

題名	作／譯者	卷期號	頁碼	出版年
台灣之氣候災害	廖學鎰	06/01	1	1960.03
颱風畢莉	研究室	06/01	30	1960.03
颱風魯依絲	研究室	06/01	38	1960.03
颱風芙瑞達	研究室	06/01	43	1960.03
悼念費凱爾亨利先生（譯）	劉衍淮	06/01	47	1960.03
-----	-----	-----	-----	-----
動力學的不穩度	楊建雄	06/02	1	1960.06
對流上限之分析與預報	郭文鑠	06/02	6	1960.06
台灣小麥與氣象	張月娥	06/02	11	1960.06
民國四十八年颱風總報告	研究室	06/02	16	1960.06
八、七水災	研究室	06/02	26	1960.06
飛越北極	周明德	06/02	43	1960.06
-----	-----	-----	-----	-----
台灣氣候概述	鄭子政	06/03	1	1960.09
氣象預報	王業鈞	06/03	11	1960.09
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	廖學鎰	06/03	19	1960.09
大氣熱力圖解的分析及評價	劉鴻喜	06/03	35	1960.09
遠東持續性寒潮特有之平均氣壓場	陳良曜	06/03	40	1960.09
-----	-----	-----	-----	-----
論我國東南亞地區各月平均總雲量及有雨日數之分佈	戚啓勳	06/04	1	1960.12
颱風瑪麗	研究室	06/04	6	1960.12
颱風雪莉	研究室	06/04	11	1960.12
颱風崔絲	研究室	06/04	26	1960.12
颱風艾琳	研究室	06/04	36	1960.12
空氣之動力	徐寶箴	06/04	41	1960.12

中華民國四十九年
三月三十一日出版

臺灣省氣象所主編

季刊

論 著

臺灣之氣象災害.....廖 學 銓

報 告

瓊安

颱風畢莉.....研 究 室

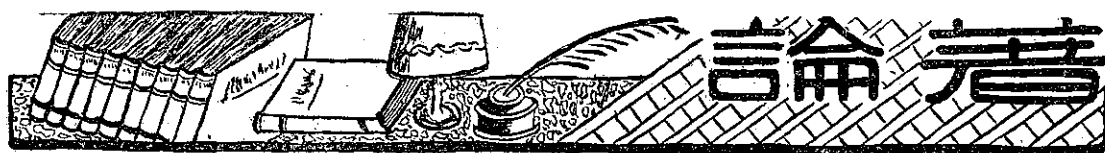
颱風魯依絲.....研 究 室

颱風美瑞達.....研 究 室

傳 記

敬悼費凱爾亨利先生.....劉 衍 淮 譯

六卷
一期



臺灣之氣象災害

廖學鑑

A discussion of meteorological disasters in Taiwan

Liao Shyue-yih

Abstract

Extensive damages had been repeatedly performed by the occurrence of storms, typhoons, thunderstorms, local heavy rainfalls in Taiwan annually.

A statistical research on these meteorological disasters had been carried out and some results had been obtained. They are listed as follows:

1) The return period of the annual maximum wind velocity at various stations in Taiwan had been calculated.

2) The return period of daily maximum amount of precipitation at various stations in Taiwan had also been computed.

3) The annual loss due to the damage of meteorological disasters is approximately proportional to the cubic of maximum wind velocity recorded.

4) The damage of thunderbolts, seventeen persons had lost thier lives under a rough calculation according to the past datum.

5) Approximately about ninety seven persons lost thier lives and more than 270,000 houses had been ruined in each year due to the damage of typhoons.

6) A table showing the frequency distribution of the amount of losses due to meteorological disasters has been plotted. In a few cases, a single disaster did a great damage with a large amount of losses.

7) Periodicities of 10, 13, 23, 26, and 50 years cycles are found in the variation of annual number of typhoons which visited the neighbourhood of Taiwan.

8) The values for the reference of architectural designs on wind speed and precipitation had been computed at many stations.

9) The efficiency of storm warnings and accuracy of the forecasts had been also discussed.

一、緒 論

以氣象現象為主要原因而發生之災害，通常稱為氣象災害(Meteorological disasters)。船舶遭遇暴風而沉沒，降雹之結果農作物受損害，或豪雨引起洪水等例子是以氣象現象為直接原因而引起之氣象災害。若氣候異常而發生病蟲害使農作物受損，豪雨引起地崩(Landslip)或山崩而發生之災害，或霧霾遮蔽視界能見度惡劣而引起之交通事故等例子，是以氣象現象為間接原因而引起之氣象災害。雖然火災大都是人為之原因而發生，但是此次火災是否會發展擴大，則氣象條件又是主要原因。以及地球上原子彈或氫彈爆

炸實驗之放射塵，由大氣環流而散佈於全世界。此等例子是氣象現象與災害有密切關係之場合。此外風土病，傳染病等之流行，多與氣象或氣候有密切關係。

普通災害可分為非常災害及經常災害。如房屋之建築中偷工減料，或平常維護不善而發生之災害稱為經常災害。如遭遇強烈颱風等不可抗力之暴風或豪雨等天災，所受之災害稱為非常災害。但是通常發生之災害中，兩者常同時存在不易辨別，故一般災害統計中，均係包括兩者，不易分辨。

臺灣位於大陸及大洋之間，冬夏兩季季風強勁，夏秋兩季復有颱風之侵襲，容易引起暴風豪雨成災。臺灣之地形，山嶽高峻有增加地形性降雨之作用，又

山脈密邇海岸，故河流源短而坡降陡急，因此豪雨容易引起山崩及洪水。臺灣土地狹小人口稠密，故發生氣象災害時所引起之損失較大。由於臺灣受氣象及地理的環境影響，每年發生氣象災害頗多，遭受莫大之損害。

是故臺灣為氣象災害頻仍之地區，但在另一方面，也是受自然恩惠頗多之地區，因為雨為一種寶貴之水資源，若能加以適當的利用，水力發電及水利灌溉，則雨量愈多受益愈大。故於臺灣如何有效利用其氣象條件及其地理條件，並且如何防止氣象災害，為經濟開發之前提條件。

通常防止氣象災害之對策，由其性質可以分為二：即根本對策及緊急措施。根本對策就是對於氣象災害，以建設永久性的設備來預防災害之方法。如以預防水災而言，治水保土為根本對策，預防風災及火災，應改良建築物之設計，對於雷雨之災害應添設避雷裝置，而對於霧霾應使用雷達。如此運用科學之知識，加以調查研究氣象災害之性質，而建立科學的永久防災施設，即可以達成防範之目的。此為氣象災害之

根本對策。

天災之來有時當非人力所能抗禦，但如能盡人事以防範，自然會減輕不少的損失，這是人所共知的。故運用科學的知識，預測氣象災害之發生，以有組織的人力來防範，必可減少災害之損失，是為現代國家所必有的有效措施。此即為對氣象災害之緊急措施。

因此，為防範氣象災害，必針對氣象及地理之環境，做根本之對策；同時仍要建立完善有效之天氣預測及聯繫系統，及有組織有效率之搶救系統。如此，雖謂天災為人力不可抗，但減少損失與犧牲之目的，定可達到也。

二、氣象災害之分類

氣象災害，若依其發生原因而分類，略如第一表中所示，雖然氣象災害之種類很多，但是在臺灣常發生之氣象災害僅為其中的一部分，如風災、水災、旱災、病蟲災害、雷災等，尤其由颱風引起之風災及水災最為嚴重。容後將分節說明臺灣各種氣象災害情況。

表一：氣象災害分類表

氣象要素	氣象災害	氣象
風	風災：1.暴風 (High wind) 2.龍捲風 (Water and land spout) 3.陣風 (Gust) 4.焚風災害 (Dry-wind Damage) 5.鹽風災害 (Salty wind Damage) 6.波浪災害 (Sea-waves and swell Damage) 7.海岸侵蝕 (Seashore erosion) 8.海水氾濫 (High tide) 9.海難 火災 (Fire)	颱風 低氣壓 鋒面 颶 (Squall) 季風 龍捲風 焚風 (Föhn)
雨	水災，洪水 (Flood)，山崩，地崩 旱災 (Drought Damage) 枯水 病蟲害 (Disease and insect injury)	颱風，鋒面，低氣壓，雷雨，季風 大氣活動中心，大氣環流之變動
雪	雪災 (Snow Damage) 1.豪雪 (Heavy snow) 2.積雪災害 (Snow cover damage) 3.雪崩 (Avalanche) 水災	低氣壓 季風

冰	冰 災 (Ice or freezing damage) 1. 凍 災 (Freezing damage) 2. 凍 土 (Frost heaving) 3. 結 冰 (Iceing) 4. 流 冰 (Drifting ice) 5. 雹 災 (Hail damage) 6. 霜 害 (Frost injury) (早霜, 晚霜)	季 節 雷 雨 季 風 低 氣 壓 移動性高氣壓
氣 壓	氣壓變化所致之身體障害 海 水 氾 濫 (High tide) 煤 礦 之 礦 坑 爆 炸 高 山 病 或 航 空 病 (Pressure sickness) 地 震 下, 風 災	低 氣 壓 颱 風
氣 溫	夏季寒冷災害 (Cool summer damage) 暖 冬 (Unusual warm winter) 酷暑, 酷寒	大氣活動中心, 大氣環流之變動
濕 度	異常乾燥 (Unusual dryness) 火 災 (Fire)	氣 團 焚 風 (Föhn)
日 射	日射過少時農作物受損失	天 氣
電 氣	雷 災 (Thunderstorm damage) 通 信 障 害	雷 雨 電 離 層
浮 遊 物	霧 災 霧, 霾及煙之災害 (Fog and dry haze damage) 風 塵 黃 砂	氣 團 風, 陣風 高空風, 風

三、臺灣之風災

凡因風引起之氣象災害, 通常稱為風災。風災中如暴風 (High wind), 龍捲風 (Land or water-spout) 或陣風 (Gust) 等係因其強烈風壓引起之氣象災害, 至於鹽風災害 (Salty wind damage), 焚風災害 (Dry-wind damage) 或火災等是因風之運輸性引起之氣象災害, 而如波浪災害 (Sea-waves or swell damage) 或海岸侵蝕 (Seashore erosion) 等是風所誘致之波浪引起之氣象災害。

(A) 暴風 (High wind)

臺灣之風災大略可以區分為二, 一為颱風侵襲臺灣而發生之風災, 另一為季風所引起之風災。前者其暴風常在每秒20至40公尺之間, 其風力足使稻粒吹落, 枝幹折毀甚至拔樹毀屋, 為害酷烈。臺灣每年受其災害至鉅。

後者為臺灣經常必有之風, 且控制臺灣之氣候, 其對於臺灣農業之關係極重要, 亦不亞於颱風。當東北季風盛時, 臺灣重要農作物, 如水稻、甘蔗、甘藷等無不受其影響。如風速至每秒5公尺以上, 即增加農作物本身之蒸發, 發生乾枯低溫等現象, 發生作物

生理之障害。如風速增達每秒10公尺以上，則發生水稻傾覆脫粒，甘蔗折莖裂葉而阻碍糖分的儲積致減低含糖率，發生作物機能之障害。

至於夏季西南季風有輕微之風速與豐沛之雨量，實為農作物之恩物。據日人白鳥勝義博士曾云：臺灣之夏季風風力不強，對於農作物無害反而有利，誠屬確論。

據 K. Takahashi (1954) 之研究，日本氣象災害之損失，如房屋破毀，及人民死傷之數目大略與風速之立方成正比。此關係於臺灣大略也可以成立。根據 1950 年至 1959 年之颱風報告，調查颱風侵襲臺灣時之各測候所所測得之最大風速與房屋破毀數目之立方根之關係，繪得如圖 1 中所示。最大風速小於

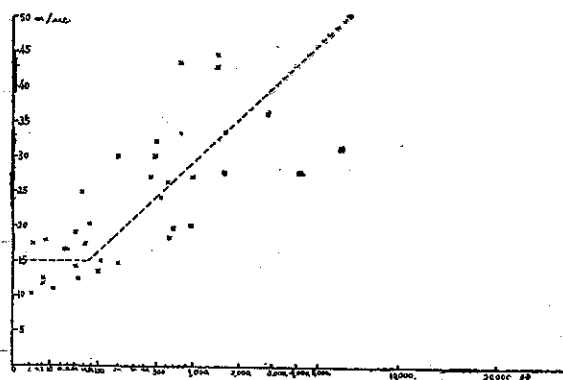


圖 1：房屋破毀數目與最大風速之關係

10m/sec 時不致發生災害，風速超過 10m/sec 即發生災害。至風速約達 15m/sec 時災害急激增加，此後災害大略與風速之立方成比例而增加。又風速達 30m/sec 時災害有急峻增加之傾向。總之氣象災害之損失 N 及風速 V 中，大略可以由實驗式

$$N \propto V^3 \text{ or } N = kV^3 \dots\dots\dots (1)$$

表現之。其中 k 為比例常數。上述之實驗式表示風所引起之氣象災害之損失，大略與風所做之功 (V^3) 成比例而不是與風壓 (V^2) 成比例。此為其物理的意義。

(B) 波浪災害及海岸侵蝕

颱風侵襲臺灣時，由暴風所引起之狂暴怒濤打擊海岸，破毀建築物。臺灣東部各港口之堤防所受波浪之威脅極大，尤以花蓮港為甚，海岸及堤防因常年波浪沖激而受侵蝕。

(C) 焚風災害

颱風於臺灣北部通過時，或夏季西南季風特別卓越時，於臺東附近常致發生焚風 (Föhn) 現象；颱風

於南部通過時，則於臺中附近發生焚風。焚風溫度達 39°C 以上時，可使農作物枯死。焚風之發生係由於溫濕氣塊 (Air particles) 受山嶺之阻梗，被迫上升，水濕因膨脹冷卻而凝結，變為雨下降。至其越過山嶺後遂成為乾燥氣塊而下沉，經壓縮而致氣溫突升，氣塊燥熱，草木因之而枯萎，積雪頓化。世界最著名者為瑞士阿爾卑斯山麓之焚風，連吹數日。

1942 年 6 月 7 日臺東之焚風，為臺灣歷年焚風之最高氣溫紀錄。1927 年 8 月 19 日臺中之焚風時達 39.3°C 之高溫。除臺東、臺中以外，如花蓮、新港、大武、新竹、日月潭等地亦間有輕微焚風發生。臺灣之焚風多在 4 月至 9 月間，冬季較少，幸其吹襲為時甚暫，久者亦不過十數小時，而無連吹數日之情形者，且範圍較小，故焚風災害尚不嚴重。

(D) 鹽風災害 (Salty wind damage)

海面上有暴風時常引起狂浪怒濤，由風之運輸性，將海水鹽份細粒搬運至陸上，而致農作物枯萎或引起送電路漏電等災害。在日本神戶，颱風侵襲時之觀測結果，有西南風 15m/sec 時，離海岸線 1.5 公里之丘陵上，1 平方厘米之布片上測得有 19mg 之海水。即於 1 立方公尺之空氣中含有 2.6mg 之海水微粒。當時測得之海水微粒以直徑為 25μ 之粒子最多，

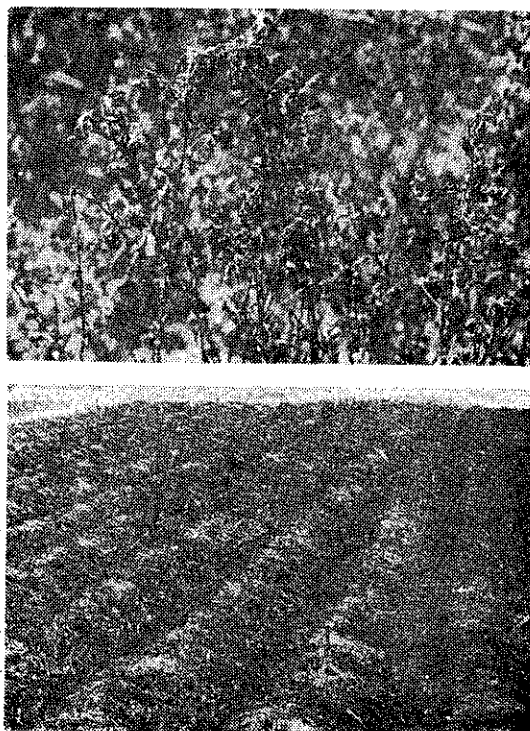


圖 2：受鹽風農作物枯萎之狀況

若以直徑計算即在 1 立方公尺之空氣中，含有 65 萬餘個之海水微粒。若此海水微粒落於植物或農作物，即將枯死。又此微粒附着於送電線之碼子，水分蒸發後致粒子中之鈣鹽析出，而與煤煙中之硫酸化合變成石膏，固着於碼子致使絕緣度降低，招致漏電或停電等災害。如今年 (1959 年) 8 月 29 日瓊安 (Joan) 颱風侵襲澎湖時，引起嚴重之鹽風災害，致澎湖縣半數以上之農作物枯死。當時之狀況請參閱圖 2。

(E) 龍捲風 (Spout)

龍捲風為一種最強烈而危險之旋風 (Whirlwind)，其發生於陸上者稱陸龍捲風 (Landspout or tornado)，發生於海上者稱海龍捲風 (Water spout)。其發生，係由於熱帶之濕熱氣團向北推進，而高空則有冷氣流侵入，因此造成絕大之溫度直減率，使高層氣流失其平衡，發生混亂而成旋渦運動，並形成濃黑之雷雨雲。其旋渦運動愈趨猛烈時，自雷雨雲中垂下一黑色漏斗形之長條扭柱，下端直達地面。若於海

上時，扭柱未降達海面之前，即見海水上騰，形成一條水柱，兩者相連形如一管，上粗下細，或有彎曲。其範圍雖甚小，但威力極大。在地面之暴風半徑約自數公尺至數十公尺，平均 18 公尺，被災半徑約為 30 公尺，高度約為 500 公尺。最大風速雖無確切紀錄，但估計有超過每秒 100 公尺者。風向在北半球為反鐘向之旋轉。移動速度每小時約 30 公里。其所經地區除因風力強大而遭受破壞外，並因其中心氣壓甚低，使建築物內部之空氣瞬時向外擴張而致破毀。

通常龍捲風極易消滅，故影響之範圍不大，完全為局部現象。龍捲風因範圍過狹，在天氣圖上未能顯示其跡象，故預報極為困難。但晚近因雷達之發展，可獲得較多而詳確資料，當龍捲風開始形成時，即警告人民，預為趨避以減少損失。

臺灣省自光復以來，共計發生龍捲風五次。茲將其情形及災害之概略列表二，以供參考。

表 二：龍 捲 風 調 查 表

發 生 時 刻	地 點	損 毀
1951 年 5 月 14 日 17 時	左營、楠梓、萬丹、西勢、臺南	死傷約 50 人，房屋損毀約 300 棟
1954 年 11 月 5 日 13 時	臺東鎮	
1955 年 4 月 2 日 時	澎湖白沙鄉	
1955 年 7 月 18 日 13 時	新竹市	傷 5 人，房屋損毀 300 餘棟
1958 年 7 月 23 日 7 時	白河鎮 (大升、玉豐、草店、內角等里)	重傷 3 人，輕傷 14 人，災民 1,118 人，房屋全毀 43 棟，半毀 192 棟，破損 53 棟。農作物損毀面積約有 900 公畝，估計 973,000 元，房屋損毀估計 3,208,000 元，合計損失 4,181,006 元。

(E) 風災對策

普通對於風災，可建立防風堤防或防風林來減輕其災害。臺灣之海岸地帶多植有防風林，澎湖地區則建有防風堤防即其例。在美國中部陸龍捲常發生之區域，都有避難用之地下壕，以為避難之用。

防風林通常可以分作海岸防風林，飛砂防風林，耕地防風林等。其作用為利用樹冠樹幹，造成障壁，用以抵抗風力，減低風能。蓋以風力雖大，一遇林木之阻碍，被迫上升而有減速作用，所以在風力特大時可以減低破壞作用。在平時亦可以調節溫度，增加雨量，阻止蒸發而使植物之生育機能正常發展。至於防霜、防雪、防塵、防煙之效用亦相當大，在海邊可以防鹽風災害以及飛砂災害，故防風林實有極大之效用。

茲就臺灣各地防風林作用之實例略加說明，如澎

湖設置防風堤防後，其耕地增產 25%；新竹縣海岸防風林完成後，其水田之收穫平均增加 45%；臺中縣屬之草湖與二林兩地自造林防止飛砂後，增加耕地 20 餘公頃；臺南縣亦因於低濕地施行造林後，不但防風林以西地區造成更生新地，至 1942 年沿海各地均已遍生林木矣。

(G) 臺灣各地之暴風之再現週期 (Return period)

據 R. Saito (1957) 之研究，年最大風速值之頻率分佈，大略可以由最大値之頻率分佈之 Fisher-Tippet 之理論表示之。依據此理論，由變數 X 之母集團 (Parent population) 中抽出 n 個之任意標本 (Random sample) 時， $n \rightarrow \infty$ 之場合其中之最大値 X 之分佈函數 (Distribution function) 為

$$P(y) = \exp(-e^{-y}) \dots \dots \dots (2)$$

其中 $y = A(X-B) \dots\dots\dots (3)$

(Variance)。

$A = 1/0.799\sigma \dots\dots\dots (4)$

通常某種物理量 (如最大風速, 或日降水量等)

$B = E(X) - 0.450\sigma \dots\dots\dots (5)$

可達 X 或以上之現象, 於 T_r 年中可以期待發生一次
時, 稱 X 之再現週期 (Return period) 為 T_r 年。

而 $E(X)$ 及 σ 各為 X 之母集團之平均值及分散

表 三：年最大風速之累計頻率及再現週期表

地點 最大風速 累計頻率分佈 (m/sec)	彭佳嶼	基隆	臺北	臺中	阿里山	臺南	澎湖	恒春	花蓮	臺東	蘭嶼
≥ 65	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
≥ 60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
55	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
50	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4
45	4	—	—	—	—	—	—	—	1	—	6
40	12	—	—	—	—	—	1	—	1	1	8
35	20	1	—	—	—	1	5	2	2	1	11
30	33	5	3	—	—	3	8	4	3	6	12
25	44	16	10	1	1	5	19	14	10	9	13
20	47	28	25	2	7	12	51	33	20	18	—
15	48	37	40	15	17	32	62	60	31	38	—
10	—	41	61	43	24	61	—	62	47	58	—
5	—	—	62	61	25	62	—	—	48	—	—
統計年數	48	41	62	61	25	62	62	62	48	58	13
最大值	52.0	35.5	31.3	26.6	27.5	38.2	40.3	39.8	45.0	42.5	65.7
平均值	34.3	22.8	18.5	12.1	17.5	16.5	24.1	21.4	19.4	18.4	44.3
標準偏差	7.3	6.03	5.8	3.86	4.64	5.31	5.51	5.39	7.67	6.71	10.08
再現週期											
5(年)	39.6	27.1	22.7	14.9	20.5	20.3	28.1	25.3	24.9	23.2	51.6
10	43.8	30.6	26.1	17.2	23.2	23.4	31.3	28.5	29.4	27.2	57.5
20	47.9	34.0	29.4	19.3	25.9	26.4	34.4	31.5	33.7	30.9	63.1
30	50.3	35.9	31.3	20.6	27.4	28.1	36.2	34.2	36.1	33.1	66.4
40	52.0	37.3	32.6	21.5	28.4	29.3	37.4	35.5	37.9	34.6	68.7
50	53.8	38.8	34.1	22.4	29.6	30.7	38.8	37.0	39.8	36.3	71.3
70	55.2	40.0	35.2	23.2	30.5	31.7	39.8	38.1	41.3	37.6	73.1
100	57.2	41.6	36.8	24.2	31.8	33.1	41.4	39.7	43.4	39.5	76.0
150	59.5	43.5	38.7	25.5	33.2	34.8	43.1	41.5	45.8	41.6	79.2
200	61.2	44.9	40.0	26.3	34.3	36.0	44.4	42.8	47.6	43.1	81.3
300	63.5	46.8	41.8	27.6	35.7	37.7	46.1	44.7	50.0	45.2	84.6
500	66.4	49.2	44.2	29.1	37.6	39.8	48.3	47.0	53.1	47.9	88.6
1,000	70.4	52.4	47.3	31.2	40.1	42.7	51.3	50.1	57.2	51.5	94.1

故據上述之年最大風速之再現週期由(2)式可得

$$T_r = \frac{1}{1-P(y)} \dots \dots \dots (6)$$

依據上述之理論及 E. J. Gumbel 之方式。將母集團之平均值 $E(X)$ 及分散 σ ，由標本之平均值及分散代替。使用臺灣過去63年之氣象觀測資料，計算臺灣各地之年最大風速之再現週期，可得如表三中所示之結果。即於臺北 50 年可能有一次暴風達每秒 34.1 公尺，200 年可能有每秒 40.0 公尺，1,000 年可能有每秒 47.3 公尺之暴風。

四、臺灣之水災

水災中如流水、流水壓力之破壞、淹水、滲透等是其直接之災害，而流水流石流砂之災害及地崩，山崩等為其間接之災害。

河川氾濫時，洪水四溢，不但堆積於地面上之材料流失，建築物浸水亦受損壞。臺灣地區浸水時損害較嚴重者為使用土角建築之房屋。浸水後 2 至 5 小時即倒毀。據 Ki Takahashi (1954) 之研究結果損失房屋數 (N) 與日雨量 R 之立方可成正比例，即

$$N \propto R^3 \text{ or } N = kR^3 \dots \dots \dots (7)$$

其中 K 為比例常數。

通常速度 V m/sec 之流水有 $0.051 V^2 \text{ ton/m}^2$ 之動水壓。如速度為 5 m/sec 之流水，對於 1 平方公尺之平面即有 1.275 噸 (ton) 之動水壓作用。若流水混合土砂時，水之密度增大可以增加其動水壓。此外流水亦有靜水壓，即於水面下 h 公尺之地點，對於 1 平方公尺有 h 噸 (ton) 之靜水壓。故河川氾濫時，由其水壓甚大，不但建築物受破毀，水中之橋基或橋腳，堤防等亦由其水壓或滲透作用而崩壞。尤以堤防等對於溢水之抵抗力甚弱。

若田地淹水，即引起農作物之腐爛或生育不良等災害。又淹水後經常發生病蟲災害，排水不良地區之田地變成濕田或半濕田，其更甚者可變成沼澤。若河水氾濫時有土砂之堆積，即使田地荒蕪，不能耕種。又海水倒灌時，即發生鹽水災害。

堤防或山地之傾斜面，受豪雨或河水氾濫之滲透，因水分之增加致土砂之自然梯度減小，而呈崩塌之現象。如乾燥之砂堆，通常其梯度為 35 度以下時可以保持穩定之狀態，但包含有很多之水分時其穩定梯度之限度降低至 30 度。又普通之土壤，很乾燥時其穩定梯度之限度為 10 度，包含有十分之水分時為 30 度。但粘土即相反，十分乾燥時其穩定梯度之限度為 26 度，

有十分水分時為 15 度。通常堤防之建設時其梯度都很接近乾燥狀態之穩定梯度限度，故受水分之滲透可能發生崩壞之情事。

臺灣之水災之起因大略有三，一為颱風之豪雨所引起之水災，二為夏季西南季風所引起之水災，另一為霖雨不止所引起之水災。四十八年八七水災是前兩個原因同時出現，故引起莫大之災害。茲將分段說明於臺灣常誘致水災之三大原因：

(A) 颱風所誘致之豪雨

颱風造成之豪雨，常致局部之日降水量達 1,000 公厘以上。茲臺灣各地過去五十年之日降水量之最大值，繪得如圖 3 中所示。臺灣各地日最大降水量，

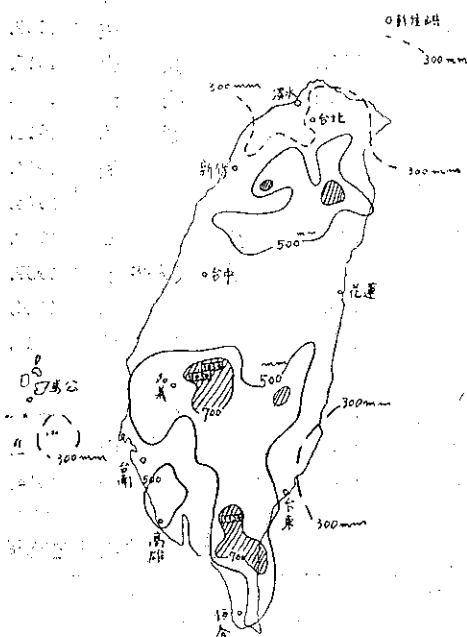


圖 3：最大降水日量之分佈圖

普通均為 500 公厘左右，但阿里山附近，中央山脈南端庫瓦爾斯 (Kuwarusu) 附近及秀湖鑾溪上游十里附近，北部之天送埤及大閣南附近等，均為 700 公厘以上之豪雨地區。反之北部沿海及新港附近則在 300 公厘以下。今將降水日量在 700 公厘以上之主要豪雨紀錄，列舉如表 4。其中如庫瓦爾斯之最大降水日量，曾達到 1,127.0 公厘，這個紀錄僅稍低於世界的最大降水日量，菲律賓碧瑤 (Bagio) 的 1,168 公厘 (係發生於 1911 年 7 月 14-15 日)。

表 4A 中所列之豪雨，大部為颱風所致。於本省北部通過之颱風，時常造成阿里山附近之豪雨。橫斷中部之颱風時常造成南部山地庫瓦爾斯附近地區之豪

表四A：降水日量 700 公厘以上之豪雨（單位：公厘）

強度 次序	降水量(公厘)	地 點	起 始 (年 月 日)	強度 次序	降水量(公厘)	地 點	起 始 (年 月 日)
1	1,127.0	庫 瓦 爾 斯	1934. 7. 19.	25	829.3	五峯竹林(大閣南)	1920. 9. 3.
2	1,125.0	蒙 伽 利	1942. 7. 19.	26	820.5	庫 瓦 爾 斯	1935. 7. 29.
3	1,050.0	竹 崎	1945. 9. 3.	27	809.3	庫瓦爾斯(試作地)	1920. 9. 3.
4	1,034.0	糞 箕 湖	1911. 8. 31.	28	800.0	涸 瀨	1954. 11. 16.
5	1,033.0	糞 箕 湖	1913. 7. 20.	29	798.0	庫 瓦 爾 斯	1940. 8. 31.
6	1,001.0	斗 六 梅 林	1959. 8. 7.	30	793.5	大 元 山	1956. 9. 16.
7	969.3	大 埔	1911. 8. 31.	31	789.6	阿 里 山	1940. 8. 31.
8	959.7	天 送 埤	1915. 10. 30.	32	786.2	斗 六	1959. 8. 7.
9	953.0	草 漂	1930. 7. 28.	33	780.0	乾 溝	1949. 9. 14.
10	950.0	幼 葉 林	1913. 7. 19.			幼 葉 林	1914. 7. 13.
11	936.0	泰 武	1959. 8. 7.	35	777.0	公 田	1911. 8. 31.
12	930.8	內 員 山	1915. 10. 30.	36	771.5	阿 里 山	1917. 8. 19.
13	890.6	哆 囉 焉	1914. 7. 12.	37	768.8	阿 里 山	1913. 7. 19.
14	890.0	幼 葉 林	1911. 8. 31.	38	765.4	清水進水口	1958. 7. 15.
15	885.1	糞 箕 湖	1914. 7. 12.	39	754.4	阿 里 山	1959. 8. 7.
16	880.2	大 武	1914. 8. 30.	40	751.0	古 坑 大 埔	1959. 8. 7.
17	870.0	公 田	1920. 9. 3.	41	747.0	阿 里 山	1914. 7. 12.
		士 文 (率芒社)	1939. 12. 9.	42	737.0	阿 里 山	1920. 9. 3.
19	869.5	達 邦	1920. 9. 3.	43	724.5	油 羅 山	1920. 9. 2.
20	860.5	幼 葉 林	1920. 9. 4.	44	711.4	伊 穗 穗 兒	1927. 7. 23.
21	852.1	達 邦	1911. 8. 31.	45	709.0	樟 腦 寮	1914. 7. 12.
22	841.0	二 萬 平	1920. 9. 3.	46	708.4	古 坑	1959. 8. 7.
23	837.5	阿 里 山	1912. 6. 19.	47	707.4	秀 林 茂 五 路	1955. 8. 23.
24	834.2	咬 力 坪	1914. 7. 12.	48	701.4	斗 六 大 崙	1959. 8. 7.

表四B：連續數日之總降水量 1,500 公厘以上之豪雨（單位：公厘）

1911年	Aug-Sept	31	1	2	3	4	5	6	合 計
	大 埔	969.3	469.8	88.0	148.0	438.6	263.0	246.3	mm 2623.0
	糞 箕 湖	1034.0	249.0	140.0	185.0	145.0	143.0	125.0	2021.0
	達 邦	852.1	157.8	96.8	202.6	223.1	153.3	46.4	1732.1
	幼 葉 林	89.0	290.0	90.0	46.5	110.0	180.0	76.3	1682.8
1912年	June.	17	18	19	20	21			合 計
	阿 里 山	503.0	227.5	837.5	93.7	253.0			1914.7
1913年	July.	17	18	19	20	21			合 計
	糞 箕 湖	570	400.0	638.0	1033.0	82.5			2210.5
	幼 葉 林	—	660.0	950.0	67.5	7.5			1684.5
	阿 里 山	—	156.5	768.8	597.3	59.5			1582.2
1914年	July.	10	11	12	13	14	15	16	合 計
	糞 箕 湖	51.8	2.1	885.1	488.0	24.8	14.9	63.2	1529.9
	哆 囉 焉	1.4	64.7	890.6	500.8	24.8	20.8	57.3	1560.4

1914年	Aug	26	27	28	29	30	31	1	合 計
	浸 水 營	49.0	14.6	300.0	320.0	330.0	480.0	90.0	1583.5
	大 南	6.6	0.0	179.1	450.7	426.1	455.7	45.7	1563.8
1915年	Oct.	26	27	28	29	30	1	2	合 計
	內 員 山	94.1	63.2	25.4	512.0	930.8	56.8	109.8	1782.1
	天 途 埤	36.6	26.0	35.0	408.2	959.7	27.6	79.6	1572.7
1920年	Sept.	1	2	3	4	5	6	7	合 計
	大 閣 南	70.8	724.5	829.3	236.7	—	—	—	1861.3
	幼 葉 林	—	258.0	673.5	860.5	—	—	—	1792.0
	二 萬 平	—	174.0	841.0	686.0	86.0	—	—	1787.0
	庫 瓦 爾 斯	—	202.0	809.3	671.4	68.2	—	—	1750.9
	達 邦	1.2	209.6	869.5	594.3	10.2	—	—	1673.4
	浸 水 營	58.0	636.0	637.5	102.9	65.0	51.0	42.0	1592.4
	阿 里 山	—	174.5	737.0	611.0	12.5	—	—	1535.0
1922年	Aug.	20	21	22	23	24	25		合 計
	庫 瓦 爾 斯	91.2	374.9	456.7	564.5	277.1	298.2		2062.6
	蒙 伽 利	190.0	200.8	253.0	385.0	356.0	224.3		1609.1
1928年	Aug.	3	4	5	6	7	8	9	合 計
	浸 水 營	290.3	448.5	280.3	245.0	200.0	215.9	150.0	1829.7
	蒙 伽 利	283.5	292.8	285.9	297.3	249.8	257.7	275.6	1942.6
1929年	Aug.	10	11	12	13	14	15	16	合 計
	樟 樹 坪	651.7	538.9	127.0	285.5	28.8	51.3	4.0	1687.2
	阿 里 山	1.5	673.0	553.4	184.7	115.5	50.8	48.0	1628.9
1930年	July.	27	28	29	30	31	1		合 計
	能 高	348.0	470.0	450.0	462.0	9.4	0.4		1739.8
	達 邦	—	355.0	475.0	567.0	220.0	—		1617.0
	阿 里 山	—	203.3	502.2	327.8	422.5	110.7		1566.5
1934年	July.	14	15	16	17	18	19	20	合 計
	來 義	220.5	165.0	20.0	16.5	216.5	387.5	640.9	1666.9
	庫 瓦 爾 斯	—	—	—	—	314.0	1127.0	179.5	1620.5
1937年	Aug.	2	3	4	5	6	7	8	合 計
	庫 瓦 爾 斯	374.2	300.2	232.0	386.5	222.0	168.0	291.0	1873.9
	來 義	231.0	323.0	327.5	305.0	247.0	182.0	101.0	1716.5
	荖 濃	271.3	320.0	241.0	324.0	172.1	97.0	75.0	1500.4
1938年	July.	29	30	1	2	3	4	5	合 計
	庫 瓦 爾 斯	484.5	302.0	263.0	130.0	125.0	29.0	168.0	1501.5
1951年	Apr.	6	7	8	9	10	11	12	合 計
	土 壠 溝 進 水 口	609.0	409.0	34.0	460.0	555.0	96.0	3.0	2165.0
	土 壠 溝	533.0	389.0	68.0	659.0	332.0	15.0	—	1996.0
1954年	Nov.	4	5	6	7	8	9	10	合 計
	清水第一進水口	238.8	530.2	26.5	12.5	210.1	674.6	148.7	1841.4
1954年	Nov.	10	11	12	13	14	15	16	合 計
	溝 瀨	253.3	220.0	259.3	590.0	183.0	230.0	800.0	2535.6

雨。又於臺灣南部或南部沿海通過之颱風，時常造成中央山脈東面，天送埤，十里或大武附近地區之豪雨。換言之即颱風造成迎風面山地之豪雨。

過去50年中連續數日之總降水量，達到1,500公厘以上者有十七次，列如表4B，其中2,000公厘以上者五次。如1911年8月31日，當颱風通過臺灣北部西進後，在臺南縣大埔連降豪雨達一週之久，總雨量計2,623公厘，而莿箕湖達202/mm，因而造成下游平原之大水災。但在最接近颱風之北部地區僅有300公厘左右之雨量。背風面之臺東、花蓮等東部地區平地僅有20公厘左右之雨量。實為臺灣地形影響降雨之良好例證。又如1913年7月19日，當颱風經臺灣北部向西北推進時，造成阿里山附近之大雨亦頗顯著，於莿箕湖三日之總降水量達2,071公厘。又如1937年8月上旬，颱風於臺灣北部海上通過，而在8月上旬10日之連續降雨，在庫瓦爾斯總降水量達2,061公厘之多。故前述之豪雨皆為颱風誘致高溫多濕之不穩定西南氣團之侵入，而在迎風面之中央山脈西南斜面引起大雨。

(B) 西南季風所引起之水災

1912年6月17日至21日之5日中，連續於阿里山降雨，其總雨量達1915公厘。在天氣圖上可看出，此大雨乃因東海南部海上有鋒面滯留而於其鋒面上發生之低氣壓誘致高溫多濕之不穩定西南氣流，而於其迎風面之臺灣中央山脈西南斜面引起大雨。

(C) 臺灣之霪雨

臺灣各地自開始氣象觀測以來，連續30日以上之降雨（簡稱為霪雨）次數，據調查之結果各地之統計年數及累年霪雨之次數間之比，即為每發生一次霪雨之平均年數，可繪成如圖4。

臺灣東北部地區因冬季東北季風於迎風面山地發生爬山之上昇氣流，以致連續降雨。平均每三至五年發生一次霪雨，開始時間最早亦在11月末，通常為12月或1月連續降至次月。其中大屯山、基隆、鼻頭角、暖暖、火燒寮之霪雨頻率最大，又富貴角之最長霪雨達61日。又宜蘭、天送埤、池端、銅山、山脚、臺北、士林、淡水等不僅因冬季季風而發生霪雨，且於五、六月之梅雨時期亦常有發生。如銅山、池端等地之最長霪雨竟達91日。

臺灣南部最多之區域為阿里山附近。其霪雨之開始於五至七月間。雨量有時可超過2,000公厘，如庫瓦爾斯有達3,700公厘之紀錄。又最長霪雨為公田之82日。

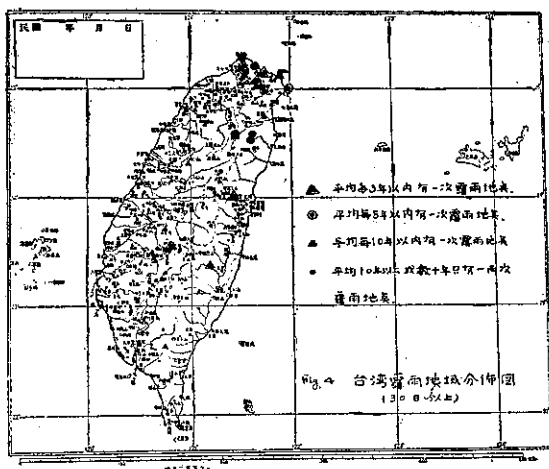


圖4：臺灣霪雨地域分佈圖（30日以上）

總之霪雨最多之地域為臺灣東北部區域，平均每三年至五年發生一次。此外阿里山附近亦成一霪雨地區，係於夏季西南季風較盛之六、七月發生，未有發生於冬季者，六部分不過10年發生一至二次，但是其雨量較多容易引起水災。

茲依據E. J. Gumbel 之方法，由前述之(2)

(3) (4) (5) 及 (6) 式，計算臺灣各地之最大降水日量之再現週期，得如表五中所示之結果。即於臺北100年可能有一次豪雨，其降水日量達351.4公厘，400年可能有418.9公厘，1,000年可能有463.5公厘之豪雨。

總之臺灣之鉅大降水量為世界聞名。如前述之庫瓦爾斯最大降水日量僅稍低於世界最大紀錄外，1913年7月19日至20日，於莿箕湖之2日間總雨量1,671公厘及1913年7月18日20日之3日間之總雨量2,071公厘為2日間及3日間總雨量之世界紀錄。又臺灣山脈高峻並且密邇海岸，故河流短促且坡降陡急，所以鉅大雨量奔流直下，發生洪水使河流氾濫引起水災。故據上述之氣象學之及地理的條件，於臺灣造林治山，建造堤防或修改河流等治水，或建造水壩以調節流量等是水災防治之根本對策。

五、臺灣之旱災

乾旱問題自氣象學上觀之乃降雨異常之一例，不僅是氣象學上有興趣之問題，且對於民生上有重大關係。發生乾旱時，常引起缺乏用水及電力，增加火災或傳染病之流行災害。最甚者為農作物之損失。乾旱時若有充分之水源供給農作物自可不受損失，近年來臺灣之灌溉設備漸充實，故關於農作物之生產，乾旱

表 五：最大降水日量之累計頻率及再現週期表

地 點 累 計 頻 率 最 大 降 水 日 量	臺 北	臺 中	花 蓮	澎 湖	臺 南	臺 東	恒 春
mm/day							
≥500	0	0	0	0	0	0	0
≥450	0	1	1	0	0	1	1
≥400	0	2	1	0	1	3	3
≥350	1	3	6	5	5	4	11
≥300	2	7	11	11	10	5	14
≥250	6	13	22	15	17	11	23
≥200	10	27	34	22	31	29	38
≥150	30	40	47	42	48	44	55
≥100	50	56	48	60	58	54	61
≥ 50	62	63	48	62	62	58	62
≥ 0	62	—	—	—	—	—	—
統 計 年 數	62	63	48	62	62	58	62
最 大 值	358.9	499.6	465.8	343.8	443.2	467.5	484.8
再 現 週 期	(m.m.)						
5年	200.8	254.5	257.3	207.3	271.8	260.7	306.3
10年	237.2	304.6	301.6	254.9	320.9	308.1	357.7
20年	272.1	352.8	344.0	300.6	368.0	353.5	407.0
40年	306.8	400.2	385.9	345.6	414.5	398.4	455.7
60年	326.7	427.6	410.1	371.7	441.3	424.2	483.8
80年	340.8	447.0	427.2	390.1	460.3	442.6	503.7
100年	351.4	461.7	440.2	404.0	474.7	456.4	518.8
150年	371.3	489.1	464.4	430.0	501.6	482.3	546.9
200年	385.4	508.5	481.5	448.4	520.5	500.6	566.8
400年	418.9	554.6	522.2	492.2	565.7	544.2	614.1
600年	438.8	587.0	546.4	518.2	592.5	570.1	642.2
800年	452.9	601.3	563.5	536.7	611.5	588.4	662.0
1,000年	463.5	616.0	576.5	550.6	625.9	602.3	677.1
平 均 值	156.2	192.9	202.9	148.7	211.4	202.4	243.1
標 準 偏 差	62.2	85.7	75.7	81.4	84.0	81.0	87.9

問題不至成爲嚴重災害。通常因乾旱可使土壤缺乏水分，致農作物之葉開始皺縮或萎枯，若乾旱之程度加重可致農作物枯死。如稻受旱災，不僅減少產量，有時米粒可變爲茶黃色。

旱災之發生與地勢有密切之關係，通常丘陵地帶

較容易受旱災，而低濕地帶乾旱時反而可增加產量。又旱災之損失程度與土壤亦有相關，砂質土壤之田地一般的比粘質土壤之田地損失較大，但乾旱特別顯著時，反而粘質土壤之田地之損失增大。此因粘質土壤之田地較容易發生土面之破裂而引起斷根或漏水等現

表 六：臺灣各地之大乾旱 (100 日以上)

年份	地 點	開始日期	終了日期	連續日數	降水量 mm	微雨降 水日數	年份	地 點	開始日期	終了日期	連續日數	降水量 mm	微雨降 水日數
1911	鹽 水	10- 7	1912 3- 4	149	0.0	4	1934	大 埔	10-26	1935 2- 9	107	0.0	2
	旗 山	10-23	1912 3- 4	133	—	—		鹽 水	9-28	2- 9	135	0.0	1
	新 威	10- 7	1912 3- 4	149	7.4	1	1935	鹽 水	9-26	1936 1- 5	102	—	—
	深 水	10-23	1912 3-19	148	—	—		南 化	10-28	2-10	106	—	—
	屏 東	10-23	1912 3- 5	155	4.2	2		鳳 山	10-29	2- 8	103	0.0	1
	鳳 山	10- 4	1912 3- 4	152	2.6	2	1937	赤 山	10-22	1938 2- 9	111	—	—
1919	社 頭	10-23	1920 2- 8	109	1.9	3	1938	龜 洞	10- 6	1939 3-11	157	1.0	1
	旗 山	10-14	1920 4-25	194	2.0	2		大 埔	11-24	3-12	109	0.0	4
1923	鹿 港	10- 2	1924 1-11	102	—	—		前大埔	11- 8	3- 8	121	—	—
	玉 井	10- 2	1924 1-19	110	0.0	2		利己利己社	11- 1	3-11	131	0.0	4
	龜 洞	9-26	1924 1-27	124	1.7	5	1939	霧 社	10- 4	1940 1-14	103	—	—
	旗 山	9-27	1924 2- 6	133	1.4	2		達 邦	10-11	3- 9	151	—	—
	屏 東	10-17	1-26	102	0.3	1		雁 爾	10-12	2-16	128	—	—
	鳳 山	9-27	1-19	115	0.3	1		東 港	10-13	1-25	105	1.8	4
	赤 山	10-18	1-31	106	—	—		枋 山	10-15	1-26	104	—	—
	東 港	9-27	2- 5	132	1.0	1		鹽 水	11-26	3-14	110	—	—
1925	月 眉	9-17	1925 12-29	104	—	—		新 威	11-27	3-14	109	0.0	7
	竹 崎	10- 5	1926 2-25	144	1.2	4		鳳 山	11-25	3- 9	106	—	—
	中 壢	10- 6	2-25	143	—	—		東 勢	10- 1	3- 8	160	—	—
	旗 山	9-28	2-25	151	0.0	4		騎達輪	11- 1	3- 5	126	1.3	6
	特庫間	10-21	2-21	124	0.0	1	1940	北港溪	9- 1	1941 1-18	140	0.0	1
	鳳 山	10-14	2-25	135	1.2	6		前大埔	10- 2	1-12	103	0.0	2
	高 雄	10-13	2-25	136	0.5	2		龜 洞	10- 3	2-18	139	1.0	1
	東 港	10-16	2-18	126	0.0	2		鳳 山	10- 2	1-21	112	—	—
	枋 山	10-21	1-26	100	—	—	1941	深 水	12-23	1942 4-21	120	—	—
1926	集 集	9-11	1927 1- 1	113	—	—		枋 山	12-23	4-22	121	—	—
1928	新 威	9-28	1929 1-24	119	—	—	1942	南 化	10-19	1943 3- 6	139	0.0	4
1929	彰 化	8-17	1930 1-24	161	—	—		龜 洞	10-18	2- 2	108	—	—
1930	枋 山	10-28	1931 2-21	117	0.0	2		甲 仙	10-23	3- 8	137	—	—
1931	月 眉	9-24	1932 2- 3	133	1.2	2		枋 山	10-22	3-28	158	—	—
	騎達輪	10-23	2- 1	102	0.0	7		牡丹路	10-17	1-25	101	—	—
	枋 山	11- 4	2-26	115	—	—	1943	幼葉林	1-14	1943 5-15	122	—	—
1932	大 埔	10-14	1933 2- 3	113	1.7	3	1945	員 林	10- 4	1946 2-23	143	1.0	2
	枋 山	12- 2	3-27	116	1.7	2		臺 南	10- 4	5-12	192	10.8	13
1934	桶仔脚萬	10- 5	1935 2- 9	128	0.0	2							

象所致。又使用堆肥等有機質肥料之田地，其土壤比較有保水力，故旱災較小。於臺灣較易受旱災之田地是無灌溉水源之看天田（天水田）。海岸地區之田地或旱拓田地，若缺乏土壤水分常引起海水之侵入而發生鹽水災害。又乾旱時湖泊或池沼之枯水對於養魚之損失亦相當大，有時因水中鹽分增加以致淡水魚或貝類產量減少。

故對於旱災之預防最要是灌溉系統之完善。同時對於乾旱時常發生之病蟲災害，取適當有效之措施，即可以減輕其災害。

茲將臺灣各地開始氣象觀測以來，連續50日以上無降雨之時期，稱為乾旱。調查100日無雨之大乾旱，列表如表六。再調查50日無雨之乾旱而求出臺灣各地之統計年數及其乾旱發生次數之比，即其適為每發生一次乾旱之平均年數，可繪成如圖5中所示之結果。

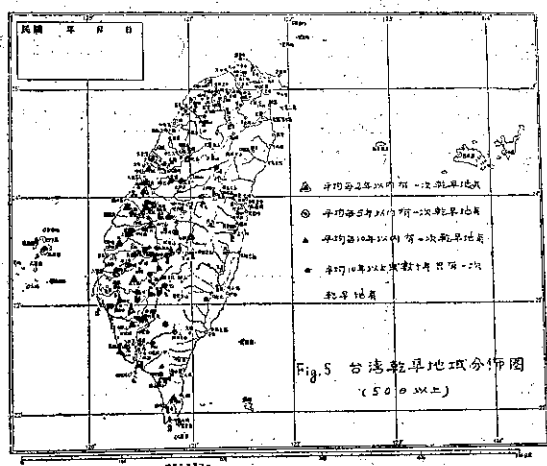


圖5：臺灣乾旱地域分佈圖（50日以上）

臺灣乾旱之地域分佈極為顯著，僅限於苗栗縣以南，迄於枋山附近之臺灣西部平原及山地之一部。而乾旱開始之時期大略與東北季風相當，皆為九月。冬季在臺灣附近是由大陸性極氣團控制，其氣流吹過海面時，與海面接觸而獲得相當量之水汽，自東北或北吹入臺灣，受臺灣地形之影響，於臺灣東北部降雨很多。而其所餘水分亦降落於中央山脈，至臺灣西南部平原時，已成為乾燥空氣，以致發生乾旱。乾旱最甚區域，如圖5中所示，即清水以南至枋山間之沿海平原一帶，平均每二年發生一次。而其東方丘陵地帶，即平均每約五年發生一次。更至東方之較高山地則無乾旱現象。

其次就100日以上之大乾旱現象敘述之。圖6中

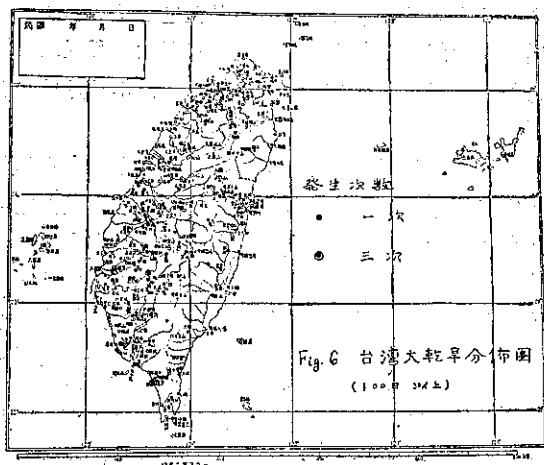


圖6：臺灣大乾旱分佈圖（100日以上）

所示者為100日以上之大乾旱發生次數之地域分佈圖，以臺南、高雄、屏東三縣較多，而嘉義、南投、臺中各縣次之。此外地區即無如此大乾旱現象。

臺灣之大範圍乾旱發生於，1923，1925，1928，1929，1931，1934，1936，1939，1940，1943，1945等年。大略為每二至三年發生一次。乾旱最長者為旗山之194日，係發生於自1919年10月14日至1920年4月25日之間。其間僅有微雨2公厘，而於臺南之自1945年10月4日至1946年5月12日之間乾旱達192日為其次，其間雨量僅10.8公厘。

六、臺灣之冰雪災害

臺灣氣候處於亞熱帶，北回歸線以北偏于溫帶，以南偏于熱帶，氣溫甚少降至冰點附近。平地無雪，唯在中央山脈之高峯，南至卑南主山之山嶺則降雪，尤其是玉山，西基須山及大屯山為多。惟因高山常被雲霧所遮蔽不易觀察。前淡水廳誌有載：「北溪多霜雪，八景稱鷄籠（即大屯山脈）積雪，此亦如土人見陰雨，即稱為淡水天不如，淡地初開，人煙稀少，天陰時多，今村居稠密，陰盛陰衰，霜雪罕矣，此淡水寒暑又與南路不同也。」等云；自古以來常可觀望大屯山之積雪，其所謂八景之一「鷄籠之積雪」，實指此而言，至「今村居稠密，陽盛陰衰，霜雪罕矣。」一語，未免過于迷信，殊不足置信。

過去臺灣山岳之積雪日數有達數日至十數日，而無繼續整個冬天者，暫者一兩日即行消滅。積雪之厚度普通在8公分左右，超過15公分以上者少，民國5年3月2日及民國6年2月4日阿里山積雪達10公分左右，民國7年9月10日南湖大山初雪，其降雪之早

亦爲罕有。玉山在 2,000 公尺以上之山頂每年均有降雪，而北部 2,000 公尺以上之西基須山，與玉山一樣每年皆可見雪，且常有大雪，如民國元年 11 月曾積雪盈尺，民國 7 年 3 月亦達 27 公分。

又過去臺灣山岳大雪，尚有奇萊主山地方之降雪，當時雪厚達 50 公分，因而凍傷者竟達 60 人以上之衆，此可證明溫暖氣候之臺灣，在山岳地方亦有冰雪之災害。今後橫斷公路之開通，可促進山岳地區之開發，但亦致冰雪災害之增加，橫斷送電線亦易由雪冰之凍結引起斷線，或由積雪使送電鐵塔破壞等災害。總之今後山岳地區開發時，特別要注意冰雪災害之對策。

七、氣壓所引起之氣象災害

(A) 氣壓變化所引起之身體障害。

於平地氣壓對於人直接之影響，據 Emile Duhot (1948) 之研究如下：

在地面氣壓急驟下降對於人最有影響，此並非其下降之氣壓量有影響而是其下降速度最有相關。

第一爲心臟病之轉惡劣，如大動脈炎患者之惡化，左心室閉鎖不全或肺水腫之病發，呼吸困難，基底充血、浮腫、心臟收縮缺乏症蛋白尿之增加，及腦出血等病症。

第二爲熱病患者尤爲結核患者之發熱及鬱血等病症。或可能爲咯血，外科手術之異常結果之原因。

第三可能爲自律神經系統之不平衡之原因，而變成疲勞、壓迫感、食慾不振，痛苦病徵之加劇，偏頭痛、喘息等症狀之復發。

此外氣壓下降對於流行病有密切之關係，如 1618 年之流行性感胃之傳染發展爲此例。

何以氣壓變化可引起疾病，目前尚無定論，但最近之氣象病之過敏症 (Allergy) 學說尚可參考。

(B) 高山病 (航空病)

爬高山或乘飛機急升到高空時，常發生身體或精神之障害，此稱爲高山病或航空病。其原因有三，即缺乏氧氣，氣壓之減少及氧氣分壓之減少等。通常大氣壓之減少，可能引起腹痛，或所謂減壓病。前者爲由發酵而生之氣體之膨脹而引起，如小腸下部有很多之空氣時其腹痛極爲激烈。後者爲氣壓之減少引起，高壓時溶解於血液中或體液中之氣體氣化，於血管中或身體之組織中造成氣泡而發生之病症。

高山病通常在 2,000 公尺以上之處發生，但是人之身體有適應性，經常住在氣壓低之地方時，可能漸

漸克服其病症。如秘魯 (Peru) 之海拔 4,000 公尺之山中有鐵路工程，在墨西哥海拔 5,420 公尺之 Popocatepetle 可開發硫黃礦坑，Karakorum 海拔 5,650 公尺之高山中公路開發等可證明。又玻利維亞 (Bolivia) 之都市有 17% 在 4,000 公尺之高度，亦可正常維持生活。在中國西藏之日喀則 (Shigate)，名札倫什布各在海拔 3,920 公尺處，而江孜在海拔 4,000 公尺處。

(C) 海水氾濫 (或高潮) High tide

颱風或顯著低氣壓中心之氣壓非常低，常吸引海面昇高，故此等風暴登陸時，可能伴同海水登陸，誘致海水氾濫之災害。此爲氣壓所誘致之災害。

據荒川及吉武 (1935) 之研究，於低氣壓內之海面昇高之高度 ζ_0 爲

$$\zeta_0 = \frac{-P}{\rho g V \sqrt{1-\xi^2}}, \quad \xi = \frac{V}{\sqrt{gh}} \quad \dots (8)$$

其中 ρ 爲水之密度， g 爲重力加速度， V 爲低氣壓之移動速度，而假定低氣壓半徑 (a) 內之平均氣壓爲 P 而海水深度爲 h 。

在低氣壓之外部，其前後海面稍有降低，在其左右海面稍有昇高之傾向，如

$$\zeta_0 = \frac{2P}{Pg} \cdot \frac{1}{\sqrt{1-\xi^2}} \cdot \frac{Z_1}{w^2} \cos 2\theta \quad \dots (9)$$

其中 $Z_1 = \frac{1}{\xi} - \frac{1}{\xi} \sqrt{1-\xi^2}$

$w = \frac{r}{d}$ ， r 爲中心距離， θ 爲令低氣壓中心爲極而推進方向爲基線之座標角。

總之氣壓之降低引起海面之昇高約爲

$$\zeta_0 = (1013 - P) \text{ cm} \quad \dots (10)$$

即中心氣壓 950 mb 時海面約可昇高 63 公分，而 900 mb 時即爲 113 公分。

又據 A. Colding 於 Baltic sea 之風暴研究之結果，暴風向有使海面傾斜之作用，其傾角 i 爲

$$i = 4.8 \times 10^{-7} \frac{V^2}{d} \quad \dots (11)$$

其中 V 爲風速 (m/sec) d 爲海深 (m)。故此作用尚可幫助海面之昇高，增強海水氾濫之災害。

故於颱風侵襲臺灣時，可由上述兩原因引起海水氾濫之災害。若颱風侵襲時與滿潮一致時，將更增大其災害。

(D) 煤礦之礦坑爆炸

1923 年 N. Shaw 研究之結果，煤礦礦坑之爆炸

與氣壓之分佈有密切的關係，故必要時應發佈煤礦礦坑警報 (Colliery Warning)，其標準如下：

- (1) 顯著低氣壓接近而氣壓急驟降低時，
- (2) 礦坑在氣壓梯度很大之區域時，
- (3) 很乾燥之高氣壓接近時。

故臺灣北部煤礦，應注意災害之發生

(F) 誘發地震

據統計的研究調查之結果，氣壓與地震之發生有密切的關係，據松澤武雄 (1933) 氏之研究地震之發生與氣壓之關係可分為三：

- (1) 與氣壓之極大或極小有關。
- (2) 與氣壓之梯度有關。
- (3) 或與氣壓變化有關。

之三類型。但尚未明瞭其發生結構，實為遺憾。

八、臺灣之雷災

大氣中之電氣現象中最顯著者是雷。雷是由雲所含之電，在雲間或雲與地面間放電而引起之自然現象。其中雲與地面間之放電稱為落雷 (Thunderbolt)。落雷時有很強之電流在雲及地面間流動，故人畜樹木及建築物等若在其放電電路中時，即受雷擊而破毀、死傷或引起火災等雷災。尤以電氣或通訊施設最容易受災害，如發電所，變電所及送電線之破毀，電話

線之故障，或通訊障害等引起停電及通信斷絕，而致大都市之交通，電訊停頓。故雷災之間接災害頗為嚴重。

又雷雨時可能伴有下雹之現象，農作物受其打擊而損失，或遭損傷而引起生理的或病理的障害等損失。

避雷針是預防落雷之最有效工具，故大建築物頂端都裝有避雷針，以減輕雷災。

臺灣地位在熱帶及亞熱帶間，雷雨頻率頗大，其時期自4月至9月，以6, 7, 8月三個月為最多。冬季有隨鋒面而來之雷雨，但為數甚少。夏季天氣炎熱，易起局部雷雨，山岳地區較多，海濱地帶較少。

茲據1927-1929年，3年間，由各測候所及94個雨量站及燈塔所得之報告，加以整理之結果列表七。又於表八中所示者為雷雨發現時刻。

雷雨時，往往發生雷擊之災害，於臺灣此種紀錄甚感缺乏，茲根據自1904年至1906年，3年間日人警察署日報之記載，列表九。可知每年平均竟有26次之多，6, 8月較多。至於該期間中，雷擊被害狀況，列表十。自該表，可見每年死亡平均竟有16.7人，傷5.7人，災害相當嚴重。至森林因雷擊而發生火災，亦不乏前例，惜無此項紀錄，未能統計。

表 七：臺灣之雷雨各月發生次數及其降雨平均強度

	一 月	二 月	三 月	四 月	五 月	六 月	七 月	八 月	九 月	十 月	十一 月	十二 月	合 計	平 均
各測候所觀測次數之總計	21	122	132	99	356	395	664	588	294	60	21	—	275.2	227.7
年平均次數	7.0	40.7	44.0	33.0	118.7	131.7	221.3	196.0	98.0	20.0	9.0	—	917.3	75.9
降雨平均強度 (mm)	14.3	20.3	17.9	25.7	39.1	36.1	40.2	33.7	28.3	17.1	6.7	—	279.4	23.3

表 八：臺灣春夏秋冬四季雷雨之發現時間

時 節	0-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	12-14	14-16	16-18	18-20	20-22	22-24 時
春 季	26	28	49	36	49	76	100	102	45	40	24	13
夏 季	27	19	41	49	53	98	327	517	226	117	43	24
秋 季	11	7	14	16	12	9	66	123	52	35	16	10
冬 季	4	7	12	20	15	11	14	9	12	14	8	3
全 年	68	61	116	121	129	194	507	751	335	206	91	50

表 九：臺灣各月雷擊之日數

年 別	一 月	二 月	三 月	四 月	五 月	六 月	七 月	八 月	九 月	十 月	十一 月	十二 月	計
1904	—	—	2	—	—	2	3	6	5	—	—	—	18
1905	3	—	2	5	3	5	2	8	5	1	—	—	34
1906	—	—	—	4	2	8	3	9	—	—	—	—	26
合 計	3	0	4	9	5	15	8	23	10	1	0	0	78
平 均	1.0	0.0	1.3	3.0	1.7	5.0	2.7	7.7	3.3	0.3	0.0	0.0	26.0

表 十：臺灣雷擊被害狀況

年 別	死 亡			傷	家 畜 死	房 屋			電 線 損 壞
	男	女	合 計			全	燒	破 損	
1904	12	0	12	3	2	1		1	0
1905	18	2	20	12	9	1		1	2
1906	12	6	18	2	21	0		0	0
合 計	42	8	50	17	32	2		2	2
平 均	14.0	2.7	16.7	5.7	10.9	0.7		0.7	0.7

九、臺灣之颱風災害

歷年以來，臺灣因颱風而造成的災害（以下簡稱爲颱風災害），其數字相當驚人。從民國前 15 年（1897 年）至民國 48 年（1959 年）爲止，共計 63 年間颱風侵襲臺灣之損害，列表十一。即在人口方面共計死 6,083 人，傷 7,919 人平均每年約死 97 人，傷 126 人。房屋全毀與半毀總計各爲 308,930 棟與 622,995 棟，平均每年有全毀約 4,904 棟，半毀約 12,679 棟之損失。

據上述表十一之資料，調查災害之頻率分佈，得到如表十二中所示之結果。即人口死亡之頻率分佈是屬於所謂 J 字形分佈，其頻率 $f(n)$ 大略可由指數函數表示之，即

$$f(n) = e^{-\alpha n} \dots \dots \dots (12)$$

又人口死亡 40 人以下之災害頻率爲 76 次，雖然其頻率佔總次數 104 之 73% $= \frac{76}{104}$ ，但是其死亡人數 994

人僅佔總死亡人數 6,083 人之 16% $= \frac{994}{6,083} \times 100$ 。又死亡人數爲 161 人以上之災害，雖然其頻率僅佔 8%，但其死亡人數佔 51%。故小規模之氣象災害之發生

次數雖然較多，但其損失總計較少。大規模之災害發生次數雖然少，但其損失總數相當大，佔總損失之大部分了。同時對於房屋之毀損亦可得相同之結論。所以於氣象災害之防範上，對於大災害加以詳細檢討，而建立防災對策及措施，即可以減輕災害之六部分而可得致防災之最大效果。

十、每年侵襲臺灣之颱風次數之週期

凡颱風發生於西太平洋北部或南海，其行徑掠過臺灣或 200 公里以內之領海上而影響臺灣之天氣者，在過去 63 年中共有 231 次，即平均每年有 3.7 次颱風侵襲臺灣。其中臺灣於夏秋間未受颱風侵襲者，祇有民國 31 年。但是民國 3 年却有 8 次颱風侵襲臺灣，這是臺灣受襲擊最多之年。茲將颱風每年侵襲臺灣次數頻率，列表十三。其頻率分佈大略可由 Poisson's 分佈函數表示之。

在過去 63 年的長期間中，颱風侵襲臺灣的次數，是否可以找出一個週期呢？茲將使用種種方法研究之結果，略述如下：

(A) 偏差累計

若由每年侵襲臺灣之颱風次數 X_i ($i=1, 2, 3, \dots, 63$) 減去其累年平均 \bar{X} ，而求出其累計 P 。

表十一：臺灣之颱風災害統計表

年 份	損 害 統 計					年 份	損 害 統 計				
	人 口		房 屋				人 口		房 屋		
	死	傷	全 毀	半 毀	淹 沒		死	傷	全 毀	半 毀	淹 沒
民國前15年(1897)	—	—	—	—	—	民國18年(1929)	34	19	1,800	8,442	32,618
14年(1898)	182	98	6,165	5,045	—	19年(1930)	50	31	2,542	3,459	37,406
13年(1899)	—	1	56	49	—	20年(1931)	9	2	122	142	3,791
12年(1900)	44	24	1,387	1,211	—	21年(1932)	150	29	4,277	11,868	75,907
11年(1901)	14	—	441	349	—	22年(1933)	—	—	15	78	—
10年(1902)	13	—	146	127	—	23年(1934)	39	25	3,775	10,480	51,199
9年(1903)	62	37	6,628	13,280	12,200	24年(1935)	5	39	2,492	23,843	6,230
8年(1904)	12	6	2,667	4,969	366	25年(1936)	—	—	—	—	—
7年(1905)	36	7	5,326	4,221	—	26年(1937)	—	—	—	—	—
6年(1906)	2	—	312	250	—	27年(1938)	—	—	—	—	—
5年(1907)	—	—	—	—	—	28年(1939)	4	10	274	442	1,269
4年(1908)	—	—	—	—	—	29年(1940)	161	502	20,189	25,528	217
3年(1909)	49	6	570	507	4,322	30年(1941)	—	—	—	—	—
2年(1910)	31	11	492	971	9,064	31年(1942)	448	1,277	17,943	42,725	917
1年(1911)	741	744	39,106	36,537	125,249	32年(1943)	299	39	1,072	3,092	2,688
民國 1年(1912)	261	334	50,282	54,485	69,240	33年(1944)	229	395	8,839	91,663	1,651
2年(1913)	103	27	2,118	2,400	60,652	34年(1945)	—	—	55	—	108
3年(1914)	143	49	6,797	8,628	59,675	35年(1946)	407	526	1,174	—	3,363
4年(1915)	4	1	65	170	1,463	36年(1947)	—	—	—	—	—
5年(1916)	—	—	—	—	—	37年(1948)	17	16	3,120	2,523	—
6年(1917)	52	28	2,111	2,581	4,988	38年(1949)	33	65	587	470	—
7年(1918)	83	24	2,185	2,442	3,681	39年(1950)	—	—	—	—	—
8年(1919)	180	278	19,762	65,841	47,554	40年(1951)	102	79	249	4,136	—
9年(1920)	142	94	5,891	10,578	75,323	41年(1952)	153	644	8,726	23,395	—
10年(1921)	8	41	1,173	3,121	320	42年(1953)	93	263	3,906	5,127	—
11年(1922)	29	8	464	1,197	4,739	43年(1954)	2	17	103	98	15
12年(1923)	5	8	38	90	47	44年(1955)	40	14	1,204	383	—
13年(1924)	154	87	7,816	18,972	36,476	45年(1956)	106	373	15,557	47,995	—
14年(1925)	42	18	1,376	2,276	26,296	46年(1957)	62	42	1,066	912	—
15年(1926)	33	15	337	1,510	10,387	47年(1958)	47	105	8,110	15,437	—
16年(1927)	31	113	2,136	17,885	4,685	48年(1959)	1,123	1,334	33,538	34,379	—
17年(1928)	14	15	2,348	6,686	24,349	合 計	6,083	7,919	308,930	622,995	798,755

表十二：臺灣之颱風災害頻率分佈表

死亡入口 (人)	頻 率 (次)	死亡人口 合 計	死亡人口 累 計	房屋全毀 (棟)	頻 率 (次)	房屋全毀 合 計	房屋全毀 累 計
1-5	32	92	92	1-5	4	11	11
6-10	11	95	187	6-10	5	39	50
11-20	13	200	387	11-20	3	44	94
21-40	20	607	994	21-50	8	282	476
41-80	8	428	1,422	51-100	7	451	827
81-160	13	1,527	2,949	101-500	33	9,392	10,219
161-300	4	999	3,948	501-1,000	5	3,527	13,746
301-700	3	1,089	5,037	1,001-5,000	34	63,370	77,116
701-1,000	0	0	5,037	5,001-10,000	9	62,905	140,021
1,000 以上	1	1,046	6,083	10,000 以上	8	168,909	308,930

表十三：Frequency distribution of storms due to typhoon in Taiwan

Number of storms	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Frequency	1	4	8	18	16	8	4	3	1	0	0
Poisson's distribution	1.1	4.6	9.0	13.4	12.3	9.7	6.4	3.6	6.8	0.9	0.2

$$P_j = \sum_{i=1}^{l-1} X_i - \bar{X} \dots\dots\dots(13)$$

其中 $\bar{X} = \frac{1}{63} \sum_{i=1}^{63} X_i$ 。即可以繪得如圖 7 中所示之結果。據 (13) 式之定義，若 P_j 在增加（減少）之期間，則為侵襲臺灣颱風次數 X_i 為較多（少）之期間。自 1897 年至 1909 年之 13 年間，即一短週期之變

動，但其颱風平均次數為 3.5 次，大略與累年平均次數相等。自 1910 年至 1929 年之 20 年間，即 P_j 有增加之傾向，而其平均次數為 4.4 次較大，又自 1930 至 1945 年之 16 年間，即 P_j 有減少之傾向，而其平均次數為 2.9 次較少。此後至今年之 13 年間， P 則平平少變動，而平均次數亦為 3.6 次與累年平均大略一致。故由上述之分析，自 1909 年至 1959 年，可以視為一大循環。故可見侵襲臺灣颱風之次數，略有 50 年之週期。

(B) 週期分析 (Periodogram Analysis)

定常時間系列 (Stationary time series) $X_1, X_2, X_3, \dots, X_N$ 之週期表 (Periodogram) $C_N^2(\lambda)$ 為

$$C_N^2(\lambda) = \left[\frac{2}{N} \sum_{t=1}^N (X_t - \bar{X}) \cos \lambda t \right]^2 + \left[\frac{2}{N} \sum_{t=1}^N (X_t - \bar{X}) \sin \lambda t \right]^2 \dots\dots\dots(14)$$

此方程式之計算相當複雜，但是此時間系列若滿足下述條件時；

$$X_t = f(t) + y_t \dots\dots\dots(15)$$

其中 $f_P(t)$ 為週期 P 之週期函數， y_t 為正規分佈 (Normal Distribution) $N(0, \sigma^2)$ 之獨立的定

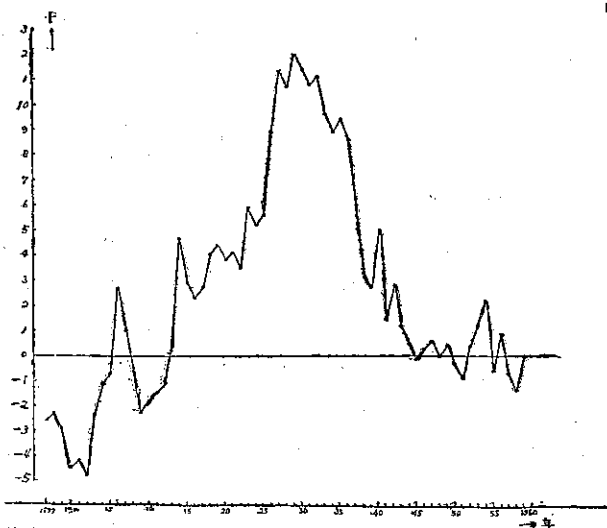


圖 7：侵襲臺灣颱風次數之偏差累計圖

常或然率過程 (Stationary stochastic process) 即 $f_P(t)$ 可以應用一元分佈之分散分析法 (variance analysis) 分析之。其中如 Fourier 級數之收斂性較緩慢時，此方法之效能尤為理想。

若時間系列 $X_t (t=1, 2, \dots, N)$ ，排列如表十四，即各列之平均值 \bar{X}_j 為

$$\bar{X}_j = \frac{1}{n_j} \sum_{K=0}^{n_j} X_{KP+j} \quad (j=1, 2, 3, \dots, P) \quad (16)$$

其中 $n_j (j=1, 2, 3, \dots, P)$ 為各列之項數，故

$$N = \sum_{j=1}^P n_j \quad (17)$$

表 十 四

	1	2	3	4	P
X_1	X_2	X_3	X_4	\dots	X_P
X_{P+1}	X_{P+2}	X_{P+3}	X_{P+4}	\dots	X_{2P}
X_{2P+1}	X_{2P+2}	X_{2P+3}	X_{2P+4}	\dots	X_{3P}
\dots	\dots	\dots	\dots	\dots	\dots
X_{KP+1}	X_{KP+2}	X_{KP+3}	X_{KP+4}	\dots	$X_{(K+1)P}$
\dots	\dots	\dots	\dots	\dots	\dots
平均	\bar{X}_1	\bar{X}_2	\bar{X}_3	\bar{X}_4	\bar{X}_P

令 \bar{X} 為時間系列全部之平均值，即列間之分散 (Variance) S_P^2 及列內之分散 S_0^2 各為

$$S_P^2 = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^P n_j (\bar{X}_j - \bar{X})^2 \quad (18)$$

$$S_0^2 = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^P \sum_{K=0}^{n_j} (X_{KP+j} - \bar{X}_j)^2 \quad (19)$$

而時間系列全體之分散 S^2 為

$$S^2 = S_P^2 + S_0^2 \quad (20)$$

若令 $\eta^2(P) = S_P^2 / S^2 \quad (21)$

即 $\eta^2(P)$ 表示 X_t 及 $t=kP+j (0 < j \leq P)$ 中之 j 間之相關比 (Correlation ratio)，而 $\eta^2(P)$ 之圖表通常稱為 Whittaker 之週期表 (Periodogram)。如時間系列 $X_t (t=1, 2, \dots, N)$ 有顯著之週期 P ，即 $\eta^2(P)$ 很迫近 1。故應用此性質可以檢出時間系列中之週期性，而 $f_P(t) \equiv \text{const}$ 之歸無假設 (Null Hypothesis) 可以使用

$$F_{N-1, P}^{P-1, P} = \frac{\eta^2(P)}{1 - \eta^2(P)} \cdot \frac{N-P}{P-1} \\ = \frac{S_P^2}{S_0^2} \cdot \frac{N-P}{P-1} \quad (22)$$

有滿足自由度 $(P-1, N-P)$ 之 F 分佈之性質，檢定之。

據上述之理論，使用過去 63 年之侵襲臺灣之颱風次數之資料，計算其週期表 (Periodogram) 得如表十五中所示之結果。但由此方法獲得之週期不太明

顯。

(C) Correlogram

定常時間系列 $X_i (i=1, 2, 3, \dots, N)$ 之系列相關係數 (Serial correlation coefficient) r_k 定義如下；

$$r_k = \frac{1}{N-K} \sum_{i=1}^{N-K} (X_i - \bar{X}_1) (X_{i+K} - \bar{X}_2) / S_1 S_2 \quad (23)$$

$$\text{其中 } \bar{X}_1 = \frac{1}{N-K} \sum_{i=1}^{N-K} X_i,$$

$$\text{即 } \bar{X}_2 = \frac{1}{N-K} \sum_{i=1}^{N-K} X_{i+K},$$

$$S_1^2 = \frac{1}{N-K} \sum_{i=1}^{N-K} (X_i^2 - \bar{X}_1^2),$$

$$S_2^2 = \frac{1}{N-K} \sum_{i=1}^{N-K} (X_{i+K}^2 - \bar{X}_2^2),$$

N 為資料數， K 為時間落後 (time lag)。系列相關係數是與母集團 (parent population) 之特性量中之自己相關係數 (autocorrelation coefficient) 有關之統計量。而可以檢討時間系列之變動結構其或然率過程 (stochastic process) 之一種統計量。

若資料數 N 相當大，而 $K \ll N$ 時，上述之各方程式，可以由下述之近似方程式代替之，即

$$r_k = \left(\frac{1}{N-K} \sum_{i=1}^{N-K} X_i X_{i+K} - \bar{X}_1 \bar{X}_2 \right) / S^2 \quad (24) \\ = 1 - \frac{1}{N-K} \sum_{i=1}^{N-K} (X_i - X_{i+K})^2 / 2S$$

其中系列平均 (Serial mean) \bar{X} 及系列分散 (Serial variance) S^2 各為

$$\left. \begin{aligned} \bar{X} &= \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i, \\ S^2 &= \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_i^2 - \bar{X}^2) \end{aligned} \right\} \quad (25)$$

通常 r_k 之圖表稱為 Correlogram，而對於此種系列相關係數之有意義性 (Significant)，可以使用系列相關係數之有意義性檢定圖表 [16] 檢定之。

茲據過去 63 年之資料，使用 (24) 及 (25) 式計算其系列相關係數而繪製其 Correlogram，可得如圖 8。又 r ， n_k 及危險率 1% 及 5% 之有意義點 (Significant level) 列舉如表 16。其中 r_{13} ， r_{23} ， r_{26} 大於危險率 5% 之有意義點 (Significant level)，故此時間系列不是任意的 (at random) 時間系列，而有週期性的。所以據上述之計算可以斷定，每年侵襲臺灣之颱風次數有 13 年，23 年 26 年等週期，而其危險率為 5% 以下。

表十五：Periodogram of storm frequencies due to Typhoon in Taiwan

$\bar{X}=3.635$ $S^2=2.43$

P	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
S_P^2	0.070	0.050	0.142	0.085	0.175	0.255	0.278	0.121	0.438	0.391	0.571	0.683	0.445
$\eta^2(P)$	0.029	0.021	0.058	0.035	0.072	0.105	0.114	0.050	0.180	0.161	0.235	0.281	0.183
$1-\eta^2(P)$	0.971	0.979	0.942	0.965	0.928	0.895	0.886	0.950	0.820	0.839	0.765	0.719	0.817
N—P	61	60	59	58	57	56	55	54	53	52	51	50	49
P—1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
$F_{N-n}^{P-1} = \frac{(N-P)\eta^2(P)}{(P-1)\{1-\eta^2(P)\}}$	1.82	—	1.21	—	—	1.09	1.01	—	1.29	—	1.42	1.63	—
$F_{P-1}^{N-n} = \frac{(P-1)\{1-\eta^2(P)\}}{(N-P)\eta^2(P)}$	—	1.55	—	1.90	1.13	—	—	2.81	—	1.00	—	—	1.18
Significant level 5 %	4.00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.98	—

P	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
S_P^2	0.317	0.473	0.532	0.557	0.576	0.793	0.944	0.909	1.118	0.775	0.921	1.11	0.645
$\eta^2(P)$	0.130	0.195	0.219	0.229	0.237	0.326	0.388	0.374	0.460	0.319	0.379	0.459	0.266
$1-\eta^2(P)$	0.870	0.805	0.781	0.771	0.763	0.674	0.612	0.626	0.540	0.681	0.621	0.543	0.734
N—	48	47	46	45	44	43	42	41	40	39	38	37	36
P—1	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
$F_{N-n}^{P-1} = \frac{(N-P)\eta^2(P)}{(P-1)\{1-\eta^2(P)\}}$	—	1.32	—	—	—	1.09	1.33	1.17	1.55	—	—	1.25	—
$F_{P-1}^{N-n} = \frac{(P-1)\{1-\eta^2(P)\}}{(N-P)\eta^2(P)}$	1.95	—	1.24	1.27	1.32	—	—	—	—	1.26	1.03	—	1.99
Significant level 5 %	—	—	—	—	—	—	—	—	1.81	—	—	1.80	—

表十六：Serial correlation coefficient of storm frequencies due to Typhoon in Taiwan

Time lag k	Serial correlation coefficient r_k	Significant level		Time lag k	Serial correlation coefficient r_k	Significant level	
		1 %	5 %			1 %	5 %
1	0.008	—	—	15	— 0.140	—	—
2	0.061	—	—	16	— 0.062	—	—
3	0.064	—	—	17	— 0.065	—	—
4	0.073	—	—	18	— 0.308	—	—
5	0.133	0.30	0.21	19	— 0.003	—	—
6	0.057	—	—	20	— 0.008	—	—
7	0.104	—	—	21	— 0.089	—	—
8	0.175	0.31	0.22	22	— 0.103	—	—
9	— 0.065	—	—	23	— 0.222	0.35	0.26
10	— 0.057	—	—	24	— 0.113	—	—
11	— 0.104	—	—	25	— 0.097	—	—
12	0.050	—	—	26	— 0.347	0.36	0.27
13	0.275	0.32	0.23	27	— 0.004	—	—
14	— 0.004	—	—				

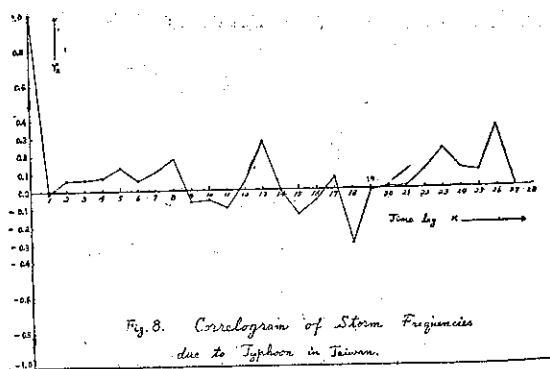


圖 8 : Correlogram of storm frequencies due to typhoon in Taiwan.

(D) Fourier 係數之檢定

據 Correlogram 及 Periodogram 之分析結果，每年侵襲臺灣之颱風次數，大略有 26 年，23 年，20 年，13 年等週期，茲將應用調和分析之 Fourier 係數檢定法，檢定其有意義性。

若時間系列 X_t 包含有週期 $T_1 = \frac{2\pi}{\lambda_1}$ 之週期函數時，其一般的方程式可記述如下：

$$X_t = a_0 + \sum_{p=1}^K (a_p \cos p\lambda_1 t + b_p \sin p\lambda_1 t) + y_t \dots\dots\dots (26)$$

其中 y_t 之定義與 (15) 式相當， K 為週期 $\frac{2\pi}{\lambda_1}$ 之各成分波之波數。即各成分波之母集團中之 Fourier 係數 a_p ， b_p 之最優估計值 (maximum likelihood estimate) \hat{a}_p ， \hat{b}_p 可以由下述之各式計算之，即

$$\left. \begin{aligned} a_0 &= \bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N X_t, \\ \hat{a}_p &= \frac{2}{N} \sum_{t=1}^N X_t \cos p\lambda_1 t = \frac{2}{M} \sum_{j=1}^M \bar{X}_j \cos p\lambda_1 j \\ \hat{b}_p &= \frac{2}{N} \sum_{t=1}^N X_t \sin p\lambda_1 t = \frac{2}{M} \sum_{j=1}^M \bar{X}_j \sin p\lambda_1 j \end{aligned} \right\} \dots\dots (27)$$

其中 N 為資料數， j 為調和分析 (harmonic analysis) 時對應於 λ 之附符 (suffix)。通常檢定 Fourier 係數 a_p ， b_p 之有意義性時，即使用

$$F_{N-2K-1}^2 = \frac{\{(\hat{a}_p - a_p)^2 + (\hat{b}_p - b_p)^2\}}{S^2 - \frac{1}{2} \sum_{p=1}^K (\hat{a}_p^2 + \hat{b}_p^2)} \cdot \frac{N-2K-1}{4} \dots\dots (28)$$

計算歸無假設 $a_p = b_p = 0$ 時之數值 F_0 ，另外由危險率 α 之 F -分佈表求出自由度 $(2, N-2K-1)$ 之 F 之數值，而兩者比較，檢定之。

據上述之現論，首先假定歸無假設。時間系列之母集團無週期性，即 $a_p = b_p = 0$ 。而據過去 63 年之資料，對計算每年侵襲臺灣之颱風次數之平均 a_0 ，及分散 S^2 各為

$$a_0 = \bar{X} = \frac{1}{63} \sum_{t=1}^{63} X_t = 3.635$$

$$S^2 = \frac{1}{63} \sum_{t=1}^{63} (X_t^2 - \bar{X}^2) = 2.429$$

令 $\lambda_1 = 26$ ，即

$$\hat{a}_1 = 0.2157, \quad \hat{b}_1 = 0.1817,$$

$$\hat{a}_2 = 0.4116, \quad \hat{b}_2 = 0.1203$$

$$\hat{a}_3 = 0.1368, \quad \hat{b}_3 = 0.0815$$

$$\text{而 } \hat{a}_1^2 + \hat{b}_1^2 = 0.0795$$

$$\hat{a}_2^2 + \hat{b}_2^2 = 0.1839$$

$$\hat{a}_3^2 + \hat{b}_3^2 = 0.0253$$

$$\therefore \sum_{p=1}^3 (\hat{a}_p^2 + \hat{b}_p^2) = 0.2887,$$

$$\frac{1}{2} \sum_{p=1}^3 (\hat{a}_p^2 + \hat{b}_p^2) = 0.1444$$

$$\text{故 } F_0 = \frac{\hat{a}_p^2 + \hat{b}_p^2}{S^2 - \frac{1}{2} \sum_{p=1}^K (\hat{a}_p^2 + \hat{b}_p^2)}$$

$$= \frac{\frac{N-2K-1}{4}}{2.429 - 0.144} \cdot \frac{63-6-1}{4} = 6.127 (\hat{a}_p^2 + \hat{b}_p^2)$$

$$\text{令 } P=1: \quad F_0 = 0.487 \quad (26\text{年週期})$$

$$P=2: \quad F_0 = 1.127 \quad (13\text{年週期})$$

$$P=3: \quad F_0 = 0.155 \quad (8.7\text{年週期})$$

而由 F -分佈表，可得

$$F_{65}^2 (0.05) = 3.17$$

$$F_{65}^2 (0.01) = 5.02$$

故歸無假設不能棄却 (reject)，故無週期性。

若令 $\lambda_1 = 20$ ，即

$$\hat{a}_1 = -0.3988, \quad \hat{b}_1 = -0.1022; \quad \hat{a}_1^2 + \hat{b}_1^2 = 0.1794$$

$$\hat{a}_2 = -0.3394, \quad \hat{b}_2 = -0.4392; \quad \hat{a}_2^2 + \hat{b}_2^2 = 0.4875$$

$$\hat{a}_3 = -0.5138, \quad \hat{b}_3 = -0.0159; \quad \hat{a}_3^2 + \hat{b}_3^2 = 0.2643$$

$$\hat{a}_4 = -0.0800, \quad \hat{b}_4 = -0.0064; \quad \hat{a}_4^2 + \hat{b}_4^2 = 0.0065$$

$$\hat{a}_5 = -0.3249, \quad \hat{b}_5 = -0.2082; \quad \hat{a}_5^2 + \hat{b}_5^2 = 0.1489$$

$$\therefore \sum_{P=1}^5 (\hat{\alpha}_P^2 + \hat{\beta}_P^2) = 1.0866,$$

$$\frac{1}{2} \sum_{P=1}^5 (\hat{\alpha}_P^2 + \hat{\beta}_P^2) = 0.5433.$$

$$\begin{aligned} \text{故 } F_0 &= \frac{\hat{\alpha}_P^2 + \hat{\beta}_P^2}{S^2 - \frac{1}{2} \sum_{P=1}^K (\hat{\alpha}_P^2 + \hat{\beta}_P^2)} \cdot \frac{N-2K-1}{4} \\ &= \frac{\hat{\alpha}_P^2 + \hat{\beta}_P^2}{2.429 - 0.5433} \cdot \frac{63-10-1}{4} \\ &= 6.893 (\hat{\alpha}_P^2 + \hat{\beta}_P^2) \end{aligned}$$

令	P=1:	F ₀ =1.237	(20年週期)
	P=2:	F ₀ =3.360	(10年週期)
	P=3:	F ₀ =1.822	(6.7年週期)
	P=4:	F ₀ =0.045	(5年週期)
	P=5:	F ₀ =1.026	(4年週期)

而由 F 一分佈表，可得

$$F_{52}^2(0.05) = 3.18$$

$$F_{52}^2(0.01) = 5.04$$

故 P=2 時 (10年週期)，以危險率 5% 之範圍內，歸無假定可以被棄却 (reject)，因此可以說，此時間系列有 10 年週期。

茲綜合由上述四方法檢討之結果，大略可以說，每年侵襲臺灣之颱風次數，有 26 年，23 年，13 年及 10 年之週期，此外尚有約 50 年之長週期。而 10 年以下之短週期不太明顯。

十一、引起氣象災害之破壞力

災害是一種破壞現象，即僅有暴風雨而無房屋之倒毀或人口之死傷等損失，不可以說是災害。若一力作用於某一物體，而其力量無超過物體能受之強度限度，即不會發現破壞現象，即不會有災害。引起氣象災害之力，不僅為物理學上之力，有時是雨量，或是風壓等。以下總稱此種力為破壞力 (Destructive Force)，而考察其統計的性質，以資參考。

引起氣象災害之破壞力，據 Gumbel [4, 5] 之研究，其頻率分佈函數 P(f) 可以由指數函數

$$P(f) = \exp\left(-\frac{f}{f_0}\right) \cdot \frac{df}{f} \dots\dots (29)$$

表示之。

若假定此種破壞力，平均每隔 t 時間發生一次，即一年中破壞力 f 不超過 F 之或然率 P(f < F) 為

$$\begin{aligned} P(f < F) &= (1 - e^{-\frac{F}{f_0}})^N = \exp \\ &(-Ne^{-\frac{F}{f_0}}) \dots\dots\dots (30) \end{aligned}$$

其中 N=1/t 為破壞力之 1 年間之發生次數。故 1 年

間最大破壞力之期待值 (expectation) $\bar{F}(N)$ 為

$$\begin{aligned} \bar{F}(N) &= \int_0^\infty fN(1 - e^{-\frac{f}{f_0}})^{N-1} \\ &\cdot e^{-\frac{f}{f_0}} \cdot \frac{df}{f_0} \\ &= f_0 \int_0^\infty N(1 - e^{-\xi})^{N-1} e^{-\xi} \xi d\xi \\ &= f_0 \int_1^\infty N(1-x)^{N-1} \log x dx \dots\dots (31) \end{aligned}$$

若 N 相當大，即由近似計算可得

$$\begin{aligned} \bar{F}(N) &\approx f_0 \int_{N-1}^0 \frac{N}{N-1} e^{-x} \log \frac{x}{N-1} dx \\ &\approx \{0.577 + \log(N-1)\} f_0 \\ &= I f_0 \dots\dots\dots (32) \end{aligned}$$

I 之數值列如表十七。

表十七：Values of I

N	I	N	I	N	I
1	1.0	10	2.8	100	5.2
2	1.5	20	3.5	1,000	7.5
3	1.8	30	4.0	10,000	9.8
4	2.1	40	4.3	100,000	12.1
5	2.5	50	4.5	1,000,000	14.4

故一年間之最大破壞力之期待值，可以由 (32) 式計算之。但是 N 及 f₀ 兩變數，應該由 (32) 式及 M 年間最大破壞力期待值

$$\bar{F}(MN) = \{0.577 + \log(MN-1)\} f_0 \dots\dots (33)$$

決定之。若令 M=5，則兩者之比

$$r = \frac{\bar{F}(N)}{\bar{F}(5N)} \dots\dots\dots (34)$$

及 N 之關係如表十八中所示。若根據氣象觀測資料，計算 r，可由表十八查得 N，即此數值代入 (32) 式可得 f₀。

臺灣各測候所歷來之資料，加以整整理統計，求得年最大風速，五年最大風速，年最大降水日量，五年最大降水日量等之平均及最大值，得如表十九中所示。據此資料由 (34) 式計算 r 之數值，再由表 18 求得臺灣各地之暴風及豪雨之可能發生次數 N，列如表二十。

又一年間最大破壞力 F₁ 及定數 f₀ 之間，由 (32) 式可得其中之關係如下；

$$\begin{aligned} f_0 &= \frac{F_1}{0.577 + \log(N-1)} \\ &= \frac{F_1}{0.577 + 2.30 \log_{10}(N-1)} \dots\dots\dots (35) \end{aligned}$$

表十八：Ratio of mean annual maximum to mean 5 year maximum of destructive forces.

N	r	N	r	N	r	N	r
1	0.436	10	0.624	100	0.763	1,000	0.825
2	0.536	20	0.677	200	0.784	2,000	0.838
3	0.564	30	0.711	300	0.795	3,000	0.845
4	0.600	40	0.724	400	0.802	4,000	0.846
5	0.606	50	0.735	500	0.806	5,000	0.849
6	0.610	60	0.743	600	0.813	—	—
7	0.614	70	0.747	700	0.817	—	—
8	0.617	80	0.754	800	0.818	—	—
9	0.621	90	0.758	900	0.822	—	—

r : Ratio.

N : Number of occurrence of destructive forces.

若使用第表十九之資料及表二十中之N，由(35)式可以計算臺灣各地之 f_0 ，列舉於表20中。

若令 F_T 為T年間之最大破壞力之期待值，即破壞力之再現週期(Return Period) T 為

$$T = t \cdot \exp \frac{F_T}{f_0} \dots\dots\dots (36)$$

若取上式之對數而使用(35)式之關係可得 F_T 為

$$\begin{aligned} F_T &= F_1 \cdot \frac{\log N + \log T}{0.577 + \log(N-1)} \\ &= \frac{2.30(\log_{10} N + \log_{10} T) F_1}{0.577 + 2.30 \log_{10} (N-1)} \\ &= \frac{2.30 \cdot F_1 \log_{10} N}{0.577 + \log_{10} (N-1)} + \\ &\quad 2.30 f_0 \log_{10} T \dots\dots\dots (37) \end{aligned}$$

由上述之公式求出臺灣各地之最大風速及降水最大日量之 F_T 之方程式可得如表二十中所示之結果。而由此等方程式計算臺灣各地之最大風速及降水最大日量之再現週期，可得如表廿一及表廿二之結果。其與Gumbe之方法計算之表三及表五比較，大略相符。

表十九：Climatological statistics of wind speeds and precipitation

地 點	年最大風速 之 平 均	5 年最大風 速之 平 均	最 大	年降水最大 日量之平均	5年降水最大 日量之平均	最 大	統 計 年 數
基 隆	22.5	28.7	33.8	159.5	227.2	330.6	風速41(1917-1957) 降水量55(1903-1957)
淡 水	27.9	38.8	41.7	160.1	218.7	275.8	15 (1943-1957)
臺 北	18.3	24.3	31.3	158.1	246.6	358.9	61 (1897-1957)
宜 蘭	19.5	30.2	37.3	194.3	269.3	459.3	22 (1936-1957)
新 竹	18.6	27.1	33.4	169.8	236.8	430.8	20 (1938-1957)
臺 中	12.1	16.7	26.6	185.7	264.8	411.6	60 (1898-1957)
臺 南	16.5	23.5	38.2	215.9	337.3	424.7	61 (1897-1957)
高 雄	21.6	30.7	38.0	204.6	329.1	575.6	26 (1932-1957)
花 蓮	18.9	27.4	45.0	200.1	295.1	465.8	47 (1911-1957)
新 港	28.0	36.7	39.2	235.1	312.9	366.6	18 (1940-1957)
臺 東	18.2	28.6	42.5	202.4	293.8	467.5	57 (1901-1957)
大 武	21.0	31.2	46.7	238.6	297.2	363.3	18 (1940-1957)
恒 春	21.4	27.6	39.8	240.6	348.9	484.8	61 (1897-1957)
(平 均)	20.3	—	—	197.3	—	—	—
彭 佳 嶼	34.3	44.3	52.0	132.9	193.4	320.4	58 (1910-1957)
澎 湖	24.1	30.6	40.3	149.6	247.5	343.8	61 (1897-1957)
蘭 嶼	41.6	56.6	65.7	152.6	227.2	241.1	16 (1942-1957)
竹 子 湖	16.4	20.8	25.8	327.7	475.3	476.8	11 (1947-1957)
日 月 潭	12.3	18.6	24.0	191.8	295.1	335.6	16 (1942-1957)
阿 里 山	17.3	23.1	27.5	367.7	580.2	789.6	24 (1934-1957)
玉 山	28.7	39.2	49.7	234.9	358.7	477.9	14 (1944-1957)

表 二 十

		最 大 風 速				降 水 量 最 大 日 量			
		r	N	f ₀	F _T	r	N	f ₀	F _T
基	隆	0.784	200	3.84	$20.31+8.83\log_{10}T$	0.702	27	41.62	$136.93+95.73\log_{10}T$
淡	水	0.719	35	6.81	$24.17+15.66\log_{10}T$	0.732	48	36.20	$139.94+83.26\log_{10}T$
臺	北	0.753	79	3.71	$16.21+8.53\log_{10}T$	0.641	13	51.68	$132.41+118.86\log_{10}T$
宜	蘭	0.646	12	6.56	$16.28+15.09\log_{10}T$	0.722	38	46.45	$168.80+106.84\log_{10}T$
新	竹	0.686	23	5.08	$15.90+11.68\log_{10}T$	0.717	35	41.42	$147.10+95.27\log_{10}T$
臺	中	0.725	41	2.84	$10.53+6.53\log_{10}T$	0.701	27	48.46	$159.48+111.46\log_{10}T$
臺	南	0.702	27	4.31	$14.17+9.91\log_{10}T$	0.640	13	70.58	$180.82+162.33\log_{10}T$
高	雄	0.704	28	5.58	$18.58+12.83\log_{10}T$	0.622	09	77.09	$176.54+177.31\log_{10}T$
花	蓮	0.690	24	5.09	$16.17+11.71\log_{10}T$	0.678	20	56.86	$170.13+130.78\log_{10}T$
新	港	0.763	100	5.42	$24.95+12.47\log_{10}T$	0.751	76	48.08	$207.98+110.58\log_{10}T$
臺	東	0.636	12	6.12	$15.20+14.08\log_{10}T$	0.689	24	54.56	$173.16+125.49\log_{10}T$
大	武	0.673	19	6.06	$17.84+13.94\log_{10}T$	0.729	45	54.76	$208.21+125.95\log_{10}T$
恒	春	0.775	157	3.81	$19.23+8.76\log_{10}T$	0.690	24	64.85	$205.84+149.16\log_{10}T$
(平	均)	0.712	31	5.11	—	0.693	25	53.18	—
彭	佳 嶼	0.774	152	6.14	$30.84+14.12\log_{10}T$	0.687	23	36.27	$113.64+83.42\log_{10}T$
澎	湖	0.788	236	4.00	$21.81+9.20\log_{10}T$	0.604	05	76.25	$122.61+175.38\log_{10}T$
蘭	嶼	0.735	50	9.32	$36.42+21.44\log_{10}T$	0.672	19	44.05	$129.60+101.32\log_{10}T$
(平	均)	0.779	—	—	—	0.658	—	—	—
竹	子 湖	0.788	236	2.72	$14.84+6.26\log_{10}T$	0.689	24	88.33	$280.36+203.16\log_{10}T$
日	月 潭	0.661	17	3.68	$10.41+8.46\log_{10}T$	0.650	15	59.71	$161.53+137.33\log_{10}T$
阿	里 山	0.749	73	3.57	$15.29+8.21\log_{10}T$	0.634	12	123.72	$307.08+284.56\log_{10}T$
玉	山	0.732	47	6.52	$25.08+15.00\log_{10}T$	0.655	14	74.83	$197.26+172.11\log_{10}T$

表二十一：臺灣各地之最大風速之再現週期

最大風速(m/s) 再現週期(年)		5	10	20	30	40	50	70	100	150	200	300	500	1,000
地	點													
基	隆	26.5	29.1	31.8	33.4	34.5	35.3	36.6	38.0	39.5	40.6	42.7	44.1	46.8
淡	水	35.1	39.8	44.5	47.3	49.3	50.8	53.1	55.5	53.2	60.2	63.0	66.4	71.2
臺	北	22.2	24.7	27.3	28.8	29.8	30.7	31.9	33.3	34.8	35.8	37.3	39.2	41.8
宜	蘭	26.8	31.4	35.9	38.6	40.5	41.9	44.1	46.5	49.1	51.0	53.7	57.0	61.6
新	竹	24.1	27.6	31.1	33.2	34.6	35.7	37.4	39.3	41.3	42.8	44.8	47.4	50.9
臺	中	15.1	17.1	19.0	20.2	21.0	21.6	22.6	23.6	24.7	25.6	26.7	28.2	30.1
臺	南	21.1	24.1	27.1	28.8	30.0	31.0	32.5	34.0	35.7	37.0	38.7	40.9	43.9
高	雄	27.5	31.4	35.3	37.5	39.1	40.4	42.3	44.2	46.5	48.1	50.4	53.2	57.1

花	蓮	24.4	27.9	31.4	33.5	34.9	36.1	37.8	39.6	41.7	43.1	45.2	47.8	51.3
新	港	33.7	37.4	41.2	43.4	44.9	46.1	48.0	49.9	52.1	53.6	55.8	58.6	62.4
臺	東	25.0	29.3	33.5	36.0	37.8	39.1	41.2	43.4	45.8	47.6	50.1	53.2	57.4
大	武	27.6	31.8	36.0	38.4	40.2	41.5	43.6	45.7	48.2	49.9	52.4	55.5	59.7
恒	春	25.4	28.0	30.6	32.2	33.3	34.1	35.4	36.8	38.3	39.4	40.9	42.9	45.5
彭	佳	40.7	45.0	49.2	51.7	53.5	54.8	56.9	59.1	61.6	63.3	65.8	68.9	73.2
澎	湖	28.2	31.0	33.8	35.4	36.5	37.4	38.8	40.2	41.8	43.0	44.6	46.6	49.4
蘭	嶼	51.4	57.8	64.3	68.1	70.8	72.8	76.0	79.3	83.1	85.8	89.5	94.3	100.7
竹	子	19.2	21.1	23.0	24.1	24.9	25.5	26.4	27.4	28.5	29.2	30.3	31.7	33.6
日	月	16.3	18.9	21.4	22.9	24.0	24.8	26.0	27.3	28.8	29.9	31.4	33.2	35.8
阿	里	21.0	23.5	26.0	27.4	28.4	29.2	30.4	31.7	33.2	34.2	35.6	37.4	39.9
玉	山	35.6	40.0	44.6	47.2	49.1	50.6	52.8	55.1	57.7	59.6	62.2	65.6	70.1

表二十二：臺灣各地之降水最大日量之再現週期

降水最大日量 地 點		再 現 週 期 (mm) (年)												
		5	10	20	40	60	80	100	150	200	400	600	800	1,000
基	隆	203.9	232.7	261.5	290.3	307.2	319.2	328.4	345.3	357.3	386.1	402.9	414.9	424.2
淡	水	198.1	223.2	248.3	273.3	288.0	298.4	306.5	321.1	331.5	356.6	371.2	381.6	389.7
臺	北	215.5	251.3	287.0	322.8	343.7	358.6	370.1	391.0	405.9	441.7	462.6	477.5	489.0
宜	蘭	243.5	275.6	307.8	340.0	358.8	372.1	382.5	401.3	414.6	446.8	465.6	479.0	489.3
新	竹	213.7	242.4	271.0	299.7	316.5	328.4	337.6	354.4	366.3	395.0	411.8	423.7	432.9
臺	中	237.4	270.9	304.5	338.0	357.7	371.6	382.4	402.0	415.9	449.5	469.1	483.0	493.9
臺	南	294.3	343.2	392.0	440.9	469.4	489.7	505.5	534.1	554.3	603.2	631.8	652.1	667.8
高	雄	300.5	353.9	407.2	460.6	491.8	514.0	531.2	562.4	584.5	637.9	669.1	691.3	708.5
花	蓮	261.5	300.9	340.3	379.6	402.7	419.0	431.7	454.7	471.1	510.4	533.4	549.8	562.5
新	港	285.3	318.6	351.8	385.1	404.6	418.4	429.1	448.6	462.4	495.7	515.2	529.0	539.7
臺	東	260.9	298.7	336.4	374.2	396.3	412.0	424.1	446.2	461.9	499.7	521.8	537.5	549.6
大	武	296.3	334.2	372.1	410.0	432.1	447.9	460.1	482.3	498.0	535.9	558.1	573.8	586.1
恒	春	310.1	355.0	399.9	444.8	471.0	489.7	504.2	530.4	549.1	594.0	602.2	638.9	653.3
彭	佳	171.9	197.1	222.2	247.3	262.0	272.4	280.5	295.2	305.6	330.7	345.4	355.8	363.9
澎	湖	245.2	298.0	350.8	403.6	434.4	456.4	473.4	504.2	526.2	578.9	609.8	631.7	648.8
蘭	嶼	200.4	230.9	261.4	291.9	309.7	322.4	332.2	350.1	362.7	393.2	411.1	423.7	433.6
竹	子	422.4	483.5	544.7	605.8	641.6	667.0	686.7	722.4	747.8	809.0	844.7	870.1	889.8
日	月	257.5	298.9	340.2	381.5	405.7	422.9	436.2	460.4	477.5	518.9	543.0	560.2	573.5
阿	里	506.0	591.6	677.3	762.9	813.0	848.6	876.2	926.3	961.9	1047.5	1097.6	1133.2	1160.8
玉	山	317.6	369.4	421.2	473.0	503.3	524.8	541.5	571.8	593.3	645.1	675.4	696.9	713.6

十二、氣象災害根本對策之計劃標準

氣象災害根本對策之種種設施，應該要考慮該地區之最大破壞力，建設費及設備之壽齡等條件，以決定有效且經濟的計劃標準而建設之。如果計劃標準過高，其安全率固然極佳，但是工料浪費而不經濟。如果計劃標準取得過低，即其安全率太低無防災之作用。故計畫標準應該顧及安全率及經濟兩方面，方為合理。

計劃標準當然是破壞力 F 之函數。若設立抗禦破壞力 F 之防災設備時，需要經費 $C(F)$ ，而假定此設備之壽命為 L ，且破壞力之分佈函數。如於第十一節中所示，為 $e^{-\frac{F}{T_0}}$ ，即 t 時間後該設備由破壞力 F 所破壞之或然率為

$$(1 - e^{-\frac{F}{T_0}}) \cdot \frac{t}{T_0} \approx e^{-\frac{F}{T_0}}$$

其中 T_0 為一個破壞力所作用之時間。

故防災設備之有效時間之平均 \bar{T} 為

$$\begin{aligned} \bar{T} &= L (1 - e^{-\frac{F}{T_0}}) \cdot \frac{L}{T_0} \\ &+ \sum_{t=0}^{\frac{L}{T_0}} (1 - e^{-\frac{F}{T_0}}) \cdot \frac{t}{T_0} e^{-\frac{F}{T_0}} \cdot t \\ &= L (1 - e^{-\frac{F}{T_0}}) \cdot \frac{L}{T_0} \\ &+ \int_0^{\frac{L}{T_0}} (1 - e^{-\frac{F}{T_0}}) \cdot \frac{t}{T_0} e^{-\frac{F}{T_0}} \cdot t \cdot \frac{dt}{T_0} \\ &= L (1 - e^{-\frac{F}{T_0}}) \cdot \frac{L}{T_0} \left\{ 1 + \frac{e^{-\frac{F}{T_0}}}{\log(1 - e^{-\frac{F}{T_0}})} \right\} \\ &+ \frac{T_0 e^{-\frac{F}{T_0}} \{ 1 - (1 - e^{-\frac{F}{T_0}}) \cdot \frac{L}{T_0} \}}{\{ \log(1 - e^{-\frac{F}{T_0}}) \}^2} \end{aligned}$$

若令 $S = e^{-\frac{F}{T_0}}$ ， $m = \frac{L}{T_0}$ ，即

$$\begin{aligned} \bar{T} &= L (1 - S)^m \left\{ 1 + \frac{S}{\log(1 - S)} \right\} \\ &+ \frac{ST_0}{\{ \log(1 - S) \}^2} \{ 1 - (1 - S)^m \} \end{aligned}$$

通常經費 C 與計劃破壞力 F 之 n 方，成比例

$$C = AF^n$$

故 $C = A \{ 1 - f_0 \log S \}^n = \alpha (-\log S)^n$

其中 A 為比例定數，而 $\alpha = Af_0^n$ 。

故防災設備之建設費 C 及防災設備之壽命 \bar{T} 之比為

$$\begin{aligned} \frac{C}{\bar{T}} &= \alpha (-\log S)^n / \left\{ L (1 - S)^m \left\{ 1 + \frac{S}{\log(1 - S)} \right\} \right. \\ &\quad \left. + \frac{ST_0}{\{ \log(1 - S) \}^2} \{ 1 - (1 - S)^m \} \right\} \\ &= \frac{\alpha}{L} m (-\log S)^n \{ \log(1 - S) \}^2 / \{ m \\ &\quad (1 - S)^m \log(1 - S) \\ &\quad \times \{ \log(1 - S) + S \} + S \{ 1 - (1 - S)^m \} \} \end{aligned}$$

若 S 較小時

$$\frac{C}{\bar{T}} = \frac{\alpha}{L} \frac{mS (-\log S)^n}{1 - (1 - S)^m}$$

$\frac{C}{\bar{T}}$ 為單位時間之工資，故訂定計劃標準 S 而能使

$\frac{C}{\bar{T}}$ 為極小時為最經濟。若假定 L 為不變，上述之極

小條件為

$$\begin{aligned} &\frac{(\log S)^n + n (\log S)^{n-1}}{1 - (1 - S)^m} \\ &= \frac{S (\log S)^n m (1 - S)^{m-1}}{\{ 1 - (1 - S)^m \}^2} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{或} \quad \log S + m &= \frac{m S \log S (1 - S)^{m-1}}{1 - (1 - S)^m} \\ &= \frac{m S e^{-S(m-1)} \log S}{1 - e^{-Sm}} \dots\dots\dots (38) \end{aligned}$$

$$\text{令} \quad Sm = K, \dots\dots\dots (39)$$

$$\text{即} \quad \log m = \log K + \frac{n(1 - e^{-K})}{1 - e^{-K} - Ke^{-K}} \dots\dots\dots (40)$$

由上式可以計算 m 及 K 之關係。

表二十三

$\frac{C}{A}$	$\frac{S - f_0}{\delta f} = \xi$
0.4	0.255
0.3	0.525
0.2	0.840
0.1	1.28
0.08	1.405
0.06	1.56
0.04	1.75
0.02	2.05
0.01	2.33
0.001	3.09
0.0001	3.72

破壞力 F 之再現週期 $T = \frac{T_0}{S}$ ，故

$$K = Sm = \frac{T_0}{T} \cdot \frac{L}{T_0} = \frac{L}{T} \dots\dots\dots (41)$$

即 K 等於防災設備之壽命及再現週期之比。因此若應用此關係式，由防災設備之壽命決定再現週期 T ，而再由廿一表或廿二表，可以求得臺灣各地之計劃破壞力，故計劃標準由此可得之。

為安全起見，選擇建築物之強度為可以抗禦此建築物之壽命的兩倍期間中可能發生之最大破壞力為其最低限度。故令 $K = \frac{1}{2}$ ，即

$$T = 2L \dots\dots\dots (42)$$

設建築物之壽命為30年，即再現週期為60年。若建築物之壽命為50年，即再現週期為100年。故於廿一表中之再現週期各為60年及100年之臺灣各地之最大風速選擇為其最低計劃標準為妥當。

而通常防水災之河川工程之壽命約為100年，因此再現週期為200年，故對於預防水災，於廿二表中之再現週期200年之臺灣各地之降水最大日量選擇為其最低計劃標準。

十三、警報發佈之標準

氣象災害之警報發佈之標準是防災之根本問題。若警報之正確率為100%，即預測破壞力可能超越防災設備時，發佈警報就可以達成其目的。但是以氣象技術之現狀，警報之正確率100%尚無可能。故警報發佈標準應該放寬。但若所取標準太低，防災之經費增加而浪費，且失去防災之意義。茲願將此問題詳述之。

令破壞力 f 之預報之標準誤差為 δf ，而假定其分佈是 f_s 為中心之正規分佈。即破壞力 f 之氣候學的分佈頻率為 $\exp\left(-\frac{f}{f_0}\right) \frac{df}{f_0}$ ，預報 f_t 之頻率分佈為 $\exp\left(-\frac{f_t}{f_0}\right) \frac{df_t}{f_0}$ 。若令 f_s 為標準破壞力，可在 f 可能大於 f_s 時發佈警報，實施防災緊急措施。即防災經費為 C ，破壞力大於標準 S 時之損失為 A 。故實施此種防災措施之損失期待值為；

$$\int_0^\infty C e^{-\frac{f_t}{f_0}} \frac{df_t}{f_0} + \int_0^{f_s} A e^{-\frac{f_t}{f_0}} \frac{df_t}{f_0} \cdot \int_{f_s}^\infty \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(f-f_s)^2}{2\delta f^2}} \frac{df}{\delta f}$$

$$= C e^{-\frac{f_s}{f_0}} + A \int_0^{f_s} e^{-\frac{f_t}{f_0}} \frac{df_t}{f_0} \cdot \left\{ \int_{f_s}^\infty \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(f-f_s)^2}{2\delta f^2}} df \right\} \dots (43)$$

此式之極小條件為

$$\frac{C}{A} = \int_{f_s}^\infty \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \frac{1}{\delta f} e^{-\frac{(f-f_s)^2}{2\delta f^2}} df \quad (44)$$

$$\text{令 } \frac{f-f_s}{\delta f} = X,$$

$$\text{即 } \frac{C}{A} = \int_{\frac{f_s-f_s}{\delta f}}^\infty \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{X^2}{2}} dX \dots\dots\dots (45)$$

$\frac{S-f_s}{\delta f}$ 與 $\frac{C}{A}$ 間之關係，列如第23表。故由

$$f_s = S - \xi \delta f \dots\dots\dots (46)$$

可以求得警報發佈之標準 f_s 。

茲為決定風災之警報發佈條件，將最近10年來颱風侵襲臺灣時，調查臺灣各地測候所所測得之最大平均風速，及其所屬之各縣市房屋破毀棟數之關係，得如圖1中所示。即於臺灣各地，風速於每秒10公尺以下時，不會發生災害，而風速增達約每秒15公尺，即災害急激增加。故於(46)式中，令 S 等為每秒15公尺頗為妥善。又假定風速預報之標準誤差為2.5m/sec 並且 $\frac{C}{A} = 0.02$ ，即 $\xi = 2.05$ 。上述數值代入(46)式即可以求得警報標準 f_s 為

$$f_s = 15 - 2.05 \times 2.5 = 10 \text{ (m/sec)}$$

故臺灣省氣象所，依據臺灣省氣象報告發佈聯繫辦法第七條之規定，如預期風力將達蒲福氏風級六級以上時（風速每秒10.8公尺以上時），加發強風特報是完全適宜。

十四、災害警報之價值

世界各國之氣象事業，首先是為船舶航行之安全而設。今日之颱風警報對於船舶航行之安全，有很大之貢獻是人所共知的事實。

以氣象災害之預防，僅有警報而無緊急措施是沒有意義的。依據災害預報而取適當之緊急措施時，警報才有價值。據經濟立場，警報之價值是由其正確度，防災措施經費及災害之損失而定。以下簡單說明警報效率之問題。

於相當長期之期間中有氣象災害警報時，若發生災害 M 次而 m 次為不發生災害，及無警報時發生 n 次

氣象災害而 N 次為無災害，如表廿四之分割表(contingency table) 中所示，則災害發生之氣候學的或然率 P_0 為

$$P_0 = \frac{M+n}{M+N+m+n} \quad (47)$$

二十四表：警報及實況之比較分割表
(contingency table)

警報	次數	實況	
		有災害	無災害
有	災害	M	m
無	災害	n	N

若發佈警報之經費及警報發佈後之防災措施之經費(Protection cost)之合計為 C ，其後發生災害之損失(Protection loss)為 a ，而無警報無防災措施之災害損失(unprotection loss)為 A ，則有利用警報所期待之利益 G 為

$$G = \frac{AM - M(a+c) - mC}{M+m} \quad (48)$$

而警報之適中率 P 為

$$P = \frac{M}{M+m} \quad (49)$$

$$\begin{aligned} \text{故 } G &= (A-a-c)P - (1-P)C \\ &= (A-a)P - C \end{aligned} \quad (50)$$

因此， G 為正數，則利用警報而生利益之條件為：

$$P > \frac{C}{A-a} \quad (51)$$

故滿足上述之條件時，警報才有其利用價值。茲舉例說明其意義。若一船舶其價值為 2,000 萬元遭遇颱風而沉沒，則損失 A 為 2,000 萬元。此船舶若裝有電訊設備，收聽各海岸電台之氣象警報，探知有颱風而繞道航行，避免災害則需要多航行幾天，假定多航行五天，而一日所需要之航海費為 20 萬元，則利用警報而取緊急措施繞道航行之緊急對策經費 C 為 100 萬元。若警報不太正確尚遭救生艇之流失等損失，約值 500 萬元。則此為 a 。若上述之數值代入 (51) 式可以得到，警報有價值之最低正確度為

$$P > \frac{500}{2,000-100} = \frac{5}{19} = 26\% \quad (52)$$

如此對於船舶之航行，警報之正確度僅為 26%，即已有利用之價值。也可以說，對於船舶之航行警報之有無是其安全之最大要件，故於漁船政府獎勵裝設收音機而收聽漁業氣象報告及颱風警報之意義，即在此。

通常無警報時也可以有氣象災害發生，故單獨依靠警報(expectation)而取防災緊急對策，則其損失之期待值 D 為

$$D = \frac{(a+c)M + mc + nA + 0 \cdot N}{M+m+N+n} \quad (53)$$

若無警報，而不能實施防災對策時，其損失 E 為

$$E = \frac{(M+n)A}{M+m+N+n} \quad (54)$$

故警報之利益 G 為

$$G = E - D = \frac{MA - (a+c)M - mc}{M+m+N+n}$$

$$\text{或 } G = \frac{\frac{M}{M+m}(A-a-c) - \frac{m}{M+m}c}{1 + \frac{N+n}{M+m}}$$

$$= \frac{P(A-a-c) - (1-P)c}{1 + \frac{N+n}{M+m}} = \frac{P(A-a)c}{1 + \frac{N+n}{M+m}} \quad (55)$$

上式之分母為正數，故警報正確率為

$$P > \frac{C}{A-C} \quad (56)$$

時才有利益。若以上述之船舶之例之數值代入上式可得

$$P > \frac{500}{2000-500} = \frac{5}{15} = 33\% \quad (57)$$

則對於船舶在無颱風警報時遭遇颱風之災害加以考慮，則警報之正確率為 33% 以上時就有利用之價值。

由 (8) 及 (10) 式可得

$$\frac{G}{E} = \frac{M+m}{N+n} \left\{ P \left(1 - \frac{a}{A} - \frac{e}{A} \right) \right\} \quad (58)$$

若假定 m ， n 比 M 比較小，則

$$\frac{G}{E} \approx P \left(1 - \frac{a}{A} \right) - \frac{c}{A} \quad (59)$$

$$\text{假定警報之正確率為 } 70\%, \frac{a}{A} = 0.5, \frac{c}{A} = 0.1,$$

$$\text{則 } \frac{G}{E} = 0.7 \times 0.5 - 0.1 = 0.25 \quad (60)$$

可以減少災害為 25%。

十五 結 論

茲將本文研究之結果，綜述如下：

- (1) 臺灣之氣象災害之損失，大略與風速之立方成正比。
- (2) 使用臺灣過去 63 年之氣象觀測資料，計算臺灣

各地之年最大風速之再現週期，列如表三及表廿一。

- (3) 計算臺灣各地之最大降水日量之再現週期，列如表五及表廿二。
- (4) 臺灣平均每年由雷擊平均死亡16.7人，傷5.7人，災害相當嚴重。
- (5) 臺灣因颱風而每年造成嚴重之災害，平均每年死97人，傷126人，房屋全毀4,904棟，半毀12,679棟。
- (6) 於臺灣小規模之氣象災害之發生次數雖然頗多，但其損失總值較小。但是大規模之氣象災害，其發生次數雖然較少，但其損失總值相當大，可佔總損失之大部分，為氣象災害防範上要注意之重要結論。
- (7) 每年侵襲臺灣之颱風次數，有10，13年，23年及26及約50年之長週期，而10年以上之短週期不太明顯。
- (8) 壽命為L年之建築物之防災計劃標準，應該以表廿一中之再現週期為2L年之臺灣各地之年最大風速，為其最低標準為妥當。
- (9) 預防水災之河川工程之壽命若為L年，其防災設備之計畫標準，應該以表廿二中之再現週期為2L年之臺灣各地之降水最大日量，為其最低標準為妥。
- (10) 臺灣省氣象所，預測風力將達蒲福氏風級六級時，加發強風特報是完全適合防災措施之要求。

參 考 文 獻

- (1) J. C. Thompson (1952): On the operational deficiencies in categorical weather forecastings. Bull. Amer. Met. Soc., 23, 223.
- (2) M. Ogawara (1955): Efficiency of a stochastic prediction. Pap. Met. Geophys., 6, 203-211.
- (3) K. Takahashi (1957): An operational research on disasters concerned with storm in Japan. Jour. Met. Research Jap., 9, 1-34.
- (4) E. J. Gumbel (1941): The return period of flood flows. Ann. Math. Statistics, 12, No. 2, 163.
- (5) A. F. Jenkinson (1953): The frequency distribution of the annual maximum values of meteorological Elements. Quart. J. Roy. Met. Soc., 87 158-171.
- (6) K. Takahashi (1954): On disasters concerned with storm in Japan. (in Japanese). Forecasting research note Vol 5 No. 6, 312-340.
- (7) R. Saito (1957): High gales of Japan. Part III. Probability of occurrence of high wind speed. Jour. Met. Research Jap., 9, 529-532.
- (8) 鄭國駒 (1950): 臺灣山岳之降雪，氣象通訊 第五卷
- (9) Émile Duhot (1948): Les climats et l'organisme humain. (奧田、岡本、神山 共譯：氣候と人間 p. 67)
- (10) 荒川秀俊、吉武素二 (1935): 低氣壓通過に伴う高潮，The Geophysical magazine Vol 9, 347-361.
- (11) N. Shaw (1923): Forecasting weather, 584pp. (pp. 488-494)
- (12) 松澤武雄 (1933): 地震(岩波全書) pp. 248-250.
- (13) K. Shiratori, K. Ogasawara, M. Morinaga and M. Suzuki (1930): Statistical study of lightning in Formosa. Journal of the meteorological society of Formosa, No. 2, 49-60.
- (14) 臺灣省氣象資料大全
徐明同；(3) 颱風
岡四四亥，松脇正良，黃燕民；(10) 降水
- (15) 櫻庭信一、小河原正己 (1957): 氣象學圖表及公式，p153，第10圖。地人書館。
- (16) 應用力學會編(1949): 應用統計學。
- (17) 高橋浩一郎(1956): 氣象統計，地人書館。
- (18) V. Conrad, L. W. Pollack (1950): Methods in climatology, (Harvard Univ. Press)
- (19) C. E. P. Brooks, and N. Carruthers, (1953): Handbook of statistical methods in meteorology.
- (20) S. S. Wilks (1944): Mathematical Statistics, Princeton.
- (21) 渡邊次雄 (1957): 氣象災害の學的體系，測候時報。
- (22) 蔣丙然 (1954): 臺灣氣候誌，臺灣研究叢刊第26種，臺灣銀行。
- (23) 和達清夫 (1954): 氣象の事典，東京堂。
- (24) 有住直介等(1958): 氣象學Handbook，技報堂。



民國四十八年颱風報告

研究室

第三號 颱風 瓊安

Report on Typhoon "Joan"

Abstract

Typhoon "Joan" first appeared around Marianas on 24th Aug, 1959. She increased her force rapidly to the stage of a typhoon and reached a maximum wind velocity up to 46m/sec near the centre after fifty hours of her birth.

On the morning of 29th Aug, typhoon "Joan" already approached to the east coast of Taiwan at a distance of 500 Kms. She moved continuously westnorth-westward to the east coast of Taiwan and landed at north of Sinkong during the night of 29th. She dissipated suddenly due to orographic effects and regenerated in the Taiwan Strait when moved across the central mountain ranges. Later she hit the coast of the China mainland on the morning of 30th, and shifted her moving direction to the northeast.

At her mature stage, the kinetic and potential energy of typhoon "Joan" was computed to a value of 3.2×10^{25} ergs and 3.6×10^{25} ergs respectively during the morning of 29th, August.

Typhoon "Joan" had caused a great damage on east part of Taiwan and some losses over Pungku Islands due to salty winds. During the stormy period the highest wind velocity recorded at Sinkong and Keelung was 43.0m/sec and a maximum amount of rainfall reported at Lulinsan was 506.8mm.

一、颱風之發生與經過

本次瓊安(Joan)颱風係於民國48年8月24日孕育形成於琉璜島東方海面之連接槽(extended trough)南端。即由日本東方海面之西風槽，於琉璜島東方海面上誘生低緯東風帶之槽線，而使赤道面上之西進東風波加深發展，與西風槽連接構成一顯著連接槽(extended trough)，終於其南端之馬麗安納(Marianas)群島附近發生一閉合中心，此即為瓊安颱風生成之母胎。當時之700mb面高度圖，列如圖1，參閱之後可明瞭發生當時之高空氣流狀態。

至25日14時經美軍飛機偵察報告，已發展達輕度颱風(Tropical storm)之強度而命名為瓊安。當時之中心氣壓為1,000mb，中心位於北緯15.9度，東經143.2度，最大風速為每秒23公尺，暴風半徑約為240公里，以每小時18公里之速度向西推進。此後其中心氣壓約以每小時0.8mb之速度發展，至26日16時復據美軍飛機偵察報告，中心氣壓已降至980mb

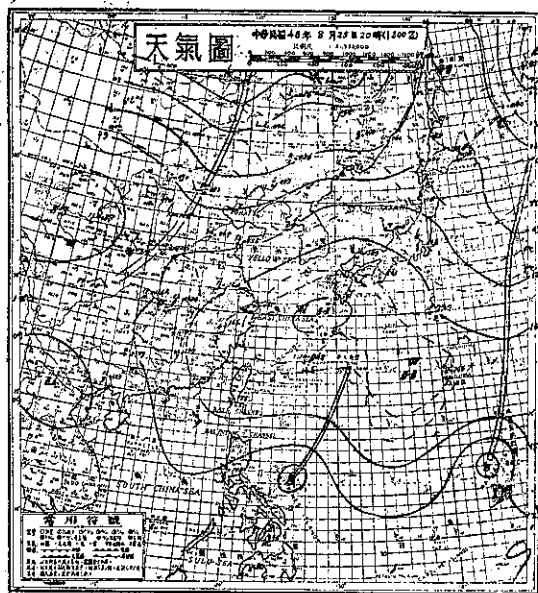


圖1：700mb面高度圖

，颱風中心位於北緯 15.7 度，東經 133.7 度，最大風速增達每秒 46 公尺，暴風半徑復擴大為 320 公里。

此後颱風瓊安約以每小時 1.7mb 之速度迅速發展，而移動方向則稍偏北，並且加速，以每小時 30 公里之速度，向西北西推進，指向臺灣而來。至 29 日 5 時 25 分經美軍飛機偵察報告，已迅速發展達最盛期，其中心氣壓竟降低至 890mb，中心位置在北緯 21.1 度，東經 125.3 度，即在恒春東南東方約 520 公里之海面上。此時最大風速增達每秒 80 公尺，暴風半徑竟擴大為 640 公里。即全省逐漸進入其暴風圈內，各地風力增強，氣壓均急驟下降，並開始降雨。此颱風中心於該日 21 時半左右登陸新港北方約 30 公里之地區，因受陸地地形之影響，威力頓減，且因臺灣山脈之阻未能直接通過，漸行消失，而於日月潭之東南方附近，誘發另一副颱風，逐漸發展其勢力並向西南西

推進。當時之每小時天氣圖，列如圖 2。至 30 日 1 時該颱風進入臺灣海峽後，轉向西北推進。

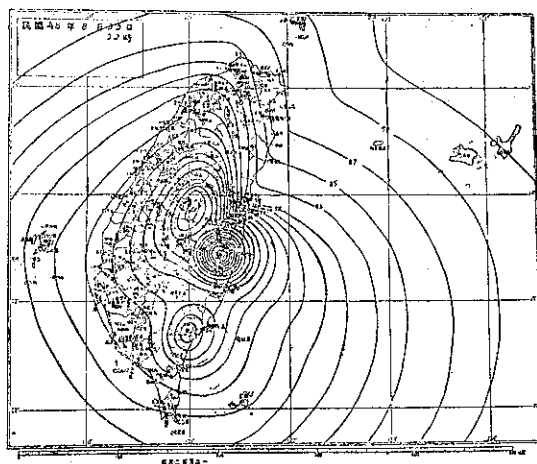


圖 2 (C)

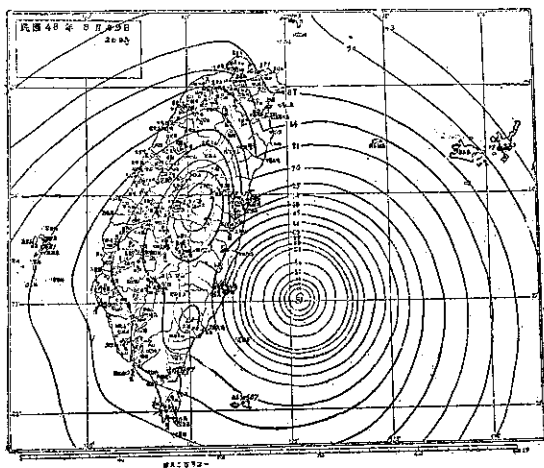


圖 2 (A)

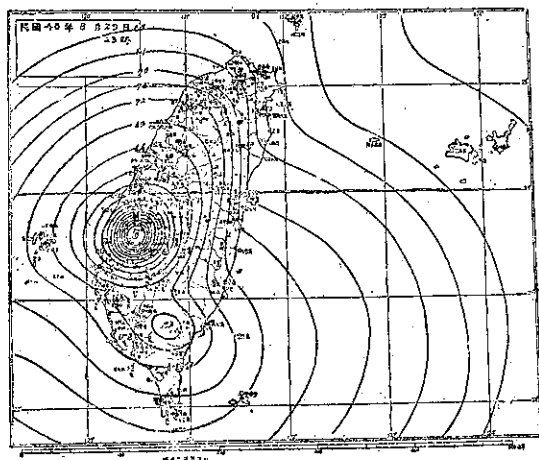


圖 2 (D)

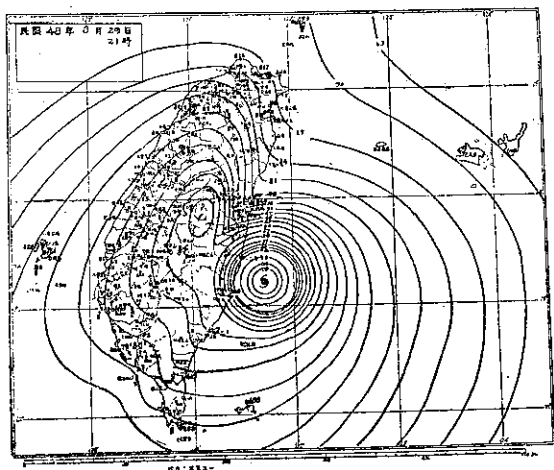


圖 2 (B)

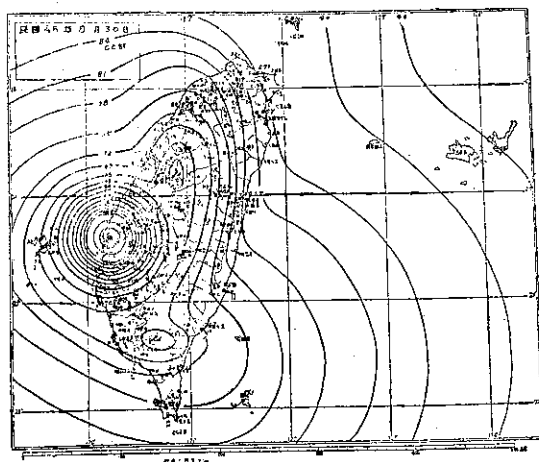


圖 2 (E)

此後瓊安颱風逐漸減弱，至該日中午自金門以北地區登上大陸，於31日取得熱帶外之特性，迅速變為溫帶氣旋，轉向東北而去，而結束計凡七天之生命史。

根據美軍之飛機偵察資料（列如表一）及天氣圖之分析，繪得瓊安颱風之行徑，如圖3中所示。

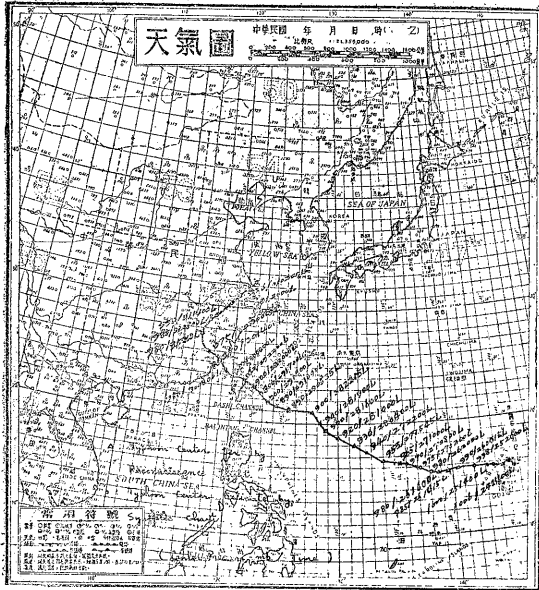


圖3：瓊安颱風行徑圖

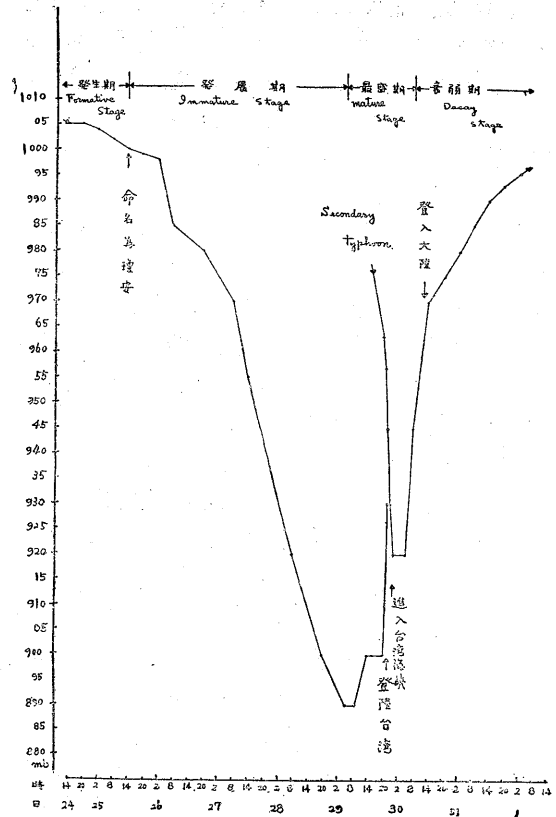


圖4：瓊安颱風之中心氣壓變化圖

又於圖4中所示者為瓊安颱風之中心氣壓變化圖，該颱風之全部生命史可以分為四期。由24日颱風

表一：瓊安颱風飛機偵察報告表

觀測時間 120°E時			中心位置		位置		最大風速 m/sec	其他
日	時	分	北緯 (度)	東經 (度)	決定法	誤差 (Km)		
25	14	00	15.9	143.2	recon	—	23	recon indicates possible multiple eye circulation
26	04	15	15.8	140.4	recon	—	28	
26	10	15	15.6	139.5	recon	16	39	
26	16	00	15.7	138.7	recon	—	46	
27	10	00	16.5	135.5	recon	—	51	
27	15	45	16.7	134.0	recon	—	54	
27	22	00	17.4	132.7	recon	5	—	
28	04	00	18.0	131.5	acft radar	—	54	
28	16	00	19.3	128.8	recon	—	75	
28	19	00	20.1	128.3	recon	10	77	
28	22	15	21.0	127.6	recon	5	80	
29	04	30	21.2	125.2	recon	10	80	
29	05	25	21.1	125.3	recon	5	—	
29	10	00	21.5	124.2	recon	2	—	

開始醞釀，至25日14時已發展達輕度颱風之期間為發生期 (Formative stage)。此後至29日5時為發展期 (Immature stage)，此期間共 87 小時內，其中心氣壓降低 110mb，而其最大風速由每秒 23 公尺，增至每秒 80 公尺，並且其暴風半徑由 240 公里擴大為 640 公里。以後至 30 日 8 時為其最盛期 (Mature stage)。根據臺灣省氣象所出版之民國 47 年颱風調查報告，第一章第三節所述之方法，計算瓊安颱風於最盛期之動能及位能，各得 3.2×10^{25} 爾格及 3.6×10^{26} 爾格。其能量之大實為以往颱風所少見。此期間中颱風登陸臺灣因受臺灣陸地及山脈之阻，威力頗減，其勢力漸轉移至於日月潭附近之副颱風，使之漸行發展。估計瓊安颱風登陸後之 29 日 22 時之動能及位能，各為 2.3×10^{25} 爾格及 2.5×10^{26} 爾格。則瓊安颱風，於臺灣附近當消耗其能量之三分之一。30 日 8 時以後為其衰減期 (Decay stage) 逐漸變性為溫帶氣旋。

註：本報告內所用之時間均係東經 120 度標準時間。

二、瓊安颱風登陸地點之實地勘查

九月初於新港以北，大港口以南之地區，施行登陸地點之實地勘查。茲將各地之情形，分述於後：

(A) 樟 原

臺東山林管理所樟原工作站蘇延祥先生談稱：

29 日下午有北北東風，風力相當強烈，至 20 時左右風向轉東北，然後再轉為東風。由 21 時前風力漸減弱，至 21 時半左右風力急驟增加而轉為東南風。29 日夜滿天黑暗，微雨閃電交叉，似無颱風眼現象。

(B) 三 間

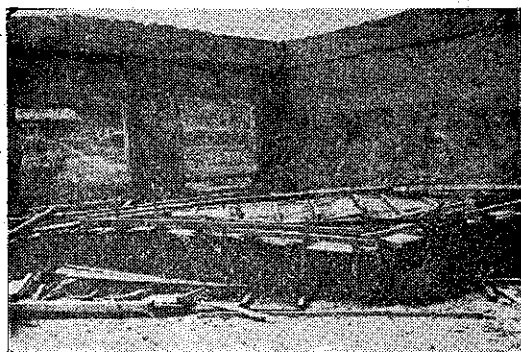
三間國民學校校長高清榮老師談稱：

29 日下午有北北東風，風力甚強，至該日 20 時半左右轉為東風，其風力稍減弱，至 21 時左右變為無風狀態，滿天黑暗，雨勢減弱變為微雨。約五分鐘後特別強烈之東南風吹來，一瞬間破門窗，玻璃散亂，全部頂篷吹落，屋瓦飛散落下之聲音不絕於耳，危險萬狀。約一小時後風勢逐漸減弱。該地區之損害情形請參閱照片。

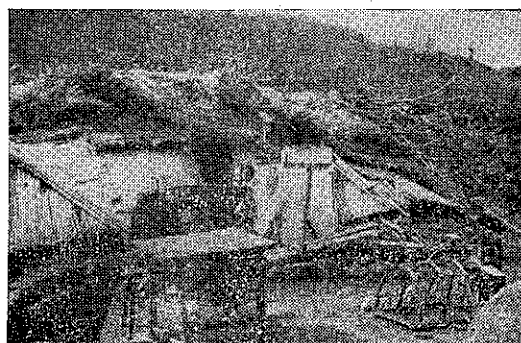
(C) 馬家海

馬家海居民宋明清先生談稱：

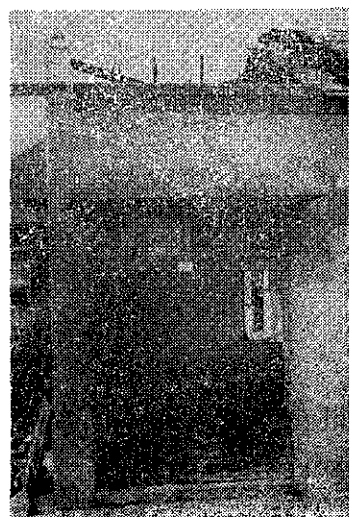
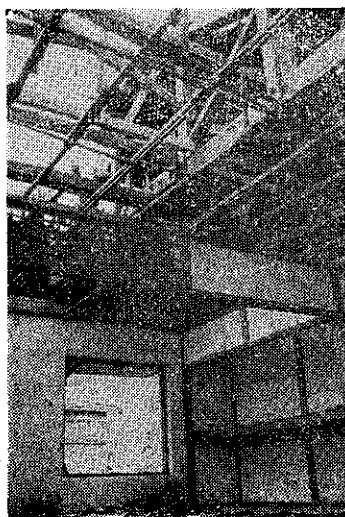
29 日下午有北風，風勢強烈，至該日 20 時左右風向轉為東北，然後再轉為東風，風勢減弱，變為微風。至 21 時半左右強烈東南風吹來，繼續約兩小時後逐漸減弱。



三間國民學校吹毀



三間之民房吹倒



三間國民學校宿舍吹毀

(D) 長 濱

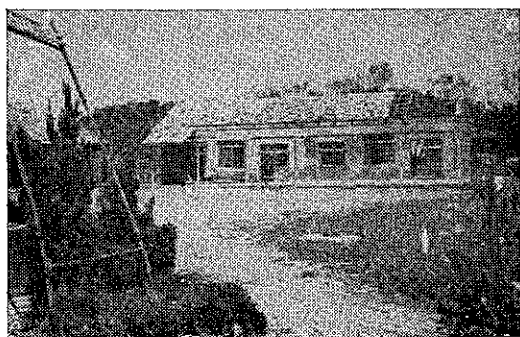
長濱鄉長陳光福先生談稱：

28日及29日上午都有北北東風，至29日下午風勢逐漸增強。該日21時10分左右變為無風狀態。至21時半左右特別強烈之南風突然來襲，房屋倒塌之聲音，屋瓦打擊之聲音及呼嘯的風聲交叉，如萬馬奔騰不絕於耳。

該地區，無論公家建築或住宅已是十室九毀，甚少保全，即此次瓊安颱風災害最嚴重之地區。房屋全毀265幢，半毀33幢，農作物損害達八成。該地區之損害情形，請參閱照片。



長濱鄉公所吹毀



長濱國校吹毀



糧食局長濱倉庫吹毀

(E) 竹 湖

竹湖國民學校校長楊秋陽老師談稱：

29日下午起有強烈之東北風，至該日20時半左右風力逐漸減弱，雨勢同時減弱。至該日21時半左右變為無風狀態。其後不到五分鐘即有特別強烈之南風吹來破毀很多房屋。

(F) 寧 浦

寧浦國民學校校長葉玉盤老師；寧浦派出所主管戴成杰先生談稱：

29日上午即有北風，至該日下午風勢逐漸增強，20時半左右轉為西風，風勢漸弱。至21時左右變為無風狀態，但尚有微雨，滿天黑暗。21時半左右強烈之南風吹來，吹破門窗，致玻璃散亂，屋瓦飛散。

(G) 忠 孝

忠孝國民學校校長林鳴老師談稱：

29日下午有北風，風勢強烈。至該日19時左右轉為西風，風力漸弱變為微風，至該日21時半左右強烈之南風襲來打破門窗，拋飛屋瓦成災。

(H) 白守蓮

三仙里白守蓮住民潘金章先生談稱：

29日下午有強烈之北風，至該日19時左右轉西風，風力稍減弱，至該日21時變為微風，21時半左右強烈之南風吹來，鄰居房屋倒塌。

(I) 新港測候所

29日8時氣壓開始急驟下降，至該日21時示度為950mb，此後水銀面不穩定，跳動異常，觀測感覺困難，該日21時20分測得最低氣壓為940.8mb，為該所歷來未見之最低氣壓。此後逐漸上昇。

29日5時已有北風每秒10.2公尺，以後逐漸增強，19時30分轉北北西風，20時30分即轉為西北風，至21時轉為西風，而其風速達每秒20公尺。其後風速急激增強。而風向繼續向南轉移。至21時25分該所測得最大平均風速為南南西風每秒43.0公尺，瞬時最大風速為每秒55.8公尺之南南西風，係發生於21時22分。以後風力逐漸減弱。該所之風向、風力及氣壓之自記記錄，列如第五圖。

又關於天氣情況，至28日13時止均為晴天雲量四以下，均上層雲，以後雲量逐漸增加至

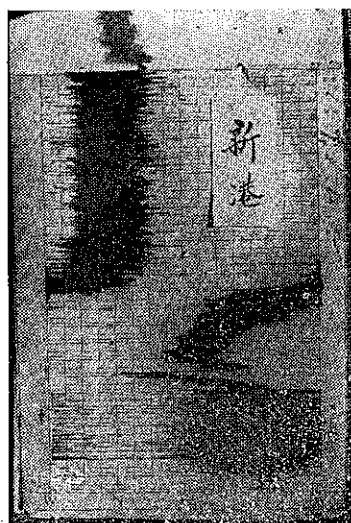
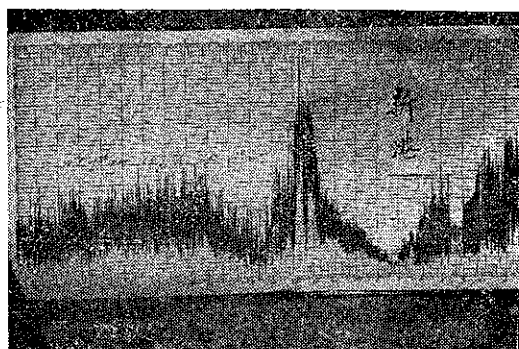


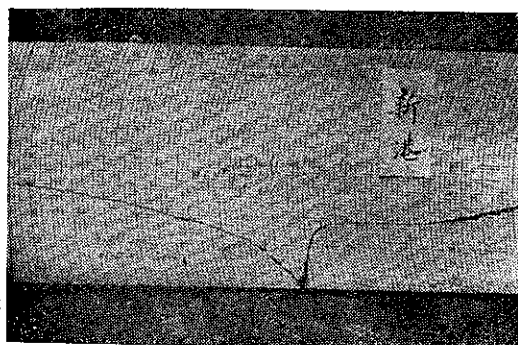
圖 5：新港測候所自記紀錄
(A) 風向

16時雲量達10。該日之蒸發量頗為特別、即於箱外竟達12.3mm，箱內為6.3mm。為該所歷來未見之最大量。至29日滿天層雲高度約為500公尺。又21時至23時滿天閃電交叉。

關於海面狀態。28日起逐漸起有顯著波浪，高度愈來愈高，週期愈短。29日



(B) 風力



(C) 氣壓

東方初聞海鳴，階級一，其後逐漸擴大，至下午響聲增強如萬馬奔騰，其階級為三至四。離海岸二公里處一帶之海面，海水飛沫浮遊於空間，視界模糊。

根據上述之實地勘查之結果，繪得風向轉變及無

風狀態之分佈，列如圖 6 中。由此可以斷定，這次瓊安颱風眼大概於樟原以南白守蓮以北地區登陸。而眼之半徑約為 30 公里。

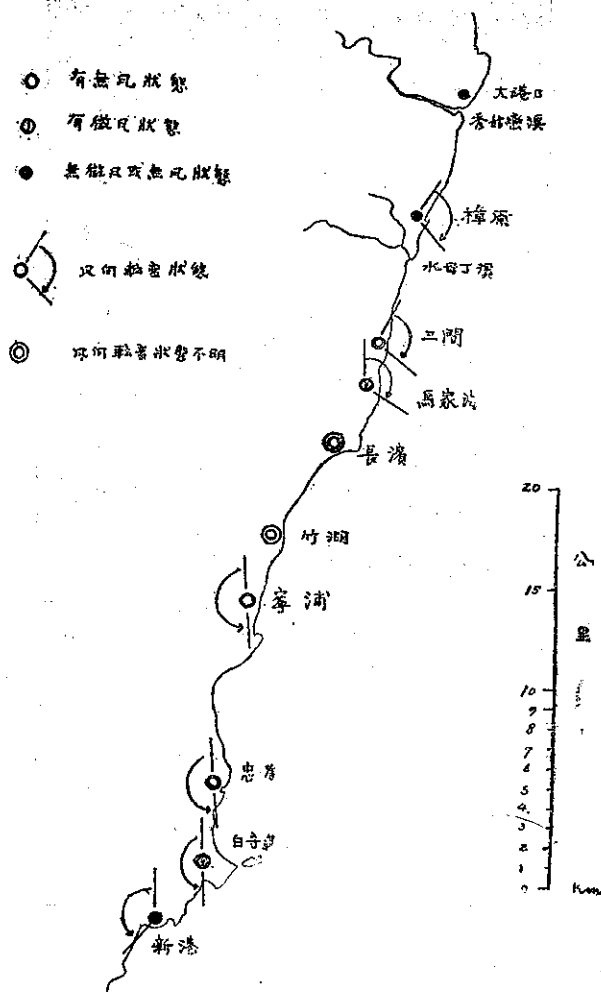
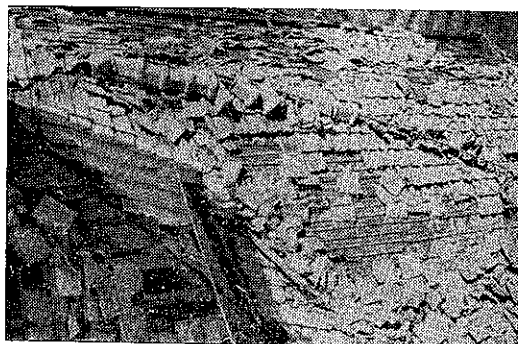


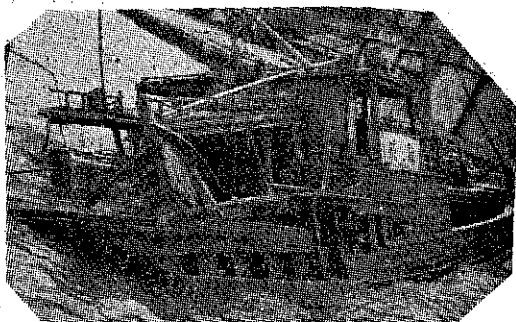
圖 6：風向轉變及無風狀態分佈



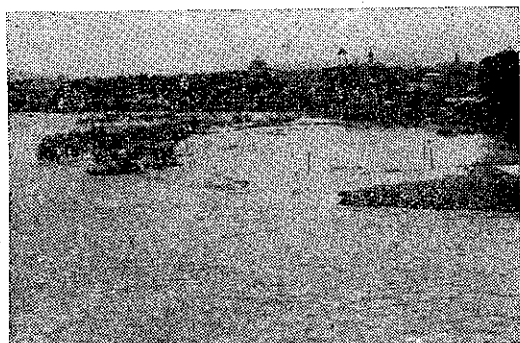
新港測候所屋頂吹毀



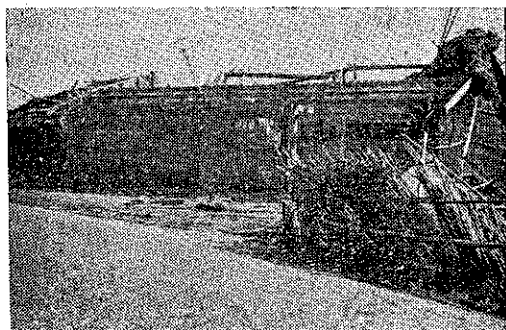
新港測候所屋頂吹毀



高花商船聯成號一〇七噸撞沉新港避風港內



臺北螢橋附近淹水



木造民房吹毀



磚墻建築的鐵工廠吹倒



糧食局新港倉庫倒塌

三、臺灣各地之氣象情況

臺灣各地自29日清晨，當瓊安颱風抵達恒春東南東方約 600 公里之海面上時，即逐漸進入其風暴範圍，漸起暴風雨，東部各地之影響尤為顯著。瓊安颱風

侵襲臺灣時之主要氣象要素，根據各測候所之颱風報告所整理之結果，列如表二。茲將各氣象要素之特性，略述於後。

表二：瓊安颱風各測候所觀測資料

地 點	最低 氣壓 (mb)	起 時 日 時 分	十分間平 均最大風 速及風向 (m/sec)	起 時 日 時 分	瞬 間 最 大 風 速						雨量 總計 m.m.	時 間 日 時 分	風力 6 級以上之時間 (10m/s)
					風速	風向	氣壓	氣溫	濕度	時 間			
彭佳嶼	985.0	30 07 05	38.7 ESE	29 21 40	—	—	—	—	—	—	8.4	29 11 20 30 24 00	28日18時至31日14時
鞍 部	* 662.9	30 06 10	33.5 S	30 02 00	—	—	—	—	—	—	71.6	29 09 00 30 03 40	29日15時至30日14時
竹子湖	* 686.3	30 06 15	11.7 W	29 21 50	—	—	—	—	—	—	144.5	28 19 30 30 08 40	
淡 水	975.1	30 07 00	32.3 SE	30 07 15	—	—	—	—	—	—	84.8	28 21 55 30 12 29	29日19時至30日19時
基 隆	980.8	30 07 15	43.0 SE	30 07 10	54.0	SE	980.8	26.4	89	30 07 03	90.9	29 18 42 30 12 30	29日 5 時至30日21時
臺 北	976.2	30 06 00	29.8 ESE	30 03 05	36.5	ESE	978.5	24.7	88	30 03 03	100.7	28 19 00 30 23 00	29日6時至8時，12時 至30日11時，13時， 14時
新 竹	969.3	30 03 52	18.2 NE	29 20 20	27.0	NE	979.1	26.6	86	29 20 13	53.0	29 00 16 30 12 20	29日15時至30日4時
宜 蘭	980.4	30 05 00	27.0 ESE	30 05 00	32.2	ESE	983.8	24.1	95	30 02 30	114.6	28 18 28 31 01 35	29日11時30分，12時 30分，16時，16時30 分，17時30分至30日 15時
臺 中	962.0	29 23 03	11.7 NNE	29 21 22	27.5	NNE	966.3	27.5	76	29 21 24	16.9	29 19 50 30 23 23	29日21時30分，22時 ，23時，23時30分， 30日11時
花 蓮	974.7	29 21 10	27.5 NNE	29 20 20	35.5	ESE	977.0	28.1	89	29 21 40	185.1	28 23 47 30 24 00	29日20時30分至30日 3時，30日4時30分至 13時
日月潭	* 639.4	29 22 30	20.7 NNE	29 22 10	—	—	—	—	—	—	41.8	29 18 50 30 15 15	
澎 湖	963.1	30 00 40	32.0 NNW	29 23 00	40.7	NNW	966.1	26.7	89	29 23 10	136.4	29 14 23 30 18 35	29日1時至30日12時
阿里山	* 542.5	29 22 00	21.7 SSE	30 05 15	23.2	SSE	* 544.8	14.6	100	29 22 30	394.3	29 11 50 31 03 50	29日20時，22時至30 日 8 時，11時，13時 至16時
玉 山	* 461.8	29 24 00	22.5 SW	30 18 00	—	—	—	—	—	—	289.8	29 05 00 31 03 50	29日17時至30日18時
新 港	940.8	29 21 20	43.0 SSW	29 21 25	55.8	SSW	941.3	24.2	100	29 21 22	266.8	29 04 42 31 03 45	28日23時至29日 3 時 ，5 時至24時，30日 3時30分至31日8時， 12時，13時
永 康	963.8	29 22 30	19.0 S	30 04 40	30.4	S	967.4	26.0	97	30 04 35	87.5	29 20 20 31 05 10	29日21時至22時30分 30日 2 時30分至11時
臺 南	962.9	29 22 25	14.3 SSW	30 04 45	21.2	SSW	966.7	26.2	95	30 04 45	99.7	29 20 22 31 06 10	29日21時至22時30分 30日3時至9時
臺 東	957.5	29 21 40	19.7 SSW	30 08 00	31.4	SSW	987.9	25.8	96	30 09 13	161.4	29 05 18 30 19 40	29日10時，21時30分 ，30日3時至9時
高 雄	966.9	29 22 25	26.0 WSW	30 05 00	—	—	—	—	—	—	114.4	29 18 32 29 22 12	29日21時至30日15時 ，18時，24時
大 武	964.8	29 21 35	18.3 SW	30 05 00	24.6	SW	981.0	25.5	96	30 04 45	331.0	29 05 35 31 03 45	30日3時至6時
蘭 嶼	968.7	29 20 00	39.0 SW	30 04 00	42.1	SW	979.5	24.6	99	30 04 11	117.0	29 04 00 30 19 45	29日1時至30日16時
恒 春	971.5	29 22 08	18.3 WNW	29 22 50	24.8	WNW	972.0	26.8	93	29 22 38	261.3	29 04 50 30 17 15	29日21時至30日 9 時 ，11時
鹿林山	* 523.6	29 22 05	25.0 N	29 24 00	—	—	—	—	—	—	506.8	29 05 30 30 23 55	29時18時至30日14時

* 重力值 (m.m.)

民國四十八年颱風報告

第四號 颱風魯依絲

Report on Typhoon "Louise"

Abstract

Typhoon Louise whirled around the west of Marianas on 30th August, 1959. Its wind force increased rapidly to the stage of a typhoon after 48 hours of her birth. On the morning of 2nd Sept, she moved toward the east coast of Taiwan and hit the vicinity of Hualien at the following evening after moving across the Taiwan Island, she entered the Taiwan Strait. Typhoon Louise finally landed the coast of mainland China on the morning of 5th.

At her mature stage, both of her kinetic and potential energies were computed to a value of 3.89×10^{24} ergs and 4.27×10^{25} ergs respectively.

A lot of damage had been done during the passage of typhoon Louise the ruins were mostly reported at the eastern and northern part of Taiwan. Six people had lost their lives and more than five hundred houses were ruined.

The highest wind velocity recorded at Hualien was 44.3m/sec, and a maximum amount of rainfall in this storm reported at Mt. Alisan was 541.3mm.

一、颱風之發生與經過

8月30日，在馬麗安納群島 (Marianas) 西方海洋上，約於北緯15度，東經141度，有一熱帶風暴正在醞釀發展，此即為魯依絲 (Louise) 颱風生成之先聲。至9月1日16時經美軍飛機偵察報告，已迅速發展達中度颱風強度，其中心氣壓為 995mb，中心位置位於北緯 15.2 度，東經 129.7 度，最大風速達每秒33公尺，暴風半徑約為 200 公里，以每小時30公里之速度，向西北西推進。至2日10時復據美軍飛機偵察報告，中心位於北緯 16.9 度，東經 126.1 度，最大風速增達每秒40公尺，暴風半徑復擴大為 300 公里，此時其中心氣壓復降低至 980mb。此後魯依絲颱風之推進方向則稍偏北，以每小時25公里之速度向西北稍偏北之方向推進，指向臺灣而來。至3日16時經美軍飛機偵察報告，中心位置移至北緯22.9度，東經122.4度，僅距臺東東方約 150 公里，臺灣東南已進入其風暴範圍，各地風力增強，氣壓均急驟下降，而臺灣東北部地區及西南部山地地區開始有豪雨。此颱風於3日20時左右登陸花蓮南方地區，因受陸地之影響，威力頓減，且因臺灣山脈之阻，未

能直接通過漸行消失。而於臺中及新竹間附近，誘發另一副颱風，逐漸發展其勢力並向北方緩慢進行。至4日晨進入臺灣海峽後，迅即減弱其威力，並且轉變其進行方向，向北北東推進。至5日晨自溫州以北地區登入大陸，而變性為溫帶氣旋，結束該颱風計凡六天之生命史。

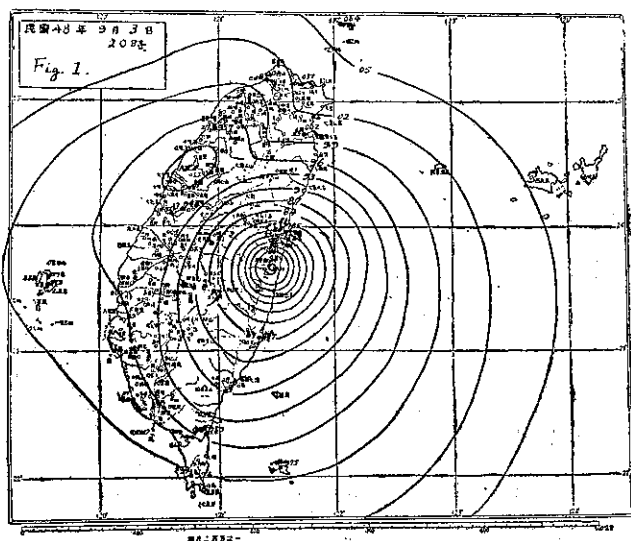


圖1：民國48年9月3日20時魯依絲颱風登陸臺灣時之天氣圖

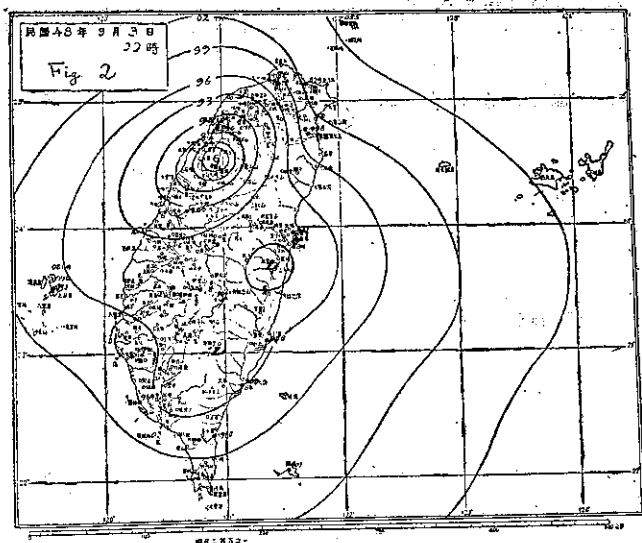


圖 2：民國48年9月3日22時魯依絲颱風將要進入臺灣海峽時之天氣圖



圖 3：魯依絲颱風行徑圖

茲附魯依絲颱風登陸臺灣時之天氣圖（圖 1），該颱風將要進入臺灣海峽時之天氣圖（圖 2），颱風行徑圖（圖 3）及魯依絲颱風飛機偵察之資料表一以資參考。

圖 4 為 颱風魯依絲之中心氣壓變化圖，魯依絲颱風之全部生命史可以分為四期。由 8 月 30 日晨至 9 月 1 日 16 時止，為颱風之發生期（Formative stage），由 1 日 16 時至 3 日 8 時止，為發展期（Immature stage），此期間共 40 小時內，其中心

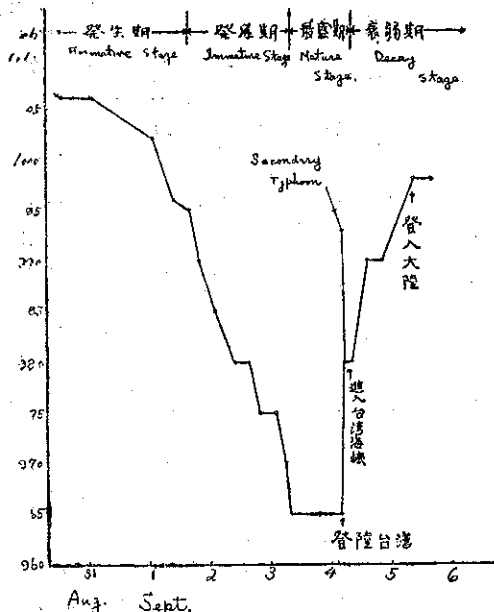


圖 4：魯依絲颱風中心氣壓變化圖

氣壓降低 30mb。此後至 4 日 8 時止，為其最盛期（Mature stage），據臺灣省氣象所出版之民國 47 年颱風調查報告，第一章第三節所述之方法，估計最盛期之魯依絲的動能及位能，各得 3.89×10^{24} 爾格及 4.27×10^{25} 爾格。此期間中颱風登陸臺灣，因受臺灣山脈之阻，威力稍減弱。4 日 8 時以後該颱風進入臺灣海峽漸次減弱其威力，即為其衰弱期，此後取得熱帶外之性質，變成溫帶氣旋。

註) 本報告內所用之時間均係東經 120 度標準時間。

二、臺灣各地之氣象情況

臺灣各地自 3 日晨，當魯依絲颱風抵達恆春東南

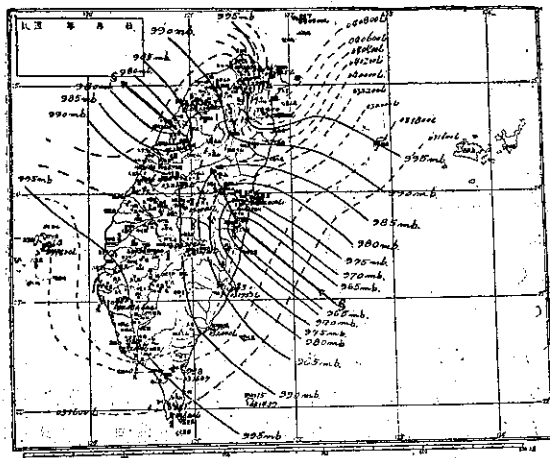


圖 5：臺灣各地之最低氣壓及其出現時刻分佈圖

表一：魯依絲颱風飛機偵察報告表

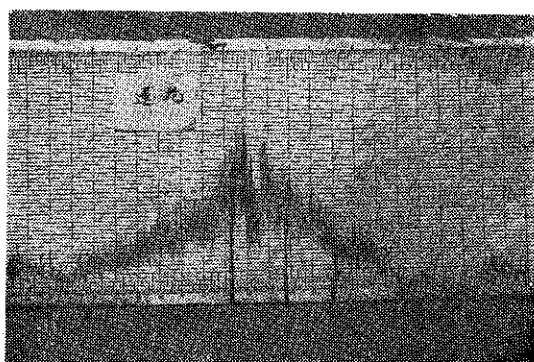
觀 測 時 間 (120°E)			中 心 位 置		位 置 決 定 法	誤 (mile) 差	最 大 風 速 (kt)
日	時	分	北 (N) 緯	東 (E) 經			
01	16	00	15.2	129.7	Loran	—	65
02	10	00	16.9	126.1	"	2	80
"	16	00	18.1	125.2	"	2	80
"	20	00	19.2	124.6	Aeft radar	—	80
"	22	30	20.0	124.4	Loran	5	—
03	06	15	20.8	123.4	"	—	85
"	15	30	22.7	122.2	Land radar	—	—
"	16	00	22.9	122.4	Loran	5	100
"	18	42	23.6	121.8	"	—	—

方約 250 公里之海面上時，即漸進入其風暴範圍，各地開始起暴風雨，臺灣東部之影響尤為顯著。魯依絲颱風侵襲臺灣時之主要氣象要素，據氣象所各測候所之颱風報告所整理之結果，列如表二。茲將各地氣象要素之變化情況分述於後。

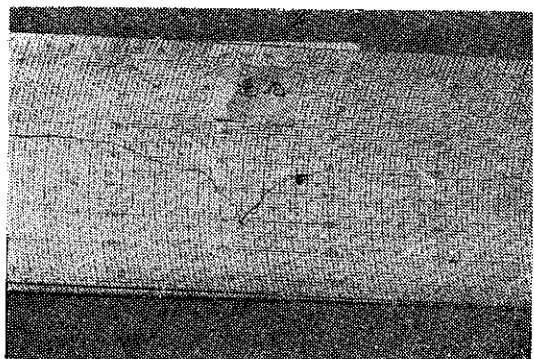
A. 氣 壓

臺灣各地之最低氣壓及其出現時刻之分佈狀態，繪得如圖 5 所示。魯依絲颱風登陸後，其中心氣壓以 7.5mb/20km/1hour 之比率升高而漸行消失。而於臺中及新竹間之副颱風 (Secondary Typhoon)，以 6.5mb/17km

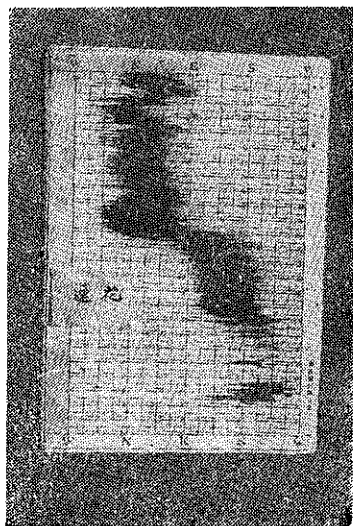
/1hour 之比率發展。又在該圖上可以看出，颱風因受臺灣山脈之攔阻，未能直接橫越之情況。最低氣壓出現時刻之等值線，大略與颱風行徑垂直，如波動狀傳播前進，但於臺灣東北部之迎風地區出現之特別慢，於臺灣西南部及澎湖地區，最低氣壓出現特早，故



風 速



氣 壓



風 向

圖 6：民國 48 年 (1959 年) 9 月 3 日魯依絲颱風侵襲臺灣時之花蓮測候所自記錄

於該地區有不正常分布。此為颱風之圓對稱氣壓分佈，因受臺灣地形之影響彎曲所致。

3 日 20 時 0 分，於花蓮測得之 978.5mb 為此次颱風之最低海平面氣壓之實測值 (參閱圖 5)，而於新港之 984.5mb 居其次。

表二：魯依絲颱風各測候所觀測紀錄

地 點	最低 氣壓 (mb)	起 時	最大風速 及 風 向 (m/s)	起 時	瞬 間 最 大 風 速						雨量 總計 m.m.	期 間	風力6級以上之時間 (10m/s)
					風速	風向	氣壓	氣溫	濕度	時 間			
彭佳嶼	999.7	4 09 00	23.7 ESE	04 03 00	—	—	—	—	—	—	28.4	1 20 40 4 21 00	3日14時, 16時至4日 24時
鞍 部	*678.32	3 23 00	25.7 SE	03 24 00	—	—	—	—	—	—	49.0	3 12 00 4 09 00	3日15時至4日8時
竹子湖	*702.29	3 23 30	7.5 S	03 23 00	—	—	—	—	—	—	73.3	3 11 50 4 18 10	
淡 水	993.7	3 23 25	22.3 ESE	03 23 40	—	—	—	—	—	—	26.1	3 11 55 4 09 40	3日12時, 14時至15時 , 19時至4日5時
基 隆	996.7	4 07 45	25.0 ESE	03 23 30	32.0	ESE	1000.2	26.0	87	3 23 23	95.7	3 18 01 4 16 25	3日12時, 14時, 19 時, 21時至4日8時, 10時至12時
臺 北	993.7	3 23 15	19.0 ESE	3 23 45	29.2	ESE	994.5	26.3	87	3 23 31	41.8	3 11 52 4 19 10	3日17時至4日4時
新 竹	987.3	3 22 30	14.7 NE	3 21 30	19.5	NE	992.5	24.7	91	3 21 02	30.5	3 19 10 5 05 50	3日21時22時, 4日13 時至15時
宜 蘭	997.0	4 07 00	19.0 E	3 22 50	23.4	E	998.0	24.6	98	3 22 40	138.2	3 03 30 4 12 55	3日20時30分至4日 1時30分, 3時至5時, 7時
臺 中	990.4	3 21 41	10.0 S	3 23 30	18.7	S	992.3	24.7	98	3 23 41	64.6	3 15 15 4 17 32	
花 蓮	978.5	3 20 00	44.3 NNE	3 19 40	62.1	ENF	979.0	24.5	100	3 19 55	264.4	3 05 40 4 06 41	3日16時至20時, 21時 至22時, 23時至4日1 時
日月潭	*660.64	3 20 45	9.7 SW	4 10 00	—	—	—	—	—	—	166.3	3 16 20 4 17 50	
澎 湖	995.4	3 18 00	17.8 NNW	3 23 00	22.0	NNW	996.8	27.6	84	3 22 55	172.6	3 22 10 5 03 10	3日15時至4日6時
阿里山	*544.42	3 21 40	15.7 W	3 21 00	16.5	W	*664.62	13.4	100	3 20 55	541.3	3 16 30 5 07 25	3日20時, 22時, 4日 5時至13時, 16時至18 時
玉 山	*473.32	3 21 00	11.0 W	4 10 00	—	—	—	—	—	—	289.5	3 05 30 5 09 20	4日10時
新 港	984.5	3 19 53	32.2 SSW	3 20 00	35.0	SSW	984.7	26.8	81	3 19 53	97.3	3 03 33 4 19 50	3日8時至4日1時, 8時 至17時
永 康	996.4	3 20 00	8.5 SW	4 07 10	14.0	SW	1002.9	27.4	92	4 07 06	7.8	3 09 20 4 02 40	
臺 南	996.0	3 20 40	7.8 W	4 04 00	15.1	WNW	999.4	26.0	94	4 01 57	8.0	3 09 04 4 03 15	
臺 東	989.0	3 20 00	16.7 SSW	3 20 00	25.1	SSW	989.0	28.3	74	3 19 58	13.7	3 05 35 4 06 18	3日20時至23時, 4日 7時, 10時至13時
高 雄	996.0	3 21 00	15.3 WNW	4 03 00	—	—	—	—	—	—	11.0	3 23 18 4 05 10	4日3時至6時
大 武	993.8	3 16 47	10.3 NNE	3 08 40	18.8	NNE	1002.6	26.6	76	3 08 28	73.2	3 23 18 4 05 10	
蘭 嶼	991.5	3 14 39	33.3 SW	3 18 30	40.4	NW	993.7	24.0	91	3 11 26	64.7	3 01 35 4 08 24	
恒 春	993.1	3 16 00	11.0 WNW	4 02 10	15.6	WNW	1002.0	26.1	92	4 02 12	89.2	3 00 48 4 16 00	
鹿林山	*544.04	3 21 00	19.0 ESE	4 12 00	—	—	—	—	—	—	386.9	3 10 32 5 08 00	3日17時, 18時, 20 時至4日5時, 7時至 13時

* 重力值(m.m.)

民國四十八年颱風報告

研究室

第五號 颱風 芙瑞達

Report on Typhoon "Freda"

Abstract

Typhoon Freda was whirl about at the southeast of Carolines on November 12, 1959. Her force was augmented rapidly to the stage of a typhoon after 48 hours of her birth and reached to a maximum wind velocity of 45 m/sec near the center on the morning of 16th November.

During the noon of 16th Nov., the typhoon Freda already approached to the east coast of Luzon island at a distance of 100kms. She moved continuously northwestward to the east coast of Luzon island and landed at the vicinity of Casiguran (98336) on the morning of 17th. It was dissipated suddenly due to orographic effects. Freda then changed her moving direction Northnorthwestward and entered the Balingtang Channel during the night of 18th. She began to move toward the south coast of Taiwan. During the noon of 18th, the typhoon gradually changed her moving direction to the northeast and set into the Bashi channel with the intention to encroach the southeast coast of Taiwan. At the night of 18th, the typhoon center passed between Taitung and Lanyu. Later typhoon Freda travelled in the south sea of Rynkyus and again changed her moving direction toward the east.

At her mature stage, the kinetic and potential energy of typhoon Freda was computed to a value 7.88×10^{24} ergs and 8.65×10^{25} ergs respectively on the morning of 16th Nov.

This typhoon had caused much damages in northeastern part of Taiwan. Eight people had lost their lives and more than fifty houses were ruined during the ravaging period.

Highest wind velocity recorded at Lanyu was 29.2m/sec, and the total amount of rainfall at Chutzehu was 391.0mm.

一、颱風之發生與經過

當11月12日薺瑪 (Emma) 颱風，在臺灣東方海面上北移時，於加羅林群島 (Caroline islands) 附近海面上 (約北緯7.5度，東經140度)，另一熱帶風暴即在醞釀，此即為芙瑞達 (Freda) 颱風之原胎。至13日14時經美軍飛機偵察報告，已發展達輕度颱風 (Tropical storm) 而命名為芙瑞達 (Freda)。此時其中心氣壓為 998mb，中心位置於北緯 8.1 度，東經 136.3 度，最大風速為每秒 30 公尺，以每小時 12 公里之速度向西北西推進。至14日14時復據美軍飛機偵察報告，其強度已發展達中度颱風 (Typhoon)，其中心氣壓為 990mb，中心位於北緯 9.8 度，東經 131.4 度，最大風速達每秒 38 公尺，暴風半徑約

為 200 公里，而向西北西方推進。16日 8 時經美軍飛機偵察報告，此颱風中心位置移至北緯 13.6 度，東經 125.0 度，即在菲律賓東部沿海，中心氣壓降低至 945mb，最大風速增達每秒 45 公尺，暴風半徑復擴大為 250 公里，移動方向則稍偏北，約以每小時 12 公里之速度向西北方向推進。此後芙瑞達颱風受呂宋島陸地之影響威力漸減弱，並且漸轉向為北北西推進，而 17 日 8 時左右登陸呂宋島之 Casiguran (國際測站號碼 98336) 附近，掠過呂宋島東北端部，至 20 時左右由 Aparri (98232) 附近進入巴林坦海峽 (Balingtang Channel)，指向臺灣而來。至18日晨該颱風進入巴士海峽後，漸轉變其進行方向，向北北東進行，而受臺灣陸地之影響，威力迅即減弱。

至18日15時左右通過臺灣東岸及蘭嶼間之海面，向北北東推進。此後此颱風復轉變移動方向漸偏東方，至19日15時左右通過琉球群島之那霸附近且向東北東方移進，而取得熱帶外之性質，變性為溫帶氣旋，結束該颱風計凡7天之生命史。

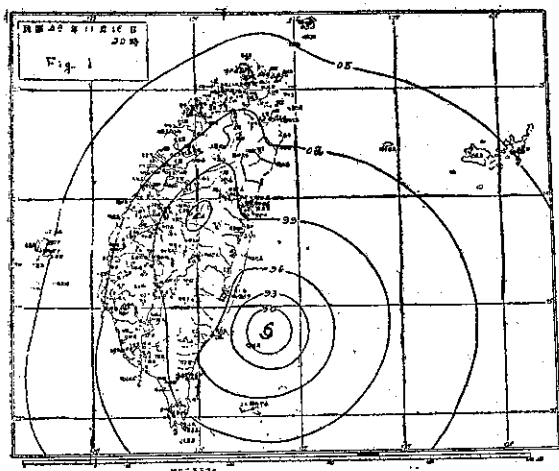


圖1：民國48年11月18日20時之地面天氣圖

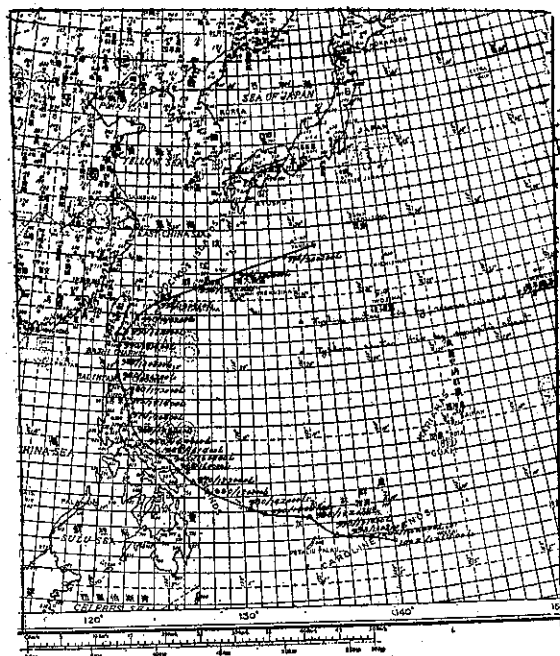


圖2：美瑞達颱風行徑圖

茲附美瑞達颱風飛機偵察報告表如表一，以資參考。又於圖1中所示者，為美瑞達颱風掠過臺灣東南

沿海時之地面天氣圖。又於圖2中所示者，為美瑞達颱風之行徑圖。

表一：美瑞達颱風飛機偵察報告表

觀測時間 (120°)			中心位置		位置決定法	海平面氣壓 (mb)	最大風速 (m/sec)
日	時	分	北 (N) 緯	東 (E) 經			
13	09	00	8.0	137.0	Loran	998	30
"	14	00	8.1	136.3	Loran	998	30
"	20	00	9.6	134.5	Loran	998	30
14	02	00	9.4	132.3	Loran	1,000	25
"	14	00	9.8	131.4	Loran	990	38
"	20	00	10.1	130.5	Loran	980	38
15	08	00	11.5	127.7	Loran	980	38
16	08	00	13.6	125.0	Loran	945	45
17	02	00	15.5	122.4	Radar	970	45
"	14	00	17.6	121.9	Loran	975	38
19	02	00	23.7	122.3	Loran	992	30
"	07	10	25.0	123.9	Loran	992	25

圖3表示颱風美瑞達之中心氣壓及最大風速變化圖；該颱風之全部生命史可分為四期。由12日14時至14日14時為颱風之發生期 (Formative stage)，

由14日14時至16日8時其發展期 (Immature stage)，此期間共42小時，其中心氣壓降低45mb。由16日8時至18日2時為美瑞達颱風之最盛期 (Mature

stage)，此時其動能約為 7.88×10^{24} 爾格，而其位能約為 8.65×10^{25} 爾格。在此期間中該颱風掠過呂宋島北東端部而進入巴林坦海峽。18日2時以後為其衰弱期 (Decay stage)，此期間中該颱風通過巴士海峽後，掠過臺灣東南部沿海，而於臺灣東部及北部造成災害。

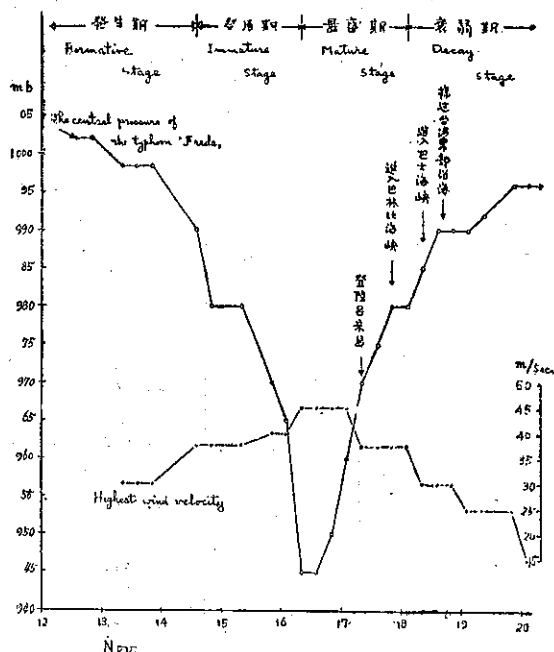


圖 3：芙瑞達颱風之中心氣壓及最大風速變化圖

二、臺灣各地之氣象情況

芙瑞達颱風侵襲臺灣時之主要氣象要素，根據氣象所各測候所之颱風報告所整理之結果，列如表二。茲將其特性分述於後；

A 氣 壓

18日15時，於蘭嶼測得之 994.1mb，為此次

颱風之最低海平面氣壓之實測值，而大武及恒春之 994.9mb居其次。

B. 風

本省南部及東部各地自17日下午風力漸開始增強，以蘭嶼受影響最早，17日中午即開始吹刮暴風，而至18日15時達最高峯，最大平均風速每秒 29.2 公尺，係西南西風。此為這次颱風侵臺之最大平均風速之實測值。基隆次之為北北東風，每秒 25.0公尺，係發生於18日24時。

C. 雨

當芙瑞達颱風接近本省時，臺灣各地均有降雨，雨量以迎風面之東部及北部各地，及臺灣南端部各地較多，約為 300 公厘左右，其中於山地之竹子湖雨量最多，計有 391.0 公厘，於平地則新港雨量最多，計有 369.2 公厘，蘭嶼其次，為 322.6 公厘。背風面之臺灣西部及南部各地雨量較少，均在 50 公厘以下，如圖 4 所示。

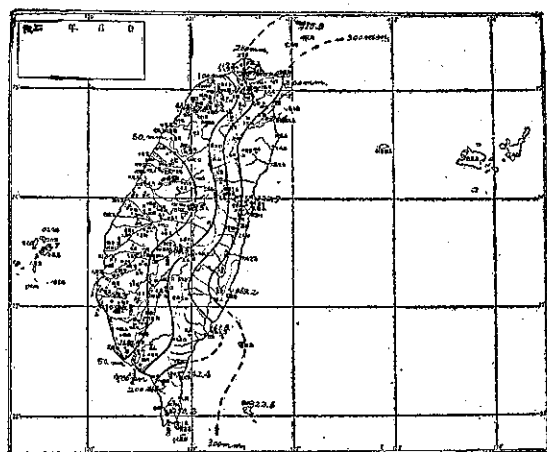


圖 4：芙瑞達颱風之總雨量分佈圖

表二：芙瑞達颱風各測候所觀測紀錄

地 點	最低 氣壓 (mb)	起 時	最大風速 及 風 向 m/s	起 時	瞬 間 最 大 風 速						雨量 總計 m.m.	期 間	風力6級以上之時間 (10m/s)
					風速	風向	氣壓	氣溫	濕度	時 間			
彭佳嶼	1000.2	19 02 30	16.8 ENE	18 24 00	17.5	ENE	1003.0	20.7	100	—	215.5	17 22 50 19 07 40	17日12時至19日12時
鞍 部	* 683.44	19 01 00	23.0 N	19 05 00	—	—	—	—	—	—	158.2	18 12 00 19 12 00	18日20時至19日8時
竹子湖	* 701.20	19 01 38	11.3 NNW	19 20 15	—	—	—	—	—	—	391.0	17 19 20 19 17 50	18日14時至19日4時
淡 水	1003.0	18 23 00	13.3 NNE	18 19 00	—	—	—	—	—	—	117.2	18 04 50 19 12 07	18日19時至23時，19日5時
基 隆	1002.9	18 24 00	25.0 NNE	18 23 10	31.0	NNE	1002.9	21.2	96	18.23.17	249.8	16 18 38 19 14 25	18日12時至13時，16時，18時至19日8時

臺北	1003.1	18 19 00	9.7	NNW	19 05 20	16.0	NNW	1008.9	18.6	94	19.05.05	104.2	17 19 35 19 13 25	
新竹	1002.3	18 19 00	13.7	NNE	18 19 00	18.0	NNE	1002.3	21.1	99	18.19.00	67.6	18 02 05 19 12 20	18日19時至21時
宜蘭	1000.2	18 23 30	18.3	NE	18 19 25	25.4	NE	1002.1	22.2	100	18.19.25	316.4	17 16 45 19 10 20	18日15時至20時，19日5時
臺中	999.5	18 15 22	10.0	N	19 01 40	18.6	N	1006.0	19.7	93	19.01.20	24.8	17 18 07 19 05 30	
花蓮	996.4	19 02 20	10.8	NNE	18 15 00	17.2	NE	1001.3	23.4	100	18.15.57	322.5	17 07 10 19 01 35	18日15時
日月潭	*666.81	18 18 00	6.3	SSW	18 06 00	—	—	—	—	—	—	48.5	18 08 20 19 07 00	
澎湖	1000.4	18 14 30	18.3	NNE	14 23 00	24.6	NNE	1007.9	21.3	88	18.22.50	2.7	18 11 40 19 06 50	18日2時至19日2時
阿里山	*566.65	18 18 00	11.7	N	18 20 00	12.0	E	*569.80	11.9	97	18.10.20	80.5	18 04 20 19 09 15	18日17時，20時
玉山	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
新港	995.8	18 21 00	12.0	NNE	18 13 00	20.8	NNE	999.0	23.4	100	18.13.05	369.2	17 07 40 19 23 40	18日6時，7時，9時，10時，13時
永康	997.9	18 15 30	11.8	N	18 23 30	18.7	N	1004.8	21.3	96	18.23.23	27.3	18 00 05 19 04 15	18日22時至19日1時
臺南	997.2	18 15 40	12.3	NNW	18 23 50	20.4	NNW	1005.3	21.4	96	18.23.57	26.7	17 23 52 19 05 15	18日23時至24時
臺東	995.5	18 16 00	11.7	SE	18 14 00	17.8	ENE	996.9	24.2	99	18.12.42	161.8	17 06 15 18 23 30	18日14時
高雄	996.2	18 15 15	15.3	NNW	18 23 50	—	—	—	—	—	—	31.9	17 19 55 19 01 20	18日21時至19日5時，8時
大武	994.9	18 16 30	18.3	N	18 07 20	27.0	NNW	1003.3	22.6	98	18.07.15	242.4	17 12 15 19 21 10	18日6時至9時，11時，12時
蘭嶼	994.1	18 15 00	29.2	WSW	18 21 28	32.3	NNE	—	21.8	98	—	322.6	17 00 45 18 19 47	17日12時至22時，18日2時，4時至7時，9時至24時
恒春	994.9	18 15 00	16.7	NNW	19 03 20	21.8	NNW	1004.2	22.0	86	19.03.17	250.2	17 16 28 18 20 20	17日20時至18日9時，19時至21時，23時至19日7時
鹿林山	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

* 重力值 (m.m.)

三、災害調查

屋、道路、橋樑，均遭受災害。共死亡8人，失蹤4人

芙瑞達颱風於11月18日在本省東方沿海通過，致，受傷2人，房屋全毀21棟，半毀32棟，詳細如表三造成全省大風雨，而臺灣東北部六縣市，生命、房中所示。

表三：芙瑞達颱風災害調查表

縣市別	災害概況	人口			房屋(棟)			其他
		死亡	失蹤	傷	全毀	半毀		
基隆市		2				3	9	木橋沖毀1座
臺北市							7	
臺北縣		3	1	2		6	3	小木船12艘沖毀，水泥橋沖毀1座
宜蘭縣			1			9	13	木造橋沖毀2座
花蓮縣		1	2			2		水泥橋2座部分被水沖毀
臺東縣		2						
合計		8	4	2		21	32	

敬悼費凱爾亨利先生 (Heinrich Ficker)

施坦豪賽 (Ferdinand Steinhäuser) 原著
劉 行 准 譯



一九五七年四月二十九日奧地利科學院副院長，前維也納大學地球物理學教授，氣象與地球動力

學中央研究所所長費凱爾先生逝世。從一九二三年起



Heinrich Ficker

費凱爾就任奧地利科學院通信院士，自一九三九年他實任該院院士。在困難的戰後歲月中，從一九四六年到一九五一年他擔任科學院院長，這以後直到逝世他擔任副院長。由於戰爭的結果，科學院不僅本身遭遇許多重大的困難，有待於克服，並且這一科學院也逐漸成為奧國科學界全體的代言人，負責呼籲社會上的協助，來促進苦難中的科學研究。

費凱爾一八八一年十一月二日在德國慕尼黑出生，父為奧斯布盧克 (Innsbruck) 大學法學史教授費

凱爾李留斯 (Julius von Ficker)，母親是南提羅爾 (Südtirol) 人，在慕尼黑和奧斯布盧克完成了中學教育以後，費凱爾進入奧斯布盧克大學和維也納大學攻讀，一九〇六年他在奧斯布盧克大學獲哲學博士學位，一九〇九年就在該大學任教，講授氣象學，一九一一年任格拉次 (Graz) 大學地球物理學副教授，一九一九年升任正教授，一九二三年應德國柏林大學的聘約，任氣象學正教授，兼柏林普魯士氣象研究所所長，一九三七年費凱爾繼施米德 (Wilhelm Schmidts) 出任維也納大學地球物理學教授，並兼任氣象與地球動力學中央研究所所長，直到一九五三年退休，他擔任這兩項職務。

我們如果想說明費凱爾先生及其在氣象科學上的重要成就，先要注意他進入氣象學的技巧，一方面受父方愛山及肥山樂的遺傳，引起他對於所有自然現象特別是天氣現象的巨大興趣，另一方面由於奧斯布盧克大學教授特拉伯特 (Wilhelm Trabert) 的精妙講學，使他原已開始讀地質學的改讀氣象學，他曾在當時剛成立的粗格士皮次 (Zugspitz) 氣象台逗留了兩個星期，在那裏他想到了肥山和氣象科學聯合可能性的問題，因而提醒他去聽氣象講演，特拉伯特的講演，使他作了決定，在第一學年中他就開始選擇了氣象科學。

特拉伯特也是提醒費凱爾作第一次科學論文的人，這一論文還是山中問題，就是阿爾卑斯山中重要問題焚風 (Föhn) 的研究，為作這項研究，他曾在奧斯布盧克和帕車考非爾 (Patscherkogel) 中間安裝了許多有自記儀器的觀測站，這一工作使他有機會在一年中攀登帕車考非爾山六十次之多，這也是奧國首次有小氣候觀測網，自然在當時很少想到作為氣候觀測，費凱爾對這些資料所作的氣象學的整理，當時被人認為新奇，就是在以後的年代中，他也曾利用這項資料作出了極重要的科學成就，他的方法是由單一結果的詳細研究，得出普遍的適用性，而以前的氣象研究，多半是把觀測資料作成平均或是作成數學的理論公式，以便應用。費凱爾新方法的優點，在於使人能直接的實際的和氣象情況經過接觸，但這要有極端正確的判斷，對所研究的程序中的重要問題，作銳利的觀察，與綜合的報告，由現象的紊亂中導出簡單的，但是

包括有規則的及描述的模型觀念，費凱爾大量的具有這種驚人的天才，因此使他在其特有的大氣動力著作中有偉大的成就，雖然如此，但他常常說起他對理論工作所需數學工具並不擅長，是的，我們可以想像這一點或者也是他的著作方法的優點，因為處理一次情形，如果把發生的實際經過作強迫的接近，其中驚人的單一性，在普通數學的理論演算中或將失去，或將因之而模糊不清，他以使用推理方法導出其結果為滿足，而把其他部分放棄，此後如有需要，另創數學的理論。

由於他的音斯布盧克焚風研究以及由於為此目的而實施的科學的氣球飛行，使費凱爾能獲得焚風現象的正確觀察，而使當時爭論很多的焚風問題，為之澄清。費凱爾的研究，指出當高空已吹有焚風的時候，谷中焚風的突來，按規則應該先有一反氣旋，直至冷空氣經由西方來的低氣壓區被吸出，並且沿谷向外流下，焚風方才能穿過山谷，發展成穩定的焚風期，焚風是由氣旋背後向前鑽來的楔狀冷空氣的推入而消滅，他也使焚風間斷的發生得以說明，並使人明瞭了有焚風時自由大氣中的溫度分層。費凱爾一九四二年在焚風與焚風作用的單行本論文中，對焚風問題的最新研究情況加以檢討，此書在一九四八年曾出第二版。

尚在他在音斯布盧克的學業完成之前，一九〇五年費凱爾就到了維也納，他在氣象與地球動力中央研究所擔任助理員，當時在那裏工作的有韓恩 (J. Hann)，培倫太 (J. Pernter)，艾克斯奈 (F. M. Exner)，馬克烈斯 (M. Margules)，戴芳特 (A. Defant) 及史密德 (W. Schmidt) 等人，因此他有充分的機會和這些科學家們作思想交換，和科學提示，馬克烈斯對他的影響最強，他曾經提醒費凱爾根據桑布利克 (Sonnblick) 及其谷中諸站的自記資料，研究中阿爾卑斯山中冷氣團的運行，這一項研究的結果，發表在科學研究院的紀錄中，它不僅把阿爾卑斯區冷空氣突襲的機構搞清楚了，同時這次的工作，鼓勵了費凱爾以後還要多多研究，引導出了許多對氣象科學中天氣變化為極端重要的新知識，冷氣團和暖氣團向外擴張的問題。在中部阿爾卑斯山中冷氣團運行的研究中，費凱爾業已指出冷空氣的襲來，是楔形的，隨之以颶風。他並且能定出兩氣團界面的傾斜角，這一觀念對以後挪威學派的鋒面學說有重大的意義。不同氣團的前進，由於歐亞暖潮擴佈的研究，更見明瞭。在布耶克尼斯 (V. Bjerknes) 極鋒說創立前的十年，費凱爾已在這一文章中指出了有鋒面的存在

，而為日後鋒觀念開闢了道路，僅是他沒有使用「鋒」這個字眼。在這篇文章裏他也對暖鋒及冷鋒和氣旋中心的關係，有了正確的認識，布耶克尼斯在其以後著作物理的流體力學一書中，對於在天氣預告開闢新途徑的大不連續的發明的重要性，曾鄭重的承認費凱爾的首先發明。

由於寒潮暖潮的擴張的文章，以及由寒潮暖潮成偶對構成低空氣旋為重要準備工作的確定，費凱爾更進一步的研究而有了重大的發現，先是這一樣式並不合用，因之成為對挪威學說的若干反對。重要的原因在於挪威學派所提供的氣旋樣式，僅為冷暖兩鋒配戲，即下部對流層的程序，費凱爾能指出就是在自由大氣中，或者竟在極高大氣層中的程序也關重要，因而布耶克尼斯的氣旋樣式，並非普遍適用；其簡單方法無法把所有的現象完全說明。

由於他被俘在俄國時開始的研究工作，達到了這一結果。第一次世界大戰期中，在一霧天，在被圍的要塞，普爾奇米絲爾 (Przemysl) (在波蘭)，他奉上級的命令作氣球飛昇，氣球被吹向東方，乘員全體被俄軍俘虜，在塔什干 (Tashkent) 過了初期的俘虜營生活後，由於瑞典皇太子卡爾 (Karl) 的調停，費凱爾和其他被俘大學教員到了喀山 (Kasan)，他在那裏的氣象研究所從事科學工作，他開始對俄國氣壓及溫度的變化，作大規模的研究，由於這一研究再加上阿爾卑斯山區的研究，在戰後使他獲有根本認識，一低氣壓的發展，是由二氣壓變化系合成的，這兩個成偶的系，有一個在上方，費凱爾稱之為第一氣壓變化，另一在下部，費凱爾名之為第二氣壓變化，後者是由對流層下部不同溫度之氣流的變換而生的，對其上空氣壓變化，顯出相的後延，按二氣壓波相的差別，由高站的氣壓變化的幫助，可以解釋低站的氣壓變化，因此可以把一個低氣壓，分成六個不同的進化期，每一期都確定出它特有的上下氣壓變化及溫度變化的配合，由這裏得出了天氣規則系統，具有同時的谷峯兩地觀測的氣壓變化及溫度變化，可以保證有很好的天氣預報。上部第一氣壓波存在的觀念，使費凱爾成功的把對於中歐天氣如此重要的熱內亞 (Genua) 氣旋和斯卡吉拉克 (Skagerrak) 氣旋，很容易的說明了。

費凱爾能以指出對於一地的氣壓變化，高空之第一氣壓變化作用很大，而下地熱性生成的第二變化僅有局部的改變作用。因之，上部對流層和平流層中的程序，對天氣發展有巨大的影響，確定一次氣壓上升

是由對流層的原因，抑或平流層的原因所致，對預報人員極為重要，因為由平流層造成的對流層氣壓上升，生出下降氣流，形成晴好天氣，而由低空對流層寒潮所致的氣壓上升，常伴有惡劣天氣，由這一區別可知為什麼同樣的氣壓變化，這次見有晴明天氣，而另外的一次則能帶來惡劣的天氣。

根據達於高空的自記氣球探測結果，對自由大氣中氣壓變化作進一步的研究，費凱爾能證明高處氣壓波的席位，確應向平流層中尋找，並且由於一九二九年七月四日德國北部一次暴風的深入研究，費凱爾得出如下的結論：高的平流層氣壓波尚能操縱下部對流層氣團的位移，他並且能指出具體的例證，這種操縱（Steuerung）是怎樣的形式，由於得出了有關平流層對於對流層天氣現象的影響的基本知識，平流層的操縱是天氣現象機構中重要因素的觀念，使氣象科學的發展，有了顯著的意義，隨着他的高空大氣層在天氣現象上的影響的學說，費凱爾創造出了有關自由大氣程序及其相互作用的完全新穎的觀念，這不僅使理論研究獲得重大成果，就是對於天氣預報也有所修正，而開闢了完全新的途徑。特別是高空氣象觀測，由之而構成的自由大氣的氣候學所繪出來的自由大氣平均情況的知識，也直接為天氣預報實用的作出來。由於這種可能性，自然是直至有規則的飛機探測或無線電探空，真的普遍的基於高空天氣圖的使用而作出來，才能實現。其中正蘊藏著科學研究的特別價值，它準備下了實際應用的基礎，就是在先決條件尚未具備也是如此，費凱爾曾由他對大氣動力學範圍的研究結果，在其科學的完全發展階段中指出了新的方向，並且給出了確定的記號，因而他獲得了二十世紀最重要氣象家之一的無可爭議的地位。

除了那些和他自己的事業有關的著作外，費凱爾的科學工作，就是在氣象學的其他範圍也很令人鼓舞，而且是多方面的，在多次的出版物中他檢討地方性熱雷雨的生成，他在一篇內容豐富的文章中研究德納利夫（Teneriffa）島的氣象，因此他接觸了信風環流問題，由於德國流星號（Meteor）海洋考查團大規模的高空觀測資料，使他有機會進一步的研究信風問題，利用這些觀測結果他研究信風逆溫層的發生，並且創出了完全新的信風圖形，能量方面的觀察使他認識了在信風逆溫層下的信風地面氣流中，聚有驚人的巨額能量，這些能量直到赤道無風帶方才放出，影響了那裏的天氣現象。在氣候學方面，費凱爾也很有成就，為了爬山考查團的準備工作，以及他參加德

奧阿爾卑斯協會派赴東布哈拉的考查團，他曾對土爾其斯坦的氣象學和帕米爾區氣象情況作了精細的整理，他在喀山大學的著作，是關於中亞細亞溫度、雲量和降水的研究，費凱爾也是為向當時奧國王位繼承人佛蘭次費南德大公爵供獻意見，指出奧國的諾利士阿爾卑斯山（Norische Alpen）和音河谷（Inntal）上游拉的斯（Ladis）—塞爾法斯（Serfaus）區為療養目的，氣候上其有利地位和達弗斯（Davos）及其他瑞士休養地相同的第一人，在敘述氣候學方面，費凱爾曾著有提羅爾（Tirol）和佛拉爾伯格（Vorarlberg）二區的氣候，在他的氣候學著作中，不僅有清楚的及生動的表示技巧，並且也把氣候情況和天氣現象結合在一起，在這一方面我們可以取他那值得效法的在他「山中天氣圖畫」中的敘述作為例證。費凱爾也曾研究帕米爾區冰期結冰問題，對冰期後中央亞細亞雖然降水量和以前相同，而仍然日趨乾涸，給出了本原的說明，費凱爾的著作目錄，大約包括有 125 種科學著作。

除以上已經提到的書籍外，費凱爾也會在米勒——普萊特（Müller-Pouillet）物理學叢書中著有「氣象學」的部分，由於講解清楚，容易瞭解，這書甚為學生所喜愛。他的另一本「天氣及天氣發展」小書，在通俗科學表示上有光榮的成就，曾印行四版之多。

費凱爾的大才能，是能將困難的科學問題，用簡單的方法表示出來，他的思想極端清楚，有特別迷人的講說藝術和偉大教育家的技巧，使他成為傑出的大學教師。他是卓越的講演家，能吸引聽眾，使聽眾高興，被引入他的路線。

費凱爾也證明他有擔任大的科學研究機關首長的領導天才。他有外交家的技巧，及克服繁雜與困難情況的能力，這些才能使他成為國際專門組織中有價值的工作同僚，他曾長時期任國際氣象協會的會員，和國際氣象組織氣候委員會的主席。

費凱爾的輝煌成就，也可以由他所接受的榮譽職位見之，他是維也納土地文化專科學院的榮譽博士，和格拉次大學的名譽校委，普魯士科學研究院院士，蘇聯科學院院士，巴威略科學院院士，哈勒（Halle）寮巴德自然科學研究院院士，曼次（Mainz）科學與文學研究院院士，奧國氣象學會，德國氣象學會，倫敦英國皇家氣象學會，匈牙利氣象學會，俄國地理學會，法蘭克福（Frankfurt a. Main）物理學會，克倫屯（Kärnten）自然科學會等的榮譽會員，以及桑布利克（Sonnblick）協會的名譽主席。

費凱爾不僅曾經是有崇高地位的學者，精明幹練的外交家及有遠大眼光的組織家，他也是一個卓越的人類，心平氣和，充滿善意，有精緻的幽默與堅強的活力，凡是和他在公私方面接觸過的人，都對他獲有深刻的印象，而深受感動。費凱爾的逝世，不僅是奧國科學界重大的悲痛之損失，就是整個的國際氣象界人士，也都為這一哲人的逝世而哀悼。

譯者按：奧國氣象大師費凱爾先生，不僅對俄屬中央亞細亞的氣象研究有素，就是對中國西北情形，也頗熟悉，民國十六年到二十年參加中國西北科學考查團，考查蒙古、甘肅、新疆氣象的德人郝德（W. Haude）博士，即為當時任柏林氣象研究所所長的費凱爾先生所指派，歸後又在他的指導下把那些氣象資料整理發表的，譯者曾在西北考查團中擔任氣象觀測工作。

譯者於民國十六年赴德留學，此後曾從費凱爾先生學習氣象學四年有餘，期中並得先生的幫助，能到

林頓伯格（Lindenberg）高空氣象觀測台及柏林坦派侯夫（Tempelhof）飛行天氣中心實習，並且由先生的推薦，獲得了德國洪保德基金會的獎學金，因而深知先生博學多能誨人不倦，且樂於助人，對後學愛護備至。譯者歸國後歷經抗戰與戡亂，與先生不通音信達十數年之久。四十三年由美國氣象雜誌上讀到了先生在維也納退休的消息，當會馳書奉候，以後收到先生的來信兩次，在四十四年一月二十四日的信中他說：「人越老越高興自己沒有被人忘記，我現在已是真老了（時年七十四歲），健康也不大好，我不能工作了，因此常有時想起美麗過去和在長久歲月中所認識的親愛的人們……」此後就未得到費凱爾先生的信息，二月初省氣象所鄭所長子政兄歐遊歸來，告以先生已於四十六年逝世，並出示施坦豪賽悼念先生的論文，囑為譯出交氣象學報發表，除譯文外，並略誌數語，作為對此一代氣象大師的追思。（完）

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，如作者不願刪改者請聲明。
- 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。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象所氣象學報社收。

氣象學報第五卷目錄

第一 期

國際地球物理年的貢獻摘要.....	鄭 子 政	(1)
降水量的預報技術之評價及其展望.....	劉 鴻 喜	(11)
大氣放射性降落物驗測報告.....	呂 世 宗 施 清 溪	(15)
D 值之性質及其在航空氣象之應用.....	郭 文 鏞	(22)
上對流層及下平流層之分析.....	徐 寶 箴	(26)
鋒前線颱風之客觀預報法.....	陳 良 曜	(35)
龍捲風及其有關現象.....	革 心	(39)

第二、三期

從本省中南部雨災談到地球物理學之研究.....	鄭 子 政	(1)
葛瑞絲颱風行徑預報對操縱觀念之研討.....	廖 學 鎰	(6)
臺灣雨水鋁 ⁹⁰ 含量之累積推定值.....	呂 世 宗	(13)
種菸與氣候.....	方 冠 英	(15)
建築工程與氣象.....	徐 寶 箴	(20)
熱帶東風噴射氣流.....	鄒 新 助	(25)
亞洲南部與東部大規模夏季季風情況.....	簡 以 明	(33)
氣旋發展之預報.....	嚴 夢 輝	(37)
出席區際水文系統暨方法討論會議報告.....	劉 鴻 喜	(45)

第 四 期

厚度圖對於天氣分析和預報之應用.....	廖 學 鎰	(1)
人類征服沙漠氣候的成就.....	鄭 子 政	(12)
畢莉颱風報告.....	研 究 室	(18)
艾瑞絲颱風報告.....	研 究 室	(30)
西北太平洋熱帶氣旋之定位與預報.....	陳 以 明	(35)

台灣省雜誌協會會員
內政部登記證內警台誌字第五一號

社址：台北
電話：二

二

八子子

四

○政政

主編者：台灣省氣象所氣象學報社
地址：台北市公園路六十四號
電話：二四一

印刷者：文英印書公司
地址：台北市三水街七十四號
電話：三二四



METEOROLOGICAL BULLETIN

MARCH 1960

LIAO SHYUE-YIH; *A discussion of meteorological*

disasters in Taiwan.....(1)

Report on typhoon "Joan".....(30)

Report on typhoon "Louise".....(38)

Report on thphoon "Freda"(43)

PUBLISHED QUARTERLY BY

TAIWAN WEATHER BUREAU

64 KUNG YUAN ROAD, TAIPEI, TAIWAN, CHINA

中華民國四十九年
六月三十日出版

臺灣省氣象所主編

季刊

論 著

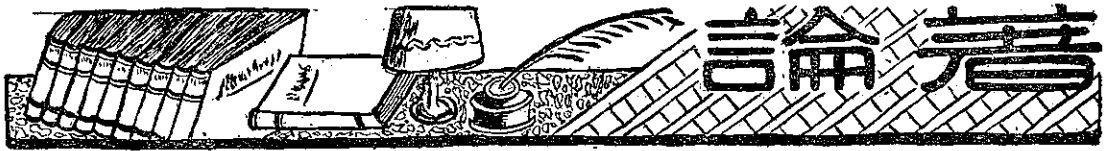
- 動力學的不穩度.....楊 建 雄
- 對流上限之分析與預報.....郭 文 鏞
- 臺灣小麥與氣象.....張 月 娥

報 告

- 民國四十八年颱風總報告.....研 究 室
- 八、七水災.....研 究 室

其 他

- 飛越北極周 明 德



動力學的不穩度

楊建雄^(註)

Dynamic Instability

Chien-hsiung Yang

Abstract

A study on disturbances on the gradient flow, a circular vortex and an unbalanced general flow is made by means of the so-called perturbed-parcel method, from which the criteria on the individual flow cases are deduced. It is pointed out that dynamic instability of a flow may play an important role in initiating and developing a typhoon, and a possible explanation of the existence of anticyclonic vortices and divergence observed at the top around the core of a typhoon has been suggested.

概 要

以擾塊法討論大氣中之梯度流、環渦旋、及不均勢一般流之擾亂，以此導出各流態之動力學不穩度之軌範。進而指出動力學不穩度對於颱風發展之重要性並強調由其可說明颱風眼周圍之反氣旋渦旋存在與颱風隨帶之高層輻散。

一、序 論

當吾人研究大氣擾亂之發生與成長，就必先有動力學不穩度之概念。當一小運動加上於由垂直力之平衡而產生之基礎永久運動時，如此小運動並不隨時間而增大，該基礎永久運動則稱為「穩定」，反之，如此小運動隨時間而增大，該基礎運動則稱為「不穩定」。在不穩定之情況下，原來未成熟之小擾動勢必長成以至可與基礎流相匹敵，或可影響至基礎流之型態。在流體動力學所謂小運動即為其速度成分之相乘積、平方值、及微分函數，皆極小至以可省略。此小運動自當充實線化運動方程及內外各境界條件。

處理擾動之問題有擾波法 (perturbed-wave method) 與擾塊法 (perturbed-parcel method) 兩種。在擾波法，吾人先假設簡單而恒常氣流（如帶流）為基礎流，而研究如於此基礎流之小波在何種情況下能發展。根據本法研究，吾人得知，基礎帶流原為不穩定者，因此，偏西風帶必定產生長波而形成南北環流。⁽¹⁾因其基礎流有上述限制，不宜將擾波法應

用於常態的，完整的正弦流 (sinusoidal flow)，尤其具有不均勢氣壓或溫度分佈時更不可能。擾塊法之優點，不但包括前者所得之結果，並能決定前者所不及。以下以擾塊法討論大氣擾動。

二、偏位氣塊之運動方程

試想：受過衝動而偏位至P之氣塊及不受衝動而在N之氣塊之相對運動。令 \mathbf{r} ， \mathbf{R} 各表示P，N之位向量 (position vector)。

ρ ， ρ_E 代表擾動氣塊與周圍氣塊之密度，假定一切變化屬於絕熱過程，而且擾動不引起氣壓場之變化。如此，擾動氣塊將保持其原來位置而在任意時刻 $t > t_0$ ，其壓力等於在其位置之氣壓。(圖1)

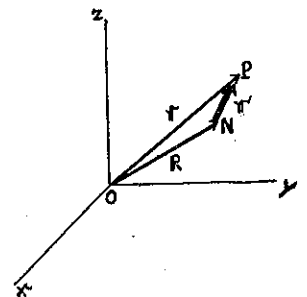


圖1：位向量

不受擾動氣塊之運動方程為

$$\frac{d^2 \mathbf{R}}{dt^2} + 2\omega \times \frac{d\mathbf{R}}{dt} = -(\theta \nabla \pi)_N - \nabla \Phi \dots (1)$$

擾動氣塊之運動方程為

$$\frac{d^2 \mathbf{r}}{dt^2} + 2\omega \times \frac{d\mathbf{r}}{dt} = -\frac{\rho_E}{\rho}(\theta \nabla \pi) - \nabla \Delta \dots (2)$$

在此 ω 為地球自轉之角速度， θ 為氣塊之位溫， $\pi = C_P \frac{P}{1000} \frac{R}{\theta}$ 為 Exner 氏函數，(P由毫巴表示)

(註)國立臺灣大學地理學系 (Dept. of Geography and Meteorology, National Taiwan University)

。Φ 爲重力位。

由上述氣壓之假定

$$\rho_1 \theta_E = \rho \theta \dots \dots \dots (3)$$

符號 E 表示周圍量。因絕熱變化，θ 亦爲在 N 之位溫。

若相對位置， $\mathbf{r}' = \mathbf{r} - \mathbf{R}$ 極小，由 Taylor 氏定理

$$\theta = \theta_E - \mathbf{r}' \cdot \nabla \theta_E \dots \dots \dots (4)$$

因此

$$\frac{\rho_E}{\rho} = 1 - \mathbf{r}' \cdot \nabla (\ln \theta_E) \dots \dots \dots (5)$$

$$(\theta \nabla \pi)_P = (\theta \nabla \pi)_N + \mathbf{r}' \cdot \nabla (\theta \nabla \pi) \dots \dots \dots (6)$$

由 (5) 及 (6)，(2) 變爲

$$\begin{aligned} \frac{d^2 \mathbf{r}}{dt^2} + 2\omega \times \frac{d\mathbf{r}}{dt} &= (\theta \nabla \pi)_N \mathbf{r}' \cdot \nabla (\ln \theta) \\ - \mathbf{r}' \cdot \nabla (\theta \nabla \pi) - (\theta \nabla \pi) &- \nabla \Phi \dots \dots \dots (7) \end{aligned}$$

極小量 \mathbf{r}' 之平方值可省除。由 (7) 與 (1) 消去 $\nabla \Phi$ ，

$$\begin{aligned} \frac{d^2 \mathbf{r}'}{dt^2} + 2\omega \times \frac{d\mathbf{r}'}{dt} &= (\theta \nabla \pi) \cdot \mathbf{r}' \cdot \nabla (\ln \theta) \\ - \mathbf{r}' \cdot \nabla (\theta \nabla \pi) &\dots \dots \dots (8) \end{aligned}$$

(8) 即爲擾動氣塊對於未受擾氣塊之相對運動方程。

若相對位置 \mathbf{r}' 隨時間增大，則爲不穩定。

三、恒常環渦旋

恒常水平等壓運動。首先考慮直線等壓線之情形，在此，基流爲與其直交之三力，氣壓梯度力、重力、及偏向慣性力之平衡而所產生者，因此

$$2\omega \times \frac{d\mathbf{w}}{dt} + \theta \nabla \pi + \nabla \Phi = 0 \dots \dots \dots (9)$$

$\nabla \times (9)$ 產生

$$2\omega_z \cdot \nabla U = [\nabla \theta \times \nabla \pi]_z \dots \dots \dots (10)$$

擇對於地球靜止之右手直交座標系 $oxyz$ 表現氣塊運動。在此座標系， ox 軸向東， oz 軸向在 0 點之天頂，而 oy 軸即垂直於極軸向地內。如此 $\mathbf{w} = 0$ $\mathbf{w} = 0$ ，

$\mathbf{w}_z = \mathbf{w}_0$ ，設基礎流 $\mathbf{V} = \mathbf{i}U$ ，因其定常性， $\frac{\partial \theta}{\partial x} = 0$

， $\frac{\partial \pi}{\partial x} = 0$ ，運動方程 (8) 之各成份如下。

$$\frac{d^2 x'}{dt^2} - 2\omega_0 \frac{dy'}{dt} = 0 \dots \dots \dots (11)$$

$$\begin{aligned} \frac{d^2 y'}{dt^2} + 2\omega_0 \frac{dx'}{dt} &= \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial \pi}{\partial y} \right) y' + \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \\ &\left(\frac{\partial \pi}{\partial y} \right) z' \dots \dots \dots (12) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{d^2 z'}{dt^2} &= \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial \pi}{\partial z} \right) y' + \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \left(\frac{\partial \pi}{\partial z} \right) z' \\ &\dots \dots \dots (13) \end{aligned}$$

令擾動速度 $\mathbf{w}' = i v_x + j v_y + k v_z$ 由此 (11) 變爲

$$\frac{dv_x'}{dt} - 2\omega_0 \frac{dy'}{dt} = 0$$

積分之

$$v_x = \left(2\omega_0 - \frac{\partial U}{\partial y} \right)_0 y' - \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)_0 z' \dots \dots \dots (14)$$

$\left(\frac{\partial U}{\partial y} \right)_0 y' + \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)_0 z'$ 代表在 $N(x_0, 0, 0)$ 與 $P(x_0, y', z')$ 之基礎流之相差。同樣地，橫成分 (12) 及 (13) 爲

$$\begin{aligned} \frac{dv_y'}{dt} &= \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial \pi}{\partial y} \right) y' + \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \left(\frac{\partial \pi}{\partial y} \right) z' \\ &- 2\omega_0 v_x' \equiv \psi_y \dots \dots \dots (15) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{dv_z'}{dt} &= \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial \pi}{\partial z} \right) y' + \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \left(\frac{\partial \pi}{\partial z} \right) z' \\ &\equiv \psi_z \dots \dots \dots (16) \end{aligned}$$

ψ_y 及 ψ_z 爲對於擾動氣塊單位質量作用之外力成份，此力可見由二部份構成。一爲垂直於等壓面之靜壓浮力，另一爲在等壓面內由地球自轉引起之慣性力。若此從動力學的不穩度之定義如 $\psi_y y' + \psi_z z'$ 爲負或正，則擾動爲穩定或不穩定。由 (14)，(15)，及 (16)：

$$\begin{aligned} \psi_y y' + \psi_z z' &= \left(\frac{\partial \pi}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) y'^2 \\ &- 2\omega_0 \left(2\omega_0 - \frac{\partial U}{\partial y} \right)_0 y'^2 + \left(\frac{\partial \pi}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) y' z' \\ &+ 2\omega_0 \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)_0 y' z' + \left(\frac{\partial \pi}{\partial z} \right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) z' y' \\ &+ \left(\frac{\partial \pi}{\partial z} \right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) z'^2 \\ &\equiv \alpha_{yy} y'^2 + 2\alpha_{yz} y' z' + \alpha_{zz} z'^2 \dots \dots \dots (17) \end{aligned}$$

$$\left. \begin{aligned} \alpha_{yz} &= \left(\frac{\partial \pi}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - 2\omega_0 \left(2\omega_0 - \frac{\partial U}{\partial y} \right)_0 \\ d_{yz} &= \left(\frac{\partial \pi}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + 2\omega_0 \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)_0 \\ \alpha_{zy} &= \left(\frac{\partial \pi}{\partial z} \right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \\ \alpha_{zz} &= \left(\frac{\partial \pi}{\partial z} \right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \end{aligned} \right\} (18)$$

在此，由 (10) 可證 $\alpha_{yz} = \alpha_{zy}$

(17) 即爲以 α 作係數之關於 y' ， z' 之二次形，其符號可由 α 之判別式 A 決定

$$\begin{aligned} A &= \alpha_{yz}^2 - \alpha_{yy} \alpha_{zz} \leq 0, \text{ 則 } \psi_y y' \\ &+ \psi_z z' \leq 0 \dots \dots \dots (19) \end{aligned}$$

(19) 即爲所謂 Kleinschmidt 氏之規範。(2)

環渦旋之場合，基流即為在流體動力學平衡之下產生者。即氣塊運動為氣壓梯度力、重力、偏向慣性力、及遠心力四力平衡之結果。如將同一座標系表現運動，吾人可知同類二次形對於 $\psi_y y' + \psi_z z'$ 存在，除因氣流曲率引導之變化如下。

$$2\omega_0 \rightarrow 2\left(\omega_0 + \frac{U_0}{R}\right) \dots\dots\dots (20)$$

$$\left(\frac{\partial U}{\partial y}\right)_0 \rightarrow \left(\frac{\partial U_0}{\partial y}\right)_0 - \frac{U_0}{R} \dots\dots\dots (21)$$

而且在此 U_0 為圓運動之全速率，如此對於環渦旋

$$\psi_y y' + \psi_z z' = \alpha_{yz}' y'^2 + 2\alpha_{yz}' y' z' + \alpha_{zz}' z'^2 \dots\dots\dots (22)$$

$$\left. \begin{aligned} \alpha_{yy}' &= \left(\frac{\partial \pi}{\partial y}\right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial y}\right) - 2\left(\omega_0 + \frac{U_0}{R}\right) \left(2\omega_0 + \frac{U_0}{R} - \frac{\partial U_0}{\partial y}\right) \\ \alpha_{yz}' &= \left(\frac{\partial \pi}{\partial y}\right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial z}\right) + 2\left(\omega_0 + \frac{U_0}{R}\right) \left(\frac{\partial U_0}{\partial z}\right)_0 \\ \alpha_{zz}' &= \left(\frac{\partial \pi}{\partial z}\right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial z}\right)_0 \\ \alpha_{zy}' &= \left(\frac{\partial \pi}{\partial z}\right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial y}\right)_0 \\ \alpha_{zx}' &= \left(\frac{\partial \pi}{\partial z}\right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial z}\right) \\ \alpha_{yz}' &= \alpha_{zy}' \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (23)$$

環渦旋之穩定度即由 α' 之判別式 A' 決定

$$\begin{aligned} A' &= \alpha_{yz}'^2 - \alpha_{yy}' \alpha_{zz}' \\ &= 2\left(\omega_0 + \frac{U_0}{R}\right) \left(\frac{\partial \pi}{\partial z}\right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial z}\right) \\ &\quad \left\{ 2\omega_0 + \frac{U_0}{R} - \frac{\partial U_0}{\partial y} + \frac{\partial U_0}{\partial z} \frac{\partial \theta / \partial y}{\partial \theta / \partial z} \right\} \\ &= 2\left(\omega_0 + \frac{U_0}{R}\right) \left(\frac{\partial \pi}{\partial z}\right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial z}\right) \\ &\quad \left\{ 2\omega_0 + \frac{U_0}{R} - \left(\frac{\partial U_0}{\partial y}\right)_\theta \right\} \dots\dots\dots (24) \end{aligned}$$

$\left(\frac{\partial U_0}{\partial y}\right)_\theta = \frac{\partial U_0}{\partial y} - \frac{\partial U_0}{\partial z} \cdot \frac{\partial \theta / \partial y}{\partial \theta / \partial z}$ 為 $\frac{\partial U_0}{\partial y}$ 之在等位溫面內之成份。因 $\frac{\partial \pi}{\partial z} = -\frac{g_z}{\theta}$ (g_z 為重力加速度之極軸成份) 而且在一般大氣內 $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ ，環渦旋之穩定度可見由

$$2\omega_0 + \frac{U_0}{R} - \left(\frac{\partial U_0}{\partial y}\right)_\theta$$

之符號決定。即如

$$2\omega_0 + \frac{U_0}{R} - \left(\frac{\partial U_0}{\partial y}\right)_\theta \geq 0 \quad \text{穩定} \dots\dots\dots (25)$$

此軌範之直接應用，可見於在緯度 ϕ ，具有鉛直回轉軸之環渦旋。擇 ox ， oy 兩軸在水平方向， oz 軸在鉛直方向，原點 o 在渦旋流線上，此渦旋穩定度之規範則為

$$f + \frac{U_0}{R_0} - \left(\frac{\partial U_0}{\partial y}\right) \geq 0 \quad \begin{array}{l} \text{穩定} \dots\dots\dots (26) \\ \text{不穩定} \end{array}$$

R_0 為此渦旋之曲率半徑， f 為Coriolis係數等於 $2\omega_0 \sin \phi$ 。在自然大氣內，除少數特殊地域如鋒域或對流層頂以外等位溫面為略水平。因此 $\left(\frac{\partial U_0}{\partial y}\right)_\theta \simeq \frac{\partial u}{\partial y}$ 。

若此 $\frac{U_0}{R} - \frac{\partial u}{\partial y}$ 為該渦旋之相對渦度。令 ζ 為相對渦度 (26) 則為

$$f + \zeta = Z \geq 0 \quad \begin{array}{l} \text{穩定} \dots\dots\dots (27) \\ \text{不穩定} \end{array}$$

Z 為絕對渦度。換言說，如絕對渦度為負時，任何擾動可增大。

在亞熱帶以北 (約緯度 20° 以上) f 之數值約 $0.5-1.5 \cdot 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ 而大氣及氣旋之相對渦度未能達到其值，因此較少遇到此類動力學的不穩定。但在低緯度一帶因 f 之數值極小，如反氣旋渦度有適當之數值，動力學的不穩定却容易發生。

四、Godson 氏之解法與穩定度軌範

已在第一節提過，因由偏向慣性力之緯度變化，恒常帶流則為一不穩定之流型，而使大氣偏西流變為正絃長波。在常態大氣內，常有非均勢氣壓或溫度分佈。因此，再進一步，而以具有非對稱氣壓與溫度分佈而交與緯度圈之帶流為基礎流來研究擾動時，所得之穩定度軌範將接近實在的大氣狀態。若此，擇對於地球靜止之右手直交座標系 $oxyz$ ，其 ox ， oy 兩軸在水平面， ox 軸與緯度圈成交，其角度為 ψ ； oz 軸向鉛直向上。若此， $\omega_x = 2\omega \cos \phi \cos \psi = \mu$ ， $\omega_y = 2\omega \cos \phi \sin \psi = \nu$ ，而 $\omega_z = 2\omega \sin \phi = \lambda$ 方程 (8) 即為

$$\begin{aligned} \frac{dx^{2'}}{dt^2} + \nu \frac{dz'}{dt} - \lambda \frac{dy'}{dt} &= -\theta \\ \left\{ \frac{\partial^2 \pi}{\partial x^2} x' + \frac{\partial^2 \pi}{\partial x \partial y} y' + \frac{\partial^2 \pi}{\partial x \partial z} z' \right\} &\dots\dots\dots (28) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{d^2 y'}{dt^2} + \lambda \frac{dx'}{dt} - \mu \frac{dz'}{dt} &= -\theta \\ \left\{ \frac{\partial^2 \pi}{\partial y \partial x} x' + \frac{\partial^2 \pi}{\partial y^2} y' + \frac{\partial^2 \pi}{\partial y \partial z} z' \right\} &\dots\dots\dots (29) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{d^2 z'}{dt^2} + \mu \frac{dy'}{dt} - \nu \frac{dx'}{dt} &= -\theta \\ \left\{ \frac{\partial^2 \pi}{\partial y \partial x} x' + \frac{\partial^2 \pi}{\partial y \partial z} y' + \frac{\partial^2 \pi}{\partial z^2} z' \right\} &\dots\dots\dots (30) \end{aligned}$$

Godson 假設⁽³⁾，偏位 x' ， y' ， z' 之係數為常數，而分解擾動之振動為二部。——其一為垂直於等位溫面，另一為在等位溫面內者。前者則可見相當於所謂重力振動而具有十分次數之周期。若此考慮各項之大小，例如

$$\lambda \sim \mu \sim \nu \sim 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$$

$$\theta \sim 10^3 \text{ }^\circ\text{K}$$

$$\theta \frac{\partial \pi}{\partial x} \sim \theta \frac{\partial \pi}{\partial y} \sim 10^{-1} \text{ cm/sec}^2,$$

$$\theta \frac{\partial \pi}{\partial z} \sim 10^3 \text{ cm/sec}^2$$

$$\theta \frac{\partial^2 \pi}{\partial x^2} \sim \theta \frac{\partial^2 \pi}{\partial y^2} \sim \theta \frac{\partial^2 \pi}{\partial x \partial y} \sim 10^{-3} \text{ sec}^{-2}$$

$$\theta \frac{\partial^2 \pi}{\partial x \partial z} \sim \theta \frac{\partial^2 \pi}{\partial y \partial z} \sim 10^{-4} \text{ sec}^{-2},$$

$$\theta \frac{\partial^2 \pi}{\partial z^2} \sim 10^{-3} \text{ sec}^{-2}$$

則得

$$x' = z' \left[- \left(\frac{dz}{dx} \right)_\theta \pm 10^{-4} \right] \dots\dots\dots (31)$$

$$y' = z' \left[- \left(\frac{dz}{dy} \right)_\theta \pm 10^{-4} \right] \dots\dots\dots (32)$$

$$z' = A \cos \omega t + B \sin \omega t \dots\dots\dots (33)$$

由此可見除稀少中性平衡時以外，此解對於氣象發展不致影響，至於在等位溫面內者因

$$z' = \left(\frac{dz}{dx'} \right)_\theta x' + \left(\frac{dz}{dy} \right)_\theta y' \dots\dots\dots (34)$$

(28)，(29)中之 $\nu \frac{dz'}{dt}$ 與 $\mu \frac{dz'}{dt}$ 兩項較於其他項目極小而可無視。

由

$$\left(\frac{dz}{dx} \right)_\theta = - \frac{\left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)}{\left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)},$$

$$\left(\frac{dz}{dy} \right)_\theta = - \frac{\left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)}{\left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)} \dots\dots\dots (35)$$

及

$$\left(\frac{\partial \pi}{\partial x} \right)_\theta = \left(\frac{\partial \pi}{\partial x} \right) - \frac{\partial \theta / \partial x}{\partial \theta / \partial z} \cdot \left(\frac{\partial \pi}{\partial z} \right),$$

$$\left(\frac{\partial \pi}{\partial y} \right)_\theta = \left(\frac{\partial \pi}{\partial y} \right) - \frac{\partial \theta / \partial y}{\partial \theta / \partial z} \left(\frac{\partial \pi}{\partial z} \right) \dots\dots\dots (36)$$

若代入 (34) 於 (28) 及 (29)，同時利用

$$\theta \frac{\partial \pi}{\partial x} = -\lambda v_g, \theta \frac{\partial \pi}{\partial y} = \lambda u_g \dots\dots\dots (37)$$

(28) 及 (29) 變為

$$\frac{d^2 x'}{dt^2} - \lambda \frac{dy'}{dt} = -\lambda \left(\frac{\partial v_g}{\partial x} \right)_\theta x'$$

$$-\lambda \left(\frac{\partial v_g}{\partial y} \right)_\theta y' \dots\dots\dots (38)$$

$$\frac{d^2 y'}{dt^2} + \lambda \frac{dx'}{dt} = \lambda \left(\frac{\partial u_g}{\partial x} \right)_\theta x'$$

$$+ \lambda \left(\frac{\partial u_g}{\partial y} \right)_\theta y' \dots\dots\dots (39)$$

在此， u_g ， v_g 即為地轉風之 x - 及 y - 成份。設

$$x' = A \cos \omega t + B \sin \omega t \dots\dots\dots (40)$$

$$y' = C \cos \omega t + D \sin \omega t \dots\dots\dots (41)$$

如所得之 ω 值包括虛數時，則為不穩。以 (40)，(41) 代入 (38)，(39)，則得，關於 A ， B ， C ， D 之四個方程。因此為有零以外之解， A ， B ， C ， D 之行列表必須等於零。如此得 ω^2 之二次方程，其為

$$\omega^4 + \omega^2 \lambda \left[\left(\frac{\partial u_g}{\partial y} \right)_\theta - \left(\frac{\partial v_g}{\partial x} \right)_\theta - \lambda \right]$$

$$- \lambda^2 \left[\left(\frac{\partial u_g}{\partial x} \right)_\theta^2 + \left(\frac{\partial u_g}{\partial y} \right)_\theta \left(\frac{\partial v_g}{\partial x} \right)_\theta \right] = 0 \dots\dots (42)$$

或

$$\left(\frac{\omega}{\lambda} \right)^4 - b \left(\frac{\omega}{\lambda} \right)^2 + C = 0 \dots\dots\dots (43)$$

在此

$$b = 1 + \frac{1}{\lambda} \left[\left(\frac{\partial v_g}{\partial x} \right)_\theta - \left(\frac{\partial u_g}{\partial y} \right)_\theta \right] \dots\dots\dots (44)$$

$$c = - \frac{1}{\lambda^2} \left[\left(\frac{\partial u_g}{\partial x} \right)_\theta^2 + \left(\frac{\partial u_g}{\partial y} \right)_\theta \left(\frac{\partial v_g}{\partial x} \right)_\theta \right] \dots\dots\dots (45)$$

(43) 之解為

$$\left(\frac{\omega}{\lambda} \right)^2 = \frac{1}{2} \pm \left[\frac{1}{4} b^2 - C \right]^{\frac{1}{2}} \dots\dots\dots (46)$$

若此 ω 之性質由 b 及 c 之數值而決定。即：

1, $C > \frac{1}{4} b^2$ 時 ω 值為複數，即擾動不穩。

2, $0 < C < \frac{1}{4} b^2$ 時， ω 符號由 b 而決定，因此有二種情形：

2a, $0 < C < \frac{1}{4} b^2$, $b > 0$, ω 為實，即穩定。

2b, $0 < C < \frac{1}{4} b^2$, $b < 0$, ω 為虛，即不穩定。

3, $C < 0$, ω 為一實，一虛。除少數例，因其必須滿足足原始條件，其亦屬之不穩型。

若圖示其結果，則如圖2。

如此，在大氣，動力學的不穩度之存在複雜地靠於兩個軌範參數 b 及 c 。將簡示可引起不穩擾動之氣壓與溫度狀態實為不可能。但，一般講，為了使大氣顯著不穩定，指數 b 之數值必須小或負。相反之，在

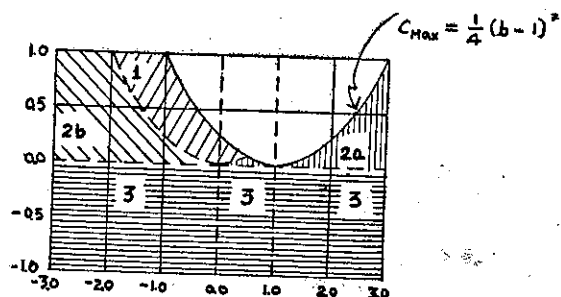


圖2：b-c圖及穩度軌範

顯著穩定或具有極小不穩度之氣流內， b 之數值應正而大。如利用 (35) 與 (36) 及同樣對於等壓面之方程 (在 (35) 與 (36) 只 θ 為 p 而已)，而改用由等高線圖及高層觀測圖直接可得之項量表示 b 時，則

$$b = 1 + \frac{1}{\lambda} \left[\frac{u_g}{R_0} - \left(\frac{\partial u_g}{\partial y} \right)_p - \frac{g}{RT} \frac{(\partial T / \partial n)^2}{\gamma_a - \gamma} \right] \dots \dots \dots (47)$$

在此 R_0 為等高線 (或等壓線) 之曲率半徑， T 為絕對溫度， γ_a 為乾燥絕熱溫度直減率， γ 為大氣之溫度直減率，而 $\left(\frac{\partial T}{\partial n} \right)_p$ 即在等壓面內之溫度梯度。

若此可見以下各因素傾向於產生小或負 b 值：

- 梯度風具有大反氣旋的風歪。即 $\left(\frac{\partial u_g}{\partial y} \right)_p$ 為大
- 等壓線或等高線具有大反氣旋的曲率。即 $R_0 < 0$ 而 $|R_0|$ 小。
- 等壓面內，有大溫度梯度。即 $\left(\frac{\partial T}{\partial n} \right)_p$ 大。
- 險峻鉛直溫度直減率。即 $\gamma_a - \gamma$ 小。

相反之情況產生正而大 b 值，為穩定者。

五、動力學的不穩度與颱風發展

過去二十年來，由高空觀測之發展，考查大氣狀態及研究其變化著有進步。尤其，高空觀測對於大氣上下層之互相作用，變化之研究貢獻甚多。在其研究方法中，特別重要者為擾動法與動力學的不穩度之概念。為研究某種動力學的現象之發展或恒常運動之偏差。當還未有適當之數學方法足以解非線型運動方程時。擾動法對此部門貢獻甚大。⁽⁴⁾ 其在中或高緯度地帶之卓越成功實足以引吾人應用至吾人最關心却最不明之颱風問題。

吾人在熱帶地域有相當資料以資相信在此區域之氣流大約可分三部：(1) 對流層下部之信風——其為正壓至 500 毫巴，而消滅在約 300 毫巴。(2) 對流層上部在 400-300 毫巴與 100 毫巴之間——在此並無顯著基礎流而以氣旋或反氣旋環流為特徵。(3) 平流層——在此比較強烈之東風盛行。至於平流層對於氣象現象之影響，其顯著恒常性，吾人可推其作用並不大。反之，對流層上部與下部之間，存有不可分離之相關關係。Riehl⁽⁵⁾ 報告信風之穩定度密切地靠於上空氣流。

在颱風發展之過程中，上空氣流之輻散必須卓越於下層氣旋之輻合。如無上空輻散，下層氣旋之輻合亦不能繼續而氣旋環流終必消滅。如此在颱風發展過程中，吾人不能輕視上空輻散。至於上空輻散之機構

，前述動力學的不穩度可能演重要角色。因在動力學的不穩氣流中，任何小擾動可增加氣塊之偏位，在加衡動之地點，必須發生質量減少 (mass depletion)，事實上，如 Elisabeth S. Jordan⁽⁶⁾ 在一九五二年，分析西太平洋之一百個以上颱風資料結果，得到反氣旋渦旋之存在暗示 (圖 3) 而最近

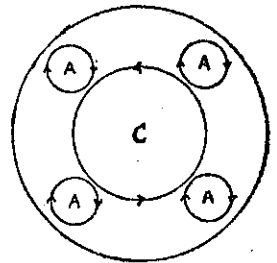


圖3：颱風上層之模型 (根據 E. S. Jordan)

R. H. Simpson⁽⁷⁾ 在 Caribbean Sea 上之颱風 "Dolly" 作觀測時，證實在此颱風眼周圍有數個極強烈反氣旋渦旋。此類反氣旋渦旋之相對渦度殆可滿足規範 (27)。雖然 Riehl⁽⁸⁾ 反對求颱風發生於由 (27) 之規範所決定之動力學的不穩定，吾人由 Godson 之規範可知，當颱風未達充分階段時，也不必絕對渦度為負數之渦旋，再者，至於 Riehl 則以從未發現此反氣旋為理由而反對，因在赤道附近 f 或 λ 為極小，如具有小曲率半徑之反氣旋渦旋亦够滿足 (47) 規範，但在觀測上未能檢出。如用 Godson 氏規範至已發展中之颱風時，更容易可摘出動力學的不穩定。高空觀測之結果，揭曉從 400 至 150 毫巴之間，在等壓面上有顯著向外之溫度梯度而且溫度直減率亦極險峻。如此規範 (47) 之末項貢獻亦不少。若動力學的不穩定與颱風之發展似有密接關聯。颱風上空輻散可能由動力學不穩定而引起質量減少之結果。(完)

考 參 文 獻

- (1) Byers, H. "General meteorology" McGraw Hill Co.
- (2) Kleinschmidt, E. "Zur theorie der labilen anordnung" Meteor. Z., 58, 157-163 (1941)
- (3) Godson, W. L. "Generalized criteria for dynamic instability" J. Meteor., 7, 268-278 (1950)
- (4) Kuo, H. L. "Symmetrical disturbances in a thin layer of fluid subject to a horizontal temperature gradient" J. Meteor., 11, 399-411 (1954)
- (5) Riehl, H., "On the formation of typhoons" J. Meteor., 5, 247-264 (1948)
- (6) Jordan, E. S., An observational study of the upper wind-circulation around tropical cyclones" J. Meteor., 9, 340-346 (1952)
- (7) Simpson, R. H. "Structure of an immature hurricane" Bull. Am. Met. Soc., 35, 335-340 (1954)
- (8) Riehl, H. "Tropical meteorology" McGraw Hill Co. (1954)

對流上限之分析與預報

郭文鏢

Tropopause Analysis and Forecasting

W. S. Kuo

Abstract

Introduction of jet aircraft in the civil aviation has necessitated making aviation forecasting for practically the upper troposphere and lower stratosphere. For meteorological servicing of high altitude flight, we are required to analyse the tropopause chart, jet stream and vertical wind shear. The topic of tropopause analysis and forecasting is introduced in this paper.

Firstly, analysing the tropopause charts with different examples existing in U. S. A. and U. S. S. R. then discussing the height variation of tropopause over pressure system. From the characteristic structure of temperature field during various stage in the development of cyclones and anticyclones, some peculiarities in the distribution of tropopause height are singled out. Finally, besides the summarized qualitative rules, based on consideration of thermal properties of air mass, the evolution of pressure system and the passage of frontal discontinuities, a statistical relationship between the meteorological elements at surface and upper levels and an empirical relationship between the 500mb and the tropopause height derived by A. B. Kalinowski are introduced.

一、導 言

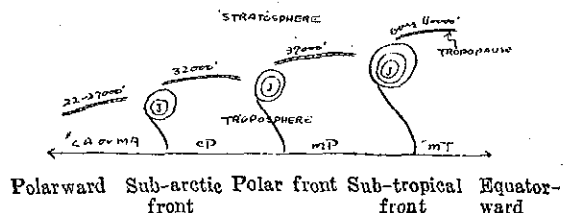
機場氣象台之航空天氣預告咸集中注意力於對流層下部各種天氣變化，對於對流層上部現象，因超越飛行高度，甚少討論及之。今則因噴射時代之來臨而情勢改變，飛行高度向上延伸至40,000呎，達對流層頂及平流層下部，勢須作高高度 (High Altitude) 的分析與預告。例如昔日高雲類雲層對於航路無關重要，今據噴射飛機報告，8-10公里高度的卷雲或卷層雲常導致能見度低劣，亂流或飛機積冰等現象影響飛行。再如噴射氣流之軸心位置與強度以及晴空亂流之分佈均為高高度飛行不可或少之重要資料。至於對流上限亦然，雖立論甚早，詳見各教科書，惟對流上限圖 (Tropopause chart) 之應用尚推廣。去秋在加拿大 Montreal 舉行之航空氣象會議，曾強調航路天氣預報應增列對流上限、噴射氣流及垂直風切 (Vertical wind shear) 三項資料之重要性，並建議世界氣象組織於技術規章增列是項圖例。無疑的，對流上限在航空氣象中將佔一席之地。

二、對流上限之確定

大氣中對流上限頗似一阻塞層 (Blocking

layer) 為各種雲層發展的最高界限，聚積於此一界限之下的水汽，常成霧霾，因此對流層的能見度遠較平流層為低劣。水汽分子能對日光中的藍光波呈散射作用 (Scattering)，故對流上限之下的天空呈淡藍色，而它的上面則無是項作用，天空色澤近乎黑色的深藍，這種顯著的區別常為高空飛行人員確定對流上限之指標。對流上限係介於對流層與平流層之間的界層 (Boundary layer)，其高度視其下面之氣團而定，冰洋氣團 (A) 之上約22-27,000呎，極地大陸氣團 (CP) 約32,000呎，極地海洋氣團 (mP) 約37,000呎，熱帶海洋氣團 (mT) 約40,000呎以上，自此向南逐步升高，相鄰氣團之間的破裂處即為噴射氣流之所在，其剖面及平面圖如下列圖1及圖2。

圖1：對流上限大氣垂直剖面圖

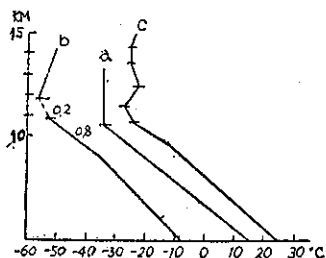


確定對流上限之底界(Lower boundary)

，尤其頂界(Upper boundary)之精確標準尚待研究，若干學者曾建議探空曲線上的最

低溫度定為對流上限之底界。事實上，逆溫層常即為對流上限層，而逆溫層常同時出現數個，重疊於第一個逆溫層之上的次一逆溫層，其最低溫度有時較第一個的更低，顯不能盡為適用。現時多用溫度遞減率(Lapse rate)之變化為準繩。探空曲線上溫度遞減率 $\leq 0.2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ，或為等溫，或自負值突變為正值均係對流上限之軌範(Criteria)。通常對流上限層的厚度不過 5 公里，惟其範圍不規則而多變。如沿探空曲線，對流層之上即達平流層，則上流對限祇是一層介于對流層與平流層之間的不連續面，實則對流上限常為數百公尺至數公里之過渡層(Transitional layer)，具有不規則的溫度構造。探空曲線上最具代表性之對流上限約可分為下列三種型式：(見圖 3)

圖 3：對流上限之典型



a 線為最簡單的一種，並無過渡層，對流層氣溫隨高度而遞減，到達平流層轉為等溫。

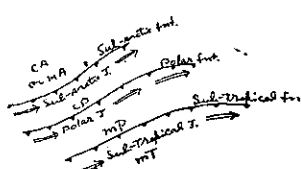
b 線，對流層氣溫隨高度而遞減，至 10.8 公里，溫度遞減率銳減為 $0.2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ，直至 11.8 公里變為逆溫，無疑的對流上限層之底界始自 10.8 公里，而 11.8 公里為其頂界。

c 線為複層對流上限(Multiple tropopause)，具有深厚的垂直範圍，有時達數公里，溫度遞減率的變化極不規則。

a、b 兩型在涼冷季節最易出現於中緯度上空，而 c 型在暖熱季節常出現於低緯上空，當時天氣形勢多為熱帶氣團平流於對流層頂部。在大氣剖面圖上，平流層底部之等熵面(Isentropic surface)與對流上限相位相同(In phase)，而在對流層，此二者之關係變異：在高度大的對流上限下面，等熵面成谷狀，而高度小的對流上限下面，等熵面成峯形分佈。

現時對流上限圖之繪製，美蘇稍有不同，美國採等高線(單位為mb)、位置溫度及氣溫三項，亦即

圖 2：對流上限水平剖面圖



吾人現時所熟習方法，等值線(間隔為 50mb)為對流上限與各等壓面所成之交線，可在相當的等壓面圖上表示出來。蘇俄係採等高線(單位為公尺)、氣溫及附近之風向風速三項，等值線(間隔為 0.5 或 1 公里)之走向與風向風速相符合。

三、對流上限下面天氣分析

分析對流上限必須考慮對流層內之溫度變化、氣壓及鋒面系統等要素。如比較對流上限圖與 500/1,000mb 厚度圖，頗為有趣，前者等高線低的區域必位於後者的冷區，同樣，前者等高線高的區域位於後者的暖區，偶有例外情形須查究其原因，蓋 500/1,000mb 厚度圖僅能代表對流層下半部之溫度構造，而對流上限圖足以代表對流層之全部，彼等之未能完全一致自屬可能，尤其噴射氣流區域。由於對流上限圖與厚度圖同具有等溫線的性質，故分析厚度圖的法則同樣可適用對流上限圖。例如 500mb 圖上等高線梯度陡峻之區必與 500/1,000mb 厚度圖等高線密集帶相一致，同樣的對流上限圖亦然。若與氣壓及鋒面系統相比較，沿高空鋒面，對流上限等高線的梯度最強，距離鋒面漸遠而漸減，有如等溫線之輻合區(Zone of Max. concentration of temperature)。至於地面鋒系情況亦相同。對流上限高度及整個對流層之變化受地面氣旋與反氣之發展影響極大，如細察氣旋反氣旋發展過程中溫度場之變化，可以發現對流上限高度變化的特徵。設以 H_t , L_t 分別表示對流上限等高線高低中心， H , L 分別表示地面氣壓高低中心，就氣旋與反氣旋兩種情形分別討論如後：

(A) 關於氣旋情形

(a) 氣旋波初期(見圖 4A)——對流上限等高線最高區位於氣旋波的暖區(Warm sector)，其最低區位於冷氣團範圍，但與地面氣旋中心有相當距離。對流上限密集帶則沿地面冷鋒平行分佈，該項密集的等高線漸成槽狀彎曲，而在暖區的等高線則成脊狀彎曲，二者相反。

(b) 氣旋充分發展階段(見圖 4B)

——當氣旋逐漸發展過程中，對流上限等高線之波狀益顯，脊線與其後方之槽線均

圖 4A：對流上限之關係實線為等壓線，虛線為對流等高線(單位公尺)

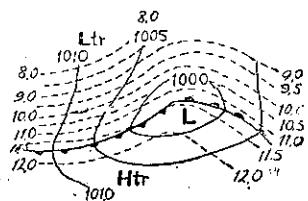


圖4B:

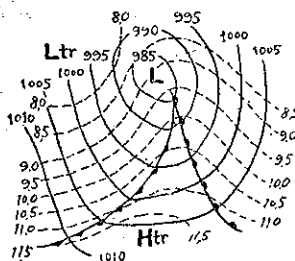
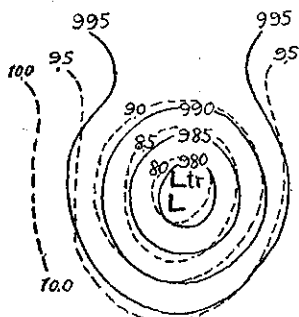


圖4:C



(a) 發展階段 (圖 5A) —— 初發展的反氣旋，對流上限的等高線幾平行於反氣旋中心之南的冷鋒，高空 L_{tr} 遠在地面 H 之北，與冷潭中心 (Center of cold air package) 相符合，自 L 向南成一槽線，換言之，地面反氣旋中心之上，對流上限等高線相對的低。在反氣旋發展過程中，對流層下部空氣下沉，加以對流層上部有暖氣平流，致氣溫升高，對流上限等高線得以穩定上升。

(b) 衰退階段 (見圖 5) —— 此階段中反氣旋在地面與高空已充分發展，兩者中心 H_{tr} 與 H 至於接近，幾乎重合。地面反氣旋上空，氣溫增高結果。逐漸形成暖潭 (Warm air package) 漸與高空 H_{tr} 相符合。

總之，就氣旋而言，在發展過程中，對流上流等高線穩定降低，而反氣旋情形適相反，為穩定升高，隨反氣旋之發展而上升至最大值，于是再漸告衰退。據世界氣

變加深，由於垂直上升運動，氣溫降低，氣旋中心上空之對流上限穩定下降，同時高空 L 與地面 L 之距離縮短。

(c) 因綫階段 (見圖 4C) —— 氣旋發展至最後階段時，地面上已告填塞 (Fill up)，但在高空仍繼續存在若干時，當冷氣團全部佔領氣旋中心位置時， L_{tr} 與 L 逐漸接近，合而為一，對流上限亦呈圓型。

(B) 反氣旋情形

圖5A: 反氣旋發展過程中與上空對流上限之關係

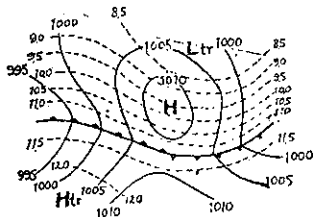
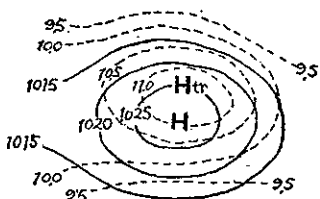


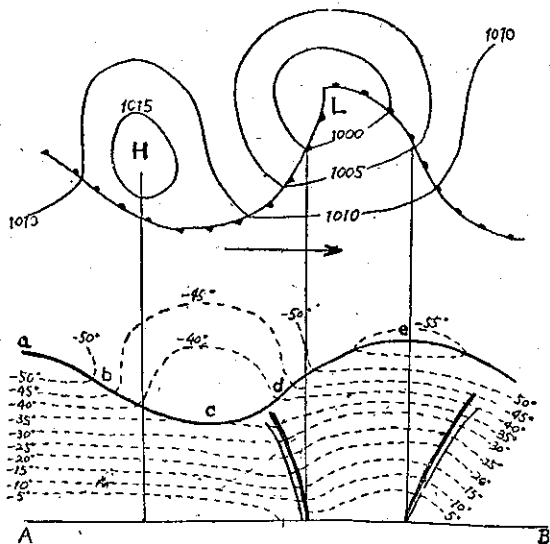
圖5B:



象組織發表之「高空分析預報」小冊中，蘇俄統計：氣旋每加深一毫巴(mb)，其上空之對流上限降低60-70公尺，而反氣旋每加強一毫巴(mb)，其上空之對流上限亦升高同樣數值。

氣壓系統影響對流上限如此之深，前前者如有移動必使後者形成對流上限波 (Tropopause wave)，其對稱的形狀如圖 6，係綜合上述氣旋反氣旋與其上

圖6: 氣旋及反氣旋與對流上限波



空對流上限之關係。對流上限波之高峯位於氣旋之上，與對流層上部高壓相吻合，對流上限波之低谷位於冷氣團之上，與高空低壓相吻合，反氣旋之西部較暖，對流上限又漸增高。通常總是對流上限上升段位於對流層暖氣平流區域之上，而下降段位於冷氣平流區域上空。注意氣壓系統移動方向，可以辨識對流上限何處為上升段，何處為下降段，以預報其高度變化。自圖 6 可以清楚的看出 abc 為下降段，cde 為上升段。

四、預報對流上限法則

由上述各節，根據溫度構造，氣壓系統及鋒面移動情形，可綜合為定性的預報法則如下：

- (1) 對流上限之低壓區位於 500/1000mb 厚度圖之冷區，高壓區位於 500/1000mb 厚度圖之暖區。
- (2) 在氣旋發展過程中，其中心上空之對流上限穩定下降，屆填塞階段，繼又緩慢上升。
- (3) 在反氣旋發展過程中，其中心上空之對流上限穩定上升，屆衰退階段則又緩慢下降。
- (4) 槽線上空，對流上限的高度較低，脊線上空

的較高。

(5) 暖鋒接近，導致某一地點之對流上限升高，其上升最大時發生於暖鋒通過之後。

(6) 冷鋒接近，導致某一地點之對流上限降低，其下降最大時發生於冷鋒通過之後。

對流上限之變化並不全視水平方向之冷氣或暖氣平流而定，同時亦受輻射熱垂直運動的影響，應用上述法則時，必須注意及之，例如暖氣團平流之際，同時有強烈的上升運動發生，則前者的溫度上升可能被後者因素所抵觸，甚至使某一地區之對流上限反而下降。此類情形在暖鋒接近之前常能產生。

現時吾人供給飛行人員之航路天氣預報，多係根據最近的航路上無線電探空紀錄，估計天氣情況可能的演變，而加以適當的修正。假使航路上紀錄稀少，不敷應用，可利用統計方法以謀補救。A. B.

Kalinovskii 氏根據 1930-1936 年探空資料，就某一地之海面氣壓及其氣溫垂直分佈與對流上限高度之關係，統計如圖 7，此圖可適用於中緯度，惜僅限於暖季。根據海面氣壓求對流上限平均高度，例如海面氣壓 990-1000mb，對流約 9.6 公里，若在冷季約為 9 公里；海面氣壓 1020-1030mb，對流上限高為 11.2 公里，若在冷季約為 10 公里。同時 Kalinovskii 研究 500mb 等壓面高度與對流上限高度之關係，得結果如下表一，自 500mb 等壓面的高度以推測對流上限的高度。

表 一

500mb等壓面高度 (m)	對流上限高度 (m)
5,200-5,300	8,000- 9,000
5,300-5,400	9,000-10,000
5,400-5,500	10,000-11,000
5,500-5,600	11,000-12,000
5,600-5,700	12,000-13,000
5,700-5,800	13,000-15,000

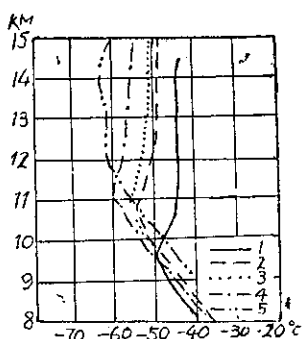


圖 7：暖季之對流上限溫度垂直分佈

- (1) 990.1-1000mb
- (2) 1000.1-1010mb
- (3) 1020.1-1030mb
- (4) 1030mb以上

至於精確的對流上限高度，可自下列之 Kalinovskii 經驗式求得

$$H_{tr} = 6.435H_{500} - 24160$$

H_{tr} 為對流上限高度 (公尺)

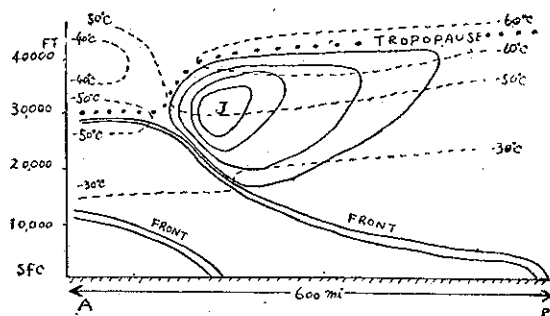
H_{500} 為 500mb 等壓面高度 (公尺)

五、對流上限之溫度場

氣溫對飛行經濟影響頗大，尤其噴射飛機長途飛行。例如 2,400m 的飛行高度，如溫度有 7°C 的變化，即相當於增加 (溫度升高) 或減少 (溫度降低) 7km/hr 之逆風速率，故噴射作業要項會議 (Jet Operation Requirement Panel) 曾要求提高溫度預報準確率，航路溫度應準至 $\pm 3^\circ\text{C}$ ，跑道溫度應準至 $\pm 1^\circ\text{C}$ ，雖後項未獲協議，可見溫度項目之重要性。高空溫度的水平變化，無疑的，由於緯度因素，南北向之變化最大，而東西向變化主要由於對流上限波之影響，可分下列兩方面：

(1) 週期性——對流上限層溫度之年變化與地面氣溫年變化相平行，冬季對流上限之溫度低於夏季，夏季對流上限高度增加，對流上限的溫度亦隨同增高，冬季對流上限高度降低，其溫度亦減。中緯度之對流上限溫度，冬季常在 -55°C 至 -60°C 之間。關於對流上限，噴射氣流及高空鋒之溫度構造，據泛美航空公司氣象機構研究如圖 8 所示。

圖 8：對流上限，噴射氣流與高空鋒面之溫度構造
垂直剖面圖



(2) 非週期性——非週期的變化，係由於氣旋反氣旋而產生，與前項週期性變化相較，通常有相反的傾向。對流上限波上升段溫度低，而下降段溫度較高 (參看圖 6)。設沿巡航高度飛行，與對流上限波相交，則可遇見顯著的溫度差異，如自對流層飛入平流層則氣溫驟增，反之氣溫驟降，一如穿過鋒面所遭遇顯著的溫度差異。自圖 6 的剖面圖上，如以冷暖鋒表示對流上限波之性質，則低空鋒面與高空對流上限波

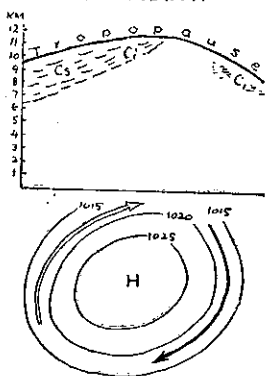
之性質恰為相反之重疊，頗為有趣，低空冷鋒之上的對流上限波具有暖鋒性質，而低空暖鋒之上的對流上限波具有冷鋒性質。

六、對流上限與高雲

高雲類雲影響噴射飛行，前節已稍提及，是類高雲除夏季積雨雲及塔狀積雲之峯巔能發展達於對流層上部之外，主要為集中於對流上限層下面的卷雲與卷雲層足使能見度低劣及飛機積冰，飛機遇之仍宜繞避之，故航空天氣預報中，高雲項目亦具重要，惜由於觀測不足，尤其中低雲雲量達裂雲 (Broken) 以上時，致使雲的預報不易。大規模高雲之形成除由於鋒面因素外，上述「高空分析預報」文中，根據飛機報告研究結果獲下列重要結論：

卷雲與卷層之發展咸在對流上限之下，隨對流上限波部分不同而異，波形曲線上升段，可能性達 92.4%，下降段僅 32.2%，前者雲量為 5-10/10，寬約 400-600 公里，雲頂抵達對流上限；後者雲量 4/10，寬約 100-200 公里，雲頂較對流上限稍下。此項高雲分佈的特點對於雲的預報至有價值，惟並非一概而論，必須注意對流上限下面暖氣平流或冷氣平流之天氣形勢。設反氣旋上空之對流上限波形如圖 9，上升段在反氣旋暖

圖9：反氣旋上空對流上限之高雲分佈



氣平流部分，下降段在冷氣平流部分，則大量的高雲層在上升段之下，而較小量在右邊下降段下面，同樣情形可見於各個鋒面，鋒前盛行暖氣平流，高雲叢生。設一迅速移動之氣旋，活躍於暖鋒之上，自然是高雲發達之區，惟對流上限之下降段，因氣旋之迅速移動，暖氣平流的結果，此對流上限之下降段勢必迅速升高，故是類高雲雖在對流上限之下降段亦為興旺。

七、尾語

對流上限圖之繪製，自然首要確定各地之對流上限高度，是項準備工作頗為費時，世界氣象組織最近修正電碼，規定 Temp. code 增列對流上限之高度、氣溫、氣壓等項，如能一致推行，自將方便得多，目前東亞我國及香港、琉球已實行新規定，惜其他地區尚未普遍。願能早日一致推行，以配合今夏噴射民航機起落臺北的需要。(完)

參考書籍

1. WMO: Techniques for high level analysis and forecasting 1958
2. PAA WX Division: Jet weather
3. Walter J. Saucier: Principles of meteorological analysis p.147
4. Information Bulletin: Meteorological servicing of jet aircraft 1956

氣象學報訂購辦法

- 一、本學報係以贈送各有關氣象單位團體，促進氣象學術之研究為目的。
- 二、個人如欲訂購，可報請服務之單位，備文證明，連同價款，逕寄本社，當按址寄送所需之學報。
- 三、本學報本期暫收成本費新臺幣壹拾元，郵票十足通用。

氣象學報徵稿啟事

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

臺灣小麥與氣象

張月娥

Wheat Plantation and its Climatic Environments in Taiwan

Yeuh-ngo Chang

Abstract

The plantation of wheat in Taiwan is different from other place in the temperate zone, because it is sowed after the reaping of the second crop of rice, while the farm is idle. When wheat is good in time of reaping, farmers are ready to transplant the first crop of rice—the main crop agriculture in Taiwan. This is so called "Rice and Wheat Rotation System".

For the purpose of making this system to be successful it is necessary to consider carefully the quality of seeds and its relations with the meteorological factors. This paper is prepared for this particular purpose and discussed under the following headings:

1. Introduction.
2. Meteorological effects on the growth of wheat.
3. Meteorological effects on the plantation of wheat.
4. Meteorological effects on the distribution of wheat.
5. Conclusion.

一、前言

小麥性喜溫涼，為溫帶產物，世界主要產麥區，分布於北緯30—60度，及南緯27—40度之間。但在北緯65度的挪威西海岸，照樣可以栽培^(註一)——祇要在小麥生長期間，地面不被積雪封蓋。在熱帶地方亦有廣大的栽培區域——祇要在小麥生長期間，不是極端的高溫和高濕。世界產麥國居第五位的印度，小麥產區就是分布於CWg同CAw（溫暖而冬季寡雨）的氣候帶內。由此可以知道小麥對溫度的適應力極大。以濕度言，以少雨為宜，世界主要產麥區的年平均降水量，均在30吋（720公厘）以下，至10吋（250公厘）以下。^(註二)日照時數，亦以少照為較理想。

本省氣候特點是：夏季漫長而炎熱，冬季短促而溫暖，雨量豐富，陽光強烈，對小麥的生長不甚適合。且受主要作物水稻及甘蔗栽培之排擠，小麥栽培限

於中南部瘠薄的海岸地帶，產量不豐，嗣後經專家們不斷研究，實行水稻及小麥改良，使水稻、小麥在栽培期間上，可以完全銜接，利用稻田冬季休閒期間，栽培小麥，於是「裏作小麥」的經濟地位，始獲安定，本篇所述，即着重於氣象要素和「裏作小麥」的生長情形與其分佈。

二、氣象要素對小麥生育之影響

每年氣象變動，對於麥作收穫豐歉的影響甚大，茲擬以臺中區農林改良場的「小麥豐歉預測試驗」成績為中心，分析溫度、雨量、日照與小麥生育之關係。

1. 溫度：

本省因地處熱帶副熱帶，全省除高山地帶外，年平均溫度均在攝氏20度以上，茲以臺北代表北部、臺中代表中部，臺南代表南部，列表如下：

表一：臺北、臺中、臺南氣溫表（°C）

月 份 \ 地 點	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平 均
臺 北	15.2	15.0	17.1	20.7	24.2	26.6	28.2	28.0	26.4	23.1	20.0	16.9	21.8
臺 中	15.8	15.8	18.4	22.1	25.3	26.9	27.8	27.5	26.7	23.9	20.7	17.4	22.4
臺 南	17.1	17.2	19.9	23.4	26.4	27.4	27.9	27.6	27.2	24.9	21.8	18.5	23.3

由上表得悉，全年月平均溫度在攝氏20度以上的，臺北計有七個月，臺中有八個月、臺南亦有八個月，這種全年高溫，對於小麥的生長極為不利，尤以臺南以南為甚。故臺灣小麥之栽培，僅利用短暫的冬季，播種於第二期水稻收穫後的休閒田地上，收穫於冬末春初，剛好是第一期水稻插秧的時候，故在栽培時間上必需與水稻保持密切的關聯，與世界其他主要產麥區域的栽培時期相差甚大，與印度則頗相似。詳見附圖「世界主要小麥產地的小麥栽培時期」(註三)。

表二：世界主要小麥產地的小麥栽培時期

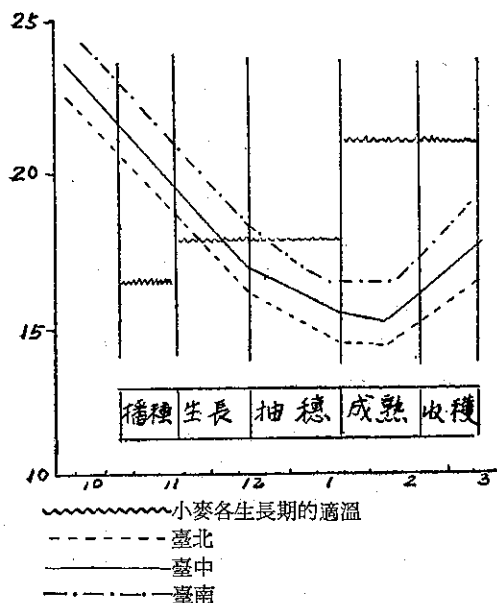
月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
美國					●	●			○	○		
加拿大(春播)				○	○							
加拿大(秋播)							○	○	○	○		
澳洲				○	○						○	○
阿根廷								○	○			
法國							○	○	○	○	○	
印度												
中國東北(春播)					○	○						
日本(春播)				○	○							
日本(秋播)						○	○					
台灣(水田)		○	○							○	○	
台灣(旱田)												

○播種期

●收穫期

世界主要產麥國之一的美國，小麥為主要糧食作物，在八月即可播種，分為秋播型、春播型及中間型，收穫期可以延長至隔年五、六月，小麥可能的生長時間甚長。臺灣小麥則須於第二期水稻收穫後(約十月下旬)才能播種，收穫期亦祇能延長至隔年三月上旬，再延長會妨碍主要農作物第一期水稻的插秧工作，小麥可能生長時間甚短，但積溫甚高，據日人大

圖 1：小麥生長期間的氣溫



崎忠一推算，日本小麥生長期間的積算溫度為攝氏2,500-8,000度，臺灣小麥為攝氏2,500-11,000度，且臺灣小麥生育期間(十月至隔年三月)的氣溫分布，與小麥生育各期所需的溫度，不甚配合。日人大崎忠一曾有臺灣小麥生長期之氣溫圖，附列於下：

由圖 1，顯然可以看出臺灣小麥生育期的溫度分配，與小麥的生長適溫(根據世界各地之成績，以下均同)不符合。在播種期適生長期的溫度，比小麥適溫為高，進入抽穗期迄成熟期，反比小麥生長適溫為低，收穫期始逐漸接近適溫。此種現象對小麥豐歉有很大的影響。僅以近五年來(1954至1958年)臺中區農林改良場的小麥豐歉預測試驗調查成績及氣象表，分別檢討如下：

甲、播種期：小麥發芽時期的最適宜溫度，經多人試驗結果，以攝氏15-25度為最合適，詳見表三(註四)。

臺中區農林改良場小麥的播種期，是在每年十一月一日，屆時溫度均在攝氏20度以上，故小麥發芽有良好的影響。試閱該場報告，均云

表三：小麥發芽溫度

年次	研究者	最低溫 °C	最適溫 °C	最高溫 °C
1860	Sachs	5	29	42.5
1879	Harberlandt	3-4.5	25	30-32
1880	Petmer	—	25-31	—
1919	Stapledon and Adams	—	12-25	—
1920	Malsbury	—	15	—
1921	Percival	4	20-22	—
1927	Wilson and Hottes	—	15	—
1928	Wilson	—	15	—

：「播種後，氣候良好，小麥發芽迅速而整齊。」(註五)

乙、生長期：本期內小麥適溫(如圖 1 所示)，約在攝氏18度，而臺灣小麥生長期間的氣溫多在攝氏20度以上，故常使小麥生育遲遲不振，株高、分蘗均受其抑制，甚至促進抽穗，結果成為短桿小穗或抽穗不整齊等異常狀況。例如民國四十六年該區改良場小麥的歉收，葉養生長期的高溫，即為其主要原因之一。反之，本期氣溫若屬於低溫，則生長期間延長，可以促小麥節間伸長及增進有效分蘗。蓋株長、則麥穗長而大；有效分蘗多，則麥穗隨之增加；麥穗長大，穗數增多，自然造成豐收。故本期為形成小麥豐歉的重要時期。民國四十四年及四十七年該區改良場小麥的

豐收，即為明例。

丙、抽穗期：由上列圖 1 可以知道臺灣小麥抽穗期的氣溫，前半期是適溫，剛好是小麥幼穗分化期間，此期間有最適宜溫度，可以增大麥穗，根據日人大崎忠一的研究，日本小麥的穗重，大致為 1.8-2.0 公分，臺灣小麥則達 2.0-2.2 公分，其原因即在此。後半期則屬低溫，稍有抑制小麥抽穗，延長小麥生殖生長期之嫌。

丁、成熟期：本期適溫為攝氏 21 度，而本省正、二月的氣溫是一年中最低的月份，臺北正月平均溫度為攝氏 15.2 度，二月為 15.0 度；臺中正月平均溫度為攝氏 15.8 度，二月亦為 15.8 度；臺南正月平均氣溫為攝氏 17.1 度，二月為 17.2 度。此種氣溫分配，顯然對於小麥的乳熟、糊熟期有不良影響。蓋就小麥本身言，本期須要適溫、多照、寡濕、小麥才能順利黃熟，否則延長小麥生殖生長末期，使小麥的成熟及收穫期延慢，而影響第一期水稻之插秧工作。

戊、收穫期：本期更須多溫、多照，麥粒才能充實，據統計，小麥抽穗後 60 日左右，麥粒最為充實，是最適宜的收穫期，超過則有發芽之慮。

總而言之，如能適期播種，則小麥生長初期不至因高溫而發生異常現象，生長中、末期亦不至因高溫而抑制小麥伸長及有效分蘗，抽穗時，溫度不甚高，成熟，收穫過程中，亦可順利完成。

2. 雨量：

小麥對土壤水分的適應性比大麥為大，大體上土壤水分較少時，麥根較容易伸長，水分過多則有惡果。土壤之濕度與發芽之關係，日人山中園利有土壤水分與麥的發芽表，附列于下：

表四：土壤水分與麥的發芽

		發芽勢 30%		發芽勢 60%		發芽勢 90%	
水田土壤	小麥	65	94	97	98	29	38
	大麥	1	89	94	97	1	2
畑田土壤	小麥	95	97	98	99	0	1
	大麥	50	99	92	99	0	0

觀上表，不論是水田土壤或畑田土壤，土壤濕度在 60% 時，麥類發芽率最高；相反的土壤濕度達 90% 時，發芽率最低，甚至等於零，土壤濕度 30% 時，發芽率還是相當高，由此可以知道土壤濕度以少為宜

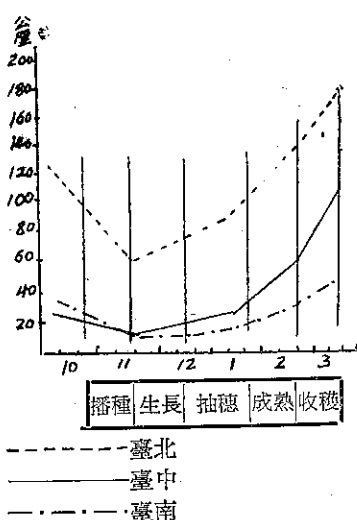
。臺灣小麥生育期間之雨量分配如下：

表五：小麥生育期間之雨量（公厘）

月份		10	11	12	1	2	3
地點	臺北	122.1	63.7	73.6	90.0	135.8	173.5
	臺中	22.3	16.6	28.6	33.8	66.8	106.5
	臺南	35.4	17.3	18.9	15.8	33.0	47.3

若以此降雨量繪成曲線，以之與小麥各生長期間對照，則有如下圖：

圖 2：小麥生育期間的降水量



由上列圖表所示，可以得到以下的觀念：（一）在播種期間，除臺北外，臺中、臺南的雨量皆極少，故臺中、臺南的「裏作小麥」，需要灌溉，發芽始能整齊，生育始能旺盛。臺北方面，小麥不至因缺水而失敗，倒是怕雨水連綿而發生菌害。（二）在生長期間，雨量更少，尤以南部為甚，按小麥本性，在生長期中，需要較多量的水分（大約佔全期容水量百分之七十）。屆時雨水適宜，能促進小麥伸長，株葉茂盛。詳研臺中區農林改良場五年來的報告，在小麥生長初、中期，雨量與小麥株高成正比例；在小麥生長末期，雨量則與一公尺莖數成正比例。換言之，在此時期有相當的雨濕，可以增加株高及有效分蘗。（三）在抽穗期間，就小麥的本性言，已不需要雨量，但本省該時期的雨量，却是增加，尤以臺北為甚，以致常影響開花稔實。（四）在成熟收穫期間，需要高溫乾燥，但本省屆時雨量反見增加，若逢久雨不絕，不但影響小麥生殖生長期之黃熟，且能使小麥倒伏，或

在穗上發芽等現象。臺北方面，雨害的危險性更大。

3. 日照

日光與小麥之關係，極為密切，尤其在小麥生長初期及抽穗期最為顯著。臺灣小麥生育期間之日照時數如下表。

表六：小麥生育期間之日照時數

地 點	月 份	10	11	12	1	2	3
臺 北		142.8	106.6	99.1	88.9	76.1	91.0
臺 中		247.2	210.7	193.9	186.6	156.0	163.8
臺 南		248.2	213.4	197.8	199.0	183.6	204.1

由上表得知在小麥全生育期間，日照時數以播種及生長初期為最多。本期若連續晴天高照，氣候乾燥，小麥生育必遲遲不進，甚至有促進抽穗等異常生長

表七：小麥琦玉27號的播種期試驗結果（在臺中舉行）

播 種 期	抽 穗 期	成 熟 期	一公尺穗數	稈 長	穗 長	穗 重	產 量
月 日	月 日	月 日	個	公分	公厘	公分	公斤/10a
10. 10	11. 25	1. 13	122.0	69.6	74.5	1.63	92,400
10. 25	12. 18	2. 7	126.7	83.6	75.3	1.80	130,200
11. 10	1. 6	3. 1	134.0	88.7	77.6	2.10	147,000
11. 25	1. 26	3. 17	114.1	93.2	83.1	2.20	153,090

由上表，得悉臺灣小麥在10月25日以前播種者，成績甚劣，因當時氣候，尚屬高溫多照，小麥生長遲慢，且有發生異常生長之勢。在11月上中旬播種者，成績甚佳，因當時溫度適宜，小麥可以順利生長。在11月下旬播種者，產量最豐，但成熟期已進入3月，有雨害及妨碍第一期水稻插秧工作之慮，已失却裏作小麥價值。故臺灣小麥的栽培，不僅需要考慮小麥本身適應此種特殊氣象環境的品種，同時還要考慮其和水稻品種間的關係性，使二者在栽培時間上不至衝突，而能銜接，為達此目的，專家們遂致力於優良

之危險，若播種期延遲至11月上、中旬，則此危險性可減少。在生長末期至抽穗期間，日照時數漸減，既非極端的少照，又非極端的多照，在此種適照環境下，據日人大崎忠一推想，臺灣小麥的麥穗及麥粒比一般溫帶出產者為大的原因，就在此種特殊氣象環境。在抽穗開花期間，比較上須要多照，使小麥受精良好，但忌連續晴天，以免增加霧的發生次數，而誘發赤銹病之蔓延。在成熟收穫期間，陽光必須充足，既可促進小麥黃熟，使麥粒充實飽滿，同時亦便利收穫調製工作。

三、氣象對小麥栽培之影響

1. 氣象對栽培時間上之影響：臺灣的氣象環境，除短促的冬季而外，不甚適宜於小麥的栽培，已如上述。至於應該在什麼時候播種才是最適合，關此問題，臺中曾舉行琦玉27號播種期試驗，其結果如下：

品種之育成工作，迄至民國二十八年（1939年）起，先後育成早生蓬萊品種水稻，及早熟抗病小麥新品種，使兩方面作物的生育期間均見縮短，小麥遂得以輪作方法，成為水田的第三季作物。

2. 氣象對栽培方式之影響：為使水稻與小麥在同一水田內並行發展，選擇品種工作極為重要，因為能够利用兩方的品種特性，作一適當的輪作，始不致影響兩方的收量，現在通行的裏作小麥與水稻品種之配合方式，如下表：

表八：裏作小麥與水稻品種之配合方式

第二季水稻品種	裏作小麥品種	第一季水稻品種	備 考
臺 中 65 號	琦 玉 27 號	臺 中 65 號	最普通，亦最安全。
臺 中 150 號	{ 臺 中 32 號 臺 中 2 號	臺 中 65 號	小麥可早播，但要選感溫性弱的品種，第一季水稻有遲延之慮，故選臺中65號。
{ 光復 401 號 土 種	{ 臺 中 23 號 昭 和 早 生	臺 中 65 號	第二期水稻晚收，小麥須選擇早生種，第一期作有遲延之慮，故選擇臺中65號。
臺 中 特 6 號	{ 臺 中 32 號 臺 中 2 號	{ 光復 150 號 光復 401 號	小麥可早播，須選感溫性弱品種。小麥可早割，一期水稻可選豐產品種。

小麥的播種期及品種選妥後，即應注重小麥的栽培方式，現行水田裏作方式，因氣象及前後作等關係，有輪作與間作之分，間作不在本篇檢討之內。輪作方式，即在同一田地內，在不同的時間，種植不同種類作物之謂。可分為：(a)整在播種法，將水田的土壤，整成旱田狀態，土壤經過反轉施肥，風化趨於良好，小麥在地上部和地下部的生長均旺盛，施肥管理都很容易，失敗比較少，對於下一季的水稻極為有利，但需要相當的勞力和時間。(b)不整地播種法，在播種前不耕地，祇是在播種的部份，施行中耕程度的耕鋤後就播種，節省勞力不少，但施肥、排水、灌溉不容易，失敗機會較多。(c)耨仔播種法，在第二期水稻收穫前播種，自水稻與小麥改進，水稻之收割與小麥的播種，可以聯接以後，即鮮採用此法。為增加地力，及便於灌溉、排水、施肥等工作，最好採用整田播種方式。

四、氣象對小麥分佈之影響

小麥在本省之分佈，完全受氣象支配，試以民國四十五年度各糧區小麥生產統計為例，列表於下：

(註六)

表九：本省45年度各區小麥生產情形

	種植面積 (公頃)	生產量 (公斤)	每公頃平均 產量 (公斤)
全省	15,615.03	27,099,084	1,735
臺北地區	124.95	128,552	1,029
新竹地區	1,174.71	2,031,640	1,732
臺中地區	13,110.82	23,662,716	1,805
臺南地區	882.15	877,688	995
高雄地區	2.40	2,088	870
臺東地區	322.00	396,400	1,231

由上列統計表，得悉臺中區為裏作小麥主要產區，其栽培面積佔全省小麥總栽培面積 83.9%，其生產量佔全省總產量 87.3%，每公頃產量亦以臺中區為最高，新竹區次之。產量最低為高雄區，臺南區次之。茲分區檢討如下：

1. 臺北地區：本區氣象特徵，終年雨量豐富，無乾旱季節，尤其在冬季濕度更大，雲量既多，日照又少，對小麥生長所需條件（溫涼乾燥）不甚適合，故種植小麥者甚少，即有種植，每公頃產量亦低，因常有雨害故也。

2. 新竹地區：本區全年雨量豐富，僅次於臺北，惟在苗栗縣境內，則冬季較乾燥而多照，適宜栽培裏作小麥。

3. 臺中地區：氣溫比較適中，濕度既不若北部之

潮濕，又不若南部之乾燥，且灌溉便利，土地肥沃，極適宜於栽培小麥。

4. 臺南地區：本區為實在之熱帶氣候，全年高溫，冬季乾旱、多風，夏季雨量特多，不宜栽培小麥。

5. 高雄地區：全年高溫，冬季乾燥，更不宜於小麥之種植。

6. 臺東地區：本區氣象條件，亦適宜於種植小麥，現因其他裏作作物，如甘藷、大豆、菸草、綠肥等的影響，栽培面積不大。

五、結 論

氣象環境不但支配小麥的豐歉，同時亦支配其栽培的時間與方式，及其分佈區域，已略如上述。本省地狹人多，可能開發而適於耕作的土地，墾殖率已達飽和的狀態，而人口繁殖率則與時俱進。據臺灣省民政廳所發表數字，臺灣人口至民國48年12月底止，共計一千零四十三萬一千三百餘人，比民國47年增加三十九萬餘人。為解決人口增加率的壓力，祇有（一）發展漁業，富裕民食。（二）發展工業，吸收勞工。（三）在有限的耕地上，採取「求生存之耕作」來增加生產。故裏作小麥之栽培，不但可以增加農民之收入，補助糧食之不足，同時還可以節省外匯，達到地盡其利之目的。

最近臺灣省農林廳對於 49/50 年期，冬季間作小麥推廣面積暨生產目標業已訂定，預計全省小麥推廣種植面積為 34,200 公頃，生產目標為 69,600 噸。以臺中區為主要推廣種植對象，計 27,700 公頃，佔總種植面積 81% 新竹區次之，9.8%，臺南區又次之，佔 7.6%，臺東區則僅佔 1.6%。

總而言之，臺灣的「裏作小麥」，因氣象環境關係，與其他溫帶小麥不同，其特點，是先要精密考慮環境條件，妥當安排栽培方式，選適應的品種而後才能成功的。故政府應積極鼓勵農民，利用農閒期間，從栽培及品種兩方面着手。儘量利用稻田冬季休閒的季節，擴大「裏作小麥」栽培，則所訂生產目標不難達到。

引 用 文 獻

- (1) A. Supan: Grundzüge der Physischen Erdrunde. Leipzig 1916.
- (2) K. H. W. Klages: Ecological Crop Geography New York 1958.
- (3) 大崎忠一：臺灣之小麥。臺灣銀行季刊 1951
- (4) 山中園利：作物氣象。測候時報 1957，日本
- (5) 臺中區農林改良場報告 1954-1959
- (6) 臺灣糧食統計要覽。臺灣省糧食局 1957



民國四十八年颱風總報告

研究室

北太平洋西部颱風概述

Typhoons in Northwestern Pacific during 1959 (Abstract)

In the region of northwestern Pacific during the year of 1959 the occurrence of typhoon in comparison to normal frequency was lower. An average for each year recorded during last two decades was 27.1 but merely 23 tropical cyclones had been traced in 1959.

Among those tropical cyclones, the number of typhoons invaded the area of Taiwan was seven. This number was comparatively higher against the normal 3.6 during a period of 62 years. This was the third time that the number of typhoons hit Taiwan area was so many. Typhoon Joan and Louise right crossed the eastern coast of Taiwan. On the other hand, Typhoon Babs and a diminutive typhoon which had no designation of a name landed on the western coast.

The typhoons landed along the coasts of Taiwan in 1959 were disastrous. The diminutive typhoon of 7th August made an unprecedented flood which caused a great catastrophe in history. During the night of 7th August, and outburst of thundery showers happened and caused a great inundation in the middle and southern part of Taiwan. Maximum rainfall in 24 hours reached 1,001mm. reported at Mailing. This flood resulted with a loss of property to the amount of 3,429 millions Taiwan dollars, and took heavy toll of lives of 1,046 or more.

A total loss of lives and properties due to the ravage of typhoons in 1959 was dreadful. About 1,123 or more lives had been killed and 33,538 houses had been completely torn down. This is a great disaster which killed so many lives in the storms and is unprecedentedly in a history since 1897.

一、緒 論

民國48年北太平洋西部計發生颱風23次，於臺灣附近通過者及登陸者計有七次之多。其中以8月7日侵襲臺灣中南部之小型颱風 (midget typhoon or pin-point typhoon) 所造成之所謂八七水災最為嚴重，人口死亡及失蹤竟達 1,046 人，財產損失總值約為34億元，此為臺灣地區近63年來未有之大水災。其他則以7月15日晚掠過臺灣東北部之畢莉 (Billie) 颱風之災害居其次。其外8月22日掠過臺灣南部海上之艾瑞絲 (Iris) 颱風，8月29日晚橫斷臺灣中部之瓊安 (Joan) 颱風，9月3日登陸花蓮南方地區之魯依絲 (Louise) 颱風，及11月18日掠過臺灣東部海上之芙瑞達 (Freda) 颱風等，均於臺灣地區釀成災害。尚

有10月9日橫斷臺灣南端部之巴布絲 (Babs) 颱風，本省各地曾略受其影響，風速加大並略有降雨，但未釀成災害。此外各次颱風離臺灣均甚遠，未有明顯之影響。民國48年侵襲臺灣之颱風，先後釀成災害者計達六次之多，實為以往所少見。

又民國48年是臺灣有史以來，氣象災害最大之一年。共計人口死亡 1,123 人，傷 1,336 人，房屋全毀 33,538 棟，半毀 34,403 棟。人口死亡 1,123 人，是臺灣省氣象所1897年開始記錄此種災害資料以來之最大數值。

二、各颱風之能量

民國48年在北太平洋西部發生之23次颱風中，以瓊安 (Joan)，莎拉 (Sarah)，薇拉 (Vera)，夏綠蒂 (Charlotte)，黛納 (Dinah) 等五次颱風較大。茲以

註) 本報告內所用之時間均係東經 120度標準時間。

臺灣省氣象所出版之民國47年颱風調查報告第一章第三節所述之方法，估計各颱風在其最盛期 (Mature stage) 之動能及位能，列如第一表。於表中可見，今年發生於太平洋西部之颱風中，薇拉颱風 (Vera) 威力最大，其動能為 62.1×10^{24} 爾格，位能為 68.2×10^{25} 爾格。其次為黛納 (Dinah) 颱風。又今年侵襲臺灣之七次颱風中瓊安颱風 (Joan) 威力最大，其動能為 32.4×10^{24} 爾格，位能為 35.6×10^{25} 爾格。芙瑞達颱風次之，動能 7.88×10^{24} 爾格，位能為 8.65×10^{25} 爾格。

表一：1959年發生於北太平洋西部颱風之能量

颱風名種	月 日	中心氣壓 (mb)	颱風半徑 (111km)	颱風深度 (mb)	動 能 (ergs)	位 能 (ergs)
T. S.	2. 28	998	2.0	10	0.28×10^{24}	0.31×10^{25}
T. S.	3. 11	1000	3.5	8	0.70×10^{24}	0.76×10^{25}
Tilda 蒂達	4. 19	930	5.5	80	17.2×10^{24}	18.9×10^{25}
T. S.	7. 5	995	1.6	9	0.17×10^{24}	0.18×10^{25}
Billie 畢莉	7. 15	965	1.9	35	0.90×10^{24}	1.00×10^{25}
Ellen 艾倫	8. 6	965	5.5	33	7.09×10^{24}	7.79×10^{25}
M. T.	8. 7	990	2.0	10	0.28×10^{24}	0.31×10^{25}
Georgia 喬琪亞	8. 13	960	3.3	42	3.25×10^{24}	3.57×10^{25}
Iris 艾瑞絲	8. 22	960	2.3	42	1.58×10^{24}	1.73×10^{25}
Joan 瓊安	8. 29	885	6.3	115	32.4×10^{24}	35.6×10^{25}
Kate 凱蒂	8. 28	998	3.0	5	0.32×10^{24}	0.35×10^{25}
Louise 魯依絲	9. 3	965	3.7	40	3.89×10^{24}	4.27×10^{25}
Nora 娜拉	9. 10	990	2.8	12	0.67×10^{24}	0.73×10^{25}
Sarah 莎拉	9. 15	905	5.4	100	20.7×10^{24}	22.7×10^{25}
Vera 薇拉	9. 23	895	9.0	108	62.1×10^{24}	68.2×10^{25}
Amy 愛美	10. 5	990	5.0	16	2.84×10^{24}	3.12×10^{25}
Babs 巴布絲	10. 9	1000	2.6	10	0.48×10^{24}	0.53×10^{25}
Charlotte 夏綠蒂	10. 13	905	6.9	105	36.0×10^{24}	39.5×10^{25}
Dinah 黛納	10. 20	915	9.2	97	58.3×10^{24}	64.0×10^{25}
Emma 黛瑪	11. 12	960	5.4	50	10.4×10^{24}	11.4×10^{25}
Freda 芙瑞達	11. 16	945	4.3	60	7.88×10^{24}	8.65×10^{25}
Gilda 吉達	12. 17	930	4.8	78	12.8×10^{24}	14.0×10^{25}
Harriet 哈莉	12. 28	930	5.4	78	16.1×10^{24}	17.7×10^{25}

T. S. 為輕度颱風 Tropical Storm, M.T 為小型颱風 Diminutive or Midget typhoon

三、各颱風之概況

根據氣象所每日分析之天氣圖繪得，本年在北太平洋西部所發生之颱風經過路徑如圖 1. 2. 中所示。茲分述各次颱風之概況於後：

(1) 蒂達 (Tilda) 颱風

蒂達颱風係 4 月 14 日發生於待魯克島西方海上，發生後初向西北西緩移。至 15 日晚抵達北緯 8.6 度，東經 145.9 度時，其中心氣壓為 985mb，而達颱風之強度。此後該颱風將稍偏北向西北方推進，而繼續發展。18 日晨抵達北緯 12 度，東經 139.8 度時其中心氣壓竟達 930mb 而暴風半徑為 300 公里，其後該颱風

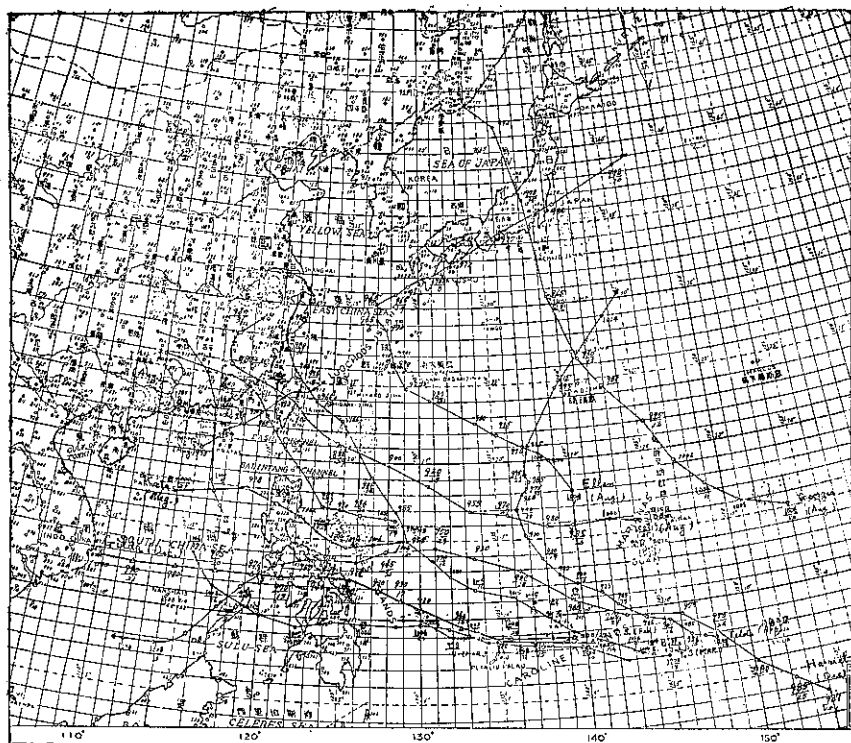


圖 1：民國48年2月至8月，及12月北太平洋西部颱風行徑圖

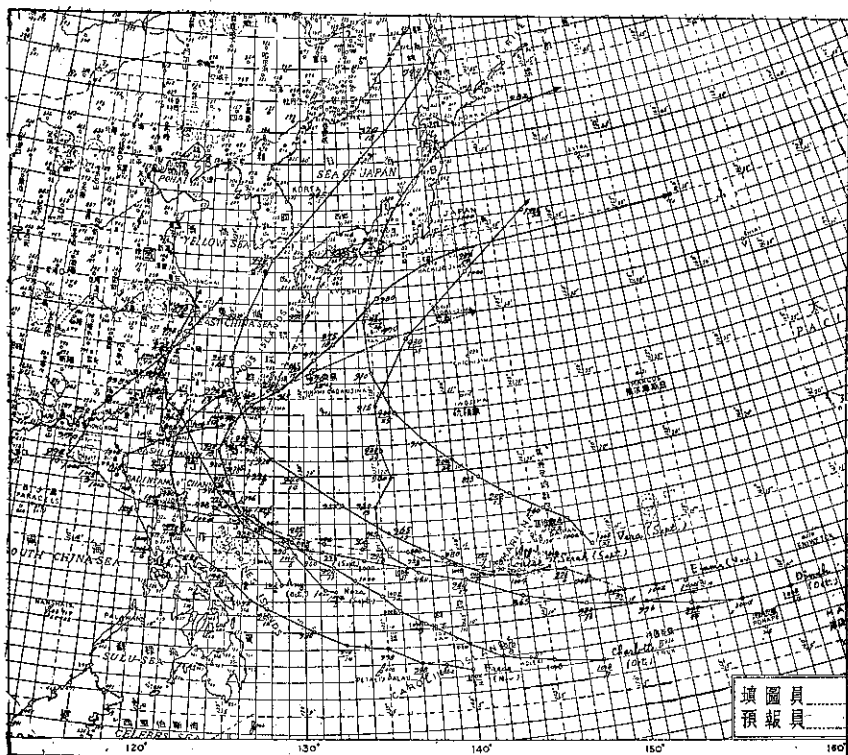


圖 2：民國48年9月至11月北太平洋西部颱風行徑圖

進行方向漸偏北而推進外，強度則未見有明顯之發展。至20日晨該颱風抵達北緯17度東經 136.3 度後，其威力漸減弱而改變進行方向為北北東推進。至23日中午通過日本南方海上之父島附近而漸變性為溫帶氣旋，復折向東北進行，結束其十日之生命史。

(2) 畢莉(Billie)颱風

7月8日在加羅林群島之東南海面上有一熱帶性低氣壓孕育，此即為畢莉颱風生成之先聲。至9日14時24分經美軍飛機偵察報告，該熱帶性低氣壓中心位置在北緯 8.3 度，東經 142.5 度，而其最大風速僅有每秒13公尺。此後此熱帶低氣壓除中心位置向西北緩移外，強度未見有明顯之發展。至12日1時，此熱帶低氣壓抵達北緯 13.7 度，東經 130.9 度時，其最大風速增達每秒18公尺，而命名為颱風畢莉。此後該颱風迅速發展，至14日，10時此颱風移至北緯19.6度，東經126.4度時中心氣壓降低至 979 mb，最大風速增達每秒51公尺，暴風半徑為 200 公里，並以每小時20公里之速度向西北指向臺灣推進。臺灣自15日晨漸進入其風暴範圍，臺灣各地逐漸開始下雨風力增強，並且氣壓均急驟下降。至該日晚畢莉颱風掠過臺灣東北端部時，於臺灣北部地區誘致豪雨成災。該颱風

進入東海後折向北北西移向大陸。至16日晨由溫州附近登入大陸，復折向北進行。至17日逐漸變為溫帶氣旋，結束其為期9日之生命史。

(3) 艾倫 (Ellen) 颱風

艾倫颱風係8月1日發生於馬麗安納群島西北海面上，以每小時15公里之速度向西北推進。至3日20時抵達北緯21.8度，東經135.3度時，其中心氣壓為980mb，而達颱風之強度，故命名為颱風艾倫。至4日20時該颱風抵達北緯24.8度，東經129.1度後，改向北北西進行，通過沖繩島東方海面進入東海。至6日20時復折向東北推進，至8日清晨橫斷日本九州繼續向東北推進而逐漸減弱其威力，9日通過日本本州南部之畿伊半島、名古屋、東京等地區向東北推進而漸變為溫帶氣旋。

(4) 8月7日侵襲臺灣之小型颱風

此颱風係8月6日晚，於東沙島附近海面上發生，以後受強烈西南季風沖動，向東北指向臺灣而來。至7日17時左右通過臺南、澎湖間之海面上，至該日晚登入臺灣中部造成臺灣近63年未有之大水災。人口死亡及失踪合計竟達1,046人。房屋全毀計達27,466棟。

(5) 喬琪亞 (Georgia) 颱風

此颱風係8月10日，在北緯15度東經154度附近之海面上形成後，以每小時25公里之速度向西北方推進以外，其強度未見有明顯之發展。至12日晨抵達馬麗安納群島北方海面上時，則急激開始發展。至13日晨抵達父島附近海面時，其中心氣壓降低至960mb，暴風半徑為300公里，已達颱風強度而命名為喬琪亞颱風。此後該颱風折向北北西，並且加速以每小時50公里之速度，指向日本而去。至14日凌晨橫斷日本本州中部而進入日本海，而漸減少其威力。至15日由海參威東方地區登入大陸，逐漸消失。

(6) 艾瑞絲 (Iris) 颱風

艾瑞絲颱風係8月19日，於呂宋島東方海洋面上生成，以後逐漸發展而緩慢的向西北西方推進。至21日晨抵達呂宋島沿海時，折向為北北西，以每小時20公里之速度推進。該日晚掠過呂宋島東北部沿海及通過巴林唐海峽 (Balintang Channel)，而22日晨通過巴士海峽，至該日下午掠過臺灣西南部沿海時，於臺灣西南部造成災害。該颱風於該日晚由金門南方地區登入大陸後，折向西北西進行而逐漸消失，結束其為期五天之生命史。

(7) 瓊安 (Joan) 颱風

此颱風係8月24日孕育形成於馬麗安納羣島附近海面上，以每小時20公里之速度向西推進。至25日14時經美軍飛機偵察報告，已發展達輕度颱風 (Tropical storm) 之強度而命名為瓊安颱風。當時之中心氣壓為1000mb，中心位於北緯15.9度，東經143.2度，最大風速為每秒23公尺，暴風半徑約為240公里，以每小時18公里之速度向西推進。此後其中心氣壓約以每小時0.8mb之速度發展，至26日16時復據美軍飛機偵察報告，中心氣壓已達980mb，中心位於北緯15.7度，東經138.7度，最大風速增達每秒46公尺，暴風半徑復擴大為320公里。此後該颱風約以每小時1.7mb之速度迅速發展，而移動方向則稍偏北，並且加速以每小時30公里之速度，向西北西推進，指向臺灣而來。至29日5時25分經美軍飛機偵察報告，已迅速發展至其最盛期，中心氣壓竟降低至890mb，位於北緯21.1度，東經125.3度。此時最大風速增達每秒80公尺，暴風半徑復擴大為640公里。此颱風中心該日21時半左右登陸新港北方約30公里之地區，於臺灣造成災害。至30日1時該颱風進入臺灣海峽後轉西北推進，而逐漸減弱，至該日中午自金門以北地區登入大陸，於31日取得熱帶外之特性，迅速變為溫帶氣旋，轉向東北而去，而結束計凡七天之生命史。

(8) 凱蒂 (Kate) 颱風

此颱風係8月25日發生於菲律賓東方海洋上，約位於北緯15度東經129度附近，以每小時16公里之速度向西進行。至26日折向西北西進行，指向呂宋島東岸而去。至27日晚登陸呂宋島北部而橫斷該島北部，至28日晨進入南海而西進。至29日逐漸消失。

(9) 魯依絲 (Louise) 颱風

魯依絲颱風係8月30日，在馬麗安納群島西方海洋上孕育形成。至9月1日16時經美軍飛機偵察報告，已迅速發展達輕度颱風強度，其中心氣壓為995mb，中心位置位於北緯15.2度，東經129.7度，最大風速達每秒30公尺，暴風半徑約為200公里，以每小時30公里之速度向西北西推進。至2日10時復據美軍飛機偵察報告，中心位於北緯16.9度，東經126.1度，最大風速增達每秒40公尺，暴風半徑復擴大為300公里。此時其中心氣壓復降低至980mb。此後該颱風之進行方向則稍偏北，以每小時25公里之速度向西北稍偏北之方向推進，指向臺南而來。此颱風於3日20時左右登陸花蓮南方地區而於臺灣東部及北部地區造成災害。至4日晨該颱風進入臺灣海峽後，迅即減弱其威力，並且轉向北北東推進。至5日晨自溫州以北地區登

入大陸而變性為溫帶氣旋，結束該颱風計凡六天之生命史。

(10) 娜拉 (Nora) 颱風

此颱風係9月5日孕育在加羅林群島西北海洋上，除以後緩慢的向西北移動外，其強度未見有明顯之發展。至7日該颱風折向西北西進行而該日晚橫斷呂宋島北部，當時該颱風因受陸地之影響，威力頗形減弱，但進入南海後復逐漸發展，至10日晨抵達香港南方海洋上時急激折向為北北東，至11日凌晨由香港東方地區登入大陸，且復折向為東北進行。至12日中午由溫州北方地區進入東海，並且逐漸變為溫帶氣旋而向東北而去。

(11) 莎拉 (Sarah) 颱風

此颱風係9月11日孕育形成於馬麗安納群島附近海洋上。至12日晨該颱風抵達北緯13.2度東經141.3度時已達輕度颱風之強度而命名為莎拉。此後該颱風逐漸發展，並且向西北西稍偏北之方向推進。至15日晨抵達臺灣東方約600公里之海面上，即北緯22.4度，東經126.3度時，其中心氣壓降低至905mb，最大風速達每秒70公尺，暴風半徑約為400公里。此後該颱風折向北北東方推進，至該日晚由宮古島東方海面進入東海。至16日晨復折向為北北東，並且逐漸減弱其威力，17日通過對馬海峽進入日本海，而18日於日本海北部漸變為溫帶氣旋而結束該颱風計十天之生命史。當此次莎拉颱風通過琉球群島之宮古島附近海面時，即5日18時56分，在宮古島測候所觀測之908.3mb之最低氣壓，係為東亞地區之陸上測到之最低氣壓之記錄。是打破1934年9月12日，日人稱為所謂室戶颱風侵襲日本四國地區時，於室戶岬測候所觀測到之911.9mb之最低氣壓。而僅次於1935年9月2日於美國Florida州Long Key所觀測之892mb之世界最低氣壓之記錄。當時於宮古島測到平均最大風速為每秒54公尺，瞬時最大為每秒64公尺。

(12) 薇拉 (Vera) 颱風

此颱風係9月21日孕育形成於馬麗安納群島東方海洋上。至22日20時抵達北緯17.1度，東經145.8度時，已發展達颱風強度故命名為薇拉颱風。此時其中心氣壓為960mb，而暴風半徑約為300公里。此後颱風一直發展，並且以每小時16公里之速度向西北方推進。至25日晨該颱風抵達北緯24.0度，東經136.3度時，其中心氣壓竟達900mb，最大風速增達每秒75公尺，暴風半徑復擴大為500公里。此後該颱風逐漸改變進行方向為北，並加速推進，至26晨抵達北緯29.9度，東經

134.5度後，又折向為北北東，以每小時20公里之速度，指向日本中部。至該日夕登陸日本本州畿伊半島東南岸，而於該日晚橫斷日本本州中部進入日本海，此後該颱風復折向為東北而由秋田附近登陸橫斷本州北部，至27日晨再進入太平洋而逐漸變為溫帶氣旋，而結束該颱風計凡七天之生命史。

26日夕當薇拉颱風登陸畿伊半島東南岸時，其中心氣壓為929mb，暴風半徑竟達600公里，而於畿伊半島東北方之伊勢灣沿岸造成海水泛濫之慘重水災，人口死亡及失蹤共計達2,600人以上之眾。此次颱風為第二次世界大戰後侵襲日本最大之颱風，亦是災害最嚴重之颱風。

(13) 愛美 (Amy) 颱風

此颱風係10月2日發生於菲律賓東方海洋上，約在北緯13.0度，東經128.5度附近海面上，以後以每小時22公里之速度向北北西進行。至3日晨即減少其進行速度並且稍轉向北方緩移。至該日晚發展至輕度颱風之強度而命名為愛美。至4日晚該颱風折向北北東並加速推進，6日晨通過沖繩島東方海洋上，而該日晚掠過日本九州東岸沿海登陸四國。以後愛美颱風威力迅速減弱並折向為東北東進行，7日逐漸取得熱帶外之特性而橫斷畿伊半島並通過日本中部及關東地區之南方沿海地帶東移，變成溫帶氣旋。

(14) 巴布絲 (Babs) 颱風

此颱風係10月5日於呂宋島西方沿海地區孕育生成後，以每小時12公里之速度向北北西推進外其強度未見有明顯之發展。至14日20時抵達東沙島東方海洋上之北緯20.8度，東經117.8度時急激折向東北東並加速推進，以每小時20公里之速度指向臺灣南部而來。至9日下午該颱風橫斷臺灣南端部地區進入太平洋，至10日逐漸消失。巴布絲颱風雖然登陸臺灣南端，但是其威力微弱，故未造成災害。

茲將巴布絲颱風侵襲臺灣時之主要氣象要素，列如表二。臺灣各地風力均不强，僅蘭嶼9日17時20分出現最大平均風速每秒18.0公尺，陣風每秒21.4公尺，及彭佳嶼該日19時出現最大平均風速每秒13.3公尺，其餘各地最大平均風速均在每秒10公尺以下。至於各地雨量，均在100公厘以下。又9日16時於恆春測得之1003.7mb為此次颱風之最低海面氣壓之實測值，而蘭嶼之1003.8mb即居其次。

(15) 夏綠蒂 (Charlotte) 颱風

此颱風係10月7日於待魯克島西方海洋上孕育形成後，除以每小時25公里之速度向西北西推進外，其

表二：巴布絲颱風侵襲臺灣時各測候所之氣象觀測表

地 點	最低 氣壓 (mb)	起 時 日 時 分	最大風速 及 風 向 (m/s)	起 時 日 時 分	瞬 間 最 大 風 速						雨量 總計 mm	期 間 日 時 分	風力6級以上之時間 (10m/s)
					風速	風向	氣壓	氣溫	濕度	時 間			
彭佳嶼	1007.9	9 15 20	13.3 NE	8 19 00							65.0	8 14 17 9 14 50	8日15時
淡 水	1007.7	9 16 00	3.7 NNE	9 10 30							65.0	8 14 40 10 03 00	
臺 北	1007.8	10 14 30	10.0 ENE	7 13 30							38.7	8 3 00 9 14 00	
新 竹	1007.8	9 15 15	5.7 NNE	8 12 00	7.9	NNE	1011.7	24.1	97	8 10 49	13.4	8 15 15 9 11 45	
臺 中	1006.4	9 15 00	3.7 N	9 15 40	8.2	N	1006.5	30.0	72	9 15 22			
花 蓮	1007.5	9 15 00	3.3 WSW	6 12 00	8.4	SW	1010.3	24.8	89	9 10 59	2.4	8 19 28 9 14 32	
永 康	1005.7	9 16 15	5.5 N	9 14 20	9.8	N	1005.9	28.0	80	9 14 23	1.0	9 04 43 10 06 30	
臺 南	1005.3	9 16 00	5.3 NNW	9 16 10	10.0	NNW	1005.3	27.3	84	9 16 04	1.5	9 04 17 9 12 32	
高 雄	1004.8	9 14 00	6.5 NW	9 17 40							35.6	9 03 30 9 15 10	
大 武	1005.4	9 16 06	8.5 NE	9 16 00	15.8	NE	1005.4	24.0	95	9 15 56	89.0	8 22 50 9 17 30	
蘭 嶼	1003.8	9 17 00	18.0 S	9 17 20	21.4	S	1003.9	24.6	89	9 17 04	47.0	7 19 00 9 23 35	7日20時至21時 9日14時至18時， 21時
恒 春	1003.7	9 16 00	7.2 NNE	9 15 20	10.3	NNE	1003.8	24.2	96	9 15 26	88.4	8 21 40 9 18 18	

強度未見有明顯之發展。至10日20時，抵達北緯13.2度，東經133.2度時，其中心氣壓為1,000mb而達輕度颱風之強度故命名為夏綠蒂。此後該颱風急激發展，至13日20時該颱風抵達北緯18.7度，東經125.2度時，其中心氣壓竟降低至905mb，其最大風速又增達每秒70公尺，暴風半徑復擴大為400公里。此後該颱風逐漸轉向北方推進，至15日8時抵達北緯21.7度，東經123.2度後折向北北東推進，至該日晚復折向東北推進。至18日夏綠蒂颱風抵達日本南方海洋上後，逐漸取得熱帶外之特性而變成溫帶氣旋。

(16) 黛納 (Dinah) 颱風

此颱風係10月14日於馬紹爾群島西方海洋上發生後，以每小時38公里之速度向西北西推進並且發展其強度。至18日8時該颱風抵達加羅林群島北方海洋上之北緯24.7度，東經125.4度時，其中心氣壓降低至945mb，其最大風速達每秒60公尺，暴風半徑為400公里。此後該颱風折向西北方推進，至該日晚復折向北，沿東經135度線北移。至20日20時黛納颱風抵達北

緯24.5度，東經135.0度時復折向東北，而漸變成溫帶氣旋結束其為期七天之生命史。

(17) 鶯瑪 (Emma) 颱風

鶯瑪颱風係11月4日，於北緯10.8度，東經153.9度附近之海洋上發生後，以每小時16公里之速度向西北西方推進並逐漸發展。至7日8時抵達關島西方海洋上時，其強度達輕度颱風之強度而命名為鶯瑪。以後尚繼續向西北西方推進。至11日該颱風抵達北緯17.9度東經124.5度時，其中心氣壓發展達970mb，最大風速每秒50公尺而暴風半徑為400公里。此後轉向為北北西推進，至12日8時該颱風抵達北緯22.2度，東經124.6度後復漸轉向東北方推進並且加速。該日晚通過沖繩島南方海面，至13日逐漸變成溫帶氣旋而結束其為期十天之生命史。

(18) 芙瑞達 (Freda) 颱風

當11月12日鶯瑪颱風，在臺灣東方海面上北移時，於加羅林群島附近海面上（約北緯7.5度，東經140度），另一熱帶風暴即在醞釀，此為芙瑞達颱風之原

胎。至13日14時經美軍飛機偵察報告，已發展達輕度颱風強度而命名為英瑞達。此時其中心氣壓為998mb，中心位置於北緯8.1度，東經136.3度，最大風速為每秒30公尺，以每小時12公里之速度向西北西推進。至16日8時復據美軍飛機偵察報告，此颱風中心位置移至北緯13.6度，東經125.0度，即在菲律賓東部沿海。此時其中心氣壓降低至945mb，最大風速增達每秒45公尺，暴風半徑復擴大為250公里，而移動方向則稍偏北，約以每小時12公里之速度向西北方向推進。此後英瑞達颱風受呂宋島陸地之影響威力漸減弱，並且漸轉向為北北西推進。至17日掠過呂宋島東端部，至該日20時左右進入巴林坦海峽，而18日晨該颱風進入巴士海峽後復折向西北北東推進。至該日15時左右通過臺灣東岸及蘭嶼間之海面，至19日15時左右通過沖繩島附近而逐漸取得熱帶外之性質，變性為溫帶氣旋而結束計凡七天之生命史。該颱風通過臺灣東部沿海時，於臺灣東部及北部造成局部災害。

(19) 吉達 (Gilda) 颱風

此颱風係12月14日於加羅林群島東方海面上出現後，以每小時15公里之速度向西推進。至15日20時抵達北緯9.5度，東經132.4度時，其中心氣壓降低至940mb。以後該颱風之進行方向稍偏北並加速，以每小時20公里之速度向西北西進行。至18日8時該颱風抵達菲律賓沿海之北緯12.5度，東經125.6度後復折為西向推進，橫斷菲律賓中部，至19日夕進入南海。該颱風以每小時20公里之速度西進，至21日於越南東方沿海消失。

(20) 哈莉 (Harriet) 颱風

此颱風係12月24日於波納皮島南方海面上出現後，以每小時23公里之速度向西北方推進。至26日20時該颱風抵達北緯9.5度，東經146.1度後，折向為西北西推進。自29日該颱風抵達菲律賓時，因其北部有高氣壓南下，適當颱風前進之衝，颱風北進受阻而減速

，以每小時15公里之速度向西南西進行。至30日20時該颱風抵達菲律賓沿海之北緯13.7度，東經125.9度後復折向西推進，而31日橫斷菲律賓中部，以後該颱風於南海逐漸消失。

四、民國48年颱風之發生及移動特性

民國48年在北太平洋西部發生之颱風，其每月發生次數及侵襲臺灣次數，列如表三。

據西曆1941年至1958年之累年平均，每年在北太平洋西部發生之颱風，約為27次，但是民國48年僅發生23次，比累年平均少4次。此為民國48年5月6月無颱風之發生及7月發生次數較少之緣故所致。又每年侵襲臺灣之颱風次數，據西曆1897年至1958年之累年平均為3.6次，而民國48年侵襲臺灣之颱風，先後計有7次之多，實為累年平均年之一倍。其中8月最多計有3次。

關於颱風之經過路徑情形根據圖1. 2. 3. 所示之民國48年颱風行徑，繪得其轉向之拋物線軸之每月位置，得如圖3所示。本年颱風轉向軸之分佈略異常，7月最偏北約在北緯31度，8月南迴約在北緯28度，至

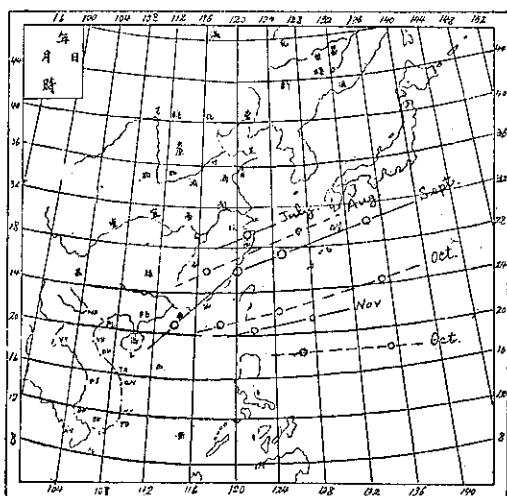


圖3：颱風轉向點分佈圖

表三：颱風每月發生次數及侵襲臺灣次數之累年統計及民48年之比較

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	計
發生次數	累年平均 (1941~1958年)												27.1
	0.5	0.5	0.2	0.7	0.8	2.0	4.3	6.1	4.6	3.8	2.3	1.3	
侵襲臺灣次數	累年平均 (1897~1958年)												3.6
	0	1	1	1	0	0	2	6	4	4	2	2	
	1959年												23
					0.0	0.1	0.3	0.9	1.1	0.8	0.3	0.1	
	1959年												7
							1	3	1	1	1		

9月則回到北緯26度附近，而至11月則分裂為二，一在北緯23度附近，另一則在北緯18度附近。至12月則在約北緯21度之位置。又轉向軸愈偏南其緯度則有愈低之特徵。總之民國48年一直西進之颱風較少，轉向而形成拋物線型行徑之颱風較多。又拋物線軸之位置，略有偏西北之傾向，其轉向點大概在東經135度以西，北緯18度以北之地區。

大氣環流之變化為一般天氣變化之主要原因，故颱風之發生，發展及其行徑，當然受大氣環流所控制，茲為探求民國48年颱風發生及運動之氣候背景之特徵，將使用月平均北半球天氣圖檢討之。

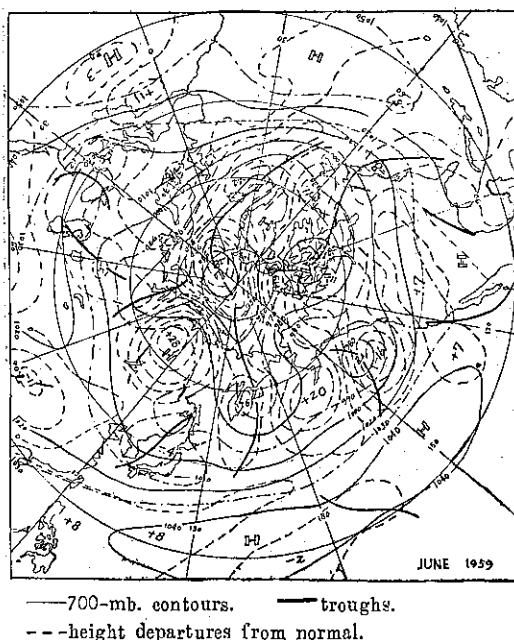


圖4：民國48年6月700mb面北半球月平均高度圖及其距平圖（單位：十重力位英尺）

在圖4中所示者，為民國48年6月之700mb面北半球月平均高度及其距平圖。6月之700mb面環流之特徵阻塞現象（Blocking），即由異常阻塞波（Unusual blocking wave）之作用，打碎平均槽線（Mean trough）而構成北半球平均槽線之異常分佈。在圖4中可見6月間，阻塞高氣壓（Blocking high）在西伯利亞北部，格陵蘭（Greenland）及阿拉斯加（Alaska）等三地區，而極地低氣壓（Arctic low）因受此三阻塞高氣壓之包圍，稍偏斯匹次卑爾根群島（Spitzbergen）並且比平常稍有發展。三個阻塞高氣壓中西伯利亞北部之阻塞高氣壓最為顯著，

呈Ω字型氣壓分佈。此高氣壓東南方之偏北氣流，誘致亞細亞東岸槽線（Asiatic coastal trough）之發展及東移，同時又助長太平洋槽線（Pacific trough）之東移，而與阿留申低氣壓（Aleutian low）連接，構成其一部分。故韓國及日本一帶，堪察加半島及其南方海上一帶等兩地區變成顯著的負距平地區，而誘致太平洋高氣壓西半部之南移。此高氣壓之南移即可引起赤道東風帶之南移，而攔阻南半球之西南氣流之侵入。此種環流對於颱風之發生不適宜而有阻礙。故6月間在北太平洋西部無颱風之發生是阻塞波引起之大氣環流之異常所致。

至7月，阻塞現象完全消失，而變成振幅小的很多槽脊交叉之環流狀態，如圖5所示。若由圖4及圖5求6月至7月之700mb面高度之變化，可得如圖6所示之結果。即日本南方一帶變成顯著的高度增加區域，此則表示太平洋高氣壓之北移，故至7月開始有颱風之發生。但其次數僅有二次，佔累年平均之一半，此為日本南方海洋上高氣壓之勢力強勁，尚有攔阻南半球西南氣流之侵入所致。又在圖5中有記載7月中發生之一次中間颱風及畢莉颱風之行徑。此兩次颱風都是沿日本南方海洋上高氣壓之邊緣循環而進入中緯度之槽線區消失。

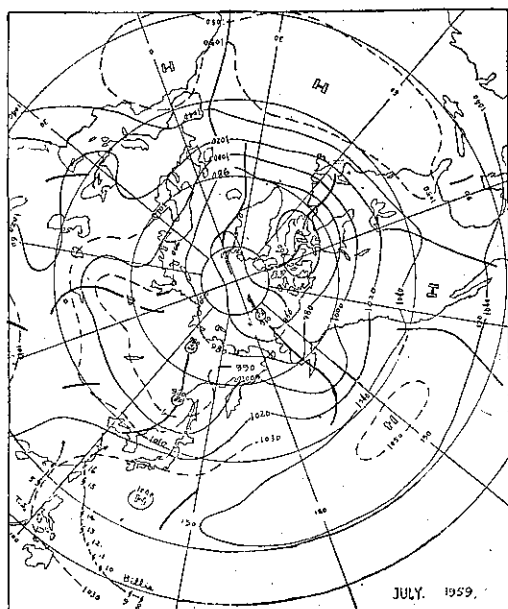


圖5：民國48年7月700mb面北半球月平均高度及該月颱風行徑圖。
（單位：十重力位英尺）

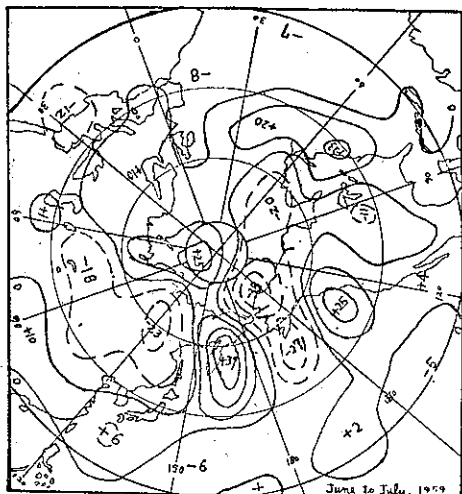


圖 6：民國48年6月至7月之700mb面高度變化圖（單位：十重力位英尺）

在圖 7 中所示者為民國48年 8 月之700mb面月平均高度及該月颱風之行徑圖。8 月之大氣環流比 6、7 月較單純。但是在鄂霍次克海 (Sea of Okhotsk) 及其西方沿海地區構成一阻塞高氣壓。故由圖5及圖7求 7 月至 8 月之 700mb 面高度變化 (圖8)，即鄂霍次克海及其西方沿海一帶為顯著的高度增加區域，而堪察加半島東方海洋上，臺灣至日本南方海洋上一帶等兩

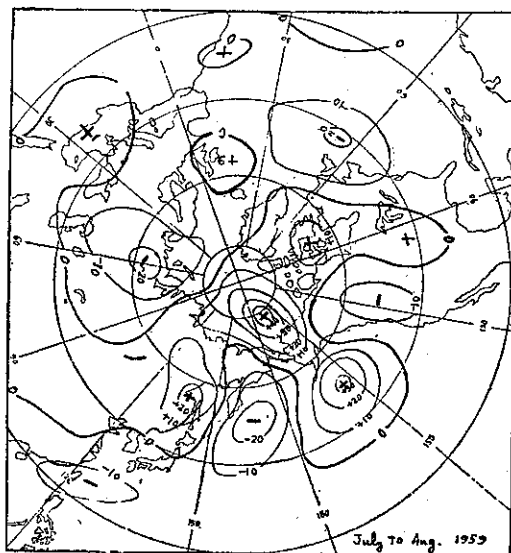


圖 8：民國48年7月至8月之700mb面高度變化圖（單位：十重力位英尺）

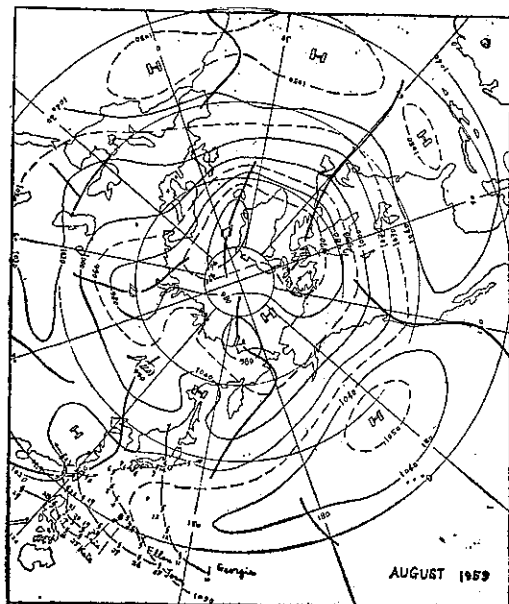


圖 7：民國48年8月700mb面北半球月平均高度及該月颱風行徑圖（單位：十重力位英尺）

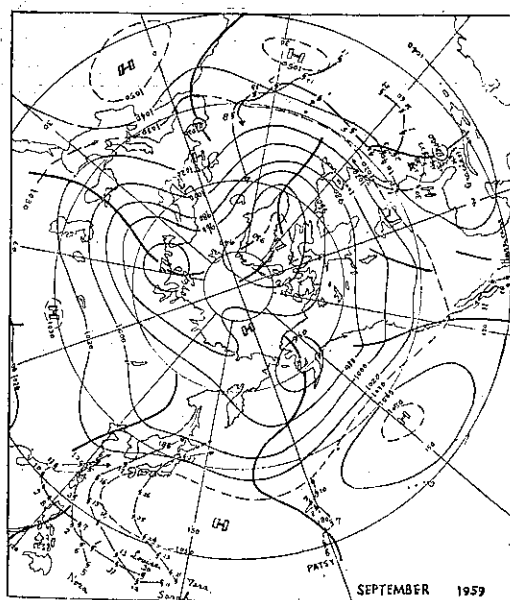


圖 9：民國48年9月之 700mb 面北半球月平均高度及該月颱風行徑圖（單位：十重力位英尺）

區域變成顯著的高度減少地區。此為太平洋高氣壓之西半部之勢力減弱所致，尤為 7 月中在日本南方之優勢高氣壓完全消失。所以至 8 月即無任何阻塞，攔阻南半球之西南氣流之侵入，故 8 月間復可助長颱風發生之平常大氣環流之狀態，在該月中計發生颱風 6 次，與平年略相當。

又8月中侵襲臺灣之颱風有3次，與累年平均之1.1次比較，即已相當之多。此為亞細亞東岸槽線(Asiatic coastal trough)之異常彎曲及異常南伸所致。該槽線北半部，因受鄂霍次克海附近之阻塞高氣壓之發展而退後西移，而其南半部因受華中高氣壓之發展而推進東移。結果槽線起自貝加爾湖(Baikal Lake)附近之低氣壓，伸展東南方，經渤海、黃海後，轉向為西南方經東海及臺灣附近達南海北部。故8月中發生之颱風容易進入此槽線而北移侵襲臺灣。

至9月，8月中鄂霍次克海及華中之兩高氣壓完全消失，而太平洋高氣壓之西半部之勢力增加，於日本南方海上形成顯著的700mb面高度增加距平。又南海一帶之700mb面之高度也有顯著增加。因受此兩新高氣壓之作用亞細亞東岸槽分裂形成二段。北半段起自東北經渤海達華中，而南半段在菲律賓群島。9月中發生於北太平洋西部之四次颱風，因受此兩槽線之誘導及南海高氣壓之攔阻，不能西進，全部颱風循太平洋高氣壓之邊緣進入中緯度。

至10月(參閱圖10)南海之高氣壓急速發展而北移，太平洋高氣壓之西北半部東半部完全分離。西半部在日本東南方海上形成顯著的高氣壓。而此兩高氣壓間之亞細亞東岸槽線，即起自日本海北部，經韓國南部、東海、臺灣東方沿海達菲律賓東方沿海。故10月間發生之愛美、巴布絲、夏綠蒂、黛納等四次颱風，均受此槽線之誘導及南海之顯著高氣壓之攔阻，

不能西進，沿槽線進入中緯度。

總之，民48年由於太平洋高氣壓西半部及南海高氣壓之活動較顯著，及此兩高氣壓構成大氣環流之異常，遂產生該年之颱風發生及運動之異常。

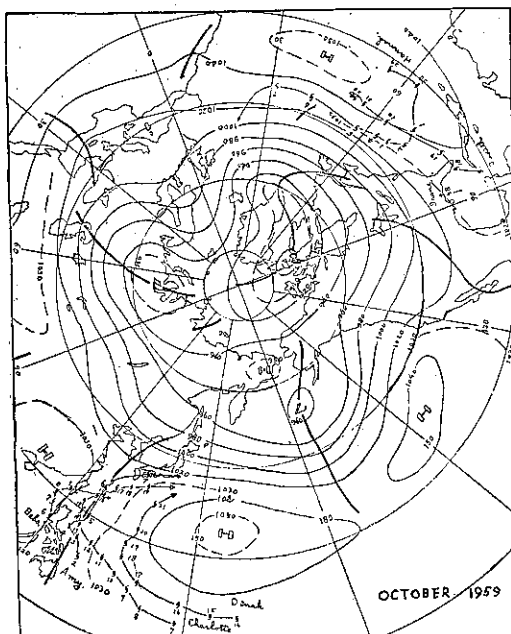


圖10：民國48年10月之700mb面北半球月平均高度及該月颱風行徑圖
(單位：十重力位英尺)

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，如作者不願刪改者請聲明。
- 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。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象所氣象學報社收。

民國四十八年颱風報告

研究室

第六號 八七水災

Report on Floods of 7th August, 1959.

Abstract

A diminutive typhoon which bore with no designation in history had visited Taiwan during 7th to 8th August, 1959. This storm had been created an unprecedented catastrophe in history of Taiwan. During the night of 7th August, a sudden outburst of thundery showers happed in the middle and south part of Taiwan that a great inundation was resulted. A heavy loss of properties reached an amount of 3,429 millions in local currency. About 1,046 persons sacrificed their lives in the storm. It is really the worst storm which had ever been happened since 1897.

A maximum amount of precipitation in 24 hours during the passage of storm reported at Mailing was 1,001.0mm. and a maximum of hourly precipitation recorded at Mt. Tahu was 176.0mm. This heavy downpour was mainly under an area of warm differential temperature advection. Figure 14 indicated the distribution of Laplacian of the thickness advection pattern for the layer of 1000 and 700mb level. The result coincides with Gilman's concept of differential temperature advection as a cause of vertical motions in the atmosphere which may cause heavy rainfall when the moisture in air is sufficient.

The development of these rains and floods in relation with the atmospheric circulation had also been discussed in some extent. In conclusion, the writer found that the heavy rains were the product of a widespread abnormality in the general circulation of atmosphere. These abnormalities began to take shape in July and persisted through August. The abnormal circulation brought an abundance of moisture to the east coastal area of China where it was released as precipitation by the circulation mechanisms associated with diminutive typhoon. The general circulation of atmosphere presented in the Northern Hemisphere Charts in late July shows an abnormal change in pressure patterns preceded the occurrence of the inundation due to the visiting of the diminutive typhoon in August. The change of pressure patterns in northern hemisphere charts might reveal the clues for making further predictions on such flood storms.

一、前言

民國48年8月7日午夜，臺灣中南部之豪雨，使各河川水位超過防洪設施而泛濫，造成臺灣近六十二年來未有之大水災。災區廣大就行政區域而言，概括新竹縣、苗栗縣、臺中縣、臺中市，南投縣、彰化縣、雲林縣、嘉義縣、臺南縣、臺南市、高雄縣、高雄市、屏東縣等13縣市。人口死亡669人，失蹤377人，災民410,097人外，災害損失之總值計達新臺幣34

億餘元。佔全年國民所得總值之十分之一強，並幾乎等於本年度之臺灣省總預算。

每一次嚴重氣象災害發生後，臺灣省氣象所即調查發生氣象災害之氣象狀態，而探求其原因。此種調查不但是可解答氣象災害之成因，而對於將來氣象災害之預告有很大之貢獻。

二、水災概況

臺灣之河流在水工學均屬「荒溪」類。其特徵為

流量不均，常年不能通航，坡陡流激，冲刷猛烈，岩石崩裂下墜，在臺灣西部尤以陡溪之下即為廣大平原，石砂果聚河床高昇。故一朝傾盆大雨，倉卒之間川溪排洩不暢，甚致冲毀堤防，容易導致巨浸成災。這次臺灣西部遭遇之豪雨為臺灣近六十二年來罕見之豪雨，遂導致各河川水位超過原有設計標準，因而災區各河川泛濫，釀成巨災。其泛濫概況列如圖 1。以下將對主要河川堤防崩潰情形及其災害，作一簡要說明：

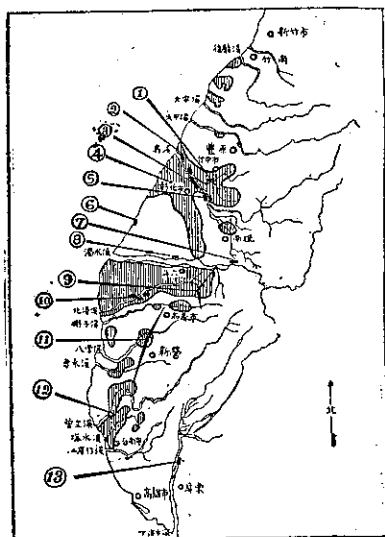


圖 1：八七水災泛濫區域圖

- ① 烏溪支流大里溪堤防冲毀
- ② 烏溪下游龍井、大肚堤防潰決
- ③ 烏溪南岸鐵路橋上游護岸塌毀
- ④ 員林大排水制水閘冲毀
- ⑤ 烏溪上游霧峯、芬園堤防冲毀
- ⑥ 漢寶圍防潮海堤冲毀
- ⑦ 八堡圳進水口冲毀
- ⑧ 濁水溪北岸堤防損壞
- ⑨ 斗六大圳渠首引水渠損壞
- ⑩ 北港溪兩岸堤防冲毀
- ⑪ 嘉南大圳渠道損壞
- ⑫ 曾文溪安順橫堤損壞
- ⑬ 下淡水溪九如堤防冲毀

(1) 烏溪（俗稱大肚溪）

烏溪上游共有七條溪流自東南西三方匯入，形成扇面，而河面在彰化市附近收縮，故俗稱大肚溪。7日晚烏溪上游各河流域均有豪雨而其降雨量特多，各溪水位高漲，洪流同時湧至，在鐵路橋附近狹窄河面形成壓力重點。承受壓力重點而又河面狹窄之鐵路橋附近河面，遂因無法排洩大量洪流。使致洪水激

流冲潰左岸之護岸 1,102 公尺，侵入彰化市、和美鎮及新港鄉，而成為這次水災災害最嚴重之區域。彰化市大水是從 8 日上午 8 時 45 分到市區，中午 12 時水最高，市區最低處有三公尺，然後慢慢下退，至 9 日上午 7 時市區已退完，但北郊三村里尚被水圍，至 9 日下午仍未退盡。

又烏溪上游支流如旱溪、大里溪、草湖溪、筏子溪及貓羅溪均告泛濫，致臺中市至中興新村之公路交通中斷。

(2) 北港溪

北港溪上游正當此次豪雨降水量最多地區，故該溪水位超過兩岸標高，甚至超過計劃高水位，以致洪水漫過所有防洪設施而成泛濫。又北港鎮附近河道成「W」字形，在大水時後溝子即為下降洪水冲激之頂點，故曾築有堤防，護岸與丁壩以加強防護，然在此次超水位之冲激下，所有防洪設施仍為之摧毀。使虎尾、斗南、土庫以迄北港鎮，均浸水演成災害。

(3) 打哪叭溪

8 日晨苗栗縣打哪叭溪洪水陡漲，以洪流湍急，竟將長達 200 公尺之五湖堤防全部冲毀體無完膚而西湖鄉遭洪水淹困。

(4) 八掌溪、急水溪

連日豪雨八掌溪、急水溪等溪流水位高漲超過兩岸標高，大水泛濫成災。水上鄉、鹽水鎮、學甲鄉麻豆鎮等淹沒水中。

(5) 曾文溪、鹽水溪

曾文溪及鹽水溪水位高漲，超過防洪設施，大水泛濫成災。新市鄉、永康鄉及臺南市局部地區淹沒水中。

三、災 害 調 查

八七水災受害較重者為苗栗縣、臺中縣、臺中市、彰化縣、南投縣、雲林縣、嘉義縣等臺灣西部平原之七縣市。總面積為 1,244,545 公頃，由於農業發達，其耕地面積高達全臺灣的 43%，稻穀產量為全臺灣的 42%，原為臺灣主要農業區域。此以臺灣糧倉著稱之區域，不幸遭受空前災害，因之農業所遭受之損失最大。次為交通與水利，其被破壞之程度亦屬嚴重。再次為工業，公共工程、學校，至公私物資以及房屋田園亦多不免於浩劫。根據省府發表估計全省總損失之價值計達新臺幣 3,428,951,697 元。其詳細數字如表一中所示。

表 一：八・七水災損失總價值表

項 目	類 別	損失價值 (元)	合 計 (元)	備 考
農 業	農 地	692,720,000		農地損失總面積為 35,450 公頃，佔全省農地總面積 883,466 公頃之 4.01%。共計流失部分為 11,274 公頃；埋沒部分為 24,175 公頃。
	農 作 物	521,059,000		稻作之損失為 238,362,000 元，佔全省計劃總產量 3.60%。
	林 業	34,927,000		主要損失為林道及設備。
	漁 業	76,375,000		包括漁港及設備、漁船、漁具、漁塢與淺海養殖魚等。
	牲 畜 家 禽	35,550,000		計損失牛 322 頭，豬 26,780 頭，羊 2,138 頭，家禽 607,295 隻。
	農舍設備	70,682,000	1,431,313,000	包括畜舍，堆肥舍，穀倉及晒場。
交 通	鐵 路	59,425,000		鐵路受災害共為 297 處。
	公 路	275,162,700		公路所受災害計省道為 476 處，全長 758 公里不能通車，佔全部省道 1,7000 公里之 44%。縣鄉道全長約 12,209 公里不能通車。佔全部縣鄉道 35,180 公里之 34%。
	電 信	11,710,000	346,297,700	包括長途電話架空桿線 600 根，長途電報架空電纜 3,000 公尺，地下電纜 8,000 公尺，各式銅線 20 噸。
水 利	防洪設施	52,850,000		受損害計堤防護岸 41 處，16,265 公尺，丁土壩橫堤等共冲毀 81 座。
	灌溉排水系統	103,930,000	156,780,000	計共損失渠道長度 196,509 公尺，流失或淤積土方 1,745,740 立方公尺，損毀渠首工及構造物 205 處。
工 業	民間工廠	14,260,077		受損害者計有大小工廠 420 家。
	臺糖公司	89,287,485		其損失包括農業工程、運輸鐵路、建築物、機械設備、以及產品等，其中以鐵路損失最大達 39,170,850 元。
	電 力	21,000,000	124,547,562	其損害包括發電所、送電線路、配電線路及房屋。其中以配電線路損失最大約值 12,500,000 元。
公 共 工 程	自來水廠	11,740,000		蒙受災害之水廠計為 31 處，而每日損失出水量 67,100 立方公尺，佔全省每日出水量 530,000 立方公尺之 13%。
	市鎮內之道路及橋樑	35,204,000	46,944,000	臺中市損失最嚴重，竟達 22,700,000 元。
公 共 衛 生		650,000	650,000	省及縣市所屬衛生機構、房屋器材及醫療設備等損失。
學 校		18,009,000	18,009,000	損害包括省立、縣立中小學之教室、禮堂、宿舍、廚房、倉庫之損毀，水溝、操場之冲毀，以及書籍、桌椅之流失等。
物 資		128,562,435	128,562,435	物資之損失包括公有與私有糧食、肥料、農藥、鳳梨、馬口鐵工業原料等。其中以食米雜糧及工業原料損失較重。
房 屋		565,380,000	565,380,000	
私 人 財 物		610,468,000	610,468,000	
總 計			3,428,951,697	

又據警務處之統計，人口死亡 669 人，失蹤 377 人，受傷 852 人，災民 410,097 人。受災地區十三縣市人口共 7,060,026 人，上述被災人口共計 411,995 人，相當於居民總人口之 5.84%。此外房屋全毀 27,466 棟，半毀 18,303 棟，漁船沉沒計 31 艘。詳細數字如表二所示。

表 二：八・七水災各縣市人口房屋災害損失統計表

縣 市 別	受 災 人 口 (人)					受災人數與全 縣市人口比率 (%)	房 屋 損 失 (棟)		漁船沉沒 (艘)
	死 亡	失 蹤	受 傷	災 民	合 計		全 毀	半 毀	
新 竹 縣	—	—	—	—	—	—	9	3	—
苗 栗 縣	82	33	50	11,087	11,252	2.67	1,364	896	7
臺 中 縣	84	116	155	29,805	30,160	5.16	4,677	2,529	—
臺 中 市	24	3	43	9,515	9,585	3.37	1,225	926	—

彰化縣	228	56	266	137,174	137,724	16.11	15,624	10,359	—
南投縣	130	125	196	25,584	26,035	6.57	2,675	1,345	—
雲林縣	37	11	57	111,323	111,428	17.16	1,086	1,099	20
嘉義縣	63	21	63	67,463	67,610	9.88	612	840	—
臺南縣	7	2	—	14,142	14,151	1.86	56	78	—
臺南市	—	—	1	3,100	3,101	0.96	27	65	—
高雄市	4	1	9	124	138	0.03	11	9	4
高雄縣	8	8	12	569	597	0.10	77	109	—
屏東縣	2	1	—	211	214	0.04	23	45	—
總計	669	377	852	410,097	411,995	5.84	27,466	18,303	31

四、降雨量分析

此次豪雨係自8月7日18時左右開始，連續降至8日下午才停止。茲7、8兩日之總雨量（7日9時至9日9時之雨量）分佈列如圖2。即臺灣中南部之山地西南斜面及其鄰接之西部平原地區，雨量甚多均有500公厘以上，甚達1,000公厘，如梅林之1,095.5公厘，芬園之1,100.8公厘，阿里山之1,019.7公厘等均超過1,000公厘，實為以往少見之豪雨。

茲為明瞭此次豪雨之結構及其演變歷史起見，將由七十個雨量站之每小時雨量資料，試繪其分佈圖而求得降雨細胞（Precipitation cell）之移動，得如圖3中所示。即在豪雨期間中計有發生八個主要降雨細胞而其中六個係發生於山地地區，茲各降雨細胞命名為第Ⅰ號至第Ⅷ號降雨細胞，如圖中所示。7日15時左右在臺灣中南部山地西南斜面共計發生三個降雨細胞，如圖中Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ。其中，降雨細胞Ⅰ係發生於高雄縣之茂林鄉附近山地，以每小時5公里之緩慢速

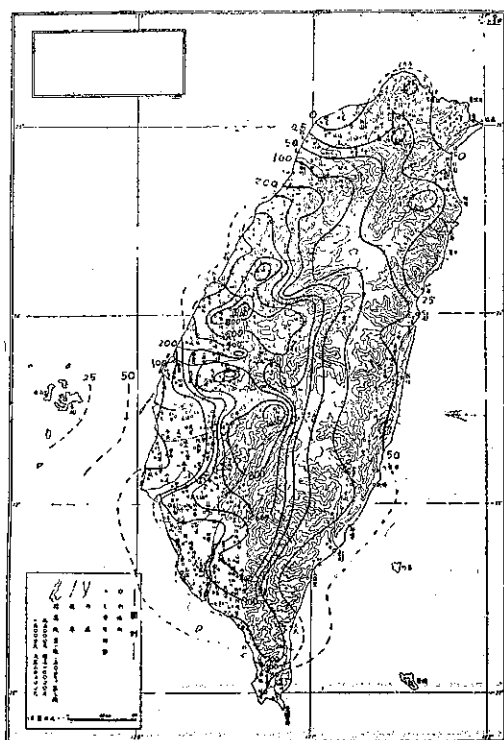


圖2：民國48年8月7日、8日兩天總降水量（單位：公厘）

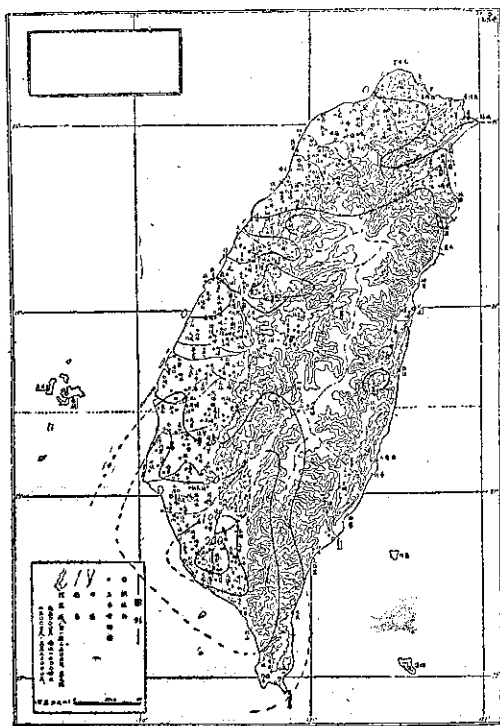


圖2A：民國48年8月6日降雨日量（單位：公厘）

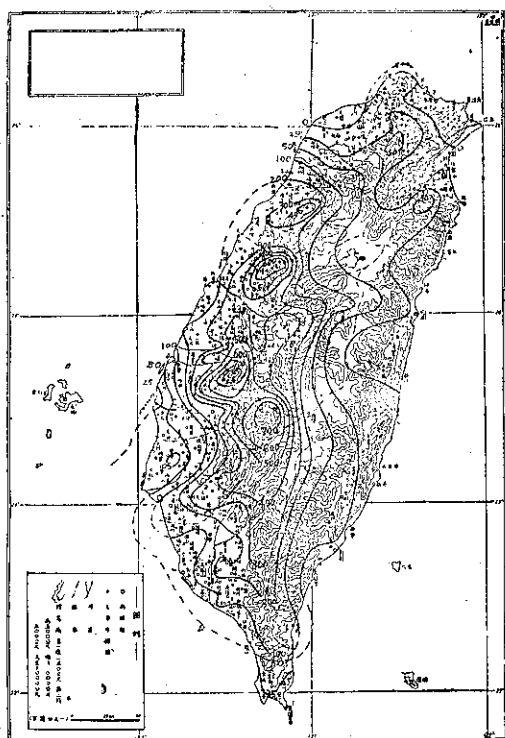


圖 2B：民國48年8月7日降雨日量
(單位：公厘)

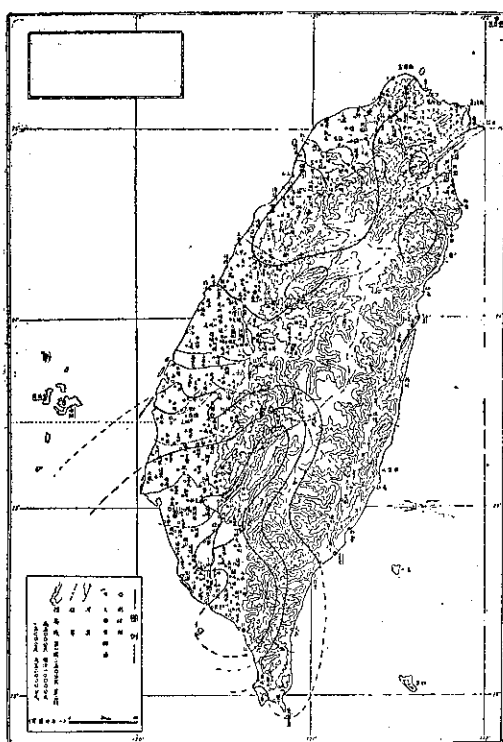


圖 2D：民國48年8月9日降雨日量
(單位：公厘)

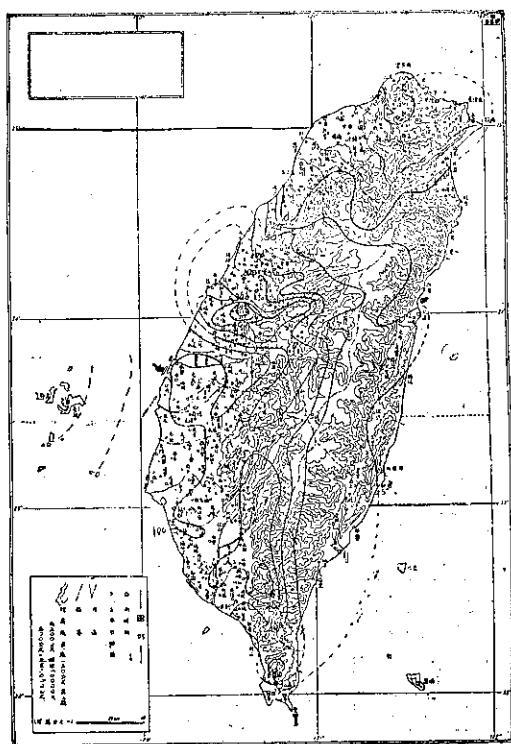


圖 2C：民國48年8月8日降雨日量
(單位：公厘)

度向北北西推進，而逐漸增強其降水強度，並在17時以後移動速度逐漸加速。降雨細胞II係發生於屏東縣之九如鄉附近，以每小時8公里之速度西進，至17時折向北北西推進並且加速，19時左右通過臺南市北方復折向為北北東，以每小時20公里之速度推進，並且逐漸增強其降水強度。此外17時左右於嘉義縣溪口鄉附近有發生降雨細胞IV，以每小時8公里之速度東進。此三降雨細胞I，II，IV，係21時左右於嘉義縣東部合併，構成一個強大之降雨群，當時之降雨量分佈列如圖4。(以下簡稱降雨群A)此時於大湖山測得一小時最大雨量為176.0公厘。以後降雨群A將以每小時8公里之速度向北北西推進，而於斗六附近地區，構成該地區六十二年來罕見之豪雨成災。至8日3時該降雨群進入彰化縣後，逐漸減弱其威力。

又7日13時係發生於南投縣信義鄉附近而北進之降雨細胞III及7日19時係發生於苗栗縣三義鄉附近而南進之降雨細胞V，該日23時左右在臺中附近合併，構成為強大大降雨群(以下簡稱降雨群B)，於臺中市附近降豪雨成災。降雨群B以後緩慢南移，至8日7時左右，與降雨群A合併，並且滯留於芬園附近，而構成該地區之猛烈豪雨。該降雨群至8日下午漸減弱，

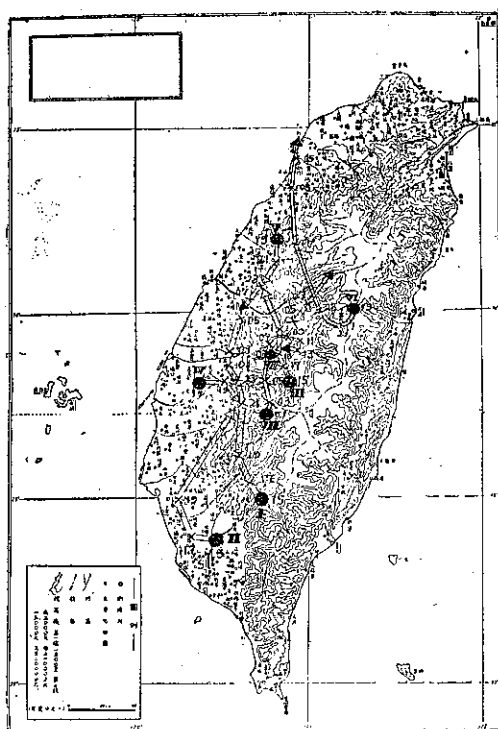


圖 3：降雨細胞之動態圖

說明：數字表示時

I ~ VIII 降雨細胞之號碼

● 降雨細胞之發生點

× 降雨細胞之位置

▲ 降雨細胞消失地點

至 9 日晨才消失。

此外尚有 7 日 19 時係發生於南投縣仁愛鄉發生而北進，至 8 日 5 時以後於新竹附近消失之降雨細胞 VI。8 日 1 時係發生於阿里山附近而北進，至 8 日 13 時以後於日月潭附近消失之降雨細胞 VII。及 8 日 1 時左右係發生於日月潭西南方地區而向東北方推進，至該日 7 時以後於臺中縣和平鄉附近消失之降雨細胞 VII。但其降水強度未及前述之降雨群 A、B 之強度。

再使用每小時雨量資料，繪得豪雨出現時刻之分佈，可得如圖 5 所示之結果。茲詳細考察前述各降雨細胞活動之狀態及其時間的分佈，可以知道這次之水災是降雨群 A、B 之猛烈豪雨所致。即此兩個降雨群所通過之地區，其雨量均在 600 公厘以上，甚至超過 1,000 公厘。如此高近於 1 公尺之降水量在短時間內平鋪下降，以致水量過多一時難於排洩，淹沒地勢較低之地區成災。同時各河川水位猛漲，超過堤防橋樑之設計標準，因之泛濫造成嚴重水災。

茲將八七水災時，臺灣各地之一時間最大降水量

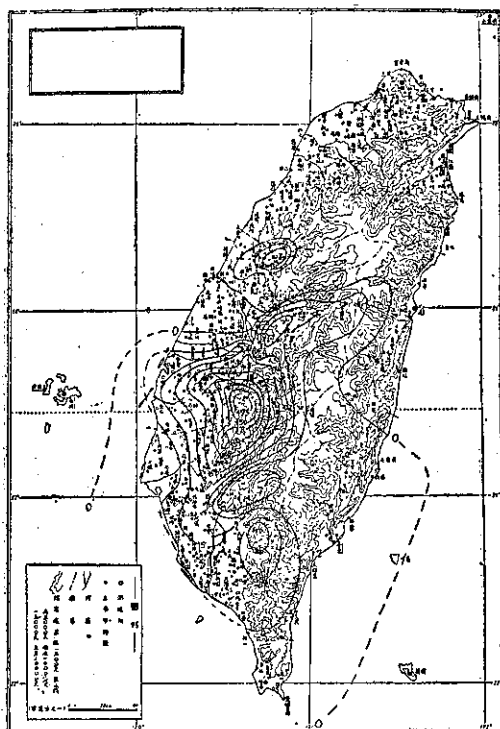


圖 4：民國 48 年 8 月 7 日 20 時至 21 時的一小時雨量分佈圖（單位：公厘）

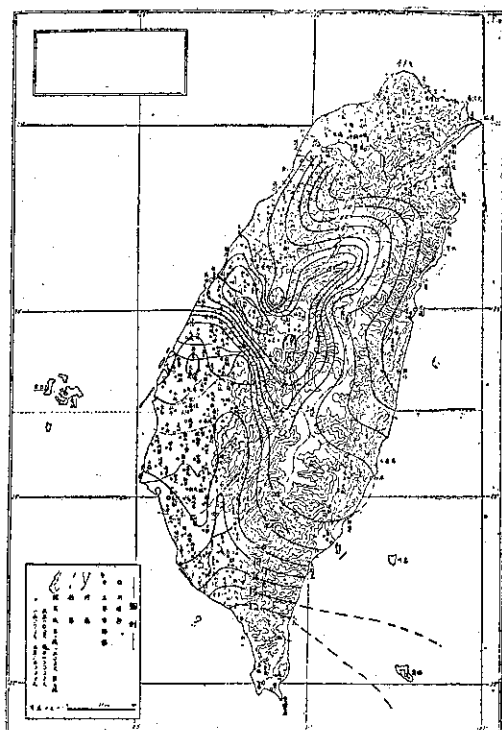


圖 5：豪雨出現時刻之分佈圖（數字表示時間）

，降水最大日量及七日、八日兩天之總降水量按其強度排列得如第三、四、五表。若上述種種最大降水量，與過去六十餘年來之資料比較，可得下述之結果：

- (1) 關於一小時最大降水雨量，過去無充分之資料可比較，但是據氣象所所管轄之各測候所之資料，係 1929 年 8 月 11 日在花蓮測到之一小時雨量 166.6 公厘是已往之最大量。而這次在嘉義縣縣大湖鄉係 7 日 21 時測到之 176.0 公厘是打破過去花蓮之記錄。
- (2) 過去六十三年來臺灣各地之降水最大日量，超過 600 公厘以上之豪雨，據其雨量順序而排列，得如表六 中所示。過去降水量超過 1,000 公厘者，共計六次。其中 1934 年 7 月 19 日在庫瓦爾斯所測得之 1,127.0 公厘為最大，而這次水災時測

得之斗六梅林的 1001.0 公厘僅居第六位。但是過去之五次均係發生在山地地區，而這次却發生於平地。故斗六梅林之降水最大日量可以說是在平地之最大日量。

- (3) 1913 年 7 月 19 日、20 日兩天於糞箕湖測得之 1,671 公厘及 18 日、19 日、20 日三天之 2,071 公厘是過去六十三年來臺灣之二日間及三日間總雨量之最大記錄，同時也是世界之最大記錄。這次水災之 7 日、8 日兩天於梅林測得之 1,109.5 公厘，芬園測得之 1,100.8 公厘均未破前述之記錄，但是梅林及芬園均在平地，不是如糞箕湖在山地。此為引起八七水災之豪雨之特徵。

總之，這次豪雨之 7 日、8 日兩天之總降水量，山地地區之最大雨量是阿里山之 1,019.7 公厘，但是不及平地之斗六梅林之 1,109.5 公厘及芬園之 1,100.8 公厘。

表 三：八·七水災臺灣各地一時間最大降水量

八·七水災時各地一時間雨量				已往最高一時間雨量				八·七水災時各地一時間雨量				已往最高一時間雨量			
降雨強度 順序	降水量 (公厘)	地 點	起 時 (日、時)	降水量 (公厘)	起 時 (年 月 日)	降雨強度 順序	降水量 (公厘)	地 點	起 時 (日、時)	降水量 (公厘)	起 時 (年 月 日)	降雨強度 順序	降水量 (公厘)	地 點	起 時 (日、時)
1	176.0	大 湖 山	7-21	—	—	22	87.1	臺 中	8-7	—	—	22	87.1	臺 中	8-7
2	131.5	斗六大崙	7-22	—	—	23	86.0	集 集	8-8	—	—	23	86.0	集 集	8-8
3	130.0	斗 六	"	—	—	24	80.5	阿 里 山	8-5	—	—	24	80.5	阿 里 山	8-5
4	128.0	大 湖 山	"	—	—	25	80.0	溪 頭	7-22	—	—	25	80.0	溪 頭	7-22
5	121.0	大 埔	"	—	—	26	79.4	西 螺	8-1	—	—	26	79.4	西 螺	8-1
6	120.0	"	7-24	—	—		79.4	斗六大崙	8-1	—	—		79.4	斗六大崙	8-1
7	108.7	斗六大崙	"	—	—	28	76.6	臺 南	7-19	163.3	1947	28	76.6	臺 南	7-19
8	102.0	大 埔	8-01	—	—	29	76.0	臺 中	8-16	—	—	29	76.0	臺 中	8-16
9	99.5	阿 里 山	8-04	86.7	1951 8-27	30	75.2	日 月 潭	8-10	77.6	1944	30	75.2	日 月 潭	8-10
10	99.0	大 埔	7-23	—	—	31	75.0	"	8-9	—	—	31	75.0	"	8-9
11	98.0	斗 六	7-24	—	—		75.0	烏 日	8-11	—	—		75.0	烏 日	8-11
12	97.7	西 螺	7-23	—	—	33	73.0	"	8-8	—	—	33	73.0	"	8-8
13	95.6	斗六大崙	"	—	—		73.0	能 高	8-8	—	—		73.0	能 高	8-8
14	93.2	臺 中	7-24	91.0	1944 8-2	35	72.0	溪 頭	7-24	—	—	35	72.0	溪 頭	7-24
15	93.0	溪 口	7-21	—	—	36	71.4	照 興	7-21	—	—	36	71.4	照 興	7-21
16	91.5	照 興	7-20	—	—	37	71.0	埔 里	8-6	—	—	37	71.0	埔 里	8-6
17	91.0	斗 六	8-01	—	—		71.0	斗 六	8-3	—	—		71.0	斗 六	8-3
18	90.6	五 峯	7-19	—	—		71.0	能 高	8-7	—	—		71.0	能 高	8-7
19	88.0	臺 中	8-10	—	—	40	70.9	斗六大崙	7-22	—	—	40	70.9	斗六大崙	7-22
	88.0	大 埔	7-21	—	—	41	70.0	永 靖	7-24	—	—	41	70.0	永 靖	7-24
21	87.2	阿 里 山	7-21	—	—		70.0	溪 頭	7-23	—	—		70.0	溪 頭	7-23

表 四：八·七水災臺灣各地降水日量

八・七水災臺灣各地降水日量				該地點已往最大降水日量		八・七水災臺灣各地降水日量				該地點已往最大降水日量	
降雨強度順序	降水量(公厘)	地點	起時(月、日)	降水量(公厘)	起時(年、月、日)	降雨強度順序	降水量(公厘)	地點	起時(月、日)	降水量(公厘)	起時(年、月、日)
1	1,001.0	斗六梅林	8-7	382.0	1956. 9.16	36	489.5	梅山大南	8.7	—	—
2	936.0	泰武	"	—	—	37	485.5	溪頭	"	—	—
3	786.2	斗六	"	415.0	1920. 9. 4	38	480.0	臺中糖廠	"	—	—
4	754.4	阿里山	"	837.5	1912. 6.19	39	475.2	集集	"	443.7	1956. 9.16
5	751.0	古坑大埔	"	—	—	40	470.5	楠西	"	—	—
6	708.4	古坑	"	—	—	41	468.9	竹崎	"	1,050.0	1945. 9. 3
7	701.4	斗六大崙	"	—	—	42	460.0	蓮華池	"	—	—
8	694.3	大埤	"	—	—	43	458.3	芬園	"	—	—
9	674.8	大湖山	"	—	—	44	458.0	大安	"	362.4	1956. 9. 3
10	645.6	埔心	8-8	—	—	45	455.5	中寮	8.8	290.5	1942. 8. 9
1	644.5	豐原	8-7	473.5	1929. 8.11	46	454.4	月眉	8.7	462.0	1925. 8.15
2	642.5	芬園	8-8	—	—	47	452.0	虎尾	"	395.0	1929. 7. 9
13	638.6	東勢	8-7	337.0	1929. 8.11	48	450.0	臺中大坑	"	—	—
14	637.4	番路新福	"	—	—	49	445.0	國姓	"	492.9	1930. 7.28
15	620.0	大林	"	379.4	1945. 8.1		445.0	永靖	"	—	—
16	603.7	潭子聚興	"	—	—	51	442.0	桶頭	"	—	—
17	552.2	鹿林山	"	655.1	1956. 9. 3	52	441.2	竹山	"	444.2	1956. 9.16
18	534.7	林內	"	430.6	1911. 8.31	53	436.5	過溪	"	—	—
19	531.0	鹿場	"	467.7	1913. 7.18	54	428.9	北寮	"	—	—
20	525.9	臺中	"	411.6	1898. 8. 7	55	425.8	土庫	"	410.0	1929. 7. 9
21	523.1	瑪雅	"	619.4	1940. 8.31	56	424.3	中埔	"	—	—
22	521.2	頂六	"	—	—	57	423.1	東口	"	—	—
23	520.8	彰化牛埔	"	—	—		423.1	照興	"	526.7	1934. 7.19
24	510.0	二崙溝仔	"	—	—	59	423.0	名間	"	—	—
	510.0	樟腦寮	"	709.0	1914. 7.12	60	419.0	員林	"	412.5	1929. 8.11
	510.0	田中	"	246.1	1956. 9.16	61	418.0	溪湖	8.8	—	—
27	506.7	荊桐	"	—	—	62	415.0	鹿港	"	—	—
28	504.2	西螺	"	434.4	1956. 9.16	63	410.0	下水埔	8.7	—	—
29	504.0	鹿溝	"	—	—	64	408.8	茂林扇平	"	—	—
30	500.0	後里	"	435.0	1920. 9. 4	65	408.0	二崙大成	"	—	—
	500.0	三地興化	"	—	—	66	405.0	草屯	8.8	—	—
32	498.3	臺中西區	"	411.6	1898. 8. 7	67	402.0	埤腳	8.7	—	—
33	496.8	二崙大庄	"	—	—	68	401.0	名間大坑	"	—	—
34	495.0	民雄秀林	"	—	—	69	400.5	南庄	"	—	—
35	492.6	埔里	"	379.7	1932. 8. 1	70	400.0	名間大坑	8.8	—	—

表 五：臺灣各地 8 月 7 日及 8 日兩日降水總量

降水量 順 序	降 水 總 量 (公厘)	地 點	降水量 順 序	降 水 總 量 (公厘)	地 點	降水量 順 序	降 水 總 量 (公厘)	地 點
1	1,109.5	斗六梅林	19	756.9	古 坑	37	646.0	月 眉
2	1,100.8	芬 園	20	749.1	番路新福	38	644.0	番路牛埔子
3	1,017.0	阿 里 山	21	747.8	鹿 林 山	39	643.6	溪 頭
4	963.6	埔 心	22	738.1	斗六大崙		643.6	楠 西
5	888.0	潭子聚興	23	736.9	東 勢	41	632.2	南 埔
6	874.8	瑞 雅	24	735.0	大 林	42	632.0	後 里
7	851.9	斗 六	25	734.5	中 寮		632.0	溝 仔
8	828.0	三 地	26	709.7	甲 仙	44	631.2	鹿 場
9	816.5	豐 原	27	707.2	龍 眼 林	45	625.4	埔里能高
10	808.0	大 湖 山	28	706.9	茂林屬平	46	622.5	彰化牛埔
11	804.0	溪 湖	29	696.8	南 投	47	622.0	蓮 華 池
12	801.0	大 坑	30	691.5	鹿谷有水坑	48	620.0	東 山
13	796.4	大 埤	31	687.2	永 靖	49	612.0	集 集
14	795.0	草 屯	32	671.0	桂 子 頭	50	610.9	對 高 岳
15	784.1	大 埔	33	664.8	竹 山	51	609.8	六龜(金雞納)
16	777.4	臺中糖廠	34	654.9	臺中西屯	52	607.0	土 庫
17	766.8	臺 中	35	653.2	鉅 工	53	606.5	虎 尾
18	762.5	國 姓	36	650.0	興 化	54	603.0	鹿 滿
						55	602.8	旗山南勝

表 六：臺灣各地降水日量超過 600 公厘以上之豪雨

降水量 順 序	降水日量 (公厘)	地 點	起 時 (年 月 日)	降水量 順 序	降水日量 (公厘)	地 點	起 時 (年 月 日)	降水量 順 序	降水日量 (公厘)	地 點	起 時 (年 月 日)
1	1,127.0	庫瓦爾斯	1934. 7.19	38	765.4	清水進水口	1958. 7.15	75	655.1	鹿 林 山	1956. 9. 3
2	1,125.0	蒙 伽 利	1942. 7.19	39	754.4	阿 里 山	1959. 8. 7	76	651.7	樟 樹 坪	1929. 8.10
3	1,050.0	竹 崎	1945. 9. 3	40	751.0	古坑大埔	1959. 8. 7	77	649.0	糞箕湖	1917. 8.19
4	1,034.0	糞箕湖	1911. 8.31	41	747.0	阿 里 山	1914. 7.12	78	646.0	豐 原 (馬鞍山)	1912. 8.28
5	1,033.0	糞箕湖	1913. 7.20	42	737.0	"	1920. 9. 3	79	645.6	埔 心	1959. 8. 8
6	1,001.0	斗六梅林	1959. 8. 7	43	724.5	油 羅 山	1920. 9. 2	80	644.5	豐 原	1959. 8. 7
7	969.3	大 埔	1911. 8.31	44	711.4	伊德德兒	1927. 7.23	81	643.0	二 萬 平	1914. 7.12
8	959.7	天送埤	1915. 10.30	45	709.0	樟 腦 寮	1914. 7.12	82	642.5	芬 園	1959. 8. 8
9	953.0	草 漯	1930. 7.28	46	708.4	古 坑	1959. 8. 7	83	641.5	介達(佳獵 答浪社)	1940. 8.31
10	950.0	幼葉林	1913. 7.19	47	707.4	秀林茂五路	1955. 8.23	84	641.4	屏東糖廠	1949. 7.29
11	936.0	泰 武	1959. 8. 7	48	701.4	斗六大崙	1959. 8. 7	85	641.0	阿 里 山	1921. 7. 1
12	930.8	內 員 山	1915. 10.30	49	698.0	二 萬 平	1919. 8.25	86	640.9	來 義 (獵椅社)	1934. 7.20
13	890.6	哆囉瑪	1914. 7.12	50	694.3	大 埤	1959. 8. 7	87	638.7	大 南	1912. 8. 2

14	890.0	幼葉林	1911. 8.31	51	694.0	庫瓦爾斯	1942. 7.11	88	638.6	東 勢	1959. 8. 7
15	885.1	黃箕湖	1914. 7.12	52	693.3	浸水營	1925. 7. 9	89	638.0	黃箕湖	1913. 7.19
16	880.2	大 武	1914. 8.30	53	689.0	達 邦	1913. 7.19	90	637.8	公 田	1913. 7.19
17	870.0	公 田	1920. 9. 3	54	686.0	二萬平	1920. 9. 4	91	637.5	浸水營	1920. 9. 4
	870.0	士 文 (率芒社)	1939. 12. 9	55	685.1	”	1917. 8.19	92	637.4	番路新福	1959. 8. 7
19	869.5	達 邦	1920. 9. 3	56	684.7	德 文 (特庫向社)	1914. 7.13	93	636.4	南溪山脚	1940. 8.31
20	860.5	幼葉林	1920. 9. 4	57	682.7	阿 里 山	1956. 9. 3	94	636.0	浸水營	1920. 9. 3
21	852.1	達 邦	1911. 8.31	58	680.0	大 武	1904. 7.18	95	635.0	二萬平	1920. 7.17
22	841.0	二萬平	1920. 9. 3	59	678.5	屏東瑞光	1952. 7.18	96	622.8	火燒寮	1928. 9.30
23	837.5	阿 里 山	1912. 6.19	60	676.8	樟 樹 坪	1928. 9. 5	97	620.0	大 林 思源壩口	1959. 8. 7
24	834.2	咬力坪	1914. 7.12	61	676.4	屏 東	1952. 7.18		620.0	(拔亞南) (鞍 部)	1944. 8.13
25	829.3	五峯竹林 (大閣南)	1920. 9. 3	62	675.4	大元山	1958. 7.15		620.0	樟 樹 坪	1925. 7. 9
26	820.5	庫瓦爾斯	1935. 7.29	63	674.8	大湖山	1959. 8. 7	100	619.5	大 安	1948. 9. 5
27	809.3	庫瓦爾斯 (試作地)	1920. 9. 3	64	674.6	潛水進水口	1954. 11.9	101	619.4	三民民權 (蚊子只)	1940. 8.31
28	800.0	涓 瀨	1954. 11.16	65	673.5	幼葉林	1920. 9. 3	102	615.0	馬萬(馬鳴)	1920. 9. 4
29	798.0	庫瓦爾斯	1940. 8.31	66	673.0	阿 里 山	1929. 8.11		615.0	李 嶼 山	1920. 9. 4
30	793.5	大元山	1956. 9.16	67	672.0	庫瓦爾斯	1940. 7.30	104	611.0	阿 里 山	1920. 9. 4
31	789.6	阿 里 山	1940. 8.31	68	671.5	”	1920. 9. 4	105	609.0	土 壠 灣 進 水 口	1951. 4. 6
32	786.2	斗 六	1959. 8. 7	69	666.0	大 湖	1913. 7.19	106	606.0	內橫屏山	1920. 9. 3
33	780.0	乾 溝	1949. 9.14	70	663.1	水 簾	1958. 7.15	107	603.7	潭子聚興	1959. 8. 7
	780.0	幼葉林	1914. 7.13	71	660.0	幼葉林	1913. 7.18	108	601.1	介 達	1917. 7.19
35	777.0	公 田	1911. 8.31	72	659.0	內橫屏山	1912. 8.28	109	600.9	庫瓦爾斯	1922. 9.28
36	771.5	阿 里 山	1917. 8.19		659.0	土 壠 灣	1951. 4. 9	110	600.3	三民五權	1940. 8.31
37	768.8	阿 里 山	1913. 7.19	74	658.0	東 港	1952. 7.18	111	600.0	霧鹿(山鼓 山 鼓 社)	1945. 6.10

雖然構成豪雨之六個降雨細胞之發生在山地地區，但是此降雨細胞形成後却下山，而在臺灣西部山麓地區合併發展為強烈降雨群而形成斗六一帶及芬園一帶平地之猛烈豪雨。此為這次豪雨之特徵。

五、八・七水災之天氣分析

當 8 月 6 日艾倫 (Ellen) 颱風在東海，沿東經 131 度緩慢北移時，華南一帶有利性低氣壓 (Heat low) 滯留。同時太平洋之高氣壓向西南向伸展，而於菲律賓群島東方海洋上構成一高氣壓帶。故菲律賓群島北方至中國華南沿海間氣壓梯度急驟，誘致南海及臺灣南部一帶之西南季風卓越，而使南海中之高溫多濕之赤道氣團隨西南季風長驅直入臺灣南部地區。據東港 6 日 20 時之探空資料，500mb 層以下均飽和並且呈明顯的對流不穩定。故此氣團籠罩下之臺

灣中南部地區均有驟雨或雷雨，其中下淡水河流域之雨量為最多，如三地鄉之興化 6 日竟有 306.8 公厘之降水量，而屏東有 265.5 公厘之降水量 (參閱圖 2A)。可見此氣團之對流不穩定相當利害。

6 日午夜在此極不穩定之西南季風中之東沙島附近海洋上發生一小型熱帶氣旋 (Midget typhoon)，而受西南季風衝動向東北方推進，至 7 日 17 時由布袋附近登陸臺灣，因受陸地影響威力逐漸減弱。又受臺灣山脈之攔阻，未能直接通過，至午夜於埔里附近漸行消失，而於臺灣東部沿海，約在花蓮新港間，誘發另一副氣旋，並向北北東緩慢進行。至八日晨進入東海後即告消失。

茲小型熱帶氣旋侵襲臺灣時之天氣圖及臺灣各地之氣象要素列如圖 6 及表 7。

7 日夕至午夜，當熱帶氣旋在臺灣西方沿海時，

表 七：八·七水災各測候所觀測資料

地 點	最低 氣壓 (mb)	起 時		最大風速 及 風 向 (m/s)	起 時		瞬 間 最 大 風 速						雨量 總計 (mm)	期 間	風力6級以上之時間 (10m/s)		
		日	時		分	日	時	分	風速	風向	氣壓	氣溫				濕度	時 間
彭佳嶼	970.0	7	18	00	14.7	NW	7	06	00	—	—	—	—	—	—	—	—
鞍 部	*680.16	7	18	00	10.8	NW	7	00	50	—	—	—	—	—	1.6	7 17 00 7 18 00	—
竹子湖	*698.10	7	20	09	4.8	NNW	7	02	00	—	—	—	—	—	39.4	7 16 00 7 18 00	—
淡 水	996.7	7	22	00	4.3	NW	7	13	00	—	—	—	—	—	2.1	6 08 40 7 17 17	—
基 隆	996.3	7	16	00	9.3	SW	8	12	00	13.8	SW	999.3	33.4	59	8 11 45	5.1	—
臺 北	996.2	7	15	00	5.0	WNW	7	13	00	—	—	—	—	—	33.8	7 16 00 7 18 00	—
新 竹	995.5	7	19	00	9.2	SW	8	23	10	—	—	—	—	—	106.3	7 18 22 9 07 30	—
宜 蘭	996.6	"			3.0	E	7	12	00	—	—	—	—	—	1.8	—	—
臺 中	995.0	7	17	05	6.0	ENE	8	09	40	12.7	E	1000.4	24.0	100	8 06 15	866.8	7 21 25 8 08 00
花 蓮	996.0	7	17	00	6.7	SW	8	01	00	—	—	—	—	—	27.4	6 16 45 8 20 17	—
日月潭	*665.08	7	18	00	4.0 4.0	N SSW	7 18 00 7 23 00	—	—	—	—	—	—	—	610.4	7 20 00 9 20 00	—
澎 湖	995.0	7	15	00	10.5	WSW	7 22 00	13.7	W	998.4	28.6	94	7 22 20	17.8	7 02 03 8 10 20	7 日22時至23時， 8 日2時至5時，	
阿里山	*566.23	7	18	00	10.0	S	7 21 00	—	—	—	—	—	—	—	1097.8	7 01 00 9 24 00	—
玉 山	*477.12	7	18	00	10.0	W	7 18 40	—	—	—	—	—	—	—	390.3	7 01 00 9 24 00	—
新 港	995.5	7	18	00	8.0 8.0	S SW	7 08 20 8 23 20	17.2	SW	1000.3	30.5	75	8 23 15	100.6	6 12 50 9 07 09	—	—
永 康	991.1	7	16	25	12.5	SSE	7 16 30	28.4	SSE	991.3	27.0	98	7 16 31	306.3	6 06 15 9 08 00	7 日18時， 21時至23時	
臺 南	991.8	7	16	25	11.7	SW	7 17 45	24.7	SW	996.4	25.9	98	7 18 21	490.8	6 02 25 9 21 45	7 日20時	
臺 東	995.8	7	19	00	4.3	SW	7 04 00	—	—	—	—	—	—	—	99.3	6 10 49 9 16 40	—
高 雄	995.9	7	16	00	20.0	WSW	7 17 50	—	—	—	—	—	—	—	487.4	6 02 43 11 06 32	7 日14時至18時， 20時至8 日10時， 13時至15時
大 武	996.4	7	18	28	6.3	SW	7 09 00	19.4	SW	99.3	26.0	90	8 01 59	201.9	6 09 05 9 08 00	—	
蘭 嶼	996.6	7	16	53	28.3	WSW	8 06 50	31.8	WSW	1001.0	25.5	98	8 06 34	34.7	6 07 25 9 03 45	6 日8時至9 日8時	
恒 春	998.7	7	18	00	7.8	WSW	7 13 00	—	—	—	—	—	—	—	111.0	6 04 20 9 21 36	—
鹿林山	*546.40	7	18	00	12.2	SE	7 20 40	—	—	—	—	—	—	—	849.9	7 01 00 9 24 00	—

* 重力值 (m.m.)

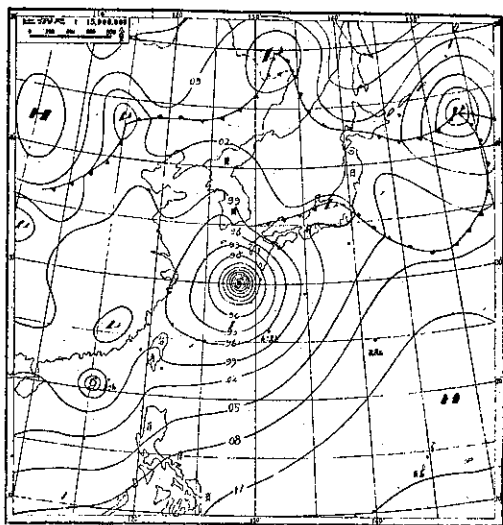


圖 6 A：民國48年8月6日20時之地面天氣圖

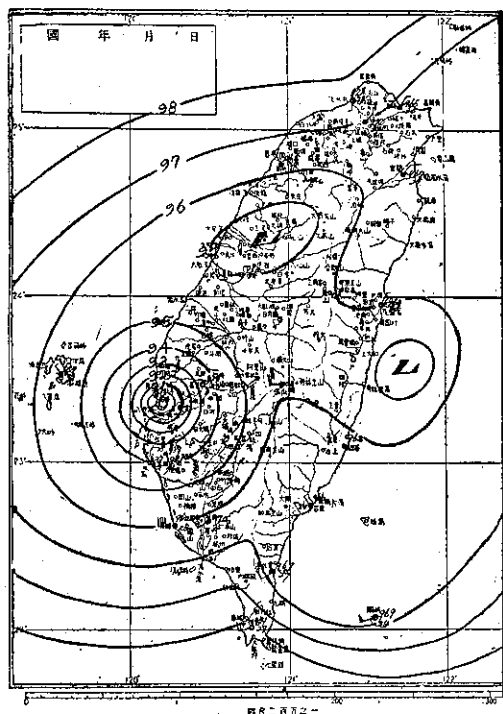


圖 6 B：民國48年8月7日17時小型颱風登陸臺灣時之天氣圖

此氣旋之東面介在臺灣山脈之間，西南風特別強烈，又受臺灣山脈之攔阻，構成強烈之輻合現象，在對流不穩定之西南氣流爬山時產生之上升氣流，釋出對流不穩定之能量，而6日15時左右於臺灣山脈西南斜面形成雷雨性強烈降雨細胞。以後此降雨細胞却下山，而於臺灣西部山麓地帶合併發展成強烈降雨群，同時

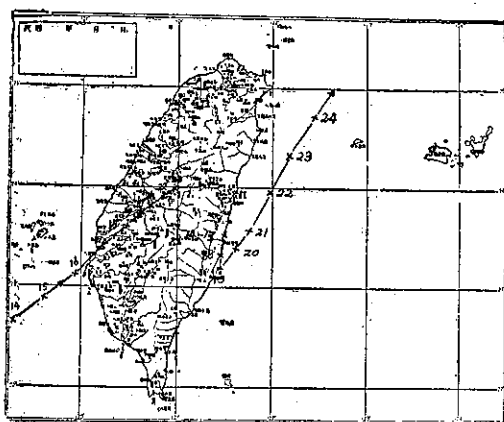


圖 6 C：民國48年8月7日侵襲臺灣之小型颱風行徑圖

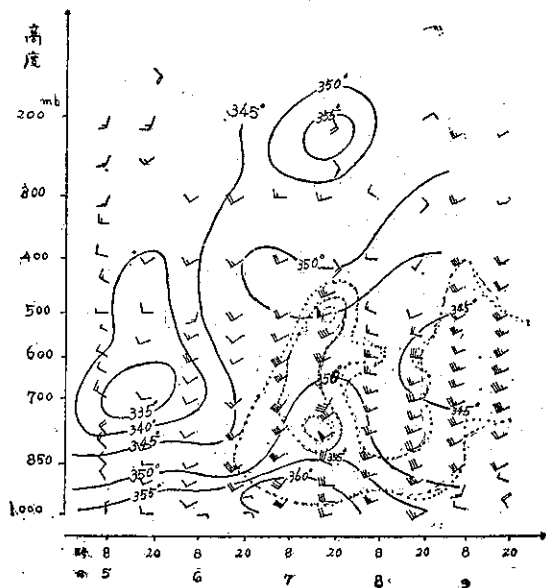


圖 7：東港探空剖面圖

受西南氣流中之多量水汽之供給，構成近六十年來罕見豪雨成災。茲為証明這次豪雨之結構而助長將來預報之準確性，將各種熱力學的分析及力學的及天氣學的分析列舉如下。

(1) 東港探空之時間性剖面圖之分析

於圖7中所示者為東港探空資料之剖面圖，圖中之實線為相當位溫，點線為等風速線。由6日起因受高溫多濕之西南氣流之侵入，大氣低層之相當位溫急激增加而增加氣層之不穩定度之狀況，可由該圖明瞭。又7日在1,000公尺之高度顯出強烈之西南風約為50kts。此為所謂低層噴流（Lower jet）在豪雨時常見之現象。

(2) 蕭華特之穩定度指數 (Showalter's stability index) 之解析

氣團之穩定度是嚴重局部性風暴 (Severe local storm)，為雷雨，龍捲風等發生之主要因素。故蕭華特 (A. K. Showalter) 曾在1946年創造一種穩定度指數，而繪得其分佈圖以預報雷雨發生之用。此指數通稱為蕭華特之穩定度指數。

蕭華特之穩定度指數可直接由各地探空資料求得，即實際探空所得之500mb層之溫度減去從850mb點起將空氣塊先順乾絕熱程序上升，達飽和點再以假絕熱程序上升至500mb層時之溫度，即為蕭華特之穩定度指數。

據長期經驗，指數小於 $+3^{\circ}\text{C}$ 時，可能有陣雨。若指數小於 0°C 時，有雷雨生成之可能。指數小於

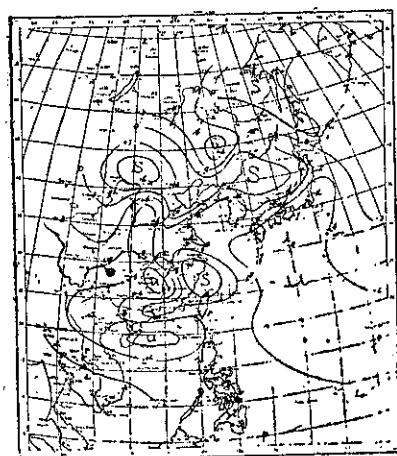


圖 8 A：蕭華特穩定指數分佈圖
(民國48年8月6日20時)

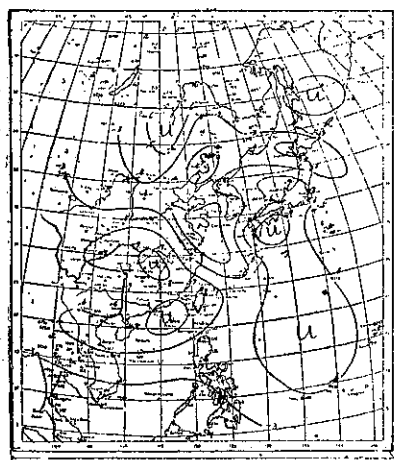


圖 8 B：蕭華特穩定指數分佈圖
(民國48年8月7日20時)

-30°C 時，將有大雷雨之可能性，而指數低至 -60°C 時，即有龍捲風生成之可能性。

據上述之方法計算 8月6日及 7日20時之穩定度指數而繪得其分佈圖如圖 8。6日20時，海南島以東東沙島以西一帶海面上，極不穩定，甚者指數達 -9°C ，故在此海面上生成小型颱風是意料之中。至 7日20時此不穩定氣流移進至

臺灣西方海面。故 7日晚至 8日之臺灣附近之豪雨，可以由此圖證明是受南海北部之不穩定氣流之籠罩而生成。

(3) 熱力平流 (Thermal advection)

據東港探空資料，繪得 6日及 7日20時之絕熱圖，列如圖 9。即 6日20時至 7日20時之24小時中，東港上空之 340mb 面以下之大氣，均呈 1°C 至 3°C 之氣溫上昇而 340mb 面以上之大氣略呈氣溫下降之現象。如此大氣低層之昇溫及大氣高層冷卻，是可增加氣溫減率，即增加大氣成層 (Stratification) 之不穩定度，而引起對流性降雨。

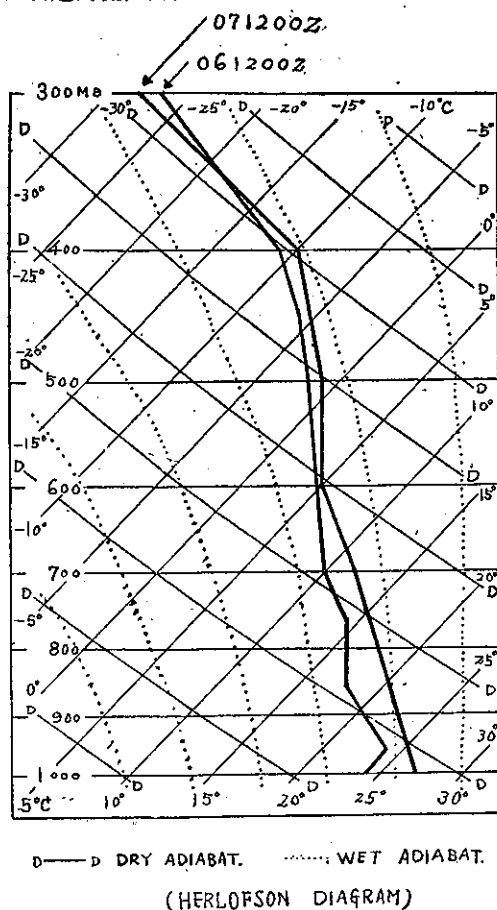


圖 9：民國48年 8月6日20時及 7日20時東港之絕熱圖

茲為明瞭當時臺灣一帶上空之氣溫變化起見，計算 6日及 7日20時之1000mb至 700mb 間之厚度分佈，繪得如圖10，圖11。又圖12是 6日20時之850mb面高度圖。6日20時在南海中部之北緯 12.5° ，東經 115° 度附近有厚度較厚之氣團。而臺灣一帶之厚度較薄如圖10中所示。在南海之厚度較厚之氣團，受約為 15m/sec 之西南季風之沖動，24小時中移動約 1,300公

里，至7日20時左右到達臺灣附近一帶如圖 11 中所示。通常氣層之厚度及該氣層之平均氣溫有比例關係，即厚度愈厚該氣層之平均氣溫愈高。厚度愈薄平均氣溫即愈低。故7日20時臺灣一帶上空之昇溫現象是南海之溫暖氣團之平流所致，即熱力平流所引起之現象。茲由上述兩圖計算熱力平流（也就是厚度平流）得如圖 13。即臺灣6日至7日20時間臺灣一帶有顯著熱力平流，增加氣層之不穩定度，而促進豪雨之生成。

又據 C. S. Gilman 之理論的研究及其後之實地調查，所謂微分熱力平流 (Differential thermal advection) 是垂直運動之源泉而與豪雨之生成有密

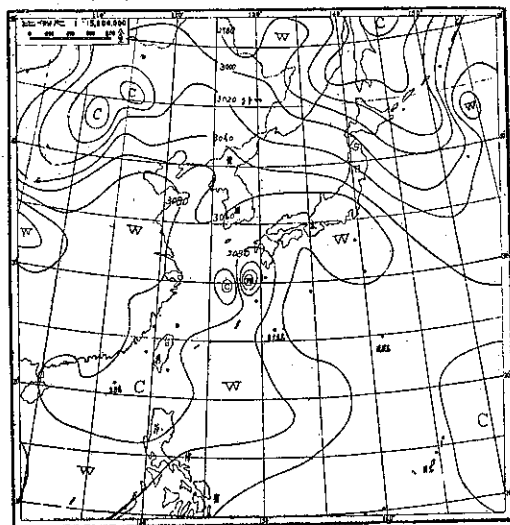


圖10：民國48年8月6日20時之1000mb至700mb間厚度分佈圖（單位：重力位公尺）

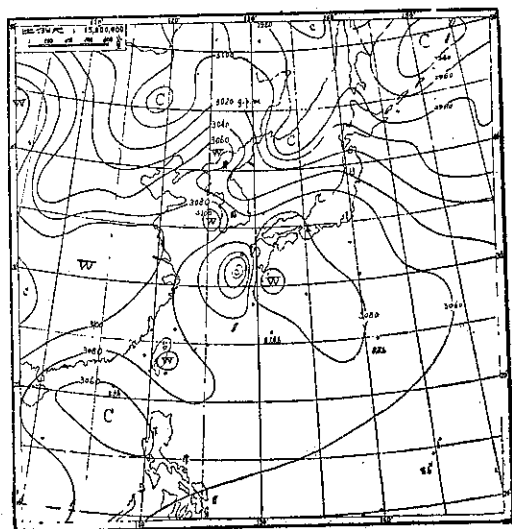


圖11：民國48年8月7日20時之1000mb至700mb間厚度分佈圖（單位：重力位公尺）

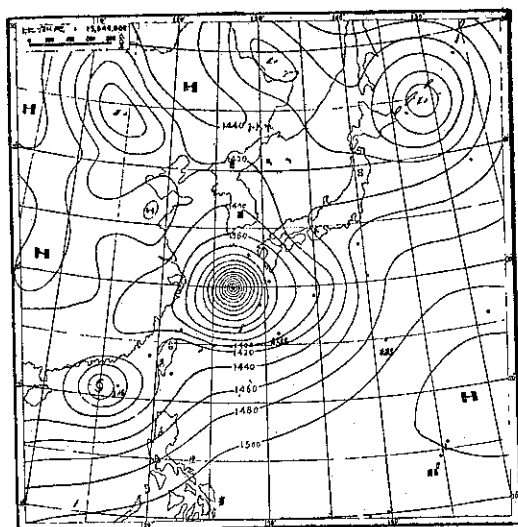


圖12：民國48年8月6日20時850mb面高度圖（單位重力位公尺）

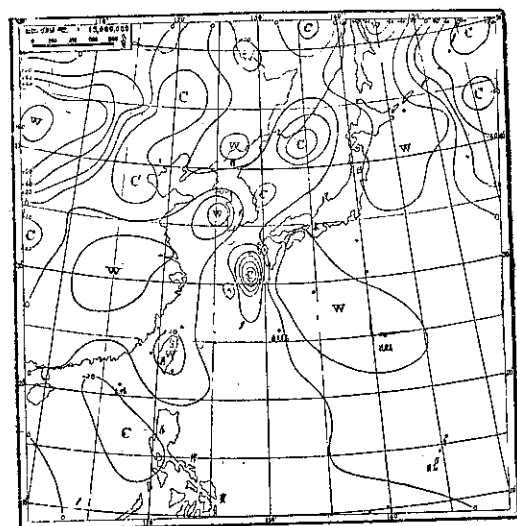


圖13：1000mb至700mb間之厚度（熱力）平流（民國48年8月6日20時至7日20時）
單位：重力位公尺

切關係。所謂微熱力平流 $\nabla^2 A_T$ 定義如下；

$$= \nabla^2 A_T = \frac{\partial^2 A_T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 A_T}{\partial y^2} \dots \dots \dots (1)$$

其中 A_T 為熱力平流。若某一點之氣溫變化為 A_0 ，而此地點之北方，西方，南方及東方D公里處之氣溫變化各為 A_1, A_2, A_3 及 A_4 時，即此地點之微分熱力平流為

$$\nabla^2 A_T = \frac{1}{D^2} (A_1 + A_2 + A_3 + A_4 - 4A_0) \dots \dots (2)$$

故上式之計算值為負數時，即表示暖氣之平流，而正數時即表示冷氣之平流。

又據 Petterssen 之研究，地面上之絕對渦度

小之區域。由此可見環流之異常。若計算 7 月之平均高度距平可得如圖 16。即西部白令海，北地島 (North land) 附近，波羅的海，加拿大東北部沿海，及美國西部沿海等地區為顯著之正距平區域，而蒲福海 (Beaufort sea)、北太平洋中部、亞細亞大陸中部、地中海、英國西北海上、斯匹次卑爾根島等地區為顯著的負距平地域。而北太平洋高氣壓西部，完全分離於日本南方洋上形成一顯著高氣壓，並且伸展西南方達華南及南海北部。而與華北及東北一帶之負距平區域間，構成一西南風卓越區域，如圖 17

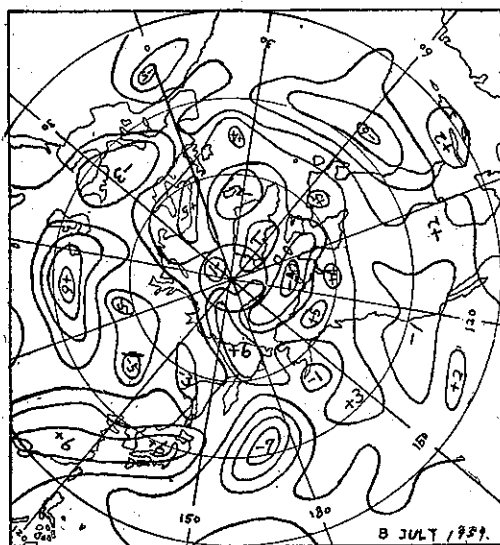
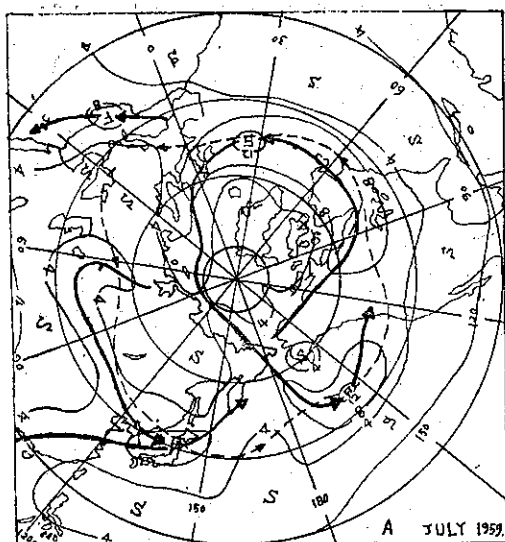


圖17：民國48年7月之700mb面平均風速分佈圖
(A) 等速線及最大風速主軸圖
(B) 平均風速距平圖

中所示。即西半球之 700mb 面之噴流有稍偏北，而東半球之噴流有稍偏南之傾向。又亞細亞大陸中部，中國及日本一帶為顯著之風速正距平區域，而大西洋中部及太平洋中部為顯著負距平區域。東亞一帶之噴流，起自東京灣，經華南、華中沿海地區、黃海南部、南韓，而在日本海與北方噴流合流，再經日本北部、千島列島、達堪察加半島，如圖17中所示。此種噴流之分佈狀態與Klein所創造之降雨模式圖(圖18)比較，即華南、華中沿海、臺灣、東海及日本一帶，應該是降雨較多之地區，此為西南氣流供給充分水汽所致。

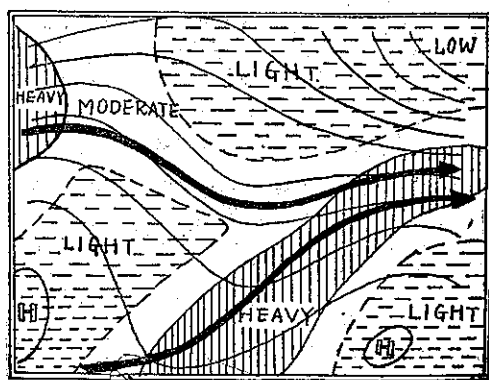


圖18：700mb面氣壓分佈及降雨量分佈之模式圖

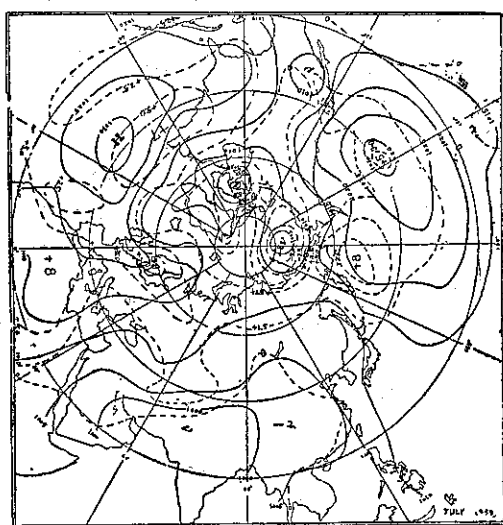


圖19：民國48年7月之北半球月平均地面天氣圖及距平圖(單位：mb)

於圖19中所示者，為7月之北半球平均天氣圖，在該圖中可見臺灣一帶為卓越南風籠罩。若由圖17及圖19求出1000mb至700mb間之厚度，而計算其距平可得圖20。即東亞大陸一帶為顯著的負距平區域，而太平洋西部為顯著的正距平區域，故介在此兩地區間之中國沿海一帶地區受距平熱力風之影響，有卓越南風，供應赤道附近之多量水汽至臺灣以及中緯度地區。

如此，7月大氣環流之異常，雖然輸送多量之水汽至中國沿海地區，但是該地區在7月間缺乏強烈的力學的效果，來釋出此水汽構成豪雨。僅7月中旬畢莉颱風掠過臺灣北部沿海而於臺灣北部下降豪雨成災。

茲為明瞭大氣環流與降雨量之關係起見，將理論的檢

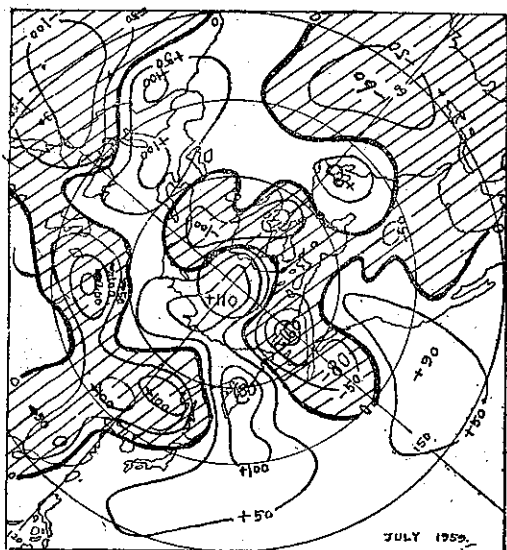


圖20：民國48年7月之1000mb至700mb間厚度之距平圖

討兩者之關係。在水理氣象學(Hydrometeorology)中所使用之支配降雨量基礎方程式是即所謂水汽之連續方程式(Equation of moisture continuity)。考察從地表面至大氣上限之空氣柱，若進入及退出此空氣柱之水汽量差數，完全消費在降雨及空氣柱內之水汽之增加，即

$$m = - \left(\frac{\partial \rho q}{\partial t} + \frac{\partial \rho q u}{\partial x} + \frac{\partial \rho q v}{\partial y} + \frac{\partial \rho q w}{\partial z} \right) \dots (4)$$

其中 m 為單位時間內在單位體積內之水汽凝結量， ρ 為空氣之密度， q 為水汽之混合比，而 u, v, w 為風速之 x, y, z 成分。此式為水汽之連續方程式。若積分上式從地面至大氣之上限，即可得到降水強度 I 為

$$\begin{aligned} I &= \int_0^\infty m \, dz = - \int_0^\infty \left(\frac{\partial \rho q}{\partial t} + \frac{\partial \rho q u}{\partial x} \right. \\ &\quad \left. + \frac{\partial \rho q v}{\partial y} + \frac{\partial \rho q w}{\partial z} \right) dz \\ &= - \left\{ \frac{\partial}{\partial t} \int_0^\infty \rho q \, dz + \frac{\partial}{\partial x} \int_0^\infty \rho q u \, dz \right. \\ &\quad \left. + \frac{\partial}{\partial y} \int_0^\infty \rho q v \, dz + \left[\rho q w \right]_0^\infty \right\} \dots (5) \end{aligned}$$

若使用在地面及大氣之上限，上昇速度等於零的境界條件，即上式可寫成

$$\begin{aligned} I &= - \left\{ \frac{\partial}{\partial t} \int_0^\infty \rho q \, dz + \frac{\partial}{\partial x} \int_0^\infty \rho q u \, dz \right. \\ &\quad \left. + \frac{\partial}{\partial y} \int_0^\infty \rho q v \, dz \right\} \dots (6) \end{aligned}$$

而可降水量(Precipitable water) μ 是

$$\mu = \int_0^\infty \rho q \, dz \dots (7)$$

若使用此關係式，即(6)可以寫成

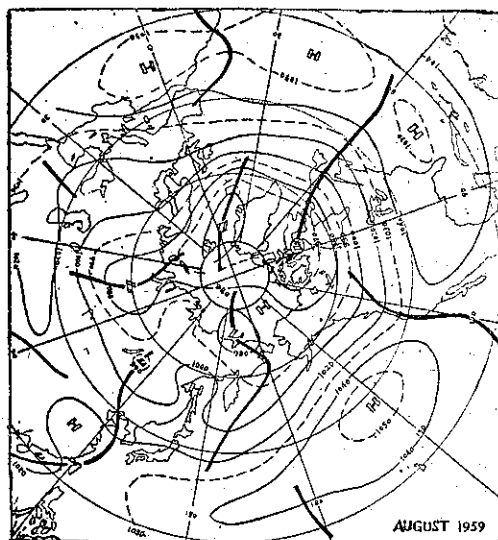


圖21：民國48年8月之700mb面北半球月平均高度圖

$$\begin{aligned} I &= - \left\{ \frac{\partial \mu}{\partial t} + \mu \frac{\partial \mu}{\partial x} + v \frac{\partial \mu}{\partial y} \right\} \\ &\quad - \int_0^\infty \rho q \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz \dots (8) \end{aligned}$$

若 x 軸及 y 軸各選擇向東方及北方，而使用地衡風近似，即

$$\begin{aligned} I &= - \left\{ \frac{\partial \mu}{\partial t} + (u \frac{\partial \mu}{\partial x} + v \frac{\partial \mu}{\partial y}) \right\} \\ &\quad - \frac{1}{\lambda} \frac{\partial \mu}{\partial y} \int_0^\infty \rho q v \, dz \dots (9) \end{aligned}$$

其中 λ 為科氏參數。

若考慮由地上摩擦而發生之質量輻合，對於降雨量有很大貢獻，而增加此效果之項，即

$$\begin{aligned} I &= - \frac{\partial \mu}{\partial t} - (u \frac{\partial \mu}{\partial x} + v \frac{\partial \mu}{\partial y}) - \frac{1}{\lambda} \frac{\partial \lambda}{\partial y} \\ &\quad \int_0^\infty \rho q v \, dz - \frac{\rho_0 D \sigma_0}{2\pi} \zeta_0 \dots (10) \end{aligned}$$

其中 ζ_0 為地面之梯度風渦度， D 為摩擦高度。

(10) 式之第一項是可降水量之時間的變化，第二項是可降水量之平流，第三是緯度效果，第四項是渦度效果。而通常第一及第二項是比較小可略而不計。即第三項表示，南風可增加降水量之作用，而第四項表示，低氣壓性渦度可增加降水量之作用。

若上述之理論應用於圖21之8月的700mb面環流，即臺灣地區介在中國沿海之顯著槽線東方之卓越西南季風之籠罩下之低氣壓性渦度中，因此有豪雨之可能性。至8月7日，小型颱風侵襲臺灣，釋出西南季風運輸到臺灣附近之多量水汽，構成豪雨成災。

總之，構成八七水災之大氣環流之異常是從7月就開始發展，即7月間就在華南至日本海之間構成低緯度之噴流，助長臺灣一帶之卓越南風，輸送水汽至中國沿海地區。至8月小型颱風侵襲臺灣時，釋出其大量水汽，構成豪雨成災。此為水災之氣候背景。(完)



飛 越 北 極

Polar Navigation

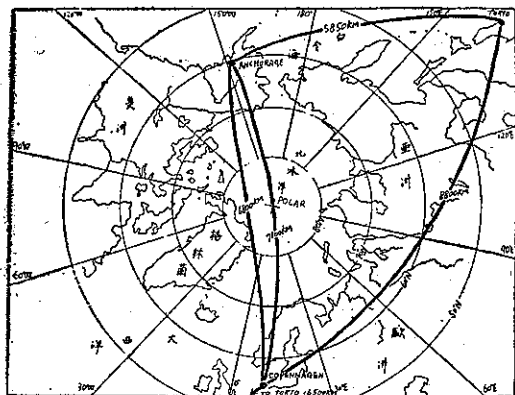
Abstract

The shortest distance between two points on the globe is the great circle course. So flight through polar region has become very important. This paper firstly introduces the geography, climate and the brief history of polar region then the polar-navigational techniques which include the following three problems:

- 1) To determine direction by gyro-compass instead of unavailable magnetic compass.
- 2) To fly Single Drift Course by using Polar- Stereo Graph instead of general maps.
- 3) To solve twilight phenomena by using Kollsman Sky Compass.

一、前 言

大家都知道球面上兩點的最短距離是大圓線 (Great Circle)。我們用地球儀來看時，很容易知道假如由丹麥首都哥本哈根 (Copenhagen) 到東京或到洛杉磯 (Los Angeles) 的最短航線都必是飛越北冰洋 (Arctic Ocean) 的大圓線。1957 年 2 月北歐航空公司 (SAS) 首先開航商用北極航線以來，荷蘭航空公司 (KLM)、法國航空公司 (Air France) 等兩航空公司也接踵開航。現時日本航空公司 (JAL) 亦計劃自明年 (1961 年) 開始用 DC-8 型噴射機經北極飛往歐洲。地球上人口最密，文化最高，人類活動最頻繁的地方是北半球中緯度地帶。航空和航海不同，其航線不受地形的影響，所以開闢北極航線對於亞、歐、美三洲的空際交通貢獻極大。舉例來說，東京到哥本哈根的航線如果採用大圓航線飛越北極圈時，其航程只 8,800 公里，比飛繞低緯度的舊日航線 16,500 公里，竟短縮約一半距離 (看附圖一)。現在西北航

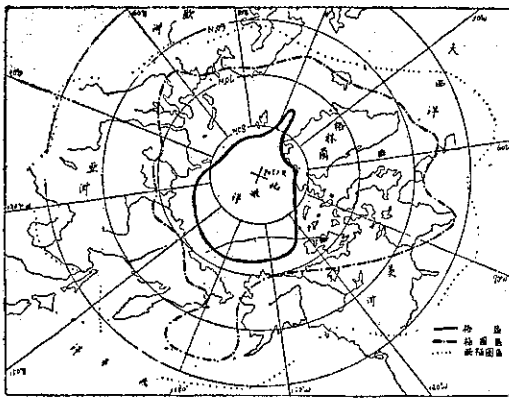


附圖一

空公司 (NWA) 由紐約經西雅圖, Shemya, 東京至臺北的東方航線已經改採經過阿拉斯加的 Anchorage 北極圈航線，以爭取時間，節約燃料。在北極附近缺乏助航設備，且普通地圖及磁性指南針 (Magnetic Compass) 咸無法使用。必須另行設計一種極地圖 (Polar-stereo Graph) 來代替普通航圖。以及特殊的一種陀螺羅方向盤 (Gyro-Compass) 來代替普通由於磁性作用的指南針。研究飛越北極航線無論在民用或軍用方面都是非常重要，不可輕視的。筆者特搜集若干關於北極航行的資料，草成此文以就正於讀者。

二、北極的地理與氣候

首先我們要明瞭北極一帶的地理和氣候。北極附近的海洋稱謂北冰洋，好像一個地中海，其周圍由亞、歐、美三大洲及格林蘭 (Green Land) 所包圍。其面積 500 平方哩以上，約為太平洋的十三分之一，大西洋的七分之一大。海水平均溫度華氏 28 度至 32 度中間。海水的表面在華氏 29 度開始結冰。北冰洋大部分被浮冰 (Polar and Arctic Pack) 覆蓋。因此有時海岸線都界限不明。北極地方的氣候可以分為極區 (Polar Region)，極圈區 (Arctic Region)，亞極圈區 (Sub-arctic Region) 等三個地域 (看附圖二)。極區每月平均氣溫低於華氏 32 度，其面積約 500 哩。極圈區每月平均氣溫低於華氏 50 度，其最南邊叫樹木線 (Tree Line)。亞極圈區比上述兩區域還大的多。每年三至四個月中其平均氣溫超過華氏 50 度以上。其區內有平原、有丘陵、盛產針葉樹木。北極一帶春夏兩季節常為濃霧籠罩，影響航空航海。一年之中在夏季前後約六個月之久，太陽整天在水平線上，



附圖二

不能沒落。此種在天文學上所稱「周極運行」的狀態在北緯80度附近約有四個月半，在北緯70度附近有80天之久。反之在冬季前後太陽在地平線下，整天不見陽光。極圈、亞極圈兩區域，除夏天以外差不多每天都可看到北極光 (Aurora Borealis) 的出現，其色彩種類甚多，變化迅速。至于美洲的極圈地方的居民稱謂愛斯基摩人，其人口約八千。格林蘭島約有二萬二千人的混血民族 (Mixed Origin)。亞洲極圈地方的人種是 Tungeses 族，Lapps 族，Mongol 族等，其總數約30萬之多。白人非常少，都是從事貿易商、宣教師、政府官員、氣象人員等。

三、極圈飛行的歷史

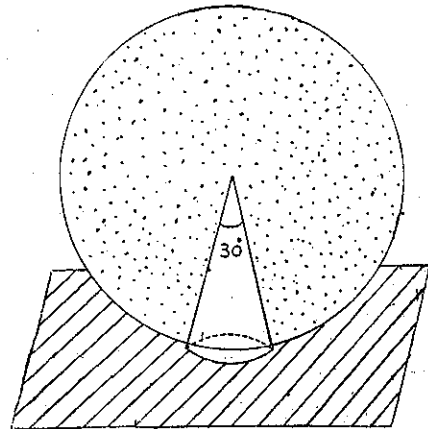
1897 年 Andree 氏曾計劃用氣球飛到北極，結果失敗。1914 年 Nagursky 中尉由 Nouaya Zemlya 基地起飛先飛越北極圈。1925年北極探險家 Amundsen 氏用飛艇兩架計劃飛往北極，但只到達北緯88度。1926 年 Byrd 氏用飛機最先飛到北極。同年 Amundsen 氏用飛船 Norge 號橫越北冰洋。1937年俄人 Shkalow 和 Gromow 兩氏由莫斯科經北極飛到美國西海岸。英國皇家空軍 (RAF) 在1945年因軍事上需要計劃 Aries 作戰，用新式北極航法飛越北極。1946年美國空軍 (USAF) 用 B-29 型轟炸機飛到北極。1949 年 Balchen 氏最先採用 Single Grid Heading Flying 飛越北極，迨至 1957 年北歐航空公司方正式開闢民用的飛越北極航線。

四、北極飛行的技術問題

計劃飛越北極，首先必須要解決下面三個問題。

(1) 羅盤問題 (2) 航用地圖 (3) 薄暮現象。茲分述如下：

(1) 在極區航行，普通的磁性指南針已不能應用前已提及，必需另行設計特殊的陀螺羅方向盤。此種特殊方向盤係利用物理原理的一種保向器。即有重量的物體急速旋轉時 (如陀螺) 在空間有一種慣性繼續維持它的固定狀態。不受磁力影響，只能指示固定的航向，不能辨識方向。但是飛越北極數次以後才知道用這種普通陀螺羅方向盤時，誤差很大，所以 SAS 採用另一種 Polar Path GYRO-system。此種新式儀器誤差很小，每小時不超過二度。而且和 Auto-pilot 用電氣自動連結起來。假如飛機離開航線上時，此種 Polar Path Gyro-System 就能控制 Auto-Pilot 自動發出信號出來。(2) 地圖問題亦然，須採用極地圖 (Polar-stereo Graph)。此地圖是一種切點投影法 (Gnomonic Projection)。地球北極與一平面相切於一點，假定在地球中心置一照射燈，光束30度光線透過地面而投射於平面上，即成為一幅切點投影



附圖三

地圖 (看附圖三)。在此種地圖上以北極為中心經度零度和180度為縱軸，東經90度 (右方) 和西經90度 (左方) 為橫軸 (看附圖一)。各經線皆為不平行直線。緯線皆為弧線。圖上有印 Loran 的位置線。Loran 是 Long Range Navigation 之略稱，是一種遠程導航的方法。由已知地理位置之兩對無線電台發出脈動電波信號，飛行中的航空器利用振盪調幅放大及陰極管顯波，即可判定飛機之地理位置。用此種地圖時，在75度以上的高緯度地方劃一任意一直線皆近似大圓線。因此航向 (Heading) 和地圖縱軸 (此方向稱謂 Grid North) 有一定的角度。所以飛機還未到北極圈以前用陀螺羅方向盤向目的地，採用 Single Drift Heading Flight (註一) 就能正確地到達。此種航法稱謂 Single Grid Heading Flight。

(3) 薄暮為極區特有現象，春秋兩季節中有範圍廣大的薄暮 (Extensive Twilight) 影響航向線之核對。因此 Kollsman 工廠受 SAS 的要求發明一種 Kollsman Sky Compass 代替原來的潛望六分儀座 (Periscopic Sextant) 來解決薄暮問題。

五、結 語

過去用船舶探險北極的時候，遭遇厚冰 (Heavy Pack-ice) 和壞血病 (Deadly Scurvy)^(註二)，犧牲了很多探險家。現在飛越北極的民航機却遭遇軍上和政治上許多制限。USAF, RAF, 加拿大皇家空軍 (RCAF) 等有許多寶貴航法資料，但因軍事機密不公開。有的航線因要經過鐵幕不能使用，有的中途機場不供民航機使用。1957年 SAS 開航北極航線以前，即在1952年至1954年中間實行六次的飛越北極探險飛行。他們曾赴 USAF 的北極航空學校 (Polar Navigation School) 見習以後，自己開始訓練一批專門飛行北極的領航員 (Polar Navigator)。大部份的受訓學生都是橫越大西洋有八年以上的豐富經驗，而且對於北極飛行很有熱情的。現在不受氣象影響的全天候航空設備由于電波天文學 (Radio Astronomy) 和電波六分儀 (Radio Sextant) 尚在研究發展，還不能到達理想階段。人類文化愈高交通愈複雜。KLM 現在有

一航線和子午線略平行，由荷蘭飛越北極經東京到荷蘭領新幾內亞島。南半球方面的非洲、南美洲、澳洲相信不久之內能够開航飛越南極大陸的新航線。

—— 完 ——

(註一) Single Drift Heading Flight: Pressure Pattern Flight 的一種。利用 Bellamy 氏

$$\text{偏流公式 } Z_n = \frac{g}{2\omega \sin \varphi} \cdot \frac{\Delta H}{A} \text{。式中 } Z_n$$

是總偏流， ω 是地球角速度， g 是重力， A 是飛機真速度， ΔH 是兩點間的等壓面高度差， φ 是緯度。

(註二) 壞血病：俗稱黃瘡，過去北歐民族或船員等缺乏維他命 C (青萊，青果) 和日光時，很容易患此病；此為最易出血之病，身體衰弱，齒齦腫爛，為貧血之階梯。

參 考 文 獻

- ① 橋本梅治、鈴木義男：氣壓配置飛行。新しい航空氣象
- ② 葉柱熊：航空雜記。今日交通第四期
- ③ 航空と氣象。氣象研究 Note 第9卷3號
- ④ 北極航法について。航空氣象文獻抄第3卷11號及第4卷3號。

台灣省雜誌協會會員
內政部登記證內警台誌字第五一號

社址：台北
電話：二

二
八
四

○政政

主編者：台灣省氣象所氣象學報社
地址：台北市公園路六十四號
電話：二
四
一

印刷者：文英印書公司
地址：台北市三水街七號
電話：三
四
七
二
四

METEOROLOGICAL BULLETIN

VOLUME 6. NO. 2.

JUNE 1960

CHIEN-HSIUNG YANG, *Dynamic Instability*.....(1)

W. S. KUO, *Tropopause Analysis and Forecasting*...(6)

YEUEH-NGO CHANG, *Wheat Plantation and its Climatic
Environments in Taiwan*.....(11)

Typhoons in Northwestern Pacific during 1959...(16)

Report on Floods of 7th August, 1959(26)

M. D. CHOU, *Polar Navigation*(43)

PUBLISHED QUARTERLY BY

TAIWAN WEATHER BUREAU

64 KUNG YUAN ROAD, TAIPEI, TAIWAN, CHINA

中華民國四十九年
九月三十日出版

季刊

臺灣省氣象所主編

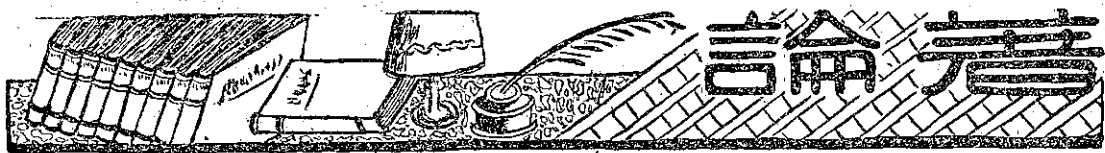
論著

- 臺灣氣候概述.....鄭子政
氣象預報.....王業鈞
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.....廖學鎰
大氣熱力圖解的分析及評價.....劉鴻喜

譯述

- 遠東持續性寒潮特有之平均氣壓場.....陳良曜

六卷三期



臺灣氣候概述

鄭子政

Le Climat du Taiwan

par Kenneth T. C. Cheng

Résumé

Ce rapport discute les conditions du climat du Taiwan en trois parties principales. En première, on donne les facteurs qui contrôlent les changements du climat du Taiwan. Ce sont la circulation générale d'atmosphère, l'équilibre de la chaleur du soleil sur la terre, et de l'influence de la convection orographique. La deuxième partie de ce rapport décrit la variation des éléments météorologiques comme la température, la pluie, l'évaporation, l'humidité, la nébulosité, la durée d'insolation et la répartition géographique des vents. La dernière partie explique les périodes sèches et les périodes humides dans cette région de la répartition géographique, l'influence des orages et des cyclones tropicaux. Toutes les discussions sont très utiles pour la référence du peuple en général.

一、控制氣候的因素

臺灣氣候的變動，主要的不外乎受着四種因素的影響：

(一) 大氣環流的動態 在亞洲大陸沿海岸各地區，有顯著氣候上的特徵，所謂季風氣候區域。在此地區內冬夏風信相反，隨季節轉移。在冬季多為東北或西北風，而在夏季為東南或西南風。其原因由於北太平洋上與亞洲大陸上氣壓局勢因海陸分佈不同的影響所形成之大氣環流有半穩定性狀態。通常稱謂大氣活動中心 (Centre of Actions) 在北太平洋上於夏季形成一個反氣旋流 (Anticyclone) 其楔端伸達亞洲大陸東南沿海岸，循此反氣旋之周流，東南亞洲地區均為東南風。待至秋末，由西伯利亞南下的冷空氣進入亞洲大陸中心而形為另一個陸上的反氣旋流，使亞洲大陸沿岸均受東北季風的籠罩。冬季季風盛行於冬春二季，到春殘暑來時節，夏季季風發動，於是東南季風盛行，直至秋中。一般而論，一年內東北季風季節較長而東南季風季節較短。在東南風盛行季節，天氣多晴爽乾旱，蘇東坡詩：「三時已斷黃梅雨；萬里初來舶鯨風」詩引：「吳中梅雨已過清風彌旬，歲歲如此」。東北風初至，陰雨連綿，諺云：「東北風，雨太公」「艮方風雨」。臺灣東北部之基隆以雨港

著名，即受東北季風之賦予。

(二) 地面熱量平衡的現象 因地球赤道與黃道間有傾斜角度，使地球表面在赤道之南北所受光熱有失平衡狀態。每於北半球夏至時適為南半球之冬至；而在北半球冬至時適為南半球之夏至。因此地面所受熱量因緯度之高下而有殊異。在高緯度地區地面輻散之熱量多於其所收受之熱量而在低緯度地區情形，乃屬適反。因是而有季節之嬗變。在春夏之交，大陸性之冷氣團已顯示衰退，而海洋性之熱氣團已開始進襲。雙方交綏於溫帶邊緣及副熱帶地區，在長江流域以南及臺灣地帶常連續形成一組之溫帶性氣旋，遲緩東進而構成一種梅雨型天氣形式。此乃乍晴乍陰，黃霉淫雨之姿態。在秋冬之間，在天氣型態上論，仍可能有相似型類之天氣發生，但由於南下冷氣團勢力強盛，此類微弱之氣旋甚易於消失。

(三) 地方性對流作用 在夏秋間地面受強烈日射，氣溫增高，因產生旺盛之對流作用。在空氣多含水氣之地區，由於空氣質點上升循氣溫上升遞減的準則 (Adiabatic Lapse Rate)，氣溫隨高度而降低，使空氣中水氣凝聚而成積雲 (Cumulus)，繼續發展而為積雨雲 (Cumulo-nimbus)。在雲頂上層空氣質點比較其鄰近環境空氣質點之溫度顯然為低，而形

成地方性局部之周流。其上部雲層中冰雪與雨點雜陳，形成非常不穩定狀態，終至發生雷雨，有時與雹俱降。在臺灣盛暑期間，雷雨爲夏季雨量淵藪的一種，亦爲消暑的一法。

(四) 熱帶氣旋的活動 在赤道無風帶南北緯三十度間稱爲信風帶 (Trade Wind Belts)。於北半球爲東北信風而在南半球爲東南信風。地球之赤道 (Tropical Equator) 與地面所受光熱之熱赤道 (Thermal Equator) 並不整合。於南半球之東南信風吹過赤道與北半球之東北信風相互遭遇，同時在北太平洋上氣溫在攝氏二十六度以上，在氣流場合上適宜於熱帶氣旋的形成。熱帶氣旋產生的地域大抵在馬紹爾群島與加羅林群島之間，但間亦有微弱之熱帶性氣旋發生於中國南海者。四十八年八月七日侵入臺灣中部而造成嚴重水災之熱帶氣旋即屬此類。熱帶氣旋產生以後隨大氣環流動力的推移自東而西。其行徑殊不規則，但大抵以拋物線爲準則。熱帶性氣旋因其產生地區不同而名稱不同。在西北太平洋東南亞區稱之曰颱風 (Typhoon)。颱風來臨時，氣壓驟降，至颱風中心經過，氣壓急升，在氣壓波動紀錄上形成楔狀曲線。熱帶氣旋比旋較溫帶氣旋之氣壓波度深，颱風經過挾狂風豪雨俱來，每易招致災害。因此颱風雨爲臺灣於夏秋間主要之雨量來源。以上所述四種控制臺灣氣候的因素，常互爲因果。使氣候波動時有遲早，而在氣候上發生寒燥燥濕的結果。天氣變化不息，永無窮已。在瞬息間及短暫時間的天氣變化則謂之天氣 (Weather)。若是累月積年的平均天氣狀態，則稱謂氣候 (Climate)。天氣與氣候對於人類生活具有深厚的影響，在農、林、漁、牧、水利各項建設事業的研究發展上均有不可分離的關係。茲再將臺灣氣候各項因子，作分別的分析，以說明臺灣氣候的變化。

二、氣 溫 變 化

論臺灣各地氣溫變化，大致因其地理環境之不同可劃分爲平原氣候與高山氣候。以平原氣候論，臺灣各地年平均氣溫均在攝氏二十度以上。臺灣南端之恒春，其年平均氣溫達攝氏二四點六度，而在臺灣北端之基隆，其年平均氣溫爲攝氏二十一點九度。恒春位置在北緯二十二度，而基隆所在之緯度爲二十五度，其間南北緯度之差約爲三度適與此處年平均氣溫之差值相若。各地全年氣溫變化頗屬單純，在一年中以七月爲氣溫之高峰而以一月或二月之氣溫爲低谷。恒春

年平均七月氣溫二十七點七度。一月氣溫爲二〇點五度。以臺灣北端基隆年平均氣溫相比較，其七月氣溫爲二十八點二度，而在一月氣溫爲一五點五度。顯然可見氣溫之較差 (Range) 在臺灣北部較南部地區爲大。

臺灣平原區累年平均氣溫比較表 (攝氏)

地 名	一 月	七 月	年 平 均	較 差
基 隆	15.5	28.2	21.9	12.7
臺 北	15.2	28.2	21.8	13.0
臺 中	15.8	27.8	22.4	12.0
臺 南	17.1	27.9	22.4	10.8
高 雄	18.8	28.1	24.4	9.3
恒 春	20.5	27.7	24.6	7.2
宜 蘭	15.9	27.9	21.9	12.0
花 蓮	17.3	27.4	22.6	10.1
臺 東	19.0	27.7	23.6	8.7

春夏秋冬謂之四季，四季之分配實以平均氣溫之更易而定。張寶堃先生曾採中國五日一候之制而以氣溫攝氏十度及二十二度以定春秋之終始。蔣右澹先生以氣溫十五度至十七度爲春秋氣候，以氣溫二十二度爲夏候，而以氣溫十度以下爲冬候。從前表中看臺灣季候可稱祇有春夏而無秋冬。終年草木蔥蘢，鮮見落葉，頗有四季皆春之感。

臺灣平原區氣溫極端最高與最低值表 (攝氏)

地 名	極端最高值	極端最低值	備 註
基 隆	37.9	5.0	
臺 北	38.6	零下 0.2	
臺 中	39.3	零下 1.0	
臺 南	37.8	2.4	
高 雄	36.7	7.3	
恒 春	36.2	9.5	
宜 蘭	37.9	4.2	
花 蓮	36.0	4.4	
臺 東	39.5	7.2	

就臺灣各地氣溫極端最高值而言，以臺中與臺東之氣溫極端最高值在攝氏三十九度以上，其他各處均在攝氏三十八度（約等於華氏一〇〇度）以下。臺中與臺東氣溫顯然特高之原因，或由於地形環境所致。一般而論，臺灣雖位在副熱帶地區，但其氣溫極端最高值鮮有超過攝氏四十度（約等華氏一〇四度）以上

者。若以大陸各地之氣溫極端最高值相比擬。重慶四十四度；西安四五·二度；安陽四十七度；懷寧四七·七度（約等於華氏一一八度）。以南京與漢口等處而論，其氣溫極端最高值亦超過攝氏四十度以上。可概見臺灣各地受海風與海流調節之影響，頗為顯著。

至於臺灣各地氣溫之極端最低值僅有臺中氣溫降至攝氏零下一度與臺北曾降達零下〇·二度。其他各地均在攝氏零度以上。在過去六十餘年紀錄中臺北曾見霜三十四次，臺中曾見霜三十三次，臺南曾見霜四次。霜害對於甘蔗、甘藷及果物均有嚴重之影響。臺灣以蔗糖為主要輸出農作物之一種，由此可見霜害之豫告與防止，在臺灣仍為農業氣象豫告上重要之措施。

高山地區氣溫之分佈

地 名	鞍 部	日月潭	阿里山	鹿林山	玉 山
高 度 (公尺)	836	1,015	2,406	2,728	3,850
月 份					
一 月	9.7	14.5	5.9	5.1	零下 2.6
二 月	10.5	15.1	6.6	5.0	零下 1.2
三 月	13.0	17.2	8.7	7.9	2.4
四 月	16.1	19.3	10.8	10.0	3.5
五 月	19.7	21.3	12.6	11.5	6.1
六 月	21.8	22.1	13.8	12.5	5.9
七 月	23.0	22.6	14.0	13.0	7.5
八 月	22.7	22.6	13.9	12.7	7.2
九 月	21.1	22.4	13.5	12.4	7.0
十 月	17.4	20.6	11.4	10.5	6.1
十一 月	14.6	18.5	9.5	8.3	4.4
十二 月	11.9	16.0	7.6	6.0	1.5
全 年	16.8	19.4	10.7	9.6	4.0

臺灣中部多屬於高山地區，幾佔全島面積之半。而玉山居中崑崙為遠東各地之最高峰，其高度達三千九百五〇公尺。高山氣溫隨其高度而遞減。依據理論在緯度四十五度處乾燥空氣上升垂直遞減率（Lapse Rate）約為一百公尺氣溫低降攝氏一度。但在含有濕氣之空氣中，其氣溫之垂直遞減率可能約僅及乾燥空氣氣溫遞減率之半。因此在玉山山嶺冬季積雪不消。平常自十二月至三月間經常由白雪籠罩。從山地各站一月與七月之氣溫較差觀察。玉山為十度，鹿林山、阿里山與日月潭皆在八度上下，鞍部為十三度。可以想見在三千公尺以上之地區氣溫垂直遞減率較大而於一千公尺至三千公尺間之高山地區其氣溫垂直遞減率較小。換言之，在玉山上之空氣比較乾燥而在鹿林山與阿里山等地區之空氣較為潤濕。

三、雨量與雨日數之分佈

臺灣各地降雨量之分佈，受地形上之影響居多。臺灣北端之基隆港受冬季東北季風之潤澤，形成著名之雨港。宜蘭一年中之雨量亦以秋冬之雨量多於春夏間之雨量。但在西南部地區高雄、恒春與澎湖等處冬季之雨量顯得分外稀少。冬季氣旋活動其走向均自西徂東，低氣壓的範圍亦比較廣大，因此其雨量分佈在臺灣也較為普遍。夏季降雨量來源以雷雨與颱風雨為主。雷雨多屬於局部地方性，尤以山地區域白晝雲起如重蓋，初夜雨注挾雷來。颱風雨之範圍往往視颱風之行徑、來向及其規模之大小而定。間有北部雨而南部不雨，亦有情形之相反者。以臺灣各地平均年雨量論，大致在二千公厘以上。澎湖地區因受臺灣地形遮蔽之影響（Shadow Effect），其地年雨量僅有一千公厘左右。臺中與新竹亦為少雨地區年雨量約一千七百公厘。臺灣東岸及南部地區年雨量約在一千八百至二千公厘上下。臺灣北部雨量在二千公厘以上。至於北部雨港基隆與當颱風路徑要衝之蘭嶼，此兩處年雨量均在三千公厘以上。玉山高度已在中層雲以上故其年雨量在三千公厘左右。其他山地區域之年雨量均在四千公厘以上。臺北縣之火燒寮平均年雨量達六千五百六十九公厘，而其最高年雨量曾達八千四百〇八公厘。

臺灣各地年雨量比較表（公厘）

地 名	海拔(公尺)	平均年雨量	最高年雨量
澎 湖	99	1,039	1,793
臺 中	77	1,781	3,058
新 竹	33	1,670	2,672
臺 東	9	1,841	3,243
高 雄	29	1,887	3,238
臺 南	13	1,843	2,925
臺 北	8	2,108	3,173
基 隆	3	3,159	5,173
蘭 嶼	322	3,139	4,214
玉 山	3,850	3,092	4,131
竹 子 湖	600	4,843	6,669
鞍 部	836	4,462	5,869
阿 里 山	2,406	4,259	5,851
鹿 林 山	2,728	4,053	5,185
火 燒 寮	420	6,569	8,408
庫瓦爾斯(高雄)	1,060	5,441	7,637

臺灣各地雨量，其季節分配大抵均以夏季雨量為

主，若夏季雨量缺少，日月潭之儲水量即感不足，水力發電便不能供應需要。冬季雨量豐多之處僅在臺灣北部一角，竹子湖、鞍部與基隆等處。距基隆四十海浬海上之彭佳嶼其雨量季節分配亦以夏季降雨量為主。但在臺東東南九十公里之蘭嶼其季節雨量分配則以九月雨量為最高點而以十二月雨量為次高點。其雨量分佈情形似近接於南洋群島之雨型。

臺灣選擇地區各月雨量分配表 (公厘)

地 名	基 隆	臺 中	臺 東	恒 春	阿里山
一 月	319	34	39	21	72
二 月	312	68	42	28	120
三 月	301	101	59	22	172
四 月	222	130	81	52	260
五 月	267	230	163	173	543
六 月	283	388	229	416	798
七 月	134	290	316	522	755
八 月	170	329	303	539	773
九 月	257	144	308	309	489
十 月	255	22	167	139	132
十一 月	304	17	89	61	58
十二 月	335	27	45	21	87

臺灣各地一日間 (二十四小時內) 之降雨量應以民國四十八年八月七日雲林縣梅林之日降雨量一〇〇一公厘為最大值，其次高值則以民國二十九年八月三十一日阿里山之日降雨量達七九〇公厘。又次則仍以去年八月七日斗六所測得七八六公厘為較高值。至

臺灣選擇地區各月降雨日數分配表

地 名	基 隆	臺 中	臺 東	恒 春	阿里山
一 月	22	8	11	9	10
二 月	21	10	10	8	11
三 月	21	12	13	7	13
四 月	18	11	15	8	14
五 月	18	13	18	12	21
六 月	16	17	14	19	24
七 月	10	16	13	21	26
八 月	12	17	14	22	25
九 月	15	9	15	18	20
十 月	19	4	12	12	15
十一 月	21	5	10	9	9
十二 月	23	6	10	8	9
全 年	215	126	153	152	197

在一小時內之最大降雨量就紀載中所見以在民國三十六年七月二十九日於臺南實測所得一六三公厘為最高值，而在民國四十五年四月二十三日於大武測得之一四八公厘為次高值。

就臺灣各地全年雨日數而論，以蘭嶼為最多，全年有二四八日。其次在臺灣東北地區基隆、宜蘭等處全年雨日數亦達二百十五日以上。高山地區如鞍部、阿里山等處全年亦達二百日左右。但在玉山僅有一六八日。臺東、恒春與日月潭約年有一百五十日。臺中僅有一百二十六日。臺南與高雄約在一百十日上下。澎湖全年雨日數僅有九十六日。各地一年中雨日數大抵均聚合於夏季，而僅於臺灣北部之各站所其雨日數多見於秋冬兩季。蘭嶼各月之雨日數分佈亦然。

四、蒸發量變化與降雨量比較

蒸發量之紀載因與蒸發皿之質地及口徑之大小，或型類之不同與安置場地之環境均有密切之關係。臺灣各地觀測站所安置之蒸發皿，均與二十公分口徑雨量計相等。亦同時安置於觀測場地中。空氣中之蒸發量實未可忽視。全年之蒸發總量以在高山如鞍部、阿里山地區較小在八百至九百公厘。其他各處均在一千公厘以上。玉山之年蒸發量達一二六四公厘。基隆、淡水、臺中等處均在一千五百公厘左右。澎湖之全年蒸發量達一八六〇公厘。大武與恒春之全年蒸發量均在二千公厘以上。

臺灣各地累年平均各月之蒸發量表 (公厘)

地 名	基隆	臺中	花蓮	臺東	高雄	恒春	阿里山	蘭嶼
一 月	67	95	78	113	129	154	69	79
二 月	62	90	72	109	136	149	67	79
三 月	80	109	89	125	168	190	74	91
四 月	96	124	105	137	185	197	80	97
五 月	116	151	126	153	208	199	78	134
六 月	140	153	137	163	165	160	70	121
七 月	206	174	184	185	172	160	75	147
八 月	199	163	170	171	157	148	69	133
九 月	160	157	146	154	163	154	70	118
十 月	128	155	126	152	163	182	78	125
十一 月	99	120	97	131	138	171	75	99
十二 月	75	97	86	115	123	158	73	79
全 年	1,427	1,588	1,417	1,709	1,907	2,021	877	1,301

一年中蒸發量旺盛之月大抵都在七月。但間亦有在五月或九月或十月者。一地降雨量之多寡與其蒸發

量平衡之結果，其盈虧之值足以顯示空氣中之乾濕環境與植物可能滋生之狀態。以澎湖言，其全年降雨量與蒸發量之差值虧損達八二一公厘。澎湖蒸發分外旺盛的原因，其風信、日射與土質兼俱有其嚴重之影響。一般情形而論，臺灣中南部及東部各地之降雨量與蒸發量的平衡狀態，大抵冬季降雨量少於蒸發量，而顯示虧損差值 (Deficiency)。但在夏季中則降雨量多於蒸發量，而發生剩餘差值 (Surplus)。在臺灣北部基隆與宜蘭之水分平衡狀態，與其他各地適反，而在夏季七、八月間產生降雨量虧損差值。至於在高山地區如鞍部與阿里山等處則其水分平衡在全年各月均有剩餘差值。

臺灣各地降雨量與蒸發量平衡比較表 (單位公厘)

地 名	一 月	七 月	全 年
基 隆	剩餘 252	虧損 72	剩餘 1,732
臺 中	虧損 61	剩餘 116	" 193
花 蓮	" 18	" 63	" 622
臺 東	" 74	" 131	" 132
恒 春	" 133	" 362	" 282
澎 湖	" 88	虧損 3	虧損 821
高 雄	" 117	剩餘 331	" 20
阿 里 山	剩餘 9	" 680	剩餘 3,382
玉 山	虧損 37	" 368	" 1,828
蘭 嶼	剩餘 190	" 90	" 1,838

五、臺灣各地濕度之分佈

最大水汽張力與觀測時水汽張力所形成之百分比統稱之相對濕度。臺灣各地記載年平均相對濕度均在百分之八十左右。僅在偏居南疆的蘭嶼其年平均相對濕度為百分之九十。此外在高山地區鞍部為百分之九十三，竹子湖為百分之八十八，阿里山為百分之八十六。夏季各月除臺灣北部淡水、基隆、臺北等處其相對濕度在百分之八十以下，幾乎臺灣其他各地之相對濕度均在百分之八十以上。冬季各月則以臺灣東部與南部地區其記載相對濕度較低約百分之七十五左右。在臺灣地區素以乾旱見著之澎湖列島在馬公亦僅以十月與十一月兩個月相對濕度在百分之七十八全年其他各月之相對濕度均在百分之八十至八十五之間。以臺灣各地之相對濕度而言，其變化可稱微小。

六、臺灣各地之雲量與日照

臺灣地區空氣潤濕，因而濕度高，雲量多。各地

臺灣各地之累年平均相對濕度 (百分比)

月 份	基隆	臺北	臺中	臺東	高雄	恒春	阿里山	蘭嶼
一 月	84	84	81	75	75	73	80	83
七 月	78	78	81	81	84	84	90	91
全 年	82	82	81	79	79	78	86	90

累年總平均雲量均在十分之五以上。臺灣北部山地之鞍部與南方孤峙海中之蘭嶼年平均總雲量均在十分之八點五左右。花蓮與臺東之年平均雲量均在十分之七上下。僅在臺灣之中南部之年平均雲量較小。臺中為六點一，臺南為五點六，高雄為五點八，恒春為六點一。全年各月之雲量變化在臺灣北部於冬季各月之平均雲量多而在夏季各月平均雲量較少。至於臺灣中南部各月平均雲量之變化，則在夏季各月平均雲量較多，而在冬季各月平均雲量較少。顯見臺灣北部與中南部平均雲量分佈情況適成反比。臺灣東岸各站平均雲量記載亦以冬季各月多於夏季各月，其逐月平均雲量以七、八、九、三個月為全年中雲量較少之月份。

臺灣各地累年平均雲量之分佈 (十分比)

月 份	基隆	臺北	臺中	臺東	高雄	恒春	阿里山	蘭嶼
一 月	8.7	7.9	5.6	7.9	5.0	5.7	5.8	8.9
七 月	6.0	6.3	6.8	5.9	7.0	6.7	7.9	7.8
全 年	7.8	7.3	6.1	7.2	5.8	6.1	6.8	8.4

各地之日照時數之多寡與雲量之比例，恰屬相反。雲量多處日照少乃屬於自然之理。因此在臺灣中南部一帶年平均日照時數均在二千四百小時以上，而臺灣全年日照量最多之測站臺南，其累年平均日照時數達二六一〇時之多，其日平均日照時數可達近七小時。臺灣本島各地年平均日照時數最少之處為基隆，其年平均日照為一二五五小時，恰為臺南全年日照時數之半。此外在外島日照時數最少之處在蘭嶼之全年日照時數為一二一九小時。

臺灣各地累年各月平均之日照時數

月份	基隆	臺北	臺中	臺東	臺南	恒春	阿里山	鹿林山	玉山	蘭嶼
一月	45	88	185	108	198	180	166	112	205	56
七月	213	224	246	246	241	227	131	119	183	161
全年	1,235	1,647	2,463	1,884	2,621	2,415	1,739	1,335	2,153	1,219

植物之發芽舒葉與花實均有其積溫 (Accumula-

tive Temperature) 之限度同時亦受日照之影響，植物之發育對於光與熱實兼有密切之關係。向陽山坡所種之菓樹，每有先發之徵象。玉山觀測站立於雲層之上，日照時數較多。在夏秋間鹿林山日照時數特少，顯出山中夏秋對流雲發展旺盛，常受雲層之籠罩。在臺灣各日照觀測站中於一月以臺南日照時數為最高達一九八小時，而以基隆為最低僅有四十五小時。至於七月以澎湖日照時數為最高達二七二小時，而以鹿林山為最低僅見日照一一九小時。

七、臺灣各地之風信與風速平均狀態

地面風信與風速變化悉受大氣環流與氣流擾動之控制。使天氣變幻無已。風信隨時轉易，風速瞬息增減。風信視氣壓分佈之局勢而定，風速則視氣壓坡度 (Pressure Gradient) 之平陡而異。但間亦因地理之環境而改變。臺灣風信變化不能離去季風之約束。亦時受氣旋或颱風較小氣流擾動之驚亂，使一地方之風信風速之急變不易辨其面目。以一般氣壓分佈大勢而言，冬季西伯利亞高氣壓挾寒冷空氣南下，鋒面 (

臺灣各地冬夏風向頻率比較表 (單位百分比)

地名	月份	北	北東北	東北	東東北	東	東東南	東南	南東南	南
彭佳嶼	一月	4.6	42.8	17.8	7.0	3.9	2.6	5.0	4.9	1.6
	七月	0.4	0.6	2.6	1.8	5.5	2.4	26.2	12.1	12.3
	全年	2.4	9.4	30.0	7.1	6.4	3.3	12.3	6.7	4.7
基隆	一月	12.6	23.2	10.4	5.7	2.5	1.2	2.0	1.7	3.3
	七月	4.7	7.7	13.5	1.9	1.7	4.8	3.7	3.8	15.3
	全年	8.6	15.0	15.9	8.6	5.6	3.0	3.0	2.7	6.5
臺北	一月	1.8	0.5	2.9	7.6	24.9	24.1	1.9	1.1	2.1
	七月	3.5	0.9	1.4	2.9	10.5	5.9	3.6	4.0	12.1
	全年	2.1	0.5	1.5	5.1	28.2	17.9	3.2	2.1	5.5
高雄	一月	11.1	16.5	9.5	4.2	3.8	0.2	0.8	0.2	0.4
	七月	1.1	1.3	9.2	13.9	12.2	7.2	6.6	5.5	4.4
	全年	6.0	7.4	7.0	7.5	5.8	2.0	3.1	2.2	1.3
恒春	一月	5.9	8.2	50.6	9.2	10.5	2.5	0.4	0.4	0.5
	七月	1.8	0.8	1.0	0.4	10.4	9.5	7.3	1.0	6.1
	全年	3.2	4.3	30.3	8.5	9.9	4.6	1.9	0.5	2.2
澎湖	一月	4.9	56.8	31.7	4.1	0.2	—	0.2	—	0.1
	七月	3.0	1.4	1.9	0.5	0.1	—	1.1	5.7	17.9
	全年	6.7	36.9	19.2	1.0	0.6	0.3	0.8	1.6	5.0
阿里山	一月	2.9	1.6	5.8	0.7	1.0	1.7	7.0	2.6	6.4
	七月	3.1	2.6	7.1	3.4	3.8	0.6	3.2	5.8	6.3
	全年	3.2	1.7	4.4	2.5	4.0	1.0	4.6	2.7	6.6
花蓮	一月	9.5	11.8	11.1	1.4	0.9	1.0	3.2	2.0	1.6
	七月	3.1	3.3	2.0	2.1	2.9	6.3	14.8	9.3	3.1
	全年	6.3	11.7	11.9	2.5	1.7	2.6	5.1	3.9	2.0
臺東	一月	5.8	6.9	15.1	3.4	0.8	0.8	0.7	0.6	0.1
	七月	2.7	1.4	2.4	2.6	3.1	3.7	3.1	4.0	8.8
	全年	5.9	5.0	15.0	6.9	3.4	1.7	2.0	1.5	2.5
蘭嶼	一月	0.2	75.2	6.5	5.0	5.9	1.8	0.2	0.4	2.0
	七月	1.6	11.5	8.6	6.2	1.2	1.6	1.4	6.5	8.7
	全年	1.8	51.6	7.6	5.0	2.0	1.3	0.5	2.4	3.9
地名	月份	南西南	西南	西西南	西	西西北	西北	北西北	靜止	
彭佳嶼	一月	1.0	1.0	—	2.0	0.4	1.4	2.8	1.2	
	七月	3.8	10.3	1.8	10.3	1.2	4.5	0.6	3.4	
	全年	1.2	5.0	0.7	5.5	1.5	3.0	1.4	1.3	
基隆	一月	1.3	2.5	1.8	1.1	3.4	2.9	6.0	18.3	
	七月	10.4	6.8	2.2	2.4	0.5	1.4	1.3	17.9	
	全年	4.8	4.2	1.7	1.6	0.5	1.1	2.7	14.1	
臺北	一月	1.5	1.3	2.6	2.8	2.1	3.9	2.7	16.1	
	七月	3.7	2.2	3.0	9.7	3.5	6.0	3.7	22.9	
	全年	2.1	2.2	2.5	5.7	2.3	3.8	2.7	12.6	
高雄	一月	0.2	0.4	0.2	0.4	0.4	17.0	20.1	14.6	
	七月	2.9	4.3	3.7	3.7	3.9	8.9	4.1	7.2	
	全年	0.9	1.9	1.5	2.6	3.4	18.1	12.5	16.8	
恒春	一月	0.1	4.3	0.1	0.2	0.2	0.5	3.1	7.4	
	七月	2.0	5.6	5.3	6.1	2.8	5.8	4.8	29.5	
	全年	0.7	1.3	1.7	3.4	2.9	5.1	3.8	15.6	
澎湖	一月	0.3	0.1	0.2	0.2	0.4	0.2	—	0.6	
	七月	19.8	14.5	8.3	8.6	2.5	1.3	4.0	9.4	
	全年	8.4	5.0	2.7	2.6	1.0	0.8	3.0	4.2	
阿里山	一月	3.4	12.2	3.5	19.3	1.1	6.9	0.8	23.0	
	七月	2.1	6.2	0.7	8.7	2.2	5.6	1.3	37.3	
	全年	2.6	8.3	2.0	12.2	1.5	5.6	1.6	35.3	
花蓮	一月	9.2	10.0	7.7	8.5	4.5	7.9	6.0	3.5	
	七月	14.1	8.2	9.4	3.9	0.9	2.0	1.0	13.9	
	全年	8.1	8.4	9.9	5.1	2.6	3.4	3.2	11.4	
臺東	一月	1.3	0.3	0.4	0.2	0.2	7.5	51.7	4.2	
	七月	9.0	5.4	1.5	2.6	4.1	19.4	8.3	17.7	
	全年	3.8	1.5	0.5	0.9	1.2	9.3	29.8	9.1	
蘭嶼	一月	1.2	0.8	0.6	—	—	—	—	0.2	
	七月	18.5	23.8	6.9	0.6	0.2	—	0.8	1.8	
	全年	5.8	10.0	5.6	0.4	0.2	0.3	0.2	1.3	

Front) 前後之氣溫差別甚大，氣壓坡度陡急，因此風寒凜冽，風勢緊急。故東北季風風力強盛。轉入夏季由太平洋上向西推移之高氣壓，其範圍可稱廣漠，氣壓坡度較為平坦，因此東南季風風勢和順。僅在颱風來時，風勢狂暴。至於局部之周流影響如雷雨，龍捲風之類則其為時更覺短暫。茲將臺灣主要代表性各站所之近二年來（四十八至四十九年）風向頻率百分比列示如上頁，以供作風信變化研究之佐證。

由臺灣各地風向頻率百分比觀察所得於一月中各處均以東北風或西北風之頻率為最高。其中僅以臺北區因受南北邱陵地帶之挾持東北季風多沿基隆河谷而入，使其風信偏東。於一月中阿里山之風向頻率以西風居首，可能顯示東北風之層次甚低，在海拔二千四百公尺以上已進入西風層之境界。尤為昭著之現象在一月風信頻率於恒春、澎湖、臺東與蘭嶼等處其北風之成分均達百分之五十以上，而蘭嶼之北東北風頻率百分比竟於一月中達百分之七十五。七月在臺灣各地風信多轉向東南或西南，但其頻率百分比之集中力遠不能與東北季風之勢力相互抗衡。彭佳嶼七月之東南風向頻率僅達百分之二十六，而於蘭嶼七月之西南風頻率亦約僅達百分之二十四而已。阿里山上風力微弱空氣多靜止狀態。風信零亂，南風頻率亦僅有百分之五或六。而西風仍獨佔優勢。無疑的在夏季之西風層次高度已顯然增高。從上述風向頻率趨勢而論在全年中東北或西北風信頻率顯居於領導地位。綜合全年之風向頻率比較之因顯出澎湖之北東北頻率百分比之三十七。而在蘭嶼之北東北頻率竟達全年百分之五十二之多。

臺灣各地累年逐月之平均風速均甚和順，臺灣中部之平均風速最小約每秒二公尺以下，北部平均在每秒三公尺而推至南部本島各站平均風速約在四公尺左右。離臺海島上各地之平均風速較大，彭佳嶼與蘭嶼其累年平均風速均在七公尺以上。高山地區如阿里山所測得年平均風速僅每秒一點六公尺，鹿林山為二點一公尺，玉山北峰之年平均風速為每秒四公尺左右。

海上各站所之平均風速以十二月較一月為強勁，以高山上觀測結果而言則以一月較十二月之風力為強盛。一般通論不以地域或高度上之限制，冬季之風力平均大於夏季之風力。至於各地極端最大風速以蘭嶼於民國四十四年八月二十三日於颱風掠過該島時所紀載每秒六十五點七公尺之瞬間風速為在臺灣地區之風速絕對最高值。從各地所紀載風速絕對最高值發生之時日因觀察得知大風所發生之時間多見於八、九月期

臺灣各站累年平均風速表（每秒公尺）

地 名	一 月	七 月	累年平均	極 端 最 大	
				風 速	風 向
彭 佳 嶼	8.4	6.8	7.4	52.0	南東南
基 隆	3.8	2.9	3.2	33.8	南西南
臺 北	3.3	2.4	3.1	31.3	東
高 雄	2.5	3.2	2.4	38.0	南
恒 春	5.3	2.8	4.1	39.8	西西北
澎 湖	8.5	3.8	6.4	40.3	北東北
花 蓮	3.0	2.3	2.6	45.0	北東北
臺 東	3.6	2.4	3.0	42.5	南
蘭 嶼	7.8	7.9	7.7	65.7	西南
阿 里 山	1.8	1.6	1.6	27.5	東
鹿 林 山	2.9	1.8	2.1	26.0	西南
玉 山	5.2	2.6	4.1	49.7	南

間。而在高山站所紀載大風發生之月份，則多在於冬季風交替之階段。推論在上空大風發生之時間，或即為噴射氣流適於形成之季節。

八、臺灣地區乾早期與潮濕期之分析

早期與濕期之分析依據康冷 (V. Conrad) 之定則，早期 (Dry Spell) 須至少連續五日不雨。英國「不列顛雨量」(British Rainfall) 一書自一八八七年即已介紹早期、部份早期及絕對早期定義之解釋。部份早期 (Partial Dry Spell) 須至少連續二十九日而其平均日雨量在零點二五公厘以下，至於絕對早期 (Absolute Dry Spell) 須連續十五日其間無一日之雨量超過零點二五公厘者。至於濕期 (Wet Spell) 其定義與早期相等。即須連續十五日而每日雨量須在一公厘以上者。早期與濕期發生之區往往與其地域分佈有顯著連鎖關係。臺灣在苗栗以南，迄於枋山附近之西部平原與山地一部，常見早期頻仍。廖君學鑑稱清水以南至枋山間沿海平原一帶平均每二年發生五十日以上早期一次。而在其東方邱陵地帶則平均約五年發生一次。但更至東方之較高山地則無乾旱現象。在地中海中亞德里亞海沿岸於夏季所見之絕對乾早期達八十一日。在東阿爾卑斯於四十年間在九月中得最長之雨期達十六日。在臺灣乾早期在一百日以上發生之地區以臺南、高雄、屏東三縣較多，而嘉義、南投、臺中各縣次。臺灣所見乾早期之最長者係發生於旗山，自民國八年十月十四日至民國十年四月二十五日間達一百九十四日，其間僅有微雨二公厘。民國四十八年八月七日大水災亦見於臺灣之中南部地區。凡氣候

變率愈大者，則災害更易於發生。至於乾旱期一般發生之時期多在冬季季風盛行之時期。臺灣中南部之氣候頗有連繫之關係。按筆者以民前十五年至四十四年間之紀錄求得臺南與臺中八月雨量之相關係數 (Correlation coefficient) 達正零點五一一 (+0.511)，而其可能差 (Probable Error) 爲零點零七九 (± 0.0788)。顯見此兩地區之乾旱與潮濕時期之產生有未可忽視相因之關係。又求得臺北、臺中與臺南八月份降雨或然率 (Probability of A Day with Precipitation) (註一) 臺北爲百分之五十點七，臺中爲百分之三十四點六，臺南則爲百分之三十。此三處八月份之降雨或然率顯有自北至南漸減之傾向。更以此時期五十六年之降雨總量除以該年數同階段之雨日總數所得之八月之日降雨密度 (註二) 臺北爲二十公厘，臺中爲一八點九公厘，臺南則爲二二點六公厘。由此可見臺灣於八月間臺中較臺南之降雨或然率爲

臺灣中南部乾旱期與潮濕期發生次數之比較

連續乾旱或 潮濕日數	乾旱期發生之次數				潮濕期發生次數	
	臺 中		臺 南		臺 中	
	二月	八月	二月	八月	八月	八月
五 日	18	13	12	6	18	14
六 日	12	8	13	9	9	14
七 日	10	10	16	1	8	9
八 日	12	1	11	1	6	8
九 日	7	1	7	1	10	9
十日	5	—	4	1	3	4
十一日	4	1	8	1	1	4
十二日	3	—	4	2	1	4
十三日	4	2	2	—	3	4
十四日	—	—	3	1	1	—
十五日	1	—	1	—	1	1
十六日	1	—	1	—	1	1
十七日	1	1	5	—	—	—
十八日	1	—	1	—	—	—
十九日	—	—	1	—	—	—
廿 日	—	—	2	—	—	1
廿一日	1	—	1	—	—	1
廿二日	1	—	11	—	—	—
廿三日	—	—	—	—	—	—
廿四日	1	—	—	—	—	—
廿五日	—	—	—	—	—	—
廿六日	1	—	—	—	—	—
總 計	83	37	103	23	62	74

小而其降雨密度則臺南應較臺中爲大。廖學鏗君 (註三) 以連續降雨三十日稱爲霪雨次數。在臺灣東北部每三至五年發生一次霪雨，其始雨時期常在十二月前後，富貴角最長霪雨期達六十一日。當在五、六月梅雨時期亦可能有霪雨現象產生。如鍋山、池瑞等地之霪雨竟達九十一日。臺灣中南部地區以夏季雨量爲其全年總雨量之淵藪。以六、七、八三個月之雨量佔全年總雨量之百分比言，臺中居百分之五十六，臺南居百分之六十八，阿里山亦居百分之五十六，而日月潭則居百分之五十七。顯見夏季雨量之重要性。因此在臺灣中南部於夏季發生絕對濕期 (或稱霪雨期) 時即易招致水災，而在夏季發生絕對旱期時則將招致旱災。茲以臺中與臺南兩處二月與八月兩個月於過去五十六年間所見旱期之次數，列表如次以作簡單之比較，以資研究臺灣旱期參考之佐證。

由上表觀察臺灣中南部地區乾旱期發生之次數以冬季多於夏季，以一般而言南部多於中部。其結果與前所引證均相近若。據紀錄所見臺中最長之旱期爲二十六日，而臺南最長之旱期爲二十二日。至於臺中所見八月最長潮濕期爲十六日而在臺南八月霪雨連綿最長之潮濕期曾達二十一日。

九、臺灣之雷雨分佈

夏季地面對流作用旺盛，空氣中飽含水氣，蒸騰上升凝聚而形成爲濃厚之積雲，其平均高度達三萬八千英尺，但其最高直展高度可達六萬英尺。臺灣各處所見之雷雨多屬於夏季對流性熱雷雨。以臺北於夏半年 (四至九月) 雷雨發生次數達其全年雷雨總次數百分之八十八。臺灣位於副熱帶中，而其中部面積多屬山區爲適宜於雷雨醞釀之地區。世界各處雷雨分佈地帶集中於熱帶及副熱帶，溫帶次之，寒帶鮮少。而兩極地區則十年始得一遭。統計世界每年發生雷雨之總次數達一千六百萬次，平均每日常有四萬四千次，即每小時達一千八百次 (註四) 在熱帶爪哇之年平均雷雨日數達二百二十三日之多。佔全年日數百分之六十。雷雨發生之地區以山區較平地爲多。雷雨發生之時間多在對流旺盛之時期。大抵自下午二時至七時間所見雷雨之次數特多，尤以在下午四時爲臺灣雷雨發生時間之最高峰。

由各地逐月累年平均雷雨日數中顯出臺灣各地之雷雨日數均集中於夏季，而春秋兩季中次之，冬季中雷雨鮮少。此亦可見熱雷雨發生之次數特多，而鋒面雷發生之次數甚少。若以地域分佈而言，雷雨發生之

臺灣各地累年平均雷雨日數

地名	基隆	臺北	臺中	臺南	高雄	恒春	澎湖	花蓮	臺東	阿里山	蘭嶼
一月	0.2	0.4	0.4	0.3	—	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1
二月	0.4	0.8	0.6	0.5	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4
三月	1.0	2.2	2.2	1.1	0.8	0.6	1.2	0.9	0.7	1.2	0.4
四月	1.8	2.9	2.7	2.2	1.9	1.8	2.2	2.4	2.2	3.1	2.5
五月	1.7	3.3	3.8	3.7	3.5	3.7	1.6	4.7	4.4	6.0	3.6
六月	4.3	7.2	7.7	6.0	4.7	4.1	2.3	4.5	3.2	6.7	4.5
七月	3.0	8.9	11.0	9.9	7.7	5.2	2.4	3.8	3.5	8.6	2.5
八月	2.4	7.4	10.0	9.7	7.8	5.0	2.0	3.9	3.7	8.0	4.9
九月	1.4	3.7	4.7	6.5	4.4	3.2	1.3	3.7	3.6	5.4	3.8
十月	0.2	0.6	0.6	1.1	1.1	1.1	0.2	1.1	0.9	1.5	0.8
十一月	0.1	0.2	0.1	0.1	—	0.3	0.1	0.2	0.2	0.3	0.2
十二月	—	0.1	—	0.1	—	0.1	0.1	—	0.1	0.1	—
全年	16.5	37.7	43.8	41.2	32.2	25.6	14.0	25.8	23.5	41.4	23.7

次數以臺灣中南部為最多，而在臺灣山區中雷雨亦多。東岸各地雷雨發生之次數次之。以北部之基隆與臺灣海峽中之澎湖所見雷雨之次數為最少。此或由於基隆與澎湖所受氣壓分佈與地理環境影響所招致。而各專家之論見亦各有不同。（註五）

十、颱風對於臺灣氣候之影響

北太平洋西部熱帶氣旋主要產生之範圍在東經一百三十五度及北緯十五度左右地區，換言之，即在馬紹爾群島（Marshall Islands）以西與加魯林群島（Caroline Islands）以北之地域一帶。但間亦有熱帶氣旋產生於中國南海及其他地區者惟其比例在百分之二十五以下。在此區域所發生之熱帶氣旋其中心風速增強至每秒一七·二公尺至三二·六公尺（每時三四海浬至六四海浬）時始稱輕度颱風。在風速增至每秒三二·七至五〇公尺（即每時六四海浬至一百海浬）時稱為中度颱風，待至颱風中心風速達每秒五〇公尺以上（或每時一百海浬以上）時即稱強烈颱風。但在颱風發展之過程中，其中心風速加強或減弱常因氣壓局勢之變遷而時有變化。颱風準常之行徑屬於拋物線形，然由於高空或地面氣壓分佈局勢之變易而形為不規則之路線。據香港皇家氣象臺統計每月轉向點之平均緯度自三月至八月以次逐月向北推移，待至九月以後，重複轉南。

颱風侵襲臺灣次數之統計，已有若干氣象學者整理過去記載之紀錄（註六）。茲將北太平洋西部累年逐月颱風發生之總次數與其中侵襲臺灣之颱風次數及

颱風每轉月向點之平均緯度

月份	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月
北緯	13	16	18	21	28	30	25	21.5	18.5	17

北太平洋西部颱風發生之次數及侵襲臺灣颱風次數及其頻率百分比（一八九七年至一九五六年）

月份	北太平洋西部發生次數及頻率		侵襲臺灣颱風次數及頻率		
	總次數	頻率	總次數	頻率	最高次數
一月	14	1.2	—	—	—
二月	6	0.5	—	—	—
三月	7	0.6	—	—	—
四月	23	2.0	1	0.5	1
五月	47	4.0	9	4.1	2
六月	72	6.2	14	6.4	2
七月	204	17.5	55	25.1	3
八月	224	19.2	68	31.0	4
九月	226	19.4	50	22.8	3
十月	164	14.0	17	7.8	3
十一月	121	10.4	5	2.3	2
十二月	59	5.0	—	—	2
總計	1,167	10.0	219	100	8

其百分比率列舉如左。

查颱風侵襲臺灣之紀錄自四月至十一月間所在多有，僅在其頻率之高下而已。但在七至九月三個月中侵襲臺灣颱風次數居總次數比率之百分之七十八。前表中所列各月中侵襲臺灣最高次數在八月有四次之多。但在今年（四十九年）八月侵襲臺灣颱風之次數已達五次以上，而超出過去六十四年之紀錄。一般颱風移動之速率約每小時十公里左右，但在颱風路徑轉向以後其移動速率可能比較在未轉向之前之速率增加一倍以上。颱風中心有平靜無風無雨之區域通稱為颱風眼（Typhoon Eye）中心經過以後，風雨狂暴如故，此為颱風結構上之一特徵。在颱風區域氣壓坡度甚大，因之風勢強盛暴戾。颱風中心最低氣壓於民國二十四年八月二十七日在彭佳嶼記載所得曾達九三五（等於七〇一點五耗）颱風經過時最大風速於民國四十四年八月廿三日在蘭嶼記載所得達每秒六十五點七公尺。而熱帶風暴所帶來之豪雨當以民國四十八年八月七日在雲林縣梅林記載所得之最大日雨量達一千零一公厘。因此颱風來時賦予臺灣風雨之災害，年屬可觀。自民前十五年至民國四十八年間因颱風災害死亡之

人數已達六〇八三人，房屋經颱風吹毀者亦已達三〇八九三〇幢。颱風對於臺灣在夏秋間氣候上之影響可稱為惟一轉變氣候之主宰。

結 語

本文論臺灣氣候因限於篇幅，僅得挈其綱領，擇要言之，疎漏之處實多，敬祈讀者有諒。此文引證之累年平均氣象紀錄，均自臺灣各站建站之年起以至民國四十八年止而經於短時間內賴臺灣省氣象所統計同仁整理紀錄完成及秘書室同仁校稿繕印，協助至多，使筆者得以僥倖完稿敬於篇末，以誌感謝之忱。

參 考 文 獻

(註一)以陽曆一年日數除一地累年準平均兩日數乘百分

數所得之降雨或然率。

見 V. Conrad and L. W. Pollak: Method In Climatology, 1950. pp 201-202

(註二)見 V. Conrad and L. W. Pollak: Method In Climatology, 1950. p. 205

(註三)廖學鎰著臺灣之氣象災害見氣象學報六卷一期。

(註四)WMO 21 TP 21-World Distribution of Thunderstorm Days.

(註五)氣象學報四卷二期劉鴻喜著雷雨之研究。

氣象學報二卷三期黃光表著臺灣之雷雨。

(註六)臺灣累年氣象資料報告。颱風之部 徐明同等編(未出版)。

薛鍾彝著五十年侵襲臺灣颱風之統計。

朱祖佑著六十年來侵襲臺灣之颱風。

廖學鎰著臺灣之氣象災害。

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，如作者不願刪改者請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、來稿一經刊載即致稿酬，每千字按三十元至四十元計算。創作論著稿之特具價值者另議。
- 十一、惠稿文責自負。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象所氣象學報社收。

氣象預報 王業鈞

——非絕熱過程下一千毫巴面之數字或繪圖預報——

Numerical Prognosis Including Non-Adiabatic Warming

Abstract

Yeh-chung Wang

A two-level graphical-numerical prediction model is extended so as to incorporate some orographical and non-adiabatic warming or cooling effects in a manner such that almost no extra work is added.

The model is applied to several cases where non-adiabatic heat exchanges are pronounced. The resulting prognoses show a material improvement over a similar model which omits the non-adiabatic influence.

一、前言

當大陸性寒帶氣團離開大陸流至海洋面時，由於洋面溫度較高，此氣團之底部即吸收洋面之熱能而膨脹，同時亦吸收大量水氣，使此乾燥氣團逐漸變為潮濕。此種熱能傳遞係由於直接傳導 (Conduction)，或輻射 (Radiation)，使底部空氣變熱而上升，致發生對流現象 (Convection)，熱能乃傳至較高部份，或因風之攪合 (Turbulence)，或擴散 (Diffusion)，將海面較熱空氣鼓動至較高部份，亦可由海水蒸發之水氣升入空中，經冷凝而釋出其氣化時所吸收之潛熱，此熱能為四周空氣所吸收，因而膨脹。此諸種過程多在較低空進行，使 1000 至 500 毫巴面間之厚度增加，影響氣象變化至驟⁽¹⁾。過去各學者研究 1,000 毫巴面 12 小時或 24 小時預報時，多因此熱能傳遞過程之複雜性而假設熱能傳遞為「零」，即氣團之流動係絕熱的 (Adiabatic)。此種假設在某種情況下，當然與事實相差過遠。華盛頓州立大學李德 (Reed, R.J.) 教授曾於一九五八年二月為文於美國氣象學會學報⁽⁵⁾，採用柏克氏法 (Burke's Method)，擇點計算熱能上竄程度，而求出 500 至 1,000 毫巴面間厚度之增加為若干，因而修正其 1,000 毫巴面預報氣象圖，此法之提出已使其本人原於一九五六年提出之預報方程式之相關係數 (Correlation coefficient) 從 0.67 增至 0.74，海洋區 1,000 毫巴面預測高度平均差誤 (RMS error) 由 293 呎減低至 193 呎。此法雖將其相關係數增高甚多，但因係擇點計算，時間上殊不經濟，在本研究報告中，此種非絕熱過程下的熱能傳遞，即係以一種極簡單，且幾乎不另添加工作時間的方式下併入計算，縱使結果並不較李德教授之結果改進很多 (實際上本研究報告有甚大之改進)，但時間之節省亦係一大優點，蓋氣象預報必須於一定之時間內

報出也。有關地形因素，亦已包括於預報方程式內，係兼採李德教授及美國海軍研究院 (U. S. Naval Postgraduate School) 何廷勒教授及赫斯 (Haltiner & Hesse) 之地形函數⁽³⁾。中國大陸之地形函數為何，尚待研究，或國內已有學者研究具有結果亦未可知。

二、預報方程式之推演

本文之數學演算均為向量。

基本旋渦方程式 (Vorticity equation)，如下式所示。本方程式以 (x, y, p, t) 為座標。

$$\frac{D(\zeta+f)}{Dt} = -f\nabla \cdot \mathbf{V} \dots \dots \dots (1)$$

此處 $\frac{D}{Dt}$ 為個別變化率之演算符號，應用於空氣份子之立體運動在某等壓面之投影上，而

ζ = 相對旋渦 (Relative vorticity)

f = 偏向力

$\nabla = \nabla_P$ 為向量演算符號，附註 p 指明在等壓面上演算，本文通篇 ∇_P 下之附 p 均予略去。

在第一式中，有關旋渦筒 (Vortex tube)，及旋渦升沉 (Vertical advection of vorticity)，及 $- \zeta \nabla \cdot \mathbf{V}$ 諸項均同時省略⁽⁶⁾。茲將式 (1) 左方展開如下式：

$$\frac{\partial}{\partial t} (\zeta+f) + \mathbf{V} \cdot \nabla (\zeta+f) = -f\nabla \cdot \mathbf{V} \dots \dots (2)$$

以連續方程式 (Equation of continuity)

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \mathbf{V} &= -\frac{\partial \omega}{\partial p} \text{ 代入式 (2) 即得 } \frac{\partial}{\partial t} (\zeta+f) \\ &= -\mathbf{V} \cdot \nabla (\zeta+f) + f \frac{\partial \omega}{\partial p} \dots \dots \dots (3) \end{aligned}$$

上式中之 ω 相當於空氣分子的垂直運動。

$$\text{即 } \omega = \frac{dp}{dt} = -\rho g w.$$

現在假設 ω 之值在空間內之垂直分佈為拋物線式，另加上因地形引起之垂直運動。即

$$\omega_{(x,y,p,t)} = -\rho_0 g k_1 \frac{p}{p_0} V_0 \cdot \nabla H + \omega_m(x,y,p,t) \left[1 - \left(\frac{p-p_5}{p_0-p_5} \right)^2 \right] \dots \dots \dots (4)$$

此處 ρ_0 , p_0 , V_0 為地面空氣密度、氣壓、及風速。 g 為地心引力， H 為地面海拔高度， p_5 為 500 毫巴面。 (4) 式是以 500 毫巴面為 $\omega_m - \omega$ 之最大值一所在面。 k_1 為一比例常數。式 (4) 中右方有 $V_0 \cdot \nabla H$ 之項為由地形引起之垂直運動，其演算過程如下。

w_0 ，地面空氣運動之垂直風速，係假設與地面水平風速，地形坡度及此二者相互關係成比例。即

$$w_0 = k_1 V_0 \cdot \nabla H, \text{ 而 } \omega_0 = -\rho_0 g w_0 \text{ 故}$$

$$\omega_0 = -\rho_0 g k_1 V_0 \cdot \nabla H.$$

最後，假設此垂直分速與壓力成正比。則

$$\omega = -\rho_0 g k_1 \frac{p}{p_0} V_0 \cdot \nabla H$$

即得式 (4) 右邊第一項。

式 (4) 第二項為一大的氣壓系統中，空氣運動的垂直分速的高度變化，此種運動與高度的關係為拋物線式⁽⁴⁾，即地面最小，愈高則愈大，至 500 毫巴面（約 18,000 呎）時最大，再高則逐漸減少。在地面上地形引起的垂直分速等於零或甚小而能免計時，則式

(4) 為低空輻散 (Low level divergence) 與高空輻合 (High level convergence)，此乃高氣壓系統。反之即低空輻合，高空輻散，則為低氣壓系統，二者在 500 毫巴面均無輻散或輻合現象。

以 p 為自變數而將式 (4) 微分，代入式 (3) ，同時並計算於 $p_0 = 1,000$ 毫巴面（前言之地面亦以 1,000 毫巴面代之“Approximated”），其風速則以 1,000 毫巴面地衡風 (Geostrophic wind) 代之，即得。

$$\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} + V_0 \cdot \nabla (\zeta + f) = -\frac{f k_1 \rho_0 g}{p_0} V_0 \cdot \nabla H - \frac{2 f \omega_m}{p_5} \dots \dots \dots (5)$$

為消除上式中之 ω_m ，第二步即引用熱力學第一定律以求得另一方程式。1,000-500 毫巴面間的厚度 h （以下簡稱厚度）在非絕熱狀況下，因熱能增加乃膨脹而使厚度增加，其增加率係假設與海面風速；海洋面水溫梯度 (Ocean surface temperature gradient) 及此二者相互關係成正比。

茲以 (x, y, p, t) 座標展開位溫， θ (Potential

temperature) 的個別變化式並以 θ 除之，即

$$\begin{aligned} \frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dt} &= \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{1}{\theta} V \cdot \nabla \theta \\ &+ \frac{1}{\theta} w \frac{\partial p}{\partial z} \frac{\partial \theta}{\partial p}, \text{ 此處 } \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g, \text{ 而 } \omega \\ &= -\rho g w \\ \therefore \frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dt} &= \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{1}{\theta} V \cdot \nabla \theta + \frac{1}{\theta} \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \dots \dots \dots (6) \end{aligned}$$

$V = u\mathbf{i} + v\mathbf{j}$ ，為立體風速在等壓面上之投影。立體風速之垂直部份則另以 w 表示之。

以 p 為常數而將樸愛生方程式 (Poisson's Equation)

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{R/p_0}, \text{ 微分，即可證明下列二式：}$$

$$\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{\alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial t}, \quad \frac{1}{\theta} \nabla \theta = \frac{1}{\alpha} \nabla \alpha.$$

α 為空氣比體積

R 為氣體常數

C_p 為空氣等壓比熱

將此諸式代入式 (6) ，即得

$$\frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dt} = \frac{1}{\alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial t} + \frac{1}{\alpha} V \cdot \nabla \alpha + \frac{1}{\theta} \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \dots \dots \dots (7)$$

以靜流體方程式 (Hydrostatic Equation)

$$\begin{aligned} \alpha &= -g \frac{\partial z}{\partial p}, \quad \text{代入式(7)並以 } \alpha \text{ 乘之，即得} \\ \frac{\alpha}{\theta} \frac{d\theta}{dt} &= -g \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right) - g V \cdot \nabla \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right) \\ &+ \frac{\alpha}{\theta} \omega \frac{\partial \theta}{\partial p}. \end{aligned}$$

移項並以 g 除之，得

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right) &= -V \cdot \nabla \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right) - \sigma \omega \\ -\frac{\alpha}{g\theta} \frac{d\theta}{dt} &, \quad (\sigma = -\frac{\alpha}{g\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p}) \dots \dots \dots (8) \end{aligned}$$

式 (8) 說明在某地，壓力高度因壓力變化之升降率是下列諸因素之總合，即；a, $-V \cdot \nabla \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right)$ 空氣之平流作用 (Advection)；b, $\sigma \omega$ 空氣之垂直運動；c, $-\frac{\alpha}{g\theta} \frac{d\theta}{dt}$ 非絕熱過程之位溫增減。過去若干學者均於此階段，假設 $-\frac{\alpha}{g\theta} \frac{d\theta}{dt} = 0$ 即絕熱狀態，但本文係假設

$$-\frac{\alpha}{g\theta} \frac{d\theta}{dt} \sim V_0 \cdot \nabla T_s$$

即空氣份子之位溫增減與風速，海洋表面海水溫度及此二者間之相互關係成比例，故

$$-\frac{\alpha}{g\theta} \frac{d\theta}{dt} = k_3 \nabla \cdot \nabla T_s.$$

上式中之 k_3 為比例常數， ∇_0 為 1,000 毫巴面地衡風， T_s 為海洋表面海水溫度，由於海水溫度變化甚慢（與陸地上之氣溫相對而言）故可由每月平均溫度代之。代入式 (8) 即得

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right) + \nabla \cdot \nabla \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right) + \sigma \omega = k_3 \nabla \cdot \nabla T_s \quad \dots\dots\dots (9)$$

上式中 k_3 雖假設為常數，但嚴格說來， k_3 可能因氣象狀況不同而變化，或因時間不同而變化，但此諸變化殊難把握，故在此研究中， k_3 仍假設為常數。

現將式 (4) 代入式 (9)，同時以 1,000 毫巴面地衡風代替式 (9) 平流項內之風速，得下式

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right) = & -\nabla_0 \cdot \nabla \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right) - \sigma \left\{ -g\rho_0 k_1 \right. \\ & \left. \frac{p}{p_0} \nabla_0 \cdot \nabla H + \omega_w \left[1 - \left(\frac{p-p_5}{p_0-p_5} \right)^2 \right] \right\} \\ & + k_3 \nabla_0 \cdot \nabla T_s. \end{aligned}$$

將上式積分，以 p_5 為積分上限， p_0 為積分下限，假設 σ 為常數，即得

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} = & -\nabla_0 \cdot \nabla h + \frac{2}{3} \sigma p_5 \omega_w - \frac{3}{4} \\ & \sigma g \rho_0 p_5 k_1 \nabla_0 \cdot \nabla H + \int_{p_0}^{p_5} (k_3 \nabla_0 \cdot \nabla T_s) dp. \end{aligned}$$

h 為 500 毫巴面之高度減去 1,000 毫巴面之高度，即其厚度。上式中 ∇_0 及 T_s 均非 p 之函數，故

$$\int_{p_0}^{p_5} (k_3 \nabla_0 \cdot \nabla T_s) dp = \nabla_0 \cdot \nabla T_s \int_{p_0}^{p_5} k_3 dp,$$

$$\text{令 } \int_{p_0}^{p_5} k_3 dp = k_2$$

$$\therefore \frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla_0 \cdot \nabla h + \frac{2}{3} \sigma p_5 \omega_w - \frac{3}{4}$$

$$\sigma g \rho_0 p_5 k_1 \nabla_0 \cdot \nabla H + k_2 \nabla_0 \cdot \nabla T_s \quad \dots\dots\dots (10)$$

k_2 為另一新常數

解式 (10) 求 ω_w 之值

代入式 (5)

$$\begin{aligned} \omega_w = & \frac{3}{2\sigma p_5} \left(\frac{\partial h}{\partial t} + \nabla_0 \cdot \nabla h + \frac{3}{4} \right. \\ & \left. \sigma g \rho_0 p_5 k_1 \nabla_0 \cdot \nabla H - k_2 \nabla_0 \cdot \nabla T_s \right) \\ \frac{\partial \zeta_0}{\partial t} + \nabla_0 \cdot \nabla (\zeta_0 + f) = & -\frac{fk_1 g \rho_0}{p_0} \nabla_0 \cdot \nabla H \\ & - \frac{2f}{p_5} \left[\frac{3}{2\sigma p_5} \left(\frac{\partial h}{\partial t} + \nabla_0 \cdot \nabla h + \frac{3}{4} \right. \right. \\ & \left. \left. \sigma g \rho_0 p_5 k_1 \nabla_0 \cdot \nabla H - k_2 \nabla_0 \cdot \nabla T_s \right) \right] \end{aligned}$$

移項及併項

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta_0}{\partial t} + \frac{3f}{\sigma p_5^2} \frac{\partial h}{\partial t} = & -\nabla_0 \cdot \nabla (\zeta_0 + f) \\ & - \left(\frac{fk_1 g \rho_0}{p_0} + \frac{9g\rho_0 k_1 f}{4p_5} \right) \nabla_0 \cdot \nabla H - \frac{3f}{\sigma p_5^2} \\ & \nabla_0 \cdot \nabla h + \frac{3f}{\sigma p_5^2} k_2 \nabla_0 \cdot \nabla T_s \\ \therefore \frac{\partial}{\partial t} \left(\zeta_0 + \frac{3f}{\sigma p_5^2} h \right) = & -\nabla_0 \cdot \nabla (\zeta_0 + f) \\ & + \frac{11\rho_0 g k_1 f}{2p_0} H + \frac{3f}{\sigma p_5^2} h - \frac{3fk_2}{\sigma p_5^2} T_s \quad \dots\dots\dots (11) \end{aligned}$$

現以 ∇_0 地衡風 i, j 二方向之分速及有限差之方式解 ζ_0 ，得

$$\zeta_0 = -\frac{4gm^2}{fd^2} (\bar{Z}_0 - Z_0),$$

m 為地球球面展為平面氣象圖之修正，為緯度之函數，因地圖投影之不同而異。 d 為格度距離。代入式 (11) 得

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{4gm^2}{fd^2} (\bar{Z}_0 - Z) + \frac{3f}{\sigma p_5^2} h \right] = & -\nabla_0 \cdot \nabla \\ & \left[\frac{4gm^2}{fd^2} (\bar{Z}_0 - Z_0) + f + \frac{11\rho_0 g k_1}{2p_0} H \right. \\ & \left. + \frac{3f}{\sigma p_5^2} h - \frac{3fk_2}{\sigma p_5^2} T_s \right] \end{aligned}$$

根據扶容塔夫 (Fjörtoft) 所示⁽²⁾， $\frac{m^2}{f}$ 的水平方向變化較 $(\bar{Z}_0 - Z_0)$ 的變化小很多，故可忽略其變化率。上式兩端如同以 $\frac{fd^2}{4gm^2}$ 乘之，即得

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left[\bar{Z}_0 - Z_0 + \frac{3f^2 d^2}{4gm^2 \sigma p_5^2} h \right] = & -\nabla_0 \cdot \nabla \\ & \left[\bar{Z}_0 - Z_0 + \int_0^\varphi \frac{fd^2}{4gm^2} \frac{\partial f}{\partial \varphi} \delta \varphi + \frac{11f^2 d^2 \rho_0 k_1}{8m^2 p_0 H} H \right. \\ & \left. + \frac{3f^2 d^2}{4gm^2 p_5^2 \sigma} h - \frac{3k_2 f^2 d^2}{4gm^2 \sigma p_5^2} T_s \right] \quad \dots\dots\dots (12) \end{aligned}$$

上式右方之偏向力項演算如下：

$$\begin{aligned} \frac{\partial f}{\partial \varphi} = & \frac{\partial}{\partial \varphi} (2\Omega \sin \varphi) = 2\Omega \cos \varphi \\ \int_0^\varphi \frac{fd^2}{4gm^2} \frac{\partial f}{\partial \varphi} \delta \varphi = & \int_0^\varphi \frac{d^2 2\Omega \sin \varphi}{4gm^2} 2\Omega \cos \varphi \delta \varphi \\ = & \frac{d^2 \Omega^2}{g} \int_0^\varphi \frac{\sin \varphi \cos \varphi}{m^2} \delta \varphi = G \end{aligned}$$

同時令

$$\begin{aligned} C = & \frac{3f^2 d^2}{4gm^2 p_5^2 \sigma}, \quad F = \frac{11f^2 d^2 \rho_0 k_1}{8m^2 p_0}, \\ N = & -\frac{3k_2 f^2 d^2}{4gm^2 \sigma p_5^2} \end{aligned}$$

故式 (12) 可簡寫如下式

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (\bar{Z}_0 - Z_0 + Ch + G + F + NT_s) = & -\nabla_0 \cdot \nabla \\ & (\bar{Z}_0 - Z_0 + Ch + G + F + NT_s) \quad \dots\dots\dots (13) \end{aligned}$$

NT_s 函數因 t 變化而隨之變化之變化率甚小，故可假設在普通預報期間內，如 24 小時， NT_s 之值不因時間變化而變化，即非時間函數， G 函數為 F 函數可因地理位置不同而變化，亦非時間函數，故可將 NT_s ， G ， F 加寫於上式左方而不影響此方程式之值。式 (13) 顯示整個 $(\bar{Z}_0 - Z_0 + Ch + G + F + NT_s)$ 之值具有保守性。(Conservative) 茲分寫地衡風 \hat{i} ， \hat{j} 二方向之分速，

$$V_0 = u_0 \hat{i} + v_0 \hat{j}, \quad u_0 = -\frac{g}{f} \frac{\partial Z_0}{\partial y};$$

$$v_0 = -\frac{g}{f} \frac{\partial Z_0}{\partial x}.$$

式 (13) 即可以 Jacobian 式重寫如下

$$\frac{\partial}{\partial t} (\bar{Z}_0 - Z_0 + Ch + G + F + NT_s)$$

$$= -\frac{g}{f} \zeta (\bar{Z}_0 - Z_0 + Ch + G + F + NT_s)$$

$$\dots\dots\dots (14)$$

爲了使平流場更爲穩定，故由 $\zeta(x, y) = \zeta(x + y, y)$ ，上式可寫爲

$$\frac{\partial}{\partial t} (\bar{Z}_0 - Z_0 + Ch + G + F + NT_s)$$

$$= -\frac{g}{f} \zeta (\bar{Z}_0 + Ch + G + F + NT_s,$$

$$\bar{Z}_0 - Z_0 + Ch + G + F + NT_s) \dots\dots\dots (15)$$

此式之應用，暗示 $(\bar{Z}_0 + Ch + G + F + NT_s)$ 較 Z_0 平流場更爲穩定，但此點並不一定經常如此，因含有 h 在內。即使如此，經實驗後，式 (15) 仍得甚佳之結果。

爲了求出來某點 $(\bar{Z}_0 - Z_0 + Ch + G + F + NT_s)$ 的本地變化 (Local change)，可將本括弧內的值平流一短時間，如 12 小時或 24 小時，此種變化以 Δ 表之，由於 G ， F ， NT_s 非時間函數，

故 $\Delta(\bar{Z}_0 - Z_0 + Ch + G + F + NT_s)$

$$= \Delta \bar{Z}_0 - Z_0 Ch = -A \dots\dots\dots (16)$$

而 $h = Z_0 - Z_0$

$$\Delta(\bar{Z}_0 - Z_0 + Ch) = \Delta(\bar{Z}_0 - Z_0 + C(Z_0 - Z_0))$$

$$= \Delta(\bar{Z}_0 - (1 + C)Z_0 + CZ_0) = -A$$

$$\therefore \Delta Z_0 = \frac{1}{1 + C} (A + \Delta \bar{Z}_0 + C \Delta Z_0)$$

$$= B + \frac{1}{1 + C} \Delta \bar{Z}_0 \dots\dots\dots (17)$$

此處 $B = \frac{1}{1 + C} (A + C \Delta Z_0)$

將式 (17) 平均再代入式 (17)，

$$\Delta Z_0 = B + \frac{1}{1 + C} (\bar{B} + \frac{1}{1 + C} \Delta \bar{Z}_0)$$

$$= B + \frac{1}{1 + C} \bar{B} + \frac{1}{(1 + C)^2} \Delta \bar{Z}_0$$

再平均達 n 次，

$$\Delta Z_0 = B + \frac{1}{1 + C} \bar{B} + \frac{1}{(1 + C)^2} \bar{B} \dots\dots\dots +$$

$$\frac{1}{(1 + C)^{n+1}} \Delta \bar{Z}_0 \dots\dots\dots (18)$$

此級數收斂甚快，如扶容塔夫 (Fjörtoft) ⁽²⁾ 所示，式 (18) 可由下式求得其近似值

$$\Delta Z_0 = B + \frac{2}{1 + C} \bar{B} \dots\dots\dots (19)$$

由本專題研究所實驗之各情況中，已知如氣壓系統無特殊強化或減弱之現象時，式 (19) 右邊之第二項亦可省略，在日常氣象預報工作中，爲了要在一定時間前送出氣象預測， $\Delta Z_0 \approx B$ 可省略相當之時間而不致犧牲甚大之準確性，如果應用高速電子計算機，式 (18) 或 (19) 可求解至任何準確程度。

三、繪圖預報步驟

爲了與李德教授提出之結果作一比較，故選用李德教授曾使用之例證，同時另選用兩連串例子，每一串例子爲三個連續間隔 12 小時的預報，均在阿拉斯加南部美國西岸外洋面，所採李德教授之例係假設無熱能交換，其預報已求出，本文即行引用，不再計算，另兩連串例子均作兩種預報，一爲熱能交換爲零 (絕熱過程)；另一爲熱能交換不爲零 (非絕熱過程)，而比較其結果。熱能交換爲零之預報方程式如下式。

$$\frac{\partial}{\partial t} (\bar{Z}_0 - Z_0 + Ch + G + F)$$

$$= -\frac{g}{f} \zeta (\bar{Z}_0 + Ch + G + F,$$

$$\bar{Z}_0 - Z_0 + Ch + G + F)$$

下列爲實際預報步驟：

(1) 以 600 公里爲距離，作 1,000 毫巴面之平均圖，即 \bar{Z}_0 。

(2) 令 $C = 0.5$ ，乘 1,000-500 毫巴厚度圖，再加上 \bar{Z}_0 即得 $(\bar{Z}_0 + Ch)$ 。

(3) 再將 $(\bar{Z}_0 + Ch)$ 圖加上 $(G + F)$ 函數圖。其中 G 函數可在普通教科書中找到，美洲大陸之 F 圖可參閱 1958 年二月份美國氣象學會雙月刊何廷勒·赫斯所發表之論文⁽³⁾。中國大陸之 F 圖尙付闕如，須待研究。

(4) 以 $N = -10 \frac{\text{呎}}{\text{°F}}$ 應用於洋面及 $N = -5 \frac{\text{呎}}{\text{°F}}$ 應用於寒帶內陸。乘上 T_s 圖，海面 T_s 圖爲美國海

道測量局發行之太平洋洋面海水逐月平均溫度等溫線圖。在陸地則為觀測所得氣溫，將 NT_s 圖加上第 3 步所得之圖，即得 $(\bar{Z}_0 + Ch + G + F + NT_s)$ 圖。又如 T_s 在寒帶內陸亦應用每月平均溫度等溫線，加於 $(G + F)$ 圖上，則每月份可得一全月可用之 $(G + F + NT_s)$ 圖，因之第 4 步即自然併入第 3 步，此即所謂假設熱能交換不為零而不增加工作時間，較之李德教授之擇點計算優良甚多。

到此，已獲得 $(\bar{Z}_0 + Ch + G + F + NT_s)$ 圖；稱之為平流場 (Advection Field) 或導流圖 (Steering chart)。

(5) 以導流圖減去 Z_0 ，即得 $(\bar{Z}_0 - Z_0 + Ch + G + F + NT_s)$ 。此圖上諸點之數值即係由導流圖流至另一位置。

(6) 將第 5 步之結果按導流圖上之方向及強度移動 12 或 24 小時。

(7) 以第 5 步之結果減去第 6 步之結果；即得 A。

(8) 在 A 圖上加 $\frac{1}{2}\Delta Z_s$ ，再以 $\frac{2}{3}$ 乘之，即得 B。 ΔZ_s 可應用普通預報方程式求出 (Ch, G, F, NT_s 諸函數均省略)，或任何其他傳統方式求之。在本研究中，因着重 500-1,000 毫巴面間之變化，故仍用真正的 ΔZ_s 。

(9) 將 B 圖以 $d = 600$ 公里平均之，即得 B，再乘以 $\frac{4}{3}$ 。

(10) 將第 8, 9 兩步結果相加，即得 ΔZ_0 。

(11) 將 ΔZ_0 加於原 1,000 毫巴面圖上即得 12 或 24 小時之預報圖。

四、討 論

在此研究中，有三個重要常數，即 C, K_1 ，及 N。其中 K_1 已由何廷勳教授的論文中論及⁽⁹⁾，此文僅討論 C 及 N。

(1) C 常數。

C 有幾個不同之值曾由過去的研究者使用過，在本研究中，以 $C = 0.5$ 最適合於所試驗之諸情況。如取比 0.5 更低之值，則平流場太弱，如高過 0.5 則平流場太强，且 $C = 0.5$ 於繪圖法中最易運算。

(2) N 常數。

在本研究中，着眼的主要地區為大陸性寒帶氣團出海的地帶。如阿拉斯加與東北太平洋地區。在洋面上 N 的數值以 $-10 \frac{m}{F}$ 為最合適。在非絕熱過程下

，此氣團流經洋面變性的實際過程甚為複雜，其變性的程度及變性率為下列諸因素所控制)：a，氣團溫度與洋面海水的溫度差異；b，海面狀況 (海浪情況)；c，洋面的風速；d，氣團下海的久暫；e，氣團的穩定性；f，氣團的含水量等等。這些因素以及其相互的影響，尚未確切的了解到能以「數」表示出來的程度。因此，在某一特定狀況中，即很難確切的肯定這些因素個別的及其相互間相對的重要性如何，例如某氣團以某一速度 V 流經洋面或以 $1/2V$ 行進，如時間及其他因素均相同，前者變性的程度並不一定就是後者的一倍，蓋變性程度並非單純的為距離的函數。但 $k_2 V_0 \cdot \nabla T_s$ 顯示 V_0 小一倍時，變性程度也小一倍，此種假設與實際情況當然不一定相符。故 N 常數的值是綜合各種影響而折衷者，就少數已試驗的情況中， $N = -10 \frac{m}{F}$ 似乎為 N 值的最佳選定。應用此法所得結果，已較其他辦法處理非絕熱情況的結果，改進甚多。

在研究本課題時，阿拉斯加內陸部份的平流場似有經常將高壓中心移向下流 (導流圖之下流) 的趨勢，即在預報氣壓圖中，原高壓中心的西南方氣壓過高，其東南方則過低，例如 1956 年元月四日 1500 GMT 到次日 0300 時阿拉斯加內陸高壓東邊緣氣壓即增高甚多，在絕熱過程下之預報圖即將整個高壓系統移向西南致阿拉斯加與阿留申群島間之預報氣壓過高。在此情況下，筆者即試圖以應用於海上之方式應用於陸上，取 $N = -5 \frac{m}{F}$ ，而以各臺報告之溫度為基準，求得陸上之 NT_s 函數，經使用後乃獲得甚佳之結果。試驗於其他諸次預報亦然。海上 NT_s 函數如圖

(8) 所示，為節省時間計，內陸部份似亦可改以每月平均溫度為基準，如此，則可將上節所述第 4 步完全併入第 3 步，每月只準備一全月有效之 $(G + F + NT_s)$ 圖即可，且次年同月亦可使用。如圖 9 所示。

除了以實驗方式求定諸常數之值外，在平流階段 (Advecting stage)，當氣團向南在溫度逐漸增高的洋面移動時，氣團底部受熱，茲假設直接與洋面相接的空氣分子之溫度將立刻增高至與洋面相同的溫度。此即使氣團不穩定，因而產生對流，加速熱能的向上傳遞，乃更加强氣團的變性。反之，如氣團向北流，經一溫度逐漸減低之洋面時，由相同之假設，其底部逐漸冷卻而使氣團趨向穩定。但熱能的向下傳遞則不似前者向上之易，故前者 1,000-500 毫巴厚度之增加較後者之厚度減少，其絕對值大得多。由於此種考慮，曾嘗試在寒平流時 (Cold advection) 將移動距

離減小，其結果並不優良，因所流動之值並非 NT_s 一項也。如單獨修正 NT_s ，則甚麻煩且幾不可能，事實上， N 之值既係綜合各種因素折衷而由實驗求得者，似即可忽略此種寒平流與暖平流之差異。

五、結 果

表（1）將實驗結果分列於「絕熱過程」及「非

絕熱過程」二項之下，以比較之。此結果是採取七十點之格度而統計的，其中四十七點在洋面上。有*之符號者為引用李德教授之結果，藉資比較。

由圖1至圖6為本文結果與李德教授結果之比較。

圖7至圖9為洋面元月份等溫線圖及 $f(NT_s)$

圖。

表：（一）

情 況	預報高度變化與觀察高度變化間之相關係數 (基於70點之觀察)		平 均 誤 差 (RMS error)		區 域
	絕 熱 狀 況	非絕熱狀況	絕 熱 狀 況	非 絕 熱 狀 況	
1956年1月4日 1500GMT 至 1956年1月5日 0300GMT	0.67*	0.89 (0.74*)	225* 293*	(179*) 91.4 (193*) 85	全 部 (70點) 海 洋 面 (47點)
1959年1月6日 0000GMT 至 1200GMT	0.69	0.78	133 126	115 109	全 部 海 洋 面
1959年1月6日 1200GMT 至 1959年1月7日 0000GMT	0.52	0.74	141 92	95 66	全 部 海 洋 面
1959年1月7日 0000GMT 至 1200GMT	0.66	0.79	147 105	67 68	全 部 海 洋 面
平 均	0.635	0.80	161.5 154	92 82	全 部 海 洋 面

* 引用李德教授之結果
RMS 誤差以呎為單位

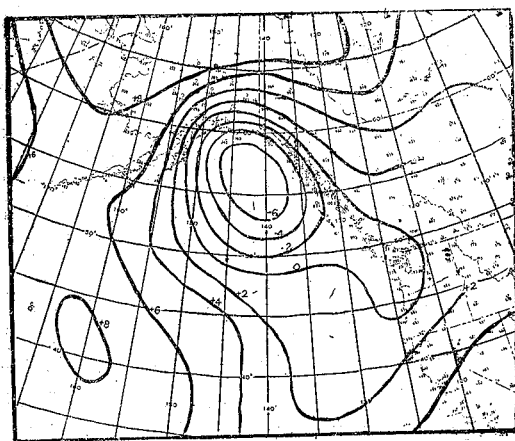


圖 1：1956年1月4日 1500GMT. 實際
1000mb面天氣圖。（單位百呎）

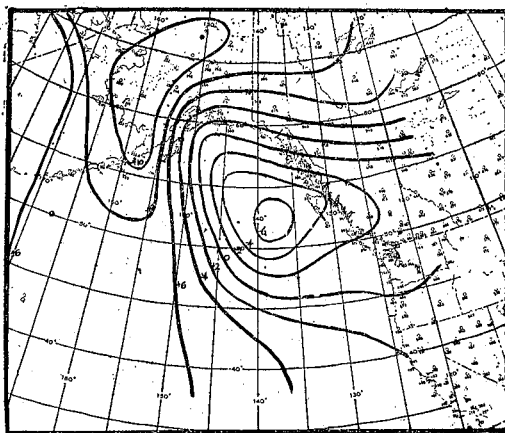


圖 2：根據圖1所作12小時後之預報圖，
1956年1月5日0300GMT, 係李德
教授之結果。（絕熱）

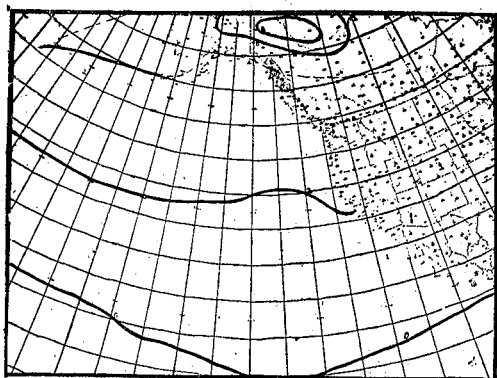


圖 9：1956 年 1 月 4 日 1500GMT 之 $f(NT_s)$ 圖，內陸部份係根據當時所報之氣溫繪定。

參考文獻

1. Craddock, J. M., 1951: The warming of arctic air

masses over the eastern North Atlantic. Quart. J. r. meteor. Soc., 77, 355-365

2. Fjørtoft, R., 1952: On numerical method of integrating the barotropic vorticity equation, Tellus, 4, 179-194.

3. Haltiner, G. J. and Hesse, T. S., 1958: Graphical prognosis including terrain effects. J. meteor. 15, 103-107.

4. Kou, H.-L., 1953: The stability properties and structure of disturbances in a baroclinic atmosphere. J. meteor., 10, 235-243.

5. Reed, R. J., 1958: A graphical prediction Model incorporating a form of non-adiabatic heating. J. meteor., 15, 1-8.

6. Sutcliffe, R. C., 1947: Quart. J. r. meteor. Soc., 77

氣象學報訂購辦法

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

氣象學報徵稿啓事

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

民國四十八年冬季遠東氣候異常現象

與北半球大氣環流特性之研究 廖學鎰

Characteristics of General Circulation over the Northern Hemisphere during the Winter 1959 in Relation to the Abnormal Weather of the Far East.

Shyue-Yih Liao

Abstract

The present work is to demonstrate the reason of the severe cold in January and the abnormal warmth in February of the Far East during the year of 1959 and its relation with the general circulation of the atmosphere over the Northern Hemisphere.

The average temperature during the month of February was above normal in many parts of China and Japan. About 81 stations in Japan and 20 stations in Taiwan (Table 1), their averages in February had broken their records.

Figure 10 showing the general circulation of Northern Hemisphere in February 1959 has four waves along middle latitudes. Negative anomalies were found at polar regions and in reverse case positive anomalies were found along middle latitudes. Under such circumstance, the westerlies around the polar regions are comparatively weaker than normal and contracted their ring area. The zonal index of temperate latitudes in Northern Hemisphere was 17.3m/sec which was 2.9m/sec above normal. The features on the disposition of the system obviously give a clear picture of high index as it is indicated in Figure 10.

The area of negative anomalies in southwestern China on 500mb. level associated with a trough extending from Tibet southward to the Bay of Bengal. On the east side of the trough strong southwesterly flow carried the warm tropical air across the Coasts of China and Japan. It appears to be a leading warm source of the troposphere. In addition to these thermal advection, the anticyclonic vorticity of lower latitude is also transported northward and creates the dynamic anticyclogenesis in the vicinity of Japan. Such warm advectons and Anticyclogenesis considers as a main cause regarding the weakening of the trough along Asia Coasts and brings high positive anomalies over Japan and Central Pacific. The abnormal warmth in February of the Far East were enhanced by the anomalous flow moving from the southeast to rear parts of the region where shows high anomalies over Japan and Central Pacific.

In January 1959, a sharp decrease of temperature experienced along the Coasts of China (Figure 4). Many stations in the Far East reported with records of lowest temperatures due to the outbreak of severe cold waves during the middle of the month.

In January 1959 (Figure 8), there are four waves appeared in the middle latitudes on the chart of Northern Hemisphere at 500mb. level of atmosphere.

Positive height anomalies were found over the polar region. Intense wave ridge build up over the western Siberia and a deep cut-off low developed side by side in the Sea of Okhotsk. They played the principal roles in the drama of the outbreaks of severe cold winter in January in the Far East.

The axis of the strong Westerlies (or the mean jet) has a north shift and this corresponds to a sudden increase of temperature during the late of January 1959 under the synoptic investigation of this paper. The reverse case will be true.

In conclusion, the abnormal weather in the Far East was generally associated with the changes of large-scale circulation and the existence of the persistent anomalies in the certain regions, but not to any local weather conditions restricted to the Far East.

一、提 要

民國48年(1959年)1月,在中國沿海地區,發生異常低氣溫。而2月在遠東地區,發生破紀錄的異常高氣溫。前者為1月上、中旬之寒潮爆發所致,而後者為熱浪(Heat Wave)之侵襲所致。茲研討1月及2月之北半球環流特性,作者研究遠東地區寒潮爆發之結構,2月份熱浪生成結構,及其間之環流演變經過,以資長期預報之參考。

本文第二章,將說明1959年1月及2月遠東地區之天氣演變經過。在第三章,說明平均天氣圖及距平圖之意義,及本文中使用的種種平均天氣圖及距平圖之製作法。以後於第四、六章中,將研討1月及2月之北半球環流特性,而在第五、七章中,將說明遠東地區寒潮爆發之結構,及2月份熱浪生成結構。

二、民國48年1月及2月之遠東地區天氣演變經過

(A) 1月之遠東地區氣候概況

民國48年1月上旬及中旬,在貝加爾湖(Baikal Lake)附近之西伯利亞高氣壓異常發展,如3日至6日,8日至10日其中心氣壓竟超過1060mb,15日至18日其中心氣壓達1058mb因而誘致寒潮爆發,遠東各地受寒潮之侵襲,氣溫寒冷,比累年平均氣溫低1至6度左右。尤其是1月中旬下半旬,低氣壓在日本北海道東方洋上異常發展,誘致大規模寒潮之南下,引起中國沿海及日本等地區之酷寒。如17日,日本西部之積雪打破過去之最高紀錄。又19日東京之自來水管凍破事故竟達6600件之多⁽¹⁾。在臺灣係1月17日,於玉山測到之 -17.4°C ,日月潭之 1.6°C ,淡水之 3.0°C ,金六結之 4.4°C 及宜蘭之 4.7°C ,均破該測候所之絕對最低氣溫記錄。又基隆之 5.0°C 是該所之絕對最低氣溫。(參閱表一)在圖1中所示者為

民國47年12月至48年至3月間臺灣各地之半旬平均氣溫之推移及累年半旬平均氣溫之比較圖。臺灣各地之1月16日至20日之5日平均氣溫非常低,臺中比累年平均氣溫低 5.2°C ,臺北低 4.9°C ,臺南低 4.6°C ,臺東低 3.7°C ,花蓮低 3.4°C ,恒春低 2.8°C ,而澎湖低 2.3°C 。

至1月下旬,西伯利亞高氣壓逐漸衰弱,23日至25日移動性高氣壓通過日本南方洋上東移,而低氣壓則跟着此後東移,極鋒滯留在臺灣北方及日本南方之間洋上。故臺灣因受赤道氣流所籠罩氣溫突昇,臺灣各地之26日至30日之5日平均氣溫很高,如澎湖比累年平均氣溫高出 5.5°C ,臺中高 4.8°C ,臺南高 4.5°C ,臺北及恒春高 3.6°C ,花蓮高 3.3°C ,臺東高 3.2°C ,如圖1中所示。

茲列遠東地區之1月平均氣壓分佈圖及其距平圖如圖2,3。即1月之平均氣壓分佈,呈現顯著的西高東低之氣壓分佈,而東北三省至日本一帶是有4mb至1mb之月平均氣壓負距平,而華南至臺灣一帶及千島列島是正距平。若此圖與月平均氣溫之距平圖(圖4)比較,可見月平均氣壓之負距平區域及正距平區域,大略與月平均氣溫之正距平區域及負距平區域一致。即東北三省地區較高溫而中國及東海區域及庫貝島附近區域較為低溫。臺灣之各測候所中,鹿林山、竹子湖、淡水、新竹等所之1月平均氣溫打破過去之最低紀錄,而較部是平紀錄。又關於雨量,1月中臺灣中部北部降水量較少,東南部地區較多超過累年平均,而臺東之降水量特別多,竟達累年平均之6倍。

又在日本屋久島係13日12時2分至14時50分間測到黃砂,石垣島係13日17時50分至14日12時45分間及16日8時40分至17日9時10分間亦有觀測黃砂。1月間在該地區測到黃砂是過去四十年以來未曾有之異常氣象。⁽¹⁾

Table 1. Abnormal surface temperatures (°C.) during the winter 1959.

A. Hot Weather						
Station	Monthly average (Feb.)	Normal	Anomaly	Years of record	(Year records start)	Remarks
鞍竹淡基臺新宜金臺日澎阿新永臺臺高 大蘭恒花鹿彭玉 子湖水上竹蘭結中潭湖山港康南東雄武嶼春連山嶼山 六里林佳山嶼	12.2	10.5	+ 1.7	14	(1943)	} Warmest February of record.

(B) 2月之遠東地區氣候概況

2月1日至12日之間，遠東之氣候較溫暖，每隔3至4日移動性高氣壓通過日本附近東移。故遠東一帶之天氣變化呈現顯著的周期性。13日起西伯利亞高氣壓雖然稍有發展，但其中心氣壓尚在1040mb左右不能促進極鋒之南移。故鋒面帶 (Frontal Zone) 滯留在臺灣北方，日本南方間洋上，而臺灣受赤道氣流所籠罩，呈現異常高氣溫。1月14日於淡水測到之 28.4°C ，15日於臺中之 31.5°C ，16日於金六結之 28.8°C 均打破該測候所過去之絕對最高氣溫之紀錄。又新竹之 29.3°C 為平該所過去之最高紀錄，彭佳嶼之 25.6°C ，澎湖之 28.3°C ，大武之 34.2°C 是第二高溫，如表一所示。又於圖1中可見2月上旬及中旬之5日平均氣溫，繼續1月下旬，保持高氣溫，至中旬下半旬達到最高峯，如澎湖15日至19日之5日平均氣溫，比較累年平均值高出 7.3°C ，臺南高 7.2°C ，臺中高 5.7°C ，臺東高 4.8°C ，臺北高 4.6°C ，花蓮高 4.6°C ，恒春高 4.4°C ，如圖1中所示。

至2月下旬西伯利亞高氣壓逐漸發展，其中心氣壓係22日發展至1050mb，而25日增達1058mb，並伸展東南方，促進極鋒之南下，故遠東地區因受此西伯利亞高氣壓之籠罩，氣溫突降，其氣溫比累年平均低1至 5°C 。臺灣地區恒春以外之臺東、臺南、澎湖、花蓮、臺中及臺北等各地，其5日平均氣溫，均比較累年平均低1至 2°C ，如圖1中所示。總之2月上、中旬遠東各地呈現顯著的高氣溫，而下旬即稍低氣溫。

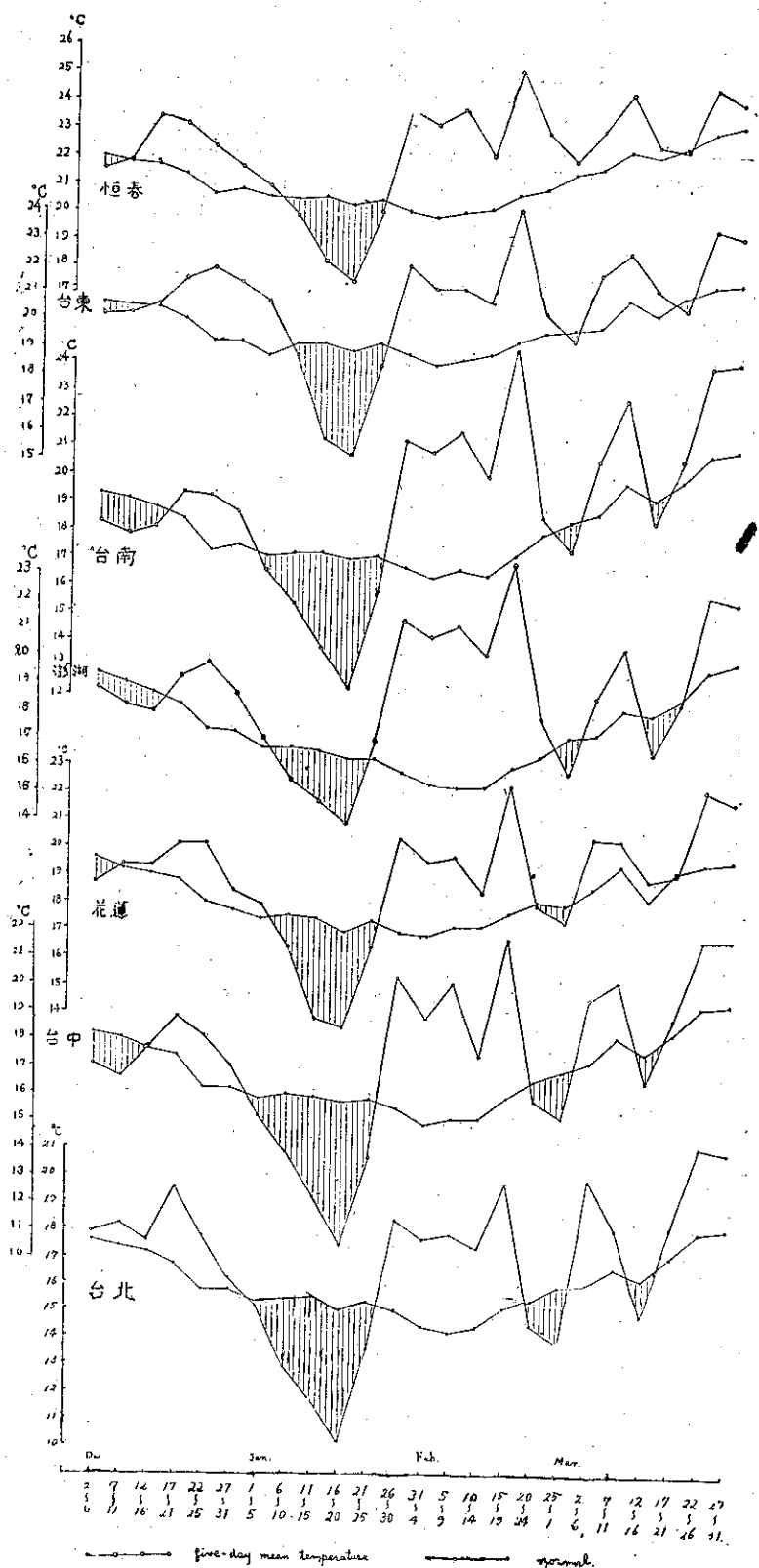


Fig. 1. Five-day mean surface temperature observed at various station of Taiwan during December 1958 through March 1959 compared with its normal; hatched areas denote the colder periods.

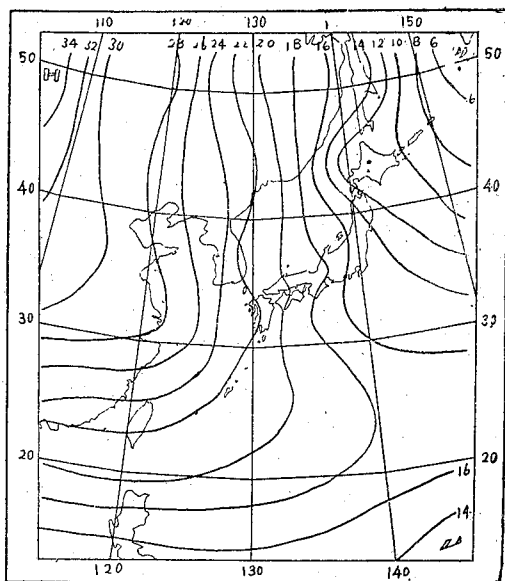


Fig. 2. Monthly mean pressure(1000mb+) January 1959.

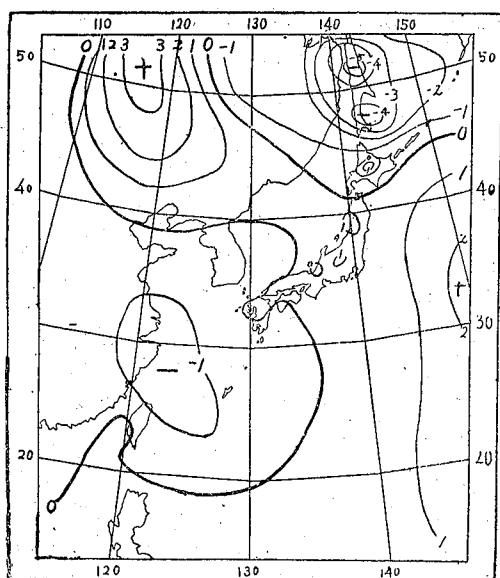


Fig. 4. Departure of average temperature from normal (°C) January 1959.

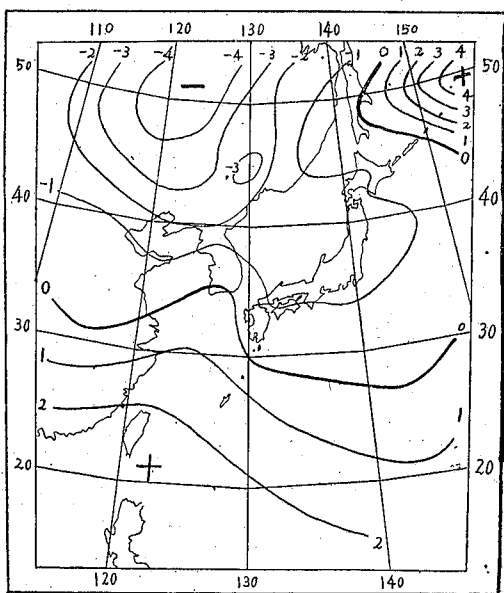


Fig. 3. Departure of monthly mean pressure from normal (mb.) January 1959.

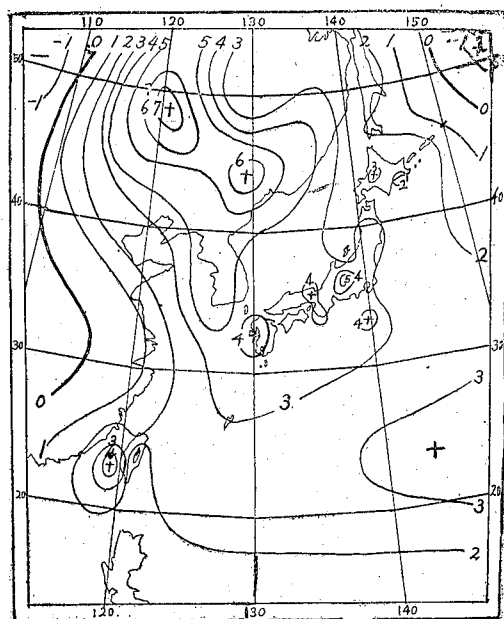


Fig. 5. Departure of average temperature from normal (°C.) February 1959.

如果以一個月之時間為單位而言，2月之遠東地區之平均氣溫距平如圖5中所示。即東經110度至150度間之地區，均呈現正距平，尤為中國東北地區最顯著約6至7°C之正距平區，日本及臺灣西部居其次，約4至5°C之正距平區。據統計，日本96處測候所中，2月之平均氣溫打破過去之最高紀錄者，有81

處。而2月之絕對最高氣溫，打破過去之最高紀錄者，有30處⁽¹⁾。在臺灣省氣象所所管轄之24處測候所中，有20處測候所之2月平均氣溫打破過去之最高紀錄，而花蓮平紀錄，僅鹿林山、玉山及彭佳嶼等三地點未達最高紀錄，如表一中所示。此未達最高紀錄之三測候所中，兩處是高山測站，另一是位在臺灣北

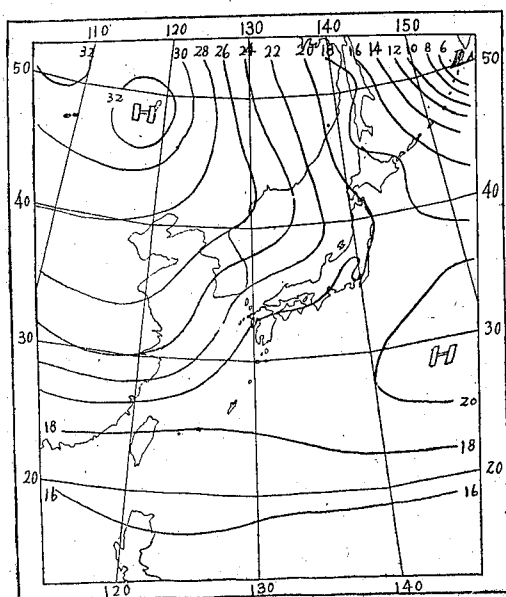


Fig. 6. Monthly mean pressure(1000mb+) February 1959.

方洋上之離島測站。

茲列遠東地區之2月平均氣壓分佈圖及其距平圖如圖6,7。即2月之平均氣壓分佈,呈現顯著的北高西低之分佈,而東北三省經日本北部至日本東方洋上為顯著的正距平區域。貝加爾湖附近約高0.6mb,東北地區約高3mb,日本北部高4~6mb,日本東方洋上約高出8mb。而華中、華南、臺灣及東海區域為負距平地區,約低1~2mb。若正距平區域當做高氣壓,負距平區域當做低氣壓看距平圖⁽²⁾,遠東一帶即有顯著的赤道熱帶氣流之侵入。如此距平引起之赤道熱帶氣流,侵入遠東地區而造成紀錄的2月之高氣溫。

又2月之降水量臺灣西部及北部雨量較多,約為累年平均之2至3倍,而東部及南部較少,約為累年平均之5至8成。

三、平均天氣圖之意義

(A) 平均天氣圖

氣象學上,大氣環流之狀態,通常是使用平均天氣圖表現之。即使用5日或一個月等之時間的平均,以消去大氣運動中之小波動(Minor Wave),留下長波(Long wave)以明瞭大氣中之大規模運動狀態。平均天氣圖,在形態上,雖然與普通天氣圖相似,但在意義上,支配兩者間之物理學的法則,是否有不同。茲將狀態方程式,連續方程式及運動方程式,與其平均比較。由理論上檢討平均天氣圖之意義。

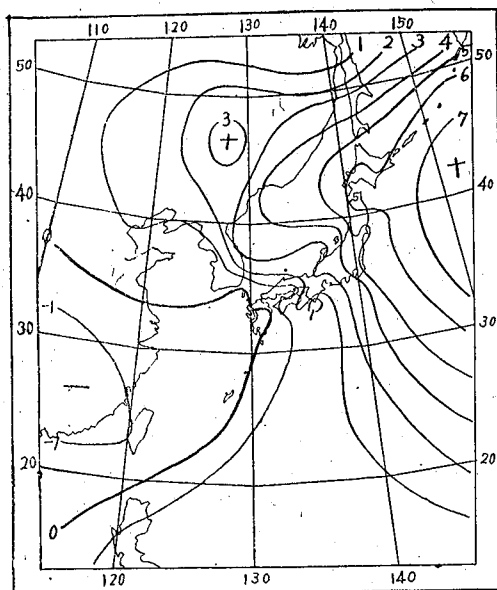


Fig. 7. Departure of Monthly mean pressure (mb) from normal February 1959.

若令 ρ 為空氣之密度, $\nabla(u, v, w)$ 為風速, t 為時間, p 為氣壓, T 為氣溫而 R 為氣體常數,即狀態方程式及連續方程式各為;

$$\left. \begin{aligned} p &= \rho R T \\ \frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} &= 0 \end{aligned} \right\} (1)$$

若某一物理量 A 之時刻 τ 至 $(\tau + T)$ 之時間平均,記述為 \bar{A} ,即

$$\bar{A} = \frac{1}{T} \int_{\tau}^{\tau+T} A dt \dots\dots\dots (2)$$

茲計算狀態方程式及連續方程式,各得

$$\left. \begin{aligned} \bar{p} &= \bar{\rho} R \bar{T} \\ \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{\rho} u}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\rho} v}{\partial y} + \frac{\partial \bar{\rho} w}{\partial z} &= 0 \end{aligned} \right\} (3)$$

即有平均與無平均之方程式,在形式上完全一致。

若令 f 為科氏參變數 $(= 2\Omega \sin \phi)$; Ω 為地球自轉之角速度; ϕ 為緯度; ∇ 為水平梯度 $(= i \frac{\partial}{\partial x} + j \frac{\partial}{\partial y})$; K 為向上(Z 方向)之單位向量

; \times 及 \cdot 各為向量積及無向量積,即運動方程式為:

$$\left. \begin{aligned} \rho \frac{\partial \nabla}{\partial t} + \rho (\nabla \cdot \nabla) \nabla + f K \times \rho \nabla + \nabla p &= 0 \end{aligned} \right\} (4)$$

若求上式之時刻 τ 至 $(\tau + T)$ 之時間平均,即

$$\left. \begin{aligned} \frac{1}{\rho_m} \left(\rho \frac{\partial \bar{V}}{\partial t} \right) + \frac{1}{\rho_m} \{ \rho (\bar{V} \cdot \nabla) \bar{V} \} \\ + \frac{f \mathbf{K}}{\rho_m} \times \bar{\rho} \bar{V} + \frac{\nabla \bar{p}}{\rho_m} = 0 \end{aligned} \right\} (5)$$

其中 ρ_m 為密度之平均值。上式之第一項中之 $\frac{\partial \bar{V}}{\partial t}$ 可以計算如下，

$$\frac{\partial \bar{V}}{\partial t} = \frac{1}{T} \int_{\tau}^{\tau+T} \frac{\partial V}{\partial t} dt = \frac{1}{T} \{ V(\tau+T) - V(\tau) \} \quad (6)$$

即加速度項之時間平均值，是完全由平均時間之最初及最後之風速而定，與取平均之 T 時間內之風速，完全無關。通常在大氣中之風速 V 之變動懸隔，大略在定限度內，因此平均時間 T 愈長，此項愈小。若取平均之最初及最後之風速完全一致時，五日平均與一個月平均之加速度項比較，前者大於後者之六倍。

茲風速 V 及密度 ρ ，分解為其平均值 V_m 或 ρ_m 及其變化量 ΔV 及 $\Delta \rho$ ，即

$$\left. \begin{aligned} V &= V_m + \Delta V \\ \rho &= \rho_m + \Delta \rho \end{aligned} \right\} (7)$$

據 V_m 之定義 (2)

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial V_m}{\partial \tau} &= \frac{\partial}{\partial \tau} \left(\frac{1}{T} \int_{\tau}^{\tau+T} V dt \right) = \frac{1}{T} \{ V(\tau+T) - V(\tau) \} \\ &= \frac{\partial \bar{V}}{\partial t} \end{aligned} \right\} (8)$$

因此 (5) 式之第一項為

$$\left. \begin{aligned} \frac{1}{\rho_m} \left(\rho \frac{\partial \bar{V}}{\partial t} \right) &= \frac{\partial V_m}{\partial \tau} + \frac{1}{\rho_m} \left(\Delta \rho \frac{\partial \bar{V}}{\partial t} \right) \end{aligned} \right\} (9)$$

1952年 James⁽³⁾ 使用 1948 年 5 月於北部愛爾蘭 (Northern Ireland) Aldergrove (54°39'N, 06°13'W) 之一個月平均資料，計算 800mb 面上之 (9) 式右邊各項，得到第一項為 0.5kt/day，第二項為 0.02kt/day。第二項僅為第一項之 4%，可略而不計。

又 (5) 式之第三項，同樣的可以寫成

$$\left. \begin{aligned} \frac{f}{\rho_m} \mathbf{K} \times \bar{\rho} \bar{V} &= f \mathbf{K} \times V_m + \frac{f}{\rho_m} \mathbf{K} \\ &\quad \times \Delta \rho \bar{V} \end{aligned} \right\} (10)$$

上述右邊各項，據 James⁽³⁾ 使用上述 Aldergrove 之資料計算之結果，800mb 高度之平均風為 246 度，30kt 時，第一項為 28.5kt/day，第二項為 0.073kt/day。第二項不到第一項之 1%，故可略而不計，大略為：

$$\frac{f}{\rho_m} \mathbf{K} \times \bar{\rho} \bar{V} = f \mathbf{K} \times V_m \quad (11)$$

又 (5) 式中之第一項與第三項比較時，前者僅為後者之 2%，故第一項可省略。

據上述 (5) 式中之第一項及第三項之檢討，可見空氣密度 (ρ) 變動 ($\Delta \rho$) 之影響很小，可省略，即可以假定空氣密度為一定不變。

故 (5) 式第二項大略可以寫成，

$$\frac{1}{\rho_m} \rho (\bar{V} \cdot \nabla) \bar{V} = (\bar{V} \cdot \nabla) \bar{V} \quad (12)$$

James⁽³⁾ 使用 1948 年 5 月間，在 Aldergrove，英格蘭 (England) 之 Downham Market (10.3°E, 52.6°N) 及設得蘭 (Zetland) 之 Lerwick (60° 08'N, 01° 11'W) 等三地點之實測風，計算之結果

$$\left. \begin{aligned} \{ (\bar{V} \cdot \nabla) \bar{V} \} \text{之西方成分} &= 7.1 \text{ kt/day} \\ \{ (\bar{V} \cdot \nabla) \bar{V} \} \text{之北方成分} &= 1.1 \text{ kt/day} \end{aligned} \right\} (13)$$

$$\left. \begin{aligned} \text{並且 } (\bar{V} \cdot \nabla) V_m &= 0.5 \text{ kt/day} \\ &= \frac{1}{20} \{ (\bar{V} \cdot \nabla) \bar{V} \} \end{aligned} \right\} (14)$$

故由平均風及無平均之實測風，計算之 (12) 式完全不同。

茲綜合上述各項檢討，在平均天氣圖上，支配其演變之運動方程式為

$$(\bar{V} \cdot \nabla) \bar{V} + f \mathbf{K} \times V_m + \frac{\nabla p_m}{\rho_m} = 0 \quad (15)$$

故 V_m 之 x, y 方向之成分 u_m 及 v_m 各為

$$\left. \begin{aligned} u_m &= -\frac{1}{f \rho_m} \frac{\partial p_m}{\partial y} - \frac{1}{f} \left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right) \\ v_m &= \frac{1}{f \rho_m} \frac{\partial p_m}{\partial x} + \frac{1}{f} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) \end{aligned} \right\} (16)$$

在北緯 55 度之科氏參變數 f ，約為 $1.2 \times 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ 或 10.3 day^{-1} 。故 (16) 式右邊第二項約為 1kt。若平均風速 V_m 為 10kt 時，以 10% 之誤差，在平均天氣圖上，地衡風方程式可以適用。即平均風速愈大，在平均天氣圖上，地衡風方程式之適應性愈佳，但是平均風速愈小，地衡風方程式之適應性愈惡劣。

以上所檢討的，是使用風速觀測值之一個月平均資料。以後將擴張此理論，展開與平均時間之長短無關的，較有普遍性之理論。通常風速向量，在統計學上，呈現其平均風速向量為中心的圓分佈 (Circular distribution)^(4,15,16)，若令 $V_m(u_m, v_m)$ 為水平風速， $\Delta V(\Delta u, \Delta v)$ 為其偏差 (deviation)，即風速向量 V 為

$$V = V_m + \Delta V \quad (17)$$

又令 σ 為風速向量 ∇ 之標準偏差 (Standard deviation)，即風速偏差 $\Delta \nabla$ 之圓分佈為

$$(\Delta u)^2 = (\Delta v)^2 = \frac{1}{2} \sigma^2 \dots \dots \dots (18)$$

若假定空氣密度為不變，由連續方程式 (1) 及 (3)

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial u_m}{\partial x} + \frac{\partial v_m}{\partial y} &= 0 \end{aligned} \right\} (19)$$

由 (17) 式及 (18) 式

$$\left. \begin{aligned} \overline{u \frac{\partial u}{\partial x}} &= u_m \frac{\partial u_m}{\partial x} + \frac{1}{2} \sigma \frac{\partial \sigma}{\partial x} \\ \overline{v \frac{\partial v}{\partial y}} &= v_m \frac{\partial v_m}{\partial y} + \frac{1}{2} \sigma \frac{\partial \sigma}{\partial y} \end{aligned} \right\} (20)$$

由 (17), (18) 及 (19),

$$\left. \begin{aligned} \overline{v \frac{\partial u}{\partial y}} &= \frac{\partial uv}{\partial y} - u \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial uv}{\partial y} + u \frac{\partial u}{\partial x} \\ &= \frac{\partial u_m v_m}{\partial y} + u_m \frac{\partial u_m}{\partial x} + \frac{1}{2} \sigma \frac{\partial \sigma}{\partial x} \\ &= v_m \frac{\partial u_m}{\partial y} + \frac{1}{2} \sigma \frac{\partial \sigma}{\partial x} \end{aligned} \right\} (21)$$

同樣的 $\overline{u \frac{\partial v}{\partial x}} = u_m \frac{\partial v_m}{\partial x} + \frac{1}{2} \sigma \frac{\partial \sigma}{\partial y}$

若 (20) 及 (21) 式代入 (16) 式，可得

$$\left. \begin{aligned} u_m &= -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p_m}{\partial y} - \frac{1}{f} \left(u_m \frac{\partial v_m}{\partial x} \right. \\ &\quad \left. + v_m \frac{\partial u_m}{\partial y} \right) - \frac{\sigma}{f} \frac{\partial \sigma}{\partial y} \\ v_m &= \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p_m}{\partial x} + \frac{1}{f} \left(u_m \frac{\partial u_m}{\partial x} \right. \\ &\quad \left. + v_m \frac{\partial v_m}{\partial y} \right) + \frac{\sigma}{f} \frac{\partial \sigma}{\partial x} \end{aligned} \right\} (22)$$

據前段之檢討，已知道，上式右邊第二項很小可略而不計，而第三項，即 σ^2 之梯度值的考慮。通常大氣環流中，約在 300mb 至 200mb 之高度，有噴流。在噴流附近，其風速變化急驟，因此 σ^2 之梯度可以呈現其極大。若令

$$\sigma = 50 \text{ kt}$$

$$\nabla \sigma = 5 \text{ kt} / 200 \text{ nautical mile}$$

$$f = 1.1172 \times 10^{-4} \text{ sec}^{-1} = 0.4 \text{ hour}^{-1} (50^\circ \text{ lat.}).$$

$$\text{即 } \max. \left(-\frac{\sigma}{f} \text{ grad } \sigma \right) = 3 \text{ kt.} \dots \dots \dots (37)$$

因此，如高空風，其風速強烈時可略而不計。

總之，在平均天氣圖中，地衡風方程式為其第一次的近似值 (First approximation)。即

$$\left. \begin{aligned} u_m &= -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p_m}{\partial y} = -\frac{g}{f} \frac{\partial h_m}{\partial y} \\ v_m &= \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p_m}{\partial x} = \frac{g}{f} \frac{\partial h_m}{\partial x} \end{aligned} \right\} (38)$$

其中 g 為重力加速度， h_m 為平均等壓面高度。

(B) 距平圖 (Anomaly chart)

某一地點之氣象要素與其標準數值間之差異，稱為距平 (Anomaly)，而其分佈圖為距平圖 (Anomaly chart)。通常標準值是指該地點的氣象要素在相當長久時間之平均值。

平常在解釋平均等壓面高度分佈圖之時，參考高度距平圖，有很大之幫助。茲檢討等壓面梯度與風之關係，以資參考。若令 $\nabla_0 (u_0, v_0)$ 為風速標準值， $\Delta \nabla_m (\Delta u_m, \Delta v_m)$ 為其距平， h_0 為等壓面高度標準值， Δh_m 為高度距平，即平均風速 ∇_m 及平均等壓面高度 h_m 為

$$\left. \begin{aligned} \nabla_m &= \nabla_0 + \Delta \nabla_m \\ h_m &= h_0 + \Delta h_m \end{aligned} \right\} (39)$$

此方程式代入 (38) 式，可得

$$u_0 = -\frac{g}{f} \frac{\partial h_0}{\partial y}, \quad v_0 = \frac{g}{f} \frac{\partial h_0}{\partial x} \dots \dots \dots (40)$$

$$\text{及 } \Delta u_m = -\frac{g}{f} \frac{\partial \Delta h_m}{\partial y}, \quad \Delta v_m = \frac{g}{f} \frac{\partial \Delta h_m}{\partial x} \dots (41)$$

風速距平 $\Delta \nabla_m$ ，通常稱為距平風 (Anomalous flow)。型式上，距平風與高度距平之關係，完全滿足地衡風方程式。因此由高度距平梯度，可以從 (41) 式計算距平風速，而其風向與正距平當做高氣壓，負距平當做低氣壓看的環流方向完全一致。

(C) 本文中所使用之平均圖。

本文中所使用之北半球平均天氣圖及其距平圖，均使用日本氣象廳所發行的每日印刷天氣圖⁽¹³⁾，而且利用差異分析法 (Differential Analysis) (即圖加、減法) 繪製。⁽¹⁴⁾

若 A, B, C, D, E 各為第一日至第五日 1200Z 之北半球 500mb 面高度圖，即五日平均圖 M 為

$$M = \frac{1}{5} (A + B + C + D + E) \dots \dots \dots (42)$$

上式可以寫成

$$5M = A + B + C + D - 4E + 5E \dots \dots \dots (43)$$

若上式兩邊各以 4 除之

$$\frac{5}{4} M = \left(\frac{A+B+C+D}{4} - E \right) + \frac{5}{4} E$$

$$\text{故 } M = \frac{4}{5} \left(\frac{A+B+C+D}{4} - E \right) + E \dots (44)$$

根據這一個等式，利用差異分析法，第一步驟：求

$\frac{A+B}{2}$ 。第二步驟；求 $\frac{C+D}{2}$ 。第三步驟；兩者相加，以 2 除之可以得到

$$\frac{1}{2} \left(\frac{A+B}{2} + \frac{C+D}{2} \right) = \frac{A+B+C+D}{4}$$

第四步驟；求 $\frac{A+B+C+D}{4} - E$ ，以後乘 4/5。第五步驟；再加上 E。即可以得五日平均圖。

在本研究中，使用日本氣象廳發行之「北半球 500mb 等壓面高度半旬平年值」⁽¹⁰⁾ 之表，當做五日平均之標準值，繪製標準圖而利用圖減法，由五日平均圖減去標準圖，求得五日平均高度距平圖。

若令 $M_1, M_2, M_3, M_4, M_5, M_6$ ，代表第一半旬至第六半旬之不相重複的五日平均圖，即月平均 M_{30} 為

$$M_{30} = \frac{M_1 + M_2 + M_3 + M_4 + M_5 + M_6}{6} \dots (45)$$

上式可寫成

$$M_{30} = \frac{2}{3} \left(\frac{M_1 + M_2 + M_3 + M_4}{4} - \frac{M_5 + M_6}{2} \right) + \left(\frac{M_5 + M_6}{2} \right) \dots (46)$$

根據此式即可應用差異分析法，由圖加法求 $\frac{M_1 + M_2}{2}$ 和 $\frac{M_3 + M_4}{2}$ ，所得結果再予以平均即得 $\frac{M_1 + M_2 + M_3 + M_4}{4}$ 。另外求 $\frac{M_5 + M_6}{2}$ ，從 $\frac{M_1 + M_2 + M_3 + M_4}{4}$ 減去此平均，乘以 $\frac{2}{3}$ ，再加上 $\frac{M_5 + M_6}{2}$ ，即得月平均天氣圖。

月平均圖之標準值，是使用美國氣象局發行之「北半球標準天氣圖」⁽⁹⁾。利用圖減法，從月平均圖減去標準圖，求得月平均距平圖。

四、民國 48 年 1 月之北半球環流特性

於圖 8 中所示者，為 1 月之月平均 500mb 面北半球天氣圖。圖中實線為等高度線，點線為等距平線，均每隔 60g.p.m. 描一條。

1 月之中緯度環流，是由四個波動而組成。其四個波槽位在日本、太平洋東部、美國東岸及歐洲中部四個波脊位在太平洋中部、美國西岸、大西洋北部及亞洲大陸（如圖 11 所示）。在高緯度，西半球之槽線比東半球之槽線較微弱，故位在北美之槽線，不能如位在歐洲及亞洲之槽線，侵入北方。又極地低氣壓（Arctic Low）偏向新地島（Norvaya Zemiva），阻塞高氣壓（Blocking High）位在白令海峽（Bering

Channel），顯著的波脊位在格陵蘭（Greenland）。因此西半球高緯度地區之對流圈中層（Midtroposphere）之環流狀態，比較累年平均之標準圖⁽⁹⁾ 帶高氣壓性（Anticyclonic）之流動特性。而顯著的正距平分佈在白令海（Bering Sea）至丹麥海峽（Denmark Strait）一帶區域，其數值比標準值高出約 100 至 320g.p.m.。在北美洲高緯度區域之此種阻塞現象（Blocking），是由 1958 年 6 月起，一直存在的特殊現象⁽⁵⁾。

非常發展之低氣壓位在阿拉斯加灣（Gulf of Alaska），而槽線起自其中心向西南方伸展，達威克島東方洋上。故北太平洋東南部區域變成顯著的負距平區域。此槽線及位在本本之槽線間之波長短小，並且在國際日線（The International Date Line）附近構成顯著的散流（Diffluence）狀態。此種環流狀態將抑壓 500mb 面上之最大西風軸之南下。

此槽線東方，沿北美洲西岸之波脊，及波幅較小的加拿大及美國東岸之槽線分佈構成的環流，呈現美國西部較溫暖，東部較寒冷的氣溫分佈狀態。

格陵蘭之顯著波脊與歐洲之波槽，有密切的關係。侵入歐洲中部之西風帶與從北極地區吹進之西北氣流輻合，構成強烈的合流（Confluence）狀態，而輸送寒冷氣流侵入歐洲北部區域，形成英國及斯干的那維亞（Scandinavia）地區之低氣溫。⁽¹²⁾

在遠東區域，因為鄂霍次克海（Okhotsk Sea）之低氣壓異常發展，助長亞洲東岸槽線之發展及東移，故伸張位在歐亞洲大陸（Eurasian continent）地區西風帶之波長，並且在中國東北至日本一帶地區構成顯著的負距平區域。但是遠東地區之副熱帶高氣壓（Subtropical High）稍有發展，北緯 25 度以南區域尚保持正距平。如此，中緯度區域為負距平，低緯度區域為正距平的距平分佈，有抑壓最大西風軸南下之作用。茲計算東經 80 度至 160 度範圍之北緯 35 度至 55 度間之中緯度緯流指標（Temperate-latitude zonal index），及北緯 20 度至 35 度間之副熱帶緯流指標（Subtropical zonal index）。即各得 15.3m/sec 及 25.3m/sec。如果根據標準圖⁽⁹⁾ 計算此兩種緯流指數標準值，可得 15.0m/sec 及 24.0m/sec。前者比標準值僅高出 0.3m/sec，後者高出 1.3m/sec，此為該地區之最大西風軸南移之證據。又位在亞洲大陸之波脊非常發展，在中部亞細亞構成顯著的正距平區域。此正距平助長該地區之最大西風軸之北移，如在西伯利亞中部，最大西風軸竟達北緯 60 度附近地區。如

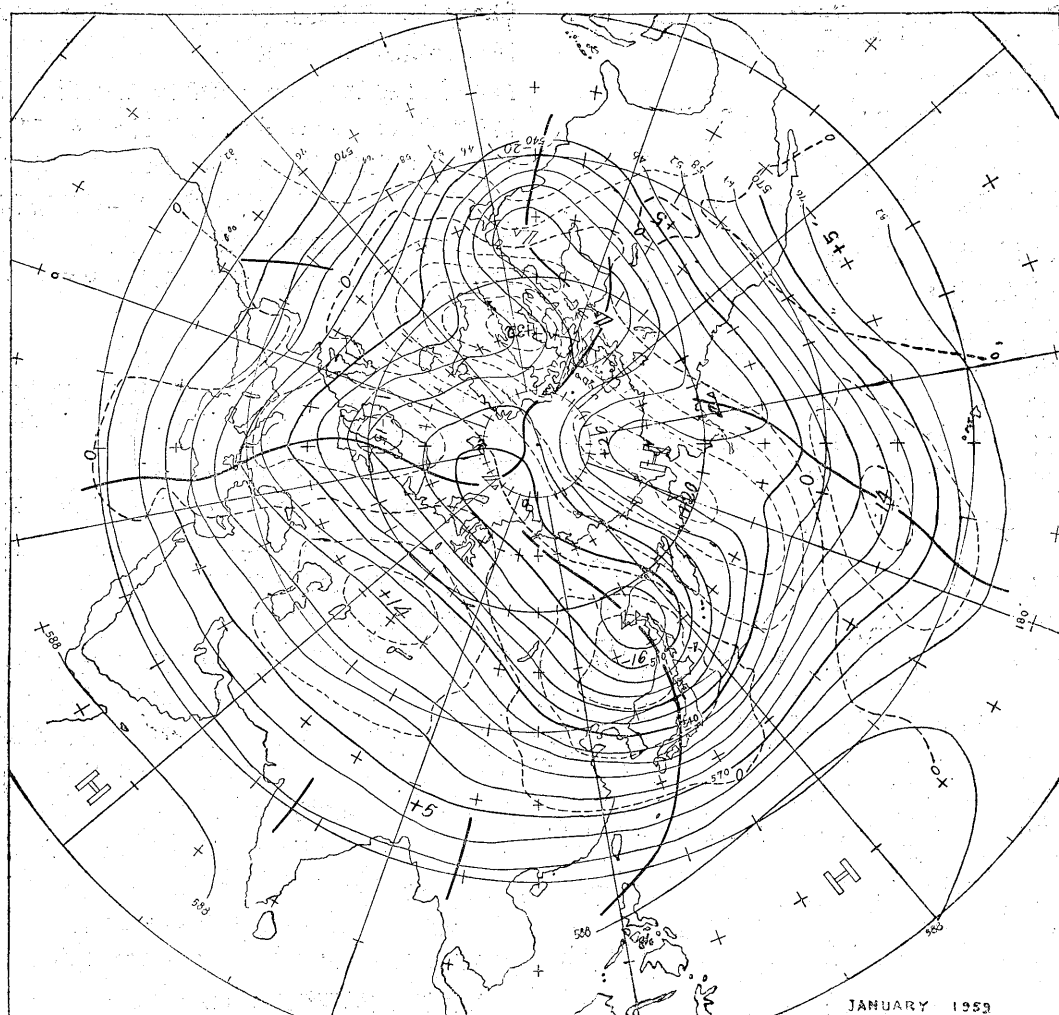


Fig. 8. Mean 500mb contours (solid) and height departures from normal (dotted) (both in tens of g. p. m.) for January 1959. Widespread positive height departures over the polar region reflected intense blocking there. Principal features influencing weather in the Far East were stronger than normal ridge over the western Sibiria and well-developed cut-off low in the Okhotsk Sea.

果位在中國東北地區之負距平當做低氣壓，而位在中部亞細亞之正距平當做高氣壓看之⁽²⁾，西伯利亞中部及中國一帶，有強烈西北距平風 (Northwesterly anomalous flow) 將位在西伯利亞中部之寒冷空氣，輸送至中國沿海地區，而造成該地區 1 月間之寒冷氣候，如圖 4 中所示。

總之，由四個波動而組成之對流圈中層之 1 月北半球環流，其波槽與波脊之波幅均甚大，呈現顯著的「低指標」(Low index) 環流狀態。據圖 8 計算北半球全域之 1 月間平均中緯度緯流指標，即得 12.7m/sec，若與標準值 15.7m/sec 比較，低

3.0m/sec。據 Rossby⁽⁷⁾，Willet⁽⁸⁾ 及 Suda⁽¹¹⁾ 等研究，低指標時，對流圈中層之最大西風軸連接構成之周極流 (Circumpolar flow)，比較擴展，並且呈蛇行狀，即西風帶蜿蜒的環流北半球，容易助長波槽或波脊之發展而誘致氣團之南北交換 (Meridional exchange of air masses)，使寒流南侵或暖氣流北侵。

五、遠東地區寒潮爆發之結構

在圖 9 中所示者，為 1 月中之五日平均 500mb 面北半球天氣圖。圖中實線為等高線，點線為等距平

線，均每隔 60 g. p. m. 描一條。

民國48年1月上、中旬均有寒潮爆發，誘致臺灣地區之低氣溫。茲為顯示遠東地區寒潮爆發之結構，詳細的考察一月中，前四半旬之五日平均北半球天氣圖第9圖(A)，(B)，(C)，(D)，可以看見該四張圖中之共通特性如下：

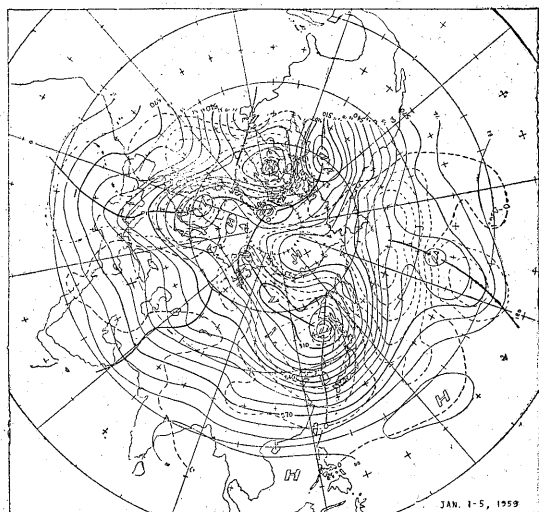


Fig. 9. (A) 5-day mean 500mb. contours (solid) and height departures from normal (dotted) (both in tens of g. p. m.) for January 1-5, 1959.

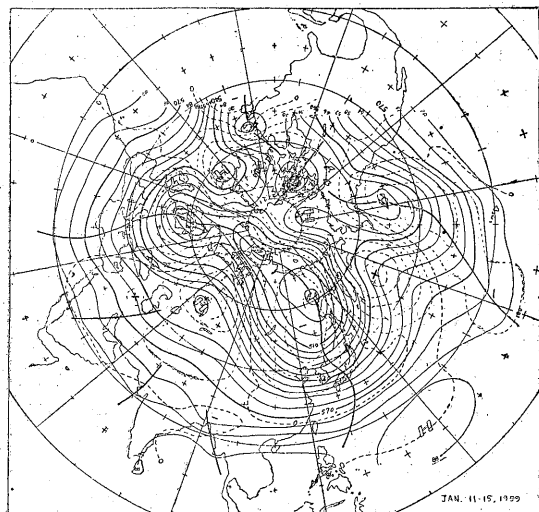


Fig. 9. (C) 5-day mean 500mb. contours (solid) and height departures from normal (dotted) (both in tens of g. p. m.) for January 11-15, 1959.

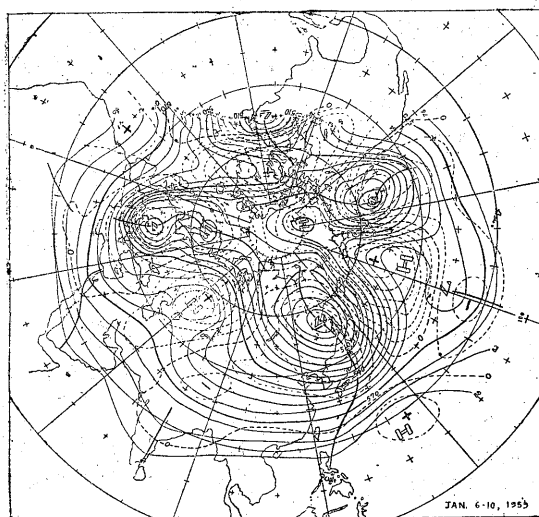


Fig. 9. (B) 5-day mean 500mb. contours (solid) and height departures from normal (dotted) (both in tens of g. p. m.) for January 6-10, 1959.

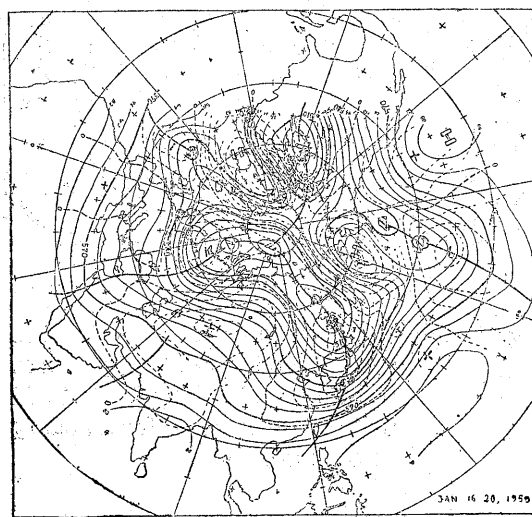


Fig. 9. (D) 5-day mean 500mb. contours (solid) and height departures from normal (dotted) (both in tens of g. p. m.) for January 16-20, 1959.

- (1) 非常發展之切斷低氣壓 (Cut off low)，位在鄂霍次克海附近，並且槽線在遠東地區 (Far Eastern trough)，比較其標準位置稍有東移。
- (2) 遠東地區之噴射氣流南下，並且加強。
- (3) 北極地區，變成顯著的正距平地區。遠東之

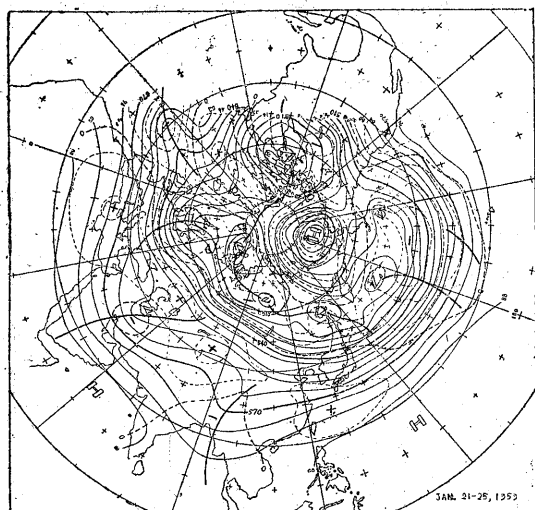


Fig. 9. (E) 5-day mean 500mb. contours (solid) and height departures from normal (dotted) (both in tens of g. p. m.) for January 21-25, 1959.

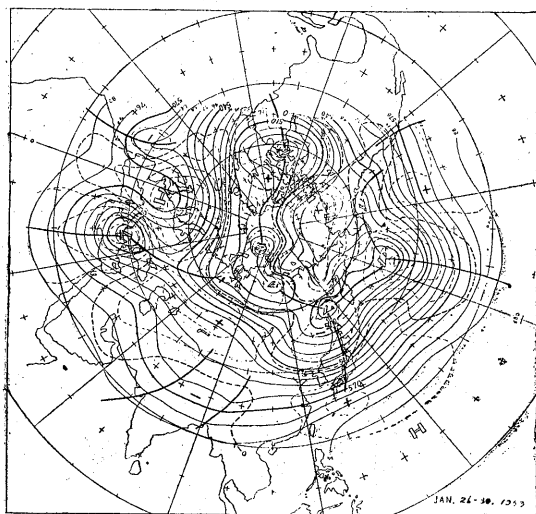


Fig. 9. (F) 5-day mean 500mb. contours (solid) and height departures from normal (dotted) (both in tens of g. p. m.) for January 26-30, 1959.

副熱帶地區也是正距平區域。

- (4) 波脊位在西伯利亞西部、大西洋及太平洋中部，波槽位在歐洲、日本及美洲。

茲綜合過去之研究^(11, 17, 18)，說明此種異常環流狀態之演變，誘致之遠東地區寒潮爆發之結構。若波

脊位在西伯利亞西部時，此波脊之西北部，即有西南氣流，將發生在副熱帶之暖氣流，輸送至西伯利亞北部或北極附近，誘致該地區之對流圈全層之氣溫上升。通常此種熱力平流 (Thermal advection)，同時將低緯度地區之高氣壓性渦度 (Anticyclonic vorticity) 輸送至高緯度地區以外，尚有西南氣流之輻合而生成之下沉 (Subsidence) 現象⁽¹⁹⁾，助長該地區之力學的高氣壓發生 (Dynamic anticyclogenesis) 之氣運，而在西伯利亞北部或北極地區產成高度距平之正距平區域。

此種熱力平流及高氣壓發生之氣運，將急激的改變西伯利亞之高空氣壓分佈狀態。從標準圖⁽⁹⁾可以看見，在 500mb 面上之北半球環流中，有一個顯著發展之低氣壓；時常位置在西伯利亞東北部。此低氣壓中心同時也是寒氣流之中心，即整個低氣壓是一個寒冷大陸性氣團，位在西伯利亞西部之顯著波脊，將輸送暖氣流至此低氣壓地區，包圍此寒冷氣團，而構成獨立的切斷低氣壓 (Cut off low)。此切斷低氣壓之西北部及西方有顯著的波脊，因此切斷低氣壓西方之氣壓梯度增加而對流圈下半層之向南方之大規模寒氣流平流即開始活動。此時切斷低氣壓變成操縱中心 (Steering center) 作用於對流圈下半層之寒冷氣流而誘導其氣流之南下。通常向低緯度之平

持寒冷之物理特性。

總之，所謂西伯利亞寒冷氣團是如上述之力學的及熱力學的雙重原因重復而生成的。若此種高氣壓發生在貝加爾湖附近，而發生在極鋒上之低氣壓，於日本或其東方洋面發展，即遠東地區之地上氣壓分佈，變成顯著的西高東低之形態，誘導寒潮爆發，引起遠東之寒冷氣候。

六、2月之北半球環流狀態

於圖10中所示者，為2月之月平均500mb面北半

球天氣圖。圖中實線為等高度線，點線為等距平線，均每隔60 g. p. m. 描一條。

2月之中緯度及高緯度環流，是由三個波動而組成。其三個波槽位在堪察加（Kamchatka）半島至日本東方洋上區域，北美洲東岸及中部亞細亞等地區。其中，位在中部亞細西亞之槽線較發展，在該地區生成顯著的負距平區域，並且伸展至低緯度地區。其餘之二波槽均微弱，唯在中及高緯度地區，而不伸展至北緯35度以南之低緯度地區。三個波脊是位置在北美洲西岸、歐洲及亞洲大陸。其中歐洲之波脊非常發

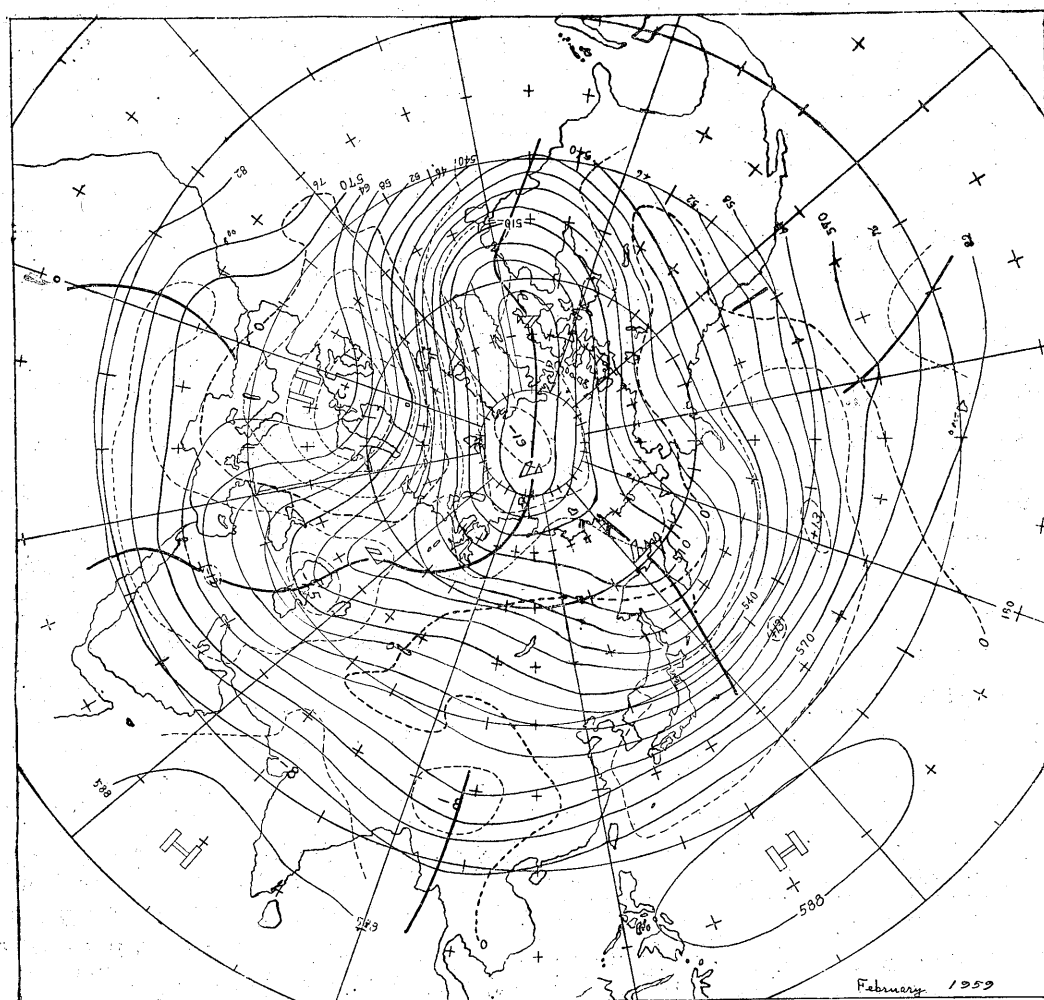


Fig. 10. Mean 500mb. height contours (Solid) and departures from normal (dotted) (both in tens of g. p. m.) for February 1959. Large negative anomalies in polar regions were accompanied by an almost circum polar ring of positive nomalies at middle latitudes in the Northern Hemisphere, resulting in contracted circumpolar westerlies.

展，在該地區構成阻塞高氣壓。北半球之低緯度環流，是由六個波動而組成⁽⁶⁾。上述之位在中部亞細亞之波槽以外，尚有位在緬甸、夏威夷東方洋上、美國西岸、北大西洋中部及非洲西北部等波脊。

2月之西風帶中大型波動(Large-scale waves)，略與其標準位置⁽⁹⁾一致。但是位在亞洲東岸之槽線(Asiatic coastal trough)，比其標準狀態很微弱，而位在堪察加之低壓比其標準狀態相當發展。因此太平洋北部地區之距平梯度急驟，引起該地區西風之顯著增強。此強烈西風帶誘致即可通常位在加拿大沿海各省波槽之東移，並且助長位在巴芬島(Baffin

Island)低氣壓之異常發展。歐洲西部之阻塞高氣壓，在北歐構成距平+230 g. p. m.之顯著正距平區域。此正距平及北極氣渦(Polar vortex)之-190 g. p. m.之負距平間，竟有420 g. p. m.之距平梯度。因此格陵蘭東岸至英國間區域，有產生卓越西南距平風，

(Southwesterly anomalous flow)，誘致大西洋地區之最大西風軸之北移及風速之增強。又此阻塞高氣壓東方之西北氣流，將高緯度之低氣壓性渦度輸送至中部亞細亞，與該地區之分流(Defluence)環流結構所生成之輻散(Divergence)作用合併，助長中部亞細亞波槽之發展。2月中，位在亞洲大陸之波脊不太發展，反而於中國西南部至緬甸發生低緯度之波槽，因此在中國西南部構成顯著的負距平區域。這個低緯度波槽之東方地區，有顯著的西南氣流及西南氣流之合流(Confluence)現象。這種西南氣流，將輸送熱帶地區之高溫空氣，到中國及日本一帶地區，誘致該地區對流圈全層空氣之上昇。通常此種熱力平流，同時將低緯度地區之高氣壓性渦度，輸送至中緯度地區。該地區尚有西南氣流之輻合而生成之下沉現象。此兩種力學的效果(Effect)有助長該地區之力學的高氣壓發生(Dynamic anticyclogenesis)之氣運，因此日本及其東方洋上一帶，變成顯著的正高度距平區域。此正距平及緬甸的負距平間，有急峻的距平梯度，因此中國沿海地區至日本一帶地區有顯著的南距平風(Southerly anomalous flow)，誘致熱帶氣流之侵入，生成該地區2月之異常高氣溫。

總之，2月中北極低氣壓異常發展，在北極地區形成顯著的負距平。同時位在副熱帶中之幾個高氣壓也相當發展並且有北移，在中緯度地區形成幾個正距平區域，包圍北極地區之負距平。因此，在北極四周之高緯度地帶，生成顯著的距平梯度，引起周極最大西風帶之縮小，呈現2月之高指標(High Index)環

流狀態。茲據圖10計算北半球全域之2月間平均中緯度緯流指標，即得17.3 m/sec，若與2月之標準值14.4 m/sec比較，低2.9 m/sec。若縮小緯流指標計算之範圍，僅計算東經80度至160度間之遠東地區，即中緯度及副熱帶之各緯流指標各為16.6 m/sec及21.9 m/sec，若與其標準值14.4 m/sec及24.0 m/sec比較，前者高出2.2 m/sec，後者低2.1 m/sec。此為該地區最大西風軸北移之證據。據Rossby⁽⁷⁾，Willet⁽⁸⁾等研究，高指標時，對流圈中層之最大西風軸連接構成之周極流，北移抵達高緯度地區，縮小其周流範圍，並且波槽與波脊之波幅均甚小，極地寒流均集於高緯度，反而暖流充滿在低緯度地區。

1月至2月之間，北半球全域之對流圈中層之環流狀態，有急驟之變化。茲將圖8與圖10比較，可以看見，1月中分佈在白令海至丹麥海峽間之顯著正距平帶，在2月完全消失，整個北極海及格陵蘭一帶地區變成顯著的負距平區域。格陵蘭南部之距平變化，竟達360 g. p. m.。又1月中，位在中部亞細亞之

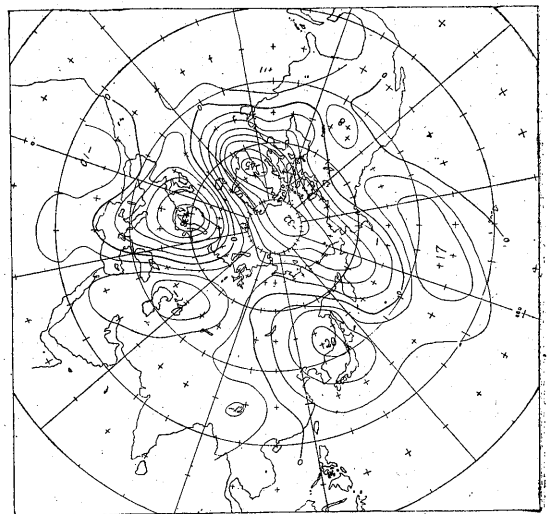


Fig. 11. Difference between monthly mean 500-mb. height anomaly for January and February 1959 (February minus January) in tens of g. p. m. Isoline interval is 60 g. p. m. Large falls were over the Greenland, the Arctic Ocean, the Central Asia and the southwestern China. Large rises were over the Scandinavia, the eastern Pacific and the Japan Sea. Changes over the Far East accompanied a reversal of the temperature anomaly from January to February.

顯著波脊，至2月就完全消失，該地區反而變成顯著波槽。又1月中，位在中國東北地區至日本一帶之正距平，以及位在北太平洋中部，北美洲東岸及北歐斯干的那維亞半島 (Scandinavia) 等地區之正距平，至2月就完全消失，反而變成顯著之負距平區域。茲為顯明此種變化，由圖8及圖10計算1月，2月間之距平變化，繪得如圖11。即日本海附近有顯著距平增加區域，而中國西南部有距平減少區域，因此，該兩地區間之遠東各地，將受東南距平風 (South-westerly anomalous flow) 之影響，呈現熱帶氣流之侵入現象而生成二月間該地區之異常高氣溫。

七、遠東地區熱浪 (Heat Wave) 生成之結構

在圖12中所示者，為2月中之5日平均500mb面北半球天氣圖。茲根據圖9及圖12計算東經80度至160度之中緯度緯流指標及副熱帶緯流指標，可繪得如圖13中所示。即民國48年第一至第四半旬是「低指標」，至第5半旬指標突然上昇，以後維持「高指標」。若此圖與第一圖比較，可以看見「低指標」時臺灣各地之氣溫比較低，而「高指標」時臺灣各地之氣溫比較高。「緯流指標」及臺灣各地氣溫之急激變化都在1月第5半旬。茲檢討當時之環流演變，以探討熱波 (Heat wave) 生成之結構。

若1月第4半旬及第5半旬之5日平均500mb面

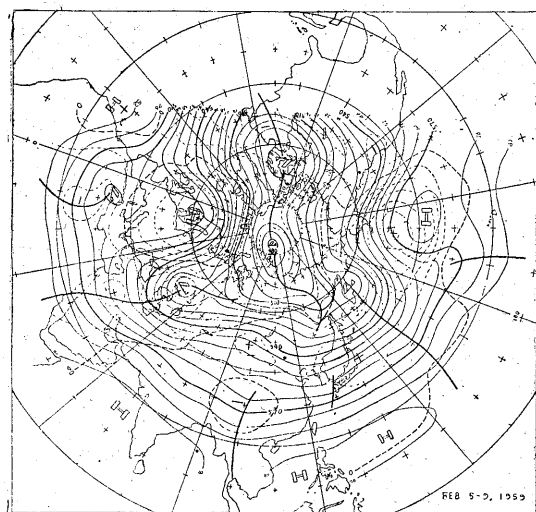


Fig. 12. (A) 5 day mean 500 mb. contours (solid) and height departures from normal (dotted) (both in tens of g. p. m.) for February 5-9, 1959.

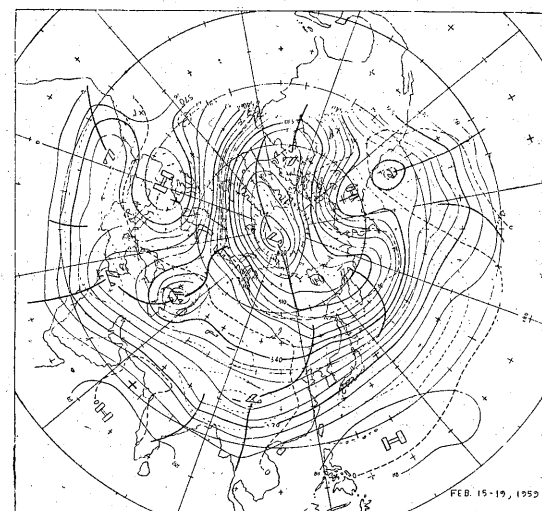


Fig. 12 (B) 5-day mean 500mb. contours (solid) and height departures from normal (dotted) (both in tens of g. p. m.) for February 15-19, 1959

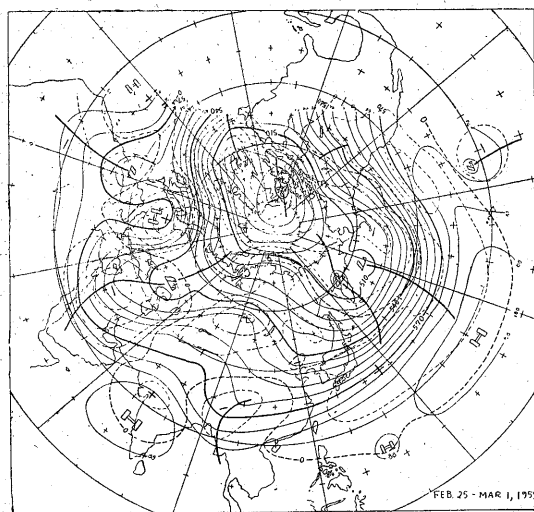


Fig. 12. (C) 5-day mean 500 mb. contours (solid) and height departures from normal (dotted) (both in tens of g. p. m.) for February 25-March 1, 1959.

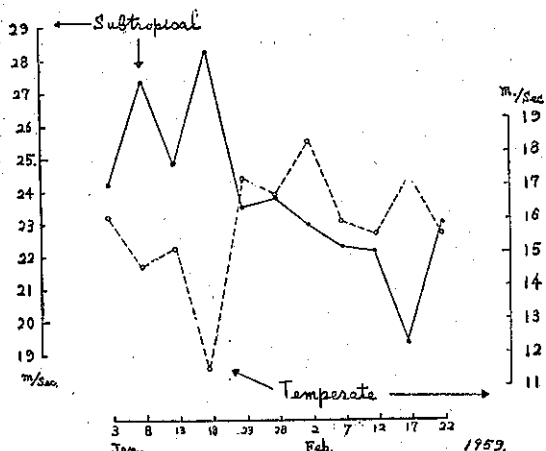


Fig. 13. Time variation of 5-day mean temperature-latitude zonal index (average strength of zonal westerlies in meters per second between 35°N. and 55°N.) and Subtropical zonal index (between 20°N. and 55°N.) at 500mb surface over the Northern Hemisphere from 80°E eastward to 160°E. longitude. Solid line connects 5-day mean subtropical zonal index values (plotted at middle of 5-day periods) for January and February, 1959. Dashed line shows time variation of temperature-latitude zonal index values.

海附近海上，與阿拉斯加灣之低氣壓連接，在切斷高壓南面，構成一個向東西之低氣壓帶。同時位置在日本附近之遠東波槽完全消失。故位在黑海及太平洋中部兩波槽間之中，低緯度地區環流，變成一個長波，其波長竟達經度 150 度之長度。從動力氣象學上之觀點看之，此種異常冗長之波動是非常的不穩定。因此在緬甸附近生成一個低緯度波槽，使得長波分裂為二而變成穩定。此低緯度波槽生成之結構，與常在美國中部低緯度地區生成之波槽發生結構，⁽¹⁷⁾，⁽⁵⁾ 完全不同。

緬甸附近之波槽發生後，在這個低緯度波槽之東方地區發生顯著的西南氣流及其合流現象。西南氣流即將低緯度地區之高氣壓性渦度輸送至中緯度地區，而合流之幅合即產生下沉現象，助長該地區之力學的高氣壓發生之氣運，故在中國沿海地區至日本南方海上，生成一個顯著正距平區域。此正距平及緬甸波槽的負距平間，即發生急峻的距平梯度。因此中國沿海地區至日本一帶即發生顯著的南距平風 (Southly

anomalous flow)，誘致熱帶氣流之侵入，助長氣溫之上升。

八、結 論

茲將本文研究之結果，綜述如下：

- (1) 遠東地區之 1 月之月平均氣壓及氣溫之距平分佈物態相似。即月平均氣溫之正 (負) 距平區域，大略與月平均氣壓之負 (正) 距平區域一致。
- (2) 1 月份之異常低氣溫，係發生在「低指標」環流中。
- (3) 西伯利亞西部之波脊及位置在鄂霍次克海附近之異常發展的切斷低氣壓，通常充當主要角色，誘致遠東寒潮爆發，而引起遠東地區之異常低氣溫。
- (4) 2 月份之破紀錄的異常高氣溫，係發生在「高指標」環流中。
- (5) 發生在北極海之切斷高氣壓，所引起之異常環流，誘致緬甸附近之低緯度波槽之生成，及日本至太平洋中部之顯著高度正距平。而助長熱浪侵襲遠東地區，引起 2 月份破紀錄的異常高氣溫。
- (6) 緯流指標之急峻變動，係在 1 月第 5 半旬。環流狀態由「低指標」狀態，急激變成爲「高指標」狀態。隨之，氣溫也在此時急峻上昇。

總之，一小地區之氣候演變，不單是該地區之局部的氣象變動而生成，是全球性的環流演變所引起之現象。

參 考 文 獻

- (1) Japan Meteorological Agency, 1959: Geophysical Review, No. 713, 101pp. No. 714 95pp.
- (2) Nauias, J. 1953: Thirty-day forecasting: a review of a ten-year experiment. Meteorological Monographs, Vol 2, No. 6, 83pp.
- (3) James, R.W., 1952: Physical significance of mean flow charts. Met. Mag., 81, pp.42-48.
- (4) Crossly, A. F., 1952: Significance of mean contour charts. Met. Mag., 81 pp. 229-231.
- (5) Stark, L.P. 1959: The Weather and Circulation of January 1959—a month of exceptional persistence from the preceding December, Monthly Weather Review, Vol. 87, No. 1, pp. 33-39.
- (6) J. F. O'Connor 1959: The Weather and

(下轉39頁)

大氣熱力圖解的分析及評價

劉鴻喜

The Analysis and Evaluation of Thermodynamic Diagrams

Hung-hsi Liu

Abstract

In order to analyse the sounding records quickly and perfectly, the construction of thermodynamic diagram is doubtless needed. Seven famous types of thermodynamic diagram have been set up since 1884 until nowadays. There are adiabatic, energy, teph, skew T log p, α -p, Rossby and Schinze diagrams.

Each diagram has its advantages and disadvantages, no one could construct perfectly without any inconvenience. This paper is trying to point out their significant characteristics and their weak points of each diagram which mentioned above. Meanwhile, the value of use both in the theoretical and practical fields are briefly discussed, a table of evaluation with grades which made by the author is also attached.

一、前言

大氣爲一整體，地面天氣的變化和高空氣流的活動，息息相關。因之，高空氣象要素之觀測及其紀錄之分析，對於預報天氣，甚爲重要。不過高空氣象紀錄具有氣壓、氣溫、濕度和風四項要素，自地面以迄八、九萬呎高空，逐層皆有紀錄，皆須分析研究，故如欲利用此項立體性的高空氣象資料，以探尋大氣層的構造，壓溫濕的分佈以及氣流動態時，必須利用圖解，詳加填繪，仔細分析，始可獲得大氣層垂直變化的真實情況。此類立體圖解統稱熱力圖解(Thermodynamic diagram)，由於著眼的重點不同，分析的對象有異，因而各家創製的熱力圖解有很多種，本文擬將主要各種熱力圖解之構造、應用及其價值評述如下。

二、大氣熱力圖解的種類及其應用

(1) 絕熱圖解 (Adiabatic diagram)

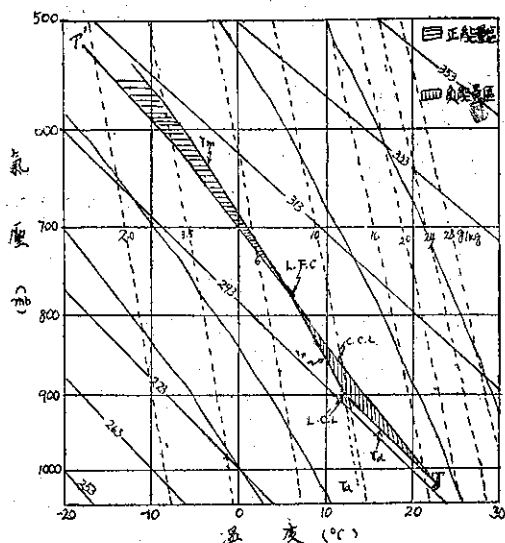
本圖解係由海茲氏 (H. Hertz, 1884) 所創製。以溫度爲橫坐標，向右增加，以氣壓爲縱坐標，向上低減，氣壓採用對數值，乾絕熱線用直斜線，濕絕熱線略呈弧形，用弧斜線表示之，飽和水汽混合比用異色虛線表示。本圖解對於研究空氣分子升降時熱力的變化(詳(2))，甚有裨益。大氣中空氣分子上升，所受壓力減少，體積膨脹，氣溫降低，空氣中的水氣凝結，潛熱 (Latent heat) 釋放，遂使熱量增加

，氣溫直減率減小，是以低空大氣的溫度變化並不易絕熱，因而此種圖解又稱作假絕熱圖解 (Pseudo-adiabatic diagram)，也叫史托威圖解 (Stüve diagram)，以紀念德國氣象學家史托威對此圖解的貢獻。

在此圖解上(其他圖解亦可)的曲線相交，可得三高度層，一爲舉升凝結高度 (Lifting condensation level, L. C. L.)，係溫度線 (TT') 依乾絕熱線 (γ_a) 移動，露點線 (T_a) 依飽和水氣混合比分別上升，相交於一點，該點所在的高度，叫做舉升凝結高度，空氣分子達此點後，開始凝結，改沿濕絕熱線 (γ_m) 上升至某高度，此線和氣團實測(探空)曲線相交，即得自由對流高度 (Level of free convection, L.F.C.)，意即空氣分子過此高度後，動能即隨正區擴大而增加，變爲不穩定。自地面以迄自由對流高度之間，由探空曲線(TT')乾絕熱線和濕絕熱線三條線所範圍起來的一塊區域，就是負能量區，此區無能力使空氣分子上升，故稱負能量區 (Negative energy area)；而在自由對流高度以上由探空曲線和濕絕熱線所夾的區域，即是正能量區 (Positive energy area)，此區愈大，愈有利於空氣分子上升。

除此兩高度層外，露點線於達到舉升凝結高度後，若繼續依飽和水氣混合比上升，而和探空曲線相交於一點，此點稱爲對流凝結高度 (Convection condensation level C. C. L.)，此層高度通常介於 L.C.L. 和 L.F.C. 之間。此三層凝結高度和正負能

圖 1: 絕熱圖解



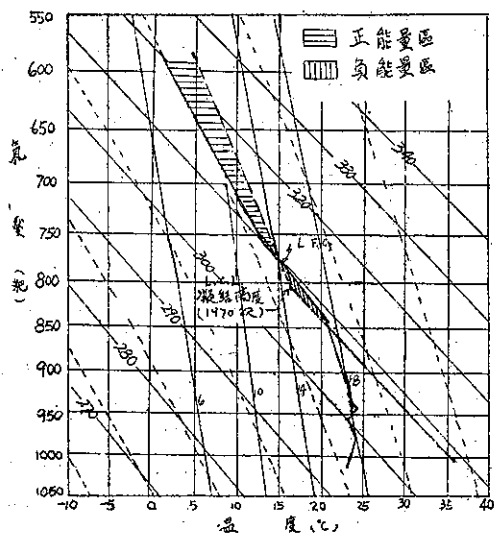
量區在絕熱圖解上的情況，如附圖 1 所示。

構成這三層凝結高度的原動力各有不同，最低的第一層舉升凝結高度是純由機械力量所形成，並無熱力作用參雜其間；而對流凝結高度則是因地表受熱，促使空氣體積膨脹所形成；至於自由對流高度最初是藉機械力量經由舉升凝結高度沿濕絕熱線而到達此高度，抵此高度後的空氣分子，雖無外力舉升及熱力參入，空氣分子也會自由上升，成雲致雨，最為便利。

(2) 能量圖解 (Energy diagram or Emagram)

本圖解係賴斯達 (A. Refsdal, 1937) 所創製，故又名賴斯達圖解，也叫高空圖解 (Aerogram)。

圖 2: 能量圖解



此圖解和絕熱圖解極為相似，唯一不同在加繪凝結高度之等 W (水氣含量) 值線。本圖解特別便於計算對流活動能力的得失，故稱能量圖解，也叫「安馬」圖解 (Emagram)，意即單位質量能之圖解。圖上面積和功量成正比，故氣團屬性曲線和空氣分子行徑間面積的大小，即可代表能量的多寡。正負能量區域面積之差，即等於可用於對流活動的淨餘能力，若負區大於正區，則對流活動的機會甚少；反之若正區大於負區。氣團即呈不穩定，旺盛的對流作用可期。此類圖解的構造及填入探空曲線後正負能量區域分布的情況如附圖 2 所示。

(3) 溫熵圖解 (Tephigram)

本圖解係由英國蕭氏 (Sir N. Shaw, 1930) 所創製，以溫度為橫坐標，向右增加，而以熵 (Entropy) 為縱坐標。所謂熵 (Φ) 可用下式表示之：

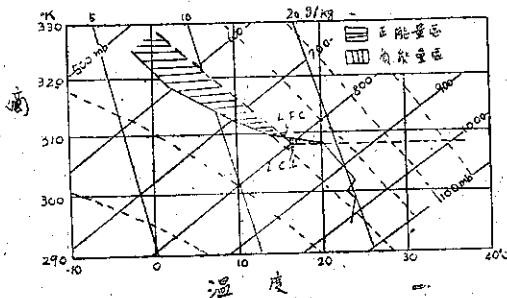
$$\Phi = C_p \ln \theta + C$$

式中 C_p 為一定氣壓下，空氣的比熱 (Specific heat)， θ 為位置溫度 (Potential temperature)， C 為常數， \ln 為自然對數，故此圖解簡稱 T-Φ-gram。等濕度線為斜直線，自右下方伸向左上方，等壓面為直線，則自左下方伸向右上方，圖中等位溫線即乾絕熱線，濕絕熱線為實曲線，自右下方向上微凸伸向左上方。附圖 3 係採用附圖 2 同一探空紀錄，填入溫熵圖解中，所顯示的氣團屬性曲線情況和正負能量區域的形狀等。

(4) 斜溫圖解 (Skew T LogP diagram)

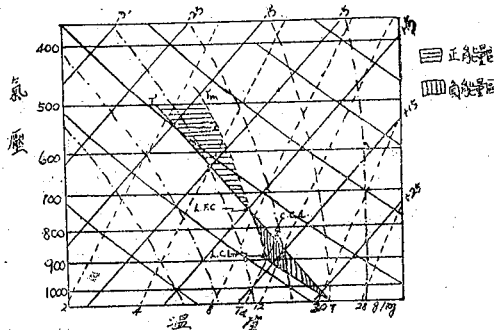
本圖解係由荷勞生 (N. Herlofson, 1947) 所創製，故又名荷勞生圖解。此圖所用坐標，橫軸仍為溫度 (T)，但係傾斜排列，縱坐標則為氣壓對數值，此圖直線及近似直線甚多，示意明顯，應用日廣，已有取絕熱圖解而代之的趨勢，美國空軍氣象單位已全部採用此圖解以分析高空氣流動態，派特生 (S. Petterssen) 新著：「天氣分析和預報」(1956 版)

圖 3: 溫熵圖解



書中所有熱力圖解，均係採用此種。此圖重要線條計有：乾絕熱線係自左上方斜向右下方之實線，濕絕熱線為自右下方左上方微凸之虛斷線，等溫線為自左下方斜向右上之實線，飽和水汽混合比線則為自左下方斜向右上之虛線。附圖4示斜溫圖解之構造及探空紀錄填入後的能量分佈情況。此圖所用探空曲線和圖1者相同，讀者可比較此二圖上正負能量區域形狀之明顯差異。

圖4：斜溫圖解



(5) 比容圖解 (α -p diagram)

本圖解以比容 α (Specific volume)為橫坐標，由左向右增加，以氣壓 p 為縱坐標，向上遞減。根據氣體公式：

$$p\alpha = RT$$

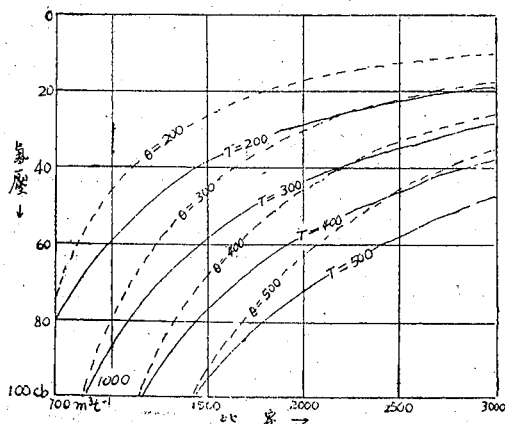
(式中 R 為宇宙氣體常數 $=8.315 \times 10^7$ 10⁷爾格/度)

則在此圖解中可得出溫度曲線 (T)。

本圖解之優點在於氣體所做之功可在圖解上量出，故最利於作大氣演變過程之理論分析，但在實用上却有許多不便：

A. 本圖解中直線甚少，溫度線、位置溫度線等都是曲線。

圖5：比容圖解



B. 溫度線 (T) 和乾絕熱線 (θ) (即位置溫度線) 相交之角度甚小，不易區分。

C. 在氣象上甚為重要之區域，却位於圖之角落，使填繪出來的探空曲線形狀欠佳，縮尺過小，不便應用。本圖解之構造如附圖5所示。

(6) 洛斯貝圖解 (Rossby diagram)

本圖解係已故氣象大師瑞典籍 羅斯貝 (C. G. Rossby) 所手創，係以水氣含量 (Water vapor content, W) 為橫坐標，單位為每公斤乾空氣中水氣的克數，向右增加；另以乾空氣位置溫度 (θ_a) 為縱坐標，用絕對溫度對數值，向上增加；自左上方右下方傾斜之線為等相當位置溫度線 (Potential equivalent temperature, θ_E)，此圖係置重點於空氣團中水氣含量之多寡，故最大用途在於鑒別氣團的冷暖乾濕。探空紀錄填入圖中所成的屬性曲線 (Characteristic curve) 如自圖右向左上方傾斜，表示 θ_a 向上劇增，而水氣含量 W 向上銳減，當有下沉逆溫存在。如屬性曲線向左下方傾斜，表示大氣中溫度直減率大於乾絕熱率 (γ_a)， θ_a 乃向上遞減，亦即實際溫度直減率 $\gamma > \gamma_m > \gamma_a$ ，自應為絕對不穩定；如向左上方傾斜，傾角大於等相當位置溫度，溫度直減率小於濕絕熱率 (γ_m)， θ_a 向上增加，亦即 $\gamma < \gamma_m < \gamma_a$ ，乃成絕對穩定。至若屬性曲線介於二者之間，即 $\gamma > \gamma_m > \gamma_a$ ，則 θ_a 向上遞增，相當位置溫度向上遞減，則此空氣在未達飽和前，不論升降均依乾絕熱率變化，上升時此團空氣較四周同高度溫度為冷，下降時又較暖，自屬穩定狀態；及至飽和以後，無論升降，均依濕絕熱率變化，如為上升，到處均較同高度四周之空氣為暖，如為下降空氣，到處均較同高度四周之空氣為冷，並均有繼續升降之勢，是為不穩定；此種空氣的不穩定，乃以空氣飽和與否為條件，故為條件性不穩定。由上分析，可見探空紀錄一經填入洛斯貝圖解中，即可判斷氣團的秉性何屬，故甚適於氣團分析之用。附圖6、7示應用洛斯貝和溫熵圖解來判明冬季北美 cA, mP, mT 三種氣團的情況。附圖8示利用洛斯貝圖解區分經過馬尼拉上空的東亞季風和信風氣團。

(7) 辛茲圖解 (Schinze diagram)

本圖解係由辛茲氏所創製，以高度為縱坐標，單位公里，向上遞增；而以相當位置溫度為橫坐標，向右增加。此圖解利於研究一地逐日大氣秉性之變遷，較洛斯貝圖解為優，並可直接表示不連續面的高度，某層穩定或不穩定，一望而知。但此圖解的缺點在於

圖 6：冬季北美氣圖分析
(洛其貝圖解)

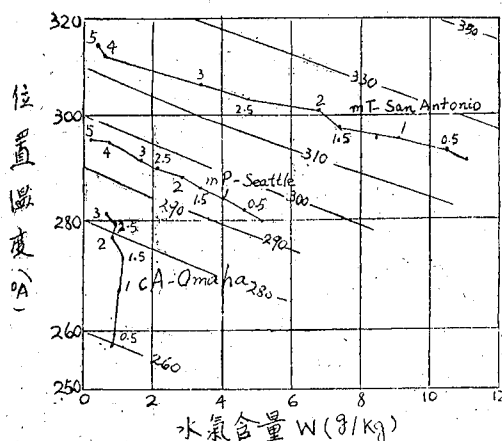


圖 7：冬季北美氣圖分析
(溫熵圖解)

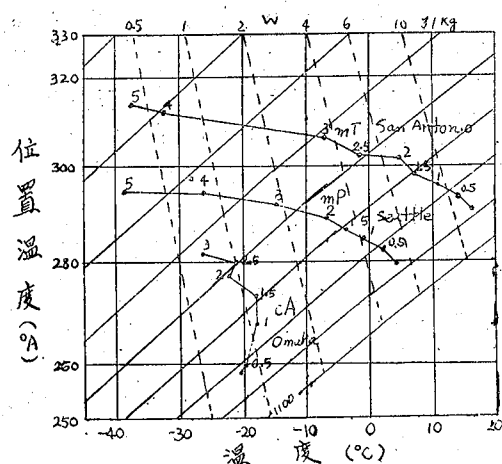
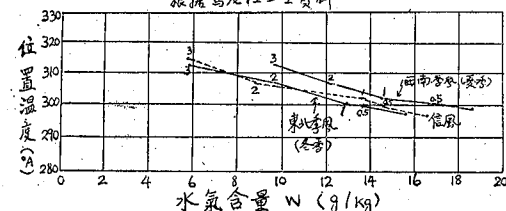


圖 8：冬季東亞氣圖分析
(洛其貝圖解)
根據馬尼拉上空資料



水氣潛熱作用和溫度層序均合併於相當置溫度中，無法分辨不連續面的生成是由於水氣抑係由於溫度。換言之，下沉逆溫和鋒面逆溫時相混淆，必須將比濕和高度的曲線附入圖中，始克補救此項缺點。附圖 9 為辛茲圖解之構造，圖中探空曲線第一段 A、B 層向左傾斜，表示相當位溫向上低減，該層空氣為對流性不穩定，

定，頂端 C、D 層向右傾斜，表示相當位溫隨高度增加，該空氣層為絕對穩定；至於中段 B、C 層，作垂直分布，表示相當位溫無變化，處於飽和狀態，是為中性穩定。

三、熱力圖解 製作原則 及其評價

用於分析大氣動態及其屬性的熱力圖解，所着重的參變數各家既不一致，故圖解紛陳，重要者已如上述，但不拘那一種熱力圖解的創製，它的基本要求當以盡量符合下列各點為宜：

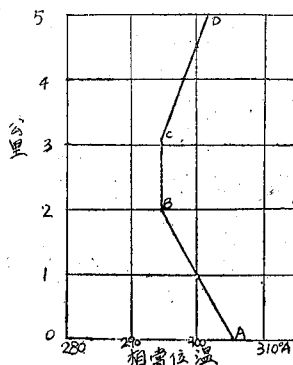
- 圖上探空紀錄填好分析後，所顯示出來的區域，最好和實際的能量相等或相當。
- 探空曲線填入圖解中，視之愈覺逼真愈好。
- 圖解上各重要線條最好都是直線，曲線愈少愈佳。
- 溫度線和乾絕熱線相交的角度宜大，最好能等於或近於九十度。

上述四項基本原則中，A 項最關重要，如評價用分數計算，A 項應得四分，B 項居次，得三分，C 項居三得二分，D 項居末，以一分計算。是則上述前五種圖解之優劣，約可列表評定如下：

原則	A	B	C	D	總分
圖解名稱	評分				
絕熱圖解	3	3	2	—	8
能量圖解	4	3	2	—	9
溫熵圖解	4	—	—	1	5
斜溫圖解	4	—	2	1	7
比容圖解	4	—	—	—	4

由上表可見能量圖解所佔的優點為 A、B、C 三項，獨得九分，居五種圖解之首；絕熱圖解的優點亦為 A、B、C 三項，但其中 A 項不盡符合要求，故列八分，但也有其特別便利之處，故過去各氣象機構多採用之；斜溫圖解創製最晚，其優點在 A、C、D 三項，區域既大，T 和 θ 交角又達九十度，均為其優點（絕熱圖解交角僅 45 度），但等溫線傾斜，使探空曲線填入缺乏真實感，甚且使分析者誤認逆溫層，為其缺點。溫熵

圖 9：辛茲圖解



圖解的 T 和 θ 交角也有90度，圖上直線亦復不少，但定壓面傾斜，重要的 θ 線又復呈弧線，使填入的探空曲線既不逼真，又乏真實感，故僅獲五分；至於比容圖解，曲線既多，所夾角度又特小（參看附圖5），填入探空曲線亦無真實感，故其實用價值位在五種圖解之末。

洛斯貝和辛茲圖解與上述五種圖解雖可互相通用，但重點究竟不同，後二者主要用於氣團燥濕的分析及秉性之演變，最宜於供作辨別各種氣團之用，極地、熱帶、大陸性或海洋性等各種秉性的氣團，一經填入洛斯貝圖解，無不可立加判明；而辛茲圖解却又特別利於研究一地逐日高空大氣秉性變遷演變之用。

以上對七種熱力圖解之分析及評價，係筆者個人

閱讀所感及實際應用之結果。對於此類圖解優劣點之評分，本無絕對的標準，貝仁見智，參差在所難免，尙望方家不吝指示爲幸。（完）

參 考 文 獻

1. Holmboe, Forsythe, Gustin: Dynamic Meteorology 1952 Chapter 2
2. H. R. Byers: General Meteorology 2nd Edition 1944 PP.167-183, PP.255-292
3. S. Petterssen: Weather Analysis and Forecasting 2nd Edition Volume II. 1956 PP.35-38, PP.137-150
4. H.R. Byers: General Meteorology 3rd Edition 1959 PP.176-192, PP.340-342
5. Saint Louis University Note: Synoptic Meteorology January and February, 1959.
- (14) Saucier, W. J. 1955: Principles of Meteorological Analysis. The University of Chicago Press, pp. 135-137.
- (15) Brooks, C. E. P., Durst, C. S. and Carruthers, N. 1946; Upper winds over the world. Part I. The frequency distribution of winds at a point in the free air. Quart. J. R. Met. Soc., London, 72, p. 55.
- (16) Brooks, C. E. P., Durst, C. S., Carruthers, N., Dewar, D. and Sawyer, J. S. 1950; Upper winds over the world Geophys. Mem. London 10, No. 85.
- (17) Namias, J., 1947: Extended Forecast by Mean Circulation Methods, U. S. Weather Bureau, Washington D. C., 89. pp.
- (18) Palmén, E., 1949: The Formation and Structure of a Large-scale Disturbance in the westerlies, Journ. of Met., 6, pp.227-242.
- (19) Defant, F., 1954: Über den Mechanismus der unperiodischen Schwankungen der allgemeinen Zirkulation der Nordhalbkugel, Arch. für Meteorol. Geophys. und Biokl., Bd.6.
- (上接34頁)
- Circulation of February 1959, Monthly Weather Review, Vol. 87, No.2, pp. 81-90.
- (7) Rossby, C.-G. and H. C. Willet 1948: The circulation of the upper troposphere and lower stratosphere, Science, 104, pp. 643-652.
- (8) Willet, H. C. 1944: Descriptive Meteorology. New York Academic Press, 305pp.
- (9) U. S. Weather Bureau, 1952: Normal Weather Charts for Northern Hemisphere, U.S. Weather Bureau Tech. Paper No.21, 74pp.
- (10) Japan Meteorological Agency 1957: Normal Data of 5-day Mean 500mb Heights over the Northern Hemisphere, 44pp.
- (11) Suda, K. 1959: A Study on the Dynamic Climatology of Cold Outbreaks in the Far East, The Geophysical Magazine, Vol. 29, No. 3, pp. 413-461.
- (12) Weather of January 1959, Northern Hemisphere; The Meteorological Magazine, May 1959. No. 1,043, Vol. 88.
- (13) Japan Meteorological Agency 1959: Daily weather maps, Sea level, 850mb, 700mb and 500mb charts with synoptic data tabulations.

遠東持續性寒潮特有之平均氣壓場

日 Ken Suda 原著
陳 良 曜 譯

摘 要

日本北部極端溫暖與極端寒冷之特殊氣壓型式，在不同之合成圖與 500mb 相關場上互相比較。發現由於遠東地理情況與緯流指數降低之綜合影響而起之遠東永久性低壓槽之東移，造成日本北部之大規模寒潮。

一、引 言

到達日本之強烈寒潮之特點為具有明顯之氣壓型式，包括一發展良好之西伯利亞高壓與強烈之阿留欣低壓。由於其頻生於冷季以及其在預報上之重要性，此項「西高東低」之氣壓型式早為日本氣象學家所熟知，且對此曾作多項之研究。然因在廣大地區收集經常天氣報告之困難，此項研究大多僅涉及日本周圍頗小地區之天氣情況，而對「西高東低」型式與大氣環流之相關所知殊少。

為欲獲得遠東寒潮大規模形態之大概情形，自 1954-1956 三年冷季中選取在日本宮古 (585, 日本北

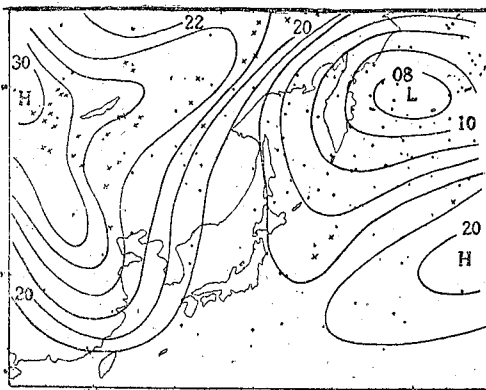
部) 記有極端低五日平均溫度之十例，並繪各該五日期間包括整個東亞與西太平洋之合成圖。同時在同三年內在宮古記有極端高五日平均溫度之十例，亦繪製合成圖，然後將此二套圖加以比較研究。所用之五日期間如下：

低溫之情形：1954年1月21-25日；1月26-30日；3月7-11日；9月12-16日；10月8-12日；1955年1月7-11日；1956年11月17-21日；11月22-26日；11月27-12月1日；12月17-21日。

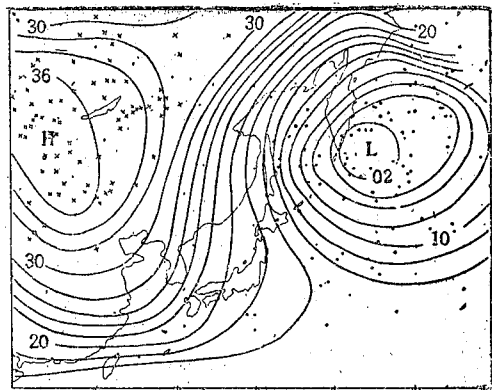
高溫之情形：1954年1月6-10日；2月10-14日；2月25日-3月1日；12月7-11日；1955年1月31日-2月4日；3月17-21日；12月2-6日；12月12-16日；1956年3月17-21日；11月2-6日。

二、日本北部冷天氣與暖天氣特有之氣壓分佈

日本北部極端溫暖與極端寒冷之五日平均地面氣壓合成圖如圖 1a 與 1b。等壓線之間隔為 2mb。見於



(a)



(b)

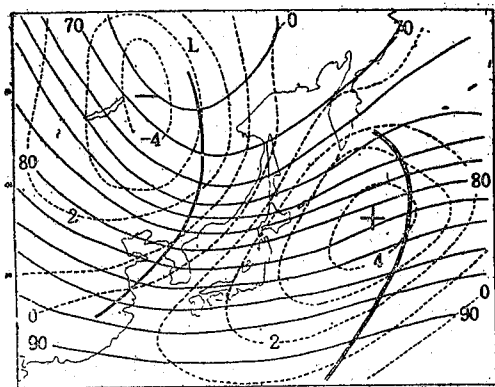
圖 1：在宮古冬季 10 次溫暖 (a) 與 10 次寒冷 (b) 期間五日平均地面氣壓之合成圖。等壓線間隔為 2mb 在各期間內之低壓中心 ($\leq 1,000$ mb) 與高壓中心 ($\geq 1,040$ mb) 分別以點 (•) 與叉 (×) 表示。

逐日圖上之高壓中心 (高於 1,040mb 者) 及低壓中心 (低於 1,000mb 者) 均分別以 × 與點表示之。由此二圖可知，在嚴寒之情形下，西伯利亞高壓與阿留欣低壓均強，並有較溫和之情形位於較低之緯度。因之日本北部之氣壓梯度亦遠較強烈，指出由西伯利亞東

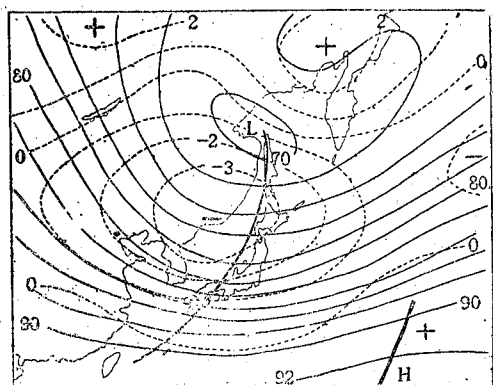
北到達日本北部之新鮮冷空氣較之在溫暖之天氣時更為直接。就個別之氣壓中心言，在寒冷時期低壓發生於較低緯度而高壓南侵深入蒙古為中國大陸與溫暖時期之情形適成對比，在溫暖時期低壓與高壓之分佈更呈東西向，且限於較高緯度。

然則此項不同之地面氣壓型式所引起之高空情況爲何？爲回答此一問題乃繪製寒冷時期與溫暖時期之

500mb等高線合成圖。(根據上述同十個期間)其結果如圖 2a 與 2b。在圖上並繪入根據標準值而計得之



(a)



(b)

圖 2：在宮古冬季10次溫暖(a)與10次寒冷(b)期間五日平均500mb高度與距平。等高線爲實線，等距平線爲斷線，其間隔分別爲200呎與100呎。

距平等值線，以便把兩種情況予以比較研究。等高線與等距平線分別以200呎與100呎之間隔繪製。

由此二圖之比較顯示在暖期冷期中高空氣壓場之特性如下：

在暖期時，高空低壓位於貝加爾湖之東北，遠東槽由此向南延伸而至長江口。日本以東之太平洋地區爲廣大之500mb正距平區所覆蓋，且有一脊自堪察加向西南延伸。等高線頗呈東西向，且在日本北部密集

，與此相反者，在冷期中高空低壓移向東南而位於鄂霍次克海之西岸。遠東槽隨而東移，其走向差不多與日本群島平行。包括西太平洋、日本、中國之東北與華北之中緯度地區爲廣大之500mb負距平區所籠罩，此負距平區之中心位於蘇聯 Littoral 省，而此區之北方與南方之東北西伯利亞與南太平洋則爲正距平區。等高線在亞洲成西北至東南走向，且密集於日本以南。

上述二種情形之 500mb 高度距平之對比可藉平均距平之南北剖面圖而更清晰地顯出。如圖 3，此項平均距平爲90°E至180°之平均值。

由圖 3 甚易看出，暖期與冷期之距平之南北分佈乃完全相反：當日本北部溫暖(寒冷)時，500mb高度在中緯度高(低)而在副極地與副熱帶則低(高)。此二曲線亦指出當溫暖時中緯度西風北移而當寒冷時則南移，因在前者距平之北向梯度之最大見於40°N以北，而在後者則見於40°N以南。

三、日本北部之極端溫暖與寒冷與大氣環流反常性之關係

上節所述之比較研究之結果，暗示日本北部之極端溫暖與極端寒冷並非局部現象，而分別爲大氣環流之高指數與低指數之表現。是以對於各種溫度情況之氣壓型態之特性，可藉西風情形作如下之解釋。

在冷季中，大陸爲向外之輻射所冷却，乃在大陸上產生一廣大之冷氣團。如高指數情況盛行則中緯度之氣團交換微弱，故海陸間之溫度差別增大。因之一

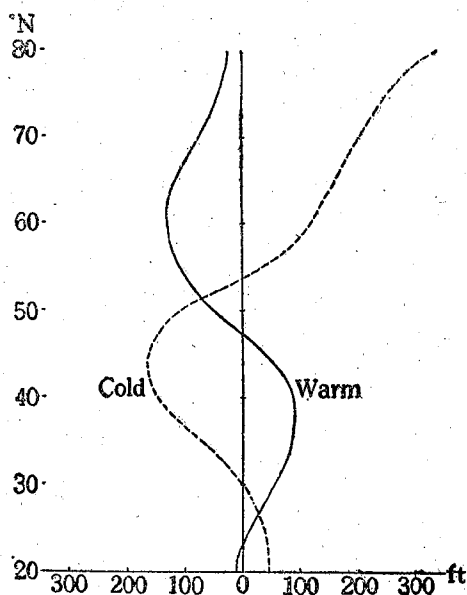


圖 3：在宮古之溫暖期間(實線)與寒冷期間(斷線)平均500mb高度距平之子午線剖面圖。縱坐標爲緯度數，橫坐標爲呎。

高空氣旋生成於西伯利亞之東北，該處乃為冬季之冷極所在地。因此，由地形影響而動力生成之遠東永久槽乃自其平均位置西移而停留於大陸上。在此情形下，日本因位於槽東，故有溫和之天氣，而盛行風亦較正常情況下更偏南。由於微弱之氣團交換，冷氣團被局限於較高之緯度，故冷氣團以反氣旋之形態侵入較南緯度之機會殊少。加之鋒區（在平均圖上以等高線之密集區所代表）位於北方，在日本附近海洋上氣旋活動微弱，因此項理由，在高指數時「西高東低」形態之發展殊少。

在另一方向，如緯流指數降低，而中緯度氣團交

換增強，低緯度之暖空氣侵入大陸氣團之源地，而大陸氣團亦隨之南移並入海，從而減小海陸間之溫度差別。由此結果，遠東槽自其正常位置東移，並沿日本延伸。因鋒區移至日本南部，冷氣團未受強烈西風之阻礙而向南移，在中國大陸上形成反氣旋。在此槽之東，因寒冷大陸氣團與溫暖海面接觸乃產生旋率（Vorticity），而在鋒區形成之擾動在日本以東海上迅速發展成為氣旋。因而在低指數時，發展成西高東低形態，並使日本之氣壓梯度增強。

上述之推理可藉日本北部極端寒冷與極端溫暖之熱力場（Thermal field）加以證實。圖4a與4b所

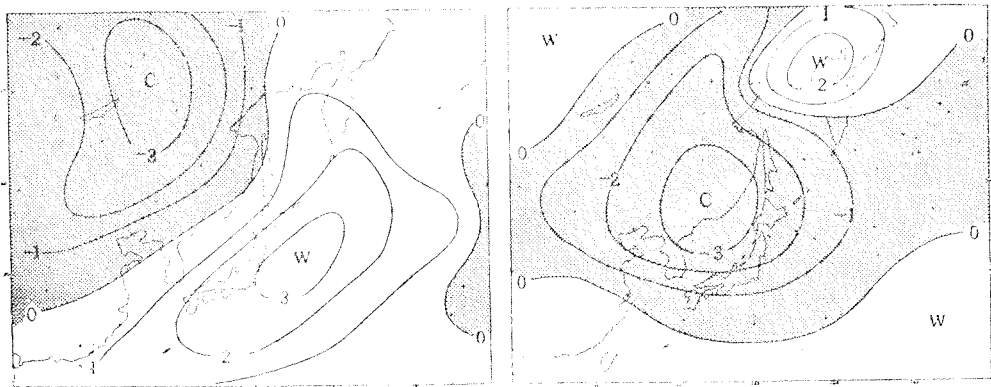


圖4：10次溫暖（a）與10次寒冷（b）期間1,000mb與500mb間之厚度距平之五日平均合成圖。等距平線間隔為100呎，負距平區以陰影表出。

示為1,000mb與500mb間之厚度距平合成圖，所用之資料與圖1及圖2者同。1,000mb高度乃據地表氣壓而計得，而距平值乃據日本中央氣象觀測臺之資料與Hauwitz與Austin之氣候學之資料而計得。由此二圖可知，當日本北部溫暖時（圖4a）冷中心位於貝加爾湖之東北，而西太平洋則為廣泛之暖區所籠罩，二者間之邊緣地帶之走向差不多與海岸線平行。此點表示中緯度氣團交換之微弱，尤以在大陸與海洋之間為然。反之當日本北部寒冷時，冷區之中心在中國東北之東部，並向東方與西方沿緯度圈延伸，而暖區則居其北。此點指出氣團交換之增強，使陸上溫度增加，而海上之溫度則降低。

四、日本北部之溫度與世界氣壓分佈之關係

由合成圖之比較研究，在上節所得之結論為：當環流指數為高指數或低指數時乃分別發生溫暖或寒冷天氣。然因此項結論乃基於有限數目之極端情形而得，自須用更多之資料加以試驗。加之高指數與低指數特有之氣壓形態之空間範圍亦須加以考查。

為滿足此項要求，使宮古冷季（10月至3月）之五日平均溫度與全球每隔10度經度與緯度之網格點之500mb平均高度發生相關。使用之基本資料包括1951年至1956年六年冷季之222張天氣圖，並計算各點500mb高度距平與關鍵點（宮古）溫度距平符號相同之次數。然後此數除以222並以百分數表出之如圖5所示。等值線每隔5%繪製，百分數大於（小於）50%者視為正（負）相關地區。

由此圖可知，極區為廣大之負相關區所籠罩，而中心在關鍵點（圖中以黑點表示）以東之正區自印度北部延伸至加拿大，約佔180°經度。此圖指出之一般趨勢為：大氣環流之高指數情形，低氣壓在較高緯度，而高氣壓在中緯度，構成日本溫和天氣之有利情況，而帶有相反氣壓分佈之低指數情形，則將在日本發生寒潮。

極地負區向南延伸至西伯利亞東北部，正相關中心移至關鍵點以東，似支持上節提出之意見。即由於大氣環流與遠東地理情形之綜合影響，高（低）指數情形導致海陸間溫度差之增加（減少）並使遠東永久

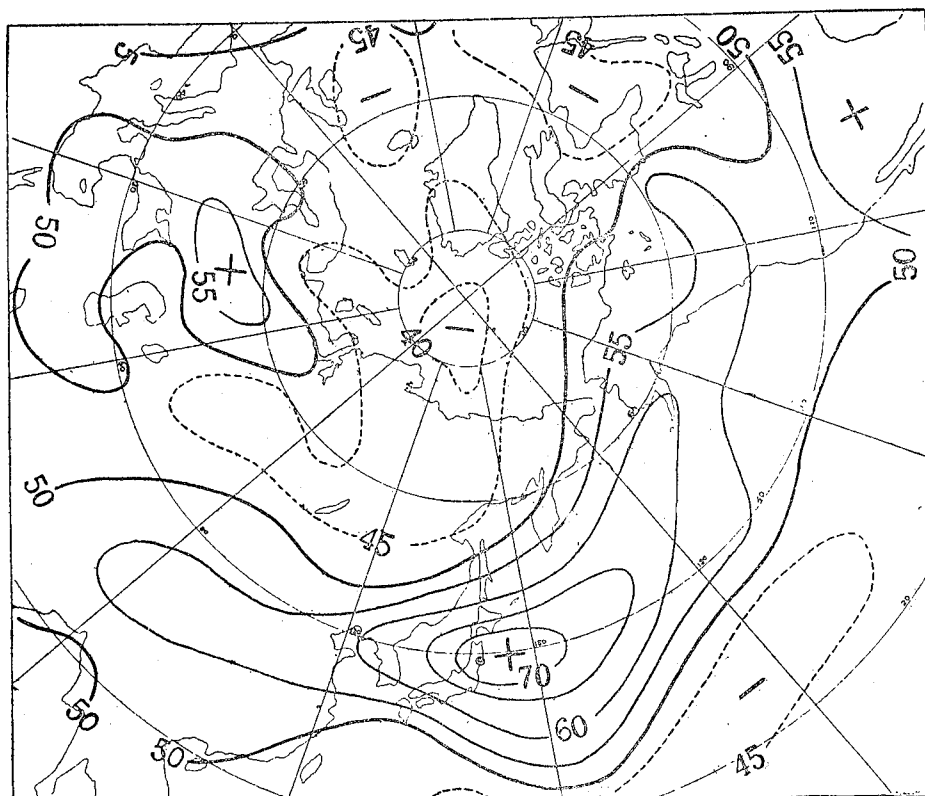


圖 5：北半球 500mb 高度與宮古（圖中以黑點示出）溫度之相關場。等值總間隔為 5%，正相關為實線，負相關為斷線。

槽移向西方（東方）。

值得注意者整個北太平洋南部為廣大之負相關區所佔。此與日本北部寒冷時合成圖上所見之日本以南之高壓區相符（圖 2b，圖 3）並似與低指數時噴射氣流之南移與增強有關。換言之，其間似有若干作用使噴射氣流以南之氣壓增高。關於此點使吾憶及 Faust 氏所提出之「零層效應」(Nullschicht Effect)。在彼近日之研究中，彼由統計發現：最強之西風軸或噴射氣流軸之特性為有最大之非地轉風分速 (Maximum Ageostrophic Wind Component)，其方向為自左至右，且其影響為在噴射氣流之左維持並發展低壓，在噴射氣流之右則維持並發展高壓。雖則零層效應之一般應用性尚需多數之詳細研究，然在本研究中發生之正相關可能用此一作用予以解釋。

五、結 論

藉繪製合成圖以研討日本北部極端溫暖與極端寒冷時之氣壓型態。此外並研究日本北部之溫度與 500mb 之高度之相關。結果發現日本北部大規模寒潮與「西高東低」之氣壓型態乃為大氣環流低指數之表示。如吾人考慮遠東之地理情況，低指數時永久槽之東移可使中緯度之氣團交換增強，從而減少陸海間之溫度差。

如在引言中所述者，本文之目的僅在獲得遠東持續性寒潮與大氣環流間關係之粗略輪廓。欲得日本發生劇烈寒潮之適當展期預報規則，自需對大氣程序作更詳細之分析，此項分析有待於來日之研究。

原文題目：The Mean Pressure Field Characteristic to Persistent Cold Waves in the Far East

原文刊載：75th Anniversary Volume of the Journal of the Meteorological Society of Japan.

台灣省誌協會會員
內政部登記證內警台誌字第五一號

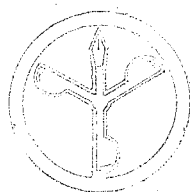
社發行人：鄭
社長：鄭

二
八千四

○政政

主編者：台灣省氣象所氣象學報社
地址：台北市公園路六十四號
電話：二四一

印刷者：文英印書公司
地址：台北市三水街七號
電話：三四七二四



METEOROLOGICAL BULLETIN

VOLUME 6, NO. 3

SEPTEMBER 1960

KENNETH T. C. CHENG, *Le Climat du Taiwan*.....(1)

YEH-CHUNG WANG, *Numerical Prognosis Including
Non-Adiabatic Warming*(11)

SHYUE-YIH, LIAO, *Characteristics of General Circulation
over the Northern Hemisphere during
the Winter 1959 in Relation to the
Abnormal Weather of the Far East*... (19)

HUNG-HSI LIU, *The Analysis and Evaluation of
Thermodynamic Diagrams*.....(35)

PUBLISHED QUARTERLY BY

TAIWAN WEATHER BUREAU

64 KUNG YUAN ROAD, TAIPEI, TAIWAN, CHINA

中華民國四十九年
十二月三十一日出版

臺灣省氣象所主編

季刊

論 著

- ✓ 論我國東南地區各月平均總雲量及
有雨日數之分佈.....戚 啓 勳

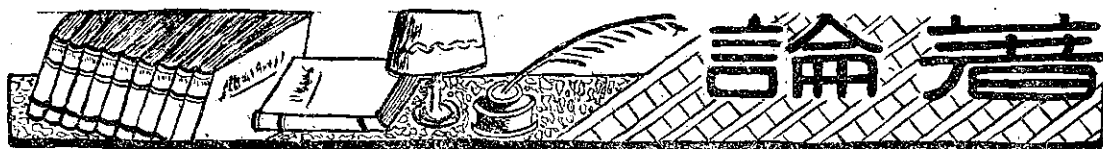
報 告

- 颱風瑪麗.....研 究 室
颱風雪莉.....研 究 室
颱風崔絲.....研 究 室
颱風艾琳.....研 究 室

譯 述

- 空氣之動力.....徐 寶 箴

六卷
四期



論我國東南地區各月平均總雲量 及有雨日數之分佈

戚啓勳

A Discussion of Monthly Mean Cloudiness and Rainy Days in Southeast China

Chi-hsun Chi

Abstract

From the past yearly records of the monthly mean cloudiness and rainy days in the area of Southeast China, the writer has prepared a monthly isoneph chart and a monthly isopleth chart for rainy days which depict the general seasonal distribution as follows:

1. Winter. With an outbreak of dry modified polar continental air mass from Siberia, a significant increase of cloud amounts over the average noted over the land and sea. Near 27°N , the mean winter polar front position, the cloudiness averages about 8/10 decreasing gradually from south to north. An anomaly exists over Taiwan where cloudiness decreases from the northeast part to the southwest. Under the influence of the Crachin weather, more clouds yet less rain appear over the Coast of SE China.

2. Spring. The southeast winds beginning in spring blow from the sea into the land bringing a considerable increase in the cloud amount over the land mass. The cloudiness zone moves to the area of the delta of Pearl River and the South China High Lands, in these sections maximum rainy days occur.

3. Summer. The warm moist marine air mass invades inland, but there has no significant cloud amount anomaly. However the SW winds being more moist than SE winds bring about a greater cloud area when they prevail. The cloud amount over the area of Taiwan is distributed evenly, except during the periods of local thunderstorms. The distribution of the isoneph and the isopleth of rainy days does not coincide.

4. Autumn. This season has the finest weather. The cloud amount usually varies from 5/10 to 7/10. However the amount appears less (average less than 4/10) over the area of Taiwan Strait, and greater over the area of South China Sea as well as over the ocean area off the east coast of Taiwan. This is attributed to the influence of typhoons.

一、概 述

總雲量及有雨日數之統計，並非具有良好之代表性。易言之，二者之氣候價值遠不及溫度降水量等要素為高。先言總雲量，地面觀測人員所見者為各層雲掩蔽全天空之視面積十分數。捨估計之誤差不論，各層雲之高低厚薄相差懸殊，以之相提並論似欠合理。舉例言之，卷雲與雨層雲同為雲量「10」，而二者當

時天氣之良窳實大相逕庭也。又如晨間有霧，不能透視天空者多記雲量「10」，霧隙中能透見碧空者則記「0」，如此合併統計，謬誤顯見。再如各層雲之視面積為「10」與一密佈雲層之視面積為「10」亦不可同日而語。然我人迄今尚無更完善之科學方法以測定雲量。目前雖逐層分記其掩蔽量，但仍無法準確估計下面雲層所遮蔽之份量，且此種新觀測法之資料年代過短，難以依據統計。我人更無法按照雲之成因或類

別予以分析整理。故在現階段總雲量之統計仍有其參考價值。至於有雨日數按諸定義：凡全日雨量在 0.1 公厘及以上者均作為有雨日計算（包括雪量在內）。假定某日僅數分鐘之小陣雨，雨量為 0.1 公厘，另一日則日以繼夜傾盆大雨，同作一日計算似欠公允。再者地域性之小陣雨與連綿之鋒面雨在稟性上亦相差甚遠，合併統計實感難以詮釋。但氣候之分析，原在化繁為簡，求得概括性之觀念；且總雲量之觀測及有雨日數之計算，方法簡單較少錯誤，況資料年代亦久，足資信賴。

論述雲量及雨日之多寡，我人可先樹立一簡單之觀念，即：雲量及（或）雨日較多者天氣亦必較劣；反之則天氣必多晴朗。而後我人考慮控制雲雨之諸種氣候因素，例如：

（一）距離海岸之遠近 海洋上水氣之來源豐沛，按理在同等條件下，雲量及雨日應較內陸為多。反之，距離海岸愈遠，水氣之供應愈少，雲雨必鮮。除非有內陸湖足以為水氣之來源。

（二）盛行風之稟性與來向 盛行風倘自海上吹來，可挾多量水氣進入內陸，內陸之雲雨量必增多，距海遠近之因素得以減弱。反之，倘盛行風自內陸向海洋吹出，雲雨必較少，亦即加深距海遠近之影響。又盛行風屬冷氣團者含水氣較少，屬暖氣團者含水氣較多。

（三）極鋒及氣旋之活躍度 極鋒經常超過或逗留之地區，由於兩種不同氣流之交綫，雲雨必豐沛。倘再為氣旋習於新生或發展之地區，雲雨更多。反之，如該處常為反氣旋所盤據或經過則雲雨自必較少。

（四）地形及地面性質之影響 以海洋性暖氣團而言，雖含有豐盛之水氣，因屬條件性不穩定，在平坦之海面上並不致形成多量之雲雨。但如一旦登陸受地形抬高，即可產生大量之積雲及積雨雲，午間受熱對流旺盛，更可產生雷陣雨。又如湖沼區森林區夏季午後多雲，沙漠或戈壁地區則以水氣稀微雲雨亦極少。

根據以上各項因素我人大致可以解釋我國東南地區各月平均總雲量及有雨日數之分佈情況，為節省篇幅計，各月有雨日數分佈圖未予刊載，等雲量線圖亦僅附各季代表之月份。

二、冬 季

我國為季風氣候區，冬季西伯利亞高氣壓控制大

陸，中心位置經常在貝加爾湖至華北一帶。變性大陸冷氣團近乎控制全國，自內陸吹向海洋，故雲量亦自內陸向海洋遞增。根據朗德斯保 H. Landsberg 所繪全球總雲量分佈圖，可見本區冬季平均雲量大部在 6/10 上下，自沿海向內陸遞減，雲量最少在外蒙一帶，平均不足 2/10。另一少雲區在印度北部。作者根據本區各地歷年紀錄並參照中央氣象局出版中國氣候圖集繪成之一月份等雲量線圖如圖 1 所示。圖中顯示該月雲量最多之地帶集中在北緯二十七度附近，與

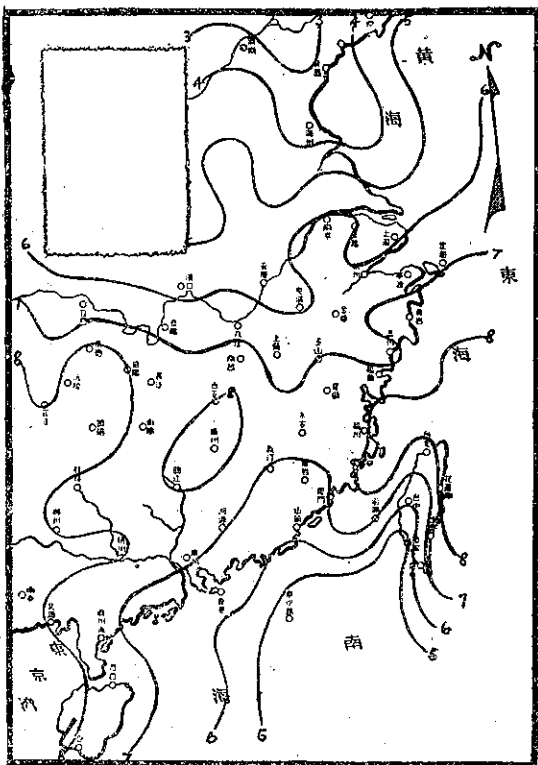


圖 1：中國東南地區一月份等雲量線分佈圖

極鋒之平均位置相當。雲量超過 8/10 者有三區：一在湘西，向南延伸至東京灣；一在粵北贛南；另一在臺灣海峽西北部至臺灣之東北部。凡此均似與氣旋習於新生之地區有關，故亦為有雨日數最多之地區，均超過全月之半數。

一月之總雲量自該處分向南北遞減，圖中引起我人注意者有下列各點：

（一）全區等雲量線之梯度以臺灣為最峻急：東北部超過 8/10，遞減至西南部已不足 5/10。臺灣東北至福建沿海之多雲除氣旋活躍外尚有它種原因存在，蓋冬季中心在華北之反氣旋東移入海，其東部之氣流沿中國海向西掠過冷水面前曾涉旅一段

日本南部之暖水面路線。到達臺灣東北海面及臺灣海峽北部，因迅速冷卻與渦流混合而產生低雲及毛雨天氣，登陸後之動力抬高更使此種天氣得以發展。故有濡濛（Crachin）天氣之專稱。東北風登陸臺灣東部後越中央山脈，水份排除殆盡且有下沉作用，故天氣乾燥晴朗，雲量銳減。

- (二) 自山東北部至長江下游，雲量之逐漸增加至為明顯。足見冷空氣向南奔流，積雲之雲量不斷增加，長江以北之雨日均不足五日，江南則在5-10日間。此與一月份地面氣流線之形勢完全符合。參閱圖2。

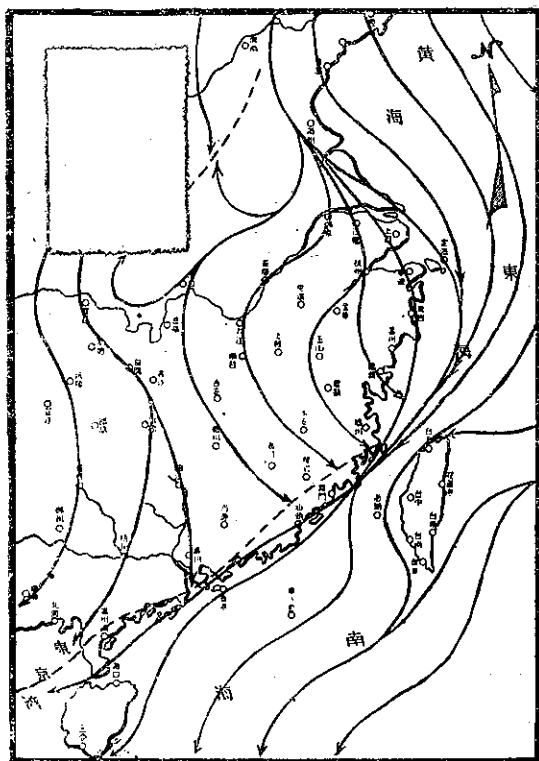


圖2：中國東南地區一月份之平均地面氣流線圖

- (三) 我國東南沿海之平均雲量倘與有雨日數相較，顯見其多雲少雨之特徵。推其原因除由於前所述之濡濛天氣外，另一原因為高氣壓勢力鼎盛時冷鋒可達南海，該處隨即轉為停留鋒，天氣多雲少雨。再視地面氣流線圖，福建以下之東南沿海為東北風與西北風之輻合區，亦為促使此帶雲量較多原因之一。

假定以一月份作為冬季之代表，則十二月份之情況頗有偏差，必須加以說明。根據十二月等雲量線圖，陸上多雲地帶在長江流域，約在7/10至8/10，似

可證知極鋒平均位置較一月份略高。海上多雲區仍在臺灣東北。陸上之多雨區較多雲區略偏向南方，一在浙贛一帶，一在湖南盆地，全月均超過十天。雲量較少之地區在閩西贛東一帶，平均總雲量不足4/10，值得我人之注意。另在廈門至臺中附近有一少雲區，雲量不足5/10。比較十二月與一月之等雲量線圖，我人發現南海地區在十二月份雲量頗多，至一月份雲量即銳減，頗似十二月份閩贛間之少雲區一月份移入南海。

二月則與一月頗近似，僅湘西之多雲區略增，臺灣之雲量普遍增加，東北部已出現9/10之等雲量線，西南部則6/10代替5/10之等雲量線。

三、春季

春季為溫暖氣流交替之季節。北太平洋高氣壓吹出之迴流東南風已開始在我國東南沿海一帶登陸，使水氣得以向內地輸送，故海陸之雲量及雨日差異應較緩和。另一方面則春季極鋒停留在江南一帶，氣旋活躍，雲雨理應較多。參照朗氏所繪春季各月全球雲量分佈圖，入春以後，日本至海南島一線雲量增至7/10-8/10，雲量向內陸遞減至為明顯。但在晚春，內陸之雲量激增，各地雲量之分佈殊為均勻。雖在外

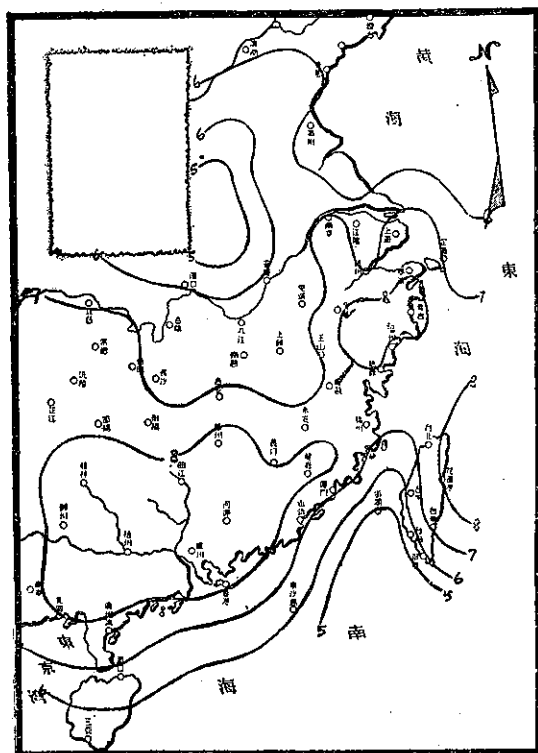


圖3：中國東南地區四月份等雲量線分佈圖

蒙一帶，雲量亦已增至4/10，本區則在6/10-7/10之間。

依據作者所繪較為詳細之等雲量線圖，倘以四月份代表春季，如圖3所示。雲量最多區似已推至最南方，即在珠江流域，另一多雲區在浙東沿海，二者全月平均雲量均超過8/10。如能參閱高空盛行氣流，此兩多雲區似受南風入侵之影響。淮河流域為氣流輻散區，故雲量較少，全月平均不足5/10。臺灣地區雲量自東北部向西南部銳減之情形轉緩。

五月份之雲量分佈最有規律，多雲地帶在北緯二十六度附近，分佈均勻，全區在8/10以上，不足9/10，自此分向南北遞減，長江三角洲雲量略多。

本區四月份雨日最多集中兩區：一在閩贛浙三省邊區，一在湘南，全月達二十天。臺灣東北部在15-20天之間。海南島東北部四月起雨日激增。雨日最少在淮河流域，全月不足五天。

四、夏季

本區夏季為海洋性暖氣團所控制，西南氣流及東南氣流從海上擁入大陸，二者之交界面平均約自臺灣中央山脈向西北延展至蘇北皖北間，參閱圖4。水氣得以進入內陸，海陸之雲量差極不明顯，甚至陸上雲

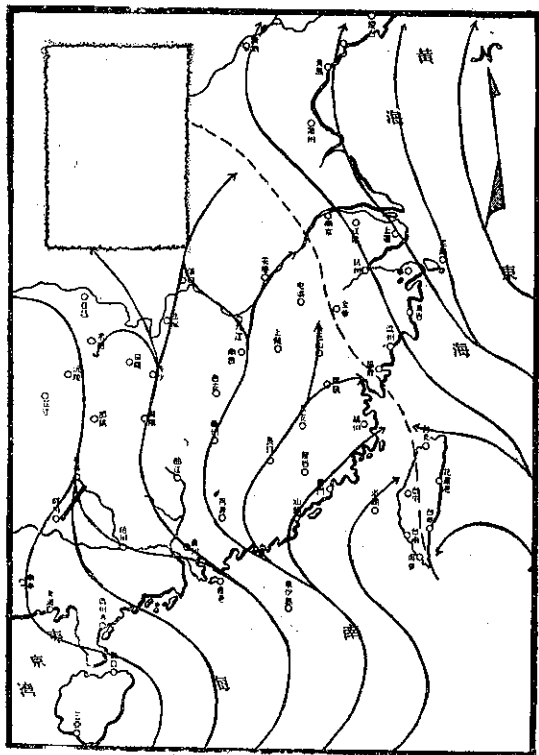


圖4：中國東南地區七月份平均地面氣流線圖

量反而較海上為多，蓋海洋性暖氣團本身屬條件性不穩定，非地形抬高或對流作用不致產生雲雨，觀乎七月份全球等雲量線圖，本區雲量分佈極為均勻，大致在5/10-6/10之間，海陸已無軒輊。根據我所繪夏季各月之等雲量線圖，證知西南風控制範圍之雲量遠較東南風控制地區為多。蓋 E_m 氣團之溫濕遠勝於 T_m 氣團，亦即西南風較東南風易於產生雲雨。

今以七月作為夏季之代表，本區此月等雲量線之分佈如圖5所示。圖中有以下各點值得我人之注意：

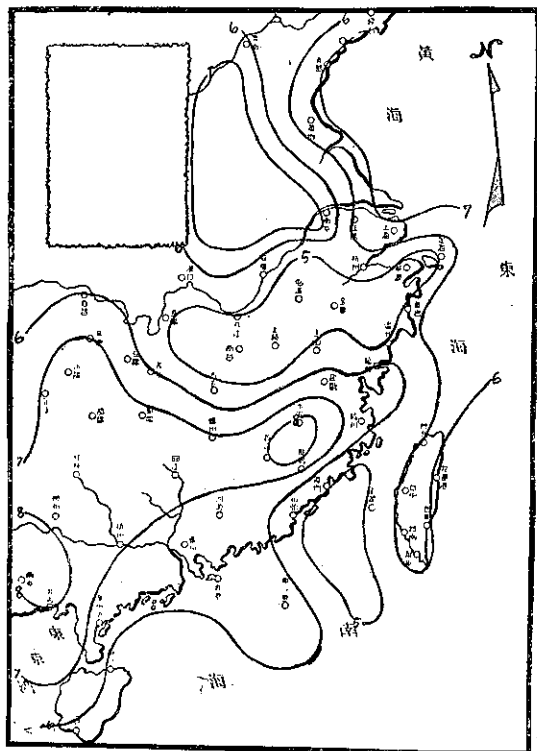


圖5：中國東南地區七月份等雲量線分佈圖

- (一)臺灣地區雲量之分佈極為均勻，一反冬季之情況，各地總雲量在6/10上下。臺灣海峽之西南部則雲量較少，平均不足5/10。
- (二)長江以南，自湘贛北部至浙東一帶出現一雲量較少之區域，平均不足5/10。蓋自夏季平均環流圖視之我國西南地區夏季經常出現一熱低壓，江南一帶為逆時鐘向之迴流東南風盛行，是故雲量較少。另一熱低壓在華北外蒙一帶，相形之下，黃海及淮河流域之雲量反較多。
- (三)福建一帶為西南氣流之前鋒，因受地形影響，雲量特多，海上不發生抬高作用，雲量較少。因此臺灣海峽與福建山地之間形成顯著之等雲量線梯度。

七月份之等雲量線圖與有雨日數之分佈相比較，其間頗有出入。香港海口間雨日多至二十天，但平均雲量則不多，以其多短暫之陣性雨。臺灣海峽北部雨日特別少，全年不過五天左右。本區其餘各地七月份之雨日普遍在十日上下，足見夏季之雨日分佈較雲量更為均勻。

八月份之雲量分佈與七月份相似，僅福建廣西之平均雲量略低。惟六月份則與春季相似，江南一帶並無少雲帶發現。

五、秋 季

秋季為季風區域天氣最佳之季節，所謂「秋高氣爽」，本區為緩和之大陸變性冷氣團及北太平洋高壓吹出之海洋性暖氣團交替盤據，除颱風之影響外，鮮有劇烈之天氣。根據全球雲量分佈圖，本季逐漸恢復冬季之姿態，沿海一帶雲量較夏季為增多，外蒙及印度北部又出現晴朗區，本區等雲量線自南向北遞減。

作者所繪之本區等雲量線圖，以十月為秋季代表，如圖6所示。長江以南，各地平均雲量大致均在

5/10-7/10之間。雲量較多地帶仍在北緯二十七度附近，然平均雲量最多亦不過7/10。自此向沿海及華北遞減。臺灣海峽有一狹長之少雲區，中心地帶平均雲量不足4/10。蓋臺灣以東及南海之多雲係受颱風影響，浙閩贛湘一帶之多雲則由於氣旋活躍之故，相形之下殆產生臺灣海峽之少雲區。另在西江上游雲量亦較少。

臺灣海峽十月份之少雲區十一月份退至潮汕一帶，十二月份即北移至閩贛之間。九月份較接近夏季之情況，雲量之分佈較夏季更為均勻，長江以南大致均在7/10左右。

秋季有雨日數之分佈與雲量頗能配合。以十月而論，長江流域平均約五至十日，僅湘西及錢塘江一帶超過十天。臺灣西南部延伸至北江流域一帶雨日最少，全月平均不足五天。臺灣東岸則超過十五天，海口至香港之南海地區，雨日仍較多，約佔十天左右。

六、結 論

綜觀我國東南地區各月等雲量線圖及等雨日線圖，可見其分佈與週年演變頗有規律。平均多雲帶在北緯二十七度附近，等雲量線自該處分向南北遞減。夏季之雲量分佈較均勻。臺灣海峽秋季之雲量最少。秋末冬初，此北緯二十七度附近之多雲區移至長江流域，南嶺山脈一帶雲量達於最少，南海地區則雲量增多。本區內雲量之週年演變以臺灣最著，冬季東北部與西南部之雲量略少；東南沿海變化稍大，夏秋雨季之雲量較少，春季則較多。

以雨日而言，全年雨日最多之地區約有三處：一為臺灣東北部，一為仙霞嶺一帶，另一處為湘西地區。此種多雨區春季至初夏雨日超過二十天，夏季則消失。另海口至香港間雨日亦較多。臺灣海峽雨日較少，尤以夏季為著。

參 考 資 料

- H. Landsberg: Climatology (Handbook of Meteorology)
中央氣象局：中國氣候圖集
徐家匯天文台：東亞氣象地圖
賴愛琪 C. S. Ramage 原著：中國海非界面性的滯滯天氣和冬季雲(氣象學報一卷一期)

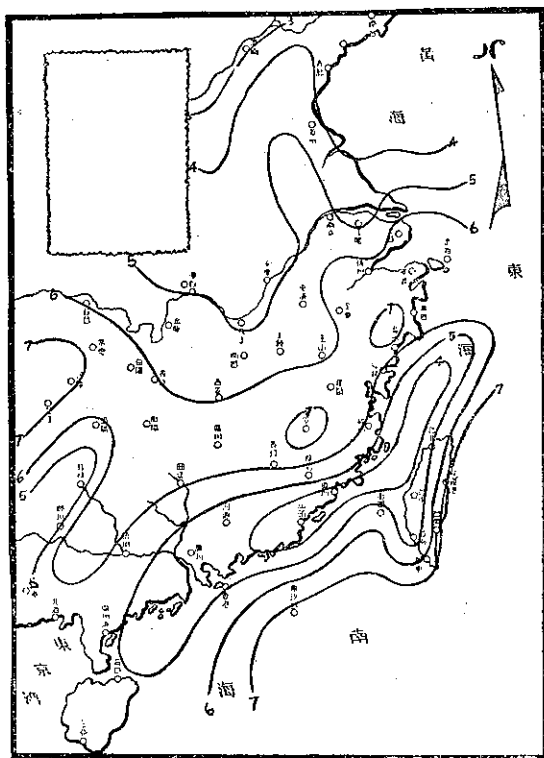


圖6：中國東南地區十月份等雲量線分佈圖



民國四十九年颱風報告

研究室

第一號 颱風瑪麗

Report on Typhoon "Mary"

Abstract

Typhoon Mary was first appeared on the synoptic chart of 2nd June, 1960, and was located at 16.5° N and 116.4° E. The storm increased its intensity up to the stage of a typhoon on two days after her birth in South China Sea and reached a maximum wind velocity to 33m/sec near its center on the morning of 5th June. She moved towards the vicinity of Hong Kong and landed there on the morning of 9th. She soon became weakened due to orographic effects for a period of time. She continued her track moving northeastward. Later, a case of regeneration had happened in the East Sea to the north of Taiwan. The storm made a great deluge and damage at Hong Kong, southeastern China and Taiwan. The moving direction of Typhoon Mary later shifted eastward to south of Japan and became an extra-tropical cyclone in her characteristics on 12th June.

The kinetic energy calculated at her mature stage was about 9.9×10^{24} ergs and potential energy 1.1×10^{26} ergs respectively during the evening of 5th June.

Damages reported along its passage, were mainly happened at the western and northern part of Taiwan. Four men had lost their lives in the storm and more than one hundred houses had been ruined. The highest wind velocity recorded at Penkiayu was 24.0 m/sec. The total amount of rainfall during a period of 40 hours reported at Rulinsan was 672.2mm.

一、颱風之發生與經過

瑪麗颱風自發生於南海以至登陸大陸，經華南沿海地區，進入東海而於日本南方海洋上變為溫帶氣旋，為期十一日。其生命史之長，其行徑之異常，實為以往六十四年來，侵襲臺灣颱風所僅見。

6月2日，在南海有一熱帶性低氣壓，即已醞釀發展，此即為瑪麗颱風之胎期。此熱帶性低氣壓，係發生於大陸性西北氣流，由於北太平洋氣流進入之熱帶海洋性東風氣流，及由南半球流經赤道之海洋性西南氣流，幅合相交形成三種氣流會合(Triple point)，如圖1中所示。此熱帶性低氣壓形成後，緩慢的向西南西推進，但其強度未見有明顯之發展。至3日晨，該低氣壓抵達北緯 16.4° 度，東經 115.5° 度以後，開始逐漸發展，並折向西南，以每小時15公里之速度推進。至4日8時抵達北緯 15.0° 度，東經 113.8° 度時，其中心氣壓已降低至 990mb. 暴風半徑為150公里，最大風速增達每秒26公尺，已達輕度颱風之強度，因而命名

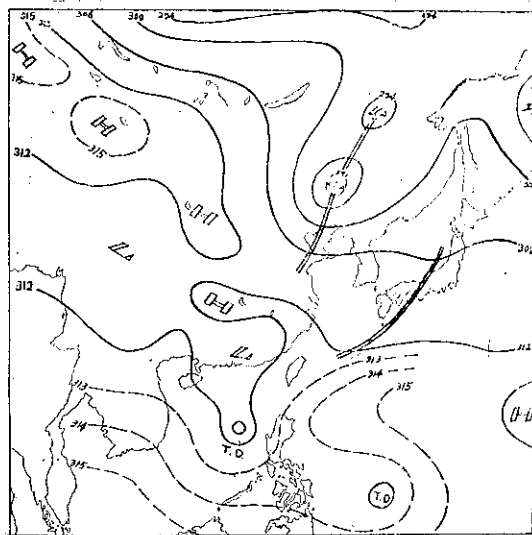


圖 1：民國49年6月2日20時700mb.面天氣圖

為瑪麗颱風。此後該颱風繼續發展，並且復折向西北以每小時20公里之速度推進，至5日8時該颱風抵達北緯17.0度，東經111.3度時，中心氣壓降低至980mb，最大風速增達每秒33公尺，暴風半徑復擴大為300公里。已達中度颱風之強度。此後，該颱風逐漸減速，至該日20時急激折向東北東，以每小時10公里之速度推進。至7日8時該颱風抵達北緯19.0度，東經114.0度時，其最大風速稍減弱，至每秒30公尺，即變成輕度颱風，並轉向北北西，以每小時10公里之速度推進。至8日8時該颱風抵達北緯20.8度，東經112.8度後，復折向北北東推進，並且逐漸減弱其威力。該颱風為9日凌晨，由澳門登入大陸。此後瑪麗颱風受陸地之影響威力急激減弱，而復折向為東北，以每小時25公里之速度推進，並且逐漸加速。當10日8時該颱風抵達北緯26.5度，東經118.8度時，其中心氣壓升高至992mb，最大風速減至每秒18公尺，暴風半徑又縮小至150公里。該日中午，瑪麗颱風由溫州南方進入東海後復漸發展，並且擴大其暴風半徑，又折向東北東以每小時45公里之速度推進。至11日8時，該颱風抵達北緯29.8度，東經128.6度時，其中心氣壓降低至982mb，最大風速增達每秒30公尺，暴風半徑又擴大為300公里。此後該颱風逐漸減弱，並且失去熱帶氣團之特性，逐漸變質，同時復折向東南東，以每小時35公里之速度推進。至12日乃轉變成溫帶性氣旋，向東而去，結束為期十一天之生命史。

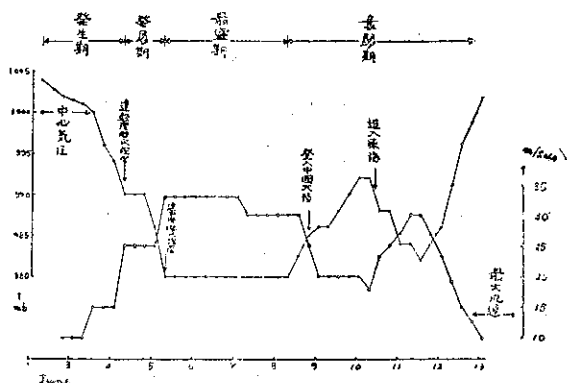


圖 2：瑪麗颱風中心氣壓及最大風速變化圖

圖 2 為颱風瑪麗之中心氣壓及最大風速之變化圖，該颱風之全部生命史可分為四期。由2日至4日8時為颱風之發生期 (Formative stage)，為颱風形成至達輕度颱風強度之期間。該期間中，其中心位置一直指向西南方推進，此為以往少見之異常行徑。由4日8時至5日8時為該颱風之發展期 (Immature

stage)，此期間共24小時內，其中心氣壓降低10mb。由5日8時至8日8時為最盛期 (Mature stage)。當時其動能約為 9.9×10^{24} 爾格，而其位能為 1.1×10^{26} 爾格。8日8時以後為衰弱期 (Decay stage)，此期間中颱風登入大陸，經過華南沿海一帶地區，進入東海而於日本南方海上變成溫帶氣旋。此間於華南沿海地區及臺灣北部，造成嚴重水災。於圖3中所示者，為瑪麗颱風掠過臺灣北部海面時之天氣圖。而於圖4中所示者為該颱風之行徑圖，茲附此以資參考。

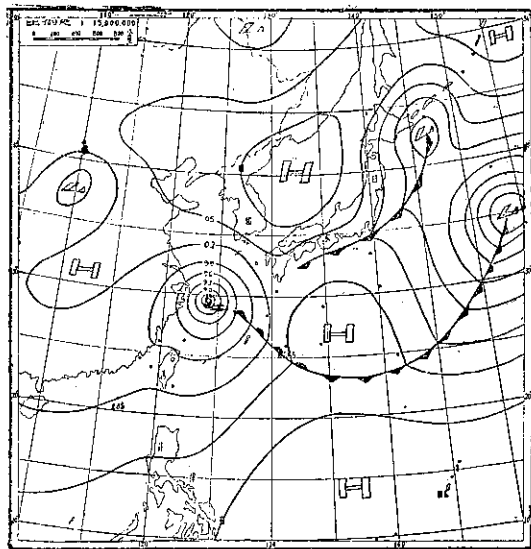


圖 3：民國49年6月10日20時地面天氣圖

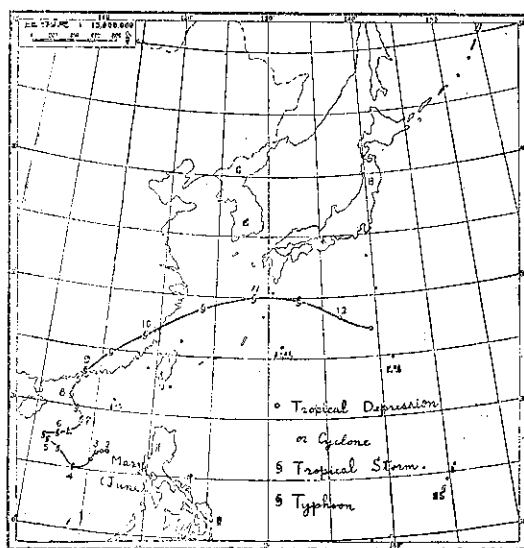


圖 4：瑪麗颱風行徑圖

颱風中心符號傍邊之數字表示日期而一日兩次之中心位置係為每日8時20時之中心位置

註) 本報告內所用之時間均係東經120度標準時間。

二、臺灣各地之氣象情況

臺灣各地自10日晨，即漸開始起暴風雨，臺灣西

部及北部之影響最為顯著。瑪麗颱風掠過臺灣北部海上時之主要氣象要素，根據氣象所管轄下各測候所之颱風報告，整理之結果，得如表一中所示。

表一：瑪麗颱風侵襲臺灣時各測候所之氣象觀測表

地 點	最低 氣壓 (mb)	起 時		最大風速 及 風 向 (m/s)	起 時		瞬 間 最 大 風 速						雨量 總計 (mm)	期 間	風力6級以上之時間 (10m/s)
		日	時		日	時	風速	風向	氣壓	氣溫	濕度	時 間			
彭佳嶼	995.0	10	16 30	24.0 W	10	12 00	—	—	—	—	—	—	35.8	10 08 50 11 09 00	10日3時至11日6時， 11日12時。
鞍 部	679.73	10	12 00	12.5 SSE	10	13 00	—	—	—	—	—	—	74.0	10 07 40 11 09 00	
竹子湖	697.82	10	14 30	7.2 NW	10	24 00	—	—	—	—	—	—	121.1	9 11 15 11 17 20	
淡 水	996.8	10	15 00	7.3 SW	10	17 00	—	—	—	—	—	—	31.1	10 06 43 11 01 50	
基 隆	994.7	10	14 30	12.8 WSW	11	02 00	18.0	WSW	998.8	27.9	80	11 02 02	91.6	10 07 00 11 11 25	10日14時，15時，17 時，18時，21時至23 時，11日1時至2時
臺 北	995.3	10	14 13	16.0 WSW	10	13 30	21.3	WSW	995.4	31.1	70	10 13 18	21.7	10 06 44 10 10 30	10日13時至16時， 20時。
新 竹	997.1	10	12 00	15.8 SW	10	12 53	25.5	SW	997.5	29.1	79	10 12 51	100.5	9 13 37 11 11 12	10日9時至18時。
宜 蘭	995.5	10	15 00	4.3 NNW	11	09 40	6.5	NNW	1002.7	23.0	97	11 09 32	61.5	9 14 48 11 13 00	
臺 中	999.5	10	05 00	8.7 SSW	10	09 40	18.2	SSW	1002.1	24.7	98	10 09 30	69.3	10 05 23 11 11 50	
花 蓮	995.5	10	15 53	9.8 NE	11	14 00	10.4	NE	1003.4	22.9	99	11 13 58	76.7	10 07 40 11 15 35	
日月潭	667.74	10	14 25	17.3 WSW	10	11 50	—	—	—	—	—	—	250.7	10 06 00 11 14 00	10日10時至14時， 11日1時。
澎 湖	999.4	10	05 00	16.2 SW	10	07 00	20.4	SW	999.7	26.1	99	10 06 40	57.5	9 02 10 10 10 00	9日18時至10日11時。
阿里山	568.36	10	08 10	12.5 W	10	15 10	18.5	WNW	568.49	14.0	100	10 10 19	631.4	9 07 05 11 22 30	10日15時。
玉 山	463.58	10	08 40	14.7 SW	10	01 40	—	—	—	—	—	—	455.6	10 02 30 11 16 30	10日1時至3時， 11時。
新 港	994.1	10	15 50	21.0 SSW	10	09 45	24.9	SSW	998.1	27.9	80	10 09 45	226.2	09 00 01 10 01 38	10日5時至16時， 19時。
永 康	1001.9	10	05 50	10.7 S	10	06 10	16.3	S	1002.6	27.0	96	10 07 20	14.8	9 22 25 10 19 06	10日6時至7時。
臺 南	1001.5	10	16 30	7.3 S	10	02 48	15.5	S	1001.9	27.4	95	10 03 54	11.8	10 05 10 11 05 55	
臺 東	996.2	10	16 00	15.2 SSW	10	08 00	19.9	SSW	998.6	29.0	76	10 10 50	0.3	10 03 20 11 03 32	10日6時至20時， 22時，23時。
高 雄	1002.0	10	16 00	11.3 W	11	04 00	—	—	—	—	—	—	118.8	10 12 40 12 04 50	10日7時，11日4時， 11日7時至11時。
大 武	998.6	10	17 00	8.0 S	11	02 40	19.5	S	1001.7	27.6	85	10 12 35	94.6	10 00 00 16 08 00	
蘭 嶼	998.7	10	17 00	23.3 WSW	10	19 00	29.9	WSW	1007.4	24.4	100	9 19 59	10.0	9 11 55 10 12 00	9日18時，22時至11 日8時。
恒 春	1004.4	8	03 00	5.7 ENE	8	22 40	—	—	—	—	—	—	59.1	8 02 02 9 09 36	
鹿林山	546.8	10	10 00	21.2 ESE	10	09 00	—	—	—	—	—	—	672.2	10 00 45 11 16 25	10日2時至17時。

※重力值 (m.m.)

茲將各地氣象要素之變化特性，分述於後；

(A) 氣 壓

10日9時45分，於新港測得之994.1mb，係為此次颱風之最低海平面氣壓之實測值，而基隆之 994.7mb 居其次。即最低氣壓不發生在接近颱風中心之臺灣北部，而發生在臺灣東部。此為颱風之圓對稱氣壓分佈，因受臺灣之高峻地形之影響彎曲所致。

(B) 風

臺灣西部各地，10日清晨風力逐漸開始增強，以澎湖受影響最早，9日晚即開始吹刮暴風。臺灣北部各地至10日晨或該日中午，風力始漸增強，以彭佳嶼最為強烈，至該日12時達最高峯，最大十分間平均風速達每秒24.0公尺（西風）。蘭嶼次之，最大十分間平均風速為每秒23.3公尺（西南西風），係發生於10日19時，而最大陣風為每秒29.9公尺（西南西風），係發生於9日19時59分。臺灣南端部及背風面之東北部各地，風力較弱，均在每秒10公尺以下。

(C) 雨 量

當瑪麗颱風掠過臺灣北部海面上時，臺灣各地均有降雨。其中，中南部山地西斜面係為向風面，因此雨量較多。其中鹿林山雨量最多，計有 672.2 公厘，阿里山居其次，為 631.4 公厘。平地地區，雨量最多者，為新港之 226.2 公厘，高雄居其次，為 118.8 公厘。臺灣北部及背風面之東北部雨量較少，均在 100 公厘以下，如圖5中所示。

三、災 害 調 查

8日晚瑪麗颱風，由香港附近登入大陸，在該地區造成嚴重之災害。據香港官方統計，計死亡30人，失蹤34人，受傷76人以外尚有災民兩萬，無家可歸。又颱風猛襲九龍及新界的農村及漁村，計有 150 多艘船隻受損害，其中大多數為漁船。新界農作物百分之八十都被瑪麗颱風毀損，這是過去23年中所受颱風災害最嚴重的一次。新界大多數農田都被水淹沒，蔬菜及水果損失最重。在粉嶺，上水及元朗等蔬菜產區，沒有一個農田，保持完整無損。香港地區尚有發生五

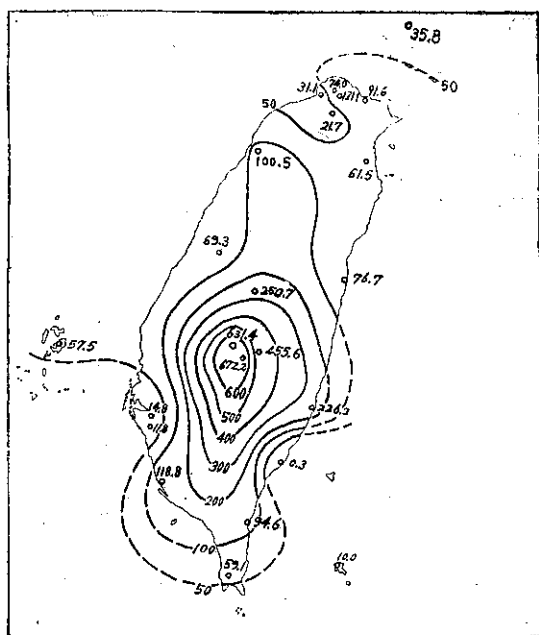


圖 5：瑪麗颱風之總雨量分佈圖
(單位：公厘)

處大的土崩及許多小的土崩。

據中華日報所報導之「新華社」消息：瑪麗颱風，九日清晨在寶安縣附近登陸後，造成嚴重災害，粵東最大河流，韓江湘子橋方面的水位，在11日下午1時已漲達 16.88 公尺，出現了特大洪峯。由於洪水泛濫成災，到處變成澤國，交通全部斷絕。又寶安縣被颱風和洪水沖毀了許多山塘水庫和堤圍。總之從汕頭到佛山各區均有災害，尤以韓江流域最為嚴重。

10日中午，由馬祖附近進入東海的瑪麗颱風，挾着暴風雨在馬祖掀起驚濤駭浪造成災害。據馬祖居民說：像這次颱風襲境所造成的海水暴漲，是近20年所少見。據官方發表，馬祖列島22艘漁船遭受損失以外，陸上住宅沒有受到損壞，人員也只兩個居民受重傷，一個受輕傷而已。

瑪麗颱風10日掠過臺灣北部海面，雖然未登陸，但是其邊緣掠過臺灣，部分造成災害。茲將其詳情列入表二以資參考。

表二：瑪麗颱風臺灣地區災害調查表。

縣市別	災害類別	受 災 人 口			房屋損失 (棟)		其 他
		死亡	失蹤	受傷	全毀	半毀	
桃 園 縣		1	3	—	—	—	
澎 湖 縣		—	—	—	1	1	港口舢舨損害 1 隻。

南	投	縣	—	—	1	9	27	{ 重建施工中橋樑兩座冲毀，水圳損壞一處500公尺，農田流失26.5公頃，農作物受損292.05公頃。
高	雄	縣	—	—	—	25	54	堤防冲毀12處140公尺，農田流失16公頃，大型竹筏流失2個。
苗	栗	縣	—	—	—	3	11	{ 公路路基受損4處45公尺，便橋一座。堤防冲毀1處6公尺，水圳損害6處21公尺。農田流失7.3公頃，農作物受損14.4公頃。
臺	中	縣	—	—	—	—	—	東勢與谷關間橫斷公路因山崩交通中斷。
宜	蘭	縣	—	—	—	—	—	蘇花公路場方十餘公里。大濁水橋冲毀。
彰	化	縣	—	—	—	—	—	濁水溪邊集集路線，冲毀500公尺。
新	竹	縣	—	—	—	—	—	新埔鄉黎明山葫蘆潭居民20餘戶約100人被水圍困。
合		計	1	3	1	38	93	

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，如作者不願刪改者請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、來稿一經刊載即致稿酬，每千字按三十元至四十元計算。創作論著稿之特具價值者另議。
- 十一、惠稿文責自負。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象所氣象學報社收。

民國四十九年颱風報告

研究室

第二號 颱風雪莉

Report on Typhoon "Shirley"

Abstract

Typhoon "Shirley" was first whirled around the northwest of Caroline on 28th July, 1960. Its force was increased up to the stage of a typhoon at 54 hours latter after her birth and had reached a maximum wind velocity 76m/sec near its center on the morning of 31st July.

On the morning of 31st July, Typhoon "Shirley" had approached to the east coast of Taiwan at a distance of 250 Kms. She moved continuously northwestward and landed at the vicinity of Hualien in that night. Later it dissipated suddenly due to the friction of rough terrain and again regenerated when it moved over the mountains into Taiwan Strait. It hit the coast of the mainland China on the night of 1st Aug. and its moving direction shifted to northnorthwestward.

At its mature stage, the kinetic and potential energy of typhoon "Shirley" was computed to a value of 15.3×10^{24} ergs and 16.9×10^{25} ergs respectively on the morning of 31st July.

Excessive rain had poured down during the passage of typhoon Shirley and caused a devastating flood in middle and southern part of Taiwan on August 1, 1960. Both rain and flood are precipitous in record and made tremendous loss of properties and many lives. About 210 persons had lost their lives and more than ten thousand houses had been washed away in the floods.

The maximum amount of rainfall during the passage of typhoon "Shirley" reported at Mt. Alishan was 1090.4mm. and the highest wind velocity recorded at Penkiayu was 35.0 m/sec.

I 雪莉颱風調查報告

一、雪莉颱風之發生與經過

當7月28日玻莉(Polly)颱風在山東半島,向北推進時,在菲律賓東方海洋上(約北緯15度,東經130度)另一熱帶風暴即已醞釀發展,此為雪莉颱風生成之始。此風暴係形成在東風波槽之南端,如圖1中所示。當其生成後逐漸發展並且以每小時25公里之速度向西北推進。至29日20時該風暴抵達北緯20.4度,東經126.2度時,其中心氣壓降低至990mb。最大風速增達每秒26公尺,暴風半徑為150公里,已發展達輕度颱風(Tropical Storm)之強度,因而命名為雪莉(Shirley)颱風。此後該颱風繼續發展並減速度以每小時10公里之速度,繼續向西北推進。至30日8時,抵達北緯21.5度,東經125.3度時,其中心氣壓為980mb,最大風速增達每秒33公尺,暴風半徑復擴大為200公里,已發展達中度颱風之強度。該日20時,該颱風抵達北緯22.0度,東經124.8

度時,已發展達強烈颱風之強度。即其中心氣壓降至940mb,最大風速增達每秒54公尺,暴風半徑擴大

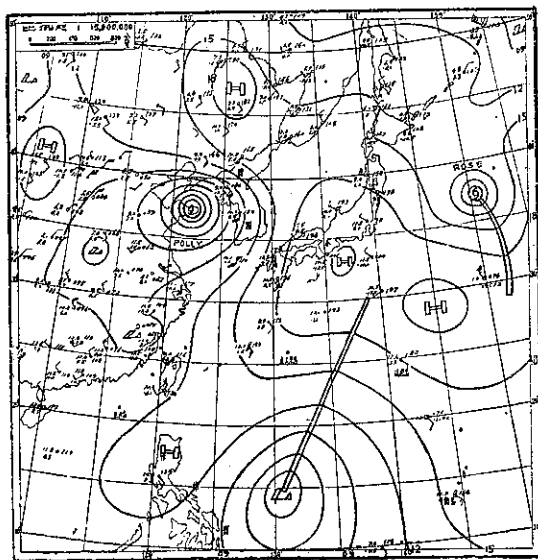


圖1：民國49年7月28日20時700mb面高度圖

至 250 公里。仍繼續向西北推進，指向臺灣東岸而來。至 31 日 7 時 23 分，經美軍飛機偵察報告，中心位於北緯 23.5 度，東經 123.5 度，其中心氣壓為 910mb，最大風速為每秒 67 公尺，暴風半徑為 300 公里。此颱風仍繼續向西北，以每小時 20 公里之速度推進。

該日下午，因臺灣中南部受颱風環流之影響，有強烈西北至西南風橫越臺灣山脈，而在臺灣東海岸各地，誘致焚風並在該地區形成顯著的焚風低氣壓。至該日 16 時該颱風抵達宜蘭東南方約 80 公里海上之北緯 24.3 度，東經 122.3 度時，因受臺灣陸地之影響，臺灣山脈之高峻山嶽的攔阻，及異常乾燥之焚風氣流之灌入，颱風之威力急驟減弱。並受焚風低氣壓之引誘，該颱風折向西南，以每小時 20 公里之速度推進。

至該日 19 時颱風抵達花蓮東方約 25 公里之海面上時，其中心氣壓已升高至 965mb，而於臺灣山脈西斜面之大霸尖山及內橫屏山間附近誘發另一副颱風並向北北西緩慢進行。至 8 月 1 日 4 時，該副颱風由白沙岬附近進入臺灣海峽後，急激發展並且轉向西北，以每小時 12 公里之速度推進。至該日 8 時颱風抵達北緯 25.3 度，東經 120.7 度時其中心氣壓已發展至 950mb

。該颱風仍繼續向西北推進，至該日 20 時左右，由馬祖附近登上大陸。登陸後因受陸地之影響，颱風威力迅即減弱，至 2 日晚在華中消失而結束其六日之生命史。茲附雪莉颱風眼飛機偵察報告表及雪莉颱風行徑圖，如表一及圖 2 中所示。

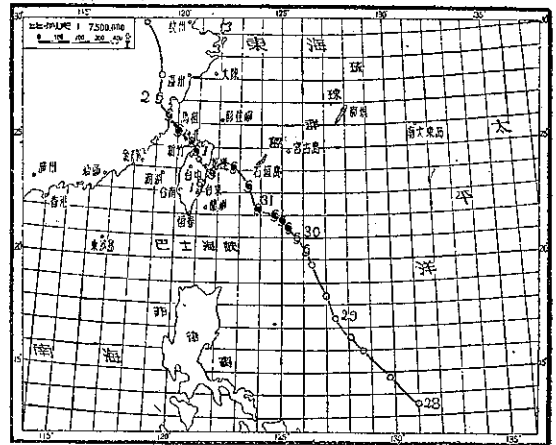


圖 2：雪莉颱風行徑圖

● 颱風 (Typhoon)

--- 熱帶風暴 (Tropical storm)

○ 熱帶低氣壓 (Tropical depression)

表一：雪莉颱風眼飛機偵察報告表

觀測時間 (日 時 分)	中心位置		位置決定法	誤差 (mile)	最大風速		颱風眼 之直徑 (mile)	其他
	北緯(度)	東經(度)			風速 (kt)	象限		
30. 13. 10	21.8	125.0	Aoht Radar	10	—	—	11	circular eye.
30. 13. 47	22.5	124.9	—	—	—	—	—	{8000 ft wind 084/80, D value -70, temp. +1°C
30. 17. 00	21.9	124.8	Loran	3	85	N	—	{700 mb height 7,820 ft, 708mb temp. 21°C. eye well defined closed all quadrants.
30. 22. 10	22.0	124.7	Loran	5	—	—	9	circular eye.
30. 24. 00	22.3	123.9	Loran	5	—	—	7	circular eye.
31. 07. 23	23.5	123.5	Radar	5	130	NE	10	{700 mb. height 7,510 ft. temp. 20°C circular eye.
31. 10. 50	24.1	123.0	Radar	10	130	NE	12	{circular eye clouds open in S quadr- ant, 700 mb. height 7,560 ft. temp. 20°C.

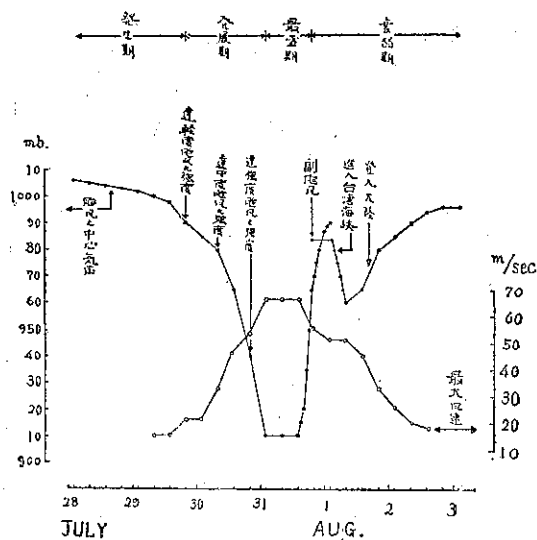


圖 3：雪莉颱風之中心氣壓及最大風速之變化圖

在圖 3 中所示者，為雪莉颱風中心氣壓及最大風速之變化圖。雪莉颱風之全部生命史，可分為四期，由 28 日生成熱帶風暴至 29 日 20 時，該風暴發展達輕度颱風之期間，為該颱風之發生期 (Formative Stage)。此後至 31 日 2 時為雪莉颱風之發展期 (Immature Stage)，此期間共計 30 小時內，其中中心氣壓降低 80mb，其發展之速實為以往颱風所少見。由 31 日 2 時至 19 時為其最盛期 (Mature Stage)，茲以民國 47 年颱風調查報告 (臺灣省氣象所出版) 之第一章第三節所述之方法，估計雪莉颱風最盛期

之動能及位能，各得 15.3×10^{21} 爾格及 16.9×10^{25} 爾格。31 日 19 時以後為雪莉颱風之衰弱期 (Decay Stage)，此期間中颱風橫越臺灣北部，經臺灣海峽北部而自馬祖附近登入大陸，迅即減弱其威力，在華中消失。於圖 4 中所示者，為雪莉颱風橫越臺灣北部時之地面天氣圖，茲附此以資參考。

註：本報告中所用之時間均係東經 120 度標準時間。

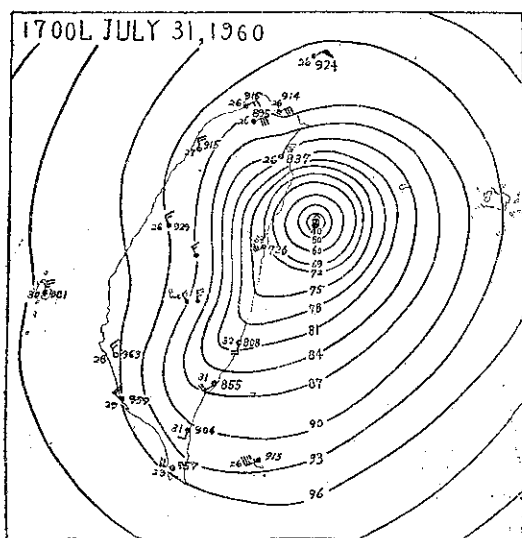


圖 4 B：民國 49 年 7 月 31 日 17 時之天氣圖

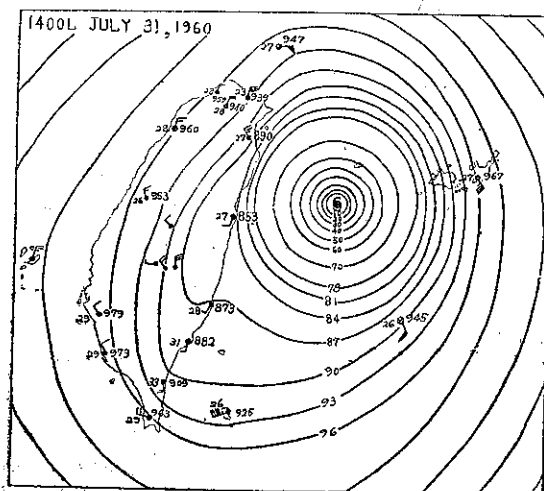


圖 4 A：民國 49 年 7 月 31 日 14 時之天氣圖

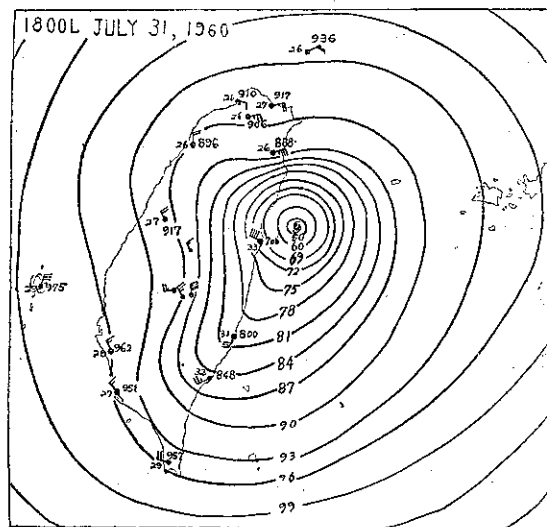


圖 4 C：民國 49 年 7 月 31 日 18 時之天氣圖

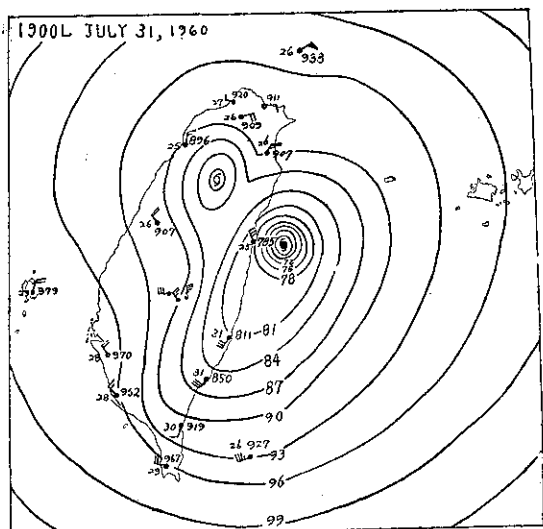


圖 4 D：民國 49 年 7 月 31 日 19 時之天氣圖

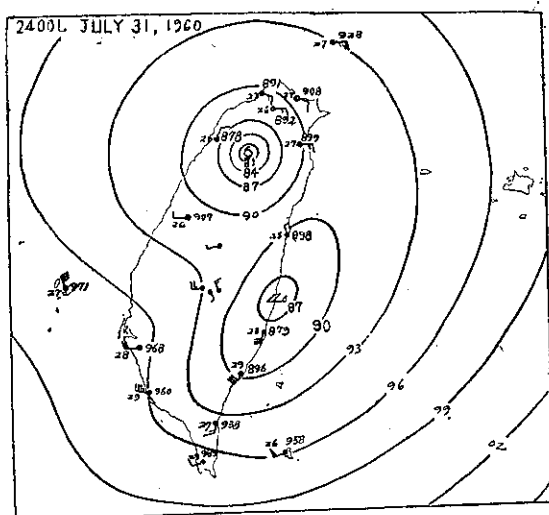


圖 4 F：民國 49 年 7 月 31 日 24 時之天氣圖

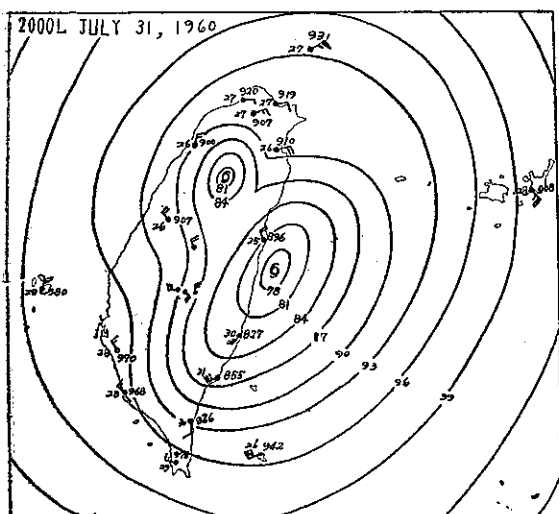


圖 4 E：民國 49 年 7 月 31 日 20 時之天氣圖

二、臺灣各地之氣象情況

臺灣各地自 31 日晨，當雪莉颱風抵達臺東東方約 250 公里之海面上時，逐漸進入颱風風暴範圍，臺灣東部及北部風速漸增強。雪莉颱風侵襲臺灣時之主要氣象要素，根據氣象所各測候所之颱風報告所整理之結果，如表二中所示。茲將各地氣象變化特性，分述於後，以資參考。

A. 氣 壓

臺灣東部各地首先受颱風之影響，故氣壓亦較早開始下降。其中以花蓮受影響最大。花蓮自 31 日 10 時起，氣壓以每小時約 2.7mb 之速率下降，而自 15 時以後，即以每小時 4.1mb 之速率急驟下降，至 18 時颱風最接近花蓮時，其氣壓為 970.0mb。此為全省各測候所於雪莉颱風過境時之最低實測值。此後急驟

表二：雪莉颱風各測候所觀測資料

地 點	最低 氣壓 (mb)	起 時 日 時 分	最大風速 及 風 向 (m/s)	起 時 日 時 分	瞬 間 最 大 風 速					雨量 總計 (m.m.)	期 間	風力 6 級以上之時間 (10m/s)
					風速	風向	氣壓	氣溫	濕度			
彭佳嶼	988.6	1 03 00	35.0 E	1 03 00	—	—	—	—	—	302.2	30 05 25 2 03 50	30 日 12 時 18 時至 2 日 24 時
鞍 部	* 654.4	1 02 45	23.5 S	1 09 00	—	—	—	—	—	393.1	30 11 30 8 月 2 02 50	31 日 13 時至 8 月 1 日 17 時，19 時 20 時 22 時
竹子湖	* 691.29	1 02 35	11.7 NW	31 15 00	—	—	—	—	—	281.8	30 05 47 2 02 28	31 日 13 時，15 時
淡 水	986.1	1 03 00	11.2 SE	1 03 00	—	—	—	—	—	182.5	31 14 00 1 18 00	1 日 3 時
基 隆	987.7	1 05 00	25.0 SSE	1 07 30	38.0	SSE	989.4	27.5	83	293.1	30 13 10 2 00 30	30 日 8 時至 18 時，21 時 至 22 時，1 日 2 時，3 時 5 時—15 時，21 時，22 時

台北	986.1	1 02 07	15.8	ENE	31 16 30	24.1	ENE	991.3	26.5	89	31 15 40	187.2	30 11 55 2 01 15	31日13時, 15時至19時, 22時, 1日1時, 2時
新竹	986.7	1 03 00	13.3	NNE	31 17 33	19.6	NNE	910.0	26.8	89	31 17 10	250.3	31 02 30 2 03 30	
宜蘭	980.4	31 15 44	31.7	NNW	31 16 00	35.3	NNW	982.3	24.4	100	31 15 35	315.0	30 05 57 2 06 10	31日14時至20時 1日1時
台中	989.5	1 01 08	12.7	NW	31 19 20	20.0	NW	990.9	25.9	96	31 18 53	466.0	31 10 31 1 22 38	31日19時, 20時 1日6時
花蓮	970.0	31 18 00	16.7	WNW	31 18 00	29.0	WSW	970.4	32.8	52	31 17 49	257.7	30 17 33 2 00 25	31日16時至21時
日月潭	*660.23	31 19 35	12.7	WSW	1 05 50	—	—	—	—	—	—	673.2	31 11 35 1 24 00	31日19時, 20時, 22時, 1日5時至7時
澎湖	994.0	1 05 00	16.8	WNW	1 03 00	19.0	WNW	—	25.8	99	—	131.5	31 04 35 1 16 35	31日15時至20時, 22時至1日17時
阿里山	*564.01	31 21 10	17.2	W	31 21 10	19.4	W	640.2	14.6	100	31 20 17	1090.4	31 10 20 2 19 10	31日17時至24時
玉山	*463.00	31 18 00	19.8	N	31 18 00	—	—	—	—	—	—	528.0	31 00 30 2 23 15	31日13時至21時 1日3時至7時
新港	979.5	31 18 08	21.0	SSW	1 01 25	24.6	SSW	989.7	27.5	81	1 01 20	107.3	30 17 50 2 15 10	31日16時, 18時 2日3時, 5時
永康	995.7	1 01 20	13.0	WSW	1 01 30	18.1	WSW	995.7	26.1	98	1 01 22	147.8	31 10 55 1 19 00	31日23時 1日1時至9時
台南	994.6	1 01 22	11.0	WSW	1 02 10	22.7	SW	997.6	25.9	99	1 07 09	217.4	30 16 25 2 15 40	
台東	984.8	31 18 00	16.8	SW	31 21 00	22.4	SSW	993.1	27.2	88	1 03 30	65.5	30 18 53 2 13 45	31日18時至1日6時
高雄	995.8	31 18 00	17.5	WNW	31 24 00	—	—	—	—	—	—	36.8	31 11 10 1 16 10	31日24時至1日8時
大武	990.1	31 16 31	11.7	SW	1 01 10	17.2	SSW	90.1	30.7	59	31 16 35	147.6	20 21 00 2 14 30	
蘭嶼	991.3	31 17 00	25.3	WSW	31 24 00	35.0	WSW	991.3	25.8	96	—	13.6	30 04 46 1 07 00	30日3時, 8時至16時 31日4時至1日8時
恒春	995.7	31 17 00	11.7	WNW	31 18 30	—	—	—	—	—	—	126.0	30 14 40 31 21 50	31日14時, 16時至19時
鹿林山	*540.3	31 18 00	29.0	SE	1 09 20	—	—	—	—	—	—	764.5	31 10 30 2 23 40	31日14時, 16時至20時, 23時, 1日3時, 5時至15時, 17時至21時

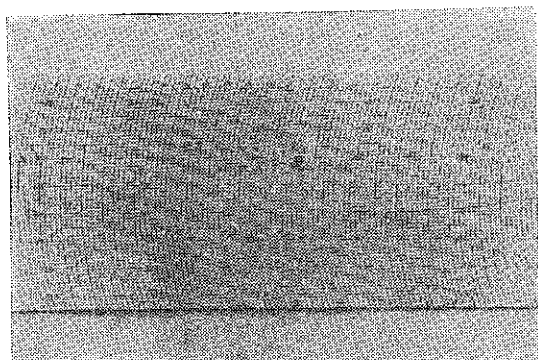
* 重力值 (m.m.)

上昇, 漸恢復正常如圖 5 中所示。又新港自31日11時起, 氣壓以每小時 2.5mb 之速率下降, 至18時 8 分, 測到 979.5mb 之該地最低氣壓, 為僅次於花蓮之實測最低氣壓。

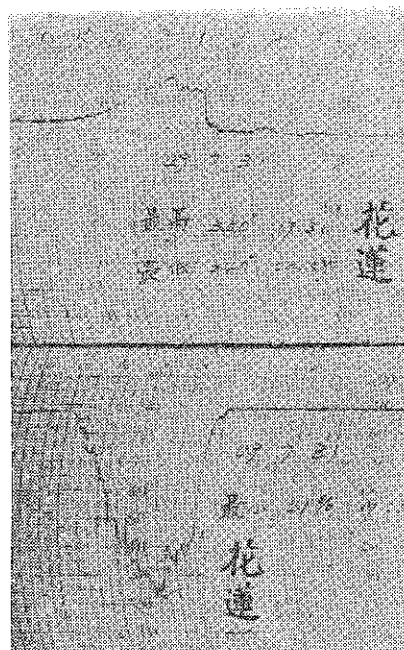
在圖 6 中所示者為雪莉颱風過境時, 臺灣各地之最低氣壓及其出現時刻分佈圖。臺灣東南部地區, 如臺東、大武、恒春及蘭嶼等各地, 其最低氣壓之出現時刻較早, 並且其氣壓又較西海岸各地略低。臺灣北部地區, 如基隆、臺北、新竹等各地, 其最低氣壓之出現時間較遲, 並且其氣壓又較東海岸各地略高。這種最低氣壓及其出現時刻之不正常分佈, 因為颱風之圓對稱氣壓分佈, 受臺灣地形之影響而彎曲所致。

B. 氣 溫

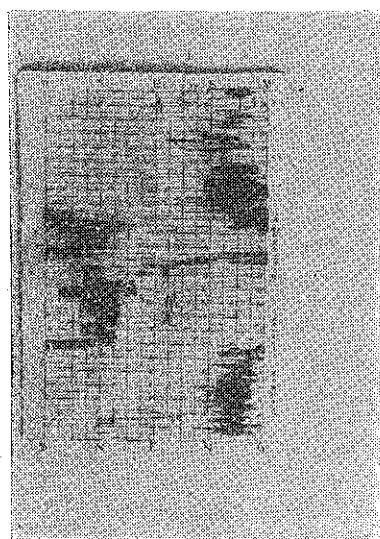
31日下午, 當畢莉颱風接近臺灣東北部時, 花蓮、新港、臺東及大武等臺灣東部各地, 均發現有焚風現象。以花蓮之焚風最為顯著。該日15時花蓮之氣溫為攝氏 26.8 度, 相對濕度為 91 %。至 16 時氣溫升高為 28.2 度而相對濕度降低至 77 %。至 17 時氣溫竟增高至攝氏 32.7 度, 相對濕度又降低至 52 %。此顯著焚風繼續吹至 18 時, 而焚風期間花蓮之地面風僅係西南風, 而其最高氣溫竟高達攝氏 35.0 度, 最低濕度為 41 %, 至 18 時一刻風向轉為西北後, 焚風逐漸消失, 至 19 時氣溫降低至攝氏 24.8 度, 相對濕度為 100 %, 完全恢復正常。當時之氣溫及相對



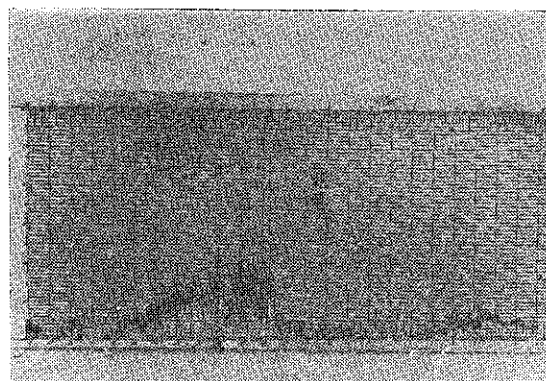
A. 氣 壓



B. 氣溫及濕度



C. 風 向



D. 風 速

圖 7：花蓮測候所自記記錄

表三：雪莉颱風災害統計表

縣 市 別	災 害 類 別	受 災 人 數					房 屋 損 失 (間)			
		死 亡	失 蹤	發 現 屍 體	重 傷	輕 傷	災 民	全 毀	半 毀	損 壞
基 隆 市		—	—	—	1	2	2,001	5	27	19
台 北 市		1	—	—	—	—	9,826	2	—	3
台 中 市		2	—	—	—	1	8,226	358	182	306
台 南 市		—	—	—	—	—	—	1	2	—
台 北 縣		2	—	—	—	4	7,903	47	26	445
桃 園 縣		—	—	—	—	—	—	1	—	—
新 竹 縣		2	—	—	—	—	—	5	10	74

苗	栗	縣	—	—	—	—	4	9,686	347	785	446
台	中	縣	10	11	2	16	145	32,619	2,711	3,823	1,773
南	投	縣	22	41	—	41	28	19,548	2,509	1,767	1,712
彰	化	縣	9	4	22	8	11	47,805	1,368	1,565	1,538
雲	林	縣	34	3	1	11	19	62,808	1,590	3,472	5,633
嘉	義	縣	1	—	1	1	10	17,569	240	235	1,671
台	南	縣	1	1	—	—	—	3,573	65	36	12
高	雄	縣	4	—	—	2	—	344	67	56	172
屏	東	縣	11	21	1	—	—	500	1	—	—
花	蓮	縣	1	—	—	—	2	868	26	73	47
宜	蘭	縣	2	—	—	4	120	13,846	1,270	1,345	6,064
合	計		102	81	27	84	346	237,122	10,513	13,404	19,915

•56

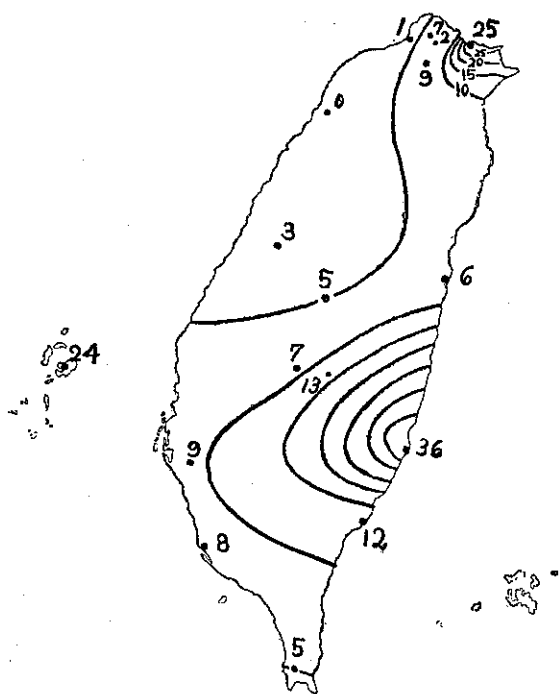


圖8：暴風繼續時間分佈圖



圖 9 A.：雪莉颱風總雨量分佈圖
(單位：mm)

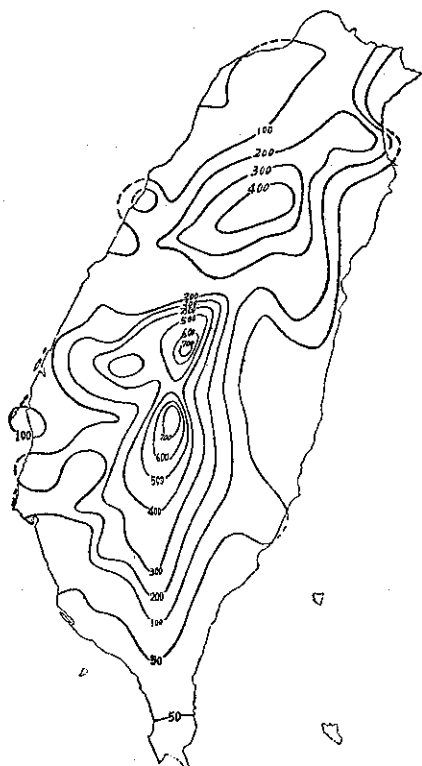


圖 9 B.：民國49年7月31日降水日量分佈圖
(單位：mm)



圖 9 C.：民國49年8月1日降水日量分佈圖
(單位：mm)

1. 大甲溪橋墩損壞20公尺。
 2. 大肚溪橋北端引道損壞10餘公尺。
 3. 臺中、南王田間集泉橋引道損壞11公尺。
 4. 臺中、沙鹿間東海橋沖毀二孔。
 5. 臺中、清水間大雅橋引道損壞。
 6. 草屯、彰化間俠官附近坍方。
 7. 西部幹線花壇以南189公里到210公里處路基損壞。
 8. 中豐公路大湖附近，路基沖毀。
 9. 尖峯公路口湖橋引道損壞。
 10. 臺中、南投間南門橋損壞，草湖橋引道損壞。
 11. 草屯、埔里間橋樑二處損壞。
 12. 橫貫公路橋樑路基多處損壞。
- C. 水 利
1. 大安溪：最高水位超過警戒線90公分，下游七塊厝堤防沖毀200公尺。
 2. 後龍溪：苗栗附近洪水過堤。
 3. 大甲溪：水位超過警戒線，在鐵路橋下游堤防損害200公尺，另六塊堤防損壞290公尺。

4. 大肚溪：最高水位曾達7.2公尺，較八七水災水位7.6公尺，僅差0.4公尺，因大竹排水溝被沖壞，洪水倒流入彰化市區，因而該市區一部分淹水二至五尺。尚在蔡公寮附近堤防損壞100公尺。
5. 濁水溪：水位超過警戒線，接近八七水災水位，因洪水倒流，沿岸若干地區有損害。
6. 北港溪：水位超過警戒線，下游堤防沖毀240公尺。
7. 八掌溪：堤防沖毀21公尺。
8. 大里溪：南勢附近沖毀210公尺。
9. 貓鑼溪堤防損毀28公尺。
10. 旱溪內新堤防沖毀110公尺。
11. 苗栗公館附近，沖毀20公尺。
12. 各河川堤防損失不甚嚴重，但雨量甚大，若干沿河低窪地區因排水不良，或河水倒流，約有六十餘村里浸水而受災。

這次雪莉颱風，於臺灣本島誘致如此嚴重之水災，但澎湖群島而論，不但是無災情發生，是消除旱象

之喜雨。即大雨自31日4時35分起開始下降，連續不斷迄8月1日16時35分，共獲總雨量131.5公厘。因此嚴重旱象完全消除。

據中華日報刊登之中央社由香港之報導：雪莉颱風8月1日下午在福建省連江縣黃岐半島到霞浦縣三發半島之間登陸後，風力大到十二級，並帶來暴雨，造成重大災害，尤以連江、羅源、寧德、福安、霞浦等縣、災情最為嚴重。由於豪雨，各江河水位均告猛漲，有不少農田被淹，房屋倒塌，江河水利工程被沖毀，已成熟未及收割早稻脫粒，損失相當嚴重。

II 雪莉颱風所誘致之豪雨調查 (八·一水災調查)

一、緒言

這次雪莉颱風過境，係於7月31日午夜，在臺灣中南部誘致豪雨，使該地區各河川水位超過防洪設施而泛濫，造成以往少見的慘重水災。此次水災係發生在8月1日，故簡稱為八一水災。

二、降雨量分析

此次豪雨係自7月31日晚，颱風登陸時開始，連續降至8月1日晚才停止。由雨量分佈圖(圖9)可見這次豪雨之狀態。即臺灣中南部之山地西斜面及其鄰接西部平地地區，雨量甚多均有400公厘以上，甚達1,000公厘以上，如阿里山之1,090.4公厘，溪頭之1,031.0公厘等均超過1,000公厘，實為以往少見之豪雨。

茲將八一水災時，臺灣各地之一時間最大降水量，降水最大日量及7月31日，8月1日，2日3天之總降水量，按其強度排列得如表四、五、六。若上述種種最大降雨量，與過去六十餘年來之資料比較，可得下述之結果：

- (1) 關於一小時最大降水量，據臺灣省氣象所管轄之各測候所之資料，係1947年7月29日於臺南測到之163.3公厘是已往之最大量。而據臺灣各地雨量站之資料，1959年8月7日21時，在嘉義縣大湖鄉測到之176.0公厘，是已往之最大量。這次在雲林縣斗南雨量站，係1日8時測到之106.7公厘為八一水災中之最大量，而1日5時在日月潭測候所測到之100.0公厘居其次。均未打破過去大湖鄉及臺南之記錄。

- (2) 這次豪雨，降水日量超過700公厘者，有二處。即阿里山之760.7公厘及溪頭之741.3公厘，均係發生在7月31日。若與民國四十八年颱風調查報告，第六號八一水災報告中第六表比較，臺灣各地降水日量超過700公厘以上之豪雨，過去六十三年中，總計有48次。若加上這次八一水災之阿里山、溪頭之兩次豪雨，總計達50次。阿里山之760.7公厘可列在第39位，而溪頭之741.3公厘可列在第43位。

- (3) 1913年7月19日、20日兩天於糞箕湖測得之總雨量1,671公厘，及18日、19日、20日三天之總雨量2,071公厘，是過去六十四年來臺灣之二日間，及三日間總雨量之最大記錄，同時也是世界之最大記錄。這次八一水災中於阿里山測得之總雨量1,090.4公厘，溪頭測得之1,031.0公厘均未破前述之記錄。但是其雨量甚多，充分可使河川泛濫而引起水災。又部分地區，如阿里山、鹿林山、日月潭、集集、六龜、二林萬興、內門等很多地點，其總雨量超過去年八一水災時之總雨量。可見這次豪雨。規模之大，不亞於八一水災。詳列如表六。

三、颱風橫越臺灣北部及中部時之臺灣各地雨量分佈之統計

若颱風中心通過離臺灣本島海岸線200公里以內地區時，稱為侵襲臺灣之颱風，則由民國前15年(西曆1897年)至今，侵襲臺灣之颱風計有237次。其中橫越臺灣北部或臺灣中部而向西乃至西北進行者，各有23次及29次。各佔侵襲臺灣颱風之9.7%及12.2%。兩者合計有52次，即橫越臺灣北部及中部之颱風，近64年來計有52次，佔侵襲臺灣颱風之21.9%。

橫越臺灣北部這一類颱風之一般行徑均係來自本島東部海上向西以至西北推進，或來自琉球群島向西乃至西南西推進者。不論何者均經漫長之海途，故極為發達，其勢力亦極強，中心氣壓降低至940mb左右者並不罕見。此類颱風襲來時，臺灣北部常有暴風及豪雨，常致水災。又西部及西南部於颱風通過後因西南風之侵入常致豪雨成災，東南部則因西風引起焚風(Foehn)現象。自民國15年至今，橫越臺灣北部之23次颱風中，調查其最大降水總量之地理的分佈，可得如表七所示之結果。則颱風橫越臺灣北部

表四：八·一水災台灣各地一時間最大降水量

八·一水災時各地一時間雨量				已往最高一時間雨量			八·一水災時各地一時間雨量				已往最高一時間雨量		
降雨強度 順序	降水量 (公厘)	地 點	起 時 日、時	降水量 (公厘)	起 時 年 月、日		降雨強度 順序	降水量 (公厘)	地 點	起 時 日、時	降水量 (公厘)	起 時 年 月、日	
1	106.7	斗 南	1-08	—	—	—	37	56.3	斗六大埤	1-09	—	—	—
2	100.0	日 月 潭	1-05	77.6	1944	8-29	38	56.0	日 月 潭	1-03	—	—	—
3	99.6	台 中	1-09	91.0	1944	8-02		56.0	日 月 潭	1-08	—	—	—
4	97.7	集 集	1-05	86.0	1959	8- 8	40	55.6	阿 里 山	1-06	—	—	—
5	94.6	豐 原	1-13	—	—	—	41	55.5	鞍 部	31-18	58.0	1947	8- 3
6	93.2	阿 里 山	1-05	99.5	1959	8- 8	42	54.5	新社大南	1-10	—	—	—
7	90.0	內 門	1-23	38.5	1959	8- 8	43	54.4	烏來阿玉	31-08	—	—	—
8	88.3	集 集	1-04	—	—	—	44	54.0	埔 里	1-05	—	—	—
9	87.0	豐 原	1-14	—	—	—		54.0	埔 里	1-07	—	—	—
10	82.0	台 中	1-10	—	—	—	46	52.8	麻 豆	1-01	—	—	—
11	80.0	溪 頭	1-08	80.0	1959	8- 7	47	52.0	埔 里	1-04	—	—	—
12	79.7	烏來阿玉	31-17	—	—	—		52.0	埔 里	1-08	—	—	—
13	78.2	集 集	1-06	—	—	—	49	51.2	金 六 結	31-16	80.5	1947	10- 2
14	78.1	烏來阿玉	31-16	—	—	—	50	50.5	達 見	1-07	—	—	—
15	77.8	烏來羅好	1-07	—	—	—	51	50.0	上 谷 關	1-09	—	—	—
16	76.0	溪 頭	1-05	—	—	—		50.0	內 門	2-01	—	—	—
17	74.2	麻 豆	1-03	—	—	—	53	49.0	內 門	31-21	—	—	—
18	74.0	天 冷	1-11	—	—	—	54	48.8	阿 里 山	1-10	—	—	—
19	72.0	日 月 潭	1-06	—	—	—	55	48.2	烏來阿玉	31-21	—	—	—
20	70.5	土 庫	1-07	—	—	—	56	48.1	豐 原	1-15	—	—	—
21	67.9	新社大南	1-09	—	—	—	57	48.0	天 冷	1-10	—	—	—
22	66.4	阿 里 山	1-04	—	—	—		48.0	溪 頭	31-18	—	—	—
23	65.4	集 集	1-07	—	—	—		48.0	日 月 潭	1-07	—	—	—
24	64.0	日 月 潭	2-04	—	—	—	60	47.9	基 隆	31-17	102.1	1951	9-27
25	63.7	上 谷 關	1-08	50.8	1959	8- 8	61	46.3	上 谷 關	1-07	—	—	—
26	63.0	烏來羅好	1-06	—	—	—	62	46.0	阿 里 山	1-01	—	—	—
28	63.0	花 蓮	31-22	90.0	1944	10-27	63	45.6	柳 營	1-03	—	—	—
29	61.8	阿 里 山	31-23	—	—	—	64	45.0	溪 頭	31-21	—	—	—
30	60.4	集 集	1-03	—	—	—		45.0	溪 頭	1-02	—	—	—
	60.0	上 谷 關	1-11	—	—	—	66	44.3	阿 里 山	1-02	—	—	—
32	60.0	內 門	31-22	—	—	—		44.3	烏來羅好	1-08	—	—	—
33	58.3	烏來阿玉	1-01	—	—	—	68	43.5	天 冷	1-14	—	—	—
34	57.8	上 谷 關	1-10	—	—	—	69	43.2	佳 陽	1-06	—	—	—
35	57.6	斗 南	1-11	—	—	—	71	43.2	達 見	1-08	—	—	—
36	57.0	內 門	1-24	—	—	—	72	42.0	基 隆	31-22	—	—	—
	56.4	埔 里	1-07	71.0	1959	8- 8	73	41.7	阿 里 山	1-08	—	—	—
							74	41.5	溪 頭	31-19	—	—	—
								41.0	溪 頭	1-01	—	—	—

表五：八·一水災台灣各地降水日量

八·一水災台灣各地降水日量				該地最大日降水量			八·一水災台灣各地降水日量				該地最大日降水量		
降雨強度 順序	降水量 (公厘)	地 點	起 時 月、日	降水量 (公厘)	起 時 年 月、日		降雨強度 順序	降水量 (公厘)	地 點	起 時 月、日	降水量 (公厘)	起 時 年 月、日	
1	760.7	阿 里 山	7-31	837.5	1912	6-19	25	380.3	後里泰安	8- 1	500.0	1959	8- 7
2	741.3	溪 頭	7-31	485.5	1959	8- 7	26	374.5	和平十文溪	8- 1	—	—	—
3	568.4	日 月 潭	7-31	371.9	1959	8- 7	27	374.4	新社大南	8- 1	191.4	1959	8- 7
4	559.4	集 集	7-31	475.2	1959	8- 7	28	373.5	內 茅 浦	7-31	270.8	1959	8- 8
5	557.0	陽 明 山	7-31	386.9	1940	9-29	29	370.7	上 谷 關	7-31	582.4	1952	7-19
6	545.7	斗 南	7-31	—	—	—	30	370.0	和平雙崎	7-31	—	—	—
7	471.6	南 澳	8- 1	541.0	1925	9-15	31	368.0	名 間	7-31	423.0	1959	8- 7
8	469.5	仁愛大同	7-31	—	—	—	32	362.0	東 勢	7-31	638.6	1959	8- 7
9	463.7	竹 山	7-31	444.2	1956	9-16	33	360.0	六 龜	7-31	384.5	1959	8- 7
10	456.0	南 投	7-31	533.6	1929	8-11	34	356.2	斗六大埤	7-31	694.3	1959	8- 7
11	438.7	清 水	8- 1	334.0	1929	8-11	35	356.0	楠 西	7-31	470.5	1959	8- 7
12	421.8	嘉義新港	8- 1	—	—	—	36	349.5	鞍 馬 山	7-31	—	—	—
13	420.0	梧 棲	8- 1	293.4	1959	8- 7	37	345.0	萬 興	7-31	257.7	1959	8- 7
14	415.2	豐 原	8- 1	644.5	1959	8- 7	38	338.5	竹山前山	8- 1	—	—	—
15	414.5	埔里大城	7-31	437.2	1959	8- 7	39	333.8	佳 陽	7-31	—	—	—
16	413.1	古 坑	8- 1	708.4	1959	8- 7	40	317.2	大 林	7-31	620.0	1959	8- 7
17	407.2	虎 尾	7-31	452.0	1959	8- 7	41	316.5	橫 龍 山	7-31	566.0	1932	8-24
18	402.6	太 平 山	7-31	—	—	—	42	314.1	伸 港	8- 1	278.5	1959	8- 8
19	401.7	大 甲	8- 1	362.8	1944	5- 3	43	313.0	溪州尾厝	7-31	—	—	—
20	397.5	背 雲	7-31	245.3	1959	8- 8	44	304.6	玉 井	7-31	465.0	1911	8-27
21	397.0	三地興化	7-31	500.0	1959	8- 7	45	303.2	二林萬合	7-31	219.4	1959	8- 7
22	384.6	土 庫	8- 1	425.8	1959	8- 7	46	301.0	彰 化	8- 1	404.9	1932	8- 1
23	383.0	梨 山	8- 1	—	—	—							
24	381.7	和 美	8- 1	292.0	1959	8- 7							

表六：八·一水災台灣各地降水總量

八·一水災各地總雨量			八·七水災 總雨量	八·一水災各地總雨量			八·七水災 總雨量
降水量 順序	降水總量 (公厘)	地 點	降 水 總 量 (公厘)	降水量 順序	降水總量 (公厘)	地 點	降 水 總 量 (公厘)
1	1090.4	阿 里 山	1017.0	36	478.9	台 中	766.8
2	1031.0	溪 頭	—	37	478.2	嘉 義 新 營	327.5
3	764.5	鹿 林 山	747.8	38	477.3	梨 山	—
4	739.5	日 月 潭	598.5	39	474.9	嘉 義	368.6
5	714.9	斗 南	—	40	474.5	楠 西	643.6
6	669.0	陽 明 山	—	41	470.5	彰 化	574.0
7	653.9	豐 原	816.5	42	466.7	竹 山 前 山	664.8
8	650.4	集 集	612.0	43	457.7	車 埕	308.0
9	641.5	仁 愛 大 同	—	44	457.4	美 濃 廣 德	308.0
10	637.4	興 化	650.0	45	456.4	名 間 大 坑	801.0
11	621.3	六 龜	609.8	46	454.3	青 雲	452.0
12	597.0	二 林 萬 興	511.9	47	453.0	溪 湖	804.0
13	586.0	內 門	251.0	48	447.0	仁 愛 法 治	—
14	566.3	鞍 馬 山	—	49	437.7	鹿 港	579.0
15	564.0	和 平 平 等	—	50	434.7	伸 港	301.0
16	564.0	南 投	696.8	51	432.4	內 茅 浦	445.8
17	563.6	上 谷 關	167.6	52	430.0	高 樹	351.0
18	561.5	大 甲	202.0	53	428.0	苑 裡	—
19	554.5	雲 林 大 埤	796.4	54	427.8	鹿 谷 有 水 坑	643.6
20	550.2	南 澳	—	55	426.5	竹 糖	—
21	543.8	竹 山	664.8	56	426.3	旗 山 南 勝	602.8
22	543.1	埔 里 大 城	531.8	57	424.0	員 林	419.0
23	540.6	后 里 泰 安	580.0		424.0	玉 井	527.5
24	533.2	佳 陽	86.0	59	418.5	永 靖	687.2
25	530.0	古 坑	756.9	60	417.0	麻 豆 埤 頭	—
26	528.0	玉 山	390.3	61	415.0	和 美	486.0
27	522.5	清 水	384.3	62	412.5	麻 豆 安 業	—
28	510.8	美 濃 廣 林	421.6	63	412.0	民 雄	277.3
29	509.7	虎 尾	606.5	64	409.5	大 城	300.2
30	504.0	達 見	98.3	65	406.0	溪 州 尾 厝	—
31	502.2	和 平 雙 崎	—	66	403.7	北 斗	420.2
32	496.5	大 林	735.0	67	402.8	和 平 十 文 溪	—
33	495.9	梧 棲	293.4	68	402.6	南 化 北 寮	516.1
34	494.0	東 勢	736.9				
35	481.2	太 平 山	—	69	400.1	二 溪	374.0

表七：颱風橫越台灣北部及中部時之最大總雨量之地理的分佈

地 區	地 點	颱風橫越台灣北部 時各地最大總雨量發生狀態		颱風橫越台灣中部時各 地最大總雨量發生狀態		合 計	
		次 數	百 分 率	次 數	百 分 率	次 數	百 分 率
台灣南部		7	30.4%	10	34.5%	17	32.7%
	恒 春	3	13.0%	5	17.2%	8	15.4%
	台 南	3	13.0%	4	13.8%	7	13.5%
	高 雄	1	4.3%	1	3.4%	2	3.8%
台灣東部		3	13.0%	14	48.3%	17	32.7%
	花 蓮	1	4.3%	9	20.7%	7	13.5%
	台 東	2	8.7%	4	13.8%	6	11.5%
	新 港	—	—	2	5.9%	2	3.8%
	大 武	—	—	2	6.9%	2	3.8%
台灣中部		7	30.4%	4	13.8%	11	21.2%
	台 中	5	21.7%	—	—	5	9.6%
	阿 里 山	1	4.3%	1	3.4%	2	3.8%
	鹿 林 山	1	4.3%	1	3.4%	2	3.8%
	湖 湖	—	—	2	6.3%	2	3.8%
台灣北部		6	25.1%	1	3.4%	7	13.5%
	基 隆	2	8.7%	—	—	2	3.8%
	宜 蘭	2	8.7%	—	—	2	3.8%
	彭 佳 嶼	1	4.3%	—	—	1	1.9%
	鞍 部	1	4.3%	—	—	1	1.9%
	台 北	—	—	1	3.4%	1	1.9%
合 計		23	100%	29	100%	52	100%

統計年數：64年(1897年—1960年)

時，最大總雨量出現於臺灣中南部各地之次數為14次。佔總次數之60.9%，其次為北部之6次，佔26.1%，而東部極少。又由地點區分，臺中降豪雨之次數最多計有5次，佔21.7%。此統計結果，與前述之經驗完全一致。

若颱風橫越臺灣北部之23次颱風根據其最大總雨量其強度分類，可得強度頻率分佈如表八。即過去23次颱風侵襲臺灣北部期間中，臺灣各地之降水量有100公厘以上者，計有23次，即每次颱風都有誘致100公厘以上之大雨。總雨量200公厘以上之頻率為19次，即10次颱風中，有8次200公厘以上之大雨。總雨量300公厘以上之頻率為14次，即平均每十次颱風有六次300公厘以上之豪雨。總雨量400公厘以上之頻率為10次，即平均每兩次颱風有一次400

公厘以上之豪雨。又總雨量500(600,700)公厘以上之頻率為6(5,4)次，即每4(5,6)次颱風，約有一次500(600,700)公厘以上之豪雨。上述資料之統計年數為64年，因此也可以說，平均每三年間，最少有一次颱風橫越臺灣北部，而誘致100公厘以上之大雨。又約每4年間(5年,6年,10年,12年,13年)最少有一次颱風橫越臺灣北部，而誘致200(300,400,500,600,700)公厘以上之豪雨。

橫越臺灣中部這一類颱風，其一般行徑多成直線狀向西北推進，指向臺灣而來。又其移動速度大體平均，其強度有逐漸發展之趨勢，然至臺灣東部沿海時達其強度之最高峯。此時本島各地均有暴風雨，臺灣東北部及彭佳嶼、蘭嶼等地風力尤強。又當東北風向風面之臺灣山脈之東北部東斜面，因地形之影響，雨

量尤多。颱風橫越臺灣中部之時及其後，因西南多濕氣流之侵入，於臺灣山脈之西南部向風面，誘致豪雨成災。自民國 15 年至今，橫越臺灣中部之 29 次颱風中，調查其最大總雨量之地理的分佈，可得如表七所示之結果，則颱風橫越臺灣中部時，最大總雨量出現於臺灣東部各地之次數為 14 次，佔總次數之 48.3%，其次為臺灣南部之 10 次，佔 34.5%，而臺灣中部及北部極少。又由地點區分，花蓮降豪雨之次數最多計有 6 次，佔 20.7%。此統計結果，與前述之經驗完全相符。

若颱風橫越臺灣中部之 29 次颱風，根據其最大總雨量強度分類，可得強度頻率分佈如表八。即近 64 年來 29 次橫越臺灣中部颱風中，臺灣各地降水量有 100 公厘以上者，計有 28 次，略每次颱風都有誘致 100

公厘以上之大雨。總雨量 300 公厘（400 公厘，500 公厘）以上之頻率為 17 次（10 次，4 次）即 10 次颱風中有 6 次（3 次，2 次）300 公厘（400 公厘，500 公厘）以上之豪雨。上述資料之統計年數為 64 年，因此也可以說，平均每 8 年有 3 次颱風橫斷臺灣中部而誘致 200 公厘以上之豪雨。又平均每 4 年間（6 年，14 年），最少有一次橫斷臺灣中部颱風，誘致 300 公厘（400 公厘，500 公厘）以上之豪雨。

總之，橫越臺灣北部及中部之颱風，近 64 年來，共計 52 次。而此類容易在臺灣東部及南部誘致豪雨，而中部居其次。又平均每 2 年間（3 年，6 年，13 年，16 年）最少有一次颱風橫斷臺灣北部或中部，而誘致 300 公厘（400 公厘，500 公厘，600 公厘，700 公厘）以上之豪雨。

表八：颱風橫越台灣北部及中部時之最大總雨量頻率分佈

最大總雨量 (mm)	颱風橫越台灣北部 時最大總雨量分佈		颱風橫越台灣中部 時最大總雨量分佈		合 計	
	頻 率	累 計	頻 率	累 計	頻 率	累 計
1000 以上	1	1	—	—	1	1
1000 ~ 900	1	2	—	—	1	2
900 ~ 800	0	2	—	—	0	2
800 ~ 700	2	4	—	—	2	4
700 ~ 600	1	5	—	—	1	5
600 ~ 500	1	6	4	4	5	10
500 ~ 400	4	10	6	10	10	20
400 ~ 300	4	14	7	17	11	31
300 ~ 200	5	19	7	24	12	43
200 ~ 100	4	23	4	28	8	51
100 以下	0	23	1	29	1	52
最 大 值		1,090.4mm		581.5mm		1,090.4mm
最 小 值		124.3mm		73.5mm		73.5mm
平 均 值		422.6mm		334.2mm		373.3mm

統計年數：64 年（1897 年—1960 年）

民國四十九年颱風報告

研究室

第三號 颱風崔絲

Report on Typhoon "Trix"

Abstract

Typhoon Trix was first appeared in the synoptic chart of 2nd August, 1960, and its position was located about at 14.0°N and 136.0°E . According to the analysis of upper levels during the formative stage of typhoon Trix, it was clearly indicated that a triple point was already in existence under the conjunction of the fluxes of traditional polar continental air, maritime tropical air and equatorial air mass.

The storm built its force up to the stage of a typhoon at the fourth day after her birth and attained to its maximum wind velocity 69m/sec near its centre on the morning of 7th August. On the next day, the typhoon Trix first moved westward over the sea between the stations of Penkiayu and Keelung. Later the track of typhoon Trix bended down slowly to westsouthwest. Therefore the northern part of Taiwan Strait was effected by the roaring storm. Finally it hit the coast of Fukien on the morning of 9th and continued to travel along the southeast coast of China about four days and then dissipated at the neighbouring region of Gulf of Tonkin on the evening of 12th August.

Upon the analysis of 5-days mean northern hemisphere charts at 500mb level indicated that the subtropical Pacific high was much intensified with the tendency of an expansion toward the continent on 7th August. This might be the reason caused the northern component of moving direction of Typhoon Trix became dissipated and deviated its course towards west and westsouthwest.

The kinetic and potential energy of Typhoon Trix at its mature stage had been calculated out at a value of about 24.3×10^{24} ergs and 26.8×10^{25} ergs respectively on the morning 7th August.

Typhoon Trix had made some damages at northern part of Taiwan and had caused some tidal waves along the west coast of Taiwan. The result was six people died and hundred houses washed out.

At the eminent point of stormy period, the wind velocity reached 55.7m/sec at Penkiayu. the highest value of total amount of rainfall during the stormy period reported at Singjo was 307.6mm.

一、颱風之發生與經過

民國49年8月2日，日本東方海面之西風槽，於琉璜島東方海面上，誘生低緯東風帶之槽線，而使赤道面上之西進東風波加深發展，與西風槽連接構成一顯著連接槽(Extended trough)此連接槽在其南端之加羅林(Caroline)群島北方海面上，與熱帶輻合帶(Intertropical convergence zone)相交，構成

明顯的三相點(Triple point)，如圖1中所示。此三相點逐漸發展，至3日20時，終在北緯 14.0° 度，東經 136.0° 度附近海上，形成一閉合之低氣壓中心，如圖2中所示。此即為崔絲颱風生成之始。當閉合低氣壓中心發生後，地面與高空氣流均呈明顯之氣旋式環流，而逐漸發展並緩慢的向西北推進。

至4日14時該低氣壓，抵達北緯 15.2° 度，東經

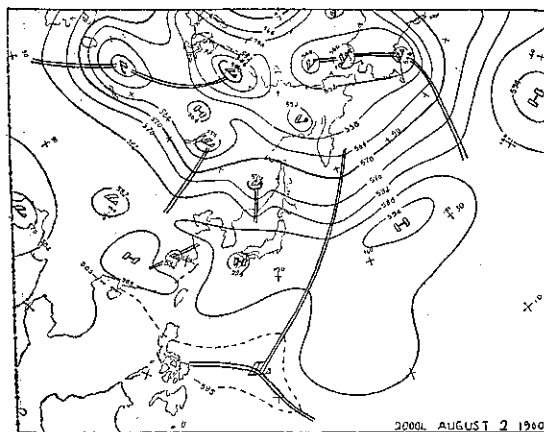


圖 1：民國49年8月2日20時之500mb.面高度圖

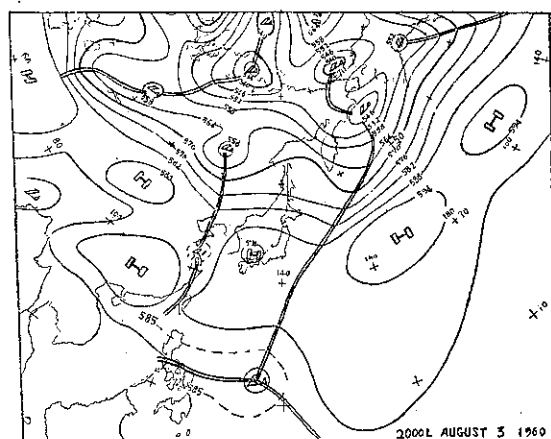


圖 2：民國49年8月3日20時之500mb.面高度圖

135.4 度時，其中心氣壓已降低為 1,002mb，最大風速為每秒 21 公尺，已發展達輕度颱風之強度而命名為崔絲 (Trix)。此後該颱風中心氣壓，約以每小時 0.75mb 之速度發展，並且以每小時 12 公里之速度，向西北方推進。至 6 日 2 時該颱風抵達北緯 18.6 度，東經 133.3 度時，中心氣壓已發展達 975mb，最大風速為每秒 33 公尺，暴風半徑約為 200 公里，已發展達中度颱風之強度。此後該颱風稍加速度，以每小時 22 公里之速度向西北推進。至該日 8 時崔絲颱風抵達北緯 19.9 度，東經

132.8 度時，其中心氣壓為 970mb，最大風速為每秒 51 公尺，已達強烈颱風之強度。此後崔絲颱風迅速發達，其中心氣壓約以每小時 4.2mb 之速度降低，至該日 16 時 15 分，經美軍飛機偵察報告，其中心氣壓竟降低達 935mb，而其位置在北緯 21.1 度，東經 132.1 度，即在南大東島 (Minami Oagari Jima) 南方約 530 公里之海面上。當時之實測最大風速為每秒 64 公尺，而暴風半徑又擴大至 300 公里。至 7 日 8 時該颱風抵達北緯 13.7 度，東經 129.0 度時，中心氣壓降低至 930mb，最大風速為每秒 69 公尺。此後崔絲颱風轉向西北西並加速度，以每小時 35 公里之速度推進。至該日 20 時，抵達宮古島北方海面上之北緯 25.8 度，東經 125.3 度後，復折向西方，指向臺灣北部而來。此後崔絲颱風，因受臺灣陸地摩擦之影響，及臺灣山脈高峻山嶽之攔阻，其威力逐漸減弱，其中心氣壓約以每小時 1.9mb 之速度升高。至 8 日 8 時抵達臺北東北方的 80 公里之海面上時，其中心氣壓已升高至 955mb，而最大風速也減弱至每秒 51 公尺。此後崔絲颱風中心氣壓仍繼續以每小時 1.4mb 之速度升高，並以每小時 20 公里之速度向西推進，通過臺灣本島與彭佳嶼間之海面，而進入臺灣海峽。至該日晚由廈門附近登入大陸，並折向西南西方，以每小時 20 公里之速度，沿華南沿海地區推進。至 12 日在華南東京灣沿海地區逐漸消失，而結束計凡十天之生命史。茲將崔絲颱風眼飛機偵察報告及雷

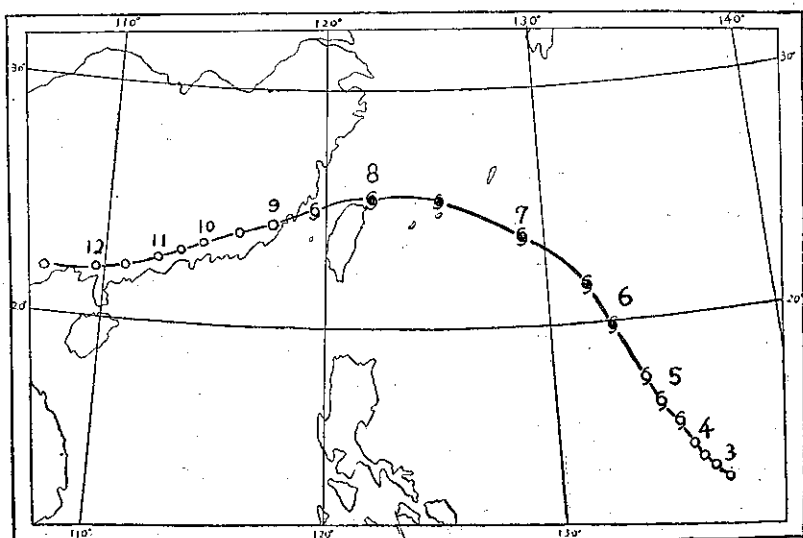


圖 3：崔絲颱風行徑圖

- 颱風 (Typhoon)
- 輕度颱風 (Tropical storm)
- 熱帶低氣壓 (Tropical depression)

達觀測資料，崔絲颱風行徑及該颱風掠過臺灣北部海上時之每小時天氣圖，列如表一，圖3及圖4，以資參考。

於圖5中所示者，為崔絲颱風之中心氣壓及最大風速之變化圖，此颱風之全部生命史可分為四期。自8月3日形成一閉合低氣壓中心起至4日14時達輕度颱風強度為止，為崔絲颱風之發生期。此後至6日20時中心氣壓達935mb時為止，為該颱風之發展期，此期間共52小時內，其中心氣壓降低67mb，約以每小時1.3mb之速度發展，其發展速度較快。自6日20時起至8日14時止，為其最盛期。茲根據氣象所出版之民國47年度颱風調查報告第一章第三節所述之方法，估計崔絲颱風在最盛期之動能及位能，各得 24.3×10^{24} 爾格及 26.8×10^{25} 爾格。此為民國49年中，於北太平洋西部發生之25個颱風中，能量最大之一次颱風。此期間中崔絲颱風掠過宮古島及臺灣北方海上而進入臺灣海峽。此後至12日颱風消失為止，為崔絲颱風之衰弱期。

註：本報告內所用之時間均係東經120度標準時間。

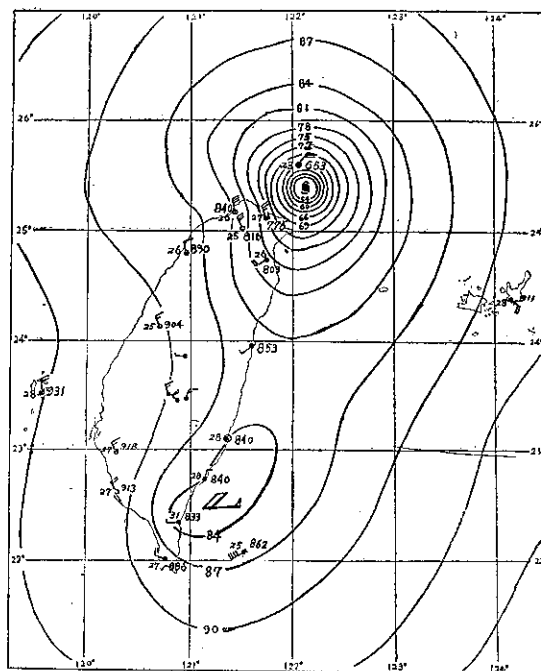


圖4 A.：民國49年8月8日8時之地面天氣圖

表一：崔絲颱風眼飛機偵察報告及雷達觀測資料

觀測時刻 日 時 分	中心位置		位 置 決定法	誤差 (英里)	最大風速		颱風眼 之直徑 (英里)	其 他
	北緯 (度)	東經 (度)			風 速 (kts)	象 限		
05. 08. 00	16.5	134.5	Loran	—	50	—	—	
05. 20. 00	17.6	134.0	Loran	—	60	—	—	
06. 11. 00	20.3	132.7	Loran	2	—	—	—	
06. 16. 15	21.1	132.1	Loran	5	125	All	20	Circular eye. 700mb height 8310ft. Temp. 20°C dew point 14°C. SLP 935mb. eye filled with Sc Tops 6000ft.
06. 20. 00	21.7	131.8	Loran	—	130	—	—	
07. 02. 00	22.1	131.3	Loran	—	—	—	—	
07. 05. 00	23.4	126.8	Loran	—	135	—	—	
07. 11. 00	24.3	127.1	Loran	2	130	—	12	Circular eye. 700mb height 8210ft. Flight level 8590ft. Temp. 23°C. Turb light. Broken scattered Sc at 7000ft.
07. 14. 00	25.0	126.9	Loran and Land radar	2	135	—	—	
07. 20. 00	25.4	125.3	Loran and Land radar	—	135	—	—	
08. 02. 00	25.3	123.2	Aeft radar	—	130	—	—	
08. 08. 00	25.1	122.0	land radar	—	—	—	—	
08. 11. 30	25.4	121.0	Land radar	—	—	—	—	
08. 15. 30	25.0	120.0	Aeft radar	10	—	—	—	Eye well defined on radar. At fix time wnd at Aeft psn 24.8°N 120.9°E 155deg 45kts, lgt rime icg in cld. Flt lvl Temp. -10°C dewpt -10°C, Turb lgt E Quad
09. 02. 00	24.5	117.9	Land radar	—	—	—	—	

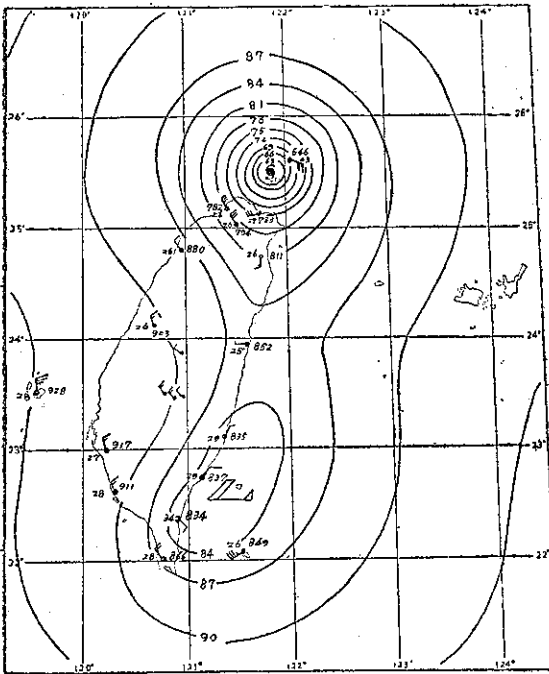


圖 4 B. : 民國49年8月8日9時之地面天氣圖

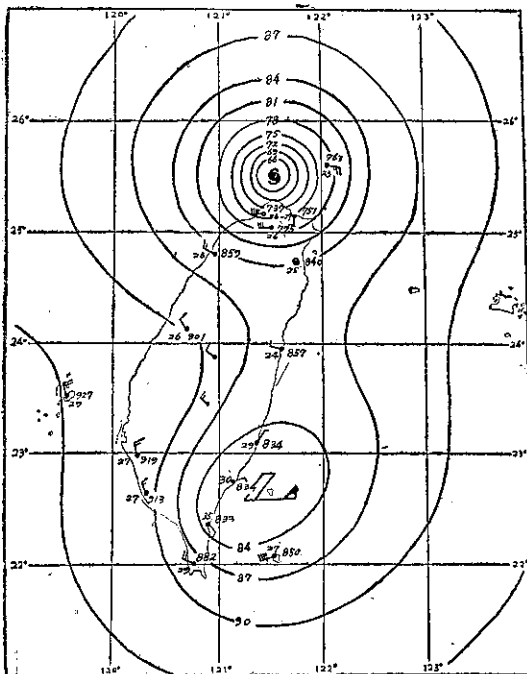


圖 4 C. : 民國49年8月8日10時之地面天氣圖

二、崔絲颱風之移動特性

這次崔絲颱風，係8月2日在加羅林群島北方生成後，一直向西北方推進。至7日崔絲颱風抵達宮古

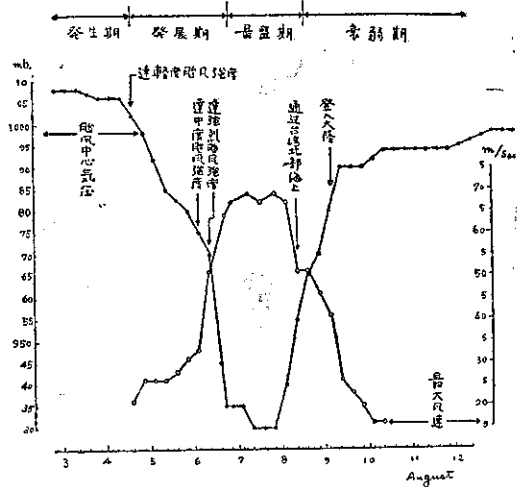


圖 5 : 崔絲颱風中心氣壓及最大風速變化圖

島東南方海上後，逐漸轉變其推進方向為西。至9日進入臺灣海峽後，復折向為西南西推進。總之這次崔絲颱風之行徑，據其推進方向大略可分為兩段。第一段是2日發生後至6日間之向西北推進之期間，而第二段是7日至12日間之向西乃至西南西推進之期間。

此類行徑之颱風，均經漫長之海途，因此極為發展，其勢極強，常在臺灣北部誘至暴風及豪雨成災。

大氣環流之變化為一般天氣變化之主要原因，故颱風之發生，發展及其行徑，當然受大氣環流所控制。茲為探求這次崔絲颱風行徑之動氣候學的背景及其特徵，將應用5日平均北半球天氣圖檢討之。

在圖6中所示者，為崔絲颱風向西北推進期間，

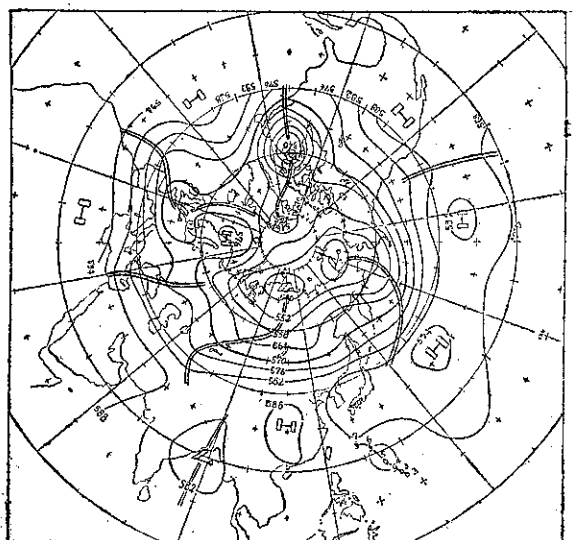


圖 6 A. : 民國49年8月2日至6日之5日平均北半球 500mb. 面高度圖

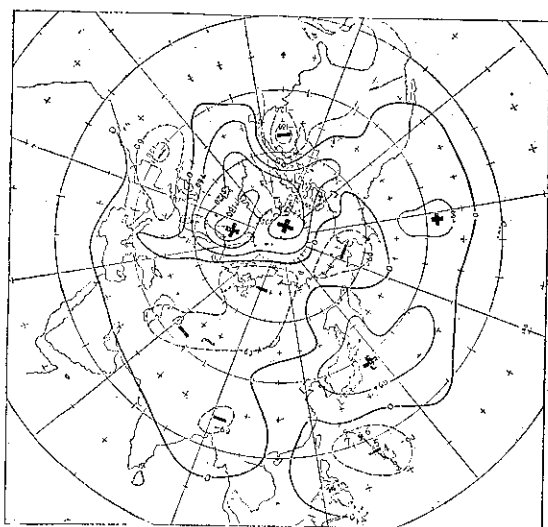


圖 6 B. : 民國49年 8 月 2 日至 6 日之 5 日平均
北半球 500mb. 面高度距平圖

即 8 月 2 日至 6 日之 5 日平均北半球 500mb 面高度圖及其距平圖。即該期間中北半球之大氣環流，大略由四個長波而組成。從距平圖可見顯著負距平區域，分佈在白令海，加拿大，歐洲西岸沿海及歐亞大陸中部。該四地區同時也是四個長波之波槽所位置之地區。而顯著正距平區域，分佈在北極海，北太平洋，日本及北太平洋東部。即 8 月 2 日至 6 日之間，極渦 (Polar vortex) 較衰弱並且偏白令海地區。同時北歐有顯著阻塞高氣壓 (Blocking high) 以外，太平洋高氣壓異常發展，並且北移而向西方伸展達韓國附近。因此在北太平洋中沿北緯 40 度線，構成顯著的正距平帶。此正距平帶及白令海及西伯利亞低氣壓之間，500mb 面高度梯度急峻誘致西風增強。若計算東經 60 度至西經 150 度間之中緯度緯流指標 (Temperate latitude zonal index) (即北緯 35 度至 55 度間) 得每秒 10.3 公尺，即比較累年平均之標準值，每秒 8.4 公尺高出 1.9 公尺。由此可見亞洲及北太平洋地區，在該期間呈現高指標 (High index) 環流狀態。又太平洋中部之熱帶地區為負距平，因此此負距平帶與沿北緯 40 度線之正距平帶間，有顯著的 500mb 面高度梯度，故熱帶地區之卓越東風帶，擴張至北緯 30 度附近。據 Ballenzweig, E. M 之研究* 此種東風帶之擴張是颱風發生及颱風發展之有利條件。其中尤其是菲律賓群島東方海面之負距平，最為顯著，因此崔絲颱風之發生及其急峻發展，是其與氣候學的有利條件所致。

件所致。

在圖 7 圖中所示者，為崔絲颱風向西乃至西南西推進期間，即 8 月 7 日至 12 日之 5 日平均北半球 500mb 面高度圖及其距平圖。即該期間中之大氣環流，大略與前半旬相似，由四個長波而組成。波槽位在太平洋中部，北美大陸東岸，歐洲西岸及歐亞大陸中部。而波脊位在北太平洋西部，北美大陸西岸，北太平洋及歐洲。在北歐之阻塞高氣壓尚存在以外，大西洋之波

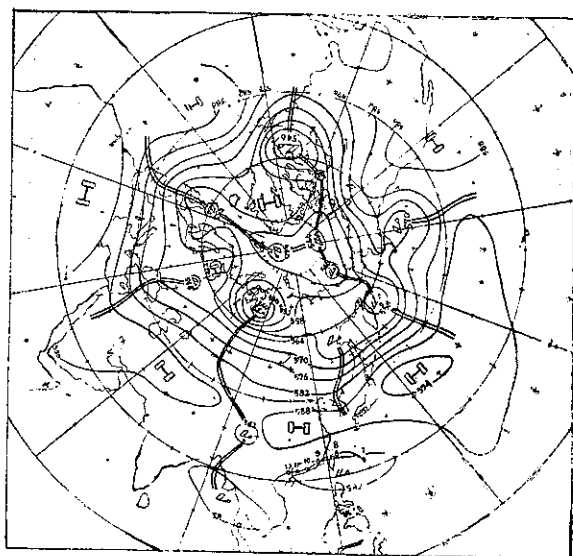


圖 7 A. : 民國49年 8 月 7 日至 11 日之 5 日平均
北半球 500mb. 面高度圖

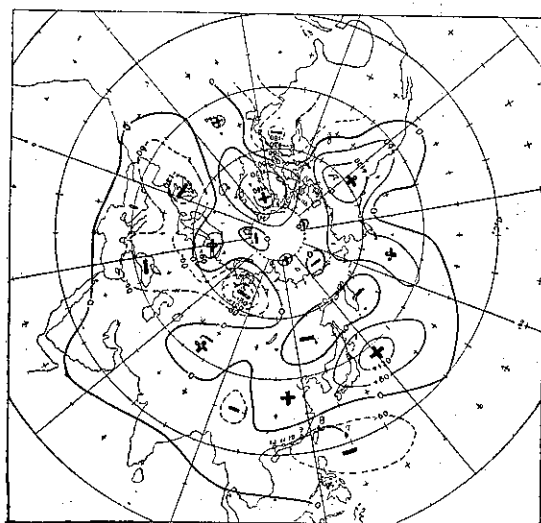


圖 7 B. : 民國49年 8 月 7 日至 11 日之 5 日平均
北半球 500mb. 面高度距平圖

* Ballenzweig, E.M., 1959: Relation of long-period circulation anomalies to tropical storm formation and motion., Jour. Metes. Vol 16, No.2, 121-139, 1959.

脊異常發展，終在格陵蘭 (Greenland) 構成一個阻塞高氣壓，故該地區變成一個顯著正距平。此外尚有北美大陸西岸及日本附近有顯著正距平區域。前者為北美大陸西岸之波脊發展所致，而後者為北太平洋西部之亞熱帶高氣壓之發展及北移所致。同時後者又伸張至中國大陸，在該地區構成正距平地區。此正距平區域及臺灣附近之負距平區域間，有急峻的梯度。若據地衡風方程式計算東經 110 度至 130 度間的平均距平東風 (Easterly anomalous flow)，可得每秒 14.0 公尺。若據圖 6 A 計算該地區之北緯 20 度至 30 度之緯流指標，可得每秒 12.0 公尺。而累年統計之標準緯流指標為 2.3 公尺。而 7 日至 12 日之崔絲颱風之平均西進速度為每小時 20 公里，約為每秒 6 公尺，即約為緯流指標之一半。若計算東經 60 度至西經 150 度間之中緯度緯流指標，可得每秒 10.0 公尺。比較累年平均之標準值，每秒 8.5 公尺高出每秒 1.5 公尺。即該期間太平洋至亞洲地區，明顯的呈現高指標環流狀態，但比較前半旬稍低指標。

若由圖 6、7 計算上述前後兩半旬之 500mb 面高度距平之變化，可得如圖 8 中所示之結果。即太平

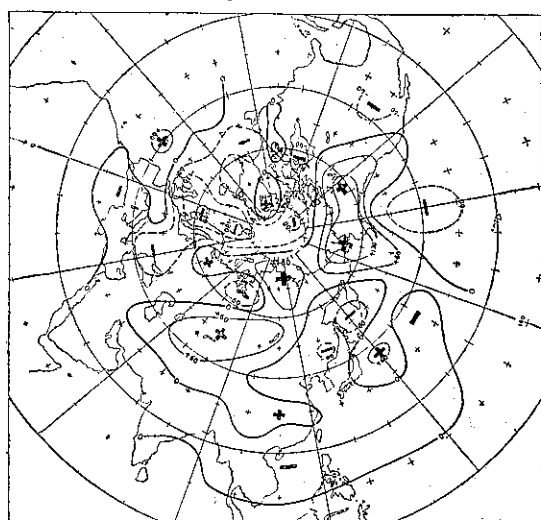


圖 8：民國 49 年 8 月上旬上半旬至下半旬間之 5 日平均北半球 500mb. 面高度距平之變化圖

洋至亞洲地區中，僅日本東方海面及華中地區之 500 mb 面高度有增加。前者有增強北太平洋西部之亞熱帶高氣壓之作用，而誘致太平洋中部熱帶地區東風之增強。後者有引誘北太平洋西部之亞熱帶高氣壓之西方伸展，而攔阻崔絲颱風之北進。此兩者作用，終致崔絲颱風西進而於臺灣北部造成災害。

總之，這次崔絲颱風之異常行徑，是發生於北太平洋及亞洲地區之高指標環流狀態期間中，而北太平洋西部亞熱帶高氣壓之異常發展及西方伸展是其主要原因。

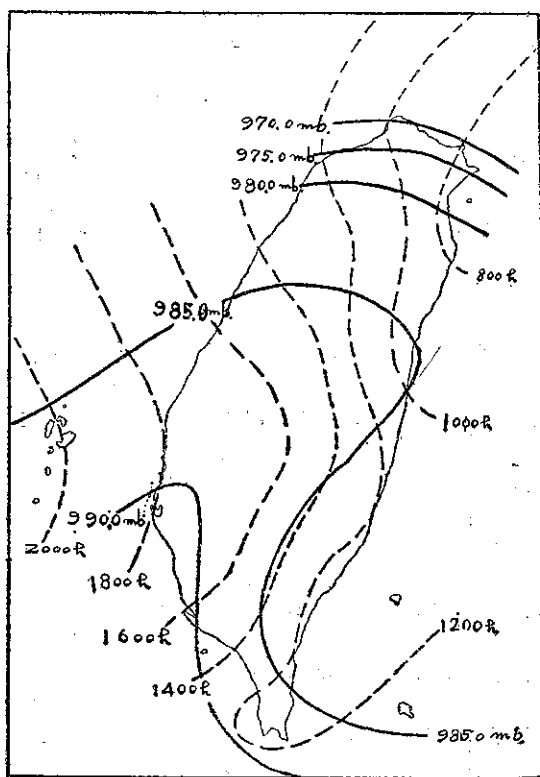
三、臺灣各地之氣象情況

臺灣各地自 7 日晚，崔絲颱風抵達宮古島北方海面上時，逐漸進入颱風風暴範圍，臺灣北部及東部漸起風暴。崔絲颱風侵襲臺灣時之主要氣象要素，列如表二。茲將臺灣各地之氣象變化特性略述於後；

A. 氣壓

於圖 9 中所示者為崔絲颱風過境時，臺灣各地之最低氣壓及其出現時刻分佈圖。臺灣東北部及東南部，氣壓下降較早。又臺灣東南部地區，如大武、臺東、新港、恒春等地，其最低氣壓較臺灣西海岸各地略低 7mb. 左右。這種最低氣壓之不正常分佈，因為颱風之圓對稱分佈，受臺灣地形之影響而彎曲，於臺灣東南部沿海形成副低氣壓，及於大武地區發生之焚風所引起之焚風低氣壓等，兩種原因所致。

臺灣各地以彭佳嶼、基隆及淡水受影響最大。



表二：崔絲颱風各測候所觀測資料表

地 點	最低 氣壓 (mb)	起 時 日 時 分	最大風速 及 風 向 (m/s)	起 時 日 時 分	瞬 間 最 大 風 速						雨量 總計 m.m.	期 間 日 時 分	風力6級以上之時間 (10m/s)
					風速	風向	氣壓	氣溫	濕度	時 間			
彭佳嶼	963.9	8 08 50	55.7 ESE	8 08 50	—	—	—	—	—	—	158.1	6 22 20 8 12 10	6日21時至7日3時， 18時至9日3時，
鞍 部	*662.91	8 10 00	28.0 N	8 10 00	—	—	—	—	—	—	215.7	7 18 00 8 21 00	7日20時至8日20時
竹子湖	*681.37	8 10 00	14.7 NW	8 10 00	—	—	—	—	—	—	272.3	7 02 40 8 20 40	8日6時至12時
淡 水	973.3	8 10 00	21.3 SSE	8 11 30	—	—	—	—	—	—	161.0	6 23 50 8 22 25	8日7時至12時
基 隆	973.3	8 09 00	26.0 SSW	8 09 40	31.2	SSW	973.3	26.7	92	8 09 00	282.5	7 01 17 9 01 20	7日24時至8日12時， 15時，16時
臺 北	977.5	8 10 00	16.0 NW	8 09 00	25.0	NW	977.3	25.8	96	8 09 54	138.5	7 05 49 9 03 30	8日7時至10時
新 竹	982.1	8 12 30	9.3 SW	8 12 40	14.2	SW	983.5	25.5	98	8 13 33	307.6	7 02 50 8 17 30	
宜 蘭	980.3	8 08 00	9.0 SW	8 08 10	12.3	SW	980.3	25.9	91	8 07 50	167.7	6 21 25 8 21 32	
臺 中	988.0	8 15 00	7.5 NNW	8 09 00	14.8	NNW	990.3	25.9	75	8 08 50	138.0	7 21 26 8 17 16	
花 蓮	985.2	8 09 00	7.0 WSW	7 23 01	10.3	WSW	992.2	25.0	88	7 23 05	17.5	7 00 10 8 19 56	
日月潭	*660.57	8 15 30	6.7 SW	8 16 00	—	—	—	—	—	—	97.6	8 01 40 9 11 20	
澎 湖	987.7	8 20 00	11.7 N	8 05 00	14.0	N	992.8	27.8	85	—	28.7	8 13 20 9 19 30	8日8時至10時
阿里山	*562.68	8 15 00	8.2 SE	9 00 40	9.9	W	634.4	15.4	100	8 09 40	204.9	8 03 25 9 10 10	
玉 山	*463.19	8 16 00	12.5 SW	8 22 30	—	—	—	—	—	—	160.7	8 03 10 9 10 50	8日2時
新 港	983.1	8 12 00	9.5 SSW	9 11 40	14.8	SSW	996.3	28.6	90	9 11 40	19.3	7 02 15 9 09 48	
永 康	990.5	8 17 15	8.5 NNW	8 09 30	13.6	SE	993.0	25.2	97	8 22 10	170.8	8 03 40 9 08 40	
臺 南	960.3	8 17 40	7.3 WNW	8 13 30	14.7	N	991.7	27.2	95	8 09 05	170.4	7 09 01 9 07 03	
臺 東	983.3	8 11 00	6.7 NE	8 12 00	11.3	NE	983.9	31.0	76	8 12 43	3.7	7 09 38 8 23 25	
高 雄	990.4	8 16 00	9.3 NNW	8 08 00	—	—	—	—	—	—	43.8	7 15 04 9 08 00	
大 武	982.6	8 12 00	11.9 NNE	6 15 51	12.5	SSE	97.8	29.8	82	9 14 40	18.7	7 15 33 9 24 00	
蘭 嶼	983.8	8 13 00	29.0 WSW	8 14 00	37.6	WSW	987.4	26.8	83	—	5.6	7 22 06 9 08 42	7日24時至9日9時
恒 春	988.0	8 10 30	12.5 NW	8 10 40	20.2	NW	988.2	29.0	80	8 10 45	5.1	7 17 45 8 21 00	8日8時，10時至13時 15時，16時
鹿林山	*542.2	8 15 00	10.3 NW	8 08 00	—	—	—	—	—	—	174.6	8 03 30 9 11 00	8日8時

* 重力值 (m.m.)

8日8時50分，崔絲颱風中心最接近彭佳嶼時，其氣壓爲963.9mb.，此爲臺灣各地，於崔絲颱風掠過臺灣北部海上時之實測最低值。8日9時於基隆及8日10時於淡水測得之973.3mb，爲僅次於彭佳嶼之實測最低值。

B. 氣 溫

8日當崔絲颱風通過臺灣北部海上時，大武發現有焚風現象。該日7時大武之氣溫爲攝氏27.9度，相對濕度爲79%。至8時氣溫突增爲攝氏31.3度，相對濕度降低至58%。至11時達最高峯，氣溫爲攝氏35.0度，相對濕度竟降低至49%。至13時以後逐漸恢復，到21時完全恢復正常。當時之氣溫及相對濕度之變化列如圖10。

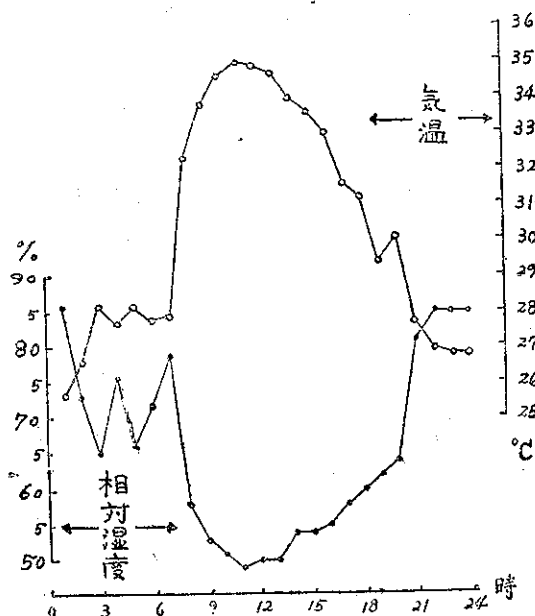


圖10：民國49年8月8日大武測候所之氣溫及相對濕度之變化圖

C. 暴 風

臺灣北部各地自7日晚起，風力漸行增強，以彭佳嶼最爲強烈，7日20時已有每秒12.2公尺之北北東風，並繼續增強。至8日8時50分，崔絲颱風最接近該島嶼時達最高峯，測得十分間平均風速竟達每秒55.7公尺。此爲崔絲颱風過境時之最大風速實測值，也是建立彭佳嶼測候所以來51年中（西歷1910年起至1960年止）該所測得之最大風速。8日13時於蘭嶼測得之西南西風每秒29.0公尺居其次。又8日10時，於大屯山鞍部測候所測得之每秒28.0公尺之北風。而8日9時於基隆也有測得南南西風每秒26.0公尺之暴風。

因這次颱風掠過臺灣北部海上，故僅臺灣北部風力較強，而臺灣中南部風力較弱，其最大風速略在每秒10公尺以下。

D. 降 水

當崔絲颱風過境時，臺灣各地均有降雨。降水量以臺灣北部及迎風面之中部山地較多，總降水量在200至300公厘，而臺灣南部及風脊面之東部各地，降水量較少，均在50公厘以下。其中新竹降水量最多，計307.6公厘，基隆居其次，爲282.5公厘。臺灣各地之總降水量分佈情形，列如圖11。

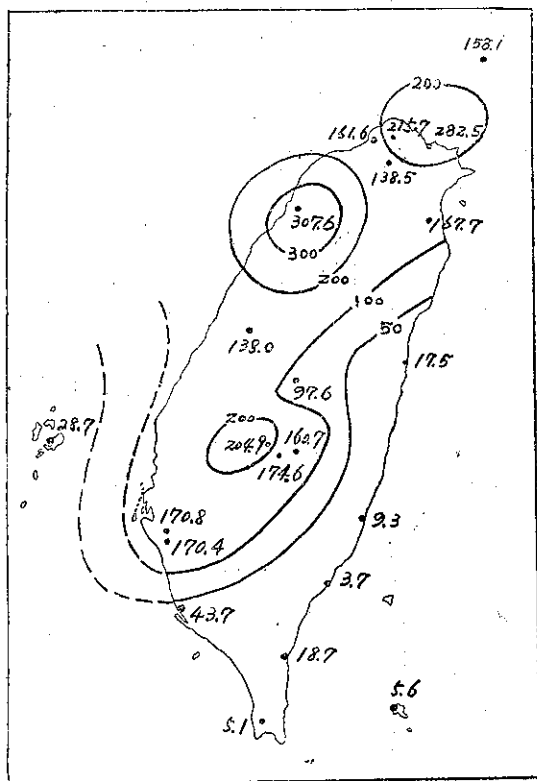


圖11：崔絲颱風總雨量分佈圖
(單位：mm.)

又8月7日（7日8時至8日8時）新竹之降水量日量爲271.7公厘，係爲該所近22年來，僅次於1938年8月2日測到之430.8公厘之最多記錄。

四、災害調查

這次崔絲颱風雖僅在臺灣北方海面掠過而未登陸，但於臺灣北部及西部之基隆市、臺北市、陽明山、臺北縣、桃園縣、新竹縣、苗栗縣、臺中縣、彰化縣、雲林縣等十縣市造成災害。據臺灣省警務處之統計，全省計死亡5人，失蹤1人，重傷2人，輕傷5人，房

屋全毀 161 棟，半毀 188 棟。此外尚有堤防，公路、漁船，農田流失及農作物受損，列如表三。

此外 8 日因受颱風之影響，臺灣西部沿海地區，發生海水漲潮，引起嚴重災害。茲分地區略述災情如後；

A 新竹縣香山鄉

8 日上午 11 時，在崔絲颱風狂吹怒吼中，香山鄉同時發生近 52 年來所僅見之大海潮，臺灣海峽之海水洶湧擁上海邊，差一點越過高道基的火車道，直至下午 2 時方始退去。香山鄉遭受此三小時的海潮災禍中，靠海邊的田地被摧毀而變成沙灘。其中以朝山村和海山村損失最重，住於海邊的漁家，農戶，蚵寮等房屋數十幢，為海水所捲倒，漂流無蹤。即連一座媽祖廟亦被衝倒，一座新建的天主教堂亦被衝毀一部份。農民所餵的牲畜和積存的稻谷，亦有少數隨海潮之退落流入海中。此次海漲海中之魚頗多送上陸地，海潮退去後，不及逃走之魚便成鄉人的俘虜。

據香山鄉長蔡漢清先生談說：此次漲潮，情形頗為嚴重，從楊寮、虎山、港南、浸水、大庄、美山、

朝山、海山、鹽水、南港、內湖等村沿岸水田 155 甲，已為潮水淹沒，住在海岸的 245 戶農民，計 1,005 人受災。

B. 新竹市南寮

8 日中午海浪已沖擊至南寮公路邊，建築在海岸的民房，已進水三至四台尺，住民約 500 名疏散到南寮國校。又草山和東勢兩村也一度被海水所圍困。

C. 彰化縣沿海六鄉鎮

崔絲颱風給彰化縣沿海一帶六鄉鎮，帶來近年罕見的猛烈海潮，造成巨大災害。澎湃的海潮受崔絲颱風的影響，自 8 日至 9 日下午先後三次侵襲伸港、線西、鹿港、福興、芳苑、大城等六鄉鎮的十餘個沿海村落，致使沿海防潮堤，沿海一帶的農田果園，以及魚塭等均遭莫大災禍。其中尤以伸港、鹿港兩鄉鎮的災害最烈。

此次海潮侵襲第一次係 8 日上午 11 時發生，衝擊岸頂而冲破防潮堤。第二次係發生於 8 日下午 2 時許，所有災害大多是於第二次漲潮時釀成。如災害最嚴重的伸港鄉之蚵寮，曾家，全興，什股等四個漁村

表三：崔絲颱風災害統計表

損失數目 災害項目		基隆市	陽明山	臺北縣	桃園縣	新竹縣	苗栗縣	臺中縣	彰化縣	雲林縣	總計
人口 (人)	死亡	—	—	3	—	2	—	—	—	—	5
	失蹤	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1
	重傷	1	—	1	—	—	—	—	—	—	2
	輕傷	1	—	4	—	—	—	—	—	—	5
房屋 (棟)	全毀	6	2	39	—	57	23	34	—	—	161
	半毀	11	2	29	—	68	22	56	—	—	188
	損壞	41	—	245	—	76	50	—	—	—	412
堤防	損壞 (公尺)	10	—	30	—	1,344	2,715	3,893	6,600	200	14,792
公路損壞	路(公尺)	200	—	5	—	1,303	285	—	—	—	1,793
	橋樑(座)	1	—	—	1	5	—	—	—	—	7
漁船	損失 (艘)	漁船沉沒 3 艘 損壞 4 艘	—	沉沒木壳船 3 噸 6 艘 5 噸 2 艘	—	—	—	漁船沉沒 2 艘	—	—	沉沒 11 損壞 4
農田 (公頃)	流失	—	—	27	—	89	151	26	—	—	293
	作物受損	—	—	80	—	132	39	189	1,600	37	2,077

，當時被海水淹入，高達四台尺，但立即退去，住民們均能及時避難，未聞人命損傷。第三次為發生於9日下午3時許，一時海水會由水溝侵入鹿港街內，幸即告退潮未造成大災害。

據統計，沿海防潮堤已被沖毀約 6,600 公尺以上，而伸港鄉的蚵寮、曾家、什股、全興等四村約有 500 公頃，業已插秧完成的二期水稻，因受海潮鹹質浸蝕，無法再望收成。另有沿海蚵園，被海潮沖毀蕩然無存者，面積亦達 300 公頃以上。該鄉六千以上的災民，因房舍田園俱已蕩然而無法返回故居。綜計該鄉財產損失遠逾一億元。鹿港地方則海埔一帶 300 公頃稻田，與草港 500 公頃農田，也盡遭嚴重的損失。其他線西、福興、芳苑、大城等四鄉的農作物，果園以及魚塢等災情亦相當不輕。

D. 雲林縣口湖鄉

海水漲二公尺，浸淹雲林縣口湖鄉臺子、金湖兩村，造成嚴重災害。口湖鄉沿海海面潮水，於8日中午12時30分，突然漲高 2 公尺，超過了金湖、臺子兩村的防潮堡，使兩個村落浸淹，到處一片汪洋。臺子村因地勢較低，浸水達 3 公尺，一時村民忙亂爬上屋

頂，或向高處疏散避難。海潮於下午 2 時開始退落，據臺子村民談說：海水高漲甚為厲害，上午11時許，海面風浪甚大。不久豪雨傾盆，潮水即開始高漲，風浪向防潮堤防沖擊，已有部份崩潰告急。臺子、金湖兩村民即派出搶修隊冒雨搶修，但潮水不斷地高漲，至 12 時 30 分，漲到 2 公尺，越過了堤防，向金湖、臺子兩村直衝。霎時間，海潮遍地，變成一片汪洋，村民急着疏散避難，呼救之聲此起彼落，極為淒慘。幸得海潮未繼續上漲，至下午 2 時即退落。

據災害調查，有魚溪 20 餘甲全被流失，耕地 17 甲被淹沒，房屋 350 餘棟浸水，防潮堤崩潰 200 公尺。

E. 臺中縣大安鄉及大甲鎮

臺中縣大安鄉大安港一帶發生海漲，堤防、房屋、田地損失嚴重。8日該地區傾盆暴雨，大甲、大安兩溪洪水直流海裏，於下午 4 時許海水暴漲，大安港及溫寮海岸地區陸地，被海水沖入，溫寮堤防潰毀約八十餘公尺，房屋全毀 3 棟，半毀 14 棟，農田淹沒 30 甲。大甲鎮禮德里海岸地區，8日下午 4 時許，海水暴漲，部份房屋浸水，幸未釀成災害。

氣象學報訂購辦法

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

氣象學報徵稿啓事

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

民國四十九年颱風報告

研究室

第四號 颱風艾琳

Report on Typhoon "Elaine"

Abstract

Typhoon Elaine was first appeared on the synoptic chart of 18th Aug., 1960, and its position was located about 19.0°N and 115.0°E . The storm increased its intensity up to the stage of a typhoon at 66 hours after her birth in Bashi Channel and attained its maximum wind velocity up to 45 m/sec near its center at noon of 22nd Aug.

Typhoon Elaine first moved easlnortheastward over the northern part of South China Sea after her birth. Later the storm changed her moving direction to the northnortheast in Bashi Channel during the night of 21st Aug. On the morning of 23rd Aug., Typhoon Elaine had reached to the east coast of Taiwan at a distance of 100kms. The direction of storm turned again to westsouthwest instead of north-northeast and traversed the island to the Taiwan Strait during the night of 23rd Aug. Typhoon Elaine finally landed the coast of Fukien on the morning of 25th Aug. and then dissipated.

Upon the analysis of 500mb level chart, it indicated that there had an extension of subtropical high over the Japan towards the continent on 23rd Aug. (Fig. 2,3) This might be the reason made the northern component of moving direction of typhoon Elaine shifted its course towards the west.

The kinetic and potential energy of Typhoon Elaine at its mature stage had been worked out at a value of 2.6×10^{24} ergs and 2.8×10^{25} ergs respectively on 22nd of the month.

The storm had made some damages at southern part of Taiwan. Eight men died and more than four hundred houses ruined was reported after the passage of the storm.

The maximum wind velocity reported at Lanyu was 41.3 m/sec and the total amount of rainfall during the stormy period reported at Hengchun was 393.2mm.

一、颱風之發生與經過

當8月18日卡門颱風，在臺灣東方海上沿東經127度線北移時，另一熱帶低氣壓在東沙島西南方海上之北緯19.0度，東經115.0度附近醞釀生成，此即為艾琳颱風生成之始。此熱帶低氣壓以每小時6公里之速度向東北東推進以外，其強度未見有明顯的發展。至20日晨逐漸發展，至該日20時熱帶低氣壓抵達北緯20.2度，東經117.6度時，其中心氣壓降低至988mm，最大風速增達每秒25公尺，暴風半徑為150公里，已發展達輕度颱風之強度。但是該颱風至

21日2時才被命名為艾琳颱風。至21日8時艾琳颱風抵達北緯20.5度，東經117.7度後，折向其移動方向並且加速度，以每小時15公里之速度向東推進，進入巴士海峽。至22日2時艾琳颱風抵達北緯20.5度，東經120.2度時，其中心氣壓發展達975mb，最大風速又增達每秒35公尺，已發展達中度颱風之強度。此後艾琳颱風折向北北東，以每小時15公里之速度推進，接近臺灣東南部沿海。至23日8時艾琳颱風，抵達花蓮東南東方約100公里海上之北緯23.8度，東經

122.3 度後，颱風移動緩慢近似滯留並且其威力逐漸減弱。至該日下午在高雄東北方 30 公里處，誘發副颱風而逐漸發展，至 24 日 2 時花蓮東方之主颱風消失後，副颱風由高雄附近進入臺灣海峽，以每小時 12 公里之速度，向西北西方推進。至 25 日清晨由汕頭附近登入大陸後，折向西北以每小時 20 公里之速度推進。至 25 日晚在華南逐漸消失，結束艾琳颱風計凡九天全部生命史。艾琳颱風之行徑圖如圖 1 所示。

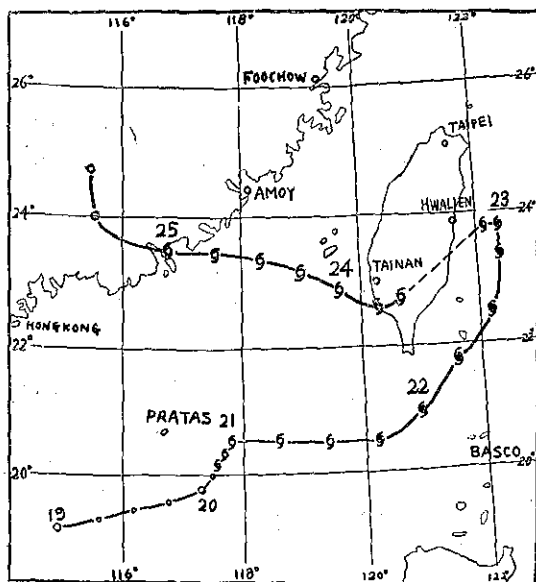


圖 1：艾琳颱風行徑圖（有日期之位置係為當日 8 時之颱風位置）
 6 颱風 (Typhoon)
 6 輕度颱風 (Tropical storm)
 ○ 熱帶性低氣壓 (Tropical depression)

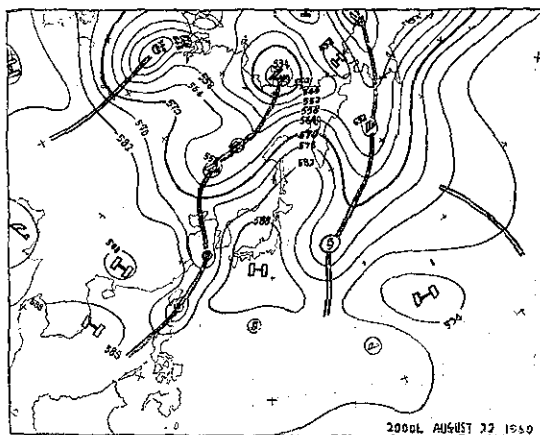


圖 2：民國 49 年 8 月 22 日 20 時之 500mb 面高度圖
 (單位：10g.p.m)

這次艾琳颱風之行徑是以往罕見的異常行徑。艾

琳颱風自 18 日生成在南海北部之東沙島西南海上後，受自南半球橫越赤道而侵入北半球之西南氣流所沖動，一直指向東北方推進。至 22 日 20 時艾琳颱風抵達臺灣東南部沿海時，與黃海南部之卡門颱風連接，而使低在亞洲東岸沿海地區之 500mb 面高度圖中之波槽加深並東移，於中國沿海構成顯著波槽，如圖 2 中所示。此波槽之東面有顯著的南氣流，將低緯度之高氣壓性渦度運輸至東海及黃海區域，誘致該地區之高氣壓生成之氣運。同時位在黃海之卡門颱風之北移，助長該地區之氣壓上昇。此兩種原因竟誘致位在日本附近高氣壓之西伸，終於 23 日 20 時與位在華南之高氣壓連接，在華南、東海至日本一帶地區，構成高氣壓帶，如圖 3 中所示。因此 23 日抵達臺灣東方沿海之艾琳颱風，受此高氣壓帶之攔阻，停止北移。同時受此高氣壓帶南面之東風沖動，急激折向西方，橫越臺灣

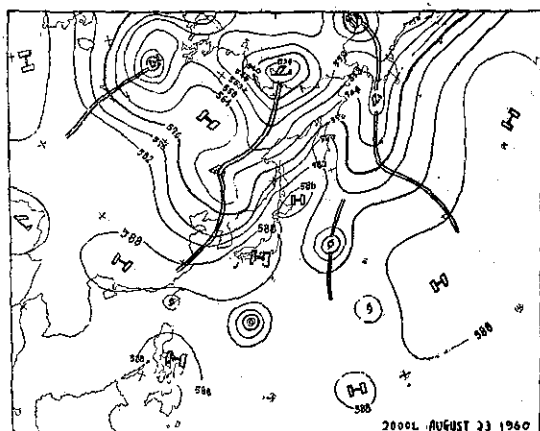


圖 3：民國 49 年 8 月 23 日 20 時之 500mb 面高度圖
 (單位：10g.p.m)

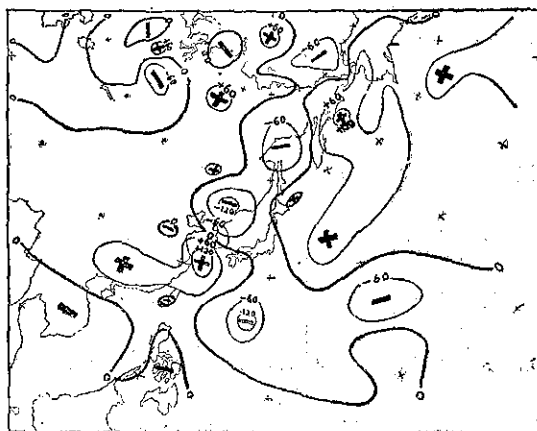


圖 4：民國 49 年 8 月 22 日 20 時至 23 日 20 時之 500mb 面高度變化圖
 (單位：g.p.m)

而登入大陸。

如果由圖 2、3，計算 8 月 22 日 20 時至 23 日 20 時之 500mb 面高度變化，可得如圖 4 中所示之結果。即華南、東海至日本西部一帶地區為顯著的 500 mb 面高度之增加地區，其中東海北部之高度增加為最大，竟達 150g.p.m。終抑壓艾琳颱風之北移。

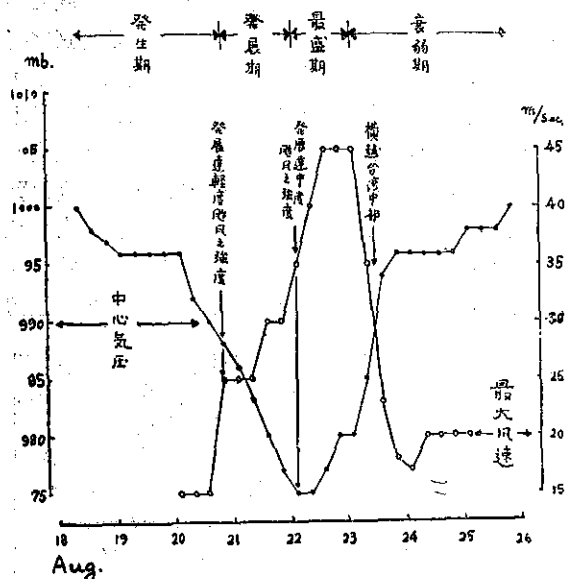


圖 5：艾琳颱風中心氣壓及最大風速變化圖

又於圖 5 中所示者為艾琳颱風之中心氣壓及最大風速之變化圖。該颱風之全部生命史可以分為四期，由 18 日颱風發生後至 20 日 20 時颱風發展達輕度颱風之期間為發生期。此後至 22 日 2 時為發展期，此期間共 30 小時內，其中心氣壓降低 13 毫巴而其最大風速由每秒 25 公尺增至每秒 35 公尺。由 22 日 2 時至 23 日 2 時為其最盛期。茲根據臺灣省氣象所出版之民國 47 年颱風調查報告，第一章第三節所述之方法，計算艾琳颱風於最盛期之動能及位能，各得 2.6×10^{24} 爾格及 2.8×10^{26} 爾格。此期間中艾琳颱風由巴士海峽向北北東推進掠過臺灣東南部海上而進入臺灣東部海上。23 日 2 時以後為艾琳颱風之衰弱期，即 23 日晨在臺灣東部海上，急激轉變其推進方向為西南西，橫越臺灣島進入臺灣海峽，至 25 日登入大陸，逐漸消失。

註：本報告內所用之時間均係東經 120 度標準時間。

二、臺灣各地之氣象情況

臺灣東南部各地自 22 日清晨，當艾琳颱風抵達恒春南方約 150 公里之海面上時，逐漸進入其風暴範圍，東南部各地開始起暴風雨。艾琳颱風侵襲臺灣期間中之主要氣象要素，據氣象所各測候所之颱風報告所整理之結果，列如表一。茲將各地氣象要素之特性分述於後。

表一：艾琳颱風各測候所觀測記錄

地點	最低氣壓 (mb)	起時 日 時 分	最大風速 及風向 (m/s)	起時 日 時 分	瞬間最大風速					雨量 總計 (m.m.)	期 間	風力 6 級以上之時間 (10m/s)
					風速	風向	氣壓	氣溫	濕度			
彭佳嶼	993.9	21 17 00	16.0 NW	21 13 00	—	—	—	—	—	28.8	16 14 55 24 06 00	22 日 16 時至 18 時， 23 日 12 時至 20 時
鞍 部	*679.40	22 14 50	9.0 N	21 16 40	—	—	—	—	—	250.1	18 01 15 24 22 30	
竹子湖	*696.79	22 18 00	3.8 E	23 10 30	—	—	—	—	—	44.9	23 01 10 23 24 00	
淡 水	994.1	22 16 10	11.0 ESE	22 20 00	—	—	—	—	—	—	—	22 日 19 時至 20 時，
基 隆	998.4	22 15 00	11.0 ENE	23 16 10	14.8	ENE	—	27.1	94	23 16 10	13.2 23 01 00 23 19 40	23 日 16 時
台 北	994.5	22 15 33	7.7 ENE	23 10 50	12.8	ENE	1000.8	28.6	84	23 10 55	24.1 23 03 20 24 20 30	
新 竹	993.5	22 18 00	7.3 NNE	22 12 20	9.8	NNE	995.3	32.4	60	22 11 42	22.1 23 09 50 24 23 40	
宜 蘭	995.3	24 14 45	9.0 ESE	22 13 40	13.0	ESE	995.7	31.3	74	22 13 25	119.8 19 16 00 24 17 40	
台 中	992.7	22 17 00	7.3 NNW	22 13 45	12.3	NNW	994.6	32.9	65	22 11 32	—	

花蓮	994.6	23 04 00	12.0	NE	23 03 43	17.2	NE	994.7	27.4	89	23 03 42	12.2	22 21 40 23 14 07	
日月潭	*674.0	21 19 38	5.7	SW	23 01 10	—	—	—	—	—	—	—	—	
澎湖	994.9	22 17 00	16.5	NNW	23 17 00	18.1	NNW	998.6	26.2	99	—	1.6	22 22 10 22 23 09	23日13時半至24時
阿里山	*565.8	22 14 00	9.7	NE	22 17 00	10.2	NE	*566.1	17.5	95	22 17 05	21.4	22 14 15 24 10 30	
玉山	*477.2	22 18 00	5.5	SE	22 13 00	—	—	—	—	—	—	16.7	22 10 40 23 23 25	
新港	939.5	22 19 00	15.0	NNE	22 19 00	20.3	NNE	990.2	27.6	83	22 20 05	222.0	20 22 02 23 23 38	22日19時至21時
永康	992.4	22 16 00	9.0	NNW	22 16 00	11.9	NNW	992.4	29.7	78	22 16 03	162.2	23 03 45 24 01 15	
台南	991.3	22 16 00	13.2	SSE	24 05 00	29.0	SE	996.8	24.7	97	24 04 56	188.5	23 03 10 24 13 20	23日17時至24日5時
台東	989.1	22 18 22	11.7	NNE	22 15 00 17 00	15.3	NNE	989.2	27.6	82	22 18 26	68.5	21 20 53 24 01 30	22日15時至17時
高雄	991.3	22 16 00	18.0	SW	24 03 30	—	—	—	—	—	—	274.8	22 23 21 24 11 48	23日1時至6時， 16時至21時， 24日3時至5時，
大武	989.6	22 15 42	16.0	N	22 16 00	19.6	N	991.8	26.0	94	22 13 02	125.5	20 12 20 25 08 55	22日13時，16時 21日14時，16時，21 時至24時，22日5時 至13時，17時至23日 6時
蘭嶼	980.1	22 14 36	41.3	WSW	22 18 00	50.7	WSW	984.5	23.6	99	22 17 50	109.3	21 07 31 — — —	23日10時至12時
恒春	989.1	22 14 00	13.8	W	22 17 50	18.8	W	993.0	27.2	91	22 17 50	393.2	21 19 13 24 21 30	
鹿林山	*545.0	22 16 45	7.7	NW	22 21 40	—	—	—	—	—	—	8.8	22 12 45 22 16 20	

* 重力值 (m.m.)

A. 氣 壓

艾琳颱風侵襲臺灣期間中之22日14時36分，在蘭嶼測到之980.9mb為這次颱風之最低海平面氣壓之實測值，而在恒春及臺東測得之989.1mb居其次。前者係為22日14時測得之，後者係為22日18時22分測得之。

B. 暴 風

臺灣東南部各地自22日清晨風力逐漸增強，其中以蘭嶼受影響最大，22日18時竟測得每秒41.3公尺之西南西風，係為這次艾琳颱風之實測十分間平均最大風速。於24日3時30分，在高雄測得之西南風每秒18.0公尺居其次。瞬時風速係17時50分在蘭嶼測得之每秒50.7公尺之西南西風為最大。

C. 降 水

這次颱風期間中，除臺灣中部之臺中，日月潭及北部淡水無降雨以外，臺灣各地均有降雨。降雨量以南部較多，其中為恒春降雨最多，計393.2公厘，高雄次之為274.8公厘。茲將颱風期間中之總降水量分

佈圖列如圖6。

C. 颱風眼

於圖7中所示者為蘭嶼測候所颱風侵襲期間中之各項氣象要素之變化圖。據天氣圖上颱風行徑之判斷，蘭嶼頗接近颱風中心。根據蘭嶼測候所之觀測，22日5時該所已有每秒10公尺之暴風，此後風力逐漸增強，至5時45分開始下小雨。至該日10時氣壓降低為933.3mb，而風力增達每秒18.7公尺，其後氣壓以每小時約3mb之速度急峻下降，風力逐漸增強。12時51分下雨停止後風力逐漸減弱，至14時風速減至每秒3.8公尺之微風，並且14時36分測得980.9mb之最低氣壓。自15時48分再開始下小雨，並且風力漸增強同時風向由東北東轉變西南西。17時20分雨勢增強，由小雨變成中雨，17時25分起開始有雷暴，至18時風力達最高峯，為西南西風41.3公尺。此後氣壓急激上昇，至19時11分雷暴停止，但尚斷續下中雨。根據上述之觀測事實，可斷定颱風眼有通過蘭嶼地區，其經過時間在14時半左右。

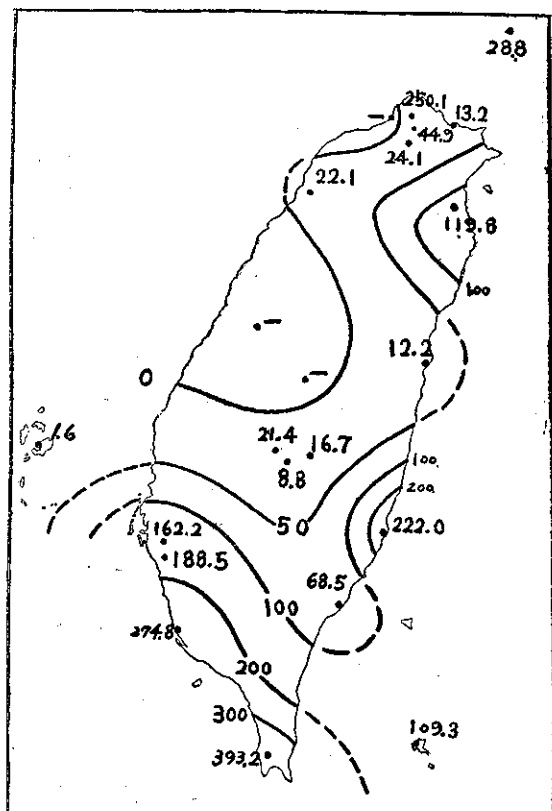


圖 6：艾琳颱風總降水量分佈圖
(單位：公厘)

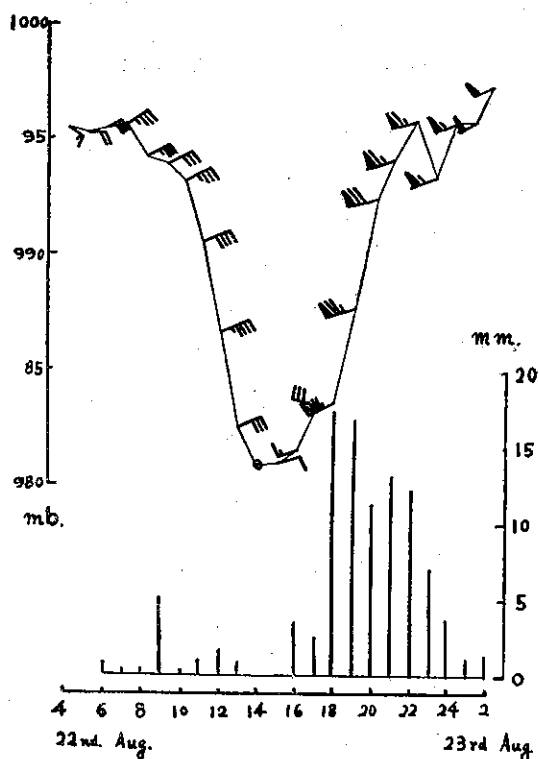


圖 7：蘭嶼測候所各氣象要素變化圖

三、災害調查

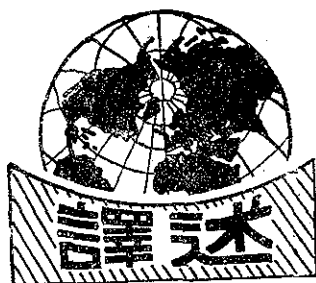
這次艾琳颱風，於臺灣南部誘致豪雨，釀成頗嚴重之水災。臺灣南部地區之交通、農業、水利、房舍及人民之生命財產等，均造成損害。受害最嚴重者為屏東縣及高雄縣，而臺南縣市及高雄市較輕，臺灣中、北部及東部則未受災害。

根據臺灣省警務處之統計，共計人口死亡 4 人，失蹤 4 人，傷 3 人，民房全毀 195 棟，半毀 210 棟，堤防損壞 2,129 公尺，公路路基損壞 908 公尺，橋樑流失 6 座，農田流失 25 公頃，詳見表二。

又澎湖縣湖西鄉沿海拖拔、龍門、尖山三村農田及海岸造林，因被艾琳颱風捲起的浪潮所侵襲，造成嚴重的鹽水害。

表二：艾琳颱風災害損失統計表

縣市別	災害類別	受災人口(人)				房屋損失(棟)			堤防損壞 (公尺)	公路損壞		農田流失 (公頃)	農作物損 (公頃)
		死亡	失蹤	不屍明體	輕傷	全毀	半毀	損壞		路基 (公尺)	橋樑 (座)		
屏東縣		1	3	1	1	55	39	119	650	218	—	5	—
高雄縣		—	—	—	1	107	102	104	1,379	690	5	20	816
高雄市政府		1	—	—	1	31	31	—	—	—	—	—	—
臺南縣		1	1	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—
臺南市政府		1	—	—	—	2	38	—	—	—	1	—	—
合計		4	4	1	3	195	210	223	2,129	908	6	25	816



空氣之動力

R. C. Bundgaard 著
徐 寶 箴 譯

大氣因受太陽
輻射之影響直接或
間接不停增加能力
，太陽向太空各方

向輻射熱量，可使輕氣轉化為氦氣，其被地球凸體圓面及其大氣所截留者僅佔其射出總能量二十億分之一，雖然此僅為此小部份之能量，地球上之大氣仍能以之變換為無限大之空氣動力。

此種空氣動力曾經有人計劃予以利用，在 Vermont 地方 Grandpa' Knob 之大型空氣渦輪 (Air turbine) 即為一例，此一 1,250 呎之風車，高 185 呎，由空氣動力發電，可以給二千戶之應用。在高空，有一帶高速度之東向氣流，其強度遠較轉動陸地空氣渦輪者為大，此即通稱之噴射氣流，飛行人員如能明瞭噴射氣流之性質，是為能利用之良好工具，否則，如不予注意，可造成致命之害，空氣動力之威力，由此可見。

乾燥而水平方向均勻之空氣，在等壓情況下，經太陽輻射受熱而無再向外輻射時，該空氣將向垂直方向膨脹，類似一個無限高而有嚴密封閉之空氣柱中之情況。因為空氣柱之總質量不變（因地面之氣壓不變），故該向上膨脹之空氣柱重心必隨之向上移，因之其位能亦必隨之增加。該空氣柱中任一立方公尺空之位能（單位為仟焦耳）為質量（單位為噸）與其重力位高度（Geopotential height），（單位為動力呎）之乘積。

按以上方法，可以半統計性計算出大氣對地球之位能，由高空等壓圖中之等高線可知重力位高度，其等溫線亦即是等密度線，將等高線與等溫線圖相乘，則可得單位體積空氣之等位能線。

此種圖乘已經算出，係繪於北半球 USWB 標準圖上，其包含之時間約九年。所用月平均高空圖，自地面至十九公里，共有八層，各層再每隔 20 經度分為若干條，如此即全北半球有十八條剖面圖，表示位能在南北方之垂直分佈。將此等各月各經線之剖面圖予以平均，即得全北半球位能經線剖面之月平均圖。

反之，如該空氣柱之溫度減少，即其不能目視之不規則分子運動之能亦必隨之減少，其位能及內能必同歸消失，屆時大氣將變為密度極大之薄片，溫度為

絕對零度。令此層空氣受太陽熱，按 W. H. Dines 指出 (1913)：此種太陽輻射熱只有七分之二用以增加（乾）空氣之位能，其他七分之五係用以增加其內能。位能增加，即儲備其內部之不穩能力於頭重腳輕之空氣柱中，最後造成不安定情況。空氣柱中既儲備有不安定之能，即可轉變為製造工作之能。

各空氣柱既有經度向之溫度差異，如將各空氣柱間之理想牆壁去掉，即大氣將受產生環流力管 (Circulation-producing solenoids) 之影響而運動。此種力管之作用類似繞以線圈之鐵條，線圈通電後，即產生環形磁力線，該項磁力線自鐵條之一端進入他端射出並環繞鐵條成圓圈。因為大氣溫度場與氣壓場成傾斜，故大氣中之溫度與氣壓面將相互交差若干格子，由此種格子所成之半水平管子是為力管，環繞此等力管有經向之環流，可使頭重腳輕之空氣柱趨於正常。

大氣中如此造成之新環流，稱為赫得立細胞 (Hadley Cell)，其向極之高空空氣，因趨近於地轉之軸，故將偏轉向東。此一向極行而偏向東空氣之動能增加，必由於力管所加之工作，地球偏向力並不能產生動能。由於此等力管產生之非地轉環流，故造成高空半地轉性之西風帶。微弱力管之環流可部份或全部被地球偏向力所抵消。故僅有部份之位能及內能係用以製造運動，R. Fjortoft (1951) 曾強調位能對維持地面圖上所見諸擾動之重要性。鐘擺自位能變為動能，及由動能變為位能是為良好之例，在此種變化時，能力總值並無增加或減少。

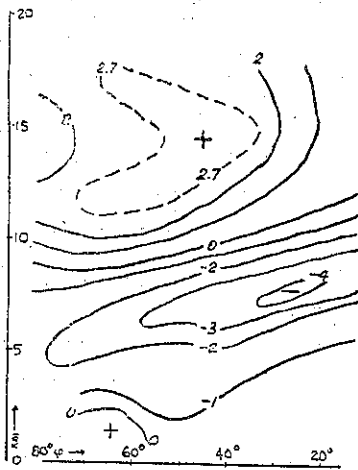
在大氣系統中，位能、內能及物質運動之總能量亦必同樣係一常數。按照 Dines 位能與內能之關係及空氣總能量不變之原理，空氣動能之增加將較位能減少快三倍半，反之亦然。

空氣位能對地球之地位並不足重視，吾人所欲知者：係在有利情況下，有多少位能可以被變改，而實際在自然界中究有多少此種變改兩問題，正如同一有鐘擺之時鐘，其安放地點之在樓上過道或樓下客廳，對於決定該時鐘之有多少動力及能走多少時間並無關係。該鐘之能量有多少及能擺動之時間，須視鐘擺振幅之變換，其重量之移位，有多少位能可變為動能而定。

以上考慮能量問題，尚不能確知：此種能量變換是否確在空中進行，及在最有利情況下究有多少位能（及內能）變為動能，位能變為動能之量，不但須視所有位能總量而定，亦須視該將變換之位能在垂直方向之分佈而定，實際大氣中有多少位能可變換為動能而從事各種氣象之變化，須由觀測方能知之。此種觀測，即本文所將討論者。

茲先討論全北半球大氣位能之變化，即自夏季至冬季之變化。此種季節變化，可用圖減方法，自全北半球一月平均經向位能剖面減去七月份者而得，求得之結果，如第一圖所示。圖中表示一月份北半球與七月份北半球之位能平均差值。圖中標示之等值線為空氣每立方公尺仟焦耳。

第一圖中之零線向極地下斜，是表示大氣之位能，在對流層頂（圖中對流層並未繪出）附近自夏至冬並無變化。最大差值在夏季下層大氣中，副熱帶沙漠地區上空尤為顯著。



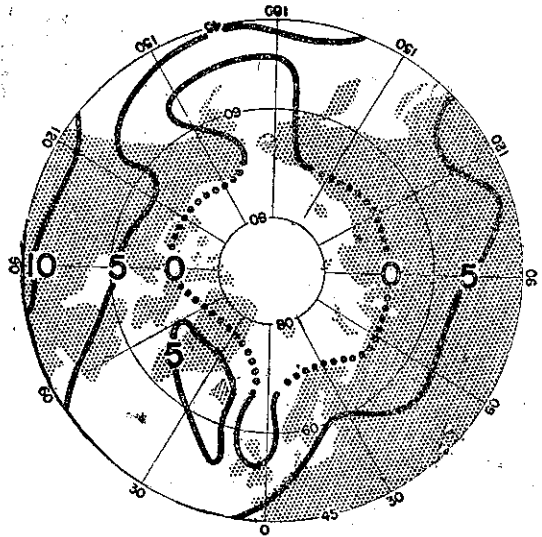
圖一：北半球一月份減七月份平均經向位能剖面所得之差

此種來自太陽輻射之能或熱，最後係使大氣增加內能及位能，如圖一所示，位能之垂直向分佈，夏季時對流層內較多，冬季時平流層內較多，在夏季半年期間，有大量之位能進入對流層內存儲。

由第一圖可知，在北緯56度以北高緯度地區之近地面一帶，夏季之位能短少，由第二圖可知，該區地球出射比較有效之太陽輻射為多，此圖係 Simpson (1927) 所製，表示七月北半球淨得輻射能圖，該項極地短少熱能之地區，且向南方多雲之冰島及阿留欣群島永久低壓一帶延伸。

前已言及：動能之增加比較位能之減少快三倍半，位能自夏至冬減少，即第一圖中之等值線甚易可改標寫為動能之值。

為容易了解第一圖中之動能數量，亦可以現時用以計算核子分裂氫彈之能之單位表示之，第一圖所標示之數值（即圖中之原數）即相當於百萬噸之 T.N.T.



圖二：七月份北半球淨得輻射強度太陽輻射減地球向外輻射單位為每分鐘每 cm^2 克卡

，此一能量係三緯度見方及七哩高體積之大氣所有者。由第一圖中，知在八公里高及北緯25度處，是於七月超過一月位能最大之區域，大氣體積 3^2 緯度 \times 7哩之冬季過多動能將相當於四個百萬噸炸彈所放出之能，此一地點適為平均最大北半球角動量北流之所在。

由圖亦可看出，自此地點，有一冬季動能高楔向北極下伸，其脊線之位置與北半球噴射氣流（圖中未繪出）之年平均位置相符合，噴射氣流向北極降低高度，自冬至夏季減小強度尤為顯著之事實。

由第一圖所示，地球上每年能量之變換實屬驚人，僅在對流層內在北緯15至80度之一層大氣中（約佔全球三分之一地面及四分之一大氣），平均一月超過七月之動能約有八十五億馬力，此些馬力均在一至十月之半年內絡繹消耗掉，此一能量相當於1953年全美國所發電量之56倍，亦即相當於十分之一噸物質核分裂所發出之能量，一克物質分裂之能已足以毀滅島，造成七萬以上人員之死亡。

在秋季半年中，由此四分之一大氣所生之加速運動，將製造出若干如同威力強大之百萬噸氫彈之能量，此種氫彈每隔十二分鐘半放出一個，連續六個月。故此種冬季動能可製造 2,118 個百萬噸之氫彈，每一氫彈之威力比較廣島爆炸之原子彈約大50倍。

由第一圖可極易計算出大氣繞極旋流中緯流速度之半年變化，此一旋流繞地軸而行近似對稱，惟計算所得速度之變化值比較觀測所得者為大。此種差額當

有其物理原因，動能由大規模之高空西風，繼續不斷消散，最後變為小規模之系統。E. Eady (1949) 曾指出不安定氣旋波之存在，是將位能變為動能，故可測量之大規模運動僅是動能之一部份，其他部份係存在於擾亂之運動中，後者之範圍小，不能被高空觀測網測出，在風之構造中，吾人不能直接觀測全部動能。

空氣之擾亂運動由其分子之黏性再消耗而成為磨擦熱（尤其是在擾亂運動形成以上之空中），L. F. Richardson (1922) 亦證實以下兩種過程：

一、大旋渦有小旋渦攫食其速度。

二、小旋渦有更小之旋渦及黏性等消耗其動能。

故以上所言計算與實測值之差額，其原因第一乃由於動能之合與分其範圍大小不可計量，第二動能消耗而為磨擦熱不能測量——即各動能退化而重回復為位能及內能時無法計算。自然，原始與最後之內能與位能之總和係相等者；惟最後該項能之垂直分佈，已不再足以製造運動，在低緯度原始由力管所造成之環流，即前述之赫得立細胞，其流入大規模西風帶之動

能，現已消化於中緯度相對之經向環流中，此環流可說是一退化副產環流，通稱為福來爾細胞 Ferrel Cell。此一動能平衡計算之差額問題已變為非地轉環流強度之計量問題。J. Van Mieghem (1952) 曾導出平衡方程式，表示緯向平均動能，與分解為大規模渦動後平均動能之關係，及平均運動之動能與經向剖面運動動能之關係，由此等方程式可推出能之流動率，能之產生與轉換率。

大氣不停企求達安靜之狀態，太陽則相反的每日供給熱能使大氣具有永無休止之新動力。赫得立環流使造成環流之力管消散，然太陽每日又重新予以增強，故新鮮之動能不斷生長而進入西風帶中。

對人類言，大氣是一簡單而永不休止之製造空氣動力之機器，其馬力之巨大，人類氫彈與之比擬，微不足道。

原文題目：Air Power

原文刊載：Geophysical Magazine Vol.29 No.1,
Nov. 1958

台灣省雜誌協會會員
內政部登記證內警台誌字第五一號

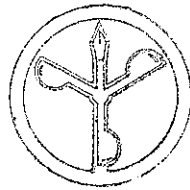
發行人：鄭
社長：鄭
電話：二

子
子
四

政政

編者：台灣省氣象所氣象學報社
地址：台北市公園路六十四號
電話：二四一

印刷者：文英印書公司
地址：台北市三水街七號
電話：三二四



METEOROLOGICAL BULLETIN

VOLUME 6, NO. 4

DECEMBER 1960

CHI-hSUN CHI, *A Discussion of Monthly Mean*

Cloudiness and Rainy Days in

Southeast China (1)

Report on Typhoon "Mary" (6)

Report on Typhoon "Shirley" (11)

Report on Typhoon "Trix" (26)

Report on Typhoon "Elaine" (36)

PUBLISHED QUARTERLY BY

TAIWAN WEATHER BUREAU

64 KUNG YUAN ROAD, TAIPEI, TAIWAN, CHINA