

題名	作／譯者	卷期號	頁碼	出版年
近十年（1951～1960）台灣氣候分析及其與農業之適應	薛鍾彝	11/01	1	1965.03
颱風客觀預報法的試驗和檢討	戚啓勳	11/01	7	1965.03
波數分析在長期預報上之應用	徐晉淮	11/01	14	1965.03
民國五十三年北太平洋西部颱風概述	研究室	11/01	28	1965.03
-----	-----	-----	-----	-----
黛納颱風侵襲東台灣經過	鄭子政	11/02	1	1965.06
依據飛行觀測研究地面反射及北美大陸之地皮構造	孔震村	11/02	7	1965.06
阿拉伯半島天氣研究	郭文鏢	11/02	25	1965.06
台灣地區颱風或然率預報法研究	戚啓勳	11/02	36	1965.06
-----	-----	-----	-----	-----
民國五十二年冬季世界氣候異常現象與北半球大氣環流特性之研究	廖學鎰	11/03	1	1965.09
台灣對流層頂及平流層風系之研究	魏元恆	11/03	15	1965.09
大屯山區氣候之研究	崔尙斌	11/03	22	1965.09
民國五十四年颱風調查報告（第二號 颱風哈莉）	研究室	11/03	49	1965.09
-----	-----	-----	-----	-----
台灣氣候紀錄中天氣極端之研究	劉衍淮	11/04	1	1965.12
斜壓大氣中渦度平流對於低氣壓發展之影響	廖學鎰 李錦郎	11/04	27	1965.12
民國五十四年颱風調查報告（第三號 颱風瑪麗）	研究室	11/04	37	1965.12
氣象學報文獻索引（自十一卷一期至十一卷四期）	省氣象局	11/04	43	1965.12

氣象學報

季刊

第十一卷 第一期

目次

一、論述

- 近十年(1951~1960)臺灣氣候分析及其與農業之適應……薛 鍾 彝……(1)
颱風客觀預報法的試驗和檢討……戚 啓 勳……(7)
波數分析在長期預報上之應用……徐 晉 淮……(14)

二、報告

- 民國五十三年北太平洋西部颱風概述……研 究 室……(28)

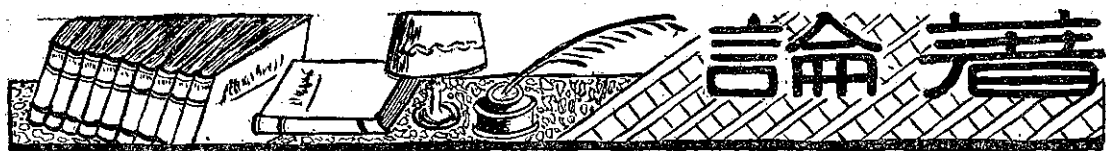
氣象學報

(季刊)

第十一卷 第一期

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

中華民國五十四年三月出版



近十年 (1951-1960) 臺灣氣候分析 及其與農業之適應

薛鍾彝

*L' analyse du climat de Taiwan pendant la dernière
dizaine d' années (1951-1960) et son adaptation
avec l' agriculture*

Chong-I Hsueh

Résumé

Pour étudier les variations des éléments climatiques de Taiwan, on divise le Taiwan en 4 parties: Nord, Centre, Sud et Est.

On analyse les variations des éléments climatiques: la température, la pluie, l'humidité relative, l'évaporation, la nébulosité, l'insolation et la variation du temps en chaque partie dans les saisons différentes.

La relation entre la précipitation et la température.

La variation de la température et la précipitation dans les montagnes.

La relation entre les variations des éléments climatiques et les agricultures de Taiwan.

一、臺灣氣候分區

臺灣位於太平洋以西，與福建廈門僅一衣帶水之隔，地形南北長而東西短，冬夏的季節風對本島影響很大，北迴歸線橫貫本島中央，其南半部在地理學上，屬於熱帶氣候。一般言之，全島為亞熱帶氣候，本島的中央山脈，自北部起迄南端恒春半島上，使東西部隔斷，又其支脈向東西分歧，將全島分成若干平行河流的農業區域。

本島氣候，概括可分為高山地帶與平地地帶兩個系統，各具有其特徵，依面積而論，凡高在 600 公尺以上的地帶，均為高山地帶，約佔本島一半，但綜合各地域的氣候特性而分成氣候區時，則可別為四區帶，即北部、中部、南部及東部四區。

北部氣候區：包含臺北、新竹、宜蘭等地及次高山、大屯山系等，實為臺灣的北半部。

中部氣候區：包含中央山脈脊梁西側地域，內有

臺中、臺南等地。

南部氣候區：包含屏東平原，以及中央山脈末端西南側的恒春半島。

東部氣候區：包含中央山脈東側地帶，與太平洋岸直立的海岸山脈，其中有臺東平原及花蓮流域等地。

二、各氣候區帶的氣候分析

上列四區，各有其氣候帶上的特質。茲將各氣候區帶的氣候狀態，分析於後：

(一) 溫度

1. 四區帶月平均氣溫概況：北部冬季氣溫月平均約 15 度，夏季約 28 度，年平均 22 度，最高月平均，冬季 19 度，夏季 33 度，最低月平均，冬季 12 度，夏季 24 度；中部月平均氣溫，冬季 17 度，夏季 27 度，年平均約 23 度，最高月平均，冬季 22 度，夏季 32 度，最低月平均，冬季 12 度，夏季 24 度。

；南部地方，氣溫月平均較大，冬季20度，夏季28度，年平均24度，頗具熱帶性質，最高月平均，冬季23度，夏季30度以上，最低月平均，冬季16度，夏季25度；東部月平均氣溫，因受暖流影響，變化比較和緩，冬季月平均18度，夏季約26度，年平均23度，最高月平均，冬季22度，夏季31度，最低月平均，冬季15度，夏季23度。上列四氣候區的溫度關係，係受海流、季節風及山脈等影響。

2. 最高最低氣溫月平均分佈：在高山地帶如能高附近的大部份與新高的一部份，月平均氣溫最低值，在5度以下，其他高於1,800公尺以上的地區，大部在5至10度之間；北部、中部平地及高於1,200公尺以上地帶，在10至15度之間；北部、中部平地及高於1,200公尺以上地帶，在10至15度之間；東部一帶，包含海岸山脈，約在15至20度之間；南部地區及在1,200公尺以下的地帶，亦均在15至20度的範圍，惟南端地方之一部，在20至25度之間；月平均氣溫最高值，分佈在1,200公尺以上的高地，為20至25度的範圍。1,800公尺的高山地帶，除南端地方外，均為15至20度的範圍。新高山系及能高附近之一小部，最高月平均氣溫，為10至15度。北部大屯高山地帶，在25至30度之間。其他各平地帶及中央海岸兩山脈所夾的地區，最高月平均氣溫，均約在30度以上。由此可以選擇農作物適於生長的地區栽培。

3. 月平均氣溫的年振幅：北部平地，月平均氣溫的年振幅為21度，中部為20度，南部為16度，東部及中央山脈之東側面為17度，南端約14度，為月平均氣溫振幅最小的部份。

(二)降 雨

1. 四區帶月降雨日概況：北部、中部、南部及東部，四氣候區帶的氣候狀態，其最明顯的差異，為降雨的情形。夏季降雨的區域最廣，降雨量亦最大。降雨日數的狀況，在北部無顯明的雨期與乾期，年降雨日數，無甚變化，惟冬季降雨日數較多，年降雨日數約200日。分月統計，夏季各月每月降雨日數，約10至15日。冬季各月，每月降雨日數，約15至20日。中部年降雨日數為120日，夏季約15至20日，冬季約5至10日。南部雨期乾期分明，年降雨日數約100日，其南端地方，達150日左右，分月統計，夏月約15至20日，是為雨期，冬月約5至10日，是為乾期。東部例如赤道降雨帶，年有兩次降雨期，一在春季四、五月間，一在秋季九、十月間，兩次降雨日

數頗多，月降雨日數，約15至20日，夏季、冬季降雨日數較少，兩次最低值呈谷狀，冬期谷最低，但各月降雨日數平均，仍在10至15日左右，年約170日。夏季降雨的主要原因，為熱源雷雨性降雨與颱風性降雨，冬期則屬季節風性細雨。東部的二次降雨期，受熱帶太平洋氣團之影響最大。

2. 月平均最多降雨日的分佈：本島月平均最多降雨日數，在20日以上地帶，為臺北縣東北沿岸地帶，臺北、新竹兩縣的高山腹帶，臺南縣的中腹山地帶，屏東至南端的中腹帶，及東部海岸山脈以東的海岸地方。在10至15日地帶，為中部西岸地方。在10日以下地帶，為埔里盆地的山腹帶及瑞穗附近地區。

月平均最少降雨日的分佈：降雨日最少地帶，為臺南縣沿岸至竹南海岸地帶與高雄縣旗山附近之一小部，在一日以下。其次為新竹縣南半至中央山脈西南部一帶，均為5日以下，東部地方及北部地方為5日至10日，臺北縣的山地帶與南端地方之東側山腹地帶，有10日以上的部份。

3. 月平均降雨變化日：若以月降雨日數的年分佈之不規則狀態而論，其變化最小的地方為臺北平原，在5日以下，其次臺東地帶比較小，為5至10日。花蓮地帶為最大達18日，臺南、高雄、恒春均為15日左右，北部、中部平地呈10至15日之變化。

4. 四區帶月降雨量概況：降雨日數已如上述，在各區帶，雖有季節差異，但其降雨量，則四區帶，均以夏季為最大，冬季為最小，一年間有一振幅，北部年雨量，約2,500公厘，夏月雨量，約在200至300公厘，冬月約100至200公厘。中部年雨量約1,700公厘，夏月雨量，約350至400公厘，冬月雨量約50公厘。南部年雨量約為1,800公厘，南端地方，年雨量，則超過2,000公厘。南部夏月雨量約350至400公厘，南端夏月約300至500公厘，冬月各為20至50公厘。東部年雨量約1,900公厘，夏月200至350公厘，冬月祇40至100公厘。本省夏季，多雨驟雨強度大，冬季則降長期小雨。此種降雨特性，在本省四氣候區帶的農林生產上，具有極重要的關係，一方面應注意季節風的支配，一方面應注意過度的乾旱與豪雨，由於乾燥期的長短，降雨強度的大小，對高溫多濕的本省農林事業，給予變化作用。

5. 月平均降雨最大量分佈：在北部、中部、東部、南部除南端外，其月平均降雨最大量，常在500公厘以下。北部達500至750公厘的地方，為宜蘭平原周邊的山腹地帶與新竹縣內繞次高山系的山腹地帶，但

其最大處，爲南部地方的南半部，自新高、阿里山系的南面地帶到南端的範圍。臺南縣及臺東縣的高山中腹帶以上與高雄縣，幾全部均在 500 公厘以上，爲其最大月量。高雄縣的高山中腹帶在 750 公厘以上。自南大武山西側至潮州的中腹山地帶，則至 1,000 公厘以上。

月平均降雨最小量分佈：由高雄縣的山腹到平地帶及臺中、臺南地方中腹山地以西之平地帶，月降水量在 20 公厘以下，其次在中央山脈西斜面一帶，爲 25 公厘以下。但繞宜蘭平原之東北部爲 100 公厘左右，其山腹地帶，則達 150 公厘左右。

6. 月平均降雨量變化：新竹海岸地帶，及自桃園、臺北通過宜蘭平原地帶，爲一年中月雨量變化最小的地區，均在 250 公厘以下。變化比較大的地方，爲臺南、新港等地區，在 400 公厘以上。變化最大的地方，除各高山山腹地帶外，南端平地帶，月降雨量變化，亦達 500 公厘以上。概略論之，愈向北部，變化愈小，愈向中腹地帶，變化增大，平地月降水量變化最大的地方，當爲南端的恒春。

(三) 溫度與蒸發

就濕度分佈而論，北部自冬至春，有平均 85 % 以上的最高值，自夏至秋，形成 80 % 的谷。年平均爲 84 %。在中部、南部、東部，濕度的年變化，則大不相同，自秋至冬最低，夏季最大，秋冬時，中部、南部爲 80 %，南端地方，則在 75 % 以下。東部秋冬時，則在 75 % 至 80 % 之間。到夏季，中部、南部，爲 80 % 至 85 %，南端地方，爲 84 %。夏季東部亦在 80 % 至 85 % 之間。年平均中部、南部均爲 82 %，南端地方爲 78 %，東部年平均則爲 80 %。故臺灣全年各區帶，濕度均高。

蒸發北部年蒸發量，平均爲 1,400 公厘，約爲降水量之三分之二，中部、東部年蒸發量爲 1,000 公厘，與年降水量頗相接近。南部年蒸發量，爲 2,000 公厘左右，大於年降雨量。南端因年降雨量較大，年蒸發量又稍減小。由上可知，自南部向北，蒸發量漸減。

(四) 天氣狀況

北部年平均雲量，在 7 以上，中部、南部爲 6 成，東部爲 7.5 成，每年陰天日數，北部約 170 日，中部、南部約 110 日，東部約 140 日，由南部向北，陰天日數增多。晴天日數，在北部年約 60 日，夏季約 30 日，冬季約 10 日，中部、南部，年約 140 日，夏季約 20 日，冬季約 30 日，南端地方，年約 180 日

，夏季約 20 日以下，冬季則在 30 日以上，東部每年不過 90 日，夏季約 30 日，冬季則在 15 日以下。

在日照方面，每年所照時數，北部約 1,600 小時，中部最多，約 2,500 小時，南部 1,700 小時，南端地方，則約 2,400 小時，東部約 1,500 小時。冬季月平均，北部約爲 60 至 100 小時，中部約 200 小時，南部約 150 至 200 小時，南端地方，爲 170 至 200 小時，東部爲 70 至 100 小時。夏季月平均，北部、中部、南部、東部及南端地方，均約爲 200 至 250 小時。以日照百分率論，北部年平均，約 35 %，自冬至春，僅有 20 % 至 25 %，自夏至秋，則達 40 % 至 60 %，中部、南部年平均約 55 %。自夏至秋，約爲 55 至 65 %。自冬至春爲 45 % 至 55 %，較差不大，尤以南端地方，年平均約爲 50 %。冬夏略同，約在 45 % 至 60 % 之間。東部在夏秋時爲 50 % 至 60 %，冬

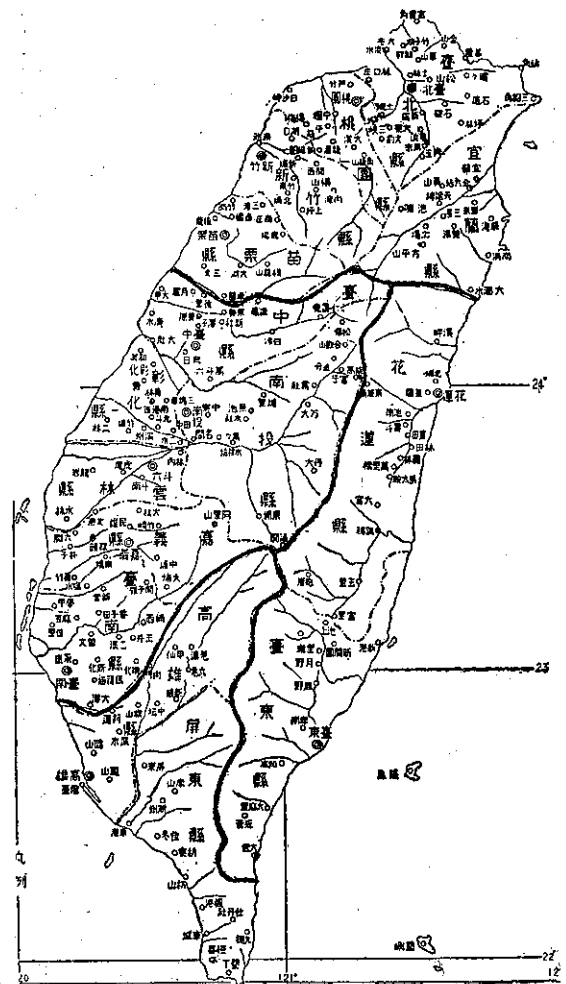


圖 1：臺灣氣候分區圖

春爲 20 %至 35 %，年平均則爲 40 %。

此外最低平均溫度，在 10 度以下的日數，北部年約 15 日，中部、南部年約 10至15 日，南端地方極少，年約 1 日，東部每年亦不過 1、2 日。再就最高平均溫度，在 30 度以上炎熱的日數而論，一年的總計，北部約 120日，中部約 180日，南部約 150日，南端地方，亦約 180日。東部約 130日。

(五)風

臺灣的風，大都受季風與颱風之支配，更加地形之關係，各地均有變化。在冬季時，西伯利亞寒冷氣團，不斷南侵，大陸高氣壓，籠罩中國全部，臺灣位於此高壓之東南邊緣，故本省冬季東北風盛行，東北部所受之影響最大，中部、南部、東部多北西風，南端則仍多東北風。平均風速，以南端爲最大，每秒在 5 公尺以上，北部、南部、東部，每秒在 3 公尺以上，中部爲 2 公尺左右。夏季受西南季風之影響，其勢遠較東北季風爲弱，更受颱風之擾亂，風向變化較多，若以夏季之最多風向而言，北部南端多東風，中部多南風，東部、南部多西風，各部平均風速，均較冬季爲小。除南部平均風速約 3 公尺外，其他各部，均爲 2

公尺左右。

三、氣溫降雨相互的關係

茲將各氣候區帶氣溫、降水日、降水量分季變化，繪如圖 2，由圖可以觀察其相關，首先分析其氣溫與降雨日數的相關。在北部新竹、臺北等地，爲負 50%以上，宜蘭、花蓮等地夏季，亦均在負的範圍，即氣溫高的時期，爲降雨日數減少的地帶，反之呈正值的地域，即在高溫時期降雨日數多，低溫時期，降雨日數減少。東部的臺東地區及南端部山腹帶，爲正的 50%以下。其他南部、中部及東部海岸地帶，則爲正的 50至 100 %。將高溫雨期、低溫乾期，劃然分開。高山地帶，北部爲負的相關，中部、南部爲正的相關。

降水量與氣溫，依季節而分佈的相互關係，在北半部，除新竹的夏秋季節及其山腹地帶外，臺北、宜蘭平原，均屬於正的 50 %以下。其兩要素的關係，比較少者，爲大屯山以北的北端部，呈負的相關。在高溫季節降水少，低溫季節，降水量大。其他在 50% 以下的相關地域，爲花蓮港之木瓜溪流域附近、玉里

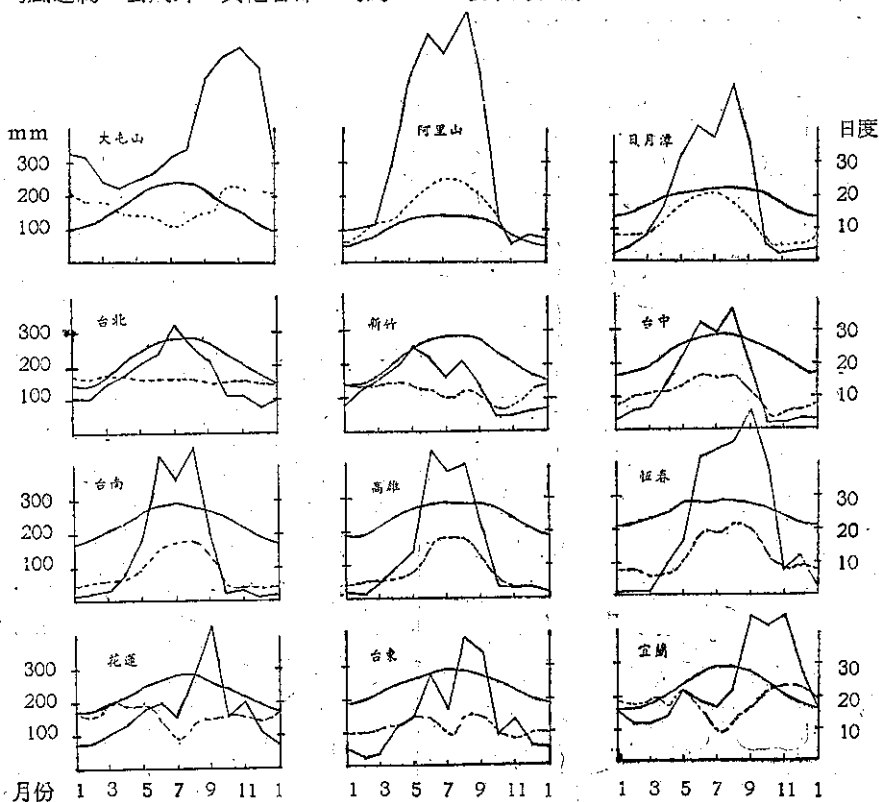


圖 2：各氣候區帶氣溫、降水日、降水量分季變化圖（曲線爲溫度，折線爲降水量，點線爲降水日）

附近、大武溪上流地帶之一部份。其他在中部、南部、東部各平地地帶及中部的高山地帶，均具有50%以上至100%的相關，高溫多降雨，低溫則少雨的關係，非常明顯。

降水量與降雨日數的月平均值間的關係，為負的時候，即降雨日數多的時期，降水量少，降雨日數少的時期降水量大，其降水的強度與降雨日數，呈逆比的地帶，為宜蘭、新竹、臺北等平地地帶之一部份，及大武山腹地帶附近。反之為正的，即在降雨日數多的時期，降水量亦多。其比較關係度小的地域，為北部內陸地帶之一小部份，海岸山脈及圍繞中央山脈等地帶，在50%以下。其他中部、南部等地帶，均為50%以上至100%。降雨量對降雨日數的比例，多因季節不同，而有變化。

四、高山平地兩氣候系統的分析

按臺灣氣候要素的分析，顯示出高山地帶與平地地帶的氣候不同，以平均氣溫的高低而論，無論夏季、冬季或年平均，均自平地地面，高度增加，則氣溫亦隨之而增加，其比例按地理的北部、中部、南部、東部而不同，又依夏季、冬季而相異。大概在平地地面起，增高100公尺，氣溫即增高半度以上，若由此高度，再行增高，則其氣溫增高之比例減小，在250公尺高附近，氣溫仍有上昇傾向，總之較平地高的地方，氣溫確有較高位的狀態，由相當高度再增高，則氣溫漸減，生遞減率，向負的方向進行，開始依高度而漸減，雖因各地點的不同，但在高度600公尺附近，則幾與平地氣溫相等，且自此高度而上，遞減率與高度，似有一定值，即每增高100公尺，有減少0.4度的比例，平地地帶氣候與高山地帶氣候的差異，大約以600公尺高度附近為界線，恰好在此附近，為夏季積雨雲之底部，又為霧與雲之界線，降水量亦由此高度附近，驟然增大，在此高度以下的地表氣溫，振幅較大，因地表面的熱量，出入均大。以此高度為界線的高山地帶，其氣候的特性不同，在本島北部、中部、南部與東部的狀態，亦各有差異，北部有溫帶高山氣候的傾向，月平均氣溫的年振幅，約13度。中部、南部的此等振幅，約為10度，顯然是熱帶高山氣候系，其氣溫變化狀態，與海洋氣候相近似。北部、中部高山地帶，冬季可見積雪。關於高山地帶的降雨情形，在中央山脈的東西側，有季節的不同，東北側有冬季降雨多的傾向，西側則夏季降雨次數多，即東北側受冬季季節風的影響而降雨，西側則因夏季過熱而有

對流性降雨。

五、臺灣氣候與農業

本島係包含在季節風氣候帶中，又為熱帶、亞熱帶的接觸區域，概言之本島氣溫高雨量豐富，故四季花木蒼鬱，如香蕉、鳳梨、柑桔等熱帶果實，產量頗豐。

本島各地的氣溫狀態差異很大，因此作物的分佈各異，氣溫與作物的關係最密切，姑以甘蔗而論，南部發育良好，北部便差，惟水稻、甘藷、茶等，受溫度的影響，不如甘蔗之大，茶栽培在北部高原傾斜地方，溫暖而潤濕之處，生長茂盛。水稻與甘藷，適應溫度的範圍很廣，其發育狀態，在南北兩部，看不到顯著的差異。至大麥、小麥、馬鈴薯，這地寒地的夏作物，在高溫的本島，僅能於晚秋播種，可以達到栽培的目的。

本島少霜，故多年生作物可以栽培，在臺灣甘蔗栽種一年又半，毫無問題，又如鳳梨在本島生長良好，茉莉科植物生長亦佳，夏季作物亦可在秋冬栽培，至翌年春收穫而無害。

以降雨論，夏季降雨多時，氣溫降低，對作物發育頗受影響，晚秋與春季的降雨期間，往往使氣溫降低，對於幼嫩的農作物有害，特別是第一期作物水稻的栽培，在育苗期或插秧後，降雨多時天氣驟冷，對於作物的發育有害。

本島因全年的降雨量分佈不太平均，故往往在一個時間雨量過多，釀成水災，以致作物損失頗巨，宜蘭、礁溪等地方，秋季降雨常多，田面積水盈尺，致晚稻栽培不良。南部雨期，豪雨過盛，往往釀成水災，致田地荒廢，而在乾燥期，因雨量不足又釀成旱災。又南部夏季降雨，對甘蔗之發育頗為有利，惟對將達到收穫期之甘藷，往往有腐爛田中之虞。在北部晚秋的降雨，對水稻第二期農作之收穫物，很難使之乾燥，減少收量，影響品質，此種特殊之降雨狀態，研究農業，應加注意。

本島的風向及風力，於農業上顧慮頗大，因冬季的東北季節風，風力很強，加以冬季寒冷的空氣，使植物動搖，對作物發育有害。又南部乾燥期的季節風流行時，塵埃滿天，蒙蔽草木，桑葉被害最大，對養蠶事業不利。尤其夏季的暴風，對作物損害尤大，至於風力之強弱，因地而異，近海地強而內陸弱，全島風力最強之地為澎湖，最弱之地為臺中，大凡風力的強弱，受各地地形的影響很大，臺中因近於本島中央

地區，周圍高山環繞，故風力受阻，變為最弱。鹿港、二林沿海一帶地方，毫無障蔽，風力特強，以致沙丘連綿，形成荒蕪之地。因此本島防風林之植樹計劃，應利用地形，或選用具有抵抗力強之作物，以適應此種特殊氣候之需要。

本島全年平均濕度，北部冬季大，夏季小，南部反是，全島以基隆、澎湖濕度最高，年平均為83%，恒春、臺東最低為78%。一般言之，本島濕度頗高，惟有季節風調劑，尚能助長作物水分的蒸發，不妨碍作物之呼吸作用影響其發育。但在農事上，對種子之貯藏需保持乾燥，應加以特別之裝置。

日照時數之長短，受雲量之多寡而左右之，冬季北部天氣多陰沉，故日照時數短，就全島言之，中部、南部日照時數較北部多，至太陽輻射熱之強弱亦甚重要，如本島之低緯度地方，日光輻射之角度大，熱力強烈，對農作物的發育，自有不同的影響，研究農業，必須加以精細的觀察與利用。

茲將本省各氣候要素作一分析及其與農業之適應簡單介紹，以供參考。

註：本文氣候資料採用

(1)臺灣氣象臺出版：臺灣氣候概論

(2)臺灣省氣象所出版：臺灣累年氣象報告

氣象學報徵稿簡則

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

颱風客觀預報法的試驗和檢討

戚啓勳

*A Test of the Malone and Arakawa Method for
Forecasting the Movement of Typhoons During
the Period from 1963 to 1964.*

Chi-hsun Chi

Abstract

To meet the operational needs a proper method for making the forecasts on the movement of typhoons is very necessary before the accuracy of forecasts could have an increase. During the last five years, a number of various objective techniques has been introduced for this reason of study. The successful approach is the statistical forecasting methods on the movement of hurricanes developed by Veigas, Miller and Howe. The best known Malone's method was a most popular one. The regression equation had been later modified by the Tokyo Weather Center of U. S. Air Force for the application in designated area of the Pacific. Later Arakawa had again made his statistical investigation on the movement and the fluctuation of surface pressures of typhoon centres in 1962 by means of Malone's method. A comparative study has been demonstrated on the application of different methods for the reference of the forecaters.

Malone's and Arakawa's methods had been applied individually to each of the typhoons during the period covered 1963 and 1964. Comparisons had also been made between the computed results and the actual results. The mean vector error was to be found approximately at 95 nautical miles. Through the study of this paper, the writter found that the Arakawa's method is more promising to be a useful forecasting tool for routine operational practice.

一、前 言

由於熱帶風暴所釀成的重大災害不斷發生，而對於它行踪的預測又難以令人滿意，因此氣象專家們都希望能發展一種客觀方法，找出關鍵性的氣象變數，據以預測熱帶風暴未來24小時乃至48小時的中心位置，甚至它的強度；不必依靠預報人員主觀的衡量來作決定。自1955年至1960年間可以說是客觀預報法發展得最為蓬勃的時期。這些客觀法中，究竟以那一種最為有效？預報成績是否較主觀法為優異？雖然各氣象機構不斷加以試驗，迄今仍屬議論紛紛，莫衷一是。

如果真能導出一種有效的客觀方法，提高熱帶風

暴的預報成效，確可達到造福人羣的目標。相反來說，倘若客觀法效果不佳，反而不及主觀法有效，那樣豈非惑亂人心，徒耗人力物力；甚至反而因此而肇事，怎能達到客觀法的目的？由此可見各種客觀預報法的試驗和檢討，實在已經到了刻不容緩的時機。

二、客觀法簡介

颱風預報的客觀方法究竟有那幾種？很難一一加以列舉，有些根本不切實用，有些則效果太差未為氣象單位所採用。較負盛名者，除了新近發展前途很有希望的數值預報法而外，計有：李爾法，馬龍法，荒川法，以及密勒與摩爾法數種。下面先加以簡單介紹：

(一)李爾法 此法為李爾(Riehl)等所發明。他們

認為：熱帶風暴的走向和速度大致和它周圍的氣流相近似。在理論上，最好利用對流層內的平均氣流預測風暴未來的行踪，但事實上因為這樣計算不僅資料不夠而且還太費時間。因此李爾假想 500mb 面上的氣流（或者根據此項氣流另求其他參數）可以代表對流層內的平均氣流；換句話說，也就是根據 500mb 高空圖計算風暴的走向和速度。

李爾之採用 500mb 圖，另一原因是有歷史天氣圖可以利用，況且這一張高空圖現時已成為各氣象預報單位的基本高空圖，分析較為詳盡。李爾用地轉風近似值代表風暴周圍的氣流以決定其移動速度，首先分析風暴可能影響地區，預測未來24小時內 500mb 圖上地轉風的經向和緯向分速，而後統計此分速和風暴的經向及緯向移動具有何種關係。

計算方法是以風暴為中心劃定網格範圍，填入 500mb 高度值，網格範圍不作硬性規定。計算此選定範圍內的地轉風近似值，用以代表風暴在24小時內沿經度移動的距離。此項近似值逐次計算，據以決定應擴展網格點的範圍。

計算沿經度的移動完成後，再計算沿緯度的移動。

(一)密勒與摩爾法 此法為密勒 (Miller) 和摩爾 (Moore) 兩氏所發展，初據大西洋上颶風資料得出。簡單地講，此法應用 700mb 高空圖上的資料，表明風暴移行和平均地轉風，以及過去 12 小時內移行的關係。兩氏最初用下列兩組方程式分別決定風暴的經向和緯向移行速度。

(1)風暴原來位置在 27.5°N 及以下：

$$\begin{aligned}\bar{v} &= 0.23v_7 + 0.65P_y + 2.3 \\ \bar{u} &= 0.42u_7 + 0.54P_x - 2.3\end{aligned}\quad (1)$$

(2)風暴原來位置的緯度超過 27.5°N

$$\begin{aligned}\bar{v} &= 0.71v_7 + 0.40P_y + 3.0 \\ \bar{u} &= 0.61u_7 + 0.48P_x - 3.8\end{aligned}\quad (2)$$

式中 \bar{u} 為預測未來24小時內中心移行的平均緯向速率每時哩數； \bar{v} 為預測未來24小時內中心移行的平均經向速率每時哩數。

v_7 的第一近似值為風暴中心以東及以西各 7.5 度（中心南北各 5 度以內）的五對網格點間 700mb 平均地轉風。假定所得結果為南移，不必再計算 v_7 ；否則須再計算第二近似值。

第二近似值為上項計算中再增加中心以北 7.5 度的各網格點氣壓高度。假定此兩近似值都小於每時 6.5 哩，即可採用較大數值，不必再算 v_7 ，否則須再

算第三近似值。

第三近似值的算法同第二近似值，但須將中心以北10度的各網格點數加於第二近似值。

u_7 為颶風中心原來位置以南 5 度和據 v 算得12小時後中心將到達緯度以北 5 度間的七對網格點的平均 700mb 地轉風。

P_y 為 12小時前颶風中心移動的平均經向速率每時哩數。

P_x 為 12小時前颶風中心移動的平均緯向速率每時哩數。

上項方程式經美軍關島聯合預報中心在1960年颱風季內試驗後修正如下：

(1)用於轉向點處及轉向點以南：

$$\begin{aligned}\bar{v} &= 0.23v_7 + 0.65P_y + 1.2 \\ \bar{u} &= 0.42u_7 + 0.54P_x - 0.4\end{aligned}\quad (3)$$

(2)用於轉向點以北

$$\begin{aligned}\bar{v} &= 0.71v_7 + 0.40P_y + 3.2 \\ \bar{u} &= 0.61u_7 + 0.48P_x - 5.4\end{aligned}\quad (4)$$

(三)馬龍法 此法實際上為維加斯 (Veigas)、密勒 (Miller) 及何威 (Howe) 諸氏所創，但因主持人為馬龍 (Malone) 才以「馬龍法」聞名於世。他們研究大西洋上颶風運行和地面氣壓型的相互關係，認為二者間的關係非常密切，依據當時海平面氣壓分佈可望預測颶風未來24小時的位置。採用海平面天氣圖還有其他優點：記錄年代遠較高空資料為悠久，無論時間和空間的記錄分佈都較稠密，並且觀測之後立刻能够應用。維加斯諸氏將 1948~1953 年間出現的 457 次颶風加以分析，將資料分為南北兩區，其間以 27.5°N 為分界，東西向伸展 30 度，向北伸展 20 度，向南伸展 10 度，這樣構成每 5 度經緯度的網格點共 91 個氣壓值。另加入現在和過去 24 小時的中心位置，共得 95 個氣壓值。將此項資料送入 IBM 704 電子計算機內過濾，用線性迴歸法得出對颶風未來動向具重要影響的某些點成為一組，以為預報依據，最後得出迴歸方程式兩組，分別供南北區內應用。

太平洋上的颶風既和大西洋上的颶風非常近似，自可仿照上項技術。美軍曾利用此法對颶風預報加以校驗，據說相當「滿意」。但因大西洋上的颶風一般運行方向，經度數值隨它移動方向而逐漸增加，而太平洋上的颶風却正好相反，因此將原來的方程式修正為：

$$\begin{aligned}L_{t+1}^* &= 3.54 + 1.7438 (L_{t0}) - 0.7850 (L_{t-1}) \\ &\quad + 0.0830 (P_{70}) - 0.1212 (P_{44}) + 0.1469 (P_{65})\end{aligned}$$

$$0.0600 (P_2) + 0.3712 (I_{10}) - 0.2090 (I_{t-1}) \\ - 0.0745 (P_5) - 0.0395 (P_{11}) - 0.1294 (P_{33}) \\ + 0.1609 (P_{42}) \quad (5)$$

$$I_{t+1}^* = -0.68 + 1.6206 (I_{10}) - 0.587 (I_{t-1}) + 0.0327 \\ (P_{47}) + 0.2317 (P_{14}) - 0.1123 (P_5) \\ - 0.2022 (P_{70}) + 0.0556 (P_{79}) + 0.1374 \\ (P_{35}) - 0.0606 (P_{61}) + 0.0423 (P_{30}) \quad (6)$$

式中 L_{t+1}^* , I_{t+1}^* 為未來24小時颱風預測位置的經度和緯度數。

L_{10} , I_{10} 為現在颱風位置經度和緯度數。

L_{t-1} , I_{t-1} 為過去24小時前颱風位置經度和緯度數。

P_c 代表各特定點的氣壓數值 (P = 實際數 - 1000 mb)

四荒川法 日本氣象研究所所長荒川氏 (H. Arakawa) 仿照維加斯和密勒等的過濾法得出三組迴歸方程式，一組單獨應用地面資料，一組應用 700 mb 資料，另一組則兼用地面及 700mb 資料。應用地區南北向自 $0^\circ \sim 34^\circ N$ ，東西向則自中國沿海、臺灣、菲列賓至 $180^\circ E$ ，但不包括南海在內。迴歸方程式自 1956~1961年資料內得出，不僅可用以預測未來12、24、及48小時的中心位置，還可推算中心氣壓，用於24小時中心位置的迴歸方程式如下：

$$\lambda_{+24} = -589.6 + 1.6812\lambda_0 - 0.7516\lambda_{-24} + 0.7209\Phi_0 \\ - 0.6155\Phi_{-12} + 0.2443X_{39} + 0.3469X_{21} \quad (7)$$

$$\Phi_{+24} = -112.5 + 2.279\Phi_0 - 1.2540\Phi_{-12} + 0.1284X_{90} \\ - 0.0692X_{52} + 0.1821X_{26} - 0.1293X_{39} \quad (8)$$

式中 λ_{+24} , Φ_{+24} 為未來24小時後中心位置的經度和緯度數； λ_0 , Φ_0 為當時之經緯度； λ_{-12} , Φ_{-12} 為12小時前緯度； λ_{-24} , Φ_{-24} 則為24小時前經緯度； X_c 為各特定網格點之氣壓數值。

三、夏威夷大學和 JTWC 的獨立試驗

上述各種颱風客觀預報方法究竟以那一種最為有效，先讓我們來看一看夏威夷大學和關島聯合颱風警報中心 (JTWC) 試驗的結果。夏威夷大學熱帶氣象學系曾經由學生分組同時試驗各種客觀方法，將成果和他們的主觀法相比較，其中四組的成績如表一所示：

表一：美國夏威夷大學試用客觀法成果比較
Table 1: Errors (nautical miles) of 24-hour typhoon movement forecasts made in the advanced tropical meteorology course at the University of Hawaii.

	馬龍法	李爾法	摩爾法 密 勒	主觀法
24小時平均向量誤差(哩)	76	172	109	74
絕對最大誤差(哩)	130	350	200	160

其中李爾法顯然要比其他兩種為差。推其原因可能由於過去太平洋地區 500mb 高空圖的歷史太短，資料太少，到現時測站還嫌太少，因而缺乏代表性，可見李爾法實不適於東亞應用。

現在再看密勒摩爾法和荒川法的獨立試驗結果。根據 JTWC 何特龍 (Waldron) 的報告，1961年颱風季內這兩種客觀方法和 JTWC 主觀法預報的成績比較如下：

表二：1961年颱風季內各預報方法成績比較
Table 2: Comparison of 24 hour forecast errors in 1961

	密勒摩爾法	荒 川 法	JTWC 主觀預報
24小時平均向量誤差(哩)	112	98	118
次 數	180	153	360

另據 JTWC 羅伯 (Roper) 上尉報告 1962年颱風季內，各種預報方法之成果如表三：

表三：1962年颱風季內各預報方法成績比較
Table 3: Comparison of 24 hour forecast errors in 1962

	密勒摩爾法	荒 川 法	JTWC 主觀預報
24小時平均向量誤差(哩)	117	122	126
次 數	239	465	489

何特龍的結論認為：荒川法較有希望成為一種實作工具。羅伯認為密勒摩爾法對轉向颱風較為有效；荒川法則對非轉向颱風較為有效。

上項獨立試驗由於時次不同當然不能相互比較，但仍可看出馬龍法和荒川法獲得較佳成績。對臺灣地區而言，侵襲的颱風差不多都是在轉向以前，在發佈颱風警報的關鍵時機，颱風所在位置附近的高空報告極少，因此密勒摩爾法似不適應用。

四、根據最近兩年資料的獨立試驗

作者根據最近兩年 (1963~1964) 內臺灣省氣象所 (以下簡稱本所) 發佈颱風警報的各次颱風，用馬龍法及荒川法分別計算未來24小時後的中心位置，並與實際中心位置相比較，獲得各該次預測的向量誤差，再和本所發佈預測24小時後中心位置相比較，所得結果如表四所示。各時次並不完全相合，因為若干時機本所僅發佈未來12小時的中心位置。所計算的時次都是選擇對臺灣防風屬關鍵性的時機。若干次因無發佈的實際中心位置可資核對均予剔除。所有中心位置都是根據實作資料，而非「最佳路徑」(Best track) 資料。

表四：1963~1964年內臺灣發佈警報各次颱風預測24小時中心位置各預報法成果比較
Table 4: Comparison of 24 hour forecast errors during 1963-1964

(1)1963年6月 羅絲 Rose 颱風				
日期	時 間 (120° EST)	馬龍法 (哩)	荒川法 (哩)	本所主觀法 (哩)
8	1400	87	—	—
	2000	90	—	95
9	0200	100	—	—
	0800	110	—	37
	1400	108	—	—
	2000	110	—	47
10	0200	90	—	—
	0800	—	—	70
	2000	—	—	38
平均誤差		99	—	57
最大誤差		110	—	95

(2)1963年6月 雪莉 (Shirley) 颱風				
日期	時 間	馬龍法	荒川法	本所主觀法
16	0800	—	—	10
	1400	130	—	—
	2000	—	—	43
17	0200	190	—	—
	0800	115	—	90
	2000	65	25	47
18	0200	130	110	50
平均誤差		126	68	48
最大誤差		190	110	90

(3)1963年6月 崔絲 (Trix) 颱風				
日期	時 間	馬龍法	荒川法	本所主觀法
28	0200	65	73	35
	0800	150	105	40
	1400	65	135	90
	2000	30	35	95
29	0200	75	60	103
	0800	98	40	125
	1400	60	110	120
	2000	45	115	140

日期	時 間 (120° EST)	馬龍法 (哩)	荒川法 (哩)	本所主觀法 (哩)
30	0200	85	153	75
	0800	55	135	70
平均誤差		73	96	89
最大誤差		150	153	140

(4)1963年7月 范迪 (Wendy) 颱風				
日期	時 間	馬龍法	荒川法	本所主觀法
14	0800	38	130	74
	1400	90	70	—
	2000	50	73	72
15	0200	65	51	53
	0800	110	135	135
	1400	113	90	190
	2000	—	—	200
平均誤差		78	92	121
最大誤差		113	135	200

(5)1963年7月 艾妮絲 (Agnes) 颱風				
日期	時 間	馬龍法	荒川法	本所主觀法
19	0200	140	55	—
	0800	57	60	100
	1400	42	142	—
	2000	127	60	125
	0200	45	40	95
	1400	112	215	135
平均誤差		87	95	114
最大誤差		140	215	135

(6)1963年9月 費依 (Faye) 颱風				
日期	時 間	馬龍法	荒川法	本所主觀法
3	2000	165	70	100
4	0200	115	80	—
	0800	170	85	135
	1400	165	57	110
	2000	185	150	150
平均誤差		160	88	124
最大誤差		185	150	150

(7)1963年9月 葛樂禮 (Gloria) 颱風

日期	時 間 (120° EST)	馬龍法 (哩)	荒川法 (哩)	本所主觀法 (哩)
8	0200	75	44	—
	0800	29	62	74
	1400	120	172	—
	2000	50	73	87
9	0200	93	45	112
	0800	60	140	80
	1400	32	125	117
	2000	70	95	—
平均誤差		66	95	94
最大誤差		120	172	117

(8)1964年7月 貝蒂 (Betty) 颱風

日期	時 間	馬龍法	荒川法	本所主觀法
3	0200	—	—	33
	0800	—	—	105
	1400	165	134	75
	2000	110	100	110
4	0200	40	32	—
	0800	25	50	—
平均誤差		85	79	81
最大誤差		165	134	110

(9)1964年7月 都麗絲 (Doris) 颱風

日期	時 間	馬龍法	荒川法	本所主觀法
13	0800	90	75	—
	1400	125	75	—
	2000	68	110	115
14	0200	43	110	140
	0800	35	80	—
	1400	95	87	—
平均誤差		76	89	128
最大誤差		125	110	140

(10)1964年8月 艾達 (Ida) 颱風

日期	時 間	馬龍法	荒川法	本所主觀法
5	0800	32	77	—
	1400	10	50	—
	2000	102	60	75

日期	時 間 (120° EST)	馬龍法 (哩)	荒川法 (哩)	本所主觀法 (哩)
6	0200	30	31	—
	0800	45	47	20
	1400	110	50	—
	2000	75	67	60
平均誤差		58	55	52
最大誤差		110	77	75

(11)1964年8月 裘恩 (Jone) 颱風

日期	時 間	馬龍法	荒川法	本所主觀法
11	1400	240	275	—
	2000	—	—	65
12	0200	80	—	—
	0800	—	—	205
平均誤差		160	—	135
最大誤差		240	275	205

(12)1964年8月 凱西 (Kathy) 颱風

日期	時 間	馬龍法	荒川法	本所主觀法
16	2000	—	35	200
17	0800	—	—	245
	1400	—	230	210
	2000	190	35	—
18	0200	237	195	—
平均誤差		213	124	218
最大誤差		237	230	245

(13)1964年8月 梅瑞 (Marie) 颱風

日期	時 間	馬龍法	荒川法	本所主觀法
17	2000	285	200	—
18	0200	25	100	—
平均誤差		155	150	—
最大誤差		285	200	—

(14)1964年9月 魯碧 (Ruby) 颱風

日期	時間 (120° EST)	馬龍法 (哩)	荒川法 (哩)	本所主觀法 (哩)
2	0800	—	—	85
	2000	95	88	90
3	0200	235	100	—
	0800	65	95	55
平均誤差		132	95	77
最大誤差		235	100	90

(15)1964年9月 沙莉 (Sally) 颱風

日期	時間	馬龍法	荒川法	本所主觀法
7	0800	65	30	—
	1400	287	336	40
	2000	140	53	67
8	0200	85	45	73
	0800	45	85	115
	1400	30	100	140
	2000	50	50	105
9	0200	40	65	115
	0800	65	60	57
平均誤差		90	92	89
最大誤差		287	336	140

上項向量誤差如果不分個別颱風而將所有時次合併統計，得到的結果非常有趣，茲列表如表五所示：

表五：1963~1964兩年颱風季內臺灣發佈警報各次颱風各種預報法之成果總表

Table 5: Summary of 24-hour forecast errors during 1963-1964.

	馬龍法	荒川法	本所主觀法
平均向量誤差 (哩)	95	94	96
次數	82	73	64

照上表看來，馬龍氏、荒川氏兩客觀法和本所主觀法相比較真所謂「半斤八兩」。究竟應該採用那種方法難以抉擇，必須再作進一步的檢討。

五、檢 討

平均向量誤差大約在一百哩究竟有多大？我們應該拿它來和臺灣南北向的長度相比較，後者約佔二百

哩，換句話說，預測24小時後中心在中部登陸，而實際在北海岸或南端經過，不論用那一種方法都是很平常的事。

以個別颱風的向量誤差來說，主觀法誤差較小者為羅絲及雪莉；荒川法為費依和雪莉；馬龍法為葛樂禮及都麗絲；而艾達颱風則任何方法誤差都小。這些颱風都是以近似直線的路徑移行。誤差最大者，主觀法為凱西和艾妮絲。前者和另一颱風梅瑞互轉，為安全着想不敢引用「藤原效應」大膽預測。後者逐漸左偏進入東海，也是安全因素影響誤差。荒川法誤差最大者為轉向的崔絲颱風，此和美軍試驗的結果相同。馬龍法誤差最大却是近似直線行進的費依颱風。

再看預測中心位置向量誤差的分佈情形，所有各點分佈如圖1所示。乘號表示馬龍法的計算結果；圓圈表示荒川法算得的中心位置；黑三角點表示本所主觀法預測位置，原點為實際中心位置，距離為哩。圖中可以看出誤差點在100哩以內者佔絕大多數。東西向誤差略大於南北向誤差。主觀法的誤差以第二象限內特別少，這當然是因為颱風大都走向西、西北、及東北，由於安全感的潛在因素所產生的後果；換句話說，預報員總不免向自己這邊拉，並且預測移動速度略較實際為大。第二象限內荒川法的誤差也比較少。由此可見：客觀法常會出現悖於情理的誤差，主觀法則預測中心常較接近所在地。

六、結 論

根據最近幾年來颱風預報的發展趨勢，客觀法和主觀法互爭短長，誰也沒有得到「一枝獨秀」的榮譽。本文中的試驗證明臺灣省氣象所的主觀預報，成績並不低於客觀預報。另一方面講，客觀法似不能獨立應用，必須配合主觀法，更期待於進一步的發展。

目前看來，較有希望成為正式預報工具的客觀法，一種是從理論上着手的數值預報；一種是從整理過去資料着手的統計預報。這兩種都得靠電子計算機的幫助。後者又可分為迴歸方程法和比擬法。所謂「比擬法」(Analogue method)的理論根據是：同樣的氣壓分佈，未來的路徑當亦相似。也就是據當時的氣壓分佈等因素找出過去類似的路徑。我國海軍曾利用本所二十年資料製卡，由關壯濤中校主持，經獨立試驗所得的結果，和本研究相提並論更為有趣，30次獨立試驗中，平均向量誤差竟然也是95哩。

去年十月荒川氏將他的方法加以修正發表，並劃分為南北兩區，使能分別適應轉向颱風和非轉向颱風，

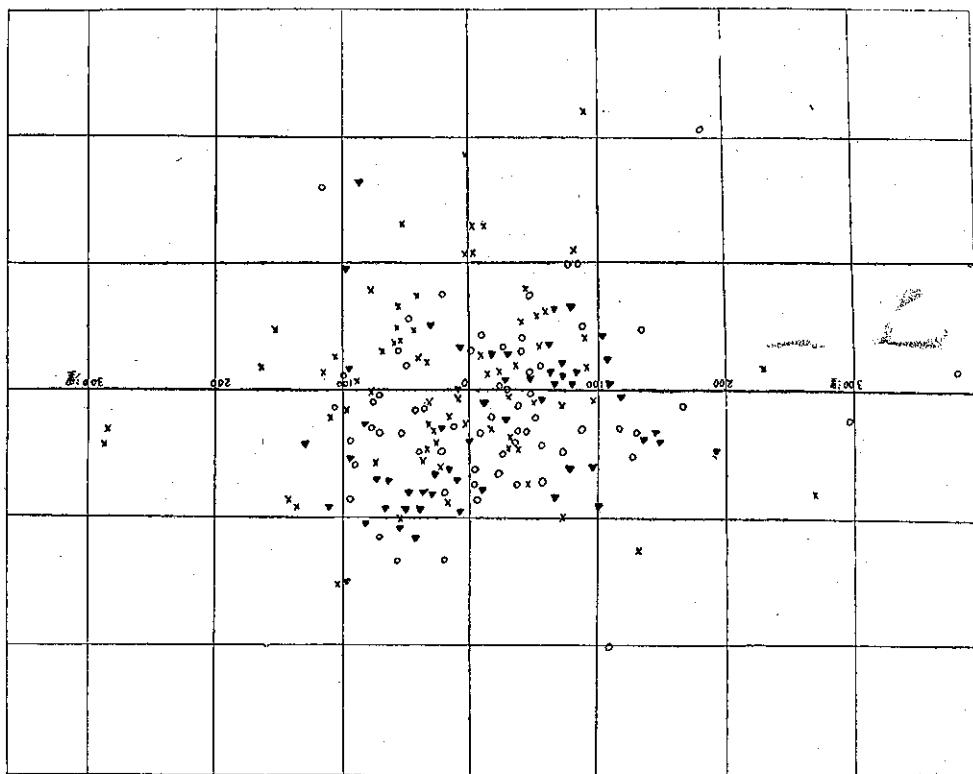


圖 1：1963~1964 年內臺灣發佈警報之各次颱風用馬龍法及荒川法算得24小時中心位置與本所主觀預報向量誤差分佈圖

Fig. 1: Malone, Arakawa, & Taiwan Weather Bureau 24 Hour forecast errors in 1963 and 1964 seasons.

此法曾請 JTWC 在 1963 年颱風季內獨立試驗，據該中心主任萊姆中校 (Lt. Col. Roland C. Lane) 稱：新方法的誤差約較老方法減少三分之一左右。果真如此，則荒川法將來很有希望正式成爲一種預報工具。

總而言之，無論那一種客觀方法，基本上的困難在於低緯度氣壓梯度太弱，測站過少，分析難以準確，內力的影響更無法加此計算，因此誤差也難以有顯著的改進。

參 考 文 獻

1. H. Arakawa (1964.): Statistical method to forecast the movement and central pressure of typhoons in Western North Pacific, J. of Applied Meteor. Oct.
2. C. S. Ramage (1960): Recent investigation in tropical meteorology at the University of Hawaii U.S.-Asian Military Weather Symposium, Feb.
3. R. D. Fletcher (1960): Hurricane probability forecasting in the Atlantic, U. S. Asian Military Weather Symposium, Feb.
4. H. Riehl (1956): On the prediction of 24-hour hurricane motion, J. of Meteor. Oct.
5. C. G. Waldron (1961): A test of the Arakawa method of forecasting typhoon movement and surface pressure, Annual Typhoon Report, JTWC.
6. E. A. Erdei (1961): Miller-Morre method tested and applied in the Western Pacific, Annual Typhoon Report JTWC,
7. R. Cecil Gentry (1964): Current hurricane research, Weatherwise, Aug.
8. Kuan Chuang-tao (1964): A experiment on Typhoon movement prediction based on analogue selection Aug.
9. 吳宗堯 (1960): 馬龍颱風客觀預報法及其校驗，氣象預報與分析，6月。

波數分析在長期預報上之應用

徐晉淮

A Discussion of Harmonical Analysis on Its Application to Longrange Forecasts

Chin-huai Hsu

Abstracts

The writer first gives an introduction on the method of harmonical analysis and its derivation and follows with its application to synoptic analysis. Some practical examples are given as illustrations. The seasonal variation on the moving velocity of waves and its amplitude have been analyzed and discussed. Some abnormal weather changes in relation to the number and length of waves have also been investigated.

一、波數分析之意義

瞭解大氣大循環之演變趨勢而推測其將來變化，藉以預報天氣的方法，從長波之概念被倡用以來，雖已有多年歷史，但是我們事實上仍難自天氣圖上確實判定某一變化屬於長波或短波。在現階段預報作業中，須以短時間內要分析而發佈天氣預告故，Petterssen 或 Fourier 之研究，事實是不能滿足我們的需要。

從來，我們所應用之 500mbs 或 700mbs 高空天氣圖與平均圖等種種天氣變化之追跡，只知其部分的變化，即偏重其天氣變化之合成狀況，不知其異常複雜之個別變化，而常發生預報錯誤。

本文將詳述之波數分析法，是把此複雜合成波，分為個別波數後，分析各波之移動情況而預測將來之趨勢而減少其複雜性。

分析高空圖而追蹤各波槽之移動情況可發現波長較長之波槽，其移動速度遲緩，而波長較短之波槽，其移動速度較快。西風波之移動可由 Rossby 之長波公式：

$$C = U - \frac{\beta L^2}{4\pi^2} \text{ 求之}$$

但由 Rossby 公式求得長波之臨界速度常與實際分析上所得之長波移動速度不盡相符合，因上列公式可知西風波之移動速度 C 為波長 L 之函數，所以如波長不同，計算所得速度 C 值亦隨此有異。如上所述長波具有視波長而改變其移動速度之性質者謂之為分散波 (Dissiperssion wave)。

高空圖上分析所得西風波係多種長波及短波所合成者，因此欲瞭解此西風波之移動或性質，須將西風波之各成分波析出而求其個別性質，移動狀況，始能

明瞭西風波所具性質及移動情況。

剖析合成波之各成分波而探究其波所具性質之方法，所謂波數分析法。經波數分析所得各成分波，其波數號碼較小者（如波數 1、2 及 3 等），其移動亦較緩。而波數號碼較大者（如波數 6、7 及 8 等）則具有移動較速性質。

本文波數分析方法，未採用 Rossby 之長波公式而改用調和解析法 (Harmonical analysis method) 計算，分析波數之變化。此計算法如用電子計算可迅速得正確結果非常簡便，但家所週知電子計算機租費昂貴，吾人仍難負擔。如按照本文方法計算，熟練後，每次需三至四小時餘，不耽誤預報時效，且可節省大筆經費，同時所得之計算值與電子計算之結果完全相符。日本氣象廳在未使用電子計算機（即 1963 年以前）或電腦發生故障時，亦常採用人工方法計算。欲說明實際計算次序須先簡解調和解析理論，以明此計算法來歷。

二、調和解析

在氣象變化中，有許多規則的週期現象可尋，如因太陽系自轉與公轉影響而發生之氣溫日變化與年變化為此例，另有大氣環流之長波及短波變化等可表現天氣變化之週期性。茲述調和解析之數字的意義如下。

吾人已熟知，Fourier 級數理論表示，如果應用調和解析法，吾人將可瞭解氣象變化週期性之構成因素及其定量的表示方法。週期為 2π 之函數 $\varphi(t)$ ，可以由週期 π 之函數 $\cos t$ 、 $\sin t$ ，週期 $\frac{2\pi}{2}$ 之函數 $\cos 2t$ 、 $\sin 2t$ 、……以至週期 $\frac{2\pi}{n}$ 之函數 $\cos nt$ 、 $\sin nt$ 等之總和代表之。

$$\left. \begin{aligned} \varphi(t) &= a_0 + a_1 \cos t + a_2 \cos 2t \\ &\quad + \dots + a_n \cos nt + \dots \\ &\quad + b_1 \sin t + b_2 \sin 2t \\ &\quad + \dots + b_n \sin nt + \dots \end{aligned} \right\} (1)$$

$$= \sum_{i=0}^n a_i \cos it + \sum_{i=1}^n b_i \sin it$$

如果我們有 m 個 ($m > 2n$) 資料 $\varphi_j = \varphi(t_j)$, $j=1, 2, \dots, m$, 上式中 $a_0, a_1, \dots, a_n, b_1, b_2, \dots, b_{n-1}$ 等 $2n$ 個係數, 可以使用調和解析法求得, 可瞭解 m 個資料之週期性。此場合應求之未知數為 $2n$ 個故, 觀測資料應有 $2n$ 以上才可解答, 即 m 應大於 $2n$, 簡單說 $\varphi(t)$ 之日變化及年變化中之 $2n$ 個係數, 以最小自乘法決定之。通常引用最小自乘法求得某一方程式之各項係數的計算方法如下, 設某一變化之週期為 ω , 並令 $\frac{2\pi t}{\omega} = x$, 即上式中 $t = \omega$ 時, $x = 2\pi$ 。假設週期 ω 把 $2n$ 等分時, 各點之間隔 Δt 以角度表示可得

$\Delta t = \frac{2\pi}{2n} = \frac{\pi}{n}$, 因之各點之位置為 $\Delta t, 2\Delta t, \dots, 2n\Delta t = 2\pi$, 若 $\Delta t, 2\Delta t, 3\Delta t, \dots, 2n\Delta t$ 之測定值為 $\varphi(\Delta t), \varphi(2\Delta t), \dots, \varphi(2n\Delta t)$ 時。由 (1) 式可得

$$\left. \begin{aligned} \varphi(\Delta t) &= a_0 + a_1 \cos \Delta t + \dots + a_n \cos n\Delta t \\ &\quad + b_1 \sin \Delta t + \dots + b_{n-1} \sin(n-1)\Delta t \\ \varphi(2\Delta t) &= a_0 + a_1 \cos 2\Delta t + \dots + a_n \cos 2n\Delta t \\ &\quad + b_1 \sin 2\Delta t + \dots + b_{n-1} \sin 2(n-1)\Delta t \\ \varphi(2n\Delta t) &= a_0 + a_1 \cos 2n\Delta t + \dots + a_n \cos 2n^2\Delta t \\ &\quad + b_1 \sin 2n\Delta t + \dots + b_{n-1} \sin 2n(n-1)\Delta t \end{aligned} \right\}$$

等之 $2n$ 個聯立方程式。故 $a_0, a_1, \dots, a_n, b_1, \dots, b_{n-1}$ 等 $2n$ 個之係數, 可由此聯立方程式之第 1 式乘 $2\cos m\Delta t$, 第 2 式乘 $2\cos 2m\Delta t$, 第 3 式乘 $2\cos 3m\Delta t$, \dots 後, 求其總和可得左項為 $2 \sum_{s=1}^{2n} f(s\Delta t) \cos Sm\Delta t$, 右項為:

$$\left. \begin{aligned} &2a_0(\cos m\Delta t + \cos 2m\Delta t + \dots + \cos 2nm\Delta t) \\ &+ 2a_1(\cos \Delta t \cos m\Delta t + \cos 2\Delta t \cos 2m\Delta t + \dots + \cos n\Delta t \cos 2nm\Delta t) \\ &+ \dots \\ &+ 2a_m(\cos^2 m\Delta t + \cos^2 2m\Delta t + \dots + \cos^2 2nm\Delta t) \\ &+ \dots \\ &+ 2a_n(\cos n\Delta t \cos m\Delta t \end{aligned} \right\} (2)$$

$$\begin{aligned} &+ \cos 2n\Delta t \cos 2m\Delta t + \dots \\ &+ \cos 2n\Delta t \cos 2nm\Delta t) \\ &+ 2b_1(\sin \Delta t \cos m\Delta t + \sin 2\Delta t \cos 2m\Delta t + \dots + \sin 2n\Delta t \cos 2nm\Delta t) \\ &+ \dots \\ &+ 2b_{n-1}(\sin(n-1)\Delta t \cos m\Delta t + \sin 2(n-1)\Delta t \cos 2m\Delta t + \dots + \sin 2n(n-1)\Delta t \cos 2nm\Delta t) \end{aligned}$$

上式計算 (從略) 結果 a_m 以外之係數等於 0 故

$$2 \sum_{s=1}^{2n} f(s\Delta t) \cos Sm\Delta t = 2na_m \dots (3)$$

$$\text{即 } a_m = \frac{1}{n} \sum_{s=1}^{2n} f(s\Delta t) \cos Sm\Delta t \dots (4)$$

以同理可得,

$$b_m = \frac{1}{n} \sum_{s=1}^{2n-1} f(s\Delta t) \cos Sm\Delta t \dots (4')$$

故由 (4) 及 (4)' 式, 逐次可求出其他各係數, 但計算非常複雜, 故本文以 $2n=12$ 為例, 說明計算工作表 (1 表至 5) 之利用法以利今後計算。令 t_1, t_2, \dots, t_{12}

表 1

		y_1	y_2	y_3	y_4	y_5	y_6
		3.0	3.7	7.0	12.6	16.8	20.6
	y_{12}	y_{11}	y_{10}	y_9	y_8	y_7	
	5.4	10.7	16.2	22.1	25.8	24.4	
和	α_0	α_1	α_2	α_3	α_4	α_5	α_6
	5.4	13.7	19.9	29.1	38.4	41.2	20.6
差		δ_1	δ_2	δ_3	δ_4	δ_5	
		-7.7	-12.5	-15.1	-13.2	-7.6	

和 (表 2)

	α_0	α_1	α_2	α_3
	5.4	13.7	19.9	29.1
	α_6	α_5	α_4	
	20.6	41.2	38.4	
和	$\alpha\alpha_0$	$\alpha\alpha_1$	$\alpha\alpha_2$	$\alpha\alpha_3$
	26.0	54.9	58.3	29.1
差	$\delta\alpha_0$	$\delta\alpha_1$	$\delta\alpha_2$	
	-15.2	-27.5	-18.5	

差 (表 3)

	δ_1	δ_2	δ_3
	-7.7	-12.5	-15.1
	δ_5	δ_4	
	-7.6	-13.2	
和	$\alpha\delta_1$	$\alpha\delta_2$	$\alpha\delta_3$
	-15.3	-25.7	-15.1
差	$\delta\delta_1$	$\delta\delta_2$	
	-0.1	0.7	

表四：餘弦項

$\cos 0^\circ = 1$	$\alpha\alpha_0$	$\alpha\alpha_1$		$\alpha\alpha_0$	$-\alpha\alpha_3$		
	26.0	54.9		26.0	-29.1		
	$\alpha\alpha_2$	$\alpha\alpha_3$	$\delta\alpha_0$			$\delta\alpha_0$	$-\delta\alpha_2$
	58.3	29.1	-15.2			-15.2	18.5
$\cos 30^\circ = 0.866$			$\delta\alpha_1$				
			-27.5				
			-23.8				
$\cos 60^\circ = 0.5$			$\delta\alpha_2$	$-\alpha\alpha_2$	$\alpha\alpha_1$		
			-18.5	-58.3	54.9		
			-9.2	-29.1	27.5		
和	I	II	I	II	I	II	I
	84.3	84.0	-24.4	-23.8	-3.1	-1.6	-15.2
和 I + II	$12a_0$		$6a_1$		$6a_2$		$6a_3$
	168.3		-48.2		-4.7		3.3
差 I - II	$12a_6$		$6a_5$		$6a_4$		
	0.3		-0.6		-1.5		

表五：正弦項

$\sin 30^\circ = 0.5$	$\alpha\delta_1$						
	-15.3						
	-7.6						
$\sin 60^\circ = 0.866$		$\alpha\delta_2$	$\delta\delta_1$	$\delta\delta_2$			
		-25.7	-0.1	0.7			
		-22.3	-0.1	0.6			
$\sin 90^\circ = 1$	$\alpha\delta_3$				$\alpha\delta_1$	$-\alpha\delta_3$	
	-15.1				-15.3	15.1	
和	I	II	I	II	I	II	
	-22.7	-22.3	-0.1	0.6	-15.3	15.1	
和 I + II	$6b_1$		$6b_2$		$6b_3$		
	-45.0		0.5		-0.2		
差 I - II	$6b_5$		$6b_4$				
	-0.4		-0.7				

之 $\varphi(t)$ 值，以 y_1, y_2, \dots, y_{12} 代表即得 $\Delta t = \frac{2\pi}{12}$ ，

等於30度故(4)(4)'式可寫成

$$\begin{aligned}
 12a_0 &= y_1 + y_2 + \dots + y_{12} \\
 6a_1 &= y_1 \cos 30^\circ + y_2 \cos 60^\circ + y_3 \cos 90^\circ \\
 &\quad + y_4 \cos 120^\circ + y_5 \cos 150^\circ \\
 &\quad + y_6 \cos 180^\circ + y_7 \cos 210^\circ \\
 &\quad + y_8 \cos 240^\circ + y_9 \cos 270^\circ \\
 &\quad + y_{10} \cos 300^\circ + y_{11} \cos 330^\circ \\
 &\quad + y_{12} \cos 360^\circ = (y_1 - y_5 - y_7 \\
 &\quad + y_{11}) \cos 30^\circ + (y_2 - y_4 - y_8 \\
 &\quad + y_{10}) \cos 60^\circ + (y_{12} - y_6) \\
 6a_2 &= \dots \dots \dots \\
 6b_1 &= y_1 \sin 30^\circ + y_2 \sin 60^\circ + y_3 \sin 90^\circ \\
 &\quad + y_4 \sin 120^\circ + y_5 \sin 150^\circ
 \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned}
 &+ y_6 \sin 180^\circ + y_7 \sin 210^\circ \\
 &+ y_8 \sin 240^\circ + y_9 \sin 270^\circ \\
 &+ y_{10} \sin 300^\circ + y_{11} \sin 330^\circ \\
 &+ y_{12} \sin 360^\circ \\
 &= (y_1 + y_5 - y_7 - y_{11}) \sin 30^\circ \\
 &+ (y_2 - y_4 - y_8 - y_{10}) \sin 60^\circ \\
 &(y_3 - y_9)
 \end{aligned}$$

$$6b_2 = \dots \dots \dots$$

(5)式之計算，引用表1至5等五個計算工作表，可節省時間，茲舉例說明計算工作表之利用法如下，此表為某站之月平均氣溫之年變化以調和解析得到之結果，今把1月之氣溫為 y_1 ，2月之氣溫為 y_2 ，……，12月之氣溫為 y_{12} 表示，依次把 $y_1, y_2, y_3, \dots, y_{12}$ 如表填入後，計算上下項之和與差，由此求出之數值為 α_0, α_1

，……， α_6 及 $\delta_1, \delta_2, \dots, \delta_5$ ，再此 $\alpha_0, \alpha_1, \dots, \alpha_6$ 及 $\delta_1, \delta_2, \dots, \delta_5$ 數值填入表2及表3計算亦可如表求出 $\alpha\alpha_0, \alpha\alpha_1, \dots, \delta\delta_1, \dots$ 等，最後把 $\alpha\alpha_0, \alpha\alpha_1, \dots, \delta\delta_0, \delta\delta_1, \dots$ 填入餘弦項(表4)及正弦項(表5)後乘 $\cos 30^\circ, \cos 60^\circ, \sin 30^\circ, \sin 60^\circ$ 之數值後如表得到之和為I，II，再I，II以12或6除去始求出 $a_0, a_1, \dots, a_6, b_1, \dots, b_5$ 等係數即

$$\begin{aligned}
 a_0 &= 14.0 & a_1 &= -8.0 & a_2 &= -0.8 & a_3 &= -0.5 \\
 a_4 &= -0.3 & a_5 &= -0.1 & a_6 &= 0.1 & b_1 &= -7.4 \\
 b_2 &= 0.1 & b_3 &= 0.0 & b_4 &= -0.1 & b_5 &= -0.1
 \end{aligned}$$

三、波數分析之作業程序

我們從上述所了解之調和解析的結果，應用分析西風波之波數，以計算500mbs 面北半球高度圖中西風波各波數之位置及其分佈狀態，其作業程序如後：

第一步驟：讀取定點之高度值。

西風波分析上應用500mbs 或700mbs 北半球高度圖為最適宜，本文詳述500mbs (附圖1)為作業程序，其他可用相同方法。所用之緯度以當地之位置及目的而定之。又本文暫定北緯40度及30度之緯度圈，以經度零度為標準每15度作為定點，由圖1，讀取各定點之高度值，得如第6表，可供今後調和分析計算之基礎。通常分別計算2個以上緯度圈，較易明瞭各波之斜度，且選擇緯度圈時應選較靠近當地緯度為適宜。如在本省應選北緯30度與北緯40度或北緯35度與北緯25度，但本省位於低緯度，故夏季因西風帶位於較高緯度影響，亦不能選定太

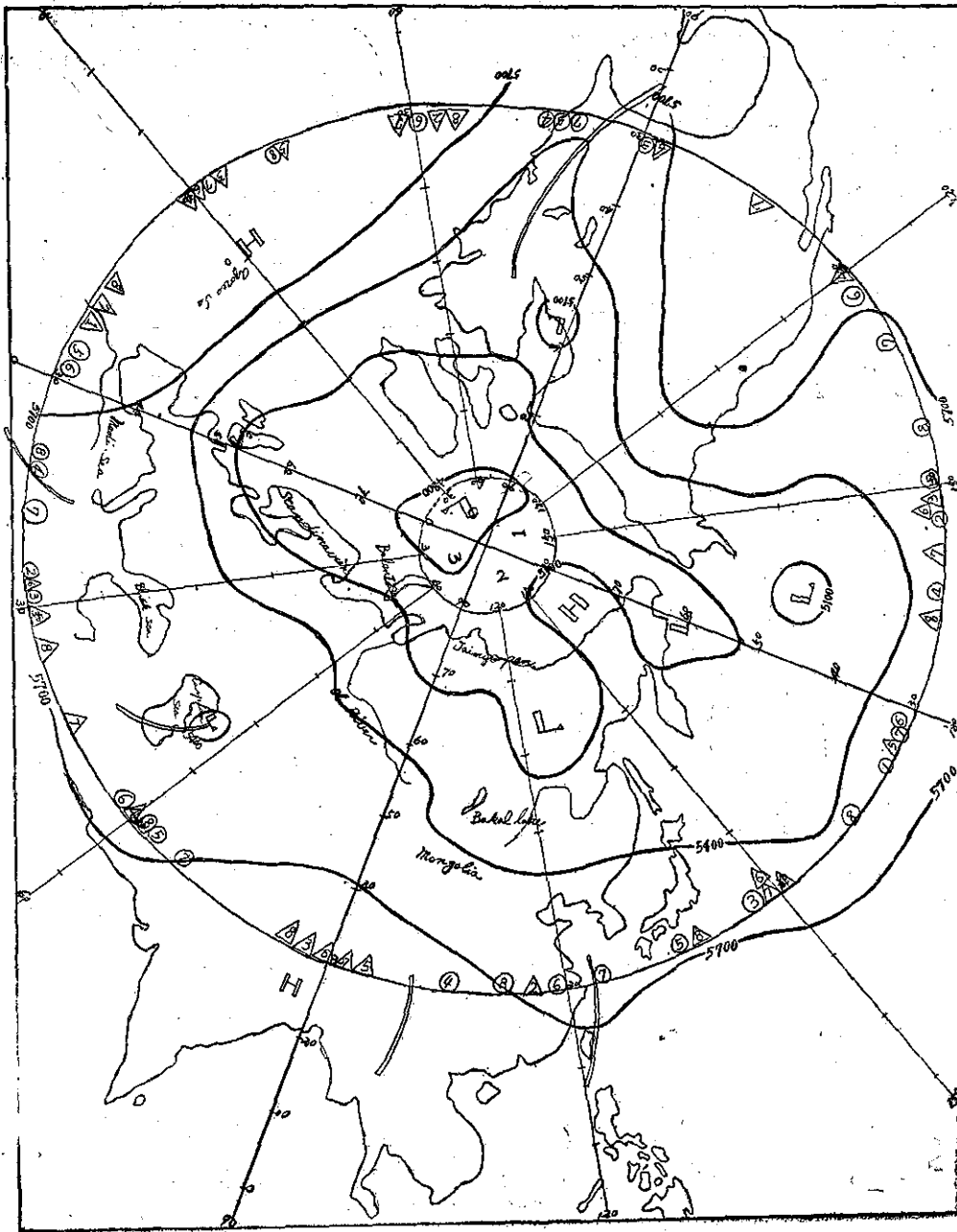


圖 1：北半球天氣圖 (1965年 1 月 17 日 12 Z)
Fig. 1: Northern hemisphere weather chart

○：波槽之位置 Trough position
△：波脊之位置 Ridge position

低，俾免發生不良後果。一方面如人員充足，應克服
低緯度預報上之種種困難，並作進一步的研究。

第二步驟：調和分析之計算

由北半球 500mbs 高空天氣圖讀取之 24 個定點

高度值，施行調和解析計算如附表 6，茲述計算程序
及應注意之要點如下：

(一) 通常北緯 30 度之 500mbs 高度值約為
5,700gpm，填入附表 6 時可略去千位及個位，即

表六：波數分析計算用紙 (15°)

週間預報用
30°N 民國54年1月17日12Z
←500mb 高度 (例 5860gpm 填 86)

	0	15	30	45	60	75	90	105	120	135	150	165	180
E	76	65	72	68	66	78	79	73	63	70	63	52	58
W		85	94	95	85	64	64	82	76	70	61	58	
(E+W)	76	150	166	163	151	142	143	155	139	140	124	110	58
(E-W)		↑	-20	-22	-27	-19	14	15	-9	-13	0	2	-6
	c	d											

A	77	150	166	163	151	142	143	
B	58	110	124	140	139	155		
(A+B)=P	134	260	290	303	290	297	143	
(A-B)=Q	18	40	42	23	12	-13		

F	134	260	290	303				
G	143	297	290					
(F+G)=I	277	557	580	303				
(F-G)=m	-9	-37	0					
	e	f						

和	1717
差	-3
1	a ₀ =71.5
24	a ₁₂ =-0.1

積	857	860
---	-----	-----

和	1717
差	-3
1	a ₀ =71.5
24	a ₁₂ =-0.1

0.5	③ 0	③ *-580	② 557		① 9		
0.866	② -37				② -30	① -37	② -18
1.0	① -9	① 277	④ *-303		③ -27		
積	0.0	-290	279		4.5		
	-9.0	-32.0			-26.0	-32.0	-15.6
左項和	-9.0	-13.0	e -9.0	-22.5	-32.0	① 9.0	
右項和	-32.0	-24.0	f 0	-26.0	-15.6	② -27.0	
和	-41.0	-37.0		-48.5	-47.6		
差	23.0	-11.0	-9.0	3.5	-16.4		36.0
1/12	a ₂ -3.4	a ₄ -3.1	a ₆ -0.9	b ₂ -4.0	b ₄ -4.0		
1/12	a ₁₀ 1.9	a ₈ 0.9		b ₁₀ 0.3	b ₈ -1.4	b ₆ 3.0	
				-3.7	-5.4		
				0.5	0.866		1.0
				-1.9	-4.5		3.0
							*1=-3.4
							(+)

0.259	⑥ -13			② 40	① -26		⑤ 5
0.5	⑤ 12			⑤ 12	② -20		② -20
0.707	④ 23		② 30	④ *-23	③ -27		③ 27
0.866	③ 42			③ *-42	④ -32		④ *32
0.966	② 40			⑥ -13	⑤ 5		① -26
1.0	① 18	① 6	① 18	① 18	⑥ 15	② -35	⑥ 12
積	-3.4		6.0	10.4	-6.7		1.3
	6.0		6.0	-10.0	-10.0		-10.0
	16.3		-21.2	-16.3	-19.1	-41.0	-19.1
	36.4		-36.4	-12.6	4.8		27.7
	18.0	6.0	18.0	15.0		-35.0	15.0
左項和	60.4	6.0	-12.4	-21.0	-41.0	-4.7	
右項和	51.5	-21.2	-18.5	-22.7	-35.0	32.7	
和	111.9	-15.2	-30.9	43.7	-76.0	28.0	
差	8.9	27.2	6.1	1.7	-6.0	-37.4	
1/12	a ₁ 9.3	a ₃ -1.3	a ₅ -2.6	b ₁ 3.6	b ₃ -6.3	b ₅ 2.3	
1/12	a ₁₁ 0.7	a ₉ 2.3	a ₇ 0.5	b ₁₁ 0.1	b ₉ -0.5	b ₇ -3.1	
				-3.5	-6.8		-0.8
				0.259	0.707		0.966
				-0.9	-4.8		-0.8
							*2=-6.5
							(+)

*0C=76.0	*5Σa=75.7	*4a/2=-10.0	*3=-9.9
----------	-----------	-------------	---------

n	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	波數No.
a	71.5	9.3	-3.4	-1.3	-3.1	-2.6	-0.9	-0.5	0.9	2.3	1.9	0.7	-0.1	
b		-3.6	-4.0	-6.3	-4.0	2.3	3.0	-3.1	-1.4	-0.5	0.3	0.1		
a^2		86.5	11.6	1.7	9.6	6.8	0.8	0.3	0.8	5.3	3.6	0.5		
b^2		13.0	16.0	39.7	16.0	5.3	9.0	9.6	2.0	0.3	0.1	0.0		
a^2+b^2		99.5	27.6	41.4	25.6	12.1	9.9	9.9	2.8	5.6	3.7	0.5		
$\sqrt{a^2+b^2}=C$		10.0	5.3	6.4	5.1	3.5	3.1	3.1	1.7	2.4	1.9	0.7		振 幅
a/c		0.9300	0.6413	0.2031	0.6078	0.7430	0.2903	0.1613	0.5300	0.9583	1.0000	1.0000		
$[\alpha]$		68	40	12	37	42	16	9	32	17	90	90		
α		112	220	192	217	-42	-16	171	148	163	90	90		
$-\alpha/n$		-112	-110	-64	-54	8	3	-24	-19	-18	-10	-8		位 相 角

注意 * 變符號處

* 1-6 校對 0.2 左右即可如錯大時須再計算

$\begin{matrix} a = + \\ b = - \end{matrix} \left\{ 180^\circ - [\alpha^\circ] = \alpha^\circ \right.$
 $\begin{matrix} a = - \\ b = + \end{matrix} \left\{ -[\alpha^\circ] = \alpha^\circ \right.$
 $\begin{matrix} a = + \\ b = + \end{matrix} \left\{ [\alpha^\circ] = \alpha^\circ \right.$
 $\begin{matrix} a = - \\ b = - \end{matrix} \left\{ [\alpha^\circ] + 180^\circ = \alpha^\circ \right.$

5,860gpm 僅使用 86gpm 兩位 (百位及十位) 即可

(二) 每日以計算一次 (1200Z) 為宜。如上節所述, 各緯度應分別計算分析其各波數為宜。

(三) 計算上應用圓型計算尺較為迅速, 按照我

個人之經驗, 使用直型計算尺亦可。但其計算速度較慢, 且不盡詳細。因之改用對數常用表 (1. 丸善對數表: Maruzen's Seven-figure Mathematical Tables 中之(1)平方, 平方根常用表 P. 340-P. 359 (2) 三角函數之真數 $\sin x$ 、 $\cos x$ 常用表 P. 266-P. 310

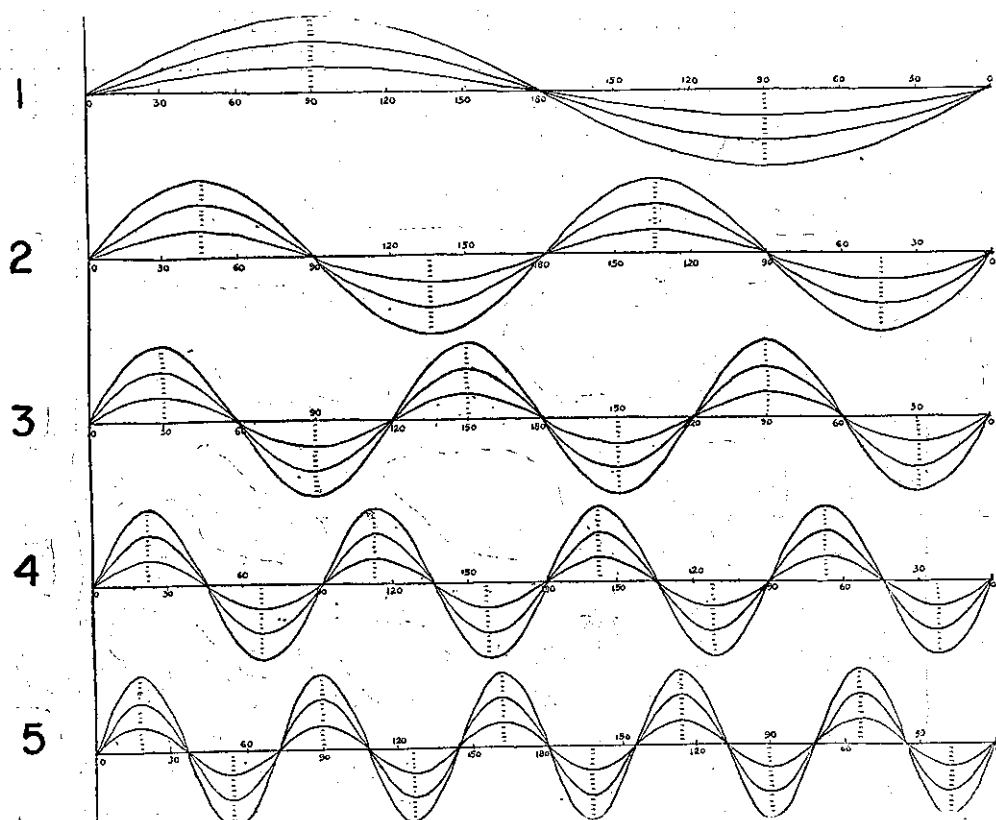


圖 2: 各種波數之波形圖

Fig. 2: The wave form of each wave number

。2. 其他自製 0.259、0.707、0.866 及 0.966 之乘積值與 12 之除商值等表)，非常節省時間。

(四) 調和解析計算按照附表 6，非常複雜，故容易發生錯誤。表上附加 * 符號應變符號，如 (+) 應改 (-)。亦 * 1-6 附號所，可以檢算。如其數值相差太大時，前段計算必有錯誤。如在 *¹ 至 *⁴ 所數值不符，應查 b_1 至 b_{11} 間之計算值，在 *⁵ 與 *⁶ 數值不符，應查 a_0 至 a_{12} 間之計算。據本人之經驗，正負符號及其加減計算易發生錯誤，故應注重計算。今假定已計算正確完妥後之操作程序如下。

第三步驟：預報天氣圖之繪製

(一) 計算所得之方位及振幅按照標準波形(附圖 2、3)，以每波數分別作圖如附圖 4，即可得各波數之現狀位置(經度數)，其作圖程序非常複雜，茲從略。

(二) 再者由作圖所得之各波數位置分別填在 500mbs 高空圖(附圖 1)上 Trough 以 ○, Ridge 以 △ 表示，○ 與 △ 內數字為波數號碼，以便明瞭實際合成波是第幾個波數之集合而形成。嗣再追尋各波數之移動情況。

(三) 如要明瞭各波數之變化，須作各波位置及各波振幅之每日變化圖(附圖 5 至 12)，在方格紙上分別標明每日各波之位置，即縱軸為日期，橫軸為經度作連續圖(Continuity chart)，並加上每日之實際天氣，與天氣之相關比較，由此圖分別預報各波之未來位置與振幅之增減後，合成其次日或數日後之合成狀態，即可知其預報場分為預報區域之 (A) 西方槽 (B) 合成波槽之停滯之地區或 (C) 東方槽。對應於上述三種波槽分佈狀態之天氣類型為 (A) 低氣壓之鋒前天氣，即溫暖濕潤偶有陣性降雨 (B) 在低氣壓槽地域天氣惡劣有連續性降雨 (C) 惡劣天氣過境後，天氣好轉等大規模變化。可決定 4 至 5 天一週之展期天氣變化，或一個月以上之季節天氣變化。如果，上述波數分析法，應用於月平均天氣圖，或降水量之分析，可得月別天氣變化及月別降雨量等長期季節預報。

(四) 本文所述之複雜作業中，除照上述程序均為儀器的作業較為平易外，最感困難者仍是各波變動之預測。但各波之預測，比西風合成波本身之預測簡單而正確，吾人要做雨量，氣溫等要素之預報以前，

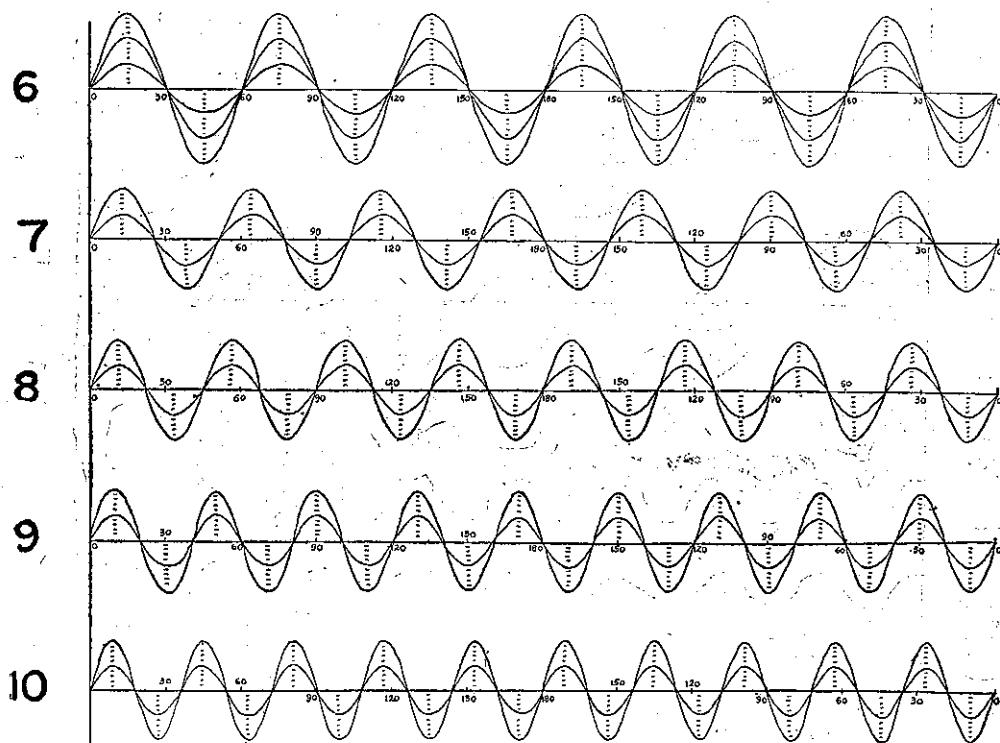


圖 3：各種波數之波形圖。

Fig. 3: The wave form of each wave number

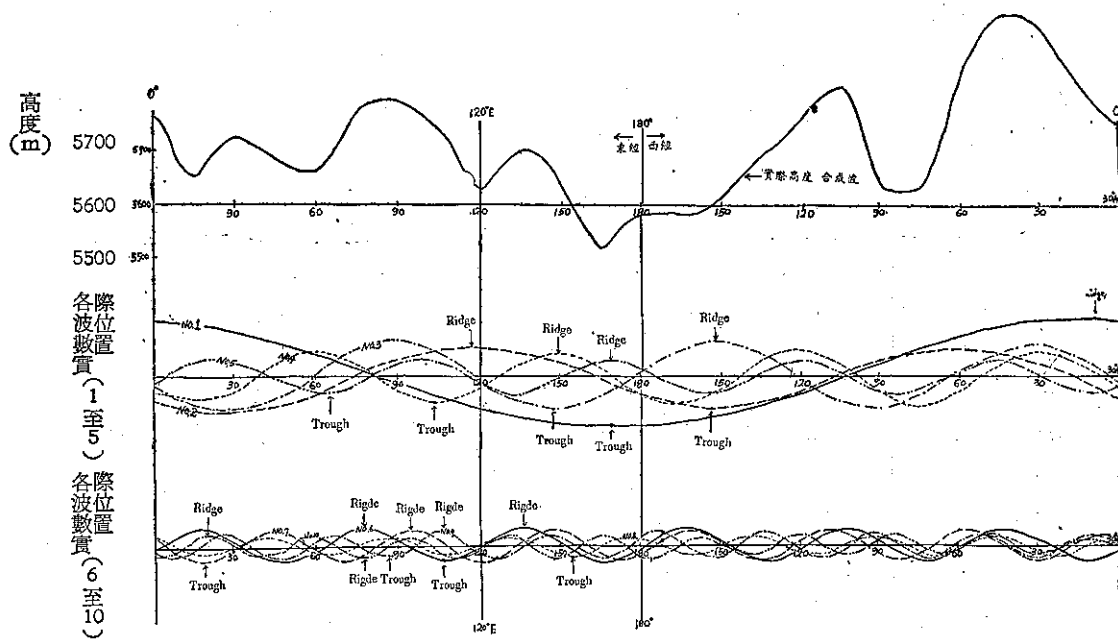


圖 4：波數分析圖 (1965年1月17日12Z)

Fig. 4: The wave analysis chart

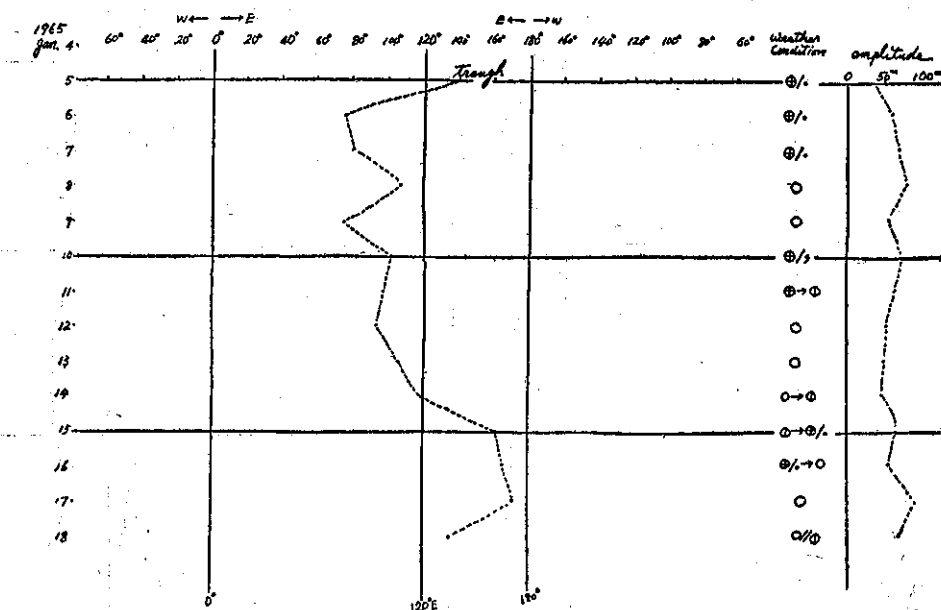


圖 5：波數 No.1 連續圖 (1965年1月份)

Fig. 5: Continuity chart of wave No. 1 (Jan. 1965)

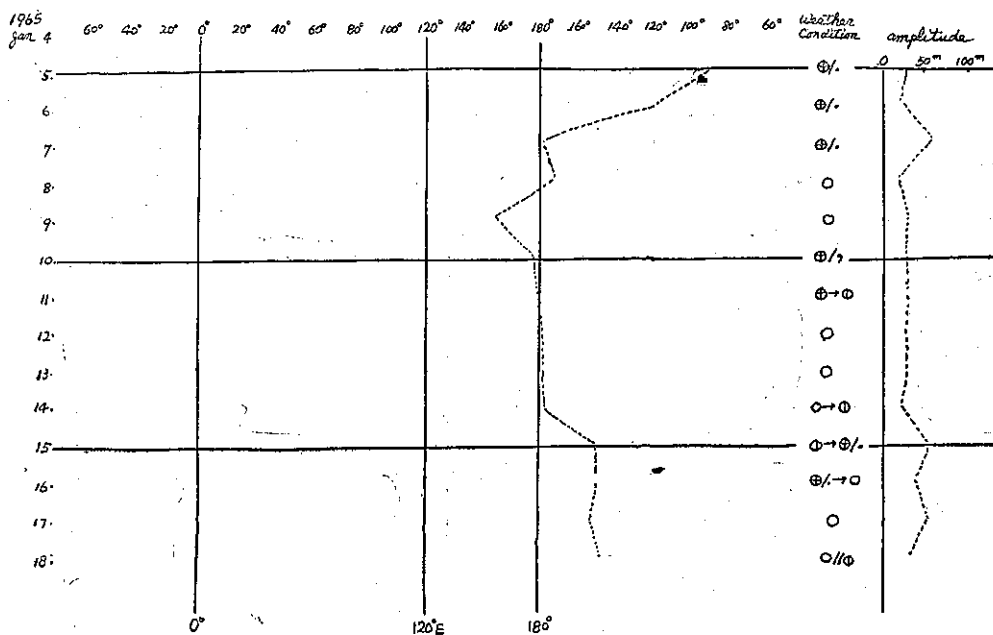


圖 6 : 波數 No. 2 連續圖 (1965年 1 月份)
Fig. 6: Continuity chart of wave No. 2 (Jan. 1965)

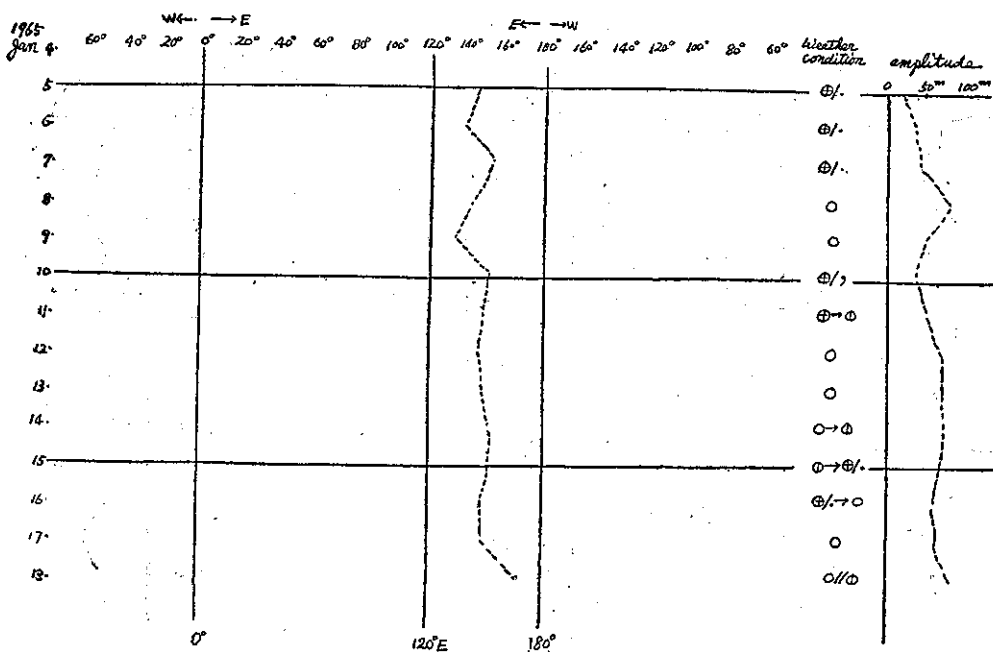


圖 7 : 波數 No. 3 連續圖 (1965年 1 月份)
Fig. 7: Continuity chart of wave No. 3 (Jan. 1965)

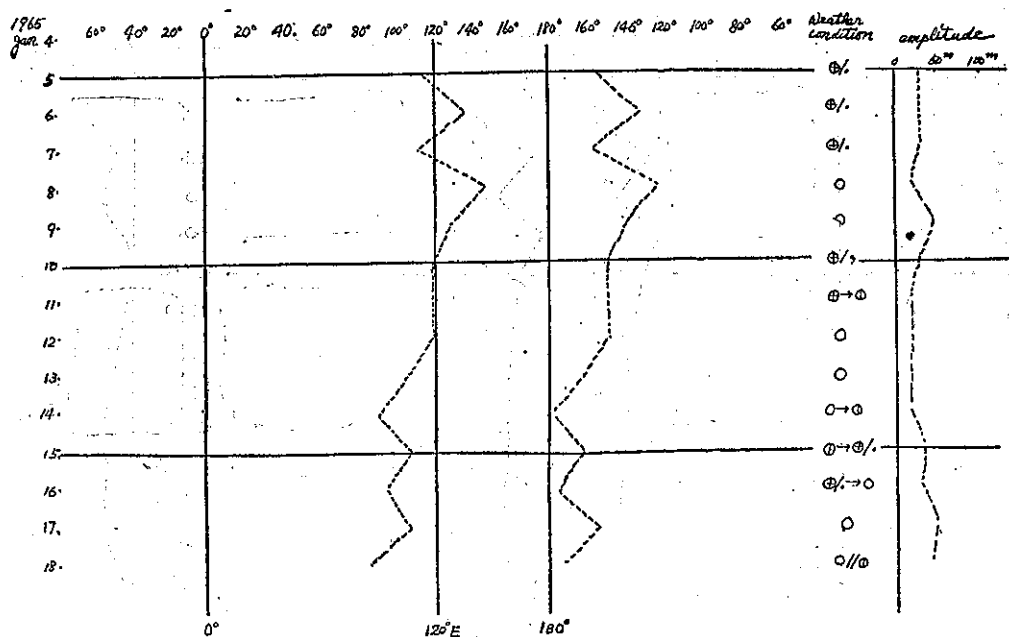


圖 8 : 波數 No. 4 連續圖 (1965年1月份)
Fig. 8: Continuity chart of wave No. 4 (Jan. 1965)

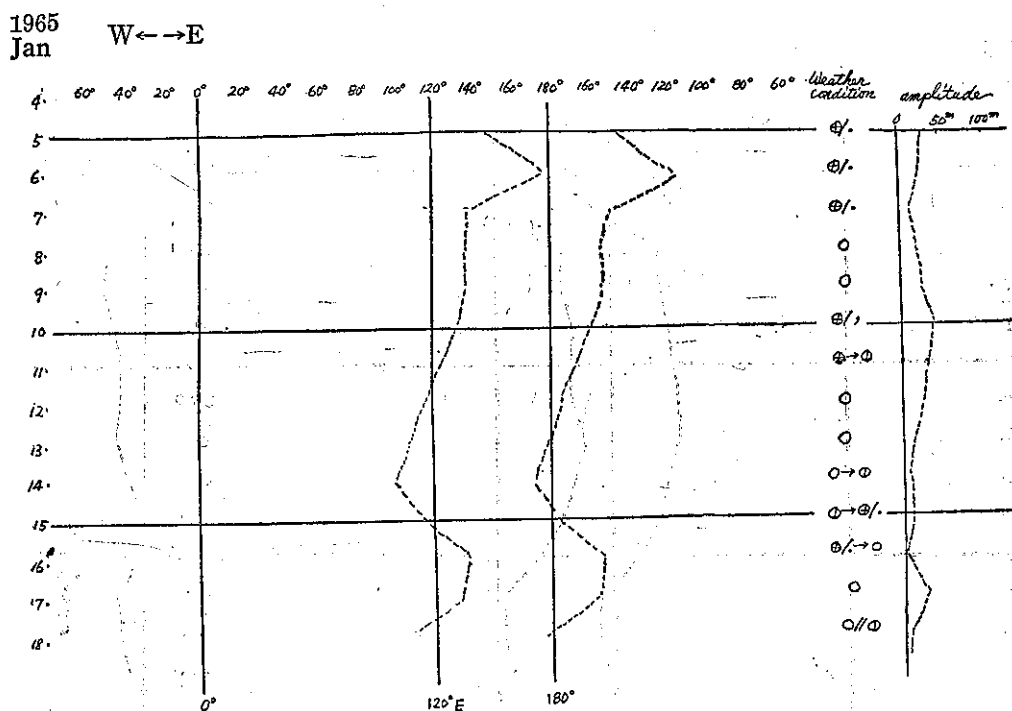


圖 9 : 波數 No. 5 連續圖 (1965年1月份)
Fig. 9: Continuity chart of wave No. 5 (Jan. 1965)

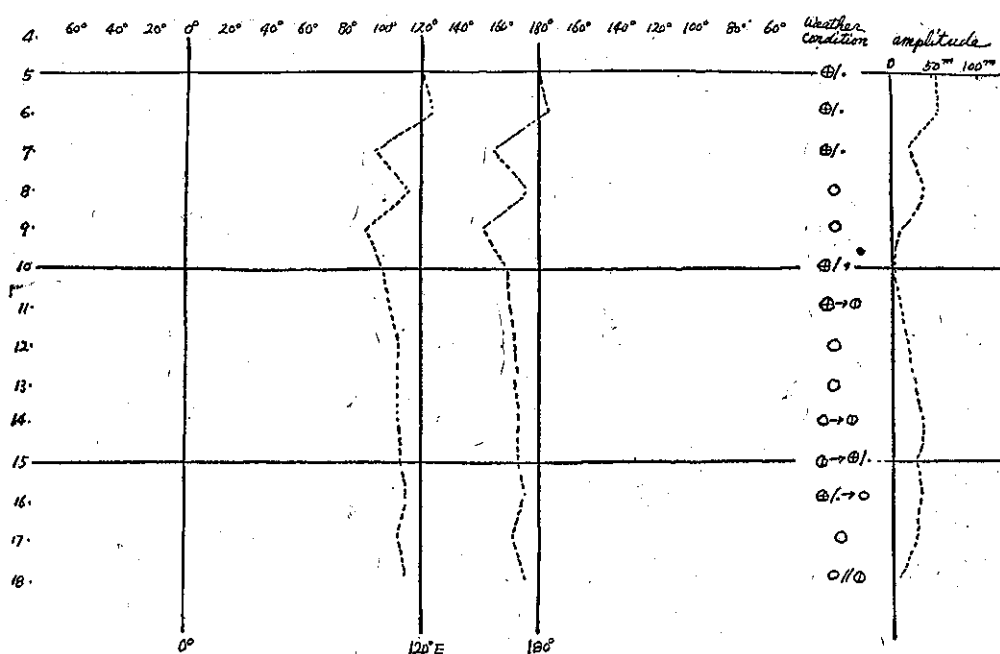


圖10：波數 No. 6 連續圖 (1965年1月份)

Fig. 10: Continuity chart of wave No. 6 (Jan. 1965)

1965
Jan

W←→E

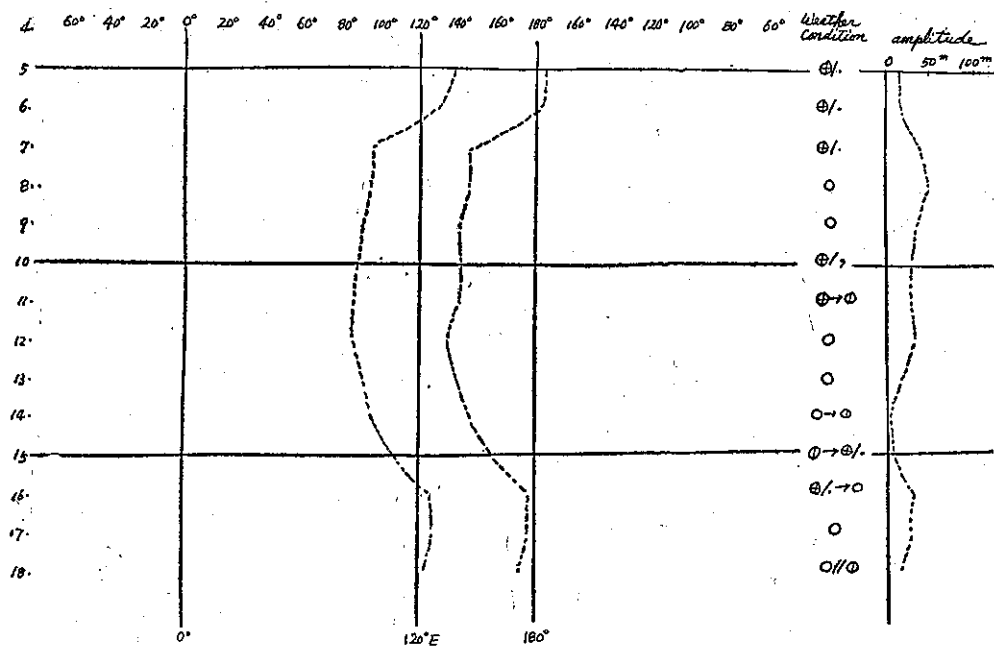


圖11：波數 No. 7 連續圖 (1965年1月份)

Fig. 11: Continuity chart of wave No. 7 (Jan. 1965)

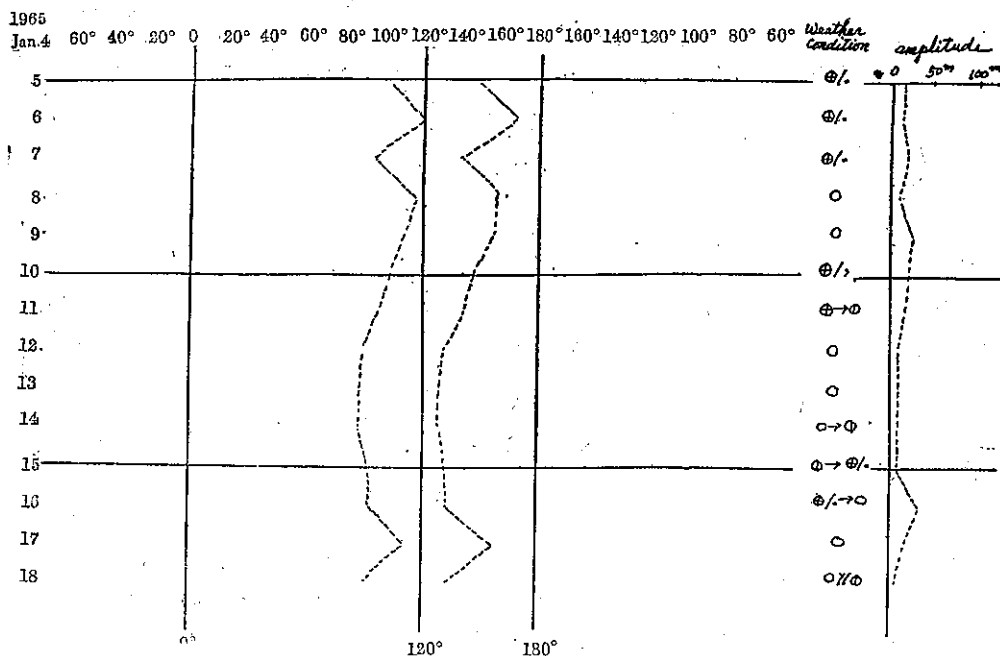


圖12：波數 No. 8 連續圖 (1965年1月份)

Fig. 12: Continuity chart of wave No. 8 (Jan. 1965)

必須先預報大環流之變動，必須盡量多製各種圖表，以資預報之依據。

四、各波動移動之預報結果

根據本人之經驗所得：各波動移動之預報上預報經驗規則較為重要，茲分述如後，以資參考。

(一) 各波數移動之季節變化

通常波數 2、3 及 4 等波長較長之波動，其移動速度較小，可說是滯留波或為緩慢移動之波動。故可謂之為溫波。

(二) 波數 5 及 6 等波長較短之波動，特別於寒季，其移動速度較大，反之於暖候季則變成滯留性波動。據日本之研究，梅雨期即波數 5 及 6 滯留於日本所構成之氣候也。因之，要預報各波數之移動，我們必須熟知過去各波數之月別平均位置及振幅之變化，才可以預報未來之動向。茲各種波槽每月平均位置及其振幅列如表 7 及 8 以資參考。

(三) 又波數 7 之短波長波動，大半為移動性，但於梅雨期即呈現滯留現象，1961年 6 月日本發生豪雨原因為波數 7 之波動保持較大振幅，一直停滯日本附近而誘致之現象。

(四) 波數之異常移動

表7：每月平均各波動trough之位置 (北緯50°)
Table 7: The monthly mean position of each trough (50°N)

月別	波數	1	2	3	4	5
1		171W	125E	153E	121E	138E
2		168E	129E	155E	119E	132E
3		175W	130E	159E	124E	132E
4		167W	141E	164E	114E	147E
5		168W	152E	180	102E	146E
6		165W	156E	176W	95E	166E
7		144W	141E	168E	112E	162E
8		120E	140E	168W	110E	158E
9		172E	130E	176E	116E	120E
10		180	150E	178W	120E	134E
11		171E	125E	155E	112E	139E
12		170E	129E	156E	115E	144E

表8：月平均各波數之振幅 (北緯50°)
Table 8: The monthly mean amplitude of each trough (50°N)

月	振幅	1	2	3	4	5
1		77m	87m	89m	23m	15m
2		80	81	80	19	7
3		79	63	58	16	2
4		90	57	37	20	17
5		70	57	23	31	5
6		48	36	22	6	6
7		9	16	15	4	8
8		8	20	6	9	7
9		35	25	21	11	13
10		75	33	24	16	13
11		99	69	47	22	19
12		96	89	61	34	8

1. 波數 1、2、3 及 4 有時會有以快速速度繼續向東進或西進，且振幅常有急減現象出現。此急激變化通常限於一波長之變化為止，茲示之今冬之波數 1 及 2 之每日變化如下（附圖 13）因之如有急激變化，其移速情形較為容易預測。

2. 波數 3 及 4 可說為基本波數。但其移動較難以預報。我們應用之各種預報之方法，一為認識其繼續性及其停滯性兩種，但其變化時期仍無法確定，故須知其過去數年之變化情形，以便於求類似藉利預報。

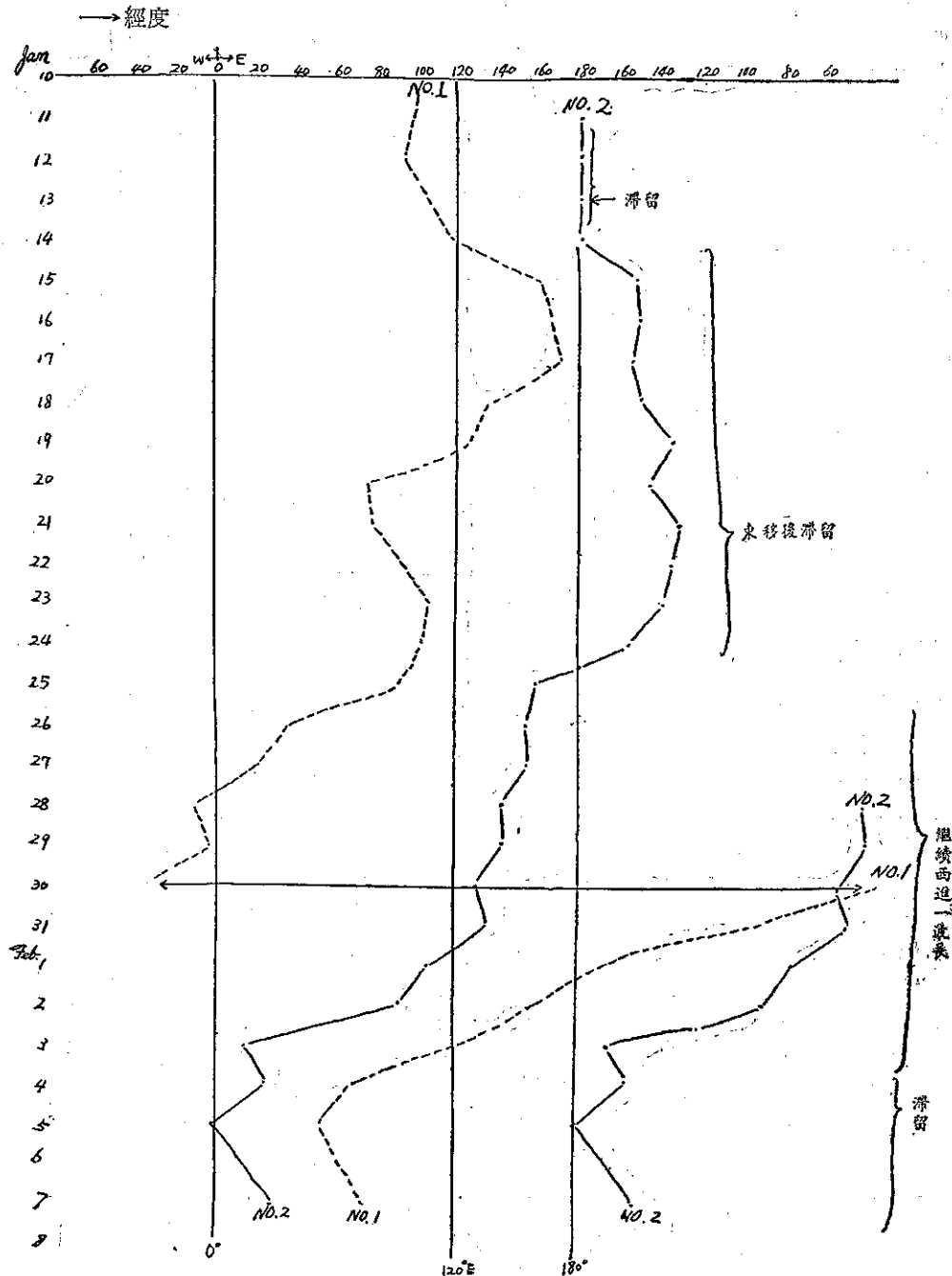


圖 13：異常移動之波數（1965 年 1 月份）

Fig. 13: The abnormal movement of each wave number

3. 在高緯度之波數分析已有數年之研究，故大家已知波長較長之波動為活動性波動。但據本人之經驗在低緯度地區，波長較短之波動反而呈活動性波動。因之，本人於應用波數分析法作北半球天氣圖預報之初期，常有疑問，就是過去在高緯度所獲得的知識常與本人所經驗的完全相反。事實上低緯度地區，短波長波動係為活動性波動，即在北緯30度之長波長波動係為非活動的波動，而短波長波動却是活動性波動，與每日天氣變化相符合。

(五) 振幅變化之基本預報法

天氣預報之最基本的方法，大家已知為先了解其過去情況，而依照過去移動趨勢與速度，推算高低氣壓中心或是 Trough 之未來位置。基於上述所得之結果，我們可適用於各波動，注意各波動之過去變化情況，應用其方向與速度之連續性預報之。此時應注意各波數之振幅變化，如振幅較小之某波動單獨停在本省，其影響天氣力仍小，反之，如振幅較大或多數波動集中本省，天氣必轉劣，茲示振幅之預報指針如次，以供參考。

1. 通常各波之 Energy 變化從長波長波動轉移至短波長波動，故如預報波數 3 之振幅時，須由波數 2 推算之。

2. 通常，計算等高線之波數分析之外，應同時施行等溫線之波數分析，以資振幅變化之預報等高線與等溫線位相如相差 180 度時，即兩者位相反時振幅變化有減弱之趨勢，如其位相，相差 $1/4$ 至 $1/2$ 波長時（等溫線之波形比較等高線線慢時）振幅有增大趨勢。應用此變化規則，我們可達成振幅預報之目的。

五、民國五十四年一月之波數分

析結果與實際天氣

茲略述 1 月份波數分析結果與實際天氣變化分析如下：實際天氣變化 1 日為晴天，但從 2 日起至 6 日止，天氣惡劣，其間降雨頗多，超過臺北 1 月份平均

值。當時波數位置可略述如下：即迄 1 日止，各波數離本省（東經 120 度）略遠，但其變化有集中本省趨勢，且振幅有增大之趨勢，於 2 日此等各波已到達本省，且呈現滯留性，因之繼續降雨四天之久。7 日以後天氣恢復，到月底仍為晴多雲天氣，除遇有短波長波槽通過，天氣略有小變化外均良好。由波數分析可知波數 1 至 8 之各波均遠離本省，本省呈為波脊場，並各波呈滯留性，故天氣繼續為良好。

六、結 論

本文所述波數分析，不但可解決西風波波槽移之預報，並可應用雨量或氣溫之半月，或 1 個月波數分析及預報。用人工計算對時效方面而言，尚可供應展期預報之用，且可節省借用電腦之巨大費用。省氣象所自本（1965）年 1 月起，由敝人開始實施波數分析，以供展期預報討論時之依據。但應用波數分析預報迄今時間尚短促，且因低緯度天氣變化複雜，不能如中高緯度地區順利進行天氣預告，有待檢討處尚多，希望專家不吝指教共謀解決長期預告上可能遭遇之種種困難。

參 考 文 獻

1. 有住直介、平塚和夫（1963）波數分析預報法，全國預報技術檢討會資料，昭和 37 年度發行。
2. 長尾隆（1957）：調和解析について，かしわ，No. 7. pp 59-67
3. 渡邊義勝（1944）：最小自乘法及統計，丸善發行，pp 224-234
4. 坪井忠二（1943）：振動論，河出書房 pp44-74
5. 今堀克己：調和解析による長期預報その(1)及その(2)，預報研究ノート，第 2 卷第 5 號及第 3 卷第 2 號。（完）



民國五十三年北太平洋西部颱風概述

A Brief Report on Typhoons in North-Western Pacific during the Year of 1964

Abstract

In the region of Northwestern Pacific, the frequency of occurrence of tropical cyclones during the year of 1964 in comparison with the normal was much higher. Its average was 26.7, but the actual number of tropical cyclones observed in 1964 was 37. This was the second maximum since 1947. The first maximum was 44 in 1950. During this year, typhoon activity was specially vigorous in the months from July to November. About six or seven typhoons were appeared in each of these months but none of them had invaded the area of Taiwan. This was a rare occasion since the year of 1941.

At first typhoon Tess started the season of this year on 12th of May. About seven tropical storms had been generated in Western Pacific singularly in the month of July. Six of them had been fully developed into the category of typhoons. Their trajectories were generally passed through Loochoos on to the North West Pacific.

During the August, the appearance of tropical cyclones in the Western Pacific, had six but just three had been developed into the intensity of typhoons. The track of typhoon Kathy showed a coherent attraction with the typhoon Marie moves in counter clockwise manner which was to be known as "Fujiwara Effect."

The number of typhoons both in September and October was also many. Their passages generally went through the Bashi Channel into the South China Sea. The zone of the activities of tropical cyclones in November had shifted into the South China Sea and the region of Taiwan be came free of menace of the typhoons. These storms only three of them had been developed into the category of typhoons.

Typhoon Opal was the last one of the year which made its scene in the month of December. Its maximum wind reached to a highest velocity of 90 m/s. The storm moved its pass from south of Caroline Islands to the Philippines Islands.

The movement of the tropical storms in the year was particularly curious and was interesting for making further investigations.

一、總 論

(一) 本年內颱風發生之次數與侵襲之次數

民國53 (1964) 年 (以下簡稱本年) 在西太平洋地區發生之颱風共有37次，內中屬輕度颱風〔即熱帶

風暴 (Tropical storm)，最大風速自每秒 17 至 31.5 公尺，或每時 34 至 63 哩〕者12次，佔總數之 32.4 %。此37次颱風中，因臨近臺灣而由本所發出警報者計有13次，但無一次實際侵襲臺灣，誠屬幸運，

此為自民國30 (1941) 年以來所僅見。

(二) 本年內颱風之月份分配

本年各月颱風之分配頗不正常，除1至4月未出現颱風外，5月份出現兩次，超過平均數約一倍；6月份雖亦為兩次，實際僅及平均之半數。自7月起至11月，颱風均較正常為活躍。7月份7次，達於颱風強度者竟有6次之多，超出平均數兩倍。8月份6次與平均相當，9月份7次，10月及11月均為6次，均超過正常甚高，其中尤以11月遠較正常為多。

全年颱風以5月中旬之蒂絲 (Tess) 為始，而以12月中旬之歐珀 (Opal) 告終。在颱風季內，出現次數雖較正常為活躍，但各月分配殊為均勻。包括輕度颱風者7至11月均為6次或7次，中度及以上者除7月為6次外其餘均為3次至4次。全年總數為37次，超過1947年以來之平均數竟達10次以上，實為過去17年來所未有，僅1948年亦有36次之多。中度及以上者亦有25次，超過1947年來之平均數7.3次。全年颱風雖遠較正常為活躍，但竟無一次侵襲臺灣，實屬幸運之至！

茲將本年內各月颱風出現次數與過去17年來之情況作一比較，如表一所示。

(三) 本年內颱風發生之地區及強度

本年內颱風發生之地區，以加羅林群島西部雅浦島附近至菲列賓群島之間為最多，計有10次；菲列賓群島至南海居次，計有9次。琉球群島與馬利安納群島之間為8次；加羅林群島一帶則為5次；琉璜島與威克島之間者3次。另馬紹爾群島附近及東京灣者各1次。較為特殊者，一次發生在宮古島附近；一次在呂宋島之東岸；兩次在南島島以北，緯度甚高。倘以發生地點之範圍而言；東西向約自東經108度至164度；南北向約自北緯7度至27.5度。發生在最東者為艾倫 (Ellen)，最西者為歐加 (Olga)；最南者為魯依絲 (Louise)，最北者為芙安 (Fran)，凱西 (Kathy) 以半度之差退而居其次。發生地點最接近臺灣者為宮古島附近生成之芙勞西 (Flossie)。

本年內各次颱風之強度，凡發生在加羅林群島附近者均甚強，例如最強之颱風為沙莉 (Sally)，最大風速達每秒100公尺，其次為歐珀 (Opal) 之每秒90公尺，魯依絲 (Louise) 之最大風速每秒83公尺；均在加羅林群島附近育成。再次為蒂達 (Tilda) 及魏達 (Wilda)，中心最大風速均為每秒75公尺。在菲列賓群島附近、南海及東京灣生成者均較弱。

。今年在馬紹爾群島生成之艾倫，勢力極弱最大風速僅每秒15公尺且轉瞬即逝，則殊屬意外。

以生命史之長短而論，維持輕度及以上之颱風階段時間最久者，竟為誕生在緯度甚高之凱西 (Kathy)，計13天，保持中度及以上之時間亦有11天之久。其次則為蒂絲 (Tess) 及蒂達 (Tilda)，均能維持輕度以上達9~10天。生命史最短暫者：歐加 (Olga)、衛萊特 (Violet)、艾倫 (Ellen)、及艾瑞絲 (Iris)，維持輕度颱風均不足一天。

(四) 本年內颱風路徑之型式與轉向點

本年內各次颱風之路徑型式，以自東南東向西北西近似直線前進者佔絕對多數，計有20次，近似拋物線者僅5次；作不規則逆轉者3次；走向東北者3次；其餘3次以其僅出現不足一天，無定型可言。5次拋物線形者，其轉向緯度以25~30度者較多佔4次。另一次之轉向點甚低，即賀普 (Hope) 之17度。

二、各月颱風概述

本年內之颱風以5月始而以12月告終，開始較民國52年遲約一個月，終止則相同。除12月及5、6兩月出現之颱風僅一次及兩次外，其餘各月均甚活躍。茲將各月颱風發展情況扼要說明如下：

(一) 五月 13日8時之天氣圖上，大陸高壓甫告出海，北緯10度附近之ITC (間熱帶輻合帶) 上即出現熱帶低壓。15日2時之圖上已顯示非島東方之熱帶低壓將趨於發展。當日8時圖上增強為輕度颱風，命名蒂絲 (Tess)，中心在北緯13.8度，東經130.8度。生成後初期行踪頗不定，此為西北太平洋上本年內首次出現之颱風。其時我國西部主要為一低壓所盤據，氣壓梯度自日韓一帶向內陸遞減。至20時，中心位於北緯13度，東經131.6度，最大風速經測得為每秒23公尺。16日8時顯示中心向西南緩進，20時抵達北緯12.0度，東經129.4度，最大風速減為每秒20公尺。17日08時，中心氣壓已見升高。此時長江下游產生另一低壓，至20時，此輕度颱風一度減弱為熱帶低壓；至18日8時又恢復，中心氣壓為996mb，位於北緯12.6度，東經132.5度，此時已顯示有向東北移行之趨勢。當天20時，中心抵北緯12.7度，東經132.7度。19日8時中心位於北緯13度，東經133.6度，以時速5哩走向東北。最大風速為每秒25公尺。此時北緯30度有一鋒系，蒂絲至此，速度增大，中心氣壓仍保持不變。20日20時，增強為中度颱風。

表一：1947年來西太平洋上各月颱風次數統計表

	一 月			二 月			三 月			四 月			五 月			六 月			七 月		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
1947	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1	1	1	1	3	0	0
1948	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	3	1	0	4	1	1
1949	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	6	2	1
1950	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	1	0	2	1	1	5	1	0
1951	0	0	0	1	0	0	1	0	0	2	1	0	0	0	0	1	1	0	3	1	0
1952	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1	3	1	1
1953	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	1	1	1
1954	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0
1955	1	1	0	1	0	0	1	1	0	1	1	0	0	0	0	2	1	0	7	5	0
1956	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	0	0	0	1	0	0	2	2	0
1957	2	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	1	1	1	0
1958	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	1	0	3	2	0	7	6	1
1959	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1
1960	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	3	3	1	3	2	1
1961	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3	2	1	3	1	0	5	3	1
1962	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	0	0	0	5	4	1
1963	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	4	3	0	4	3	1
總數	7	3	0	4	1	0	6	3	0	13	8	2	17	13	2	30	20	6	62	35	10
平均	0.4	0.2	0.0	0.2	0.1	0.0	0.4	0.2	0.0	0.8	0.5	0.1	1.0	0.8	0.1	1.8	1.2	0.4	3.6	2.1	0.6
1964	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	2	2	0	7	6	0

	八 月			九 月			十 月			十 一 月			十 二 月			全 年		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
1947	2	2	1	4	2	0	6	4	1	3	3	0	1	1	0	22	14	4
1948	3	2	0	6	4	2	6	1	0	4	2	0	2	1	0	36	14	3
1949	3	2	0	5	3	2	3	1	1	3	1	0	2	1	0	24	11	4
1950	18	2	0	6	4	0	3	2	1	3	1	1	4	1	0	44	13	3
1951	3	2	1	2	2	1	4	3	1	1	1	0	2	2	0	21	13	3
1952	5	2	0	3	3	1	6	5	0	3	3	2	4	3	0	27	20	5
1953	6	5	2	4	1	1	4	4	0	3	1	0	1	1	0	33	16	5
1954	5	3	1	5	5	1	4	3	0	3	3	2	1	0	0	21	16	4
1955	7	3	1	3	3	0	3	2	0	1	1	0	1	1	0	28	19	1
1956	5	4	1	6	5	3	1	1	0	4	5	0	1	1	0	23	20	5
1957	4	2	0	5	5	1	4	3	0	3	3	0	0	0	0	22	18	2
1958	5	3	1	5	3	1	3	3	0	2	2	0	2	0	0	31	21	3
1959	6	4	3	4	3	1	4	3	1	2	2	1	2	2	0	23	16	7
1960	9	8	3	4	0	0	4	4	0	1	1	0	1	1	0	27	61	6
1961	3	3	2	7	5	2	4	3	0	1	1	0	1	1	0	29	20	6
1962	8	8	2	3	2	1	5	4	1	3	3	0	2	0	0	29	24	5
1963	3	3	0	5	4	1	4	4	0	0	0	0	3	1	0	24	19	2
總數	100	58	18	77	54	18	68	50	6	40	33	60	30	17	0	454	295	68
平均	5.9	3.4	1.1	4.5	3.2	1.1	4.0	2.9	0.4	2.4	2.0	0.4	1.8	1.0	0.0	26.7	17.4	4.0
1964	6	3	0	7	5	0	6	3	0	6	3	0	1	1	0	37	25	0

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

II 為中度及以上之颱風次數(最大風速在每秒32公尺及以上)

III 為颱風(包括輕度)之侵臺次數(中心登陸或暴風圈侵襲臺灣而有災情者)

風，經測得最大風速為每秒 35 公尺，中心位於北緯 17.2 度，東經 145.7 度，亦即塞班島北方約 300 公里處。速度增加為每時 19 哩，仍向東北。翌日 8 時中心抵北緯 19.3 度，東經 149 度。22 日 8 時，中心在北緯 26.9 度，東經 153.6 度，中心氣壓降至 970mb，最大風速增大至每秒 40 公尺，以時速 22 哩走向北北東。其時帶絲已將穿越鋒系。20 時，中心降為 960 mb。此後即見升高。23 日 8 時，中心在北緯 32 度，東經 157.6 度，以時速 16 哩走向東北，中心氣壓升至 980mb。24 小時後已近似溫帶氣旋，中心有鋒系通過，14 時圖上已正式成為溫帶低壓。

帶絲消失後不久，ITC 上之熱帶低壓又趨活躍。25 日 20 時，位於南海之一熱帶低壓中心已降至 996

mb，26 日 2 時之天氣圖上已成為輕度颱風，取名衛歐拉 (Viola)，中心在北緯 17.3 度，東經 115.5 度，初向北進。至 20 時，中心抵北緯 18 度，東經 115.5 度。翌日 8 時，中心氣壓降為 990mb，以時速 5 哩走向北北西，最大風速經測得為每秒 30 公尺。本月颱風路徑見圖 1。

(二) 六月 衛歐拉以後為一沉寂期，直至六月將終，ITC 上之熱帶低壓又見活動，位於菲律賓群島東方之熱帶低壓於 27 日 8 時發展成輕度颱風，命名為溫妮 (Winnie) 中心在北緯 13.5 度，東經 132.7 度，經測得最大風速為每秒 17.5 公尺，以時速 10 哩走向西北西。此時關島附近之另一熱帶低壓亦增強為輕度颱風，取名艾麗絲 (Alice)，中心氣壓為 1004mb

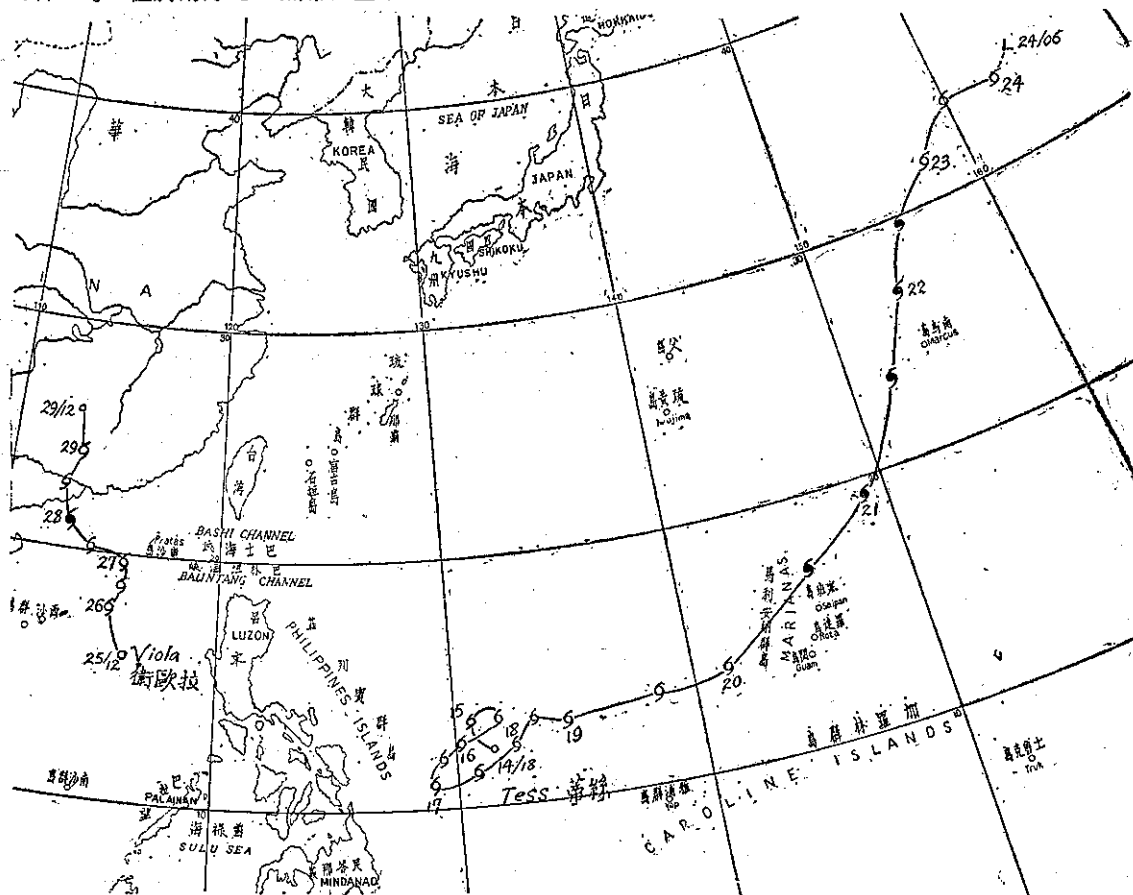


圖 1：53 年 5 月份颱風路徑圖

Fig. 1: Typhoon tracks in May, 1964

L 溫帶氣旋

有符號而註日期者為 00Z (東經 120 度標準時為 8 時)

有符號而不註日期者為 12Z (東經 120 度標準時為 20 時)

○ 熱帶低壓

◐ 熱帶風暴

● 颱風 (中度至強烈)

，中心位置在北緯 13 度，東經 144.2 度，走向及速度與溫妮相同。六小時後，二者均增強為每秒 25 公尺之最大風速。溫妮之中心氣壓為 994mb，艾麗絲則為 996mb。27 日 20 時溫妮進至北緯 14.1 度，東經 131.9 度，艾麗絲則在北緯 13.5 度，東經 142.3 度，均以時速 11 哩走向 WNW。28 日 8 時，進行速度稍減，最大風速經測得均為每秒 32.5 公尺，實際均已到達颱風強度，惟其時艾麗絲已顯見衰弱，而溫妮則大為增強。故在 20 時，溫妮之中心氣壓降至 985mb，中心在北緯 14.7 度，東經 127.6 度，最大風速增加至每秒 38 公尺；而艾麗絲則已縮減至極小。29 日 8 時，溫妮顯示轉向西南，接近菲列賓之東海岸；艾麗絲則已轉為熱帶低壓。30 日 2 時許，溫妮在菲列賓登陸，中心氣壓經測得為 970mb。移動方向初自西南轉西，入南海後再轉為西北西。30 日 8 時，中心位置在北緯 15.1 度，東經 119.9 度。至 7 月 1 日 8 時，中心抵達北緯 17.2 度，東經 115.3 度，最大風速增至每秒 50 公尺。20 時，逼近海南島，中心氣壓降至 950mb。2 日 8 時中心在海南島登陸，穿過該島後走向即轉為西北西，但在進入東京灣後又轉西北，時速減為 10 哩。3 日 8 時，再在東京灣登陸。此後威力銳減，20 時抵中越交界處，中心氣壓升至 990mb，最大風速減為每秒 22 公尺。此後再向西北西，至 4 日 20 時而轉為熱帶低壓。本月颱風路徑見圖 2。

(三) 七月 當溫妮颱風臨近海南島時，菲列賓

東北方之熱帶低壓頗形活躍，2 日 14 時之天氣圖上即轉為輕度颱風，取名貝蒂 (Betty)，中心位置在北緯 22.9 度，東經 131.8 度。3 日 8 時，中心向西至北緯 22.6 度，東經 128.8 度，隨後即轉向為西北，時速為 11 哩。其時最大風速已增至每秒 35 公尺。本省乃於 3 日 9 時發出本年內第一次海上及陸上警報。20 時，貝蒂之中心氣壓已降至 985mb，最大風速壓增為每秒 45 公尺，並以時速 10 哩走向西北。4 日 8 時，中心抵達北緯 24.5 度，東經 125.6 度，中心氣壓降為 975mb。此時中心即將在石垣島與宮古島之間穿過，以其方向偏北，臺灣得以免遭侵襲。5 日以後威力銳減，20 時逼近大陸海岸，約在 6 日 8 時登陸，以後更加縮小，終在 20 時消滅於長江口附近。

當貝蒂接近大陸沿海時，ITC 上之熱帶低壓再度活躍，加羅林群島附近之一低壓發展更為迅速，6 日 14 時即成為輕度颱風，命名為寇拉 (Cora)，20 時測得中心在北緯 11.1 度，東經 140.3 度，中心氣壓為 998mb，以時速 10 哩走向西北西。此颱風次日威力大增，最大風速已達每秒 37.5 公尺。20 時，中心氣壓降至 965mb，中心位置在北緯 12.2 度，東經 135.3 度。自 8 日起，方向改為向西直逼菲島。20 時測得中心附近之最大風速達每秒 70 公尺，顯然已成為強烈颱風。至 9 日 20 時，寇拉之威力與速度均略減，走向則轉為西北西。10 日後已縮減為輕度颱風，中心氣壓升高為 990mb，菲島乃得避免一次浩劫。20 時

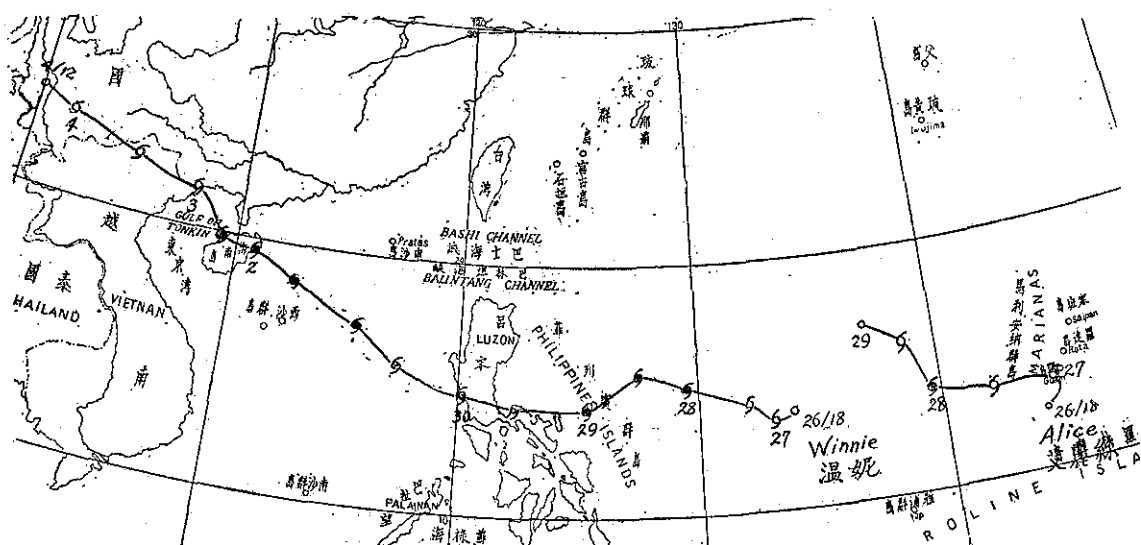


圖 2：53 年 6 月份颱風路徑圖

Fig. 2: Typhoon tracks in June, 1964

即轉變為熱帶低壓。

寇拉消滅後未二日，輕度颱風都麗絲 (Doris) 突又出現於加羅林群島之北方。此颱風生成於 12 日 8 時，中心位於北緯 11.4 度，東經 139.4 度，最大風速為每秒 25 公尺，中心氣壓 998mb，以時速 10 哩向西行進，但未幾即以時速 14 哩之速度向西北西。13 日 8 時，中心已抵北緯 16 度，東經 132.2 度，最大風速為每秒 30 公尺，移動速度增加為每時 16 哩。13 日 20 時，經測得中心氣壓為 995mb，最大風速為每秒 32 公尺，仍屬輕度颱風，走向則轉變為西北。此一加速前進之颱風，因有直趨臺灣之跡象，本省乃再次發出海上及陸上颱風警報。14 日 20 時，中心抵達北緯 21.8 度，東經 125.8 度，中心氣壓為 990mb，最大風速已增加至每秒 40 公尺，移動速度為每時 12 哩。但在 15 日 8 時之天氣圖上，顯示都麗絲之速度轉緩，且轉而向北。臺灣乃再次免除侵襲。此一颱風且於 15 日突然減弱，20 時中心已在臺灣東北，六小時後即趨消滅。

當都麗絲臨近臺灣之際，加羅林群島附近之一熱帶低壓增強為輕度颱風，上為艾爾西 (Elsie)，此颱風在 15 日 8 時生成後即向西加速前進，至 16 日 8 時，中心抵北緯 12.9 度，東經 132.0 度。最大風速增為每秒 34 公尺，中心氣壓為 999mb，但不久又轉為輕度颱風。17 日 20 時，逼近菲島，繼續向西，測得最大風速為每秒 30 公尺。未幾在呂宋島登陸，以每時 15 哩之速度橫越呂宋島，當時中心氣壓為 1000mb，出海後轉為北北西。18 日 20 時，此颱風一度轉為熱帶低壓，但不久又增強，但終於 19 日 20 時正式縮減為熱帶低壓。

艾爾西以後為一段較為平靜之時期，菲列賓附近洋面上熱帶低壓雖頗活躍，均未見擴張。直至 25 日宮古島附近之熱帶低壓反而加強，26 日 8 時之天氣圖上成為輕度颱風芙勞西 (Flossie)，中心位置在北緯 25.5 度，東經 127.7 度，以時速 15 哩走向西北，最大風速為每秒 20 公尺，以其在臺灣東北方經過，本省仍未遭侵襲，27 日 8 時，中心在北緯 27.1 度，東經 124.9 度，中心氣壓為 980mb，最大風速為每秒 30 公尺。翌日 8 時在浙江沿海登陸，隨後偏北沿海岸進行，約於 20 時抵長江口外，繼偏向北北東，29 日 8 時入黃海後加速前進，20 時抵韓國，次日 2 時轉為熱帶低壓。

當芙勞西推進之際，臺灣至馬紹安納群島一帶，有一連串之熱帶低壓趨於發展。輕度颱風葛瑞絲 (Grace) 首見於 27 日 8 時之天氣圖上，中心在北緯 21 度，東經 137 度，以時速 10 哩走向西北西。28 日 8 時

中心已抵北緯 21.7 度，東經 133 度，20 時測得最大風速為每秒 25 公尺。及後忽與前方之熱帶低壓同時後轉。29 日 20 時後雖又前進，但勢力銳減，至 30 日 8 時而成為熱帶低壓。

其時，颱風海倫 (Helen) 早已在其東方生成，初見於 28 日 14 時之天氣圖上，中心在北緯 19.5 度，東經 147.0 度，中心氣壓 1004mb，以時速約 10 哩移向西北。29 日 20 時勢力增強，中心氣壓降至 980mb，最大風速經測得為每秒 60 公尺，以每小時 9 哩之速度走向西北，中心氣壓降為 930mb。此後即見其加速奔向四國。1 日 8 時，中心抵達北緯 29.5 度，東經 132.3 度，以每時 15 哩之速度向西北推進。20 時抵四國。1 日 8 時，中心抵達北緯 29.5 度，東經 132.2 度，以每時 15 哩之速度向西北推進。20 時抵四國西端，中心氣壓升高至 990mb，此後迅速減弱。3 日 8 時進抵渤海黃海之間，最大風速已減至每秒 32 公尺。20 時見有鋒系穿過，至 4 日 8 時正式變為溫帶氣旋。本月內各次颱風之路徑見圖 3。

(四) 八月 西北太平洋上八月份之颱風活動與七月份旗鼓相當。艾達 (Ida) 首見於 3 日 2 時天氣圖上之加羅林群島，中心在北緯 9.1 度，東經 145.5 度，中心氣壓為 1000mb，最大風速為每秒 20 公尺，以時速 9 公里移向西北西。次日 8 時，此颱風進抵北緯 11.0 度，東經 139.4 度，進行速度略增。5 日 8 時，已增強為中度颱風，最大風速經測得為每秒 45 公尺，中心氣壓降至 990mb，中心位置係在北緯 14.9 度，東經 132.0 度。自此以後，艾達迅速增強加深。20 時中心已達 970mb，最大風速為每秒 55 公尺，顯已發展成強烈颱風。6 日 20 時，中心更降至 925mb，以時速 13 哩向西北西進逼菲列賓群島。7 日 2 時前後，在呂宋島登陸，該處釀成重大之災害，8 時抵該島之北端，中心氣壓即升高至 950mb，隨即進入南海，惟最大風速則仍未稍減。8 日 20 時已接近香港。未幾橫掃香港，9 日 8 時沿珠江入廣東省，此後風速銳減，中心氣壓則上升 960mb，當天 20 時終於轉變為熱帶低壓。

艾達消失後不久，菲列賓東方海面上又產生颱風裘恩 (Jone)，初見於 11 日 2 時之天氣圖上，中心位於北緯 14.5 度，東經 129.7 度，最大風速為每秒 20 公尺。初生時似向東北，後轉西北，12 日 8 時經測得中心在北緯 18.5 度，東經 126.5 度，最大風速則僅每秒 18 公尺。20 時進抵巴士海峽東方。其時，颱風勞娜 (Lorna)，凱西 (Kathy) 同時生成。在此 ITC 上

熱帶風暴異常活躍。惟斐恩在13日8時即轉為熱帶低壓。

勞娜誕生於12日14時，中心在北緯17.9度，東經142.2度，以每時10浬之速度走向西北西。此一颱風最大風速僅每秒18公尺，迄未增強。14日20時，中心在北緯23.0度，東經139.8度。其時凱西已進抵其前方。勞娜隨於15日8時消滅。

凱西於12日14時在勞娜之東北生成，中心位於北緯27.0度，東經151.0度。13日8時中心抵達北緯29.4度，東經148度。當天20時，凱西即發展成颱風強度，中心氣壓降至975mb，最大風速為每秒40公尺，以每時13浬走向西北西。14日後，凱西突見縮減

。15日8時，中心位於北緯29.5度，東經137.5度，即日本南方約六百公里之洋面上，最大風速為每秒32公尺，走向自西轉為西南西。此時已顯示為藤原效應之後果，蓋凱西與梅瑞（Marie）相互牽引已甚明顯。後者此時已轉至其東方。18日8時之地面天氣圖上顯示凱西將逆轉為東北向。20時中心位置在北緯24.4度，東經128.2度。速度甚緩，每小時僅5浬，最大風速則增強為每秒55公尺。此時梅瑞在其北方迴轉，勢力迅速衰滅。20日8時，凱西之中心在北緯27.3度，東經131.3度，中心氣壓為960mb，以每時8浬之速度走向西北，其時梅瑞已消滅，而凱西則強度殊不穩定，行進至緩，近似停留，直至23日8時始向北抵

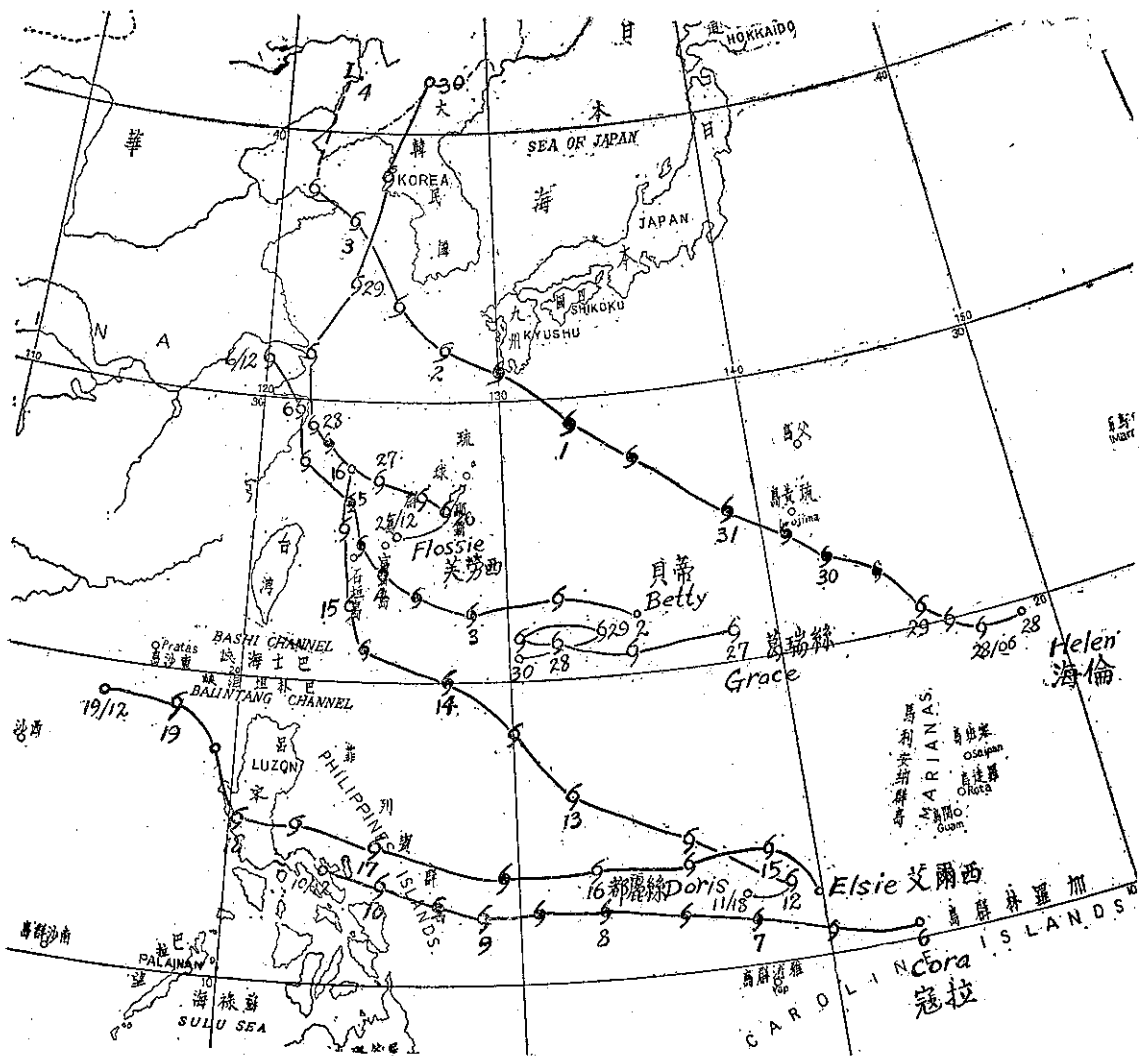


圖3：53年7月份颱風路徑圖

Fig.3:Typhoon tracks in July, 1964

達四國。中心氣壓升高至970mb。24日20時抵本州西端，此時有鋒系穿入，至25日正式轉變為溫帶氣旋。

14日20時之天氣圖上，梅瑞生成於凱西及勞娜之西南方，中心位於北緯20.2度，東經128.5度，近似停留。十二小時之後，勞娜消滅，而梅瑞則一度減弱為熱帶低壓。至16日8時復增強為輕度颱風，中心氣壓為996mb，中心位於北緯21.2度，東經132.7度，適在凱西之正南方。及後即見凱西逆轉向西，而梅瑞則向東。17日8時，梅瑞又一度成為熱帶低壓，且偏北移行。至20時已位於凱西之東方，中心氣壓降至988mb，最大風速經測得為每秒18公尺，中心在北緯25.0度，東經133.8度，以時速20哩走向西北。18日8時，中心氣壓降至980mb，風速增強至每秒35公尺，故已成為中度颱風，20時中心抵達北緯28.1度，東經129.8度，已近乎在凱西之北方，計算此兩颱風南北向互換位置費時約兩天又18小時。19日8時，梅瑞已在凱西之西北方，勢力大減。20時則已在凱西之西方。此兩颱風東西向互易位置則適為三天。至20日梅瑞已跡近消滅。凱西與梅瑞相互作用逆鐘向旋轉實為藤原效應難得之佳例，各方均有專文報導與論述。

以其距臺灣甚近，頗受其威脅。

本月內最後一次颱風為誕生於東京灣之歐加（Olga），勢力極弱，未幾即告消失。早在22日即有熱帶低壓在該處醞釀。至24日20時正式成為輕度颱風，中心位於北緯19.5度，東經108度。25日8時即可轉為熱帶低壓。本月內各颱風路徑見圖4。

（五）九月 九月份第一次颱風為魯碧（Ruby）於2日2時，位於巴士海峽之東方，生成後即向西緩慢行進。當天8時測得中心位於北緯20度，東經128.7度，移動速度為每小時8哩，中心最大風速僅每秒20公尺。20時，中心已至北緯19.8度，東經125.9度，中心氣壓為990mb。最大風速增加為每秒30公尺。3日8時進入巴士海峽，至20時速度增為每小時12哩，繼續向西。4日8時已穿過巴士海峽，中心在北緯19.3度，東經119.0度，最大風速增加至每秒35公尺，已發展成中度颱風。20時進抵東沙島之南方，此後偏向西北移行，直逼香港。5日8時，中心在北緯21.3度，東經115.0度。中心氣壓為985mb，以每小時10哩之速度走向西北。大約在6小時以後，登陸於珠江口，中心氣壓降至970mb。20時，中心已抵西江

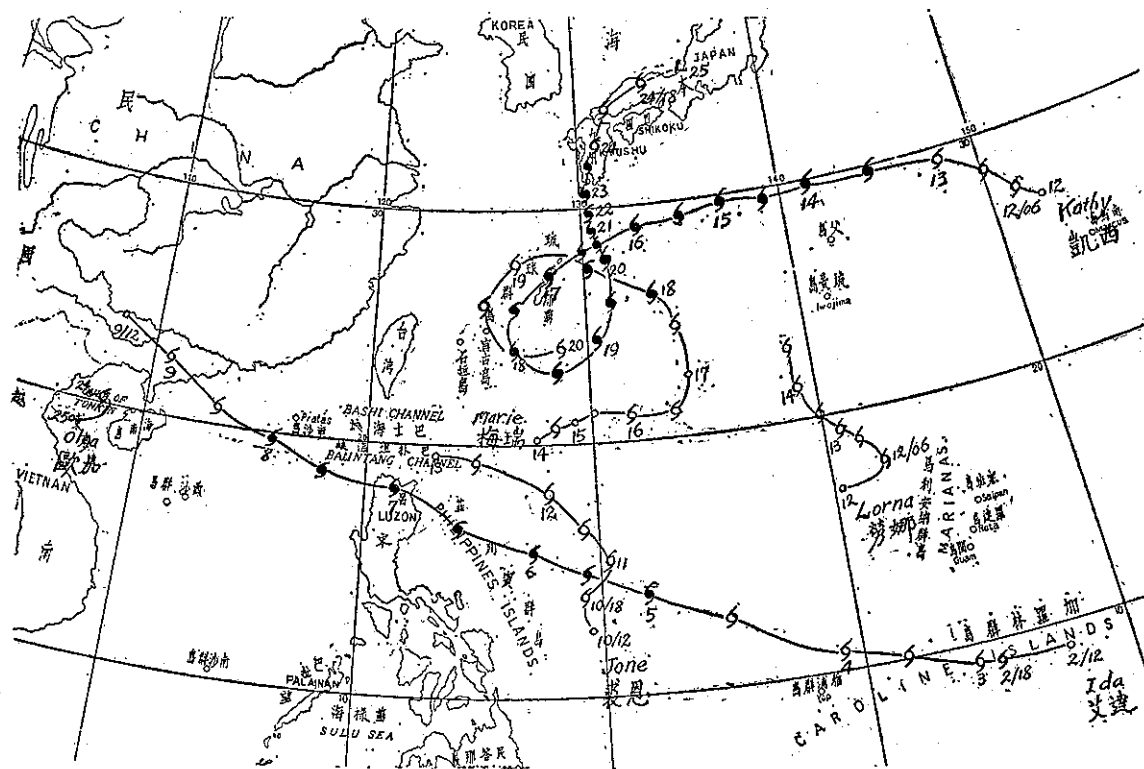


圖4：53年8月份颱風路徑圖

Fig. 4: Typhoon tracks in Aug., 1964

中游，且繼續上溯。惟6日8時後即告消失。

當魯碧穿過巴士海峽時，沙莉 (Sally) 形成於加羅林群島東方之洋面上。4日6時，中心位於北緯10度，東經151度，以時速15浬走向西北西，經測得最大風速為每秒28公尺。5日8時中心氣壓降為994mb。此後加速走向西北西。6日8時，中心進抵北緯14.5度，東經140度。20時，中心氣壓降至940mb，最大風速已增至每秒65公尺，顯已發展成強烈颱風。7日8時，中心位置在北緯16.1度，東經133.2度，中心氣壓降為920mb。此時沙莉之走向已偏西北，速度增為每時13浬，最大風速經測得已達每秒75公尺，中心氣壓降為900mb。2日8時，沙莉隨風直趨巴士海峽，20時進抵呂宋島之東北方。9日8時已穿過巴士海峽，中心氣壓及最大風速均無變。20時入南海，此後中心氣壓即升高至950mb。10日20時再在珠江口登陸，以每時13浬之速度走向西北，勢力則迅速減弱。11日8時進入廣東東北境，其時有鋒系穿入，隨即轉變為熱帶低壓。

沙莉消失後，ITC上之熱帶低壓雖仍活躍，但未見其發展，直至13日20時，蒂達 (Tilda) 生成於菲列賓群島之東北方，中心在北緯18度，東經130.7度，以每時13浬之速度指向巴士海峽。14日20時已在臺灣之東南方，最大風速為每秒40公尺。15日8時穿過巴士海峽，中心位於北緯21.1，東經119.6度。最大風速為每秒45公尺。此後速度稍減，且偏向南方乃未見登陸。16日20時中心已位於東沙群島之正西方，近似停留。隨後勢力更弱，且作逆時鐘向旋轉。18日20時，轉至東沙群島之西南方，中心在北緯19.7度，東經115.2度威力略增，而顯示徘徊不進。19日20時經測得中心在北緯19.1度，東經114.0度，最大風速為每秒22公尺。此後折向西南，21日逼近海南島。中心抵南岸時稍見增強。2日8時向西入東京灣，當天20時在北越登陸，翌2日8時過寮入泰，乃趨消滅。

蒂達在菲列賓東方洋面生成之際，南海地區南沙群島附近之熱帶低壓漸見活躍。14日8日發展成輕度颱風，命名為衛萊特 (Violet)，但隨後向西南西移行，而轉為熱帶低壓。

當蒂達進抵南海時，馬麗安納群島北方熱帶低壓在19日14時發展成輕度颱風，命名為魏達 (Wilda)，中心在北緯18.1度，東經143.5度。20時測得最大風速為每秒25公尺，以每時10浬之速度向西進行。至20日8時，中心氣壓降至985mb，最大風速增大至每秒33公尺。20時，中心氣壓降低至960mb，中心位於

北緯20度，東經140度，繼續走向西北西。至21日20時威力大增，中心在北緯21.3度，東經137.0度。最大風速增加至每秒60公尺，中心氣壓降至950mb，以時速8浬走向西北西。此後改向西北。次日8時，最大風速更增加為每秒65公尺。20時，中心抵北緯25.2度，中心氣壓降低至930mb，以每時9浬之速度走向北北西。24日8時中心抵九州之南方，強度則並未改變，僅改以每時11浬之速度向北，繼轉東北。20時中心抵北緯31.9度，東經131.5度，亦即九州之東海岸。最大風速經測得為每秒50公尺。進行速度則增為每時18浬走向東北。25日8時，進抵本州北岸，此時因有鋒系穿過，最大風速減為每秒40公尺。移動速度則增至每時38浬。至20時乃轉變為溫帶低壓，中心在北海道之東方。

九月份最後兩次颱風，一為艾妮達 (Anita)，一為畢莉 (Billie)，均屬輕度颱風。前者生成於南海，在熱帶低壓階段已擴展頗廣，25日14時已正式成為輕度颱風，中心在北緯12.9度，東經114.7度，中心氣壓為995mb，以每時7浬之速度走向西北西。最大風速僅每秒18公尺。26日20時行近越南後改向西北，27日8時進抵海南島之南方，20時在北越登陸後即轉為熱帶低壓。

其時畢莉在菲列賓群島之東方海上生成，中心位於北緯14.5度，東經130.6度，以每時11浬之速度西進，最大風速亦為每秒18公尺，中心氣壓為1000mb。畢莉初向西北，28日8時後折向西南，20時逼近菲列賓群島之東岸。29日8時通過呂宋島南方，中心在北緯13.8度，東經121.5度，移動速度為每時17浬。當晚20時，最大風速增為每秒25公尺。30日入南海，強度並未變更，中心氣壓為996mb，仍加速轉向西北西。10月1日進入東京灣，強度減弱，20時仍在北越登陸，轉為熱帶低壓。本月份颱風路徑見圖5。

(六) 十月 本月份 ITC 上之熱帶低壓仍甚活躍。3日8時，菲列賓東方之低壓頗顯活躍，6小時後即發展成輕度颱風，命名為葛萊拉 (Clara)，中心在北緯12度，東經131.0度，以每時11浬之速度轉向西北。4日8時，中心已抵北緯15.1度，東經127.8度，中心氣壓測得為990mb，最大風速為每秒30公尺，及至20時，勢力稍見增強，最大風速已達每秒35公尺，成為中度颱風。但此後走向則改為向西穿越菲島。5日8時登陸呂宋島之東岸，最大風速增為每秒40公尺，移動速度為每時15浬。不久，

葛萊拉進入南海。其時整個大陸為極地高壓所盤據，我國東南地區以至於日本南部形成一片廣大之雨區，顯為寒暖氣團激盪之後果。6日20時，此一颱風接近西沙群島，以每時13浬之速度向西，中心氣壓為995mb。7日8時，中心位於海南島之東南方，隨即在該島之南岸掠過。此時勢力已減弱，翌日8時入越南中部，繼向西南西，入山區而告消滅。

颱風戴特 (Dot) 誕生於7日14時之菲島東方，最初移動甚速。8日8時已逼近菲島，中心位於北緯13.2度，東經126.7度，最大風速為每秒23公尺，以每時15浬之速度走向西北西。隨後沿東海岸之外前進。9日20時，穿過呂宋島之東北部，中心氣壓990mb。以每時11浬之速度移向西北西。10日入南海後勢力增強，最大風速增為每秒33公尺，但速度轉緩，並轉為西北，移動速度僅每小時8浬。12日8時更轉向北北西，中心位於北緯19.6度，東經115.4度，最大風速增為每秒50公尺。此後直逼港九，13日8時登陸，中心氣壓980mb，最大風速減為每秒40公尺。再向北深入粵境，威力大減。13日20時，中心位於北緯14.3度，東經114.7度，中心氣壓升高為1000mb

，次日8時終於轉變為熱帶低壓。

戴特之後，連續三次均屬輕度颱風。大約在9日8時前後，馬紹爾群島附近生成一輕度颱風艾倫 (Ellen)，但轉瞬即逝，正常6小時間隔之天氣圖上竟難以發現，此為本年內颱風中壽命最短者。最大風速經測得僅為每秒15公尺。

輕度颱風芙安 (Fran) 初見於南島島東北方冷鋒系之尾部，生成之緯度極高。19日8時之天氣圖上，中心位於北緯27.5度，東經158.5度，中心氣壓為996mb。最初走向西北西，隨即轉向東北。20日8時，中心在北緯31度，東經157度，移動速度為東北。21日8時已抵北緯34.2度，東經165度。中心氣壓為1000mb，12小時後即轉為溫帶氣旋。

喬琪亞 (Geogia) 在熱帶低壓階段係在菲列賓東方海面上醞釀，21日14時經過呂宋島南部時加強為熱帶風暴，最大風速測得為每秒20公尺，以時速15浬走向西北西。不久進入南海，中心氣壓為998mb。一度轉為西北西，23日過西沙群島後仍轉為向西。在海南島南方掠過。23日8時，中心在北緯17.6度，東經110.5度。20時抵東京灣後即減弱。25日2時登陸

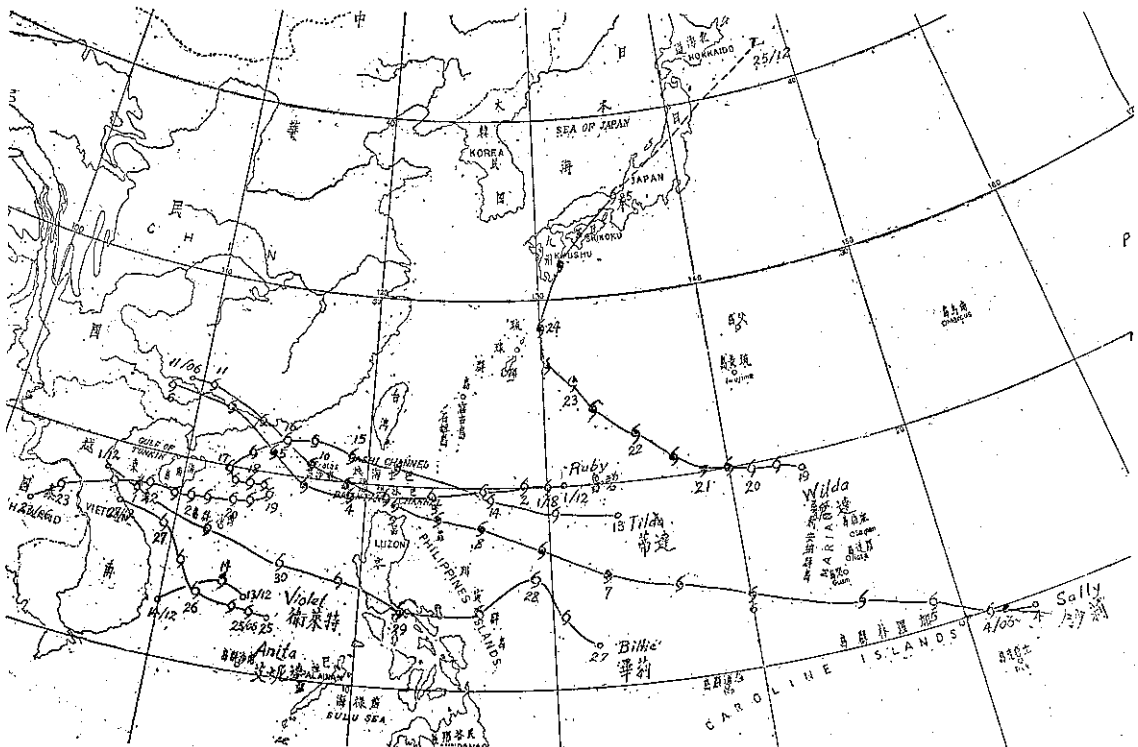


圖5：53年9月份颱風路徑圖

Fig. 5: Typhoon tracks in Sept., 1964

越南後即轉為熱帶低壓。

當喬琪亞在越南消滅之際，賀普 (Hope) 生成於雅浦島之北方，初見於24日20時之天氣圖上，中心位於北緯 15.6 度，東經 139.3 度。最初向北，25日向西，26日後正式走向西北。25日8時，賀普之中心位於北緯 16.8 度，東經 136.8 度，移動速度約為每時 12 哩，最大風速測得為每秒 20 公尺。中心氣壓 998 mb。27日8時，中心抵北緯 20.7 度，東經 135.4 度，中心氣壓降至 990 mb，最大風速則增為每秒 25 公尺。28日8時，更增至每秒 53 公尺，蓋已發展成中度颱風。20時掠過琉璜島附近，中心氣壓降至 980 mb。此後移動速度激增。29日8時，中心進抵北緯 30.8 度，東經 145.8 度。惟不久在日本東方洋面上，賀普之範圍頓見縮減，30日8時正式成為溫帶氣旋。本月份颱風路徑見圖 6：

(七) 十一月 本月份之颱風，除魯依絲一次來自加羅林群島西方處，其餘均在南海地區活動。3日8時在南海首次醞釀成輕度颱風，取名艾瑞絲 (Iris)，中心氣壓為 1004 mb，育成後走向西方，12小時後即轉變為熱帶低壓。

三天以後，菲列賓西方之海面上又出現熱帶低壓，7日2時發展成颱風瓊安 (Joan)。8時測得中心在北緯 18 度，東經 116 度，中心氣壓為 1000 mb，以時速 7 哩向西，最大風速測得為每秒 20 公尺。8日20時逼近越南海岸，勢力仍弱。9日8時登陸後更形縮小，6小時後即轉變為熱帶低壓。

14日20時，在南沙群島附近之熱帶低壓發展成颱風凱蒂 (Kate)，移行至緩。15日測得中心氣壓為 999 mb。16日20時在西貢附近登陸，6小時後即轉為熱帶低壓。

魯依絲 (Louise) 則為範圍較大之颱風。16日14時在加羅林群島之西部生成。6小時後測得其中心在北緯 6.9 度，東經 184.8 度，最大風速為每秒 25 公尺，以時速 8 哩走向西北西。17日8時，勢力大為增強，中心在北緯 7 度，東經 133.4 度，最大風速增為每秒 50 公尺，顯然已擴展成中度颱風。20時更增至每秒 55 公尺，中心氣壓降至 940 mb。18日8時，中心抵北緯 8.3 度，東經 130.4 度，最大風速已至每秒 65 公尺。以時速 10 哩走向西北西。20時，中心

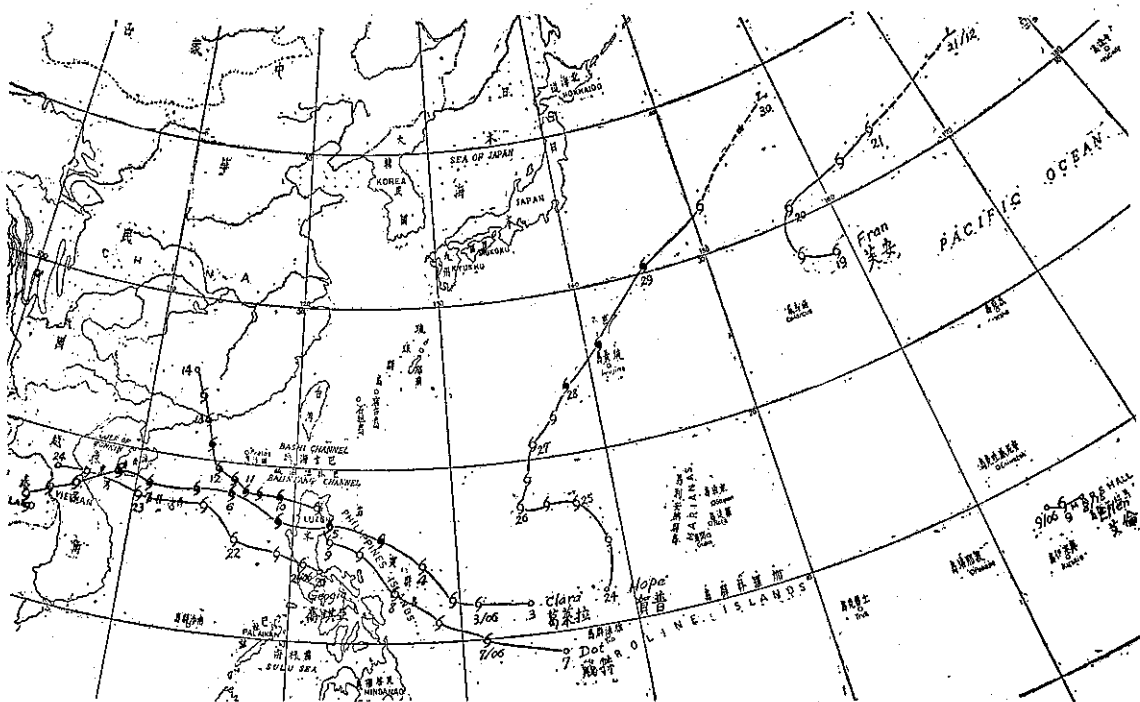


圖 6：53年10月份颱風路徑圖

Fig. 6: Typhoon tracks in Oct., 1964

氣壓降至 915mb。19日 8 時，進逼民大諾島，最大風速增為每秒80公尺，因而造成重大災害，幸及後稍見減弱。20日 8 時中心氣壓升至 950mb，中心位於北緯 10.6 度，東經 122.7 度。24小時之後，魯依絲經過菲島後即轉變為熱帶低壓。

此時，菲島東方之熱帶低壓又見擴展，此新生之颱風名為瑪芝 (Marge)。21日 14時初生時之中心在北緯15.5度，東經121.3度，亦即呂宋島之南部，最大風速為每秒18公尺，中心氣壓為 996mb，以每小時 10 浬之速度向西。6 小時後入南海。22 日 8 時，中心抵北緯 14.1度，東經 117.9度。中心氣壓為 990mb，最大風速增為每秒28公尺。隨後近似停留。23日 8 時，中心在北緯 14.5度，東經 118.2 度。其後又轉南行，至25日 2 時即轉為熱帶低壓。

瑪芝後，菲島附近之熱帶低壓仍活躍。但直至27日 8 時，菲島西南方之熱帶低壓始發展為輕度颱風。取名娜拉 (Nora)，中心在北緯 11.8度，東經 121.5 度。20時測得最大風速為每秒20公尺，以時速 8 浬走向東北。28 日 8 時穿過菲島向東，但未幾又折回。28日20時消失於菲島陸上。本月份颱風路徑見圖 7。

(八) 十二月 上月份最後之颱風娜拉消滅後，南海地區即轉平靜。直至本月 9 日在加羅林群島之西方之熱帶低壓突然轉為輕度颱風，命名歐珀 (Opal)。中心氣壓為 900mb。10日20時，發展為颱風強度，中心位於北緯 7.7 度，東經 141.8 度，中心氣壓

975mb，最大風速為每秒45公尺，以時速17浬走向西北西。翌日 8 時，風速增大為每秒50公尺。12日 20時，中心抵達北緯 10.9度，東經 130.8度，中心氣壓降為 950mb，最大風速竟增至每秒75公尺。13日 8 時，中心在北緯12.4度，東經128.8度。13日20時，逼近菲島，隨後轉向西北。威力及中心氣壓均不變。14日 20時登陸呂宋島，釀成重大災害。但登陸後勢力迅速減弱，中心氣壓升高為975mb。移動極為緩慢。15日 20時，中心位於北緯 15度，東經 121.2 度。最大風速已減為每秒23公尺，至16日 8 時，即轉為熱帶低壓，其路徑見圖 8：

三、本年內發佈颱風警報情況

本年內並無侵襲臺灣之颱風。全年發佈颱風警報 13次，其中發佈海上及陸上警報者 7 次，其餘均僅發佈海上警報。警報持續之時間以凱西及沙莉兩次為最長。以月份分配而言，計五月份海上一次，為衛歐拉 (Viola)，六月份海上一次，為溫妮 (Winnie)；七月份海上一次為芙勞西 (Flossie)，海上及陸上兩次，即貝蒂 (Betty) 及都麗絲 (Doris)；八月份海上一次為裘恩 (Jone)，海上及陸上兩次，為艾達 (Ida) 及凱西 (Kathy)；九月份海上及陸上三次，即魯碧 (Ruby) 及沙莉 (Sally)；十月份僅海上一次，為戴特 (Dot)；十一月份未發警報；十二月份發海上一次，即歐珀 (Opal)。全部颱風之網要，見表二。

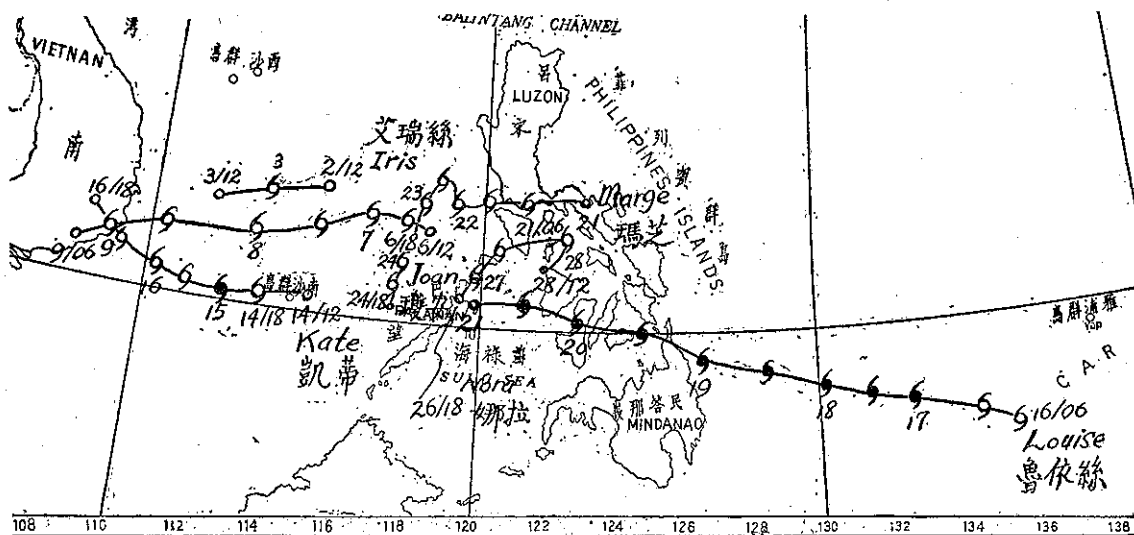


圖 7：53年11月份颱風路徑圖

Fig. 7: Typhoon tracks in Nov., 1964

表二：民國五十二年西太平洋區颱風網要表

月份	序次	颱風名稱	起 訖		時 間	發生地區	初生地點 (經緯度)	最大風速 (m/s)	暴風半徑 (哩)	中心最低氣壓 (mb)	最大移動速度 (每時哩)	風 類 分 類	臺灣發佈之 警報階段	附 註
			全部	起迄	經度及以上									
五 月	1	蒂絲(Tess)	12/5	— 23/5	15/5	— 24/5	20/5	— 22/5	20/5	— 130.8	40	中度	海上	
	2	衛威拉(Viola)	24/5	— 29/5	26/5	— 29/5	28/5	— 28/5	16.9	— 116.8	35	"	海上	
六 月	1	溫妮(Winnie)	25/6	— 4/7	27/6	— 4/7	28/6	— 2/7	13.5	— 132.7	50	"	海上	
	2	艾麗絲(Alice)	27/6	— 29/6	27/6	— 28/6	28/6	— 2/7	13.0	— 144.2	33	"	海上	
七 月	1	貝蒂(Betty)	2/7	— 6/7	2/7	— 6/7	3/7	— 5/7	22.9	— 131.8	50	"	海上及陸上	
	2	羅絲(Rose)	6/7	— 10/7	6/7	— 10/7	7/7	— 9/7	10.5	— 141.7	70	強烈	"	
	3	露露(Louise)	11/7	— 16/7	12/7	— 15/7	14/7	— 17/7	10.3	— 141.5	43	中度	"	
	4	艾麗絲(Alice)	14/7	— 19/7	15/7	— 19/7	16/7	— 17/7	13.4	— 138.4	50	"	"	
	5	艾麗絲(Alice)	24/7	— 29/7	26/7	— 29/7	27/7	— 2/8	25.5	— 127.8	45	"	海上	
	6	艾麗絲(Alice)	27/7	— 3/8	27/7	— 29/7	29/7	— 1/8	21.3	— 136.2	28	輕度	"	
	7	海倫(Helen)	28/7	— 3/8	28/7	— 3/8	29/7	— 1/8	19.5	— 148.0	65	強烈	"	
八 月	1	艾達(Ada)	2/8	— 9/8	2/8	— 9/8	5/8	— 8/8	9.1	— 145.5	70	強烈	海上及陸上	
	2	艾達(Ada)	9/8	— 13/8	10/8	— 12/8	13/8	— 23/8	14.5	— 129.8	20	輕度	海上	
	3	凱瑟琳(Kathy)	12/8	— 25/8	12/8	— 24/8	13/8	— 23/8	27.0	— 151.0	65	強烈	海上及陸上	
	4	凱瑟琳(Kathy)	12/8	— 14/8	12/8	— 14/8	13/8	— 23/8	17.9	— 142.2	20	輕度	"	
	5	瑪麗(Marie)	14/8	— 19/8	14/8	— 20/8	18/8	— 23/8	20.2	— 128.9	40	中度	"	
	6	歐加(Olga)	23/8	— 25/8	24/8	— 25/8	24/8	— 25/8	19.7	— 108.2	23	輕度	"	
九 月	1	魯比(Ruby)	30/8	— 5/9	1/9	— 6/9	4/9	— 5/9	20.1	— 130.9	45	中度	海上及陸上	
	2	魯比(Ruby)	4/9	— 11/9	4/9	— 11/9	5/9	— 10/9	10.0	— 151.0	100	強烈	"	
	3	蒂達(Tilda)	12/9	— 23/9	13/9	— 23/9	14/9	— 15/9	18.9	— 130.2	75	"	"	
	4	衛萊特(Violet)	14/9	— 15/9	14/9	— 15/9	20/9	— 24/9	15.0	— 109.9	35	中度	"	
	5	魏萊特(Wilda)	21/9	— 25/9	19/9	— 25/9	20/9	— 24/9	21.0	— 138.2	75	強烈	"	
	6	艾妮達(Anita)	25/9	— 27/9	25/9	— 27/9	27/9	— 2/10	13.2	— 113.1	20	輕度	"	
	7	畢莉(Billie)	27/9	— 1/10	27/9	— 1/10	27/9	— 1/10	15.1	— 131.9	30	"	"	
十 月	1	葛萊拉(Clara)	2/10	— 8/10	3/10	— 8/10	4/10	— 7/10	11.8	— 133.6	40	中度	海上	
	2	戴特(Dot)	6/10	— 14/10	7/10	— 13/10	10/10	— 13/10	8.0	— 136.4	50	"	"	
	3	艾倫(Ellen)	9/10	— 9/10	9/10	— 9/10	15/11	— 20/11	8.2	— 164.0	15	輕度	"	
	4	艾倫(Ellen)	18/10	— 22/10	19/10	— 21/10	24/10	— 29/10	24.5	— 158.5	25	"	"	
	5	艾倫(Ellen)	21/10	— 24/10	21/10	— 23/10	28/10	— 29/10	14.7	— 121.2	23	中度	"	
	6	艾倫(Ellen)	24/10	— 30/10	24/10	— 29/10	28/10	— 29/10	15.5	— 139.3	45	"	"	
十一 月	1	艾麗絲(Iris)	1/11	— 4/11	1/11	— 4/11	15/11	— 20/11	13.6	— 114.7	28	輕度	"	
	2	艾麗絲(Iris)	6/11	— 9/11	6/11	— 9/11	17/11	— 20/11	13.0	— 117.5	35	中度	"	
	3	艾麗絲(Iris)	14/11	— 16/11	14/11	— 16/11	17/11	— 20/11	8.1	— 110.4	35	輕度	"	
	4	艾麗絲(Iris)	16/11	— 21/11	16/11	— 20/11	17/11	— 20/11	6.5	— 136.1	83	強烈	"	
	5	艾麗絲(Iris)	21/11	— 24/11	21/11	— 24/11	27/11	— 28/11	15.5	— 121.3	28	輕度	"	
	6	艾麗絲(Iris)	27/11	— 28/11	27/11	— 28/11	28/11	— 28/11	11.3	— 120.9	28	"	"	
十二 月	1	歐珀(Opal)	9/12	— 17/12	9/12	— 15/12	10/12	— 14/12	6.7	— 146.7	90	強烈	海上	

註：中心附近最大風速在每秒17公尺以上者為輕度颱風，每秒31.5公尺以上者為中度，每秒51公尺以上者為強烈颱風。

警報併制西

四、本年內颱風之特點

綜上所述，本年內颱風之特點可概括為下列各點：

(一) 全年總次數為37次，按過去17年來之統計，屬於出現次數極多者，高出平均數約10次，僅次於1950年之44次。達於颱風強度者亦有25次之多，超出平均數將近8次之多。

(二) 全年內颱風自5月起至12月終，其中以7至11月最為活躍，每月均在6次至7次。達於颱風強度者以7月最多，計6次；其次為9月，計有5次。

(三) 本年內並無侵襲臺灣之颱風，為1941年以來所僅見。推其原因實由於本年特殊天氣圖形勢，使

颱風竟無自加羅林群島或馬利安納群島向西北西直趨臺灣者。5月份一次在南海向北，一次在菲列賓東方向東北；6月份兩次均在北緯20度以南活動，7月份兩次直趨南海，其餘則自較高緯度趨向西北，均在臺灣之東北方經過。八月份之颱風活動區亦避開臺灣，因凱西與梅瑞之互轉，情況最為特殊。9月份仍主要在北緯10~20度間活動，向西入南海；僅一次，呈拋物線型至日本。10月份亦屬類似情況。11月份全部在菲列賓至南海活動。12月之一次則自加羅林南方至菲列賓。因此臺灣地區得免於侵襲。今年颱風大抵在北緯20度以南，尤以菲列賓至南海為活躍，雖深秋亦不例外，殊屬少見。(戚啓勳)

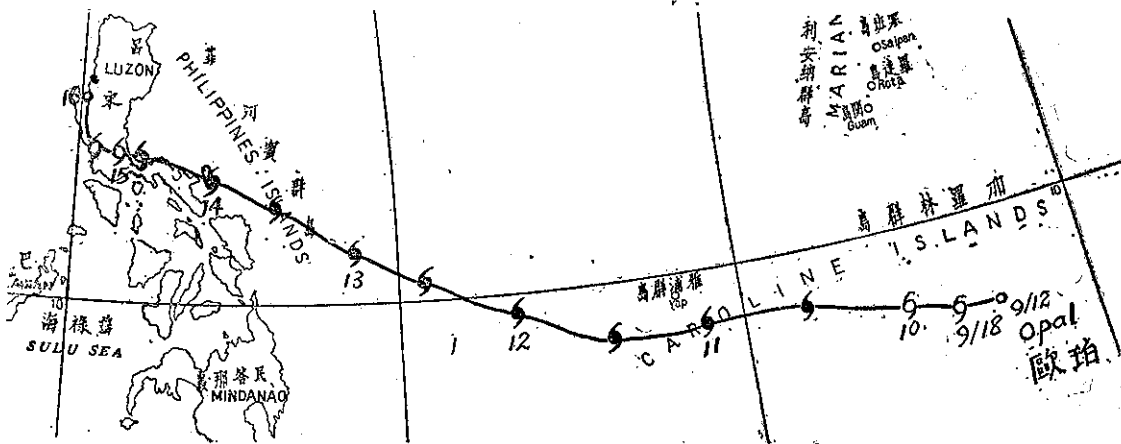


圖8：53年12月份颱風路徑圖

Fig. 8 : Typhoon tracks in Dec., 1964

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

- L'analyse du Climate de Taiwan Pendant la dernière
dizaine d'années (1951-1960) et son adaptation avec
l'agriculture.....CHONG-I HSUEH.....(1)
- A Test of the Malone and Arakawa Method for
Forecasting the Movement of Typhoons during
the period from 1963 to 1964.....CHI-HSUN CHI.....(7)
- Forecasting Method on Wave Analysis.....CHIN-HUAI HSU.....(14)

Report

- A Brief Report on Typhoons in North Western Pacific during the
Year of 1964.....TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU.....(28)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei,

Taiwan, China.

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

氣象學報

季刊

第十一卷 第二期

目次

論述

- 黛納颱風侵襲東臺經過.....鄭子政.....(1)
依據飛行觀測研究地面反射及北美大陸之地皮構造.....孔震村.....(7)
阿剌伯半島天氣研究.....郭文鑠.....(25)
臺灣地區颱風或然率預報法之研究.....戚啓勳.....(36)

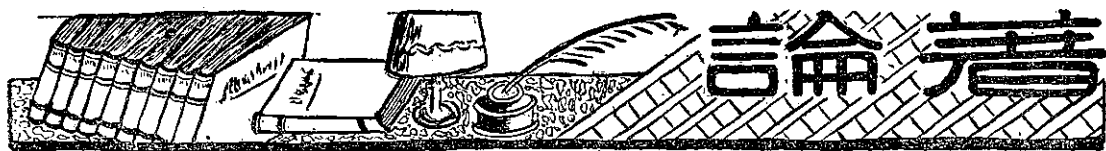
氣象學報

(季刊)

第十一卷 第二期

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

中華民國五十四年七月出版



黛納颱風侵襲東臺經過

鄭子政

The Invasion of Typhoon Dinah along

East Coast of Taiwan

Kenneth T. C. Cheng

Abstract

Typhoon Dinah first generated over the sea at southwest of Guam. Its position located at 12.4N and 139.8E on 130000GMT. The wind velocity near its center increased to 33 m/s after six hours and reached the stage of a moderate typhoon. Its direction kept on moving WNW ward. The Taiwan Weather Bureau issued their first Typhoon Warning on 160000GMT. when they overlooked the possibility of the invasion of Typhoon Dinah. The maximum wind velocity at its center reported to have 65 m/s which gave a threat on navigation over the sea to SE of Taiwan. On the weather chart of 171200GMT., Typhoon Dinah showed a slight recurvature of it trajectory which turned to northwest direction. It indicated to have a direct hit along the southeast coast of Taiwan. On 18th June 0000GMT., the radius of influence of Typhoon Dinah decreased little bit. It was said about 150 kms. Its intensity also had some decrease with a wind velocity reported 55m/s near the center. An urgent warning message had been released by the Weather Bureau at 180900GMT., on the invasion of Typhoon Dinah near the vicinity of Taitung. The northeast wind increased its strength at Taitung at 181300GMT. The instantaneous wind velocity reached 50.2m/s at 181434GMT. when the barometric reading was reported at 955 mb. This indicated the arrival of the typhoon center. It took about 35 minutes when the typhoon center passed away. The invasion of Typhoon Dinah at Taitung and its vicinity caused a great damage there. About 247 lives of people had been taken away and 10,672 rooms of houses had been torn down after the sweeping of fearful winds. Approximate loss due to the invasion of Typhoon Dinah was estimated more than TN\$300,000,000 dollars. Typhoon Dinah had later been dissipated after it penetrated into the mountaneous regions of the Central Mt. Ranges. Later it regenerated a secondary typhoon over the sea to NE of Keelung. It continued the track of Typhoon Dinah and moved toward south Japan. About 400 mm. of rainfall had been precipitated over southern Japan. It caused a calamitous flood there 14 men had lost their lives in this flood and made 20,000 families homeless. The synoptic picture of Typhoon Dinah can be visualized from Figure 2. Its trajectory had also been plotted in detail with the map of pressure distribution before and after the

landing of the storm attached in Figure 3. The rainfall distribution during the passage of the storm is also shown in Figure 1. The anemo and barograms recorded at Taitung have clearly indicated the passage of the typhoon center and serves a good example in showing the structure of a typhoon (Fig. 4 and 5). Another diagram had also been prepared in showing the distribution pressure and rainfall at different localities in Taiwan. The diagram will give you clear picture showing the orographic influence which prevented the invasion of Typhoon Dinah on the leeward side of mountains. The meteorological elements reported from different station are also attached at the end of this for the convenience of your reference.

黛納颱風(Typhoon Dinah)於民國54年6月12日初孕育於關島之西南海面。有朝西北西方向侵漸之勢。13日上午8時其中心位置已移至北緯12.4度，東經139.8度，約在雅浦島之東北300公里海上。風勢增強已形成爲輕度颱風階段。13日下午2時其中心風速達33m/s公尺，仍向西北西進行，轉爲中度颱風。14日下午2時黛納颱風中心風速突轉強爲51m/s，其半徑擴展爲200公里，已爲強烈性颱風，指向呂宋島東北部推進。16日上午8時臺灣省氣象所發佈第一次海上颱風警報，其時颱風尚在距離本省東岸達1,000公里之遙。此時颱風中心風速已繼續發展至65m/s。風勢強盛威脅本省東南海上航行安全。17日下午8時颱風轉向西北侵襲之勢，颱風對於本省之威脅增加其嚴重形態。臺灣省氣象所因即換發海上陸上警報。18日上午8時黛納颱風中心位置已進抵北緯20度，東經121.6度在巴士海峽南方海上。距離恆春約250公里，其動向轉爲北北西，進行速率增加爲每小時20公里。此時颱風之暴風半徑爲150公里，其中心風速稍減爲55m/s，黛納颱風即將侵襲本省東南部之勢態已經形成。18日下午3時臺東之大武鎮氣壓始急速降低，風速陣性增強，至當日下午7時32分瞬間風速增達43.5m/s，此時風向爲北北東，未幾風向即轉爲東風，而其地氣壓亦於下午8時14分低降至977毫巴達其最低點，顯示颱風中心之蒞臨。但臺灣省氣象所於18日下午5時已發佈臨時緊急警報，通告颱風在逼近臺東大武附近一帶登陸。由於臺灣南端海岸線呈凹形，颱風受地形之影響而向上滑進。大武漁鎮

附近憑山迫窄，經濟建設亦較其他地區落後，故於黛納颱風入侵時節，受災之情形較輕。黛納颱風繼續向北往臺東推進。臺東自18日下午9時始，東北風勢始見繼續加強，較大武所受影響時間，遲延達2小時有半。臺東實測最大瞬間風速在18日下午10時34分，風向爲東北東，風速曾達50.2m/s。其時氣壓讀數爲955毫巴。亦爲黛納颱風中所測得之最低氣壓值。在颱風中心襲擊臺東期間，風雨俱厲，雜以雷電。自18日下

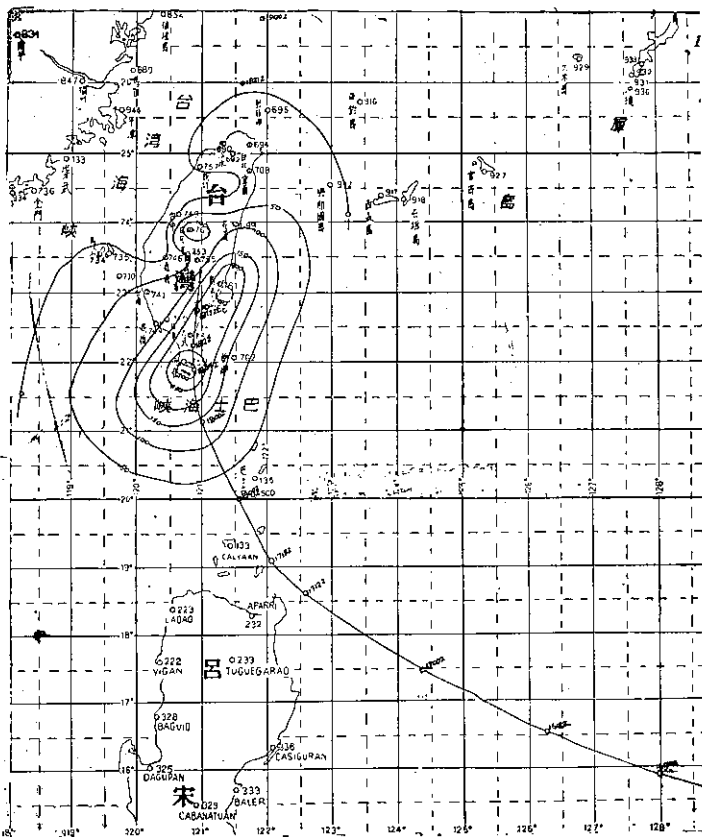


圖 1：黛納颱風雨量分佈圖

Fig. 1: The rain fall distribution of Typhoon Dinah.

午11時19分至19日上午6時40分鐘止，於7小時間降雨達206公厘之多。臺東縣區經黛納颱風襲擊之後，災情慘重，估計傷亡人數達247人，毀屋10,672間，損害達新臺幣300,000,000元以上，乃為近年東部所受嚴重風災之一。黛納颱風中心在臺東附近登陸後，隨即轉入中央山脈山嶽地區，主颱風之威力即見消散。此熱帶性氣團在翻越山嶽地區以後，因動力與地形影響所致，遂誘發副颱風於臺灣之東北端海上。而延續黛納颱風之發展，其動態改向東北。黛納颱風橫過東海，在20日黛納颱風再度侵入日本四國、九州與本部後而始消失。其在登陸日本時仍造成嚴重之災害。九州降雨量達400公厘(16英吋)，死亡人數14人，約有20,000

戶被水所淹無家可歸。在黛納颱風移入東海之後，臺灣地區黛納颱風之威脅已成過去，因此，臺灣省氣象所之海上颱風警報於19日上午即告解除。此次黛納颱風發佈警報各次之颱風中心位置及其經過期間各地雨量之分佈，可參照附圖1。從黛納颱風雨量分佈圖中顯示降雨中在颱風行徑之左。其最大雨量發生於其登陸之初期，恆春之總雨量達299公厘。颱風登陸在臺東附近以後，其各地降雨量銳減，雨區中心亦呈分散而不規則之現象。至於副颱風誘發之現象，因中央山脈之障阻，在臺灣於颱風直接侵襲期間，此種現象尤屬習見。

考查6月18日下午8時天氣圖(參照附圖2)在菲

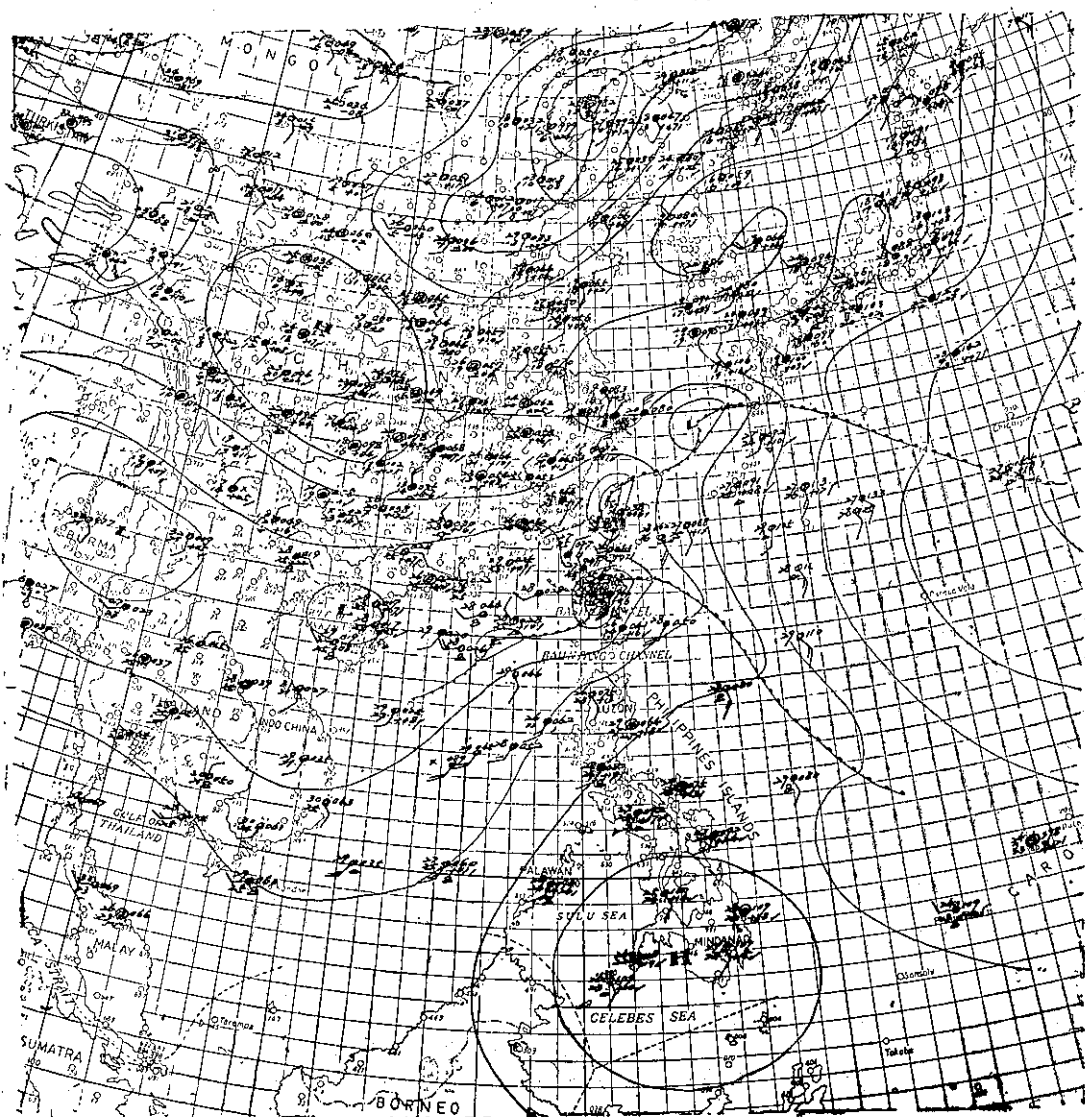


圖2：民國54年6月18日12時(GMT)之地面天氣圖
Fig. 2: Sea level chart, 1200GMT, 18th June 1965.

律賓南部明大諾附近熱帶高氣壓旺盛。在呂宋島之東均為盛行之夏季東南季風，而在中國海中均吹西南風，助長黛納颱風北上之勢，頗屬明顯。更由同時之 700 毫巴高空圖觀察，顯示有一槽線自大陸浙閩沿海岸傾斜橫過東海而至日本四國、九州一帶。即為黛納颱風消失於臺灣中央山脈叢山中後，於次形成副颱風活動之路徑。在 300 毫巴天氣圖上，北太平洋上高氣壓之勢力，仍見一枝獨秀，而在長江流域以南之高氣壓勢力亦尚存在，臺灣以北在 20,000 英尺以上高空西風已見盛行。黛納颱風地面之範圍既屬較小，而其高度發展，亦屬有限。在黛納颱風登陸前與其登陸後在臺灣地區氣壓之分佈，顯然其受地形上之影響，無可偽飾（參看附圖 3）。更從黛納颱風登陸經過臺東之風速與氣壓曲線圖（參照附圖 4 與 5），颱風中心經過之時間，蓋在 18 日下午 10 時 50 分至 11 時 30 分鐘之間，風勢頓息，而氣壓曲線適在波谷中，顯然可相比照。此次黛納颱風侵襲東臺，其各地氣壓與雨量分佈（參照附圖 6）倘以

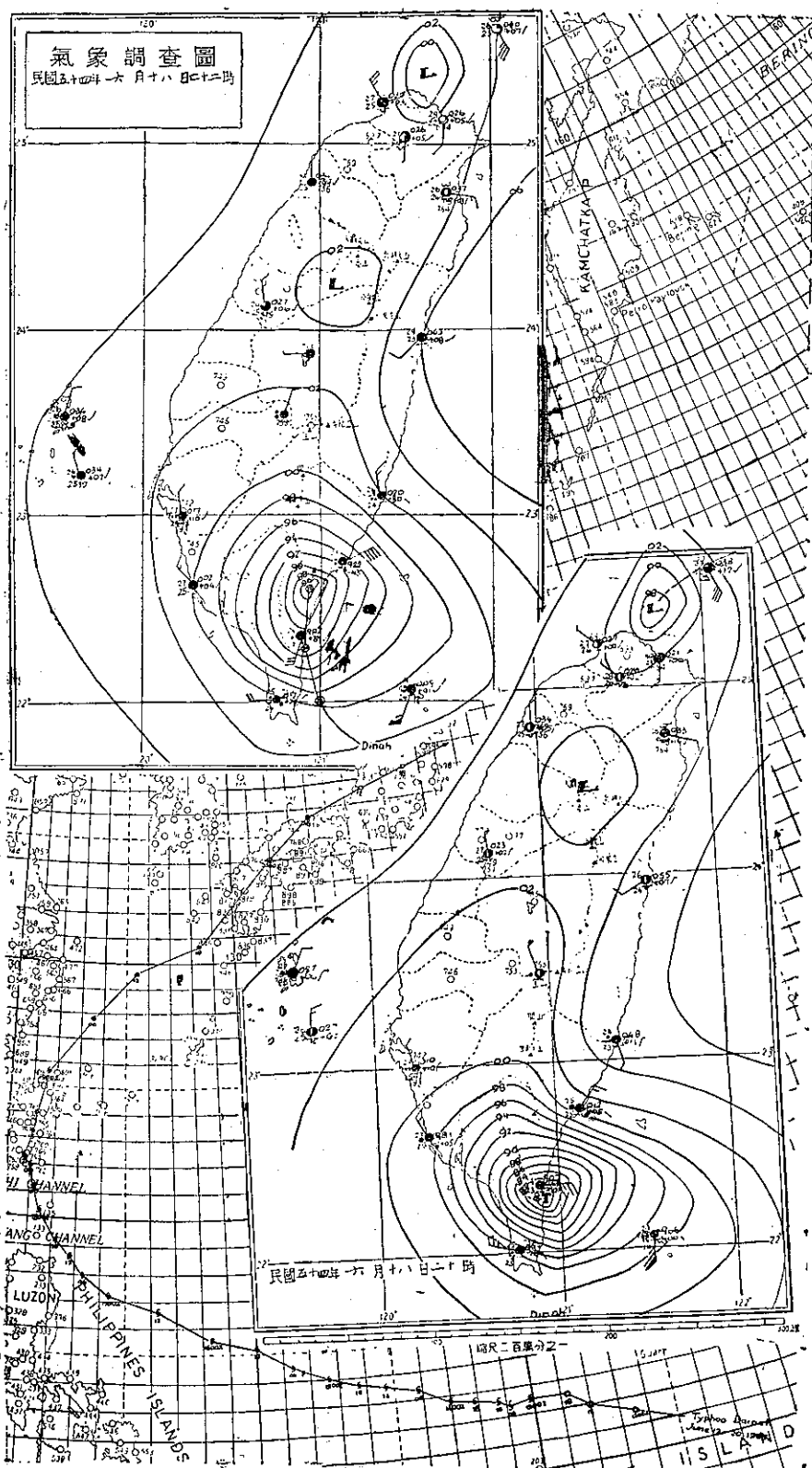


圖 3：黛納颱風登陸前與登陸後在臺灣地區的氣壓分佈與颱風路徑

Fig 3: Pressure distributions and typhoon tracks before and after landing of typhoon Dinah.

表一：黛納颱風各地氣象概況表

Table 1: The meteorological summaries of weather station in Taiwan area during typhoon Dinah's passage.

地 點	最低氣壓 (mb.)	起 時		最大風速 及風向 (十分內) (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	日	時	
彭佳嶼	1000.4	19.04.00		22.2 WSW	19.10.00		28.8	SSE	1003.1	25.4	89	18 23.55	5.3	18 00.47 19.11.25	
鞍 部	* 811.2	19.05.00		12.0 S	18.24.00								10.2	19.06.18 19.14.00	
竹子湖	* 934	19.02.00		4.0 N	19.08.30								5.3	19.06.12 19.20.15	
淡 水	1000.6	19.03.00 04.00		5.0 NW	18.12.00		8.0	NW	1003.4	31.0	82		8.7	17.21.35 19.08.35	
基 隆	999.8	19.03.00		11.5 SSE	19.02.50		24.2	S	1003.7	31.3	65	18 10.50	23.9	19.06.56 19.24.00	
臺 北	999.4	19.02.00		6.3 N	18.23.20		10.1	W	1017.6	25.9	89	19 09.52	1.6	17.20.40 19.08.20	
新 竹	1001.0	19.03.00		4.2 NW	18.12.40		5.7	NW	1003.2	29.9	83	18 12.45	1.3	19.00.22 19.08.25	
宜 蘭	1001.2	19.06.45		7.0 ESE	18.23.40		9.0	ESE	1003.5	26.0	86	18 21.50	1.5	19.02.30 19.07.20	
臺 中	1000.8	19.01.28		5.5 NNW	18.12.55		8.7	NNW	1003.1	30.7	75	18 12.55	0.3	18.21.00 19.06.30	
花 蓮	998.5	19.05.10		10.7 WSW	19.21.35		12.5	WSW	1005.4	24.5	89	18 21.29	96.6	17.20.45 20.02.00	
日月潭	* 686.5	19.02.30		10.3 SW	19.06.00								112.9	18.21.00 19.22.20	
澎 湖	1001.5	18.16.10		5.8 NNE	18.20.40		6.8	NNE	1003.0	25.2	92	18 20.45	2.6	18.19.50 19.06.15	
阿里山	* 757.8	19.02.00		6.0 WNW	19.04.00		6.3	WNW	758.8	12.4	100	19 03.50	49.6	18.12.15 19.08.40	
玉 山	* 636.2	18.23.58		8.3 E	18.11.00								72.9	18.11.00 19.09.10	
新 港	990.2	19.01.50		27.8 S	19.02.00		36.0	S	992.6	23.9	100	19 02.00	220.5	18.02.50 19.09.00	
永 康	1000.7	18.18.00		7.0 NNW	18.15.30		10.0	NNW	1001.5	30.2	73	18 15.40	35.7	18.19.53 10.22.30	
臺 南	999.9	18.16.35		7.0 NNW	18.16.05		12.7	NNW	1000.3	30.7	69	18 15.53	10.2	17.22.22 19.07.30	
臺 東	955.5	18.22.36		43.0 ENE	18.22.34		50.2	ENE	955.6	24.7	98	18 22.34	205.6	18.23.49 19.06.40	
高 雄	998.0	18.18.00		8.3 NW	18.16.00		18.4	NW	998.1	29.4	74		57.2	18.03.40 19.06.20	
大 武	977.3	18.20.14		26.7 NNE	18.19.32		43.1	NNE	987.1	24.0	99	18 19.32	202.8	17.23.15 19.05.20	
蘭 嶼	995.4	18.20.07		35.3 SSW	18.20.20		49.0	SSW	999.4	23.3	100	18 21.30	117.4	17.20.49 19.08.20	
恒 春	988.2	18.18.00		23.3 NNW	18.17.48		28.3	NNW				18 17.48	299.0	17.23.33 19.08.26	
鹿林山	* 729.1	18.23.20		6.7 NNW	18.22.10								65.4	18.15.00 19.07.30	

* 重力值

依據飛行觀測研究地面反射及北美大陸 之地皮構造

孔震村¹

Study of a Continental Surface Albedo on the Basis of Flight Measurements and Structure of the Earth's

Surface Cover over North America Ernest C. Kung

Abstract

A series of 12 monthly flights along a fixed path in Wisconsin and a series of 4 long-range flights over extensive areas of the United States and Canada were performed during 1963 to measure systematically the surface albedo over various types of the earth's surface, using an instrumented light airplane operating at a low level. An approximate total of 24,000 mi. was flown and roughly 210,000 sets of the measurements were processed for this study. Techniques of measurement and data treatment are discussed.

It is shown, and discussed in detail, that the regional differences and seasonal variations of the surface albedo due to the structure and state of the earth's surface cover are significant. The snow cover is the most important modification of the earth's surface, giving a significantly higher albedo. A quantitative relationship between the increase of surface albedo and snow cover is examined. The surface albedo measured during the flights over typical surface covers over North America, including cities, is presented. The surface covers and their textures over the North American Continent were studied mainly in terms of land use, vegetation type and phenology, soil type, and ground snow cover. The surface albedo values were estimated for various regions of the continent from the flight measurement data, considering the similarity and differences in surface structure among the regions. The resulting seasonal albedo maps of North America are presented and discussed, along with the seasonal variation of the meridional profile of the continental surface albedo.

摘 要

在 Wisconsin 地區之固定航線與北美州至加拿大之四條臨時航線，舉行12個月一連串之低空飛行，測定各種地皮之地面反射 (Surface albedo)。

在本研究約有24,000哩之飛行，210,000餘點之觀測記錄，並且討論觀測技術與記錄之處理方法。

對地面反射之局部偏差與季節變化詳細討論並指出地皮構造與形態，在地面反射實為重要之因素。尤其是積雪對地皮之修飾，而顯示更高的反射。同時調

查積雪對地面反射之增加情形。在美洲北部包含都市各種地皮，在飛行時均測出其地面反射。對美洲北部大陸之地皮與構造，大體分為耕地、農作物、氣候、土壤及積雪等幾大項加以討論，對陸地各區之地面反射即根據該區相類似的或不同的地皮，由飛行觀測加以推出，同時討論北美洲之各季節反射圖與地面反射，沿子午線方向之季節變化。

一、前 言

地面反射為計測地表對太陽輻射之反射率，而定

1. 本文孔震村氏係以英文寫成，由呂世宗氏譯成中文。

為地表入射太陽能與反射太陽能之比。因入射太陽能之一部分，於地表不會反射而被吸收，致使在下方大氣層形成特定的熱層，所以研究地面反射對大氣中熱量之估計，大氣環流問題，氣團之演變，局部氣候等之研究均有相當的價值。自古以來即被認為在地皮的水平與季節變化之複雜現象，均可控制局部地面反射，並且為瞭解地面反射之概況，在大氣科學之研究實為重要之階段。

以固定設備實施反射觀測時，為選定許多有意義之記錄，對任何資料與地區均要以同一標準加以區別，但對很複雜的地皮即僅能對其反射概況加以討論。在高空觀測即可修正這個缺點，不過如果要推廣至地表似尚有問題，因地表與飛機之間，對反射與高度關係至今尚未明瞭。由氣象衛星或飛機，間接的，以攝影法決定地面反射之主要難點為修正複雜的儀器操作。因許多研究者所使用之儀器系統與觀測方法不同，對研究整個大陸之地面反射，實為重大的障礙。

Bauer 與 Dutton 在 Wisconsin 中南部證實，關於局部性之反射研究，以有裝備的小型飛機很合適。在本研究即以兩引擎飛機，上方裝 K-Z 式的半球型輻射計 (Kipp and Zonen hemispherical solarimeter)，下方在拋物線型反射鏡之焦點處裝設 K-Z 式輻射計。以這種飛機設備每月在 Wisconsin 上空及美國北部，舉行一連串之飛行觀測。以飛機觀測，有定點觀測無法做到之廣大範圍，而且在低層之觀測，對反射值並不需要加以高度之訂正。事實上，任何地區均比微氣象站能做到的範圍為大，而且這些範圍即具有在微氣象上，所未想到之單純與均質的地皮構造。在微氣象站之地區，有因地皮之複雜變化與這些複雜環境所產生的微氣象因素，即可影響地面反射之變化。在本研究，對地面反射即集中於特定航線，並以各地區較均質，或各種混合之地皮加以分別平均，因此其平均值可認為某種地皮之局部反射代表值。同時其變化量亦可表示某地區的地表情形之特別成分。為研究北美洲之局部地面反射與地皮之關係，在 1963 年，於 Wisconsin 每月舉行飛行觀測，並且以同一設備自美國至加拿大選定四條航線舉行觀測各季節，各種地皮之反射。這些方法與觀測結果，在本文均有記述並加以討論，同時求出局部性地面反射。

在本研究主要將北美洲之地皮之構造與情形分為耕地、農作物、氣候、土壤與積雪等項加以研究。根據反射之觀測記錄、分區求出其地面反射值，對局部反射即依照各季節，在反射圖表示，並且討論地面反

射之季節變化與水平分布之重要性。

二、儀器設備

在本研究所採用之飛機為 Cessna 310 型，兩引擎四個座位，飛速約為每小時 180 哩，但因為適應氣象觀測加以多方面的修改，至使飛機之流線減少，而且接近於最大載重，所以其飛速約減至每小時 165 哩。

儀器室約有 1.0m 長，0.4m 寬，0.25m 厚正在機室下面，很適合對地觀測。其拋物線型反射鏡為對地，焦點處即裝 K-Z 式輻射計，以資測定向上之矩波輻射，該室與飛機着陸設備裝在一起，但並未影響其對地面之觀測。反射鏡之有效反射光線約有 4 度寬，因此由 300m 高空，該輻射計可測到直徑 21m 之地面範圍。

對上方之 K-Z 式輻射計即裝在機頂，以資觀測太陽輻射，本來水平翼側面對上方 2π -steradian 之展望稍有妨害，但如果上方輻射計所測之輻射範圍為等方均勻 (Isotropic) 時，由水平翼之影響不及 0.6%，但其影投射到輻射計時，其影響即不能省略。不過這種情形並不多，僅在冬季太陽高度在 37 度以下時，可能發生，其時間亦為甚短。

K-Z 式輻射計之輸出電源約為 8 mv，其內電阻為 10 Ohms，而對所進來之輻射能成正比例。由 Bener 經過長期之校正，其誤差約在 4% 以下，時間常數為 2.0 秒。將如此堅固而靈敏的 K-Z 式輻射計與 Epply 輻射計比較時，可知它為很理想而且適應於飛機上觀測地面反射的儀器。該輻射計之輸出電源即以 Honeywell 906 B 電流記錄計，以 0.2in/sec 之速度記錄。

因對地輻射計不是測向上 2π -steradian 範圍之輻射，所以所測到的並不是半球範圍之反射，僅由拋物線型反射鏡所導入之有效光線。利用這種光線可測出局部地面反射之變化。雖然其有效光束僅有 4 度寬，但可將單位立體角之輻射量增加，同時亦可以半球反射互相比較。

Bauer 與 Dutton 假設湖上之新冰面為均質而等方的表面，因此對這種表面，無論以光線或半球型方法，所測到之反射，其數值應為相同，但他們證實對拋物線型之反射鏡，應乘 1.294 之訂正常數，即：

「半球型反射值 = 實際光線反射值 = $1.294 \times$ 均質等方表面所測之反射值」。

他們並證明，如果無被雪所掩蔽之地區，由「半球型反射值」對「 $1.294 \times$ 所測光線之反射值」之比，甚接近於一。雖然兩者之一致，對各種地皮來說，

除在均質雪面外，並無需要等方與均質的輻射，但這種用意可利用在從光線反射換算為半球型反射。

在本研究即使用B-D式 (Bauer and Dutton) 反射鏡，並且使用1.294之訂正常數。

在光線反射鏡之最大優點為測定反射時，可減少水平光線與內部反射之影響。這種測定誤差在太陽高度較低時甚易發生。

三、飛行計劃

為研究地面反射對地皮與季節變化之基本關係，必須選定適當的航線，並且以有效方法觀測該區之地面反射。在 Wisconsin 之定期線即具有這種意義，沿航線含有中緯度地區應有之各種地皮。為明瞭地面反射之季節變化即選每月觀測。將全航線分為51小地區，即編為0至50號，而且將地皮分為均質地皮及混合性的兩種。茲將 Wisconsin 航線與各地區之分布情形示於圖1。各地區之地皮情形即在表1列明，並且在反射圖上詳細加以註明。

表一：關於 Wisconsin 地區既定飛行航線之主要地面掩蔽物與土壤種類一覽表

Table 1: Principal surface covers and soil types along the selected flight path over Wisconsin

地區 Section	地皮(土地使用情形與森林種類) Surface cover (land use type and forest type)	土壤種類 Soil type
0, 1	極肥沃耕地 10%*	黑色泥土
2, 3	極肥沃耕地 10%	淡棕色土
4	森林耕地 15-39%	淡棕色土
5, 6	森林耕地(低地潤葉樹) 20-39%	砂礫
7	森林耕地(低地潤葉樹) 20-39%	泥炭
8, 9	森林耕地(橡木、北美胡桃) 20-39%	砂礫
10	肥沃耕地與森林(橡木、北美胡桃、松、白楊北方潤葉樹) 15-59%	砂礫 泥炭
11	森林耕地與森林(松、橡木) 15-59%	砂礫
12	森林(橡木、北美胡桃) 40-59%	砂礫
13, 14	森林(北方潤葉樹、白楊、橡木) 40-59%	泥炭、砂礫
15	森林(松) 40-59%	砂礫
16	肥沃耕地與森林(北方白楊、潤葉樹) 15-39%	砂礫土
17, 18, 19, 20	肥沃耕地 15%	淡黃色土
21	森林耕地(北方潤葉樹) 40-50%	淡黃色土
22	森林耕地與森林(北方潤葉樹、白楊、松) 40-59%	淡黃色土
23	森林(白楊、樺樹、北方潤葉樹) 40-79%	灰色土
24, 25	森林(白楊、北方潤葉樹) 60-79%	淡黃色土

26	森林(白楊、樺樹、沼澤地松) 60-85%	泥炭、拉埃
27	森林(白楊、樺樹、松) 80%	灰色土
28	森林(沼澤地、針葉樹、北方潤葉樹) 80%	灰色土
29	森林(北方潤葉樹) 60-79%	灰色土、砂礫
30	森林(白楊樺樹) 60-79%	灰色土、砂礫
31	肥沃耕地 15%	砂礫淡黃色土
32	森林耕地(北方潤葉樹) 15-50%	灰色土
33	森林耕地(北方潤葉樹) 40-59%	灰色土
34	森林耕地(松) 40-59%	灰色土、砂礫
35	肥沃森林耕地(橡木、北美胡桃) 15-59%	砂礫
36, 37	肥沃森林耕地(橡木、北美胡桃、北方潤葉樹) 15-50%	淡棕色土
38	肥沃耕地 19%	赤粘土灰色土
39	肥沃耕地(Green Bay郊外) 15%	赤粘土
40, 41, 42, 43	肥沃耕地 15%	赤粘土
44, 45, 46, 47, 48	極肥沃耕地 15%	淡棕色土 黑色土
49	Madison 東邊郊外	淡棕色土 黑色土
50	Madison 商業區	黑色土

*表示森林面積之百分比。

在地皮分類上，規定多生產農地內，樹林面積應在15%以下，森林農地者其樹林面積不得超過50%。如表1所示，在 Wisconsin 之重要森林地帶即含有紅白松，各種針葉樹、橡樹、胡桃、矮小潤葉樹及白楊等。

在 Wisconsin 之定期觀測即自1963年1月開始，至1963年12月底，依照航線做右轉飛行，以 Wisconsin 之Morrey 機場為起訖站，其時間表即如表2所示。

為明瞭北美洲各地區之地面反射，由北美洲至加拿大，開設四條航線，並規定1963年3月17日、4月14日至17日、6月28日至7月3日、9月5日至10日，分期加以觀測。其航線即如圖4所示。所有航線之起訖站及補給等均為 Morrey 機場。

3月17日之飛行觀測，主要以小麥地區，4月14日至17日即以美州中部之小麥地帶，美州南部農地、牧場、森林及美州東部之森林地帶等；6月28日至7月3日即以美州北部，加拿大中部之北方森林、農地、牧場、牧草及樹林；9月5日至10日即以美州各部之各種沙漠，灌木地區及其他樹林地帶為對象。將各航線分為1111小地區，依照地形加以分析與整理。這些航線約有24,000哩，沿航線之地形即如圖4、圖5所示。

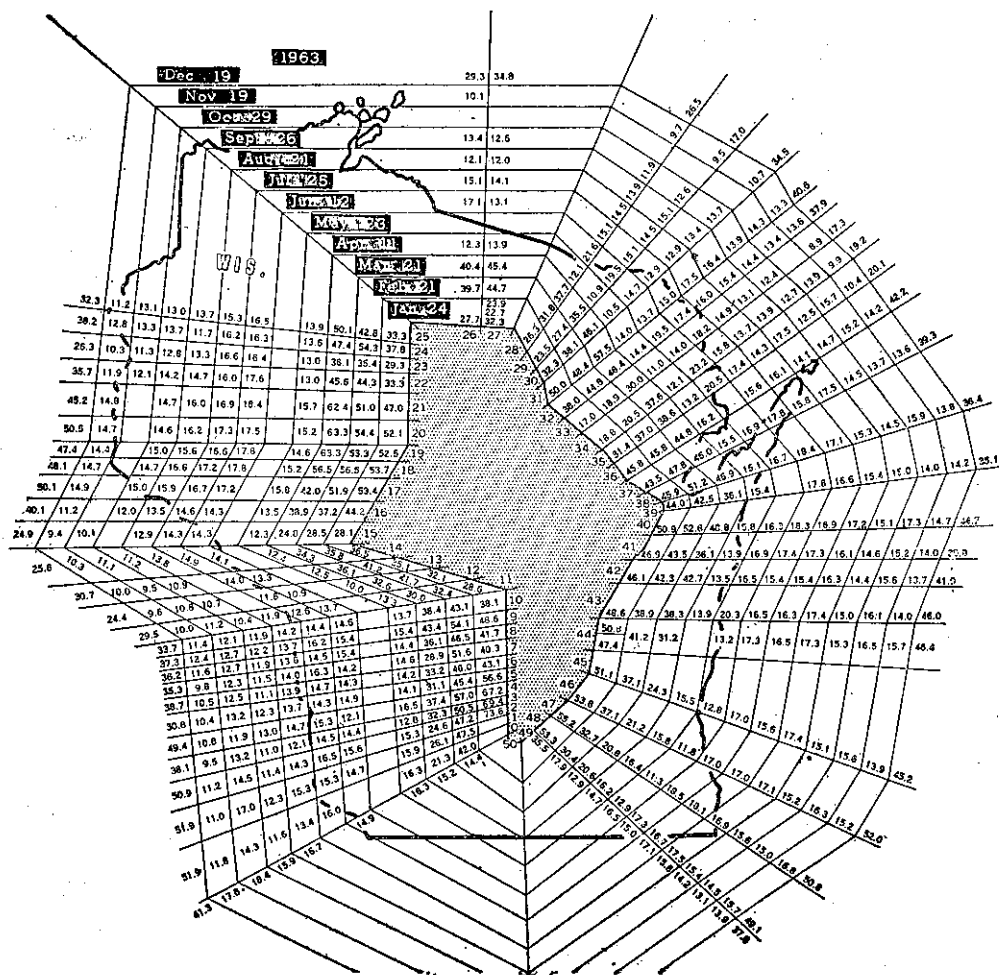


圖 1：在 Wisconsin 地區航線，每月飛行所測之地面反射值

Fig. 1: Flight path over Wisconsin and measured surface albedo of the monthly flights.

表二：在 1963 年 1 月至 12 月間，飛行之日
期及地方時間

Table 2: Dates and local times of 12
monthly flights, Jan.~Dec. 1963

te (1963)	Middleton- Rhinelander	Rhinelander- Middleton
January 24	11:30-13:15	13:45-15:15
February 21	11:25-13:18	14:50-16:10
March 21	10:20-12:00	13:00-14:30
April 11	10:35-12:12	13:20-14:45
May 23	10:10-12:07	13:33-15:00
June 12	11:00-12:40	13:47-15:00
July 25	11:25-13:05	13:53-15:15
August 21	11:00-12:33	13:20-14:48
September 26	9:38-11:13	12:19-13:43
October 29	10:00-11:35	12:37-14:00
November 19	9:48-11:24	12:24-13:46
December 19	11:25-13:10	14:00-15:20

四、觀測方法

為減少測定誤差在 Wisconsin 及四條長航線之每月飛行觀測，均選在中午前後二小時內實行。如果在太陽角 (Sun angle) 較低時，對觀測值均需考慮校正。

經 Bauer, Dutton 與 Kuhn, Suomi 等之研究，認定測定地面反射，尤其是以半球型測定儀測定，如果太陽角小時、太陽輻射之減小甚快。又由 Kuhn, Suomi 在 O'Neill, Nebr. 等地區，於夏季上午 6 時至下午 6 時之觀測，證實，使用光線反射鏡即可減少水平光線及內部反射之誤差。

1960 年 4 月 21 日，在 Wisconsin 之飛行研究顯示，至少在地方標準時 10 時 23 分至 13 時 59 分之間，由光線系統及半球型系統所得到之測驗結果，對太陽角均無影響。根據 Beuer, Kipp, Zonen 等之輻射計，在太陽角 75 度以內時，其誤差僅為 3% 以下。在

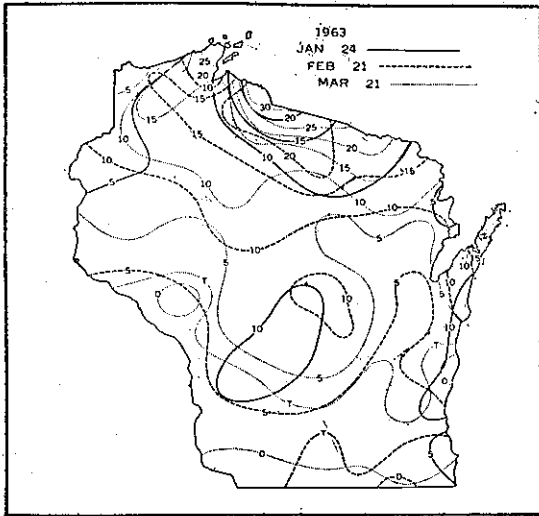


圖 2：在Wisconsin地區飛行日程與其地面積雪厚度

Fig. 2: Depth of ground snow cover, in inches, for the flight dates over Wisconsin.

Wisconsin冬季之早晚飛行觀測，雖然因航線之關係，太陽角也有在60度以下，但不合理之觀測記錄並不多。

Kuhn 與 Suomi 發現，光線反射之平均變化，每 1200m 約有 1%，Bauer 與 Dutton 即發表在 300m 以上之反射測定，其誤差均在儀器公差之下。因此在飛行觀測時，盡量保持為 300m 之高度及 165m.p.h 之速度，而且高山地帶之高度影響均未計算在內。

在陰天，尤其是多雲時之反射觀測易發生誤差，譬如以一組輻射計在上方直接測定太陽輻射時，另一組即在射影處測定反射，上方輻射計在太陽接近於雲的邊緣時其反射顯然的增加，但下方的反射記錄與陰天所得到的記錄却無甚大的變化。

Bauer 與 Dutton 即由各種天氣狀況所得到的反射結果，推廣至各季節之變化及局部反射之變化。

在本研究各觀測，盡量在晴天或疏雲時實行，並且消除有關雲的邊緣，厚雲，飛機附近的雲所發生之不平常觀測記錄。由疏雲天所得之記錄即與晴天在同一地區所得之記錄，互相比較而校正，尤其是在讀取記錄時，盡量消除不正常的記錄。這些記錄即包含飛機上升、下降、轉彎、垂直安定器之影射到輻射計及儀器機能不正常時所得到的記錄。

上方與對地輻射計，在飛行時均以示波器繼續記錄。這些記錄在 Wisconsin 及 3 月 17 日之飛行時，

表三：在 Wisconsin 既定飛行地區之地面反射與其變動係數

Table 3: Surface albedo and coefficient of variability of selected sections of Wisconsin flight path

地區 Section	地面特性* Surface characteristics	地面反射 (變動係數**) Surface Albedo and (Coefficient of variability**)								
		Jan. 24	Feb. 21	Mar. 21	Apr. 11	June 12	July 25	Sept. 26	Nov. 19	Dec. 19
3	肥沃耕地	69.4 (57)	50.5 (17)	32.3 (22)	12.8 (27)	14.4 (7)	14.5 (23)	10.9 (15)	9.5 (23)	38.1 (30)
9	森林耕地	48.6 (21)	54.1 (23)	43.4 (12)	15.4 (10)	15.4 (10)	16.2 (27)	12.1 (11)	12.4 (10)	37.3 (21)
11	森林耕地	28.6 (26)	32.4 (30)	30.0 (23)	13.3 (11)	13.7 (11)	12.6 (31)	10.3 (10)	10.0 (12)	29.5 (35)
18	肥沃耕地	53.7 (17)	56.5 (18)	56.5 (30)	15.2 (11)	17.8 (6)	17.2 (14)	14.6 (7)	14.7 (13)	48.1 (19)
25	白楊、北方潤葉樹	33.3 (33)	42.8 (27)	50.1 (22)	13.9 (18)	16.5 (7)	15.3 (17)	13.0 (14)	11.2 (21)	32.3 (40)
26	白楊、樺樹、沼澤地松	27.7 (31)	39.7 (30)	40.4 (21)	12.3 (23)	17.1 (13)	15.1 (17)	13.3 (11)	10.1 (15)	29.3 (34)
29	北方潤葉樹	23.5 (35)	27.4 (51)	35.5 (44)	10.9 (25)	15.1 (35)	14.5 (10)	12.6 (17)	9.5 (11)	17.0 (24)
30	白楊、樺樹	32.3 (20)	38.1 (26)	46.1 (26)	10.5 (30)	12.9 (58)	12.9 (15)	13.7 (13)	10.7 (19)	34.5 (30)
31	肥沃耕地	50.0 (19)	48.4 (22)	57.5 (15)	14.0 (16)	15.0 (41)	17.5 (20)	13.9 (13)	13.3 (16)	40.6 (27)
33	北方潤葉樹	17.0 (45)	18.9 (70)	30.0 (75)	11.0 (17)	18.2 (18)	14.9 (15)	12.3 (13)	8.9 (11)	17.3 (31)
34	松	18.8 (25)	20.5 (67)	37.6 (37)	12.1 (26)	15.8 (22)	13.7 (16)	12.7 (13)	9.9 (21)	19.2 (61)
39	耕地(Green Bay附近)	44.0 (30)	42.5 (31)	36.1 (22)	15.4 (9)	17.8 (23)	16.6 (11)	14.9 (7)	14.2 (9)	35.1 (27)
40	肥沃耕地	50.9 (16)	52.6 (7)	48.8 (14)	15.8 (10)	18.3 (18)	16.9 (6)	15.1 (6)	14.7 (11)	44.7 (11)
45	肥沃耕地	51.1 (10)	37.1 (15)	24.3 (69)	15.5 (26)	17.0 (10)	15.6 (20)	15.0 (8)	13.9 (14)	45.2 (11)
49	Madiron 郊外	35.5 (34)	17.9 (45)	12.9 (42)	14.7 (14)	15.0 (18)	17.1 (15)	14.1 (17)	13.9 (18)	37.8 (32)
50	adison 商業區	14.4 (15)	15.2 (17)	16.3 (19)	15.9 (11)	17.8 (21)	41.3 (27)

*參考表一 **該地區之平均地面反射與標準偏差之百分比。

即以每秒 0.07km 之間隔，其他三條航線即以 3 秒，約 0.22km 之間隔記錄之。在這些記錄中，消去不正常的記錄後，約有 210,000 點之記錄。這些記錄經半自動的穿孔機處理，並加以合理的訂正數後，求出每一點之地面反射及局部平均地面反射，同時對每一個地區，以百分率，求出其標準偏差與變化係數。

五、在 Wisconsin 地區之地面反射的月變化與局部偏差

經 Wisconsin 航線，每一點所計算之平均地面反射，就是代表該地區之地面反射。茲將 1963 年所觀測之記錄，示於圖 1。在 5 月、8 月與 10 月所得到之反射記錄，可能受到雲之影響，因這些觀測均在裂雲天所舉行的。其他即均在晴天時觀測，均無甚大的出入。在圖 2 中，示在 Wisconsin 州，1、2、3 月飛行觀測時，對地皮之重要修飾因素即積雪厚度，這些資料均利用美國氣象局之氣候資料填寫的。

在 Wisconsin 地區，1、2 月均有積雪，甚至在 3 月尚有大部分地區被雪掩蔽。這些積雪至 12 月之飛行觀測，再度出現。為避免由新積雪所發生之觀測誤差，飛行觀測通常在降雪後 2 至 3 天內舉行，因此雪面為中期雪。雖然在圖 2 所示之積雪為飛行時之厚度

，但其厚度可能自冬季保持至初春 3 月，因此在 12 月之飛行並未將積雪情形填在圖 2。

在冬季影響局部反射之主要因素有二，即雪面與黑暗部分，圖 1、2 為積雪中耕地之地面反射，反射值約為 50 至 70，比山林地區之反射值 20 至 50 較高，至於森林農地即在 35 至 55 之間。由此可見，很顯明的，森林種類，面積及積雪等之反射性能為決定反射值之因素，譬如在檜林其反射值為 32 至 42，在松林地區即為 19 至 37，白楊與樺樹為 38 至 50，北方樺樹林為 19 至 36，在針葉樹林即為 25 至 38 之反射值。

在積雪尚薄時期，即其厚度在 5 吋以下時，地面反射值與積雪厚度間有明顯的比例關係，但如超過此厚度時，其反射值即無比例的增加。如圖 1、2 所示，在 Wisconsin 南部，3 月中所測之反射值，正在減少，該時亦正為積雪溶化時期。而且這種南北部之對照，在初春甚為明顯。

在 Wisconsin 無積雪期間，所測之反射值約介在 9 至 18 之間，這些數值均在 4 月至 7 月中所測，尤其是 4 月中所得者為最低。然而地面反射與植物之生長亦有重大之關係，如繁茂的樹葉與矮小植物比疏稀者容易反射，這種資料可供給生物氣候學與生物之研究作為參考。

表四：在 Wisconsin 地區地面反射之季節變化，以每月觀測值對 4 月觀測值之比表示之，
Table 4: Seasonal variation of surface albedo in Wisconsin as illustrated by ratio of monthly observed albedo to that of April

地 區* Section	每 月 觀 測 值 對 四 月 觀 測 值 之 比 Ratio of monthly observed surface albedo to that of April								
	Jan. 24	Feb. 21	Mar. 21	Apr. 11	June 12	July 25	Sept. 26	Nov. 19	Dec. 19
3	5.42	3.95	2.52	1.00	1.13	1.13	0.85	0.74	2.98
9	3.16	3.51	2.82	1.00	1.00	1.05	0.79	0.81	2.42
11	2.15	2.44	2.26	1.00	1.03	0.95	0.77	0.75	2.22
18	3.53	3.72	3.72	1.00	1.17	1.13	0.96	0.97	3.16
25	2.40	3.08	3.60	1.00	1.19	1.10	0.94	0.81	2.32
26	2.25	3.23	3.28	1.00	1.39	1.23	1.08	0.82	2.38
29	2.16	2.51	3.26	1.00	1.39	1.33	1.16	0.87	1.55
30	3.08	3.63	4.39	1.00	1.23	1.23	1.30	1.02	3.29
31	3.57	3.46	4.11	1.00	1.07	0.89	0.99	0.95	2.90
33	1.55	1.72	2.73	1.00	1.65	1.35	1.12	0.81	1.57
34	1.55	1.69	3.11	1.00	1.31	1.13	1.05	0.82	1.59
39	2.86	2.76	2.34	1.00	1.16	1.08	0.97	0.92	2.28
40	3.22	3.33	3.09	1.00	1.16	1.07	0.96	0.93	2.83
45	3.30	2.39	1.57	1.00	1.10	1.01	0.97	0.90	2.92
49	2.41	1.22	0.88	1.00	1.02	1.16	0.96	0.95	2.57
50	0.88	0.93	1.00	0.98	1.09	2.53

See Table 1 and 2 for surface characteristics.

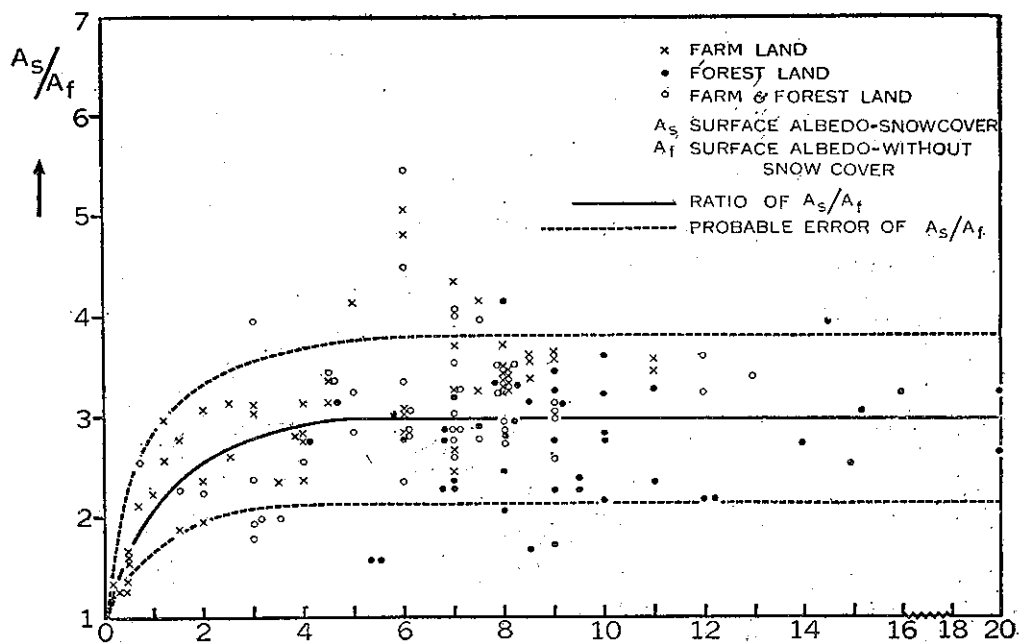


圖 3：地面積雪深度對地面反射之關係

Fig. 3: Surface albedo related to depth of ground snow cover

除上述外，土壤之潮濕亦可能影響地面反射，根據 Angstrom's 之說明，在土壤粒子被水分包着時，易發生全反射之現象。在 4 月中，Wisconsin 地區，正為積雪溶解的時期，土壤較濕，因此所得到的觀測值為低。這種現象在秋季即無法說明，因此在秋季的微弱反射，可能受農作物掩蔽的影響。

因土壤原色與其含水量可直接的，而農作物即間接的，可影響地面反射，因此在討論局部地面反射時，必須考慮土壤種類。

第 16 區為代表沿 Wisconsin 航線之地面種類在表 3 即示，這些地區地面反射之月變化係數，但在 5 月、8 月、10 月之記錄因受到雲之影響未包含在內。

表 4 示第 16 區地面反射之季節變化，即為各地區地面反射與 4 月所觀測之反射值之比。以這種方法對 3 月亦加以計算。除第 50 區 (Madison) 以外，在春季其積雪溶化時，地面反射均突然降下，初夏至中夏稍為升高，至晚秋再度降低甚至年中最小值，而後於冬期再度上升，即形成為年循環。然而地面反射值在夏季之增加率比冬季為小，因此吾人可認地面反射之季節變化應分為積雪與無積雪之兩部分。通常地面反射在冬季之增加，均在矮小農作物地區，然而森林之反射值，無論在冬季夏季均比耕地為小。

在本研究，如在第 1、3、4 章所述，各航線上之地皮構造均假說可代表該地區之地面情形，因此各地

區之平均地面反射值均依據觀測數值而定，所以求局部與每月地面反射之變化，必須考慮這些數值之統計方法。為保持記錄之精確，對表 3 之反射值即應用多變數之分析法，加以統計。即將觀測數值分為 12、1、2、3 月與 4、6、7、9、11 月兩群，也就是積雪與無積雪之兩季節。第 50 區，因缺少記錄不包含在內，兩群之相差可歸在三點，即為地區，月份及統計誤差等。茲將分析結果示在表 5，表內含有下列因素。

表五：在 Wisconsin 地區每月飛行觀測地面反射值之變化之分析

Table 5: Sample analysis of variance of surface albedo data of Wisconsin monthly flight measurements

變差源 Source of variation	自由度 Degree of freedom	平方和 Sum of squares	平均和 Mean square	F
積雪季節 (1 月、2 月、3 月、12 月, 1963 年)				
地 區	14	6046.03	431.86	*6.39
月 份	3	287.87	95.96	1.42
誤 差	42	2839.54	67.61	
合 計	59	9173.44		
無積雪季節 (4 月、6 月、7 月、9 月、11 月, 1963 年)				
地 區	14	147.96	10.57	* 8.88
月 份	4	173.58	43.40	*36.47
誤 差	56	66.74	1.19	
合 計	74	388.28		

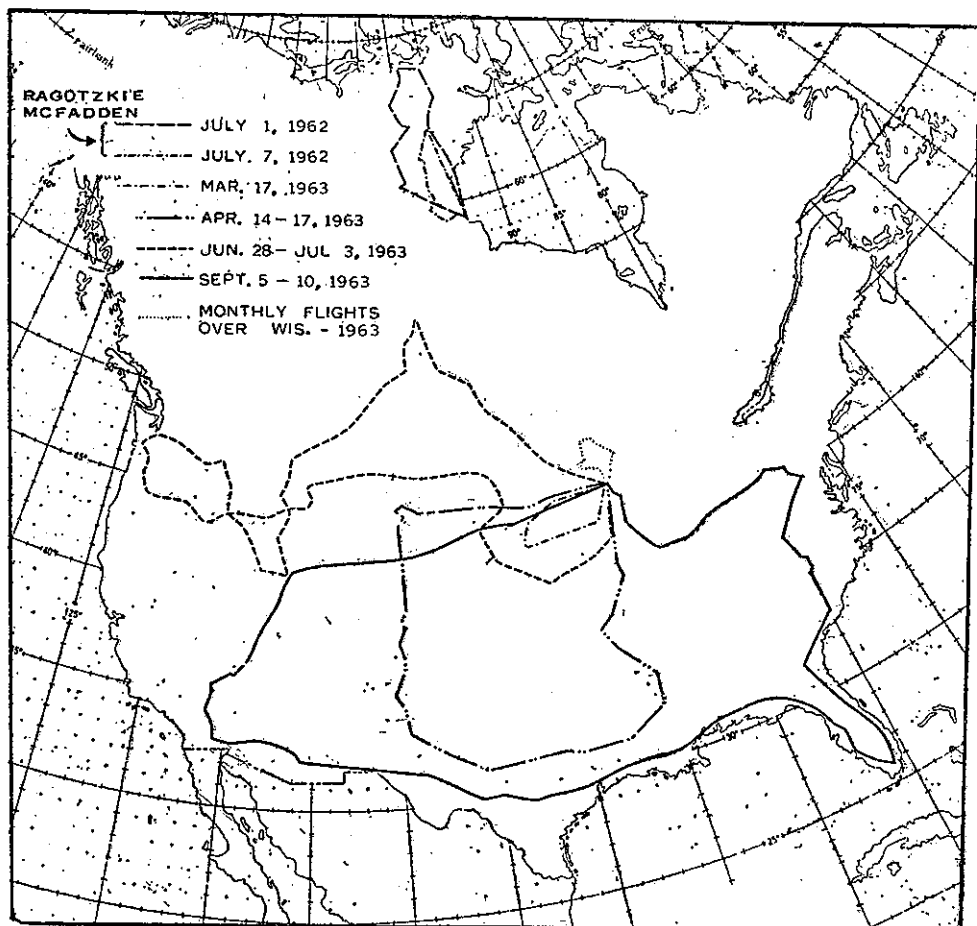


圖 4：關於北美測定地面反射之飛行航線

Fig. 4: Flight paths of continental surface albedo measurements over North America.

(一)關於檢驗 F 值，對飛行各地區無論對積雪與無積雪之月份，均無明顯之前提，但 F 值在平常不至以 1%，甚至 0.5% 亦有相當之意義。顯然的，沿航線各地區有相當之差別，然而在無積雪期間却不大。

(二)在積雪期間，地面反射之月變化，對其統計方法不太重要，因各地區之積雪因素遠比其他因素為大。

(三)雖然沿航線上各地區之變動率甚大，但其地面反射之平均值，均可代表該區，而且對各地區僅以一個觀測記錄即可代表之。此事實即證實本研究之基本概念甚為正確，即可以局部之地面反射代替某些地區之地面反射。

在表 3，顯出在積雪期間地面反射之變動率特別大，惟在平常其變動率超過 30% 者已為不正常，在此甚至達到 70%。在 1、2、3、12 月之飛行觀測均在晴

天時舉行，屆時在 Wisconsin 地區均被極方冷氣團籠蓋，因此上方之輻射計甚為穩定，不過對地輻射計，在 80 至 800m 高度飛行中，其變動甚大，其變動可能影響到反射變化之趨勢，不過有些短時間之變動，可能為森林之空間，森林密度之變化，各種森林之混合及積雪之反射等之影響。

地面反射之變動率，在無積雪期間，比有積雪與積雪溶化之月份為少，約在 10 至 30%，這些變化可能由地面之掩蔽因素而產生，即如蔬菜、建築物，各種蔬菜之生態、土壤濕度等。將冬季之地面反射，互相對照時，可知雖然其觀測均在積雪溶化時實行，但無法消去雪之影響。不過如確知被雲所影響之記錄即消去不錄用。在固定設備儀器上，並無此種變動，因此推測受地皮掩蔽物之異成分之影響。

六、地面反射與積雪

地面反射之規則性月變化在統計記錄上並無明顯

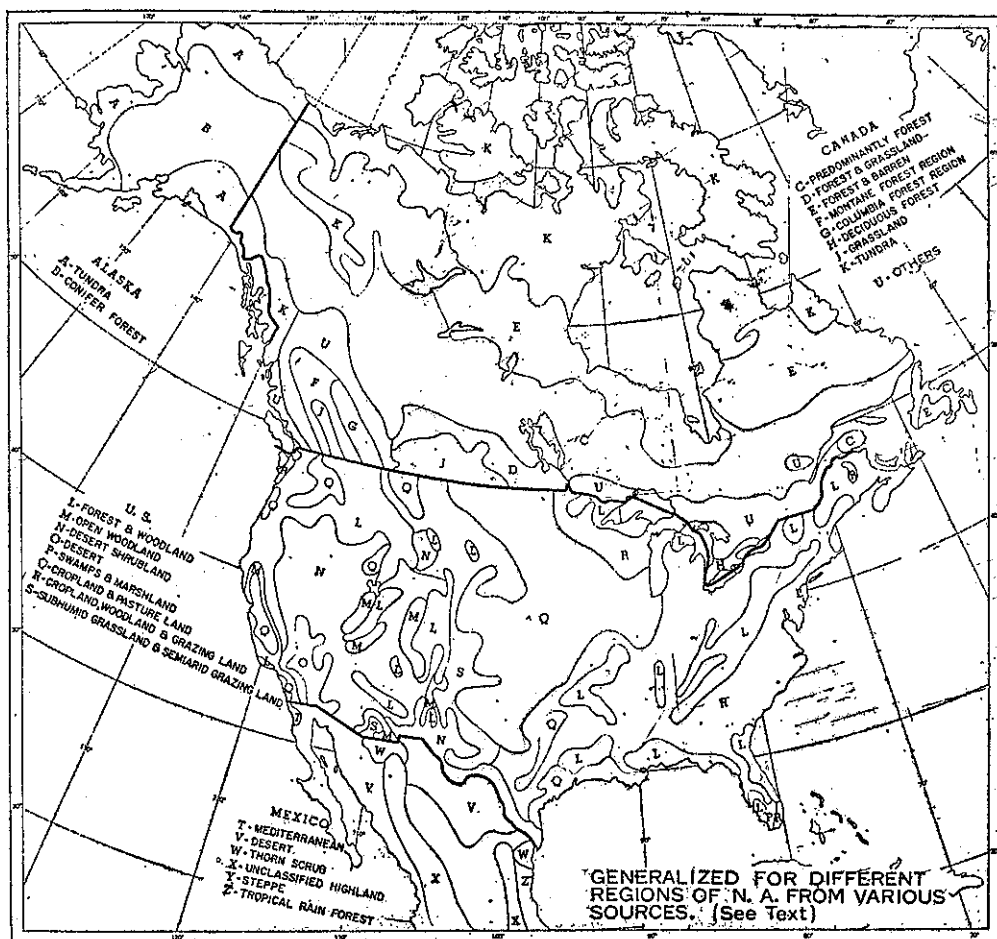


圖 5：關於北美之森林分佈與土地使用之一般情形

Fig. 5: Generalized pattern of land use and forest cover for North America.

的出現，許多月變化在積雪期間，均依據積雪之情形。通常氣候因素對某些積雪地區均有限制，而在積雪地區其地面反射必然為高。然而，由圖 1、2 及表 4，可知積雪厚度接近 5 吋時，其地面反射即無甚大的增加。

積雪與無積雪之地面反射之比，可將各月份之地面反射與 4 月份之反射值，互相比較而計算。重要理由為 4 月之地皮狀況與冬季的非常相似。這些比值在 Wisconsin 飛行地區，每月份依據積雪厚度加以計算填在圖 3，並且對耕地、森林及混合地區均加以註明。

在圖 3，其記錄點甚為散亂，但在開始積雪時其地面反射通常在增加，超過 5 吋以上時即無任何之增加，這種現象可能為暴露之小地面，在積雪尚薄時，並未被雪掩蔽而減少其數量與形狀，如森林及其他突出物體均可維持相當的久。在圖 3，可知其積雪達到

5 吋時，其比值約等於 3，如果以 ± 0.8 為誤差範圍時，大部份之記錄點均可包含在內。而且通常在森林之比值較低，這種事實即因在該地區多為黑暗體，如森林之樹幹等，其樹頂雖然被積雪掩蔽，但比耕地却較為暴露的。如果地面反射在積雪達到相當厚度後，尚未有增加時，在圖 3 之散亂情形，必因積雪之反射而增大。

七、北美洲之各種地皮之地面反射

在北美州由長航線所測到之地面反射即依據地皮形狀與掩蔽情形加以分類記在表 6，但吾人應注意表內所記之地皮與種類並不重要，主要在這些掩蔽物的形狀、疏密、均質等之程度。

在本研究之前，曾有 Fritzs，於 1947 年 3 月 22 日以 B-29 飛機，自 Washington D.C. 至 Inyokern, Calif. 舉行飛行觀測，其高度為 2.1km 至 5.3km 之間不等，但以 3 km 之高度為多。他以氣壓與地面反射

表六：在北美典型的地面掩蔽物之地面反射

Table 6: Surface albedo over areas of typical surface cover in North America
(See fig. 4 for flight paths)

地面種類 Surface type	位 置 Locality	地面反射 Surface Albedo	地面種類 Surface type	位 置 Locality	地面反射 Surface Albedo
1963年 3 月 17 日					
積 雪 耕 地	S.W. Wisconsin	33-40	陳年薄積雪森林耕地	S. W. Iowa	20-22
積 雪 麥 田	N.E. Iowa	50-51	麥 田	S. Iowa	14
黑 土 麥 田	N.W. Iowa	9-11	Mississippi 附近之田	S.E. Iowa and N.W. Illinois	12-13
1963年 4 月 14 日至 17 日					
附有麥頭之森林耕地	N. Iowa	16-17	落 葉 性 森 林	E. Texas	17
牧場與耕地混合	N. Iowa	15-16	松 森 林	E. Texas	14
耕 地	N.W. Iowa	15	沼 澤 地 水 湖	N.E. Louisiana	14
牧 場	W. South Dakota	17-19	礫 瘠 農 地	N. Mississippi	16-17
乾 燥 耕 地	E. Wyoming	20-22	礫 瘠 林 區 農 地	N. Arkansas	15-16
乾 燥 草 原	S.E. Wyoming	21	橡木、北美胡桃森林	S.E. Missouri	16-17
牧 草 草 原	W. Colorado	19-20	礫瘠水草混合農地	Central Illinois	16-17
砂 漠、灌 木	W. New Mexico	19-25	耕 地	N. Illinois, S. Wisconsin	16-17
牧 場	Central Texas	17-18			
1963年 6 月 28 日至 7 月 3 日					
森 林 耕 地	W. Wisconsin	15-16	大 鹹 湖	N. Utah	3
森 林 草 原	N.E. Minnesota	16-17	大 鹹 湖 岸	N. Utah	25
大 草 原	S.E. Manitoba	12-13	灌 溉 耕 地	S. Idaho	17
沼 澤 地、耕 地	S. Manitoba	12-13	砂 漠、灌 木	S.W. Idaho	17
森 林 耕 地	E. Saskatchewan	14	牧 草 地	W. Idaho	11-12
耕 地	S. Saskatchewan	15	礫 瘠 林 地	W. Idaho, S. E. Washington	11-12
牧 草 地	N. and S. Montana	15-16	水 河 區	Central Washington	27
風 蝕 溪 谷	N. Montana	17-18	森 林	W. Washington	14-16
山 頂 平 原	S. Montana	18	乾 燥 耕 地	S. South Dakota	13-14
山 谷 區	S. Montana	14-15	農 牧 地	W. Nebraska	15-16
灌 溉 耕 地	E. Idaho	15-16	耕 地	S.E. Nebraska, N.E. Kansas	14-16
黑 色 火 山 灰	S.E. Idaho	9			
丘 陵	S.E. Idaho	14	耕 地	N. Missouri, W. Illinois	16-18
岩 頁 地 帶	N. Utah	17-19			
1963年 9 月 5 至 10 日					
耕 地	W. Nebraska	16-17	沼 澤 地	E. Texas, S.W. Louisiana	13-14
灌 溉 耕 地	W. Nebraska	17-18	沼 澤 地、森 林	S.W. Louisiana	16-17
乾 燥 牧 草 地	W. Nebraska, S.E. Wyoming	19-22	甘 蔗 園	S. Louisiana	16
砂 漠(黃 土)	W. Central Utah	23	沼 澤 地、森 林	S.E. Louisiana, S.W. Alabama, N.E. Florida	11-12
溶 岩 區	W. Central Utah	25	柑 橘 林	W. Florida	16
礫 性 地	W. Central Utah	24	沼 澤 地	S.W. Florida	10
砂礫混合灌木林	W. Central Utah	29	礫 瘠 地	S.E. Florida	14-15
砂 漠、灌 木(黃 土)	S.W. Utah	21	森 林	N.E. Florida, S.E. Georgia	13
砂 漠、灌 木	S.E. Nevada	21-23	海 洋	S. South Carolina	5

Las Vegas 附近之沙漠	S.E. Nevada	24-27	潮 汐 地	S. South Carolina	5-7
灌 溉 耕 地	S.E. California	18-23	森 林 耕 地	South Carolina, North Carolina.	14-15
Yuma 砂 漠	S.E. California	27-28			
灌 溉 耕 地	S.W. Arizona	20-23	森 林	Central North Carolina	14
Casa Grande 附近之礫瘠水草地	S. Arizona	22	森 林 耕 地	S. Virginia	14-15
Sonora 砂 漠	S. Arizona	22	(森 林 丘 陵 區)	S.W. Pennsylvania	14
山 谷 地 區	S.W. New Mexico	16-18	耕 地	Central Ohio	14-15
灌 溉 耕 地	W. Texas	19	耕 地	Indiana	14-16
草 原	S. Central Texas	18			

成反比之假說之下，將觀測值延長至地面，以這種計算法應用在西方山脈之地面反射時，比實際反射值為低，但在本研究所得之記錄似為相當一致。Bauer 與 Dutton 在 1959~60 年，於 Wisconsin 中南部舉行定期飛行觀測以資研究地面之反射，Kuhn 與 Suomi 在 1956 年夏季，自 O'Neill Nebr. 至 Madison, Wisconsin 之間，舉行幾次之飛行觀測。Robinson 在 1954 年至 1957 年，於英國南部，作過飛行觀測。這些觀測結果均可與表 6 之反射值互相比較。

在 Wisconsin 之每月觀測記錄中，含有 Madison 之地面反射，其他長飛行觀測值，即含 1963 年 7 月 18 日至 21 日之日蝕觀測，這種觀測在其他都市亦有實行。將觀測記錄分為村莊與郊外兩部份記在表 7。如圖 1 表 3, 4, 7 所表示，在 Wisconsin 飛行觀測中，除 12 月 9 日外，Madison 之記錄均可代表積雪季節，在黑暗地區的。這種現象為討論冬季局部氣候之良好因素。在表 7 中，列記許多不同都市之地面反射。在這些記錄中可看出，大多數都市與郊外間之地面反射均有相差。這些差值與其他氣象因素，如風信、濕度等配合即可研究都市之氣候。在本研究之觀測結果，無法討論都市地面反射之季節變代，但地理位置似為重大之因素。

八、大陸地面反射圖

在地面反射圖上，最好註明水平面與地面反射之季節變化，這些圖亦可為研究大氣動態之用。譬如由上述，在 Wisconsin 之每月飛行觀測與北美州飛行觀測結果，可得到各種地皮構造之地面反射，因局部地面反射與地皮組織物質之反射率有關，在相似的地面，其反射應為相同。

在北美州，主要為研究耕地，植物種類，生態，土壤種類及積雪等之地面反射。耕地與森林為該地區地皮之基本構造，茲將這些資料註明於圖 5，然而在圖上僅示簡單之趨勢，如果要進一步之研究，即須依

表七：各城市之郊區與市區之地面反射
Table 7: Surface albedo of town and suburb in various cities

都 市 City	觀測日期 Date (1963)	地 面 反 射 Surface albedo	
		商 區 Town	郊 外 Suburb
Madison, Wis.	Feb. 21	15.4	17.9
Madison, Wis.	Mar. 21	15.2	12.9
Madison, Wis.	Apr. 11	16.3	14.7
Madison, Wis.	June 12	14.9	15.0
Madison, Wis.	Sept. 26	15.9	14.2
Madison, Wis.	Nov. 19	17.8	13.9
Madison, Wis.	Dec. 19	41.3	37.8
Ogden, Utah	June 30	15.6	16.6 (salt flat)
Boise, Mont.	July 1	17.0	18.7 (irrigated field)
Wausau, Wis.	July 18	13.1	15.5
Duluth, Minn.	July 18	12.4	16.2
Winnipeg, Manitoba	July 18	15.9	13.0
Grand Forks, N. Dak.	July 21	14.0	15.9
Las Vegas, Nev.	Sept. 6	19.5	26.5 (desert)
Yuma, Ariz.	Sept. 6	20.0	19.4
Gila Bend, Ariz.	Sept. 6	22.9	23.5
Tucson, Ariz.	Sept. 6	22.0	20.4
San Antonio, Tex.	Sept. 7	18.1	16.7
Houston, Tex.	Sept. 7	16.6
Port Arthur, Tex.	Sept. 7	16.5	15.7
Mobile, Ala.	Sept. 8	14.0	13.1
Miami, Fla.	Sept. 9	17.7	14.1
Jacksonville, Fla.	Sept. 9	15.1
Waycross, Ga.	Sept. 9	15.2	11.4
Jessup, Ga.	Sept. 9	14.5	11.6
Washington, D.C.	Sept. 10	12.5	13.1
Zanesville, Ohio	Sept. 10	12.1	15.1
Columbus, Ohio	Sept. 10	13.7	16.1
Cincinnati, Ohio	Sept. 10	13.0	15.3
Bloomington, Ind.	Sept. 10	16.8	14.7
Champaign-Urbana, Ill.	Sept. 10	16.6	16.0

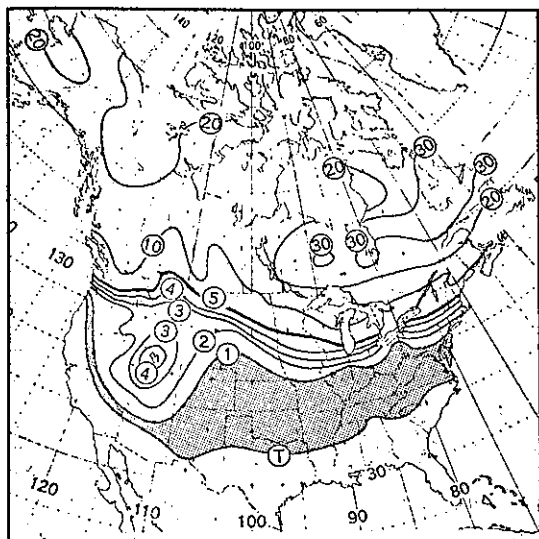


圖 6：根據美軍兵工署調查記錄，在北美歷年 1 月 31 日之平均積雪厚度（單位為 inches）
Fig. 6: Multi-annual average depth of snow cover, in inches, for January 31 over North America as adapted and interpolated from the U.S. Army Corps of Engineers (36)

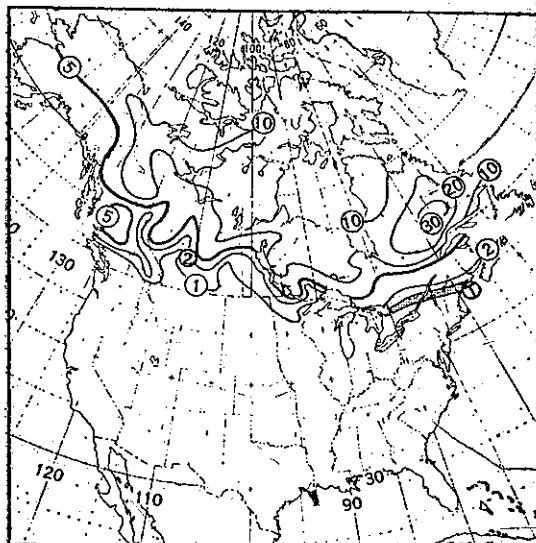


圖 8：根據美軍兵工署調查記錄，在北美歷年 1 月 31 日之最小積雪厚度（單位為 inches）
Fig. 8: Multi-annual minimum depth of snow cover, in inches, for January 31 over North America as adapted and interpolated from (36)

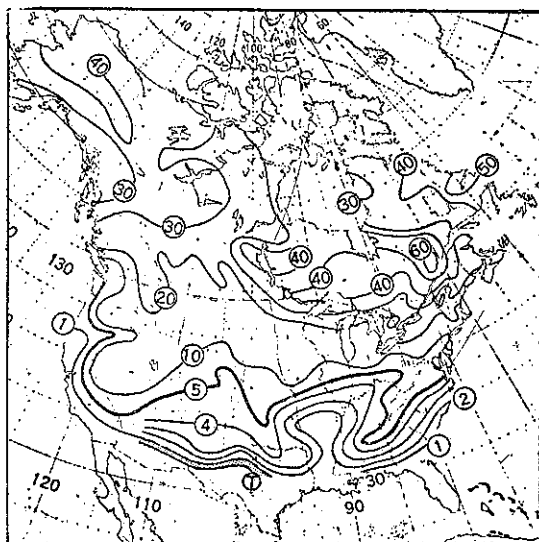


圖 7：根據美軍兵工署調查記錄，在北美歷年 1 月 31 日之最大積雪厚度（單位 inches）
Fig. 7: Multi-annual maximum depth of snow cover, in inches, for January 31 over North America as adapted and interpolated from (36)

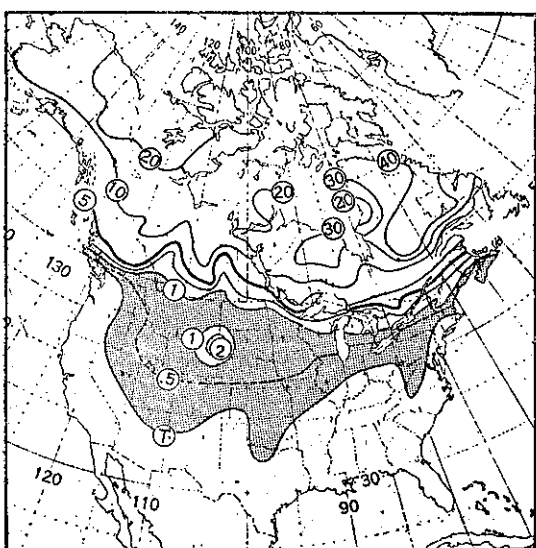


圖 9：根據美軍兵工署調查記錄，在北美歷年 3 月 31 日之平均積雪厚度（單位為 inches）
Fig. 9: Multi-annual average depth of snow cover, for in inches, March 31 over North America as adapted and interpolated from (36)

據植物生態，土壤種類等加以詳細調查。關於這些資料，曾參考 Curtis 等之研究結果，並且與其他各專家通信連絡討論，至於累年積雪情形即利用美國陸軍

兵工署之刊物。

依據上述討論結果，在北美洲之地面反射，對各季節各地區均可使用飛行觀測之記錄。在反射圖上，

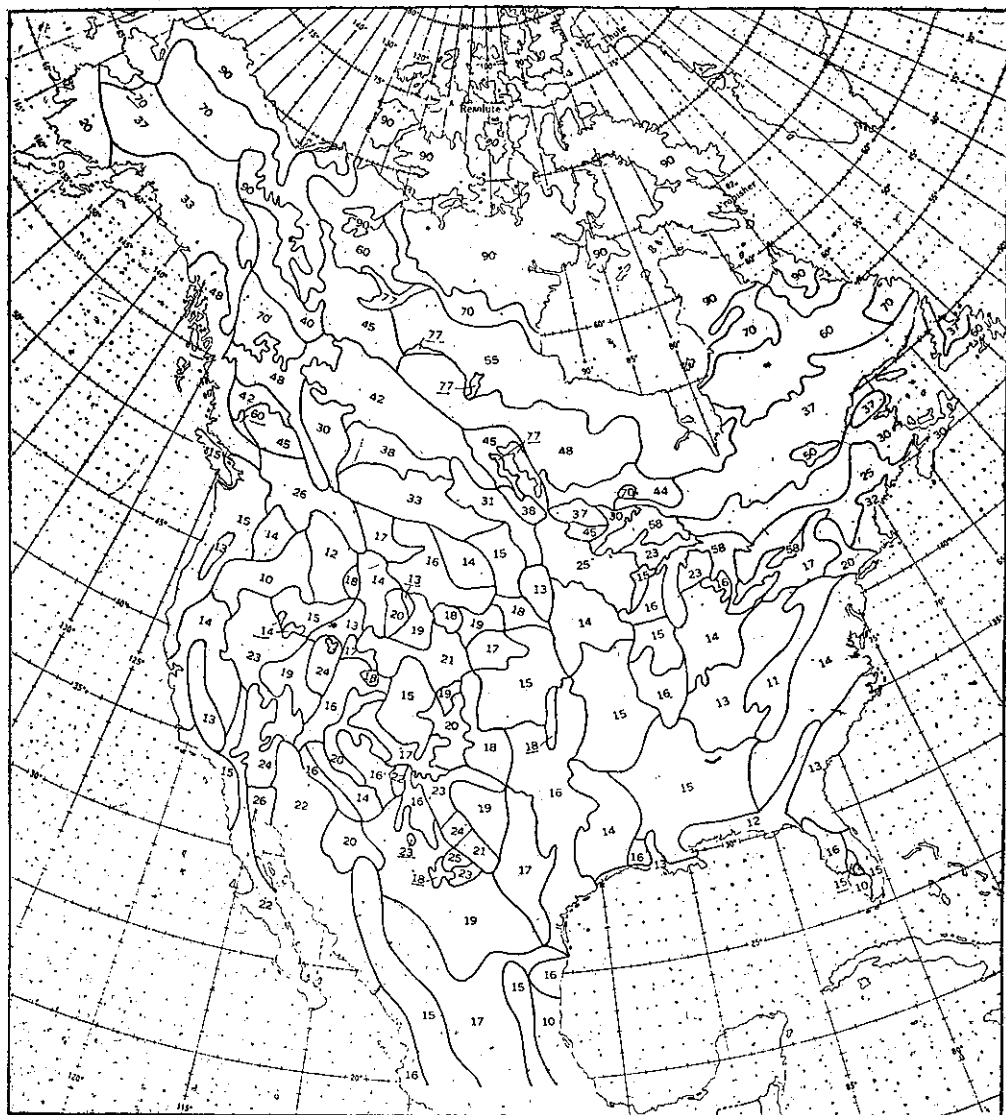


圖10：北美冬季地面反射圖（使用1月31日之平均積雪）

Fig. 10: Winter surface albedo map for North America (using mean January 31 snow cover).

除了著者飛行觀測值外，尚有Ragotzkie等，於196年7月1日在加拿大，於1961年11月10日在Manitoba等地區所得之反射值。有關湖上水面各時季反射值即參考Bauer等曾在Wisconsin湖與Mendota湖所觀測之結果。因他們所用之測器系統與本研究的儀器甚為相似，其觀測結果均值得參考。

對積雪地皮反射之測驗，均在最大降雪2、3天後實行，故在反射圖上即為中度新雪面之反射值，據第6章之討論，地面之積雪超過5吋厚時，其反射值並無增加，因此由積雪面所得之反射值即不能隨時，

應用在局部或特殊地皮構造地區。必須將地面反射與積雪之關係加以校正後始能使用之。

由地面反射之年變化，積雪與無積雪時期之反射值構成三種反射圖，即冬季反射圖，夏季反射圖及過渡期反射圖等。

依據上述方法，作成北美洲之地面反射圖，並示在圖10至圖14，圖14為夏季反射圖，該圖表示北美洲無積雪時之基本地面反射，最高反射值約在20以上，呈現美洲西部荒地之特色。低小反射值均在沼澤，森林地區出現。由地皮構造之相差所產生之局部反射之

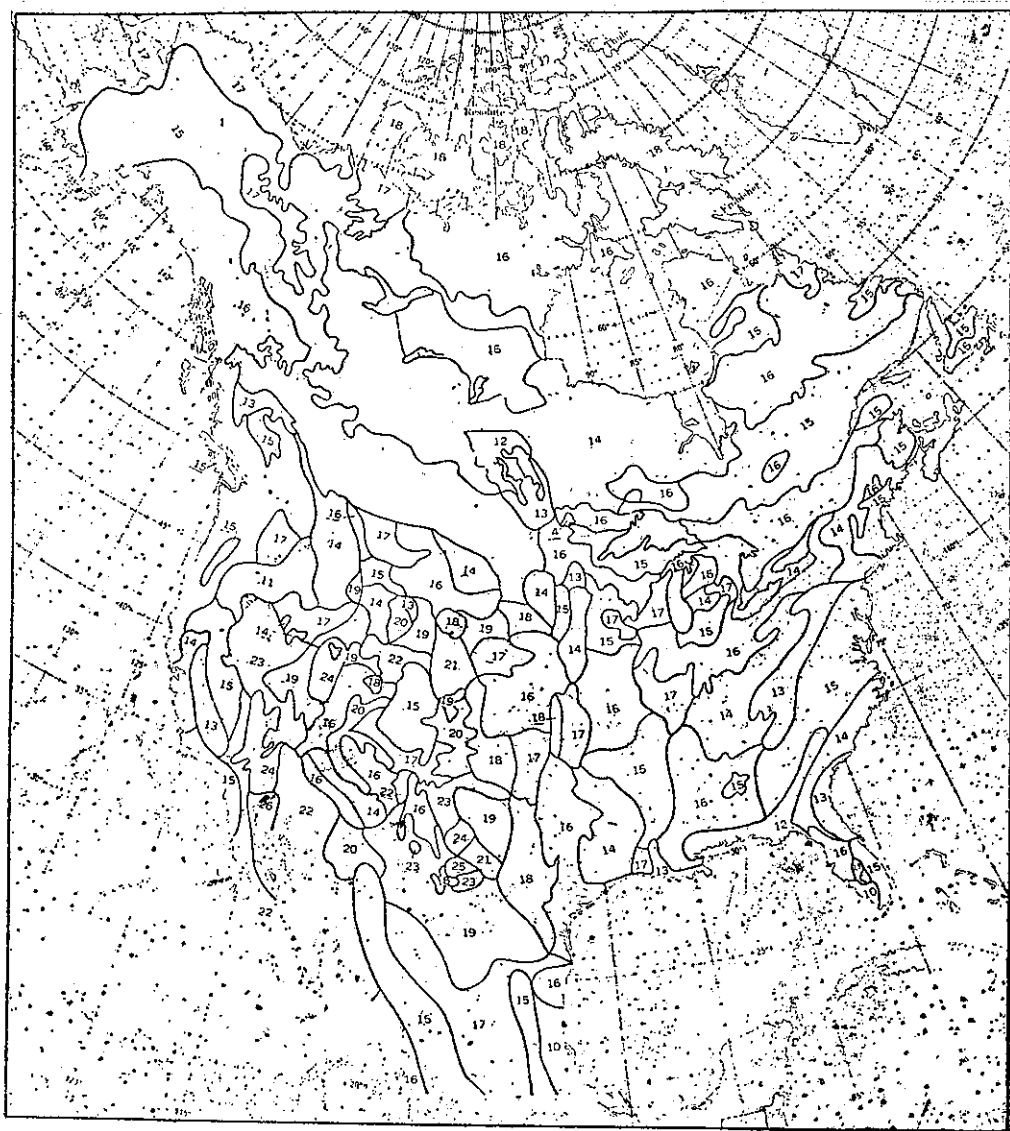


圖11：北美冬季地面反射圖（使用1月31日之最高積雪）

Fig. 11: Winter surface albedo map for North America (using maximum January 31 snow cover).

變化，均在夏季反射圖上出現，而各地區之相差與積雪時期並無一致。

圖10、11與12即由仲冬在三種不同的積雪面所作成的。圖10即由圖6中，每年1月31日之積雪厚度所作成的反射圖。圖11、12即由每年統計1月31日，最大積雪與最小積雪而作成。在圖10顯示大陸各季地面反射之規範，圖11與12即表示在仲冬可能存在之最高與最低的反射值。

在地皮即如湖面、大草原、荒地、耕地等地區，受積雪掩蔽時，其地面反射約為60以上，在森林地區

即因其森林種類與疏密有關而呈顯較低之反射，在地面有降雪形跡時即得到，在高度積雪與無積雪時反射之中間數值。圖10、11與夏季所得到之反射圖完全不同，其各地區之反射值相差甚大。圖12為在冬季最小積雪時之地面反射，該圖與圖10、11完全不相同，因如圖8所示，在美洲，仲冬時季其地皮完全無積雪時，其趨勢與北緯45度南方之夏季反射圖極為相似，該時大陸北部已有積雪反射值之現象。

冬季與夏季之過渡期反射圖即示在圖13。此圖即由圖9，每年3月31日積雪厚度而作成，在美洲與加

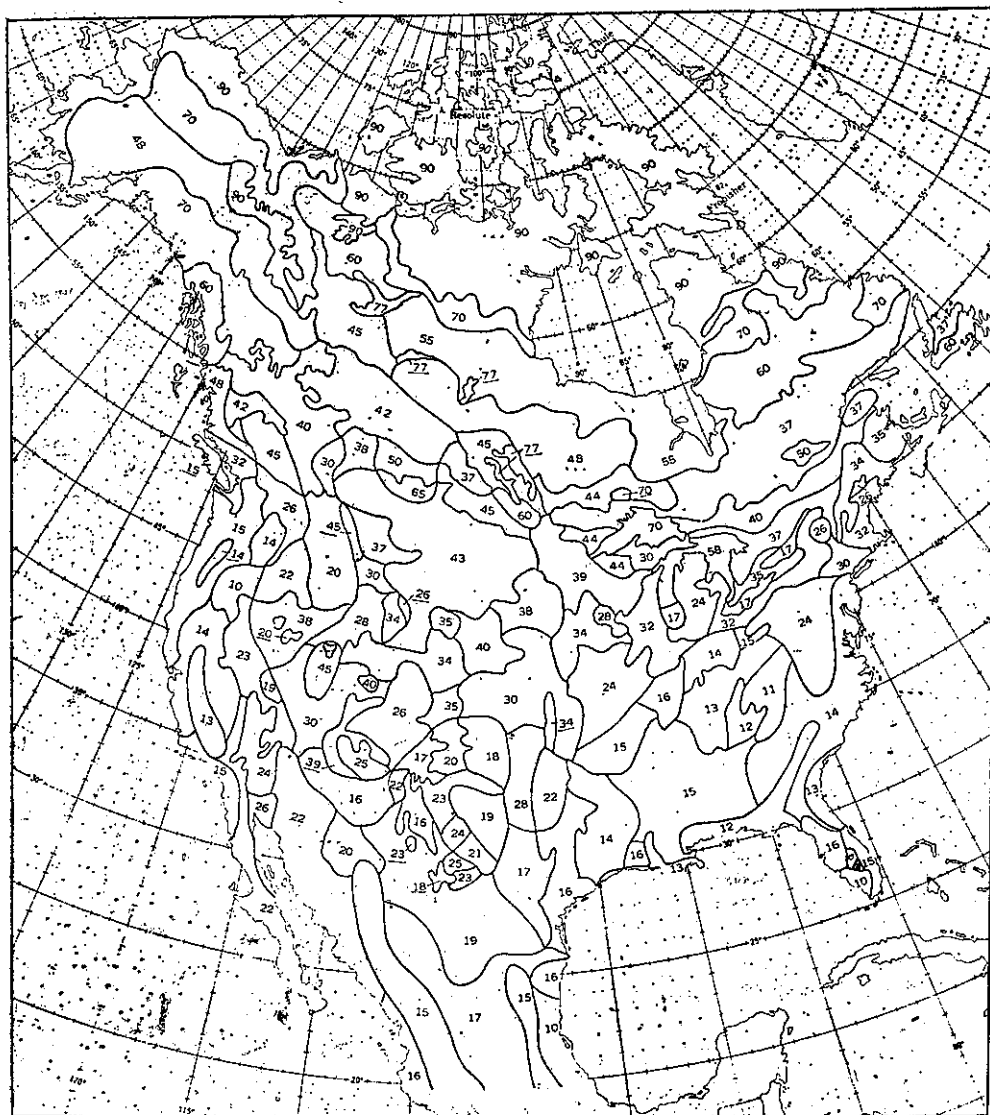


圖12：北美冬季地面反射圖（使用1月31日之最低積雪）

Fig. 12: Winter surface albedo map for North America (using minimum January 31 snow cover).

拿大南方之冬季，對積雪地面反射值分析時可知，其反射值依照積雪厚度自北方至南方逐次減少。對單地區地面反射之季節變化即示在圖10至14。該圖可反映植物掩蔽之氣候學，將反射圖互相對照時，尤其是在夏季反射圖，在中緯度地帶比北方、南方均呈顯複雜之傾向，其理由有二：其一為美洲，除 Alaska 外，其地皮甚為複雜，第二為土地使用之報告，在 Alaska，加拿大北部與 Mexico 比美洲均為詳細。

在本研究之前，全球性之地面反射圖，曾經 Posey 與 Clapp 以已有之反射記錄加以製成，其一般趨勢與

在此所討論者甚為接近。

從大規模之觀點，研究地面反射圖實有相當的價值。由圖10至14可推至各季節在各地區與陸上平均反射值。將每5緯之平均值與北美洲，自北緯20度至70度之陸上反射值，加以重點計算之方式製表8，另外沿子午線之反射值亦示在圖15。

在夏季南北部之地面反射與積雪時期之地面反射無法對照，即地積雪時期南北部之相差約為67，但於夏季却僅為3。其子午線剖面之變化亦甚大。即自南沿北部而增加，其中沿北緯30度地帶，因缺少積雪之

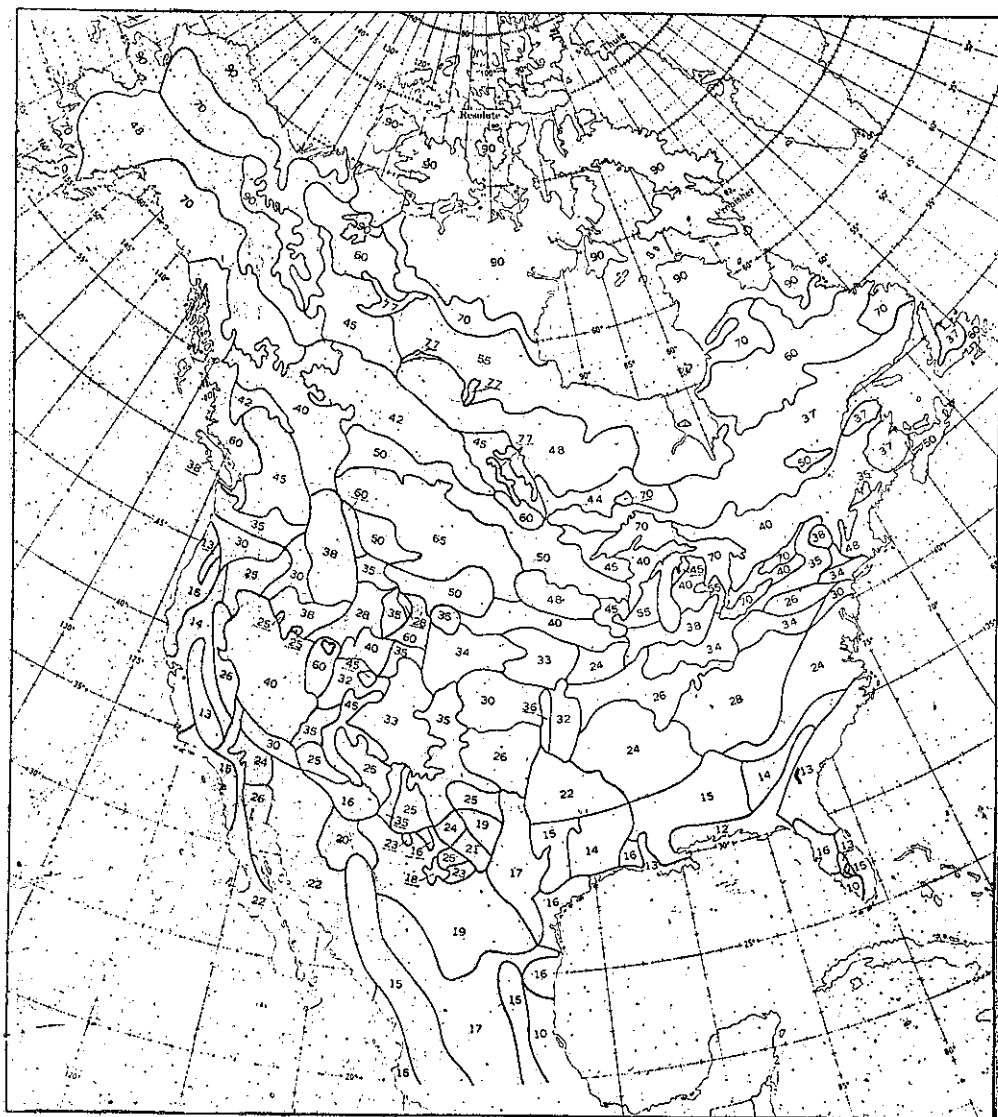


圖13：北美冬夏轉換季之地面反射圖（使用3月31日之平均積雪）

Fig. 13: Surface albedo map of transitional seasons between winter and summer for North America (using mean March 31 snow cover).

資料，其季節變化甚少。

積雪之存在與厚度對地面反射之影響，在中緯度最為明顯，在冬季最大積雪時之反射值與最小積雪之反射值，相差可達到31。在中緯度，其地面反射沿子午線之變動亦大。此因素對研究大氣環流實為重要，譬 Lorenz 曾討論到反射變化與大氣環流之關係。

著者等在圖13，將3月31日積雪之平均厚度製成，冬季與夏季過渡期之反射圖。如圖所示沿北緯40度，其反射之過渡情形最為明顯。當然的，在圖13至15，主要為記述地面反射之過渡期情形，沿子午線之平

均反射值與冬季反射之變化範圍非常相似，即接近於冬季之平均值。事實上，在 Wisconsin 由飛行觀測所得之地面反射，在過渡時期之增減均依據雪之下降與溶化。這種現象對討論3月之氣壓概況甚為重要。如40~45°N 環帶地區之反射值即剛為溶雪後即初春地面反射值之半數。

經測驗結果可知，在過渡期之地面反射剛為兩季之平均值。即沿北美洲在夏季之平均反射值為16，仲冬為43，在春季或秋季即過渡期約為39，不過仲冬之反射值即因積雪之影響在35至37之間變動。

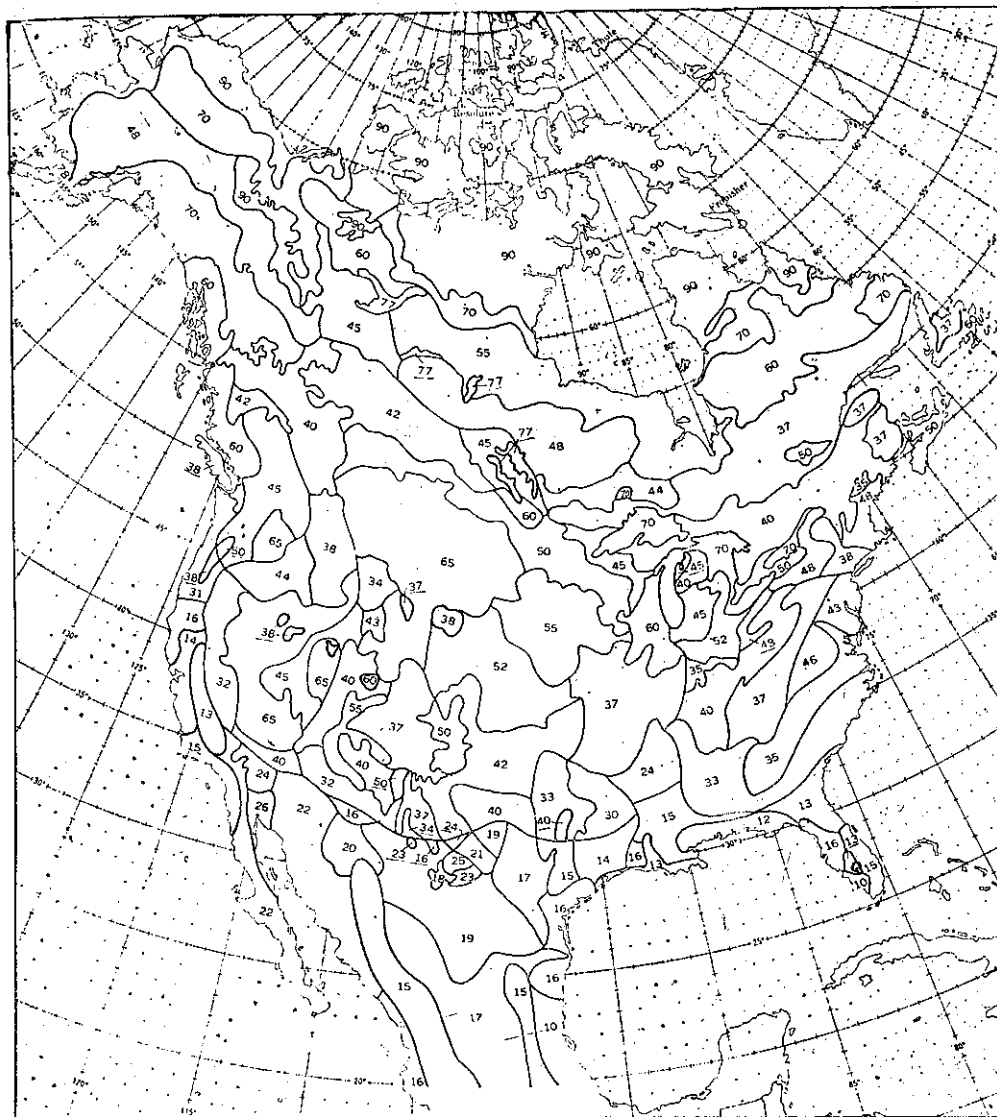


圖14：北美夏季地面反射圖

Fig. 14: Summer surface albedo map for North America.

九、結 論

爲研究地面反射對地皮構造與季節變化之有系統的基本概況，在 Wisconsin 舉行12個月之飛行觀測，其中四條長航線即伸入至加拿大。飛機上方裝設 K-Z 式之半球型輻射計，對地即在拋物線之焦點處設立 K-Z 式之輻射計。在24,000哩之飛行中，約測到210,000個記錄，經過整理與分析結果，即得到在地皮情形不同之地區，其反射值顯然的有相差，而且季節之變化情形在反射記錄上亦可發現。

在 Wisconsin 一年中，以冬季反射值最高，在積雪溶化後即初春時突然下降，初夏至仲夏稍爲升高

，至秋季再度下降，可達到年最低值，臨冬時因降雪再度上升。積雪與無積雪對季間之反射爲地面反射之變化點，然而在無積雪時期，其反射亦有變化，此種現象即反映植物之生長情形。在冬季，由積雪面與未被雪掩蔽之物体，可求定局部之反射值。

在積雪厚度尚薄，小地面尚未被掩蔽時，地面反射即依據積雪厚度而增加，但超過5吋之積雪後，其地面反射即無甚大之增加。

地面反射值之變動率，因依據各地區之地皮情形而變化，所以甚爲複雜。

在北美洲對地皮之構造，主要爲研究土地使用，

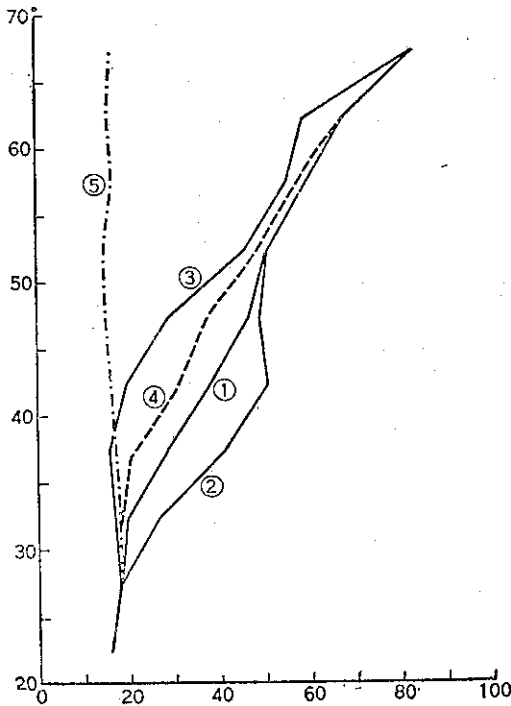


圖15：北美地面反射在子午線方向之季節變化
 ①冬季平均雪深 (Average snow depth)
 ②冬季最大雪深 (Maximum snow depth)
 ③冬季最小雪深 (Minimum snow depth)
 ④冬季季節變化 (Seasons of transition)
 ⑤夏季 (Summer)

Fig. 15: Seasonal variation of meridional profile of continental surface albedo over North America.

植物種類，生態，土壤種類，積雪情形等。各地區之

表 8：北美地面反射之地帶性與全洲性之平均值
 Table. 8: Zonal and continental means of surface albedo over North America

Latitudinal zone (°N).	Continental Surface Albedo				
	Winter of mean snow depth	Winter of max. snow depth	Winter of min. snow depth	Transitional seasons	Summer
70-65	82.8	82.8	82.7	82.8	16.1
65-60	67.3	67.3	58.2	67.3	15.6
60-55	59.1	59.1	54.8	57.7	16.5
55-50	50.3	50.3	45.8	48.0	14.6
50-45	46.4	48.9	28.4	37.6	14.8
45-40	37.9	50.4	19.0	30.5	15.8
40-35	28.5	40.8	16.0	21.1	16.5
35-30	19.1	26.2	16.9	17.4	17.2
30-25	17.8	17.8	17.8	17.9	17.9
25-20	15.8	15.8	15.8	15.8	15.8
Continental Mean	43.0	47.4	34.7	39.4	16.0

地面反射即由飛行觀測記錄及該區之地皮構造等加以分析而估計的。土地使用與森林種類為各地區地皮的基本構造，而積雪之厚度對估計局部地面反射之修飾，影響甚大。將反射之估計結果，製成冬季、夏季與過渡期等反射圖。冬季三種反射圖為在冬季該區之平均，最高及最低反射之預測圖。經過這些反射圖即可推出仲冬時季之反射傾勢。

沿子午線方向，加以研究地面反射時，可知在北美洲仲冬時期，其地面反射即自南向北逐次增加，其坡度甚大。但夏季其變化却甚微，不過在中緯度地區，因積雪之因素，反射值之變動實為可觀。

阿 刺 伯 半 島 天 氣 研 究

郭文鏞¹

A Study of Weather over the Arabian Peninsula

W. S. Kuo

Abstract

The outstanding meteorological problems in all Arabia are the frontal activity and the storms of sand and dust. In this paper, aside from the typical synoptic charts to show the seasonal patterns, these two problems have been dealt with. The frontal activity is controlled by two factors, the Mediterranean low and the Sudan low. The interaction of these two barometric lows is closely related to the frontal weather over the Arabian Peninsula. As to the storms of sand and dust, the causes vary considerably between winter and summer, although the observed conditions and their effect on the visibility are similar the year round. In winter they are associated with the passage of a cold front and in summer they result from the northwesterly wind pulsations.

一、前 言

阿刺伯半島為沙漠氣候，全年天空狀況約80%以上均為晴朗或疏雲，年平均雨量僅約3~5吋，多為陣雨性質，集中於冬季（11月至4月），肇致降雨的原因大部由於鋒面或低壓槽通過所誘發的。故除東經50~60度之南部海岸地區外，對於飛行作業，雲幕項目無關重要，構成威脅飛行安全者厥為降低能見度之沙陣問題。

本文係就天氣學觀點研討阿刺伯半島鋒面活動及沙陣問題。由於記錄不足，論述範圍頗受限制，同時此半島西部情形也因此未能詳予論列。至本文引用的記錄則係取自達蘭（Dhahran）氣象台。

二、地 形 概 述

西南亞洲之地形特徵為高原及山岳地帶如圖1所示，自土耳其西部起東至巴基斯坦邊境，其間綿亘高地逾2,000哩，這個高原的廣度在土耳其國境寬約250哩，在伊朗國境擴增約600哩，其高度為2,000~8,000呎，而10,000呎以上的高峯亦多處可見。

高原之南為一廣大的低地——美索不達米亞平原（Mesopotamian Plain）。這個平原寬約200哩，自波斯灣起點向西北延伸，至庫迪斯坦（Kurdistan）長約860哩，東界險峻的札格羅斯山（Zagros Range），西鄰緩升的阿刺伯高原。

阿刺伯半島亦為一大高原，從西南向東北緩緩下斜以達美索不達米亞平原，半島西側沿紅海，海拔達6,000呎，最高山峯有超過10,000呎者，半島東南端的阿曼沿岸（Omam Coast），單獨的亦達8,000呎的海拔。

西南亞洲的中部為類似橢圓形的巨大沙質窪地，自西北向東南行，大部份位於阿刺伯境內，此長久乾旱表層沙質的地帶，為世所共知的風沙發源地之一。（圖1）



圖1：西南亞洲地形略圖
Fig. 1: Topography

1. 本文原作者郭文鏞氏係用英文寫成，由鄭倫彬氏譯成中文。郭氏原為我國松山氣象台副台長，現應聯合國國際民航組織之聘，服務於沙烏地阿刺伯達蘭國際機場氣象台。

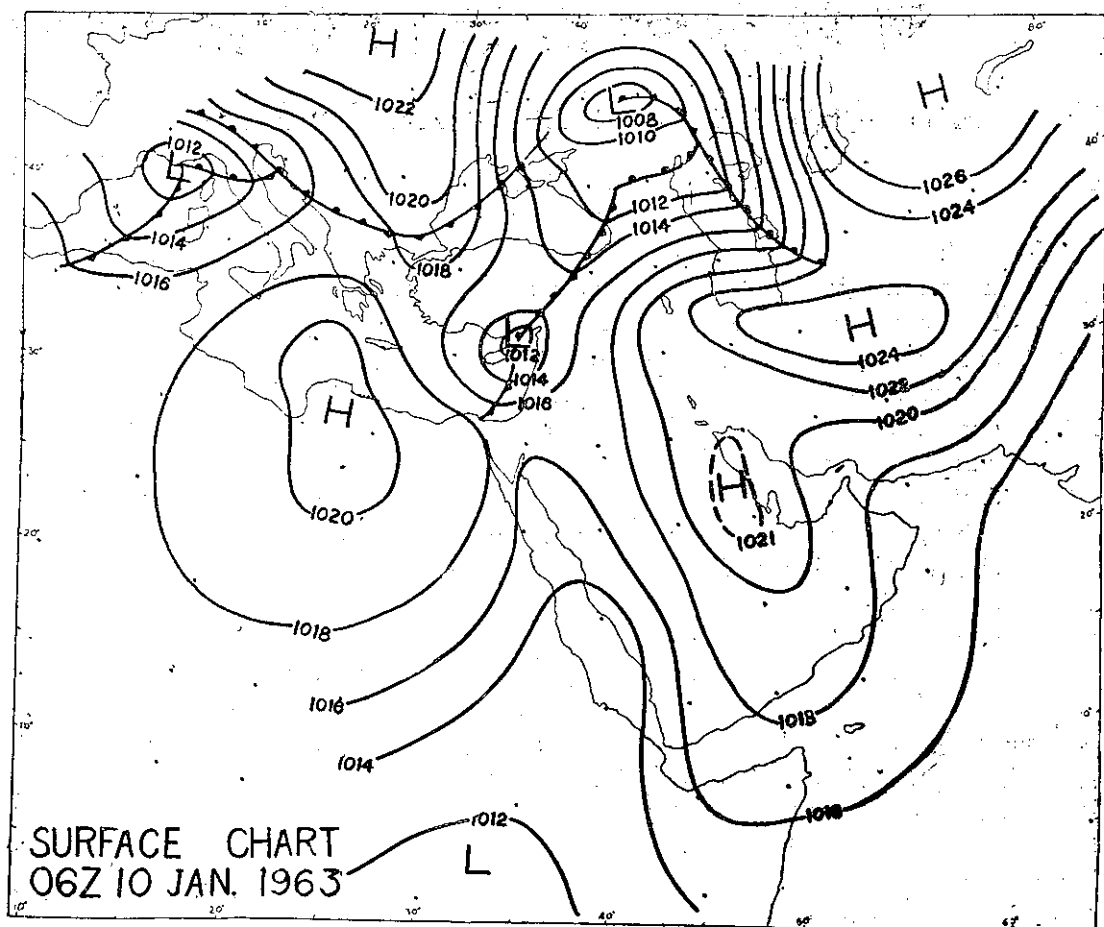


圖 2：1963年 1 月 10 日 0600 GMT 地面天氣圖

Fig. 2 : Surface chart, 0600 GMT, 10 January, 1963

三、季節與天氣

阿剌伯半島全年天氣可從下述氣團影響得以說明：
（一）冬季包括來自中央亞細亞的 CP 氣團，來自地中海地區的 MP 氣團以及來自北非的 CT 氣團；
（二）夏季則為熱性低壓（Thermal low）所籠罩。

（一）冬季（12 月、1 月、2 月）

源自中央亞細亞的強大嚴寒的高氣壓脊伸入阿剌伯，不時寒流爆發，深據阿剌伯半島，半永久性的蘇丹低壓則盤據中非的高原湖（Lake Plateau），其槽線則伸向紅海地區，此時地中海低壓則時在塞浦路斯地區醞釀。見圖 2。

相當穩定的 CP 氣團原係乾燥而寒冷的，但受緯度與絕熱變化等因素的影響，當其自高緯南下時，常給阿剌伯半島帶來全年中最宜人的天氣。此高壓勢力

的短時衰退又常可導致地中海低壓的及時入侵，在鋒面通過之後並將部份 MP 氣團帶進阿剌伯，有時蘇丹低壓北上會同東進的地中海氣壓系誘入 CT 氣流可構成本區惡劣的天氣。

（二）春季（3 月、4 月、5 月）

西伯利亞高壓脊此時雖已呈強弩之末，但仍未消失，蘇丹低壓槽正伸展入半島，而阿剌伯海上出現高壓。見圖 3。

在春季中，多數冷鋒通過半島時常喪失去其地面特性，可稱之為槽線，但誘發的天氣仍具冷鋒性質。實際上春季不過為一個短暫的過渡季節，在 4 月至 5 月初，頻因此類槽線經過，帶來少許雨量或陰晦天氣，及至 5 月杪這種過渡實際業已完成，進入夏季。

（三）夏季（6 月、7 月、8 月）

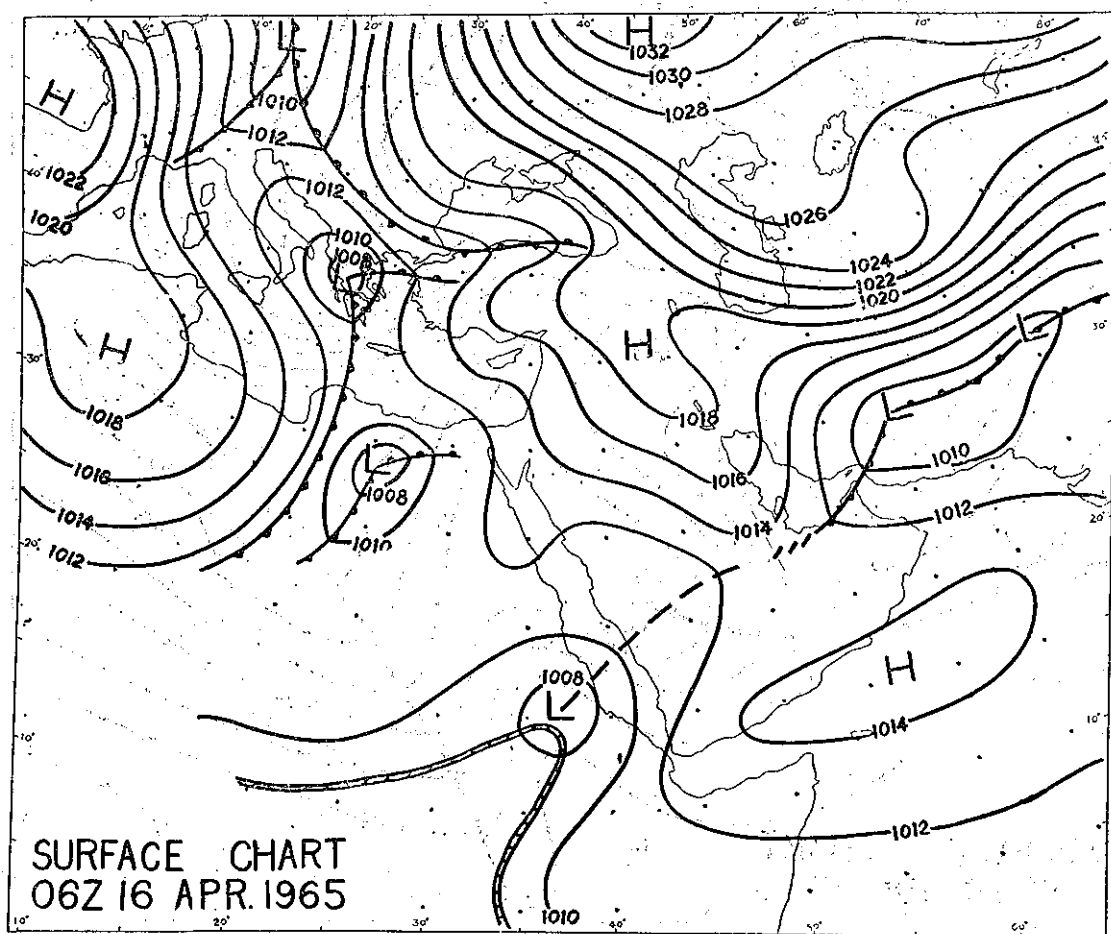


圖 3：1965年4月16日0600GMT地面天氣圖

Fig. 3 : Surface chart, 0600 GMT, 16 April, 1965

本區夏季天氣比較缺少變動，氣流並無顯著的日變化，此時西南亞洲全為CT氣團的勢力範圍，顯然是原在小亞細亞地區的MP氣團轉變形成的。屬於印度季風系統的氣旋氣流（Cyclonic wind flow）主要地控制着半島及其東部地區。見圖4。

半島北部由於地形的影響，低壓槽在波斯灣至兩河流域之間滯留。而南部最重要的變化則是ITC的出現，在7、8月間此類ITC勢力最盛，其在地面上的特性最為顯著，惟其強度則隨高度而遞減。向北伸展的ITC並無穩定的前進姿態，一如其他熱帶地區一樣，具有顯明的週期性變化⁽⁴⁾，當其向北推進時，間或伴有雷雨，或騷動的對流性高聳積雲常出現於自孟買或喀喇蚩至達蘭的航線上。自6月中旬至9月，半島南岸

沿東經50度至60度地區受西南季風的影響，天氣惡劣，薩拉拉(Salala)處於中心位置，當地居民稱這段期間為百日難見陽光⁽⁴⁾；但ITC一經北移登陸後，即難再發現其踪跡。較為合理的推想，極可能是沙漠高空阻塞高壓(The blocking high of planetary wave)產生的下沉氣流所抵消，夏季中，半島除西南山區時有對流性積雲之外，其餘大部地區成為晴朗無雲。

(四) 秋季(9月、10月、11月)和春季相似，秋季也是一個短暫的過渡季節，當穩定的夏季類型微有改變時亦即是秋季開始，此時北非高壓逐漸形成並伸入西北阿剌伯，注意蘇丹低壓與ITC的位置又復南移，頗似春季的形勢，頗有興味。見圖5。

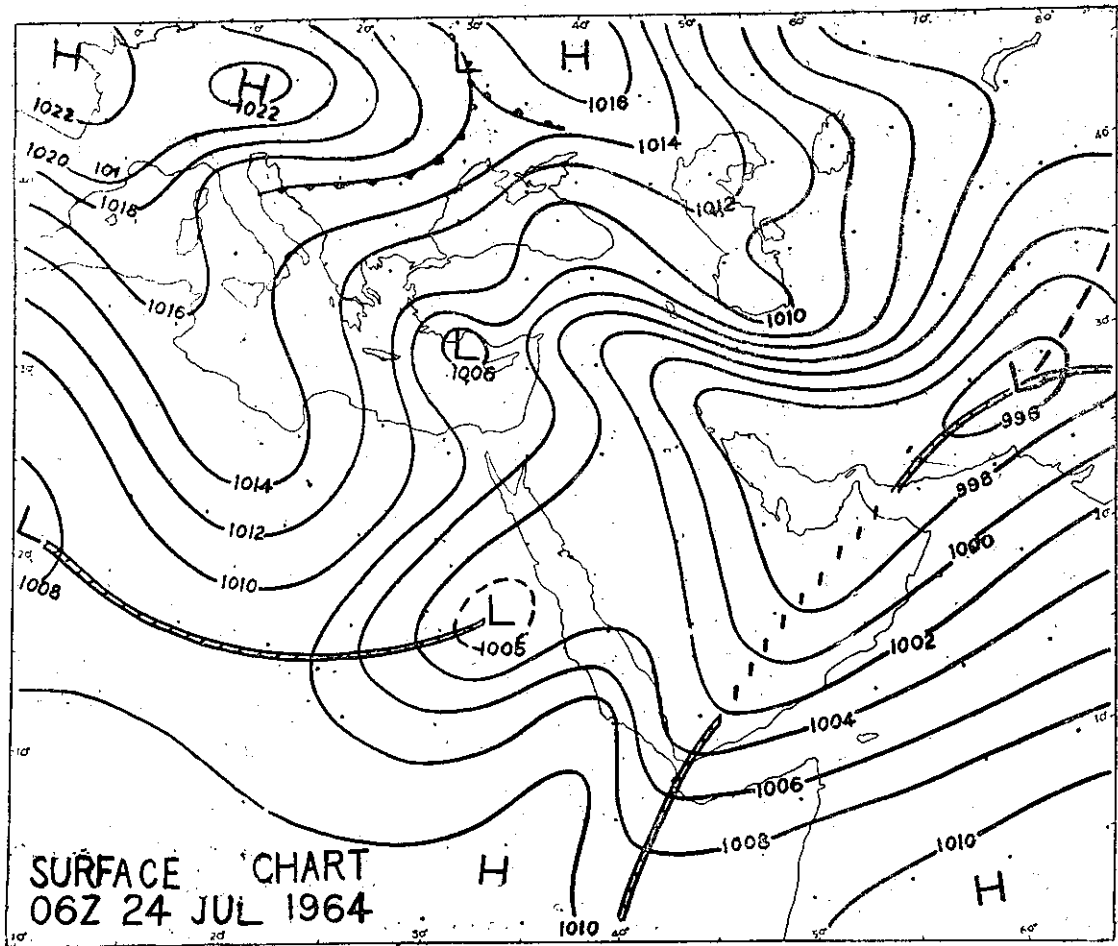


圖 4：1964年7月24日0600GMT地面天氣圖

Fig. 4 : Surface chart, 0600 GMT, 24 July, 1964

四、異常天氣

阿剌伯半島主要的天氣預報問題可簡列為鋒面活動與沙陣兩方面，茲分述於後：

(一) 鋒面天氣實受兩個因素所控制，一為地中海低壓，另一為蘇丹低壓。

(1) 地中海低壓——就某一意義而言，地中海低壓實為一種副環流(Secondary circulation)現象，其發展端視歐洲大陸大規模氣流系統。在地中海地區，當 CT 氣團向北移動時，熱狀態多是穩定的，氣流升舉時難有潛熱釋出。惟 CP 或 MP 氣流向南移動時情形大異，除增加氣旋性相對渦旋之外復能獲得不穩定性與輻合的增加，所以南下氣流當遠較北上氣流來得重要。

一般言之，凡能挾帶寒冷氣流經地中海的任何大規模氣壓型均可加強地中海低壓之發展。地面及高層之冷氣注入為該地中海低壓發展之必需條件，據美國陸軍方面研究⁽³⁾，升壓中心(Anallobaric center)的移動路徑與這種低壓的動向相關甚大，似具有操縱作用，從列舉的實例中，可知冷氣流有流向升壓中心之前的趨向。

來自西地中海的強盛低壓多移向巴爾幹半島，僅有微弱低壓才移向東地中海，而由於小亞細亞高原的地形影響，多在塞浦路斯附近作較長時間的停留。假如陸上寒潮爆發，這些滯留性低壓則又有轉弱為強的機會，其後來的動向，得由前述升壓中心的路徑可以預測。

(2) 蘇丹低壓——由上圖 2 至 5 觀之，顯而易見蘇

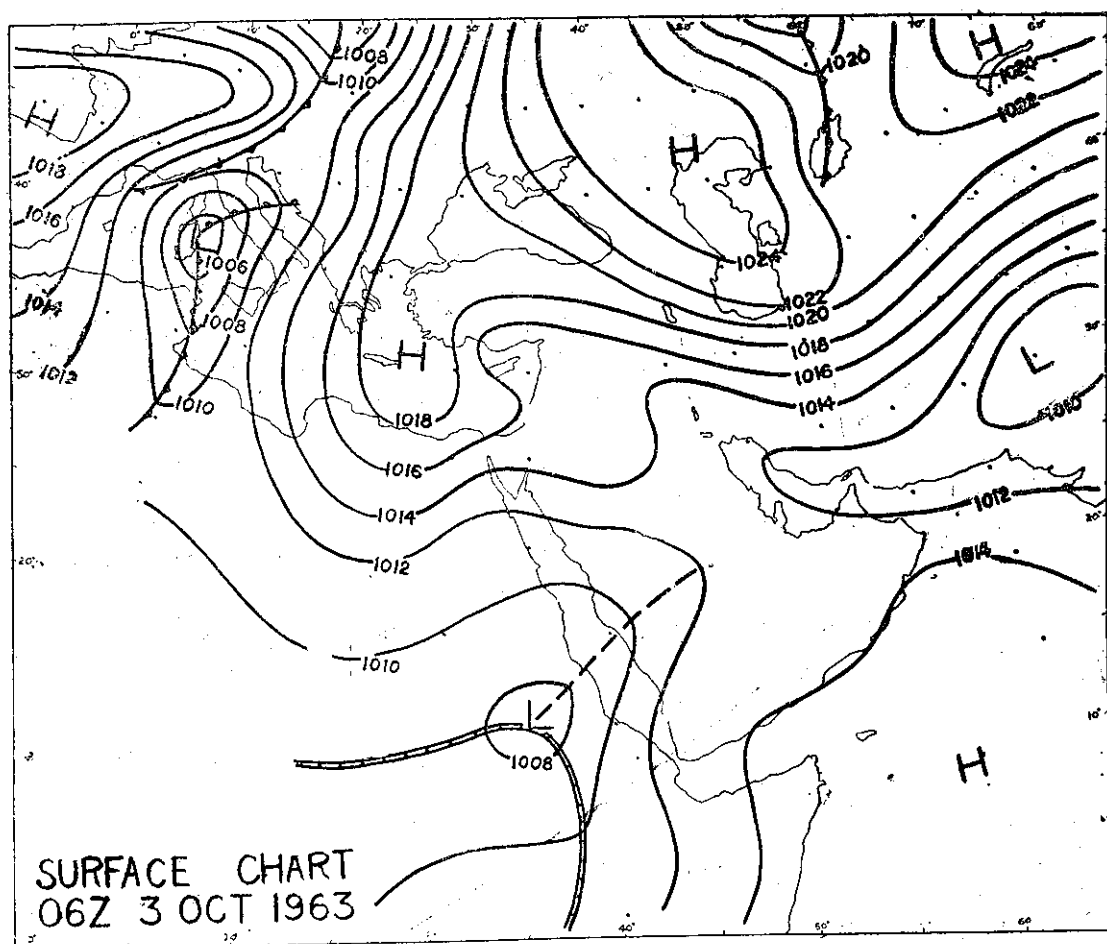


圖 5：1963年10月3日0600GMT地面天氣圖

Fig. 5 : Surface chart, 0600 GMT, 3 October, 1963

丹低壓的位置係隨季節而變更。在春秋兩季之過渡季節，其中心在蘇丹中部，等壓線成倒立 V 字型伸向紅海北部；冬季時中心在中非高原湖附近；夏季則併入廣大的亞洲熱性低壓系統，遠到最北的位置。

由實際觀測顯示這個低壓中心位置的變動，也是動力性的。據 El-Fandy 氏研究，蘇丹低壓的移動，顯可分為兩種類型：其一即為上述的季節性變動；其二則為稍異於平均軌跡之小規模的擺動。此類小規模擺動在過渡季節，尤其春季，最見明顯。秋季中半島西南部大部分的陣雨多係這類小擺動所造成。

(3)相互運動之結果——地中海低壓如向東北移動，中心位置在大馬士革北部，則其通過阿剌伯半島的鋒面或槽線系統必將相當微弱，無關重要，另一方面如

此低壓向東或東南移動時，則蘇丹低壓及其鄰近的高壓的動態，需要嚴加注視。將有下列二種情況發生。

i. 設地中海低壓的位置沒有多大變動，亦沒有滯深時，則北非高壓將在鋒系之後迅即移入。此時陰雲天氣，偶見陣雨，一俟鋒面通過即又迅轉晴朗，但波斯灣東岸地區由於札格羅斯山脈的影響，則有強烈西北風並導致沙塵大作。

ii. 北非高壓加強並向東移時，此種情況極有助於蘇丹低壓之轉變活躍進而與東行的地中海低壓結合一起勢力大增，或在半島西部的槽線上生成另一副低壓。由這些情況所影響的鋒系均將聲勢浩大，足以產生惡劣的天氣，構成飛行危險。

(4)天氣範例—1964年4月15日撒哈拉上空高氣壓

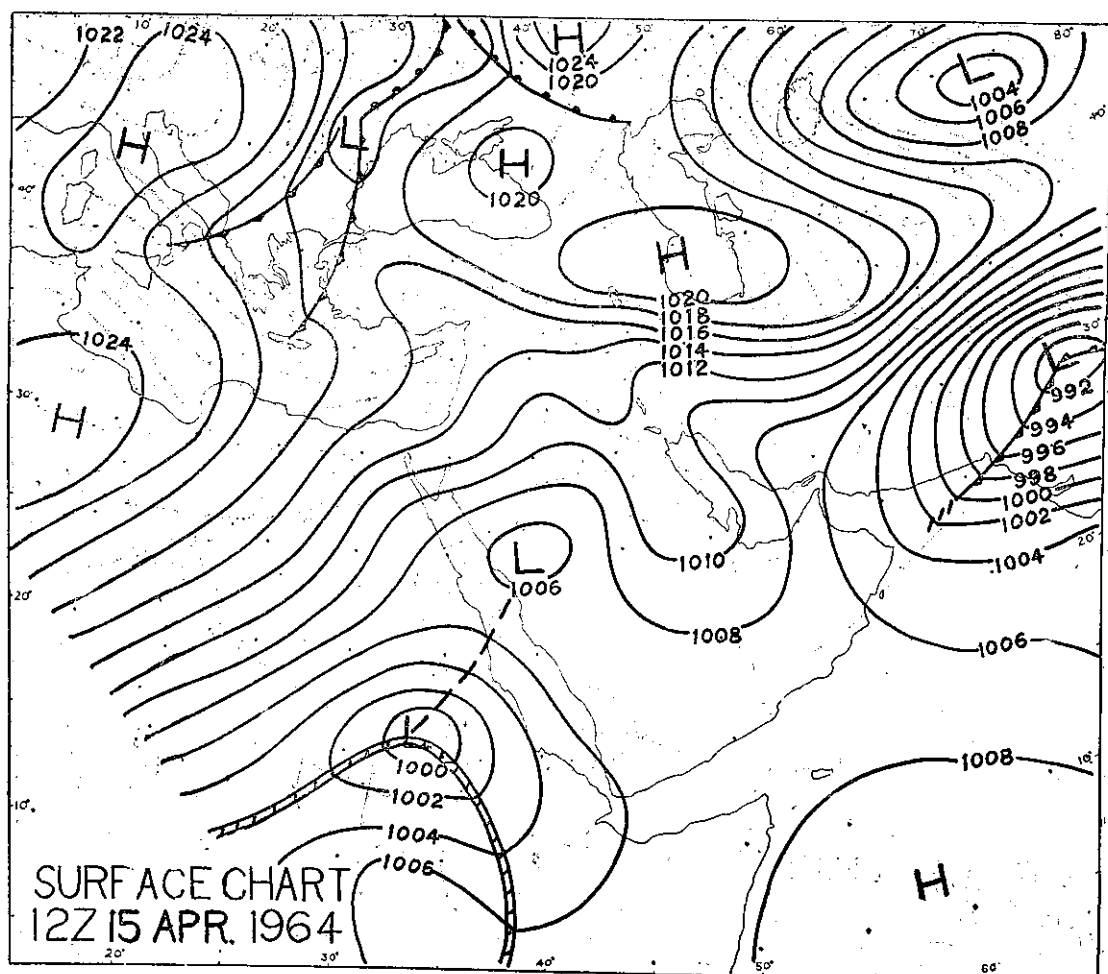


圖6：1964年4月15日1200GMT地面天氣圖

Fig. 6 : Surface chart, 1200 GMT, 15 April, 1964.

增強伸入東北非洲，前部之等壓線密集於埃及蘇丹一帶，（如圖6）強烈的東北風在這地區的廣大面積上揚起風沙飛塵。此時蘇丹低壓增強，在沙烏地阿剌伯的麥地那（Madina）附近之槽線上誘發一弱低壓。

1964年4月16日蘇丹低壓加深，在尼羅河東部的廣大地區咸有沙陣天氣。此低壓在麥地那附近逐漸發展，冷鋒迤南，沿東經40度，暖鋒在沙烏地阿剌伯中部。如圖7所示：

1964年4月17日00GMT和12GMT地面天氣圖（圖8～9）顯示強烈西北風正在鋒系之後盛行，在700mb和500mb高空圖（圖10～11）上，亦有顯著的發散氣流在冷槽的東部。沙烏地阿剌伯上空低壓益為不穩狀態，冷錐因鋒迅即發展，加速地向東北進行，在12GMT到達伊京巴格達附近，在其南部風場適於

氣旋發生的區域，約在06GMT形成封閉的氣旋騷動。由動力作用注入的暖而濕的東南氣流順着伊朗高原的地勢，產生充沛的輻合，進入在伊拉克境內的強大低壓附近，使此低壓竟低達995mb。

約在17GMT，鋒系通過達蘭，此時微弱東風突變強勁北風，風速達40～46哩，沙陣大作，能見度劇降為零，當時達蘭能見度介於零至300碼之間，直到18日方見轉佳。震動阿剌伯之中東航空公司 Caravelle 噴射客機之全部失事，即在這次劇烈天氣中發生，於17日1930GMT左右墜毀於達蘭東南6哩之海中。

（二）沙陣問題

茲選位於氣壓梯度強大區域之達蘭為例，下表是該地全年沙暴的頻率，觀表可知6、7兩月達於最高狀態，6月份的沙塵記錄，計有261小時，或相當於11天之久。

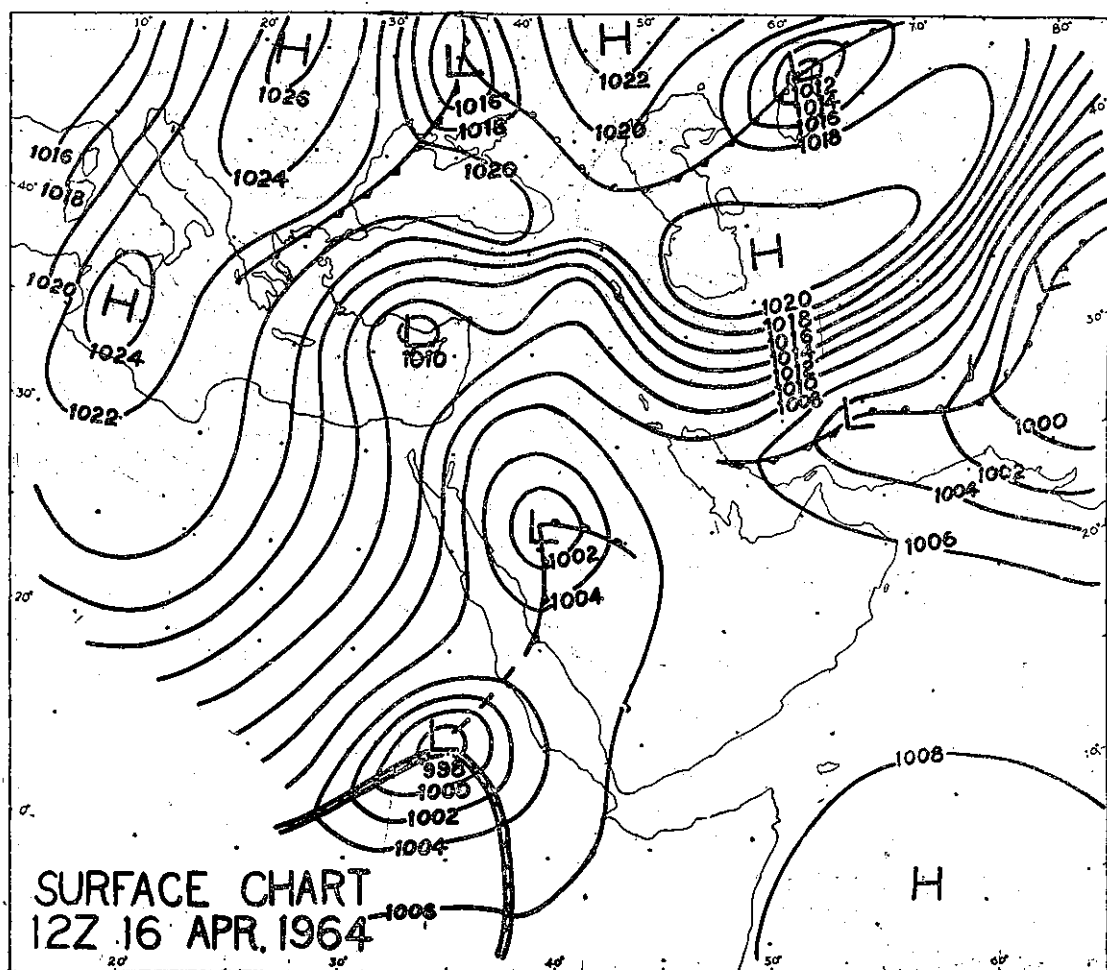


圖 7：1964年 4 月 16 日 1200GMT 地面天氣圖

Fig. 7 : Surface chart, 1200 GMT, 16 April, 1964.

達蘭風沙的頻率表 (%)

Ave. frequency of dust or blowing sand over Dhahran %

月 份	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年
Month	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Year.
頻 率	5.2	9.2	5.9	9.4	11.1	36.2	23.1	4.7	9.2	3.8	1.1	2.0	10.1
Frequency													

由前節所述，地形對沙暴形成佔重要因素，自美索不達米亞低地以迄阿剌伯半島的廣大地區，除去海灣沿岸若干栽培稀疏森林的沼澤地之外，多為流沙或沙丘所組成，可以說是世界上最大的沙場，由於此區缺少草木生長，故在西北風盛行季節成為沙塵的最佳源地。此區東面的札格洛斯山的阻障，非但可迫使西風轉向，亦且阻擋東行的高壓系統，造成陡斜的氣壓梯度。

風沙造成能見度低劣的現象，全年情況相似，但其形成的原因則冬夏不一，實況如下：

(1)冬季風沙——冷季中（晚秋至仲春）沙塵的發生係在冷鋒或低壓槽的通過之際。由於地形影響，波斯灣及其鄰近地區之低層大氣，西北風強盛，當地普遍稱為 Shamal 風，視風勢的強弱帶來不同程度的沙塵。普通低壓過境，通常僅有 1、2 日的風沙天氣，而較強的系統入侵時，沙塵上揚，可籠罩整個北部阿剌伯

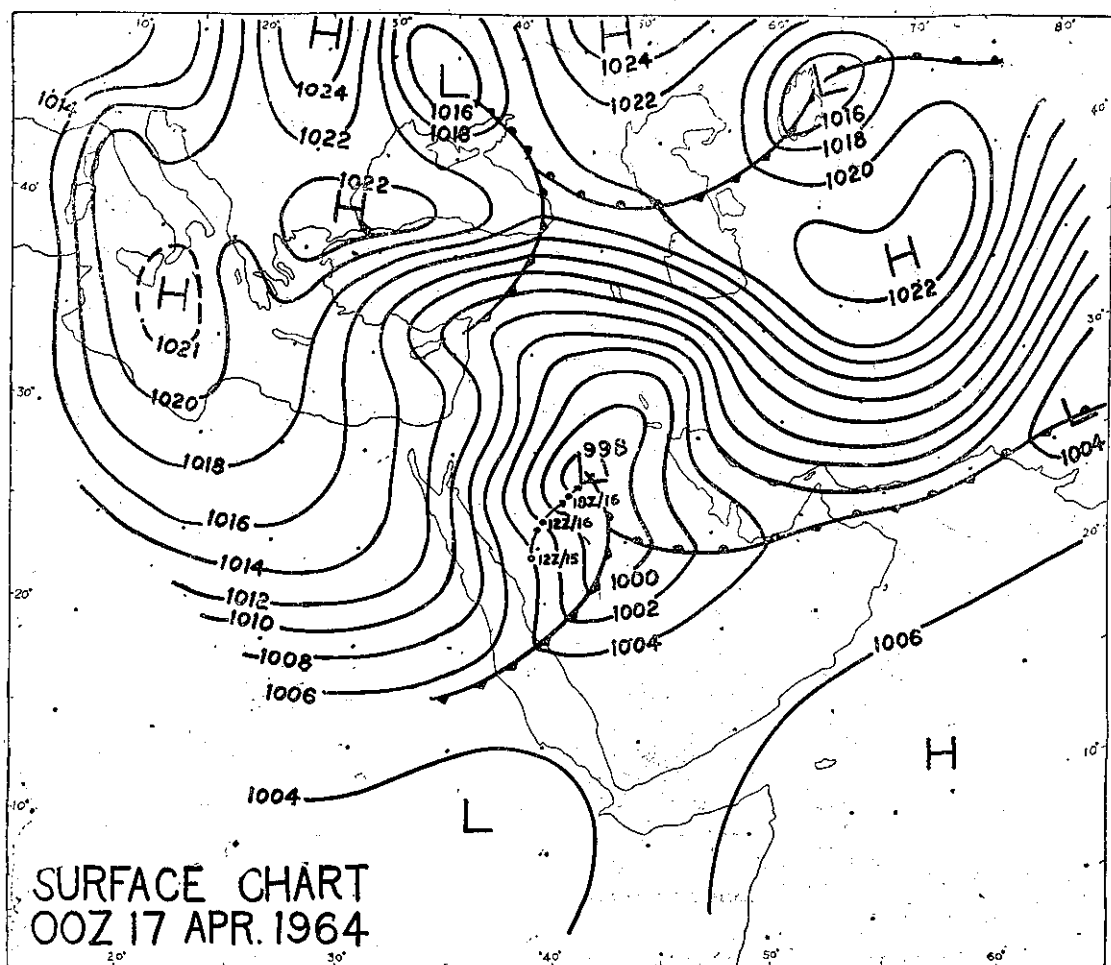


圖 8：1964年 4 月 17 日 0000GMT 地面天氣圖

Fig. 8 : Surface chart, 0000 GMT, 17 April, 1964.

，能見度隨之低劣，且持續數日。假如低壓系統在某一間隔時間內連接發生時，則由第一系統携入南阿剌伯的浮塵將會被第二系統前部的南風迫其北返，如此交互影響，益延時間。

冬季風暴比較強烈，但因氣壓系統的迅速推移，故其持續時間亦遠較夏季為短。一般言之，下述二項考慮，對於當地預報頗有價值。

i. 風速—當氣壓梯度足使地面上空數千呎高度的風向為西北至北，風速 25 哩以上時，地表逆溫已被晝間氣溫消除之後的近午或下午即有沙塵發生，如此情況可能發生在全年中任何時間內，但在夏季更為常見。故觀察高空風的分佈，極有助於這區域性的風沙預報。

ii. 穩定度—熱平流在 5,000 呎以下發生時，則伴隨梯度層之不穩定度，沙暴發生可達相當高度，地面風速大約等於或略為超過梯度風，此時低層大氣發生擾動，能見度低劣。冷平流發生時，則在梯度層產生較大的穩定度，地面風速常小於梯度風，此種情況下，也可能有沙塵出現，但對能見度的影響與上述相較並不太大。

(2) 夏季風沙—夏季才真是 Shamal 風季節，它的強度雖不及冬季，但在晚春初夏之交，其持續的時間則又遠較冬季為長，缺少變化的夏季天氣型（圖 4）顯示半島之波斯灣沿岸盛行西北風，每當此盛行的西北風間歇地增強時，沙塵隨之興起。雖然源地風力減退，但浮塵仍能繼續移動，在波斯灣沿岸地區可

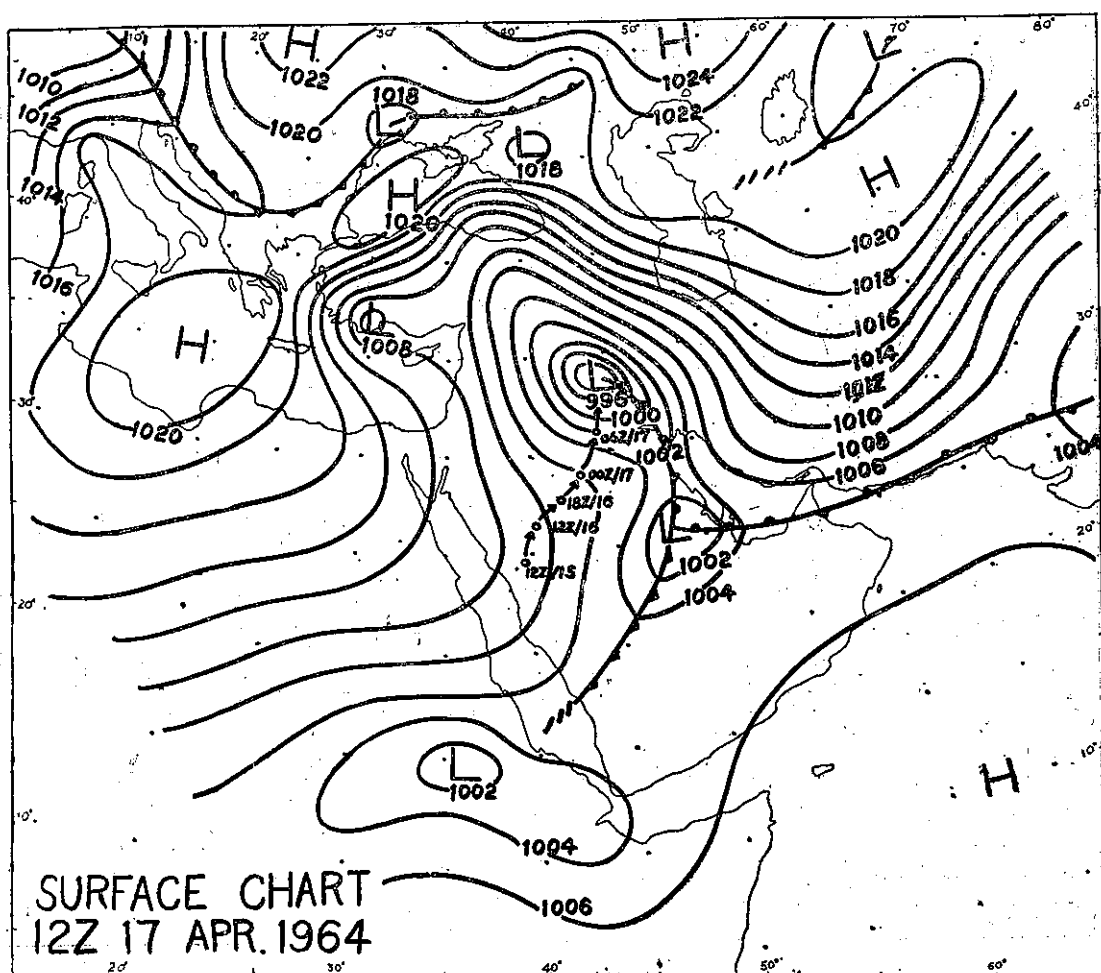


圖 9：1964 年 4 月 17 日 1200GMT 地面天氣圖

Fig. 9 : Surface chart 1200 GMT, 17 April, 1964.

達 12,000 呎的厚度，致使能見度低劣連續數日。

雖然地形的影響顯為重要的因素已如前述，但間歇性西北風增強的真正原因尚未詳悉，據美空軍研究⁽⁴⁾，可能是由於低層大氣中溫度不連續所引起。初夏時，波斯灣水面空氣遠較其附近陸地地面空氣為冷，因之就 3,000~4,000 呎以下的氣溫而言，水面上的實較地面上的為低，強盛西北風興起於梯度層內沿岸最大氣溫不連續地帶，經過數日，風沿水平及垂直兩方展延，這種氣溫不連續漸趨消失，風力亦因而衰減。這種假定雖尚未具體證明，但似乎甚為適合這一地區風力的實際情形。

夏季風沙之來臨並無鋒面或槽線之先兆，故預測風沙之蒞臨、強度乃至其持續時間等都較冬季為難，

目前有效的辦法僅為仰賴巴林島 (Bahrain) 和吉達 (Jaddah) 兩地的高空資料。惟前述的風速和穩定度的兩項考慮，同樣地亦適用於夏季。

譯者誌謝：譯稿承原作者郭文鏗先生百忙中抽暇指正，謹此致謝。

參 考 文 獻

- (1) Solot, S. B. (1950): General circulation over the Anglo-Egyptian Sudan and adjacent region. Bull. Amer. Met. Soc., Vol. 31, No. 3.
- (2) El-Fandy, M. G (1950): Effect of topography and other factors on the movement of low in the Middle East

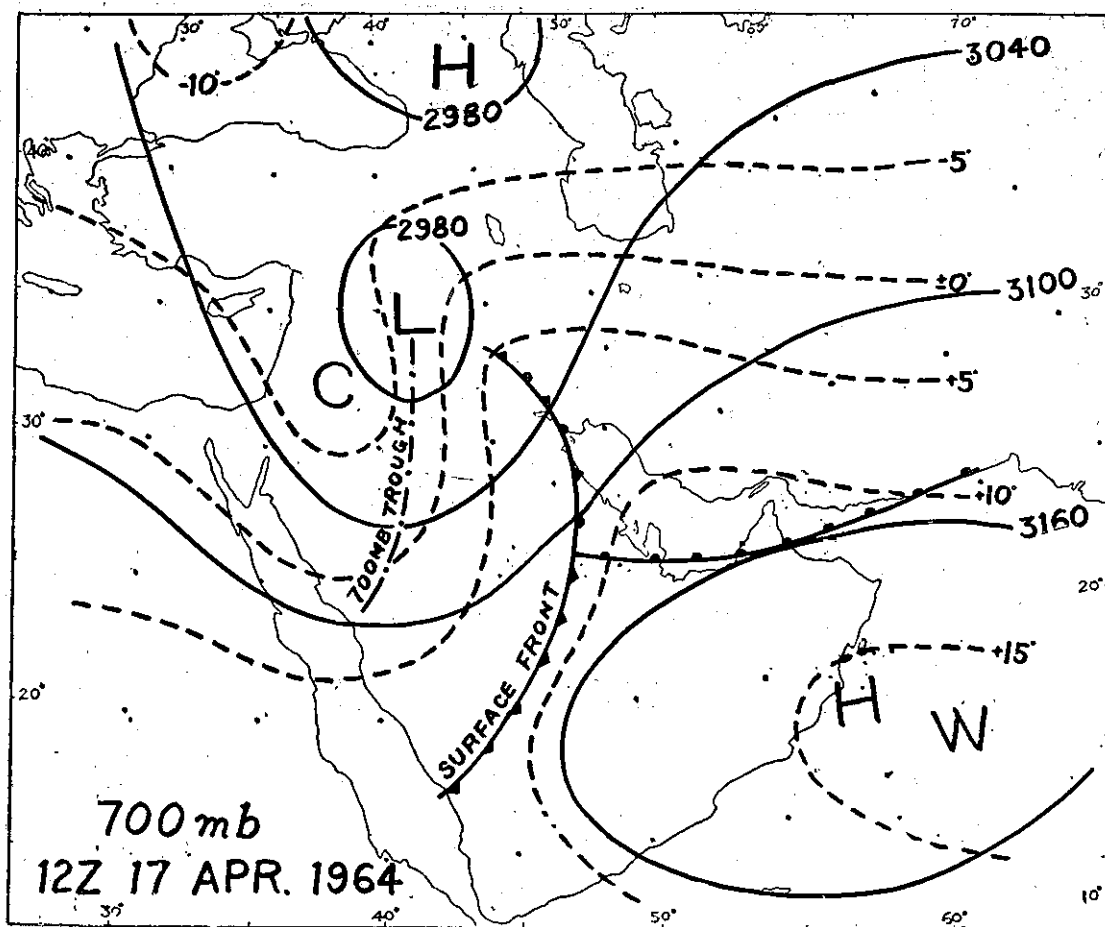


圖10：1964年4月17日1200GMT700mb高空圖

Fig.10: 700 mb chart, 1200 GMT, 17 April, 1964.

and Sudan. Bull. Amer. Met. Soc., Vol. 31, No. 10.

(3) Research Section, 19th Wx Region, US Army Force: (1944) Forecasting

Manual. Part one, pp 1-7.

(4) Detachment 2. 29th Wx Squadron, USAF: (1946-April, 1952) Local forecasting study, Dhahran. January

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。

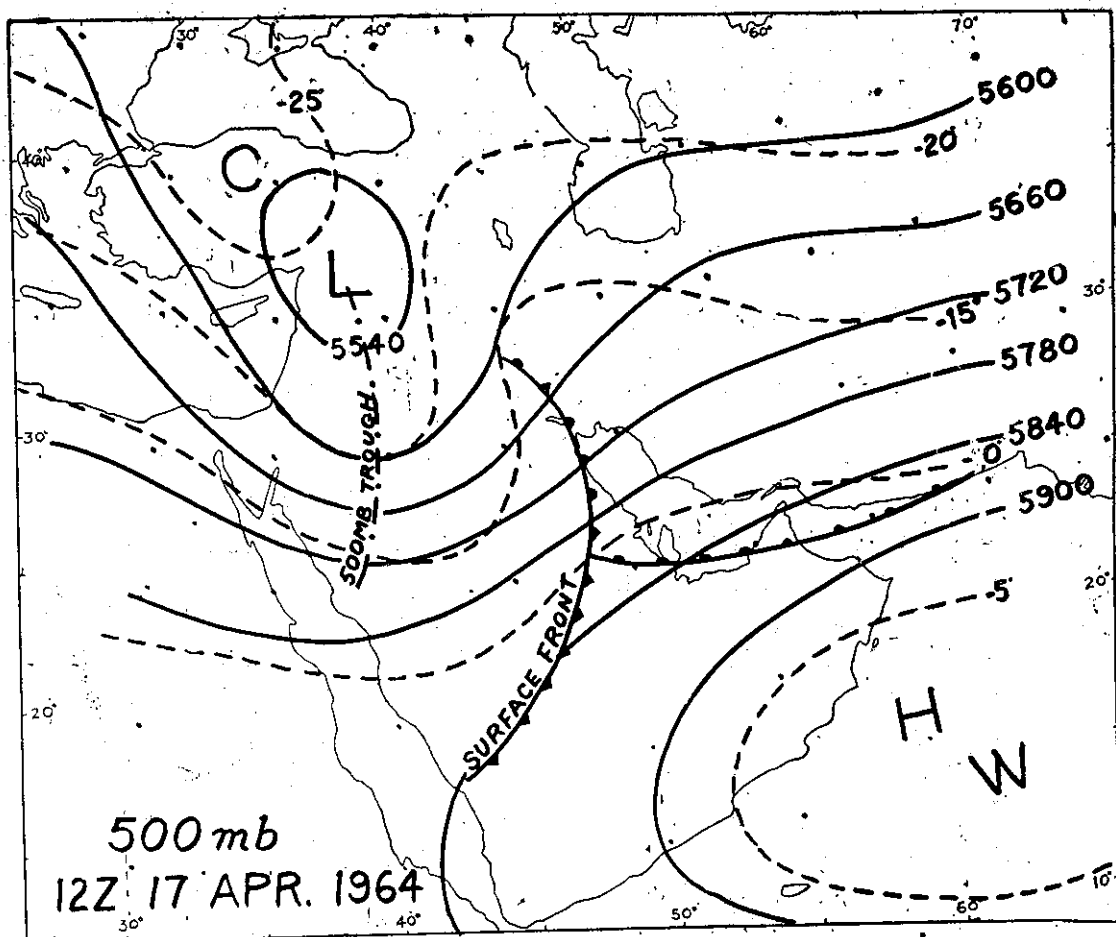


圖11：1964年4月17日1200GMT500mb高空圖

Fig.11：500mb chart, 1200GMT, 17 April, 1964.

台灣地區颱風或然率預報法之研究¹

Development on Probability of Typhoon

Forecasting in Taiwan

戚 啓 勳

Ke-hsun Chi

Abstract

The probable errors involved in the present methods of forecasting of typhoons have led to the development of typhoon probability forecasting techniques. They are mostly statistical methods and do not require any meteorological parameters in its operation. The probability methods are used to estimate its vectorial deviations from the forecasting position and a final forecast is made in terms of a probability component.

This report introduces the application of Veigas-Miller's and the Barrow's methods to Taiwan area in making a useful guide in preparing a final position forecast.

Data of 38 typhoons are collected from the Typhoon Warning Bulletin of the Taiwan Provincial Weather Bureau during the period 1960~1964 and are used in the study of Veigas-Miller's method. One hundred and seventy figures on 24 hour forecast positions were calculated from the multiple linear regression equation which was used by USAF for the Pacific area. The total mean vectorial error was 121 nautical miles. From these vectorial errors, two types of probability ellipses had been developed. A transparent overlay of probability ellipses is placed over the predicted 24 hour position and a critical area is shown out. The probability of the typhoon can thus be calculated by summing up the probabilities of the typhoon within the shaded area bounded by the elliptical probability rings.

Barrow's method is utilized to obtain an estimate of the probability of occurrence of 50 knot winds. With the aid of the frequency distribution during 1962~1964. We obtained angular-direction errors in 24-hour and 12-hour forecasts. The total mean vectorial error of 24-hour forecasts for 118 positions was 101 nautical miles while the mean vector error of 12-hour for 32 positions was 67 nautical miles. The angular deviations of these errors for 24-hour forecast indicate that about 50 percent of the errors in direction lie within a 28 degree sector, 75 percent within 84 degrees and 97 percent within a 180-degree angle. The angular deviation of these errors for 12-hour forecast is quite similar. The probability figure is then obtained by graphically adding up the percentage of the "pie" diagram lying within the perimeter angle.

Typhoon "Betty" in July of 1964 is used as an example for both methods in giving the explanations.

1. 本研究之完成承國家長期發展科學委員會之補助

一、概 述

熱帶風暴為自然界對人類之最大威脅，世界各地每年因而遭受之財產與生命損失，誠屬不可勝計。但時至今日，雖科學昌明，已進入所謂「太空時代」與「核子時代」，對颱風或颶風之行動不僅無法加以控制，甚且不能準確預測。24小時後中心位置之預測，無論主觀法或客觀法，平均向量誤差約在 100 哩上下，48小時後中心位置之預測，則誤差大都超過200哩。如此績效，自難令人滿意。推其原因，實由於颱風之行動為其本身空氣旋渦所產生之內力與周圍大氣運行之合併後果。以外力而言，甚至尚包含地形之影響在內。凡此均無法加以計算，或在短時間內予以估計。因此部份氣象學家乃認為：與其預報不確受人指摘，或因應用單位過於信賴預報而遭受損失，不若事先將預報之準確度，亦即風暴侵襲之或然率明告應用單位，以為下防風決心之依據。易言之，選擇適切之時機求取其最大利益。

或然率預報法無非為一種統計上之成果，用特種方式加以表達，其間不需任何參數。現時美國所用之或然率預報法計有三種：一為維加斯 (Veigas) 與密勒 (Miller) 法，利用彼等所發展之統計預報法預測未來之可能位置，據以往資料算得中心位置之向量誤差分佈，製成或然率橢圓形。預測之當時，僅需將橢圓形覆蓋在據當時天氣圖算得之可能位置上，即可算出颱風中心侵襲之或然率。此客觀法因係馬龍 (Malone) 所主持，故亦稱「馬龍法」。另兩種，一為金伯爾 (Kimball) 法，一為伯樂 (Barrow) 法，前者原為大西洋上所應用，後者係修正金伯爾法以為太平洋上估計出現每時50哩風之或然率。此兩種方法純為統計本單位以往某段時期內各次預報之向量誤差角度分配，據此估計暴風侵襲之或然率⁽¹⁾。

本研究之目的在於發展兩種適用於臺灣地區之或然率預報法：一種仿照維加斯與密勒法，據臺灣省氣象所（以下簡稱本所）過去五年（1960~1964）來所發佈之颱風警報中，選擇對本省具有威脅性而發展完善之颱風與關鍵性之時機，用馬龍法計算其24小時後之中心位置，再與實際位置相比較，得到其向量誤差，合併整理，作成或然率橢圓形圖備用。一為仿照金伯爾法，統計本所最近三年（1962~1964）來所發佈之颱風警報單內預測未來24小時中心位置之向量誤差，統計成角度誤差分佈頻率圖備用（按本所24小時後颱風中心位置之預測係自1962年開始）。此兩法均舉

實例，俾便切合實用。

二、維加斯與密勒法

維加斯與密勒之或然率預報法係以統計預報為基礎，即所謂「馬龍氏客觀預報法」，根據以往颶風或颱風資料發展一組迴歸方程式，而後統計其向量誤差，製成或然率橢圓形。茲將本研究之作業過程說明如下：

(一)複式迴歸方程：維加斯等分別研究大西洋上颶風移行與地面天氣圖上氣壓型之相互關係，發現二者之關係極為密切，據當時之海平面氣壓分佈可望預測颶風之未來24小時中心位置。彼等將1928至1953年內出現之457次颶風加以分析，劃分南北兩區，每隔經緯五度讀取氣壓數值，再加過去24小時中心位置之經緯度，共得95個數值，送入 IBM 704 電子計算機內過濾，用線性迴歸選定對颶風未來動向有重要影響之若干點成為一組，最後得出兩組迴歸方程式，分別為南北兩區應用。

西北太平洋上之颱風既與大西洋上之颶風頗為近似，一般認為上項客觀法當亦能適用。美軍曾用此法校驗颱風預報，結果尚令人滿意⁽²⁾。用於北太平洋之修正迴歸方程式如下：

$$\begin{aligned}
 L_{t+1} &= 3.54 + 1.7436(L_{t0}) - 0.7850(L_{t-1}) + 0.0830(P_{79}) \\
 &\quad - 0.1212(P_{44}) + 0.1469(P_{66}) - 0.0600(P_3) \\
 &\quad + 0.3712(I_{t0}) - 0.2090(I_{t-1}) - 0.0745(P_6) \\
 &\quad - 0.0395(P_{71}) - 0.1294(P_{33}) + 0.1609(P_{42}) \\
 I_{t+1} &= -0.68 + 1.6206(I_{t0}) - 0.5870(I_{t-1}) \\
 &\quad - 0.0327(P_{47}) + 0.2317(P_{14}) - 0.1123(P_5) \\
 &\quad - 0.2022(P_{70}) + 0.0556(P_{79}) + 0.1374(P_{35}) \\
 &\quad - 0.0606(P_{61}) + 0.0423(P_{30})
 \end{aligned}$$

式中 L_{t+1} 為預測未來24小時後颱風中心位置之經度數

I_{t+1} 為預測未來24小時後颱風中心位置之緯度數

L_{t-1} 為24小時前颱風中心位置之經度數

I_{t-1} 為24小時前颱風中心位置之緯度數

L_{t0} 為當時（所據天氣圖時刻）颱風中心位置之經度數

I_{t0} 為當時（所據天氣圖時刻）颱風中心位置之緯度數

P_{ij} 為各特定點之氣壓數值（ P = 實際數值 - 1000mb）

根據此組迴歸方程先設計一種用於1:15,000,000 藍伯脫正形圓錐投影 (Lambert conformal conic projection) 圖之明膠板網格圖板，以為每次在地面

天氣圖上讀取氣壓值之用，如圖1所示。圖中 P_{47} 點須與颱風中心相重合。

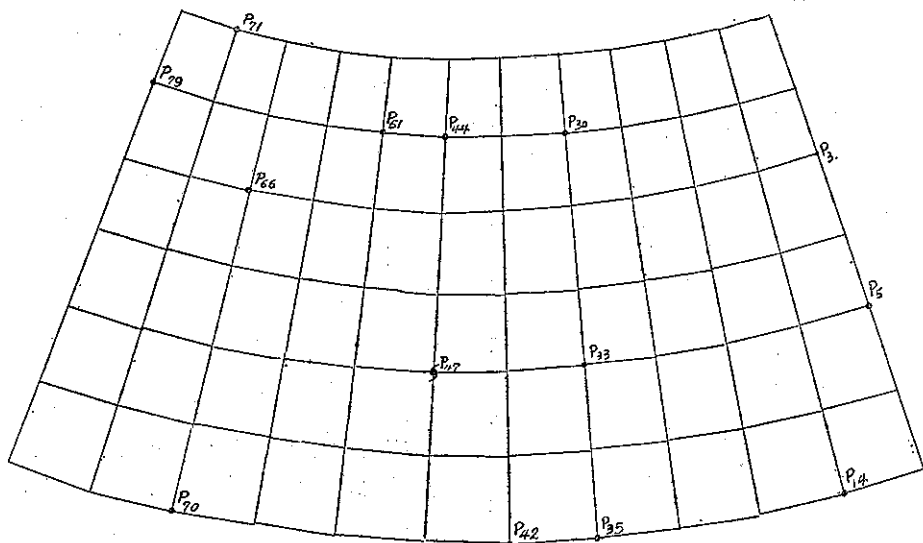


圖 1：維加斯與密勒客觀法氣壓值網格點圖

Fig. 1: Veigas-Miller grid

讀得之氣壓 P_3 、 P_5 、 P_{14} 、 P_{30} 、 P_{33} 、 P_{35} 、 P_{42} 、 P_{44} 、 P_{47} 、 P_{51} 、 P_{66} 、 P_{70} 、 P_{71} 、 P_{79} 14 個數值，再加上 L_{t0} 、 L_{t1} 、 L_{t-1} 、 L_{t-2} 4 個經緯數值共 18 個數值填入作業表內，再加以計算，即可求得未來 24 小時之颱風中心位置經緯度數 L_{t+1} 及 L_{t+2} 。

美國夏威夷大學熱帶氣象學系曾分成六組同時試驗各種客觀法及主觀法預測颱風 24 小時後中心位置之成績，結果以維加斯與密勒法之向量誤差較其他四種客觀法為小⁽³⁾。

本研究係根據 1960~1964 年內本省發佈警報之各次颱風，選定可能侵襲之關鍵時機，用維加斯密勒之客觀法計算未來 24 小時之颱風中心位置，再與實際中心位置相比較。總共計算 170 次，包括 38 個颱風，每一颱風之平均向量誤差及極端誤差如表一所示：

表一：1960~1964 年內可能侵台颱風維加斯密勒法誤差

Table 1: Errors by using Veigas Miller method in 1960~1964

年 月	颱風名稱	計算次數	平均向量誤差 (哩)	最大誤差 (哩)	最少誤差 (哩)
1960	7 玻莉 Polly	7	101	155	33
	7 雪莉 Shirley	3	96	135	72
	8 崔絲 Trix	3	223	310	155
	8 艾妮絲 Agnes	2	98	112	85
	8 卡門 Carmen	3	89	133	65
	8 黛納 Della	2	112	165	60
	8 艾琳 Elaine	3	152	220	85
1961	5 貝蒂 Betty	4	82	97	70
	8 裘恩 Jone	5	144	242	75
	8 勞娜 Lorna	5	138	180	83

9	波密拉 Pamela	3	130	200	80
9	南施 Nancy	2	208	240	175
9	沙莉 Sally	3	200	275	75
10	蒂達 Tilda	4	202	240	147
1962	7 瓊安 Joan	3	67	92	41
	7 凱蒂 Kate	4	138	213	65
	7 娜拉 Nora	4	102	142	70
	8 莎拉 Sarah	5	187	200	100
	8 萬達 Wanda	3	153	225	50
	9 愛美 Amy	6	158	235	115
	10 黛納 Dinah	6	178	245	115
	10 吉達 Gilda	6	101	170	45
	11 凱倫 Karen	4	140	240	65
1963	6 羅絲 Rose	7	99	110	87
	6 雪莉 Shirley	5	126	190	65
	6 崔絲 Trix	10	73	150	30
	7 范迪 Wendy	6	78	113	38
	7 艾妮絲 Agnes	6	87	140	42
	9 費依 Faye	5	160	185	115
	9 葛樂禮 Gloria	8	66	120	29
1964	7 貝蒂 Betty	4	85	165	25
	7 都麗絲 Doris	6	76	125	35
	8 艾達 Ida	5	72	110	30
	8 裘恩 Jone	2	160	240	80
	8 凱西 Kathy	2	214	237	190
	8 梅瑞 Marie	2	150	285	25
	9 魯碧 Ruby	3	132	235	65
	9 沙莉 Sally	9	90	287	30

表一內之每一颱風平均向量誤差，如逐年計算其平均誤差，再計算五年之總誤差，所得結果如表二所示。

表二：1960~1964年維加斯密勒法平均向量誤差
Table 2: Mean vector errors of Veigas-Miller method in 1960~1964

年 份	次 數	平均向量誤差(哩)
1960	23	122
1961	26	152
1962	41	135
1963	47	93
1964	33	103
五年之總數及平均	170	121

上項統計顯示五年內之平均總誤差為 121 哩。個別誤差則相差甚大，最小約為 20~30 哩，最大則超過 300 哩。按美軍發表 134 次校驗中，平均誤差為 152 哩⁽²⁾，而夏威夷大學之試驗則為 76 哩⁽³⁾，而本研究所得之結果正好在二者之間。據美軍試驗後所得之結論，認為此種統計預報法以走向穩定者較為有效，對轉向颱風則

誤差較大，本研究計算所得亦屬類似之結果。

二、中心侵襲或然率橢圓形：將上項計算所得之颱風中心，未來 24 小時中心位置，與實際位置填入 1:5,163,465 之麥卡托投影 (Mercator projection) 之颱風圖內，獲得其各次向量誤差。根據全部向量誤差繪成或然率等值線橢圓形，假設每一坐標之誤差分佈屬正常分配。原點表示計算所得之颱風中心位置。等值線為同焦點之橢圓形，如圖 2 所示。圖中各黑點為與原點相配合之實際中心位置，總計有 170 點。大約每十分之一（即 17 點）繪一橢圓形。最靠裡面一圈代表 0.1，最靠外面一圈代表 0.9。此橢圓形之偏角為 25 度。其中以百分率 30、50、70、90 之橢圓形對於作任何決定最為重要，圖中分別註以 A、B、C、D，通常在實作時僅需繪此四個橢圓。即 A 圈內表示中心侵襲之或然率為百分之 30，餘類推。

三、定面積內中心侵襲或然率：根據圖 2 內各橢圓形長軸與短軸相當之渥數計算出各橢圓形之面積，而後依次相減，即可得到各橢圓形環內之面積。此等橢圓環之面積平方哩約數如表三所示：

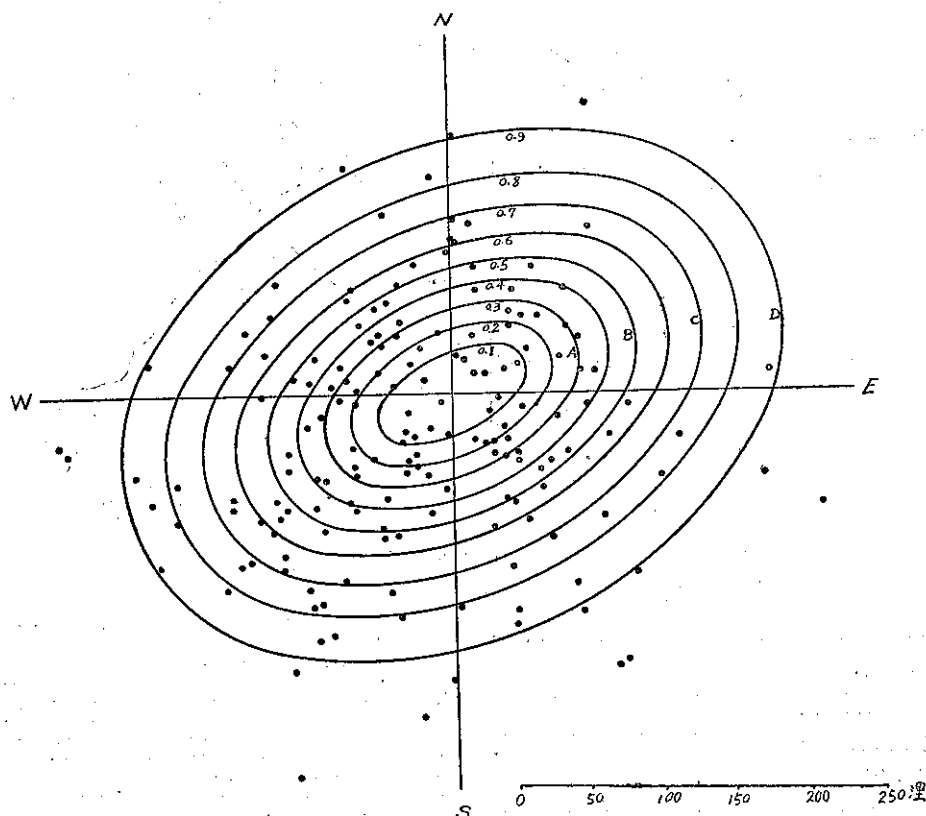


圖 2：據 1960~1964 年資料用維加斯與密勒法算出之或然率橢圓形
Fig. 2: Probability contour ellipse based on 1960~1964

表三：或然率橢圓形環之面積

Table 3: Area of probability ellipse rings

或然率	面積約數 (平方哩)	每百平方哩之或然率 百分比
0~0.1	6,960	24.4
0.1~0.2	6,490	26.2
0.2~0.3	7,950	21.4
0.3~0.4	9,600	17.8
0.4~0.5	13,700	12.4
0.5~0.6	16,900	10.1
0.6~0.7	21,400	8.0
0.7~0.8	35,000	4.9
0.8~0.9	36,000	4.7

根據此橢圓形環之面積算出每百平方哩之中心侵襲或然率如表二之最後一列所示。假設每一橢圓環內出現之中心位置17點。據此另行製成一種單位面積內中心侵襲或然率之橢圓形，如圖3所示，仍製成透明膠板。

四、應用實例：今以1964年7月之貝蒂 (Betty) 颱風為例，7月4日02時 (120°E) 颱風之中心位置約在宮古島東南方140哩處，在圖4中註以A。根據本所02時之地面天氣圖分析用維加斯密勒之迴歸方程算出其24小時後之中心位置為東經123.3度，北緯25.7度，即魚鈎島西方約10哩處，圖中註以B。如需估計此颱風24小時後侵襲臺北之或然率，其作業步驟如下：

1. 將或然率橢圓形 (圖2) 明膠板覆在颱風圖上

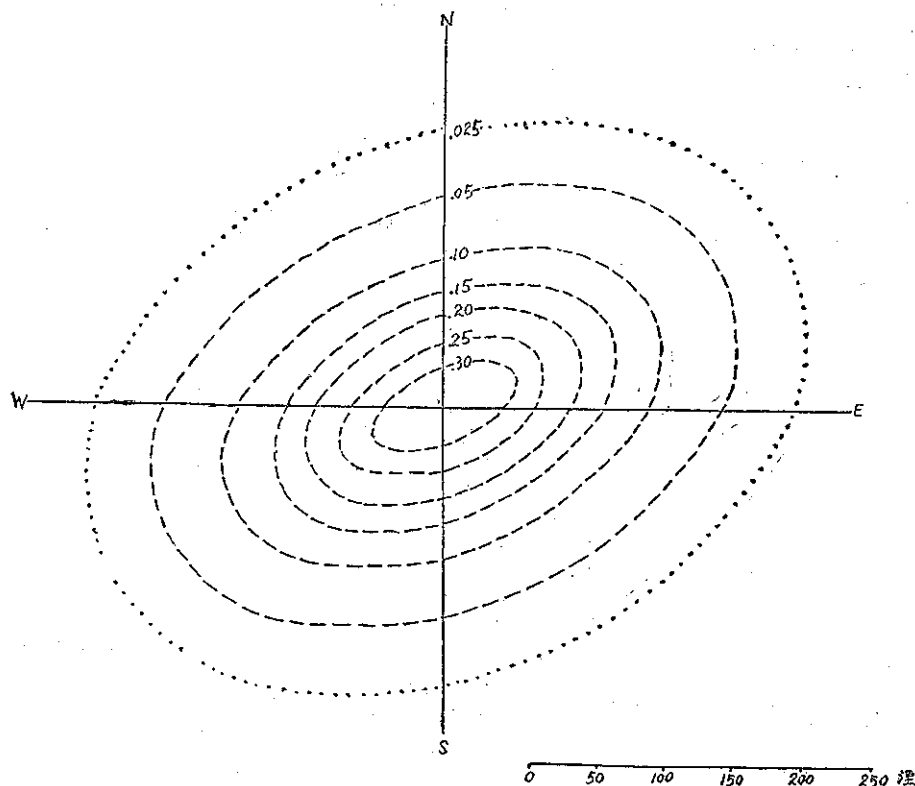


圖3：維加斯與密勒法算得中心在每百平方哩侵襲或然率

Fig. 3: Probability ellipse derived from Fig. 1.

，橢圓中心對準據維加斯密勒法算出之24小時後中心位置。如圖4所示。

2. 根據颱風警報單內之暴風半徑估計一臺北周圍之危險區，如中心進入此區，臺北即可出現破壞性之風力，此危險區之半徑假定為100哩。

3. 由於通常難以確定風暴中心之真正位置，故在當時颱風中心 (A) 點之外圈畫一半徑為20哩之小圓圈。

4. 繪兩條切線，每一切線與危險區之外緣及當時颱風中心之小圓圈相切 (故實際兩切線為交叉形式，危險區至現在中心間之切線部份不繪)。此切線所夾之象限表示颱風未來24小時內移動方向之危險方位。如未來六小時颱風走向偏入此象限，則侵襲之或然率勢必增加，應予修正。

5. 計算或然率橢圓與危險區相重疊之陰影區。以最小之0.3橢圓形而論，陰影部份約佔三分之一，

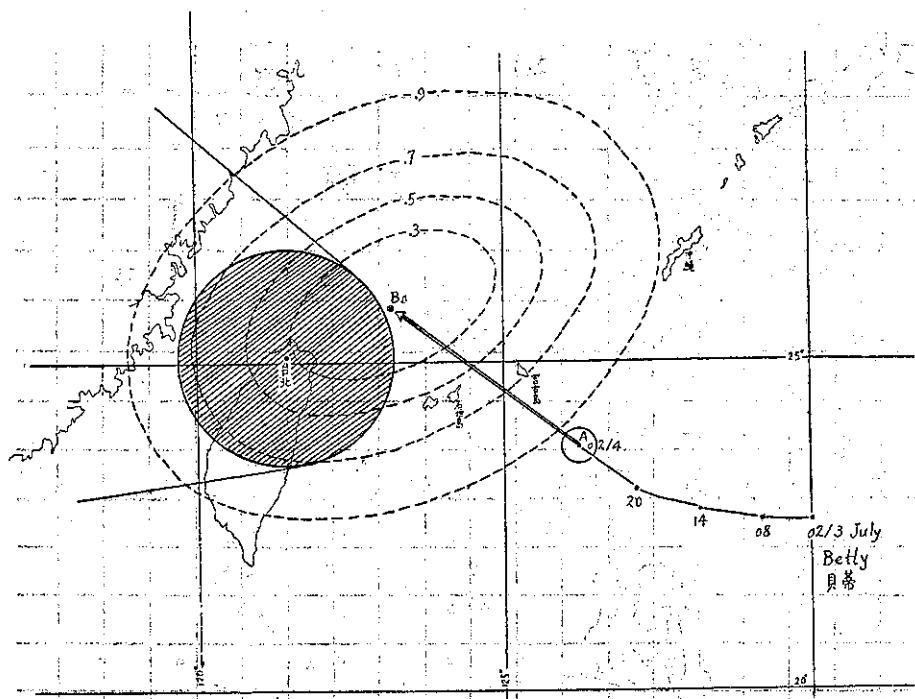


圖 4：1964 年 7 月之貝蒂 (Betty) 颱風應用維加斯與密勒或然率法實例
Fig. 4: Application of Veigas-Miller method for Typhoon Betty Jul. 1964

$\frac{1}{3} \times 0.3 = 0.1$ ；0.3 至 0.5 之橢圓形環內，陰影部份亦佔約三分之一。 $\frac{1}{3} \times (0.5 - 0.3) = 0.07$ ；0.5 至 0.7 之橢圓環內，陰影部份約佔四分之一， $\frac{1}{4} \times (0.7 - 0.5) = 0.05$ ；0.7 至 0.9 之橢圓形環內，陰影部份佔面積極少，可略而不計。如此則陰影部份共佔：

$$0.1 + 0.07 + 0.05 = 0.22$$

即颱風侵襲臺北之或然率為 22%

6. 如需估計單位面積內中心經過之或然率，僅需將圖 3 之或然率橢圓明膠板覆蓋的颱風圖上，橢圓中心與計算得之預測中心相合，由於臺北正好落在 0.15 與 0.20 兩橢圓形之間，故估計每百平方浬內中心侵襲臺北之或然率約為 0.175，或百分之 17.5。

三、伯樂法

一、資料：考查本所最近五年來對外發佈之颱風警報單，其中 1960 及 1961 兩年並未作 12 小時或 24 小時後中心位置之預測，僅偶而作 6 小時後中心之預測。自 1962 年起則每次發佈大多有 24 小時中心位置之預測，逼近臺灣及行踪飄忽不定者，有以 12 小時中心代替

者。因此根據最近三年來本所發佈颱風警報中 24 小時及 12 小時預測位置資料，可望製成伯樂法之向量誤差頻率圖。

此期限不僅切合實用，且以之代表本所現時之預報準確度相當合理，蓋某一單位之預報作業與準確度大都逐漸改進，所取期限過長，自必失去其代表性。考查本所近三年來颱風預報之技術確較以往為進步，是故本研究中之資料以 1962 至 1964 年為據。

二、誤差向量分析：初步工作係將此三年來本所發佈之每次颱風警報繪成一張向量誤差分析圖，仍用本所 1:5,163,465 之麥卡托投影颱風圖。中心位置均係實作資料（警報單上發佈之中心位置），而非「最佳路徑資料」(Best track data)，各預測位置與實際位置相比較，繪出其向量誤差。凡缺實際公告位置可資核對者均予剔除。又 1962 年之歐珀 (Opal) 颱風因警報單付闕，無法統計。計 24 小時預測之向量誤差得 118 次；12 小時預測之向量誤差得 32 次，各次校驗位置之分佈如圖 5。圖中可見此等均為對臺灣關係最重要之位置，亦即對防風而言，需求預報最殷切之時機。校驗各颱風 24 小時預測位置之次數，平均向量誤差，及最大誤差見表四：

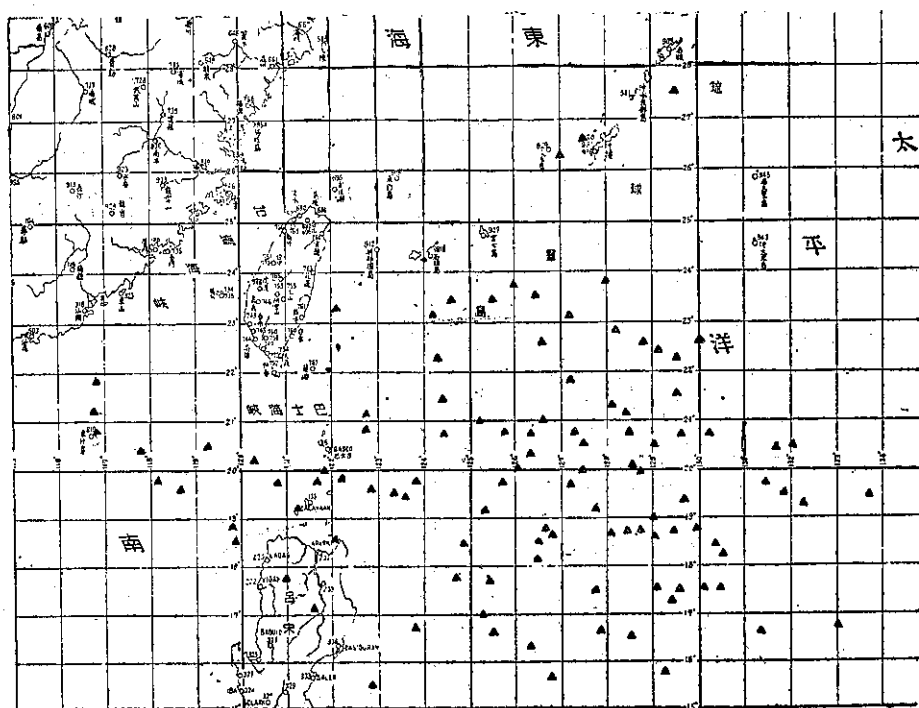


圖 5：本研究中各次校驗位置之分佈
Fig. 5 : Distribution of the check points.

表四：臺灣省氣象所最近三年（1962~1964）來預測
颱風中心24小時後位置向量誤差統計表

Table 4: TWB 24-hour forecast errors
in 1962~1964

年 月	颱風名稱	校驗次數	平均向量 誤差(哩)	最大誤差 (哩)
1962	7 瓊安 John	3	65	100
	7 凱蒂 Kate	4	150	225
	7 娜拉 Nora	4	200	380
	8 莎拉 Sarah	7	130	270
	8 萬達 Wanda	3	100	135
	9 愛美 Amy	10	99	215
	10 黛納 Dinah	7	50	55
	10 吉達 Gilda	3	93	115
	11 凱倫 Karen	3	155	240
1962年全年		44	113	380
1963	6 羅絲 Rose	5	56	90
	6 雪莉 Shirley	4	48	95
	6 崔絲 Trix	15	95	195

	7	范迪 Wendy	6	117	200
	7	艾妮絲 Agnes	4	111	132
	9	費依 Faye	4	116	130
	9	葛樂禮 Gloria	5	92	117
1963年全年			43	95	200
1964	7	貝蒂 Betty	4	80	115
	7	都麗絲 Doris	3	87	140
	8	艾達 Ida	3	50	70
	8	裘恩 Joue	2	130	200
	8	凱西 Kathy	3	220	250
	8	梅瑞 Marie	4	100	170
	9	魯碧 Ruby	3	73	90
	9	沙莉 Sally	8	89	140
	9	蒂達 Tilda	1	85	—
1964年全年			31	95	250
三年之總數及平均			118	101	

校驗各颱風12小時預測位置之次數，平均向量誤差，
及最大誤差見表五：

表五：臺灣省氣象所最近三年（1962~1964）
來預測颱風中心12小時後位置向量誤
差統計表

Table 5 : TWB 12-hour forecast errors
in 1962~1964

年 月	颱風名稱	校驗次數	平均向量 誤差(浬)	最大誤差 (浬)
1962	5 賀普 Hope	3	68	125
	7 凱蒂 Kate	5	103	170
	7 娜拉 Nora	2	93	110
	8 萬達 Wanda	3	70	140
1963	9 葛樂禮 Gloria	6	50	110
1964	7 貝蒂 Betty	4	54	60
	8 艾達 Ida	2	40	45
	8 凱西 Kathy	3	103	140
	9 蒂達 Tilda	4	36	45
三年合計		32	67	170

上項統計獲得本所近三年來颱風中心24小時預測之平均向量誤差為101浬，12小時中心預測之平均向量誤差則為67浬。

三、誤差頻率之角度分配：上項24小時後颱風中心預測之向量誤差倘以原點作為實際位置，則所有預測點之分佈如圖6所示。圖中可見以落入西北象限內為最多，計有38次，且位置較分散，蓋颱風以來自臺灣東南方為多，故預報之誤差亦最大。其次為西南象限，計有32次。其中以東南象限為最少，僅落入19點。此項分析表明預測颱風之速度一般較實際為高，此當為潛在之安全意識所致。

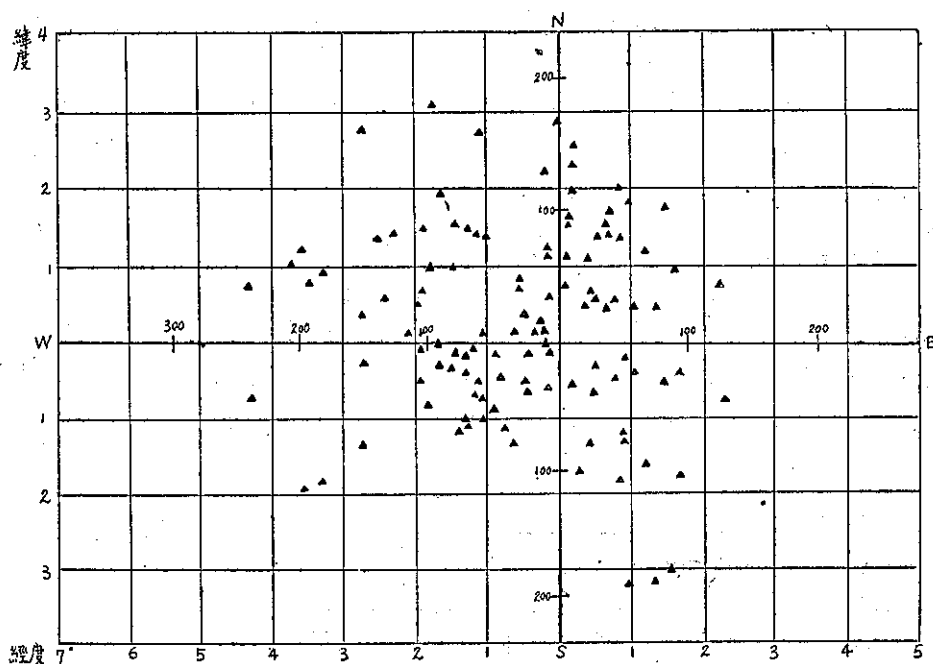


圖6：最近三年（1962~1964）來本所24小時颱風中心預測之誤差分佈

Fig. 6 : TWB 24-hour forecast errors, 1962~1964.

根據此三年來各次預報之向量誤差製成24小時預報之誤差頻率角度分佈圖（圖7）顯示50%之向量誤差落在-28度之區域內，75%之向量誤差落在-48度之區域內；97%之向量誤差落在180度之區域內。12小時預報之誤差頻率角度分佈圖（圖8）得到類似之結果，惟50%之向量誤差落入-30度之區域內；75%之向量誤差落在-52度之區域內。97%之向量誤差仍在180度之區域內。

用透明膠板製成此兩角度分佈圖後，即可作颱風

侵襲本省之伯樂法或然率預報。

四、邊界模型：假設風速到達每小時50浬或以上即足以釀成災害。如此則預測每時50浬之風速侵襲一地之或然率自為應用單位所迫切需求。在估計之當時，先根據氣象單位最近發佈之颱風警報單中所報每小時50浬暴風之半徑（或部位）用透明膠板製成一種「邊界模型」。易言之，颱風中心一經進入此邊界內，該處即可出現每時50浬之強風。

五、應用實例：今仍以1964年7月之貝蒂(Betty)

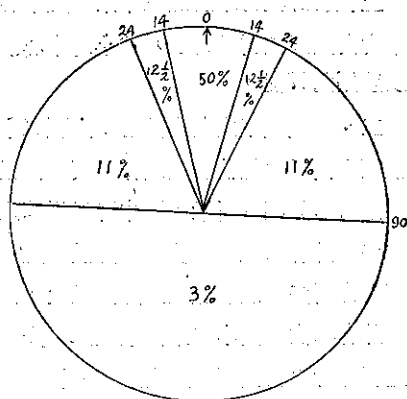


圖 7：本所24小時颱風中心預測之誤差
角度分佈圖

Fig 7: TWB 24-hour forecast errors

颱風為例，在4日8時要求預測未來12小時50哩風侵襲臺北之或然率。當時颱風之中心位置在北緯24.5度，東經125.6度。報告中指出預測未來12小時之颱風進行方向為西北西。假定本所最近報告中分析得每時50哩之暴風半徑右側為100公里，左側為80公里。

先填入當時（4日8時）之颱風中心位置，而後就當時所報每時50哩暴風之範圍按颱風圖之比例尺製一明膠板圓盤，如圖9所示。將此圓盤之中心重合在颱風中心上，畫出一邊界；再將此圓盤旋轉180度，中心放在臺北，同樣畫出邊界。自當時之颱風中心繪兩

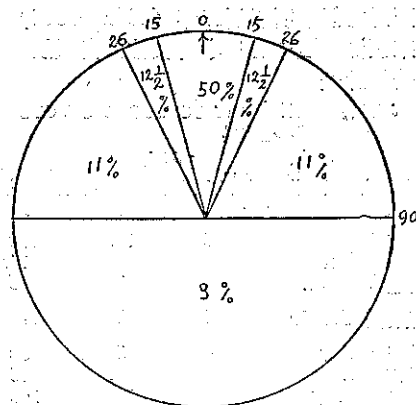


圖 8：本所12小時颱風中心預報之誤差角度分佈圖

Fig. 8: Angular distribution of TWB
12-hour forecast errors

直線外切於臺北之圓盤外緣。

將12小時預報之誤差頻率角度分佈圖放在當時之颱風中心上，使其零度之箭頭對準預測颱風移動之方位，而後估計兩條切線間之區域所佔之百分比。由於50度角約佔一半，經估計為23%； $12\frac{1}{2}\%$ 角略有不足，作為12%，合計為35%。因此估計未來12小時內每時50哩暴風侵襲臺北之或然率為35%。

四、颱風或然率預報法之實效

上項研究所得用於臺灣地區之颱風或然率預報法

對於工商企業機構決定是否應採取防風措施以及何時探防風措施最為有用。其他單位自亦可仿照實施。茲就上項研究成果舉一應用實例如下：

設臺北市郊有一規模頗大之化工廠，一次防風需費五十萬元，包括拆卸室外暴露部份，若干設備必須加以保護，部份露置之原料或在低窪地區之棧房必須予以遷移，以及停工等之損失。但如不探防風措施而遭受颱風侵襲則將損失一百五十萬元，此數可自歷次颱風侵襲之損失加以估計。因此該工廠為避免浪費防風費用，作此決定必須慎重考慮。根據上項估計，顯見防風時機如在颱風侵襲之或然率超過不防風之可能損失除以防風費用所得之商數時，則防風所值與颱風災害必可減至最低。即防風時機為：

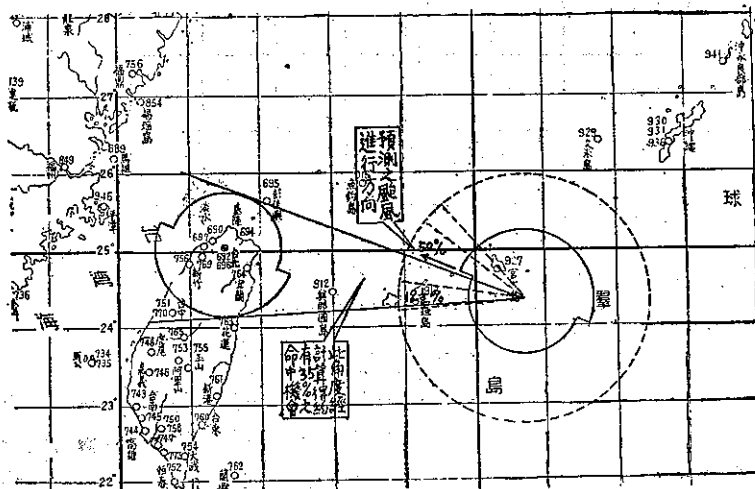


圖 9：1964年7月之貝蒂颱風用伯樂法估計每時50哩風侵襲
台北之或然率實例

Fig. 9: An example for estimate the probability of
an occurrence of 50-knot winds within
Taipei area using the Barrow method for
Typhoon Betty July, 1964.

颱風侵襲之或然率 \times 未採取防風可能蒙受之損失
防風所費

上例可見該化工廠必須在颱風侵襲之或然率超過30%時才值得採取防風措施。

貝帶颱風臨近臺北之前，亦即7月4日02時，該廠用維加斯密勒之或然率預報法得24小時後受侵襲之或然率為22%。根據上項原則，並不需要採防風措施。6小時後，即4日上午8時，改用伯樂法算得每時50哩風侵襲之或然率為35%，如據上項原則，該工廠應立即採取防風措施。此種計算工作費時僅不過數分鐘，用法至為簡便。

五、結 論

以上兩種颱風或然率預報法，一種係以維加斯與密勒之統計客觀法為基礎，據本區發佈颱風警報之各時次，選擇關鍵時機算出中心位置再加統計；另一種則以本所之主觀法為基礎。故二者均適於臺灣應用。

如同樣以最近三年之統計相比較，維加斯與密勒法之24小時位置平均向量誤差為110哩，本所之主觀法則為101哩，本所之成績似較優。惟維加斯與密勒之或然率法亦可以它種客觀法為據。深望今後能發展一種有效之客觀法，使此一或然率法亦能有所改進，成為一有用之工具。

參 考 文 獻

- (1) Fletcher, Robert D. (1960): Hurricane-Probability forecasting in the Atlantic, U.S.-Asian Military Weather Symposium,
- (2) 吳宗堯(1961): 馬龍氏颱風客觀預報法及其校驗氣象預報與分析 第三期。
- (3) Ramage, Colin (1960): Recent investigation in tropical meteorology at the University of Hawaii, U.S.-Asian Military Weather Symposium,

氣 象 學 報 徵 稿 簡 則

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

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

- The Invasion of Typhoon Dinah along East Coast
of Taiwan.....KENNETH T.C. CHENG.....(1)
- Study of A Continental Surface Albedo on the Basis
of Flight Measurements and Structure of the Earth's
Surface Cover over North America.....ERNEST C. KUNG.....(7)
- A Study of Weather over the Arabian Peninsula
.....W. S. KUO.....(25)
- Development on Probability of Typhoon Forecasting in
Taiwan.....KE-HSUN CHI.....(36)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei,

Taiwan, China.

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

氣象學報

季刊

第十一卷 第三期

目次

論述

民國52年冬季世界氣候異常現象與北半球

- 大氣環流特性之研究……………廖學鎰……(1)
臺灣對流層頂及平流層風系之研究……………魏元恒……(15)
大屯山區氣候之研究……………崔尙斌……(22)

報告

民國五十四年颱風調查報告 (第二號 颱風哈莉) ……臺灣省氣象局……(49)

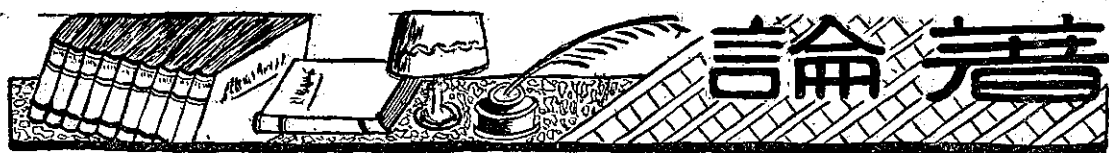
氣象學報

(季刊)

第十一卷 第三期

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

中華民國五十四年九月出版



民國52年冬季世界氣候異常現象與北半球 大氣環流特性之研究¹

廖學鑑

Characteristics of General Circulation over the Northern Hemisphere during the Winter 1962~63 in Relation to the Abnormal Weather of the World

Abstract

Liao Shyue-Yih

This paper presents the result of unusual weather of the northern hemisphere during the winter of 1962~63 and its relation with the general circulation of the atmosphere.

The winter of 1962~63 in the northern hemisphere was very unusual in the last century. Figure 1 shows a wide abnormal distribution of average temperature departures in January 1963 in comparison to the normals during the period 1931~60. Prominent negative temperature anomalies had shown in Central Eastern United States, most parts of Europe and Central and Southern Asia in January. On the contrary some conspicuous areas of positive departures are forms in the Greenland-Baffin Strait, the Central Eurasia and the Kamchaka-Alaska area. A coldest region indicated from the departures from normals was located at Torun in Poland (53°03'N, 18°35'E) where average temperature of the month of January was reported at -12.2°C or 10.0°C below normal.

Figure 4 showing the hemispheric circulation in January 1963, the picture evidently shows a feature of low index characteristics. Unusual strong ridges are presented in the Central Eurasia, the Eastern Pacific and Atlantic where are associated with meridional flow and severe cold season in South Asia, North America and Europe.

Figure 7 gives the time variation of 5-day average zonal index for the northern hemisphere from Nov. 1962 to March 1963. Such a climatic change was begun from the middle of December and reached its maximum in January and ended in the middle of February.

摘 要

民國52年冬季，世界各地均呈現極端反常氣候，為歷年來所罕見。即北美洲中部、歐洲、亞洲中部及

南部等三區域，發生異常低溫，反而在綠島及巴芬海峽、歐亞大陸中部、西伯利亞東部至阿拉斯加等三區域，發生異常高溫。在這3個月中，民國52年1月之氣

1. 本研究之完成得國家長期發展科學委員會之補助

候反常最爲顯著。若以月平均氣溫距平計，世界上最寒冷地點爲波蘭之Torun，其1月平均氣溫爲 -12.2°C ，比較其標準值低 10.0°C 。

本文係研究民國52年冬季之世界氣候異常，與北半球大氣環流特性及其演變經過，而得造成反常氣候之主因如下：

1963年1月之對流圈中層北半球環流，西風帶波幅甚大，平均中緯度緯流指數爲每秒 9.5 公尺，係呈現未曾有之低指數。此種低指數係自1962年12月中旬開始，至1963年2月中旬才回復。世界氣候反常係發生在此期間中。

切斷低氣壓之生成以及其兩側之滯留性顯著波脊，三者共存爲寒潮爆發之有利條件。1963年1月，對流圈中層之高空形勢係由波幅甚大之三波動而構成。顯著波脊位在歐亞大陸中部、北太平洋東部及北大西洋北部，而顯著波槽位在歐洲中部、日本西部及北美洲中部。此高空形勢可以說是有利於寒潮爆發之三個高空形勢合成而構成，因而造成全球性反常氣候。

一、前 言

民國52年冬季，亞洲、歐洲及北美洲等區域，均呈現極端反常氣候，爲歷年來所罕見。地球上某一小

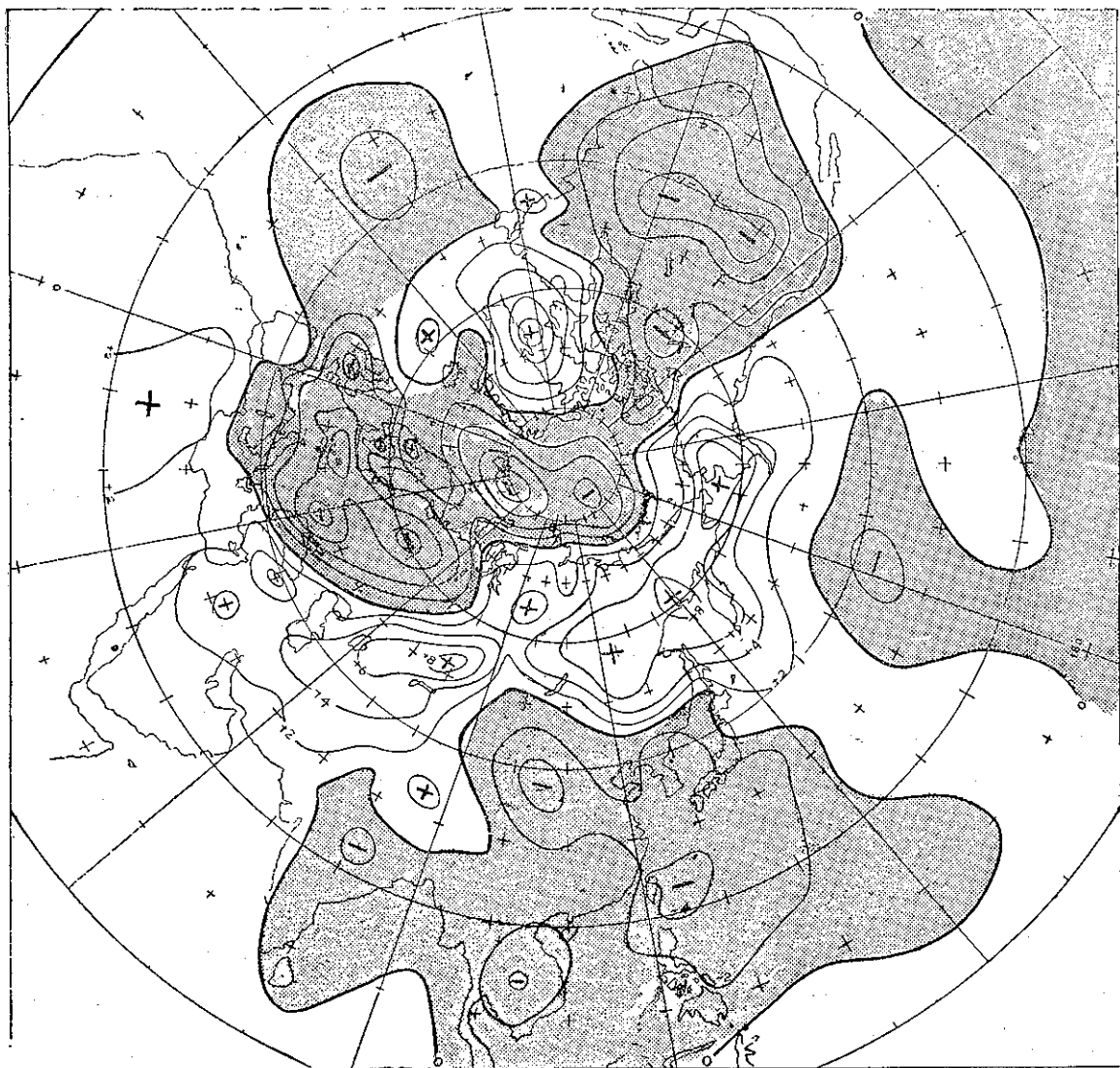


圖 1：民國 52 年 1 月份平均氣溫距平分佈圖

Fig. 1: Departure of average temperature from normal ($^{\circ}\text{C}$) January 1963

區域之氣象演變，不是該地區之單獨局部氣象變動而造成，是全球性的大氣環流演變所誘發之現象。茲根據此種觀念，研討民國52年度之世界氣候異常現象，與北半球大氣環流特性及其演變經過，以表明寒潮爆發之結構。

本文中所使用之資料，均由美國氣象局出版之「世界月別氣候資料」⁽¹⁾取之。又採用世界氣象組織出版之「1931~1960年之氣候標準」⁽²⁾為地面氣象資料之標準，而高空標準值採用美國氣象局出版之「北半球標準天氣圖」⁽³⁾。

二、民國52年冬季世界各地之氣候概況

民國51年（西曆1962年）12月至民國52年2月之三個月，稱之為1962~63年冬季或簡稱為民國52年冬季。在此期間，世界各地均呈現極端反常氣候，為歷年來所罕見。則北美洲中部及東部、歐洲、亞洲中部南部等三區域，發生異常低溫。反而在綠島及Baffin及灣、歐亞大陸中部、西伯利亞東部至阿拉斯加等三區域，發生異常高溫。在這三個月中，民國52年1月之氣候反常最為顯著。茲將北半球之1月平均氣溫距平分佈，列如圖1以資參考。由此種廣範圍之氣溫距平分佈，可以看出半球上之氣溫距平分佈，有顯著相互補償之趨勢。若某一區域之氣溫距平為負，即有與此區域面積相等或面積較大之正氣溫距平區域在其鄰近區域。

據 Landsberg⁽³⁾之研究，民國52年1月之南半球氣溫距平分佈，無顯著反常可言。容後分區說明氣候反常概況。

(一)北美洲：

民國52年冬季是北美洲中部及東部，近一百年來之最寒冷氣候。屢次寒潮爆發將維持氣溫在標準值以下，同時異常乾燥天氣陪着寒冷天氣同來，在美國中部尤為五大湖附近造成異常乾燥。對比之，北美洲西部之氣候較溫和，如加拿大 Alberta 州西部，氣溫距平竟達 +5°C，而美國西部降水量稀少，山地積雪有些地區破以往最少記錄。

民國51年12月13日異常強烈的寒潮爆發，引起美國南部之異常低溫，因此 Florida 州之農作物遭受嚴重冷害，其損失竟達百萬美元之鉅。在加拿大境內，降水量大略在標準值以上，有些地區破以往12月份最多記錄，如在北極圈南部之 Cape Dyer，12月末之積雪高度為63英吋，破以往最高記錄。

民國52年1月之北美洲中部及西部各地之月平均氣溫，比較標準值為低，因而平均氣溫距平均為負值，其中 Michigan 湖附近最大，竟達 -7°C 左右。據 Thom⁽⁶⁾之研究，Michigan 湖附近之月平均氣溫距平為標準偏差之 2.4 倍，而由統計學的推測而斷定，民國52年1月之寒冷氣候是120年可以發生一次之罕見現象。1月中發生之 5 次寒潮爆發中，第4週中發生之第 4 次寒潮爆發最為劇烈，美國中部及南部因而發生反常寒冷氣候。

對比之，北美洲北西及東北部，就發生異常高溫，如阿拉斯加之科茲布 (Kotzebue)，其1月平均氣溫為 -12.1°C，其距平為 +8.9°C，創造最高月平均氣溫。又綠島之 Egedesminde，其1月平均氣溫為 -6.4°C，其距平為 +7.8°C。

繼之民國52年2月又是較寒冷之氣候，因而民國52年冬季在美國 Illinois, Indiana, Ohio 等各州及 Pennsylvania 州西部造成紀錄的低溫，茲列有些資料如表一。

表一：1962至1963年冬季美國各地之破紀錄平均氣溫

Table 1: Record low average temperature established during winter of 1962~63.

Stations	Average temp. (°C)	Previous lowest	Year records began
Peoria, Ill.	- 7.6	-7.5in 1935~36	1856
Teledo, Ohio	- 7.5	-6.9in 1903~04	1871
Cleveland, Ohio	- 6.4	-6.3in 1903~04	1871
Pittsburgh, Pa.	- 5.8	-4.8in 1935~36	1871
Dayton, Ohio	- 5.1	-5.0in 1917~18	1883
Nashville, Tenn	0.8	1.2in 1917~18	1871
Chattanooga, Tenn	1.6	2.9in 1904~05	1879
Atlanta, Ga	3.8	3.8in 1904~05	1879
Birmingham, Ala	4.6	4.9in 1904~05	1895
Montgomery, Ala	6.3	7.2in 1904~05	1872

民國52年2月末，Superior 湖、Michigan 湖及 Huron 湖之95%以上，由冰雪所覆蓋，又 Erie 湖中有狹小裂開以外，Georgian 灣及 St. Clair 湖均凍結，美國全國之1月份平均氣溫之總平均為 -2.8°C，僅次於1918年之 -3.0°C，故民國52年冬季是自1893以來，近70年中，僅次於1917~18年之冬季之第二位寒冷氣候。

(二)歐洲：

民國52年冬季，在歐洲發生紀錄的苛刻寒冷氣候

。此三個月中反常最顯著者為1月份，月平均氣溫距平在攝氏 -4° 至 -10°C 之間，如圖1中所示。陪着苛刻寒冷氣候，同時發生大風雪等惡劣天氣，其中地中海區域惡劣天氣之發生次數最多。因此冬季歐洲之降水量，在南歐及地中海區域較多，有些測站創造最多記錄。但是歐洲中部及西部區域，降水量較少，有些測站創造最少記錄。

12月之月平均氣溫，歐洲中部至西伯利亞為負距平，而亞洲則為正距平。12月初在英國發生嚴重之煙霧 (Smoke)，18日猛烈暴雨侵襲希臘誘發水災，計有12,000人無家可歸。同日在北歐生成一反氣旋，至20日發展成為1008mb之高氣壓，此高氣壓及地中海之低氣壓間，氣壓梯度急峻，故北緯 40° 至 45° 間地中海沿海區域，生成有強烈東風誘發該區域之大風雪。至25日瑞典之高氣壓發展達1052mb，從Ural地方伸展達大西洋東部，而在羅馬誘發大風雪，造成本世紀中最寒冷的聖誕節。

民國52年1月，在瑞典之高氣壓再發展，滯留在大西洋北部構成阻塞高氣壓，誘致北極之冷氣流繼續侵入歐洲中部，而生成異常寒冷氣候。道路、港口、水路均凍結，各種交通因而麻痺不通，又鐵管凍結而破裂，誘致水及煤氣供應中斷，人受凍傷死亡或住院等災害。從英國南部經歐洲中部至Ural地方，其月平均氣溫距平之總平均約為 5°C 。其中月平均氣溫最大者為波蘭之Torun ($53^{\circ}0'3\text{N}$, $18^{\circ}35'\text{E}$)，月平均氣溫為 -12.2°C ，比標準值低 10.0°C 。英國之Kew氣象臺之月平均氣溫為 -1.1°C ，其距平為 -5.3°C 。據Lawrence⁽⁷⁾之研究，因受寒冷氣候及積雪之影響，Kew之地中溫度創造自1908年6月以來之最低記錄。即草地下1英尺處之1月平均地溫為 0.1°C ，而2月平均為 0°C ，草地下4英尺處之2月平均地溫為 3.4°C 。

英國Manchester機場之1月平均氣溫為 -1.4°C ，其距平為 -4.7°C 。據Raybould之研究⁽⁸⁾，在Manchester之76年來(自1888至1963年)氣象資料，加以整理而計算每年冬季3個月之平均氣溫，即1962~63年冬季之 0.3°C 為最低。由此可見民國52年冬季歐洲之極端低溫氣候，是已往所未曾有之苛刻寒冷氣候。茲將英國之Southampton之每日最高及最低氣溫及其標準值演變經過，列如圖2以資參考。

1962~63年冬季歐洲之苛刻寒冷氣候，當然地中海區域也不在例外，該區域之1月平均氣溫距平約在 -3°C 左右，又該地區下雪較多，有時尚為大風雪，這是已往罕見之現象。

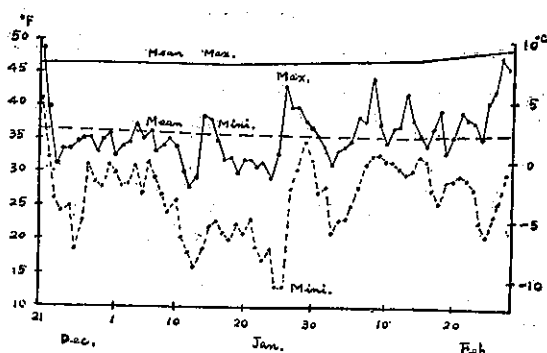


圖2：民國52年冬季 Southampton 之最高及最低溫度變化圖

Fig. 2: Maximum and minimum temperatures at Southampton during the winter 1962~63

至2月，歐洲區域雖然氣溫稍有增加，但是尚繼續寒冷氣候。如波蘭之Torun月平均氣溫雖然由1月份之 -12.2°C 增加至 -7.8°C ，但是氣溫距平仍為 -6.4°C ，尚維持相當大之負距平。

(三) 亞洲：

1962年12月亞洲地區之氣候比較溫暖，降水量也較多，但12月末起氣溫急峻降低，而1月中之屢次寒潮爆發，將中國、日本及東南亞各地氣溫維持在標準值以下，1月平均氣溫距平約在 -2°C 至 -4°C 之間。但歐亞大陸中部與西伯利亞達阿拉斯加等區域，反而呈現異常高溫，月平均氣溫距平約在 $+4^{\circ}\text{C}$ 至 $+9^{\circ}\text{C}$ 之間，如圖1中所示。又華南、香港、臺灣、琉球及菲律賓各地，降水量均稀少，造成嚴重之乾旱現象。相對比之，日本尤以日本西部及西北部，自12月末起受大風雪之侵襲，有些地區積雪竟達4公尺左右，因而交通完全麻痺，動員兵力從事救災工作。至2月氣候雖然有轉溫和些，但亞洲南部之乾旱現象並無終止。

臺灣地區而言，民國52年冬季之氣溫特低，破68年來之記錄，且入冬以來降水量稀少，臺灣各地之降水量多屬微量，其中東北部稍多亦未超越70mm。南部各地竟至60日來日滴水全無。

民國52年1月及2月，臺灣各地月平均氣溫均屬於負距平，其最大距平出現在1月，月平均氣溫距平略在 -4°C 左右，至3月各地氣溫已接近標準值。臺灣省氣象所所屬24處測候所中，1月平均氣溫破已往最低記錄者共有15處，列如表二。

茲將臺北已往68年(自1897至1964年)之1月及2月之月平均氣溫，求其平均並加以整理按其大小排列，

得如表三所示之結果。即1963年(民國52年)之 12.4°C 為最低,而1918年之 13.0°C 次之。換一句話說,1963年冬季是近68年來最寒冷之冬季。若求68年冬季平均氣溫之總平均及其標準偏差,可得各為 15.1°C 及 0.83°C 。由此資料引用統計學之Thompson之廢棄檢定法,計算危險率為5%之資料分佈範圍為 13.15°C 至 17.03°C 之間,因而在此範圍外之1963年及1918年、1954年(17.2°C)等三年可以說是反常氣候,前兩者異常低溫,最後者為異常高溫。

若以月為單位而言,已往68年之平均為 15.1°C ,而標準偏差為 1.19°C 。茲計算危險率5%之資料分佈範圍為 17.81°C 至 12.33°C 之間。因此在此範圍外之1901年2月(10.2°C)、1963年1月(11.0°C)及1918年1月(11.2°C)為異常低溫。

圖3中所示者為民國52年冬季3個月間之臺北日平均氣溫變化圖,由此圖可以看出,在臺北受寒潮爆發

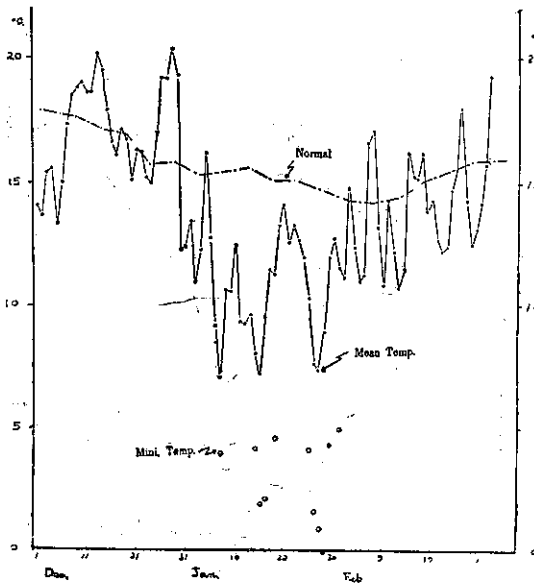


圖 3: 民國52年冬季臺北之每日氣溫變化圖
Fig. 3: Daily temperatures at Taipei during the winter 1962~63.

之影響日平均氣溫降低 10°C 以下者計有6~7日、11~16日、26~28日等3次。據顏俊士氏⁽¹⁴⁾之研究,臺北之最低氣溫降低達 5°C 以下時,臺灣各地隨時有發生降霜現象之可能性,因而農作物可受寒害。民國52年冬季臺北日最低氣溫降至 5°C 以下者,共計有11次如圖3所示。其大部份發生在1月中,其中1月15、16、26、27及28日等尤為低,本省各地均有發生降霜,農作物因而受嚴重寒害。

表三:民國五十二年一月臺灣各地之異常平均氣溫

Table 2: Abnormal surface temperatures of Jan. 1963.

測 站	1月平 均氣溫 ($^{\circ}\text{C}$)	常年平 均氣溫 ($^{\circ}\text{C}$)	距 平 ($^{\circ}\text{C}$)	統計年數 (觀測開 始年度)	備 註
淡 水	11.2	15.5	- 4.3	21(1943)	一月之最低記錄
基 隆	12.2	15.6	- 3.4	61(1903)	"
臺 北	11.0	15.2	- 4.2	67(1897)	"
新 竹	11.1	15.1	- 4.0	26(1938)	"
宜 蘭	12.4	16.0	- 3.6	28(1936)	"
金六結	12.1	16.1	- 4.0	17(1947)	"
臺 中	11.3	15.8	- 4.5	67(1897)	"
日月潭	10.2	14.6	- 4.4	22(1942)	"
阿里山	0.5	6.9	- 5.4	30(1934)	"
玉 山	- 0.7	5.9	- 6.6	15(1944)	"
臺 南	13.4	17.1	- 3.7	67(1897)	"
永 康	12.9	16.4	- 3.5	16(1948)	"
高 雄	15.7	18.9	- 3.2	32(1932)	"
大 武	16.9	21.2	- 4.3	24(1940)	"
蘭 嶼	15.2	18.0	- 2.8	20(1942)	"
竹子湖	7.5	12.7	- 5.2	17(1947)	
鞍 部	5.6	9.8	- 4.2	18(1943)	
花 蓮	13.7	17.3	- 3.6	53(1911)	
新 港	15.0	18.7	- 3.7	24(1940)	
臺 東	15.4	19.0	- 3.6	63(1901)	
恒 春	17.1	20.4	- 3.3	67(1897)	
彭佳嶼	12.1	14.9	- 2.8	54(1910)	
澎 湖	14.7	16.3	- 1.6	67(1897)	
東 吉	15.3	-	-	1(1963)	

三、民國52年1月之北半球環流特性

(一)對流圈中層之北半球環流:

民國52年冬季之世界的異常氣候中,最苛刻的低溫是發生在1月中,因此特以1月之北半球環流為例,研究其結構以資參考。圖4中所示者為1月之月平均500mb面北半球天氣圖,圖中實線為等高線,點線為距平等值線,均每隔60gpm描一條。

1月之對流圈中層環流,由波幅甚大之三波動而構成,顯著波脊位在歐亞大陸中部、北太平洋中部及北大西洋北部,而顯著波槽位在歐洲中部、日本及北美洲中部。此高空形勢與1月之標準形勢比較,有甚大之變動。如標準位置在鄂霍次克海之太平洋低氣壓,現分裂成為兩低氣壓,一位在日本海北部,另一位在堪察加半島之東南方海面。又標準位置在夏威夷西

表三：已往六十八年來臺北冬季平均氣溫之分佈狀態

Table 3: Taipei winter temperatures since 1897 winter temperature (Jan. Feb.) was found for each winter and allocated to the year which contained Jan. and Feb. It was then classified in half-degree centigrade ranges (15.0~15.4, 15.5~15.9, etc.)

°C										
12.5	13.0	13.5	14.0	14.5	15.0	15.5	16.0	16.5	17.0	
					1897					
					1905					
					1911					
					1912	1898				
					1913	1902				
					1921	1904				
					1926	1908				
					1930	1909				
					1933	1914				
					1935	1915				
					1938	1916				
					1940	1924				
					1906	1942	1928			
					1899	1907	1947	1929		
					1900	1910	1948	1931		
					1919	1920	1949	1937		
					1901	1925	1923	1952	1939	
					1903	1932	1927	1955	1944	
					1917	1956	1936	1957	1950	1922
					1934	1958	1943	1959	1951	1941
1963	1918				1945	1962	1961	1964	1953	1960
										1946
										1954

方之中部太平洋波槽，現異常發展並東移達夏威夷附近。對應此波槽，沿北美洲西岸有發展波幅甚大之波脊，通常此波脊之標準位置應在加拿大西部，現稍西移達北美洲西岸。中部太平洋波槽與北美洲西岸之波脊間，有南氣流自夏威夷群島附近海面，吹進阿留申群島及阿拉斯加，誘致該地區之異常高溫。

北美洲西岸波脊之東方，則有相當發展之波槽位置在北美洲中部。因此兩者之間有異常強烈之北氣流，自北極圈侵入美國南部，此北氣流之位置與其標準位置比較，有顯著偏西方。此種異常發展而偏西方之北氣流，將誘發屢次之寒潮爆發，造成美國之異常低溫氣候。

北美洲中部之波槽東方，冰島附近有生成阻塞高氣壓 (Blocking high)，同時其南面之 Azores 區域有低氣壓，而波槽起自其中心延伸達北非西方海面，構成北大西洋之反常高空形勢。北大西洋之阻塞高氣壓，將誘致中緯度西風變向北方，構成西風帶之一分支成為南氣流，自 Newfoundland 侵入綠島造成

該區域之異常高溫。又此阻塞高氣壓之東面，即有西北氣流越過挪威 (Norwegian) 海侵入歐洲西北部。此種異常西北氣流誘致寒潮爆發，將北極氣流侵入歐洲，造成該地區之記錄的低溫氣候。又 Azores 區域之低氣壓，誘致中緯度西風變向東南東，構成北大西洋南部之另一西風帶分支，而誘發切斷低氣壓 (Cut-off low) 之發展。因此平常自北大西洋西部向東北推進而達冰島之低氣壓，現受北大西洋異常環流之影響，變更其行徑橫越北大西洋中部，經 Azores 區域侵入地中海，而造成歐洲南部之大風雪。

關於亞洲地區之高空形勢，對應歐洲中部之強烈波槽，在其東方之歐亞大陸中部有顯著波脊。又其東方即有異常發展之亞洲東岸波槽位在日本西部。此波槽之標準位置是在中國沿海地區，現東移達日本西部。此種亞洲高空形勢之反常，有利大量西伯利亞冷氣之南侵，而造成亞洲中部及南部一帶之異常低溫。又華南、臺灣、琉球及菲律賓一帶上空，因位置在波槽之西面，盛行風常見西北風並且下沉輻散較強，影響降水量之缺乏，誘致此區域之乾旱現象。

(二) 500mb 面高度距平：

圖4中所示之 500mb 面高度距平而言；北太平洋略為負距平，其中有二個負距平之極大，分別位在日本海北部 (-240gpm) 及阿留申群島南方海面 (-220gpm)。但在阿拉斯加灣即有 +260gpm 之正距平區域，因此阿拉斯加灣之正距平及阿留申群島南方洋上之負距平間，生成 480gpm 之距平梯度。此距平梯度可以產生每秒 24 公尺之東南距平風 (Anomalous Southeasterly flow)，改變西風帶形勢，誘致北太平洋東部之卓越南風侵入阿拉斯加，造成該地區之異常高溫。

又阿拉斯加灣之正距平及美國中部之 100gpm 之負距平間，約有 360gpm 之距平梯度，此距平梯度可以產生每秒 18 公尺之北距平風，將促進極地寒冷氣流之南侵，而造成美國之異常低溫氣候。

北大西洋而言，因阻塞高氣壓滯留在冰島，在該島附近構成 320gpm 之異常正距平，而 Azores 區域即有 200gpm 之負距平。兩者間之 520gpm 距平梯度，可以產生每秒 26 公尺之東距平風。通常該區域之標準風為每秒 15 公尺之西風，兩者相加可得每秒 11 公尺之東風，此為英國西方海面之實測風大略一致。據 Barry⁽⁹⁾ 之研究，1 月中此種東風風系在英國出現之頻率為 8%，係為一種罕見之現象。

亞洲地區而言，西部為 +150gpm 之正距平，而

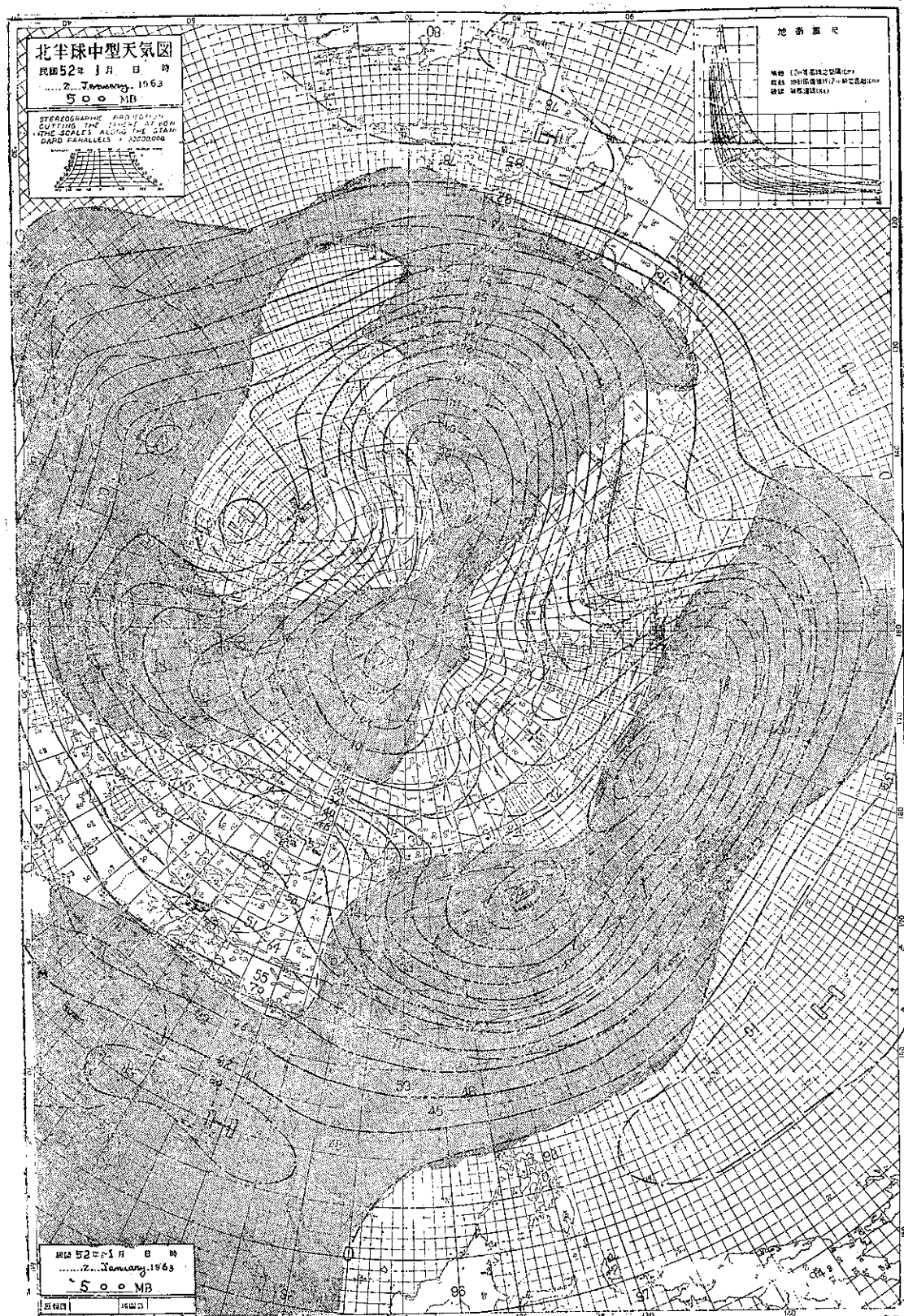


圖4：民國52年1月之500mb面平均高度及其距平圖
Fig 4.: Mean 500 mb contours (solid) height departures from normal (dotted), both in meter, for January 1963.

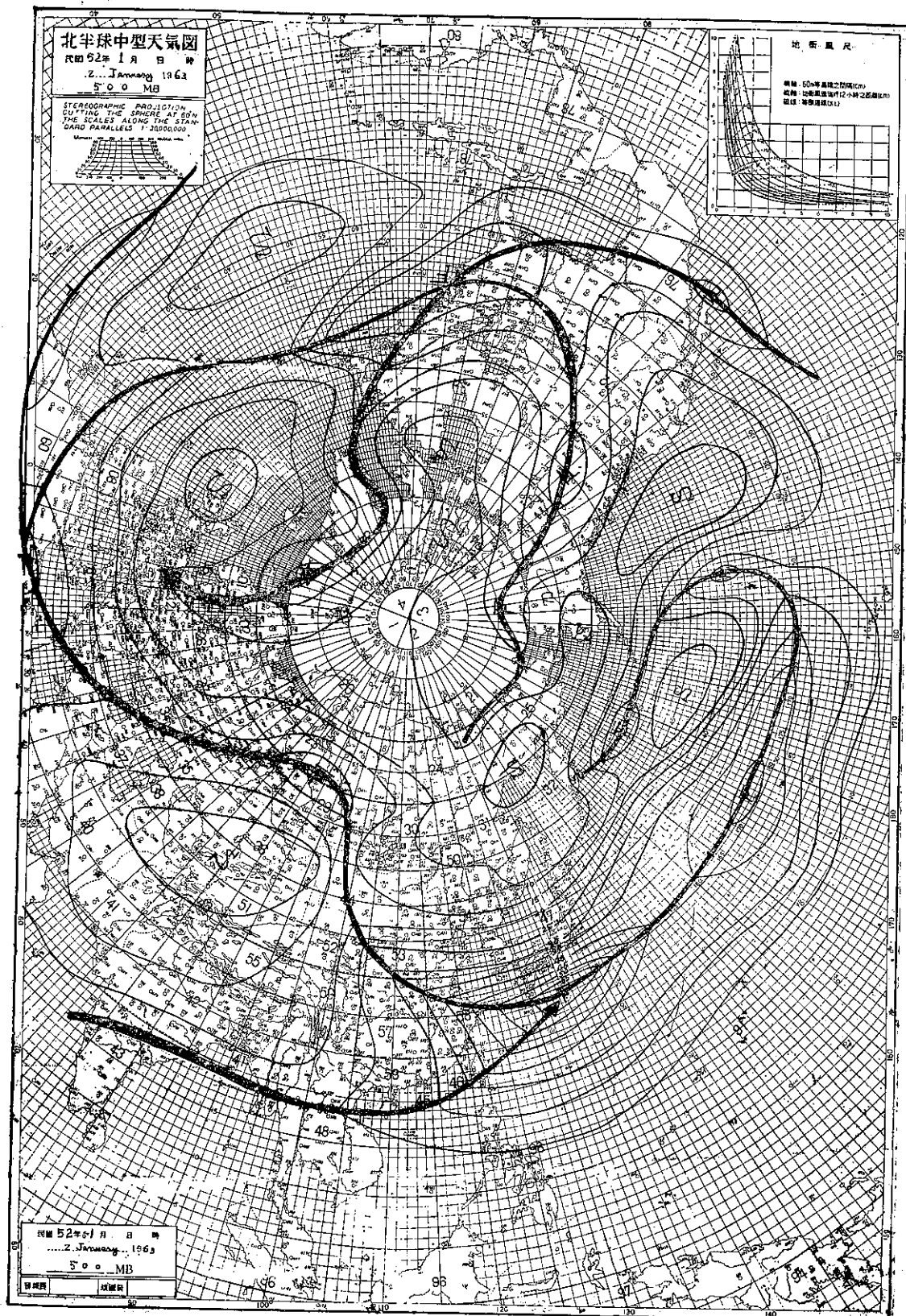


圖 5 : 民國52年1月之 500mb 面高度平均地轉風分佈圖
Fig. 5 : Mean 500mb isotachs (in knots) for Jan. 1963 solid arrows indicate axis of wind speed maxima

韓國至日本附近為 240gpm 之負距平，兩者間有 390 gpm 之距平梯度，可產生每秒 20 公尺之北距平風，助長西伯利亞冷氣流之南侵，而造成亞洲中部及南部之異常低溫。

根據 5 日平均北半球 500mb 面高度距平圖，調查距平區域變動之結果如下：阿拉斯加灣之正距平，係為 1 月初生成在美國西北部，其後向北北西推動，至月末抵達阿拉斯加。又冰島附近之正距平，係為 12 月末生成在綠島東岸，然後向東南東推進，至 1 月 20 日抵達英國北方海上後，略沿來路返回，至 2 月初回抵綠島。其他各距平多滯留其原位置附近。

(三) 噴流主軸：

圖 5 中所示者，由圖 4 計算所得之 500mb 面地轉風分佈圖，圖中有表示 500mb 面噴流主軸及其標準位置。

在太平洋西部及中部噴流較強烈，而其主軸比較標準位置偏向南方，其偏差最大者為東海區域，風速偏差最大者為日本東南方海面區域，風速偏差竟達每秒 20 公尺。在太平洋東部，噴流完全改變其形態，即在夏威夷北方海面，噴流向北轉移，而在阿留申群島再轉向為西，變成東風灌入白令海，此為民國 52 年 1 月發生之最大反常現象。

在加拿大西部，起自北極海之北風噴流，灌入西部，因此噴流及北極高氣壓之行徑略一致，而沖動北極高氣壓之南侵而造成美國之異常低溫。

在北大西洋噴流主軸呈現特異狀態，即通常位在北大西洋中部之噴流主軸完全消逝。則在北美洲東岸噴流主軸分支，一條沿北美洲東岸向北延伸，經綠島、北歐灌入中歐，另一條向東南東延伸，經 Madeira 島附近而掠過非洲西北部灌入地中海。此條噴流誘致地中海區域風暴之發展，誘導北歐冷氣流之南侵，而造成南歐之大降雪及大風雪。英國西方在標準狀態係為西風帶噴流主軸通過區域，現為東風帶，此為最特別的高空形勢。

在亞歐大陸，噴流主軸自 Balkan 地區向東北延伸，在 Ural 東方地區達其最大風速，此種狀態比較標準位置偏向北方。其後噴流主軸峭急地轉向東南方延伸，經華中灌入東海。如果此噴流與標準狀態比較，可知其異常發展並異常偏向南方。此種噴流之反常，可誘致大陸高氣壓路徑較正常偏南，將誘導寒潮至低緯度而造成亞洲中南部之異常寒冷氣候。

由圖 4 計算民國 52 年 1 月之北半球平均地轉風速之緯度變化，可得如圖 6 中所示，圖中同時有附註標準

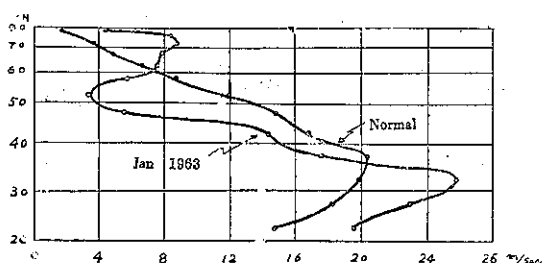


圖 6：緯流指數分佈圖

Fig. 6: Variation with latitude of average wind speed at 500 mb. in North hemisphere

值以利比較。民國 52 年 1 月之中緯度西風，比較標準值為微弱，對比之低緯度之副熱帶西風，反而比較標準值為強烈。每秒 25.7 公尺之西風極大，出現在北緯 32 度附近，比較標準位置約低緯度 5 度。又由圖 6 可以看出，民國 52 年 1 月之極地西風 (Polar westerlies) 較標準值強烈，呈現顯著西風達每秒 8.7 公尺。

(四) 緯流指數之變動：

民國 52 年 1 月之對流圈中層環流，波幅甚大，呈現顯著低指數環流狀態。茲自圖 4 計算北半球之 1 月平均中緯度緯流指數，得每秒 9.5 公尺，比較標準值略低每秒 6.2 公尺。若計算低緯度緯流指數，可得每秒 23.6 公尺，比較標準值每秒 18.5 公尺略高每秒 5.1 公尺。

據 Namias⁽¹³⁾ 之研究，冬季中緯度周極西風減弱，可以誘致周極噴流主軸之南移。因此上述之事實完全與 Namias 之研究完全一致。

據 Rossby⁽¹⁰⁾, Willet⁽¹¹⁾ 及 Suda⁽¹²⁾ 等研究，中緯度緯流指數較低時，對流圈中層之西風噴流主軸連接而成之周極流 (Circumpolar flow)，將擴展其範圍並且呈現蛇行狀，即西風帶蜿蜒的環流北半球，因而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，暖流北侵，而造成區域別氣候異常。

茲為表明低指數環流出現時期，自 1962 年 11 月至 1963 年 3 月止，由 5 日平均北半球 500mb 面高度圖，計算其中緯度及低緯度緯流指數，而與其標準值比較，得如圖 7。

中緯度緯流指數，在 1962 年 11 月 19 日達其極大後，一直維持在標準值以下，至 12 月 19 日回昇至標準值。此後緯流指數急峻下降，至 1962 年 1 月末，降低達其最小值每秒 6.3 公尺後，急峻上昇，至 2 月中旬回復標

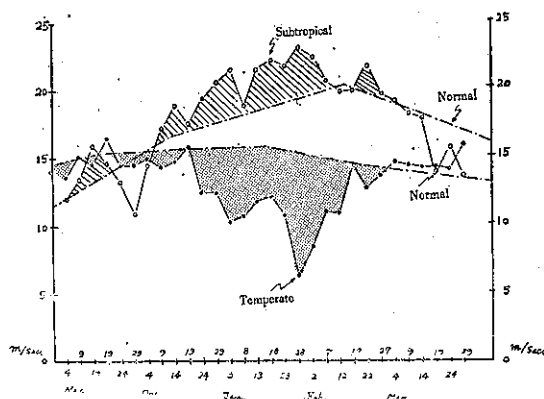


圖 7：民國52年冬季北半球緯流指數變化圖

Fig. 7: Time variation of 5-day average wind speeds (m.p.s.) at 500mb. for Northern hemisphere from Nov. 1962 to Mar. 1963

準值。根據 Namias⁽¹³⁾ 之研究，1962~62年冬季中緯度周極西風風速之減少，可以期得低緯度西風風速之增強。參閱圖 7 可知，此期待完全與事實相符合，即 1962年12月9日起，低緯度緯流指數上升超過標準值以後，一直維持高指標，至 2 月中旬才降低至標準值。

(四)海平面之環流特性：

民國52年1月之海平面氣壓分佈及其距平，列如圖 8，由此圖可以看出，北太平洋中部及西部區域，低氣壓性環流卓越，而其中心有二個，一位在千島列島，另一在阿留申群島南方洋上，而其氣壓距平各為 -14mb 及 -24mb 。但在北太平洋西北部之阿拉斯加灣，有距平 $+18\text{mb}$ 之顯著高距平。又異常強烈之高氣壓脊線，由美國西北部向西北延伸，經北極海而與西伯利亞高氣壓連接，其間之平均最大距平略為 $+11\text{mb}$ 。美國而言，北極寒潮之爆發是沿此高氣壓脊線，由加拿大西部南侵而達美國中部，因而造成 1 月之異常低溫氣候。

對北大西洋而言，在標準狀態下位在大西洋中部之副熱帶高氣壓脊，現完全消逝，反而在 Azores 區域生成一低氣壓，因此該地區之氣壓距平達 -15mb 。英國與冰島間之北大西洋北部現有阻塞高氣壓盤據，因此該區域之氣壓距平竟達 $+27\text{mb}$ 。此阻塞高氣壓是 1932 年以來，發生在該區域阻塞高氣壓中，最強盛之一次。在標準狀態下，冰島附近應為低氣壓，而 Azores 區域應為高氣壓，但民國52年 1 月之海平面氣壓分佈完全相反，此種反常氣壓分佈造成歐洲之異常寒冷氣候。

從圖 8 中可以看出，自 Azores 之低氣壓，有一低壓槽延伸東方，抵塞地中海東部。此低壓槽係為受阻塞高氣壓之攔阻，而向東推進之低氣壓，經西班牙進入地中海，而構成此氣壓槽。

對亞洲而言，西伯利亞高氣壓盤據在貝加爾湖附近，而構成該區域之 $+10\text{mb}$ 氣壓距平，此正距平自其中心向南伸展，而覆蓋亞洲南部。又日本至阿留申群島一帶有顯著負距平，故此負距平及亞洲中部之正距平間形成急峻氣壓梯度，助長寒潮之南侵造成亞洲南部之異常低溫。對臺灣而言，民國52年 1 月出現地面卓越風之不尋常，即常見西北風，與往常臺灣冬季出現東北風有顯著不同。由此項西北風之出現，可以推想大陸高氣壓往往偏南及發展之事實。

(五)對流圈下半層之平均氣溫：

圖 9 中所示者，為民國52年 1 月之 1000mb 及 500mb 間厚度距平分佈圖。某一氣層之厚度通常與該氣層之平均溫度成正比例，故厚度愈大平均氣溫愈高，反而厚度愈小即平均氣溫愈低。如果以厚度距平而言，正距平代表該氣層之平均氣溫比較標準值為高，而負距平代表平均氣溫較低。根據此思想詳細考察圖 9，可以知道對流圈下半層之平均氣溫距平之分佈狀態，在歐洲地區有兩個顯著負厚度距平，各位在波蘭附近及北極海，而其距平均為 -160gpm 。此數值若換算為溫度，可知該兩區域之對流圈下半層平均氣溫，比較標準值約低 8°C 。此外尚有三顯著負距平，分佈在韓國、北太平洋東南部及北美洲中部，其距平數值各為 -200gpm 、 -120gpm 及 -160gpm ，因此三區域之平均氣溫，比較標準值各約低 10°C 、 6°C 及 8°C 。

對正距平而言，有顯著三中心分佈在西伯利亞東部、綠島及歐亞大陸中部，其距平數值各為 $+260\text{gpm}$ 、 180gpm 及 160gpm ，因此此三區域可以說比較標準狀態其平均氣溫約高出 13°C 、 9°C 及 8°C 。

若圖 9 與圖 1 相互比較，可知其分佈形勢大略一致，即地面氣溫距平形勢，略與對流圈下半層平均氣溫距平形勢一致。

四、寒潮爆發之結構

民國52年 1 月中，遼東區域因屢次寒潮爆發，寒冷氣流南侵而造成異常寒冷氣候。因此 1 月份之天氣形勢可以說是對於寒潮爆發形成有利狀態。茲詳細研判 1 月份之地面有高空形勢，及其演變經過，以表明寒潮爆發之結構。

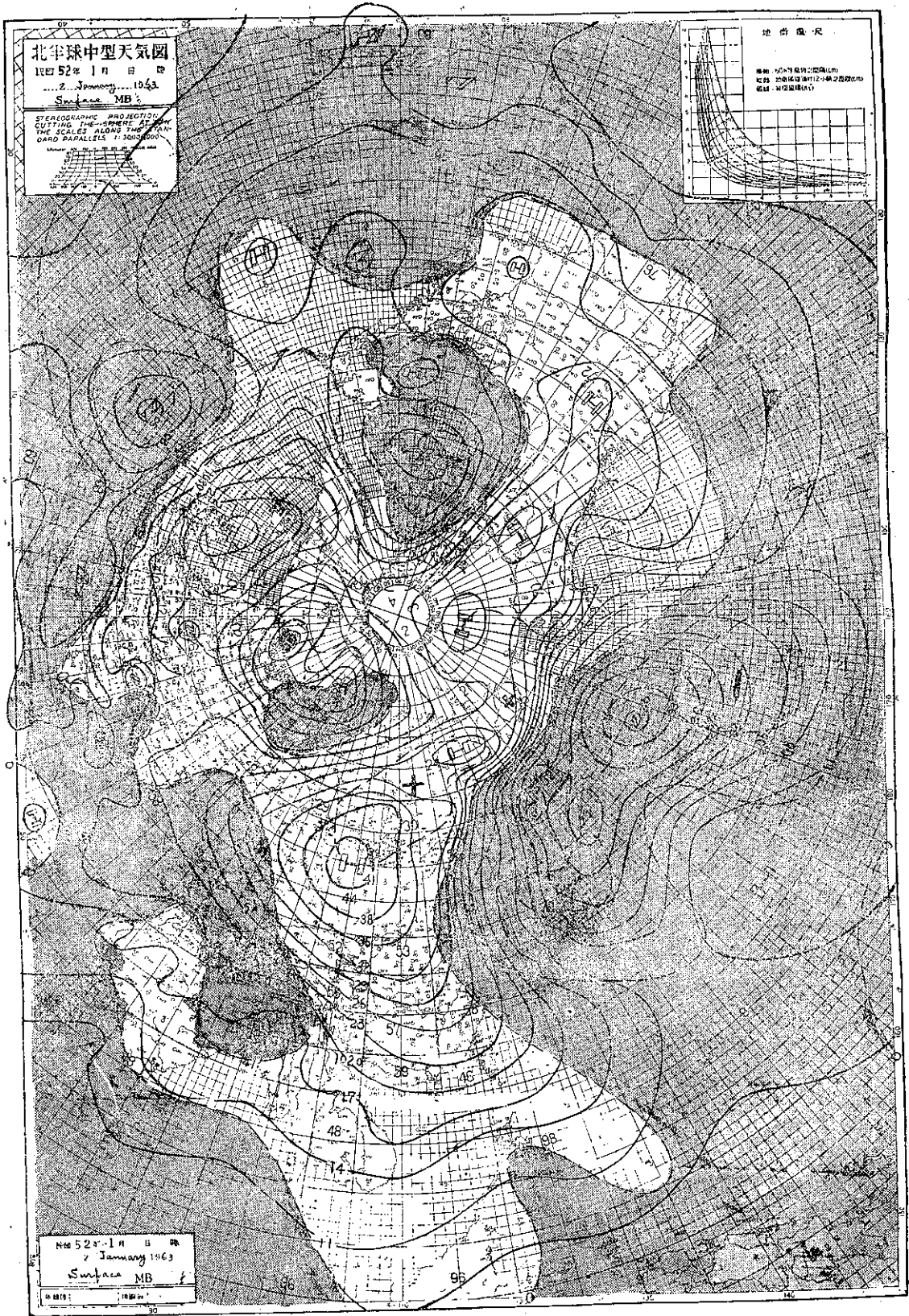


圖 8 : 民國52年1月海平面氣壓分佈及其距平
Fig. 8 : Monthly mean pressure (1000mb+) and departure of monthly mean pressure from normal (mb), for January 1963.

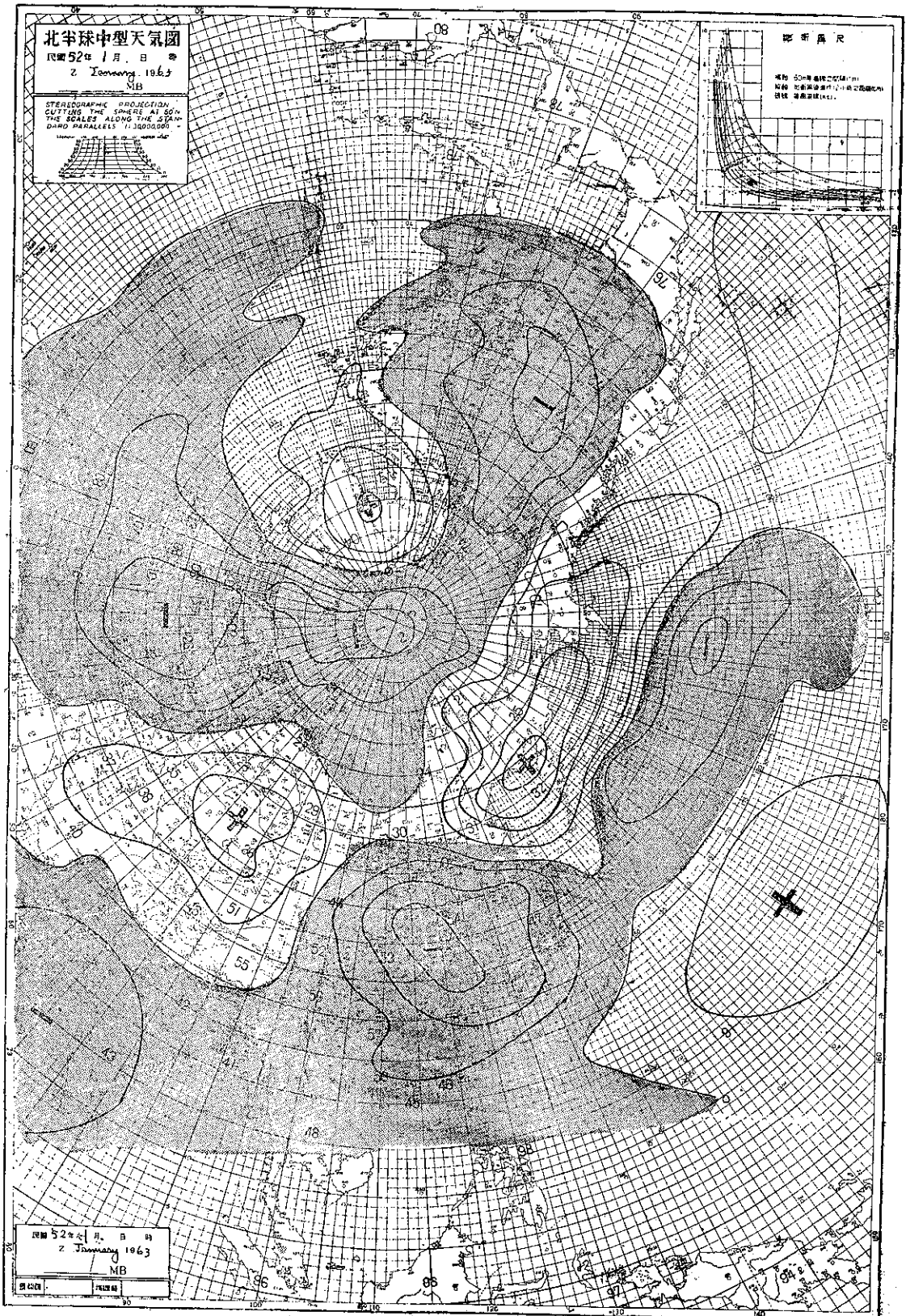


圖9：民國52年1月之1000mb至500mb間平均厚度距平分佈圖

Fig. 9: Monthly mean thickness (1000~500mb) departure from normal for Jan. 1963

由圖4中所示之1月份高空天氣圖，可以看出，遠東之高空形勢有四點特性如下：

(一)非常發展之切斷低氣壓位在亞洲東北部，並且由此中心向南延伸之所謂遠東波槽(Far East Trough)，比較其標準位置稍有東移。

(二)遠東地區之噴流南下，並且發展。

(三)副熱帶高氣壓較發展，因而北太平洋南部之高度距平均為正值。

(四)顯著波脊位在歐亞大陸中部、北太平洋東部及北大西洋北部，而顯著波槽位在歐洲中部、日本西部及北美洲中部。

茲綜合上述高空形勢之四點特性及此種異常環流之演變經過，以表明誘致遠東地區寒潮爆發之結構。

歐亞大陸中部之滯留性顯著波脊，其西北部應有西南氣流，將副熱帶之暖氣團輸送至西伯利亞北部，誘致該地區對流圈之氣溫上昇，如圖9中所示。通常此種熱力平流(Thermal advection)，同時將低緯度區域之高氣壓性渦度(Anticyclonic vorticity)輸送至高緯度區域以外，尚有西南氣流之輻合而生成之下沉(Subsidence)效果⁽¹⁵⁾，助長該區域之力學的高氣壓生成(Dynamic anticyclogenesis)之氣運，而在西伯利亞北部誘致500mb面之高度上昇，造成該區域之高度正距平，如圖4中所示。此種熱力平流及高氣壓生成效果，將急激的改變西伯利亞之高空形勢。

從標準圖⁽⁸⁾可以看出：在500mb面之北半球環流中，冬季常有一顯著發展之低氣壓，位在西伯利亞東北部，此低氣壓中心同時也是寒冷氣團之中心。即整個低氣壓構成一寒冷大陸性氣團。而位在歐亞大陸中部之滯留性波脊，將輸送副熱帶之暖氣流抵達此低氣壓地區，包圍此寒冷氣團而形成獨立的切斷低氣壓。但此切斷低氣壓之西方有顯著波脊，因此切斷低氣壓西方之氣壓梯度增強，而誘致該地區對流圈下半層之大規模寒冷北氣流之活動。此時切斷低氣壓變成爲操縱中心(Steering center)，作用於對流圈下半層之寒冷北氣流，而誘導此氣流之南侵。通常向低緯度之平流，同時有輸送低氣壓性渦度之效果，因此切斷低氣壓受其影響，南移抵達鄂霍次克海或其附近區域。又南下之冷氣流在低緯度區域遭到副熱帶高氣壓中之暖氣流，加強兩者間之極鋒強度，同時在高空助長西風帶噴流主軸之南移及增強。

通常冷氣之平流可以助長大氣中力管(Solenoid)之增加，而由海面蒸發之水汽，可以助長海上空氣

中潛能(Latent energy)之增加。因此生成在極鋒上之低氣壓，受切斷低氣壓之操縱，向東北推進抵達日本附近或其東方洋上時，因爲力管及潛能之增加而急峻發展，呈現閉塞現象後合併於切斷低氣壓中。此時低氣壓將供應一切能量，給切斷低氣壓，而維持切斷低氣壓之長期生存。

如此，若在鄂霍次克海區域或其附近生成切斷低氣壓時，西伯利亞中部至中國一帶，即有冷氣之平流。此種冷氣平流，將誘致該地區對流圈下層大氣之急驟下沉及相對渦度之減少，而在歐亞大陸中部之波脊及切斷低氣壓間，產生強烈高氣壓。此高氣壓雖然是如上述高空環流所產生之力學的原因而生成，其底層却受冰雪覆蓋陸地之冷卻作用，增加其強度並且保持其異常寒冷之物理的性質。

據上述之考察已明白西伯利亞冷氣團，是力學的及熱力學的雙重原因重複而生成。如果貝加爾湖附近發生此種高氣壓，即在極鋒上之低氣壓，於日本或其附近洋上發展時，遠東區域之氣壓分佈，形成顯著西高東低之態勢，誘導寒潮爆發及冷氣之南侵，可引起遠東地區之寒冷天氣。

總之，歐亞大陸中部之滯留性顯著波脊，是形成其東方之切斷低氣壓之主因，而切斷低氣壓東方之北太平洋東部顯著波脊是有攔阻切斷低氣壓之東移而使他長期滯留之作用。則切斷低氣壓之生成以及其兩側之滯留性顯著波脊，三者共存爲寒潮爆發之有利條件。此事實不但爲遠東地區如此，在北美洲及歐洲均可適用。民國52年1月之高空形勢，可以說是三個有利於寒潮爆發之高空形勢合成而構成，因而造成全球性反常氣候。

五、結 論

茲將本文研究之結果，綜述如下：

(一)1962~63年冬季北半球各地呈現極端反常氣候，北美洲中部及東部、歐洲、亞洲中部及南部等三區域，發生異常低溫。反而在西伯利亞東部至阿拉斯加、綠島及巴芬(Baffin)灣附近、歐亞大陸中部等三區域發生異常高溫。冬季三個月之1月之氣候異常最爲顯著。

(二)北半球之正及負平均氣溫距平分佈，有顯著相互補償之趨勢。

(三)1963年1月之對流圈中層北半球環流，西風帶波幅甚大，平均中緯度緯流指數爲每秒9.5公尺，係呈現未曾有之低指數。此種低指數係自1962年12月中

旬開始，至1963年2月中旬才回復。

(四)切斷低氣壓之生成，以及其兩側之滯留性顯著波脊，三者共存為寒潮爆發之有利條件。

(四)1963年1月，對流圈中層之高空形勢，係由波幅甚大之三波動而構成。顯著波脊位在歐亞大陸中部、北太平洋東部及北大西洋北部，而顯著波槽位在歐洲中部、日本西部及北美洲中部。此高空形勢可以說是有利於寒潮爆發之三個高空形勢合成而構成，因而造成全球性反常氣候。

總之，全球的環流演變是一個整體，一小區域之氣象變化不因為該地區之局部的演變而生成，是全球性大氣環流之必然的成果。

參 考 文 獻

1. U.S. Weather Bureau (1963): Monthly climatic data for world. Nov. Dec. 1962, Jan. Feb. Mar. 1963.
2. W.M.O. (1962): Climatological normals for climate and climate ship stations for the Period 1931-1960. W. M.O./O.M.M.-No. 117, TP 52.
3. U.S. Weather Bureau (1952): Normal weather charts for northern hemisphere, U.S. Weather Bureau Tech. Paper No. 21 pp 74.
4. Landsberg, H.E. (1963): The unusual weather of January 1963, Monthly Weather Review, Vol. 91, No. 6 pp 307-308.
5. O'Connor, J. F. (1963): The weather and circulation of January 1963, Monthly Weather Review, Vol. 91, No. 4. pp 209-217.
6. Thom. H.C.S. (1963): Standard deviation of monthly average temperature sheets of national atlas of the United States. Library of Congress G 3701. C 82.
7. Lawrence, E.N. (1961): Soil temperature during the frost of early 1963 in south-east England, part I and part II, Meteorological Magazine, Vol. 93. pp 4-18 and pp 43-47.
8. Raybould, J.E.B. (1963): A study of cold winters in the Manchester area, Weather. Vol. 18. No. 9. pp 275-277.
9. Barry, R.G. (1963): Aspects of the Synoptic climatology of central south England. The Meteorological Magazine. Vol. 92. pp 310-312.
10. Rossby, C.G. and H.C. Willet (1948): The circulation of the upper troposphere and lower stratosphere. Science, 104, pp 643-652.
11. Willt, H.C. (1944): Descriptive meteorology, New York Academic Press.
12. Suda, K. (1959): A study on the dynamic climatology of cold out breaks in the Far East, The Geophysical Magazine, Vol. 29. No. 3. pp 413-461.
13. Namias, J. (1950): The index cycle and its role in the general circulation, Journal of Meteorology, Vol. 7. No. 2. pp 130-139.
14. 顏俊士 (1961): 臺灣之寒冷，氣象學報，第七卷 第二期 pp 23-34.
15. Defant, F. (1954): Über den Mechanismus der unperiodischen Schwankungen der allgemeinen Zirkulation der Nordhalbkugel, Arch. für Meteorol. Geophys. und Biokl., Bd. 6. (全文完)

臺灣對流層頂及平流層風系之研究

魏元恆

A Study of the Winds in the Tropopause and the

Stratosphere over Taiwan

Yuan-Heng Wei

Abstract

There are two radiosonde stations, namely Taoyuan (25°N) and Tungkong (22.3°N) in Taiwan, located approximately at same longitude with three degrees difference of latitude. The height of tropopause taken from daily soundings during the three years 1957-60 from both stations have been computed. The mean height of the tropopause in January is 0.5 km higher than in July. Its maximum happened in spring about 17 km and its minimum occurred in August at about 16 km. A comparison had been between the height of a tropopause over Taiwan and the corresponding latitudes in the eastern part of United States along 80°W . We found that the tropopause in tropical region in January was much higher than the July of the averages from eastern United States. The average difference was about 2 km. in height between the month of January and July. And the situation in July was just on the contrary, the height of tropopause in United States in July was relatively higher than over Taiwan.

The prevailing winds at the level of tropopause was veering from westerly in winter to easterly in summer and likewise during the other half of the year.

The monthly mean zonal east wind in stratosphere over Taiwan is steadily increasing its persistence from the tropopause upwards and it reaches its culmination up to a height of 20 mb level at about 26.6 km, then the east wind takes its rule over the whole year. But above this level the westerly is in dominant during the winter months.

一、前言

十數年前，筆者曾有兩文，以論臺灣高空氣流⁽¹⁾；當時由於在臺灣，應用無線電高空探測，初創未久，所用資料記錄時間甚短，探測之高度亦不大；所討論範圍，多限於臺灣對流層內，大氣風場之變化。近數年來，臺灣高空探測資料，累積日多，探測高度亦增加，本文爰就亢玉瑾⁽²⁾及曹淦生⁽³⁾兩先生所統計之該項資料，採其中一部分，作進一步研究與分析，用以佐證，筆者前兩文未能確言之問題及更深入之探究；並進一步利用美國近年應用火箭探空 (Rocket sonde)，及原子彈試爆等，所得平流層以上高空現象之結果，以申論臺灣高空觀測所得之現象，俾能明瞭大氣全貌；亦所以使部分現象與整體現象相接合。

冀有助於日常氣象預測之中。

本文係應用臺灣南北兩端，東港 (22.3°N) 與桃園 (25°N) 二高空測站之觀測資料；關於臺灣對流層頂者積有三年 (1957~60)，平流層風系者有二年 (1962~64) 之統計；度量高空之高度，以動力公里 (km) 及氣壓高度 mb 為單位相互比照；關於兩者之換算，係依據林紹豪⁽⁴⁾先生，所統計之臺北年平均大氣為準；惟因氣壓高度，隨溫度變化頗大，應用於某一特定月份時，不免稍有出入。

二、對流頂

(一) 對流層頂一般特性

對流頂為對流層與平流層之分界線；通過此分界

處，氣溫垂直梯度 dt/dz 之變化，係由負值變為零或正值。

對流層頂生成之原因，一般認為對流層頂以上之逆溫（氣溫向上增加），係由於下方對流冷却所致，在其上平流層之氣溫，則由「輻射」及「下沉」作用所支持者。

對流層之高度，在赤道為17至18km，至30°N降低為11至13km，呈突然之變化。在較高緯度，對流層頂稍有不連續現象；在極區冬季其是否存在，尚屬疑問。

(二)對流層頂之分類

早在1937年，已認為對流層頂，分為熱帶對流層頂與極區對流層頂兩類；但問題為任何一類，均非一單純直線。至1957年 Defant⁽⁵⁾ 氏，將對流層頂，分為三類，即於前兩類之間，增加溫帶對流層頂(Middle tropopause)或稱中緯度對流層頂。溫帶對流層頂，實係由極區對流層頂，劃分而出者。每類對流層頂，在對流層及平流層內，均有其特殊垂直氣溫之構造，及其不同之對流層頂高度。

熱帶對流層頂之高度平均為80~100 mb (17.5~16km)；溫帶對流層頂之高度平均為200 mb (12km)；兩者在緯度30°N分界處，發生斷線，稱「副熱帶斷線」(Subtropical breakline)。在此斷線處，副熱帶噴射氣流，出現於溫帶對流層頂最南端同高度之位置。

溫帶對流層頂，與高度在300mb之極區對流層頂分界處，亦有一斷線稱極區斷線(Polar breakline)；極面噴射氣流(Polar front jet stream)或簡稱極噴射氣流，則與此斷線相連出現。

概言之，對流層頂自副熱帶噴射氣流，向赤道一段，為熱帶對流層頂；自此噴射氣流向地極，至極噴射氣流，為溫帶對流層頂，自極噴射氣流，至北極為極區對流層頂，此為 Defant 氏，就一段時間內高空天氣圖上之分類。

在緯度30°N附近，副熱帶噴射氣流上空，由於熱帶對流層頂，向地極延伸，及溫帶對流層頂，向赤道延伸，兩者常發生上下重疊現象，構成所謂雙對流層頂(Double tropopause)，其間氣層約自200 mb至90 mb(12~17km)，厚度約5 km。此重疊區域，即對流層斷線所在，對流層與平流層空氣，可於此處作直接水平之交換，為大氣環流中一重要現象。

另外在緯度40°至50°N，雙對流層頂之上，約18

km 高度處，常出現一小段對流層頂，稱「對流層葉」(Tropopause leaf)；其生成之原因，現尚不明⁽⁶⁾，但在大氣月平均狀態下，仍係存在者(參看圖1)。

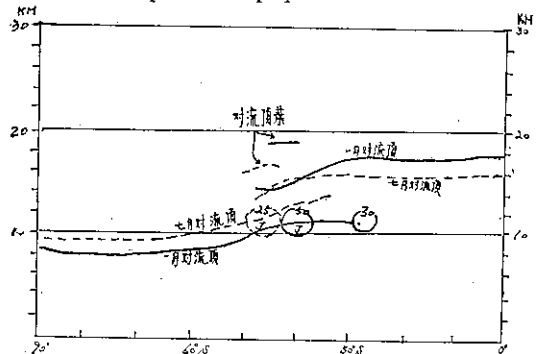
(三)對流層頂高度及溫度之變化

柯欽斯基(Kochanski)氏⁽⁷⁾，曾對北美東部，沿經度80°W，自赤道至北極，作縱剖面大氣之分析。臺灣位於亞洲東岸，在大氣環流之形態，頗多與北美東部相似，故可藉以與臺灣高空探測之結果作比照。

就柯氏所得對流層頂高度，全年之變化觀之(參看圖1)，熱帶對流層頂，在緯度0~35°N最顯著，並向北延伸至45°N；因此熱帶對流層頂與溫帶對流層頂最南端，發生重疊，其範圍約為緯度5°至15°。熱

圖1：沿經度80°W 熱帶及極區對流層頂月平均高度

Fig. 1. Cross-section along 80°W showing the height of mean polar and tropical tropopauses



帶對流層頂高度，在一月份，35°N至赤道，均略低於18km，自30°N至35°N緩緩降低。在七月份熱帶對流層頂，降至16km，於32°N出現一副最高點，為由於200mb高空副熱帶高壓圈所致，自此高壓圈向赤道，對流層頂又微降低高度，至此圈以南再向赤道微升高。

尤堪注意者，熱帶對流層頂高度與極區對流層頂高度(包括溫帶對流層頂)年變化相反；即前者冬季高於夏季，後者則夏季高於冬季，例如熱帶對流層頂0~30°N一月份最高，七月份最低，兩者相差約2km。

熱帶對流層頂溫度，一月份最低為-80°C，七月份最低為-72.5°C，前者高於後者約8°C；此乃由於對流層頂高度與對流層頂溫度，係密切相關者，

表一：桃園及東港各月對流頂高度（公里）

Table 1: Monthly mean heights of tropopause over Taoyuan and Tungkong (km)

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
桃 園	16.7	16.5	16.6	17.0	17.0	16.7	16.2	16.3	16.6	16.5	16.7	16.9	16.7
東 港	16.7	16.6	16.6	16.9	17.0	16.7	16.3	15.9	16.4	16.5	16.5	16.6	16.6
差	0	-0.1	0	0.1	0	0	-0.1	0.4	0.2	0	0.2	0.3	0.1

即對流層頂高度增加，其氣溫必降低。反之亦然，為由於「補償原理」(Compensation principle)所致。

(四)臺灣對流層頂高度之變化

臺灣對流層頂，屬於熱帶對流層頂範圍，其高度桃園一月份為 16.7 km，七月份為 16.2 km；冬季（一月）高於夏季（七月）約 0.5 km。東港一月為 16.7 km，七月為 16.3 km，相差為 0.4 km（參看表一及圖 2）以此與上述美國東部相較，則顯然，臺灣一月對流層頂高度，較美國低約 1 km，七月則相近，但稍高。因之臺灣對流層頂高度年變化（一月與七月相較），僅約 0.5 km，此尤較美國小甚多，約為其年變差四分之一；惟亦係冬季高於夏季則屬相同。由此亦足證明，熱帶對流層頂高度，冬季較夏季為高之現象當屬確實。但尚須討論者，韋斯拉（Wexler）氏⁽⁸⁾，在 1950 年，就第二次世界大戰時，世界各地高空探測資料之分析所得，熱帶對流層頂高度，係七月高於一月者，且未將熱帶對流層頂與極區對流層頂（包括溫帶者）分開，此或係由於所用戰時資料欠精細之故，亦或此種現象可能因地區而異者。

臺灣對流層頂高度，尚有一較特殊現象，即春季四月，對流層頂高度 (17 km) 尤較一月份高約 0.3 km，為全年最高時期。惟美國東部，在 30°N 以北，熱帶對流頂四月份高於一月份，在此緯度以南，則無此現象。臺灣位於 30°N 以南者，春季為全年對流層頂最高，此可能由於印度低壓在此時已發展，其上空副熱帶高壓加強擴展至東北上空，使對流層頂升高所致。此外臺灣對流層頂高度，全年最低在八月，為 15.9 km（東港）。臺灣對流層頂高度，變化最大之月份，為自五月至八月（東港），其高度幾直線下降，由最高 17 km 降至最低 15.9 km；三個月內，降 1 km 餘，較對流頂年變差尤大一倍。與此大轉變相伴者，則為對流層頂之風，由西轉為東風（參看圖 3）。

由圖 2 及表一所示，就臺灣對流層頂高度，隨緯

度之變化，以桃園 (25°N) 與東港 (22.3°N)，兩地對流層頂高度比較觀之，可知各月對流層頂，南北之高度差均甚微，僅八月份差數較大為 0.4 km，桃園高於東港，即對流頂向北向上傾斜為 0.4 km/271 lat.，約為每向北緯度一度，對流層頂升高 150 m，此種現象與上述美國東部，七月份熱帶對流層頂高度，於緯度 32°N 出現副最高點，自此點向南高度緩緩降低之情況相似。因此吾人假定，在臺灣以北約 30°N 亦有此副最高點，則可按以上比例，得出此對流層頂副最高點之高度，約為 17 km，此為夏季東風系統內，對流頂較特殊現象，故為申述之。

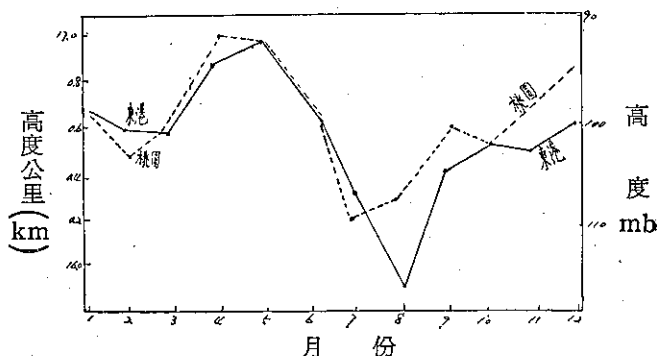


圖 2：臺灣對流層頂高度年變化（一東港、...桃園）
Fig. 2: Monthly mean height of tropopause at Tungkong (solid line) and Taoyuan (dotted line)

(五)臺灣對流層頂風及溫度之變化

臺灣對流層頂之風速，有一顯著現象（參閱圖 3）即在冬半年高空西風系統內，桃園風速大於東港甚多，以一月份所差最大，幾達一倍左近；在位置相差不及緯度 3 度之距離內，有如此大之水平「風切」(Wind shear)，顯然係由於副熱帶西風噴射氣流所致，將詳於下文。在夏季（七、八兩月）東風系統內，則與上述情況相反，東港風速，均高於桃園，惟差值不大，此可能由於在臺灣之南，菲律賓上空 14 km 至 17 km (150~100 mb) 高度，在七月及八月時，有一

熱帶東風噴射氣流(Tropical easterly jet stream)之故。

夏至冬，則此高壓脊之中心，在臺灣以東，太平洋之上空。

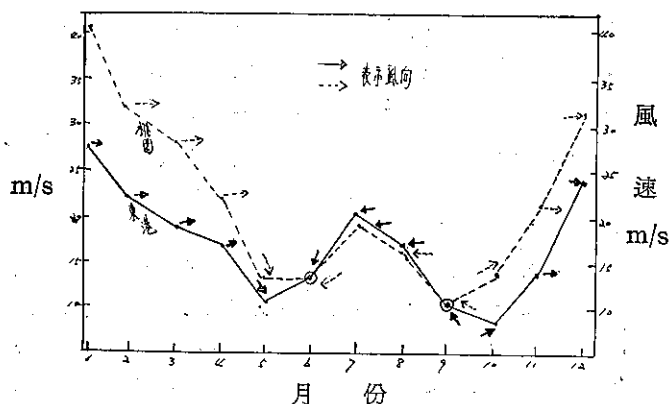


圖 3：臺灣對流層頂風速週年變化

Fig. 3: Monthly mean wind velocity and direction at the tropopause over Tungkong (solid line) and Taoyuan(dotted line)

臺灣對流層頂之風向(桃園及東港兩地相同)，在冬半年有六個月為西風，夏季僅有兩個月為東風，示如圖 4。圖中最堪注意者，為自五月起至十一月止，風向連續而有規律之轉變，此可顯示冬半年西風終

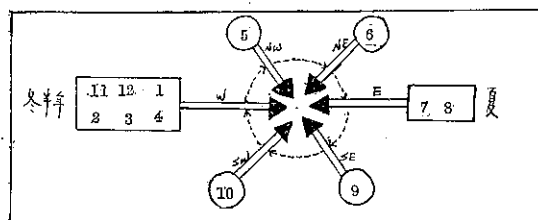


圖 4：臺灣對流層頂風向之轉變(圖中□及○內之數字表示月份)→示風向→示風向連續之轉變

Fig. 4: Prevailing wind directions and their shifts at the tropopause over Taiwan. Numerals in the circles and squares indicated the months; → shows wind shifting; ⇨ shows prevailing wind direction.

止以後，風向經兩個月連續之順轉(W→NW→NE→E)而進入夏季東風；夏季東風終止後，亦經兩個月連續之順轉，而入於冬半年之西風(E→SE→SW→W)。此種風向轉變，乃顯示高空副熱帶高壓脊，冬季以後逐漸自臺灣以南，移至臺灣以北；夏季以後，又復自臺灣以北，移至臺灣以南；但須說明者，由冬至夏，此高壓脊之中心在臺灣以西，南亞大陸之上空；由

對流層頂之溫度，為對流層大氣內，溫度最低之處。臺灣一月對流頂之溫度為 -78°C 至 -79°C ，與美國東部相當緯度者相較則稍低；七月對流頂之溫度為 -77°C 至 -76°C ，較後者低更多，此乃因臺灣對流層頂，較美國東部為高之故，就表之所示，冬季對流層頂溫度，臺灣南部(東港)均低於北部(桃園)；此種情形，稱逆轉溫度梯度，因其與對流層相反也，夏季時則為北部低於南部，屬於對流層正常現象。

二月及三月，臺灣對流頂南北向之溫度梯度為 $2^{\circ}\text{C}/2.7^{\circ}\text{lat}$ 度約為 $0.8^{\circ}\text{C}/1\text{deg. lat}$ ，以此與美國東部沿經度線之溫度梯度，最大在緯度 $30^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 之間， $14\sim 20\text{km}$ ，超過 $1^{\circ}\text{C}/1\text{deg. lat}$ 之梯度相比較，則臺灣已接近此最大值矣。

三、平流層風系

(一)一般概況

對流層上部及平流層內，最重要風系有三：1. 與極面相伴之極噴射氣流。2. 經常位於 30°N ，在約200 mb (12km) 高度之副熱帶西風噴射氣流，此兩種噴射氣流，為廣大西風帶內之主流，冬夏均出現於北半球。3. 另一重要現象，在對流層內，僅出現於夏季之「副熱帶東風」⁽¹⁰⁾ (Subtropical easterly)，其最大風速之軸，尤在「平流層頂」(Stratopause)以上，高度約60km，在緯度 $30\sim 40^{\circ}\text{N}$ ⁽¹¹⁾，中心最大風速在50m/s以上。經常影響於臺灣之風系，為後兩種，茲述其要如下：

副熱帶西風噴射氣流最大風速之軸，為一連續帶，呈波狀繞圈地球。根據近年之研究，此噴射氣流之波動，係「三波型」(Three-wave pattern)⁽¹²⁾者。在冬季時此三個波之「波脊」有兩個出現在北美與亞洲大陸之東岸，兩個「波槽」出現在兩大洋之東部；第三個波脊在北非東部，波槽在印度東北部。噴射氣流最大風速，多出現於「波脊」之處，「波槽」處風速較弱。北半球一月份，副熱帶噴射氣流平均緯度為 27°N 。最大風速之處有三：日本為90m/s (18kts)，北非及阿拉伯為80m/s (160kts)，美國東岸為70m/s (140kts)。七月份此噴射氣流平均緯度為 42°N ，在日本之最大風速，移至太平洋中部；美國東岸最大風速，向內陸轉移；阿拉伯最大風速移至地中海；其

表二：臺灣對流頂各月溫度 (°C)

Table 2: Monthly mean temperatures at tropopause over Taoyuan and Tungkong

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
桃園 (25°N)	-78	-76	-76	-78	-77	-77	-77	-75	-77	-77	-78	-78
東港(22.3°N)	-79	-78	-78	-79	-77	-77	-76	-74	-77	-78	-78	-78
差	+ 1	+ 2	+ 2	+ 1	0	0	- 1	- 1	0	+ 1	0	0

風速亦均大形減弱。

副熱帶東風噴射氣流，據柯(Kochanski)氏(1955)年指出，在月七份 23°N 自 25km 向上最大風速超過 25m/s(50kts)Batten⁽¹³⁾ 氏 (1961) 指出，此東風噴射氣流，位置在 30°N，高度 55km，最大風速 50m/s。更據 Newel⁽¹⁴⁾ 氏 1964 年得有與此相同之結果。似此吾人可斷言，此一東風噴射氣流，其最大風速之中心，係在平流層以上之「中大氣層」(Mesosphers)也，由此可見，此一東風氣流，自極高之「中大氣層」向下延伸至平流層，在夏季時更伸入對流層之大部者。

在冬季一月份，此副熱帶東風在美國東部仍有出現，但僅限於平流層上部，平均風速約 20m/s (40kts)。據 Piehl⁽¹¹⁾ 氏之研究，此東風在 Caribbean 一月份甚強而不穩定，其擾動之狀況，可能與低對流層有關連。

(二)臺灣對流層上部及平流層風系

臺灣位於副熱帶，全年出現於對流層者，以西風為主；出現於平流層者，以東風為主。夏季時平流層東風，可向下侵入對流層上部；冬季時對流層西風，可向上侵入平流層內。茲將此兩種風系，因高度、緯度及時間(季節)之變化，分述如下：

1. 風速因高度及緯度之變化。

就圖 5 所示，冬季一月份，東港緯流西風，最大風速出現在 300mb(9.8km) 高度，自此向上，風速隨高度減弱，至約 35mb (23km) 高度，即平流層中部，達於風速零線；再向上則東風即開始，並隨高度增強，月平均最大風速達 15m/s 上。在冬季出現於平流層上部之東風，達如此之強度，則為較特殊現象；據 Richl⁽¹⁴⁾ 氏研究美國東部，在此季節，亦出現此風層，厚度不大，是否與南半球夏季東風相連，現尚不明；惟就短期觀測所得，此東風係自赤道地區湧出，其擾動之構造，與低對流層之擾動，如颱風相似，因此在一月出現於臺灣平流層上部之東風，乃為一堪注意之現象也。

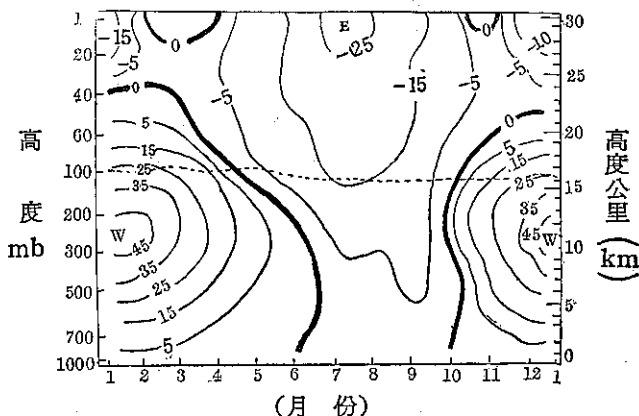


圖 5：東港全年緯流風速隨高度之變化
Fig. 5: Mean monthly zonal wind's (m/s) at Tungkong (22.3° N)

夏季七月，緯流東風，風速自對流層上部，向平流層隨高度漸增強，至平流層上部，約 30km 高度，平均風速可達 25m/s 以上；再向上已超出台灣現有高空探測所能及之範圍以外，惟就美國氣象學者 Kantor 及 Cole⁽¹⁶⁾ 兩氏，於 1965 年對北半球，自地面至高空 80km，沿緯度 30°N，月平均緯流風之變化，(如圖 6 所示)，此副熱帶東風，最大風速 50m/s 之中心位置，尚在平流層以上，約 60km 之高度，即中大氣層內

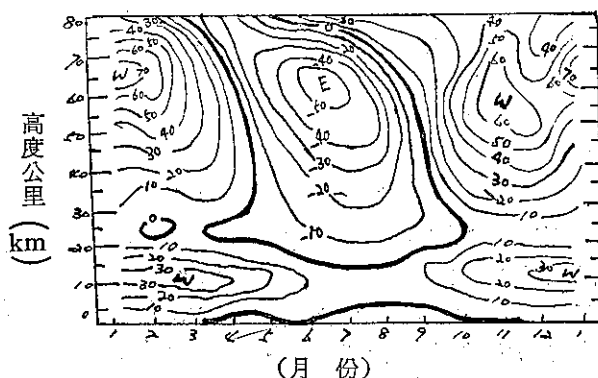


圖 6：沿 30°N 月平均緯流風 (單位 m/s)
Fig. 6: Mean monthly zonal winds (m/s) at 30°N.

Mesosphere)，由此可知，出現於臺灣夏季，平流層上部之副熱帶東風，其源處甚高而且強。

再就東港 (22.3°N) 與桃園 (25°N) 兩地一月及七月緯流風速作比較，以求得因緯度之差異，示如圖7，由於兩地緯度相差約3度，冬季一月份緯流西

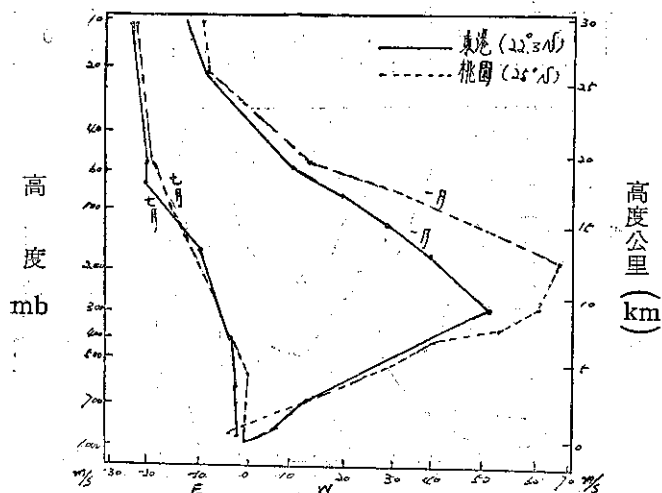


圖7：東港與桃園緯流風速之比較
Fig. 7: Comparison of mean zonal winds(m/s) distributions between Tungkong (solid line) and Taoyuan (dotted line)

風速度，桃園大於東港，即緯度愈高，西風速度亦愈大，尤以在200mb (約12km) 高度，兩地風速所差最大，亦即其間風切(Wind shear)最大；此乃顯示副熱帶噴射氣流，經常出現於此高度，且此噴射氣流，最大風速之軸，距臺灣甚近之故。遠至平流層上部，西風不見，緯流東風出現，緯度較低之東港，東風速度，則略大於桃園，亦顯示由緯度差異所致，是否可作為此東風，自赤道附近湧出之證，如在美國東部所出現者，尚待更進一步之追求。夏季七月，緯流東風，在對流層頂附近，東港風速大於桃園，其原因已詳於上節所述對流頂風速之變化，而在其他高度，兩地風速所差甚微。

2. 緯流風持續時間因高度之變化：就圖5所示，東港全年緯流風，有一顯著現象，即在對流層以西風為主，平流層以東風為主；但東風與西風經歷時間 (以月為單位) 之長短，就季節及高度言，頗富趣味。對流層中部，在東港500mb (6km) 高度處，緯流西風，全年約達9.3個月，東風僅2.7個月 (參看圖8)；至對流層頂附近，在100mb (16.6km) 高度處，西風降為7.3個月，

東風則增為4.7個月；至平流層 20mb (26.7km) 高度西風不見，全年均為東風；桃園、東港兩地均有此現象，頗堪注意；再向上則西風又出現，其出現之季節 (圖5所示) 則為春秋，此春秋出現於平流層上部之西風，吾人可就證於圖6，可知此為「中大氣層」西風延伸至平流層上部者。

再就東港與桃園，緯流風持續時間，與緯度之關係，得知在各高度，桃園西風全年持續之時間，均較東港為長，此乃顯示緯度愈高，西風持續之時間，愈佔優勢；反之平流層東風，則隨緯度縮短其出現時間。茲就500mb高度，東港與桃園，兩地緯流西風持續之時間差，估計約向北，每緯度3度，西風持續時間，約延長一個月。如此則至30°N，在500mb高度，終年應均為西風 (指月平均而言)，此就圖6所示30°N緯流風實況，可為證明，至於在其他高度，亦可依此理作類似之估計。

在對流層頂附近，就圖5所示，東港在四月中旬以後，即由西風轉為東風；而桃園則延至六月東風方開始，兩地相差不及緯度3度，而北部東風出現，則延後月餘，此乃顯示平流層東風，向對流層延伸，緯度愈高，愈形延遲。

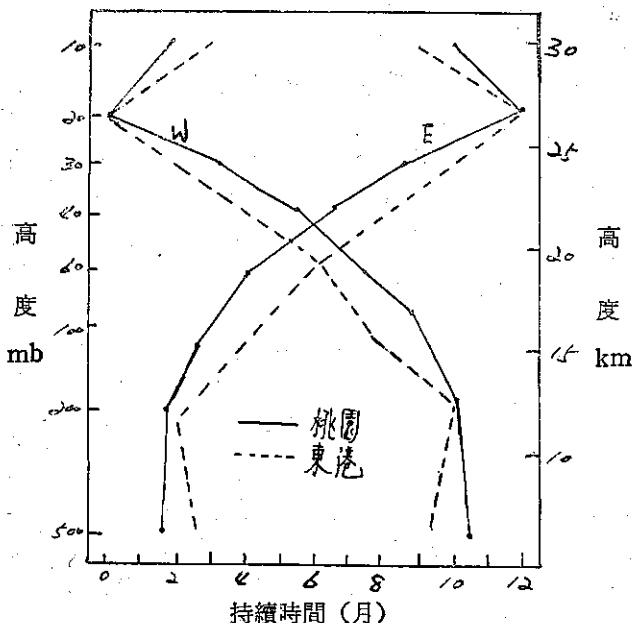


圖8：臺灣緯流風持續時間 (以月為單位) 隨高度之變化

Fig. 8: The persistence of mean zonal winds in months at Tungkong (dotted line) and Taoyuan (solid line)

四、結 論

(一) 臺灣對流層頂，屬於熱帶對流層頂 (Tropical tropopause)，平均高度，冬季(一月)較夏季(七月)為高，相差 0.5km；此與美國東部所測者相同，惟後者一月高於七月為 2 km。臺灣對流層頂，全年最高為 17km，出現於春季；最低為 16km，出現在八月。

(二) 在臺灣對流層頂，全年風向之轉變甚為規律，由冬半年之西風順轉 (Veering) 為夏季之東風，再由夏季之東風，復順轉而為冬半年之西風，完成全年 360° 之轉變。由於風向此種轉變，亦即顯示對流層上部，副熱帶高氣壓圈，隨季節向南北之移動。

(三) 由於東港 (22.3°N) 與桃園 (25°N)，其間對流層頂高度及溫度之差異，可顯示臺灣夏季對流層頂，有向地極及向上傾斜之現象。冬季經向(南北向)溫度梯度與對流層相反，夏季則無此現象。

(四) 臺灣平流層以「副熱帶東風」(Subtropical easterly) 為主，夏季時向下延伸至對流層中上部，並因緯度低而有差異。臺灣平流層上部 20mb (26.7km) 高度，出現全年均為東風之現象；在此高度以下，冬季時對流層西風，向上侵入平流層，而不能達於此高度；在此高度以上，冬季源出於「中大氣層 (Mesosphere) 之西風，向下延伸亦不達於此高度。此平流層上部，終年為東風之氣層，頗堪注意。在此高度當北半球夏季時，全球氣溫最高在北極。

(五) 冬季(一月)臺灣平流層上部，有甚強之東風，此在美國東部亦有此相同現象。

五、參 考 文 獻

1. 魏元恒 (1955, 1956) 臺灣高空氣流，氣象學報 V. 1, No. 4, V. 2, No. 2。
2. 亢玉瑾 (1965)：臺灣上空大氣緯流之初步研究，氣象預報與分析，第 23 期。
3. 曹淦生 (1960)：臺灣地區對流層頂特性之統計研究，氣象預報與分析，第 5 期。
4. 林紹豪 (1964)：臺北平均大氣，臺灣大學地理系研究報告 第二期。
5. Defant, (1957): The threefold structure of the atmosphere and the characteristics of the tropopause, *Tellus*, 9: 259-274.
6. Haltiner & Martin (1957): Dynamical and physical meteorology.
7. A. Kochanski (1955): Cross section of the mean zonal flow and temperature along 80°w, *J. Meteor.*, 12: 95-106.
8. H. Wexler (1950): Annual and diurnal temperature variations in the upper atmosphere, *Tellus*, 2: 264.
9. Koteswaram (1957): A study of the tropical easterly jet stream in India, *Tellus*, 9: 43-57.
10. 同文獻 7
11. Newell, (1964): The circulation of upper atmosphere, *Scientific American*, March
12. T.N. Krishnamurti (1961): The subtropical jet stream of winter, *J. Meteor.*, 8: 172-198.
13. E.S. Batten (1961): Wind systems in the mesosphere and lower ionosphere, *J. Meteor.*, 8: 283-291.
14. R. Riehl (1960): Unrest in the upper stratosphere over the Caribbean Sea during January 1960 *J. Meteor.*, 17: 555-561
15. Kantor and Cole (1965): Monthly atmospheric structure, surface to 80km. *J. Appl. Meteor.*, 4: 228-230.

大屯山區的氣候

崔尚斌

The Climate of the Environs around Tatum Shan¹

Abstract

Shang-Bin Tsui

Tatum Shan is an isolate mountain system surrounded by a number of hills on three sides with an only open mouth down the south. Notwithstanding its vertical or horizontal surroundings; windward or leeward side of the hill, the climatic response is always various and sensitive. This locality locates at furthest northern part of Taiwan. During the prevailing months of wind monsoons, the climate is mainly under its subjection. Winds are strong, temperature is rather low, the sky is generally gloomy with occasional rain and humid.

When those typhoons invaded the northern Taiwan in summer or autumn which took about 27% of the frequency of these tropical storms visited Taiwan. Under such case in this mountainous section, winds are furious and frequently associated with forced ascended heavy precipitations.

Another, climatic factor controlled the climate of this region should be considered as topography. The plain below the contour 500 meters, the frequency of rainy weather in winter generally decreases from northeastern to the southwestern side, and vice versa in summer.

In according to the difference of its altitude, windward and leeward directions and their rainfall patterns, the author classified the climate of the environs of Tatum Shan into five minor climatic types as follows:

1. Central region Gcfa - This section may be taken the climate of Anpu and Chutzehu as a representative. Temperature decreases with increase of altitude. The cool season is comparatively longer and the hot season is shorter. Precipitation is abundant and mostly appears in autumn. Fogs and low clouds are prevailing in hilly places. Rate of sunshine is low. Winds are relatively strong.
2. Northeastern Region Cfa - The climate of Keelung may be considered as a representative. The climate of this section has modification of weather by the atmosphere over the sea. Therefore its air temperature is relatively mild in winter and cool in summer. The oceanity shows higher than any other places. The air is very humid

1. This paper is a thesis of the writer used to make his partial fulfillment of the requirement for the degree of his master degree in geography in the College of Chinese Culture at Yanming Shan, Taipei, Taiwan.

in winter. The rainfall in a year precipitates in winter months and its summer rainfall is relatively low.

3. Northwestern Region Cfa - Fu-Qua Promontory will be representative characteristic type of the climate of this region. During the winter months, the weather is apparently similar to the Northeastern Region and its climatic type looks to be a transitional.
4. Southwestern Region Cfa - The climate of Tamshui will be a characteristic one for this region. The geographical location of this section is facing the sea with the mountains at its backside. In winter, the mountain barriers protect the attack of winter monsoons and give it much favorable sunshine. The rainfall distribution in a year is relatively more in summer than in winter. The climatic characteristic feature of this region is comparatively invariable.
5. The Southern Region Cfa - Taipei will be the representative for the climate of the region. Its geographical situation inclines to the inland part of the island, so it receives fewer effects from the open sea and shows a higher continentality on its climate. Monthly distribution of rainfall in a year concentrates in summer than in winter. Therefore the rainfall is scanty in winter months and is just on the contrary as the rainfall distribution at Keelung.

In conclusion, the control of winter monsoons should be considered as a main factor on climate no matter in discerning the development of agriculture, forestry and pasture, or another things.

一、緒 論

氣候對於人類生活具有廣泛、深厚的影響，我們的衣、食、住、行、悉憑氣候所裁制，身體健康，工作效率，愉快活潑的生活，亦須在適宜的氣候環境中得之。今日，氣候與科學研究，生產發展已有不可分的關係。

本文所論之大屯山區，位居臺灣最北端，其地理範圍南起臺北，北緯25度2分，北迄富貴角，北緯25度18分。西起淡水河口，東經121度24分，東迄萬里，東經121度41分。亦即淡水河以東，雙溪、瑪鍊溪以西之地域。在政區上共包括7鄉鎮：陽明山管理局所轄士林、北投、淡水3鎮及萬里、金山、石門、三芝等4鄉，面積約419平方公里。

本區略成方形，南臨臺北盆地，淡水、萬里連線以北面臨海洋，中央部分，羣峯叢集，孤高而突出。因高度有不同，距海有遠近，溫濕有差別，風速有強弱，故在此小區域內，氣候雖屬大同仍有小異。

氣候研究須以測候紀錄為依據，年代越久越能代

表該區之氣候特性。在此小區域內，省氣象局轄有5個測候站：竹子湖有13年的測候紀錄，鞍部和淡水各有17年紀錄，基隆有57年，臺北有63年的紀錄，資料誠為珍貴。以上5站之紀錄，均詳見臺灣省氣象局出版臺灣累年氣象報告續篇中，為本文引用資料之主要來源。至於大屯山、富貴角二測站及本區有關各雨量站之紀錄，亦曾廣為收羅(註1)，俾得綜合分析，以求明瞭本區氣候之真象。

表1：大屯山區各測候站之位置、高度、紀錄年代表

Table 1 : Position, height above MSL in meter and years of the record of stations

站名	位置	海拔高度 (m)	紀錄年代
鞍部	小觀音山西南坡	836.2	1943~1960
竹子湖	七星山西南坡	600.0	1947~1960
淡水	淡水河東岸	19.0	1943~1960
臺北	盆地中央	8.0	1897~1960
基隆	基隆港內	3.4	1903~1960

根據上述紀錄，試作分析，比較研究，並參考野外實察心得，求得各地氣候特性，劃分氣候區域。

氣候是天氣的綜合體，也是偉大的天然資源，氣候應予利用，方能發揮其價值，因此在以下氣候的影響一章中亦略作討論。

二、控制大屯山區氣候的因素

(一) 地形

地形之影響氣候以山地最為明顯。一般說，氣溫

隨高度而遞減，雨量在某一限度內因高度而增加，因此山地氣候有垂直變化。山之向陽坡高溫多照，背陽坡低溫寡照；山之向風面風速大，降雨多，背風面風速弱，雨量少，因此同高度之山地，每因向背氣候有局部差異，甚至成明顯對比。由此可見，山地氣候所以最富變化，主受高度和向背所影響。

1. 大屯山區地形概況(圖1) 大屯山區分布在崁角斷層西北部，亦即瑪錄溪、雙溪以西的地域。其北面海洋，南臨臺北盆地，這是由十座錐狀火山所構成

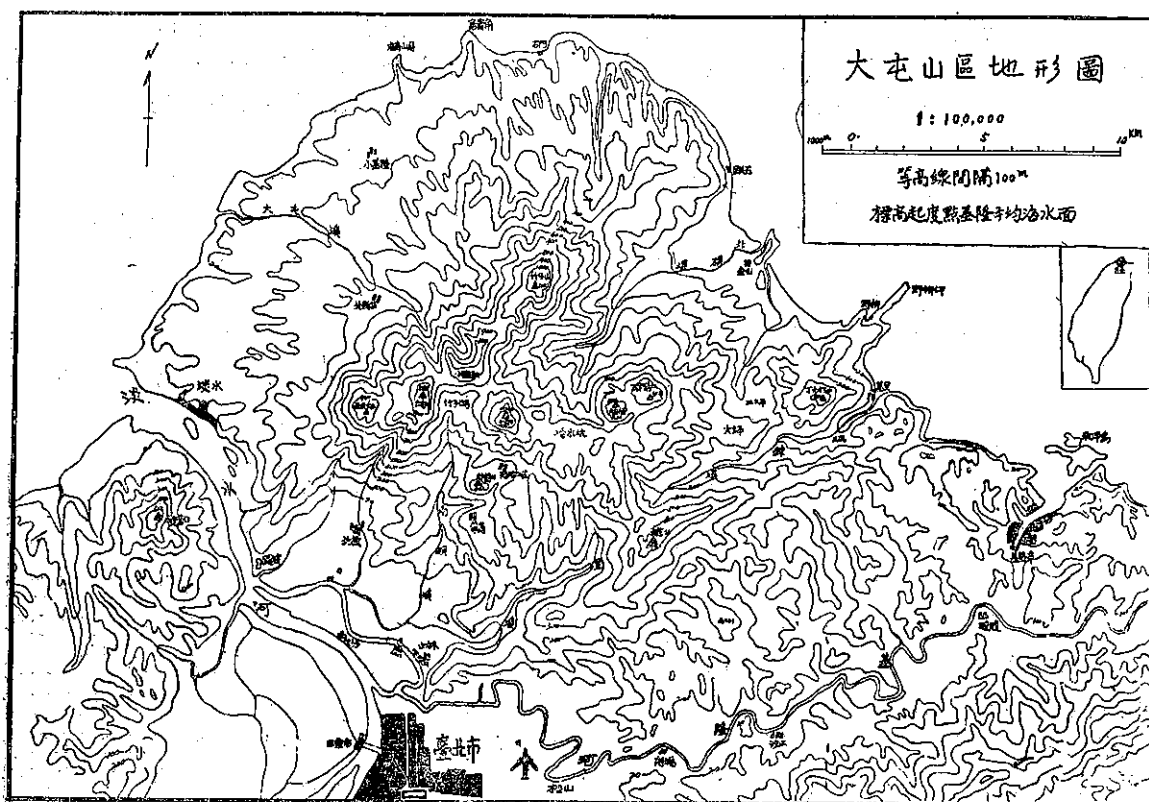


圖1：大屯山區地形圖

Fig. 1: Topography of Tatun Shan Area

的山地。諸山異峯突起，矗立在臺灣最北端，與中央山脈不相連續，實為一孤立山架。本區中央，亦即500公尺等高線以上的地帶，是羣峯叢集之地，諸山體分列在三條地層弱線上：西北弱線上有竹子山(1103公尺)、小觀音山(1072公尺)、大屯山(1098公尺)、面天山(977公尺)及榮公坑山。東南弱線上有大尖後山(882公尺)、磺嘴山(912公尺)、丁火朽山。中弱線上有七星山(1120公尺，是大屯火山羣最高峯)、紗帽山(643公尺)及陽明山(456公尺)。由於中弱線噴發最晚，沿七星山兩側的硫氣孔

活動，迄今仍甚旺盛。

諸山體之排列大致成一朝向東北凹字形，嶺線以竹子山列較為連續。諸山體的周圍，有依次低降呈有系統分布的平坦面，這因陸地間歇隆起，經海蝕所成的段丘面(註2)。發源於中央山地的順向河系，成放射狀奔流入海或匯歸臺北盆地的淡水河。諸河源高流短，上游下蝕旺盛，均屬幼年河谷形態。源於七星山北麓流經凹形中間的北磺溪，下游河谷開展，溪水散流，沖積成金山平原。南磺溪源於七星山西麓的竹子湖，和源於五指山南麓的雙溪在頭尾洲相會注入基隆

河。瑪錄溪源於五指山，北流由萬里入海。竹子山列以西，地形嶺谷相間，地勢依次低降，谷淺頂平，河川均直流入海。

本區海岸地形可分為兩部分：(1)淡水金山間是火山海岸，熔岩流遍海，海岸線呈弧形，其間有鱗山鼻、富貴角、磺港等突出的小半島。在石門、跳石一帶，海崖下礫石遍佈。(2)金山萬里間，金山附近，海岸沙丘散佈，萬里之西，野柳岬突入海中，由強盛的海蝕作用，雕琢成奇特的菌狀岩。

2. 地形對氣候的影響

(1)由於東北季風所生成的雲層很低，雲底高度約500公尺，自此增高則氣溫遞減(註3)，雨量增多，所以海拔500公尺左右，可視為臺灣北部山地氣候和平地氣候的界限。本區的中央山地，高度概在500公尺以上，屬副熱帶山地氣候。

(2)大屯山地為一孤立山麓，對東北季風和寒潮的侵襲，均首當其衝，故對氣候之反應很敏銳。每當冬季，氣溫驟降，疾風驟雨，連日兼旬，天氣甚為惡劣。

(3)成凹字形的山地，在竹子山列以東，面迎東北季風，氣流沿北磺溪谷而上，急激升騰，與雲致雨，天氣最多變幻。氣流繞七星山兩側經鞍部山口和冷水坑山口南進，因地勢低降，風勢減緩，降雨量亦少(註4)竹子山列以西較為背風，氣流下沉，雲霧消散，天氣晴和，能見度亦佳，與嶺線以東，風急雲騰的突變天氣，判然兩分。這景象，冬季在大屯山嶺上最易觀察到的。由此可見，竹子山列應是大屯山區氣候上的一界限，以東、以西，風速有強弱，乾濕有差別。至於迎風面的瑪錄溪谷，也是東北氣流南進的通路，有類似的情況。

(4)在冬季季風期內，大屯山地，因氣溫低降，雲量多，濕度大，日照不足，所以朝向甚為重要。至於向風和背風，對本區之影響力，更為顯著。由於南坡背風向陽，故林木繁茂，耕作集約，聚落分布密集，人文景觀較向風坡為調和。

(二) 季 風

東亞沿海地帶，大氣環流的形態，有顯著的氣候特徵，此即風信冬夏相反，隨季節而轉移的季風氣候。

1. 東亞季風的成因：由於海陸兩者之比熱不同，產生氣壓之差異，遂發生不同的風向。東亞地區，冬季大陸氣溫低，氣壓高，產生蒙古高氣壓。海洋氣溫高，氣壓低，產生阿留申低氣壓。此時由高壓中心輻

散的氣流分向低壓中心輻合，風由內陸吹向海洋；風向受地球自轉偏向力的作用，在臺灣附近，多偏東北，是為冬季季風。夏季大陸氣溫高，氣壓低，形成內陸低氣壓，海洋氣溫低氣壓高，產生北太平洋高氣壓。此時由高壓中心輻散的氣流分向內陸低壓中心輻合，風由海洋吹向內陸，在臺灣附近，風向偏西南或東南，是為夏季季風。由上述可知，東亞大氣環流的形勢，在冬季主要受蒙古高壓和阿留申低壓所主宰，夏季受內陸低壓和北太平洋高壓所掌握。東亞季風區域之氣候變化，實為此海陸高低氣壓進退興衰之後果。臺灣位居大陸與大洋之交界，地當寒暖氣流之衝途，為顯著之季風氣候(全島各地季風指數均在40以上)。大屯山區，矗立於臺灣最北端，冬期內長期受東北季風控制，夏季復有西南、東南季風影響，年中氣候變化，莫不由季風支配。

2. 冬季東北季風：東北季風始於10月，終止於翌年3月，為期約6個月。在此期間，東北風盛行，因其來向與臺灣所在緯度之東北信風同向，故風力強，持續性久。大屯山地面迎東北季風，11、12月大屯山之平均風速，可達9.4m/s。

東北季風之強弱，受東亞海、陸活動中心之強度及位置之偏差所左右。如果東亞海、陸活動中心增強，或因阿留申低壓之西移逼近大陸，則臺灣與蒙古間之氣壓梯度遠較正常為陡峻，因此大氣環流旺盛，東北風轉強。反之，如東亞活動中心較弱，或因阿留申低壓偏東或移向西北，則海陸間氣壓梯度平淺，環流不盛，東北風衰弱。由於冬季風長途跋涉海洋，挾帶水汽，着陸南侵，受地形舉升而興雲致雨，故在冬季季風期內，大屯山地降雨最多，東北風愈強，降雨量愈多。冬季風之盛衰與本區雨量之多寡成正相關。

冬季季風源出蒙古高氣壓，輸來冷氣團。因沿途吸濕增熱，及其行經海陸時間之久暫，氣團變性之程度有差異，所製造之天氣及對氣候之影響亦不相同。冬季極地大陸氣團到達臺灣者，可分別為三大類：

(1)陸地變性極地大陸氣團(LNPs)：原為西伯利亞寒冷之極地大陸氣團，道經華北、華中進襲臺灣。因其行經海上之時間甚短，海洋變性較淺，仍能保持極地大陸氣團之性質，故溫度低，濕度小。其到達臺灣時，地面氣溫低於10°C，相對濕度為60%。此氣團之厚度約1500公尺，風向為東北風、北北東風，1500公尺以上，有熱帶性暖氣團，風向為西南風。此氣團以11月至翌年2月間出現之頻率最多，當其來襲時，因急劇排除前方的暖濕空氣，故先有冷鋒經過，氣壓急

升，氣溫驟降，地面東北風力增強，顯示寒潮性質。此時大屯山地氣溫低降，偶有結霜或降雪。由於陸變性極地大陸氣團相對濕度較低，故山地降雨量較少。

(2) 冷海變性極地大陸氣團 (ScNPs)：乾冷之極地大陸氣團，隨反氣旋環流，旅經黃海、東海而抵達臺灣，因其行經冷海面時間較長，低層之溫度、濕度大為增加，到達臺灣北部時，氣溫較陸變性氣團高約 5 度，相對濕度 80% 以上，氣團厚度約 1500~2000 公尺，風向多東北偏東。此氣團在臺灣出現之頻率以 10 月至翌年 4 月為多。冷海變性極地大陸氣團之不穩度最大，相對濕度 80% 以上，並有足夠的風速為動力，當其來襲時，形成臺灣北部陰沉毛雨的天氣。在此期間，大屯山地，雲幕低垂，冷風細雨，天氣甚為惡劣。

(3) 暖海變性極地大陸氣團 (SwNPs)：當極地大陸氣團隨反氣旋環流東行入海，道經日本南方及琉球東方之黑潮洋面，然後迴歸臺灣，因其旅經暖洋面時間甚長，變性最深，溫濕度大增。地面溫度可達 19°C，相對濕度接近飽和，風向為東風、東南風，但風力較弱。此氣團到達臺灣時，臺灣東部多雲有雨，西部晴和。其時大屯山區如處暖氣團中，晨間有霧，下午對流旺盛，有厚積雲出現。

3. 夏季西南季風：西南季風始於 5 月下旬，終止於 9 月下旬，為期約 4 個月。在此期間，西南風當令，北部臺灣以 7~9 月為西南季風盛行時期，唯因夏季海陸間之氣壓梯度平淺，故風力平和，且臺灣位於東北信風之緯度帶，西南季風常為東北信風所間斷，故夏季季風之強度及持續性遠不及冬季季風。

在西南季風期內，臺灣南部是迎風面，時多雲雨，是南部的雨季。北部因有豐原、蘇澳間中央山脈之障蔽，地處背風，天氣晴好，雨量亦少。大屯山地居臺灣最北端，因有千公尺之高度，故夏季風之影響，仍甚顯著。

夏季風帶來高溫重濕的暖氣團：

(1) 太平洋熱帶海洋氣團 (Tp)：夏季，臺灣常有東南風輸來熱帶海洋氣團。其源地在北太平洋東南洋面中途島附近。此氣團隨反氣旋長期迂迴熱帶洋面到達臺灣，其溫度高，濕度大，地面溫度約 26°C。此氣團為輕度不穩定，非有外力抬高不能降雨，故天氣多晴，天空多現淡積雲，能見度良好。但在午後，因地面受熱，上升氣流旺盛，可降陣雨和雷雨。尤其山地的迎風坡氣團被迫上升每降豪雨。

(2) 太平洋赤道海洋氣團 (Ep)：夏季西南季風帶來赤道海洋氣團。其源地在赤道洋面之南洋羣島一帶。此氣團在 5~9 月間蒞臨臺灣，使西南季風更為活躍，氣流運行和緩，風力微弱。此氣團高溫重濕，地面溫度高於 27°C，恒在對流不穩定狀態。相對濕度幾近飽和，故略有抬高，即可凝結降雨。當其遇山迫升、或因鋒面活動，或因颱風渦動作用，均能形成豪雨。在此氣團籠罩下，天氣極為悶熱，對流尤為旺盛，午後常有雷雨。此時大屯山地午前氣流穩靜，幾成無風狀態，呈現快晴天氣，一到午後，因對流強盛，山巔常為積雲環繞，雷雨沛然下降，強度大，雨時短，雨過天晴，涼風輕拂，暑氣盡消。

綜上所述，可知季風是控制大屯山區氣候的重要因素，茲歸納為二要點：

(一) 冬季季風期內，大屯山地長期受東北季風控制，風力甚強，極地大陸氣團南侵，冷鋒、寒潮間歇進襲，每每氣溫驟降，寒冷殊甚。由於地形舉升作用，經常雲幕低垂，雲雨綿綿，日照率低，濕氣重，造成臺灣北部典型的冬季季風天氣。

(二) 夏季西南季風，風力平和，對本區之影響為時亦短，由熱雷雨和颱風所生之降水，因地形而加強，故高溫重濕的赤道海洋氣團，每製造雷雨快晴天氣，降雨之強度甚大。如有颱風過境，山區風狂雨暴，為害更甚。

(三) 颱風

颱風，是發生在北太平洋西部的熱帶氣旋。其源地在東經 135 度及北緯 15 度左右地區，亦即馬紹爾羣島以西，加羅林羣島以北之地域，颱風發生後，隨大氣環流動力之推移自東向西進行，其徑路受地球自轉偏向力的作用，逐漸偏右而成西北西或西北的方向。臺灣適當颱風行徑的衝途，夏秋間常有颱風過境，風力強大，並降豪雨，甚易釀成災害。

1. 颱風的分類：颱風的強弱，是根據靠近颱風中心之最大風速來分的。本省現用的颱風種類有四種，如颱風剛發生不久，其中心最大風速尚未達 17.2m/s 時，稱為熱帶性低氣壓。至中心最大風速超過 17.2~32.6m/s 時，稱為輕度颱風。風速 32.7m/s 至 50.9m/s 時，稱為中度颱風，50.9m/s 以上時，稱為強度颱風。自輕度颱風形成後，氣象機構即發佈警報以加強戒備。

2. 侵襲臺灣的颱風：近 90 年來（民前 15 年至 45 年，即西元 1897 年至 1956 年），西太平洋發生的颱風共有 1,167 次（表二），1 年中各月均有發生，但以 7, 8, 9, 三

個月最多，占總次數 56.1%。凡發生在北太平洋西部或南海的颱風，其行徑掠過臺灣或 200 公里內的領海上，而影響臺灣區內天氣和海浪者，稱為侵襲臺灣的颱風。據過去 60 年紀錄，侵襲臺灣的颱風共有 219 次，占北太平洋西部颱風發生總次數 18.8%，平均每年有 3.65 次颱風侵襲臺灣（民國 3 年有 8 次之多，是最多的 1 年，民國 30 年無颱風。）

侵襲臺灣的颱風，1 年中自 4~11 月各月皆有，但以 7, 8, 9 月為最頻，合占侵襲颱風總次數之 78%，其中 7 月共有 55 次，頻率為 25.1%，8 月次數最多，有 68 次，頻率為 31%，9 月 50 次，頻率為 22.8%。由此可見，7, 8, 9 三個月，是臺灣的颱風季節，狂飈豪雨，令人有談風色變之感。

表 2：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（1897~1956）

Table 2: Number of occurrence of typhoons in the west of N. Pacific and number of typhoons hit Taiwan with their monthly distribution in percentages

月 份	北太平洋西部颱風發生次數及頻率		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
1 月	14	1.2	—	—	—
2 月	6	0.5	—	—	—
3 月	7	0.6	—	—	—
4 月	23	2.0	1	0.5	1
5 月	47	4.0	9	4.1	2
6 月	72	6.2	14	6.4	2
7 月	204	17.5	55	25.1	3
8 月	224	19.2	68	31.0	4
9 月	226	19.4	50	22.8	3
10 月	164	14.0	17	7.8	3
11 月	121	10.4	5	2.3	2
12 月	59	5.0	—	—	2
總計	1,167	100	219	100	8

資料來源：鄭子政 臺灣氣候概述

3. 颱風侵襲臺灣的路徑：北太平洋西部颱風的主要路徑，大致成拋物線形橫過臺灣及附近海面，自西進向大陸，或由臺灣東方海洋上轉向，直趨琉球、日本，主要係沿太平洋高壓的邊緣進行。在我國南海發生的颱風，往往向東北進行，或在華南登陸，或經臺灣及臺灣海峽進入東海。由於颱風所經路徑不同，登陸方向及所受地形影響，其強烈風雨之分布，各地區有差別。據 66 年來颱風侵襲臺灣的路徑，按其區域與方向可歸納為 7 類（見表 3）

表 3：66 年來颱風侵襲臺灣的路徑（1897~1962）

Table 3: Generalized tracks of typhoons hit Taiwan during the period 1897~1962

路徑類別	通 過 地 區	發生次數	頻率
1	臺灣北部或北部海上，向西或西北進行	67	27.01
2	臺灣中部向西或西北進行	29	11.69
3	臺灣南部及南部海上，向西或西北進行	80	32.25
4	臺灣東部或東部海上，向北進行	28	11.29
5	臺灣西部或臺灣海峽北上，向北進行	19	7.66
6	臺灣中南部或海面向東北進行	18	7.25
7	特殊路徑	7	2.82
總計		248	100

資料來源：劉卓峯 66 年來的颱風

由表 3 可見第 3 類路徑，通過本島南部或南部海上之颱風，次數最多，共有 80 次，頻率為 32.25%。其次是第 1 類路徑，通過本島北部或北部海上者共有 67 次，頻率為 27.01%。就颱風對各地區之影響言，大屯山區勢將遭受第 1 類路徑颱風的侵襲，無論登陸或由近海掠過，強風豪雨，均難幸免。

4. 颱風對氣候之影響：當颱風尚在本島以東遠方海上時，大屯山地盛吹東風，因高空風力增強，使下層積雲已難發生，以是全山快晴，視界良好，遠眺大屯，則見翠峯聳峙，山容清新，是一幅颱風快晴氣象。如颱風中心逼近石垣島附近，大屯山地先則多雲，繼則豪雨，已是風暴過境時的惡劣天氣。

颱風給本區帶來的最大災害是豪雨（其影響所及不限於本區，與淡水河下游的洪患直接相關），試以葛樂禮颱風為例說明如下：

葛樂禮颱風於 52 年 9 月 11 日下午 5 時中心通過彭佳嶼附近，以 11 哩的時速向西北經馬祖東北海面，進向大陸趨於消滅。其中心所經的彭佳嶼，最大風速 45m/s（鞍部為 33m/s）。其風力尚未造成大的災害，但此旅經熱帶海洋上的氣流，飽含水汽，過山迫升，釋出大量水份，所以當葛樂禮颱風過境的的前後四天之內，在臺灣中部以北，中央山地西側的迎風面上，形成三個雨量集中區（註 5）：(1) 北部大屯山地，總雨量約 1,000 公厘（陽明山 1,030 公厘，鞍部 718 公厘，竹子湖 624 公厘）。(2) 淡水河、頭前溪、後龍溪上游地區，總雨量 1,700~1,800 公厘。(3) 阿里山區總雨量 1,500 公厘。

由此例可知，當颱風通過臺灣北部或北部海上時，大屯山地因有千公尺之高度，故每多豪雨，形成一

雨量集中區。其時山洪暴發，土壤流失，山林、農作均將蒙受損害。

三、氣候要素分析

(一) 氣 壓

大氣壓力，隨海拔升高而減低，海平面之標準氣壓約為760公厘。基隆、臺北、富貴角、淡水之海拔高度，均不超過19公尺，年平均氣壓均在759.6公厘以下(表4)。竹子湖海拔高度600公尺，年平均氣壓降至709.3公厘，鞍部836公尺，年平均降至690.9公厘，大屯山1,098公尺，其年平均僅有669.2公厘。這因海拔愈高，大氣愈稀薄，壓力也愈減少。

本區氣壓年變化，自4月份起，因東北季風衰退，西南季風漸趨活躍，氣溫增高，氣壓逐漸低降，至盛夏8月，氣壓最低。基隆8月平均氣壓為752公厘，臺北753.3公厘，富貴角753.2公厘，淡水753.1公厘。山地竹子湖704.9公厘，鞍部686.8公厘，大屯山僅有665.5公厘。自10月份起，冬季風轉盛，氣溫低降，氣壓逐漸升高，1月最冷，氣壓最高；基隆1月平均氣壓為763.9公厘，臺北765.2公厘，富貴角765.1公厘，淡水764.4公厘，竹子湖713.2公厘，鞍部694.4公厘，大屯山為672.7公厘。

本區氣壓年較差，基隆、臺北、富貴角、均為

11.9公厘，淡水11.3公厘，竹子湖8.3公厘，鞍部7.6公厘，大屯山7.2公厘。由此可知，氣壓年較差亦隨高度而減少。

表4：大屯山區各地平均氣壓比較表(公厘)

Table 4: Mean pressure in Jan. and Aug. at the stations in Tatun Shan Area and their mean Annual differences in mm.

地 點	高 度 (m)	1 月	8 月	年平均	年較差 (mm)
大 屯 山	1098.0	672.7	665.5	669.2	7.2
鞍 部	836.3	694.4	686.8	690.9	7.6
竹 子 湖	600.0	713.2	704.9	709.3	8.3
淡 水	19.0	764.4	753.1	758.8	11.3
富 貴 角	19.0	765.1	753.2	759.5	11.9
臺 北	8.0	765.2	753.3	759.6	11.9
基 隆	3.4	763.9	752.0	758.3	11.9

資料來源：張月娥 大屯山區氣候

(二) 氣 溫

1. 氣溫的垂直分布：山地受高度影響，氣溫呈垂直變化。垂直遞減率平均每100公尺減低0.6度，但因山地之緯度、位置、坡向、季節之不同而有所差異。現以大屯山為中心比較各地至該處的遞減率(註6)：大屯山高度1,098公尺，其年平均溫度為14.4°C(表5)，較淡水低7.8°C，平均每100公尺垂直遞減率為0.72°C

表5：大屯山區各地平均溫度比較表(攝氏)

Table 5: Mean Monthly Temperatures at the stations in Tatun Shan Area and their annual differences

地 點	高 度	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年平均	年較差
大屯山	1098.0	8.2	9.6	13.4	16.1	18.8	21.3	22.9	21.9	20.5	15.9	13.1	10.6	14.4	14.7
鞍 部	836.2	9.7	10.6	13.2	16.1	19.7	21.8	23.0	22.7	21.2	17.3	14.7	11.8	16.8	13.3
竹子湖	600.0	11.4	12.2	14.5	17.5	21.1	23.0	24.4	24.4	22.9	18.9	16.1	13.4	18.3	13.0
淡 水	19.0	15.3	15.4	17.6	21.1	24.7	26.9	28.4	28.6	27.3	23.4	20.7	17.5	22.2	13.1
富貴角	19.0	15.8	14.8	16.3	20.0	23.5	26.5	28.0	27.8	26.4	23.6	20.2	17.2	21.6	13.2
臺 北	8.2	15.2	15.1	17.2	20.8	24.2	26.7	28.2	28.1	26.5	23.1	20.1	17.0	21.9	13.1
基 隆	3.4	15.5	15.4	16.9	20.3	23.7	26.5	28.3	28.0	26.7	23.5	20.4	17.4	21.9	12.9

資料來源：張月娥 大屯山區氣候

。1月平均氣溫大屯山為8.2°C，淡水為15.3°C，其垂直遞減率為0.65°C，7月大屯山平均氣溫為22.9°C，淡水為28.4°C，其垂直遞減率為0.53°C。由臺北至大屯山之垂直遞減率，年平均為0.68°C，1月為0.64°C，7月為0.48°C，由基隆至大屯山，年平均遞減率為0.68°C，1月為0.66°C，7月為0.49°C。富貴角至

大屯山，年平均遞減率為0.66°C，1月為0.65°C，7月為0.48°C。以1月代表冬季，7月代表夏季，可見大屯山區各地，冬季垂直遞減率比夏季為大，這因冬季山地氣溫低降，與平地氣溫相差較大，夏季山地與平地氣溫相差較小的緣故。再就向背看，冬季向風地區的遞減率比背風區為大，夏季則相反。足徵基隆

、富貴角因受海洋的調節，氣候比臺北、淡水更富於海洋性。

2. 氣溫年變化：山地氣溫，以7月為最高（圖2），大屯山7月平均氣溫22.9°C，鞍部23°C，竹子湖24.4°C。自8月起，氣溫迅速低降，以1月為最冷，大屯山1月平均氣溫8.2°C，鞍部9.7°C，竹子湖11.4°C。平地氣溫，7、8月無大差異，在28°C以上，臺北28.2°C，淡水28.4°C，基隆28.3°C，富貴角28.0°C。自9月起，氣溫逐漸低降，除淡水外，均以2月為最冷，臺北2月平均氣溫為15.1°C，基隆15.4°C，富貴角14.8°C。淡水1月最冷，月平均溫為15.8°C。就氣溫年變化言，平地最冷月和最熱月比山地要遲緩1個月，這因山地孤高突出，空氣稀薄，對熱量之吸收和散失均比平地為快。

本區各地氣溫年較差以基隆為最小，12.6°C，其他各地均在13°C以上，大屯山年較差高達14.7°C。本區是臺灣氣溫年差較大的地區，這因冬季受寒冷氣

流的侵襲，氣溫低降，所以年差較大。

基隆和富貴角年中自10月至翌年1月的冷季，氣溫均比臺北為高，自3~8月，氣溫比臺北為低。基隆、富貴角比臺北要冬暖夏涼，海洋的調節，明顯易見。

3. 季節的分配：普通以月均溫為分季的標準，22°C以上為夏季，10°C以下為冬季。就此標準，大屯山1月和2月為冬，7月為夏，鞍部1月為冬，7月和8月為夏，竹子湖無冬季，夏季自6~9月長4個月。至於淡水、臺北、基隆、富貴角，位居平地，更無冬季可言，自5~10月夏季長達半年。

若以月均溫18°C以上為熱季（註7），以下為涼季，竹子湖高度600公尺，熱季、涼季各半年。竹子湖以上大屯山、鞍部，熱季短，涼季長；竹子湖以下熱季長，涼季短；地面上的臺北、淡水、基隆、富貴角，熱季長達8個月，涼季僅有4個月（表6）

表6：大屯山區各地之熱季與涼季比較表

Table 6 : Comparison of warm and cold seasons in Tatun Shan Area

地名	高度(m)	熱季月份	熱季月數	涼季月份	涼季月數
大屯山	1098.0	5~9月	5	10~4月	7
鞍部	836.2	5~9月	5	10~4月	7
竹子湖	600.0	5~10月	6	11~4月	6
淡水	19.0	4~11月	8	12~3月	4
富貴角	19.0	4~11月	8	12~3月	4
臺北	8.2	4~11月	8	12~3月	4
基隆	3.4	4~11月	8	12~3月	4

4. 極端溫度：平均溫度可以明瞭氣溫變化的一般趨勢，極端溫度可表示絕對氣溫變化的情況，這在應用上極為重要。

(1) 絕對最高與絕對最低溫度：大屯山區極端最高溫發生在7、8月（表7）。大屯山曾達28.4°C，鞍部32°C，竹子湖33.8°C。平地以臺北為最高38.6°C，淡

表7：大屯山區各地絕對最高與絕對最低溫度比較表（攝氏）

Table 7 : Date of occurrence of extreme maximum and extreme minimum and its figures

地名	絕對最高溫	發生年月日	絕對最低溫	發生年月日
大屯山	28.4	1942, 8, 5	-2.3	1940, 1, 25
鞍部	32.0	1948, 8, 9	-2.4	1956, 1, 9
竹子湖	33.8	1956, 7, 11	-0.6	1955, 2, 21
臺北	38.6	1921, 7, 31	-0.2	1901, 2, 13
淡水	37.8	1954, 7, 24	3.0	1959, 1, 17
基隆	37.9	1926, 8, 10	5.0	1959, 1, 17

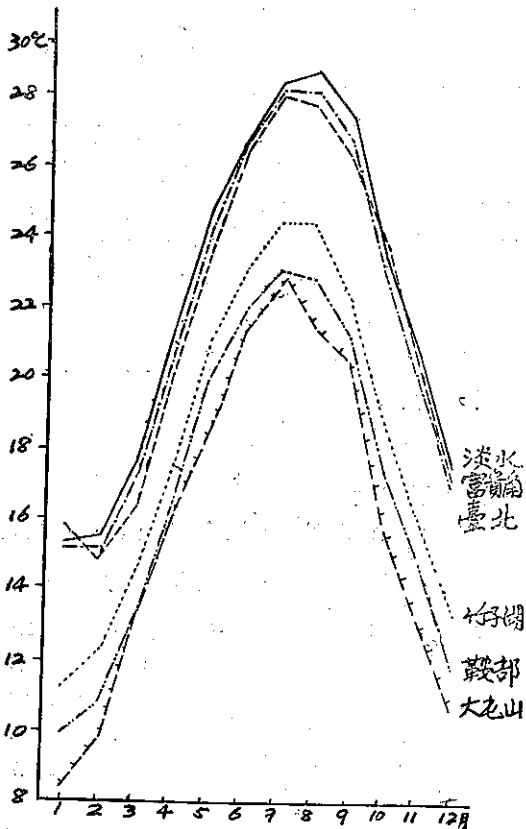


圖2：大屯山區各地平均氣溫年變化

Fig. 2 : Diagram showing monthly temperature distribution of all stations in Tatun Shan Area

水 37.8°C，基隆 37.9°C。極端最低溫發生在 1,2 月，大屯山爲 -2.3°C，鞍部爲 -2.4°C，竹子湖 -0.6°C。平地以臺北最低，曾達 -0.2°C，淡水 3°C，基隆 5°C。

山地極端低溫均在 0°C 以下，故有結霜或偶見降

雪。平地極端溫度變化，以臺北爲最大，此顯然受盆地地形的影響。

(2)月平均最高與平均最低溫度：平均最高與平均最低溫度，可以表示各月中最常出現的最高與最低溫度，在應用上與絕對溫度同樣重要(表 8)。

表 8：大屯山區各地平均最高、最低氣溫比較表(攝氏)

Table 8 : Mean Monthly Maximum and Minimum at the stations in Tatun Shan Area

地 名	項 目	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年平均
鞍 部	最高	12.7	13.5	16.7	19.5	22.7	24.7	26.3	26.0	23.9	19.4	16.9	14.1	19.7
	最低	7.3	7.9	10.3	13.5	17.2	19.7	20.7	20.5	19.2	15.7	12.7	9.5	14.5
竹 子 湖	最高	14.7	15.6	18.6	21.5	25.2	26.7	29.0	28.5	26.8	21.9	18.8	16.2	22.0
	最低	8.7	9.5	11.5	14.6	18.2	20.5	21.6	21.5	20.4	17.0	14.1	11.2	15.7
淡 水	最高	18.6	18.6	21.2	24.8	28.7	30.8	32.8	32.8	31.2	26.6	23.9	20.6	25.9
	最低	12.2	12.5	14.5	17.9	21.4	23.7	25.2	25.2	24.1	20.5	17.9	14.7	19.2
基 隆	最高	18.2	18.1	19.9	23.6	27.1	30.3	32.3	32.1	30.1	26.1	22.9	19.9	25.1
	最低	13.1	13.0	14.3	17.4	20.8	23.5	25.0	24.9	23.8	21.1	18.0	15.1	19.2
臺 北	最高	19.1	18.8	21.3	25.1	28.8	31.4	33.4	33.1	31.3	27.4	24.1	20.8	26.2
	最低	12.3	12.2	14.1	17.4	20.8	23.1	24.3	24.3	23.0	20.0	17.1	14.1	18.6

由表 8 可見，山地各月平均最高氣溫鞍部不超過 27°C，竹子湖不超過 29°C。鞍部 20°C 以上有 5 個月(5~9 月)，竹子湖有 7 個月(4~10 月)。各月平均最低溫度，鞍部、竹子湖均在 7°C 以上，20°C 下鞍部有 10 個月(9~翌年 6 月)，竹子湖有 8 個月(10~翌年 5 月)。

平地淡水、基隆、臺北各月平均最高溫度在 18°C 以上，超過 30°C 有 4 個月(6~9 月)。各月平均最低氣溫超過 12°C，低於 20°C 下有 6 個月(11 至翌年 4 月)。

(3)氣溫高於 30°C 及低於 10°C 的日數。

大屯山最高氣溫無達 30°C 以上者，氣溫在 10°C 以下 1 年中有 128 天(見臺灣氣候誌)。鞍部在 30°C 以上的日數 1 年中只有 1.3 天，竹子湖 28.5 天。平地的淡水 123.7 天，基隆 101.7 天，臺北 131 天(表 9)。鞍部在 10°C 下的日數 1 年有 84.2 天(11 月爲 5.3 天，12 月 14.9 天，1 月和 2 月超過 20 天，3 月 15.2 天，4 月 5.3 天)，竹子湖在 10°C 下的日數 1 年有 60.9 天(12 月 9.8 天，1 月和 2 月超過 15 天、3 月 11.4 天，4 月 3.3 天)。平地在 10°C 下，臺北 17.1 天，淡水有 16.9 天，基隆 8.4 天，(表 10)。

表 9：大屯山區各地氣溫高於 30°C 之日數

Table 9 : Number of days with temperature above 30°C at the stations in Tatun Shan Area

地 名	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	全 年
鞍 部	—	—	—	—	0.1	0.6	0.4	0.2	—	—	—	1.3
竹 子 湖	—	0.1	0.1	1.1	3.3	11.2	9.0	3.7	—	—	—	28.5
淡 水	—	0.4	2.8	12.8	22.2	29.5	28.6	21.0	5.3	1.1	—	123.7
臺 北	0.2	0.9	5.0	14.1	22.6	29.0	28.6	21.3	6.9	2.2	0.2	131.0
基 隆	0.1	0.2	1.3	6.8	18.0	27.8	27.2	16.4	3.1	0.8	—	101.7

氣溫高於 30°C 之日數，各地以 7,8 月爲最多，但山地和平地可能發生的月份相差很大，鞍部自 6~9 月可以發生，竹子湖 3~9 月，9 月後，冬季風來襲，30°C 的高溫山地不再出現。平地的臺北，受盆地

地形的影響，30°C 高溫日數最多，除 1 月份外，其他各月均可發生。基隆因受海洋調節，爲平地 30°C 高溫日數之最少者。

氣溫低於 10°C 的日數，各地以 1,2 月爲最多。鞍

表10：大屯山區各地氣溫低於10°C之日數

Table 10: Number of days with temperature below 10°C at the stations in Tatun Shan Area

地 名	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	10 月	11 月	12 月	全 年
鞍 部	22.3	20.3	15.2	5.3	0.4	0.5	5.3	14.9	84.2
竹 子 湖	18.4	15.6	11.4	3.3	—	—	2.4	9.8	60.9
淡 水	7.7	5.3	1.8	0.2	—	—	0.1	1.8	16.9
臺 北	6.0	5.6	2.0	0.2	—	—	0.5	2.8	17.1
基 隆	3.9	2.6	0.9	—	—	—	0.1	0.9	8.4

部自10月～翌年5月均可發生，竹子湖及平地自11月～翌年4月可以發生。由此可見，本區受冬季季風控制的時間甚長，直到春末，氣溫仍可低降到10°C以下。

基隆因受海洋調節，10°C下的日數比臺北、淡水少1倍。

(三) 雨 量

大屯山區為臺灣多雨之地，由於降雨之原因不同，及受地形和風向之影響，各地雨量之分布，顯有差異。

1. 大屯山區降雨的原因

(1)東北季風雨：在東北季風期內，極地大陸變性氣團經海道蒞臨臺灣，遇山迫升，水汽凝結，雨量多降於向風坡的山腹和平地。所以東北季風雨屬地形性降水，低雲、細雨，綿綿終日，強度弱，雨日久，這是本區主要的雨源。

(2)鋒面雨：在冬春二季，自大陸東移的溫帶氣旋，其冷鋒通過臺灣北部時，形成冷鋒雨。其強度比東北季風雨大，或有雷雨發生，但雨日要少。當冷鋒通過時，北風較強，在向風山地的西部斜面降雨較多。

(3)颱風雨：夏秋期間，是臺灣的颱風季節，尤以颱風通過臺灣北部或北部海上時，大屯山地每有豪雨。

(4)熱雷雨：夏季，西南或東南季風當令，臺灣被高溫重濕的熱帶海洋氣團和赤道海洋氣團所控制，大屯山區因日射強盛，加基氣流之垂直擾動，故多雷雨。

2. 雨量的分布

(1)降雨的年變化：大屯山區受地影和風向的影響，山地雨量多於平地，迎風坡多於背風坡。換言之，地形性降水最為顯著(表11)。

據現有紀錄，本區各地年雨量以竹子湖最多，為4,836.6公厘，依次為鞍部4,512.0公厘，大屯山3,813.4公厘，湖山里3,470.6公厘，陽明里3,004.9公厘。平地而迎東北季風的基隆年雨量最多3,161.6公厘，金山3,062.4公厘。富貴角突出海中，地勢低，缺乏舉升作用，年雨量僅有1,896公厘。背風坡的臺北年雨量為2,111.9公厘，松山2,106.3公厘，士林1,910.9公厘，淡水2,055公厘，雙峽頭2,233.2公厘。

表11：大屯山區各地之平均雨量比較表(公厘)

Table 11: Mean monthly rainfall at the stations in Tatun Shan Area

地名	高度(m)	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年總量(mm)
大屯山	1,098.0	273.0	249.0	247.2	240.7	294.0	461.0	304.3	349.1	382.1	325.8	327.1	360.1	3,813.4
鞍 部	836.2	305.4	326.5	218.1	211.7	229.5	308.2	337.6	305.0	485.6	624.2	686.1	474.1	4,512.0
竹子湖	600.0	263.8	281.3	288.6	216.7	215.9	323.4	299.3	332.9	556.8	783.2	879.6	495.1	4,836.6
淡 水	19.0	112.9	178.9	131.0	159.7	206.0	261.0	160.0	164.7	198.6	176.1	178.2	128.1	2,055.2
臺 北	8.2	90.4	139.8	169.7	169.8	219.4	304.9	246.5	286.1	221.6	120.1	69.3	74.3	2,111.9
基 隆	3.4	319.2	308.0	300.4	223.8	268.9	281.4	136.9	176.8	258.1	253.3	303.4	331.4	3,161.6
富貴角	19.0	135.0	166.0	195.0	181.0	231.0	250.0	126.0	135.0	154.0	87.0	101.0	135.0	1,896.0

本區雨量之垂直分布，以竹子湖為最多，竹子湖以上、以下雨量顯著減少，可見海拔高度600公尺，是本區降雨量最多的地帶(圖3)。

本區月平均降雨量最多月份，大屯山在6月，竹子湖、鞍部在11月，基隆在12月，臺北、淡水、富貴角均在6月。月平均雨量最小月份，山地在4、5月，

基隆在7月，臺北在11月，淡水在1月，富貴角在10月。至於8,9月，無論山地或平地因颱風豪雨的影響，降雨量均顯著增加。

(2)降雨日數：降雨日數，以日降水量大於0.1公厘者計之。本區在東北季風期內，恒多低雲毛雨的天氣，故各地之雨日均以冬半年為多(表12)

表12：大屯山區各地雨日比較表

Table 12: Number of days with rainfall at the stations in Tatun Shan Area

地 名	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	全 年
鞍 部	19.6	18.3	17.8	14.3	14.1	14.3	11.6	13.8	14.7	22.2	21.8	21.6	204.1
竹 子 湖	18.4	17.8	16.0	15.1	12.9	14.8	11.7	13.2	14.4	22.2	21.4	21.1	199.0
淡 水	15.7	16.4	15.8	14.1	12.1	13.7	10.4	10.7	11.3	14.9	14.7	14.9	164.7
臺 北	16.3	16.4	17.1	15.0	16.1	16.1	14.3	14.3	13.9	15.0	15.0	16.1	185.6
基 隆	21.9	20.5	20.8	17.7	18.5	15.9	10.0	12.6	14.9	18.8	20.5	22.6	214.7

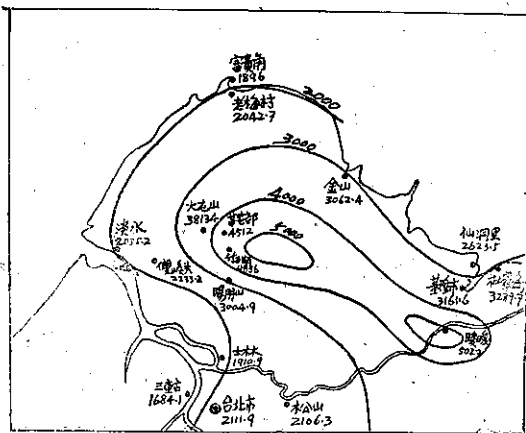


圖 3：大屯山區年雨量分布圖

Fig. 3: Annual distribution of rainfall in Tatun Shan Area

(i)年平均雨日：據臺灣氣候志，大屯山年平均雨日為267天(12月最多為26.3天，9月最小為16.7天)。鞍部年平均雨日204.1天，竹子湖199天。平

地以基隆雨日最多214.7天，臺北185.6天，淡水雨日最少164.7天。

山地鞍部、竹子湖自10月~12月，各月雨日皆超過21天，10月最多為22天。1月~4月雨日在14天以上，5月~9月雨日較少，7月最少，亦在11天以上。基隆自11月至翌年3月，雨日皆達20天以上，12月最多22.6天，真不愧為『雨港』。臺北背風，雨日比基隆少，但各月分配均勻，3月雨日最多為17.1天，9月雨日最少，亦有13.9天。淡水為本區雨日最少者，最多在2月16.4天，最少在7月10.4天。

(ii)雷雨日數：雷雨為暴雨與雷電交作現象。臺灣的雷雨，可分為夏季的熱雷雨，4,5,6,月的冷鋒雷雨，及7,8,9,月的渦流雷雨(註8)。本區的山地和臺北盆地，夏季日射強，對流盛，故雷雨多(表13)。本區雷雨冬季甚少，多為夏季的熱雷雨。臺北雷雨日數最多，1年有37.3天，其次為竹子湖31.8天，淡水31.5天，鞍部20.5天，基隆濱海只有16.8天。

表13：大屯山區各地雷雨日數比較表

Table 13: Monthly distribution of days with thunderstorms at the stations in Tatun Shan Area

地 名	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	全 年
鞍 部	0.2	0.4	0.8	1.5	2.5	3.9	5.2	4.2	1.6	0.1	—	0.1	20.5
竹 子 湖	0.3	0.4	0.7	2.0	3.3	5.9	9.6	6.1	3.1	0.4	—	—	31.8
淡 水	0.3	0.7	1.6	2.1	2.8	5.8	8.7	6.1	2.8	0.5	—	0.1	31.5
臺 北	0.4	0.8	2.1	2.8	3.3	7.2	8.8	7.4	3.6	0.6	0.2	0.1	37.3
基 隆	0.2	0.4	1.0	1.8	1.8	4.4	3.1	2.4	1.4	0.2	0.1	0.0	16.8

(iii)霪雨：連續降雨30天以上者稱為霪雨(註9)。通常發生在12月或1月；以大屯山、基隆、鼻頭角、暖暖、火燒寮等向風地帶之頻率為最大，平均約3年~5年發生1次。富貴角霪雨日數最長，曾達61天

。至於臺北、士林、淡水、冬季無霪雨。由此可見地形和風向對降雨之影響。

(3)四季雨量之比較：大屯山區雨量之季節分配，各季雖有差異，但無乾季，只有多雨季節和少雨季節

表14：大屯山區各地四季雨量比較表

Table 14: Seasonal distribution of rainfall in percentages at the stations in Tatun Shan Area

地 名	春 (3~5月)		夏 (6~8月)		秋 (9~11月)		冬 (12~2月)		年 總 量
	公 厘	%	公 厘	%	公 厘	%	公 厘	%	
大 屯 山	781.9	20.5	1,114.3	29.2	1,035.0	27.1	882.0	23.2	3,813.4
鞍 部	659.3	14.6	950.8	21.1	1,795.9	39.8	1,106.0	24.5	4,512.0
竹 子 湖	621.2	12.8	955.6	19.8	2,219.6	45.9	1,040.2	21.5	4,836.6
淡 水	496.7	24.2	585.7	28.5	552.9	26.9	419.9	20.4	2,055.2
臺 北	558.9	26.5	837.5	39.7	411.0	19.4	504.5	14.4	2,111.9
基 隆	793.1	25.1	595.1	18.8	814.8	25.8	958.6	30.3	3,161.6
富 貴 角	607.0	32.0	511.0	27.0	342.0	18.0	436.0	23.0	1,896.0

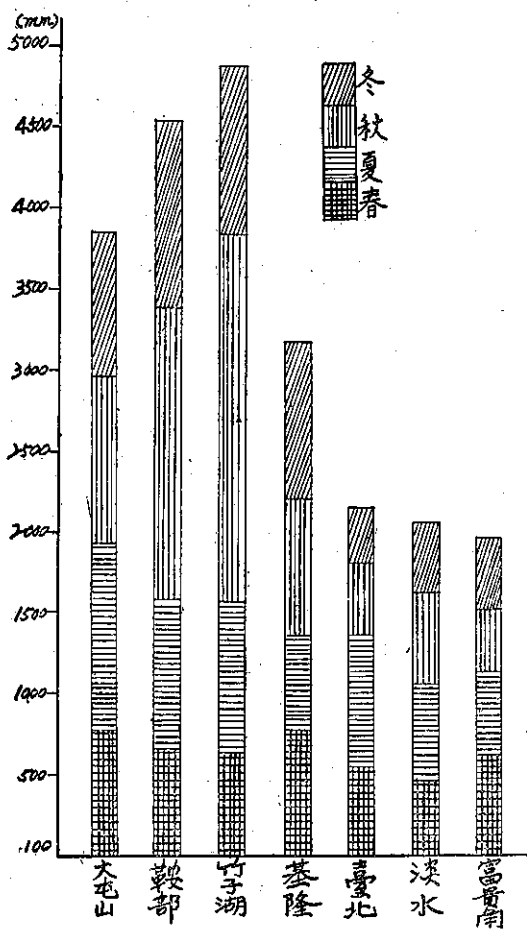


圖 4：大屯山區各地雨量之四季分配

Fig. 4: Diagram showing seasonal distribution of rainfall in Tatun Shan Area

之區別 (表14圖4)。

竹子湖和鞍部，秋季降雨最多，冬雨次之，春雨最少。竹子湖秋、冬二季降雨量合占年雨量之 67.4%

，鞍部合占年雨量之 64.3%。山地多雨期與東北季風期吻合。

至於大屯山夏季降雨最多，占年雨量之 29.2%，秋季次之，春季降雨最少，其秋、冬二季之降雨量僅占年雨量之 50.3%。由此可知，就高度言，大屯山似已超出冬季風多雨帶之限界。

平地，基隆面迎東北季風，故冬雨最多，占年雨量之 30.3%，春秋二季相差甚微，唯因夏季背風，夏雨最少，僅占年雨量之 18.8%。

臺北位居盆地中，夏多熱雷雨，故夏雨最多，占年雨量之 39.7%，冬季背風，冬雨少，僅占年雨量之 14.4%，與迎風坡的基隆成對比。

淡水夏季迎風，夏雨最多，占年雨量之 28.5%，冬雨最少，占年雨量之 20.4%，但各季雨量相差不多，為本區雨量四季分配最均勻者。

富貴角春雨多，占年雨量之 32%，夏雨次之，占年雨量之 27%，秋雨最少，僅占 18%。

3. 雨型：就地形、風向及雨量之季節分配來觀察，大屯山區可分為四類雨型。

(1) 山地秋雨型：以鞍部、竹子湖為代表。雨量之季節分配，秋雨多，冬雨次之，春雨最少。秋雨特多是因秋季內有颱風侵襲，同時東北季風轉強，故山地降雨激增。鞍部秋季雨量占年雨量之 39.8%，秋季雨日占年雨日之 28.8% (圖 5)。山地春季少雨，乃因春季是季節轉換期，風速減弱，降雨量減少。

(2) 基隆冬雨型：大屯山區的東北部，冬季迎風，夏季背風，故冬雨最多，秋雨次之，夏雨最少。基隆冬季雨量占年雨量之 30.3%，夏雨僅占 18.8%。冬季雨日占年雨日之 30.2%，夏季僅占 17.9%，顯示了冬雨型之特性 (圖 6)。

(3) 臺北淡水夏雨型：大屯山區的西南部，冬季背

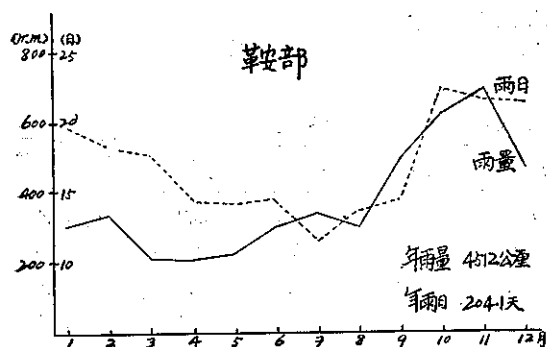


圖 5：鞍部雨日及雨量之比較

Fig. 5: Monthly distribution of rainy days and rainfall at Anpu

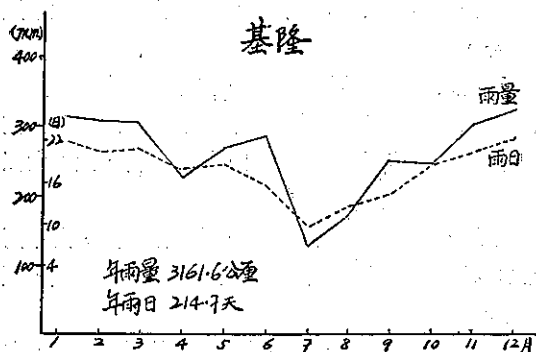


圖 6：基隆雨日及雨量之比較

Fig. 6: Comparison of monthly distribution on rainfall and rainy day at Keelung

風，夏季向風，故夏雨多，冬雨少。至於降雨日數冬季仍多於夏季。由於位置及地形之影響，二地雨型之性質亦略有不同。

(i) 臺北居內陸盆地中，夏多對流雨、雷雨，故夏雨最多。占年雨量之 39.7%，冬雨僅占 14.4%。就雨日言，冬季雨日占年雨日之 26.2%，夏季占 24.1%，冬、夏雨日頗有分庭抗衡之勢，可見臺北夏雨型的色彩已相當濃厚（圖 7）

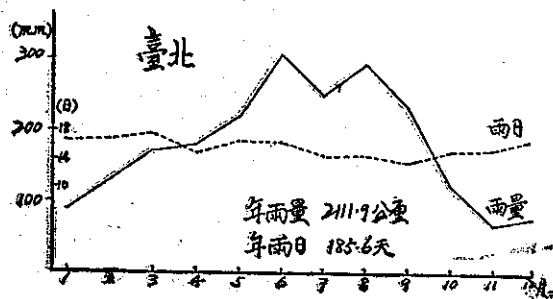


圖 7：臺北雨日及雨量之比較

Fig. 7: Monthly distribution of rainy days and rainfall at Taipei

(ii) 淡水臨河近海，夏雨雖多，只不過占年雨量之 28.5%，冬雨雖少，亦佔 20.4%，雨量之四季分配相當勻和。就雨日看，冬季顯佔優勢，佔年雨日之 28.5%，夏季佔 21.1%。淡水夏雨型之色彩，比臺北要淡，其原因有二：一因淡水受水面的調節，夏季對流性陣雨或雷雨比臺北要少。一因淡水在冬季受北風、北北東風之影響比臺北大，故冬雨亦較多（參見表 22，及圖 8）。

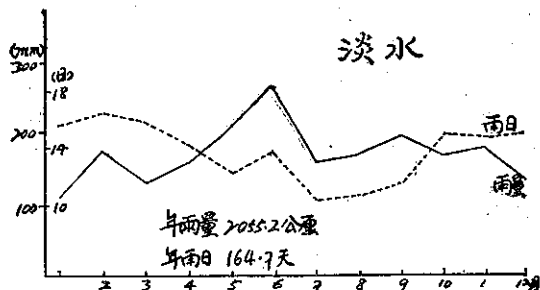


圖 8：淡水雨日及雨量之比較

Fig. 8: Monthly distribution of rainy days and rainfall at Tamshui

(4) 富貴角春雨型：代表西北部近海地帶。因地勢低，地形性降雨少，鋒面雨、對流性雨多，故春雨特多，佔年雨量之 32%，夏雨次多佔 27%，冬雨佔 23%，秋雨最少，佔年雨量之 18%。假如以富貴角、基隆、淡水三地相比，富貴角夏季雨量所佔年雨量之百分比，比基隆要高，但比淡水為低；冬季雨量所佔年雨量之百分比，比基隆低，但比淡水要高。就雨型言，富貴角地區，顯示了漸移性質，為東北部冬雨型及西南部夏雨型間的過渡型。

總之，大屯山區竹子山列以東，向風面的山地和平地，東北季風佔絕對優勢，雨期與東北季風期吻合。東北部平地因夏季背風，故夏雨較少。山地外側，雖受東北季風控制，但已粉飾上夏雨型的彩色，其濃度由內陸盆地向西北沿海區遞減。

4. 雨量極端值

(1) 1小時和 1日最大雨量：此項雨量極端值，多係熱雷雨或颱風雨所造成，發生時間以夏季為多（表 15）。

由表 15 可知，1 小時雨量極端值，平地大於山地，基隆曾創 102.1 公厘的紀錄。1 日雨量極端值山地大於平地，當颱風來襲，山地暴雨傾瀉，竹子湖曾創下 476.8 公厘的紀錄。

(2) 可能最大日降雨量：本區可能最大日降雨量之估計：大屯山為 435.7 公厘，鞍部 462.7 公厘，竹子

表15：大屯山區各地1小時，1日最大雨量比較表(公厘)

Table 15: Hourly and daily maximum of rainfall and their date of occurrence in Tatum Shan Area

地名	1小時最大雨量	出現時期	1日最大雨量	出現時期
鞍部	88.0	1955年11月2日	424.8	1955年11月2日
竹子湖	69.0	1958年8月29日	476.8	1953年8月16日
淡水	92.0	1956年11月3日	275.8	1956年11月3日
臺北	110.0	1959年6月26日	263.4	1953年8月16日
基隆	102.1	1951年11月27日	330.6	1930年7月28日

湖551.3公厘、淡水295.2公厘、臺北384.2公厘，富貴角260.6公厘、金山322.0公厘，基隆353.9公厘(註10)。

5. 霜雪

據臺灣氣候志：大屯山霜日數年僅0.5日，發生在12月至翌年4月，降雪日數平均1.2日，最早雪期為12月30日，最晚雪期為2月3日，積雪最厚3.5公分(1945年2月8日)。

鞍部降霜日數年僅0.3日，發生在1~4月，臺

北降霜日數0.4日，發生在11月至翌年3月。其他各地無霜日紀錄。

本區山地和平地，霜日雖少，但自秋末到初春期間，均有結霜之可能，此偶發性寒害，對農作之影響亦不應忽視。

(四) 溫度與蒸發

1. 濕度：空氣中水汽的含量稱為濕度，可分為絕對濕度和相對濕度。大屯山地潮濕而多雲霧，為本省濕度最大的地區。

(1)絕對濕度的年變化：絕對濕度表示空氣中水汽的真實含量。由表15可知，大屯山區的絕對濕度(i)平地大，山地小，亦隨高度遞減。就年平均言，淡水、臺北、基隆，均在16公厘以上，山地的竹子湖為14.5公厘，鞍部只有14公厘。(ii)夏期大，冬期小，其年變化很規則。鞍部7月為18.9公厘，1月8.7公厘，竹子湖7月19.6公厘，1月9.2公厘，淡水7月22.9公厘，1月10.8公厘，臺北7月為21.9公厘，1月10.9公厘，基隆7月22.4公厘，1月11.1公厘。

表16：大屯山區各地之平均絕對濕度比較表(公厘)

Table 16: Monthly mean absolute humidity at the stations in Tatum Shan Area

地名	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	全年
鞍部	8.7	9.4	10.9	13.0	15.8	17.8	18.9	18.8	17.5	14.3	12.2	10.3	14.0
竹子湖	9.2	9.8	11.2	13.4	16.4	18.5	19.6	19.5	18.2	14.9	12.6	10.7	14.5
淡水	10.8	11.0	12.6	15.3	18.9	21.8	22.9	22.4	20.9	16.7	14.6	12.1	16.7
臺北	10.9	10.9	12.3	15.1	18.3	20.9	21.9	21.7	20.2	16.9	14.3	12.1	16.3
基隆	11.1	11.3	12.4	15.1	18.6	21.3	22.4	22.2	20.7	17.3	14.7	12.5	16.6

(2)相對濕度的年變化：相對濕度可以表示空氣的乾濕程度，為空氣中實際含有的水汽量與同溫度時包含最大水汽量的百分比。大屯山區的相對濕度，由表16可知(i)山地大於平地，這因山地氣溫低，降雨多，故濕度增高，鞍部的相對濕度高達93%，竹子湖89%，比臺灣中、南部山地濕度均大(玉山為80%，阿里山為86%)。平地的基隆、臺北為82%，淡水為

80%(ii)冬期大於夏期，這因東北季風期內，溫度低降，且雨日雨量增多的緣故。如鞍部自10月至翌年3月相對濕度均在94%以上，7月最低為90%。平地的臺北和基隆，1,2月均為84%，7,8月為78%。

淡水為本區冬期各月相對濕度最低者，這因淡水位居大屯山之背風側，東北風越嶺而下，具有下沉作用，是以溫度增高，相對濕度減少。

表17：大屯山區各地之平均相對濕度比較表(%)

Table 17: Monthly mean relative humidity at the stations in Tatum Shan Area

地名	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	全年
鞍部	94	95	94	93	91	91	90	91	92	95	96	95	93
竹子湖	89	90	89	88	87	88	86	87	87	90	90	91	89
淡水	81	83	83	81	81	81	79	78	78	78	79	80	80
臺北	84	84	84	82	82	82	78	78	79	81	82	83	82
基隆	84	84	84	84	84	83	78	78	79	79	81	83	82

2. 蒸發 雨量之實際效用，受當地蒸發量之大小所左右，而蒸發量之大小，視溫度之高低，雲量之多寡，濕度之大小及風速之強弱而異。

(1)本區的蒸發量山地小，平地大（表18）。此因

山地溫度比平地低，且全年多雨，濕度大，故蒸發量甚少（比臺灣中南部山地均少）。鞍部年平均蒸發量798.9公厘，竹子湖為920.8公厘。

表18：大屯山區各地之平均蒸發量比較表（公厘）

Table 18: Monthly mean evaporation at the stations in Tatun Shan Area

地 名	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	全 年
鞍 部	41.5	42.1	53.6	71.5	83.5	82.2	105.2	99.4	84.1	53.5	410.4	36.9	798.9
竹 子 湖	46.7	51.3	69.5	75.5	94.7	95.1	115.6	110.4	98.0	67.4	51.3	45.3	920.8
淡 水	78.1	70.7	94.5	114.1	146.9	153.1	206.4	211.7	179.9	133.2	102.8	85.3	1,576.7
臺 北	60.5	59.2	79.3	98.8	125.7	141.4	174.8	172.9	145.7	112.6	81.2	63.5	1,315.6
基 隆	67.7	62.1	80.2	95.2	115.5	138.6	205.7	195.6	159.6	127.6	98.0	75.4	1,421.2

平地的淡水蒸發量最大，為1,576.7公厘，基隆1,421.2公厘，臺北1,315.6公厘。

(2)蒸發量的年變化，大致與月平均溫度年變化相符合。最高蒸發量發生在夏季，鞍部、竹子湖在7月，平地的基隆、臺北在7月，淡水在8月。最低蒸發量出現在冬季，鞍部、竹子湖在12月，臺北在1月，淡水、基隆在2月。

淡水之平均溫度及平均風速均比臺北、基隆為高，相對濕度比2地為低，故蒸發量亦大。

(3)蒸發量與雨量之比較 氣候之乾濕，不能僅以雨量之多寡為標準，應以雨量和蒸發量之差值來決定，兩者平衡之結果如成虧損差值，則屬乾燥氣候，如成剩餘差值，則降雨量雖少，亦屬濕潤氣候。大屯山區各地之水分平衡狀態，以全年而論，均發生剩餘差值，而以山地剩水尤多。鞍部剩餘達3,713.1公厘，竹子湖為3,915.8公厘，平地以基隆剩餘最多為1,740.4公厘，臺北796.3公厘。淡水剩餘最少為478.5公厘（圖9）。如以各月而論，山地如鞍部、竹子湖各月均為剩餘差值，平地則不然；淡水因年均溫高，相對濕度低，蒸發量大，7、8月發生虧損差值，7月虧損46.4公厘，8月47公厘，基隆夏季少雨，7月虧損68.8公厘，8月18.8公厘，9月98.5公厘。臺北因冬季少雨，11月虧損11.9公厘。

(五) 雲量霧日和日照

1. 雲量 雲量是指天空被雲所蔽，由視域面積之10分數計之。雲量在1/10以下為碧空，2/10到5/10為疏雲，6/10到9/10為裂雲，9/10以上為密雲。

大屯山區之雲量平均概在7以上，山地多於平地，冬期多於夏期，向風區多於背風區，此顯然受地形

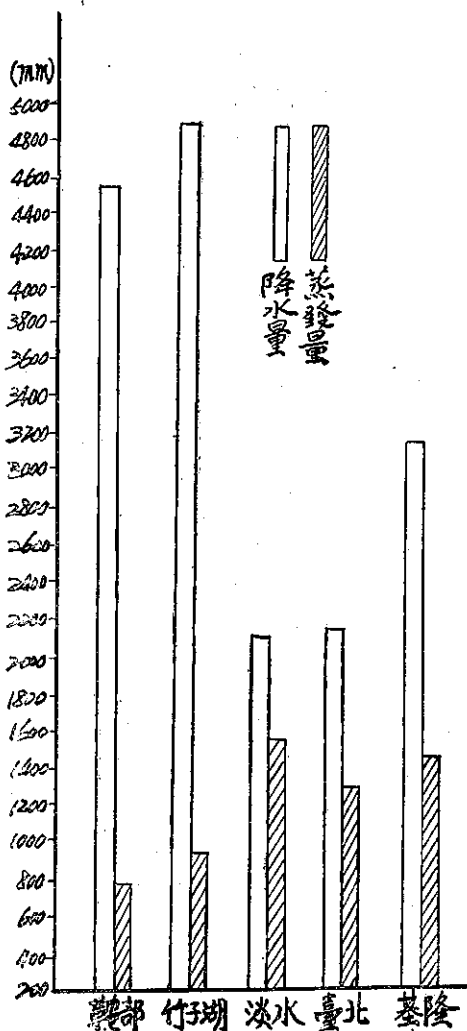


圖9：大屯山區各地降水量和蒸發量之比較
Fig. 9: Diagram showing the comparison of rainfall and evaporation at the stations

表19：大屯山區各地雲量比較表（10分比）

Table 19: Monthly mean cloudiness in tenth at the stations in Tatun Shan Area

地 名	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	全 年
鞍 部	8.6	8.5	8.6	8.6	8.5	8.9	7.9	7.9	8.0	8.9	8.8	8.7	8.5
竹 子 湖	7.8	8.2	8.2	8.3	8.1	8.5	7.4	7.2	7.0	8.0	8.1	8.1	7.9
淡 水	7.7	8.0	8.0	7.6	7.6	7.9	6.5	6.1	5.8	6.9	7.3	7.7	7.3
臺 北	7.9	8.2	8.1	7.8	7.7	7.7	6.3	6.1	6.0	6.9	7.4	7.8	7.3
基 隆	8.7	8.2	8.6	8.2	8.0	7.6	6.0	5.9	6.6	8.0	8.4	8.7	7.8

及冬季季風的影響（表19）

大屯山年平均雲量為 8.8（據臺灣氣候志），鞍部為 8.5，竹子湖為 7.9，這比臺灣中南部山地雲量均多（玉山雲量為 6.4，阿里山為 6.8）。平地因基隆向風，雲量最多為 7.8，冬季背風的淡水和臺北均為 7.3。

本區各地雲量之年變化以東北季風期雲量為多，夏季風期雲量少，此與臺灣中南部地區恰相反。本區山地雲量最高月在 6 月，平地 2 月，最低月山地、平地均在 8, 9 月。

由表 20 可知，山地的鞍部、竹子湖，碧天和疏天日數比平地少，密雲日數比平地多，這因山上空氣濕潤，雲多寡照，所以晴天稀見。平地碧天和疏天日數以向風區的基隆為最少，密雲日數却最多。淡水因背風向陽，濕度小，是本區碧天疏天日數最多（碧天日數比竹子湖、臺北、基隆多 1 倍，比較部多 5 倍），密雲日數最少者。

一般說，密雲天氣發生在東北季風期內，碧天、

表 20：大屯山區各地云量別天氣日數比較表

Table 20: Mean number of days with certain amount of cloudiness at the stations in Tatun Shan Area

地 名	碧天日數 (1/10以下)	疏天日數 (2/10-5/10)	裂雲日數 (6/10-9/10)	密雲日數 (9/10以上)
鞍 部	3.0	36.1	106.5	220.4
竹 子 湖	6.0	50.9	130.7	177.8
淡 水	14.7	69.1	132.2	149.2
臺 北	7.0	66.0	137.4	154.8
基 隆	6.4	52.4	111.2	195.8

疏天、裂雲日數，多出現在夏秋二季。

2. 霧日：大屯山地多霧，且隨海拔高度而激增。大屯山年平均霧日有 331.8 天，全年各月均在 25 天以上（據臺灣氣候志），比臺灣中南部山地霧日均多（玉山霧日為 261 天，阿里山 251.7 天），鞍部霧日 165 天，竹子湖 65 天。平地以臺北霧日最多，年平均為 36.3 天，淡水 25.6 天，基隆最少為 21.3 天（表 21）

表 21：大屯山區各地霧日比較表

Table 21: Monthly mean number of days with fog at the stations in Tatun Shan Area

地 名	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	全 年
鞍 部	17.2	17.7	19.2	18.2	14.2	10.3	6.0	8.1	9.5	13.1	15.6	15.9	165.0
竹 子 湖	5.6	7.5	8.6	8.8	7.4	6.2	5.3	4.2	3.2	2.1	2.6	3.6	65.1
淡 水	2.8	3.2	4.1	3.3	2.1	1.8	1.8	0.8	1.1	0.9	1.3	2.4	25.6
臺 北	3.6	4.0	4.3	3.8	3.3	3.5	2.6	2.3	1.9	1.8	2.2	3.0	36.3
基 隆	2.1	2.5	3.7	2.8	2.1	1.7	0.8	1.2	0.9	0.9	1.2	1.4	21.3

本區霧日之季節分配，以早春 2, 3, 4 月多霧，夏秋季的 7, 8, 9, 10 月少霧，此與臺灣中、南部山地夏季多霧顯然不同。本區各地以 3 月霧日為最多，鞍部有 19.2 天，竹子湖 8.6 天，淡水 4.1 天，臺北 4.3 天，基隆 3.7 天。

本區春季多霧的原因，由於暖海變性極地大陸氣團，在季節變易的初春出現最多，此氣團秉性暖濕，

風力微弱，天氣晴和，具有成霧的適宜條件。同時春季的夜晚，地表輻射散熱仍強，故晨間常常濃霧蔽天，尤其山上，甚至竟日不消。

夏季少霧，乃因晝間日射甚強，地面已充分受熱，夜間輻射冷卻多不足使空氣達到飽和之故，因此自 4 月後，本區霧日顯著減少。

由於地形和氣流的影響，霧的局部性很大，華崗

和紗帽山之間，春日早晨，常見低霧，沿深谷徐徐擴散，日出後，瞬即消散。

冬季風期間，山上雲層很低，時有碎裂雨雲隨風漂浮，帶有迷濛霧滴，使能見度銳減，是低雲還是高霧，不易分辨。

3. 日照 由於山地多雲霧，故日照時數甚低。鞍部和竹子湖2山地測站均無日照紀錄。茲根據臺灣氣候志：大屯山年平均日照時數僅有830小時，日照百分率年平均為19%：最高8月為35%，最低4月為13%，7,8,9月在20%以上，其他各月在20%以下。由此可知，大屯山地之日照時數及日照率比臺灣中、南部山地均低（玉山年平均日照時數為2,165.8小時，日照率為50%，阿里山日照時數為1,751.9小時，日照率為40%）。山地日照不足，對植物、農作物之發育甚有影響。

本區平地年平均日照時數以淡水為最高，有1,754.8小時，比大屯山多1倍。臺北為1,646.2小時，基隆日照時數最少為1,260.1小時，僅及淡水之70.5%。

平地之年平均日照率，淡水最高為39%，臺北37%，基隆僅有27.6%。各地均以7月日照率為最高，淡水為60%，臺北54%，基隆51.7%。最低月淡水、臺北在2月，基隆在1月，日照率僅有13.8%。

(六) 風

本區首當東北季風的要衝，風勢強勁，長期受其控制，夏季復受西南、東南季風影響。至於夏秋期間，颱風過境，風勢更為狂暴。

1. 東北季風氣流之運行：氣流之運行受局部地勢之影響，如圖10所示，東北風受凹形低地兩側山嶺之挾持，氣流沿北磺溪谷而上，向西南推進，但受七星山之遏阻，氣流繞七星山兩肩之山口，越嶺而下，風

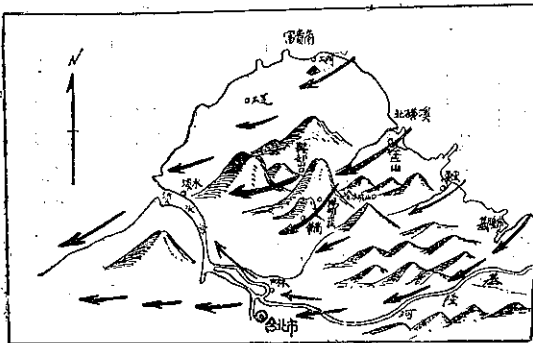


圖10：大屯山區東北季風氣流之運行

Fig. 10: A sketch showing the air currents in Tatum Mountains and in Keelung and Tamshui Rivers

勢最為銳厲。

(1)七星山和小觀音山之間是鞍部山口，氣流由此山口衝出，掠過竹子湖盆地，襲向大屯山，沿南磺溪谷南下。這股氣流帶來的低雲，徐徐南進，假若風速不大，在新北投或關渡上空，逐漸蒸散。

(2)七星山和大尖後火山之間是冷水坑山口，氣流由北磺溪谷越嶺而下，經紗帽山東側吹向西南。華崗因迎風，且地勢坦平，空曠，故風勢甚強。至於華崗陡崖下的天母，完全處於背風地位。陽明山莊位居七星山南麓，較為背風，但當氣流襲向紗帽山時，每降局部地形雨，故紗帽山山南山北，華崗與陽明山莊間；天氣亦略有不同。瑪鍊溪和外雙溪對稱分布，成東北西南走向，也是冬季風氣流南進的通路。

東北風順着基隆河谷侵入臺北盆地，受盆地南北丘陵之挾持，故風向偏東。

竹子山列西側，東北風顯具下沉作用，溫度增高，濕度減少，且地勢向海岸依次低降，缺乏舉升作用，故地形性降雨減少，但近海地帶，受臺灣海峽風的誘導，北風甚強。

此一近海地帶，冬季時（12月～翌年2月）北風、北北東風之頻率也相當高，故淡水有『港內東風、港外北風』之諺。當北風來襲時，陰雨天居多，天氣情況比東北風為壞。淡水地區多雨率比臺北為高，主要受北風、北北東風的影響（表22）。

表22：冬季（12～翌年3月）淡水、臺北區北風及北北東風頻率比較表（%）。

Table 22: Comparison of the winds with N and NNE component at Tamshui and Taipei

地名	風向	
	北	北北東
淡水	16.3	35.3
臺北	2.8	2.0

來自臺北盆地之東風，與來自海峽方面的北風，在觀音山以南相輻合，此與桃園地區及淡水河口一帶陰沈毛雨的天氣有密切關係。

2. 風向頻率

(1)1月風向以東北風頻率最高（表23），竹子湖為32.2%，淡水為31.6%，基隆為18.9%，鞍部、臺北因受局部地形影響，鞍部北風頻率最高24.4%，臺北東風頻率最高23.9%。

(2)7月風向，鞍部南風頻率最高28.7%，竹子湖

表23：大屯山區各地冬夏風向頻率比較表(%)

Table 23: Distribution of winds in the months of January and July at the stations in Tatum Shan Area

風向	頻 率	地 名	鞍部	竹子湖	淡水	基隆	臺北	風向	頻 率	地 名	鞍部	竹子湖	淡水	基隆	臺北
北	1月	月	24.4	1.3	6.4	12.8	1.0	南南西	1月	月	0.4	0.2	0.1	2.7	1.1
	7月	月	18.9	2.2	3.0	4.1	2.9		7月	月	0.8	0.8	0.7	14.2	3.2
	全年	年	19.4	2.1	4.6	7.8	1.7		全年	年	1.2	1.0	0.6	5.3	1.8
北北東	1月	月	1.3	22.0	14.5	17.3	0.8	西南	1月	月	0.7	0.4	0.5	2.6	1.5
	7月	月	0.4	1.4	0.7	5.1	1.0		7月	月	2.0	3.9	3.2	13.3	4.1
	全年	年	0.7	8.3	6.2	12.2	0.7		全年	年	1.7	1.6	1.7	4.5	2.2
東北	1月	月	9.7	32.2	31.6	13.9	3.0	西南西	1月	月	0.1	0.1	0.3	1.0	1.3
	7月	月	3.5	3.5	1.9	11.0	1.5		7月	月	0.2	2.3	3.1	5.8	5.8
	全年	年	7.5	23.5	21.4	17.0	2.2		全年	年	0.2	0.7	0.6	2.3	2.4
東北東	1月	月	1.2	6.8	3.7	9.3	14.9	西	1月	月	2.0	1.0	3.2	0.9	3.4
	7月	月	0.4	0.9	1.3	2.9	3.2		7月	月	3.0	9.8	18.5	3.6	11.8
	全年	年	1.1	5.5	2.9	9.2	10.8		全年	年	2.2	4.6	8.6	1.6	5.4
東	1月	月	12.2	2.3	2.9	7.5	23.9	西北西	1月	月	1.4	0.4	1.3	1.2	1.9
	7月	月	4.5	2.8	2.6	3.0	6.9		7月	月	0.6	3.8	4.7	0.6	4.1
	全年	年	9.8	4.9	3.1	6.2	21.4		全年	年	0.4	1.7	2.2	0.6	2.4
東南東	1月	月	0.6	0.9	2.8	2.2	20.1	西北	1月	月	8.2	1.4	3.2	3.1	3.1
	7月	月	0.5	1.1	3.9	2.2	4.7		7月	月	6.7	6.3	6.2	1.3	4.9
	全年	年	0.9	1.2	3.4	2.9	17.7		全年	年	5.6	4.2	4.6	1.3	3.2
東南	1月	月	10.3	0.7	9.8	2.2	4.4	北北西	1月	月	1.8	0.5	0.7	4.5	1.3
	7月	月	11.8	2.4	18.2	3.4	4.1		7月	月	1.3	1.7	1.2	1.3	3.0
	全年	年	13.2	2.5	14.8	3.3	3.9		全年	年	1.7	1.4	1.1	2.3	2.2
南南東	1月	月	1.3	0.4	3.2	1.6	1.1	靜止	1月	月	9.0	28.4	13.2	14.5	15.9
	7月	月	1.7	0.8	12.0	3.8	4.8		7月	月	15.5	53.9	10.2	12.7	24.3
	全年	年	2.0	0.6	7.1	2.4	2.1		全年	年	10.5	35.4	12.2	14.6	16.1
南	1月	月	15.6	1.1	2.4	2.8	1.6		1月	月					
	7月	月	28.7	2.3	8.0	11.5	9.1		7月	月					
	全年	年	22.0	1.5	5.4	5.4	3.8		全年	年					

西風頻率最高9.8%，淡水西風頻率最高18.5%，東南風次之18.2%。基隆西南風頻率最高10.7%，臺北因受西南山地影響，以西風頻率最高10.8%。夏季風風勢平和，其頻率百分比之集中率遠不能與東北季風相抗衡。

3. 風速

(1)平均風速：山地孤立當時，風速甚大，據臺灣氣候志，大屯山之風向以偏東為多，年平均風速7.6m/s最大11、12月為9.4m/s，最小5月為6.3m/s，

極端最大風速為50.8m/s。強風日數全年260天，1月最多共27天，5月最少18天，比臺灣中、南部山地均大（玉山年平均風速為4m/s，阿里山僅有1.6m/s）。因風力過強，山巔林木已無法生長。

本區其他各地平均風速（表24），因鞍部北有小觀音山屏障，竹子湖有七星山屏障，故風速皆小，鞍部年平均風速為3.3m/s。9月最大為4.3m/s，5月最小2.4m/s。竹子湖年平均風速僅2.2m/s，為本區風速最小者。11、12月最大為3.2m/s，7月最小1.1為

表24：大屯山區各地平均風速比較表(m/s)

Table 24: Monthly mean velocity of winds at the stations in Tatum Shan Area

地 名	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	全 年
鞍 部	3.2	3.1	2.9	2.7	2.4	2.7	2.8	3.5	4.3	3.8	4.2	3.7	3.3
竹 子 湖	2.8	2.8	2.3	1.8	1.5	1.4	1.1	1.2	1.9	2.7	3.2	3.2	2.2
淡 水	3.7	3.8	3.7	3.5	3.2	3.4	3.7	3.9	4.2	3.9	4.1	4.1	3.8
臺 北	3.3	3.3	3.4	3.1	2.8	2.2	2.4	2.7	3.1	3.6	3.9	3.7	3.1
基 隆	3.8	3.6	3.0	2.5	2.2	2.2	2.9	2.8	3.2	3.9	4.0	3.9	3.2

m/s。竹子湖因風速弱，天然植物生長甚為旺盛。平地受位置 and 地形影響，風速均大，尤其淡水年平均風速為 3.8m/s，全年各月平均風速均超過 3m/s，9 月最大 4.2m/s，5 月最小，亦有 3.2m/s。淡水雖居大屯山之背風坡，但因臨河近海，地勢開闊，故冬夏風速均大。臺北雖居盆地中，年平均風速亦有 3.1m/s，這冬季季風沿基隆河谷進襲，故在冬季風期，月平均風速均在 3 m/s 以上，11 月最大為 3.9m/s。基隆向風，年平均風速為 3.2m/s，11 月最大為 4m/s。

(2)極端最大風速：鞍部極端最大風速為 35m/s (

1953 年，1959 年 7 月，1957 年，1958 年 9 月)，竹子湖為 19.8m/s (1951 年 6 月)，淡水為 36.0m/s (1953 年 7 月)，基隆為 43.0m/s (1959 年 7 月)，臺北為 29.8m/s (1959 年 8 月)。極端最大風速多發生在 7, 8, 9 月的颱風季節。

(3)強風日數：強風日數，是以每日最大風速超過 10m/s 者計之。由表 25 可見：(i) 向風或臨海區比背風、盆地強風日數為多。基隆強風日數最多 70.7 天。淡水 61.3 天，臺北最小 21.6 天。(ii) 強風日數多出現在颱風期或是 11, 12, 1 月冬季風最盛期。

表 25：大屯山區各地強風日數比較表

Table 25: Monthly distribution of days with gales of the stations in Tatum Shan Area

地 名	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	全 年
鞍 部	4.3	3.3	3.4	2.9	2.1	3.3	3.4	7.1	7.6	4.8	6.8	5.3	54.7
竹 子 湖	3.8	3.4	3.9	2.5	2.0	1.8	0.6	0.8	0.5	2.0	2.1	1.8	25.2
淡 水	4.4	3.7	5.1	4.8	3.7	5.1	6.1	8.6	6.0	3.8	4.9	5.1	61.3
臺 北	1.5	1.4	1.5	0.9	1.1	1.4	2.5	2.7	3.2	1.2	2.5	1.7	21.6
基 隆	6.9	5.9	4.8	2.7	2.2	4.0	3.4	4.6	6.1	11.3	9.9	8.9	70.7

四、氣候區域

(一)中央區和東北區大屯山區是一小區域；氣候區的劃分特別注意到下述三點：

(1)以海拔 500 公尺為副熱帶山地和平地氣候的界限。

(2)東北季風的向風面和背風面氣候不同。

(3)在此小區域內，平地各區之氣溫變化相差甚微，但雨量之季節分配因受地形和風向的影響，各地顯有差異。因此，雨型成為氣候分區的重要依據。

據上述要點及分析累年氣候紀錄之結果，並參考野外實察的心得，大屯山區的氣候可分為五區：中央區、東北區、南區、西南區、西北區。(圖 11) 現分述如下：

1. 中央區 (Ccfa)：鞍部、竹子湖為代表。

這是 500 公尺等高線以上的山地，包括竹子山列以東，紗帽山以北，五指山以西，北磺溪上游三重橋以南的地域，氣候特性：

(1)溫度隨高度遞減，冬期大於夏期：以臺北至大屯山為例，年平均遞減率 0.68°C，1 月 0.64°C，7 月 0.48°C。

(2)夏暖冬涼，涼季長，熱季短：年平均溫度 14.4°C~18.3°C 之間 (比臺北低 4°C~7°C)。最熱月 22.9°C~24.4°C，最冷月 8.2°C~11.4°C，年較差可達 14.7

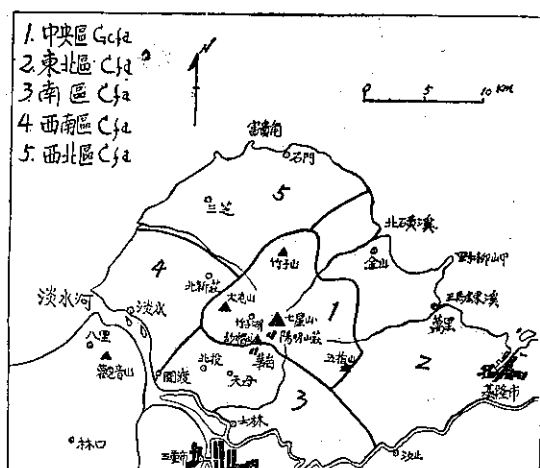


圖 11：大屯山區氣候區圖

Fig. 11: Climatic regions in Tatum Shan Area

°C。竹子湖以上，涼季 7 個月，熱季 5 個月。絕對最高溫度 33.8°C，絕對最低溫度 -2.4°C，冬季偶見霜雪。全年氣溫高於 30°C 日數僅有 29 天，低於 10°C 的日數超過 60 天。

(3)降水量豐富，秋雨最多：東北季風山地首當其衝，形成多雨之島。海拔 600 公尺的地帶，降雨最多，年雨量達 4,800 公厘。秋季，由於颱風雨及東北季風雨之影響，降雨最多，占年雨量 40%，春雨最少

，僅占14%。降雨日數全年200天左右，10月雨日最多22天，7月最少約12天。山地夏多雷雨，雷雨日數全年20天以上。

(4)濕度大、雲霧重、日照不足、蒸發量甚少：山地年平均相對濕度89~93%，年平均雲量8以上，碧天日數僅3~6天，密雲日數177~220天。年平均霧日65~165天，3、4月多春霧。因雲多霧重。日照率甚低，年平均20%左右。年平均蒸發量920公厘，全年剩餘差值3,900公厘。

(5)風速大：山地孤高突出，東北季風長期控制，風勢強勁。年平均風速大屯山7.6m/s。鞍部背風3.3m/s，其風向頻率冬期多北風，夏期多南風，強風日數全年51.7天，極端最大風速35m/s。夏暖冬涼，雨多濕重，日照不足，風速甚強是本區氣候的通性。夏末秋初是山區天氣最佳季節，氣溫22°C左右，陰雨天霧日少，濕度低，能見度亦佳，令人有秋高氣爽之感。冬季風期內，疾風雷雨，遍地陰濕，寒感甚深，是山區天氣最惡劣的季節。春季是季風轉換期，春霧尤多，風向不定，乍陰乍晴，天氣最多變幻。

2. 東北區 (Cfa) 以基隆為代表

本區為高度500公尺以下的丘陵和平地，背山面海，西側沿竹子山列300公尺嶺脊線引伸至海岸(註11)，向東包括金山平原及瑪鋏河流域(瑪鋏溪以東至基隆河谷，同屬本區)。本區位於東北季風的向風面(夏季西南季風的背風面)，氣候特性：

(1)雨量、雨日多，冬雨型明顯：年雨量3,000公厘以上(為全省平地區雨量最多者)。以多季雨量最多，占年雨量30.3%，夏雨最少，僅占18.8%。全年雨日214天，自11月至翌年3月，各月雨日均在20天以上，12月雨日多達22.6天，7月雨日最少10天。雷雨日數比其他各區為少，僅16.8天。

(2)雲量多，晴天少，日照率低：年平均相對濕度82%，冬、春2季濕度甚大，為84%，夏、秋2季濕度為79%左右。年平均雲量7.8，10月至翌年5月均在8以上，8月雲量最低為5.9。密雲日數最多，全年195.8天，碧天稀見，僅6.4天。日照率甚低，年平均為27.6%，7月日照率51.5%，1月僅13.8%。

(3)夏末秋初，水分平衡發生虧損差值：年平均蒸發量約1,421公厘，全年剩水1,740公厘。因夏秋季少雨，蒸發多於降水，7月虧損68.8公厘，8月虧損18.8公厘，9月虧損98.5公厘。

(4)熱季長涼季短，海洋調節冬暖而夏涼：年平

均溫度21.9°C，最熱月28.3°C，最冷月15.4°C，年較差12.9°C，比其他各區為小。因受海洋調節，自10月至翌年1月，氣溫略高，3月至8月氣溫略低，顯示冬暖夏涼之特性。本區熱季長達8個月，涼季4個月。絕對最高溫度37.9°C，絕對最低溫度5°C。氣溫高於30°C的日數全年約102天，低於10°C的日數僅有8.4天。

(5)冬季風速大，強風日數多：年平均風速3.2m/s，11月達4m/s。風向頻率夏季西南風，冬季東北風，極端最大風速43m/s，強風日數全年70.7天，為平地各區最多者。

本區面海背山，處東北季風的向風面，冬期內海風銳厲，類多陰沈低雲及氤氳有雨的天氣，濕度大，日照率低。夏季濕度較小，海陸風調節，氣候宜人。氣溫之年變化，因受海洋調節，冬暖而夏涼。本區雨量豐沛，冬雨型顯著，夏秋季水分平衡，略有虧損。

(二)南區、西南區和西北區 南區(Cfa)以臺北為代表：紗帽山以南，小坪頂臺地至關渡連線以東，淡水河、基隆河以北之地域，亦即高度500公尺以下的盆腔丘陵和平地。與東北區以汐止為分界(註12)。華崗、天母、北投、士林、社子及復興崗均包括在本區內。其氣候特性：

(1)位於中央區的雨陰面，冬雨少，夏雨型顯著：年雨量2,100公厘左右，夏季雨量占年雨量39.7%，冬雨僅占14.4%。全年雨日185.6天，各月雨日比較平均，最多月16.4天，最少月13.9天。本區夏多雷雨，雷雨日數全年37.8天，比其他各區為多。因冬季少雨，11月的水份平衡虧損11.9公厘。

(2)偏處內陸，海洋影響較少，溫度變化比較極端：極端最高溫度38.6°C，極端最低溫度-0.2°C，年平均霜日0.4天。氣溫高於30°C日數全年131天，比東北區多30天，低於10°C的日數17.1天，比東北區多1倍。最冷月平均溫度15.1°C，最熱月平均溫度28.2°C，年平均溫度21.9°C，年較差13.1°C。熱季8個月，涼季4個月。

(3)冬期濕度大，春季多霧，日照率略高：年平均相對濕度82%，冬期濕度大81~84%，夏季僅78%。年平均雲量7.3，9月雲量最少，僅6.0，年平均碧天日數7天，密雲日數154.8天。平均霧日36.3天，3月多霧有4.3天。年平均日照時數1,646小時，日照率37%，比東北區高10%。

(4)風向頻率華崗冬季東北風，夏季東南風；低地區冬期內，冷氣流沿基隆河谷侵入，多東風，夏季多

西風。平均風速3.1m/s，強風日數21.6天，極端最大風速29.8m/s。

本區偏處內陸，位東北季風背風面，受海洋影響較少，氣候與其他各區比較，顯示大陸性，氣溫變化比較極端，夏雨型較為明顯。冬期內受冬季風影響，氣溫低降，風勢亦強，陰雨天多，濕度甚大，故頗有寒意，但冬季雨量顯著減少。夏多對流性陣雨和雷雨，頗有消暑作用。冬季寒潮來襲，氣溫驟降，發生霜害的可能性，比平地其他各區為大(註13)。

4. 西南區 (Cfa) 淡水為代表：包括小坪頂臺地至關渡連線以西，大屯溪以南，高度500公尺以下的丘陵和平地(註14)。本區背山面海，瀕臨淡水河口，冬季背風向陽，夏季迎風，且受海洋調節。此一地理位置對本區之氣候甚有影響。

(1)東北氣流越嶺下沉，溫度增高，濕度減低：年平均溫度22.2°C，為各區年均溫最高者。最熱月28.6°C，最冷月15.3°C。因受海洋調節，極端溫度比較緩和，絕對最高溫度37.8°C，絕對最低溫度3°C。氣溫高於30°C日數，全年123.7天，-10°C以下日數16.9天。熱季8個月，涼季4個月。

(2)濕度低，雲量小，晴天多，日照率高：年平均相對濕度80%，為各區濕度最低者，冬期內濕度比東北區和南區低，2、3月濕度最高為83%，夏秋2季為78%。年平均雲量7.3，冬期內雲量比南區和東北區為少，碧天日數全年14.7天，比東北區和南區多1倍，密雲日數全年149.2天，為各區最少者。年平均霧日25.6天，3月多霧4.1天，年平均日照時數1754.8小時，比東北區多25%，年平均日照率39%，比東北區高11.4%。

(3)雨量4季均勻，夏季多於冬季：年雨量2,055.2公厘，夏雨占年雨量28.5%，冬雨占20.4%，全年降雨日數164.7天，夏多雷雨，雷雨日數全年31.5天。

(4)河口和近海地帶全年多風：風向頻率，冬季東北風，夏季西風、東南風，平均風速3.9m/s，強風日數全年61.3天，極端最大風速36m/s。

(5)蒸發量大，夏季水份平衡發生虧損差值：由於溫度高，濕度小、全年多風，故蒸發較盛，年平均蒸發量1,576.7公厘，比其他各區均多，水分平衡7月虧損46.4公厘，8月虧損37公厘。

本區由於中央山地之障礙作用，氣候特性與東北區顯不相同；因受海洋調節，氣候無極端性。夏季雖氣溫略高，海陸風調節，氣候宜人，年雨量夏多冬少，但4季分配比較平均，由此可見，『中和』是本區

氣候之特色。

5. 西北區 (Cfa) 富貴角為代表：本區位居臺灣最北端，包括大屯溪以北，竹子山列以西的地域，地勢由500公尺依次向沿海低降，低丘淺谷平行走向，海岸線突出略成弧形。

據所得氣象資料，本區氣候特性：

(1)年平均溫度略低，年差較大：本區與平地各氣候區比較，年平均溫度低，年較差大，這顯然受了本區之位置、海洋及寒潮等因素的影響。年平均溫度21.6°C，最熱月28°C，最冷月14.8°C，年較差13.2°C。涼季4個月，熱季8個月。

(2)雨量較少，春雨最多：年平均雨量1,896公厘，雨量季節分配，春雨占年雨量32%，夏雨27%，冬雨23%，秋雨最少18%，若以冬、夏二季降雨量之百分率與冬雨型(基隆)和夏雨型(淡水)比較，則顯示過渡性質(見表13)。冬雨之百分率比冬雨型少，比夏雨型多，夏雨百分率反之，比冬雨型高，比夏雨型低。本區冬季的天氣狀況和東北區類同，雲量、雨日較多，且偶有霪雨。

本區氣候之特色是漸移性，為東北區和西南區之間的過渡氣候。

五、氣候的影響

(一) 氣候對天然植物的影響

大屯山區的森林，多集中在中央區的山地，或散生在四周陡坡之上。300公尺以下，由於人為的破壞，林地稀見。

大屯山區森林之垂直分布，略可分為三帶：

1. 副熱帶雨林 (Subtropical rain forest) 分布在海拔600公尺以下，其優勢樹木：

(1)常綠潤葉樹：有榕樹 (*Ficus retusa*)、相思樹 (*Acacia confusa*)、九丁樹 (*Ficus nervosa*)、樟樹 (*Cinnamomum camphora*)、大頭茶 (*Gardonia axillaris*)、大葉楠 (*Machilus hunanensis*)、山龍眼 (*Helicia formosana*) 等。相思樹之純林，在600公尺以下分布甚廣。

(2)落葉潤葉樹：有雀榕 (*Ficus wightiana*)、重陽木 (*Bischofia javanica*)、楓香 (*Liquidambar formosana*)、粗葉樹 (*Aphananthe aspera*)、臺灣馬醉木 (*Pieris taiwanensis*) 等。

2. 暖帶林 (Warm temperate forest)：分布在600~950公尺間，主要樹木：昆蘭樹 (*Trochop-*

endron aralioides)、山桐子 (*Idesia polycarpa*)、烏心石 (*Michelia formosana*)、琉球松 (*Pinus luchuensis*)、大屯山杜鵑 (*Rhododendron nakaharai*) 等。地勢愈高，林木愈稀、愈矮。

3. 高地草原 (Upland meadow): 900公尺以上，出露的山巔或嶺脊，叢是密生之芒草及矮小之竹叢，間有昆蘭樹、大屯山杜鵑及鈴木 (*Surya Spp.*) 散生其中，低矮、成叢、已屬高山灌木形態。

此垂直林相，顯示植物對不同高度氣候之適應，分數點論之：

(1) 中央區雨量豐富，年平均 4,000 公厘左右，無乾旱季節，利於植物生長、繁殖，如鞍部、竹子湖一帶，樹木甚為繁茂。

(2) 大屯山地海拔僅有 1,000 公尺，但為一孤立山集，當冷氣團南下之衝，對氣候之反應很敏銳，氣溫低於 10°C 以下的日數，竹子湖全年有 61 天，大屯山有 128 天。由於冬季氣溫低，濕度大，日照不足，這對植物之發育已有影響；相思樹在 600 公尺以上已屬罕見，海拔 900 公尺之地帶，林木漸矮，已成高山灌木形態。生長在臺灣中南部 2,500 公尺高山上的龍膽和石楠，本區山地已有發現，故本區林帶之垂直分布，受溫度之影響，比中、南部山地顯著降低。

(3) 風是影響本區林木生長的重要因素。風速超過 4 m/s ，對植物有害無益。風的機械力不僅為害植物，甚至使其消滅。本區山脊上芒草和竹叢取代了樹木，風是唯一的原因。風嚴格控制了林線的高度 (註 15)。大屯山、七星山的向風面，林線高約 850 公尺，其上芒草、竹叢密生，一片黃土，頗有童禿之感。背風面的林線高度幾近山巔，遠望翠峯羅列，一片油綠。此一不調和分布，顯受風的影響。

東北季風對本區長期控制，從海岸地帶的林投、木麻黃等防風林，到山巔的矮樹，多有一種偏傾狀態，這因幼芽生於向風面，因風害而夭折或停止發育，背風面的幼芽，生長照常，因此植物個體發育及全株形象均視風向為轉移。不少的樹木因受風的壓力不能抬頭，甚至不能直立，低矮、彎折、成匍匐狀態。這些偏傾、匍匐狀的樹木，不僅指出風向，更顯示了冬季季風的威力。

(4) 本區之造林，竹子湖以上的山地，因氣候涼濕，多屬松杉類。竹子湖以下，相思樹最多。相思樹屬豆科植物，根部含根瘤菌，樹冠通透光性，富有緩和強風、保護土壤，供應炭薪等功用。在南區和西南區相思樹生長繁盛，分布最廣，但在東北區如萬里、金

山一帶，因受強風、鹽風影響，不僅相思樹難以適應，即一般樹木、生長稀疏，發育不良。目前此區之造林，丘陵斜坡上以琉球松為主，高處有杉木散佈。由於林地稀落，野草叢生，景觀上殊感荒涼。

(二) 氣候對農業的影響

農業是大屯山區居民的主要生活方式。為了利用山坡土地及兼顧水土保育，採行等高耕作，梯田成為最普遍的景觀。本區主要農作物為水稻、甘藷及現金作物茶、柑橘等。水稻分布在有水源灌溉的谷地和平臺上的梯田，缺水的旱田栽培甘藷為主。部分旱田及緩坡起伏的岡阜上是茶和柑橘的園地；茶主產在竹子山列西麓，柑橘分布在中央區南側山麓、河谷地帶。

氣候對本區農業之影響分下列數點論之：

1. 氣候對稻作之影響

(1) 寒害：稻米比其他穀物需要較高的溫度。稻作生長的最低溫度為 $10^{\circ}\sim 12^{\circ}\text{C}$ ，適宜溫度為 $22^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{C}$ ，積溫在 $3,500^{\circ}\text{C}$ 以上可視為栽培水稻的安全地帶。大屯山區在 1, 2 月份是水稻秧田期，此時平地各區的月平均溫度概在 16°C 以下，月平均最低溫度在 12°C 左右， 10°C 以下的日數有 3~7 天，極端最低溫度 $5^{\circ}\text{C}\sim -0.2^{\circ}\text{C}$ 。由於氣溫驟降，秧苗可能遭受寒害 (包括凍害、霜害、冷風害等)，生長受阻，發育不良，甚至枯萎、腐敗。假若延長秧田期，插秧勢必延後，則水稻生長緩慢，分蘖少，出穗不齊，必將影響產量。

至於中央區的山地，1, 2 月份平均溫度概在 12°C 以下，月平均最低溫度在 10°C 以下，極端最低溫度在 $-0.6\sim -2.3^{\circ}\text{C}$ ， 10°C 以下的日數有 34~42 天。因此第一期稻作的秧田期必須延後，且備有禦寒的設備 (如磺溪上游八煙一帶，秧田間備有大幅塑膠布以防寒害)，插秧延遲到 4 月 (清明前後)，此時山地平均氣溫在 16°C 以上，不致有寒害發生。

由於山地一期稻作晚成，二期稻作之成熟收穫期 (10 月、11 月)，東北季風轉強，氣溫低降，陰雨天激增，山地受此氣候條件的限制，不能栽培二期水稻。山地一季稻區之分布，除受氣溫限制外，東北季風的影響明顯易見 (圖 12) 在向風側，一季稻分布之高度顯著降低，大致以 200 公尺等高線為界，例如北磺上游頂中股以上三重橋為一季稻，其下林莊、重光為二期稻。瑪鋏河流域二坪以上為一季稻，以下為二期稻。在背風側，一季稻區大致以 400 公尺等高線為界，竹子山列西麓 400 公尺以下的北新庄、八連溪頭、四股等地，均為二期稻。陽明山地區、竹子湖、冷水

之選擇主受坡度和向背所支配。

就坡度言，坡度決定了農地利用的程度，而聚落與農業密切結合，因此 400 公尺以上的丘陵和山地，多因山崖陡削，溪谷狹窄，所以農田、房屋甚少。400公尺以下，坡度漸緩，河階及山麓平臺之上，農業發展，村落散佈，例如八連溪和南磺溪流域的散村，一直沿溪谷升進到最上源。

就向背言，本區首當冬季風之衝，風速甚強，濕度大，陰雨天多，日照率低，天氣甚為惡劣，起居殊欠舒適。爲了避免冬季季風的侵襲，房屋多擇居背風的南向坡地，例如陽明山莊、竹子湖、華崗、山子后、天母等。竹子山列以西，地形嶺谷相間，聚落多擇居河谷的右側，亦即崗阜的南麓，沿等高線平列，這以八連溪、大屯溪、公司田溪流域最爲明顯。至於竹子山列西側的山麓帶上，朝向西南，背東北風，因此出現了集居型的農村，如北新庄、糞其湖、樹林里、山子邊等均沿山麓帶分布。

本區家屋的四周，防風林絕不可缺，但更應考慮到家屋之坐向，在設計上不僅要背風，應盡可能使家屋暴露於冬季強風冷雨之面積少，顯現於夏季和風之面積大，這樣自可避開不利的天氣因素，讓有益的天氣因素進入室內。在山子后之南，部份白色低矮的美僑房舍，圖案一致，屋宇整齊，房屋之坐向與東北風成背斜交，房屋北面門窗少，南面幾全用透明材料，門窗寬大。無疑的，這樣設計，很適應本區的氣候環境。

(四) 氣候對觀光之影響

近年來由於生活水準提高，渡假和觀光不但成爲風尚，而且成爲需要。大屯山區毗鄰臺北市，山色秀麗，海景壯闊，爲本省觀光遊覽的勝地，所以政府已有建設陽明國家公園之計劃。陽明國家公園之範圍，可以陽明山莊爲中心，北瀕大海，爲一半弧形海岸，東界丁朽火山、五指山，南迄芝山巖，小坪頂，西至北新庄和三芝。至於淡水地區及淡水河南岸的觀音山不在國家公園之範圍內（圖15）。

據前章所劃分之氣候區來看，陽明國家公園之範圍大致與中央區，東北區和西北區相符合，這三區在冬季風期內（10月～翌年3月），天氣欠佳，尤以中央區爲甚。茲以大屯山和鞍部爲例：大屯山 11, 12 月平均風速 9.4m/s，強風日數全年 260 天，相對濕度鞍部自 10 月～翌年 3 月爲 94%，自 5～9 月降至 92% 以下。鞍部雲量自 10 月～翌年 6 月均在 8.5 以上，7, 8 月雲量最小爲 7.9，鞍部密雲日數自 10 月～翌年 5 月，各

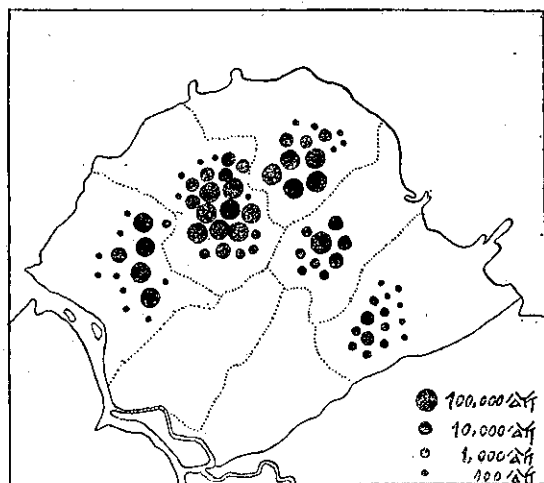


圖13：大屯山區七鄉鎮茶產量分布圖
Fig.13: Distribution on production of tea at Chi-shine villages

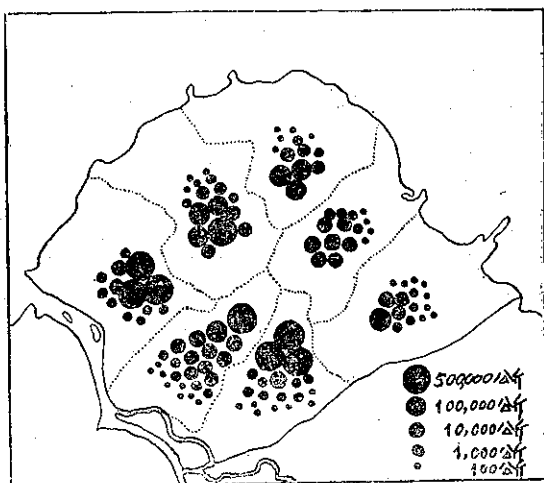


圖14：大屯山區七鄉鎮桶柑產量分布圖
Fig.14: Distribution on production of oranges at chi-shine villages

資料來源：五十一年度臺北縣統計要覽五十二年
度陽明山統計要覽

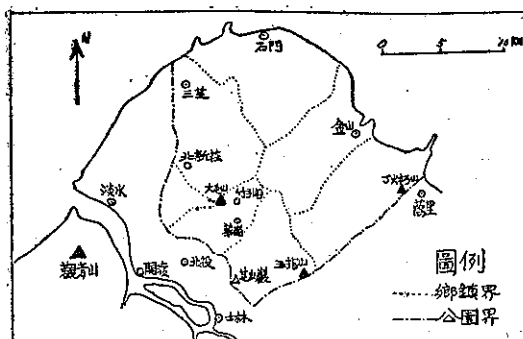


圖15：陽明國家公園之範圍與位置
Fig.15: Location and the domain of Yang-Ming-Shan National Park

月均在19天以上，12月密雲日數多達22.5天，7,8,9月最小為13.2天以下。大屯山霧日全年有331.8天，鞍部霧日，自10月起各月均在15天以上，至6月始降至10天以下。大屯山降雨日數全年267天，12月最多為26.3天，9月最小為16.7天，鞍部降雨日數自10月~翌年3月各月平均在18天以上，自4月~9月各月平均在15天以下，7月雨日最少為11.6天。

綜上所述，在冬季季風期內中央區的天氣，風力甚強，各出露高峯幾達強風程度，濕度甚大，寒感甚深，雲多霧重，陰雨連綿，晴天稀見，能見度低劣，誠所謂妻風苦雨，行不得也。因此在冬季風期內，觀光遊山甚受天氣限制。至於夏秋二季，尤其夏末秋初，是山上天氣最佳季節，夏季平均氣溫，竹子湖比臺北低4°C，鞍部比臺北低5°C，大屯山比臺北低約6°C，無揮汗之苦，為消暑勝地。夏秋季除颱風侵襲之外，山上風勢和順，濕度低，雲霧少，對流陣雨多在午後，午前氣流穩定，天晴氣爽，最宜遊山。春季裏，山上百花怒放，桃李競艷，氣象萬千，但春季是寒暖兩大氣團轉換期，風弱多霧，陰晴多變，上山看花，必須趁時。

至於東北區的野柳和金山，因面迎東北季風，在冬季季風期內，天氣情況亦不理想，海風凌厲，密雲毛雨，晴天稀少，假如和西南區淡水的天氣情況作一比較，則東北區顯見遜色（表27）。

表27：冬季風期內（10月~翌年3月）東北區和西南區月平均天氣狀況比較表

Table 27: Sky conditions during winter monsoon period at Keelung and Tamshui in Tatun Shan Area

天氣狀況	區別	東北區(基隆為代表)	西南區(淡水為代表)
相對濕度		82.5	80.7
雨日		20.9	15.4
雲量		8.5	7.6
晴天日數		0.4	1.2
密雲日數		20.0	14.6
日照率		17.5	31.0
強風日數		8.0	4.5

六、結 論

季風是控制大屯山區氣候的重要因素。夏季西南季風風勢和順，對本區之影響，為時亦短，冬季東北季風風速大，持續性久；本區首當其衝，長期受其控制，在此期間極地大陸變性氣團南侵，冷鋒、寒潮、間歇進襲，風勢強勁，氣溫驟降，陰雨連綿，寒冷殊

甚，形成臺灣北部典型的冬季季風天氣。

大屯山區雖是一小區域，但受地形和風向的影響，無論在垂直或向背之近距離內，氣候甚富變化。海拔500公尺以上是副熱帶山地氣候(Ccfa)，氣溫隨高度遞減，涼季長、熱季短，降雨量豐富，秋雨濕度大，多雲霧，日照率低，風速甚強。海拔500公尺以下為副熱帶平地氣候(Cfa)，由於風向冬夏相反，迎風坡和背風坡氣候不同，可分為四區：東北區、西北區、西南區和南區。就雨日言，各區均以冬季雨日為多，但就冬夏二季之雨率論，向風區和背風區顯有差別。很明顯的，平地各區之冬雨率 and 海洋性，由東北區繞向南區依次遞減，夏雨率 and 大陸性則依次遞增。

東北區的氣候特徵冬暖夏涼，最表現海洋性，冬期內過於濕潤，夏雨率最低。

西北區，冬季之天氣狀況和東北區類同，但冬、夏二季之雨率顯示漸移性質，為東北區和西南區間的過渡氣候。

西南區，依山面海，冬期內背風向陽，日照率高，雨量四季均勻，夏季多於冬季。氣候特色表現中和性。

南區，偏處內陸，氣候富極端性，夏雨率最高，冬雨率最低。

侵襲臺灣的颱風，通過臺灣北部或北部海上之頻率相當高，占27%，其時大屯山地每因豪雨成為一雨量集中區，狂風挾暴雨，沖蝕土壤，毀壞田禾，山林農作均受損害。山區南側的荒溪洪流，概匯注淡水河，與來自淡水河上游暴雨中心之洪流相會合，上下交攻，水勢猖獗，宣洩更為困難，因而泛濫成災，這是臺北、士林地區水災頻發的主因之一。目前正在進行的治水工程是基隆河改道和拓寬關渡，其目的在求水暢其流，至於溶深河床及浚渫河口等，則工程艱鉅。

大屯山地在冬季風期內(10月~翌年3月)，氣候因素對水稻發育影響甚大。山地在1,2月份均溫甚低(月均溫在12°C以下，氣溫低於10°C下的日數超過34天)，一期稻作秧苗可能遭受寒害。到10月，冬季風轉強，氣溫降低，陰雨天激增(22天以上)，影響二期稻作收成。山地受此氣候條件限制，不能種植二期水稻，屬一季稻區。因此在冬季季風期間，半年閒田，此對土地利用至不經濟，應選擇何種作物與一期水稻輪作，或是改變目前土地利用方式，以求更有效的生產，這是值得研究的問題。例如金山農場種植草莓，因能適應氣候，故收成甚佳。至於平地各區，極端低溫多發生在1,2月，此偶發性寒害對稻作之影響

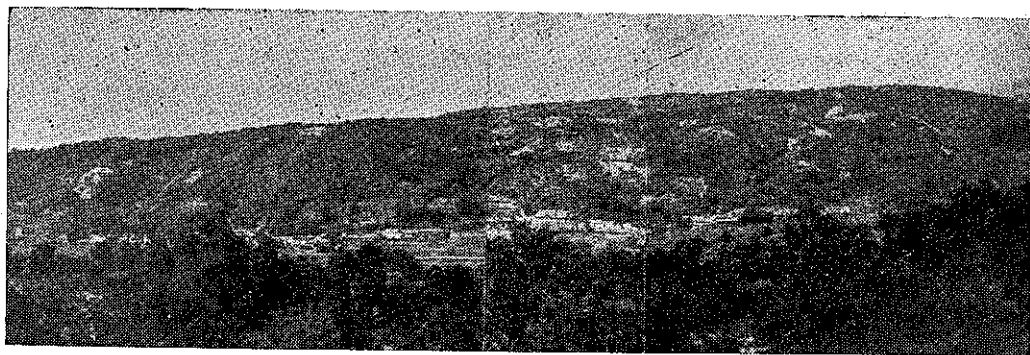
，亦堪注意。

大屯山區長期受東北季風控制，從沿每的風蝕礫、齒狀岩，到山嶺的草叢灌木，到處留下冬季季風的痕跡，顯示其威力。樹木的枝葉朝向背風側發展，普遍向西南偏傾，家屋、聚落擇居背風坡，向風坡和背風坡的土地同樣利用，但效果與經濟價值不同。因此有關本區之區域設計，首應考慮到風的問題。應擬定造林計劃，普遍造林，以林養林，不僅減少風害，且可達到水土保持之目的。在本區『風障』就是資源，實施混農林業是土地利用合理、安全的經營方式。本區沿海地帶，海風多厲，沙丘內侵，應培植防風林帶，以保障田園農舍之安全。

大屯山地的自然環境，對發展畜牧業尚屬適宜。山坡地及山嶺崗阜之上，平臺分布甚廣，氣候夏暖冬涼，四季雨量充沛，水草豐美，這是推廣畜牧業的有利條件。對耐熱性弱的乳牛飼養，更較濕熱的平地為宜。就土地利用言，大屯山區旱田甚多，但耕作粗放，收成者少，損於水土保持者大。在向風面的山坡

丘陵上，林稀田少，野草叢生，景象荒涼，對此等邊際土地，應實施牧地改良，選取適種牧草，推廣繁殖，既可供應牲畜最經濟的飼料，復能兼收水土保持及改善土壤之效。至於牛、羊畜種之選擇，首應適應本區之氣候，飼養、管理等技術問題亦須講求。

大屯山區毗鄰臺北市，山色秀麗，海景壯闊，為消暑遊覽勝地，此乃建設為國家公園之理想條件。但就氣候觀點看，冬季風期內，天氣狀況欠佳，觀光遊山頗受季節限制。關於公園環境之美化，宜多配置能避風遮雨之憩息場所。淡水區不包括在國家公園範圍內，但其天氣狀況比國家公園略勝一籌，山海美景，亦未多讓。野柳擁有自然美，陡崖削壁，浪潮澎湃，豪壯而宏偉，這是力的表現。淡水美在淡雅，青山似翠屏，海景靜潤，碧水盪漾，波光帆影，令人心醉。因此淡水區，包括河南岸的觀音山在內，宜劃歸為陽明國家公園區。因觀光事業之興起，可以促進此一地區之繁榮與建設。



竹子山列西側，八連河流域的散村，擇居背風地位，傍低山麓河階，直向上源升進。

附註：

1：富貴角雨量記錄根據臺灣省通志稿氣候篇第30頁，臺灣各地之雨量，記錄年數44年。大屯山雨量記錄根據臺灣銀行季刊1卷3期第204頁，臺灣氣象概況歷年主要地方之降水量，記錄年數為6年。二地有關其他測候記錄依據張月娥大屯山區氣候及臺灣氣候志。經濟部水資源統一規劃委員會所轄各雨量站之記錄，亦用為繪製雨量分布圖及劃分氣候區之參考。

2：丹桂之助認為大屯火山羣係陸地附近淺海噴發之海底火山，因週期性隆起而與臺灣本島連結，其四周之平坦面為海蝕平坦面而非熔岩臺地面。

3：白鳥勝義研究臺灣各地溫度垂直變化，發現離地面不遠有逆溫層存在，以全島平均值而論，大約

地面上至250公尺氣溫遞增，每100公尺約增0.5°C，再增高則氣溫遞減，大致600公尺高處平均氣溫和平地幾相等，再高則氣溫遞減，每100公尺減低0.4°C。

4：在冬季風期，北陽公路上，陽明國校以北常是密雲毛雨的天氣，以南則陰沈少雨或是無雨。

5：戚啓勳葛樂禮颱風侵襲期間臺灣之雨量分析，氣象學報、Vol. 9. No. 3, 4 p. 3。

6：張月娥大屯山區氣候、氣象學報 Vol. 9 No. 1, p. 7。

7：柯本以最冷月平均氣溫18°C（攝氏）以上為熱帶氣候。

8：黃光表臺灣的雷雨，氣象學報Vol. 2, No. 3。

9：廖學鑑臺灣的氣象災害，氣象學報 Vol. 6

No. 1, p. 10。

10: 廖學鎰淡水河流域最大暴雨量之估計, 氣象學報 Vol. 7, No. 3 p. 10。

11: 金山年雨量, 春雨最多, 冬雨次多、夏雨最少, 冬雨率為 27.1%, 夏雨率為 23.8%, 雨型上仍傾向基隆, 故以金山之西 300 公尺等高線為東北區和西北區之界限。

12: 南區大致沿 500 公尺等高線向東引伸至汐止, 為東北區和南區之界限。南港冬期雖多毛雨, 但地形上屬臺北盆地, 應屬夏雨型。

13: 自 1897~1946 年的 50 年間, 臺北曾見霜 3, 4 次。

14: 大屯溪下游, 屯山國校以北, 陰雨天多, 以南陰沈少雨, 與北陽公路上陽明國校情形相似, 故以大屯溪為西北區和西南區之界限。

15: Roderich peattie, mountain Geography. p. 110.

參 考 文 獻

1. 張其昀主編：新方志學舉隅。
2. 鄭子政：臺灣氣候概述, 氣象學報 Vol. 6, No. 3。
3. 鄭子政：泛論侵襲臺灣的颱風, 氣象與交通。
4. 孫宕越：小區域地理研究講稿。
5. 劉衍淮：臺灣氣團之性質, 氣象學報 Vol. 7, No. 4。
6. 劉衍淮：東亞天氣類型與臺灣天氣變化之研究, 師大學報 Vol. 9。
7. 蔣丙然：臺灣氣候志, 臺灣銀行經濟研究室編印。
8. 戚啓勳：臺灣冬夏雨量偏差與東西環流之關係, 氣象學報 Vol. 1, No. 1。
9. 鄭子政、朱祖佑：農業要覽, 第 1 輯氣象, 農林廳編印。
10. 王益厓：臺灣之氣候區, 臺灣銀行季刊 Vol. 5, No. 3。
11. 張月娥：大屯山區氣候, 氣象學報 Vol. 9, No. 1。
12. 王時鼎：臺灣冬季季風天氣及其預報, 氣象學報 Vol. 1, No. 1。
13. 劉鴻喜：臺北國際機場航空氣象之研究, 氣象學報 Vol. 3, No. 1。
14. 林鞠情：臺灣地形影響冷鋒之初步檢討, 氣象學報 Vol. 4, No. 2。
15. 臺北縣志卷三地理志上, 卷 18 農業志：卷 19 林業志。
16. 劉卓峯：66 年來的颱風, 氣象學報 Vol. 9, No. 1。
17. 劉衍淮：臺灣區域氣候之研究, 師大學報 No. 8。
18. 徐晉淮：淡水河流域氣候概況。
19. 李鹿萃：陽明山區土地利用之自然地理因素, 臺大地學系研究報告。
20. 戚啓勳：臺灣的幾種氣團霧, 氣象學報 Vol. 2, No. 3。
21. 鄭子政：基隆天氣與氣候, 氣象與交通。
22. 劉鴻喜：雷雨之研究, 氣象學報。
23. 周根泉：臺灣地區暴雨特性之研究, 氣象學報 Vol. 10, No. 3。
24. 周明德：臺北國際機場能見度之研究, 氣象學報 Vol. 10, No. 2。
25. 廖學鎰：臺灣之氣象災害, 氣象學報 Vol. 6, No. 2。
26. 張月娥：氣象對水稻之影響, 氣象學報 Vol. 4, No. 2。
27. 王益厓：臺灣之柑橘及其分布, 臺銀季刊 Vol. 10, No. 2。
28. 莊燦陽：臺北大屯山之植物相與植物羣, 中央研究院植物學系彙刊新編號 Vol. 1, No. 1。
29. 黃守先：臺北縣植物之初步考察, 師大學報 No. 3。
30. 徐寶箴譯：建築工程與氣象, 氣象學報 Vol. 5, No. 2, 3。
31. 孫宕越：地理學講話。
32. 孫宕越編譯：人文地理學原理。
33. 鄭子政：氣候利用與農業推廣, 氣象與交通。
34. 鄭子政：農業氣象研究與發展大勢, 氣象與交通。
35. 陽明國家公園計劃, 臺灣省公共工程局。
36. 臺灣累年氣象報告(續編), 臺灣省氣象所出版。
37. 臺灣地圖(1:25,000): 聯勤製圖廠。



民國五十四年颱風調查報告

第二號颱風哈莉

Report on Typhoon "Harriet"

Abstract

Typhoon "Harriet" was the second typhoon invaded Taiwan in the year of 1965. She was first appeared over the sea at southwest of Guam on synoptic chart of 0000Z, 22nd July. Twenty-four hours after typhoon Harriet developed into the stage of typhoon, and took its course moving toward northwest. Later on, she changed her course toward west-north-west, and again changed her course to northwest when she approaching the vicinity of Taiwan. Typhoon "Harriet" hit the neighbourhood of Hsin-kang on 26th July and then traversed the island. The highest wind velocity recorded at Lanyu was 51m/s during the passage of the storm. The maximum rainfall was recorded more than 450 mm, at the mountainous section of Ilan Hsien. Minor damage had been reported at the east coast and northern sectors of Taiwan.

一、引言

哈莉 (Harriet) 為民國54年內侵襲臺灣之第二次颱風。該颱風生成於加羅林群島附近，其路徑與52年同月之范迪 (Wendy) 颱風殊為近似，即：初向西北，後改西北西，再轉西北，登陸地點在新港附近。北部及東部沿海地區影響較大，哈莉之中心最低氣壓雖達970mb，但最大風速僅一度到達55m/s，故威力不強，災情以東部地區交通方面較著，其餘損失尚稱輕微。茲將哈莉颱風發生之經過與各地氣象情況檢討如下：

二、哈莉颱風之發生與經過

7月20日之東亞天氣圖上，加羅林群島之熱帶低壓已有增強之趨勢，翌日，低壓之範圍顯見擴大。22日8時之天氣圖上已發展成輕度颱風，命名「哈莉」，中心氣壓為1000mb，中心位置據美軍測得在 10.6°N 、 142.6°E ，最大風速約每秒17公尺，以時速5哩之緩慢速度走向北北東。其時，吉達 (Gilda) 颱風尚在海南島東方之海面上，我國東北部至日本均為氣旋群所盤據，北太平洋高壓退縮不振，形勢似有利於其西進。

哈莉生成後，初向北北東，及至關島附近，範圍大為縮減。23日8時之天氣圖上始見其向西緩進。12小時後，再度擴大並加深。中心氣壓降至990mb。中

心位置經測得在 15°N 、 138°E ，最大風速增為每秒38公尺，正式成為中度颱風。24日8時，中心進至 17.7°N 、 134.7°E ，移動之速度略增而威力則未變。20時測得最大風速增加至40m/s，穩定走向西北更為明顯。此時，南海、東京灣、及華南一帶均為低壓區，前方無攔阻可言，故哈莉之威脅臺灣似成定局。25日8時，測得中心位置在 20.2°N 、 128.5°E ，最大風速增至51m/s，似已達強烈颱風之邊緣，暴風半徑擴展為30公里，中心氣壓降至970mb，此為哈莉之巔峰時期，惟此時移動方向已轉為西北西，乃一變而為威脅臺灣之中部偏南。進行速度為每時16哩。26日8時，中心逼近臺東，視等壓線之東西向拉長，似有躍過中央山脈，且在西邊建立副中心之趨勢。此時威力頗減，成為中度颱風，未幾登陸新港附近，嘉義以北發展成副中心，哈莉本身之威力則繼續衰減。6小時後，嘉義北方之副中心已代替哈莉，進入臺灣海峽，繼向西北西進行。20時，測得中心在 24.2°N 、 118.7°E ，中心氣壓為985mb，最大風速為35m/s。此時已逼近金門，速度與威力同時減退。中心在廈門附近登陸後，勢力更減弱，27日8時圖上已成為輕度颱風，最大風速僅20m/s，12小時後即變為熱帶低壓。

三、哈莉颱風之路徑與天氣圖形勢

哈莉颱風誕生於關島之南方，消滅於閩贛交界處，歷時六天。其中心經過之軌跡形成一輕微彎曲之弧

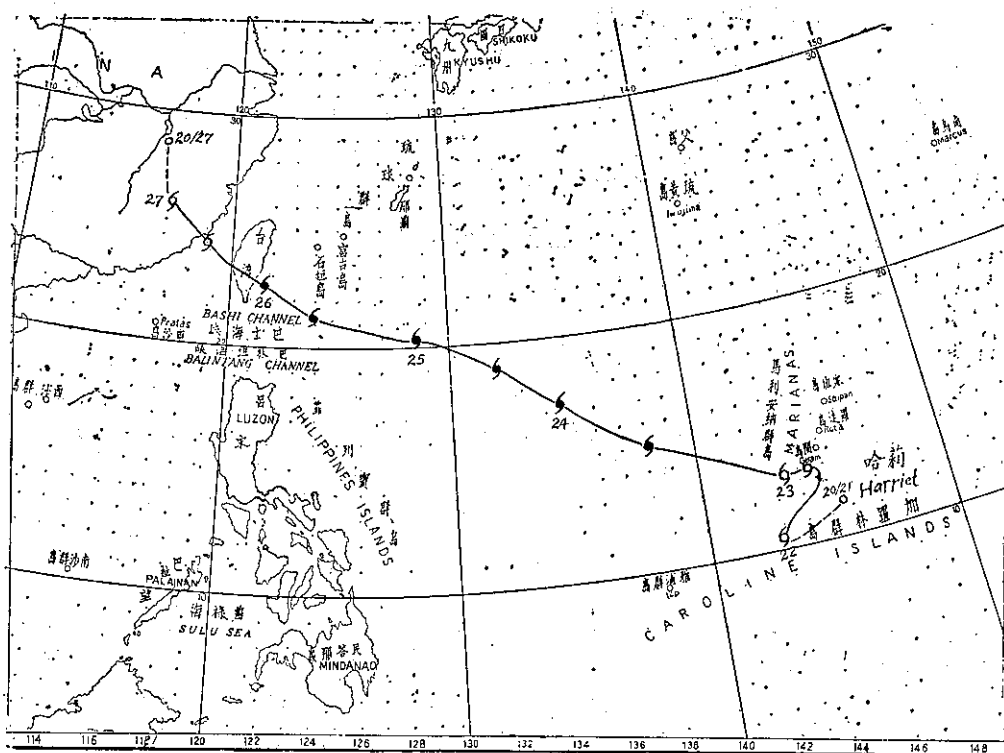


圖 1：哈莉颱風經過路徑圖

Fig. 1: The track of typhoon "Harriet", 21~27 July, 1965

線，如圖 1 所示。倘作進一步之分析，大致可區分為四個階段：

- (一)自 22 日 8 時至 23 日 8 時為未穩定時期，初向北北東，而後轉為向西；
- (二)自 23 日 8 時至 24 日 20 時向西北移動；
- (三)自 24 日 20 時至 25 日 20 時向西北西移動；
- (四)自 25 日 20 時至 27 日 8 時再向西北移動。

茲將促成此種路徑改變之天氣圖形勢分析如下：

22 日 08 時哈莉發展成輕度颱風，其時哈莉北方即日本北部為一衰老之氣旋所盤據，地面天氣圖上可見若干並不顯著之中心，北太平洋高壓衰退。我國東部及東北部均為低壓區，海南島東方海面上之吉達 (Gilda) 颱風已呈強弩之末。在 500mb 圖上可見高空槽自北海道之封閉低壓伸向南南西，因而留出一南方高壓楔之缺口，有利於哈莉之向北推進。

23 日 8 時以後，地面天氣圖上顯示北太平洋高壓之勢力略有增加，此在 500mb 圖上較為明顯，故哈莉已位於高壓楔之南方，乃被迫西進。據美軍氣象偵察機測得其走向大致在 $280^{\circ} \sim 300^{\circ}$ 之間。

24 小時後，哈莉颱風轉為西北走向，此在 24 日 8 時之 500mb 圖上至為明顯，蓋哈莉北方之高壓楔邊緣

等高線為東南至西北方向，故其走向與高空盛行風一致。地面圖上，南海、東京灣、及華南一帶均為低壓區，前方毫無阻擋，此時哈莉開始增強，氣壓激降，最大風速則不斷增加。

24 日 20 時，哈莉之走向再度轉為西北西。此時地面圖上，我國大陸東部仍為低壓區，而哈莉之北方則為高壓帶。在 500mb 圖上，北緯 30° 一帶為微弱之高壓帶，故其北方以東風為主。使其走向又向西偏。

25 日 20 時為哈莉之最盛時期，據美軍氣象偵察機測得中心氣壓為 970mb，移動方向 280° ，移動速度為每小時 15 哩，每時 34 哩風之半徑為 150 哩。但另一報告則報出 30 哩風之半徑竟達 350 哩，最大風速增至每時 110 哩，相當於每秒 55 公尺。其時地面天氣圖上，華西有一高壓，江西省有一小型低壓，位於兩高壓之間，亦即哈莉颱風之西北方，故而促使哈莉再走向西北。地面天氣圖之形勢如圖 2 所示。500mb 圖上則主槽自西伯利亞向南南西伸出，故哈莉有走向此主槽之趨勢。此後則追隨北方低壓之東進，故逐漸轉為偏北，終至消失在閩浙山區。

哈莉颱風之進行速度相當均勻，惟最初在 22 至 23 日僅約每時 5 至 6 哩，23 日以後至 25 日大約為每時 10 至

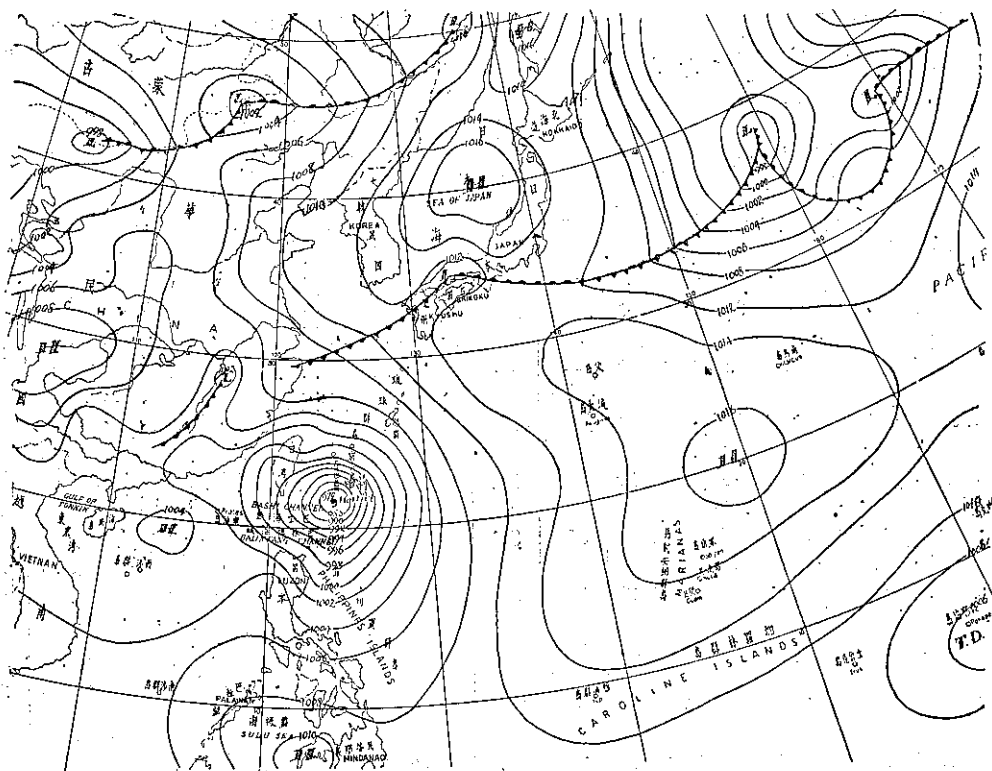


圖 2：民國54年7月25日20時之地面天氣圖

Fig. 2: Sea-level chart 1200 GCT, 25th July, 1965

15哩。25日後略增，但仍在15至18哩之間。雖有數次測得為每時20哩，然維持之時間殊為短暫。

哈莉颱風在新港以北登陸，因風力不強，蘭嶼出現之最大風為東北風每秒42.8公尺，新港為北風每秒27.5公尺，故災情並不嚴重。僅因雨勢之延續，而東部若干地區泛濫成災，北部則略受風災損害。哈莉颱風之氣壓與最大風速之演變配合至佳，據美軍測得之資

料繪成曲線如圖3所示。圖中可見以25日氣壓低降與風速增加最為激烈，26日則衰退最速，翌日即被填充。

四、哈莉颱風侵台期間各地氣象演變情況

哈莉颱風之暴風圈約在25日子夜到達臺灣東岸，26日子夜移出本島。惟以登陸後威力衰減，故最大風速超過八級者僅較部、淡水、基隆、臺北、花蓮、澎湖、阿里山、玉山、新港、永康、蘭嶼、東吉島等地，亦即沿海及高山地區，且為時殊暫。蘭嶼出現每秒42.8公尺之東北風，其次為較部，出現每秒35.8公尺之南風。其餘各地之最大風大抵為東南風。雨量則東南部如高雄、新港、大武等處均在160公厘左右。以其雨勢驟急，釀成相當災害。茲將哈莉襲臺灣期間各種氣象要素之演變情形分述如下：

(一) 氣壓

當哈莉颱風逼近臺灣時，各地氣壓穩定下降，初降約在24日午夜，25日內新港、恒春等地氣壓低降約14mb，翌日晨間低降尤速。最低氣壓出現之時刻以蘭嶼最早，測得為5時20分。大武及恒春均為6時，新港則延至8時40分，阿里山、澎湖一帶10時出現最低氣壓。淡水、基隆一帶最低氣壓出現最遲，已在當天下午2~4時，由其最大風為南南東風視之，似為副低壓所導致。各地出現之最低氣壓及其同時線如圖4所示。

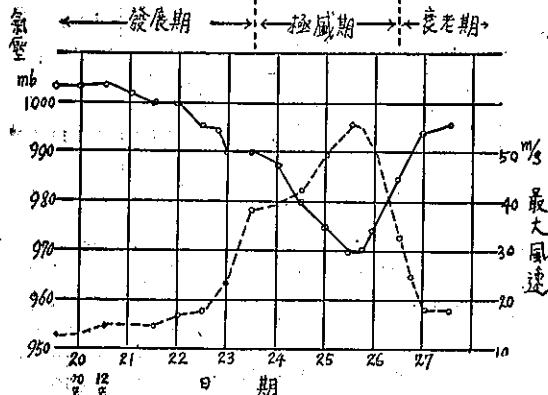


圖 3：哈莉颱風中心氣壓及最大風速變化圖

Fig. 3: The variation of the lowest pressure and maximum wind velocity of typhoon Harriet.

哈莉颱風中心在新港附近登陸，故新港出現之氣壓最低，8時40分測得為978.5mb。如自24日午夜算起，則33小時內計降28.5mb，平均每小時降低約0.9mb。中心過後之升高則較速，十六小時內上升

26.5mb，平均每小時升高約1.7mb。各地最低氣壓與出現時刻，以及其他氣象要素如附表一。哈莉經過期間新港之氣壓曲線，各時雨量及風之變遷如圖5所示。

表一：哈莉颱風侵台時多測候所氣象紀錄表

Table 1: The meteorological summaries of weather stations in Taiwan area during typhoon Harriet's passage.

during typhoon harrier's passage.

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		日	時	分	
彭佳嶼	983.9	26	16	00	29.3 SE	26	15	00	39.3	ESE	985.9	26.7	81	09 00	21.4	25 16 50 26 21 50		25 14 00 28 14 00	
鞍 部	989.3	26	15	00	35.8 S	26	15	00	—	—	—	—	—	—	75.2	25 15 25 26 13 10		25 23 00 27 02 00	
竹子湖	992.5	26	15	00	7.5 SE	23	11	00	9.2	SE	995.2	21.7	95	—	7.0	25 15 25 26 16 12			
淡 水	987.9	26	14	45	25.0 SE	26	14	50	36.0	SE	987.9	28.5	68	26 14 45	28.2	25 16 35 26 16 30		25 05 30 26 23 30	
基 隆	992.4	26	16	00	23.3 SSE	26	14	20	55.0	SE	993.6	27.0	76	26 16 52	45.7	25 16 23 26 19 20		26 00 50 27 09 10	
台 北	989.2	26	14	03	25.7 SE	26	14	10	43.6	SE	989.3	27.5	76	26 13 57	41.5	25 15 45 26 15 58		26 04 00 26 20 00	
新 竹	982.0	26	10	00	10.3 NE	26	06	30	19.6	NE	985.3	26.6	75	26 06 27 07 48	4.1	25 17 10 26 23 20		26 05 10 26 08 50	
宜 蘭	994.1	26	08	23	15.0 ESE	26	11	30	26.0	ESE	996.0	23.5	99	26 10 30	67.6	25 15 15 27 10 15		26 08 50 26 19 00	
台 中	982.4	26	09	00	5.8 NNE	25	18	40	11.0	SSE	995.3	24.9	91	26 19 55	31.2	26 06 52 26 23 45			
花 蓮	990.9	26	08	25	21.0 E	26	08	00	26.4	ENE	1000.4	25.2	91	26 07 28	95.6	25 15 36 27 15 58		25 19 30 26 19 30	
日月潭	987.4	26	09	00	7.7 S	26	11	30	—	—	—	—	—	—	19.9	26 04 40 26 19 40		26 10 40 26 18 20	
彭 湖	983.5	26	10	00	20.5 S	26	19	20	25.2	S	991.4	25.4	92	—	74.6	26 09 20 27 08 20		25 15 00 27 08 30	
阿里山	743.3	26	10	00	17.2 SSE	26	18	40	21.2	SSE	756.3	13.3	100	26 18 38	129.1	25 17 01 26 22 10		26 10 30 27 05 00	
玉山	626.5	26	09	00	30.3 SE	27	03	20	—	—	—	—	—	—	140.1	25 16 30 26 24 00		26 11 00 27 12 00	
新 港	978.5	26	08	40	27.5 N	26	04	10	35.0	N	982.1	23.4	100	26 04 08	165.2	25 16 27 27 08 40		25 11 00 26 22 00	
永 康	984.2	26	08	45	17.0 S	26	16	00	21.5	S	991.0	24.6	99	26 15 50	93.7	26 05 20 26 23 50		22 13 20 26 23 40	
台 南	982.9	26	09	00	13.3 S	29	15	00	25.6	S	990.6	25.7	92	26 15 25	90.1	26 05 16 27 00 35		26 14 42 26 22 45	
台 東	980.2	26	07	17	15.5 S	26	14	08	22.7	S	994.5	25.0	99	26 14 06	120.1	25 17 03 27 10 32		25 11 50 26 19 00	
高 雄	984.3	26	09	00	16.3 SSE	26	22	00	30.0	WSW	988.8	25.9	98	—	166.1	26 04 40 26 23 05			
大 武	982.4	25	06	00	11.8 NNE	26	01	00	21.2	NNE	990.6	29.6	63	26 01 02	157.9	25 18 05 27 07 30		26 00 20 26 01 04	
蘭 嶼	979.0	26	05	20	42.8 NE	25	24	00	51.0	NE	974.3	23.9	97	26 00 05	120.8	25 18 32 26 19 37		25 06 40 27 02 30	
恒 春	984.0	26	06	00	13.5 S	26	13	20	16.7	S	995.7	24.4	98	26 14 05	132.5	25 16 43 26 20 00		16 13 20 26 16 00	
鹿林山	715.3	26	08	05	10.0 W	26	13	20	—	—	—	—	—	—	155.1	25 21 00 26 22 00			
東吉島	998.4	26	09	00	25.0 SSW	26	17	00	28.4	SSW	998.9	25.7	97	26 17 15	79.7	26 08 05 27 03 21			

*未換算至海平面

Fig.4: The distribution of minimum pressure and its isotimic analysis in Taiwan during Harriet's passage.

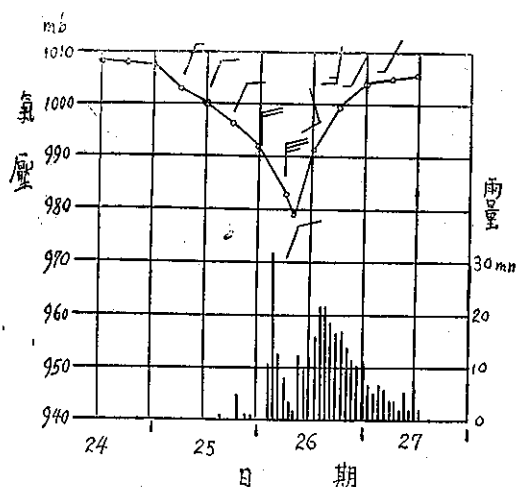


圖 5：哈莉颱風過境時新港測得之氣壓、風向、風速及每小時雨量變化圖

Fig. 5: The sequence of pressure, wind direction and speed, hourly rainfall which observed at Hsinkang during typhoon Harriet's passage.

(二) 風

此次哈莉颱風過境，各地風力均不強。據美軍偵察機測得25日中心附近最大風速均在每秒四、五十公尺左右，但實際上僅蘭嶼曾出現每秒42.8公尺之十分鐘內平均風速（25日24時），每秒51公尺之瞬間最大風速（26日0時05分）。其餘各地之最大平均風速均不足每秒40公尺，基隆則曾出現每秒55公尺之瞬間最大風速。新港雖為中心附近經過之處，但最大平均風亦僅每秒27.5公尺（26日04時10分出現），瞬間最大風為每秒35公尺（在同日4時08分出現），均為北風，故在中心之前方。所可注意者，淡水、基隆及臺北一帶在哈莉中心登陸以後風速均頗強，此可能受副

低壓之影響。最大風出現不時間均為午後二時以後不久。其時哈莉之中心已進入臺灣海峽，可見此北部之強風實由於地形所產生之副低壓所導致。

(三) 降水

哈莉颱風之雨量集中在臺灣之東部，亦即中央山脈之向風面，宜蘭山區超過450公厘。臺東、新港、大武一帶均約150公厘。南部地區如臺南、高雄、屏東諸縣亦均在100~150公厘之譜。臺灣西部及北部均不足50公厘。見圖6。按此分佈情形雨量不能謂多，惟以宜蘭一帶平地至狹，排水特急，乃致釀成水患。

五、災情統計

哈莉颱風於26日經過臺灣南部，以交通方面損害較大，東線鐵路因橋毀而一度中斷。據鐵路局之統計因哈莉颱風而遭受之全部損失達6,646,172元，公路方面東部各線亦有損失。另據警務處之統計：全省各地臺北有一人死亡，花蓮一人失蹤，輕重傷十二人。房屋被吹倒者共150間，內全倒者91間，半倒者59間。以臺東縣為最多，計全倒51間，其次為臺北市，全倒14間，半倒26間；基隆市全倒8間，半倒9間；花蓮縣全倒9間，半倒8間，宜蘭縣全倒4間，半倒6間。臺北縣全倒5間，半倒10間。分析上項災情，足見哈莉颱風雖在新港登陸，穿越中央山脈至嘉義，在雲林縣濁水溪一帶出海，但災情則以東岸及北岸較重，其餘各地幾無災害可言。蓋此一颱風不僅登陸前勢力頓減，且其深度殊淺，中心附近之威力不強。易言之，為一較平坦之颱風，我人自新港之氣壓曲線可以證明，按其他強烈颱風，中心經過處之氣壓曲線常為一尖銳之漏斗形，而哈莉則近似一正三角形。（戚啓勳）

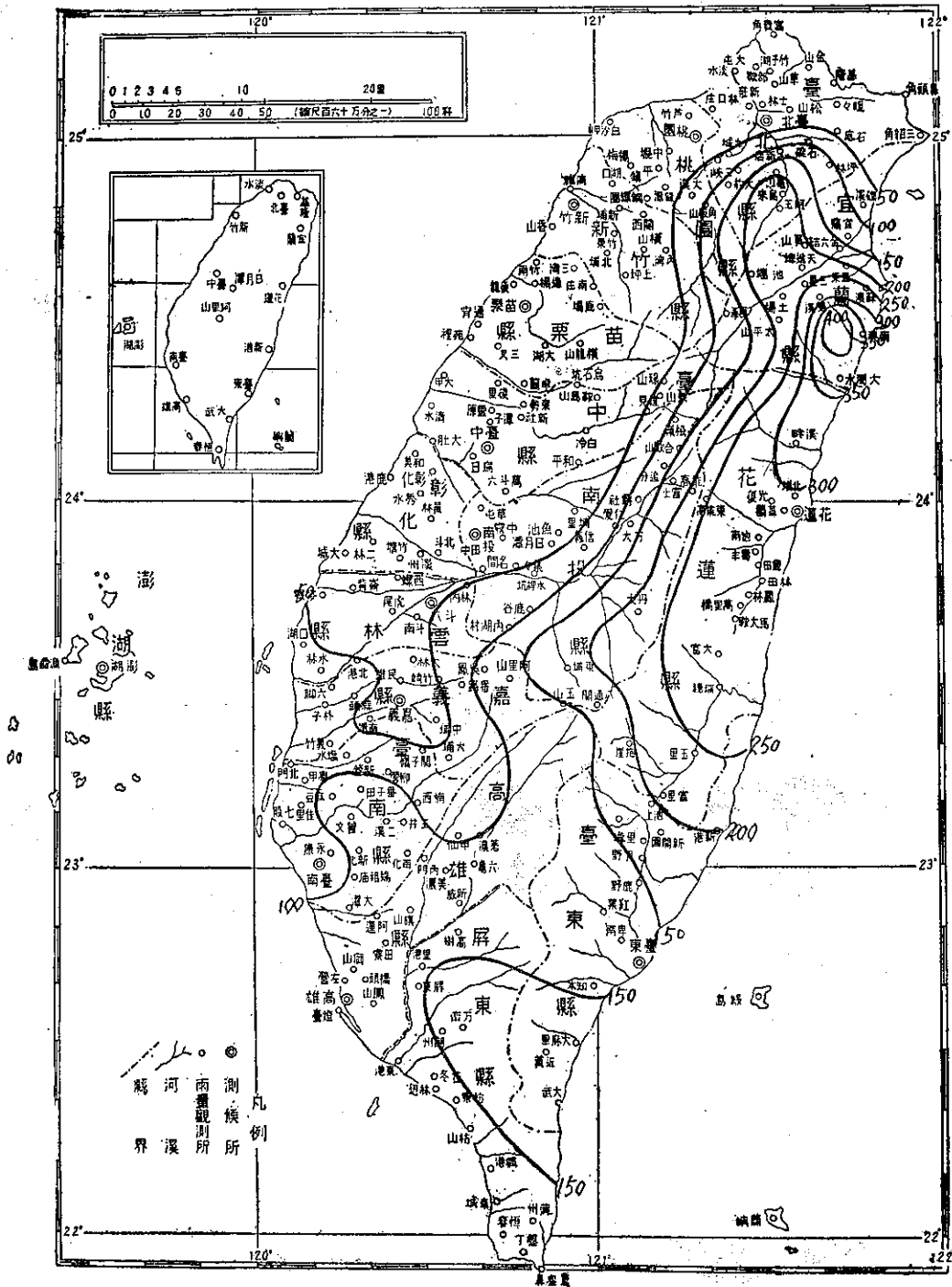


圖 6：哈莉颱風過境時臺灣之雨量分佈

Fig. 6: The distribution of rainfall in Taiwan during the typhoon Harriet's passage.

Volume 11, Number 3

September, 1965

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

- Characteristics of General Circulation over the Northern Hemisphere during the Winter 1962~63 in Relation to the Abnormal Weather of the World.....LIAO SHYUE YIH.....(1)
- A Study of the Winds in the Tropopause and the Stratosphere over Taiwan.....YUAN-HENG WEI.....(15)
- The Climate of the Environs around Tatun Shan
..... SHANG-BIN TSUI.....(22)

Report

- Report on Typhoon "Harriet"
.....TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU.....(49)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei,

Taiwan, China.

中華郵政臺字第一八九三號登記爲第一類新聞紙類

氣象學報

季刊

第十一卷 第四期

目次

論述

臺灣氣候紀錄中天氣極端之研究.....劉衍淮.....(1)

斜壓大氣中渦度平流對於低氣壓發展之影響.....廖學鑑、李錦郎.....(27)

報告

民國五十四年颱風調查報告 (第三號 颱風瑪麗)臺灣省氣象局.....(37)

其他

氣象學報文獻索引(自第十一卷一期至第十一卷四期).....(43)

氣象學報

(季刊)

第十一卷 第四期

主編者 臺灣省氣象局氣象學報社

地址 臺北市公園路六十四號

電話：二四一四一

發行人 鄭子政

社長 鄭子政

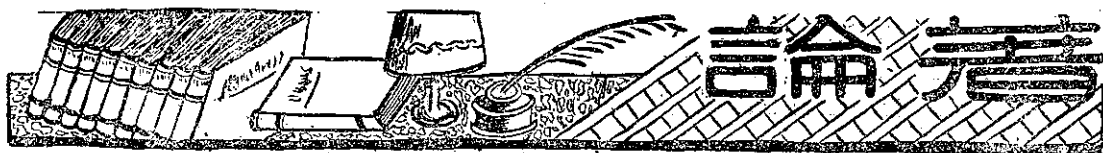
電話：二二八四〇

印刷者 文英印書公司

地址 臺北市三水街七號

電話：三四七二四

中華民國五十四年十二月出版



臺灣氣候紀錄中天氣極端之研究¹

劉衍淮

A Study about the Climatological Extremes in Taiwan

Yen-Huai Liu

Abstract

The extremes of the climatological elements in Taiwan during the 64 year period 1897~1960 are carefully studied, and its causes and effects are analysed.

1. Temperature

- A. Highest: The highest temperature ever observed in Taiwan was 39.5°C at Taitung, on 7 June 1942.
- B. Lowest: The lowest temperature near the surface ever observed in Taiwan was -17.4°C at the mountain station Yushan, 3850m above sea level on 17 January 1959. Among the lower stations, their elevation less than 100 m above sea level, the lowest temperature -1.0°C was observed at Taichung, on 13 February 1901.

2. Pressure

A. Station pressure

- 1. Highest: 778.2 mm or 1037.5 mb at Ilan on 1 February 1941.
- 2. Lowest: 448.0 mm or 597.3 mb at Yushan (3850m) 10 October 1956.

B. Sea level pressure

- 1. Highest: 778.9 mm or 1038.5 mb at Ilan on 1 February 1941.
- 2. Lowest: 701.0 mm or 934.6 mb at Pengchiayu on 27 August 1925.

3. Wind

- A. Highest wind speed: The highest wind speed ever measured by instruments in the free atmosphere near the surface was 65.7 m/s or 137.6 knots at Lanyu on 23 August 1955.
- B. Greatest number of days with strong wind (more than 10.8 m/s) in a year: 290 at Lanyu 1943.

4. Humidity

- A. Highest vapour pressure: 35.6 mm at Hsinkang on 20 July 1945.
- B. Lowest vapour pressure: 0.0 mm at Yushan on 28 October 1949.
- C. Lowest relative humidity: 1% at Yushan on 31 October 1954
at Alishan on 15 March 1944

¹. 本研究之完成得國家長期科學發展委員會之補助

5. Evaporation

A. Amount in Year

1. Greatest: 2754.5 mm at Penghu 1950.
2. Least: 630.9 mm at Tainan 1925.

B. Amount in 24 hour

1. Greatest: 20.0 mm at Chilung on 28 June 1941.
2. Least: 8.5 mm at Alishan on 4 February 1954.

6. Precipitation

A. Average annual precipitation

1. Greatest: 6572 mm at Huoshauliau, in unknown period
4836.6 mm at Chutzehu, in 18 year period 1943~1960.
2. Least: 1036.9 mm at Penghu, in 64 year period 1897~1960.

B. Amount for a calendar year

1. Greatest: 8408 mm at Huoshauliau, year unknown.
6668.8 mm at Chutzehu 1947.
2. Least: 323.3 mm at Penghu 1916.

C. Greatest precipitation in 24 hours: 1127 mm at Taiwu (Kuwars) on 19 July 1954.

D. Greatest precipitation in one hour: 163.3 mm at Tainan on 29 July 1947.

E. Number of days with precipitation⁵ (0.1 mm or more) in a year

1. Greatest: 269 at Lanyu 1952
2. Least: 52 at Kaohsiung 1945.

F. Number of days with thunderstorm in a year

1. Greatest: 91 at Yungkong 1952.
2. Least: 1 at Pengchiayu 1910.

7. Cloudiness

A. Number of overcast days in a year

Greatest: 240 at Anpu 1952 and Ilan 1954

B. Number of clear days in a year

Greatest: 58 at Yushan (3850 m) 1952
46 at Tainan 1955 (Among the lower stations)

一、序 論

(一) 資料來源

本研究所使用之氣候資料，係採自臺灣省氣象局出版之臺灣累年氣象報告及其續編。內載省屬24處測候所之歷年平均，及極端之氣象要素觀測。此24處測候所分佈於全省各地，計本島有21處，3所在彭佳嶼，澎湖，及蘭嶼3個島上，彭佳嶼為本省最北與最東之測候站，而澎湖則為本省最西之測候站，恒春則為本省最南測候站之所在，正位於 22°N 之線上，彭佳嶼位於 $25^{\circ}38'\text{N}$ ，二地緯度相差 $3^{\circ}38'$ 。澎湖為甚接近

北回歸線之地點，其緯度為 $23^{\circ}32'\text{N}$ ，經度為 $119^{\circ}33'\text{E}$ 。彭佳嶼則在 $122^{\circ}04'\text{E}$ ，二地經差 $2^{\circ}31'$ 。氣壓表出海面高度，彭佳嶼102公尺，北部山地之鞍部837公尺，竹子湖606公尺，中部山地之日月潭1017公尺，阿里山2408公尺，鹿林山2723公尺，最高測候所玉山3850公尺，東南海上之蘭嶼，高325公尺，其餘各地則出海面少數公尺至數十公尺不等。各測候所開始觀測之年代，先後不一。臺灣累年氣象報告續編，載有直至民國49年(西曆1960年)之統計資料，故截至1960年止，紀錄長者已有64年，而短者僅13年，

成立最早，有臺北、臺中、澎湖、臺南、恒春五處測候所，紀錄開始年代為1897年，其後次第開始之測候所及年代為：臺東1901，基隆1903，彭佳嶼1910，花蓮1911，高雄1932，阿里山1934，宜蘭1936，新竹1938，新港1940，大武1940，日月潭1942，蘭嶼1942，淡水1943，鞍部1943，玉山1944，竹子湖1947，金六結1947，永康1947，鹿林山1948。

各測候所儀器裝置高度，稍有差異，溫度表出地面高度，蘭嶼為1.5公尺，臺中、玉山、恒春三地為1.4公尺，彭佳嶼、淡水二地為1.1公尺，其餘十八處皆為1.2公尺。雨量計出地面之高度，除鞍部，宜蘭及金六結為0.3公尺外，其他21處皆為0.2公尺。風速計出地面之高度，差異頗大，自彭佳嶼之7.2公尺至臺北之23.4公尺不等。有6所之風速計高度不及10公尺，僅臺北一地者高在20公尺以上，其餘各測候所者介於10.6（恒春）與16.6公尺（臺中）之間。

（二）台灣氣候概況

臺灣為中國最大的海島，面積約36,000平方公里，位於中國東南淺海之外緣，隔臺灣海峽與福建省相距約200公里，本島南北長而東西狹，長軸約與子午線成 25° 之角，面積約五分之二位於北回歸線以南，五分之三位於北回歸線以北，低於100公尺之平原，約佔總面積31.3%，高度在100~1,000公尺間之臺地與丘陵，佔約37.2%，1,000公尺以上之山岳，則佔31.5%。中央山脈縱貫南北，高度達3,000公尺以上之高峯，至少有16個。

臺灣南部有熱帶草原氣候（Aw）與熱帶季風氣候（Am）。中部、西部則屬冬乾之溫帶氣候（Cw），而北部東部則有全年多雨之溫帶氣候（Cf）。冬季受亞洲大陸上強大高氣壓之影響，氣壓北高南低，梯度顯著，強盛之東北季風，流行全境，北部與東部受地形影響而多雨，中南部則因氣流下降而晴朗乾燥。夏季臺灣位於大陸低氣壓之邊緣，氣壓南高北低，梯度微小，與冬季正相反，盛行強度不大之西南季風，雷雨頻生，颱風偶來侵襲，製造豪雨及強風，屢成災害。除東北部少數地點如基隆宜蘭外，本島絕大部分以夏季為主要雨季。沿海平原上冬不見霜，一月平溫介於 15°C 與 20.5°C 之間，夏熱絕不超過 40°C ，七月平均溫度各地差別甚小，約在 27°C 至 28°C 上下，平均年降水量除澎湖僅及1,000公厘外，其他各地皆在1,500公厘以上，少數山中迎風地點，達5,000公厘。山中因無高達4,000公尺之高峯，夏無積雪，高3,850公尺之玉山，僅1月與2月平溫在冰點以下，

而在7月平溫則達 7.4°C ，山中年降水量之最大，約在1,000公尺以下的高度。

（三）天氣極端之意義

各種氣候要素，勿論在任何地方，皆見有週期性及不定期之變化，定期變化之最清楚與最有規律者為一日中之變化及一年中之變化。此種日年變化以在陸上者為較大，海上者為較小。日中變化一般隨緯度之增高而減小，但就年中變化與緯度之關係而論，各氣候要素頗有不同，溫度與氣壓係緯度愈高，變化愈大，雨量，雲量及風速三者則反是，緯度愈高，變化愈小。不定期之變化，至少直至緯度 60° 度，係隨緯度增高而增大。

因氣候要素之有變化，故在觀測中見有最高值與最低值，此種最高與最低，即所謂天氣之極端，在全部觀測期限內所見最高中之最高，與最低中之最低，則稱為絕對極端。氣候固為一地某一時期之大氣平均狀況，即最常出現之一般大氣狀況，但變化之極端情況，亦應包含在內。一地某一氣候要素之變化範圍中，各級數值之頻率，頗有不同，能係愈接近極端之界限，數值愈少，但並不一定是平均值與一般觀測值接近，算術平均亦不必正位於兩極端值之正中。總之，算術平均之代表性，差異頗大，於變化劇烈之氣候要素，特乏意義。舊日之氣候學，太偏重統計數字平均之敘述，缺乏生動之描寫，無何天氣預報上之實用價值，曾被氣象人員譏之為死天氣。對於一地之氣候，吾人除欲知其一般變化之順序外，極端情形，有如嚴寒酷暑程度若何，汛期雨量究有多少，以及其他有影響或劇烈天氣日數多至若干，少至若干等問題，同感興趣或重要。蓋天氣要素之極端，不僅對人類頗有刺激性，且可釀成意外或災害，一向為氣象學家注意研究之問題，故在擬定必需考慮氣象條件之長期計劃上，甚關重要。

二、氣 溫

就臺灣各地之平均年溫而論，南高北低，按1897~1960年之總平均，恒春為 24.6°C ，臺北則為 21.9°C ，相差 2.7°C ，1月為年中最冷之月，臺北平溫為 15.2°C ，恒春為 20.5°C ，差 5.3°C 。7月最暖，氣溫梯度與1月及年平均者相反，北高南低，臺北 28.2°C ，恒春 27.7°C ，相差僅 0.5°C 。山地氣溫隨高度而降低，高3,850公尺之玉山，年溫 3.9°C ，一月為 -1.0°C ，7月 7.4°C 。

（一）平均最高

臺灣各地各月平均最高氣溫，大多以7月者為最

高，僅新竹之最高，見於8月。淡水則7月與8月，平均最高氣溫相同。平地之7月平均最高溫度，無處低於 30°C ，其中以臺北之 33.4°C 為最高，淡水 32.8°C 次之，臺中 32.6°C 又次之。氣溫隨高度而低降，故玉山之7月平均最高，僅及 12.7°C 。

(二) 平均最低

臺灣各地月平均最低溫度之最低，彭佳嶼、鹿林山、與恒春三地，皆為1月與2月有相同之最低值，臺北、澎湖與玉山三地，則以2月之平均最低為最低，其餘18處全以1月為最低值出現之月份，最低之平均最低溫度，在平地北部西部多在 12°C 上下，中以臺中之 11.7°C 為最低，臺灣東部南部略高，而以恒春之 17.6°C 為最高。山地溫度隨高度而低降，玉山2月份之平均最低氣溫為 -4.6°C 。

(三) 絕對最高

臺灣各地之絕對最高氣溫，在海面附近之地點，皆在 35°C 至 40°C 之間，其中以臺東之 39.5°C 為最高，見於1942年6月7日，大武1954年5月9日出現之 39.4°C 次之，臺中1927年9月19日之 39.3°C 再次之，臺北之絕對最高氣溫，見於1921年7月31日，為 38.6°C ，海島上絕對最高氣溫較低，澎湖為 35.0°C ，見於1953年8月12日，東北方海上之彭佳嶼， 34.4°C （出海面99公尺），見於1959年7月29日。東南方海上之蘭嶼（高度323公尺） 34.2°C ，見於1953年8月6日與同月14日。山地之絕對最高氣溫，隨高度而減，高度在1,000公尺以下的地，尚達 20°C 以上，例如：竹子湖（600公尺） 33.2°C ，鞍部（836公尺） 32.0°C ，日月潭（1,015公尺） 33.5°C ，在2,500公尺之高度，絕對最高氣溫，僅約 25.0°C ，如阿里山2,406公尺， 25.5°C ；鹿林山2,728公尺， 24.7°C ，至海拔3,850公尺之玉山，則在17年中，絕對最高氣溫僅及 19.6°C ，此一溫度見於1948年10月24日。

由絕對最高氣溫之分佈圖（圖1）可見此種等溫線大致與海岸線及等高線相平行，地形在溫度分佈上之影響甚為顯著，海上低，陸上高；低處高，高處低。數個絕對最高氣溫之高溫中心，散見於本省東南部沿海，臺中盆地及臺北盆地。高度最大之玉山，見有絕對最高氣溫之最低值。就臺灣24處測候所測得絕對最高溫度之月份而論，以8月為最多，7月次之，6月又次之。24個測站絕對最高氣溫在各月出現之分配如下：

	五月	六月	七月	八月	九月	十月	合計
測站數	2	4	6	11	0	1	24

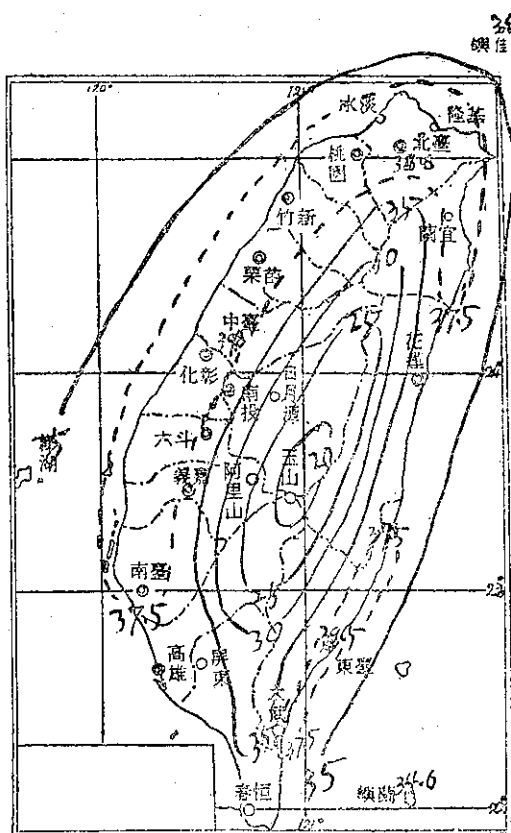


圖1：絕對最高氣溫（ $^{\circ}\text{C}$ ）

Fig. 1: Highest temperature

南部夏秋雨多，絕對最高溫度在雨季前出現，故臺南、高雄、臺東與阿里山者見於6月，在大武、恒春則見於5月，高3,850公尺之玉山，在17年中，絕對最高見於10月末旬，頗為特殊，此或係偶然現象，絕對最高氣溫，本應見於7月或8月，臺灣北部中部及海島上，故非見於7月底即見於8月。在8月出現者以在上半月者為較多。又絕對最高溫度，僅能於夏季或初秋晴靜之日見之，而此種晴熱天氣因適在雨季之關係，多屬局部性者，故臺灣各地之絕對最高出現日期，甚不一致，在24測站中，並無二處以上者見於同日。

在中國大陸上，華北及西北，夏季能見較臺灣者為甚高之最高溫度，河北之塘沽，與新疆之吐魯番，氣溫皆曾見有 47.8°C 之絕對最高紀錄，此尚係根據較短期限之觀測所見者。臺灣因受海洋影響較大，故迄無 40°C 之最高氣溫紀錄。

(四) 絕對最低

臺灣各地之絕對最低氣溫，沿海平地以南部者為較高，北部者為較低，同有64年紀錄之五地中，恒

春於 1925 年 12 月 21 日曾見有 9.5°C 之最低溫度。臺南之絕對最低為 1918 年 2 月 19 日之 2.4°C ，臺中則於 1901 年 2 月 13 日氣溫曾降至 -1.0°C ，為五地中之最低值。北部之臺北，1901 年 2 月 13 日氣溫所創最低紀錄為 -0.2°C 。澎湖之絕對最低溫度為 7.2°C ，見於 1957 年 2 月 10 日。由絕對最低溫度之分佈，可知海上高於陸上，臺南以南，絕對最低氣溫迅速增高，此或與陸面迅速變狹有關。本島東部沿海冬受海洋影響較大，故絕對最低氣溫，高於西部沿海者。

絕對最低溫度亦隨高度而減低，北部山地高 600 公尺之竹子湖，有 -0.6°C 之記錄，而 800 公尺之鞍部，則曾降至 -2.4°C 。中部山地高約 1,015 公尺之日月潭，在 19 年中僅曾降至 -0.2°C ，而 2,400 公尺之阿里山，27 年中曾見有 -7.6°C 之最低紀錄。在 3,850 公尺高之玉山，在 17 年中曾見有 -17.4°C 之絕對最低溫度，日期為 1959 年 1 月 17 日，為臺灣固定測站地面百葉箱中所見溫度之最低紀錄。

由絕對最低氣溫之分佈圖（圖 2），可見此種溫

度之等值線，其行走受緯度，海陸分佈，與高度之影響，南高於北，東高於西，海上高於陸上，平地上高於山地者。

絕對最低氣溫係見於冬季寒潮侵來氣壓升高天氣晴靜之凌晨，寒潮侵襲臺灣，勢力強大，範圍亦廣，故數地絕對最低氣溫，見於同一日期，故由臺灣 24 地之絕對最低氣溫記錄，亦可數出一些寒潮侵襲臺灣之日期如下：

年	月	日	出現絕對最低氣溫之地點
1. 1901	2	13	臺北 臺中
2. 1918	2	19	花蓮 臺南
3. 1931	1	10~11	彭佳嶼，基隆，臺東
4. 1935	2	13~14	基隆，阿里山
5. 1955	2	20~21	竹子湖，日月潭，高雄，蘭嶼
6. 1956	1	9	鞍部，新港
7. 1958	2	13~14	宜蘭，金六結，鹿林山，大武
8. 1959	1	17	淡水，玉山

與我國大陸上之溫度情形相比，可見臺灣沿海平原上之絕對最低溫度，約與閩粵沿海地點之絕對最低溫度相同，玉山 -17.4°C 之絕對最低紀錄，約與山東半島平原上所見之絕對最低相同。冬季越海而至臺灣之極地大陸氣團，及至臺灣已多少變性，故臺灣之冬寒，不若同緯度大陸沿海地點者之甚。在中國大陸上，東北因緯度高而又接近西伯利亞的反氣旋區寒極，故興安省之免渡河，有 -50.1°C 之絕對最低氣溫記錄，黑龍江沿岸之瑯琿亦有 -42.2°C 之最低記錄，新疆北部嚴冬氣溫亦能降至如此之低，或更低，迪化已見 -41.5°C 之最低溫度，海島臺灣之絕對最低，無法與此相比也。

（五）絕對變差與最大日較差

絕對最高與絕對最低之差，曰絕對變差。氣溫之絕對變差，指示出在觀測期限內氣溫變化之幅度。氣溫之變差，顯示出一地氣候之大陸性程度，內陸特大，海洋上最小，高緯度上甚大，低緯度者較小，臺灣因係海島，且緯度頗低，故溫度之絕對變差不大，其最大者為臺中之 40.3°C ，臺北之 38.8°C 次之，再次為玉山之 37.0°C 。最小之絕對變差，為蘭嶼之 24.6°C ，次小為恒春之 26.7°C ，再次小為澎湖之 27.8°C 。中國大陸上，粵閩沿海氣溫之絕對變差，大體與臺灣者相近，中國之西北與東北，則見極大之絕對變差。迪化 84.8°C ，為臺灣所見最大絕對變差之二倍許，瑯琿 78.3°C ，哈爾濱 76.1°C 。圖 3 為

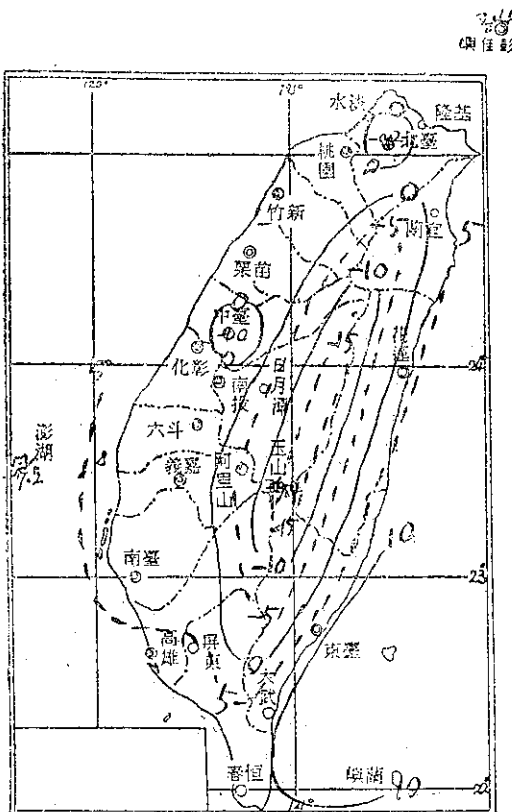


圖 2：絕對最低氣溫 ($^{\circ}\text{C}$)

Fig. 2: Lowest temperature

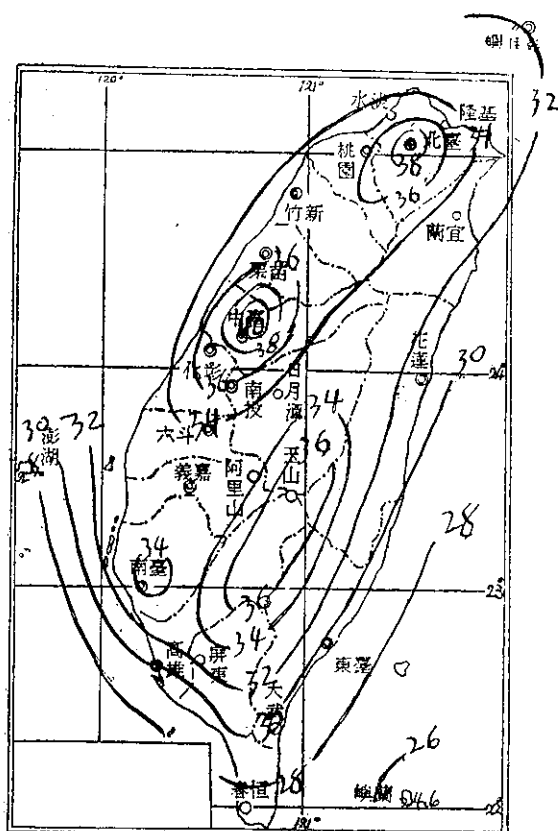


圖 3：氣溫絕對變差 (°C)

Fig. 3: Absolute range of temperature

氣溫絕對變差在臺灣之分佈。

氣溫之最大日較差，在臺灣，北部大於南部，內地大於沿海，阿里山及玉山最大，22.3°C，臺中 22.1°C 次之，臺南 20.7°C，臺北 20.2°C 更次之。蘭嶼最小，12.2°C，澎湖次小，13.9°C。

(六) 最高氣溫 30°C 及以上之日數

最高氣溫 30°C 及以上之日，氣候學上稱為熱帶日 (Tropical day)，此項資料，對植物生長及人類安適，同具意義，臺灣各地熱帶日數，平地每年皆有 100 以上，以臺南為最多，188.3。

1. 北部 基隆 101.7 臺北 131.0
2. 東部 宜蘭 99.3 花蓮 109.1 臺東 131.4
3. 西部 新竹 123.0 臺中 156.0 臺南 188.3 高雄 168.2
4. 南部 大武 127.8 恒春 150.7
5. 外島 彭佳嶼 53.9 澎湖 94.1 蘭嶼 13.4

年熱帶日最多之年，以臺南 1942 與 1952 年之 235 為各地之冠，高雄 1936 年之 203 次之，恒春

1952 年之 193 又次之，永康 1952 年之 192 與臺中 1960 年之 181 等而次之。外島熱帶日最多年之日數為：彭佳嶼 91，澎湖 136，蘭嶼 38。山中因溫度隨高度而減，故熱帶日之數目，亦隨高度而減少，至 800 餘公尺之鞍部，平均只有 1.3 日，最多之年僅有 8 日，而最少之年無之。中部山中高約 1,000 公尺之日月潭，平均亦只 13.7 日，最多之年 51 日，而高 2,000 公尺以上之山地，全然無之。

(七) 最低氣溫 10°C 及更低之日數

氣溫降至 10°C，在不加熱之室內，常人已感寒冷不適，故最低氣溫為 10°C 或更低之日數，為一地氣候中冷期長短之一表示，有其實用意義，在臺灣，此種冷日之年中平均數如下：

1. 北部 基隆 8.4 臺北 17.1
2. 東部 宜蘭 9.4 花蓮 2.6 臺東 0.6
3. 西部 新竹 17.1 臺中 21.2 臺南 13.2 高雄 1.7
4. 南部 大武 0 恒春 0
5. 外島 彭佳嶼 16.6 澎湖 1.7 蘭嶼 0.2

山中因氣溫隨高度而降低，故此冷日數目亦隨高度而增多，鞍部平均有 84.2 日，日月潭 27.6 日，阿里山 289.2 日，玉山無日氣溫不降至 10°C 以下，即年有 365 日。

年中冷日最多之記錄，臺北曾達 45，臺中曾達 56，花蓮 12，臺東 5，臺南 34，高雄 5，恒春 1，外島彭佳嶼 49，澎湖 10，蘭嶼 1，山地鞍部 99，日月潭 43，阿里山 321，鹿林山 355。

由熱帶日及冷日之極端年代，可以見出熱年冷年及熱冷之普遍性，在最高氣溫達 30°C 及以上日數之最多，可見以下年代，頗有共同性：

年代 熱帶日最多之地

1. 1942 臺南，臺東
2. 1952 淡水，永康
3. 1954 彭佳嶼，竹子湖，新竹，宜蘭，金六結，澎湖，新港，大武，蘭嶼

1954 年臺灣各地熱帶日之普遍多，殊堪注意，就熱帶日最少之年代而論，臺灣本島有 64 年紀錄之臺北、臺中、臺南與恒春四地，全以 1899 年熱帶日數為最少，此外二地同見熱帶日最少之年代尚有 1939，1948，與 1951 等年。

最低氣溫 10°C 以及更低之冷日數，下列年代多地同見最多：

年 冷日最多之地
 1917 彭佳嶼，臺北，臺中
 1918 花蓮，臺南，臺東
 1932 基隆，花蓮，高雄
 1948 淡水，新竹，宜蘭，金六結
 1955 鞍部，鹿林山，新港，蘭嶼
 1956 玉山，新港，蘭嶼

下列年代多地同見冷日最少：

年 冷日最少之地
 1939 彭佳嶼，宜蘭
 1941 基隆，臺北，新竹，臺中，臺南
 1953 彭佳嶼，淡水，日月潭
 1954 鞍部，宜蘭，金六結

以上熱帶日冷日數之極端年代中，1948年熱帶日特少冷日特多，1954年則熱帶日特多，冷日特少，似為臺灣氣溫絕對極端之年代。

表一：臺灣各地氣溫之平均，平均最高，與平均最低

Table 1: Mean, mean maximum, mean minimum temperature

測 站	觀 測 期 限	平 均	平均最高	月 份	平均最低	月 份	測 站	觀 測 期 限	平 均	平均最高	月 份	平均最低	月 份
彭佳嶼	1910~1960	21.2	30.2	7	12.7	1,2	澎 湖	1897~1960	22.8	30.9	7	14.1	2
鞍 部	1943~1960	16.8	26.3	7	7.3	1	阿里山	1937~1960	10.7	18.6	7	1.5	1
竹子湖	1947~1960	18.3	29.0	7	8.7	1	鹿林山	1953~1960	9.6	18.3	7	1.3	1,2
淡 水	1943~1960	22.3	32.8	7	12.2	1	玉 山	1944~1960	3.9	12.7	7	4.6	2
基 隆	1903~1960	21.9	32.3	7	13.1	1	新 港	1940~1960	23.4	30.7	7	16.3	1
臺 北	1897~1960	21.9	33.4	7	12.2	2	永 康	1947~1960	23.2	31.7	7	11.9	1
新 竹	1938~1960	21.9	32.4	8	11.9	1	臺 南	1897~1960	23.4	32.5	7	12.7	1
宜 蘭	1936~1960	21.9	31.7	7	13.0	1	臺 東	1901~1960	23.6	31.8	7	15.7	1
金六結	1946~1960	22.1	32.2	7	12.9	1	高 雄	1932~1960	24.3	31.7	7	15.0	1
臺 中	1897~1960	22.4	32.6	7	11.7	1	大 武	1940~1960	24.7	32.3	7	17.4	1
花 蓮	1911~1960	22.6	31.6	7	14.4	1	蘭 嶼	1942~1960	22.6	28.2	7	16.4	1
日月潭	1942~1960	19.4	28.0	7	10.9	1	恒 春	1897~1960	24.6	31.2	2	17.6	1,2

表二：臺灣各地氣溫之絕對最高，絕對最低，絕對變差與最大日較差

Table 2: Highest, lowest, absolute range and maximum daily range of temperature

測 站	期 限	絕對最高	年 月 日	絕對最低	年 月 日	絕對變差	最 日 較 大 差
彭 佳 嶼	1910~1960	34.4	1959. 7. 29	2.4	1931. 1. 10	32.0	15.9
鞍 部	1943~1960	32.0	1948. 8. 9	-2.4	1956. 1. 9	34.4	18.5
竹 子 湖	1947~1960	33.2	1956. 7. 11	-0.6	1955. 2. 21	33.8	18.9
淡 水	1943~1960	37.8	1954. 7. 24	3.0	1959. 1. 17	34.4	16.7
基 隆	1903~1960	37.9	1926. 8. 10	5.0	1922. 1. 27 1931. 1. 10 1935. 2. 13 1959. 1. 17	32.9	18.2
臺 北	1897~1960	38.6	1921. 7. 31	-0.2	1901. 2. 13	38.8	20.2
新 竹	1938~1960	38.1	1953. 8. 11	3.0	1949. 1. 10	35.1	19.6
宜 蘭	1936~1960	37.9	1951. 8. 19	4.2	1958. 2. 13	33.7	15.3
金 六 結	1946~1960	37.8	1954. 8. 16	3.5	1958. 2. 13	34.3	15.5
臺 中	1897~1960	39.3	1927. 8. 19	-1.0	1901. 2. 13	40.3	22.1
花 蓮	1911~1960	36.0	1937. 8. 1	4.4	1918. 2. 19	31.6	15.5
日 月 潭	1942~1960	33.5	1953. 8. 12	-0.1	1955. 2. 20	33.6	19.3
澎 湖	1897~1960	35.0	1953. 8. 12	7.2	1957. 2. 10	27.8	13.9
阿 里 山	1934~1960	25.5	1953. 6. 20	-7.6	1935. 2. 14	33.1	22.3

鹿林山	1953~1960	24.7	1953. 7. 12	- 7.9	1958. 2. 13	32.6	19.1
玉山山	1944~1960	19.6	1948. 10. 24	-17.4	1959. 1. 17	37.0	22.3
新港	1940~1960	37.8	1940. 8. 30	9.7	1956. 1. 9	28.2	14.1
永康	1947~1960	36.1	1951. 7. 31	2.4	1949. 1. 17	33.7	20.3
臺南	1897~1960	37.8	1942. 6. 1	2.4	1918. 2. 19	35.4	20.7
臺東	1901~1960	39.5	1942. 6. 7	7.2	1931. 1. 11	32.3	17.7
高雄	1932~1960	36.7	1938. 6. 23	7.3	1955. 2. 21	29.4	15.6
大武	1940~1960	39.4	1954. 5. 9	10.0	1958. 2. 14	29.4	17.8
蘭嶼	1942~1960	34.2	1953. 8. 6,14	9.6	1955. 2. 21	24.6	12.2
恒春	1897~1960	36.2	1954. 5. 31	9.5	1925. 12. 21	26.7	15.8

表三：臺灣各地最高氣溫 30°C 及以上之日數
Table 3 : Number of days with maximum temperature $\geq 30^{\circ}\text{C}$

測 站	平均	最多	年 代	最少	年 代	測 站	平均	最多	年 代	最少	年 代
彭佳嶼	53.9	91	1954	21	1943	澎湖	94.1	136	1954	36	1904
鞍部	1.3	8	1948	0	—	阿里山	—	—	—	—	—
竹子湖	28.5	42	1954	14	1960	鹿林山	—	—	—	—	—
淡水	123.7	142	1952	111	1947, 1953 1957	玉山	—	—	—	—	—
基隆	101.7	129	1937	74	1940	新港	83.6	109	1954	49	1958
臺北	131.0	158	1958	95	1899	永康	170.9	192	1952	102	1949
新竹	123.0	143	1954	99	1939	臺南	188.3	235	1942, 1952	144	1899
宜蘭	99.3	129	1954	71	1939	臺東	131.4	166	1915, 1942	102	1901
金六結	108.9	135	1954	90	1948, 1951	高雄	168.2	203	1936	122	1955
臺中	156.0	181	1960	106	1399	大武	137.8	166	1954	104	1948
花蓮	109.1	140	1937	76	1911	蘭嶼	13.4	38	1954	1	1950, 1951
日月潭	13.7	51	1946	3	1957	恒春	150.7	193	1952	109	1899

表四：臺灣各地最低氣溫 10°C 及更低之日數
Table 4 : Number of days with minimum temperature $\leq 10^{\circ}\text{C}$

測 站	平均	最多	年 代	最少	年 代	測 站	平均	最多	年 代	最少	年 代
彭佳嶼	16.6	49	1917	6	1939, 1948 1953, 1960	澎湖	1.7	10	1901	0	—
鞍部	84.2	99	1955	71	1954	阿里山	289.2	321	1955	260	1935
竹子湖	60.9	76	1950	52	1959	鹿林山	338.5	355	1956	316	1960
淡水	16.9	26	1948	10	1951, 1953	玉山	365	—	—	—	—
基隆	8.4	20	1932	0	1937, 1941	新港	0.0	1	1955, 1956	—	—
臺北	17.1	45	1917	5	1941	永康	16.2	27	1950	6	1953
新竹	17.1	28	1948	6	1941	臺南	13.2	34	1918	2	1941
宜蘭	9.4	16	1948	3	1939, 1954	臺東	0.6	5	1918	0	—
金六結	10.3	18	1948, 1945	2	1954	高雄	1.7	10	1932	0	—
臺中	21.2	56	1917	4	1941	大武	—	—	—	—	—
花蓮	2.6	12	1917, 1918 1932	0	—	蘭嶼	0.2	1	1943, 1955 1956	0	—
日月潭	27.6	43	1943	11	1953	恒春	0.0	1	1899, 1925 1926	0	—

三、氣 壓 與 風

臺灣位於中國大陸之東南海上，冬受亞洲大陸反氣旋之影響，氣壓頗高，東北季風強盛，夏季常有熱帶氣旋來襲，氣壓甚低，出現暴風，因之氣壓之絕對變差甚大，強風日數頗多，且見遠東之最大風速紀錄。

(一) 最高平均氣壓

臺灣各測站之最高平均氣壓，以宜蘭 1944 年之 761.7 公厘 (1015.5 mb) 為最高，臺北 1926 年之 761.6 公厘 (1015.4 mb) 為次高，二地之此項平均氣壓如訂正至海面，則宜蘭與臺北之上述氣壓，同為 762.4 公厘 (1016.5 mb)。另外臺中 1928 年之平均測站氣壓雖僅 758.7 公厘 (1011.5 mb)，但如訂正至海面，則應為 766.0 公厘 (1021.3 mb)，似為最高之海面平均氣壓。高 3,850 公尺之玉山，最高平均氣壓為 1952 年之 482.4 公厘 (643.2 mb)。

(二) 最低平均氣壓

臺灣各測站之最低平均氣壓，當然以最高峯玉山之所見者為最低，1957 年玉山之平均氣壓為 481.5 公厘 (642 mb)。平地上臺中 1950 年之平均為 751.8 公厘 (1002.3 mb)，訂正至海面約為 759.1 公厘 (1012 mb)。恒春 1950 年為 756.7 公厘 (1008.9 mb)，訂正至海面亦不過 759.0 公厘 (1011.9 mb)，基隆 1938 年平均低至 757.3 公厘 (1009.7 mb)，加以海面訂正，亦僅 757.8 公厘 (1010.3 mb)，此或為臺灣最低之海面平均氣壓。

(三) 平均氣壓差

臺灣各地最高平均氣壓與最低平均之差，以臺中之 6.9 公厘 (9.2 mb) 為最大，彭佳嶼之 4.0 公厘 (5.3 mb) 次之，基隆之 3.5 公厘 (4.7 mb) 又次之，臺東 2.9 公厘 (3.9 mb) 更次之。臺北、澎湖、臺南、恒春雖同有 64 年之記錄，平均氣壓之變差僅 2.3~2.5 公厘 (3.1~3.3 mb)，氣壓之變差隨高度而減小，玉山 17 年中平均氣壓變差僅為 0.9 公厘 (1.3 mb)。

(四) 絕對最高氣壓

臺灣各測站之絕對最高氣壓，以宜蘭 1941 年 2 月 1 日之 778.2 公厘 (1037.5 mb) 為最高，此數如訂正至海面則應為 778.9 公厘 (1038.5 mb)。臺北於 1917 年 1 月 10 日氣壓有 777.5 公厘 (1036.6 mb) 之最高記錄，訂正至海面為 778.3 公厘 (1037.7 mb)，仍較宜蘭之紀錄為低。絕對最高氣壓見於冬季大陸

高壓南下時期，氣壓北高南低，故臺灣中南部之絕對最高氣壓略低。氣壓隨高度而驟減，故高度 3,850 公尺之玉山，1956 年 10 月 10 日所見之絕對最高氣壓，僅達 488.0 公厘 (650.6 mb)，其變化亦較小。

絕對最高氣壓每於臺灣多地同日出現，可知移至臺灣之高氣壓，範圍頗大，惟以各地記錄之長短不一，故絕對最高氣壓之日期，各地亦不盡同。由此項記錄，可見臺灣出現範圍大之強烈高壓日期如下：

年 月 日	出現絕對最高氣壓地點
1917 1. 10	臺北，臺中，澎湖，臺南。
1941 2. 1	彭佳嶼，新竹，宜蘭，花蓮，新港，臺東，高雄，大武，恒春。
1947 12. 19	竹子湖，基隆。
1958 3. 30	阿里山，鹿林山。

侵入臺灣之各次高氣壓之中心位置移動路線與強度，頗有不同，故各地絕對最高氣壓出現之日期，亦不盡同。

(五) 絕對最低氣壓

在出海面不過百餘公尺以內之地，絕對最低氣壓似以彭佳嶼 1925 年 8 月 27 日颱風經過時之 691.3 公厘 (921.7 mb) 為最低，訂正至海面，亦不過 701 公厘 (934.6 mb)。次為恒春 1911 年 8 月 26 日之 700.9 公厘 (934.5 mb)，訂正至海面，僅合 703 公厘 (937.3 mb)，再次為 1959 年 8 月 29 日新港出現之 703.0 公厘 (937.3 mb)，訂正至海面，約為 706.5 公厘 (941.9 mb)，更次大武 1940 年 9 月 30 日之 706.6 公厘 (942.1 mb)，海面氣壓約為 707.4 公厘 (943.1 mb)。高 3,850 公尺之玉山，絕對最低氣壓為 457.1 公厘 (609.4 mb)，見於 1946 年 9 月 25 日。

臺灣各地之絕對最低氣壓，統見於夏秋兩季颱風侵襲之日，夏初仍罕出現，在臺灣 24 個測站中，絕對最低氣壓僅於紀錄限於 19 年之蘭嶼一地者見於 6 月末旬，其餘 23 地者皆見於以後之 7 月、8 月與 9 月之三個月中，臺灣各地絕對最低氣壓出現之月份如下：

月 份	6 月	7 月	8 月	9 月
次 數	1	6	9	8
%	4.2	25.0	37.5	33.3

颱風在海上時及登陸之初，氣壓最低，故臺灣東

北方海上之彭佳嶼，東南沿海之新港、大武，以及接近南尖之恒春，見有甚低之絕對低氣壓。颱風登陸後則強度因地形摩擦而減弱，氣壓即隨之而形升高，因之絕對最高氣壓，海上較低，陸上較高。颱風多在東南沿海登陸，故東南沿海之絕對最低氣壓，低於西南沿海者。

颱風中心之氣壓最低，其範圍甚小，且登陸後勢力減弱，颱風之行進路線，每有不同，故各地絕對最低氣壓，多係由不同之颱風之所造成，日期亦頗有不同，僅有甚少數之颱風，同日在不同地點，造成絕對最低氣壓。又颱風區之風速，與氣壓梯度直接有關，氣壓最低，尚不能必有最大之風速，臺灣 24 個測站之絕對最低氣壓，僅新港一地於 1959 年 8 月 29 日絕對最低氣壓 703.0 公厘 (937.3 mb)，與絕對最大風速 43.0 秒 公尺之 SSW 風同日出現。臺灣各地絕對最低氣壓出現之日期，及該日風速絕對最大之地點如下：

年	月	日	氣壓絕對最低地點	風速絕對最大地點
1911	8.	26	恒春	次日(27)臺南
1912	8.	29	基隆	
1912	9.	16	臺東	臺中
1920	9.	4	臺北	
1925	8.	27	彭佳嶼	
1940	7.	7	宜蘭	
1940	9.	30	大武，高雄	澎湖
1943	7.	18	鞍部，淡水	
1946	9.	25	玉山，日月潭，臺中，新竹	金六結
1948	7.	5	金六結	竹子湖
1948	7.	6	竹子湖	淡水
1953	7.	3	花蓮	次日(4)鞍部
1957	6.	25	蘭嶼	
1959	8.	29	新港，臺南，永康，鹿林山，阿里山	新港
1959	8.	30	澎湖	基隆

上述 15 個日期，顯然為 13 次不同颱風，使臺灣 24 個測站出現絕對最低氣壓，此十三次颱風使 9 地出現最大風速。

表五：臺灣各地平均氣壓之最高，最低，及變差 (mm)

Table 5: Maximum, minimum and range of mean pressure

測 站	期 限	最 高		年 代	最 低		年 代	變 差	
		(mm)	(mb)		(mm)	(mb)		(mm)	(mb)
彭佳嶼	1910~1960	753.8	1005.0	1947	749.8	999.7	1920	4.0	5.3
鞍 部	1943~1960	691.5	921.9	1948	690.4	920.5	1950	1.1	1.5
竹 子 湖	1947~1960	710.0	946.6	1947	708.8	945.0	1960	1.2	1.6
淡 水	1943~1960	760.5	1013.9	1944	758.3	1011.0	1950	2.2	2.9
基 隆	1903~1960	760.8	1014.3	1947	757.3	1009.7	1938	3.5	4.7
臺 北	1897~1960	761.6	1015.4	1926	759.3	1012.3	1950, 1954	2.3	3.1
新 竹	1938~1960	758.6	1011.4	1944	756.7	1008.9	1950	1.9	2.5
宜 蘭	1936~1960	761.7	1015.5	1944	759.2	1012.2	1950	2.5	3.3
金 六 結	1946~1960	761.6	1015.4	1947	759.3	1012.3	1950	2.6	3.5
臺 中	1897~1960	758.7	1011.5	1928	751.8	1002.3	1950	6.9	9.2
花 蓮	1911~1960	760.7	1014.2	1926	758.1	1010.7	1950	2.6	3.5
日 月 潭	1942~1960	677.3	903.0	1944	675.3	900.3	1950	2.0	2.7
澎 湖	1897~1960	760.7	1014.2	1926	758.2	1010.9	1950	2.5	3.3
阿 里 山	1934~1960	574.5	765.9	1944, 1946	572.8	763.7	1950	1.7	2.3
鹿 林 山	1953~1960	—	—	—	—	—	—	—	—
玉 山	1944~1960	482.4	643.2	1952	481.5	628.6	1957	0.9	1.2
新 港	1940~1960	757.1	1009.4	1944	756.1	1008.1	1950	1.0	1.3
永 康	1947~1960	759.0	1011.9	1958	757.9	1010.5	1950	1.1	1.5
臺 南	1897~1960	760.0	1013.3	1913, 1926	757.6	1010.1	1950	2.4	3.2
臺 東	1901~1960	761.2	1014.9	1926	758.3	1011.0	1950	2.9	3.9

高雄	1932~1960	758.6	1011.4	1932	755.0	1007.9	1950, 1954	2.6	3.5
大武	1940~1960	760.7	1014.2	1944	758.4	1011.1	1954	2.3	3.1
蘭嶼	1942~1960	732.1	976.1	1957, 1958	730.7	974.2	1952	1.7	2.3
恒春	1897~1960	759.1	1012.1	1926	756.7	1008.9	1950	2.4	3.2

表六：臺灣各地絕對極端氣壓及變差 (mm)

Table 6: Absolute extremes of pressure and range

測 站	絕 對 最 高		年 月 日	絕 對 最 低		出 現 時 間	變 差	
	(mm)	(mb)		(mm)	(mb)		(mm)	(mb)
彭佳嶼	769.1	1025.4	1941. 2. 1	691.3	921.7	1925. 8. 27	77.8	103.7
鞍部	706.1	941.4	1946. 11. 14	656.5	875.3	1943. 7. 18	49.6	66.1
竹子湖	722.7	963.5	1947. 12. 19	680.6	907.4	1948. 7. 6	42.1	56.1
淡水	774.9	1033.1	1943. 1. 12	721.4	961.8	1943. 7. 18	53.5	71.3
基隆	776.4	1035.1	1947. 12. 19	713.0	950.6	1912. 8. 29	63.4	84.5
臺北	777.5	1036.6	1917. 1. 10	721.7	962.2	1920. 9. 4	55.8	74.4
新竹	772.9	1030.5	1941. 12. 1	722.6	963.4	1946. 9. 25	50.3	67.1
宜蘭	778.2	1037.5	1941. 2. 1	722.1	962.7	1940. 7. 7	56.1	74.8
金六結	776.3	1035.0	1955. 1. 6	727.3	969.7	1948. 7. 5	49.0	65.3
臺中	766.9	1022.5	1917. 1. 10	710.0	946.6	1946. 9. 25	56.9	75.9
花蓮	775.0	1033.3	1941. 2. 1	714.2	952.2	1953. 7. 3	60.8	81.1
日月潭	686.2	914.9	1955. 1. 13	637.7	983.5	1946. 9. 25	48.5	64.7
澎湖	774.3	1032.3	1917. 1. 10	721.5	961.9	1959. 8. 30	52.8	70.4
阿里山	579.2	772.2	1958. 3. 30	542.5	723.3	1959. 8. 29	36.7	48.9
鹿林山	558.3	744.3	1958. 3. 30	523.6	698.1	1959. 8. 29	34.7	46.3
玉山山	488.0	650.6	1956. 10. 10	457.1	609.4	1946. 9. 25	30.9	41.2
新港	772.5	1029.9	1941. 2. 1	703.0	937.3	1959. 8. 29	69.5	92.7
永康	772.0	1029.3	1959. 1. 17	721.9	962.5	1959. 8. 29	50.1	66.8
臺南	772.5	1029.9	1917. 1. 10	721.0	961.3	1959. 8. 29	51.5	68.7
臺東	775.0	1033.3	1941. 2. 1	711.6	948.7	1912. 9. 16	63.4	84.5
高雄	770.4	1027.1	1941. 2. 1	721.1	961.4	1940. 9. 30	49.3	65.7
大武	774.6	1032.7	1941. 2. 1	706.6	972.1	1940. 9. 30	68.0	90.7
蘭嶼	744.8	993.0	1948. 3. 24	690.3	920.3	1957. 6. 25	54.5	72.7
恒春	770.6	1027.4	1941. 2. 1	700.9	934.5	1911. 8. 26	69.7	92.9

(六) 最大風速

臺灣各地自有觀測以來所見之絕對最大風速，以蘭嶼 1955 年 8 月 23 日之 65.7 秒公尺 (或 236.5 時公里, 137.6 時湮) 為最大，此不僅為臺灣所有之絕對最大風速紀錄，即在遠東任何測站，亦為首屈一指之地面附近風速，當時風向為西南。彭佳嶼 1960 年 8 月 8 日見有在臺灣為次大之最高風速記錄，53 秒公尺，當時風向為東南東。高 3,850 公尺之玉山，於 1947 年 5 月 19 日見有 49.7 秒公尺之南風，大武 1945 年 9 月 30 日見有 46.7 秒公尺之北北東風，花蓮 1944 年 8 月

13 日見有 45.0 秒公尺之北北東風，他如基隆、新港、臺東、淡水、澎湖、與永康等地，絕對最大風速皆達 40 秒公尺以上，為蒲福 (Beaufort) 風級 13 級以上之颶風。臺中位於山谷盆地上，受山遮蔽作用，在 64 年中，絕對風速最大僅達 26.6 秒公尺，為 1912 年 9 月 16 日所出現之北風之強度，是該地無逾十級之暴風。日月潭測站雖高度達 1,000 餘公尺，但為更高之群山所環抱，在 19 年中，絕對最大風速僅及 24.0 秒公尺，為臺灣 24 處測站所見絕對最大風速數目中之最小者，風速受地形之影響甚大，臺灣南北兩端之小島

上見有特大之風速，最高峯玉山之風速亦甚大。澎湖雖以多風著名，但颱風之到達該地者，勢力已形稍弱，故 64 年中，僅見有 40.3 秒公尺之最高風速記錄。

臺灣各地之絕對最大風速，全為來侵颱風所釀成，到達臺灣之颱風，全為已達成熟階段者，威力至強，在接近本島海岸時尤甚，而強大颱風多由東南方移來，故首當其衝之蘭嶼，見有獨步東亞之絕對最大風速，香港、菲律賓與日本，皆未見有如此強大之風力，茲列舉遠東數地區之最大風速紀錄如下：

絕對最大風速

地 別	年 月 日	(m/s)	(km/hr)	(knots)
鹿兒島(日)	1899 8 15	49.6	178.6	96.3
蘭 嶼(臺)	1955 8 23	65.7	436.5	137.6
馬尼拉(菲)	1882 10 20	54.0	194.4	104.9
香 港	1931 8 1	60.8	218.9	118.1

絕對最大風速之分佈圖(圖 4)表示 40 秒公尺之等風速線，大致與臺灣之海岸線相符，海上大而內陸小，東南方及東北方之離島上特大，山谷盆地測站

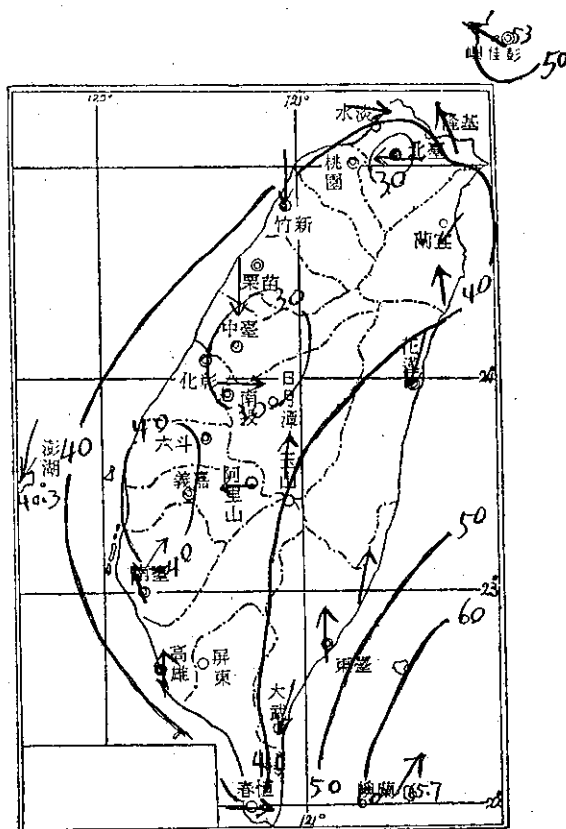


圖 4：絕對最大風速 (m/s) 及其方向

Fig. 4: Highest wind speed and wind direction

之最大風速特小。

(七) 最大風之方向

颱風內部風速之分佈，各象限大致對稱，一地最大之風速，與地形、海岸線及山脈方向有關，沿海大都以海面吹來之風為最強，故臺灣各地絕對最大風速之風向，頗不一致，南部多南風與西南風，而北部則多北風，東北海面為東南風，澎湖為東北風，全部略呈氣旋式之吹向島內之環流，有如附圖(圖 4)之所示。鞍部一地絕對最大風速為 35 秒公尺，但在 1953~1959 年中曾四次風速達於此限，其中 1953 年之一次為南風，而 1957、1958、1959 年之三次，俱為北風，臺灣 24 個測站絕對最大風速之風向分配如下：

風向	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S
站數	3	4	1	0	2	1	3	2	3
%	13	17	4	0	8	4	13	8	13

風向	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
站數	1	1	0	1	2	0	0
%	4	4	0	4	8	0	0

(八) 最大風速與最低氣壓之關係

前已述及一地風速之大小，與當地氣壓梯度成正比，發生最低氣壓之地，不必同時見有最大之風速，且在颱風區以離中心相當距離處之風速為最大。同理，發生最大風速之地，同日之氣壓未必最低，但絕對最大風速，全由強烈颱風之侵襲所造成。強烈颱風中心之氣壓甚低，其周圍風速至強，故一次颱風經過，某地風速特大，雖該地氣壓未必最低，但他處很可能氣壓最低，例如：

颱風	年 月 日	風 速 絕 對 最 大		氣 壓 絕 對 最 低	
		地名	(秒公尺) (風向)	(公厘)	
1.	1911 8 27	臺 南	38.2 SSE	前一日恒春	700.9
2.	1912 9 16	臺 中	26.6 N	臺 東	711.6
3.	1940 9 30	澎 湖	40.3 NNE	高 雄	721.1
				大 武	706.6
4.	1946 9 25	金六結	33.0 SE	新 臺 月	722.6
				日 玉	710.0
				中 潭 山	637.7
				457.0	
5.	1948 7 5	竹子湖	25.8 N	金 六 結	727.3
		6 淡 水	41.7 WNW	竹 子 湖	680.6
6.	1953 7 4	鞍 部	35.0 S	前一日花蓮	714.2
				臺 南	721.9
				永 康	721.9
				新 鹿 港	703.0
				阿 里 山	523.6
				542.5	
7.	1959 8 29	新 港	43.0 SSW	彭 湖	721.5
		30 基 隆	43.0 SE		

(九) 最大風速出現之月份

絕對最低氣壓雖僅見於夏季及秋初 6 月至 9 月之期內，但絕對最大風速則在以前及以後皆能出現，不過次數甚少，絕大多數 (84.7%) 仍集中於 7, 8, 9 之三個月，茲列出臺灣各地絕對最大風速在各月份之分配如下：

月 份	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	合計
佔總數%	3.8	3.8	19.3	42.3	23.1	0	7.7	100

(十) 強風日數

風力大於蒲福風級 6 級，或風速大於 10.8 秒公尺之日為強風日。臺灣位於東北信風帶，冬季此區之信風亦可稱為東北季風，特別強盛，而夏季雖常受颱風影響而有強暴之風，但大氣平均狀態，究較平靜，故強風日數冬多夏少。就一年中強風日數之平均而論，蘭嶼 260.8，為全省之冠，彭佳嶼 193.2 次之，澎湖 135.2 居第三位，最高峯玉山 96.8 居第四位，海上與高山上強風特頻，固屬當然。山中盆地或山坡受阻隔作用之地，強風至少，因之年平均臺中僅 2.3 日，日月潭 2.9 日，阿里山亦不過 6.9 日。

在強風日數最多之年，蘭嶼 1943 年有 290 日，實為各地最多強風日數中之最多，彭佳嶼 1958 年之 285 日次之，玉山 1944 年之 237 日又次之，澎湖 1897 年之 176 日更次之。受地形影響，強風罕見之地，既在其強風日數多之年，強風日數仍甚有限，日月潭 1944 年強風最多，但僅 5 日，而臺中 1945 年之強風日最多，亦只有 11 日。強風日數 100 之線，甚接近與臺灣之海岸線相符 (圖 5)，海上多，東南與東北兩方海島上達 250 以上。最高峯上亦達 200 以上，而山谷盆地則極少。就強風日數最多之年代而論，可見 1944~1947 之四年，1949 及 1958 皆為同年有二地以上強風日最多之年，臺灣強風日最多之年代與強風日最多之地點如下：

強 風 日 最 多

年代	地 點	年代	地 點
1897	澎湖	1949	基隆，新竹，永康，大武
1943	蘭嶼	1951	阿里山
1944	日月潭，玉山	1952	金六結
1945	臺北，宜蘭，臺中，臺南，高雄，大武，淡水，臺東，高雄，恒春	1954	淡水
1946		1958	彭佳嶼，鞍部
1947	花蓮，新港	1959	鹿林山
1948	竹子湖		

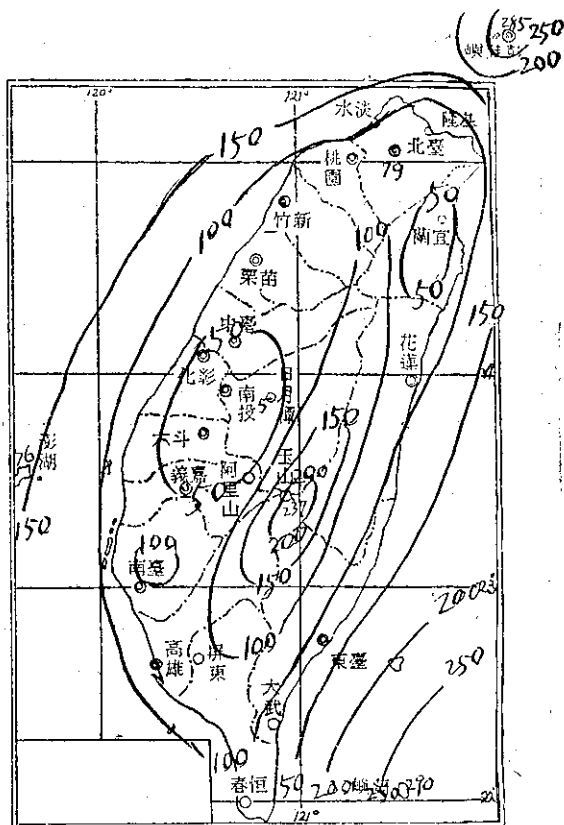


圖 5：年強風日 (最多)

Fig. 5: Number of days with strong wind in year (maximum)

表七：臺灣各地最大風速與年中強風日數

Table 7: Highest wind speed and number of days with strong in year

測 站	風向	秒公尺	年 月 日	平均	最多	年代
彭佳嶼	ESE	53.0	1960 8 8	198.2	285	1958
鞍 部	S	35.0	1953 7 4	55.0	85	1958
	N	35.0	1957 8 14			
	N	35.0	1958 8 3			
	N	35.0	1959 7 15			
竹子湖	N	25.8	1948 7 5	36.5	91	1948
淡 水	WNW	41.7	1948 7 6	79.2	142	1946 1954
基 隆	SE	43.0	1959 8 30	35.3	95	1949
臺 北	E	31.3	1899 8 5	16.0	79	1945
新 竹	NNE	33.4	1945 9 2	43.4	83	1949
宜 蘭	NE	37.3	1942 7 11	8.1	26	1945
金六結	SE	33.0	1946 9 25	13.8	35	1952
臺 中	N	26.6	1912 9 16	2.3	11	1945
花 蓮	NNE	45.0	1944 8 13	21.0	66	1947
日 月 潭	W	24.0	1956 9 3	2.9	5	1944
澎 湖	NNE	40.3	1940 9 30	135.2	176	1897
阿 里 山	E	27.5	1952 11 13	6.9	24	1959

鹿林山	SE	29.0	1960	8	1	68.6	117	1959
玉山	S	49.7	1947	5	19	96.8	237	1944
新港	SSW	43.0	1959	8	29	84.7	153	1947
永康	SSE	40.0	1952	11	14	23.4	102	1949
臺南	SSE	38.2	1911	8	27	8.4	23	1945
臺東	S	42.5	1955	8	24	28.0	105	1946
高雄	S	38.0	1947	6	22	25.3	64	1945 1946
大武	NNE	46.7	1945	9	30	66.9	110	1945 1949
蘭嶼	SW	65.7	1935	8	23	260.8	290	1943
恒春	WNW	39.8	1910	8	29	85.4	134	1946

四、濕度與蒸發

臺灣為位於副熱帶海上之大島，空氣之水汽含量恒豐，高出海面無多之地，平均水汽壓皆在 15 公厘以上，北低南高，蘭嶼 18.8 公厘為各地之冠，高雄 18.5 公厘次之，臺北則有 16.3 公厘。山地因溫度隨高度而減低，空氣中不能含有超過其溫度所適應之飽和水汽壓之水汽量，故臺灣最高測站玉山，平均水汽壓僅為 4.9 公厘，為本省各測站平均水汽壓中之最低值。高 2,400 公尺之阿里山，平均亦僅 8.6 公厘。

(一) 絕對最高水汽壓

臺灣各地絕對最高水汽壓，以新港 1945 年 7 月 20 日所測得之 35.6 公厘為最高，澎湖 1941 年 7 月 26 日所見之 34.8 公厘次之，高雄 1939 年 8 月 27 日之 34.2 公厘又次之。在 64 年中，臺北、臺中、臺南、恒春四地所見之絕對最高水汽壓，介於 30.1 與 32.1 公厘之間。水汽壓隨高度而減小，故高度 3,850 公尺之玉山，絕對最高亦僅 11.9 公厘，見於 1956 年 8 月 31 日。在水汽壓絕對最高分佈圖中，高度對水汽壓分佈之影響，甚為顯著。此處所謂高度影響，實亦即溫度之影響，高山上因溫度低，不能有大量之水汽含量。蘭嶼亦因溫度較低之故，絕對最高水汽壓僅達 27.9 公厘，不及恒春及大武者之高（圖 6）。

水汽壓之絕對最高值，見於熱帶溫度高與空氣潮濕之日，雖各地出現日期，分散於 4 月至 10 月之期中，究以在 7 月份出現者為多數，佔總數 42%，6 月及 8 月次之，各佔 15%，5 月 9 月更次之，各佔 8%。絕對最高水汽壓之出現，為局部性者，故臺灣 24 測站之此項記錄，日期各不相同。

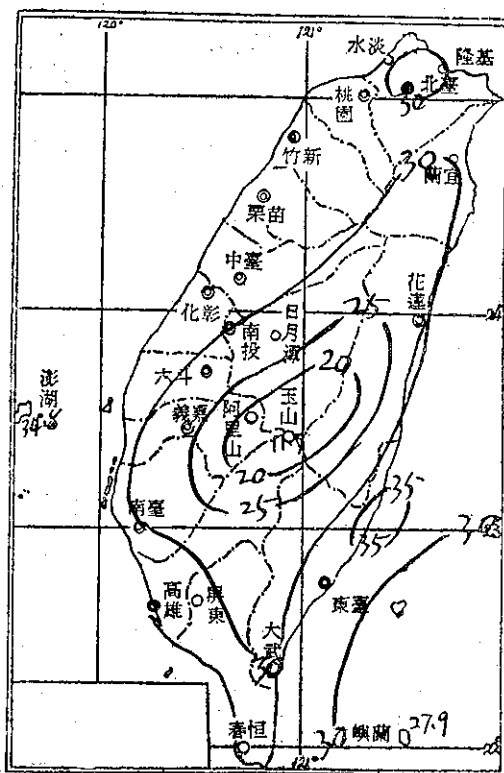


圖 6：絕對最高水汽壓 (mm)

Fig. 6: Highest vapour pressure

(二) 絕對最低水汽壓

冬季由於氣溫低，空氣中之水汽含量頗少，冬季風亦每將亞洲大陸之乾燥氣團，輸來臺灣，加以常有沈降之高空氣團，故水汽壓甚低。就臺灣有 64 年觀測記錄之五地言，絕對最低水汽壓臺北 3.3 公厘，臺中 2.5 公厘，澎湖 3.2 公厘，臺南 2.5 公厘，恒春 5.7 公厘。絕對最低水汽壓亦隨高度而減小，鞍部 1.1 公厘，阿里山 0.4 公厘，而玉山則曾見幾完全乾燥之氣團，水汽壓 0.0 公厘。絕對最低水汽壓在臺灣之分佈圖（圖 7）顯示海上高內陸低，高山最低。蘭嶼由於海洋影響大及緯度低，絕對最低水汽壓，仍有 7.1 公厘，為全省所見絕對最低水汽壓中之最大值。

由臺灣 24 個測站出現絕對最低水汽壓之日期，可見絕對乾燥氣團出現之範圍頗廣，常係多地同日出現水汽壓之最低值。再則乾燥氣團常連續支持兩三日或以上。二地以上同見最低水汽壓之日期如下：

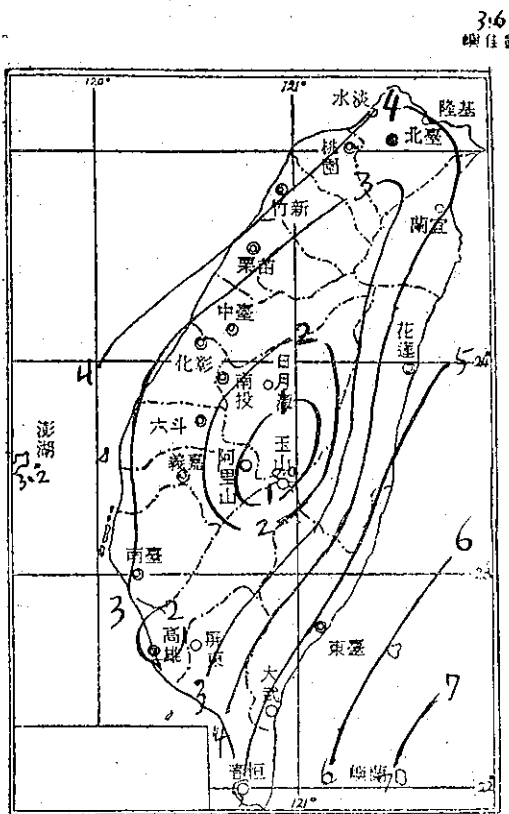


圖 7：絕對最低水汽壓 (mm)

Fig. 7: Lowest vapour pressure

年 月 日	出現絕對最低水汽壓之地點及數值
1. 1901 2 12	臺 北 3.3, 澎 湖 3.2
2. 1901 2 13	臺 中 2.5, 臺 南 2.5
3. 1922 1 26	彭佳嶼 3.6, 基 隆 4.2
4. 1955 2 20	日月潭 1.9, 永 康 3.2, 高 雄 1.3
5. 1955 2 21	竹子湖 3.0, 新 竹 4.2, 金六結 4.4
	新 港 5.9, 高 雄 1.3, 蘭 嶼 7.1
6. 1955 2 22	蘭 嶼 7.1,
7. 1959 1 16	鞍 部 1.1, 宜 蘭 4.0

此外 1918 年 1 月 7 日花蓮最低 4.3 公厘，而 2 日後 1918 年 1 月 9 日恒春最低，亦可能為乾燥氣團在臺灣連續支持三日之例證。就絕對最低水汽壓出現之月份而論，以見於 2 月中者為最多，佔總數 47%，1 月者次之，佔 33%，此 2 月合佔 80%，12 月佔 10%，11 月佔 7%，10 月佔 3%。

(三) 絕對最小相對濕度

臺灣各地所見之絕對最小相對濕度，自以高山者為最小，故最高測站玉山，1950 年 10 月 4 日曾有 1% 之最小紀錄，在阿里山 1944 年 3 月 15 日亦曾出現 1% 相對濕度之空前紀錄。相對濕度之等值線，大體與臺灣之海岸線與等高線相平行，內陸高山上最小，海上較大，有如附圖 8 之所示。蘭嶼之絕對最小相對濕

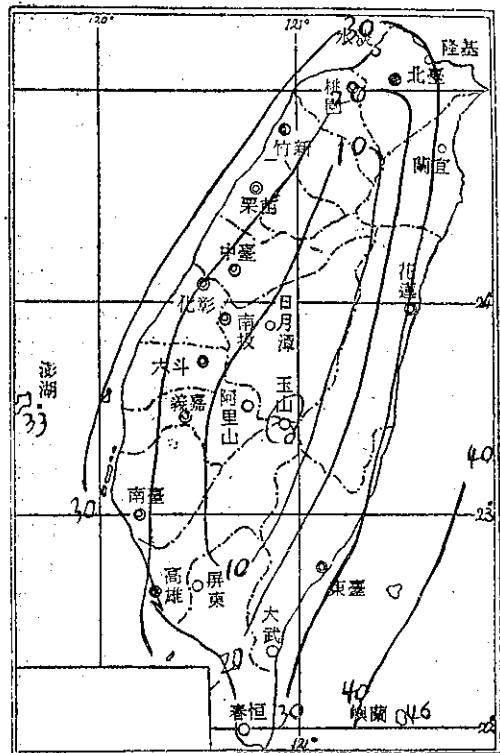


圖 8：絕對最低相對濕度 (%)

Fig. 8: Lowest relative humidity

度在 19 年中僅曾降至 46%，彭佳嶼 36%，本島有 64 年紀錄之測站，相對濕度之絕對最小值為

臺北	臺中	臺南	恒春
20%	18%	22%	22%

基隆與花蓮二地皆為 32%。

絕對最小相對濕度多為較冷季節晴日高空氣團沈降之所致，乃高氣壓盤據本島時之現象，範圍能甚廣大，普及全島，例如 1946 年 4 月 18 日之情形，是日有淡水、臺北、臺中、臺南與恒春縱貫本島之五地同見絕對最小之相對濕度，次日新竹亦出現絕對最小相對濕度。另一有下沉高空乾燥氣團之日期為 1950 年 1 月 31 日，中央山脈中之日月潭與鹿林山二地同見絕對最小之相對濕度。

絕對最小相對濕度能在任何一季見之，但終以冬季及初春所出現者為最多，臺灣各地此種記錄出現之月份比率為

月份	1月	2月	3月	4月	5月	6月
%	18	11	21	25	—	—
月份	7月	8月	9月	10月	11月	12月
%	4	7	—	7	—	7

表八：臺灣各地水汽壓之平均與絕對極端 (mm)

Table 8: Mean and extreme vapour pressure

測站	水汽壓		年 月 日	水汽壓 最低	年 月 日
	平均	最高			
彭佳嶼	16.4	33.4	1946 7 8	3.6	1922 11 26
鞍部	14.0	25.5	1959 7 11	1.1	1959 1 16
竹子湖	14.5	29.0	1951 6 30	3.0	1955 2 21
淡水	16.7	30.4	1954 5 23	4.4	1948 1 16
基隆	16.6	33.0	1918 7 16 1949 6 7	4.2	1922 11 26
臺北	16.3	31.4	1956 6 8	3.3	1901 2 12
新竹	16.8	32.3	1939 7 24	4.2	1945 1 15 1955 2 21
宜蘭	17.4	29.7	1939 10 15	4.0	1959 1 16
金六結	17.9	30.5	1957 6 21	4.4	1955 2 21
臺中	16.7	31.7	1945 7 29	2.5	1901 2 13
花蓮	17.1	29.8	1954 7 21	4.3	1918 1 7 1918 2 18 1932 12 9
日月潭	14.5	29.7	1946 8 30	1.9	1955 2 20
澎湖	17.9	34.8	1941 7 26	3.2	1901 2 12
阿里山	8.6	17.8	1958 9 8	0.4	1951 12 17 1956 1 5
鹿林山	7.7	19.9	1958 4 25	0.2	1950 1 21 1950 2 1
玉山	4.9	11.9	1956 8 31	0.0	1949 10 28
新港	17.9	35.6	1945 7 20	5.9	1951 12 16 1955 2 21
永康	18.2	28.7	1959 7 27	3.2	1955 2 20
臺南	17.7	30.1	1937 5 20 1950 7 30	2.5	1901 2 13
臺東	17.5	31.3	1946 9 4	5.2	1910 1 26
高雄	18.5	34.2	1939 8 27	1.3	1955 2 20 1955 2 21
大武	17.8	30.0	1956 7 10	5.8	1945 1 17
蘭嶼	18.8	27.9	1954 8 9	7.1	1955 2 21 1955 2 22
恒春	18.2	32.1	1897 9 22	5.7	1918 1 9 1932 1 2

表九：臺灣各地絕對最小相對濕度 (%)

Table 9: Lowest relative humidity

測站	相對濕度 %	年 月 日	測站	相對濕度 %	年 月 日
彭佳嶼	36	1932 1 3	澎湖	33	1925 12 22
鞍部	10	1943 12 15	阿里山	1	1944 3 15
竹子湖	30	1948 3 15	鹿林山	1	1950 1 31
淡水	26	1946 4 18	玉山	1	1950 10 31
基隆	32	1917 1 25 1947 2 25	新港	24	1954 4 11
臺北	20	1947 3 29 1946 4 18	永康	23	1952 1 21
新竹	26	1946 4 19	臺南	22	1946 4 18
宜蘭	33	1944 3 10	臺東	25	1912 3 16 1942 3 2
金六結	38	1954 8 16 1955 7 13	高雄	15	1955 2 20 21
臺中	18	1946 4 18	大武	25	1944 2 4
花蓮	32	1942 8 31	蘭嶼	46	1943 10 4
日月潭	14	1950 1 31	恒春	22	1946 4 18

(四) 年蒸發量之最大

一地單位時間內水被蒸發之多少，與溫度、氣壓、濕度（飽和水汽壓與實際水汽壓之差），及風速等有關。就平均而論，記錄在 60 年以上之五地平均蒸發量（公厘）：

臺北	臺中	澎湖	臺南	恒春
1315.6	1587.9	1862.7	1584.4	2016.3

年蒸發量之最大，以澎湖 1950 年之 2754.5 公厘為最大，恒春 1933 年之 2468.2 公厘次之，大武 1954 年之 2393.7 公厘又次之。高雄、臺東、臺中、新港等四地雖等而次之，然最大年蒸發量仍皆在 2,000 公厘以上。在最大年蒸發量中，以臺灣北部高 830 餘公尺之鞍部於 1949 年所得之 999.1 公厘為最小。（圖 9）

(五) 年蒸發量之最小

臺灣各測站之年蒸發量最小值，以臺南 1925 年之 630.9 公厘為最小，竹子湖 1953 年之 701.0 公厘次之，阿里山 1950 年之 703.3 公厘又次之，鹿林山之 1953 年之 751.7 公厘再次之。另外臺北 1928 年之 870.8 公厘，日月潭 1947 年之 962.8 公厘，金六結 1958 年之 987.8 公厘，皆為小於 1,000 公厘之最小蒸發量，最小蒸發量之最大值，見於本省之南部，大武（1764.5 公厘），恒春（1740.8 公厘）。

年蒸發量之大小，與年降水量之多寡有相當關係，按常理，雨多年代蒸發少，雨少年代蒸發多，臺灣

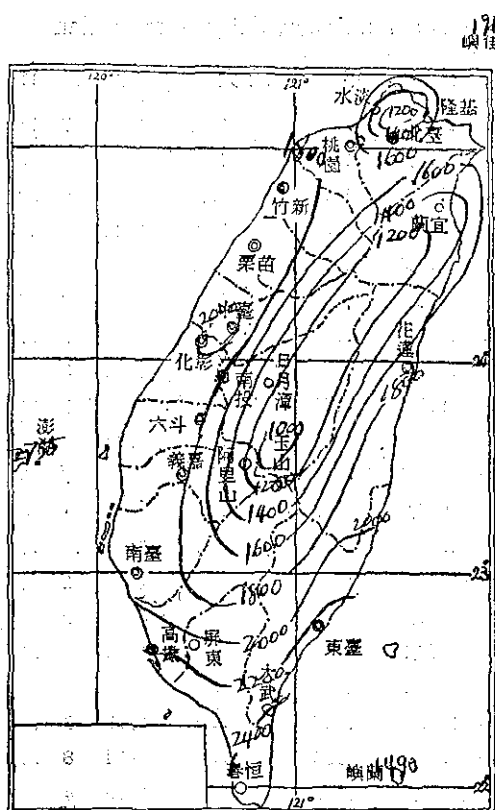


圖 9：最大年蒸發量 (mm)

Fig. 9: Greatest annual evaporation

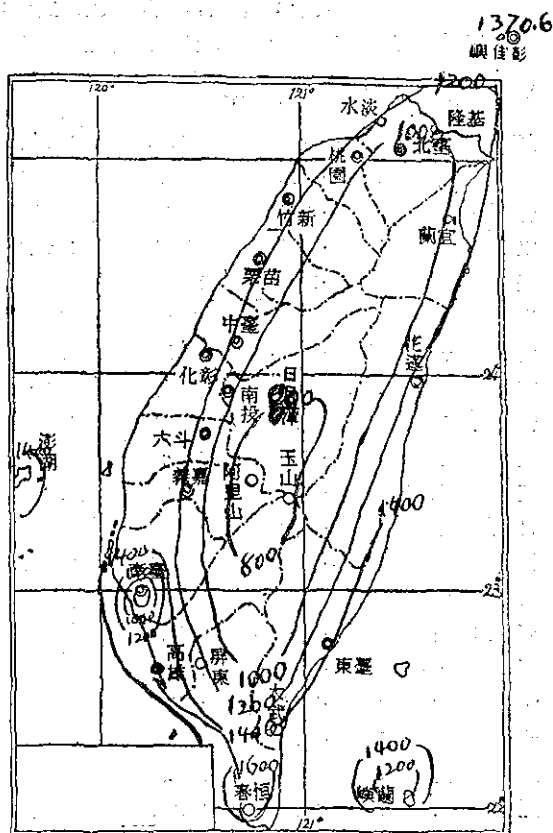


圖 10：最小年蒸發量 (mm)

Fig. 10: Least annual evaporation

24個測站中有二處以上出現年蒸發量最大之年代，有 1946，1948，1954，1955 與 1959 年，其中 1946，1954 與 1955 三年同為出現降水量最小之年代。二處以上同為蒸發量最小之年代，為 1947，1950，1953 與 1960 四年，其中 1947 與 1953 二年臺灣數處出現降水量之最大。(圖10)

(六) 日蒸發量之最大

一日內之蒸發量，自以溫度高空氣乾燥之夏季晴日者為最大。在臺灣各地之歷年觀測資料中，日蒸發量之絕對最大，以基隆 1941 年 6 月 28 日之 20.0 公厘為全省各地此項記錄之冠，臺北 1909 年 7 月 18 日之 16.2 公厘次之，淡水 1944 年 7 月 24 日之 15.6 公厘又次之，再次為臺東之 15.3，澎湖之 15.1，高雄之 14.4 與恒春之 14.2 公厘。山地溫度低，蒸發量減少，雨多風小之高處尤然，故阿里山在 27 年中，日蒸發量

僅曾大至 8.5 公厘，為全省此項資料中之最小值。餘如金六結，(9.6) 竹子湖 (9.8) 亦為最大日蒸發量比較小之地。

蒸發量之大小，與多種氣象因素有關，情形相當複雜，但究以與溫度之關係最為顯著，因之臺灣 24 個測站出現蒸發最大之日期，有半數見於夏季之 6 月，7 月，8 月之三個月，其中尤多見於 7 月。春季三個月見有總數四分之一，冬季最少，僅及總數十二分之一，秋季見總數六分之一。

在最大蒸發日量之資料中，可見一頗饒興味之事實。臺中於 1946 年 4 月 18 日同見絕對最大蒸發量，11.8 公厘，與絕對最小相對濕度 18 %，該日乾燥之沈降氣團，盛行於臺灣全境，淡水，臺北，臺中，臺東，恒春皆於是日出現絕對最低之相對濕度。

表十：臺灣各地年蒸發量之平均與極端以及日蒸發量之最大 (mm)

Table 10: Mean and extremes annual evaporation and maximum daily evaporation

測 站	期 限	平 均	最 大	年 代	最 小	年 代	最 大 量	年 月 日
彭 佳 嶼	1939~1960	1678.5	1910.6	1946	1370.6	1941	12.2	1953 7 11
鞍 部	1943~1960	798.9	999.1	1949	708.1	1952	10.2	1943 5 7
竹 子 湖	1947~1960	920.8	1096.0	1951	701.0	1953	9.8	1951 6 22
淡 水	1943~1960	1576.7	1357.7	1948	1323.8	1960	15.6	1944 7 24
基 隆	1917~1960	1421.2	1744.7	1925	1153.5	1950	20.0	1941 6 28
臺 北	1897~1960	1315.6	1784.1	1909	870.8	1928	16.2	1909 7 13
新 竹	1938~1960	1482.1	1913.2	1954	1236.6	1940	13.0	1953 7 13
宜 蘭	1937~1960	1151.1	1217.4	1948	1024.1	1960	13.9	1951 8 19
金 六 結	1949~1960	1080.5	1165.2	1948	987.8	1958	9.6	1955 7 12
臺 中	1900~1960	1587.9	2069.7	1946	1240.3	1912	11.8	1946 4 18
花 蓮	1922~1960	1424.6	1794.5	1959	1204.6	1927	10.5	1960 7 9
日 月 潭	1942~1960	1124.5	1257.2	1952	962.8	1947	10.3	1951 11 4
澎 湖	1902~1960	1862.7	2754.5	1950	1397.9	1938	15.1	1957 11 11
阿 里 山	1934~1960	893.4	1205.8	1954	703.3	1950	8.5	1954 2 4
鹿 林 山	1953~1960	925.4	1098.8	1959	751.7	1953	10.9	1959 9 30
玉 山	1944~1960	1302.8	1586.8	1957	932.1	1953	13.3	1945 1 16
新 港	1940~1960	1790.6	2049.6	1954	1489.1	1947	12.3	1954 11 3
永 康	1948~1960	1822.0	1967.0	1955	1605.4	1957	11.7	1960 7 19
臺 南	1900~1960	1584.4	1883.1	1910	630.9	1925	12.8	1914 8 10
臺 東	1901~1960	1710.2	2237.3	1930	1238.0	1947	15.3	1906 4 8
高 雄	1932~1960	1908.4	2320.8	1956	1531.1	1947	14.4	1956 6 28
大 武	1940~1960	2029.8	2393.7	1954	1764.5	1947	14.6	1949 5 29
蘭 嶼	1942~1960	1291.6	1489.9	1955	1125.1	1960	10.0	1955 5 14
恒 春	1900~1960	2016.3	2468.2	1933	1740.8	1929	14.2	1935 3 11

五、降 水 與 雲 量

根據省氣象局出版之臺灣累年氣象報告，臺灣24個測站之平均年降水量，以北部高600公尺之竹子湖之4836.6公厘為最大，高880餘公尺之鞍部之4512公厘次之，中部高2,400公尺之阿里山之4267.6公厘又次之，高約2,730公尺之鹿林山，平均年降水量亦在4,000公厘以上，但高3,850公尺之玉山，則已減少為3115.1公厘。另據臺灣銀行所編印之臺灣氣候誌，臺北縣屬平溪鄉之火燒寮，平均年量6,572公厘，似為本省平均年降水量最大之地，浸水營之5,088公厘次之。但此項觀測年代若干，與其可靠性若何，則無法斷言。年平均雨量在3,000公厘以上之地，尚有基隆與蘭嶼二處，臺灣各地平均年降水量，以澎湖之1,036.9公厘為最小，彭佳嶼之1,701.1公厘次小。

(一) 最大年降水量

據臺灣銀行編印之臺灣氣候誌，內載火燒寮最大年雨量為8,408公厘，惟此次記錄之確實性若何，不得而知，按氣象局所發表之報告中，竹子湖1947年降水量總計6668.8公厘，實為該報告24個測站中歷年降水量之最大，阿里山5861.7公厘與基隆5580.7公厘之最大年雨量，亦得自1947年，鹿林山1956年降水亦達5058.8公厘。另據臺灣氣候誌，除火燒寮有8408公厘之最大年降水量外，並謂屏東縣之泰武（舊名庫瓦爾斯）及臺東縣之浸水營年降水量皆曾高達5,000公厘以上，在臺灣24個測站中，最大年降水量以澎湖之1670.6公厘為最小，其餘有四地介於2,400公厘與3,000公厘之間，十地介於3,000與4,000公厘，9地在4,000公厘以上。

最大年降水量之等值線（圖11），大致與海岸線及地形之等高線平行。西方海上受中央山脈之遮蔽，

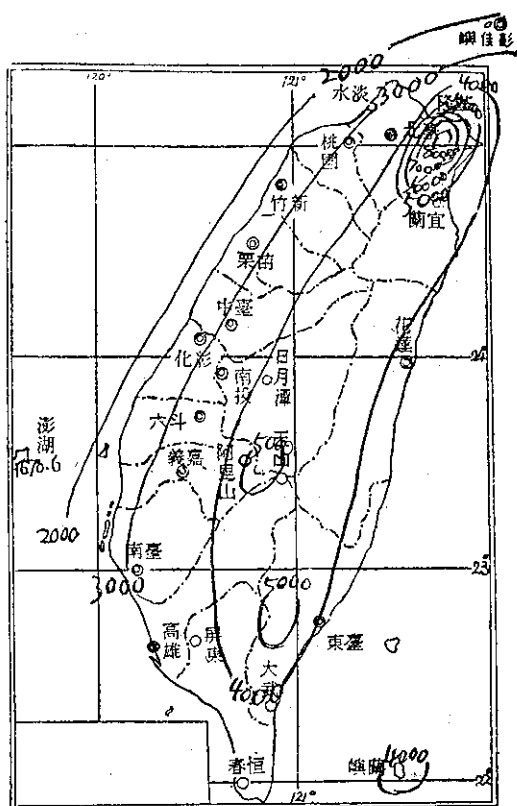


圖11：最大年雨量 (mm)

Fig. 11: Greatest annual precipitation

加以島上地形平坦，故澎湖有最小之年降水量，平均與最大皆然。臺灣北部山地，冷季東北季風沿升之坡上，降水量特大，在南部山地，西南季風及颱風所帶來之降水，亦受地形影響而加強，故亦有特別多雨之山區。

由臺灣各地最大年降水量出現之年代，可見1947年為臺灣全境最多雨之年。在24個測站中，有半數測站以此年之降水量為最大。此年出現降水量最大之測站為竹子湖、淡水、基隆、臺北、新竹、宜蘭、金六結、花蓮、阿里山、新港、臺東及大武等12地，另一數處降水特多之年為1956年，鞍部、鹿林山、與玉山三地此年出現最大之年降水量。另外臺南高雄二地以1939年之降水量為最大，日月潭與蘭嶼則以1953年之降水量為最大。其餘地點最多雨之年為：澎湖1898，臺中1920，彭佳嶼1922，恒春1935，永康1955。

(二) 最小年降水量

臺灣各地所見之最小年降水量，以澎湖1916年之323.3公厘為最小，僅合該地平均年降水量之31%，而與我國大陸乾燥氣候區，察、綏、陝北、甘肅以及東北之興安省一帶平均年降水量相若。此外臺南1939年總降水量亦僅685公厘，在全省各地最小年降水量中佔第二位，而在臺灣本島上，則以臺南之此一記錄，為最小之最小年降水量。再次為新竹1954年之751.7公厘，臺中1923年之841.5公厘，以及臺東1907年之982.3公厘。除此5地外，其他19處之最小年降水量皆在1,000公厘以上，計1,000~2,000公厘者有14處，2,000~3,000公厘者3處，3,000公厘以上2處。在鞍部17年與竹子湖14年之紀錄中，最小年雨量皆達3,500餘公厘，仍合平均雨量之65%以上。

由各地最小年降水量之年代，可見民國43年，即1954年為臺灣普遍少雨之一年。24處測站中有新竹、花蓮、阿里山、鹿林山、玉山、永康、及蘭嶼7地皆以此年之降量為最小。前此31年之1923，彭佳嶼、基隆、臺中、日月潭與臺南5地，年降水量最小。在1954年旱年之後一年1955，竹子湖、宜蘭與金六結三地見有降水量之最小，是連續兩年臺灣出現旱象。此外臺灣一或多地出現最小年降水量之年代與地點為：1907 臺東，1916 澎湖，1923，五地（彭佳嶼，基隆，臺中，日月潭與臺南），1930，恒春，1934 臺北，1942 高雄，1946 淡水，1949 蘭嶼，1950 新港，1954七地，1955三地已如上述，1958 鞍部，是每隔1, 3, 4, 7, 8, 9年不等，臺灣即有一地或多地出現降水特少之旱象，而多地同顯特旱之年代則相隔31年。

最小年降水量之分佈圖（圖12）顯示臺灣西部最小年降水量特小，澎湖最甚，中部高山及北部山地降水量之大，甚為明顯。各地年雨量之最大及最小與平均之比數如下：

	竹子湖	臺北	臺中	日月潭	玉山	澎湖	臺南	恒春
最大：平均	1.38	1.50	1.70	1.38	1.33	1.60	1.91	1.57
最小：平均	0.73	0.71	0.47	0.53	0.60	0.31	0.37	0.57

(三) 一日最大降水量

日降水量之最大，為強烈持久之豪雨所致，強大豪雨則為極端熱濕氣團，劇烈上升之結果。臺灣地處副熱帶海上，夏秋兩季熱帶或赤道氣團盛行，加以島上高山綿亙，迫使氣流上升，故豪雨常見，大部為侵擾臺

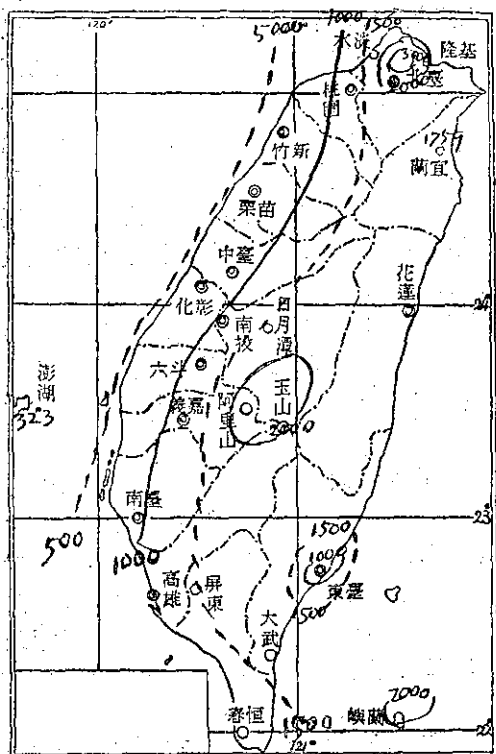


圖12：最小年雨量 (mm)

Fig. 12: Least annual precipitation

灣之颱風所帶來。屏東縣境山地之泰武（舊名卑瓦爾斯），1954年7月19日颱風過境，於一日內降落1,127公厘之雨，不僅為臺灣及我國日降水量之絕對最大，實已接近菲律賓碧瑤1911年7月14日至15日之1,168公厘之記錄，並超過印度茄拉彭集1876年6月14日之24小時1,037公厘之最大降水量之記錄。臺灣另一次強大豪雨紀錄，為1959年8月7日在斗六梅林所降之1,001公厘之雨量。此日至次日（8月8日）之24小時內，臺中亦有660.2公厘之降水量最大紀錄，釀成臺灣60年來空前之嚴重水災。至於其他年代之最大日降水量紀錄，有阿里山1940年8月31日之789.6公厘，高雄1940年7月22日之575.6公厘，日月潭1960年8月1日之558.8公厘，皆為大於500公厘之一日降水量。臺北之最大日降水量，在過去64年中，以1930年7月28日之358.9公厘為最大，澎湖之最大日降水量，1905年9月14日之343.8公厘，竟超過該地1916年之全年降水量（323.3公厘）。蘭嶼在19年之紀錄中，最大日降水量僅達241.1公厘

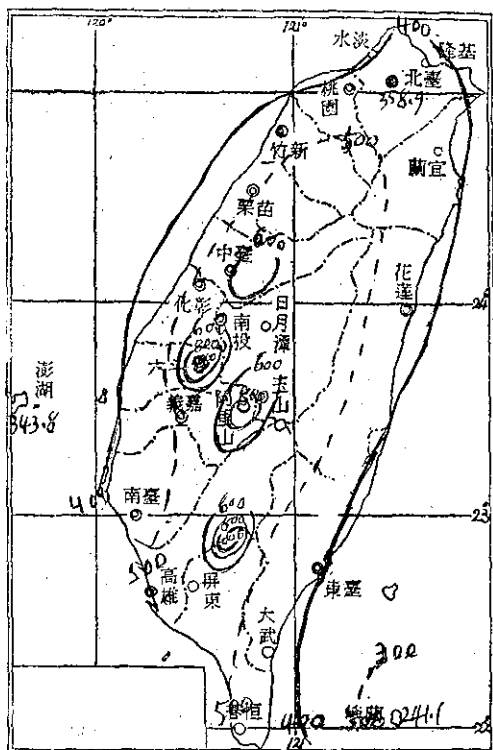


圖13：一日最大雨量 (mm)

Fig. 13: Greatest precipitation in 24 hours

，為1947年7月28日之所見，為全省此項記錄之最小值。另外淡水在18年之紀錄中，僅有275.8公厘之日雨量最大，圖13表示出一日最大降水量之分佈。

(四) 一小時最大降水量

一日最大降水量乃持久豪雨所造成，一日降水量雖大至有如屏東泰武之1,127公厘，計其一小時降水量亦不過每小時47公厘，臺灣任何一地由短時暴雨所降之強度，皆可超過之。連續一日之豪雨，多為颱風所帶來，而強度特大之短時暴雨，則為雷雨之所致，蓋雷雨雲中有最強烈之熱濕氣團上升，致有重大之凝結與降水也。

臺灣各地一小時內之最大降水量，以臺南之163.8公厘為最大，見於1947年7月29日，大武1956年4月23日之148.2公厘次之，阿里山1956年9月3日之115.0公厘，高雄1949年6月2日之110.4公厘，與臺北1959年4月26日之110.0公厘又次之。此外彭佳嶼、基隆、宜蘭、日月潭等地皆曾有大至100公厘許之一小時最大降水量。高山上及少雨之島上，最

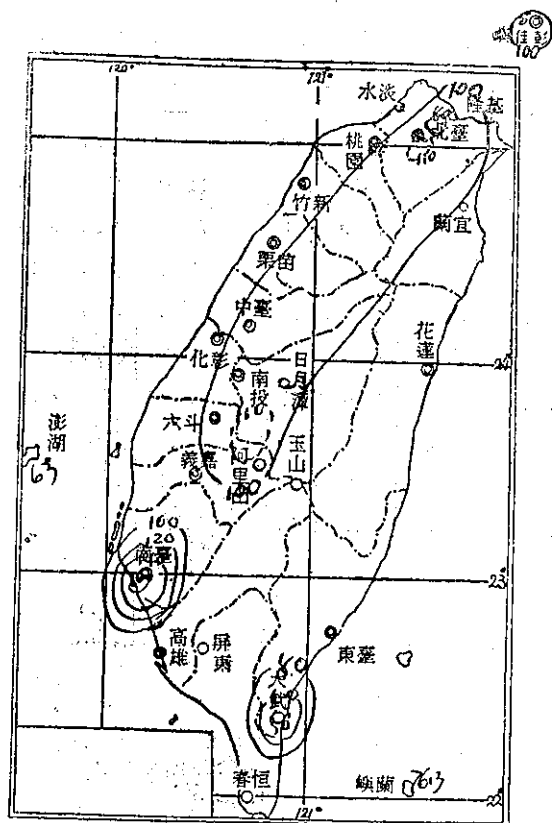


圖14：一小時最大雨量 (mm)

Fig. 14: Greatest precipitation in one hour

大降水強度亦小，蓋因空氣比較乾燥，且溫度較低，氣流上升之強度較遜。因之，臺灣各地之一小時最大降水量，以玉山之所見為最小，在 17 年中最大僅為 58.6 公厘，見於 1956 年 9 月 17 日。另外澎湖在 64 年中亦僅於 1959 年 6 月 7 日見有 63.0 公厘。蘭嶼在 19 年中僅於 1951 年 10 月 23 日見有 76.3 之一小時最大降水量。圖14係表示出一小時最大降水量之分佈。

如就有 50 年以上之記錄之彭佳嶼、基隆、臺北、臺中、花蓮、臺南、臺東、恒春八地而論，一小時最大降水量在臺灣本島各部，介於 87.0 與 163.3 公厘之間，相差不及一倍，其他有 20 年以上紀錄之新竹、宜蘭、阿里山、新港、高雄、大武六地，一小時最大降水量亦皆在 87 公厘以上。

一小時最大降水量，有新竹、宜蘭、金六結與臺南四地，見於 1947 年，淡水、花蓮、阿里山、鹿林山、玉山、永康、大武七地同見於 1956 年。而臺北、臺中、與澎湖三地則見於 1959 年。以臺灣 24 測站一小時最大降水量在各年出現之月份而論，則以在 9 月者為多，有八地，8 月者五地，6 月者四地，10 月者三地，4 月二地，7 月及 11 月各一地。

民國48年(1959) 8月造成臺灣中部空前水災之強烈雷雨，8月8日不僅使臺中有最大之一日降水量，亦造成最大之一小時降水量，先此4年之 1956 年 9 月 8 日，淡水、阿里山與鹿林山三地，同見一小時最大降水量之暴雨，是年 9 月 17 日暴雨又使花蓮與玉

表十一：臺灣各地年降水量之平均，最大與最小 (mm)

Table 11: Mean, Greatest and least annual precipitation

測 站	期 限	平均	最大	年代	最小	年代	測 站	期 限	平均	最大	年代	最小	年代
彭佳嶼	1910~1960	1701.1	2659.0	1922	1046.7	1923	澎 湖	1897~1960	1036.9	1670.6	1898	323.3	1916
鞍 部	1943~1960	4512.0	5869.3	1956	3535.9	1958	阿里山	1934~1960	4267.6	5851.7	1947	2396.8	1954
竹子湖	1947~1960	4836.6	6668.8	1947	3538.8	1955	鹿林山	1953~1960	4092.5	5058.8	1956	2306.9	1954
淡 水	1943~1960	2055.2	2989.0	1947	1460.0	1946	玉 山	1944~1960	3115.1	4130.7	1956	1873.6	1954
基 隆	1903~1960	3161.6	2580.7	1947	1818.8	1923	新 港	1940~1960	2322.7	3770.3	1947	1661.1	1950
臺 北	1897~1960	2111.9	3172.8	1947	1493.9	1934	永 康	1948~1960	1824.7	2403.9	1955	1115.3	1954
新 竹	1938~1960	1724.1	2671.9	1947	751.7	1954	臺 南	1897~1960	1841.6	3521.2	1929	685.0	1923
宜 蘭	1936~1960	2766.7	4543.4	1947	1758.5	1955	臺 東	1901~1960	1834.1	3243.3	1947	982.3	1907
金六結	1946~1960	2898.3	4727.9	1947	1677.9	1955	高 雄	1932~1960	1882.1	3238.4	1939	1125.5	1942
臺 中	1897~1960	1780.7	3037.7	1920	841.5	1923	大 武	1940~1960	2698.2	3912.4	1947	1786.6	1954
花 蓮	1911~1960	2038.3	3246.8	1947	1648.3	1954	蘭 嶼	1942~1960	3122.6	4213.8	1953	2076.7	1949
日月潭	1942~1960	2443.5	3379.6	1953	1295.0	1923	恒 春	1897~1960	2298.3	3594.6	1935	1321.4	1930

表十二：臺灣各地一日及一小時最大降水量 (mm)
Table 12: Greatest precipitation in 24 hours and in one hour

測 站	一日最大 降水量	年 月 日	一 小 時 最大降水量	年 月 日	測 站	一日最大 降水量	年 月 日	一 小 時 最大降水量	年 月 日
彭佳嶼	310.1	1940 8 31	106.8	1958 11 11	澎 湖	343.8	1905 9 14	63.0	1959 6 7
鞍 部	424.8	1955 9 2	88.0	1955 9 2	阿里山	789.6	1940 8 31	115.0	1956 9 3
竹子湖	476.8	1953 8 16	69.0	1958 8 29	鹿林山	655.1	1956 9 3	94.6	1956 9 3
淡 水	275.8	1956 9 3	92.5	1956 9 3	玉 山	477.9	1956 9 17	58.6	1956 9 17
基 隆	330.6	1930 7 28	102.1	1951 9 27	新 港	366.6	1947 11 17	92.3	1960 8 23
臺 北	358.9	1930 7 28	110.0	1959 4 26	永 康	373.6	1956 9 17	95.0	1956 8 18
新 竹	430.8	1938 8 2	87.4	1947 6 13	臺 南	443.2	1956 9 17	163.3	1947 7 29
宜 蘭	459.3	1954 11 9	100.5	1947 10 2	臺 東	467.5	1918 7 30	87.0	1945 9 2
金六結	282.1	1954 9 15	80.5	1947 10 2	高 雄	575.6	1940 7 22	110.4	1949 6 2
臺 中	660.2	1959 8 8	99.7	1959 8 8	大 武	441.6	1937 6 26	148.2	1956 4 23
花 蓮	465.8	1917 7 20	92.2	1956 9 17	蘭 嶼	241.1	1947 7 28	76.3	1951 10 23
日月潭	558.8	1960 8 1	100.0	1960 8 1	恒 春	484.8	1943 6 13	99.4	1943 6 13

山見有一小時降水量之最大。以上業已述及1956年曾有七地見有最大之一小時雨量，散見於是年4月23日，8月18日，9月3日與17日，此誠為暴雨最多年之一。

(五) 降水日數

臺灣 24 個測站之年平均降水日數，以蘭嶼之 247.8 為最大，佔全年日數之 67.9%，而以澎湖之 96.7 為最少，僅佔全年日數之 26.5%。臺灣本島有 64 年紀錄之四地，平均年降水日為：臺北 185.6，臺中 125.9，臺南 109.3，恒春 151.6。

臺灣各地降水日最多之年之降水日數，仍以蘭嶼者為最多，該地 1952 年見有降水日 269，佔全年日數 73.7%。鞍部 1943 年之 246 日，金六結 1947 年之 245 日，基隆 1952 年之 243 日，與宜蘭 1947 年 242 日等而次之。比較少雨之澎湖，年降水日於 1924 年曾多至 126，然亦僅達全年日數之 34.3%，而為本省之最少者。此外，高雄、臺南、永康三地最多雨日亦僅多達 134，138 與 135，而為本省降水日數頗少之地（圖 15）。

降水日數最少之年，高雄於 1945 年曾少至 52 日，僅及全年日數 14.2%，澎湖 1910 年曾少至 71，臺南 1933 年少至 73，臺中 1948 年少至 88 日，蘭嶼在 18 年中降水日最少年亦有 211 日，而金六結在 15 年中降水日最少年亦有雨日 201。臺灣有 64 年紀錄之五地，年降水日最多與最少之差為：

臺北 66 臺中 77 澎湖 55 臺南 65 恒春 73

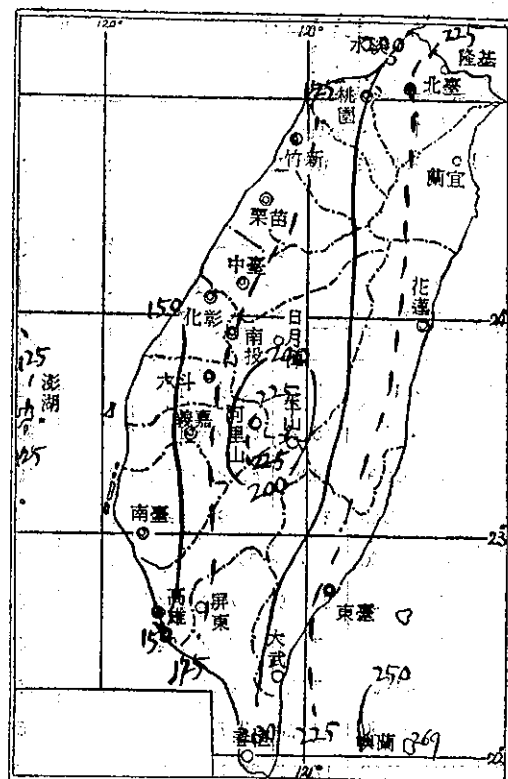


圖 15：年雨日（最多）

Fig. 15: Number of days with precipitation in a year (greatest)

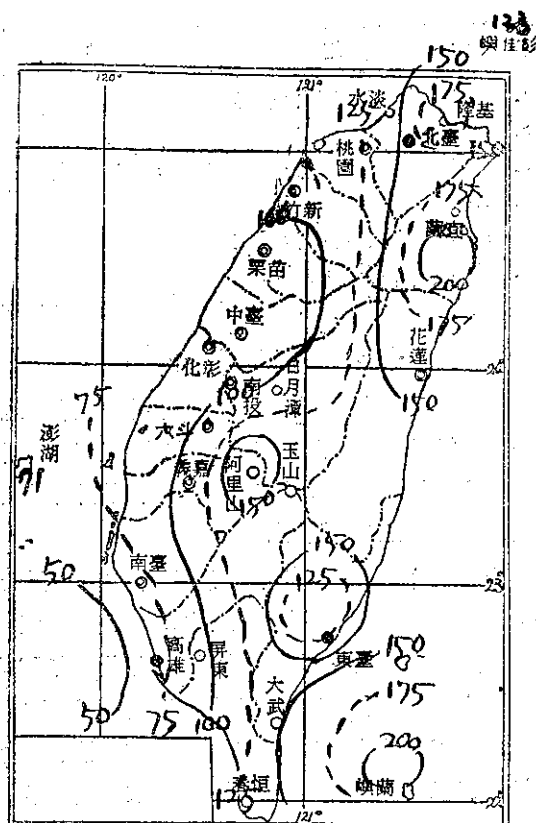


圖16：年雨日（最少）

Fig. 16: Number of days with precipitation in a year (least)

在有 50 年以上之紀錄之彭佳嶼與臺東二地，年降水日最多與最少之差較大，年降水日變差：彭佳嶼 88，臺東85（圖16）。

（六）雷雨日數

臺灣各地夏多雷雨，平均年雷雨日，就同有64年觀測之五地而論，臺中 43.9 最多，臺南 41.8 次之，臺北 37.3 又次之，恒春 25.4 更次之，澎湖 13.9 為最少。如就觀測年代長短不一之 24 個測站而論，則以金六結之 60.8 為最多，彭佳嶼之 11.8 為最少。

各地雷雨日最多年之雷雨日，以永康 1952 年之 91 日為最多，臺中 1898 年之 90 日次之，臺南 1950 年之 66，臺北 1915 年之 65，金六結 1950 年之 65，阿里山 1947 年之 64，鹿林山 1956 年之 63，與宜蘭 1951 與 1952 之 61 等而次之。臺灣北部，高 830 餘公尺之鞍部，年降水日及降水量雖甚多，但雷雨頗少，在最多之

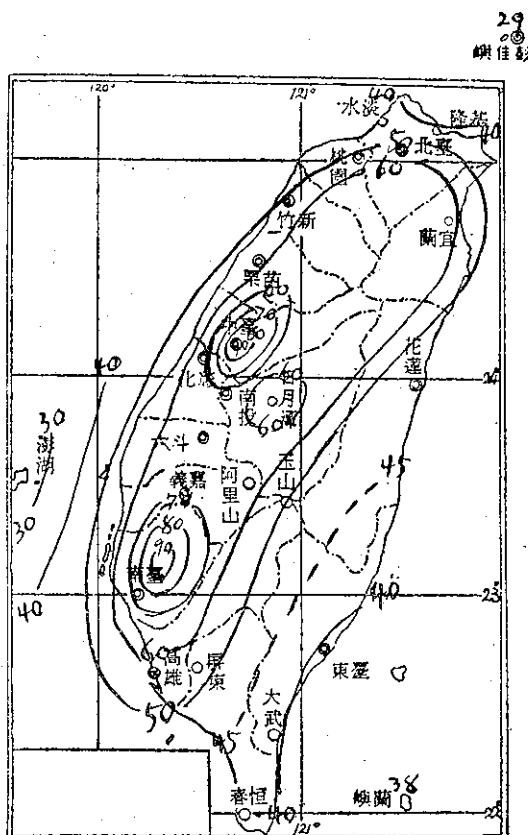


圖17：年雷雨日（最多）

Fig. 17: Number of days with thunderstorm in a year (greatest)

年僅有 27 日，此外彭佳嶼與澎湖二地雷雨日亦少，在最多年代，各僅達 29 日（圖17）。

臺灣各地雷雨日最少年代，以彭佳嶼 1910 年僅有 1 日之雷雨為最少，其次則為基隆 1934 年之 2 日，澎湖 1899 年之 3 日。在雷雨最少年，雷雨日不及 10 之地，尚有蘭嶼 1943 年 8 日，臺東 1929 與 1943 年之各有 9 日，玉山 1944 年之 9 日，日月潭 1950 年之 9 日，與花蓮 1939 年之 9 日。雷雨特多之永康，既在最少雷雨之年，亦尚有 46 雷雨日（圖 18）。

生成雷雨之條件為氣團之溫濕皆高，極端不穩，及有利氣流之上升，夏季陸面空氣之不穩度特大，而海上及山上因氣溫低，故雷雨日陸上多於海上，平原上多於山上，嘉南平原及臺中盆地雷雨日特多。

就臺灣各地雷雨特多年代觀之，24 個測站中同年有二個以上地點特多雷雨之年代與地點如下：

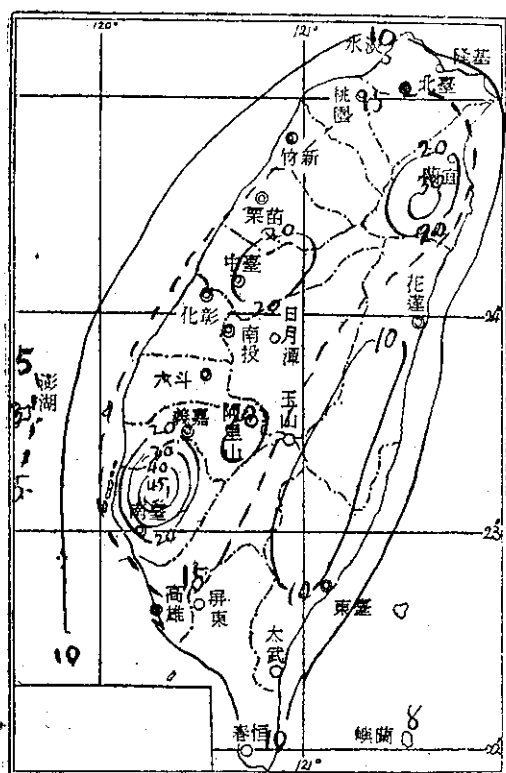


圖18：年雷雨日（最少）

Fig. 18 : Number of days with thunderstorm in a year (least)

年 代	地 點
1. 1898	臺中，恒春
2. 1950	金六結，臺南
3. 1952	基隆，宜蘭，花蓮，玉山，新港，永康，大武，蘭嶼，恒春
4. 1953	鞍部，高雄
5. 1954	彭佳嶼，鞍部，高雄
6. 1956	鞍部，淡水，鹿林山

1952年為臺灣普通多雷之年，此年基隆與蘭嶼降水日亦特多，此年臺中以北多地之密雲日數亦特多，但年降水量則無地以此年為最大。

二地以上同期雷雨特少之年代與地點如下：

年 代	地 點
1. 1934	基隆，臺北，恒春
2. 1940	新港，臺南
3. 1943	鞍部，淡水，新竹，臺東，大武，蘭嶼
4. 1945	宜蘭，阿里山
5. 1946	臺中，臺南，高雄
6. 1950	竹子湖，日月潭

七、密雲及碧空日數

臺灣省氣象局出版之累年氣象報告中，僅有各地自 1948 年至 1960 年之 13 年之此項雲量等級資料，雲量 9 以上為密雲，不及 1 為碧空，其統計可供人以各地極端陰晴日數之概念。

密雲日數，就年平均而論，以鞍部之 220.4 為最多，其次為宜蘭之 202.9 與金六結之 202.0，基隆、蘭嶼二地亦各有 190 日以上。臺南最少，平均年有 70.7 日。其他不及 100 日之地，有永康 86.5，鹿林山 95.3，阿里山 98.2，臺中 99.4。就密雲日最多之情形而論，鞍部 1952 年與宜蘭 1954 年皆有 240 日。其他年中密雲日曾有 200 以上之地為金六結 1952 年 225，蘭嶼 1951 年 222，基隆 1952 年 221，新港 1959 年 216。臺南密雲日最少，既在最多之年 1951，亦僅有 82 日。由附表可見密雲日普遍特多之年代為 1949，1951 與 1953 等三年。

碧空日數之年平均，以玉山之 45 為最多，高雄之 29.9，臺南之 24.6，鹿林山之 22.4 與永康之 20.2 等而次之。蘭嶼最少，13 年之平均數，僅為 0.5 日，是平均二年方有一日碧空無雲。其他全年碧空日數不及 5 之地為：鞍部 3.0，新港 3.1，宜蘭 3.2，花蓮 3.4。碧空日數之最多，以玉山 1952 年之 58 為最多，臺南 1955 之 46，高雄 1950 年之 42 次之，其他最多每年曾見 30 日以上碧空之地為：新竹與永康之 37，臺中 34，日月潭 32，鹿林山 31，阿里山 30。蘭嶼碧空日數最少，既在最多之年，亦僅有 4 日。其他從未達 10 日之地為宜蘭 6 日，鞍部與新港 7 日，花蓮 8 日。1955 年北起鞍部，南至恒春有 12 個測站碧空日數最多。1960 年則另有 5 個測站碧空最多。1949 與 1950 兩年各有二處碧空日數最多。

表十三：臺灣各地年降水日數

Table 13: Number of days with precipitation in a year

測 站	平 均	最 多	年 代	最 少	年 代	測 站	平 均	最 多	年 代	最 少	年 代
彭佳嶼	174.3	211	1944	123	1945	澎 湖	96.7	126	1924	71	1910
鞍 部	204.1	246	1943	172	1955	阿里山	196.4	231	1941	162	1948
竹子湖	199.0	209	1950	168	1948	鹿林山	187.1	208	1956	167	1959
淡 水	164.7	190	1953	136	1948	玉 山	167.7	194	1956	146	1948
基 隆	214.7	243	1952	185	1914	新 港	198.1	236	1940	159	1954
臺 北	185.6	207	1900	141	1946	永 康	107.9	135	1953	84	1954
新 竹	140.5	170	1953	112	1946	臺 南	109.3	138	1941	73	1933
宜 蘭	218.8	242	1947	183	1955	臺 東	152.2	193	1908	107	1955
金六結	222.2	245	1947	201	1955	高 雄	104.3	134	1941	53	1945
臺 中	125.9	165	1920	88	1948	大 武	104.4	219	1947	153	1955
花 蓮	196.5	229	1922 1935	169	1918	蘭 嶼	247.8	269	1952	211	1948
日月潭	152.7	187	1944	98	1949	恒 春	151.6	187	1900	114	1933

表十四：臺灣各地年雷雨日數

Table 14: Number of days with thunderstorm in a year

測 站	平 均	最 多	年 代	最 少	年 代	測 站	平 均	最 多	年 代	最 少	年 代
彭佳嶼	11.8	29	1954	1	1910	澎 湖	13.9	29	1903	3	1899
鞍 部	20.5	27	1953 1954 1956	12	1943	阿里山	39.7	64	1947	17	1945
竹子湖	31.8	48	1947	14	1950	鹿林山	39.7	63	1956	23	1953
淡 水	31.5	48	1937 1956	13	1943	玉 山	28.3	44	1952	9	1944
基 隆	16.8	39	1952	2	1934	新 港	27.3	48	1952	10	1940
臺 北	37.3	65	1915	16	1934	永 康	60.8	91	1952	46	1957
新 竹	33.9	54	1947	14	1943	臺 南	41.8	66	1950	17	1940 1946
宜 蘭	42.7	61	1951 1952	20	1945	臺 東	23.0	40	1905	6	1929 1943
金六結	48.6	65	1950	35	1957 1958	高 雄	32.2	52	1953 1954	14	1946
臺 中	43.9	90	1898	21	1946	大 武	20.6	40	1952	12	1943
花 蓮	26.1	46	1952	9	1939	蘭 嶼	22.5	38	1952	8	1943
日月潭	34.5	57	1958	9	1950	恒 春	25.4	24	1898 1952	13	1934

表十五：臺灣各地年中密雲日數及碧空日數

Table 15: Number of overcast days and clear days in a year

測 站	密 雲 日 數			碧 空 日 數			測 站	密 雲 日 數			碧 空 日 數		
	平 均	最 多	年 代	平 均	最 多	年 代		平 均	最 多	年 代	平 均	最 少	年 代
彭佳嶼	154.9	172	1952	8.7	18	1960	澎 湖	139.2	170	1951	16.2	29	1955
鞍 部	220.4	240	1952	3.0	7	1955	阿 里 山	98.2	110	1949	14.1	30	1948
竹子湖	177.8	195	1949	6.0	11	1955	鹿 林 山	95.3	104	1953	22.4	31	1954
淡 水	149.2	179	1949	14.7	27	1955	玉 山	114.1	144	1953	45.0	58	1952
基 隆	195.8	221	1952	6.4	12	1955	新 港	18.9	216	1959	3.1	7	1955 1960
臺 北	154.8	170	1952	7.0	15	1951	永 康	86.5	108	1956	20.2	37	1955
新 竹	139.5	176	1952	19.8	37	1955	臺 南	70.7	82	1951	24.6	46	1955
宜 蘭	202.9	240	1954	3.2	6	1949	臺 東	132.6	156	1949	8.0	18	1960
金六結	202.0	225	1952	6.3	10	1945	高 雄	92.1	181	1950	29.9	42	1950
臺 中	99.4	134	1952	17.4	34	1955	大 武	135.2	174	1948	6.5	13	1960
花 蓮	172.6	197	1950	3.4	8	1960	蘭 嶼	190.7	222	1951	0.5	4	1960
日月潭	101.7	120	1958	19.5	32	1955	恒 春	85.8	102	1951	8.8	18	1955

參 考 資 料

1. L. H. Seamon and G. S. Bartlett.: Climatological extremes.
 - 1, Weatherwise Vol. 9 No. 6 Dec. 1956
 - 2, Weatherwise Vol. 10 No. 2 Apr. 1957
 - 3, Weatherwise Vol. 10 No. 6 Dec. 1957
2. D. M. Ludlum.: Extremes of atmospheric pressure in the United States, Weatherwise Vol 15, No. 3 June 1962
Extremes of heat in the United States, Weatherwise Vol 16, No. 3 June 1963.
3. Nina A. Stepanova.: The World's lowest temperature record, Weatherwise Vol. 16 No. 6, Dec. 1963.
4. J. Hann und K. Knoch.: Handbuch der Klimatologie, Stuttgart 1932.
5. B. Haurwitz and M. Austin.: Climatology. New York and London 1944.
6. Weather and Climate of China, Parts A and B, Report No. 890, The Weather Division Headquarters Army Air Force,

March 1945.

7. Harold J. Wiens.: The historical and geographical role of Urumchi, Annals of the Association of American Geographers, Vol, 53, No. 4 Dec. 1963
8. 臺灣累年氣象報告 1897~1952 及續編 1951.~1960, 臺灣省氣象所。
9. 鄭子政 (1961): 臺灣氣候概述, 氣象學報 Vol. 6, No. 3
10. 劉衍淮 (1956): 氣象學 (乙種) 第一冊, 空軍訓練司令部, 民國46年。
11. 劉衍淮 (1959): 氣候學 (甲種), 空軍訓練司令部。
12. 劉衍淮 (1958): 中國氣候, 空軍訓練司令部。
13. 劉衍淮 (1964): 臺灣區域氣候之研究, 師大學報第八期。
14. 劉衍淮 (1964): 臺灣氣候變化之趨勢與週期, 氣象學報 Vol. 10, No. 3.
15. 蔣丙然 (1954): 臺灣氣候誌, 臺灣銀行經濟研究室。
16. 正中書局 (1947): 中國氣候總論。

斜壓大氣中渦度平流對於低氣壓 發展之影響

廖學鎰
李錦郎¹

On the Cyclone Development in relation to the Vorticity Advection in the Baroclinic Atmosphere

Shyue-Yih Liao
Jiin-lang Lee

Abstract

Vorticity was calculated from the contours of 500 mb charts over the North-eastern China during the summer of 1962. From the comparison of the vorticity patterns at 500mb level and the weather patterns at sea level, it will be seen that the period of rapid cyclone development coincided with the period during which the area of appreciable positive vorticity advection at 500mb level. Conclusion will be made in the concept of vorticity tube that cyclone development at sea level occurs when the axis of vorticity tube incline to the westward. The synoptic situation is also explained by the Sutcliffe's extended theory in this report.

一、前言

近年來天氣學 (Synoptic meteorology) 最大之進展，或許可說是渦旋度理論 (Vorticity theorem) 被應用於自由大氣運動系統之預報，此等理論直接應用於天氣圖作為天氣預報，乃最近幾年之事。Rossby⁽¹⁾ 於 1939 年發表之論文指出決定天氣變化之主要因素乃西風帶之風速與科氏參數 (Coriolis parameter) 之緯度變化所產生之西風帶長波，且證明此種波動之動態可由渦旋度方程式 (Vorticity equation) 敘述之。Charney^(2,3,4,5) 依此立場，選用渦旋度方程式為大氣變化之法則，而應用於 500mb 面之高度圖，實施數值積分而證明數值預報 (Numerical prediction) 及其使用之可能性。之後，由於高速電子計算機之發展，更給數值預報帶來了美麗的遠景。

許多事實，證明對流層下部之低氣壓之發展與鋒帶 (Frontal zone) 有關，同時亦為上層大氣之狀態所左右。戴因補償 (Dines' compensation)^(6,7) 即反映此上下層大氣相互作用之事實。由觀察得知，對流層中部西風帶長波之傳播，其速度與下層之系統有所不同，此種長波與下層低氣壓間相互作用，而導

致動力學上不穩定之問題。

至於低氣壓發展之天氣學上之問題，Bjerknes^(8,9) 與 Sutcliffe⁽¹⁰⁾ 各有其見解。Bjerknes⁽⁸⁾ 首先注意到上層氣流問題，而想像出兩種發展過程：一由於動力之不穩定 (Dynamic instability) 與鋒面之關係而得；另一由於上層波槽 (Wave trough) 不穩定之成長所致。另一方面，Sutcliffe 用戴因補償之概念，將研究之問題，用垂直速度 (Vertical velocity) 與輻散 (Divergence) 表示之，而求得適用於天氣分析 (Synoptic analysis) 與計算之所謂發展方程式，說明此問題。

本文就 1962 年 5 月 7 日至 5 月 11 日間，我國東北地區一連串所發展之低氣壓為例，觀察高層 (500 mb 面) 之渦旋度之分佈與地面低氣壓之分佈相對應之情形，並將渦旋度隨時間 (24 小時後) 之變化及其平流與地面低氣壓之盛衰，作為比較，而就渦旋管 (Vorticity tube) 之軸上下傾斜之概念，討論低氣壓發展之問題。最後以 Sutcliffe 之理論為基礎，將所得之結果，作理論上之解釋。

二、研究方法

吾人常見天氣圖上高層氣壓槽 (如 500 mb 面)

1. 國立中央大學地球物理研究所

有如圖 1 之實線所示之情形者，此等氣壓槽可將其分為兩種分量：一為低氣壓性之渦旋 (Vorticity)，另一為一般流 (General flow)。一般流無風切 (Wind shear)，故其渦旋度為零。圖 1 中點線所示者，乃此二分量，分別以圓 (渦旋度) 與直線 (一般流) 表示之。此二量合成為等壓面上之 Z (即高度)，即圖 1 中之實線。渦旋度之中心與低氣壓之中心，並不一致，如一般流強，則渦旋度中心與低氣壓中心分離之程度較大；反之，如一般流較弱，則此二中心分離之程度即較小。

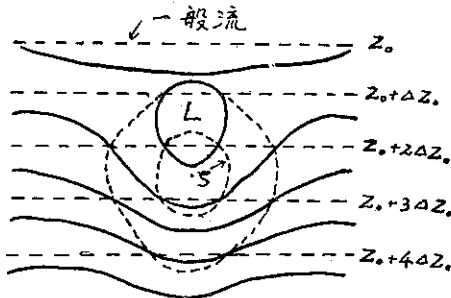


圖 1：氣壓槽之分解

Fig. 1: Dissociation of pressure pattern

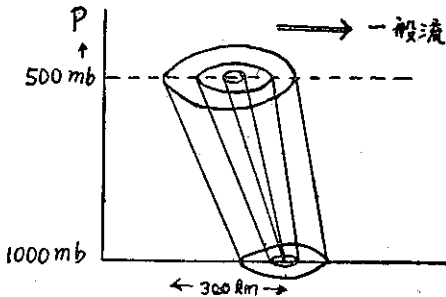


圖 2：低氣壓之渦旋管

Fig. 2: Vorticity tube of the cyclone

一般言之，地面或 1000mb 面之正渦旋度中心與低氣壓中心大致吻合，即正渦旋度之中心就是低氣壓中心。然而，高層渦旋度之中心，則比低氣壓中心稍偏南些。因此，如地面有低氣壓，而高層有渦旋度存在時，則大氣之垂直剖面，必有一渦旋管 (Vorticity tube) 存在 (如圖 2)，此種渦旋管之上下傾斜，吾人常稱為軸之傾斜，此渦旋管之軸，或傾向西面，或直立，或傾向東面，對於大氣擾亂之發展，有非常密切之關係。此點容後討論。

應用渦旋度方程式來預測大規模之大氣運動，比應用運動方程式，更為合適。因渦旋度方程式可免除壓力梯度項與科氏項 (Coriolis term) 之相互補償

，其最大之益處，乃在渦旋度之時變率為其主要之項。

如果風場 (Wind field) 可以充分準確地觀測，則瞬時渦旋度場 (Instantaneous vorticity field) 可直接由風之觀測而求得。然而由於風之觀測尚有許多缺點，因此如假設地轉型之平衡 (Geostrophic balance) 而由地轉風算出渦旋度，更能令人滿意。根據 Charney⁽¹¹⁾ 及 Thompson⁽¹²⁾ 之研究，使用地轉型渦旋度 (Geostrophic vorticity) 代替實際之渦旋度，有二意義：其一，用地轉風近似 (Geostrophic approximation) 可以濾去聲波與重力波等小波長之小規模運動，此等波在氣象學上並無多大意義，將其除去。其二，地轉風近似可以簡化運動方程式。

設 $\nabla_g (U_g V_g)$ 為地轉風之風速，則由其定義

$$\nabla_g = \mathbf{k} \times \frac{g}{f} \nabla_p Z \quad (\mathbf{k}: Z \text{ 方向之單位向量})$$

$$U_g = -\frac{g}{f} \left(\frac{\partial Z}{\partial y} \right)_p, \quad V_g = \frac{g}{f} \left(\frac{\partial Z}{\partial x} \right)_p$$

得地轉型渦旋度 ζ_g

$$\begin{aligned} \zeta_p &= \nabla \times \nabla_g = \frac{\partial V_g}{\partial x} - \frac{\partial U_g}{\partial y} = \frac{g}{f} \left(\frac{\partial^2 Z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Z}{\partial y^2} \right)_p \\ &= \frac{g}{f} \nabla_p^2 Z \end{aligned}$$

此為一微分方程式，用於天氣學之分析時，可將此微分方程式改變成定差方程式，即式中之二次導數項用如圖 3 之網取定差法來計算。網中之點，均為等距離 (設等於 d)，網之中心 O 置於所要考慮之點，而其對角線則令其與坐標軸一致，則

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 Z}{\partial x^2} &= \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial Z}{\partial x} \right) = \frac{\left(\frac{\partial Z}{\partial x} \right)_P - \left(\frac{\partial Z}{\partial x} \right)_R}{d} \\ &= \frac{\frac{Z_1 - Z_0}{d} - \frac{Z_0 - Z_3}{d}}{d} \\ &= \frac{Z_1 + Z_3 - 2Z_0}{d^2} \end{aligned}$$

同法可得

$$\frac{\partial^2 Z}{\partial y^2} = \frac{Z_2 + Z_4 - 2Z_0}{d^2}$$

故地轉型渦旋度 ζ_g

$$\zeta_g = \frac{g}{fd^2} (Z_1 + Z_2 + Z_3 + Z_4 - 4Z_0)$$

$$\text{令 } \bar{Z}_0 = \frac{1}{4} (Z_1 + Z_2 + Z_3 + Z_4)$$

$$\text{則 } \zeta_g = \frac{4g}{fd^2} (\bar{Z}_0 - Z_0)$$

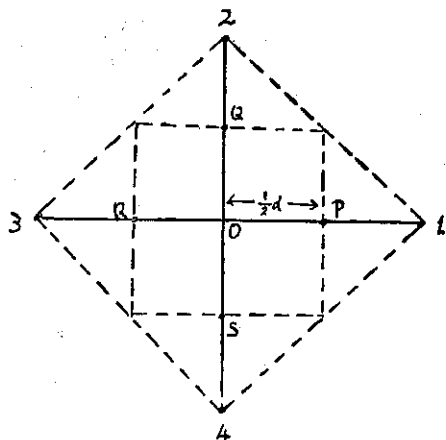


圖 3: 定 差 網

Fig. 3: Grid distance

由此可知，只要等壓面上各點之高度已知，即可求出渦旋度。在低氣壓中心，因 $z_0 > z_0$ ，故渦旋度為正值；反之，在高氣壓中心，因 $z_0 < z_0$ ，故渦旋度為負值。

本文所用之資料，係採自日本氣象廳發行之1962年5月7日至5月11日間之印刷天氣圖⁽¹⁴⁾，選取我國東北地區上述四日間一連串所發生之低氣壓為例，先就 500 mb 等壓面之高度，求出渦旋度，再與地面低氣壓之位置，作為比較，茲將計算過程，略述於後：

- (1) 將一成等距離之網狀點，置於該地區，描出各該點 500 mb 面之高度。圖 4 為本文所採用之網，網中各點之距離 d ，為 333 km。

- (2) 計算各點之 $z_0 - z_0$

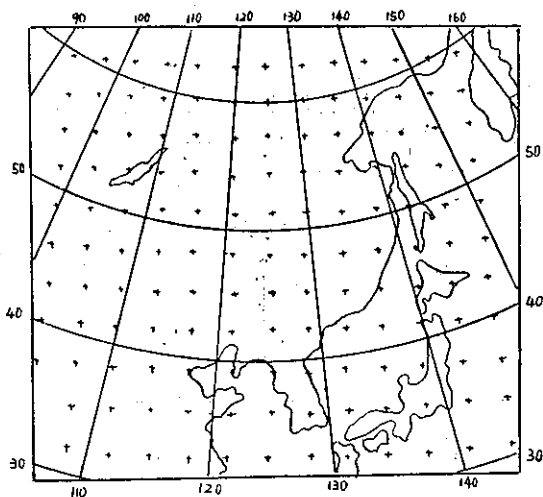


圖 4: 垂直點網

Fig. 4: Grids distribution

- (3) 將算出之 $z_0 - z_0$ 再乘以 $\frac{4g}{fd^2}$ 因子，即得渦旋度。在此取

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

$$f = 2\omega \sin\phi \quad (\omega: \text{地轉角速度}, \phi: \text{緯度})$$

$$= 2 \times 7.29 \times 10^{-5} \sin 50^\circ$$

$$= 1.12 \times 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$$

故得 $\frac{4g}{fd^2} = 3.2 \times 10^{-8} \text{ (C.G.S.)}$

- (4) 繪製高空 (500 mb) 之等渦旋度線圖，再以地面天氣圖 (等壓線) 比較之。

三、計算結果

圖 5 至圖 8 為我國東北地區上述四日間 (1962年5月7日至5月10日) 之天氣圖，點線為依上述之方法所求得之高層 (500 mb) 面渦旋度，以 10^{-5} sec^{-1} 為單位，黑線係同一時間地面之等壓線，以 mb 為單位。由此連續四日之天氣圖，吾人可察出如下述之事實：

- (1) 圖 5 (1962年5月7日 1200 GMT)

朝鮮半島東北側 1000 mb 低氣壓之西面有一 $15 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ 之高層正渦旋度；依渦旋管之概念言之，即渦旋管之軸向西面傾斜。

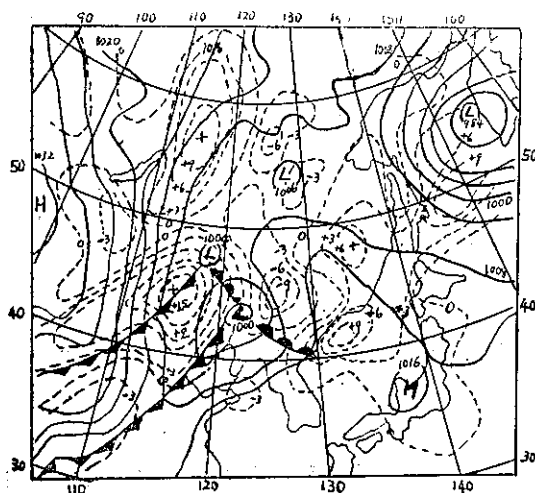


圖 5: 1962年5月7日 1200 GMT

Fig. 5: Surface pressure pattern and vorticity distribution (dotted) on the 500mb surface, 1200Z, 7, May, 1962

- (2) 圖 6 (5月8日 1200 GMT)

24小時後，地面低氣壓發展至 990 mb，接近地面低氣壓中心，高層渦旋度之中心，此時地面低氣壓發展至最盛時期。

- (3) 圖 7 (5月9日 1200 GMT)

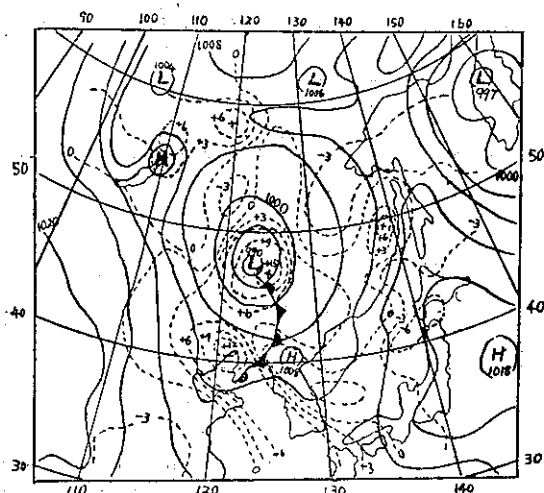


圖 6：1962年5月8日 1200 GMT

Fig. 6: Surface pressure pattern and vorticity distribution (dotted) on the 500mb surface, 1200Z, 8 May, 1962

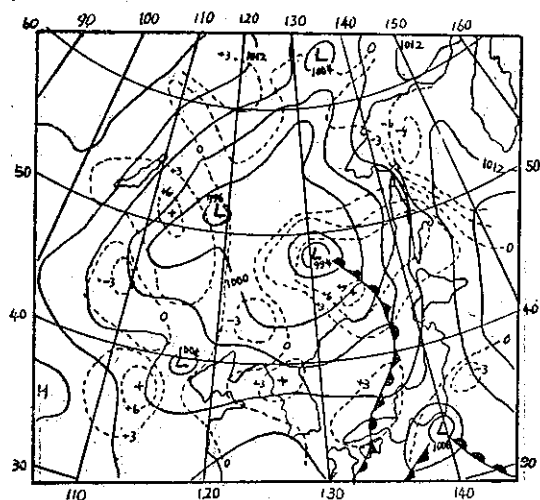


圖 7：1962年5月9日 1200 GMT

Fig. 7: Surface pressure pattern and vorticity distribution (dotted) on the 500mb surface, 1200Z, 9 May, 1962

高層之渦旋度平流至地面低氣壓（中心氣壓 994 mb）之東面，或渦旋管之軸向東面傾斜，此時，地面低氣壓顯已減弱。然而貝加爾湖附近（112°E, 52°N）又有另一高層渦旋度（ $6 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ）正在南下，且其前方有一 990 mb 之小低氣壓。

(4) 圖 8 ((5月10日1200 GMT)

24小時後，圖 7 中北側 996 mb 之低氣壓發展至 994 mb，且其相對應之高層渦旋度（ $9 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ）仍在其西面。又圖 8 南側（137°E,

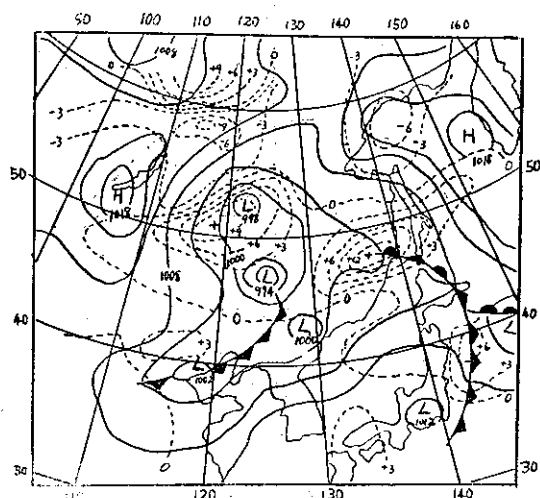


圖 8：1962年5月10日 1200 GMT

Fig. 8: Surface pressure pattern and vorticity distribution (dotted) on the 500mb surface, 1200Z, 10 May, 1962

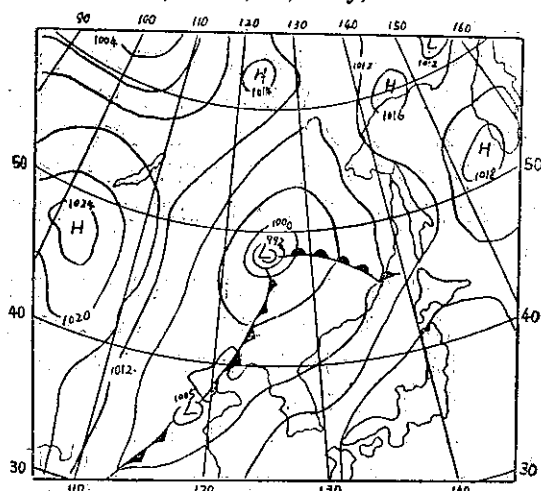


圖 9：1962年5月11日 0000 GMT 地面圖

Fig. 9: Surface pressure pattern on 0000Z, 11 May, 1962

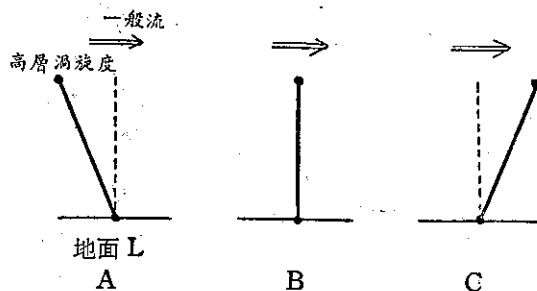


圖10：渦旋管軸之傾斜

Fig. 10: Inclination of the axis of the vorticity tube

48°N)之高層渦旋度($12 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$)向庫頁島移動，而其相對應之地面低氣壓(圖7中中心氣壓994mb者)此時已消失為微弱之低壓區域。

由上列之事例，吾人可得如下之結論：

(1)高層之渦旋度如在地面低氣壓之西面時，則地面低氣壓有逐漸發展之可能，如圖之情形，此時為地面低氣壓之發展階段。

(2)高層之渦旋度如在地面低氣壓之垂直上方時，則地面低氣壓發展至最盛期，如圖6。

(3)高層之渦旋度如在地面低氣壓之東面時，則為地面低氣壓衰弱之階段。

上述之結論若以渦旋管之概念說明時，則

(1)渦旋管之軸向一般流之風前傾斜時，為地面低氣壓之發展階段，如圖10A所示。

(2)渦旋管直立時，為地面低氣壓發展之最盛期，如圖10B所示。

(3)渦旋管之軸向一般流之風後傾斜時，為地面低氣壓衰弱之階段，如圖10C所示。

上述之渦旋度，如代以氣壓槽之概念時，則圖10A之情形相當於高層之槽在地面低氣壓之西面；圖10C之情形相當於高層之槽在地面低氣壓之東面。

又圖7中，貝加爾湖東南側996mb之低氣壓中心，24小時後(見圖8)已發展至中心氣壓為994mb之低氣壓，此時高層之渦旋度仍在其西面，故可推斷此低氣壓仍在繼續發展中，由12小時後之天氣圖(即圖9中之992mb之低氣壓)可證明此推斷無謬。故渦旋管之軸如傾向一般流之風前，且能保持同樣傾斜之形式，沿一般流下移時，則地面低氣壓之壽命較長，並且有繼續發展之可能。

三、結果之動力學解釋

1. 氣壓槽附近上昇氣流之分析

由上述之結論，可以推知高層之槽前有上昇氣流，槽後有下降氣流。在此，將對 ω ($=\frac{dp}{dt}$)由理論上稍作定性分析。

在渦旋度方程式中，考慮科氏參數不變(以 f 示之)時，則

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \cdot \nabla \zeta = f \frac{\partial \omega}{\partial p} \dots\dots\dots (1)$$

式中 ζ 為渦旋度， p 為壓力。由地轉風近似之假定，得地轉型渦旋度為

$$\zeta = \frac{g}{f} \nabla^2 z$$

代入(1)式得

$$\frac{g}{f} \nabla^2 \frac{\partial z}{\partial t} = -\nabla \cdot \nabla \zeta + f \frac{\partial \omega}{\partial p} \dots\dots\dots (2)$$

另一方面，假定絕熱變化，由熱力學第一定律

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right) = -\nabla \cdot \nabla \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right) - s\omega \dots\dots\dots (3)$$

式中 $s = -\frac{\alpha}{g\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p}$ (θ : 位溫, α : 比容) 稱為

穩定度係數 (Stability coefficient)

由(2), (3)消去 $\frac{\partial z}{\partial t}$, 得

$$\begin{aligned} \nabla^2 \omega + \frac{f^2}{s} \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} &= \frac{f}{s} \left[\frac{\partial}{\partial p} (\nabla \cdot \nabla \zeta) - \frac{g}{f} \right. \\ &\left. \nabla^2 \left(\nabla \cdot \nabla \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right) \right) \right] \dots\dots\dots (4) \end{aligned}$$

此即所謂 ω 方程式

若一般流之速度為 \bar{v} , 則上式中

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \nabla \zeta &\approx \bar{v} \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial s} \\ \nabla \cdot \nabla \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right) &= \bar{v} \cdot \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right) + \nabla \cdot \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial p} \right) \\ &= \bar{v} \cdot \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right) - \frac{f \bar{v}}{g} \cdot \frac{\partial \bar{v}}{\partial p} \\ &\quad \left(f \bar{v} = -\frac{\partial \bar{v}}{\partial s} \right) \end{aligned}$$

又關於 \bar{v} 之空間一定時

$$\begin{aligned} \nabla^2 \bar{v} &= 0, \quad \nabla^2 \frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial s} = \frac{g}{f} \frac{\partial}{\partial s} \nabla^2 z = \frac{\partial \zeta}{\partial s}, \\ \nabla^2 \bar{v} &= \frac{\partial \zeta}{\partial s} \end{aligned}$$

故

$$\begin{aligned} -\frac{\partial}{\partial p} (\nabla \cdot \nabla \zeta) &= \frac{\partial \bar{v}}{\partial p} \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial s} + \bar{v} \cdot \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial p} \right) \\ \frac{g}{f} \nabla^2 \left[\nabla \cdot \nabla \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right) \right] &= \bar{v} \cdot \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial p} \right) \\ &\quad - \frac{\partial \bar{v}}{\partial p} \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial s} \end{aligned}$$

將此二量代入 ω 方程式，得

$$\nabla^2 \omega + \frac{f^2}{s} \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = \frac{2f}{s} \frac{\partial \bar{v}}{\partial p} \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial s} \dots\dots\dots (5)$$

假定 $(\omega)_{1000} = (\omega)_0 = 0$,

500mb為 ω 成拋物線形之極大值。

$$\omega = 4\omega_{500} \left(\frac{p}{p_{1000}} \right) \left(1 - \frac{p}{p_{1000}} \right) \quad (p_{1000} = 1000 \text{mb})$$

$$\begin{aligned} \text{故 } \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} &= -\left(\frac{8}{p_{1000}^2} \right) \omega_{500} \equiv -\frac{2}{\Delta p^2} \omega_{500}, \\ &\quad (\Delta p = 500 \text{mb}) \end{aligned}$$

又假定 $\omega \sim \sin \frac{2\pi}{L} x \equiv \sin kx$ 則

$$\nabla^2 \omega = -k^2 \omega$$

代入(5)式，得

$$-\left(k^2 + \frac{2f^2}{s\Delta p^2}\right) \omega_{500} = \frac{2f}{s} \frac{\partial \bar{v}}{\partial p} \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial s}$$

$$\text{令 } \alpha = \frac{2f^2}{s\Delta p^2}, \frac{\partial \bar{v}}{\partial p} = -\frac{\bar{v}_h}{\Delta p}, \frac{\partial \zeta}{\partial s} = \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial s} (\zeta_{500} + \zeta_{1000})$$

$$\text{則 } \left(\frac{f}{\Delta p}\right) \omega_{500} = \frac{1}{2} \left(\frac{\alpha^2}{k^2 + \alpha^2}\right) \bar{v}_h \frac{\partial}{\partial s} (\zeta_{500} + \zeta_{1000}) \quad (6)$$

$$\text{或 } \omega_{500} \propto \bar{v} \frac{\partial}{\partial s} (\zeta_{500} + \zeta_{1000}) \quad (6)$$

此乃考慮 500mb 面與 100mb 面二層間 ω 之近似式，為 Sutcliffe 於 1947 年所求得。式中 \bar{v}_h 為 500mb 面與 1000 mb 面間之熱力風之一般流， $\frac{\partial}{\partial s}$ 乃沿一般流方向之微分， ζ_{500} 與 ζ_{1000} 分別為 500 mb 與 1000 mb 面之渦旋度。

若考慮大氣為一參數模型 (One parameter model) 時，高度 z 為壓力 p 之函數，即

$$z(x, y, p, t) = A(p) z_{500}(x, y, t)$$

$$\text{curl } z_{1000} = A \text{ curl } z_{500}$$

$$\zeta_{1000} \propto \zeta_{500}$$

$$\bar{v}_{500} \propto \bar{v}_h$$

$$\text{則 } \omega_{500} \propto \bar{v}_{500} \frac{\partial \zeta_{500}}{\partial s}$$

此即一參數模型之 ω ，單由 500 mb 之高度 z ，即可求出 ω ，用語言表示，即 500mb 面之渦旋度沿一般流 (\bar{v}_{500}) 之下流之方向減少之處，有上昇氣流 ($\omega < 0$) 發生。以圖示之，即如圖 11。

陰影部份為渦旋度，其前方有上昇氣流，後方有

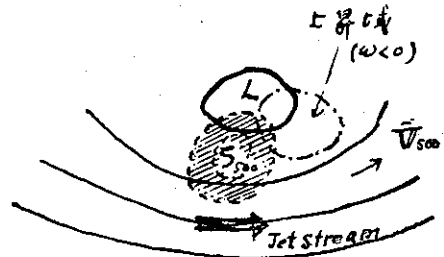


圖 11: ζ 與 ω

Fig. 11: Vorticity distribution in relation to the vertical velocity

下降氣流。

1953 年，由 H. Riehl⁽¹³⁾ 編輯之 “The Jet Stream” 會對高層之噴射氣流 (Jet stream) 與地面低氣壓之發展，作詳細之說明；在此，簡言之，可概括下列兩點：

(1) 與噴射氣流無關係之地面低氣壓將減弱或消失。

(2) 地面低氣壓之發展與噴射氣流最強區域 (即 Jet 軸上風速最強之處) 有關係，發展期之地面低氣壓在噴射氣流風速最強區域之左前方。

綜上所述，吾人對於「高層之渦旋度平流」之概念，得一初步之認識，即噴射氣流風速最大域之左側，為正渦旋度最大之處，亦即渦旋度中心。其前方為渦旋度平流之處，即渦旋度梯度 $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial s}\right)$ 最大之處，亦即 ω 最大之處 (圖 11 之上昇域)；換言之，即地面低氣壓發展之意。

2. 低氣壓發展之機構

由上述之例，吾人已知高層之渦旋度如於地面低氣壓之後，而漸次超越其前時，則低氣壓將會發展，

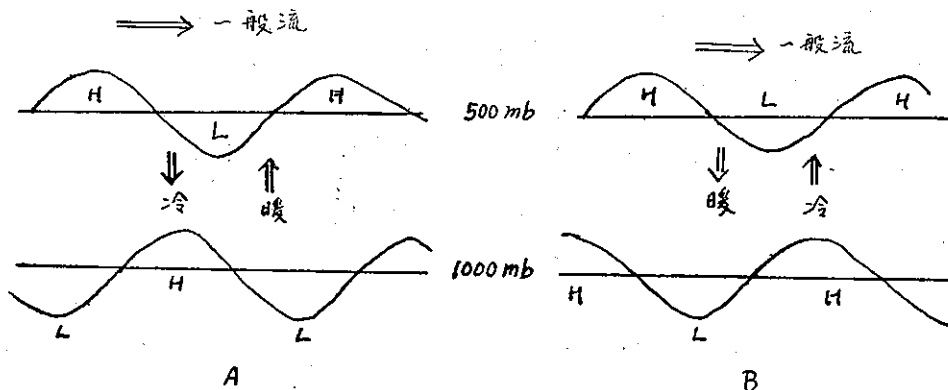


圖 12: 高層之槽與地面低氣壓

Fig. 12: Relation between surface low and upper trough.

在此試就動力學之意義，作簡單之分析。如圖12A，考慮高層等壓面（500 mb 面）之高度及地面 1000 mb 等壓面之高度時，如前所述，高層氣壓槽之前面有上昇氣流（ $\omega < 0$ ），後面有下降氣流，尤其是高層之槽在地面低氣壓之後面時，則槽前之層厚 h 相對的比槽後為大；若以圖之 500 mb 面與 1000 mb 面間之平均氣溫來說，則槽前之空氣相對的較暖，槽後之空氣相對的較冷。

因此，就整體來說，槽之前面，相對的有暖空氣上升，後面相對的有冷空氣下降；同樣情形，如以高氣壓着眼時，則高層氣壓之脊（Ridge）之前面相對的有冷空氣下降，後面相對的有暖空氣上昇。照此，高層之槽如在地面低氣壓之後面時，則於近槽之處，形成位能之減少。

若考慮在無摩擦及絕熱過程時，上述之位能減少，即低氣壓近傍之動能增加，即圖 12A 之擾亂之振幅將形增大。

由運動方程式

$$\frac{\partial \nabla}{\partial t} + \nabla \cdot \nabla \nabla + \omega \frac{\partial \nabla}{\partial p} + f \mathbf{k} \times \nabla = -\nabla \phi$$

式中 $\phi = gz$ ， \mathbf{R} 為 z 方向（即垂直向上）之單位向量。設擾亂之動能為 k ，而擾亂場之平均動能為 \bar{k} ，則

$$k = \frac{1}{2} \nabla \cdot \nabla$$

$$\bar{k} = \frac{1}{2} \iiint \phi \nabla \cdot \nabla dx dy dp$$

$$\text{又 } \nabla \cdot \mathbf{R} \times \nabla \equiv 0$$

$$\nabla \cdot \nabla \phi = \nabla \cdot (\nabla \phi) - \phi \nabla \cdot \nabla$$

由境界條件 $(\omega)_0 = (\omega)_{1000} = 0$ ，可得動能之時間變率

$$\frac{\partial \bar{k}}{\partial t} = \iiint \phi \nabla \cdot \nabla dx dy dp$$

$$\left(\iiint \left(\nabla \cdot \nabla \phi + \omega \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) dx dy dp = 0 \right)$$

$$= - \iiint \phi \frac{\partial \omega}{\partial p} dx dy dp$$

$$= - \iiint \int \frac{\partial}{\partial p} (\phi \omega) dx dy dp$$

$$+ \iiint \int \omega \frac{\partial \phi}{\partial p} dx dy dp$$

$$= \iiint \int \omega \frac{\partial \phi}{\partial p} dx dy dp$$

$$\text{又 } \frac{\partial \phi}{\partial p} = \frac{1}{g} \frac{\partial z}{\partial p} = - \frac{\mathbf{k}}{g^2} \cdot \frac{\mathbf{T}}{p} \propto -h$$

h 表層厚。故得

$$\frac{\partial \bar{k}}{\partial t} \sim - \iiint \int \omega h dx dy dp \dots \dots \dots (8)$$

如上述之情形（高層之槽在地面 L 之後），槽之前面

$$\omega < 0, h > 0 \quad \text{故 } \overline{\omega h} < 0$$

槽之後面

$$\omega > 0, h < 0, \quad \text{故 } \overline{\omega h} < 0$$

由此，動能 \bar{k} 之增大，將可期望也。

反之，若高層之槽在地面低氣壓之前面，且槽前有上昇氣流，如圖 12B 所示，槽前相對的有冷空氣，槽後相對的有暖空氣。故槽之前面有冷氣上昇，後面有暖氣下降，致使有位能增加而動能減少之趨勢。

在此例，槽前

$$\omega < 0, h < 0 \quad \text{故 } \overline{\omega h} > 0$$

槽後

$$\omega > 0, h > 0 \quad \text{故 } \overline{\omega h} > 0$$

故亦即此系有動能減少之傾向。

又如上下之軸直立時，則無論槽前槽後，恒為 $\overline{\omega h} = 0$ ，故位能動能均無增減。

3. 氣壓槽上下軸之傾斜

前已述及，高層渦旋度如在地面低氣壓之後面時，槽前相對的有暖氣上昇，槽後相對的有冷氣下降。然而，此相對冷暖之詞，亦僅是定性之說。在此，於簡單之大氣模型，關於高層之渦旋度與地面低氣壓之上下之軸之傾斜問題，再次討論之。

圖 13 示 500 mb 與 1000 mb 等壓面之高度 z ，可考慮其有正弦波之擾亂，又此二者，設有相位差 δ 時，則擾亂場

$$z_{500} = A \sin \frac{2\pi}{L} x$$

$$z_{1000} = A \sin \frac{2\pi}{L} (x - \delta)$$

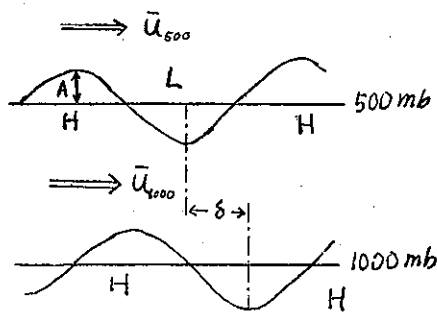


圖13：渦旋軸之上下傾斜

Fig. 13: Inclination of the axis of the vorticity tube

式中 A 爲振幅, L 爲波長, 此時二層間之層厚 h 爲

$$\begin{aligned} h &= z_{500} - z_{1000} \\ &= A \left[\sin \frac{2\pi}{L} x - \sin \frac{2\pi}{L} (x - \delta) \right] \\ &= A \left[(1 - \cos \frac{2\pi}{L} \delta) \sin \frac{2\pi}{L} x + \sin \frac{2\pi}{L} \delta \cos \frac{2\pi}{L} x \right] \end{aligned}$$

假設 δ 很小時, 則

$$1 - \cos \frac{2\pi}{L} \delta = 0$$

$$\sin \frac{2\pi}{L} \delta = \frac{2\pi}{L} \delta$$

$$\text{故 } h = \left(A \frac{2\pi}{L} \delta \right) \cos \frac{2\pi}{L} x \dots\dots\dots (9)$$

δ 爲高層之擾亂與下層之擾亂之相位差, δ 用他量表示時, 其最方便者爲

$$\overline{h\nu} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} h \cdot \left(\frac{v_{500} + v_{1000}}{L} \right) dx \dots\dots\dots (10)$$

$$v_{500} = \frac{g}{\theta} \frac{\partial z_{500}}{\partial x} = A \frac{g}{f} \left(\frac{2\pi}{L} \right) \cos \frac{2\pi}{L} x$$

$$v_{1000} = \frac{g}{f} \frac{\partial z_{1000}}{\partial x} = A \frac{g}{f} \left(\frac{2\pi}{L} \right) \cos \frac{2\pi}{L} (x - \delta)$$

因此, 當 δ 小時

$$\frac{v_{500} + v_{1000}}{L} = A \left(\frac{g}{f} \right) \left(\frac{2\pi}{L} \right) \cos \frac{2\pi}{L} x \dots\dots\dots (11)$$

$$\text{故 } \overline{h\nu} = \frac{1}{2} \left[A \left(\frac{2\pi}{L} \right) \right]^2 \left(\frac{g}{f} \right) \delta \propto \delta \dots\dots\dots (12)$$

即相位差 δ 與 $\overline{h\nu}$ 成比例, 設二層間之平均氣溫爲 T , 則 $\overline{h\nu} \propto \sqrt{T}$

則 $\overline{h\nu}$ 即表示顯熱之北向輸送 (Northward eddy transport of sensible heat), 因此, 若高層之槽在下層之槽之後面時 ($\delta > 0$), 即表示顯熱正向北輸送。 δ 爲負值時, 則反之, (即向南輸送之意)。

其次, 考慮 $\overline{h\nu}$ 正負之問題, 與擾亂之發展, 前述動能之時變率

$$\frac{\partial k}{\partial t} \sim - \iint \omega h \, dx \, dy \, dp$$

只考慮 x 方向之運動時

$$\frac{\partial k}{\partial t} \sim (-\overline{\omega h}) \dots\dots\dots (13)$$

上式中橫線 '—' 表示 x 方向之平均值, 前已述及考慮 500 mb 面與 1000 mb 面二層時

$$\omega \sim \bar{u}_h \frac{\partial \zeta}{\partial x} \dots\dots\dots (14)$$

\bar{u}_h 係指 x 方向之熱力風平均值, 然 $\bar{u}_h = \bar{u}_{500} - \bar{u}_{1000}$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial^2 v_{500}}{\partial x^2} + \frac{\partial v_{1000}}{\partial x^2} \right)$$

$$\text{故 } \frac{\partial k}{\partial t} \sim -\bar{u}_h h \frac{\partial \zeta}{\partial x} = -\bar{u}_h h \frac{\partial^2 v}{\partial x^2}$$

於此考慮 $\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} \propto -v$, $v \sim \cos \frac{2\pi}{L} x$ 時

$$\frac{\partial k}{\partial t} \sim \bar{h} \bar{v} \sim \delta \dots\dots\dots (15)$$

即 $\bar{h} \bar{v} > 0$ (或 $\delta > 0$) 時, 有動能增大之意義。

於此, 再度考慮前節所舉之例, 即高層渦旋度如在地面低氣壓之後面時, 於渦旋軸之觀念說明時, 即 $\delta > 0$; 於顯熱輸送之觀念說明時, 即向北輸送之意。似此情況, 擾亂場 (地面低氣壓) 可謂正在發展中。地面低氣壓發展最盛時, 渦旋軸上下直立, 此時即動能無增減。

以上所述, 均爲瞬時 ($T=0$) 情況, 下一瞬間 ($T=\Delta t$) 渦旋軸之傾斜將變何情形 (即 δ 之增大或減小), 可由 $\frac{\partial^2 k}{\partial t^2}$ 之符號決定之, 此即所謂穩定度之問題。

4. 擾亂場之穩定度

前已述及, $T=0$ 時擾亂場動能之增減與上下渦旋軸之傾斜 (即 δ) 之關係。其次之問題是 $T=\Delta t$ 時將如何? 爲簡單起見乃考慮如圖14之二層模型。

500mb面當爲正壓大氣 (Barotropic atmosphere) 考慮時

$$\frac{\partial \zeta_{500}}{\partial t} + \bar{u}_{500} \frac{\partial \zeta_{500}}{\partial x} = 0 \dots\dots\dots (16)$$

在此, 不考慮 $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ 之影響, 由上式 500mb 面之渦旋度方程式爲

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta_{500}}{\partial t} &= -c_{500} \frac{\partial \zeta_{500}}{\partial x} \\ c_{500} &= \bar{u}_{500} \dots\dots\dots (17) \end{aligned}$$

之相位速度 (Phase velocity) 乃向東進行。其次考慮下層 750mb 面之渦旋度方程式, 即

$$\frac{\partial \zeta_{750}}{\partial t} + \bar{u}_{750} \frac{\partial \zeta_{750}}{\partial x} = f \left(\frac{\partial \omega}{\partial p} \right)_{750} \dots\dots\dots (18)$$

如圖14, 考慮 ω 之拋物線分佈與 \bar{u} 之線形分佈時則

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial \omega}{\partial p} \right)_{750} &= \frac{1}{\Delta p} (\omega_{1000} - \omega_{500}) = -\frac{1}{\Delta p} \omega_{500} \\ \bar{u}_{500} &= 2\bar{u}_{750} \end{aligned}$$

故 750mb 面之渦旋度方程式變爲

$$\frac{\partial \zeta_{750}}{\partial t} + \frac{1}{2} \bar{u}_{500} \frac{\partial \zeta_{750}}{\partial x} = - \left(\frac{f}{\Delta p} \right) \omega_{500} \dots\dots\dots (19)$$

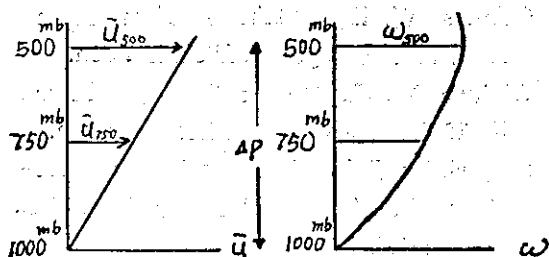


圖14: ω 與 \bar{u}

Fig. 14: Zonal velocity and vertical velocity.

然而，由第1節所述， ω_{500} 可從二層間之熱力風之平均速度與二層之平均渦旋度求出，即

$$\omega_{500} = k \bar{u}_{750} \frac{\partial \zeta_{750}}{\partial x} \dots\dots\dots (20)$$

$$\text{但是 } \bar{u}_{750} = \frac{1}{2} \bar{u}_{500} = \frac{1}{2} (\bar{u}_{500} - \bar{u}_{1000})$$

$$\zeta_{750} = \frac{1}{2} (\zeta_{500} + \zeta_{1000})$$

(20)式中 k 為比例常數，(20)代入(11)得

$$\frac{\partial \zeta_{750}}{\partial t} + \frac{1}{2} \left(1 + \frac{f}{\Delta p} k \right) \bar{u}_{500} \frac{\partial \zeta_{750}}{\partial x} = 0 \dots\dots\dots (21)$$

即 $T = \Delta t$ 時，750mb 之擾亂為 $\frac{\partial \zeta_{750}}{\partial t} = -c_{750} \frac{\partial \zeta_{750}}{\partial x}$

$$\text{但 } c_{750} = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{f}{\Delta p} k \right) \bar{u}_{500} \dots\dots\dots (22)$$

正如上述，相位速度亦向東進行，故 $T=0$ 時渦旋軸之傾斜 δ 為

$$c_{500} \cong c_{750} \Rightarrow \text{高層渦旋度之速度} \cong \text{下層渦旋度之速度}$$

時間比 $T=0$ 小或比 $T=0$ 大時，上下相位差用 δ 表示時，則

$$c_{500} \cong c_{750} \Rightarrow \frac{\partial \delta}{\partial t} \cong 0 \Rightarrow \frac{\partial^2 k}{\partial t^2} \cong 0$$

由(17)及(22)，上式 $c_{500} \cong c_{750}$ 之關係，可改寫為

$$1 \cong \frac{1}{2} \left(1 + \frac{f}{\Delta p} k \right) \Rightarrow \frac{\partial^2 k}{\partial t^2} \cong 0$$

上式之 k 用(6)式之結果代入時，得

$$\frac{2f^2}{s\Delta p^2} \cong k^2 = \left(\frac{2\pi}{L} \right)^2 \Rightarrow \frac{\partial^2 k}{\partial t^2} \cong 0 \dots\dots\dots (23)$$

(23)式是關於長波之所謂「穩定性之判定基準」。

以上所述，乃通常所謂之穩定不穩定之問題，可以圖15表示之。然而，第二種穩定與第一種不穩定，

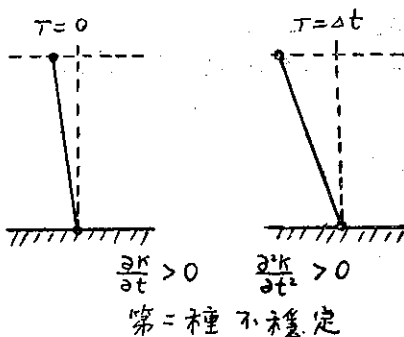
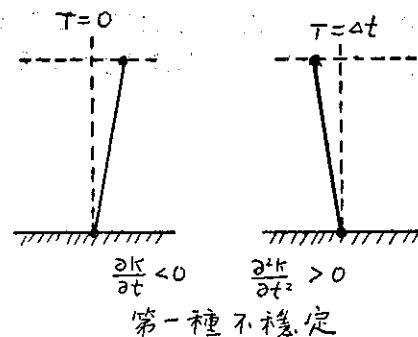
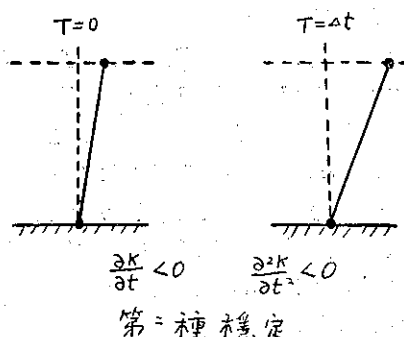
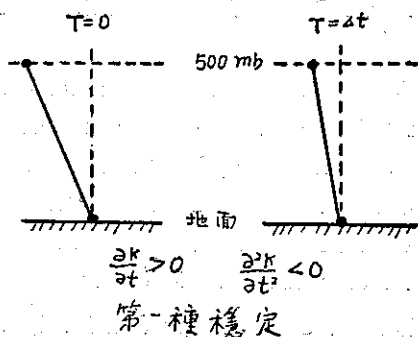


圖15：穩定之渦旋軸與不穩定之渦旋軸

Fig. 15: Stability and instability

在實際之大氣中，則難以找到。圖5至8圖所述之實例，乃屬第一種穩定情況。

結 論

由本文前半部所作之低氣壓附近渦旋度分佈之天氣學分析，得知渦旋度平流乃低氣壓發展之一重要因素，同時渦旋管之傾斜，對於低氣壓之發展與消滅有非常密切之關係。對上述之結果，由 Sutcliffe 之理論加以擴張，亦可得滿意之動力氣象學上定性之解釋。至於定量之分析，因其計算量繁雜，得借助於電子計算機，方得解決。

參 考 文 獻

1. Rossby, C. G. and Collaborators (1939): Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semipermanent centers of action. *J. Mar. Res.*, 2: 38-55.
2. Charney, J. G. (1949): On the scale basis for numerical prediction of Large-scale motions in the atmosphere. *J. Meteor.*, 6: 371-385.
3. Charney, J. G. and Eliassen, A. (1949): A numerical method for predicting the perturbation of the middle latitude-westerlies. *Tellus*, 1, No.2: 38-54.
4. Charney, J. G., Fjörtoft, R., Von Nauman, J., (1950): Numerical integration of barotropic vorticity equation. *Tellus*, 2, No.4: 237-254.
5. Charney, J. G., (1951): Dynamic forecasting by numerical process. *Compendium of Meteorology*, A. M. S., 470-482.
6. Dines, W. H., (1912): *Geophys. Mem.*, No.2, Meteorological office, London.
7. Dines, W. H., (1919): *Geophys. Mem.*, No.13, Meteorological Office, London.
8. Bjerknes, J., (1937): Theorie der ausser-tropischen Zyklonenbildung. *Met. Zeits.*, 54: 462-466.
9. Bjerknes, J., (1951): *Compendium of meteorology*, pp. 577-598, American Meteorological Society.
10. Sutcliffe, R. C., (1947): A contribution to the problem of development. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, Vol. 73: 370-383.
11. Charney, J. G., (1948): On the scale of atmospheric motion. *Geophys. Publ.* 17, No.2. 1799.
12. Thompson, P.P., (1952): Notes on the theory of large-scale disturbances in atmospheric flow with applications to numerical weather Prediction. *Geophysical Research Paper*, No.16., U. S. Air Force Cambridge Research Center, 106 pp.
13. Alaka, M.A., C.L. Jordan and R.J. Renord. (1953): The Jet stream. Edited by H. Riehl. Pub. by Bureau of Aeronautics, U.S.A. Prepared under a contract between Project "AROWA" of the Bureau of Aeronautics and University of Chicago.
14. Daily Weather Maps. Sea level, 850 mb, 700 mb and 500 mb /charts with synoptic data tabulations. No.1376-1380. (1962), Japan Meteorological Agency, Tokyo.

民國五十四年颱風調查報告

第三號颱風瑪麗

Report on Typhoon "Mary"

Abstract

Typhoon Mary first appeared on the synoptic chart of 15th August, 1965, and was located at 19.6°N and 133.3°E . Its intensity reached to the stage of a typhoon on one day after its birth and reached a maximum wind velocity of 75 m/s near its center on 17th August. The afternoon of 18th August, typhoon Mary had approached to the North-east coast of Taiwan, and its center was reported near Yae-yama Retto. It continuously moved toward westnorthwest with a speed of 12 knots and landed at the vicinity of Yilan during the midnight of 18th August. The intensity of the typhoon suddenly decreased due to orographic influences of central mountain barriers and the invasion of cold-air from the mainland.

Some damages had been occurred along the passage of the storm in the district of Suao and Yilan. Thirteen men had lost thier lives and seven disappeared. About 459 houses had been ruined. Highest wind velocity recorded at Nanyu was 35m/s. Maximum total amount of rainfall recorded at Alishan was 915.9 mm.

一、前 言

瑪麗 (Mary) 為本年內第三次侵襲臺灣之颱風。此一颱風初見於 8 月 15 日 14 時之地面天氣圖上，源地在菲列賓與馬利安納群島間之開闊洋面上。最初近似停留，24 小時後始見加深移出，向西北直趨臺灣北部。19 日 7 時許，中心在宜蘭附近登陸，幸其時威力減弱，故災情並不嚴重。隨後在新竹臺中之間誘發副中心，代替主中心進入臺灣海峽。在馬祖之南方進入大陸。由於能源之消失，不久即趨於消滅。

此颱風之最大風速美軍在 17、18 兩日，曾三次測得高達每秒 75 公尺，其餘各次亦均在每秒 50 至 60 公尺之譜，當時頗令人驚恐。事後風速不及預期之強暴，實可慶幸。此當係登陸臺灣前威力迅速減弱之後果，此在本報告中將予以討論。茲先將瑪麗颱風之發生與經過說明如下：

二、瑪麗颱風之發生與經過

本月循例為颱風最活躍之月份，月初有琴恩 (Jean) 颱風向日本進襲，在其東方約北緯 30 度處產生另一颱風開梅 (Kim)。此兩颱風於 7 日消失後，有

一段相當長之寧靜時期。低緯度之小型熱帶低氣壓均未發展。但 15 日之地面天氣圖上，形勢稍有改變。菲列賓群島東北方洋面上之熱帶低壓頗趨活躍，18 時之天氣圖上已形成輕度颱風，命名為瑪麗 (Mary)，中心位置經美軍飛機偵測得為 19.6°N , 133.3°E ，最大風速為 25m/s，中心氣壓為 1000mb。其時，另有一颱風露西 (Lucy) 在其東方，即馬紹爾群島之北，彼此強度相當。

瑪麗颱風初經美軍測得以每小時 10 哩之速度走向西北西，但隨後證知中心近似滯留達 12 小時之久，繼之以極緩慢之速度移向西方，16 時 8 時，中心位於 19.5°N , 132.2°E ，氣壓降至 980mb，顯示已發展為颱風強度。此時測得之移行速度僅每小時 6 哩，走向西方。

12 小時後，中心氣壓降至 965mb，最大風速增至 40m/s，暴風半徑為 200 公里。此時另一颱風娜定 (Nadine) 在南海形成，中心位於海南島之東南方，亦在向西緩進。17 日 14 時，瑪麗之中心氣壓再降至 950mb，中心位置在 21.2°N , 128.5°E ，最大風速測得為 55m/s，足見已發展為強烈颱風；同日 20 時

更測得最大風速為 75m/s。以其雷霆萬鈞之勢直逼臺灣，一時令人惶恐萬分。此時露西亦走向西北西，中心在 23.7°N, 155.7°E，氣壓為 930mb，最大風速則僅 35m/s。

18日14時，瑪麗已逼近臺灣，據美軍報告，中心在 23.9°N, 123.8°E，即石垣島附近，以時速12浬移向西北西。此時娜定已在東京灣登陸。20時，中心抵臺灣沿海，即 24.4°N, 122.8°E，最大風速據美軍報稱：仍為 60m/s。大約在 6 小時後，中心在宜蘭附近登陸，威力減弱。花蓮南方誘發一副低壓中心。翌晨，新竹臺中間又有一副中心逐漸發展為中度颱風，最大風速約為 30m/s，仍向西北西進入臺灣海峽。至 20 時，減弱為輕度颱風，中心位於 25.7°N, 119.2°E，以時速 5 浬走向西北，未幾即在馬祖西南方進入大陸。20日20時，中心位於 27.3°N, 120.°E，聲勢益衰，12小時後變為熱帶低壓，旋即消失。

三、瑪麗颱風之路徑與天氣圖形勢

瑪麗颱風育成於菲列賓東北方之洋面上，而消滅於閩浙山區，其路徑殊短，歷時亦不過五天。按其中心軌跡繪成之最佳路徑，大致如圖 1 所示。我人可見其移行方向初向西北西，後轉西北，逼近臺灣時再轉西北西。在臺灣登陸時，因臺中新竹間發展一副中心代替主中心，故而形似偏向南方繞道，隨後再向西

北，入大陸後折向北方。故其全部路徑可分為六個階段：

- (一) 15日20時至17日8時，走向西北西；
- (二) 17日8時至18日8時，走向西北；
- (三) 18日8時至18日20時，走向西北西；
- (四) 18日20時至19日8時因副中心代替主中心，而路徑近似轉向西南西；
- (五) 19日9時至同日20時，走向西北；
- (六) 19日20時至20日20時，大致向北。

茲將促成此項路徑改變之原因檢討如下：

當15日20時瑪麗最初生成時，大陸之東部為一連串淺低壓帶。南海有一熱帶低壓亦有發展趨勢，海洋上之高壓遠在千島以東，是故瑪麗颱風之西方形成一空缺，有利於其西進。

17日8時，地面天氣圖上見有一低壓在我國東北發展甚深，範圍至廣，對於瑪麗具有吸引作用；加之，瑪麗之西北方為弱低壓區，乃促使其沿高緯度海上高壓之楔形部份走向西北。

18日8時，大陸上出現一高壓，與海上高壓楔相連，軸線約在 35°N 附近，沿海之低壓帶消失，故瑪麗改向為西北西行進。

18日20時，瑪麗颱風被大陸上之高壓所阻擋，此時因逼近臺灣，氣流受中央山脈之干擾，山蔭處發展

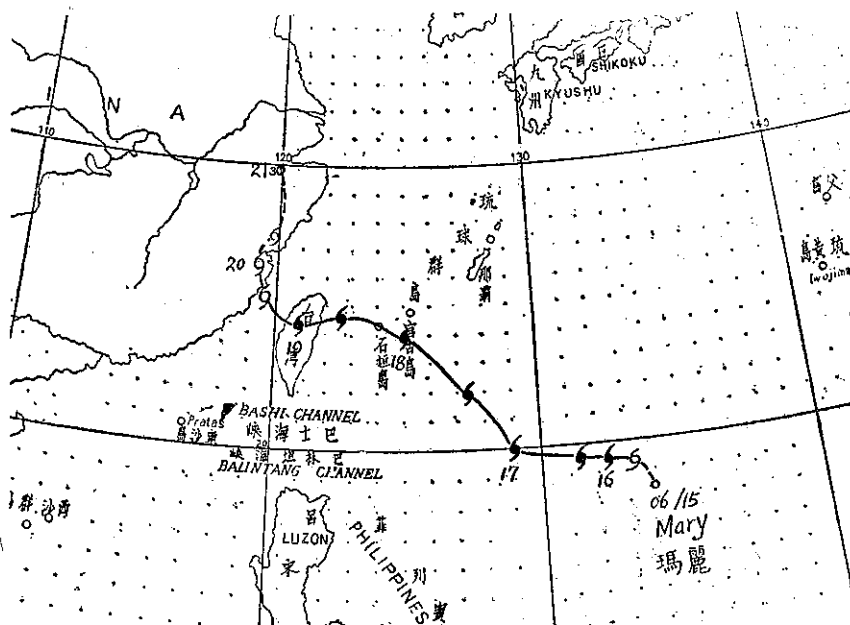


圖 1：瑪麗颱風路徑圖

Fig. 1: The track of typhoon "Mary" 15~21, Aug., 1965.

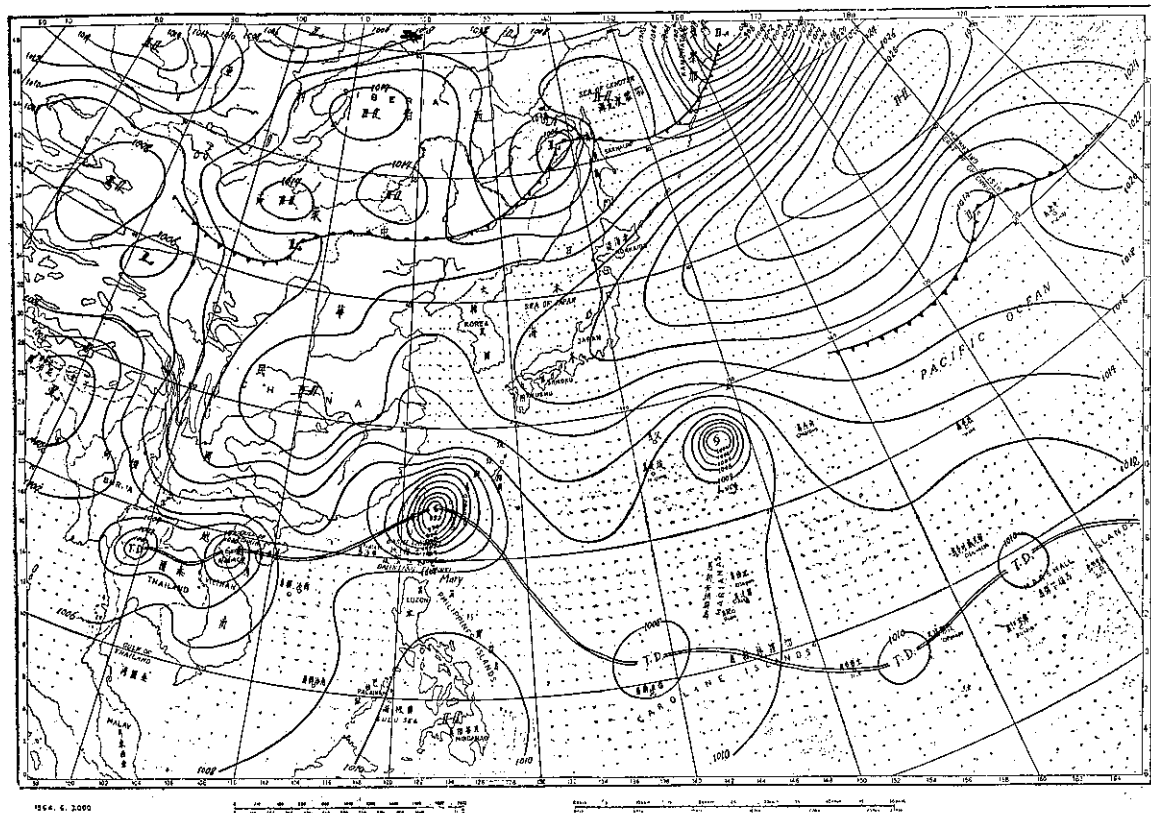


圖 2：民國54年 8 月18日20時之地面天氣圖

Fig. 2: Sea level chart, 1400GCT, 18th Aug., 1965.

副中心，其路徑彷彿折向西南西。此時，大陸上小型高壓叢生，自山東半島遼東半島至湘贛盆地一帶普遍降水，似將發展成冷鋒，故而推想冷空氣已侵入此一颱風，乃使其勢力迅速減退，18日20時之地面天氣圖形勢如圖2所示。

19日8時，瑪麗颱風之北方有一低壓槽，因而追隨其行進，初為西北向，繼而轉為向北，不久即在閩浙交境處消滅。

四、瑪麗颱風侵台期間各地氣象演變情況

瑪麗颱風之暴風圈大約在18日午夜到達臺灣之東海岸，但即使以中心在其附近登陸之宜蘭而言，最大風速僅 17.3m/s 適够蒲福風級8級，但因瞬間最大風速達 29.6m/s 相當於11級且風向為東北，毫無阻擋，故有相當災情，蘭嶼之風最大，曾出現 35.0m/s 之最大風速相當於12級，然與美軍事先所報之最大風速相比較，實屬大相逕庭，雖蘭嶼亦僅及其半數，殊非始料所及。足見其登陸之前勢力大為削弱。侵臺時

風常有此種現象。此點關係重要，實宜加以研究。茲將瑪麗侵襲臺灣期間各種氣象要素之演變情形分述於後：

(一) 氣壓

當瑪麗颱風逼近臺灣時，宜蘭之氣壓最先下降，初降係在17日22時，至18日24時降至最低，27小時內僅降 25mb ，平均每小時降不足 1mb 。可見其接近臺灣時勢力銳減。瑪麗之主中心雖在宜蘭南方登陸，但花蓮附近出現副中心，故花蓮之最低氣壓反較宜蘭為低。前者為 976.76mb ，後者為 985mb ，在時間上則花蓮延緩約兩小時。

瑪麗在本省登陸後，臺中新竹間產生副低壓，逐漸發展代替主中心，經查臺中之氣壓自18日2時起開始低降，至19日4時降至最低，但亦有 992.4mb 。新竹之最低氣壓遲至19日8時出現，數值相似，即 992mb ，足見瑪麗登陸後，勢力實已極度衰弱，易言之，此一颱風迅速填充，在海上時雖經美軍測得中心氣壓達 950mb ，但臺灣出現之最低氣壓僅 977mb 。此

突然升高 20mb 以上實為勢力衰退之主要原因。

另有一點值得我人之注視，即：瑪麗登陸後，臺灣北部地區，包括：臺北、淡水、基隆、竹子湖、鞍部等氣壓繼續下降，直至19日中午前後始達於最低，此亦氣流受地形影響所產生之後果。惟此次之滯留格外顯著。

瑪麗颱風之中心氣壓自15日8日起即見穩定下降，24小時內約降 10mb，16日20時後，下降轉速，12小時內低降達 25mb，17日8時後，中心氣壓之低降稍見轉緩。18日清晨降至最低。美軍測得為 950mb。8時後即見激升，24小時內上升達 30mb。按瑪麗之登陸宜蘭南方係在18日午夜，可見自瑪麗颱風中心氣壓之演變，亦與以上推論完全吻合。20日後氣壓之上升轉緩。瑪麗中心氣壓之演變見圖 3 所示。

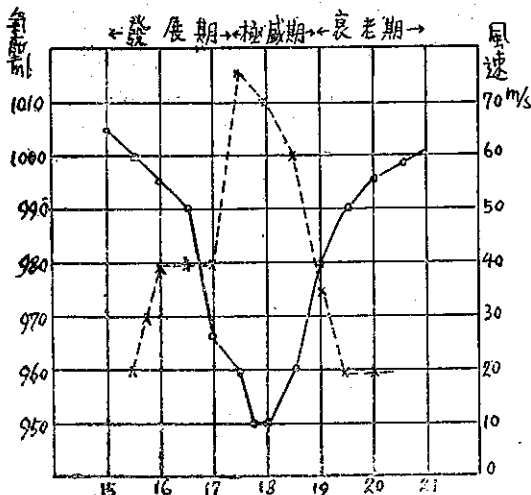


圖 3：瑪麗颱風中心氣壓及最大風速變化圖
Fig. 3: The variation of the lowest pressure and maximum wind velocity of typhoon Mary.

圖 4 為瑪麗過境時各地最低氣壓出現之同時線，及最低氣壓等值線。後者與該颱風之路徑並不配合，顯見受副低壓及地形效應之影響。自同時線可以看出：一般而論，瑪麗颱風之最低氣壓軸線在18日子夜到達東海，19日4時經達臺灣中部，6時前後離開西海岸。

(二) 風

瑪麗颱風過境，各地風力均不太強，殊非始料所及。推其原因，除上述之登陸前迅速填充外，美軍飛機所測得之中心附近最大風速亦可能有誤差。蓋無

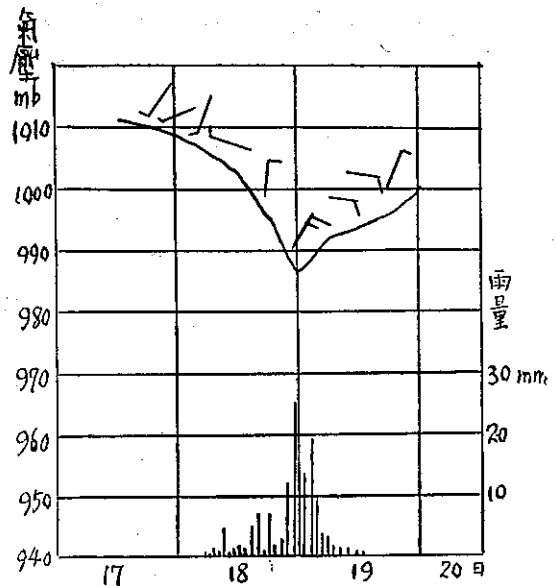


圖 4：瑪麗颱風過境時宜蘭測得之氣壓風向風速及每小時雨量變化圖

Fig. 4: The sequence of pressure, wind direction and speed, hourly rainfall which observed at Yilan during typhoon Mary's passage.

論自其路徑之短與雨量之少間接推斷似亦不可能有 72 m/s 之強風。見圖 3 中虛線。

瑪麗颱風經過臺灣期間，外島之風以蘭嶼最強，19日1時40分會出現 35.0 m/s 之最大風速，瞬間最大風速曾達 44.0 m/s，方向均為 WSW。本島之風速最大為阿里山，19日4時出現 22.0 m/s 之 WNW 風；其次為基隆，19日11時出現 20.0 m/s 之 NNE 風。基隆之瞬間最大風速達 35.7 m/s。至於主中心在其附近經過之宜蘭，則在18日23時37分出現 17.3 m/s 之 NE 風，瞬間風速則為 29.6 m/s。可見均遠較美軍事先所測得者為小乃未構成重大之災害。

以臺北而論，最大風速僅 15.2 m/s 相當於七級，瞬間最大風速亦不過 26.1 m/s，臺北逐時風向之轉變足以顯示颱風中心在其南方經過而勢力殊弱，蓋在18日13時以前均為微弱不定風，13時以後，初為 NNE 及 NE 風，子夜後轉 ENE 風，直至11時始自 E 風轉為 ESE 風，瑪麗經過期內各地重要氣象要素見附表一。

(三) 降水

瑪麗颱風經過臺灣期間各地總雨量繪成之等雨量線形態如圖 5 所示。圖中可以看出：瑪麗颱風雖在宜

表一：瑪麗颱風侵臺時本局所屬各測站紀錄網要

Table 1: The meteorological summaries of weather stations of TWB during typhoon Mary's passage.

地 點	最 低 氣 壓 (mb)	起 時			最大風速 及風向 (m/s)	起 時			瞬 間 最 大 風 速						雨 量 計 (mm)	期 間			風力6級 (10m/s) 以上之時間
		日	時	分		日	時	分	風速 m/s	風向	氣壓	氣溫	濕度	時間		日	時	分	
彭佳嶼	981.6	19	08	10	32.0 ESE	19	06	20	—	—	—	—	—	—	247.4	17	15	40	
鞍 部	989.9	19	12	00	15.8 NNW	18	21	40	—	—	—	—	—	—	236.1	18	05	10	
竹子湖	992.5	19	11	30	10.3 NW	18	22	20	—	—	—	—	—	—	197.3	19	10	10	
淡 水	994.4	19	11	45	15.7 SE	19	01	30	—	—	—	—	—	—	163.4	18	04	03	
基 隆	991.8	19	11	00	20.0 NNE	18	19	10	35.7	NNE	997.5	27.3	90	18 19 10	153.5	19	04	25	18 21 50
臺 北	991.0	19	10	00	15.2 NE	18	23	30	26.1	NNE NE	994.7 992.3	25.4 24.5	91 92	18 22 50 19 00 01	142.6	18	05	19	18 11 50
新 竹	992.0	19	08	00	8.3 NNE	18	21	00	19.8	NNE	1000.4	25.6	97	18 15 55	127.3	19	10	25	19 03 40
宜 蘭	985.0	18	23	37	17.3 NE	19	00	10	29.6	NE	985.5	25.1	95	18 23 45	161.6	18	16	15	18 24 00
臺 中	992.3	19	04	20	14.2 NNW	18	21	30	23.2	NNW	997.8	25.5	94	18 21 42	403.2	18	09	05	19 02 00
花 蓮	976.8	19	01	25	12.5 SW	18	20	20	17.6	SW	989.3	24.4	89	18 20 26	86.1	18	06	47	18 20 10
日月潭	884.3	19	04	00	18.4 SW	19	12	30	22.5	NE	994.9	24.8	85	—	290.2	18	08	10	19 09 00
澎 湖	998.0	19	14	50	15.0 NNW	19	09	30	19.5	NNW	1000.2	25.5	90	19 09 22	113.4	18	11	10	19 17 30
阿 里 山	* 752.1	19	04	00	22.0 WNW	19	04	10	27.0	WNW	* 752.1	12.7	100	19 04 10	915.9	18	09	30	
玉 山	* 631.1	19	02	30	16.8 WNW	19	02	30	—	—	—	—	—	—	375.4	18	08	50	18 20 20
新 港	981.7	19	01	07	17.0 SW	19	01	08	22.5	SW	983.2	35.0	40	19 01 05	8.0	20	08	15	19 04 40
永 豐 康	999.3	19	05	00	13.0 W	19	06	40	16.3	W	1000.0	24.6	95	19 06 30	221.9	17	19	09	18 22 20
臺 南	998.0	19	04	15	9.7 WNW	19	06	00	20.9	WNW	999.5	25.0	92	19 06 54	210.8	19	21	00	19 19 20
臺 東	985.8	19	02	58	12.5 SSW	19	11	30	18.9	SSW	994.9	27.7	72	19 11 28	9.7	18	14	10	
高 雄	997.7	19	05	00	12.3 WNW	19	12	00	24.0	WNW	997.7	27.4	85	19 05 00	128.4	20	04	55	19 11 00
大 武	986.9	19	01	43	11.7 SSW	19	05	05	23.0	SSW	993.0	27.2	77	19 05 15	149.2	19	17	10	19 12 00
蘭 嶼	991.1	19	01	40	35.0 WSW	19	03	00	44.0	WSW	993.5	25.0	87	19 02 52	15.7	18	12	00	19 12 00
恒 春	997.5	19	02	30	17.0 WNW	19	01	30	21.2	WNW	998.0	27.0	82	19 01 36	45.2	20	22	20	19 20 00
鹿 林 山	* 725.7	19	04	00	15.0 NW	19	19	00	—	—	—	—	—	—	601.9	18	16	20	19 04 50
東 吉 島	999.9	19	05	00	16.7 NNW	18	21	00	20.0	NNW	1003.6	27.3	80	18 21 00	26.3	19	24	00	19 05 05

* 重力值

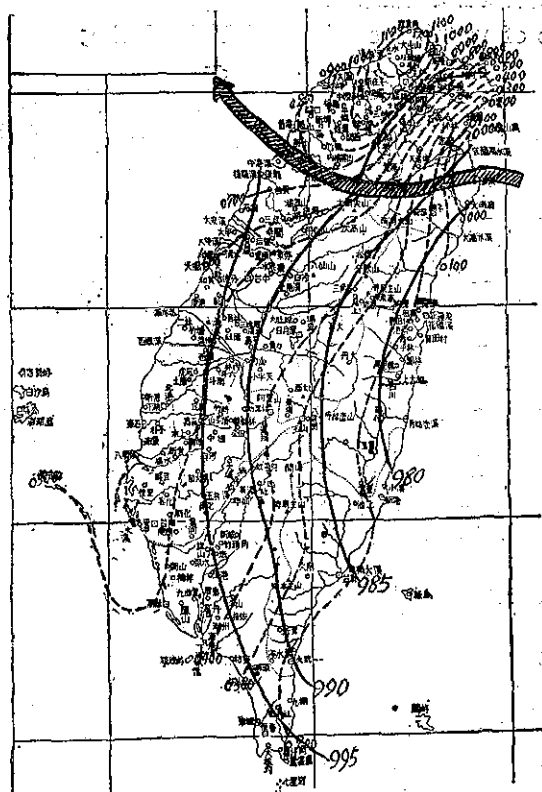


圖 5：瑪麗颱風經過臺灣時所出現之最低氣壓及其同時分析

Fig. 5: The distribution of minimum pressure and its isotimic analysis in Taiwan during Mary's passage.

蘭之南登陸，但宜蘭之總雨量僅 161.6 公厘，亦無集中之趨勢。雨量中心仍在阿里山，向四周逐漸減少。此顯然為颱風到達東北海岸時，攝引暖氣流自臺灣南方輸入，因地形之抬高，乃致阿里山一帶有豐沛之雨量。此為例行之情況，固不足為奇。平原地區以臺中降雨較多，計獲 403.2 公厘。北部地區均在 150~200 公厘之間，因雨勢驟急，加之風力冲刷乃有局部河水，泛濫及坍方等情事，所幸並不嚴重。

五、災 情 統 計

瑪麗颱風侵襲臺灣，以蘇澳一帶損失較重，其次為宜蘭，據臺灣省警務處 19 日晚間發表之災情報告稱：臺灣各地共死 13 人，失蹤 7 人，重傷 15 人，輕傷 62

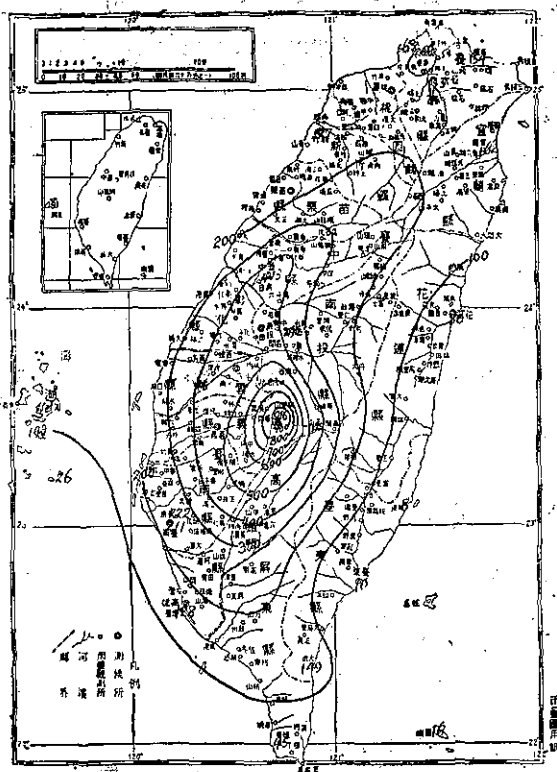


圖 6：瑪麗颱風過境時臺灣各地之雨量

Fig. 6: The distribution of rainfall in Taiwan area during Mary's passage.

人。全省房屋全倒塌者有 459 間，半倒 947 間，其中以宜蘭蘇澳受災最重，全倒者 425 間，半倒者 846 間。傷亡失蹤人數亦以蘇澳最多，又據宜蘭縣警察局報稱：蘇澳區漁船吹毀七十艘，火車被吹毀七節，頭城鎮下埔里防坡堤被沖毀 60 公尺。另據宜蘭縣府之調查：漁業業之損失達 846,000 元，造林之損失 4012,200 元，農業災害 3,538,870 元。

此外，新店溪山洪暴發，沖翻一艘挖泥船，失蹤工人四人；蘇花公路及橫貫公路均有坍方數處而告中斷。

又瑪麗侵襲期間，嘉義縣新港鄉曾發生龍捲風，毀屋 17 戶，半毀 14 戶。（戚啓勳）

氣象學報文獻索引

(自十一卷一期至十一卷四期)

Index to Vol. 11 No. 1 to Vol. 11 No. 4 of
the Meteorological Bulletin
(Published Quarterly by Taiwan Provincial Weather Bureau)

卷期(出版年月) Vol. and No. Date of publication	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
第十一卷一期 (54. 3) Vol. 11, No. 1 (Mar. '65)	(1) 近十年 (1951~1960) 臺灣氣候分析及 其與農業之適應 L'analyse du Climat de Taiwan Pendant la dernière dizaine d'années (1951-1960) et son adaptation avec l'agriculture	薛 鍾 彝 Chong-I Hsueh	1~6 1	—	
	(2) 颱風客觀預報法的試驗和檢討 A Test of the Malone and Arakawa Method for Forecasting the Movement of Typhoons during the Period from 1963 to 1964.	戚 啓 勳 Chi-hsun Chi	7~13 7	103	
	(3) 波數分析在長期預報上之應用 A Discussion of Harmonical Analysis on Its Application to Longrange Forecasts	徐 晉 淮 Chin-huai Hsu	14~27 14	104	
	(4) 民國五十三年北太平洋西部颱風概述 A Brief Report on Typhoons in North Western Pacific during the Year of 1964.	研 究 室 Taiwan Provincial Weather Bureau	28~41 28	—	(已印有颱風報 告專輯)
第十一卷二期 (54. 7) Vol. 11, No. 2 (July '65)	(1) 黛納颱風侵襲東臺經過 The Invasion of Typhoon Dinah along East Coast of Taiwan	鄭 子 政 Kenneth T. C. Cheng	1~6 6	—	
	(2) 依據飛行觀測研究地面反射及北美大陸 之地皮構造 Study of a Continental Surface Albedo on the Basis of Flight Measurements and Structure of the Earth's Surface Cover over North America	孔 震 村 Ernest C. Kung	7~24 7	105	
	(3) 阿剌伯半島天氣研究 A Study of Weather over the Arabian Peninsula	郭 文 鏞 W. S. Kuo	25~35 25	106	
	(4) 臺灣地區颱風或然率預報法之研究 Development on Probability of Typhoon Forecasting in Taiwan	戚 啓 勳 Ke-hsun Chi	36~45 36	107	
第十一卷三期 (54. 9) Vol. 11, No. 3 (Sept. '65)	(1) 民國52年冬季世界氣候異常現象與北半 球大氣環流特性之研究 Characteristics of General Circula- tion over the Northern Hemisphere during the Winter 1962-63 in relation to the Abnormal Weather of the World	廖 學 鎰 Liao Shyue-Yih	1~14 1	108	
	(2) 臺灣對流層頂及平流層風系之研究 A Study of the Winds in the Tropopause and the Stratosphere over Taiwan	魏 元 恒 Yuan-Heng Wei	15~21 15	109	
	(3) 大屯山區氣候之研究 The Climate of the Environs around Tatun Shan	崔 尙 斌 Shang-bin Tsui	22~48 22	110	
	(4) 民國五十四年颱風調查報告 (第二號颱 風哈莉) Report on Typhoon "Harriet"	臺灣省氣象局 Taiwan Provincial Weather Bureau	49~55 49	—	(已印有颱風報 告專輯)
第十一卷四期 (54. 12) Vol. 11, No. 4 (Dec. '65)	(1) 臺灣氣候紀錄中天氣極端之研究 A Study about the Climatological Extremes in Taiwan	劉 衍 淮 Yen-huai Liu	1~26 1	111	
	(2) 斜壓大氣中渦度平流對於低氣壓發展之 影響 On the Influence of Development in relation to the Vorticity Advection in a Baroclinic Atmosphere	廖 學 鎰 李 錦 郎 Shyue-Yih Liao Jiin-Lang Lee	27~36 27	112	
	(3) 民國五十四年颱風調查報告 (第三號颱 風瑪麗) Report on Typhoon "Mary"	臺灣省氣象局 Taiwan Provincial Weather Bureau	37~42	—	(已印有颱風報 告專輯)

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

- A Study about the Climatological Extremes in Taiwan
.....YEN-HUAI LIU.....(1)
- On the Cyclone Development in relation to the
Vorticity Advection in the Baroclinic Atmosphere
.....SHYUE-YIH LIAO and JIIN-LANG LEE.....(27)

Report

- Report on Typhoon "Mary"
.....TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU.....(37)

Others

- Index to Vol. 11 No. 1 to Vol. 11 No. 4 of the
Meteorological Bulletin.....(43)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei,

Taiwan, China.

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