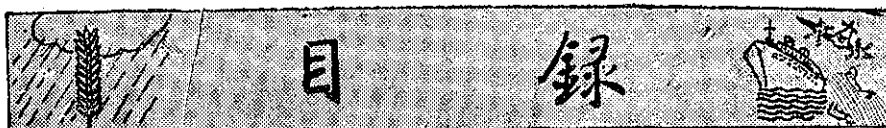


題名	作/譯者	卷期號	頁碼	出版年
國際地球物理年的貢獻摘要	鄭子政	05/01	1	1959.03
降水量的預報技術之評價及其展望	劉鴻喜	05/01	11	1959.03
大氣放射性降落物驗測報告	呂世宗 施清溪	05/01	15	1959.03
D 值之性質及其在航空氣象之應用	郭文鑠	05/01	22	1959.03
上對流層及下平流層之分析	徐寶箴	05/01	26	1959.03
鋒前線[風包]之客觀預報法	陳良曜	05/01	35	1959.03
龍捲風及其有關現象	革心	05/01	39	1959.03
-----	-----	-----	-----	-----
從本省南部雨災談到地球物理學之研究	鄭子政	05/02	1	1959.06
葛瑞絲颱風行徑預報對操縱觀念之研討	廖學鎰	05/02	6	1959.06
台北雨水「金思」含量之累積推定值	呂世宗	05/02	13	1959.06
種菸與氣候	方冠英	05/02	15	1959.06
-----	-----	-----	-----	-----
建築工程與氣象(譯)	徐寶箴	05/03	20	1959.09
熱帶東風噴射氣流(譯)	鄒新助	05/03	25	1959.09
亞洲南部與東部大規模夏季季風情況(譯)	簡以明	05/03	33	1959.09
氣旋發展之預報(譯)	嚴夢輝	05/03	37	1959.09
出席區際水文系統暨方法討論會議報告	劉鴻喜	05/03	45	1959.09
-----	-----	-----	-----	-----
厚度圖對於天氣分析和預報之應用	廖學鎰	05/04	1	1959.12
人類征服沙漠氣候的成就	鄭子政	05/04	12	1959.12
颱風畢莉	研究室	05/04	18	1959.12
颱風艾瑞絲	研究室	05/04	30	1959.12
西北太平洋熱帶氣旋之定位與預報(譯)	陳以明	05/04	35	1959.12



## 論 著

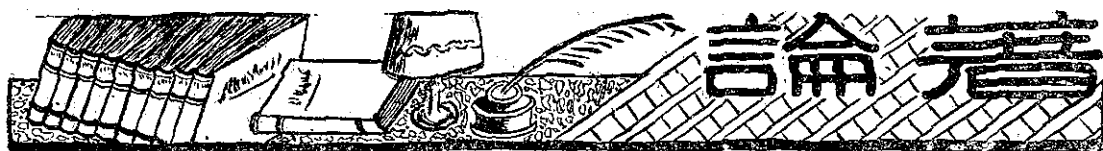
國際地球物理年的貢獻摘要.....	鄭 子 政.....	( 1 )
降水量的預報技術之評價及其展望.....	劉 鴻 喜.....	( 11 )
√大氣放射性降落物驗測報告.....	呂世宗 施清溪.....	( 15 )
D值之性質及其在航空氣象之應用 .....	郭 文 鏞.....	( 22 )
√上對流層及下平流層之分析.....	徐 寶 箴.....	( 26 )

## 譯 述

鋒前線颶之客觀預報法.....	陳 良 曜.....	( 35 )
龍捲風及其有關現象.....	革 心.....	( 39 )

## CONTENTS

A summarized review on the contributions in International Geophysical Year .....	Kenneth T. C. Cheng.....	( 1 )
Present status and future possibilities for quantitative precipitation forecasting.....	Hung-hsi Liu.....	( 11 )
A preliminary report on the observation of fall-out radio-activity in Taiwan.....	Shih-chong Lu Ching-chi Shih.....	( 15 )
D-value properties and its application to aeronautical meteorology.....	W. S. Kuo.....	( 22 )
Some remarks on the analysis of upper troposphere and lower stratosphere .....	Pao-chin Hsu.....	( 26 )



## 國際地球物理年的貢獻摘要

鄭子政

### *A summarized review on the contributions in International Geophysical Year*

Kenneth T. C. Cheng

#### *Abstract*

*This address is given to the Annual Youth Conference in science at Chiayi on 17th February, 1959. The content gives a summarized review of about fifty papers which the writer had been cited. He first gave a short historical sketch of IGY and then discussed a little bit about the definition of geophysics and the sphere of geophysical observations. Programmes on World Days, Data Centre, networks of stations on observation of different geophysical phenomena and Communication systems had been very briefly introduced. On the contributions in IGY, the speaker discussed under the topics as the following:*

- (a) *Antarctic program and its contributions.*
- (b) *Arctic explorations.*
- (c) *Atmospheric physics of high levels.*
- (d) *Sphere probe and rockets or satellites findings.*
- (e) *Heat balance study and water control hypothesis.*
- (f) *Some investigations on the researches of structure and core of the earth and some seismological and gravimeter measurements.*
- (g) *Conclusion.*

#### 國際地球物理年史話

自魏伯雷(Carl Weyprecht 1838-1881)於1875年9月在格拉茲(Graz)發表「北極探險的基本原則」講詞之後，因而策動世界科學的合作。於1882~83年實現了第一屆國際極年(International Polar Year)。此次極年工作促使人類深入於北極的觀測。文爽(Vincent)創製環繞北極區域的地圖。並在後50年中策進若干次北極探險。其至值吾人追憶的是挪威人於1893~96年及1898~1902年前後兩次的北極探險。當時的探險船為「法勞姆」(Fram)。觀測的氣象紀錄會由孟恩(Mohn)整理發表。1918~25年間挪威又以探險船茂德號(Maud)作北冰洋觀測。此次紀錄則由斯凡菊(Sverdrup)教授所整理。並曾在北冰洋之漂冰上施放風箏作北極地區高空氣象的觀測。在第一次極年中於氣象觀測以外對於極光、地磁、南極地形與冰冠、冰河變化亦曾作實地考察與研究。「極年」預期在50年中舉行一次。因於1932~33年中又舉行第二屆的國際極年(Second Polar Year)

。在此時期中極地探險顯著的成就為美國伯爾德(Richard E. Byrd)於1929年11月29日以飛機南極探險的成功。1933~34年發見瑪麗伯爾德地。後又在1939~41年作其第三次的南極探險。此時前後於1930~31年德人在格林蘭之愛斯密旦(Eismitte)地方有高空氣象觀測的成就。1949~52年間法人在格林蘭亦作探險工作。由於在格林蘭探險的結果。因知在一般人認為在冰河上高氣壓(Glacial anticyclone)常在的理想，並非事實。且證實格林蘭中部有低氣壓的活動。1937~38年俄人以飛機載運科學人員在北極中樞附近降落於冰島上，作科學觀測任冰島漂流，歷時九月而入挪威海中，經柴齊夫斯基(Dzerdzevskii)證明在其實際地域中亦受低氣壓天氣影響而無北極永久高氣壓的存在。二次世界戰後，在美國與加拿大沿北冰洋地區之氣象觀測站已大增加。1947年美空軍經常作北極氣象偵察飛行。1950年後且攜帶「下墜氣象探測器(Dropsondes)」以測量北極上空的氣象。1952年美空軍亦在北冰洋漂流之冰島上作高空氣象觀

測。1951年美海軍則舉辦北極天氣分析研究計劃 (Arctic Research on Weather Analysis, AR-OWA) 以分析與預告北極地區之天氣。裴爾蒙 (A. D. Belmont) 曾著北極氣象研究之評述<sup>(1)</sup>，至於近世紀來南極探險的經過則可參閱南極的新地理一文<sup>(2)</sup>。第三屆國際極年預定在1982~83年間舉行。但在1950年游離層聯合研究會開會於北京時，因科學聯合會國際理事會 (International Council of Scientific Unions) 會長貝耿訥 (L. V. Berkner) 建議，由於近年科學的發展與進步，第三屆國際極年應提前25年舉行。若果爾則在前屆極年達到太陽活動的最低年 (Sunspot Minimum) 而在1957~58年又適逢為太陽活動的最高年 (Sunspot Maximum) 前後觀測結果足以相互映照。科學聯合會國際理事會 (簡稱 I. C. S. U.) 為若干國際學術團體的聯合組織。此提議乃得其他學會共同的贊助。遂將第三屆極年提前在1957年7月1日至1958年12月31日間十八個月中舉行。更因極年觀測工作並不限於南極地域，且屬於整個寰宇性的。其觀測工作範圍包羅至廣，幾乎籠罩地球物理學 (Geophysics) 的大部。世界氣象組織 (World Meteorological Organization) 與國際大地測量及地球物理聯合會 (International Union of Geodesy and Geophysics) 因此聯合提議修正第三屆極年名稱正式改為「第三屆國際地球物理年」(Third International Geophysical Year 簡稱 IGY)。此次國際地球物理年已經過去。由於觀測所得結果的豐碩，在國際地球物理年特別委員會 (Comité Spéciale L'Année Géophysique Internationale 簡稱 CSAGI) 第五次大會於往年八月舉行於莫斯科時，由蘇聯之提議經大會通過又將第三屆國際地球物理年的觀測工作延長一年至1959年底止。但這一年則稱謂國際地球物理合作年 (International Geophysical Cooperation -1959)

### 地球物理觀測範疇

地球物理學的含意蓋概括四種意義<sup>(3)</sup>：(一) 地球的運行與組織，凡論及地球自轉與公轉 (Rotation and Revolution)，地軸變位 (Precession, nutation and fluctuation of the poles)，類皆屬於天文及自然地理範圍。又如地球之質量、重量、形體、密度與彈性等問題屬於大地測量學範圍者亦歸之。地球內部物質分佈與地殼平衡的研究 (Isostasy) 通常屬諸地質學範圍者；(二) 地殼變形、漂流與振動。在此前題

下如地層之升、降、褶皺與造山作用、冰川作用、冰川移動及火山作用，凡此屬於地質研究的問題。又如空氣與海洋的潮汐問題，空氣與水之波動與潮流問題，此類一般歸諸於氣象學與海洋學者。彈性變動作用與地震習性 (Secular behavior)。

通常歸納於地震學及構造地質學者；(三) 地球電場與磁場的研究。內在常存的磁場分佈及其長期性變化 (Secular variation)，及其外在的磁場與週期性變化 (Periodic variation)。地電流 (Earth current) 與極光 (Aurora)。天電與地面、海洋及空氣：輻射性研究。此類則多屬於地磁學 (Terrestrial magnetism) 範疇的研究；(四) 宇宙物理 (Cosmic physics) 對於地球及其氣圈的關係。此類問題如地球及其地殼的生成原因與年齡，屬於銀河學 (Cosmogony) 與歷史地質學。日射常數 (Solar constant) 地面輻射與氣圈對於光、熱、與無線電波的關係。太陽活動 (Solar activity) 對於地面輻射 (Terrestrial Radiation) 與地球電場與磁場的關係。氣候變遷 (Climatic Changes) 與宇宙輻射作用 (Cosmic radiation) 研究。由此可見地球物理學實能概括氣象學、水文學、自然地理學、自然海洋學、結構學、無機與歷史地質學、與銀河學等綜合的科學。地球物理學在於應用方面則可推諸到引力、地震、地磁、電性與輻射性、多邊物理與化學的研究。

由於地球物理觀測範圍的廣泛，國際地球物理年特別委員會對於各項觀測項目成立各種專案工作小組。釐訂各項觀測計劃與規定，使在國際地球物理年中世界各國在任何地區觀測的資料均能適合標準而能得相互觀摩比較。經特別委員會多次大會之商討與修正。而審定為十五個工作小組：(一) 世界日 (World Days) 與通訊中心，(二) 氣象學，(三) 地磁學，(四) 極光與夜光 (Airglow)，(五) 游離層，(六) 太陽活動，(七) 宇宙線，(八) 經緯度，(九) 冰河學，(十) 海洋學，(十一) 火箭與人造衛星，(十二) 地震學，(十三) 引力測量，(十四) 原子輻射性測量。此外尚有資料與出版中心及兩極探險的計劃。各組從事觀測計劃的綱領均經記載於特別委員會於1954年九月在羅馬舉行之第二次大會紀錄中<sup>(4)</sup>。亦曾經筆者加以引述<sup>(5)</sup>。參加國際地球物理年各項觀測項目均須依照規定的表報型式填報，世界氣象組織資料中心並發行一種油印本指導觀測報告<sup>(6)</sup>。而在國際地球物理年特別委員會則另出版國際地球物理年年刊一種<sup>(7)</sup>。現已出版至五卷之多，內容詳實，非在短

篇文字中所能引述。

### 地球物理觀測站所的活動

參加國際地球物理年活動的國家均組織其國家委員會選擇其願參加地球物理觀測的項目與其實施觀測的地點。計參預此次科學活動的國家委員會有六十七個。中華民國亦屬於參預活動國家之一員。實施國際地球物理年的觀測工作有二種要件。一則在觀測時間上的規定，使觀測所得現象與結果能顯露出一種地球物理現象的範圍與性質。另一則須具有世界性，俾能窺測地球物理現象的全貌。基於前述兩個要件，特別委員會曾設立二個專案小組，一個審定時間問題即是世界日組。所謂世界日可分為三類：第一類是「準常世界日」。(Regular World Days) 一些屬於事前選定的日期即在每月的新月日，亦即是上弦或下弦日。其他日子選擇流星群活動旺盛日期及值逢日蝕日期。這些日期特別委員會特定一個觀測日曆。第二類稱謂「世界氣象期」(World Meteorological Intervals)。每期連續十天，其間概括世界日及春分與秋分日在內。每逢 3, 6, 9, 12 各月份均有世界氣象期。第三類為「特別世界期」(Special World Intervals) 其起訖日期均以警報方式於八小時前由專設之通信中心廣播之。在太陽活動異常旺盛時而對於地磁、極光、游離層與宇宙線觀測有影響時發佈之。地球物理年的特設的警報通訊中心將運用美國標準局中央無線電廣播實驗台工作。該台在美京近郊二十英里福貝爾伏 (Fort Belvoir) 地方。另一通訊台則設於可羅拉多省的波爾多 (Boulder, Colorado) 地方。於西歐地區則在巴黎、海牙及唐姆斯達 (Darmstadt) 設置警報中心。東歐則以莫斯科為中心。在西太平洋區只以東京及澳洲為地區輔助通訊中心，以達成警報傳遞的任務。

由於地球物理年參加觀測站所之多，分佈地域之廣。欲求其能得相互配合的工效。在特別委員會中曾成立一個站所地理分佈研究小組 (Geographical Distribution)。將地球表面的觀測站網以經緯線為綱紀。並選定三條主要的經線帶貫通南北兩極。這幾條經線就是 (一) 以東經十度線為準繩而在其東西鄰接地區在十度以內之觀測站設一觀測帶；(二) 以東經一百四十度經線為準繩而在其左右不出於二十度為原則設一觀測帶；(三) 在北半球以西經八十度為準繩而在南半球則以西經七十度為基線另成一觀測帶。再以緯線為準繩，亦分為三個觀測帶：(一) 以北緯六十度以北劃分為北極區觀測帶。(二) 以南緯 60 度以南

劃分為南極區觀測帶；(三) 在赤道南北緯 23 度之間劃分為赤道觀測帶。特別委員會對於觀測站所地理之分佈擊劃周詳，不僅能配合此次地球物理年觀測計劃與目的，且能符合地球物理科學研究之旨趣。綜合此次地球物理觀測活動十四個項目。依據韋可雷<sup>(8)</sup>分列各種觀測站性質為三大類。(一) 以高空探測、降落物放射性、臭氧、天電及大氣化學分析等項觀測為氣象類。(二) 以地磁、極光與夜光、游離層、太陽活動、宇宙線等項歸納於地磁類。(三) 在上述以外之其他觀測項目列為一類。據地球物理年特別委員會秘書處所發表的各項觀測站數。氣象類有 1,603 處，地磁 276 處；極光與夜光 270 處；游離層 291 處；太陽活動 119 處；宇宙線 136 處，經緯測量 78 處；冰河觀測 84 處，火箭 47 處；地震 335 處；引力測量 191 處；以上在氣象觀測站外統計其他各項觀測站達 2,077 處。參加火箭觀測的國家祇有美、英、日、蘇四國，施放人造衛星的單位僅有美、蘇兩國而已。

### 國際地球物理年的貢獻

國際地球物理年的觀測時期已經結束。各個國家委員會對於其國在國際地球物理年觀測資料及研究論文的整理，各有其刊物出版計劃<sup>(9)</sup>。日本將出版夜光強度等光圖以每半小時攝影夜光強度圖，將由八個觀測站觀測所得資料彙集整理之。又將出版國際地球物理年大氣磁電現象 (Aeronomical Phenomena) 之變異一書，其內容將列入地磁、極光與夜光、游離層與無線電通訊、太陽活動與宇宙線各項觀測變異現象與研究。在地球物理年中日本之大事記錄，亦已付梓行將出版。關於日本南極探險的經過則將刊行「南極紀錄」一書 (Antarctic Record)。英國國家委員會將與地球物理年特別委員會合作而將資料中心之紀錄予以整理付梓。國際地球物理年觀測之資料大致均將彙集後至 1960 年出版。而後國際地球物理年觀測之成果在科學上之貢獻始得有整體的了解。易言之，此次地球物理年觀測實為在地球物理科學上樹立永恒性整個的研究與發展的基礎。至於現在我們討論此次地球物理年學術上的成就，亦僅能就管窺所及，在片段文獻中略述其梗概以供日後研究之參考云爾。

#### 一、南極探險

南極探險是國際地球物理年工作計劃中重要的一部份。此次參預南極探險計劃的計有阿、澳、智、法、英、日、紐、挪、南非、蘇聯與美國等十一國。在南極地區建立三十七個觀測站 (參照附表一)

表一：南極區各項觀測站分佈狀況

站名	主持國	地理經緯度	地磁經緯度	觀測項目									
				氣象	地磁	極光	電離層	太陽活動	宇宙線	冰河	海洋	震波	重力
南極站 (Amundsen Scott)	美國	90°S.	78°30'S. 0°	x	x	x	x			x		x	
蘇維埃斯卡亞 (Sovietskaya)	蘇聯	82°S. 50°-60°E.	80°S. 43°	x	x	x				x			
伯爾德 (Byrd Station)	美國	80°S. 120°W.	70°36'S. 336°01'	x	x	x	x			x		x	x
伏斯托克 (Vostok)	蘇聯	78°30'S. 107°00'E.	89°12'S. 88°08'	x	x	x	x			x			
小亞美利加 (Little America)	美國	78°12'S. 162°15'W.	74°08'S. 312°04'	x	x		x			x			x
伯格蘭諾將軍 (General Belgrano)	阿根廷	77°58'S. 38°48'W.	67°17'S. 15°45'	x	x	x	x		x	x	x	x	
許克勒頓 (Shackleton)	美國	77°57'S. 37°16'W.	67°22'S. 16°34'	x		x				x		x	x
麥克摩多灣 (McMurdo Sound)	美國	77°50'S. 166°36'E.	79°01'S. 294°18'	x		x							x
斯科特基地 (Scott Base Pram Point)	紐西蘭—美國	77°51'S. 166°45'E.	78°59'S. 294°22'	x	x	x	x			x	x	x	x
愛斯威爾 (Ellsworth)	美國	77°43'S. 41°07'W.	66°56'S. 14°42'	x		x	x		x	x			x
康索摩斯卡亞 (Komsomolskaya)	蘇聯	76°S. 80°E.	82°49'S. 94°29'										
哈利灣 (Halley Bay)	美國	75°31'S. 26°36'W.	65°47'S. 24°16'	x	x	x	x			x		x	x
哈勒特角 (Cape Hallet)	美國—紐西蘭	72°25'S. 170°55'E.	74.6°S. 279.0°	x	x	x	x					x	
茂德皇后地 (Queen Maud Land)	挪威	70°30'S. 01°W.	64.0°S. 44.9°	x	x	x							
勃里德灣 (Bleid Bay)	比利時	70°S. 23°E.	67.4°S. 62.7°	x	x	x	x			x	x		
波納斯卡亞 (Pionerskaya)	蘇聯	69°44'S. 95°30'E.	80.3°S. 146.5°	x						x			
查科特 (Charcot)	法國	69°23'S. 139°02'E.	78.3°S. 234.5°	x	x					x			
昭和地 (Showa Base)	日本	69°02'S. 39°36'E.	69.7°S. 77.4°	x	x	x	x		x	x	x	x	
太衛 (Davis)	澳洲	68°34'S. 77°56'E.	76.6°S. 119.9°	x		x							x
孫馬丁將軍 (General San Martin)	阿根廷	68°08'S. 67°26'W.	55.9°S. 0.5°	x		x				x	x	x	x
蹄鐵島 (Horseshoe Island)	英國	67°49'S. 67°17'W.	55.4°S. 1.2°	x		x							
摩遜 (Mawson)	澳洲—紐西蘭	67°36'S. 62°53'E.	73.1°S. 103.0°	x		x	x		x				
摩遜 (Mawson)	澳洲	67°35'S. 62°55'E.	73.1°S. 103.0°		x		x			x	x	x	x
杜蒙厄維爾 (Dumont d'Urville)	法國	66°40'S. 140°01'E.	75.5°S. 230.9°	x	x	x	x				x	x	
墨尼 (Mirny)	蘇聯	66°33'S. 93°00'E.	77.0°S. 146.5°	x	x	x	x		x	x		x	
威克斯 (Wilkes)	美國	66°25'S. 110°27'E.	77.9°S. 178.8°	x	x	x	x		x	x		x	x
奧席斯 (Oasis)	蘇聯	66°16'S. 00°44'E.	77.4°S. 160.8°									x	
格拉漢地 (Graham Land)	英國	66°S. 60°W.	54.6°S. 6.2°							x			
維德拉 (Gonzales Videla)	智利	65°48'S. 63°05'W.	54.4°S. 4.2°	x		x				x		x	x
阿根廷島 (Argentine Islands)	英國	65°15'S. 64°16'W.	53.8°S. 3.3°	x	x	x					x	x	

其中十二處在南極洲上或南極圈內，另有十處在其周圍島嶼上，四處設於南極洲內陸。此外配設輔助觀測站八處。此次南極探險規模與聲勢之大，尚稱史無前例。南極探險重大的含義實屬至為廣泛。果爾德 (Laurence M. Gould) 稱「現代的交通已臻於發達的

境域而在地球上尚有廣大的南極洲未經人類所開發。國際地球物理年計劃注意南極探險乃是結論的焦點，同時尋求南極洲科學新知的背景，以解決若干重要科學的問題」。1861年美國海軍中校茂萊 (M. F. Maury) 曾鼓吹國際合作從事於南極科學探險，其夢想直至九

十五年後，今始現實。亦誠如其言。「因南極洲為世界上整塊廣大的土地，該處為地面上百分之八十六的冰河與積冰堆儲的倉庫，也是世界上最寒冷的境域而為南半球大氣環流的主宰。大塊積冰融解巨量的冰水，沉降洋底，海底洋流流經赤道而至於北半球海洋中，南極光現象可與北極光現象作比較研究。南磁極乃在於大陸之上能作實地的觀測。這一片陸地其大氣層於一年中有六個月光景能不受日光的直射，可為熱力平衡或電場研究的園地」。南極洲實為地球物理研究理想的一個大自然的實驗室。地球物理年中美國在地理的南極設立觀測站一處。蘇聯則在地磁的南極設立觀測站一處。地球物理年中美國在南極地區施放四十個洛康 (Rockoons) 火箭，以氣球攜帶上升至二十五公里自動發射至一百公里高度，而在一破冰船上觀測宇宙線強度、極光、地磁及大氣電流。此類火箭的發射與北半球火箭發射時日均屬密相配合。南極洲四周環繞洋流，其環境氣候與海洋均值得與北極區作比較研究。在溫帶與副極帶 (Sub-Arctic) 或副極帶與極帶 (Arctic) 之間，其動植物分佈的殊異，均值得加以考察。在副極帶與極帶之間，似乎不論植物群與動物群 (Flora and Fauna) 均有分野的存在。1903年陸檀士菊 (Nordenskjöld) 曾稱在地理上若以零度與180度經線中分韋德爾海與羅斯海 (Ross and Weddell Seas)，可劃分南極洲為東西兩部份。東部南極洲為玄武紀前 (Precambrian) 地質的陸地，而籠罩於冰冠之下，其頂冠深度在一萬三千英尺以上；西部南極洲地質則曾經多次褶皺而屬安第斯性質 (Andean)。大致籠罩於一萬英尺冰冠之下。東部與西部南極地域以斷層山脈為全洲骨幹。此山脈有二三英里高度而平橫於培根 (Beacon) 沙岩之下，且多化石與煤量蘊藏，陸上的冰河其最長處延伸至羅斯冰灘，東西寬度約五百英里，其南北長度約四百英里。冰灘平均厚度約六百至一千英里，其向海延伸速度約每日四英尺。南極冰冠最厚處約一萬三千五百英尺。<sup>(10)</sup> 南極洲西部在韋德爾海的半島延接南安第斯群島以接南美洲尖端。形成新高底地環 (Scotia Arc)，而為自然的南太平洋與南大西洋的劃界，其間最深處之海深達 5392 公尺<sup>(11)</sup>。據智利地理學家云海洋動植物的分佈與地質情形在此地環的左右，均有顯著的分野。

南極洲的冰雪面積佔全球的百分之八十五以容量論則佔百分之九十。南極冰雪容量的增減是地球物理年的一個課題。此次勘察南極洲三條的橫貫線，都已由美國探險隊完成任務。在旅程中曾以人為地震方法

探測雪深及其容量變動。因悉在歷史上冰河容量曾有若干次變動，但近年的冰河是在縮退中。已往曾揣測在十年中南極冰冠可融解十一公尺，將增加全世界海水水位三分之一公尺的解說，已顯示此屬不可能的事。若以南極吹雪入海洋中所能增加海水容量，在十年中可能增加十分之三公尺而已。估計倘海水增高六十公尺可能需要一萬至二萬年之久。探險隊並鑽取伯爾德站的積冰標本，四英寸直徑，而深約達三百公尺 (1013英尺)，以研究積冰之性質、結構、氣候變遷，積冰移動等問題。積雪下之溫度隨深度而下降，其在一千英尺下之溫度達攝氏零下 28.59 度<sup>(38)</sup> 300 公尺深鑽的積冰的標本，將可能代表至 1400 年的歷史變遷。但已往在北極區格林蘭冰河所鑽取標本僅46公尺，在南極冰灘的深鑽標本祇有 100 公尺。據在皇后茂德地 2700 公尺高地測得每年積雪僅36公分。小亞美利加觀測站證實羅斯海冰灘部份以每日五英尺速率在向海移進中。在麥克模爾多灣 (McMurdo Sound) 附近的冰河約有每年三英尺的移動速率，其遺留冰磧石有一萬年的歷史。在勃勒英角 (Horn Bluff) 發見化石及炭化木，而在麥克模爾多灣附近的黑島上則見極老的珊瑚，此或為二個冰河時期的證物。又在95英尺深冰下發見 800~3000 年前活的微生物。南極的地層與構造曾由戴維士 (William E. Davies)<sup>(12)</sup> 就東部西南極分別將地質時期詳加引述。而在此地球物理年中更分列南極內陸六區作進一步的地質勘察。南極岩石學 (Petrology) 的研究。據施斗瓦 (Duncan Stewart)<sup>(13)</sup> 所列南極洲礦石種類有 174 種之多，曾經過 234 次的化學分析，並證實有金礦的存在。南極洲周圍的海洋及地震區亦曾加以調查。<sup>(14)</sup> 深海中沉澱物及海底的地形均有所論及。至於南極洲動物分佈的調查，則可參考艾克倫 (C. R. Eklund) 的論著<sup>(15)</sup> 南極植物的分析，據李雅諾 (G. A. Llano)<sup>(16)</sup> 列舉南極前後二十次探險所得結果，南極植物類多為隱花植物 (Cryptogams)，據稱有 60 種的蘚苔類 (Mosses) 及近300種的地衣類 (Lichens)。此種情況與北極地區有大差異之處。北極區範圍內有 400 種開花植物。在勒那河上游樹木生長線 (Tree Line) 推至北緯70度線。1947~50年丹麥珍珠地探險在北部格林蘭島考察所得結果，因知北極圈內有90種管狀植物 (Vascular Plants)；120種蘚苔類；20種地錢類 (Liverworts)；60種地衣類在北緯82度~83度之間。但在南極區之樹木生長線則僅向南推至南緯53度智利的火地 (Tierra del Fuego) 地方。總之，南極

探險在此地球物理年的貢獻，不論其在地形、地質、氣候、生物、海洋各方面的科學知識，已將不再為人類所荒疏的地域。

## 二、北極探險

此屆國際地球物理年中北極探險計劃較次於南極

表二：北極區各項觀測站分佈狀況

站名	主持國	地理經緯度	地磁經緯度	觀測項目									
				氣象	地磁	極光	電離層	太陽活動	宇宙線	冰河	海洋	震波	重力
北極 1 (Arctica 1)	蘇聯	85°-90°N	70°N	x	x	x	x						
北極 "B" (Arctic Station "B")	美國	85°N 100°W	82°21'N 199°42'	x		x	x				x		x
北極 2 (Arctica 2)	蘇聯	82°-90°N	70°N	x	x	x	x						
白亞里地 (Peary Land)	丹麥	83°N 25°W	82°N 140°							x			
亞勒特 (Alert)	加拿大	82°33'N 62°35'W	85°49'N 168°31'			x	x	x					
亞勒特 (Alert)	加拿大—美國	82°33'N 62°35'W	85°49'N 168°31'	x									
赫震湖 (Hazen Lake)	加拿大	82°30'N 62°20'W	85°51'N 167°53'							x			
諾德 (Nord)	丹麥	81°36'N 16°40'W	80°50'N 133°30'	x									x
堤卡雅灣 (Tikhaya Bay)	蘇聯	80°20'N 52°48'E	71°31'N 153°15'	x	x	x	x	x	x	x		x	x
墨齊遜灣 (Murchison Bay)	瑞典—芬蘭—瑞士	80°03'N 18°18'E	75°15'N 137°15'	x	x	x			x	x	x	x	
格陵蘭冰冠 (Greenland Ice Cap)	丹麥—美國	60°-80°N 30°-50°W	80°N 57°							x		x	
埃雷卡 (Eureka)	加拿大—美國	80°00'N 85°56'W	86°31'N 236°26'	x									

南極洲的面積約 550~600 萬方英里，祇是南極為陸地，北極為海洋其面積相彷彿。北冰洋的面積為 540 萬方英里。南極洲高原平均高度為 6000 英尺而北冰洋為海面。其自然地理環境，相互形為對比。北冰洋中部盤層 (Basin) 的地形與地質，俄人沙克思 (V. N. Saks) 與貝洛夫 (N. A. Belov) 等曾論北冰洋盤層可分為若槽線 (Troughs)。在其中央最深處為 1948 年所發見之羅莫拿宿夫 (Lomonosov Ridge) 脊樑，深度達 1521 公尺。在大西洋方面最深槽線之處達 5449 公尺。所稱羅莫拿宿夫脊樑為中生代褶皺地層帶，其位置在西伯利亞的凡爾霍揚斯克帶與葛萊地 (Grant Land) 與海衣堡 (Axel Heiberg) 島之間。北冰洋海底地形之發見其重要性在於洋流上之影響，其次為副極帶漁業與漂冰之動向及其與氣象學與海洋學之關係。<sup>(35)</sup> 在深海槽中大抵為現代沉澱物屬於棕色或灰色軟泥 (Oozes) 而多屬有機質，矽性與鐵性軟泥亦雜存乎其間。在北極海底 90 公尺深之沉澱，估計其歷史約為五千年前，可分為六層而其地質時代與北部西伯利亞的四疊紀沉澱相若。在北極海洋中冰的漂流與形成。據費尼斯基 (V. Kh. Buinit-

。由於人類對於北極的知識已有相當的了解。北極探險計劃以蘇聯為中心，乃以蘇聯國土大部鄰接於北冰洋。在地球物理年中設立北極圈的站所分佈與位置，列如下表。

sky)<sup>(18)</sup> 謂乃由於風與洋流混合的影響。短周期視乎以風力為主而其流向常與等壓線相合。漂冰之主流則與格林蘭海經常表面流入寒流有關係，質言之，北極漂冰是物理性與化學性逐漸演變的結果。尤以北極洋中部多年的積冰為然。卡拉加盧 (A. I. Karakash)<sup>(19)</sup> 稱北極洋流之速率與北大西洋及拜倫士海上大氣環流之強度求得甚高之相關係數達百分之八十。美國海軍水文局裴茲 (C. C. Bates)<sup>(20)</sup> 亦曾研究北極區漂冰之偵察與預告問題。美國在北極洋上所作漂冰偵察飛行每年達 50 萬海哩。其所作預告有二天五天三十天及季節預告等。此點對於大西洋上之交通至有經濟價值。至於北極附近氣候之研究，自地球物理年前十年俄人建立漂冰島上氣象站後，在地球物理年中美國亦選擇漂冰島研究北極上空的高層氣象。<sup>(21)</sup> 更由於近年南極與北極區域實地觀測氣象資料的增多，使氣象學者已能作南極與北極氣候比較的研究。<sup>(22)</sup> 據挪威氣象學家韓瑞爾堡 (Th. Hesselburg) 與榮訥生 (T. W. Johannessen)<sup>(23)</sup> 由挪威北極站觀察的結果因論自 1912 年以來鮑拉冰河 (Paula Glacier) 與冰島 (Ice-land) 沿海岸的漂冰均見衰退，而斯必茲堡根 (Spit-

sbergen) 的氣候亦有轉佳的現象。又經此次地球物理年觀察後，證實南森基石 (Nansen Sill)，羅莫拿宿夫山脈與拜倫士海的大陸沿岸曾在已往地質時期中三度升起水面，現在南森基石水面深度為1500公尺，而在基石上可能有溝槽的存在。又在北極洋底有活火山之活動，一個漂流站僅有 7~12 英尺的厚度，於1957年中報告其表面融化12英寸的冰厚，但在其底層所形成的新冰厚度則達 18~24 英寸。此外於1958年8月4日美國潛艇鸚鵡螺號 (Nautilus) 在冰下潛達北極。此艦在安德生中校 (W. R. Anderson) 率領之下，行駛8000英里航程。在其行程中百分之九十七均在海底，而行駛1830英里在漂冰之下，歷96小時自阿拉斯加以至格林蘭與斯必茲堡根之間。此次冰下潛行北極的紀錄，不僅在軍事交通上的重要性，且亦有科學上重要的價值。

### 三、高層大氣物理

第三屆地球物理年是太陽活動的旺盛年。也就是在太陽活動十一年周期的最高峯。地球物理現象多種如地磁擾動 (Disturbance)，游離層風暴，極光顯現，宇宙線波動類皆由於太陽活動發生或與太陽活動相關。日斑 (Sunspots) 與日焰 (Solar Flares) 皆注意於觀測。日焰發見次數常與日斑次數形為直線比例。在太陽活動旺盛期，一日間可能有十次日焰。地面所見一次日焰僅有數分鐘。但其影響及於地面的地磁擾動、游離層風暴、與極光顯現常能達數小時之久。太陽表面的磁場可能大於地球赤道上八千倍以上。日斑數量的變化與太陽表面的磁場有關。由火箭探空測得短波 X 射線增進時與日焰增強時相合。游離層在大氣層中無顯著確定之高度，游離層中 D- 層的高度約離地面 60~95 公里。電子的最高密度在日中每立方公分可達數千之數。在游離層電子密度異常增強時，無線電通訊每受其障礙。在大氣上層 100~200 公里間在 E- 層中，有較高電子密度的層次，常大部份受太陽之控制。或受強電流與大氣渦動與地球以外分子流入的影響。游離層的 F- 層始自 200 公里以上，可能有一層或二層，其厚度在 30~100 公里。乃為游離層次中密度之最大者。至於 400 公里以上大氣層中電子密度的知識尚甚鮮少。此次地球物理年後，當可為游離層研究領域擴大。且能以證實游離作用上下層次間的相互關係與大氣溫度及氣象性質上的影響。<sup>(24)</sup> 在嘯音流星行徑附近游子密度與分子集中高度約二倍於地球半徑。此游子與分子在泰空增多現象可能在地球與太陽間有一層稀薄的空氣存乎其間。他種奇異無線電雜

音的產生可能為自太陽而來的質點在能量變換而為低頻率無線電波的因果。另一件事實的發見為在北極夜間大氣電子集中量仍然甚高。而游子的性能是主要的在兩極並無差別。

極光發生區域常與地磁強度旺盛地區相合，而在極光顯映強烈時每為無線電波在游離層 E 層下遭受吸收作用或見障礙現象。極光發生的高度大抵在 100~120 公里。而其顯現時間大抵在子夜前後。極光顯映特別顯著在磁極附近。因此極光研究及其與其他相關現象的關係在地球物理中亦將有更深刻認識。<sup>(25)</sup>

宇宙線亦屬與地磁有連鎖的現象。在 1954~56 年間美國在地球物理年前曾先後派遣兩艦亞德加 (Atka) 與阿耐白 (Arneb) 前往南極進行宇宙線的實驗<sup>(26)</sup> 主要宇宙輻射作用約概括百分之八十五的質子 (protons) 百分之十四的阿爾法質點 (Alpha particle) 及百分之一重原子核 (Heavier nuclei) 而撤除外圍之電子。這些電荷質點在磁場因電荷與動量影響而生偏轉作用 (Deflection)。但宇宙線赤道與地磁赤道每不整合，其傾斜赤道面有傾向地磁赤道西移 40~45 度。據 1956 年 2 月 23 日日焰發生時在僅一分鐘時間內宇宙線強度即驟見增加。假想此種現象或由於受地球以外的磁場分佈吻合於地球表面已形成的磁場分佈的影響，使入射的質點產生交變 (Alteration) 現象。強度較低的宇宙線常在太陽活動非常旺盛時電流中幾瀕於消失。在高層的游離作用於 1954~55 年間竟降落至常值之半數。近今證實極光輻射有時之軟性 X 射線信為入射極光質點與空氣質點間撞擊作用所生的效應。

### 四、氣空研究領域的擴展

在第三屆地球物理年中一件於科學上顯著的成就乃為氣空研究領域的擴展。1954 年 10 月在羅馬召開的第三屆國際地球物理年特別委員會曾決議施放火箭與人造衛星探測高空。此為科學上研究高空的新工具與新力量。關於火箭與人造衛星研究的計劃，以英國與國際地球物理年特別委員會合作出版的國際地球物理年報<sup>(27)</sup> 所論為最詳盡。其內容因篇幅所限，自不許略作引述。參加火箭探空的國家有澳、加、法、日、蘇聯與美國六個單位。蘇聯在地球物理年中發射火箭的地域劃為三區：(一) 在北緯八十度法蘭士約瑟地發射火箭 25 枝；(二) 北緯 50~60 度蘇俄地區發射火箭 70 枝；(三) 南緯 50~60 度南極地區發射火箭三十枝。三處共計 183 枝火箭。至於美國在地球物理年前施放火箭 30 枝，而在地球物理年中施放 186 枝。二者

共計 216 枝火箭。其所發射火箭的型式則大抵為天蜂型 (Aerobee)、勝利女神型 (Nike-Cajun) 及洛康型 (Rockoon) 三類。至於人造衛星的發射僅美國與蘇聯兩個國家。以火箭探空因其留空時間短暫，在攜帶儀器上的記載尚未臻於理想。而以人造衛星探空則此項困難可以消除。人造衛星施放成功之後，人類高空研究的領域不僅擴展至星體之間，且有若干地球物理科學上的理論，創闢新穎的見解。據美國弗羅里達省發射火箭的射程為 1500 英里，其傾斜角為四十度。衛星的軌道在近地點 (Perigee) 時高度約為 200 英里，而在遠地點 (Apogee) 時高度約為 800 英里。在美蘇人造衛星發射競賽中，蘇俄竟先聲奪人於 1957 年 10 月 4 日發射斯潘尼克 (Sputnik I) 一號人造衛星。美國發射第一顆人造衛星於 1958 年 1 月 31 日。人造衛星中均裝配各種不同儀器，其所探測儀器型類有十四、五種以上。其儀器記載部份可以在其環繞地球運行中，自動記錄宇宙射線、紫外光波、極光、磁場強度、氣壓、溫度、風、空氣密度、隕星塵、大氣成分種種因素。且能應用到無線電廣播錄音、攝影、電視等項。太陽電池的裝置更增益人造衛星的運用。由人造衛星運行受空氣密度影響落後軌道計算 (Drag Orbit) 所獲的結果指出空氣密度在 229 英里處約有十四倍，而在 137 英里處約有九倍於已往一般所信賴的密度。又知在 2000~3000 公里高度間中性質點密度約相等於泰空星體間氣體 (Interstellar Gas) 的密度。在 225~700 公里間視地球磁場距離的變動，宇宙線強度約增至百分之四十。又由儀器記載所得在 260 公里處的氣壓為千萬分之一毫米 ( $10^{-7}$  mm)。在 105~206 公里高度的游子活動卓越範圍，其質量約為三十，而其上層踪跡之質量為十六。在火箭上升里程自 125~300 公里間曾逢二六八次細小隕星的碰撞。推算在 125~250 公里間每平方公尺間有碰撞四十四次，但至 300 公里處約每平方公尺九次。在 470 公里高空電子集合量為每立方厘米一百萬之數。人造衛星對於科學上之運用，其理論上之據點，在 1956 年 1 月，曾由學術專家聚於美國密西根大學開學術討論會一次。其論著已由范艾倫 (J. A. Van Allen) 教授輯為專書，實為近年論人造衛星科學上應用的張本。(28)

##### 五、地面熱量平衡與水分統治律

國際地球物理年中氣象學者所企求解決的問題乃在於能得更精確的估計地球表面的風系與向兩極輸送的大氣能量、動量與水蒸氣量。其輸運可能由無窮的方式而採大小各種不同的規模。在地球上熱帶與副熱

帶地域地面所收受的太陽輻射常多於其所輻散的熱量。但在地球表面其他地域則其所輻散的熱量多於其所收受的熱量。此地面能量交輸問題韋士類 (H. Wexler) 但地球表面面積二萬萬平方英里中，其百分之七十八)<sup>(29)</sup> 為海洋。陸上海上對於氣候與能量的運輸有顯然的差別。而海上無論水中與水面上的觀測均屬比較陸上為稀罕。在此國際地球物理年中，科學家已努力在此時期前後，獲得無窮的新知。關於海洋觀測計劃參加者有卅五國，建立二百處海洋觀測站，有七十艘船隻從事於海洋觀測與研究。若干島嶼觀測站測量海水下 1,000 英尺深度下之水溫與鹽度變化以研究水位與水量之交替現象。加拿大在此時期曾運用現代式破冰船拉布拉多 (Labrador) 號在大西洋、太平洋沿岸及北極洋中作海洋科學航行上的考察。<sup>(30)</sup> 蘇聯在地球物理年前及地球物理年中曾以鄂畢號船 (Ob) 由馬西莫夫 (I. V. Maksimov) 率領團員在南冰洋及印度洋作七個月的海洋勘察，航程凡 33,000 英里，其中從事於科學工作者達 20,000 英里<sup>(31)</sup> 英國於 1957 年 7 月曾派研究船隻大西洋號 (Atlantis) 及發見號 (Discovery) 以前者從事於海水溫度與鹽度觀測，而以後者從事於海水漂流觀測。因知在 2,800 公尺下海水漂流速率在大西洋中每日向西南漂動達 8 英里。據小亞美利加第五觀測站報告在兩極地區上空的臭氧多於紐墨西哥國際地球物理年世界氣象紀錄中心以重要無線電探空測風及高層氣流觀測與陸海地面氣象觀測紀錄，估計有卡片一萬八千五百張在奧林匹克山 (Olympic Mt.) 上的藍色冰河站報告在一個冬季降雪量達 427 英寸，但平均密度僅有每立方厘米 0.24 克。蘇俄探險隊測量在范欽柯 (Fedchenko) 冰河上形成粒冰 (Firn or Névé) 的速率約每 24 小時 50 厘米。由葛勞福 (Crawford) 探險隊在大西洋。發見大量深水氧。可稱自 1926~27 年隕星號 (Meteor) 船測量以來的新發見。在北大西洋下於同時期亦發見相近等量的物質。此大量的深水氧的事實深信或於流入表面氧化的海水，因比較水溫高而密度低，不能沉降至深度大的海中而產交輸的作用所致。柴雅 (Zarya) 號船為世界僅有的不受磁性影響的船隻。曾在中大西洋發見幾個新的磁力準平均變差。沿墨西哥灣流 (Gulf Stream) 的東邊緣，由大西洋號 (Atlantic) 與創見號 (Discovery II) 測繪在深度深的海流流向為東北，但至 6,500 米深度轉變為不規律的至 9,000 米則其流向轉為西南每日 8 英里。在南大西洋的范瑪 (Vema) 號在 13,200 呎的深海中發見一種小甲殼類，而在

16,200 呎深度尋獲一條  $\frac{1}{2}$  呎的蠕蟲。此紀錄為各深度活的海洋生物的標本。在太平洋中蘇俄曾攝得 5 英里半深度海底的照片，且曾創製在南半球海底最深的紀錄其地點在東加深溝 (Tonga Trench) 深度達 10,772 米。尚有 1957 年 10 月「唐雲」(Downwind) 號在南太平洋探險所攝得四幀的海底照片在 13,200 呎 ~ 14,400 呎深度間均有生物活動的象徵。(36)

## 六、地球結構與地心研究

由新型的地震儀測得地球表面一百秒時間長的表面波。此類震波可資進一步的解釋地殼下的結構詳情。運用地震方法以測量氫彈與原子彈爆炸試驗的結果亦經披露。在地球核心液體部份 440 哩直徑中震波能經過的地帶僅有一哩的寬度。據葛賴萊 (A. P. Cray) (32) 論地球物理年在地震學上的研究要不外乎地球的結構，概括地心與地殼的研究，地震波之性質與微震波對於氣象上之應用。按蒙訥可夫 (F. I. Monakhov) (33) 論微震之強度與氣旋中心氣壓下降之趨向相暗合，但其時間每延後 8~12 小時之多。近經德國明興 (Munich) 安東葛 (Anton Graf) 所設計的海面地心引力測量儀亦已於 1957 年 11 月 22 日第一次由哥倫比亞大學吳士爾 (J. L. Worzel) 以新型儀器於海上測量成功，(37) 今後地表尚有四分之三的地區將能順利進行海上引力測量的工作。

## 七、結 語

此次國際地球物理年觀測是世界各國科學人士史無前例偉大的合作事業，而在人類科學史上所不可磨滅的史蹟。至於此次科學活動中的貢獻，在此時期前後，已有多次學術討論與甚多篇數論著的問世。若 1954 年 4 月美國科學院所召開之地球物理年之科學觀討論會 (34)。1956 年高空火箭研究討論會 (35) 及 1957 年 9 月國際大地測量與大地物理聯合會第十一屆大會均以此次地球物理年所研討之各項學術專題為重心。國際地球物理年之觀測實不僅限於地磁物理科學方面，他如海洋生物學、齒科學因在兩極地區常發見嚴重的齒病。又如人類生理學論人體在高空及寒冷區域之變化，心理學、植物學、動物學、動物之遷徙，及海上漂冰之研究，均屬於生命科學之研究而切實直接影響於人類之生活。凡此種種其範圍至為廣泛。筆者僅能拾掇見聞所及，略事介紹其梗概。疏漏之處實多。深信此次地球物理年工作結束，尚待世界各國觀測資料搜集整理以後，將有更豐多可貴之地球物理新知及科學研究上的新貢獻以擴展人類活動的範圍與增進人類生活的幸福。(完)

## 引 用 文 獻

- (1) A. D. Belmont: A Brief Review on Research in Arctic Meteorology.
- (2) 鄭子政：南極的新地理 大學生活第二卷第三期
- (3) Van Nostrand's Scientific Encyclopedia page 646
- (4) IUGG News Letter No. 9, 1955.
- (5) 鄭子政：國際地球物理年觀測計劃述略 氣象學報第三卷一期
- (6) WMO IGY 1957-1958 Meteorological Data Centre Reports.
- (7) CSAGI Annuals of the International Geophysical Year-Pergamon Press.
- (8) Nature, 6, July, - London
- (9) Japanese Contribution to the IGY 1957-8, Page 141 UK Contribution to the IGY 1957-8, Page 56.
- (10) Paul A. Siple: Antarctic Geography.
- (11) Pablo Ihl C.: Delimitación Natural entre los oceans Pacifico y Atlantico sur por el Arco del Escocia.
- (12) W. E. Davies: Antarctic Stratigraphy and Structure
- (13) D. Stewart: On the Petrology of Antarctica.
- (14) M. Ewing and B. C. Heezen: Some Problems of Antarctic Submarine Geology.
- (15) C. R. Eklund: Antarctic Fauna and Some of its Problems.
- (16) G. A. Llano: Botanical Research Essential to a Knowledge of Antarctica.
- (17) V. N. Saks, N. A. Belov and others: Morphology and Geology of the Central Part of the Arctic Basin.
- (18) V. Kh. Buinitsky: Formation and Drift of Ice Cover in the Arctic Basin.
- (19) A. I. Karakash: Formation of Temperature Anomalies of the Barents Sea Waters during Summer Season and its Forecasting
- (20) C. C. Bates: Currents Status of Sea Ice Reconnaissance and Forecasting for the American Arctic
- (21) A. D. Belmont: Lower Tropospheric Inversions at Ice Island T-3.
- (22) R. M. Holcombe: Similarities and Contrasts between the Arctic and Antarctic Marine Climates.
- (23) Th. Heaselberg and T. W. Johannessen: The

Recent Variations of the Climate at the Norwegian Arctic Stations.

- (24) A. H. Shapley: Clues to Ionospheric Conditions in the Southern Auroral Zone.
- (25) E. H. Vestine: The Aurora Australis and Related Phenomena
- (26) J. A. Simpson: Cosmic Ray Experiments Derived from Recent U.S. Antarctic Expeditions.
- (27) OSAGI-Annuals of the International Geophysical Year Vol. VI, Pt. I-V. - Pergamon Press, 1958.
- (28) Edited by James A. Van Allen: Scientific Uses of Earth Satellites', The University of Michigan Press. Ann Arbor, 1956.
- (29) Scientific Monthly. March, 1957.
- (30) Compiled by H. B. Hachey: Oceanography in Canada.
- (31) Research Work of the Marine Subdivision of the Complex Antarctic Expedition of the Aca-

demey of Science of the USSR.

- (32) A. P. Cray: Seismology and the U.S. IGY Program, The Scientific Monthly Vol. 83, No. 5, Nov. 1956.
- (33) F. I. Monakhov: Development of Microseismic Method of Tracing Storms at Sea.
- (34) Symposium on Scientific Aspects of the IGY 1957-58. Proceeding of National Academy of Science. Oct. 1954
- (35) IGY Bulletin No.6 P. 10-13. Arctic Ocean Submarine Ridges.
- (36) IGY Bulletin No. 7, Oceanographic Expedition Downwind.
- (37) IGY Bulletin No. 8, First Sea Surface Gravimeter and No. 17. P. 5-11.
- (38) IGY Bulletin No. 16 P. 11 Deep Core Drilling Program: Byrd Station, -Antarctica.
- (39) 本文為民國四十八年二月十七日在嘉義青年理工年會講演稿。

(上接第14頁)

April 1955.

14. A. K. Showalter, "An Approach to Quantitative Forecast of Precipitation," Bull. Am. Meteor. Soc., Vol. 25, No. 4, April 1944, pp. 137-142.
15. H. Riehl, K. Norquest and A. Sugg, "A Quantitative Method for the Prediction of Rainfall Patterns," J. Meteor., Vol. 9, No. 5, Oct. 1952, pp. 291-293.
16. P. M. Kuhn, "A Generalized Study of Precipitation Forecasting, Part 2: A Graphical Computation of Precipitation," : Monthly Weather Review, Vol. 81, No. 8, August 1953, pp. 222-232.
17. J. Spar, "A Suggested Technique for Quantitative Precipitation Forecasting" Monthly Weather Review, Vol. 81, No. 8, August 1953, pp. 217-221.
18. G. O. Collins and P. M. Kuhn, "A Generalized Study of Precipitation Forecasting, Part 3: Computation of Precipitation Resulting from Vertical Velocities Deduced from Vorticity Changes," Monthly Weather Review, Vol. 82, No. 7, July 1954, pp. 173-182.
19. R. Fjortoft, "On a Numerical Method of Integrating the Barotropic Vorticity Equation," Tellus, Vol.

4, pp. 179-194.

20. J. P. Appleby, "Trajectory Method of Making Short-Range Forecasts of Differential Temperature Advection, Instability and Moisture," Monthly Weather Review, Vol. 82, No. 11, Nov. 1954, pp. 320-334.
21. J. Smagorinsky and G. O. Collins, "On the Numerical Prediction of Precipitation" Monthly Weather Review, Vol. 83, No. 3, March 1955, pp. 53-68.
22. W. W. Swayne "Quantitative Analysis and Forecasting of Winter Rainfall Patterns," Monthly Weather Review, Vol. 84, No. 2, Feb. 1956, pp. 53-65,
23. M. A. Estoque, "A Prediction Model for Cyclone Development Integrated by Fjortoft's Method," J. Meteor., Vol. 13, No. 2, June 1956, pp. 195-202.
24. M. A. Estoque, "Graphical Integrations of a Two Level Model," J. Meteor., Vol. 14, No. 1, Feb. 1957, pp. 38-42.
25. C. Gilman, H. Goodyear, K. Peterson, C. Cochrane and S. Molansky, "On Quantitative Precipitation Forecasting," to be Published as NHRP report.

# 降水量的預報技術之評價及其展望

劉鴻喜

## *Present status and future possibilities for quantitative precipitation forecasting*

Hung-hsi Liu

### *Abstract*

*Water is always and essential problem from ancient times until the present date. Nobody can live without water, but water also makes some troubles for us. So the qualitative weather forecasting in current use is not satisfied by the increasing requirements of human beings; obviously, an accurate technique of quantitative precipitation forecasting is ultimately required.*

*During last 13 years, 1945-57, about 30 papers contributed by American meteorologists and hydrometeorologists on the topic of quantitative precipitation forecasting. The writer is here trying to evaluate these series of papers and it's future possibilities. A detail reference is also attached.*

### 一、前言

氣象學的發展自從白鑑尼氏父子 (V. Bjerknes and J. Bjerknes,<sup>1)</sup> 所領導的挪威學派，先後發明了大氣環流學說，極鋒學說以及氣旋波動學說以來，為理論氣象及天氣預報學奠定了堅固的基礎，復經過近三十餘年的研究發展，輔以其他有關科學的發明進步，使天氣預報學已有飛速的進展。在時間上，從短時間 24 小時的天氣預報，發展到一週及一月的長期預報；在空間上，從小區域的天氣分析及預報，發展到整個半球的天氣圖繪製；在高空方面，1935 年無線電探空儀的發明，天氣資料已自低空發展到八、九萬呎的高空，是以現代氣象學在三度空間均已有了長足的進展。

不過由於人類的需要與時俱增，對於當前的天氣預報現況，並不十分滿意，就降雨言，目前一般天氣預報中，僅預報晴、陰或雨，充其量在報雨時，冠以毛毛雨，陣雨或局部雨而已，此種預報方式對一般公眾尚可作參考用，但對於有關應用科學方面，却有無法應用之感，因此降水量的預報技術 (The Technique of Quantitative Precipitation Forecasting, 以下簡稱 QPF) 實有研究發展的必要。

所謂 QPF，包括降水的形式及區域 (Pattern and Area) 及降水的數量 (Quantity) 兩種預報，筆者對近十年此方面的美國文獻曾加以有系統的涉獵，爰不揣簡陋，加以簡單評述，尚望方家教正。

### 二、降水量預報的經濟價值

精確的降水量預報技術，在應用上的經濟利益甚多，其犖犖大者，約有下述三端：

(1) 增進洪水預報效能——若可以預知未來的降水量有若干，即可計算出此盆地內的未來洪水流量 (Flood Flow) 為若干，從而可以精確的預報出洪水水位及洪水量，作為防洪的主要依據。人民生命財產的損失，當可減至最小限度。

(2) 多目標水庫的應用——多目標水庫的目的，一般有防洪、發電、灌溉及航運諸項，但各目標的要求並不一致，例如為求澈底遏止洪水氾濫，最好水庫常空，以便隨時可以容納大量洪水，但另一方面，為欲達成發電、灌溉和航運的目標，則水庫又宜常滿，因此，只有精確的降水量及降水區的預報，始可達成此項協調的任務，而無過之和不及之弊。

(3) 農業的應用——在農業方面，QPF 可使農田灌溉獲得密切的配合，當大雨將來前，先行停止灌溉，以免土壤過份潮濕，無力吸收雨水，而增加不必要的土壤侵蝕。

此外，豪雨預報經常有助於公共工程、自來水廠、建築廠商等工程的進行及公共給水的操作等。

### 三、降水量預報的基本參變數

降水由於水汽凝結作用，而凝結主要由於氣流上升冷卻，因之氣流上升率 (Rate of Lifting) 應為

導致降水的重要原因之一，氣流上升率通常又名垂直速度 (Vertical Velocity)。另一方面，空氣中所含水汽的多寡 (Amount of Moisture)，直接和可能降水量有關，故空中水汽含量應為另一基本參變數 (Basic Parameter)。此二參變數間的關係，福克斯 (J. R. Fuks, <sup>3</sup>) 在 1935 年曾加以研究，其後有蕭瓦特 (A. K. Showalter, <sup>34</sup>)，潘諾斯基 (H. Panofsky, <sup>5</sup>) 以及白萊密 (J. C. Bellamy, <sup>6</sup>) 諸氏先後探討垂直速度和氣流輻合的關係，均指出在對流層下部水汽層的厚度和垂直速度二者，應為降水量的分析及預報的基本參變數。

至於其他因素為氣溫，凝結核數目、雲量以及非絕熱冷卻等，據湯普生等的研究 (J. C. Thompson and G. O. Collins, <sup>7</sup>)，均顯然居於次要地位。

#### 四、現代降水量預報方法的評價

利用現代氣象學理而作降水量的研究和探討，乃近廿年事，在已發展成熟的方法中，有些為客觀預報方法 (Objective Method)，僅適用於某一特殊地理區域，不能作普遍的應用；另一些方法則較可適用於一般地區。客觀法則又名統計方法，可略舉下列各例，以見一斑：

##### (1) 統計方法

A. 布瑞爾氏 (G. W. Brier, <sup>8</sup>) 於 1946 年，曾就田納西盆地，提出一項 QPF 方法，其方法要點係採用該區周圍的數個獨立參變數，計有 a. 海平面氣壓，b. 氣壓梯度，c. 地面露點，d. 地面及一萬呎風向，以為預測並計算降水量的基本根據。用冬季各月的氣象資料，以此數種參變數，每兩個一次填入坐標，求出相等或然率線 (Lines of Equal Probability)，逐漸簡化，直至歸併成一個參變數為止，用此變數和實際雨量作成坐標圖解，此圖解所顯示末一參變數的不同值，即可得出不同降雨深度的可能數值。

B. 1949 年芮普氏 (R. R. Rapp, <sup>9</sup>) 曾發表一項華府區冬季降雨的客觀預報方法，其法先察知 Potomac 諸河上游是否正在降雨，並以鄰近華盛頓氣象台的水汽含量及垂直速度為函數。空中水汽含量的估計，是以 850 毫巴所含有水汽混合比在 700mb 高空氣流圖從華府向上游依地轉風速 12 小時所走的距離為標準；在氣流上升運動方面是估計 850mb 高度南來氣流的強度和 700mb 上空槽線的位置；依據此二參變數值，可以作成 12 小時的降水預報。

C. 湯普生氏 (J. C. Thompson, <sup>10</sup>) 於 1950 年，曾就美國加州洛杉磯區特殊地理環境，作成一種客觀預報方法，其法要點和上述 A 法布瑞爾氏者甚為接近，湯氏所用參變數計有：a. 海平面氣壓，b. 氣壓梯度，c. 地面風，d. 700mb 的高度及溫度。

除上述三例外，對於局部地區的 QPF 有研究者，尚有潘 (S. Penn, <sup>11</sup>) 焦健生 (L. Jorgenson, <sup>12</sup>) 和塔博 (R. D. Tarble, <sup>13</sup>) 諸氏，前二者所用方法，也大致和布瑞爾氏者相彷彿。

##### (2) 經驗方法

一般地區均可應用的 QPF 可包括兩種，一為經驗法則，為當前美國每日預報所採用者；一為動力方法，目前僅出現於氣象文獻作理論的探討中，尚未達到供作經常預報的階段。自 1945 年起，美國氣象局多數區域預報中心業經從事發布 24 小時的 QPF 預報，大致係預報一萬方哩內平均降水的分佈情況，雖然此項預報技術的程序，尚未標準化，但各區憑其自身經驗，業已各自發展了一套適合該區的預報方法。大致說來，這些預報中心所作的降水量預報，對降水區域的預報每嫌過大，而在降水量上，又常失之過小，但仍有相當參考的價值。

美國馬里蘭州素特蘭 (Suitland) 的全國天氣分析中心 (National Weather Analysis Center)，在過去兩年多來 (1956 年起)，每日二次分析並發布一吋 (25.4 公厘) 的等雨量線區預測圖，有效時間為 30 小時，該中心預報雨區的根據除一般天氣預報的法則外，並根據水汽厚度，海平面和上層氣流預測圖等。

自 1940 年以來，美國氣象局諾克斯維 (Knoxville) 氣象台在 T.V.A. 區內進行降水量的預報工作，其預報所依據的因素，包括自預報地至上游 1000-850mb 低空層的最大水汽含量；為決定側翼降水界限，濕空氣的計算，是依 850mb 層氣流的方向為軌跡，上游降水界限則由 850-700mb 的厚度 (Thickness) 計算之。

##### (3) 動力方法

有些降水預報方法，僅預報降水形式及區域，而不預報降水的「量」，此種預報可稱為「不完全量」的預報 (Semi-quantitative forecasting)，另有一些則為完全量的預報，既預報降水形式及範圍，也預報降水數量。

以動力方法探討降水量而有相當成績者，依年代為序計有：

A. 1944 年蕭瓦特氏 (A. K. Showalter, <sup>14</sup>) 在

其對 QPF 所作的探討性文字中，所得的結論有如下一段：「降水量的預報，其未來途徑顯示有賴於海平面，五千及一萬呎風的，氣壓的，和水汽分布的預測圖，以覘上空濕空氣的來龍去脈；另一可供探索的路線，是應找一個迅速而正確的方法，以求出輻合帶及發散帶」。值得注意的是，除去少數降水量研究者，其研究的高度超過一萬呎外，大多數 QPF 的後來研究者，都是依照薩氏所提示的途徑，向前探索。

B. 在美國氣象文献中，提出 QPF 一般法則者，首推芮爾博士 (H. Riehl, K. Norquest and A. Sugg,<sup>15</sup>)。芮氏於1952年所提出的 QPF 方法主要是根據 300mb 高空的渦度平流 (Vorticity advection)。設空中有充分的水汽可供降水時，則測量空氣的垂直速度，當可預報其降水形式，此法因僅可供預報降水形式之用，可說是一種「不完全量」的預報。芮氏此法首先將連續方程式 (Continuity equation) 應用到無發散的面上，利用渦度方程式，並作成幾個假定，但此僅適用於渦旋梯度較大之時。由這些假定及最後方程式 (芮氏在無發散的面上，得到一方程式，以計算垂直速度)，缺乏各高度均可適用的完整性，所以芮氏計算垂直速度是根據 300mb 上空相對渦度 (Relative Vorticity) 的切力。

C. 1953年，湯普生及柯林士二氏<sup>(17)</sup>開始提出其三篇 QPF 論文的第一篇，該文係以地面至 300mb 間的風場和水汽場為根據，而作12小時的降水量預報。若其間參變數如風和水汽等不能完全確知，則降水量的預報自難正確。其後庫恩 (P. M. Kuhn,<sup>16</sup>) 採用二氏基本理論，就900, 700, 500mb各定壓面層作等流速線分析 (Streamline-isotach Analyses)，以覘氣流輻合或發散的情形，然後用簡單的圖解方法，綜合風場和水汽場，以作降水預報。庫氏根據此法所作的預報在兩區方面甚為吻合，但雨量數值的預報，均失之過低。

D. 同年，施帕氏 (J. Spar,<sup>17</sup>) 根據水汽運送向量 (Water Vapor Transport Vector) 的積分法，提出一項方法，其法要點先用水汽連續方程式以計算其凝結。施氏所得結論是：降水率是空中水量 (Precipitable Water) 的飽和值減去空中水量的實際值的函數；並且也是水汽運送向量總和的函數。利用此法所作的試驗，也證明降水形式及區域比較容易預報，但在降水強度方面的失誤仍多。

E. 1954年，柯林士、庫恩二氏<sup>(18)</sup>提出其三篇 QPF 論文的最後一篇，從兩層間地衡渦度 (Geostrophic Vorticity) 的變化中，推求出垂直速度，利用

渦度方程式，得出由地面 (1,000mb) 到任一層間的局部和平流渦度變化之差，其中渦度是用 Fjörtoft<sup>(19)</sup> 的正壓渦度方程式的空間平均法，以求得 1,000, 850, 700, 500mb 各層者，而渦度的局部變化則得自相隔 12 小時的各氣流圖，其他參變數乃按照 12 小時的間隔用圖解法平均求得之。通常假定 1,000mb 的垂直速度為零，另一假定為垂直速度在地形起伏區等於垂直運動。水汽參變數則由標準氣壓的溫度和露點差表之。如欲得到 12 小時降水，必須根據各層氣流逐層計算相加，始可得到垂直速度和水氣量值。用此法所作的試驗結果顯示，並未較前法有顯明的改進。

F. 1954年，艾普貝氏 (J. F. Appleby,<sup>20</sup>) 提出一項預報方法，可預報 6-24 小時的中雨及大雨。所用的參變數計有 850mb 的差異溫度平流 (Differential Temperature Advection)，同高度的水汽含量，以及地面和 700mb 間的不穩定度。利用氣流軌跡 (Trajectory)，以決定溫度和水氣平流，而軌跡作法乃採用地衡風向風速得之。強烈的暖濕差異平流輻合區，即為將有大雨之區域，以此區域的輻合中心為大雨中心，當可繪出雨區及等雨量線預測圖。

G. 1955年，斯馬哥林斯基 (J. Smagorinsky,<sup>21</sup>) 及柯林士二氏，根據數值預報方法，設計出一種降水量的預報，首先假定降水乃水汽混合比的個別變化之積的函數，然後將熱力方程式 (Thermodynamic equation) 應用於大氣方面，以計算水汽混合比在溫度、溫度直減率 and 垂直速度各方面的個別變化。

H. 1956年，史溫氏 (W. W. Swayne,<sup>22</sup>) 根據深厚單一層地衡風速的水汽輸送觀念，作成一種降水預報，史氏以 1,000mb, 850mb 及 700mb 各定壓面圖為底圖，將 1,000-700mb 厚度圖重疊於 850mb 圖上，以決定暖平流的區域，然後將此 1,000-700mb 厚度圖置放於飽和厚度圖之上，以決定水汽缺乏的區域 (Areas of moisture depletion)，最後，將已知的暖平流區和水氣缺乏區相重疊，即可得出相當精確的降水量預報。等雨量線則由濕空氣的含量多寡決定之。

I. 1957年，艾斯托克氏 (M. A. Estoque,<sup>23,24</sup>) 根據其以前的見解及方法 (艾氏另有一文發表於1956年)，提出一項以圖解數值為主的降水量預報，艾氏首先指出垂直速度 (W) 的多變，如在 1,000mb 時， $W=0$ ，在 500mb 時， $W=W_{max}$ ，以及在大氣層頂

時， $W=0$ ；次介紹水汽上用的連續方程式，然後得出結論：降水乃平均垂直速度和比濕的垂直變化率的共同函數。

J. 1958年，葛爾曼博士及其同僚 (Dr. C. S. Gilman, H. Goodyear, K. Peterson, C. Cochrane & S. Molansky,<sup>25</sup>) 根據：a. 下風區發生輻合，b. 地面壓力場之改變等二項觀念，提出一項降水量的預報技術，可作 6-24 小時的預報。此法並不計算輻合的實際數值，而代以輻合的區域，此輻合區可從地面等壓線的形式決定之（根據現有的及預測的等壓線圖）；在一般的輻合區域，近地面層所繪出的動力軌跡遠為密集，由等壓線及氣流軌跡二者可決定流入區域 (Inflow area)，其中自然包括從上風源地流入的水汽含量，根據所作的若干動力軌跡和水汽預測量，即可繪出等雨量線圖。此法尚有可以改進的餘地，目前美國氣象局水文氣象科在葛爾曼博士領導之下，已可根據較前精確的預測圖，較前快速的軌跡作法，輔以對地形因素的體驗，預料不久當可有更為有效的經過改良的降水量預報方法提出。

### 五、降水量預報技術的展望

綜上所述，可見美國氣象界在過去十年來在此一方面確實已做了不少研究及試驗工作。就上述各類方法言，統計方法因僅可適用於某一特定區域，故對於預報單站雨量 (Point Rainfall) 有相當效果，但不適於預報大雨，且在可預見的將來，似無改進並推廣到廣大範圍的可能。

經驗法則亦已顯示具有相當效果，但除非此等法則現在所依據的各種假說獲得更多的物理基礎，否則也不易再行改進。在大氣物理研究方面，渦度的研究業已採用高速電子計算機，較前快速甚多，若能通過此類研究，先行發展更精確的大氣模型，以預測平流層的氣流型式，必將有新的發現，並有助於「量」的預報。

動力方法的氣流輻合理論對於大雨的發生及其數量，頗為吻合，但預測的等雨量線圖中心點常和實際降雨量分布的中心有相當參差，若能以更快的速度作成動力軌跡圖解，亦即儘可能的縮短繪製分析預測圖的時間，以爭時效，則此項差誤應該還有糾正的可能性。(完)

### 參考文獻

1. Bjerknes, J., "On the Structure of Moving Cyclones," 1918 Bjerknes, J. and H. Salberg, "The Life

Cycle of Cyclones and the Polar Front Theory" 1922

2. J. R. Fuks, "Rate of Precipitation from Adiabatically Ascending Air," Monthly Weather Review, Vol. 63, No. 10, Oct. 1935, pp. 291-294.
3. A. K. Showalter, "An Approach to Quantitative Forecast of Precipitation (II)," Bull. Am. Meteor. Soc., Vol. 25, No. 7, Sept. 1944, pp. 276-288
4. A. K. Showalter, "An Approach to Quantitative Forecast of Precipitation (III)," Bull. Am. Meteor. Soc., Vol. 31, No. 1, January 1950, pp. 23-25.
5. H. Panofsky, "Methods of Computing Vertical Motion in the Atmosphere," J. Meteor., Vol. 3, No. 1, Feb. 1946, pp. 45-49.
6. J. C. Bellamy, "Objective Calculations of Divergence, Vertical Velocity and Vorticity," Bull. Am. Meteor. Soc., Vol. 28, No. 2, Feb. 1949, pp. 45-49.
7. J. C. Thompson and G. O. Collins, "A Generalized Study of Precipitation Forecasting, Part 1: Computation of Precipitation from the Fields of Moisture and Wind," Monthly Weather Review, Vol. 81, No. 4, April 1953, pp. 91-100.
8. G. W. Brier, "A Study of Quantitative Precipitation Forecasting in the TVA Basin," U. S. Weather Bureau Research Paper No. 26, Washington, D. C. Nov. 1946, 40 pgs.
9. R. R. Rapp, "On Forecasting Winter Precipitation Amounts at Washington, D. C.," Monthly Weather Review, Vol. 77, No. 9, Sept. 1949, pp. 251-256.
10. J. C. Thompson, "A Numerical Method for Forecasting Rainfall in the Los Angeles Area," Monthly Weather Review, Vol. 78, No. 7, pp. 113-124. July 1950.
11. S. Penn, "An Objective Method for Forecasting Precipitation Amounts from Winter Coastal Storms for Boston," Monthly Weather Review, Vol. 76, No. 8, August 1948, pp. 149-161.
12. L. Jorgensen, "An Objective Method of Forecasting Rain in Central California during the Raisin-Drying Season," Monthly Weather Review, Vol. 77, No. 2, Feb. 1949, pp. 31-46.
13. R. D. Tarble, "An Objective Method of Forecasting Quantitative Precipitation for the Shasta Dam Area 24 Hours in Advance," Appendix C of Report on IRPN-Z Project for Development of Forecast Procedures for Shasta Dam to Hamilton City Area, U.S. Weather Bureau Office, Sacramento, California, (下轉第10頁)

呂世宗  
施清溪

# 大氣放射性降落物驗測報告

## A preliminary report on the observation of fall-out radio-activity in Taiwan

Shih-chong Lu  
Ching-chi Shih

### Abstract

Observation of fall-out radio-activity in Taiwan was first made in the year of 1956. For the collection of fall-out samples at different localities, later nine stations had been assigned to collect these samples. This work is still continuous in operations without any interruptions since the year of establishment.

By using ordinary rain gauges with 8" in diameter, the observers collect the samples regularly at 9 a. m. each day and evaporate it before they mail to the Main Station, Taipei. The unit used for calculating the radio-activity of the dried residues is counted by  $10^{-12}$  c/l. The unit used to calculate the radio-activity of gummed-paper samples is counted by  $10^{-3}$  C/Km<sup>2</sup> and for measuring the radio-activity of dust particles in the atmosphere the unit of d.m.p./M<sup>3</sup> is introduced. When a flux of artificial radioactive particles presents in the atmosphere after a nuclear detonation is generally to be detected in this region about 1-2 weeks from Eniwelok, 2-3 weeks from Nevada and about 3-7 days from Lake Baikal or Arctic. The length of the time interval depends upon the source of the explosion. In order to locate the original spot of nuclear detonation, some micro-seismological and micro-atmospheric wave detective instruments should be installed before such calculations could then be made in this country. A study of the content of radioactive particles in the air through a three dimensional analysis seems to be very necessary for increasing the understanding of the distribution of artificial and natural radioactive substances in the atmosphere in relation to the general circulation. The data observed at Taipei during the period from July 1957 to December 1958 was also attached to the last part of this paper.

### 一、驗測放射性降落物之目的

本所為調查大氣降落物放射性在臺灣之分佈情形，及環境衛生上之必要資料起見，於民國45年開始驗測工作，主要的是驗測放射性降落物之累積量，及浮游放射性微塵。此由氣象學的立場可得知大氣放射性微塵移動之趨向，進一步探究出其侵襲之徑路。

1957年為國際地球物理學年，曾將此大氣放射性降落物觀測定為參加觀測工作之一。

綜合上述，本所驗測大氣放射性降落物之目的即為調查放射性降落物在臺灣之分布情形，環境衛生上必要之資料和探究地球物理等三目的。

### 二、本所驗測放射性降落物之經過

1954年春，日漁船福龍丸之船員在海上作業時受核子爆炸實驗之放射性微塵感染。一部份船員當即死亡，引起日本當局之注意，於日本各地測出數量可怕之人為放射性微塵，臺灣與日本相距不遠，為維護國民健康，經於民國44年12月8日臺灣省議會正式建議通過籌備放射性降落物驗測站，從事放射性降落物的檢驗工作。

嗣於45年以後陸續向日本採購蓋氏計數器等驗測儀器一批，每逢降水即進行驗測雨水中之放射性含量。於46年5月為推廣驗測資料之採取範圍，在恒春增設樣品採取站同年9月復在高雄、臺南、阿里山、臺中、日月潭、基隆、花蓮、澎湖、臺東等九個測候所設立樣品採取站，所採之樣品一律送至本所進行檢

驗。爲充實設備，加強檢驗，於同年12月中旬再向美日採購新型儀器。

翌年1月、2月協助聯合國原子能委員會於臺南、臺東兩地設置樣品採取站，此種由膠片所收集之樣品均送至教育都轉送聯合國原子能委員會。同年7月又增加大氣中浮游物之放射能含量的檢驗項目，迄今一切頗爲順利，惟所使用之儀器設備均係外國製品，採購頗費周章，且未能按期到達，加之工作人員不足，以致目前僅能做到定時驗測之階段而已，至於再進一步之化學分析，尙待研究。

### 三、放射性降落物之驗測種類與

#### 驗測法之概要：

茲就本所目前進行放射性降落物檢驗法分三項說明如下：

#### (1) 驗測降水中之放射能含量：

利用雨量器爲樣品承集器，每逢降水即於當日上午九時採取定量之雨水樣品，予以蒸乾置於蓋氏計數器中進行檢驗，測知其放射性含量而以  $10^{-6}\mu\text{c}/\ell$  示之

#### (2) 驗測降落微塵之放射能含量：

利用膠片及蒸發皿爲樣品採集器，每天上午九時採取樣品進行檢驗，然後求其每平方公里所降下之放射能量以  $\text{mc}/\text{km}^2$  示之。

#### (3) 測驗大氣中浮游微塵之放射能含量：

利用集塵器在人類通常呼吸高度，吸取浮游於空氣中之微塵於濾紙上，然後灰化爲樣品進行檢驗，求空氣每立方公尺中之放射能含量，以  $\text{d. p. m}/\text{m}^3$  示之。

### 四、放射性降落物驗測結果之概述

降水所含之放射性物質可隨飲水食物等進入人體，累積於地面上之放射性物質，可直接由人體外部照射感染，或者被動植物吸收間接侵害人體，就是浮游於空氣中之放射性微塵，其對人體傷害也是相當嚴重，尤其是半減期甚長之放射性物質實更令人注意。

茲將本所所測結果列爲表一、二、三，並以圖 I，II 示其含量之日變化又以表四調查美俄兩國舉行核子試驗日期與本所由雨水、降落物，空氣浮游微塵

Table 1-3: Observations on the content of radioactivity of fallout at

Taipei, July 1957-December 1958.

mc=milli-curie

表一：降落微塵之放射性含量與驗測日數（臺北站：46年7月起至47年12月止）

次數 Times Year 月 Mon.	mc/Km <sup>2</sup>	< 2	2-10	10-20	20-40	40-60	60-80	80-100	>100	日 數 Days	備 註 Remarks
46	7		2	5	4	2				13	星期日無驗測
"	8		3	12						15	"
"	9			1	8	2	1		5	17	"
"	10			3	2	1	2		3	11	"
"	11		1	3	5	4				13	"
"	12		3	5	1		1			10	"
47	1		7							7	"
"	2		12	2						14	"
"	3		10	3					1	14	"
"	4		8	7	1					16	"
"	5		11							11	"
"	6		14							14	"
"	7		3		4	1			5	13	"
"	8		15	2	2					19	"
"	9	2	8	2						12	"
"	10	2	15	4	1					22	"
"	11		8	7	5	2				22	星期日照常驗測
"	12	2	16	8	2					28	"
合 計		5	146	64	35	12	4	0	14	281	

$\ell$  = liter  $10^{-12}$ c = micro-micro-curie

表二：雨水放射性含量與驗測日數（臺北站：46年7月起至47年12月止）

次數 Times 年 月 Year Mon.		10 <sup>12</sup> c/ℓ		0-30	30-60	60-150	150-300	300-600	600   1,500	1,500   3,000	>3,000	合 計 Total	備 註 Remarks
46	7	1	4	2	1	1						9	星期日無驗測
"	8	1	2	4	1							8	"
"	9			5	5	3		2			1	16	"
"	10				2	7		2				11	"
"	11			4	4	1						9	"
"	12			1	8	6						15	"
47	1				1	8		3	3		1	16	"
"	2				2	7		1	1			11	"
"	3				1	4		4	2			11	"
"	4					5		3				8	"
"	5			2	3	4		2	3			14	"
"	6	3	1	4								8	"
"	7							3	4		6	13	"
"	8			1				2	2		1	6	"
"	9			1	2	1		2	1			7	"
"	10	1			3	2		1	1			8	"
"	11				1	2		5	2		2	12	星期日照常驗測
"	12					1		8	3			12	"
合 計		6	7	24	34	52	38	22	11			194	

表三：大氣浮游微塵之放射性含量與驗測日數（臺北站：47年7月起至47年12月止）

次數 Times 年 月 Year Mon.		dpm/M <sup>3</sup>								日 數 Days	備 註 Remarks
		≤ 5	5-10	10-20	20-40	40-80	60-80	80-100	≥100		
47	7			1	9	4	1		7	22	
"	8			3	6	5	5		1	20	
"	9	1	4	7	3	2				17	
"	10	3	4	4	6				1	18	
"	11	4	5	1	10					20	
"	12		8	13	8	1		1		31	
合 計		8	21	29	42	12	6	1	9	128	

Table 4: Date detected on explosions and maximum amount of radioactivity counted

表四：氫原子爆炸調查表（1957年4月起至1958年12月止）

實 驗 地 點 Place of Detonation	實驗爆炸日期 Date of Explosion	本所測到日期 Date Detected	最高放射能含量 Max. Am't. Counted	備 註 Remarks
南 西 伯 利 亞	1957. 4. 3	—	—	
" " " "	1957. 4. 10	—	—	
北 極 圈 內	1957. 9. 24	1957. 10. 1	114mc/Km <sup>2</sup>	降落微塵
" " " "	1957. 10. 6	1957. 10. 16	222mc/Km <sup>2</sup>	"
" " " "	1958. 2. 23	1968. 2. 27	1390μmc/l	雨水
" " " "	1958. 2. 27	—	—	
" " " "	1958. 2. 28	1958. 3. 3	2222μmc/l	雨水
恩 尼 威 吐 克	1958. 5. 11	—	—	
" " " "	1958. 5. 12	1958. 5. 20	2222μmc/l	雨水
" " " "	1958. 5. 26	—	—	
" " " "	1968. 6. 15	1958. { 7. 8 7. 9 7. 11	3034d.p.m/m <sup>3</sup> 694mc/Km <sup>2</sup> 22222μmc/l	空氣浮游微塵 降落微塵 雨水
" " " "	1958. 8. 1	1958. 8. 11	102dpm/m <sup>3</sup>	空氣浮游微塵
" " " "	1958. 8. 12	1958. 8. 22	1944μmc/l	雨水
耶 誕 島	1958. 8. 20	1958. 8. 25	2222μmc/l	"
北 極 圈 內	1958. 8. 22	1958. 9. 5	972μmc/l	"
" " " "	1958. 9. 30	1958. 10. 2	201dpm/m <sup>3</sup>	空氣浮游微塵
" " " "	1958. 10. 2	1958. 10. 7	252μmc/l	雨水
" " " "	1958. 10. 5	1958. 10. 8	768μmc/l	"
內 華 達	1958. 10. 6	1958. 10. 23	340μmc/l	"
北 極 圈 內	1958. 10. 10	1958. 10. 16	355μmc/l	"
內 華 達	1958. 10. 13	1958. 10. 27	1520μmc/l	"
北 極 圈 內	1958. 10. 15	1958. 10. 23	340μmc/l	"
內 華 達	1958. 10. 16	1958. 10. 29	200μmc/l	"
" " " "	1958. 10. 17	1958. 11. 4	104mc/Km <sup>2</sup>	降落微塵
北 極 圈 內	1958. 10. 18	1958. 10. 27	1520μmc/l	雨水
內 華 達	1958. 10. 26	1958. 11. 6	1440μmc/l	"
南 西 伯 利 亞	1958. 11. 1	1958. 11. 7	1280μmc/l	"

Table 5: Radius of radioactive dust particles in relation its time and height of falling

表五：放射性微塵直徑與降下時間、高度之關係

微塵半徑 r		降落時間 t				
降下高度 h		1.0mm	0.5mm	0.1mm	0.05mm	0.001mm
1.5Km	850mb	0.07hour	0.1	0.5	1.5	30
3.0Km	700mb	0.14	0.2	1.0	3.0	60
5.6Km	500mb	0.25	0.4	1.9	5.6	112
9.2Km	300mb	0.41	0.7	3.1	9.2	184
11.8Km	200mb	0.54	0.9	4.0	11.8	236
16.2Km	100mb	0.74	1.2	5.4	16.2	324
22.0Km	50mb	1.0	1.6	7.3	22.0	440

r=radius of dust particles

t=time of falling of radioactive particles

h=height of descending of radioactive particles

中所測得的，和該實驗日期有關之較高放射能的比較，由此互相對照可得知由核子試驗場爆炸所生之放射微塵襲至臺灣之經過期間，如恩尼威吐克 (Eniwetok) 即比基尼至臺灣約需一至二週時間，若由內華達襲至臺灣則需二至三週時間，他如貝加爾湖，巴爾喀什湖，西伯利亞或北極圈等核子試驗場約需三至七日間，圖IV即表示北半球核子試驗場之放射性微塵侵襲臺灣之途徑與所需日數。

## 五、業務上將來

有關之幾個

問題：

### (1) 銫 90 ( $Sr^{90}$ )

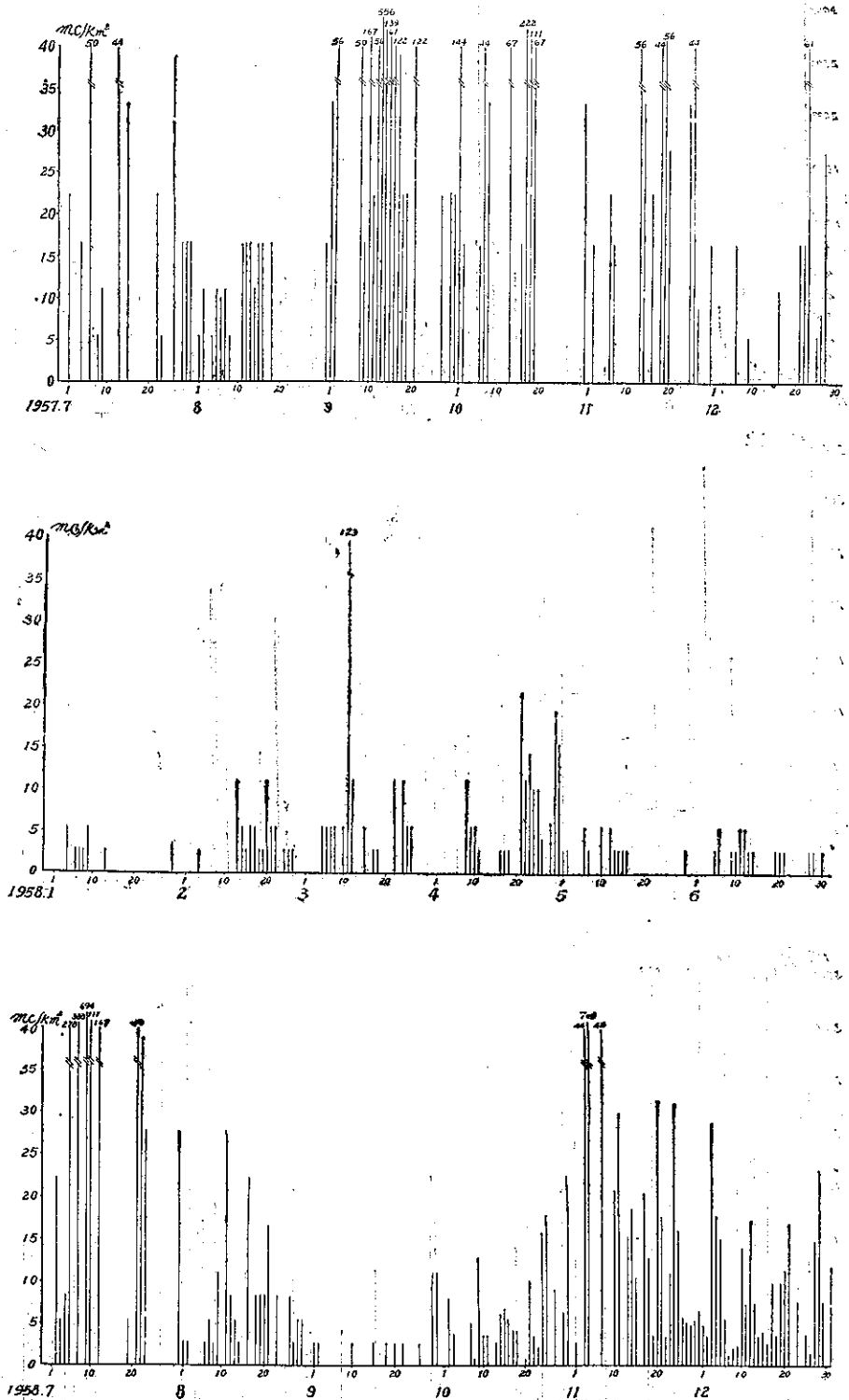
累積量分析之必要性：

由核子爆炸所產生之放射性微塵中對人體傷害，以銫90為最，雖其為微量，但一經人體攝取，即沉着於人之骨中，甚難排出，尤其是半減期甚長者更甚，此種放射性物質對人體構成莫大之危害，而且由核子實驗的不斷舉行，其累積量亦不斷增加，因之，分析該物質之累積量，實屬當前迫切之重要問題，惟分析工作大部屬於化學方面，以目前之人員與設備不足，甚難進行分析工作。

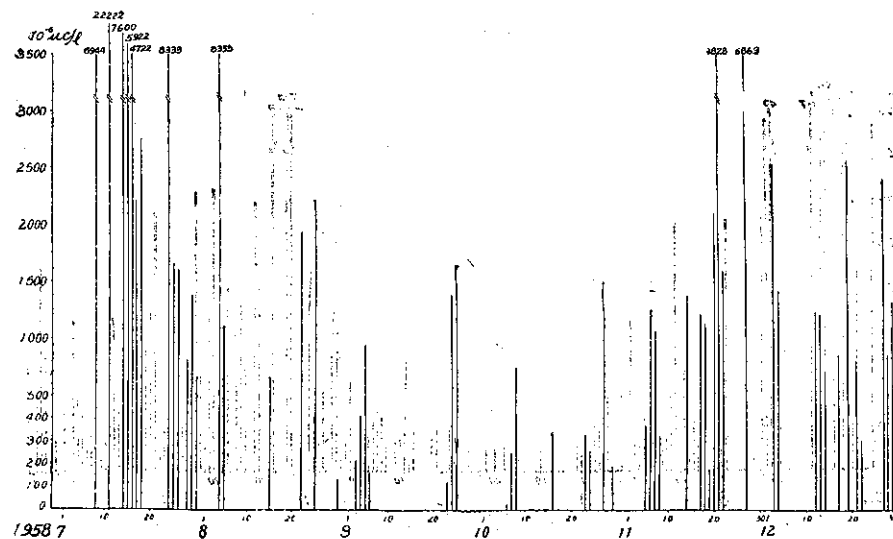
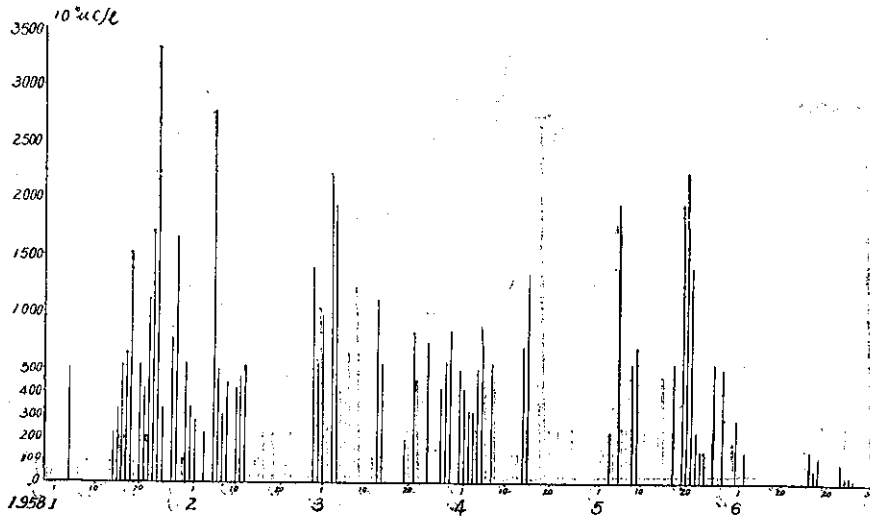
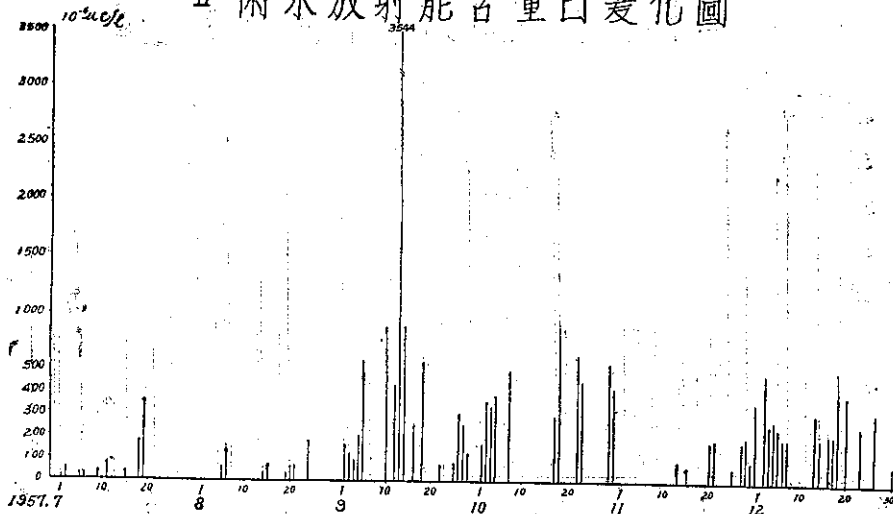
(2) 測驗異常微氣壓波之必要性：

1954年3月以來，

I. 降落微塵放射能含量日變化圖



## II 雨水放射能含量日變化圖



由氫原子爆炸所發生之微氣壓波，被日本測到很多，以微氣壓波；同時到達之地點（普通以三點為佳）連起，即可推知振源及時間。

由於本所為探究放射性微塵之移動趨向和途徑，因此必須先知其爆炸地點與時間，所以設置微氣壓測驗站實屬目前之急要。

(3) 測驗高空浮游微塵放射能含量之必要性。

當核子爆炸之際，衝出高空之放射性微塵，受了重力作用，而逐漸下沉，然其直徑微小之放射性微塵則由於空氣浮力之抵抗而繼續浮游於大氣中，如該放射性微塵落下速度為一定時，經 Dr. Schmidt 實驗結果，可知各微塵降下時間與其直徑之關係如表五所示。因此如連續舉行核子爆炸試驗，無疑的，浮游於高空之放射性微塵將繼續增加，經英國、瑞典、法國、日本等測驗結果其含量隨高度而增加，倘欲詳細探究其分佈情形，必須實行高空浮游微塵之放射能測驗，始能窺其全豹而測知高空降物輻射能分布之目的。

### 六、結論與檢討

(1) 本報告之紀錄均使用蓋氏計數器測出



# D值之性質及其在航空氣象之應用

郭文鏞

## D-value properties and its application to aeronautical meteorology

W. S. Kuo

### Abstract

Due to rapid improvement of aircraft industry, the aircraft reports in which are included the meteorological elements are very important and useful in the field of aeronautical meteorology. Among those elements the topic of D value is discussed in this paper which consists of two parts:

(1) Theoretically by hypsometric equation with brief practical examples to study various cases of D value change.

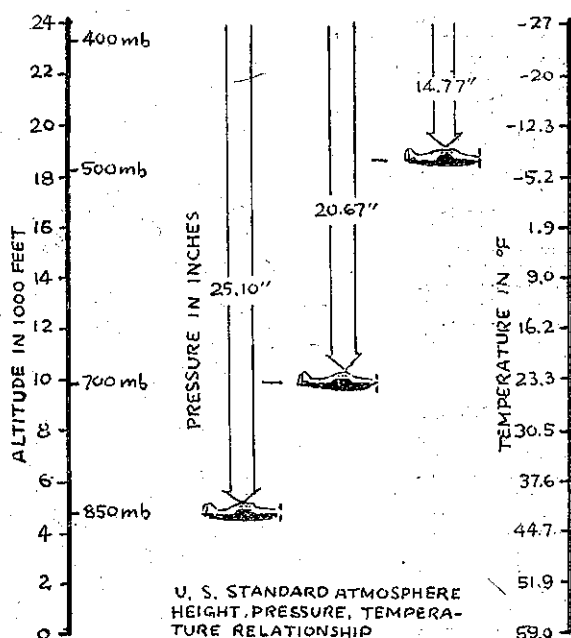
(2) The practical methods how to directly apply D value from aircraft to significant constant pressure level chart for increasing upper air data and the use of D chart are introduced.

### 一、緒 言

由於航空工業的迅速進步，對於氣象發展的促進影響至大，範圍至廣。如以飛機偵察氣象而論，近年來使用空報探空儀 (Dropsound) 效力至佳，除此項 RECCO (Reconnaissance aircraft report) 之外，尚有各種民航機沿航路上各校核點發出之 AIREP (Aircraft report) 資料甚多，其中 D-值一項，對於分析高空等壓面 (Contour chart) 功用頗大，為機場氣象台之重要情報。茲就理論與應用方法分別討論於後。

### 二、D-值意義與性質

飛機上使用之高度表 (Altimeter)，吾人皆知實際上是空盒氣壓表，依標準大氣的氣壓與高度比例刻成讀數。標準大氣中氣壓、溫度與高度的關係，如以美國標準為例，如圖一所示，顯然地不論在地面或空中，任何一點的氣壓端視自該點以上的空氣柱重量而定，高度表的讀數是氣壓高度 (Pressure height)，受氣壓、氣溫與濕度等所支配，故到降落地點上空必須校正高度表撥正值 (Altimeter setting)，以糾正高度表上指示高度因氣壓變化的誤差。飛機上另一電波高度表 (Radio altimeter) 的高度，係經電波反射實際測得的讀數才是真高度 (Actual height 或 Radio height)。這兩種高度的差別即是 D-值，設前者為  $Z_p$ ，後者為  $Z$  則  $D = Z - Z_p$  如在標準大氣中飛行，則  $Z = Z_p$ ， $D = 0$ ，換言之，祇有在氣壓高度



圖一

與真高度一致時，高度表的讀數才正確。如以 Hypsometric equation 討論之，附以簡圖說明，頗為有趣。利用流體靜力方程式 (如下 (1) 式) 及氣體狀態方程 (如下 (2) 式)

$$dp = -\rho g dZ \dots\dots\dots (1)$$

$$\rho = \frac{P}{RT} \dots\dots\dots (2)$$

以上  $P$  為氣壓， $Z$  為高度， $T$  為虛溫， $g$  為地心引力加速度， $R$  為氣體常數，消去  $\rho$  積分之得：

$$\int_{P_1}^{P_2} \ln P = -\frac{g}{R} \int_{Z_1}^{Z_2} \frac{dZ}{T'} = \ln \frac{P_2}{P_1}$$

設  $T'$  為  $Z_1$  與  $Z_2$  間之平均虛溫則

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R T'}{g} \ln \frac{P_1}{P_2}$$

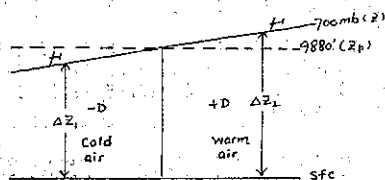
因  $g$  與  $R$  為常數，故上式可改為

$$\Delta Z = K T' \ln \frac{P_1}{P_2} \dots \dots \dots (3)$$

由 (3) 式，如  $T'$  已知，則兩等壓面間厚度可求，今設以 700mb 等壓面為例， $P_1 = P_0 = 1013.2 \text{mb}$ ， $P_2 = 700 \text{mb}$

$$\Delta Z = K T' \ln \frac{1013.2}{700} \dots \dots \dots (4)$$

情形 A，設地面氣壓為常數，溫度變化。飛機自暖的地區飛向冷的地區，如圖二，由 (4) 式得知  $\Delta Z$  與  $T'$  成正比， $\Delta Z_2 > \Delta Z_1$  右邊較暖

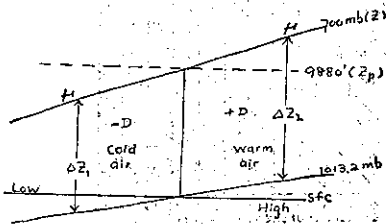


，700mb 與 1013.2mb 間的厚度隨溫度高而增大， $Z > Z_P$ ， $D$ -值為正數。左邊較冷， $Z < Z_P$ ， $D$ -值為負。

情形 B，設  $T' = \text{常數}$ ，地面氣壓變化，飛機自較高氣壓區飛向較低氣壓區，如圖三。由 (4) 式得知  $\Delta Z = \text{常數}$ ， $\Delta Z_2 = \Delta Z_1$  右邊氣壓較高地區  $Z > Z_P$ ，則  $D$ -值為正數。同理左邊的  $Z$  小於  $Z_P$ ， $D$ -值為負數。

情形 C，設  $T'$  與地面氣壓兩者皆為變數，則勢不能同時討論，這種情形不外 暖高 壓冷低壓 (Warm high, Cold low) 與 冷低 壓暖高壓 (Cold high, Warm low) 兩種

(a) 暖高壓，冷低壓，如圖四。由 (4) 式可知  $\Delta Z$  為  $T'$  的函數， $\Delta Z_2 > \Delta Z_1$  右邊溫度與氣



壓均較高， $Z > Z_P$ ， $D$ -值為正數。因  $P_0 (1013.2 \text{mb})$  等壓面較情形 A 為高，故此種情形下的正數  $D$ -值，較之情形 A 數值更大。同理，左邊溫度與氣壓均較低， $Z < Z_P$ ， $D$ -值為負數，較之情形 A，此負數  $D$ -值更小。

(b) 冷高壓，暖低壓，如圖五。由 (4) 式  $\Delta Z_2 < \Delta Z_1$  右邊溫度較低，氣壓較高， $D$ -值變化視  $Z$  與  $Z_P$  差異而定。如  $Z > Z_P$ ，則  $D$  為正值；如  $Z < Z_P$ ，則  $D$  為負值； $Z = Z_P$ ，則  $D$ -值為零。同理，左邊  $D$ -值亦有正負或零的可能。

### 三、 $D$ -值的直接利用

自上述討論中， $D$  值的大小取決於氣壓高度與真高度之差異。標準大氣中 700mb 為 9,880 呎，500mb 為 18,280 呎，300mb 為 30,053 呎，普通民航機巡航高度 (Cruising altitude) 係視飛機性能及航線上天氣狀況而定，一般 AIREP 中均含有氣壓高度， $D$ -值及飛機外面的氣溫、風向、風速等項，可直接利用前三項與接近特殊層 (Significant level) 的標準大氣的高度，改變為特殊層等高線紀錄，茲按簡略法與氣溫補正法分述之：

(a) 簡略法——一般言之，巡航高度與接近的某一特殊等壓面 (如 700mb 或 500mb 等) 上下 3,000-4,000 呎之間， $D$  值必無多大差別，假如不考慮氣溫變化，則可直接將  $D$  值加於接近的某一等壓面的標準大氣高度，即得此等壓面的高度。舉例言之：

例一、AIREP 中飛高度為 12,000 呎， $D$ -值為 +380，因為 12,000 呎接近 700mb (9,880)，則此點 700mb 之高度為 9,880 呎 + 380 呎 = 10,260 呎。

例二、飛行高度為 17,000 呎， $D$ -值為 -270 呎。此點 500mb (18,280) 高度為 18,280 呎 - 270 呎 = 18,010 呎。

(b) 氣溫補正法——前項方法未考慮溫度差異，事實上飛行高度與某一特殊等壓面上的氣溫總有差異。我們可先將飛行高度上溫度，依標準大氣溫度遞減率，化成接近某一特殊等壓面的溫度，然後再依照標準大氣中溫度、高度及氣壓的關係 (參考圖一) 算出此特殊等壓面的高度。

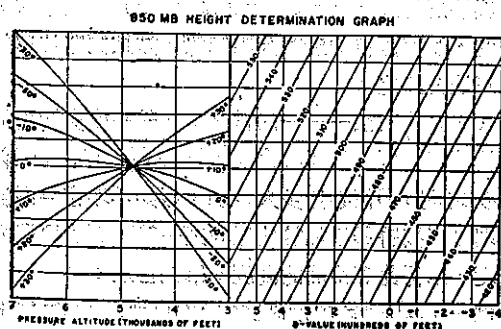
設以 500mb 為例，由飛行高度與其溫度推算 500mb 等壓面氣壓高度如表一。

表一：500-mb Table Flight-Level Temperatur (°C)

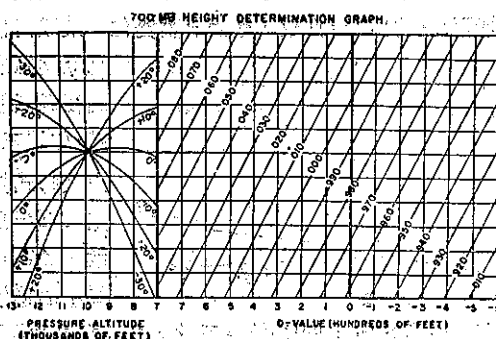
Aircraft Pressure Altitude (Feet)	-50	-45	-40	-35	-30	-25	-20	-15	-10	-5	± 0	+5	+10	+15
14000	17668	17750	17832	17914	17996	18079	18161	18243	18325	18408	18490	18572	18654	18737
14500	17753	17826	17899	17972	18045	18118	18191	18263	18336	18409	18482	18555	18628	18701
15000	17833	17896	17960	18023	18087	18150	18214	18277	18341	18404	18468	18531	18595	18658
15500	17910	17964	18018	18073	18126	18180	18235	18289	18343	18397	18451	18505	18559	18613
16000	17984	18028	18073	18117	18162	18206	18251	18296	18340	18384	18429	18473	18518	18562
16500	18055	18090	18125	18159	18194	18229	18264	18299	18334	18369	18403	18438	18473	18508
17000	18123	18148	18173	18198	18223	18248	18273	18298	18324	18349	18374	18399	18424	18450
17500	18187	18202	18217	18233	18248	18263	18279	18294	18310	18325	18341	18356	18371	18387
18000	18248	18253	18258	18264	18269	18275	18281	18286	18292	18297	18303	18309	18314	18320
18500	18305	18300	18296	18291	18287	18283	18279	18274	18270	18265	18261	18257	18252	18248
19000	18359	18344	18330	18315	18301	18287	18272	18258	18243	18229	18215	18200	18186	18171
19500	18409	18384	18360	18335	18311	18286	18262	18238	18213	18189	18164	18139	18115	18090
20000	18455	18421	18386	18351	18317	18282	18248	18213	18179	18144	18109	18074	18040	18005
20500	18500	18455	18410	18365	18320	18275	18230	18186	18141	18096	18051	18007	17962	17917
21000	18539	18484	18429	18374	18319	18263	18208	18153	18096	18043	17987	17932	17877	17822
21500	18575	18509	18444	18378	18312	18247	18181	18116	18050	17985	17919	17853	17788	17722
22000	18607	18531	18454	18378	18302	18226	18150	18074	17998	17922	17846	17770	17694	17618
23000	18660	18563	18466	18369	18271	18174	18077	17979	17882	17785	17687	17590	17493	17397

例如飛行高度 19,000 呎，氣溫為  $-20^{\circ}\text{C}$ ，D-值為  $+320$ ，從表中讀出 18,272 呎，則此點之 500mb 高度為  $18,272 + 320 = 18,592$ 。

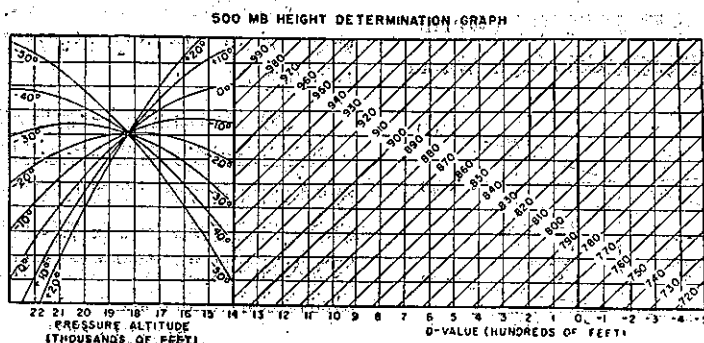
美國氣象部曾用這種程序製成 850-300mb 各特殊層計算圖，如圖六，使用非常方便迅速，不僅為領航要圖之一種，且亦為氣象工作人員之重要工具。



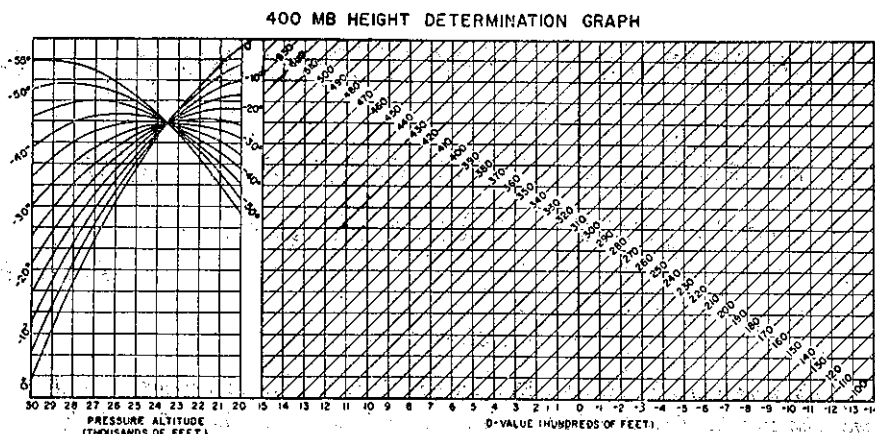
圖六 1



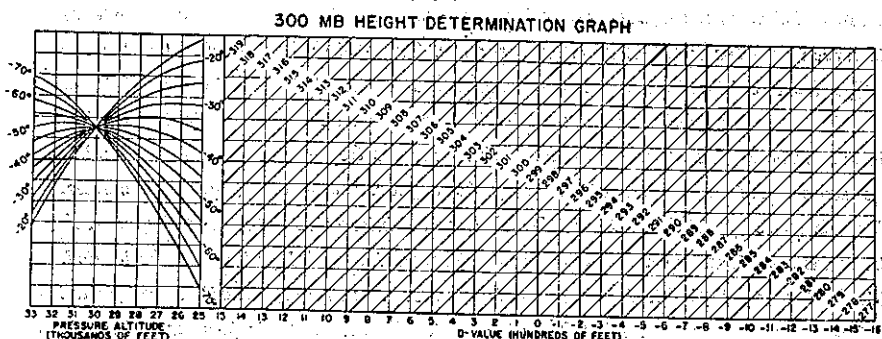
圖六 2



圖六 3



圖六 4



圖六 5

目前西北航空公司使用之是項計算圖稍異於上列各圖，原理相同，惟以圖上讀出特殊層之  $Z_P$  後，須再加  $D$ -值，多一層手續，為節省篇幅，此處不擬抄附。

1945 J. C. Bellamy 曾發表研究氣壓高度，繪製  $D$  值高度圖 ( $D$  chart) 論文，如有足夠的  $D$ -值紀錄，雖時間與氣壓高度有適當參差亦可應用，配以風向風速與溫度繪成  $D$ -值高度圖，如圖七。此種圖之分析方法與等壓面圖 (Contour chart) 相仿，功用

亦同，可直接利用作航路上的偏流校正 (Drift Correction) 決定簡短有利的航路。若在戰時氣象資料缺乏，此種  $D$ -值高度圖功用尤大，殆可想見。

#### 四、結 論

現時吾人分析高空天氣圖時，殊覺廣海洋區域紀錄太少，船舶探空 (Ship Temp) 寥若晨星，繪製等壓面圖不無興「巧婦無米」之感。若能利用美軍自關島或琉球出發之偵察報告 (RECCO) 及各種民航機的飛機報告，照上述方法求出接近特殊氣壓面的高度與氣溫，附以飛行高度的風向風速，等於在各航路校核點 (Checking point) 上頻增無數探空紀錄，其補助作用之大，尤其機場氣象台，對於航路預報準確率的提高自可預期也。(完)

#### 參 考 文 獻

1. H. R. Byers: General Meteorology pp. 167-168
2. G.G. Halpine: A Pilot's Meteorology pp. 184-187
3. W. J. Saucier: Principles of Meteorological Analysis p. 54
4. U. S. CAA: Pilot's WX Handbook pp. 13-14
5. 王松清: "MMOのWeather Services" Weather Service Bulletin Vol. XXIV No. 1 January 1957
6. 周明德: 「介紹D高度圖」, 氣象所簡訊第122期 (47年10月)。

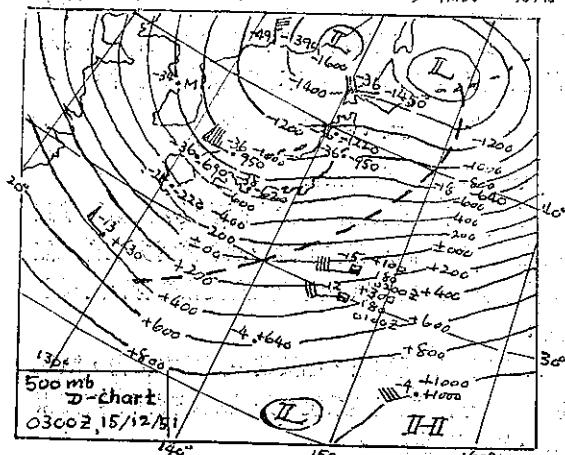


圖 七

# 上對流層及下平流層之分析

徐寶箴

## Some remarks on the analysis of upper troposphere and lower stratosphere

Pao-chin Hsu

### Abstract

This paper first introduces the definition of the tropopause defined by Gold and discusses its characteristics. The tropopause is not a surface of continuity and sometimes it may be superimposed one another by surfaces of different characteristics. The surface always inclines from south to north and has a tendency to match with the gradient of isobaric surface. Tropopause in sub-tropical belt has a height about 50,000' with pressure 100mb and potential temperature  $390^{\circ}\text{A}$ ; in mid-latitude at a height about 40,000' with pressure 200mb and potential  $350^{\circ}\text{A}$ ; in sub-arctic region at about 30,000 with pressure 300mb and potential  $310^{\circ}\text{A}$ . In some cases, double tropopause may be appeared and overlapped one another. Isobaric levels of 100, 200 or 300mb may be intersected with the tropopause. A tropopause contours chart should be drawn before the actual position can be located. To conduct a jet flight, this line of tropopause discontinuity must be recognized before he can assure himself to fly in the stratosphere or in the troposphere when his flying course is taking a direction northward or southward. When a contour traverses the tropopause, in most cases, there has a tendency of cyclonic curvature in the north and of anticyclonic curvature in the south. Wind velocity generally appears stronger on the north in a cyclonic pattern but it shows stronger on the south in a anticyclonic pattern. The temperature and wind variation in upper troposphere and lower stratosphere was briefly discussed. Some analytical examples in North America had been reproduced for illustrations. Positions and characteristics of jet streams have also been explained in a concise form.

### 一、引 論

現代之航空，不論爲軍用或爲民用，均趨向於應用噴氣飛機，噴氣飛機之巡航高度均在三萬呎以上之空中，故現代噴氣飛機之飛行員除在起站或終站外，均需要三萬呎以上之氣象資料，亦即需要上對流層與下平流層之氣象資料。

欲明瞭或預報三萬呎以上空中之氣象，必須先繪製出該高度之正確天氣圖及分析該高度之天氣。本文將討論 300-200mb 及 150mb 等高度之天氣及天氣圖分析。在中緯度之此等高度空中，多爲對流層與平流層之交界（通常稱爲對流層頂）經常出沒之區域，在此等高度區域內，噴射氣流之出現最爲顯著，氣溫之分佈具有特殊之型式，故分析 300, 200mb 及

150mb 諸等壓圖時，除須分析等高線場與溫度場外，尚須作對流層頂，風速場及噴射氣流之分析。因爲此等高度之水氣含量甚少，故不重視濕度場分析。

### 二、等高線分析

#### （一）可疑之高度報告

高度愈高，氣象報告愈稀少而珍貴，爲繪製準確之高空圖，所有高層報告，均須細心校對力求合理無誤，決不輕易廢棄，以下爲推想高度報告有否錯誤之方法：

1. 在同一等壓圖上，如按某一測站之報告，該地應成爲另一獨立之氣壓系統，是該地等壓面之高度報告爲一有問題之報告。

2. 低層等壓圖中之等高線型式與地面氣壓系一致

時可用以檢驗高層圖中高度報告之正確與否。例如：700mb 及 500mb 爲一高壓楔且與地面之氣壓型符合時，如在 300mb 圖中，該處之高度值顯示該地爲一低壓槽，是該報告爲一可疑之報告。因爲 500mb 爲高壓楔，300mb 爲低壓槽，則 500mb 與 300mb 間之厚度須極薄，溫度須異常低，此種情形甚少可能。

3. 由風之分佈，亦可校驗高度報告之是否可靠。高度報告如有錯誤，風與等高線將不能配合。

4. 地面之氣壓變化及高空等壓面上之溫度變化，亦可用以校驗高度報告。例如，過去 12 小時，地面氣壓無變化，同時各等壓面之溫度上升，如在此時，高空等壓面之高度有顯著下降，是爲可疑之報告。

## (二) 可疑高度報告之校正順序

高度報告錯誤之原因甚多，觀測計算，電報傳遞，電碼編譯及填圖等均可能使高度報告錯誤，檢查校正之方法，可按以下步驟：

1. 如上下空氣層之氣壓系統有矛盾時，可先檢查地面 12 小時（或 24 小時）之氣壓變差是否有矛盾；再檢查探空紀錄，注意各標準等壓面之高度是否有錯誤。如以上兩項無矛盾或錯誤，則須檢查探空紀錄中之溫度增減情況，將其與附近測站測得者比較，以判斷其可靠性。

2. 檢查原電碼及填圖有無錯誤。

3. 如 1 及 2 兩項均無錯誤，可將探空紀錄中認爲有可疑高度報告處之溫度（假設該處之溫度係無錯誤）與以下準確等壓面之溫度求出一平均溫度（如在 700mb 以下之暖空氣中，用平均虛溫），然後按氣象表查出該空氣層之厚度，將此求出之厚度加於準確等壓面之高度，所得之高度值與可疑高度值比較，作爲校驗之用。

4. 如 3 項之檢查仍未發現錯誤，則須檢查其溫度變化，是否與附近之氣流有矛盾。

## (三) 等高線分析

除非有密佈之探空網，否則，僅憑數個高空報告，常可繪出若干組不同之等高線型式，但其中正確者應只有一組，故繪製等高線時，必須細心分析所有因子，才能繪製出正確之等高線。

在報告稀少之地區，分析高空圖時，除重視報告之正確性外，尚須顧及整個圖之合理變化，須考慮之主要因子有三：①運動分析②重力分析③流體靜力分析。

1. 運動分析——運動分析只考慮運動之連續性，不考慮其原因。此種分析專注重氣壓系及面系以前之運動與其變化，及其有關氣壓之變化；換言之，以運

動之連續性，外推氣壓系及面系之未來位置及其強度。

2. 動力分析——動力分析所考慮之力，係原始不動之氣壓系統使之運動或已運動之氣壓系統使其運動變改之力。此等動力多已施用於以前之氣壓型（等高線型）中，故動力分析，應自以前之圖開始。換言之，繪製高空報告稀少地區之高空圖時，有似根據過去資料而繪製預報圖。例如，在以前圖中，有一強烈之西北或北風吹向氣旋性輻散之等高線區（氣壓梯度較弱之地區）此種力之分佈可使其下游弱梯度區發生超梯度風，其結果，當在北風下游之東方，高空之氣壓下降；作圖時，此種以前圖中動力之因素，須注意考慮。

3. 流體靜力分析——流體靜力分析之目的，在求所繪之高空圖能符合靜止大氣三面度之合理圖型，即上下層等壓面上之等高線分佈應符合流體靜力平衡之原則，如各空氣層有平均之密度場則兩等壓面間之厚度，應與該空氣層之平均溫度成正比例（700mb 以下之空氣層，須用平均虛溫）。此種空氣層上下等壓面之高度及其中間厚度三者之關係，可用以繪製及校正高層等壓圖時之參考，如上下等壓面間已符合流體靜力原則，是所繪之高空圖已完成正確之分析。

等高線之走向與間隔，可根據風之報告以地轉風或梯度風標尺繪製，在風速有顯著之梯度時，等高線與風之關係更須要配合一致。當然實際風常與地轉風（或梯度風）有差別，除非有密佈之探空網可資依據，否則，不宜隨意繪出超梯度風或次梯度風。

## 三、對流層頂分析

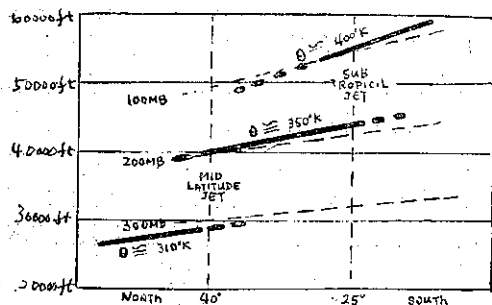
### (一) 對流層頂之性質

對流層與平流層之交界是爲對流層頂，按照 E. Gold 之定義：在探空曲線上垂直氣溫遞減率小於每公里  $2^{\circ}\text{C}$  之空氣層之底是爲對流層頂，惟其以上之空氣層中須無超過此數值之遞減率，換言之，高空空氣中之垂直氣溫遞減率等於  $2^{\circ}\text{C}/\text{公里}$ ，或小於此值者是爲平流層空氣。

對流層頂並非一連續之面，有時可不甚顯著，有時可有數種不同性質之對流層頂相重疊，最顯著者有副極地對流層頂、中緯度對流層頂、副熱帶對流層頂三種，各種對流層頂均自南向北下傾，其傾斜度約與高空等壓面者相同，副熱帶對流層頂約高五萬呎，其氣壓約 100mb，位溫約  $390^{\circ}\text{A}$ ；中緯度對流層頂約高四萬呎，其氣壓約 200mb，位溫約  $350^{\circ}\text{A}$ ；副極地對流層頂約高三萬呎，其氣壓約 300mb，位溫約  $310^{\circ}\text{A}$ ，相鄰兩對流層頂之間可有部份重疊，如第一

圖所示，如有探空氣球穿過此種重疊區域，該探空紀錄上可見有雙重之對流層頂。

按照 H. Flohn 及 R. Penndorf 之研究：一地之對流層頂可因天氣情況而有變化，並分為三類：



第一圖

1. 穩定天氣情況下有正常型對流層頂 (Normal type N.)
2. 有暖氣平流，暖性反氣旋生長時有上舉型對流層頂 (Lifting type H.)
3. 對流層有冷氣平流，在冷性穩定低中心有下沉型對流層頂 (Subsidence type S)。有後兩種情況時，常出現多層之對流層頂。

#### (二) 等壓圖中之對流層頂

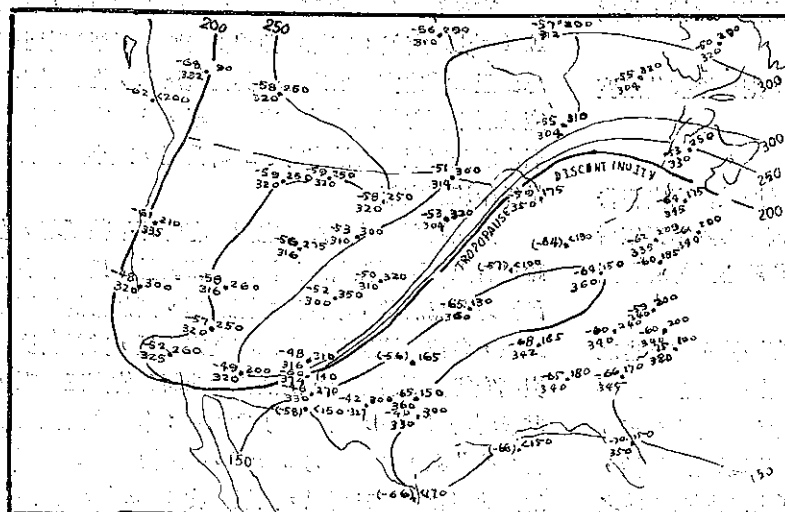
300, 200mb, 及 100mb 諸等壓面常與對流層頂相交，其所成之交線，應在各有關之等壓圖上表示出來，等壓圖上有對流層頂之位置，不但於作噴氣機之飛行計劃時有用，對天氣預報，亦甚多用處，對流層中與平流層中之天氣，風，溫度均各不相同，故等壓圖中對流層頂交線兩旁之氣象情況不同，噴氣機駕駛

員可選擇有利之氣象情況，計劃最佳之航線。氣象人員亦可每日追蹤對流層頂之移動，以明瞭高層大氣之動態，以利天氣之分析與預報。

欲求各等壓圖中之對流層頂交線位置，須先作對流層頂高度線圖 Tropopause contours chart，如第二圖所示。先由各站之探空紀錄求出各該地之對流層頂高度，再以該高度處之氣壓，溫度及位溫按一定之填圖模型（如第二圖中所示，右上角為氣壓，左上角為溫度，下方為位溫）填繪於空白之圖紙上。然後按各站所填模型中之氣壓數值，繪製每隔 50mb（或 25mb）之等壓線，如第二圖中之 150mb, 200mb, 250mb 及 300mb 諸等壓線所示。圖中 200 線附近之諸等壓線密擠，是表示在該處之對流層頂有不連續，北方者為副極地對流層頂，南方者為中緯度對流層頂。將第二圖中之 200mb 及 300mb 諸等壓線位置，分別描繪於 200mb 及 300mb 等壓圖中，是為對流層頂與該等壓面相交之界線，以下簡稱為對流層頂交線。既知對流層頂交線之位置，則圖中何區域在平流層空氣中，何處在對流層空氣中，可一目了然。又因對流層頂多自南向北下方傾斜，故如有飛機沿該等壓面飛行時，如在該交線之北方，是該飛機在平流層空氣中飛行，反之如在該交線之南方，是在對流層之空氣中。如飛機不在此種標準等壓面上飛行，此種適宜飛之平流層空氣，可由各等壓面之資料以內插法求出，或參考第二圖求之。

#### (三) 對流層頂與風及等高線。

在 200mb 或 300mb 圖中，等高線之型式與對流層頂交線有密切的關係，尤其地面圖中，等壓線之型式與界面之位置有密切之關係。對流層頂與等壓面之交，有時並不顯著，有時對流層頂可有一大區域與等壓面平行。在 200mb 或 300mb 之等壓圖中，有時亦可有孤立之對流層頂低中心或高中心，惟通常盡量使對流層頂之分析簡單化。按對流層頂高度線圖描繪於等壓圖中之對流層頂交線位置，於繪製等溫線、等高線及噴射氣流時，可視情況予以修正。在對流層頂交線附近等高線之型式常有不連續。等壓圖中之對流層頂交線常成東西之走向，因為對流層頂之



第二圖

傾斜常南高北低、故在對流層頂附近之等高線及風有以下之性質。

1. 等高線穿過對流層頂交線時，在北方者成氣旋型（或變為較小反氣旋型）之彎曲；在南方者成反氣旋型（或變為較小氣旋型）之彎曲。

2. 西風以在對流層頂交線處者為最大，經過交線無不連續現象。此最大風速可移向對流層頂交線之一方面，通常均向南移，因為西風常在對流層中較強。

3. 東風以在對流層頂交線處為最小，過交線無不連續現象，惟此最小風速可移向交線之北方。

4. 如對流層頂交線兩旁之風向平行而方向相反，風切可成氣旋型或反氣旋型；如為氣旋型，北方者應較大；如為反氣旋型，南方者應較大；在風向轉變處，風速必為零，此風向轉變點可在交線之任何一方。

等高線穿過對流層頂交線時，可為氣旋型彎曲，亦可為反氣旋型彎曲，惟在穿過後，曲率必有變改。

以上諸性質適用於交線之附近區域，其範圍約在交線兩旁一百哩以內，因為平流層及對流層中之溫度垂直及水平分佈，在該範圍以內，當無重大變化。

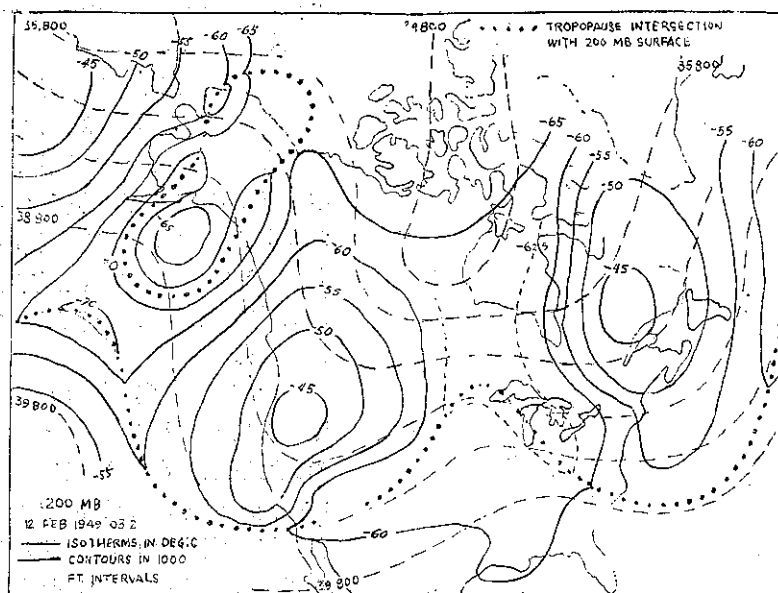
#### 四、溫度場分析

(一) 上對流層及下平流層之溫度及其變化

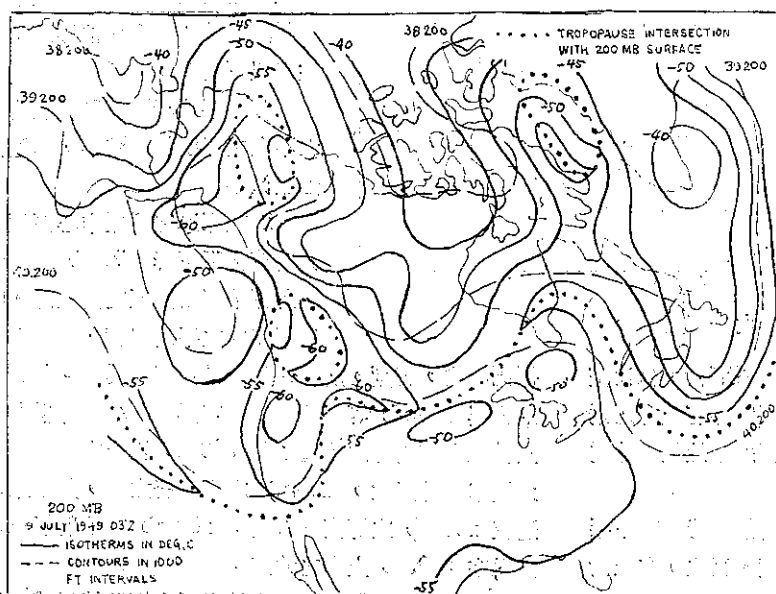
第三圖為 1949 年 2 月 12 日 03Z 時北美冬季 200mb 之標準溫度場，點線為對流層頂交線，虛線為 200mb 之等高線，由圖可知平流層中之低壓槽為暖空氣中心所在，冷空氣係在高壓楔區域而靠近對流層頂交線。圖中有數處之溫度梯度很大，此種溫度梯度大之區域均在對流層頂交線附近。第四圖為 1949 年 7 月 9 日 03Z 時北美 200mb 圖中之溫度場，夏季時之溫度場及高度場均較冬季者為複雜，惟冷空氣與高壓楔相伴，暖區域與低壓槽相隨則與冬季之情況相同。

第五圖及第六圖為王崇岳先生所製一月及七月遠東上對流層之平均溫度，測站上方數字為 300mb 之平均溫度，其下方為 200mb 層上者，圖中 200mb 之南北向溫度梯度甚小，似係一平均現象；如為某日某時之溫度場，當必較為複雜。

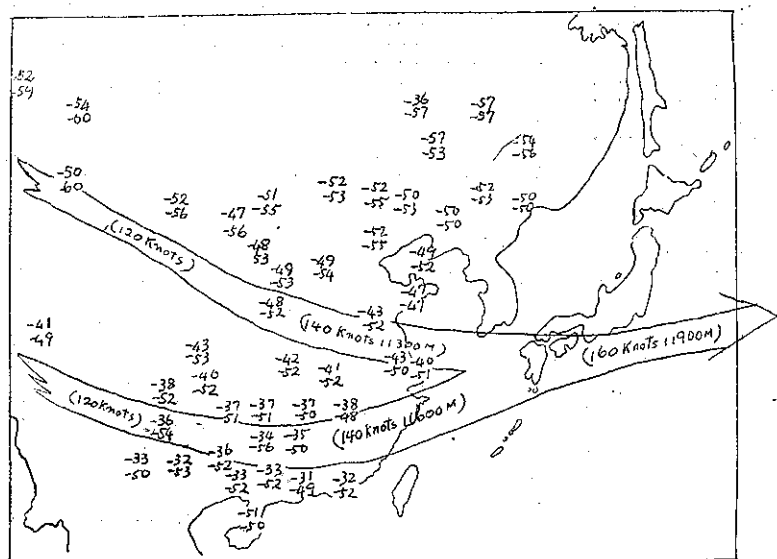
高空溫度短時間內之變化，主要乃由于運動或動力之因素。



第三圖

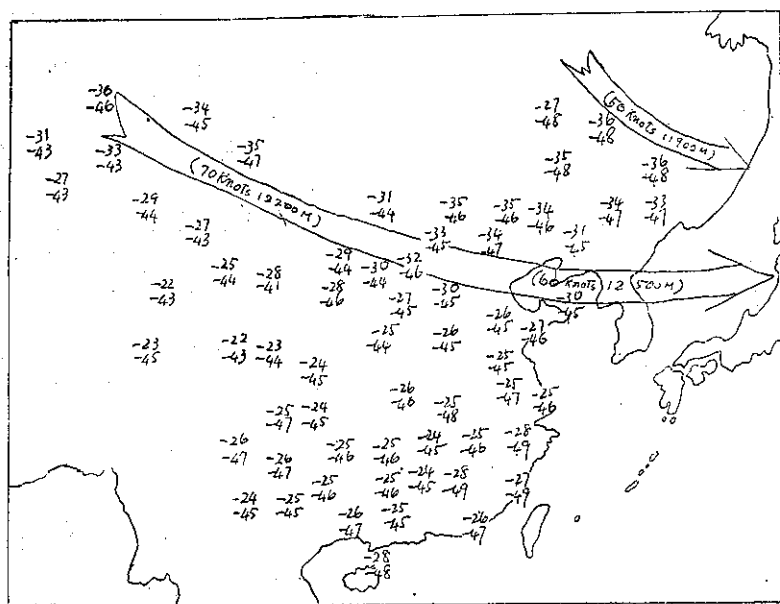


第四圖



一月噴射氣流及 300 mb 及 200 mb 平均溫度

第五圖



七月噴射氣流及 300 mb 及 200 mb 平均溫度

第六圖

高空報告常甚稀少，於分析溫度場及繪製等溫線時，須注意前後圖中之變化，不使與運動及動力變化之原則有矛盾。第七及第八圖為北大西洋 1956 年 12 月 19 日 03Z 時 300mb 及 200mb 圖之等溫線之分佈情形。第九圖及第十圖為次 (20) 日之情況，以上四圖是為上對流層及下平流層中溫度場變動之實例。

## (二) 對流層頂與溫度場

在上對流層中，溫度之分佈南方高北方低，在下平流層中，溫度常北方高南方低；在 200mb 或 300mb 之等壓圖中，如有對流層頂交線時，其兩旁之溫度梯度必有不連續，或有相反方向之梯度。

對流層頂常與 200mb 之等壓面相交，冬季時，副極地對流層頂可下降達 300mb 以下。設有一測站其上 300mb 高度處為低壓槽或封閉低中心，而其溫度較附近者為高，此時該地對流層頂可能已下降達 300mb 以下，如此，則對流層頂交線將成小範圍封閉曲線；有上述情形時，應注意以下兩事：

1. 在平流層空氣區域以內，水平向之溫度梯度減小，風速亦因之減小。

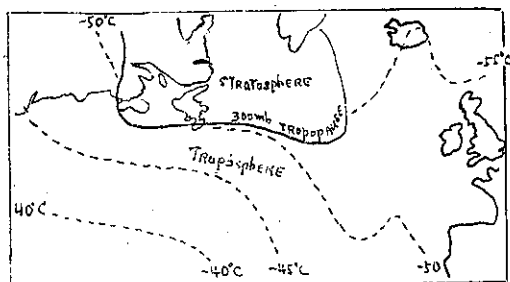
2. 在深厚之低壓中心區域，其對流上限下降 300mb 以下者，計算平流層空氣之高度時，所用平流層之平均溫度，應視為近

如空氣之溫度有保守性，等溫線當隨風而行。但冷空氣平流常伴有下沉作用，暖空氣平流常伴有上升運動，此種垂直運動，常使等溫線之移行速率比較風速為慢。

以動力因素言，上對流層有輻合氣流時，在下平流層中，可因有上升氣流而降低溫度，反之，在上對流層有輻散氣流時，下平流層中可因有下降氣流而溫度上升。

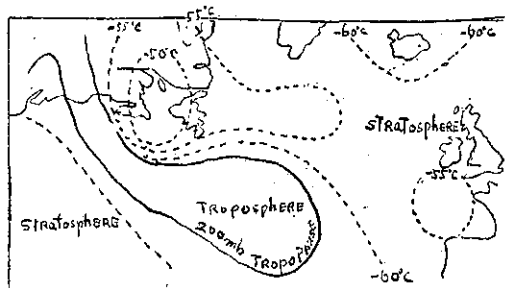
似同溫層，否則，所得之值必較實際者為低。如對流層頂與 300mb 等壓面相交，其與 200mb 等壓面之交線應在較南方之位置；如 300mb 以上之垂直氣象遞減率估計過大，200mb 之高度將太低，其結果可造成 200mb 之等高線密擠，200mb 之噴射氣流可出現在 300mb 上者之北方。

等壓圖中，對流層頂交線附近之等溫線形式，須視探空紀錄之溫高曲線性質而定。溫高曲線或側臥



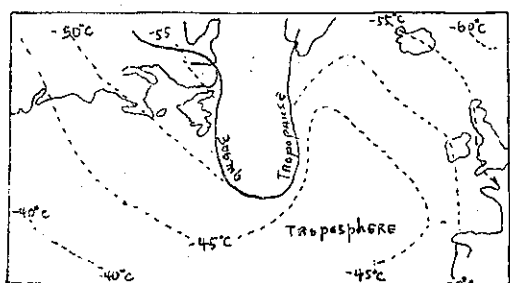
300mb 對流層溫度場  
1956年12月19日 0300Z

第七圖



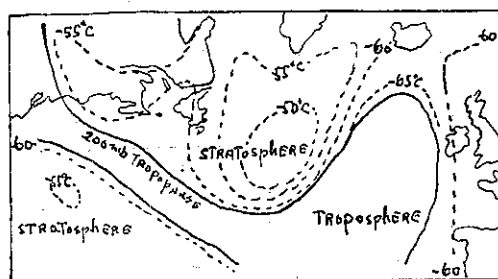
200mb 平流層溫度場  
1956年12月19日 0300Z

第八圖



300mb 對流層溫度場  
1956年12月19日 0300Z

第九圖



200mb 平流層溫度場  
1956年12月19日 0300Z

第十圖

V 字形（對流層頂最冷），則對流層頂交線附近等溫線之型式，須表示出該交線上之溫度較兩旁者為低。如溫高曲線顯示對流層頂以上為同溫層，則在對流層一方面（通常為南方），對流層頂交線上之溫度為最低；在平流層一方面（通常為南方），對流層頂交線上之溫度為最低；在平流層一方面，等溫線甚少折曲。

## 五、風速場分析

### （一）平均風概述

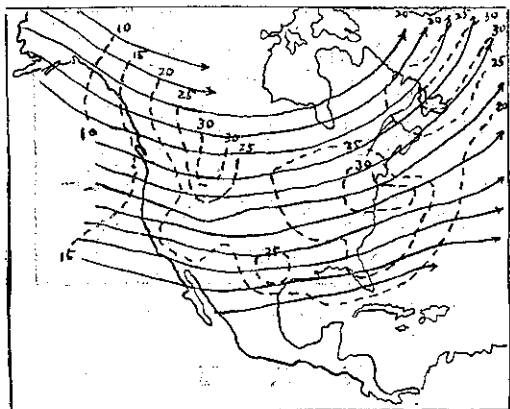
按邱萬鎮先生 (Wan-cheng Chiu) 統計 1951 年至 1954 年北美上對流層及下對流層之平均風，其結果如第十一至十八圖所示：由以上各圖可知一月美國之中東部有一槽線，最大風速之中心，隨高度向西移。此外在美國西南部尚有第二個大風中心。七月美國之西南部有反氣旋環流之中心，自 300mb 以上美國全境均盛行偏西風，在 500mb 全境均改變為盛行東風。在 300mb 至 100mb 高度之間，最大風集中於加拿大南部，比較冬季最大風速位置之緯度為高。500mb 之東風風速，最大者集中於美國境內，向北方

漸減少。各層夏季風之速度均比較冬季者為小。

按王崇岳先生關於遠東區噴射氣流之統計，如第五及第六圖所示，冬季之噴射氣流有二支，一在華中，一在華南，二支合併於東海，成為最大風速之中心，冬季北美及遠東之最大風速中心均在大陸之東北部，此或為兩地海陸之分佈相似之結果。夏季遠東區之噴射氣流位置北移，風速減弱。

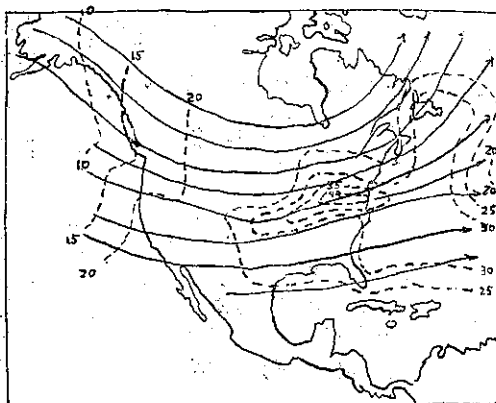
### （二）等風速分析

1. 風報告短缺時之填補方法——高空風之報告常稀少而不够高度，分析 300mb 以上風場時，常須設法填補若干地點之風紀錄，最簡單方法：為按等高線求各地之地轉風，如等高線之彎曲大而移動少，須求梯度風。如風之報告高度不够，可用低層風及加上垂直風切（按空氣層之水平平均溫度梯度求出）求之；後一方法可用以校對前一方法求得之結果。如已知下層風，上一層風亦可以用外推法求之。例如已知 25,000 呎之風，300mb 之風可用 20,000-25,000 呎之風切以外推法求之，惟須注意者，300mb 之溫度梯度須與 500mb 者相近似，才能應用此種外推方



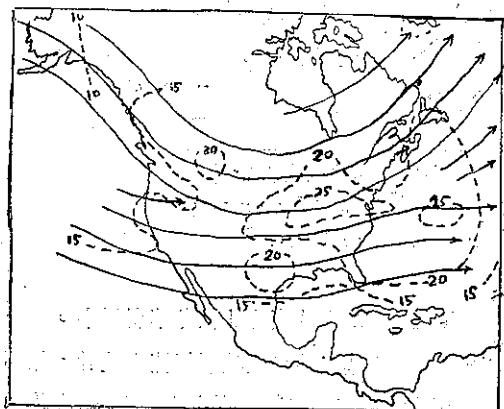
一月 300mb 平均風向風速

第十一圖



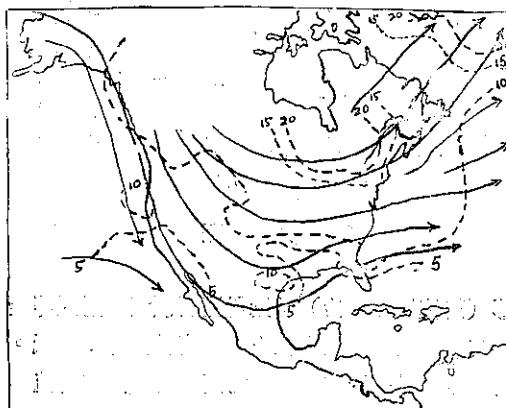
一月 200mb 平均風向風速

第十二圖



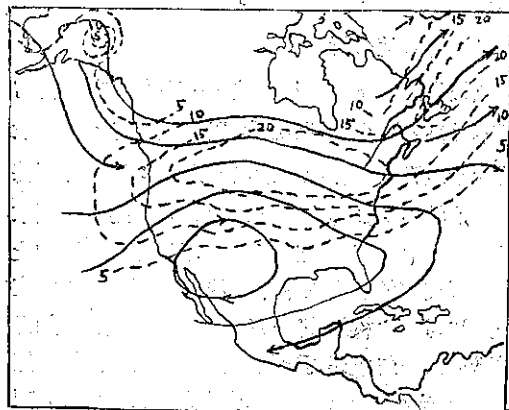
一月 100mb 平均風向風速

第十三圖



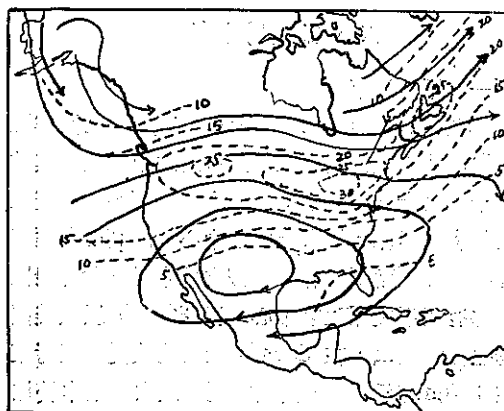
一月 50mb 平均風向風速

第十四圖



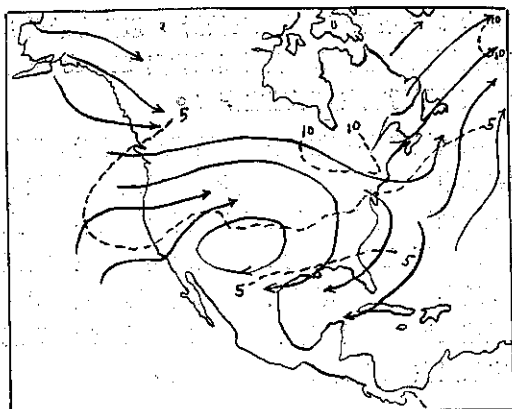
七月 300mb 平均風向風速

第十五圖



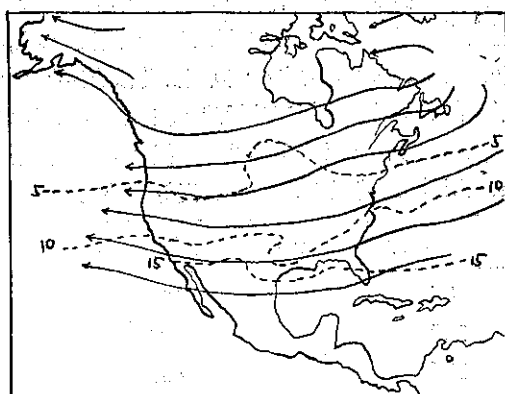
七月 200mb 平均風向風速

第十六圖



七月100mb平均風向風速

第十七圖



七月50mb平均風向風速

第十八圖

法，否則，如 300mb 之溫度梯度已變改，最大風速在 300mb 以下，則 20,000-25,000 呎之風切不能用外推法求 300mb 之風。此外，附近測站 25,000-30,000 呎之風切亦可作為比較參考之用；但此時該地 500mb-300mb 之溫度梯度亦須與該附近測站上者相近似。

## 2. 等風速線之繪製

等風速線之繪製通常每隔 20 哩/時畫一條，等風速分析時，須注意連續性，等風線有各種型式，各種型式之風速系移動更有連續性，且與其所屬氣壓場之移動有密切之聯繫。在高空風報告稀少之地區，各種風速系之移動及強度均假設其為有保守性，除非其有關之氣壓場有顯著之變化。各最大風帶應與各該等壓圖中之密擠等高線帶相符，否則須檢查等高線是否有誤。繪製等風速線時，注意以下二規則：

(1) 強風時，等風速線之走向與風向趨一致；在最大風速線附近，等風速線常與等高線平行。在風弱區域，等風速線與風向可成甚大之交角。

(2) 最大風帶左方之氣旋型風切常甚強，等風速線密擠。最大風帶右方之反氣旋型風切常不超過每 100 哩 30 哩/時。換言之，噴射氣流向北之水平向風速減小可極快，向南方之風速減少不超過每 100 哩 30 哩/時。

## 六、噴射氣流分析

### (一) 噴射氣流之性質

噴射氣流是一狹帶強大之風，平均為西風，其軸心約位於對流層上部溫度梯度最大之空氣層中，其性質如下：

1. 噴射氣流之位置，約在副極地與中緯度對流層

頂間或中緯度與副熱帶對流層頂間之交接處，在同一經度上常有兩支噴射氣流，在冷季時尤為顯著，兩支噴射氣流可合而為一。

2. 噴射氣流有時可環繞地球一週，但經常有數處斷裂。環繞地球並非與緯度平行，乃係上下南北彎曲而成波浪形式，兩波浪間之距離約在 50 至 120 經度之間。前浪與後浪有動力上之連帶關係，上游波浪之增強或減弱必影響其下游波浪之強度。

3. 噴射氣流南北移位之速率約 10 哩/時，其平均位置，冬季南移，夏季北移。

4. 噴射氣流中之風，通常均有強烈之西風分量，風速可達 250 哩/時以上。最大風系中心常向下游移，其移位之速率比較中心處之實際風速為小。

5. 噴射氣流向南北兩方向之水平風切極大，向北 100 哩內可降低風速 100 哩/時，向南 300 哩內可降低風速 100 哩/時。其垂直方向之風切亦大，噴射氣流軸線下每降 12,000 呎減低風速 80 哩/時乃常見現象，其上方垂直向風速之減少亦相類似，惟較均勻。

### (二) 噴射氣流之繪製

噴射氣流是指最大風速區之軸線，內有與氣流線相符合之含意，氣流線與軸線有甚大角度時，常用噴射氣流軸 (Jet axis) 之名稱。通常所謂噴射氣流，最小須有 50 哩/時之風速，噴射氣流軸之長度不及五度緯度者不須繪製，噴射氣流分枝或合併時其角度常甚小。

風速分析時，常先定噴射氣流之位置。噴射氣流先後位置之連續性及等壓圖中風之報告與等高線間隔，均為決定其位置之良好工具。

噴射氣流常出現在密擠之等高線區域；如強風突

然進入氣壓梯度微弱區域，空氣點必穿過等高線進入氣壓較高之區域，空氣點之速度減少，速度120哩/時之空氣點穿過500呎等高線，其速度將減小至50哩/時以下，如此則於噴射氣流分析時，在上述空氣點穿過500呎後，不能再仍表示其為噴射氣流。下表為各種風速減至50哩/時以下時，須穿過等高線之數值。

風速(哩/時)	穿過等高線之數值(呎)
75	130
100	336
125	600
150	900
200	1,700

噴射氣流通常穿過等高線之角度不大，尤在風速最大區域中。等高線向下游散開，噴射氣流常向氣壓較高方向穿過等高線向下游幅合，噴射氣流常向氣壓較低方向穿過等高線。

### 七、分析之次序及校驗

所謂上對流層及下平流層分析，主要係繪製300, 200mb及150mb諸等壓圖，分析者應先查閱400mb及以下之等壓圖，以明瞭下層空氣之情況，各層圖之等高線初稿繪成後，應按各層圖之高度次序重疊，檢查各個槽脊線在垂直向傾斜是否合理，此一步驟極為重要，因為高空圖中之風及高度報告常有缺漏，如不校驗，氣壓系之傾斜將成為無連續性或有不合理之處。

等高線分析完成後，開始風速分析，等溫線分析亦可同時開始，在200mb圖中，常有中緯度之對流層頂，故等溫線分析者須兼作對流層頂分析。風速分析以前，先定噴射氣流之位置，應與12小時前之噴射氣流位置有連續性，因為500mb以上各層之噴射氣流幾均為有相同之位置，分析者可與以下各高度圖中之噴射氣流位置比較，以求上下層者之位置相符。此時分析對流層頂者亦可將200mb之對流層頂交線與

200mb之噴射氣流位置相互校對，以免有矛盾；通常與極面相隨之中緯度噴射氣流約與200mb之對流層頂交線平行或在其不遠之南方。

噴射氣流位置決定後，開始等風速分析，先作最大風速中心區域，此等區域多成狹長或橢圓形狀。等風速線經過噴射氣流時成折曲，折曲角極小，其尖端指向風速較低方向，最大風速按定義應放在噴射氣流上。最小風速區域可以成任何形狀，惟常成圓形。最大風速區域之位置上下層有連帶之關係，最小風速區域之位置在垂直方向之改變常甚大。

總之，等高線、等溫線、對流層頂、等風速線、噴射氣流等各要素之分析須前後有連續性，上下組織合理，各要素間亦須相互協調可相互校對，以期繪製成完整而正確之高空圖。分析時各要素圖可以分開，應用時，視需要可以描繪於一個圖上。(完)

### 參考文獻

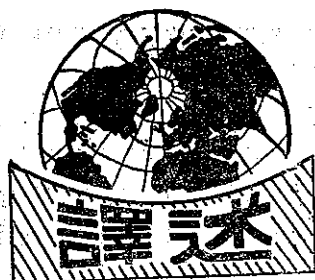
1. Wann-cheng Chiu, 1958: The observed mean monthly wind fields in the lower stratosphere and upper troposphere over North America. J. Meteor. 15, 9-16.
2. L. Harmantas and S. G. Simplicio, 1958: A suggested approach to the problem of providing high-altitude wind forecasts for jet transport operations. Bull. Amer. Meteor. Soc. 39, 248-252.
3. Adam Kochanski, 1956: Horizontal temperature gradient at 200mb and adjacent levels. Bull. Amer. Meteor. Soc. 36, 47-54.
4. Flohn H. and Penndorf R. 1950: Stratification of the atmosphere. Bull. Amer. Meteor. Soc. 31, 71-77.
5. U. S. Navy, Office of Chief of Naval Operations, 1952: Practical methods of weather analysis and prognoses. P. 56-67.
6. 王崇岳著王時鼎譯：氣象技術月刊 第七卷第十一期 P. 1-19.

### 氣象學報訂購辦法

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



# 鋒前線颶之客觀預報法 R.M. Whiting 著 陳良曜 譯

## 一、引言

天氣預報人員所遭遇之最困難問題之一乃為預報鋒前線颶之發生。氣象人員所用以對付此一問題者為關於不安定性之知識以及證明有效之估計不安定性及對流觸發作用之客觀方法。

直至最近數年，天氣預報人員對於鋒前線颶問題，可謂極為模糊。Harrison 與 Orendorff 二氏於 1941 年對於可能之線颶發生作用提出第一個預報線索。彼等指出由於鋒前之降雨冷卻使鋒前降雨區與無雨區之間形成所謂假冷鋒 (pseudo cold front)，自 1941 年後對於線颶及雷雨曾有若干研究，因而增加對此等問題之一般知識。最近由於熱力學之應用，在雷雨預報方面亦頗有進步。最著者為美空軍之 Fawbush 及 Miller 二氏及美氣象局之 Showalter 氏。

本研究之目的在試用一種天氣學參變數，以預測鋒前非對流性之觸發作用。(Non-convective pre-frontal trigger mechanism)。

鑒於對非對流性之鋒前觸發作用之估計仍為主觀性的，故不管過去對於標準高空氣象參數如風、等高線、及等

溫線等雖素有研究，僉認採用其他參數實屬必要。曾經試用過者有：溫度變化、厚度變化及高度變化等，由此發現 850mb 圖上之 12 小時變高槽似為一甚佳之預報指示因子。

Harrison 與 Orendorff 於 1941 年發現在地面天氣圖上線颶出現之數小時前，氣旋暖區內常有地面氣壓迅速下降區。Newton 於 1950 年謂若干線颶乃溯源於地面負變壓中心，並發現當線颶一旦形成時，則此項負變壓中心非移出該區，即完全消失。但上述負變壓中心移出或消失之情形並不適用於 850mb 之

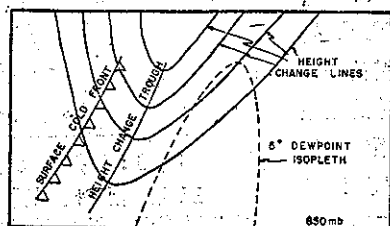


圖 1：類型 1

地面鋒面與 850mb 變高槽均居 850mb 濕舌之西。未來 15 小時內，鋒面天氣或鋒前天氣很少。

12 小時負變高中心。此項結論乃基於下述事實：

1. 在冬春季內差不多所有線颶均沿 850mb 變高槽而形成，或生成於該槽之稍西。

2. 各季內非地形性夜間雷雨最常見於 850mb 變高槽沿線或在 850mb 負變高中心內。

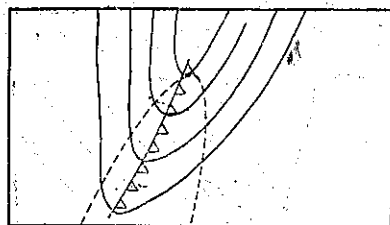


圖 2：類型 2

地面冷鋒在 850mb 變高槽上，且在 850mb 濕舌內。主要天氣在沿地面鋒線上。

3. 在冬春季內，850mb 之變高槽附近及負變高中心附近降水量常為最大或近於最大。

4. 在 850mb 變高槽前後常見槽前風變。

雖則其他參數亦曾先後試用，但最後之結論則為：對於鋒前線颶之生成，850mb 變高槽實為最佳之預報指示因子。同時經 Fawbush 與 Miller 二氏發現之事實，即水平與垂直向之水汽分佈亦為最重要之因素。因之欲預測鋒前雷雨必須綜合考慮 850mb 變高槽與水汽分佈之相互關係。由於對流天氣之季節性變化，故將資料分為冬春季與夏季。對於上述二季在使用變高槽上分別使用不同之方法。所謂冬春季乃指一至四月，夏季乃限于五六二月。

## 二、方法

冬春季，一月至四月。

在冬春按下述步驟用 24 小時變高槽以預報線颶：

1. 在 850mb 圖上繪出 24 小時變高槽，變高槽以 50 呎間隔繪出，槽線定於最大曲度點。

2. 在 850mb 圖上繪出 5°C 露點線，在此線以內之地

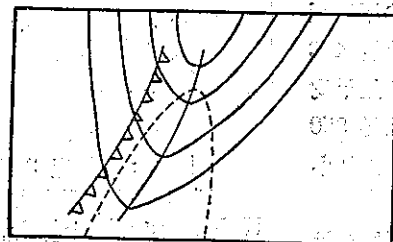


圖 3：類型 3

變高槽在濕舌內，地面冷鋒居其西。主要天氣在鋒前，且可能發生線颶。

區，即為 850mb 之濕舌。

3. 在 850mb 變高圖上繪入與 850mb 圖同時之地面氣旋及鋒面位置。（本文所用者為美國東部時間 1030E 及 2230E）

使用上述參數，共分析約 150 張此項天氣圖，根據此項分析，關於鋒面及鋒前雷雨發現三種類型。如圖 1, 2 及 3 所示。

按變高槽之傾斜度以及其與地面冷鋒之相關位置，再將類型 3 分為五次類，如圖 4, 5, 6, 7, 及 8。

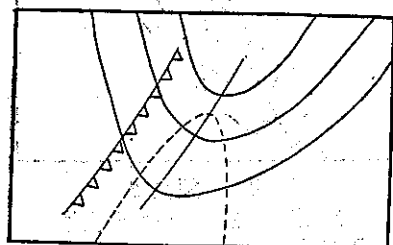


圖 4：類型 3 之 1  
發生線之理想類型。

鋒前線發展時，變高槽必平行於地面冷鋒或取自北至南或東北至西南之方向。

鋒前線發生之時

間地面圖上發現利於鋒前線之變高槽類型時，與實際線之發生間，常有一時間上之落後關係。因在二次高空圖間之 24 小時內無法確知此項利於生成線之型態初生於何時。故此項落後時差殊難確定。但用下法可得相當準確之估計。

定時準則：下述準則適用於利於生成鋒前線之類型。

1. 如 500mb 槽與 850mb 變高槽間之平均東西距離大於 900 哩，則平均之落後時間為 21 小時，自所用之 850mb 圖時間算起。

2. 如 500mb 槽與 850mb 變高槽間之平均距離在 400 哩與 900 哩之間，平均之落後時間為 850mb 圖後之 15 小時。

3. 如 500mb 槽與 850mb 變高槽之平均距離小於 400 哩，則平均時差為 850mb 後 9 小時。

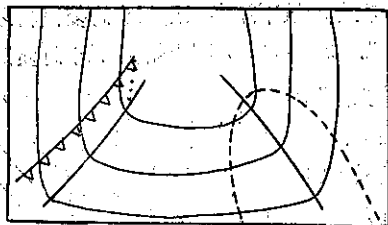


圖 5：類型 3 之 2

三角形槽。經濕舌之變高槽呈 NW-SE 向，其與地面冷鋒之相關位置為近於垂直而非平行。鋒前線不致發生，但在濕舌內及變高槽附近可能有分散之陣雨與雷雨。

如有封閉之負變高中心，且濕

舌至少佔此封閉區之半，則以上三條所述之落後時間須減去 6 小時。

生成線 (line of formation)。線之發生於濕舌內 850mb 變高槽沿線。變高槽與濕舌之東移速度極相近，故一旦在濕舌內發現一變高槽，則此槽將始終在此濕舌內，移動時亦然。濕舌之北移速度可按濕舌北端附近之實測風速之 75% 預測之。

850mb 變高槽之東移速度可間接由地面鋒之位移預測而得。當變高槽距地面鋒在 150 哩以內時，變高槽與地面鋒同速東移。如變高槽距地面鋒大於 150 哩時，則其移動甚微，至二者相距為 150 哩時，即以同速東移。下述準則即係利用此項關係以助鋒前線形成之預測。

### 三、生成線準則 (line of formation criteria)

1. 當 850mb 變高槽離地面冷鋒在 150 哩以內時，即用地面冷鋒之預報移速以移動變高槽。移動時間即用定時準則一節中所述之落後時間。例如落後時間為 21 小時，即以冷鋒之預報移速移動變高槽 21 小時，從而定出生成線。

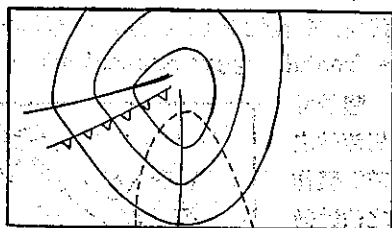


圖 6：類型 3 之 3

三角形槽，經濕舌之一變高槽約呈 N-S 向，較之類型 3 之 1 更接近地面冷鋒，可能發生鋒前線。時，變高槽常停留不動，但當距離達 150 哩後，變高槽即以冷鋒速度東移。在落後時間（如定時準則所述）內預測冷鋒之位移。如在落後時間終了時，冷鋒仍西距變高槽大於 150 哩，則該時之變高槽線位置即為預測之線之生成線，不管其在冷鋒以東 200 哩或 300 哩。

3. 線之最北端之預報位置如在濕舌之最北端，可將濕舌之最北端以實測風速之 75% 沿其北端界線位移。如此預測得之緯度應按預測之地面氣旋及暖鋒位置加以修正，因在冬季及早春鋒前線常有逾地面氣旋及暖鋒以北 150 哩者。

### 四、發生之頻率

有利於線發展之變高槽的發生頻率與 850mb

上濕舌之存在有甚大之關係。在一月及二月上旬甚多可能生成線颶之變高槽因缺乏水汽而未生線颶。迨二月中旬以後，在 850mb 高度濕舌出現較頻，因而利於線颶發展之變高槽出現的機會亦增多。是以線颶之發生在二月下半月較之一月份增加甚多，至三四月份則更為增加。按本文所用資料觀之，利於線颶生成之形態在三四月之次數較之一月至二月中者約為二與一之比。

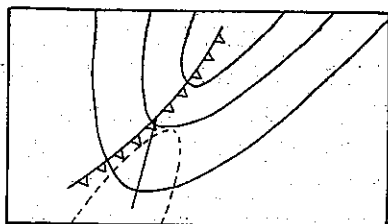


圖 7： 類型 3 之 4

變高槽大致沿地面冷鋒而行，但其南端稍偏東。可能發生線颶，但常弱不可辨。

### 五、預測線颶生成之工作程序

用本文所述法則以逐步測計線颶之生成可參考下列之工作程序。

1. 繪製 850mb 12 小時變高圖，間隔為 50 呎。
2. 沿變高線之最大曲度處定出變高槽。
3. 在變高圖上描入與變高圖同時之地面氣旋與鋒面位置。

4. 在 850mb 圖上繪出 5°C 之露點線，再將此露點線繪入變高圖上。

5. 將變高圖按圖 1 至圖 3 予以分類，如為類型 2，則在未來 15 小時內無線颶生成。如為類型 3，參考下述 6 條再予以再分類。

6. 將類型 3 按圖 4 至圖 8 予以再分類。如為類型之 2 或 3 之 5，則預測未來 15 小時內無線颶。如為類型

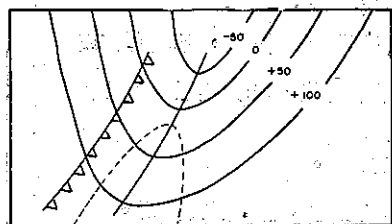


圖 8： 類型 3 之 5

若干變高槽如本圖所示，即由負變高線與正變高線所組成。僅由負變高線形成之槽始與線颶之生成有關。如濕舌不伸入由負變高線所成之槽線部份，線颶不致生成。

3 之 1，3 或 4，則按下條預測其發生時間。

7. 按文中定時準則一節所述，預測線颶生成之時間。

8. 按文中生成線一節所述，

預測線颶將生成之線。

夏季，五月至六月。

在冬季及早春各月中，差不多所有之線颶均直接與 850mb 變高槽有關。在 5, 6 兩月則線颶與雷雨既發生於 850mb 負變高槽及負變高中心地區亦發生於 850mb 之正變高槽地區。此種現象可能由於四月以後日射與對流之迅速增強所致。而當日射增強與氣旋性活動減弱時，變高系統之強度與範圍亦隨之減小。明顯之線颶演變為移動之雷雨地區。

在此諸月中，變高區可用以決定雷雨之夜間持續性以及確定最強烈之雷雨地區。據美國氣候統計之惡劣天氣分析，可知在下午 10:00 與上午 10:00 時間之雷雨大致均發生於 850mb 負變高中心附近。同時亦發現大多數之龍捲風群亦生於 850mb 負變高中心附近。

下列各條在利用 850mb 變高區以預報雷雨方面，頗有幫助：

1. 線颶及雷雨常發生於 850mb 之正變高區，此類風暴通發生於下午及晚間，但甚少持續經宵。

2. 一顯著之變高中心 (significant height change center) 必須最少有負變高 60 呎。

3. 大部天氣均集中於中心及中心以南沿槽線以迄 -50 呎變高線之地區。

4. 在 850mb 負變高中心及沿槽線之露點最少必須為 5°C。

5. 當雷雨發生於 850mb 之顯著負變高中心時，常持續經宵。

6. 封閉之變高中心地區愈小，則雷雨愈集中，且強度愈大。(變高線之間隔為 50 呎)

7. 在 0300Z 圖上當一顯著變高中心形成或自乾區移入濕區 (850mb 露點高於 5°C 之地區) 則約在 15 小時後發生雷雨。

8. 在 1500Z 850mb 圖上一顯著變高中心形成或自乾區移入濕區時，則約在 6 小時後發生雷雨。

9. 變高中心之移向與移速大致與地面氣旋中心移速相仿。

圖 9 示變高中心穿越美國下部大平原移向東北時其伴隨之天氣。

準確度 按本文所分析之 92 例，其準確度經檢定如下：

1. 在可能發生線颶之 44 例中，有 40 例發生線颶。
  2. 在不能發生線颶之 48 例中，有 1 例發生線颶。
- 用其他資料檢定之結果如下：



# 龍捲風及其有關現象

Edward M. Brooks 著  
革 心 摘 譯

## 一、定 義

“Tornado”一詞係來自西班牙文之“Tonada”（意指雷雨）。在非洲之西部與中部，龍捲風(Tornado)一詞仍指雷雨而言。但在其他地區，則用以名繞垂直軸或彎曲軸之一種極猛烈之螺旋運動。

龍捲風橫斷面之直徑約為250碼。在其底層常有一狹窄之雲柱懸垂於積雨雲之雲底，時或觸及地表。

## 二、發生之頻率

由於風暴(Windstorm)甚難予以正確之分類，故龍捲風數目之顯著減少，常是人們未加報告，或將龍捲風報告為他種暴風雨(Storm)。同樣的，有時人們將不屬於龍捲風之暴風雨誤報為龍捲風，使數目突見增加。

世界各大陸均有龍捲風之發生，但除美國及澳洲外均屬罕見。美國每年約發生145次，澳洲140次。就單位面積所發生之次數言，似屬相同，但以澳洲所發生者多不嚴重，故為害不烈。

美國堪薩斯州之東北部，每年每一萬平方哩面積之發生頻率高達3.2。阿堪薩斯州之中部及愛屋華州亦達2.3-2.5，是為最高之數字。不過因各州鑑定之方法未見盡同，所以數字與實際恐亦有出入。

每一龍捲風所掃經之面積，平均僅 $\frac{2}{3}$ 平方哩。所以儘管是在發生頻率最高之美國中西部，每平方哩之土地上，遭受龍捲風突襲之可能性每世紀仍低於一次。

龍捲風之年發生次數與年平均數間，時有甚大之出入。在美國，若依每季之發生次數言，則其次序恰順次為春、夏、秋、冬。而以五月為最多，十二月為最少。各州發生龍捲風之最多月份，常在各州雹暴(Hailstorm)最多月份之前一個月，在發生雷雨最多月份之前兩個月。即在南方各州以三月為最多，中部各州為四月五月，北方各州則為六月七月。發生於一般氣旋中之各種龍捲風，亦如同氣旋之發生以四月五月為最多。

大約有80%之龍捲風發生於中午至下午九時之間，冬季則不顯著，因冬季之午後暴風雨甚為罕見。

## 三、發生龍捲風時常見之天氣圖態勢

在美國，有利於龍捲風生成之天氣圖型式為：在

中部或北部有一潛深之溫帶氣旋，其中心氣壓低於1002mb，且有一向東南方伸展略呈彎曲之槽線，在其上有甚大之風變(Wind shift)時。

在母低壓(Parent low)中心之東南方約100-600哩處，最易發生龍捲風，但在主低壓(Primary low)或母低壓中心之50哩內則甚少發生，若有，必屬極猛烈者。

有許多龍捲風常伴溫帶氣旋之鋒面俱來，通常沿着槽線的是高空冷鋒或地面冷鋒，有時為錐囚鋒或暖鋒。此等冷鋒有90%係熱帶海洋氣團與變性極地大陸氣團或極地海洋氣團交綫而成。10%係熱帶海洋氣團與新鮮之極地大陸氣團交綫而成。

龍捲風也有發生於潛深之母氣旋(Parent cyclone)中，而非生於鋒面之上。偶亦發生在主低壓中心之東南方，即暖區之熱帶空氣中。也可能起於颱風之交點上，或是被幾個鄰近颱風所隔離成之空氣相當沉悶之區域中。

龍捲風有時發生在主低壓中心之北邊或西邊的極地空氣中，但斯處必有熱帶海洋空氣滑行其上。

當母氣旋為颱風(Tropical hurricane)時，龍捲風偶可發生在颱風中心之東南方，但遠較發生在中心北方之熱帶海洋氣團中者為少。

在美國，龍捲風有 $\frac{4}{5}$ 因氣旋而起， $\frac{1}{5}$ 因對流而生。顧名思義，氣旋性龍捲風(Cyclonic tornado)當係發生在發展良好之母低壓中，對流性龍捲風(Convective tornado)自不是發生在鋒面之上，而係起於弱的母低壓中，弱的氣壓槽中，甚或高壓區中。龍捲風也有沿熱帶鋒或赤道鋒(Tropical or Intertropical front)而發生者。

由發生在海洋空氣中之龍捲風的典型探空壓溫曲線，可知潮濕層之高度通常僅1-3公里，有一薄之穩定逆溫層將溫度遞減率峻削之海洋空氣與高層之乾燥空氣隔開。因濕度隨高度劇減，故此薄層為對流性不穩定。

## 四、龍捲風接近時之天氣狀況及預兆

除非龍捲風有活躍積雨雲之預兆，實無法預知。活躍之積雨雲有懸垂之雲柱自雲底向地表伸展，但有時並不顯著。在龍捲風發生前，積雨雲底常呈現乳房狀之外觀。因積雨雲之垂直發展極強，故一部份光線

不能直接來自上層深厚之雲層，使積雨雲通常極幽暗，一部份光線經過地面之反射，可能即為接近龍捲風時構成黃、綠雲彩之原因。

通常在龍捲風未臨之先，在其東北方多有猛烈之雷雨為前導。更常見之情形是在龍捲風過後，在其西南方隨有猛烈之雷雨，或者雷雨中心之行徑與龍捲風平行（通常在龍捲風行徑之西北方）。有時龍捲風之發生根本沒有雷雨伴隨。

雨經常伴隨着龍捲風，但在龍捲風之內部甚少有大雨 (Heavy rain)，在龍捲風過後，其行徑之正西北方常有大量雨 (Heavy shower)，可獲得豐沛之降水量。

電常在龍捲風發生之前後兩小時內出現。出現之地方常在龍捲風行徑之西北方，有時在其東南方。電持續之時間遠較雨為短，但其所造成之損害，時常超過微弱之龍捲風本身所造成之損害。電之直徑在數吋者並不鮮見，其最大者曾達 7 吋，重三磅。

龍捲風之前的空氣，恒為高溫重濕者，隨其後者，則是冷燥之空氣。據 Parks College of Aeronautical Technology 之研究指出：在 142 次龍捲風中，有 111 次發生在地面露點溫度最高之線。當第一次雷颶 (Thunder squall) 到達時，溫度之降低常超過前後氣團之溫度差。

在龍捲風行徑外之數哩，氣壓降低達 3mb 之情形並非罕見。在極端之情形，氣壓之降低，可達 10mb。這表示龍捲風乃為低壓區所環繞，依伴隨着之風而估計，此低壓範圍之半徑約為 5-10 哩，但需視母低壓與龍捲風之大小而定。龍捲風亦酷似雷雨，其內流氣流係來自 5 哩外之活躍雲塊邊緣。

龍捲風常以南來風 (Southerly wind) 為前導，西來風殿後。經 Parks College 之研究指出：在 132 次之龍捲風中有 92 次發生在地面風速最強之線上。接近龍捲風時，常有強風，有時甚至達颶風 (Hurricane) 之風力，但風向多變。

風力特強之原因有四：

1. 母氣旋所導致之盛行風速較尋常氣旋者為強。
2. 環繞龍捲風之副低壓 (Secondary low) 有峻削之氣壓梯度。
3. 常有雷雨之颶線伴同。
4. 常有局部之旋風 (Whirl wind) 出現。

上述四種作用中之任一種之單獨作用，或數種之聯合作用，均可造成數哩範圍內建築物與森林之毀損。

## 五、龍捲風之中心氣壓與風速

在龍捲風中之氣壓與風速，大部份需賴間接方法來決定，因極少有儀器測量。所謂間接方法包括：依據龍捲風之破壞作詳細之分析，及從大氣壓力與風之相互關係來作理論之研究。造成破壞之原因有二：

1. 因極劇烈之風所發生之壓力、吸力與投擲力之影響。
2. 大氣壓力之突然變化。

上述兩者均與壓力有關，當兩者同時交互作用於建築物上時，甚難正確分別出何者為大氣壓力，何者風壓力 (Wind pressure) 作用之結果。若破壞之真實原因為不明瞭時，則不能用地面之破裂與物件之粉碎以估計風之壓力。

Hazen 氏曾假想龍捲風為一局部之高氣壓區。但在龍捲風區之氣壓自記計上，經常示出氣壓之降低超過 25mb。1904 年 8 月 20 日在明尼蘇達州之一氣壓自記計上，曾有降低 200mb 之紀錄。實際氣壓之降低可能超過此數，因建築物內氣壓之變化遠比實際為遲緩，並且該建築物可能並非真正龍捲風中心行徑之所經。

Espy 氏曾依據其經驗指出：家禽拔毛並非因氣壓降低使然。不論是枝葉之脫落，抑是樹幹之折斷、剝皮；均不能視為氣壓降低之佐證。當旋渦 (Vortex) 恰離開地表面時，即不在龍捲風直接影響之範圍內，門窗牆壁與屋頂之爆裂才是極低大氣壓與極大水平氣壓梯度突然蒞臨之明證。當無摩擦時，內流旋渦之梯度與至中心之距離的立方成反比。但在極接近中心處除外。

龍捲風內最大風速之決定，係依建築物之破壞程度加以估計。

Ferrel 氏曾推演出，在不計摩擦力，且旋渦周圍為無風時，大氣壓與風間之理論關係。即風機械能之總和，等於自四圍攜帶空氣進入旋渦超越氣壓梯度所做之功。風速與一物體在真空中之自由落體之速度相似。即一物體在與渦旋中之氣壓相當之高度下垂。舉例言之，當氣壓為 900mb，或謂氣壓下降 100mb 時，則得風速為 300mph。此種低壓 (Depression) 在理論上，與相當風引起之風壓力相等。因風壓力與大氣壓力作用於密閉之建築物中，其重要性相同。

## 六、龍捲風之氣流模式

龍捲風中空氣之旋轉，除若干尚值懷疑之特例外，係為逆鐘向之氣旋式，此現已為普遍接受之事實；

但在百年以前則不爲一般人所同意。

在北半球，因龍捲風引起嚴重災害之區域，通常係在其行徑之東南方。因在此區域中，龍捲風之風向與盛行風一致，故風速增大。由此種原因所造成之風速增大，有時比因旋轉作用所造成之風速增大所招致之災害爲嚴重。

根據角動量不減原理，切線速度與自中心至無摩擦作用處內流之距離成反比。實際上，摩擦力矩(Frictional torque)之作用可減弱風力，使風速剖面圖(Velocity profile)不致過份尖銳。通常在摩擦力爲零之地，渦旋並非是不旋轉，而是呈氣旋式之渦旋率(Vorticity)。

房屋扭歪之方向，並不能真正表示出龍捲風旋轉(Rotation)或渦旋率之性質。因爲扭歪之方向係基於建築上拉力(向風面)與風速之不同，此風速則受林木或直接受局部旋風(Whirl)所影響。

接近地面處，一龍捲風之沿徑運動(Radial motion)幾乎均是向心的。在不同之龍捲風中，甚至在一個龍捲風中，向內吹括之風向可能與其半徑成不同角度，其角度係依流入量(Inflow)與切線速度之比率而定。在許多曾在龍捲風經過之路徑上，內流之形跡顯較旋轉之形跡爲顯著。此表示在許多情形中，除非是鄰近中心，內流之速率可較切線之速率爲大。內流之風常甚猛，足使在下風處之屋頂或牆造成吸引(Suction)之災害。此係指面向龍捲風之一方。吸引作用加上大氣壓之降低，造成外圍氣壓之極度不足。另一方面，向風面之屋頂與牆，也因過度之氣壓梯度所造成之風與飛揚傢俱之撞擊而損毀。

在旋渦之中，需要有一連續且強烈之垂直向上運動。1938年6月在德薩斯州之Abilene，曾獲得一猛烈上升氣流存在之實例。當一龍捲風位於其積雨雲之前時，立即產生一新之積雨雲，在一分鐘內猛升至35,000呎之高度。此種疾速之空氣垂直加速度，需要遠較重力爲強之垂直向上之氣壓梯度力。龍捲風中心氣壓之降低在略高出地面之高度，比在地面上者爲顯著。故在龍捲風經過之途徑上之建築物，遭受最嚴重損害者，是在建築物之較高層，非在最低層。

Redfield氏曾見一雙重之螺旋(Spiral)，起初空氣自旋渦外圍向下作螺旋狀之旋轉，接着向內趨向中心，在旋渦內則向上向外旋轉。此種向上向外之旋轉運動，亦曾獲觀測之證實。向下旋轉之空氣速率曾達1,800每分鐘呎，此數字係由一滑翔機駕駛員在沙

漠中之沙塵旋風(Dust whirl)中所遭遇到者。

在龍捲風外圍中靠近地面之空氣，因受絕熱壓縮之作用，有時其溫度可較同高度處自由大氣之溫度高出20°F。

在龍捲風中，因受甚強之地面與內在摩擦(Internal friction)之影響亂流極爲猛烈。因機械作用而產之渦旋(Eddy)含有破壞性之狂風。在疾速輻合與上騰氣流之中心區域，副旋風(Secondary whirl)之速率因半徑之減小而增加。此種小型之龍捲風可由靠近主要懸垂雲柱前方之短小懸垂雲之出現得到證實。

### 七、龍捲風之外觀與能見度

在一龍捲風中可發現有兩雲柱：其一爲自積雨雲雲底向下伸展之懸垂雲柱，其二爲自地面有一大而無定形之沙塵與被毀壞之物件向上伸展，但所及之高度甚低。

假定在凝結前比濕近於一致，則因懸垂雲內之空氣已經絕熱膨脹，故其凝結氣壓與溫度較該氣團者爲低。結冰層亦因之較低。在中心氣壓爲900mb之龍捲風中心，其溫度可較四圍空氣之溫度低降約10°C，或18°F。故曾有一觀測者稱，在龍捲風中心區域，感覺到如觸冰一般之冷。

懸垂雲之形狀係依等凝結氣壓面之斜率而定。靠近旋轉軸處斜率最峻陡。過度之摩擦可大大地削減其內部之斜率，以阻止懸垂雲伸達地面；並使原爲漏斗狀之雲柱變形爲吊籃狀或氣球狀。若空氣甚爲乾燥，或中心氣壓之低降甚微，僅稍低於凝結氣壓，則懸垂雲甚狹窄，其大小類同象鼻、繩、或蛇。

當水滴在懸垂雲中凝結後，由於離心力使水滴作向外之旋轉，遂在其中造成一甚小之眼(Eye)，據實際之觀測，此「眼」中無雲，微風。

塵柱通常較懸垂狀雲柱爲寬廣，且係環繞着雲柱之底。當氣壓降低達凝結氣壓之前，正常之風力均已達到足使塵沙飛揚之速率，土壤及空氣潮濕之地，可有例外情形發生，即懸垂雲柱甚大，且伸越至大風區邊緣之外。當塵柱發生時，許多被毀損之物品，因旋渦之離心力向四方猛擲，望之如混濁之噴水。此塵柱又被誤認爲因燃燒而生之烟。故災害之發生，常非懸垂雲之猛襲而是塵柱中狂風之猛刮。

在一龍捲風中，懸垂雲曾有多達九個者。各旋渦之間隔約爲一哩，在極端情形下，間隔僅爲150呎或100呎。有時在此破壞力極強之龍捲風中，竟未發現有漏斗狀之雲柱。此可能係因懸垂雲之寬度比垂直高

度爲大，或因夜幕低垂而莫辨，或雖係白晝但因暴雨、沙陣、極低之雲幕，或建築物之阻擋而看不到。在美國大平原區所看到之漏斗狀雲遠較在美國東部所見到者爲多。

龍捲風之軸，最初近於垂直，但以底部與頂部之移速不同，故軸漸被扭曲，終成趨於水平之方向。軸之底部通向後拖曳，因近地面之風受地面之摩擦而減弱。最後龍捲風漸與原屬之積雨雲完全脫離。

## 八、聲 與 臭

在龍捲風觸及地面所發出之怒號聲，距25哩處，常可聽到有如龍捲風觸及地面所發出之怒號聲，或輕微之騷動聲。此種聲響所傳播之距離約與雷聲相等。但所耳聞之聲響較聞及在1哩外降大雹(Heavy hail)之聲響爲大。有時旋渦離在空中(縱使範圍甚小)，但噪雜之聲仍繼續發生，故知此種聲響並非全由於風破壞時所發生，而係旋渦中強烈風切所生之摩擦作用震盪而生。此種音響因連續之回音作用而增大。

當發生龍捲風時，空氣好似近於窒息，且有易於燃燒之感覺，但甚少發現有若何之氣味。據報告會有類似臭氧或燃燒硫磺之氣味，此諒係由於閃電時之放電作用而起，而非因龍捲風之直接影響。

## 九、路 徑

龍捲風之直徑，亦即龍捲風路徑之寬度，平均約爲250碼，但有時近於零，有時則達1-2哩。

龍捲風路徑之長，平均約爲4哩，但可短僅100呎，亦可長達300哩。通常氣旋性龍捲風較對流性者其路徑爲長。因前者移動快，且持續較久。最常見之路徑長度爲1哩。此可能係因旋渦升騰以躍向一開濶之地區，開始新之路徑。1925年4月5日在美國之Miami，當龍捲風駐留時曾見及漏斗狀雲柱之反覆升騰。

在北半球幾乎有90%之龍捲風係來自南與西之兩方位間。因龍捲風係孕育於暖濕之空氣中，並且是經常隨着溫濕氣流而移行，而暖濕空氣即係來自此西南象限。在有颱風時，因龍捲風係位於颱風中心位置之北，故龍捲風通常向西移動。龍捲風有時來自西北，尤其在美國之德薩斯州最常見。因該地區之龍捲風係受上層高空風之導引，而美國西南部夏季高空風之特色爲來自西北也。

假使母氣旋不是位於龍捲風之西北方，則龍捲風可能有異於尋常之轉向。有時龍捲風雖在統一之氣壓系統中，但其移動方向仍屬多變。

龍捲風之移速平均爲35MPH，變化之範圍自0-150MPH。據計算，龍捲風之停留約爲1分鐘，在地面之持續約爲8分鐘。但1917年5月26日在伊利諾州曾有龍捲風在一地持續達七小時之極端情形。

當龍捲風在平坦且無高大建築物之鄉村移行時，其路徑常近於直線。意指在平坦之鄉村内移行150哩，其與直線之偏差不超出1-2哩，但仍可能使路徑發生強烈之曲折。當渦旋作鋸齒狀之移行時，甚少改變方向。據經驗知一旋渦成氣旋形轉動時，係受左方水平氣流之影響(背風而立)。若龍捲風之移動較副低壓(Second low)爲速，其路徑折向左方，若較慢則折向右方。

山甚至一建築物都可使龍捲風之行徑呈顯著之彎曲。當山脊或山谷與所轉之方向成直角時，龍捲風有躍進之可能，但躍進也可以發生於水面或平坦之地面。故知山嶺之背風面比向風面更易遭受到嚴重之襲擊，山谷也不比山頂爲安全。不過仍有若干氣象學家不同意地形影響龍捲風之論調。然崎嶇不平之地面可以破壞龍捲風之結構，地形之輻合有時可以產生旋風總是事實。

根據許多觀測之實例，吾人可知二個或多個之旋風可以併成一個，一個旋風也可以分裂爲多個，在這些情形下通常僅有一個主旋風。

## 十、有關龍捲風產生與持續之理論

### (一) 垂直運動之能量

解釋龍捲風形成之主要難題，是如何覓出其位能之源泉，及由位能轉變爲動能之方式。

在19世紀，Hare氏推想主要之能源爲電。其後Hare氏假定：近地面空氣已帶電，與雷雨雲(Thunder cloud)所帶之電荷相反，故誘之向上而生疾速之向上運動，使垂直之電位梯度趨於消除，一如雷雨時之閃電作用。但電之現象通常被認爲是嚴重對流活動之結果，而非其因。

Espy氏則謂，供給龍捲風中強烈對流之能量爲熱及汽化時所釋之潛熱。但汽化熱僅是維持之因素，而非產生垂直運動之原始原因。其原始原因必是一種外在之能源。

有謂懸垂狀雲柱之產生促成了龍捲風，亦不正確。蓋1923年加利福尼亞州曾因石油起火，使近地面之空氣充分加熱，形成數個旋風，最猛烈之一個，且曾使兩人致死，並毀屋一間。

最近Showalter氏指出：電可能是促成龍捲風

之最初機械作用。因電降自積雨雲突出之頂部，下降後使其下層之乾空氣因電之傳導、蒸發而冷却，直至原有之乾逆溫(Dry inversion 或穩定帶 Stable zone) 到達不穩定平衡，如此種不穩定不伸展至冷却層之上，則有效對流能量將集中於較低之大氣層。

### (二) 水平運動亦是一種能量

Showalter 氏認為：自動對流之建立有賴升舉作用或水平輻合作用，而此兩者均需要水平內流。

Humphreys 氏稱：旋渦運動不是常在被升舉之暖氣團中產生。吾人要注意考慮鋒面之升舉，不論此鋒面之風變多大。因在暖氣團中發展之旋渦運動，需要暖空氣本身有以其對流作用為中心之角動量。此種需求，颱風中之氣壓槽可予滿足。若兩氣團均利於舉升，則鋒面上之水平輻合，對產生旋渦運動最為有效。蓋在此種情況下，鋒面性之風變足以供給必需之角動量。Humphreys 氏認為：高空冷鋒(Upper cold front) 符合此種條件，Willett 氏則以水平溫差較小之高空冷鋒為適合。

Taylor 氏認為龍捲風係由生成於鋒面上之小且強之副低壓經極端之發展而成。因在龍捲風周圍有許多有利於副低壓(龍捲風氣旋)存在之證據。在龍捲風形成之前，「龍捲風氣旋」中心附近有充分之角動量。產生或維持龍捲風之存在，需要有一最低之內流量，以建立足以勝過摩擦消耗之風的加速度。

Garbell 氏曾謂：龍捲風可能係由於以下之兩種情形結合而成：(1) 由迅速生成之積雨雲顯示出之強烈垂直運動。(2) 氣旋式環流。極大多數旋渦最初係出現於雷雨中，後因旋轉運動十分強烈，才自雲底伸抵地表。

Wegener 氏以為：龍捲風亦如同轉動之雷雨颱風(Rotating thunderstorm squall cloud)，惟其一端觸及地表耳。如要證實此一理論。須捨棄不適合之觀測資料，即不限制颱風之那一端應吮吸地表，如是可以消除龍捲風作順鐘向與逆鐘向數目大小相等之缺點。

### (三) 龍捲風中氣壓降低之原因

解釋維持龍捲風存在之另一大難題，為說明面臨着強烈之地面內流，為何低壓減退，其中心消失。

通常對低壓之解釋係認為氣壓之降低由於旋風之外向離心力。若氣壓降低係由於兩股強烈且反向氣流間之旋風作用所形成，則旋風必先已存在。低壓之發展需有由於接近角動量不變之微弱外流，以使風速減低至較原有之相反氣流為小。反對此種解釋者所持之

有力論證為龍捲風中之風速遠超過四圍之盛行風。

若假定內流氣流稍比可忽略之外流氣流為大，則內流空氣離心力之增加約與半徑距離之立方成反比。有些人指出，如此極度增加之向心加速度需要甚大之氣壓梯度，即中心之氣壓需甚低。實則龐大之內流對中心氣壓之影響恰與此相反，即係使中心趨於填塞。若是輕微之內流，則風速之增加可使離心力大過氣壓梯度力，致內流之氣流為零，甚或完全相反。此種似是而非之推論，係基於最先內流氣流為無限之假設。

由上之討論可知不論地面之內流或外流均不能產生龍捲風。

Hare 氏指出：在相對低壓附近，上衝(Uprushing)空氣之體積係超過內流之空氣。但 Redfield 氏不同意此種說法，他認為相對低壓附近並無上吸(Suction)作用。因空氣向上之過度移動而產生之地面低壓，僅當在龍捲風前向上作用之氣壓梯度力超過重力時，但這種情況需要高層有低壓之形成，而高層低壓之產生仍有待解釋。

高層之輻散不但為高層低壓之產生與持續所需要，且亦足以防止因內流而使地面低壓之填塞。蓋吾人已知，如要維持在地面為內流，在核心處為垂直上升之作用，則高層自需要外流。此種外流在龍捲風形成前曾經獲得證實。Espy 氏以為外流足夠驅使高層之空氣，在其周圍建立一環狀之相對高氣壓帶。地面低壓之加深必須高空之外流超過地面之內流量。此種作用之持續係當向上氣流自四周洩離，或當離心力增強內流減弱時亦可發生。因為高空之水平氣壓梯度較小，故被旋渦之離心力超過時，即產生所需之外流以維持龍捲風之存在。此有助於使吾人承認：在內流上層之旋渦是龍捲風之必要特徵。

Redfield 及 Ferrel 兩氏在19世紀曾認定旋轉的運動以及不穩定條件乃龍捲風生成之必要條件。

## 十一、預報與行徑

目前欲獲得類同每日天氣預報一樣正確之龍捲風預報仍屬不可能。充其量僅能發現有利於龍捲風發生之地區而已。Finley 氏曾將有利於龍捲風發生之區域縮小為一面積之半，他人亦曾根據地面與高空條件之變遷，將預報發生龍捲風之地區與時間益為縮小。近五十年來，美國氣象局曾發佈未來24小時地方性嚴重暴風警報，但未特別提及龍捲風。

雖則龍捲風來襲之正確時間與地點無法預知，但 Lloyd 等諸氏認為當一龍捲風已經形成之後，其未來

行徑可自上空暖氣團之風得出精確之預報。在美國中西部各城市裡，美國氣象局正計劃以有獨立電源供應之雷達來偵察並以無線電或電話來報告龍捲風之行踪。上述方法實行之後，則目前僅憑經驗確定龍捲風行徑之方法將獲得改良。

## 十二、生命之危害與公共安全

在美國每年死於龍捲風者平均 245 人，但美國人口逾一億，故每人每年死於龍捲風之機會平均仍低於四十萬分之一。在死亡之人員中，多數之死傷係由於物件撞擊頭部或因龍捲風後之火災所致。在單一龍捲風中所造成死亡之最高紀錄為 1925 年 3 月 18 日之 689 人。一天中因龍捲風致死之最高紀錄為 1884 年 2 月 19 日之 1,200 人。

當獲悉有關機關預報某地有地方性之猛烈風暴時，人們若能辨識當地龍捲風之信號，並注意天空狀況之變化，則對個人生命之安全自有幫助。發現龍捲風雲時，如時間仍屬許可，則（1）要立刻截斷電源與供應之瓦斯，並熄滅所有之火種，果如是則可避免火災，及使被堆積物壓倒之人們不致燒死。（2）迅速尋覓避難室或木質房屋之西南牆角，鐵筋水泥建築物之底層，但不要在磚砌牆之屋內。在城市裡若駕駛車以避龍捲風，常屬危險，因為極猛烈之風常携堆積之物件及雹以俱來，而這些均足以毀壞車輛並傷害車中之人員。若在空曠之地方遭遇龍捲風，而又無法覓得適宜之避難場所時，最好平躺在壕溝之中，緊握住固着之物，以防被風所吹倒，並使身體有所掩蔽，頭部尤其要慎防被隨風亂飛之物件所撞擊。

## 十三、財產之損失

美國每年因龍捲風而招致之財產損失，平均約為 1,100 餘萬，但各年之損失大不相同，此係依龍捲風中心所經路徑之人口分布為如何而定。當然財產之總值與幣值經過甚長久之年代後都已發生極大之變化。在 1884 年 2 月 19 日之一天中共有 59 個龍捲風之出現，其損失總值計達 3,500 萬，是為最慘重之一天。1896 年及 1927 年聖路易僅受兩個龍捲風之襲擊而財產之損失亦達 3,500 萬之數，此係將龍捲風過後發生火災及被掠奪之間接損失計算在內。

## 十四、他種旋風

由於平常對旋風之注意遠不及龍捲風，故瞭解亦不完整。一般而論，塵暴、水龍捲若與龍捲風相較，則危險性較低，且中心之氣壓亦較高，但在某些之特殊情況下亦可轉變為龍捲風。

### （一）塵暴 (Dust devil)

塵暴之直徑小者僅 10 呎，大者可達 100 呎，約為龍捲風直徑之  $\frac{1}{10} \sim \frac{1}{100}$ 。塵暴中無懸垂雲，但有旋轉性之塵柱或沙柱。在塵柱或沙柱中質點之大小隨距中心之距離成反比。塵暴多發生於乾燥地區酷熱之日，在微弱不規則之風場下，受強烈之對流所引起。塵暴旋轉之方向並不重要，有時為順鐘向，也時常是逆鐘向的。在塵暴中水平之旋轉與向上氣流常超過 20mph

。平均高度約為 600 呎，但持續至數小時後其高度可達數千呎。當盛行風之風速小於 3mph 時，塵暴常向着較高之地移行，而不隨風而去。

### （二）水龍捲 (Water spout)

水龍捲可分為兩類：1. 發生於水面之龍捲風，2. 良好天氣之水龍捲。

多數之水龍捲類同龍捲風，有氣旋式之旋轉與生自積雨雲底之懸垂雲之特性。若目光穿過其中心以視水柱，則較經邊緣視之者為透光。蓋水柱之中心亦有類同龍捲風之一小「眼」也。有時水龍捲好似是雙重的，因為凝結之水汽散佈在水柱之外如同噴水之作用。水龍捲之出現多是成群的，曾有一船舶在一天內看到 30 個之多。由於水面之摩擦甚小，故水龍捲之運動接近切線，其內流與向上之氣流比較龍捲風中者為小。摩擦力之較小，水面水汽供應之充分並非決定水龍捲強度之主要因子，若然，則水龍捲應較龍捲風為強。

良好天氣之水龍捲一如塵暴，是一種低層之旋風，可順向轉亦可為逆向轉，其生成係由於不規則之氣流與地面顯著之不穩定性，且為高濕度之結果（比高濕度為重要）。

在水龍捲下之水面，如不升高便要降低，但需視大氣壓力減弱或風力兩者之影響以何者為大而定。水龍捲並不能自水面舉升可觀之水量，此可由在海洋中穿過水龍捲之船舶所得之降水率半為新鮮之淡水獲得證明。當水龍捲到達海岸時趨於消失，蓋乏充分之向內加速度以補償因摩擦作用而起之耗失。

## 十五、結論與未來之展望

龍捲風是一極陳舊之論題，古代之學者如 Pliny the Elder, Seneca, Lucretius 諸氏均曾加討論。但自此之後，有關龍捲風研究之進展甚緩。Everdingen 氏稱在美國近半世紀來有關龍捲風之著述殆侷限於龍捲風之分佈，及發生頻率之統計與災害之描述。至於充分應用流體動力學之理論於龍捲風、塵柱、水龍捲之摩擦旋渦 (Frictional Vortice) 者則甚貧乏。

茲建議研究以下之三項：（1）高空之外流，（2）雹之形成，（3）旋轉之概念；解釋事實之舉例，修訂以前之理論，糾正偏祖之觀念。從事各項研究時，自需更多之地面與高空之觀測資料。

龍捲風乃一局部之環流現象，故氣象資料之收集端賴稠密之測候網，始能發見與龍捲風有關之小副氣旋之發展，颱風、雷雨、雹陣等位置之準確決定。

當龍捲風發生之後，吾人應留心勘察所造成之災害，以決定風與氣壓之低降。預備統一格式之詢問書以為個別調查訪問之用，在當地之報紙上刊印統一格式之詢問書請求讀者答覆。局部之照片對龍捲風之分析甚為需要，照片中與其單有懸垂雲，下如含有懸垂雲上積雨雲雲頂之生成過程。

要瞭解龍捲風生成之自然原因，自需跟踪隨着龍捲風以獲得小地區完整充實之資料。此等知識實為奠立預報龍捲風發生及行徑之基礎。（完）

原文題目：Tornadoes and related phenomena.

原文譯自：Compendium of Meteorology.

# 氣象學報第四卷目錄

## 第一期

日本的氣象學界·····	陳正祥	( 1 )
放射能與原子塵·····	王榮舫	( 6 )
渦率觀念及其在天氣學上之推廣應用·····	嚴夢輝	( 11 )
飛機凝結尾之分析與研究·····	禾雨	( 29 )
氣旋生成在東海之預測·····	曲克恭	( 35 )
美國對於放射性微塵預報之概況·····	殷來朝	( 39 )
臭氧層季節的與緯度的溫度變化·····	革心	( 43 )
噴射機凝結尾預報之經驗修正·····	徐應環	( 45 )
因地勢發生之大氣擾動與飛行之關係 (下) ·····	曹淦生	( 50 )

## 第二期

中國氣象學術事業發達史略·····	鄭子政	( 1 )
圖解法作 24小時 500毫巴預測圖·····	耿秀雲	( 6 )
氣象對水稻生育之影響·····	張月娥	( 11 )
臺灣地形影響冷鋒之初步檢討·····	林鞠情	( 20 )
雷雨之研究·····	劉鴻喜	( 24 )
航空氣象勤務之展望·····	徐應環	( 30 )
旋率原理·····	戈文力	( 34 )
颱風進路的預報·····	周明德	( 40 )
北美區極地反氣旋移動之客觀預報·····	陳良曜	( 44 )
羅士培先生傳·····	鄭子政	( 51 )

## 第三期

雨港基隆之雨·····	陳正祥	( 1 )
寒潮預報有關問題之討論·····	徐應環 王時鼎	( 6 )
厚度圖之性質及其應用·····	徐寶箴	( 15 )
臺北淡水河之水位與氣壓雨量之相關·····	黃錦身	( 24 )
颱風溫妮·····		( 29 )
利用人造衛星預測天氣·····	戚啓勳	( 39 )
赤道區之氣團與界面現象·····	夏蔚群	( 46 )
美空軍天氣偵察介紹·····	曲克恭	( 48 )
憶前藍山氣象臺臺長白魯克先生·····	鄭子政	( 53 )
裴德生新著卷二讀後記·····	劉鴻喜	( 50 )

## 第四期

農業氣象研究與發展之大勢·····	鄭子政	( 1 )
臺灣物候報告·····	張月娥	( 6 )
建立防洪預報工作芻議·····	劉鴻喜	( 10 )
中國區域強烈寒潮分析·····	王時鼎	( 15 )
臺灣氣候與雷達電波之選擇·····	湯捷喜	( 23 )
八月下旬侵襲臺灣之小型颱風·····		( 30 )
颱風葛瑞絲·····		( 33 )
冬季北極平流層噴射氣流·····	曲克恭	( 39 )

台灣省誌協會會員  
內政部登記證內警台誌字第五五一號

主編者：台灣省氣象所  
地址：台北市公園路六十四號  
電話：二四一四二

發行者：台灣省氣象所  
地址：台北市公園路六十四號  
電話：二四一四二

印刷者：文英印書公司  
地址：台北市三水街七號  
電話：四七二四



# 目 錄

## 論 著

從本省中南部雨災談到地球物理學之研究.....	鄭 子 政.....	( 1 )
葛瑞絲颱風行徑預報對操縱觀念之研討.....	廖 學 鎰.....	( 6 )
臺北雨水 <sup>90</sup> 含量之累積推定值.....	呂 世 宗.....	( 13 )
種菸與氣候.....	方 冠 英.....	( 15 )

## 譯 述

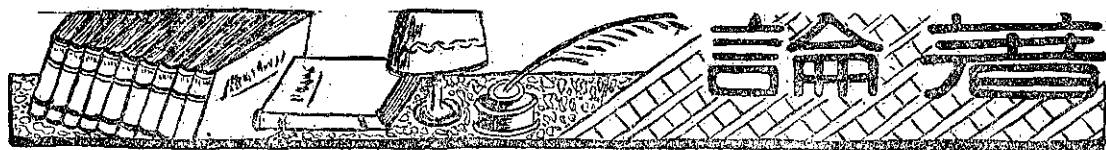
建築工程與氣象.....	徐 寶 箴 譯.....	( 20 )
熱帶東風噴射氣流.....	鄒 新 助 譯.....	( 25 )
亞洲南部與東部大規模夏季季風情況.....	簡 以 明 譯.....	( 33 )
氣旋發展之預報.....	嚴 夢 輝 譯.....	( 37 )

## 其 他

出席區際水文系統暨方法討論會議報告.....	劉 鴻 喜.....	( 45 )
------------------------	------------	--------

## CONTENTS

A discussion of great inundation in the middle and southern part of Taiwan in relation to the promotion on the study of geophysical science .....	Kenneth T. C. Cheng.....	( 1 )
An application of steering hypothesis in making a forecast on the movement of Typhoon Grace .....	Laio Shyue-yih.....	( 6 )
Estimation of cumulative quantity of $\text{Sr}^{90}$ deposited in rain at Taipei (January 1958 to December 1958).....	Shih Chong Lu .....	( 13 )
Climate and tobacco .....	Fuang Kuang Ying.....	( 15 )



# 從本省中南部雨災談到 地球物理學之研究

鄭子政

*A discussion of great inundation in  
the middle and southern part of Taiwan  
in relation to the promotion on the study  
of geophysical science*

Kenneth T. C. Cheng

## Abstract

A sudden downpour of thundery showers happened during the night of 7th August, 1959, had caused a great inundation in the middle and southern part of Taiwan covering an area of 1,244,545 local Mau. This takes 43 percent of cultivated lands in Taiwan. The flood resulted with a loss of property to the amount of 3,400 millions dollars, and took a heavy toll of lives of 669 persons. About 21,705 houses had been completely torn down and 31,000 persons had become homeless.

The maximum rainfall reported in 24 hours on 7 August at Mailing, was 1,001 millimeters which is close to the world daily maximum of 1,168mm. recorded at Baguio in Philippines on 14-15 July 1911. The next value to the maximum was 786mm. recorded at Tulu. The occurrence of such heavy downpours was to be calculated only once in hundred years. The showery rainy belt was to be happened at a height below 2 kms.

When an anticyclone was built up in subtropical area near Philippines and Sulu Sea, strong southwesterly current was generally prevailing in Formosa Strait and Taiwan. Unstable showers were frequently happened on the rear side of these subtropical anticyclones. The great flood of 7th August in Taiwan was exactly created under such a pattern of synoptic situation which the outburst was to be induced in by a very weak tropical depression born near Pratas Is. on the early morning of the same day.

Following the great flood, a very strong earthquake had happened on 15 August, 1959 17h 50m L. T. near Hengchuan. This earthquake also caused a death toll of 16 persons and made a great damage on constructions. For making prevention of these damages and losses due to floods or earthquakes, the study of geophysical science should be greatly promoted.

## 一、雨災災區與災況

今年八月七日至八日本省中南部因暴雨釀成災害，災區廣大概括苗栗、臺中、南投、彰化、雲林、嘉義、臺南、高雄、屏東等九縣及臺中、彰化、臺南、及高雄市區，災區面積估計約二萬平方公里。因臺灣地勢陡峻，河流短急，地質疏鬆，土壤澆薄。臺灣又位在地震帶區地震頻仍，山峯岩石時在崩落。一朝傾盆雨至，山洪驟發，倉卒之間，川渠瀉洩不暢，甚致沖毀堤防，水流奔放，廬舍爲墟，田野淹沒，遂成巨

浸。此次泛濫之河流如苗栗之後龍溪與烏眉溪，臺中之大安溪與大甲溪；彰化之大肚溪；雲林之濁水溪、西螺溪與新虎尾溪。嘉義與臺南間之八獎溪，臺南之曾文溪、鹽水溪；高雄之美濃溪，與屏東之隘寮、九如、下淡水與鹽埔等溪水均超越警戒水位，沿岸低窪之地，悉化爲澤國。西部臺灣僅在新竹以北，水災兀運未經波及。而以臺中以南，嘉義以北，災情尤爲嚴重。其中包括嘉義，溪口、民雄，大林、六腳、義足、斗六、林內、斗南等地，其中以林內之災情最爲

慘重。其原因乃由於八日晨彰化境內濁水溪之堤防突告潰決。苗栗縣之苗栗、頭屋、公館、四湖、銅鑼、三義、頭份、竹南、後龍等鄉鎮均受浸水。嘉義至南縣新市永康公路均遭水淹。民雄至大林之三疊橋沖毀。因北港溪水暴漲，鄉鎮方面新港、埤頭、崙子、溪口、白林腳、美南、美北、游東、游西、柴林、林脚等地均遭水淹。而六腳鄉之排水壩亦遭沖毀，東石鄉四村亦遭水淹。臺中縣因知大里溪改道，廬舍人畜，悉遭沖蝕。以知大里、大甲、新港、豐原等區災情嚴重。烏日水漲及胸，龍井鄉龍東村亦被水淹。大雅鄉困於水中。虎尾溪堤防損害，大肚溪堤防損害三處。神崗鄉神中村被水圍困。大肚鄉永順、成功、中和、新興、永和、礁溪六村均困於水中。雲林之虎尾、北港、臺西、西螺亦均遭淹，西螺橋面沉於水線以下。嘉義之新港、溪口等八村，被淹水中。臺南市災情較為輕微。臺南縣屬之二層行溪、曾文溪水患均不大，祇鹽水、急水、八掌等溪較為嚴重。此次水災災區之廣大，災民之衆多，實為六十年來所僅見。據 陳副總統報告此次水災損害統計。死亡六六九人、失蹤三三七人，受傷人數八五二人，災民無家可歸者三萬一

千人，房屋全倒二一、七〇五戶，半倒一五、〇七七戶。水災災民總數二四六、八〇七人。各項損失共計二十七億五千八百二十三萬一千九百二十元。目前搶修經費約二億二千二百三十八萬零七百六十元。重建工作所需經費約十五億七千五百一十三萬三千元。

## 二、暴雨雨量分析

此次暴雨成災其降雨期間集中於八月七日至九日三天中。臺中、豐原、彰化、田中、斗六各處在此三天中雨量已超過其歷年八月份最大雨量之半數；以七日之雨量言，臺中、豐原、田中，斗六均已突破其最大日雨量之紀錄。若以三日之雨量總值論，在臺中、豐原、田中、斗六等地其雨量已超過其年平均雨量之三分之一。（參看附表一）至於此次暴雨中於二十四小時內報告降雨量超過四百公厘以上之站數有二十五處。（參照附表二）其中以梅林之日雨量為最大達一、〇〇一公厘。次之為斗六其於七日雨量達七八六公厘。又次之為阿里山其最大日雨量為七五四公厘。至於七日降雨量在五百公厘以上者尚有臺中、豐原、后里、田中、大林、三地、大埤、東勢、鹿港、番路

表一：民國四十八年八月臺灣中南部各地降雨量比較表

地 名	臺中市	臺中縣 豐 原	臺南市	臺南縣 玉 井	高雄市	苗栗縣 苗 栗	彰化市	彰化縣 田 中	南投縣 集 集	雲林縣 斗 六	嘉義市	
八月七日至 九日暴雨雨 量(公厘)	八 月	500	645	190	371	90	377	352	510	442	786	230
	七 日	270	173	110	151	160	1	222	80	170	66	79
	八 日	6	—	80	85	90	0	11	12	9	14	0
	九 日	776	818	380	607	340	378	585	602	621	866	309
最大日雨量 (公厘)	雨 量	412	474	443	422	576	380	405	246	444	415	460
	年 月 日	民前 14.8.7	民國 18.8.11	民國 45.9.17	民國 41.7.17	民國 39.7.22	民國 21.8.24	民國 21.8.1	民國 45.9.16	民國 45.9.16	民國 9.8.4	45.9.17
最大月雨量 (公厘)	雨 量	1,315	1,274	1,908	—	1,571	1,054	1,153	1,037	—	951	1,165
	年 月	民前 14.8	民國 36.6	民國 28.7	—	民國 28.7	民國 19.7	民國 36.6	民國 36.6	—	民國 19.7	民國 28.8
平均年雨量 (公厘)		1,768	2,020	1,841	2,392	1,883	1,824	1,490	1,918	2,642	1,976	1,999
紀錄年限	年 份	民前十五年至 民國四十七年	民國十一年至 民國四十七年	民前十五年至 民國四十七年	民前八年至 民國四十七年	民國二年至 民國四十七年	民前九年至 民國四十七年	民國十年至 民國四十七年	民國三十五年至 民國四十七年	民前八年至 民國四十七年	民國三十一年至 民國四十七年	民國三十五年至 民國四十七年
	年 數	62	37	62	34	27	56	37	13	54	17	13

表二：八月七日至九日臺灣中南部日降雨量超過四百公厘以上各站之雨量表

地名			臺 中 區					苗 栗	彰 化 區			南 投		屏 東
			臺 中	豐 原	潭 子	臺 東 中 區	后 里		南 莊	田 中	大 林	永 靖	集 集	
暴雨量 (公厘)	八 月	七 日	500	645	604	480	500	400	510	620	418	442	74	569
		八 日	270	173	284	297	80	0	80	115	269	170	523	259
		九 日	6	—	6	7	0	0	12	25	13	9	14	136
		七至九	776	818	894	784	580	400	602	760	700	621	611	964

地名			雲 林 區					嘉 義 區				臺 南 區			高雄
			大埤	斗六	土庫	梅林	東勢	中埔	鹿滿	番路	阿里山	北寮	照興	楠西	
暴雨量 (公厘)	八 月	七 日	694	786	426	1,001	639	11	504	500	754	429	416	471	409
		八 日	102	66	181	109	98	424	99	144	280	143	127	173	298
		九 日	19	14	16	0	0	145	38	40	130	96	95	85	123
		七至九	815	866	623	1,110	737	580	641	684	1,164	668	638	729	830

等處。在八日月月潭之雨量亦達五二三公厘。雨勢之急驟可以想見。依據臺中與臺南自民前十五年至民國四十七年間六十二年來之紀錄，暴雨量在三百公厘以上時，其發生頻率之百分比於七八月較大於九月。臺

南可能發生之機會應較臺中為多，於七八月間降雨量在四百公厘以上之暴雨僅居其降雨頻率之百分之二而已。至於此次暴雨之日雨量最高量達一千公厘以上，顯屬為六十三年中所僅見之雨災。

表三：臺中臺南最大日降雨量頻率百分比（紀錄年份民前十五年至民國四十七年）

降雨量 (公厘)		50 以下	51   100	101   150	151   200	201   250	251   300	301   350	351   400	401   450	最 高 月雨量	年 份	日 期
臺 中	七 月	34	32	15	5	6	6	2	—	—	305	民國二年	七月十九日
	八 月	36	21	24	6	6	—	3	2	2	412	民前十四年	八月七日
	九 月	58	14	10	10	3	5	—	—	—	295	民國九年	九月四日
臺 南	七 月	19	21	24	11	13	5	5	2	2	398	民國二八年	七月三一日
	八 月	15	32	21	12	8	6	3	3	—	385	民前一年	八月二七日
	九 月	50	24	12	5	5	—	—	2	—	382	民國九年	九月五日

### 三、降雨量之地理分佈

經於此次雨災發生之後，調查臺灣於暴雨期間各地降雨量之地理分佈情形，因而發見暴雨之範圍受地形上之影響異常顯著。臺灣地形以中央山脈中分臺灣為東西二部。亦為自然地理之分區。在此次臺灣中南部雨災中，雨災區域皆產生在中央山脈以西之河谷中。就地理上言，新竹以南有獅頭山、五指山延接鹿場大山（二、〇八四公尺）與大霸尖山其高度達三、四九〇公尺。然後一支山脈折向西南，其中最高峯為次高山，又稱雪山，其高度達三、九三一公尺。大霸尖

山東延至宜蘭、臺中、花蓮三縣交界處之南湖大山（三、七九二公尺）再折向南行。在次高山之西北區形成後龍溪與大安溪之河谷，適在苗栗縣區。在雪山與白姑大山、八仙山（二、三六二公尺）與大橫屏山間形成大甲溪之河床。由南湖大山一直向南延接合歡山（三、三九四公尺）能高山（三、五二五公尺）及秀姑巒山（三、八三三公尺）。附近重巒疊嶂，玉山主峯居中群峯環拱。顯出中央山脈之最高峯點（三、九五〇公尺）。再由秀姑巒山南伸，有關山（三、六六七公尺）、卑南主山（三、三〇五公尺）而達臺東之知本主山（二、三六九公尺）及大武山（三、二三〇

公尺)與大樹林山(一、八九九公尺)山峯平均高度向南低降,以達中央山脈之尾閭。此次暴風雨因受中央山脈之屏障,暴雨區域皆在中央山脈之西部而降水量集中在後龍、大安、大甲、大肚、濁水與虎尾諸溪流。在苗栗後龍溪上游暴雨僅發生於七日,次日降雨即已見住。其最大降雨量區約四百公厘。另一降雨量集中區乃在臺中與彰化縣間大甲溪與大肚間之上游,降雨區中心之日雨量在六百公厘以上。至八日此雨區中心移至南投日月潭附近。其降雨量在五百公厘左右

。另一降雨密集地區在雲林之斗六與嘉義阿里山之間,降雨量達七百公厘以上。此雨區中心至八日即已消失。在此次暴雨範圍內最南之降雨中心在東港溪之上游六龜一帶,降雨量在五百公厘以上。此降雨區至八日向北推移,雨區擴大而雨量減至二百五十公厘左右。臺灣西海岸一帶於此次暴雨區域分佈中僅在後龍溪以南與濁水溪以北之沿海岸地帶曾於此次風暴中獲降雨量在三百公厘以上。至於在濁水溪以南沿海岸地帶之降雨量均在一百公厘上下。(參看附表四)至於在

表四：臺灣中南部各溪流降雨分佈概況

流域			大甲溪					大肚溪	濁水溪			八獎溪	
縣屬			臺中					南投	彰化	南投		嘉義	
地名			豐原	白冷	谷關	八仙山	達見	草屯	溪洲	集集	日月潭	嘉義	阿里山
暴雨量 (公厘)	八 月	七日	645	304	124	175	67	311	279	442	74	281	754
		八日	173	65	60	61	47	321	75	170	522	78	280
		九日	0	—	0	9	19	24	13	9	14	23	130
		七至九	818	369	184	245	133	656	367	621	611	382	1,164

流域			曾文溪		東港溪					新虎尾溪				
縣屬			臺南		高雄			屏東	臺東	雲林				
地名			麻豆	楠西	高雄	鳳山	旗山	六龜	屏東	三地	大武	東勢	土庫	斗六
暴雨量 (公厘)	八 月	七日	78	471	90	205	136	307	219	569	84	639	426	786
		八日	93	173	160	120	146	203	116	259	75	98	181	66
		九日	80	85	90	145	93	78	73	136	39	0	16	14
		七至九	251	729	340	470	375	590	408	964	198	737	623	866

臺灣東岸所受暴雨之影響則甚為微弱。風暴中之降雨區都在迎風面之山坡,以大甲河流域為例,在下游豐原、潭子一帶七日降雨量在六百公厘以上,推而上至白冷,降雨量僅有三百零四公厘,及至八仙山附近高度約在二千公尺,其降雨量祇有一七五公厘。更上而至達見附近,山高已達三千公尺。降雨量下減至六七公厘。可見在大甲溪上游之雨雲凝降雨量高度多在二千公尺以下。在三千公尺高度以上之降雨量已屬鮮少。因此雨雲吹過中央山脈後,雲中大部雨水均已凝降而能再在臺灣東部降下之雨澤,其量甚微。其他溪流上游降雨之情形亦屬大體類似。

#### 四、暴雨成因之檢討

自艾倫颱風 (Typhoon Ellen) 經過臺灣附近於八月六日移向日本南部四國九州。在南海中自南沙

島附近及菲律賓群島一帶均發生強盛之南風與西南風似屬以赤道為淵源。同時北太平洋上高氣壓之楔端向菲律賓伸展。七日凌晨三時前後天氣局勢於蘇祿海 (Sulu sea) 與婆羅洲 (Borneo) 北部形成一高氣壓環流 (Anticyclonic Cell)。此時在東沙島 (Pratas) 以北顯示一微弱熱帶低氣壓之雛形。其形態與動向難以判別。位置大約在北緯廿一度點四,東經一一六度點五。七日上午九時此微弱熱帶低壓形態輪廓仍欠明顯,經事後之研究推定其位置在北緯廿二度,東經一一八度鄰近。約以每小時二五公里速率向東北推進。至七日下午三時此微弱低氣壓已進達高雄以西六十公里海面上。漁船樂洋二號失事之位置適在此氣旋之西南方。七日下午九時此微弱熱帶低氣壓已無聲息,潛入臺灣中部濁水溪上游(推測其中心位置約在北緯廿三度點七,東經一二〇度點六)。其侵入時間適與嘉義大

雷雨之開始時間相合。八日上午此微弱熱帶低壓之輪廓已全消失。而在南海與菲律賓之反氣旋環流繼續發展以至十日，未見衰退。顯見地面之西南氣流繼續旺盛。復查臺北地面高空氣流自六日至七日上午，由地面上達四公里高度均屬西南風盛行，其最大速率達每秒一四·八公尺。至七日晚間地面風向曾一度轉北，但風力至為微弱。至八日西南風信又復加強。再從高空探測紀錄研究，亦顯示七日地面氣溫較高與空氣層之不穩定與濕度甚高。查八月七日至八日間臺灣中南部氣象報告風速超過強風標準（一七·六公尺秒）之地方僅有高雄一處。其瞬間風速於七日十八時之西南風曾達每秒二〇公尺。其他各處風力均甚微弱，實不能符合於國際規定熱帶風暴警告發佈之標準。但在此次強盛西南氣流雷雨於微弱熱帶氣旋潛入之時，頓形成空前之雨災。其原因或由於赤道南來旺盛之西南氣流，充分飽含濕氣，忽遇熱帶氣旋闖進時地面發生北風，將暖濕之空氣，在迎風面之山坡強迫上升而降落傾盆大雨。以一平方英里（約等於二·五九平方千米）面積降落一英吋（約等於廿五公厘）雨量可相等於二、三二三、〇〇〇立方英尺（一立方呎等於〇·〇二八三立方米）之水量。以斗六一處於七日所降之雨量七八六公厘言，約等於三〇點九五英寸之雨量。降水量之急驟與豐沛，顯然將形成山洪暴漲，虎尾、大肚、濁水等溪之堤防為之潰決，而形成一發不可制止之水災。以一般情形而論，由地面蒸發、植物吸收與滲透地下之水量大約不能過於降水量十分之一。水災可分為霪雨水災（Saturation Floods）與驟雨水災（Intensity Floods）。此次驟雨水災顯然為人力不能抗拒之天災。

### 五、由水災談到地球物理學研究

自二次世界戰後地球物理科學已有驚人進步。氣象學乃屬於地球物理學中最關切於人類日常生活科學之一端。天氣分析與預告學亦配合時代，有一日千里之勢。天氣預告準確率之增進，須有賴於測站之普遍，儀器設備之改善與技術水準之提高。目前天氣預告僅能作定性的天氣報導而尚未能作定量的天氣分析。此項氣象學上之研究，正由世界氣象學者集合智慧向此目標推進。譬如雲騰致雨，由雲的演變而測探其結構，以試作降雨量之估計，但尚在研究時期。若欲作降雨量之推測，及風暴中心更準確的動向預告，氣象雷達站之設置，似已為當前氣象機構所不可缺少之一種有效的工具。其他氣象儀器與設備上的措施亦須相互配合，以進入未來數理天氣預告的時代。水旱災害雖有時為人力所不可克服，但科學家對於征服氣候的理想，素未忘懷。人類對於水旱的奮鬥與努力，數千年來未嘗終止一日。美國氣象局從事於密士西比河（Mississippi River）洪水峯預告已有近五十年之歷史。近十年來聯合國文教組織對於以科學協助化沙漠為綠野的工作，於以色列、埃及、印度等處亦均有

相當的成就。邱瑞龍<sup>(1)</sup> (Tixerot) 曾論水資源之利用須在山區河谷上游設置周密而健全之自動雨量測報網，使一河流流域在每次水災發生時，能得詳盡之分析而明瞭其降雨區域範圍與水位、流量、與流失量之關係。雲點凝結為雨滴而下降為雨水，滙入江河。因此水文學亦屬於地球物理科學之一部門。河工學與天氣預告學相似，同為應用科學之一種。自八月七日至八日臺灣中南部發生雨災之後，在瘡痍未復之時，繼之於八月十五日下午五時五十分發生恒春大地震；死亡人數達一六人；受傷人數有七十五人；房屋全倒九三一棟；半倒一、二九三棟。受震災民六、〇二一人。地震災害之發生多由於地殼變動或火山爆發。而臺灣之地震<sup>(2)</sup> 大抵均為陷落地震或斷層地震。此類地震之造因，可能由於地殼表面地層失去平衡力量而產生震動。其動力因素不一，在水災之後，地層中承受地表所滲透多量之地下水，可能形為斷層或陷落地震原因之一種。因此地震學與氣象學亦有連鎖之關係。最近由地面微震波（Microseisms）之現象可以推測颱風中心或鋒面移動之位置，且以發展地心學之研究。海洋上氣象之觀測及海水環流與大氣環流之比較研究，均為氣象學者研究有興味之問題。德國之段方（Defant）與瑞典之羅士培（Rossby）並為世界著名之氣象教授而兼為海洋學專家。日本氣象廳管轄下有專設之神手及長崎海洋氣象台從事於遠東航道上海洋氣象之研究。又如地磁學之研究亦在地球物理學範圍中之一種科學，在應用方面<sup>(3)</sup> 如在海空航行上之重要性，早為人類所通曉。此外若磁鐵鎖之測量，宇宙射線之滲透輻射作用，無線電波所受電訊干擾之影響，以及其與地電流（Earth Current），大氣電象（Atmospheric Electricity），太陽活動與其他磁性現象之關係，皆甚重要。地磁研究對於今日泰空航行上之發展亦有密切之關係。天文物理學與地球物理學雖為姊妹科學，但是太陽輻射熱能之研究將為世界上求能量新發展的一面。此問題亦已轉變為天文物理學與氣象學間共同研究發展的一個新目標。地球物理學研究雖不能產生直接的經濟價值。但是地球物理學研究實為產生經濟力量的動力。今日在臺灣中南部遭受此次嚴重水災與強烈震災的損害。懲前毖後，我們將努力避免或減少今後自然災害之損失與發展海上、氣空及泰空交通的力量，必須加強注重於地球物理科學的研究。（完）

### 引用文獻

- ① J. Tixerot : Water Resources in Arid Regions in the Future of Arid Lands Edited by G. F. White, American Association for the Advancement Science, 1956.
- ② 鄭子政：臺灣的地震 中國一週第八十二期 民國四十年十一月十九日出版
- ③ David G. Knapp : Practical Uses of the Earth's Magnetism. U. S. Government Printing Office Washington, D. C. 1949.

# 葛瑞絲颱風行徑預報

## 對操縱觀念之研討

廖學鎰

### *An application of steering hypothesis in making a forecast on the movement of Typhoon Grace*

Laio Shyue-yih

#### *Abstract*

Recent hypothesis in choosing a steering level and current for making a forecast on the movement of tropical storms became popular and had been supported by many authors. The basic idea and its theoretic background derived by Simpson has been discussed in a comparative way.

The computation on correlation coefficients between the direction of movement of typhoons and wind directions at some selected isobaric levels made by Suzuki, Takahashi and Okuda showed with good results and at 700mb level in particular. The steering level should be chosen at 500mb where the location of the forecasting station is located to north  $30^\circ$  latitude. Regarding the choosing of steering current, the value of Fjörtoft's method has also been mentioned.

An application of steering hypothesis in making the forecast of the movement of Typhoon Grace has been worked out in this paper. A few results had been obtained as follows:

1) By using the warm-tongue steering method, the thickness pattern of the layer between 850mb and 500mb would be better than in use the thickness pattern between 700mb and 500mb.

2) When the steering level and current are assumed to be constant the conservation of the space mean field at pressure level of 700mb agrees more closely to the movement of typhoons at least during the period of coming twelve hours.

#### 一、緒 論

#### 二、操縱說之觀念

預報颱風之行徑，不但於學術上重要，在一般社會經濟上，也是重要而迫切需要解決的問題，因此許多氣象學家均致力於此問題之研究，晚近有所謂操縱說 (Steering) 之觀念，及颱風有向氣壓下降區域前進等經驗法則。又近年來有調查溫度場 (Temperature field)，渦度場 (Vorticity field) 及空氣質點之行徑 (Trajectory of air particle) 對於颱風行徑之關係等一連串的研究，然仍未得很準確的客觀的預報方法。本文以操縱說之觀念，檢討葛瑞絲颱風之行徑而作試驗性預報之結果。

颱風移動之方向及速度，完全依靠颱風所在氣流之沖激而移動，此即所謂操縱說之基本觀念。一九二二年漢猗 (Bowie) 曾倡說高空氣流為颱風移動之主宰而立此觀念之濫觴。雖現尚缺少物理的根據，但咸信大氣中有一層特殊氣流可以操縱颱風，近年來諾登 (Norton)，李爾 (Riehl)，荀浦生 (Simpson) 等很多人又發現暖核低氣壓渦動 (Warm core cyclone vortex) 上面之氣流，與颱風之移動有相當密切之相關。而在此高度，颱風之渦動性循環全然消失。此空氣層稱為操縱層 (Steering level)，其氣流

稱為操縱氣流 (Steering current)。荀浦生 (Simpson) 研究之結果，操縱層存在之範圍約為一萬英尺至五萬英尺高度之內，有時於二十四小時中，其高度可以變動約為一萬英尺。並應注意颱風之移動有偏於操縱氣流右邊之特性，若颱風之移動速度於每小時二十英里 20mph 以下時其偏向之角度可達二十度，其速度愈大，則所偏向之角愈小。

因近年高空觀測進步正確性亦增加，發現操縱層之高度，有隨高空資料正確度之增加而昇高之傾向，因此操縱說之觀念似尚有相當暗昧之處。

又操縱說之另一假想係由李爾及鈕登所倡導的，即以範圍很大之氣流，沖動規模比較小的颱風之現象為操縱，故以大範圍之平均氣流當做操縱氣流。一九五〇年李爾及鈕登根據這種想法，以七百毫巴等壓面天氣圖之五日平均氣流為操縱氣流，實施熱帶氣旋移動速度之東西成分之預報，得到相關係數 0.87 之良好結果。但於熱帶氣旋移動速度之預報業務上，南北成分之預報當照比較東西成分之預報重要而且困難。又李爾及鈕登對於大範圍之五日平均值於熱帶氣旋移動之預報有何種物理的意義亦未說明，使此方法在理論上及實用上均尚有問題。

颱風是大規模大氣渦動 (Vortex) 之一種，普通渦動之運動與固體之運動甚屬相似，因此於渦動論的理論立場，颱風受一般氣流 (General current) 沖動是應該的。因此若能積合整個沖動颱風各層之氣流，則可以得準確之颱風移動速度向量，以實施颱風行徑預報。但於目前這種操作是不易辦到的，所以於實際應用上，不得不選擇某一高度假設所謂操縱層，以代替積合整個大氣 (Integral Atmosphere) 以實施預報。

根據戈東 (Gordon) 之報告，美國預報員相信熱帶氣旋以操縱氣流風速之 60-80 % 而移動，以熱帶氣旋中心前面之氣流假設為操縱氣流實施預報為良好。

總之，於預報業務上，使用操縱說觀念，有二個主要問題。其一為選擇操縱層問題，其二為選擇操縱氣流問題。以下分節研討此二問題之理論的根據及其實際應用之結果。

### 三、溫舌操縱說 (Warm tongues steering)

荀浦生曾引伸操縱觀念，而創造一種預報熱帶氣旋移動方向之方法，此方法稱為溫舌操縱法。他使用此方法，對於一九四一年至一九四五年期間中之二

十五個熱帶氣旋試驗之結果，得到良好之結果。荀浦生分析 500mb 及 700mb 等壓面間之平均虛溫 (Virtual temperature) 之分布，發見高溫之舌狀部份伸展至熱帶氣旋之前面約為八百至一千二百英里之處。利用此特徵預報二十四小時至四十八小時之颱風移動方向是荀浦生之所謂溫舌操縱法。

500mb 及 700mb 等壓面間之厚度與其平均虛溫有成比例之關係，已為熟知之事實。故著者分析去年葛瑞絲颱風侵襲臺灣時之 700mb 至 500mb 間之厚度圖，但看不出有溫舌 (Warm tongue) 之存在，故改求 850mb 至 500mb 之厚度圖，如第一圖所示，則可

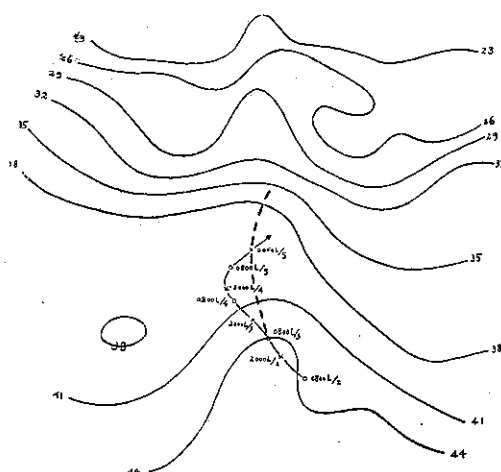


Fig. 1 850 mb - 500 mb thickness pattern with warm-tongue (broken line) and the observed path (Solid line) of the typhoon Grace, 1200Z, 2 Sep. 1952.

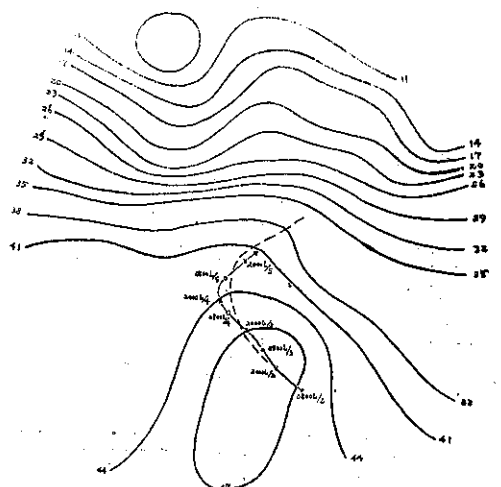


Fig. 2. Two large mean 850 mb - 600 mb thickness pattern with the warm tongue (broken line) and observed path (Solid line) of the typhoon Grace, 1200Z, 2 Sep. 1952.

以看出有溫舌之存在，而溫舌之脊線(於圖中用點線所示者)略與颱風行徑一致，但於十二小時後，颱風行徑偏向左邊而其誤差相當大。若求其兩天之平均厚度圖，則如第二圖所示，其溫舌之脊線及颱風之行徑大略一致，比前者為良好。於圖中可以看出很明顯之轉向點存在，實為意料外之優良結果。若利用此性質可以預報轉向點之存在，則對颱風之預報將大有助益。

總之，此方法僅可求出颱風移動之方向，而不能求出其速度，係一種定性的預報法而不是定量的預報法則，此為其最大缺點。

#### 四、操縱層之選擇

近年有使用統計學的方法，探求操縱層高度之一連串研究，其中一九四九年鈴木計算颱風之移動方向及各高度之高空風間之相關係數之結果，得到700mb之高空風最為良好，其相關係數約為0.7，認為操縱層高度大略在700mb之高度。但是一九五二年高橋及奧田，研究颱風移動速度與850mb，700mb及500mb各高度之高空風間之關係，得到如第一表所示之結果。

第一表 颱風之移動速度與各高度之風速間之關係

等 壓 面	850mb	700mb	500mb
相 關 係 數	0.02±0.21	0.44±0.16	0.62±0.15
速 度 比	1.37	1.02	0.81

由表中可以看出，對於颱風移動方向之預報，500mb之高空風比700mb之高空風為良好，但是對於移動速度之預報，則以使用700mb之風速為良好。我們熟知，缺少物理學的根據之統計數字，可以當做統計事實利用，不可為操縱層決定之根據。

一九五五年於日本東京召開颱風會議時，東京大學之佐佐木及都田兩人，發表颱風行徑之數值預報(Numerical prediction)，證明渦度方程式可以為颱風行徑預報之基礎。以下以渦度方程式為出發點，介紹數值預報上之操縱層選擇之理論，以資決定操縱層之參考。

數值預報上，傾壓模型(Baroclinic model)之渦度方程式可以寫成如下：

$$\nabla^2 = \frac{\partial Z}{\partial t} = J(\eta, Z) + \eta \frac{\partial w}{\partial p} \dots\dots\dots (1)$$

其中 Z 為等壓面高度，f 為 Coriolis 參數，t 為時

間， $w = \frac{dp}{dt}$ ，p 為氣壓，g 為重力加速度，而  $\eta$ ， $\nabla^2$  及  $J(\eta, Z)$  各為

$$\eta = -\frac{g}{f} \nabla^2 Z + f \text{ (絕對渦度)} \dots\dots\dots (2)$$

$$\nabla^2 \equiv \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \dots\dots\dots (3)$$

$$\text{及 } J(\eta, Z) \equiv \frac{\partial \eta}{\partial x} \cdot \frac{\partial z}{\partial y} - \frac{\partial \eta}{\partial y} \cdot \frac{\partial z}{\partial x} \text{ (Jacobian)} \dots\dots\dots (4)$$

若上述之(1)式以力學的條件，而使用熱力學之關係式，可以求出颱風之各層之移動速度。但是我們所要探知的，不是各層之移度速度，而是整個颱風之移動速度。故(1)式由地面(地面氣壓以  $p_0$  表示)積分到大氣之上限，並使用下記之記號。

$$\int_0^{p_0} ( ) dp = \langle \quad \rangle \dots\dots\dots (5)$$

則由(1)式可以得到整個颱風之渦度方程式為

$$\nabla^2 \langle \frac{\partial z}{\partial t} \rangle = \langle J(\eta, Z) \rangle + \langle \eta \frac{\partial \omega}{\partial p} \rangle \dots\dots (6)$$

又知在大氣之上限及地面，w 可以消失之境界條件下，則上式右邊之第二項可以略去而得到

$$\nabla^2 \langle \frac{\partial z}{\partial t} \rangle = \langle J(\eta, Z) \rangle \dots\dots\dots (7)$$

此方程式與傾壓模型之方程式為同型式。

於等壓面高度圖，颱風之高度分布  $Z'$  可由實驗式

$$Z' = Z'_0 - Z'_1 \left( 1 + \frac{x^2 + y^2}{L^2} \right)^{-\frac{1}{2}} \dots\dots\dots (8)$$

表示之。其中  $Z'_0$ ， $Z'_1$  及 L 等三係數，可以由颱風附近之三個以上之觀測值決定之。若天氣圖之氣壓場 Z，分為颱風場  $Z'$  及颱風以外之氣壓場  $Z_0$  表示，則可得。

$$Z = Z_0 + Z' \dots\dots\dots (9)$$

氣壓場  $Z_0$ ，若使用一九四九年 Panofsky 創造之客觀解析法(Objective weather map analysis)展開，可由下述之三次方程式表示之，則

$$Z_0 = Z_2 + Ax + By + Cx^2 + Dxy + Ey^2 + Fx^3 + Gx^2y + Hxy^2 + Iy^3 \dots\dots\dots (10)$$

其中，A, B 表示氣壓場之一般氣流(General current)，C, D, E 表示渦度(Vorticity)，G, H, I 表示渦度之梯度。且由運動學之知識，圓對稱之氣壓系統中心之移動速度  $C_x$ ,  $C_y$ ，可由方程式

$$C_x = -\frac{\frac{\partial^2 Z}{\partial t \partial x}}{\frac{\partial^2 Z}{\partial x^2}}, C_y = -\frac{\frac{\partial^2 Z}{\partial t \partial y}}{\frac{\partial^2 Z}{\partial y^2}} \dots\dots (11)$$

表示之。

若 (9) 及 (10) 式代入 (7) 式，我們可以得到一個 Poisson 微分方程式，故於適當之境界條件下，求其解  $\frac{\partial Z}{\partial t}$  而代入 (11) 式，可以得到積分大氣中之颱風移動速度  $\langle Cx \rangle$ ， $\langle Cy \rangle$  如下，

$$\begin{aligned}\langle Cx \rangle &= \frac{\langle \frac{Z_1'}{L^2} U \rangle}{\langle \frac{Z_1'}{L^2} \rangle} \\ \langle Cy \rangle &= \frac{\langle \frac{Z_1'}{L^2} V \rangle}{\langle \frac{Z_1'}{L^2} \rangle} \dots\dots\dots (12)\end{aligned}$$

其中， $U$  及  $V$  各為位於颱風中心之一般氣流之地衡風成分。如此取大氣全體之積分之方式，普通稱為相當傾壓模型 (Equivalent baroclinic model)。故 (12) 式之結果可以說是相當傾壓模型中之颱風移動速度，由大氣各層之一般氣流場 (General field) 之地衡風速，乘  $Z_1'/L^2$ ，再自地面大氣上限之積分得之。關於颱風構造之量  $Z_1'/L^2$  則為其重率函數 (Weight function)。若根據一九五三年笠原分析之颱風 Rath 之斷面圖，計算重率函數  $Z_1'/L^2$ ，可以繪得如第三圖所示之結果。可看出自地面起，重率函數一直增加，至 700mb 到其最大值，以後漸行減少，至

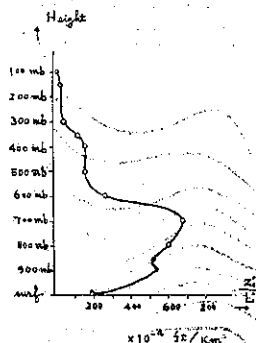


Fig. 3.

300mb 之高度，逐漸消失。由此可見，700mb 高度之風速對於颱風之移動最有效果。

因此，根據上述之理論，不能斷定有所謂操縱層之存在。唯可以說地面至 600mb 高度之風，比 600mb 以上之風，對於颱風之

行徑影響為大，又以 700mb 高空風之影響為最大，故若要選擇大氣之一層當做操縱層，則 700mb 之高度為最適當。上述之結論僅於 600mb 以上之高空風不太大之南北緯各三十度以下之低緯度地方，可以適用。若於三十度以北之中緯及高緯，我們已熟知有所謂噴射氣流之存在。則於 (12) 式中雖然重率函數為小，但是風速  $U$ ， $V$  本身非常大，故不能省略之。因此若

考慮前述之統計的研究結果，及根據日常天氣預報之經驗，於緯度三十度以北，選擇當以 500mb 之高度為操縱層比較良好。

### 五、操縱氣流之選擇

根據第四節所述之理論，我們已知道，於緯度三十度以下之低緯度地方，選擇 700mb 面為縱操層，而於高緯度地方選擇 500mb 面為縱操層最為適當。但對於操縱氣流之選擇未有具體之結果，故於本節利用晚近發展之數值預報法之概念，檢討操縱氣流選擇之問題。

一九五二年 Fjørtoft 所創造之圖解數值預報法，以順壓模型之渦度方程式為出發點引伸之，則絕對渦度保存之法則可以寫成

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\nabla \cdot \nabla \eta \dots\dots\dots (13)$$

其中  $\nabla$  為地衡風速向量， $\eta$  為絕對渦度如 (2) 式所

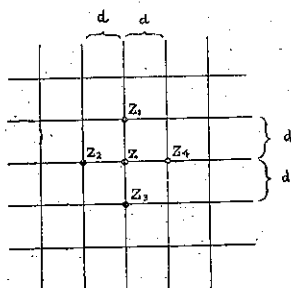


Fig. 4.

示，其他之記號與第四章所使用者相同。若天氣圖，由定間隔  $d$  之縱橫二種直線群分割，則於天氣圖上可得等間隔之交點群，如第四圖所示。若使用交點群之數值，(2) 式中之微分由差分代替，則絕

對渦度  $\eta$  可寫成

$$\eta = \frac{4g}{fd^2} (\bar{Z} - Z) + f \dots\dots\dots (14)$$

$$\text{其中 } \bar{Z} = \frac{1}{4} (Z_1 + Z_2 + Z_3 + Z_4) \dots\dots\dots (15)$$

若 (14) 式代入 (13) 式而省略甚微之各項可得

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = -(\bar{\nabla} + C') \cdot \nabla \xi \dots\dots\dots (16)$$

$$\text{其中 } \xi = \bar{Z} + Z + J(\varphi), J(\varphi) = \int \frac{4w^2 d^2 \sin \varphi \cos \varphi}{4m_2(\varphi)g} d\varphi$$

而  $J(\varphi)$  之數值如第二表所示，於低緯度地方甚小可略而不計， $C' = -\frac{g}{f} \nabla J(\varphi) \times |K|$ ， $|K|$  為垂直方向之單位向量， $C'$  之數值如第三表所示。

$$\bar{\nabla} = -\frac{g}{f} \nabla \bar{Z} \times |K| \dots\dots\dots (17)$$

(16) 式為 Fjørtoft 圖解法之基礎方程式，由

第二表  $J(\varphi)$  之數值

緯度		80	75	70	65	60	55	50	45	40	35	30	25	20
$J(\varphi)$	g. p. f.	309	292	271	245	216	185	155	125	97	72	51	34	20

第三表  $C''$  之數值

d (km)		100	200	300	400	500	600
$C''$ (km)	緯度 30 度	14	27	40	55	67	81
(12小時之距離)	緯度 25 度	9	18	26	37	44	54
	緯度 20 度	6	11	17	22	26	32

此方程式可以看出， $Fj\phi rtoft$  以  $\bar{Z}$  場當做一般氣流場，衝動場內之保存量（即絕對渦度）而產生高低氣壓等氣壓分布。但其衝動速度不是  $\bar{\nabla}$ ，而是  $(\bar{\nabla} + C'')$ 。

我們知道颱風是大氣中之渦度積聚而造成的，所以根據上述之理論，選擇  $(\bar{\nabla} + C'')$  為操縱氣流是比較具體的，尚且有其物理的意義。實際上之  $(\bar{\nabla} + C'')$  之求法是，首先使用差異分析法 (Differential Analysis) 由 (15) 式求出其空間平均場  $\bar{Z}$ ，而採用地衡風近似，計算 (17) 式得到  $\bar{\nabla}$ ，以後使用向量之加法，加第三表之  $C''$  值，則可以得到操縱氣流風速  $(\bar{\nabla} + C'')$ 。此方法相當簡單，於預報業務上也可以使用，並具有理論根據，因此此種選擇非常適宜。

## 六、葛瑞絲颱風行徑預報之結果

根據前述之理論，選擇 700mb 面為操縱層， $(\bar{\nabla} + C'')$  為操縱氣流，而實施葛瑞絲颱風之行徑預報，茲將其結果略述如下：

去年九月一日、二日及三日二十時 (1200Z) 之 700mb 面高空圖分析後，根據 (8) 式，抽出颱風之低氣壓性循環場，以後根據 (15) 式求出其空間平均場  $\bar{Z}$ ，則如第 5, 6 及 7 圖所示。但於求空間平均場  $\bar{Z}$  時，最重要之問題為空間距離之選定。因為空間平均場  $\bar{Z}$ ，隨空間距離之大小而變動。目前之研究目的是要求出，衝動葛瑞絲颱風之操縱氣流，故以葛

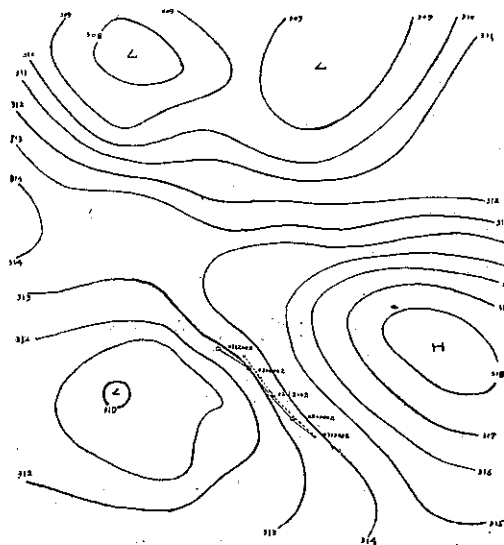


Fig. 5. Space mean chart on 700mb surface with the predicted path (solid line) and the observed path (broken line) of the typhoon Gine, 1200Z, 1 Sep. 1958.

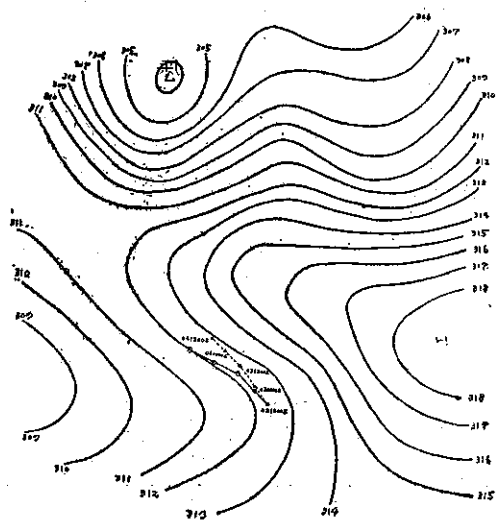


Fig. 6. "Space" mean chart on 700mb surface with the predicted path (solid line) and the observed path (broken line) of the typhoon Gine, 1200Z, 1 Sep. 1958.

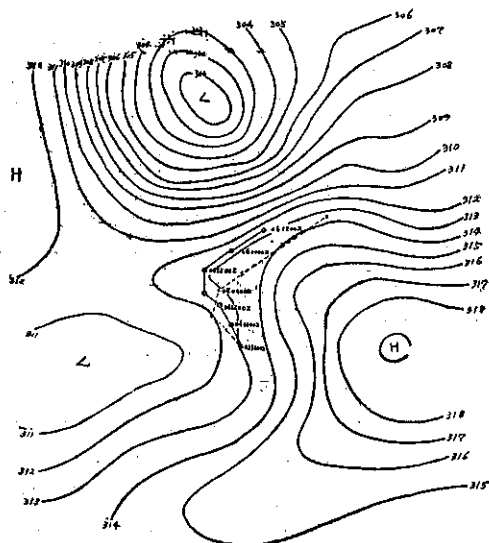


Fig. 7 Space mean chart on 700 mb surface with predicted path (Solid line) and observed path (broken line) of the typhoon Grace, 1200Z, 3 Sep. 1958.

瑞絲颱風之直徑（約為六百公里），為其空間距離較妥當。根據上述之空間平均圖 $\bar{Z}$ ，使用地衡風近似之(17)式計算 $\nabla$ ，且加 $C'$ 之訂正，則可以繪得葛瑞絲颱風之預報行徑，如於第5，6及7圖中之實線所示者。則十二小時後之預報位置與實測之位置比較，大略一致。而二十四小時後則略有誤差，但仍不大。二十四小時後，則誤差漸增大，預報行徑與實測行徑漸行離開。故使用此方法，實施颱風行徑預報時，二十四小時以內，相當準確並未超過可能之誤差，但於二

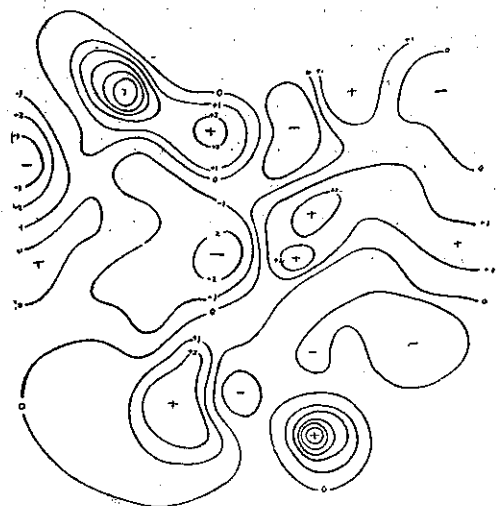


Fig. 8 Relative vorticity distribution on 700 mb surface, 1200Z, 1 Sep. 1958

十四小時以後則誤差較大。此誤差大概為時間之推移，使一般場即空間平均場 $\bar{Z}$ 有變動而產生的。故我們若可以使用 Fjörtoft 之圖解數值預報法，沖動如於第8，9及10圖所示之渦度，而繪得二十四小時後之預報空間平均場 $\bar{Z}$ ，實施預報則可以減小其誤差。若預報時需要爭取時間時，可以使用定性的近似方程式

$$\Delta Z = -\Delta\eta \dots \dots \dots (18)$$

訂正之。則於上述之方程式，可以知道渦度增加之地區，其等壓面高度可以降低，而渦度減少之地區，則

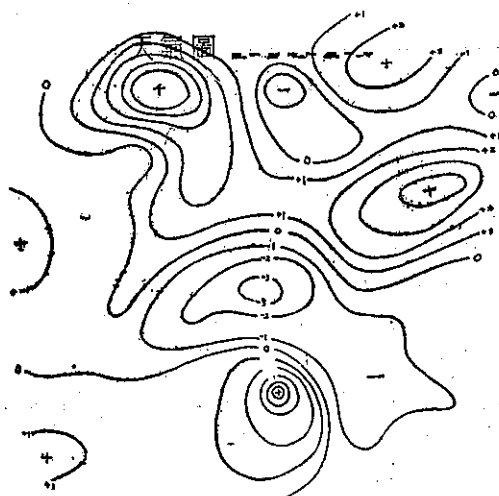


Fig. 9 Relative vorticity distribution on 700 mb surface, 1200Z, 2 Sep. 1958.

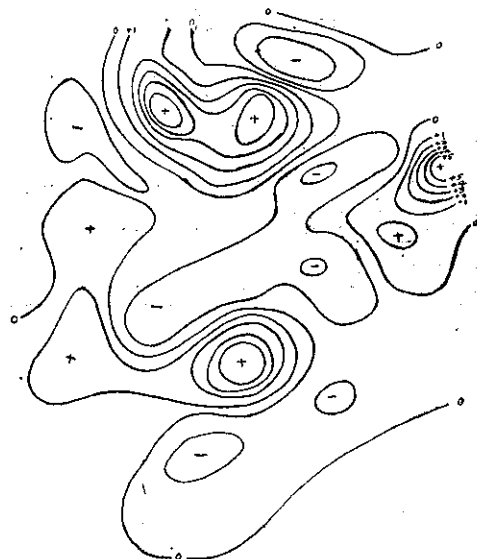


Fig. 10 Relative vorticity distribution on 700 mb surface, 1200Z, 3 Sep. 1958

其等壓面高度可以昇高。故參考如第 8, 9 及 10 圖之渦度分布圖, 於預報其行徑之地區, 有正渦度區域接近或負渦度區域離開等渦度增加之現象, 則於此地區有等壓面高度之降低, 其空間平均場  $\bar{Z}$  之等高線將向右方轉動, 故二十四小時之預報位置將向右邊移動三十至六十公里, 則可以訂正颱風行徑。若於預報地區有負渦度區域接近或正渦度區域離開等渦度減少之現象, 則二十四小時以後之預報位置將向左邊移動, 以訂正之。

總之, 使用此方法實施颱風行徑預報, 於二十四小時以內預報可以很準確, 但於二十四小時以上時, 則需要訂正空間平均場  $\bar{Z}$ , 才可以得到準確之預報位置。

## 七、結 論

本文研討之結果, 綜述如下:

- (1) 使用 850mb 至 500mb 間之厚度圖, 為溫舌操縱之根據, 比 700mb 至 500mb 間之厚度圖為良好。
- (2) 根據於第四節所述之理論, 於緯度三十度以下之低緯度地方, 選擇 700mb 面為操縱層; 而於緯度三十度以北之高緯度地方, 選擇 500mb 面為操縱層, 最為適當。
- (3) 根據第五節所述之理論,  $(\nabla + C)$  為操縱氣流, 最為適當。其中  $\nabla$  及  $C$  各為

$$\nabla = -\frac{g}{f} \nabla \bar{Z} \times \mathbf{k}$$

$$C = -\frac{g}{f} \nabla J(\varphi) \times \mathbf{k}$$

- (4) 根據上述之操縱層及操縱氣流之選擇, 實施葛瑞絲颱風行徑之預報, 於二十四小時以內預報可以很準確, 但於二十四小時以上之預報誤差較大。
- (5) 但可參考渦度分布圖, 於預報地區有渦度增加

之現象, 則預報位置將向右邊訂正, 若有渦度減少之現象, 則向左邊訂正, 可以增加二十四小時以上之颱風行徑預報之準確度。(完)

## 參 考 文 獻

1. Bowie, Edward H., 1922: The formation and movement of West Indian Hurricanes, Bull. Amer. Met. Soc., 3, 95.
2. Norton G., 1944: Some notes on forecasting for Atlanta and Miami Districts. U. S. Weather Bureau research paper, No. 15.
3. Riehl, H., and Shafer, R. J., 1944: The recurvature of tropical storms, J. Meteor., 1, 42-54.
4. Simpson, R. H., 1946: On the movement of tropical cyclones, trans. Amer. Geophys. Union, 27, 641.
5. Riehl, H., and Newton, B., 1950: Further studies of the movement and formation of hurricanes and their forecasting. Bull. Amer. Met. Soc., 31, 244.
6. Gordon E. Dunn, 1951: Tropical cyclones compendium of meteorology. 887-901.
7. 鈴木榮一, 1949: 關於颱風行徑之統計的研究, 研究時報, 1, 248.
8. 高橋浩一郎, 奧田穰, 1952: 高空風與颱風行徑之關係, 研究時報, 4, 1.
9. Sasaki, Y. and Miyakoda, K., 1955: Prediction of typhoon tracks on the basis of numerical weather forecasting method. Proceedings of the UNESCO symposium on typhoons, 221.
10. Panofsky, H. A., 1949: Objective weather map Analysis. J.M., 6, 386.
11. Kasahara, A. 1953: A Note on the vertical structure of the pressure and temperature fields in a typhoon. Journ. Met. Soc. Japan, 3, 22.
12. Fjörtoft, R. 1952: On a numerical method of integrating the barotropic vorticity equations. Tellus, 4, 179-194.

# 臺北雨水銫<sup>90</sup>含量之累積推定值

呂世宗

## Estimation of cumulative quantity of $Sr^{90}$ deposited in rain at Taipei

January 1958 to December 1958

Shih-chong Lu

### Abstract

In consideration on the effects of radioactive fall-out from nuclear explosion upon human body,  $Sr^{90}$  plays the most important role. The amount of  $Sr^{90}$  falling down to the ground even was very small but it is still dangerous due to its accumulation, because its half life will be as much as 28 years.

By using the observation of grass radioactivity during the period from January 1958 to December 1958 at Taipei, the quantity of  $Sr^{90}$  contained in the deposit of rain had been computed.

These values are given in Table II, under my computation, a number of assumptions have been laid as follows:

1) The intensity of radiation decreases with radioactivity in function of time to the power-1.2.

2)  $Sr^{90}$  does not change its radioactive strength in a period of a year.

3) The starting date was based on the microbarographic records from Japan or from the information of news services.

4) The rate of radioactivity occupied by  $Sr^{90}$  in the grass radiation has been quoted from H. F. Hunter N. E. Ballou's table.

The result was shown that the deposition of  $Sr^{90}$  in rain has, a maximum in July with a minimum in October, the reason may be explained in two ways:

1) The deposit of  $Sr^{90}$  increases with the increases of precipitation in the month of July.

2) The deposit of  $Sr^{90}$  comes from the source of Eniwetok much more than the Arctic.

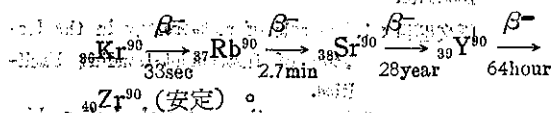
### 一、前言

比率示之。(由H. F. Hunter及N. E. Ballou 表求得)

表一：全放射能與銫<sup>90</sup>之混合比率

核分裂之經過日數	比 率 (%)
1	0.0014
30	0.057
60	0.120
90	0.197
120	0.27
150	0.28
200	0.61
300	1.22
400	1.99
500	2.66
600	3.65
700	4.57
800	5.40
900	6.45
1,000	7.43
1,100	8.55

原子塵放射線對人體之照射危害，可分為兩種，即內部照射 (Internal irradiation) 與外部照射 (External irradiation)。前者之根本問題在其半生期及排出率，後者在其半生期及穿透力。銫<sup>90</sup> ( $Sr^{90}$ ) 之半生期約為 28 年，即放射  $\beta$ -粒子，蛻變為半生期 64 小時之釷<sup>90</sup> ( $Y^{90}$ )，成放射平衡。銫<sup>90</sup> 之特質與構成骨分之鈣質 (Ca) 相似，因此易隨空氣或者混合食物被人類攝取，沉着骨內發生長期內部照射，對人體有嚴重之危害。鈾<sup>235</sup> 核分裂時，銫之蛻變源為氪<sup>90</sup> ( $Kr^{90}$ )。其蛻變經過如下：



由其分裂比率為 5.8%，所以如鈾<sup>235</sup> 分裂  $10^3$  個時，即有 58 個的銫<sup>90</sup> 產生，其半生期甚長，放射強度少變，所以對全放射能所含之比率隨時間而增加。

表一為銫<sup>90</sup> 之含量與時間變化，以對全放射能之

## 二、銾<sup>90</sup>含量之計算

關於雨水放射能含量，已在氣象學報（五卷一期中）報告。本文現擬再由其全放射能，求出銾<sup>90</sup>及釷<sup>90</sup>之含量，惟為計算簡便起見，擬設下列幾項假定：

①核爆發時所生成之放射性物質之減衰情形可以下式表之。

$$N = N_0 t^{-1.2} \dots \dots \dots (1)$$

式中， $N_0$ 表示爆發後第一天之放射能強度。

$N$ 表示爆發後第七天之放射能強度。

②銾<sup>90</sup>因其半生期甚長，爆發後一年以內，其放射能強度均少變。

③爆發日期均參考日本微氣壓計紀錄，及新聞報導為根據，並且這些記錄均屬正確。

由上列假定可求銾<sup>90</sup>及釷<sup>90</sup>之放射能強度如下：

$$n_T = N_0 \left( \frac{T}{t} \right)^{-1.2} \times \alpha \dots \dots \dots (2)$$

式中 $n_T$ 表示爆發後第 $T$ 天之 $(Sr^{90} + Y^{90})$ 之放射能強度。

$N_0$ 表示爆發後第七天之雨水全放射能強度。

$\alpha$ 表示爆發後第 $T$ 天之 $(Sr^{90} + Y^{90})$ 之混合率。

經換算結果以表二示之。去年一年臺北雨水中（四十七年一月至十二月） $(Sr^{90} + Y^{90})$ 之累積量推定值，總計 $1.47199mc/km^2$ ，以七月份 $(0.80841mc/km^2)$ 為最高，十月份 $(0.00145mc/km^2)$ 為最低。

## 三、結 言 及 檢 討

①夏季爆發實驗易增加銾<sup>90</sup>之含量。去年七月份

之最高含量，可推定五月十二日，廿六日，六月十五日等在恩尼威吐克(Eniwetok)所實驗爆發之結果，其全放射能均在七月中測到。（請參考氣象學報。）

②北極圈內所舉行之爆發實驗，對銾<sup>90</sup>含量之影響較小。

③本報告均根據 H. F. Hunter, N. E. Ballou 之數表計算之，惟其爆發實驗連續舉行，爆發日期之推定甚難。

④爆發核種甚多，各爆發生成物互相混合，利用 H. F. Hunter, N. E. Ballou 之數表，是否妥當尚須研究之。

表二：臺北雨水銾<sup>90</sup>含量之累積推定值

(47年1月至47年12月)

	mc/km <sup>2</sup>	雨 量 (mm)	降水日數
1月	0.24727	135.7	19
2月	0.16867	243.1	16
3月	0.03552	137.2	18
4月	0.01609	56.9	8
5月	0.00840	105.6	18
6月	0.00474	215.6	14
7月	0.80841	519.0	17
8月	0.02603	123.8	6
9月	0.03901	180.7	12
10月	0.00145	99.5	15
11月	0.01905	49.8	13
12月	0.09735	162.8	17
計	1.47199	2029.7	173

(上接24頁)

### 7. 清除刺目之強烈光線

刺眼之光線係由光亮與黑暗之對比而起，如室內門窗等透光裝置設計適當，室內每一地點均光線充足，當不會有光明與黑暗之分光線刺眼等感覺。

由上所述，工程人員如於設計各種建築物時，能參考當地氣象資料而予以妥當之利用，則該建築物之

效用必將加倍。(完)

(註)本文作者為 Air University USAF Extension course Institute.

原文題目：1. The role of meteorology in the location of Instrument-Landing Facilities.

2. Some applied meteorological problems on building orientation.

原文刊載：Air Weather Officer Vol. 7, May 1953.

# 種菸與氣候 方冠英

## *Climate and tobacco*

Fuang Kuang Ying

### Abstract

*The tobacco plant can be cultivated under a wide range of climate and soil conditions but from the standpoint of quality of product, it is remarkably sensitive to its environment. This article describes the qualities of various kinds of tobacco leaf. It shows how these qualities are affected by climate and weather, and tells what is done to offset certain undesirable conditions, discusses the distribution of tobacco throughout the world. An example has been shown the conditions under which some of the finest tobaccos are raised. Some general discussions of the growth of the new species in Taiwan Island are also mentioned.*

### 1. 種煙與製煙

中世紀時歐洲冒險家自美洲帶回煙草後，一般社會人士吸之取樂，且彼時已知燃吸煙草，可以治病。十六世紀中葉，吸煙習慣遍及西歐各地，不久即傳佈全球。當時吸煙雖受世俗與教會當局的反對，然因其有治病之功效，一時吸之者根深蒂固，不易戒除。英伊利沙伯皇朝，官員與上流社會人士，皆吸煙或尚，於是煙在英國成為尊貴的習俗。詹姆士一世與查理一世曾下令戒煙，並禁止在英國國土上種煙，但均未著成效；十七世紀末十年中煙價猛跌，兼之斯都華王朝之注重禁煙，遂使英國種煙一業宣告結束。西班牙煙業，受高稅之阻碍，無法輸入，故一時英國市場，幾全為殖民地植煙業者所佔有。

英國殖民於一六一二年，開始在詹姆士東 (Jamestown) 種植煙草，於是種煙成為殖民地唯一可以獲利的產品。輸出額於一六六三年即達七百萬鎊。十七世紀末數年，每年達三千五百萬鎊。佛金尼亞與馬利蘭 (Maryland) 之煙草，於英國重稅下，價格一度大跌。自一六一八年之每磅五角半，跌至一六六四年之每磅三分，是後百年中，價格更一蹶不振。同時立法機關計劃定價並減縮種煙之面積；各殖民政府亦獎勵種植其他作物，但收效亦微。煙業仍為佛金尼亞、馬利蘭、卡羅萊那 (Carolinas) 之主要輸出。戰爭與不景氣，有時使英國不得不變更政策，因市場初步改善，種煙面積、乃告增多。種煙因需更換土地，以利栽培，故墾拓土地需雇用大批之勞工，至十八世紀時，美國南部種煙者，乃漸仰賴於黑奴。

康涅狄格 (Connecticut) 谷地，於十六世紀時，即開始種植煙草，然直至一八〇〇年前，煙草尚未被視為重要之輸出物。賓雪法尼亞洲 (Pennsylvania)

東南部於十九世紀初年，成為雪茄煙之重要種植中心。種植之面積隨康塔其 (Kentucky) 與田納西 (Tennessee) 之拓墾，西展至阿伯勒其安 (Appalachians)，而塔塔其與佛金尼亞多年來即互爭植煙之領袖，俄亥俄 (Ohio)，密蘇里 (Missouri) 之種植，則始於十九世紀初。

美國於革命前數年輸至英國之煙葉，值一萬萬磅。一八七〇年後超過二萬萬磅。煙草工廠於一七三二年設於佛金尼亞，鼻煙與吸煙，立即成為當時殖民地重要製造業。至機製煙則早於一七八六年即有特別包裝，且附有巴鐵姆爾 (Baltimore) 商號之標誌。

美南北戰爭以前，雪茄及煙草之製造，並非大規模之工業，普通煙草廠，均為農民所開設。製煙手續亦極簡單，即以手工將煙乾之煙草，置長桌上，以連枷打之，反覆篩分，然後包裝，以馬車運往各鄉鎮售賣，如斯而已。

南北戰爭後，始出現紙煙，其出品額一八九九年產量一百七十五萬枝，自後年有增加；一八八〇至八五年，捲煙機問世，每日捲煙達十萬枝以上，製造成木大為減低，製煙業乃成為大規模之企業。

### 2. 菸的生長與氣候

菸雖原產於熱帶，但種植遍及世界各地。北至瑞典中部近北緯六〇度，南及澳洲南部，紐西蘭南部，南緯四〇度處均有生長。澳洲及紐西蘭的產量較少。全球產量，歐洲不計，赤道以北之大部分產量約百分之九十均係出產於北緯四〇度以南地區。年產達五千萬磅以上者，包括蘇聯、希臘、法國、德國、保加利亞、印度、中國、土耳其、日本、菲律賓、瓜哇、加拿大、古巴、巴西等國家。平均統計，中、印、美產

量幾佔全球之半。

於在印度和中國，幾乎每省都有種植，而且是在種種不同的氣候和土壤環境下生長。主要的原因乃缺乏一致的品種與品質。其中在商業上有價值的不多。煙草生長對於氣候的要求並不十分嚴格，但在另一方面說，其產品在商業上的價值高低，則完全取決於菸作生長的環境。

在美國一般說來，各地所生產的菸草，尚能合於商業的需要，臺灣近年由於栽培技術不斷的改進與研究，其產品亦能適合製煙的要求，但本省煙產品以紙煙為主，且係屬專買事業，其一切生產技術，政府可直接指導管理，不若國外之製煙種類繁多，故在其他國家，如何使菸業避免或盡可能減少不良氣候與天氣環境的影響，仍是主要的課題，處理這問題所採取的步驟，實際祇是直接或間接改變田間的氣候和貯藏室的氣候（通常貯藏室氣溫以保持 20—30°C 為宜）以及在一定天氣狀況下改進農場的技術和控制災害。

世界各地包括美洲全部以種植 *Nicotiana tabacum* 為最多，這品種自移植而至完全成熟，須維持一百至一百二十天的無霜期。平均的氣溫為 26.7°C。這時期可酌縮短至七十或八十天，甚或略少於七十天。在蘇聯印度栽培較廣而在我國及其他國家較少的 *N. rustica* 品種是一種生長較快，性較耐寒的，尚可比上述品種提前成熟。

煙草因種子細小，所以播種與發芽後，均易遭受環境的影響與損害，尤其本省菸草育苗時期約在八月底至九月下旬前後。在此時期，氣溫甚高，日照強烈，甚且時常尚有颱風和暴雨的侵襲，為保護幼苗不使受害，預防野草，管理方便起見，須先設置苗床。本省各地的播種期因氣候品種而不同，大體說來，中部早植種在八月中旬至八月下旬，晚植在九月上旬。嘉南、屏東、花蓮早植者在八月下旬至九月上旬之間，晚種在九月中下旬播種。宜蘭早植種在八月中旬前後，晚植種在九月中旬播下。

以上所述的播種期，僅是大概的範圍，在這時期裡大都可以播種。不過本省冬季常感氣溫和日照的不足，尤其當菸葉成熟期（十二月至二月），氣溫概在 20°C 以下，甚至常降到菸葉成熟期需要的最低溫度（18°C）以下。因此影響植物體產生異化作用，致延遲菸作成熟期，內部成份不充實，葉呈粗剛，缺乏香味，所以希望生產優良的菸葉，必須儘早播種。

煙在定植前須在溫室或苗床中經六至十星期之培育。在 10°C-15.6°C 氣溫下，種子發芽生長較慢，理

想的氣溫是 23.9-26.7°C，達到 35°C 以上，即不易發芽。所以常須使用稻草和育苗布保護幼苗。藉以避免強烈日光和風雨的侵害。通常在晴天日光強烈的天氣，每日早晨十時得至下午日落以前，以及遇到大雨時，都應將育苗布罩上。陰天及無特別風雨時，不必加蓋。之後隨著幼苗的長大，每日覆蓋時間，可酌漸減短，直至三週後，幼苗長大，才可停止使用。

在種種條件要求下，提早移植一般說來是有其需要的，美國北部地區移植期經常是在五月廿日至六月廿日之間，祇是幼苗在田間常易遭受寒冷的侵害。遲植則可能要遭受秋季早霜的損失。本省霜害雖不多見（據統計自民前十五年迄民國四十一年臺中在多霜月的一月裡，有霜日數一共僅有十二天），然霜害損失，仍極可觀。以今年中部一月中菸田受害情形看來，此問題仍極為菸農所重視。事後據本省菸耕作事業改進社之調查估計，中部四縣市今年一月中旬十七、十八兩日三八五六甲菸田中，其中有二四〇〇甲受到空前的霜害。損失當在臺幣二千萬元之譜。原因是接近成熟的菸作，是極容易受害變質的，同時在冬季寒冷氣候來臨前，煙亦存特別感到困難。

本省菸作和水稻間作的，菸苗移植時期要跟水稻收穫期適當配合，且所選用之第二期水稻的品種，以早熟為宜。而一般的移植期，大約在播種後三十五至四十五日之間。在水稻收穫前二星期，菸苗最大葉長約十二公分左右即可移植，若移植過早或菸苗太大，菸苗就有徒長、荏弱的現象，會影響產量和品質。

本省各區菸作的移植時期，臺中早植種在九月下旬至十月上旬，晚種延到中旬。嘉義、屏東早植種在十月上旬至十月中旬間，晚植種在十月下旬至十一月上旬。花蓮、宜蘭早植種在十月上旬至十月下旬間，晚種在十一月以後移植。

菸作在平均氣溫約(26.7°C)情形下，生長較快，雖然在此環境下，葉部可能成熟得不大正常，但比低溫時能達到較佳的產量。在氣溫 35°C 以上的晴天下，葉部會遭遇損害，乾旱時期尤為顯著。在美國從威斯康辛 (Wisconsin) 南部和康涅狄格至佛羅里達 (Florida) 北部，栽培平均氣溫在 21°C-25°C 間。大部分中部地區平均在 23.9°C 左右；在南部產地其主要的生長時期包括部分四、五、六月，及部分的七月。在北部或中部地區夏季及部分的九月乃成為主要栽培月份。馬里蘭 (Maryland) 康塔其 (Kentucky) 北部農民常因避免霜害侵襲，不得不在完全成熟前採收，但菸作之大規模受霜害損失，則不多見。

在美國晚冬或早春的降水常使苗床工作受阻，過度濕潤對土壤之生產力大有阻礙。另一方面縱使過多的水份會導致生機不良或其他損害，寒冷而潮濕的氣候又常會造成嚴重綠霉病害，在種子發芽整個時期中，苗床土壤濕度仍須供應良好。

種植期幼苗有充分的雨水是很重要的，一場大雨之後，移植可因之得順利進行。在旱季就不得不借重人工灌溉了。倘亢旱嚴重，移植工作殆難實施——此時苗床中之植株，可能有虛弱、徒長、硬化，定植後有提高開花等的傾向。本省中南部菸草耕作時期適逢冬季乾燥的季節，所以種菸不得不仰靠灌溉來供給水分。灌溉的水量要適當，灌溉量和次數過多，則植株的外觀雖然高大，但菸葉不充實，乾燥後葉薄，產量低而容易變質。照一般標準在移植後，必須灌溉一次，此後則看土壤乾濕的情形再行隨時灌溉。長期無雨的天氣，約隔十天左右灌溉一次，水量以水高達畦高六七成爲宜，約經半小時左右即須排水。到摘芯以後，應該減少灌溉次數，以促進成熟。到收穫時期，則應儘量節制灌溉，惟如遇乾旱氣候，仍須行少量灌溉，以供應植株的最低需水量。

生長迅速正常的菸作，由於菸葉消耗大量的水分，需要充分而分佈良好的雨水或灌溉，對於排水不良或過分浸濕的土壤尤爲敏感。無論如何豐富的養料對於迅速生長的植株是非常重要的，例如菸草缺氮則植株矮小，生育緩慢，葉型小，菸葉色由下向上逐漸變黃，乃至整個植株變爲黃綠色，綠色的葉脈亦不能呈正常突起性狀，此種菸葉乾燥後雖不致帶青色或變褐色，但欠鮮明，不充實，菸味淡薄。鉀能促進光合作用，增進糖分，充實內容，增進香味，強韌葉部、抗旱、潤濕感、促進燃燒等的作用。但過多的雨量，因土壤性質的不同，容易招致肥份流失。例如砂土經大雨淋洗後之所發生缺鎂病，而老葉黃化，葉邊向上捲，葉身下垂，莖細而弱等以及浸斃植株或浸蝕土壤等的損失。

嚴重的乾旱當然會使菸作有極顯著的發育不良，惟大部分屬於 *Nicotiana tabacum* 種的菸草，則有相當耐旱力，他們毋須提前播種，祇要雨季來臨，即可迅速恢復生長，仍有豐收希望。

廣潤的葉面和秉性脆弱的菸葉，易被強風或雹摧毀。有些品種如遇強烈風雨延續至相當時期，即會導致表皮葉斑病，而因風雨所造成的葉浸潤，當是病害的主因。抗濕品種倘能獲得，則葉病問題可迎刃而解。但菸作對於水源的善感性質，及肥份的調整仍有其

不可抹殺之重要性。美國菸草主要產地佛羅里達 (Florida)、喬治亞 (Georgia)、加州北部與東北、田納西與康塔其西部的年雨量在一二〇〇公厘；一三〇〇公厘間，威斯康辛北部略多於七六二公厘，其他主要產區的年雨量在一〇一六至一一四三公厘之間。東南部主重仰給夏季雨，在四三一・八至四八二・六公厘間。反之，其他各地包括威斯康辛南部平均夏季雨約在二七九・四至三五五・六公厘間。康塔基、田納西仰給春季雨較多，在三五五・六至三八一・〇之間。此外地區僅有二〇三・二至三〇四・八公厘間。因此在美國主要產地之菸作重要生長時期約九十日中，其正常的雨量除東北地帶接近三八一至四〇六公厘外，常維持在二五四・〇至三三〇・二公厘之間。

菸作包括生長最佳的品種，一般雖有極高的產量，但很難同時兼有良好的品質。因爲有些產量中等的品種，常帶有理想的品質。如供製雪茄煙的菸葉。其他適於供製紙煙的產量較低之大部分菸葉却有良好的品質。美國主要生產中心的氣候常左右產量的好壞，但各產地間的產量差別，多因品種或其他因素所造成。在某一地區說來，季節性天氣變遷仍是影響產量的主因。但就整個統計，因天氣所產生的產量差異，常未超過10%，即每英畝約八百磅左右。

各國菸平均產量相差很大，其間氣候不是主要的因素，大都和品種有關。在歐洲除盛植小葉品種所謂 *Oriental or Turkish* 外，大都屬於高產量的，亞洲日本是盛植多產的，而印度中國屬於中等產量的，其他亞洲產地與非洲、南美，則以栽培低產量者爲多。在本省種植較廣的黃色種菸草，每甲平均產量在一千八百八十公斤左右。

### 3. 菸葉品質與氣候

就菸作品質立場看來，菸作對於環境是特別敏感的。就菸農本身說，品質優良與否實較產量爲重要。商人對於菸質的要求是很苛刻的。他們基於種種不同的需要而有不同的要求，例如供製嚼煙的可與製雪茄的不同。如所週知，植物的葉部對環境十分敏感，這一點對一般作物說是無關宏旨的，但却能決定整個菸草的品質與分級。包括葉之大小、形狀、顏色、脈理、彈性、着燃性，以及葉之微粒組織和化學性質等。所有可促進植物生長的氣溫環境，未必是決定菸品質的因子，低溫時新陳代謝阻滯，葉部無法達到足以決定品質的特有階段。高溫可促進菸之香味。由於含水

量的減少，使菸葉轉薄。雨量和濕度因影響植物體的水分，在促進品質上非常重要。在水份充分供應及其他適宜情形下，在六十天中，一株菸作可增長廿五平方英尺的葉面。在此良好環境下，植株含水一致，生長葉部擴大。但較薄而葉脈良好，組織疎鬆顯露。貯藏時伸張容易，顏色鮮艷、光潔，每平方英寸約重二至三克，尼古丁含量低，細裝後，易發酵，一週後即有香味與少許膠質。此外有助於良好品質的雨量和濕度的因素，尚包括有因雲天持續的陰蔭、無風、土壤適度潤濕，勿使裸露等都是重要的。

不過薄而質地柔軟的菸葉到是製造雪茄的上品，但不一定適於其他製煙業所需用。在水分供應略減的情況下的菸草，葉部有狹長傾向，葉面減小。但單位面積有顯著之增加；葉脈轉厚，彈性轉低，顏色轉為深暗，尼古丁含量增加，着燃性較差，不易發酵。但香味與脂質大為增進。未必每一種菸草都可以一例的以控制水分的供應來達到某種品質的願望，可是菸草因其製煙目的的不同，例如雪茄、嚼煙、鼻煙，各有其所需要的特質。換言之，因商業要求之不同，菸作有其本身特定的需水的標準。

近年來專家在調節灌溉和土壤濕度，減輕水分過多或缺少的損害以增進菸質上有了很大的進步。他們發現多施鉀肥和減用鉍類肥料有助於抗旱。而土壤有機質的調節尤關重要，即使用過多的有機質，則土壤過於濕潤，空氣不易流通，而引起還元作用，產生毒害。對於作本身言，過多的有機質，將逐漸釋出有效氮素，使菸草成熟不良，故當以適度為宜。此外及時的中耕和輪作的注意也是非常重要的。

#### 4. 黃色種菸與臺灣風土

本省各地所種植的菸葉品種至三十七年度止，栽培較為普遍的有：喜國士(Hicks)，百葉黃(Bright Yellow)，維斯大(Vesta)，利國黃(Yellow Orinoco)，佛金(Virginia Gold)，凱旋等六種，迄今已淘汰維斯大、凱旋、利國黃三種。照目前栽培趨勢看來，其中百葉黃可能被繼續淘汰，目前本省栽培面積最廣者，首推喜國士。百葉黃次之，僅在宜蘭、花蓮及嘉義一帶局部地區栽培佛金種。據菸葉試驗所之統計，三十七年度在全省種菸面積八千六百餘甲中，喜國士栽培面積達六千七百餘甲，佔全面積七七%，百葉黃一千七百餘甲，約佔二〇%左右。佛金為潤葉種，以易受風害，種植面積不過二三甲。今年喜國士品種推廣面積尚有駕凌而上之勢，大有獨占菸田

的可能。

喜國士是美國北卡羅來納州的品種，民國四十一年引入本省種植，經六年來不斷比較試驗的結果，認為確有優良的特點，不特產量高，每公斤價格好，而四等以上菸葉的百分比也比百葉黃為高。不但在輕鬆的排水較好的土壤中生育良好，即在較為粘重的土壤中也有良好的生長，可見對土壤的適應性大。移植以後初期生長比較迅速而良好。如一旦遭遇較低的氣溫，生長停頓現象亦不若百葉黃品種之嚴重。據菸葉試驗所試驗的結果，喜國士似以晚期植為優，而百葉黃品種則以早期植為優。然尚不能確斷為品種之連應，故喜國士從該項早期(九月一日播種)及晚期(九月廿日播種)試驗處理分析方面看，喜國士不論何時種植，均較百葉黃為佳，似可認定。

喜國士為黃色菸草，喜高溫，但長期高溫亦非所宜。若長期在攝氏三十五度以上環境中培育，雖不如其他品種之迅速招致死亡，但葉質變劣殆無疑問。反之，如在低溫下栽培，生育易受抑制，着葉數少，菸葉內容不充實，遲延成熟，乾燥時不易脫去綠色，着燃性不佳。本省黃色菸大多在八月至九月間播種，九至十一月間移植，十二月至翌年三月間收穫。以主要菸作區臺中為例，其氣溫八九兩月平均在 $25.7^{\circ}$ — $27.5^{\circ}$ C之間；九至十一月在 $20.7^{\circ}$ — $26.7^{\circ}$ C之間；十二月至翌年三月在 $15.8^{\circ}$ — $18.4^{\circ}$ C之間；有逐漸低減傾向。至收穫時期前後氣溫頗嫌不足，有抑制生長或停止生長的現象。所以本省種菸，早植較之晚植，不論在產量及品質上均有優越的趨勢，實受氣溫的控制。

就雨量說，黃色種菸草所需要之雨量，以月平均在一百公厘左右為宜，收穫時期尚應略予減少。臺中區八九月雨量平均在一百至三百公厘之間，十月至翌年二月平均雨量約在十六至六十五公厘之間，在生長旺盛期之雨量過少，十至十二月尤為少雨，故須借重灌溉，以補不足。降水外，空氣中的濕度亦是左右產量品質的要素，普通在低溫下因容易蒸發，葉形常呈狹長，葉肉肥厚；反之濕度過高，則葉形轉呈寬薄。黃色種菸葉部因含糖多容易吸濕，品質終不免因之轉劣。一般情形在本國中生長之菸草，相對濕度以維持七〇至八〇%為宜。本省菸作區在種菸期中臺中在七八至八二%間；屏東在七二至八五%之間，花蓮在七八至八一%之間，均能合乎要求。

黃色種菸葉與其他植物同需適宜之日照，日光微弱，影響碳水化合物的生成及菸葉品質、尼古丁及糖份之含量。本省菸作成熟期適在冬季，日照時數臺中

區八至十一月間平均日照時數均達二一〇至二四七小時之間。十二月至翌年三月則減至二百小時以下，二月間尤為寡照，不無美中不足之感！

本省秋季種菸因在自然環境上尚有若干之缺陷，故菸葉試驗所曾在各地舉行春季栽培觀察，以試驗本省春季種菸之可能。春播試驗係於十二月下旬播種，二月中旬移植，四月中旬開始收穫，五月中旬收畢。試驗品種採用喜國土、佛金、維斯大三種。在屏東區試驗結果較為滿意，認為①依以往試驗，苗床期於苗易受低溫之侵襲，生長遲緩，且有提早發蕾，減低產量之趨勢。但如苗床妥加以保溫設備，則株高葉數均佳，且尚有提早播種之可能。②春季遲播，則收穫期每易遭逢風雨及病虫害，故提早播種時期值得考慮。③粘重土地植菸產量品質以佛金較佳，喜國土次之，但粘土地之用肥量及播種時期，病虫害防治，均難配合於雨季前採收。在花連區試驗之結果則認為因自摘蕊至收穫中期多逢陰雨，耕地潤濕，致菸葉組織疏鬆，

粉病猖狂，下葉部無法烤製，廢葉滋多；且因東部氣候雨量集中於夏季，雨日則集中於冬季，四月開始收穫季節，各地雨量增多，五月各區平均月雨量達二百公厘以上，對於作之收成頗不適宜。且花蓮春播係於十二月間播種，二月間移植，氣溫均在 $17.3^{\circ}$ — $18.8^{\circ}$ C之間，已嫌過低，而三四月間之平均氣溫亦僅在 $19.7$ — $21.7^{\circ}$ C之間，亦感不足，難望有良好的生長，所以東部一帶菸作能否在春季栽培，尙有待進一步之試驗與考察方能決定。

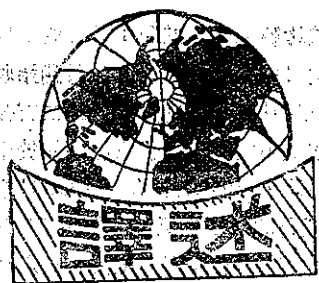
總之，種植菸草，在栽培時期需有快速不受阻碍的環境，即在生長初期給予有限度的降水；成熟期有日照良好雨量稀少的條件；貯藏期間勿過分潮濕，繼貯藏期之後，要有短暫的濕潤天氣，然後才有理想的菸葉生產。（完）

### 參考文獻

“Climate and man”，種菸講習手冊，農民銀行社會百科全書農業篇，菸葉試驗所 46-48 年報

## 氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究為目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言為主體，每篇以五千字為佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用之文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改者請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、來稿一經刊載即致稿酬，每千字按三十元至五十元計算。創作論著稿之特具價值者另議。
- 十一、惠稿文責自負。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象所收。



# 建築工程與氣象 徐寶箴 節譯 (註)

## 一、引言

建築物之能否發揮其最大效用，天氣是為其重要影響因素之一，工廠庫房之保溫抗熱通風等設備之設計適宜，可增加其功能；房舍辦公室之位置坐向適宜，可振奮精神增加工作人員之效力。天氣有四季之別，南北之差，海陸之異，晨昏不同，故各種建築物之設計，必須考慮瞬息萬變之天氣因素，舉凡建築物位置之選擇，坐向之決定，建築材料之採用等，均須有賴當地氣象資料之參考利用方能作最完善之安排。

本文將討論建築空軍基地之儀器着陸設備(Instrument landing facilities system) 及其他建築物時有關氣象之問題。

## 二、儀器着陸設備之位置與氣象

### 1. 如何選擇儀器着陸設備之位置

儀器着陸設備規定裝置於跑道之一端，自該儀器向跑道方向發出某種波段，天氣惡劣時，飛機可不需導引自行循該項波段着陸。通常一個機場之跑道，必與該地之最多風向平行，如該地之飛機起落頻繁而風向多變化，即一個機場常有數個方向不同之跑道。在數條跑道中，選擇一條最適用之跑道，以裝置儀器着陸設備，是為本節以下所須討論之問題。

影響裝置儀器着陸設備位置之因素有三：①擔任儀器飛行飛機之側風臨界值 Critical value of crosswind，②超過臨界值之風向風速分佈情形，③該地現有各跑道之方向。側風臨界值是飛機起落時無危險之最大側風分量，此種側風臨界值，隨機種而不同，有些飛機對側風比較穩定，有些飛機則否，前大多機場均以每時十二哩為側風臨界值，此種數值僅適用於僅有輕型飛機起落之機場。現飛機之性能日新月異，側風臨界值已增加，通常作儀器飛行用之 T-28 被認為係空軍之中等飛機，每時25哩或以上之側風可使 T-28 有危險，故現在大多之空軍基地均以每時25哩為側風臨界值。

由上所述可知儀器着陸設備應建築在與每時25哩以上之最多風平行之跑道延長線上。

### 2. 氣象紀錄之選擇與應用

儀器着陸不會在雲幕高及能見度佳之天氣情況下

實行，故選擇裝置儀器着陸設備之跑道，須參考壞天氣時之風，所謂壞天氣係指雲幕很低及能見度惡劣飛機不能作目視着陸而言，雲幕高多少及能見度多少才需要用儀器着陸，須視飛機類別及性能如何而不同，一架螺旋槳飛機衝出300呎雲幕後之時間空隙，約與一架噴射機衝出500呎雲幕者相同，現在空軍規定雲幕高1,000呎及能見度3哩為機場不能目視着陸之標準，故欲於數條跑道中選擇一條跑道裝置儀器着陸設備，須先求出雲幕高1,000以下，能見度少於3哩及風速大於25哩/時之風頻率，然後選擇與最多風平行（或近似平行）之一條跑道，作為裝置儀器着陸設備之用。

### 3. 風之頻率圖繪製法

第一表為某基地若干年平均風之百分，惟僅限於雲幕高1,000呎以下，能見度3哩以下，風速24哩/時以上時之紀錄，此種紀錄係原始紀錄，須經修正後方能用以繪製風之頻率圖因為風之原始紀錄可能無代

第一表：十六方向風之百分比(風速在24哩/時以上)

方 向	儀 器 飛 行 情 況		機 場 關 閉 情 況	
	25-31哩/時	32-46哩/時	25-30哩/時	32-46哩/時
N	0.3	0.1	0.3	0.2
NNE	0.1		0.3	
NE	0.4	0.2	0.3	
ENE	0.1			
E			0.1	
ESE				
SE	0.2		0.2	
SSE	0.1	0.1	0.2	
S	0.5		0.3	0.3
SSW	0.1	0.1	0.1	0.1
SW	0.3	0.1		
WSW	0.4	0.1	0.2	0.2
W	0.5	0.1	0.1	0.1
WNW	0.2		0.1	
NW	0.2	0.1	0.3	0.2
NNW	0.1		0.2	0.1
Colm	3.7		3.7	

表性，再原始之風紀錄中，連續各點之風可能不連貫，此種不連貫或由于觀測者之偏愛或由于地方性之影響。有些氣象觀測員喜用一個或二個字之方向，如 N 及 NE 等，而不喜用如 NNE 或 ENE 等三個字之方向。此種因個人之偏愛，或由地方性影響而生之差誤，均可用若干方法予以修正。最簡單而迅速之方法如下，取第一表中之八方位紀錄作剖面圖，將各點連成圓滑之曲線，此曲線當可以代表風變化之剖面，使有地方影響之最高最低點消去。

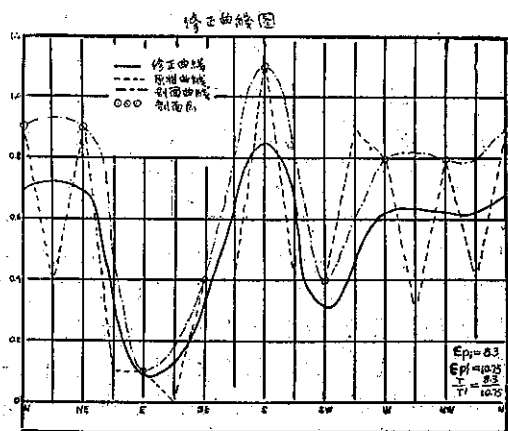
設十六方位風原始資料之總百分為 T，則：

$$\sum P_i = T'$$

$P_i$  為方向 i 之百分。根據八方位所繪剖面圖中曲線而求得之十六方位顯視總百分 Apparent total percentage 為  $T'$

$$\sum P'_i = T'$$

$P'_i$  為方位 i 之顯視百分。顯視百分曲線中某一點之值乘以  $T/T'$ ，則可得該一方向之正確百分值而總百分之值不變。第一圖中之虛線為原始資料之各方向百分，段點線為各方向之顯視百分，實線為經修正後之

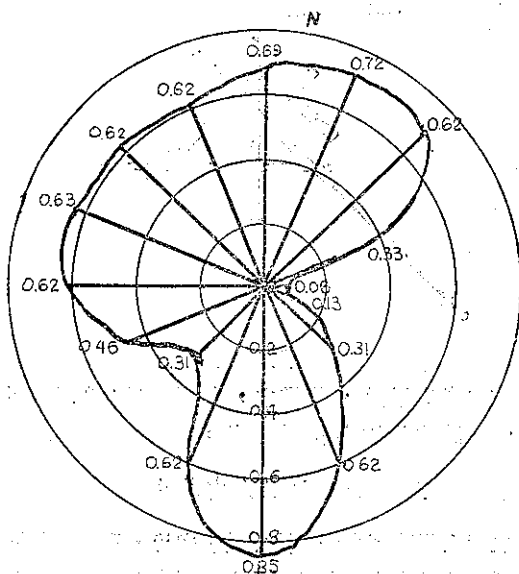


第一圖

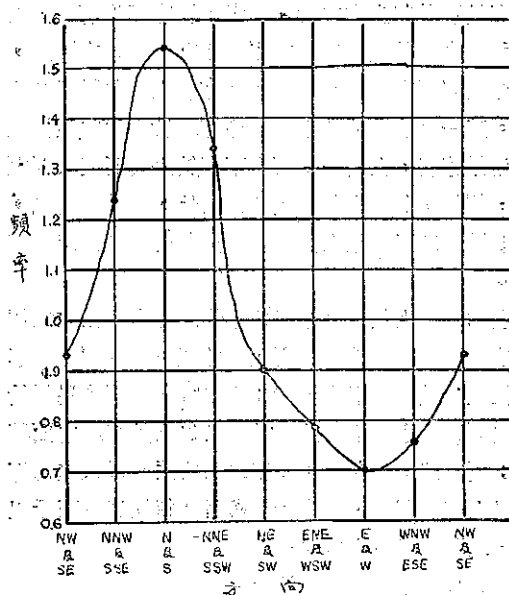
第二表：修正風之百分

N	0.69	S	0.85	N-S	15.4
NNE	0.72	SSW	0.62	NNE-SSW	1.34
NE	0.69	SW	0.31	NE-SW	1.00
ENE	0.33	WSW	0.46	ENE-WSW	0.79
E	0.08	W	0.62	E-W	0.70
ESE	0.13	WNW	0.63	ESE-WNW	0.76
SE	0.31	NW	0.62	SE-NW	0.93
SSE	0.62	NNW	0.62	SSE-NNW	1.24

正確百分，其修正各方向之數值如第二表所示。表中相對之方位排成一行，最後一欄為二相對方位百分之總和。第二圖為按第二表中之第一、二兩欄中各修正風所繪成之頻率圖。第三圖為第三欄所示百分之曲線。因為一條跑道可以適用二種相對之風向，故由第二



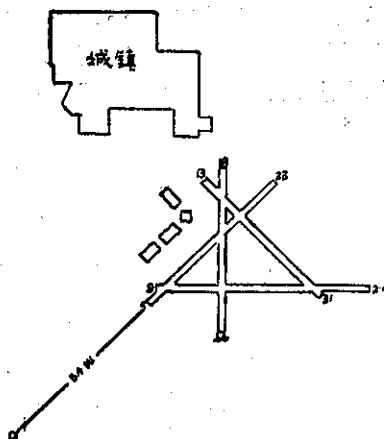
第二圖：修正風頻率圖



第三圖：第二表中第三欄之頻率曲線

及第三圖可得結論如下：設該基地有跑道如第四圖所示，則南北向之跑道是為最佳裝置儀器着陸設備之跑道，現有該項設備裝置於東北與西南向跑道延長線上

(如圖中之0處)，並不是最好位置。因為該南北向之跑道，與能見度3哩；雲幕高1,000呎，風速大於24



第四圖

哩/時之最多風平行，換言之，於天氣惡劣應用儀器着陸時，該跑道之應用機會最多。

### 三、房舍之坐向與氣象

工程人員建築廠房，決定其坐向時，常須參考氣象資料，雖然有時為求軍事上之需要或為顧及一致之標準，並不能顧慮舒適之條件，但若為永久性之建築，則應於設計其坐向之初，須考慮及有關生活之因素。設計房舍或其他建築物之坐向時有關氣象之要點，主要為避開不利之氣象要素，讓有利之氣象要素進入屋內。某一氣象要素在某一季節有利於人生之生活使人感覺舒適者，在另一季節可不利於生活而使人煩厭畏懼，例如，冬季之北風，寒冷刺骨，夏季之南風，涼爽消暑，工程建築人員均須於設計房舍坐向時顧慮及之。

室內工作人員之舒適與建築物之坐向有極大之關係，建築物坐向之適宜與否，關係以下諸問題：冬季時，使室內熱量之損失最少；冬季時，使房舍暴露於冷風之面積最小。夏季時，使房舍暴露於涼風之面積最大；夏季時，避免閃耀損害眼睛之陽光進入室內等等。以上諸項問題，如事先參考當地氣候資料而予以利用，均可有適當之解決方法：

#### 1. 冬季時熱量之消失

無風時，一建築物之熱量消失，須視所用建築材料及門窗之數量及部位而定。此一熱量消失問題，亦為冬季熱氣裝量之容量問題，熱量之消失須視室內外之溫度梯度而定，室內與室外之溫度相差懸殊，消失熱量之速率大，反之則較小。

通常室外溫度在 65°F 以下時，室內則須加熱以維持舒適之溫度，所需加溫之熱量，須視室外溫度低於 65°F 若干度及低於 65°F 溫度所歷之時間長短而定，此兩因素，可由該地之度日 Degree-days 決定之。度日之定義為：日平均溫度比較 65°F 所低之度數。例如，室外平均溫度為 45°F，即度日為：

$65 - 45 = 20$  度日。日平均溫度採用各日之最高最低溫度之平均值。

$$\text{平均室外溫度} = \frac{\text{最高溫度} + \text{最低溫度}}{2}$$

一時期之度日為該期間度日之總和，並非採用平均值，例如下表，一週之度日是為該週度日之總和。

第三表

室 外 平 均 溫 度		度 日
星 期 日	50°F	15
" 一	65°F	0
" 二	70°F	0
" 三	62°F	3
" 四	50°F	15
" 五	50°F	15
" 六	45°F	20
總 和		68

將各地全年之總度日，繪於地圖上，即可知全地區度日之分佈。此種資料，對於工程人員頗為有用。

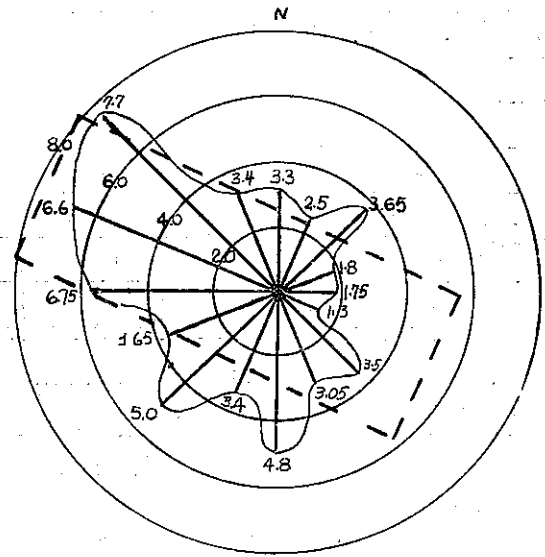
設計暖氣設備之容量時，須考慮最冷天氣時所需熱量與建築該項設備及運用該項設備時費用間之配合適當，如暖氣設備之容量按度日之平均值建築，該暖氣設備有時將超過荷負量（或燒燬）或室內之溫度不夠。反之，如該項設備容量太大，則該項設備之建築與運用均不經濟。

#### 2. 冬季時，建築物暴露於風之面積少

冬季有風時，控制建築物中之熱量，極為困難，風吹擊牆壁，不斷使新鮮冷空氣與牆壁接觸，不斷拂去較暖空氣而帶來較冷空氣，故熱量之消失，風大時比較風小或無風時為迅速。

建築物有適當之坐向，可使暴露於冬季風之面積減少，即熱量之消失減少，經門窗消失之熱量，比較經由牆壁消失之熱量更多，故朝向冬季風方向之門窗愈少，熱量之消失愈少。冬季風之最多方向，可按風之氣候紀錄繪製風之頻率圖以求得之。

第1節中所言：室外溫度降落至 $65^{\circ}\text{F}$ 時室內需要加熱，係指暫時之情況，如室內日夜均需加熱，即室外溫度須在 $45^{\circ}\text{F}$ 以下。故計算風之紀錄時，須採用室外平均溫度在 $45^{\circ}\text{F}$ 或以下時之風，亦即須採用度日在20或以上時之風，而風速須在每時10哩以上，因為較弱之風失熱不多。第四表為十四個年一至四月及十至十二月之風紀錄，其風速在10哩/時以上，度日在20日以上。按第四表之原始資料作風之頻率圖如第五圖之曲線所示。按照第一圖之繪製方法，可作修正風之頻率曲線如第六圖中之實線所示，此圖中剖面曲線及修正曲線所示之數值如第四表最後兩欄所示。由該表最後一欄可知修正風之建築物之正面，應避免朝此方向。惟如根據每時25哩以上之風頻率，以西南西風為最多，因為風大時失熱較多，故建築物之坐向，為減少暴露於寒冷冬季風之面積，應如第五圖之虛線長方形所示，平行於WNW-ESE方向，比較NW-SE方向逆轉 $22.5^{\circ}$ 。由以上風之資料、建築物之西



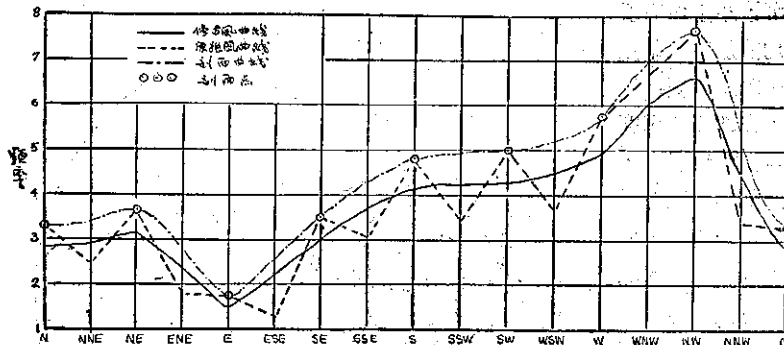
第五圖：風之頻率圖（原始資料）

第四表：風之紀錄（風速10哩/時以上，度日20以上）

風 向	一 月	二 月	三 月	四 月	十 月	十一 月	十二 月	總 計	原始資料 Px	剖面曲線 百分 Px	修正曲線 百分 Py
N	203	288	299	279	84	187	260	1,600	3.30	3.30	2.85
NNE	205	259	266	147	51	132	147	1,207	2.50	3.40	2.95
NE	328	343	379	293	29	157	229	1,758	3.65	3.65	3.15
ENE	221	144	202	131	7	55	113	873	1.80	2.80	2.40
E	221	176	159	109	3	33	147	848	1.75	1.75	1.50
ESE	116	122	106	73	8	48	137	610	1.30	2.60	2.25
SE	387	404	207	123	39	181	335	1,676	3.50	3.50	3.00
SSE	229	353	212	94	19	222	341	1,470	3.05	4.30	3.70
S	547	423	329	83	36	330	538	2,286	4.80	4.80	4.15
SSW	422	298	184	90	32	240	372	1,638	3.40	4.95	4.25
SW	654	410	312	101	54	342	514	2,387	5.00	5.00	4.30
WSW	438	217	329	117	36	231	385	1,753	3.65	5.20	4.50
W	635	512	396	161	31	534	487	2,756	5.75	5.75	4.95
WNW	604	782	514	208	50	487	501	3,146	6.60	7.00	6.05
NW	760	782	543	250	114	583	654	3,683	7.70	7.70	6.65
NNW	250	317	300	218	84	176	290	1,635	3.40	5.20	4.50
									61.15	70.90	61.15

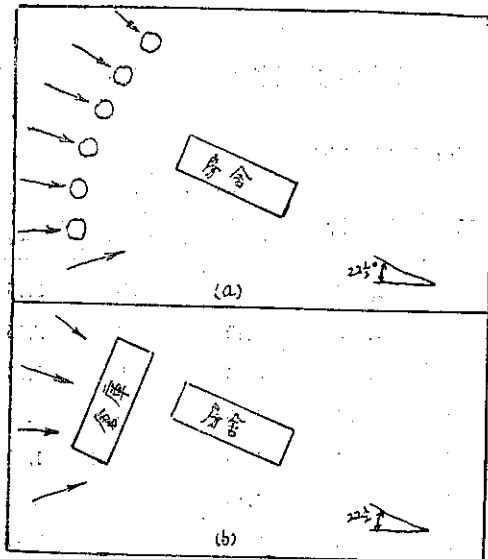
北西方牆上宜少開窗門，如有L型或T型之建築物，可使L之底或T之頂朝向最多風方向，作為阻檔風之

用。惟軍營之中，不可能有L型或T型之建築，即該最多風方向可以建築孤立非人居住之庫房等用處，或



第六圖：修正風之頻率曲線

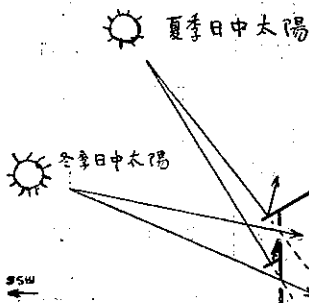
在該方向種植一排長青樹以代替之第七圖所示，惟此種長青樹，須離建築物相當距離，以免阻擋夏季冷爽之西南風。



第七圖

### 3. 暴露於夏季之和風

夏季時，大多地區均盛行西南風，一地某季盛行那一種風，可由氣象台中風之紀錄求出。夏季室內，



第八圖

有徐風習習吹來，可使人舒適，增加工作效力，故在房舍之朝盛行夏季風一方面，應盡量多開門窗，以暢流空氣。

### 4. 熱量之消散

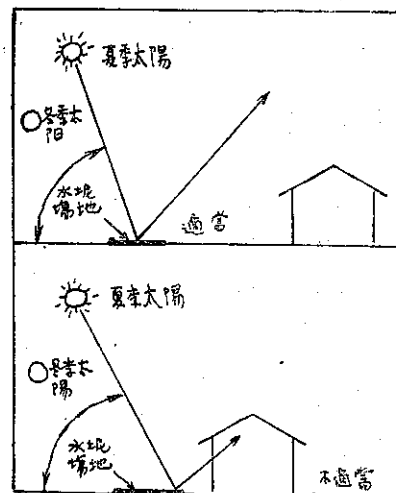
夏季時，太陽之仰角大，光線直射房舍，使房舍之溫度，增高因而影響室內之溫度，房舍熱量之吸收，固須視建築所用之材料而定，此係建築工程人員所考慮之問題。惟氣象人員可供給工程人員牆壁上存在之溫度梯度及當地盛行之風向等資料，工程人員可利用此等資料，使屋頂之氣樓有良好之通風，藉以吹散屋頂吸收之熱量。

### 5. 暴露於冬季和暖之陽光中

房舍之坐向如第七圖所示，冬季可以享受大量之陽光，該房舍之南方，如採用透明材料，冬季之陽光，可使室內空氣之溫度增加。房舍南方如種植落葉樹，冬季時樹葉落掉之枝桿，不會阻碍各季太陽之照射。

### 6. 避開夏季之炎陽

在房屋南方窗戶之上方，裝置適當之屋簷或窗幕可以遮避夏季陽光之直接射入室內，如第八圖所示，



第九圖

此種屋簷或窗幕須向外伸出相當距離，使窗門之底至窗簷或屋簷下方邊緣之直線與地平線成一相當交角，使夏季之陽光不能直接射入室內，此一角度視所在地之緯度而不同。設有一地夏至時中午太陽之仰角

為  $73^\circ$ ，冬至時中午太陽之仰角為  $26^\circ$ ，如窗簷或屋簷下方邊緣至窗底之直線與地平之交角為  $50^\circ$ ，即該屋全冬季及早春與晚秋之太陽，均可照射入室內，而在夏季時，即室內可無陽光直接射入；如此，室內可冬暖夏涼。

住屋南方種植落葉樹，夏季樹葉茂盛，可遮蔽陽光，使室內陰涼；惟此種樹林，須離開房舍有相當距離，使樹林與房舍之間有足夠之通風空隙。

房舍附近之水泥地面，能將陽光反射室內，故此種地面與房舍之間，應有相當距離，如第九圖所示。  
(下轉14頁)

# 熱帶東風噴射氣流 P. Koteswaram 著 鄒新助 譯

## 緒 論

多數氣象學家會研究過對流層上部的噴射氣流，認為係一般環流之重要部份。在過去十年中全球各處的噴射氣流已經定位及說明。這對中緯度及高緯度的研究進展已感滿意。然而對熱帶高空之噴射氣流之位置，因資料的缺乏，阻礙了研究。有些人曾試圖定出熱帶中西風噴射氣流之位置並作研究。Chaudhvir 氏 (1951) 根據 1946 年冬季資料製作沿  $75^{\circ}\text{E}$  剖面圖，Yeh 氏 (1950) 曾分析過中國上空噴射氣流。作者 (1953) 曾研究印度及緬甸冬季噴射氣流的位置及其性質；並計算其平均垂直運動 (1954)，Riehl 氏 (1954) 曾經指出夏季中在熱帶太平洋中部有斷續的西風噴射氣流存在。

對流上層 (High troposphere) 的東風顯示許多困惑的形態，由 Venkiteshwaran 氏 (1950) 所製印度及附近的平均高空風圖，顯示夏季時在印度對流上層及平流層有一廣闊東風帶。當夏季微弱季風時期，在印度南部施放測風氣球常能追蹤至甚大之高度，在該處曾發現有強烈的東風。Krishna Rao 氏 (1952) 利用這些東風推論有東風噴射氣流的存在並製成垂直剖面圖。Krishna Rao 及 Ganesan 兩氏 (1953) 曾指出此類東風于七八月間在對流層頂可達到每時 110 英里的風速。Frost 氏 (1952) 曾說明在夏季亞登 (Aden) 上空 150mb 與 100mb 之間平均最大東風達到 70 海里。Davis 和 Samson 兩氏 (1952) 曾指出在奈洛俾 (Nairobi) 上空有類似強風，這類強風屬於赤道附近之東風噴射氣流。兩氏並發現該處在十二月和七月至九月雨乾燥季節期這種東風達到最大風速。Austin 氏 (1953) 以亞登雷文測風紀錄及 Hay 氏 (1953) 以新加坡及香港雷文測風紀錄作進一步之分析，後者發現在新加坡高空經年盛行東風，而在香港則盛行于夏季，在新加坡風速達到每時 90 海里，香港每時 80 海里。但最強風的厚度僅限于幾千呎。Clarkson 氏 (1956) 曾將新加坡的高空風作成一種統計分析，彼發現風向顯然穩定不變，而在八九月的風速偶爾可達到 100 海里，彼並曾察出在夏季季風最強盛時高空自北來之經流最強，在冬季季風時則情形適相反。

雖然所有此類觀測均證實在若干熱帶對流上層有強烈的東風存在，此類強風未必就可證明東風噴射氣流之存在。因為它需要有強大的側面與縱向的風切存在才行。Alaka 氏 (1955) 首先在加勒比海 (Caribbean) 研究東風噴射氣流作了一篇合理的論文，這種氣流在該地乃少見者。但該地沒有良好之雷達探空網。Alaka 氏發現東風氣流中心風速為 75 海里。此種氣流限于巴哈馬群島 (Bahamas) 南部與佛羅里達州 (Florida) 之間的區域；其最強風位于 200mb-150mb 層附近。Alaka 氏臆斷這種氣流導源于中緯度而出現于亞熱帶高壓之南部邊緣乃在其環繞此高壓中心轉向之後，Newton 及 Carson 兩氏 (1953) 討論美國上空關於夏季風切之形成時，亦有類似之事實。

因為有強烈的東風常見於亞洲南部及非洲東部，而在太平洋與大西洋區域上空則罕見，所以最好要將亞洲與非洲熱帶對流上層氣流作適當的研究，以資分析噴射氣流並明瞭這些區域之高空環流與對流下層 (Lower troposphere) 大規模環流 (夏季季風) 間之相互作用。本文之主要分析情況即在於此。較詳細之資料可參考芝加哥大學氣象系的研究報告 (1956)。

## 應用資料及分析方法

探討上述各點需要有完善之雷文測風佈置，所感遺憾的，是在熱帶地區單獨採用探空資料作逐日分析不全可靠。因為儀器之誤差常有如天氣變化同樣大小之差異，不過 1955 年整個夏季之平均探空資料尚可代表對流上層之氣流型態。雖然吾人希望測風網更較稠密。但在馬達拉斯 (Madras)、印度、以及泰國所建立之雷文測風站已甚有用。要從許多地區蒐集資料常感困難，在此方面可從美國氣象局自 1955 年 7 月出版之逐日北半球資料獲得重要之幫助，對印度方面之資料係從印度逐日天氣報告中獲得。

研究範圍包括自赤道起至  $40^{\circ}\text{N}$  及自  $20^{\circ}\text{W}$  至  $150^{\circ}\text{E}$ ，圖一表示在此區域之雷文及探空測站分佈圖，以下為所作分析之種類。

垂直時間剖面圖	水平時空剖面圖
等壓面止之氣流線圖	等壓面上之等風速線圖

垂直剖面圖

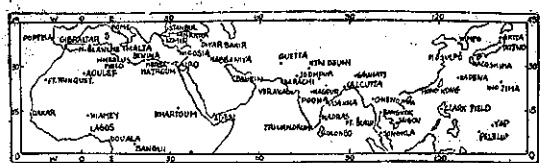


圖 1：用于分析之探空及雷文測站分佈圖

此類分析的技術已十分普通，毋須再予說明，作時間剖面的測站儘可能的多用，其剖面之持續時期採用1955年整個夏季資料，此種剖面圖對於最大噴射氣流之分析是和氣槽及封閉環流等之過境具有同等的價值。水平時空圖之製作係印度區域 40,000 呎高度將每個雷文測風站填于相當的緯度上。此剖面圖之目的在觀察西南季風與對流上層氣流型式兩者間之關係。

爲了上述理由，氣流線分析以採用等壓面爲佳，因有足夠數量的測風站氣流線能指出可靠的廣闊氣流型式。因測風站不夠稠密，故不企圖用等風向線方法製作氣流線圖；在300, 200, 及 100mb 等壓面曾作等風速線分析。

### 夏季中熱帶對流層之結構

高空氣候學：當北半球夏季之時，在亞非大陸，對流下層有最顯著的赤道槽伴隨亞洲南部之強盛夏季季風北移遠達  $20-25^{\circ}\text{N}$ ，有一廣泛的西風氣流覆蓋于阿拉伯海、孟加拉灣及暹羅灣上空，偶而到達橫過南中國海以至西太平洋。此氣流在印度稱爲西南季風，在更東則稱印度西風，高度伸展至10,000-20,000呎，偶爾到達30,000呎，此乃在亞洲南部自六月至十月之一般環流的持久形態。

Palmer 氏 (1951-53) 在研究馬紹爾群島區域低層赤道西風之後論斷此類西風僅僅能代表一種向西移動之氣旋有關之個別西風氣流的統計平均，並未形成一般環流之一支系。相反的，Riehl 氏 (1954) 則指出印度季風之西分風非常穩定。此處須說明的，是低緯度西風僅限于亞洲南部及赤道非洲的一部份；在別處無此種持久性氣流出現，因此在一般環流型態中，對於這個特別地區，必須考慮到。

在對流上層，至少在西太平洋 (Riehl, 1948) 及大西洋上空有一連串的氣旋型及反氣旋型渦旋趨向西移。在亞洲季風區域，此種渦旋極罕發生，在喜馬拉雅山以南之高空風通常爲東風，在其以北則爲西風，在非洲與阿拉伯沙漠地帶亦有類似之小環流存在。

夏季平均氣流：圖 2 爲1955年8月份熱帶亞洲及非洲700及200mb之平均等高線及等溫線圖例示夏季平均氣流類型，此兩層通常分別代表對流下層及對流上層之氣流類型。最值得注意的是，是印度及其更遠之東方700mb面上有一低壓存在。而在西方則無此種低壓發現，其地面之熱低壓通常從非洲北部伸展至印度西北部，且僅限于700mb之下層。在此區域之上空則爲高壓延伸至對流層頂，在亞洲季風區域之上空之亞非熱帶反氣旋僅限于500mb之上才出現。這種反氣旋覆蓋于西藏高原可能延至中國西南部。

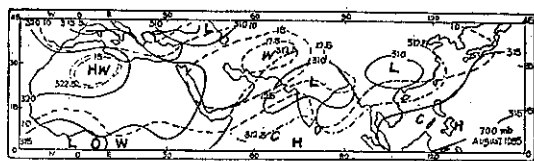


圖 2a

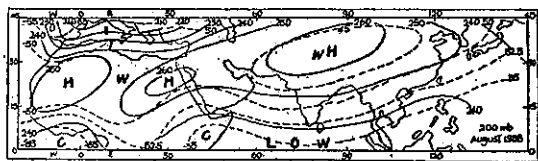


圖 2b

圖 2a及2b：1955年8月700mb及200mb平均等溫線 ( $^{\circ}\text{C}$ ，斷線) 及等高線 (10'sm，在200mb等一位數字略去) 圖。

最顯著的是200mb層之等高線坡度集中于非洲小高壓之北，係表示地中海上空爲西風噴射氣流，我們可見亞洲亞熱帶高壓的南部有一類似而較弱之坡度在150及100mb之間達到其最高值，此處當爲最強東風所在之位置。

平均溫度場與「赤道面」(Intertropical front)：在對流下層的等溫線集中于阿拉伯海岸之外，這是因爲沙漠氣團 (Tc) 與季風氣團或赤道西風 (Em) 相毗鄰之故。此等氣團間之不連續面曾有各種名稱，如赤道面，赤道輻合區等。Ramanathan同Banerji 兩氏 (1931) 及 Sawyer 氏 (1947) 對此類不連續之氣團曾作過研究。前者假定面之構成類似鼻形，因爲在沙漠中之空氣溫度有峻急之垂直遞減率，其上空氣溫度較季風空氣的高空溫度爲低。Sawyer 氏利用這種結構以解釋印度西北部的雷雨。但是因爲伴同阿拉伯與伊朗上空的反氣旋發生的是對流低層空氣之輻散與下降，使沙漠空氣由地面以上甚大之高度中常測得微小的溫度遞減率。致結果沙漠中之上空溫度仍比季風中者高。在圖 2 中300mb以上之等溫線，係東西向伸展，較低之溫度近于赤道一方，因此以「赤道面」

(ITF) 爲鼻形構造是很可疑的。在對流下層往往有穩定的逆溫存在，該處下 Tc 氣團重疊于 Em 氣團之上，故其沿面之天氣爲季風層上方之層積雲，此在卡拉蚩常見之。

在印度之赤道槽當地稱爲季風槽；係自巴基斯坦西部延伸至孟加拉灣之頂端，季風環繞此槽自孟加拉灣進入印度北部及喜馬拉雅山麓，形成有名的季風環流，在此季風槽中無溫度之差異，惟自北至南溫度微有低減。

因爲季風槽在印度產生最多的夏季雨量，許多印度氣象學者咸認定係暖面型之不連續面斜依於季風槽以北在略高溫度之東風上方，此東風帶名爲「轉向季風氣流」(Turned monsoon air) (EmT) (Roy 1946)、或來自遠東之熱帶海洋氣流 (Malurkar 1950, Desai 1951a.)，許多氣象學家係由此種假定所成之「面」來解釋印度之天氣。Bjerknes 氏 (1933) 曾作赤道面係至喜馬拉雅山爲止，後由 Desai 氏 (1951b) 將其延伸通過此季風槽。在熱帶區無界面之存在，已是公認的事不必重述。僅用幅合區一語足以說明。

### 對流上層的噴射氣流

上述平均氣流圖中已經指明沿亞洲南部邊境之高空有強烈的東風帶，爲求確定這種強風是否集中於噴射氣流中心，曾經將 1955 年 7 月和 8 月資料自地面以至 100mb 作逐日分析，前已提及，在低緯度資料甚爲稀少，且高層資料亦有許多天是無紀錄的。雖然如此，仍足有證明顯示東風的核心存在於  $15^{\circ}\text{N}$  附近。這股氣流形成於中國東海岸伸展至印度及阿拉伯至少到達蘇丹 (Sudan)，第二股氣流起始出現於沿非洲西海岸  $10^{\circ}\text{N}$  附近；必然消失於大西洋東部，因爲在加勒比海或沿南美洲之圭亞那 (Guiana) 海岸並未測到過。

時間剖面圖：下面各雷文測風站曾用作時間剖面圖之研究：新德里 ( $28^{\circ}35'\text{N}$ ,  $77^{\circ}12'\text{E}$ ) 加爾各答 ( $22^{\circ}39'\text{N}$ ,  $88^{\circ}27'\text{E}$ )，孟買 ( $19^{\circ}05'\text{N}$ ,  $72^{\circ}53'\text{E}$ )，馬達拉斯 ( $13^{\circ}\text{N}$ ,  $80^{\circ}11'\text{E}$ )，在印度低緯度則缺乏此類資料，經以新加坡 ( $1^{\circ}22'\text{N}$ ,  $103^{\circ}59'\text{E}$ ) 作爲比較。圖 3 係 1955 年 8 月馬達拉斯 (Madras) 之時間剖面圖，零風速用斷線表示，東風風速用負號，西風風速用正號，大多採用 0300Z 之觀測資料，當 0300Z 資料缺乏時以 1,500Z 資料補充之。經發現下列顯著現象：

① 在新德里自地面以至 50,000 呎大多爲東風，但風速罕有超過 30 海里者。即令在對流層頂亦復如是。

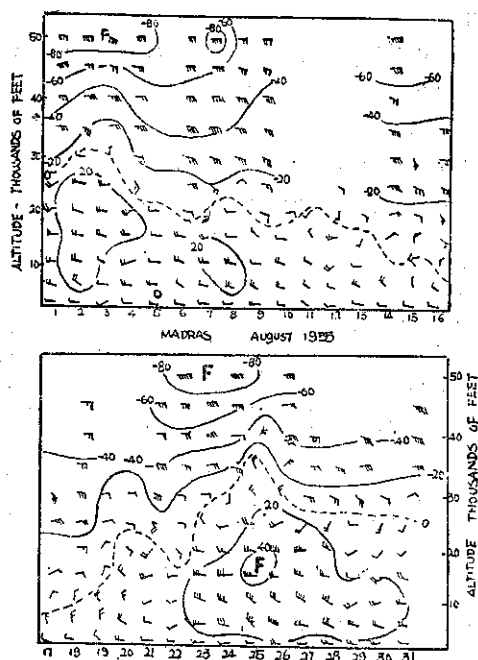


圖 3：1955 年 8 月馬達拉斯高空風時間剖面圖，東風風速用負號表示，一短線代表 5 海里，一長線 10 海里，旗線代表 50 海里。

② 在八月份的大半時期中，加爾各答較低層之季風以西風佔優勢，這種西風往往高達 20,000 呎，偶而到 30,000 呎，對流上層的氣流則爲東風且十分穩定，僅有波動。在 30,000 呎及 50,000 呎之間的東風風速常達每時 30-50 海里。

③ 低空西風與高空東風在孟買較其北方更爲穩定，雖略有波動，其分界面通常位於 20,000 呎附近。至于在加爾各答則東風位於 30,000 呎至 50,000 呎之間，其風速達到每時 60-70 海里。

④ 馬達拉斯在各站順序中係最南之一站，此地亦係季風西風帶，通常有 20,000 呎之厚度，且偶爾伸展至 30,000 呎，西風風速較其北方爲大。可達每時 40 海里。在其上層 50,000 呎之高空東風爲 60-80 海里。在對流上層之氣流較之地面附近者更爲穩定。但在八月七日至九日這種急速東風氣流有中斷現象。

由時間剖面圖所示在對流上層之東風風速隨緯度之減低而加強，新加坡雖遠在所論經度以外，但其時間剖面圖可供與印度各測站作一有趣之比較。在新加坡亦有低空西風，此類西風通常限於 15,000 呎以下，

但在此期間有一部份並無西風出現。在對流高層亦有如印度同樣穩定的東風，風速可達每時 80-90 海里，然而風速不穩定，在 50,000 呎之風速範圍自每時 20 至 80 海里。

1955 年 7 月 25 日的高空情況：在這天的觀測紀錄至為完整合理，高空風的結構十分明確，東風風速約每時 100 海里左右。自地面以至 100mb 各標準等壓面上之氣流圖曾經予以研究。圖 4 表示地面等壓線以及 700mb 及 200mb 面上之氣流線，200mb 層上並繪有等風速線。



圖4a：1955年7月25日海平面等壓線（mb 第一二兩位數字略去）圖。陰影表示雲區，數字表示印度及其鄰近24小時內雨量（英寸）。

(a) 風的結構：在地面（圖4a），我們可觀察到一連串的「熱低壓」約位于沿北緯 20°，最東的低壓位于巴基斯坦之西附近。季風槽在印度則不出現。此一情況前已述及，季風槽之所在位置係位于接近喜馬拉雅山，在印度及其東部氣流主要為西風，西風氣流延伸至亞洲海岸以外而至日本，然後與溫帶西風合併。在阿拉伯海則為一強烈之赤道西風帶。在 700mb 層（圖4b）所示非洲及阿拉伯之情況看來完全不同，地面之熱低壓位置已讓與亞熱帶反氣旋，相反的是由西風

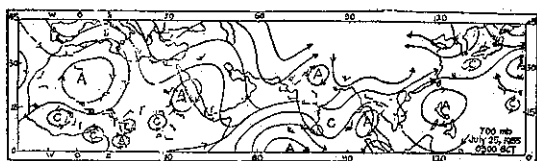


圖4b：1955年7月25日在 700mb 面上之氣流線圖。

氣流佔有了亞洲，而在西風帶中並有顯著的槽線和脊線可見。

低緯度之西風在 500mb 層處處皆為東風所替代。非洲和阿拉伯的小高壓則仍持續存在，並有新的高壓出現于伊朗、印度及菲律賓群島，東風帶的形態呈波動形。在北印度洋及西太平洋其波度約為 25 經度。在亞非大陸 300mb 層之亞熱帶反氣旋群在低緯度之東風風速增強波動較小之時約沿 25°N 排列。在反氣旋之

北方有非常明顯具有噴射氣流特性的西風氣流位于地中海和伊刺克上空。這種氣流在日本北部亦可觀測到。

200mb 圖（圖4c）顯示出在非洲和喜馬拉雅山高原有兩個十分顯著的反氣旋其東風和西風氣流均加強，西風帶的風速超過 100 海里，東風帶的風速超過 80

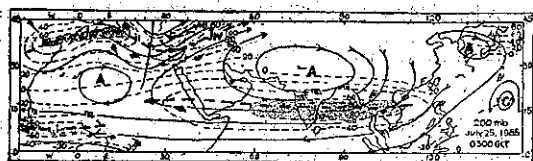


圖4c：1955年7月25日 200mb 氣流線及等風速線圖，粗斷線示噴射氣流軸，陰影示最大風區。

海里。自 300mb 以上可清晰看出東風集中成為一狹帶氣流，風速在曼谷 (Bangkok, 13°N) 為 69 海里，在景邁 (Chiangmai, 18.5°N) 為 47 海里，在潞克納 (Songkla, 7°N) 為 32 海里。並可見向靠赤道一方氣流之進入區 (香港 360°，15 海里)。及向極一方氣流之出口區 [巴林群島 (Bahrein) 140°，27 海里]]。

100mb 層之氣流圖與 200mb 者相似，惟 200 與 100mb 之間西風氣流減弱，而東風氣流加強，至少在 150mb 高度是如此。在曼谷上空報告為 102 海里，在亞登之最大風速發生在 4,800 呎高度 (81 海里)；然後向上迅速減弱至 53,000 呎高度為 38 海里，東風氣流中心約沿 15°N 左右。此氣流開始于南中國海，在印度南部達其最大強度。但在非洲則漸趨衰弱，東風帶核心位置在東部 (曼谷 55,000 呎) 較之在西部 (亞登 48,000 呎) 有些部份為高。

(b) 溫度結構：溫度圖型與風圖相同，類似前面所敘述過之平均圖，在 700mb 層之最溫暖空氣是位于阿拉伯、伊朗，及巴基斯坦西部，最強之溫度梯度發現于阿拉伯海。在 500mb 之最暖空氣適位于 25°N 附近之亞熱帶脊內。300mb 之圖型除溫度梯度在亞熱帶脊之兩旁較強外與 500mb 者相似。在 200mb 層亞洲南部之溫度梯度仍屬顯著。在北非洲及日本之溫度梯度已成相反位置，此表示 200mb 面位于最強西風帶之上。

在 100mb 層之溫度型式頗為顯著，在東風帶中的溫度場已完全相反與風之觀測相一致，有一帶甚冷的空氣自帕勞 (Palau) 群島越過泰國及印度中部至阿拉伯及埃及北部。另一冷氣池 (Cold pool) 起始于赤道非洲之海岸附近而進入大西洋及太平洋以及中美

洲100mb溫度場分析指明這種最冷的空氣池在地球上其餘的部位僅限于赤道區才有。只有在亞非大陸較高緯度地區伴同強烈之東風氣流始有出現。

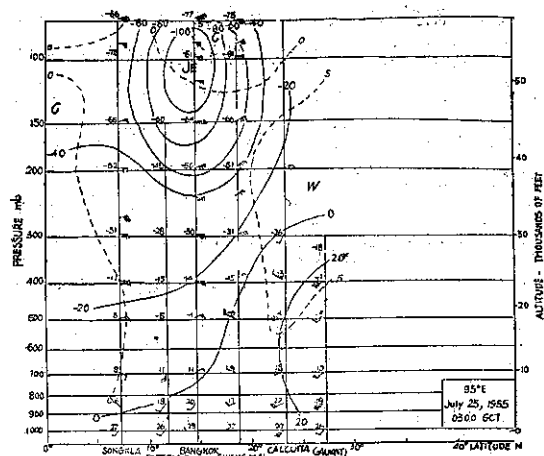


圖5a：1955年7月25日沿95°E風及熱帶大氣平均溫度(°C)距平垂直剖面圖。實線示等風速線，東風以負號示之，斷線示等溫距平。

(c) 垂直剖面圖：曾製成亞洲及非洲沿六個經度之垂直剖面圖。等風速線及與熱帶平均溫度比較的等距平圖亦曾由 Schacht 氏 (1946) 繪製。圖5表示沿95°E及45°E之垂直剖面圖，茲將其形態說明如下：

在145°E處僅有一噴射氣流存在於45°N以北之西風帶中，在30°N100mb附近顯示有一最強東風帶可能為平流層東風環流之一部份，其風速至少達到50海里，在平流層下部往往更大。

在125°E，30°N附近亦發現有平流層東風帶，此

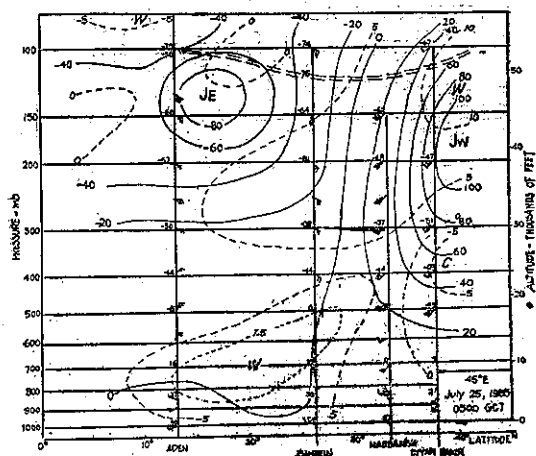


圖5b：1955年7月25日沿45°E風及溫度(°C)距平垂直剖面圖。雙斷線示對流層頂。

外另有最大東風出現于菲律賓，可能為自此起始延伸橫過整個亞洲南部之氣流。東風動能僅集中250mb以上，約有10,000呎一層之厚度。

在95°E (圖5a) 我們發現到東風核心風速在100海里以上前已述及。又此種氣流在200mb以下頗難證實。面對下風橫過此氣流之溫度自右至左減低，在核心之下方伯來爾港 (Port Blair) 之報告顯示不適合可予略去不論，在核心以上之溫度場則相反。

在75°E之剖面圖關於風及溫度結構兩者與65°E者相類似，在馬達拉斯因為紀錄上升至200mb即中止，雖缺乎直接證明。然可推知其中心在100海里。于前一天已獲得報告在100mb之最大風速曾達89海里。

我們在沿45°E (圖5b) 附近見有東風氣流之衰弱部份，但其中心風速仍然超過80海里。其核心所在之緯度與其更遠之東部相同，但其所處高度則較低2,000呎。我們觀察45°N附近西風氣流之向赤道部份發見有甚大之溫度坡度。在25°N以北對流上層及中層之溫度向極方減低，在轉變層之上300mb附近溫度場無甚差異。我們發現在北方之溫度為最暖，其梯度向南漸減。其型式導致西風氣流隨高度而減弱，東風氣流隨高度而增強。在100mb以上我們更看到另一東風氣流區域之相反現象，因此由這一剖面剖面圖可特別的指明溫度場係配合東風及西風噴射氣流的。

在30°E之東風氣流強度更為衰減。其核心風速僅略大于60海里。其最大風速發生于500及100mb之間，其溫度場與在45°E者相似，雙噴射氣流區仍屬顯明。

在格林威治子午線上15°N有一40海里之持久最大風速帶，此可能係亞洲東風氣流之餘跡。于10°N附近有一新的核心出現於200mb高度。這種氣流之厚度有限(約15,000呎)，配合的溫度複雜，在本文不能作更進一步之分析。

(d) 動量及旋率之分佈：圖6a表示在200及100mb東風風速沿南北向的側面圖，係採用印度及泰國的連合資料製成。圖中斷線表示在反氣旋型方面之絕對角動量常數，係假定在25°N之相對緯流速度為零。此係赤道槽及對流層上空脊線所在之緯度。在氣旋型方面，斷線表示絕對旋率常數，係用15°N之地球旋率作為常數。此緯度係氣流核心所在處。在反氣旋型方面最強風之高度係在100mb，其數值之配合十分良好。為求明瞭絕對角動量之大小曾作長時期之觀測，使用印度1955年8月所有雷文測風觀測繪製成

100mb層南北向風之側面圖(圖6b)，小點代表個別紀錄，實線為平均風速，斷線所代表與圖6a同。平均

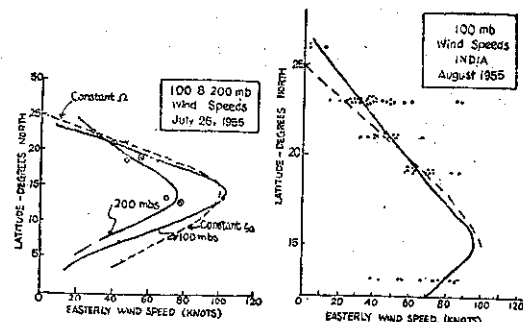


圖6a：採用1955年7月25日印度及泰國聯合資料在100及200mb東風風速沿南北向側面圖。

圖6b：採用印度1955年8月全部紀錄在100mb東風風速沿南北向側面圖。

反氣旋型風切量近乎  $4 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$ ，而地球偏轉率在此區視為  $5 \times 10^{-15} \text{sec}^{-1}$ 。因此平均風之分佈表示近乎等絕對角動量，或零旋率。在東風核心之反氣旋型方面頗與中緯度西風噴射氣流之反氣旋型方面所發現者相似。

在氣旋型方面因缺乏充分資料，無法探討風之分佈。

(e) 垂直風切；在分析垂直剖面圖時，我們已經明瞭東風動能之集中，僅發生於對流高層之一薄層氣流中，圖7表示若干於東經120°E至0°接近東風核

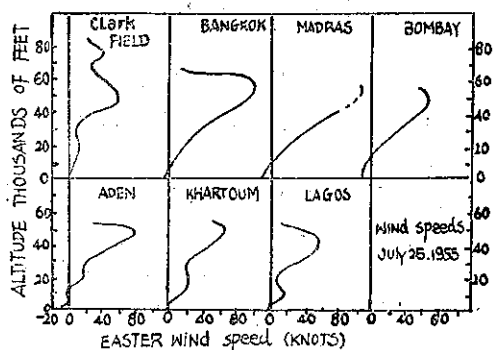


圖7：1955年7月25日七處測風站東風風速垂直側面圖。

心之側面風圖。在所有這些側面圖中自地面向上東風增強，或西風減弱。各側面圖線之彎曲，表示最強風切發生在最大風速之下，最強風切值為  $4-5 \times 10^{-3} \text{sec}^{-1}$ 。在最強風高度以上由於資料之缺乏不能繪出最準確之側面圖況，在曼谷及亞登各測風站甚為特殊

。曼谷上層之風切超過其下層者甚巨，其值高至  $20 \times 10^{-3} \text{sec}^{-1}$ 。相反的在克拉克基地(Clark Field)之高空風切甚為微弱。

(f) 雨量及雲量：圖4a表示1955年6月25日1200Z在亞非二洲南部雲量之分佈情況及6月26日0300Z 24小時內印度、巴基斯坦、緬甸、錫蘭之雨量(英寸)，圖中粗斷線表示東風核心之位置，雲量集中于75°E以東之核心以北，及核心南部更遠之西方。此表示垂直氣流與核心相偕者，即在核心之北75°E以東為上升氣流，在核心之南則恰相反。在上面說過在75°E以東之氣流係加速，而在其西方之氣流減速，在入口區之氣流含有一種「直接」之穿越環流，而在出口區為一種「間接」環流，此等垂直環流的分佈以前曾由作者及 Parthasarthy 氏(1954)在分析印度季風前後各季之平均西風噴射氣流時指出過。因為此類結果皆與溫帶噴射氣流所發現者實際相同，所以垂直環流所見之型式與噴射氣流之緯度或方向無關。而是在上層東風氣流波動與低層季風波動之間具有密切之關係。在討論本題目之前我們將試圖使用氣候資料，將1955年7月25日之情況能以綜合夏季季風時期。

### 夏季中東風氣流對亞洲與非洲雨量之關係

將1955年夏季逐日天氣圖作一分析，經指出夏季季風時期在亞非南部經常有東風噴射氣流存在於150°N附近。因此假定在夏季中東風噴射氣流為這區域之一種平均情況，在入口區之北方及出口區之南方有大規模之上升氣流，我們參考亞洲及非洲噴射氣流

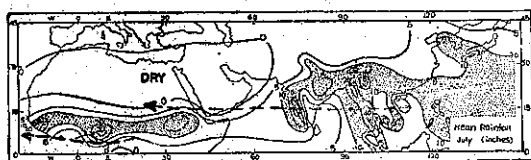


圖8：7月份平均雨量(英寸)及在1955年8月東風噴射氣流位置圖。

即可察出雨量之分佈。圖8示7月份之平均雨量，及平均噴射氣流之位置。雨量資料得自 Haurwitz 及 Austin 氏之氣象學(1944)；印度地區之雨量則採用印度氣象局出版(1949)之天氣圖。在亞洲地區除印度多山的西海岸及緬甸的 Tennaserim 海岸外，雨量大多位於氣流軸以北。但沿那些海岸的雨量通常都是向南減少亦屬顯而易見。在解釋天氣圖的時候，應當記得孟加拉灣東風氣流並非非常在加速階段，當這

些區域為減速之時，在其南部地區可有豐富之降水，氣候分佈僅能期其指出重要的形態。因為在大多數時日中印度半島以東之氣流係加速運動，在印度的東北，緬甸及其更遠之東方由于噴射氣流的緣故，望有大規模的上升氣流產生廣大的雨區。在印度半島西部之氣流型態則恰相反。此處之氣流就平均來看係減速運動產生大規模之下降氣流。在著名的沙漠地區，事實上沙漠本身可能就是因為此種高空氣流下沉作用所形成。且其地面上之強熱，可置勿論。在非洲氣流軸之南雨量僅限  $10^{\circ}\text{N}$  以南地區，此點在前節已予說明。在非洲甚低緯度地區，其主要高空氣流形態可能為一新生之氣流。

由此可見東風噴射氣流為非洲及亞洲夏季雨量分佈中之重要因素。至形成一般季風系統之部份及對流下層之季風，必均與對流上層之東風氣流有關。

### 氣流在季風時期之波動

季風之爆發：Yin 氏 (1949) 曾指出季風之爆發在冬季西風噴射氣流環繞喜馬拉雅山南方邊緣而向北轉移之時，此氣流中之大部份氣流被彎曲至高山嶺以北，他指出季風首先推進至緬甸，然後進抵印度，此種情形係由于冬季時位于孟加拉灣西風帶中之槽線向南移之故。這種轉移係隨同高空西風帶向北轉移所產生。作者同 Parthasarathy 氏 (1954) 亦已見及在季風前期平均最大西風向北移動。

圖9示1955年5月至10月整個季風期間在200mb面

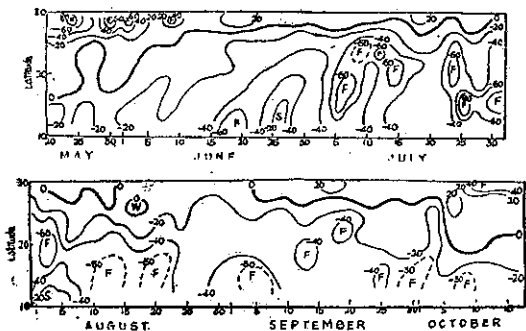


圖9：1955年夏半年印度200mb風速時空剖面圖  
(東風風速用負號表示)。

之風速時空剖面圖，在印度半島西海岸季風爆發時期西風向北移動頗為顯著。但在季風進入之後， $30^{\circ}\text{N}$  以北各測站仍有斷續之強烈西風報告，例如在1954年6月6日白沙瓦(Peshwar  $34^{\circ}\text{N}$ )報告西風64海里，在臘河(Lahore  $31.5^{\circ}\text{N}$ )為45海里，當時季風已進入印度半島的一半。另一次在6月12日臘河 30,000呎

之報告為  $280^{\circ}$ ，67海里，白沙瓦為  $270^{\circ}$ ，55海里，那時季風已經延伸至  $20^{\circ}\text{N}$ 。由此可見即使季風開始以後西風仍能侵入西巴基斯但，除非等到亞熱帶反氣旋建立在喜馬拉雅山之後，山脈南部地區之西風不會完全消失。

在季風開始時期研究東風噴射氣流之位置頗為有趣。圖10表示1955年5月23-30日期間在馬達拉斯之高空風，不幸多數探空氣球在200mb或以下即行停止，然而吾人可以看出5月25日東風仍屬微弱，而在5月27日則超過60海里，在26日有一槽線形成于馬拉巴

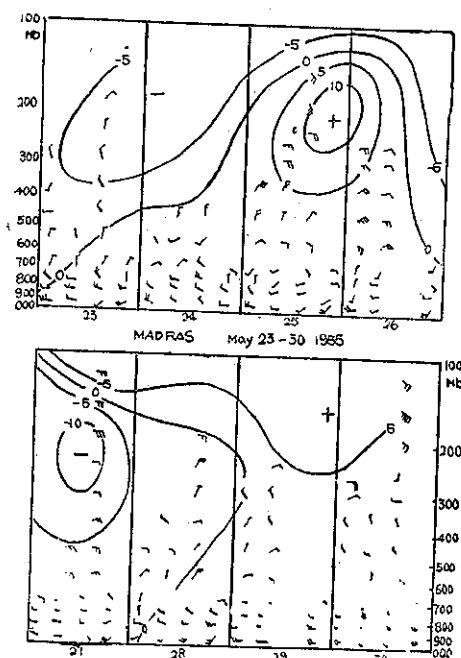


圖10：1955年5月23-30日馬達拉斯高空風時間剖面圖。

(Malabar) 海岸之外，在28日季風已進入馬拉巴，在特里凡德倫(Trivandrum)降雨四英寸，在5月29日印度逐日天氣報告指出季風在馬拉巴再行振作。那時在亞登的高空風仍屬微弱。5月27日在100mb層觀測到風向為  $100^{\circ}$  風速為27海里，至6月6日以後在亞登的東風超過50海里。因此5月27日進至印度南部之東風氣流可能為減速階段，在其核心位置向下流看，軸線之左有上升運動之氣流。

季風與高空東風同時到達可能非偶然，而是表示一種普通氣流型式。十分顯明的，在5月中季風首先發展在較東方的經度再繼續進至孟加拉灣及阿拉伯海，而高空風氣流首先顯示形成於印度東方，然後自行向下流伸展橫越印度而至阿拉伯。

季風之突出及斷裂：沿印度西海岸之季風雨帶向北之轉移與季風強度之週期性的脈動和高空東風相似之轉移與脈動實互相關聯。

當季風斷裂之際，季風槽移至喜馬拉雅山，亞洲整個南部 500mb 以下全受西風所控制。然在對流高層則繼續東風之盛行。高層東風噴射氣流是十分顯著的。且其所佔位置較平均為更北。當氣流回至低緯度時，在阿拉伯開始減速，沿印度之季風又復甦。如1955年7月25日所發生之情形。

圖10解釋1955年東風核心位置的轉移，亦即指出在緯線上波動之一般形式，初時漸向北移進，隨後突然向低緯度退却，是其在七月時之主要形態，在八月初此氣流復向北移動約至  $18^{\circ}\text{N}$ ，然後逐漸向南衰退，直至與西南季風同時引退成為不重要之氣流。

### 結 論

本文已指明在夏季季風時期亞洲及非洲的熱帶上空有一帶東風噴射氣流，此氣流在那些地區成為一般環流之重要部份，而在大西洋及太平洋上並無此種噴射氣流之存在。代之而起的是在對流上層環流中有一連串的渦旋 (Riehl 1945)。由此種顯然之不同我們必可斷定海陸分佈對於亞洲南部邊緣氣流型式之形成

有主要之作用。赤道區完全為海洋所佔有， $20^{\circ}\text{N}$  以北區域則為陸地，這種分佈規定在北半球夏季中最強的地面加熱遠在赤道以北。此外廣大的西藏高原有大部分面積伸至700mb，高脊則伸至500mb以上，將地面吸收日照及輻射大量提高，以如許之面積和高度，足使直接加熱至對流中層。使對流上層產生強烈的力管場推動順時鐘方向之環流。

由此可知在印度北部及西藏呈現之高空反氣旋係熱源所驅使。至于在阿拉伯及非洲之高壓則係動力的。高壓伴同發生下降氣流並產生沙漠。沿印度北部邊境之高空環流並無鎖壓作用，而是助長赤道槽中大規模之上升氣流。高原的地面加熱和凝結熱作用，共同形成力管場，使槽中流出量得以持續，至少在向赤道一方之流出量在北緯25度處之運動是接近等絕對角動量。該常數即地球之角動量。此氣流接近于高空源熱區及強烈凝結熱已如前述 (圖6a, 6b)。在此種情況下乃產生了高空噴射氣流，我們觀察到此種氣流的平均情況到達最大強度係接近於高原西邊之南方亦是很有趣的事。(完)

原文題目：The easterly jet stream in the tropics

原文刊載：Tellus vol. 10, No.1 February, 1958,

### 氣象學報訂購辦法

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

### 氣象學報徵稿啟事

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

# 亞洲南部與東部大規模夏季季風情況

德 H. Flohn 著  
簡 以 明 譯

## 一、引言

在經典之氣候學教科書中，天氣與氣候之年中遞變乃藉月平均與月頻率加以說明。在日本若干地區初夏與晚夏有二個顯著之雨季，其間隔以約開始於七月中旬之乾季，上述觀念（藉月平均與月頻率以說明天氣與氣候之年中變化之觀念）使日本之二個雨季趨於均勻化。(Smoothing) 雖則遠在1876年 J. J. Rein 氏即曾提及此項日本夏季天氣之三重結構，且故岡田氏亦曾澈底敘述梅雨季節及其西風擾動，而整個夏季僅有一個雨季（此雨季與來自太平洋之季風氣流相關連）之假使仍廣泛地為人們所授受。就地理觀點而言，亞洲南部與東部之氣候，風景與經濟常被認為由夏季之內流之帶雨海洋潮濕空氣所支配。然自1930年後，高空觀測顯示大為不同之高空氣流形態。此項事實已為東亞氣象學者所熟知。雖則在高空資料方面，巨大之空缺尚有待填補。本文之目的在指出若干特殊之規模遙遠相關，即東亞與南亞初夏雨季發生之空間與時間之相關。

## 二、特殊天氣 (Weather Singularities) 及其遙遠相關

自基於日頻率之年中平均天氣遞變之微結構 (Microstructure) 研究開始，(即所謂特殊天氣) 作者發現在遙遠地區間之若干相關。例如九月下旬中歐及美國東部之反氣旋頻率在九月廿六日與卅日間有一最大值，(此在民謠中已熟知，即所謂秋老虎 Indian Summer, Altweibersommer) 與大阪反氣旋天氣之最高值同時出現。在作者另一研究中為上海 (1920-1939) 與大阪 (1883-1926) 提出此種微結構之二個完整例子。本文不擬討論大量之此項研究，迄1952年之此項文獻作者已綜述於另一文中。Wahl 氏對此種特殊天氣在大氣環流方面之更一般性瞭解上貢獻良多。將東亞太平洋極鋒 (Pacific Polar Front 簡稱 PPF) 之北進，與間熱帶輻合帶之突變，(此項突變使印度之季風開始) 加以比較，並與中歐最顯著之鋒面雨最高值比較，吾人發現一驚異之事實，即平均而言，此等事件均發生於六月之中旬。

在未受擾亂之情形下，季風開始之時間異常一致。根據三十年之船舶紀錄，吾人得阿剌伯海中 (8-12°N, 62-68°E) 沿亞丁至哥倫布航路地區之降水頻率。(圖一之下圖) 在此具有代表性之紀錄中，六月上旬有一孤立之最大值出現，此項最高值僉認為最顯著之特殊天氣。十一月與十二月之第二最高值代

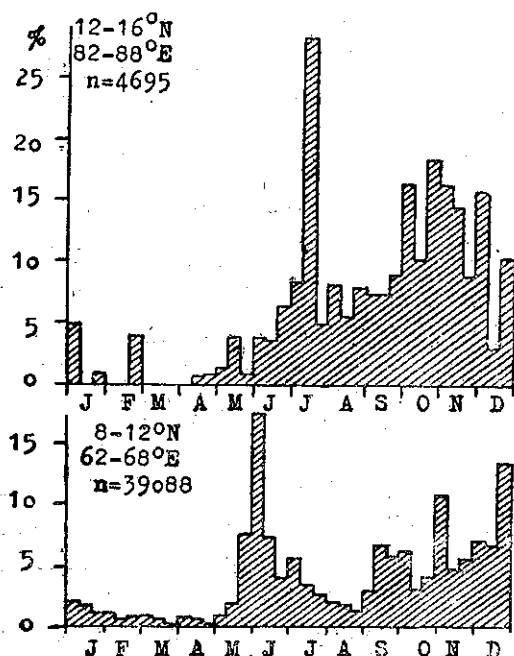


圖 1：印度洋上二地區之降水頻率年變化10日平均值。(據法國漢堡海洋氣象局之打洞卡資料)

表 ITC 之後退。在圖一之上圖中，在孟加拉灣中七月中旬有一更顯著之降水巔峯值，但此圖所據之觀測次數，遠較下圖者為少，故其統計意義亦較遜。對此類事實之進一步研究，則預測每一年大規模（區域平均）雨季代表東亞之梅雨及其類似季節之開始與終了日期，似能獲得頗為滿足之結果。

Riehl 等曾研討自北印至西藏高原北緣噴射氣流之大規模斷裂遷移。

1954年 Sutcliffe 及 Bannon 二氏指出下列三事之關係：即阿剌伯上空200mb之風自W轉為E，在伊拉克上空極地對流上限轉變為熱帶對流上限，以及

印度麻拉巴海岸 (Malabar coast) 季風之開始。最近日本 Suda 與 Asakura 二氏指出印度季風之開始與日本梅雨之開始頗相吻合。然而對個別測站或地區似須作更詳細之研究。

在中歐  $0-10^{\circ}\text{W}$  附近之阻塞高壓以及隨後在  $10-20^{\circ}\text{E}$  地區之高空槽與冷空氣，產生最顯著之降水與冷卻之頻率巔值。根據歐洲大規模天氣類型目錄，中歐具有北風氣流之大規模天氣類型有二個最高之頻率巔值，分別出現於六月十一日及五月卅一日，其頻率分別為 37% 與 33% (據 1881-1951 之紀錄) 對於  $20^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{E}$  地區之阻塞高壓，作者亦曾指出一頗相似之年變化趨勢。只有在五月廿五日至六月廿日之期間，其頻率超過 25%。此項情勢連同其與亞洲南部與東部之遙遠關聯作用形成半球環流類型之一部，而此項環流類型顯然與中亞高山之熱力的與運動的影響相關。

### 三、西藏高原之作用

Riehl 等曾指出印度夏季風之前進乃與二事有關，即噴射氣流在熱帶之斷裂以及近乎同時在  $40^{\circ}-50^{\circ}\text{N}$  處中亞山脈之北側形成一新噴射氣流。此諸現象顯為廣大而高聳之西藏高原所支配，此高原至少有  $1.7 \times 10^6$  平方公里之面積，其平均高度超過 4,500 公尺。

夏季在副熱帶地區，西藏高原以其起伏或頗平坦之草原或土地實為高聳之熱源，此事固易於了解。所有之探險家，自 1885 年左右之 Schlagintweits 及 900 年左右之 Sven Hedin 以至近代，均指出在此季節日間有積雨雲，有強烈颶及陣雨 (帶有雲、雹或霰) 之頻率頗高。此事為意大利至 Caracorum 之探險之觀測所證實。該次探險中於 1914 年夏季在 Depsang 高原 ( $35.3^{\circ}\text{N}$ ,  $78.0^{\circ}\text{E}$ , 5,362m) 作每小時之氣象觀測，包括測風氣球與日射表。在此諸情形下可以假定夏季近中午時，地面空氣層 (高至地面以上約 1,000-1,500m) 之遞減率將為近乎乾絕熱率，在凝結高度以上則近乎濕絕熱，而在最低之一二百公尺空氣層內可能稍稍超過乾絕熱。加之亦可假定中午時地面風向與地面上 500-1,000m 處之代表性風向之偏角甚微，約為  $20^{\circ}$ 。此點亦為 Depsang 之唯一氣球測風紀錄所證實。

至此吾入已能應用探險隊之所有氣象觀測紀錄以大約計算 500mb 之高度，溫度與結冰高度等。作此項計算時會非常審慎，尤其是對溫度表可能遭受輻射

誤差之溫度紀錄摒棄不用，如此計算之結果，連同近中午之地面風顯西藏高原上空對流層中部有一熱性反氣旋存在。該處 500mb 高度之溫度 (圖 2) 微高於

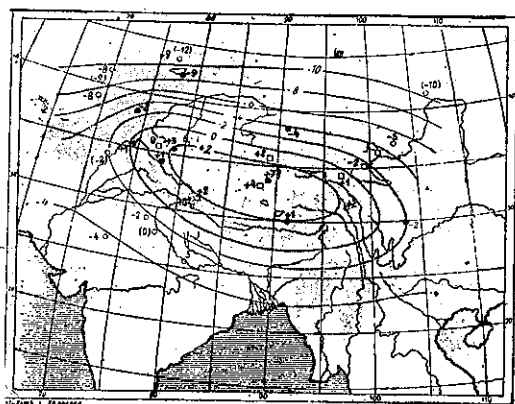


圖 2：中亞高原上空七月與八月 500mb 之溫度

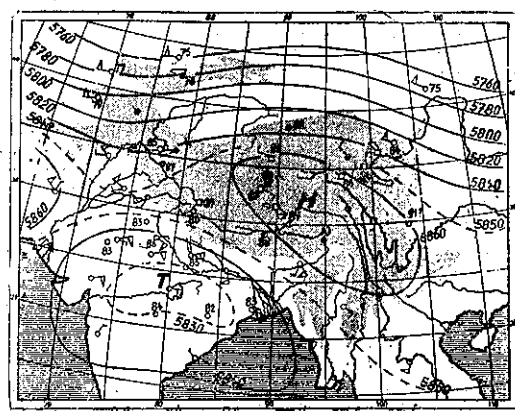


圖 3：中亞高原上空七月與八月之 500mb 等高線。

所據資料：a = 高空資料  
b = 固定測站  
c = 探險隊觀測  
d = 測風球之合成風  
e = 中雲之雲向  
f = 地表中午風向

$0^{\circ}\text{C}$ ，假定為  $+1^{\circ}\text{C}$  或  $+2^{\circ}\text{C}$ ，此為北印之高空測站 (約  $-2^{\circ}\text{C}$ ) 連同其北方之東風予以證實。是則該處夏季對流層中部之溫度乃高於大氣中同高度之其他地區。此項高溫乃因副熱帶高山特殊之輻射平衡所產生，緬甸與阿薩密上空 500mb 之東南風，喜馬拉雅山南緣之東風，連同新疆東部來自西北之雲向以及 Caracorum 來自 WSW 之雲向證實西藏高原上空對流層中部有熱性反氣旋之存在，(見圖 3) 在此地區迄

1956年尚無高空資料可用。移行之高空槽僅偶能在短時期內掃除高原上空之熱空氣，然後西向風見於北印上空300mb附近，從而發生季風之斷裂。

作者之意見認為如吾人考慮及西藏高原之季節性增暖，（其作用有如一電鈕）則印度上空對流層風之大規模變向作用最易了解。此項增暖作用逐漸減弱北印上空之西來副熱帶噴射氣流，然後使高達20km之南北向氣壓與溫度梯度變為與原來者相反，並在西藏以北生一新噴射氣流（40°-45°）。圖4所示為1956年

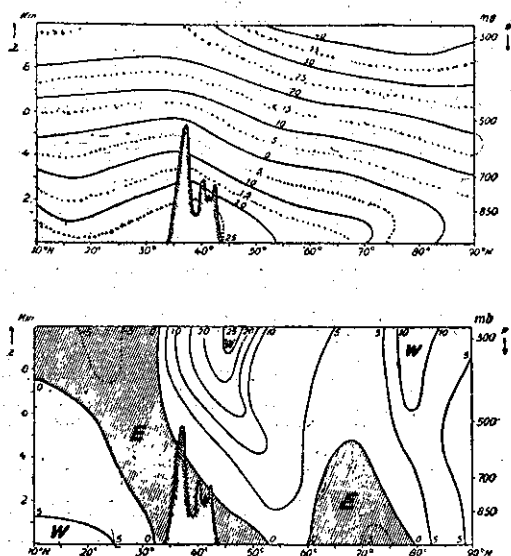


圖4：沿75°E對流層內溫度與東西向風速之平均南北剖面圖，1956年7月。

7月沿西經75°之平均情況剖面圖，此為夏季之典型例子。在此圖中印度上空西南季風高達六公里，乃為大陸赤道西風之一部。此項赤道西風與溫帶西風之間隔為副熱帶東風。溫帶西風之噴射氣流軸在45°N附近，其最大風速出現於西伯利亞北岸附近。

在西藏中部與東部熱性反氣旋之形成通常發生於夏至前約15-30日，同時使受地形影響之高空槽發生位移。在90°E附近（孟加拉灣）之寬廣低壓槽，（如Riehl及Ramaswamy所述者）以前在喜馬拉雅山南麓生成，此時消滅，而在山脈背風面之東亞槽則加深。在華西上空相當涼爽之西北氣流與自西南來之暖濕空氣之輻合作用（為Thompson所述）使因地形作用而固定於30-35°N之鋒區加強，對於梅雨季節有重要之影響。在上流於68°E附近有一新高空槽趨於生成，此槽亦先形成於喜馬拉雅與帕米爾天山之間之土耳其斯坦低地。相似之槽脊情形亦見於北美夏

季，在西部山脈之兩側以及105°與122°W間之高地。

因之下述二事實之大規模遙遠相關乃由於西藏高原上空氣之季節性之加熱而生，此一遙遠相關即自伊拉克至中國大陸南岸整個地區風之改變與亞洲南部與東部夏季雨之開始之相關。然阻塞反氣旋與噴射氣流在歐洲與阿拉斯加地區之斷裂又同時發生，如何能與此項事實發生連繫尚未十分明瞭，但此一半球性問題必須與東西環流強度聯同研討，如Wahl氏所提者。

西藏高原季節性增熱之主動作用之假定為若干有關印度夏季風開始之統計研究所證實：

1) 如在Leh (34.1°N, 77.6°E, 3514m) 六月較平均為甚暖（或甚冷）則季風開始日期在半島南部（Travancore-Cochin）為五月廿六日（或卅日），在緯度18-20°附近為六月五日（或十日），在德里（28.5°N）為六月卅日（或七月六日）。德里之季風開始日期與Leh七月份溫度之相關係數為 $r=0.41$ 。在20°N (Kolaba)之季風開始日期為Leh之六月溫度之相關係數亦為-0.41。

2) 季風自南而北發展之時間關係頗為微弱而不顯著，西瓜哇（6-8°S）乾季之開始與17°N附近季風開始之相關僅為+0.24；而17°N附近季風開始時間與新德里季風之開始之相關竟為負數，即-0.17。

此外須說明者即當六月份半球緯流指數（Hemispherical zonal index）高於正常值之年份，德里季風開始於六月廿八日；而當緯流指數為正常或低於正常值時，季風開始之平均日期為七月四日。

#### 四、一般性之問題

當述及亞洲南部與東部之氣流與輻合帶之分佈時必須計及西藏上空之副熱帶反氣旋之持續性，在700mb及500mb高度，有一東風區分隔溫帶西風與赤道西風。所謂印度夏季季風之孟加拉分支形成此副熱帶東風之一部份。且為自阿剌伯分支而來之一強烈而波動之輻合區（ITC）所分隔。此阿剌伯分支如自西非海外大西洋經非洲與亞洲南部延伸以迄太平洋中馬利安納群島之赤道西風之一部。記住此點則可知東亞之PPF（Pacific Polar Front）乃為居溫帶西風中之一輻合區與鋒區，而不能認其為印度ITC之延續，如若干著名之教科書與論文中所常論及者然。由於地面氣壓之強烈緯向差別，副熱帶東風在二地區自地面被抬至約700mb高度：即在40-60°E附近，該

區爲西北氣流所控制，以及在  $100-120^{\circ}\text{E}$  地區，該處顯然有一來自 S 或 SW 之不顯著弱氣流，將潮濕之赤道空氣帶向鋒區。但因東風仍存在於高空，故不應將意義迥然不同之二幅合混爲一談，此二幅合區通常爲一巨大之伴有副熱帶輻散之東風帶所分隔。

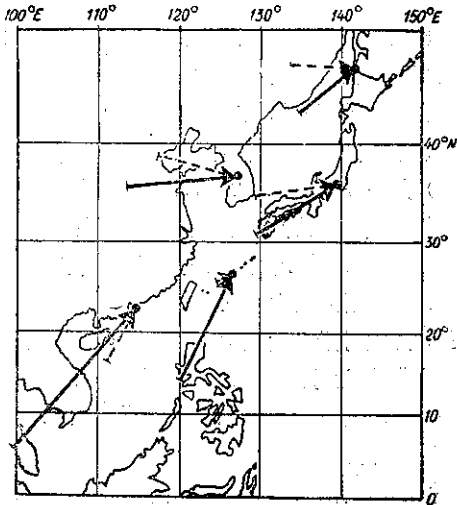


圖 5：1,000 與 700mb 間（箭頭）及 700 與 400mb 間（虛線箭頭）水汽之平均傳佈圖。（1952 年 7 月）

在一近日之研究中，Flohn 與 Oeckel 二氏曾指出在 1952 年 7 月，在韓國與日本上空有自西至東之淨水汽傳送之存在。在沖繩與華南（香港）水汽之傳播集中於較下層（大多在 700mb 以下）且大致自西南而來。此項結果與以前教科書之見解迥異，但與北美東岸之類以研究發現頗爲吻合。是以海洋與大陸間之水循環（Hydrological cycle）乃頗爲複雜，在潮濕地區陸上之實際年蒸發量微小於海洋之蒸發量，而自

大陸向海洋傳播水汽並非不可能之事。

「季風」一詞之原來意義僅爲控制性風系之季節性遞變而已。就吾人對於①降水，②風之垂直分速與幅合以及③低雲與中雲之主要氣流三者間關係之現狀智識觀點而言，似不宜將降水與雲量之年中遞變包括於季風一詞內。據 Woeikof, Hann 等氏，此項見解常見於氣候學教科書內。Chromow 與作者曾獨立地指出大規模季風之物理原因並非（亦不一定）在每一場合爲海陸之差別加熱作用而起，而係行星風帶之季節性移動使然，尤以熱帶爲然。在太平洋中部，ITC 在全年中始終位於  $0^{\circ}$  與  $10^{\circ}\text{N}$  之間。但在大陸上，（如非洲）ITC 在七月位於  $18^{\circ}\text{N}$  至一月則移至  $15^{\circ}\text{S}$ ，由於亞洲大陸之過分加熱，印度夏季 ITC 竟達  $30^{\circ}\text{N}$ 。如 ITC 與赤道間之距離超過一臨界值（約  $10^{\circ}$  緯度），則在該區形成非停留性之準地轉西風（Unstationary quasi-geostrophic westerlies），在此等地區，行星氣壓帶與風帶乃發生巨大之季節性之隨緯度之變化。（當然隨其胞形結構而定）而在某一地點乃產生季風之風變。是以似可假定在一均勻之陸面地球上，行星風帶之季節性移動爲最大，從而發生一連串有季風變化之東西向地帶，就物理觀點言，此項假設之作用乃由於陸面對於輻射平衡之季節性變化熱力反應所致，與此相反者，在一均勻之水面地球上，行星風帶之位置大致全年不變，如在中太平洋然。（完）

原文題目：Large-scale aspects of the "Summer monsoon" in south and east Asia

原文刊載：75th anniversary Volume of the Journal of the Meteorological Society of Japan.

# 氣旋發展之預報 *Sverre Petterssen* 著 嚴夢輝譯

## 一、引言

Helmholtz 動力不穩定度觀念之嚴格應用，僅限於某些無擾動氣流之簡單情形。在實際工作中，往往遭遇困難，因大氣常有擾動，當前尚無特殊方法獲得無擾動之狀態。故探究大氣在觀測時不穩定之程度如何，實較研討某一狀態是否穩定更為有益。

在對流層底部，極多數鋒面區之氣旋生成，均以上層狀態為條件，此固有甚多證據足以支持者。Dines 氏之補償觀念 (Compensation idea)，乃是高低氣層間交互作用之一種。由觀測資料，可知高空波狀環流系統之運動速率，與低層系統恒異其趣，高低層氣流型重疊之結果，足以產生或多或少之不穩平衡，此等不平衡酷似動力不穩狀態。

關於氣旋發展之天氣問題，氣象學者曾作無數次之探討與嘗試，其中以 J. Bjerknes 及 Sutcliffe 二氏之工作最受人贊賞。最先注意高空氣流型所操之作用者，實以 J. Bjerknes 氏為始，彼認為氣旋生成之程序有二：一為伴隨鋒面而來之動力不穩定度；一為高空槽不穩定發展之結果。而 Sutcliffe 氏認為此一問題乃繫諸垂直速度及輻散，彼應用 Dines 補償觀念，獲得一發展率 (Rate of development) 之算式，對於天氣分析及計算，極有幫助。兩氏之探討，形式雖殊，而本質則一。本文將述 Sutcliffe 氏之探討內容，因其對於連續之分析甚為便利，且與數值預報所用之方法甚相接近。

## 二、發展之意義

發展一詞係何意義，先有明瞭之必要。由方程式  $\frac{dQ}{dt} = -DQ$  ( $Q$  為絕對渦度， $D$  為輻散)，可知輻含量 (負輻散) 乃正比於絕對渦度之產生率 (Rate of production of absolute vorticity)，因之 Sutcliffe 將輻合作為發展率 (Rate of development) 之計量。今設  $C$  為一運動系 (即一氣旋) 之運動速度， $\delta Q/\delta t$  為某一點渦度之局部變化，若此一點對運動系保持相對之位置，則

$$(2.1) \quad \frac{\delta Q}{\delta t} = \frac{\partial Q}{\partial t} + C \cdot \nabla Q$$

而渦率方程式可書為

$$(2.2) \quad \dot{Q} = \frac{\partial Q}{\partial t} + W \cdot \nabla Q = \frac{\delta Q}{\delta t} (W - C) \cdot \nabla Q = -DQ$$

甚為明顯，輻散之一部分效應，乃用於渦度系統之加強 (其變化率為  $\delta Q/\delta t$ )，其另一部分效應，對運動系相對而言，乃用於使渦度發生平流 (其速度為  $W - C$ )。Sutcliffe 之定義，雖未必與「加強」之含義相同，但顯示渦度之產生，則其意至為明確。

非靜止度 (Degree of nonstationariness) 即渦度趨勢  $\partial Q/\partial t$ ，若此趨勢已經決定，則方程式 (2.1) 中強度項及運動項即可由動力之理論獲得。因地轉渦度方程式為

$$(2.3) \quad Q_g = -\frac{g}{f} \nabla^2 Z + f$$

由 (2.3) 式，則渦度趨勢可表示如下：

$$(2.4) \quad \frac{\partial Q}{\partial t} = -\frac{g}{f} \nabla^2 \frac{\partial Z}{\partial t}$$

式中  $Z$  為等壓面之高度。此一公式可將觀測之高度變換為渦度趨勢，若應用於海平面圖，則此公式可適用於氣壓趨勢。除非要求十分嚴格，否則略去趨勢之水平變化仍能滿意。是以方程式 (2.4) 可書為

$$(2.5) \quad \frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{\alpha}{f} \nabla^2 \frac{\partial P}{\partial t}$$

式中  $\alpha (=1/\rho)$  為比容 (Specific volume)，與密度  $\rho$  成反比。

## 三、發展之動力

為易於獲得海平面渦度趨勢及輻散之表示形式，吾人將應用 Dines 補償觀念之結論——在任何由海平面至大氣頂部之空氣柱中，輻散符號之變換至少一次 (不必僅一次)，因之其淨輻散幾近消失。——由此可知，大氣中至少有一氣層，其輻散消失不見。在此一氣層上，渦度方程式變為

$$(3.1) \quad \frac{\partial Q}{\partial t} + W \cdot \nabla Q = -\omega \frac{\partial Q}{\partial p} \quad (D=0)$$

式中  $W$  為水平風速， $\omega = \frac{dP}{dt}$ ，為垂直速度。若  $W_0$  為 1,000mb 之風， $W_T$  為 1,000mb 至無輻散層之暖風 (Thermal wind)，則

$$W \equiv W_0 + W_T$$

同理，若  $q_T$  為暖風渦度 (Vorticity of the thermal wind)，則無輻散層之絕對渦度為

$$Q \equiv Q_0 + q_T \quad \text{及} \quad \frac{\partial Q}{\partial P} = \frac{\partial q_T}{\partial P}$$

因在無輻散層之  $D=0$ ，則

$$D_0 = -D_T$$

故海平面 (1,000mb) 之輻散等於暖風之輻合，反之亦然。將上列諸恒等式代入 (3.1) 式中，因在海平面之垂直運動  $\omega=0$ ，得

$$(3.2) \quad \dot{Q}_0 = -D_0 Q_0 = -\frac{\partial q_T}{\partial t} - \mathbf{V} \cdot \nabla q_T - \mathbf{V}_T \cdot \nabla Q_0 - \omega \frac{\partial q_T}{\partial P}$$

上式字母右下角不附 0 者表示無輻散層之情形。

因暖風乃是斜壓性 (Baroclinicity) 之一種測量，故海平面之狀態若保持正壓狀態，則既無渦度之產生，亦無渦度之破壞。此一結論已得實際天氣經驗之有力支持，即所有在海平面之充分發展系統，必與鋒面相關，亦即發生於有強烈之斜壓性區域。

但斜壓性並非系統發展之充分條件，因方程式 (3.2) 右端各項可以平衡。嚴格之平衡，當然限於單線或單點 (Singular lines or points)，因大氣始終有其多少之斜壓性，故若干系統之發展，當不絕孳生。從預報之觀點言，主要問題乃在判斷大規模的不平衡行將發生之區域，而此等區域必有鋒面，或強烈斜壓性區域以伴同出現。

方程式 (3.2) 說明渦度之產生率及海平面之輻散，完全依無輻散層以下之條件如何以為斷，此層以上之條件如何，並不必要獲知，故洞悉無輻散層究在何高度，至為重要。方程式 (3.2) 之利用，有賴於無輻散層在空間之假定位置，然其真確性並無顯著之預示，此一問題將留待下節討論。

必須說明者，若  $\omega (=dP/dt)$  為負，乃指向上運動；為正乃指向下運動。由計算可知，此  $\omega(\partial q_T / \partial P)$  項對渦度之產生，微不足道，故該項可以忽略。因之 (3.2) 式變為

$$(3.3) \quad \dot{Q}_0 = -D_0 Q_0 = -\frac{\partial q_T}{\partial t} - \mathbf{V} \cdot \nabla q_T - \mathbf{V}_T \cdot \nabla Q_0$$

而  $\mathbf{V}_T = \mathbf{V} - \mathbf{V}_0$ ， $q_T = Q - Q_0$  及  $\dot{Q} = \partial Q_0 / \partial t + \mathbf{V}_0 \cdot \nabla Q_0$ ，故 (3.3) 式可書為

$$(3.4) \quad \frac{\partial Q_0}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla Q - \frac{\partial q_T}{\partial t}$$

式中之  $\mathbf{V}$  及  $Q$  乃對無輻散層而言。上述二方程式實

彼此相當，前者以渦度之產生（或輻散）表示發展；後者以渦度趨勢表示發展。若應用平流之符號則甚為便利，其正負依空氣由渦度高值向低值抑由低值向高值運動而定。如將此定義用於溫度，則暖平流為正，冷平流為負。以後之討論，將用下列諸符號：

$$(3.5) \quad \begin{aligned} A_0 &= \text{無輻散層之溫度平流} \\ A_T &= \text{自 1,000mb 至無輻散層之厚度平流} \end{aligned}$$

根據 Sutcliffe 之探討，應用熱力學第一定律，可使  $\partial q_T / \partial t$  項獲得一便利之形式。因氣壓可用作垂直坐標故此處降溫率中之高度用氣壓代替之實為必要。今設  $\gamma_a$  及  $\gamma$  各代表絕熱（乾或濕）及實際溫度直減率，以高度表示之；而  $\Gamma_a$  及  $\Gamma$  各為以氣壓表示的相當之溫度直減率。由流體靜力方程式 ( $-\delta P = \rho g \delta Z$ )，即得

$$(3.6) \quad \Gamma_a = \frac{1}{\rho g} \gamma_a, \quad \Gamma = \frac{1}{\rho g} \gamma$$

故熱力學第一定律可書為

$$(3.7) \quad \frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla T + (\Gamma_a - \Gamma)\omega + \frac{1}{C_p} \frac{dW}{dt}$$

式中  $\mathbf{V} \cdot \nabla T$  為水平之溫度平流，而  $dW/dt$  為單位時間熱（非潛熱）由單位質量中逸出或輸入。此一方程式說明溫度局部變化率（或溫度趨勢）係由下列三部分所組成：（一）水平之平流，（二）絕熱變化，（三）由於非絕熱之加熱或冷却所起之變化。

若上述方程式由 1000mb 至無輻散層用  $\log P$  積分之，則可獲得一厚度趨勢方程式。因  $q_T$  為暖風渦度，故

$$(3.8) \quad \frac{\partial q_T}{\partial t} = \frac{R}{f} \nabla^2 \left[ \frac{g}{R} A_T + \log \left( \frac{P_0}{P} \right) \left( \omega (\Gamma_a - \Gamma) + \frac{1}{C_p} \frac{dW}{dt} \right) \right]$$

上式中之  $R$  為氣體常數，橫線代表該氣層間之平均值，含有  $\omega$  項代表由於絕熱過程（乾或濕）所生之厚度局部變化，因  $\Gamma_a - \Gamma$  為靜止穩定度 (Static stability) 之一種測量，故此項可視為穩定度（浮力）項。含有  $dW$  之項代表由於熱之輸入或逸出所起之厚度變化。為簡便計，可以下列諸符號代表各項：

$$(3.9) \quad \begin{aligned} \log \left( \frac{P_0}{P} \right) \omega (\Gamma_a - \Gamma) &= S \quad (S \text{ 代表穩定度}) \\ \log \left( \frac{P_0}{P} \right) \frac{1}{C_p} \frac{dW}{dt} &= H \quad (H \text{ 代表熱}) \end{aligned}$$

故方程式 (3.8) 可書為下列形式

$$(3.10) \quad \frac{\partial q_T}{\partial t} = \frac{R}{f} \nabla^2 \left( \frac{g}{R} A_T + S + H \right)$$

因之，方程式 (3.4) 變為

$$(3.11) \quad \frac{\partial Q_0}{\partial t} = A_Q - \frac{R}{f} \nabla^2 \left( \frac{g}{R} A_T + S + H \right) \\ = A_Q - \frac{g}{f} \nabla^2 A_T - \frac{R}{f} \nabla^2 S - \frac{R}{f} \nabla^2 H$$

式中  $A_Q = -W \cdot \nabla Q$ ，為無輻散層之渦度平流。同理，表示渦度產生率之方程式 (3.3) 可書為

$$(3.12) \quad \dot{Q}_0 = -Q_0 D_0 = A_Q + W_0 \cdot \nabla Q_0 - \frac{R}{f} \nabla^2 \left( \frac{g}{R} A_T + S + H \right)$$

因  $W_0 \cdot \nabla Q_0$  之值甚小，對渦度之產生影響極微，故對海平面言，渦度產生率 ( $\dot{Q}_0$ ) 實與渦度趨勢 ( $\partial Q_0 / \partial t$ ) 無甚差異。

氣旋發展之過程，複雜多端，由方程式 (3.11) 可知，海平面（或 1000mb）系統之發展，乃是由於無輻散層之渦度平流，與夫熱分量  $A_T$ ， $S$ ，及  $H$  等之 Laplacian，彼此間有其不平衡存在之故。渦度平流與厚度平流，甚易由通常之天氣圖獲得，而由絕熱及非絕熱溫度變化所引起之因素，在一般分析中則難於捉摸矣。

若加以若干簡單之假定，則方程式 (3.11) 可由數值或圖解之方法獲得解決。關於系統之發展，本文僅着重於性質之討論及其評價。

#### 四、非絕熱之影響

必須注意者，方程式 (3.11) 中之熱分量  $A_T$ ， $S$  及  $H$ ，均彼此相關，不可視為個別之物理程序。就現有進一步之觀測資料，關於諸項彼此間相互之重要性，吾人仍將予以評論。

若大氣對地球言為相對靜止者，則  $A_Q$ ， $A_T$  及  $S$  諸項必將消失，又因  $\partial f / \partial t = 0$ ，故方程式 (3.11) 變為

$$\frac{\partial Q_0}{\partial t} = -\frac{R}{f} \nabla^2 H$$

因大氣既經假定為靜止，故相對渦度之產生，僅可視為熱源及冷源之結果。由此可知，若論及熱源及冷源之型式，則渦度之相當型式必將產生，亦即氣旋或渦度必在熱源之上空發展，而反氣旋式渦度必在冷源上空發展，如是產生之運動系統，其顛例乃是季風系統，陸海風，山谷風等等。此等系統之產生與持續，端賴地球表面之熱源與冷源固無論矣。

在個別情況中，非絕熱之影響雖難計算，但有甚

多之統計資料，足以說明其重要性。由氣旋及氣旋生成之頻率圖，易知地理上之分佈，若其周界為冷源或熱源，則對氣旋或反氣旋之發展，影響極為顯著。例如內陸之水体，被較冷陸地所包圍時，由方程式 (3.9)，知  $H$  為正，而  $\nabla^2 H$  為負，因之，使渦度趨勢產生一正值之助力。同理，被暖水所包圍之寒冷陸地，因  $H < 0$ ，及  $\nabla^2 H > 0$ ，故使渦度趨勢產生一負值之助力。

雖然，地形上所起之冷却或加熱，以局部言仍為重要，但對於長期活動系統之發展，通常並無影響。在自由大氣中，經輻射程序而起的熱之得失，甚多方面均屬重要，但對氣旋之發展，似乎並無顯著之效果。而最重要者乃是非絕熱之加熱及冷却，此種型式，恒伴隨運動於不規則表面之空氣，直接發生。例如，氣旋後部之極地空氣（隨氣旋運動者），在冬季向南流經洋面時，其溫度之增加，每日約  $10^\circ\text{C}$  者，在極地空氣中實非常見。而熱帶空氣流向高緯度時，其溫度之增加，每日約  $5^\circ\text{C}$  者，則屢見不鮮。熱自接觸面獲得或損失，並由渦動之交換 (Eddy exchange) 分配於深厚氣層中，完全依賴空氣之運動。此類加熱及冷却型式，被轉變為運動系統或維持系統之運動。故該項效應實為一頗持久者。

當氣團行經一較暖表面時，非絕熱影響將增加氣旋之發展（或減低反氣旋之發展），而氣團行經一較冷表面時，則減低氣旋之發展（或加強反氣旋之發展）。雖然，非絕熱影響（由於與接觸面熱之交換）難以使其孤立，然其為複合之效應，甚易判斷，尤以冬季為然。

此等複雜影響之充分認識，可作地方性預報之參考。茲闡述若干標準之類例如下：

- (一) 在冬季當一氣旋擾動 (Cyclone disturbance) 接近北美大湖區域時，中心之前恒有另一擾動開始發生，當中心移出大湖區域時，則中心後部之發展加強，致使前進之中心發生倒退。冷季時，大湖區域（及其他內陸水体）對氣旋中心之影響，由此可以說明。
- (二) 較湖泊效應 (Lake effect) 更甚者，乃是海洋與大陸間性質差異之效應。例如，冬季一氣旋自北美移進北大西洋，當寒冷大陸空氣到達灣流 (Gulf stream) 上空時，則氣旋之後，將有另一新生波產生。反之，冬季一氣旋進入歐洲大陸，由於接觸面冷却之結果，常使該氣旋減低其強度。另一方面，氣旋移入北海及波羅的海時，在

離開暖水面以前，常能保持甚或增強其強度。

(三)在夏季，一氣旋位於斯堪地那維亞半島時，常顯示其強度在日間增強，至晚間減弱，此乃挪威氣象學者公認之經驗。圖

(4.1) B點及C點在日間發生強風時，而同時間沿海岸線A點之風速則甚微弱。此種風速（及渦度）日際變化的區域差異，雖被認為係海陸風與盛行氣流複合之結果，但由於海岸所起之角隅。

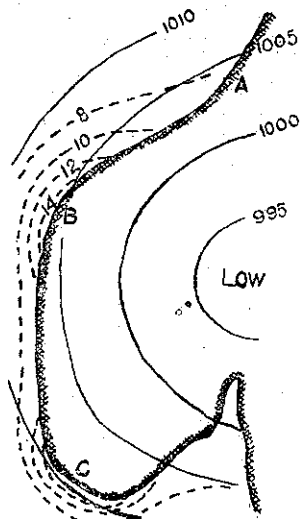
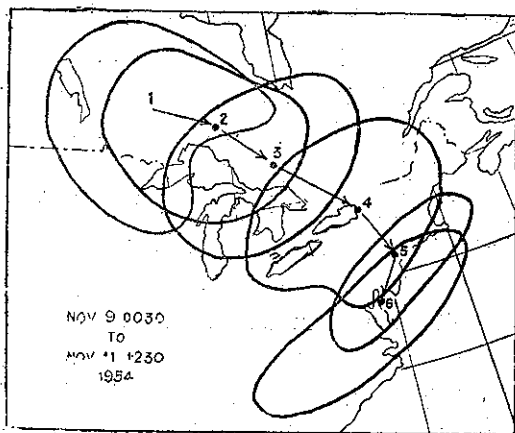


圖 (4.1) 圖示「角隅效應」，實線為等壓線，斷線為等風速線，午後強風在「氣旋式彎曲」於海岸所起之角隅。

之變化亦必須計及之。試察方程式 (3.11)，可知熱型之系統形態 (Laplacian)，對圖 (4.1) 中B及C區渦度之集中有甚大之助力，而在A區之助力為零或為負，上述之效應，即通常所謂角隅效應 (Corner effect)；其量全賴陸上之加熱率及海岸之形態，最適宜之海岸形態乃是海岸線順風向成氣旋式彎曲者。

圖 (4.2) 冬季為一等壓線所圍之極地大陸反氣旋之連續位置。注意當高壓接近海岸所起之變形。



(四)角隅效應對於反氣旋亦甚顯著。例如，一冬季大陸高壓由加拿大西北移向美國東海岸，可見當接近海岸時，其移行速率及形態均起變化。離海岸之空氣加熱，使渦度由反氣旋式變為氣旋式，此前進之反氣旋，變成後退，而氣壓之分佈常變為橢圓形，且其長軸多少與海岸平行。圖 (4.2) 即為一例，當此高壓繼續移入大西洋，其強度即顯然減弱。

其他非絕熱加熱或冷卻之效應，乃是溫度直減率伴同發生變化之反應，空氣由其下加熱，將獲得一峻急之溫度直減率，而易使熱力輸送至較高氣層。反之，空氣由下方冷卻，則成為一穩定層，而使接觸面限於一狹窄氣層。由是可知，非絕熱影響使方程式 (3.11) 中之穩定度項受甚大之變化。

### 五、絕熱影響

方程式 (3.11) 中之穩定度（或浮力）項代表絕熱溫度變化，全賴穩定度因子  $(\Gamma_a - \Gamma)$  及垂直運動  $\omega$  而定。 $\omega$  向上運動為負，向下運動為正。若  $\bar{\omega}$  代表由海平面至無輻散層之平均值，易知除當  $\bar{\omega} \geq 0$  外，在海平面上，不可能有輻合或輻散存在，此可由連續方程式 ( $D = -\partial\omega/\partial P$ ) 及海平面之界限條件 (Boundary condition) ( $\omega_0 \approx 0$ ) 說明之。因  $\omega$  在海平面小至幾乎消失，而在無輻散層有一極大數值（幾乎為常數），見圖 (5.1)，故若有任何輻散，則必  $\bar{\omega} \geq 0$ 。尤有進者，可知海平面有輻合 ( $D_0 < 0$ ) 時，則  $\bar{\omega}$  為負（向上）；有輻散 ( $D_0 > 0$ ) 時，則  $\bar{\omega}$  為正（向下）。今設一區域中，有一向上運動之極大值  $\nabla^2 \bar{\omega} > 0$ ，則方程式 (3.11) 中之穩定度項，可以成為一種阻力或助力，完全視氣層之層序為穩定抑不穩定為斷耳。

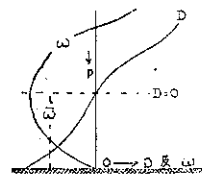


圖 (5.1)  $\bar{\omega}$ ， $\omega$  及  $D$  關係

在溫帶氣旋中，氣層之層序，通常均為穩定者（即  $\Gamma_a - \Gamma > 0$ ），尤以未飽和之區域為然。無輻散層以下之向上運動（此乃使海平面輻合之必要者），恒使發展中產生一制動力，此種制動力係由絕熱冷卻所致。在雲區範圍內，實際溫度直減率常超過濕絕熱冷卻率，是種情形，穩定度項有其正值趨勢，此等不穩定區域，僅能代表溫帶氣旋中一相對之較小部分，故其淨效應為一負值。但就熱帶風暴言（例如颱風），不

穩定雲區分佈於運動系統之大部分，故浮力項對於發展極佔優勢矣。

若其他條件相同，則穩定度項在未飽和空氣中，遠較飽和空氣中為大。由中緯度預報經驗之指示，潮濕空氣之大量供給，乃是一強烈溫帶氣旋發展之必要條件，幾乎所有大型風暴，均由副熱帶供給溫濕之空氣，此可支持浮力項重要性之觀點。無論如何，溫帶氣旋之發展，甚難由於飽和之破壞而發生及維持者，在發展開始後，浮力效應（伴同飽和不穩定）即行活躍，由於他種程序之參與，大規模雲系因以形成。就溫帶氣旋而論，凝結之主要作用，係使穩定度項之效應減為負值，雖在有限區域中，該項之助力仍為正值。

垂直運動項，在一般天氣分析中常隱晦不彰，因之溫度直減率及濕度分佈之分析，極為重要。若其他條件均屬有利，則氣旋之發展，必在穩定度極小，濕度極大及一低凝結面之處開始發生。

## 六、厚度平流

試回顧方程式 (3.11)，應行注意者，含有  $A_T$  之一項，係代表厚度平流之效應，亦與其他熱分量相若，其型式之分佈形態，遠較其數量更有決定性。因熱平流在發展之氣旋前部，有一極大之正值；在其後部，有一極小之負值，見圖 (6.1)，故平流之 Laplacian，在氣旋前部為一正助力，其後部為一負助力，中心則無任何助力。

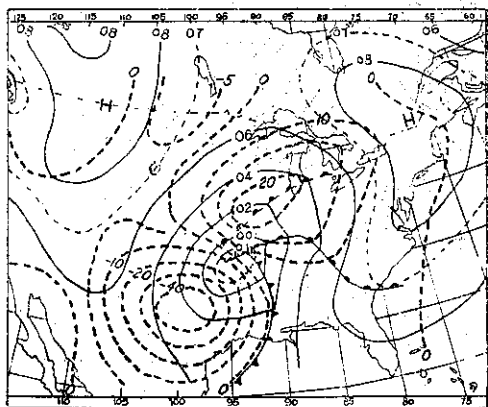


圖 (6.1) 一強烈風暴中 1,000 至 500 mb 熱平流之顯例 (Nov. 25, 1952, 1500 GCT)。

厚度平流之主要效應，乃是在發展中產生非對稱之形勢，亦即在暖平流極大區，有龐大之正渦度趨勢（及正渦度產生）；冷平流極大區，有龐大之負渦度趨勢（及負渦度發生）。因氣旋中心必自降渦度趨勢

至升渦度趨勢之方向移動，是故厚度平流之主要作用，乃有助於氣旋之運動。

據第四節之討論，可知由於平流所起之溫度（及厚度）變化，必被因接觸面所引起之非絕熱影響所破壞。且上升運動之區域，有與正溫度平流區域重疊之傾向；而下降運動之區域，有與負溫度平流區域重疊之傾向。故知熱平流項，實為非絕熱暨絕熱溫度變化諸項所強烈反對者。

因方程式 (3.11) 中代表熱分量之  $S$  及  $H$ ，在通常天氣分析時每消失不見，故 Petterssen, Bradbury, 及 Estoque 諸氏曾嘗試藉下列簡化方程式之助，以說明渦度變化係與氣旋相伴而至者。

$$(6.1) \quad \frac{\partial Q_0}{\partial t} = A_Q - \frac{g}{f} \nabla^2 A_T$$

如是計算所得之， $\partial Q_0 / \partial t$  其型式與觀測之渦度趨勢甚相符合，但其數量則由一因數而變大，此因數值可變化於 2 與 4 之間。此種過大之數值，反映該環境中熱平流之效應，與絕熱暨非絕熱溫度變化之效應適為相反。

溫度平流大部係由環繞氣旋及反氣旋之循環運動所決定。當氣旋發展初期，暖平流極小，故暖平流實由其他之機械作用所逐漸產生者。無論如何，當熱場 (Thermal field) 在循環運動中漸成彎曲時，則  $g/f \nabla^2 A_T$  對於發展更有助益，而此系統遂變為自動發展 (Self-developing) 矣。

## 七、渦度平流

由第三節之定義，知風自渦度高值吹向低值時，則渦度平流為正。在對流層中上部，槽前常為正渦度平流，若此類槽在高空不斷出現，則海平面氣旋之發展較稀，此即表示方程式 (3.11) 中熱助力之淨效應，與渦度平流適成比例也。反之，當一氣旋開始發展，由經驗可知，其在高空槽前之位置幾無變化。尤有進者，極多數海平面氣旋之生成，必當此渦度平流區位於一前進槽之前方，且此槽漸與半滯留或移行緩慢之鋒面重疊，而沿鋒面之熱平流為不連續者。在對流層底部，一鋒面系統之高空槽逼近，乃是海平面氣旋發展極可靠象徵之一，此種逼近，常伴隨一峻急且強烈之鋒面區。

因絕對渦度方程式為

$$Q = VK_s - \frac{\partial V}{\partial n} + f$$

及渦度平流  $A_Q = -V \partial Q / \partial S$ ， $S$  為沿氣流線（或等高線）所量之長度。由計算可知，沿氣流線之切變

(Shear) 及地球偏轉力 (Coriolis) 參數甚少變化 (除非一強烈氣流分為二支, 此種情形切變之變化應包括在內)。為計算渦度平流之近似量, 則下式當可滿足

$$(7.1) \quad A_2 = -V \frac{\partial Q}{\partial S} = -V \left( V \frac{\partial K_s}{\partial S} + K_s J \right) \\ \frac{\partial V}{\partial S} = \text{渦度平流}$$

因  $\partial V / \partial S$  為輻合之測量, 可寫為  $V K_n$ ,  $K_n$  為氣流線之垂直線曲率 (Orthogonal curvature), 其正負依順風之方向, 視氣流線為輻合抑或輻散而定。故渦度平流又可書為

$$(7.2) \quad A_Q = -V^2 \left( \frac{\partial K_s}{\partial S} + K_s K_n \right)$$

由是可知, 渦度平流乃與風速之平方成正比, 故若氣

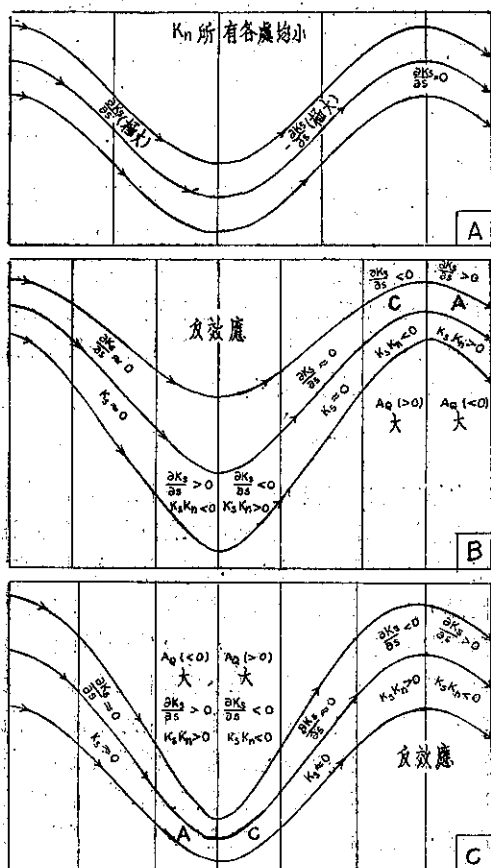


圖 (7.1) 氣流線曲率 ( $K_s$ ) 及垂直線曲率 ( $K_n$ ) 之略示圖。在正弦波 (圖 A) 中, 渦度平流均小, 惟在轉向點有其數字上之極大值。有滙流及分流之波 (圖 B 及 C), 渦度平流高度集中於滙流進入之槽脊附近。C 代表有利於海平面氣旋發展之區域, A 代表有利於反氣旋發展之區域。

流線 (等高線) 之形態適宜, 則噴射氣流中渦度平流將甚大。

為明瞭氣流線形態之重要性, 吾人試先考察圖 (7.1) 中之 A 圖, 其中氣流線為互相平行之正弦曲線, 自槽開始,  $\partial K_s / \partial S$  順風時為負, 逆風時為正, 極大值之轉向點, 或在槽與脊之中途。此等氣流線中之  $K_n$ , 不論何處均甚小, 伴隨正弦波之渦度平流極少有大者, 因自槽至脊渦度之變化甚為均勻之故。

滙流 (Confluence) 及分流 (Diffluence) 效應, 在一正弦波上之重疊, 由圖 B 及 C 可見其概略。按圖可知, 渦度平流有集中於槽脊附近之趨勢, 且滙流而入, 分流而出。

在對流層中上部出現之槽, 常與理想模式大異其趣, 圖 (7.2) 為一標準實例。由圖可知, 渦度大量集中於 Texas 州東北之銳槽上, 渦度平流 (係與等渦度線及等高線所形成之四邊形成反比) 則大量集中於此銳槽之前後, 而遠在北部之環狀槽 (Rounded trough) 僅有微弱之平流。

根據環繞高空氣流線之幾何性, 近年來若干預報海平面氣旋發展之法則, 已經建立。最完善者, 可能為 Riehl 與其共同研究者所得之噴射氣流法則, 因彼等公認高空強風重要性之故。Scherhag 基於分流效應, 已完成一組法則, 當高空之  $K_n$  甚大且為負時

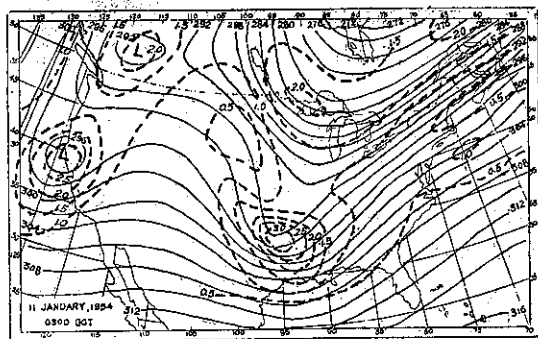


圖 (7.2) 300mb 等高線 (單位百英尺) 及相當之渦度 (單位  $10^{-4}$  秒 $^{-1}$ ) 等渦度線形成與等高線適宜之相交。注意渦度平流高度集中於槽之附近。

此種效應對氣旋發展實為主要者。就渦度平流而論, 應注意其淨效應乃視  $\partial K_s / \partial S$ ,  $K_s K_n$  諸項乘風速之平方而定。分流有時雖屬重要, 但槽前曲率 (即  $\partial K_s / \partial S$ ) 之減小更佔優勢。再者, 滙流效應係依切線曲率 (Tangential curvature) 之存在而產生。

復察方程式 (3.11), 除渦度平流外, 尚須考慮

熱量之分佈。Sutcliffe 及 Forsdyke 所作之法則，曾有論及。上述法則所根據之假定，係在對流層中部某處有一無輻散層，而使 Dines 之補償作用發生效力。當海平面氣旋獲得相當成熟之階段以後，此種作用顯屬真實，但在氣旋發展開始以前，並不生效。在氣旋發展之初期，渦度平流項之優勢，幾使熱之助力減色，故渦度平流一項之重要，不待縷述矣。

## 八、初期發展

預報工作中最困難問題之一，乃是當觀測之氣壓趨勢尚無發展之跡象以前，而欲作海平面氣旋發展之預報。此問題之粗略處理，可用數值預報或圖解預報。茲僅基於方程式 (3.11)，加以性質方面之論述。

一成熟氣旋伴隨暖平流之分佈，圖 (6.1) 乃其一例。由第六節之討論，可知暖平流之發生，主要係由於環繞氣旋中心之循環運動。在此運動形成以前，暖平流 (及其 Laplacian) 實甚小。為簡單計，吾人可想像氣旋發展之初期，等溫線乃與半靜止鋒平行，此時暖平流必不明顯。在任何適當之發展開始以前，海平面之輻合必甚微，由第五節之討論，可知方程式 (3.11) 中之垂直速度項及穩定度項亦必甚小。且如第五節所述，穩定度項常阻止氣旋發展，任何局部之熱源或冷源均缺乏時，則初期發展，僅由某些較高層代表渦度平流之項所決定，蓋無疑義。

雖然上列討論之模式過於簡單，但一般之結果頗稱實用。為獲更佳之結論，乃有訴諸經驗之必要，下列各點尚應注意：

- (一) 對流層中上部之波狀運動型，係由冷槽暖脊所組成，此類系統之移行速度，可由 C. G. Rossby 之長波方程式決定之，但由一氣層至另一氣層常有變化。任何此類波型之速度，在 600mb 高度以上之諸層，則幾無變化，其原因尚未充分明瞭。反之，一高空波，尤其波長較短者，其移行速度每遠比海平面之鋒面及氣壓系統為快。
- (二) 由觀測資料，可知海平面極大多數之氣旋生成，均發生於靜止或移動緩慢之冷鋒上，其後且有冷平流。當此拖曳之鋒被高空快速運動波之一槽追及時，則氣旋之發展即行開始矣。

海平面氣旋發展之一般景象，可由圖 (8.1) 加以解釋。圖 A 表示一拖曳冷鋒，鋒後為冷平流，鋒前在暖空氣中有微弱之暖平流，此等條件乃極多數之標準情形，圖中 T 線代表一高空波動槽之位置，斜線區域表示對流層上部 (例如 300mb) 之正渦度平流區。今

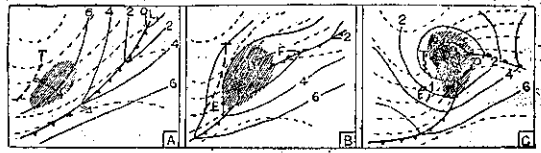


圖 (8.1) 氣旋發展之歷程。當高空冷槽移近，且明顯之渦度平流區域 (有影線者) 在鋒面區上空擴張時，此一不平衡之造成，遂使低空發生輻合。

高空冷槽相對移近海平面鋒區時，若流體靜力條件保持不變，則下列諸條件必能滿足：

- (一) 高空前進槽之前緣，其下層若無冷平流，則地面氣壓將下降。若有冷平流，則槽之前進效應可被補償或竟超過補償。通常在一冷槽之後，氣壓均為上昇者。
- (二) 若高空冷槽較海平面之鋒為相對前進者，則海平面之鋒與槽間氣柱中之全部斜壓性將增加，而鋒區益形峻急。且海平面鋒與前進槽間之氣柱中，熱風變強，伴隨高空槽之渦度亦將增加，渦度平流亦然。
- (三) 當前進槽前部之渦度平流，在鋒區上空擴張並進入暖平流區域時，則一狀態將產生。即渦度平流不能再被暖平流之 Laplacian 所補償。略去非絕熱影響，則方程式 (3.12) 顯示如此產生之不平衡，必被海平面之輻合及穩定度項所補償 (略去  $W_0 \cdot \nabla Q_0$  項)，兩者均與垂直運動有關，如圖 (5.1) 所示。
- (四) 若氣層之層序甚為穩定，則穩定度項必佔優勢 (因  $\Gamma_a$  遠較  $\Gamma$  為大)，而垂直運動與海平面輻合將甚微小。若穩定因子甚小，為滿足方程式 (3.12)，則鉅值之垂直速度與大量之海平面輻合實為必需者。

圖 (8.1) 中之 B 圖，表示氣旋初期發展之概略情形。以 1,000mb 之等高線與厚度線交織成之網格作為厚度平流之粗略測量，可知圖 B 中包圍 D 之面積內，暖平流之 Laplacian 甚小，而渦度平流之效應則佔優勢；同理，環繞 E 之面積內，暖平流之 Laplacian 甚大且為正，而渦度平流則甚小。因之，包圍 D 之面積中將有氣旋式之發展，而環繞 E 之面積中將有反氣旋式之發展。

圖 C 表示氣旋發展之成熟期，暖平流之 Laplacian，在 F 附近為大而負者，在 E 附近為大而正者，且此二區域之暖平流效應，不受渦度平流所阻。由此可見，暖結構 (Thermal structure) 在 F 附近已變成

氣旋式渦度之產生；而在E附近則行破壞。於環繞D之區域，渦度平流效應不受暖平流效應所阻，因之氣旋遂繼續加強。

因氣旋中心乃一渦度極大中心，且必須自降渦度趨勢至昇渦度趨勢之方向而運動，故由方程式(3.11)，其中心將自E至F之正常方向移動。

由上述之討論，在無輻散層之渦度平流，實為初期氣旋發展之首要。參照無輻散層之特性，可資實用之假設簡述如下：

若對流層上部，有一可察見之渦度平流區，漸與海平面一緩慢移動或半靜止鋒重疊時，則海平面之氣旋發展，當可於此時此地發生。

此簡單法則與日常預報之關係，曾作一試驗，該試驗之週期延展至50日，採用97次24小時氣旋發展預報之結果。此等預報，係以環繞氣旋周圍之環流型弱，作為核對之標準，表(8.1)即為所得之結果。

表8.1：氣旋發展預報之核對結果

預 報	觀 測 所 得				
	強 烈	中 度 至 強 烈	中 度	輕 度 至 中 度	無 或 減 弱
強 烈	3	0	1	0	0
中 度 至 強 烈	0	5	0	2	0
中 度	0	1	14	0	5
輕 度 至 中 度	1	0	1	13	3
無 或 減 弱	2	1	0	1	44

由核對結果，可知在97次預報中，有79次落於預報範圍，有6次近於不確，12次重大失敗。此等重大失敗，根據事後剖析，其中4次(在表中左下角)顯然係應用錯誤所致。但表中右上方之8次失敗，仍未能解釋。惟應注意所有未能解釋之失敗，均係預報所

預測之氣旋發展較實測為甚者。無論如何，該結果顯示前述之假設，對於性質之推斷甚具價值無疑。

應強調者，該假設僅為上列諸節所討論原理之重要骨幹而已，氣旋發展之強度，尚有賴其他甚多之因子，且此等因子恒因情況之差異，而發生相當之變化。下列諸點尤宜注意者：

- (一)氣旋發展之強度，大部分有賴於深厚之空氣層中，全部溫度之差別。
- (二)有強烈切變而移行緩慢之鋒較諸無切變之鋒，更適宜於氣旋之發展，蓋前者所生之溫度平流將較後者為強也。
- (三)一強度漸增之高空槽(但較海平面之鋒面系統移動為快者)，對於海平面之急速發展，尤屬有利。
- (四)低值之靜止穩定度(即峻急之氣溫直減率)，及高值之水汽含量(尤和在暖空氣中)，對於氣旋發展均極有助。
- (五)某些地理區域，對氣旋之發展較其他因子更具影響。此等影響，一部分由於局部之熱源及冷源；一部分由於垂直運動而氣流跨越山脈屏障。尤其當高空槽攀登山脈時，則迎風面之低層，必有大量之氣流輻合。氣旋發展之預報，實應運用此種統計資料加以調劑，因甚多主要之發展，均在地理環境適宜之區域發生故也。

以上所討論者，主要係相當強度之氣旋發展。而小型之發展，在高空並無明顯之渦率平流時，亦常見發生，試再察圖(7.1)，可知有滙流進入之脊，高空之正渦度平流亦可發生，在此種脊上，氣旋之發展(緯度較高區)雖常被測知，但其強度概極微弱耳。(完)

原文題目：Development of cyclones and anticyclones

原文刊載：Weather analysis and forecasting, Vol, 1596



# 出席區際水文系統暨方法

## 討論會議報告

劉鴻喜

### Report on inter-regional seminar on hydrologic networks and methods

Hung-hsi Liu

14-27 July, 1959, Bangkok, Thailand

#### Abstract

Early July, I went to Bangkok, Thailand, to attend the joint United Nations Economic Commission for Asia and the Far East and the World Meteorological Organization seminar on hydrologic networks and methods. The subjects treated during the seminar fell broadly under the headings of "Design of basic networks" and "Hydrologic methods to be used in the absence of adequate basic data." Within this general framework, several specific questions were dealt with, such as:

1. Adequacy of existing hydrologic data networks, methods of network design, tests of network effectiveness.
2. Estimation of available water, including maximum and minimum flow, the frequency and magnitude of floods and droughts.
3. Computation of the extreme values of precipitation.
4. Quantitative forecasts of precipitation.

At the end of the Seminar, 25-27 July, 1959, there was a study tour of major water resources development projects and important hydrologic stations along Chao Phya River and its tributaries from Chiangmai to Bangkok.

#### 一、前言

今年七月，筆者奉派代表我國出席在泰國曼谷召開之區際水文系統與方法討論會議，是項會議係由聯合國亞洲暨遠東經濟委員會（ECAFE）及世界氣象組織（WMO）共同召開，被邀參加之國家均係遠經會及世界氣象組織之會員國，除我國外，計有阿富汗、澳大利亞、高棉、馬來亞、法國、印度、印尼、日本、韓國、寮國、巴基斯坦、泰國、英國、越南等十五國及世界糧農組織（FAO）、聯合國教科文組織（UNESCO）、世界衛生組織（WHO）、世界灌溉及排水組織（ICID）、國際地球物理及大地測量聯合會（IUGG）、國際航運協會（PIANC）、世界電力協會（WPC）、西德等也均派有觀察員出席，計共四十餘人，濟濟一堂，聯合國並聘請兩位水利氣象專家，一為美國籍的藍班（Walter B. Langbein），一為蘇聯籍的加里寧（G. P. Kalinin），為會議顧問（Consultant），擔任專題演講，二人均受聘於聯合國，並非其本國代表。會議自48年7月14日開幕，至

7月24日共歷時11日，會後考察泰國水利建設三天，筆者7月10日下午離台，留港1日，12日飛抵曼谷，29日自曼谷經港返台。

#### 二、大會議題概述

遠經會根據46年12月在馬尼拉召開的第三屆水源開發區域技術會議之提示，以下列各項專門題目作為本次會議探討之範圍：

- (1) 降水量之預報。
- (2) 最大及最小降水量之估計。
- (3) 逕流量之估計—包括最大及最小逕流量，洪水與枯量之大小及頻率。
- (4) 已有水文資料是否足夠或適當？
- (5) 水文網之設計方法是否充分有效？

大會主要議題雖以上述五項為範圍，但因所聘兩位專家均偏於水文，對於降水量的預報技術均非其長，因之在整個會期中，涉及(1)(2)兩項時較少。

會議主題演講係由前述二顧問擔任，藍班之講題為：「水文網及擴展有效水文資料的各種方法」，內

容計分：

- (1) 水文網之設計。
- (2) 等雨量線圖之繪製。
- (3) 無水文資料河流的平均流量之推算。
- (4) 短期流量紀錄之延展應用。
- (5) 洪流估計。
- (6) 給水及蓄水之估計。

聯合國聘請之俄籍水利氣象顧問原為瓦茲諾夫 (Dr. Vazhnov)，會前瓦臨時因故不克出席，始改由加里寧擔任，但主題演講之論文，原係瓦所提出，題為：「無適當水文資料的各種水文方法」，內容計分四段：

- (1) 無適當水文資料時，洪水流量之計算。
- (2) 乾季最低流量之計算。
- (3) 短期流量預報。
- (4) 春夏季流量的長期預報。

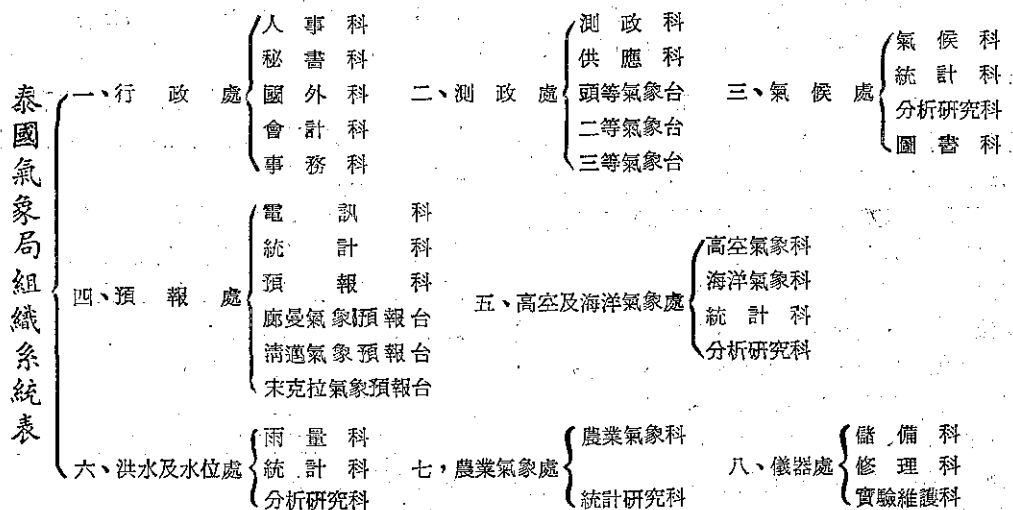
由於時間短促，二主題演講均僅作扼要說明，並擇要作些實際演算工作，未能就其全文為詳盡之探討，為一憾事。至於各國代表所提論文，分配之時間更屬有限，每人僅獲10至15分鐘，亦祇可作一扼要報告，未能多所發揮，各國代表論文就性質約可分為：①水文網類、②洪水預報類、③降水量預報類(為數不多)

、④其他，包括 a. 蒸發量之低減問題及 b. 河流沉沙之測量問題。我國曾提出「台灣水利氣象網」(Hydro-meteorological Network in Taiwan)一文，並將携去之台灣省氣象所工作現況英文本向各國代表分發，各國對我國台省氣象所工作項目之廣博——氣象、天文、地震、輻射塵、潮汐……甚感興趣，認為不啻為一完整的地球物理機構。

### 三、泰國氣象局概況

本次學術討論會議既在泰國首都曼谷召開，泰為地主國，故以泰國農業部灌溉局局長 Mr. M. L. Xujati Kambhu 為大會會長，而以遠經會代理執行秘書沈怡博士，世界氣象組織代表英人艾虛福 (O. M. Ashford)、泰國氣象局長班那格海軍中將 (Vice-Admiral Charoon V. Bunnag, R. T. N.) 為同會長 (Co-Director)。

負責泰國全境氣象測報工作的氣象局，隸屬於泰國皇家海軍，局址設於曼谷近郊，本會期間，該局曾以半日時間招待各國代表前往參觀，其觀測、統計及預報各部門均經導觀，該局組織頗為龐大，約可列表如下：



上表示泰國氣象局本部共轄八部門，因原資料用 Division 故譯「處」，Section 譯「科」，並非誇大其組織。局以下轄台站 47，其中曼谷、清邁 (Chiang Mai 48327)、宋克拉 (Songkhla, 48568, 07°11'N, 100°37'E) 三台均有無線電探空設備，每日 0000Z 施放一次，曼谷一地設有氣象專用雷達。在天氣預報方面，全國由四台負責，即曼谷、廊

曼 (Don Muang, 48456)，清邁及宋克拉，其中廊曼即曼谷之國際機場氣象台，相當於松山之於台北，宋克拉位於泰南，亦為國際機場氣象台。在地面測報方面，僅曼谷、廊曼、宋克拉三台作 24 小時觀測，清邁則作 2300-1300Z 之連續逐時觀測，其他 43 台站多僅為三小時觀測一次，規模甚小。

泰國氣象局本部天氣預報部門所繪製之天氣圖

表計有：

- a. 每日四次地面天氣圖，外加 03.09Z 兩次小型地面圖。
- b. 每日一次飛航報告圖 (Pomar & Airep Chart)。
- c. 每日二次24小時風變圖(00,12Z)，高度採2000、5000及10,000呎。
- d. 每日四次高空氣流圖，高度層計分：2,000', 850mb, 7,000', 700mb, 12,000', 600mb, 500mb, 20,000', 400mb, 300mb, 35,000', 200mb, 150mb, 50,000', 100mb, 60,000', 65,000', 50mb, 共18層。
- e. 每日各一次 (00Z) 地面氣壓、溫度、露點變化圖。
- f. 每日二次 (00,12Z) 高空流線圖，採 2000、5000及10,000呎。
- g. 每日一次 (00Z) 高空氣層厚度圖 (700mb, 500mb, 200mb,)
- h. 每日一次溫度距平圖 (Departure)。
- i. 假絕熱圖解。

#### 四、考察旅行

會議於7月24日下午5時正式閉幕，會後早經排定考察旅行三天，全體代表均參加。7月25日晨7時乘泰航包飛逕飛泰北清邁，該市距曼谷八百公里，位湄南河上游，縱貫鐵路北方終點，為泰北重鎮。參觀團首先參觀清邁附近一灌溉工程，此項工程已完成20餘年，係一渠首工 (Headworks) 及一攔河低堤，用以調節乾濕季節之流量。次參觀清邁氣象台該台設於清邁市至機場之間，該台為泰國氣象局所轄四大台之一，其業務範圍已為上節所述。清邁平原在歷史上有一長時期並不隸屬泰國，而有其自主的清邁王。自東西兩方接受中印雙方文化，佛教信仰及佛廟建築來自印度，手工的絲織業、銀器製造業、漆竹器製造業約均來自我國，在泰均甚著名。但和我國者相較，仍有遜色。

7月26日由清邁飛大克 (Tak) 機場乘車轉赴湄南河支流梅平河 (Mae-ping R.) 濱之布米坡堤 (Bhumiphol dam)，該堤現正建築中，條件及目標約和我國石門水庫大坝相似，亦為混凝土拱形堤，堤高 154 公尺，堤頂弧形長度 467 公尺，頂寬 6 公尺，底寬 52 公尺，主要在於發電，次為防洪、灌溉與航運，預計裝置水輪發電機八座，總容量可達 56 萬瓩，堤後蓄水庫天然條件優越，集水面積 26,000 方公里，水庫蓄水量達 122 億公方，有效蓄水量亦達 86 億公方，水庫滿水面時，每秒所洩流量 3,000 立方公尺，故此堤之益本，比較石門水庫為高。此蓋由於梅平河之流大於石門的岷江之故。參觀該堤後，先後換乘車、機，於傍晚抵達達匹亞堤 (Chao phya Dam)，此量堤建造目的在於調節水量以供灌溉及改善航運，無電廠設備，堤係一弧形閘門控制之攔河堤，共有閘門 16 個，每個寬 12.5 公尺，高 7.5 公尺，可以電力或人力

操縱，洪水期間可以部分或全部開啓，以維堤後一定水位，右岸有一船閘，寬 14 公尺，高 14.4 公尺，長 265 公尺，水面提升可達 8.5 公尺，小汽輪及大小木船均可經此上下。除航運外，該堤及所屬灌溉渠道系統之完工，所受益之田地達 898,700 公頃，年可增加稻穀 957,000 公噸。此堤完成於 1957 年為今王拉瑪九世 (Rama IX) 治下一大工程，故又名蒲美蓬堤，以示紀念。

7月27日上午8時乘汽輪沿馬罕陶幹渠 (Makhan-Tao Main Canal) 而下，此幹渠原係一天然河道，經修改並沿途建船閘後納入此主要灌溉系統，沿途可見甚多分水閘門，所乘小汽輪經三處船閘後復返湄南河，乃捨舟登岸，乘汽車經泰國古都大城 (Ayuthia)，於當晚八時返抵曼谷，結束此為時三天，歷程 2,000 公里之考察旅行。

#### 五、結 語

(1) 在整個會期中，筆者所見所聞與會各國氣象及水利機構設備及人員素質並不較我國更佳，且有不少國家不逮我國遠甚。但各國氣象及水利人員所承擔之責任，亦均不如我國之甚。就氣象言，台灣所受颱風、豪雨、洪水之侵襲，遠較大多數國家為頻為重，故氣象人員在台灣所受之鞭策及求全責備，無時或已。就水利言，我國當前人口壓力甚大，農業增產，水利為先，故對水利人員工作要求，亦甚殷切。

(2) 介於氣象及水利之間的科學「水利氣象」，在與會各國中已有部分國家正在着手進行，如澳洲已在氣象局之下設立水利氣象處 (Hydrometeorological Division)，正在籌建防洪預報，並已先在一河條流盆地中，進行試驗沿河向下洪水增加之預報方法 (Routing study)。高原小國阿富汗，正由西德技術援助團在團長霍夫曼 (W. Hoffmann) 領導之下，建立完善之水文網。日本氣象廳之下，且已有相當完備之洪水警報系統及防洪研究。鑒於台灣豪雨之頻繁，洪水之為害尤烈，對於洪水流量之推算亟需試行指定流域，增設雨量及水文站，於每次豪雨期間，計算其逕流量，推算其洪水位，逐漸發展成洪水預報系統。

(3) 泰國氣候有類於台灣南部，每年春季有一乾旱季節，六月以後始為雨季，因之泰國在氣溫上雖年可二熟甚至三熟，但實際上僅有一穫。整個由北進南的湄南河平原上，沃野千里，稻田不施肥，亦不鋤草，採播種方式，而非我國之插秧，此蓋由於泰民族性格較懶，且地曠人稀，無人口壓力存在，故無精耕之必要，因即此年僅一穫之稻米，已可年產達 500 萬噸以上，可供外銷者達 3,500,000 噸，此種情形聞緬越亦然，故中南半島有「世界米倉」之稱，若泰國完全採用我國之精耕方式，於乾季中實行輪種或灌溉，則其農作物之產量，將激增二至三倍，對全球糧食之供銷，均將發生極大之影響。(完)

台灣省誌協會會員  
內政部登記證內警台誌字第五五一號

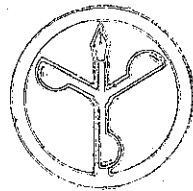
社址：台北  
電話：二二八四

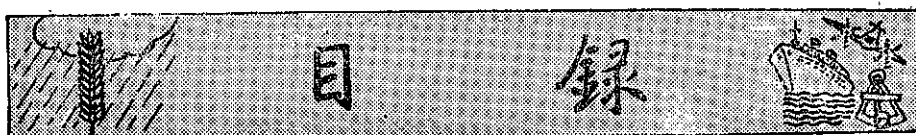
子子  
四

○政政

主編者：台灣省氣象所氣象學報社  
地址：台北市公園路六十四號  
電話：二二八四

印刷者：文英印書公司  
地址：台北市三水街七號  
電話：三二四七





## 論 著

厚度圖對於天氣分析和預報之應用.....廖 學 鑑.....( 1 )

人類征服沙漠氣候的成就.....鄭 子 政.....( 12 )

## 報 告

颱風畢莉.....研 究 室.....( 18 )

颱風艾瑞絲.....研 究 室.....( 30 )

## 譯 述

西北太平洋熱帶氣旋之定位與預報.....陳 以 明譯.....( 35 )

## CONTENTS

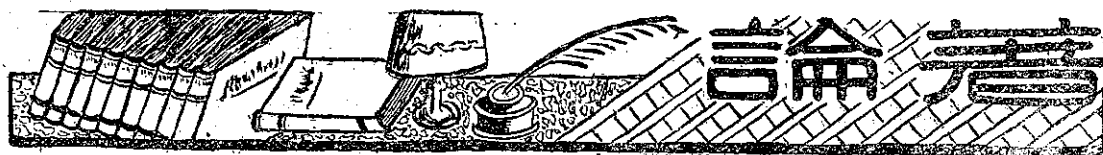
The use of upper air thickness pattern in weather

analysis and forecasting .....Liao Shyue-yih.....( 1 )

Conguest deserts in recent history of science.....Kenneth T.C. Cheng .....( 12 )

Report on Typhoon "Billie".....( 18 )

Report on Typhoon "Iris".....( 30 )



# 厚度圖對於天氣分析和預報之應用

廖學鎰

## The use of upper air thickness pattern in weather analysis and forecasting

Liao Shyue-yih

### Abstract

Thickness pattern has become one of powerful tools in weather analysis and forecasting. Later, a novel element was introduced by Sutcliffe. He used dynamical conception on quantitative basis to the motion of the atmosphere by the representation of the surface isobaric and the upper air thickness patterns.

In this report, the writer will describe the dynamical properties of thickness patterns and its uses in weather analysis and forecasting.

### 一、緒 論

1910 年 Bjerkness 於氣象學教科書中使用 100 mb 間隔之厚度圖 (Thickness chart) 為於高空分析使用厚度圖之濫觴，但於天氣分析及預報業務上之實地採用，是在第二次世界大戰之數年前，德國利用於日常航空氣象預報為其開始。

第二次世界大戰期中，Petterssen 以差異分析法 (Differential analysis) 為其有力分析工具，利用厚度圖預報高空風以為轟炸之用。又於德國，由 Scherhag 領導之下發展另一厚度圖利用方法。戰後英國之 Sutcliffe 繼續研究厚度變化及發展之理論，利用厚度圖之氣壓系之移動及強度變化之綜觀 (Synoptic) 氣象學的預報法則，擴充厚度圖之應用範圍。

現今 500mb 等壓面為基準以差異分析法，分析 400mb, 300mb, 200mb 及 100mb 之等壓面圖，以供高空風預報，皆為熟知之事實。如此自差異分析法被使用以來，等壓面間之厚度圖已能迅速繪製，以供預報之用。本文中將說明厚度圖之性質，以資天氣分析及預報之參考。

### 二、氣壓場和重力位 (Geopotential)

正確的分析氣壓場、風場和溫度場及其他氣象要素在空間結構及其過去的演變歷史，是做出正確預報之一個基本前提。普通氣壓場在空間結構可以用不同高度上的等壓線圖或各種等壓面高度圖來表示。在實際工作中，我們只繪製海平面的等壓線圖，但高空的氣壓場却是用等壓面高度圖表示的。等壓面高度圖比

固定高度上的等壓線圖是要方便。等壓面高度圖的主要優點之一，就是在各個等壓面上，地衡風速與空氣密度無關，地衡風的速度可由等高線的疏密程度和所在地的緯度決定。這樣就使得各個不同等壓面的圖，便于相互比較，並且在各個不同等壓面的圖上我們只要用同一個地衡風標尺就可以了。另一優點，為從探空觀測資料，要計算任一氣壓之高度比計算任一高度之氣壓為簡單，因為二等壓面間之厚度只由其平均虛溫可以決定之。

在確定等壓面在空間的位置時，於氣象學中不採用普通高度，而是採用重力位高度 (Geopotential height)  $\Phi$ ；

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

其中  $g$  為重力加速度， $z$  為普通高度。重力位 (Geopotential) 之單位，根據 1947 年之世界氣象會議之議決，世界各國都採用國際的標準，以高度差一公尺之重力位差稱 1 重力位公尺 (Geopotential meter)，以重力位公尺 (g.p.m) 為單位之高度  $Z$  與普通高度  $z$  有

$$d\Phi = g dz = 9.8 dZ \text{ 或 } Z = \frac{\Phi}{9.8}$$

$$= \frac{1}{9.8} \int_0^z g dZ \dots\dots\dots (2)$$

之關係存在。於 1 公里以下之大氣下層內重力位高度和幾何高度之間的差異不超過 0.5%，兩者所差無幾。

若  $P$  毫巴等壓面的重力位用  $Z_P$  表示 (如  $Z_{1000}$ ,  $Z_{700}$ ,  $Z_{500}$  等)，而  $P_0$  毫巴和  $P$  毫巴等壓面間氣層的厚度 (Thickness) 用  $Z_P^0$  表示，則其間有下列之關

係；

$$Z_{P_0}^P = Z_P - Z_{P_0} \dots\dots\dots (3)$$

### 三、氣壓場和溫度場之關係

若  $\rho$  為空氣之密度，則靜力學之方程式為

$$dP = -\rho g dz \dots\dots\dots (4)$$

(2) 式代入上式，我們可以得到等壓面高度圖之靜力學方程式如：

$$dP = -9.8 \rho dz \dots\dots\dots (5)$$

若  $R$  和  $T$  各為氣體常數及氣溫，則氣體狀態方程式為

$$P = \rho RT \dots\dots\dots (6)$$

上式代入 (5) 式，可以得

$$dz = -\frac{RT}{9.8} \cdot \frac{dP}{P} \dots\dots\dots (7)$$

若取上式之由  $P_0$  至  $P$  之積分，並使用 (3) 式之關係則厚度  $Z_{P_0}^P$  等為

$$\begin{aligned} Z_{P_0}^P &= Z_P - Z_{P_0} = -\frac{R}{9.8} \int_{P_0}^P T \frac{dP}{P} \\ &= \frac{R}{9.8} \bar{T} \ln \frac{P_0}{P} = K \bar{T} \log \frac{P_0}{P} \end{aligned} \dots\dots\dots (8)$$

(g.p.m) .....

其中常數  $K=67.442$  g.p.m per degree,  $\bar{T}$  為  $P_0$  和  $P$  等壓面之間氣層的平均氣溫， $\ln$  和  $\log$  各為自然對數及常用對數之記號。嚴密的說上述之氣溫應該使用虛溫才對，如果氣溫低於零度時虛溫及氣溫之差異小可以略去不計。若比濕大於 3 克/千克時則不可省略。若  $P_0$  為海平面氣壓時

$$Z_P = K \bar{T} \log \frac{P_0}{P} \text{ (g.p.m)} \dots\dots\dots (9)$$

故任一等壓面  $P$  的絕對重力位  $Z_P$  是跟海平面氣壓  $P_0$  及海平面到該等壓面間之氣層之平均氣溫有直接關係，若海平面氣壓愈高及該氣層的平均氣溫愈大，等壓面的重力位高度也就愈高。又從 (8) 式可以看出，當  $P$  和  $P_0$  一定時，厚度  $Z_{P_0}^P$  是該氣層平均氣溫之函數，若平均氣溫愈高  $Z_{P_0}^P$  愈大。如第一圖(a)

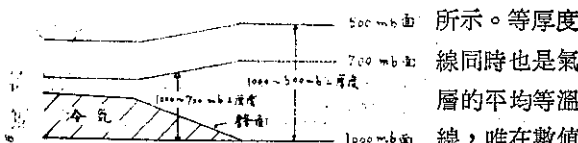


Fig. 1. (a)

所示。等厚度線同時也是氣層的平均等溫線，唯在數值上有所不同而已。厚度圖上低值相當於冷區，高值相當於暖區，因此也可以判斷冷暖氣團的分布情況，以及在不同氣團之間。過渡區域內平均溫度對比的大小如第一圖 (b) 所

Table. 1. Numerical value of the factor  $K \log \frac{P_0}{P}$  and its reciprocal for certain pressure layers.

Pressure layer (mb)	$k \log \frac{P_0}{P}$ (g. p. m)	$30/k \log \frac{P_0}{P}$ (g. p. m)
1000—850	4.760	6.303
1000—700	10.447	2.872
1000—500	20.302	1.478
850—700	5.687	5.275
850—500	15.542	1.930
700—500	9.855	3.044
500—400	6.536	4.590
500—300	14.962	2.005
400—300	8.426	3.560
300—200	11.876	2.526
200—100	20.302	1.478

示。又計算上式中之  $K \log \frac{P_0}{P}$  及  $30/K \log \frac{P_0}{P}$  之數值之結果，如第一表所示，前者乘平均虛溫  $\bar{T}$  可以得該氣層之厚度，後者為厚度圖上之厚度差為 30 p.m 之溫度差。

若  $v$  為空氣之比容，則

$$dz = -\frac{1}{9.8} \frac{1}{\rho} dP = -\frac{1}{9.8} v dP$$

$$\therefore Z_{P_0}^P = Z_P - Z_{P_0} = \frac{1}{9.8} \frac{1}{\bar{v}} (P_0 - P)$$

$$= \frac{1}{9.8} \bar{v} (P_0 - P) \dots\dots\dots (10)$$

其中  $\bar{v}$  及  $\bar{v}$  各為氣層之平均密度及平均比容。

因此，平均溫度線同時也是等平均密度和等平均比容線，並該氣層之厚度，有與平均比容  $\bar{v}$  成正比例，與平均密度  $\bar{\rho}$  成反比例之關係。

如果令  $P_0 - P = \Delta P = 1 \text{ mb}$ ，而相應的重力位高度的變化用  $\Delta Z$  來表示，即

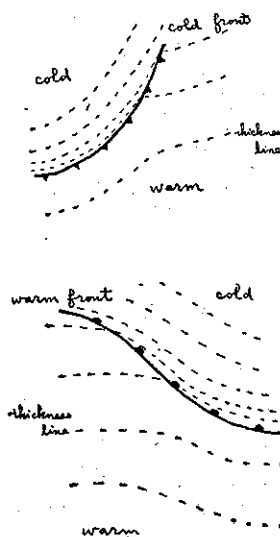


Fig. 1. (b)

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

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

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

所以在密度比較大的空氣中，氣壓隨高度的降低就要比在密度小的空氣中快些。又  $P$  愈小，亦即高度愈高，則  $\Delta Z$  就愈大。因此，在暖空氣中氣壓隨高度的降低比在冷空氣中的降低要慢一些。若由 (12) 式計算  $\Delta P=1\text{mb}$  時之  $\Delta Z$  之數值，則如第二表所示。由 (10) 及 (11) 式消去  $\bar{P}$ ，可以得

$$Z_P - Z_{P_0} = Z_{P_0}^P = (P_0 - P)\Delta Z$$

如果令  $P_0$  為海平面氣壓， $P$  為 1000mb 面，則可以得

$$Z_{1000} = (P_0 - 1000)\Delta Z = (P_0 - 1000) 8 \text{ g.p.m.} \dots \dots \dots (13)$$

參閱第二表可以知道，如果只需其近似值時，可設  $\Delta Z$  等于 8g.p.m.。因為在近地面大氣層中，單位氣壓重力位高度差之值變化範圍很小，所以  $H_{1000}$  的重力位場與地面氣壓場非常相似。

Table. 2. The value of  $\Delta Z$  for  $\Delta P=1\text{mb. (g.p.m)}$

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

#### 四、溫度場和風場之關係

於任一寬大範圍之天氣圖中，特別在中及高緯

度，可以發見其運動為平面的並且大略可以由氣壓及溫度之水平梯度決定大氣運動之力學場。此種運動是水平氣壓梯度力與地球自轉而發生之偏向力平衡而產生的。由此種平衡而計算之風，普通稱為地衡風  $V_g$ 。

$$V_g = -\frac{1}{f\rho} \nabla P \times \mathbf{k} = -\frac{9.8}{f} \nabla Z \times \mathbf{k} \dots (14)$$

其中  $f$  為 Coriolis 參數， $\mathbf{k}$  為垂直方向之單位向量。地衡風與高空風大略相等，因此以地衡風當做高空風使用，結果大略相同。通常，地衡風之垂直方向之風切(wind shear)，稱為溫度風 (thermal wind)，因此 (8) 式之關係代入 (14) 式可以得溫度風 ( $V_T$ ) 之方程式為；

$$V_T = -\frac{9.8}{f} \nabla Z_{P_0}^P \times \mathbf{k} \dots \dots \dots (15)$$

如果令  $Z_{P_0}$  及  $Z_P$  高度場之地衡風各為  $C^P_{P_0}$  及  $C^P_P$ ，並  $Z_P > Z_{P_0}$ ，則溫度風及  $C^P_{P_0}$ ， $C^P_P$  間之關係，可以繪如第二圖所示，此圖可以由方程式 (16) 表示之。

$$V_T = C^P_P - C^P_{P_0} \dots \dots \dots (16)$$

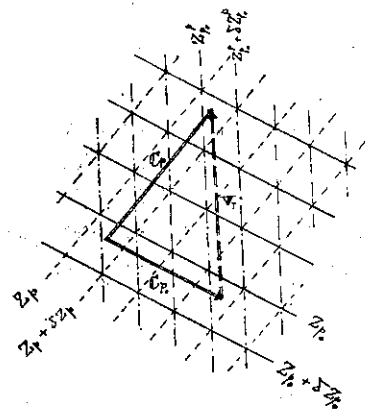


Fig. 2. Illustrating the variation along the vertical of geostrophic winds.

#### 五、厚度圖之繪製法

於等壓面高度圖，確定  $P_0\text{mb}$  及  $P\text{mb}$  之氣壓面於空間之位置，是用  $Z_{P_0}$  及  $Z_P$  兩等高度線群表示之。而其差異  $Z_{P_0}^P = Z_{P_0} - Z_P$  稱為厚度 (Thickness)

， $Z_{P_0}^P$  之等值線稱為厚度線 (Thickness lines) 並其分布圖稱為厚度圖。根據第二節之理論，我們已經知道厚度線是該氣層的平均等溫線，同時也是平均等密

度和平均等比容線。又根據第三節之理論，厚度線之方向是表示該氣層之地衡風之風切的方向，即是溫度風之方向，而厚度線之梯度表示溫度風之風速。因此分析厚度圖，即是分析溫度場及風場在空間之結構及演變歷史。今日一般所分析之等壓面天氣圖為 1000，850，700，500，400，300，200 及 100mb 等標準氣壓面圖。其中對於天氣分析上特別重要者有五。其一為分析地表面之氣壓變動之 1000mb 面高度圖，其二為分析暖氣之侵入的 850mb 面高度圖，其三為分析  $A_s$  等中層雲之動向的 700mb 面高度圖，其四為分析大氣運動之平均狀態的 500mb 面高度圖，其五為分析噴射氣流或對流層頂 (Tropopause) 之 300mb 或 200mb 面之高度圖。

#### (a) 1000mb 面高度圖之分析

通常一般氣象臺僅繪製海平面等壓線圖而不繪 1000mb 面之高度圖。但是根據第二節所述之理論我們已知道 1000mb 之位勢場與地面氣壓場非常相似，可以使用 (13) 式或第二表將海平面氣壓，換算為 1000mb 高度，在預報工作上，為操作之簡單便利起見以…… 986，993，1000，10007，10014mb…… 等 1000mb 為中心之 7mb 等間隔之等壓線當做 -120，-60，0，60，120…… g.p.m 等之 60g.p.m 等間隔之等高度線使用，則不需換算，可以海平面等壓線圖當做 1000mb 面等高度線圖使用之。

#### (b) 差異分析法 (Diferential analysis)

如此各標準等壓面高度圖分析完畢以後，使用差異分析法 (Differential analysis) 繪製厚度圖為最簡單之厚度圖的求法。差異分析法是無向量場加減

之圖解法，為近代天氣分析中很被重用之方法。茲簡單的說明如下：

首先以無向量場  $Q_1$  及  $Q_2$  之圖解減法，

$$\Delta = Q_2 - Q_1 \dots\dots\dots (17)$$

說明之。 $Q_2$  (粗線)， $Q_1$  (細線) 兩種曲線群之圖解減法，如第三圖 (a) 所示。圖中 A 點之  $Q_1$  及  $Q_2$  數值相減為 9，而其對角線之上 B 點之  $\Delta$  值同時也是 9。如此  $\Delta=9$  之等值線，可以由 A，B 之兩端延長而繪成之。其他之  $\Delta$  等值線可以同樣繪成。若求 (16) 式之水平梯度，即可以得

$$\nabla \Delta = \nabla Q_2 - \nabla Q_1 \dots\dots\dots (18)$$

故此二場的差異的梯度等於各場的梯度之差異，此關係即如第三圖 (a) 所示。

又  $Q_1$ ， $Q_2$  兩無向量場之圖解加法即如第三圖所示。其操作略與減法相同，唯梯度之關係略不同，如第三圖 (b) 所示。

#### (c) 厚度圖之繪製法

需要繪製厚度圖時，首先準備，該氣層之頂及底之兩等高線圖 (假定為  $Z_{1000}$ ，及  $Z_{500}$ )，空白天氣圖一張，透明膠紙三張，各色畫磁鉛筆等。以下分述繪製厚度圖之步驟：

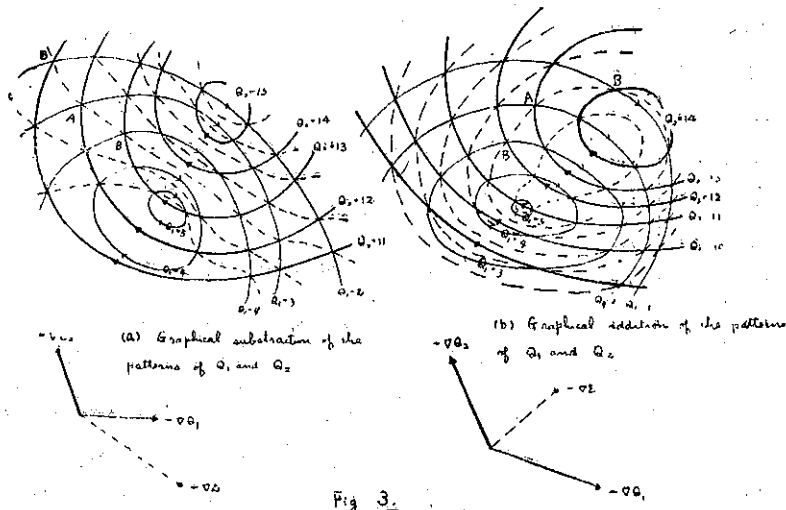
【步驟一】 將三張透明膠紙分別自空白天氣圖上相當位置定三點以上當做參考點。此三張透明膠紙上所定之參考選點均須重合一致。

【步驟二】 用顏色畫磁鉛筆，將  $Z_{1000}$  圖之高度線全部描於透明紙 A 上，此時等高度線使用不同顏色相間畫出為佳。如果 60g.p.m 等高線使用紅色繪描，則 120g.p.m 及零 g.p.m 等高線將使用藍色繪描之。

【步驟三】 使用步驟二之方法，用紅藍兩顏色之畫磁鉛筆，將  $Z_{500}$  圖之高度線全部描於透明紙 B 上。

【步驟四】 透明紙 C 及 A，B 圖覆於空白天氣圖上，而使三張圖之參考點完全重合對正並將 C 置於最上面。依照差異分析之減法，將 A、B 兩組等高線相減，並  $Z_{500}-Z_{1000}$  之數值分別記入於 C 圖之曲線群中，則可以得厚度圖  $Z_{1,000}^{500}$ 。

於第四步驟之兩等高線群相減之作業時，注意同顏色之交點可以連接成曲線，又異顏色之交



點亦可以連接，但同色交點與異色交點則不可以連接。

〔步驟五〕將空白天氣圖覆於C圖上，而使其參考點位置完全對正，用普通繪圖鉛筆將C圖上之厚度線全部描於空白天氣圖上，並附註其數值，則完成厚度圖。描繪時以在複寫台上做比較良好。

## 六、氣壓場和風場於垂直方向之變化

氣壓場和風場在垂直方向變化之幾個法則，是天氣分析及天氣預報之基礎，而其垂直方向之變化，完全依靠溫度場之分佈，即依靠厚度之分布而確定。茲列舉此諸法則並說明與溫度場之關係，以資天氣分析及天氣預報之參考。

- (1) 地衡風之垂直方向之風切為溫度風，而溫度風之方向和風速可以當做厚度圖之地衡風計算之。
- (2) 於順壓區域(Barotropic regions)，風及整個流動場之向量是高度之不變量(Envariant)。
- (3) 如果氣壓場及溫度場不因高度之變化而改變，則風向亦不隨高度變化而改變，但風速則隨高度而增加。
- (4) 任一方向吹來之風其風速隨高度升高而減少直至0後其風向即變成逆方向之風，在此情形下，則於此地區，氣壓場及溫度場之梯度，恰好相反。
- (5) 如果風隨高度而逆轉(或順轉)，於此地區風由冷區域(或暖區域)吹向暖區域(或冷區域)，而風之偏向角，皆與溫度場之梯度成正比例，與風速及緯度之正弦成反比例。
- (6) 圓型低氣壓(或高氣壓)以與傾壓度(Baroclinity)成正比，與其強度成反比之比率，隨高度而向冷區(或暖區)位移。其情況如第四圖(A)(B)所示。
- (7) 低氣壓(或高氣壓)隨高度而向冷區(或暖區)位移，而其比率與溫度場之梯度及其氣壓分佈之橢圓性(Ellipticity)成正比例。
- (8) 氣壓槽(脊)，隨高度而向冷區(暖區)位移，而位移之比率與溫度場之梯度成正比例，與槽(脊)之強度成反比例。其情況如第四圖(C)(D)所示。
- (9) 寒冷型低氣壓(或槽)及溫暖型高氣壓(或脊)，隨高度增加其強度。
- (10) 溫暖型低氣壓(或槽)及寒冷型高氣壓(或脊)

)，隨高度減弱其強度。其情況如第四圖(E)(F)所示。

- (11) 如果溫度風與地衡風一致，於最大地衡風軸隨高度而風速增加，如果溫度風與地衡風平行，則最大地衡風軸將隨高度而向側面位移。
- (12) 於某氣層上面之(地衡風近似之)渦度(Vorticity)，[或輻散(divergence)]是等於該氣層下面之渦度(或輻散)與此氣層中之溫度風(或輻散)渦度(Thermal vorticity)之總和。
- (13) 如果溫度場之風切及曲率等效果之總和為正數(負數)，於此地區之低氣壓性(高氣壓性)風切或曲率，或風切及曲率皆隨高度升高而增加。

根據上述之種種法則，我們可以說明氣壓場及風場之垂直方向之變化情況。於天氣圖上常見之幾個重

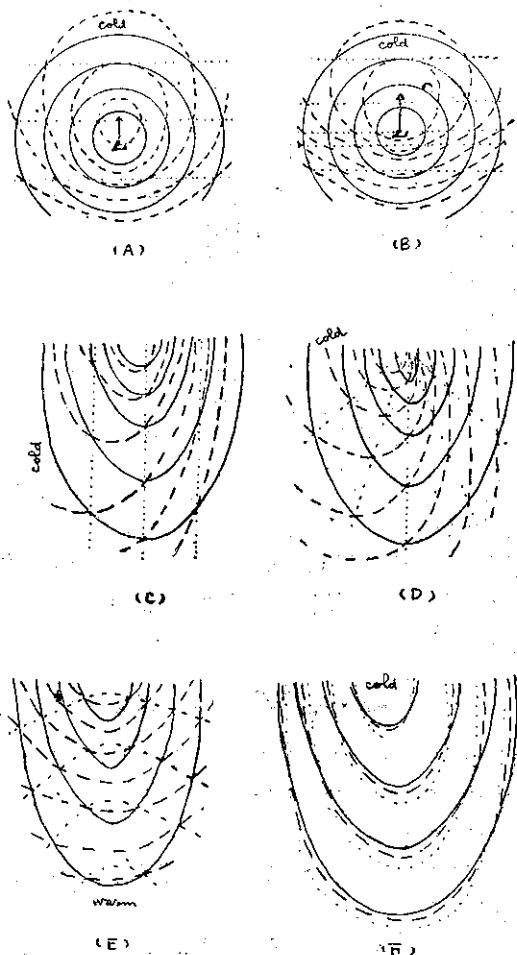


Fig.4

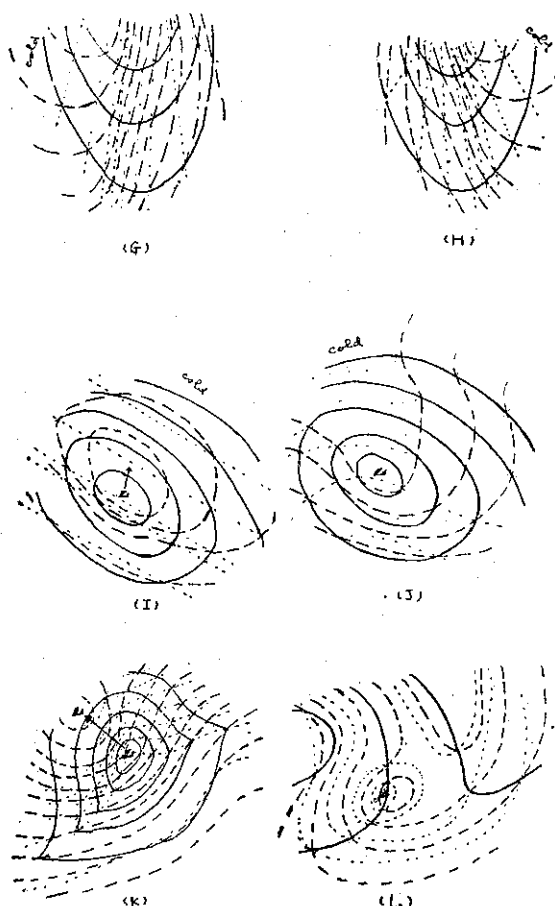


Fig. 4. Variation of pressure patterns with height; continuous lines, lower pattern; dashed lines upper pattern; dotted lines, thermal pattern.

要情況繪得如第四圖所示。(G)(H)表示鋒面之狀態，(K)表示低氣壓之狀態(J)(I)為高空槽與海平面低氣壓之關係，(L)為所謂寒冷型低氣壓之狀態。熟知這種氣壓場及溫度場之關係，可以幫助天氣分析及天氣預報。

### 七、厚度場變化之理論

如果使用厚度圖為天氣預報之根據，應該要知道厚度場（即溫度場）變化之原因，茲以 Sutcliffe 之理論說明之。

若(8)式由時間  $t$  微分，則可以得到厚度之時間變化為

$$\frac{\partial}{\partial t} Z_{P_0}^P = \frac{R}{g} \int_P^{P_0} \frac{\partial T}{\partial t} d\lg P \dots (19)$$

由微分學，我們熟知

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{dT}{dt} - u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - \frac{dP}{dt} \cdot \frac{\partial T}{\partial P} \dots (20)$$

而熱力學之第一法則為

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{C_P} \frac{dq}{dt} + \frac{\gamma}{gP} \frac{dP}{dt} \dots (21)$$

其中  $q$  為供給單位質量之空氣之熱量， $C_P$  為空氣之定壓比熱， $\gamma$  為乾燥絕熱遞減率。(20)式及(21)式代入(19)可得

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} Z_{P_0}^P &= \frac{R}{g} \int_P^{P_0} \left\{ - \left( u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) \right. \\ &\quad \left. + \frac{dP}{dt} \left( \frac{\gamma}{gP} - \frac{\partial T}{\partial P} \right) + \frac{1}{C_P} \frac{dq}{dt} \right\} \\ &\quad d\lg P \dots (22) \end{aligned}$$

如果令

$$A = - \frac{R}{g} \int_P^{P_0} \left( u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) d\lg P \dots (23)$$

$$D = \frac{R}{g} \int_P^{P_0} \left( \frac{\gamma}{gP} - \frac{\partial T}{\partial P} \right) \cdot \frac{dP}{dt} d\lg P \dots (24)$$

$$N = \frac{R}{gC_P} \int_P^{P_0} \frac{dq}{dt} d\lg P \dots (25)$$

$$\text{則} \quad \frac{\partial}{\partial t} Z_{P_0}^P = A + D + N \dots (26)$$

於固定點之厚度之時間變化，等於於此點之熱量平流，力學的垂直運動之效果及非絕熱的熱量之增加等三量之總和。此為上述方程式之物理的意義。如此， $A$  可以稱為平流項 (Advection term)， $D$  為力學 (Dynamical) 項， $N$  為非絕熱 (Non-adiabatic) 項。以下分述其效果。

(A) 平流對於厚度變化之效果

如果令  $\bar{\nabla} (\bar{u}, \bar{v})$  為大氣層之平均風速向量，則(23)式可以變型如下；

$$\begin{aligned} A &= (\bar{u} \frac{\partial}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y}) Z_{P_0}^P \\ &= \bar{\nabla} \cdot \nabla Z_{P_0}^P \dots (27) \end{aligned}$$

一般的說，任一高度之風，可以由地衡風，溫度風及地衡風偏倚風 (Ageostrophic wind) 之總和表示之。

$$\bar{\nabla} = \bar{\nabla}_0 + \bar{\nabla}_T + \bar{\nabla}_A \dots (28)$$

其中， $\bar{\nabla}_0$  為 1000mb 面之地衡風， $\bar{\nabla}_T$  為溫度風， $\bar{\nabla}_A$  為地衡風偏倚風。因此由平流之厚度變化傾向，持有  $-\bar{\nabla}_0 \cdot \nabla Z_{P_0}^P$  成分，則表示厚度線（即溫度場）受 1000mb 面之地衡風而平流 (Advection)。

如果考慮溫度風之方程式，平流效果之另一成分

$\nabla_T \cdot \nabla Z_{P_0}^P$ ，與氣層中之溫度風變圖 (Hodograph) 之面積成比例。若溫度風之方向於氣層中不變，則此項可以消失。

通常地衡風偏倚風很小，因此平流效果之第三成分  $\nabla_a \cdot \Delta Z_{P_0}^P$  小可略而不計。

根據上述之研討，對於厚度變化之平流效果，大略可以由 1000mb 面之地衡風平流決定之。我們已熟知鋒面之生成、消滅及其強度變化和氣團之變性，完全依靠溫度場之平流而發生，因此上述之平流效果是對於鋒面及氣團等預報非常重要之因素。

(B) 力學的垂直運動對於厚度變化之效果

(24) 式中  $(\frac{\gamma}{gp} - \frac{\partial T}{\partial p})$  表示大氣層之穩定度，若該項為正值則氣層穩定，負值則為不穩定，又  $\frac{dp}{dt}$  為氣流垂直運動之量，有上昇氣流時該項為負，有下降氣流時為正。因此於穩定氣層中若有上昇氣流，則發生厚度減小之現象，若有下降氣流，則發生厚度增大之現象。又於不穩定氣層中若有上昇氣流，則發生厚度增大，若有下降氣流，則發生厚度減小之現象。

(C) 非絕熱過程對於厚度變化之效果

根據大氣之熱經濟理論，我們可以推理到，在直接對於大氣環流 (General circulation) 有關係之大規模大氣現象中，非絕熱的加熱或冷卻效果，和其他作用所發生之熱量移動一樣，為維持大循環之重要因素。但於實際上，非絕熱的熱量之估計很困難，尚為現代氣象學所不能充分解決之問題。

## 八、發展之理論

根據第六節所述之理論，我們已經知道，平流，力學的垂直運動及非絕熱等三過程，對於厚度變化為重要因素，並為預報人員應有之基本素養。但是實際上，任一氣團內之一點，於某一氣象狀態下，應該發生之溫度上昇量及厚度變化量，根據上述之理論，尚不可能計算。在實用時，可根據 Sutcliffe 之發展理論探討，茲說明如下：

如果取 (28) 式之輻散，而其末項很小，略去不計，則可得

$$\text{div } \nabla = \text{div } \nabla_0 + \text{div } \nabla_T \dots\dots\dots (29)$$

若取其垂直方向之積分

$$\begin{aligned} \int_0^{P_0} \text{div } \nabla \, dp &= \int_0^{P_0} \text{div } \nabla_0 \, dp \\ &+ \int_0^{P_0} \text{div } \nabla_T \, dp = 0 \dots\dots\dots (30) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{或 } \text{div } \nabla_0 &\approx -\frac{1}{P_0} \int_0^{P_0} \text{div } \nabla_T \\ &= -(\text{div } \nabla_T)_m \end{aligned}$$

其中  $m$  為表示平均值。上式之末項表示大氣全體之溫度風平均輻散，如果考慮所謂相當順壓高度 (Equivalent barotropic level) 之觀念，則上式之末項大略與地面至 500mb 等壓面間之溫度風之輻散相等，因此

$$\text{div } \nabla_0 = -\text{div } \nabla_T \dots\dots\dots (31)$$

其中  $\nabla_0 + \nabla_T = \nabla_{500mb}$ 。若於地面及 500mb 等壓面，如過度保存之法則能成立，則有如下二式：

$$(\frac{\partial}{\partial t} + \nabla_0 \cdot \nabla) (\zeta_0 + f) = -f \text{div } \nabla_0 \dots\dots (32)$$

$$\begin{aligned} (\frac{\partial}{\partial t} + (\nabla_0 + \nabla_T) \cdot \nabla) (\zeta + f) \\ = -f \text{div } (\nabla_0 + \nabla_T) \dots\dots\dots (33) \end{aligned}$$

其中  $\zeta_0$  及  $\zeta$  各為地面及 500mb 面之絕對渦度

$$\zeta_0 = \text{rot } \nabla_0 \text{ 及 } \zeta = \text{rot}(\nabla_0 + \nabla_T) \dots\dots (34)$$

根據第二節之理論，我們已經知道 1000mb 重力位場與地面氣壓場非常相似，因此若地面天氣圖由 1000mb 等壓面代替之，則 1000mb 面至 500mb 面之厚度  $Z$ ，使用 (15) 式之關係可以寫成

$$\frac{\partial}{\partial t} \text{div } \nabla_T = -\frac{g}{f} \nabla^2 \frac{\partial Z}{\partial t} \dots\dots\dots (36)$$

又根據第七節之理論，採用其近似，假定厚度變化僅由溫度場之平流而起，則

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = -\nabla_0 \cdot \nabla Z \dots\dots\dots (36)$$

如果 (32) 式減去 (33) 式，並代入 (35) 及 (36) 之關係而略去微小之諸項可以得到

$$f \text{div } \nabla_T = -\nabla_T \cdot \nabla (2\zeta_0 + \zeta + f) \dots\dots (37)$$

上式代入 (31) 式可以得到

$$\begin{aligned} \text{div } \nabla_0 &= -\frac{\nabla_T}{f} \cdot \nabla (2\zeta_0 + \zeta + f) \\ &= -\frac{|\nabla_T|}{f} \frac{\partial}{\partial S} (2\zeta_0 + \zeta + f) \dots\dots\dots (38) \end{aligned}$$

其中  $S$  表示厚度線。

上式中，溫度場之非絕熱變化未加考慮，但是於地球上熱源 (Thermal source) 或冷源 (Thermal sink) 地區此種變化很重要，並可以由經驗法則補救之。又上式中亦未考慮由垂直運動而發生之溫度變化，此種溫度變化，發生於地上之輻合或輻散區域之上空，而各促進冷卻或增溫等現象，並發生抑制發展之溫度場。此種效果也可以由經驗法則訂正之。

總之，根據上述之理論，可以說，地面上之水平

輻散，可以由溫度風方向之地面渦度分布，1000mb至500mb間之溫度風渦度之分布及 Coriolis 之參數之狀態決定之。若厚度線之曲率甚小並相互平行時，則溫度風渦度及  $f$  比較小，若略而不計，發展完全有賴  $\nabla_T \frac{\partial \zeta_0}{\partial S}$  項效果，而地面上之渦度中心，向溫度風之方向，以與  $\nabla_T$  成比例之比率發展之。此情況如

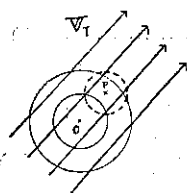


Fig. 5.

第五圖所示。矢線是表示溫度風流線，實際是 1000mb 至 500mb 間之等厚度線。實線之圓是地面上之低氣壓（或高氣壓）之等壓線及等渦度線。根據上述之理論，由點線所示之圓之地區變成輻合（高氣壓時為輻散）之極大區域，而低（高）氣壓向此區域進行。如此低（高）氣壓等氣壓系統沿溫度風移動之事實，稱為溫度風操縱（Thermal steering）。一般於大氣中所發生之溫度風渦度分布，比地面之渦度分布為大，因此於高低氣壓發展之預報，應該由地面天氣圖及 1000mb 至 500mb 之厚度圖，計算(38)式之發展量，以資預報之根據。計算發展量之方法有二。其一為 Sawyer 及 Matthewman 所創造之方法，直接由 1000mb 面高度圖及 1000mb 至 500mb 間之厚度圖，使用緩和法 (Relaxation method) 計算。其二為 Graham 所創造之方法，係由風之分析 (Isogon and isovel analysis) 而計算之方法。此兩方法皆甚複雜，因此對於要爭取時間之預報業務不甚適用。

### 九、應用厚度圖之預報法則

通常低氣壓之發生、維持及發展時，於地面附近之氣層有輻合，於氣層之上層有輻散，而於高氣壓中其輻合及輻散之分布恰與低氣壓相反。因此根據 (38) 式之關係，地面風為輻合之場合，即低氣壓發展之區域，若地面風為輻散之場合，則為高氣壓發展之區域。根據這種觀念，引伸 (38) 式之關係，而解釋溫度場之型式及高低氣壓之移動，發展之物理的關係，則可以適用於日常之預報業務。以下說明以厚度圖為根據之預報法則、以資參考。以下所示之圖中，厚度線以實線表示，溫度風以實矢線表示；地面等壓線及地面風由點線及點矢線表示；由 A 及 C 表示之地區是各對於高氣壓及低氣壓之發展條件最佳之區域。

#### (1) 寒冷溫度槽 (Cold thermal trough) [

第六圖]

低氣壓性溫度風渦度，於槽線上為最大。因此高低氣壓之發展各於 A 及 C 地區為最佳，低氣壓於槽線

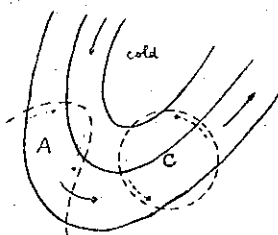


Fig. 6. Cyclonic and Anticyclonic development in relation to the thermal trough.

之前面而高氣壓於其後面。移動性低氣壓，如果於 A 之附近，則有衰弱之傾向，同時受溫度風之操縱而通過槽線，而接近 C 附近則開始發展。高氣壓或脊於 A 點附近則行進緩慢不容易通過脊線並發展，

如果通過槽線即於 C 附近衰弱。若於 A 附近有高氣壓，於 C 附近有低氣壓者，此溫度槽受此種氣流之平流而發展或持久。若高低氣壓之位置相反時，則容易消滅不易持久。

#### (2) 溫暖溫度脊 (Warm thermal ridge)

[第七圖]

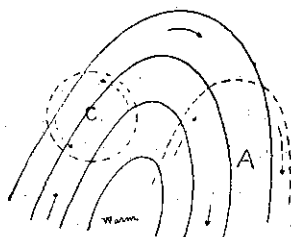


Fig. 7. Cyclonic and anticyclonic development in relation to the thermal ridge.

溫度脊恰好與溫度槽相反，其發展地區之分布如圖所示，而對於移動性之高低氣壓之情況也和溫度槽相反。

#### (3) 波型溫度場 [第八圖]

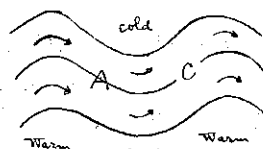


Fig. 8. Wave form thermal pattern.

此種溫度場是溫度槽及溫度脊連接而成的。其高低氣壓之發展區域之分布同樣可以由上述之溫度槽及脊之高低氣壓分布情況說明之。此種溫度場之特性是溫度風操縱之性質特別強，此狀態如波浪之移動。

#### (4) 溫度分流 (Thermal diffluence)

[第九圖]

通常於分流之冷方（即 X）有低氣壓性風切（Wind shear）而於暖方（即 Y）有高氣壓性風切存在，因此於分流區域，即厚度線散開之區域有風切之

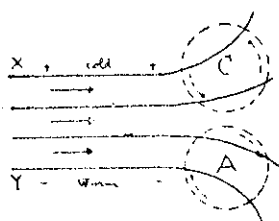


Fig. 9. Cyclonic and Anticyclonic development in relation to thermal diffluence.

度轉慢或轉進於冷方。於 Y 之高氣壓則迅速的接近 A，於 A 附近發展而速度轉慢或轉進暖方。

#### (5) 溫度合流 (Thermal confluence) [第十圖]

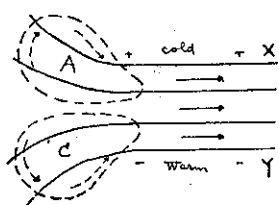


Fig. 10. Cyclonic and Anticyclonic development in relation to thermal confluence.

同時有再發生新的高低氣壓發展之傾向。

#### (6) 分流溫度脊 (The diffluent thermal ridge) [第十一圖]

分流溫度脊中之高氣壓發展區域，比較普通溫度脊之發展區域偏右邊 (即暖方)，而低氣壓發展區域偏左邊 (即冷方)。

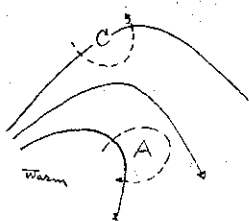


Fig. 11. The diffluent thermal ridge.

tion) 促進分流之前進。

#### (7) 合流溫度脊 (The confluent thermal ridge) [第十二圖]

合流溫度脊之高氣壓發展區域，比較普通溫度脊之發展區域偏冷，而低氣壓發展區域偏暖方。此種地面上之高低氣壓之分布，妨礙溫度脊之前進，有時

減少，如此溫度風方向之風切之變動，於分流之冷方產生低氣壓發展之區域，於分流之暖方產生高氣壓發展之區域。於 X 之低氣壓受溫度風之操縱，迅速的接近 C，於 C 附近發展而速

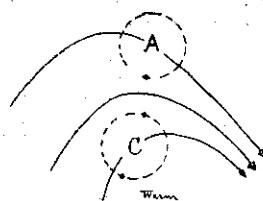


Fig. 12. The confluent thermal ridge.

#### (8) 分流溫度槽 (The diffluent thermal trough) [第十三圖]

此種溫度場為寒冷氣流中之低氣壓發生之最確實之徵候，而其區域於圖中如 C 所示。

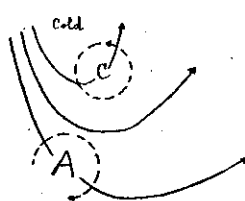


Fig. 13. The diffluent thermal trough.

向。如果溫度槽前面之溫度梯度小，此種地面氣壓分布系統不能分離此溫度場，因此低氣壓可以緩行而發展迅速。此種狀態可以發展為移動緩慢之寒冷型閉塞低氣壓。

#### (9) 合流溫度槽 (The confluent thermal trough) [第十四圖]

如果於溫度槽之前面有溫度梯度大之區域，低氣壓發展區域於槽之前面而偏暖方而高氣壓發展區域於槽後面而偏冷方。此種地面氣壓分布，與合流溫度脊同樣，妨礙槽之前進，有時可以使之逆行，並有發生阻塞現象之傾向。此種溫度場之分布，寒氣流容易通過低氣壓之後面進入低緯度地區，因此可以於西風帶之南方，發生寒冷型切斷低氣壓 (cold cut-off low)。

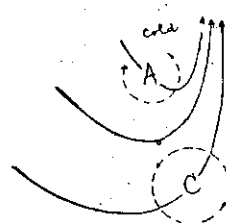


Fig. 14. The confluent thermal trough.

#### (10) 分流溫度脊與合流溫度槽之組合場

(Combined diffluent ridge confluent trough pattern) [第十五圖]

可以使牠逆行。(Retrograde)。同時此現象再反而妨礙地面高低氣壓之前進，此現象即所謂阻塞現象 (Blocking)。此種高氣壓發展區域在北方而低氣壓發展區域在南方之分布情形為盛行西風帶中之阻塞現象發生之徵候。

此種場之簡稱為 DC 場。通常於分流溫度脊之前

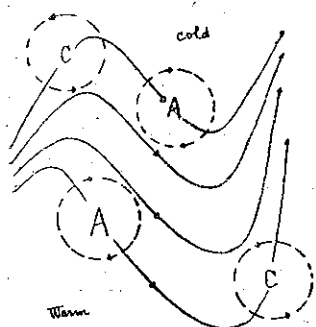


Fig. 15. Combined diffluent ridge confluent trough pattern.

面及合流溫度槽之後面各有高氣壓發展場，如此於脊和槽間，區域氣流之暖方各有高氣壓發展傾向之區域，此種對於高氣壓之發展有幫助之區域以下簡稱為 AA 區域。

根據 Bjerkness 之低氣壓理論

，於大氣循環 (General circulation) 之古典模式中，一連串之所謂低氣壓系統，於中緯度西風帶中接連的由西向東移動，其中未有高氣壓發展之餘地，僅於低氣壓間暫時發生氣壓脊。但是實際上此間常有高氣壓之發生，如果需要預報此種現象，我們應該知道低氣壓系統中斷之結構。此種低氣壓發生之中斷現象是由 DC 場促進的。

根據 Haworth, C. 及 Housman, J 之研究。用 DC 場預報新高氣壓之發生時，要注意下列之四條件。

- (i) 對於新高氣壓發生所需要之充分時間內，必有適宜之平流以維持此 DC 場之存在。
- (ii) 強度很深之溫度脊和槽及脊之分流及槽之合流為新高氣壓發生之適當條件。
- (iii) AA 區域及 C 區域之厚度線各愈接近東西方向及南北方向，對於新高氣壓之發生為愈適宜。
- (iv) DC 場在中緯度時，對於新高氣壓之發生為適宜。

如果上述之四條件不能具備，則高氣壓發生之比率減少。若不能滿足上述 (i) (ii) 及 (iv) 三條件，則普通不會發生新高氣壓，但是其他高氣壓發生之徵象，如低氣壓之衰弱，鋒面之消失等現象可以發生。

總之，高氣壓發展時之特徵如下：

- (A) 溫度脊上之低氣壓漸行發展並偏左邊移動，而促進暖氣之平流，使暖氣北移。
- (B) 合流溫度槽上之低氣壓向東北移動，而促進冷氣之平流使冷氣南移。
- (C) 在合流溫度槽上發展之新低氣壓，將向厚度線垂直之方向移動，而漸消失。

(D) 高氣壓普通有於溫度場 AA 線之下流發展之傾向。

(E) 如果溫度場之振幅很大時，高氣壓暫時衰弱後再發展。

(F) 在漸行衰弱之 DC 場之舊高氣壓之西邊，如發生新 DC 場，則於 24 小時之中高氣壓之中心將移至新 AA 區域，而發展為強大高氣壓。

(G) AA 線之方向為支配高氣壓未來之型狀之要素。

(H) 如果合流槽減弱或分流脊減弱，則 DC 場將受破壞，而高氣壓發生比率則非常減小。

在日常天氣分析中，對上述之十個厚度場，能熟知其對於氣壓場之作用，可以提高預報之效果。又上述之結果不但於 24 小時之短期預報可以使用，並於三天至四天之中期預報也可以使用之。

#### 十、根據厚度場之高氣壓分類

根據上述之研究結果，Sawyer 分類高氣壓為四型，茲分述說明之。

##### 【第一型】開波型高氣壓 (Open wave type) [Fig. 16 (a)]

- (a) 高氣壓中心上面有 40-50 knots 之強烈溫度風。
- (b) 高氣壓之中心位於溫度場之脊及槽間，並厚度線成為波狀。
- (c) 高氣壓中心約以 25 knots 之速度向溫度槽迅速移動，並其中心氣壓緩慢的昇降變化。

##### 【第二型】歪波型高氣壓 (Distorted wave type) [Fig. 16. (b)]

- (a) 高氣壓中心上面有 40-50 knots 之強烈溫度風
- (b) 高氣壓之中心位於脊及槽之間，並厚度線為大振幅之波狀。
- (c) 高氣壓中心向槽移動較慢 (10-25 knots)，並其中心氣壓緩慢昇高。

##### 【第三型】溫暖型高氣壓 (Warm anticyclone) [Fig. 16 (d)]

- (a) 高氣壓中心附近之溫度梯度，非常小。
- (b) 高氣壓中心，位於溫舌上。
- (c) 高氣壓之運動很緩慢 (10 knots 以下)，

中心氣壓之變化很小。

【第四型】分流槽型高氣壓 (Diffluent ridge type)  
[Fig 16 (c)]

(a) 大略與第三型相同，唯其冷區域之分布略有不同，如圖所示。

(b) 高氣壓中心，位於溫舌上。

(c) 高氣壓之運動比較緩慢 (15-20 knots) 並中心氣壓有降低之傾向。

熟知上述之分類，可以預報高氣壓之動態。

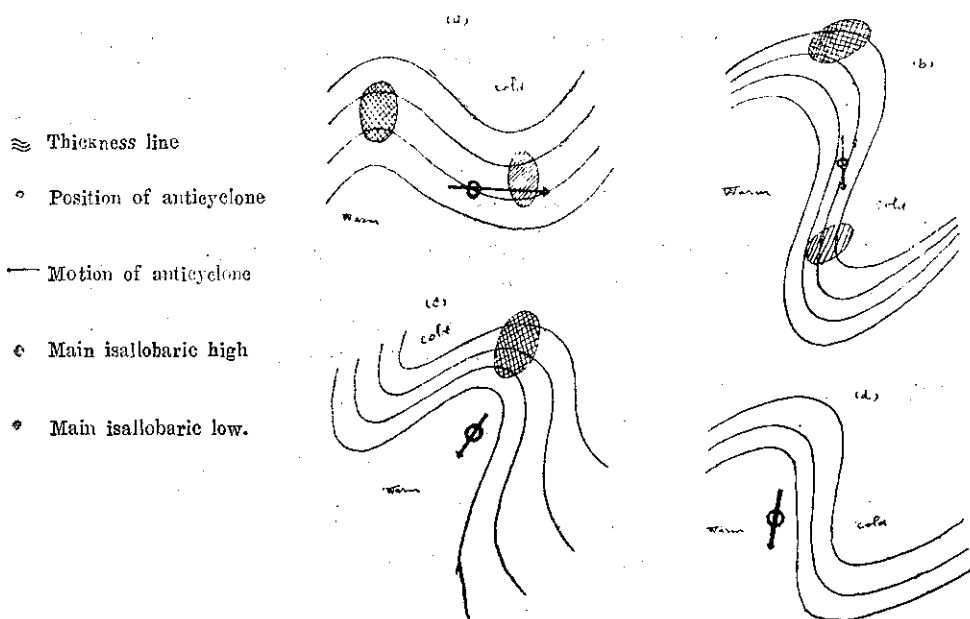


Fig. 16. Classification of anticyclones by means thickness pattern. (完)

參 考 文 獻

- (1) Sutcliffe, R. C. (1947): A contribution to the problem of development. Quart. J. Roy. Met. Soc., 73, 370-383
- (2) Sutcliffe, R. C. and Forsdyke, A. G. (1950): The Theory and use of upper air thickness patterns in forecasting. Quart. J. Roy. Met. Soc., 76, 189-217.
- (3) Forsdyke, A. G. (1953): The use of thickness pattern in Forecasting methods at the dunstable forecasting centre. Met. Abhand., II, Heft 3, 51-61.
- (4) Sawyer, J. S. and Buchby, F. H. (1951): Note on the numerical integration of meteorological dynamics. Tellus, 3, 201-203.
- (5) Sawyer, J. S. and Matthewman A. G. (1951): On the evaluation of terms of a type arising in Sutcliffe's treatment of cyclonic development. Quart. J. Roy. Met. Soc., 77, 667-671.
- (6) Haworth, C. and Housman, J., (1957): Anticyclogenesis in relation to a particular thickness pattern. The Met. Mag. 86, 321-332.
- (7) Seherbag, R., (1948): Neue Methoden der wetteranalyse und Wetterprognose. Springer Verlag. 424p.
- (8) Saucier, W. J. (1955): Principles of meteorological analysis, Chicago. Univ. Press. 438p.
- (9) Petterssen, S. (1956): Weather analysis and-forecasting. McGraw Hill Book Co.
- (10) Graham, R. D., (1953): A new method of computing vorticity and divergence, Bull. Amer. Met. Soc. 34, 68-74.
- (11) Sawyer, J. S. (1949): A preliminary Classification of anticyclones by means thickness pattern. Met. Mag. 78, 189-183.
- (12) Sawyer, J. S. (1950): Formation of secondary depressions in relation to the thickness pattern. Met. Mag. 79, 1-5,
- (13) Sutcliffe, R. C. (1948): The use of upper air thickness pattern in general forecasting. Met. Mag 77, 145-152.

# 人類征服沙漠氣候的成就 鄭子政

## *Conquest of deserts in recent history of science*

*Kenneth T. C. Cheng*

### *Abstract*

*This article is a concise paper of the discussions in the symposium of UNESCO which was held at New Delhi in 1957. The writer first gives a general introduction on the formation of desert and the importance on the utilization of arid lands. The content of this paper mainly compose the discussions under the following headings:*

- 1 ) Climatic variability in arid regions.*
- 2 ) Utilization and reutilization of water resources in arid regions.*
- 3 ) Grass resources and drought resistance of plants.*
- 4 ) Animals in arid regions.*
- 5 ) Results of agricultural cultivation and immigration to arid zones.*

自太陽射入空氣層之輻射量，其中百分之四十二，由雲端反射或直接反射回空間，僅有百分之十五被雲層所吸收；其一部份經過空中散射而達地面者約為百分之十六；至於直接由地面吸收者祇有其總輻射量百分之二十七。因此入射之總量祇有百分之五十八。地面自太陽所收受之熱量，一部份則由長波輻射作用反射回空氣層中，另一部份則轉移為水分之蒸發作用。其一部份剩餘之輻射量，再經由對流作用回至地面。空氣分子由於地面。各處所收受熱量之不能得其平衡。在熱帶與副熱帶地域（赤道與南北緯度三十八度之間）地面所收受的太陽輻射多於其所輻散失去的熱量，但在其他地域則其所輻散的熱量多於其所收受的熱量。基於空氣欲求達至靜力平衡（Static Equilibrium）的原則，在熱帶地區溫暖的空氣逐漸移向南北兩極。而在兩極寒冷而較重的空氣乃又在空氣下層移向赤道。

地球本體有自轉與公轉的運行，便產生偏轉力（Deflection Force）與離心力（Centrifugal Force）作用，使空氣運行方向在北半球偏向右，而在南半球偏向左。空氣在地面移動，因地形之影響復生摩擦作用（Friction），使在地面空氣層中形成若干之周流。在理想上所形成之大氣周流系統，在赤道為無風帶

（Doldrums）在赤道與北緯三十度附近常稱馬鞍緯度（Horse Latitudes）間則為東北信風帶（NE Trade Winds）。相對的在南半球則為東南信風帶（SE Trade Winds）。自北極鋒面（Polar Front）至北緯三十度間在南北半球均為西風盛行帶（Prevailing Westerlies）。而在兩極地區則為極地東風帶（Polar Easterlies）。在馬鞍緯度為一高氣壓帶空氣向南北輻散。因而地面降雨量稀少，形為地球表面之沙漠地帶。北非之薩哈拉（Sahara）沙漠即適與副熱帶高氣壓位置相吻合。沙漠地區另一形成之原因為西岸大塊土地所產生寒流之影響。如在秘魯之沙漠為顯明之例證。此外受地形之影響使濕潤之空氣為之阻塞如亞洲內陸之戈壁沙漠。在此類乾燥地區（Arid）或半乾燥（Semi-Arid）地區由於雨量稀少，溫度較高，土地瘠瘠，植物不能繁生，遂使此類地區形為荒漠。亦為阻止人類繁榮之地區。

兩極地區之冰漠與副熱帶高氣壓地區之沙漠，均由於地理位置與氣候之影響所造成，使人類在此地區發生交通及生存上之困難，而聽任其土地荒棄。但是人類在歷史上對於企望征服受嚴重性氣候控制地域的理想與努力，迄未停止。由於世界人口繁殖的壓力與耕作土地的限制及食糧消耗的需求，此類荒漠的開發

與人類活動地域的擴張，更感覺到迫切的需要。地球表面面積約為二萬萬平方英里，陸地面積僅居其百分之二十九點二，其餘地區均為海洋。北極地區為一海洋，但在南極地區則為一大陸，其面積約為六百萬方英里，相等於澳洲與歐洲面積的總和，約近世界陸地面積三分之一。至於世界以氣候立論估計乾燥地區之面積達一千八百八十六萬四千方英里，亦佔世界陸地總面積（五千一百九十七萬方英里）百分之三十六。茲再附列梅耿士（Pevril Meigs）<sup>(1)</sup> 所估計世界乾燥地區面積如左：

半乾燥區	8,202,000 平方英里
乾燥區	8,418,000    "
極乾燥區	2,244,000    "
總計	18,864,000   "

由上而論，世界陸地面積三分之二的土地，不屬於冰雪的荒蕪即屬於乾燥的沙漠。因此人類對於荒漠土地的利用及征服氣候的研究，實是當前的科學研究發展的問題。

### 科學協助綠化沙漠的計劃

二次世界戰後聯合國技術組織中如文教組織（UNESCO）糧食農業組織（FAO）與世界氣象組織（WMO）均注意到此問題的重要性而創導綠化沙漠的計劃。主張集中人類的智慧與技術研究的力量並使許多國家集合的財力促使荒漠不毛之地，產生蓬勃的生氣。在過去數年來，此項研究計劃繼續在開展中。研究計劃概括：①沙漠水文的研究，②植物生態的研究，③風力與太陽熱能的研究，④人類與動物的生態，及⑤乾燥地區氣候的研究。並曾舉辦若干次國際乾燥地區學術討論會，民國四十四年四月二十六日至五月四日在新墨西哥礦冶理工研究所召開一次會議，參加者有七十餘人，提出論文達三十四篇，並曾由美國科學協進會輯為專書，稱名「乾燥地區的瞻望」（The Future of Arid Lands）。民國四十六年在印度新德里舉行之文教組織大會曾提出一個沙漠地帶研究的六年計劃。

所謂乾燥地帶（Arid Zone）簡潔的說就是雨量極少，氣溫極高而乾旱的區域。乾燥地帶的雨量稀少，地方性，不規則而急驟性。在甚乾旱地區的雨量全年尚不達一英寸，但在年平均三十英寸以上之雨量可能在一次風暴中下降。半乾燥地區年雨量可能達三十或四十英寸，若能保持此量降水則半乾旱地區可轉移為濕潤的地區。在極乾旱地區的相對濕度可低至百分

之五以下，而地面絕對最高之氣溫曾達華氏一三六度（約等攝氏五十八度）。此紀錄係於民國十一年得於利比亞之雅齊柴地方。

至於沙漠氣候與草原氣候之分野，康辣（Conrad）<sup>(2)</sup> 曾引庫本（Koppen）公式以推定草原氣候與沙漠氣候之分野可依據一個類字常數與一地年平均氣溫（單位攝氏）及其年平均雨量（單位厘米）（cm.）以表示其關係如次：

- (A) 冬雨量區 年平均雨量 = 年平均氣溫
- (B) 無顯著雨期區 年平均雨量 = 年平均氣溫 + 常數「七」
- (C) 夏雨量區 年平均雨量 = 年平均氣溫 + 常數「十四」

從栽植上立論，乾燥區之雨量實不足以供穀物之栽植，半乾燥地區之雨量足以供應某種穀物之栽植，但在自然植物分佈上論則其主要為草原。一般而言，年雨量在三五〇公厘以下稱為乾燥區而年雨量在七五〇公厘以下稱為半乾燥區。在北非洲亦有年雨量在五百公厘以下稱為乾燥區者。至於所稱極乾燥區則須連續十二個月無雨量紀錄之處。南部巴立斯坦（Palestine）及約旦（Jordan）在一年中有一期得適當的雨量，而在另一時期則轉為乾燥沙漠。因此不規則雨量之平衡與地下水資源之利用，乃為轉移沙漠為綠野之要點。

（一）乾燥區氣候變率的研究 沙漠區之雨量亦年有變遷，究竟於一地區雨量之變率是否有周期可尋，如十一年，三十年或更長時期之周期。據說北薩哈拉沙漠氣候自羅馬時期至今並無改變，但就今一般信念而言，南薩哈拉沙漠繼續在擴展延伸中，更就氣候變遷研究上之徵信，又常發生相左之概念。沙漠氣候之研究，依據桑士偉（C. W. Thornthwaite）<sup>(3)</sup> 教授論沙漠地區的產生乃以氣候為主因與其他水量供應不平衡所造成之結果。須著重在研究降水量與穀物所需之水量而避免過量之灌溉。空氣中之降水量頗易於測量，但空中之蒸發與經由植物所吸收後透散之水分較難於測量。然此因子乃為氣候學與生物學間連鎖的關鍵。在灌溉區域降水量灌溉水量與流失量（Run-off）均須加以估計。桑士偉將灌溉水量與流失量之差值稱為蒸發透散量（Evapotranspiration）。並曾以四方公尺面積及七十厘米深度之槽，盛以土壤以實際測驗蒸發透散量之變化。因知在土壤濕潤時百分之八十太陽輻射量用諸於蒸發作用，但在土壤乾燥時輻射量多施於加熱空氣及土壤而甚少用於蒸發。內陸之蒸發

量較海面之蒸發量約大二倍有半。水上較陸上之蒸發量為較勻而小。桑士偉以乾燥地區各月降雨量與潛在的蒸散量及實際蒸發透散量比較，因知土壤水分之儲存、利用及貧乏情形。據桑氏研究穀物之生長與土壤潛在的蒸發透散量或植物吸收之水量攸關<sup>(4)</sup>一年潛在的蒸發透散量足以引為一地區潛在的生長力。因此雨量變率是在乾燥氣候中主要的特徵。而對於每日土壤水分平衡之記載與水分需要量之估計，實不僅在濕潤地區所須研究之要素，且亦為世界乾燥地區與半乾燥地區潛在重要的問題。

(二) 乾燥區水資源之利用 在乾燥區域雨量是限制農作物生長的因素。在北非突尼西亞乾燥區之年雨量在四百公厘（耗）以下，其人口密度約每平方公里七十人。在其南部年雨量低於一百公厘，除在沙漠中綠洲（Oases）外，人烟絕跡。乾燥地區之水資源恒自其外界潮濕區域引入。例如在埃及之尼羅河流域（Nile Valley），伊拉克之美索不達米亞（Mesopotamia）及巴基斯坦之印度河（Indus）流域，均為例證。沙漠中的雨量是一切的生機，因此人民擇水草而居，形為游牧生活。調查英屬東非坦干伊加（Tanganyika）降雨之流失量平均占百分之五；其蒸發透散量佔百分之八十五；其滲入地下者佔百分之十，因此滲入地下之深度僅四五英尺而已，此種甘霖，沙漠中的水資源必須研究儲存的方法。不以一年的雨量為限而須以若干年的雨量作統籌的儲藏。所以在乾燥區的水資源須避免沙漠中強盛蒸發的損失而重視於地下的水資源，亦即由斜傾的滲透岩層露頭高處以滲透至地層低處之地下水（Aguifers）。欲保潛藏地下的水資源須在地面有農作物的保護。在突尼西亞所種植的為麥、蔬菜、及秣草之類。若要達到這一個目的，又須集聚多方種植的種子，始能臻於保護地下水的理想。在改善乾燥區的經濟計劃中，突尼西亞曾建立一個五年計劃（一九四九至五三），在墨西哥曾有六年（一九五三至五九）計劃，期望小麥產量比較一九四八至五一間增產百分之五十。阿根廷希望一九五八年小麥產量比較一九四七至五一年間基本產量數增加百分之二十七。

突尼西亞每年有雨水三二·五兆立方公尺，其中之〇·五兆從鄰近區域流入；其中二兆流注於海，僅餘一兆立方公尺由地下儲存之水資源而用諸於灌溉或經蒸發，以養活三百五十萬人口。另一問題為地下水資源之利用與再利用（Reutilization）之研究。水資源之利用與再利用須考慮到水中含鹽成分之多寡。在

突尼斯（Tunis）飲水中之含鹽量約每公升五〇〇毫克，而期望溝渠中排水之含鹽量能達每公升一千五百毫克以能再施諸於灌溉用度。以一般論在乾燥區人類可以作飲料水分含鹽量為一百萬與三千分之比。據賈克（Jack）<sup>(5)</sup>研究澳洲南部馬之飲水含鹽量為每加侖一盎斯（每百萬比六、二六〇）而以一百萬比九千四百分為牛類之含鹽量，以一百萬比一五、六〇〇分為羊類含鹽量之極限。地面流失之水量可能於土壤中重複發見。降水在已達飽和狀態之土壤，即產生流失水量，但假定在降水密度甚大時亦可能在未達飽和狀態之土壤上而有降水流失量。因此一般之水災可分類為飽和水災（Saturation Floods）與密度水災（Intensity Floods）。在一地區之乾燥率（Aridity）增進時土壤經降雨量飽和機會將比例減少。但在沙漠中仍可能有飽和水災之機會。在中央薩哈拉沙漠於降水率超過五公厘而其密度大於每分〇·五公厘時即可產生水災現象。在乾燥區水災連繫之問題為沖蝕（Erosion）與河流游泥（Silt Flow）。地中海區乾燥地帶年雨量五百公厘在每平方公里面可有若干噸之沉澱物，在走向沙漠地區比較減少。在沙漠地區之地下水水面（Water Table）常視年雨量之變化而有升降趨勢，因此乾燥區之地下水面須經長時期觀測。潛藏之地下水資源一部份可用諸於灌溉，其另一部份仍得由地下為之轉輸至另一地區利用。現在薩哈拉沙漠之下有一條縱貫南北寬闊的儲水地帶，已無庸以極高的代價鑽鑿深井以達地下水層，人類已可能在沙漠中創造綠洲，祇須有一片廣大而可耕種的土地而已。沙漠中之綠洲實未可忽視。突尼西亞之葉里（Djerid）綠洲以四千平方公里灌溉土地而居住人口達四萬五千人。足徵地下水資源利用之功效可驚。吾人欲在乾燥地區居住更多之人口，則須對於沙漠地區之資源有更多之發見，而求動植物對於環境之適應與需要。同時在乾燥區為防止降水之流失，常視地形而築堤埧約三英尺高，而大體維持水位之深度約六英寸而已。

(三) 牧草資源與植物抗旱研究 牧草滋生之地區每由於自然的氣候繼續乾旱，或人為的殘伐，焚燒，與牧畜過份的踐踏嚙食，且在地中海區、近東、與印度游牧民族社會有宗教性之偏見，禁止牧草之再生而毀損沙漠中之植物，使自然之牧草綠野漸見減損。在沙漠地區牧草資源之發展與改良為在化沙漠為綠野計劃中的要點，聯合國糧食與農業組織因此從調查着手，實地勘察測繪現有農作物栽種之地區與已經開墾及未經墾拓的面積以計擬牧野發展改善之步驟。法國會

訓練若干植物生態學家分派至法屬摩洛哥、亞爾及利亞、與突尼西亞。葡萄牙與糧食農業組織聯合派植物生態人員至近東一帶考察研究牧草植物之組合、生產及其與在半沙漠區生長草本植物之關係，對於土壤與森林種類在每一植物分佈地帶。從植物群與生態研究中所實際體會之土地資源之適宜發展。指出一地區畜牧繁生之限量，選擇地區再作播種、墾殖、與造林以改變土地發展之形態。以減少游牧自然發展受天然植物分佈與自然災害之損失。在北非現還有六百種生態植物以作推廣植物再生 (Regeneration of Vegetation) 工作。而促使減速沖蝕作用與阻止沙漠地區的擴張。牧野中的芻草為畜類的飼料低於平均值的區域須求其得儲存，以防氣候異常乾旱時期之發生。在飼料豐足之地區則採季節分區輪種飼養的方式。則在乾燥牧畜之飼料可以不感缺乏，而沖蝕過甚之現象得以消失。

生態學家更注意植物環境之適應。抗旱多年生植物皆加以生理及形態特點的研究。因知有抗旱性之植物多具有三點的特徵：(一) 根莖系統的發達而能深入土壤；(二) 樹皮下木質細胞 (Cell sap) 之滲透壓力 (Osmotic pressure) 較高；(三) 有調節葉面蒸發 (Transpiration) 高能量。若干一年生植物能在短期內完成其生長周期以抗乾旱。植物對於乾燥地區環境適應之研究，不僅在於抗旱。植物對於乾燥地區環境適應之研究，不僅在於抗旱因素的加強而於每英畝面積低產量之改變以達更適合的農業運用。植物有經過乾旱時期而不受損害之能力稱為抗旱性 (Drought Resistance)。所稱為乾旱性概括土壤乾旱及空氣乾旱。至於空氣乾旱乃為氣溫高濕度低而風力強之單獨的或綜合的現象。水分是植物光化作用 (Photosynthesis) 主要因素，也是原生質的要素；植物所需養分氧及二氧化碳的溶液；因水的比熱高能吸收超量的熱能；水份可以作植物養分輸送的媒介及維持生機細胞的活力 (Turgor)。抗旱性之植物細胞常有經較長時間而減水分的能力。如墨西哥北部所產生之常綠灌木 (Larrea tridentata) 有頗強的耐旱性。勞德 (H.M. Laude)<sup>(6)</sup> 曾以二十種多年生草類研究其夏眠 (Summer Dormancy) 狀態。其中十三種在夏季繼續其生長；四種停止其生長但仍有綠色纖維；其中祇有三種甚至無綠色纖維。植物的抗旱性是其生長史中生理與形態交織而成的反應。一般而論植物之積儲膠狀炭水化合物 (Carbohydrates) 及糖分 (Levulosans) 多者往往抗旱性亦加強。

(四) 沙漠地區牧畜之研究 氣候之變化對於牧畜直接之影響較小因為動物軀體對於外界氣候變化能求得環境上的適應。排除高溫可增加表面面積，改變皮膚顏色，皮下血管的膨脹，由排汗增加蒸發與加速呼吸率。氣候上溫度與雨量二個因子為影響家畜分佈的要件。一般在寒冷氣候地區生長的畜類比在暖熱氣候地區的體重較大。動物的皮毛產在寒冷地區的要比較暖熱地區為光澤與精細。產生在暖而濕區域動物的毛色恒較冷而乾區域的顯出棕黑顏色。在乾旱沙漠區動物的膚澤每現深黃色與紅褐棕黑色 (Reddish brown phaeomelanin)。據畜牧家論雨量直接影響及於植物季節之生長與質地，因而間接影響及於動物之大小，形體與動物分佈密度及其飼料習性均有聯繫。阿拉伯產之駱駝其形態屬於顯著例證之一種。在沙漠地區之牧畜同時須注意於畜種及人為之選種。由於自然之品種選擇常須經歷極冗長的年代，而人為之選種僅須數年而已。一種肥尾的綿羊 (Fat-tailed sheep) 及齊布牛 (Zebu cattle) 均屬適於乾燥區飼養之畜類。據賴愛德 (Wright, N. C.)<sup>(7)</sup> 研究動物對於氣候環境之分析圖 (Climatograph) 與濕溫分析圖 (Hitherograph)。前者依據氣溫與相對濕度，而後者依據溫度與雨量之關係立論。因此游牧主義的沙漠區衰落的徵象，必須以科學的管理方法及專家的啓示，以從事於沙漠區牧畜事業的發展，而使在乾燥地區之動植物群得適當的布緒。埃及有二千二百萬人口集中於六百萬英畝的地區，而環以沙漠。因此沙漠地區的開發實為一個重要的國際問題。駱駝是適應沙漠氣候的動物，不僅在其形態上，再就其生理言駱駝體內水分平衡與氧化作用 (Oxidation) 之關係，在氧化作用時一克澱粉可產生 0.6 克之水份，而一克脂肪則可產生 1.1 克的水份。駱駝行走於沙漠中帶有四十公斤脂肪在駝峰中，即顯示儲存四十公升的水量。但在人體內，每日氧化作用所生之水量僅有四分之一公升，在新陳代謝作用 (Metabolism) 二千克卡時，此量並不居重要地位，其原因在人類發汗率可能達每小時一公升，每日達十至十五公升，而每日尿泌量僅有三〇〇毫升。駱駝身上的駝毛是沙漠中防止水份發散重要的因素。亦為避免夏時光熱直接的輻射與冬時保持體溫的工具。駱駝因常在沙漠氣候中生活其體溫變化每不恒定而有周日變化。此亦為調節體溫適應環境之現象。駱駝常能維持至體內水分損失達其百分之四十而沒感渴思飲。因此駱駝在冬季行走須要飲水時甚少。駱駝在體內水分消失時體重約三二五公

斤，此時一次在十分鐘內可飲水達一〇三公升之多。在薩哈拉沙漠中於夏季駱駝可能於四日內不飲，其最高可達十二日，驢僅能達一・三日，最高四日；羊類祇有一日，其最高不達三日。此為駱駝在古代運輸上重要的工具，近日長途運輸汽車已替代駱駝的工作，但在短程沙漠中運輸駱駝仍不失為效力的工具。

(五) 沙漠農業開發與乾旱區移民的成果 沙漠農業開發的成果，我們試以以色列(Israel)為例證而言之<sup>(8)</sup>。以植物地理學與氣候學立論，以色列境內百分之三十六(九四六八公里)屬於地中海型類(Mediterranean)：其百分十六・三(四、二八八平方公里)屬伊蘭—都蘭尼亞類(Irano-Turanian)：其百分之四十五(一一、八三五平方公里)屬薩哈拉—信地型類(Sahro-Sindian)。由此可見在地中海型類地區屬半乾旱性，而在其他地區則屬於乾旱或極乾旱之區域。在以色列之農業可算是乾旱墾殖。因人口繁殖，人民已強迫自半乾旱區推移入乾旱及極乾旱區域。自以色列之北部以水管接運至西北部內瑞夫(Negev)灌溉墾殖區。該區在以色列之南方，一部分利用天然降水量，另一部分運用灌溉水量。自一九四五至五五年來，以一九四五年移殖人口為基數，於十年內在乾旱區已增四倍，而在極乾旱區增至七倍。此墾殖區域已運用各種科學知識及墾殖的努力已使荒漠地區轉移為科學成就的地域。在內瑞夫墾殖區為發展工業之目的選擇一種多年生草本植物(Hydrohalophyte)，為可供造紙原料的野生石蒿類植物(Juncus maritimus)試行佈種而不生長，其後經萌芽實驗始知此植物屬於光下萌發性而限於氣溫在攝氏二十至三十度間，乃採用地面播種而濕潤其表面土壤方法乃得成功。經過實驗室試驗若干牧野植物蔬菜均經繁殖於乾燥地區以供牲畜與人類食用。此外尚選擇多種乾旱區工業及藥用植物作栽培研究。檢討在沙漠地區藥用重要植物作系統的研究，並分析其含有成分與季節變化之關係。譬如大規模栽植的地下莖植物莨菪類(Hyoscyamus muticus)以提煉鎮痛劑(Atropine)。又從 Anabasis haussknechtii 植物可煉製 Anabesine：在下列二種艾蒿類植物(Astemisia Herba-able)與 Artemisia \*Monosperma 因有殺蟲性(Anthelmintic)可以煉製殺蟲劑。在 A. Monosperma 植物中富有油質而為在醫藥上一種有用的新物質 Furoartemone。由植物 Peganum Harmala 可煉製 Harmine and Harmaline。又從紫衣草等三種 Periploca Aphylla, Daemia

Tomemtosia, Leptadenia Hyrotechnica 植物中可以提煉多種的葡萄糖(Glucosides)。在小米撫子類中(Gypsophila Rokejeka)可以煉製石鹼草素(Sapognin)藥物。由從風蝶草類植物(Capparis spinosa)可以提出麻醉劑植物鹽基(Heart Alkaloids)。又從香薷類(Achillea Fragrantissima 與 A. Santolina)可提煉香精油。又龍舌蘭類(Agave sisalana)為一種工業纖維植物，在其不用的葉(Hecogenin)中可以取出荷爾蒙(Steroid Hormones)的化合物。在薩哈拉—信地區域沙土中產生一種古魯聖篤草(Citrullus Colocynthis)含有著名 Colocynthin 物質可用於峻下劑，其種子中含有百分之二十油質。此植物可作抗旱有種西瓜之用。沙漠地區之木本植物可用以制止沙丘之移動，或造成沙漠中之綠蔭，調節沙漠中氣候。

考據古阿拉伯的耐巴底人(Nabataeans)與拜禪汀人(Byzantines)所遺農業制度，當年此類人曾居於內瑞夫地方中部與南部而為商旅往來興盛地帶。但在今日已為六個死城。經考古勘察研究之後，因知彼等曾運用高度沙漠農業技術使點滴之雨水均用於農業目的。此類建設約在西曆紀元前二百年而毀棄於紀元後七百年。此古代游牧民族以業餘性維持數百年此艱鉅而困難構造之制度。建築堤防、溝渠、與梯階，如今我們重建堤防與梯階及石截水槽仍採用二千前拜禪汀人之方法。在同一地區以現代科學技術，參雜以古人之興築水利經驗，使此荒旱地區再入於繁盛時代。就一般意想今日氣候與拜禪汀人時代殆無大殊異。須將沙漠中沖蝕破壞性之水災而轉移為建設性之水利。在分水嶺(Watershed)上降落十公厘之雨量常見形成每小時三萬立方公尺水量之水災，由河流(阿拉伯人稱河流曰瓦地 Wadi)瀉入五十平方公里河槽中達四五小時之久。此實為灌溉之水源。另一難題為沙漠中土壤之稀少。必須因地勢高下，順河谷走向築梯階建河堤。使水土保持得其利用。此外須播種迅速萌芽植物之種子，或利用含有鹽度較高之水資源。現在於紅海沿岸那哈亞拉伐(Nahal Arava)郁望塔(Yotvata)愛拉斯(Elath)等處乾旱地區已種植(Juncus maritimus 與 Phoenix Dactylifera 及蔬菜如甜菜菠菜，此外如抗旱性強之秣草植物如紫苜蓿之類。

在沙漠中之植物顯示其生長並不依賴於土壤中之水分，且能自其葉面吸收水分以傳達其根莖。沙漠中之露水旺盛，露水亦能滋生植物而為沙漠農業水資源

之一種，而使沙漠中土壤經潤濕而化為肥美的土地。此類滋生繁盛之果物為橄欖、杏仁樹、無花果、棗樹、葡萄、阿月渾子 (Pistachio) 可作調味之用，卡羅勃 (Carob) 為稻子狀植之秣草類均能繁殖。昔日所謂荒漠不毛之地，在今日之以色列已有百分之五沙漠地區轉變為農業生產之地區。

在一百年前韋伯士 (Daniel Webster) 亦認美國西部乾旱地區為不可開發之地。現在柑橘樹已替代仙人掌繁殖的地位，馬鈴薯已佔有往日草原的園地。而供應三千八百萬以上的人口繁生。灌溉制度推行於美國西部十七州，土地面積總計一億一千萬英畝。現已經利用者佔七千八百萬英畝。據美國一九五〇年統計局所發表之預測美國人口增進率至一九七五年將達一億九千八百萬至二億二千一百萬人之間。此種人口增進率將在美國西部為一重大問題。由於美國西部十七州雨水之缺乏較其他各州為甚。於一九五二年聯邦墾殖計劃 (Federal Reclamation Project) 下約以二千五百萬平方碼不透水堵塞物安置於七百五十英里長之運河及其支渠上，每年節省流失之水量七十萬英畝呎 (Acre-feet)。其所損失之投資適與節省水量流失之值相等。因此美國內政部麥克利恩 (McClellan L. N.) 說「降水資源即為經濟資源，吾人有一加侖未曾利用之水量而任其流注江海，即為不可原恕之浪費」。自然賦予人類之資源，端賴人類之利用；

而自然創造之環境，亦待人類之改善。水旱之災害可以解除，沙漠可以化為綠野，惟有待於人類之努力而已。

### 引用文獻

- (1) Meigo, Peveril, 1952: Distribution of arid homoclimates. Maps Nos. 392 and 393, United Nations.
- (2) V. Conrad and L. W. Pollak: Methods in climatology. Harvard University Press, 1950, p. 301
- (3) C. W. Thornthwaite: Climatology in arid zone research.
- (4) C. W. Thornthwaite and J. R. Mather: Climate in relation to crops. American meteorological society monographs Vol. 2, No. 8, 1-10
- (5) Jack, R. L.: Bulletin No. 3, Geological survey South Australia.
- (6) Laude, H. M.: The nature of summer dormancy in perennials grasses. Botan. Gaz. Vol. 114, 3: 284-292.
- (7) Wright, N. C.: Progress in the physiology of farm animals. Butterworth's scientific publications, London, 1954.
- (8) Michael Evenari and Dov Koller: Desert agriculture: Problems and results in Israel.

## 氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究為目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言為主體，每篇以五千字為佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用之文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改者請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、來稿一經刊載即致稿酬，每千字按三十元至五十元計算。創作論著稿之特具價值者另議。
- 十一、惠稿文責自負。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象所氣象學報社收。



# 民國四十八年颱風報告

研究室

## 第一號 颱風 畢莉

### Report on Typhoon "Billie"

#### Abstract

Typhoon "Billie" started to whirl about at the southeast of Carolines on 8th July, 1959. She increased her force up to the stage of a typhoon on the fourth days after her birth and reached a maximum wind velocity to 50 m/sec near the centre on the morning of 14th July. On the morning of 15th July, the typhoon centre passed by between Penkiayu and Keelung. Later typhoon "Billie" travelled the western part of Eastern China Sea and hit the coast of mainland of China on the morning of 16th. Its moving direction then shifted to the North. At her mature stage, the kinetic and potential energy of typhoon "Billie" was computed to a value  $0.9 \times 10^{24}$  ergs and  $1.0 \times 10^{25}$  ergs in comparison with the stage at noon of 14th, July.

Some damages had reported along the passage of the typhoon at the northern sectors of Taiwan. Twenty one people had lost their lives and more than four hundred houses were ruined.

Highest wind velocity recorded at Penkiayu, was 52.3 m/sec, and a maximum of total amount of rainfall reported at Chutzeu, was 457.9mm.

#### I 畢莉颱風報告

##### 一、畢莉颱風之發生與經過

本年7月8日，在加羅林群島之東南方海面上有一熱帶性低氣壓開始醞釀，其位置約在北緯7度，東經144度附近，此即為畢莉（Billie）颱風生成之先聲。至9日14時24分經美軍飛機偵察報告，該熱帶性低氣壓中心位置在北緯8.3度，東經142.5度，而其最大風速僅有每秒13公尺。此後，此熱帶性低氣壓除中心位置向西北西緩移外，強度未見有明顯之發展。至12日15時復獲美軍飛機偵察報告，此熱帶性低氣壓中心位置移至北緯13.7度，東經130.9度，而最大風速為每秒18公尺，且命名為颱風畢莉（Billie）。此後該颱風迅速發展，至13日5時55分經美軍飛機偵察報告，中心位置移至北緯14.9度，東經129.0度，中心氣壓降低至990mb，最大風速增達每秒23公尺，颱風眼之直徑為64公里，暴風半徑約為200公里，並以每小時20公里之速度向西北指向臺灣推進。又14日10時復獲美軍飛機偵察報告，此颱風中心位置迅速移至北緯19.6度，東經126.4度，中心氣壓

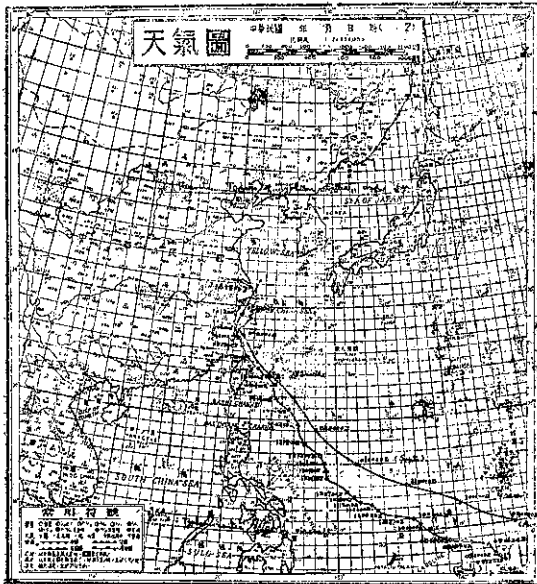
為979mb，最大風速增達每秒51公尺，颱風眼半徑竟達96公里。此後至14日晚，中心氣壓降低為966mb仍繼續向西北向臺灣東岸而來。臺灣自15日晨漸進入其風暴範圍，臺灣各地逐漸開始下雨風力增強，並且氣壓均急驟下降，至該日晚颱風畢莉掠過臺灣北方海上，致使臺灣北部地區豪雨成災，及後該颱風進入東海折向北北西移向大陸，至16日晨由溫州附近登入大陸，復折向北進行。至17日逐漸變為溫帶氣旋，結束其為期九日之生命史。

這次之畢莉颱風之動態與去年9月3日侵襲臺灣之葛瑞絲（Grace）颱風行徑相似，茲將兩颱風之行徑列如第一圖。

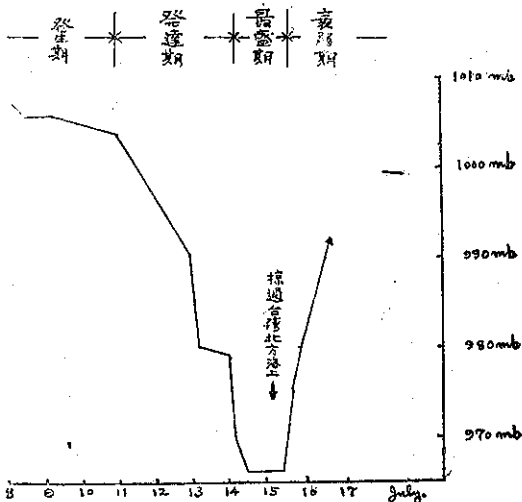
第2圖為颱風畢莉之中心氣壓變化圖，畢莉颱風之生命史可分為四期。由8日至11日8時為發生期（Formative stage），由11日8時至14日14時為發達期（Immature stage），此時間共78小時內其中心氣壓降低39毫巴。由14日14時至16日2時為最盛期（Mature stage），茲以民國47年颱風調

查報告（臺灣省氣象所出版）之第一章第三節所述之方法，估計畢莉颱風最盛期之動態及位能，各為  $0.9 \times 10^{24}$  爾格及  $1.0 \times 10^{25}$  爾格。16日2時以後為其衰弱期（Decay stage）。

第三圖所示，為溫妮颱風掠過臺灣東北海上時之地面天氣圖，茲附此以資參考。



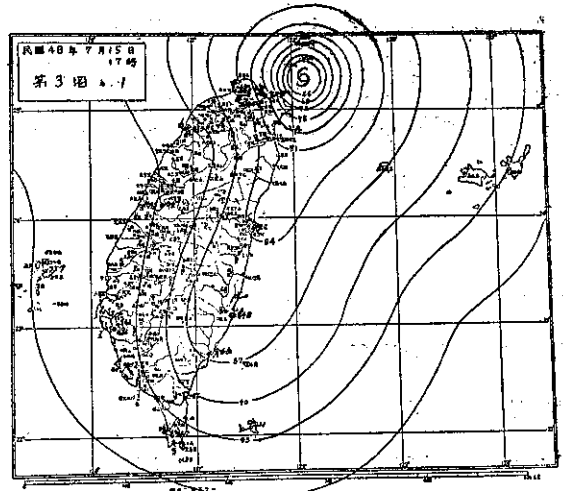
第一圖：畢莉及葛瑞絲颱風之經路



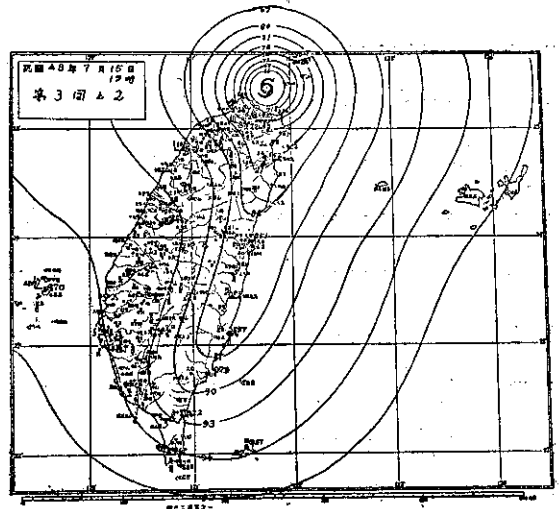
第二圖：畢莉颱風中心氣壓變化

## 二、台灣各地之氣象情況

臺灣各地自15日晨畢莉颱風抵達花蓮東方約 200 公里之海面上時，逐漸進入颱風風暴範圍，臺灣東部



第三圖：



第三圖：

及北部風速漸增強。畢莉颱風侵襲臺灣時之主要氣象要素，根據氣象所各測候所之颱風報告，整理之結果，如第一表所示。茲將各地之氣象變化情況略述於後。

### A. 氣 壓

本省東北部各地首先受颱風之影響，故氣壓亦較早開始下降，如宜蘭於 15 日 11 時氣壓即已下降至 990.1mb。

臺灣各地以彭佳嶼及基隆受影響最大。彭佳嶼自 15 日 9 時起氣壓以每小時約 1.2mb 之速度下降，而自 14 時以後以每小時約 6.0mb 之速度急驟下降，至 17 時 31 分颱風中心最接近彭佳嶼時，其氣壓為 966.3mb，此為全省各測候所於畢莉颱風掠

第一表：畢莉颱風各測候所觀測資料

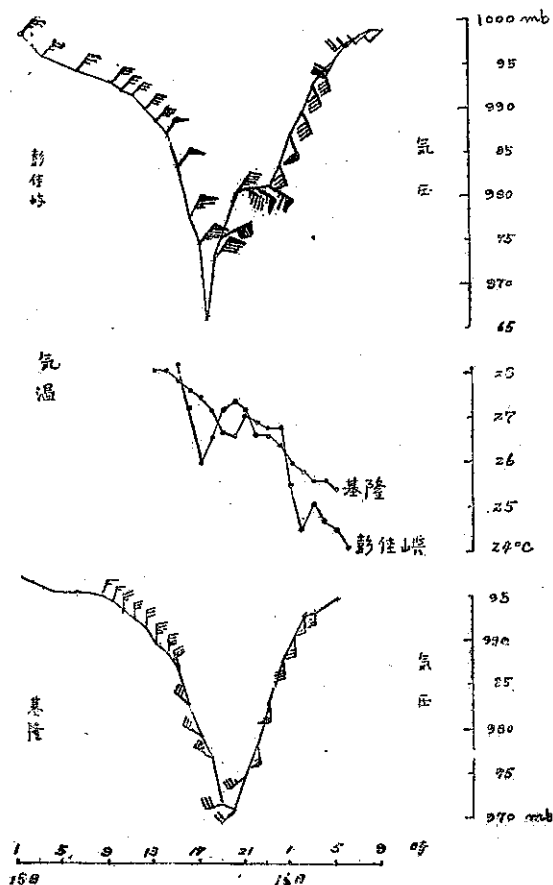
地 點	最 低 氣 壓 (mb)	起 時 日 時 分	十分間平均 最大風速及 風向 (m/s)	起 時 日 時 分	瞬 間 最 大 風 速						雨 量 總計 m.m.	期 間 日 時 分	風力 6 級以上及 時間 (10m/s)
					風 速	風 向	氣 壓	氣 溫	濕 度	時 間			
彭佳嶼	966.3	15 17 31	52.3	NE 15 18 50	—	—	—	—	—	—	154.7	14 20 46 16 17 40	14日23時至16日 5時
鞍 部	* 661.85	15 19 00	35.0	N 15 18 30	—	—	—	—	—	—	290.3	14 20 00 16 21 00	15日11時至23時
竹子湖	* 717.85	15 19 00	12.0	NW 15 20 00	—	—	—	—	—	—	457.9	15 10 42 16 23 50	15日20時
淡 水	976.6	15 20 45	30.0	WNW 15 21 00	—	—	—	—	—	—	234.3	14 21 06 16 23 35	15日16時至16日 5時
基 隆	971.1	15 20 00	30.0	S 15 23 10	37.8	S	983.1	26.6	89	15.23.03	151.6	15 11 20 16 04 25	15日10時至16日 1時
臺 北	978.0	15 19 18	27.3	W 15 21 50	32.6	W	980.7	25.2	100	15.21.40	287.3	14 22 10 16 11 40	15日17時至16日 2時
新 竹	990.7	15 19 40	12.5	WSW 15 23 24	16.5	WSW	93.1	24.6	99	15.23.24	228.2	15 00 18 17 05 50	15日23時，16日 1時，2時，4時
宜 蘭	979.9	15 18 00	9.2	WSW 15 17 20	13.0	WSW	980.6	25.9	87	15.17.40	120.1	14 20 30 16 21 05	
臺 中	991.7	15 14 00	8.0	NNW 15 14 00	19.4	NNW	991.7	28.6	82	15.14.11	175.5	15 09 35 17 05 31	
花 蓮	983.8	15 17 00	10.0	NE 14 19 50	14.0	NE	996.7	28.5	72	14.18.52	8.1	14 23 46 16 22 23	
日月潭	* 662.44	15 15 00	9.3	NW 15 15 50	—	—	—	—	—	—	184.0	15 10 10 16 10 10	
澎 湖	995.4	15 14 30	12.2	WSW 16 09 00	18.1	WSW	1000.6	25.4	91	16.12.59	66.8	15 23 40 16 23 18	15日4時至13時， 16日8時9時
阿里山	* 575.19	15 15 00	11.8	WNW 15 17 00	12.7	WNW	575.30	13.9	100	15.18.05	333.4	15 11 45 17 10 20	15日17時
玉 山	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
新 港	983.1	15 15 35	21.7	S 15 20 00	26.0	S	994.0	27.1	85	16.02.45	4.4	15 00 15 16 08 05	15日19時至16日 8時，16日13時 至16時
永 康	992.8	15 10 00	8.0	NNW 15 10 00	15.3	NNW	92.8	25.7	90	15.10.07	7.3	15 02 30 15 20 50	
臺 南	993.9	15 04 30	8.0	NNW 15 11 30	16.6	NNW	994.4	29.1	83	15.11.34	10.5	15 02 42 15 20 40	
臺 東	983.5	15 14 15	13.0	SSW 15 22 00	23.2	SSW	992.0	28.7	78	15.22.11	18.3	16 00 12 16 16 50	15日21時至23時
高 雄	993.5	15 05 00	11.3	W 15 23 00	—	—	—	—	—	—	241.8	15 03 45 17 19 05	15日23時
大 武	988.3	15 15 03	7.2	SW 15 15 00	18.0	SW	88.3	30.6	64	15.15.03	68.2	15 11 41 17 00 40	
蘭 嶼	988.9	15 10 28	36.5	WSW 15 14 00	38.8	WSW	989.7	25.5	91	15.13.54	32.2	15 14 00 16 06 10	15日8時至16時3時
恒 春	993.0	15 05 00	14.0	WNW 15 11 30	17.6	WNW	994.3	27.5	93	15.11.05	168.2	14 19 35 16 07 28	15日11時
鹿林山	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

\* 重力值 (mm.)

境時之最低值。此後漸次上昇，而恢復正常。該地之氣壓變化情形請參閱第四圖。又基隆自15日 9 時起氣壓每小時約下降 1.5mb，至 20 時，測到最低

氣壓為 971.1mb。為次於彭佳嶼之最低值。

於第五圖所示者為畢莉颱風掠境時臺灣各地之最低氣壓及其出現時刻分佈圖。臺灣東部地區，如



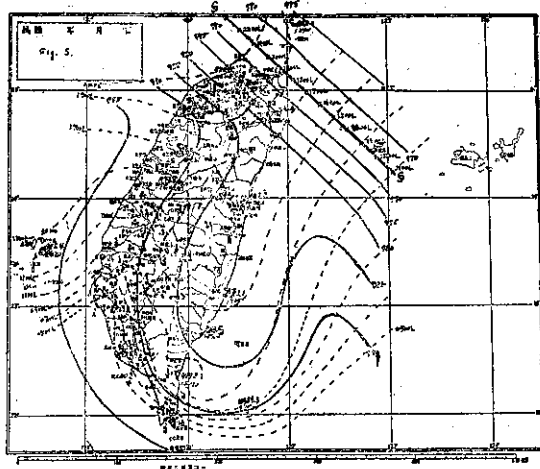
第四圖：彭佳嶼基隆兩地之氣壓變化

花蓮、新港、臺東及大武等地，其最低氣壓之出現時刻較遲，並且其氣壓又較西海岸各地略低。這種最低氣壓及其出現時刻之不正常分布，因為颱風之圓對稱氣壓分布，受臺灣地形之影響而彎曲，於臺灣東部沿海發出副低氣壓所致。

#### B. 氣溫

15日中午，當畢莉颱風接近本省東北部時，臺東及大武兩地發現有焚風現象。該日7時臺東之氣溫為攝氏27.9度，相對濕度為78%，至8時氣溫突增為30.3度，相對濕度降低至58%，此後逐漸恢復正常。

第四圖所示，為彭佳嶼及基隆兩地之最低氣壓出現前後之氣壓變化圖。由圖可以看出，彭佳嶼於15日21時，風向由東北變為東南時有氣溫上昇之現象。又基隆於19時從西北風變為西南西風時有明顯之氣溫上昇。總之，氣溫之變化與風向有明顯之關係，風向由偏北之風變成偏南之風時有昇溫之傾向。



第五圖：最低氣壓之分佈及其等值線與颱風中心之行徑

#### C. 風

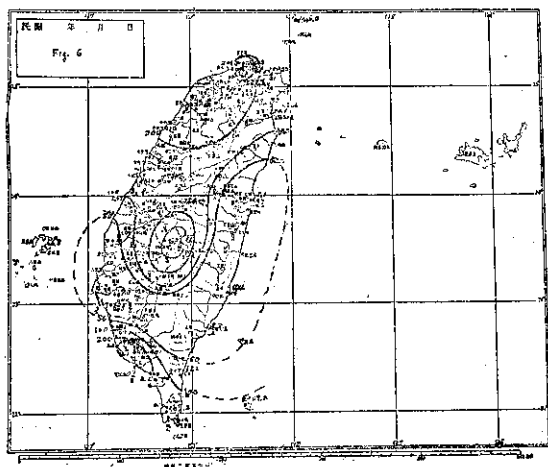
臺灣北部各地自15日晨起風力漸行增強，以彭佳嶼最為強烈，該日10時已有每秒20公尺之東北風，並繼續增強，至該日午後達最高峯，最大風速達每秒52.3公尺，係發生於15日18時50分。此為畢莉颱風過境時之最大風速實測值。蘭嶼次之，為西南西風每秒36.5公尺，係發生於15日14時。因這次畢莉颱風掠過臺灣東北部海上，並且暴風半徑僅有200公里，故僅本省北部在其暴風範圍內，而東部位於背風面風速較弱，至南部各地位於風暴範圍外，風速更小。

#### D. 降雨

當畢莉颱風掠境時，各地均有降雨，臺灣東北部及北部各地如花蓮、宜蘭、臺北、淡水等地，約於14日下午至晚上即開始，東南部及西部各地降雨開始時間較遲，約於15日清晨或中午開始降雨。降雨量以北部，迎風面之中部山地及臺灣南端部為較大，其中於山地竹子湖降雨最多，計457.9公厘，阿里山次之為333.4公厘。於平地臺北降雨最多計287.3公厘，高雄其次為241.8公厘。東部及西南部降雨量極少，如花蓮、新港、臺東、臺南各地均在20公厘以下，各地之總降水量分佈情形，列如第六圖。

根據省氣象所所屬各測候所之颱風報告，其每小時降水量對於颱風中心之分佈，列如第七圖。由該圖可以明顯的看出，畢莉颱風之降雨，於颱風前面很微弱，而豪雨集中於颱風之南面（後面）。一小時雨量之最多值為臺北之66.0公厘，於15日之21時至22時間，係發生於颱風中心南方約55公里之

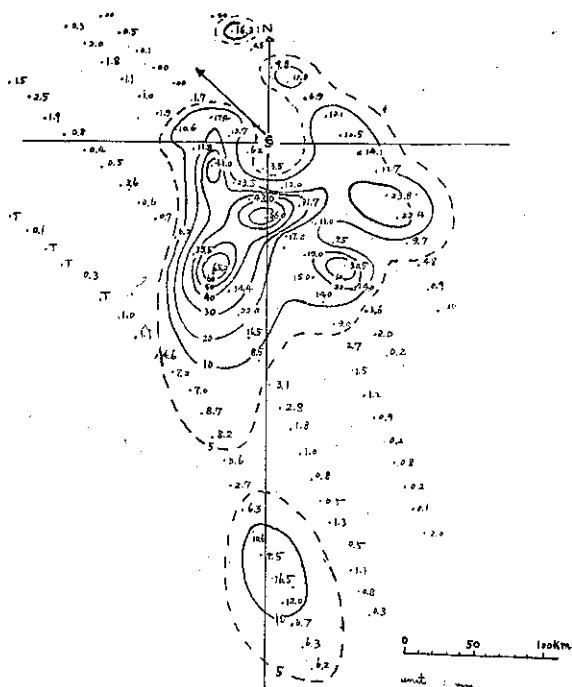
所在。其次爲新竹之 65.2 公厘，係於 15 日 22 時至 23 時，發生於颱風中心南南西方約 100 公里之所在。這種雨量之分佈爲這次畢莉颱風降雨之特徵，其天氣學的分析請參閱第二章。



第六圖：畢莉颱風之總雨量分佈

#### E. 颱風眼

據天氣圖上颱風行徑之判斷，基隆頗接近颱風中心。根據基隆測候所之觀測（請參考第 3 圖），自 19 時起氣壓下降漸緩，而氣溫漸昇，風向自西北轉西南，風速漸減，尤其在 20 時左右風雨漸停頓，天空雖有低雲，惟不若以前之晦暗，似日常黃昏之天空狀態。過 21 時半後風雨又增強，風向急轉南風，氣壓急激上昇，氣溫降低。又觀測記事中有記載



第七圖：颱風中心之每小時降水量之分佈

下雨情形如下：18 時 44 分下雨，轉毛毛雨 19 時 50 分雨停，至 20 時 30 分再下雨，20 時 40 分轉大雨。根據上述之觀測事實，可斷定颱風眼之南端通過基隆地區，其經過之時間在 20 時左右。

第二表所示者爲美軍飛機偵察報告之畢莉颱風之颱風眼資料。13 日 9 時 30 分之颱風眼直徑竟達 96 公里之大，實爲以往颱風所少見。

第二表：美軍飛機偵察報告之畢莉颱風之颱風眼資料

觀 測					中 心 位 置		中心位置決定		海 平 面	最 大	眼 之	700mb	其 他
年	月	日	時	分	°N	°E	方 法	誤差 (km)	氣 壓 (mb)	風 速 (m/sec)	直 徑 (km)	等壓面高度 g. p. m.	
(120°E)													
1959	7	09	06	24	8.3	142.5	loran	16	—	13	—	—	Wall cloud W through SE, open N and NE
—	—	12	07	00	13.7	130.9	loran	—	—	18	—	—	
—	—	12	21	55	14.9	129.0	—	—	990	23	64	9830	
—	—	13	01	30	15.5	129.0	loran and radar	8	—	—	96	—	
—	—	14	02	00	19.6	126.4	—	—	979	51	—	9560	
—	—	14	14	00	21.9	124.4	aft radar	—	—	—	—	—	
—	—	14	21	00	23.2	124.3	loran	—	—	—	—	—	

## 三、災 害 調 查

這次畢莉颱風，於臺灣北部誘致豪雨，釀成頗嚴重之水災。臺灣東北部地區之交通、電信、電力、農業、水利、房舍及人民之生命財產等，均造成嚴重損害。受害最嚴重者為臺北縣市，陽明山及桃園次之，新竹縣及宜蘭縣為最輕。中南部各縣市則未受災害。

根據警務處之統計，共計人口死亡 21 人，失

踪 9 人，重傷 2 人、輕傷 30 人，災民 16,440 人，民房全毀 431 棟，半毀 3,304 棟。詳見第三表。

鐵路僅內灣線不通，公路方面受損達 20 多處，大部均在北部地區路線。電信以臺北市內電話受災為最，有 1,600 號電話發生障礙。電力以臺北市及郊區受災最嚴重，低壓線及接戶線損害達二千多處，郊區有七條輸電線停電。農作物及畜產估計損失達 22,794,404 元，糧食損失 279,839 元。詳見第四表。

第三表 畢莉颱風災害損失統計（一）

地 名	人 口 (人)					房 屋 (棟)		房屋損失 估 值 (臺幣元)	其 他 重 大 損 失
	死亡	失蹤	重傷	輕傷	災民	全 毀	半 毀		
陽 明 山	—	—	—	—	624	104	144	715,700	橋樑損毀兩座。
基 隆 市	1	—	2	7	331	32	163	366,150	
臺 北 市	3	—	—	4	8,120	55	1,423	2,394,920	
臺 南 市	—	—	—	—	—	2	—	17,000	
臺 北 縣	3	8	—	17	7,167	149	1,435	2,970,950	堤防損毀二百七十公尺，橋樑沖斷一座。 堤防沖毀一千五百公尺，公路橋樑損壞十一座。
桃 園 縣	7	1	—	—	198	66	109	548,930	
新 竹 縣	—	—	—	2	—	19	30	90,550	堤防沖毀三百二十公尺，木橋損毀三座。 橋樑沖斷一座。
臺 中 縣	7	—	—	—	—	—	—	—	
高 雄 縣	—	—	—	—	—	4	—	15,000	堤防沖毀二千零九十公尺，橋樑損毀十八座。
合 計	21	9	2	30	16,440	431	3,304	7,219,200	

第四表 畢莉颱風災害損失統計（二）

損 害 類 別	小 計	合 計	總 計	備 考
農 作 物 及 家 畜	22,794,404	—	—	
水 利	4,507,400			
交 通 (鐵 路)	3,142,383.76	9,463,453.76	—	—
交 通 (公 路)	6,321,070			
糧 食	279,839	2,522,400	—	—
學 校 (省 屬)	922,100			
學 校 (縣 市 屬)	1,600,300			
省級機關公共建築物	2,934,267.80		42,501,764.56	

## II 畢莉颱風所誘致之豪雨調查

### 一、緒 論

這次畢莉颱風掠境，於臺灣北部誘致豪雨釀成頗嚴重之水災。颱風時之雨量預報是防止水災之先決條件。故於本文將研討颱風區域內之渦度及渦度性降雨之分佈，並且使用動力氣候學的方法及天氣學的方法，討論颱風降雨量預報之可能性，以資防災之參考。

### 二、畢莉颱風區域內之渦度分佈及渦度性降雨分佈

#### (A) 颱風模型

本節將應用 S. Syono 之圓對稱等壓線之非線型微分方程式之近似解，計算颱風下層之運動狀態，以資使用地面風觀測計算畢莉颱風之渦度分佈及渦度性降雨之理論根據。

使用直角座標， $(x, y, z)$  運動方程式為

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - f v &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \\ &+ \mu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + f u &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \\ &+ \mu \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \end{aligned} \right\} \dots (1)$$

式中  $u, v$  各為速度之  $x, y$  成分， $t$  為時間， $f$  為 Coriolis 之參數， $\rho$  為空氣之密度， $p$  為氣壓， $\mu$  為分子粘滯係數 (molecular coefficient of viscosity)。

若使用相對渦度  $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ ，及全壓  $P = p + \frac{1}{2} \rho (u^2 + v^2)$  之關係式，(1) 式可寫為

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} - (f + \zeta) v &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \mu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + (f + \zeta) u &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + \mu \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \end{aligned} \right\} \dots (2)$$

若使用柱極座標  $(r, \theta, z)$ ，並且假定颱風之氣

壓分佈成圓對稱及定態  $\frac{\partial u}{\partial t} = 0, \frac{\partial v}{\partial t} = 0$ ，則

$$\left. \begin{aligned} -(f + \zeta) v_{\theta} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} + \mu \frac{\partial^2 v_r}{\partial z^2} \\ (f + \zeta) v_r &= \mu \frac{\partial^2 v_{\theta}}{\partial z^2} \end{aligned} \right\} \dots (3)$$

其中  $v_r, v_{\theta}$  為風速之  $r, \theta$  方向之成分。上式中包含有非線性項，故不易求解。如應用妥當的物理的法則簡化上述之方程式，則可求出其近似解。

(3) 式中，相對渦度  $\zeta$  及 Coriolis 之參數與風速  $v_r, v_{\theta}$  有同等之作用，此效果通稱為渦度效果 (Vorticity effect)。普通風速受地面摩擦之影響於地面附近較小，但沿高度昇高風速逐漸增大而接近梯度風 (Gradient wind)。

$$-(f + \zeta) v_{\theta} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} \dots (4)$$

相對渦度  $\zeta$  也有與風速同樣之性質。若 (3) 式中之  $\zeta$  由摩擦層 (Frictional layer) 之平均值  $\bar{\zeta}$  代替，並且使用 (4) 式之關係，摩擦層內之近似方程式如下。

$$\left. \begin{aligned} -(f + \bar{\zeta}) v_{\theta} &= -(f + \bar{\zeta}) v_{\theta} + \mu \frac{\partial^2 v_r}{\partial z^2} \\ (f + \bar{\zeta}) v_r &= \mu \frac{\partial^2 v_{\theta}}{\partial z^2} \end{aligned} \right\} \dots (5)$$

此方程式為線型方程式，故容易求解。若使用於地面

$(z=0)$ ， $v_r = \lambda \frac{\partial v_r}{\partial z}$ ， $v_{\theta} = \lambda \frac{\partial v_{\theta}}{\partial z}$  之境界條件，

其解為

$$\left. \begin{aligned} v_r &= -v_g C \exp \left( -\frac{\pi}{D} z \right) \\ &\cos \left( \frac{\pi}{D} z - \varepsilon \right) \\ v_{\theta} &= v_g (1 + C \exp \left( -\frac{\pi}{D} z \right) \\ &\sin \left( \frac{\pi}{D} z - \varepsilon \right) \end{aligned} \right\} \dots (7)$$

$$\left. \begin{aligned} \text{其中 } C &= \left( 1 + 2\lambda \sqrt{\frac{f + \bar{\zeta}}{2\mu}} + \lambda^2 \frac{f + \bar{\zeta}}{\mu} \right)^{-1} \\ &= \left( 1 + \frac{2\lambda\pi}{D} + \frac{2K^2\pi^2}{D^2} \right) \end{aligned} \right\} \dots (8)$$

$$\tan \varepsilon = 1 + \frac{1}{\lambda} \sqrt{\frac{2\mu}{f + \bar{\zeta}}} = 1 + \frac{1}{\lambda} \cdot \frac{D}{\pi} \dots (9)$$

$$D = \pi \sqrt{\frac{2\mu}{f + \bar{\zeta}}} : \text{摩擦高度 (Frictional height)} \dots (10)$$

$$\begin{aligned} \bar{\zeta} &= \frac{1}{D} \int_0^D \zeta dz = R \left( \frac{\partial v_g}{\partial r} + \frac{v_g}{r} \right) = R \zeta_g \\ R &= \frac{1}{D} \int_0^D \left\{ 1 + C \exp \left( -\frac{\pi}{D} z \right) \right. \\ &\left. \sin \left( \frac{\pi}{D} z - \varepsilon \right) \right\} dz \\ &= 1 - 0.173 C (\sin \varepsilon - \cos \varepsilon) \end{aligned}$$

(7) 及 (8) 式中，令  $z=0$ ，可以求出地面風速  $v_0$  ( $v_{r0}, v_{\theta 0}$ ) 為

$$\begin{aligned} v_{r0} &= -v_g C \cos \varepsilon \\ v_{\theta 0} &= v_g (1 - C \sin \varepsilon) \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (11)$$

令  $\psi$  為地面等壓線及地面風速間之角，則

$$\begin{aligned} \cot \psi &= \frac{v_{\theta 0}}{v_{r0}} = \frac{1 - C \sin \varepsilon}{-C \cos \varepsilon} = \tan \varepsilon \\ &\quad - \frac{1}{C} \sec \varepsilon \quad \dots\dots\dots (12) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{又} \quad \frac{1}{C} \sqrt{(1 + \frac{K\pi}{D})^2 + (\frac{K\pi}{D})^2} &= \frac{K\pi}{D} \\ \sqrt{1 + (1 + \frac{D}{K\pi})^2} &= \frac{1}{\tan \varepsilon - 1} \\ \sqrt{1 + \tan^2 \varepsilon} &= \frac{1}{\cos \varepsilon \sin \varepsilon - \cos \varepsilon} \\ &= \frac{1}{\sin \varepsilon - \cos \varepsilon} \end{aligned}$$

$$\therefore C = \sin \varepsilon - \cos \varepsilon \quad \dots\dots\dots (13)$$

(13) 式代入 (12) 式，可得

$$\begin{aligned} \cot \psi &= \tan \varepsilon - \frac{\sec \varepsilon}{\sin \varepsilon - \cos \varepsilon} = \\ &= \frac{\sin \varepsilon + \cos \varepsilon}{\sin \varepsilon - \cos \varepsilon} \\ &= \frac{\sqrt{2} \cos (\frac{\pi}{4} - \varepsilon)}{\sqrt{2} \sin (\frac{\pi}{4} - \varepsilon)} = -\cot \end{aligned}$$

$$(\frac{\pi}{4} - \varepsilon) = \cot (\varepsilon - \frac{\pi}{4})$$

$$\therefore \psi = \varepsilon - \frac{\pi}{4} \quad \text{或} \quad \varepsilon = \psi + \frac{\pi}{4} \quad \dots\dots\dots (14)$$

$$\therefore C = \sin \varepsilon - \cos \varepsilon = \sqrt{2} \sin \psi$$

(14) 式代入 (7) 及 (8) 式，可得地面風

$$\left. \begin{aligned} v_{r0} &= -v_g C \cos (\psi + \frac{\pi}{4}) \\ v_{\theta 0} &= v_g \left\{ 1 - C \sin (\psi + \frac{\pi}{4}) \right\} \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots\dots (15)$$

$$\begin{aligned} \text{及} \quad v_0 &= \sqrt{v_{r0}^2 + v_{\theta 0}^2} = \sqrt{2} v_g \cos (\psi + \frac{\pi}{4}) \\ &\quad \dots\dots\dots (16) \end{aligned}$$

如此，我們可以由 (7) 式求出颱風下層之風速分佈，同時可由 (15) 或 (16) 式求出颱風之地面風速分佈。若假定上述之颱風模式，可以求出輻合於單位底面積之無限高之空氣柱中之空氣量  $\theta$  為

$$\theta = \int_0^\infty \frac{1}{r} \frac{\partial (r \rho v_r)}{\partial r} dz$$

(7) 之第一式代入上式，並且假定  $\rho, c$  及  $r$  之變化小可略而不計，則

$$\theta = - \int_0^\infty \frac{1}{r} \frac{\partial (r v_u)}{\partial r} \cdot \rho C \exp$$

$$\begin{aligned} &(-\frac{\pi}{D} z) \cos (\frac{\pi}{D} z - \varepsilon) dz \\ &= -\bar{p} C \left( \frac{\partial v_g}{\partial r} + \frac{v_g}{r} \right) \int_0^\infty \exp \\ &\quad (-\frac{\pi}{D} z) \cos (\frac{\pi}{D} z - \varepsilon) dz \\ &= -\frac{\bar{p} C \xi_g D}{\sqrt{2} \pi} \cos (\varepsilon - \frac{\pi}{4}) \\ &= -\frac{\bar{p} C D}{\sqrt{2} \pi} \xi_g \cos \psi \quad \dots\dots\dots (17) \end{aligned}$$

其中

$$\begin{aligned} \xi_g &= \frac{\partial v_g}{\partial r} + \frac{v_g}{r} = \frac{1}{r} \frac{\partial (r v_g)}{\partial r} \\ &= \frac{1}{2} \frac{\partial (\gamma v_g)}{\partial r^2} \quad \dots\dots\dots (18) \end{aligned}$$

若梯度風及地面風之關係式 (16) 代入上式，可得渦度  $\xi_g$  為

$$\xi_g = \frac{K}{2} \frac{\partial (\gamma v_0)}{\partial r^2} \quad \dots\dots\dots (19)$$

$$\text{其中} \quad K = \frac{1}{\sqrt{2} \cos (\psi + \frac{\pi}{4})} \quad \dots\dots\dots (20)$$

應用上式可以由地面風觀測求出颱風區域內之渦度分佈。

若使用非壓縮性流體之連續方程式

$$\frac{\partial v_z}{\partial z} + \frac{1}{r} \frac{\partial (\gamma v_r)}{\partial r} = 0$$

可以求出上昇速度  $v_z$  為

$$\begin{aligned} v_z &= - \int_0^z \frac{1}{r} \frac{\partial (r v_r)}{\partial r} dz \\ &= \frac{CD}{\sqrt{2}} \xi_g \left\{ \cos \psi \exp (-\frac{\pi}{D} z) \right. \\ &\quad \left. \cos (\psi - \frac{\pi}{D} z) \right\} \quad \dots\dots\dots (21) \end{aligned}$$

由上式可以看出，上昇速度與摩擦高度成正比例，並且知道於正渦度區域有上昇氣流，於負渦度區域有下降氣流之物理學的意義。

又於 (17) 式同樣之計算，可以求出輻合於單位底面積之無限高之空氣中之水汽量  $W$ ，為

$$W = q \cdot \frac{CD}{\sqrt{2} \pi} \xi_g \cos \psi \quad \dots\dots\dots (22)$$

其中  $q$  為絕對濕度。於颱風中有顯著之上昇氣流，故假定輻合於空氣柱中之水汽量相等於降水量，則 (22) 式為表示降雨強度之方程式。若使用 (10) 及 (16) 之關係式 (22) 式可以寫成

$$W = \frac{\bar{q}}{2} \cdot \frac{\sqrt{\mu}}{\sqrt{f+\bar{\zeta}}} \cdot \frac{\sin 2\psi}{\cos(\psi + \frac{\pi}{4})} \cdot \bar{\zeta}_0 = A \frac{\bar{\zeta}_0}{\sqrt{f+\bar{\zeta}_0}} \dots\dots\dots (23)$$

其中  $\bar{\zeta}_0 = \frac{\partial v_0}{\partial r} + \frac{v_0}{r}$

$$A = \frac{\bar{q} \sqrt{\mu}}{2 \cos(\psi + \frac{\pi}{4})} \sin 2\psi \dots\dots\dots (24)$$

若假定  $\bar{q}=25\text{g/m}^3$ ,  $\mu=10^3 \text{ c. g. s.}$ ,  $\psi=30^\circ$ ,

則  $A=4.6 \times 10^3 \text{ c. g. s./hour.} \dots\dots\dots (25)$

(23) 式中降雨強度與地面渦度成正比例，故此種降雨通常稱為渦度性降雨，而 A 稱為降雨係數。

若使用  $\zeta_g$ ，則渦度性降雨 W 可以寫成

$$W = \frac{\bar{q}}{\sqrt{2}} \sqrt{\frac{\mu}{f+\bar{\zeta}}} \cdot \sin 2\psi \cdot \zeta_g \dots\dots\dots (26)$$

若假定  $\bar{\zeta}$  大略與 f 相等，

$$W = \frac{\bar{q}}{2} \sqrt{\frac{\mu}{f}} \cdot \sin 2\psi \cdot \zeta_g = B \cdot \zeta_0 \dots\dots\dots (27)$$

其中  $B = \frac{\bar{q}}{2} \sqrt{\frac{\mu}{f}} \cdot \sin 2\psi \dots\dots\dots (28)$

若假定  $\bar{q}=25\text{g/m}^3$ ,  $\mu=15^3 \text{ c. g. s.}$   $\psi=30^\circ$

$$= 2\Omega \sin \phi = 2\Omega \sin 25^\circ = 0.617 \times 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$$

即  $B=1.68 \times 10^3 \text{ c. g. s./hour.} \dots\dots\dots (29)$

故  $W=1.68 \times 10^3 \zeta_g \text{ c. g. s./hour.} \dots\dots\dots (30)$

故由 (23) 式或 (30) 式，可以使用地面之風向及風速之觀測結果，計算颱風區域內之降雨分佈。

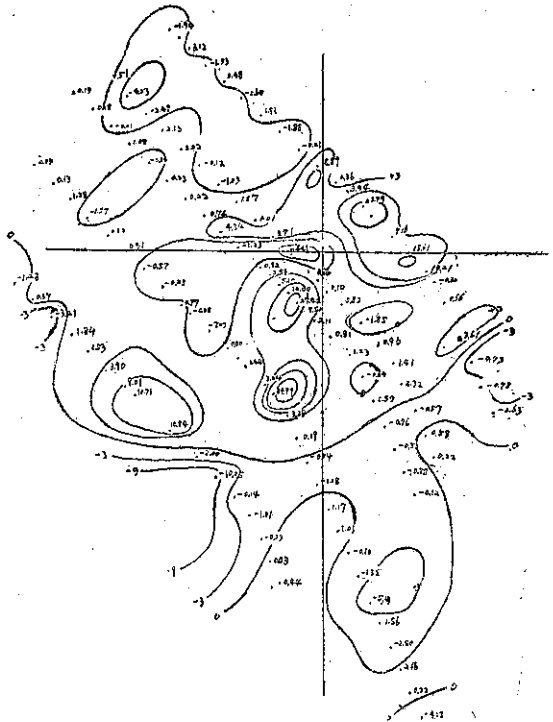
#### (B) 計算結果 f

根據前節所述之理論，使用 (19) 式，由彭佳嶼、基隆、臺北、新竹及臺中等地之地面風向及風速之觀測結果，計算畢莉颱風掠境時之渦度，而繪得渦度對於颱風中心之分佈，列如第八圖。

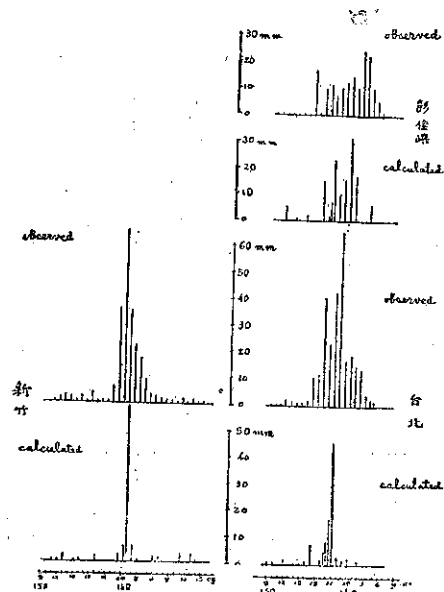
此圖與實際降雨量分佈圖 (第七圖) 比較，其分佈狀態頗能重合一致。如畢莉颱風中心東北方之三個渦度分佈之極大區域及南南西方之兩個渦度分佈之極大區域，與雨量分佈之極大區域完全一致。根據前節所述理論之 (23) 式，已知降雨強度與地面渦度成正比例。實際上雨量觀測之結果及由地面之風向風速所計算之渦度分佈狀態，大致一致，可以證明理論完全正確。

又使用 (30) 式，由彭佳嶼、臺北及新竹之地面觀測，計算之每小時雨量與實測值比較，繪得如第九圖所示。兩者大略一致。

根據上述之結果，可以斷定颱風區域內之降雨量



第八圖：渦度分佈



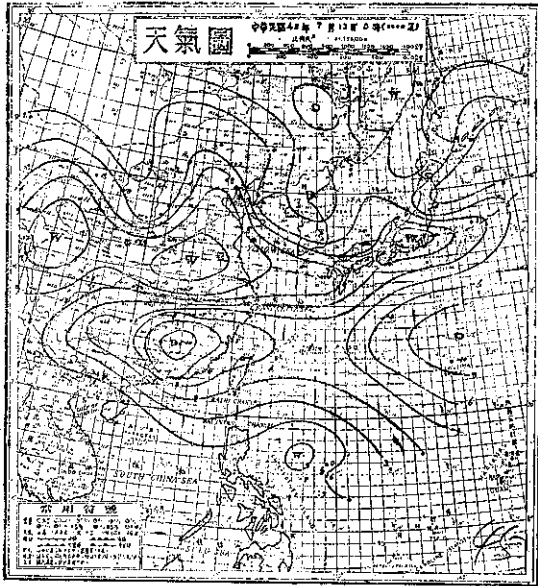
第九圖：彭佳嶼、臺北、新竹三地每小時實測雨量與計算雨量比較

中，渦度性降雨占大部分，故在颱風預告上即可以渦度性降雨當做颱風降雨之預告值。

### 三、畢莉颱風豪雨之天氣分析

自天氣學的觀點，詳細考察豪雨之結構，可以知

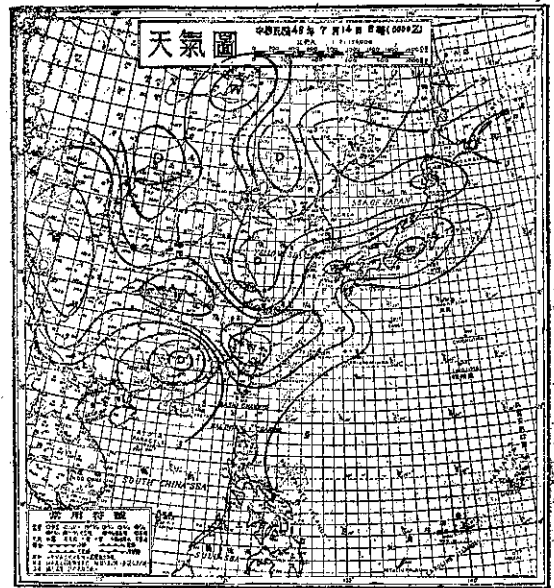
道引起豪雨之必要條件有二。其一為該地區上空蓄積有可能構成豪雨之充分水汽。其二為該地區有充分強盛之大氣擾動，如低氣壓、鋒面或熱帶氣旋等，而其擾動之強烈上昇氣流，可以釋出大氣中所蓄積之水氣使其變成豪雨。



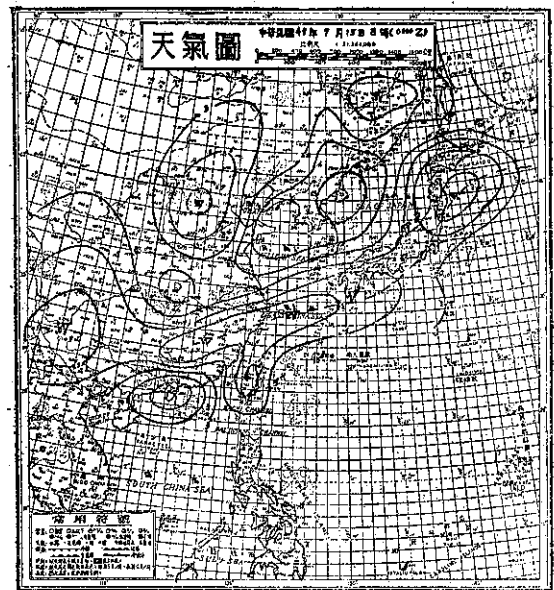
第十圖：700mb 面上之露點分佈 (48.7.13. 0000Z)

根據上述之觀點，首先以研討水汽分佈狀態之目的，將7月13日，14日及15日8時之700mb高度之露點分佈情況繪得如第十，十一，十二圖所示。又於700mb高度，露點溫度及混合比之關係，列如第五表。

於第十圖中，可以看出7月13日8時之水汽分佈，則印度洋之高溫多濕之氣團，因西南季風之輸送而侵入中國內地之高原地帶，再由大氣環流之中緯度西風，將其水汽輸送至華中，及日本一帶。而後因沿北緯33度線，構成一帶狀之多濕地帶。該日晚華中之低氣壓及明顯之鋒面，進入東海而接近日本時，由低氣壓及鋒面等擾動中之上昇氣流，將蓄積於大氣中之多量水汽釋出，而於日本西部，及九州地區釀成豪雨，造成



第十一圖：700mb面上之露點分佈 (48.7.14. 0000Z)



第十二圖：700mb面上之露點分佈 (48.7.15. 0000Z)

第五表：水面上之飽和混合比 (700mb)

露 點 (°C)	-9	-6	-3	0	3	6	9	12	15
混合比(g/kg)	2.773	3.501	4.397	5.492	6.827	8.444	10.40	12.75	15.57

嚴重之水災。當時之地面天氣圖，如第十三圖所示。

又13日8時之700mb等壓面高度圖，繪得如第十四圖中所示。圖中於黃海北部，有低氣壓，從其中心

槽線伸向南南西方至華中。此槽線背面有西北風約每秒10公尺。故13日8時位在此槽線背面之多量水汽，受此西北氣流之輸送，至14日8時(參閱第十一圖)移

動約 900 公里，到達臺灣北部及東海南部一帶。當時颱風畢莉在臺灣北部東南方約 1,000 公里之海面上，於圖中颱風中心使用 9 符號表示之。此後此水汽滯留東海南部，至 15 日 8 時（參閱第十二圖）颱風接近臺灣時，此多濕之空氣受颱風環流之影響，自颱風之西北象限進入颱風之西南象限，及颱風後部。因颱風區域內擾動之上升氣流，釋出水汽，而造成畢莉颱風之水災。此種豪雨結構之分析，與如第七圖所示之畢

莉颱風之降雨分佈，完全一致，故颱風前部降雨較少，而於颱風之西南象限及後部形成豪雨。

根據上述之分析，可知這次畢莉颱風之豪雨與 7 月 13 日，14 日在日本西部引起水災之豪雨，其水汽之來源完全相同。而釋出此水汽之上升氣流，日本西部是低氣壓及鋒面，而臺灣是畢莉颱風，若兩者比較時，颱風應該比低氣壓或鋒面，其上升氣流更為強烈，故其豪雨之形成條件更優於前者。

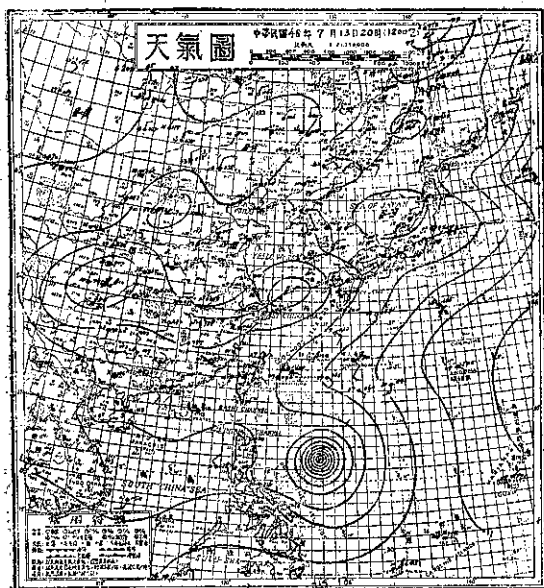
總之，這次畢莉颱風之豪雨，如以上述之方法詳加分析，或可能於事前預見徵兆也。

#### 四、颱風掠過台灣北部海面時之台灣各地雨量分佈之統計

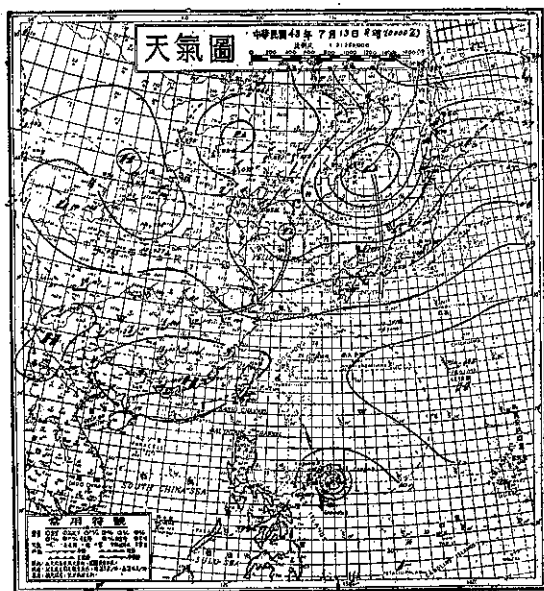
若颱風中心通過離臺灣本島海岸線 200 公里以內地區時，稱為侵襲臺灣之颱風，則由民國前 15 年（西曆 1897 年）至今，侵襲臺灣之颱風計有 229 次。其中掠過臺灣北部海面而向西北乃至西北進行者有 41 次，佔侵襲臺灣之颱風之 17.9 %。此類颱風一般行徑均係來自本島東部海上向西北進行，或來自琉球群島向西進行者。不論何者均經漫長之海途，故極為發展，其勢力亦極強，中心氣壓降低至 940mb 左右者並不罕見。此類颱風襲來時臺灣北部常有暴風及豪雨，常致水災。又東海南部天氣異常惡劣，船舶時遭厄難，其他地區一般則無大影響。西部及西南部於颱風通過後因西南風之侵入常致豪雨，東南部則因西風引起焚風（Foehn）現象。

自民國前 15 年至今，掠過臺灣北部海面之 41 次颱風中，調查其最大總雨量之地理分佈，可得如第六表所示之結果。則颱風通過臺灣北部海上時，最大總雨量出現於臺灣北部各地之次數為 26 次，佔總次數之 63.4 %，其次為中部計有 8 次，佔 19.5 %。而南部及東部為極少。又由地點區分，臺北降大雨之次數最多，計有 15 次，佔 36.6 %，臺中次之，共 8 次佔 19.5 %。此統計結果，與前述之經驗完全一致。

若於臺灣北部各地出現之 26 次最大總雨量中，根據其強度分類可得強度頻率表，列如第七表。根據此表，過去 41 次颱風通過臺灣北部海上時，臺灣北部之降雨量有 100 公厘以上者，計有 22 次，即平均每兩次颱風有一次 100 公厘以上之大雨。總雨量 200 公厘以上之頻率為 13 次，即每 3 次颱風，略有一次 200 公厘以上之大雨。總雨量 250 公厘以上之頻率為 10 次，故每 4 次颱風，略有一次 250 公厘以上之大雨。上述之統計年數為 63 年，因此也可以說平均每三年間，最少



第十三圖：地面天氣圖 (48.7.13. 1200Z)



第十四圖：700mb面高度圖 (48.7.13. 0000Z)

有一次颱風於臺灣北部降 100 公厘以上之大雨。又約每 4 年間（5 年，6 年，15 年）最少有一次颱風，於臺灣北部降 150 公厘（200 公厘，250 公厘，300 公厘）以上之豪雨。

總之，由動力氣候學的觀點，通過臺灣北部海上之颱風，於臺灣北部引起豪雨之或然率非常高，故對此類颱風之預報，特別要注意臺灣北部之豪雨，及豪雨引起之水災。

第六表：颱風掠過臺灣北部海面時之最大總雨量之地理的分佈

地 區	最 大 總 雨 量		地 點	最 大 總 雨 量	
	次 數	百 分 率		次 數	百 分 率
臺 灣 北 部	26	63.4%	臺 北	15	36.6%
			基 隆	6	14.6%
			彭 佳 嶼	4	9.8%
			淡 水	1	2.4%
臺 灣 中 部	8	19.5%	臺 中	8	19.5%
臺 灣 南 部	5	12.2%	臺 南	2	4.9%
			恒 春	2	4.9%
			玉 山	1	2.4%
臺 灣 東 南 部	2	4.9%	臺 東	1	2.4%
			大 武	1	2.4%
總 計	41	100.0%		41	99.9%

第七表：最大總雨量頻率分佈

最 大 總 雨 量 (mm)	頻 率	累 計
400 以上	1	1
400~350	1	2
350~300	2	4
300~250	6	10
250~200	3	13
200~150	3	16
150~100	6	22
100~ 50	3	25
50 以下	1	26

最 大 值 (622.5mm)  
 最 小 值 ( 46.5mm)  
 平 均 值 (215.0mm)  
 統 計 年 數 63年

# 民國四十八年颱風報告

研究室

## 第二號 颱風艾瑞絲

### Report on Typhoon "Iris"

#### Abstract

Typhoon Iris, was first appeared on the synoptic chart of 18th August 1959, and was located at  $16^{\circ}\text{N}$  and  $127^{\circ}\text{E}$ . Her intensity reached to the stage of a typhoon at noon of 20th August.

At the evening of 22nd August, the typhoon center approached the southwestern coast of Taiwan at a distance of 60 kms. Typhoon Iris then travelled the southern part of Taiwan channel, later hit the mainland of China on the morning of 23rd, and finally dissipated.

Her kinetic and potential energy at her mature stage had been calculated at about  $1.6 \times 10^{21}$  ergs and  $1.7 \times 10^{25}$  ergs respectively during the evening of 22nd August.

Damages reported along its passage, were mainly happened at the southwestern part of Taiwan. Eight men had lost their lives in the storm and more than three hundred houses had been ruined. The highest wind velocity recorded at Kaohsiung was 32.0 m/sec, and a maximum total amount of rainfall reported at Dawn was 161.8mm.

#### 一、颱風之發生與經過

當民國48年8月18日，有一輕度颱風經過巴林坦海峽 (Balintang Channel) 進入南海時，此颱風東南方海面上之西南氣流增強，而使沿東經130度線之東風波 (Easterly wave) 加深，終於其南端部發生一閉合中心，其位置約在北緯16度東經127度附近。此為艾瑞絲 (Iris) 颱風生成之先聲。當時之700mb面高空氣流之狀態，如第1圖中所示。此後，此熱帶低氣壓 (Tropical Depression) 除中心位置向西北緩移外，強度則未見有明顯之發展。至20日清晨從硫磺島附近海面上之西進東風波逐漸進入此熱帶低氣壓地區，助長此熱帶低氣壓之發展，並且轉變其進行方向，向西推進。至該日14時其最大風速已達每秒33公尺，故命名為颱風艾瑞絲 (Iris)。於第2圖中所示者為東風波西進之狀態與艾瑞絲颱風之行徑及其與中心氣壓之關係，參閱該圖可以明瞭東風波助長熱帶低氣壓發展之情況。

至該日22時經美軍飛機偵察報告，其中心氣壓為990mb，中心位於北緯17.0度，東經124.2度，最大風速達每秒36公尺，暴風半徑約為250公里，仍繼續

向西 (280度) 以每小時10公里之速度推進。至21日8時復據美軍飛機偵察報告，中心氣壓為985mb，中心位於北緯17.1度，東經123.2度，即位於呂宋島

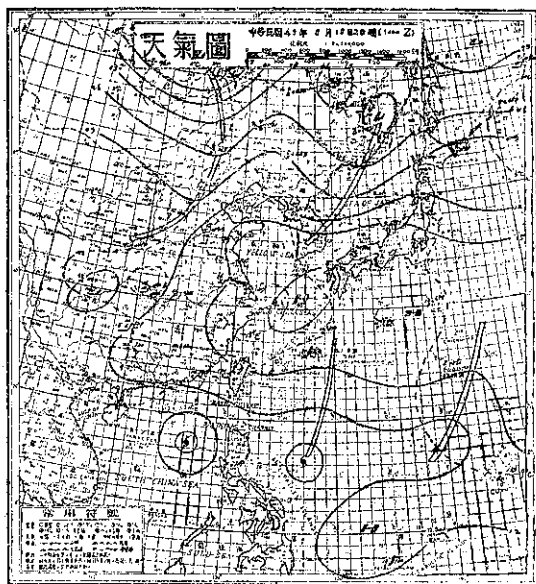


圖1：8月18日20時之700mb面高度圖

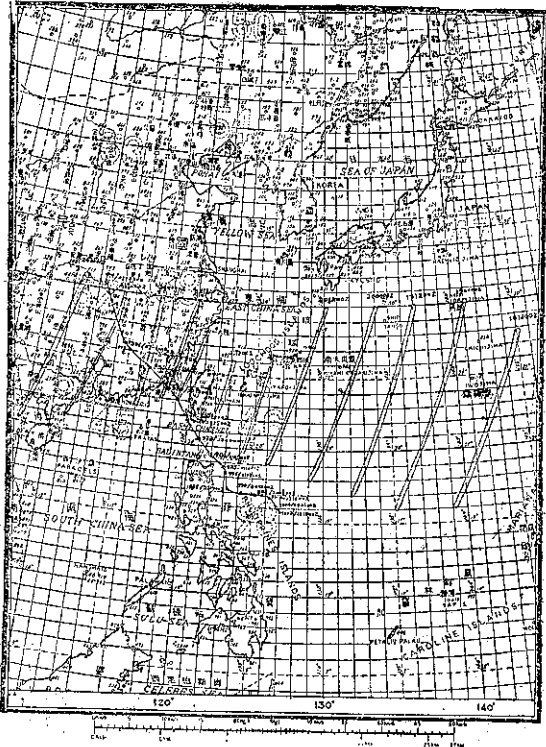


圖 2：艾瑞絲颱風之行徑圖及東風波之位置圖

東北方沿海，而其最大風速達每秒 41 公尺。此後此颱風因受呂宋島陸地之影響及山脈之攔阻，轉向為北北西以每小時 15 公里之速度推進，並且漸停發展而其西南部暴風半徑亦縮小為 150 公里。至該日晚間颱風進入巴林坦海峽後，復漸發展而再轉向為西北方向，

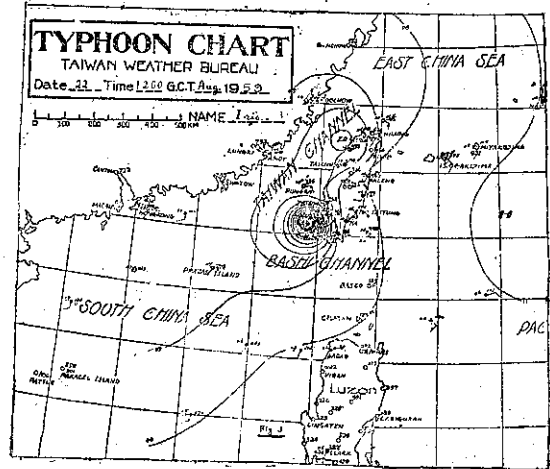


圖 3：艾瑞絲颱風掠過臺灣西南部沿海時之天氣圖

指向臺灣而來。至 22 日晨當艾瑞絲颱風進入巴士海峽後，臺灣南部逐漸進入其風暴範圍，南部各地風力增強並且開始下雨。至 22 日 18 時經美軍飛機偵察報告，已迅速發展，其中心氣壓竟達 960mb，中心位置為北緯 22.1 度，東經 119.9 度，僅距高雄西南方約 80 公里，而最大風速增達每秒 51 公尺。

此後艾瑞絲颱風之中心氣壓稍昇高為 980mb，仍向西北推進通過臺灣海峽南部，至 23 日凌晨自金門附近登上大陸。登陸後因受陸地之影響，威力迅速減弱而漸行消失。結束其 6 日之生命史。

於第三圖中所示者，為艾瑞絲颱風掠過臺灣西南部沿海時之天氣圖，又於第一表所示者為艾瑞絲颱風飛機之偵察資料，資以參考。

表一：艾瑞絲颱風飛機偵察報告表

觀 日	測 時	中 心 位 置		中 心 位 置		海 氣 平 面 壓 (mb)	最 大 風 速 (m/sec)
		北 緯	東 經	決 定 法	誤 差 (miles)		
20.	22.	17.0度	124.2度	recon	10	990	36
21.	08.	17.1度	123.2度	recon	—	985	41
21.	16.	18.2度	123.1度	recon	2	—	—
22.	08.	20.6度	121.0度	recon	—	978	33
22.	16.	21.8度	120.0度	recon	—	—	46
22.	18.	22.1度	119.9度	recon	2	960	51

譬如有一個颱風經過呂宋島進入南海而取繼續向西推進之行徑時，另一颱風發生於其後面之呂宋島東方海面，即此颱風普通就不再向西推進，而改變另一方向，如向西北或北推進而侵入中緯度地區。這大概是

第一個颱風後面係為氣壓增高之地區，因此攔阻第二個颱風之西進所致。此為氣象所預告人員二十多年來所使用之颱風行徑預報之優異經驗法則。這次艾瑞絲前面有一輕度颱風，經過巴林坦海峽進入南海而西進

。艾瑞絲颱風即發生於其後面。不再西進而向西北侵入中緯度。故艾瑞絲颱風之行徑完全與上述之法則相符。

於第4圖所所示者為艾瑞絲颱風之中心氣壓變化圖，此颱風之全部生命史可分為四期。自18日形成一閉合中心起至20日14時達至颱風強度為止，為颱風之發生期 (Formative stage)，此後至22日18時中心氣壓達最深時為止，為發展期 (Immature stage)，此期間共 52 小時內其中心氣壓降低 30mb，其發展較慢。此後至23日4時為其最盛期 (Mature stage)。茲根據氣象所出版之民國47年度颱風調查報告第一章第三節所述之方法估計其動能及位置，各得  $1.6 \times 10^{24}$  爾格及  $1.7 \times 10^{26}$  爾格。23日4時以後為其衰弱期 (Decay stage)，此期間中颱風登入大陸，迅速減弱其威力，漸行消失。

註：本報告內所用之時間均係東經 120 度標準時間。

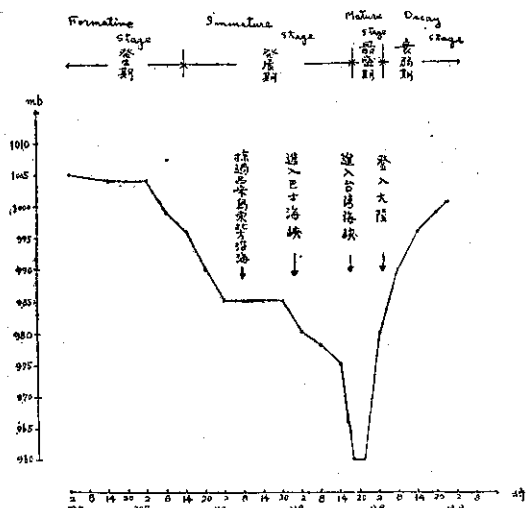


圖4：艾瑞絲颱風之中心氣壓變化圖

表二：艾瑞絲颱風各測候所觀測資料

地 點	最 低 氣 壓 (mb)	起 時 日 時 分	最大風速 十分間及 風 向 m/s	起 時 日 時 分	瞬 間 最 大 風 速					雨 總 量 m.m.	期 間 日 時 分	風力6級以上之時間 (10m/s)	
					風速	風向	氣壓	氣溫	濕度				時間
彭佳嶼	1004.8	23 04 00	16.2 SE	23 02 10	—	—	—	—	—	—	0.3	22 18 00 22 18 20	22日19時，24 時至23日4時 22日2時至8時 ，10時至23日 1時
鞍 部	—	—	18.3 NE	22 20 10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
竹子湖	—	—	7.8 W	22 17 00	—	—	—	—	—	—	—	—	—
淡 水	999.1	22 18 45	17.7 ESE	22 19 20	—	—	—	—	—	—	T	—	22日17時至24 時
基 隆	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
台 北	1003.7	23 03 00	6.7 E	23 10 00	10.5	E	1007.5	32.6	63	23. 1001	13.4	23 22 00 24 18 00	—
新 竹	999.3	22 19 22	2.7 S	22 03 00	3.4	W	1007.8	31.7	74	21. 1251	—	—	—
宜 蘭	1003.7	22 18 00	8.3 ESE	22 13 30	10.8	ESE	1004.6	30.2	74	22. 1325	4.8	22 15 34 22 16 47	—
台 中	998.4	22 19 00	3.8 N	22 16 00	8.2	N	1000.3	30.7	77	22. 1558	—	—	—
花 蓮	1006.1	22 13 00	8.5 WSW	22 14 00	14.4	WSW	1006.6	28.0	80	22. 1402	24.1	21 21 52 22 22 25	—
日月潭	* 680.9	22 17 37	13.7 SE	22 19 10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
澎 湖	999.3	22 18 00	20.3 ESE	22 23 00	26.1	E	1000.2	26.3	90	22. 2159	19.1	22 12 10 23 01 15	22日20時至23 日6時
阿里山	* 569.00	21 28 00	12.3 SSE	22 22 00	12.5	SSE	* 570.77	14.5	76	22. 2330	6.7	22 10 30 22 20 30	22日22時，24 時至23日1時
玉 山	* 478.15	22 18 00	20.8 S	22 23 40	—	—	—	—	—	—	23.6	22 05 20 23 03 00	22日17時，21 時，23時至23 日6時
新 港	1005.9	22 15 00	9.0SSW	22 19 40	14.0	SSW	1006.8	27.0	84	22. 1933	56.5	21 20 32 22 23 50	—

永 康	998.7	22 17 00	17.5 SSE	22 19 50	21.8	SSE	1001.7	24.8	90	22. 1942	3.2	22 10 30 22 20 30	22日20時至22時
台 南	998.3	22 17 20	12.3 SSE	22 20 00	25.5	SSE	1001.2	25.0	90	22. 2023	6.1	22 10 01 22 21 40	22日20時至22時
台 東	1005.8	22 18 00	8.0 SE	22 17 00	14.8	SE	1005.9	26.4	88	22. 1659	95.6	22 03 05 23 02 50	—
高 雄	991.3	22 18 32	32.0 E	22 18 30	—	—	—	—	—	—	45.0	22 07 45 23 05 28	22日18時至24時
大 武	1002.2	22 13 15	16.7 NE	22 12 40	24.2	NE	1002.2	26.0	87	22. 1318	161.8	21 04 32 23 21 25	22日12時至13時
蘭 嶼	1004.3	22 16 00	20.8 S	22 16 00	25.1	S	1004.3	24.2	92	22. 1559	75.0	22 01 31 23 02 25	21日21時至23時，22日1時至21時
恒 春	997.2	22 15 45	14.5 SE	22 15 50	21.6	SE	998.6	25.2	94	22. 1557	161.7	22 01 20 23 12 08	22日11時，16時至17時
鹿林山	* 547.82	22 18 17	10.7 NE	22 14 40	—	—	—	—	—	—	10.4	22 08 35 22 23 10	

\* 重力值 (mm.)

## 二、台灣各地之氣象情況

臺灣南部自22日清晨，當艾瑞絲颱風抵達巴士海峽時，即逐漸進入其風暴範圍，風力漸增加並開始下雨。因這次艾瑞絲颱風雖然其中心氣壓達 960mb 之深，但其風暴範圍較小，且僅掠過臺灣西南部沿海，故臺灣北部各地均無受其影響。艾瑞絲颱風掠境時之主要氣象要素，根據氣象所各測候所之颱風報告經整理之結果，如表二中所示。茲將其特性分述於後。

### A) 氣 壓

22日 18 時 32 分，於高雄測得之 991.3mb 為此次颱風之最低海平面氣壓之實測值，而於恒春測得之 997.2mb 則次之。

### B) 風

本省南端部東南各地23日清晨風力逐漸開始增強，以蘭嶼受影響為最早，22日21時即有每秒 11.7 公尺之北北東風。臺南、高雄等南部各地至22日下午，風力始漸行增強，以高雄最為強烈，至該日18時30分達最高峯，最大平均風速達每秒 32.0 公尺，為此次

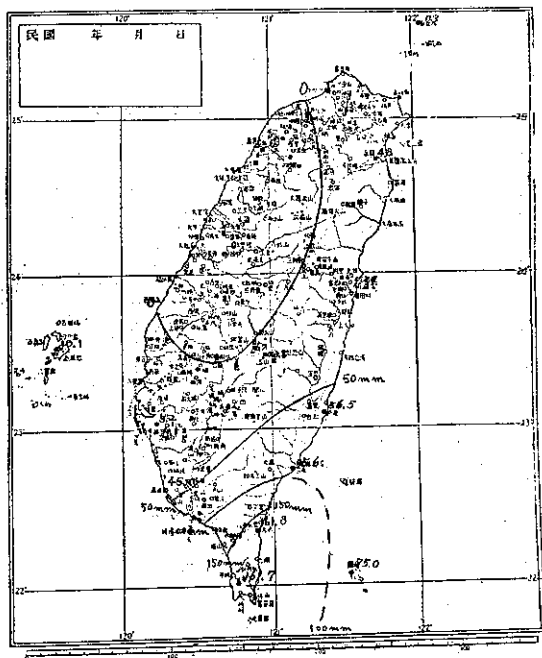


圖 5：艾瑞絲之總雨量分佈圖

表三：艾瑞絲颱風災害損失統計表

受 災 縣 市	被 災 人 口				房 屋 損 失 (棟)		漁 船 沉 沒 (艘)
	死 亡	失 踪	受 傷	災 民	全 毀	半 毀	
高 雄 市				1,652	147	366	
高 雄 縣	1		2	45	139	271	
屏 東 縣			2	438	88	98	
台 南 市			1		2	4	
澎 湖 縣		7			4	65	2
合 計	1	7	5	2,135	380	804	2

颱風侵臺之最大風速之實測值。蘭嶼次之，為每秒20.8公尺之南風。臺灣東北部各地影響甚小，其最大風速均在每秒10公尺以下。

### C) 雨

這次艾瑞絲颱風掠境時之總雨量分佈，繪得如圖5中所示。僅位於迎風面之臺灣東南部雨量較多。其中大武雨量最多，計有161.8公厘，恒春其次為161.7公厘。其他各地均在100公厘以下。

## 三、災害調查

(上接51頁)

如上述之估計「修正風」， $W_0$ ，能使吾人保持一貫性，並使利用偏角而繪製之定位線更為準確。船舶TARE與南島之修正偏角與其原來之偏角相同。石垣島之修正偏角，當颱風在該地以東通過時為 $90^\circ$ 。

### III 地表氣壓變差場

9. 對於地表氣壓變差場之最佳理解，為預報颱風移動之一重要因素。此項理解乃由下述圖示法而得：將颱風環流以內及環流周圍之諸測站之氣壓與風之剖面以圖表方式綜合繪出憑想像對氣壓變差場之分析是不適宜，而且最後對於預報員更為費事。

10. 假定颱風眼之移動方向已知，則由測站之最低氣壓可作出颱風眼之定位線。反之如颱風眼距站之方位角已知，則颱風眼之移動方向即可由之直接推得。在此項計算中，應使用標準氣壓。此法乃基於數項簡化之假定，故使用時務須小心，陡峻之氣壓剖面上之最低氣壓更為可靠。

11. 檢視氣壓剖面與風剖面之「同型」(analogues)(即現在颱風之剖面與過去颱風剖面之比較)為一相當便利之預報工具。

附加之評論—1949年11月。

上述之定位與預報方法於1949年10月使用於颱風Patricia頗為有效。下述為根據實際使用之修正。

A. 如上文所述，本法有賴於：

1. 地表氣壓場之分析。
2. 地表風場之分析。
3. 地表氣壓變差場之分析。

此三種分析中以第一種最有用亦最簡單。二等分線乃為相等氣壓之定位線。颱風眼之移向或移離二等分線易由二測站(或更多測站)之同時氣壓值推知。例如颱風Patricia之第10號及11號報告，將颱風眼誤置於宮古島至石垣島之二等分線以西，而截至該時之氣壓剖面則暗示颱風眼在該二等分線以東。(即宮古

艾瑞絲颱風雖僅在臺灣西南海面掠過而未登陸，但於臺灣南部之高雄市、臺南市、屏東縣、高雄縣及澎湖縣等五縣市造成部份災害。據臺灣省警務處之報告全省計死亡1人，失蹤7人，傷5人，災民2,135人，及民房災情，如表三中所示。

又23日艾瑞絲颱風掠過金門造成災害，據金門縣政府詳細調查，計房屋倒塌死小孩1人，田地農作物如花生、地瓜微受損失者有九千市畝，漁船損失35艘，竹筏60隻，房屋毀壞者為數雖多，但不嚴重。(完)

島之氣壓始終較低，但二地氣壓差不多同速下降。)

就有用程度與可靠程度而言，除地表氣壓分析外當推地表氣壓變差場之分析，與最低氣壓之使用。後者之使用當然需要估計颱風之瞬時路徑，此項估計在颱風轉向時特別困難，須強調用圖表方式表示乃為必需之先決條件。

最不可靠與最無價值(就需要之時間與精力論)者為地表風場之分析。麻煩我們的未知數計有：

1. 大多數測站之風均受地形影響而變向。
2. 風向與等壓線間之偏角隨風速、測站與眼之距離而變，亦可能隨每一颱風而不同，氣流線分析方法可能改正此項缺點。
3. 風向之測報尚不够精確以作嚴格之數量上之分析。

4. 颱風環流內之颱風線可使風更無代表性，在計算定位線方面，硫磺島之地面風似與南島與船舶TARE同樣有代表性。此項結果適與原報告者相反。

B. 僅在同一氣團中之測站報告方可用於計算。在圖9中颱風之東北象限內有準停留鋒，為 $mT$ 氣團與 $mP$ 氣團間之不連續面。顯然在此情形下，相等氣壓之臺灣不能應用於此鋒兩側之測站，由於鋒兩側有鋒之不連續，風偏角與方位角之方法亦不能使用。

C. 以測站二等分線作為定位線之準確與可靠性乃與測站間之距離成正比。(完)

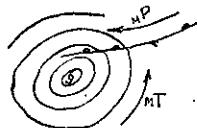


圖 9

原文題目：Some quantitative aspects of fixing and forecasting tropical cyclones in the Northwest Pacific Ocean

原文刊載：美空軍2143D Air Weather Wing: Technical Bulletin Vol. 1, No.5, March, 1950

# 西北太平洋熱帶氣旋之定位與預報

W. H. BEST 著

陳以明 譯

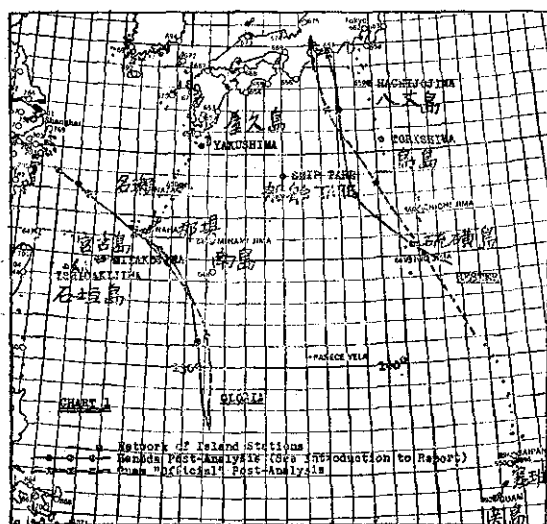
## 一、引言

本文概述若干計算方法及數量的概念，以供預報分析人員在北緯 22° 以北之西太平洋地區，當地面報告稀少時，確定熱帶氣旋之位置並預報其移動之用。本文所提出之三角法至為簡單，可能引起預報分析人員之興趣，從而推出其本人之方法，利用稀少之氣壓、風及氣壓變差之紀錄，對熱帶氣旋之中心作相當合理之定位與預測，下文所論僅略涉其端倪。

本文之基本資料係取自 1949 年之颱風 Hester 及 Gloria。本文所述之法則於 1949 年 7 月至 9 月經東京羽田機場氣象中心之使用結果，獲得令人興奮之成功。又本文乃在關島對 Hester 及 Gloria 之官方事後分析報告發表以前寫成。故對此二颱風之位置或與官方之位置有所出入。由圖 1 可比較羽田與關島之事後分析路徑。二者之差別不大，因本文之研討係限於負有預報責任或將接受預報責任時。

在某一時間確定熱帶氣旋之位置，顯然為一重要之問題，其法有二：

圖 一



—●—●— 東京羽田機場氣象中心之事後分析  
—x—x—x— 關島官方事後分析  
● 島嶼測站網

1. 天氣圖分析方法，利用同時之氣象資料，以分析氣壓場、風場、或其他氣象要素場，從而繪製氣壓場等之瞬時形態（例如地面圖），在圖上確定低壓中心或內流中心（center of inflow）即颱風眼中心。

2. 偵察法，派遣飛機、船舶至颱風中心或發射雷達波至颱風中心，然後用航行法或其他方法決定中心之位置。但假如用飛機或地面偵察僅決定周圍之風場或氣壓場，則中心之決定仍有賴於天氣圖分析方法。在西北太平洋區，自美空軍氣象部隊及其偵察與雷達設施進駐以後，天氣圖分析法不常使用。因此法必須基於氣象發展之各種理想，故終非簡捷之方法。資料有時無代表性，有時錯誤，有時則無法作合理之了解。故氣象人員認為還是坐待偵察與雷達來告訴他颱風在何處較為安逸。

細察過去三年來之颱風資料，證明當偵察網不能工作時，警報網亦隨之失靈。警報網僅在偵察網工作時方能工作，雖則偵察報告事後發現亦偶有錯誤。但更洩氣的是當偵察網失效時，警報網瘋狂地回到沒有一定方針的天氣圖方法，直至偵察網重新工作時。

本文探討若干天氣圖分析方法及其預報意義，適用於北緯 20° 以北之西北太平洋地區。

在天氣圖分析法中，需分析者有：

- I 地表氣壓場
- II 地表風場
- III 地表氣壓變差場

定義：

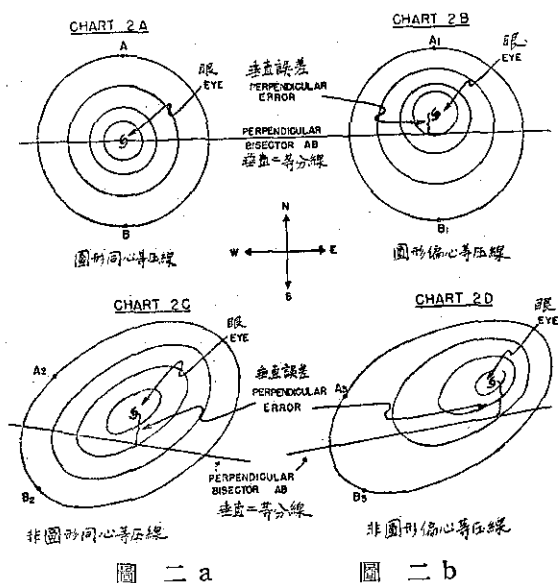
1. 相等氣壓（Equi-pressure） 在二或二地以上同時發生之相等地表氣壓。
2. 二等分線（Bisector） 二測站連線之垂直二等分線。在此二等分線上之每一點皆與二測站等距離。
3. 熱帶氣旋之眼 最低值等壓線之幾何中心；氣旋中心。
4. 方位線（Bearing line） 自颱風眼至測站之線，即定位線（line of fix）。
5. 方位角（bearing or bearing angle） 方位線與南北線間之角度，自北循順鐘向量。例如方位

線自西至東，則方位角為  $90^\circ$ 。

6. 偏角(deflection) 地表風向與方位線間之角度，自地表風向順鐘向量至方位線。
7. 固定風(locked wind) 由於地形影響，經常在一個方向之無代表性地表風。當風被固定時，其風向即不再能代表颱風周圍之環流。
8. 最低氣壓 某一測站地表氣壓最低時之氣壓。

## 二、地表氣壓場之分析

如颱風等壓線呈圓形之同心圓時，(如圖2a)在颱風流內或接近颱風環流地區，如有二測站氣壓相等，則颱風眼必在此二測站連線之垂直二等分線上。如颱風非圓形，或其等壓線不呈同心圓形式時，則颱風眼通常不在二相等氣壓測站連線之垂直二等分線上



圖二 a

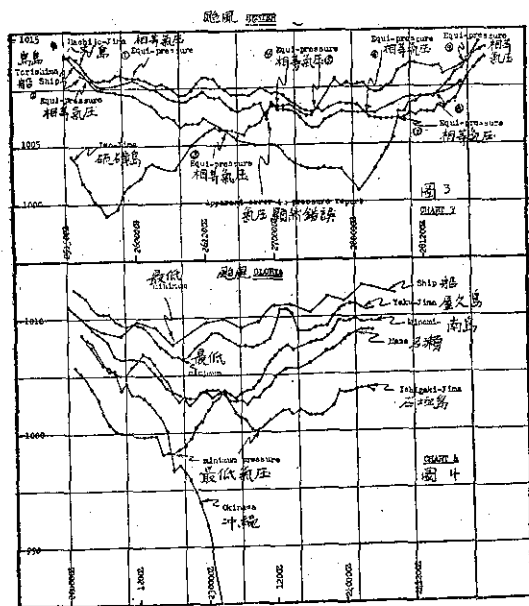
圖二 b

，雖則亦有可能在此線上。假如我們稍稍知道一些颱風環流之偏心情形，則可約略估計颱風眼偏離垂直二等分線之方向與距離。例如環流中心偏北，(如圖2b)，此為常見之情形，則我們可估計颱風眼位於垂直二等分線之北方。由圖2b顯然可知，最低氣壓愈低，則中心偏離垂直二等分線之距離亦愈小。

表1所列為有關颱風 Hester 之相等氣壓資料，其氣壓剖面見圖三。表內列有自25日1800Z至28日0900Z計63小時期間所見之9次相等氣壓。第一列為發生相等氣壓之二測站，如圖三諸氣壓剖面曲線之交點所示。括弧內之數字乃為測站距颱風眼之距離，此項距離乃據事後分析所測定。第二列載發生相等氣壓之時間，第三列載相等氣壓之氣壓值(mb)

第四列載颱風眼偏離垂直二等分線之距離。在颱風 Hester 中，在某一相等氣壓時，假如我們用垂直二等分線為颱風眼位置之定位線，則此定位線離開確實颱風眼位置(根據事後分析)之距離如第四列所示。第二表所載為有關颱風 Gloria 之相等氣壓之資料，其氣壓剖面見圖四。表2第五列載定位線交點誤差(intersection point error)，在颱風 Gloria 期中，有三次同時有數根定位線，因而決定一定位點。在23日0300Z，事實上有三根定位線交於一點，而此點與事後分析之颱風眼位置僅差40哩。

雖然最佳之情況為吾人能決定一定位點而非僅為一定位線，但定位點之發生純賴機會，故預報員不能等着颱風眼恰好通過定位點。颱風眼距垂直二等分線之方向與距離，可自二測站之等壓差推得。同理，我



圖三、四：颱風 Hester 與 Gloria

們可以判斷颱風眼係向垂直二等分線移動，或離垂直二等分線移動或與之平行而移動。

細察表一及表二，可知一般而論，如假定颱風為圓形，且颱風眼適居圓心，則由此而生之誤差距離乃與相等氣壓值及測站距離颱風眼之遠近成正比。由圖2b，顯然可知相等氣壓值愈低則可能誤差亦愈小。即氣壓值愈低之等壓線，其幾何中心愈近最低值等壓線之幾何中心。同時，測站距颱風眼間之距離愈近，則可能誤差亦愈小。

為了避免較大之誤差(如 Hester 之第1, 2, 8及9點，及 Gloria 之第1點)我們根據以上之資料認為利用相等氣壓以估計定位線時僅當下述情形

表 1 : Hester 之相等氣壓

測站及其距眼之距離(哩)	時 間 *	氣 壓	垂 直 誤 差 **
1. 船 舶(480)及 鳥 島(350)	251800Z	1010.5	NE *** 170哩
2. 船 舶(420)及 八丈島(460)	260000Z	1011.0	SW 65
3. 硫磺島(160)及 鳥 島(220)	261500	1036.5	S 40
4. 船 舶(220)及 硫磺島(230)	270000	1008.5	NW 10
5. 硫磺島(300)及 八丈島(260)	270600	1008.0	N 20
6. 船 舶(200)及 八丈島(130)	271800	1008.0	NE 30
7. 鳥 島(120)及 八丈島(130)	272100	1007.5	S 10
8. 船 舶(250)及 鳥 島(170)	280300	1009.5	NE 75
9. 硫磺島(550)及 鳥 島(210)	280900	1012.0	N 340

\* 至最近之3小時

\*\* 自颱風眼(據事後分析所決定)至二等分線之距離(哩)

\*\*\* 自二等分線至眼之方位

表 2 : Gloria 之相等氣壓

測站及其距眼之距離(哩)	時 間 *	氣 壓	垂 直 誤 差 **	交點誤差
1. 船 舶(490)及 名 瀨(400)	220300	1009.5	W 140	
2. 船 舶(460)及 石垣島(370)	220600	1005.5	SW 40	
3. 船 舶(400)及 屋久島(360)	221200	1009.5	W 30	90
4. 名 瀨(290)及 石垣島(340)	221200	1006.5	NE 50	
5. 名 瀨(210)及 石垣島(300)	221800	1003.5	NE 60	80
6. Ohie (120)及 南 島(120)	221800	998.0	0 至 10	
7. 名 瀨(190)及 石垣島(270)	222100	1003.0	NE 50	
8. 名 瀨(190)及 石垣島(240)	230000	1003.5	NE 40	
9. 名 瀨(180)及 石垣島(220)	230300	1003.5	NE 30	
10. 名 瀨(180)及 南 島(180)	230300	1003.5	NW 30	40
11. 石垣島(220)及 南 島(180)	230300	1003.5	NE 20	

\* 至最近之3小時

\*\* 自颱風眼至二等分線之距離(哩)

時方為可靠：

1. 相等氣壓低於1009.5mb及

2. 二測站距颱風眼均在 450 哩以內。

三角定位法 (Triangulation) 之說明：

以三角法確定氣旋中心位置之方法可簡單說明如下：作二根以上之定位線，定位線之交點，即為颱風眼之所在。此項定位線或為前述之垂直二等分線，或為將於第二章中論及之方位線，方位線係根據二地以

上之同時風向而繪出。藉三角形決定低壓中心位置之準確度有賴於甚多因素，故吾人不能盲目地信賴它當做分析工具。最重要之事實乃為三角定位法之可能距離誤差乃與二定位線間之交角成反比，如圖 5 所示。事實上除非兩根二等分線互相垂直，則其距離誤差常大於任一二等分線之垂直誤差；前者超過後者之值在二等分線之交角小時大，交角大時小。

以上之討論主要在決定颱風眼之位置。在使用二



表 3 : 颱 風 Hester

## A. 鳥 島

時 (七 月)	W <sub>0</sub>	P <sub>0</sub>	B	D	DIST.	W <sub>0</sub>	D <sub>0</sub>
251800Z	040/10	101	160	120	340	040	120
2100Z	040/12	099	160	120		040	120
260000Z	040/15	095	165	125	310	040	125
0300Z	040/17	087	170	130		040	130
	040/18	083	170	130		040	130
	040/19	077	175	135		040	135
0600Z	040/17	077	175	135	270	040	135
	040/20	074	175	135		040	135
	040/18	067	180	140		040	140
0900Z	040/21	071	180	140		040	140
	040/17	071	180	140		040	140
	040/19	070	185	145		040	145
1200Z	040/21	075	185	145	240	040	145
			185				
			190				
261500Z	070/13	066	190	120		050	140
			190				
			195				
1800Z	050/13	056	195	145	200	050	145
2100Z	070/18	051	205	135		060	145
260000Z	070/13	052	210	140	160	070	140
	090/09	052	210	120			
	110/07	047	215	105			
0300Z	110/08	039	215	105	140		
	110/08	035	215	105			
	M/10	033	220				
0600Z	M/07	031	225		120		
	?						
	090/07	030					
0900Z	170/09	031	235	65	110		
	170/10	030	240	70		130	110
1200Z	160/15	029	250	90	100	145	105
271500Z	160/35	011	265	105		160	105
1800Z	170/43	031	280	110	110	170	110
	170/39	039	285	115		170	115
	170/35	047	290	120		170	120
2100Z	170/38	057	295	125		170	125
	170/34	079	300	130		170	130
	170/31	079	305	135		170	135
280000Z	170/31	086	310	140	150	170	140
	170/33	088	310	140		170	140

0300Z	180/27	093	315	135		175	140
			315				
0600Z	170/26	092	315	145		170	145
	170/25	096	320	150		170	150
			320		180		
	170/22	106	320	150		170	150
0900Z	160/20	113	325	165	200	165	160
	170/19	117	330	160		170	160

B. 船 舶 TARE

時 間 (七月)	W <sub>0</sub>	P <sub>0</sub>	B	D	DIST.	W <sub>c</sub>	D <sub>c</sub>	B <sub>95</sub>	E <sub>95</sub>
260300Z	030/10	101	120	90	390	030	90	125	5
	020/11	100		100		025	95	120	0
	020/11	097		100		020	100	115	5
0600Z	020/13	093	120	100	360	020	100	115	5
	040/13	090		80		025	95	120	0
	040/07	090		80					
0900Z	040/10	090	120	80	330	030	90	125	5
	030/09	093		90					
	040/06	095		80					
1200Z	020/10	097	120	100	300	025	95	120	0
	030/15	095		90		025	95	120	0
	030/10	093		90		030	90	125	5
1500Z	030/10	093	120	90	275	030	90	125	5
	020/10	087	120	100		025	95	120	0
	030/08	083	115	85					
1800Z	020/09	080	115	95	250				
	360/09	083	115	115					
	340/09	084	110	130					
2100Z	340/09	087	110	130	230				
	320/08	087	110	150					
	360/11	073	105	105		005	100	100	5
270000Z	340/13	088	105	125	210	005	100	100	5
	340/15	084	105	125		360	105	095	10
	360/15	083	100	100		360	100	95	5
0300Z	360/14	082	100	100		360	100	95	5
	360/14	080	100	100		360	100	95	5
	010/13	075	95	85		005	90	100	5
0600Z	330/13	069	090	120	200	360	90	95	5
	010/13	066	090	80		360	90	95	5
	360/15	066	85	85		360	85	95	10
0900Z	360/11	073	80	80		360	80	95	15
	350/14	075	80	90		355	85	90	10
			75						

1200Z	350/12	079	75 75 70	85	200	350	85	85	10
1500Z	350/09	079	65 65 60	75					
1800Z	310/10	078	60 60 55	110	210	330	90	65	5
2100Z	320/16	086	50 50 45	90		320	90	55	5
280000Z	280/16	093	045 45 40	125	240	310	095	045	0
0300Z	280/14	093	40 40	120		360	100	35	5

C. 硫 磺 島 (颱風 Hester)

時 間 (七月)	W <sub>a</sub>	P <sub>0</sub>	B	D	DIST.	W <sub>c</sub>	D <sub>c</sub>	B <sub>100</sub>	E
251200Z			090		120				
	360/2M	044	090	090		360	090	100	10
	360/22	037	085	85		360	85	100	15
1500Z	340/30	020	080	100		350	90	90	10
	340/25	014	080	100		345	95	85	5
	340/43	003	075	95		340	95	80	5
1800Z	330/30	000	070	100	70	330	100	70	0
	310/43	990	065	115		320	105	60	5
			060						
2100Z	270/30	997	055	145		300	115	40	15
	270/27	010	45	135		290	115	30	15
	250/26	017	35	145		280	115	20	15
260000Z			25		50				
	220/24	024	015	155		260	115	360	15
	240/23	034	005	125		250	115	350	15
0300Z	220/20	137	355	135		240	115	340	15
	250/24	034	350	100		250	100	350	0
			345						
0600Z	250/19	031	340	90	70	250	90	350	10
	250/20	031	340	90		250	90	350	10
			335						
0900Z			330						
	260/18	051	330	70		260	70	360	30
			325						

261200Z	240/11	061	325	85	120	250	75	350	25
	250/12	064	325	75		250	75	350	25
	250/14	068	320	70		250	70	350	35
1500Z	170/06	065	320						
	220/22	064	320	100		240	80	340	20
	220/14	064	320	100		230	90	330	10
1800Z			320		180				
	220/13	061	320	100		220	100	320	0
	220/14	068	320	100		220	100	320	0
2100Z	220/13	068	320	100		220	100	320	0
	220/15	071	320	100		220	100	320	0
	220/13	078	325	105		220	105	320	5
270000Z	220/15	085	325	105	230	220	105	320	5
	220/16	085	325	105		220	105	320	5
	220/13	085	330	110		220	110	320	10
0300Z	220/13	088	330	130		220	110	320	10
	220/11	085	330	110		220	110	320	10
	220/11	081	330	110		220	110	320	10
0600Z	210/12	078	330	120	300	220	110	320	10

D. 八 丈 島

時 間 (七 月)	W <sub>0</sub>	P <sub>0</sub>	B	D <sub>1</sub>	DIST.	W <sub>0</sub>	D <sub>0</sub>
261800Z					370		
	070/13	093	185	115		70	115
2100Z	070/13	097	185	115		70	115
	070/11	101	185	115		70	115
	070/15	099	190	120		70	120
270000Z	070/16	096	190	120	320	070	120
	070/17	097	190	120		070	120
0300Z	070/16	090	190	120		070	120
	090/10	087	190	100		075	115
	070/13	083	195	125		070	
0600Z	070/15	082	195	125	260	070	
	090/10	080	195	105		075	
	090/11	082	195	105		080	
0900Z	090/14	080	195	105		085	
	100/13	084	195	95		090	
		200					
1200Z	060/18	087	200	110	210	090	
	100/20	087	200	100		095	
	100/15	086	205	105			
271500Z	140/14	086	205	65			
	090/15	080	205	115			
	090/22	075	210	120			

1800Z	110/13	074	210	100	160		
	090/14	074	210	120			
	090/16	074	215	125			
2100Z	090/15	074	215	125			
	090/15	074	215	125			
	090/12	074	220	130			
280000Z	090/25	078	225	135	120		
	090/15	077	230	140			
	220/16	079	235				
0300Z	220/16	070	240				
	220/16	078	245				
	220/16	084	255				
0600Z	220/13	082	260		90		
	220/19	086	270				
	220/18	090	280				
0600Z	220/16	099	285				
	200/17	107					
	180/22	115					
	180/20	123					
	180/19	126					

表 4 : 颱 風 Gloria

## A. 船 舶

時 間 (七 月)	W <sub>0</sub>	P <sub>0</sub>	B	D	DIST	W <sub>c</sub>	D <sub>c</sub>	W <sub>d</sub>	D <sub>d</sub>	B <sub>100</sub>	E <sub>100</sub>
220000Z	070/18	111	210	140	510	070	140			200	10
0300Z	070/13	096	210	140		070	140	100	110	200	10
0600Z	090/16	088	215	125	450	090	125	120	95	220	5
0900Z	140/16	084	220	80		095	125	140	80	225	5
1200Z	140/16	097	220	80	400	100	120	140	80	230	10
1500Z	170/17	092	225	55		105	120	150	75	235	10
1800Z	120/18	077	230	110		110	120	130	100	240	10
2100Z			235								
230000Z	130/16	096	240	110	400	120	120	130	110	250	10
0300Z	130/17	099	245	115		125	120	130	115	255	10
0600Z	120/19	091	250	130	440	120	130	120	130	250	10
0900Z	120/18	096	255	135		120	135	120	135	250	5
1200Z	120/18	110	255	135	480	120	135	120	135	250	5
1500Z	120/18	111	260	140		120	140	120	140	250	10
1800Z	130/20	103	260	130	500	125	135			255	5

231800Z 後眼距測站 500 哩以上

## B. 冲 繩

時 間 (七 月)	W <sub>0</sub>	P <sub>0</sub>	B	D	DIST	W <sub>c</sub>	D <sub>c</sub>	B <sub>100</sub>	E
220300Z	020/14	081	150	130		020	130	120	30

0600Z	050/17	078	150	100		050	100	150	0
			145		260				
	050/22	054	145	95		050	95	150	5
0900Z	050/22	054	140	90		050	90	150	10
	050/19	037	140	090		050	90	150	10
	050/17	044	140	90		050	90	150	10
1200Z	050/17	034	135	85		050	85	150	15
	050/14	034	135	85	190	050	85	150	15
	050/14	031	135	85		050	85	150	15
1500Z	050/14	027	130	80		050	80	150	20
			130		150				
	020/16	014	130	110		040	90	140	10
1800Z	360/22	003	130	130		035	95	135	5
	020/23	968	130	110	120	030	100	130	0
	020/20	973	130	110		025	105	125	5
2100Z	020/23	966	130	110		020	110	120	10
	020/20	959	130	110	90	020	110	120	10
	020/22	949	130	110		020	110	120	10
230000Z	360/32	939	130	130		010	120	110	20
	020/35	919	130	110	60	020	110	120	10

C. 名 瀬

時 間 (七 月)	W <sub>0</sub>	P <sub>0</sub>	B	D	DIST
230000Z	160/06	037	195		180
	160/14	037	200	40	
	160/11	038	205	45	
0300Z	160/16	035	210	50	
	160/14	027	210	50	
	160/13	027	215	55	
0600Z	150/16	027	220	70	180
	160/14	024			
	140/10	030			
0900Z	140/13	031	230	90	
	150/14	037			
	150/14	040			
1200Z	140/17	048	240	100	190
	150/14	055			
	140/13	055			
1500Z	140/13	059	260	120	240
	160/11	069			
	170/10	071			
240000Z	160/17	080	270	110	300
	160/16	084			
	160/14	087			
0300Z	172/12	088			
	160/99	088			
	180/11	089			

## D. 南 島

時 間 (七 月)	W <sub>0</sub>	P <sub>0</sub>	B	D	DIST	W <sub>0</sub>	D <sub>0</sub>	B <sub>125</sub>	E <sub>125</sub>
220000Z			190		270				
	050/20	059	190	140		050	140	175	15
	050/21	053	190	140		050	140	175	15
0300Z	060/22	047	190	130		060	130	185	5
	070/24	037	190	120		060	130	185	5
	070/24	030	195	125		065	130	190	5
0600Z	070/27	017	195	125	200	070	125	195	0
	070/24	008	195	125		070	125	195	0
	080/27	002	200	120		075	125	200	0
0900Z	080/27	000	200	120		080	120	205	5
	090/28	000	205	115		085	120	210	5
1200Z	090/28	990	210	120	130	090	120	215	5
	100/31	997	215	115		095	120	220	5
	110/30	998	220	110		100	120	225	5
1500Z	110/27	997	225	115		105	120	230	5
	110/31	983	230	120		110	120	235	5
	110/34	983	235	125		110	125	235	0
1800Z	120/35	981	240	120	120	115	125	240	0
	120/29	986	245	125		120	125	245	0
	120/28	989	250	130		120	130	245	5
2100Z	130/23	995	255	125		125	130	250	5
	140/28	004	255	115		130	125	255	0
	140/24	010	260	120		135	125	260	0
230000Z	140/28	020	265	125	150	140	125	265	0
	140/27	026	265	125		140	125	265	0
	150/25	030	270	120		145	125	270	0
0300Z	150/24	037	270	120		150	120	275	5
	150/21	033	270	120		150	120	275	5
	160/19	031	275	115		155	120	280	5
0600Z	160/20	035	275	115	210	160	115	285	10
	160/18	037	275	115		160	115	285	10
	160/14	038	275	115		160	115	285	10
0900Z	160/16	044	280	120		160	120	285	5
	160/15	053	280	120		160	120	285	5
	160/16	060	280	120		160	120	285	5
1200Z	160/14	067	280	120	270	160	120	285	5
	160/15	071	280	120		160	120	285	5
	160/14	075	285	125		160	125	285	0
1500Z	150/13	071	285	135		155	130	280	5
			290						
1800Z	140/11	077	290	150	350	150	140	275	15
	140/13	079	290	150		145	145	270	20
	150/11	079	290	140		150	140	275	15

2100Z	160/11	083	290	130		150	140	275	15
	160/10	088	290	130		155	135	280	10
	160/10	096	290	130		160	130	285	5
240000Z	160/11	096	290	130	420	160	130	285	5
	160/11	097	290	130		160	130	285	5
	160/12	099	290	130		160	130	285	5
0300Z	160/10	096	295	135		160	130	285	10

E. 屋 久 島

時 間 (七 月)	W <sub>0</sub>	P <sub>0</sub>	B	D	DIST	W <sub>0</sub>	D <sub>0</sub>	B <sub>110</sub>	E <sub>110</sub>	W <sub>a</sub>	D <sub>a</sub>
220000Z	090/19	126	180	90	540	090	090	200	20		
	090/19	122	180	90		090	090	200	20		
0300Z	090/21	118	180	90	500	090	90	200	20		
	090/20	110	180	90		090	90	200	20		
	090/19	104	180	90		090	90	200	20		
0600Z	110/21	103	180	70	460	090	90	200	20		
	110/19	103	180	70		090	90	200	20		
	090/17	097	180	90		090	90	200	20	090	90
0900Z	110/16	094	180	70	420	090	90	200	20	100	80
	090/19	093	185	90		090	95	200	15	95	90
	110/19	094	185	70		090	95	200	15	95	90
1200Z	070/19	094	185	115	380	090	95	200	15	90	95
	050/20	093	185	135		085	100	195	10	85	100
			185								
1500Z	060/24	081	185	125		080	105	190	5	80	
	050/16	075	190	140		080	110	190	0	80	
	050/18	071	190	140		075	115	185	5	75	
1800Z	070/16	066	190	120	330	075	115	185	5	75	
	070/14	066	190	120		070	120	180	10	70	
	130/09	064	195	65		070	125	180	15	70	
2100Z	130/09	067	195	65		075	120	185	10	75	
	130/13	073	200	70		075	125	185	15	75	
	130/21	077	200	70		080	120	190	10	80	
230000Z	130/19	082	205	75	300	080	125	190	15	80	
	110/21	086	205	95		085	120	195	10	85	
	110/17	086	210	100		090	120	200	10	90	
0300Z	110/28	082	210	100		090	120	200	10	90	
	110/27	080	210	100		095	115	205	5	95	
			215								
0600Z	110/23	075	215	105	310	100	115	210	5	100	
	110/10	075	215	105		100	115	210	5	100	
	110/21	073	220	110		105	115	215	5	105	
0900Z	120/19	075	220	100		110	110	220	0	110	
	120/16	078	220	100		110	110	220	0	110	

1200Z	120/16	080	225	105	310	115	110	225	0	115
			225			115		225	0	115
	120/18	107	225	105		120	105	230	5	120
	120/15	107	230	110		120	110	230	0	120
1500Z	120/14	103	230	110		125	105	235	5	125

F. 石 垣 島

時 間 (七 月)	W <sub>0</sub>	P <sub>0</sub>	B	D	DIST	W <sub>c</sub>	D <sub>c</sub>	B <sub>90</sub>	E <sub>90</sub>
230000Z	340/11	035	70	90	250	340	90	70	0
	340/11	031	70	90		340	90	70	0
	340/18	033	70	90		340	90	70	0
0300Z	340/15	035	65	85		340	85	70	5
0600Z	330/19	013	60	90		330	90	60	0
	330/19	011	55	85		330	85	60	5
	320/17	002	55	95		325	90	55	0
0900Z	320/13	002	50	90		320	90	50	0
	320/15	006	45	85		320	85	50	5
	320/11	011	40	80		320	80	50	10
1200Z	290/13	015	35	105	200	310	85	40	5
	280/16	019	35	115		305	90	35	0
	290/16	020	30	100		305	85	35	5
1500Z	270/17	015	30	120		300	90	30	0
	270/14	019	25	115		300	85	30	5
1800Z	270/13	013	015	105	210	290	85	20	5
	270/13	013	015	105		290	85	20	5
	270/09	015	010			285		15	5
232100Z			005						
	320/14	023	005	45		290	75	020	15
240000Z	220/11	034	360	140	240	275	85	005	5
	220/11	035	355	135		270	85	360	5
	220/10	037	350	130		265	85	355	5
0300Z	220/10	038	350	130	270	260	90	350	0
	200/10	038	350	150		260	90	350	0

在颱風 Hester 期中由鳥島及八丈島之風的報告中，曾發生固定風，在鳥島自 251800Z 至 261200Z 測報之風向始終為 040°，而據事後分析所得之方位角則自 160°至 185°。自 270900Z 至 280900Z 實測風向為 160°-170° 而方位角則自 240° 轉為 330°，在八丈島自 262000Z-280100Z 實測風向除五個分散之報告外餘均為 070° 或 090°，而 B 則自 185° 轉為 230°。自 280100Z 至 0200Z 實測風向自 090° 轉為 220° 並在其後 7 小時保持為 220°，而在該期間內之 B 則自 230° 轉為 285°。因之根據任何固定之地表風向而估

計定位線是無用的，而且導致錯誤。

檢視各該島嶼之地形以及各測站之位置，即可明瞭如何常發生固定風。

更檢視表 6 中之  $M_{D_0}$  及  $\sigma_{D_0}$  值，吾人發現：

1. 各測站之偏角並不相同。此可能由於多項因素，其中之二因素為：

a. 吾人假定等壓線呈圓形之同心圓，實際上並不真實。

b. 地形對風向有干擾作用，有時地面風雖未固定但已變向，以致風向不能正確地代表颱風

眼周圍之環流。

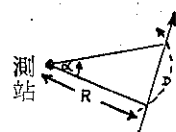
- 標準偏差  $\sigma_{D_0}$  甚大，(除南島外)故在任一颱風期中，對某一測站似不能由固定之  $D_0$  以求得定位線。

檢視颱風 Hester 期中，自 260300Z 至 270000Z 船舶 TARE 之風向報告  $W_0$ 。在此 21 小時內，風自 NNE 逆轉至 NNW，吾人推知在 Hester 在測站之東向北移動。然逐時之風向變化甚大，如據任一風向繪製「定位線」可有甚大之誤差。第一地表風乃僅報至最近之  $10^\circ$ ，故分析人員所見之風向隨時間之變化圖是不連續的。加之資料之傳報方面亦有錯誤，同時風向更可能因地形而變向。

吾人主張決定一「修正風」 $W_c$ ，應用  $D_c$ 。(修正偏角)及由  $W_c$  而得之方位角而計得之定位線將更為準確；且對時間而言亦更為一致。 $W_c$  並非一真正之風，而為供計算用之假設風。

如颱風眼沿測站周圍一圓之切線方向或沿該圓之方向移動，(即假定颱風眼與測站之距離  $R$  不變)然後自測站作一角  $\alpha$ ，則颱風眼之移動距離為  $D$ ，如下圖所示。

如颱風眼之移動方向並不與測站周圍之圓相切亦不沿該圓之方向而移動，則自該站作一角  $\alpha$ ，而眼之移動距離為  $D_t$ ， $e$  為正值。換言之，表 5 中之  $D$  值乃為就某一  $\alpha$  及  $R$  而言之最小值。



颱風眼路徑

如地表風能代表颱風眼周圍之環流，則颱風眼繞某測站掃移一角度  $B$  時，該站所見之風變亦為  $B$  度，反之亦然。例如由表 5 可知如測站一小時內之風向變化為  $10^\circ$ ，而眼距測站為 200 哩，則眼移動之最小距離為 35 哩，亦即眼之最小距離為每時 35 哩。

表 5 :  $D$  值 表  $D = R\alpha$   $\alpha$  以弧度為單位  
 $D$  及  $R$  均以哩為單位

$\alpha$ R	$2^\circ$	$4^\circ$	$5^\circ$	$6^\circ$	$8^\circ$	$10^\circ$	$12^\circ$	$14^\circ$	$15^\circ$	$16^\circ$	$18^\circ$	$20^\circ$	$22^\circ$	$24^\circ$	$25^\circ$	$26^\circ$	$28^\circ$	$30^\circ$
25	0.9	1.7	2.2	2.6	3.5	4.4	5.2	6.1	6.5	7.0	7.9	8.7	9.6	10.5	10.9	11.3	12.2	13.1
50	1.7	3.5	4.4	5.2	6.9	8.7	10.5	12.2	13.1	14.0	15.7	17.5	19.2	20.9	21.8	22.7	24.4	26.2
75	2.6	5.2	6.5	7.9	10.5	13.1	15.7	18.3	19.6	20.9	23.6	26.2	28.8	31.4	32.7	34.0	36.7	39.3
100	3.5	6.9	8.7	10.5	14.0	17.5	20.9	24.4	26.2	27.9	31.4	34.9	38.4	41.9	43.6	45.4	48.9	52.4
125	4.4	8.9	10.9	13.1	17.5	21.8	26.2	30.5	32.7	34.9	39.3	43.6	48.0	52.4	54.5	56.7	61.1	65.5
150	5.2	10.5	12.1	15.7	20.9	26.2	31.4	36.7	39.3	41.9	47.1	52.4	57.6	62.8	65.4	68.1	73.3	78.5
175	6.1	12.2	15.3	19.7	24.4	30.5	36.7	42.8	45.8	48.9	55.0	61.1	67.2	73.3	76.4	79.4	85.5	91.6
200	7.0	14.0	17.5	20.9	27.9	34.9	41.9	48.9	52.4	55.9	62.8	69.8	76.8	83.8	87.3	90.8	97.7	104.7
225	7.9	15.7	19.6	23.6	31.4	39.3	47.1	55.0	58.9	62.8	70.7	78.5	86.4	94.2	98.2	102.1	110.0	117.8
250	8.7	17.5	21.8	26.2	34.9	43.6	52.4	61.1	65.5	69.8	78.5	87.3	96.0	104.7	109.1	113.4	122.2	130.9
275	9.6	19.2	24.0	28.8	38.4	48.0	57.6	67.2	72.0	76.8	86.4	96.5	105.6	115.7	120.0	124.8	134.4	144.0
300	10.5	20.9	26.2	31.4	41.9	52.4	62.8	73.3	78.6	83.8	94.2	104.7	115.2	125.7	130.9	136.1	146.6	157.1
325	11.3	22.7	28.5	34.0	45.4	56.7	68.1	79.4	85.1	90.8	102.1	113.4	124.8	136.1	141.8	147.5	158.9	170.2
350	12.2	24.4	30.5	39.5	48.8	61.1	73.3	85.5	91.6	97.7	110.0	122.2	134.4	146.6	152.7	158.8	171.1	183.3
375	13.1	26.2	32.7	39.3	52.4	65.4	78.5	91.6	98.2	104.7	117.8	130.9	144.0	157.1	163.6	170.2	183.3	196.4
400	14.0	27.9	34.9	41.9	55.9	69.8	83.8	97.7	104.7	111.7	125.7	139.6	153.6	167.6	174.5	181.5	195.5	202.4
425	14.8	29.7	37.1	44.4	59.3	74.2	89.0	103.8	111.3	118.7	133.5	148.4	163.2	178.0	185.4	192.9	207.8	222.5
450	15.7	31.4	39.3	47.1	62.8	78.7	94.2	110.0	117.8	125.7	141.4	157.1	172.8	188.5	196.3	204.2	219.9	235.6
475	16.6	33.2	41.5	51.6	66.3	82.9	99.5	116.1	124.4	132.6	149.2	165.8	182.4	199.7	207.3	215.5	232.1	248.7
500	17.5	34.9	43.6	52.4	69.8	87.3	104.7	122.2	130.9	139.6	157.1	174.5	192.0	209.4	218.2	226.9	244.3	261.8
525	18.3	36.7	45.8	56.9	73.3	91.6	110.2	128.3	137.4	146.6	164.9	183.3	201.6	220.0	229.0	238.2	256.6	274.7
550	19.2	38.4	48.0	57.6	76.8	96.0	115.2	134.4	144.0	153.6	172.8	193.0	212.9	231.4	240.0	249.6	268.8	288.0
575	20.1	40.1	50.2	62.1	80.3	100.4	120.6	140.5	150.5	160.6	180.6	200.7	220.7	241.0	250.7	260.9	281.0	301.1
600	20.9	41.9	52.4	62.8	83.8	104.7	125.7	146.6	157.1	167.6	188.5	209.4	230.4	251.3	261.8	272.3	293.2	314.2

表 6

測 站	$M_{D_0}$	$\sigma_{D_0}$	$M_{D_0}$	$\sigma_{D_0}$	n	D*
船 船 TARE (颱風 Hester)	98°	14°	94°	6°	28	95-100
鳥 島	固 定	(Locked)				
磺 硫 島	106	20	99	13	34	
八 丈 島	固 定					
船 船 TARE (颱風 Gloria)	116°	26°	128°	8°	14	
南 島	125	9	126	7	48	125°
石 垣 島	105	24	87	4	25	90°
冲 繩	103	16	99	13	19	
屋 久 島	96	21	110	13	36	
名 瀨 **	固 定					

\* 實際應用之數字

\*\* 屋久島所報者為低雲向而非地面風向，如無低雲，則報風向表所示之風向。

由表 5 吾人能估計何時之風變報告是合理的。

查表 3 中船舶 TARE 對 Hester 之報告，自 260300Z 起，每一小時計算  $W_0$ ，其計法如下：以  $(t-1)$  時為基準，向  $t$  時之  $W_0$  偏轉，偏轉量每小時不超過  $^\circ$ 。吾人試圖使下列三種因素平衡，即持續性之影響， $(t-1)$  時之  $W_0$  可能錯誤，以及由於颱風之移動，真正之風可轉向。260900Z 後，吾人假定  $W_0$  為真正準確，並直接與表 5 比較以試驗連續風變之可能性。吾人仍如上述計算  $W_0$ ，但不使 1 小時內  $W_0$  之偏轉量大達  $5-10^\circ$ 。偏轉量之大小自然依測站距颱風之距離而定。

吾人同時必須注意此一事實：即地表風乃報至最近之  $10^\circ$ ，地表之真正風變如在連續三小時自  $134^\circ-130^\circ-126^\circ$ ，而此三小時之風向均報作  $130^\circ$ 。

是以約略而言，按 Hester 中，船舶 TARE 之風向報告，基於  $W_0$  值，約  $95^\circ$  之偏角，可對颱風中心計得一良好之方位線（即定位線）。

用如此之偏角常數而引起之可能距離誤差之大小可由表 5 推得。例如偏角誤差為  $10^\circ$ ，則當颱風中心距站 300 哩時，中心位置之誤差為 52 哩，頗有意義者即此一距離誤差與常見之眼之直徑同大。

估計  $W_0$  值為一連續之步驟，開始於測站進入颱風環流且  $W_0$  穩定於頗為不變之方向，且風速  $\geq 10$  哩/時。由表 5 可知如實測之風變能反映眼之移動，則實測之風變如大於某一數值（視  $R$  及眼之速度而定）是不可能的，故估計  $W_0$  時應記住此點。在另一方面對於風速大於 9 哩/時之首一  $W_0$  吾人並不完全相信，因此項風向可能有誤或無代表性，是以連續之

$W_0$  乃按持續性（上一時之  $W_0$ ），現在之  $W_0$  以及表 5 之資料估計而得。如吾人計算成功，則連續之  $W_0$  值將反映眼之移動而有充份之準確度，故就實用而言，吾人可用最近之  $W_0$  以繪製自站至眼之定位線。

表 6 之  $M_{D_0}$  及  $\sigma_{D_0}$  二列為使用  $W_0$  而引起之平均偏角以及偏角之標準偏差。

各例中標準偏差均減小，如此法值得使用則此為應有之結果。

表 3 船舶 TARE 中之  $B_{95}$  列乃為據  $W_0$  及  $95^\circ$  之偏角而計得之方位角。  $E_{95}$  例如使用  $95^\circ$  偏角之角度誤差。270900 之  $E_{95}$  為最大之角度誤差。此時颱風眼距測站為 200 哩，由表 5 角度誤差為  $15^\circ$  時定位線偏離颱風眼之垂直距離為 52.4 哩。其他測站之計算法亦同。

在颱風 Gloria 中，船舶 TARE 之天氣報告僅有每 3 小時一次，因而使統計資料之數量減小。記於表 4 中之 14 次報告，其中 7 次發生於眼距離測站至少 450 哩時。故表 6 中之  $M_{D_0}$ ， $\sigma_{D_0}$ ， $M_{D_0}$ ，及  $\sigma_{D_0}$  諸值頗屬可疑。

如按地表風能反映颱風眼移動之程度言，各測站中以船舶 TARE、南島及石垣島為最佳。鳥島、八丈島及名瀨之風向速報告無價值，雖然亦可由此等報告大概決定颱風眼之位置，硫磺島、冲繩及宮古島者中等。

上述數量方面之結論僅據二颱風，Hester 及 Gloria 而得欲對各站之偏角作肯定之陳述，尚須對其他颱風加以研究。

### 三、地表氣壓變差場之分析

有一預報員現已享有盛譽，因彼預報出一颱風之反轉向。事實上颱風向西轉向直接經過他的測站，此事更增其聲譽，其他測站之預報員雖擁有各種天氣圖與氣候資料却告失敗。事後詢及其所用技術，他答稱「該颱風在本站以東已向東北移進數百哩，然後氣壓開始下降，除了預報它向西轉向外我還能怎麼辦呢？」

當颱風移入（或迫近）中緯度時，在分析與預報颱風方面，最簡單，最可靠，最有價值的有時為颱風環流以內地區之氣壓與氣壓變差值。

在最佳之資料涵蓋情況下，如在美國大陸之情形，變壓場可藉下法繪製等變壓場而得：

- a. 繪製  $t$  小時之氣壓趨勢等值線， $t$  通常為 3 小時或其整倍數，在西北太平洋區等變壓場常難如此繪製，因資料甚少，在分析時需要甚多之主觀判斷。
- b. 用圖減法 (graphic subtraction) 繪出等變壓線，此法顯然基於正確之等壓線分析，而等壓線分析在此區常有問題。

用上述二法之任一法完成等變壓分析後吾人常過份重視其可用性。

在本地區內最合理之方法似為：將一測站網內各測站之地表氣壓按單位時間以圖表方式顯示之或將氣壓變差值按單位時間填入表內，從而追隨各站之氣壓變化。此法簡單，且在定量方面並不超越資料容許之充足性與可靠性。在分析上無主觀性但對在颱風各方向測站之氣壓波動能作便利之比較。

欲以上述方式去了解地表氣壓變差場，必須將氣壓之日變化除去，不幸的是在日本以南大多數島嶼測站之氣壓日變化尚無嚴格之計算。

在第一年中曾討論藉地表氣壓場分析以決定颱風位置之方法，在此吾人可引伸此項理論於等變壓場上，即藉等變壓場之分析以決定颱風之移動。例如假定颱風之等壓線為圓形之諸同心圓，且無加深與填塞，則當二測站氣壓趨勢相同時，則颱風必沿該二站之垂直二等分線移動。此項氣壓趨勢當然必須除去日變化，即  $\Delta P_s = {}_1P_s - {}_2P_s$ ，式中  ${}_1P_s$  及  ${}_2P_s$  為已減去日變化之標準氣壓。檢視圖 3 與圖 4 可知除非測站甚接近颱風中心，日變化常使標準氣壓趨勢不顯。

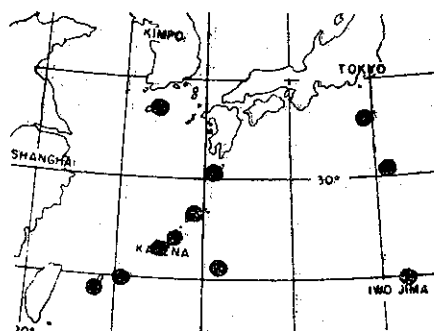
在東京羽田機場氣象中心，在每一颱風生命期中

，為一廣大測站網繪製氣壓剖面圖。在 Hester 與 Gloria 期中，對圖 7 中標示之各測站繪製氣壓剖面圖。當每一小時之氣壓值點繪於剖面圖上時，在該點之上並繪上表示風向速之帶桿箭頭。

觀察受影響測站之氣壓與風之剖面圖，可得頗多有關颱風行為之知識。例如：

1. 一個有突然風變之 V 形氣壓剖面，暗示颱風眼已在接近測站處通過（如 Hester 中之硫磺島）。
2. 一個 U 形氣壓剖面及一突然之風變，暗示颱風眼已在接近測站處通過，但其強度不大，如（Hester 中之八丈島與鳥島）。
3. 一個 U 形氣壓剖面以及徐緩之風變暗示颱風眼在離站較遠處通過，其強度可能為弱或強（Hester 中之船舶 TARE，Gloria 中之南島及石垣島）。

假定颱風為圓形且等壓線為諸同心圓，且無加深與填塞發生，則在最低氣壓時，作一垂線垂直於颱風



圖七：在 Hester 及 Gloria 期中繪製風與氣壓剖面之測站網

之瞬時路線並通過颱風眼，測站必在該垂線上。與此相同的，為使颱風路線通過測站，則在最低氣壓時自該路線繪出之垂線必通過颱風眼。參閱圖 8b。在另一方面，如颱風眼對測站之方位角已知或可以估計，則颱風眼之瞬時路徑（即移動方向）可以決定。此項關係有助於分析颱風之轉向。

表 7 所示者為 Hester 之三次最低氣壓（如圖三所示）及 Gloria 之四次最低氣壓（如圖四所示）之資料。假定之真實性固屬可疑，且計算時常可能發生錯誤，而表列之垂線誤差與角度誤差均甚小，實堪驚異，加之所用之氣壓為觀測氣壓而非標準氣壓；當單位時間之氣壓變化小時，氣壓日變化之歪曲影響可使最低氣壓之估計錯誤。

表 7

測 站	最 小		徑 路 **	距 離 (n.m.)	垂直誤差 *** (n.m.)	方 位 角	誤差角 ****
	時 間	氣 壓					
颱風 Hester	硫 磺 島	251800Z	9 <sup>°</sup> 9.0	290°	70	60	40°
	烏 島	271500	1001.0	355°	100	0-10	0
	船 舶	270900	1006.5	350°	190	0-10	0
颱風 Gloria	船 舶	221800	1007.5	310°	400	90	10°
	屋 久 島	222100	1006.5	210°	330	150	30°
	名 瀨						
	石 垣 島	230900	1007.0	310°	180	30	5°
	冲 繩 島	221800	1008.0	310°	120	40	20°

\*\* 颱風眼移動方向

\*\*\* 颱風眼至測站垂直距離

\*\*\*\* 方位與徑路誤差

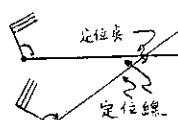


圖 八 a

自移動路徑至測站之垂線

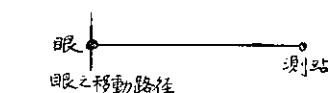
當測站在最低氣壓時  
在測站垂直於路徑之  
垂線通過颱風眼遷移路徑使  
與測站相交

圖 八 b

## 結 論

## I 地表氣壓場

1. 由相等氣壓及測站之二等分線可估計颱風眼之定位線，其準確度常與其他方法（如飛機偵察）大致相合，就其簡單與客觀性而言，似為一值得使用之工具。

2. 除非在下述情形下 相等氣壓是無意義的：

- 相等氣壓 < 1009.5 mbs
- 測站距眼在 450 哩以內。

相等氣壓之重要性乃與氣壓值之大小及測站與颱風眼間之距離成反比。

3. 如偏心情形為已知，則對颱風眼偏離平分線而偏向通過颱風眼之平行線之校正可作定性的估計。此項校正之方向與偏心之方向同。相等氣壓愈低及（或）眼與測站之距離愈小，則所需之校正愈小。

4. 當氣壓剖面之交點愈明顯而突然時，（即一剖面增加，另一降低，或一剖面穩定不變，而另一剖面迅速上升或下降）則相等氣壓愈準確。

5. 由二極二等分線而決定之交點，其準確度乃（a）與平分線間交角之大小成反比。（b）常小於定位線之垂直準確度。

## II 地表風場

6. 圖一測站網中之大多數測站均受地形及其他因子之干擾，故其地面風向，不能用以決定颱風眼之位置（用三角定位法）而能有合理之準確度。例外者僅為船舶 TARE 及南島。

7. 最佳偏角（即由此偏角能畫出對颱風眼之定位線最準確）在同一測站隨不同之風向而變。基於 Hester 與 Gloria 之資料，下列偏角可大致用以決定定位線。

（1）船舶 TARE—95°至100°。

（2）南島，當颱風在該地以西通過時—125°。

8. 偏角方法僅能應用於當測站距眼在 450 哩以內時。  
(下轉34頁)

台灣省雜誌協會會員  
內政部登記證內警台誌字第五一號

社發行人：鄭  
話：二

二  
八子子  
四

○政政

主編者：台灣省氣象所氣象學報社  
地址：台北市公園路六十四號  
話：二四一

印刷者：文英印書公司  
地址：台北市三水街七號  
話：三二四

