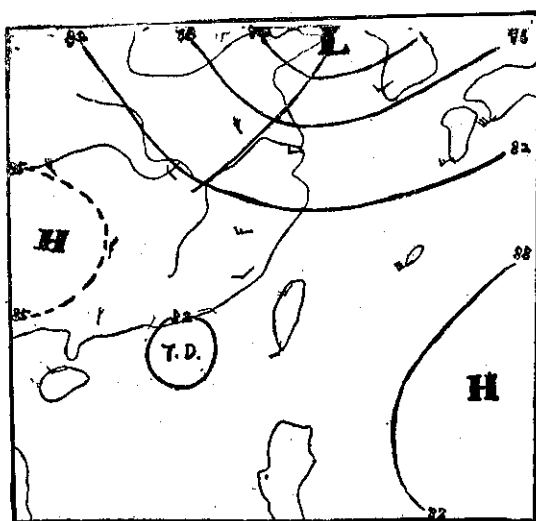
圖八. 六十一年六月十一日 0000Z 地面圖
Fig. 8. Surface synoptic chart (0000Z 11 June 1972)



圖九 (A) 六十一年六月十一日 1200Z 850mb 圖
Fig. 9(A). 850mb Chart (1200Z 11 June 1972)



圖九 (B) 六十一年六月十一日 1200Z 700mb 圖
Fig. 9(B). 700mb Chart (1200Z 11 June 1972)

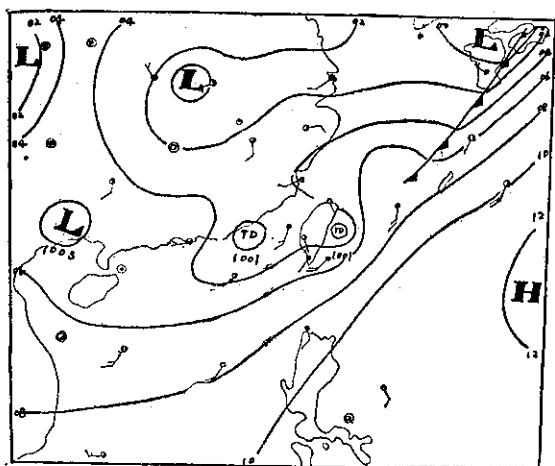


圖九 (C) 六十一年六月十一日 1200Z 500mb 圖
Fig. 9(C). 500mb Chart (1200Z 11 June 1972)

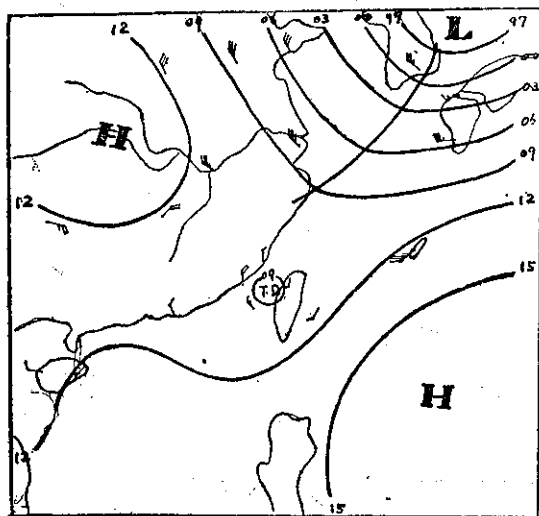
間熱帶輻合區 (ITCZ) 位於巴士海峽及東沙島附近，由於受此 ITCZ 之影響，位於東沙島附近之熱帶低壓 (T.D.) 於 10 日逐漸發展，其垂直發展高度達 500mb (圖七)，於 11 日起，此 T.D. 因受到中國沿海地區高空槽線之導引，以致使其向東北方方向推進 (圖八、圖九(A)(B)(C))，於 12 日 0000Z 時，T.D. 已上移到臺灣海峽之南方 (圖十)，12 日 1200Z 時，T.D. 更北上而位於臺灣西部沿海地區，其垂直發展高度達 700mb 處 (圖十一)。又太平洋之副熱帶高氣壓於 12 日 0000Z 時即已向西南方伸展，由於此 T.D. 及副熱帶高壓氣流之輻合，以致使從菲律賓羣島之北方

到臺灣海峽間之氣壓梯度甚為陡峻，終致誘導南海及臺灣南部一帶之西南季風盛行，使南海高溫多濕之赤道氣團隨西南季風長趨直入臺灣中部地區。

十二日午夜，當熱帶氣旋在臺灣西部沿海與中央山脈之間時，西南風特別強烈，又受中央山脈之阻擋，構成強烈之輻合現象，在對流不穩定之西南氣流爬坡時，產生上升氣流，釋出對流不穩定之能量，而於西南部形成強烈的降雨細胞，同時受西南氣流中之大量水汽源源的補充，終至造成近七十年來，僅次於八七水災而引起災情的豪雨。



圖十 六十一年六月十二日 0000Z 地面圖
Fig. 10. Surface synoptic chart (0000Z 12 June 1972)



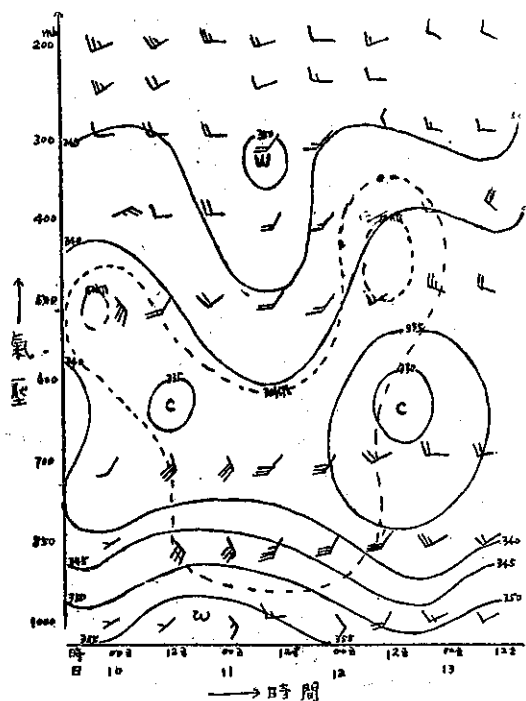
圖十一 六十一年六月十二日 1200Z 700mb 圖
Fig. 11. 700mb Chart (1200Z 12 June 1972)

(二) 東港探空之時間剖面圖之分析

圖十二為表示此次豪雨時，東港探空之時間剖面圖，圖中之實線為相當位溫線，點線為等風速線。

由圖十二我們可看出，自10日 0000Z 起，高溫多濕的西南氣流即已開始入侵，以致大氣低層之相當位溫有急激增加之趨勢，終致造成氣層之不穩定度。

由此圖，我們又可了解於10日至13日期間，東港地面至高空相當位溫之分佈情形。其中有二個暖區，一在近地面，另一在400~300mb之間。而800~500mb則為冷區所盤據，而冷中心位於650mb附近。



圖十二 六十一年六月十日至十三日東港探空之時間剖面圖
Fig. 12. Time cross section chart of Tungkong (10-13 June, 1972)

又自11日 1200Z 起，於850mb至700mb (1,500m~3,000m) 間，出現強烈的西南氣流，風速為30kts以上，於12日 1200Z 時，於500mb處其西南氣流竟高達50kts，此即為激流在豪雨時最常見之現象，於八七水災時亦有此特徵[2]。

(三) 蕭華特穩定指數 (Showalter's Stability Index) 之分析

氣團之穩定度是局部性風暴如雷雨，龍捲風發生之主要因素。美國氣象局分析中心主任蕭華特[3]曾

在1946年創造一種穩定指數，而繪其分佈圖以作預報雷雨發生之用，此指數稱為蕭華特之穩定指數 (S.I.)。

蕭華特之穩定指數可直接由各地探空資料求得，即實際探空所得之 500mb 層之溫度減去由 850mb 點起將空氣塊先循乾絕熱程序上升，達飽和點再循濕絕熱程序上升至 500mb 層時之溫度，即為蕭華特之穩定指數 (S.I.)。

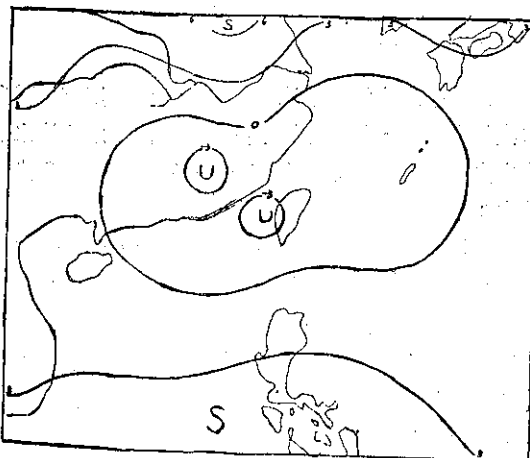
據長期校驗之結果：

- (1) $S.I. < 3^{\circ}\text{C}$ 有陣雨及雷雨之可能
- (2) $-1^{\circ}\text{C} < S.I. < 1^{\circ}\text{C}$ 發生陣雨及雷雨之機會增大
- (3) $S.I. < -3^{\circ}\text{C}$ 有強烈雷雨發生之可能
- (4) $S.I. < -6^{\circ}\text{C}$ 有龍捲風發生之可能



圖十三 六十一年六月十一日 1200Z 蕭氏指數分佈圖
(S:穩定, U:不穩定)

Fig. 13. Showalter's stability index chart
(1200Z 11 June, 1972)



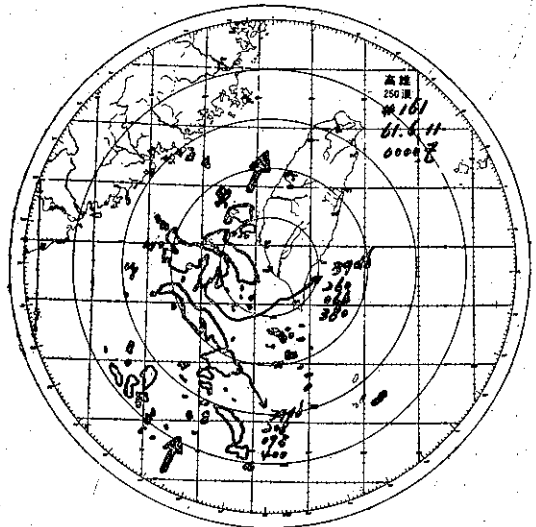
圖十四 六十一年六月十二日 1200 蕭氏指數分佈圖
(S:穩定, U:不穩定)

Fig. 14. Showalter's stability index chart
(1200Z 12 June, 1972)

根據上述之原則，計算 6 月 11 日 1200Z 及 12 日 1200Z 之穩定指數，並繪得其分佈圖如圖十三及圖十四。由此得知，11 日 1200Z 時南海為一不穩定區。但 12 日 1200Z，此不穩定氣流已移進至臺灣西部及臺灣海峽之間，故 12 日午夜至 13 日清晨，臺灣中部豪雨，可由此圖證明是受南海不穩定氣流移進而盤據所起。

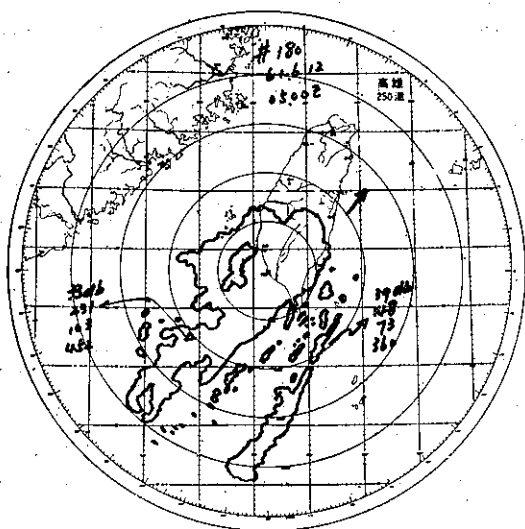
四雷達回波之分析

11 日 0000Z 時，地面天氣圖上的 T.D. 雖然祇在東沙島附近，然此時，由於受到 T.D. 所引來之西南氣流之影響，故自高雄氣象雷達之觀測，於高雄西南方海面，竟有強度高達 39db 的強烈回波，而此回波是循 260 度方位角向臺灣西南部地區移動，（見圖十五：61 年 6 月 11 日 0000Z 高雄雷達回波），而使臺南、高屏等地區於 11 日終日下雨，其雨量臺南為 28mm，高雄為 25mm，恆春為 17mm。到 1200Z 時，西南沿海地區的回波才逐漸減弱，然於南海地區仍有 33db 之回波存在，而其進行方向仍針對着西南部地區。到 1500Z 時，嘉南地區及其沿海附近，有顯著的回波。到 12 日 0000Z 時，此回波之強度高達 39db，其範圍亦逐漸擴大，而且朝 185 度之方位角北上，以致使西南部地區全部為強烈的回波所籠罩（圖十六：12 日 0500Z 雷達回波），終致使恆春自 0020Z 起，臺南自 0520Z 起出現暴雨（見圖二）。

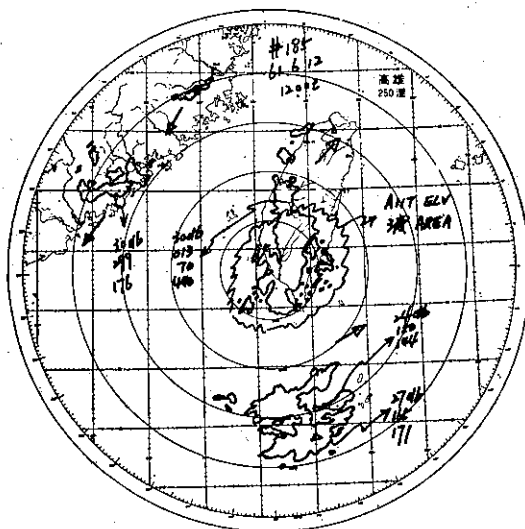


圖十五 六十一年六月十一日 0000Z 高雄雷達回波

Fig. 15. Radar Echo Chart at 0000Z
11 June, 1972.



圖十六 六十一年六月十二日 0500Z 高雄雷達回波
Fig. 16. Radar Echo Chart at 0500Z 12 June, 1972.

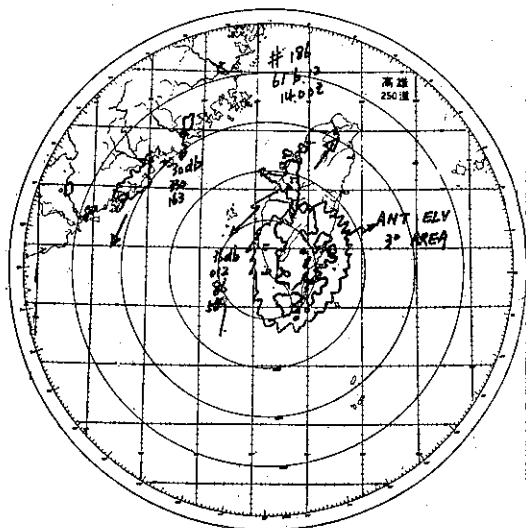


圖十七 六十一年六月十二日 1200Z 高雄雷達回波
Fig. 17. Radar Echo Chart at 1200Z 12 June, 1972.

到 1200Z 時，來自南海地區的回波均已盤據整個臺灣南部地區，其強度為 30db，而其進行方向為朝 70 度方位角，（見圖十七：61 年 6 月 12 日 1200Z 高雄雷達回波），此強烈的回波朝東北東方向推移時，由於受到中央山脈的阻擋，故未能再順利進行，祇有循中央山脈的西麓北上，故於 1400Z 時，臺中附近的回波強度，已高達 36db（圖十八），到 1700Z 時，竟高達 39db，使臺中於 1500Z 起開始出現暴雨（見圖二

）。而南部地區回波的範圍及強度於此時已有顯著的減小及減弱，此即為受到地形阻擋之明證。到 13 日 0000Z 時，臺中附近的回波區範圍已大量縮小，且強度亦祇剩 21db，而南部地區已無回波存在了。

附註：db（分貝）代表兩不相同點之電力比，是（Decibel）之簡寫；其數值等於十倍於電力比之普通對數值。即 $db = 10 \log \frac{P_2}{P_1}$ ，而 P_1 代表輸入之電力， P_2 代表輸出之電力。



圖十八 六十一年六月十二日 1400Z 高雄雷達回波
Fig. 18. Radar Echo Chart at 1400Z 12 June, 1972.

(四) 水汽輸送量之分析

大氣中之水汽受平流（Advection）影響，發生水汽量之變化，此種由於平流之影響而造成水汽水平方向之輸送，根據石原健二〔4〕，可由下列方程式計算之：

$$M = \rho V \Delta h \sigma \dots \dots \dots (1)$$

M: 氣柱內之水汽輸送量 ($gr \cdot cm^{-1} \cdot sec^{-1}$)

ρ : 空氣之密度

V: 某地上空厚度為 Δh 氣柱內之風速 ($m \cdot sec^{-1}$)

Δh : 氣柱厚度

σ : 混合比

由於空氣之密度 (ρ) 為變數，若要用(1)式求 M 將很不方便。

由流體靜力方程， $\Delta P = -\rho g \Delta h$

得 $\rho = -\frac{\Delta P}{g\Delta h}$ 代入 (1)

$$\therefore M = -\frac{1}{g} V \sigma \Delta P \dots\dots\dots (2)$$

則某氣壓高度 P。至上層氣壓高度 P 間之水汽輸送量可積分上式

$$\text{得 } M = -\frac{1}{g} \int_{P_0}^P V \sigma dP \dots\dots\dots (3)$$

例如 1000mb 至 900mb 間氣柱之水汽輸送量，可自下式計算之：

$$M = -\frac{1}{g} \int_{1000}^{900} V \sigma dP$$

V 和 σ 取二層之平均

$$M = -\frac{1}{g} \times \frac{1}{2} (V_{1000} \sigma_{1000} + V_{900} \sigma_{900})$$

$$\times (900 - 1000) \text{mb} = -\frac{1}{2} \times \frac{1}{g}$$

$$\times (V_{1000} \sigma_{1000} + V_{900} \sigma_{900}) \times 100 \text{mb}$$

V 之單位為 m/sec = 100cm/sec

σ 之單位為 g/kg = 1/1000

P 之單位為 mb = 1000 dyne·cm⁻²

$$= 1000 \text{ gr} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{sec}^{-2}$$

$$g = 980 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-2}$$

表六 61 年 6 月 10 日至 14 日東港水汽輸送量一覽表

Table 6 Transport of water vapor at Tungkong from 10 to 14 June, 1972.

日 期 時 間 (Z)	10				11				12				13				14			
	00		12		00		12		00		12		00		12		00		12	
	風速	混合比	風速	混合比	風速	混合比	風速	混合比	風速	混合比	風速	混合比	風速	混合比	風速	混合比	風速	混合比	風速	混合比
1000	3	21	6	23	16	20	16	20	10	19	20	16	16	21	9	19	7	21	5	24
900	3	16	17	17	25	16	30	15	28	15	25	12	20	16	15	13	10	17	11	21
800	5	12	29	13	30	12	32	12	30	11	26	10	22	13	21	11	14	14	17	18
700	9	10	30	10	31	9	29	9	29	9	21	7	20	10	23	8	13	11	19	13
600	22	7	14	7	26	7	24	7	23	7	39	5	23	7	20	6	16	8	18	10
500	35	6	19	5	21	5	19	6	16	3	56	4	25	3	17	4	19	6	17	8
水汽輸送量	4890		11280		14330		14700		13910		11740		11720		8500		7680		10920	

$$\therefore M = \frac{1}{980} \times -\frac{1}{2} \times (V_{1000} \sigma_{1000} + V_{900} \sigma_{900})$$

$$\times \frac{100}{1000} \times 100 \times 1000 \text{ gr} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{sec}^{-1}$$

$$\approx 5(V_{1000} \sigma_{1000} + V_{900} \sigma_{900}) \text{ gr} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{sec}^{-1}$$

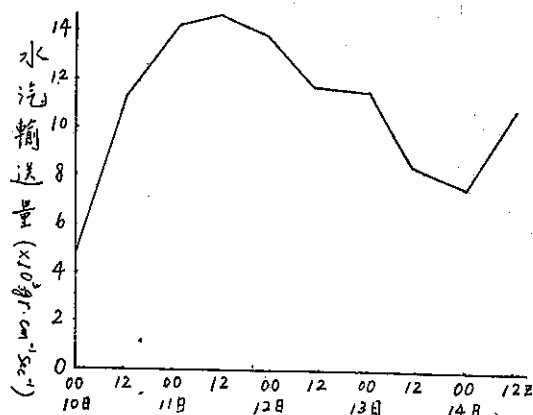
$$\dots\dots\dots (4)$$

由(4)式知：若要求水汽輸送量 (M)，祇要先求得上下層之風速 (V) 及混合比 (σ) 即可。

現我們利用此公式來分析六月十二日中部豪雨時的水汽輸送情形，然後再以實際的降雨量加以比較，探討其彼此的關係。

根據六月十日至十四日東港一天兩次 (0000Z 及 1200Z) 之探空資料，運用方程式(4)，求此五天 0000Z 及 1200Z 個別的 M 值 (詳如表六及圖十九)。

由圖十九可知，自 10 日 1200Z 起，水汽之水平輸送量有顯著的增大，尤其於 11 日 1200Z 時達到最



圖十九 六十年六月十日至十四日東港水汽輸送量
Fig. 19. Transport of water vapor at Tungkong from 10 to 14 June, 1972.

高峯；此豐沛的西南氣流沿中央山脈西麓北上，經歷一天左右，而於 12 日 1200Z 起在中部造成豪雨。於豪雨前後水汽之水平輸送量為 $11,280 \text{ g/cm} \cdot \text{sec}$ (10 日 1200Z) 至 $8,500 \text{ g/cm} \cdot \text{sec}$ (13 日 1200Z)，豪雨時水汽之水平輸送量為 $11,740 \text{ g/cm} \cdot \text{sec}$ (12 日 1200Z) 至 $14,700 \text{ g/cm} \cdot \text{sec}$ (11 日 1200Z)，增加約 460 至 $6,200 \text{ g/cm} \cdot \text{sec}$ 之水汽，此所增加之水汽，亦即為造成中部豪雨因素之一。

假設上述增加的水汽量 (460 至 $6,200 \text{ g/cm} \cdot \text{sec}$) 於輸送途中，於 30 公里、70 公里、120 公里、150 公里及 200 公里之水平距離內 (以東港為原點)，全部轉為雨滴降落時，其平均面積雨量，將如表七所示，並與當時之雨量觀測值相比較 (30 公里範圍之實際雨量以高雄測候所之觀測值為代表，70 公里範圍之雨量以臺南為代表，120 公里範圍之雨量以嘉義為代表，150 公里及 200 公里各以日月潭及臺中為代表)。

表七 根據水平輸送水汽增加量之雨量預測及實際雨量之比較 (單位 mm)

Table 7 Forecasting rainfall by the increment of water vapor due to horizontal advection and observed values

流入方向之 水平距離 (km)	預測一日雨量	豪雨期間 實際雨量
30	132~1776	25~152
70	58~768	28~117
120	34~432	8~123
150	24~340	59~462
200	19~288	0.4~293

由表七我們發現到：30 公里、70 公里及 120 公里處所預測的雨量均比實際的雨量大約七倍左右，而祇有 150 公里及 200 公里處之預測值與實際值較為接近。

由以上之分析與比較，我們得知，水平方向之水汽輸送量大時，雨量當然大，但水汽輸送量不能直接應用於雨量之計算，因為輸送作用所增加之水汽量必賴抬舉上升發生凝結現象，始能產生降雨，而抬舉上升之力量來自 (a) 大氣下層有輻合作用，引起上升氣流而導至降雨。(b) 山岳地區之氣流由於地形抬舉，產生強烈的上升作用而降雨。

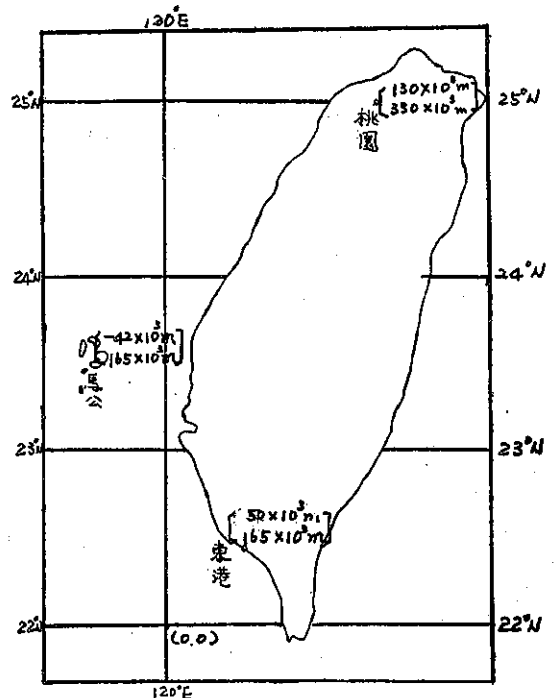
由於氣流於臺中附近受到中央山脈之抬舉上升而

產生凝結以及氣流之輻合作用 (詳見下節動力因素之分析)，終致造成中部的豪雨，而高雄、臺南一帶，雖有豐沛的水汽，但並無抬舉上升之力量，使水汽得於凝結成雨，故南部豪雨並不如中部嚴重，以致未曾有災害之報導。

四、動力及熱力因素

(一) 動力因素

江河中之流水，遇到兩岸突出之岩石、河壩或山嶺，常可在凸出部份之外緣造成渦旋，此渦旋隨江河之流水向下游流去。空氣中之情形，亦相類似，廣大深厚之西南氣流，遇到中南部中央山脈突出之山嶺，可產生若干小渦旋氣流，此等渦旋生命雖短暫，範圍雖狹小，但可助當地及其經過地區之降水。此等渦旋隨西南氣流沿中央山脈北移，至彰化一帶因受彰化山嶺之阻擋，行動停滯，此種渦旋連續到達，則彰化一帶 (即濁水溪上游地區) 將成為該項渦旋之集中地，多數渦旋集中，輻合增強，可造成較大渦旋或小低壓。實際上，彰化及臺中以北之山嶺本身亦可使該地有渦旋氣流發生。由於此種渦旋之發生與集中，當可造成該地區極大之輻合氣流與猛烈之降水 [5]。



圖二十 東港馬公桃園三探空站之坐標位置

Fig. 20. The coordinates of Tungkong, Makung and Taoyuan upper air stations

6月12日西南氣流特別強盛，其所造成的渦旋度當自亦更強更大。氣流增強是速度輻合，渦旋是方向輻合，故12日中部地區有特別強大之輻合現象產生。

根據6月11日~13日東港、馬公、桃園的無線電探空資料，利用電子計算機求得此三天，每天各二次(8點及20點)逐層的水平輻散值及渦旋度，然後利用此二項數值作進一步的分析，以了解豪雨期間，臺灣地區動力因素之變化情形。

至於其計算程序現說明如下：

1. 首先我們先訂定東港、馬公、桃園三探空站之坐標位置。設 22°N 與 12°E 之交點為原點 $(0,0)$ ，則可求得此三探空站距原點之距離，如圖二十。

$$\begin{aligned} \text{即 馬公} \begin{cases} x_1 = -42 \times 10^3 \text{m} \\ y_1 = 165 \times 10^3 \text{m} \end{cases} \\ \text{東港} \begin{cases} x_2 = 50 \times 10^3 \text{m} \\ y_2 = 50 \times 10^3 \text{m} \end{cases} \\ \text{桃園} \begin{cases} x_3 = 120 \times 10^3 \text{m} \\ y_3 = 320 \times 10^3 \text{m} \end{cases} \end{aligned}$$

表八 六十一年六月十一日至十三日東港、馬公、桃園的實際高空風

[θ 風向(度) FF:風速(m/sec)]

Table 8 Upper winds of Tungkong Makung and Taoyuan from 11 to 13 June, 1972.

日 期 時 間 站 名	1 1 日												1 2 日					
	00 Z						12 Z						00 Z					
	東	港	馬	公	桃	園	東	港	馬	公	桃	園	東	港	馬	公	桃	園
氣 壓	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF
1000	160	8	150	5	0	0	170	8	180	10	0	0	160	5	180	9	0	0
850	160	15	160	9	340	1.5	185	18	190	14	230	3	210	16	200	16	220	15
700	180	15	180	8	190	7	200	15	190	14	200	13	220	15	190	12	210	13
500	230	11	190	8	220	7	195	10	210	11	220	7	210	8	70	7	190	4
400	250	10	180	9	240	4	210	10	240	7	220	5	210	8	70	4	200	7
300	260	7	200	14	250	15	240	6	280	7	240	5	230	7	210	6	210	9
200	270	12	270	10	290	8	250	8	260	8	270	5	265	6	260	8	230	5
100	40	10	10	0			195	5	360	14	300	4	40	14	10	11	100	4

12 Z						00 Z						12 Z					
東	港	馬	公	桃	園	東	港	馬	公	桃	園	東	港	馬	公	桃	園
θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF
210	10	240	9	0	0	250	8	240	8	220	7	240	5	210	6	0	0
220	15	260	10	80	6	255	12	250	8	270	12	260	10	260	7	260	7
240	11	310	8	210	3	270	10	270	4	280	11	270	12	270	5	290	10
255	28	320	7			280	13	300	9	270	9	290	9	270	7	260	10
265	26	330	7	300	6	270	6	280	7	260	9	320	8	280	6	270	12
350	5	270	7	280	14	275	7	270	5	260	8	310	5	300	10	280	15
250	9	250	5			290	6	290	4	240	12	320	5	280	7	260	16
				290	8	10	3	350	5	340	3			340	7	270	8

2. 利用測站的實際風速及風向，可求其東西及南北分速(6)，其計算公式如下：

$$\begin{cases} u = -FF \times \sin \theta \\ v = -FF \times \cos \theta \end{cases} \dots\dots\dots(5)$$

FF 為實測風速， θ 為實測風向。

表八為豪雨期間馬公、東港、桃園的實際高空風。

根據公式(5)及表八的資料，我們可以求得每一層的東西分速 (u_1, u_2, u_3) 及南北分速 (v_1, v_2, v_3)。

3. 依 Bellamy [7]， u, v 假設能用 x, y 的一次式表示，即

$$\begin{cases} u = ax + by + c \\ v = dx + ey + f \end{cases} \dots\dots\dots(6)$$

$$\text{可求得 } \zeta (\text{渦旋度}) = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = d - b \dots\dots(7)$$

$$\text{div } C (\text{水平輻散}) = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = a + e \dots\dots(8)$$

$$\text{而 } a = \frac{\begin{vmatrix} u_1 & y_1 & 1 \\ u_2 & y_2 & 1 \\ u_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} x_1 & y_1 & 1 \\ x_2 & y_2 & 1 \\ x_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix}} \quad b = \frac{\begin{vmatrix} u_1 & x_1 & 1 \\ u_2 & x_2 & 1 \\ u_3 & x_3 & 1 \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} x_1 & y_1 & 1 \\ x_2 & y_2 & 1 \\ x_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix}}$$

$$d = \frac{\begin{vmatrix} v_1 & y_1 & 1 \\ v_2 & y_2 & 1 \\ v_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} x_1 & y_1 & 1 \\ x_2 & y_2 & 1 \\ x_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix}} \quad e = \frac{\begin{vmatrix} v_1 & x_1 & 1 \\ v_2 & x_2 & 1 \\ v_3 & x_3 & 1 \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} x_1 & y_1 & 1 \\ x_2 & y_2 & 1 \\ x_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix}}$$

我們如知 ($x_1 y_1$)、($x_2 y_2$) 及 ($x_3 y_3$) 和 ($u_1 v_1$)、($u_2 v_2$) 及 ($u_3 v_3$) 即可利用此資料，採用公式(7)(8)計算水平輻散及渦旋度。為了計算方便及力求精確，我們使用電子計算機操作，求得豪雨期間，臺灣地區的水平輻散值及渦旋度，如表九所示。

現依表九所示的水平輻散及渦旋度作進一步的分析。

A. 水平輻散

圖二十一表示西部地區自 6 月 11 日至 13 日 1000 mb 面上之水平輻散值與臺中、阿里山豪雨期間每 4 小時平均雨量之對照。由此圖可知，6 月 11 日 8 點時 1000mb 面上之水平輻散值為 $-0.27 \times 10^{-5} \text{ Sec}^{-1}$ ，20 點時降到 $-3.0 \times 10^{-5} \text{ Sec}^{-1}$ ；12 日 8 點時上升為 $-0.1 \times 10^{-5} \text{ Sec}^{-1}$ ，20 點時，又下降為

$-0.2 \times 10^{-5} \text{ Sec}^{-1}$ ，由此可見，於 6 月 11 日夜晚起，臺灣地區已有輻合現象產生，此輻合現象一直持續到 13 日夜晚。

又由此圖，我們可發現到，阿里山自 12 日清晨即有顯著的雨量，而臺中於 12 日夜晚才有顯著之雨量，此二地（均在中部）於 12 日 23~24 點之間，其雨量達到最高峯，直到 13 日清晨，其雨勢才稍減，但仍有相當高的記錄。

若將 1000mb 面上之水平輻散值與臺中、阿里山每 4 小時的平均雨量作一對照，我們可以發現到：當輻散值下降時，雨量即有顯著的增加，尤其輻合時，其雨勢特大。

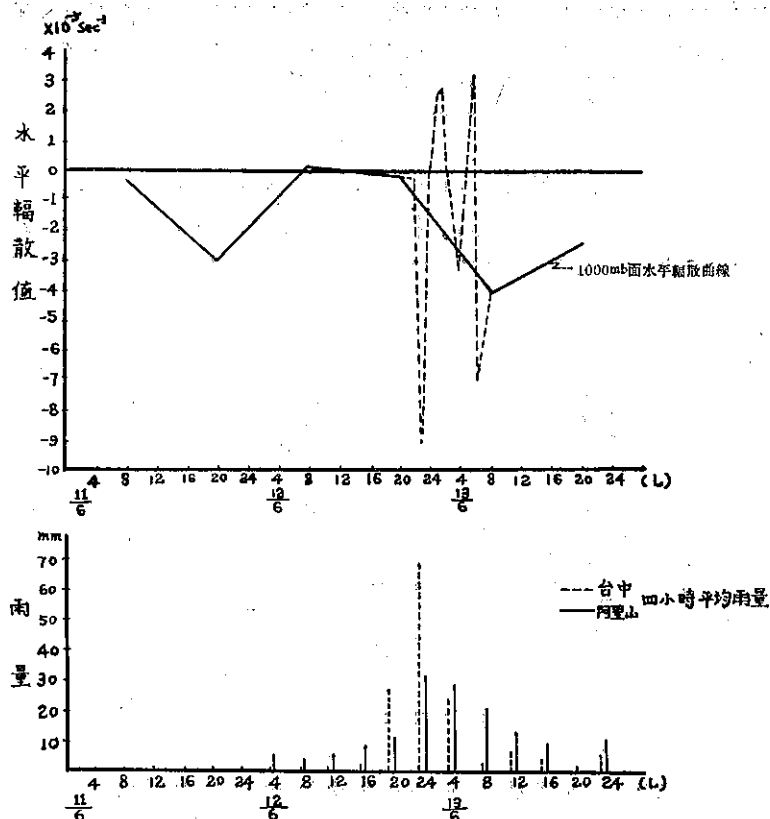
另外，審視 1000mb 面的水平輻散曲線（實線），發現有兩個低峯，一在 11 日 20 點，另一在 13 日 8 點，但臺中、阿里山實際雨量最大的時間為 6 月 12 日 23~24 點間。由此可知，時間上似乎未能完全配合。依作者等之看法，此乃因圖二十一所示之水平輻散曲線為根據一天兩次之探空資料所求得的，倘能逐時的求取臺灣地區的水平輻散值，則最小的水平輻散值（輻合最大）應於 12 日 20~24 點間出現。

作者等應用東港、桃園、馬公三地 12 日 21 點到 13 日 7 點的地面資料（代替 1000mb），依據上述求水平輻散的原理，求得臺灣地區逐時之水平輻散值，如表十。並將其值填入圖二十一中（如虛線所示），發現到最小的水平輻散值（即輻合最大），為 12 日 23 點的 $-9.0 \times 10^{-5} \text{ Sec}^{-1}$ ，此與中部豪雨的時間正好相配合。

又由表九，我們可發現：11 日 20 點時，500mb 之水平輻散值最小，亦即其輻合最大，表示此 T.D. 於此時發展最盛，高度達 500mb，與實際天氣圖不謀而合，（見圖九(c)），但自此起，其輻散值逐漸增加，12 日 20 點為 $-0.01 \times 10^{-5} \text{ Sec}^{-1}$ ，其為最大的輻散值；但由表九知，地面（1000mb）為輻合，而 500mb 為輻散，由此可知 T.D. 在這時於 500mb 以下之發展為最盛。於 5000mb 以上變成為反氣旋之形式。因之此 T.D. 祇於 700mb 以下發展，當其到臺灣中部時，由於受到中央山脈的阻擋，無法越過中央山脈，於是其勢力逐漸衰減或呈滯留形態[8]，然後在臺中附近消滅。

B. 渦旋度

由表九我們發現到 6 月 11 日 8 點時，地面至 500 mb 的渦旋度均為負，表示臺灣地區的氣流於 6000 公尺以下均為反氣旋式，但 500mb 以上，其渦旋度



圖二十一 六十二年六月十一日至十三日1000mb 面之水平輻散值與臺中、阿里山豪雨期間每 4 小時平均雨量之對照
Fig. 21. The divergence of 1000mb from 11 to 13 June 1972.

表九 豪雨期間臺灣地區之水平輻散值及渦旋度 ($\times 10^{-5} \text{ Sec}^{-1}$)

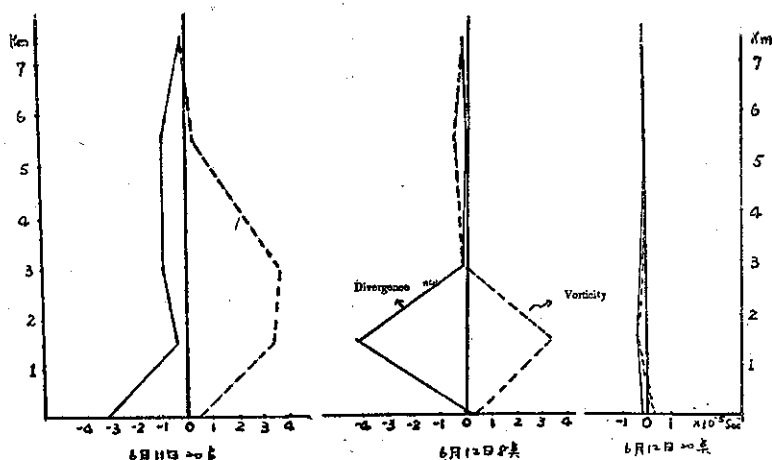
Table 9 The divergence and vorticity of Taiwan area from 11 to 13 June, 1972.

日 期 時 間 要 素 氣 壓 mb	11						12						13					
	08			20			08			20			08			20		
	水 輻	平 散	渦 旋 度	水 輻	平 散	渦 旋 度	水 輻	平 散	渦 旋 度	水 輻	平 散	渦 旋 度	水 輻	平 散	渦 旋 度	水 輻	平 散	渦 旋 度
1000	-0.3	-4.7		-3.1	0.4		0.1	0.5		-0.2	0.1		-4.0	0.7		-2.5	0.2	
850	-0.5	-0.2		-0.4	3.4		-4.4	3.5		-0.3	-0.3		-0.2	-0.3		-0.2	-0.2	
700	-0.5	-0.5		-0.9	3.6		-0.2	-0.2		-0.2	-0.1		-0.3	-0.5		-0.4	-0.5	
500	-0.2	-0.2		-1.0	0.2		-0.2	-0.5		-0.01	-0.01		-0.2	-0.3		-0.1	-0.2	
400	-0.2	4.4		-0.2	0.1		-0.3	-0.3		-0.01	-0.01		0.9	1.9		-0.8	-0.3	
300	0.4	0.4		7.3	9.6		-2.8	-0.1		0.2	-0.3		-0.9	-0.2		0.4	-0.2	
200	-0.2	-8.0		2.5	0.2		0.1	0.2		-0.2	-0.3		-2.6	-0.3		0.2	-6.0	
100	-0.1	3.4		0.6	0.7		-0.5	-9.4		-0.2	-0.2		0.2	0.2		0.2	8.4	

表十 六月十二日廿一時至十三日七時臺灣地區 1000mb 面之水平輻散值 ($\times 10^{-6} \text{ Sec}^{-1}$)

Table 10 The divergence of 1000mb in Taiwan area from 21 LST 12 June to 07 LST 13 June, 1972

日 期	12				13						
時 間	21	22	23	24	1	2	3	4	5	6	7
水 平 輻 散	-0.1	-0.2	-9.0	-0.3	2.3	2.6	-0.2	-4.2	-0.2	2.8	-7.0



圖二十二 豪雨期間臺灣地區的水平輻散值及渦旋度之高度分佈圖

Fig. 22. The divergence and vorticity of Taiwan area from 20 LST 11 June to 20 LST 12 June, 1972

為正，即表示對流層中部以上為氣旋式氣流；但20點時，其渦旋度自地面至 100mb 均為正值，且甚大，此乃熱帶性低氣壓進入臺灣海峽而增強其勢力所致；12日以後，其渦旋度均減弱並多為負值，可能為此 T.D. 接近本島後產生填塞 (Filling) 之證。

圖二十二為 11 日 20 點，12 日 8 點及 20 點臺灣地區的水平輻散值及渦旋度之高度分佈圖。

(二) 垂直速度

根據 Lateef [9] 之研究，垂直速度 (ω) 與水平輻散之關係為

$$\frac{\partial \omega}{\partial P} = -(\Delta \cdot \vec{V})_P \quad (9)$$

為了便於分析小範圍內瞬間降豪雨之原因，我們必須由下式求定壓面 (850, 700, 550, 400 及 250mb) 的垂直速度 $\left[\omega = \frac{dp}{dt}, D = (\Delta \cdot \vec{V})_P \right]$

$$\frac{\partial^2 \omega}{\partial P^2} = -\frac{\partial D}{\partial P} \quad (10)$$

於 1000mb 和 100mb 處之 $\omega = 0$

所以徐明同 [10] 將 (10) 式加以修正，得

$$\begin{cases} \omega_0 - 2\omega_1 + \omega_2 = (D_2 - D_0)\Delta P/2 = K_1 \\ \omega_1 - 2\omega_2 + \omega_3 = (D_3 - D_1)\Delta P/2 = K_2 \\ \omega_2 - 2\omega_3 + \omega_4 = (D_4 - D_2)\Delta P/2 = K_3 \dots (11) \\ \omega_3 - 2\omega_4 + \omega_5 = (D_5 - D_3)\Delta P/2 = K_4 \\ \omega_4 - 2\omega_5 = (D_6 - D_4)\Delta P/2 - \omega_0 = K_5 \end{cases}$$

此處之 $\Delta P = 150\text{mb}$ 。 ω_0 和 D_0 為 1000mb 面的垂直速度和水平輻散值

ω_1 和 D_1 為 850mb 的垂直速度和水平輻散值

⋮ ⋮ ⋮ ⋮ ⋮ ⋮ ⋮ ⋮ ⋮ ⋮ ⋮ ⋮

ω_6 和 D_6 均為 0。

由 (11) 式可得

$$\begin{cases} \omega_5 = -(K_1 + 2K_2 + 3K_3 + 4K_4 + 5K_5)/6 \\ \omega_4 = -(K_1 + 2K_2 + 3K_3 + 4K_4)/5 + \frac{4}{5}\omega_5 \\ \omega_3 = -(K_1 + 2K_2 + 3K_3)/4 + \frac{3}{4}\omega_4 \\ \omega_2 = -(K_1 + 2K_2)/3 + \frac{2}{3}\omega_3 \\ \omega_1 = -\frac{K_1}{2} + \frac{\omega_2}{2} \end{cases} \quad (12)$$

利用 (11)(12) 式求得臺灣地區於豪雨期間的垂直速度

如表十一所示。負數表示向上運動，正數表示向下運動。由表十一可發現，於豪雨期間，臺灣地區自地面到高空多為上升氣流，尤其於11日夜晚，此上升運動最為顯著，乃因熱帶性低氣壓趨近臺灣地區之故，於是來自南海的潮濕水汽得於被抬升循中央山脈的西麓北上，到12日夜晚時，其上升速度雖然不大，但臺灣地區仍為上升運動之作用範圍；此上升作用一直持續到13日，故中部地區於13日仍有顯著的雨量。

㊦熱力成層及靜力穩定度

表十二：為東港 6月11日至 13日的高空資料。

首先將此三天的相對濕度加以分析。11日 8 點時

表十一 豪雨期間臺灣地區之垂直速度

($\times 10^{-5}$ mb sec $^{-1}$)

Table 11 Vertical velocity in Taiwan area from 11-13 June, 1972.

日 期 時 間 垂 直 速 度	11		12		13	
	8	20	8	20	8	20
ω_1	-0.4	-5.0	-1.7	-0.4	-2.7	-1.1
ω_2	-0.9	-7.7	-3.7	-0.7	-1.7	-1.9
ω_3	-1.2	-11.1	-1.5	-0.7	-1.2	-1.7
ω_4	-1.2	-13.8	0.6	-0.5	0.8	-1.7
ω_5	-0.6	-8.3	0.1	-0.2	2.1	-1.4

表十二(A) 六十一年六月十一日東港高空資料

Table 12(A) Airlogical data at Tungkong (11, June 1972)

項 目 時 (Z) 間 氣 壓	溫 (°C)		相 對 濕 度 (%)		混 合 比 (g/kg)		位 (°A)		相 當 位 溫 (°A)		風 (度) 向		風 (kts) 速	
	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
地 面	25.6	25.0	95	98	20	19.5	299	297	356	355	160	270	12	17
1000	25.6	24.6	90	98	20	19.5	299	298	355	353	160	170	16	16
850	17.6	15.8	90	96	14	13	305	303	348	342	160	185	29	35
700	9.8	7.6	72	93	9	9	314	311	338	338	180	200	31	29
600	2.8	1.4	80	97	7	7	319	317	340	348				
500	-4.7	-4.7	91	100	5	5	327	327	344	345	230	195	21	19
400	-14.1	-13.7	60	80	3	3	337	337	344	348	250	210	20	19
300	-28.7	-28.3	33	62	1	0.5	344	346	346	350	260	240	14	12

表十二(B) 六十一年六月十二日東港高空資料

Table 12(B) Airlogical data at Tungkong (12 June 1972)

項 目 時 (Z) 間 氣 壓	溫 (°C)		相 對 濕 度 (%)		混 合 比 (g/kg)		位 (°A)		相 當 位 溫 (°A)		風 (度) 向		風 (kts) 速	
	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
地 面	24.4	22.0	98	100	20	16	298	295	354	341	160	210	9	16
1000	24.2	21.8	97	100	19	16	298	295	353	341	160	210	10	20
850	15.4	12.6	89	98	13	11	302	299	339	330	210	220	32	29
700	7.0	4.2	85	100	9	7	310	307	335	330	220	240	29	21
600	2.8	-3	80	100	6	5	320	313	335	328				
500	-3.7	-7.9	60	76	3	4	328	315	341	334	210	255	16	56
400	-14.9	-17.1	66	72	3	2	335	331	343	340	210	265	16	52
300	-29.3	-30.3	50	50	1	1	344	343	345	346	230	350	14	10

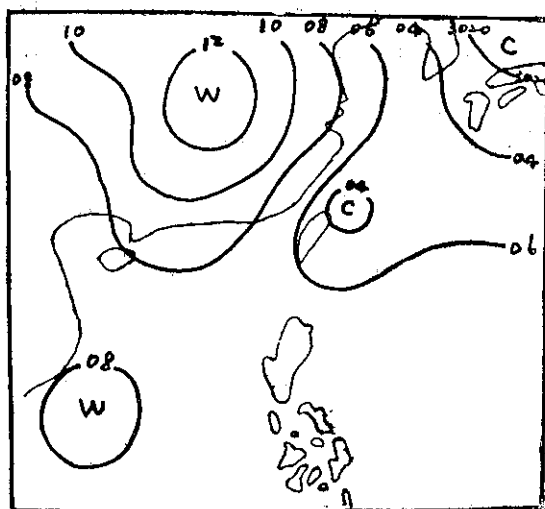
表十二(C) 六十一年六月十三日東港高空資料

Table 12(C) Airlogical data at Tungkong (13 June 1973)

項 目	溫 (°C) 度		相 對 濕 度 (%)		混 合 比 (g/kg)		位 (°A) 溫		相 當 位 溫 (°A)		風 (度) 向		風 (kts) 速	
	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
地 面	27.0	25.0	93	95	21	19	300	297	359	353	250	240	13	9
1000	26.6	24.6	94	95	21	19	300	297	359	353	250	240	16	9
850	17.4	15.2	87	92	14	12	304	302	345	337	255	260	24	20
700	9.2	6.8	76	88	10	8	312	310	340	335	270	270	20	23
600	3.5	-0.5	70	96	8	6	315	316	335	335				
500	-4.5	-8.3	50	100	3	4	328	325	331	337	280	290	25	17
400	-14.7	-16.3	20	83	2	3	336	333	339	341	270	320	12	16
300	-28.3	-30.1	50	83	1	1	345	340	347	346	275	310	14	9

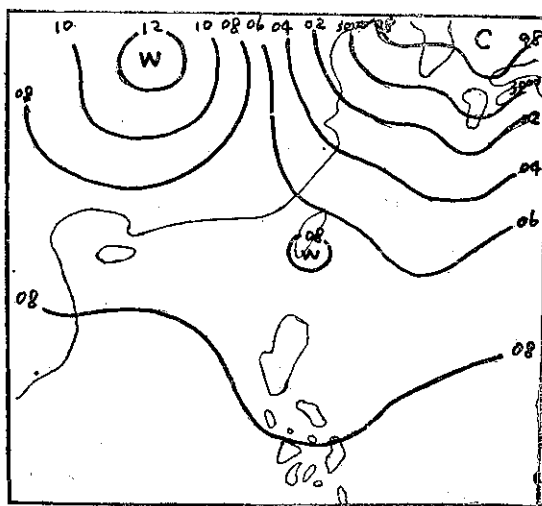
，近地面處水汽含量較多，20點時空氣層之水汽含量已有顯著增加之趨勢，自地面至 500mb 層，其相對濕度均在 93%以上，尤其 500mb 層竟達 100%；12日 8 點時，由於日射之關係，祇近地面處之濕度較高外，850mb 以上已逐漸減少。但 8 點時自地面至 600mb 處空氣已呈飽和狀態，且空氣層多屬條件性不穩定。由於 12 日午夜起，開始下豪雨，故 13 日空氣之水汽含量已不如前了。此可由表十二 (C) (13 日 8 點，20 點) 之相對濕度看出。

另由此表，我們又可發現 11 日~13 日這三天 1000mb 到 600mb 的相當位溫分佈為下層較暖，上層較冷，呈現對流性不穩定現象；且自地面到對流層中部多為偏西南風，其風速又均在 30kts 左右，尤其 12 日午夜對流層中部竟有 50kts 的激流出現，以致助長高層不穩定之程度，此時，又由於臺灣地區於低層有顯著的輻合現象產生，藉此動力作用之抬升使此熱力不穩定的空氣層得於上升到相當的高度，而引起對流性降雨。



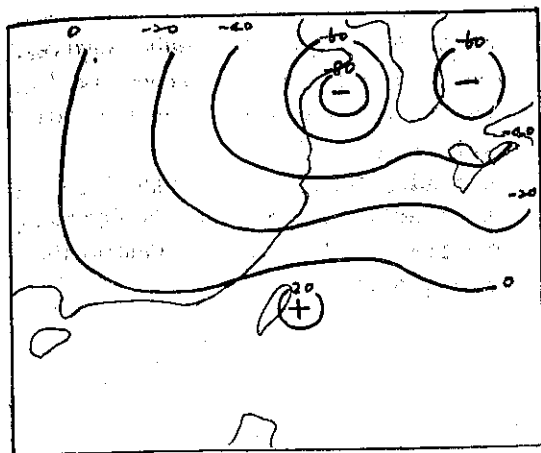
圖二十三 六十一年六月十一日1200Z 1000mb 至 700mb 之厚度分佈圖

Fig. 23. Thickness Chart ($\frac{700\text{mb}}{1000\text{mb}}$)
(1200Z 11 June, 1972)



圖二十四 六十一年六月十二日1200Z 1000mb 至 700mb 之厚度分佈圖

Fig. 24. Thickness Chart ($\frac{700\text{mb}}{1000\text{mb}}$)
(1200Z 12 June, 1972)



圖二十五 六十一年六月十一日1200Z至六月十二日
1200Z 1000mb 至 700mb 間之厚度
(熱力) 平流圖

Fig. 25. Thickness Advection Chart
(700mb
1000mb) (1200Z 11-12 June, 1977)

四、熱力平流

圖二十三為6月11日1200Z 1000mb至700mb的厚度分佈圖。

圖二十四為6月12日1200Z 1000mb至700mb的厚度分佈圖。

由圖二十三知，於11日1200Z時，在南海中部(12°N, 100°E)附近有厚度較厚之氣團，而臺灣一帶之厚度較薄。在南海厚度較厚之氣團受約15m/sec之西南風之沖動，於24小時中移動約1300公里，於12日1200Z左右到達臺灣附近一帶，如圖二十四。

利用此兩圖計算熱力平流(即厚度平流，亦即厚度變差)得圖二十五。由此圖得知自11日1200Z到12日1200Z間臺灣地區有顯著的熱力平流存在，於是增加氣層之不穩定度，終至促進豪雨之生成。

五、結 論

民國61年6月12-13日臺灣中西部的豪雨，使用綜觀及雷達分析的結果如下：

1. 這次豪雨發生在6月12-13日，總降水量在阿里山達695mm之多，僅次於八七水災，但各地的降雨強度(如每小時雨量)，並不比八七水災小。

2. 根據綜觀分析，係由發生在東京灣南方海面的熱帶性低氣壓，侵襲臺灣所帶來強烈對流不穩定之西南氣流在中央山脈西側強迫上昇所致。降雨細胞自恆春向北移動，其速度約為17公里小時。

3. 分析東港探空記錄，自10日起，高溫多濕的西南氣流即已開始侵入。計算蕭華特穩定指數亦顯示不穩定區之移動，均可作預測之參考。

4. 雷達回波之分析和豪雨區具有相當良好的相關性，為追跡降雨細胞移動之有效方法。高雄之雷達回波於此次豪雨期間亦發揮了最大的功能；中央氣象局預報組於6月11日12日兩天藉此回波記錄之輔助，而得於事先發出豪雨特報，通知有關單位預先戒備，並呼籲中西部居民及時防患，以致得於使災害減少到最低之程度。

5. 計算水汽輸送量，我們發現30公里、70公里及120公里以內所預測的雨量與實際比較約大七倍，150公里及200公里內之預測值與實際值較為接近。

6. 計算水平輻散，得知於6月11日夜間起，臺灣地區已有輻合現象產生，此輻合現象一直持續到13日夜間。又當水平輻散值下降時，雨量即有顯著的增加，尤其輻合時，其雨勢特大。經逐時的求12日21點到13日7點的水平輻散值，發現到最小的水平輻散值於12日23點出現，此與中部豪雨的時間正好相配合。

7. 又計算豪雨期間，臺灣地區的渦旋度，發現此渦旋的強度較弱，且其高度祇有1500公尺左右，無法越過中央山脈，而在臺中附近逐漸衰減。

8. 至於豪雨期間，氣流上升的情形，經計算其垂直速度，發現於11日夜間，上升運動最為顯著，於是將來自南海的潮濕水汽抬升，此上升運動一直持續到13日夜間。

六、誌 謝

本文所用資料由本局各測候所提供。雷達回波記錄為本文分析時所用的可貴資料之一，該記錄由張錦迪技正所供應。另外，承蒙吳鄧舞、蕭長庚兩位先生繕寫程式及利用電子計算機計算輻散、渦旋度及垂直速度得於完成本文熱力、動力部門之分析，並蒙文化學院林蘭貞助教協助整理資料及繕寫，作者等於此謹對以上各位致最深謝意。

參 考 文 獻

1. 六一二豪雨交通災害，交通處(1972)。
2. 八七水災：氣象學報第八卷第二期 p. 26-42。
3. Showalter A. K. (1946): A Stability Index for Thunderstorm Forecasting.
4. 石原健二(1957): Small scale 之雨量預報，研究時報，第九卷 p. 618。

5. 徐寶箴 (1966): 強大之西南氣流及其伴來之氣團與八七水災之降水, 氣象學報第十二卷第三期 p. 1-8。
6. 徐明同、謝信良、林民生 (1970): 天氣幅度擾亂與高空風之分析, 氣象學報第十六卷第四期 p. 22-47。
7. Bellamy, J. C. (1949): Objective Calculation of divergence. Vertical Velocity and Vorticity B.A.M.S., 30, p. 45-49.
8. 徐明同 (1949): 颱風經過臺灣時受地形之影響, 氣象通訊, 第四卷, 第五期 p 1-6。
9. Lateef, M. A. "A. Case Study Convergence Vertical motion, Divergence and Vorticity in the Troposphere over the Caribbean" unpublished.
10. Hsu, Ming-Tung (1966): A Case Study of the Objective Analysis over the Caribbean Bul. Inst. Geophy., National Central Univ. No. 5, p. 32-47.

氣象學報徵稿簡則

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

(請參閱補充稿約)

保密防諜・人人有責 匪諜自首・既往不究

美國中央氣象局數值預報模式

劉 廣 英 編 譯

Operational Numerical Prediction Models at the National Meteorological Center

John D. Stackpoie 原著

I、緒 言⁽¹⁾：

大氣物理特性可以六個方程式表之。此六式包括牛頓運動定律

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = \frac{1}{m} \Sigma \vec{F} \dots\dots\dots (1.1)$$

之 u, v, w 三分量式。及由熱力學導出之位溫方程

$$\frac{d\theta}{dt} = H + C \dots\dots\dots (1.2)$$

此式說明大氣之位溫 θ ，僅當受到某種形式的加熱 H ，或冷卻 C 之作用時才會改變。另外兩個方程式則分別為物質不減，及水（汽）不減。對大氣而言，即為

$$\frac{dM}{dt} = 0 \dots\dots\dots (1.3)$$

$$\frac{dq}{dt} = 0 \dots\dots\dots (1.4)$$

式中 M 為（乾）空氣質量， q 則為比濕。式（1.3）可化為連續方程。

以上六式都是物理上的基本方程式，就氣象而言，均正確有餘而實用不足。就如式（1.1），僅當我們確定式中的 \vec{F} 後，它才能表示出氣象意義來。同時，以上諸式均包含全導數 $\frac{d}{dt}$ ，此種拉格蘭氏表示法（Lagrangian），在數學上代表的是：在括號內全量中某種量的個別時間變量。這種表示法必須先轉換為奧勒氏表示法（Eulerian），方能易於以計算機求解。說起來我們很够幸運，二者間的轉換極為簡便，其法如下：

$$\frac{d}{dt} () = \frac{\partial}{\partial t} () + \vec{V} \cdot \nabla () \dots\dots (1.5)$$

上式中 \vec{V} 及 ∇ 分別為三度空間之速度與梯度運算子（gradient operator），而式中右邊兩項則分別代表局部（固定於空間）時間變量，及平流項。

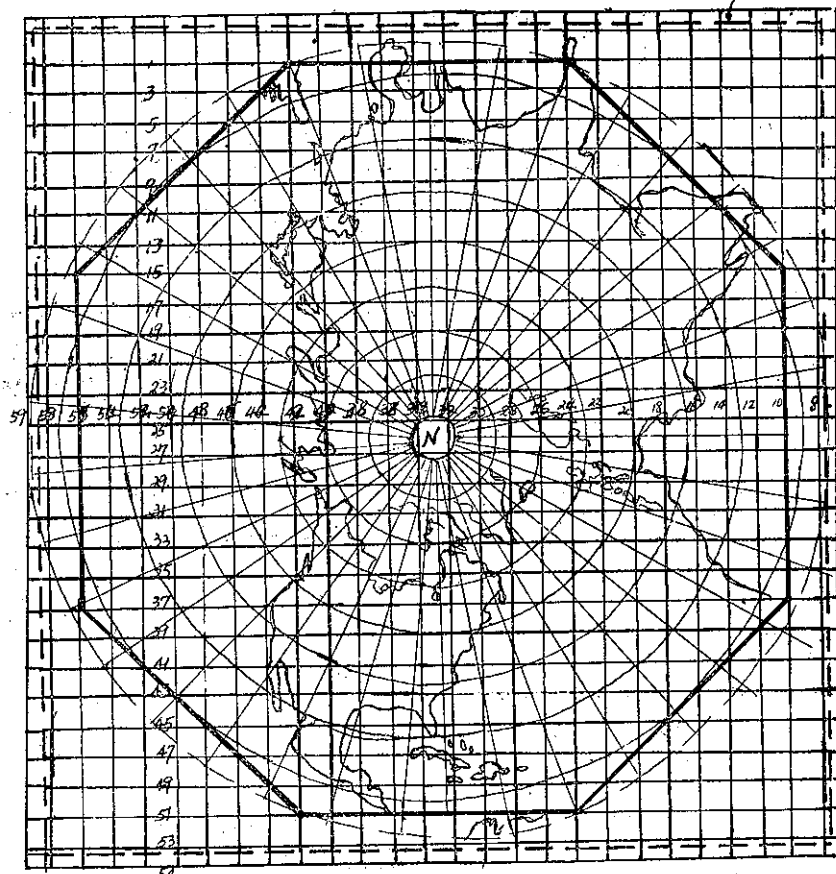
其次，由於所有六個方程式均為以拉格蘭氏法表示之數學式（向量或純量式），此顯示該等數學式可

用於任何慣性座標系。但在實用上我們已先轉換了顯示的方法，為了求得在某定點上之局部變量，勢需選用一定的座標系統，而此系統又必須與地球相關連，以利吾人工作。

在數學上來說，由一固定於宇宙中任意點，而且適用於式（1.1）之直交座標系，轉換為在我們地球上可做數值預報之直交座標系，是一件很繁複的工作，因而我們在此將此轉換過程略而不述，僅將實用座標說明之。

在美國通用之天氣圖，係採用 $p-s$ （Polar-stereographic）投影。在此圖上用以標定網格點（grid point）之座標有兩種，其中之一乃繪於設投影圖上之 $x-y$ 直交座標。參閱圖（一）。當吾人使用此種座標時，由於同一網格距所涵蓋之經度數，因緯度不同而異，必須在前述諸方程式中引入一地圖因子（map factor） m 。此地圖因子為緯度之函數。另外一種座標系，乃逕以 $p-s$ 投影圖上之經緯度為座標軸。此一座標系，在用於半球或全球天氣預報時，所取網格距為 2.5° ，而在用於局部精細網格模式（Limited-area fine mesh model，以下簡稱 LFM 模式）時，所取網格距則為 1.25° 。很顯然的，由於地表曲率之影響，此網格距所涵蓋之實際距離，亦隨網格點在地球上之位置而異。將網格距縮小，就理論上講可使預報更精確，此時我們所用以運算之定差方程式更接近原來之微分方程式，但由於觀測站不足，使我們必須選用適當之網格距。尤有進者，吾人僅將網格距縮小二分之一，計算時間即增為原來之八倍，亦使吾人難以將距離任意縮小。

在實用上，所有預報模式均假定大氣保持靜力平衡（除非在發展中積雲或雷雨雲等強對流區域，此一假設可謂相當正確），亦即將牛頓運動方程之垂直分量式，簡化為 $\frac{dw}{dt} = 0$ 。如此不僅可將運算式子化簡，更可將大氣中運動速度快，不易掌握，但並不影響天氣之聲波濾去，而減少計算時之困難及誤差。



圖(一) 六層 PE 數值天氣預報模式網格圖

最後，爲了便於變換垂直座標軸所表示的量，我們特選用菲利浦 (Phillips) 的 σ 以代替常見的 Z 或 P 爲垂直軸。 $\sigma = \frac{p}{p_*}$ ， p 任意高度之氣壓， P_* 爲地表面氣壓。

II、基本方程式：

設 u, v 爲相對 (對地球) 風速之水平分量， m 爲所用天氣圖之地圖因子，而 (MAP) 則爲因使用此種天氣圖而特有之量 (我們所列的式子同時適用於 $P-S$ 投影圖上之 $x-y$ 直交網格及以經緯度爲準之網格，對此兩種網格而言， m 與 (MAP) 不相同)。

以 σ 爲垂直座標軸時，風之 u, v 分量趨勢之方程式爲

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \sigma \frac{\partial u}{\partial \sigma} + m(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial t}) - fv \\ + m(\frac{\partial gz}{\partial x} + C_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial x}) + (MAP)_x + F_x \\ - 0 \dots \dots \dots (21) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \sigma \frac{\partial v}{\partial \sigma} + m(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y}) + fu \\ + m(\frac{\partial gz}{\partial y} + C_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial y}) + (MAP)_y + F_y \\ = 0 \dots \dots \dots (2.2) \end{aligned}$$

靜力方程爲

$$\frac{\partial gz}{\partial \sigma} + C_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial \sigma} = 0 \dots \dots \dots (2.3)$$

以上三式即經靜力修訂後之牛頓運動方程 (x, y, σ, t 座標)。式中 $\sigma = \frac{d\sigma}{dt}$ ，表示在此任意座標中之垂直分速，而 $\sigma \frac{\partial u}{\partial \sigma}$ 即代表 u 之垂直平流項。

時，式中之 θ, C_p 及 $f \equiv 2\Omega \sin \phi$ ， gz 分別代表溫，定壓比熱，柯氏參變數及重力位。 \vec{F}_x 及 \vec{F}_y 爲摩擦力在 x 及 y 方向之分力，而 π 則爲艾思納 (Ertel) 函數，其定義爲

$$\pi = (P/1000)^{R/c} \dots \dots \dots (24)$$

應用此函數，我們可寫成

$$T = \pi\theta$$

同時，可將水平氣壓梯度力項，及靜力方程（實即垂直氣壓梯度力項）分別寫成

$$\frac{\partial gz}{\partial x} + C_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial x}$$

$$\text{及 } g\partial z = -\alpha\partial p$$

以上二表示法均為以氣壓 P 為垂直座標軸，即 $\sigma = P$ 時之表示法。

前述三式中之 m ， $(MAP)_x$ 及 $(MAP)_y$ ，以及微分距 dx 和 dy ，所代表之量因所用投影圖而異。在 P - S 投影圖而言， m 為投影圖上二幾何點距離，與在地球上該二點實測距離之比。在以經緯度為座標軸之球面座標而言，則 $m=1$ 。

至於 $(MAP)_x$ 及 $(MAP)_y$ ，包括地圖因子之諸微分項，在 P - S 座標系中可毫無問題的引入計算程式之中，但在球面座標而言，如 r 為地球半徑，

$$(MAP)_x = -\frac{u}{r} \tan \phi,$$

$$(MAP)_y = \frac{u^2}{r} \tan \phi$$

很顯然的當 ϕ 趨於 90° 時二量均趨於無限大，這是運算程式中所不容許的現象——大氣運動通過極點時我們該怎麼辦？仍係一未完全解決之問題。

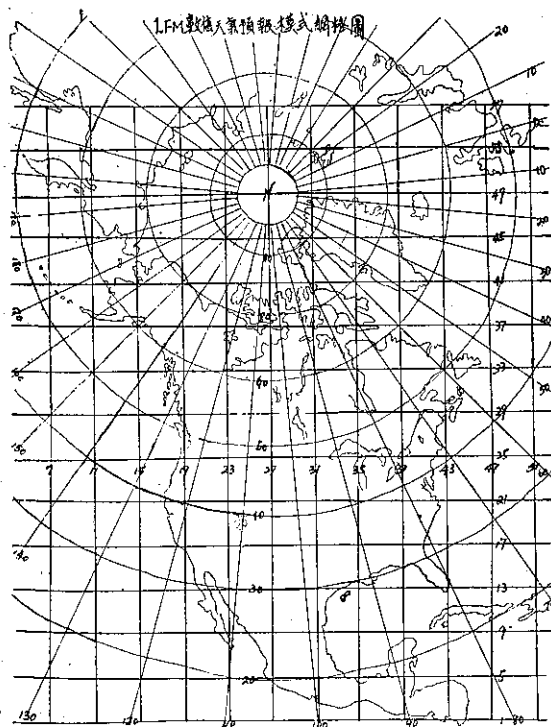


圖 (二) LFM 數值天氣預報模式網格圖

最後再看微分距 dx 及 dy 。在 P - S 圖上之直交座標系中， dx 為圖 (一) 及圖 (二) 中自左至右（即與 u 同方向）之距離， dy 則為由上至下（即與 v 反向）之距離。在球面座標中，則 $dx = r \cos \phi d\lambda$ ，其中 λ 表經度。此量以東向為正。而 $dy = r d\phi$ 是以北向為正。此時 $u (= r \cos \phi \frac{d\lambda}{dt})$ ， $v (= r \frac{d\phi}{dt})$ 以代表西及南風為正值。

以下再將另外三方程式轉換為適於新座標系之形式。

位溫趨勢方程：

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \sigma \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} + m(u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y}) + H = 0 \quad \dots\dots\dots (25)$$

連續方程：

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial p}{\partial \sigma} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\sigma \frac{\partial p}{\partial \sigma} \right) + m \left(\frac{\partial}{\partial x} \right. \\ \left. u \frac{\partial p}{\partial \sigma} + \frac{\partial}{\partial y} v \frac{\partial p}{\partial \sigma} \right) + (MAP)_p = 0 \quad \dots\dots\dots (26) \end{aligned}$$

比濕趨勢方程：

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \sigma \frac{\partial q}{\partial \sigma} + m(u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y}) + P = 0 \quad \dots\dots\dots (27)$$

在連續方程中，除已知之地圖因子 m 外，亦包括 (MAP) 項，此項在 P - S 座標中乃 m 之微分項，而在球面座標則為

$$(MAP)_p = -\frac{v}{r} \frac{\partial p}{\partial \sigma} \tan \phi$$

很顯然的，由於式中包括 $\tan \phi$ ，在極點上就不能直接使用。大家對於這種以 σ 座標表示之連續方程也許不太熟習，但如以壓力 P 代替任意座標 σ ，即可將此式轉換為常見之形式。

在位溫趨勢方程中之 H 項，包括所有加熱或冷卻作用，而連續方程中之 p 則包括全部降水及蒸發。在天氣預報上來說，這些都是很重要的因素，以後還要進一步討論。

至此我們已將預報所需之五個基本方程式轉為任意座標，移項後即得（以括號代表造成時間變量諸相關空間變量）

$$\frac{\partial u}{\partial t} = (\quad)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = (\quad)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = (\quad)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial p}{\partial \sigma} \right) = (\quad)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = (\quad)$$

根據以上諸式，我們只要將諸式右邊括號內各項之量求出來，而後乘以時距 Δt ，即可得到在此時距內某一量之變化量，而後將此變量加至該量之原有值上，就可求得預報值；再以此預報值為原有值，並重複以上步驟，則應可預報所需某一時間之預報。此一方式稱為時間外推法，是預報之基本法則。究竟在諸式右邊括號內我們要知道那些量才能計算同式左邊之變量呢？歸納起來不外

$$\sigma, u, v, z, \theta, \pi, \frac{\partial p}{\partial \sigma}, q$$

即對每一網格點而言，需先知道以上 8 個量，方能談到預報。在此 8 種量中， $u, v, \theta, \frac{\partial p}{\partial \sigma}$ ，及 P 為前一個時距之預報值，而 Z 及 π 可由流體靜力方程，式 (2.3)，及 π 之定義，式 (2.4)，求得。至於 σ 則可選為

$$\sigma = Z \quad \text{直角座標系}$$

$$\sigma = \theta \quad \text{等熵座標系}$$

$$\sigma = \pi$$

或其他可用之量。

美國中央氣象局現用之主要預報模式為 PE 模式 (Primitive Equation Model)，在此模式中 σ 即另有定義，而非定為 Z, θ ，或 π 。

至此我們已有了基本概念，以下討論數種實用模式。

III、六層 PE 模式及 LFM 模式：

本段中將以討論 PE 模式為主，其中包括六層 PE 模式，LFM 模式，並兼及半球 PE 模式。所謂 LFM (Limited-area fine mesh) 模式亦為 PE 模式，僅所涵蓋之區域大小，及所用邊界條件不同而已。但半球 PE 模式 (八層) 與 PE 模式差異就比較大，待以後提到時再加以比較。

在 PE 模式中，

$$\sigma = \frac{p - p_U}{p_L - p_U} \quad (3.1)$$

式中 p_U 及 p_L 分別代表上下兩層之氣壓。所謂六層 PE 模式，則先將大氣自對流層頂分開為對流層及平流層。在對流層內將 $\sigma_T = 0$ ($p = p_U \equiv p^{**}$; p^{**} 為對流層頂之氣壓) 與 $\sigma_T = 1$ ($p = p \equiv p^*$; p^* 為地面氣壓) 之間分為三層，分界面為 $\sigma_T = 1/3$ 與 $\sigma_T =$

2/3。而在平流層中則分為兩層，分界面為 $\sigma_s = 1/2$ 。另加一地面層，此層自地面起，厚 50mb。除此六層外尚有一等位溫層 ($\theta = \text{常數}$)，此層由 $p = p_0$ (p_0 = 平流層頂氣壓) 至 $p_U = 0$ (外太空)。參閱圖 (三)。所加之第七層僅為計算方便，並不含氣象效用。

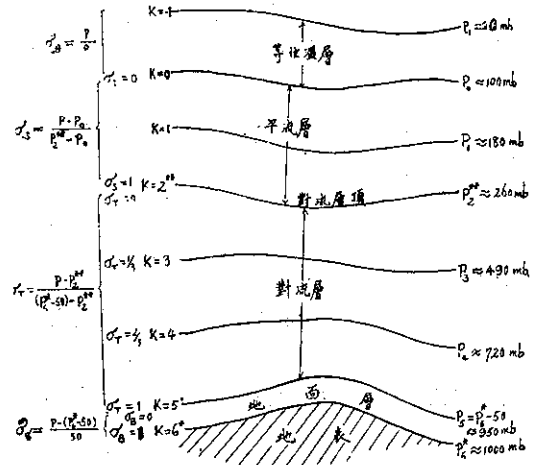


圖 (三) 六層 PE 暨 LFM 數值天氣預報模式垂直結構圖

至於如何將六層之 PE 模式改進為八層，目前尚未成定案。在實驗中所用的是將平流層增加一層，即分為三層，而後又在原有地面層之上，再加一 50mb 厚度之「邊界層」。另外亦將試驗對流層分為五層，而其他各層不變之情況，實驗後再決定選用那種方法。

由以上之敘述，吾人應可了解，選用 σ 為垂直座標軸，可使地面及對流層頂很容易地保留在預報模式之中——使用 σ 為垂直座標，可使我們由真正的地面開始計算覆在其上之大氣中的變化，同時亦可使對流層頂成為一個真正沒有空氣流過 ($\sigma = 0$) 之分界面，這些均非其他座標系所可辦得到者。當然，在實際大氣中，對流層頂並非真為 $\sigma = 0$ ，但其值甚小，計算時可略而不計。

分層 (6 或 8 層) 後，我們即可在各層中解各預報方程——即以 (2.1)、(2.2)、(2.5) 及 (2.6) 諸式分別計算 u, v, θ ，及 $\frac{\partial p}{\partial \sigma}$ 。此四種量，均以時間外推方式，一步步計算，在計算中所需要之其他量 (如計算 u 時吾人需要 $\frac{\partial gz}{\partial x}$ ，而為了求 $\frac{\partial gz}{\partial x}$ ，吾人又需要先計算 Z)，則可由 (2.3)、(2.4) 及 (2.7) 式中求得。這當然是極為繁複的事，但在實用中，吾人可將比濕 q 單獨處理，如此即可僅用七個方程式中的四個

，分別計算某一層之平均風，平均溫度及平均氣壓厚度。由此四基本量，即可進而求得某一氣壓面之預報量：風，高度、溫度、垂直速度，及渦旋度。

至此吾人已知如何計算所需之預報量，但並不瞭解 PE 模式之特性為何。簡言之，PE 模式之最大特性，即在運動方程式中保有 \vec{F}_x, \vec{F}_y 項，而在計算位溫之方程式中保有 H 一項，這使吾人具有充份自由，將可能影響天氣之物理作用引入方程式中。以下謹將為 PE 模式所包容之物理量分條陳述之。

III-1. PE 模式所包容之物理量：

一、摩擦力：

摩擦力對大氣流動具有阻滯作用，其大小與風速成正比，而與空氣流動之寬度成反比。作用在單位面積上，在 u, v 方向之阻滯力可以下二式示之：

$$\tau_x = -\mu_x \frac{\partial u}{\partial z} \quad (3.2)$$

$$\tau_y = -\mu_y \frac{\partial v}{\partial z} \quad (3.3)$$

式中 μ_x 及 μ_y 為空氣黏滯係數在 x, y 二方向之分量。如以單位質量計之，則以上二分力即吾人需要之 \vec{F}_x 及 \vec{F}_y ，亦即

$$\begin{aligned} \vec{F}_x &= \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_x}{\partial z} \\ \vec{F}_y &= \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_y}{\partial z} \end{aligned} \quad (3.4)$$

克雷斯曼 (Cressman)⁽²⁾註明

$$\mu_x = \frac{C_D |\vec{V}| u}{\rho \frac{\partial u}{\partial z}}, \mu_y = \frac{C_D |\vec{V}| v}{\rho \frac{\partial v}{\partial z}} \quad (3.5)$$

將式 (3.2)，(3.3)，及 (3.5) 代入 (3.4) 並運用 $\rho g dz = -dp$ ，即可得

$$\begin{aligned} \vec{F}_x &= C_D \frac{\rho g}{\Delta p} |\vec{V}| u \\ \vec{F}_y &= C_D \frac{\rho g}{\Delta p} |\vec{V}| v \end{aligned} \quad (3.6)$$

在計算 \vec{F}_x 及 \vec{F}_y 時，吾人可假設在 Δp 區間內密度 ρ 為常數。在 PE 模式中， $\Delta p = 50 \text{ mb}$ 即地面層之厚度。 $\vec{V}(u, v)$ 則使用地面觀測值，如地面無風則以地面層中之預測風速代之。至於 C_D 值則引用克氏原文中所求得之數值。

二、H 項：

此項中又包括三種作用：

1. 潛熱：設在一時距 Δt 中有 δm 質量之水汽凝

結成降水，則放出之潛熱即為（設 L 為水之凝結熱）：

$$\delta Q = L \delta m \quad (3.7)$$

在二 σ 面間，單位面積上空氣柱中所含空氣質量為 $\frac{p_\sigma}{g} (p_\sigma = \frac{\partial p}{\partial \sigma})$ ，則放出 δQ 之熱量可使此空氣柱增加溫度

$$\delta T = \frac{\delta Q}{C_p p_\sigma / g} \quad (3.8)$$

在上式中代入 $T = \pi \theta$ ，即得

$$\delta \theta = \frac{L g}{C_p} \frac{\delta m}{\pi p_\sigma} \quad (3.9)$$

蒸發而導至之冷却作用亦包括在 PE 模式之中。

在下節中吾人將討論降水預報，由該討論可知，吾人假設水汽僅含於模式之最低三層中，加熱作用僅在水汽達到飽和發生凝結作用之層中計算。如果此凝結之水落入一未飽和層，即發生蒸發作用，則此層需計算冷却作用。此一計算仍用 (3.9) 式，僅將 δm 以負值代入即可。

2. 輻射：談到輻射作用，大家難免想到那些繁雜的公式。老實說這是一般從事氣象工作者最弱的一環。在此地我們就避開該等方程式，而直接將實用原則寫出來。

輻射又包括短波（太陽）輻射及長波輻射。

太陽常數為 $2.0 \text{ cal/cm}^2 \text{ min}$ ，此一輻射量中計算 7% 之散射損失，其餘的進入模式最低三層。進入最低三層之太陽輻射，部份為水汽所吸收，並造成水汽所在區之加熱現象，再剩餘者方達於地面。達於地面之輻射在地面有 90% 被反射，僅餘 10% 可使地面層並進而使該層空氣加溫。如該區域為海面或雪地則反射可達 100%，即無輻射能直接使地面層加溫。當天空有雲時，如雲在中對流層、低對流層，或地面層，則將到達地面之輻射量分別降低 50%，75% 或 100%。如兩層或以上均有雲，則假定該區到達地面之太陽輻射量為零。

長波輻射方面問題較短波更繁雜，因大氣對短波只具吸收作用，但對長波則具有吸收及再輻射的能力。因而在 PE 模式中，對長波輻射之處理，採用極武斷的方式——如天空無雲（相對濕度低於 60%）各層冷却率均計為 $1.5^\circ \text{C}/\text{天}$ 。如天空有雲則自雲存在層起以下諸層冷却率均為零。尤有進者，如在碧空情況下地面有積雪，則該區域之地面層另加每天 1.5°C 之冷却。很顯然的，這種處理輻射的方法有待研討改進。在發展中之八層 PE 模式中，整個輻射問題將有所改進，以使計算方法不這麼武斷而又呆板。

3. 可感熱 (Sensible heat)：由於空氣平流作用而形成之局部加溫或冷卻作用，亦為吾人必須考慮者。在 PE 模式中，當冷空氣流經暖海流上時，其加溫率計為 $10^{-4}\Delta\theta^\circ/\text{秒}$ ，此時 $\Delta\theta$ 為地面層與海面溫度之差。

4. 對流修正：空氣之上下運動亦為造成加溫或冷卻之原因。在模式中吾人如發現某一網格點上某一層中空氣未飽和，則比較其相鄰上下二層之位溫，比較結果如為上層位溫低於下層者（條件性不穩定，在實際大氣中可發生對流），則將兩層位溫作對流修正，其方法為將上層加溫下層冷卻，直至二層位溫相同。此一乾對流修正需包括全部六層。

如某一網格點上某一層中空氣已達飽和，則將該區降溫率與濕絕熱線比較，比較結果如為條件性不穩定，則作對流修正。由於吾人限定僅地面層及最低兩層中含水汽，故此種濕對流修正僅包括最低四層間之比較。

III-2, 降水預報：

美國中央氣象局經過漫長實驗之結果證明，預報降水最有效之方法，不是一層層地計算比濕，如式 (2.7) 所示，而是預測整個對流層中的平均濕度。至一九六九年十月二十八日後，該局決定在 PE 模式中選用此一構想，即僅計算各層中平均含水量，而不直接計算比濕 q 。其計算公式之推導如後：

以 q 乘 (2.6) 式，再以 $p_\sigma (= \frac{\partial p}{\partial \sigma})$ 乘 (2.7) 式，略去 P ，而後相加並除以 g ，即得（以向量式表之，並省略地圖因子）

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{qp_\sigma}{g} \right) + \nabla \cdot \left(\frac{qp_\sigma}{g} \vec{V} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{qp_\sigma}{g} \dot{\sigma} \right) = 0 \quad (3.10)$$

設 ρ_w 為水汽密度，而比濕 $q = \rho_w / \rho$ (ρ 為空氣密度)，則降水之定義為

$$W = \int_0^\infty \rho_w q dz$$

或由流體靜力方程之轉換，得

$$W = - \int_{p^*}^0 \frac{q}{g} dp$$

式中 p^* 為地面 ($Z=0$) 之氣壓。

再由式 (3.1) σ 之定義可得

$$\partial p = p_\sigma d\sigma$$

$$\therefore W = - \int_{\sigma^*}^{\sigma_{-1}} \frac{qp_\sigma}{g} d\sigma \quad (3.11)$$

式中 σ^* 為地面之 σ 值， σ_{-1} 為模式頂端之 σ 值。

在 (3.11) 式中之積分子， qp_σ/g ，實即 (3.10) 式可計算之量（與 2.6 式相比可知，式 3.10 乃 qp_σ/g 之連續方程），故將式 (3.10) 對 σ 積分，即可得到 W 之趨勢方程式，

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla \cdot W \vec{V} + \left[\frac{qp_\sigma}{g} \dot{\sigma} \right]_L - \left[\frac{qp_\sigma}{g} \dot{\sigma} \right]_U = 0 \quad (3.12)$$

式中註腳 L 及 U 表示低層及上層之量。由此式固可求得 $\left[\frac{qp_\sigma}{g} \dot{\sigma} \right]$ 之垂直連送量，但勢需先求 q 值。在 PE 模式中吾人假定 $q = \frac{wg}{p_\sigma \Delta \sigma}$ ，並假定在各層中， q 與氣壓成直線關係。由此等假設 q 之垂直變化即可由鄰近層之 W 值求得，進而可由式 (3.12) 預報大氣中可降水含量。取飽和條件下之可降水量， W_s ，即可預報實際降水量。

$$W_s = - \int_{\sigma_A}^{\sigma_B} \frac{q_s p_\sigma}{g} d\sigma \quad (3.13)$$

W_s 即在 σ_A 及 σ_B 二層間之飽和可降水量 (Saturation precipitable water)。式中飽和比濕 q_s 為

$$q_s = 0.622 \frac{e_s}{p - 0.375 e_s}$$

$$e_s = 6.1078 \text{EXP} \left[\frac{17.26 T}{T + 237.3} \right], T \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$e_s \text{ mb}$$

當吾人求得某層中 W_s 之後即與該層中之 W 相比較。如 W 值大於 W_s ，則多餘之水 ($W - W_s$) 即由該層降落至下層，而由水汽凝結放出之潛熱則加入該層；如 W 值小於 W_s ，則該層無水降落，亦無放熱加溫。

當上層降水落入次層中後，如該層亦為飽和，且其 $W > W_s$ ，則降水總量為二層之和；如該層未飽和，則部份降水蒸發，直至使此層中 $W = W_s$ ，此時同時產生冷卻作用。此種過程在含水諸層中重複進行，直至地面為止。

除以上計算外，吾人亦由測定某處之條件性不穩定，對總降水量做對流性降水修正。此一降水修正於一九七〇年八月開始使用時，並不計算由對流凝結所形成之加熱作用，使用後發現有些時候會造成模式最初條件 (initial condition) 之不穩定，因而在實用上在第一小時預報中不做此修正，即最初一小時對流性降水不包括在十二小時總降水量之中。

在此模式中，由於水面乃水汽之主要來源，所有海面上（未冰凍者），各網格點上空含水層中之 W ，均以不少於 $0.3W_s$ 計算，如發現某含水層中 $W <$

$0.3W_s$ ，則逕自以 $W=0.3W_s$ 計算之，此可視為海面蒸發作用。當然，陸地上亦有湖泊區，但並未計及。實際上，降水預測仍為本模式最弱的一環，有待改進之處尚多。

III-3. PE 模式資料輸入：

本模式預報各 σ 層間之天氣變量，故第一步工作即為由觀測報告中各定壓層轉換為定 σ 層。由圖 (三) 知，在定訂各 σ 層時，吾人首先需求得地面氣壓 p^* ，對流層頂氣壓 p^{**} ，及平流層頂氣壓 p_0 。由 p^* 即可求得地面層頂之氣壓 ($p^*-50\text{mb}$)。 p^{**} 係直接經由分析高空圖而得，而 p^* 係由地面高度 z^* (已知)，及分析 850mb 及 700mb，而後利用流體靜力方程計算而得。

平流層頂氣壓 p_0 之計算較繁。計算此值需預估大氣之總高度，對流層頂高度及氣壓，以及等位溫層之位溫。

已知以上諸氣壓值，則可完全訂定吾人所需之 σ 座標，進而可訂定各 p_0 之高度及位溫 θ 。在地面層而言， θ 之計算與其他各層略有不同。如地面高度在 850mb 以下，此層位溫係用地面與第一層高空圖 (850mb) 內差法求得。如此地面層在 850mb 以上，則 θ 之計算與其他各層相同，因此時地面高度大，溫度分析即難正確。

當溫度訂定之後，必須作靜力穩定校正，以校正由分析或內插過程所造成之錯誤。

至此在吾人所需五個天氣變量 u, v, p_0, w ， θ 中已有其二。其餘風分速之最初值，先係利用平衡方程 (balance equation) 計算而得，但目前已改為直接利用高空分析圖中的觀測值。觀測值需先除去由於觀測錯誤或小尺度作用影響而生之輻散作用，以求得無輻散風場。如不經此轉換，則吾人或將遇到與李查遜一九二二年首作數值預報時之相同結果。

當然，將風場轉換為無輻散風場之結果，使 PE 模式失去了預報垂直風的能力。同時，大氣中實際風場在每個十二小時時距中並不會變成無輻散風場。因而以無輻散風場為預報起始條件或有不當，補救之道乃先由平衡方程求最初風場，取出其中所含之輻散部份，而後計算垂直風場，再將此垂直風場加入由實測風場求得之無輻散風場，用此一複合式風場作為預報初值效果極佳。

當 u, v, θ, p_0 等預報初值決定之後，我們採用一種直接的方式訂定 W 之最初值：計算各層之飽

和可降水含量，而後以相對濕度 (各層採用同一數值) 乘之。

至於 LFM 之預報初值選定，與前述之 PE 模式者略有出入，即 LFM 仍用平衡方程求最初風場，同時最初濕度亦用各 σ 層之分析值，而不採用平均值。PE 模式亦將採用此種計算濕度的方法，以代替目前之平均值法。

III-4. PE 模式之輸出：

輸出之計算結束，首先需由 σ 座標轉換回 p 座標，由於計算結果中僅含各 σ 層之 u, v ，及 θ ，而不明含壓力 p ，故吾人需由各層之平均 π 值，求與 π 相關之 p 值，並假定各層中變數均可由直線關係自 σ 座標轉換至 p 座標。譬如吾人欲求 500mb 等壓面上之風分速 u ，先由附圖 (三) 中找到 500mb 等壓面係在對流層頂以下二 σ 層中心 (平均 π 值) 之中央，而後計算此二層間 u 對 π 之斜率，再以此斜率乘 500mb 至二層中任一層之 π 差值，所得之積加於該層之 u 值上，即為 500mb 之 u 值。此一內插為由 σ 層轉換為定壓面之一般法則，唯一例外乃此法則不適用於通過對流層頂。譬如吾人欲求 250mb 等壓面之風，我們並不選用對流層頂上下二層作內插，而係選用對流層頂以上二層。同理，如求 300mb 之風速，則取對流層頂以下二層，蓋對流層頂為高低空大氣分界，應視同一不連續面。

III-5. PE 模式之邊界條件：

任何未包括全球之預報模式，均需選用邊界條件。六層 PE 模式之邊界如圖 (一) 粗線所示。此一邊界需遠離預報區，或影響天氣變化甚大之區域，否則將使預報發生嚴重錯誤。就以局部精細網格式而言，吾人即難以硬性置一界限在邊界上，因此一界限將切過噴射氣流 (參閱圖 (二))，造成惡劣後果。在此種局部模式中，吾人以「固定邊界」方法，解決邊界問題。在此法中，所有在邊界上之預報初值，在預報時距內 (三十六小時)，一直保持不變。就美國地區實用結果而言，效果尚佳，但新的研究仍不斷發展中，以求得更佳解決邊界條件之方法。

至於半球模式的邊界問題就簡單的多了。在此模式中，僅赤道為唯一邊界。吾人假定赤道兩側之天氣因素成對稱狀況，並假定在赤道上 $v=0$ ，則邊界問題即可順利解決。

最後所要談的就是預報時距問題了。按 $C \frac{\Delta t}{\Delta x} <$

1⁽³⁾之穩定條件，如預報網格距， dx ，縮短，預報時距， dt ，即需以同一比例縮小。在 PE 模式中， $dt=10$ 分鐘，而在 LFM 模式中，因 dx 為 PE 模式之半，故 dt 僅為 5 分鐘，亦即使預報所需計算時間加長。在此，大家當可發現，以球面經緯度為網格線之模式中，極區中 dx 漸趨於零，使預報難以進行，解決之道仍待研究。

IV、其他補助模式：

除 PE 模式外，美國中央氣象局其他模式均為過濾 (filtered) 或似地轉風形式者。所謂過濾乃將大氣中重力波自渦旋率趨勢或其他運算方程中濾去，因而在較長預報時間中，仍滿足 CFL⁽⁴⁾ 之運算穩定條件。

過濾後之運算方程較全式簡單的多，因而使預報運算時間縮短 (在同條件下，約較 PE 模式節省 3/4 的時間)。如 m 為地函因子 (同前)，渦旋率及輻散可寫成

$$\zeta = m^2 \left[-\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{v}{m} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u}{m} \right) \right] \dots (4.1)$$

$$D = m^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{v}{m} \right) \right] \dots (4.2)$$

而渦旋率趨勢方程式，則可由 (2.2) 式對 x 微分後減去 (2.1) 式之對 y 微分式，即

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \zeta + \frac{\partial \zeta}{\partial \sigma} + m \left[u \frac{\partial}{\partial x} (\zeta + f) \right. \\ & \quad + v \frac{\partial}{\partial y} (\zeta + f) + \frac{\partial \sigma}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{\partial \sigma}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \\ & \quad \left. + C_p \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \pi}{\partial y} - \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial \pi}{\partial x} \right) \right] \\ & = -(\zeta + f) D \dots (4.3) \end{aligned}$$

同理亦可得到輻散趨勢方程，在此略而不述。

根據勞蘭茲⁽⁵⁾於 1960 年所提出之原則，並設 $\sigma = p$ ， ψ 為流函數 (stream function)，因而

$$\begin{aligned} u &= -\frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad v = \frac{\partial \psi}{\partial x} \\ \zeta &= \nabla^2 \psi, \quad D = 0 \end{aligned}$$

則經最嚴格過濾後 (4.3) 式即簡化為

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + mJ(\psi, \zeta + f) = 0 \dots (4.4)$$

上式為描述正壓 (單層) 均勻流體之最簡式。

IV-1. 正壓網格模式 (Barotropic Mesh Model)

前節為從理論上尋求運算公式與實際大氣運動之關係，再經過過濾後，可得到如式 (4.4) 般之一組方程

式。在實用中，吾人還需從機械作用中找出滿足能量一致性之式子。所謂正壓模式，即根據此原則，在 (4.4) 式中增加兩項，以使之更與實際現象相符合。此加入之項乃 $-H \frac{\partial \psi}{\partial t}$ (稱為 Helmholtz 項) 及輻散項，前者可避免長波後退現象，而後者則可將地形及摩擦影響加入運算方程之中。如此 (4.4) 式可寫成

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} - H \frac{\partial \psi}{\partial t} + mJ(\psi, \zeta + f) - f \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \dots (4.5)$$

式中 ω 為 p 座標中之垂直運動速率。

假定由地形導至之垂直運動至 200mb 高度為止，則 $\frac{\partial \omega}{\partial p}$ 偏微分項可以定差法 (finite difference) 代替，即

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = \frac{\omega_G}{p_s - 200} = \frac{\omega_M + \omega_F}{p_s - 200} \dots (4.6)$$

式中 ω_G 為地面上之垂直速度， ω_M 及 ω_F 則分別為由地形及摩擦作用所導至之垂直速度。

設 \vec{V}_s 為地面水平風速， ∇p_s 為地面氣壓梯度， τ_x 及 τ_y 分別為 x 及 y 方向之切力，則可訂定

$$\omega_M = \vec{V}_s \cdot \nabla p_s \dots (4.7)$$

$$\omega_F = g/f \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial x} - \frac{\partial \tau_y}{\partial y} \right) \dots (4.8)$$

由上式知，欲計算 ω_M 及 ω_F 需先求地面 (確切言之，乃 1000mb 者) 風場，而欲求地面風場則需先預報 850mb 至 500mb 之厚度 h ，因

$$\vec{V}_s = \vec{V}_s - \left(\frac{p_s - 500}{850 - 500} \right) \vec{V}_T \dots (4.9)$$

式中 $\vec{V}_T = -\frac{g}{f} \hat{k} \times \nabla h$ ，為 850 至 500mb 之熱力風。

現在吾人所面臨者乃如何預報 h 。

由熱力學方程

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} = 0$$

並以 $\theta = -\frac{pg}{R\pi} \frac{\partial z}{\partial p}$ 代入上式即得

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right) + \vec{V} \cdot \nabla \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right) - S\omega = 0 \dots (4.10)$$

式中 $S = -(g\rho\theta)^{-1} \frac{\partial \theta}{\partial p}$ ，稱為穩定度項，在本模式中視為常數。在預報厚度時，(4.10) 式中 $\omega = 0$ ，同時假定

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla (h) = 0$$

$$\vec{V} = -\frac{3}{4} \vec{V}_s$$

而後將 (4.10) 式自 500mb 積分至 850mb，即可得到一高度 Z 之趨勢方程式。此趨勢方程式分別用於 850mb 及 500mb，則可求得 Z_{850} 及 Z_{500} 之時間變化量，亦即可預報 $h (= Z_{850} - Z_{500})$ 之時間變化量。

正壓模式雖不能預測氣旋系統之發展（渦旋率增加），但由於大氣多數時間均保持正壓及地轉風狀況，同時此種模式極省時，故美中央氣象局仍保留使用此模式。

IV-2. 李德地面模式 (Red Surface Model)

此模式為將正壓渦旋率公式用於 1000mb，即

$$\frac{\partial}{\partial t} \zeta_0 + \vec{V}_0 \cdot \nabla (\zeta_0 + f) - f \frac{\partial \omega}{\partial p} \Big|_0 = 0 \dots (4.11)$$

式中註脚 0 即表諸相關量在 1000mb 等壓面上之值。

$$\text{設 } \omega = \omega_0 + (\omega_5 - \omega_0) \left[1 - \left(\frac{p - p_5}{p_0 - p_5} \right)^2 \right]$$

$$\text{或 } \frac{\partial \omega}{\partial p} = -(\omega_5 - \omega_0) \left[2 \frac{p - p_5}{(p_0 - p_5)^2} \right]$$

$$\text{亦即 } \left(\frac{\partial \omega}{\partial p} \right)_0 = -2 \frac{\omega_5 - \omega_0}{p_0 - p_5} \dots (4.12)$$

將 (4.12) 代入 (4.11) 式即得

$$\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} + \vec{V}_0 \cdot \nabla (\zeta_0 + f) + \frac{2f}{p_0 - p_5} (\omega_5 - \omega_0) = 0$$

如 1000mb 等壓面上之風為地轉風， $\vec{V}_0 = \hat{k} \times \frac{g}{f} \nabla Z$

，而 $\omega_0 = \vec{V}_0 \cdot \nabla p_5$ ，則上式中僅 ω_5 及 $\frac{\partial \zeta_0}{\partial t}$ 為未知數。

求 ω_5 之方法與正壓模式者同（僅積分限為 500mb 至 1000mb，與該模式不同），即由積分 (4.10) 式可得

$$\frac{\partial}{\partial t} (Z_5 - Z_0) = -\vec{V}_0 \cdot \nabla (Z_5 - Z_0) + \frac{5(p_0 - p_5)}{3} (2\omega_5 + \omega_0) \dots (4.13)$$

而得再由 (4.12) 式可將 ω_5 求出。

最後需解決者乃 ζ_0 與 Z_0 間之關係。李德模式中認定地面圖之高低壓中心分佈，乃由緯流 (zonal flow) 重疊而來，即

$$Z_0 = A(y) + B \sin\left(\frac{\partial \pi}{L} X\right) \sin\left(\frac{\partial \pi}{L} y\right)$$

而渦旋率則定為

$$\zeta_0 = -\frac{8\pi^2 g}{f L^2} Z_0$$

（注意：此處 $\pi = 3.14159 \dots$ ，並非前述之艾思納函數）

由以上二式可知，地渦旋率與波長 L 關係極為密

切。實驗結果證明，相當於波數 (wave number) 為六之 L 值最為合用。

將所得之 ω_5 及 ζ_0 代入 (4.13) 式即可預報 $(Z_5 - Z_0)$ ，並進而預報 1000mb 等壓面高度變化。使用此模式做天氣預報需先做 500mb 預測圖。

IV-3 克雷斯曼三層模式與 ω 方程式：

克氏三層模式僅用於電算機或計算模式有問題之時。此模式亦使用根據勞蘭茲原則過濾後之渦旋率方程式，但簡化程度較正壓模式者為輕。此時吾人將風場分為旋轉 (rotational) 部份

$$\vec{V}_\psi = \hat{k} \times \nabla \psi$$

及輻散 (divergent) 部份

$$\vec{V} = \nabla \chi$$

由而可得

$$\vec{V} = \vec{V}_\psi + \vec{V}_\chi, \quad \zeta = \nabla^2 \psi, \quad D = \nabla^2 \chi$$

式中 χ 為風勢方程。

在 (4.3) 式中，除扭轉 (twisting) 項中用風場之輻散部份外，其他諸項均用風速 \vec{V} 。同時由連續方程知

$$\nabla^2 \chi = -\frac{\partial \omega}{\partial p} \dots (4.14)$$

故式 (4.3) 可化為

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi + J(\psi, \nabla^2 \psi + f) + \nabla \cdot [(\nabla^2 \psi + f) \nabla \chi] \\ + \omega \nabla \cdot \frac{\partial \psi}{\partial p} = 0 \dots (4.15) \end{aligned}$$

至此吾人僅有二方程式，却有三未知數 (ψ, χ, ω)，故需另一方程式，方可求解。此一相關方程式可由 (4.11) 熱力方程及 (4.15) 式導出之。先取 (4.11) 式之 ∇^2 ，並假設

$$\zeta = -\frac{g}{f} \nabla^2 Z = \nabla^2 \psi$$

則可得到 $-\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial}{\partial p} \nabla^2 \psi \right)$ 式。再將 (4.15) 式對 p 微分，亦可導出 $-\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial}{\partial p} \Delta^2 \psi \right)$ 方程式。將此

二式合併以省去 $\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial}{\partial p} \nabla^2 \psi \right)$ ，則得

$$\begin{aligned} \nabla^2 \omega = A \left\{ f \frac{\partial}{\partial p} [\vec{V} \cdot \nabla (\zeta + f)] \right. \\ \left. - \Delta^2 (\vec{V} \cdot \nabla \frac{\partial g z}{\partial p}) \right\} \dots (4.16) \end{aligned}$$

上式即 ω 方程式。式中首項稱為渦旋率平流項 (vorticity advection)，次項則為厚度或溫度平流項。此式與 (4.14)，(4.15) 二式即構成一組預報方程式。

吾人用此組方程式計算大氣中天氣變量，並將大氣分為三層分別計算，故稱為三層模式。

(4.16) 式中所需之 Z 值係由平衡方程求得，而摩擦及地形所造成之垂直運動，則用正壓模式之方法求得。

V、結 語：

利用電算機 (computer) 做數值預報，為今後吾人必走之路⁽⁶⁾，為此筆者於去 (民國六十一) 年學業告一段落返國途中，特訪問美中央氣象局，承該局研究發展部門助理主管 D. A. Ships 先生，及 J. D. Stackpole 與 F. Zbar 二博士之盛情接待，又承秘書 L. Lorman 夫人代印資料，謹在此致謝。

本文系根據 Stackpole 博士原作編譯，意欲僅量避免過於美國化，因個人學識有限，或有失當之處，尚望學者先進指正。

參 考 資 料

- (1) J. D. Stackpole, 1971: Operational prediction models at the National Meteorological Center.
- (2) G. P. Cressman, 1960: Improved terrain effects in barotropic forecasts. *Monthly Weather Rev.*, p. 327.
- (3) 曲克恭 1973: 定差法解微分方程之誤差。氣象預報與分析, 52. p. 1.
- (4) S. L. Hess, 1959: Introduction to theoretical meteorology. q.315. (Courant-Friedrichs-Lewy condition)
- (5) Lorentz, 1960: Teilu5, p. 364.
- (6) 立譯: 數值預報淺說。氣象學術季刊, 民國四十七年二月號。



民國六十一年颱風調查報告 研究室

第一號侵台颱風貝蒂

Report on Typhoon "Betty" Research Section

Abstract

Betty was the only typhoon which hit the Taiwan area in 1972. This typhoon developed southeast of Guam. She was located at 13.4°N 148.1°E at 2 a. m. 10 August. Three days later, her intensity reached the stage of severe typhoon.

At 8 p. m. 14 August, typhoon Betty was located at 20.4°N 130.0°E and was moving westnorthwestward at 18 kilometers per hour at a constant velocity. The Central Weather Bureau issued the first typhoon warning at 9:30 p. m. 14 August, when the maximum winds near the center of the storm were 65 m/s, and the minimum pressure was 920 millibars. Eighteen hours later, this typhoon reached her maximum intensity with a 910-millibar central pressure and 65m/s windspeed near her center.

Betty brought heavy rainfall when she skimmed over the north coast of Taiwan. Meanwhile, the tide of the Tamsui River was highest. Therefore, serious floods in Taipei were the result, bringing a great calamity to northern Taiwan.

The maximum wind speeds recorded by Weather Bureau were 21.0 m/s (ten-minute average) and 38.1 m/s instantaneous wind speed at Keelung and a maximum gust up to 54.0 m/s on Pengchiayu Island. Total precipitation in some areas during her passage was over 400mm. 575.5mm was recorded At Aupu, 651.8mm at Yangmingshan, 824.6mm at Alishan; and 427.2mm at Yushan.

Afterwards, the Taiwan Provincial Police Department reported a total of 15 persons killed, three missing, and nine injured; 223 houses totally destroyed and 132 partially damaged, The railroad damage was estimated at NT\$ 291,660.00 and sections of highway in northern central Taiwan were interrupted by landslide.

一、前 言

貝蒂 (Betty) 爲本年內唯一侵臺颱風，7 月之蘇珊 (Susan)，莉泰 (Rita) 及 8 月初之溫妮 (Winnie) 相繼掠過本省近海，除溫妮發佈海上警報外曾先後發佈 2 次海上陸上警報，故貝蒂爲第 3 次發

佈海上陸上颱風警報，當時爲 8 月中旬。

8 月 14 日 20 時貝蒂之中心位置到達北緯 20.4° 度，東經 130.0° 度，亦即在石垣島東南方向西北西進行，本局根據各項資料研判結果，於當晚 21 時 30 分發佈第 1 號海上颱風警報，翌日 15 日 8 時，此颱風

逐漸接近本省北部海面，對本省陸上亦構成威脅，因此本局改發海上陸上颱風警報，發佈時間為 15 日 9 時 30 分，與中心距臺灣最近之時刻相差約 40 小時 30 分鐘，與彭佳嶼與出現每秒 17 公尺之時間相差 19 時 30 分鐘，故可算得上及時發佈。

此次貝帶颱風自臺灣北部海面而向西北西至西北進行，由馬祖北方登陸大陸，不久即消失。中心最接近本省時，距臺北約 100 公里，本省北部山區，中部山區及石門流域雨量甚大，風力以北部沿海地區較大。此颱風釀成災害之原因有二；其一為貝帶通過本省北部海時，適逢淡水河高潮期，使逕流排洩困難，另一是貝帶為西北颱之一，通過本省北部海面時風狂雨急。

本局對貝帶中心之未來位置，曾作十次預測，平均向其誤差為 96 公里，最小誤差為 10 公里，最大誤差為 240 公里。

此次貝帶，花蓮氣象雷達站於 16 日上午 7 時第 1 次發現颱風眼，最後一次為 16 日晚間 23 時 30 分，即中心已抵達本省東北角海面，其間該雷達發揮最高效能，本局將所獲資料分析後，隨時利用 166 錄音電話供民衆收聽。

圖 1a-d 為颱風期間花蓮雷達站所拍攝之照片，a 圖為 8 月 16 日 7 時 15 分所攝，當時已看出颱風眼之位置，b 圖為 8 月 16 日 15 時 22 分攝，係將中心向西南象限移約 250 公里再把颱風眼放大，以便能更清晰分辨其情況，c 圖為 16 日 18 時 03 分攝，當時颱風中心約在花蓮東偏北 35 度左右，距花蓮約 270 公里，d 圖為 17 日 0 時 5 分攝，此圖已無法看出颱風眼之位置，以其已移至本省東北角之海面上，恰為該雷達之死角。

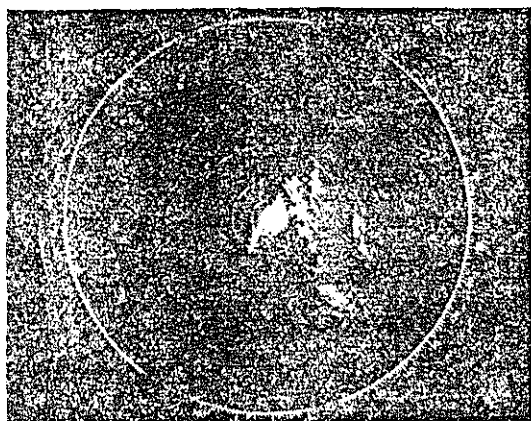


圖 1a. 61年 8 月 16 日 07 時 15 分攝
Fig. (1a) View of Hwalien PPI radar scope on 2315Z, 15 August, 1972

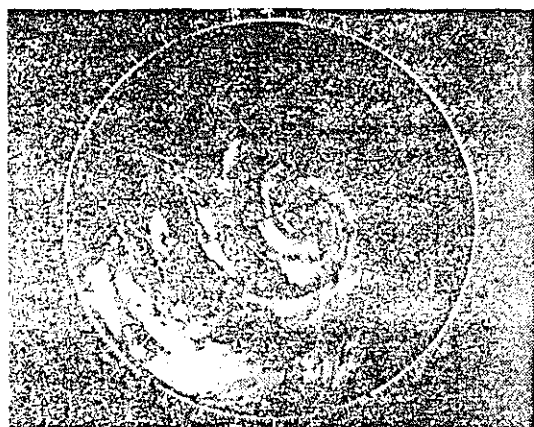


圖 1b. 61年 8 月 16 日 15 時 22 分攝
Fig. (1b) Off center view of Hwalien PPI radar scope on 0722Z, 16 August, 1972

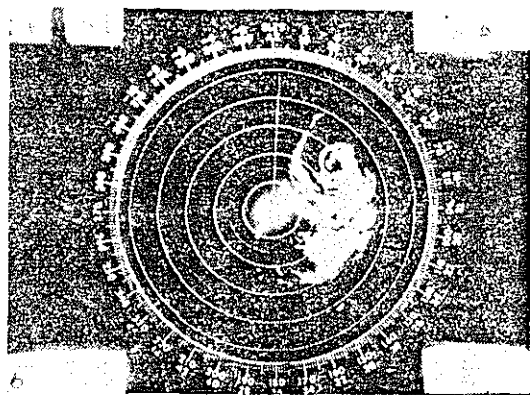


圖 1c. 61年 8 月 16 日 18 時 03 分攝
Fig. (1c) View of Hwalien PPI radar scope on 1003Z, 16 August, 1972

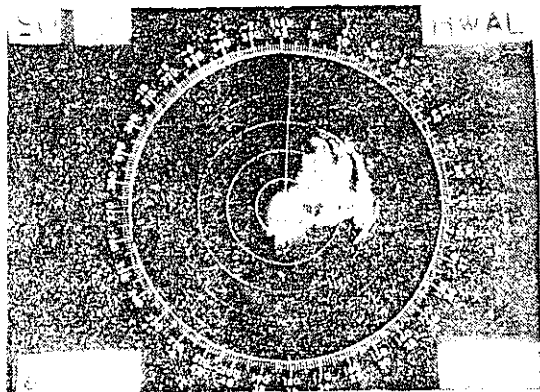


圖 1d. 61年 8 月 17 日 00 時 05 分攝
Fig. (1d) View of Hwalien PPI radar scope on 1605Z, 16 August, 1972

二、貝蒂颱風之發生及經過

探討貝蒂颱風之生成，首先須追溯8月8日00Z之地面天氣圖，在關島東南方約700公里之海面上發現有低壓環流存在。此後，該區氣壓不斷下降，風速增大，加上中層溫度場有利之分佈，乃於9日醞釀而成熱帶性低氣壓，向西北進行，10日晨2時發展成為輕度颱風，是為本年度第13號颱風，命名為貝蒂（Betty），當時中心位於北緯13.4度，東經148.1度，中心附近最大風速為23m/s，中心最低氣壓為992毫巴，向西北進行，當天晚上20時發展成為中度颱風（中心最大風速33m/s，最低氣壓985毫巴）此後貝蒂颱風不斷地增強，繼續向西北至西北西進行。至12日上午8時，中心抵達硫磺島南方海面，即北緯18.7度，東經137.4度，當時因受太平洋副熱帶高氣壓西伸之影響，轉向西北西至西進行。13日上午8時，威力加強，中心附近最大風速已增至53m/s，中心氣壓為950毫巴，已發展為強烈颱風，中心位置在北緯18.9度，東經135.4度，以每小時8-10哩之速度向西進行。14日晨2時，中心氣壓降至920毫巴，最大風速增至63m/s，暴風

半徑擴展為400公里，向西北西進行，對本省各海面將構成嚴重之威脅。

15日8時，貝蒂之中心到達臺北東南方約800公里之海面上，以每小時10哩之速度向西北西進行，有直撲本省東北部海面之趨勢，16日8時其中心在臺北東南方約420公里之海面上，當時中心附近之最大風速為65m/s，中心氣壓為925毫巴，暴風半徑400公里，以每小時11哩之速度向西北進行，12小時後，中心已在臺北東北東方約190公里之海面上，當時中心風速已減弱至48m/s，但暴風半徑仍維持400公里，以每小時12哩之速度向西北進行。

17日晨2時中心位置在臺北北北東方約100公里之海面上，向西北進行，17日8時之中心位置在臺北北方約130公里之海面上，以每小時10哩之速度向西北進行，中心最大風速為40m/s，暴風半徑減弱至250公里，6小時後，中心風速再度減弱，成為輕度颱風（中心最大風速為30m/s，暴風半徑200公里），已有逐漸遠離本省之趨勢。此後，貝蒂颱風繼續向西北進行，經馬祖北方登陸大陸，18日變成溫帶氣旋，而結束其生命，自發展至結束歷時約10天。

貝蒂颱風全部生命之最佳略徑，如圖2所示。

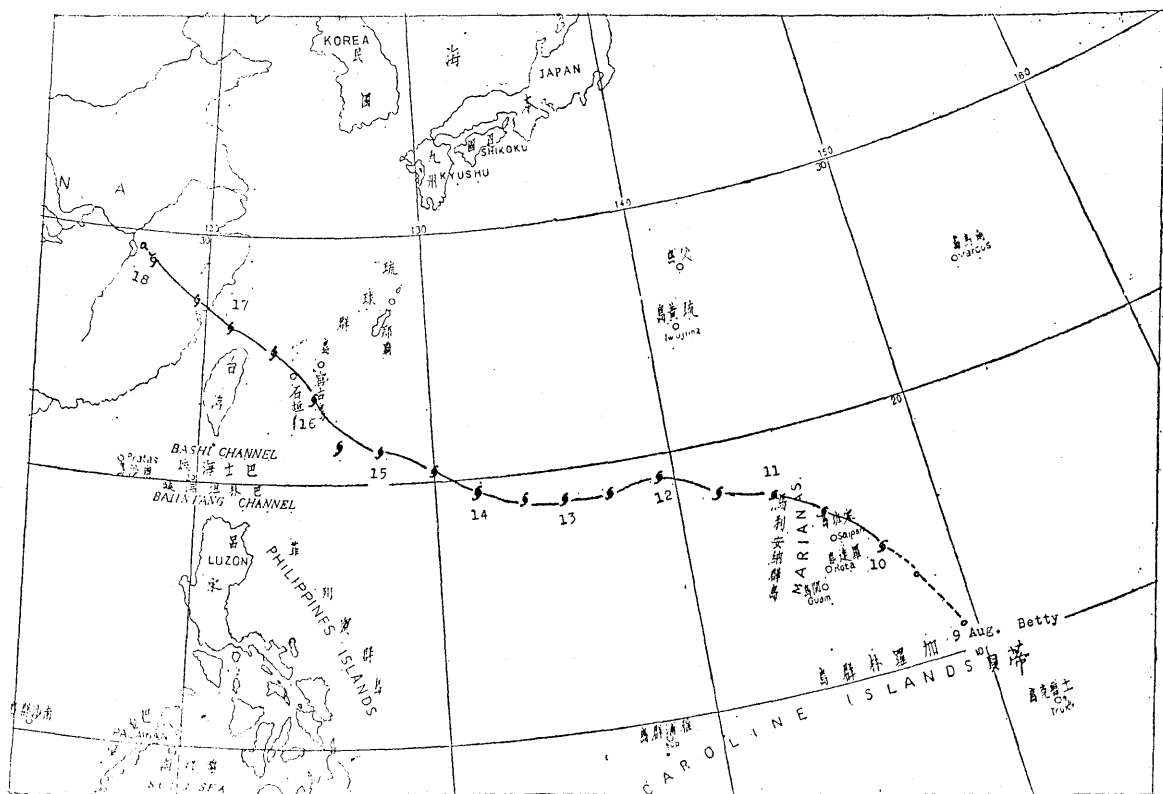


圖 2. 貝蒂颱風之最佳路徑 (61年8月9日-18日)
Fig 2. The best track of typhoon Betty (9-18 August 1972)

三、貝蒂颱風路徑之討論

貝蒂颱風為一標準的西進颱風，其路徑成一蛇形曲線 (Meandering Curve)，其路徑可分為下面幾部份討論：

(一) 天氣圖形勢：

大約在 8 月 9 日晨 8 時，關島東南方海面上顯見已有熱帶性低氣壓存在，此熱帶性低氣壓發生在太平洋副熱帶高壓之南面，由於當時東風帶不強，因此緩慢向西進行，由 11 日地面天氣圖上可知；太平洋高壓中心徘徊在北緯 32 度，東經 153 度，我國西北之西伯利亞高壓日漸萎縮，蒙古東方有一低壓帶，我國東北有一衰老之低氣壓，東海區有一高壓，此高壓繼續東進，12 日上午併入副熱帶高壓，使其強度加強脊線西伸。颱風受此脊線西伸之影響，路徑由西北轉為西北西至西進行，12 日晚，東北區之低壓已併入阿留申低壓，而蒙古東方之低壓已發展，冷鋒由此中心向西南延伸而導引西伯利亞高壓之南下，但在華西有一低壓存在，13 日晚間，西伯利亞高壓受此低壓之衝擊而強度減弱，此弱高壓向東移動，併入太平洋高壓內，再度增加其強度，脊線西伸，致使貝蒂仍維持西北西至西之方向進行。16 日 8 時之地面天氣圖型式為：西伯利亞高壓雖再度建立完整之環流體系，向東南伸展，但強度甚弱，且位置過高，未能影響貝蒂之路徑，殘留在蒙古區之

弱低壓繼續東進而使太平洋副熱帶高壓強度減弱，脊線後退，再加上颱風中心已到達其西南邊緣，受東南氣流之影響，而颱風向西北推進，此後一直未見有明顯之系統移入，此颱風按此路徑進行直至消失為止。

貝蒂颱風侵臺前之地面天氣圖及 500 毫巴形勢見圖 3 及圖 4。

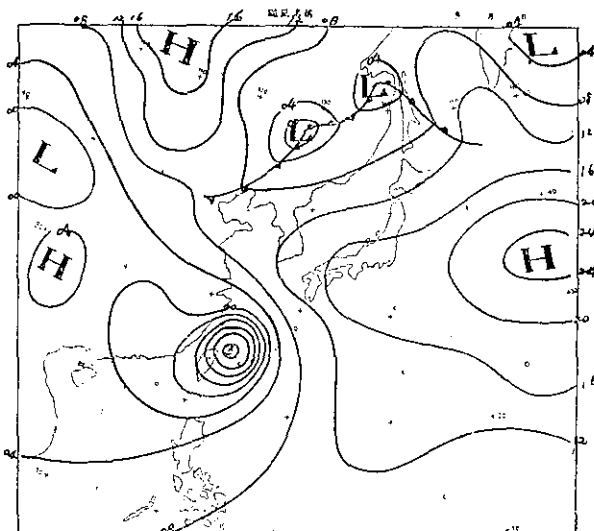


圖 3. 民國 61 年 8 月 16 日 20 時之地面天氣圖
Fig. 3. Sea level synoptic chart, 1200GCT, 16 August, 1972

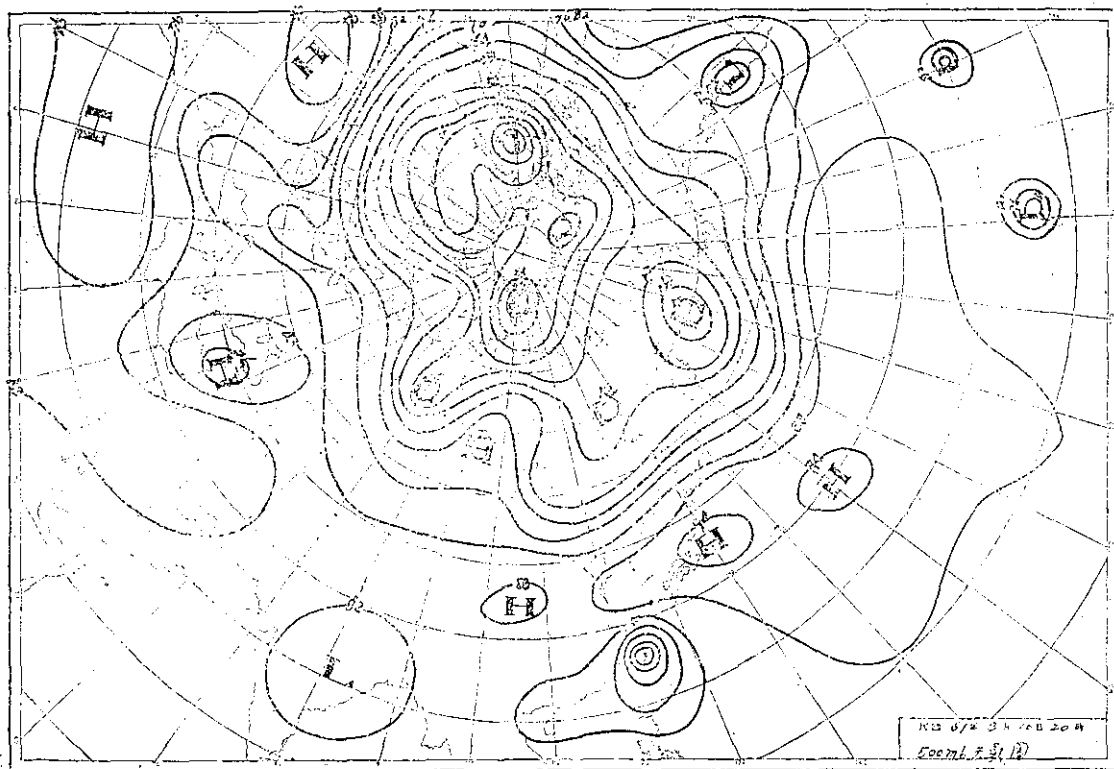


圖 4. 民國 61 年 8 月 16 日 20 時之 500 毫巴圖
Fig. 4. 500mb chart, 1200GCT, 16 August, 1972

(二) 衛星雲圖：

由衛星雲圖可間接推知風暴之運動，從雲圖可看出接近颱風中心處，雲帶呈圓形之分布，而稍遠處則逐漸變成橢圓形，此乃受導流抑制之結果。而在非對稱雲系中，其長軸之方向似可指示颱風移動之方位，即長軸方向與颱風走向有一致趨勢。

圖5為貝蒂颱風之六幅雲系圖，均標有經緯度，從它位置之變動，可以判定其移向和移速。另附有颱風路徑圖，及對照連續位置變化之所在位置。由此6張衛星圖片之指示，其軸呈西北西—東南東及西北—東南走向，與實際風暴之移動完全相符，可知衛星雲圖係為風暴行動之良好指示。

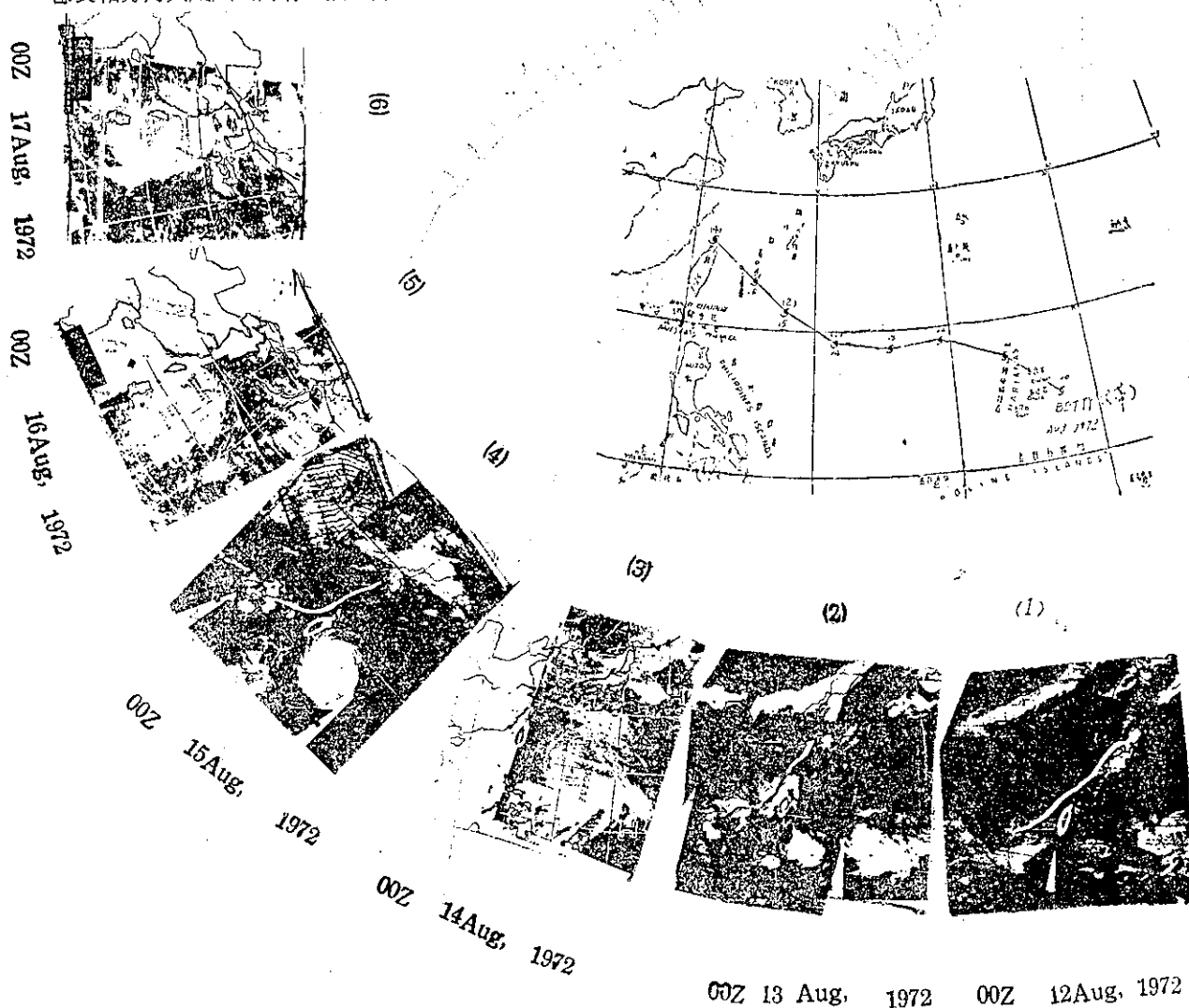


圖 5. 貝蒂颱風雲圖與路徑之關係

Fig. 5. The relationship between track and the satellite cloud pictures of typhoon Betty.

(三) 氣壓及風之變化：

由氣壓及風之變化可看出短期內風暴之移動情況，因為風暴係向氣壓降低之一方移動，圖6為彭佳嶼、石垣島及宮古島三測站之風向、風速及氣壓變化曲線圖，由此圖可看出貝蒂颱風之動向：先由宮古島及石垣島之風向來決定貝蒂之行踪，宮古島自本月14日00Z起至15日17Z止，均為東北（50°）風，此

後，風向即開始順轉，由東北—東北東—東—東南東—東南等，而石垣島由14日00Z起至15日17Z止吹北北東風，因此兩不同測站所得之結果，可決定出颱風貝蒂的環流，由此可斷定貝蒂必通過兩地之間，同時由氣壓可看出其動向，石垣島之氣壓由15日14Z起即有線下降，而宮古島雖有下降但未有石垣島之峻急，由此即可知風暴逼近石垣島，且由風之變化

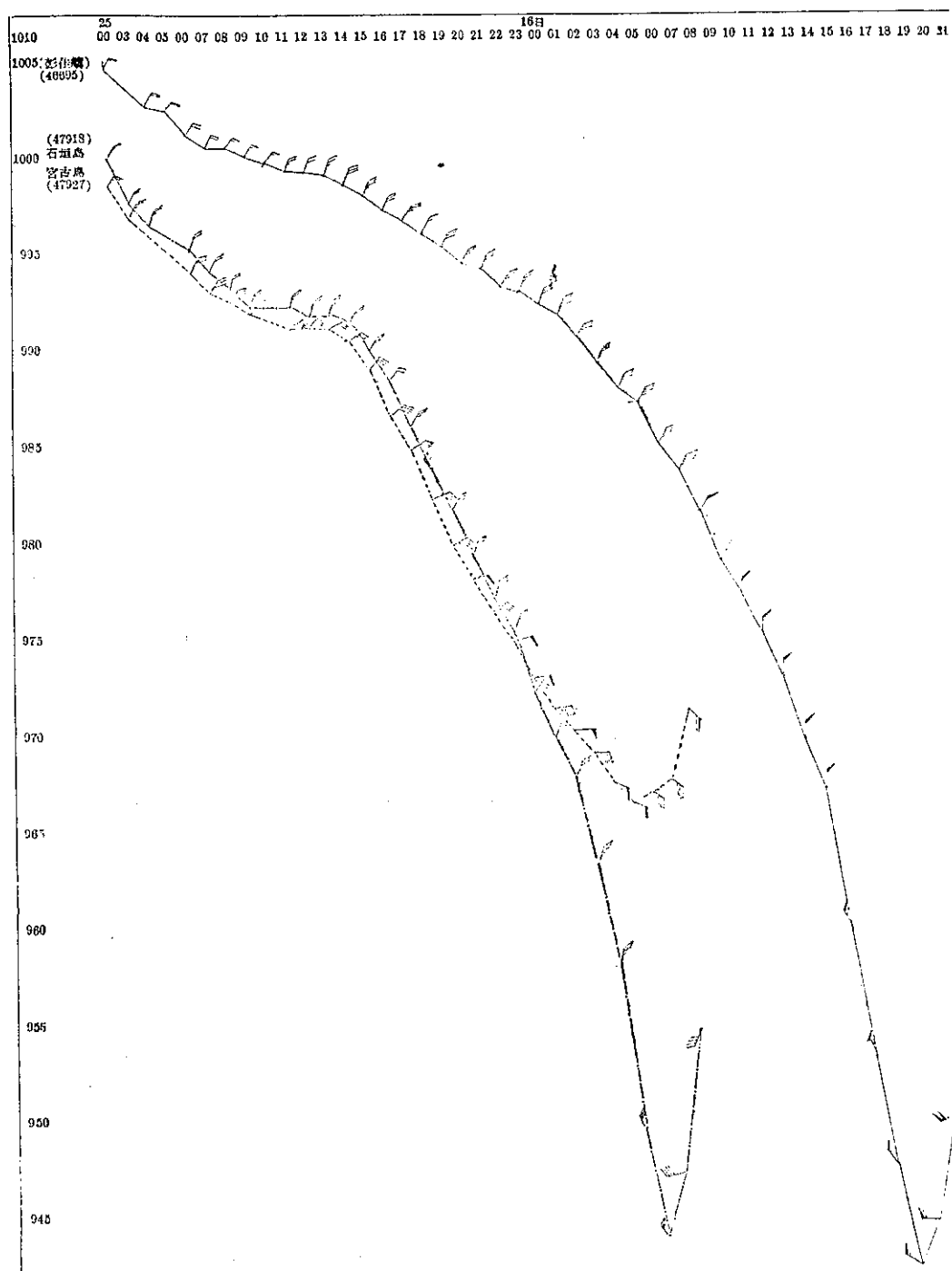


圖 6. 彭佳嶼石垣島及宮古島於貝蒂颱風期間之風與氣壓變化曲線圖
Fig. 6. The variation of the pressure and wind at Pengchiayu, Ishigaki-jima and Miyako-jima during typhoon Betty's passage.

可預測必通過石垣島之北方附近海面。

當颱風通過石垣島時，其芳踪何去何從，無法決定，從彭佳嶼風向風速及氣壓變化曲線圖上，可以看出風大致與石垣島相同，其氣壓之下降比較本島其他地

區為甚，由此可判定貝蒂係通過彭佳嶼北方海面無疑。

四雷達：

花蓮雷達站對本號颱風之追蹤情形十分良好，中心移動方向為向西北進行，參閱圖 1，再參考石垣

島及宮古島兩雷達站，對貝蒂中心之研判，結果三者非常接近，雖稍有誤差，但最大誤差尚不及 20 公里，因此此三雷達站所得之颱風資料，對於本海近海之颱風預報頗有助益。表 1 為花蓮，石垣島及宮古島三測站對貝蒂颱風中心觀測所得之資料對照表。

表 1. 花蓮，石垣島及宮古島三測站雷達資料對照表
Table 1. The summary of typhoon eye was viewed by radar scope at Hualien, Ishigakijima, and Miyakojima during typhoon Betty's passage.

時間	地點 位置	花 蓮		宮 古 島		石 垣 島	
		°N	°E	°N	°E	°N	°E
15/8	23Z	23.3	125.1				
16/8	00	23.5	125.1	23.7	125.0		
	01	23.7	124.9				
	02	23.8	124.9	24.0	124.7	24.0	124.8
	03	24.1	124.7	24.1	124.5	24.2	124.7
	04	24.3	124.5				
	05	24.4	124.4	24.5	124.4	24.3	124.3
	06	24.6	124.3	24.6	124.2	24.7	124.2
	07	24.7	124.2				
	08	24.9	124.0				
	10	25.2	123.7				
	11	25.3	123.4	25.3	123.4		
	12	25.4	123.2				

四、貝蒂颱風侵臺期間各地氣象演變

貝蒂為強烈颱風，雖然中心未登陸本島，但在本省北方海面通過，係為西北颱之一，風雨因地形效應而增強 17 日凌晨通過北部海面，適逢最高潮（17 日 3 時 30 分），由於氣壓低，風力大而使豪雨產生之逕流無法排瀉，加上地形之影響，北部、中部山區及石門流域雨勢甚大，雨量以阿里山之 824.6 公厘最多，石門之紀錄達 801 公厘，陽明山有 651.8 公厘之多，至於風速則以彭佳嶼之 50.7m/s 為最大陣風達 54m/s。

茲將各項氣象要素之情況分述如下：

(一) 氣 壓

貝蒂為一強烈颱風，其中心最低氣壓曾低達 910 毫巴，但維持不久；僅數小時而已，初出時氣壓大約在 1003 毫巴，12 日起開始加深，12 日 14 時已降低至 960 毫巴，14 日 14 時起繼續降 40 毫巴，16 日 2 時為極盛時期，其時中心位於石垣島之東南方，自 17 日 2 時起中心氣壓已迅速回升，其中心氣壓之變遷見圖 7。

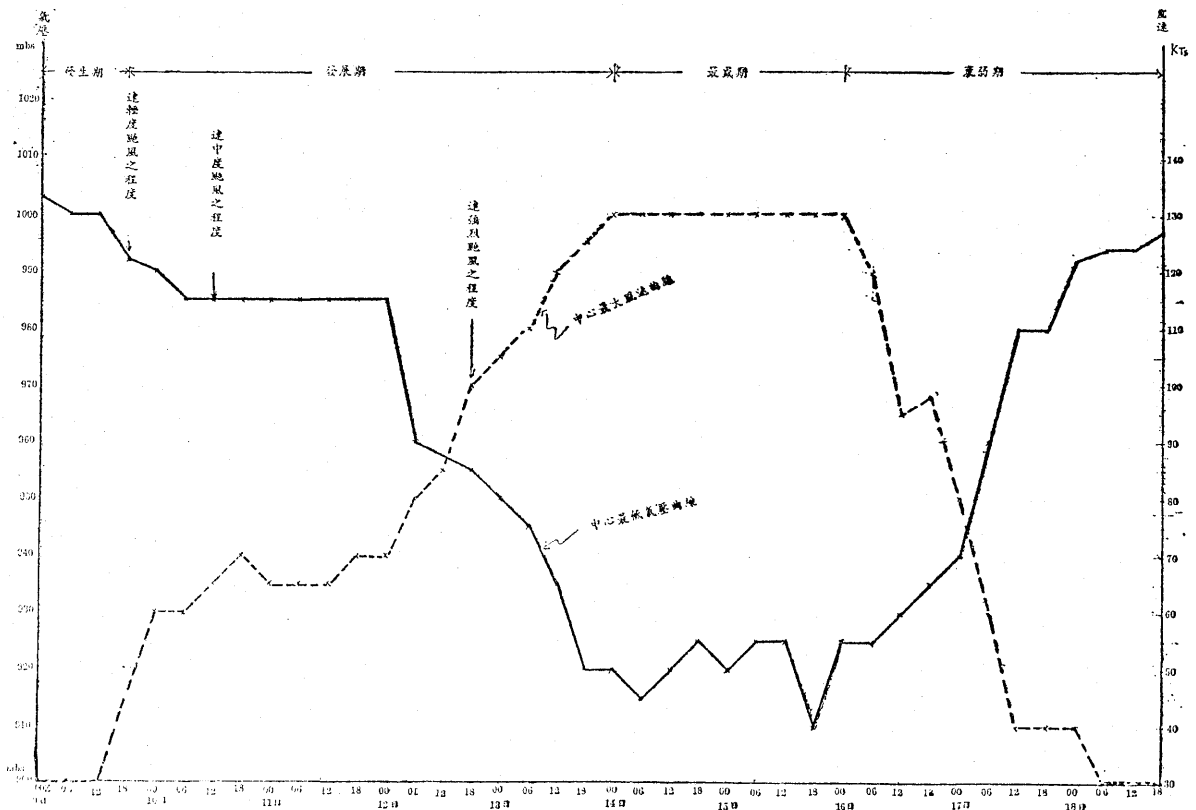


圖 7. 貝蒂颱風中心氣壓及中心最大風速演變圖（實線為氣壓，虛線為風速）
Fig. 7. The variation of the central pressure and maximum wind velocity of typhoon Betty (solid line-pressure, broken line-wind velocity)

當貝蒂自石垣島東南方海面向西北逼近臺灣時，以彭佳嶼之氣壓降低最多，16日24時至17日1時45分共計降11.9毫巴，其他地方降壓均不多，本局各測候所測得最低氣壓以彭佳嶼之940.9毫巴為最低，其次為基隆969.3毫巴，淡水972.8毫巴，宜蘭

972.6毫巴，臺北974.9毫巴，由東北向西南遞增，其他各地最低氣壓見網要素。自彭佳嶼測站之氣壓曲線（見圖8）視之，最低氣壓出現時間為17日1時45分，隨後逐漸升高。

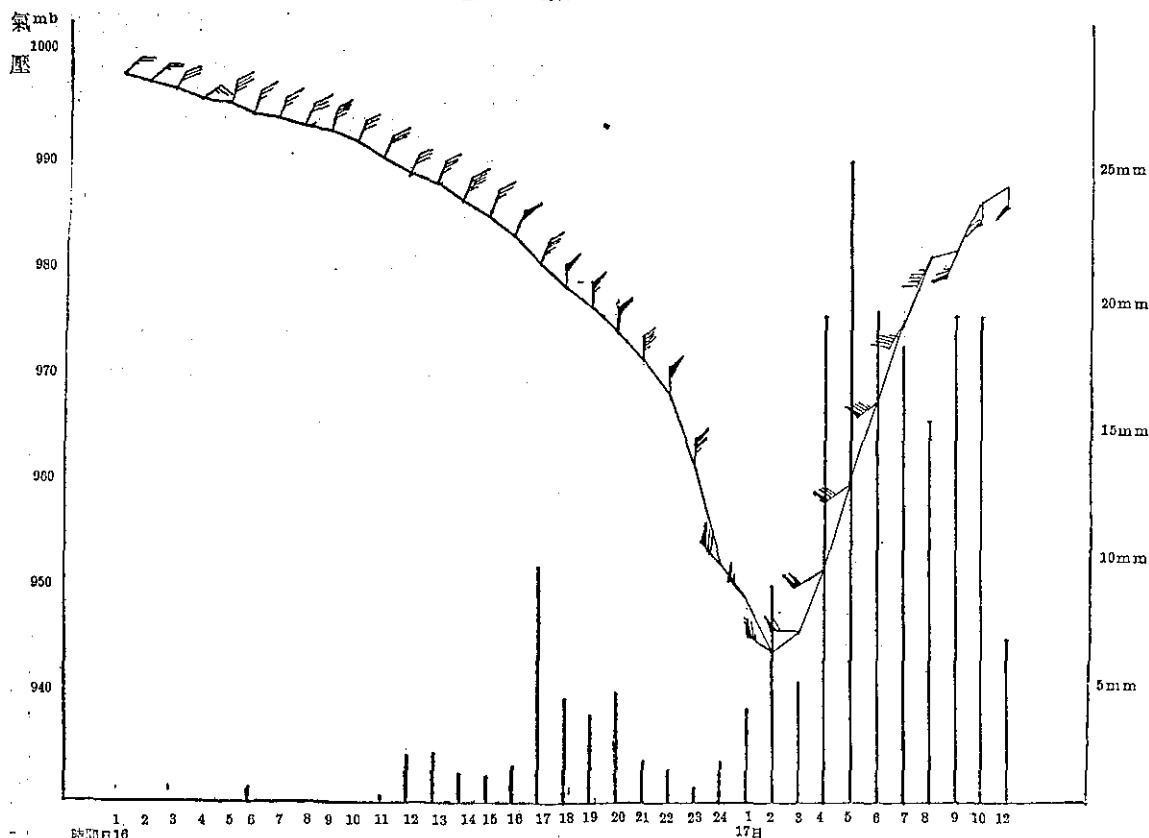


圖 8. 貝蒂颱風經過北方海面時，彭佳嶼測得之氣壓風及每時雨量。

Fig. 8. The sequence of pressure, Wind and hourly rainfall which were observed at Pengchiayu during typhoon Betty's passage.

一般而論，貝蒂經過期間各地最低氣壓出現時間自東北及東南向西南及西北方向延遲。

各地最低氣壓出現時刻之同時線，見圖9。

(二) 風

貝蒂為一強烈颱風，中心最大風速曾達65m/s，中心附近之最大風速與最低中心氣壓之變遷配合甚佳，12日起風速逐漸增加而氣壓逐漸下降，至14日風速達最大，得每秒65公尺，中心氣壓為915毫巴，中心到達彭佳嶼附近時風速為48m/s，彭佳嶼之最大風速為50.7m/s，瞬間最大為54m/s，臺北為16.2m/s，瞬間最大為29.3m/s，鞍部最大為32.5m/s，高出臺北一倍以上，由此可見海拔及地形

影響風速之重要。

(三) 降 水

貝蒂颱風過境期間各地總雨量所給成之等雨量線形態如圖10，圖中可看出，雨量集中區大致可分為：北部山區，石門流域，中部山區及南部山區。當貝蒂過境時，狂風驟雨，北部山區及石門流域因地形影響，雨量特別豐沛，而中南部山區之迎風面亦有豐沛之雨量，根據本局各測候所及其他民用測站所得之結果，最多為阿里山之824.6公厘，苗栗之橫龍山觀測站有776.7公厘之記錄，陽明山有651.8公厘，高雄縣南鳳山有525.2公厘。中央山脈東側因係背風區，因此成為雨量最少地方，此由圖10即可看出。

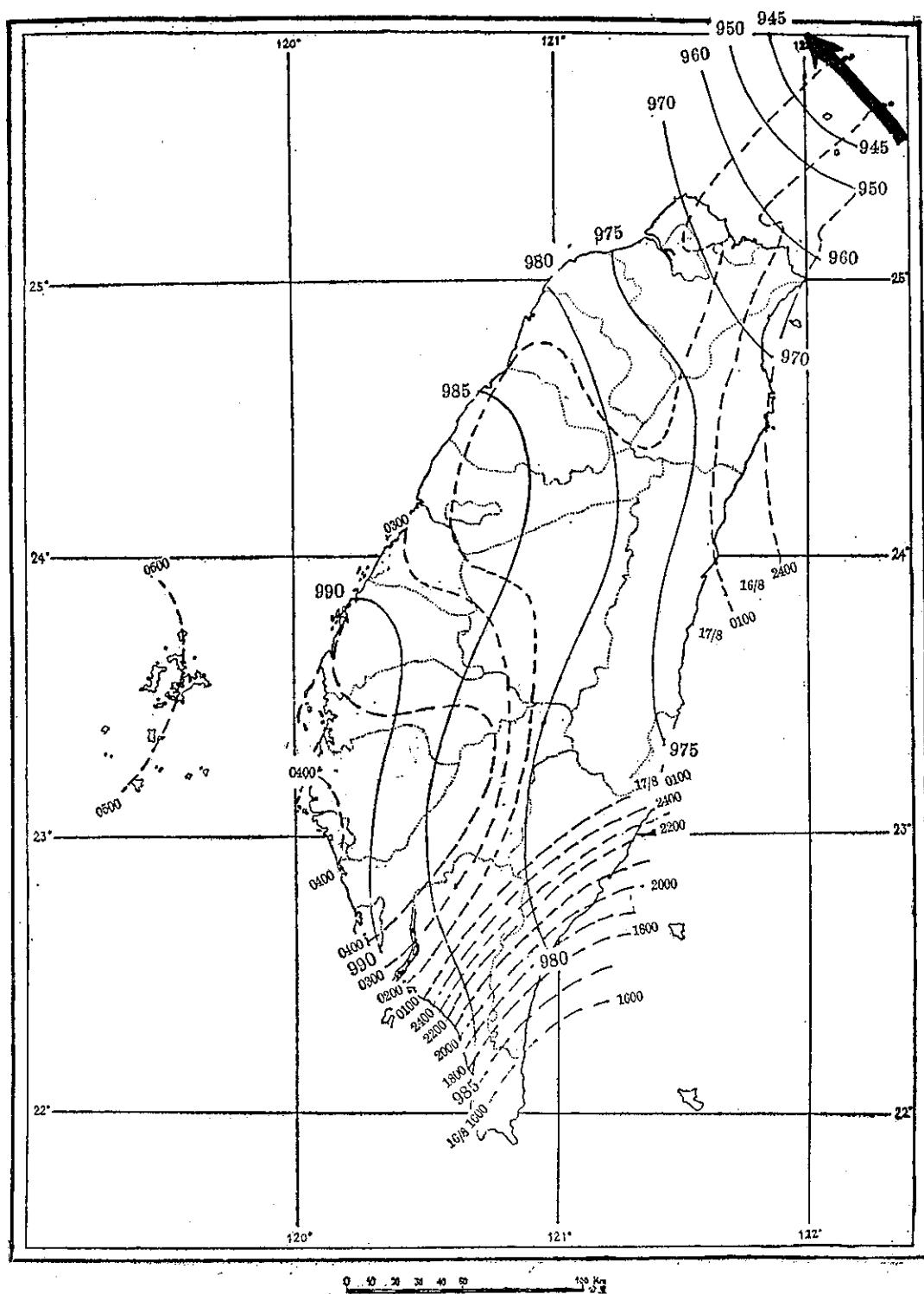


圖 9. 貝蒂颱風過臺灣近海時各地出現之最低氣壓及其同時線之分析

Fig. 9. The distribution of lowest pressure and its isotimic analysis of Taiwan during Betty's passage.

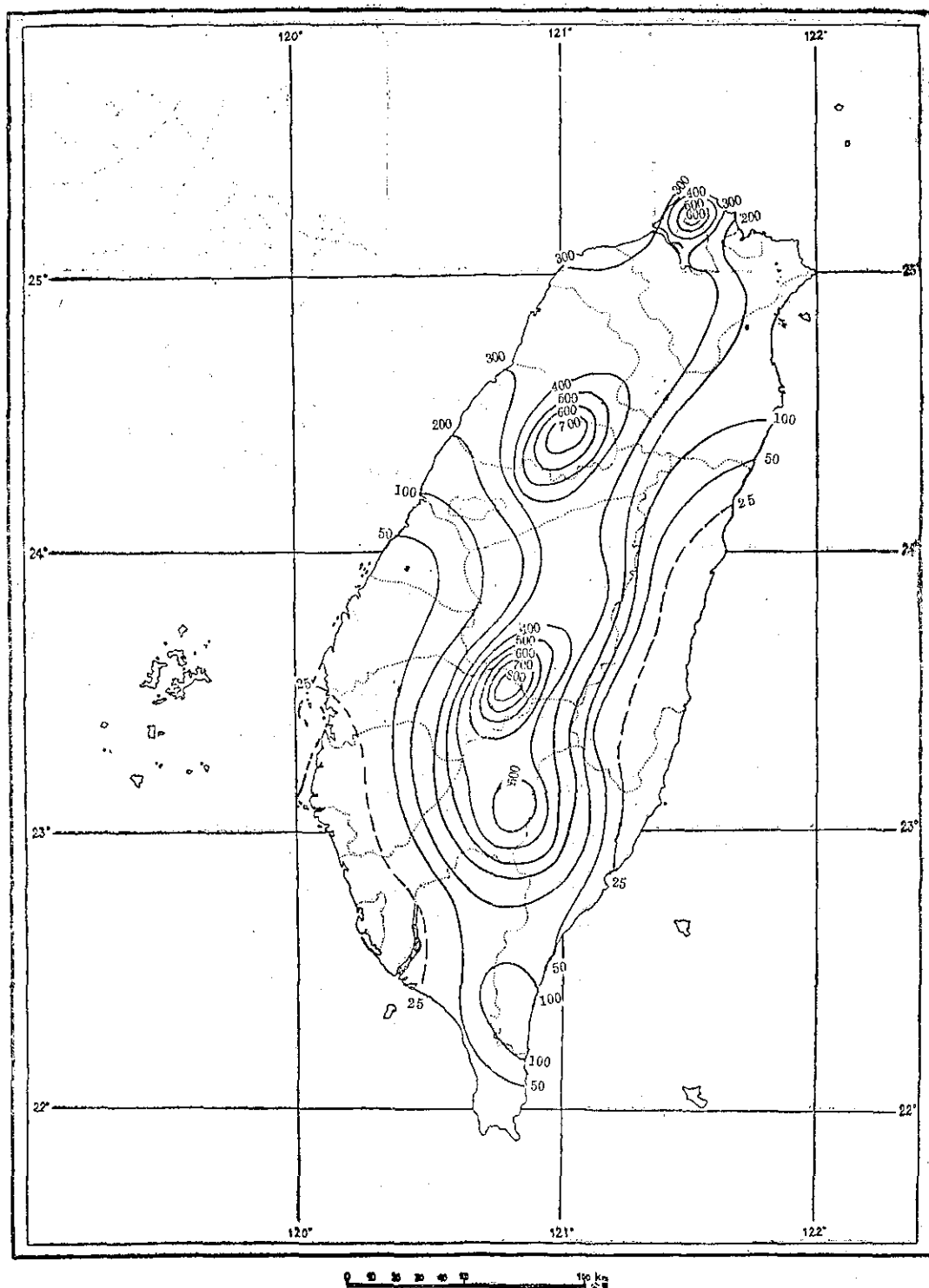


圖 10. 貝蒂颱風經過期間臺灣之雨量分布

Fig. 10. The rainfall distribution of Taiwan during typhoon Betty's passage.

表 2. 貝蒂颱風侵襲期間本局所屬各測站颱風紀錄綱要

Table 2. The meteorological summaries of C. W. B. station during Betty's passage.

61年8月15-17日

測站地名	最低 氣壓 (mb)	起 時			最大風速 及 風 向 (m/s)	起 時			瞬 間 最 大 風 速					雨量 總計 (mm)	起止時間			風力6級 以上之 時間 (10m/s)
		日	時	分		日	時	分	陣 風	風 向	氣 壓	氣 溫	濕 度		時 間	日	時	
彭佳嶼	940.9	17	01	45	50.7WSW	17	04	20	54.0	WSW	944.2	24.3	98	17 04 10	206.0	15 18 45 17 17 00	15 18 50 17 14 10	
基 隆	969.3	17	02	00	21.0SSW	17	05	00	38.1	SSW	971.0	25.4	96	17 05 03	187.3	15 10 05 17 14 10	16 04 50 17 11 10	
鞍 部	882.3	17	03	00	32.5NNW	16	18	30							577.3	15 10 15 17 13 30	16 05 50 17 13 10	
淡 水	972.8	17	02	20	26.3 VV	17	04	30	28.0	W	975.0	24.3	98	17 04 30	214.5	15 10 35 17 18 00	16 11 50 17 11 10	
竹子湖	973.6	17	02	00	15.0NNW	16	17	00							651.8	15 05 50 17 18 25	16 16 50 17 09 10	
臺 北	974.7	17	02	30	16.2WSW	17	04	10	29.3	WSW	976.0	24.0	97	17 04 00	227.0	15 11 37 17 14 00	16 18 50 17 08 10	
新 竹	982.6	17	02	00	13.3 W	17	03	20	20.7	W	982.9	23.9	98	17 03 15	307.8	15 12 05 17 16 00	16 19 50 17 06 10	
臺 中	987.6	17	01	09	12.2 N	16	19	00	20.1	N	989.1	26.7	89	16 14 28	147.6	16 01 00 17 17 35	16 18 50 16 21 10	
日月潭	878.0	17	02	00	12.5 W	17	10	00							285.0	16 16 30 17 16 50		
澎 湖	989.6	17	05	00	13.2 N	16	06	32	17.3	NNE	1000.8	27.0	88	15 21 02	3.0	16 04 30 16 23 00	15 20 50 16 11 10	
嘉 義	989.4	17	04	00	13.5 NW	16	18	30	21.6	NW	991.3	24.4	100	16 18 32	60.0	15 23 47 17 15 00		
阿里山	2597.6	17	04	00	13.0WNW	17	00	40	17.0	WNW	296.2	13.3	100	17 00 35	824.6	16 02 10 18 08 00	16 23 50 17 04 10	
玉 山	2894.6	17	01	44	18.2WNW	17	01	25							427.2	16 09 15 17 24 00	16 15 50 17 08 10	
永 康	991.1	17	04	00	12.7NNW	16	13	10	16.7	NNW	991.9	29.0	85	16 13 15	15.0	15 23 20 17 05 58		
臺 南	990.1	17	03	35	10.7 NW	16	01	43	21.5	NW	992.4	28.9	82	16 12 13	18.3	16 00 16 17 05 57	16 13 50 16 14 10	
高 雄	990.1	17	04	00	14.5WNW	17	01	00	25.0	WNW	990.1	27.4	92	17 01 42	9.0	16 03 12 17 05 58		
東吉島	990.4	17	04	00	16.0 SW	17	15	00	23.0	N	996.3	26.1	93	16 06 53	2.7	16 04 35 17 00 20	15 13 50 15 14 10	
恆 春	987.9	16	16	00	15.5 NW	16	10	00	22.8	NW	988.0	26.0	81	16 15 32	45.2	16 03 42 17 03 12	16 08 50 16 21 10	
蘭 嶼	980.0	16	18	00	34.2 SW	16	23	00							1.4	16 03 51 17 01 50	16 12 50 17 17 10	
大 武	981.7	16	17	00	12.0SSW	17	06	40	19.5	SSW	989.5	26.8	88	17 07 15	114.0	16 04 50 16 14 00	17 10 50 17 12 10	
臺 東	979.4	16	19	43	11.5 SW	17	11	10	17.6	SW	998.0	34.3	50	16 20 08	0.1	16 15 50 16 16 20	16 10 50 16 12 10	
新 港	976.2	17	01	05	20.5SSW	17	05	15	25.3	NNE	995.1	27.6	29	17 03 30	3.3	17 10 20 17 15 30	16 23 50 18 01 10	
花 蓮	974.8	17	01	10	8.3 NNE	15	01	40	14.1	NNE	995.1	27.6	92	16 00 10	1.6	16 00 03 17 08 00		
宜 蘭	972.6	17	00	50	16.7 W	16	21	20	21.4	W	975.1	26.8	80	16 21 12	128.0	15 10 05 17 19 40	16 19 50 16 22 10	

* 仍沿用測站氣壓 mb 級，

**已換算為 700mb 面高度重力公尺數

(四) 災 情

本號颱風所挾帶來之災害以水災最主，貝蒂颱風中心掠過本省北部海面時，因值高潮排水困難，加上雨勢甚大，致使三重，五股及蘆洲一帶損失慘重。茲將臺灣省警務處發表之災情統計列出以供參考。

(一) 人員傷亡：

1. 死亡 15 人（臺北縣 3 人，基隆市 1 人，苗栗縣 1 人，臺中縣 7 人，屏東 1 人，新竹 2 人）。

2. 失蹤 3 人（臺中縣 1 人，苗栗縣 1 人，臺北縣 1 人）。

3. 受傷 9 人（臺北縣 1 人，基隆市 2 人，苗栗縣 1 人，臺中縣 4 人，新竹縣 1 人）。

(二) 房屋倒塌：

1. 全倒 223 間（臺北縣 23 間，臺北市 2 間，宜蘭 3 間，桃園縣 5 間，苗栗縣 29 間，新竹縣 103 間，臺中縣 9 間，雲林縣 6 間，彰化縣 23 間，臺南縣

1 間，屏東縣 20 間，臺東縣 1 間）。

2. 半倒 132 間（臺北縣 35 間，宜蘭縣 11 間，基隆市 2 間，桃園縣 14 間，苗栗縣 7 間，新竹縣 29 間，臺中縣 17 間，彰化縣 7 間，屏東縣 10 間）。

3. 船舶：臺北縣漁船流失一艘。

此外收容難民 8433 人（臺北市 5159 人，臺北縣 1905 人，桃園縣 709 人。新竹縣 124 人，基隆市 536 人）。

臺北縣蘆洲鄉淹水最深 2 公尺，三重市 1.3 公尺，五股鄉 1.51 公尺。

新竹縣新埔鎮清水里 102 號後山山崩壓倒房屋一間，死亡 2 人，重傷 1 人。

臺中縣和平鄉梨山附近 20 公里處達見土努諾公司修理水壩之外籍職員宿舍，山崩壓倒房屋，壓死意大利籍小孩 4 人，重傷 1 人（日本人），輕傷 3 人（中國人 2，日本人 1）（紀水上執筆）

民國六十一年北太平洋西部颱風概述

A Brief Report on Typhoons in the Northwest Pacific in 1972

Abstract

Thirty tropical cyclones occurred in the northwestern Pacific in 1972, twentythree of which reached typhoon intensity. By comparison with the annual averages for the past twenty five years of 29.1 cyclones and 18.8 typhoons, the number of 1972 cyclones was normal, but more of them became typhoons than usual.

In 1972, the most common typhoon track was westnorthwest without recurvature, which was true for fifty percent of them, thirty percent of the tracks had recurvature, and the others were irregular. The cyclones which progressed westnorthwestward were steered by the subtropical high. The directions toward which cyclones moved after recurving were affected by blocking patterns and/or fronts. When the block vanished over the continent of Asia, cold advection sometimes followed. For this reason, the principal trough of the cut-off low occasionally deepened and thus weakened the subtropical high.

Four storms influenced Taiwan, but only one hit Taiwan.

The first half of the year had few tropical disturbances, and the other half had many.

一、總 論

(一)本年內颱風發生之次數與侵臺之次數。

民國六十一年(以下簡稱本年)在北太平洋發生颱風共有 30 次,其中屬熱帶風暴(即輕度颱風,中心附近最大風速在每秒 17 至 31.5 公尺或每小時 34 至 63 哩)者共 7 次,佔總數之 23.3%。此 30 次颱風中,由於逼近臺灣,預測有侵襲之可能而由本局發佈警報者有 4 次,其中八月初之溫妮(Winne)颱風僅發海上警報,其餘 3 次發海上陸上颱風警報。此 3 次警報為 7 月份之莉泰(Rita),蘇珊(Susan)及 8 月份之貝蒂(Betty)颱風,其中以貝蒂颱風被列為侵襲臺灣之颱風,為北部及石門流域帶來了巨大之災害。雖然蘇珊及莉泰颱風並未襲臺,可是她們却造成本省南部沿海地區之嚴重災害。由上可知本局對本年內所發布之警報準確率是相當高的。

貝蒂颱風於 8 月 9 日誕生於關島東南東方之海面上,向西北西進行,全期受到太平洋副熱帶高壓的影響而呈一非常穩定之蛇形曲線(meandering Cvrue),中心在臺灣北部掠過,為西北颱之一,風

狂雨急。當時適逢淡水河最高潮時間,豪雨造成之逕流無法排瀉,使臺灣北部及中部山區情慘重,幸虧貝蒂颱風發生於 8 月,西伯利亞高壓未發展,否則其災害更是不堪設想,以其路徑與與民國 52 年 9 月之葛樂禮颱風非常相似也。

茲將該次侵臺颱風作成綱要如表 1。

表 1. 民國六十一年侵臺颱風綱要表

Table 1. The summary of typhoon which invaded Taiwan in 1972.

颱風名稱	貝蒂(BETTY)
侵臺之日期	8 月 17 日
本省測得最低氣壓 (mb)	940.9mb(彭佳嶼)
本縣測得之 10 分鐘最大風速 (m/s)	50.7m/s(彭佳嶼)
本省測得之最大總雨量 (mm)	824.6mm(阿里山)
進行方向	NW
道過地點	北方海面
登陸地點	—

(二) 本年內颱風發生之月份分配

圖 1 為本年內颱風發生之月份分配及其佔總數之百分比，由此圖可看其上半年相當平靜，僅佔總數之 16.6% (其中 1 月份 3.3%，5 月份 3.3%，6 月份 10%，2、3、4 月份均為 0)。下半年近乎正常些，過去 25 年來之平均數相當，其中 7 月份 5 次 (佔 16.7% 弱)，8 月份 5 次 (佔 16.7% 弱)，9 月份 5 次 (佔 16.7% 弱)，10 月份 5 次 (佔 16.7% 弱) 11 月份 2 次 (佔 6.7% 弱)，12 月份 3 次 (佔 10%)，如不計輕度颱風則 7 月份有 5 次，8 月份 3 次，9 月份 4 次，10 月份 4 次，11 月份 2 次，12 月份 2 次。

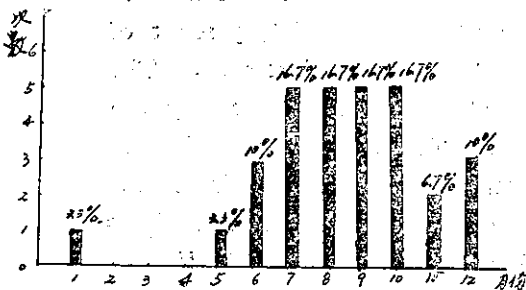


圖 1. 民國 61 年北太平洋西部所發生颱風之逐月分配及其百分比。

Fig. 1. The frequency distribution of typhoon occurrence within the area of North-Western Pacific in 1972.

全年總計為 30 次，比去年 35 次低，略高於過去 25 年平均數 29.1 次，其中正式達到颱風強度者計有 23 次，比去年少 1 次，但比過去 25 年之平均數 18.8 次高 4.2 次，可見本年度颱風之發生亦相當活躍。侵臺颱風僅有 1 次，按以往 25 年平均為 3.8 次，故遠較往年為少。此侵臺颱風見於 8 月，為侵臺颱風機會次多之月份 (最多為 9 月份)。

本年內 1 月份出現 1 次強烈颱風，隨後寧靜達 4 個多月之久，直至 5 月底出現 1 次中度颱風，6 月初出現 2 次輕度颱風，6 月底 1 次中度颱風，7 月份 3 次強烈颱風，2 次中度颱風，8 月份有 2 次輕度，2 次中度，1 次強烈颱風，9 月份有 1 次輕度，3 次中度，1 次強烈颱風，10 月份 5 次輕度，1 次中度，3 次強烈颱風，11 月份 1 次輕度，1 次中度颱風，12 月份輕度，中度及強烈颱風各有 1 次。

茲將本年內各月西太平洋上出現之颱風與過去 25 年年之情況作一比較，如表 2 所示。

(三) 本年內颱風發生之地區及強度

本年內輕度颱風發生之地區顯然以馬利安納羣島以東之廣大區域佔大多數，計有 7 次，其中在加羅林羣島附近發生者有 3 次之多，其餘均發生在馬利安納羣島以西之海面上，計有 13 次，其中誕生於南海者有 7 次，菲島東方海面有 3 次，其分佈情形見圖 2 所示。

以範圍言，東西約自東經 109.6 度至 179.8 度，佔 70.2 度，遠較去年 (57.5 度) 為寬，但較前年稍窄 (前年為 72 度)。南北向約自北緯 7.1 度至 29.2 度，佔 22.9 度，較去年及前年為窄，初生地點最靠東方者為 11 月份之魯碧 (Ruby) 颱風，最靠西方者為 12 月份之沙莉 (Sally) 颱風，最北生成者為 8 月份之都麗絲 (Doris) 颱風，最南者為 12 月份之沙莉 (Sally) 颱風。

本年內出現之颱風，以 7 月份之莉泰 (Rita) 颱風為最猛烈，中心最大風速曾達每秒 70 公尺，時速 30 哩之暴風半徑莉泰為 300 公里，貝蒂 400 公里，時速 50 哩之暴風半徑貝蒂為 225 公里，莉泰為 125 公里。中心氣壓最低為貝蒂及莉泰颱風，均為 910 毫巴。

以生命史之久暫而言，維持熱帶風暴及以上強度最久者為 7 月份之莉泰颱風，計達 20 天，其生命之久為以往所罕見。最短暫則為 6 月份之妮娜 (Nina) 颱風，僅生存幾小時即告消失，其次為 6 月份之瑪美 (Mamie) 其生命史亦僅一天而已。

四 本年內颱風路徑之型式及轉向點

本年內各次颱風之路徑型式以西北西或西北者較多，佔 15 次；其次為近似拋物線者，佔 9 次；其餘有 6 次 (向北者 2 次，不規則者有 3 次，向東進行之 1 次為 6 月份之妮娜颱風)，路徑中最特殊者為 7 月份之莉泰 (Rita)，曾在菲島東北方兩度迴轉，再在石垣島東北方旋轉後移向西北。

本年內轉向颱風中在 30-35°N 轉向者計有 1 次，25-30°N 轉向者 2 次，20-25°N 轉向者有 4 次，15-20°N 轉向者有 1 次，10-15°N 者有 1 次。轉向緯度最高者為 8 月份之艾麗絲 (Alice)，約北緯 33 度左右，與去年同，最低者為羅拉 (Lola) 颱風，約北緯 14 度左右轉向，後者雖較去年為高，但路徑並非為典型之轉向。

二、各月颱風概述

本年內之颱風 1 月即已發生，至 12 月始結束，可說是發生得早，也結束得遲。雖然如此，上半年相

年 2. 1947來北太平洋西部各月颱風次數統計表

Table 2. Summary of typhoon occurrence in North Pacific since 1947.

年 度	1 月			2 月			3 月			4 月			5 月			6 月			7 月			8 月			9 月			10 月			11 月			12 月			全 年		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	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	2	2	1	4	2	0	6	4	1	3	3	0	1	1	0	22	14	4
1948	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	3	1	0	4	1	1	8	2	0	6	4	2	6	1	0	4	2	0	2	1	0	35	14	3
1949	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	6	2	1	3	2	0	5	3	2	3	1	1	3	1	0	2	1	0	24	11	4
1950	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	1	0	2	1	1	5	1	0	18*	2	0	6	4	0	3	2	1	3	1	1	4	1	0	44	13	3
1951	0	0	0	1	0	0	1	0	0	2	1	0	1	0	0	1	1	0	3	1	0	3	2	1	2	2	1	4	3	1	1	1	0	2	2	0	21	13	3
1952	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1	3	1	1	5	2	0	3	3	1	6	5	0	3	3	2	4	3	0	27	20	5
1953	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	1	1	1	6	5	2	4	1	1	4	4	0	3	1	0	1	1	0	23	16	5
1954	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0	5	3	1	5	5	1	4	3	0	3	3	2	1	0	0	21	16	4
1955	1	1	0	1	0	0	1	1	0	1	1	0	0	0	0	2	1	0	7	5	0	7	3	1	3	3	0	3	2	0	1	1	0	1	1	0	28	19	1
1956	0	0	0	0	0	0	1	1	1	2	1	1	0	0	0	1	0	0	2	2	0	5	4	1	6	5	3	1	1	0	5**	5	0	1	1	0	24	20	5
1957	2	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	1	1	1	0	4	2	0	5	5	1	4	3	0	3	3	0	0	0	0	22	13	2
1958	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	1	0	3	2	0	7	6	1	5	3	1	5	3	1	3	3	0	2	2	0	2	0	0	31	21	3
1959	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1	6	4	3	4	3	1	4	3	1	2	2	1	2	2	0	23	16	7
1960	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	3	3	1	3	2	1	9	8	3	4	0	0	4	4	0	1	1	0	1	1	0	27	21	6
1961	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3	2	1	3	1	0	5	3	1	3	3	2	7	5	2	4	3	0	1	1	0	1	1	0	29	20	6
1962	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	0	0	0	5	4	1	8	8	2	3	2	1	5	4	1	3	3	0	2	0	0	29	24	5
1963	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	4	3	0	4	3	1	3	3	0	5	4	1	4	4	0	0	0	0	3	1	0	24	19	2
1964	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	2	2	0	7	6	0	6	3	0	7	5	0	6	3	0	6	3	0	1	1	0	37	25	0
1965	2	0	0	2	0	0	1	0	0	1	0	0	2	2	1	3	2	1	5	4	1	7	4	1	6	3	0	2	2	0	2	1	0	1	0	0	34	18	3
1966	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	1	1	0	5	3	0	8	6	1	7	4	2	3	2	0	2	0	0	1	1	0	30	20	4
1967	1	0	0	0	0	0	2	1	0	1	1	0	1	0	0	1	1	0	6	5	1	8	4	1	7	4	0	4	3	1	3	3	1	1	0	0	35	22	4
1968	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	0	3	2	1	8	6	0	3	3	2	6	5	0	4	4	0	0	0	0	27	23	3
1969	1	1	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1	4	3	1	3	3	1	3	3	1	2	1	0	1	0	0	19	15	4
1970	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	3	0	0	6	4	0	5	2	1	5	4	0	4	1	0	0	0	0	26	13	1
1971	1	0	0	0	0	0	1	0	0	3	3	0	4	1	0	2	2	0	8	6	0	4	3	0	6	5	2	4	3	0	2	1	0	0	0	0	35	24	4
總 數	12	4	0	7	2	0	11	4	0	21	15	2	29	21	3	42	30	7	102	91	14	151	91	22	121	83	26	111	75	8	66	47	7	35	19	0	698	450	91
平 均	0.5	0.2	0	0.3	0.1	0	0.4	0.2	0	0.9	0.6	0.1	1.2	0.9	0.1	1.8	1.2	0.3	4.2	3.8	0.6	6.3	3.8	0.9	5.0	3.5	1.1	4.6	3.1	0.3	2.7	0.9	0.3	1.5	0.8	0	29.1	18.8	3.8
1972	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	3	1	0	5	5	0	5	3	1	5	4	0	5	4	0	2	2	0	3	2	0	30	23	1

註：I. 為輕度級及以上之颱風次數（亦即包含「熱帶風暴」在內，中心最大風速在每秒 17 公尺級以上者）。

II. 為中度級及以上之颱風次數（亦即正式達於颱風強度，中心最大風速在每秒 32 公尺級以上者）。

III. 為颱風（包括輕度）侵襲之次數（中心登陸或風暴侵襲臺灣而有災情而）。

* 此 18 次均為小型之輕度颱風，為時短暫。其中有名稱者僅 4 次，此 4 次可能抵達颱風強度。惟根據美軍之統計資料（參閱 U. S. -Asian. Militaryweather Symposium, 1960）該月正式達颱風強度者 2 次，故此為據。詳細情形可參閱本局專項研究報告第 85 號。

** 過去本局為 4 次，今根據美軍資料（同上）及颱風名稱英文字母次序更正為 5 次。

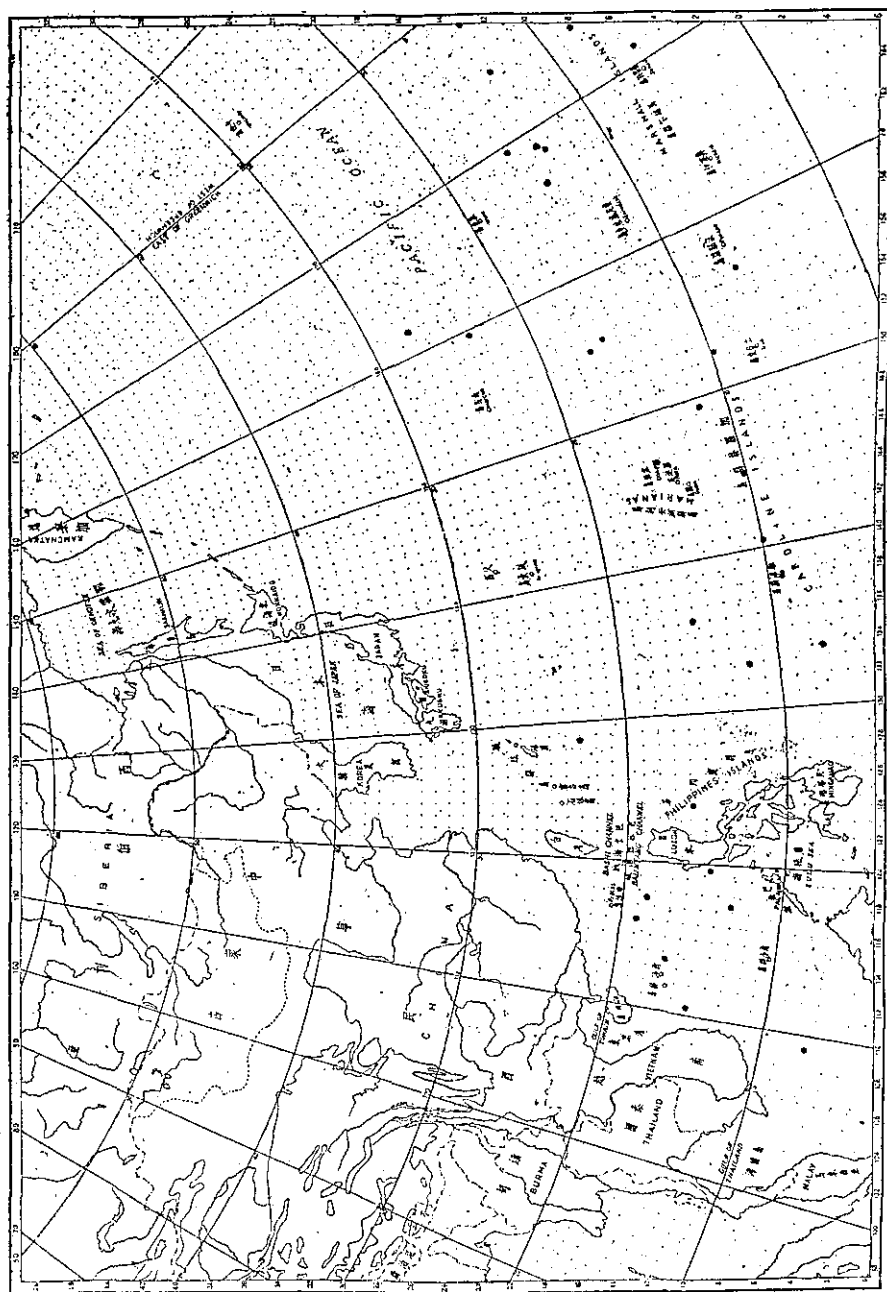


圖2. 1972年西太平洋上熱帶風暴初生地點之分佈
Fig. 2. The positions of tropical storm first appeared on synoptic chart in 1972

當寧靜，颱風次數低於正常值，僅1月及5月各發生1次，6月份有3次其餘各月份均未發生。下半年則相當活躍，7月至10月每月均發生5次颱風，11月有2次，12月有3次，僅8月低於過去25年之平均值，9月等於平均值，其餘月份均高於過去平均值，茲將各月份颱風之活動情形分述如下：

(一)一月 範圍寬廣之變性大陸冷氣團本月3日出海，4月抵達日本南方海面，由於此變性氣團迴流之影響，造成強大之擾動，因此，4日晚20時在雅浦島

東方海面上形成一熱帶性低氣壓，醞釀約30小時，6日晨8時發展為輕度颱風，是為為年內第1號颱風，命名為「克蒂」(Kit)，24小時後增強為中度颱風，中心最大風速為48m/s，中心最低氣壓為945毫巴，6小時後(即7日晚20時)達到極盛時期，中心附近最大風速增強至63m/s，中心最低氣壓降至930毫巴，8日晨2時登陸菲島後受地形影響威力減弱為中度颱風，當天下午14時威力再度減弱而成為輕度颱風，9日此輕度颱風轉向東北，強度繼續

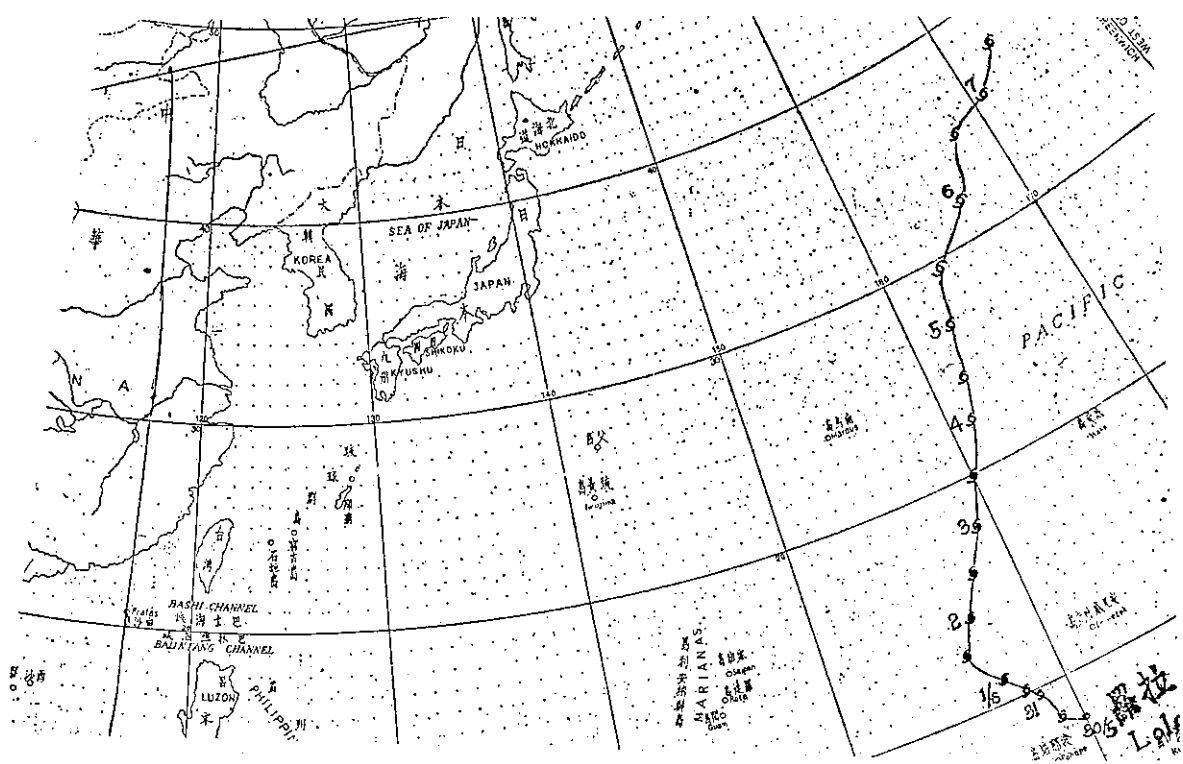


圖 4. 61 年 5 月份颱風路徑圖

Fig. 4. Typhoon track in May, 1972

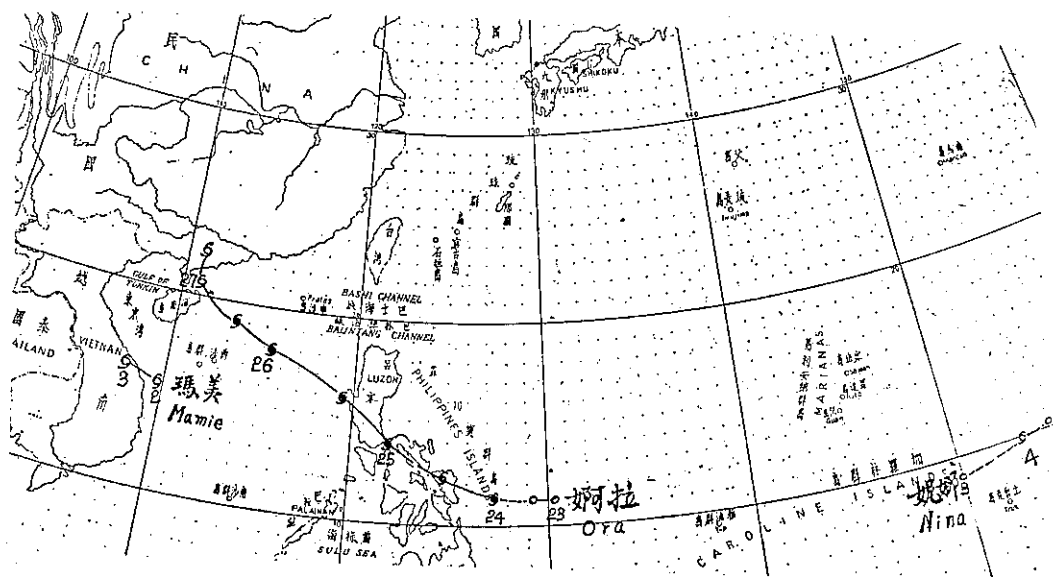


圖 5. 61 年 6 月份颱風路徑圖

Fig. 5. Typhoon tracks in June, 1972

嫺拉(ora)颱風為本月內歷時最久且唯一達到颱風強度者，自發生至消失約 5 天。嫺拉颱風 23 日發生於非島東方海面上。當生成之初，中國大陸大部

份為低壓所盤據，副熱帶高壓甚強，雖然華南地區有波動生成，但因嫺拉颱風所在緯度甚低，而鋒面位置過高，未能發揮其誘導作用，完全受到副熱帶高壓之

影響，向西北西穩定進行。根據飛機偵察報告，此風暴於 24 日晨 6 時 12 分增強達中度颱風，斯時中心最大風速為 40m/s，中心最低氣壓 973 毫巴，為本颱風之極盛時期，移行速度亦逐漸增大，此颱風於 24 日下午 17 時左右登陸菲島，出海後繼續向西北西至西北進行，27 日晨 8 時左右登陸廣東東南岸，隨後威力減弱而成為熱帶風暴，此後勢力減弱在廣東境內變成普通低壓，併入華南低壓而向東北移動。本月份之颱風路徑見圖 5。

閏七月本月份之熱帶紛擾相當活躍，到達颱風強度者有 5 次之多，高出過去 25 年平均值 4.2，其生命史之久，路徑之特別亦為以往所罕見，7、8、9 日三天內竟產生 4 個颱風，有如雨後春筍，其路徑亦非常有趣，其中費莉絲，莉泰及莉絲颱風之初期均大致相同西北西彼此近似平行，中期至末期受「藤原效應」而旋轉。另一中度颱風蘇珊之路徑亦不穩定，此四個颱風幾乎同時產生於不同地區，另一在月底產生之衛歐拉颱風，其路徑亦很奇特。本月份到達強烈颱風者有費莉絲，莉泰和蒂絲三個，其餘蘇珊及衛歐拉為中度颱風，其生命史莉泰約 20 天，蒂絲約 16 天，費莉絲為 10 天，蘇珊約 7 天，衛歐拉約 4 天。其中蘇珊因在臺灣海峽內而莉泰則範圍廣大，均有威脅本省之可能，因此本局曾先後發佈海上陸上颱風警報。茲將各號颱風分述如下：

費莉絲 (Phyllis) 颱風為本月 6 日在加羅林羣島東南方海面上之熱帶性低氣壓發展而成，由於當時東風擾動甚強並配合中層溫度場，氣壓乃下降，風速則增強，7 日晨到達輕度颱風，此風暴發生之初因在副熱帶高壓之西南方，因此受其影響而向西至西北進行。至 10 日晨 8 時左右增強達中度颱風強度，中心最大風速增至 40m/s，中心最低氣壓降至 970 毫巴，11 日晨 2 時風速達 60m/s，中心氣壓 940 毫巴，為本颱風之最盛時期，此後逐漸衰退，11 日晚上 20 時風力已減弱為 45m/s，中心氣壓增至 970 毫巴，但維持中度颱風之時間甚久，直至 15 日下午登陸日本本洲威力始減弱，出海後消失，費莉絲颱風自生成至消失共歷時約 10 天。此颱風之運行完全受副熱帶高壓所控制，雖然在其北方有鋒面存在，但距離甚遠故而不發生誘導作用，加以西方有一強大之莉泰颱風，乃繼續向西進行。

莉泰 (Rita) 為本年內歷時最久 (約 20 天) 且路徑最奇特之颱風，曾在菲島東北方兩度旋轉，在石

垣島東北方再度迴轉後再向西北進行，此一颱風實包含西進與轉向颱風之雙重身份，可為特殊路徑之典範。

莉泰颱風於費莉絲颱風生成之前即在費莉絲颱風之西方海面上，亦即在加羅林羣島經過長期孕育而成，在地面圖及中層天氣圖上皆可看出有低壓環流之存在，惟至 7 日上午 8 時始正式報告，當時中心附近最大風速為 15m/s，中心氣壓 1006 毫巴，6 小時後根據衛星雲圖判斷，此熱帶低壓熱帶風暴強度，風速已增至 23m/s，定名為「莉泰」(Rita)，根據 7 日下午 18 時之飛機報告，莉泰颱風中心附近最大風速已達 25m/s，中心最低氣壓降至 994 毫巴，此後不斷增強，8 日上午 11 時 11 分已達中度颱風，莉泰生成之初向西進行至達颱風強度時改向西北西，至 9 日上午 2 時，由於已進至副熱帶高壓之西南邊緣，受東南氣流之影響而向西北進行，當天 8 時已發展成為強烈颱風，當時中心附近最大風速為 55m/s，最低氣壓 950 毫巴，根據 10 日晨 6 時 5 分之飛機偵察報告，此颱風中心風速已增至 70m/s，中心氣壓降至 930 毫巴，是為最盛時期之開始，至 11 日晚上 23 時起莉泰颱風首次在菲島東北海面上旋轉，速度甚慢有近似滯留之跡象，持續約有 21 小時之久，然後向東北至北北東進行，12 日上午 8 時起，此颱風已逐漸步入衰老期，14 日上午威力已減弱至中度颱風，15 日上午再度逆轉，持續約 30 小時之久，此後向北進行。莉泰因一再旋轉，威力乃減弱，但尚保持中度颱風之強度，中心最大風速尚在 35m/s 左右，19 日起莉泰颱風轉為向西北西進行，21 日受另一颱風蒂絲向西北西進行之影響，乃產生「藤原效應」，蒂絲颱風繼續向西北進行，而莉泰颱風則第三度逆轉，為時計 6 天，25 日後再恢復原來之路徑向北北西進行，至 26 日晨 2 時此颱風已減弱為輕度颱風，27 日 2 時登陸我國華北海岸而變成普通低壓，歷時達 20 天之久。

莉泰颱風因 21 日在石垣島東北方逆轉，有威脅本省形勢，因此本局於 7 月 22 日上午 11 時發佈海上颱風警報，當天下午 15 時 20 分發佈第一次陸上颱風警報，至 24 日 10 時 20 分發佈解除警報時間約兩天。

雖然莉泰颱風未直接侵襲本省，但以勢力猛烈，攜帶深厚之西南氣流，南部地區雨勢頗急，以致山洪爆發，造成相當災害。

蘇珊 (Susan) 颱風之發生時間近乎與莉泰颱風

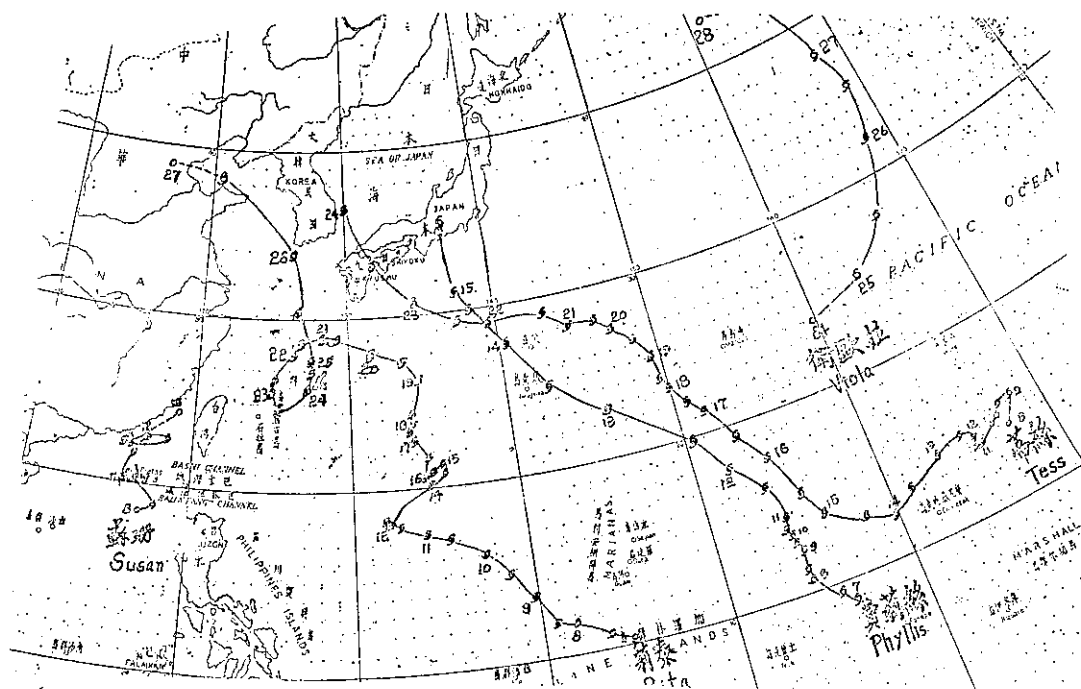


圖 6. 61 年 7 月份颱風路徑圖

Fig. 6. Typhoon tracks in July, 1972

及費莉絲颱風相同，在非島西方附近海面上，最初為了一熱帶性低氣壓，至 8 日下午 14 時此低壓已成熟為熱帶風暴，是為本年度第 8 號颱風，命名為蘇珊颱風，此颱風於 10 日晚上 20 時增強為中度颱風，在南海徘徊，呈滯留狀態，12 日上午 2 時減弱為輕度颱風，至 14 日下午 14 時減弱為熱帶低壓，最後消失在福建東部海岸。

蘇珊颱風之路徑難以捉摸，來勢突然，因在南海，有直逼臺灣海峽之趨勢，本局乃於 7 月 11 日 14 時 10 分發佈第一號海上颱風警報，呼籲本省南部地區注意豪雨海水倒灌，11 日晚上發佈陸上颱風警報，至 13 日上午 10 時 40 分發佈解除警報，歷時 3 天。

8 日在馬紹爾羣島之北方又有一熱帶低氣壓生成，此熱帶性低氣壓在海面上經過長期醞釀，11 日早上 2 時發展成為輕度颱風，是為蒂絲 (Tess)，蒂絲颱風生成之初向西北緩慢進行，當天晚上 20 時左右曾一度呈滯留狀態，約 12 小時後再向西進行，至 13 日晨 2 時達到中度颱風強度，14 日晚上 20 時蒂絲已達強烈颱風，16 日晨到達最盛時期，當時中心最大風速達 63m/s，中心最低氣壓為 940 毫巴，18 日下午 14 時減弱至中度颱風，23 日晚上登陸日本九州，威力一再減弱，出海後即變成溫帶氣旋，歷

時共約 16 天。

蒂絲為本月內路徑最規則之颱風，雖然發生之初曾一度呈滯留狀態，及至成熟後即受到熱帶高壓之導引，向西至西北進行，登陸日本出海後轉向北北西進行，當時因已位於北緯 34 度左右，副熱帶高壓乃失去導引作用。

蒂絲颱風消失後，在南島島東方海面上又出現一熱帶性低氣壓，而此低氣壓之發生緯度甚高（約北緯 24 度）經過短短 6 小時之孕育，已於 25 日 2 時達輕度颱風，命名為衛歐拉 (Viola)，為本月份最後一個颱風，亦是生命最短暫者。25 日晚上 20 時達中度颱風強度，然在 26 日下午 14 時已減弱成輕度颱風，28 日晨 8 時消失在日本東方海面，其路徑為向亞洲大陸內彎弧形曲線。

衛歐拉颱風發生之初，當時副熱帶高壓已在中高緯度減弱，中緯度有一完整鋒系，副熱帶高壓之導引作用已不甚有利，衛歐拉生成之初乃受此鋒面誘導而向東北迅速進行，時速達每時 30 哩。當此颱風移入較高緯度時受副熱帶高壓影響，由北轉為北北西至西北進行，此時已在 27 日晨 8 時左右，最後成為向西進行，路徑亦為少見。7 月份之路徑見圖 6。

(四)八月 本月內颱風活動亦相當活躍，月初即有溫妮 (Winnie) 颱風和艾麗絲 (Alice) 颱風生成

，雖然溫妮颱風範圍小，強度弱，可是掠過本省北部海面，本局也發佈海上颱風警報，呼籲本省北部海面船隻應注意。

溫妮颱風為7月31日下午14時出現硫磺島南方海面上之熱帶性低氣壓，直至8月1日上午2時左右才發展成為輕度颱風，因此也成為本月份颱風之一。溫妮颱風因受副熱帶高壓影響向西北西移動，1日晨5時之中心位置在北緯25.2度，東經125.1度，雖然當時最大風速僅18m/s，暴風半徑60公里，但却以每小時26公里之速度向本省北部海面逼進，有掠過本省北部海面之可能，因此本局於當天上午8時即發佈第一號海上警報，由於溫妮颱風之範圍小，強度弱，2日晚上由馬祖北方登陸，登陸後即削弱成為普通低壓，其生命歷時約38小時。本局於2日早上時發佈解除警報，警報時間約22小時。

溫妮颱風發展之同時，在安尼威克吐島之西北方海面上另有一熱帶性低氣壓醞釀，根據1日上午10時20分之飛機偵察報告，此熱帶性低氣壓已發展成為輕度颱風，當時之中心附近最大風速為23m/s，命名為艾麗絲(Alice)颱風，是本年內第12號颱風，艾麗絲颱風生成之初受太平洋副熱帶高壓之影響

，向西北進行，至2日下午14時達中度颱風，8日14時為最盛時期，其時中心最大風速為45m/s，中心最低氣壓965毫巴。暴風半徑250公里。由於艾麗絲颱風之西方有一鋒面逼近，副熱氣高壓強度減弱，艾麗絲颱風受此鋒面影響，7日晨2時轉為北北西，6小時後即轉為北北東進行，並減弱為輕度颱風，於10日消失於堪察加東南方海面，歷時約10天。

8月9日在關島東南東方海面，即北緯11.8度，東經149.5度醞釀一熱帶性低氣壓，向西北進行，10日時2發展輕度颱風，即本年內第13次颱風，命名為貝蒂(Betty)颱風，繼續向西北進行，並於當晚20時抵達關島北方海面時威力加強，發展為中度颱風(中心最大風速33m/s)，此後向西北西進行。此颱風於12日上午抵達硫磺島南方海面時，因受太平洋副熱帶高壓西伸之影響，轉西進行。13日上午貝蒂颱風中心最大風速再增強至53m/s，已成為強烈颱風，暴風半徑擴展至400公里，繼續向西進行。14日20時根據各項資料研判結果將對本省各海面有嚴重威脅，本局於當晚21時30分發佈海上颱風警報。翌日(15)8時此颱風逐漸接近本省東北部海面，對本省陸上構成威脅，本局乃發佈海上陸上警報。17

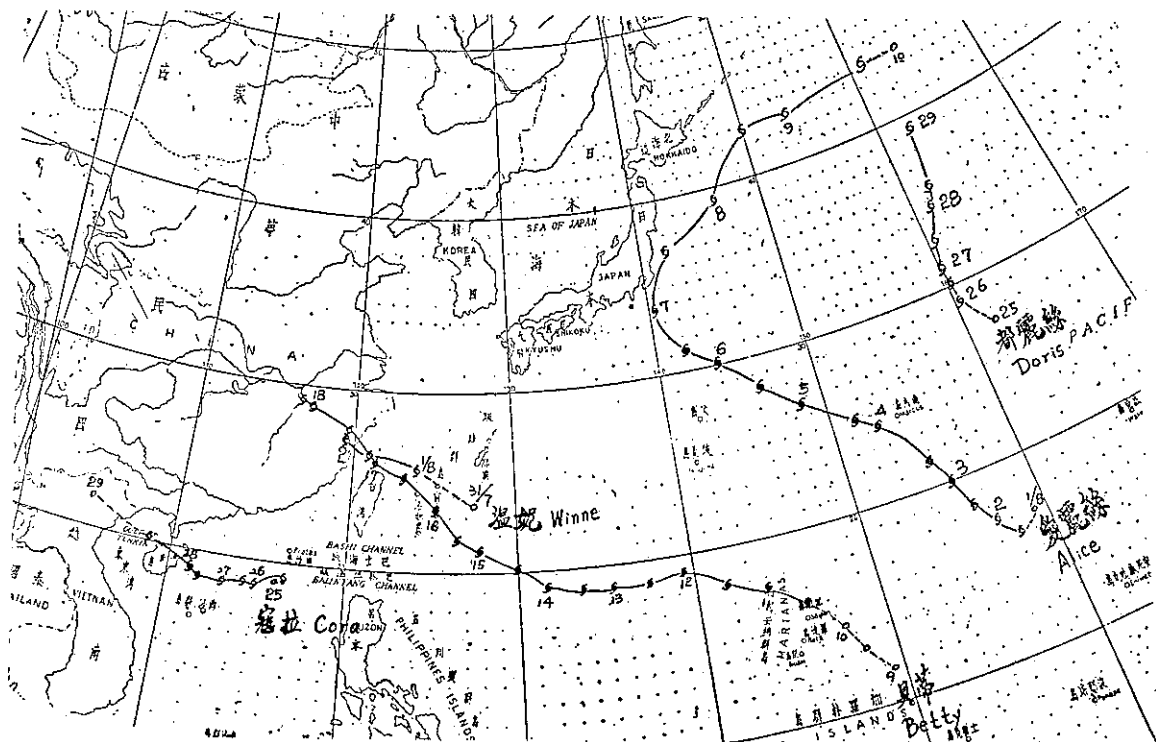


圖 7. 61 年 8 月份颱風路徑圖

Fig. 7. Typhoon tracks in August, 1972

日颱風威力減弱，暴風半徑縮小，由馬祖北方進入大陸，逐漸遠離本省無影響。本局當天下午 14 時 30 分發佈解除海上陸上颱風警報。貝蒂颱風為本年內唯一侵臺颱風，是屬西北颱之一，所造成之災害甚鉅。詳見該侵臺颱風調查報告。

貝蒂颱風消失後一星期，東沙島南方海面及誕生一熱帶性低氣壓，其時為 25 日晨 8 時，生成時向西進行，12 小時後此熱帶性低氣壓已醞釀成輕度颱風，是為寇拉 (Cora) 颱風，其中心位置在北緯 19.2 度，東經 116.5 度，因受副熱帶高壓之影響，向西進行，27 日下午 14 時發展成中度颱風，當時中心最大風速為 33m/s，向西至西北西緩慢移動，28 日 14 時登陸海南島，減弱而成輕度颱風，穿越海南島後向西北西加速進行，29 日晨登陸越南北部減弱成普通低壓，為時約 4 天。

25 日晚間南島島東北方海面之北緯 27.3 度，東經 162.0 度，附近醞釀一熱帶性低氣壓，向西北進行，至 26 日晨 8 時發展成輕度颱風，是為都麗絲 (Doris)，因位在副熱帶高壓之西南邊緣，受東南氣流導引，因此向西北進行，至 26 日轉為北北西進行，27 日轉為向北，當時在其西方有一潛深低壓向東移動，都麗絲颱風受其影響，至 28 日向北北東進行，29 日消失於海面上，歷時約 5 天。8 月份路徑見圖 7。

(六)九月 艾爾西 (Elise) 颱風為本月份第一個颱風，雖為 8 月 31 日發生於呂宋島西方海面，受副熱帶高壓之影響，而向西北西進行，但至 9 月 1 日上午 6 時 25 分才發展成為輕度颱風，故特列為本月份發生之颱風，向西北西進行，至 1 日 11 時 13 分達中度颱風程度，繼續向西北西至西進行，4 日登陸越南而減弱成普通低壓，

據本月 11 日上午 6 時 18 分之飛機偵察報告獲知菲島西方海面上北緯 14.4 度，東經 119.9 度處有一熱帶性低氣壓醞釀，向西至西北西進行，12 日上午發展成輕度颱風，是為芙勞西 (Flossie) 颱風，由於受到副熱帶高壓之影響，向西北西至西進行，至 14 日下午 14 時威力增加而發展成為中度颱風 (中心最大風速 33m/s)，繼續向西緩慢進行，16 日晨登陸越南中部，威力減弱成輕度颱風，由於受地形影響，威力再度減弱而成普通低壓，歷時僅 1 天半而已。

12 日菲島東方海面上又醞釀一熱帶性低氣壓，當天下午 14 時根據飛機偵察報告，此低壓已發展成為輕度颱風，命名為葛瑞絲 (Grace) 颱風，向西進行

，13 日在其東方另有一海倫颱風發生，海倫向西北進行，兩者呈「藤原效應」，海倫繼續向西北進行，而葛瑞絲却向東南進行，於 14 日下午 14 時消失，為本月份壽命最短一個風暴，歷時僅 1 天。

13 日雅浦島北方海面上一熱帶性低氣壓，此低壓發展甚快，根據飛機報告，當天 11 時即發展成輕度颱風，中心附近最大風速為 30m/s，中心最低氣壓為 991 毫巴，命名為海倫 (Hellen) 颱風，因位於副熱帶高壓之西南邊緣，受其影響而向西北進行，海倫颱風於當天 (13) 下午 17 時 14 分之飛機報告中獲知已達中度颱風，繼續向西北進行。15 日在海倫颱風北方有一鋒面且海倫位於副熱帶高壓之西南邊緣，在此雙重影響之下乃迅速轉為北至北北東進行，16 日晚上登陸日本本洲，因受地形影響，威力減弱為輕度颱風，繼續向北北東進行，出海後沿日本海向北北東進至，至 19 日成為普通而結束其生命過程，為時約一週。

13 日 20 時 (12Z) 500 毫巴高空圖上，我國東北有西風分支現象出現，14 日即有「割離低壓」(Cut-off low) 生成，成為一種明顯之阻塞型，主槽由此低壓中心向西南延伸而誘導海倫颱風轉向。

當海倫颱風接近尾聲時，另有一熱帶性低氣壓在馬利亞安納島東北方海面醞釀，其時為本月 17 日，根據 18 日早上 5 時 30 分之飛機偵察報告，此低壓已發展成輕度颱風，是為艾達 (Ida) 颱風，起初艾達颱風成滯留狀態，18 日下午 14 時向東南移動，自 19 日 5 時 20 分之飛機偵察報告，獲知艾達颱風已在此時發展成中度颱風 (中心最大風速為 40m/s，中心最低氣壓為 969 毫巴)，向東緩慢進行，亦有數小時呈滯留狀態，當時 20 時轉向西北西進行，21 日晚 20 時轉為西北進行，22 日下午 14 時發展成強烈颱風 (中心最大風速 53m/s，中心氣壓 930 毫巴) 是為艾達颱風之極盛期，23 日轉了向北進行。此後轉為北北東至東北東進行，25 日轉為東至東南東進行，由於轉向而威力減弱成為中度颱風。26 日再減弱為輕度颱風，最後消失於堪察加半島東南方海面上，歷時約 10 天。

檢視 17 日 20 時 (12Z) 500 毫巴高空圖，我國東北有一阻塞高壓，此高壓已在 18 日 12 Z 消失，17 日 500 毫巴主槽由日本西方海面向西南延伸至臺灣東北部海面，由於阻塞高壓之崩潰而減弱副熱帶高壓之程度，並加深 500 毫巴之主槽，艾達颱風初期受太平洋高壓影響向西北西進行，後來因阻塞現象之潰

，退減弱高壓強度，加深空主槽，艾達颱風受其影響而成為轉向颱風。本月份的颱風路徑見圖 8。

(七)十月 本月份共發生 5 次颱風，有 3 次強烈，1 次中度，1 次輕度，本月份發生颱風之特點除勞娜 (Lorna) 為西進颱風外，其餘均為轉向颱風，且除勞娜颱風登陸外，其他都消失在太平洋洋面上。構成轉向之主要原因，一為受鋒面接近影響，另一為阻塞現象潰退後加深主槽之強度，或為兩者共同影響，茲將本月份所發生之颱風概述如下：

凱西 (Kathy) 颱風為 9 月 28 日醞釀於馬紹爾羣島東方海面上之熱帶性低氣壓發展而成，以其延至 10 月 1 日上午 7 時左右始發展成為輕度颱風，因此特列為本月份所生成之颱風，生成之初受太平洋高壓之影響向西北西進行，至 5 日受西方逼近之鋒面影響，同時 500 毫巴高空圖上 3 日 20 時 (12Z) 有阻塞高壓崩潰，加深大陸東南沿海之主槽，而導引凱西颱風之轉向，乃成為轉向颱風，直至 7 日消失於日本東方海面，歷時約 7 日。

根據本月 1 日 11 時 8 分飛機偵察報告，菲島西方海面北緯 17.1 度，東經 114.4 度處已有一由熱帶低壓發展而成之輕度颱風，是為勞娜 (Lorna) 颱風

，當時大陸為西伯利亞高壓所盤據，日本東方海面有一潛深低氣壓，700 毫巴之太平洋副熱帶高壓西伸，勞娜受此西伸高壓之影響，向西北西移動，1 日晚 20 時發生成為中度颱風，繼續向西北西進行，3 日晨登陸越南減弱為輕度颱風，消失於越南境內，歷時約 2 天。

梅瑞 (Marie) 颱風為本月 5 日發生於馬紹爾羣島北方海面上之熱帶性低氣壓孕育而成，此低壓於 6 日 8 時左右發展成為輕度颱風，受太平洋面變性氣團之影響向西至西北西進行。6 日，此東進之變性氣團併入太平洋高壓而加強此高壓之強度，繼續導引梅瑞颱風向西北西至西北進行，10 日下午受鋒面影響轉向為北至北北東進行，13 日併入一東進低壓，結束了其生命過程，歷時約 9 天。

16 日馬紹爾羣島北方海面上有一熱帶性低氣壓醞釀，此低壓 16 日晚發展成為輕度颱風，是為南施 (Nancy)，此颱風受副熱帶高壓之影響向西北西進行，17 日晨 5 時 30 分左右威力加強而成為中度颱風 (中心最大風速為 40m/s)，16 日 20 時 (12Z) 堪察加半島之西方，在 500 毫巴高空圖上發現有阻塞現象存在，18 日 8 時此阻塞高壓崩潰，加深其割離

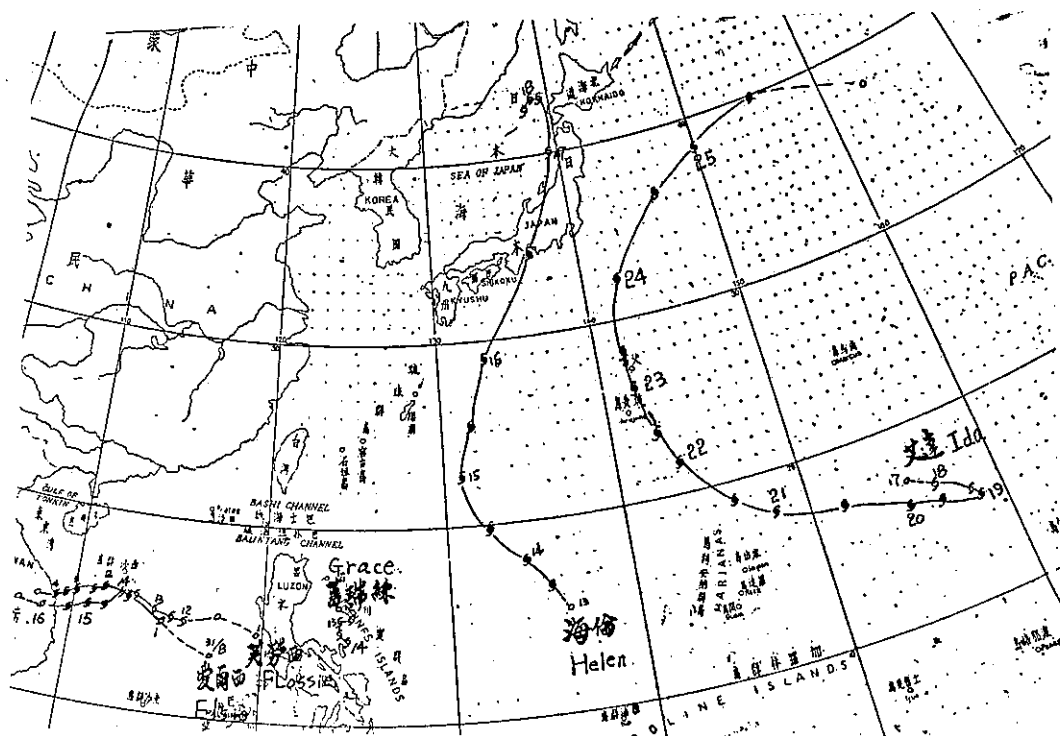


圖 8. 61 年 9 月份颱風路徑圖

Fig. 8. Typhoon tracks in September, 1972

低壓所延伸之槽線而導引南施颱風轉向，同時地面圖上亦有鋒面存在，兩者配合之下，使此颱風變成轉向颱風，由於轉向之結果，南施颱風之能量減少，20日晨8時威力減弱成中度颱風，22日減弱為輕度颱風，23日消失於南島島東北方海面，歷時約8天。

21日，馬紹爾羣島附近北緯8度，東經174度有一熱帶性低氣壓發展，此低壓加深甚速，22日晨8時之飛機偵察報告證，知此低壓已成為中度颱風，命名為歐加（Olga）颱風，為本月份最後一個颱風，

初受500毫巴副熱帶高壓西伸影響，向西至西北西進行，48小時後（即26日8時）再加強為中度颱風，27日下午14時發展成為強烈颱風（中心附近最大風速每秒55公尺，中心最低氣壓為945毫巴，暴風半徑擴展至400公里），此時在日本南方海面有一鋒面向東移動，28日受其影響而轉向北至北北東進行，29日2時威力減弱為中度颱風，30日併入低壓而直趨阿留申羣島，其生命史約10天。本月份之路徑見圖9。

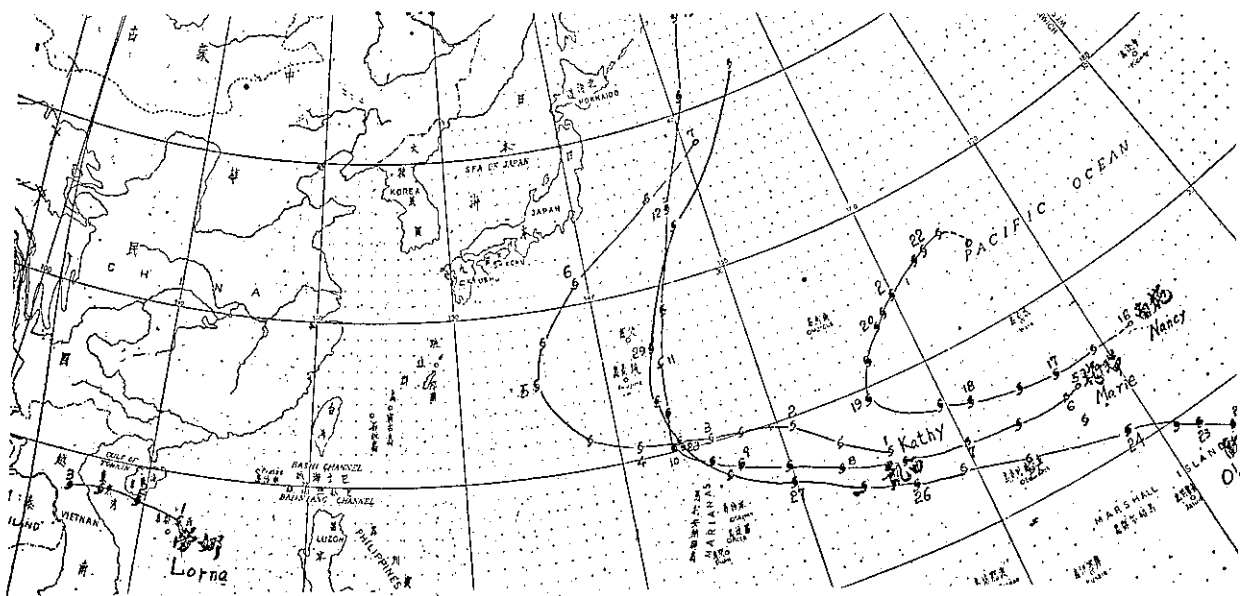


圖 9. 61 年 10 月份颱風路徑圖
Fig. 9. The typhoon tracks in October, 1972

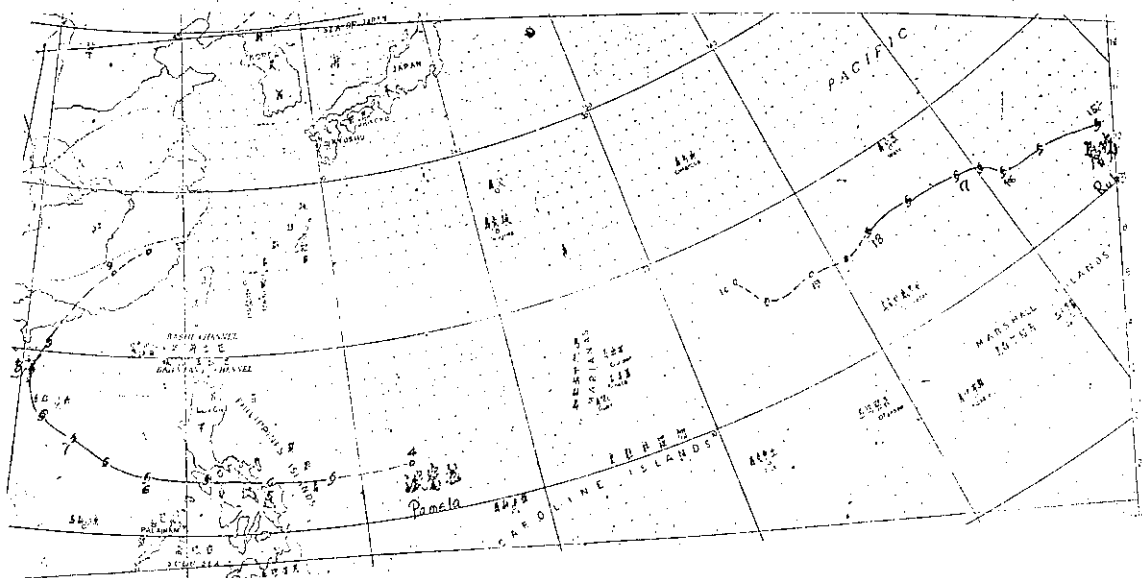


圖 10. 61 年 11 月份颱風路徑圖
Fig. 10. The typhoon tracks in November, 1972

十一月 4 日 8 時左右在雅浦島西北方海面，即北緯 13 度，東經 133 度有一熱帶性低氣壓向西進行，當天 12 時 10 分之飛機偵察報告，證知此低壓已發展成輕度颱風，是為波密拉 (Pamela) 颱風，受副熱帶高壓影響，向西北西進行，5 日早上登陸菲島。當時波密拉已發展至中度颱風 (中心最大風速為 35m/s)，繼續向西北西進行，7 日晚上 20 時，威力再度加強，發展成為強烈颱風 (中心最大風速為 55m/s，中心氣壓為 940 毫巴，暴風半徑擴展為 300 公里) 是為最盛期，此後波密拉轉向東北進行，8 日上午登陸海南島，由於受地形影響威力減弱，8 日早上 8 時左右變成中度颱風，暴風半徑縮小，當天晚上登陸大陸，威力再度減弱，9 日晨 2 時成為輕度颱風，不久即減弱為普通低壓併入華南低壓而向東北移動，其生命史約 6 天。

魯碧 (Ruby) 颱風為本月份最後一個颱風，也就本年內最靠東方之颱風，其發生位置在北緯 11.9 度，東經 179.8 度，根據 14 日 12 時 43 分之飛機偵察報告，魯碧颱風中心風速已達 35ms，列為中度颱風，中心最低氣壓 945 毫巴，是為魯碧颱風之最盛期，繼續向西北西進行，此後緩慢進行，17 日 14 時減為中度颱風，暴風半徑縮小向西進行，18 日 14 時威力再度減弱成為輕度颱風，繼續西進，當天晚上 20 時已成為熱帶低壓繼續向西進行，於 20 日消失於馬利安那羣島東方海面上，為時約一週。本月份颱風路徑見圖 10。

十二月 本月份共發生 3 次颱風，2 次屬中度颱風，1 次為強烈颱風，本月內所發生之颱風次數道高

於過去 25 年之本月份平均值 (1.5)。3 次均為西進颱風，其中兩次登陸內陸而消失，另一次則消失於馬紹爾羣島之洋面上。

沙莉 (Sally) 颱風為本月 1 日 9 時 50 分左右誕生在越南南方海面上，中心在北緯 7.1 度，東經 109.6 度，向西北進行，為本年內最靠西方同時也最南方之一颱風，沙莉颱風於 2 日上午 2 時發展成中度颱風 (中心最大風速為 32m/s) 向西北進行，4 日晚進入泰國灣而威力減弱成為輕度颱風，5 日 11 時 50 分，飛機偵察報告獲知沙莉已變成熱帶低壓，其生命歷時約 4 天。

2 日早上 6 時 24 分之飛機偵察報告，發現在雅浦島西南方海面上之北緯 7.3 度，東經 134.1 度有一熱帶性低氣壓向西進行，2 日 8 時發展成輕度颱風，命名為賽瑞絲 (Therese) 颱風，向西至西北西進行，至 3 日 8 時增強為中度颱風 (中心附近最大風速為 40m/s) 繼續向西至西北西進行，3 日中午左右登陸菲島，南部民答那峽島，因受地形影響當天晚上 20 時左右威力減弱成為輕度颱風，仍向西北西進行，進入蘇祿海後向西北方向移動，5 日 17 時 22 分之偵察報告中，知賽瑞絲呈滯留狀態，6 日 2 時再度發展而成中度颱風，仍呈滯留狀態，至 7 日晨 1 時 20 分再由飛機偵察報告中獲知此風暴已開始向西進行，7 日晚上 20 時威力加強而成為強烈颱風，8 日 14 時通過南沙羣島北方海面時，威力減弱成中度颱風仍向西北西進行，10 日早上 8 時左右登陸越南威力減弱，當天 14 時成為輕度颱風，20 時左右變成熱帶性低氣壓，結束其生命過程，生命期約旬日。

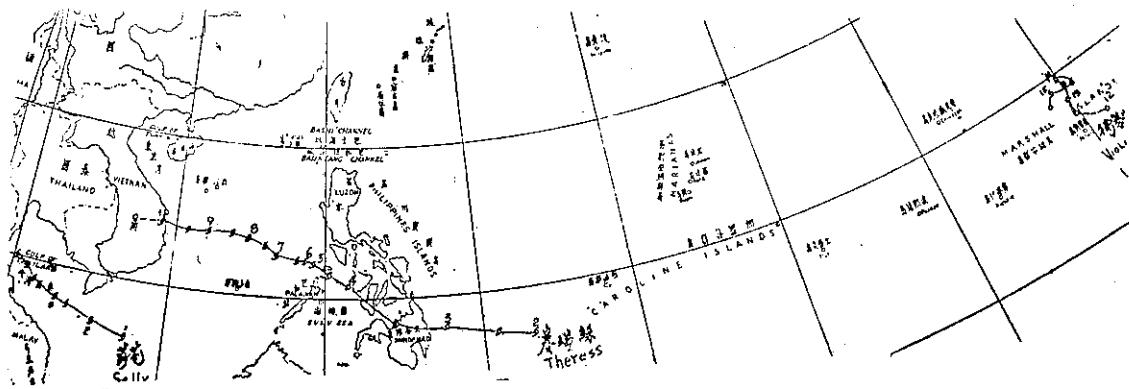


圖 11. 61 年 12 月份颱風路徑圖

Fig. 11. The typhoon tracks in December, 1972

12日馬紹爾羣島東方海面上有一熱帶性低氣壓醞釀，向西至西北西進行，13日14時發展成輕度颱風，為本年內最後一個颱風，命名為衛萊特（Violet），向北進行，14日晨8時至15日晨上2時呈滯留狀態，15日下午18時30分後衛萊特轉向西南西進行，16日晨2時左右消失在馬紹爾羣島附近海面上，歷時約3天。本月份之颱風路徑圖見圖11。

三、本年內發佈颱風警報情況

本年內本局發佈颱風警報4次，比去年少1次，其中8月份之溫妮僅發海上警報，故陸上警報共發3次，而實際上侵臺颱風則僅有1次即貝蒂颱風，另二次颱風蘇珊、莉泰則間接影響本省，警報時間維持最長為貝蒂颱風計有65小時，其次為蘇珊，有47小時30分，最短為溫妮颱風僅有22小時而已。

本年內所發佈之颱風警報有蘇珊、泰莉、溫莉及貝蒂等四個颱風，其中僅貝蒂被列為侵臺颱風，雖其中心於本省北部海面掠過，可是却為本省北部山區及石門流域帶來巨大雨量，再加上高潮阻止雨水排瀉，使其災害格外嚴重。其他蘇珊和莉泰颱風，雖然沒有直接襲臺，可是間接影響了本省南部沿海地區，由於帶來廣泛之西南氣流，觸發地形性豪雨，因山洪爆發而損失亦相當嚴重，故本局今年所發佈之颱風警報之準確率相當高。本局對於貝蒂颱風中心之預測，最小向量誤差為10公里，最大為240公里，平均誤差為96公里。關於風之預報，本局事先呼籲各界：本省北部各地最大風速將達10至12級，中南部地區將達8至10級，東部地區達7至9級，結果實際北部為10至11級，中南部為8至9級，東部地區為7至9級與預測完全符合。雨量之預報：北部平地預測150

至200公厘，實際為200公厘左右，北部及中部山區預測為400至600公厘，實際上陽明山為651.8公厘，石門流域為650公厘，阿里山為824.6公厘，與實際也非常接近。

侵臺颱風貝蒂第一次發佈陸上警報時間為8月15日9時30分，中心最接近本省間為8月17日2時，相隔時間約為40小時30分鐘。17m/s風最先出現為16日05時00分，地點在彭佳嶼，10mm/hr之雨量則在15日20時00分，地點在鞍部。

蘇珊颱風首先發佈陸上警報為7月11日22時，中心最接近本省之時間為7月12日8時，相隔時間約10時左右。17m/s風最先出現為7月12日4時10分，地點玉山，10/hr之雨量則在12日7時，地點大武。

莉泰颱風首次發佈陸上警報為7月22日15時20分，中心最接近本省之時間為7月23日14時，相隔時間約為12小時40分鐘，17m/s風最先出現為22日9時，地點彭佳嶼，10mm/hr之雨量為23日3時，地點鞍部。

溫妮颱風僅發海上颱風警報。

本年內發佈颱風警報計有4次，其中7月2次，8月2次，茲列成綱要表如表3。全部颱風之綱要表見表4。

四、本年內颱風災情概述

本年內因颱風造成之災情，雖不算嚴重，但也不能算輕，茲列成綱要表如表5。

五、本年內颱風之特點

綜上所示，本年內之颱風特性可概括為下列各點：

表3. 民國61年本局發佈颱風警報綱要表

Table 3. Summary of Typhoon warnings issued by the Central Weather Bureau during 1972.

次	強度	警報種類	颱風總號及名稱	發佈日期	解除日期	發佈號數	備註
1	中度	海上陸上	7208號 蘇珊 (Susan)	11/7 14時10分	13/7 10時40分	7	在日本本州南方海面向西南進行，在宮古島附近海面打轉後向西北進行。
2	中度	海上陸上	7207號 莉泰 (Rita)	22/7 11時00分	24/7 10時20分	9	
3	輕度	海上	7211號 溫妮 (Winnie)	1/8 08時00分	2/8 06時00分	4	
4	強烈	海上陸上	7213號 貝蒂 (Betty)	14/8 21時30分	17/8 14時30分	11	接近本省北部海面造成北部水災。

(一)本年內總次數爲 30 次，略高於過去 25 年之平均值，到達颱風強度（即中度颱風）者 23 次，高於過去 25 年之平均值，可見本年內之颱風較常年爲活躍。

(二)今年颱風 1-5 月不活躍，6 月份起開始活動，7、8、9、10 等四個月各發生 5 次颱風，平均高於正常值。

(三)本年內侵臺颱風 1 次，比過去 25 年之平均 3.8 次爲低，25 年來未受侵襲者僅民國 53 年，一次者爲 54 年，59 年和今年。

(四)本年內在西太平洋上誕生之颱風以馬利安納羣島以東爲最多，全年勢力最強者爲 7 月份之莉泰，中心附近最大風速達 70m/s，中心最低壓爲 910 毫巴。

(五)貝蒂颱風爲本年內唯一侵臺颱風，屬「西北颱」類，風雨受地形影響而增強乃造成重大災害。

(六)本年內颱風路徑大致爲西至西北西進行，有 15 次，轉向有 9 次，特殊路徑有 6 次，其中以莉泰之路徑爲最特殊。

附列本年內影響臺灣颱風之位置表如表 6。

表 5. 民國 61 年颱風災害綱要表
Table 5. Summary of typhoon damages in 1972

颱風名稱	人 口		房 屋		漁 船		其 他
	死 亡 (含失蹤)	受 傷	全 倒	半 倒	沉 沒 (含沖失)	損 壞	
莉 泰	3	1	187	140			於 7 月 22 日 19 時由於洪水和路鬆軟，在高雄與枋寮之間火車出軌。 鐵路損壞估計有新臺幣 291,660 元及臺灣北部及中南部地區由於山崩而交通中斷。
蘇 珊	4	0	18	8	1		
貝 蒂	18	9	223	132			

表 4. 民國六十一年北太平洋西部地區颱風網與

Table 4. Summaries of typhoon data within the area of North-Western Pacific during 1972.

月份	當月次序	本年編號 (西元)	颱風名稱	起迄時間					發生地區	經度 北緯	緯度 東經	最大風速 m/s	暴風半徑		中心最低風速 m/s	最大移動速度 KTS	颱風分類	警報階段	附註
				全起	部迄	輕以	度上	中以					30 KTS	50 KTS					
1	1	7201	克 蒂 Kit	6/1 - 9/1	6/1 - 8/1	7/1 - 8/1			加羅林羣島	10.2	132.8	63	200	75	930	14	強烈		
5	1	7202	羅 拉 Lola	30/5 - 7/6	30/5 - 7/6	31/5 - 3/6			馬紹爾羣島之西	8.3	159.5	50	250	150	955	15	中度		
6	1	7203	瑪 美 Mamie	2/6 - 3/6	2/6 - 3/6	—			越南東方海面	15.0	110.5	25	160	—	990	10	輕度		
6	2	7204	妮 娜 Nina	3/6 - 4/6	4/6	—			加羅林羣島以東	10.0	153.5	23	150	—	996	10	輕度		
6	3	7205	納 拉 Ora	23/6 - 27/6	23/6 - 27/6	24/6 - 26/6			菲島東方	11.2	128.2	40	200	100	975	93	中度		
7	1	7206	費莉絲 Phyllis	6/7 - 15/7	6/7 - 15/7	19/7 - 15/7			加羅林羣島東南方	9.1	156.2	60	275	175	940	20	強烈		
7	2	7207	莉 泰 Rita	7/7 - 26/7	7/7 - 27/7	8/7 - 26/7			加羅林羣島	10.1	149.5	70	300	125	910	10	強烈	海上	
7	3	7208	蘇 珊 Susan	8/7 - 14/7	8/7 - 14/7	10/7 - 11/7			呂宋島西北方	17.7	115.1	35	150	50	960	11	中度	陸上	
7	4	7209	蒂 絲 Tess	9/7 - 24/7	10/7 - 24/7	12/7 - 23/7			馬紹爾羣島北方	14.3	166.7	68	250	150	940	14	強烈		
7	5	7210	衛歐拉 Viola	24/7 - 27/7	24/7 - 27/7	25/7 - 26/7			南島島東方	24.7	160.1	33	300	50	960	30	中度		
8	1	7211	溫 妮 Winne	1/8 - 2/8	1/8 - 2/8	—			硫磺島南方	24.9	126.0	16	50	—	990	16	輕度	海上	
8	2	7212	艾麗絲 Alice	1/8 - 10/8	1/8 - 9/8	2/8 - 7/8			安尼威吐克島西北方	16.0	158.5	45	250	150	965	30	中度		
8	3	7213	貝 蒂 Betty	9/8 - 18/8	9/8 - 18/8	10/8 - 17/8			關島東南方	13.4	148.1	65	400	225	910	18	強烈	海上	侵臺
8	4	7214	寇 拉 Cora	25/8 - 29/8	25/8 - 28/8	27/8 - 28/8			呂宋島西北方	19.2	116.5	33	250	50	975	12	中度	陸上	
8	5	7215	都麗絲 Doris	26/8 - 29/8	26/8 - 29/8	—			南島島東北	29.2	160.2	25	125	—	985	14	輕度		
9	1	7216	艾爾西 Elsie	31/8 - 4/9	1/9 - 4/9	1/9 - 4/9			呂宋島西北	14.9	114.9	43	200	50	975	11	中度		
9	2	7217	芙勞西 Flossi	12/9 - 16/9	12/9 - 16/9	14/9 - 15/9			呂宋島西北	14.7	115.8	40	150	50	975	9	中度		
9	3	7218	葛瑞絲 Grace	12/9 - 14/9	12/9 - 14/9	—			呂宋島東方	15.4	125.8	23	75	—	990	6	輕度		
9	4	7219	海 倫 Helen	13/9 - 18/9	13/9 - 18/9	13/9 - 16/9			雅浦島西北方	16.0	136.1	45	200	100	960	35	中度		
9	5	7220	艾 達 Ida	18/9 - 26/9	18/9 - 25/9	18/9 - 24/9			安尼威吐克島西北	16.5	156.7	55	250	125	930	30	強烈		
10	1	7221	凱 西 Kathy	1/10 - 7/10	1/10 - 8/10	—			安尼威吐克島西北	16.2	155.7	30	250	75	975	35	輕度		
10	2	7222	勞 那 Lorna	1/10 - 3/10	1/10 - 3/10	1/10 - 2/10			西沙島東方	16.8	113.7	35	125	75	990	15	中度		
10	3	7223	梅 瑞 Marie	5/10 - 12/10	6/10 - 12/10	6/10 - 12/10			安尼威吐克島東北	14.1	166.7	57	375	150	935	38	強烈		
10	4	7224	南 施 Nance	16/10 - 23/10	16/10 - 22/10	17/10 - 21/10			威克島東南方	15.9	169.2	60	225	125	935	15	強烈		
10	5	7225	歐 加 Olga	21/10 - 30/10	22/10 - 30/10	22/10 - 24/10			馬紹爾羣島東方	8.0	174.3	55	400	225	940	60	強烈		
11	1	7226	波密拉 Pamela	4/11 - 9/11	4/11 - 8/11	5/11 - 8/11			雅浦島西北西方	12.9	130.0	55	300	125	940	15	強烈		
11	2	7227	魯 碧 Ruby	14/11 - 29/11	14/11 - 19/11	4/11 - 18/11			馬紹爾羣島東北	11.9	179.8	60	350	100	940	15	強烈		
12	1	7228	沙 莉 Sally	1/12 - 5/12	1/12 - 4/12	1/12 - 4/12			南沙羣島西南	7.1	109.6	37	300	75	985	14	中度		
12	2	7229	○瑞絲 Therese	2/12 - 10/12	2/12 - 10/12	5/12 - 10/12			雅浦島西南	7.4	132.7	53	255	75	945	9	強烈		
12	3	7230	衛萊特 Violet	13/12 - 15/12	13/12 - 15/12	—			馬紹爾羣島	9.0	170.3	38	75	—	995	6	輕度		

表 6. a. 莉 泰 (Rita) 7207 位置表

日 時	中心位置		中心 氣壓 mb	最大 風速 哩/時	暴風半徑		進行方向 及 速 度 哩/時	資料 來源
	北緯	東經			30 哩/時	50 哩/時		
7/7 00	10.3	144.7	1006	30			W	7 C.W.B
06	10.3	144.2	1004	45			W	7 "
12	10.7	143.5	994	50	75		W	7 "
18	10.7	142.7	990	60	125	75	W	8 "
8 00	11.3	141.9	990	60	125	75	W	8 "
06	11.4	141.4	990	70	125	75	WNW	8 "
12	11.9	140.9	980	80	200	100	WNW	8 "
18	12.5	140.6	960	95	200	125	NW	7 "
9 00	13.3	139.8	950	110	250	150	NW	8 "
06	14.0	139.0	950	110	250	150	WNW	10 "
12	14.8	138.3	940	100	250	150	NW	10 "
18	15.5	137.7	915	130	250	150	NW	10 "
10 00	15.9	137.4	930	140	250	150	NW	9 "
06	16.5	136.6	930	140	270	175	NW	10 "
12	17.3	135.3	925	140	275	175	NW	10 "
18	17.7	134.5	915	140	275	175	WNW	10 "
11 00	17.6	134.2	910	140	275	175	WNW	7 "
06	17.8	133.4	910	140	275	175	WNW	5 "
12	18.0	132.8	910	140	275	175	WNW	7 "
18	18.1	132.8	940	140	275	175	NW	4 "
12 00	18.2	132.7	945	135	275	175	NW	4 "
06	18.4	132.6	945	135	275	175	NW	3 "
12	18.2	132.4	945	130	275	175	W	2 "
18	18.2	132.4	945	130	375	175	stat	"
13 00	17.9	132.5	945	115	250	150	stat	"
06	18.0	132.6	953	110	250	150	stat	"
12	18.0	132.7	953	110	250	150	stat	"
18	19.0	134.1	955	100	250	150	NE	5 "
14 00	19.3	134.6	953	90	250	150	NNE	10 "
06	20.3	135.4	965	75	250	150	NNE	8 "
12	20.5	135.7	960	75	250	150	NE	7 "
18	20.8	135.7	960	80	250	150	NNE	3 "
15 00	21.1	135.6	957	80	225	125	stat	"
06	21.2	135.6	965	80	225	125	stat	"
12	20.9	134.8	965	80	225	125	stat	"
18	20.8	134.4	965	80	225	125	stat	"
16 00	20.5	133.7	965	75	225	125	WNW	5 "
06	21.2	135.4	965	70	225	125	stat	"
12	21.8	134.8	965	65	200	100	NW	3 "
18	22.4	134.4	965	70	200	100	NW	5 "
17 00	22.7	134.0	965	65	200	100	NW	6 "
06	23.1	133.7	965	70	200	100	NNW	6 "

12	23.1	133.7	965	70	200	100	stat	"
18	23.7	133.8	965	75	200	100	N	3 "
18 00	23.5	133.6	960	75	200	100	stat	"
06	24.1	133.8	960	75	200	100	stat	"
12	24.8	133.8	960	70	200	100	stat	"
18	22.5	134.5	960	75	200	100	N	6 "
19 00	26.3	134.4	960	75	200	100	N	8 "
06	26.9	134.1	960	75	200	100	NNW	7 "
12	27.5	133.3	960	75	150	100	NNW	8 "
18	27.6	132.5	965	75	150	100	WNW	7 "
20 00	27.9	131.8	965	75	200	150	NW	7 "
06	28.5	130.7	965	70	250	200	NW	10 "
12	29.0	129.2	965	70	250	150	WNW	10 "
18	28.9	128.5	965	70	250	150	W	7 "
21 00	29.2	127.7	970	70	300	125	WNW	5 "
06	28.8	127.4	970	70	300	125	WNW	6 "
12	28.5	127.0	965	65	300	125	W	4 "
18	27.8	126.6	965	65	300	125	S	5 "
22 00	27.6	126.0	965	65	200	75	WSW	5 "
06	27.1	125.5	965	65	150	75	SW	8 "
12	26.5	125.1	965	65	150		SSW	5 "
18	26.0	125.0	965	65	150		stat	"
23 00	25.8	125.0	965	65	150	60	stat	"
06	25.2	125.0	960	65	150		stat	"
12	24.8	125.4	960	65	150		SSE	5 "
18	24.8	126.3	960	65	150		ENE	5 "
24 00	25.6	126.9	960	65	150		ENE	8 "
06	26.1	127.3	960	85	250	100	NE	7 "
12	26.9	127.7	955	70	250	70	NNE	10 "
18	27.6	128.0	955	80	250	100	N	8 "
25 00	28.1	127.6	955	70	400	75	N	6 "
06	29.2	127.7	955	65	400	100	N	8 "
12	30.5	126.8	960	65	400	100	NNW	15 "
18	31.8	125.9	965	60	200	100	NNW	15 "
26 00	34.5	125.0	970	80	200	50	N	20 "
06	37.0	123.0	970	60	200	50	NNW	25 "
12	38.5	120.7	970	60	200	50	NW	25 "
18	39.3	118.7	985	45	150		WNW	17 "

表 6. b. 蘇 珊 (Susan) 7208 位置表

日 時	中心位置		中心 氣壓 mb	最大 風速 哩/時	暴風半徑		進行方向 及 速 度 哩/時	資料 來源
	北緯	東經			30 哩/時	50 哩/時		
8/7 00	18.5	117.0	1000	80			NW	6 C.W.B
06	18.7	116.8	1000	40	150		NW	5 "
12	19.0	118.0	985	60	175	50	NW	6 "
18	19.5	117.6	985	60	175	50	NW	5 "

9	00	20.3	116.6	985	60	175	50	NW	8	"
	06	20.2	116.4	985	60	175	50	NW	7	"
	12	20.8	116.6	985	60	175	50	NW	7	"
	18	21.2	116.0	990	50	150	50	NW	5	"
10	00	20.3	116.8	988	50	150	50	NW	5	"
	06	20.2	115.5	988	50	150	50	NW	5	"
	12	20.2	116.0	988	70	150	50	stat		"
	18	21.1	116.0	988	65	100	50	stat		"
11	00	21.4	116.2	980	70	150	50	Nslowly		"
	06	21.8	116.4	980	70	150	50	NE	5	"
	12	22.3	116.7	980	65	150	50	NE	6	"
	18	22.3	117.1	980	65	150	50	NE	6	"
12	00	22.7	117.3	988	55	120		NNE	4	"
	06	22.7	117.5	990	50	120		NE	2	"
	12	22.8	117.6	990	45	90		NE	2	"
	18	22.9	117.7	990	45	75		NE	2	"
13	00	22.8	116.7	990	40	60		NNE	2	"
	06	22.3	115.4	985	45	200		stat		"
	12	22.3	115.4	985	45	200		stat		"
	18	22.4	115.4	990	40			stat		"
14	00	22.5	115.8	990	40	60		stat		"
	06	23.0	117.0	992	30			Nslowly		"
	12	23.0	119.0	992				NE		"
	18	24.0	119.0	990				slowly		"
15	00	24.5	119.0					NE	10	"

表 6. c. 溫 妮 (Winnie) 7211 位置表

日時	中心位置		中心 氣壓 mb	最大 風速 哩/時	暴風半徑		進行方向 及 速 度 哩/時	資料 來源
	北緯	東經			30	50		
31/7 06	23.0	128.6	998	30			NW 13	C.W.B
	12	23.7	127.5	996	30		WNW13	"
	18	24.6	125.5	990	35		WNW14	"
1/8 00	25.9	124.0	990	36	25		WNW16	"

	06	26.1	122.5	990	35	25	WNW15	"
	12	26.0	121.0	990	35	25	WNW15	"
	18	26.7	120.4	990	35	25	WNW14	"
2	00	27.2	119.6	996	40	125	W 8	"
	06	28.0	118.0	998			NW 12	"

表 6. d. 貝 蒂 (Betz) 7213 位置表

日時	中心位置		中心 氣壓 mb	最大 風速 哩/時	暴風半徑		進行方向 及 速 度 哩/時	資料 來源
	北緯	東經			30	50		
12/8 06	18.6	137.7	960	80	200	125	W 11	C.W.B
	12	18.7	137.3	955	85	200	W 11	"
	18	18.9	136.2	955	100	225	WNW 11	"
13 00	18.9	135.4	950	105	250	175	W 8	"
	06	19.0	134.4	945	110	300	W 10	"
	12	19.1	133.8	935	120	600	W 8	"
	18	19.3	132.6	920	125	400	W 9	"
14 00	19.7	131.8	920	130	400	200	W 10	"
	06	20.0	131.0	915	130	400	NW 8	"
	12	20.3	130.0	920	130	400	WNW 9	"
	18	20.8	128.8	925	130	400	WNW 10	"
15 00	21.2	127.9	920	130	400	250	WNW 11	"
	06	21.7	127.2	920	130	400	WNW 11	"
	12	22.1	126.6	920	130	400	WNW 9	"
	18	22.8	125.8	910	130	250	NW 11	"
16 00	23.6	125.0	925	130	250	190	NW 12	"
	06	24.6	124.3	925	120	250	NW 13	"
	12	25.4	123.2	930	95	250	150 NW 12	"
	18	25.8	122.0	935	98	250	150 NW 12	"
17 00	26.2	121.4	940	80	150	60	NW 12	"
	06	27.0	120.6	950	60	120	60 NW 12	"
	12	27.6	119.7	980	40	200	WNW 10	"
	18	28.2	118.2	985	40	300	NW 10	"
18 00	29.0	117.5	992	40	200		WNW 10	"
	06	29.3	117.2	994	30-40		NW slowly	"

(紀水上執筆)

氣象學報總目錄索引

(自第一卷一期至第十九卷二期)

Index to Vol. 1 No. 1 to Vol. 19 No. 2 of

the Meteorological Bulletin

(Published Quarterly by Central 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
第一卷一期 (44. 3.) Vol. 1 No. 1 (Mar. '55)	①「中國天氣類型」之應用報告	徐 應 璟	1~2	—	中文(in Chinese)
	②臺灣冬夏雨量偏差與東西環流之關係	戚 啓 勳	3~16	—	" "
	③臺灣冬季季風天氣及其預報	王 時 鼎	17~23	—	" "
	④颱風預報問題之研究	殷 來 朝	24~26	—	" "
	⑤噴射氣流的性質	沈 傳 節	27~35	—	" "
	⑥圖解天氣預報法之介紹	徐 應 璟	36~38	—	" "
	⑦東南亞及西太平洋之大氣環流	子 猷 譯	39~44	—	" "
	⑧天氣預報規則彙編及其評價	一 凡 節 譯	45~52	—	" "
	⑨中國海非界面性的滯濘天氣和冷季雲	楊則久節譯	53~55	—	" "
	⑩降雨預報的研究	之 杰 譯	56~58	—	" "
	⑪實測之大氣緯流	一 凡 節 譯	59~61	—	" "
	⑫熱帶氣旋之平溫度結構	季 瑜 節 譯	62~65	—	" "
	⑬熱帶天氣的特徵	穆 雍 若 譯	66~67	—	" "
	⑭日本氣象研究所概況	嚴 之 永 譯	68~69	—	" "
第一卷二期 (44. 6.) Vol. 1 No. 2 (June '55)	①關於挪威學說與法國學說在天氣預報應用上的觀感	蔣 丙 然	1~6	—	" "
	②絕對旋率平流在天氣預報方面之應用及原理	湯 彰	7~14	—	" "
	③龍捲風伴生之現象及其預兆	亢 玉 瑾	15~23	—	" "
	④簡介500mb五日平均圖及500mb五日平均傾向圖	曲 克 恭	24~26	—	" "
	⑤西太平洋颱風運動長期預報問題之初步研究	王 時 鼎	27~34	—	" "
	⑥東南亞及西太平洋之大氣環流(續)	子 猷 譯	35~40	—	" "
	⑦應用較差法平均值	殷 來 朝 譯	41~43	—	" "
	⑧熱帶風暴之高空現象	沈 傳 節 譯	44~50	—	" "
	⑨襲日災害颱風結構之研究	徐 應 璟 譯	51~58	—	" "
	⑩高空氣象的研究	耿 秀 雲 譯	59~61	—	" "
第一卷三期 (44. 9.) Vol. 1 No. 3 (Sept. '55)	①近年氣象業務發展的動向與儀器的進步	鄭 子 政	1~3	—	" "
	②臺灣氣象業務簡況	史 華 博	4	—	" "
	③客觀預報法之原理與應用	萬 寶 康	5~24	—	" "
	④大氣穩定性之水平分佈	徐 寶 箴	25~32	—	" "
	⑤新疆之地面氣流	戚 啓 勳	33~38	—	" "
	⑥怎樣預報噴射機凝結雲	殷 來 朝	39~41	—	" "
	⑦熱帶地區風之分析	湯 彰	42~46	—	" "
	⑧五百毫巴高度距平圖與厚度距平圖	曲 克 恭	47~48	—	" "
	⑨7月18日新竹地區龍捲風之研討	許 玉 燦	49~52	—	" "
	⑩畢德生(Petterssen)波動方程式	徐 應 璟 譯	53~59	—	" "
	⑪熱帶環流型式	黃 光 表 譯	60~63	—	" "

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
第一卷四期 (44. 12) Vol. 1 No. 4 (Dec. '55)	①氣象與交通進步 ②臺灣高空氣流 ③中國近海的海流與水溫分佈 ④圖解天氣預報法之理論及其得失 ⑤關於天氣圖的幾件小事 ⑥介紹一種簡易風向速計算工具 ⑦美國天氣分析中心簡介 ⑧熱帶氣旋問題之研討 ⑨飛機結冰之研究 ⑩一、二、三月份東亞噴射氣流之研究	鄭子政 魏元恒 朱祖佑 廖學鎰 林紹豪 徐應璚 林紹豪 亢玉瑾譯 劉鴻喜譯 曲克恭節譯	1~4 5~10 11~15 16~28 29 30~32 33 34~42 43~46 47~51	1 2 3 — — — — — — —	中文(in Chinese) " " " " " " " " " "
第二卷一期 (45. 3.) Vol. 2 No. 1 (Mar. '56)	①西伯利亞寒潮爆發與東亞對流層中部噴射氣流之形成 ②水文氣象觀測與水文氣象預報 ③大氣放射能之測定及其對人體之影響 ④論飛行員天氣報告的重要性的測報方法 ⑤南極的新地理 ⑥冬季中的東南亞熱帶擾動 ⑦熱帶氣旋問題之研討(續)	徐應璚 王時鼎 劉衍淮 呂世宗 戚啓勳 鄭子政 殷來朝譯 亢玉瑾譯	1~10 — 11~17 18~25 26~28 29~33 34~42 43~52	4 — 6 7 — 5 — —	" " " " " " " "
第二卷二期 (45. 6.) Vol. 2 No. 2 (June '56)	①再論臺灣高空氣流 ②天氣預報之考核問題 ③渦度方程式之介紹 ④數值預報之基礎理論 ⑤傳真機在氣象上之應用 ⑥天氣與戰爭 ⑦海洋和大氣的關係 ⑧噴射氣流雲 ⑨50mb與25mb高度上氣流之研究 ⑩民國45年颱風報告第一號：颱風賽洛瑪 Report on Typhoon (The Lma)	魏元恒 萬寶康 徐明同 廖學鎰 劉鴻喜 葉雲喬譯 戚啓勳譯 一凡譯 張瑞翔譯	1~7 8~12 13~20 21~37 38~41 42~47 48~49 50~54 55~58 59~63	8 9 — — 10 11 12 — — —	" " " " " " " " " 45年颱風報告第一號 中文(in Chinese)
第二卷三期 (45. 9.) Vol. 2 No. 3 (Sept. '56)	①氣象與漁業 ②近代長期天氣預報 ③臺灣的幾種氣團霧 ④客觀預報技術之最近發展 ⑤臺灣之雷雨 ⑥美國颱風研究計劃之目標與設計 ⑦各國研究數值預報現況 ⑧第一屆國際極年之創世紀(1882~83) ⑨民國45年颱風報告第二號：颱風萬達 Report on Typhoon „Wanda” ⑩民國45年颱風報告第三號：颱風黛納 Report on Typhoon „Dinh”	鄭子政 魏元恒 戚啓勳 萬寶康 黃光表 一凡譯 林紹豪譯 徐學洛譯 氣象預報中心 氣象預報中心	1~4 5~14 15~24 25~31 32~34 35~39 40~42 43~45 46~54 55~61	13 14 15 — 16 — — — — —	中文(in Chinese) " " " " " " " " 45年颱風報告第二號 中文(in Chinese) 45年颱風報告第三號 中文(in Chinese)
第二卷四期 (45. 12.) Vol. 2 No. 4 (Dec. '56)	①悼念岡田武松博士(1874~1956) ②降水與農業的關係 ③雷與天氣偵測 ④臺灣之霜雪 ⑤英國氣象局人造雨之試驗 ⑥200mb 上空噴射氣流與龍捲風發生的關係	鄭子政 姚懿明 周根泉 黃光表 殷來朝譯 劉鴻喜譯	1~2 3~11 12~16 17~18 19~21 22~25	— 17 18 — — —	中文(in Chinese) " " " " " "

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
第三卷一期 (46. 3.) Vol. 3 No. 1 (Mar. '57)	⑦定壓面飄流氣球軌跡在氣象上之應用	王時鼎節譯	26~37	—	中文(in Chinese)
	⑧對流層頂分析與天氣預報	高錫川譯	38~42	—	" "
	⑨馬紹爾羣島氫彈爆發所引起的微壓振動	呂世宗譯	43~44	—	" "
	⑩民國45年颱風報告第四號：颱風芙瑞達 Report on Typhoon "Freda"	徐應環	45~51	—	45年颱風報告第四號 中文(in Chinese)
	⑪民國45年颱風報告第五號：颱風吉達 Report on Typhoon "Gilda"	劉鴻喜	52~59	—	45年颱風報告第五號 中文(in Chinese)
	①國際地球物理年觀測計劃述略	鄭子政	1~11	19	中文(in Chinese)
	②雷雨預測法	曲克恭	12~14	—	" "
	③臺北國際機場航空氣象之研究	劉鴻喜	15~19	20	" "
	④民國四十五年颱風特殊問題研究	王時鼎	20~24	—	" "
第三卷二期 (46. 6.) Vol. 3 NO. 2 (June '56)	⑤二十四小時颱風移動之預報	亢玉瑾譯	25~29	—	" "
	⑥距平在天氣預報中之應用	徐應環譯	30~33	—	" "
	⑦橫渡兩洋之氣球探空	林則銘譯	34~38	—	" "
	⑧冷鋒降雨之變率	永若譯	39~42	—	" "
	⑨世界氣候要素之極端值(一)	一飛譯	43~44	21	" "
	①臺灣氣候之分類	陳正祥	1~9	22	
	②單經緯儀測風氣球觀測之誤差	林紹豪	10~16	23	
	③試釋三月廿日臺灣及閩粵沿海之陣雨	林鞠情	17~18	—	
	④美國各種傳真天氣圖之判讀與應用	萬寶康	19~24	—	
第三卷三期 (46. 9.) Vol. 3 No. 3 (Sept. '57)	⑤泛論氣象學之應用	戚啓勳	25~32	—	
	⑥天氣預報的定則及方法(上)	徐應環譯	33~43	—	中文(in Chinese)
	⑦碧空與陰天時太陽能之研究	喬鳳倫譯	44~50	—	" "
	⑧火星上之氣象問題	秦仁義譯	51~60	—	" "
	⑨火星上的氣象狀況	徐學洛譯	61~67	—	" "
	①中國之氣候區域	陳正祥	3~9	24	
	②美國各種傳真天氣圖之判讀與應用(續)	萬寶康	10~17	—	中文(in Chinese)
	③另擬熱帶陸地測站地面天氣報告電碼格式問題之商榷	黃光表	18~19	—	中文(in Chinese)
	④民國46年颱風報告第一號：颱風佛琴尼 Report on Typhoon "Virginia"	徐應環	20~27	—	46年颱風報告第一號 Typh. rep. No.1, 1957
第三卷四期 (46. 12.) Vol. 3 No. 4 (Dec. '57)	⑤夏半年臺灣降水之形成及預報	林鞠情譯	28~34	—	中文(in Chinese)
	⑥天氣預報的定則及方法(下)	徐應環譯	35~45	—	" "
	⑦世界氣候要素之極端值(二)	一飛譯	46~47	25	" "
	①氣象與水土保持	蔣丙然	1~4	26	
	②原子塵降落地區之預測	徐寶箴	5~8	—	
	③西伯利亞寒潮對颱風影響之研究	王時鼎	9~15	—	
	④對流層上部「晴空亂流」之研究	魏元恒	16~19	—	
	⑤民國46年颱風報告第二號：颱風卡門 Report on Typhoon "Carmen"	氣象預報中心	20~26	—	46年颱風報告第二號 Typh. rep. No.2, 1957
	⑥民國46年颱風報告第三號：颱風費婭與 葛樂麗 Report on Typhoon "Faye" and Typhoon "Gloria"	氣象預報中心	27~29	—	46年颱風報告第三號 Typh. rep. No.3, 1957
	⑦由風圖求飛行之風助係數	殷來朝譯	30~36	—	中文(in Chinese)
	⑧應用長波原理預測寒潮爆發	曲克恭譯	37~40	—	" "
	⑨積雲性之降水過程	陶樹人譯	41~44	—	" "
	⑩因地勢發生之大氣擾動與飛行之關係 (上)	曹淦生譯	45~55	27	" "

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
第四卷一期 (47. 3.) Vol. 4 No. 1 (Mar. '58)	①日本的氣象學界 ②放射能與原子塵 ③渦率觀念及其在天氣學上之推廣應用 ④飛機凝結尾之分析與研究 ⑤氣旋生成在東海之預測 ⑥美國對於放射性微塵預報之概況 ⑦臭氧層季節的與緯度的溫度變化 ⑧噴射機凝結尾預報之經驗修正 ⑨因地勢發生之大氣擾動與飛行之關係 (下)	陳 正 祥 王 榮 舫 嚴 夢 輝 禾 雨 曲 克 恭 殷 來 朝 譯 革 心 節 譯 徐 應 環 譯 曹 淦 生 譯	1~ 5 6~10 11~28 29~34 35~38 39~42 43~44 45~49 50~56	29 30 — — — — — — 28	中文(in Chinese) 中文(in Chinese) " " " "
第四卷二期 (47. 6.) Vol. 4 No. 2 (June '58)	①中國氣象學術事業發達史略 ②圖解法24小時500毫巴預測圖 ③氣象對水稻生育之影響 ④臺灣地形影響冷鋒之初步檢討 ⑤雷雨之研究 ⑥航空氣象勤務之展望 ⑦旋率原理 ⑧颱風進路的預報 ⑨北美區極地反氣旋移動之客觀預報 ⑩羅士培先生傳(1898~1957)	鄭 子 政 耿 秀 雲 張 月 娥 林 鞠 情 劉 鴻 喜 徐 應 環 戈 文 力 譯 西村傳三著 周 明 德 譯 陳 良 曜 譯 鄭 子 政	1~ 5 6~10 12~19 20~23 24~29 30~33 34~39 40~43 44~50 51	31 — 32 — 33 — — — — —	中文(in Chinese) " " " " 中文(in Chinese)
第四卷三期 (47. 9.) Vol. 4 No. 3 (Sept. '58)	①雨港基隆之雨 ②寒潮預報有關問題討論 ③厚度圖之性質及其應用 ④臺北淡水河之水位與氣壓雨量之相關 ⑤民國47年颱風報告第一號：颱風溫妮 Report on Typhoon "Winnie" ⑥利用人造衛星預測天氣 ⑦赤道區之氣團與界面現象 ⑧美空軍天氣偵察介紹 ⑨裴德生新著卷二讀後記 ⑩憶前藍山氣象臺臺長白魯克先生	陳 正 祥 徐 應 環 王 時 鼎 徐 寶 箴 黃 鏞 身 氣象預報中心 — 戚啓勳節譯 夏蔚羣節譯 曲 克 恭 譯 劉 鴻 喜 鄭 子 政	1~ 5 6~14 15~23 24~28 29~38 29 39~45 46~47 48~49 50~52 53	34 35 — — — — — — — —	47年颱風報告第一號 Typh. rep. No.1, 1958 中文(in Chinese) 中文(in Chinese)
第四卷四期 (47. 12.) Vol. 4 No. 4 (Dec. '58)	①農業氣象研究與發展之大勢 ②臺灣物候報告 ③建立防洪預報工作會議 ④中國區域強烈寒潮分析 ⑤臺灣氣象與雷達電波之選擇 ⑥民國47年颱風報告第二號：八月下旬侵襲臺灣之小型颱風 ⑦民國47年颱風報告第三號：颱風葛瑞絲 Report on Typhoon "Grace" ⑧冬季北極平流層噴射氣流(1955~1956)	鄭 子 政 張 月 娥 劉 鴻 喜 王 時 鼎 湯 捷 喜 氣象預報中心 氣象預報中心 — 曲 克 恭 譯	1~ 5 6~ 9 10~14 15~22 23~29 30~32 33~38 33 39~45	36 40 39 38 37 — — — —	47年颱風報告第二號 中文(in Chinese) 47年颱風報告第三號 Typh. rep. No.3, 1958 中文(in Chinese)

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
第五卷一期 (48. 3.) Vol. 5 No. 1 (Mar. '59)	①國際地球物理年的貢獻摘要 ②降水量的預報技術之評價及其展望 ③大氣放射性降落物測驗報告 ④D 值之性質及其在航空氣象之應用 ⑤上對流層及下平流層之分析 ⑥鋒前線颶之客觀預報法 ⑦龍捲風及其有關現象	鄭 子 政 劉 鴻 喜 呂 世 宗 施 清 溪 郭 文 鏞 徐 寶 箴 陳 良 曜 革 心 摘 譯	1~10 11~14 15~21 22~25 26~34 35~38 39~44	41 42 43 44 — — —	中文(in Chinese) " "
第五卷 二、三期 (48. 9.) Vol. 5 No. 2, 3 (Sept. '59)	①從本省中南部雨災談到地球物理學研究 ②葛瑞絲颱風行徑預報對操縱觀念之研討 ③臺北雨水鉅90含量之累積推定值 ④種於與氣候 ⑤建築工程與氣象 ⑥熱帶東風噴射氣流 ⑦亞洲南部與東部大規模夏季季風情況 ⑧氣旋發展之預報 ⑨出席國際水文系統暨方法討論會議報告	鄭 子 政 廖 學 鎰 呂 世 宗 方 冠 英 徐寶箴節譯 鄒新助譯 簡以明譯 嚴夢輝譯 劉 鴻 喜	1~ 5 6~12 43~14 15~19 20~24 25~32 33~36 37~44 45~27	45 47 48 49 — — — — 46	中文(in Chinese) " " " " 中文(in Chinese)
第五卷四期 (48. 12) Vol. 5 No. 4 (Dec. '59)	①厚度圖對於天氣分析和預報之應用 ②人類征服沙漠氣候的成就 ③民國48年颱風報告第一號：颱風畢莉 Report on Typhoon "Billie" ④民國48年颱風報告第二號：颱風艾瑞絲 Report on Typhoon "Iris" ⑤西北太平洋熱帶氣旋之定位與預報	廖 學 鎰 鄭 子 政 研 究 室 研 究 室 陳 以 明 譯	1~11 12~17 18~29 30~34 35~51	50 51 18 30 —	48年颱風報告第一號 Typh. rep No.1, 1959 48年颱風報告第二號 Typh. rep. No.2, 1959 中文(in Chinese)
第六卷一期 (49. 3.) Vol. 6 No. 1 (Mar. '60)	①臺灣之氣象災害 ②民國48年颱風報告第三號：颱風瓊安 Report on Typhoon "Joan" ③民國48年颱風報告第四號：颱風魯依絲 Report on Typhoon "Louise" ④民國48年颱風報告第五號：颱風芙瑞達 Report on Typhoon "Freda" ⑤敬悼費克爾亨利 (Heinrich Ficker) 先生	廖 學 鎰 研 究 室 研 究 室 研 究 室 劉 衍 淮 譯	1~29 30~37 38~42 43~46 47~50	52 30 38 48 53	48年颱風報告第三號 Typh. rep. No.3, 1959 48年颱風報告第四號 Typh. rep. No.4, 1959 48年颱風報告第五號 Typh. rep. No.5, 1959 中文(in Chinese)
第六卷二期 (49. 6.) Vol. 6 No. 2 (June '60)	①動力學的不穩度 ②對流上限之分析與預報 ③臺灣小麥與氣象 ④民國48年颱風總報告：北太平洋西部颱風概述 Typhoons in Northwestern Pacific During 1959. ⑤民國48年颱風報告：八七水災 Report on Flood of 7th August 1959 ⑥飛越北極	楊 建 雄 郭 文 鏞 張 月 娥 研 究 室 — 研 究 室 — 周 明 德	1~ 5 6~10 11~15 16~25 16 26~42 26 43~45	54 55 59 — — — — —	48年颱風調查報告 Rep. on Typhs. in '56 48年颱風報告第六號 Typh. rep. No.6, 1959 中文(in Chinese)

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
第六卷三期 (49. 9.) Vol. 6 No. 3 (Sept. '60)	①臺灣氣候概述 ②氣象預報：非絕熱過程下一千毫巴面之 數字或繪圖預報 ③民國48年冬季遠東氣候異常現象與北半 球大氣環流特性之研究 ④大氣熱力圖解的分析及評價 ⑤遠東持續性寒潮特有之平均氣壓場	鄭 子 政 王 業 鈞 廖 學 銓 劉 鴻 喜 陳 良 曜 譯	1~10 11~18 20~34 35~39 40~43	57 58 59 — —	中文 (in Chinese)
第六卷四期 (49. 12.) Vol. 6 No. 4 (Dec. '60)	①論我國東南地區各月平均總雲量及有雨 日數之分佈 ②民國49年颱風報告第一號：颱風瑪麗 Report on Typhoon "Mary" ③民國49年颱風報告第二號：颱風雪莉 Report on Typhoon "Shirley" ④民國49年颱風報告第三號：颱風崔絲 Report on Typhoon "Trix" ⑤民國49年颱風報告第四號：颱風艾琳 Report on Typhoon "Elaine" ⑥空氣之動力	戚 啓 勳 研 究 室 研 究 室 研 究 室 研 究 室 徐 寶 箴 譯	1~ 5 6~10 12~25 26~35 36~40 41~43	60 6 11 26 36 —	49年颱風報告第一號 Typh. rep. No.1. 1960 49年颱風報告第二號 Typh. rep. No.2. 1960 49年颱風報告第三號 Typh. rep. No.3. 1960 49年颱風報告第四號 Typh. rep. No.4. 1960 中文 (in Chinese)
第七卷一期 (50. 3.) Vol. 7 No. 1 (Mar. '61)	①溫熱單位對於植物反應研究的商榷 ②民國49年颱風調查報告：北太平洋西部 颱風概述 ③高層大氣物理性質之一斑 ④平流氣圈之輻射推算	方 冠 英 譯 研 究 室 革 心 摘 譯 嚴 夢 輝 譯	1~ 6 7~27 28~34 35~43	61 — —	49年颱風調查報告 Req. on Typhs. in. '60 中文 (in Chinese) " "
第七卷二期 (50. 6.) Vol. 7 No. 2 (June '61)	①淡水河流域氣候概況 ②水平輻散及其與等壓線型式的關係 ③東亞噴射氣流的特性 ④臺灣之寒害 ⑤亞洲之大陸夏季之大氣環流結構	徐 晉 淮 廖 學 銓 韋 蕪 禧 戚 啓 勳 顏 俊 士 陳 以 明 譯	1~ 6 7~16 17~22 23~34 35~44	63 — 64 62 —	中文 (in Chinese)
第七卷三期 (50. 9.) Vol. 7 No. 3 (Sept. '61)	①從空氣污染說到臺灣降落地物輻射性測量 結果 ②淡水河流域最大暴雨量之估計 ③臺北市氣候 ④旋率簡介 ⑤中緯度地方農業季節的區分	鄭 子 政 廖 學 銓 徐 晉 淮 張 月 娥 韋 蕪 禧 方 冠 英 譯	2~ 5 6~14 15~24 25~41 42~45	65 66 67 — —	中文 (in Chinese)
第七卷四期 (50. 12.) Vol. 7 No. 4 (Dec. '61)	①臺灣氣圈之性質 ②中國東海及臺灣附近海流之研究 ③氣象要素對於河流洪水位之影響 ④1961年蘇俄核子試爆對臺灣之污染 ⑤圖解雲雨預報法 ⑥龍相齊司鐸傳 Sketch of Father E. Gherzi S. J (1886-)	劉 衍 淮 朱 祖 佑 劉 鴻 喜 呂 世 宗 陳 福 來 徐 寶 箴 譯 鄭 子 政	1~ 6 7~17 18~20 21~24 25~30 31~33	68 69 70 — — 71	中文 (in Chinese)

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 res.	備 考 Remarks
第八卷一期 (51. 3.) Vol. 8 No. 1 (Mar. '62)	①作物環境反應之方法論 ②研究碳十四 (Carbon-14) 之放射性測定法及其重要應用 ③太空時代之氣象學 ④雷電定位探測及其效果 ⑤由近代氣象學之進展談到電子計算機及氣象衛星 ⑥民國50年颱風報告：第一號颱風貝蒂 ⑦民國50年颱風報告：第二號颱風裘恩 ⑧壽蔣右滄先生八秩大慶	王 仁 煜 戴 運 軌 呂 世 宗 魏 元 恒 周 根 泉 殷 來 朝 研 究 室 研 究 室 鄭 子 政	1~ 8 9~11 12~15 16~20 21~26 27~36 37~41 42		
第八卷二期 (51. 6.) Vol. 8 No. 2 (June. '62)	①帶流運動之穩定度與大氣環流之變遷 ②論宇宙輻射 ③颱風眼與風的偏向角 ④太陽黑子之研究 ⑤民國50年颱風報告：第三號颱風貝蒂 ⑥氣候變遷的新發現	楊 建 雄 沈 傳 節 薛 鍾 彝 林 榮 安 研 究 室 戚 啓 勳	1~ 9 10~13 14~17 18~31 32~38 39		
第八卷三期 (51. 9.) Vol. 8 No. 3 (Sept. '62)	①圖解數值預報法應用於24小時颱風進路的預報 ②颱風中心結構及其實例檢討 ③民國50年颱風報告：第四號颱風波密拉 ④民國50年颱風報告：第五號颱風沙莉 ⑤民國50年颱風調查總報告	湯 捷 喜 徐 明 同 研 究 室 研 究 室 研 究 室	1~10 11~20 21~28 29~36 37		
第八卷四期 (51. 2.) Vol. 8 No. 4 (Dec. '62)	①工業噪音與職業性失聰之防範 ②颱風之發生及行徑與北半球大氣環流特性 ③原子塵在臺灣大量降落之時期與其分佈情形 ④民國51年颱風報告調查：第一號颱風凱蒂	王 榮 舫 廖 學 銓 呂 世 宗 陳 福 來 研 究 室	1~ 7 8~25 26~29 30~43		
第九卷一期 (52. 3.) Vol. 9 No. 1 (March. '63)	①工廠空氣工人健康之影響 ②大屯山區氣候 ③六十六年來的颱風 ④民國51年颱風報告：第二號颱風歐珀	王 榮 舫 張 月 娥 劉 卓 峯 研 究 室	1~ 3 4~18 19~35 36		
第九卷二期 (52. 7.) Vol. 9 No. 2 (July. '63)	①臺北之氣壓波動與天氣 ②大規模凝結潛熱之釋放對於大氣運動之影響 ③冰雹預測法 ④西進颱風之客觀預報法 ⑤民國51年颱風報告：第三號颱風愛美 ⑥民國51年颱風報告：第四號颱風黛納	劉 衍 淮 彭 立 蔣 志 才 廖 學 銓 研 究 室 研 究 室	1~ 3 4~10 11~14 15~31 32~39 40		
第九卷 三、四期 (52. 12.) Vol. 9. No. 3,4 (December '63)	①葛樂禮颱風侵襲期間臺灣之雨量分析 ②臺灣的乾旱 ③民國五十一年北太平洋西部颱風概述 ④民國52年颱風報告：第一號颱風范迪 ⑤民國52年颱風報告：第二號颱風葛樂禮	戚 啓 勳 劉 卓 峯 研 究 室 研 究 室 研 究 室	1~ 7 8~15 16~25 26~30 31		

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 (March '64)	①颱風預報上應用雷達資料之研究 ②溫度平流 ③論太陽大氣 ④近代低氣壓發生理論之批判 ⑤民國五十二年北太平洋西部颱風概述 ⑥氣象要素之極端值及其量度	廖 學 鎰 蔣 志 才 魏 元 恒 林 瑞 山 研 究 室 威 啓 勳 譯	1~ 9 10~12 13~15 16~26 27~37 38		
第十卷二期 (53. 6.) Vol.10 No.2 (June '64)	①臺灣之梅雨期 ②臺北國際機場能見度之研究 ③天氣預報考核上應用情報理論之研究 ④幅散與渦旋	威 啓 勳 周 明 德 廖 學 鎰 蔣 志 才	1~12 13~23 24~33 34		
第十卷三期 (53. 9.) Vol.10 No.3 (September '64)	①關於北半球低層大氣動能消散之氣候學 ②臺灣氣候變化之趨勢與週期 ③臺灣地區暴雨特性之研究	孔 震 村 劉 衍 淮 周 根 泉	1~30 31~51 52		
第十卷四期 (53. 12.) Vol.10 No.4 (December '64)	①國際合作年 ②論臺北盆地之大水災 ③太陽黑子對天氣及氣候之影響 ④宏而博教授傳略 ⑤微氣象學	鄭 子 政 周 明 德 魏 元 恒 鄭 子 政 林 鞠 情 譯	1~ 7 8~18 19~28 29~30 31		
第十一卷一期 (54. 3.) Vol.11 No.1 (Mar. '65)	①近十年 (1951~1990) 臺灣氣候分析及 其與農業之適應 ②颱風客觀預報法的試驗和檢討 ③波數分析在長期預報上之應用 ④民國五十三年北太平洋西部颱風概述	薛 鍾 彝 威 啓 勳 徐 晉 淮 研 究 室	1~ 6 7~13 14~27 28		
第十一卷二期 (54. 7.) Vol.11 No.2 (July. '65)	①黛納颱風侵襲東臺經過 ②依據飛行觀測研究地面反射及北美大陸 之地皮構造 ③阿刺伯半島天氣研究 ④臺灣地區颱風或然率預報法之研究	鄭 子 政 孔 震 村 郭 文 鏞 威 啓 鎰	1~ 6 7~24 25~35 36		
第十一卷三期 (54. 9.) Vol.11 No.8 (Sept. '65)	①民國52年冬季世界氣候異常現象與北半 球大氣環流特性之研究 ②臺灣對流層頂及平流層風系之研究 ③大屯山區氣候之研究 ④民國54年颱風報告：第二號颱風哈莉	廖 學 鎰 魏 元 恒 崔 尚 斌 臺灣省氣象局	1~14 15~21 22~48 49		
第十一卷四期 (54. 12.) Vol.11 No.4 (Dec. '65)	①臺灣氣候紀錄中天氣極端之研究 ②斜壓大氣中溫度平流對於低氣壓發展之 影響 ③民國54年颱風報告：第三號颱風瑪麗	劉 衍 淮 廖 學 鎰 李 錦 郎 臺灣省氣象局	1~26 27~36 37~42		
第十二卷一期 (55. 3.) Vol.12 No.1 (Mar. '66)	①近年氣象研究發展的新動態 ②內部重力波與豪雨數值預報模式 ③暖心之生成與低氣壓起源之關係 ④臺北臭氧觀測報告 ⑤民國五十四年北太平洋西部颱風概述	鄭 子 政 廖 學 鎰 廖 學 鎰 李 泰 豪 呂世宗施清溪 謝 霖 陳 福 來 臺灣省氣象局	1~ 4 5~19 20~26 27~36 37		

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
第十二卷二期 (55. 7.) Vol.12 No.2 (July. '66)	①荒川氏颱風統計預報新法之試驗 ②颱風經路展期預報 ③大氣臭氧與天氣之研究 ④北太平洋西部颱風之長期預報 ⑤民國55年颱風報告：第一號颱風裘迪	戚 啓 勳 徐 晉 淮 魏 元 恒 鄭 邦 傑 臺灣省氣象局	1~13 14~25 26~33 34~48 49		
第十二卷三期 (55. 9.) Vol.12 No.3 (Sept. '66)	①強大之西南氣流及其伴來之氣團與八七水災之降水 ②臺北國際機場跑道風之研究 ③民國55年颱風報告：第二號颱風蒂絲 ④民國55年颱風報告：第三號颱風寇拉 ⑤民國55年颱風報告：第四號颱風艾爾西	徐 寶 箴 周 明 德 臺灣省氣象局 臺灣省氣象局 臺灣省氣象局	1~ 8 9~19 20~27 28~35 36		
第十二卷四期 (55. 12.) Vol.12 No.4 (Dec. '66)	①民國55年2月下旬遠東地區寒潮爆發之分析 ②新竹氣候之研究(一) ③民國五十五年北太平洋西部颱風概述 ④臺灣地區地震活動研究報告	徐 晉 淮 唐 奇 祥 臺灣省氣象局 徐 明 同	1~10 11~18 19~32 33~51		
第十三卷一期 (56. 3.) Vol.13 No.4 (Mar. '69)	①驗證哈定檢查表預測轉向颱風之能力 ②切斷低壓生成之動力結構(一) ③新竹氣候之研究(二續) ④民國五十五年九月宜蘭豪雨之調查	戚 啓 勳 廖 學 鎰 鮑 威 中 唐 奇 祥 鄭 邦 傑	1~19 20~29 30~44 45		
第十三卷 二、三期 (56. 9.) Vol.13 No.2.3 (Sept. '67)	①葛萊拉颱風之雷達分析與研究 ②統計氣象預報之發展 ③新竹氣候之研究(三續) ④民國56年颱風報告：第一號颱風葛萊拉 ⑤大規模大氣環流之動能產生與消散	H. Bogin 陳 毓 雷 唐 奇 祥 臺灣省氣象局 呂世宗譯	1~12 13~18 19~26 27~34 35		
第十三卷四期 (56. 12.) Vol.13 No.1 (Dec. '67)	①臺灣自由大氣之研究 ②應用調和解析預報每月之氣溫與降水量 ③民國56年颱風報告：第二號颱風娜拉	劉 衍 淮 徐 晉 淮 臺灣省氣象局	1~22 23~47 48		
第十四卷一期 (57. 3.) Vol.14 No.1 (March '68)	①太陽黑子影響臺灣氣象變化之研究 ②水稻之微氣象 ③東海冬季之氣團變性 ④民國56年颱風報告：第三號颱風解拉	魏 元 恒 顏 俊 士 廖 學 鎰 盧 里 臺灣省氣象局	1~22 13~38 39~48 46		
第十四卷二期 (57. 6.) Vol.14 No.2 (June '68)	①利用氣象雷達從事中規模範圍天氣分析及預報之研究 ②新竹海陸風之研究 ③水稻之微氣象(續完) ④民國56年颱風報告：第四號颱風吉達	湯 捷 喜 朱 學 良 顏 俊 士 臺灣省氣象局	1~15 16~29 30~51 52		

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
第十四卷三期 (57. 9.) Vol. 14 No. 3 (September '68)	①臺北盆地的氣候 ②地震波初動分佈與發震結構 ③依據判別解析法預報颱風侵襲或接近本省時之降雨量 ④民國五十六年北太平洋西部颱風概述	鄭 子 政 徐 明 同 林 瑞 山	1~13 14~24 25~40	臺灣省氣象局 41	
第十四卷四期 (57. 12.) Vol. 15 No. 4 (December '68)	①臺灣冬季雨量與極地寒流爆發關係之研究 ②臺灣春季異常氣候之環流型研究 ③颱風經過臺灣北方海面與臺北及其附近地區之降水 ④解拉颱風農業災害之檢討	魏 元 恒 戚 啓 勳 徐 寶 箴 張 月 娥	1~19 20~42 43~51 52		
第十五卷一期 (58. 3.) Vol. 15 No. 1 (March '69)	①應用厚度圖預報臺灣低氣壓之發生及鋒面動向之研究 ②臺北臭氧全量之垂直分佈研究 ③臺灣地區地震波速度及莫和層 ④物理與經驗觀點談降水量預報 ⑤民國57年颱風報告：第一號颱風娜定 ⑥近年來美國颱風預報研究成果暨檢討	徐 晉 淮 呂 世 宗 徐 明 同 楊 景 樞 蔣 志 才 臺灣省氣象局 陳 毓 雷	1~16 17~21 22~32 33~41 42~59 51		
第十五卷二期 (58. 6.) Vol. 15 No. 2 (June '69)	①鹽寮下寮二地放射性背景計數與氣象因素之關係研究 ②示波槽化現象之理論解析 ③臺中市氣候 ④500 毫巴面上北太平洋中部高空槽及高壓與颱風路徑之關係 ⑤民國57年颱風報告：第二號颱風范迪	呂 世 宗 陳 福 霖 林 瑞 山 張 月 娥 羅 字 振 臺灣省氣象局	1~ 8 9~18 19~32 33~46 47		
第十五卷三期 (58. 9.) Vol. 15 No. 3 (September '69)	①臺北都市氣候與空氣污染關係 ②臺灣雨量與高空氣流型關係之研究 ③臺灣之雨量分佈 ④氣候與文化 ⑤民國57年颱風報告：第三號颱風艾琳 ⑥民國五十七年北太平洋西部颱風概述	鄭 子 政 魏 元 恒 戚 啓 勳 鄭 子 政 臺灣省氣象局 臺灣省氣象局	1~ 7 8~25 26~47 48~54 55~65 66		
第十五卷四期 (58. 12.) Vol. 14 No. 4 (December '69)	①崙坪觀測臺灣太陽黑子相對數及 K 因素之分析 ②阻塞高壓對臺灣天氣影響之研究 ③研究臺北臭氧全量與噴射氣流位移之關係 ④論熱帶風暴孕育發展之氣象條件 ⑤民國58年颱風報告：第一號颱風衛歐拉 ⑥民國58年颱風報告：颱風貝蒂	謝 德 郎 黃 胤 年 徐 晉 淮 呂 世 宗 陳 毓 雷 臺灣省氣象局 臺灣省氣象局	1~ 5 6~19 20~28 29~43 44~51 52		
第十六卷一期 (59. 3.) Vol. 16 No. 1 (March '70)	①冬季臺北盆地低層大氣結構與天氣現象之研究 ②臺灣定量降水預報之簡單統計法 ③天氣預報使用價值之檢討與改進芻議 ④民國58年颱風報告：第三號颱風艾爾西 ⑤民國58年颱風報告：颱風美勞西	萬 寶 康 H. Bogin 著 洪 理 強 譯 陳 毓 雷 研 究 室 研 究 室	1~20 21~30 31~39 40~53 54		

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
第十六卷二期 (59. 6.) Vol. 16 No. 2 (June '70)	①艾爾西及美勞西颱風農業災害之研究 ②臺灣區域冬半年連續三至六天惡劣天氣研究 ③熱帶氣象學現況簡介 ④民國五十八年北太平洋西部颱風概述	張 月 娥 王 時 鼎 徐 明 同 研 究 室	1~17 18~31 32~38 39~51		
第十六卷三期 (59. 9.) Vol. 16 No. 3 (September '70)	①臺灣夏季雨量與颱風關係之研究 ②臺灣山地氣溫之特徵 ③臺灣地區有感地震次數與震度之關係 ④臺灣地區低溫預報之研究 ⑤廈門市氣候 ⑥淡水港高潮之研究 ⑦應用雷達測定雨量之近似預估	魏 元 恒 戚 啓 勳 徐 明 同 徐 晉 淮 張 月 娥 周 玉 璋 S. J. Bock著 王 英 世譯	1~12 13~22 24~28 29~35 36~45 46~52 53~58		
第十六卷四期 (59. 12.) Vol. 16 No. 4 (December '70)	①亞洲區域噴射氣流之特性及其對於臺灣天氣變化之影響 ②天氣幅度擾亂與高空風之分析 ③民國五十九年颱風調查報告第一號颱風美安	萬 寶 康 徐 明 同 謝 信 良 林 民 生 研 究 室	1~21 22~47 48~58		
第十七卷一期 (60. 3.) Vol. 17 No. 1 (March '71)	①臺灣大氣中對流層頂之研究 ②臺灣地區雷雨預報之研究 ③民國五十九年臺灣颱風農業災害之研究	劉 衍 淮 鄭 邦 傑 張 月 娥	1~33 34~48 49~61		
第十七卷二期 (60. 9.) Vol. 17 No. 2 (June '71)	①最近颱風研究之發展 ②對於工業化都市維持環境平衡的幾項建議 ③音爆與氣象因子之關係 ④海水含鹽量之研究	汪 羣 從 鄭 子 政 蔣 志 才 陳 英 茂 林 德 煌 林 茂 生 呂 世 宗 林 瑞 山 研 究 室	1~ 2 3~ 8 9~15 16~23 24~36 37~48		
第十七卷三期 (60. 9.) Vol. 17 No. 3 (September '71)	①颱風特性與臺灣雨量之研究 ②臺灣春雨期內東亞環流型特徵之分析 ③臺北盆地颱風降雨量之計算及預測研究 ④臺北地區豪雨之研究	魏 元 恒 謝 信 良 林 民 生 戚 啓 勳 曲 克 恭 徐 晉 淮	1~17 18~31 32~48 49~71		
第十七卷四期 (60. 12.) Vol. 17 No. 4 (December '71)	①亞洲南部與西太平洋之冬夏季風及其交替 ②臺灣冬季持續性惡劣天候之研究	萬 寶 康 鄭 邦 傑	1~17 18~54		

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
第十八卷一期 (61. 3.) Vol.8 No. 1 (March '72)	①研究高空放射塵及大氣污染長期變化對氣象因素之關係	戴運軌 呂世宗 陳福來 謝 霖	1~7		
	②空氣污染氣體成分之分析及其對於氣候上之影響	鄭 子 政	8~14		
	③衛星照片在分析與預報華南及東海氣旋生長之應用	徐 寶 箴	15~22		
	④論斜壓不穩定性模式和東海氣旋波之生成	趙 友 安	23~30		
	⑤民國六十年颱風調查報告第一號颱風露西	研 究 室	31~37		
	⑥民國六十年颱風調查報告第二號颱風娜定	研 究 室	38~44		
	⑦民國六十年颱風調查報告第三號颱風艾妮絲	研 究 室	45~50		
	⑧民國六十年颱風調查報告第四號颱風貝絲	研 究 室	51		
第十八卷二期 (61. 6.) Vol.18 No.2 (June '72)	①民國六十年臺灣颱風農業災害之研究	張 月 娥	1~26		
	②由特例看高層輻散對雷雨的觸發作用	林 翰 情	27~39		
	③臺灣地區雷雨發生頻率之研究	王 吉 森	40~45		
	④氣象雷達雨量觀測器簡介	張擇仕 沈維新	46~48		
	⑤民國六十年北太平洋西部颱風概述	研 究 室	49		
第十八卷三期 (61. 9.) Vol.18 No.3 (Sept. '72)	①臺灣颱風降雨預報之研究	魏元恒 謝信良 林民生 蕭長庚	1~21		
	②臺灣地區地震與地震規模之關係	徐 明 同	22~31		
	③用比擬法預估颱風侵臺期內降水量	戚啓勳 陳文恭 任立瑜	33~50		
	④1971年11月18日羅布泊核彈試爆臺灣放射落塵之氣象分析	蔣 志 才	51~61		
	⑤從動力觀點剖析颱風	徐 明 同	62		
第十八卷四期 (61. 12.) Vol.18 No. 4 (Dec. '72)	①臺灣高空風與地面天氣之研究	劉 衍 淮	1~13		
	②以氣象衛星照片預報寒潮之爆發	徐 寶 箴	14~20		
	③侵臺灣颱風之分析研究	徐晉淮 羅字振 王博義	21~38		
	④侵臺颱風路徑預報之研究	鄭 邦 傑	39~61		
	⑤冬季平流層增溫效果與臺灣持續性天氣之研究	洪 理 強	62		
第十九卷一期 (62. 3.) Vol.19 No. 1 (Mar. '73)	①亞州南部與太平洋之夏季風及其天氣特徵	萬 寶 康	1~16		
	②民國六十一年臺灣颱風農業災害之研究	張 月 娥	17~27		
	③西北太平洋中高壓脊線與西進颱風之實例分析	蔣 志 才	28~33		
	④臺灣各地農業氣象環境條件之研究	顏 俊 士	34~41		
	⑤可能最大降水量之估計及對洪水預報和水利工程之重要性	劉 復 誠	42~52		
	⑥臺灣氣溫週期變動之分析	蕭 長 庚	53		

氣象學報補充稿約

- 一、來稿須用稿紙（以25×24之稿紙為原則）。
- 二、來稿字數以不超過15,000字，即連同圖、表，英文摘要以不超過10印刷頁為原則。
- 三、圖及表之分量以不超過全文之1/3為原則。
- 四、英文摘要之字數以不超過1,000字為原則。
- 五、關於表格之注意點：

- (一) 表格須另用白紙繕製。
- (二) 表格上方須有標題，並加表1表2等冠號。
- (三) 表格中之項目，內容應儘量簡化。表中不重要之項目或可用文字說明者應儘量避免列入表中。
- (四) 能以文字說明之小表，請採用文字說明。
- (五) 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。
- (六) 統計分析表中顯著處，以*號（顯著）及**號（極顯著）表之。
- (七) 表幅應考慮適合本刊版幅為準。（寬度勿超過13.5cm）。
- (八) 表之標題應能表示內容。

六、關於插圖之規定：

- (一) 插圖應另貼於大張白紙上，註明作者及文題。
- (二) 插圖下方須有標題，並加圖1圖2等冠號。
- (三) 統計圖、模式圖及分佈圖一律採用120—150磅道林紙，以黑墨水繪製清楚。
- (四) 統計圖原圖幅面應在12—15cm，以便縮版。
- (五) 模式圖原圖幅面應在15—20cm，以便縮版。
- (六) 分佈圖原圖幅面應在30cm左右，以便縮版。
- (七) 繪製線條粗細應能供縮小至1/8之程度，但不能超過縮小1/2之程度。
- (八) 數字應正寫清楚，字之大小粗細應一律，至少能供縮至1/8之程度。
- (九) 已列表中之內容，勿再重複以插圖表示。
- (十) 圖之標題應能表示內容。

七、關於照片之規定：

- (一) 照片用紙一律採用黑白光面紙。

- (二) 照片幅面應在12—15cm，以便縮版。

- (三) 照片應充分沖洗清楚，須考慮縮小至1/2時尚能清楚之程度。

- (四) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。

- 八、文稿過長，或圖表過多過大時，投稿人得自行負擔印刷費。

九、關於參考文獻之規定：

- (一) 參考文獻以經本人確曾查閱者為限，如係來自轉載之其他書刊時，須加註明。
- (二) 作者姓名以後為發行年份，加以括號，然後為雜誌或書名、卷期數及頁數。（頁數必須註明）。
- (三) 文字敘述中述及參考文獻時，根據文獻之號數，用斜體阿剌伯字，加以括號，如(1)(2)(3)等插入文句中。

十、文字敘述之號次以下列為序。

中文用：一、(一) 1. (1) i. (i)

英文用：I. 1. A. a.

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

- 十二、文字敘述中之數字除十以下之數字，儘量用阿拉伯字表之。

- 十三、單位須用公制。單位記號例如以m（公尺）、cm（公分）、mm（公厘）、m²（平方公尺）、m³（立方公尺）、cc（立方公分）、l（立升）、g（公分）、kg（公斤）、mg（公厘）、°C（攝氏度）、‰（百分之一）、ppm（百萬分之一份）等表之，可不必另用中文。

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

- 十五、作者英文名以用全名為原則，名在前，姓在後。

- 十六、其他未盡善事項得隨時修正之。

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

- Recent Development on the Recognition of the
Structure of Upper Atmosphere.....*Kenneth T. C. Cheng* (1)
- An Analysis of Heavy Rainfall of June 12, 1972
.....*Ming-tung Hsu, Cheng-kai Chen* (7)
- Operational Numerical Prediction Models at
the National Meteorological Center.....*John D. Stackpoie* (27)

Translated by K. Y. Lin

Reports

- Report on Typhoon "Betty".....*Research Section* (37)
- A Brief Report on Typhoons in the Northwest
Pacific in 1972.....*Research Section* (49)

- Index**..... (67)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road Taipei,

Taiwan, Republic of China

氣象學報

季刊

第十九卷 第三期

目次

論著

- 釋雷雨.....鄭子政.....(1)
- 用比擬法預估颱風侵臺期內之降水量(二).....吳宗堯、戚啓勳.....(10)
- 臺灣雨量長期預報之研究.....魏元恒、謝信良、蕭長庚.....(20)
- 臺灣之地震能量.....徐明同.....(39)
- 臺北市大氣污染之現況.....呂世宗、陳福來、繆在澄.....(53)
- 民國61年臺灣地區的地震活動和蘇俄科學家
預測發生大海嘯的可靠性.....蘇昌隆.....(61)

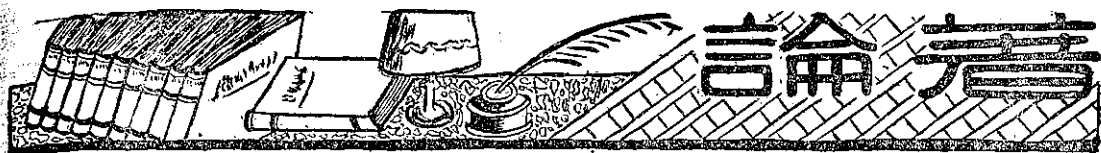
氣象學報

(季刊)

第十九卷 第三期

主編者	中央氣象局氣象學報社
地址	臺北市公園路六十四號 電話：三一四一四一
發行人	劉大年
社長	劉大年 電話：三一〇八四〇
印刷者	文英印書公司
地址	臺北市三水街七號 電話：三三四七二四

中華民國六十二年九月出版



釋 雷 雨

鄭 子 政

Thunderstorm, its Development, Global Distribution and Associated Phenomena

by Kenneth T. C. Cheng

Abstract

This paper gives a generalized concept on the investigations of thunderstorm during last two decades. It traces from the early study on the development of thunderstorms under the Thunderstorm Project and discusses to some extent on the Bergeron's theory of colloidal instability. A general description on the global distribution of thunderstorms about its annual and seasonal changes has been introduced in particular, to the region of the United States and China given in a more detailed manner.

The acoustic and electric phenomena in the thunderstorms are particularly interested to those meteorologists in applied meteorology. Some problems on the relationships between the electrification and precipitation discussed in the works of Malan and Chalmers are referred essentially. The measurements on the changes of potential gradient between the ground and cloud base and intraclouds given by different authors have been made in a good presentation in order to show its variation in amplitude with environmental changes. Classification of lightning has also been referred for those who wish to differentiate the phenomena of lightning discharges. The difference on the processing of pilot streamers and subsequent strokes can be differentiated without and with ionized path in preexistence.

Finally, it gives a description on the peculiar product of thunderstorms—the hailstones, its development and construction of such ice crystals through polarizing pictures of Knight's late studies. Thunderstorms developed under different synoptic situations and of some regional characteristics have been analyzed with brief discussions.

一、雷雨之定義

『雷雨』(Thunderstorm) 名詞的定義，望文生義；比類合誼，可以窺其概略。在大氣層內各種現象，於氣象學上，大別為四類：由水汽所形成各種現象，統稱為『水象』(Hydrometeors)；其由固體物質，(以冰粒除外) 所形成之現象統稱『塵象』(Lithometeors)；其因光波經折射、反射、透射、

或散射所形成之現象統稱『光象』(Photometeors)；而其因電化作用所產生各種現象則稱為『電象』(Electrometeors)。在雷雨中則可能囊括多種現象，兼收並蓄。雷雨中有強勁的陣風(Gustwind)；上達高空的上下對流；旺盛的暴雨；閃電和霹靂。因而雷雨在大自然現象中是一種洋洋大觀的現象。雷雨範圍不論其在縱橫與上下，皆可達數英里。大塊雷雨

雲，其旺盛對流可能沖向上空達六萬英尺以上，直抵對流層頂高度。雷雨的能量純取自上升氣流中水汽因凝結而釋出的潛熱。因此雷雨風暴的垂直發展愈甚，其所釋出的能量也愈多。

二、世界雷雨日數頻率分佈

世界各地雷雨日數分佈於一九五六年世界氣象組織曾作一次詳細調查。⁽¹⁾世界主要雷雨活動多發生於熱帶陸上地區，由此顯示雷雨多屬於對流型現象，而其發生時間常在一日中對流發旺時間，以在午後至晚間居多。審察世界全年等雷日線(Isoceraunic line)分佈，雷雨頻率最高中心集中於熱帶與副熱帶地區。在非洲沿赤道區烏干達(Uganda)的滑薩(Watsa)地方年有雷雨日數達一百八十四日。在赤道以北，雷雨頻率最高中心有數處：(一)馬來聯邦的吉隆坡(Kuala Lumpur)年有雷雨日數一百八十日；(二)非洲喀麥隆(Camerouns)的杜阿拉(Douala)年有雷雨日數一百六十三日；(三)獅子山國(Sierra Leone)的達魯(Daru)年有雷雨日數一百八十五日；(四)黃金海岸的阿庫細(Akuse)年有雷雨日數一百七十一日；(五)中美的聖薩爾瓦多(San Salvador)年亦有雷雨日數達一百十五日。至於在赤道以南，雷雨日數頻率最高中心亦有數處：(一)澳洲西北端喬治四世港年有雷雨日數一百日；(二)馬達加斯加島西岸的密安特里瓦蘇(Miandrivazo)地方每年有雷雨日數一百四十六日；(三)南美洲巴西亞馬孫河(Amazon R.)上游卡勞烏里(Carauari)地方年有雷雨日數二百零六日，可稱為世界雷雨日數最多的地方；(四)秘魯與玻利維亞雷雨日數亦有在一百四十日之處。雷雨中心區於四月後始移向赤道以北活動，至八月間達其旺盛時期。北非洲各雷雨中心區至九、十月間始登峯造極。九月之後，在赤道以南各雷雨中心地區始見活動，至一月前後而達其旺盛時期，但在五月之後，赤道以南雷雨之活動，已經零落。海上雷雨活動遠較陸上為少。秋冬季節在南太平洋中雷雨發生次數較南大西洋中為多。在南印度洋中僅在沿北緯四十度一帶間有零星之雷雨。在北大西洋中於春夏間雷雨之頻率高於北太平洋；秋季(九月至十一月間)更有顯然的差別。在海上雷雨發生時間以夜間居多。在溫帶以北的地區(在北緯六十五度以上)雷雨已經絕迹。

美國各地全年雷雨日數分佈⁽²⁾以在路易西安那州(Louisiana)與弗羅里達州(Florida)沿墨西哥灣海岸一帶雷雨頻率最高，而在弗羅里達半島中部又為

雷雨頻率最高的中心地帶。春季之後，雷雨頻率驟降，在墨西哥灣沿岸分外顯著，此後各地雷雨頻率漸次向北推進至大平原大湖區南部及中大西洋沿岸各省。夏季雷雨旺盛時期，雷雨日數在三十天以上地區擴展至亞利桑那州中部，進至新墨西哥，而後推及落磯山中部地區及其東部坡地。東南各州形成另一雷雨中心地區自阿帕拉契山脈(Appalachian)尾間向南漸次增加，而以弗羅里達半島為中心。全年雷雨頻率固然以弗羅里達半島中部為最高。但在大西洋沿岸平均年有雷雨日數二十日，在太平洋沿岸地區年平均則僅有雷雨日數在五以下而已。

臺灣各地區平均每年雷雨日數分佈⁽³⁾以在中央山脈區在夏季季風的迎風坡面雷雨頻率較高，大致等雷雨日數線在四十日以上。臺中全年雷雨日數達四十四日。臺灣本島東部沿海岸雷雨日數比較西部沿海岸雷雨日數為少。但在臺灣海峽中的澎湖全年雷雨日數僅有十四日。基隆雷雨日數稍高於澎湖，全年亦僅有十七日。顯示臺灣各地雷雨多屬於地方性熱雷雨。

中國大陸各地年平均雷雨日數頻率分佈⁽⁴⁾，以海南島為最高，海口年有雷雨日數一百零五日，瓊州竟達一百十五日，此為中國大陸雷雨日數之最高值。廣西省梧州達九十日，南寧亦有八十六日。廣州僅有四十六日，福州則有五十四日。雲貴高原在思茅有九十四日，騰衝有八十七日，但在昆明雷雨日數僅有四十四日。在沿海一帶向北推進，各地雷雨日數有次第減少的趨勢。溫州年有雷雨日數四十八日，上海則僅有二十九日。青島祇有十六日，而天津為二十日。但稍走向內陸，雷雨日數亦略見增加。南京年有雷雨日數三十五日，比較上海多六日。濟南為二十三日比青島多七日。北平有二十七日亦較天津增多七日。此外開封為十四日，而在蘭州為二十五日。湖澤地區雷雨日數亦略見增多。譬如：南昌年有雷雨日數五十八日；長沙有四十七日；衡陽則有六十四日。總之，年平均雷雨日數分佈與各地地理環境有密切的關係，顯然可見。

三、雷雨雲的結構

一九四六年至四九年間美國氣象局，海空軍及航空顧問委員會聯合推動一項雷雨研究計劃(Thunderstorm Research Project)。因雷雨雲的結構不僅在航行安全上有重大的影響，且在雲物理學上能開闢一個新的境界。雷雨雲的發展，大抵由於地面受強烈日射，使一地區近接地面空氣產生不穩定狀態，部

所受熱空氣比較其四周環境空氣為輕，而生浮力，於是產生局部對流。上升空氣中所含大量水汽，隨氣溫遞減而氣溫降低，空氣中所釋出水汽乃凝聚而形成雷雨雲塊 (Thunderstorm cell)，然後順序發展。雷雨雲塊可由單獨雲塊 (Single cell) 發展，亦可由多數雲塊 (Multi-cell) 聚合發展。其過程簡明的可分列為三個階段：第一階段稱為積雲期 (Cumulus Stage)。在此階段為對流發旺期，上升氣流自地面可上達二萬五千英尺 (七千六百二十公尺) 高度。雲塊中所包含的純為水滴。雲塊中強盛氣流上升速率可達每秒五十英尺 (或每秒十五公尺)。一般而論，空氣上升達一萬五千英尺氣溫已降至攝氏零度；倘若上升至二萬五千英尺，氣溫將降至攝氏零下十九度左右。已到達昇化作用的環境。因之在雲塊上層已可能有過冷水滴或冰針的存在。積雲雲塊發展至凝結層 (Freezing level) 高度，其歷經時間不過十五分鐘左右。第二階段稱為成熟期 (Mature Stage)，雲塊向上發展可達六萬英尺 (約二萬公尺)。在雲塊中其上升氣流中已有雹石形成可能，且在繼續成長，而在雲塊中部已見部份下降氣流 (Downdraft)。在雷雨雲底的前方，可能有陣雨降落。而此下降氣流 (updraft)，且繼續向水平與垂直方向發展，但其上升氣流仍在向上發展中。上升速率可能達每分鐘五十英尺 (或每秒鐘二十五公尺)；而其下降氣流僅及每分鐘二千英尺 (或每秒鐘十公尺)。雲塊中因有大量下降空氣使在雲塊下方在地面有陣性強勁外流 (Outflow)。此在雷雨中最大風速可達每時七十五英里 (或每時一百二十公里，或每秒三十三公尺者) 不屬罕見。在標準的雷雨雲塊中，其下層為水滴，其中層則為雨與雪的混合物，而在其上層則純為雪與冰針。按瑞典氣象學家白奇龍 (T. Bergeron) 所創雲塊中降雨由於膠性不穩定 (Colloidal Instability) 的學說。雷雨雲顯然為其標準模式。在雲塊中有直徑不等，電荷不同，溫度不一的水滴之外，且有三種物理形態不同的凝結物同時存在於雲塊中，加以雲內有劇烈的對流作用，因此可以產生大量不穩定性的降水。在雲塊中於上升氣流區域內亂流 (Turbulence) 極盛。而在下降氣流範圍以內或在雲塊與雲塊之間，亂流減弱。通常亂流情形在雲塊下層較輕，但亦偶有例外。成熟時期雲塊的發展大約在三十分鐘，或其存在時間更久。而後雷雨雲即進入於第三階段所謂消散時期 (Dissipating Stage)。此時期雲塊中顯著現象為凝結層的高度降低及下降氣流範圍的擴展，漸達

於雲塊中上層，終至整個雲塊為下降氣流所獨佔，而使其上升運動消失。此時雲塊中的降雨亦見終止。一大塊雷雨雲的消散期大致亦不過在三十分鐘左右。由多數雲塊所聚合的雷雨雲，其範圍自較單獨雲塊所發展的雷雨雲為大，其生存時間亦較久長。當雷雨雲發展時，風速隨高度增加甚快，雲端顯示傾側狀態。傾側的雷雨雲塊常比較不傾側的雷塊其活動時期較長，其理由因傾側雲塊中所降雨量僅居其垂直對流中的一部份而已。穿過雷雨雲飛行時，在一萬與二萬英尺高度間常遭遇陣性風速可達每秒九公尺 (或每秒十六英尺)，而在雷雨雲頂之下五千至一萬英尺距離間，可能遭遇更強大的陣風。在地面粗糙率 (Roughness) 增加時，雷雨雲中陣性風速更擴展至其上層。

四、雷聲的來源

當氣體升至充分高溫時，氣體的原子與分子即發生游離現象，在粒子於熱的騷動增進之下，因受強烈的碰撞，而產生電子。在高度游離情況之下，此自由活動的電子與游子受電磁力的支配，其性質與準常未經游離的氣體性質迥異，因稱之為電漿 (Plasma)⁽⁵⁾。在閃電發生時電漿核心 (plasma core) 的溫度可高至攝氏一萬五千度與二萬度以上⁽⁶⁾，其環境空氣溫度驟然增加至極熱程度，同時急速膨脹，因而發生音響的震波 (Acoustic shock waves)，所謂雷聲。⁽⁵⁾自地面至雲底回閃 (Return stroke) 所需經過時間小於一百微秒 (Microsecond) 亦即為音響震波所經過的路徑。而雷聲發生之處乃在閃電路徑之頂端，其距離每比較雲底閃電波路徑為長。光速傳遞的速率約為每秒二九九、八〇〇公里，而音波在大氣中傳遞的速率僅為每秒三四四公尺。因此，假設閃電發生在三公里高度處，而音波在空氣中傳遞速率為每秒三三〇公尺。則音波由閃電底部而來者幾乎將直達於觀測地點，而音波來自一百微秒閃電路徑頂端者約需在閃電發生九秒鐘後，始能傳達觀測地點。至於隆隆雷聲 (Rumbling of thunder) 則可能更在九秒鐘以後。此種雲中隨後而來隆隆之聲可能由於雲中水份含量不同與溫度不等區域的不連續面所產生反射 (Reflections) 與交混回響 (Reverberations) 之結果。

五、霹靂造成的禍害

在閃電中強盛電流經過一局促的空間，其結果使空氣不能達到自由膨脹的目的，於是使孔窟中四壁的壓力增加。因此孔窟愈大，其四壁所受壓力愈小。假

定在閃擊時電流通過使在孔隙中空氣溫度到達攝氏二萬度。其初氣壓為一氣壓按照理想氣體公式 $PV = RT$ 。P 為氣壓，V 為容積，R 為氣體常數，T 為絕對溫度。照上式推算的結果，孔隙中氣壓將增至六十九氣壓單位（約相等於一千齊（psi），此為每平方英寸磅數單位）。當氣溫在攝氏二萬度時，空氣分子即分解而為原子，且產生游離作用。一般狀況，一空氣分子常分裂為二個游離原子與二個電子。若按照能量等分定律與道耳吞（Dalton）的分壓定律推想，此氣壓顯將達於二百七十六氣壓之數。威力之猛，可以想見。因之一次閃電射入石隙之中，足以使土壤四濺而石塊分裂。在瑞典一次霹靂中，自附近田溝閃擊一株巨松。開溝長二百五十公尺，而在一處有一穴口，其直徑二公尺，深七十五公分。掘起石塊重達半公噸，而將樹拔出地面。其所掘出土石容積有二十五立方公尺，權其重量約七十噸。估計此次閃擊力量應與高度爆炸性黃色炸藥二百公斤的效應相互等量齊觀。通常一次閃電所增熱空氣柱平均約六公里長，直徑約十五公分。雷聲傳達的距離，不過二十五公里，但在戶外而聽者在極靜寂環境中時可聞達一百公里。一次霹靂所發射的音能約在一億焦耳（ 10^8 joules）。閃擊常能引起火災，閃電時間愈久，愈易使脈衝電流強度增加，而引起物質燃燒。尤其在森林中。閃擊每亦能造成他種禍害，如六十二年七月二十四日美國密蘇里州擊毀奧沙克航空公司噴射飛機一架，並有廿八人傷亡事件，在世界各地，比比皆是。民國四十五年七月二十二日在臺灣中南部於一日之間遭遇雷殛而斃之人數達九人之多。(八)

六、雷雨雲中帶電（Electrification） 與降水之關係⁽⁹⁾

電性對於撞擊水滴的影響，早在一八七九年瑞立（Rayleigh, L.）⁽¹⁰⁾ 已曾論及。雷雨雲中帶電實以急速垂直發展為因，以降水為其果，而甚於其帶電的原因。帶電有促進水滴合併（Coalescence）的效應。甚至在靜電場中，同性的電子亦有其影響。在一次閃電之後，恆湧出一陣暴雨（Gush of rain）。此點每引為疑慮，暴雨為閃電之因；抑或閃電為暴雨之因；甚至二者皆由於其他因素，而另有關於帶電與降水的關係。由雷雨雲下，以雷達密察的結果，在電場中所持有水滴質點，每在經過閃電之後，始行降落。由此推論閃電為暴雨之因，甚於其相反之果。蓋電場有增進雲層中水滴合併機率的效應。因此在雷達回波中

顯出大的水滴，每在閃電發生之後。若雷達回波上無此現象，則大雨常發生在數分鐘之後。據熊倫（Schonland, B.F.J.）⁽¹¹⁾ 論此種暴雨歸諸於一種新名詞，稱為『降落傘效應』（Parachute Effect）。在雲塊下端經荷電的大水滴與其在雲塊上層荷電相反的冰針間受靜電場吸引而阻止其下降。冰粒質點雖小，但分佈於一大量容積中受上升氣流浮力效應而停留於空際。在閃電發生時，大的水滴皆已放電，前所維持的靜電力場歸諸消失，雲中大的水滴在一、二分鐘之後，於是降落於地面。是為熊倫之新說。大的水滴在雲塊中可能於凝結層以下聚集於廣泛垂直範圍中，而在極短時間約十餘秒鐘內繼續其行程而下降至於地面，此類雨滴的聚合，則可能由於靜電力量的指使。

七、雷雨雲電位梯度（Potential gradient） 之變化

電位梯度的測量常取二點不同高度而量其電位差。其中一點即以地面為其參考點（Reference point）。據英國辛普生（Simpson, G.C.）⁽¹²⁾ 測量電位梯度在暖鋒（Warm Front）或他種寧靜狀態之下，當為負值而超過每公尺一千伏特。倘在冷鋒（Cold front）或不穩定狀態之下，電位梯度每超過每公尺二千伏特以上。至於在晴天時電位最高值不超過每公尺一百至二百伏特。按宛曼爾（Wormell, T.W.）⁽¹³⁾ 稱閃電卸電之前在三公里高度電位梯度變化在負每公尺五千五百伏特至正每公尺三萬七千伏特（ -5500 V/m 至 $+37,000$ V/m）。羅斯曼（Rossmann, F.）⁽¹⁴⁾ 以滑翔機在一風暴雲之下直接測量得電位梯度為每公尺九千伏特，顯示在雲中電位似應高於此值。查普曼（Chapman, S.）⁽¹⁵⁾ 以無線電探空氣球升入雷雨雲中測量得電位在每公尺二萬一千伏特，但在降雲風暴中此值可能降低。耿恩（Gunn, R.）⁽¹⁶⁾ 則以飛機入雷雨雲中，適在閃電發生之前，測得電位達負每公尺三十四萬伏特。一次閃電中所釋放電量約為二十庫倫（Coulombs）假定一次雷雨持續一小時時間，在每二十秒鐘產生閃電一次，則將有一百八十次閃電，估計其所釋放電能率將為 $180 \times 10^7 / 3600 = 5 \times 10^6$ KW 千瓦小時。在任何時間地球表面約有三千個雷雨在活動中。⁽¹⁷⁾ 因此在全球各處動力（Power）因不斷的有閃電在消失中，約在十億千瓦（ 10^9 KW）之譜。

電位梯度每有周日變化，在一日之中，有二個最低與二個最高。最低在上午四時至六時間與自中午至

下午四時間。最高在上午七時至十時間與下午七時至九時間。周日變化的波幅常超過其平均值的百分之五十。電位梯度常受地方時間上之影響，在地方空氣中凝結核數量增加時電位梯度大；而在空氣成分潔淨時，電位梯度小。以周年而論，電位梯度於冬季時大而於夏季時小，此顯示空氣中污染程度上之差別。空氣中電位梯度在一九五二年二月廿五日非洲比屬剛果日蝕時顯示比較準常值低降而為負值。此種影響可上達五千公尺。⁽¹⁸⁾白田山少尚 (Hata Keyama, H.) 曾在柿岡 (Kakioka) 地方於嶺山 (Yake-yama) 火山爆發時在二百五十公里之外觀測電位梯度，測得負電位梯度每公尺一千二百伏特。在熱帶乾燥地區每發生強烈塵魔風 (Dust devil)，在薩哈拉沙漠中尤為常見。在塵魔風中其上層為負電荷而在其下層則為正電荷。海風中常有較高電位。賴愛德 (Reiter, R.)⁽²⁰⁾ 在不同高度各測站測量降水時電位梯度，在乾燥雪片降落時為正值而在雨雪混合或部分融解雪片降落時則為負值。顯示在不同自然與地理環境之下皆能有影響及於電位梯度的變化。

八、雷雨中的閃電的型類

雷雨中電象，據世界氣象組織⁽²¹⁾ 分列為五類：(一)條閃 (Streak lightning)，一種遙遠的閃電其路徑近似直線，或曲折而作枝狀；(二)急閃 (Progressive lightning)，其形態類以急速前進，但其主幹及其枝條仍可鑑別；(三)片閃 (Sheet lightning)，呈現一片均勻光亮區域；(四)鍊閃 (Chain lightning)，可能在條閃之後，顯出條閃斷碎為許多小段，作珠丸狀而為時亦較久；(五)球閃 (Ball lightning)，在閃擊發生之後，偶見如球形閃電，如火球然，其直徑在十公分至二十公分間，鮮有達一公尺者。馬蘭 (Malan, D.J.)⁽²²⁾ 則分列閃電型類為六種：(一)枝閃 (Branched flash)，自雲底與地面間所生的閃電，其主幹路徑屈曲而作枝狀，雲中電路無法可見。有時閃電末端光度比較其主幹為暗淡，且屬習見；(二)帶閃 (Ribbon lightning)，亦為雲底與地面間閃電之一種。其外形似為連續並排的枝閃，若綵帶颯空，搖曳不定。其原因由於強烈風勢從側旁吹去，使游離電路中連續卸電成分隨風向移去；(三)珠閃 (Beaded lightning)，珠閃顯現時光較久，常在暴雨中見之。初為連續枝閃，其後光度轉為暗淡而斷鍊為串珠形狀；(四)雲間閃電 (Air Discharges)，由雲塊中放電作水平方向，而不接於地面，其距離可達十六公里

，偶而出入於雲間；(五)雲中閃電 (Intra-cloud discharges)，雲中閃電，在地面僅有擴散閃爍光波可見，或祇在雲的透明部份可以窺見其局部而已。雲中閃電其次數遠多於雲底與地面之間，約在六與一之比以上。在一旺盛雷雨雲中可能產生數百次以上的雲中閃電，而竟無一次地面閃電可見。雲中閃電在雲中進行，可自雲塊的一端至其另一端，其間可達八十公里至一百六十公里遙遠的距離；(六)球閃 (Ball lightning)，球閃見於在閃落地之後，沿地面或穿過空氣中而沒黯然消失，間或觸及樹木或堅硬物體而發生爆炸。球閃路徑常隨金屬傳導體進行，如架空電線或路軌等物，間或由窗戶進入室內，或從烟突中而下。球閃每有擊傷人畜之事傳聞。一球閃如柑橘大小，投入盛水四加侖桶中可以使水溫升高達於沸點。球閃在阿爾卑斯高山區尤為習見。

九、閃電測量之結果

三十五年前阿博敦 (Appleton, E.V.) 與查普曼 (Chapman, F.W.)⁽²³⁾ 曾由電位梯度變化將步進導流 (Stepped leader) 分為三個階段：主擊 (Main stroke) 或回擊 (Return stroke) 與連續放電 (Continuing discharge)。由電的變化測量在主擊或回擊之前，自百分之五秒至十分之四秒；而在主擊間僅數毫秒 (Millisecond)；最後變化，不過十分之一秒。據熊倫 (Schonland, B.F.J.) 指出自梯閃 (或稱步進導流) 至第一次閃擊與激射導流 (Dar-leaders) 至隨後閃擊 (Subsequent stroke) 的差別，在於後者已有游離路徑 (Ionized path) 存在，而在前者則必須使空氣的絕緣崩潰。此梯閃的有效速率使空氣絕緣崩潰之過程稱為導引閃流 (Pilot streamer)。設電位梯度足敷游離而產生閃電現象，則此閃流的最低速率應為 $(1.0 \times 10^5 \text{ m/sec.})$ 每秒十萬公尺。

梯閃可分為阿伐 (Alpha) 與貝他 (Beta) 二種型類。阿伐導流 (Alpha leaders)，其梯階長度約在十公尺至二百公尺，若取其平均值為五十公尺。每一梯階所經時間為一微秒 (μsec)，因此其經過一梯階平均速率約為每秒五十萬公尺 ($5 \times 10^7 \text{ m/sec.}$)。在一梯階至另一梯階間有一休止時光在三十至一百毫秒之間，而後另一梯階開始。導引閃流的速率在每秒十萬至一百萬公尺間 (10^5 至 10^6 m/sec.)。於貝他型梯閃，其有效速率初期較高在每秒六十萬至三百萬公尺 (6×10^5 至 $3 \times 10^6 \text{ m/sec.}$) 間，但經過幾個梯

階之後其速率降至十萬公尺左右，且閃擊不能達於地面。貝他型類導流其上部常閃枝密滿，光度強而梯階長；而在其閃擊後部則光度弱而梯階短。經由攝影紀錄觀測之結果，梯閃百分之六十五皆屬於阿伐型類，但間有發生於雲中而不能見其急速部份。梯閃形成的原因，推求其解釋由於導引閃流的軸幹有無數電子流下，但有些電子則被原子與陽離子的虜獲，因此須有新電子的補充，以重達充分電位梯度使電流有前進力量，因而形成步進狀態。

激射導流 (Dart Leader) 乃屬於隨後閃擊 (Subsequent stroke) 而不屬於步進導流。因在激射導流發生時，空中已有游離路徑存在。換言之，激射導流的游離路徑實較諸步進導流游離路徑為陳舊。其游離乃取復合 (Recombination) 與擴散 (Diffusion) 作用，其游離程度因之較弱。激射導流的速率僅略高於導引閃流在每秒一百萬至二千萬公尺 (1×10^6 至 2×10^7 m/sec.) 之間。熊倫稱平均主擊 (Main-stroke) 波道直徑約十六公分。但尤孟 (Uman, M A.) (24) 測量閃電穿過纖維玻璃洞孔直徑在二至三公分半之間。一次閃電路徑在失去發光性 (Iuminosity) 九十毫秒後在此一路往中即無法繼續產生另一閃擊之可能。在一次閃電 (Flash) 中常有多次的閃擊，其次數多寡端視不同電荷中心 (Charge centres) 的位置而定。一般而言，百分之八十以上閃電多屬於複式閃擊 (Mutiple strokes)，亦即一次閃電中有多次閃擊的意誼。在南非測量得百分之五十閃電中至少有二次主擊與百分之二十五閃電中有四次閃擊以上。在鋒面風暴較諸地方性熱雷雨多有比例成分較高複式閃擊，顯示風暴雷雨範圍廣大而性質複雜。閃擊次數多寡似與其緯度高下無關。平均一次閃擊與另一次閃擊間相隔時間約六十五毫秒，約居其頻率百分之一，閃擊之間曾達五百毫秒，但未有超過一秒以上的紀錄。負電荷中心的高度平均在三至六公里之間，此電荷中心的高度顯然與雲中溫度有密切聯繫的關係。

球閃的球體直徑一般常在十至二十公分之譜，小者僅不過一至二公分，其最大者可達一百五十公分。球閃常發生在空氣中較高處而落向地面，其光亮時間不過數秒鐘至一分鐘。球閃可能為極高溫維持下的游子與電子的電漿所組成，而其消失時間不過數毫秒而已。另一種設想在此電漿中可能含有臭氧，亞氧化氮，及其他有機或金屬塵埃在內。俄人阿拉拔傑 (Arabadgy, L.) 則稱在球閃中含有 (Xenon) 氙原子，

因而在閃電中受高能粒子所分解，而其所產生核能得以維持其核反應亦屬於一說。

十、雷雨雲中的產物—冰雹

雷雨雲的結構是屬於一種垂直發展的雲塊，在雲塊中由於暖空氣急劇上升，在暖空氣中含有大量水汽，相對濕度常達百分之七十以上。空氣在上升過程中因受氣體膨脹律絕熱冷却之控制，氣溫隨高度增加而降低。因此水汽的三種不同物理形態皆並存在於一雲塊中。水汽凝結為水滴之後，繼續受上升氣流的衝擊而向上入於雲中更低溫的區域，於是凍結為冰粒，其空氣環境溫度可低至攝氏零下十五度以下。冰粒在雲塊中上下運行，其體積因繼續合併其環境中水汽而漸次增大，終至於上升氣流不勝其負荷能力而降落於地面。此種冰粒稱為冰雹。雹粒的大小，一般直徑約五公釐，間或有六至十公分者，一九二八年七月六日美國內布拉斯加 (Nebraska) 州博德 (Potter) 地方曾降落冰雹其直徑達十四公分。其⁽²⁵⁾ 危害足以傷害人畜，或毀損建築，可以想見。民國六十二年五月八日下午三時十分埔里亦降冰雹，大如腫豆，舖滿地上，居民於二十年來未見此象皆引為奇事。通常降雹時間不過十五分鐘，且多在於中緯度地區，鮮見於熱帶範圍之內。

冰雹的結構，那愛德 (Knight, C.) (26) 以編振濾光器 (Polarizing filters) 觀測的結果。因知在雲中潔淨過冷水滴可低至攝氏零下十五度以下，過冷水滴在遭遇塵點或冰粒經過多次相互撞擊之後，於是冰雹形成。冰雹成長的大小，須視乎雹粒與其環境溫度的差別，空氣中所含水分的多寡，水滴的大小，與雹粒下降速率的緩急而定。冰雹在雲塊中一面蒸發，一面凝結，因此雹石結晶的剖面，顯出一部份為白色在另一部份作近乎透明形態，而呈現同心圓層次的結構。其顯露白色部份則因包涵較多汽泡使光波在不同角度受到有效的擴散與反射。冰雹內部的結構可以顯出其下降高度及其在成長中環境的變化。錐形冰雹其尖端向下，其大小常在二公分，間亦有達五公分者。冰雹內部的結構亦有分裂作葉狀 (Lobe structures) 者，此類冰雹可能發生在極寒冷環境中成長，且在雹粒下降路徑中可能滾動而下，因而形成此種結構。在雹石中含有液態水份時，如再凝結時即產生多孔狀態 (Spongy growth)。當雹石中液態水份再進入更冷環境後，可再生凝結作用，而出現分裂現象。雹石中結晶體於其環境溫度低於攝氏零下二十至二十五度

時，其結晶體較為細小，而在高溫時候，其結晶體較為肥大。

電石中所含液體水份的多寡，據季德齡 (Gitlin, S. N.) 與顧雅 (Goyer, G. G.)⁽²⁷⁾ 在非洲肯雅 (Kenya) 作電石中熱量測量研究，顯示在取樣中百分之五十七不含水份，此類電石皆較為堅實。在其餘取樣中，其平均所含水份為百分之四點二。但在美國科羅拉多 (Colorado) 與南達科塔 (S. Dakota) 州於五次雷雨中取樣分析所得平均水份含量為百分之十四點六。其所獲結論在肯雅所見為堅實電石其所含水份低，而柔軟電石其所含水份高。多含水份的電石類皆為柔軟而大，且有明冰外殼者。在美國取樣中則屬於不透明的電石，其所含水份較高。在春季所降電石，其所含水份較高，而在秋季所降電石其所含水份較低。羅辛斯基 (Rosinski, J.)⁽²⁸⁾ 則稱電石內部的結構可以影響及於電石的外形，而電石的外形，質量與體積決定其降落的速度，其下降方位與下降路徑。又稱在電石中所含的不溶解物質質點大小，大抵在一點五至三點零微米 (Micron) 左右。費多麗 (Vitorri, O.) 與貝薩蕾西 (Peoaresi, R.) 曾謂在潮濕區中成長的電石比較在乾燥區域中成長者所含鹽份為少。葛里哥萊 (Gregory, P.H.)⁽²⁹⁾ 云：在電石中亦常含有有機物體，在加拿大地區所採集電石樣品中所含有有機物體最高達每毫升 (Millilitre) 一千之數，而其主要物質為植物的渣滓如花粉，孢子之類。土壤或塵埃亦能因風乘勢而帶上雲端。電石的成長率與其大小，其主因仍在於雲塊中所含水汽的容量與空氣上升速度及電石終端下降速度的差別。電石整個成長所需時間約為其最外層成長時間的二倍。總而言之，電石的結構及其形態的研究足以供整個雷雨結構上的參考，可以信而無疑。

十一、雷雨的型類

雷雨形成的環境，簡明的說，可以大別為二種型類：一為氣團雷雨。其主因由於在一種氣團中受強烈日射後使地面產生旺盛對流，在空氣絕熱過程中產生潛在不穩定⁽³⁰⁾ 因而發展為雷雨，亦即為對流性雷雨或稱熱雷雨。此種雷雨僅成長於單純一種氣團中。對流性雷雨在熱帶與副熱帶氣候中為一種特徵，全年降雨量中仰賴於雷雨供應部份，佔其重要地位。臺灣阿里山年雨量約四千公厘，而由雷所降雨量在一千二百公厘以上。而恆春全年雨量為二千四百公厘，其由雷雨而來的雨量約達八百餘公厘。臺北年平均雨量為二

千一百公厘，其因雷所產生雷雨在七百二十公厘以上。皆在其年雨量三分之一左右。而另一種環境亦足以促使地方性雷雨的發展，即在空氣中已飽含水汽，而經過山坡地形上的強迫上升，使空氣達超絕熱直減率 (Superadiabatic) 狀態，因而在山區所見雷雨頻率特高。在臺灣各地區全年雷雨日數以在阿里山為最多，而在盆地如臺中，宜蘭及臺北等處次之。此類雷雨常稱為地形性雷雨。(Orographic thunderstorms) 另由二種不同性質氣團集合，而在其接觸面所產生的雷雨稱為鋒際雷雨 (Frontal thunderstorms)。在暖空氣滑升至冷空氣圓錐 (Dome) 坡上所產生的雷雨，統稱暖鋒雷雨。若在暖空氣受冷空氣所截斷 (Undercutting) 時所產生的雷雨，統稱冷鋒雷雨。在此類雷雨形成過程中多屬於衡位不穩定 (Potentially unstable)⁽³¹⁾ 狀態。鋒際雷雨其所佔地區範圍較為廣大，且有季節性。溫帶地區春雷為一年中的初雷。中國舊時曆書採用陰曆，但為達其不違農時之目的，因而輔之以陽曆，乃有二十四節氣釐訂。在春分之前，約在陽曆三月五日前後定有『驚蟄』節氣。泛指此時雷乃發聲。秋分八月中，雷始收聲，蟄蟲壞戶，水始涸，概泛指一年中終雷時節。初雷與終雷大抵皆指鋒際雷雨而言。在一個楔形低壓中於風切線上往往形成一條飢線。沿線常有陣性甚強大風與雷雨，飢線長度可達至數百公里以上。此種非鋒際情況下所產生的不穩定性雷雨，常稱為飢線雷雨。此類陣性狂風每稱為線飢，(Line Squalls) 其造因乃由於雷雨前時經由降雨而冷却的下降氣流所致。於西南季風時期在麻六甲 (Malacca Strait) 海峽有所謂蘇門答臘 (Su-matra) 一種熱帶性線飢常隨暴雨而至，每在夜間發生於高地，顯屬於受谷風的影響而增強。另有一種海龍捲乃亦屬於一種夏季所習見的現象。⁽³²⁾ 海龍捲常形成於雷雨中，且有時冷鋒飢線或熱帶風暴相與俱來。但在臺灣有『一雷壓九飢』的諺語，顯見其不可輕信。民國四十八年八月七日至八日因旺盛西南氣流入侵，在斗六一處由於雷雨連續發生，於二十四小時之內，竟下落一千公釐 (四十英寸) 的雨量而造成中南部空前巨大的水災。

十二、雷雨豫告與研究的展望

雷雨既為對流不穩定現象，因而就穩定度指數 (Stability Index) 去推論自屬於一合理的路徑⁽³³⁾。至於一般性的豫告方法，郭士克 (Godske, C.L.) 與白奇龍 (Bergeron, T.) 及皮基鐸銀 (Bjerknes, J.)

諸⁽⁸⁴⁾已有深論。在此短篇文字中自無法涉及。至於雷雨的研究，自一九四七年美國實施雷雨研究計劃 (Thunderstorm Project)⁽³⁵⁾之後，雷雨的結構及其隨伴現象皆已有深一層的認識，但氣象學發展跟隨時代進步，必須繼續探求其奧秘，而後對於雷雨現象將有更深的瞭解。

引用文獻

- (1) World Distribution of Thunderstorm Days, WMO TP 6 and 21.
- (2) Aeronautical Climatology-Thunderstorms, Aviation Series, Nos. 16, 7, and 8.
- (3) 劉鴻喜：雷雨之研究，氣象學報第四卷第二期第二四頁至二九頁
- (4) Chu Ping-hai (1962): Climate of China, CCM Information Corporation, Transdex EB374 pp. 369, 418, 475, and 546.
- (5) Besancon, R. M. ed. (1966): Encyclopedia of Physics, p. 539, Van Nostrand Reinhold Co.
- (6) Malan, D. J. (1963): Physics of Lightning, p. 162, English Universities Press.
- (7) Remillard, W. J. (1960): The Acoustics of Thuneder, Acoustics Research Lab., Harvard, Tech. Memo. No. 40, pp 145.
- (8) 黃光表：臺灣之雷雨，氣象學報第二卷第三期第三十二頁
- (9) Chalmers, J. A. (1967): Atmospheric Electricity, pp. 335-336, Pergamon Press.
- (10) Rayleigh, L. (1897): The influence of Electricity on Colliding Water Drops, Proc. Roy. Soc. Sr. A. 28, pp. 406-9.
- (11) Schonland, B.F.J. (1964): The Flight of Thunderbolts, 2nd. ed. Clarendon Press, Oxford.
- (12) Simpson, G.C. (1942): The Electricity of Cloud and Rain, Quart. J. Roy. Met. Soc., 58, pp. 1-34.
Atmospheric Electricity During Disturbed Weather, Geophy. Mem., London, 84, pp. 1-51.
- (13) Wormell, T. W. (1953): Atmospheric Electricity, Some Recent Trends and Problems, Quart. J. Roy. Met. Soc., 79, pp. 3-50.
Lightning, Quart. J. Roy. Met. Soc., 79, pp. 478-489.
- (14) Rossmann, F. (1950): Luftelektrische Messung Mittels Segelflugzeugen, Ber. Dtsch. Wetterd., No. 15.
- (15) Chapman, S. (1953): Thundercloud Electrification In Relation to Rain and Snow Particles, Thunderstorm Electricity, pp. 207-30.
- (16) Gunn, R. (1948): Electric Field Intensity Inside of Natural Clouds, J. Appl. Phys., 19, pp. 481-4.
- (17) Ibid (9) pp. 307 見前註(9)第三〇七頁
Brooks, C.E.P. (1925): The Distribution of Thunderstorms Over the Globe, Geophys. Mem., London, No. 24.
- (18) Koenigsfeld, L.: (1953): Investigations of the Potential Gradient at the Earth's Ground Surface and Within the Free Atmosphere, Thunderstorm Electricity, pp. 24-45.
- (19) Hatakeyama, H. (1949): On the Distribution of the Atmospheric Potential Gradient Caused by the Smokecloud of the Volcano Yakeyama, J. Geomgn. Geoelect., Kyoto; 1, pp. 48-51.
- (20) Reiter, R. (1955): Ergebnisse Luftelektrischer Messungen auf dem Zugspitzplattim 2500 Seehohe, Geofis. Pur. Appl., 30, pp. 155-9.
- (21) Viaut, A., Bergeron, T., Mezin, M. et al (1952): Atlas of Clouds, Fascicule 1, WMO pp. 213, (mimeographed).
- (22) Ibid (6) pp. 4-8. 見前註(6)第四頁至八頁
- (23) Appleton, E. V. and Chapman, F. W. (1937): On the Nature of Atmospherics, IV, Proc. Roy. Soc. A., 158, pp. 1-22.
- (24) Uman, M. A. (1964): The Diameter of Lightning, J. Geophys. Res., 69, pp. 583-95.
- (25) Fairbridge, R. W. ed. (1967): Encyclopedia of Atmospheric Sciences, Van Nostran Reinhold Co., pp 442.
- (26) Charles and Nancy Knight (1971): Hailstones, Scientific American, Vol. 224, No. 4, Apr. 1971, pp. 97-103.
- (27) Gitlin, S. N. and Goyer, G. G. (1968): The Liquid Water Content of Hailstones,

- J. of Atm. Sci., Vol. 25, No. 1, pp. 77-99.
- (28) Rosinski, J. (1966): Solid Water-Insoluble Particles in Hailstones and their Geophysical Significance, Journ. of Appl. Met., Vol. 5, No. 4, pp. 481-492.
- (29) Gregory, P. H. (196): The Microbiology of the Atmosphere, Intersciences Publishers Inc., N. Y.
- (30) Fairbridge, R. W. ed. (1967): Encyclopedia of Atmospheric Sciences and Astrogeology, pp. 942.
- (31) Ibid (30), pp. 942, 見前註(29)第九四二頁
- (32) Ibid (30), p. 1111. 見前註(29)第二一一頁
- (33) 曲克恭: 雷雨預測法, 氣象學報第三卷第一期第十二頁
- Showalter, A. K. (1946): A Stability Index for Thunderstorm Forecasting. Prediction of Latent Instability, Bull. Am. Met. Soc., Dec. 1956.
- (34) Godske, L., Bergeron, T., Bjerknes, J., and Bundgaard, R. C. (1957): Dynamic Meteorology and Weather Forecasting, Chapt. 18, pp. 745-751.
- (35) Ibid (34), pp. 596-598. 見前註(34)第五九六頁至五九八頁

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, 每千字按三十元至五十元計算。創作論著稿之特具價值者另議。
- 十一、惠稿文責自負, 詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號中央氣象局氣象學報社收。

(請參閱補充稿約)

保 密 防 諜 · 人 人 有 責

匪 諜 自 首 · 既 往 不 究

用比擬法預估颱風侵臺期內之降水量(二)

臺灣地區颱風雨量客觀預報研究之第二階段報告

吳宗堯 戚啓勳

A Study on the Prediction of Rainfall over Typhoon during Taiwan Invasion by Analogue Techniques (phase II)

by

Tsung-yao Wu Ke-hsun Chi

Abstract

The casualties and damages caused by typhoons in Taiwan are mainly due to floods and strong winds. Because of her mountainous terrain, Taiwan suffers more from floods than from winds of typhoons. The prediction of typhoon rainfall, which is the basic requirement in the flood warning system and the discharge of the reservoirs, seems to have become an important role in the weather services.

The purpose of this research is to provide a forecasting aid of manual punch cards to predict the next 6hr typhoon rainfall in certain places in Taiwan by analog techniques. In the first phase of this research we found that the 6 hr typhoon rainfall had the statistically significant relationship with nine predictors.

Although the amount of the basic data were expanded to 20 years, the significant relationships between the 6 hr local rainfall of typhoon and the individual predictors have nearly the same results which we described in the first report of this research. The distance and azimuth of the typhoon are the most important factors to the next 6 hr local rainfall prediction and can be considered as the basic predictors; the pressure gradient components toward the NW and NE are considered as the secondary predictors; and the remaining, such as the central pressure of the typhoon, and the radius of 30kts winds as auxiliary predictors. When we used those predictors for making the test on independent typhoon: Susan, Rita, Winnie and Betty, in 1972, the results were quite satisfactory, with an average score of 78%.

For improvement in this technique for local rainfall forecasts, the upper air data (winds and moisture content at 850, 700 and 500mb) are added into the improved punch cards and considered as additional predictors. These data are valuable additions for the improvement of the 6hr typhoon rainfall forecasts. Therefore, the total number of predictors

in this technique are now increased to sixteen factors. The statistical population of the typhoons has also been accumulated to 2,807 punch cards within the period of 1951-1970.

The successive graphical regression method has been also developing for testing the 6hr typhoon rainfall forecasts.

Finally, we are planning to feed all data into a high speed electronic computer to find regression equations as a basis for objective forecasts of typhoon rainfall on different areas of Taiwan.

一、前言

臺灣地區受颱風之災害以洪水最為嚴重，但洪水警報之發佈以及水庫洩洪等之決定則端賴降水量之預估。颱風經過期間一地可望獲得之降水量，其間涉及之因子甚多，在開闊之洋面上，颱風內部雲雨之分佈尚屬均勻，較易預測，例如利用雷達回波頗能奏效，但在地形複雜而又有高山攔阻之島嶼，則無論水平方向或垂直方向之氣流型，勢必受到嚴重之修正與破壞，降水量因時因地而有極大之差異，萬難據其物理過程計算，或用模型作試驗加以估計。何況臺灣與大陸相鄰，秋季颱風侵襲時，高壓每同時南下，使雨勢之演變格外複雜。唯一可循之途徑似為分析以往歷年來之實際紀錄，找出各種預測因子，而後比照推斷。此種「比擬法」(Analog techingues)原理極為簡單，過去用於預測颱風未來之動向，曾獲顯著之成效⁽¹⁾⁽²⁾。

本研究之構想，係找出所有與一地或一區未來六小時內颱風雨量可能有關之各種預測因子，自過去資料中加以分析驗證，確定最佳預測因子，整理各測站之六小時雨量記錄，合併製成手選邊洞卡，在颱風季內進行試驗；另一方面則將資料打成機選卡，發展電子計算機內之比擬選擇，並獲得每一地點一組迴歸方程式，以期能預測臺灣各地未來六小時內之雨量。

第一階段(60年度)內已完成預測因子之初步選定，手選邊洞卡之設計，以及自民國51至56年之六年資料，各預測因子與隨後六小時雨量相關性之分析。

二、手選邊洞卡之改進

第一階段根據六年資料分析各初步選定之預測因子，發現其間以颱風中心之方位及距離較為重要，其次為西北向及東北向之氣壓梯度，再次則為暴風半徑。至於中心氣壓及其變率，過去移動速率，鄂霍次海低壓指標，以及颱風過去之海上歷程等，與臺灣一

地或一區隨後六小時之雨量均無任何可資提示之相關。由此促進我人進一步分析高空資料之動機。

改進後之手選邊洞卡如圖一(上圖為正面，下圖為背面)。包含之預測因子計有：颱風中心之距離及方位，過去六小時之走向及移動速度，中心氣壓及其變率，東北及西北方之氣壓梯度，暴風半徑，850, 700, 500 毫巴面上之風向，風速及混合比。若干預測因子如中心氣壓及變率，過去移動速度等雖初步分析無顯著相關而仍予保留者，一方面認為與其他因子相聯可能有關；另一方面在於留待電子計算機作進一步之處理。

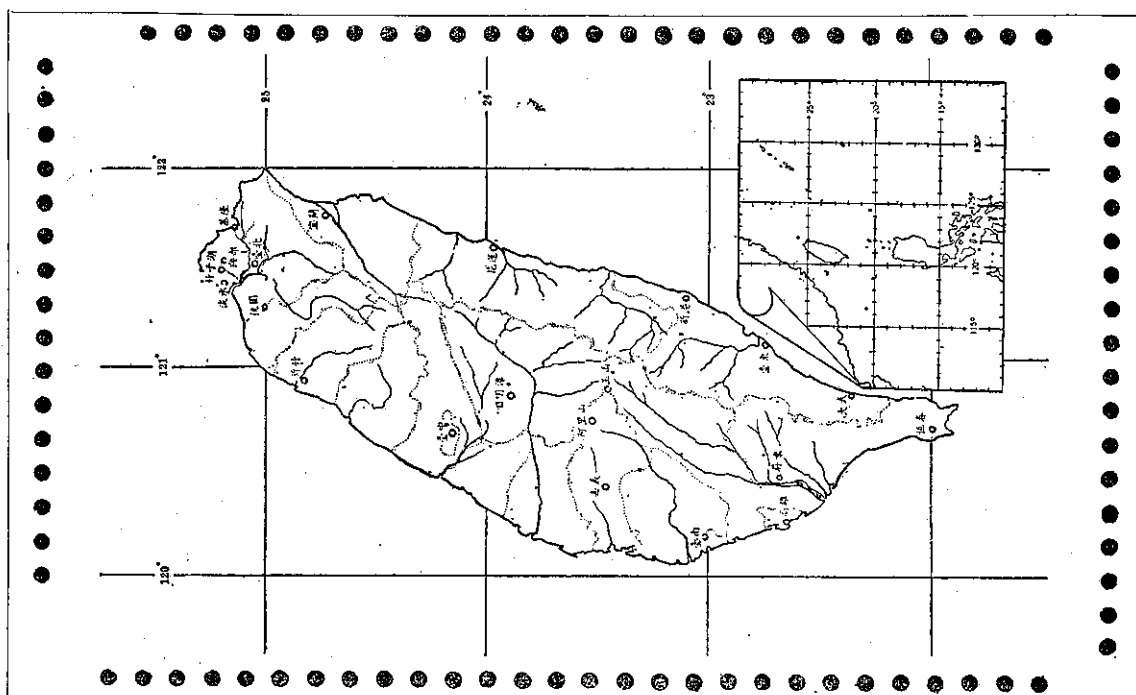
卡內之資料則增加極端雨量備考一欄，並註明附近(指 1200 公里以內)有無其他颱風，因為同時有兩個颱風存在，則一地之雨量究受那一個颱風影響無法獲知，必要時加以剔除，或另行考慮，背面臺灣雨量圖之旁邊，增添一過去颱風路徑之小圖，卡之兩角增加年份及編號，以利查閱及復原。

邊洞卡之背面原擬繪製每六小時之等雨量線圖，以利全島及山區極端雨量之估計，後以臺灣省水利局遷臺中，資料蒐集不易，且本局另一研究計劃已繪有颱風期間之每日雨量圖，為免人力浪費，乃將民國49-59 年之 161 張日雨量圖攝製成與邊洞卡同樣大小之照片，作為比擬法估計雨量之參考。

三、增加資料繼續分析預測因子與預測值之相關

第二階段(61 年度)增加六年資料，亦即根據 48-60 年之記錄再分析各項地面氣象變數與隨後六小時內雨量之相關，所得結果大致仍與第一階段相似，即：個別預測因子與預測值間之關係均非十分顯著，其中仍以颱風中心之方位及距離，西北及東北方之氣壓梯度較為重要，暴風半徑略有相關，其餘因子均未發現有任何關聯，但結合兩種氣象變數却在點聚圖(Scatter diagram)上顯示有良好之相關，尤其是

		A B 1 2 3 4 5 6						A B 1 2 3 4 5 6						A B 1 2 3 4 5 6						A B 1 2 3 4 5 6						A B 1 2 3 4 5 6						A B 1 2 3 4 5 6						年											
		1 2 3 4 5 6						7 8 9 10 11 12						13 14 15 16 17 18						19 20 21 22 23 24						25 26 27 28																							
		距離 (公里) (表1)						方位 (10度) (表2)						過去 6 小時走向 (表3)						過去 6 小時移速 (表4)						中心氣壓 (表5)						過去 6 小時變率																	
<div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div>83 82 81 80 79 78 77 76 75 74</div> <div>500mb混合比</div> <div>83 82 81 80 79 78 77 76 75 74</div> <div>700mb混合比</div> <div>83 82 81 80 79 78 77 76 75 74</div> <div>850mb混合比 (表10)</div> </div>	<p>颱風名稱 (中文): _____ (英文): _____ 編號: _____</p> <p>隨後 6 小時雨量 (公厘): 自 _____ 月 _____ 日 _____ 時 至 _____ 月 _____ 日 _____ 時</p> <p>淡水 _____ 嘉義 _____ 花蓮 _____ 鞍部 _____</p> <p>基隆 _____ 台南 _____ 新港 _____ 竹子湖 _____</p> <p>台北 _____ 高雄 _____ 台東 _____ 新竹 _____</p> <p>宜蘭 _____ 恒春 _____ 大武 _____ 台中 _____</p> <p>北部平均雨量 _____ 南部平均雨量 _____ 東部平均雨量 _____ 日月潭 _____</p> <p>極端雨量備考 _____ 阿里山 _____</p> <p style="text-align: right;">T.: 附近有無其他颱風</p>																																																<div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div>83 82 81 80 79 78 77 76 75 74</div> <div>850mb風向 (表2)</div> <div>83 82 81 80 79 78 77 76 75 74</div> <div>700mb風向 (表2)</div> <div>83 82 81 80 79 78 77 76 75 74</div> <div>500mb風向 (表2)</div> <div>83 82 81 80 79 78 77 76 75 74</div> <div>500mb風速 (表3)</div> <div>83 82 81 80 79 78 77 76 75 74</div> <div>700mb風速 (表3)</div> <div>83 82 81 80 79 78 77 76 75 74</div> <div>500mb風速 (表3)</div> <div>83 82 81 80 79 78 77 76 75 74</div> <div>500mb風速 (表3)</div> </div>



圖一 改進後之手選邊洞卡 上正面 下背面

某一測站隨後六小時之雨量，例如颱風中心之距離及方位與陽明山鞍部或阿里山未來六小時雨量；西北方氣壓梯度與東北方氣壓梯度合併在一張坐標圖上，可以得到同樣良好的結果⁽³⁾⁽⁴⁾。

但由此却使我們得到兩點啓示：各地面預測因子既然都沒有很大的相關，高空預測因子可能佔相當重要的地位，所以要先分析高空氣象變數和六小時雨量的關係，此其一；另一方面，兩種預測因子結合和預

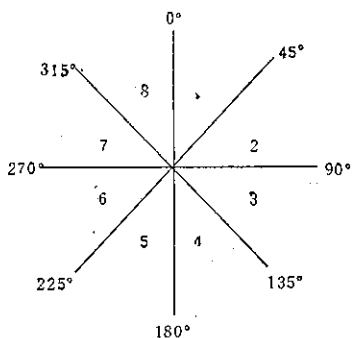
測值在點聚圖上既能顯示良好之相關，則應用「連續圖解迴歸法」(Successive graphical regression)當可預測臺灣各地颱風經過期間之每六小時雨量，後者將作為另一種預報技術之發展，在第七節內再加說明，下面先論述高空預測因子之分析。

高空預測因子之資料獲得較為困難，因為消耗器材時有中斷，颱風時風力太大又難以施放，所以記錄常不能連貫。捨此不論，充其量也不過每天兩次，可用觀測還不到地面資料之半數。以資料之內容言，初步認為各層風向，風速及水汽含量似乎關係最重要，以其可代表溫度及水份之平流情況。

應用民國 48-53 及 55-60 年之資料分析臺北上空 850、700、500 毫巴（約當離地 1.5 公里、3 公里及 6 公里）與北部未來六小時內平均雨量之關係。為使頻率分配格外明顯起見，原先劃分之雨量「組距」(Class interval)，除保留「無雨」一列外，其餘合併成「10 公厘及以上」與「40 公厘及以上」兩欄，以利比較，所得結果如下：

(一)高空風向

為便於敘述，試將高空風向劃分為八個區域，如圖二所示：



圖二 將高空風向分成八區

一般而論，臺北高空風落入 1、2 區內時（即東北象限），北部未來六小時內無雨之可能性甚小。相反言之，則有豪雨之機會相當大（與其他區相比較）。理由顯而易見：颱風走向西北或西北西，中心越過北部近海岸時，臺北上空大都有深厚之東北風，北部未來短時間內獲得豪雨之機會甚大。

另一方面，臺北高空風落入第 6、7 區內，即西風象限內時，北部未來六小時無雨之可能最大，有豪雨之機會最少，因為此種情況表示颱風正離去。例如 850 毫巴面上，2 區內無雨機率只有 34%，而 6 區內則高達 82%；又如 500 毫巴面之風落入 1 區，下 10 公厘以上雨之機率高達 24%，下 40 公厘以上亦有

6%之多。但 500 毫巴面上風落入 7 區者，下 10 公厘以上雨之機率僅有 2%。至於臺北高空風落入 5、7 兩區者；未來六小時內從未下過 40 公厘以上之雨。見表一（請注意原表各雨量組距每一區之合計頻率為 100%，但本表內則無雨，10 公厘以上，40 公厘以上合計並不等於 100%）。

表一 臺北上空風向與北部隨後六小時雨量之相關

區	度	無雨機率			10 公厘及以上雨量			40 公厘及以上雨量		
		850	700	500	850	700	500	850	700	500
1	01-45	44	38	43	21	18	24	4	4	6
2	46-90	34	38	43	19	18	16	3	2	2
3	91-135	47	51	56	6	11	7	1	3	1
4	136-180	58	59	48	0	4	7	0	2	3
5	181-225	50	51	38	1	4	5	0	0	0
6	226-270	82	58	62	2	2	5	0	1	1
7	271-315	50	73	56	3	2	2	0	0	0
8	316-360	45	53	55	12	14	12	3	1	2

(二)高空風速

臺北上空各層風速和北部隨後六小時平均雨量之相關，似較風向更為顯著，見表二。表內可見無雨之機率各高度均隨風速之增大而減小，亦即臺北高空之風速愈大，北部未來六小時內無雨之機會愈小。相反言之，高空風速愈大，則未來六小時內有豪雨之可能性愈大。理由顯然因為高空風強，颱風相距近及（或）颱風較強，暖濕空氣之輸入增多，故雨亦較大。例如 850 毫巴面上，風速在 10 哩時以下者無雨機率佔 75%，到達 40 哩時即減至 0；而獲得 10 公厘平均雨

表二 臺北上空風速與北部隨後六小時雨量之相關

高空風速 每 時 哩	無雨機率			10 公厘及以上雨量			40 公厘及以上雨量		
	850	700	500	850	700	500	850	700	500
10 以下	75	69	68	2	2	3	0	1	0
10-15	61	62	55	5	4	7	0	1	3
15-20	53	59	56	7	4	5	0	0	0
20-25	58	45	44	6	6	17	4	1	3
25-30	47	24	54	6	19	2	0	2	0
30-35	19	22	23	12	33	18	2	6	0
35-40	11	14	31	19	33	12	2	0	0
40-50	0	8	12	50	39	40	11	16	12
50及以上	0	0	0	63	56	60	8	4	20

量之機率，則 850 毫巴面上風速 50 哩時及以上竟高達 6.3%；減至 10 哩時以下則僅 2%。話雖如此，北部平均雨量在 40 公厘以上之機率，850 及 700 毫巴面上均以 40-50 哩時最大，只有 500 毫巴以 50 哩時以上佔首位。

（三）高空混合比

由於一般情況，水汽含量向上銳減，所以 850、700、500 毫巴面上之混合比相差甚大，無法比擬，見表三。表內所以看出，水汽含量愈大，北部無雨之機率愈小。例如 850 毫巴面上混合比為 1-3 克/公斤者為 90%，增至 18 克/公斤及以上即減為 33%。在 700 毫巴面上，則以 3-6 克/公斤之無雨機率為最大，佔 71%；但到達 12 克/公斤及以上即減為 21%。

表三 臺北上空混合比與北部隨後六小時雨量之相關

高空混合比 克/公斤	無雨機率			10 公厘及 以上雨量			40 公厘及 以上雨量		
	850	700	500	850	700	500	850	700	500
不足 1	0	0	66	0	0	4	0	0	0
1-< 3	90	68	57	0	2	8	0	0	0
3-< 6	82	71	35	9	4	16	0	0	1
6-< 9	64	47	21	8	12	27	2	1.5	3
9-< 12	53	23	0	10	21	0	1.5	5	10
12-< 15	36	21	0	13	7	0	2	0	0
15-< 18	40	0	0	15	0	0	6	0	0
18及以上	33	0	0	17	0	0	0	0	0

相反而論，850 毫巴面上混合比愈大，則獲得 10 公厘以上雨量之或然率愈高。例如不足 3 克/公斤為 0，增至 18 克/公斤即達 17%。但 700 毫巴則以 9-12 克/公斤之機率最大；500 毫巴面上以 6-9 克/公斤得 10 公厘以上雨量之機率最大。40 公厘以上之雨量亦屬類似之情況，理由不待解釋。

綜上分析，可知高空預測因子，無論高空風向、風速，抑或混合比均與北部隨後六小時之平均雨量具有良好之相關，相信對一地而言亦不致例外。

四、用邊洞卡預估六小時雨量之作業程序

按諸理想，比擬法應為一純客觀之技術，但在實作上仍不免摻入主觀之衡量加以取捨，所以也只能視為「半客觀預報技術」，蓋以颱風雨量而言，既然控制之預測因子有很多種，唯有資料極多始可自過去檔案卡片中找出各預測因子組距完全相同之情況。另一方面則組距之劃分愈精細，愈不易獲得相同之情況，

但如劃分較粗略，則又無法代表類似之情況。可見組距較細而資料不足，想要找出四、五個預測因子在相同組距內已經非常困難，何況我人考慮之因子多至 10-20 個。

假定由於資料不夠多，只能找出三個或四個同組距之預測因子，由於減少一個預測因子可能會增加很多張卡片，所以在作業上必須注意下列各點：

（一）由於各預測因子之重量不等，例如中心距離顯然較其他因子為重要。如果此一因子不包括在內，所得預測值可能有極大之出入。舉例言之，某次試驗中找不出四個預測因子相同者，但三種預測因子相同者却得出有四張卡片，均未包含中心距離在內。此四次之臺灣各地雨量，勢必相差懸殊。因為颱風中心接近者與遙遠者實不能相比，故如選擇中心距離之組距相差較少之一張卡片作依據，可能會得到較佳之結果。此法可同樣用於其他較重要之預測因子。

（二）相反而言，若干次要之預測因子，雖然落入同一組距內，却反而不及重要因子相差一個組距之富有代表性。另一方面，如果找出很多張少數預測因子相同之邊洞卡，可先剔除各重要預測因子之相差較大者，再求其平均數，或者可以得到較滿意之結果。

（三）根據以往之分析經驗，我人獲知：凡中心氣壓較高，暴風半徑較小之颱風，中心距臺灣較遠者，唯有在臺灣西北或東北向氣壓梯度極強之情況下，始有局部地區產生豪雨之可能，否則即屬有少許雨量，亦非颱風本身之影響，可不予考慮。

（四）氣壓梯度以颱風中心距離較遠者為富有代表性，至於颱風逼近臺灣時所量得者，可能為颱風本身之氣壓梯度。可見比較兩張以上卡片時，應加以考慮。

五、61 年颱風季內之邊洞卡試驗

在 61 年作抽樣試驗之預測因子，僅包含：颱風中心對臺北而言之距離，同上之方位，西北及東北方之氣壓梯度，中心氣壓，暴風半徑，及過去六小時中心移動方向等七項。內中暴風半徑之資料並不完全。高空預測因子不及使用。根據前此分析所得之結果，以颱風中心之距離及方位作為基本因子，西北及東北向之氣壓梯度作為輔助因子，其餘均作為次要因子。利用初步設計製成之手選邊洞卡大約 1700 張，就 61 年颱風季內中心離臺北在 600 公里以內之四個颱風，即七月之蘇珊 (Susan) 及莉泰 (Rita)，八月之溫妮 (Winnie) 及貝蒂 (Betty)，舉行未來六小時臺灣北部、南部、東部平均雨量，以及山地測站陽明山

較部及阿里山之抽樣比擬預估，再與實際情況相核對（全部處理情形及所得結果詳見參考文獻 4）。

由於國際間對於雨量預報之準確率計算方法尚無統一之標準，乃由勃洛克斯博士（Dr. Brooks）按統計學及預報考核原理作成考核表，如表四所示（表內 A 為實測雨量，B 為預測雨量， $|B-A|$ 為誤差，計絕對值）。

表四 民國年颱風季內用比擬法作抽樣試驗之成績考核表

		實 測 雨 量 A (公厘)					
		0-5	5-15	15-50	50-100	100 以上	合計
誤 差 $ B-A $ (公厘)	0-5 次數	33	3	5	0	0	41
	%	89	33	29	0	0	55
	5-15 次數	3	5	2	1	2	13
	%	8	56	12	20	29	17
	15-50 次數	0	1	10	2	1	14
	%	0	11	59	40	14	19
	50-100 次數	1	0	0	2	2	5
	%	3	0	0	40	29	7
	100以上 次數	0	0	0	0	2	2
	%	0	0	0	0	29	3
合 計 次數 N		37	9	17	5	7	75
誤差總和 $\sum B-A $ 公 厘		141.0	63.2	291.4	200.8	478.5	1174.9
平均誤差 $\frac{\sum B-A }{N}$ 公 厘		3.8	7.0	17.1	40.2	68.4	15.7
平均誤差率 $\frac{\sum B-A }{A}$ %		212	9.2	63	55	41	

表內將實測雨量分成五級，即 0-5 公厘，大於 5 至 15 公厘，大於 15 至 20 公厘，大於 50 至 100 公厘，及大於 100 公厘，以視各級雨量之誤差情形，級距自左向右增加，因為雨量愈大，出現之機會愈少。計算各次之實測雨量與預估雨量之差數，將誤差在 0-5 公厘內者分別歸併在各級實測雨量內。例如第一行第一列內之 33，表示實測雨量在 5 公厘以下者其中有 33 次誤差亦在 5 公厘及以下。由於實測雨量在 5 公厘及以下共有 37 次，故佔 89%，餘類推。表內可見百分率較集中在左上方至右下方之對角線上，表示準確

率相當高。

隨後再計算誤差之總和，在 0-5 公厘一列內合計為 141.0 公厘，>5-15 公厘為 63.2 公厘……，各除以次數即得 0-5 公厘之平均誤差為 3.8 公厘，>5-15 公厘為 7.0 公厘……今再除以實測雨量之總和，得到平均誤差百分率在實測雨量 0-5 公厘者為 212%，>5-15 公厘者為 92%，>15-50 公厘者為 63%，>50-100 公厘者為 55%，>100 公厘者為 41%。由於小雨量之誤差較大者實屬理所當然，且對洪水警報或水庫洩洪等措施無關宏旨。未來六小時內雨量用比擬法作試驗預估，在 50-100 公厘內僅 55% 之誤差，在 100 公厘以上僅 41% 之誤差，實可謂相當令人滿意。

勃洛克斯博士以誤差在 0-5 公厘以內者作為 100 分，誤差 >5-15 公厘者作為 75 分，誤差在 15-50 公厘者作為 50 分，誤差達 50 公厘者均不給分。如此計算之得分為：

$$(55\% \times 1.00) + (17\% \times 0.75) + (19\% \times 0.50) \\ = 55\% + 13\% + 10\% = 78\%$$

即本次試驗之總成績為 78 分。

其實此種算法有欠公允，因為同樣誤差，實際雨量較多者無關宏旨，而實際雨量較小者則不容忽視，故而此種計分法今後尚須加以改進。

六、資料之擴充與 20 年邊洞卡之完成

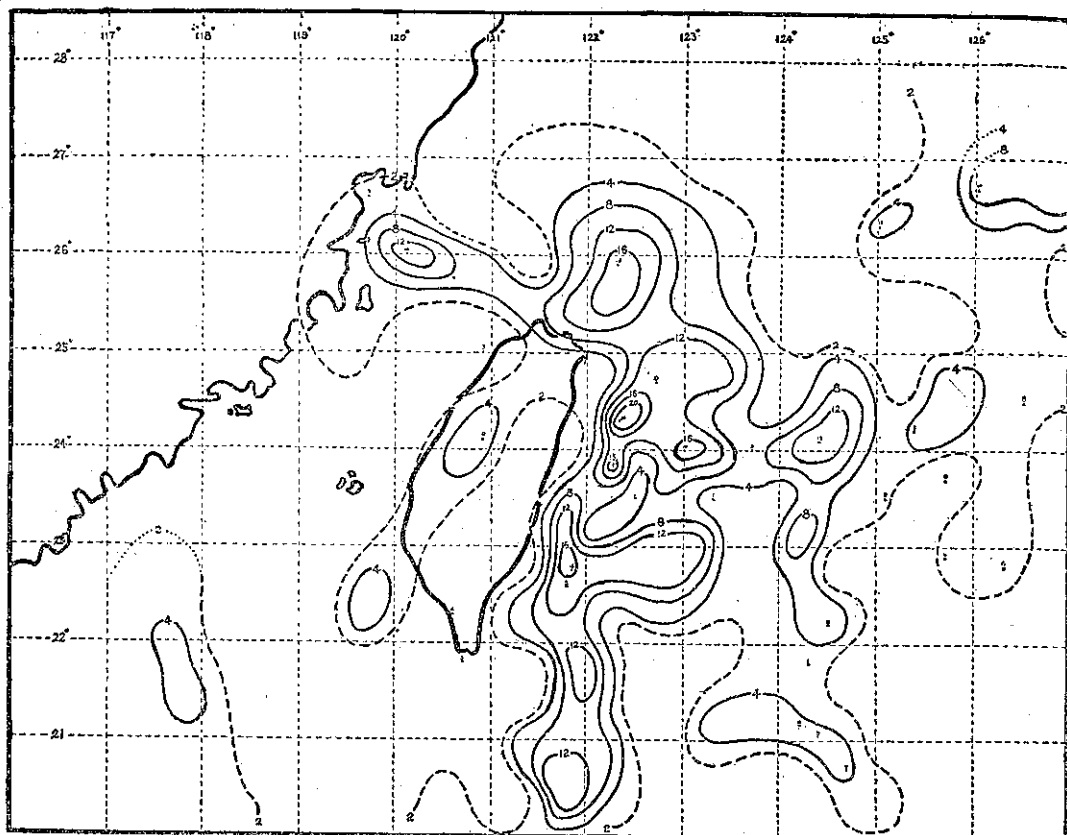
前已述及，比擬選擇法因為涉及多種預測因子，所以必須動用大量過去記錄，否則極難找到比較相似之情況。原則上，至少應該有 30 年之資料，但颱風雨量預報之各項氣象變數，在早年多無觀測，或甚零亂不可靠，高空觀測更感缺乏。所以最多只能拼湊成 20 年資料，若干氣象專家已指出：資料年代久，未必能提高預報之準確率，因為早年之觀測，準確度較差，倒不如建立基本資料後，將來將逐年資料加入。

另一方面，年代一長，卡片增多，用手選邊洞卡即感非常不便。現正擬設計一種機選資料卡，並製成程式，納入電子計算機內處理。

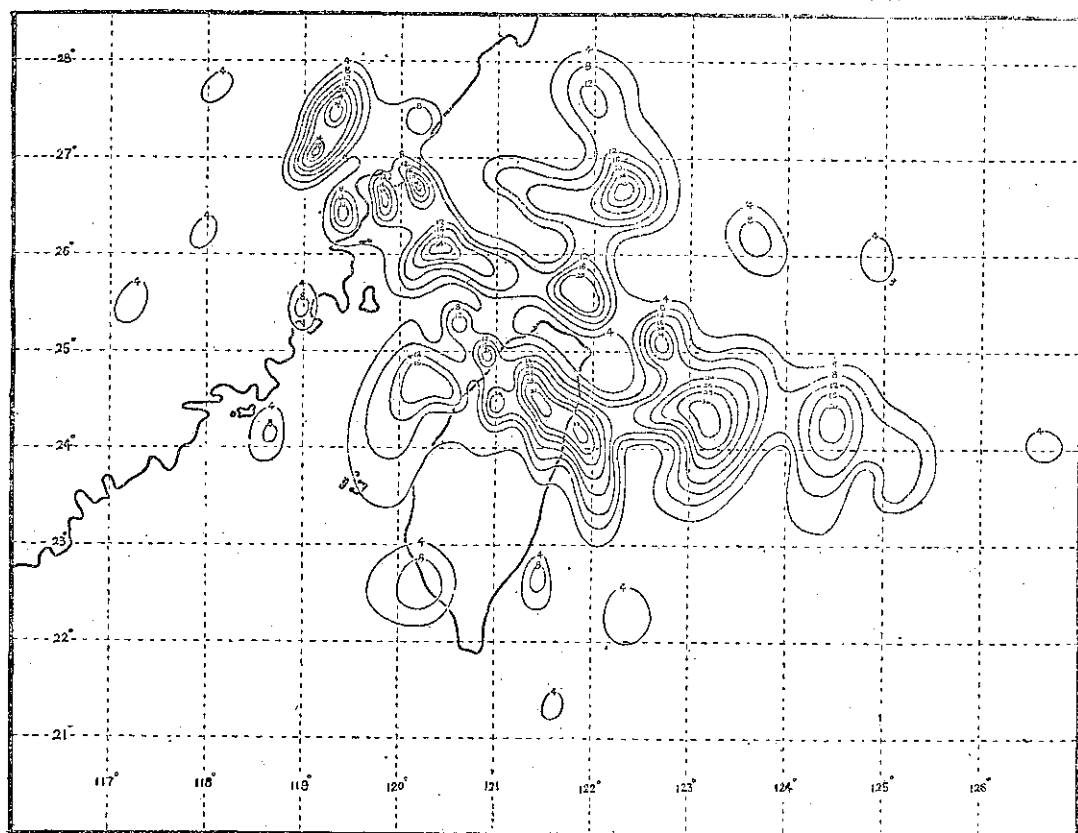
現基本資料及手選邊洞卡已完成民國 40 年至 59 年之 20 年檔案，計卡片 2,807 張，雖然一部份卡片內之預測因子並不完全。

七、連續圖解迴歸法之發展構想

本年度計劃內，原擬試驗一兩種先進國家氣象學者所發展之雨量預報技術，如成效尚佳，當予引用，



圖三 颱風中心位置與鞍部未來六小時內雨量之相關。(雨量等值線之代表意義如下：1-5, 2-15, 3-25, 4-35, 5-45, 6-55, 7-65, 8-75, 9-85, 10-95, 11-105, 12-115, 13-125, 14-135, 餘類推)



圖四 颱風中心位置與阿里山未來六小時雨量之相關

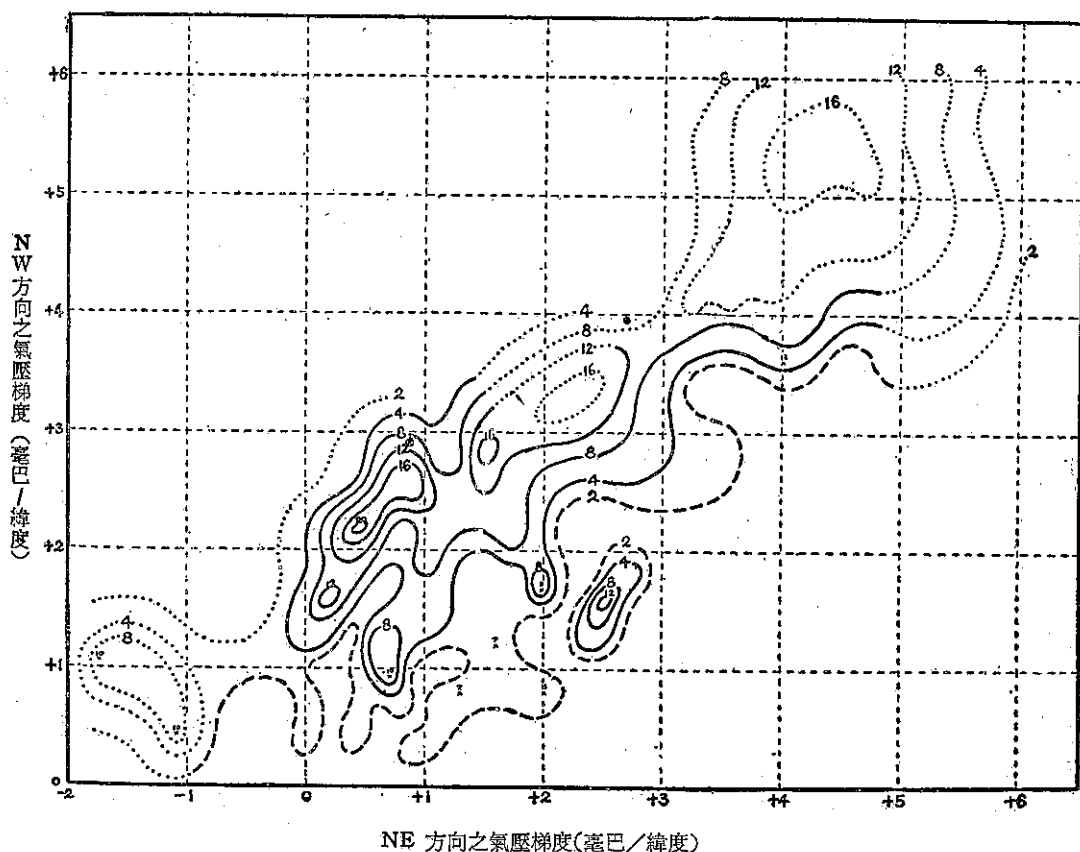
惟遍覽近一兩年來之有關期刊，並未發現有此種發展。倒是在本計劃研究過程中，發現結合兩種較重要之預測因子，將預測值分成若干組距再繪等值線，竟獲得相當良好之結果，其間尤以單獨一地點之六小時雨量為然。例如圖四為颱風中心位置與鞍部隨後六小時雨量之相關。此圖係按經緯度及經度填繪，故能繪出臺灣地形。倘以鞍部為中心繪同心圓表示颱風中心與鞍部之相距，並繪方位之度數線表示颱風中心對鞍部而言之方位，即可將正方坐標圖改變成極坐標圖。圖四為颱風中心位置與阿里山隨後六小時雨量之相關，同樣可以阿里山為中心，繪方位線及同心圓即變成極坐標圖。圖內之等值線 1 示 5 公厘，2 為 15 公厘，3 為 25 公厘，4 為 35 公厘……餘類推。此種雨量集中之形態似可反映氣流受地形之影響，故而落入某一範圍內，未來六小時內該處即可出現特別大之雨量，另一範圍內則雨量將會特別少。話雖如此，此種等值線範圍內亦包含有例外之情況，尤以雨量為 0 之次數為多，有時也可能在雨量特別少之廣大區內出現一次特別多之雨量，自無法圈出等值線。所以原則上應該採

用「區域平均法」以彌補此項缺點。但區域平均法對雨量預報來講，也有它的缺點，亦即無法顯示特別大之雨量以及微量之頻度。所以還需要其他方法來補救。

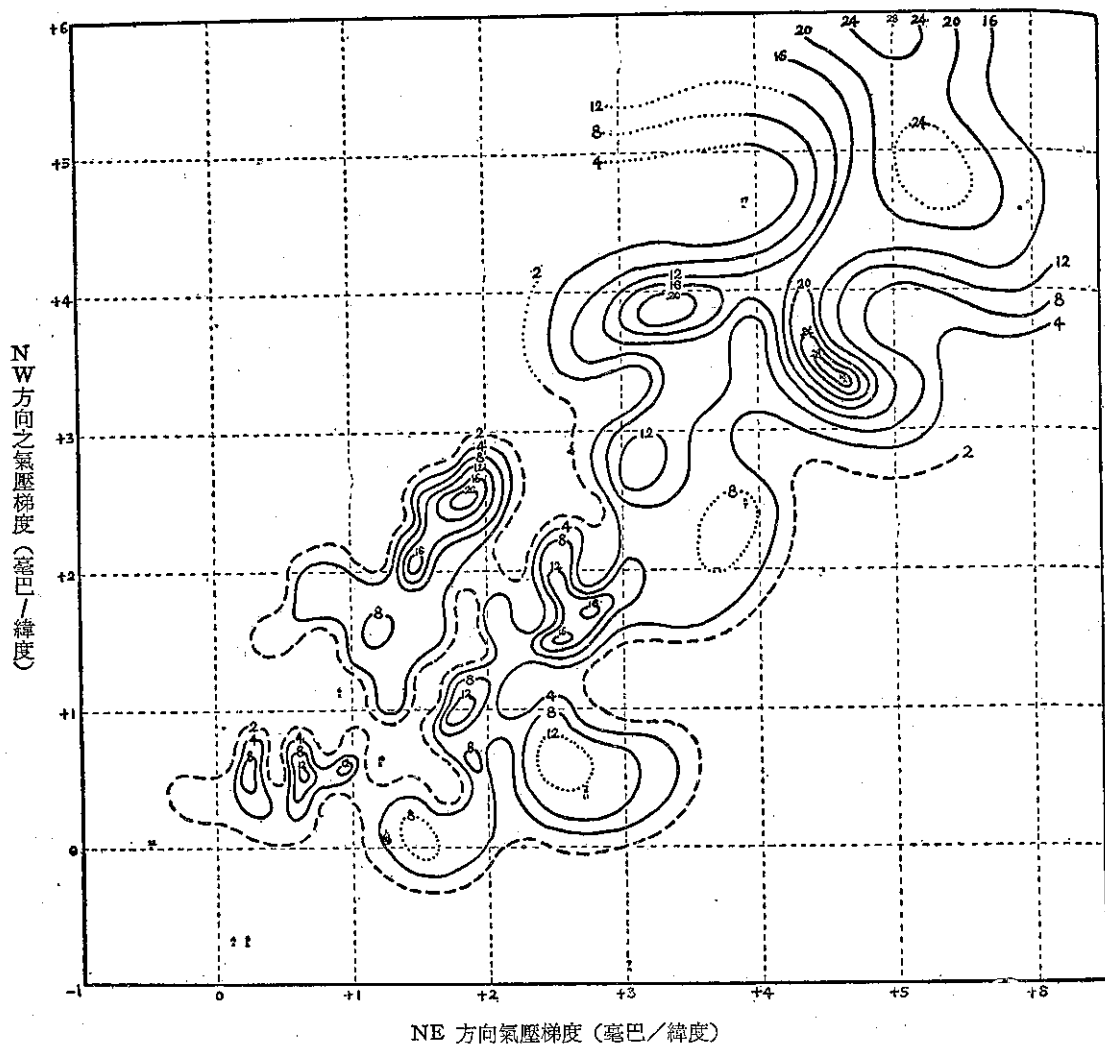
圖五及圖六分別表示出西北及東北方向氣壓梯度及鞍部及阿里山隨後六小時雨量之相關，等值線同樣能反映出氣流受地形之影響（其餘與北部南部東部六小時平均雨量相關之圖解從略）。

採用區域平均可以使等值線之形態比較簡單，因而我人設想如果能將最佳預測因子精選其中八個，即可用連續圖解迴歸法預估一地之六小時雨量。根據以上分析地面及高空預測因子之經驗，似可用：颱風中心之距離 (x_1)，颱風中心之方位 (x_2)，西北方之氣壓梯度 (x_3)，東北方之氣壓梯度 (x_4)，700 毫巴之風向 (x_5)，700 毫巴之風速 (x_6)，700 毫巴之混合比 (x_7)，暴風半徑 (x_8)。

連續圖解迴歸法即以此八個最佳預測因子，先每對分析，再成對組合成「初步結果」(semi-finals)。初步結果之綜合分析，得到「最後結果」(final match)。



圖五 NW 及 NE 方向之氣壓梯度與鞍部未來六小時內雨量之相關



圖六 NW 及 NE 方向之氣壓梯度與阿里山未來六小時內平均雨量之相關

今假設以 y 代表預測值，以 x_1 作為縱坐標， x_2 作為橫坐標，得到之預測值以 y_{12} 表示；第二張點聚圖則以 x_3 作為縱坐標， x_4 作橫坐標，得到之預測值以 y_{34} 代表；同樣可得到 y_{56} 及 y_{78} 。今再以 y_{12} 作縱坐標， y_{34} 作橫坐標，將實際預測值過去記錄再填入。如此繪成之等值線代表 y_{1234} 。同理，結合 y_{56} 及 y_{78} 成為 y_{5678} ，此為初步結果。最後以 y_{1234} 為縱坐標， y_{5678} 為橫坐標，再將預測值過去記錄填入，如此繪成之等值線代表最後結果，即 $y_{12345678}$ 。

實際作預測時，每一地點各含七張圖，將八個預測因子填入，得到 y_{12} ， y_{34} ， y_{56} ， y_{78} 四個數值。此四個數值填入第二組之兩張圖內，得 y_{1234} 及 y_{5678} 兩個數值，此兩數值填入最後一張圖內，自其等值線讀得數值，即為該測站可望獲得之六小時雨量，所費時

間不過一兩分鐘而已！

八、結 論

綜上所述，本階段研究所獲得之結論如下：

1. 61年颱風季內，僅動用七個地面預測因子，自大約 1700 張手選邊洞卡中對四個颱風預估每六小時之北部、南部、東部、鞍部、及阿里山雨量，結果獲得相當滿意之成績，雨量在 50-100 公厘內者，平均誤差不過 55%，雨量在 100 公厘以上者，平均誤差僅 41%，實屬難能可貴。此後增加高空預測因子並擴充年代，定可獲得更佳之成績。

2. 若干地面預測因子經增為 12 年資料，再個別試驗其與未來六小時內雨量之相關，結果仍顯示以中心之距離、方位、西北及東北向氣壓梯度較為重要，

其次為暴風半徑，其餘因子均未發現有任何關聯。個別因子即以上述四種而言，相關亦不大，但如結合兩種因子，各中心之距離與方位，西北方與東北向之氣壓梯度，在點聚圖上繪出雨量等值線，竟能表出極良好之相關，可反映出氣流如何受地形之影響。

3. 高空預測因子風向、風速、及混合比無論為50、700、或500毫巴面上均顯示與未來六小時內有良好之相關，臺北上空有深厚之東北風，北部未來六小時有豪雨之機率較大，而無雨之機率較小，如為深厚西風，可期獲得相反之結果；另一方面，臺北上空風速愈大，則未來六小時內有豪雨之機會亦愈大，高空混合比大致亦有同樣趨勢。

4. 根據以上分析所得之結果，我人倘精選八個預測因子，即中心之方位、距離、西北向氣壓梯度、東北向氣壓梯度、700毫巴風向、700毫巴風速、700毫巴混合比及暴風半徑，組合成四對，即可發展連續圖解迴歸法，並兼用區域平均修勻法，每一地點用七張圖即可在一兩分鐘內得到未來六小時雨量。此種方法可以配合比擬選擇法應用，因為任何一種方法都有它特長和限制，所以必須配合應用，始可得較佳結果。

5. 本階段雖已勉強整理完成20年之資料，但若干預測因子之記錄並不齊全，以致影響比擬選擇法之

效果。

6. 年代加長，卡片增多，手選就非常不容易，故現時正設計一種機選卡片，將來納入電子計算機內進行比擬選擇，以收迅速之效。

誌 謝：

本研究計劃進行過程中承蒙彭立博士及汪翠從博士賜予甚多寶貴意見，特此誌謝；又本報告經徐明同博士核閱，多有指正，一併表示謝意。

附識：本研究計劃之資料蒐集、整理、填卡及剪卡、圖表之填繪等均由任立瑜、陳文恭、劉文明、趙世騰、黃沛霖等五位助理研究員擔任。

參 考 文 獻

- (1) Kuan Chuang-Tao, An Experiment on Typhoon Movement Prediction Based on Analogue Selection, Aug. 1964 (Unpublished)
- (2) 陳毓雷：颱風移動路徑及強度之客觀預報，大氣科學第一期。
- (3) 戚啓勳、陳文恭、任立瑜：用比擬法預估颱風侵臺期內之降水量，氣象學報18卷3期，1972年9月。
- (4) 六十一年度科技基金（終期）研究報告：臺灣地區颱風雨量客觀預報與研究（終期）報告。

臺灣雨量長期預測之研究

魏元恒 · 謝信良 · 蕭長庚

A Study of Long-range Rainfall Forecasting in Taiwan

Yuan-heng Wei, Shinn-lian Shieh, Chang-keng Hsiao

Abstract

In this report, power spectrum techniques are applied to series of annual, monthly, and seasonal precipitation amounts, recorded since 1897 at Taipei, Taichung, Tainan, and Hengchun, 1901 at Hualien, and 1911 at Taitung in Taiwan, in order to gain frequency distribution of periodic variations in these data. The results reveal that Taichung, Tainan, Hualien, and Taitung have 2-year period, Taipei 3-year period, and Hengchun has 4-year period, in annual precipitation series. In analysing monthly and seasonal precipitation series, the seasonal march and the annual cycle appearing in those spectra are the most prominent feature of them. However, they have a common characteristic, i.e., the more contribution of the value B_1 of annual cycle to the total spectral distribution, the lower the latitude of the station located.

The main factors which dominate the annual precipitation of Taiwan area, such as solar activities, jet streams upper air circulation patterns, etc., are also discussed in details.

Finally, for the purpose of studying long-range rainfall forecasting, secular trend and periodic variations are considered as two major factors in calculating procedures. The result shows that the forecasted values are rather consistent with actual values.

一、前言

水實為生物所賴以生存者，其與人類之生活，社會之繁榮可謂是息息相關。因此降水量之預報，是經濟發展中最具有應用價值的項目之一。本研究報告即是配合於經濟計劃發展目標，研究臺灣雨量之長期預測。首先利用自相關係數之功率譜，分析臺灣雨量之週期性，包括年雨量、月雨量及季雨量之週期性變化，利用調和分析法求出其波數，振幅及位相等。然後利用最小二乘方法分析雨量之長期趨勢變化，求其迴歸方程。另就太陽活動，以太陽黑子出現之多寡，分別探求與臺灣雨量之關聯性。再根據雨量本身特性，利用雨量距平值，分出多雨年，少雨年兩類，求出各月雨量之變化狀態。綜合以上之分析，可以組成一預

報方程，作為臺灣雨量之長期預測用。

由於實際上高低氣壓之配置，槽脊線之位置，往往造成特殊之天氣現象，對於雨量之不規則變化有極大影響，故本報告對於梅雨，孟加拉高空槽，西北太平洋副熱帶高氣壓及阿留申低氣壓等之特性均有加說明。

二、臺灣雨量週期變動之分析

為探討臺灣地區降水量長期變化的特性，運用功率譜分析 (Power spectrum analysis) 的概念^(1,2,5,7)以臺北、臺中、臺南、恆春、花蓮及臺東測站的累年雨量記錄⁽³⁾為時間數列，分別就年雨量、月雨量及季雨量的長期變化作頻率 (調和) 分析。

(一) 功率譜：

基於穩定時間數列 (Stationary time series) 的假設條件，對於任意函數 $y(t)$ ，欲定義其功率譜密度 (Power spectral density) $\Phi(\omega)$ (ω 表頻率)，先設

$$y_T(t) = y(t) \quad -T \leq t \leq T \quad \dots(1)$$

$$y_T(t) = 0 \quad t > T, t < -T$$

於是 $y_T(t)$ 的福里爾變換 (Fourier transform) 可以下式表示：

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} y_T(t) e^{-i\omega t} dt \dots\dots(2)$$

由是，功率譜的密度可定義如下：

$$\Phi(\omega) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2\pi T} |F(\omega)|^2$$

$$= \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2\pi T} F(\omega) F(-\omega) \dots\dots\dots(3)$$

(3) 式中絕對值表示複數量 $F(\omega)$ 的模數 (Modulus)，此處有一點需闡明者，即 $\Phi(\omega)$ 為正實數，且不像一般的福里爾表示法 (Fourier representations)，它僅保留振幅，而無位相差存在。

其次由(2)及(3)兩式可得

$$\Phi(\omega) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2\pi T} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} y_T(t) y_T(\epsilon) e^{i\omega t} e^{-i\omega \epsilon} d\epsilon dt \dots\dots\dots(4)$$

令 $\epsilon = t + \tau$ ，並交換(4)式的積分順序，於是

$$\Phi(\omega) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \left(\lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-\infty}^{\infty} y_T(t) y_T(t + \tau) dt \right) e^{i\omega \tau} d\tau$$

$$= \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} R(\tau) e^{i\omega \tau} d\tau \dots\dots\dots(5)$$

在(5)式中 $R(\tau)$ 為自相關函數 (Autocorrelation function) 其定義如下：

$$R(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2\pi} \int_{-T}^T y(t) y(t + \tau) dt \dots\dots(6)$$

(6) 此自相關函數具有下列特性：

$$\text{即 } R(\tau) = R(-\tau)$$

$$R(0) = \overline{y^2(t)} > 0$$

$$R(0) \geq R(\tau)$$

由(3)及(5)式知 $\Phi(\omega)$ 恒為正值，且對稱於原點，故利用此對稱之特性及福里爾積分定理 (Fourier integrat theorem)，則 $\Phi(\omega)$ 及 $R(\tau)$ 之間的倒數關係 (Reciprocal relation) 可以下列二式表之：

$$\text{即 } \left. \begin{aligned} \Phi(\omega) &= \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} R(\tau) \cos \omega \tau d\tau \\ R(\tau) &= \int_0^{\infty} \Phi(\omega) \cos \omega \tau d\omega \end{aligned} \right\} \dots\dots(7)$$

此關係式於決定功率譜時甚為有用。

(二) 計算步驟：

在實用上，自相關係數 $R(\tau)$ 用下式求之⁽²⁾：

$$R(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^{N-\tau} (y_i - \bar{y})(y_{i+\tau} - \bar{y})}{(N - \tau)\sigma^2} \dots\dots\dots(8)$$

上式中 y_1, y_2, \dots, y_N 表雨量 (單位是公厘)， \bar{y} 為雨量之平均值， N 為資料總數， σ 為標準差 (在本文計算中假定其為常數)， τ 表遲滯量 (Time lag)， $\tau = 1, 2, \dots, m$ 利用電子計算機可求出 τ 等於 1 至 m 的自相關係數值。又根據(7)式知，自相關係數具有對稱原點的特性，其功率譜密度可用福里爾積分的餘弦展式 (Fourier integral cosine expansion) 表示，在本文中使用的計算公式下⁽²⁾：

$$B_i = \frac{R_0}{m} + \frac{2}{m} \sum_{\tau=1}^{m-1} (R_{\tau} \cos (\frac{360}{2m} i \tau)) + \frac{R_m}{m} (-1)^i \dots\dots\dots(9)$$

式中 i 為調和數 (Harmonic number)，亦稱頻率，因其表示在基本週期為 P 之時間內完全循環的次數。 R_{τ} 為遲滯量等於 τ 時的自相關係數，當 $\tau = 0$ 時 R_0 等於 1。若 Δt 表所使用雨量記錄之時間間距，則基本週期 $P = 2m\Delta t$ 。又由(8)式所求得之自相關係數因已常態化 (Normalized)，故由(3)式所得之總功率譜應等於 1。又為使由(9)式求出的功率譜趨於平滑，乃用加權移動平均的方法處理之，所用的公式如下⁽⁴⁾：

$$\left. \begin{aligned} S_0 &= 0.54 B_0 + 0.46 B_1 \\ S_i &= 0.23 B_{i-1} + 0.54 B_i + 0.23 B_{i+1} \\ S_m &= 0.46 B_{m-1} + 0.54 B_m \end{aligned} \right\} \dots\dots(10)$$

於圖 1(b)-6(b) 中之點線所示即為由(10)式所得之結果。

(三) 雨量時間數列之選擇：

在整個大氣環流的變化當中，太陽的活動情形佔有很重要的角色。而各地的降水量變化亦直接或間接的受其影響，而太陽黑子的活動有平均約 22 年的雙週期，因此本文研究臺灣降水量週期變化亦取 22 年作為基本週期。就分析年雨量而言，臺北、臺中、臺南、恒春四站均有長達 76 年 (1897-1972) 的記錄⁽³⁾，臺東則有 72 年 (1901-1972)，僅花蓮的資料時間較短，只有 62 年 (1911-1972)。而分析月雨量時則取 44 年 (1927-1970) 資料，共 528 個月。至於季雨量則用 1911-1970 共 60 年 (240 季) 記錄，在此

先定義每年 3-5 月，6-8 月，9-11 月，12-2 月分別為春、夏、秋、冬四季。於本文中將重點放在分析小於十年的週期變化，於計算年雨量的自相關係數時，取最大遲滯量 $m=11$ ，月雨量則取 $m=132$ ，而季雨量取 $m=44$ 。

四分析結果：

1. 年雨量之週期變化：

(1) 臺北年雨量之週期變化：

由圖 1(a) 中，自相關係數 R_L 隨遲滯量 τ 而變化，連接各 τ 上之 R_L 值，外延並平滑後，在 τ

等於 3 及 9.5 處有兩個極顯明的高峯存在，即年雨量有 3 及 9.5 年的週期變化，根據 Sakuraba 及 Ogawara⁽⁴⁾ 二氏之自相關係數 5% 有意義臨界標準（參閱圖 7），可知 $N=76$ 時 R_τ 的臨界值為 0.18，而 $R_3=0.24$ 已超過此標準，但 9.5 年的週期僅約達到 0.18 的標準，其次就圖 1(b) 的功率譜分析之，在調和分量 i 等於 7 之處有一極大值 (B_7) 出現，此約對應於 3 年的週期，至於 9.5 年的週期則無相對應的極大值存在，故可推定其可能為 3 年週期的重疊。彭立博士⁽⁶⁾ 曾用調和分析法分析臺北降

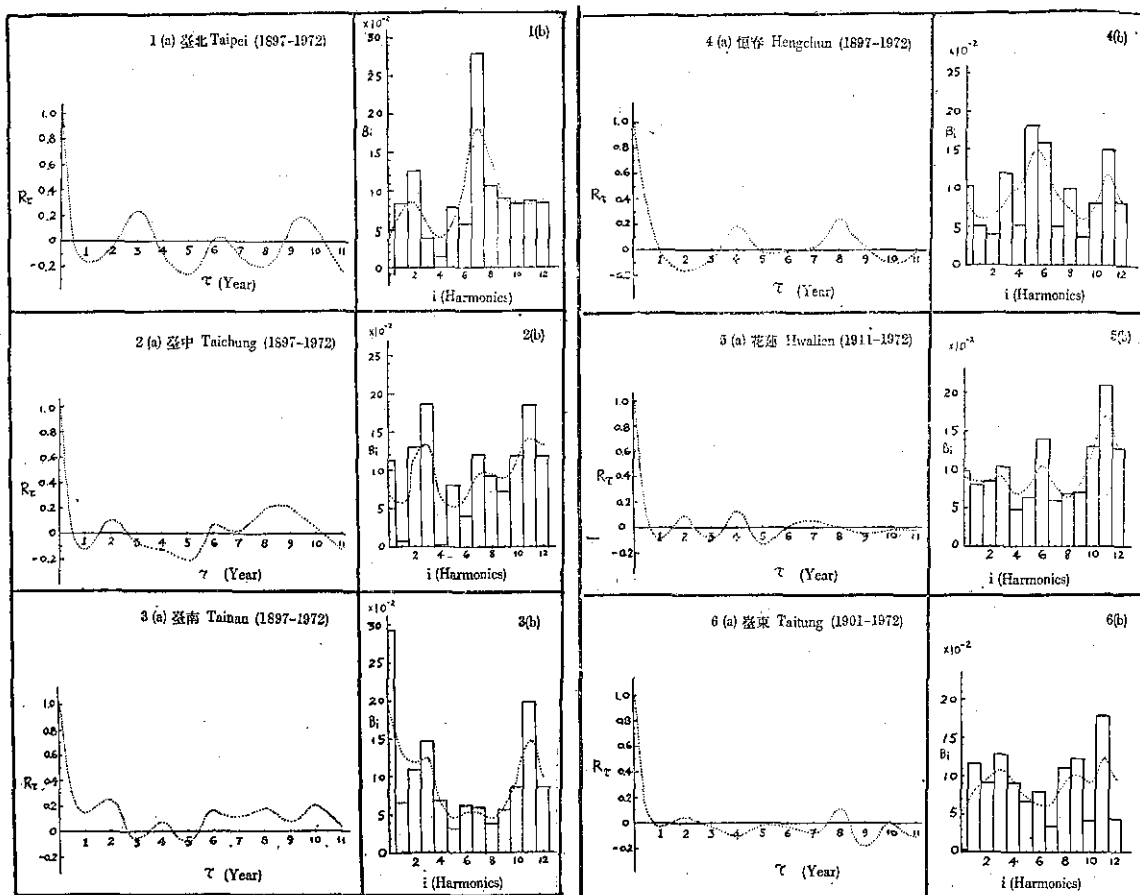


圖1-6 (a) 年雨量自相關係數。 (b) 年雨量之功率譜分析。

Fig. 1-6 (a) Autocorrelation Coefficients of Annual Precipitations

(b) Power Spectrum of Annual Precipitations

水量之長期變化，發現調和分量為 9，即 $2\frac{4}{9}$ 年之週期變化。其位相變動最小；另就 $B_K=2.4$ 的判別式知，降水量的長期變化中有穩定的 $2\frac{4}{9}$ 年、2 年、 $3\frac{1}{7}$ 年及 22 年週期存在，其中以 $2\frac{4}{9}$ 年週期的

B_K 值最高，達 4.1。2 年週期的 B_K 值為 4.0 次之， $3\frac{1}{7}$ 者居第三，其值為 2.8。總而言之，即有 2-3 年之穩定週期性變化存在，此與本文利用自相關係數作功率譜分析所得的結果頗為吻合。

(2) 臺中年雨量之週期變化：

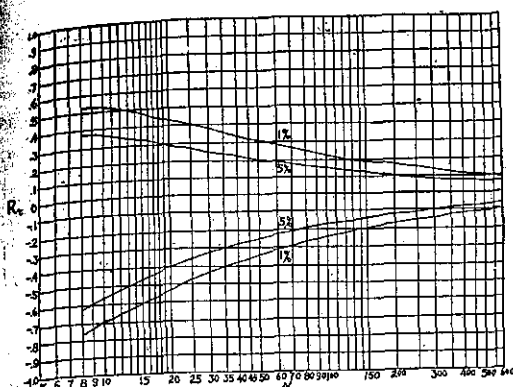


圖 7 自相關係數有意義點之臨界標據。

Fig. 7 Significant Point of Autocorrelation Coefficient

由圖 2(a) 知遲滯量 2 及 8.5 的自相關係數為兩個極大值，即有 2 年及 8.5 年的長期雨量變化。其次由圖 2(b) 顯示，在整個功率譜分配中以第十一調和分量之貢獻最大，此正好對應於 2 年的週期變化，而 8.5 年者約對應於 $i=2-3$ 的調和分量，自 Sakuraba 及 Ogawara⁽⁴⁾ 的臨界值標準知 2 年週期之自相關係數 $r_2=0.10$ 尚未達到 0.18 的標準。

(3) 臺南年雨量之週期變化：

自圖 3(a) 中可看出一顯明的特點，即除了 τ 等於 3 及 5 的自相關係數為負值外，其餘均為正值，這表示臺南年雨量的長期變化頗具持續性，而其中 2 年、8 年、10 年的自相關係數均已達到 0.18 的臨界標準以上。另由圖 3(b) 的功率譜觀之，第十一調和分量正好對應於 2 年的週期，而 8 年週期對應於 $i=2-3$ 之調和分量，至於 10 年週期因無相對應的極大調和分量存在，故可視為 2 年週期之重疊。

(4) 恒春年雨量之週期變化：

由圖 4(a) 顯見有 4 及 8 年的雨量長週期變化，其中 $\tau=8$ 的相關係數值 $r_8=0.25$ ，遠較 $\tau=4$ 的自相關係數 $r_4=0.19$ 為高，但自圖 4(b) 觀之，4 年的週期約對應於 $i=5-6$ 的最大調和分量，而 6-8 年週期則無相對應之極大調和分量存在，所以 8 年週期亦可視為 4 年週期的重疊。

(5) 花蓮年雨量之週期變化：

自圖 5(a) 及 5(b) 觀之，2 年的週期變化正好對應於第十一最大調和分量，4 年週期約對應於 $i=5-6$ ，8 年週期約對應於 $i=2-3$ 。然就圖 7 中 $N=62$ 之自相關 5% 有意義標準 0.19 而言，上述三種週期

的自相關係數均形偏低，未能達到此標準。

(6) 臺東年雨量之週期變化：

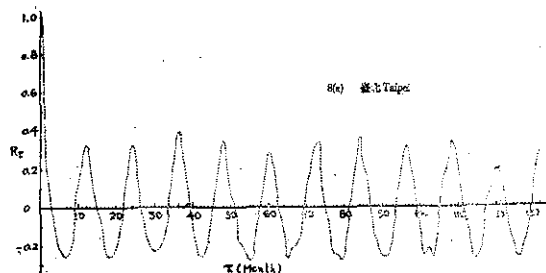
由圖 6(a) 知 2 年及 8 年的週期其自相關係數更形偏低，就圖 6(b) 言之，2 年及 8 年的週期則分別對應於 $i=11$ 及 2-3 的極大調和分量。綜合以上分析得知，臺灣本島西部測站的年雨量自相關較東部為高，而除了恒春之外多有 2 年的雨量週期性變化，臺北則為 3 年週期。另由各測站功率譜分配情形，除臺北及恒春外，其他四站、即臺中、臺南、花蓮及臺東均以第十一調和分量的貢獻最大，亦可認定為年週期出現的可能性較諸其他週期來得大。

2. 月雨量之週期變化：

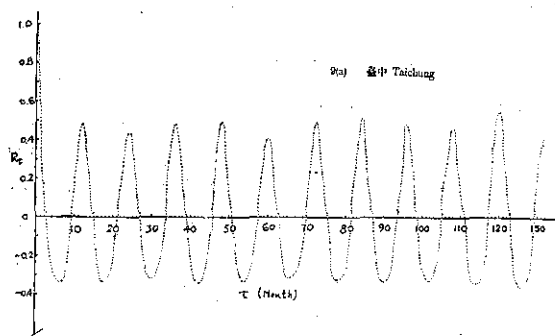
由自相關係數圖 8(a)-13(a) 中很明顯的表示出有 12 個月之週期性，這是因為未將年變化消除去的原因，此 12 個月週期之相關程度却因為測站位置的不同而有所差異，自圖 8(a)-11(a) 中可以看出在中央山脈以西的臺北、臺中、臺南及恒春四站自相關係數的振幅有由北向南逐漸增加的趨勢，也就是說有隨緯度成反比之現象，至於中央山脈以東的花蓮及臺東兩地，其自相關曲線如圖 12(a) 13(a)，雖也有隨緯度之減少而有增幅之現象，但其振幅遠不如其他四站，將自相關係數予以波譜分析後由於年變化未予消除，故功率譜中第 22 調和分量特別突出（圖 8(b)），貢獻最大，即以 12 個月的週期最明顯。

3. 季雨量之週期變化：

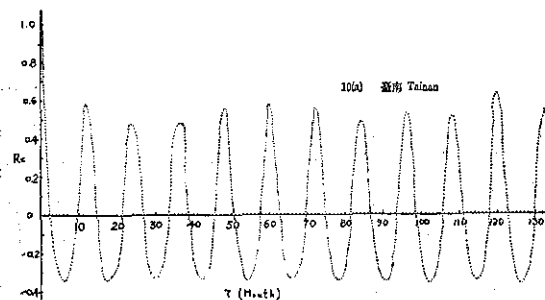
圖 14(a)(b) 在分析季雨量時，因未消除雨量季節的年變化所以亦顯示出季節年變化週期，其自相關曲線的振幅不但有由北向南逐漸增大之現象，而且其數值遠較月雨量的振幅為大，由此可知季雨量之自相關性比月雨量為高，其中以臺南為最大，自相關係數達到 0.8，但臺灣東部之變化卻沒有西部來得大而明顯。



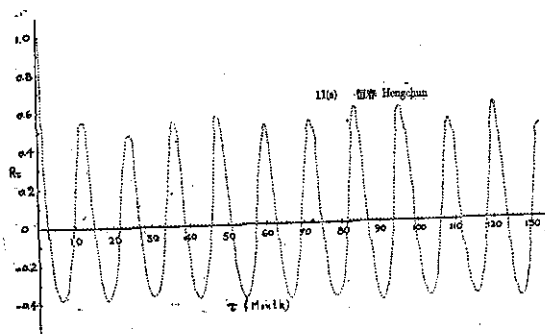
8(a) 臺北 Taipei



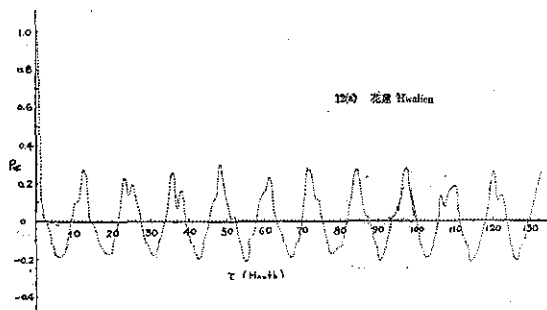
9(a) 臺中 Taichung



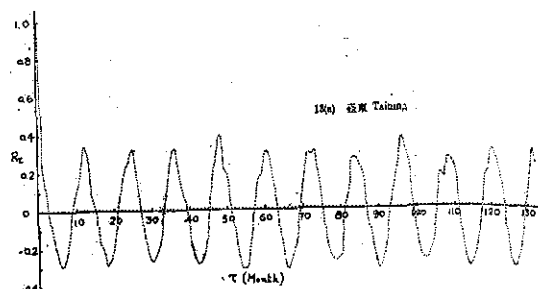
10(a) 臺南 Tainan



(11(a) 恒春 Hengchun



12(a) 花蓮 Hualien



13(a) 臺東 Taitung

圖 8-13(a) 月雨量自相關係數 (1927-1970)。
Fig. 8-13(a) Autocorrelation Coefficients of Monthly Precipitations (1927-1970)

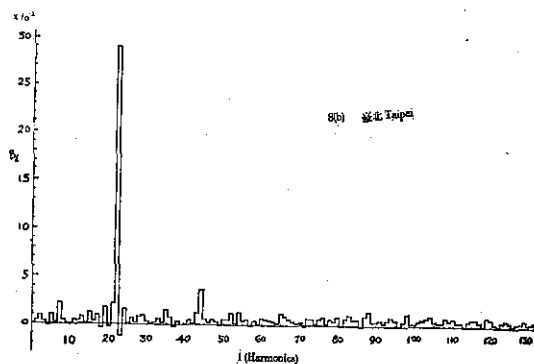


圖 8(b) 月雨量之功率譜分析 (1927-1970)。
Fig. 8(b) Power Spectrum of Monthly Precipitations (1927-1970)

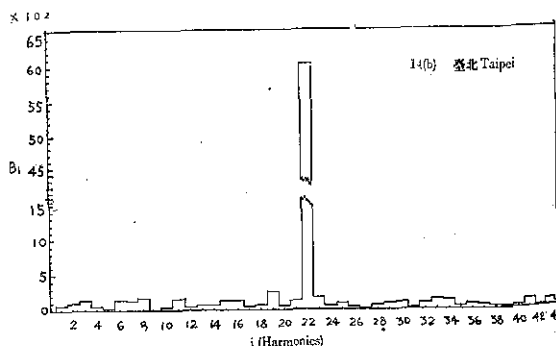
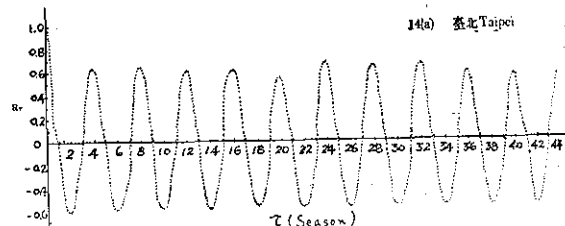


圖 14(a) 季雨量自相關係數 (1911-1970)。
圖 14(b) 季雨量之功率譜分析 (1911-1970)。
Fig. 14(a) Autocorrelation Coefficients of Quarterly Precipitations (1911-1970)
(b) Power Spectrum Analysis of Quarterly Precipitations (1911-1970)

三、兩年雨量之週期變化

雨量之兩年週期 (Biennial cycle) 變化，在 1961 年初次發現存在於平流層，顯示於赤道平流層氣溫及風之變化中，其週期為 23 個月至 29 個月，在地面氣象資料，兩年週期性之變化，早在 1880 年時，Clayton 即曾指出。於 1962 年 Landsberg⁽⁸⁾ 更進一步發現地面氣溫，氣壓與雨量，均有二至二年半之週期，但對此二年週期之來源均少提及，惟可知此種在地面資料中之週期，亦包含於大氣之雜波 (Noise) 中，但不若在熱帶平流層所出現者之顯着突出。實際上此兩年週期變化僅影響月平均值百分之幾而已。

臺灣各地年雨量，由上述週期分析，顯示兩年週期之變化頗顯着。今就所得各地年雨量之自相關係數 (第一年與第二年雨量之相關)，列如下表：

表 1 臺灣各地年雨量自相關係數

地 名	自相關係數	地 名	自相關係數
彭 佳 嶼	0.027	臺 中	0.078
臺 北	-0.167	臺 南	0.161
花 蓮	-0.087	恆 春	0.053
臺 東	-0.013		

由表內自相關係數，可知負相關者有臺北、花蓮、臺東三地，亦即臺灣東部及北部，第一年雨量與第二年雨量負相關，第一年雨量多，則第二年雨量少，並且事實上亦有第一年雨量多時，則次年雨量特少，此種現象與導致旱澇有連帶關係，其中負相關係數以臺北為最高，花蓮次之，臺東則負相關甚微，臺灣西部及南部，年雨量自相關均為正值，以臺南正相關為最高，其他兩地較微，此顯示臺灣西南部雨量較具持續性，惟一特殊者，位於臺灣北海上之小島——彭佳嶼，此可能由於臺灣東北部地形特殊。在氣候學上，中國各地均為夏雨型；多雨型天氣，僅有臺灣東北部及新疆之吐魯番兩地。本文就臺北冬季雨量統計其自相關係數為 -0.27，顯示較年雨量自相關係數高甚多；亦可顯示第一年冬季雨量多則次年冬季雨量少，其相關性較密切。

再就臺北一地年雨量，兩年週期性視之，第一年與第二年相關係數約為 -0.2，就七十年來雨量分析

之，以第一年為奇數年，第二年為偶數年，分別統計所得，平均奇數年雨量較偶數年雨量，多約 120mm，即約年雨量 10%。按兩年週期性變化，地面氣溫具有全球性，由時間數列分析顯示，熱帶地區具有同位相，而高緯度地區，則為相反位相。北半球溫帶地區，幅度最大在冬季月份。

(二)臺灣地區月雨量兩個月週期性分析：兩個月雨量週期，在兩年之冬春季，其幅度較大，夏秋季則較小，例如臺北⁽¹⁰⁾ 在多雨年冬季一月份雨量距平為 +50% 二月份為 +3%，其變差為 47%；但在夏季七月份雨量距平為 +3%，八月份為 -4%，其變差僅為 7%，但在少雨年之冬季與夏季則無此顯着之差別，甚至有相反之現象，因此可推論由於冬春季梅雨，在多雨年較顯着之故，在少雨年夏秋季颱風雨量影響較顯着之故。

兩個月雨量週期，其振幅大小之變化亦有本月份正距平大，次月份負距平亦大之現象。亦即本月特別多雨，下月則特別少雨，此大有影響於社會生活者。

上述臺灣各地雨量之自相關係數值甚小，均在 ± 0.2 以下，其所代表之相關性僅可供做參考，實為統計上多年資料分析所得之結果。

四、臺灣雨量週期與太陽活動週期之關係分析

(一)太陽活動週期與臺灣雨量之相關分析，

太陽活動週期，以太陽黑子數多寡之變化代表之，太陽黑子數，增多或減少，係週期性循環，平均週期為十一年，由於太陽黑子，具有甚強之磁極性，其磁性變化週期，為太陽黑子週期之二倍，約為二十二年，亦稱太陽黑子「雙週期」，而十一年週期，則稱「單週期」。太陽黑子單週期，長者可達十七年，短者七年，雙週期長者二十四年，短者二十年不等。太陽黑子雙週期，係由兩個黑子單週期的形成者；兩者具有不同磁極性，對氣象影響，亦各不相同，兩相鄰之單週期，分為「主週」與「副週」；其重要位相有「主多」（以 MM 表之），「副多」，（以 M 表之）；「主少」（以 mm 表），「副少」（以 m 表）。太陽黑子「主多」時，其黑子數較「副多」時為多，此在 1848-1937 出現最顯著。太陽黑子週期自 1755 年計算至 1963 年，共為 19 個完全週期，自 1964 年

起為太陽黑子第 20 週之開始，至本 (1973) 年已近結束，亦即太陽活動近於最低潮，此第 20 週為太陽黑子之「副週」，其前一週 (19週) 為主週期；依此類推此 20 個週期中奇數週為主週，偶數者為副週 (參看 22 圖)。太陽黑子除 11 年及 22 年之週期外，尚有更長約 80 至 90 年週期，亦稱世紀週期。

近年氣象學者⁽¹²⁾ 曾指出，大氣環流型態，與太陽活動週期，在長期變化中相關聯。一地長期氣候因素之變化，直接與太陽活動相關，而大氣環流過程，則為此相關之關鍵。臺灣雨量與太陽活動週期之變化，筆者⁽¹⁰⁾ 曾多次為文，證明其間有密切之關係；茲再進一步就臺灣雨量與太陽黑子之相關係數作分析，就臺灣各地 75 年 (1897-1972) 年雨量，分別就年雨量，四季雨量，與太陽黑子之相關係數，分析如下。

(一) 臺灣年雨量與太陽黑子之相關。

1. 同時相關：

在半個世紀之前，英氣象學者 Walker 氏，既求得世界各地，年平均氣溫、氣壓、雨量等與太陽平均黑子數相關變化之結果；並發現太陽黑子數與海面氣溫，在世界多數地區為負相關，尤其在印度及中國南部，一致為負相關 (-0.15 至 0.45)。而在印度若干地區，黑子數與雨量相關係數為正，其值達 0.20 本文今就臺灣 7 個測站多年來雨量與太陽黑子數計算其相關係數得如下結果 (表 2)。

表 2 臺灣各地年雨量與太陽黑子數之相關係數

地 名	相 關 係 數	地 名	相 關 係 數
彭 佳 嶼	0.224	臺 中	-0.039
臺 北	0.218	臺 南	0.153
花 蓮	0.284	恆 春	0.087
臺 東	0.180		

由上表可知，年雨量、與太陽黑子相關係數，在臺灣東部及北部，正相關係數尚可，均在 0.20 以上，花蓮達 0.284 為最大；但臺灣南部及西部，相關係數均甚小，其中臺中呈負相關尤為特殊。

2. 延後 (Lag) 與提前 (Lead) 相關

就太陽黑子數與臺北年雨量，統計其延後及提前相關係數，所得如表 3。

表 3 臺北年雨量 (1897-1971) 與太陽黑子前後年代相關係數

年 數	相 關 係 數	延 後	提 前
1		0.054	0.107
2		0.042	0.088
3		0.041	0.038

由上表可知，太陽黑子與臺北雨量之相關係數，提前及延後一至三年者，均屬正相關，但較同時相關係數 0.218 為小。惟堪注意者，在黑子提前之年代，較其延後者相關係數稍高，此可能由於太陽輻射熱 (太陽常數) 之最高及最低點，常出現於黑子最多及最少之前一年所致。例如某年黑子數與其前一年臺北雨量之相關為 0.107，而與其後一年雨量之相關僅為 0.054，約為上年者之半由以上結果，可知太陽黑子之多寡與雨量確有相關，而同時之相關較高，延後及提前之相關，則隨年數增加而減小，至第三年時其相關甚微，此種規律性變化，亦足示太陽活動確對雨量有所影響之證明，更進一步可知太陽黑子數影響雨量具有持久性，不僅限於當年，而可及於前後數年，此亦增加其作用之複雜性。

(二) 臺灣年雨量距平與太陽活動之關係

太陽黑子對臺灣地區雨量之影響，筆者⁽¹⁰⁾，曾就臺北及恆春兩地，過去七十年 (1897-1966)，雨量之變化，分析其與太陽活動之關係，得知在太陽黑子「主多」較「主少」時，年雨量臺北增多 23 % (與標準雨量比)，恆春增多 24 %，在太陽黑子「副多」較「副少」時之年雨量，臺北增多 32 %，恆春增多 16 %。可知無論在太陽黑子「主多」或「副多」時，兩地年雨量均高於標準值，後者高出較多，而在太陽黑子「主少」或「副少」時，年雨量均低於標準值，後者的高出較多，而在太陽黑子「主少」或「副少」時，年雨量均低於標準值，後者的低較多。

今選取臺灣七個測站，最近 75 年 (1897-1971) 來，逐年雨量距平之變化，就前述年雨量兩年週期之自相關及太陽黑子與雨量之相關係數等作進一步之分析如下：

就七十五年 (1897-1971) 來，臺灣各地雨量紀錄，在東北部選取臺北、彭佳嶼花蓮、臺東等四測站，西南部選取臺中、臺南、恆春等三測站，就其年雨量距平之變化，與太陽黑子週期，自第 13 週至最近之第 20 週，各位相作比照如下：(15-21 圖)

(1) 臺灣各地年雨量之變率 (Variability)：

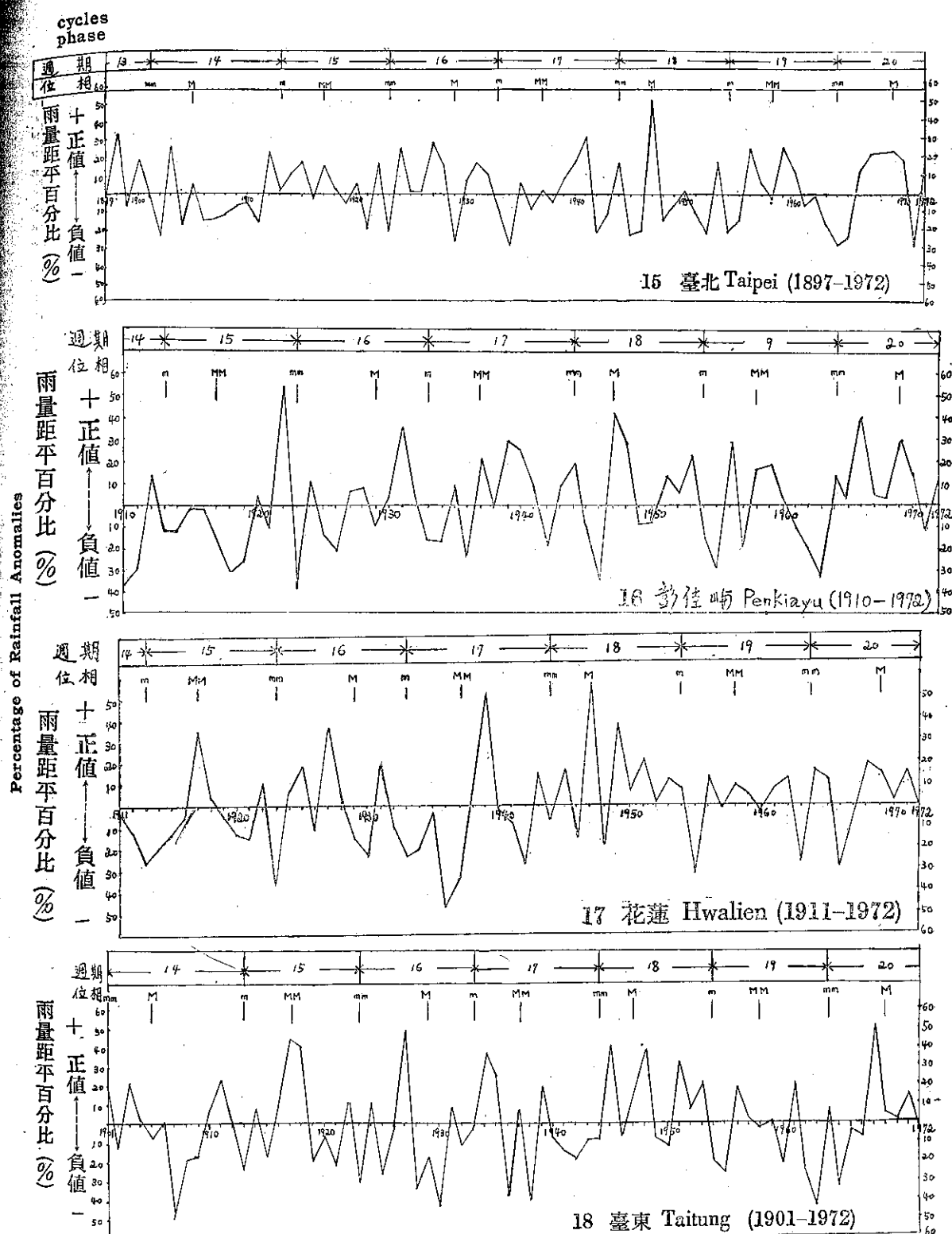
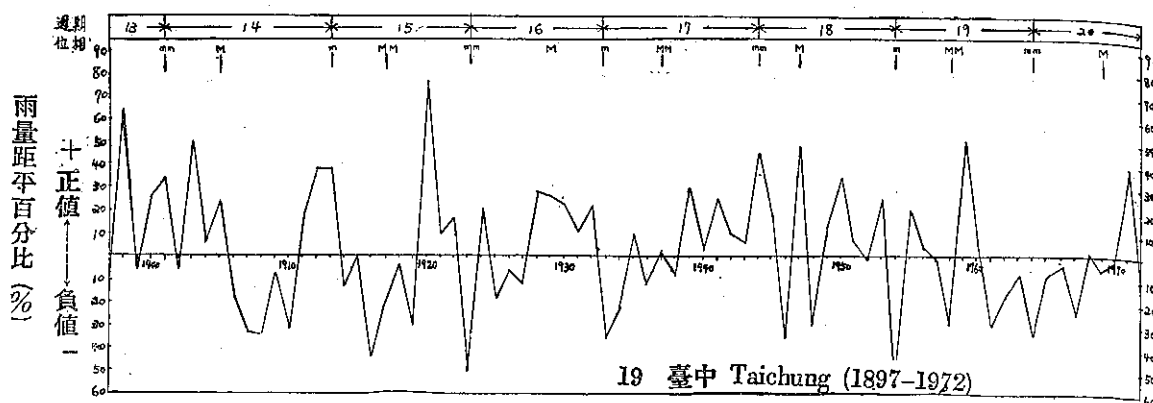


圖 15-18 年雨量距平與太陽活動週期位相 MM=主最多 M=副最多 mm=主最少 m=副最少
 Fig. 15-18 Yearly Rainfall anomalies with Sunspot Cycles
 MM=Sunspot major max. M=Sunspot minor max.
 mm=Sunspot major min. m=Sunspot minor min.

cycle
phase



Percentage of Rainfall Anomalies

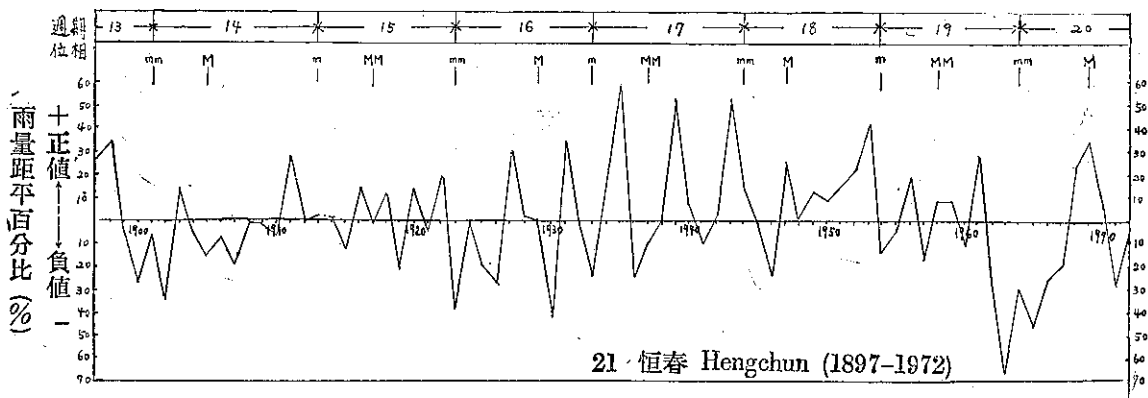
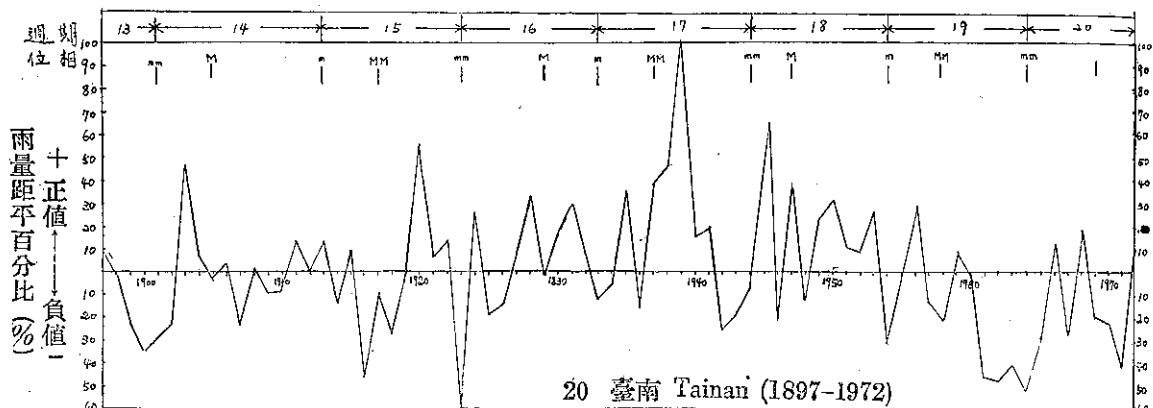


圖 19-21 年雨量距平與太陽活動位相

MM=主最多 M=副最多 mm=主最少 m=副最少

Fig. 19-21 Yearly Rainfall Anomalies with Sunspot Cycles

MM=Sunspot major max.
M=Sunspot minor max.
mm=Sunspot major min.
m=Sunspot minor min.

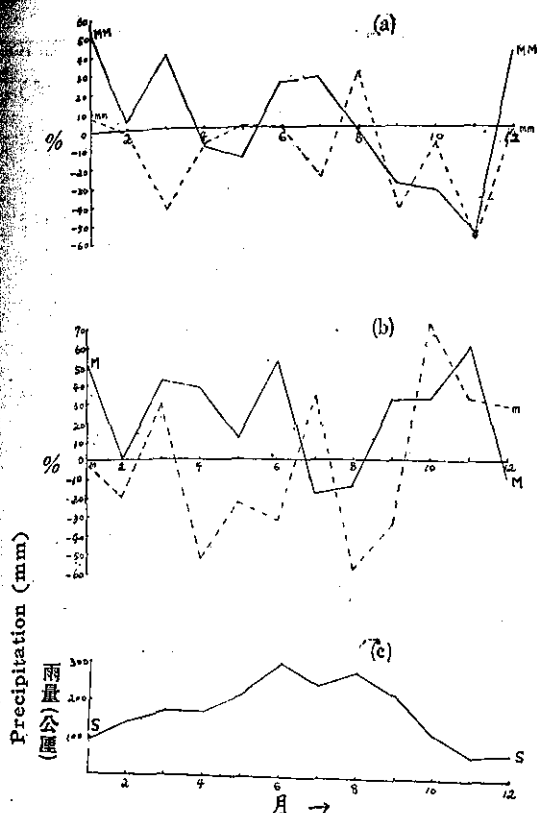


圖 22 臺北雨量與太陽黑子雙週之關係。
Fig. 22 The Relation between Double
Sunspot Cycle and Taipei Rainfall.

依據本文統計所得（臺灣各地年雨量多在二千公厘左近）以臺北的變率 15% 為最小，臺南 23% 為最大，其各地如彭佳嶼、花蓮均為 17%、恒春為 18%、臺東為 20%、臺中為 22%。按我國雨量變率分佈之情況，在長江以北為 20-30%；華南一帶為 10-20%，可知臺灣東部及北部雨量變率與華南一致，而臺灣西南部則與長江以北相似。

(2) 臺灣東北部雨量之距平：

由各地雨量距平之變化，可追尋雨量兩年週期之影響及因太陽黑子週期之演變，今就太陽黑子第 19 週期之上期，亦即黑子，在增多階段時，(m→MM) 臺北及彭佳嶼自 1955 至 1958 年，雨量距平之變化分析之。臺北年雨量距平分別為 -18, +23, +4, -4。彭佳嶼之年雨量距平為 -28, +30, -28, +19。由此可顯示彭佳嶼較臺北之兩年週期化規律而幅度亦較大。再就太陽黑子第 19 週之下期，即太陽黑子數在減少階段 (MM→mm)，臺北及彭佳嶼自 1959 至 1964 年，雨量距平之變化視之。臺北為 +

24, +12, -8, -1, -18, -29。彭佳嶼之年雨量距平為 +19, +2, -11, -21, -34, +13。由此可知在太陽黑子降坡階段，臺北與彭佳嶼之兩年週期變化，其幅度及規律性相差不顯著。

(3) 太陽活動週期各相位之雨量分析。

臺灣雨量與太陽活動週期之變化，關係甚為顯著，當太陽黑子最多時，雨量增多，黑子最少時，雨量則減少，筆者曾為文⁽¹⁰⁾，將臺灣雨量依太陽黑子雙週期之變化，分為「多雨年」及「少雨年」兩類，在太陽黑子主多 (MM) 及副多 (M) 時，列為多雨年，在太陽黑子主少 (mm) 及副少 (m) 時，列為少雨年，依此分法，將 (1897-1966) 臺北雨量分別統計，求出全年各月雨量距平（即與標準雨量之差）之百分比，得如圖 22。

圖 22(a) 所示多雨年 MM 型，各月雨量距平之變化，正距平主要在多春季，且有兩個月週期性，下半年多為負距平，此為多雨年 MM 型之特點，但在多雨年 M 型（圖 22b），則全年各月，除夏初兩個月外，雨量均為正距平，亦即全年各月雨量幾均超出正常值。

又圖 22(a) 所示少雨年 mm 型，各月雨量距平之變化，除一月及八月為正距平外，全年幾均為負距平，在少雨年 m 型（圖 22b）各月雨量距平之變化，比較不規律，僅春夏兩季雨量多屬負距平，正距平出現之月份亦頗多但無連續性，為其特點。

圖 22(c) 所示為全年各月雨量之標準值 (1897-1966)，在雨量距平預測決定後，可由標準雨量，計算各月實際之預測雨量。

五、年雨量距平年雨量距平之分析

以抽樣方式取 1927-1970 間，44 年雨量資料根據雨量標準值 (normal) (1897-1972) 劃分為多雨年及少雨年兩類，某年之年雨量如高於標準值時，該年即稱為多雨年，而以符號 "N+" 來表示，反之若某年之年雨量低於標準值時，則該年稱為少雨年，而以符號 "N-" 來表示。因此將此 44 年資料分成為「多雨年」與「少雨年」兩個部份。分別以各月雨量之距平除以各月雨量之標準值 ($N_1, N_2, N_3, \dots, N_{12}$)，如此則大體上消除了年變化之影響，而顯出年雨量之多寡對於各月雨量之重要程度，以及各月雨量對標準雨量變化之程度，為使數字放大起見均以百分率方式表示之。

使用公式如下：

$$R\% = \frac{\sum (x_i - \bar{x})}{\bar{x}} 100\%$$

x_i 為 N^+ 或 N^- 之月雨量值， \bar{x} 為月雨量標準值

(一)臺北 (1927-1970) 多雨年 (N^+)，與少雨年 (N^-) 利用以上公式所得之結果繪圖如 (圖23)，其中實線者為多雨年之比率，虛線者則為少雨年之比率，大體而言，多雨年造成各月均有多雨之現象 (即超出各月之標準值)，中間零點線上下之雨排百分數是年雨量正 (負) 距平與標準值之百分數，臺北各月雨量超出此上下值的有 3, 4, 5, 6, 8 各月，其中以 3 月，6 月及 8 月超出較多，如以 4 月為例，就圖中所示則為平均多雨年 (N^+) 4 月份雨量要較標準值多出 38%，而在少雨年 (N^-) 時則較標準值少 36%，如臺北標準值 4 月份雨量為 158 公厘，則當多雨年時 4 月雨量可達 218 公厘，而少雨年時則為 101 公厘。當然這不是一個很確定的數字，但是根據歷年資料統計之結果，可確知 4 月份之雨量有 38% 是隨年雨量之變化而變化，此外 6 月及 8 月之雨量亦有 20% 係隨年雨量之多寡同升降的，同時亦可知年雨量超出標準值者，其各月雨量亦多超出標準值，換言之，亦可說年雨量之所以超出標準值，係由於各月雨量多數超出標準累積而成，此種關係，應用於雨量預測當甚具參考價值。

(二)由臺北向南推移，我們再選臺中之雨量加以統計 (圖24) 其情形稍異於臺北，其多雨年 (N^+) 中各月雨量高於標準值者有 1, 4, 5, 6, 8, 10, 各月，其中 4, 5, 6, 及 8 月與臺北一致，但其比值不若臺北的高，在整個時間的排列上，似乎較臺北為落後，9 月之比值有著相反的情況，就是說多雨年 (N^+) 9 月少雨，少雨年 (N^-) 反而多雨。若再向南取恒春

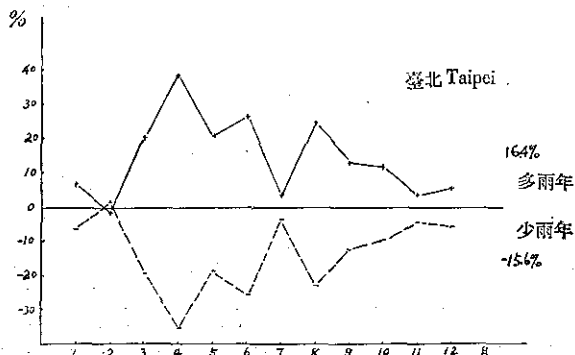


圖 23

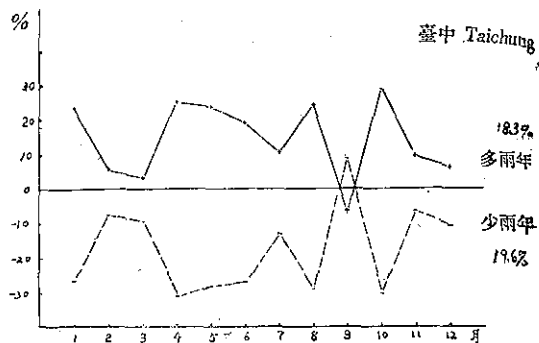


圖 24

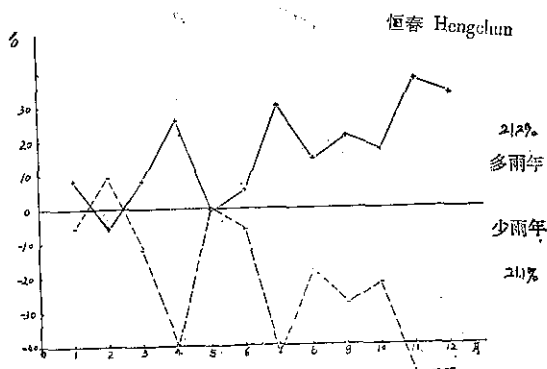


圖 25

圖 23-25 多雨年與少雨年兩年雨量距平百分比圖。 (1927-1970)

Fig. 23-25 The Percentage of Yearly Rainfall Anomalies of Rainy Year and Dry Year (1927-1970)

之雨量資料，計算結果如 (圖 25)，其中以 4, 7, 11 及 12 月的比值上甚為突出，其月份之落後現象則更顯着，但由於冬季雨量甚少，很少的雨量會造成很大的偏差，以致恒春 11, 12 月之比值在圖中看來竟然達到 40% 以上，其實標準雨量也不過 67 及 21 公厘，其 40% 量不過只是 10-25 公厘左右，此則為統計圖之錯覺也。

(三)分析結果及檢討：

(1)臺灣南北，以 4 月份雨量與年雨量關係最為密切，且最大。

(2)臺北，臺中 8 月，恒春 1 月雨量有 25% 隨年雨量而變化。

(3)如用月雨量距平值予以週期分析，其相關及可靠程度均未達實用標準。

(4)如能預測年雨量則可據各月雨量之比值而估計各月雨量，反之若已知前數月之雨量亦可估計後數月之雨量及年雨量。

六、臺灣梅雨特異性之分析

中國梅雨可分為「冬季型」與「夏季型」⁽¹¹⁾ 兩類。

(A) 冬季型梅雨 (約五月中) 出現時, 在 500mb 高空圖上, 北極區為一低氣壓中心, 高度 5280gpm, 與東南亞及太平洋高氣壓相對峙。東亞長波槽在西伯利亞東部, 東亞沿海一帶, 南北向氣壓梯度甚大, 高空風速強, 副熱帶噴射氣流之軸心在喜馬拉雅山以南, 印度低氣壓初出現於地面天氣圖上。(B) 夏季型梅雨 (約六月中), 北極區低氣壓 (在 500mb 圖) 突然填塞, 中心升至為 5400gpm。副熱帶噴射氣流在喜馬拉雅山以南者, 勢力減弱並逐漸消失 (七月份)。印度低氣壓形成, 逐漸加深。長江流域有一連串的低壓波出現, 形成長江中下游之梅雨季。

出現於臺灣之梅雨, 多屬於冬季型者, 此時副熱帶噴射氣流仍在喜馬拉雅山以南, 印度低氣壓初開始形成, 待此噴射氣流移至喜馬拉雅山以北, 梅雨帶亦北移至長江流域, 臺灣梅雨即停止, 茲就梅雨出現於臺北者, 由統計所得結果分析如下。

(一) 臺北梅雨之分析:

1. 梅雨起止日期:

根據 1907 至 1970 年 64 年之氣象資料, 梅雨多於五月下旬開始, 而終止於六月中旬, 最早開始日期, 為 1929 年 5 月 9 日, 最遲開始日期, 為 1934 年 6 月 12 日。一般情況, 多集中在 5 月 25 日, 即臺灣梅雨開始日期。最早終止日期, 為 1914 年 5 月 25 日; 最遲為 1921 年 6 月 30 日, 一般情況, 多集中於 6 月 11 日, 即臺灣梅雨終止日期。

2. 梅雨期之長短:

最長為 41 天, 如 1921 年 5 月 21 日至 6 月 30 日, 及 1969 年 5 月 14 日至 6 月 23 日。最短者, 僅 7 天, 如 1942 年, 1945 年, 1954 年, 及 1963 年。平均持續日數為 18.7 天。大致言之, 臺灣梅雨期在兩週左右。

(1) 梅雨開始早, 則持續時間長。

茲將梅雨開始日期早之 20 次資料, 列表如表 4。

表 4 臺北梅雨始終日期及持續日數

梅 雨 開 始 日 期			終 此 日 期		持 續 日 數
年	月	日	月	日	天
1929	5	9	5	27	19
1956	5	10	6	1	23
1958	5	12	5	25	14
1957	5	12	6	15	35
1967	5	13	6	14	33
1911	5	13	5	30	18
1907	5	14	5	26	13
1917	5	14	6	9	27
1969	5	14	6	23	41
1914	5	16	5	25	10
1955	5	17	6	12	27
1960	5	17	6	2	17
1968	5	18	6	23	37
1913	5	18	5	30	13
1915	5	18	5	30	13
1933	5	18	6	7	21
1910	5	19	6	3	16
1938	5	19	5	27	9
1970	5	20	6	17	29
1952	5	20	6	6	18
合 計					433
平 均					21.7

上表 20 年之持續日數, 平均為 21.7 日。較 64 年梅雨持續日數之平均值 18.7 天, 多 3 天。

將上表資料再進一步分析列表如下:

表五梅雨持續日數及頻率

梅雨持續日數	出現次數	以上累積次數	百分比	以上累積百分比
40以上	1	1	5	5
35-40	2	3	10	15
30-35	1	4	5	20
25-30	3	7	15	35
20-25	2	9	12	45
15-20	5	14	25	70
10-15	5	19	25	95
9以上	1	20	5	100

上表顯示, 在梅雨最早開始之 20 次資料中, 持續 40 日以上者 1 次, 35-40 日 2 次, 30-35 日者 1 次, 25-30 日者 3 次, 20-25 日者 2 次合計 20 日以上者 9 次, 佔全數之 45 %。

(2)梅雨開始日期晚，結束日期則早，即持續時間短茲將梅雨最遲開始日期之 20 次資料列表如表 6。

表 6 梅雨開始最遲之日期及持續日數

梅 雨 開 始 日 期			終 止 日 期		持 續 日 數
年	月	日	月	日	天
1934	6	12	6	21	10
1941	6	8	6	19	12
1942	6	8	6	14	7
1924	6	6	6	23	18
1922	6	5	6	18	14
1962	6	5	6	16	12
1908	6	4	6	19	16
1949	6	4	6	17	14
1965	6	4	6	23	20
1966	6	1	6	13	13
1963	5	31	6	6	7
1954	5	30	6	5	7
1926	5	29	6	6	9
1946	5	29	6	8	11
1961	5	29	6	11	14
1964	5	29	6	17	20
1916	5	29	6	9	12
1936	5	28	6	12	16
1943	5	28	6	7	11
1951	5	28	6	10	14
合 計					254
平 均					12.9

上表梅雨最遲開始日期之 20 次持續日數，其平均值為 12.9 日，與 64 年之平均 18.7 天，相差 5.8 天。與最早開始日期 20 次之平均持續 21.7 值，相差更鉅，高達 8.8 天將上表作進一步之分析，情況如下：

表 7 梅雨開始遲之持續日數

梅雨持續日數	出現次數	以下累積次數	百分比%	以下累積百分比
10以下	4	4	20	20
15-10	11	15	55	75
20-15	3	18	15	90
20以上	2	20	10	100

此 20 次資料中，持續日數在 10 以下者 4 次，佔全數 20%；在 10-15 日之間者，有 11 次，佔全數 55%。二者合計，高達 75%。即梅雨持續日數，有三分之二在 15 日以下。所以，「梅雨開始日期晚

，持續時間短」之論，較「梅雨開始日期早，則持續時間長」，一節，其證明更為有力。

(二)綜合分析：

附圖 26 是梅雨開始日期與持續日數之關係圖，係將 64 年資料按開始日期先後，排列統計。縱坐標為持續日數，橫坐標為梅雨開始日期。由圖內平均持續日數曲線，可看出梅雨開始日期早，則持續日數長，反之則短。再由趨勢線（圖內點線）視之，此種關係更為明顯，故可謂梅雨開始愈早，持續時間愈長，反之則愈短，此在長期天氣預測方面，均甚有用。

(三)例外情況之檢討：

資料中，有少數例外情況。例如梅雨於 5 月 16 日開始，只持續 10 天；而於 6 月 6 日開始者，卻持續 18 天。蓋以自然現象時有例外發生。梅雨每年持續日數，不但因梅雨開始日期之影響，同時也受梅

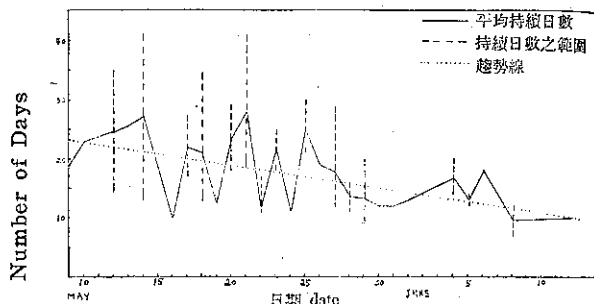


圖 26 梅雨開始日期及持續日數。

Fig. 26 Plum Rain (Mai-yu) Initial Dates and Numbers of Duration Days

雨終止日期所左右。梅雨終止之原因，主要由於太平洋高氣壓之向西延伸及西南季風之入侵，迫使滯留鋒北移至長江流域中下游，而結束臺灣梅雨，轉變為夏季型天氣。每年太平洋高壓及西南季風影響臺灣之日期，遲早不定，所以有關梅雨持續日數之預測不能完全無誤。因此，梅雨持續日數之預測，除梅雨開始日期外，倘能兼顧當月天氣圖情勢，則成績當更為理想。（附註：梅雨之原始統計資料，係取自氣象學報17卷3期徐晉淮：臺北地區豪雨之研究。）

七、臺灣雨量與大氣環流

由於大氣環流形態與太陽活動。在長期變化中相一致，故可認為其間有連鎖關係，亦即太陽活動變化，影響大氣環流變動，再影響一地長期天氣之變化。

大氣環流，就北半球高空（500mb）西風帶長波

言，冬季為三波型，夏季為四波型，北極渦（Polar vortex）即北極低壓，冬季有兩個中心，夏季為一個中心。

亞洲高空（500mb）大氣環流，冬季（一月）平均高空圖上，東亞沿岸為一長波槽所在，係北半球冬季三個主槽之一，夏季時（七月）此長波槽移至太平洋中部。亞洲北部高空，冬季為一波脊，南部為一波槽，即孟加拉槽（Bengal trough）；夏季時在印度高空及地面均為一低氣壓。

東亞及太平洋地面活動中心，在冬季以西伯利亞高壓及阿留申（Aleutian）低壓為主；夏季期以印度低氣及太平洋副熱高壓為主。各活動中心位置之遷移及強度的變化，為導致各地天氣異常及天氣型改變之主要因素。例如冬季出現夏季型天氣，乃顯示冬季大陸活動中心即西伯利亞高壓之勢力衰弱，成高指標形式。造成此種變化時，北半球高空西風之極渦中心，其位置及強度亦必有異。

在前節曾分析臺灣雨量之時間數列，今再進一步，就臺灣雨量之空間數列（Space series）作一初步分析，以尋求「時」「空」數列間之關聯。茲就臺灣「多雨年」及「少雨年」，亞洲及太平洋高空主槽，及地面活動中心之不同變化分述如下。

（一）東亞主槽與臺灣雨量：

東亞高空主槽，在 500mb 高空標準圖上，沿 50°N 緯度線之位置，一月份位於 142°E，七月份移至北太平洋中部 170°E 附近，在臺灣多雨年（1959）與少雨年（1964），此長波之位置（參看表 8）均有不同之變化，就表內所列在多雨年一月份，此槽較標

表 8 東亞主槽沿 50°N 之位置變化

類 別	一 月	七 月
標 準 位 置 沿 50°N	142°E	170°E
多 雨 年 (1959) 位置	130°E	165°W
少 雨 年 (1964) 位置	150°E	160°W

準位置，偏西約 12 個經度；七月份在中太平洋，則較正常位置，偏東 25 個經度，在少雨年一月份，此槽較正常偏東 8 個經度，在七月份，此槽較標準偏東 30 個經度，東亞主槽較正常位置偏西，多為加強之顯示，偏東側為減弱，換言之，臺灣多雨年與東亞主槽之加強有關，少雨年此槽多係減弱。

東亞主槽，多係由來自西方之副波槽，到達東亞

沿海，發展而成主波槽者，冬季時在中國黃海及東海發生之地面低氣壓，多係由此主槽，到達我國沿海後，所誘發者。有時由於太平洋副熱帶高壓脊，向西擴展，則此槽倒退至 110°E 附近，我國華中，華南及臺灣一帶，天氣惡劣而有持續性降雨。

（二）孟加拉高空槽與臺灣雨量：

孟加拉高空槽，多出現於冬半年，十至五月份在印度東部（95°E）上空。在 500mb 高空標準圖上，沿等高線 5800m 所出現之位置，僅就一月，三月及五月三個月，列表如下（表 9）。

表 9 孟加拉波槽之位置（500mb 高空圖）變化

月 份 經 緯 類 別	一 月		三 月		五 月	
	緯度	經度	緯度	經度	緯度	經度
標 準 位 置 (5800m)	22°N	95°E	23°N	95°E	28°N	108°E
多 雨 年 位 置 (1959)	22°N	100°E	22°N	98°E	26°N	95°E
少 雨 年 位 置 (1964)	22°N	95°E	24°N	90°E	30°N	90°E

就表內可知，孟加拉槽，經常出現之位置，多在緯度 22°N，經度 95°E，即緬甸一帶，在臺灣多雨年（1959），此槽之位移，主要經緯度較標準位置偏南偏東，亦即顯示此槽較正常增強。臺灣多雨與此槽之加強具有密切之關係，亦足以解釋，何以在 1959 年臺灣多雨之原因。臺灣少雨年，（1964）此槽之緯度均較正常（標準位置）偏北，經度略偏西，亦即顯示此槽減弱。總之在臺灣少雨年，孟加拉槽偏北及偏西，多雨年則偏南偏東，亦即前者顯示此槽減弱，後者顯示此槽增強。

孟加拉波槽，亦即熱帶槽（Tropical trough），依據 Ramage⁽¹³⁾之說，此一高空西風槽，有時起自印度西南或來自北非。此槽向東移，經過印度時無天氣現象發生，在 400mb 高處，風向由 SW 轉為 NW，至經度 90°E 及 100°E，此槽多加強，可能由於受喜馬拉雅山，向南凸出之地形影響，亦或由於長波槽，在山嶺以南，此處適於加強，孟加拉槽至泰國或越南多停留，有時或加強。此槽與一般半停留西面槽相似，在槽線東方氣流有上升運動，西方有下沉運動。當有鋒面經過中國南海北部時均增強，在對流層下部，風隨高度迅速順轉至鋒面以上，若此槽不強，僅形成層雲，毛雨或微雨，若此槽甚強，則沿鋒面以北，形成大範圍降雨。以上現象在每年一月中旬

以前甚少出現，在春季時華南及越南大範圍之降雨，多由此因所致。

(三)西北太平洋副熱帶高氣壓與颱風之關係：

在 1964 年西北太平洋共發生颱風 37 次，較標準值 (27次) 多 10 次，而無一次侵襲臺灣者。就太

平洋副熱帶高壓，在海面月平均天氣圖上之位置及強度，與標準天氣圖比較，僅就七月、八月、九月三個月之平均狀態視之，約有下列各點之差別 (參看表 10)。

表 10 西北太平洋副熱帶高氣壓位置變化

類 別	高 氣 壓 位 置	中 心			西 緣 脊 1020mb		西 緣 脊 1016mb	
		強 度	緯 度	經 度	緯 度	經 度	緯 度	經 度
標 準 值		1024mb	37°N	147°W	33°N	179°E	30°N	157°E
距 (1964) 年 平		+0.7mb	0	-5	-1.3	-6	+1.7	+1
距 (1969) 年 平		+3mb	-0.3	+2	-4.3	-2	-1.0	+11

(1)副熱帶高壓中心強度，較標準值高 0.7mb，位置偏西 5 個經度，緯度無變化，亦即較正常位置偏西。

(2)此高壓向西伸延之脊線，其 1020mb 等壓線之位置，較標準值向南偏 1.3 個緯度，向西偏 6 個經度 1016mb，等壓線，向北偏 1.7 個緯度，向東偏 1 個經度。

(3)在上述三個月內發生之颱風，較標準值多 5.2 個，亦即約佔全年 19%。

再就最近之 1969 年西北太平洋共發生颱風 19 個，較標準值少 9 個，但侵襲臺灣之颱風則有 4 次之多，較正常侵臺之 3.6 次尚略多。此年北太平洋副熱帶高氣壓之位置及強度與標準狀況之比較如下：

(1)副熱帶高氣壓中心強度，較標準值高 3mb，中心位置偏東 2 個經度，緯度無變化。

(2)此高氣壓脊西緣，等壓線 1020mb 脊線之位置，較標準值偏南 4.3 個緯度，偏西 2 個經度；1016 等壓線之位置，偏南 1 個緯度，偏東 1 個經度。

(3)上述三個月內發生之颱風，較標準值少 5 個，亦即較全年少 19%。

由 1964 之多颱風年，與 1969 之少颱風年，西北太平洋副熱帶高氣壓中心位置強度之變化，及其西緣脊線向西延伸之程度視之，可知副熱帶高氣壓中心，較正常增強，其西緣脊線偏南較多，則颱風發生次數，較正常為少，在副熱帶高壓中心強度正常，但偏西，其西緣之脊線向西延伸與正常所差不多，則颱風出現次數，較正常增多。換言之少颱風年，太平洋副熱帶高壓脊西緣，緯度較正常為低，亦即此高壓，未

按季節北移，故颱風出現少。本年 (1973年) 春夏季，西北太平洋至 6 月底並未出現一個颱風，甚屬異常，初步觀察，其原因係由於此高壓脊軸線緯度偏低之故。

臺灣由颱風所致雨量；由上述之例可知，西北太平洋出現颱風次數多寡，與臺灣雨量之關係不大，主要須視颱風是否能侵襲臺灣而定。侵襲臺灣之颱風，在太陽黑子最多年，侵臺次數，有顯著增多之勢，太陽黑子最少年，颱風侵臺次數亦減少，此有待以後再進一層的探討。

夏季時太平洋副熱帶高氣壓及印度低氣壓為亞洲與太平洋兩重要活動中心，其中心強度及位置，變化不大，但此兩活動中心有同時增強或減弱之關係，並且亦有同時期，向某一方向發動之現象，此種相關變化，對臺灣夏季雨量及颱風生成，均有直接或間接之影響。

四大氣環流指標與西伯利亞高壓及阿留申低壓。冬季 (1月) 時，亞洲及太平洋地區在地面天氣圖上，最顯著之氣壓分佈⁽⁹⁾，為西伯利亞高壓及阿留申低壓兩個活動中心。在大氣環流為高指標時，高壓中心較低指標時減弱，其中心示度約為 1030mb，位於貝加爾湖以西，略偏北之處，在大氣環流為低指標時，西伯利亞高壓中心，略高於 1030mb，位置在貝加爾湖稍偏南處。亦即大氣環流為高指標時，此高壓中心較弱，緯度較高，在低指標時，此高壓中心較強，緯度較低。

阿留申低壓，在大氣環流高指標時，中心氣壓不深，約為 1008mb，位置在堪察加半島以東偏北。在

低指標時，此低壓加深，約為 1002mb，位置在堪察加半島東南，較高指標時，緯度為低。

低指標環流時，在堪察加半島附近之暖心高壓有阻塞 (Blocking) 現象時，常導致西伯利亞高壓南下，造成寒潮爆發，及東西各地天氣之異常，阻塞現象之發生，由於高空西風速度特大，超出正常，使緯流 (Zonal flow) 崩潰所致。阻塞以冬末春初出現最多，出現地區多在東太平洋及太平洋，阻塞高壓其中心為暖性，出現於噴射氣流下游者，在其成熟期，切斷低壓 (Cutoff low) 多出現於其南方。阻塞現象對臺灣天氣變化，影響至為重要，諸如持久性降雨之出現，多係由於環流阻塞，導致高空切斷低壓出現於東亞。

阻塞高壓，在東太平洋形成後，初向北移，至較高緯度 (約 50° – 60° N) 轉向西移行並加強。待至西伯利亞東部，則轉向南移再轉向東移，勢力減弱，最後消失。阻塞高壓在高緯度進行之路徑，猶如颱風在低緯度所進行之路徑相似，兩者在南北呈對稱型。當阻塞高壓向西移時東亞沿海之高空主槽，呈滯留狀態，臺灣附近天氣陰雨連綿；待阻塞高壓轉弱或東進消失時，東亞地區天氣恢復正常，臺灣天氣亦轉佳。

八、臺灣高空風與雨量

高空風與天氣之關係至為密切，由於近代氣象觀之測進步，已證實各種降雨系統，諸如極面波，氣旋等，均與高空噴射氣流相關聯，亦即就一地言，其高空風速風向之變化，與降雨與否，皆有密切關係。

(一) 噴射氣流：

高空噴射氣流共分兩類：一為在對流層下部斜壓區 (Baroclinic zone) 所生成至極面噴射氣流 (Polar front jet)，與極面系統相聯，其最大風速之軸心，約在 300mb 高度，在極面之上方，噴射氣流之強弱，與極面之生成與消失相關聯。另一為副熱帶噴射氣流 (Subtropical jet) 係由對流層上部斜壓區所生成，僅限於上部對流層，並不及於地面，其生成原因，由於其動量不變，高空反貿易風向極力流動，必將增強之故。

噴射氣流，其長度有數千公里，寬有數百公里，厚有數公里。其垂直風切 (Vertical wind shear)，每公里約 5–10m/s，水平風切為每百公里 5m/s，其軸心最大風速最低值，須在 30m/s 以上，此為世界氣象組織⁽¹⁴⁾，對噴射氣流所給與之一般定義。

上述兩種噴射氣流，均對臺灣天氣有所影響，其

平均變化之情形，詳如圖，由圖 27 可知，副熱帶噴射氣流，冬季平均在東亞 (130° E) 出現之緯度約在 30° N，距臺灣頗近 (臺灣緯度約在 22° N– 25° N)。在冬季寒潮爆發時，極面噴射氣流亦可到達臺灣。

副熱帶噴射氣流，南北向縱剖面風速之分佈示如圖 28⁽¹⁵⁾。

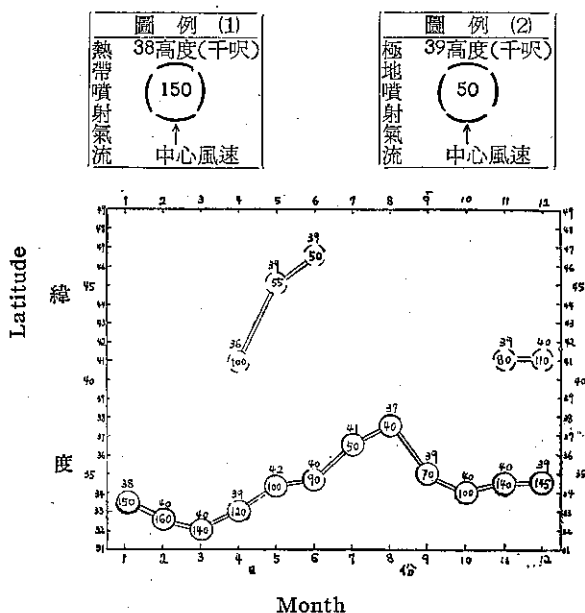
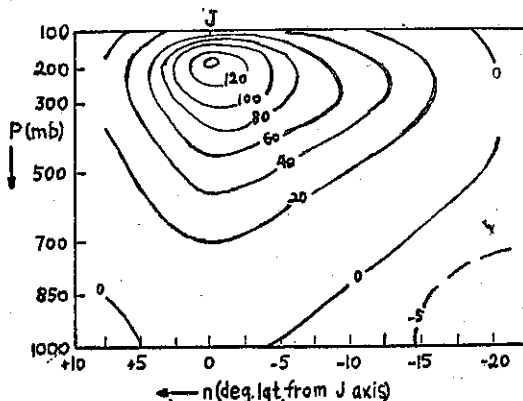


Fig. 27 The Annual Variation of Jet Stream in Average Position and Intensity Around 130° E



緯流風速 (kts) 沿南北向與高度之變化 (1955 年 12 月) 北半球之平均。

Fig. 28 Subtropical Jet Stream (J) Monthly Mean Zonal Wind (kts) December 1955, Average Around Northern Hemisphere in a Curvilinear Coordinate System

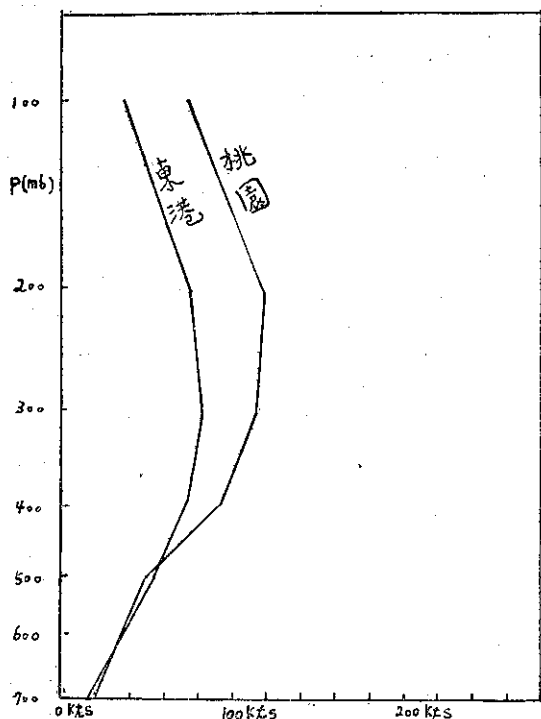


圖 29 桃園，東港 1965 年 2 月平均風速 (kts) 隨高度之變化。

Fig. 29 The Variation of Wind Velocity with Altitude at Taoyuan, Tungkong January, 1965

圖內顯示副熱帶噴射氣流最大風速軸心，約在 200mb 高，此軸中心水平方向以南強風之範圍較廣，水平風切大，如圖 28 由圖中所示，噴射氣流中心最大風速為 120kts，在水平方向南約 10 個緯度，風速減為 60kts，即中心風速之半數，水平風切約為

一個緯度 6kts，亦即 3m/sec，在噴射氣流中心下方約為 500mb 高度，風速減為中心風速之半數，在 700mb 高度僅為中心風速 1/5 而已，此顯示噴射氣流垂直風切之狀況。噴射氣流在反氣旋方，其水平風切不超過每 100km 約 10m/s，但在氣旋方其水平風切常 2 至 3 倍於此，甚至 5 至 6 倍亦屬平常。在噴射氣流出現之處，其上方對流層頂為斷裂區。

(二)臺灣高空氣流：

臺灣高空風探測，可以顯示噴射氣流所致影響，茲就桃園（約 25°N）與東港（22°5N）兩地，1965 年一月高空平均風速之比較，示如圖 29。

由圖內可知桃園與東港兩地，緯度相差約為 2.5° 個緯度，因桃園緯度較高，較近於噴射氣流，故各高度風均大於東港。兩地最大風速層均出現於 200mb 高度附近，因此高度為副熱帶噴射氣流最大風速軸心所在。在此高度兩地之風速差為 43kts 約為每差緯度一度相差 17.2kts 或每 100km 相差 8.5m/s，亦即風速水平風切（Horizontal wind shear）。桃園高壓最大風速垂直風切（Vertical wind shear），在 200mb 高度，風速為 120kts 在其下方 500mb 高度，風速減為 55kts 即近於最大風速之半數。

(三)臺北多雨及少雨月份之高空氣流：

臺北雨量，在民國 53 年（1964）一月為 239mm 次年（1965）一月雨量為 144mm 兩者相差為近於一倍。茲就前者之「多雨月」及後者之少雨月利用桃園及東港兩地之相關年月之高空合成風（Resultant wind）作比較，以顯示臺北一月份多雨與少雨時高空風之不同變化，合成風向以 0 至 360 度計算，風速以每時海涅（kts）表示之，其結果如表 11。

表 11 桃園與東港高空風一月份合成風之比較

地 名	年 份	高 度		700mb		600mb		500mb		400mb		300mb		200mb		100mb	
		風 向		D		D		D		D		D		D		D	
		速 度		V (kts)		V (kts)		V (kts)		V (kts)		V (kts)		V (kts)		V (kts)	
桃 園	1964			252	30	257	49	280	72	261	97	261	116	258	141	267	51
	1965			265	20	273	30	266	55	264	92	260	123	254	122	259	80
東 港	1964			264	28	263	44	261	61	260	73	261	90	256	103	261	45
	1965			273	13	269	33	265	58	264	80	261	95	244	83	259	39

就表 11 所示，在對流層中上部，自 700mb 至 100mb 高度間，桃園高空風向其方向角均在 250°-280° 間，亦即均近於正西風，風速最大在 200mb 高，自此高度向上及向下均減小，東港高空風其方向角均在

240°-270° 間，顯示較桃園者一般偏南 10° 左右。

臺北多雨月份時，桃園高空風向其方向角在各高度均較多偏南，風速多較增強，尤其在 200mb 高度時最為顯著，東港亦有相同現象。例如表 11 內，在

200mb 高度，桃園風速在多雨月（臺北）為 141kts，少雨月為 122kts 風速增強 19kts，東港前者為，103kts 後者為 83kts，風速增強 20kts。兩地在其他高度風速亦多有增強現象。

水平風切就桃園與東港間風速差比較，在 200mb 高度，多雨與少雨月份，桃園風速均大於東港成反氣旋風切，但在 500mb 高度在少雨月份東港風速大於桃園，呈氣旋型風切，此較為特殊之現象。例如在 200mb 在多雨月桃園風速為 141kts，東港為 103kts，相差為 38kts，在少雨月時桃園風速為 122kts，東港為 83kts，相差為 39kts，故在 200mb 高度水平風切方面，多雨與少雨呈較大差別。但在 500mb 高度，在多雨月桃園風速為 72kts，東港為 61kts，相差為 11kts。屬於反氣旋風切，在少雨月，桃園風速為 55kts，東港為 58kts，相差為負 3kts，呈氣旋型風切。

上述多雨與少雨，與高空風速之關聯固屬例證，其真實性有待日後進一步之分析。

九、雨 量 之 預 測

在以上各節中已討論了影響臺灣地區雨量變化的各種因素，且利用自相關及功率譜，分析臺北、臺中、臺南、恆春、花蓮和臺東等地長期雨量的變化週期，得悉雨量之長期變化仍具有幾分規律性可尋，此對未來雨量的預估頗有助益。在實際作雨量預測時，時間數列應考慮四種變化，即長期趨勢，週期變化，季節性變動及不規則變化。在本報告中為方便起見，於計算時主要考慮週期變化及長期趨勢，而將不規則變動假設為常數，所用組合公式如下：

$$Y = P + T + I$$

式中 Y 為所求雨量，P 為週期性變動函數，T 為趨勢性變動函數，I 為不規則變動。

(一) 方法：

首先討論週期性變動函數，利用本報告第一節分析所得之週期，分別求出其振幅，位相及波數，代入下式。

$$P = \sum C_i \cos \left(-\frac{2\pi}{p} it - \rho_i \right)$$

式中 i 為調和分析中之波數（即對應於所選週期之波的序數）， C_i 為該波之振幅，t 為所欲求算之時間序數， ρ_i 為位相，p 為基本週期。

由以上公式即可算出雨量受週期影響之部分，其次再看長期性趨勢，為減除週期對趨勢之影響，則根

據自相關係數之分佈情形，將最顯著之週期年數選出，作為求趨勢時之時間年數，利用最小二乘法求出趨勢，其公式表示如下：

$$T = \frac{a + Y_j}{2} + rb Y_t$$

$$a = \frac{(\sum x_{t-j}^2)(\sum x_t) - (\sum x_{t-j})(\sum x_t)}{N \sum x_{t-j} - (\sum x_{t-j})^2}$$

$$b = \frac{N \sum x_{t-j} x_t - (\sum x_{t-j})(\sum x_t)}{N \sum x_{t-j}^2 - (\sum x_{t-j})^2}$$

式中 Y_j 為平均雨量值， Y_t 為欲預測雨量年份其 j 年前之雨量，t 為時間序數，j 為影響較大之週期年數（間隔年數），r 為權量，x 為已知變數（雨量值）N 為資料個數減去間隔年數值。

以上趨勢方程中並未完全消除週期變化之影響故有待進一步利用 $Y - P = T + I$ 求趨勢方程中之兩個係數值而加以分析。本報告中為消除週期項所使用之平均雨量 Y ，與趨勢項中所使用之起算雨量 a 間之差距，故使兩者予以平均組成趨勢方程中之第一項。

由於太陽黑子之變化係屬週期性，故已包含於週期運算中，如將太陽黑子視為已知數，依其相關（與雨量之相關）最好之主多（MM），副多（M），主少（mm）及副少（m）年份雨量，作週期及趨勢計算，加權後併入 $Y = P + T + I$ 式中，視為特殊年份（即 MM, M, mm, m）之變動值，其結果並不理想故以下計算之實例中僅以週期及趨勢兩項作為預測之基本項目。

(二) 試算結果：

今利用以上公式試算臺北 1968 年至 1973 年之雨量，並將實際雨量列入作一比較，列表於下估計

年 份 雨 量	1968	1969	1970	1971	1972
計算雨量值 mm	1924	2196	2062	1930	2503
實際雨量值 mm	2020	2550	2424	1463	2423

1973 年之雨量為 2255mm，由上表中可以看計算之雨量少時，實際雨量亦少，計算雨量多時，實際雨量亦多，但在雨量變動過大時（如 1971）計算所表現之變動却不如實際變動大，此可能為不規則變動之一部份，詳情尚待進一步之研究。除臺北之外又選花蓮 1972 年作計算，其計算值為 2004mm 而實際雨量為 2051mm 以上應用於雨量預測計算公式之資料甚多，因限於篇幅未能列舉。至於月雨量及季雨量之預測

有待另文作進一步之研究。

十、結 論

(一)就年雨量的週期變化而言，臺中、臺南、花蓮及臺東多有兩年的變化週期，臺北則為三年週期，恆春則約為四年。其次就月雨量論之，臺中、臺南、恆春及臺北均有十二個月及六個月週期變化，且有愈往南愈顯著的現象，而臺東及花蓮僅有十二個月週期。至於季雨量，因計算時未消除季節之年變化，故獨呈現四個季的週期。惟月及季雨量之變化有一共同特色，即其自相關曲線之波幅，均有往南增幅的現象，且位於中央山脈以西的測站，較以東者變化明顯，同時季雨量的自相關大都比月雨量高，而僅花蓮例外。

(二)太陽活動週期，對臺灣年雨量變化有相當的影響，在太陽黑子數達高峯時年雨量增多，反之則有減少的現象。

(三)年雨量距平之變化，與月雨量之關係，在多（少）雨年，即高（低）於年雨量標準值時，臺北、臺中八月份雨量及恆春七月份雨量，較其月標準值，平均約高（低）27%，而四月份則臺北、臺中、恆春均較月標準值高（低）約38%。

(四)臺灣梅雨持續時間之長短，與梅雨開始的日期有關，當梅雨開始時間早時，其持續時間亦長，反之梅雨發生的晚，則結束的時間提早。

(五)就高空環流形式而言，亞洲東部及印度孟加拉主槽的遷移及強度變化，為影響臺灣雨量的重要因素，前者在多雨年時，平均一月份的位置較正常偏西約十二個經度，七月份則偏東廿五個經度。在少雨年，一月份之位置比正常偏東八個經度，七月份則偏東卅個經度。又孟加拉主槽在多雨年，其位置偏東且偏南，反之則有偏西偏北的趨勢。

(六)在預測雨量時，主要考慮週期變化及長期趨勢，而未分離不規則變動，由計算所得結果發現計算雨量多時，實際雨量亦多，反之亦同，惟在雨量變化過大時，計算所表現者不如實際變動大，此主要原因可能是受不規則變動之影響。

致謝：本文進行中承洪理強、林民生兩先生協助研究，並承鄭春臺先生協助整理資料，林慧佳小姐協助繪圖均一併深致謝意。

參 考 文 獻

- (1) Harry Press and John C. Houbolt(1954): Some Applications of Generalized Harmonic Analysis to Gust Loads on Airplanes. pp. 5-7, 11-20.
- (2) Hans A. Panofsky and Glenn W. Brier (1965): Some Applications of Statistics to Meteorology pp. 126-147.
- (3) 中央氣象局各地月總簿。
- (4) Sakuraba., and M. Ogawara (1957): Graphs and Formulas of Meteorology. pp. 153.
- (5) Hwei P. Hsu (1967): Outline of Fourier Analysis.
- (6) 彭立 (1967): 臺北氣溫及降水之長期變化，國立臺灣大學理學院地理系研究報告第四期 pp. 133-136.
- (7) 徐明同、謝信良、林民生 (1970): 天氣幅度擾亂與高空風之分析，氣象學報第十六卷第四期 pp. 22-47.
- (8) Landsberg & Mitchell (1963): Surface Signs of the Biennial Atmospheric Pulse. Monthly Weather Review Vol. 91. pp. 10-12.
- (9) Ken Suda (1959): The Mean Pressure Field Characteristic to Persistent Cold Waves in the Far East. 75th Anniversary Vol. of JMS of Japan.
- (10) 魏元恆 (1969): 臺灣雨量與高空氣流型關係之研究，氣象學報第十五卷第三期
- (11) M. M. Yoshino (1966): Four Stages of the Rainy Season in Early Summer over East Asia (Part 2). Tokyo Journal of Climatology Vol. 3, No. 1.
- (12) H.C. Willet (1965): Solar-Climate Relationships in the Light of Standardized Climatic Data. J. Atm. Sc. 22, pp. 120-136.
- (13) Ramage (1971): Monsoon Meteorology.
- (14) Stringer (1972): Foundations of Climatology.
- (15) D. F. Rex (1969): Climate of Free Atmosphere. p. 156.

台灣之地震能量

徐 明 同

Energy Accounts of Earthquakes in Taiwan

Ming-tung Hsu

Abstract

By using the maximum amplitudes of ground motion and macro-seismic records such as the radius of felt earthquake area and the distribution of seismic intensity, the magnitudes of 191 earthquakes with magnitude equals or larger than 6.0 which took place from 1900 through 1972 in and near Taiwan have been determined.

The mean rate of energy release by earthquakes in Taiwan have been estimated to be 4.174×10^{22} erg/year which is contributing 1% to the total seismicity of the world.

The cumulative sums of energy which released by earthquakes from 1900 through 1972 in various areas of Taiwan were analyzed. Of which at B' area, the points of cumulative sums are bounded between two parallel lines. The distance between the upper and lower lines is very close to the energy of the largest conceivable earthquake. The deviation of the values of upper line and year-to-year values can be interpreted as representing the amount of energy which is stored in the crust or the upper mantle from which earthquakes originate.

Comparing the amount of energy actually released by earthquakes in each year with the deviation of previous year, it seems that large earthquakes are seen to have occurred when the deviation had been large, while no large earthquakes have occurred when the deviation had been small.

一、引 言

地震能量和發震時間及震源位置等，構成地震特性的重要參數。因此計算地震能量，不但究明地震的發生以及地震的性質⁽¹⁾，而且在實用觀點看，即在工程地震學，核子爆炸探查及估計等部門演出亦為重要角色⁽²⁾。所謂地震能，通常有兩種意義。一指地殼或上部覆蓋層內，某一體積（叫做地震體積⁽³⁾）中，地震發生以前，慢慢地逐漸貯藏的應變能（Strain energy） E_0 。另一種係指地震發生時一瞬間釋出的彈性（地震）波動能， E 。如果地震發生時，前者 E_0 全部變換為後者， E ，時，即兩者一致，故地震能可指任何一種，通常應變能， E_0 ，並不全部變換為波動能， E ，故兩者之間有下式關係。

$$E_0 = f E \quad (1)$$

上式中 f 叫做地震效率因子（Seismic efficiency factor）。

據 Iida⁽¹⁾ 之研究，其值根據許多研究歸納結果等於 0.90~0.04。換言之，地震發生時應變位能部分變成地震波能，從震源放射地震波之外，一部分變成機械能，使構成地殼的岩石抗重力而抬高，或壓碎斷層帶物質，而另一部分當做熱能消耗。此時應變能和波動能必須有區別。

本文所討論者為地震波動能，係指地震發生時所釋出全部能量之下限，而在研究地球力學途徑上佔了很重要的角色。

二、地震能量之計算

計算地震發生時所釋出的能量，有兩種主要方法一為由震央附近之野外測量資料推算，例如 Byerly 和 De Noyer⁽⁴⁾ 使用大地測量結果推算，Galitzin 即計算大山崩發生時，所落下之岩石總質量及落下之高度，而推算給與地面之能量⁽⁵⁾，King 和 Knopoff⁽⁶⁾ 由斷層而推算。這種方法因限於震央附近之觀測資料缺少，故並不能計算所有地震之能量，僅靠偶然較幸獲得的寶貴資料而已。

另一種方法即由地震記象推算，而可適用於任何地震。如假設從點震源出發的球對稱波動，且設 h 為震源深度， r_0 為地球的半徑， Δ 為震央距離， ρ 為密度， R 為震波線之長度時，地震波動的全能量 E ，根據 Bath⁽²⁾，對於實體波 (Body waves) 可用下式表示，

$$E = 8\pi^3 \rho [h^2 + 4r_0(r_0 - h) \sin^2 \frac{\Delta}{2}] e^{kR} \times (1+q) \int_0^\tau C_p \left\{ \frac{A}{T} \right\}^2 dt \quad (2)$$

而對於表面波可用下式表示，

$$E = 4\pi^3 \rho r_0 \sin \Delta \Delta^n e^{k\Delta} (1+q) \int_0^\tau \frac{C_L}{T^2} \times A^2 dz dt \quad (3)$$

上式中 k 為波的吸收係數， q 為橫 (S) 波和縱 (P) 波的能量比， C_p 為 P 波的速度， C_L 為表面波的羣速度 (Group velocity)， A 為波的振幅， T 為波的週期， Δ^n 為分散 (dispersion) 項 ($n = \frac{2}{3} \sim 1$)， τ 為遲延時間 ($\tau = t - (r - \delta)/C_p$)， δ 為震源球的半徑， r 為動徑坐標， z 為深度座標。

由實體波及表面波所推算的地震規模設為 m 及 M 時，(2)及(3)式右邊依次可用 m 及 M 的函數表示之。如取兩邊之對數，(2)及(3)式變成，

$$\log E = a + bm \quad (4)$$

及

$$\log E = \alpha + \beta M \quad (5)$$

a, b, α 及 β 均為常數，隨着各研究者其數值亦有不同。

此外由實體波而求的規模 m 和由表面波而求的規模之間有下式關係，

$$m = c + dM \quad (6)$$

c 及 d 也是常數，但隨着研究者其數值有所不同。

關於規模和能量的關係，現在多採用 Gutenberg-Richter⁽⁷⁾ 之公式，即

$$\log E = 11.8 + 1.5M \quad (7)$$

由此公式如有規模， M ，的資料就很容易計算地震能量。

三、地震規模與能量

要求某一地區某一段時間內所釋出的總地震能量，必須先求各次地震之能量。前面既述由一張地震記象，不論是採用實體波或表面波，適用(2)或(3)式要計算能量，均需很多勞力。因此通常採用(4)或(5)式，利用地震規模 M 或 m 求能量 E 。這種方法雖不算非常準確，但已被這部門研究者所採用，而可以說比較實用的方法。

地震規模係 Richter⁽⁸⁾ 於 1935 年創造的。它用備有固定儀器常數的標準扭轉地震儀之記象最大振幅之對數而定義之。這種方法在備有標準扭轉地震儀的國家如美國和紐西蘭已普遍採用。但在日本或歐洲許多國家的觀測站，並不普遍設置標準扭轉地震儀，故在歐洲方面⁽⁹⁾ 考慮另一種方法，即使用其他地震儀所得之實體波或表面波的實動最大振幅，來計算地震規模。在日本 Tsuboi⁽¹⁰⁾ 使用 Wiecnert 地震儀所得實動最大振幅，來計算規模，兩者均調整其所得計算數值盡可能和 Richter 所得數值符合。

在臺灣著者⁽¹¹⁾ 曾經從 Gutenberg 及 Richter⁽¹²⁾ 之著作找出臺灣附近已知規模， M ，之地震共有 31 次，計算這些地震在臺北之 Wiechert 地震儀所得最大振幅，而求實動最大振幅， A ，之後，用最小二乘法求 M 和 A 及震央距離， Δ ，之間的關係而得下式，

$$M = \log A + 2.24 \log \Delta - 1.77 \quad (8)$$

很顯著所使用的資料數目不夠，且所採用的地震均為較大地震，其 M 值等於或大於 6.0。因此後來發現由此式計算的 M 值和 Gutenberg 所 Richter 得數值除了震央距離 100 公里附近之地震以外不太符合。因此著者⁽¹³⁾ 重新求決定 M 之公式。自從 1960 年代開始不久，世界標準地震站網 (WWSSN) 建立以後，臺灣附近 M 已知之地震增加很多， M 之範圍亦增廣至 4.0 以上，且 $M \geq 7.0$ 之地震從 Duda⁽¹⁴⁾ 之表可以檢出。故此次所用已知 M 之地震次數大量增加達 165 次之多，而最大振幅之數據達 666 個。利用這些資料再用最小二乘法所得新公式如下，

$$M = \log A + 1.09 \log \Delta + 0.50 \quad (9)$$

使用此式著者⁽¹³⁾ 求過 1936 年至 1969 年 34 年間發生於臺灣地區 M 等於或大於 4.0 之地震的規模

共有 2510 次。

上面所述者係用地震記象來決定規模。但欠少地震記象，只有強震時人體感覺所得震度紀錄亦可用下述的方法，決定地震規模。根據 Kawasumi⁽¹⁵⁾ 震度，I，即臺灣現用一至六級震度階級，與地震規模在震央距離大於 100 公里範圍，有下式的關係，

$$e^I = \frac{100}{\Delta} {}^2eM_k - 0.00183(\Delta - 100) \quad (10)$$

上式中 Δ 為震央距離， M_k 為 Kawasumi 規模，而 M_k 和 M 有下式的關係，

$$M = 4.85 + 0.5M_k \quad (11)$$

由(11)式可知 M_k 為震央距離 100 公里處的震度，而各地震度觀測可得 M_k ，再用(11)式可換算 M 。這種方法係用所有震央距離的震度，可消去地盤效果以及震央附近之局部情況影響，但對於深層地震(11)式不成立，故不可應用。

氣象局沿用的地震規模分爲四種，即

(一)顯著地震：有感距離半徑超過 300 公里的地震。

(二)稍顯著地震：有感距離半徑爲 200~300 公里的地震。

(三)小區域地震：有感距離半徑爲 100~200 公里的地震。

(四)局部地震：有感距離半徑小於 100 公里的地震。

這種分類法又可求出與 M 之關係，即利用

Gutenberg-Richter^(16,17) 的公式，

$$r = 2.3(M - 1.3)^3 - 1.7 \quad (12)$$

$$M = -3.0 + 3.8 \log r \quad (13)$$

$$r = 1.4 (M - 0.614)^3 \quad (14)$$

上式 r 為有感距離半徑。如依(13)式計算，顯著地震相當於 $M > 6.4$ ，稍顯著地震相當於 $M = 5.7 \sim 6.4$ ，小區域地震相當於 $M = 4.8 \sim 5.7$ ，而局發地震相當於 $M < 4.8$ 。

四、臺灣之地震能量

著者⁽¹³⁾曾使用(7)式，求自 1936 年至 1969 年， M 已知之地震的能量。當計算地震能量時，必須注意一次大地震，比許多次小地震更重要。例如著者計算結果顯示，雖 $M > 5.0$ 的地震次數，大於 $M > 6.0$ 的地震次數達 13 倍之多，但其總能相差僅爲 10%。

本文計算年份提前至 1900 年即臺灣地震觀測剛實施的時候。初期地震記象不完全，故無法使用(9)式

計算 M ，因此推算 Kawasumi 規模， M_k 後使用(11)式或先推算有感距離半徑後使用(13)式計算 M ，然後由(7)式計算能量， E 。臺灣地區發生的地震都爲淺層地震，故可以採用 Kawasumi 法。如此計算所有 $M \geq 6.0$ 之地震能量。至於 $M \geq 7.0$ 之地震規模，部分取自 Gutenberg-Richter⁽¹²⁾ 及 Duda⁽¹⁴⁾ 之表。

關於臺灣地區地震帶，著者⁽¹⁸⁾曾把它分爲三個副地震帶即西部地震帶（簡稱 A 區），東部地震帶（簡稱 B 區）及琉臺地震帶（簡稱 C 區）。此外東部地震帶和琉臺地震帶不重疊地區，即東部地震帶偏南部分設爲 B' 區，那麼 (A+B'+C) 區代表全臺灣即指北緯 20 度至 26 度，東經 118 度至 124 度的範圍。各區自 1900 年至 1972 年 $M \geq 6.0$ 的地震次數共有 191 次列在表一，而地震目錄附在附錄一。此 73 年間各區總能量和年平均能量如表二。

因要把全臺灣之 $M \geq 6.0$ 地震年平均次數， N ，和其釋出年平均能量， E ，與 Katsumata⁽¹⁹⁾ 所得全球及日本的結果比較，製作表三。表中 T1 爲著者⁽¹³⁾於 1971 年所得結果係採用自 1963 年至 1939 年計 7 年間記錄，而 T2 爲這次計算結果係採用 1900 至 1972 年計 73 年間之記錄。關於年平均次數 T2 比 T1 略大一點，但兩者均低於全球的 1%。關於能量 T2 比 T1 約大於 1.5 倍。這可能因 Katsumata 所得結果係根據自 1950 年至 1965 年之記錄，即統計時間之不一致所致。另一理由即如 Katsumata 所指出，早年的規模可能有過大估計之嫌所致。總而言之，臺灣地區對於全球所貢獻 $M \geq 6.0$ 之地震次數及能量均約相等 1%。

關於單位面積單位年所釋出的能量，如設臺灣地區面積爲 $400(\text{km}) \times 500(\text{km}) = 2.0 \times 10^{15} \text{cm}^2$ ，上次計算結果爲 $1.41 \times 10^7 \text{erg/year cm}^2$ (1936-1969)，而這一次爲 $2.08 \times 10^7 \text{erg/year cm}^2$ (1900-1972 年)。Gutenberg⁽⁷⁾於 1956 年估計日本及所羅門羣島兩地區之能釋出率爲 $10^8 \text{erg/year cm}^2$ ，而 Tsuboi⁽²⁰⁾於 1957 年估計日本的數值爲 $1.5 \times 10^8 \text{erg/year cm}^2$ 。因此臺灣和日本比較，其比率約爲 1/7。

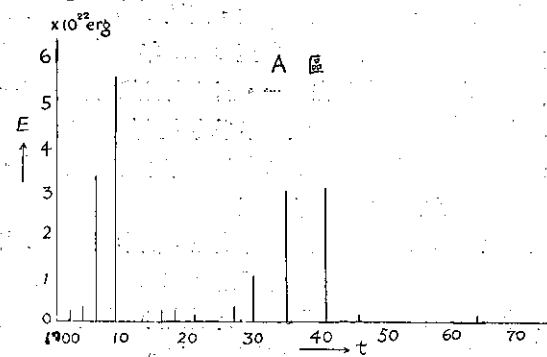
五、臺灣地震能量隨着時間的變化

爲了定量的探求臺灣地區，地震能隨着時間變化，效製圖一，表示自 1900 年至 1972 年，臺灣各區地震釋出能量， E ，之逐年變化。這些圖顯示雖然每

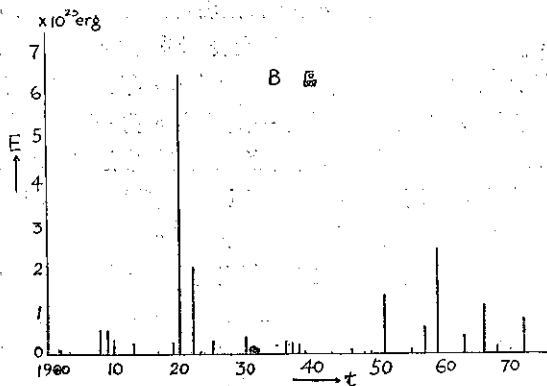
年都有若干的能量釋出，但大量釋出均為分離的而不是連續的。即大量釋出之年，其前後數年通常釋出量較小。73 年時間和地球歷史比較可說是一剎那，但這一段時間釋出的地震能，也有各種變化。就全臺灣而說，前半段約為 36 年和後半段比較，地震能釋出狀況很相似，但前半段釋出能量比後半段較大。這是因 1910 年有一次 M7.8 的地震及 1920 年有一次 M8.0 的地震之關係。至於 A、B 及 C 區亦有同樣的趨勢，其中 A 區前半段時間稍短約為 25 年。關於 B' 區看不出這種現象，反而後半段釋出的能量稍大一點，且每隔 10 年大量釋出地震能的機會較多。

圖一 (a) 地震能逐年釋出量

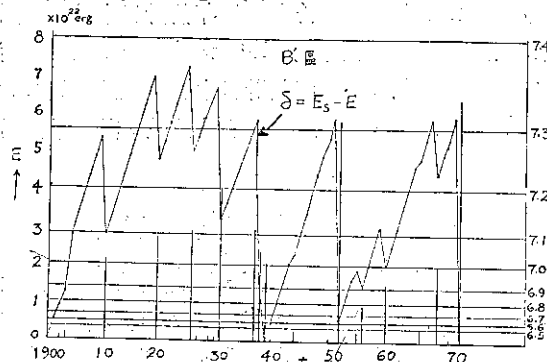
Fig. 1 (a) Annual release of energy



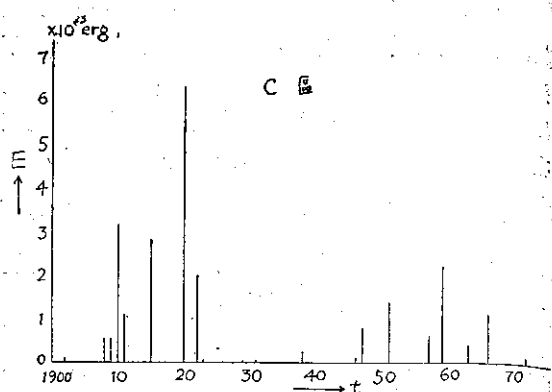
圖一 (b) Fig. 1(b)



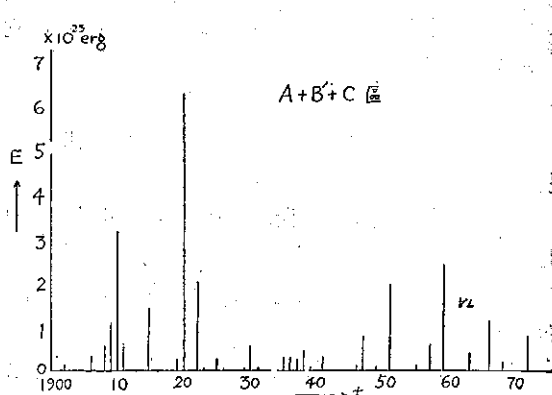
圖一 (c) Fig. 1(c)



圖一 (d) Fig. 1(e)



圖一 (e) Fig. 1(d)

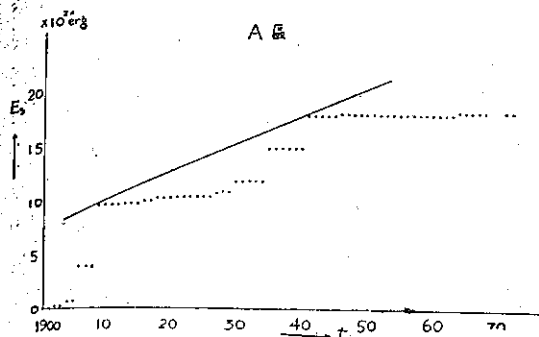


圖二表示臺灣各區累積地震能， E_s 。一般而言，累積能隨時間線性的增加，但仔細看有慢慢增加部分及臺階式突然增加部分，這一部分因大地震發生所致。

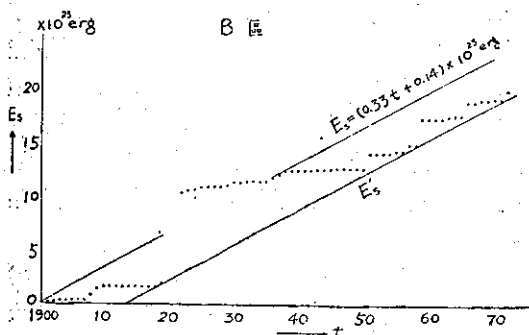
據 Tsuboi⁽²¹⁾ 之研究，累積能隨時間的變化可繪兩條直線表示上限及下限。這種事實顯示從地球內部向地殼及上部覆蓋層，即地震發生區域，所供應的能量對於時間來說相當均勻，而由位能形式貯藏起來。在貯藏時期不會發生大地震，而位能隨着時間逐漸增加。如果貯藏量達到某一界限時，地殼或上部覆蓋層就無法容納更多位能，即達到飽和量。圖二中兩條傾斜平行直線 E_s 及 E_s' 之垂直距離相當於飽和量。達到飽和時，經過某種機構 (Mechanism)——雖然現在還不完全了解——所貯藏的能量之一部分或者差不多全量突然引起地震變成地震波能，而尚貯藏在地殼或上部覆蓋層中之位能就大量減小。各地區飽和量因其地殼物質不相同而不相等。

二 (a) 地震能累積量

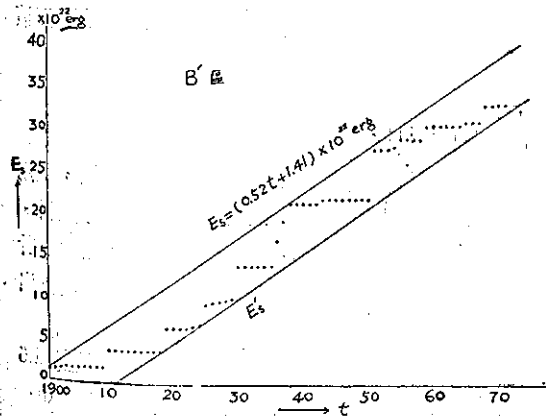
Fig. 2(a) Cumulative sum of energy released by earthquakes (1900-1972)



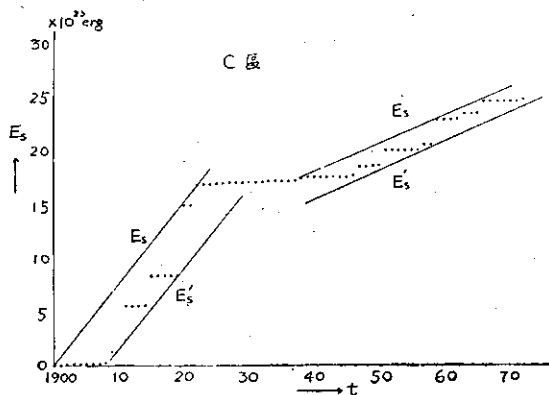
圖二 (b) Fig. 2(b)



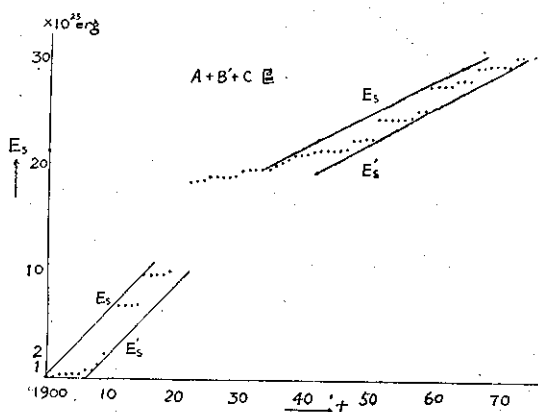
圖二 (c) Fig. 2(c)



圖二 (d) Fig. 2(d)



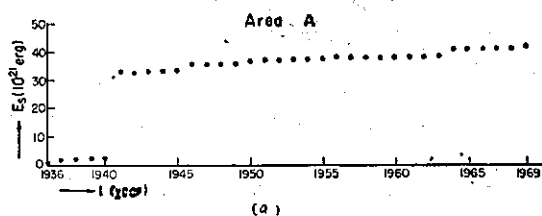
圖二 (e) Fig. 2(e)



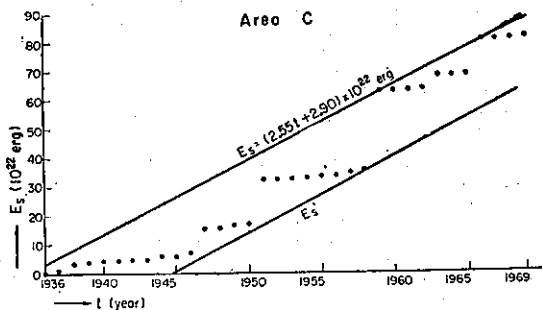
著者⁽¹³⁾ 曾用 1936 年 1969 年資料製作圖三，並用下列公式表示累積能， E_s ，

圖三 (a) 地震能累積量 (1936-1969)

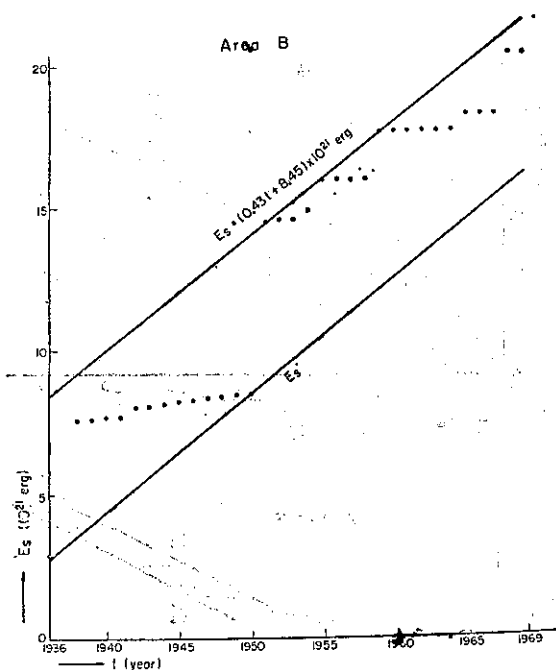
Fig. 3(a) Cumulative sum of energy released by earthquakes (1936-1969)



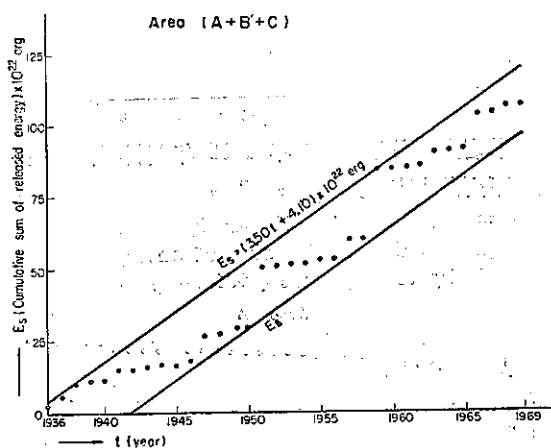
圖三 (c) Fig. 3(c)



圖三 (b) 地震累積量 Fig. 3(b)



(d) Fig. 3(d)



$$E_s = (3.50t + 4.10) \times 10^{22} \text{ ergs} \quad (A+B'+C \text{區}) \quad (15)$$

$$E_s = (2.55t + 2.90) \times 10^{22} \text{ ergs} \quad (C \text{區}) \quad (16)$$

$$E_s = (0.43t + 8.45) \times 10^{21} \text{ ergs} \quad (B' \text{區}) \quad (17)$$

上式 t 為自 1936 年算起之年數。但 A 區無法繪這種直線。

這一次使用 1900 年至 1972 年資料所繪累積能逐年變化圖二顯示，關於全臺灣及 C 區，1900 年 1920 之間及 1936 年至 1972 年之間可用兩組兩條斜率不同之直線表示界限。而前者斜率比後者大，且 1920 年至 1936 年這一段不屬於兩者。這種現象可

能視為因兩種原因而產生的。一為地下貯藏能量於 1920 年 1936 年為境界而發生變化，而另一種即歸依初期規模推算之不準確所致。關於 A 區 73 年累積能量僅佔全臺灣之約 6%，故地震活動不活躍，要看這種現象尚需較時間。關於 B 區除了 1920 年至 1935 年一段以外可用兩條直線表示界限，上部直線為，

$$E_s = (0.33t + 0.14) \times 10^{23} \text{ ergs} \quad (18)$$

上式 t 為自 1900 年算起之年數。前面既述 1920 至 1935 年這一段，可能因 1920 年發生一次 M 等於 8.0 地震之 M 估計過大所致。至於在此區 E_s 和 E_s' 兩條直線之距離，相當於 $4.4 \times 10^{23} \text{ ergs}$ ，約略等於 $M7.9$ 地震一次之能量。此值表示在此區可能發生的最大地震之 M 值。

關於 B' 區兩條直線完全能表示上下界限，上部直線 E_s 可用下式表示，

$$E_s = (0.52t + 1.41) \times 10^{22} \text{ ergs} \quad (19)$$

上式 t 亦為自 1900 年算起之年數。 E_s 和 E_s' 相差 $7.0 \times 10^{22} \text{ ergs}$ 略相當於 $M7.4$ 之地震釋出能量。此值亦表示此區可能發生單獨的最大地震之 M 值，或幾次相當此值之較小地震。因要加以仔細討論此區能量釋出情況，圖二 (c) 上加繪縱軸右邊 M 值及偏差量， δ 。偏差量係指累積能量 E_s ，減去年釋能量， E ，

$$\delta = E_s - E \quad (20)$$

即表示仍然留在地下的貯藏量。圖二 (c) 顯示大地震發生時 δ 急激減小。如無大地震發生 δ 一直線性增加，愈接近飽和量即為 $7.2 \times 10^{23} \text{ ergs}$ 時，就可能發生大地震。至少可以說 δ 小的時期大地震不會發生，而 δ 逐漸增大，愈接近飽和量時，大地震發生的機率愈大。這種事實可供地震預知的重要依據。B' 區係一個很好的例子，可能因選擇地區面積大小和時間長短有關。只要 M 值準確，適當選擇地區面積大小和時間間隔，將可能得到好的例子。

六、結 語

本文係根據過去 73 年來氣象局地震記錄，使用地動最大振幅，震度分佈以及有感距離半徑等資料，求出臺灣地區地震規模 M 等於或大於 6.0 之地震計 191 次，然後計算臺灣地區包括各地震帶，地震釋出的地震波動能。

臺灣地區 $M \geq 6.0$ 次地震數每年平均次數為 2.6 次略小於全球次數的 1% 而地震能量為 4.174×10^{23}

ergs/year，約相等於全球地震能之 1%。而單位面積 (cm²) 釋出能量為 2.08×10^7 ergs/year，此值的相當地震活動很旺盛之日本地區的 1/7。

其次討論臺灣地區地震能隨時間變化；而發現累積能量隨時間線性增加，且在統計年代間前半段和後半段有類似活動趨勢，但前段較後段為旺盛。部分地區累積能量因M之估計不準或地震活動發生變化所致，不在一直線之上。

關於東部地震帶偏南地區 (B' 區)，累積能上限及下限可用兩條直線表示界限，其相差量相當於地殼或上部覆蓋層內能貯藏的飽和量，也就是此區可能發生單獨的最大地震能量。累積能量與前一年釋能量

相差即偏差量與飽和量相差小時，不會發生大地震，而偏差量愈大而接近飽和量時單獨大地震或幾次相等能量較小地震發生的可能性愈大。這種事實可供大地震預測之重要依據。但所討論區域大小以及時間長短必須適當選擇，且M值尤其是M大於以 8 上的數值，必須正確地決定才會見效。

七、謝 辭

本研究獲行政院國家科學委員會之補助克以完成，特此申謝。本文所得數值大部分使用行政院主計處電子處理資料中心之電子計算機，而得蕭長庚技士幫助一併致謝。

表一：各區逐年地震次數及其規模 (M≥6.0)

Table 1. Annual number and magnitude of earthquakes (M≥6.0)

	A區	B區	B'區	C區	A+B'+C (全臺灣)
1900		6.9	6.9		6.9
1901		6.0		6.0	6.0
1902	6.4	6.8 6.2	6.2	6.8	6.2 6.4 6.8
1903		6.1 6.3	6.3	6.1	
1904	6.1 6.4				6.1 6.4
1905					—
1906	7.1 6.6				6.6 7.1
1907					—
1908		7.3		7.3	7.3
1909	7.3	7.3		7.3	7.3 7.3
1910		7.0 6.2	7.0 6.2	7.8	7.0 6.2 7.8
1911				7.5	7.5
1912		6.0		6.0	6.0
1913	6.0	6.4		6.4	6.0 6.4
1914		6.1		6.1	6.1
1915				7.3 7.7	7.3 7.7
1916	6.4				6.4
1917					—
1918	6.3 6.1	6.2		6.2	6.2 6.3 6.1
1919		6.2 6.7 7.0	6.7 7.0	6.2	6.2 6.7 7.0
1920		6.1 (3) 6.6 6.3 6.0 8.0		6.1 (3) 6.3 6.0 6.6 8.0	6.1 (3) 6.6 6.3 6.0 8.0
1921	6.3				6.3
1922		6.0 (4) 7.6 7.2		6.0 (4) 7.6 7.2	6.0 (4) 7.6 7.2
1923		6.1 (3) 6.0 6.3		6.1 (3) 6.3 6.0	6.1 (3) 6.0 6.3
1924		6.4		6.4	6.4

1925		6.1 6.0 7.1	4.0 7.1	6.1	6.1 6.0 7.1
1926		6.5 6.3	6.3	6.5	6.3 6.5
1927	6.5				6.5
1928	6.0	6.1 6.2	6.2	6.1	6.0 6.1 6.2
1929		6.5 6.1 6.0	6.1	6.5 6.1 6.0	6.1 6.5 6.1
1930	6.1 6.5 (2) 6.4	6.0 7.2	7.2	6.0	6.0 6.1 6.5 (2) 6.4 7.2 6.0
1931		6.0 6.4 6.1		6.3 6.0 6.4 6.1	6.3 6.0 6.0 6.4 6.1
1932		6.3 6.0 (2)		6.3 6.0 (2)	6.0 (2) 6.3
1933		6.2		6.2	6.2
1934		6.5		6.5 6.2	6.5 6.2
1935	7.1 6.0 6.2	6.3		6.3 6.0	7.1 6.0 (2) 6.2 6.3
1936		6.2 7.1	6.2 7.1		6.2 7.1
1937		6.4 6.5 7.0	6.5 7.0	6.0 6.4	6.0 6.4 6.5 7.0
1938		6.0 6.2(2) 7.0(2)	6.0 7.0	6.0 6.1 6.2(3) 7.0	6.0 (2) 6.1 6.2 (3) 7.0(2)
1939		6.0 6.7	6.0	6.6	6.0 6.6
1940		6.1		6.1	6.1
1941	6.4 7.1				6.4 7.1
1942		6.0		6.0	6.0
1943		6.1 6.2 6.3	6.1 6.2	6.2	6.1 6.2 6.3
1944		6.4		6.1 6.0 6.4	6.0 6.1 6.4
1945					—
1946	6.3	6.4 (2) 6.7		6.4 (2) 6.7	6.3 6.4 (2) 6.7
1947				6.1 7.4	6.1 7.4
1948		6.0		6.0	6.0
1949		6.0	6.0	6.8	6.0 6.8
1950					—
1951		6.0 (7) 6.1 (5) 6.2 6.3 (5) 7.3 6.4 6.5 7.1 (2) 6.0 6.2	6.0 6.2 7.3	6.0 (6) 6.1(5) 6.2 6.3 (5) 6.4 6.5 7.1 (2) 7.3 6.0 6.2	6.0(7) 6.1(5) 6.2(2) 6.3(5) 6.4 6.5 7.1(2) 7.3(2) 6.0 6.2
1952					—
1953					—
1954		6.4	6.4		6.4
1955		6.0 6.3 6.5 6.7	6.0 6.3 6.7	6.5	6.0 6.3 6.5 6.7
1956					—
1957		6.0 6.6 7.3		6.0 6.6 7.3	6.0 6.6 7.3
1958		6.0		6.0	6.0
1959		6.0	6.8	7.7	6.0 6.1 6.5 6.8 7.7
1960		6.1 6.5 6.8 7.7	6.0 6.1 6.5		—
1961		6.5		6.5	6.5
1962		6.1 (2)		6.0 6.1 (3)	6.0 6.1 (3)
1963		6.1 6.0 7.2		7.2 6.0 (2) 6.1	6.0 (2) 6.1 7.2
1964	6.3	6.1		6.1	6.1 6.3
1965		6.3 6.0 6.1	6.0 6.1 6.3		6.0 6.0 6.1 6.3
1966		6.3 7.5		6.3 6.4 7.5	6.3 6.4 7.5
1967		6.1		6.1	6.1
1968		6.1 7.0	7.0	6.1	6.0 1.7
					—

1969	6.1 6.1	6.1	6.1	6.1(2)
1970	6.0		6.0	6.0
1971	6.8 7.2 6.8	6.8 7.2 6.8	6.9 6.3	6.8 7.2 6.8 6.9 6.3 (2) 6.4
1972	6.9 6.3 (2) 6.4	6.3 6.4		計 191

附註：括弧內數字表示該地震規模次數。

Note: Numbers in bracket show the number of earthquake.

表二：臺灣各地區之年平均地震能量及總地震能量(1900-1972)

Table 2. Mean annual energy and total energy release in various areas (1900-1972)

地 區	年 平 均 erg	總 能 量 erg
全 臺 灣	4.174×10^{22}	3.0471×10^{24}
A	2.492×10^{21}	1.8191×10^{23}
B	2.732×10^{22}	1.9947×10^{24}
B'	5.327×10^{21}	3.8884×10^{23}
C	3.392×10^{22}	2.4758×10^{24}

表三：年平均次數及能量之比較 ($M \geq 6.0$)

Table 3. Comparison of mean annual number of earthquakes and mean annual energy release ($M \geq 6.0$)

	全 球 (W)	日 本 (J)	臺 灣 (T1)	T1/W	臺 灣 (T2)	T2/W
次 數 N	280	16.6	2.2	0.7%	2.6	0.9%
能 量 E	28.5×10^{28}	27.1×10^{22}	2.7×10^{22}	0.9%	4.2×10^{22}	1.4%

參 考 文 獻

1. Hida, K. (1971): A Magnitude-Energy Relation for Large and Small Earthquakes and Seismic Efficiency Factor, J. Seis. Soc. Japan, II Series Vol. 24, No. 33, 266-274.
2. Bath, M. (1966): Earthquake Energy and Magnitude, Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 7, 117-165.
3. Tsuboi, C. (1965): Earthquake Energy, Earthquake Volume, Aftershock Area, and Strength of the Earth's Crust, J. Phys. Earth, Vol. 4 No. 2, 63-66.
4. Byerly, P. and J. De Noyer (1958): Energy in Earthquakes as Computed from Geodetic Observation, Contr. in Geophys., Vol. 1, 17-35.
5. 中村左衛門太郎 (1967): 地震學, 1-340.
6. King, C. Y. and L. Knopoff (1968): Stress Drop in Earthquakes, Bul. Seis. Soc. Am., 58, 249-27.
7. Gutenberg, B. (1956): The Energy of Earthquakes, Quart. J. Geol. Soc., London, 112, 1-14.
8. Richter, C. F. (1935): An Instrumental Earthquake Magnitude Scale, Bul. Seis. Soc. Am., 24, 1-32.
9. Vanek, J. (1970): Lecture Notes on Magnitude of Earthquakes, Pub. Intern. Inst. Seis. Earthq. Eng., 1-31.
10. Tsuboi, C. (1952): Determination of the Richter-Gutenberg's Instrumental Magnitudes of Earthquakes in and near Japan, Geophys. Notes, Tokyo Univ., Vol. 4, No. 5, 1-10.
11. 徐明同 (1966): 臺灣地區地震活動, 氣象學報, 第十二卷, 第四期 33-51, .
12. Gutenberg, B. and C. F. Richter (1954): Seismicity of the Earth, 1-303.
13. Hsu, Ming-Tung (1971): Seismicity of Taiwan and Some Related Problems, Bul.

- Intern. Inst. Seis. Eathq. Eng., Japan, Vol. 8, 41-160.
14. Duda, S. J. (1965): Secular Seismic Energy Release in the Circum-Pacific Belt, Tectonophysics, 2, 409-452.
 15. Kawasumi, H. (1952): On the Energy Law of Occurrence of Japanese Earthquakes, Bul. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., Vol. 30, 319-323.
 16. Gutenberg, B. and C. F. Richter (1942): Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration, Bul. Seis. Soc. Am., 32, 163-190.
 17. Gutenberg, B. and C. F. Richter (1956): Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration (Second Paper), Bul. Seis. Soc. Am., 46, 105-145.
 18. 徐明同 (1970): 臺灣地區地感地震次數與震度之關係, 氣象學報, 第十六卷, 第 3 號, 24-28.
 19. Katsumata, M. (1970): Seismicity and Some Related Problems in and near Japanese Islands, Kenshinjiho J. M. A., 35, 75-142.
 20. Tsuboi, C. (1957): Energy Accounts of Earthquakes in and near Japan, J. Physic. Earth, Vol. 5, No. 1, 1-7.
 21. Tsuboi, C. (1965): Time Rate of Earthquake Energy Release in and near Japan, Proc. Japan Acad., Vol. 41, No. 5, 392-397.

附錄：地震目錄 ($M \geq 6.0$) (1900-1972)

Appendix: Catalogue of earthquakes with $M \geq 6.0$ (1900-1972)

	發 震 時					震 源 位 置			M
	年	月	日	時	分	緯 度	經 度	深 度	
1	1900	5	15	20	10	21.5	120.7		6.9
2	1901	6	7	8	5	24.8	121.8		6.0
3	1902	3	1	8	14	25.1	122.2		6.8
4	"	3	20	9	59	23.2	120.4		6.4
5	"	11	21	15	3	22.7	121.3		6.2
6	1903	6	7	17	7	23.6	122.4		6.1
7	"	9	7	15	14	22.8	121.6		6.3
8	1904	4	24	14	39	23.5	120.3		6.1
9	"	11	6	4	25	23.5	120.3		6.4
10	1906	3	17	6	42	23.6	120.5		7.1
11	"	4	14	3	18	23.4	120.4		6.6
12	1908	1	11	11	35	23.7	121.4		7.3
13	1909	4	15	3	54	25.0	121.5		7.3
14	"	11	21	15	36	24.4	121.8		7.3
15	1910	4	12	8	22	25.1	122.9		7.8
16	"	6	17	13	28	21.5	120.7		7.0
17	"	9	1	8	45	22.7	121.7		6.2
18	1911	3	24	11	17	24.0	124.0		7.5
19	1912	11	3	14	5	24.0	122.0		6.0
20	1913	1	8	6	50	24.0	121.6		6.4
21	"	4	4	21	35	23.2	120.5		6.0
22	1914	7	6	14	37	23.9	121.8		6.1
23	1915	1	6	7	27	24.4	123.2		7.3
24	"	3	1	3	0	23.6	123.5	S	7.7
25	1916	8	28	15	27	23.7	120.9		6.4
26	1918	3	27	11	52	24.6	121.9		6.2

27	"	6	7	12	55	24,3	121,3	6,3
28	"	12	19	1	17	23,0	120,8	6,1
29	1919	11	1	3	2	23,1	122,2	6,2
30	"	12	21	3	34	22,0	122,0	6,7
31	"	12	21	4	38	22,0	122,0	7,0
32	1920	1	23	5	44	24,5	122,1	6,1
33	1920	5	29	20	23	24,4	122,7	6,6
34	"	6	5	12	22	24,0	122,0	8,0
35	"	7	6			24,0	122,0	6,3
36	"	7	9			24,0	122,0	6,1
37	"	10	20	18	2	24,1	122,3	6,1
38	"	10	21	3	16	24,1	122,3	6,0
39	1921	8	29	23	7	24,4	120,8	6,3
40	1922	5	23	2	5	23,3	121,4	6,0
41	"	7	2	21	30	23,8	122,3	6,0
42	"	9	2	3	16	24,6	122,2	7,6
43	"	9	15			24,6	122,3	7,2
44	"	9	17	6	44	23,9	122,5	6,0
45	"	12	2	11	46	24,6	122,0	6,0
46	1923	4	6	6	10	24,7	122,3	6,1
47	"	7	2	10	32	23,1	122,0	6,0
48	"	8	27	19	15	24,1	122,1	6,1
49	"	11	19	5	30	24,2	122,5	6,1
50	"	11	26	1	4	23,8	122,9	6,3
51	1924	7	22	22	24	23,8	122,3	6,4
52	1925	3	1	20	26	23,1	121,3	6,0
53	"	4	17	3	53	20,4	120,2	7,1
54	"	5	24	9	25	23,9	121,9	6,1
55	1926	9	12	23	44	22,7	122,5	6,3
56	"	11	2	7	31	24,9	122,7	6,5
57	1927	8	25	2	9	23,3	120,3	6,5
58	1928	1	20	14	47	24,2	121,8	6,1
59	"	1	28	6	23	22,8	121,1	6,2
60	"	4	25	3	45	24,5	121,4	6,0
61	1929	2	8	15	41	24,8	122,1	6,5
62	"	8	19	10	44	24,2	122,5	6,1
63	"	10	24	14	34	22,4	122,5	6,1
64	"	12	18	14	59	24,6	122,7	6,0
65	1930	5	19	23	4	21,0	121,5	7,2
66	1930	9	10	3	5	24,7	122,6	6,0
67	"	12	8	14	30	23,3	120,4	6,1
68	"	12	8	16	1	28,3	120,4	6,5
69	"	12	21	22	52	23,3	120,4	6,4
70	"	12	22	12	20	23,3	120,4	6,5
71	1931	1	17	23	38	25,6	122,4	6,3
72	"	2	13	8	41	24,1	121,9	6,0
73	"	9	26	15	2	24,6	122,4	6,4

100

20

120

74	"	10	24	20	37	24.0	122.2		6.1
75	1932	2	12	10	5	24.0	122.5		6.3
76	"	8	21	12	16	24.0	122.2		6.0
77	"	10	24	5	28	24.2	122.3		6.0
78	1933	4	19	14	44	24.3	121.5		6.2
79	1934	8	11	6	18	24.8	121.8		6.5
80	"	10	28	23	36	24.2	123.2		6.2
81	1935	2	10	3	20	24.9	122.1	60	6.3
82	"	4	21	6	2	24.3	120.8		7.1
83	"	4	21	6	26	24.7	120.9		6.0
84	"	5	5	7	2	23.8	123.7		6.0
85	"	7	17	0	19	24.6	120.7	30	6.2
86	1936	8	22	14	51	22.0	121.2	30	7.1
87	"	8	22	19	9	22.2	121.2	0	6.2
88	1937	11	26	18	45	24.2	123.0	50	6.0
89	"	12	8	16	32	23.1	121.4		7.0
90	"	12	14	2	53	23.8	121.3		6.4
91	"	12	17	17	32	22.8	121.5		6.5
92	1938	2	8	21	13	24.8	122.1	40	6.2
93	"	8	28	8	35	21.6	122.5	40	6.0
94	"	9	1	10	54	23.7	122.4		6.0
95	"	9	7	12	3	23.8	121.8		7.0
96	"	10	13	23	26	24.0	121.1		6.2
97	"	11	21	14	40	24.1	121.2		6.1
98	"	12	7	7	1	22.9	121.6		7.0
99	1938	12	23	0	57	24.0	122.6		6.2
100	1939	4	26	19	16	20.0	122.6		6.0
101	"	5	16	16	20	23.6	122.0		6.6
102	1940	8	6	6	29	24.4	122.5		6.1
103	1941	12	17	3	19	23.4	120.5	10	7.1
104	"	12	18	4	29	23.4	120.4		6.4
105	1942	9	24	12	39	24.0	121.9	10	6.0
106	1943	10	23	0	1	23.8	121.5	5	6.2
107	"	11	24	21	17	22.6	121.5	0	6.3
108	"	12	2	13	9	22.5	121.5	40	6.1
109	1944	2	6	1	20	23.8	121.4	5	6.4
110	"	3	15	17	55	24.4	123.6	60	6.1
111	"	5	25	23	18	23.7	122.8	60	6.0
112	1946	6	2	9	6	23.8	122.4		6.4
113	"	9	9	18	35	23.7	121.6		6.4
114	"	12	5	6	47	23.1	120.3	0	6.3
115	"	12	19	10	57	24.7	122.5	100	6.7
116	1947	9	27	0	2	24.8	123.0	110	7.4
117	"	11	16	7	5	24.4	123.3	80	6.1
118	1948	10	4	13	57	24.1	122.3	20	6.0
119	1949	1	19	23	0	23.5	122.7	40	6.8
120	"	11	11	23	45	22.7	121.3	20	6.0

121	1951	10	22	5	34	23.8	121.7	20	7.3
122	"	10	22	6	55	23.7	121.7	0	6.0
123	"	10	22	11	29	24.1	121.8	20	7.1
124	"	10	22	11	52	23.7	121.7	0	6.1
125	"	10	22	12	28	24.0	121.9	20	6.5
126	"	10	22	12	32	24.0	121.9	20	6.0
127	"	10	22	13	18	24.1	121.8	20	6.3
128	"	10	22	13	24	24.0	121.8	20	6.1
129	"	10	22	13	43	23.8	121.9	20	7.1
130	"	10	22	19	11	24.1	122.2	40	6.1
131	"	10	22	20	48	24.1	121.9	20	6.3
132	"	10	22	21	2	24.3	121.8	20	6.0
133	"	10	22	22	47	24.1	121.7	0	6.1
134	"	10	22	23	30	24.3	121.8	20	6.4
135	"	10	23	2	42	23.6	121.5	0	6.0
136	"	10	23	4	25	24.3	121.9	0	6.0
137	"	10	23	4	52	23.7	121.7	20	6.3
138	"	10	23	9	19	24.1	121.8	20	6.3
139	"	10	23	16	55	23.7	121.9	0	6.3
140	"	10	24	11	39	24.2	121.7	0	6.0
141	"	10	25	20	19	23.9	122.1	40	6.1
142	"	11	25	2	47	23.0	120.9	5	7.3
143	"	11	25	2	50	23.5	121.0	5	6.2
144	"	11	26	14	38	22.9	121.1	0	6.2
145	"	12	5	14	59	22.7	121.3	10	6.0
146	1952	6	20	13	46	24.2	121.6	0	6.0
147	"	6	23	20	3	24.5	121.9	0	6.2
148	1954	9	17	15	33	24.2	121.9	20	6.4
149	1955	4	4	19	12	21.8	120.9	5	6.7
150	"	7	25	0	20	23.3	121.8	40	6.3
151	"	9	22	11	25	24.0	122.3	10	6.5
152	"	10	0	18	21	22.4	121.4	10	6.0
153	1957	3	0	4	26	23.8	121.8	30	7.3
154	"	7	19	21	2	24.5	122.6	20	6.0
155	"	10	20	2	29	23.7	121.5	10	6.6
156	1958	1	23	2	29	23.6	121.3	5	6.0
157	1959	4	27	4	41	25.0	122.5	150	7.7
158	"	6	2	12	57	20.9	122.0	50	6.0
159	"	8	15	16	57	21.7	121.3	20	6.8
160	"	8	16	8	34	22.1	121.7	15	6.1
161	"	9	25	10	37	22.1	121.2	10	6.5
162	1961	4	9	23	35	23.8	122.3	55	6.5
163	1962	6	25	19	10	23.5	122.4	0	6.1
164	"	8	11	16	16	24.9	123.2	20	6.1
165	"	10	9	5	55	24.1	121.9	30	6.1
166	"	11	27	14	53	25.2	123.1	120	6.0
167	1963	2	13	16	50	24.1	122.1	47	7.2

168	"	2	25	15	11	24,0	123,6	80	6,0
169	"	3	4	21	38	24,6	121,8	5	6,1
170	"	3	10	10	53	24,5	121,8	5	6,0
171	1964	1	18	20	4	23,1	120,5	33	6,3
172	"	5	28	9	56	24,5	122,0	41	6,1
173	1965	3	7	4	23	20,1	121,3	8	6,0
174	"	4	27	6	15	21,1	120,7	33	6,1
175	"	5	18	1	19	22,5	121,3	21	6,3
176	1969	3	13	0	31	24,1	122,6	63	7,5
177	"	3	23	8	4	23,8	122,8	51	6,4
178	"	7	1	13	50	24,8	122,5	109	6,3
179	1967	10	25	8	59	24,5	122,2	65	6,1
180	1968	1	13	15	3	24,1	122,2	8	6,1
181	"	2	26	18	50	22,7	121,5	24	7,0
182	1970	11	14	15	58	22,7	121,3	28	6,1
183	"	11	27	17	39	24,2	122,3	57	6,1
184	1971	8	19	16	28	24,1	122,2	40	6,0
185	1972	1	4	11	17	22,5	122,2	55	6,8
186	"	1	25	10	7	22,5	122,3	70	7,2
187	"	1	25	11	41	23,0	122,2	40	6,8
188	"	4	24	17	57	23,47	121,46	3	6,9
189	"	9	23	3	58	22,5	120,9	15	6,3
190	"	9	23	10	14	22,0	121,35	45	6,4
191	"	11	10	2	41	23,95	121,28	10	6,3

臺北市大氣污染之現況

呂世宗 陳福來 繆在澄

The Characteristic of Air Pollution in Taipei City

Shih-chong, Lu, Fu-lai Chen Tsai-cheng Miu

Abstract

This paper is a characteristic of air pollution in Taipei city during May 1972 to April 1973. The results show that air pollution in Taipei belongs to London smog type, it has two maximum peaks every day.

North-easterly and south-westerly winds have influences on Taipei city pollution, particularly when south-westerly wind occurs in winter.

The average, mean maximum and mean minimum temperature have shown rising year by year, the turbidity is increasing too. These phenomena are same to city climate property that is due to air pollution.

(一) 前 言

由於科學之進展，以及工商業之急速發達，其廢物日積月累，迄今尚無良好而具體的處理方法。因此這些廢物逐漸的影響人類生活環境。臺北市為院轄市，工商業發展所帶來的污染，逐漸危害人體的健康。

為改善吾人生活環境與防止空氣污染的增加，必須收集正確資料，以資明瞭空氣污染情形的實況，以及其連鎖關係。

茲將從 61 年 5 月至 62 年 4 月間所測得之大氣污染資料加以分析，藉以了解臺北市污染之現況，以及其與氣象因素之關係，供為改善與防止大氣污染之依據。

(二) 臺北市大氣污染之測析

本項工作受國科會支持，從 60 年開始，並逐漸充實測析儀器，至目前可測析二氧化硫，二氧化氮，一氧化氮，浮游微塵，落塵，臭氧，氯離子，pH 值（表示酸鹼度之單位），放射塵等污染物。茲分項試述如下：

(1) 二氧化硫

以導電度之變化⁽¹⁾，測析大氣中二氧化硫含量。臺北市（測析地點為臺北市公園路 64 號氣象局）去年每月平均含量為 3.7 pphm（表示億分之一，ppm

為 10^{-6} 而 pphm 為 10^{-8} ）（臺北市環境清潔處更於康定路測得平均含量為 4.88 pphm），其中最高值（62 年 1 月 23 日）達到 32.0 pphm（參考表一），其含量有甚規則的日變化，平均於 8~9 時，出現第一次頂峯，14~15 時為最低值，21 時左右復有一次次高值出現（參考圖一）。至於年變化即最高濃度平均發生於 2~4 月，4 月以後急速減少，至 6 月份為最低，其變化甚為規則（參考圖二）。同期間，在日月潭最高值（61 年 12 月 18 日）僅為 7.8pphm，平均值亦僅為 1.2 pphm。從測析結果顯出臺北市大氣污染為兩頂峯型。

二氧化硫含量之變化，在人類生活層界與氣溫成反比。即氣溫升高時，垂直對流旺盛，對污染物之稀釋效果良好。尤其是臺北市位於盆地地區，熱的反應特別敏感，而其變化更為規則（參考圖二）

(2) 二氧化氮

以光電效應原理⁽²⁾，測析臺北市二氧化氮之含量，其月平均值為 1.9 pphm，最高值達到 14.0 pphm（61 年 8 月 18 日）。測析結果顯出（參考表一，圖一）其日變化與二氧化硫相似，但第一次頂峯較晚 1 小時，第二次頂峯却比二氧化硫較早 2 小時，而且第二次數值較第一次為高。

(3) 一氧化氮

一氧化氮之測析與二氧化氮相同，其月平均值為

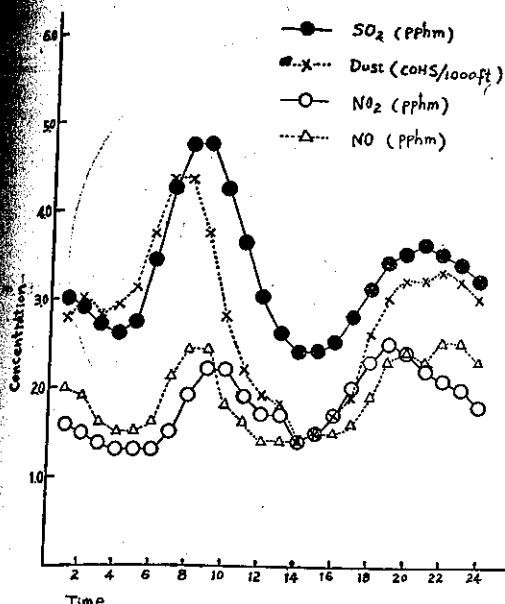
表一 臺北市污染物測驗結果一覽表

年 度 種 類	民 國 61 年					民 國 62 年				合 計	平 均	極 端 值			
	5	6	7	8	9	10	11	12	1				2	3	4
二 氧 化 硫 pphm	2.7	3.1	2.5	2.7	3.3	3.6	3.7	4.4	4.7	5.5	2.7	4.1	44.0	3.7	32.0 (I, 23) 7.8 (VII, 18)
二 氧 化 氮 pphm		1.8	1.6	2.1	1.6	1.7	1.9		2.6	2.0			15.3	1.9	14.0 (VII, 18)
一 氧 化 氮 pphm		2.9	1.4	3.1	1.7	1.5	1.5	1.3	1.3				14.7	1.8	20.0 (VII, 21)
浮 遊 COHS	2.2	4.0	2.5	3.1	2.5	2.7	2.6	2.6	2.9	3.5	2.4	2.9	33.9	2.8	13.2 (I, 23)
乾 落 塵 t/km ² /month	4.692 0.923†	5.956 0.684†	7.329 0.433†	3.645 0.991†	11.781 0.938†	11.345 1.512†	8.027 0.792†	8.803 0.828†	5.403 0.520†	5.403 0.726†	7.438 1.549†	7.546 1.322†	87.370 11.208†	7.281 0.934†	1.618 (IX, 14) 0.287 (VII)
雨 水 含 塵 mg/l	31.5 7.2†	28.5 3.7†	19.6 11.6†	14.2 12.3†	41.2 11.6†	94.0 18.7†	51.9 15.5†	23.4 20.8†	27.4 4.1†	19.9 5.6†	57.1 16.2†	31.6 12.3†	440.3 139.6†	36.7 11.6†	183.3 (X, 4) 153.7 (VII, 20)
氣 離 子 mg/l	1.96 1.35†	1.38 1.24†	2.09 1.22†	2.47 1.06†	2.17 1.28†	4.35 1.28†	2.81 1.60†	4.97 1.19†	3.91 1.16†	3.02 1.45†	8.06 1.45†	1.94 1.39†	391.3 129.4†	3.3 1.3†	9.68 (XI, 28) 1.98 (I, 2)
自 水 pH 值	6.1 6.5†	5.0 6.3†	5.7 6.7†	6.1 6.7†	6.4 5.9†	4.6	4.7 5.8†	5.5 5.4†	4.7 5.8†	4.3	5.3 6.2†	5.4 5.9†	63.8 61.2†	5.3 6.1†	3.8-8.9 4.4-8.2†
臭 氧 pphm	1.06	1.15	0.50	0.65	0.85	0.93	0.91	0.69	1.30	0.59	0.43		9.80	0.82	6.08 (I, 23)
自 然 降 落 物 * mc/km ²	0.18 0.11†	0.29 0.05†	0.23 0.05†	0.13 0.04†	0.03 0.04†	0.03 0.03†	0.05 0.04†	0.06 0.05†	0.27 0.15†	0.06 0.02†	0.08 0.04†	0.22 0.04†	1.63 0.66†	0.14 0.06†	3.38 (VI, 2) 0.29 (V, 13)
雨 水 * μmc/l	35.86 30.64†	44.50 17.31†	34.78 15.24†	14.94 11.20†	44.67 18.13†	48.81 19.74†	25.77 14.11†	21.47 21.73†	71.30 0†	51.86 10.80†	74.25 31.84†	35.62 6.99†	506.83 197.73†	42.24 17.31†	142.91 (XI, 6) 97.20 (V, 9)
空 氣 * ppm/m	0.87	1.00	0.77	1.33 0.12†	1.62 0.20†	1.99 0.22†	2.84 0.24†	2.77 0.25†	1.97 0.28†	3.14 0.42†	1.25 0.57†	1.23 0.46†	20.78 2.76†	1.73 0.31†	12.10 (XI, 4) 2.14 (II, 20)
土 壤 * μmc/kg	1,548.11 1,600.00†	914.59 719.11†	1,157.84 1,474.30†	849.00 426.81†	1,284.03 1,132.11†	2,049.08 358.59†	543.41 369.73†	1,081.08 867.12†	1,247.52 139.87†	885.80 527.03†	414.57 383.51†		11,975.03 8,498.18†	1,088.66 772.56†	2,049.08 (X) 1,600.00 (V)

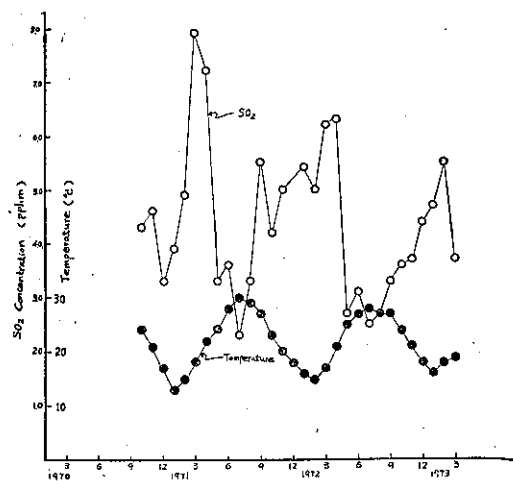
† 表日月深所測

() 內表極端值之日期

* 表放射性之測量



圖一 大氣污染濃度之日變化



圖二 二氧化硫與氣溫之相關

1.8 pphm, 最高含量達到 20.0 pphm (61 年 8 月 21 日), 其日變化與二氧化硫相似, 亦同樣有二次頂峯出現, 而且極為規則 (參考表一, 圖一)。

(4) 浮游塵

臺北市浮游塵現在採取兩種方法繼續測析, 兩種均為使用濾紙, 一種為利用吸收前後濾紙透光度變化, 另一種即為直接秤濾紙中之微塵量。

測析結果顯出其含量之日變化與二氧化硫之變化傾向相似, 其月平均值為 28 COHS (表示透光度之單位即 (Coefficient of Haze 之縮寫), 最高值達 13.2 COHS (參考表一, 圖一), 以重量表示法, 月平均值約為 307.0 mg/m^3 , 最高值達到 1726.9

mg/m^3 (參考表一)。1 COHS 約為 110~130 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ 。

(5) 落塵量

利用落塵自動採樣儀⁽⁴⁾, 分別測析乾落塵量與雨水含塵量, 測析結果顯示臺北市每月每平方公里約有 7.3 噸的乾落塵量, 而於 3, 9, 10 月份落塵量較多, 61 年 9 月 14 日一天每平方公里就有 1.6 噸的落塵量, 最高的 9 月份, 幾乎高達 12 噸 (參考表一)。雨水含塵量, 在 1, 3, 10 月份顯出頂峯, 月平均值為 36.7 mg/l 。61 年 10 月 4 日的雨水含塵量最多, 約為 183.3 mg/l 。

乾落塵量之變化與境界層對流關係密切, 而顯出頂峯的這些月份均為擾動較強的月份⁽⁵⁾。雨水含塵量與降水沖洗率有關⁽⁶⁾, 受下雨次數影響亦大。但同樣於 3 月份顯出頂峯, 更證實大氣擾動與落塵污染的關係。並測得日月潭於相同期間, 乾落塵量每月平均每平方公里約有 0.9 噸, 雨水含塵量平均亦僅有 12 mg/l , 由此可見臺北市污染情況之嚴重。

(6) 臭 氧

以電解法測析臭氧密度⁽⁷⁾, 並求出其日、月平均值, 臺北市在 1, 5, 6 各月份顯出頂峯, 月平均值約為 0.82 pphm 最高值發生於 62 年 1 月 23 日為 6.08 pphm。

(7) 氯離子

以滴定法⁽⁸⁾測析雨水中氯離子之含量。平均臺北地區所下雨水為 3.26 mg/l , 日月潭為 1.29 mg/l 。臺北地區氯離子含量較日月潭為高, 相差超過一倍, 其原因尚待繼續研究 (參考表一)。

(8) 雨水 pH 值

雨水對大氣污染物有良好的沖洗效果, 尤其是連續性的毛毛雨效果為佳。因此從雨水中 pH 值, 可間接的了解大氣污染的傾向。測析結果顯出臺北市區, 在 2, 6, 10 各月份為低值, 即其酸性較強, 而年度變化甚有規則, 其週期變化與各污染物, 如二氧化硫, 塵埃等之變化成反比。日月潭地區之雨水較接近中性, 每月變量亦較臺北市為小。由此可推知臺北市大氣污染的嚴重程度。

(9) 放射塵

放射塵之樣品, 取自臺灣各地, 逐日測析自然降落物, 雨水及浮游塵之放射性, 並且每月測析各地土壤中之放射性累積量。在此特別將臺北市與日月潭之資料互相比較 (參考表一)。近年來因核子禁試, 大氣中放射塵之污染逐漸減少, 但其年變化仍維持春季

大量降落之現象。一般臺北地區之降落量比日月潭地區為多，也許因臺北位置較日月潭偏北，而放射塵之主要來源為高緯度地區隨東北風侵臺所致。

(三) 大氣污染與氣象因素之關係

放射性污染物之來源，大部份從高空隨大氣環流或氣團南移而來。在高空氣流的放射塵中，比重較大者，又受地球引力之影響慢慢沉降至地面。幾年來的測析結果顯示，在臺灣地區所降落者，大多數受氣壓槽擾亂之影響。

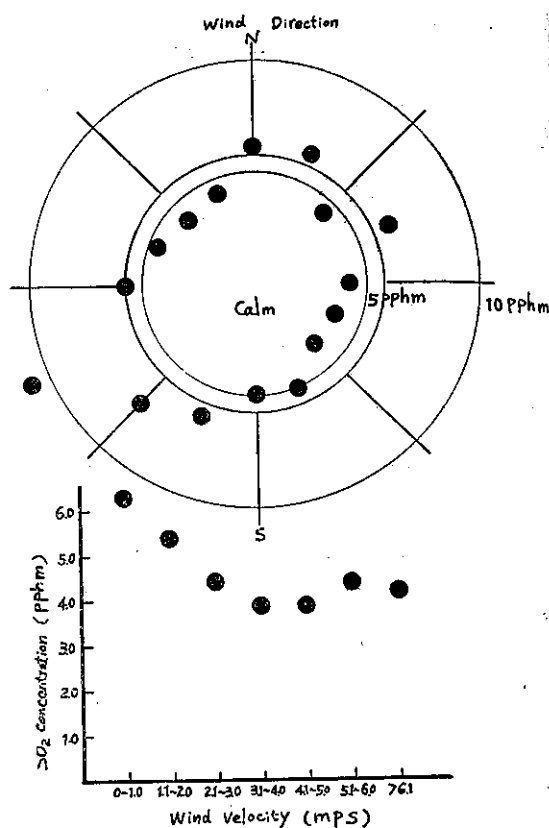
由人類活動造成的非放射性污染物，大部份隨大氣之垂直與水平移動而擴散，而兩者均易受氣象因素之支配，但污染物在大氣中滯留期間，對氣象因素亦有極大的影響，尤其是對輻射、溫度為最。這些現象雖然應從長期的測析結果加以檢討始能確定，但幾年來的測析結果已現出眉目。茲分述如后。

(1) 大氣污染與風

因臺北地區地形特殊，污染源密集於市區東方之關係，市區之污染濃度常受風之支配。

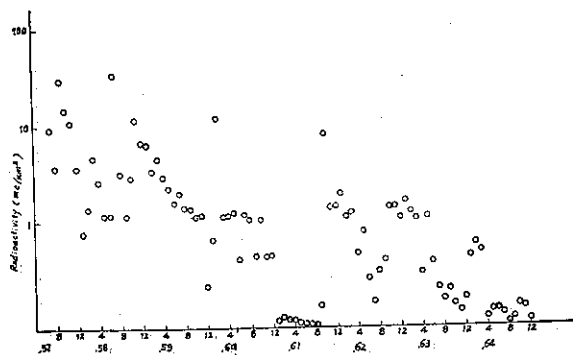
在高緯度之放射塵隨東北季風而來，受臺灣東北部山地區的動力迫升，引起擾亂。因此臺灣東北部之放射塵累積量較西南部為高，復由於地形影響，在向風面之降落量比背風面高出約有一倍之多。污染臺灣地區之高空放射塵如圖三所示，大部份在 12 月 4 至月間降落，在此期間臺灣地區正為東北季風旺盛期，自高緯度颶來的放射塵，易降至臺灣地區。

臺北市區非放射性污染濃度，受東北及西南方向之風影響較大，尤其是在冬季偏西南風，易使市區大氣污染突增（參考圖四）。如圖四所示，風速與污染濃度成反比，即風速愈小污染濃度則愈大。最易發生大量降落之風力，大致在地面靜風（calm）至 2 公尺之間，風速 4 公尺以上其降落量却變小。但在冬季東北季風旺盛時，由於市區東北方向工廠林立污染源

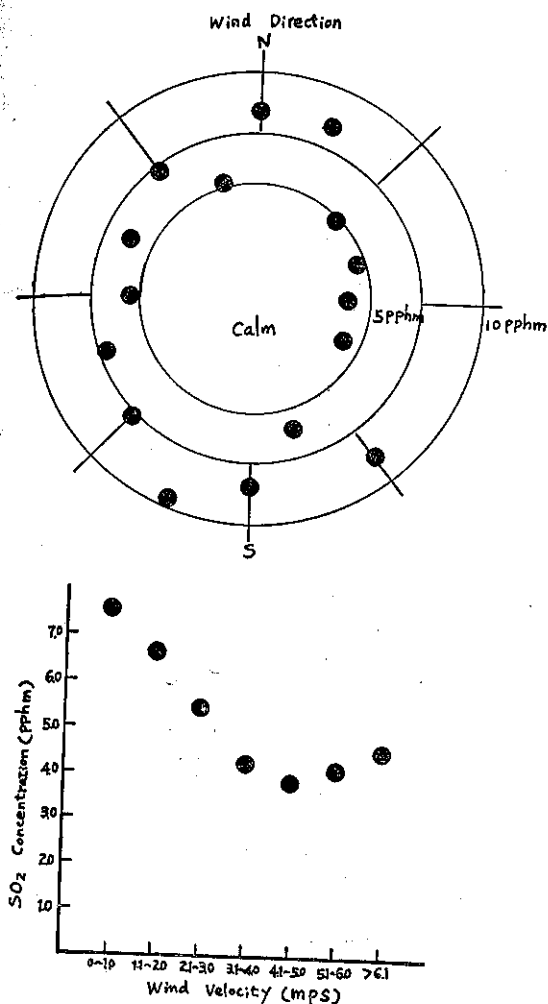


圖四 大氣污染濃度與風向風速之關係(一月)

較多，偏東北風亦易帶來多量之污染物，因此在 12 月至翌年 2, 3 月間風速與污染濃度之相關曲線，從風力 4 公尺以上反而有上升之趨勢，將二氧化硫污染極端值與風向風速之關係加以統計時，發現風速在 1.6 公尺附近，較易發生高度污染。但 62 年 4 月份之污染極端值，發生在 4 月 6 日 9 時，冷鋒過境時刻，風速為 4.7 公尺，鋒面過境時刻為 8~9 時之間，當時氣壓亦有異常波動現象，1 小時內波動有 2.40mm Hg 之幅度，8 時以前之風速，僅在 1 公尺左右，至 9 時突然增加。污染極端值發生在 180°~270° 之風向者較多，約佔總數之 83.3%。臺北市區發生此類風向時，風速均較低，市區又是盆地，污染物不易散失，使污染物更易累積而增加。



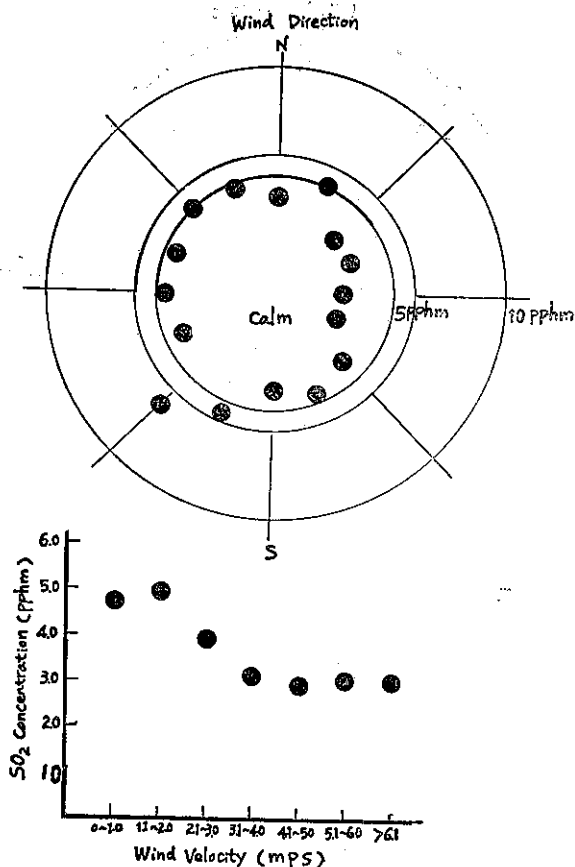
圖三 放射塵含量之歷年變化



圖四 大氣污染濃度與風向風速之關係(二月)

(2)大氣污染與溫度之關係

臺北市大氣污染之日變化，如圖一所示，每日有二次頂峯出現，在8~9時出現一次，21時又有一次

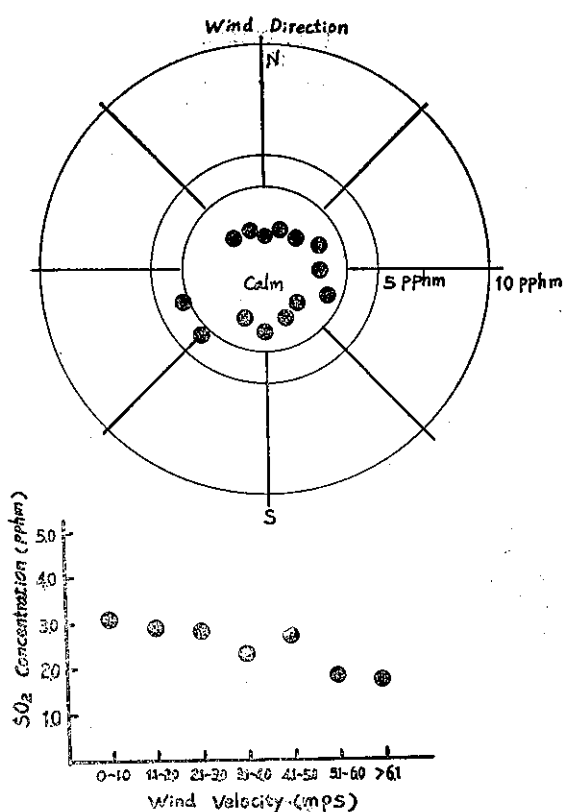


圖四 大氣污染濃度與風向風速之關係(三月)

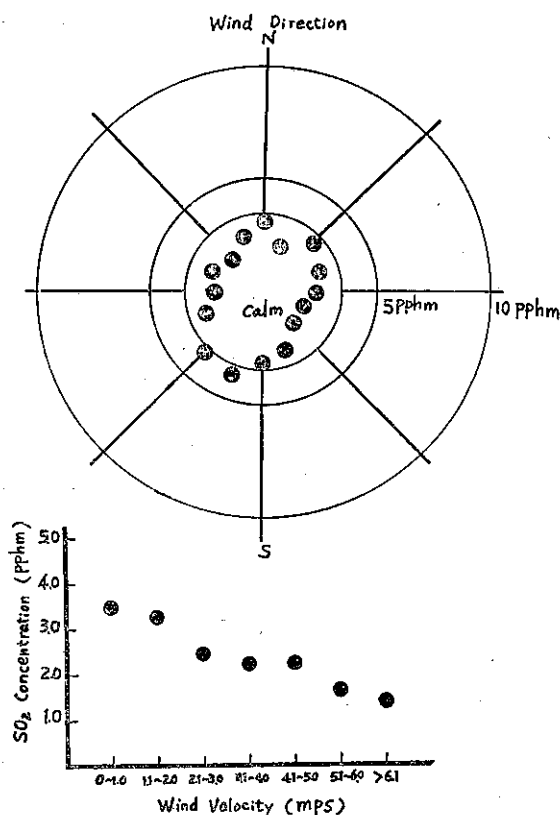
頂峯。此種現象與市區大小及污染源之活動有密切關係。尤其是臺北市位於盆地中央，逆溫層，混合層高度之變化，對市區污染濃度之影響更為敏感。污染濃度與氣溫成負相關（參考圖一），其相關係數為-0.86，即氣溫上升時污染物受垂直流逐漸上升，地面附近污染濃度反為減少。但污染物易停留於逆溫層下方，或混合層下部，而覆蓋於臺北盆地地上空，對市區形成綠室效應（Green House Effect），使地面附近之

表二 大氣污染對氣溫之影響

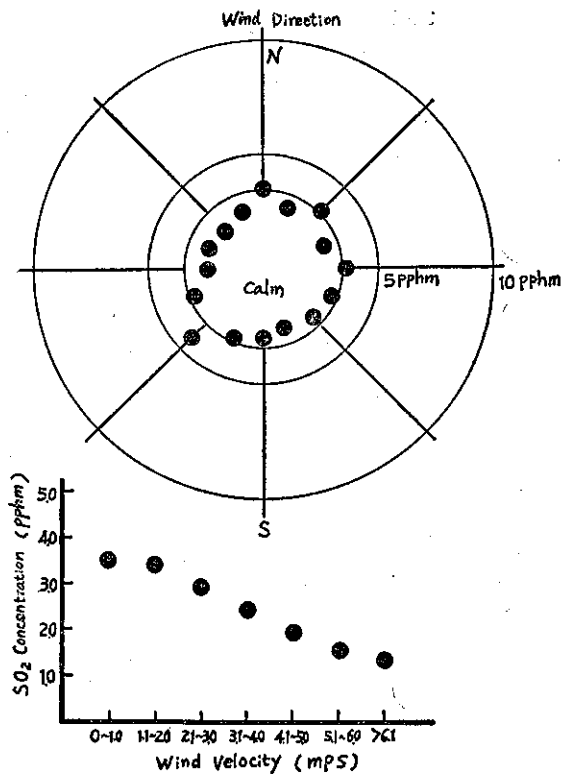
項 目 年 度	平 均 氣 溫				平 均 最 低 氣 溫				平 均 最 高 氣 溫			
	臺 北	日月潭	阿里山	玉 山	臺 北	日月潭	阿里山	玉 山	臺 北	日月潭	阿里山	玉 山
1900	21.6				18.7				25.3			
1910	21.6				18.4				25.8			
1920	21.6				18.3				26.1			
1930	21.6				18.3				26.1			
1940	21.9		10.6		18.5		6.4		26.2		15.3	
1950	22.1	19.2	10.6	3.7	18.7	15.8	6.5	0.7	26.6	24.9	15.8	9.0
1960	22.2	19.6	10.8	4.0	19.0	16.2	6.3	0.6	26.7	24.6	16.2	9.0
1970	22.2	19.2	10.4	3.7	19.0	15.9	6.2	0.2	26.8	24.2	15.7	8.9



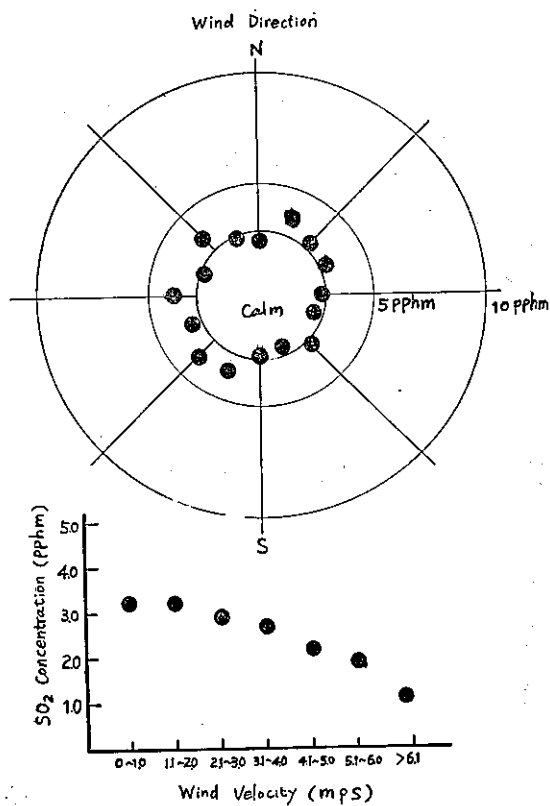
圖四 大氣污染濃度與風向風速之關係(五月)

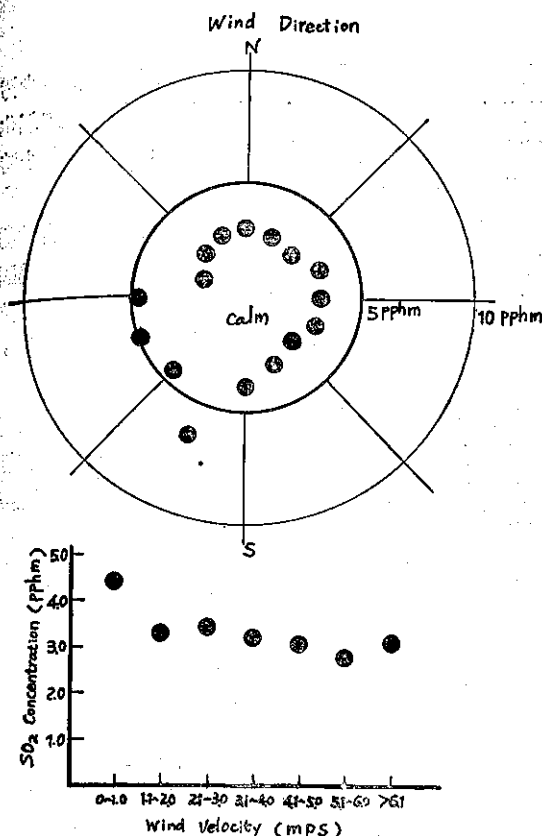


圖四 大氣污染濃度與風向風速之關係(七月)

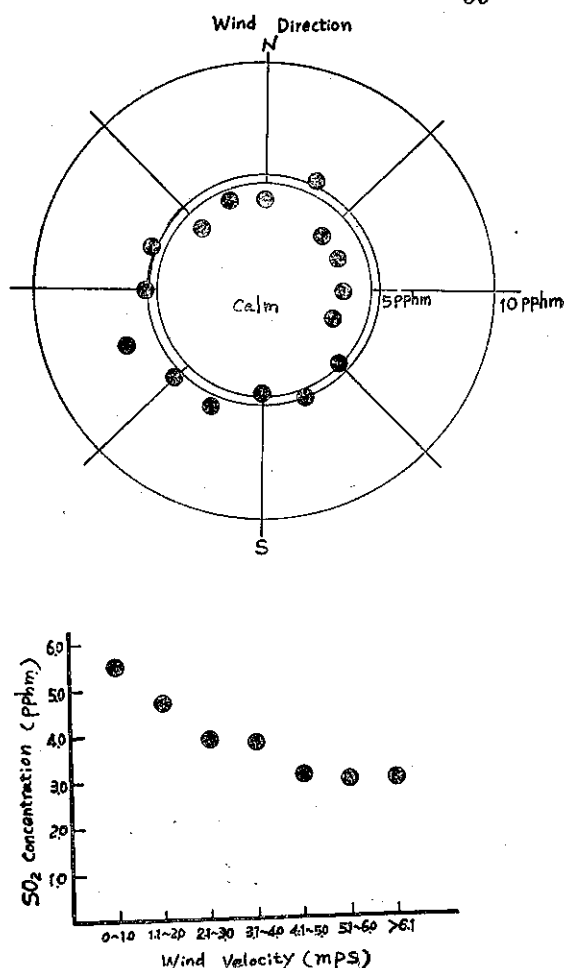


圖四 大氣污染濃度與風向風速之關係(六月)

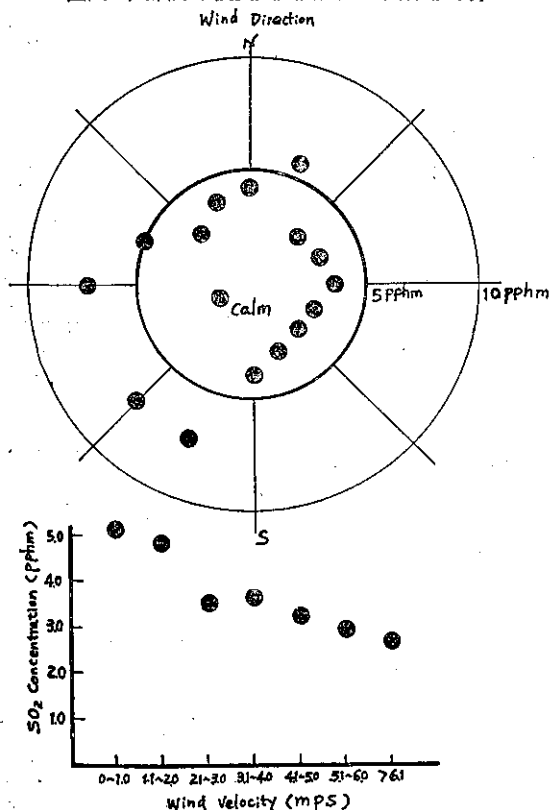




圖四 大氣污染濃度與風向風速之關係(九月)



圖四 大氣污染濃度與風向風速之關係(十一月)



圖四 大氣污染濃度與風向風速之關係(十月)

氣溫逐年增加，形成市區特性「熱島」之現象。

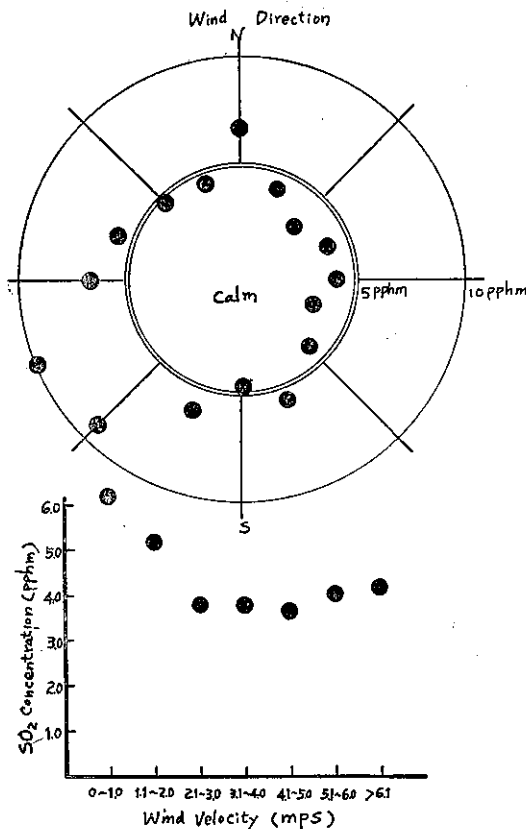
臺北市平均氣溫自1900年至今上昇 0.6°C ，平均最低氣溫上昇 0.3°C ，平均最高氣溫却上昇 1.3°C ，但日月潭、阿里山、玉山等處之氣溫歷年來並無顯著增加之現象（參考表二）。

(3) 大氣污染與日射量之關係

污染物懸於大氣中，其停滯時間與粒徑大小成反比例，有些粒子吸濕性極強，易成為降水之凝結核，或影響大氣混濁度，氣溫之垂直分佈等。自1950年以來，大氣混濁度⁽⁹⁾已由4.25增至5.79，即增加1.54（單位為T，係將中央氣象局天文組依據 Feussner 及 Pubois 因子計算所得資料統計而得），造成這種現象可能尚有其他因素，但大氣污染可能為極重要之因素，測析結果顯出臭氧與日射量成 -0.83 之相關，即臭氧密度大時，日射量受臭氧之影響而變小。

四 結 論

都市大氣污染與主要燃料，燃燒法，工廠種類等污染源有密切關係，其他尚受地形、氣象等因素之影



圖四 大氣污染濃度與風向風速之關係(十二月)

響甚大。這些影響因素即形成都市大氣污染之特性與型式⁽¹⁰⁾。至目前其型式經分為 ① London smog type ② Los Angeles smog type ③ Industrial smog type 等三種。測析結果顯出臺北市污染屬於 London smog type，日內出現兩次頂峯污染。

大氣污染物之代表者為二氧化硫，因二氧化硫為能源的主要廢物，而且其產量亦多。依據美國加州大氣污染之警報規定⁽¹¹⁾，二氧化硫對植物的有害濃度每小時為 100 pphm，或連續 8 小時平均 30 pphm，對人類之危險濃度為 500 pphm/hr 以上。Los Angeles 規定 300 pphm 為第 1 警報，500 pphm 為第 2 警報，1000 pphm 為第 3 警報標準。當任何一個地區，二氧化硫污染達到上述標準含量時，污

染管制中心即發出警報，有關污染源即刻設法減少污染物之排出，以資確保人民之安全。蘇俄規定二氧化硫之瞬間最高容許濃度為 0.50 mg/m^3 ⁽¹²⁾，24 小時平均容許濃度為 0.15 mg/m^3 。

依據本報告，臺北市二氧化硫之平均污染含量約為 3.7pphm，最高污染雖達 32.0 pphm，僅為美國第 1 警報規定標準之 $\frac{1}{8}$ ，但其採樣並非在臺北市污染最嚴重的地點，可能有些地區，已超過本測析記錄，而局部性污染可能已接近警報標準。

為提出更詳細而精確的污染資料，必須加強測析站之分佈與有系統的分析，同時應分析污染源之特性與活動週期，配合地形特性研討污染預測模型，隨氣象因素之變化而提出污染傾向的預測，不斷地偵視市區污染確保市民的健康。

參考文獻

1. 寺部本次：空氣污染化學，249，1968
2. 寺部本次：空氣污染化學，259，1968
3. 寺部本次：空氣污染化學，229，1968
4. 五十九年度科學發展基金終期研究報告：研究高空放射塵及大氣污染長期變化對氣象因紙之關係，p. 6 1972.
5. 呂世宗：原子塵在臺灣大量降落之時期與其分佈情形，氣象學報第八卷第四期，1962
6. 呂世宗等：鹽寮下寮二地放射性背景計數與氣象因素關係研究，氣象學報第十五卷第二期，1969.
7. 日本大氣污染研究全國協議會第三小委員會：大氣污染氣象手冊，129，1965.
8. 呂世宗等：海水含鹽量之研究，氣象學報第十七卷第二期，1971.
9. 呂世宗等：研究高空放射塵及大氣污染長期變化對氣象因素之關係，氣象學報第十八卷第一期，1972.
10. McGRAW-HILL: Air Pollution Handbook 1956.
11. 日本大氣污染研究全國協議會第三小委員會：大氣污染氣象手冊，105 1965.
12. 日本大氣污染研究全國協議會第三小委員會：大氣污染氣象手冊，104，1965.

民國61年臺灣地區的地震活動和蘇俄 科學家預測發生大海嘯的可靠性

蘇 昌 隆

Seismicity of Taiwan Region in 1972 and the Reliability of the Russian Scientists Predicting on Great Tsunamis

Chang-loong Su

Abstract

The year of 1972 was the most active one in Seismicity of Taiwan region during the last twenty-two years. The number of earthquakes in 1972 was 3231 in which 242 were felt and 2989 were unfelt. What the Russian official news agency, Tass, said "three or four great tsunamis were expected to hit the 4000-kilometer coastal line between Northern Siberia and Taiwan during 1973-1975" would not be reliable.

一、前 言

臺灣地區因位於環西太平洋地震帶的中心位置，地震的發生極為頻繁。地震活動的研究也愈來愈積極，有關地震活動的論著也逐漸增多，如徐明同博士的「臺灣的地震活動與其他關連問題」一文中曾對1936-1969年期間臺灣地震活動等有詳盡的探討，對於地震活動之研究深具價值。根據觀測及統計獲知，民國61年（1972）乃是民國四十年花蓮烈震以後二十二年來地震活動最為活躍的一年。全年地震次數非常高，尤其是一月及四月，因發生三次大規模的地震以後餘震頻頻。五月、九月及十一月的地震也很活躍。

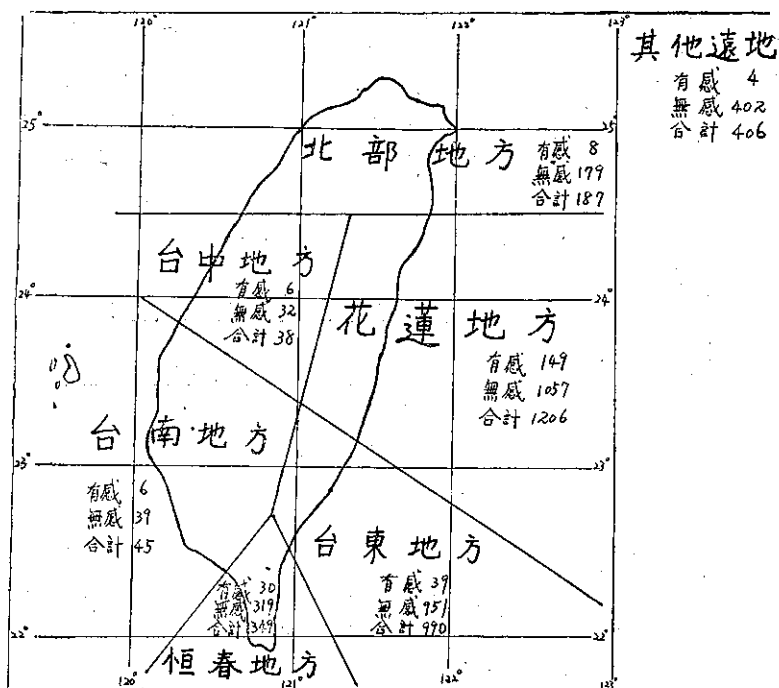
花蓮地方是臺灣地區最主要的地震區，震央密集又由於4月24日瑞穗地方發生五級強震，造成很大傷亡，成為二十二年來花蓮地區最大的一次震災。61年7月26日蘇俄科學家預言在三年內將有三到四次大海嘯襲擊北西伯利亞到臺灣的海岸線，消息傳來，上下驚動，人心惶惶，到底此消息的可靠性如何呢？緊接著12月23日尼加拉瓜發生大地震，首都馬納瓜全被震

毀。我國與尼國同屬太平洋沿岸地震帶之一，臺灣是否也會發生像尼國那麼大的地震嗎？為使吾人瞭解民國61年臺灣地區的地震活動，怎樣確定蘇俄科學家的預言不可靠以及我國是否也發生大地震等特就有關資料，編成此文，俾供參考並請指教。

二、民國61年地震頻率

(一) 分區統計

由於臺灣地區面積遼闊，除本島外尚包括鄰近廣大的海面範圍，為便於統計，筆者按照中央氣象局（以下簡稱本局）的劃分法，把臺灣地區區分為北綏地方、臺中地方、花蓮地方、臺南地方、臺東地方、恒春地方等六大地區另加其他遠地如圖一所示。民國61年全年有無感地震按照震央位置所在而分區統計的次數也表明於圖一中。根據震央所在而統計各地區每月及全年地震次數皆列於表一中。由表一中得知，臺灣地區全年一共發生3231次地震，其中有感242次，無感2989次。



圖一 劃分臺灣地區及統計61年各地方有無感地震次數

Fig. 1: Dividing Taiwan region into districts and suming the number of felt and unfelt earthquakes in 1972

表一：民國61年各地區有感及無感地震次數統計

Table 1: The number of felt and unfelt earthquakes of every district (1972)

區域	有感次數 無感次數		月份												全年	總計
	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	一	二	三	四
北部地方	0 11	1 18	1 21	0 10	1 19	0 11	1 24	0 22	1 17	0 5	0 11	13 10	8 179			187
臺中地方	0 1	1 0	0 1	1 1	0 7	1 1	0 5	1 5	0 2	0 2	1 5	1 2	6 32			38
花蓮地方	7 27	2 16	3 18	42 305	14 67	6 49	14 78	7 82	7 82	2 70	30 184	15 79	149 1057			1206
臺南地方	0 1	0 1	0 1	0 1	0 6	0 1	0 0	1 3	0 4	1 2	2 2	2 17	6 39			45
臺東地方	8 362	2 85	2 50	1 52	2 117	0 38	0 32	1 35	12 59	9 56	2 33	0 32	39 951			990
恆春地方	2 75	0 19	0 5	0 10	0 14	1 11	0 14	0 13	21 121	3 24	3 8	0 5	30 319			349
其他遠地	0 42	1 30	0 31	1 35	0 32	1 28	0 24	0 45	0 43	0 17	1 25	0 54	4 402			406
全月	17 519	7 169	6 127	45 414	17 268	9 139	15 177	10 205	41 328	15 176	39 268	21 199	242 2989			3231
總計	536	176	133	459	285	148	192	215	369	191	307	220	3231			

若以地方而言，全年發生於花蓮地方的地震次數共有1206次（其中有感149次，約佔全部有感之60%），佔總次數的37.3%，由此可見臺灣地區三分之一以上的地震是發生於花蓮地方。臺東地方全年一共發生地震990次，約佔總數之30%。遠地地震有406次，佔12.5%。最少的是臺中地方，全年僅有38次地震。合北部、臺中及臺南地方，全年總計發生270次，亦僅佔總次數之8.3%而已。由以上可見絕大部分的地震都發生於花蓮地方、臺東地方、恒春地方及遠地。至於臺灣北部、西部、中部以及西南部近年來地震活動不活躍，屬於較寧靜地區。

若以月計算，全年地震中以一月份的536次為最多，其次是四月的459次，而九月的369次及十一月的307次也不少。地震次數較少的是六月的148次及三月的133次。在全年總地震次數中，平均每月高達269次，其中有20次有感，此事實乃臺灣地區近二十餘年來所僅見的。

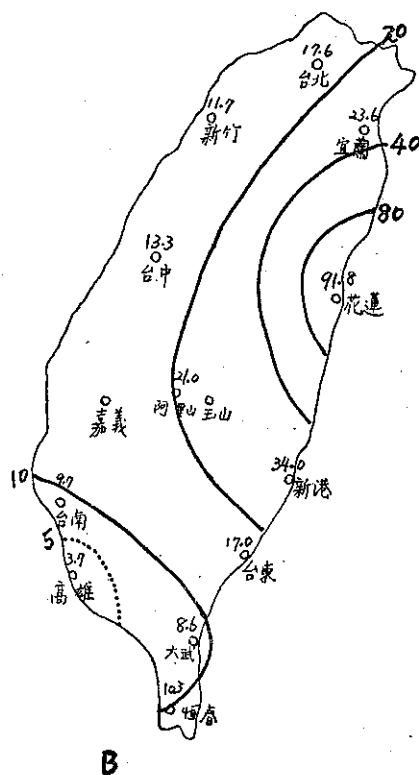
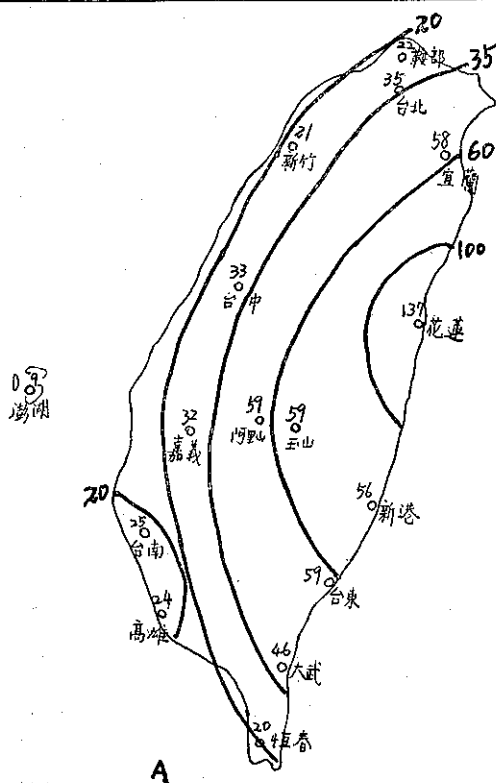
(二) 各測站全年所測地震頻率

每當某一地點發生地震則地震波即以球面波方式向四面八方傳播，由近漸及於遠，而地震能量逐漸消失，威力亦漸減弱。因此，距離震央位置愈近的地方

表二：民國61年各測站觀測有感及無感地震次數統計

Table 2: The number of felt and unfelt earthquakes of every seismic station (1972)

測站	花	臺	新	阿	玉	大	宜	臺	臺	嘉	鞍	臺	高	新	澎
項	蓮	東	港	里	山	武	蘭	北	中	義	部	南	雄	竹	湖
目															
有 感	137	59	56	59	59	46	58	35	33	32	22	25	24	21	9
無 感	1204	1162	1490	466	399	569	413	483	346	325	853	314	134	214	66
合 計	1341	1221	1546	525	458	615	471	518	379	357	875	339	158	235	75



圖二 A表民國61年各測站有感地震次數分佈

B. 表 1940-1969年平均各測站有感地震次數分佈

Fig. 2 A: Distribution of the number of the total felt earthquakes (1972)

B: Distribution of the mean annual number of the total earthquakes (1940-1969)

愈容易感到或測到地震、愈遠則愈不易測到。又地震儀倍率愈高也愈容易測到小地震，而倍率愈低則一般的小地震不易測到。本局現有16個地震測站，分佈於全島各重要據點，日夜進行觀測。茲將各測站61年全年所測到的有無感次數列於表二，並將各站有感次數繪於圖二 A 中。由表二及圖二 A 可見全年以花蓮站有感最多共計 137 次，佔總有感地震次數 (242) 的半數以上。平均每個月有感達 11.4 次，真叫人心驚肉跳。臺東、玉山、阿里山都一樣有感 59 次，宜蘭 58 次，新港 56 次，而臺北有感 35 次約為花蓮的四分之一。澎湖所有感最少僅有 9 次。在無感地震觀測中以新港的 1490 次為最多，花蓮次之，臺東又次之，澎湖所最少僅有 66 次。圖二 B 為徐明同博士所繪 1940-1969 年平均有感地震次數分布圖。比較圖二 A 及圖二 B 可知 A 圖的等次數線要比 B 圖圓滑，這是因為 61 年的有感地震多半集中於花蓮及臺東地方之故。民國 61 年各站有感次數遠高於年平均有感次數，花蓮增加半倍，大武增加四倍多，臺東增加兩倍多，其他各站也顯著增加一至二倍，由此可知民國 61 年的地震活動是多麼的活躍呀！

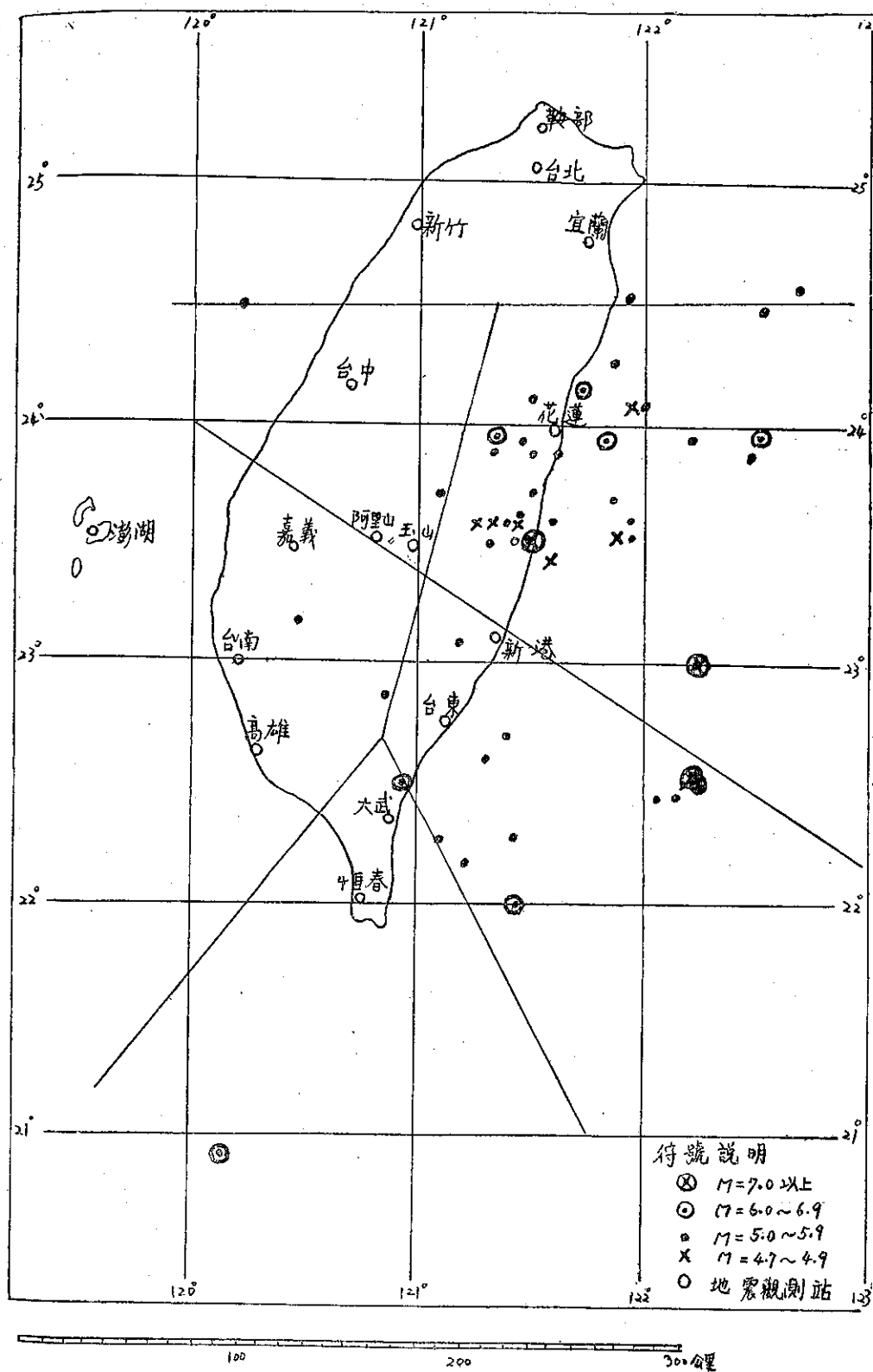
三、主要地震分佈

為便於研究參考，於全年 242 次有感地震中擇取 50 次規模較大的主要地震，按照地震發生次序編號、發震時間、規模及震央位置等資料詳細列於表三中，並且將此主要地震的震央位置繪於圖三。表三中之全部規模 M 係引用徐明同博士 [3] 的規模公式⁽¹⁾計算平均值，表中 M=7.0 以上有 3 次地震，M=6.0~6.9 者有 8 次，M=5.0-5.9 者有 33 次，M=4.7-4.9 者有 6 次。表中第 1 及第 5 號兩次地震的震央位置相同，而且規模也都相當大。在三次規模 7.0 以上的地震中，元月 25 日就發生兩次，而且相隔不到兩小時。另外一次是發生於 4 月 24 日。至於深度欄中所表深度乃是指震源深度而言，這些主要地震最深為第 3 號的

表三：民國 61 年 50 次主要有感地震資料
Table 3: Data of 50 major felt earthquakes in 1972

次數 No.	發震時間				規模 M	震央		
	月	日	時	分		緯度 °N	經度 °E	深度 (公里)
1	1	04	11	17	6.7	22.5	122.3	55
2	1	04	20	15	5.1	22.4	122.2	40
3	1	08	13	28	6.5	20.9	120.2	90
4	1	14	21	34	5.0	24.1	122.0	40

5	1	25	10	06	7.3	22.5	122.3	70
6	1	25	11	41	7.1	23.0	122.3	40
7	2	12	09	07	5.3	24.4	120.3	15
8	2	21	17	42	5.4	24.5	121.9	50
9	3	07	14	20	5.6	22.4	122.1	35
10	3	19	21	33	4.8	24.1	122.5	40
11	4	17	18	49	6.3	23.9	121.9	50
12	4	17	19	02	5.2	24.4	122.5	30
13	4	21	21	21	5.6	23.8	122.4	25
14	4	24	17	57	7.0	23.5	121.5	3
15	4	24	18	15	5.1	23.5	121.3	5
16	4	24	19	19	4.7	23.6	121.3	5
17	4	24	19	32	5.6	23.6	121.4	5
18	4	24	20	00	5.5	23.6	121.6	20
19	4	24	20	22	5.0	23.6	121.9	10
20	4	25	01	30	5.0	23.5	121.4	10
21	4	25	01	58	5.7	23.8	121.6	7.5
22	4	25	03	59	4.8	23.6	121.4	5
23	4	25	07	28	5.1	23.8	121.3	5
24	4	27	07	48	5.1	23.6	121.4	10
25	4	28	03	21	5.2	23.9	122.2	30
26	5	02	04	01	5.4	23.7	121.8	30
27	5	05	18	16	5.5	23.1	121.2	10
28	5	12	09	21	6.0	24.2	121.7	15
29	5	22	20	32	5.2	23.7	121.5	30
30	7	01	02	57	5.3	24.2	121.5	10
31	7	13	21	11	4.8	23.6	121.3	15
32	7	16	21	48	5.1	23.7	121.1	5
33	8	01	01	04	5.2	23.5	121.9	25
34	8	31	09	13	4.9	23.5	121.8	15
35	9	02	10	08	5.3	24.6	122.7	40
36	9	23	03	57	6.5	22.5	120.9	15
37	9	23	10	14	6.6	22.0	121.4	45
38	9	24	14	44	5.3	22.7	121.4	30
39	9	24	21	09	5.2	22.6	121.3	20
40	9	28	01	54	5.9	22.2	121.2	30
41	9	29	12	28	5.0	24.3	121.8	20
42	10	06	23	52	5.3	22.3	121.4	25
43	10	21	12	16	5.4	22.3	121.1	20
44	11	07	14	40	5.3	22.8	120.8	20
45	11	08	22	25	5.7	23.8	121.5	2
46	11	10	02	41	6.5	23.9	121.3	10
47	11	21	10	47	6.0	23.9	121.8	20
48	11	21	10	51	5.5	23.9	121.4	5
49	12	22	09	05	5.4	23.2	120.4	10
50	12	30	05	03	4.8	23.4	121.6	35



圖三 民國61年50次主要有感地震震央分布圖
Fig. 3: Epicenters of 50 major felt earthquakes in 1972

90公里，其次為第5號的70公里，一般都在70公里以內。此事實表示臺灣地區的地震絕大部份都是屬於很淺層地震（深度 ≤ 33 公里）及淺層地震（ $33 \leq \text{深度} \leq 70$ 公里）。

由圖三中也顯示絕大部份的震央位置是分佈於花蓮地方而臺東地方次之。在三次 $M=7.0$ 以上的地震中僅有一次震央在陸上，其他二次均發生於偏遠海底。又八次 $M=6.0-6.9$ 的地震也僅有兩次震央是在陸上，而其餘也都發生在海底。因此，除第5、6號地震略有災害及第14號有較大災情外，其他並無災害。如果第1、5、6及第37號地震震央發生在人口稠密的地方則將災情慘重。

四、元月25日10時06分及4月24日17時57分兩大地震分析研究

元月25日10時06分發生規模7.3的大地震之後還不到兩個小時，於11時41分又發生一次規模為7.1的地震，好在此兩次地震震央都不在陸地，否則大地震頻頻而來後果堪慮。雖然4月24日17時57分發生於瑞穗東方10公里的地震規模（7.0）不如前兩次，但就災情而論，前兩次僅造成死亡一人，橫貫公路坍坊交通受阻而已。但後者瑞穗地震却災情嚴重，計死亡5人，重傷17人，房屋全倒50棟，半倒98棟。花蓮對外鐵路，公路交通大部份中斷，瑞穗大橋橋墩大部攔腰折斷，瑞穗附近村落山崩地裂，滿目瘡痍。而且餘震頻傳由四月底迄五月中旬止，餘震共有457次，其中有感地震達45次。花蓮地區居民無不心驚肉跳，談震而色變。

為便於研究與比較，茲將元月25日10時06分及4月24日17時57分兩大地震的震度分佈以及等P線圖分別繪於圖四A、B及圖五A、B。吾人由這些圖中可以明瞭當此兩次地震發生時各地的震級及P波傳播情形，由震度圖的分佈顯然可知元月25日的那一次地震要比4月24日瑞穗地震強烈。至於瑞穗地震之所以造成較大災害的原因如下：

①因為元月25日10時06分的地震震央遠在臺東東偏南方120公里的海底，距離本島陸地遙遠，地震波傳抵本島時威力減弱，全省各地震度普遍都是Ⅳ級。但除了橫貫公路幾處坍坊，落石擊傷一行人致死外，

其他各地並無災情。規模7.3的地震僅造成一人死亡，真是萬幸。4月24日的瑞穗地震由於震央就在瑞穗東方10公里的陸上，因此造成震央附近的瑞穗鄉、光復鄉及玉里鎮等損失嚴重。

②由於瑞穗附近人口稀薄，而且發震時間正好是傍晚時分，人們正值下班或放學之際，因此待在家裏的人並不多，所以災情沒有想像中嚴重。如果此次地震發生於破曉時分而震央又在人口稠密的市區則災情一定更加嚴重。

③由於瑞穗地震震源深度僅有三公里，是屬於很淺層地震，因此受害地區僅限於局部性的附近村落而已，若是深度也像元月25日的70公里，則受害面積將更廣大。

五、蘇俄科學家預測發生大海嘯的可靠性

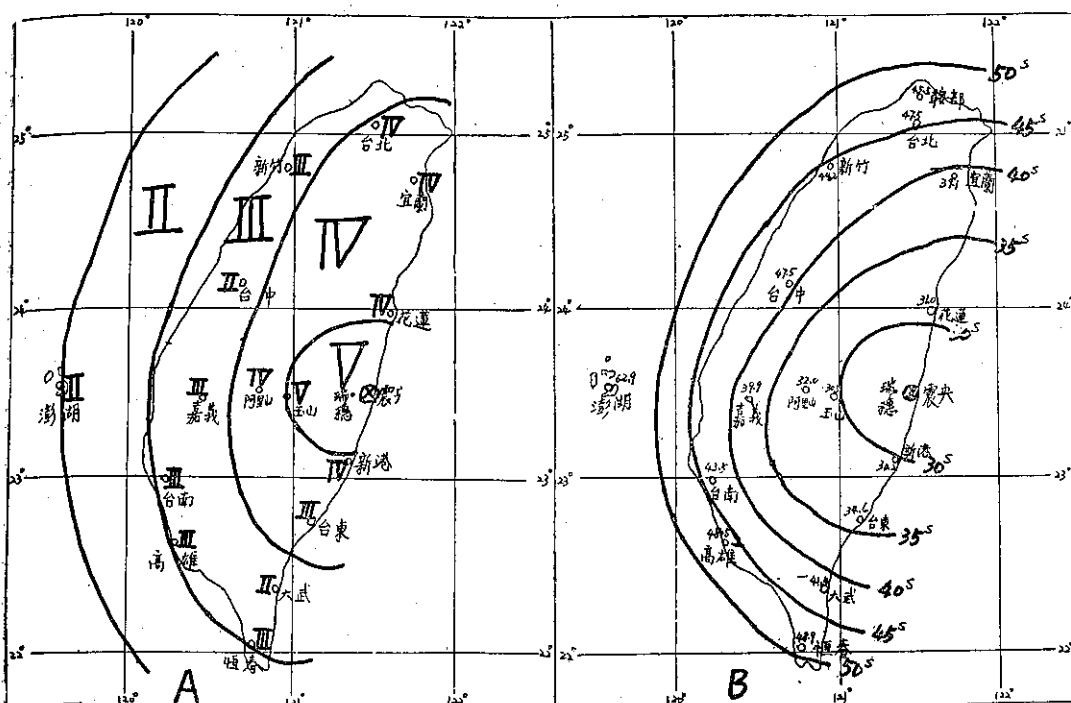
自從本年（61年）7月26日蘇俄塔斯社報導：位於太平洋沿岸庫頁島南端蘇維埃研究學院（Soviet Research Institute）的科學家們預測從1973年至1975年間將發生3-4次的大海嘯襲擊西伯利亞北部至臺灣的四千公里海岸線，海嘯時速達400-800公里，衝擊海岸浪高可達30公尺。又言該科學家們研究海嘯已有五十年歷史，但還不能指出精確的震央位置以及何月何日會發生大海嘯。蘇俄政府擬計劃遷離太平洋沿岸的城市及工業設備。消息傳來，上下驚動，人心惶惶，各大報章雜誌均以大篇幅刊登這項消息，引起國內外人士普遍重視，新聞單位不斷來電本局查問，上級有關單位也紛紛來函查詢，更難得有位旅美王姓學生上書蔣院長，希望查明事實真相以保障人們生命財產的安全。

本局是負責地震消息及海嘯警報的發佈任務。為了澈查事實真相及覆函各方，一方面儘速將現有資料以及局內專家們的意見向上級呈報或對外發佈，一方面則指派專人會同國科會地震小組研究並且分別去函美日等國。為使吾人瞭解此事實真相，茲將各單位專家意見心得以及美日等國的答覆情形分敘於後並呼籲國人放心。

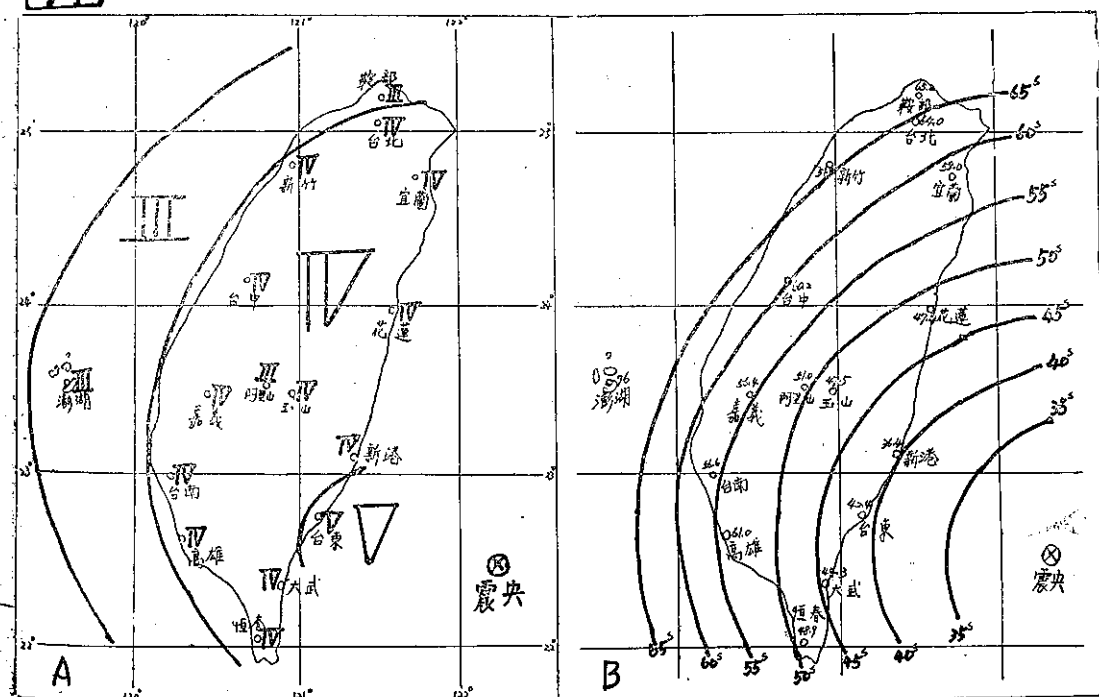
1.本局徐明同博士認為海嘯多半是因為海底大地震所引起。如要預報海嘯，必先能預知何時何地會發生規模多大地震。而蘇俄科學家的預測既不知道震央

註： $M = \log A + 1.10 \log \Delta + 0.45$ （花蓮）
 $M = \log A + 0.99 \log \Delta + 0.72$ （宜蘭）
 $M = \log A + 1.40 \log \Delta + 0.24$ （臺北）
 $M = \log A + 1.15 \log \Delta + 0.42$ （臺東）
 $M = \log A + 0.67 \log \Delta + 1.31$ （臺中）

$M = \log A + 0.62 \log \Delta + 1.68$ （恆春）
 $M = \log A + 0.79 \log \Delta + 1.08$ （阿里山）
 $M = \log A + 1.00 \log \Delta + 0.49$ （臺南）
A：最大振幅（ μ ）， Δ ：震央距離（公里）



圖四 A 表 元月25日10時06分地震震度分布。 B 表 同次地震等 P 線
 Fig. 4 A: Distribution of seismic intensity and isoseismals of 10h 06m of Jan. 25, M=7.3
 B: Iso. P. line of the same earthquake



圖五 A 表 4月24日17時57分地震震度分布。 B 表同次地震等 P 線
 Fig. 5. A: Distribution of seismic intensity and isoseismal 17h 57m of Apr. 24, M=7.0
 B: Iso. P line of the same earthquake

的真正位置，也不知道地震規模有多大，故其預報令人懷疑。

2.本年9月11日，本局指派測政組長呂世宗及蔣志才技正前往國科會會晤地震小組主持人鄧大量博士商討此項問題。鄧博士認為他在美國地震機構服務並未得此消息報導，且大海嘯是由大地震所引起，西太平洋地震帶分佈於堪察加半島、千島羣島、日本、琉球、臺灣及菲律賓羣島等。如有大地震發生，則其所引起之海嘯必為以上各島嶼所阻隔，因此西伯利亞海岸應不致有大災害發生，而蘇俄却擬計劃遷移沿海工業設備實令人懷疑。又蘇俄用在地震研究經費遠不及美國，迄今尚無任何國家對地震預測有把握。

3.本年10月16日美商務部國家海洋及大氣管理中心負責人布拉茲 (Rutlage J. Brazee) 致函本局表示：(1)根據他所了解，蘇俄的報導顯然錯誤，若想正確的預報海嘯則顯然應該有未來地震活動的報導。(2)蘇俄該部門過去十年來雖極力地研究地震預報問題，但迄今仍未有一次成功。(3)吾人若不斷地充實地質構造及地震活動過程的知識，努力研究，則將來對地震預報必大有可能，目前仍未能估計未來地震的位置或規模大小。

4.本年11月9日，日本氣象廳地震部長末廣恭二函覆本局表示：(1)地震預報之可能率是根據統計曲線來判定，若一地區曾受過大地震災害，假如保持靜止數十年則將會有另一次大地震來臨的可能。但要像蘇俄預報那麼肯定，目前還不能辦到。(2)日本地震專家們成立的地震預報研究小組是根據地震活動、地震波、地殼變動以及地磁活動等資料來分析報導的。迄今仍未能預報將來何時何地會有規模多大的地震發生。(3)日本因位於環太平洋之地震頻繁地區，對於地震海嘯的預防舉國重視，且積極進行地震預報研究。

5.本年11月21日夏威夷國際海嘯資料中心負責人米勒博士 (Gaylord R. Miller) 致函本局時附有蘇俄在庫頁島的遠東科學中心 IU G G 海嘯委員會主席索羅維夫 (S. L. Soloviev) 給他的來函副本。米勒博士認為：(1)根據蘇俄索羅維夫博士的來函指出由於許多新聞記者的熱心與樂觀，因此時常把一些特別的科學成果加以誇大宣傳。(2)吾人姑且認為這是蘇俄 IU G G 海嘯委員會發出一條好消息。又從索羅維夫給米勒的信中得知：(1)該學院的科學家們對海嘯問題已經稍有研究，並且發表過許多有關海嘯論文。(2)很遺憾某些小小的研究工作所得到的有限結論，往往被新聞記者誇大渲染而曲解事實。

由以上各專家們的意見可知世界各國對於地震預測還無法辦到，而蘇俄科學家的海嘯預測也只是記者們的誇大宣傳而已，根本不足以採信。

六、結 語

民國61年是臺灣地震史上近二十二年來最為活躍的一年，震央在花蓮地方的有無感地震次數就幾乎相等於歷年來臺灣地區平均一年的有無感次數。

1.民國61年臺灣地區共發生3231次地震，其中有感地震242次，無感地震2989次。

2.花蓮地方是臺灣地區地震活動最活躍的地區，全年共發生1206次，可見該地方地層較鬆動，容易形成大小地震。尤其是4月24日瑞穗地震主震發生後，或大或小的地震457次接踵而至。臺東地方的地震活動僅次於花蓮地方，又由於元月4日及25日三次較大規模的地震後也產生約三百餘次的餘震。北部地方，臺南地方及臺中地方的地震不活躍，全年僅有38次地震而已。

3.按月而統計，全年一月份地震最多有536次，四月份次之有459次，而以三月份的133次為最少。

4.民國61年4月24日17時57分的瑞穗地震計死亡5人，重傷17人，房屋全倒50棟，半倒98棟。

5.61年臺灣地區主要地震規模在7.0以上者有3次，6.0-6.9者有8次，5.0-5.9者有33次及4.7-4.9者有6次。

6.蘇俄科學家預測1973-1975年期間將發生大海嘯一事乃是誇大其辭而不足以相信的。

民國61年12月23日尼加拉瓜發生強烈地震，震毀首都馬納瓜。死亡人數在一萬二千以上，無家可歸的更是百萬人以上。臺灣與尼國同在沿太平洋岸地震帶上，此次尼國大地震相當於民國24年4月21日新竹臺中烈震一樣損失慘重。吾人不能因為臺灣近年來沒有大震災，就忽視了地震的龐大威力。其實在表中第5及第6兩次地震，其震央如果發生在繁榮的都市地區則災情也是相當大的。由於地震的發生是突然的，雖然美、日等國正積極從事地震預報工作，然迄今尚未能預測何時何地有規模多大的地震發生。因此，如何預防大地震災害乃是目前重要的課題。平時就應該灌輸百姓們有關地震常識，建築物的設計應力求堅固耐震，切勿偷工減料，又避免建在山腰山腳下或低窪地區以及地基鬆軟的地帶，更不可敷衍了事。舉凡搖搖欲墜或過於陳舊的房子應早日改建，室內裝潢傢俱等也應架設牢固，以防震毀。

七、參 考 資 料

- 1.中央氣象局 民國61年地震記錄
- 2.中央氣象局 民國61年地震月報及調查表
- 3.徐明同：Seismicity of Taiwan and Some Related Problems, Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Vol. 8, 1971 p. 41-160
- 4.中央氣象局 民國61年有關地震海嘯的國內外函件。

氣象學報補充稿約

須用稿紙（以 25×24 之稿紙為原則）。

字數以不超過 15,000 字，即連同圖、表，英

文以不超過 10 印刷頁為原則。

圖之分量以不超過全文之 $1/3$ 為原則。

摘要之字數以不超過 1,000 字為原則。

表格之注意點：

表格須另用白紙繕製。

表格上方須有標題，並加表 1 表 2 等冠號。

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

能以文字說明之小表，請採用文字說明。

原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。

統計分析表中顯著處，以 * 號（顯著）及 ** 號（極顯著）表之。

表幅應考慮適合本刊版幅為準。（寬度勿超過 18.5cm）。

表之標題應能表示內容。

關於插圖之規定：

插圖應另貼於大張白紙上，註明作者及文題。

插圖下方須有標題，並加圖 1 圖 2 等冠號。

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

統計圖原圖幅面應在 12—15cm，以便縮版。

模式圖原圖幅面應在 15—20cm，以便縮版。

分佈圖原圖幅面應在 30cm 左右，以便縮版。

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

數字應正寫清楚，字之大小粗細應一律，至少能供縮至 $1/8$ 之程度。

已列表中之內容，勿再重複以插圖表示。

圖之標題應能表示內容。

關於照片之規定：

照片用紙一律採用黑白光面紙。

(一) 照片幅面應在 12—15cm，以便縮版。

(二) 照片應充分沖洗清楚，須考慮縮少至 $1/2$ 時尚能清楚之程度。

(四) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。

八、文稿過長，或圖表過多過大時，投稿人得自行負擔印刷費。

九、關於參考文獻之規定：

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

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

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

十、文字敘述之號次以下列為序。

中文用：一、(一) 1. (1) i. (i)

英文用：I. 1. A. a.

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

十二、文字敘述中之數字除十以下之數字，儘量用阿拉伯字表之。

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

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

十五、作者英文名以用全名為原則，名在前，姓在後。

十六、其他未盡善事項得隨時修正之。

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

- Thunderstorm its Development, Global Distribution and
Associated phenomena.....*Kenneth T. C. Cheng*.....(1)
- A Study on The Prediction of Rainfall over Typhoon during
Taiwan Invasion by Analogue Techniques (phase II)
.....*Tsun-yao Wu*
Ke-hsun Chi.....(10)
- A Study of Long-range Rainfall forecasting in Taiwan
.....*Yuan-heng Wei*
Shinn-lian Shieh
Chang-keng Hsiao(20)
- Energy Accounts of Earthquakes in Taiwan.....*Ming-tung Hsu*.....(39)
- The Characteristic of Air pollution in Taipei City
.....*Shih-chong Lu,*
Fu-lai Chen
Tsai-cheng Miu.....(53)
- Seismicity of Taiwan Region in 1972 and The
Reliability of The Russian Scientists Predicting
on Greet Tsunamis.....*Chang-loong Su*.....(61)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road Taipei,

Taiwan, Republic of China

氣象學報

季刊

第十九卷 第四期

目次

論著

- 臺灣分區氣候與天氣之研究(一).....萬寶康..... (1)
- 颱風路徑之經驗預報法及其實例.....徐晉淮、辛江霖、徐辛欽..... (20)
- 颱風路徑客觀預報法之驗證.....鄭邦傑、羅字振、方力脩、曾振發..... (27)
- 颱風預報之進步與困難問題.....陳毓雷..... (58)

氣象學報

(季刊)

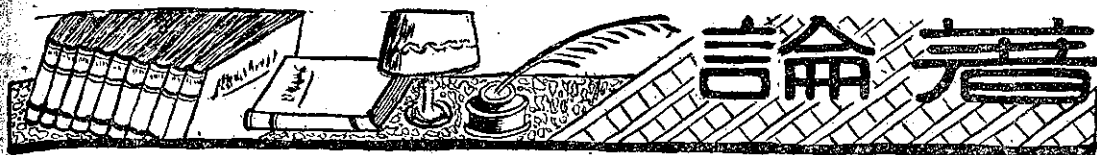
第十九卷 第四期

主編者 中央氣象局氣象學報社
地址 臺北市公園路六十四號
電話：三一四一四一

發行人 劉大年
社長 劉大年
電話：三一〇八四〇

印刷者 文英印書公司
地址 臺北市三水街七號
電話：三三四七二四

中華民國六十二年十二月出版



臺灣分區氣候與天氣之研究^(一)

萬 寶 康

A Study of the Regional Climate and Weather in Taiwan (I)

Pao-kang Wan

Abstract

The observational reports from 22 meteorological stations in Taiwan and its associated islands are selected as the basic data for a tentative study of the regional climate and weather in Taiwan district. These stations are Keelung, Yilan, Hualien, Taipei, Tanshui, Hsinchu, Taichung, Tainan, Kaohsiung, Hsinkong, Taitung, Dawu, Hengchun, Chutzeu, Anpu, Ryhyuehtang, Alishan, Lulinshan, Yushan, Pengkiayu, Penghu and Lanyu. 20-year records (1951-1970) have been used for each station except Lulinshan where only 18-year records (1951-1968) are available.

Taiwan and its associated islands have been classified into 12 climatic regions according to the Köppen system. They are distributed in the 3 geographical regions.

A. Coastal regions: Including the lowlands and the uplands and hill lands below 600 meters around the Taiwan Island.

- (1) Northeast Cfa mesothermal, hot summer littoral climatic region: It may be further classified into Keelung, Yilan, Hualien, Taipei and Hsinchu areas. Represented by Keelung, Yilan, Taipei-Tanshui and Hsinchu respectively.
- (2) West Cwa mesothermal, hot summer, dry winter littoral climatic region: It may be further classified into Taichung and Chiayi-Tainan areas. Represented by Taichung and Tainan respectively.
- (3) Southwest Aw wet and dry littoral climatic region: Represented by Kaohsiung.
- (4) East Af rainy littoral tropical climatic region: Represented by Hsinkong.
- (5) Southeast Am littoral tropical monsoonal region: It may be further classified into Taitung, Dawu and Hengchun areas. Represented by Taitung, Dawu and Hengchun respectively.

B. Mountain regions: Including the mountain regions above 600 meters in the northern and central parts of Taiwan Island.

- (1) North GCfa mesothermal, hot summer mountain climatic region:

* 本文之完成曾獲得國家科學委員會之補助。

Including the Tatumshan area above 600 meters. Represented by Chutzeu and Anpu.

- (2) Central GCwa mesothermal, hot summer, dry winter mountain climatic region: Including the central mountain area above 600 meters and below 1,200 meters. Represented by Ryhyuehtang.
- (3) Central GCwb mesothermal, warm summer, dry winter mountain climatic region: Including the central mountain area above 1,200 meters and below 3,500 meters. It may be further classified into two stages according to the increase or decrease of the annual precipitation along the vertical. Represented by Alishan and Lulinshan respectively.
- (4) Central GCwc mesothermal, cool summer, dry winter mountain climatic region: Including about 20 high peaks of the central mountain area above 3,500 meters. Represented by Yushan. It is actually a sporadic region scattered here and there in the central mountain area.

C. Island regions: Including the associated islands in the northeast, west and southeast parts of Taiwan.

- (1) Northeast ICfa mesothermal, hot summer island climatic region: It consists of 9 small islands in the northeast of Taiwan. Represented by Pengkiayu.
- (2) West ICwa mesothermal, hot summer, dry winter island climatic region: It consists of 64 Penghu islands of variable size. Represented by Penghu, The largest of the associated islands of Taiwan.
- (3) Southeast IAF rainy island tropical climatic region: It consists of 3 islands. Represented by Lanyu, only second to Penghu in size among all the islands associated to Taiwan.

The relation between the local topography and monsoon currents has been closely examined in each climatic region and its subordinate areas. Their climatic patterns as revealed by the distribution of the air temperature and precipitation throughout the year are also studied. The weather features during the northeast and southwest monsoon periods can be recognized from the investigation of the days with rain, snow, strong gale, thunder, cloudiness, fog and various sky conditions occurred in these two periods. The results are fairly satisfactory although much work in this project has not yet been completed.

一、前言

臺灣為歐亞大陸東南方之一高山大島，屹立于太平洋之邊緣，自然環境極為複雜，其結果遂形成十分複雜之氣候型式，過去從事全球性或全國性之大規模氣候研究，多將臺灣視為一區或兩區，亦偶有視臺灣為三區者，均不能正確代表臺灣氣候區域分佈之真相。近年來國內對於臺灣氣候區域劃分作為進一步之

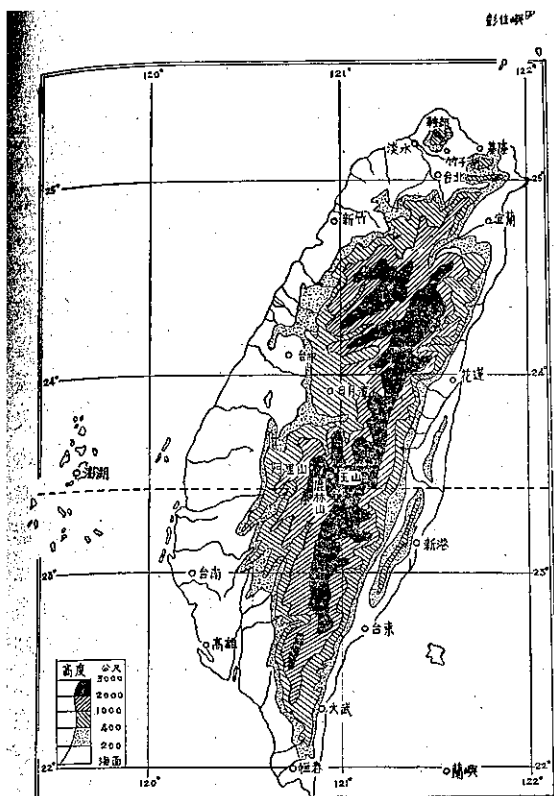
研究者，計有蔣丙然（1954）、陳正祥（1956, 1959-1961）、劉衍淮（1963）及蔣丙然與亢玉瑾（1969）諸氏。惟此等研究比較簡略，且多偏重於農業方面之應用，其間亦有若干未盡妥善之處，似尚有再加斟酌之必要。本文根據最近二十年來（1951-1970）臺灣各測站之觀測紀錄，選擇其具有代表性之二十二處，重作抽樣性之研究，以避免與以前各項研究所採用之資料雷同，其目的在着重於臺灣氣候區域之重劃，並按中

規模之尺度就各地區之氣候型式及其天氣特徵分別作綜合性之研究。

本文所選擇之氣象測站計有彭佳嶼、鞍部、竹子湖、淡水、基隆、臺北、新竹、宜蘭、花蓮、臺中、澎湖、日月潭、阿里山、鹿林山、玉山、臺南、高雄、新港、臺東、大武、恆春、蘭嶼等二十二處。其中除鹿林山祇有十八年(1951-1968)之部份紀錄外，其餘各處均有二十年之完整觀測紀錄，尚可符合氣候資料最低年限之要求。各氣象測站之位置及其拔海高度可合列如第一表。其地理分佈如第一圖。

二、自然環境對於臺灣氣候之影響

任何一處之氣候感受其自然環境若干因子或多或少之影響，而氣候即為此等因子產生作用以後之合成結果。此等因子包括緯度、高度、山脈走向、局部地形、海陸對比、洋流、盛行風(季風)，移動性之熱帶外氣旋與熱帶氣旋(颱風)，地面覆蓋物如植物、冰雹等，此等因子對於氣候之影響亦可謂之氣候控制(climatic control)。個別因子對於氣候之影響可因



第一圖 臺灣各氣象測站之地理分佈

第一表 臺灣各氣象測站之位置與拔海高度

測 站 名 稱		位 置		拔 海 高 度 (公尺)	紀 錄 年 限
		北 緯	東 經		
基 隆	隆	25°08'	121°45'	3.4	1951—1970
宜 蘭	蘭	24°46'	121°45'	7.4	1951—1970
花 蓮	蓮	23°58'	121°37'	17.6	1951—1970
臺 北	北	25°02'	121°31'	8.0	1951—1970
淡 水	水	25°10'	121°26'	19.0	1951—1970
新 竹	竹	24°48'	120°58'	32.8	1951—1970
臺 中	中	24°09'	120°41'	83.8	1951—1970
臺 南	南	23°00'	120°13'	12.7	1951—1970
高 雄	雄	22°37'	120°16'	29.1	1951—1970
新 港	港	23°06'	121°22'	36.5	1951—1970
臺 東	東	22°45'	121°09'	8.9	1951—1970
大 武	武	22°21'	120°54'	7.6	1951—1970
恆 春	春	22°00'	120°45'	23.3	1951—1970
彭 佳 嶼	佳 嶼	25°38'	122°04'	99.0	1951—1970
澎 湖	湖	23°32'	119°33'	9.4	1951—1970
蘭 嶼	嶼	22°02'	121°33'	323.3	1951—1970
竹 子 湖	子 湖	25°10'	121°32'	600.0	1951—1970
鞍 部	部	25°11'	121°31'	836.2	1951—1970
日 月 潭	潭	23°53'	120°51'	1014.8	1951—1970
阿 里 山	山	23°31'	120°48'	2406.1	1951—1968
鹿 林 山	山	23°29'	120°52'	2860.0	1951—1970
玉 山	山	23°29'	120°57'	3850.0	1951—1970

地而異，或因時而異，其影響之程度各不相同，故可由其合成之結果而呈現各種不同之氣候型式。

臺灣位於低緯度之大陸東海岸外，四週環海，南北方向有數條高聳山脈，自然環境之複雜為我國各省所罕見，每一地區可以受到一個因子或同時受到多個不同因子之影響，各呈現不同之氣候型式。為便於着手各個地區氣候型式及其天氣特徵之研究，本文將先就此等因子對於臺灣氣候之個別影響分別加以討論。

(一)緯度之影響：臺灣本島位於北緯 $25^{\circ}18'05''$ 與 $20^{\circ}53'48''$ 之間。由北端富貴角至南端鵝鑾鼻之長度約為 384 公里。北回歸線橫貫本島中部，通過嘉義、玉山及瑞穗附近。如按天文氣候之界限予以劃分，則北回歸線以北部份應屬於溫帶，北回歸線以南部份應屬於熱帶。但由於山區之存在與其他因子之參雜其間，故臺灣東西兩岸之氣候區域均作南北不規則之移動。一般言之，溫帶之影響範圍可在西岸向南超過北回歸線達到屏東地區，熱帶之影響範圍則可在東岸向北超過北回歸線達到花蓮地區。惟由於全島處於較低之緯度地帶，故除山區外，環島各測站之年平均氣溫均在 22°C 與 25°C 之間。

(二)高度之影響：高度對於各緯度氣候之影響大致相似，祇是影響之程度可能略有不同。臺灣位於環太平洋造山帶之西緣，恰當琉球弧與菲律賓弧之會合處。因過去曾經發生多次大規模之造山運動，故崗巒起伏，地形錯雜。全島面積在拔海高度 100 公尺以下之平地僅 31.3 佔%，尚不及三分之一，100 公尺至 1000 公尺之臺地與丘陵佔 37.2%，1000 公尺以上之山地佔 31.5%。3000 公尺以上之高峯達六十二座之多。由於氣溫與降水量分佈隨高度之變化，遂在平地與高山之間，形成熱帶、副熱帶、溫帶、寒帶等各種不同之垂直植物景觀。在同一山區中，短距離內之氣候亦可能發生極大之變化故不可將同一山區作為一種氣候型式，必須將每一山區按坡面之傾向與高度之界限劃分為若干不同之氣候型式。

(三)山脈走向之影響：臺灣本島之形狀，南尖北鈍，類似一紡錘。其主軸在北部由東北略向西南延伸，中南部則逐漸轉向正南，呈向西突出之緩和弧線，故又有臺灣弧之稱。臺灣山系之走向大致與島軸平行，由數條平行山脈組合而成，由北向南作雁行狀之次序排列。

臺灣山系中之最高者為中央山脈，偏處於島軸之東側，構成本島之脊梁，又稱為脊梁山脈。中央山脈起自蘇澳南方，由東北走向西南，再轉向南南西，直

抵恆春半島，長約 300 公里。將本島分為不對稱之東西兩部，並為東西兩羣河系之主分水嶺。多 3000 公尺以上之高峯。主峯為秀姑巒山，拔海高度 3,833 公尺。雪山山脈起自三貂角，止於濁水溪北岸，呈東南至西南走向，長約 180 公里，大致與中央山脈北段平行。主峯為雪山，拔海高度 3,884 公尺，為本島之第二高峯。玉山山脈位於雪山山脈之南，隔濁水溪與雪山山脈相連，呈北北東至南南西走向，為與中央山脈南段平行之山脈。主峯為玉山，拔海高度 3,997 公尺，為本島之第一高峯。雪山山脈與玉山山脈同位於本島之中央，其西側與南側以斷層為界，與加裡山山脈、阿里山山脈相鄰。加裡山山脈與阿里山山脈均為衝上斷層山地。加裡山山脈北起自鼻頭角，南止於集集，長約 200 公里。多為拔海 1000 公尺以上之山峯。呈東北至西南方向。最高峯為鹿場大山，海拔高度 2,616 公尺。阿里山山脈北起濁水溪南岸，南止鳳山附近，長約 135 公里，呈南北方向。拔海高度在 2,000 公尺以上之山峯甚多。最高峯為鹿林山，拔海高度 2,860 公尺。加裡山山脈與阿里山山脈之西側為 600 公尺以下之丘陵與臺地。中央山脈之東側有著名大斷層崖。大斷層崖之東側則為臺東海岸山脈。臺東海岸山脈長約 120 公里，呈北北東至南南西方向。最高峯為新港大山，拔海高度 1,682 公尺。

此等平行山脈對於盛行之冬夏季風具有顯著之障礙作用，無論對於氣溫與降水量之分佈，均有重大之影響，因而形成本島東北部與西南部迥然不同之氣候型式，同時亦使沿海與山區之氣候型式發生極大之差異。

(四)局部地形之影響：在臺灣山系西部衝上斷層山地與沿海平原之間為拔海高度在 600 公尺以下之丘陵與臺地，局部地形極為複雜。其中計有飛鳳山丘陵、竹南丘陵、苗栗丘陵、斗六丘陵、嘉義丘陵、新化丘陵與恆春東方丘陵，以及坪頂臺地、案園臺地、中壢臺地、平鎮及富岡臺地、湖口臺地、后里臺地、大肚臺地、八卦臺地，與恆春西方臺地等。

同時在西部衝上斷層山地與沿海平原之間，尚有若干陷落構造盆地。其最重要者有臺北盆地與臺中盆地。其他則為竹山盆地與大埔玉井盆地。在雪山山脈與玉山山脈之間尚有埔里、魚池、日月潭等盆地羣，呈南北方向排列。東部大斷層崖與臺東海岸山脈之間有臺東縱谷平原，亦為一特殊之地帶。

此等不同之局部地形不僅可控制地面氣流之流向，甚至較大區域內之氣候型式亦可因之發生相當程度

之改變。

(四)海陸對比之影響：臺灣本島屹立於我國東南淺海大陸棚之邊緣，與歐亞大陸之大塊陸地僅以一狹窄之臺灣海峽相隔。臺灣海峽之深度不超過 200 公尺，其較淺處尚不及 100 公尺。最狹處 130 公里，最寬處 260 公里，平均約 200 公里。臺灣西海岸沿岸幾全部為斷崖海岸。臺灣本島之東側則為廣大之太平洋。其海底地形呈一比十之陡坡，忽然降至 4,000 公尺以下之深海，形成大陸坡。可見臺灣之氣候可同時受到海陸兩方面之雙重影響。惟海陸兩方面之影響孰大，則可以各地之大陸度 (Continentality) 表示之。所謂大陸度可按 $K = R / \sin \phi$ 公式計算，式中 R 為一地一月與七月之年溫差， ϕ 為該地之緯度， K 即為該地之大陸度。根據蔣丙然與亢玉瑾 (1969) 之計算，得出臺北之大陸度為 31，臺中為 30，臺南為 28，恆春為 20，花蓮為 24，臺東為 25。可知臺灣北部各地之大陸度略較南部為大，西部各地之大陸度略較東部為大，但無一地超過 50 者，證明臺灣全省之氣候雖在深度之大陸影響之下，仍具有其顯著之海洋性。

(五)洋流之影響：根據朱祖祐 (1961) 之研究，可知我國大陸近海及臺灣附近之海流可分為暖流與冷流兩個系統。暖流為由南向北流之黑潮，冷流則包括由北向南流之黃海冷水與沿岸水。黑潮為赤道流之主流，沿菲律賓羣島東側海域北流至臺灣，再沿臺灣東部海岸經臺灣與石垣島間海域流入東海，然後轉向東北，經琉球羣島北流至日本近海，再分支流出。黑潮之另一部份經臺灣南方之巴士海峽西流，沿臺灣西海岸北流，再出臺灣海峽，在東海與黑潮主流匯合。黃海冷水來自渤海灣及黃海北部，沿黃海中部南下，向東南流入東海大陸棚區域而分為兩支。一支突入奄美大島之大陸斜坡，形成一冷水舌，引起輕度之急降現象。另一支向南流，楔入暖流之間，其尖端達到釣魚臺列島附近之大陸斜坡，而引起大規模之急降。黃海冷水之消長受我國大陸北部河流排水，冬季渤海沿岸結冰狀況與東北季風強度之影響，但不能達到臺灣附近。東流之沿岸水主要來自長江之排水，可沿大陸海岸流過臺灣海峽，直達華南沿海。其消長與長江流域之雨量豐歉有密切之關係，同時亦受東北季風強度之影響。當華南沿海盛行西南季風時，南流之沿岸水不甚顯著，僅華北沿海略有之。且來自中國南海之大量海水混合黑潮之中一同北流。

臺灣海峽東北季風盛行期間，不時出現暴風之強度。海水隨風流動，大陸沿岸有甚冷而鹽度甚低之沿

岸水。臺灣西岸則有北流之暖而多鹽之海水，即黑潮之一小支。此一支流在臺灣海峽北部又滲入黑潮之主流。在寬約 200 公里之臺灣海峽，西側冷水幾有 100 公里之寬度，東側暖水則祇有 50 公里之寬度。兩種不同水團之接合甚為明顯。在約 40 公里之短距離內，水溫之較差可達 10°C 之多。夏季與冬季完全不同，大陸沿海亦盛行西南季風。當東北季風漸趨衰弱且不能持久之時，流向西南方之沿岸水即逐漸削弱其強度，接近大陸之水溫迅速上升。二月水溫為 -3.3°C 之處，五月可上升至 20°C ，八月竟上升達 27.3°C 。臺灣海峽東側表面海水之溫度較差甚小，且恆流向東北，海流弱而不規則，蓋此時西南季風常呈間歇現象且多靜風，或為其他方向東風所間斷。當西南季風終止時，沿岸水又有流向西南之趨勢，一俟西南季風恢復再行流向東北。由於大氣與海洋間可發生強烈之交互作用，故在東北季風盛行時期，可由東海及臺灣附近海面擷取大量之熱量與水汽，大行增高其溫度與濕度，而在臺灣東北部迎風山坡降下豐沛之雨水。

(六)盛行風 (季風) 之影響：季風為大陸與海洋間具有季節性且作有規則方向變換之盛行風。臺灣位於亞洲南部與西太平洋季風區域之東端，亦為季風對於氣候影響最強烈之一個地區。關於亞洲南部與西太平洋冬夏季風之成因與特性，作者 (1970, 1971, 1973) 曾作有系統之研究。臺灣之冬季風來自東北方向，故稱為東北季風。(廣義之東北季風可泛指來自東北象限之風向)。夏季季風主要來自西南方向，故稱為西南季風。(廣義之西南季風可泛指來自西南象限之風向)。惟西南季風不僅其強度不及東北季風，即其穩定度亦遠遜於東北季風。有時且因風勢過於微弱而呈靜止狀態，有時則為其他方向之來風所擾亂。臺灣東部沿岸一帶，在盛夏期間，有時亦可受到東南季風之影響。(廣義之東南季風泛指來自東南象限之風向)。但因其強度與穩定度更不及西南季風，故除彭佳嶼外，其地面氣流在其他地區均不甚顯著。

臺灣之東北季風盛行於十月中至翌年之五月底或六月初，為時約七個月。西南季風盛行於五月底或六月初至十月中，為時約六個月。其起止之時間雖然逐年稍有變化，但其交替極為迅速，此與西藏高壓之消長以及高空西風噴射氣流之南北移動有密切之關係。東北季風以十、十一、十二等三個月為最盛，西南季風以六、七、八等三個月為最盛。此種劃分方法與林紹豪 (1967) 之研究結果相合。蓋冬夏季風為北半球大氣環流變化之一環，故其發展與進退均具規律性。

雖然由於局部地形之干擾，使其風向與強度受到相當之影響，但其由北向南或由南向北之交替時間在臺灣約為兩週左右，不宜各自為政，分別定出各地冬夏季風之起止日期，而失去其南北移動之規律性。過去若干對於臺灣各地區冬夏季風之研究，即常見有此項嚴重之錯誤。

由於冬夏季風之顯著影響，吾人可將臺灣各地區之氣候劃分為東北季風期與西南季風期等兩個長度不等之自然季節 (Natural seasons)，而放棄傳統性之春、夏、秋、冬等四季劃分方法。蓋臺灣在季風區域之內，並無明顯之四季可尋。平均言之，臺灣可以十月至翌年四月為東北季風期，五月至九月為西南季風期。本文即採用此種自然季節之劃分方法，對於臺灣各地區氣候之分析作一種新的嘗試。

在東北季風期間，臺灣東北部之迎風面山坡，由於強盛之地形舉升作用，雨量甚豐。中南部因受高聳山嶺之阻障，落於雨蔭區內，故雨量微少。在西南季風期間，臺灣中南部迎風面山坡，由於地形舉升，局部對流以及地面氣流受地形約束而產生之輻合作用等，雨量極為充沛，且多雷陣雨。此時東北部亦因雷陣雨之活動頻繁，仍有可觀之雨量。臺灣東部及東南部則因在東北季風與西南季風交互影響之下，再加颱風之頻頻侵襲，全年各月均有大量之雨水。

(四) 熱帶外氣旋與熱帶氣旋 (颱風) 之影響：亞洲東部之熱帶外氣旋除來自西伯利亞與中東印緬者外，尚可發生於外蒙古、東北、華北、華中、華南以及東海與南海海面。作者 (1970) 曾就上述各類熱帶外氣旋之發展與高空西風噴射氣流之關係詳加討論。此等熱帶外氣旋，除少數在華南及南海海面發生者外，其他對臺灣均少有直接之影響。根據空軍氣象中心 (1968) 之統計，可知發生於華南與南海海面之熱帶外氣旋係出現於二月至六月間，平均每月不於 1.5 次，且其中僅有半數可能有發展之機會，故影響並不甚大。其他各類熱帶外氣旋均在臺灣以北之較高緯度地帶經過，雖不能直接波及臺灣，但當其後曳之冷鋒通過時，仍可在臺灣發生鋒面性之降水，間有雷雨。且此種鋒面性降水與鋒後強烈變性極地大陸氣團所發生之地形性降水難於分開，因而益增鋒面性降水之強度。如冷鋒滯留不進，則此種鋒面性降水與相伴陰沉天氣之持續性更行顯著。東北季風期間，臺灣東北部各地區所發生之連綿陰雨天氣，即由此種現象所致。

颱風為發生於西太平洋之熱帶氣旋，極大多數發生於馬里亞納羣島與加羅林羣島一帶。其地正當近赤

道槽所在之處，亦為南北半球信風會合之所，故有間熱帶輻合帶之稱。該處基本氣流之垂直風切微弱，每當低層大氣中有低壓產生，而對流層上方有水平輻散存在，且南半球信風越過赤道之西南氣流又有脈流之衝擊時，極易有颱風之發生。另一類颱風之發源地為南海海面，但發生之頻率甚少。此兩類颱風均有侵襲臺灣之可能，可造成嚴重之災害。

根據魏元恆 (1972) 之研究，可知在 1951-1970 之二十年間，侵襲臺灣之颱風共計有 65 個。其中來自菲律賓羣島東北部海面，由東南向西北通過臺灣北部及北端附近海面者 22 個，約佔 34%，通過臺灣中部者 7 個，約佔 10%。通過南部及南端附近海面者 18 個，約佔 28%，由東南轉向東北通過臺灣東部附近海面者 10 個，約佔 16%。來自南海海面，由西南向東北通過臺灣海峽者 6 個，約佔 9%。由西向東通過巴士海峽者 2 個，約佔 3%。由此可知，臺灣各部份所受颱風之影響以東北部與東部最大，中部最小。故臺灣各地在西南季風期間，其雨量可出現兩個高峯。第一高峯出現於六月，係由於季風雨 (梅雨) 所致。第二高峯出現於八月，則係由於颱風雨所致。二者之中，又以颱風雨為主。

(五) 冰雹之影響：地形增高，氣溫降低，迨高處氣溫降至冰點，如終年積雪不化，則此一積雪之下限謂之雪線 (Snow line)，積雪壓結成冰，流動而冰河 (Glacier)。雪線之高度不僅各處之山峯不同，即使同一山峯，其南坡與北坡，迎風面山坡與背風面山坡亦復不同。雪線之高度視氣溫與降水量之變化而走。就氣溫言之，氣溫愈高，雪線愈高。就降水量言之，降水量愈大，雪線愈低。臺灣之山峯以玉山之 3,997 公尺為最高，雖然每年由十一月至翌年五月均有降雪紀錄，但其月平均氣溫在十一月至翌年五月之間，最多祇有三個月在冰點以下，其餘各月均在冰點以上，故玉山最多亦祇有三個月左右有積雪現象，但無雪線之存在。

本文對於臺灣分區氣候及其天氣特徵之研究，將以盛行風 (季風) 之影響為中心，研究盛行風 (季風) 對於臺灣各個地區所有之不同影響。將全年劃分為東北季風期與西南季風期，以分析臺灣各地區之氣候及其天氣特徵，即以十月至翌年之四月為東北季風期，五月至九月為西南季風期。同時兼顧其他因子可能發生之影響，以求得同一個區個別氣象要素之互相協調，而獲致其完整之概念。放棄通常之四季劃分方法以及各地區個別氣象要素之比較分析方法。

三、Köppen 氣候分類方法與臺灣氣候區域之劃分

氣候為長時間內衆多氣象要素狀態之總稱，諸如氣溫、濕度、雲量、降水量、氣壓、風、日照、蒸發量、天空狀況與各種天氣現象之出現日數等。其中有若干氣象要素之變化極大，無時不在變化中，無法應用一簡單而又準確之方法，將氣候予以適當之分類。氣候之分類既不能以單一氣候要素為根據，但亦不能將所有氣象要素包括在內。假定吾人選擇各地之年平均氣溫為氣候分類之標準，勢難同時顧及極端氣溫，氣溫較差與氣溫變率等。即使將極端氣溫，氣溫較差與氣溫變率等包括在內，亦不能代表一地氣候之全貌。其他氣象要素亦然。欲將所有氣象要素包括於一個氣候分類方法之內，自然更不可能。故任何一種氣候分類方法必須切合研究之對象，選擇數個必要之氣象要素作為分類之標準。

氣候之分類因研究對象之不同而有甚多之方法，其間或重質，或重量，或過繁，或過簡，不一而足。Köppen 之氣候分類方法以氣溫與降水量兩個氣象要素為主要之分類標準，同時兼顧緯度、高度、山嶺、局部地形與盛行風（季風）等之影響，為目前獲得普遍接受之一種方法。此種氣候分類方法之本質為一種以計量為主之方法。所用之氣溫同時顧及年平均與月平均氣溫。所用之降水量亦同時顧及年總量及其逐月之分配方式。此兩個主要之氣象要素，有時個別加以考索，有時合併加以考察，以組成其氣候分類方法之整個系統。

此種氣候分類方法最初係以植物分佈為研究對象，認為某種植物之生長受限於某種氣溫與降水量之狀況，並應用各種氣溫與降水量之確定數值以劃分其各種氣候區域。嗣後又放棄其原有之觀念，認為此種氣候分類方法應着重其本身之氣候意義，是否與實際之植物分佈一致，並不十分重要。目前雖然仍有少數學者對於此種氣候分類方法尚有微辭，有人認為此種方法不會顧及若干自然因子如風帶、氣壓帶、鋒面系統與洋流等，有人則認為所劃分之氣候區域未能與農業區域完全符合，均不能構成主要之缺點。且 Köppen 之氣候分類方法由於標準嚴謹，界限明確，應用便捷，不失為一完備之氣候分類方法。少數學者縱有些許不同之意見，並不能損害其本身之應有價值。如任意改變其部份之分類標準，勢將破壞其整個系統之完整性。如 Koeppen (1958) 即曾因牽就美國麥帶與棉帶之分界而將 Köppen 之分類標準全部予以改變。作

者認為此種 Köppen 氣候分類方法對於臺灣已甚切合實用，勿須再作任何改變之考慮。

Köppen 之氣候分類方法可分為三個步驟進行：

(1) 第一步驟：將全球之氣候分為 A, B, C, D, E 等五個主類。

A：表示熱帶氣候 (tropical)，最冷月平均氣溫在 18°C 以上。

B：表示乾燥氣候 (semiarid or arid)，無氣溫限制。

C：表示溫和氣候 (mesothermal, middle or intermediate heat)，最冷月在 18°C 與 -3°C 之間，無長期積雪。

D：表示寒冷氣候 (microthermal, small or little heat)，最暖月在 10°C 以上，最冷月在 -3°C 以下，冬夏顯著。（南半球無此氣候）。

E：表示極地氣候 (arctic)，最暖月在 10°C 以下。

(2) 第二步驟：將五個主類各增加一個字母，分為兩類或三類，共計 Af, Am, Aw, BS, BW, Cf, Cs, Cw, Dw, Df, ET, EF 等十二類。

配合 A 應用者：

f：表示濕潤 (feucht, moist)，最乾月降水量在 60 公厘以上。

m：表示季風 (monsoon)，若干月降水量特多，足以補償一個月或一個月以上少於 60 公厘之降水量。

w：表示冬乾 (winter dry)，最乾月降水量少於 60 公厘，年降水量少於 m。

配合 B 應用者：

S：表示草原 (steppe)。

W：表示沙漠 (wüste, desert)。

配合 C 與 D 應用者：

f：表示濕潤 (feucht, moist)，全年降水量分配均勻。

w：表示冬乾 (winter dry)，冬半年最乾月平均降水量少於夏半年最濕月平均降水量之十分之一。

s：表示夏乾 (summer dry)，夏半年最乾月平均降水量少於冬半年最濕月之三分之一。

(3) 第三步驟：將屬於 B, C, D 各類再增加一個字母，分為兩類至四類，共計 Af, Am, Aw, BSn, BSk, BWh, BWk, Cwa, Cwb, Cwc, Csa, Csb, Cfa, Cfb, Cfc, Dfa, Dfb, Dfc, Dfd, Dwa, Dw, Dwb, Dwc, Dwd, ET, EF 等二十五類，另加 G

與 H 兩類，合計二十七類。

配合 B 應用者：

h：表示炎熱 (heiss, hot)，年平均氣溫在 18°C 以上。

k：表示寒冷 (kalt, cold)，年平均氣溫在 18°C 以下。

配合 C 與 D 應用者：

a：表示夏季炎熱 (hot summer)，最暖月平均氣溫在 22°C 以上。

b：表示夏季溫和 (warm summer)，最暖月平均氣溫在 22°C 以下，至少有四個月之平均氣溫在 10°C 以上。

c：表示夏季涼爽 (cool summer)，最暖月平均氣溫在 10°C 以下，平均氣溫在以上之月份不超過四個月，最冷月平均氣溫在 -38°C 以上。

配合 D 應用者：

d：表示冬季嚴寒 (severe winter)，最冷月平均氣溫在 -38°C 以下。

配合 E 應用者：

T：表示苔原氣候 (Tundra climate)，最暖月在 10°C 以下，最冷月在 0°C 以上，10°C 以下。

F：表示冰冠或永久冰凍氣候 (Icecap or perpetual frost climate)，全年各月平均氣溫在 0°C 以下。

此外，另增加以下兩類：

G：表示山地氣候 (Gebirgsklima, mountain climate)。

H：表示高原或高山氣候 (Hohenklima, plateau or high mountain climate)。

作者認為對於島嶼氣候尚應增加 I 類，以表示離島氣候 (Isolated Island climate)，附加於某一氣候分類之前，表明此一氣候分類係出現於離島。此種表示方法實際早經學者採用。

茲將 Köppen 氣候分類之二十五個主要氣候型式之特性綜合簡述如下：

Af：多雨熱帶氣候 (Rainy tropical climate)，全年熱濕。

Am：熱帶季風氣候 (Tropical monsoon climate)，全年炎熱，若干月特濕，可補償一至三個乾月。乾季短而不明顯，降水量為季風雨性質，為 Af 與 Aw 之過渡區域。

Aw：冬乾夏濕熱帶氣候 (Wet and dry tropical climate)，全年炎熱，夏雨冬旱。

BSh：低緯草原氣候 (Low-latitude steppe climate)，炎熱，半乾燥 (熱草原)。

BSk：中緯草原氣候 (Middle-latitude steppe climate)，冬季寒冷，半乾燥 (涼或冷草原)。

BWh：低緯沙漠 (Low-latitude desert climate)，炎熱，乾燥 (熱沙漠)。

BWk：中緯沙漠氣候 (Middle-latitude desert climate)，冬季寒冷，乾燥 (涼或冷沙漠)。

Cwa：夏熱多乾溫和氣候 (Mesothermal, hot summer, dry winter climate)，夏季炎熱濕潤，冬季溫暖乾燥。

Cwb：夏溫多乾溫和氣候 (Mesothermal, warm summer, dry winter climate)，夏季溫和濕潤，冬季溫暖乾燥。

Cwc：夏涼多乾溫和氣候 (Mesothermal, cool summer, dry winter climate)，夏季涼爽濕潤，冬季溫暖乾燥。

Csa：夏季乾熱溫和氣候 (Mesothermal, hot, dry summer climate)，冬季溫暖濕潤，夏季炎熱乾燥。

Csb：夏季乾溫溫和氣候 (Mesothermal, warm, dry summer climate)，冬季溫暖濕潤，夏季溫和乾燥。

Cfa：夏季炎熱溫和氣候 (Mesothermal, hot summer climate)，夏季炎熱，冬季溫暖，全年濕潤。

Cfb：夏季溫和溫和氣候 (Mesothermal, warm summer climate)，夏季溫和，冬季溫暖，全年濕潤。

Cfc：夏季涼爽溫和氣候 (Mesothermal, cool summer climate)，夏季涼爽，冬季溫暖，全年濕潤。

Dfa：夏季炎熱寒冷氣候 (Microthermal, hot summer climate)，冬季寒冷，夏季炎熱，全年濕潤。

Dfb：夏季溫和寒冷氣候 (Microthermal, warm summer climate)，冬季寒冷，夏季溫和，全年濕潤。

Dfc：夏季涼爽寒冷氣候 (Microthermal, cool summer climate)，冬季寒冷，夏季短暫涼爽，全年濕潤。

Dfd：冬季嚴寒寒冷氣候 (Microthermal, extreme subarctic climate)，冬季嚴寒，夏季短

暫涼爽，全年濕潤。

Dwa: 夏熱多乾寒冷氣候 (Microthermal, hot summer, dry winter climate)，冬季寒冷乾燥，夏季炎熱濕潤。

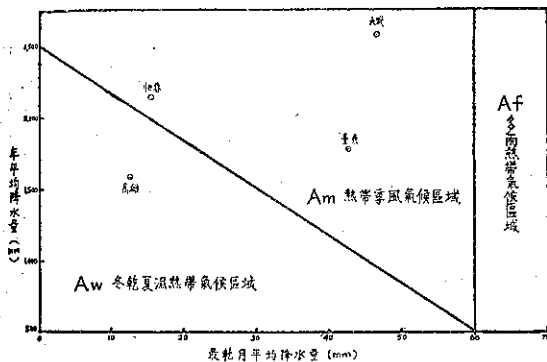
Dwb: 夏溫多乾寒冷氣候 (Microthermal, warm summer, dry winter climate)，冬季寒冷乾燥，夏季溫和濕潤。

Dwc: 夏涼多乾寒冷氣候 (Microthermal, cool summer, dry winter climate)，冬季寒冷乾燥，夏季短暫涼爽濕潤。

Dwd: 嚴寒多乾寒冷氣候 (Microthermal, extreme subarctic, dry winter climate)，冬季嚴寒，夏季短暫涼爽濕潤。

ET: 極地苔原氣候 (Arctic, tundra climate)，生長季極短暫、涼爽。

EF: 極地冰冠或永久冰凍氣候 (Arctic, icecap or perpetual frost climate)，全年氣溫均在冰點以下。



第二圖 Af, Am 與 Aw 三種熱帶氣候區域之劃分標準

關於 Am 熱帶季風氣候與 Aw 多乾夏濕熱帶氣候之劃分可以第二圖鑑定之。此圖以最乾月之平均降水量為橫座標，以年平均降水量為縱座標。如二者之交點落於斜線之右方，即為 Am 熱帶季風氣候。如落於斜線之左方，則為 Aw 多乾夏濕熱帶氣候。此圖係根據一項公式繪製而成。規定最乾月平均降水量超過年平均降水量與 2,500 公厘較差之 4% 者為 Am 熱帶季風氣候，不及 4% 者為 Aw 多乾夏濕熱帶氣候。由第二圖顯示臺東、大武與恆春均落於斜線之右方，故為 Am 熱帶季風氣候。高雄落於斜線之左方，故為 Aw 多乾夏濕熱帶氣候。

根據上述之分類標準，除臺東、大武、恆春與高雄各處之氣候型式已予鑑定外，臺灣本島與所屬島嶼各處之氣候型式亦可分別鑑定，並合列如第二表。

由第二表所示，可知臺灣本島與所屬島嶼可劃分為以下數個氣候區域：

(一) 東北部 Cfa 夏季炎熱溫和氣候區域：包括基隆、宜蘭、花蓮、臺北、淡水、新竹等地區。

(二) 西部 Cwa 夏熱多乾溫和氣候區域：包括臺中、嘉南等地區。

(三) 西南部 Aw 多乾夏濕熱帶氣候區域：包括高雄地區。

(四) 東部 Af 多雨熱帶氣候區域：包括新港地區。

(五) 東南部 Am 熱帶季風氣候區域：包括臺東、大武、恆春等地區。

(六) 山區氣候區域：

(1) 北部 GCfa 山地夏季炎熱溫和氣候區域：包括竹子湖、鞍部等山地。

(2) 中部 GCwa 山地夏熱多乾溫和氣候區域：包括日月潭等山地。

(3) 中部 GCwb 山地夏溫多乾溫和氣候區域：包括阿里山、鹿林山等山地。

(4) 中部 GCwc 山地夏涼多乾溫和氣候區域：包括玉山等山地。

(七) 島嶼氣候區域：

(1) 東北部 ICfa 島嶼夏季炎熱溫和氣候區域：包括彭佳嶼等島嶼。

(2) 西部 IGwa 島嶼夏熱多乾溫和氣候區域：包括澎湖羣島諸島嶼。

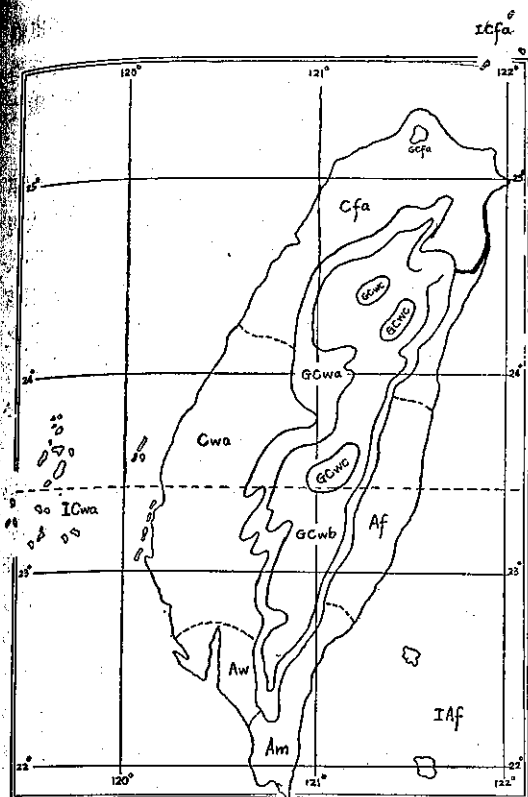
(3) 東南部 IAF 島嶼多雨熱帶氣候區域：包括蘭嶼等島嶼。

以上各氣候區域之地理分佈如第三圖所示。由此可知，臺灣本島及所屬島嶼之氣候型式以 A 與 C 兩個主類為主。且因冬季冬風與山地高度之影響，故 C 類之範圍特大。由過去臺灣所有高山測站紀錄之考察，顯示在 3,000 公尺以上之山峰，其最冷月之平均氣溫無一處在 -3°C 以下者，即臺灣最高峯之玉山山嶺，其最冷月之平均氣溫亦僅 -1.6°C 。故按照 Köppen 之氣候分類方法，臺灣山區並無 D 類之存在。此係臺灣氣候志與臺灣通志氣候篇兩書之誤，劉衍淮(1963)即曾予以指出。且玉山最冷月之平均氣溫為 -1.6°C ，係在 18°C 與 -3°C 之間，又無長期積雪，故仍應屬於 C 類之氣候型式。

本文對於所選擇臺灣各測站之氣候資料，除氣溫與降水量外，以風向、風速、總雲量、各種天空狀況與各種天氣現象之出現日數等為限。其他如氣壓、濕度、日照時數與蒸發量等，或因無直接之關聯，或因

第二表 臺灣本島與所屬島嶼各測站之氣候型式

區域	測站	要素	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年平均	氣候型式
東部	基隆	氣溫	15.4	15.9	17.4	20.7	24.4	24.5	28.6	28.4	26.8	23.5	20.8	17.6	22.2	Cfa
		降水量	401.9	394.3	327.7	209.3	243.6	279.1	122.4	179.2	399.8	309.6	385.6	427.0	3,709.1	
	宜蘭	氣溫	15.5	16.4	18.4	21.4	24.2	26.3	28.2	27.8	26.0	22.6	20.2	17.4	22.1	Cfa
		降水量	157.6	146.3	123.0	109.3	189.0	223.9	122.8	199.3	289.6	406.8	352.2	230.8	2,750.6	
	花蓮	氣溫	17.2	17.8	19.7	22.3	24.9	26.5	27.9	27.6	26.4	23.9	21.9	19.0	22.9	Cfa
		降水量	79.2	93.6	99.2	134.5	200.3	225.1	182.4	241.3	357.7	228.8	180.0	85.3	2,107.5	
北部	臺北	氣溫	14.9	15.6	17.7	21.5	25.0	26.8	28.6	28.6	27.0	23.4	20.6	17.3	22.3	Cfa
		降水量	101.7	134.5	158.0	134.0	181.5	251.6	262.4	248.8	297.2	112.3	80.6	74.8	2,037.4	
	淡水	氣溫	14.9	15.4	17.5	21.3	25.0	26.9	28.8	28.8	27.1	23.4	20.6	17.3	22.2	Cfa
		降水量	137.1	162.5	160.7	125.8	173.8	214.6	174.0	196.0	292.6	198.5	157.0	131.8	2,114.4	
新	竹	氣溫	14.6	15.0	17.2	21.2	24.2	26.9	28.6	28.4	26.9	23.6	20.5	17.0	22.0	Cfa
		降水量	80.5	122.0	165.8	148.3	211.8	253.3	133.4	203.5	175.6	51.0	35.4	53.1	1,633.7	
西部	臺中	氣溫	15.5	16.3	19.0	22.7	25.9	27.2	28.3	28.0	27.0	24.2	21.2	17.6	22.8	Cwa
		降水量	28.8	57.0	80.1	101.7	204.0	347.2	248.4	316.7	189.1	13.9	14.6	18.1	1,619.6	
	臺南	氣溫	16.9	17.0	20.7	24.3	27.4	28.1	28.7	28.5	27.8	25.4	22.2	19.3	23.9	Cwa
		降水量	12.7	23.8	31.8	63.8	158.8	360.6	314.6	375.2	181.8	24.4	20.4	10.4	1,578.3	
西南部	高雄	氣溫	18.4	19.2	21.6	24.5	27.2	27.9	28.5	28.1	27.5	25.7	23.1	20.1	24.3	Aw
		降水量	12.4	12.1	41.5	62.8	154.7	387.1	325.6	339.8	179.8	61.9	25.3	8.4	1,591.4	
東部	新港	氣溫	13.3	19.0	20.7	23.0	25.3	26.7	27.8	27.7	26.6	24.5	22.5	19.9	23.5	Af
		降水量	81.4	71.4	91.3	142.9	195.9	241.0	236.3	355.8	409.2	268.6	172.7	99.6	2,366.1	
東南部	臺東	氣溫	18.8	19.5	21.5	23.9	26.3	27.5	28.6	28.3	27.1	25.8	22.9	20.3	24.1	Am
		降水量	42.6	39.4	49.5	106.8	149.5	244.3	247.3	250.5	344.1	144.9	107.0	48.2	1,774.1	
	大武壠	氣溫	20.1	20.7	22.5	24.7	27.0	28.9	28.6	28.2	27.2	25.6	23.8	21.4	24.8	Am
		降水量	46.5	51.5	61.9	123.1	201.1	388.2	438.9	448.7	455.5	181.1	106.6	59.2	2,562.1	
恒春		氣溫	20.6	21.3	23.2	25.4	27.5	27.9	28.4	28.0	27.5	26.0	24.2	21.9	25.2	Am
		降水量	15.5	15.6	23.9	64.0	164.1	365.1	428.0	481.1	374.1	109.2	71.2	21.1	2,132.9	
島嶼	澎湖	氣溫	15.0	15.4	17.2	20.2	23.5	25.7	28.1	28.0	26.3	23.3	20.5	17.3	21.7	ICfa
		降水量	151.4	146.4	161.0	128.8	178.5	209.0	80.1	143.4	221.6	97.5	140.4	131.5	1,789.6	
	蘭嶼	氣溫	16.1	16.5	18.9	22.7	25.9	27.5	28.7	28.7	27.7	25.6	22.2	18.6	23.3	ICwa
		降水量	22.3	42.2	57.2	67.1	98.9	159.5	138.3	147.4	170.1	40.6	22.9	14.2	980.7	
北部山地	竹子湖	氣溫	18.0	18.5	20.2	22.2	24.5	25.5	26.2	25.9	25.1	23.3	21.4	19.8	22.5	IAf
		降水量	293.0	225.9	193.6	160.6	206.0	325.0	198.6	325.1	349.2	321.5	266.0	269.5	3,134.0	
鞍部		氣溫	11.0	11.9	14.4	17.9	21.2	23.0	24.5	24.3	22.8	19.0	16.4	13.2	18.3	GCfa
		降水量	289.4	253.9	202.3	153.0	209.5	260.9	244.5	343.2	686.0	707.7	611.4	440.4	4,402.2	
中部山地	日月潭	氣溫	9.4	10.3	12.8	16.3	19.7	21.6	23.0	22.7	21.0	17.4	14.7	11.6	16.7	GCfa
		降水量	337.5	306.0	253.5	175.6	237.6	286.3	249.8	332.4	687.8	716.6	572.7	447.0	4,602.8	
	阿里山	氣溫	14.1	15.0	17.2	19.6	21.5	22.4	23.0	22.9	22.4	20.5	18.6	15.9	19.4	GCwa
		降水量	42.6	67.1	99.3	135.4	336.9	470.2	367.3	398.2	262.5	56.3	27.1	28.7	2,291.7	
玉山		氣溫	6.1	6.3	8.8	11.0	12.7	13.8	14.1	14.0	13.4	11.2	9.3	7.0	10.6	GCwb
		降水量	75.1	89.6	134.7	199.9	514.7	704.5	608.9	767.7	554.3	115.1	60.2	57.3	3,882.2	
	鹿林山	氣溫	4.3	4.9	7.5	9.8	11.4	12.3	12.9	12.6	12.1	10.0	8.4	5.9	9.3	GCwb
		降水量	96.1	116.2	148.2	190.1	458.6	662.0	550.2	761.0	529.5	146.1	81.8	68.0	3,807.8	
		氣溫	-1.6	-1.4	0.6	3.5	5.6	6.6	7.5	7.3	7.1	5.7	4.1	0.0	3.8	GCwc
		降水量	121.6	138.2	146.7	171.2	399.5	547.0	430.3	406.2	402.1	115.3	90.5	81.7	3,050.4	



第三圖 臺灣各氣候區域之地理分佈

無顯著之變化，均不在本文討論之列。此處所指各種天空狀況之出現日數係指碧空（日平均雲量 0.0 至 0.9），疏雲（日平均雲量 1.0 至 5.9），裂雲（6.0 至 9.0）與密雲（9.1 至 10.0）之出現日數。各種天氣現象之出現日數則指暴風（風速 $\geq 10\text{m/s}$ ，即風力六級以上，降水（日降水量 ≥ 0.1 公厘），雷雨（有雷電或聞雷聲），雪，霧（能見度不及一公里）等之出現日數。其餘霾，雹，露，霜等之出現日數亦不在本文討論之列。

四、東北部 Cfa 夏季炎熱溫和氣候區域及其天氣特徵

本區域之地形相當複雜，包括西岸起自后里臺地以北，東岸起自花蓮隆起海岸平原以北之沿岸地帶。即由后里臺地向北經苗栗丘陵，竹南丘陵，竹南沖積平原，新竹沖積平原，桃園臺地，臺北盆地至基隆火山羣地區，然後轉向南經宜蘭扇形三角洲平原至花蓮隆起海岸平原為止。夏季炎熱，冬季溫暖，全年濕潤。全區可再按其地形劃分為基隆，宜蘭，花蓮，臺北及新竹等五個地區。淡水可併入臺北地區。

(一)基隆地區：以基隆為代表，為臺灣本島最北端之一測站。本地區位於臺灣本島之東北角，基隆火山羣之北側。基隆火山羣包括基隆山（589 公尺），新山，塞連山，牡丹坑山（660 公尺），金瓜石本山（660 公尺），草山（729 公尺）及鷄母嶺（362 公尺）等。本地區背山面海，適當東北季風之衝。由於局部地形對於此種強烈變性極地大陸氣團之舉升作用，遂在向風面山坡降下大量之雨水，為本省東北季風期降水量超過西南季風期降水量之一地區。本地區內之火燒寮（拔海高度 380 公尺），其最大之年降水量竟高達 8,408 公厘，不僅為本省各地區中之最大年降水量，即在全國中亦屬首屈一指，在西南季風期間，本地區雖在其背風面，但因有熱雷雨與颱風雨所帶來之雨水，故並無乾季之存在。關於基隆之雨水，陳正祥（1958）曾撰文予以分析。

基隆之東北季風佔絕對之優勢，其勢力可由九月延續至翌年之六月。西南季風勢力微弱，不堪與東北季風匹敵，僅能在七，八月之最盛時期稍露頭角。年平均風速為 3.6m/s 。東北季風期之月平均風速為 4.0m/s ，西南季風期之月平均風速為 3.0m/s 。月平均風速以東北季風期十一月之 4.6m/s 為最大，西南季風期五月之為 2.2m/s 最小。年平均暴風日數為 64.5，僅次於恆春之 97.2，為臺灣本島南北兩端暴風日數最多之地區。東北季風期之平均暴風日數為 45.9，佔年平均之 71.0%。西南季風期之平均暴風日數為 18.7，佔年平均之 29.0%。月平均暴風日數以東北季風期十月之 9.1 為最多，西南季風期五月之 5.0 為最少。

基隆之年平均氣溫為 22.2°C ，較最南端恆春之 25.2°C ，相差僅 3°C 。全年祇有東北季風期之十二，一，二，三等四個月之平均氣溫在 18°C 以下。最暖月為七月之 28.6°C ，最冷月為一月之 15.4°C 。年平均溫差為 13.2°C ，較恆春之 7.8°C 為大。

基隆之年平均降水量為 3,709.1 公厘，較恆春之 2,132.9 公厘為多。東北季風期之平均降水量為 2,465.4 公厘，佔年平均之 66.5%。西南季風期之平均降水量為 1,244.1 公厘，佔年平均之 33.5%。東北季風期之平均降水量幾超過西南季風期達一倍之多。最濕月為東北季風期十二月之 427.0 公厘，最乾月為西南季風期七月之 122.4 公厘。

基隆之年平均降水日數為 207.6，較恆春之 138.4 為多。東北季風期之平均降水日數為 136.8，佔年平均之 65.9%。西南季風期之平均降水日數為 70.8，佔

年平均之 34.1%。東北季風期之平均降水日數超過西南季風期亦幾達一倍。月平均降水日數以東北季風期十二月之 21.4 為最多，西南季風期七月之 8.9 為最少。

基隆之年平均雷雨日數為 19.9，較恆春之 26.1 為少。東北季風期之平均雷雨日數為 3.2，佔年平均之 16.1%。西南季風期之平均雷雨日數為 16.7，佔年平均之 83.9%。可見東北季風期間，僅於冷鋒過境時發生少數之鋒面雷雨，而西南季風期間之熱雷雨則較為頻仍。月平均雷雨日數以西南季風期六月之 5.0 為最多，東北季風期之十二月不見雷雨。

基隆之年平均有霧日數為 39.7，遠較恆春之 0.5 為多。東北季風期之平均有霧日數為 28.8，佔年平均之 72.6%。西南季風期之平均有霧日數為 10.9，佔年平均之 27.4%。可見基隆之霧極大多數發生於東北季風期間。月平均有霧日數以東北季風期四月之 5.7 為最多，西南季風期八月之 0.7 為最少。

基隆之年平均總雲量為 7.8，較恆春之 6.0 為多。東北季風期之月平均總雲量為 8.4，西南季風期之月平均總雲量為 7.2。月平均總雲量以東北季風期十二月，一，二等三個月之 8.6 為最多，西南季風期八月之 5.8 為最少。

基隆之年平均碧空日數為 10.5，佔全年之 2.8%。年平均疏雲日數為 59.6，佔全年之 16.3%。年平均裂雲日數為 110.6，佔全年之 30.3%。年平均密雲日數為 184.7，佔全年之 50.6%。全年以平均密雲日數最多，平均裂雲日數次之，平均疏雲日數再次之，平均碧空日數最少。年平均裂雲日數為全省中之最少者。

基隆東北季風期之平均碧空日數為 5.3，佔年平均之 50.5%，西南季風期之平均碧空日數為 5.2，佔年平均之 49.5%，二者大致相埒。月平均碧空日數以西南季風期八月之 1.8 為最多，六月之 0.1 為最少。東北季風期之平均疏雲日數為 22.8，佔年平均之 38.2%，西南季風期之平均疏雲日數為 36.8，佔年平均之 61.8%。月平均疏雲日數以西南季風期八月之 11.4 為最多。東北季風期十二月之 2.5 為最少。東北季風期之平均裂雲日數為 52.7，佔年平均之 47.7%，西南季風期之平均裂雲日數為 57.9，佔年平均之 52.3%。月平均裂雲日數以西南季風期七月之 13.3 為最多，東北季風期二月之 5.1 為最少。東北季風期之平均密雲日數為 131.7，佔年平均之 71.3%，西南季風期之平均密雲日數為 53.0，佔年平均之 28.7%。月平均密雲

日數以東北季風期一月之 20.9 為最多，西南季風期七月之 5.5 為最少。東北季風期以碧空與密雲之平均日數較多，西南季風期則以疏雲與裂雲之平均日數較多。

(二)宜蘭地區：以宜蘭為代表。宜蘭扇形三角洲平原位於蘭陽溪下游，由大量泥沙之堆積而形成一大規模之沖積扇。其海岸線因受海蝕略成弧形，向西凹入。蘭陽溪為灌溉平原之主要河流。在洪水期間，因蘭陽溪無充分之排洪能力，故宜蘭市常有被洪水侵襲之虞。蘭陽溪河谷為一東北至西南之縱谷。西北為雪山山脈，西南為中央山脈北端，兩岸山勢高聳，多 3,000 公尺以上之高峯。

宜蘭位於西南季風之背風面，故西南季風難於越過中央山脈進入平原。全年各月之盛行風祇能由東北一個方向進入漏斗狀之平原，吹向狹窄之河谷。但在東北季風之強盛時期，因氣流之進行方向與其西南方之高聳山嶺相垂直，受阻而被迫向下彎曲，並在近地層內反轉而成西南風，再吹出平原。是以宜蘭十月至翌年二月之東北季風期間，地面出現西南風，三月至九月包括西南季風期之五個月在內，地面出現東北風。此項事實曾經王時鼎 (1953) 為文予以解釋。全年風勢微弱，年平均風速僅 1.5m/s。東北季風期與西南季風期之月平均風速亦均在 1.5m/s 左右。月平均風速以西南季風期七，八，九月之 1.7m/s 為最大，五，六月之 1.2m/s 為最小。年平均暴風日數為 6.2，不及基隆 64.5 之十分之一。東北季風期之平均暴風日數為 2.1，佔年平均之 33.9%，西南季風期之平均暴風日數為 4.1，佔年平均之 66.1%。月平均暴風日數以西南季風期八月之 1.3 為最多，東北季風期十二月與四月之 0.1 為最少。

宜蘭之年平均氣溫為 22.1°C，較基隆之 22.2°C 稍低，亦祇有東北季風期之十二，一，二等三個月之平均氣溫在 18°C 以下。最暖月為七月之 28.2°C，最冷月為一月之 15.4°C。年平均溫差為 12.8°C，較基隆之 13.2°C 為小。

宜蘭之年平均降水量為 2,705.6 公厘，遠遜於基隆之 3,709.1 公厘。東北季風期之平均降水量為 1,526.5 公厘，佔年平均之 56.4%，西南季風期之平均降水量為 1,224.6 公厘，佔年平均之 43.6%。在東北季風期間，因下層反轉之西南風與上層東北風之間形成一不連續面而加強局部之雲雨，故東北季風期之平均降水量較西南季風期為多。此種降水量之分配型式與基隆相似，但兩者相差之比例數較小。最濕月為

西南季風期九月之 489.6 公厘，最乾月為東北季風期四月之 109.3 公厘。因西南季風期之降水量比較集中，故最濕月仍在西南季風期而不在東北季風期。

宜蘭於二十年間偶於一月有兩次降雪之紀錄，年平均降雪日數尚不及 0.1。

宜蘭之年平均降水日數為 206.5，較基隆之 207.6 稍少。東北季風期之平均降水日數為 132.7，佔年平均之 64.3%，西南季風期之平均降水日數為 73.8，佔年平均之 35.7%。月平均降水日數以東北季風期十一月之 21.9 為最多，西南季風期七月之 8.6 為最少。其年平均降水日數之分配比例亦與基隆相似。

由於局部上下層氣流激盪作用所形成之動力性不穩定，易於發生雷雨，故宜蘭之年平均雷雨日數為 46.3，遠較基隆之 19.9 為多。並為全省各地區之冠。東北季風期之平均雷雨日數為 7.5，佔年平均之 16.2%，西南季風期之平均雷雨日數為 38.8，佔年平均之 83.8%。可見宜蘭雷雨之發生仍以西南季風期之動力性雷雨為主。月平均雷雨日數以西南季風期六月之 9.2 為最多，東北季風期之十二月不見雷雨。

宜蘭之年平均有霧日數為 52.6，因地形閉塞，風勢微弱，故較基隆之 39.7 為多。東北季風期之平均有霧日數為 32.1，佔年平均之 61.0%。西南季風期之平均有霧日數為 20.5，佔年平均之 39.0%。月平均有霧日數以東北季風期四月之 7.4 為最多，西南季風期八月之 2.8 為最少。

宜蘭年平均總雲量為 8.0，較基隆之 7.8 為多，為本省年平均總雲量最多之一地區。東北季風期之月平均總雲量為 8.4，西南季風期之月平均總雲量為 7.4。月平均總雲量以東北季風期十一月之 8.7 為最多，西南季風期七、八月之 6.5 為最少，其變幅較基隆為大。

宜蘭年平均碧空日數為 4.1，佔全年之 1.1%。年平均疏雲日數為 52.6，佔全年之 14.4%。年平均裂雲日數為 118.3，佔全年之 32.4%。年平均密雲日數為 190.0，佔全年之 52.1%。全年以平均密雲日數為最多。平均裂雲日數次之，平均疏雲日數再次之，平均碧空日數最少，且年平均密雲日數為全省之冠。

宜蘭東北季風期之平均碧空日數為 2.8，佔年平均之 68.3%。西南季風期之平均碧空日數為 1.3，佔年平均之 31.7%。月平均碧空日數以東北季風期一月之 0.7 為最多，十一月之 0.1 為最少。東北季風期之平均疏雲日數為 20.8，佔年平均之 39.5%。西南季風期之平均疏雲日數為 31.8，佔年平均之 60.5%。月平

均疏雲日數以西南風期七月之 9.9 為最多，東北季風期三月之 5.2 為最少。東北季風期之平均裂雲日數為 59.1，西南季風期之平均裂雲日數為 59.2，各佔年平均之 50%。月平均裂雲日數以西南季風期八月之 13.4 為最多，東北季風期二月之 6.5 為最少。東北季風期之平均密雲日數為 129.4，佔年平均之 68.1%。西南季風期之平均密雲日數為 60.6，佔年平均之 31.9%。月平均密雲日數以東北季風期十二月、一月之 19.4 為最多，西南季風期七月之 7.7 為最少。東北季風期以碧空與密雲之平均日數較多，西南季風期以疏雲之平均日數較多，裂雲之平均日數則相等。

(三)花蓮地區：以花蓮為代表。花蓮隆起海岸平原分佈於三棧溪與木瓜溪下游之間。一部份為朱崙溪之洪涵地堆積層所覆蓋，一部份為木瓜溪與沙婆礫溪所形成之沖積扇覆蓋，故不能視為一三角洲沖積平原，而祇能作為一隆起海岸平原。西部較高，東部較低，自西向東傾斜。西部各處之高度在 120 公尺以下。花蓮市位於朱崙臺地之西南方。朱崙臺地由北向南傾斜，最高點偏於北端，高度 48 公尺，傾斜度為五十分之一。

本地區之東北季風盛行於十月至翌年四月，西南季風盛行於五月至九月，足證冬夏季風在本地區均能獲得充分之發展。因蘇澳至花蓮間之大斷崖層與花蓮至臺東間之臺東縱谷平原均向盛行風向平行，故使冬夏季風在本地區之發展特別顯著。年平均風速為 2.7 m/s。東北季風期之月平均風速為 2.9 m/s，西南季風期之月平均風速為 2.3 m/s。月平均風速以東北季風期十一月、十二月之 3.2 m/s 為最大，西南季風期五、六、八月之 2.2 m/s 為最小。年平均暴風日數為 29.8，多於宜蘭之 6.2 而少於基隆之 64.5。東北暴風期之平均暴風日數為 24.4，佔年平均之 81.9%。西南季風期之平均暴風日數為 5.4，佔年平均之 18.1%。月平均暴風日數以東北季風期十二月之 4.8 為最多，西南季風期六月之 0.4 為最少。

花蓮之年平均氣溫為 22.9°C，較宜蘭之 22.1°C 為高。祇有東北季風期之一、二月平均氣溫在 18°C 以下。最暖月為七月之 28.0°C，最冷月為一月之 17.2°C。年平均溫差為 10.8°C，較宜蘭之 12.8°C 為小。

花蓮之年平均降水量為 2,107.5 公厘，少於宜蘭之 2,705.6 公厘。東北季風期之平均降水量為 900.7 公厘，佔年平均之 42.7%。西南季風期之平均降水量為 1,206.8 公厘，佔年平均之 57.3%。顯示西南季風

期之平均降水量已超過東北季風期，與基隆，宜蘭地區年平均降水量之分配情形迥乎不同，但與全省其他各地區相同。最濕月為西南季風期九月之 357.7 公厘，最乾月為東北季風期一月之 79.2 公厘。

花蓮之年平均降水日數為 184.1，較宜蘭之 206.5 為少。東北季風期之平均降水日數為 114.1，佔年平均之 62.0%。西南季風期之平均降水日數為 70.0，佔年平均之 38.0%。可見花蓮在東北季風與西南季風兩期中，平均降水量雖以西南季風期較多，但平均降水日數仍以東北季風期較多。如以與宜蘭年平均降水日數之分配情形相較，亦可看出花蓮東北季風期平均降水日數之比例已較宜蘭減少，而花蓮西南季風期平均降水日數之比例則已較宜蘭增多。月平均降水日數以西南季風期五月之 18.9 為最多，七月之 9.0 為最少。

花蓮之年平均雷雨日數為 28.4，少於宜蘭之 46.3。東北季風期之平均雷雨日數為 4.8，佔年平均之 16.9%。西南季風期之平均雷雨日數為 23.6，佔年平均之 83.1%。其年平均雷雨日數之分配大致與宜蘭相埒。月平均雷雨日數以西南季風期六月之 5.5 為最多，東北季風期之十二月與二月均不見雷雨。

花蓮之年平均有霧日數為 0.8，遠較宜蘭之 52.6 為少，與新港，臺東，大武，恆春等地區同為本省霧日較少地區，亦為東海岸沿岸一帶氣候特色之一。東北季風期之平均有霧日數為 0.6，佔年平均之 75.0%。西南季風期之平均有霧日數為 0.2，佔年平均之 25.0%。全年各月之月平均有霧日數均極少。

花蓮之年平均總雲量為 7.8，少於宜蘭之 8.0。東北季風期之月平均總雲量為 8.5，西南季風期之月平均總雲量為 6.9，月平均總雲量以東北季風期一月之 8.8 為最多，西南季風期七月之 5.8 為最少。其全年變幅可較宜蘭為大。

花蓮之年平均碧空日數為 3.0，佔全年之 0.8%。年平均疏雲日數為 59.3，佔全年之 16.2%。年平均裂雲日數為 138.6，佔全年之 38.0%。年平均密雲日數為 164.1，佔全年之 45.0%。全年仍以平均密雲日數最多，平均裂雲日數次之，平均疏雲日數再次之，平均碧空日數最少。

花蓮東北季風期之平均碧空日數為 0.6，佔年平均之 20.0%。西南季風期之平均碧空日數為 2.4，佔年平均之 80.0%。月平均碧空日數以西南季風期七月之 1.0 為最多，東北季風期之二月無碧空日數。東北季風期之平均疏雲日數為 20.9，佔年平均之 35.3%，西南季風期之平均疏雲日數為 38.4，佔年平均之 64.7

%。月平均疏雲日數以西南季風期七月之 12.5 為最多，東北季風期三月之 2.0 為最少。東北季風期之平均裂雲日數為 72.2，佔年平均之 52.1%，西南季風期之平均裂雲日數為 66.4，佔年平均之 47.9%。月平均裂雲日數以西南季風期六月之 15.0 為最多，東北季風期一月之 7.9 為最少。東北季風期之平均密雲日數為 118.5，佔年平均之 72.3%。西南季風期之平均密雲日數為 45.6，佔年平均之 27.7%。月平均密雲日數以東北季風期一月之 20.6 為最多，西南季風期七月之 4.9 為最少。東北季風期以裂雲與密雲之平均日數較多，西南季風期則以碧空與疏雲之平均日數較多。

四、臺北地區：以臺北與淡水為代表。臺北盆地為一構造盆地。地勢低卑，四週羣山環抱。北部有七星山 (1,190 公尺)，大屯山 (1,087 公尺)。西北有觀音山 (1,072 公尺)，高度均在 1,000 公尺以上。東北有五指山 (689 公尺)，東南有土庫岳 (833 公尺)，西南有獅頭山 (974 公尺)，熊空山 (779 公尺)，雞罩山 (779 公尺)，高度均在 600 至 1,000 公尺之間。臺北盆地略呈三角形，東南稍高而西北稍低。東南之景美約 14 公尺，臺北市中心區約 7 公尺，西北之關渡中點祇有 1.4 公尺。淡水河，新店溪與基隆河分別由西南，東南及東方流入盆地，形成數支交錯之河道。淡水河發源於雪山山脈北端之大霸尖山 (3,505 公尺)，其上游為大嵙崁溪，由南方經大溪，三峽向東北流入盆地，先後會合新店溪與基隆河，再經關渡隘口，注入臺灣海峽。淡水河因河床傾斜度甚小，水流緩慢，泥沙沿途沉積，且漲潮時有海水倒灌現象。

臺北市位於臺北盆地之中央，瀕臨淡水河之東岸。臺北之東北季風因受大屯火山羣之阻擋，遂繞道沿基隆河西進而為東風。西南季風則因受桃園臺地之阻擋，亦改道沿淡水河谷北上而為南風。惟西南季風之風勢比較和緩且不甚穩定持久，故祇能在其鼎盛時期之六、七、八月稍佔優勢，其餘各月均為東北季風稱霸之局面。年平均風速為 3.3m/s。東北季風期之月平均風速為 3.5m/s。西南季風期之月平均風速為 2.8m/s。月平均風速以東北季風期十一月之 4.1m/s 為最大，西南季風期七月之 2.4m/s 為最小。淡水位於淡水河口之西北濱海地帶，座落於淡水河之北岸。淡水之東北季風盛行於十月至翌年之四月，可由北端富貴角沿海岸吹入，不受山嶺之影響，但淡水港內仍吹沿淡水河谷而來之東南風。故淡水有「港內東風，港外北風」之說，淡水之西南季風盛行於五月至九月

但因受對岸觀音山之阻擋，故西南季風沿淡水河谷先由南向北，再轉向西北而為東南風。年平均風速為 3.3m/s ，與臺北之 3.3m/s 相埒。東北季風期之月平均風速為 3.4m/s ，較臺北之 3.5m/s 稍小，西南季風期之月平均風速為 3.3m/s ，較臺北之 2.8m/s 稍大。

臺北之年平均暴風日數為 22.4，淡水為 41.8，均不及基隆之 64.5。東北季風期臺北之平均暴風日數為 11.3，佔年平均之 50.4%。西南季風期臺北之平均暴風日數為 11.1，佔年平均之 49.6%。兩者幾相等。臺北月平均暴風日數以西南季風期九月之 3.0 為最多，東北季風期十二月之 1.2 為最少。東北季風期淡水之平均暴風日數為 21.9，佔年平均之 52.4%，西南季風期淡水之平均暴風日數為 19.9，佔年平均之 47.6%。前者較後者稍多。淡水之月平均暴風日數以西南季風期八月之 5.4 為最多，五月之 2.6 為最少。

臺北與淡水之年平均氣溫分別為 22.3°C 與 22.2°C 。與基隆之 22.2°C 相埒。均祇有十二、一、二、三等四個月之平均氣溫在 18°C 以下。最暖月臺北為七月，八月之 28.6°C ，淡水為七月，八月之 28.8°C 。最冷月臺北與淡水均為一月之 14.9°C 。年平均溫度臺北為 13.7°C ，淡水為 13.9°C ，均較基隆之 13.2°C 為大。

臺北之平均降水量為 2,037.4 公厘；淡水為 2,114.4 公厘，較臺北稍多，但均遠遜於基隆之 3,709.1 公厘。東北季風期臺北之平均降水量為 795.9 公厘，佔年平均之 30.6%。西南季風期臺北之平均降水量為 1,241.5 公厘，佔年平均之 69.4%。臺北最濕月為西南季風期九月之 297.2 公厘，最乾月為東北季風期十二月之 74.8 公厘。東北季風期淡水之平均降水量為 1,063.4 公厘，佔年平均之 50.3%。西南季風期淡水之平均降水量為 1,051.1 公厘，佔年平均之 49.7%。淡水最濕月為西南季風期九月之 292.6 公厘，最乾月為東北季風期十二月之 131.8 公厘。由此可見臺北東北季風期之平均降水量較西南季風期為少，但淡水東北季風期之平均降水量則較西南季風期稍多，故淡水之雨型與臺北不同，但與基隆相似。

臺北之年平均降水日數為 179.8，淡水為 161.8，較臺北稍少，亦均遠遜於基隆之 207.6。東北季風期臺北之平均降水日數為 106.9，佔年平均之 59.5%。西南季風期臺北之平均降水日數為 73.1，佔年平均之 40.5%。月平均降水日數臺北以東北季風期十二月，一月之 15.8 為最多，西南季風期八月之 13.4 為最少

。東北季風期淡水之平均降水日數為 103.7，佔年平均之 64.1%。西南季風期淡水之平均降水日數為 58.1，佔年平均之 35.9%。月平均降水日數淡水以東北季風期一月之 16.9 為最大，西南季風期七月之 10.0 為最少。臺北與淡水兩處之平均降水日數均以東北季風期較多，其分配情形與基隆相埒。

臺北之年平均雷雨日數為 32.2，淡水為 27.4，均較基隆之 19.9 為多。因基隆與淡水地處濱海地帶，故雷雨日數較少。而臺北位於盆地中央，且由東方與西北而來之強烈海風在盆地中產生輻合現象，亦有助於雷雨之發生。東北季風期臺北之平均雷雨日數為 4.2，佔年平均之 13.0%。西南季風期臺北之平均雷雨日數為 28.0，佔年平均之 87.0%。月平均雷雨日數臺北以西南季風期七月之 9.1 為最多，東北季風期十二月，一，二月之 0.1 為最少。東北季風期淡水之平均雷雨日數為 3.8，佔年平均之 13.9%。西南季風期淡水之平均雷雨日數為 23.6，佔年平均之 86.1%。月平均雷雨日數淡水以西南季風期七月之 7.9 為最多，東北季風期之十一月不見雷雨。臺北與淡水全處全年雷雨日數之分配情形，大致相埒。

臺北之年平均有霧日數為 122.4，為環島各測站霧日最多之一處，淡水之平均有霧日數為 23.2，基隆為 39.7，均瞠乎其後。蓋臺北位於盆地之中央，河川縱橫，水汽氤氳，加以工廠林立，空氣污染程度嚴重，故成霧之機會遠較濱海之淡水與基隆為多。東北季風期臺北之平均有霧日數為 75.2，佔全年之 61.4%。西南季風期臺北之平均有霧日數為 47.2，佔年平均之 38.5%。月平均有霧日數臺北以東北季風期三月之 14.4 為最多，十月之 6.5 為最少。東北季風期淡水之平均有霧日數為 16.3，佔年平均之 70.3%。西南季風期淡水之平均有霧日數為 6.9，佔年平均之 29.7%。月平均有霧日數淡水以東北季風期三月之 3.2 為最多，十一月之 1.0 為最少。

臺北之年平均總雲量為 7.2，淡水為 7.0，均較基隆之 7.8 為少。東北季風期臺北之月平均總雲量為 7.7，西南季風期臺北之月平均總雲量為 6.8。月平均總雲量臺北以東北季風期十二月之 8.1 為最多，西南季風期八月之 5.9 為最少。東北季風期淡水之月平均總雲量為 7.4，西南季風期淡水之月平均總雲量為 6.5。月平均總雲量淡水以東北季風期三月之 7.9 為最多，西南季風期八月之 5.6 為最少。

臺北之年平均碧空日數為 10.1，佔全年之 2.8%。年平均疏雲日數為 75.3，佔全年之 20.4%。年平均

裂雲日數爲 140.2，佔全年之 38.4%。年平均密雲日數爲 140.0，佔全年之 38.3%。淡水之平均碧空日數爲 14.9，佔全年之 4.0%。年平均疏雲日數爲 82.6，佔全年之 22.6%。年平均裂雲日數爲 136.2，佔全年之 37.3%。年平均密雲日數爲 131.8，佔全年之 36.1%。臺北與淡水全年平均天空狀況之分配情形大致相同，以裂雲與密雲之平均日數較多，碧空與疏雲之平均日數較少。

臺北東北季風期之平均碧空日數爲 6.9，佔年平均之 67.6%。西南季風期之平均碧空日數爲 3.2，佔年平均之 32.4%。以東北季風期一月之 1.3 爲最多，西南季風期七月之 0.3 爲最少。東北季風期之平均疏雲日數爲 35.2，佔年平均之 46.7%。西南季風期之平均疏雲日數爲 40.4，佔年平均之 53.3%。以西南季風期八月之 11.6 爲最多，東北季風期二月之 3.8 爲最少。東北季風期之平均裂雲日數爲 71.2，佔年平均之 50.7%。西南季風期之平均裂雲日數爲 69.0，佔年平均之 49.3%。以西南季風期七月之 16.1 爲最多，東北季風期二月之 7.6 爲最少。東北季風期之平均密雲日數爲 99.2，佔年平均之 70.9%。西南季風期之平均密雲日數爲 40.8，佔年平均之 29.1%。以東北季風期三月之 16.5 爲最，西南季風期七、八月之 4.8 爲最少。

淡水東北季風期之平均碧空日數爲 9.8，佔年平均之 65.8%。西南季風期之平均碧空日數爲 5.1，佔年平均之 34.2%。以東北季風期十月之 1.8 爲最多，西南季風期六月之 0.3 爲最少。東北季風期之平均疏雲日數爲 37.2，佔年平均之 45.0%。西南季風期之平均疏雲日數爲 45.4，佔年平均之 55.0%。以西南季風期八月之 13.0 爲最多，東北季風期三月之 3.6 爲最少。東北季風期之平均裂雲日數爲 72.5，佔年平均之 53.2%。西南季風期之平均裂雲日數爲 63.7，佔年平均之 46.8%。以西南季風期七月之 15.0 爲最多，東北季風期二月 8.3 爲最少。東北季風期之平均密雲日數爲 92.8，佔年平均之 70.4%。西南季風期之平均密雲日數爲 39.0，佔年平均之 29.6%。以東北季風期三月之 15.6 爲最多，西南季風期七月之 4.0 爲最少。

由此可見東北季風期臺北與淡水同以碧空，裂雲與密雲之平均日數較多，西南季風期則以疏雲之平均日數較多。

(五)新竹地區：以新竹爲代表。包括桃園臺地，飛鳳山丘陵，竹東丘陵，新竹沖積平原，竹南沖積平原，竹南丘陵，苗栗丘陵及后里臺地，亦爲一局部地形比較複雜之地區。桃園臺地爲林口臺地，桃園臺地，

中壢臺地，平鎮臺地，富岡臺地及湖口臺地等地帶之總稱。各臺地之高度多在 200 至 300 公尺之間，係古石門沖積扇被多數河流切割而成，由石門附近向西北方海濱傾斜。新竹沖積平原形成於鳳山溪，頭前溪與客雅溪之最下游，位於湖口臺地，飛鳳山丘陵與竹東丘陵之間。竹南沖積平原形成於中港與南港溪之最下游，位於竹東丘陵與竹南丘陵之間。飛鳳山丘陵與竹東丘陵之高度均在 300 公尺以下，竹南丘陵則在 200 公尺以下。苗栗丘陵與后里丘陵位於縱貫鐵路山線與海線間之狹長地帶，分處於後龍溪與大安溪及大安溪與大甲溪之間。苗栗東南之火炎山，高度達 601 公尺，爲此一地區最大之高度。后里臺地由多數隆起沖積扇形成，高度多在 300 公尺以下。

新竹市位於臺灣海峽之濱。附近海岸線作東北至西南走向，便於冬夏季風之流通，故東北季風與西南季風均甚顯著。且因新竹沖積平原由東南向西北作開敞之喇叭，無論東北季風或西南季風由喇叭擁入河谷，風勢即可遽行增強。故新竹之年平均風速祇有 2.7m/s，東北季風期之月平均風速祇有 3.0m/s，西南季風期之月平均風速祇有 2.4m/s，但年平均暴風日數可達 29.4，多於臺北之 22.4，但少於淡水之 41.8。東北季風期之平均暴風日數爲 15.6，佔年平均之 53.1%。西南季風期之平均暴風日數爲 13.8，佔年平均之 46.9%。月平均暴風日數以東北季風期十一月 4.6 之爲最大，四月之 1.2 爲最小。因新竹冬夏季風之穩定度甚大，故新竹以風著名，並有「風城」之稱。唐奇祥(1966, 1967)認爲新竹之暴風日數除外島及恆春外，不僅爲各地之冠，且超過數倍乃至數十倍，故有「風城」之名。惟此一說法與觀測紀錄未能符合，似有不妥。

新竹之年平均氣溫爲 22.0°C，爲本氣候區域年平均氣溫最低之一地區。亦祇有十二，一，二，三，四個月之平均氣溫低於 18°C。東北季風期一月之最冷月平均氣溫 14.5°C 爲環島各地區中之最低者。最暖月爲西南季風期七月之 28.6°C。年平均溫差 14.0°C 爲全省之冠。

新竹之年平均降水量爲 1,633.7 公厘，爲本氣候區域各地區年平均降水量之最少者。因新竹位於新竹沖積平原之濱海地帶，缺乏有利之地形舉升作用，故降水量顯然減少。東北季風期之平均降水量爲 656.1 公厘，佔年平均之 40.2%。西南季風期之平均降水量爲 977.6 公厘，佔年平均之 59.5%。月平均降水量以西南季風期六月之 253.3 公厘爲最多，東北季風期十

一月之 35.4 爲最少。

新竹之年平均降水日數爲 136.5，亦爲本氣候區域中年平均降水日數之最少者。東北季風期之平均降水日數爲 94.2，佔年平均之 77.2%。西南季風期之平均降水日數爲 42.3，佔年平均之 22.8%。月平均降水日數以東北季風期三月之 15.9 爲最多，十月之 6.5 爲最少。

新竹之年平均雷雨日數爲 34.1，較臺北之 32.2 與淡水之 27.4 爲多。東北季風期之平均雷雨日數爲 5.6，佔年平均之 16.4%。西南季風期之平均雷雨日數爲 28.5，佔年平均之 83.6%。月平均雷雨日數以西南季風期七月之 9.2 爲最多，東北季風期十一月不見雷雨，顯見本地區雷雨之出現以西南季風期爲主。

新竹之年平均有霧日數爲 41.6，少於臺北之 122.4，但多於淡水之 23.2，與本地區工業之發展有關。東北季風期之平均有霧日數爲 32.7，佔年平均之 78.6%。西南季風期之平均有霧日數爲 8.9，佔年平均之 21.4%。月平均有霧日數以東北季風期三月之 7.6 爲最多，西南季風期七月之 0.8 爲最少。

新竹之年平均總雲量爲 6.9，較臺北之 7.2 與淡水之 7.0 爲少。東北季風期之月平均總雲量爲 6.9，西南季風期之月平均總雲量爲 7.0。月平均總雲量以東北季風期三月與西南季風期六月之 8.0 爲最多，東北季風期十月之 5.2 爲最少。

新竹之年平均碧空日數爲 20.8，佔全年之 5.8%。年平均疏雲日數爲 78.9，佔全年之 21.8%。年平均裂雲日數爲 138.3，佔全年之 37.8%。年平均密雲日數爲 127.6，佔全年之 34.9%。全年以平均裂雲日數最多，平均密雲日數次之，平均疏雲日數再次之，平均碧空日數最少。

新竹東北季風期之平均碧空日數爲 17.3，佔年平均之 83.2%，西南季風期之平均碧空日數爲 3.5，佔年平均 16.8%。月平均碧空日數以東北季風期十一月之 3.9 爲最多，西南季風期七月之 0.3 爲最少。東北季風期之平均疏雲日數爲 43.3，佔年平均之 54.9%。西南季風期之平均疏雲日數爲 35.6，佔年平均之 45.1%。月平均疏雲日數以東北季風期十月之 11.5 爲最多，二月之 3.4 爲最少。東北季風期之平均裂雲日數爲 67.3，佔年平均之 48.7%。西南季風期之平均裂雲日數爲 71.0，佔年平均之 51.3%。月平均裂雲日數以西南季風期七月之 16.6 爲最多，東北季風期二月之 7.2 爲最少。東北季風期之平均密雲日數爲 84.4 佔年平均之 65.1%。西南季風期之平均密雲日數爲 43.2，

佔年平均之 33.9%。月平均密雲日數以東北季風期三月之 16.7 爲最多，十月之 4.7 爲最少。東北季風期以碧空，疏雲與密雲之平均日數較多，西南季風期則以裂雲之平均日數較多。

五、西部 Cwa 夏熱冬乾溫和氣候區域及其天氣特徵

本氣候區域爲臺灣之主要農業區域。自北向南包括臺中盆地，大肚臺地，八卦臺地，清水隆起海岸平原，濁水溪沖積扇平原，斗六丘陵，嘉義丘陵，嘉南隆起海岸平原，新化丘陵，臺南臺地，大湖臺地及屏東沖積平原上游部份。拔海高度均在 600 公尺以下。惟新化丘陵之夕陽峯，高達 841 公尺，爲本氣候區域之唯一高峯，夏季炎熱多雨，冬季溫暖乾燥。本氣候區域因受所用資料之限制，可再分割爲臺中與嘉南兩個地區。

(一)臺中地區：以臺中爲代表。包括后里臺地以南與斗六丘陵以北地區。臺中盆地爲一南北狹長之構造盆地。盆地北端爲大甲溪廣大之洪涵原所截斷。大甲溪北岸爲后里臺地，拔海高度約在 300 公尺左右。盆地西側爲大肚臺地與八卦臺地之傾動地塊，地面向東傾斜，沒入盆地，爲盆地堆積物所蓋覆。盆地東側爲西部衝上斷層山地。山麓之一部份丘陵性山地爲順向谷羣所形成之大小沖積扇埋沒。盆地南端爲濁水溪之河岸段丘所截斷。濁水溪南岸爲斗六丘陵，拔海高度在 500 公尺以下。盆地地面以大肚臺地與八卦臺地間之大肚溪水隙爲焦點，向中間緩緩傾斜。西北端之豐原拔海高度 260 公尺，南端之名間附近拔海高度 160 公尺。大肚溪水隙之最低處拔海高度僅 25 公尺。

臺中市位於大肚溪之北岸。因受東西兩側地形之限制，東北季風呈現爲北風，西南季風呈現爲南風。西南季風之風勢比較緩和且不若東北季風之穩定，故祇有六、七、八月之最盛時期比較突出，其餘月份均爲東北季風所壟斷。臺中通常之風速甚小，年平均風速僅 1.8m/s。東北季風期之月平均風速爲 2.0m/s，西南季風期之月平均的風速爲 1.6m/s。月平均風速以東北季風期十二、一、二月之 2.1m/s 爲最大，西南季風期八月之 1.5m/s 爲最小。年平均暴風日數僅 2.5，爲沿海各地區年平均暴風日數最少之地區。東北季風期之平均暴風日數爲 1.1，佔年平均之 44.0%。西南季風期之平均暴風日數爲 1.4，佔年平均之 56.0%。月平均暴風日數以西南季風期九月之 0.6 爲最多，當係偶然之颱風過境所致。五月無暴風出現。

臺中之年平均氣溫為 22.8°C ，高出新竹之 22.0°C 甚多。全年祇有東北季風期之十二、一、二等三個月之平均氣溫低於 18°C 。最暖月為七月之 28.3°C ，最冷月為一月之 15.5°C 。年平均溫度差為 12.8°C ，較新竹之 14.0°C 為小。

臺中之年平均降水量為 1619.6 公厘，較新竹之 1633.7 公厘稍少。東北季風期之平均降水量為 314.4 公厘，佔年平均之 19.4%。西南季風期之平均降水量為 1305.4 公厘，佔年平均之 80.6%。其西南季風期之降水量較新竹集中，東北季風期之降水量亦相對減少。最乾月東北季風期一月之平均降水量 28.8 公厘已少於最濕月西南季風期六月之平均降水量 347.2 公厘之十分之一，顯然已屬於 Cwa 夏熱多乾溫與氣候區域，並有一明顯之乾期。

臺中之年平均降水日數為 15.9，亦少於新竹之 136.5。東北季風期之平均降水日數為 49.0，佔年平均之 42.3%，西南季風期之平均降水日數為 66.9，佔年平均之 57.7%。其西南季風期之平均降水日數已超過東北季風期，與 Cfa 夏季炎熱溫與氣候區域各地區全年平均降水日數之分配情形相反。月平均降水日數以西南季風期六月之 15.6 為最多，東北季風期十月之 3.0 為最少。

臺中之年平均雷雨日數為 40.3，較新竹之 34.1 為多，與四週高聳之地形及盆地之強盛對流有關。東北季風期之平均雷雨日數為 4.6，佔年平均之 11.4%。西南季風期之平均雷雨日數為 55.7，佔年平均之 88.6%。月平均雷雨日數以西南季風期七月之 10.5 為最多，東北季風期十一、十二月之 0.1 為最少。

臺中之年平均有霧日數為 32.9，較新竹之 41.6 為少。東北季風期之平均有霧日數為 28.3，佔年平均之 86.0%。西南季風期之平均有霧日數為 4.5，佔年平均之 14.0%。可見臺中霧日之出現以東北季風期為主。月平均有霧日數以東北季風期一月之 6.2 為最多，西南季風期七、八月之 0.3 為最少。

臺中之年平均總雲量為 6.6，較新竹之 6.9 為少。東北季風期之月平均總雲量為 6.2，西南季風期之月平均總雲量為 7.2。月平均總雲量以西南季風期六月之 7.9 為最多，東北季風期十月之 4.9 為最少。

臺中之年平均碧空日數為 15.2，佔全年之 4.2%。年平均疏雲日數為 92.1，佔全年之 25.2%。年平均裂雲日數為 168.9，佔全年之 46.2%。年平均密雲日數為 89.2，佔全年之 24.4%。全年以平均裂雲日數最多，平均疏雲日數次之，平均密雲日數再次之，平均

碧空日數最少。其年平均裂雲日數為全省之冠。

臺中東北季風期之平均碧空日數為 14.3，佔年平均之 94.1%。西南季風期之平均碧空日數為 0.9，佔年平均之 5.9%。月平均碧空日數以東北季風期十一月之 3.6 為最多，西南季風期七月無碧空日數。東北季風期之平均疏雲日數為 62.4，佔年平均之 67.8%。西南季風期之平均疏雲日數為 29.7，佔年平均之 32.2%。月平均疏雲日數以東北季風期十月之 14.2 為最多，西南季風期六月之 3.0 為最少。東北季風期之平均裂雲日數為 84.4，西南季風期之平均裂雲日數為 84.7，各佔年平均之 50%。月平均裂雲日數以西南季風期七月之 18.3 為最多，東北季風期十一月之 10.5 為最少。東北季風期之平均密雲日數為 51.1，佔年平均之 57.2%。西南季風期之平均密雲日數為 38.1，佔年平均之 42.8%。月平均密雲日數以東北季風期三月之 10.6 為最多，十月之 3.0 為最少。東北季風期以碧空，疏雲與密雲之平均日數較多，裂雲之平均日數則東北季風期與西南季風期相等。

(二)嘉南地區：以臺南為代表。包括嘉南隆起海岸平原與屏東沖積平原之上游部份。嘉南隆起海岸平原北起自北港溪之南岸，南止於鳳山附近，亦為一南北縱向之盆地。兩端尖細，中部較寬，略呈橄欖形。平原東緣為嘉義丘陵與新化丘陵，一般高度大致在 250 公尺以下。斗六至嘉義間之平原西緣有合流沖積扇，呈臺地地形。嘉義以南至曾文溪北岸之山麓亦有被切割段丘化之小臺地羣。臺南附近有 10 至 20 公尺之臺地，臺地面向西緩斜，最高處偏東北，高度 29 公尺。大湖臺地北起自二層行溪南岸，南止於竹子港，高度在 25 公尺以下。屏東沖積平原之東緣有潮州大斷崖，西南臨臺灣海峽，北端為潮州斷層與六龜斷層所挾之六龜地溝，略呈南北縱向之矩形，係一陷落而成之地溝狀平原。美濃溪與旗山溪合流而成高屏溪，為平原中之主要河川。其他河川尚多，在平原上呈網狀流動。由於此等河川之沖積作用而形成一廣大之洪涵原。本地區岡山西北方之大岡山 (312 公尺) 與小岡山 (252 公尺) 皆為孤立之隆起珊瑚礁。

臺南臺地呈橢圓形，位於鹽水溪與二層行溪之間，其長軸呈北北東至南南西方向。臺南市之東半部建於臺地之西緣中央，西半部則建於拔海 2.5 公尺之安平平原。故東北季風祇能繞道臺地之東緣進入而為東南風。年年均風速為 2.5m/s ，全年變化甚小。東北季風期之月平均風速為 2.8m/s 。西南季風期之月平均風速為 2.2m/s 。月平均風速以東北季風期一、二

月之 3.2m/s 為最大，西南季風有六，八月之 2.1 為最小。臺南之年平均暴風日數為 5.0，較臺中之 2.5 稍多。東北季風期之平均暴風日數為 1.8，佔年平均之 36.0%。西南季風期之平均暴風日數為 3.2，佔年平均之 64.0%。月平均暴風日數以西南季風期九月之 1.0 為最多，東北季風期十二月之 0.1 為最少。

臺南之年平均氣溫為 23.9°C，較臺中之 22.8°C 為高。祇有東北季風期之十二、一、二月之月平均氣溫在 18°C 以下。最暖月為七月之 28.7°C，最冷月為一月之 16.9°C。年平均溫差為 11.8°C，較臺中之 12.8°C 為少。

臺南之年平均降水量為 1,578.3 公厘，又較臺中之 1,619.6 公厘為少。東北季風期之平均降水量為 187.3 公厘，佔年平均之 11.9%。西南季風期之平均降水量為 1,391.0 公厘，佔年平均之 88.1%。東北季風期與西南季風期平均降水量比例之差距較臺中更大，乾濕期之劃分更為明顯。最乾月為東北季風期十二月之 10.4 公厘，最濕月為西南季風期八月之 375.2 公厘。

臺南之年平均降水日數為 99.3，亦少於臺中之 115.9。東北季風期之平均降水日數為 30.4，佔年平均之 30.6%。西南季風期之平均降水日數為 68.9，佔年平均之 69.4%。東北季風期與西南季風期平均降水日數比例之差距亦較臺中為大。月平均降水日數以西南季風期八月之 16.9 為最多，東北季風期十一月之 3.0 為最少。

臺南之年平均雷雨日數為 40.9，較臺中之 40.3 稍多。僅次於宜蘭之 46.3，為本省西部年平均雷雨日數最多之地區。東北季風期之平均雷雨日數為 3.5，佔年平均之 8.6%。西南季風期之平均雷雨日數為 37.4，佔年平均之 91.4%。可見百分之九十以上之雷雨發生於西南季風期。月平均雷雨日數西南季風八月之 10.2 為最多，東北季風期十二月不見雷雨。

臺南之年平均有霧日數為 19.0，遠較臺中之 32.9 為少。蓋臺中位於地盆之中，而臺南則位濱海地帶也。東北季風期之平均有霧日數為 18.1，佔年平均之 95.8%。西南季風期之平均有霧日數為 0.9，佔年平均 7.1 為最多，東北季風期十月之 4.2 為最少。

臺南之年平均碧空日數為 28.0，佔全年之 7.6%。年平均疏雲日數為 131.2，佔全年之 35.9%。年平均裂雲日數為 143.5，佔全年之 39.3%，年平均密雲日數為 62.7，佔全年之 17.2%。全年以平均裂雲日數最多，平均疏雲日數次之，平均密雲日數再次之，平均碧空日數最少。其年平均疏雲日數為全省之冠，年

平均密雲日數則為全省之最少者。

臺南東北季風期之平均碧空日數為 25.3，佔年平均之 90.4%。西南季風期之平均碧空日數為 2.7，佔年平均之 9.6%。月平均碧空日數以東北季風期十一月之 4.6 為最多西南季風期六月之 0.2 為最少。東北季風期之平均疏雲日數為 82.0，佔年平均之 62.5%。西南季風期之平均疏雲日數為 49.2，佔年平均之 37.5%。月平均疏雲日數以東北季風期十月之 15.2 為最多，西南季風期六月之 5.9 為最少。東北季風期之平均裂雲日數為 73.1，佔年平均之 50.9%。西南季風期之平均裂雲日數為 70.4，佔年平均之 49.1%。月平均裂雲日數以西南季風期六月之 16.0 為最多，東北季風期十一月之 8.7 為最少。東北季風期之平均密雲日數為 32.0，佔年平均之 51.0%。西南季風期之平均密雲日數為 30.7，佔年平均之 49.0%。月平均密雲日數以西南季風期六月之 8.0 為最多，東北季風期十月之 2.3 為最少。碧空，疏雲，裂雲與密雲之平均日數均以東北季風期較西南季風期為多。

六、西南部 Aw 冬乾夏濕熱帶氣候區域及其天氣特徵

西南部之高雄地區位於嘉南隆起海岸平原之南端，包括高屏溪下游屏東沖積平原之一小部份。境內有半屏山、龜山、壽山及鳳山等大塊隆起珊瑚礁，聳立於平原之上。半屏山位於左營之西北方，拔海高度 240 公尺，其長軸呈東北至西南方向。龜山又各小半屏山，位於半屏山之西南方。二者之間有蓮潭埤沼澤地。壽山位於高雄市區西北方之濱海地帶，有三條平行之山背，呈東北至西南方向，最高點拔海高度 356 公尺。鳳山隆起珊瑚礁位於鳳山之東南方，呈南北向之長形臺地狀，南部最高，拔海 145 公尺，在鳳鼻頭沒入海中。

高雄市因受壽山與鳳山等隆起珊瑚礁之阻擋，地面氣流有顯著之轉向現象。東北季風沿海岸線南下再由壽山之南端吹入市區而為西北風，可能與大瀾湖西北方弧形山丘之導向作用有關。西南季風在六、七月之鼎盛時期可由市區東南方之大瀾湖吹入而為東南風。在五、八、九月西南季風較為微弱時，則可改由大瀾湖外側沙嘴與壽山隆起珊瑚礁間之缺口吹入亦轉為西北風。東南風仍偶然可見。據蔣丙然與亢玉瑾 (1969) 之研究，認為五月至九月高雄出現頻率極高之西北風可能與局部海陸風之發展有關。蓋高雄地區已屬於熱帶氣候區域，海陸風之強度已足以掩蔽微弱且不穩定之西南季風也。(待續)

颱風路徑之經驗預報法及其實例*

徐 晉 淮 辛 江 霖 徐 辛 欽

A Discussion on Some Empirical Techniques for Typhoon Movement Forecasting

Hsu Chin-Huai, Shin Chang-Lin, Hsu Hsin-Chin

Abstract

In this paper, several effective and applicable typhoon forecast methods are introduced:

1. They are found to travel along south of the circumference of the positive anomaly.
2. Their paths are approximately parallel to the ridge lines and with a 30 degree inclined to the north observed from the H charts.
3. They are found to travel along the isotherms and towards warm sector.
4. They are found to travel through the wet area in K charts.
5. If low index is appeared along 110°E , they are found of recurving; otherwise towards westward.
6. When the elliptical cloud systems appeared on the APT charts, they are found of recurving; and when the round cloud systems appeared on the APT charts they may not recurve.

一、前 言

颱風的活動與大氣環流的形勢具有密切的關係。北太平洋低緯度一帶為全球熱帶氣旋發源地之一，據日本氣象學家和田英夫研究此一地區氣候情況，指出凡颱風發生較多的年次，北太平洋海域之 500 毫巴高空氣流形勢大都為太平洋副熱帶高氣壓之脊線位置偏北，位於北緯 40 度一帶，正距平區呈帶狀向東西方向伸展，而北緯 50 度以北附近為一負距平區。高空環流為颱風路徑之主宰，由和田英夫分析得此一颱風生成區之高空環流形勢視之，可見大多數颱風發生後必為其東風駛流所誘導而向西進行，臺灣地處低緯度，位於歐亞大陸東南方、面臨此一廣闊的颱風溫床，若正常大氣環流形勢不變，則臺灣實為颱風西進必經之地。所幸大氣環流時時變動，而導致颱風路徑多變，不致於全部颱風均影響臺灣。分析歷年來颱風之路徑大約可分為三大進行方向，一為西北西進侵襲臺灣，一為在臺灣東方海面轉向偏北到東北方向而去，另一為一直西進從臺灣以南穿過菲島而去。三類路徑（如附圖一）如下：

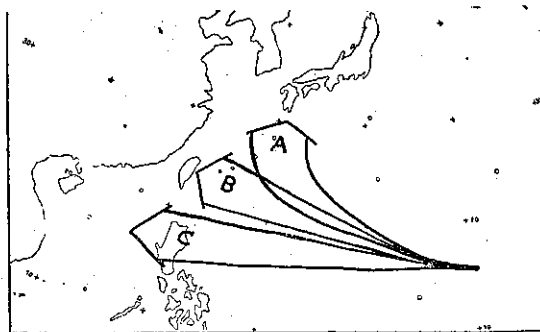


圖 1 太平洋區颱風路徑平均圖

Fig. 1 Mean tracks of typhoons over the Western North Pacific Ocean.

1. A類——指穿過 20°N 以北而在 123°E 轉向北至東北方向而去之颱風。

2. B類——此類颱風路徑指在 20°N - 27°N 間，穿過 123°E 之颱風，即為侵襲臺灣之颱風。

3. C類——指在 20°N 以南通過之颱風路徑。

據中央氣象局鄭邦傑氏所調查 1960-1970 年，11 年內的颱風路徑指出，這 11 年內以 C 類颱風路徑出現

* 本研究之完成，曾得國家科學委員會之補助。

的頻率最大，為 16%，B 類颱風路徑次之，為 15%；A 類路徑最少，為 9%。由此可知當一颱風在北太平洋發生後，其將逼近而威脅臺灣的可能率極大，因颱風在大洋上吸收能量，且無陸地之摩擦影響而直接侵襲臺灣，所以臺灣每年所遭受之天災最慘重者莫過於颱風所造成的災害，令人有談風色變之感，據統計臺灣每年遭受颱風侵襲損失在新台幣 10 億元以上，實有礙國家經濟之發展與建設。

二、本研究所使用之資料

1. 利用中央氣象局專案研究「侵襲臺灣颱風之分析」計劃所收集整理之 1960-1970 年共 11 年內所有北太平洋颱風路徑圖。

2. 本研究所使用之高空天氣圖是採用日本氣象廳所刊印之 1200Z 高空天氣圖。

3. 本研究所利用之氣象紀錄資料是以本局所接收到者為主，以日本氣象廳所刊印之天氣圖內的資料為輔。

三、颱風動向之預報方法與實例

颱風之破壞力不是風就是雨，因而我們若能提早作颱風侵襲之準備，即使不能做到沒有損失之地步，亦可將因颱風所帶來的災害減到最低的程度，而事先作防颱預防工作之準則，實有賴於颱風路徑的預報，也可說無正確的颱風路徑預報就無法做到完善的防颱準備。

颱風路徑之預報方法種類繁多，有所謂客觀預報方法、與主觀預報方法，客觀預報方法是以數值為依據而主觀預報方法則以經驗為法則。當今之際尚無一完全準確之颱風路徑預報方法，若僅以預報員所知的有限理論與經驗，來討論颱風未來的路徑，或僅應用偵測之資料加以整理而以外延法來預報颱風未來的路徑實嫌不足，為彌補此項不足，吾人在預報颱風路徑之際，實應選用氣象學家多年來所研究之各項預報法與作業方法，多製作各種有關颱風之輔助圖表作為討論颱風未來路徑之根據。因而本文即將過去各國所應用之預報法則，而在預報作業上易於着手及有效的方法，應用於實際作業分析西進颱風（指所有向西，西北西，西北方向穿過東經 120 度，而侵襲臺灣者）與轉向颱風（指在 120°E 以東轉向北方而東北方向者）以觀其成果如何，茲分述如下：

I 距平圖與颱風路徑的關係：

(1) 颱風路徑與大氣系統具有密切的關係，颱風進

行路徑均受大氣氣壓系統所左右。然而在一般天氣圖上所出現的氣壓系統深受地形、位置、緯度、及季節等因素的影響，未能真正代表當時氣壓系統的形態。距平者仍為某一氣象參數與標準數值之差，而距平圖代表消除以上所言之影響，而得到之圖形，由於距平具有良好的保守性與連續性，因而利用距平圖研討颱風路徑其效果當然更佳。

(2) 距平圖的製作方法：用 500 毫巴的等壓面圖，減去該月平均圖，以 60 公尺（或 30 公尺）作一根等距平線，所得之圖為距平圖。如圖(一)以“+”符號代表高度高於月平均者，稱之為正距平，以“-”符號代表高度低於月平均者稱之為負距平。

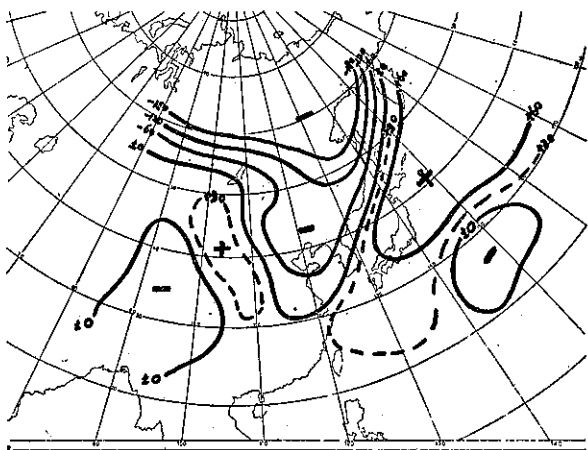


圖 2 距平圖 (1968 年 9 月 25 日 1200Z)

Fig. 2 Anomaly-Chart (1200Z September 26, 1968)

(3) 將之應用於實際作業，與颱風路徑比較，結果可得如下幾點特性：

1. 當北太平洋海面上之正距平勢力增強，且向西伸展時，則颱風勢必增強，且將向西進行。
2. 颱風大致均順正距平外緣進行。
3. 當正距平外緣有向北彎曲時，亦即正距平長軸為南北向時，颱風有轉向偏北進行之可能。
4. 當正距平中心在北緯 30 度，東經 135 度附近停留時，颱風侵襲臺灣的可能性很大。

(4) 西進颱風與轉向颱風預報圖之實例

1. 當距平圖上之正負距平區呈帶狀分佈，颱風的北方有一長軸為東西向之正距平盤據，則颱風進行方向為向西，圖(三)為 1963 年 7 月范妮颱風侵襲臺灣前三日在距平圖上所顯示之情形與實際路徑。

2. 當距平圖之正負距平成南北分佈，在颱風的右上方有一正距平區而颱風的左前方為一負距平區時，颱風必轉向偏北進行，圖(四)為 1967 年 7 月畢莉颱風

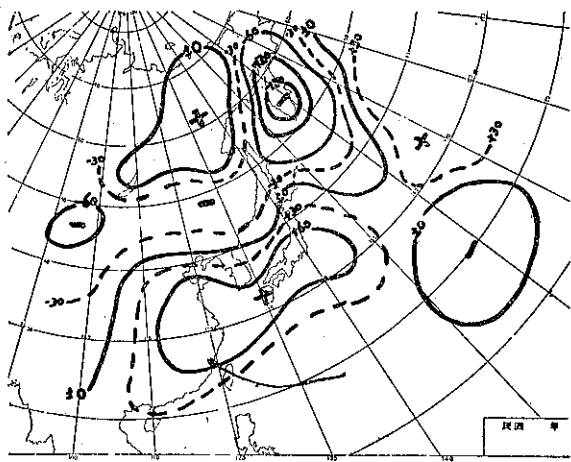


圖 3 2963 年 7 月 13 日 1200Z 范迪颱風之距平圖與實際路徑
Fig. 3 Track and Anomaly-Chart for typhoon Wandy (1200Z July 13, 1963)

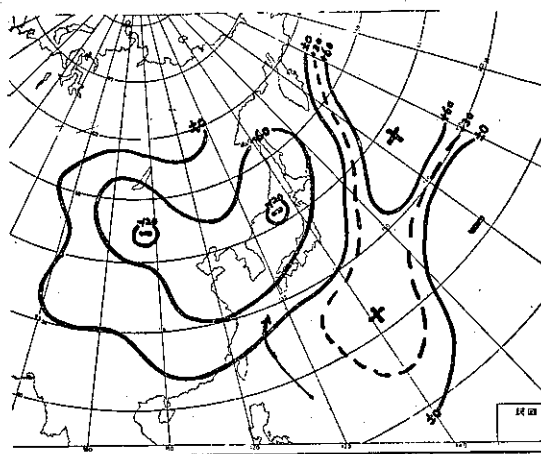


圖 4 1967 年 7 月 5 日 1200Z 畢莉颱風之距平圖與實際路徑
Fig. 4 Track and Anomaly-Chart for Typhoon Billie (1200Z July 5, 1967)

轉向在距平圖上所顯示之情形、與實際路徑。

II 700mb 與 850mb 平均駛流與颱風路徑之關係：

(1) 颱風運動向量與副熱帶高氣壓脊走向息息相關。通常我們均逐層分析其氣流狀況以觀其對颱風之駛引情形，如此常常發生高層與低層氣流反向駛引之混淆現象。為避免此弊，簡化作業手續乃分析颱風周圍之 700 毫巴與 850 毫巴間平均氣流而得一 H 值之分佈圖。H 值為 700 毫巴與 850 毫巴兩層等壓面間之高度值的向量和、其計算公式為：

$$H = h_{hh}(850mb) + h_{hh}(700mb)$$

但在實際作業上用圖加法，以 30 重力公尺為間隔繪製成 H 圖，如圖(五) H 圖上之氣流即表示該兩層等壓

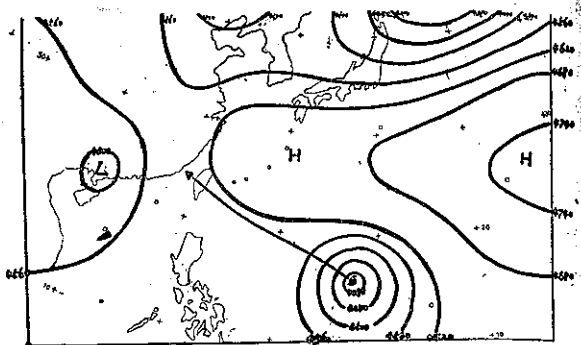


圖 5 H 圖 (850mb+700mb, 1965 年 7 月 23 日 1200Z)
Fig. 5 H Chart (1200Z July 23, 1965)

面之氣流平均狀態。

(2) 將之應用於預報並與實際颱風路徑比較，經歸納如下：

1. 颱風路徑近乎平行於 H 脊線。
2. 颱風進行方向與 H 脊軸線之西伸，東退及傾斜、具有相輔相成之作用。
3. 颱風常沿 H 圖之反氣旋外圍進行。
4. 颱風轉向點大都在 H 脊軸西伸之頂端處。

(3) 西進颱風與轉向颱風之預報圖實例：

1. 當颱風的北方有一 H 脊線而 H 脊線走向均為東西走向或東南東至西北西走向時，則颱風進行的方向必為西進，圖(六)為 1967 年 11 月西進侵襲臺灣之吉達颱風 (Gilda) 在侵襲三天前之 H 圖及其實際路徑圖。圖上我們可以看出實際颱風路徑近乎平行於 H 之軸線，僅颱風有逐漸偏北之趨勢。這種問題之發生與利用 700 毫巴或以上各氣壓面駛流場的偏差情形一樣，此種現象之發生乃因受流體力學與颱風接近陸地時海陸地形等因素之影響。調查 1960-1970 年共 11

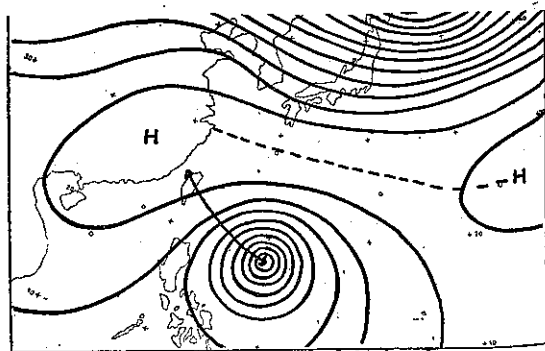


圖 6 1967 年 11 月 15 日 1200Z 吉達颱風之 H 圖與實際路徑
Fig. 6 Track and H Chart for typhoon Gilda (1200Z November 15, 1967)

年間所有西進颱風（包括西北、西北西、及西進颱風），向北偏差的情形得知，向北偏差的角度平均約30度。又颱風西進之路線與其北方之H脊線位置有密切之關係，當H脊線位置偏北則颱風偏北趨勢較大，反之若H脊線位置偏南則颱風偏北較小。

2. 當位於颱風北方之H脊線為高緯度西風槽帶來之冷空氣侵入而使得H脊分裂亦即當颱風前方有西風槽接近時，颱風往往受西風槽前暖濕西南氣流的駛引而開始轉向，此時應注意副熱帶高壓脊亦即H脊線西伸之頂端位置，以判別颱風轉向後是否影響臺灣，圖七為1965年6月轉向侵襲臺灣之黛納颱風(Dinah)，侵臺三天前之H圖與其實際路徑。

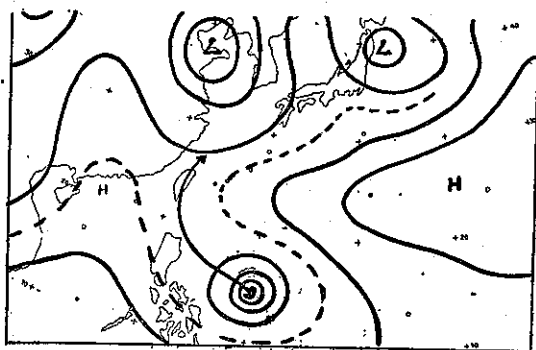


圖 7 1965 年 6 月 15 日 1200Z 黛納颱風之 H 圖與實際路徑
Fig. 7 Tracks and H Chart for typhoon Dinah (1200Z June 15, 1965)

三 溫度場與颱風路徑之關係：

(1) 欲預報天氣，唯有分析大氣氣壓系統，往常一般預報員分析氣壓系統，均着重於繪製等壓線或等高線，而忽略等溫線的繪製，實不知等溫線在天氣預報上的功能是與等壓線（或等高線）同居重要的地位。颱風的行徑往往受其周圍的氣壓系統所左右，因而由颱風周圍氣壓系統的變化情形即可知颱風的路徑而此控制颱風路徑之氣壓系統強弱的變化情形與位移的情形，可由等溫線形態與溫度場分佈的情形得知。溫度場與颱風的移動具有密切的關係，尤其是我們利用高空氣流的導引法則來討論颱風的活動時，通常均探討高空風的情況。而高空風，常受溫度風的影響，故颱風因溫度風而推進，再如利用高空槽的導引作用來研判颱風是否轉向時，必須注意高空槽導引力的強弱，而高空槽導引力的強弱，須視此高空槽的強弱與移動速度的快慢而定。高空槽的強弱與移動速度的快慢，可由等溫度線的形態與溫度場的情形研判得知，通常如槽後有顯著的冷平流，也就是說有顯著的溫度槽

時則此槽勢必明顯地加強，且移動緩慢則其誘導力強。如槽後有顯著的暖平流，亦即有暖舌北伸，則此槽勢必減弱，且迅速向東移動，則其誘導力弱。所以說溫度場在我們探討颱風整個活動過程中仍是重要的一元，不容吾人所忽視。

(2) 繪製等溫線圖：

以 700mb 為導引層，當颱風在北太平洋海面發生後，逐日在 700mb 高空圖上繪製等溫度線圖（以 3 度為間隔繪一線）而得出整個颱風活動過程之等溫度線圖，以 W 為 Warm 表高溫區，C 為 Cold 表低溫區，由此可以看出高空溫度場之情況，即高空冷暖區位置及位移的情形與颱風運行路徑之關係。

(3) 將之應用於預報作業與實際颱風路徑比較結果歸納如下：

1. 颱風有沿等溫線進行之趨勢。
2. 颱風均沿着高溫區的周圍運行。
3. 颱風有向暖區進行之傾向，尤其是轉向颱風，其轉向路徑大都與暖脊趨於一致。
4. 當颱風前方有西風槽接近而此西風槽伴有顯著的溫度槽時，此西風槽的導引作用很強，颱風在槽前轉向的可能率極大，反之則小。
5. 當颱風西進之際，若發現在臺灣一帶有北方來之冷氣南下時，而前方又有暖脊出現時則颱風將沿此暖脊轉向，而不致於侵襲臺灣。

(3) 西進颱風與轉向颱風之預報圖實例

1. 當颱風北面的等溫度線呈東西走向，無明顯的冷槽與暖脊出現時，則颱風運行的方向必向西進行。圖八為 1966 年 9 月侵襲臺灣之冠拉颱風 (Cora) 侵臺三日內在 700mb 高層溫度場之情形與其實際路徑圖。

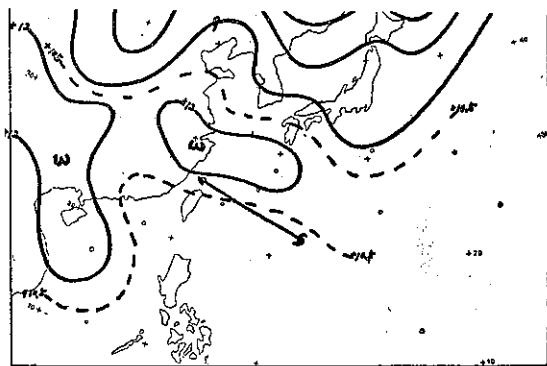
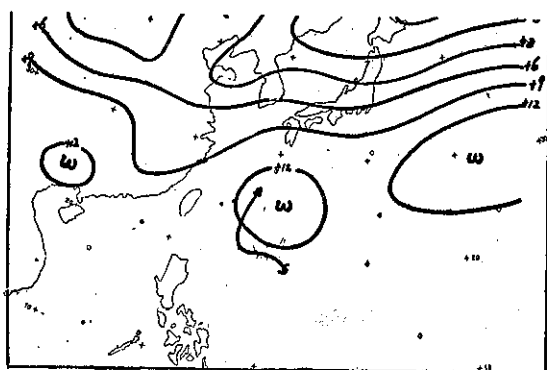


圖 8 1966 年 9 月 2 日 1200Z 冠拉颱風 700mb 等溫線圖與實際路徑
Fig. 8 Track and 700mb isotherm-chart for typhoon Cora (1200Z September 2, 1966)

2. 當颱風的右方有分裂之高溫區出現時，也就是說當颱風運行之前方有暖舌發生，則颱風勢必沿此高溫的周圍運行隨暖舌而轉向，惟此時應注意冷槽及暖脊位置與位移的情形，以判定颱風轉向的地點並注意其轉向後是否侵襲臺灣。圖(9)為 1966 年 9 月在臺灣東方海面轉向北而東北之海倫颱風 (Helen) 三日前在 700mb 高層溫度場上所示之情形，與其實際路徑。



與 9 1966 年 9 月 19 日 1200Z 海倫颱風 700mb 等溫線圖與實際路徑

Fig. 9 Track and 700mb isotherm-chart for typhoon Helen (1200Z September 19, 1966)

IV 濕度指數與颱風路徑之關係：

(1) 濕度指數計算方法是利用 George 氏所提示之雷雨預報方法而將之應用於颱風預報。其計算公式如下：

$$K = TT_{850mb} - TT_{500mb} + T_d T_d_{850mb} - (TT_{700mb} - T_d T_d_{700mb})$$

TT：溫度、TdTd：露點溫度

K：空氣中所含水汽量之指數（即濕度指數），本節所應用之資料以 1965 年 6 月 15 日 1200Z 轉向侵襲臺灣之黛納颱風與同年 7 月 23 日 1200Z 西進侵臺之哈莉颱風為例。

(2) 從日本氣象廳刊印之印刷天氣圖中抄出 850mb 與 700mb 等壓面之溫度與露點溫度，同時抄出 500mb 等壓面之溫度，利用上面公式計算各測站之濕度指數如表(一)。

(3) 將計算所得之濕度指數填入空白天氣圖上，繪 K 值線，（以 5 為間隔繪一條線），如圖(10)。颱風中心處假設為最大濕度區，W 為 Wet 示高濕區，D 為 Dry 示乾燥區，以粗線與箭頭表示颱風進行的路徑，由經驗法則得知颱風進行路徑有走向 W 槽（

表一 1968 年 9 月 5 日 1200Z 各測站 K 值計算資料

測站	850 TT	500 TT	850 + T _d T _d	700 -(TT - T _d T _d)	700 T _d T _d	=K
46 692	17.5	-2.7	15.3	12.3	5.7	28.9
747	21.0	-2.3	15.0	10.0	6.0	35.3
47 187	16.2	-6.3	14.0	8.2	0.2	28.5
122	12.4	-10.7	10.7	3.0	-9.0	21.8
600	15.4	-8.3	12.7	8.8	-4.2	23.4
646	13.0	-7.9	12.3	6.4	-0.6	26.2
744	17.0	-6.5	11.0	7.6	3.2	30.1
778	13.0	-6.7	8.3	8.8	3.3	22.5
807	18.0	-6.5	17.0	8.4	6.3	38.9
827	16.8	-6.1	15.1	10.4	2.4	30.0
909	18.4	-4.9	16.2	11.8	0.8	28.5
918	20.6	-3.7	11.6	10.2	6.6	37.3
931	19.4	-6.9	12.4	19.2	13.2	32.7
945	19.6	-6.1	17.3	11.0	6.5	38.5
Tango	17.4	-5.3	16.3	12.4	-8.6	18.0
48 900	15.4	-8.5	11.1	4.6	3.7	24.1
54 823	17.0	-9.0	8.0	9.0	-1.0	24.0
857	16.0	-9.0	10.0	9.0	-7.0	19.0
56 294	16.0	0.0	14.0	9.0	7.0	28.0
57 083	17.0	-4.0	9.0	10.0	-11.0	9.0
494	20.0	-2.0	14.0	13.0	7.0	30.0
494	20.0	-2.0	14.0	13.0	7.0	30.0
745	19.0	-3.0	12.0	13.0	5.0	26.0
993	22.0	-3.0	16.0	14.0	5.0	32.0
972	19.0	-4.0	14.0	12.0	4.0	29.0
58 238	19.0	-2.0	14.0	13.0	2.0	24.0
367	18.0	-4.0	16.0	11.0	2.0	29.0
633	19.0	-5.0	15.0	11.0	6.0	34.0
606	21.0	-4.0	15.0	12.0	6.0	34.0
58 725	22.0	-4.0	16.0	11.0	8.0	39.0
847	18.0	-4.0	15.0	11.0	4.0	30.0
59 758	19.0	-3.0	18.0	11.0	8.0	37.0
59 316	22.0	-3.0	16.0	11.0	7.0	37.0
431	20.0	-4.0	14.0	11.0	3.0	30.0
59 981	21.0	-2.0	16.0	12.0	7.0	34.0
91 217	19.4	-5.9	14.4	9.6	6.1	26.2

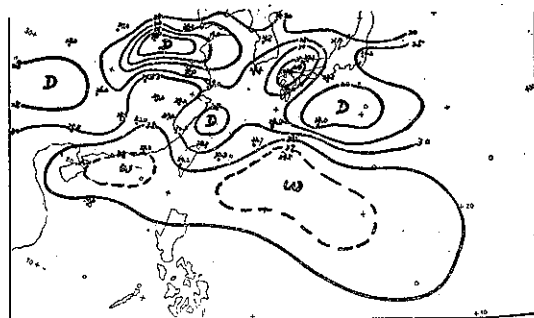


圖10 K 值分佈圖 (1968 年 9 月 5 日 1200Z)

Fig. 10 K-chart (1200Z September, 5, 1968)

即由高濕處所連結者)之趨勢。

(4)將之應用於預報作業與實際颱風路徑比較結果如下：

1. 颱風有向濕度指數最大區進行之傾向。
2. 颱風有不向 D 乾燥區進行之傾向，因此當颱風北面有 D 脊時颱風均為西進，而當颱風西面有 D 脊時則颱風有向北轉向之趨勢。
3. 颱風均沿兩 D 脊間之高濕 W 槽進行。
4. 颱風進行前面如發現有數值較大之 W 區時，則颱風有發展的趨勢，如有數值較大之 D 區時颱風有減弱之趨勢。
5. 颱風均以 D 脊之突出處為轉向點。

(5)預報圖上有關西進颱風與轉向颱風之實例：

1. 當 W 槽及 D 槽之走向均為東西向或東南東，西北西走向時颱風進行方向必向西進行，所以當 K 值分佈圖中發現此種現象時，應注意臺灣區是否有

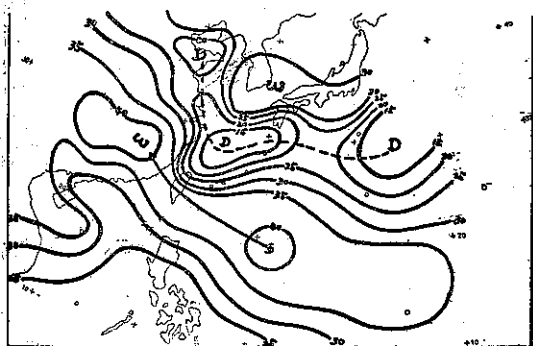


圖11 1965年7月24日1200Z哈莉颱風之K值分佈圖與實際路徑

Fig. 11 K-chart for Typhoon Harriet 1200Z July. 24, 1965 and track

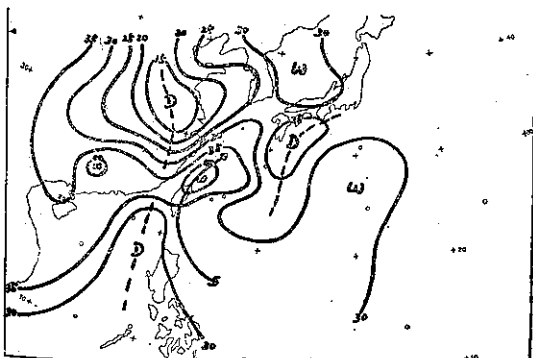


圖12 1965年6月16日1200Z黛納颱風K值分佈圖與實際路徑

Fig. 12 K-chart for Typhoon Dinah 1200Z June 56, 1965 and track

W 突出或 W 中心。若有則應注意颱風之來襲，圖11，為1965年7月哈莉颱風(Harriet)侵襲臺灣前三日之 K 值分佈圖，與實際路徑。

2. 當 W 槽與 D 脊走向為南北方向，或 W 槽型為拋物線時，則颱風必沿這南北走向之 W 槽或成拋物線狀 W 槽轉向。此時應注意臺灣是否在 W 槽內，藉以警覺颱風轉向後，是否會侵襲臺灣。圖12，為1965年6月16日侵襲臺灣之黛納颱風(Dinah)三日前的 K 值分佈圖上所示之圖，W 槽為拋物線，而導致黛納颱風沿此拋物線轉向。此時臺灣正位於 W 槽內，以致使得黛納颱風轉向後侵襲臺灣。

V 緯流指數與颱風路徑之關係

(1)颱風路徑的西進或轉向，全繫於北太平洋副熱帶高氣壓軸線的東西向進退，與有否西風槽接近而定，副熱帶高氣壓勢力強且向西伸展則颱風西進，副熱帶高氣壓東退亦即有西風槽接近時，常由於槽前暖濕的西南氣流駛引而導致颱風轉向，但此時應考慮此西風槽的深淺而研討其對颱風駛引力的強弱。深潛的西風槽，其對颱風的駛引力強，反之則弱。因而我們只要知道北太平洋副熱帶高氣壓與西風槽未來情況就可預知颱風未來的路徑，北太平洋高氣壓的強弱西伸，東退，與有否西風槽的接近及西風槽的深淺，我們可由東經110度緯流指數所呈現的高低指數情形決定之。緯流指數呈高指數時，副熱帶高氣壓長軸為東西向且顯著的發展，而向東西擴張，如此則颱風進行方向必受此副熱帶高氣壓之東風駛流所導引而呈規則性向西進行。緯流指數呈低指數時，西風帶降低，副熱帶高氣壓軸為南北向，強度弱。此時必有深潛的西風槽出現，如此則颱風必在槽前轉向。

(2)求東經110度緯流指數與颱風路徑方位之相關：

計算東經110度一帶在整個颱風活動過程中的逐日緯流指數，然後將所求得之緯流指數與同日颱風進行的方位角度，求其兩者間的相關程度，計算結果兩者的相關係數平均為-0.900，成果優異。可見東經110度緯流指數的高低情形與颱風進行的方位角度，具有密切的關係。一般言之，當東經110度的指數漸趨下降時，則颱風轉向率大，指數漸趨上升時則颱風西進，可能性大。

(3)東經110度緯流指數高低的變化：

由於東經110度緯流指數與颱風進行方向相互關係密切，因而我們只要能預知東經110度緯流指數情形，亦即在颱風經過華東經110度緯流指數是屬高指

數或低指數即可預知颱風的動向將趨於西進或轉向。由經驗得知，東經 110 度緯流指數高低的時期，可由東經 60 度緯流指數高低的情形推斷，即東經 60 度的緯流指數高低週期循環，由 10 年計算結果得知在 7 日後將重現於東經 110 度。所以說我們若欲知此時颱風運行方向是否將轉向或維持西進可由 7 日前東經 60 度一帶緯流指數是呈高指數或低指數推知。

VI 由衛星雲圖研判颱風的行徑

氣壓系統往往可以從天空中的雲量，與雲狀表示。自從有了衛星雲圖後，由於能直接顯示出因氣壓系統而產生之雲系的整體狀態，因而不但令人具有真實的感覺，且對天氣預報人員也有許多的幫助，所以它在天氣預報上的價值日趨重要。颱風在衛星雲圖上所顯示之雲系為近乎圓形之螺旋狀的雲系，由於衛星雲圖可以顯示出地球上雲系的整體狀態因而吾人不僅可以利用它以判別颱風的強弱與發展的程度，且可以利用它判別颱風的進行方向。一般言之，當颱風周圍極大區域內均無雲區存在時，颱風往往不發展；或則發展得極為緩慢。反之，當衛星雲圖中的雲區擴大及雲層顯著時表示颱風強度增強。又當衛星圖片中所顯之颱風雲圖呈圓形時，其轉向的機會很小，當雲圖中的雲狀呈橢圓狀時即長軸偏向東北或北時則颱風轉向率大。同時由於衛星圖片中整體雲系的表現我們可以注意到在颱風的整個活動過程中在颱風的北方有無顯著的界面雲系或高空槽雲系接近，若有此種雲系接近颱風時，則颱風往往將轉向。同樣在衛星雲圖中亦可明顯地顯示出上面我們利用潮濕指數所得之 W 槽與 D 槽的所在，兩者相輔而行，得以使預報效率更為提高，所以當今衛星雲圖，已普遍被採用作為預報天氣與颱風的有利工具。

四、預報方法的研討

以上所述說以距平圖；H 圖；溫度場；K 值指數；緯流指數及衛星雲圖來討論颱風的路徑，其所研討者主要是以兩大氣壓系統為依據：一為太平洋高氣壓的環流；一為西風槽的深度問題。兩者關係颱風進行路徑方向的西進或轉向甚大。西進颱風採用上述方法，得知此時太平洋高氣壓不僅勢力強盛，且顯著地向西擴展，亦可說颱風路徑完全受太平洋高氣壓的影響。而以緯流指數觀之則呈高指數，西風帶偏高，可見亦無西風槽接近而導引颱風轉向。反之，轉向颱風在上述方法上均顯示出太平洋高氣壓勢力減弱，且向東退縮並有顯著西風槽接近之影響而導引颱風轉向，在緯流指數上呈低指數，西風帶降低，颱風極易進入

西風帶而轉向。因之，今後在颱風路徑預報上應著重於上述兩點來發展，只要能預知在颱風整個活動過程中太平洋高氣壓環流的情形與西風槽深淺；及位形即可預測颱風未來的進行方向。然而有關太平洋高氣壓環流的強弱程度與西風槽的深淺情形若僅憑吾人主觀判斷實欠可靠，唯有以數字表示才有事實依據，而較具客觀性。因之，本研究上述之圖表與實例均用數字表示，且在颱風預報的有限時間內易於作業，而切實用。

五、結 論

颱風路徑預報的方法很多，全球氣象專家均潛心致力於此項研究工作，有關颱風的構造，成因、路徑，均有詳細的調查與研究著作，如今雖然科學昌明，各方面進展神速，但颱風仍是人類的大敵，不僅無法予以消滅，且近來由於種種氣候的改造工作，可能使得大氣環流更為混亂，因而對於颱風路徑很難準確預報。此時在預報颱風路徑作業上唯有依據颱風的特性與颱風周圍的氣壓系統及製作與颱風有關之輔助圖表以集思廣益彌補單獨使用某種方法所產生的誤差。所以當今不論是主觀預報或是客觀預報，大凡所有氣象學者專家潛心研究所得之成果均不容吾人所忽視，且為吾輩從業人員可利用於颱風路徑預報之有利工具，所以本研究乃蒐集上述方法配合實際路徑分析歸納結果如下：

1. 颱風有沿正距平外圍進行之特性。
 2. 颱風路徑與 H 圖上脊線走向近乎平行，其向北偏差的角度平均約為 30 度。
 3. 颱風有沿等溫線進行之特性，且趨向於暖區。
 4. 颱風有沿 D 域外圍隨同 W 槽進行的特性。
 5. 東經 110 度之緯流指數呈低指數時颱風轉向率大，反之則西進率大。
 6. 颱風雲型呈橢圓型轉向率大，呈圓型轉向率小
- 以上諸方法實為在颱風預報作業上可行之有效方法，提供颱風預報工作人員作為預報颱風之依據，以提高颱風預報效率。

參 考 文 獻

1. 和田英夫 (1951) 颱風移動之預報，預報研究 2 卷 9 號
2. 徐晉淮 (1970) 颱風預報方法之研究，臺灣省氣象局研究發展成果報告
3. 鄭邦傑 (1972) 侵臺颱風路徑預報之研究，氣象學報 18 卷 4 期
4. 徐晉淮、羅宇振、王博義 (1972) 侵襲臺灣颱風之分析研究，氣象學報 18 卷 4 期
5. Joseph J. George (1960): The Prediction of Severe Weather. Weather Forecasting Aeronautics.
6. Matsuoka: Relation Between Long Period Circulation Anomalies and Typhoon Formation. The Geophysical Magazine Vol. 35 No.2 Jan 1971.

颱風路徑客觀預報法之驗證*

鄭 邦 傑 羅 宇 振 方 力 脩 曾 振 發

A Discussion on Some Methods of Typhoon Track Forecasting

by

Pang-chie Cheng, Zu-chin Loh, Li-shiu Hwan, Chin-huh Chang

Abstract

For the purpose of improving accuracy of typhoon forecasting several latest developed techniques, the Tse's method, the NSC-72 method, and the mean steering method (H chart method) are verified on 55 cases and compared with the subjective method which is applied by Central Weather Bureau.

The average vector errors of 24 hour forecasting of those methods are found: 76 N.M. on NSC-72, 82 N.M. on Tse's, and 92 N.M. on CWB.

Also, The errors of moving direction are found: $\pm 15^\circ$ on NSC-72 and Tse's method, $\pm 20^\circ$ on CWB of the 24 hour forecasting. So the NSC-72 method and the Tse's method are obviously better than the subjective method.

Further more, the most prominent features of those methods are as follows:

1. The objective methods (Tse's method & NSC-72 method) are found the best result when typhoons occurred in July through September.
2. The objective method are found a better result for the strong and well vertical developed typhoon than the weak one.
3. For stable westward typhoon, the objective methods are found a better result, but retrograde tendency are found on the recurving typhoons.
4. The objective method are found no help for the twin vorticities and the stationary typhoons, but the subjective method are found a better result for these kinds of typhoons.
5. H chart method for the westward typhoons are found the best result and 25° inclined to the right of the movement of typhoon tracks and the ridge of subtropical high are found.
6. H chart method is useful only indicating the recurving trend of typhoon but not for inflection point forecasting.
7. H chart method is found better than objective method for the twin vorticities and the stationary typhoons.

* 本研究蒙國科會補助而完成。

8. The Tse's method is the easiest operating one of all the above mentioned methods. The NSC-72 method, is not easy to handle for it has a lot of factors to be predicted but is still a good tool for typhoon forecasting if it is modified.

一、前言

西太平洋區每年平均發生 28 次颱風，其中約有四成颱風迫近琉球、臺灣及呂宋等地，構成威脅，據氣象局以往 80 年統計每年平均有 3.4 次颱風侵襲臺灣，常造成嚴重災害，人命財產損失不貲，對國家經濟發展影響至鉅。

臺灣為一海島，面積僅 36,000 平方公里，但地形極為險峻，高達 2,000 公尺以上之中央山脈縱貫南北呈天然屏風，地形效應極為顯著，因此颱風來襲所導致暴風、暴雨情況視其路徑而顯著不同，根據以往調查臺灣之颱風災害以水災最為嚴重，颱風侵襲時由於地形摩擦，風力顯著減低，風災嚴重地區亦限於颱風登陸近傍地區，惟颱風所帶來之暴雨則反而由於地形之助長變本加厲，加以臺灣河流大都短狹，每遇山洪暴發河水即高漲泛濫，水災情形極為嚴重，歷年來財產田地流失者無法估計。民國 48 年之八七水災，民國 49 年之八一水災，民國 52 年之葛樂禮颱風為顯著水災例證，損失每超過 5 億元以上，復舊工作歷時三年始完成。

颱風如是肆虐，但吾等至今既無法消滅颱風，只得賴於適時準確之颱風警報與妥善之防颱措施以減輕災害，氣象局身負颱風警報發佈重責，歷年對於颱風預報技術之改進不餘遺力。最近幾年在國科會大力支援下發展颱風研究計劃，由氣象機構、學術機構共同進行有關颱風之結構、模型、暴風、暴雨以及路徑預報等研究，年來頗有成就，本文為此科技研究計劃之一環「臺灣地區颱風客觀雨量預報之研究」之分項計劃，以引進各種預測颱風路徑之最新技術，使用本區資料加以驗證，導入於實地作業，以增進颱風預報效率，延長本研究計劃主題之比擬法雨量預報之時效，以利洪水預報為目的。

二、謝氏颱風路徑客觀預報法之校驗

本預報法為香港皇家氣象臺謝汝明於 1965 年所發表者，為統計預報法之一種，與 Rihel, Haggard 及 Sambone 等於 1956 年所提示颱風路徑客觀預報法有異曲同工之處；然謝氏預報法應用上較為方便，而且將初期 700mb 天氣圖形勢予以分類，分別計算不同形勢下之預報因子與預報目標（預測位移）之

單純相關，根據線性回歸方程，繪製不同尺度之預報換算圖，供颱風位移預報之用。此種綜觀考察與統計法並用之構想，似較 Rihel 等所作純統計學之預報法為優。鑒於本方法在極短時間內，經由簡單之操作，即能獲得客觀預報效果，頗符合工作繁忙之實際作業要求，故將其納入本研究校驗範圍，以探究其實用性，供颱風預報作業之參考。

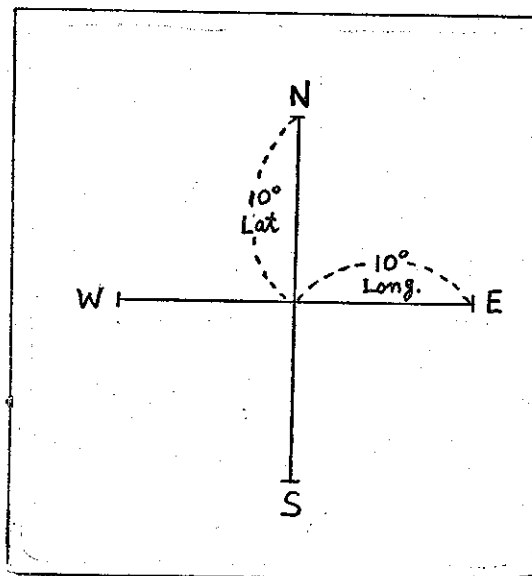
(一) 謝氏颱風路徑預報法之簡介

謝氏預報法以簡易求取推動颱風之導引氣流緯流成份與經流成份以達 24 小時颱風位移之預報為目的，經各種嘗試，謝氏以 700mb 層為最佳導引層，而於 700mb 高空圖上選定颱風環流外圍，東南西北四個網格點，以其高度值為基礎資料，求其南北、東西間梯度為預報因子，茲簡述其預報步驟以利校驗之進行。

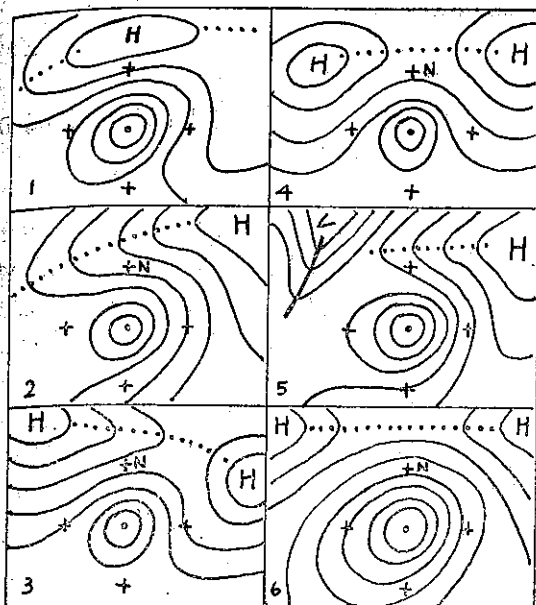
1. 作業步驟

(1) 繪製以 10 重力位公尺為間隔之 700mb 高空圖，等高線之分析應力求精確合理以免導致計算誤差。

(2) 自分析完成之 700mb 高空圖上選定距地面颱風中心位置 10 度緯度處之南北二網格點 S 與 N，選定距颱風中心位置 10 度經度處之東西二網格點 E 與 W，如圖一所示，並讀出各網格點之高度值。

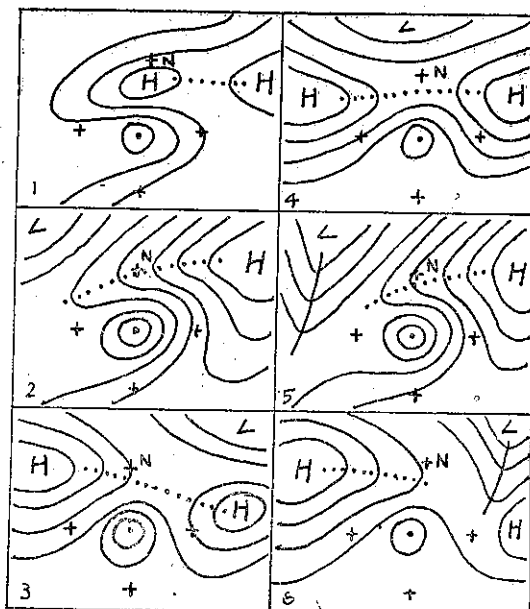


圖一 網格點之選定
Fig 1. Grid points Selection



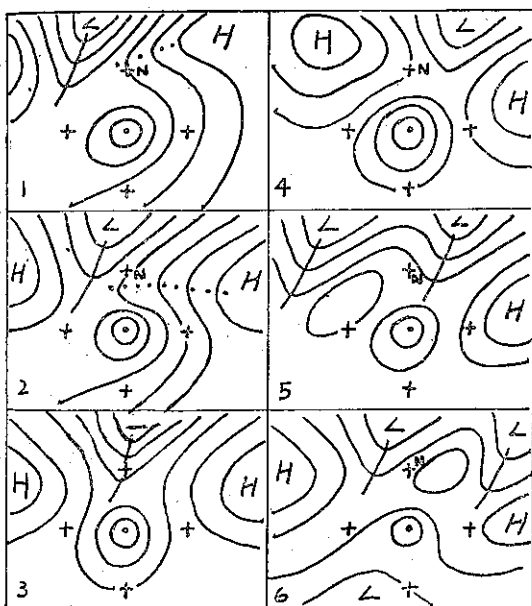
圖二 A 型形勢 (700mb)

Fig 2. Synoptic pattern of type A. (700mb)



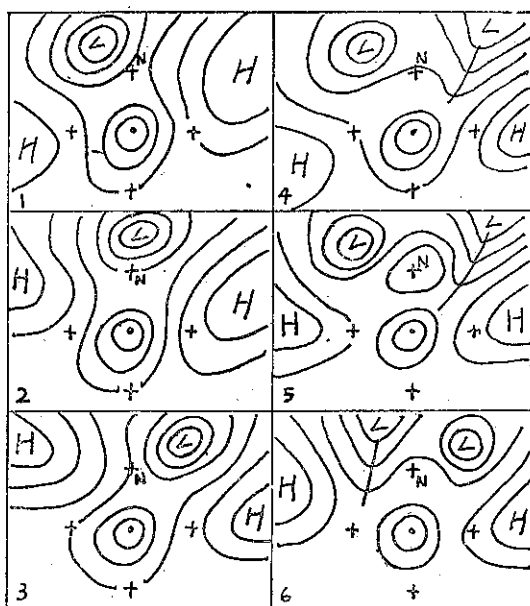
圖三 B 型形勢 (700mb)

Fig 3. Synoptic pattern of type B. (700mb)



圖四 C 型形勢 (700mb)

Fig 4. Synoptic pattern of type C. (700mb)



圖五 D 型形勢 (700mb)

Fig 5. Synoptic pattern of type D. (700mb)

(3) 計算東西兩網格點高度差 $\Delta\phi H = (H_e - H_w)$ 及南北兩網格點高度差 $\Delta\lambda H = (H_s - H_N)$ ，此即為預報因子 (Predictors)。

(4) 詳察 700mb 圖，按後述之分類決定其型式。

(5) 使用後述之換算圖將 $\Delta\phi H$ 及 $\Delta\lambda H$ 各換算為緯度單位之緯度成份颱風位移及經度單位之經流成份

颱風位移，即得預報目標 (Predictands)。

(6) 將求得之預報目標 $\Delta\phi$ ， $\Delta\lambda$ 各加上颱風原來位置之經緯度即得 24 小時颱風預報位置。

2. 700mb 高空圖形勢之分類

謝氏使用 516 例資料計算 $\Delta\phi H$ ， $\Delta\lambda H$ 與颱風實際上 24 小時有南北位移成份 $\Delta\phi$ ，東西位移成份

$\Delta\lambda$ 相對照，填製散佈圖考察其相關關係，但圖上各點之散佈範圍極為廣泛，無顯著特性可尋，因此將 516 例 700mb 高空圖形勢予以分類，填製各類之 $\Delta\phi$ H 與 $\Delta\phi$ ， $\Delta\lambda$ H 與 $\Delta\lambda$ 之散佈圖，發現彼此具有良好之分佈特性；各類天氣圖形勢如下所示。

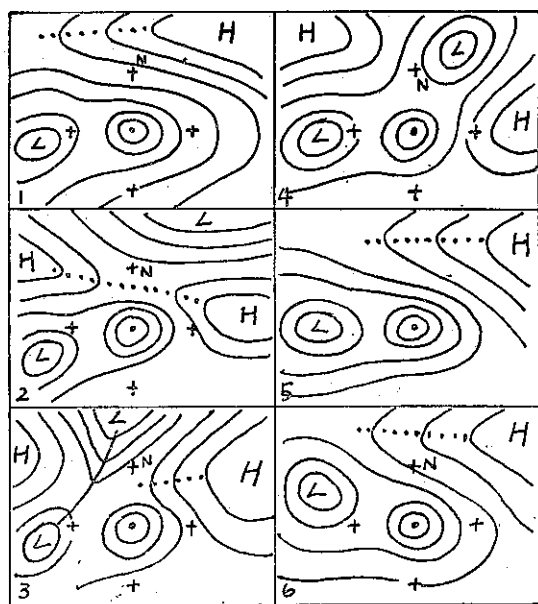
A 型——網格點 N 在高壓脊上或高壓脊之南側，而高空槽所在位置距 N 點 10 度經度（以 N 點所在緯度圈測量）以上。（圖二）

B 型——N 點在高壓脊北側，高空槽所在位置距 N 點 10 度經度以上。（圖三）

C 型——距 N 點 10 度經度以內有高空槽。

D 型——N 為中心 600 哩半徑之北象限內有氣旋環流存在。（圖五）

E 型——W 點為中心 600 哩半徑之西象限內有氣旋環流存在。（圖六）



圖六 E 型形勢 (700mb)

Fig 6. Synoptic pattern of type E. (700mb)

上述 A、B、C、D 四類型對於 $\Delta\lambda$ H 與 $\Delta\lambda$ 各具不同特性，但對於 $\Delta\phi$ H 與 $\Delta\phi$ 之間則無顯著差異之分佈特性，因此自同一 $\Delta\lambda$ H 值求取 $\Delta\lambda$ 值時則視其所屬類型所得 $\Delta\lambda$ 值即東西向預報位移有所不同，而自 $\Delta\phi$ H 求取 $\Delta\phi$ 值則與其所屬類型無關，可取同一 $\Delta\phi$ 值。

E 型則僅對於 $\Delta\phi$ H 與 $\Delta\phi$ 間具有顯著特性。

實際應用時 700mb 圖之形勢常同時出現上述兩種或以上之類型，此時除 A、B、C、D 型依照定義不得組合外，可與 E 型組合，如是形勢分類將可推

廣為八類型式如下：

A 型、B 型、C 型、D 型、A+E 型、B+E 型、C+E 型、D+E 型。

遇有 A、B、C 型與 D 型同時出現則歸類為 D 型。

3. 換算圖

圖七為 24 小時颱風位移預報換算圖，預報因子 $\Delta\phi$ H、 $\Delta\lambda$ H 之單位為重力位公尺；預報目標 $\Delta\phi$ 為 24 小時颱風南北向位移，單位為緯度，正值示北移， $\Delta\lambda$ 為 24 小時颱風東西向位移，單位為經度，正值示東移。

$\Delta\phi$ H—— $\Delta\phi$ 換算尺配有 A、B、C、D 型通用之標尺及 E 型標尺二種， $\Delta\lambda$ H—— $\Delta\lambda$ 換算圖則配有 A 型、B 型、C 型、D 型等四種不同標尺。 $\Delta\phi$ H 與 $\Delta\lambda$ H 之標尺共為用，因此通過 $\Delta\phi$ H 值或 $\Delta\lambda$ H 值之直線與適當標尺之交點所標示值即為南北向位移之緯度數或東西向位移之經度數。

換算圖所依據之線性回歸方程及最少自乘方程（括內弧內）如下：

東西位移

$$A \text{ 型: } \Delta\lambda = 0.098\Delta\lambda H - 0.03 (\Delta\lambda = 0.1000\Delta\lambda H)$$

$$S = 0.4$$

$$B \text{ 型: } \Delta\lambda = 0.161\Delta\lambda H - 0.05 (\Delta\lambda = 0.160\Delta\lambda H)$$

$$S = 0.5$$

$$C \text{ 型: } \Delta\lambda = 0.080\Delta\lambda H - 0.21 (\Delta\lambda = 0.083\Delta\lambda H - 0.5)$$

$$S = 1.0$$

$$D \text{ 型: } \Delta\lambda = 0.071\Delta\lambda H - 2.55 (\Delta\lambda = 0.077\Delta\lambda H - 2.8)$$

$$S = 1.2$$

南北位移

A、B、C、D 型：

$$\Delta\phi = 0.087\Delta\phi H + 0.06 (\Delta\phi = 0.091\Delta\phi H)$$

$$S = 0.6$$

E 型：

$$\Delta\phi = 0.037\Delta\phi H + 0.15 (\Delta\phi = 0.042\Delta\phi H)$$

$$S = 1.2$$

4. 舉例

設 700mb 圖形勢為 A 型，各網格點高度值為

$$H_e = 3140 \text{ gpm} \quad H_w = 3105 \text{ gpm}$$

$$H_s = 3111 \text{ gpm} \quad H_n = 3140 \text{ gpm}$$

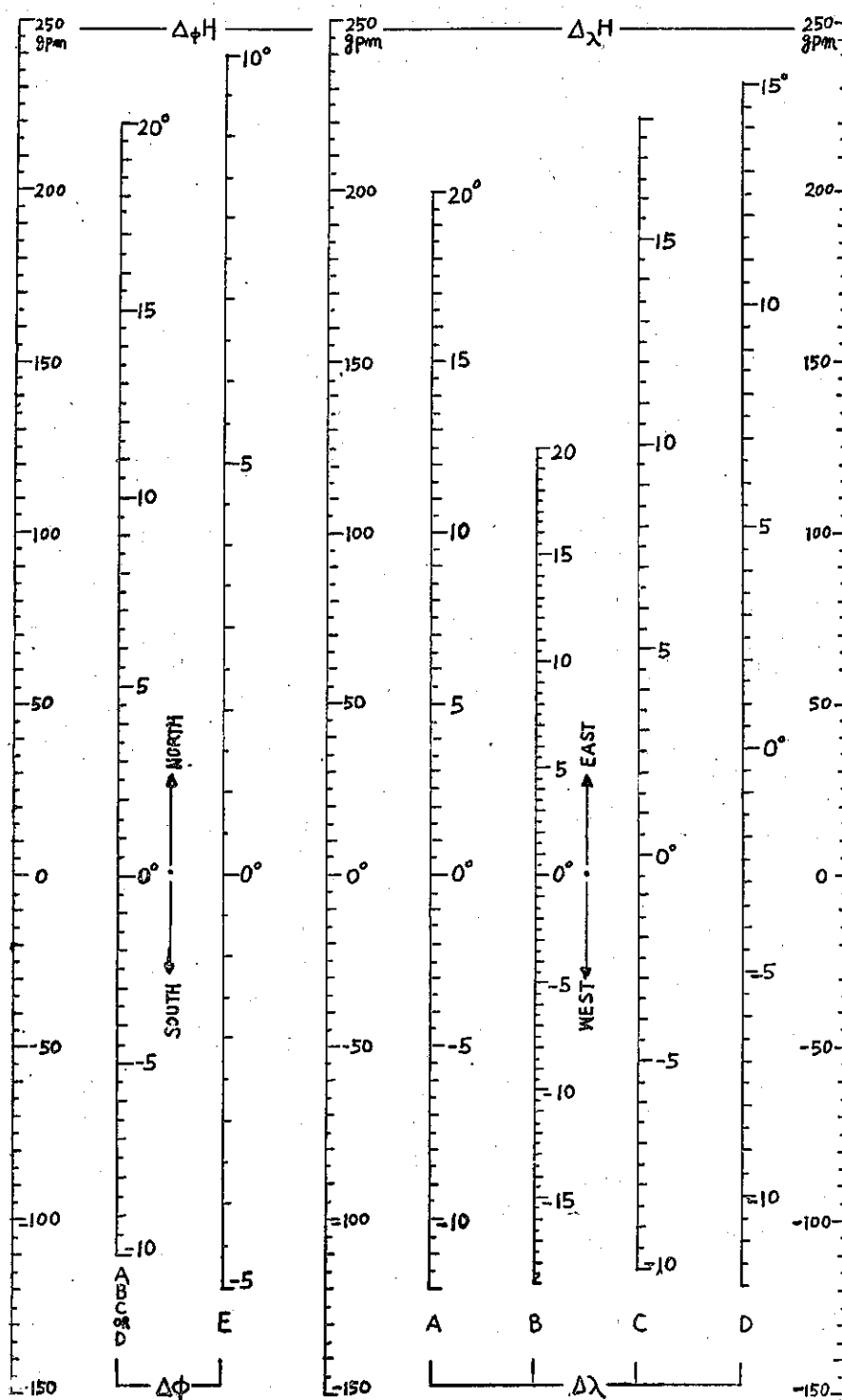
則預報因子

$$\Delta\phi H = (H_e - H_w) = (3140 - 3105) = 35 \text{ gpm}$$

$$\Delta\lambda H = (H_s - H_n) = (3111 - 3140) = -29 \text{ gpm}$$

使用圖七換算可得預報位移（預報目標）為

$$\Delta\phi = 3.2^\circ, \quad \Delta\lambda = -2.9^\circ$$



圖七 24 小時颱風位移動預報換算圖

Fig 7. Scales for convert the 24-hr typhoon displacement.

風號	風風名稱	月	日	風風強度	校驗次數	偏 角		速 度		南北向誤差	東西向誤差	合成誤差	判別	備 考
						+	-	超越	落後					
6006	Babes	5	3-6	輕	3	9	5	69	54	46	56	82	○	南海颱風
6007	Carla	5	19-22	輕	3	11			90	88	40	100		轉向颱風
6010	Freda	6	14-17	中	3	7	2		36	16	34	44	○	西進颱風
6011	Gilda	6	26-28	中	2	20		75		67	25	71	○	南海颱風
6012	Harriet	7	4-5	中	2	10		6	54	48	30	75	○	南海颱風
6014	Jean	7	15-17	中	2	12			57	15	69	69	○	南海颱風
6016	Lucy	7	16-22	強	6	15	4	72	66	18	91	95		西進颱風
6018	Nadine	7	21-26	強	5	13		6	37	19	49	53	○	西進颱風
6019	Olive	7-8	31-4	中	4	24	4	62		52	76	97		轉向颱風
6020	Polly	8	12	輕	1	10		108		132	18	132	×	北上颱風
6021	Rose	8	10-16	中	6	18	3	87	58	59	37	76	○	西進颱風
6023	Trix	8	26-30	中	4	19	15	69	48	43	43	70	○	轉向颱風
6024	Virginia	9	2-6	中	4	14	9	70	24	51	37	66	○	北上颱風
6026	Agnes	9	17-18	輕	1	39			18	72	120	132	×	西進颱風
6027	Bess	9	19-22	強	4		6	73		18	72	73	○	西進颱風
6029	Della	9	27-29	輕	2	13			30	60	48	80	○	南海颱風
6030	Ellaine	10	5-8	強	3	10	4		92	60	88	120		南海颱風
6031	Faye	10	7-14	輕	6	14	21		61	69	46	89	○	雙渦旋
6034	Irma	11	11-14	強	4		12	66	58	26	96	106		轉向颱風
年平均						14	14	64	56	45	57	83		
6105	Ora	6	25-27	中	2	12	12	6	66	45	60	81	○	南海颱風
6111	Winnie	8	1-2	輕	1		6	6		6	24	30	○	西進颱風
6113	Betty	8	12-17	強	5	9	15	64	74	44	66	86	○	西進颱風
6119	Hellen	9	13-15	中	3	13			168	115	58	128	×	轉向颱風
6121	Kathy	10	4-5	輕	1		35		114	114	144	192	×	轉向颱風
6126	Pamela	11	6-8	中	2		21		34	102	90	117		南海颱風
年平均						8	18	35	92	71	70	102		
6201	Wilda	7	1-4	中	4	12	9	91		90	66	127	×	南海颱風
6203	Billie	7	13-17	強	8		17	45	51	21	63	73	○	北上颱風
6206	Ellen	7	17-21	中	5	16	4	12	66	28	39	59	○	北上颱風
6208	Geogia	8	9-10	中	3	17		73		48	60	85	○	南海颱風
6210	Iris	8	10-16	中	5	18	2	18	64	72	53	96		北上颱風
6215	Nora	10	5-9	強	8	7	1	39	34	27	40	55	○	西進颱風
6217	Pathy	10	8-11	強	7	11		12	36	42	84	59	○	西進颱風
6218	Ruth	10	4-7	中	6	10	6	36	88	25	59	72	○	西進颱風
年平均						12	11	46	49	42	50	74		
總平均						11	12	53	57	45	56	81		

將所得之南北向，東西向位移值各加於颱風原來位置之緯度及經度即得 24 小時後之颱風預報位置。

(二) 校驗範圍及作業準備

校驗對象以民國 58 年至民國 62 年間發生於西太平洋海域而進入北緯 14 度至北緯 28 度間，東經 140 度以西之輕度以上颱風。民國 58 年至民國 61 年供校驗之獨立資料取自日本氣象廳刊行之印刷天氣圖，民國 62 年度則於颱風實際作業時加以校驗。校驗期間共發生 130 次颱風，其中有 53 次颱風進入校驗範圍內，共得 188 次獨立資料，自其個別之向量誤差，分析其移動方向之偏差與速度之誤差，以考驗其實用價值。

颱風最佳路徑前三年沿用中央氣象局科技計劃分項研究「侵臺颱風之分析研究」所得路徑，後二年則根據本局颱風圖綜觀分析位置參照關島美軍飛機偵察報告及雷達颱風定位資料，隨點修正繪製最佳路徑圖供校驗之依據。

為顧及填算之方便與事後之校驗，設計一種謝氏颱風路徑預報計算表以利工作之進行。(表一)

颱風周圍網格點之選定則使用兩腳規直接量取，以避免使用透明膠板時，由於地圖投影關係而所導致誤差。

(三) 校驗誤差之分析

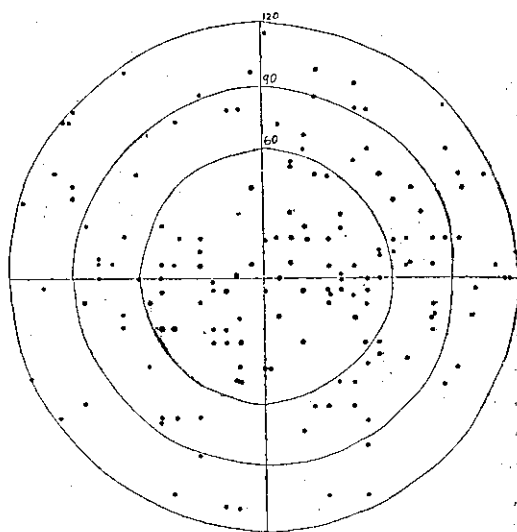
校驗對象 53 個颱風之個別平均誤差示於表二。表內所列數值為個別颱風之平均誤差值，校驗項目計有移動方向偏差(偏角)，速度誤差，南北向位移誤差，東西向位移誤差，合成誤差等；茲將校驗誤差分述於後：

1. 向量誤差

根據 188 次獨立資料之校驗所得南北向位移平均誤差為 45 哩，東西向位移平均誤差為 56 哩，平均合成位移誤差為 81 哩，較原文所提示平均合成誤差 87 哩為佳，可能係由於校驗範圍之限定以致轉向颱風之校驗機會較少之故，以及基本讀值資料取自經事後加以修正之日本氣象廳印刷天氣圖，所得預報因子精度較高，導致校驗成績之提高。當第一次使用中央氣象局天氣圖進行校驗時，由於民國 58 年至 60 年間之部份高空圖為配合展期預報業務改繪北半球圖，以致讀值誤差增大，校驗成績平均合成誤差竟達 99 哩，此點可證本法首重天氣圖分析及讀值之正確始能期於良好之預報成果。以一次颱風之平均合成位移誤差而言，誤差在 90 哩以內者有 37 次，佔校驗颱風總數，(53 個)之 70%；誤差在 91 哩至 120 哩以內者 9 次

，佔總數之 17%；誤差超過 120 哩者有 7 次，佔總數之 13%；約有三分之二之颱風經校驗獲得良好之預報成效。

茲為進一步了解各獨立資料之誤差分佈，將每次校驗所得向量誤差填入散佈圖上，考察其情形如圖八所示。188 誤差點中落入 60 哩誤差半徑以內者有 68 點(36%)，落入 61 哩至 90 哩範圍內者有 54 點(29%)，誤差點落入 91 哩至 120 哩範圍內者 37 點(20%)，誤差點落入 120 哩半徑外者有 28 點(15%)；設誤差容許範圍為 90 哩，則 65%之誤差點落入此範圍內，與個別颱風之平均位移誤差相比較則成績稍差。



圖八 謝氏方法 24 小時預報誤差分佈圖

Fig 8. Scatter diagram for 24-hr errors by TSE'S method

各象限之誤差落點分佈以東北象限之落點為最多，其餘東南象限，西南象限，西北象限則落點數頗為接近，由此可推知預測點偏北時以預報移動速度落後者佔較多數(36%)，預報移速超越者較少(20%)。預測點偏南時其預報移速之超越與落後者略同，各佔落點總數之 21%及 23%，如表三所示。

以各象限之誤差落點與原點(初期颱風位置)之差距而言，東北及西南象限之誤差落點大部份集中於 60 哩半徑內，而東南及西北象限則大部份誤差點落入 60 哩半徑外。

2. 移動方向之偏差

移動方向偏差之校驗係以連結原來颱風位置與 24 小時後實際位置，24 小時後預測位置二直線所成角

度為準，預測點偏右時其角度值為正（+），預測點偏左時其角度值為負（-）。經校驗移動方向之平均誤差為正11度至負12度之間，成績尚佳，但其最大偏差曾出現過正60度及負82度校驗例，前者出現於轉向颱風，後者出現於雙渦旋颱風例。188次校驗例中移動方向偏差呈正角度者有122次，呈負角度者有66次，預測路徑偏右之校驗例佔大多數，約佔總數之65%。

表三 各象限之誤差落點分佈

Table 3. Distribution of errors point for each quadrant by TSe's methods.

象 限	東北象限	東南象限	西南象限	西北象限	計
0-60哩	23	15	17	13	68
61-90哩	19	15	10	11	55
91-120哩	15	6	7	9	37
計	57	36	34	33	160
百分率%	36	23	21	20	100

3. 速度誤差

校驗資料188次中預報速度超越實際速度者出現79次（42%），落後者109次（58%），半數以上之預報點較實際位置落後，平均速度誤差超越者為53哩，落後者為57哩，兩者之誤差值頗為接近。又校驗例188次中，預報速度超越各次之速度差在60哩以內者有51次，90哩以內者有21次，超過90哩者有7次；預報速度落後多次之速度誤差在60哩以內者有68次，90哩以內者有32次，超過90哩者有9次。總校驗多次之63%為速度誤差落在60哩以內，速度誤差落在61哩至90哩間者佔28%，餘9%為速度誤差超過90哩以上者，成績尚佳。

4. 各月預報誤差

各月份颱風位移預報之誤差情形示於表四。6、7、8月之盛夏期，各項校驗誤差最小，初夏之5月，季風轉換期之9月份及初冬之11月份誤差值較大，但10月份則反而誤差值減少，與8月份相接近。本調查期間5月份僅有二次颱風發生，以此少數校驗結果，論定其預報誤差較大，難免有過於武斷之嫌；惟5月份為春夏交接期，冬季盛行於中緯度南部之西風帶逐漸向北退縮，而夏季中卓越之東風系尚未建立，副熱帶高氣壓尚未顯著，因此雖有颱風發生但發展有限，大都屬於輕度颱風，其行徑亦較不規則，大部份於東經130度以東之低緯度海域轉向東北移動，另一部

份則於較低緯度處西進，為颱風行徑預報較困難季節，預報成績當較差。

表四 各月預報校驗誤差（謝氏方法）

Table 4. Monthly errors of forecasting by Tse's methods.

項 目 月 份	校驗 次數	偏 角		速 度		南北向 誤 差	東西向 誤 差	合成 誤 差
		+	-	超越	落後			
5月	6	10°	5°	69	82	67	48	91
6月	7	13	7	52	44	39	39	62
7月	41	10	12	53	46	33	56	74
8月	51	13	7	52	51	44	54	77
9月	25	11	19	66	67	54	73	97
10月	46	12	18	44	61	45	53	78
11月	12	18	15	66	55	59	59	98

6、7、8月之盛夏期則西風帶已退縮至北方，深厚之東風系已建立，副熱帶高氣壓發展西伸，壓達大陸內部，進入校驗範圍內之颱風大多為轉向前之發展期或最盛期之颱風，其環流之垂直發展良好，導引效應顯著，以導引氣流為出發點之本預報法而言，其預報成績當較佳。秋季以後之颱風則由於副熱帶高氣壓逐漸東退，颱風在校驗範圍內轉向機率增多，隨季節之推移，地面大陸高氣壓逐漸發展南下，迫使颱風未按高空導引效應運行，沿大陸高氣壓前緣轉向東北移或沿其南緣於較低緯度西進，影響及預報成績。

5. 颱風強度別預報誤差

茲將校驗颱風各次依照氣象報告發佈連繫辦法規定，分類為輕度、中度及強烈颱風分析其預報誤差情形如表五所示。各項校驗誤差均示輕度颱風之預報誤差較大，而強烈颱風之預報誤差最小，中度與強烈颱風兩者所呈平均合成誤差各為79哩及72哩，頗為接近，但輕度颱風之平均合成誤差則跳躍為102哩，此

表五 颱風強度別誤差統計（謝氏方法）

Table 5. Forecasting errors by Tse's methods which classified by intensity of typhoon.

項 目 颱風類	校驗 次數	偏 角		速 度		南北向 誤 差	東西向 誤 差	合成 誤 差
		+	-	超越	落後			
輕度颱風	15	35	13	21	77	61	67	102
中度風強	23	82	13	11	48	60	52	79
強烈颱風	15	71	8	12	48	53	59	72

校驗結果可提示本預報法對於中度以上之颱風位移動預報較合適，而對颱風環流垂直發展不顯著之輕度颱風其預報效果不佳。移動方向之偏差則中度以上之颱風為 13° 至 -12° 之間預報成果尚佳，而輕度颱風偏差為 13° 至 -21° 間誤差值顯著增大。速度誤差亦以輕度颱風為大，依次為中度、強度颱風。

6. 颱風路徑別預報誤差

各類路徑之颱風位移動預報誤差如表六所示。平均合成誤差以西進颱風類之 69 哩為最小，依次為北上颱風，南海颱風，轉向颱風，以雙渦旋颱風之平均合

成誤差 129 哩為最大。移動方向之平均誤差以西進颱風之 10 度至負 5 度為最小，依次為北上颱風、南海颱風、轉向颱風，其偏角誤差值均在 ± 15 度之間，而雙渦旋颱風偏角誤差仍然為最大，達 13 度至 -36 度之間，正負偏角之出現情形以西進颱風例 71 次校驗資料中預測路徑偏右者有 56 次 (79%)，預測路徑偏左者有 15 次 (21%)，南海颱風及轉向颱風例亦以預測路徑偏右者為多，各佔 65% 及 61%，北上颱風類則以預測路徑偏左者為多，佔 58%，雙渦旋颱風類正負偏角之出現率略同，各佔一半。

表六 颱風路徑別誤差統計 (謝氏方法)

Table 6. Forecasting errors by Tse's methods which classified by typhoon track.

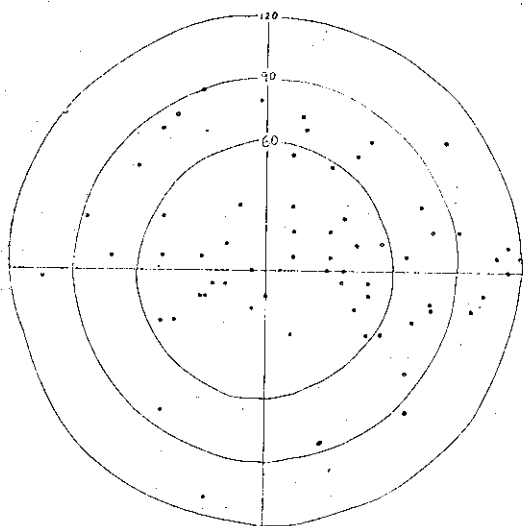
路徑類	項 目	校驗 次數	偏角 (十)		偏角 (一)		速度超越，速度落後				南北向 誤 差	東西向 誤 差	合 成 誤 差
			出現 次數	誤差	出現 次數	誤差	出現 次數	誤差	出現 次數	誤差			
西 進 颱 風		71	56	10	15	5	25	49	46	54	30	56	69
轉 向 颱 風		38	23	12	15	15	17	47	21	81	58	56	92
南 海 颱 風		37	24	14	13	16	15	67	22	53	53	55	86
北 上 颱 風		33	14	13	19	11	18	36	15	54	40	51	73
雙 渦 旋 颱 風		9	5	13	4	36	3	87	6	61	85	85	129

移動速度之平均誤差以北上颱風及西進颱風類之誤差值最小，依次為南海颱風、轉向颱風、雙渦旋颱風。西進颱風預報移動速度，超越者與落後者之平均

誤差值極為接近，但其出現次數則以落後者佔多數，71 次校驗有 46 次 (65%) 落後例出現，其餘各類路徑之颱風則兩者之出現次數較為接近。

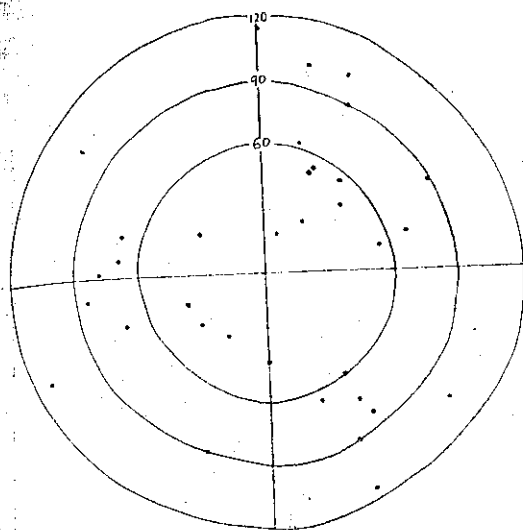
圖九為西進颱風預報誤差點之散佈圖，大部份預測誤差點落入 60 哩半徑內之東北象限內，西北象限落點最少，90 哩半徑內之落點以東北及西北象限佔多數，自圖上分佈情形可知西進颱風之預測路徑以偏北者佔大多數，絕大多數之誤差均為 90 哩以內。一般而言西進颱風之預測路徑約有 70% 較實際路徑偏右 10 度，移動速度以落後者佔大多數，合成誤差 69 哩，為本預報法成績最佳之颱風類。

圖十為轉向颱風預報誤差點之散佈圖，誤差點落入 90 哩以內者 38 次校驗資料內佔 25 點 (66%)，誤差落點散佈於東北、東南、西南之三象限，西北象限落點稀少僅三點而已，經分析颱風轉向前之誤差大部份落入東北及東南象限，轉向後即呈兩種分佈，即誤差點仍落入東北象限者，此分佈出現於颱風以較大角度緩慢轉向時，預測點偏左，預報速度超越。第二種為誤差落點落入西南象限者，此類為颱風急速轉向東北移，預測路徑偏左但速度則落後很多。前者為沿副熱帶高氣壓邊緣，或西風槽不顯著時之轉向颱風，後者為加深槽前面急速轉向之颱風。



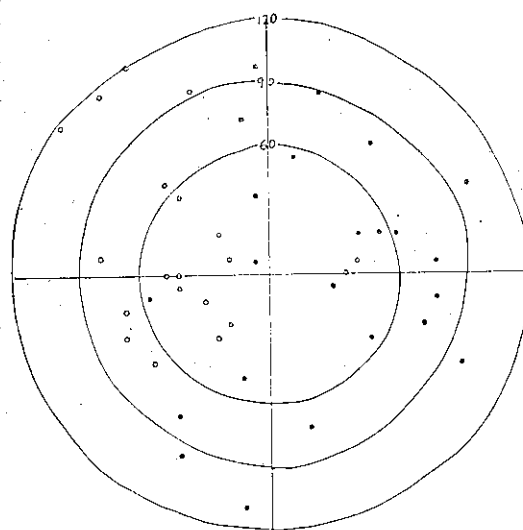
圖九 西進颱風類 24 小時預報誤差分佈圖

Fig 9. Scatter diagram for 24-hr forecast errors by Tse's method in westward movement typhoon.



圖十 轉向颱風類 24 小時預報誤差分佈圖

Fig 10. Scatter diagram for 24-hr forecast errors by Tse's method in recurvate typhoon.



圖十一 北上颱風與南海颱風類 24 小時預報誤差分佈圖

○——北上颱風
●——南海颱風

Fig 11. Scatter diagram for 24-hr forecast errors by Tse's method in Northward typhoon and South China sea typhoon.

圖十一為南海颱風及北上颱風誤差點散佈圖，實心點示南海颱風，空心點示北上颱風，如圖所示南海颱風之誤差點絕大多數落入東北象限，可知在南海西進颱風之預測路徑大都偏右，速度落後者為多，而在南海北移或東北移之颱風則以預測路徑偏左、速度超越者居多。

北上颱風之散佈圖示誤差點大多落入西北及西南象限 60 哩誤差半徑以內，預測路徑為偏西者佔多數。

雙渦旋颱風之誤差落點範圍極廣，9 次校驗資料中落點在 90 哩內者 3 次，120 哩內者 2 次，120 哩外者 4 次，預報效果不佳本預報法未能適用。

(四) 謝氏預報法應用上應注意事項

如上述之謝氏颱風路徑客觀預報法，經校驗成績尚佳，惟所論係指平均情況，各個獨立資料之校驗仍有成績較差之個例出現，因此如應用時考慮高空形勢是否穩定，以及參照過去路徑之連續性判斷所得預報結果是否得當，則當可減低預報失敗之機率。茲將本校驗中所得應用上應注意事項列舉於後供參考。

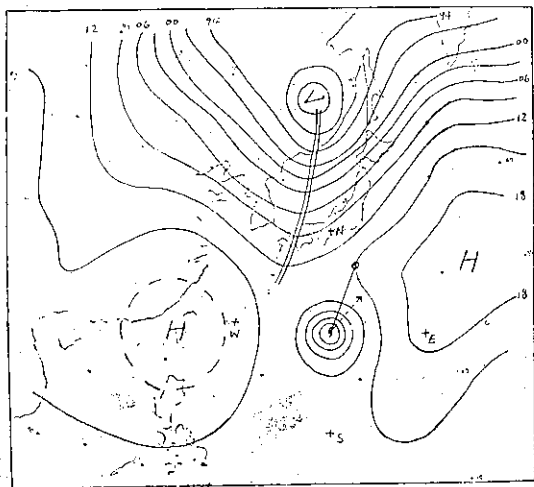
1. 本預報法為求簡易起見所使用之基本資料僅為颱風周圍網格點之高度值，因此其讀值之精確與否即影響及預報效果，回顧前節所述預報式當可知 $\Delta\phi H$ 與 $\Delta\phi$ 之換算比率為 0.04 至 0.09 間， $\Delta\lambda H$ 與 $\Delta\lambda$ 之換算比率為 0.07 至 0.16 之間，設高空形勢為 A 型則讀值誤差 10 重力位公尺下，其南北向位移誤差將為緯度 0.9 度 (54 哩)，東西向位移誤差將為經度 1 度 (60 哩)，可見讀值之重要性，尤其 S 點大多落在資料稀少之北太平洋南部海域，應參考飛機偵察報告慎重考慮力求合理精確。

2. 選擇點之高度值既對預報成果所具影響力至大，預報時效內高度值之變化將影響及預報效果，高度變化以易受西方槽干擾之 N 點為甚，如環流系呈高指數，則熱帶高壓脊西伸則高空形勢較為穩定，N 點高度值之變化輕微，當環流系為低指數狀態則西風槽較為顯著，高壓脊逐漸建立於南北方向，N 點高壓值將有所變化，預報誤差隨此增加；因此，如高空形勢較為不穩定時可將讀值酌加 $\frac{1}{2}\Delta H_{24}$ 予以修正。

3. 當颱風位於兩副熱帶高氣壓間之鞍型氣壓場，而其兩側之高氣壓強度相埒時， $\Delta\phi H$ 值將偏低，所得南北向位移將較實際位稅為小，即南北向位移預報將呈落後現象。

4. 當颱風北方有加深槽移入時，N 點之高度值將顯著降低， $\Delta\lambda H$ 為正值，東西向位移預報將偏東，

但實際颱風路徑則保持原路徑接近加深槽之近傍始轉向，通常本預報法對於颱風之轉向預報時間上大多落後，惟此類形勢下之颱風則提前呈轉向趨勢，預報路徑偏東。（圖十二）



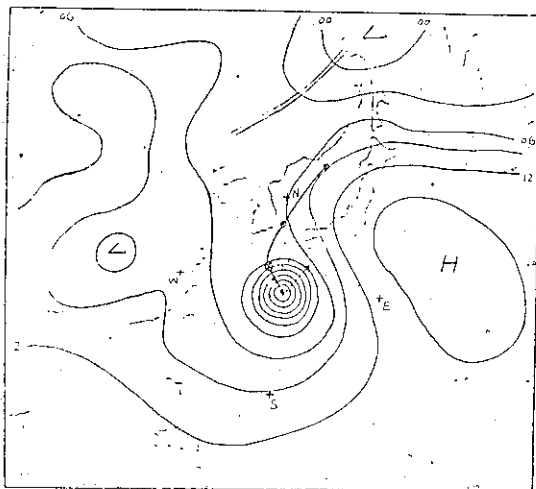
圖十二 700mb 高空圖（凱西颱風）

1972年10月5日8時

Fig 12. 700mb Chart (Typhoon KATHY)

00Z, Oct. 5, 1972.

5. 當颱風附近之等高線呈袋狀時，颱風將向袋口移動，然後緩慢轉向，但本預報法則因 N 點在袋狀低壓槽近傍，高度值減低， $\Delta\lambda H$ 為正值，預測點將較實際位置偏東，誤差值將增大（圖十三）。



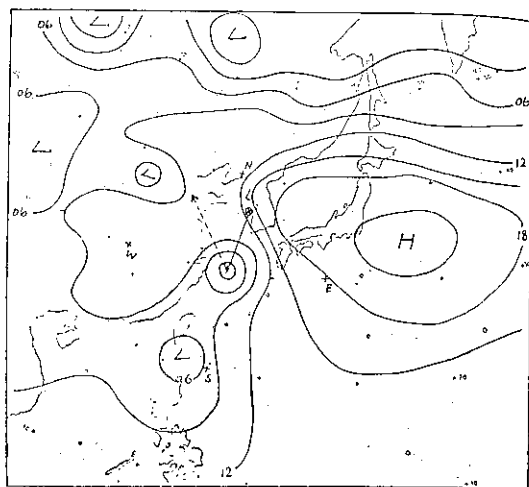
圖十三 700mb 高空圖（歐莉颱風）

1971年8月3日20時

Fig 13. 700mb Chart (Typhoon OLIVE)

12Z, Aug. 3, 1971.

6. 颱風之南面有減旋環流存在時，S 點將落在低氣壓近傍，高度值偏低， $\Delta\lambda H$ 負值增大，因而預測西份誤差將大幅增大。（圖十四）



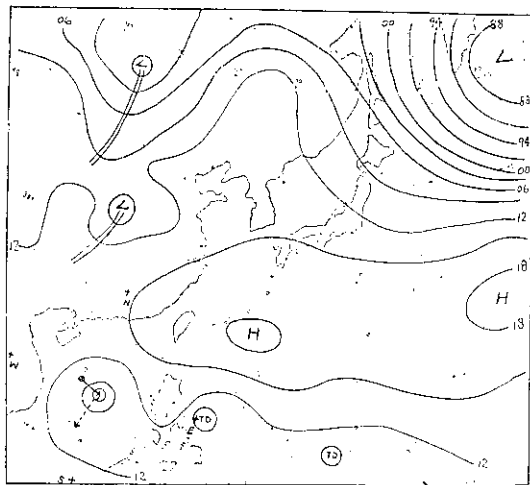
圖十四 700mb 高空圖（玻莉颱風）

1971年8月9日20時

Fig 14. 700mb Chart (Typhoon POLLY)

12Z, Aug. 9, 1971.

7. 當熱帶輻合帶上發生一連串颱風時，最西面颱風之南北向預報位移將呈偏南趨勢，此乃由於 E 點落在東面颱風範圍內，高度值顯著偏低，已失了一般流之代表性所致，應用時須注意。（圖十五）



圖十五 700mb 高空圖（芙勞西颱風）

1972年9月12日20時

Fig 15. 700mb Chart (Typhoon FLOSSIE)

12Z, Sep. 12, 1972.

8. 颱風呈滯留情況時， $\Delta_{\phi} H$ 、 $\Delta_{\lambda} H$ 鮮少出現零值，因此導致一連串之較大誤差，本預報法不適於此類颱風。

9 產生藤原效應之雙渦旋颱風，本預報法亦不適用。

三、NSC-72 颱風路徑客觀預報法之校驗

1972 年陳毓雷氏經國科會支援，將美國國家颶風研究室近年來致力發展之颶風移動統計客觀預報法 (NHC-67)，導進於西太平洋颱風路徑之預報，訂名為 NSC-72 而獲得良好成果。本方法係由米勒於 1958 年所倡之回歸選擇法演進改良所得，自許多候選預報因子選擇其回歸特性優良者構成回歸方程式以求颱風未來位移，陳氏考慮太平洋區高空資料之經常蒐集率，及信賴度而參酌西太平洋區氣候特性及颱風預報過去經驗而初選 169 個候選預報因子供回歸分析，擇其較優因子導出包括 24、36、48 小時後之颱風南北向位移，東西向位移及颱風強度等 9 個方程式，供西太平洋區颱風路徑客觀預報之用。陳氏以 60 次獨立資料校驗其預報誤差得 24 小時平均向量誤差 89 哩，36 小時平均向量誤差 149 哩，48 小時平均向量誤差 227 哩，強度誤差分別為 16mb、22mb、24mb 等結果。

本方法預報操作較為繁雜，如由人工計算則費時太多，對於注重時間性之預報作業而言未必理想，惟最近中央氣象局添購簡易電子計算機，可大幅縮短計算時間，為配合目前進行之「臺灣地區颱風雨量客觀預報法」乃對本方法予以廣範圍之校驗，研討其優劣及實用性供實際作業參考，以提高颱風預報效率，進而增進颱風雨量客觀預報精度以減輕颱風災害。

(一) 校驗工作之準備

陳氏以 545 次個案資料，以 24、36、48 小時後之南北、東西向位移及中心最低氣壓（強度）為預報目標（ \hat{Y} ），使用逐步回歸分析，獲得 9 個複式線型回歸方程（預報式），其一般型式為：

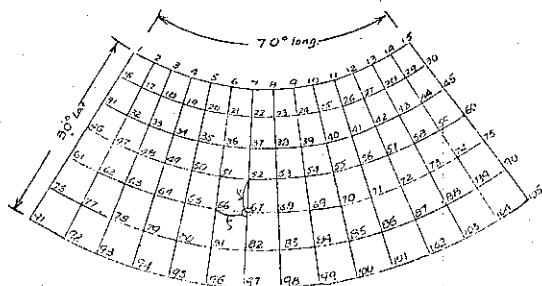
$$\hat{Y} = \sum_{i=1}^n a_i x_i$$

上式 x_i 為預報因子， a_i 為相當於 x_i 之回歸係數， n 為預報因子數。 $x_0=1$ 即指 a_0 ，為截點常數。預報方程如表七所示，表內列舉有預報因子之 PCR 值，全方程式之累計 PCR 值及剩餘誤差供參考。

計算步驟為將各預報方程所包括之各種預報因子乘其固有回歸係數後求其總和即可後以哩為單位之向

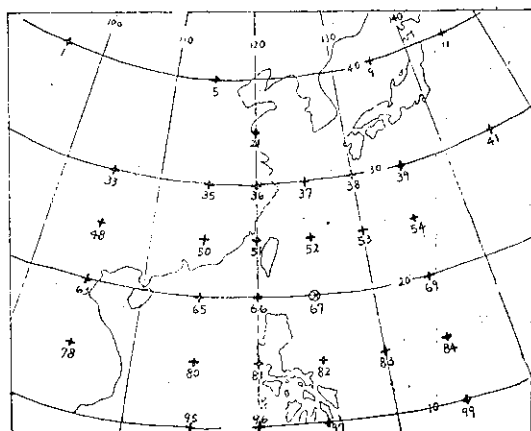
量預報位移，或以 mb 為單位之颱風中心示度。表八示候選預報因子之定義，候選預報因子分別為第一類及第二類計有 169 個，第一類係直接產生之預報因子，第二類則需經計算而間接產生之預報因子。

本方法之最基本步驟為摘出候選預報因子，各候選因子之所在位置係以隨颱風移動之網格系統為準，網格點距離為經緯度各 5 度，取材範圍為東西佔經度 70 度，南北佔緯度 30 度，計有 105 網格點。網格點系統以第 67 點為颱風之中心位置，如圖十六所示。



圖十六 網格點系統
Fig 16. Grid point system.

本文僅對颱風位移予以校驗，因此為便於預報因子之讀值，透明膠板上僅標示實際錄用之預報因子所在網格點，以節省讀值時間，為避免隨颱風之移動而產生地圖投影所引起誤差，讀值用透明膠板以每隔 5 個緯度繪製一種，即以現用之亞洲天氣圖為藍本，分別以北緯 15 度、20 度、25 度為網格點 67 點所在緯度而準備三種膠板以覆蓋於天氣圖上，分別讀出其南北 2.5 度範圍內颱風之各預報因子，如圖十七所示。為便於讀值記及校驗，印製陳氏颱風路徑客觀預報計



圖十七 NSC-72 法颱風位移預報用網格系統
Fig 17. Grid point system for typhoon movement forecasting by NSC-72 method.

算表一種以利工作，表七所示各方程之預報因子係以 PCR (Percent reduction) 即百分遞減率之大小爲序而排列，計算表則爲讀值方便將預報因子予以重新

排列，先將各預報因子所屬氣層次序依照 500mb, 700mb, 地面而分類，各類內之預報因子依照網格點序碼由小至大依次排列以便讀值。(表九)

表七 預報方程式 $\hat{Y} = \sum_{i=1}^n a_i x_i$

Table 7. Regression Equation $\hat{Y} = \sum_{i=1}^n a_i x_i$

	24 小 時			36 小 時			48 小 時		
	回歸係數	預報因子	PCR(%)	回歸係數	預報因子	PCR(%)	回歸係數	預報因子	PCR(%)
南 北 向 位 移 (哩)	-5483.56322	1	0	-7475.62724	1	0	-6478.65611	1	0
	-0.55675	H ₈₆	8.4	0.04479	ZV ₈	11.7	-1.15299	DH ₅₂	12.7
	0.00996	ZV ₈	7.9	-0.42488	ΔP ₋₁₂	9.6	1.21696	Y ₋₁₂	10.1
	0.26568	H ₈₄	5.6	-6.69854	P ₈₁	9.5	-0.34190	X ₋₁₂	9.2
	6.49655	P ₈₉	3.9	5.85532	P ₇₀	5.2	-1.36627	H ₈₀	5.2
	-0.67500	Z ₅₈	3.1	-0.88698	Z ₅₈	3.4	10.56429	P ₇₀	3.2
	-4.57011	P ₅₀	3.0	0.71581	H ₆₉	3.5	0.38836	Z ₉	1.7
	0.14224	Z ₉	1.5	4.76828	P ₆₉	1.3	-0.49214	Z ₃₈	1.2
	-0.15082	X ₋₁₂	1.4	-0.61405	H ₈₆	1.1	1.52312	H ₈₄	1.4
	-0.15665	DZ ₅₁	1.3	7.67238	P ₉₇	1.3	-0.66164	Z ₅₂	1.0
	3.65458	P ₈₈	1.2	1.03529	Y ₋₁₂	0.9			
	0.67572	Z ₆₉	1.0	-0.24212	X ₋₁₂	1.0			
	-0.01764	HV ₆	1.0	0.14619	Z ₀	0.9			
	0.80861	Y ₋₁₂	1.1						
	累計 PCR 值	52.4		累計 PCR 值	49.3		累計 PCR 值	45.6	
	誤差 (哩)	57.5		誤差 (哩)	89.5		誤差 (哩)	130.9	
東 西 向 位 移 (哩)	1462.52621	1	0	-1727.64103	1	0	-5744.46894	1	0
	0.02983	ZU ₄	33.8	0.58506	Z ₃₇	37.3	0.67589	Z ₃₇	35.5
	1.06760	X ₋₁₂	9.2	1.34065	X ₋₁₂	9.7	1.60315	X ₋₁₂	5.9
	0.41433	H ₅₈	7.4	0.00592	ZU ₄	5.5	0.02812	ZU ₄	5.7
	0.50538	Z ₂₁	6.1	0.78515	DH ₈₉	2.9	0.99935	Z ₄₁	2.5
	0.45314	DH ₈₉	3.4	0.84263	Z ₄₁	2.5	1.02195	Z ₂₁	2.4
	-8.87323	P ₉₉	2.8	-1.07552	Z ₈₉	1.8	-1.60133	H ₈₉	2.2
	-0.11618	Y ₋₁₂	2.5	0.34920	H ₅₀	1.7	0.83700	DH ₈₉	2.2
	1.64951	P ₈₈	1.6	0.87687	Z ₂₁	1.7	0.53690	Z ₈₅	1.8
	-2.77656	P ₁₁	0.9	-10.70849	P ₉₉	1.0	10.01364	P ₈₀	1.3
	4.37921	P ₄₁	1.0	-0.41917	Z ₁	0.9	-17.96769	P ₉₉	1.0
				5.70382	P ₈₀	0.7	0.53691	DZ ₅	1.0
				0.17376	Z ₅	0.8	-0.63120	Y ₋₁₂	0.7
	累計 PCR 值	68.7		累計 PCR 值	66.9		累計 PCR 值	62.2	
	誤差 (哩)	80.8		誤差 (哩)	124.9		誤差 (哩)	183.8	

強 度 (q_m)	同 歸 係 數			預報因子			PCR(%)			同 歸 係 數			預報因子			PCR(%)			同 歸 係 數			預報因子			PCR(%)				
	1431.62867			1			0			1156.70119			1			0			1800.23321			1			0				
	-0.03195			Z_{67}			13.1			-0.50519			P_{67}			19.1			-0.64470			P_{67}			27.9				
	-0.06843			Z_{39}			4.6			-0.04729			Z_9			8.6			-0.04176			Z_9			7.1				
	0.08066			DH_{88}			1.2			0.25782			TH_{50}			4.9			0.26782			TH_{50}			5.5				
	-0.12048			H_{84}			1.2			0.25093			ΔP_{-12}			3.0			0.33113			ΔP_{-12}			2.5				
	0.11329			Z_{52}			1.6			-0.04421			TH_{67}			1.4			-0.27272			Z_{99}			1.5				
	-0.09885			Z_{87}			0.9			-0.17077			Z_{99}			1.0			-0.00933			Zu_4			1.4				
	-0.55231			P_{41}			0.9			-0.05985			X_{-12}			1.3			0.08887			DH_8			1.0				
										0.10065			DH_{88}			1.1			0.04749			Z_8			0.7				
									1.63583			P_{66}			0.8			0.10359			Z_{81}			0.9					
									-1.60894			P_{80}			1.4			-0.10773			DZ_{51}			0.8					
																		1.32413			P_{52}			0.8					
																		-1.06348			P_{65}			0.9					

表九 NSC-72 法颱風路徑預報計算表
Table 9. Calculate sheat of NSC-72 method.

颱風名稱

CHENG'S 颱風路徑預報計算表

$$Y = \sum_{i=0}^n a_i x_i$$

No.

F ₂₄ 南北位移		F ₂₄ 東西位移		F ₃₆ 南北位移		F ₃₆ 東西位移		F ₄₈ 南北位移		F ₄₈ 東西位移	
Z ₉ *		Z ₂₁ **		Z ₉ *		Z ₁		Z ₉ *		Z ₂₁ **	
Z ₅₉ *		Zu ₄ **		Z ₅₉ *		Z ₆		Z ₈₈		Z ₃₅	
Z ₆₉		H ₅₉		Zv ₆ *		Z ₂₁ **		Z ₅₂		Z ₃₇ △	
Zv ₆ *		DH ₆₉ **		H ₆₆ *		Z ₈₇ △		H ₅₀ △		Z ₄₁ △	
DZ ₅₁		P ₁₁		H ₆₉		Z ₄₁ △		H ₉₄ *		Zu ₄ **	
H ₆₆ *		P ₃₈		P ₅₁		Z ₉₉		DH ₅₂		DZ ₅	
H ₉₄ *		P ₄₁		P ₆₉ *		Zu ₄ **		P ₇₀ △		H ₉₉	
Hv ₆		P ₉₉ **		P ₇₀ △		H ₅₀ △		X ₋₁₂ *		DH ₆₉ **	
P ₅₀		X ₋₁₂ *		P ₉₇		DH ₆₉ **		Y ₋₁₂ *		P ₈₀ △	
P ₆₈		Y ₋₁₂ *		ΔP ₋₁₂		P ₈₀ △				P ₉₉ **	
P ₆₉ *				X ₋₁₂ *		P ₆₉ **				X ₋₁₂ *	
X ₋₁₂ *				Y ₋₁₂ *		X ₋₁₂ *				Y ₋₁₂ *	
Y ₋₁₂ *											
哩		哩		哩		哩		哩		哩	

Zv₆

39	54	69	84*	99	S
35*	50	65	80*	95	S

 D ÷ Sin φ =

--

Hv₆

33	48	63	78	S
21	36	51	66	S

 D ÷ Sin φ =

--

Zu₄

35*	36	37	38	39	S
80*	81	82	83	84*	S

 D ÷ Sin =

--

X₋₁₂ =

--

 哩 Y₋₁₂ =

--

 哩

使用資料之時間： 年 月 日 時 (Z)

颱風名稱	時間	北緯	東經	中心氣壓	最大風速	暴風半徑
12小時前颱風位置	Z					
現在颱風位置	Z					
24小時後颱風預測實際位置	Z			南北位移誤差	哩	哩
36小時後颱風預測實際位置	Z				哩	哩
48小時後颱風預測實際位置	Z				哩	哩

第一類預報因子之讀值可直接填入計算表，第二類預報因子則需先經由表下方所列計算步驟求得預報因子再填入計算表內，表中 ϕ 為颱風所在緯度。計算係使用日製 Sharp Compet 363P 型簡易電子計算機，除第二類預報因子需先行個別計算外，其餘如同歸係數與預報因子之積及最後求其總和等步驟均預先錄入程式，打進讀值資料即可獲得預報目標。

本預報法之操作雖部份藉助電子計算機，惟讀值仍需時 30 分鐘，計算需 10 分鐘即一次預報步驟完成需 40 分鐘。本校驗所依據之最佳颱風路徑及校驗範圍與上章所述相同。

(二) 校驗誤差之分析

調查期間進入校驗範圍而符合條件之颱風計有 46 個，共得 24 小時預報校驗資料 237 次，36 小時預報校驗資料 213 次，48 小時預報校驗資料 178 次，24

小時預報校驗項目包括移動方向偏差，速度誤差，南北向位移，東西向位移，合成位移等，36 時以上之預報校驗則僅對南北向位移，東西向位移，合成位移予以校驗。

1. 向量誤差

表十為個別颱風之各項平均誤差，24 小時南北向位移之平均誤差為 45 哩，東西向位移平均誤差為 67 哩，平均合成誤差為 88 哩，與原作者以 60 次資料所得誤差略同，36 小時平均合成誤差為 129 哩，48 小時平均合成誤差為 159 哩，較原作者所得 149 哩及 227 哩誤差大幅減低。46 個颱風校驗例中，24 小時個別颱風之平均合成誤差在 90 哩以內者有 29 次，佔總校驗颱風數之 63%，平均合成誤差在 91 哩至 120 哩內者有 9 次，佔總數之 20%，平均合成誤差超過 120 哩者有 8 次，佔總數之 17%。

表十 NSC-72 法 颱風 位 移 預 報 之 校 驗

Table 10. Verification of predict typhoon movement by NSC-72 method.

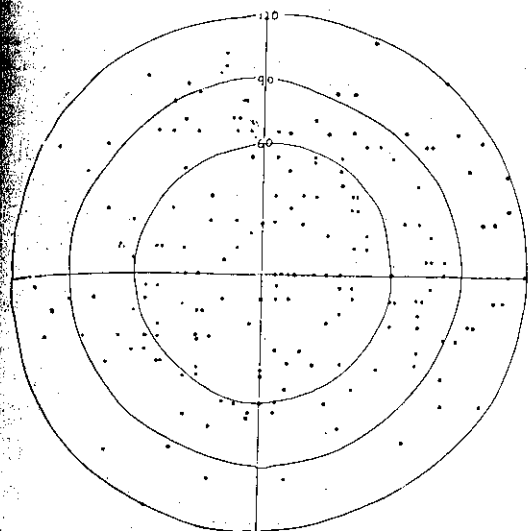
颱風編號	颱風名稱	月 日	強度	偏 角		速 度		誤 差 (24hr)				判 別	誤 差 (36hr)			誤 差 (48hr)		
				+	-	超越	落後	南北	東西	合成			南北	東西	合成	南北	東西	合成
5805	Viola	7 24-27	強	8°	14°	60	87	37	72	84	○	○	53	92	113	49	100	115
5806	Winnie	7 30-31	輕	9	4	30	18	30	15	36	○	○	150	54	162			
5808	Betty	8 6-7	中	10	5	18	68	32	64	81	○	○	26	102	104	69	198	207
5809	Cora	8 16-19	中	3	16	45	9	34	32	48	○	○	59	66	97	80	77	118
5811	Elsie	9 24-26	強	7	3		71	24	66	76	○	○	41	152	162	128	206	238
5812	Flossie	9 30-10 3	中	3	23	40	70	30	67	83	○	○	44	85	103	74	135	159
5816	June	10 31-11 3	中	25	27	44	86	41	84	96			57	115	132	55	70	90
5817	Kathy	11 6-7	中		25		55	135	21	138	×	×	300	93	315	372	210	420
5818	Lorna	11 28	輕	15			96	45	147	150	×	×	54	131	156	42	126	126
年 平 均				12	15	44	67	38	64	83			65	100	132	80	120	150
5901	Nancy	2 26	中	20	0		105	72	49	81	○	○	72	114	132			
5902	Olga	6 30-7 2	強	5	30		64	52	50	72	○	○	92	70	120	141	45	147
5908	Violet	8 7-8	強	7	5	48	102	42	54	84	○	○	39	74	88	66	24	72
5909	Wilda	8 11-12	中	10	23	54		45	60	78	○	○	42	144	144			
5910	Anita	8 18-19	強		17	6	57	80	84	74	○	○	72	72	108	108	168	198
5911	Billie	8 25-27	中	17	28	30	36	40	72	82	○	○	59	146	161	88	126	135
5915	Fran	9 5-6	輕	30		138	116	111	147	191	×	×	204	200	351	237	372	347
5916	Geogia	9 8-13	強	12	15	48	47	51	44	76	○	○	55	88	114	82	117	149
5918	Iris	10 4-6	強	4	16	69	70	44	19	53	○	○	80	17	83	152	26	155
5919	Joan	10 14-16	中	14	15	39	57	63	55	73	○	○	44	76	94	82	126	164
5920	Kate	10 21-23	中	68		57	94	92	98	138			147	111	210	232	156	302
5922	Marge	11 1-5	輕	54	10	86	50	29	71	85	○	○	48	87	107	99	84	131
5925	Patsy	11 17-19	強	5	10		150	20	108	122	×	×	42	198	208	66	306	315
年 平 均				28	16	49	73	54	67	91			74	97	139	118	128	181

颶風 編號	颶風名稱	月 日	強 度	偏 角		速 度		誤 差 (24hr)				判 別	誤 差 (36hr)			誤 差 (48hr)		
				+	-	超越	落後	南北	東西	合成			南北	東西	合成	南北	東西	合成
6007	Carla	5 20-21	輕	5	29		112	95	81	135	×	×	136	92	170	156	51	192
6008	Dinah	5 26-27	中	4	14		45	33	32	54	○	○	71	64	109	77	93	128
6010	Freda	6 15	中	2	15		99	18	96	99			15	150	150	36	165	168
6016	Luch	7 17-21	強	17	18	20	74	40	57	76	○	○	63	93	116	43	139	150
6018	Naoine	7 21-25	強	9	2	36	62	11	62	64	○	○	33	113	121	86	133	169
6019	Olive	7 31-8 3	中	20		44	86	54	52	87	○	○	96	69	118	80	75	120
6020	Polly	8 8	輕	15			114	18	132	132	×	×	54	78	90	150	72	162
6021	Rose	8 11-14	中	15	7	18	75	48	60	93			60	74	92	99	101	165
6023	Trix	8 26-28	中	4	19		72	18	91	92			18	133	137	18	170	172
6024	Virginia	9 2- 6	中	15	10	58	46	49	17	57	○	○	61	39	84	67	43	88
6026	Agness	9 17	輕	29			60	18	122	124	×	×	24	205	205	18	282	290
6027	Bess	9 19-21	強	3	3	51	60	13	53	53	○	○	24	59	65	29	44	61
6030	Elaine	10 4- 7	強	19	4		74	32	68	77	○	○	76	96	124	66	124	142
6031	Faye	10 7-10	輕	16		118	98	60	92	115			129	136	214	163	145	228
6034	Irma	11 10-14	強	5	31	6	102	69	121	141	×	×	99	120	159	114	226	252
年 平 均				14	15	49	77	41	69	88			66	96	126	79	120	158
6105	Ora	6 25-26	中	10	8	60	74	36	72	90	○	○	60	99	126	84	39	111
6113	Betty	8 12-16	強	14	13	33	30	49	42	74	○	○	43	71	92	50	71	95
6119	Hellen	9 13-14	中	9	11		92	62	70	96			114	36	123	210	42	216
年 平 均				12	11	37	69	49	54	82			58	70	103	78	69	119
6203	Billie	7 13-17	強		18	40	6	25	74	69	○	○	32	47	58	45	62	80
6206	Helen	7 18-19	中	8	20		38	62	57	86	○	○	86	84	130	83	57	93
6210	Iris	8 11-15	中	17	32	114	58	63	90	117			97	139	168	113	191	219
6215	Nora	10 5- 8	強	11	20	72	27	37	44	74	○	○	93	59	114	76	63	93
6217	Pathy	10 8-11	強	17	9	45	47	44	68	84	○	○	60	107	127	123	161	210
6218	Ruth	10 14-16	中	16	7	90	132	20	99	104			23	185	188	46	236	238
年 平 均				15	19	77	50	46	72	89			67	95	126	85	129	157
統 計 次 數				121	94	78	150	237	237	237			213	213	213	178	178	178
總 平 均				17	16	53	64	45	67	88			67	96	129	88	120	159

表十一 圖十八所示誤差落點分佈之統計 (NSC-72 法)

Table 11. Distribution of errors which shown by figure 18. (NSC-72 method).

預報 時限	項 目	60 哩以內	61-90 哩	91-120 哩	121-150 哩	150-180 哩	180 哩以上	計
24hr	77次	68	36	24	20	12		237
	33%	29%	15%	10%	8%	5%		100%
36hr	39次	37	37	36	19	45		213
	18%	17%	17%	17%	9%	22%		100%
48hr	27次	29	22	22	16	62		178
	15%	16%	12%	12%	10%	35%		100%



圖十八 NSC-72 法 24 小時預報誤差分佈圖

Fig 18. Scatter diagram for 24-hr forecast errors by NSC-72 method.

茲將 24 小時預報之每次校驗所得向量誤差，填入散佈圖以考察其誤差點分佈情形得如圖十八所示。237 點誤差落入於 60 哩誤差半徑以內者有 77 點 (33%)，落入 61 哩至 90 哩者有 68 點 (29%)，落入 91 哩至 120 哩者有 36 點 (15%)，誤差點落入 120 哩半徑外者有 56 次 (23%)，即校驗數之 62% 誤差點落入 90 哩半徑內，與個別颱風之平均合成誤差在

90 哩以內之頻率 63% 略同。(表十一)

各象限之落點數以東北象限最多，依次為東南象限，西南與西北象限則落點數略同，一般而言誤差點之分佈無顯著規律可尋，但可窺知南北向位移預報效果較東西向位移預報效果為佳。

36 小時之預報誤差點有 52% 落入 120 哩半徑內，26% 落在 121 哩至 180 哩之間，其餘 22% 落在 180 哩半徑外，設容許誤差範圍為緯度 2 度則僅半數校驗例符合預報標準，設誤差容許範圍為 2.5 度則有 69% 校驗例符合標準。

48 小時之預報誤差點落入 120 哩半徑內者有 43%，落入 121 哩至 180 哩之間者有 22%，設誤差容許範圍為緯度 2.5 度則有 55%，設誤差容許範圍為緯度 3 度則有 65% 落入此範圍內。(表十一)

2. 移動方向之偏差

移動方向之偏差經校驗，其平均誤差角度為正 17 度至負 16 度之間，237 次校驗資料中移動方向預報與實際相符者有 22 次 (9%)，預測方向偏右者有 121 次 (51%)，預測方向偏左者有 94 次 (40%)，無顯著規律可循。(表十)

茲為求其角度誤差之構成情形，將角度偏差以 10 度為單元，分別求其出現頻率如表十二所示。237 次資料中角度偏差在 $\pm 10^\circ$ 以內者佔 47%，約半數之校驗資料顯示優異成績，角度偏差在 $\pm 20^\circ$ 以內者計有 73%。

表十二 移動方向預報誤差之分佈

Table 12. Distribution of direction errors (NSC-72 method)

項 目	正 偏 負 角	+				0°	-				計
		30°以上	30°-21°	20°-10°	10°以下		10°以下	11°-20°	21°-30°	30°以上	
出 現 次 數		15	18	37	51	22	38	27	18	11	237次
百 分 率		6	8	15	22	9	16	11	8	5	100%
		14%		47%					13%		
				73%							

根據颱風移動速度之氣候學統計，緯度 20 度以南颱風之平均移動速度為一天移動緯度 4 度，以此為標準則當移動方向偏差為 10 度則 24 小時向量誤差為 45 哩，20 度則 24 小時向量誤差為 90 哩，即 73% 之校驗例符合 90 哩為容許誤差範圍內之標準，移動方向之 24 小時預報成績尚佳。

3. 移動速度誤差

237 次校驗資料中 24 小時颱風預報位置與實際位置完全相符者有 9 次 (4%)，預報速度超越實際速度者有 78 次 (33%)，落後者有 150 次 (63%)，移動速度之預報以落後者佔大多數，為超越例之二倍，速度誤差值則超越例平均速度誤差為 53 哩，落後例

表十三 移動速度預報誤差之分佈

Table 13. Distribution of velocity errors (NSC-72 method)

項 目	情 形	移 動 速 度 超 越			0 哩	移 動 速 度 落 後			計
		90哩以上	90-61哩	60哩以下		60哩以下	61-90哩	90哩以上	
出 現 次 數		8	18	52	9	81	30	39	237次
百 分 率		3	8	22	4	33	13	17	100%

平均速度誤差為 64 哩，以後者之誤差較大。(表十)

速度誤差之出現頻率則誤差在 60 哩以內者佔總數之 59%，誤差在 90 哩以內者佔總數之 80%，其餘 20%誤差超過 90 哩以上，其中 17%為落後例所佔，超例僅佔 3%而已。(表十三)

4. 各月颱風之預報誤差

各月份颱風之位移預報誤差如表十四所示，平均合成誤差以 7 月份之 72 哩為最小，8 至 10 月間平均合成誤差為 85 至 87 哩，成績尚佳，5 至 6 月份則平

均合成誤差增至 95 哩，其預報效果未能符合要求，以 11 月份之平均合成誤差為最大，高達 116 哩。

移動方向之偏差以 6 月份之 $\pm 10^\circ$ 以下為最小，7 至 9 月份平均角度偏差為 $\pm 17^\circ$ 以下預報成績尚佳，10 月份以後則平均角度偏差增加為 20° 以上預報效果不佳，初夏 5 月份之角度平均誤差情形較為特殊，偏右者角度誤差為 5° ，但偏左者則角度誤差極大，平均達 26 度，其預報路徑較實際路徑偏西之特性極為顯著。

移動速度誤差與前節所述情形相同，各月份均以落後例之誤差值較大，此趨勢以 6 月及 11 月份最為顯著，誤差值超過 90 哩，其餘各月份之平均誤差值為 65 哩左右，移動速度超越例之各月平均速度誤差除 10 月份之誤差值 68 哩較大外，其餘各月份之誤差值均在 60 哩以下。如上所述本預報法對於盛夏颱風之預報成果較佳，春夏之交與初冬之颱風預報效果不佳，尤以初冬之候為甚。

5. 颱風強度別之預報誤差

颱風強度別預報誤差以強烈颱風類之合成平均誤差值 77 哩為最小，次為中度颱風之 88 哩，以輕度颱風之預報效果最差，平均合成誤差高達 118 哩。(表十五)

表十四 月別颱風預報誤差

Table 14. Monthly forecast errors by NSC-72 method.

項 目 月 別	偏 角		速 度		南北位	東西位	合成
	+	-	超越	落後	移誤差	移誤差	誤差
5月	5°	26°	78	78	64	56	95
6月	6	10	60	96	29	82	94
7月	11	16	36	65	33	62	72
8月	14	17	53	61	43	64	85
9月	15	10	59	69	46	62	86
10月	22	16	68	68	49	67	87
11月	28	25	35	90	51	94	116

表十五 颱風強度別預報誤差之統計

Table 15. Forecast errors by NSC-72 method which classified by intensity of typhoon.

項 目 颱風 別	誤 差	偏 角		速 度		南 北 向	東 西 向	合 成
		+	-	超 越	落 後	位 移 誤 差	位 移 誤 差	誤 差
輕 度 颱 風	誤 差	25°	15°	77哩	88	56哩	93	118
	統計次數	22次	6	9	21	30	30	30
中 度 颱 風	誤 差	17°	18°	57哩	69	48哩	64	88
	統計次數	50次	38	34	63	101	101	101
強 烈 颱 風	誤 差	12°	15°	41哩	66	39哩	62	77
	統計次數	49次	50	35	66	106	106	106

平均偏角誤差以強烈颱風類最小，為 $\pm 15^\circ$ 以下，其正負偏角之出現次數各佔一半，中度颱風之角度誤差稍微增大，平均為 $\pm 18^\circ$ ，正偏角次數稍多於負偏角出現次數，輕度颱風之角度誤差最大，為 25° 至 -15° ，以正偏角出現次數佔絕大多數，誤差值亦以正偏角者為大。

速度誤差亦依強度、中度、輕度颱風依序逐漸增大，各類颱風之預報速度均以落後者佔大多數約為超越者之二倍。

6. 颱風路徑別預報誤差

表十六示各種路徑颱風之各項校驗誤差，平均合成誤差以西進颱風類之 80 哩為最小，依次為北上颱風 (84 哩)，南海颱風 (85 哩)，轉向颱風 (95 哩)，以雙渦旋颱風之平均合成誤差 145 哩為最大。

移動方向之平均偏角誤差以西進颱風類之 13° 至 -11° 為最小，依次為北上颱風 (13° – 19°)，轉向颱風 (14° – 24°)，雙渦旋颱風 (20°)，以南海颱風之偏角誤差 37° – 12° 為最大。

表十六 颱風路徑別預報誤差

Table 16. Forecasting errors by NSC-72 method which classified by typhoon track.

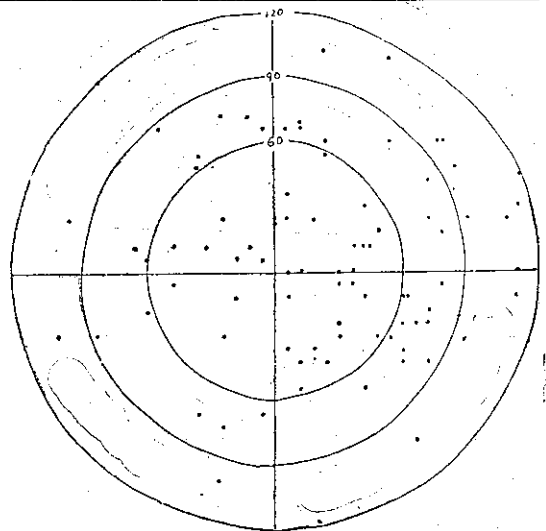
項 目 颱風類	誤 差	偏 角		速 度		南 北 向 位 移 誤 差	東 西 向 位 移 誤 差	合 成 誤 差
		+	-	超 越	落 後			
西 進 颱 風	誤 差	13°	11°	42哩	65	36哩	62	80
	統計次數	58次	38	32	67	104	104	104
轉 向 颱 風	誤 差	14°	24°	40哩	81	52哩	70	95
	統計次數	25次	22	13	40	54	54	54
北 上 颱 風	誤 差	13°	19°	63哩	49	45哩	67	84
	統計次數	12次	22	20	15	38	38	38
南 海 颱 風	誤 差	37°	12°	59哩	72	50哩	63	85
	統計次數	17次	12	9	22	31	31	31
雙 渦 旋	誤 差	20°		123哩	107	80哩	114	145
	統計次數	10次		4	5	10	10	10

正負偏角之出現分佈為雙渦旋颱風10次資料均呈正偏角，西進颱風類 96 次校驗資料中有 58 次 (60%) 呈正偏角，南海颱風及轉向颱風正負偏角之出現次數較為接近，北上颱風反而負偏角之出現次數多於正偏角出現次數之二倍。

移動速度之平均誤差以北上颱風及西進颱風兩類之誤差為最小，雙渦旋颱風之誤差最大。

移動速度超越與落後之出現次數分佈為除北上颱風以超越例佔多數外，其餘各類路徑之颱風均以落後者佔大多數，除雙渦旋類颱風外均為超越例之二倍以上。

圖十九為西進颱風類預報誤差點之散佈圖，大部份誤差點落入東北及東南象限，以西南象限之落點最少，由圖上可窺知西進颱風類之東西向位移預報以落後者佔大多數，總數 104 個落點中有 69% 落入 90 哩誤差半徑內。(表十七)



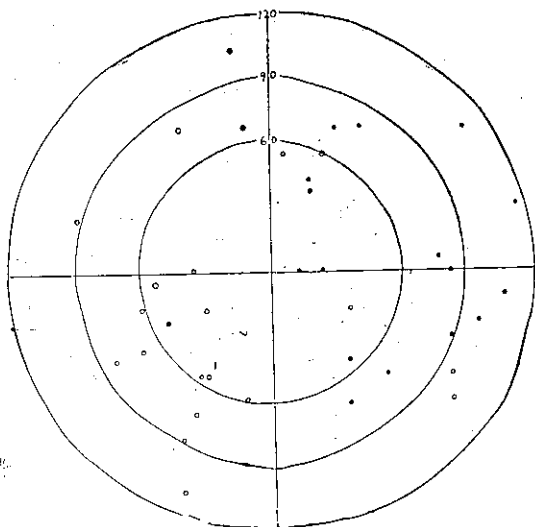
圖十九 西進颱風類 24 小時預報誤差分佈圖
Fig 19. Scatter diagram for 24-hr forecast errors by NSC-72 method in westward typhoon.

表十七 颱風路徑別誤差分佈之頻率

Table 17. Frequency of forecast errors distribution which classified by typhoon track (NSC-72 method).

	西 風	進 風	轉 風	向 風	北 風	上 風	南 風	海 風	雙 渦 旋 風
60哩以內	40%	37%	27%	23%	34%				
61-90 哩	29%	26%	47%	42%	0%				
91-120哩	14%	17%	8%	13%	10%				
120哩以上	17%	20%	28%	22%	56%				

圖二十為轉向颱風誤差落點散佈圖，落點以東北及西南象限最多，次為東南象限，而西北象限落點最少，散佈圖中以●標示者為颱風轉向前之誤差點，以○標示者為轉向期及轉向後之誤差點，圖上呈顯著之分佈特性，即西及西南象限之落點中除三點屬於颱風轉向前之誤差點外其餘均為轉向期以後之誤差點所佔；反之東北及東南象限之落點則除少數落點屬轉向期以後之誤差點外悉為轉向前之誤差點所佔，由此落點分佈可知轉向颱風之預報誤差呈兩種特性：颱風轉向以前之誤差分佈與西進颱風類所呈分佈相類似，東西向位移預報落後者佔大多數，而南北向位移預報則超越與落後者互見。轉向後之颱風位移誤差以預報點偏西南之特性最顯著，即南北向、東西向位移預報以落後者佔絕大多數，此點可提示本預報法對於颱風之轉向預報較為遲鈍，經常呈落後現象，但其誤差點大都

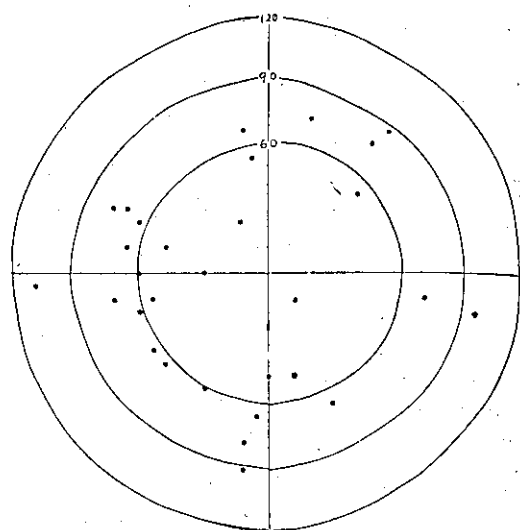


圖二十 轉向颱風 24 小時預報誤差分佈圖

Fig 20. Scatter diagram for 24-hr forecast errors by in recurvature typhoon.

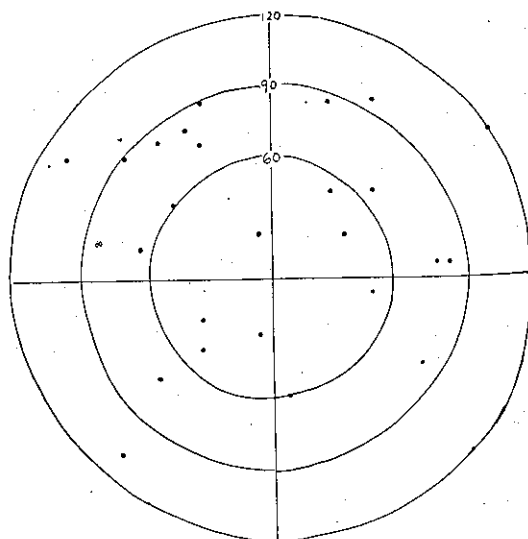
落入 90 哩半徑內，一小部份誤差點落在 120 哩半徑外，經調查此一部份誤差偏大者係發現於颱風沿加深槽轉向急速向東北移動之颱風例。

圖二十一為北上颱風誤差點散佈圖，誤差點大都落入西北及西南象限，東北及東南象限落點稀少。落點以 61 哩至 90 哩之間最多，佔總數之 47%，符合誤差容許範圍 90 哩以內之落點計佔總數之 74%，預報成效尚佳。



圖二十一 北上颱風 24 小時預報誤差分佈圖

Fig 21. Scatter diagram for 24-hr forecast errors by NSC-72 method in northward typhoon.



圖二十二 南海颱風 24 小時預報誤差分佈圖

Fig 22. Scatter diagram for 24-hr forecast errors by NSC-72 method in South china sea.

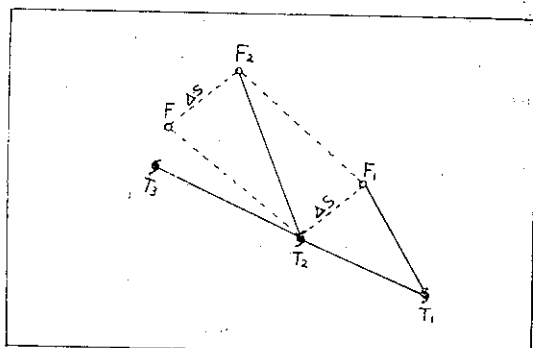
圖二十二為南海颱風之誤差落點散佈圖，落點以東北及西北象限較多，以東南象限最少，僅有三個落點，其特點為南北向位移預報以超越者佔大多數。陳氏修正本預報法時，由於南海颱風之強度、速度以及環流背景與西太平洋颱風不同而未列入建立預報方程之個案資料，經校驗其誤差點有 65% 落入 90 哩誤差半徑內，尚可利用。

雙渦旋颱風之誤差落點有 66% 落入 90 哩半徑外，其中 56% 係落在 120 哩半徑外，預報效果極差，本法不適宜雙渦旋颱風之位移預報。

7. 預報誤差之向量修正

颱風之預報位置與實際位置不盡相符，此即所謂預報誤差，為減低誤差可利用向量法予以修正，其操作如圖二十三所示。圖中 T_1, T_2, T_3 為每隔 24 小時或 12 小時之颱風位置， F_1, F_2 為 T_1 及 T_2 之 24 小時預報位置， ΔS 為第一次預報位置與實際位置之誤差，將第二次預報所得 F_2 予以 ΔS 之修正可得比較接近實際位置 T_3 之預報點 F_3 。

茲為驗證其效果，將表十所示個別颱風之 24 小



圖二十三 向量誤差之修正

△——颱風實際位置
○——24 小時預報位置

Fig 23. Vector error Correction

△——observed position
○——24-hr forecast position

時預報平均合成誤差超過 90 哩以上之個案颱風為對象以試其修正成果，14 個颱風例中有 6 個颱風因其路徑反常，經向量修正後其誤差值反而增大，不適宜向量修正，其餘 8 個颱風則經向量修正獲得良好成績，如表十八所示。

表十八 未修正前之預報誤差與向量修正後之預報誤差之比較

Table 18. Comparing between original forecast errors by NSC-72 method & after vector modification errors.

項 目 名	資料 次數	未 修 正							向 量 修 正						
		偏 角		速 度		南北	東西	合成	偏 角		速 度		南北	東西	合成
		+	-	超越	落後	誤差	誤差	誤差	+	-	超越	落後	誤差	誤差	誤差
5816 June	6	24	27	60	48	33	58	71	9	18	45	50	46	24	58
5817 Kathy	1		35		166	210	30	216		17		144	156	24	156
5920 Kate	3	53			94	94	118	156	7	19	48	69	32	60	72
5925 Patsy	1	5			246	6	252	252	3			204	6	204	204
6010 Freda	1		15		162	36	156	162	6			126	36	120	136
6021 Rose	1	14	8		77	54	76	96	15	20	44	12	72	36	84
6026 Agness	1	46			78	12	156	156	5			30	6	30	30
6034 Irma	5		33		87	78	119	144		13		53	42	58	83
平 均		28	24	60	122	65	121	157	8	17	46	86	50	70	103

未修正前 8 個颱風之總平均合成誤差為 157 哩，經向量法修正後其總平均合成誤差減少為 103 哩，預報精度約提高三分之一，其他如移動方向偏角誤差、速度等誤差亦大幅減低。利用向量法修正雖可提高預報成效，但適用向量法修正有限制條件，即預報期間內之天氣形勢穩定，無急速之改變下始可適用，因此應用向量法修正時應先比較前後二次天氣圖形勢，兩

者之形勢相似時始可適用，否則易導致反效果，茲將試驗所得略述於後：

(1) 向量法修正對路徑較為穩定之西進颱風效果較佳，對於轉向期颱風及行徑詭異之颱風不宜適用。

(2) 連續二次所得預報路徑如移動跌勢相似則可予以向量誤差修正提高其預報精度，如前後二次預報方向之偏角呈正負相反趨勢時，不適宜向量修正，否則

誤差反而增大。

(3) NSC-72 預報方法對颱風之移動速度有顯著落後趨勢，因此對於快速移動之颱風適用向量法修正則頗有所幫助。

(4) 移動行徑逐漸偏南之颱風，初期可利用向量修正減少誤差，但經過 24 小時後則計算所得預報路徑亦逐漸偏南，不得再適用向量修正法。

8. NSC-72 預報法之檢討

1. 本預報法經校驗所得 24 小時平均合成誤差為 88 哩，尚符合短期預報要求，但以個別颱風之平均誤差而言，僅有檢驗颱風數之 63%，其平均合成誤差在 90 哩以內，似未盡理想。

2. 本預報法對移動方向之預測較優，約有半數校驗資料其角度之偏差為 10 度以內，偏差 20 度以內者則增至 73%，成績良好。

3. 本預報法對移動速度之預報呈落後趨勢，此現象以預報時限愈長愈顯著。

4. 36 及 48 小時預報平均合成誤差均較原作者校驗結果為佳，設 36 小時預報之容許誤差為緯度 2.5 度則有 69% 校驗資料符合標準，48 小時之容許誤差為緯度 3 度則有 65% 校驗資料符合標準。

5. 本預報法因預報因子所在網格點擴及颱風南面 10 個緯度處，此低緯度海面觀測資料奇缺，等值線分析未能十分準確，易導致讀值誤差而影響及預報精度，如 P_{99} 點氣壓讀值發生 1 mb 誤差值則可導致東西向位移 9 哩之預報誤差，讀值應力求準確。

6. 颱風接近臺灣或穿過呂宋島時每受地形影響颱風行徑呈不規則現象，預報誤差隨之增大，以不適用本法為宜。

7. 本預報法對雙渦旋颱風或駐留徘徊之颱風預報誤差極大，未能適用。

8. 本預報法之操作較為繁雜，部份藉助於電子計算機作業，尚需 40 分鐘始可完成，且預報因子多達 90 個以上，每一讀值誤差均可能影響預報精度，如能將本預報法操作包括讀值手續完全利用電腦處理則必發揮更佳預報效果。

四、平均駛流法 (H 圖) 之校驗

徐晉淮氏利用 700mb 與 850mb 兩層之平均形勢 (H 圖) 調查颱風行徑得知兩者具有密切之關聯。徐氏將以往侵臺 34 個颱風與 H 圖形勢逐一比較分析，歸納 H 圖形勢與颱風行徑之關係得如下所示四類特性。

(一) A 類——西進颱風：此類颱風之運行軌跡比較穩定，地面颱風常與 H 圖所示高壓脊線略呈平行，向西北西進行，平均每經過 10 度緯度即有偏北 0.5 度至 2 度緯度，有趨向 H 圖高壓側之趨勢。

(二) B 類——轉向颱風：颱風受槽前偏南氣流之導引，在 H 圖西風槽前面 10 度緯度處沿槽轉向東北運行。

(三) C 類——鞍部型：颱風有趨向鞍型低壓部運行之趨勢，此類颱風經常出現於初春之候。

(四) D 類——複型颱風：此類颱風北方經常有軸線呈東西向之高壓帶由太平洋西部伸至長江南岸地區，如颱風於此高壓帶南緣叢生則如兩颱風相距 10 度緯度以上者，大都循 A 型路徑運行，如兩颱風相距 10 度緯度以內則產生藤原效應，互相吸引終於合併，再沿 H 圖所呈形勢運行。如 H 圖呈南北型，經流顯著形勢則西側之颱風將減速徘徊，俟東側颱風加速運行沿槽轉向後再跟隨轉向東北運行。

以上為應用 H 圖之颱風路徑預報法基本概念，本法屬定性預報，因此無法與上二章所述客觀預報法並提而予以數量校驗，此處除西進颱風類試求 H 圖上副熱帶高壓脊與颱風行徑之偏角予以誤差校驗外，其餘各類則僅止於檢討其趨勢供參考。

調查對象為民國 58 年至 62 年間發生於西太平洋區之颱風而其生命史持續二天以上者。

繪製各該颱風活動期間每日 12Z 之 850mb 與 700mb 平均圖 (H 圖) 依照上述分類予以校驗研討之。

(一) A 類，西進颱風型之研討

H 圖方法對於本類颱風行徑之預報提示為颱風將沿 H 圖上脊線之方向運行，且每移動 10 度緯度即偏北 0.5 度至 2 度緯度，其定義比較不明顯，未能供為校驗之標準，因此第一步先求取西進颱風個別路徑與 H 圖上脊線之偏角，以其平均偏角值為此類颱風預報法之準則；經適用 21 個西進颱風計 82 次資料獲得其平均偏角為 24 小時路徑為偏右 25°，48 小時路徑為偏右 28°，72 小時路徑為偏右 26°，根據上述統計，此處乃將本類颱風預報法則修訂為「西進颱風將與副熱帶高氣壓脊線方向呈偏右 25° 之行徑而移動」。第二步再以上述定義求取預報路徑與實際路徑比較校驗其偏角誤差，此種校驗法難免有從屬資料與獨立資料重複使用之嫌，惟由於適例颱風數不多，所得資料無法分為建立預報法則用與校驗用資料，因此所得校驗結果亦許未能十分具有代表性，尚待今後繼續求

證。

校驗結果示於表十九，預報路徑與實際路徑之角度誤差 24 小時平均誤差為 $+16^{\circ}$ 至 -9° ，48 小時

平均誤差為 $+15^{\circ}$ 至 -8° ，72 小時平均誤差為 $+16^{\circ}$ 至 -7° 之間，三天內之預報路徑誤差大約為 $\pm 15^{\circ}$ 以內，以趨勢預報法而言，其預報效果極佳，正負偏

表十九 H 圖上 A 類形勢與颱風路徑之校驗

Table 19. Verification between the pattern of H-chart & typhoon track.

颱風編號	颱風名稱	月 日	角 度			誤 差			脊 線 方 向
			24 ^h	48 ^h	72 ^h	24 ^h	48 ^h	72 ^h	
5805	Viola	7 23-27	31°	29°	30°	-6°	-1°	-4°	E-W
5806	Winnie	7 30	12			+13			E-W
5808	Betty	8 5-7	31	22	19	-6	+6	+7	WNW-ESE
5811	Elsie	9 22-25	13	19	18	+12	+7	+8	E-W
5904	Ruby	7 13-14	18	39		+7	-11		E-W
5908	Violet	8 6-8	36	45		-11	-17		(E-W)+(S-N)
5916	Geogia	9 9-12	-35	-30	-18	+60	+58	+44	(NW-SE)+(S-N)
5920	Joan	10 12-14	19	22	27	+6	+6	-1	E-W
6010	Freda	6 14-15	25	28		0	0		E-W
6011	Gilda	6 24-25	39	44		-14	-16		(E-W)→(NW-SE)
6012	Harriet	7 3-4	28	34		-3	-6		E-W
6016	Lucy	7 16-20	9	15	16	+16	+13	+10	E-W
6018	Naddine	7 22-25	29	32	34	-4	-4	-8	E-W
6021	Rose	8 10-16	12	15	17	+13	+13	+9	E-W
6027	Bess	9 18-21	20	24	26	+5	+4	0	E-W
6105	Ora	6 24-26	40	35		-15	-7		(E-W)+(S-N)
6111	Winnie	7 31	37			-12			E-W
6113	Betty	8 11-14	30	33	37	-5	-5	-11	E-W
6215	Nora	10 5-9	30	35	35	-5	-7	-9	E-W
6217	Pathy	10 8-11	13	15		+12	+13		E-W
6218	Ruth	10 4-7	10	15		+15	+13		E-W
平 均			25	28	26	+16 -9	+15 -8	+16 -8	

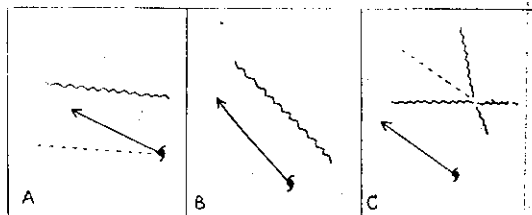
角之出現次數則大約相同，無顯著特性發現。

H 圖法之西進颱風類以高壓脊線之走向為颱風路徑預報之關鍵，由於大氣環流指數之高低反映於 H 圖上脊線之形態，通常其脊線之方向不一，茲將本研討所得脊線斜度與颱風路徑之關係略述於後：

1. 副熱帶高氣壓發展，脊線顯著西伸時颱風路徑極為穩定，大都向西北西運行至副熱帶高氣壓邊緣始逐漸偏西北運行。其路徑大約與副熱帶高氣壓脊線所示方向偏右 25° 而運行。(圖二十四 A)

2. 副熱帶高氣壓脊線呈西北——東南方向時，颱風路線將與脊線呈平行。(圖二十四 B)

3. 副熱帶高氣壓脊線呈東西向及南北向二支形勢時，颱風將沿此二脊線之合成方向運行。(圖二十



圖二十四 高壓脊走向與颱風路徑之關係

Fig 24. Relation between subtropical high ridge line and typhoon tracks.

四 C)

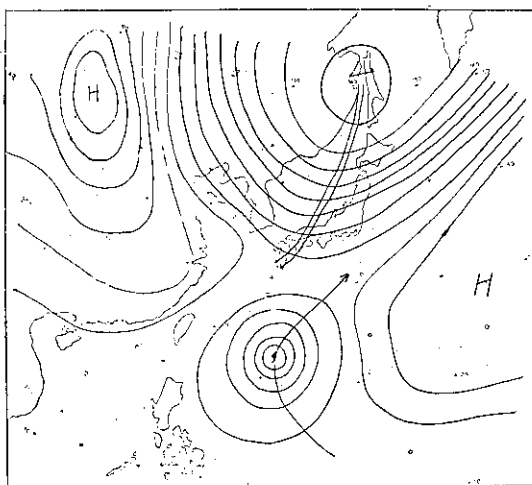
(二) B 類——轉向颱風型之研討

H 圖方法對於轉向颱風形勢之定義為颱風將在槽前 10 度緯度處轉向東北進行，為表明轉向颱風 H 圖

形勢，分別繪製調查期間之 13 個適例轉向颱風將 H 圖形勢予以分類，發現導致颱風轉向之形勢並不限於槽場之移入，似可再予以細分如下四類：

1. 沿西風槽前緣 10 度緯度處轉向颱風

此類颱風為 H 圖法 B 類之標準形勢下運行者，13 例中有 4 例颱風於槽前 7 至 10 度緯度處轉向，H 圖形勢呈低指數環流，有顯著西風槽自颱風西方移入時必呈轉向路徑。本類颱風有 5816，5812，5817，6019 號等。（圖二十五）



圖二十五 H 圖形勢（喬治亞颱風）
1969 年 11 月 3 日 20 時

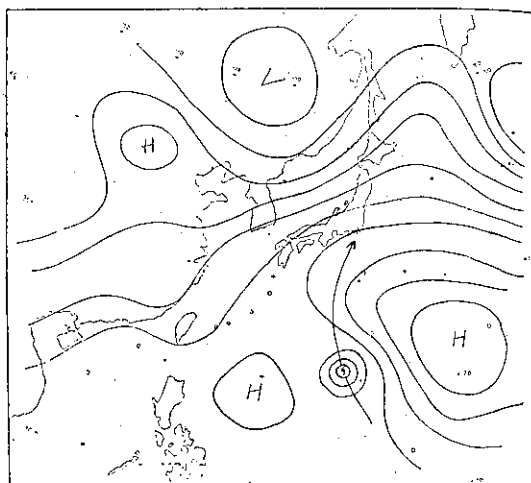
Fig 25. Synoptic pattern of H-chart
(Typhoon GEOGIA) 12Z, Oct, 3, 1969.

2. 沿副熱帶高氣壓裂縫緩慢北移至高緯度處轉向颱風。

如圖二十六所示，颱風北面之副熱帶高氣壓微弱，伸展於東西向，北方有高緯度槽東移，誘副熱帶高壓細長部份呈分裂趨勢，颱風將沿此裂縫北移轉向。此類颱風有 5809，6006 號二例。

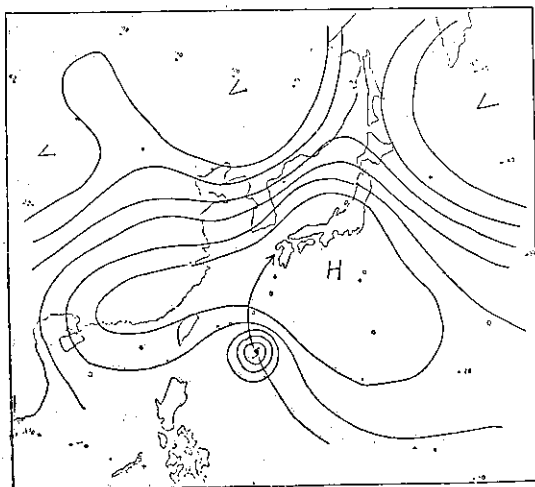
3. 沿副熱帶性高氣壓邊緣緩慢北移颱風

如圖二十七所示副熱帶高氣壓脊線呈南北型，颱風將沿此脊線西側緩慢北移。此類颱風有 5909，5910，5911，6024 號等四例。



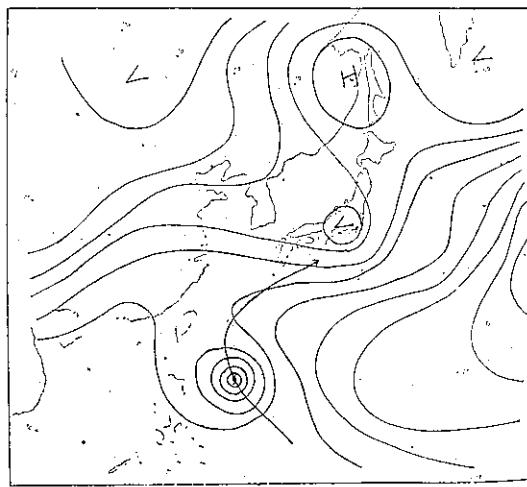
圖二十七 H 圖形勢（佛琴尼颱風）
1971 年 9 月 3 日 20 時

Fig 27. Synoptic pattern of H-chart
(Typhoon VIRGINIA) 12Z, Sep, 3, 1971.



圖二十六 H 圖形勢（寇拉颱風）
1969 年 8 月 18 日 20 時

Fig 26. Synoptic pattern of H-chart
(Typhoon CORA) 12Z, Aug, 18, 1969.



圖二十八 H 圖形勢（歐加颱風）
1970 年 7 月 1 日 20 時

Fig 28. Synoptic pattern of H-chart
(Typhoon OLGA) 12Z, July, 1, 1970.

4 袋狀等值線內之轉向颱風

如圖二十八所示，颱風隣近之等值線呈袋狀形包圍颱風，此種形勢下颱風將指向袋口運行並逐漸偏向右方切入副熱帶高壓脊轉向東北運行。此類颱風有 5902, 6007, 6118 號等三例。

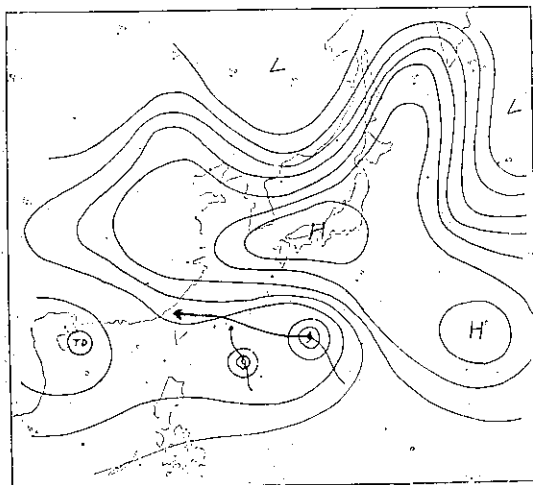
白 C 類——鞍型

颱風有向鞍型低壓部運行之趨勢，惟此種類型為轉向颱風之過渡期形勢，比較少見；一般而言，颱風移入鞍部則其動向呈不穩定，速度遲緩，俟新形勢建立後始有明確之動態出現。如有西風槽配合則颱風將沿槽轉向，如遇高壓脊向西伸展則颱風將再度折向西或西北西運行，本類似無單獨分類之需，不再討論之。

四 D 類——複型颱風

調查期間複型颱風僅出現二例，為 5915 號芙安颱風與 6031 號費依颱風，前者與 5914 艾倫颱風合併後侵襲臺灣，後者在菲律賓繞轉後折向東北運行。

圖二十九為副熱帶高壓壓脊線顯著西伸形勢下複型颱風之運行例，9月4日艾倫與費依產生藤原效應，H圖之形勢呈A類之西進颱風型，副熱帶高壓中心在日本九州，脊線顯著西伸，此形勢繼續至9月8日，艾倫向北方緩慢運行，而東側之芙安颱風則沿脊向西北西加速運行，於琉球海面併吞艾倫颱風後掃過本省進入華南。

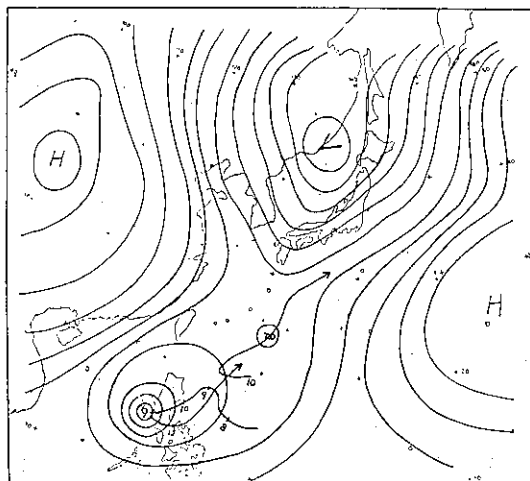


圖二十九 H 圖形勢 (芙安颱風)
1970 年 9 月 4 日 20 時

Fig 29. Synoptic pattern of H-chart
(Typhoon FRAN) 12Z, Sep, 4, 1970.

圖三十為轉向類複型颱風例，6031 號費依颱風在呂宋東方西進，以圖三十之 H 圖形勢則費依應在呂宋東北岸轉向沿西風槽向東北運行，但由於費依

風之東面發生顯著熱帶性低氣壓，兩者產生藤原效應，費依之行徑逐漸偏南，熱帶性低氣壓則逐漸發展沿槽轉向東北運行，費依於呂宋西部海面繞轉後跟隨熱帶性低氣壓向東北運行。



圖三十 H 圖形勢 (費依颱風)
1971 年 10 月 11 日 20 時

Fig 30. Synoptic pattern of H-chart
(Typhoon FAYE) 12Z, Oct, 11, 1971.

上述兩複型颱風例之行徑與 H 圖法複型颱風之定義相符合。

根據以上檢討 H 圖法對於西進颱風路徑預報之效果極佳，惟對於轉向颱風則因導致轉向之 H 圖形勢較複雜，需預估未來形勢演變始可獲得良好效果，至於異常行徑颱風則由於 H 圖法與綜觀法具同樣性質，較客觀法之預報效果為佳，所遺憾者對於颱風移動速度則未見有所提示，似可仿效地轉風估計法再求發展，但本法預報時限可延長至三天，乃不至失為一有效趨勢預報法，可供實際作業之用。

五、客觀法與主觀法成果之比較

民國 58 年至民國 62 年間共發生颱風 130 次，其中侵襲臺灣或通過臺海隣近海面構成威脅而發佈颱風警報者 24 次，約佔總數之五分之一，其中僅發佈海上警報者 7 次，海上陸上警報 17 次，有 11 次颱風侵襲臺灣造成災害。

中央氣象局發佈颱風警報期間，每次公報均有預測颱風 24 小時或 12 小時後位置公告大眾以了解颱風動態預作防範；氣象局預測颱風行徑所應用技術為天氣圖綜觀分析，外延法，駛流法，氣候學的方法，類似法等，大都偏重於主觀預報法，近年除上述方法外

本 局 預 測

時 間				降 情	北 部	東 部
中 心 位 置				雨 況	東 北 部	東 南 部
進 行 情 形					西 部	西 南 部
暴 風 半 徑					南 部	臺 北 市
中心最大風速				記 事：		
進 時 最	北 部	東 部	臺 灣			
入 大	海 面	海 面	海 峽			
間 風	巴 士 東 部	東 北 部	東 部			
風 風	北 部	東 南 部	西 部			
圈 及 遠	西 南 部	南 部	臺 北 市			

再配合荒川法，王崇岳法綜合研判定未來 24 小時或 12 小時颱風位置，由於處理颱風警報細心慎重，均能適時準確發佈颱風警報，頗得各界之好評。

表二十示氣象局現用之颱風預報研判表供參考。

茲為求進一步了解上章所述謝氏方法與 NSC-72 法於颱風發佈期間內之預報成效起見，將其與颱風警報發佈期間每次公報上發表之颱風預測位置試作同一時間之比較校驗，以供實際作業參考。

比較校驗期間發佈颱風警報 24 次，計有 189 報，由於發佈颱風警報之規定以及客觀預報法作業之限制，以同一時間資料作公平比較之機會不多，其受制因素如下：

1. 客觀預報法僅為 24 小時預報，但颱風警報上之預測則部份為 12 小時預報，不適宜比較校驗。

2. 氣象局發佈解除颱風警報時通常不發表未來颱風預測位置，因此有 24 次公報未能供校驗。

3. 客觀預報法之預報因子多取自高空資料，因此僅能根據 00Z 及 12Z 資料發佈之公報施行比較校驗。

4. 客觀預報法之預報因子包括有 24 小時前颱風位置及強度資料，如該時間尚未發展為颱風者不得不預放棄校驗。

5. 部份颱風於預報時限內消失或變成熱帶性低氣壓，此類颱風均予以放棄比較。

6. 颱風登陸臺灣或呂宋島則因受地形影響颱風行徑呈不規則，客觀預報法未能適用，凡是登陸颱風均不予比較校驗。

經選擇符合於公平比較校驗之颱風有 17 例，共得 55 次校驗資料，分別求其個別颱風之移動方向偏差，移動速度誤差，向量誤差，得如表二十一所示。

平均合成誤差以 NSC-72 法之 76 哩為最佳成績，其次為謝氏方法之平均合成誤差 82 哩，以主觀法之平均合成誤差 92 哩殿後，可見客觀預報法之成效較主觀法為優。17 例校驗颱風例中主觀法之個別平均合成誤差較其他二種客觀法個別平均誤差為小者有 8 例，其中 7 例為西進颱風類，1 例為雙渦旋颱風。校驗例中西進颱風佔 11 例，其中 7 例主觀法之預報成效較客觀法為優，此類颱風因其行徑較為穩定利用外延法亦可達相當成效。

雙渦旋颱風為客觀預報法預報成效最劣之一類型，因其運行受地面兩颱風互相吸引之藤原效應，未按天氣形勢所示駛流效應而應行，主觀法可參照兩颱風過去路徑變化、距離、發展情形而考慮是否可產生藤原效應予以預報未來動向，其預報成效當較以駛流觀念為主之客觀預報法為優，本例美安颱風主觀法之平均合成誤差為 114 哩，預報成績雖不理想，但與謝氏法之 208 哩，NSC-72 法之 240 哩平均合成誤差相比較則相差頗遠，此類颱風當放棄客觀法，純以主觀法預測其行徑為宜。

比較校驗例中有三例屬於轉向颱風，其個別平均誤差均以客觀預報為小，主觀法之預報誤差平均高達 138 哩，為主觀法預報成效最差之颱風類。

比較校驗例中有 2 例屬北上颱風類，其中民國 59 年之魏達颱風主觀法預報成績略勝於 NSC-72 法，但遜於謝氏方法，民國 62 年之畢莉颱風則主觀法成績較差，向量誤差達 123 哩，而客觀預報法於北上颱風之預報成效較佳。

移動方向之偏差以 NSC-72 法為最小，平均誤差為 12° - 14° ，依次為謝氏法之 $\pm 15^{\circ}$ ，而主觀法之誤差值較大，為 13° - 21° 。正負偏角之出現次數分佈

預報方法 校驗項目 校驗風		謝氏方法				NSC-72 法					主觀法					
		偏角		速度		合成誤差	偏角		速度		合成誤差	偏角		速度		合成誤差
		+	-	超越	落後		+	-	超越	落後		+	-	超越	落後	
5805	Viola	7		41	61	5	7	51	61	76	2	14	36	32	49	
5806	Winnie	13		60	97		4		18	24	10		66		87	
5803	Betty	8		57	78	11	4	18	42	54	4	9		81	87	
5807	Cora	5	19	58	71		16	72	6	101		33	72		154	
5811	Elsie	10	5	52	63		3		85	85	7	2	48	45	50	
5812	Flossie	17	5	88	51	98	14	24	24	52	76	34	25	36	119	
5902	Oiga	3	10	54	58	5			36	39		19	78	54	106	
5909	Wilda		17	48	6	49	10	23	54	78	11	25	6	90	60	
5915	Fran	45		75	208	28		138	126	240	18		10	114	114	
6016	Lucy	17		47	87	17	9	10	94	84	17		15	41	87	
6018	Naddwe	13		50	73	4			76	78	8			50	54	
6026	Agness	50		39	147	32			51	108	19	2		48	90	
6037	Bess	0		70	70	2		52		52	3		46		46	
6113	Betty		13	74	12	102	9	19	57	30	107		12	30	36	
6203	Billie		18	45	30	72		20	34	6	70		40	45	123	
6215	Nora	8		41	52	5	13	60	18	50	14	17	87	72	94	
6217	Pathy	14		27	75	5	12		15	48	15	1	54		84	
平均		16	15	63	47	82	12	14	40	57	76	13	21	47	65	92

表二十二 颱風路徑別比較校驗誤差

項目 方法 颱風類	合成誤差 (哩)			角 度 誤 差 (度)						速 度 誤 差 (哩)					
	謝氏 方法	NSC -72	主觀 法	謝氏方法		NSC-72		主 觀 法		謝氏方法		NSC-72		主 觀 法	
				+	-	+	-	+	-	超越	落後	超越	落後	超越	落後
西進颱風	80	70	74	16	9	10	9	10	7	61	39	36	52	60	51
轉向颱風	59	72	133	8	11	10	15	34	26	88	54	48	31	62	86
北上颱風	60	74	92		18	10	22	11	33	48	18	44	6	26	90
雙渦旋颱風	208	240	114	45		28		18			75	138	126	10	114

增大。

比較校驗中各種客觀預報法之預報成績均較上述第二、三章所述校驗成績爲佳，又上述二章所得校驗謝氏方法較優於 NSC-72 法，但在比較校驗中則反以 NSC-72 法之預報成績見稱，此乃基於校驗範圍不相同之故，綜合校驗時取標本之範圍較廣，各類颱風路徑標本例數比較多而均勻，因此客觀預報成績較

差之路徑類颱風之較大誤差影響及全般成績。反觀颱風警報發佈期間內之校驗則以客觀預報見稱之西進颱風類佔全校驗例之 65%，此當可大幅提高客觀預報之成績。無論如何，經本比較校驗所得結果，可提示客觀預報法除特異路徑之颱風外，對於侵臺颱風路徑之預報成績優異，可納入颱風預報作業以提高颱風預報效率。

六、結 論

本文選擇謝氏方法，NSC-72 法及平均駛流法(H 圖法)分別校驗其實用性，前二者屬客觀預報法，可予以數量校驗；H 圖法則因其預報法偏向趨勢預報故僅對路徑預報趨勢加以研討，經分析上述各法均具有共同特性，預報成效較主觀法為佳，可利於實際作業與主觀法相輔而提高颱風測報效率。

茲綜合分析校驗所得結果如下：

1. 24 小時平均合成誤差經綜合校驗，謝氏法為 81 哩，NSC-72 法為 88 哩，但與發佈颱風警報期間氣象局公佈之主觀預報比較校驗則 NSC-72 法之預報成績最優，平均合成誤差為 76 哩，謝氏法為 82 哩，均較主觀法預報誤差 92 哩為佳。(客觀法校驗誤差不相同之理由已於第五章論述之)

2. 颱風移動方向預報之綜合校驗以謝氏方法之平均偏角誤差 $\pm 12^\circ$ 為較佳，NSC-72 法之平均偏角誤差為 $\pm 16^\circ$ ；但發佈警報期內之校驗則，NSC-72 法居先，平均偏角誤差為 $\pm 14^\circ$ ，謝氏方法為 $\pm 15^\circ$ ，以主觀法之平均誤差 $\pm 20^\circ$ 為成績最差。

3. 颱風移動速度之預報則 NSC-72 法速度落後之趨勢顯著，謝氏方法則速度超越與落後者參半無顯著特性可尋，兩者之預報速度平均誤差值均為 60 哩以內。

4. 客觀預報法對於西進颱風類之預報成績較佳，對於颱風轉向預報則均呈落後趨勢，至於雙渦旋颱風，滯留性颱風則預報誤差偏大均超過 100 哩以上未能

適用，對於此類颱風之預報則反而 H 圖法及主觀法之成績較佳。

5. 客觀法對於強烈颱風之預報成果較佳，對於垂直發展不良之輕度颱風則預報效果不佳，誤差大達 100 哩以上。

6. 以季節性而言，則 7, 8, 9 月盛夏季，客觀預報之成績較佳，初夏及秋冬之候，預報成績較差，尤以 11 月份之預報誤差為最大，平均超過 110 哩。

7. H 圖法對於西進颱風之路徑預報成績優異，三天內預報路徑之平均角度偏誤差為 $\pm 15^\circ$ ，預報趨勢極為穩定。

8. H 圖法對於轉向颱風、北上颱風、雙渦旋颱風因預報方法之關係，無法予以數量校驗，經驗證颱風路徑大都與分類形勢相符，且因其形勢判別具有主觀成份，對於特異路徑如雙渦旋颱風，滯留性颱風等預報效果較客觀法為優。

9. 本文校驗三種預報法之操作，以謝氏法最為簡便，約需時 10 分鐘，其次為 H 圖法需時 20 分鐘，NSC-72 法因其預報因子種類多，操作較繁，部份藉助電子計算機尚需時 40 分鐘始能完成，如能略加改進，淘汰 PCR 值較低之預報因子便操作簡化，當可發揮更佳效果。

參 考 文 獻

- (1) 陳毓雷：颱風移動路徑及強度之客觀預報 大氣科學第一期
- (2) S. Y. W. T. S. E.: A new method for the prediction of typhoon movement using the 700mb chart. Nov. 1965.
- (3) 徑晉淮、羅字振、王博義：侵臺颱風之分析研究。氣象學報 18 卷 4 期，1972 年 12 月。
- (4) 戚啓勳：荒川氏颱風統計預報新法之試驗，氣象學報 12 卷 2 期，1966 年 7 月。
- (5) 鄭邦傑：侵臺颱風路徑預報之研究。氣象學報 18 卷 4 期，1972 年 12 月

颶風預報之進步與困難問題

陳 毓 雷 譯 述

Hurricane Prediction: Progress and Problem Areas

R. H. Simpson 原 著

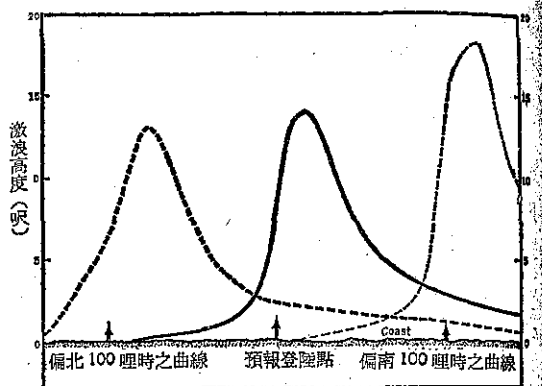
一、緒 言

颶風警報及防颶措施之成敗繫予天氣預報及海洋預報兩者之密切配合。每次颶風所經海域皆各有其當時、當地之特性；若不詳加省察，則所發警報殊難期其收效。預報颶風應始於初生階段，姑稱之為「種颶」(hurricane seedlings)，亦即積雨雲聚居之區且已略具風暴規模者。第一步偵察其位置並追蹤其動向。第二步預測其茁長跡象，視其是否能達暴風級風速。其次，必須預測圓形風系（俗稱暴風圈）之成長及增強趨勢暨颶風中心之移動與登陸地點。最後則應預測湧浪情況，該現象屬海洋學範圍，有關颶風登陸時海岸地區水患者至鉅。

颶風遭難者中十九死於水患，而水患泰半由於激浪席捲海岸地區而起。絕大多數之財物損失亦莫不肇因於斯。海洪足以使建築物根基動搖，繼起之巨浪乃得以摧枯拉朽之勢毀損房舍。當然，激浪並非預報諸多項目中最具關鍵之一環，但對多數登陸之颶風實例而言，確可認為最重要之一環。颶風臨近海岸時激浪之生成及附近海面高低之情況，於今已可藉模擬而獲得相當正確之預報，遠較登陸地點或最大風速之預報為可靠。惜乎兩者息息相關，若後者預測有誤，則前者雖準確可靠，亦屬徒勞無功。

圖一為計算機印出之颶風激浪高度剖面圖一例。其所用數值模式甚為複雜。海岸外依次各點之海深均經精確測定儲存於記憶磁帶，然後加入當時颶風之有關特性和範圍、強度、移動方向與速度及其與海岸線之交角等資料予以計算而得。鑒於登陸地點、最大風速等之預報難免誤差，該程式並包括事後修正部份俾預報員得以及時補救。圖例為一九六九年佳美兒(Camille)登陸前用該程式（代號為 SPLASH）計算所得激浪高度曲線，據此預報之最高海洪深度為廿五呎，實際來襲時測得為廿四呎半。預報成績若此，應堪告慰。然 SPLASH 尚不能謂已臻理想境界，蓋其結果仍時生誤差，尤以港汊紛陳、海岸線曲折時為然。不過與氣象部份之預報相較已頗堪信賴。是以

預報員最乏把握者厥維登陸地點，例如廿四小時後颶風預報位置若有一百哩之誤差不為過，然僅此百哩之遙（參閱圖一可知）已足令海洪預報大離其譜，一切防風措施、沿海居民疏散計劃等之不合時宜，自不在話下。



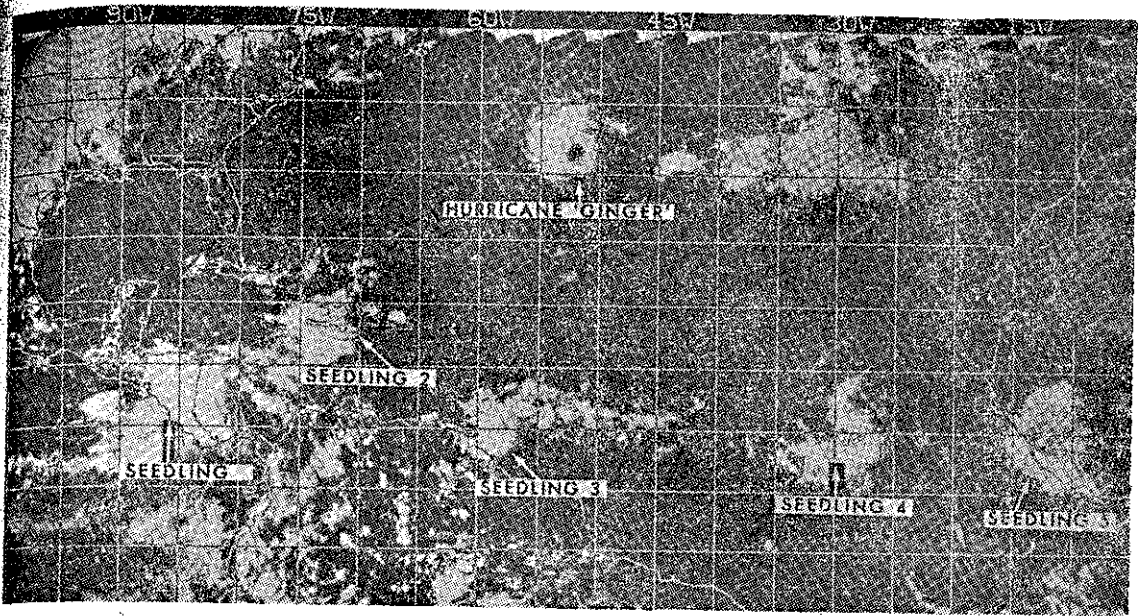
圖一 美國德州沿海因颶風引起之激浪高度曲線。實線為預報登陸點之情況，虛線指颶風實際登陸點偏離預報位置南或北一百哩時之浪高情況。

Fig. 1. Profile of storm surge heights along the Gulf coast of Texas from a severe hurricane, for an expected landfall on Padre Island, for an actual landfall 100 miles south of the expected position, and for an actual landfall 100 miles north of the expected position.

因此，本文重點將置於颶風路徑及登陸地點之預報技術過去十年來已有之進步及迄今尚存困難之癥結所在。當然，任何方式之預報皆自實際情形為出發點，故本文必須先對熱帶氣旋之偵察、定位及性狀加以說明，然後進入預報方面諸問題之討論。

二、颶 風 偵 察

對熱帶風暴之偵察及定位最有力之工具首推氣象衛星。圖二為熱帶大西洋中一系列之「種颶」及另一成熟颶風之典型雲圖。氣象衛星之功用在此已不待贅言，尤以熱帶地區素乏傳統方式觀測之情況下其重要



圖二 1971, 9, 19. 衛星所攝五個種颶及另一成熟颶風(琴迹)之雲圖

Fig. 2. Satellite view of five hurricane seedlings and one mature hurricane (Ginger) on 19 September 1971.

性乃盆形突出。目前作業性之衛星有兩類：一為通過兩極軌道者如今日正在上空工作中之 NOAA-2 及 ESSA-8 等皆是。因其一覽無遺，用於偵察種颶固甚理想，復因其連續定時觀測之性質亦能大致估計熱帶風暴系統之成長過程。另一類為靜止衛星，高居赤道某定點上空 22,300 哩處不動，對熱帶地區之觀測更加理想，蓋其能監視某一風暴，甚至每隔十一分鐘攝影一幀，其連續性自然更勝一籌。綴接而成電影放映則舉凡雲型之旋轉、中心之移行皆歷歷在目。若選擇風暴系統中若干容易辨認之小雲塊就其固定時距內之位移計算，即可得各該高度之風向風速。颶風系統低空內流、高空外流之性質因此而益彰。同時整個風暴系統涵泳其間之背景環流情況一旦得知，基於導引原則，颶風或種颶之移動路徑亦可循此而預測得之。

迴溯三、四十年前之觀測情形誠令人不堪回首。颶風進行於大西洋上，常數日間、數千哩內不見任何船舶、飛機報告，有時派遣偵察飛機出巡可疑地區，結果每如「捕風捉影」，廢然而返。與此相較，今日之預報員誠得天獨厚，天氣圖上縱無可疑跡象可循，但得衛星雲圖在手，種颶即無所遁形。即此一端，已足證明衛星觀測厥功之偉。

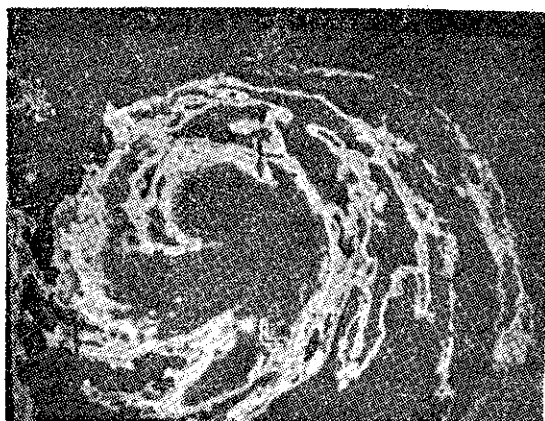
至於成熟颶風之衛星雲圖尤為壯觀（見圖三），若嫌其中心不顯，預報員尚可利用一種彩色密度計 (densitometer) 將雲圖中反射率弱之層性雲與對流

性雨雲帶分離，結果後者之星雲狀螺旋雲帶立顯（見圖四），據此估計而得之風暴中心位置多數皆極正確。



圖三 颶風「颶落」(1967) 移近德州海岸時之衛星雲貌。

Fig. 3. Satellite view of Hurricane Beulah (1967) approaching the Texas coast.



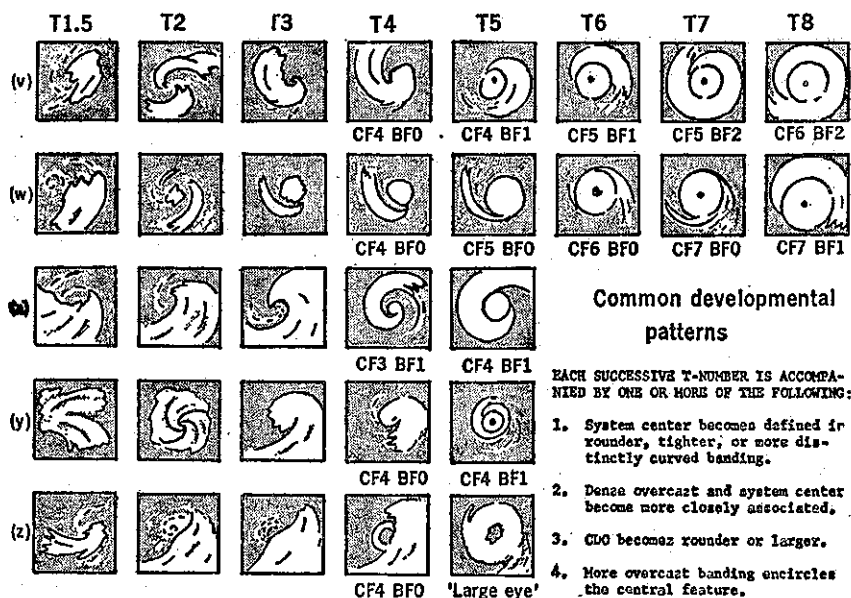
圖四 圖三經彩色密度計分析後，反射率較高之雨雲螺旋雲帶即告突出，對颶風眼不顯著之風暴中心定位頗有幫助，（本圖原為彩色，今用黑白印出）。

Fig. 4. Color densitometer analysis of the black and white photograph of Beulah in Fig. 3, shown here in black and white. The configuration of the more highly reflective spiral rainbands helps identify the hurricane center when no eye is visible.

衛星氣象學在颶風警報方面利用價值頗高，成就亦多。颶風雲系之型態、外貌究與最大風速間有何關係仍在以實際觀點從事研究中，逐年均有新猷。圖五各圖乃最近 Dvorak 歸納所得之分類方法，經試用於太平、大西兩洋結果甚稱滿意。

不過若以颶風視為熱力引擎則發展關鍵在乎對流性積雨雲部份。衛星雲圖上之颶風雲貌雖甚壯觀，實際上主要已屬該引擎之「排氣」部份，與該風暴系統未來之發展潛力無關宏旨。是故氣象學家咸認在颶風發展及移動預報之研究方面，不論用數值模式從事模擬，或獲取正確原始資料而言，氣象衛星供應之資料仍不敷用。補救辦法，僅有藉飛機深入漩渦中心偵察之一途。

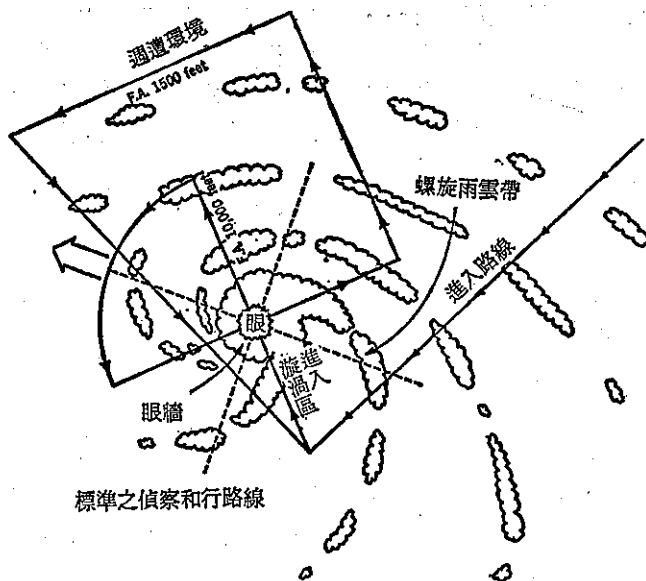
明乎此，研究單位在數年前即已商得國防部同意每次颶風均派遣飛機從事偵察，俾取得颶風渦旋中之各項資料而為未來之數值預報模式鋪路。偵察飛行之標準路線可參閱圖六。飛機概由左後象限進入，對穿中心而過，穿越颶風眼之前後各飛八十哩，然後順風飛至左前象限，又循對角線穿越中心而達右後象限，此後則在較遠之右前方區域低飛巡航以偵測環流情形及海面溫度，此二者對數小時後颶風強度增減之短時



圖五 Dvorak 氏根據衛星雲圖對颶風雲貌之分類系統，藉此可得雲系與最大風速之關係。T 後所附數字愈大，代表下列情形愈顯著：

1. 風暴系統中心呈圓形，有組織，彎曲雲帶。
2. 系統中心與密雲區域密切配合。
3. 「中央密雲區」(CDO) 圓而廣。
4. 圍繞中心之密雲雲帶增多。

Fig. 5. Model set of hurricane cloud configurations used in the Dvorak system (4) to relate empirically the strength of maximum winds to patterns of cloudiness viewed by satellite. In the inset, CDO means central dense overcast.



圖六 颶風偵察飛行之標準路線。空心箭頭表示颶風進行方向，由此決定四個象限如虛線所示。F. A. 指飛行高度。

Fig. 6. Standard track flown by hurricane reconnaissance aircraft to obtain data from the storm core or vortex. The arrow indicates the track of the hurricane; quadrants, indicated by dashed lines, are defined with respect to the arrow; F. A. denotes flight altitude.

預報可能有所影響。目前此種偵察資料係用於實況瞭解方面，諸如不對稱性、發展階段、周遭影響等，雖未直接用於預報而仍足提供該風暴生命史之若干動向。

三、颶風成長

大批積雨雲之簇聚稱為「種颶」已誌前述。其聚合範圍甚廣，每達數百哩寬，包含雷雨胞體無算，且各具其獨立生命歷程及應有之活動，諸如能量之釋放、低層之輻合性內流、雲外空氣之攝入作用、雲頂高度之輻散性外流等。

然而各胞體究竟由何種「因緣」得以協同一致，終於形成鉅型之大氣熱力引擎（即指颶風系統），迄尚為氣象學術界之一大疑團。此一引擎在大氣底層以大規模之螺旋型滙流吸入暖濕空氣為「燃料」，而在風暴系統頂層則以同等規模作螺旋型之外流為「排氣」。其他引擎工作過程中之必要條件尚多，經學者多方探究後所獲智識亦不在少，惟迄無一人能明確列出足夠條件之確實項目，易言之，颶風形成與否，尚無一定之前提氣象條件可循。據估計源出大西洋之種颶每年約達一百之數，卒能發育成為颶風級之熱帶氣旋僅佔百分之十而已。是以氣象界人士常謂熱帶氣旋為

何、如何生成之問題倒非十分難解，最令人不解者厥惟種颶（颶）夭折率何以如許之高耳。

颶風環流圓形風系之是否繼續增強受制於其周遭更大範圍之大氣環流者甚多。內部雲胞間相互輸送動量亦可形成一種掣肘力量。顯然種颶在發育完成之前，下列三項條件不可或缺：其一，必具某種機制作用令海面氣壓不斷低降。在正壓大氣中惟有使雲簇所釋放之凝結潛熱集中而不逸出某一氣柱之外，該氣柱之深度且應包括對流層之大部份庶能期其密度減小而導致海面氣壓低降。然則該垂直氣柱內各層水平風之間必不可有強大垂直風切，否則釋出之潛熱無從集中。例如熱帶若干地區下臥淺薄信風層，上被強勁西風帶，則任一垂直氣柱內欲保持熱量不令逸散，憂乎其難。

其二，降壓中心周圍地區行星界限層（地表摩擦層）內之環流動力結構必須有利於因摩擦而生之向心質量輸送。多數氣象學家認為地面低壓環流之旋率，其功能之一即在於斯。

其三，雲系頂部空氣溢出區域之環流型態必須有利於持續不斷大規模之輻散運動，俾空氣得自風暴中心外流而出，附近高空氣流若有碍於某一颶風或種颶系統頂部之舒暢外流，則該熱力引擎之操作縱非全無

效率，殆亦無大作為可言。試舉一貼切實例為證。一九六七年間「颶落」(Beulah) 颶風橫掃加勒比海而西，方其直撲牙買加島之前，確具有中度颶風之威力，蓋其甫離多明尼加之 Barahona 半島，紀錄俱在，信而有徵。奈牙島在望而遠歛雄威，原有風系頓告瓦解。究其潰敗之速，乃因外流高度上突有低壓槽入據，輻散被阻，遂令此颶風倏焉室亡。

近年 Garstang 及其佛吉尼亞大學之同僚聲稱颶風內之巨型集體對流運動尚有多種先天性制衡作用存在。個別之雨雲胞體在對流過程中自高空攜帶動量而下時可使熱力穩定度增加，同時減少對流體(雲體)之浮力。此種作用直接抑制自由能量之釋放，間接影響底層濕空氣之大規模匯集，加入該一熱力引擎，從而又影響各單獨對流胞體之環流能力，其間交互影響關係極為複雜。

總之，上述個別對流胞體與周遭大範圍環流間之交相互作用過於微妙，無論用何種模式計算迄無效果可言。已發展之各種數值模式中雖已加入潛熱釋放，然莫不經過種種假設及簡化。近年來 Rosenthal 之研究工作旨在引入雲微物理學於颶風模式之中，似可稱為最值鼓舞之一項進步。

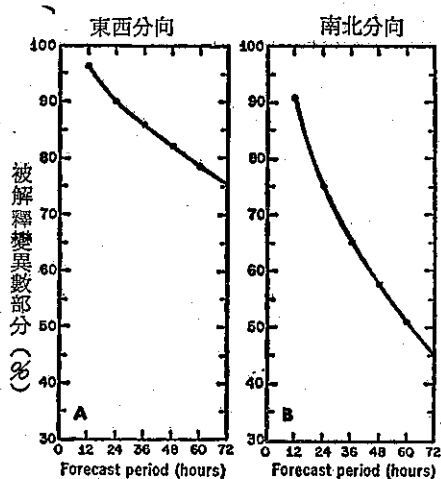
由此可見，所謂種颶發展及漩渦成長問題在現階

段誠不足侈談「預測」(prognosis) 兩字，必也實況「診察」(diagnosis) 了然在胸，庶幾可作次一步「預測」之推理。職是之故，預報人員首宜審視漩渦週圍之大氣環流情況，察其發展之條件是否存在，進而瞻望該項條件之趨向是否有利抑不利於漩渦之繼續成長。

四、颶風路徑預報

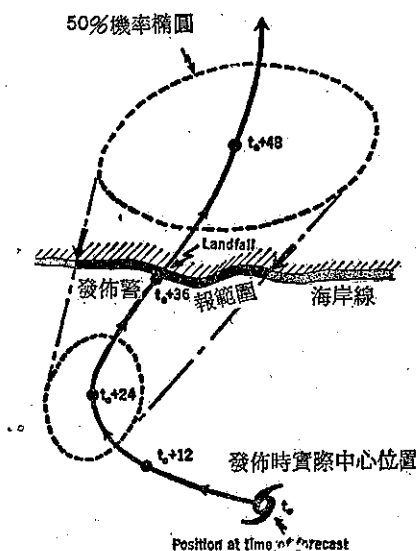
若用颶風過去 24 至 36 小時之實際移動路徑加以外延預報，十有其七可樂觀其成。然其餘三次之路徑則多詭譎難以捉摸。預報員及其所憑藉客觀方法之「功力」深淺悉見於此。

設於邁亞米之「國家颶風中心」(NHC) 職司颶風研究，其所發表颶風移動之官方預報目前計採用四種模式以供預報員參酌使用。其中僅一種純屬動力理論，其他三種方法雖各不同，然皆基於統計原理，實自過去資料或類比資料，或由選擇迴歸技術決定颶風之可能動向。後者並充份利用當時周遭環境內之大範圍環流情況作為起始條件。方法之一並須將上述兩項原理合併使用。任何方法均無絕對優勢可言，蓋其對不同情況之颶風，各有其優缺點存在。因此該中心四法並用，俾預報員得就當時颶風之特性而鑑別某次預



圖七 CLIPER 法之預報能力以「被解釋變異數部份」表示。A 圖為東西分向，B 圖南北分向。預報時限以十二小時為一階段，直至七十二小時為止。

Fig. 7. Variance-reducing potential of the CLIPER system at forecast intervals of 12 hours, out to 72 hours. (A) Westward motion; (B) northward motion. [After Neumann (11)]



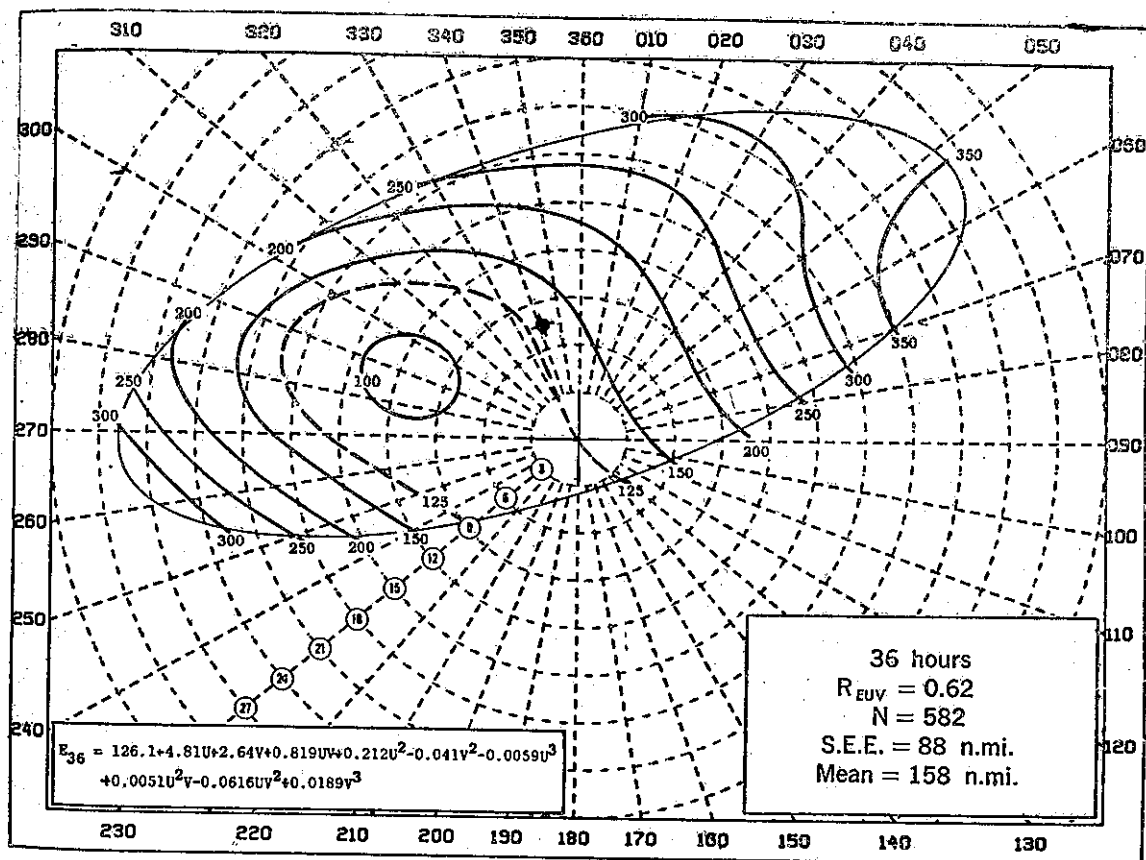
圖八 由客觀預報方法決定卅六小時後 (t_0+36) 颶風登陸時警報發佈對象範圍，如本圖例中粗黑線所示。

Fig. 8. Objective determination of the coastal area to be placed under a hurricane watch 36 hours before the expected arrival of the center. The time of the forecast is t_0 .

報應偏重何法為宜。

下列事實頗令預報人員既振奮復為之氣短不已。緣任何颶風之移動路徑，其變異數 (variance) 之 90% 左右可由氣候資料及移動持續性兩者聯合解釋之，然則環境影響云云似大可不必理會。是以四種預報模式中之第一種即氣候與持續兩者之聯合運用，由 Neumann 氏始創，並命名為 CLIPER，(應譯為氣候持續法，蓋 CLI 即氣候學、PER 即持續兩英文之字首也。) 茲以圖七加以說明。左圖係緯向移動，說明多數颶風之東西向移動，其變異數之大部份可由本法解釋之 (圖七 A)；但在南北移動方面則稍見遜色。無論如何，在可以驗證之情況下本法之預報效果往往一枝獨秀。

第二種方法稱為 HURRAN，乃「颶風類比」之意 (HURR 為颶風之字首，AN 為類比 analog 之前兩字母)。凡與本次颶風之位置、路徑、發生時機十分相似之過去颶風紀錄皆予蒐集，並予綜合研判後取其已知之移動路徑資料作為本次預報之參考。預報時限共為 72 小時，但在每 24 小時之預報位置上各作一橢圓代表 50% 機率之範圍。本法由 Hope 及 Neumann 兩氏共同提出，效果相當穩定，故當颶風有登陸趨向時，在「颶風守視」中之「預報」發佈每以本法為依據。所謂「守視」者，乃對沿海廣大地區內居民佈告週知，促其隨時注意以後警報內容。一旦颶風正面來襲時，預警發佈之時機係以 HURRAN 預報路徑上 48 小時之機率橢圓是否伸入陸上為準，發



圖九 HURRAN 法預報 (本圖例為 36 小時者) 颶風路徑之可能誤差係隨颶風中心之移向及移速而有不同。圖中所用符號意義如下。E: 36 小時預計誤差，U、V: 西向及北向進行分速。 R_{EUV} : 颶風移動向量預計誤差之相關係數。N: 所採用實際案例 (不獨立資料) 總數，S. E. E.: 標準估計誤差，以哩為單位。

Fig. 9. Expected errors after 36 hours for the HURRAN track prediction method, presented as a function of the direction in which the center is moving and the speed of movement (3-knot increments). The abbreviations are: E, 36-hour expected error; U and V, westerly and northerly components of motion; R_{EUV} , correlation coefficient of the expected error of the vector of motion; N, number of cases of dependent data; S. E. E., standard error of the estimate; n.mi., nautical miles. [After Hope and Neumann (12)]

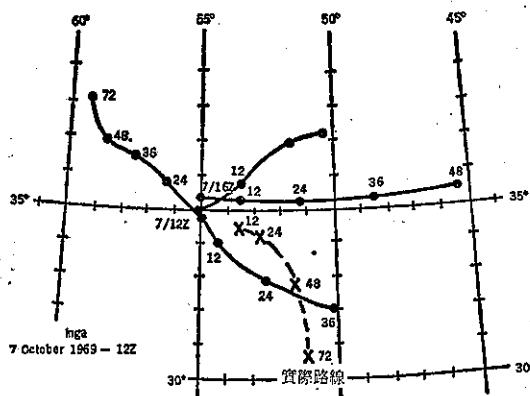
佈之適用地區則以連接 24、48 小時二橢圓兩端之公切線與海岸相截割之範圍為準，可參閱圖八。HUR-RAN 法之先天缺憾為情況特殊之颶風頗難在過去找出足量之類似案例，致無法獲得有意義之統計結果及預報路徑。圖九說明用本法所作預報之誤差與颶風當時移動方向、速度之關係，可以看出本法之技術在何種情況下表現最佳。從圖九之例看 36 小時預報誤差，當颶風以十二哩時速向西進行時其值最小（技術表現最佳）。颶風北行，則誤差大增。

第三種方法稱為 NHC-72，字母即指國家颶風中心，72 係指在該年內發展成功之方法。本法利用統計原理就颶風中心週圍數千哩範圍內之環流特徵中逐步選出與颶風中心位移最有關係之因素，預報每十二小時後之中心位置直至 72 小時為止。然後以之與 HURRAN 法所得結果比較，並分別在每一預報時限上修正其方向及移速。最後輸出之預報內容，亦採最可能路徑圖並加 50% 機率橢圓之方式。本法對北進之颶風遠較前述 HURRAN 或 CLIPER 任一法為優，然在極低緯度處，加勒比海兩端以及墨西哥灣等海域而言效果似又最弱。

第四種方法稱為 SANBAR，指 Sanders 氏在 MIT 所發展之正壓（Barotropic）模式。本法係用動力理論將包圍、導引颶風之深厚正壓大氣內之變化加以預報。初步先計算地面迄 55,000 呎厚度內

之平均風，次則利用流線函數分析環流情形，凡流線函數為最小值而旋率則為最大值之點應即颶風中心所在，故可據動力理論預報颶風位移。本法不若上述統計或類比法之須受過去資料牽制，然某一漩渦與其環境氣流間之相互作用相當複雜，本法亦未遑及此，僅可謂將漩渦「放乎中流」而已。此外，本法必須假設所分析環流中之動能總值不變，此點雖屬瑕疵，然大部份情形似尚不足以影響颶風移動預報。本模式有時可獲極佳之效果，尤以預報時效在 36 小時以上者為然。過去二年之試用經驗中常有如下頗足令人驚異之情形，即 24 小時以前，本法較其他各法相形見絀，迨至預報時限增長至 48 及 72 小時後情形頗見改觀，本法一躍而領先任何其他方法。因之目前在實際預報作業上對本法亦作如是之利用：三日預報中之後兩日路徑主要以 SANBAR 法所得者為準。

若干颶風之動向譁異，每令預報員無所適從。圖十所示為一九六九年颶風英娥（Inga）用各法所得預報路徑圖，其結果堪謂勞燕分飛，各奔前程。預報員際此窘境，誠難取舍。為此，研究中心乃另行發展一項新技術，用計算機程式自動對各法作一「診察」性分析，供預報員研判而定究應倚重何法為上。該項程式已於最近試驗完成，圖十一即該程式印出結果實例之一。四種方法之技術高下依各該方法可能導致之預報位置誤差程度表示，何者最接近該次颶風之真實情



圖十 颶風「英娥」(1969) 分別用四種方法所獲結果各異其趣，出入頗大。

Fig. 10 Widely differing tracks for Hurricane Inga (1969) generated by four separate prediction method. Greenwich meridional time is denoted by Z.

Alice Input Data for Error Analysis						
Latitude	Longitude	Direction	Speed	U comp.	V comp.	
35.3	65.1	360	9	0.0	9.0	
Warning---Your Latitude Deviates by More Than 2*Sigma from the Mean of the Following Data Set						
.....Hurran.....						
Forecast Technique						
		Cliper	Hurran			
Component	N/S	E/W	Total	N/S	E/W	Total
Forecast Period Expected Errors in Nautical Miles						
Period						
12 hr	37.2	18.7	29.0	22.0	20.3	32.5
24 hr	64.0	67.8	103.1	68.5	66.5	102.1
36 hr	120.6	127.3	193.2	142.8	142.7	217.8
48 hr	184.7	205.2	303.4	186.5	243.6	335.9
72 hr	321.1	384.2	545.9	209.4	404.4	491.4
NHC72 NHC67						
12 hr	17.7	14.9	26.2	36.1	33.1	53.7
24 hr	38.5	44.8	66.0	38.1	67.4	104.3
36 hr	64.2	84.4	118.0	120.5	113.3	182.5
48 hr	102.5	118.6	174.8	186.0	176.7	280.2
72 hr	161.4	195.5	280.6	297.7	386.2	525.1

圖十一 對四種不同預報方法之「診察」性分析以比較其可能產生之預報路徑誤差。

Fig. 11 Diagnostic analysis of expected track prediction errors for each of four methods.

況，一索即得。有時亦可能在移動路徑之東西及南北分量上分別各有一種方法獨擅勝場之情形發生。上述程式主要係利用不獨立資料（製訂各該方法時所用過之原始資料）中類似部份之重新分析而得。故此種程式當然不適用於SANBAR法（注意圖十一舉例中第四種方法並非 SANBAR 而為 NHC-72 前身之 NHC-67），SANBAR 若有惡劣表現，多由起始分析（initial analysis）有不當之處或邊界條件（boundary conditions）未盡配合當時環流實況而產生，與過去資料了無干係。

此外尚有一種計算機程式亦能用於分析各法得失者，係採用統計原理中之 Bayesian 分析對熱帶氣旋整個生命史中逐次所作預報路徑分別就各種方法、各種時限之預報成果一一加以評估。此程式亦有一代號稱為 LANDFALL 方法，因其所分析之誤差乃以登陸點（landfall）為基準——以 18 及 30 小時後颶風在一假想之海岸線上登陸點為準，分別計算各方法「登陸點」之誤差大小、預報路徑之偏差若何（偏

左抑偏右），從而以實際數據評斷各法之高下。

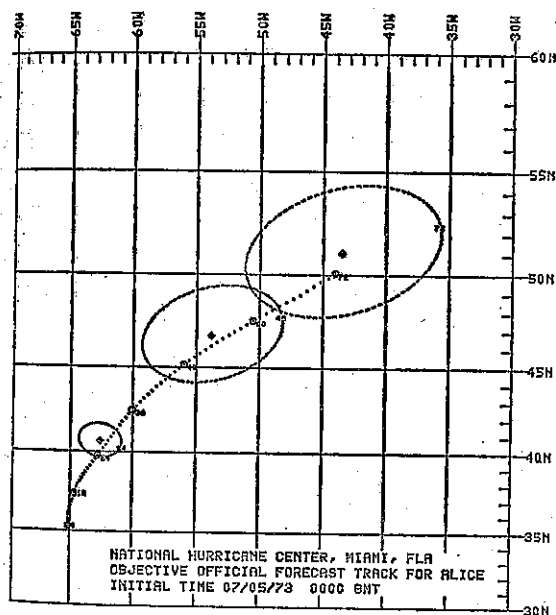
經過前述比較、評估手續後預報員應可選出最可能接近實況之某一方法。但在定案之前尚需研判半球預報天氣圖上之大範圍環流形勢（由位於蘇德蘭之國家氣象中心 NMC 所繪製），視其應如何導引颶風行進。若所得結論與已選定最佳客觀預報方法之路徑有所出入時尤須詳加考慮，而此種考慮則屬主觀性質。預報員純憑其學養經驗若認為大範圍環流之影響從動力觀點確應寄以重視，即對客觀預報路徑予以修正（通常不致太大）而最後之官方預報於焉完成，一切警報發佈、防颶措施均遵循施行。

最後定案之預報路徑及各定時之預報位置亦由計算機繪出如圖十二所示，並將 NHC-72 法所得之 50% 機率橢圓加繪於同圖。若修正後之預報位置與橢圓中心點相差甚遠時，亦可部份反映修正是否過多。

五、路徑預報績效問題

電子計算機問世後，氣象界亦晉入新時代，舉凡數值模式或模擬，需要鉅量計算之各種氣象參數分析及預測過程均已普遍應用機器。在此之前颶風路徑預報大都採用導引觀念，有人取風暴雲頂高度之風作為風暴中心進行方向，亦有人認為颶風圓形風系（漩渦）以外之瞬時氣壓梯度力合成方向應能作用於颶風而導引其行進。雖然觀點各異，在實行上所遭遇之困難則一：天氣圖上可用之觀測報告過少，各層天氣圖之分析悉以人工依主觀為之。故同一情況由不同之氣象人員分析，其結果從難一致。姑不論其他進步如何，今日天氣圖上之氣流分析大部皆已用機器擔任，至少做到客觀地步，而客觀分析之前提有賴於豐富之實測風報告，此點已由氣象衛星之問世而大獲改善。

反觀近二十年來，有關熱帶氣旋智識領域之拓展不可謂不大，諸凡颶風結構、能量來源及其形式轉換等問題均有大量之理論研究或實地調查，以如此健全之理論基礎配合十分客觀之科學推理從事預報業務，理應有極大之實質進步；然則今日廿四小時以上之預報進步有限，顯然未如預期之豁益於新智識之開拓，究應如何解釋？若干氣象學家歸咎於下列原因，即所有現用之預報模式中均未考慮颶風本身之圓形風系與其週遭環境間之交互作用在內。此種論點是否正確姑置勿論。揆諸事實，今日已有之進步中最值稱道者厥維週遭環境內環流特徵之運用，利用精微複雜之統計步驟從當時實際觀測資料（環流特徵方面）推算颶風中心之可能移動情況。當然其他對颶風所作之一切研

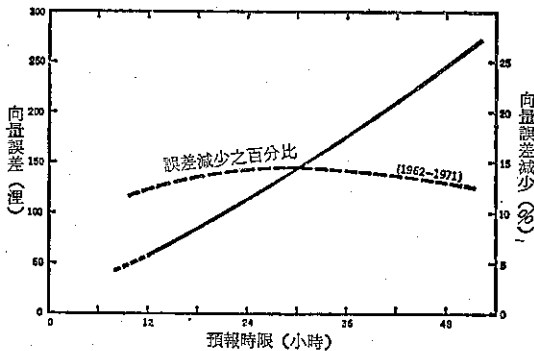


圖十二 經預報員最後修正定案之颶風預報路徑亦以計算機印出，NHC-72 方法所得 50% 機率橢圓亦經加繪其上。另有逐時預報位置則以確實經緯度印出其數值，（但本圖未刊出）

Fig. 12. Machine construction of forecaster's final adjusted hurricane track with 50 percent probability ellipse derived from the NHC-72 method. Part of the printout, the exact latitude and longitude for each hour of movement, is not shown here.

究工作均能揭露颶風之真面目，自屬功不唐捐，蓋預報員認識深刻庶不致為異常之颶風現象所困，亦不易在電腦計算失靈情況下瞭然無知而為其所給也。

茲以圖十三表示近十年來之進步，實線為向量誤差之絕對值（哩），虛線為十年來誤差減低之百分率。此二曲線所說明之事實與颶風措施及疏散沿海居民計劃有直接關係。由虛線所示可知廿四小時預報之改進最多，而預報時限較長者則進步平平。何由而然乃一兼具實質與信譽之微妙問題。試加申言如下。廿四小時預報之向量誤差約當一百哩之譜，然預報員發佈預報時莫不臨深履薄，考慮再三，謀定而動。蓋一旦



圖十三 實線表示預報向量誤差值隨預報時限（橫坐標）而增加之情形，虛線則示1962迄1971期間上述誤差減少之百分比數。所用誤差值均以三年移動平均為準。例如24小時預報在1962年（1961~1963之移動平均）之向量誤差為153哩，而1971年（1970~1972）者為114哩等。

Fig. 13. (Solid line) Growth of the absolute magnitude of the vector error with length of the forecast (3-year running averages); (broken line) percentage reduction in this error during the period 1962 to 1971. Verifications until 1967 were made somewhat differently than at present. For example, in the early 1960's a 24-hour forecast based on observations at 1200 G.M.T. was regarded as the 24-hour period beyond the advisory time at 1600 G.M.T. At present, a 24-hour forecast is measured from the observation time 1200 G.M.T. for which all guidance computations are made. The percentage reduction has been computed by assuming that in the period 1961 to 1963 errors were for a 4-hour-longer period (that is, 28 and 52 hours rather than 24 and 48 hours). The recorded "24-hour" average error for 1961 to 1963 was 153 nautical miles (n. mi.); for 1970 to 1972 it was 114 nautical miles.

發出，百姓撤離事宜、防風防洪措施均立即據以行動。動員之大、耗資之鉅，皆繫於預報員一念之間。舉例而言，佛羅里達州之戴德郡（註：人口密集區域）每次颶風警報發佈時，例行準備工作所耗輒達美金二百萬元之多。是以涉及海岸區域之警報範圍不能太廣，否則防範措施所需經費過鉅，在經濟上言根本不切實際，尤其該警報區域內如有一半以上之地區結果安然無事，政府對防颶所支經費必有廢費之譏而居民受命撤離，返見廬舍無恙，更感啼笑皆非。於是警報之信譽掃地，民衆對爾後警報亦必嗤之以鼻而引起危險後果。

由於上述因素，明述警報地區之正式颶風警報極少在行近海岸前12至18小時以上即予發佈者。在此時距之後，則雷達追蹤、沿岸測站之詳盡報告已足使登陸點預報之精確度大為增加。總之，以目前進步程度及未來展望趨勢而言，颶風警報在可預見之未來恐仍難大幅提早發佈，除非有某種「突破」式技術出現另當別論。

將來可能之一項改進或為在海岸線上加以明確劃定警報之範圍。若然，則又將滋生另一問題。在警報未能提早，中間警報次數亦未能增加之情況下，明確之緊急警報一旦發佈，該範圍內必須走避之居民如何得在狂風暴雨或激浪切斷公路系統之前安全脫離，實有賴政府早為之計。鑒於沿海地區人口增長率之速，現行疏散計劃可能須加全盤修改，發展迅速之社區尤須未雨綢繆，在公路運輸系統方面熟籌良策以資配合。

六、激浪及海洪預報問題

本節將就風暴所促成之激浪模式 SPLASH 再加引伸。Jelesnianski 之 SPLASH 為一種物理模式，所計算因激浪而升高之海面與下列五者有關：

- (一)風暴中心至最大風速出現點之半徑距離。
- (二)風暴中心之氣壓。
- (三)中心移動之速率。
- (四)風暴襲擊海岸線所取之角度。
- (五)自海岸線向外海一帶之海底地形。

風暴激浪達到最高點時，淺海（灘）水域必然自海岸向外擴張，其距離至少相當於最大風速出現半徑。SPLASH 雖能精確計算出預期之海面高度值，但以單純之海岸線為限，並不能歷歷指陳內陸水深之分佈詳情，尤以港汊紛雜之區為然。故在複雜海岸地區宜就每一水深不等之內灣從事二度空間之海深測量，據

此資料另行設計該區專用之 SPLASH 模式。

另有一項因素既不若風暴激浪之爲人所熟知，復極難預測，却同樣能引起嚴重之海岸水災。此即所謂之「漾」(Seiche)。當強烈颶風穿越淺灣港汊地區之行速達某臨界值時，適足配合灣內平均水深而產生諧振現象，乃激盪生成一系列之海嘯式「津浪」(Tsunami)；此種津浪在相當高度碎裂而傾注入陸，突如其來，每令港灣沿岸平坦地區受盡蹂躪。一九〇〇年德州 Galveston 灣遭受之突襲，溺於水者近六千人，極大可能即係漾所肆虐。其後一九一九年德州 Corpus Christi (亦屬海港) 以及一九二八年佛羅里達州南部 Okechobce 湖之突發海洪均屬此類水患。其他水位暴漲之紀錄尚多，以無詳盡資料而未能斷定是否亦受其累。

益以海灣形狀不論其屬開放型抑封閉型，均能產生漾之現象。有時風暴根本未嘗登陸，照樣仍可發生，蓋風暴沿海岸線平行移動時其行進速度仍可能達某一臨界值而與大陸棚之斜坡互相諧振，漾乃激生而令沿海盡成澤國。於今 SPLASH 模式雖可預報開放型海灣之漾，然對封閉型海灣則猶待繼續研究。內陸之港汊小灣水面昇高分佈情形亦有待進一步之發展。

七、未來展望

今年(一九七三)將有一預報颶風之新模式問世。該模式採用原始方程組，固極精微複雜之至，然亦將首度採用「即時」(real time)方式實驗之，亦即現場預報之意。此一由國家颶風中心 Miller 等人所發展之模式涵蓋區域甚廣，颶風本身及其週遭環境均在範圍之內，並將大氣分爲七層，逐層皆予客觀分析，計算時之網格點間距約一百哩，預報項目不僅颶風中心之移動路徑並及風力之強度變化。本模式在研究階段所表現之成績頗獲激賞，今年颶風季以即時方式試用於真實颶風時，各方自皆寄以厚望。

另有一更新更龐大之模式亦正開始進行中。爲期才不遺於野，本計劃網羅「國家海洋大氣署」(商業部主管氣象之機構，簡稱 NOAA)所屬四大研究單位通力合作，即：位於佛州 Coral Gables 之「國家颶風研究中心」(NHRC)，「國家颶風中心」(NHC)，在普林司登大學之「地球物理流體動力研究室」(GFDL)，以及「國家氣象中心」(NMC)。後者專司試用之責。該模式之內容可謂博大精深，將計算大氣各層之變化約達二十層之多，並將採用細密網格距離約僅三十公里之微。過去計算機之容量、速度均不克負擔即時計算，即時預報之重任，故耽延迄

今始告開始。

該模式在應用上困難問題之一在起始程序 (initialization process) 方面，易言之，在尚未開始預報之時先須獲得一切氣象實況之詳盡描述，賓州州立大學之 Anthes 教授今年五月在颶風會議上主張至少取大氣之某一層特別加以細分縷析，必須較現行任何觀測系統詳盡，始能解決此大型預報模式之起始條件問題。按其主張，唯一之方案似爲大量利用偵察飛機並革新觀測儀器、自動紀錄系統等；同時偵察飛行計劃亦應重作更確實與更細密之部署。

八、結語

過去完全主觀式之颶風預報作業已大部份蛻變爲自動化作業。計算機逐自得出各種體系之預報路徑後，預報員乃有餘暇致力於動力理論方面之推敲，經最後修正而成爲官方之預報路徑。當前最重要的工作在設計一種更完美之「診察」程序，俾預報人員能輕易從各種體系中遴選出最有把握成功者，並從而窺知其最後修正是否允當。

理想之颶風預報方法應能兼顧發展及路徑，故模式設計不能限於颶風環流本身而需對漩渦中積雨雲團及其週遭環境間之交互作用加以模擬。此一工作已不簡單，苟能有效解決，最後尚有一重難關必須克服者，即如何正確獲取起始條件之問題。

一向困擾預報人員，特立獨行之颶風平均約佔十分之三，迄無跡象有何預報模式堪以肆應之者，其癥結在於模式愈複雜，結果愈玄妙，若有純屬計算之錯誤摻雜其間亦愈難予以剔出（更何況特異颶風案例較少，縱有此模式亦將因其驗證對象太少而須俟多年試用後方可能正式應用）。

綜上以觀，颶風預報在未來若干年內之研究發展主線不外下列二端即：預報趨於工程科學化，而其前提則在原始觀測資料之儘量確實詳盡。

1. 本文原載美國「科學」月刊 1973 年 9 月號，作者 R. H. Simpson 氏以其對熱帶氣旋之卓越貢獻而受聘選任爲 NHC 主任，主管颶風預報實務有年，應屬最有資格討論該問題之專家學者。

2. 美國聯邦政府曾針對佛羅里達州戴德郡地區（包括邁亞米市在內）作一疏散計劃之研究，建議一項「立體疏散」，將該區內適宜之高樓妥爲規劃俾收容可能遭受風災、水患之居民暫避，或較盲目撤向內陸造成公路壅塞爲佳。

氣象學報補充稿約

- 一、來稿須用稿紙（以 25×24 之稿紙爲原則）。
- 二、來稿字數以不超過 15,000 字，即連同圖、表，英文摘要以不超過 10 印刷頁爲原則。
- 三、圖及表之分量以不超過全文之 $1/3$ 爲原則。
- 四、英文摘要之字數以不超 1,000 字爲原則。
- 五、關於表格之注意點：

- (一) 表格須另用白紙繕製。
- (二) 表格上方須有標題，並加表 1 表 2 等冠號。
- (三) 表格中之項目，內容應儘量簡化。表中不重要之項目或可用文字說明者應儘量避免列入表中。
- (四) 能以文字說明之小表，請採用文字說明。
- (五) 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。
- (六) 統計分析表中顯著處，以 * 號（顯著）及 ** 號（極顯著）表之。
- (七) 表幅應考慮適合本刊版幅爲準。（寬度勿超過 13.5cm）。
- (八) 表之標題應能表示內容。

六、關於插圖之規定：

- (一) 插圖應另貼於大張白紙上，註明作者及文題。
- (二) 插圖下方須有標題，並加圖 1 圖 2 等冠號。
- (三) 統計圖、模式圖及分佈圖一律採用 120—150 磅道林紙，以黑墨水繪製清楚。
- (四) 統計圖原圖幅面應在 12—15cm，以便縮版。
- (五) 模式圖原圖幅面應在 15—20cm，以便縮版。
- (六) 分佈圖原圖幅面應在 30cm 左右，以便縮版。
- (七) 繪製線條粗細應能供縮小至 $1/8$ 之程度，但不能超過縮小 $1/2$ 之程度。
- (八) 數字應正寫清楚，字之大小粗細應一律，至少能供縮至 $1/8$ 之程度。
- (九) 已列表中之內容，勿再重複以插圖表示。
- (十) 圖之標題應能表示內容。

七、關於照片之規定：

- (一) 照片用紙一律採用黑白光面紙。

- (二) 照片幅面應在 12—15cm，以便縮版。

- (三) 照片應充分沖洗清楚，須考慮縮少至 $1/2$ 時尚能清楚之程度。

- (四) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。

- 八、文稿過長，或圖表過多過大時，投稿人得自行負擔印刷費。

九、關於參考文獻之規定：

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

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

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

十、文字敘述之號次以下列爲序。

中文用：一、(一) 1. (1) i. (i)

英文用：I. 1. A. a.

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

- 十二、文字敘述中之數字除十以下之數字，儘量用阿拉伯字表之。

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

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

- 十五、作者英文名以用全名爲原則，名在前，姓在後。

- 十六、其他未盡善事項得隨時修正之。

氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究爲目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言爲主體，每篇以五千字爲佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用之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，每千字按三十元至五十元計算。創作論著稿之特具價值者另議。
- 十一、惠稿文責自負，詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號中央氣象局氣象學報社收。

(請參閱補充稿約)

保 密 防 諜 · 人 人 有 責

匪 諜 自 首 · 既 往 不 究

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

- A Study of The Regional Climate and Weather in Taiwan
.....*Pao-kang Wan*.....(1)
- A Discussion on Some Empirical Techniques
for Typhoon Movement Forecasting.....*Chin-huai Hsu*
Chang-lin Shin
Hsin-chin Hsu.....(20)
- A Discussion on some methods of Typhoon
Track Forecasting*Pang-chie Cheng*
Zu-chin Lon
Li-shice Hwan
Chin-huh Chang.....(27)
- Hurricane Prediction: Progress and
Problem Areas.....*Translated by Yu-lei Chen*.....(58)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road Taipei,
Taiwan, Republic of China