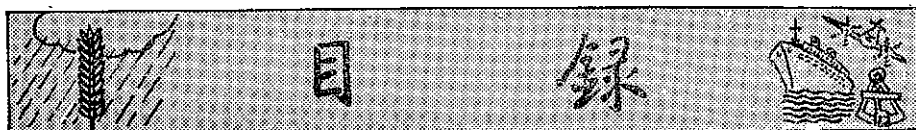


題名	作／譯者	卷期號	頁碼	出版年
日本的氣象學界	陳正祥	04/01	1	1958.03
放射能與原子塵	王榮舫	04/01	6	1958.03
渦度觀念及其在天氣學上之推廣應用	嚴夢輝	04/01	11	1958.03
飛機凝結尾之分析與研究	禾雨	04/01	29	1958.03
氣旋生成在東海之預測	曲克恭	04/01	35	1958.03
美國對於放射性微塵預報之概況	殷來朝	04/01	39	1958.03
臭氧層季節的與緯度的溫度變化	革心	04/01	43	1958.03
噴射機凝結尾預報之經驗修正	徐應環	04/01	45	1958.03
因地勢發生之大氣擾動與飛行之關係（下）	曹淦生	04/01	50	1958.03
-----	-----	-----	-----	-----
中國氣象學術事業發達史略	鄭子政	04/02	1	1958.06
圖解法作二十四小時五百毫巴預測圖	耿秀雲	04/02	6	1958.06
氣象對水稻生育之影響	張月娥	04/02	11	1958.06
台灣地形影響冷鋒之初步探討	林鞠情	04/02	20	1958.06
雷雨之研究	劉鴻喜	04/02	24	1958.06
航空氣象勤務之展望	徐應環	04/02	30	1958.06
旋率原理	戈文力	04/02	34	1958.06
颱風進路的預報	周明德	04/02	40	1958.06
北美區極地反氣旋移動之客觀預報	陳良曜	04/02	44	1958.06
羅士培先生傳	鄭子政	04/02	51	1958.06
-----	-----	-----	-----	-----
雨港基隆之雨	陳正祥	04/03	1	1958.09
寒潮預報有關問題之討論	徐應環 王時鼎	04/03	6	1958.09
厚度圖之性質及其應用	徐寶箴	04/03	15	1958.09
台北淡水之水位與氣壓雨量之相關	黃鏞身	04/03	24	1958.09
颱風溫妮	研究室	04/03	29	1958.09
利用人造衛星預測天氣	戚啓勳	04/03	39	1958.09
赤道區之氣團與界面現象	夏蔚群	04/03	46	1958.09
美空軍天氣偵察之介紹	曲克恭	04/03	48	1958.09
憶前藍山氣象台台長白魯克先生	鄭子政	04/03	53	1958.09
裴德生新著卷二讀後記	劉鴻喜	04/03	50	1958.09
-----	-----	-----	-----	-----
農業氣象研究與發展之大勢	鄭子政	04/04	1	1958.12
台灣物候報告	張月娥	04/04	6	1958.12
建立防洪預報工作芻議	劉鴻喜	04/04	10	1958.12
中國區域強烈寒潮分析	王時鼎	04/04	15	1958.12
台灣氣候與雷達電波之選擇	湯捷喜	04/04	23	1958.12
八月下旬侵襲台灣之小型颱風	研究室	04/04	30	1958.12
颱風葛瑞絲	研究室	04/04	33	1958.12
冬季北極平流層噴射氣流	曲克恭	04/04	39	1958.12



論 著

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)

譯 述

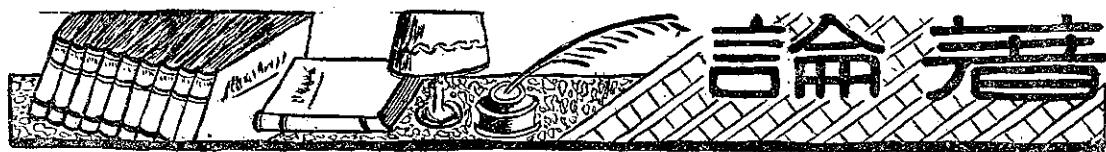
美國對於放射性微塵預報之概況.....	殷 來 朝.....	(39)
臭氧層季節的與緯度的溫度變化.....	革 心.....	(43)
噴射機凝結尾預報之經驗修正.....	徐 應 環.....	(45)
因地勢發生之大氣擾動與飛行之關係(下).....	曹 淦 生.....	(50)

CONTENTS

The Meteorological Circle of Japan.....	Cheng-siang Chen.....	(1)
Radioactive Energy and Fallout.....	Yung-fong Wong.....	(6)
Vorticity Concept and Its Extended Applications to Synoptic Meteorology	M. H. Yen.....	(11)
Analysis of Aircraft Condensation Trail.....	H. Y. Keng.....	(29)
Methods of Forecasting Cyclogenesis over the East China Sea	K. C. Chu.....	(35)

封面說明 我國臺灣省氣象事業，早在1885年就已開始觀測工作，1896年臺北測候所成立，光復後改稱臺灣省氣象所，經我當局銳意經營，業務大振，圖示該所建築外觀。

COVER PICTURE Meteorological service in Taiwan started from 1885. The observations were made at Taipei since 1896. The picture shows front view of main office building of Taiwan Weather Bureau.



日本的氣象學界

陳正祥

The Meteorological Circle of Japan

Cheng-siang Chen

Abstract

Last August, I went to Tokyo on the invitation of Science Council of Japan to attend the International Geographical Congress. Before and after the sessions there, I made a tour around Hokkaido, Kyushu and Shikoku, with a view to familiarize the research and teaching activities in both fields of meteorology and geography in a member of universities. In these universities, I found do not have the Department of Meteorology, but with the Department of Geophysics in its stead. Each department sets a restrict limit at the admission of students. In general, they are well staffed and equipped. The earliest Department of Geophysics in Japan was established at the Kyoto University. The national meteorological organization of Japan is called the Meteorological Agency, formerly the Central Meteorological Observatory, which is in equivalent to the Central Weather Bureau of China both at its functions and authority.

四十六年八月間，我應日本學術會議之邀，赴東京參加國際地理學會。會前會後，我曾從北海道的東北角走到九州的西南角，並在東京與京都二地有較長時期的停留。除了地理學界的情況外，我也同樣地注意觀察日本的氣象學界；參觀了許多氣象機構，收集了不少有關氣象的出版品。下面是我對本省氣象界同好的一個簡單報導。

現代的氣象學，係由荷蘭人在德川幕府末葉經過長崎帶入日本。據1882年創刊的氣象集誌第一號所載的「日本氣象學來歷一斑」說，日本的測候事業係1845年開始於長崎港；從事觀測工作的是一個外國人，每天定時紀錄氣壓與氣溫三次，並且每月有一天作每小時的觀測，直到1856年為止。1871年時長崎醫學校的一個荷蘭籍教師，也開始在學校內作氣象觀測，並與香港、上海、廈門等地交換氣象電報。

其他各地的早期氣象觀測，如那霸（1856年開始），函館（1859年），神奈川（1860），橫濱（1863年），大阪（1863年），新潟（1870年），東京（1872年），神戶（1876年），亦皆由外國人先開風氣。日本中央氣象台首任台長荒井郁之助氏在其所著「本邦測候沿革史」一文中，（載氣象集誌第7年第1號），指陳日本的測候事業，實開始於1855年。當時日本幕府聘請荷蘭人教授航海術。荷蘭政府曾以汽輪 Soembing 號贈送幕府；而這艘後來改稱為「觀光號」的汽輪中，便有水銀氣壓計、空盒氣壓計、溫度計與乾濕計等氣象設備。日本人即係利用這批設備，着手學習氣象觀測。

據1900年12月發行的初版「中央氣象台一覽」所載，1872年匪拓使在函館設置測候所；從七月一日開始，每天作三次的觀測，此實為日本最早的正式測候所。1875年6月1日，內務省（相當於我國的內政部）地理局測量課設立東京氣象台，這便是中央氣象台的前身。日本氣象界人士為紀念此一有歷史意味的日期，特定六月一日為氣象紀念日。另據1911年3月所發行的一覽記載，說中央氣象台自創立以來，到1890年之間，皆隸屬於內務省地理局的測量課。1890年8月公佈新官制，氣象台乃與地理局分家而獨立。1895年4月氣象台隸屬文部省（相當於我國的教育部），1943年11月15日又改隸運輸通信省（相當於我國的交通部）。

氣象台最初的觀測儀器，包括氣象器械、地震儀以及空中電位計等，係設置在當時所聘請的英國測量教師住宅裡，他手下有四個日本助理——正戶豹之助、下野信之、馬場信倫與大塚信豐，後來都成為日本氣象學界的開山功臣。1882年改聘德國技師擔任天氣預報與颱風警報事項；觀測儀器亦從赤坂區葵町移至千代田區舊本丸北枯橋。同時採納德國技師的建議，從該年7月1日起，將全部氣象觀測改用 C. G. S. 單位。

1881年底，日本全國的測候所已增至10處。1883年2月16日開始有氣象電報，遞信省在氣象台內設立專用電信局，稱為氣象台電信局。於是在同年3月1日，出版了日本第一張天氣圖；其後便按日印製天氣圖，並開始分配各測候所應用。同年5月26日，發出第一次颱風警報。1887年1月1日改稱為中央氣象台（Central Meteorological Observatory），1888年11月召集各測候所所長在中央氣象台開第一次氣象協議會。1892年6月15日決定氣象信號標誌，同日開始發佈東京地方的天氣預報。這是日本的第一次天氣預報，迄今不過65年。1896年決定氣象通報的章程以及氣象器械的檢定規則。

1902年年初起，日本開始直接接受國外的氣象電報。1904年2月以後，因日俄兩國局勢緊張，為了軍事情報上的急需，乃增加測候所與氣象觀測人員。指定釜山、木浦、仁川、龍岩浦、元山、旅順、營口、瀋陽、城津、九春、古丹等地為臨時測候所，其觀測結果用電報傳達中央氣象台。1912年東京市內因受電車影響，已不便觀測電磁，故在茨城縣柿岡町改築新的磁力觀測室，並於1913年1月1日開始觀測。

1913年5月在東京上野公園帝國學士院召開東亞氣象台台長會議，協商暴風雨的標誌與電報的互相交換事宜。出席者在日本方面有中央氣象台台長中村精男與技師岡田武松；岡田氏為日本氣象學界最大的功臣，那時已經漸露頭角了。外國方面與會的計有香港徐家匯與青島等氣象台長，以及當時在日本統治下的朝鮮總督府觀測所所長，關東都督府觀測所所長與臺北測候所代理所長。1915年隨着第一次世界大戰的發展，日本已可取得中太平洋各島嶼的無線電氣象報告；此對颱風警報之發佈甚有裨益。

1920年8月在神戶設置海洋氣象台，同年在茨城縣設置高層氣象台。1922年9月中央氣象台設立附屬的測候技術官養成所。1923年中央氣象台台址遷移元備町，修訂組織，增加名額，並添列航空氣象觀測調查及預報項目。同年9月1日關東發生大地震，中央氣象台的房舍全部被毀；觀測儀器雖有一部分保存完整，但工作業務已大受影響。故直到12月21日止，全國的天氣預報與暴風警報等皆委託神戶海洋氣象台辦理。由此大地震的教訓，岡田台長深感氣象通訊設備有緊急充實的必要。於是建設無線電塔，重編全國地震觀測網，努力充實中央氣象台的附屬測候所與地磁氣觀測所，以及地方氣象台的地震觀測設備。從1925年2月起，中央氣象台開始天氣廣播；同年7月4日與國際極地探險隊合作，在富士山頂（3776公尺）建立測候所。

1926年10月測候技術官養成所第一屆學生12名畢業，這個養成所所培植的測候人才，對日本氣象事業之發展有很大影響。其後鑑於航空的飛速進步，1930年時中央氣象台又修改組織，增加航空氣象的觀測與調查，並開始作航空的天氣預報及暴風警報。同年增加員工名額，在大阪三島與福岡設置三個支所。

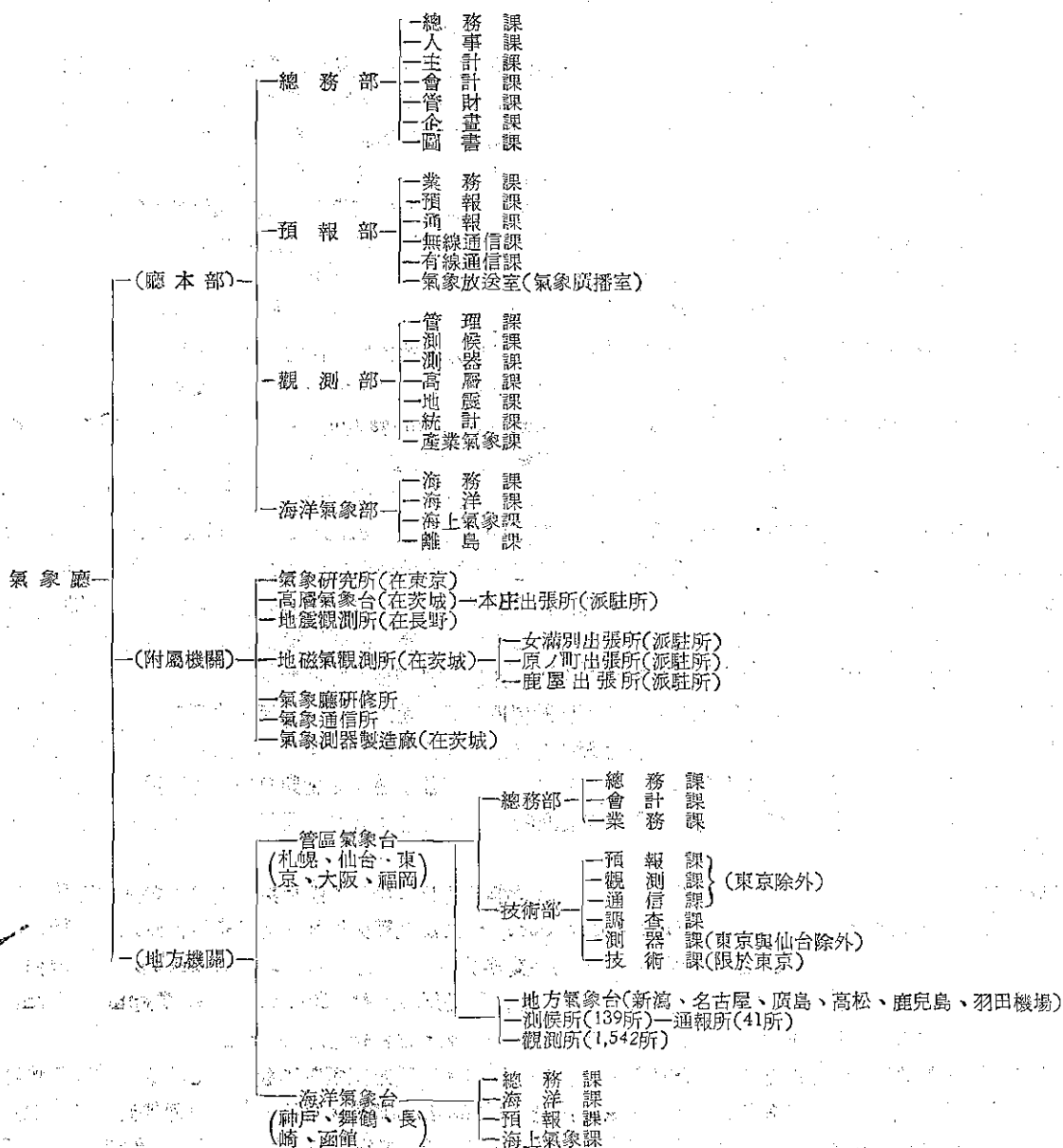
日本的氣象觀測事業，最初雖由中央政府創辦，但到了1887年4月，內務省地理局所管轄的各測候所，皆移交各所在地的官廳接辦；其所需經費，亦改由地方稅收支付。結果是大的或富有的地區，辦理尚能認真；貧困的小縣，測候事業便漸趨萎縮，甚或停頓。此一不平衡的現象，竟維持約40年之久，最後由於輿論及氣象學界的指責，才又決定全部恢復歸中央政府經營；總計1938年改為國營者三十所，另四十三所則於1939年改為國營。全部移交事宜，於1939年10月11日完成。

日本中央氣象台行政方面的一個特點，便是歷任台長的任期都很長。例如第三任的中村精男，在任達28年之久；第四任的岡田武松，在任亦達18年。人事的安定，便利政策的執行，也就加速了氣象事業的發展。

1953年7月1日，日本的中央氣象台由於業務的發展，昇格為日本氣象廳（Japan Meteorological Agency），地位與各省或各部相等。該廳長官和達清夫博士，在國際地理學會的大會期間，曾與我數度見面，邀我前往參觀。但當時因大會的節目太緊，實在無法分身，所以答應他在會後考察旅行歸來時再去拜訪。9月26日我從日本海岸回到東京，第二天就給和達清夫電話，約定28日參觀氣象廳。那天早上八點半鐘，地理調查所研究員池田氏陪我去氣象廳；一經傳達通報，和達清夫便跑到樓梯口迎接我，白襯衫之外加一件灰色毛線背心，捲起袖子好像要與人打架。見面時的第一句話，說是久候未得我回東京的消息，以為我在四國失蹤了。

氣象廳的房屋，多為兩層の木樓，很像國民小學的校舍，外表不乾淨，走廊裡的光線惡劣，即使是長官辦公室所在的那一棟，也不例外。但內部的設備齊全，職員工作相當緊張。我在和達長官的辦公室裡吃過茶，靜聽他的說明並接受他贈給我的書刊；然後就由他親自領導參觀各部門。關於該廳的組織系統，則可參閱下表：

日本氣象廳之組織系統



氣象廳擁有固定員工 5,184人，臨時雇員 397 人，此外並有委託觀測人員 1,351 個。除了廳本部外，還有許多地方分機關及附屬機關。因為時間的限制，在廳本部我只參觀了圖書館、預報課、統計課與產業氣象課；在附屬機關只看了一下氣象研究所。地方機構中當以羽田飛機場大樓頂上的航空氣象台 (Tokyo International Airport Aviation Weather Service) 為最新。我在 8 月 27 日從北海道考察回來時，下飛機後會順便上去參觀了一番。

圖書課的圖書館，外表同樣不潔淨，但却是全日本最佳的氣象學書庫。所藏計有書籍 30,000 冊，刊物 35,000 冊，統計資料 40,000 冊，小冊子 135,000 冊；並有一個頗大的閱覽室。地方及附屬機構的藏書，尚未計算在內。該廳及附屬機構所發行的 76 種出版品，皆集中由圖書館進行與外國交換。

接着到統計課，參觀利用機械打孔統計 (Punch Card Method)，由該課課長齋藤鍊一博士說明。日本中

中央氣象台從1952年9月起，便採用打孔機與 IBM 機作有系統之統計工作，以節省時間及人力。目前除日常的測候紀錄工作外，正在利用機器統計 145 個測候所的雨量強度。保管資料的倉庫，有成排的大鋼櫃，保存全國各地每天的天氣紀錄卡片。

最後參觀產業氣象課，由課長大後美保博士表演日本自製的各種觀測小氣候的機械。此君對農業氣象的研究，造詣已深；所著的專書與論文，我過去曾讀過數種，皆有頗高的標準。據他告訴我，日本每年所受天災的損害，估計約達 2,000 億日圓，或約合新臺幣 200 億元，而其中大部分即為氣象的災害。日本中央氣象台自創辦以來，便注意產業氣象的調查與研究，而尤重農業氣象。1930 年成立產業氣象課，1946 年起開始利用無線電向農民廣播天氣概況；東京電台每天一次，小地方則每週一次。目前產業氣象課的主要調查工作，計有：①地方氣候與小氣候，②物候 (Phenology)，③農業氣象災害，④農業氣象儀器，⑤建築物與工廠氣候。

日本所有的氣象觀測所，計分三級：第一級僅 12 所，主為全國性的長期氣候紀錄而設；每隔四小時觀測一次，亦即日本標準時間 0200, 0600, 1000, 1400, 1800, 2200 等六次。第二級計 143 所，每隔六小時觀測一次，亦即 0300, 0700, 1500 及 2100 等四次。第三級計 1325 所，以觀測地方性的氣候為目的，多限於氣溫與雨量二項，由委託的觀測員執行，每天在 0900 時觀測一次。此外另有 420 處為防洪及水壩控制而設的雨量站。在深山之中，人跡不易到達之地，有 142 個自報雨量站 (Radio Telemetering Rain-gauge)；可自動用無線電報告山中降雨的情況。二十一個高層觀測所，經常用氣球觀測上層的氣象；氣球所到達的高度，平均為 23 公里。

日本是一個多地震的國家，地震的觀測亦歸氣象廳辦理。在全國所有的測候所中，有 105 所附設地震儀，不斷紀錄各處所發生的地震。各測候所用的地震儀，種類很不相同，計有 Wiechert's, Portable, Strong Motion, Ishimoto's, Omori's 以及 Mainka's 等數種，皆用煤烟紙記錄。所有兼辦地震觀測的測候所中，札幌、仙台、新潟、東京、名古屋、大阪、高松與福岡等八處，被選為海嘯警報 (Tsunami Warning) 中心，另有 58 所作為普通的海嘯警報站。日本各處的海岸住滿了人，海嘯可能引起極大的災害；故對於海嘯的警報甚為注意。設某處發生地震，而有可能引起海嘯時，則在地震開始後 20 分鐘內，必須立刻發佈海嘯警報。

東京、大阪、福岡三管區氣象台與氣象研究所，已設置四個天氣雷達站，幫助天氣的預報。日本的無線電中，幾乎每小時都可聽到天氣預告；而且已敢預告七天內的氣象。長期的天氣預報，則包括一個月、三個月與六個月等三種。半年的長期預報，只在 4 月與 10 月，分別報告各地的可能氣溫、雨量與日照，尤着重於與上半年的比較，作為產業界的參考。此外，氣象廳還舉辦許多其他的特殊天氣警告，如水災天氣、火災天氣、鐵道天氣以及航空天氣警告等。

1885 年日本初次准許加入國際氣象組織 (IMO)，1889 年 9 月日本中央氣象台第一次派人參加在巴黎舉行的 International Meteorological Organization Conference。二次大戰失敗後，此項資格自動取消。1953 年 10 月，日本被重新批准加入世界氣象組織，但此一組織的英文名稱，已改為 World Meteorological Organization (WMO)。1954 年 11 月日本中央氣象台在東京召開國際颱風檢討會 (International Typhoon Symposium)。1955 年在日內瓦召開的 WMO 會議，日本曾派遣中央氣象台台長和達清夫參加。

日本氣象學會則是非官方的全國性最高組織，創立於 1882 年，初稱東京氣象學會，由正戶豹之助等所發起，並立即刊行「氣象集誌」，當時會員僅有 39 人。氣象集誌於 1884 年出到 12 號，曾因經費困難而停刊。東京氣象學會在 1888 年改稱大日本氣象學會，廣招會員，約得三百餘人。同年 7 年恢復出版「氣象集誌」，作為第 7 年第 1 號，其後即按月出版一次。1923 年氣象集誌改變體裁及版式，並重編為第二輯第一卷；1923 年及 1924 年，因遭大地震的災害，未能如期出版。1941 年改稱社團法人日本氣象學會；大戰期間及戰後數年，氣象集誌之出版再度耽誤，直至 1949 年才恢復為月刊。

神戶的海洋氣象學會，其性能也是屬於全國性的；但會員較少，會員的興趣更為專門而狹窄。其代表刊物名「海與空」，創刊於 1921 年 5 月。

關於日本的氣象學刊物，除上述二氣象學會的兩種代表刊物外，氣象廳所附設的氣象研究所，曾於 1950 年創刊英文的 Papers in Meteorology and Geophysics 季刊；神戶的海洋氣象台，亦在 1949 年創刊 Papers and Reports in Oceanography。二者所載的論文，皆有頗高的水準。氣象廳本身所出版的刊物，比較重要的計有 Bulletin of the Central Meteorological Observatory, (1904 年創刊，出版無定期。) Geophysical

Magazine (1926年創刊), Oceanographical Magazine (1949年創刊) 以及日本的產業氣象調查報告 (1927年創刊) 等。此外, 東京大學理學院出版有 Geophysical Notes (1946年創刊), 東北大學的地球物理學系也在1949年開始出版 Series Geophysics, 列為 The Science Reports of the Tohoku University 的第五類。

日本氣象科學的比較發達, 氣象研究人才的衆多, 以及氣象廳規模之大與設備之佳, 都是無可否認的事實。然而你在日本所有的大學裡, 看不到「氣象學教室」這樣的牌子; 在文部省大學學術局所編印的 146 頁「全國大學一覽」中, 也找不出任何氣象學系。當然, 日本的氣象學人才, 也多數是從大學中訓練出來的; 但他們既無氣象學系, 也絕少來自地理系, 而是出身於物理系或地球物理系。稍微有點科學常識的人, 都該知道近代的地理學與氣象學, 已經愈離愈遠; 二者的研究對象及其基本訓練, 真是越來越不相同了。

在日本所有的著名大學裡, 要以京都大學理學部地球物理科的設立為最早, 每年限收學生10名, 並附設有氣象學研究所。東京大學、東北大學與北海道大學的地球物理學系, 則皆係戰後新添。其中東京大學的地球物理系附屬於物理學科, 有教授五人副教授六人, 陣容頗盛; 但所開的課程甚雜, 在十四個必修科目中, 氣象學僅居其一, 每週授課二小時, 實習亦二小時。其餘的主要必修科, 計有物理數學、量子力學、地震學、海洋學、地球力學以及地球電子磁氣學等; 授課與實習的時間亦屬相同。

仙台的東北大學, 理學部設有天文及地球物理學科, 復劃分為第一、第二兩科。其實第一科就是天文科, 偏重於理論方面; 第二科才包括氣象學。在第二天文及地球物理學科中, 必修的課程計有地球構造論、地震學、氣象學、地球電磁氣學, 海洋學以及物理探查學等, 每週皆授課 2 小時, 實習 6 小時, 共有三位教授與三位副教授; 每年所招收的學生, 全科限于12名, 氣象學大概只能分到二名。北海道大學理學部的地球物理學科, 是1953年 4 月才成立的, 每年限收12名學生; 不過該校的低溫研究所, 却已有頗長的歷史。

此外, 名古屋大學也設有地球科學科, 私立而著名的早稻田大學, 其理工學部所設的應用物理學科中, 聽說都包括有氣象學課程。但這兩個大學的理學部, 我都沒有參觀過, 不知其詳。

研究院的人才訓練方面, 除氣象廳附設的氣象研究所外, 京都大學 (限 8 名), 東京大學 (限 8 名), 東北大學 (限 7 名) 以及北海道大學 (全部理科研究所限 50 名) 與名古屋大學 (地球科學科限 7 名) 等, 皆開有研究院課程, 授予碩士 (日人稱修士) 及博士學位。研究院的學生, 尤其是讀博士學位的, 幾乎全靠自己用功; 教授不過從旁指點, 很少正式開課。同時因為學生人數有限, 師生相對論學也頗方便。就我知道比較清楚的東北大學說, 氣象學方面的研究生, 便僅開授「氣象學特論一」與「氣象學特論二」, 每週上課四小時而已。專題討論偶亦有之, 多屬學生向教授報告研究心得的性質; 教授只坐着傾聽, 必要時才略加批評。(完)

(上接第56頁)

尚有應注意者, 即於零至三百公尺左右之氣層中, 當海風起時, 空氣可能在海面上作緩慢之下降運動。此運動為完成海風所引起之閉合循環所必需, 曾於數處海岸測站使用無上升力之氣球觀測得之。下降運動之垂直速度通常甚小, 但倘非因空氣之溫度降低之影響, 即不因密度較大使空氣較重之影響, 即此速度可能予載重起飛之飛機以若干困難。

更危險者, 可能為當其吹向海面時沿高峻海岸之強烈下降風, 如在 Adriatique 海之布拉, 該處之冷風自環挪威西北海岸之高山頂直衝而下, 宛若瀑布之勢。惟此種情形之在沿海區域, 並不十分特殊。此為由於地勢之起伏, 及因接近海邊易使空氣流動而引起之擴大現象。

其他關於飛機飛行海岸之注意特點, 尚屬多多。惟其中尚有若干未獲得完滿解釋。此間限於篇幅, 不能一一枚舉。茲就英國氣象家 Sir Napier Shaw 氏所舉之問題, 述之如次, 以供探討。在英吉利東北海岸上起西風時, 近年發現飛機之離地起飛遇有若干障礙, 而使航駛者發生重大之困難, 甚至不能駕駛。雖然此現象究竟是否純屬為氣象方面之關係所致, 抑如 Shaw 氏所設想者, 而係因無數旋渦構成一極大之阻力。阻撓飛機之行進? 如 Shaw 氏所指陳此項與空氣對於一動體所發生之反面阻力, 其值不同, 全視其環境中有無旋渦運動之存在為轉移。而需作許多試驗, 以作此項現象之探討與研究, 方能有效也。(完)

*譯稿蒙吾師蔣丙然博士指正潤飾, 敬示感謝。

原文題目: Les Perturbations Dues au Relief Terrestre et l'Aviation

原文譯自: La Meteorologie

放射能與原子塵

王榮舫

Radioactive Energy and Fallout

Yung-fong Wong

Abstract

A detail explanation on the theory of nuclear structure, decay phenomena, artificial isotopes leads to illustrate the hazard of radioactive fallout following by a nuclear detonation.

原子構造

十九世紀下半期以前，人類尚認原子為原素最小單位，不可分裂。現在已知原子組成物，也可藉高能量之

放射性物質使已知的原子分裂，使成許多不同原素所共有之組成物，三種基本原子組成物即質子、中子及電子。除氫原子外，為所有已知原素所共有。其餘所謂組成物，皆由放射性原子核或組成物中間相互作用而成。這種作用，稱謂核子反應。

電子為最小及已知物質中最輕者，帶有負電荷，質子較電子重一千八百四十倍，帶正電荷，中子較質子稍重但無電荷。

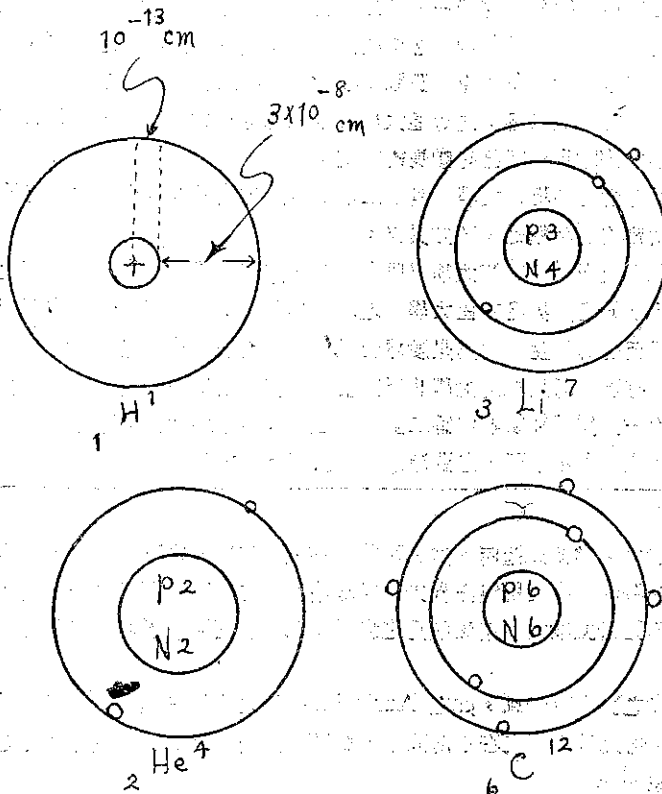
正子之質量與電子相等但帶正電荷。

原子構造分二部分，即核及外圍電子。核位原子中央部份，含質子及中子，為實際上原子之重量組成，電子在核子四週，環繞核子運行不息。原子中空隙，以高爾夫球為例，假定核大如球，則其距電子第一軌道將為一哩，距第二軌道將四倍于第一軌道，第三軌道為九倍，第 n 軌道將為 n^2r 倍。

同位原素

每一原素在週期表佔同一位置，但可有數種不同之質量。當同一原素，有不同之質量時，相互間各稱為同位原素。

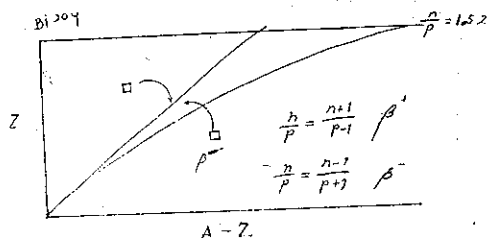
自然界存在之同位原素。



名	稱	半衰期	崩壞型	能	崩壞產物
$^{19}\text{K}^{40}$		1.3×10^9 年	β, γ	$\beta(1.33)$ $\gamma(1.46)$	$\text{Ca}^{40}, \text{A}^{40}$
$^{87}\text{Rb}^{87}$		6×10^{10} 年	β	$\beta(0.27)$	Sr^{87}
$^{147}\text{Sm}^{147}$		1.4×10^{11} 年	α	$\alpha(2.18)$	Nd^{143}
$^{176}\text{Lu}^{176}$		7.5×10^{10} 年	β, γ	$\beta(0.4)$ $\gamma(0.089)$	$\text{Hf}^{176}, \text{Yb}^{176}$
$^{187}\text{Re}^{187}$		4×10^{12} 年	β	$\beta(0.043)$	Os^{187}

核子穩定

原子之構造，有其一定規則性，此種法則即為使原子趨于穩定。倘其結構未達其一定規則，則此原子將屬不穩定者，于是即顯示放射特性。

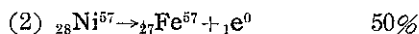


依目前所知，原子核為中子和質子所組成，二者之間存有二種力量。一為負正電荷之質子之間之Coulomb force另一為正負二電荷之間之相吸力。據推測所知，斥與吸之間在某一程度之中子、質子之組合比例，能使原子趨于穩定。如能消除核子間之Coulomb force必須在當質子與中子數相等時。惟輕金屬原素之間，因相對吸力關係，故不足重視。惟原子序數增至20時，即核子間斥力增加，其穩定度必致大為改變，因此必須過量之中子以

達核子間之穩定也。

崩壞現象 (Decay Phenomina)

每一放射性原素，不論人造或天然，必有其唯一崩壞系統特質，崩壞目的已如上述，即為趨本身于穩定也。有時崩壞具數方面。



$$\frac{\beta}{\text{E. C.}} = 1$$

$$\frac{\Delta N}{\Delta t} = -\lambda N$$

ΔN = 在已知時間 Δt 內崩壞之原子數

N = 原子總數

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

$$\frac{dA}{dt} = -\lambda A \quad A = \text{Activity, Curies or dps}$$

$$A = A_0 e^{-\lambda t}$$

倘 Activity 減少至一半時

$$0.5 = e^{-\lambda t_{\frac{1}{2}}}$$

$$2 = e^{\lambda t_{\frac{1}{2}}}$$

$$\log_e 2 = \lambda t_{\frac{1}{2}}$$

$$t_{\frac{1}{2}} = \frac{\log 2}{\lambda} \quad t_{\frac{1}{2}} = \frac{0.693}{\lambda} \quad \lambda = \frac{0.693}{t_{\frac{1}{2}}}$$

λ = 崩壞常數

放射能單位

Curie 為測定放射性來源活性之單位與放射性物質之能量。假定 1 millicurie 之 P^{32} ， N^{24} ，或 C^{14} ，其意義為同位原素之能量，使其崩壞速率為每秒 3.7×10^7 原子數，但需指明者，當同位原素之崩壞形式不止一種時即產生誤差。例如，當原素本身射出 β 及 γ 線，測定 β 粒子時得較高之崩壞速度，倘僅量 γ ，則結果必較低。

Roentgen 為量放射能量之單位，當 X 光線或 γ 線，使一立方呎之空氣電離產生一個 e.s.u. (靜電單位) 電

子對，即稱 1 Roentgen。當 γ 線作用于空氣時，使空氣電離生成光電子，全生成電子（Compton）對生電子，此等第二生成粒子又生成電子及正電子，如果所生電子為一靜電單位即為 1 Roentgen

$$1r = 1 \text{ e.s.u./c.c.}$$

$$1r = \frac{1}{4.803 \times 10^{-10}} \text{ electron/c.c.} = 2.083 \times 10^9 \text{ ele.c.ions}$$

$$1r = \frac{1}{4.803 \times 10^{-10}} \times 32 \text{ ev/c.c.}$$

$$1r = 83.8 \text{ ergs of energy/gm. of air}$$

Rep (Roentgen Equivalent Physical) 為測量人體吸收放射線能量之單位，當每克之身體組織所吸收之能為 93.8 Ergs 時稱為 1 rep。

Rad 人體吸收放射能之單位，當每克人體組織，所吸收之能為 100 ergs 時稱為 1 rad

Rem (Roentgen Equivalent men) 不同之放射能，其吸收程度亦異

$$1 \text{ Rep} = 1 \text{ rem } \beta$$

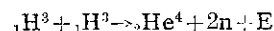
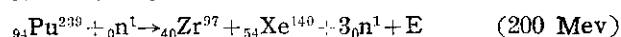
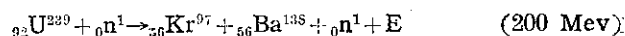
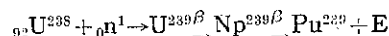
$$1 \text{ Rep} = 1 \text{ rem } \gamma$$

$$1 \text{ Rep} = 10 \text{ rem P.n}$$

$$1 \text{ Rep} = 20 \text{ rem } \alpha$$

原 子 分 裂

當 Ra^{226} 及 Be^9 集合在一起時，即產生中子。而此中子用作射擊分裂物如 U^{238} ， Th^{232} ， U^{235} ， Pu^{239} 即產生連鎖反應



原 子 塵

原子塵 (Fallout) 來自原子爆炸，可分為三種：早期落下 (Close-in) 在爆炸後 10~20 小時或僅飛行至數百哩，即開始下降。

中間下降 (Intermediate) 在爆炸後數星期內下降。

晚期下降 (Delayed)，原子塵在空中延遲數月至數年下降。

Close-in 之降下物，屬爆炸物中之較重者，因本身重量而下降。欲尋求原子塵之降落點，爆炸之方式及爆炸後 10~20 小時內風向預測，有密切關係。

中間降落，其粒子較小，故需較高時間下降，停留低空數星期並遠至數千里。除被雨雪所能洗下外，通常不易因重力而下降。換言之，降下物並非均勻，或能預測其所經路線，但集中于降落地點。故在某一環境下，局部地區偶得未能比例之濃度較高之降下物。

晚期降下，其粒子頗細，且被帶入四萬呎之高度，對人體影響言，其主要為銫 90，因其在空中時間頗久，終至足跡遍于全球，至其如何落下，尚未為人所深知。因此上下層氣流之混合，物體在大氣中之擴散，皆為氣象學上之主要問題。而此種問題或可由放射性物質之踪跡及其所尋之路線上找得答案。

當原子彈爆炸，部份物質變為爆炸、光、熱、及放射能。通常 20 Kiloton 原子彈，完全能量約為 2×10^{13} Calories，約 83% 能量為動能 (K.E.)，6% 為 γ 線及中子，其餘 11% 變為分裂物。

爆炸後分裂產物在不同時間內所呈現之活性及危害度一覽表

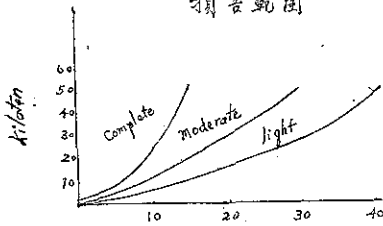
1 Week			1 Month			1 Year		
Isotope	% Activity Contribution	Relative Hazard	Isotope	% Activity Contribution	Relative Hazard	Isotope	% Activity Contribution	Relative Hazard
I ¹³¹	6.3	100	Sr ⁹⁰	6.7	100	Sr ⁹⁰ + Y ⁹⁰	3.6	100
Sr ⁹⁰	2.2	28	I ¹³¹	3.2	50	Sr ⁹⁰	2.6	0.8
Ba ¹⁴⁰	9.0	16	B ¹⁴⁰	10.8	20	Nb ⁹⁵	15.0	0.2
Xe ¹³³	12.0	3.0	Nb ⁹⁵	4.2	2	Ce ¹⁴⁴ + Pr ¹⁴⁴	54.0	0.1
Pr ¹⁴³	8.0	0.09	Xe ¹³³	2.6	0.7	Cs ¹³⁷ + Bd ¹³⁷	3.0	0.003
Y ⁹¹	2.4	0.06	Ce ¹⁴⁴ + Pr ¹⁴⁴	4.0	0.5	Y ⁹¹	4.0	0.002
La ¹⁴⁰	9.4	0.03	Y ⁹¹	7.5	0.2	Ru ¹⁰⁶ + Rh ¹⁰⁶	5.0	0.001
Mo ⁹⁹	10.0	0.002	Pr ¹⁴³	11.1	0.1	Pm ¹⁴⁷	5.8	0.0007
I ¹³²	7.2	※	La ¹⁴⁰	12.4	0.04	Zr ⁹⁵	7.0	※
Te ¹³²	7.0	※	Ce ¹⁴¹	11.2	※			
Ce ¹⁴¹	4.8	※	Zr ⁹⁵	8.1	※			
Nd ¹⁴⁷	4.2	※	Ru ¹⁰³	5.7	※			
Other	7.5	※	Other	12.5	※			

※ No Published Standard for MPC

原子塵正如空氣中其他不純物能被雨水除去。約有一半含放射塵物質，能用過濾方法除去。僅有 4%之放射性雨水在池沼中被發現。大部放射性物質被池沼四週樹木、草、蔬菜、泥土所吸收或被沉入池底污泥之中。

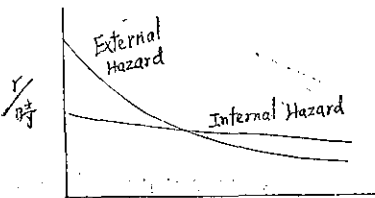
小型原子彈爆炸，距中心點10~20平方哩將受嚴重損害，100~200平方哩則受損失較輕。倘較大型原子彈或氫彈爆炸，嚴重損害地區將及100平方哩，輕度損害地區為1000平方哩。

損害範圍



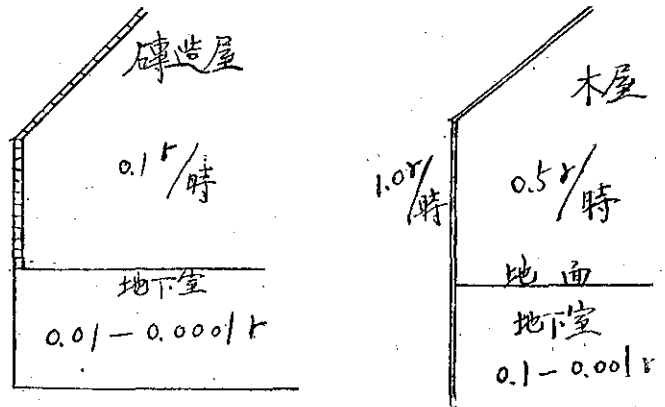
放射能量
1000r/時
100r/時
10r/時
5r/時
2r/時

時間
0
1小時
4小時
12小時
48小時



時間

房屋建築及水源之影響



結論

原子彈之損害，或原子塵為害非不可防禦。倘有充份準備，防患未然，則可減少損害至最低限度殆無疑義。但如何作充分準備則有賴當局之鼓勵及從事是項工作之同人努力。目前環境中含放射能物質之不斷增加為不可否認之事實。設非及早防患，則未可預期之影響將不知會發生如何後果。

(完)

渦率觀念及其在天氣學上之推廣應用

嚴夢輝

Vorticity Concept and Its Extended Applications to Synoptic Meteorology

M. H. Yen

Abstract

The purpose of this paper is to introduce the fundamental definition and basic concept of vorticity which has become a prominent tool in the field of synoptic meteorology during the last few years. The applicable principles which relate to vorticity such as dynamics of Rossby Waves, CAV Trajectories, Petterssen's Wave Equation and later developed numerical forecasting are also discussed.

一、引

論

甚多有數年經驗的從事預報工作者，其注意點多囿於狹小區域及短暫時距，此等預報人員似乎覺得，欲將大規模高空氣流形態所操作用的較新知識，納入日常預報工作中，而獲得一適切的運用，至感困難。Starr 氏指出此種困難實為伴隨氣象網之擴充以俱來的意外遭遇，由於氣象觀測地理上的擴充，尤以高空探測為然，此等觀測資料，經動力氣象學者的研究，曾證明（此係多年來之懸疑）氣旋或反氣旋並非在半球某一領域內各自獨立發展，而與半球其他區域實息息相關，宛如構成一龐大機械中不同的螺釘，牽一髮足以引動全身。若氣旋或反氣旋與相偕之高空風場運動的預報加以改進，則氣旋或反氣旋與大規模氣流型之密切關係必將成為日常預報工作中極其重要的部分。

高空氣流型可視為由四種物理場所組成，即移動 (Translation)，變形 (Deformation)，擴張 (Expansion) 或輻散 (Divergence) 及旋轉 (Rotation) 或渦率 (Vorticity)。代表此等運動之方程式，係由原始流體力學之運動方程所推出，因任何平面運動之已知分速 u 及 v 可視為 x 及 y 之函數，即

$$u = u(x, y) \quad v = v(x, y)$$

若選擇一任意點為原點，並將上式以 Taylor 級數展開，得

$$u = u_0 + \left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)_0 x + \left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)_0 y + \text{高次項} \quad (1.1)$$

$$v = v_0 + \left(\frac{\partial v}{\partial x}\right)_0 x + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)_0 y + \text{高次項}$$

u_0, v_0 為選擇原點之分速，因吾人僅須考慮一次微分性質，故二次以上之高次項，可以略去不計，若以 $\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)_0, \left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)_0$ 等之和及差代入，即

$$\begin{aligned} D &= \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)_0, & F &= \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}\right)_0, \\ q &= \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right)_0, & r &= \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)_0. \end{aligned}$$

則方程式 (1.1) 可寫為

$$\begin{aligned} u &= u_0 + \frac{1}{2}(D+F)x + \frac{1}{2}(r-q)y \\ v &= v_0 + \frac{1}{2}(r+q)x + \frac{1}{2}(D-F)y \end{aligned} \quad (1.2)$$

若將坐標系旋轉一任意角 ψ ，可知係數 D 及 q 與旋轉無關，而 F 及 r 之值完全依所選之坐標而定。設旋轉坐標軸成某一角度 ψ_0 ，而使 $r=0$ ，亦即 $\frac{\partial v}{\partial x} = -\frac{\partial u}{\partial y}$ ，則 (1.2) 式可成為

$$(1.3) \quad \begin{aligned} u &= u_0 + \frac{1}{2} Fx + \frac{1}{2} Dx - \frac{1}{2} qy \\ v &= v_0 - \frac{1}{2} Fy + \frac{1}{2} Dy + \frac{1}{2} qx \end{aligned}$$

方程式 (1.3) 代表微分性質截然不同的四種運動形式，此方程式在運動學上的意義，乃是二度空間的空氣薄層，其位置可因移動、變形、擴張（收縮）及旋轉而變換為另一位置，其運動之分量可決定如下：

u_0, v_0 = 移動，

$$\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} = F = \text{變形}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = D = \text{擴張或輻散}$$

$$\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} = q = \text{旋轉或渦率}$$

移動場、變形場及輻散場等主要效應，過去在天氣學的應用上至少在經驗及性質方面均經顧及，但在1939年以前，關於渦率場的效應，無論間接或直接，並未以任何有效的途徑加以考慮。自半球天氣圖開始研究以來，首先導至一重要的認識，乃是觀測的大規模氣壓型 (Pressure Pattern) 與由渦率簡化方程式所得者，有其相似性。近年來在天氣學上極其重大的進展，乃是應用渦率原理對自由大氣中運動系統的預報，已有長足之進步。此種發展係根源於1858年 Helmholtz 渦率原理的推導，及其關於渦流運動 (Vortex Motion) 有甚大穩定度的發現。1898年，V. Bjerknes 繼Helmholtz 之後又推導出環流原理，並強調斜壓性 (Baroclinicity) 之重要，但此等有關原理對天氣圖之應用，實始於1939年，因 Rossby 發表關於高空波狀環流型式，係受緯流風速 (Zonal wind speed) 及地轉偏向參數子午式的變率所控制。雖然 1937 年 J. Bjerknes 以不同的觀點，亦曾得出相同的結果，但此仍為 Rossby 氏渦率方程初步的預報運用。近年來氣象學術界對於渦率理論的研究發展，可說不遺餘力，Rossby 氏之長波方程式及其等絕對渦率軌徑 (CAV Trajectories) 原理；Petterssen 氏修正之波動方程式；Fjörtoft 氏圖解預報法；最早由 V. Bjerknes 所提出(1904)，首先由 Richardsen 作預報試驗(1922)，而目前重新積極研究之數值預報，均為直接或間接將渦率理論導入實際應用之鮮明例子。本文之目的，係以最基本之形式介紹近年來氣象學術研究發展之成就，人云亦云，旨在拋磚引玉，尚望海內先進不吝指教。

二、渦 率 基 本 理 論

(一) 環流 設在流體中任取一曲線AB，由A至B係代表曲線之正向 (圖2.1A)，令 V_s 為沿曲線之分速， δr 為曲線上之一線段，則由A至B之流量 F 為

$$(2.1) \quad F = \int_A^B V_s \delta r = \overline{V}_s L$$

\overline{V}_s 為長 L 之曲線上的平均分速，此流量可以水或氣體為例，流經單位截面積及 L 單位長之管狀物。圖 (2.1B) 為一封閉曲線，亦即A與B兩點重合，故由A至B流量之測量，乃是某一時間內沿此封閉曲線的循環運動 (Circulatory Motion)，吾人稱為沿此封閉曲線的速度環流 (Circulation of Velocity)，或簡稱環流。若以 C 代表環流，則

$$(2.2) \quad C = \oint V_s \delta r = \overline{V}_s L$$

上式中之 L 為封閉曲線之全長， \oint 代表一封閉線路之積分。由是可知，環流乃曲線上每一線段中流量之總和。

(二) Stokes 原理 沿一封閉曲線上之環流 C ，等於曲線所圍面積 A 與垂直此面積上之平均渦率分量 $\bar{\omega}_n$ 之乘積，此原理為 Stokes 氏所推出。設此面積為一矩形，圖 (2.2)，其四邊之長 (包括方向) 各為 $\delta x, \delta y, -\delta x, -\delta y$ ，故環流為沿此矩形各邊流量之總和。因之

$$\delta C = \frac{1}{2} (u + u + \frac{\partial u}{\partial x} \delta x) \delta x$$

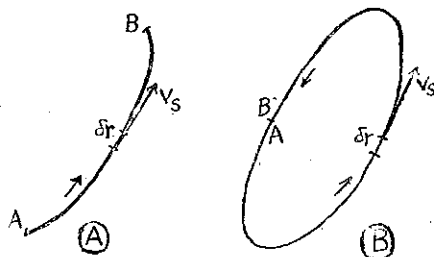


圖2.1

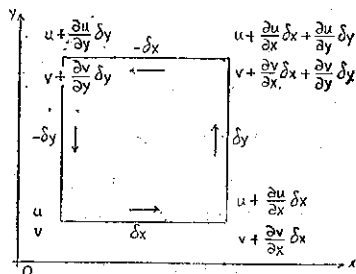


圖2.2

$$\begin{aligned}
 & + \frac{1}{2} \left(v + \frac{\partial v}{\partial x} \delta x + v + \frac{\partial v}{\partial x} \delta x + \frac{\partial v}{\partial y} \delta y \right) \delta y \\
 (2.3) \quad & + \frac{1}{2} \left(u + \frac{\partial u}{\partial x} \delta x + \frac{\partial u}{\partial y} \delta y + u + \frac{\partial u}{\partial y} \delta y \right) (-\delta x) \\
 & + \frac{1}{2} \left(v + \frac{\partial v}{\partial y} \delta y + v \right) (-\delta y)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \text{或 } \delta C &= u \delta x + \left(v + \frac{\partial v}{\partial x} \delta x \right) \delta y \\
 & - \left(u + \frac{\partial u}{\partial y} \delta y \right) \delta x - v \delta y
 \end{aligned}$$

$$\text{簡化之，得 } \delta C = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \delta x \delta y$$

但上式右端括號中乃是垂直於 xy 平面渦率向量之分量 (q_z)，令 $\delta A = \delta x \delta y$ 為此 xy 平面之面積元 (Area Element)，則

$$(2.4) \quad \delta C = q_z \delta A \quad \text{或} \quad q_z = \frac{\delta C}{\delta A}$$

故由 (2.4) 式可知渦率乃是沿單位面積周圍之環流。

(三) 相對渦率 設 V 及 ψ 各代表風速及風向，則其分速可書為： $u = V \cos \psi$ ， $v = V \sin \psi$

ψ 係自 x 軸計量之，若 v 及 u 各對 x 及 y 微分之，則

$$\frac{\partial v}{\partial x} = \frac{\partial V}{\partial x} \sin \psi + V \cos \psi \frac{\partial \psi}{\partial x}$$

$$\frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial V}{\partial y} \cos \psi - V \sin \psi \frac{\partial \psi}{\partial y}$$

令 x 軸與氣流線相切，即 $\psi = 0$ ，而 $\frac{\partial \psi}{\partial x} = K_s$ ，即氣流線之曲率。若 S 為氣流線上某一線段之長， n 為氣流線左側法線之長，則相對渦率為

$$(2.5) \quad q = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = V K_s - \frac{\partial V}{\partial n}$$

上式中 $V K_s$ 稱為曲率項，其正負依 $K_s \leq 0$ 而定， $\frac{\partial V}{\partial n}$ 稱為切變項 (Shear term)，其正負依氣流線左側之風速增加抑減而定，如 $\frac{\partial v}{\partial n}$ 為負，則其切變稱為氣旋式；如 $\frac{\partial v}{\partial n}$ 為正，則其切變稱為反氣旋式。

由 (2.5) 式可知水平氣流中之相對渦率係包括二分量，由其一於氣流線之曲率，其一由於氣流中之切變。

(或速度梯度)。茲舉一例，若於河流中置二木條，一與水流方向垂直 (A)，一與水流線平行 (B)，見圖 (2.3a)。若水流中既無曲率，亦無切變，當木條向下游移動，對一固定坐標系之相對位置亦無變化時，則此一河流對此坐標系相對而言，可說無渦率發生。今設河流中有一水平切變 (即水流速度梯度) 存在，如圖 (2.3b) 所示，此切變將使木條 (A) 開始旋轉。通常所指之渦率，乃是此二木條對一固定坐標系發生旋轉之總和。因之，對於此固定坐標系而言，渦率當然是相對的。因上述情形，僅垂直於水流方向的木條發生旋轉，可知此一渦率實即等於水流的切變。又設無切變存在，但水流的流線為彎曲者，則必使木條 (B) 產生旋轉，如圖 (2.3c) 所示，因切變既為零，此時木條 (A) 當不致旋轉。

在天氣分析與預報的日常工作中，氣流中的相對渦率場 (對地表言為相對) 可由等壓面上等高線的曲率及其間距計算之。

(四) 絕對渦率

上節所述乃基於運動理論所導出，不特適用於相對運動，亦可適

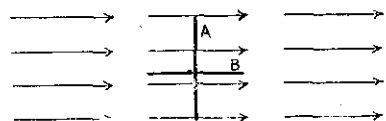


圖2.3a 圖示相對渦率為零

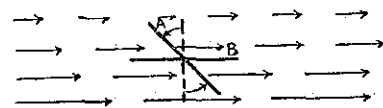


圖2.3b 由於切變而發生之正(氣旋式)渦率

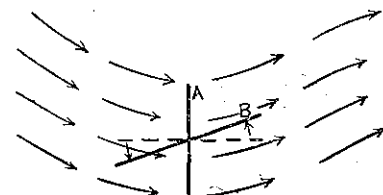


圖2.3c 由於曲率而發生之正(氣旋式)渦率

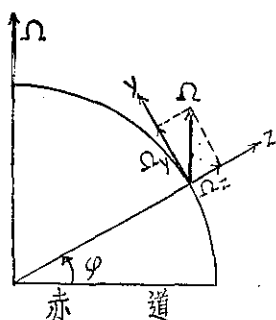


圖2.4 地轉角速度之分量 $\Omega_n = \Omega_z = \Omega \sin \varphi$, 因之

$$(2.6) \quad Q_z = q_z + 2\Omega \sin \varphi = q_z + f$$

易言之，絕對渦率為相對渦率與 Coriolis 參數的總和。

(五) 適用於質性面 (Substantial surface) 之渦率方程式
由相對運動方程式

$$(2.7) \quad \dot{W} = \frac{dW}{dt} = -\alpha \nabla p - 2\Omega \times W - \nabla \Phi + \alpha F$$

式中 $\alpha = (1/\rho)$ 為比容， $-\nabla p$ 為氣壓梯度， Ω 為地轉角速度， W 為風速， $-\nabla \Phi$ 為視引力梯度， F 為摩擦力。

(2.7) 式乘以 δr ，求其無向積，並沿封閉曲線積分之，若摩擦不計，則

$$(2.8) \quad \oint \dot{W} \cdot \delta r = -\oint \alpha \nabla p \cdot \delta r - \oint (2\Omega \times W) \cdot \delta r - \oint \nabla \Phi \cdot \delta r$$

因 (2.8) 式左端為環流加速度，可寫為 \dot{C} ，而 $\nabla p \cdot \delta r$ 為沿線元 δr 上 p 的增量，即 δp ， $(2\Omega \times W) \cdot \delta r$ 可寫成 $(W \times \delta r) \cdot 2\Omega$ ，向量 $W \times \delta r$ 為 $V_n \delta r$ ， V_n 乃垂直於曲線的分速。因 δr 為物理曲線上之一線元， $\oint V_n \delta r$ 代表曲線包圍面積單位時間的擴張 (Expansion)，若 A 為其面積， n 為沿此面積法線上的單位向量，則向量 $A = An$ ，但 Ω 為向量常數，故

$$-\oint (2\Omega \times W) \cdot \delta r = -\oint (W \times \delta r) \cdot 2\Omega = -\frac{d}{dt} (An \cdot 2\Omega)$$

設 ψ 為極軸 (或 Ω) 與法線的交角 (圖2.5)，則

$$An \cdot 2\Omega = 2\Omega A \cos \psi$$

但 $A \cos \psi$ 為面積 A 對赤道面 (Equatorial Plane) 的投影，即 A_E ，而 $\nabla \Phi \cdot \delta r$ 為 Φ 沿 δr 的增量，即 $\delta \Phi$ ，又因積分係沿一封閉曲線，即 A 與 B 兩點重合，故

$$\oint \delta \Phi = \Phi_B - \Phi_A = 0$$

於是，(2.8) 式成為

$$(2.9) \quad \dot{C} = -\oint \alpha \delta p - \frac{d}{dt} (2\Omega A_E)$$

因上式右端第一項等於曲線所圍面積內的力管數，設以 S 代表之，則 (2.9) 式可寫為

$$(2.10) \quad \dot{C} = S - 2\Omega \frac{d}{dt} (A_E) = S - 2\Omega \frac{d}{dt} (A \cos \psi)$$

此處 \dot{C} 為沿一封閉曲線之相對速度環流， A 為曲線包圍之面積， A_E 乃面積 A 在赤道面上之投影，(2.10) 式即代表相對運動之環流原理。

設 C_a 為絕對運動的環流，即

$$C_a = C + 2\Omega \cos \psi A,$$

故絕對運動之環流原理可書為

$$(2.11) \quad \dot{C}_a = S$$

若 A 代表封閉曲線的面積， Q_n 為垂直此面積的絕對渦率分量，則 $C_a = A Q_n$ ，因之

$$\dot{C}_a = -\frac{\dot{A}}{A} Q_n + \frac{S}{A}$$

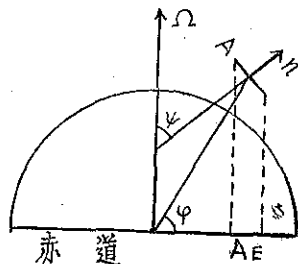


圖 2.5

對於瞬時面積而言， \dot{A}/A 為面積 A 內風的輻散 (D)，或 $D = \text{div}_A \mathbf{V}$ 。同理， S/A 為單位面積的力管數，或沿法線方向的力管分向量 (即 N_n) 則

$$(2.12) \quad \dot{Q}_n = -\frac{\dot{A}}{A} Q_n + N_n = -DQ_n + N_n$$

若運動為絕熱者，則任何等熵面將為一質性面 (Substantial surface)，因等熵面與力管無關，故在等熵面的任何封閉曲線必為

$$(2.13) \quad \dot{Q} = -\frac{\dot{A}}{A} Q = -DQ$$

若為絕熱運動，等壓面亦與力管無關，即等壓面亦為一質性面，故絕熱運動的等壓渦率必不致變換其符號。

因等壓面上的運動方程式為：

$$(2.14) \quad \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial z} = -g \frac{\partial z}{\partial x} + fv$$

$$(2.15) \quad \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial z} = -g \frac{\partial z}{\partial y} - fv$$

將 (2.14) 式對 y 微分，(2.15) 式對 x 微分，然後由 (2.14) 式減去 (2.15) 式，得

$$(2.16) \quad \dot{f} = u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y}$$

上式之 $f = 2\Omega \sin \varphi$ ，而 $\frac{\partial \varphi}{\partial t} = \frac{\partial \varphi}{\partial z} = 0$ 。因相對渦率的分向量為

$$(2.17) \quad q_x = \frac{\partial \omega}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \quad q_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \quad q_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

而 $\dot{Q} = -DQ$ 或 $\dot{Q} + \dot{f} = -D(Q + f)$

將 (2.16)，(2.17) 二式代入上列關係並整理之，得

$$(2.18) \quad \frac{\partial Q}{\partial t} + u \frac{\partial Q}{\partial x} + v \frac{\partial Q}{\partial y} + \omega \frac{\partial Q}{\partial z} = -DQ + q_x \frac{\partial \omega}{\partial x} + q_y \frac{\partial \omega}{\partial y}$$

或

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla Q = Q^2 \frac{\partial}{\partial p} \left(-\frac{\omega}{Q} \right) + \mathbf{q}_H \cdot \nabla \omega \quad \text{[參看 (4.4) 式]}$$

(2.18) 式即為適用於等壓面的渦率方程式。

三、渦率方程式之間接應用——波的動力性

(一) Rossby 長波方程式

C. G. Rossby 曾研究如何獲得一方程式，使能計算大氣中大規模波動的速率，所謂「大規模」，係指波長介於 40° 至 120° 經度間的大氣波而言。為欲獲得波速，Rossby 先擬若干假設（部分假設甚為嚴格）運用於渦率方程式中，這些假設實有認識的必要，因應用 Rossby 方程式作預報時，吾人必須直接予以考慮：

1. Rossby 假定波狀系統在無水平溫度梯度的大氣中運動（由地面至大氣頂部風不隨高度變化），此種情形稱為單層正壓大氣 (Single-layer Barotropic Atmosphere)。

2. 假定在此種正壓的大氣中，氣流無邊側切變 (Lateral shear) 發生，亦即相對渦率僅由氣流線的曲率所決定。

3. 假定氣流型為正弦狀而波幅不甚大。

4. 假定絕對渦率保持常數（不隨時間而起變化），亦即當 Coriolis 參數變化時，相對渦率才起變化（即氣流線曲率之變化）。

基於上述之假設，令正弦波的波幅為 A_s ，波長為 L ，即氣流線群可以下式表示之：

$$(3.1) \quad Y_0 = y - y_0 = A_s \sin \frac{2\pi}{L} (x - ct)$$

y_0 為轉向點，在每一氣流線上均為常數， C 為波速。若運動甚近平衡，則氣流線與等壓面上的等高線幾相重合，因之沿每一質點軌跡上的風速必為常數。在高空強烈氣流的核心 (Core)，上列各項假設均不致發生嚴重誤差，但離核心較遠之處，氣流常有甚強的輻合或輻散，(3.1) 式即不正確。

設 v 為風的子午式分速， U 為平均西風，由 (3.1) 式及氣流線的定義，則

$$(3.2) \quad v = U \frac{\partial Y_s}{\partial x} = U \frac{2\pi}{L} A_s \cos \frac{2\pi}{L}(x-ct)$$

上式中之 A_s ， L 及 C 均與 x 無關。因假定波狀不起變化，故其運動，在一隨波運動的坐標系中心為駐留，在此運動系中，速度分量為 $U-c$ 及 v ，若 Y_r 為此運動系中氣流線（即相對氣流線）的縱坐標，則相對氣流線的微分方程式為

$$(3.3) \quad \frac{\partial Y_r}{\partial x} = \frac{v}{U-C} = \frac{U}{U-C} \frac{\partial Y_s}{\partial x}$$

因 U 對 x 為常數，則

$$(3.4) \quad Y_r = A_s \frac{U}{U-C}$$

Rossby 既假定波狀系統之運動為水平而無輻散，故在一等壓面的渦率方程式 (2.18) 成為 $\dot{Q} = \frac{\partial Q}{\partial t} + V \cdot \nabla Q = 0$ ，但 $\frac{\partial f}{\partial t} = \frac{\partial f}{\partial x} = 0$ ，因之 $\frac{\partial q}{\partial t} = -\beta v$ ，其中 $\beta = \frac{\partial f}{\partial y} = 2\Omega \cos \varphi \frac{\partial \varphi}{\partial y} = \frac{2\Omega \cos \varphi}{E}$ ，稱為 Rossby 參數， v 為風之子午式分速， E 為地球平均半徑，因 β 隨 y 的變化甚小，在波幅所佔緯度範圍內可視為常數。Rossby 假定運動質點的切變項 ($\frac{\partial V}{\partial n}$) 不起變化，即西風氣流在 y 方向甚為規則，故相對渦率 (2.5) 為 $q = VK_s$ ，因此，波之進行速率可由渦率方程式簡化決定之，即假定沿每一相對氣流線之 $Q = f + K_s V$ 為常數，如圖 (3.1)，令 OP 代表相對氣流線， O 為轉向點， P 為極大點，因在 O 點之 $K_s = 0$ ，故

$$(3.6) \quad f_P + K_{SP} V_P = f_0$$

標註之 O 及 P 表示在 O 點及 P 點之數值，又

$f_P - f_0 = \beta A_r$ 及 $V_P = U$ ，因之

$$(3.7) \quad K_{SP} U = -\beta A_r$$

在極大點 P ，氣流線的曲率為

$$(3.8) \quad K_{SP} = -\left(\frac{2\pi}{L}\right)^2 A_s$$

由 (3.5)，(3.7) 及 (3.8) 式，則

$$(3.9) \quad C = U - \beta \left(-\frac{L}{2\pi}\right)^2$$

此即著名的 Rossby 長波方程式。由此可知所有重疊於西風氣流的波群，將以一小于緯流風速 (U) 的速率而運動，尤以波長相對較小的波群為然。當波長增加， U 與 C 之差亦必增加，在極限

$$(3.10) \quad U_0 = \beta \left(\frac{L}{2\pi}\right)^2$$

時，則波動變為駐留，若波長繼續增大，波動速率變為負，此種波動稱為倒退 (Retrogression)，極限值 U_0 稱為臨界速率。由 (3.9) 式可知任何已知的 U 值，必有一對應的波長 L_s ，若實際波長與 L_s 相等，則波動必為駐留，此 L_s 稱為駐留波長，可以下式表示之：

$$(3.11) \quad L_s = 2\pi \sqrt{\frac{U}{\beta}} = 2\pi \sqrt{\frac{UE}{2\Omega \cos \varphi}}$$

實際應用於天氣圖時，通常將平均緯流風 (Mean Zonal Wind) 換算為對應的駐留波長 L_s ，然後與實際波長加以比較。方程式 (3.9) 可變換為下列形式：

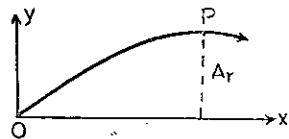


圖3.1

$$(3.12) \quad C = \frac{\beta}{4\pi^2} (L_s - L^2)$$

今設 N 為環繞半球的波數 (Number of waves)，則

$NL = 2\pi E \cos \varphi$ ，因之

$$(3.13) \quad C = U - \frac{2\Omega \cos^3 \varphi E}{N^2}$$

對任何觀測的 U 值，必有一對應的波數 N_s ，故若實際波數等於 N_s ，則波動亦必駐留，故下式實相當於 (3.12) 式。

$$(3.14) \quad C = 2\Omega \cos^3 \varphi E \left(\frac{1}{N_s^2} - \frac{1}{N^2} \right)$$

例如實際波數為 5，駐留波數為 4，即一在緯度 45° 的波，其向東移行的速度約為 7 m sec^{-1} (或 14 哩/時)。

由 Rossby 的推導，顯示出一非常重要的事實，即 U 、 β 及 L 等參數，對於決定緯流波群的播動率 (Rate of Propagation of Zonal Waves) 頗形重要。當然尚有其他同樣重要的因素，例如由 700mb 至 200mb 的氣層中，波長 L 與速率 C 幾乎不變，但在此氣層中的 U ，則隨高度約增加 2 至 4 倍，故應用長波方程式計算波速，僅能滿足某一等壓面，至為明顯。

Cressman 及其他氣象學者曾用統計方法試驗，Rossby 方程式以應用在 600mb 附近其結果最佳。計算長波 24 小時運動的方法，根據 Cressman, Riehl 及芝加哥大學天氣預報研究中心研究的結果，可歸納如下：

1. 方程式 (3.12) 必須應用在 600mb 面，在較高（較低）層所計算的運動將過大（過小），因中緯度的帶風恒隨高度驟增。
2. 由方程式 (3.11) 計算駐留波長 L_s ，須將長 120° 經度及寬 5° 緯度的緯度帶中平均所得之地轉風代替 U 。
3. 上述所取的帶狀區域，儘可能將強烈氣流的核心包括在內，因之， L_s 的計算亦應在最強西風所在的緯度帶 (U 及 L_s 美空軍每日廣播二次)。
4. 決定強烈西風所在緯度及其子午式的變動，可繪製西風剖面曲線圖及西風時間剖面圖。
5. 因平均地轉式西風，係與 5° 緯度圈上平均高度的子午式之差 (Δh) 成正比，故可將每 5° 緯度帶間的 Δh 算至 600mb 面，然後由 Cressman 所設計的換算圖即可獲得 L_s 。
6. 既得 L_s 值，即可由 Byers 所設計的換算圖獲得長波速率。
7. 由 (3.12) 式計算所得的長波運動，必須用 CAV 軌徑的計算作輔助 (詳下節)。
8. 因 600mb 圖，目前尚非標準等壓圖，故必須將 500mb 圖上的資料應用於 600mb。用 600mb 至 500mb 的標準降溫率，Cressman 獲得下列一經驗的關係式：

$$\Delta h_{600} = \Delta h_{500} - 18 \Delta T_{500}$$

上式 Δh 以動力呎表示， ΔT 以攝氏度數表示， Δ 乃相距 5° 的兩緯度圈間，其平均值的差。

9. 有時長波脊比槽容易辨認，故預報者不必將注意力專囿於長波槽。
10. 有時一特殊的長波槽或脊很顯著，而其他的槽脊被短波擾亂而不彰，此時可由此種「錨狀」的槽或脊開始計算較為方便。
11. 長波甚為保守，其出現和消失並不突然，其型式的完全改觀常歷數日，故逐日間的連續性必須考慮。
12. 在長波生命歷程中，約有三分之二的時間，波數不起變化，其餘三分之一的時間代表調節期 (Periods of Adjustment)，當實際波數與駐留波數相差 1 以上時，即為調節期發生的最好指示。波數的變化，常伴隨新的發展及低層環流系統的加強。
13. 任何指定區域的預報，亦須保有長波運動所經的充分區域，通常約須半球的二分之一或三分之一，例如中國區域，天氣圖所含範圍須包括亞洲、歐洲至大西洋中部。
14. 風的資料，用三日平均值較一日的資料為佳。
15. 若某一長波，適跨於兩個 120° 經度區的過渡地帶時，則平均西風應依據二區中所佔波的部分比例估量之。

16. 若不規則彎曲的長波槽之中，夾有一短波，則其下游長波槽的預報運動，常較實際運動為緩慢。

17. 當有阻塞 (Blocking) 情況或波型顯著不規則時，即 Rossby 長波方程式的應用當受限制。

(二) 等絕對渦率軌徑 (CAVT, Constant Absolute Vorticity Trajectories) C.G. Rossby 曾假設 (1945) :

1. 無垂直運動及強烈摩擦時，大氣中水平氣流的絕對渦率將保持不變。
2. 在一安全發展的氣流中層，其切變近於消失。
3. 大氣中穩定狀態的氣流型，沿氣流線無氣壓梯度之作用使渦率發生變化。

根據上列簡單的假定，Rossby 發展為一種空氣質點軌徑的預報方法，其目的與其說是獲得個別空氣質點的未來位置，不如說是獲得高空槽脊運動及波數調節的指示。

根據上述絕對渦率為保守的假設，必須在條件特別簡單之處選擇一始點，此一點即為經過氣流核心的氣流線轉向點 (圖3.2)，在此點的 $K_s = 0$ 及 $\frac{\partial v}{\partial n} = 0$ ，故渦率等於該點之 Coriolis 參數 f_0 ，Rossby 既假定空氣質點沿波型運動時，其切變小至可以忽略，則渦率方程式成為

$$(3.15) \quad K_s V + f = f_0$$

f_0 即為在始點的 Coriolis 參數。茲令 ψ 為風向， K_t 及 K_s 各為軌徑及氣流線的曲率，即一單獨空氣質點其單位時間 ψ 的變化為 $\dot{\psi} = VK_t =$ 角速率，或

$$(3.16) \quad \dot{\psi} = \frac{\partial \psi}{\partial t} + W \cdot \nabla \psi = VK_t$$

但 $W \cdot \nabla \psi = V \frac{\partial \psi}{\partial s}$ ， $\frac{\partial \psi}{\partial s}$ 乃是沿氣流線單位距離風向的變化，或氣流線的曲率，故 $W \cdot \nabla \psi = VK_s$ ，因之

，(3.16) 式成為

$$(3.17) \quad \frac{\partial \psi}{\partial t} = V(K_t - K_s)$$

若局部變化 ($\partial \psi / \partial t$) 與個別變化 ($\dot{\psi}$) 差別極小 (當空氣運動較波的運動為快時必為正確)，則 (3.17) 式為 $VK_t = VK_s$ ，而方程式 (3.15) 可寫為

$$(3.18) \quad K_t V = f_0 - f = -\beta y$$

β 亦如上節可視為常數。欲求上式之解，必須以 V 作為時間的函數。但 Rossby 假定運動為平衡狀態 (或接近)，故沿軌徑上的 V 當不起變化。應用曲率的一般形式，則 CAVT 軌徑的微分方程式為

$$(3.19) \quad \frac{d^2 y}{dx^2} = -\frac{\beta}{V} y [1 + (\frac{dy}{dx})^2]^{3/2}$$

上式中視 β/V 為常數。若波幅較小，即 dy/dx 與 1 相較可以忽略，故上式之解為

$$(3.20) \quad y = A_t \sin x \sqrt{\frac{\beta}{V}}$$

因之軌徑為一正弦曲線，其波幅為 A_t ，波長為 L_t ，亦即 (參考 3.1 式)

$$(3.21) \quad L_t = 2\pi \sqrt{\frac{V}{\beta}}$$

由此可知軌徑的波長實與 Rossby 駐留波長相同。欲獲得波幅 A_t ，令 ψ_0 為轉向點自 x 軸至風向的夾角 (圖3.2)，此處 $x=0$ ，在此點，

$$(3.22) \quad \left(\frac{dy}{dx}\right)_0 = \tan \psi_0 = A_t \sqrt{\frac{\beta}{V}} \quad \text{或} \quad A_t = \tan \psi_0 \sqrt{\frac{V}{\beta}}$$

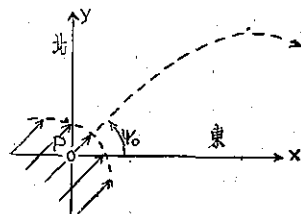


圖3.2

若波幅甚大時，即須求方程式 (3.19) 的全解。Platzman 求出的解答為 $y^2 = \frac{V}{\beta} 2(\cos \psi - \cos \psi_0)$ ，因 $\psi=0$ 之處， $y=A_t$ ，故 $A_t = \sqrt{\frac{2V(1-\cos \psi_0)}{\beta}}$ 。振動週期及波長的解式，可用同樣方法求得。實際應用時 ψ_0 ， V 及 β 可由天氣圖中獲得，而關於波的各项參數可以查表。若將地球曲率加入計算，Platzman 獲得波狀軌徑的形式如圖 (3.3) 所示。由該圖可知上枝的波幅 A_u 小於下枝的波幅 A_l ，經度方面的長度亦然。計算 A_u ，

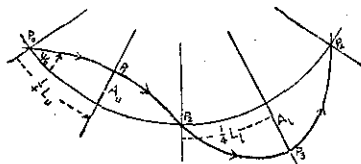


圖3.3

A_1 , $\frac{1}{2}L_u$ 及 $\frac{1}{2}L_v$ 等參數, 可由美空軍 105-99 號技術報告中查表即得。關於 CAV 軌徑應用時的注意事項簡述如下:

1. 由轉向點開始至上游或下游至少有四分之一的波長, 其氣流帶較寬且近於規則彎曲, 在這種情況, CAV 軌徑的計算才可嘗試。

2. 在 500mb 圖中, 由 800 英尺 (或 400 英尺) 等高線間距所得的平均風速減少百分之二十, 可得 600mb 的近似風速。

3. 因計算結果難於表示單獨波型的各種要素, 故須決定 CAV 軌徑槽或脊到達的時間及位置, 以資判別。

4. CAV 軌徑進入阻礙區域 (Stagnant Areas) (例如阻塞高壓) 則失去可靠性。

5. CAV 軌徑對於長波計算的校驗甚有價值, 且前者之應用較後者更為廣泛。

6. 預報槽脊線的運動及其發展, 在 500mb 某種已經確立的特殊等高線型式下, CAV 軌徑的應用最為適宜。(請參閱氣象學報三卷二期 35-37 頁)。

(三) Petterssen 波動方程式

Petterssen 假定運動為充分水平, 則渦率方程式中垂直速度項可以忽略, 故 (2.18) 式成為

$$(3.23) \quad \frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} (q+f) + v \frac{\partial}{\partial y} (q+f) = -D(q+f)$$

又設波狀系統開始運動時, 其氣流線為正弦狀, 則

$$(3.24) \quad y = y_0 + A_s \sin 2\pi \frac{x}{L}$$

上式與 (3.1) 式相同, 但並不假定波狀和速率不起變化, 故 A_s 和 L 為時間的函數, 而波動亦不必為帶狀。

圖 (3.4) 中的 γ 角表示波的傾斜度 (Tilt), 由北至西為正, 由北至東為負。最後假定在槽脊線附近的運動為對稱, 在氣流線系統中, 因 x 軸垂直於槽線或脊線, 則對稱所需的條件 (在槽脊線上) 為

$$(3.25) \quad v=0 \quad \frac{\partial v}{\partial y}=0 \quad \frac{\partial v}{\partial x}=0 \\ \frac{\partial q}{\partial x}=0 \quad \frac{\partial^2 q}{\partial x \partial y}=0$$

由上列對稱的條件, 則渦率場中之一脊 (槽) 線將與氣流線系統中之一槽 (脊) 線重合。今設 C 為渦率場中脊線或槽線的速率, 則吾人可得一與 Petterssen (1933) 應用於氣壓場中相似的公式

$$(3.26) \quad C = - \frac{\partial^2 q / \partial x \partial t}{\partial^2 q / \partial x^2}$$

此公式純為運動性質, 當可用以求槽脊線的速率。由 (3.23) 式之助, 並用 (3.25) 式的對稱條件, 則 (3.26) 式成為

$$(3.27) \quad C = u + \frac{u \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} + \frac{\partial v}{\partial x} \left(\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial f}{\partial y} \right) + (q+f) \frac{\partial D}{\partial x}}{\partial^2 q / \partial x^2}$$

由上式可知播動率完全決定於瞬時條件, 而與運動空氣的歷史無關。故播動率可由某一單獨天氣圖計算求得。欲計算 (3.27) 式, 因

$$(3.28) \quad q = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad \text{及} \quad \frac{\partial^2 q}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \right)$$

由氣流線定義, $v = y'u$, ($y' = dy/dx$), 在任何槽線或脊線 (對稱者), 即 $y' = y''' = 0$, 故 $\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} = uy'''' + 3y'' \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}$, 由 (3.23) 式及曲率方程式, 則槽線或脊線為

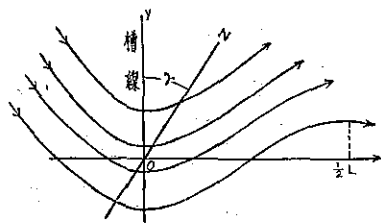


圖3.4 圖示波的傾斜

$$(3.29) \quad y'' = K_s = \pm A_s \left(\frac{2\pi}{L} \right)^2 \quad y'''' = 3K_s^3 + \frac{\partial^2 K_s}{\partial x^2} = - \left(\frac{2\pi}{L} \right)^2 K_s$$

K_s 為交截於槽脊線上的氣流線曲率。設 γ 為槽脊線的傾斜度，則

$$\frac{\partial f}{\partial x} = \beta \sin \gamma \quad \frac{\partial f}{\partial y} = \beta \cos \gamma \quad \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} = -f \frac{\sin^2 \gamma}{E^2}$$

$$\text{及} \quad \frac{\partial v}{\partial x} = u K_s \quad \frac{\partial q}{\partial y} = K_s \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}$$

式中 $\beta = \partial f / \partial y$ 為 Rossby 參數， E 為地球平均半徑。因 $D = \partial u / \partial x + \partial v / \partial y$ ，則得

$$(3.30) \quad \frac{\partial D}{\partial x} = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + K_s \frac{\partial u}{\partial y} \quad \frac{\partial^2 D}{\partial x \partial y} = \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \right) + K_s \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}$$

若將上列所有各式代入 (3.27) 式，可得一求 C 的普遍方程式，而其中僅包含 $\partial u / \partial y$ 及 $\partial^2 u / \partial y^2$ 。為獲得一實用的簡便公式，只須考慮有極大風速的槽脊線部分，設 U 為極大值，即核心速率 (Core speed) 或噴射速率 (Jet ed)，故

$$(3.31) \quad \frac{\partial u}{\partial y} = 0 \quad \text{及} \quad u = U$$

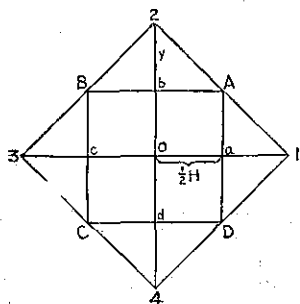


圖3.5 定差網格

欲計算氣流核心的 $\partial^2 u / \partial y^2$ ，可以應用定差 (Finite-difference) 公式，以一如圖 (3.5) 的網格，其中 $Ca = db = CD \dots$ ，其長度的單位可以任意取定。網格中心 (0) 置於欲計算某值之點，對角線的方向應沿坐標軸。設 S 為任何無向量 (如氣壓，等壓面之高度等)，則其一次微商可用定差代入，即

$$\frac{\partial S}{\partial x} = \frac{\Delta S}{\Delta x}$$

其二次微商為

$$\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} = \frac{(\Delta S / \Delta x)^I - (\Delta S / \Delta x)^{II}}{\Delta x}$$

指標 I 及 II 係指相距 Δx 的兩點。圖 (3.5) 中的各點則為

$$(3.32) \quad \begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial x} &= \frac{S_a - S_b}{H} & \frac{\partial S}{\partial y} &= \frac{S_b - S_d}{H} \\ \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} &= \frac{S_1 - 2S_0 + S_3}{H^2} & \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} &= \frac{S_1 - 2S_0 + S_4}{H^2} \end{aligned}$$

由上式可得 S 的 Laplacian 為

$$(3.33) \quad \nabla^2 S = \frac{S_1 + S_2 + S_3 + S_4 - 4S_0}{H^2}$$

若取 y 軸與氣流垂直 (圖3.6)，則 $\partial^2 y / \partial x^2$ 代表沿極大點風速剖面曲線的曲率 (注意風速剖面曲線視為無向量)，由 (3.32) 式可知在氣流的核心，必有下列的關係

$$(3.34) \quad \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = - \frac{U}{B}$$

B 乃風速為氣流軸上風速之半處，其與氣流軸的水平距離，或稱半距 (Half-width)。若將以上所有各關係式代入 (3.27式)，則

$$(3.35) \quad C = U - \frac{\beta \cos \gamma + \frac{U}{B^2} + \left(1 + \frac{f}{U K_s}\right) \frac{\partial D}{\partial x}}{\left(\frac{2\pi}{L}\right)^2 + \frac{1}{B^2} - \frac{3}{U} \frac{\partial D}{\partial x}}$$

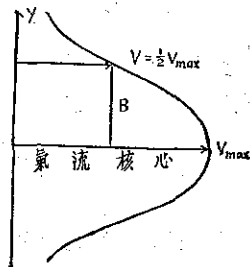


圖3.6 半距之定義

上式分子中的微小項 (即 $U f \sin^2 \gamma / E^2$) 與分母中的微小項 (即 $\partial^2 D / \partial x \partial y$) 均已略去，因前者 cm sec^{-1} 之值甚小，而後者根據對稱條件，其值極微。

因各氣層的輻散及其分佈甚難明瞭，欲設計一波動模式而能顯示輻散的真相者，實不可能。而強烈集中的氣流與一槽 (脊) 線相截之處，其空氣流經渦率系統的速率，遠較系統本身為快 (即 $U > C$)，故當空氣接近槽線

時，將獲得絕對渦率，當空氣逸出槽線時，將失去此種渦率。

由渦率方程式 ($\dot{Q} = -DQ$) 可知在一氣流之槽前為輻散，在槽後為輻合，在槽線上， $\frac{\partial D}{\partial x} > 0$ ，在脊線上， $\frac{\partial D}{\partial x} < 0$ ，若將輻散效應略去，則

$$(3.35) \quad C = U - \frac{\beta \cos \gamma + U/B^2}{(2\pi/L)^2 + 1/B^2}$$

或

$$(3.37) \quad C = \frac{U - \beta \cos \gamma (L/2\pi)^2}{1 + (L/2\pi B)^2}$$

比較 (3.35) 及 (3.36) 式，可知輻散效應能使槽的運動稍慢，而使脊的運動稍快。根據觀測，約 700mb 至 200mb 之間，波長 (L) 及速率 (C) 幾乎與高度無關，半距 (B) 雖非常數，但並不隨高度有規則的變化，而風速 (U) 則隨高度呈規則的增強，由 700mb 至 200mb 約增強 3 倍以上。由此可知包含輻散的各項，必隨高度有其規則的相當變化，由於這一理由，吾人不得期望此一簡化方程式能在任何氣層獲致滿意的結果。根據試驗，Petterssen 方程式若用於 500mb，其成績甚佳。由 (3.37) 式，Fletcher 曾設計一換算圖，對於速率 C 的獲得甚為便捷。

圖 (3.7) 為 Petterssen 方程式中各項參數如何決定的示例，除風的觀測已夠充分外，必須在槽脊線附近作出等風速線，在可能情形，半距 (B) 係最大風速帶兩邊寬度一半的平均值 (圖 3.7a)，若最大風速帶有二支以上時，則半距 (B) 只量一邊即可 (圖 3.7b)。圖 (3.7c) 至 (3.7f)，表示非規則彎曲的波型，在此種情形，必須由波型的規則彎曲部分描一延長線段，以便決定其「有效波長」，如圖中斷線所示。在圖 (3.7c) 至 (3.7e)，其上游脊的曲率與槽相比，顯然太弱或太强，亦即表示上游實際二分之一波長過大或過小。雖然人為描繪的正弦波型之中，有若干主觀成分在內，但由結果顯示，此種程序

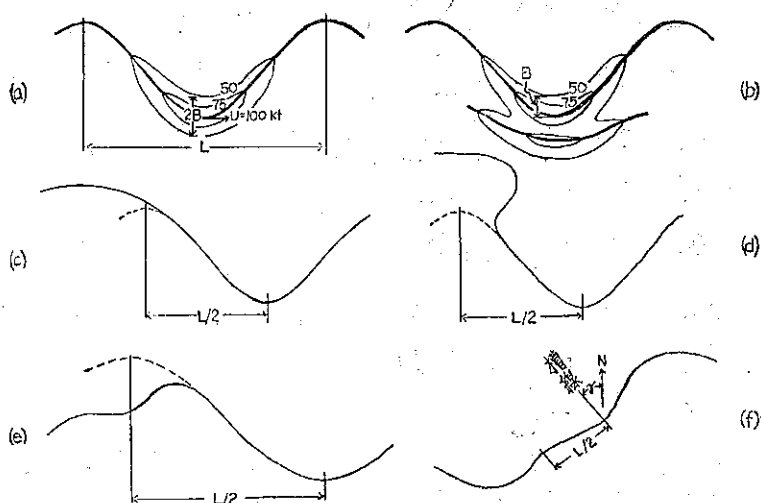


圖 3.7 (a)至(b): 粗線為等高線，細實線為等風速線，單位哩
(c)至(f): 實線為等高線，斷線係依槽的曲率所作正弦波的延長

非常正確。根據芝加哥大學天氣預報研究中心試驗結果，應用 Petterssen 方程式作槽的預報，其成效較脊的預報為優，與 Johannessen 及 Cressman 試驗的結論相同。但用於長波槽的預報，並不理想。

四、渦率方程式之直接應用——數值預報 (Numerical Prediction)

由理論物理的觀點，天氣預報問題實為一初值 (Initial value) 問題，如大氣的初態及控制其運動的定律已知，則以數學的演繹，決定大氣未來的性態，當合邏輯。

早在 1904 年，V. Bjerknes 便提出該問題的處理情形，1922 年，Richardson 最先用 Bjerknes 的理想，嘗試產生一種預報的方法。原則上，Richardson 應用水平運動方程及連續方程，以定差代替微分，計算風的分速 (u, v) 及氣壓 (P) 等時間增量，再將增量代回原方程式，重複演算，便可獲得數值的解答。但 Richardson 曾遭遇二大難題，第一，計算工作過繁，欲產生一限時的預報，實屬無望；第二，所用方程式過於敏感，在原始條件中雖僅微小的誤差，亦將導至預報的嚴重錯誤，例如 Richardson 計算三小時氣壓變化為 70mb，但實際觀測的變化却甚微。因之，以實用觀點言，此種結果誠屬不值一顧。但 Richardson 的工作却引起氣象學者的注意

，從而研究困難所在，及數值預報的可能性問題，直至今日，Richardson 所遭遇的難題，已經可以解決，第一，近代高速計算機快於人工計算機 10^5 倍以上；第二，預報方程式的過於敏感性已有方法移去。值得注意者，近年來數值預報雖有很大的成就，但並未將所有可能的大小因素加以極精密的處理，而僅將極重要的幾項因素予以考慮而已，其結果當然尚未達到盡善盡美，然而僅僅這些簡單的因素，已使計算工作既繁且鉅矣。

(一) 以氣壓作垂直坐標的連續方程式

以等壓面上的氣流型而言，若用 P 代替 Z 作為垂直坐標當較便捷， P 與 Z 之間的關係可用流體靜力方程式決定之。設一體積元 (Volume Element) $\delta x \delta y \delta z$ 包含質量 $\rho \delta x \delta y \delta z$ ，以 $-\delta p/g$ 代替 $\rho \delta z$ ，因質量不變，故

$$\frac{d}{dt}(\delta x \delta y \delta p) = 0,$$

或

$$(4.1) \quad \frac{1}{\delta x \delta y} \frac{d}{dt}(\delta x \delta y) = -\frac{1}{\delta p} \frac{d}{dt}(\delta p).$$

$$\text{但 } \frac{d}{dt}(\delta x \delta y) = \delta y \frac{d}{dt}(\delta x) + \delta x \frac{d}{dt}(\delta y)$$

線元 δx 及 δy 可視為與質點緊密相連的物理要素，這些要素的伸張或收縮係由於微量的運動而起，故

$$\frac{d}{dt}(\delta x) = \delta u + \frac{\partial u}{\partial x} \delta x \quad \frac{d}{dt}(\delta y) = \delta v + \frac{\partial v}{\partial y} \delta y$$

$$\text{因之，} \quad \frac{d}{dt}(\delta x \delta y) = \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \delta x \delta y = D \delta x \delta y, \text{ 或}$$

$$(4.2) \quad D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{1}{\delta x \delta y} \frac{d}{dt}(\delta x \delta y)$$

根據 (4.2) 式，則 (4.1) 式成為

$$(4.3) \quad D = -\frac{1}{\delta p} \frac{d}{dt}(\delta p)$$

δp 可視為一物理要素，其伸張的變率為 $\frac{d}{dt}(\delta p)$ 。上式右端可寫為 $-(1/\delta p)\delta(dp/dt)$ ，通常令 $\omega = dp/dt$ ， ω 即為沿 p 軸的分速，若 δp 接近於零，則

$$(4.4) \quad D = -\frac{\partial \omega}{\partial p}$$

上式為連續方程式的另一形式，最先由 Sutcliffe 及 Godart 二氏所推出 (1948)。

(二) 半地轉式方程 (Quasi-geostrophic eq.)

在大規模運動系統中，垂直速度及其水平梯度均甚小，故可將渦率方程式右端最後二項及渦率垂直平流項略去，輻散項中的相對渦率 (q) 與 Coriolis 參數比較亦可忽略，則方程式 (2.18) 成為

$$(4.5) \quad \frac{\partial Q}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla Q = -fD$$

上式左端第二項為水平渦率平流。地轉式近似值可由地轉風 (\mathbf{V}_g) 代替實際風速，絕對地轉式渦率 (Q_g) 代替絕對渦率。但實際輻散却不能用地轉式輻散代替，因前者完全視實際風與地轉風兩者間的差別而定。惟輻散可由連續方程式 (4.4) 獲得，故 (4.5) 式成為

$$(4.6) \quad \frac{\partial Q_g}{\partial t} + \mathbf{V}_g \cdot \nabla Q_g = f \frac{\partial \omega}{\partial p}$$

地轉風及渦率的間接形式為

$$(4.7) \quad u_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial y} \quad v_g = \frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial x}$$

及

$$(4.8) \quad Q_g = q_g + f = -\frac{g}{f} \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} \right) + f = \frac{g}{f} \nabla^2 Z + f$$

$\nabla^2 Z$ 為等壓面高度的水平 Laplacian。故水平渦率平流的形式當為

$$(4.9) \quad \mathbb{W}_g \cdot \nabla Q_g = -\frac{g}{f} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial Q_g}{\partial y} - \frac{\partial z}{\partial y} \frac{\partial Q_g}{\partial x} \right) = -\frac{g}{f} J(Z, Q_g)$$

式中 $J(Z, Q_g)$ 為括號中的簡略形式，稱為 Z 及 Q_g 的 Jacobian 行列式。若引用 (4.8) 及 (4.9) 式於方程式 (4.6) 中，則

$$(4.10) \quad \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \frac{\partial z}{\partial t} - \frac{f^2}{g} \frac{\partial \omega}{\partial p} = \frac{\partial z}{\partial y} \frac{\partial Q_g}{\partial x} - \frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial Q_g}{\partial y}$$

上式可視為含有 $\partial z / \partial t$ 及 ω 兩未知數的直線微分方程式，因右端各項可由等壓圖中求出。含相同未知數的另一方程式，可由熱力學第一定律及流體靜力方程式獲得，設狀態的變化為絕熱者，則

$$\begin{aligned} \dot{\theta} &= \frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial p} + v \frac{\partial \theta}{\partial p} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p}, \text{ 或} \\ (4.11) \quad \frac{\dot{\theta}}{\theta} &= \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{1}{\theta} \mathbb{W} \cdot \nabla \theta + \frac{1}{\theta} \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \end{aligned}$$

因對 x, y 及 t 的微分，氣壓為常數。故

$$(4.12) \quad \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{\alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial t} \quad \frac{1}{\theta} \nabla \theta = \frac{1}{\alpha} \nabla \alpha$$

$\alpha (=1/\rho)$ 為比容，若以流體靜力方程式代之，則

$$(4.13) \quad \alpha = -g \frac{\partial z}{\partial p}$$

若以地轉風代替實際風，即

$$(4.14) \quad \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial z}{\partial t} \right) + \sigma \omega = \mathbb{W}_g \cdot \nabla \frac{\partial z}{\partial p}$$

或將上式右端展開，

$$(4.15) \quad \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial z}{\partial t} \right) + \sigma \omega = \frac{g}{f} \left(\frac{\partial z}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right) - \frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right) \right)$$

上式中之係數

$$(4.16) \quad \sigma = -\frac{\alpha}{g\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p}$$

為靜止穩定度之測量，通常以一標準值代替 σ ，此標準值可由觀測的厚度計算之。若高度場已知，即方程式 (4.15) 右端即可計算。方程式 (4.10) 及 (4.15) 均包含 $\partial z / \partial t$ 及 ω 兩個未知數，欲決定這些未知數，必須求助於上下限的條件，因在大氣頂部 ($p=0$) 之 $\omega=0$ ，在海平面之 ω 小至幾乎消失，又因 1000mb 面極近海平面，即上下限的條件為

$$(4.17) \quad \text{在 } p=0 \text{ 時, } \omega=0, \text{ 在 } p=1000\text{mb 時, } \omega=0.$$

(若考慮地形的傾斜因素，可令 $\omega = u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y}$ ， h 為海平面以上之高度)。

適用於數值預報的地區有其疆域的限制，一部分因接近赤道的半地轉式方程不切實用；一部分因高緯度的某些區域缺乏觀測資料。因之，水平邊界上現時及未來的高度趨勢，以及移經邊界的渦率場，必須洞悉，但這些數量不能由觀測獲知，惟有加以估計，以致計算的預報中導入某些誤差，不過此種誤差僅在邊界附近發生，而在預報區域內部並不顯著。為減除邊界影響 (Boundary influences)，預報區域應選擇相當廣大，使預報的各點不致接近邊界，通常24小時的預報，邊界影響甚少滲入預報區域 1,000km 以內。預報程序可簡述如下：由預報區域內的高度初值，則 (4.10) 及 (4.15) 式中右端各項的初值便可計算，應用上下限條件，求解方程式，而趨勢場即能獲得，然後將對應的高度增量 δz 加於原始高度場，即時距終點 (δt) 的高度即可求出，重覆此種程序，計算每一適當短時距的高度增量，直至到達預報週期的終點。應注意者，上述方程式亦可用於決定未來垂直速度的分佈，若原始濕度分佈已知，即凝結與降水的預報亦可獲得。

方程式 (4.10) 及 (4.15) 包含未知數對 x, y 及 p 的微分，故求解這些方程式的手續，其複雜性不難想見。

(三) 正壓模式 (Barotropic Model) 由 Dines 補償觀念 (Compensation Idea) 的結論——在任何由

海平面至大氣頂部的空氣柱中，輻散符號的變換至少一次（不必僅一次），因之該氣柱的淨輻散（平均輻散）小至幾乎消失。因平均輻散既小至可以忽略，故方程式 (4.5) 可寫成

$$(4.18) \quad \frac{\partial \bar{Q}}{\partial t} + \bar{W} \cdot \nabla \bar{Q} = -f \bar{D} = 0$$

橫線表示經過全部氣柱的平均值。今設大氣為自動正壓性（或均勻而不可壓縮），亦無慣性振動，即 \bar{W} , \bar{Q} 及 \bar{D} 必與高度（或氣壓）無關，因之在此自動正壓性的大氣中，下列方程式可適用於任何氣層。

$$(4.19) \quad \frac{\partial Q}{\partial t} + W \cdot \nabla Q = -fD = 0$$

但實際大氣並非正壓性，因 W , Q 及 D 必隨高度有所變化，惟因平均輻散與任一特殊氣層 D 的有效數量比較，顯然甚小，故在任何氣柱中，至少必有一氣層 ($p = p^*$)，其 D 消失，此即 Bjerknes 與 Holmboe 所假定的無輻散層，在此一氣層上，則

$$(4.20) \quad \frac{\partial Q}{\partial t} + W \cdot \nabla Q = 0 \quad (p = p^*)$$

相當重要的次一假定，乃是無輻散層為一常數 (Charney)，亦即對 x , y , 及 t 均無關，故對其本身的運動亦無關，此即暗示在常數層 p^* 的渦率為保守 (Rossby)，由理論的估計，及 (4.20) 式最佳結果的計算指示，該氣層約在 600 與 500mb 之間，但實際應用時，一般均借重於 500mb 層。因之在此一層的大氣宛如有正壓的特性，方程式 (4.20) 相當於應用在一正壓性模式的大氣中。

應用 (4.20) 式於一等壓層，並未將位能及內能變換為動能，因有足夠的理由，使吾人相信氣旋及反氣旋的發展，與這些能量的變換有甚大關係，故正壓模式對強度的預報實不可靠，其價值僅止於氣壓系統的變化及其運動的預報。將地轉近似值 (4.7) 及 (4.8) 式用於方程式 (4.20) 中，則

$$(4.21) \quad \left(-\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \frac{\partial z}{\partial t} = \frac{\partial z}{\partial y} \frac{\partial Q_x}{\partial x} - \frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial Q_y}{\partial y} \quad (p = p^*)$$

當等壓面 $p = p^*$ 的原始形態已知，即上式右端各項可在每一點加以計算，應用適宜的邊界條件，即上式即可決定某一時距 δt 的高度趨勢場或高度增量 δZ ，重複此等程序至一充分的次數，即在一預定的未來時間，等壓面 $p = p^*$ 形態的預即可獲得。由 $p = 0$ 至 $p = p_0$ 劃分氣壓間隔為二個相等部分，即被三個等壓面 p_1 , p_2 及 p_3 所分隔，則正壓模式變成較為有用的形式，如圖 (4.1) 中之 A 圖，於是

$$p_1 = 0, \quad p_2 = \frac{1}{2} p_0, \quad p_3 = p_0$$

將半地轉式渦率方程 (4.10) 用於中層 p^* ，並以定差近似值代替此層的 $\partial \omega / \partial p$ ，則

$$(4.22) \quad \left(\frac{\partial \omega}{\partial p} \right)_2 = \frac{\omega_3 - \omega_1}{p_0} = 0$$

用 $p^* = \frac{1}{2} p_0 = 500\text{mb}$ ，即方程式 (4.1) 便可求解，此為 Charney 及 Phillips 二氏所推出。

(四) 包括較多層的模式

在推導正壓模式時，僅有一等壓層，由實驗得知此種模式代表一非常有用的一次近似值，欲獲得較高的近似值，必須將條件納入二層或較多層的等壓面，例如二層模式 (Two-level Model) 三層模式等等，仍可視為單層模式。控制二層模式的方程式可由數種方法推出，茲舉一種最簡單的方法，令大氣由 1000mb 至 0mb 被等壓面分隔為相等的四部分 $p_1 = 0$, $p_2 = 250$, $p_3 = 500$, $p_4 = 750$, $p_5 = 1000\text{mb}$

設 Z_2 及 Z_4 為等壓面 p_2 及 p_4 的高度，而 ω_1 , ω_3 及 ω_5 各為 p_1 , p_3 及 p_5 面的 ω 值，因上下限條件 (4.17)， $\omega_1 = \omega_5 = 0$ ，在 p_2 及 p_4 面的 $\partial \omega / \partial p$ 值，可用定差近似值代替，即

$$(4.23) \quad \left(\frac{\partial \omega}{\partial p} \right)_2 \approx \frac{\omega_3 - \omega_1}{1/2 p_0} = \frac{2\omega_3}{p_0} \quad \left(\frac{\partial \omega}{\partial p} \right)_4 \approx \frac{\omega_5 - \omega_3}{1/2 p_0} = -\frac{2\omega_3}{p_0}$$

由是可知 ω_3 的正值（即 500mb 下沉）相當於 p_2 面 (250mb) 的輻合及其個別渦率的增加；在 p_4 面 (750mb) 有一相等的輻散量及其個別渦率的減少，應用上述的近似值，則 p_2 及 p_4 面的半地轉式渦率方程 (4.10) 分別為

$$(4.24) \quad \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \frac{\partial Z_2}{\partial t} - \frac{2f^2}{g p_0} \omega_3 = \frac{\partial Z_2}{\partial y} \frac{\partial Q_{g2}}{\partial x} - \frac{\partial Z_2}{\partial x} \frac{\partial Q_{g2}}{\partial y}$$

$$(4.25) \quad \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \frac{\partial Z_4}{\partial t} - \frac{2f^2}{gP_0} \omega_3 = \frac{\partial Z_4}{\partial y} \frac{\partial Q_{B1}}{\partial x} - \frac{\partial Z_4}{\partial x} \frac{\partial Q_{B1}}{\partial y}$$

此等方程式包含三個未知數 $\partial Z_2/\partial t$, $\partial Z_4/\partial t$ 及 ω_3 , 將熱力方程式用於 P_3 面, 則相同未知數的第三個方程式即可獲得, 微分子 $\partial/\partial P$ 用定差近似值代替, 則

$$(4.26) \quad \frac{2}{P_0} \left(\frac{\partial Z_4}{\partial t} - \frac{\partial Z_2}{\partial t} \right) + \sigma \omega_3 = \frac{g}{fP_0} \left[\frac{\partial(Z_4+Z_2)}{\partial y} \frac{\partial(Z_4-Z_2)}{\partial x} - \frac{\partial(Z_4+Z_2)}{\partial x} \frac{\partial(Z_4-Z_2)}{\partial y} \right]$$

此處穩定度因子 σ 必須以一標準值代入。當 Z_2 及 Z_4 的瞬時分佈已知, 運用適宜的邊界條件, 則此等方程式即可決定 $\partial Z_2/\partial t$, $\partial Z_4/\partial t$ 及 ω_3 。將方程式 (4.24) 及 (4.25) 相加, 可得一包含 $\partial(Z_2+Z_4)/\partial t$ 的方程式, 其中只有一個未知數; 同理, 該二方程式相減, 並用 (4.26) 式之助消去 ω_3 , 即可獲得僅有一個未知數而包含 $\partial(Z_2-Z_4)/\partial t$ 的方程式, 此二新方程式並可個別求解。最後, 垂直運動即可由任何三個方程式之一求得解答。如此求得的高度趨勢及其對應的高度增量 δZ_2 與 δZ_4 , 加於原始的高度, 選擇適當的短時距, 並將此種工作重覆進行。 Z_2-Z_4 乃是 p_2 與 p_4 間的厚度, 亦即代表該氣層間平均溫度的變化。厚度的水平梯度係斜壓性的測量, 與熱風的關係至為密切。

與單層模式不同者, 二層模式足以表示位能及內能變換為動能, 因內能與位能成正比 (因二者並非獨立的能源), 故若 ω_3 為正 (向下) 該區域的厚度則小, 若 ω_3 為負, 該區域的厚度則大, 亦即冷重空氣將下沉, 暖輕空氣將上昇, 其結果必使位能 (內能) 減小。由於能量的變換, 吾人可以相信二層模式能作運動系統此種張度的預報。二層模式可以改變其形式使能適用於標準等壓面 (即 300mb 與 700mb 或 500mb 與 1000mb), 關於二層模式的不同變換, 可參考 Charney 及 Phillips 二氏的論文 (J. Meteorol. Vol. 10, No.2, 1953)。

上述二層模式可以普遍的作成任何層數的模式。於是, 三層模式的大氣, 其劃分層數如圖 (4.1) 中的 C 圖所示, 渦率方程式用於 p_2 , p_4 及 p_6 面, 而熱力方程式用於 p_3 及 p_5 面, 故可得五個方程式, 其未知數為 $\partial Z_2/\partial t$, $\partial Z_4/\partial t$, $\partial Z_6/\partial t$ 及 ω_3 , 溫度場則由兩個厚度場 Z_2-Z_4 及 Z_4-Z_6 代表之, 使能作靜止穩定度的預報。層數愈增多, 大氣垂直結構的代表性也愈增加, 但計算工作却更形複雜。

(五) 應用於圓錐投影圖 (Conformal Charts)

以上各節所討論的水平面, 均用笛卡氏坐標 (x, y), 預報使用的面積, 其直線因次通常均與地球半徑相同, 故應將地球的曲率計算在內, 最直接的方法乃是將方程式以球形坐標寫成, 但此法過於繁雜, 故簡便的方法必須將方程式改變形式, 使能直接應用於天氣圖上, 如此則地球曲率不須考慮, 而所有運算在圖上用笛卡氏坐標可以嚴密無誤。尤其一般天氣分析所用的圓錐投影圖 (經緯交角到處均為直角) 對數值預報甚為便利。

半地轉式方程 (4.6) 及 (4.14), 因其中無 x 與 y 出現, 故適用於球形 (或近於球形) 的地球。欲使此等方程式適合於圓錐投影圖, 只須考慮地轉式渦率 q_g 及地轉式平流 $V_g \cdot \nabla Q_g$ 與 $V_g \cdot \nabla (\partial Z/\partial p)$ 。地轉式渦率可視為等壓面上地轉風沿一微小封閉曲線的環流, 除以曲線所圍的面積 (嚴格言之, 被該面積的水平投影所除), 於是

$$(4.27) \quad q_g = \frac{1}{A} \oint V_{gs} ds$$

ds 為曲線 L 的線元, A 為被圍的面積元, V_{gs} 為沿曲線的地轉風分速。試察地球的投影圖, 在地球上一封閉曲線 L , 在圖上為一對應的封閉曲線 L' (圖4.2), 因經緯線的交角不變, 則該二曲線的形態必相同, 但 L' 的因次將縮小 m 倍 (即圖的比例)。

令 x' 及 y' 表示圖上的笛卡氏坐標, V_g' 為地轉風的向量, 則其笛卡氏坐標的分量為

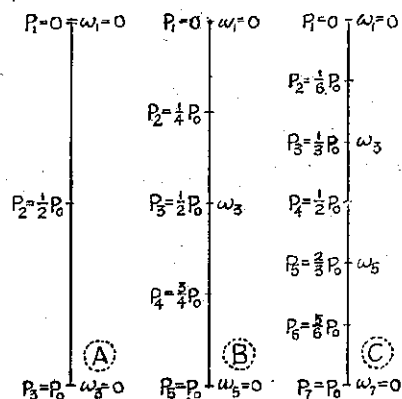


圖4.1 A、單層 (或正壓) 模式, B、二層模式, C、三層模式

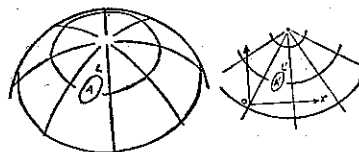


圖4.2 在地球上之封閉曲線 L (及面積 A), 在投影圖上則為封閉曲線 L' (及面積 A')

$$(4.28) \quad u_g' = -\frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial y'} \quad v_g' = -\frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial x'}$$

此一向量的渦率，在圖上計算之則為

$$(4.29) \quad q_g' = \frac{\partial v_g'}{\partial x'} - \frac{\partial u_g'}{\partial y'} = -\frac{g}{f} \left(\frac{\partial^2 Z}{\partial x'^2} + \frac{\partial^2 Z}{\partial y'^2} \right)$$

但該一渦率乃是圖上沿封閉曲線 L' 向量 \mathbb{W}_g' 的環流，故

$$(4.30) \quad q_g' = -\frac{1}{A'} \oint \mathbb{V}_{gs}' \cdot d\mathbf{s}'$$

此處 \mathbb{V}_{gs}' 為 \mathbb{W}_g' 切線方向的分速。因 $d\mathbf{s}' = m d\mathbf{s}$, $A' = m^2 A$,

故 $\mathbb{V}_{gs}' = \frac{1}{m} \mathbb{V}_{gs}$, 因之

$$(4.31) \quad q_g = m^2 q_g' = m^2 \frac{g}{f} \left(\frac{\partial^2 Z}{\partial x'^2} + \frac{\partial^2 Z}{\partial y'^2} \right)$$

借助此一公式，地轉式渦率可由圖中直接求得。同理，絕對地轉式渦率平流可以寫成

$$(4.32) \quad \mathbb{W}_g \cdot \nabla \mathbb{Q}_g = m^2 \frac{g}{f} \left(\frac{\partial Z}{\partial x'} \frac{\partial \mathbb{Q}_g}{\partial y'} - \frac{\partial Z}{\partial y'} \frac{\partial \mathbb{Q}_g}{\partial x'} \right)$$

此為一種普遍的關係式， \mathbb{Q}_g 可以用任何非向量代入。故半地轉式方程 (4.16) 及 (4.14) 可以寫成

$$(4.33) \quad \left(\frac{\partial^2}{\partial x'^2} + \frac{\partial^2}{\partial y'^2} \right) \frac{\partial Z}{\partial t} - \frac{f^2}{gm^2} \frac{\partial \omega}{\partial p} = \frac{\partial Z}{\partial y'} \frac{\partial \mathbb{Q}_g}{\partial x'} - \frac{\partial Z}{\partial x'} \frac{\partial \mathbb{Q}_g}{\partial y'} \\ - \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial Z}{\partial t} \right) + \sigma \omega - \frac{gm^2}{f} \left(\frac{\partial Z}{\partial y'} \frac{\partial}{\partial x} - \frac{\partial Z}{\partial x'} \frac{\partial}{\partial y} - \frac{\partial Z}{\partial x'} \frac{\partial}{\partial y'} \frac{\partial Z}{\partial p} \right)$$

$$(4.34) \quad \mathbb{Q}_g = f + q_g = f + \frac{gm^2}{f} \left(\frac{\partial^2 Z}{\partial x'^2} + \frac{\partial^2 Z}{\partial y'^2} \right)$$

同理，正壓模式的方程式 (4.21) 及二層模式的方程式 (4.24) 至 (4.26) 均可在圖上用笛卡氏坐標表示之。通常天氣分析所用地圖的投影，不外極地平射投影 (Stereographic Polar Projection)，Lambert 正形圓維投影及 Mercator 圓柱投影，所有此等投影圖，其比例因子 m 僅為緯度 φ 的函數，因 m 及 f 既為 φ 的已知函數，故 m 及 f 可以算成一表並作為 x' 與 y' 的函數。

(六) 數值預報的計算程序

欲說明計算的原則，為簡便計，可舉正壓 (單層) 模式為例。由 (4.31) 及 (4.32) 式，則方程式 (4.21) 可寫為

$$(4.35) \quad \left(\frac{\partial^2}{\partial x'^2} + \frac{\partial^2}{\partial y'^2} \right) \frac{\partial Z}{\partial t} = \frac{\partial Z}{\partial y'} \frac{\partial \mathbb{Q}_g}{\partial x'} - \frac{\partial Z}{\partial x'} \frac{\partial \mathbb{Q}_g}{\partial y'}$$

上式中的 \mathbb{Q}_g 如 (4.34) 式。上列形式的方程式，可直接應用於等壓面 $p = p^*$ 的高度場 (通常用在 500mb 圖)，若 Z 為 500mb 的高度，該高度即圖中笛卡氏坐標的函數。求解的第一步驟，用定差方程式代替微分方程式 (4.34) 及 (4.35)，其法可用一網格 (Grid)，大小的選擇以使高度梯度的變化相當明顯為原則，通常所取網格的邊長約 300km。用一如圖 (3.5) 的網格，中心點 0 的絕對地轉式渦率為

$$(4.36) \quad \mathbb{Q}_{g0} = f_0 + \left(\frac{gm^2}{fH^2} \right)_0 (Z_1 + Z_2 + Z_3 + Z_4 - 4Z_0)$$

同理，方程式 (4.35) 的近似值為

$$(4.37) \quad \frac{3Z_1}{\partial t} + \frac{\partial Z_2}{\partial t} + \frac{\partial Z_3}{\partial t} + \frac{\partial Z_4}{\partial t} - 4 \frac{\partial Z_0}{\partial t} = J_0$$

上式中之

$$(4.38) \quad J_0 = \frac{1}{4} [(Z_2 - Z_4) (\mathbb{Q}_{g1} - \mathbb{Q}_{g3}) - (Z_1 - Z_3) (\mathbb{Q}_{g2} - \mathbb{Q}_{g4})]$$

上式為 (4.35) 式右端用定差表示的 Jacobian 行列式。

若一矩形預報區域中含有 kl 點，如圖 (4.3)，則有 kl 點須作預報，方程式 (4.37) 選擇的中心點 0，須取 kl 點中的每一點，於是獲得一組方程式其中共有 kl 個單獨方程式。若此等方程式右端的 (I) 已由天氣圖中算

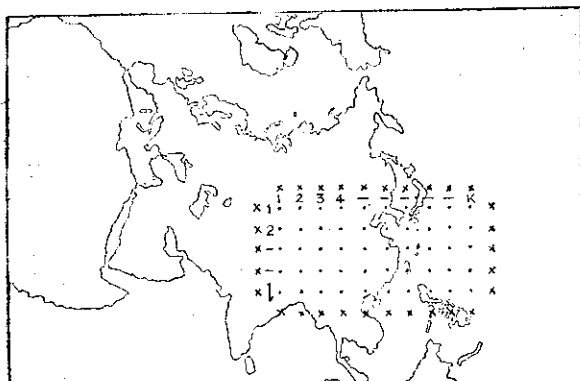


圖4.3 各點所成的矩形網格，×號表示邊界點，其原始條件必須估計

$t + \delta t$ 的高度可由下式求得

$$(3.39) \quad Z_{t+\delta t} = Z_{t-\delta t} + \left(\frac{\partial Z}{\partial t} \right)_t 2\delta t$$

應注意者，在時距 $2\delta t$ 的高度變化係採用該時距中間 (Center of the Time Interval) 的趨勢，應用此種中間差值 (Centered difference) 可使差近似值中附帶的誤差大量的減少。方程式 (4.39) 不適用於第一次的時距，因在開始時刻之前的 Z 值並不能獲知，故第一步驟 (在 $t=0$ 時) 必須應用非中間的差值，即

$$(4.40) \quad Z_{\delta t} = Z_0 + \left(\frac{\partial Z}{\partial t} \right)_0 \delta t$$

圖 (4.4) 為一說明計算程序的略圖，圖中每一方塊係指所有網格點上的一組數值，方塊中的符號表示數值的名稱，在同一水平線的所有方塊，代表左邊所示時刻同時所得的數值，圓圈代表數學的計算工作，圓圈中的數字表示所用的方程式，例如③⑥係指須用方程式 (4.36)，箭頭表示資料進行方向。

Z 的初值 (在 $t=0$ 時) 由高度場分析獲得，此一資料送入左下角的方塊，利用這些 Z 值 (及由查表所得的 f 值與 gm^2/fH^2 值) 根據 (4.36) 及 (4.37) 式，即可分別獲得所有網格點的 Q_g 與 J 的對應值。在 $t=0$ 時的趨勢 $\partial Z / \partial t$ 可求解 (4.37) 式獲得 (非專業技術)，由此，在 $t=\delta t$ 時的高度值即可由 (4.40) 式之助而求出。在 $t=\delta t$ 時的 Z 值已經決定，計算工作仍須重覆進行，直至中間差值方程式 (4.39) 必須為非中間方程式 (4.40) 代替時始停止，如此經過多次的重覆，最後的預報始能完成。時距 δt 通常採用者約為一小時，時距的選擇完全依網格的邊長而定。為使微分方程式獲得近似解答，則時距必須在一臨界值之內，下式為 Charney, Fjortoft 及 Neumann 諸氏所定的臨界值

$$\delta t \leq \frac{H}{\sqrt{2} \cdot m V_{g, \max}}$$

式中 m 為地圖的比例， $V_{g, \max}$ 為地轉風最大值， H 為網格的邊長。

上述計算程序的計劃，並非僅是可能的一種，例如不用方程式 (4.39) 計算 Z ，而先逐步計算 Q_g ，再換算為 Z ，亦無不可。每一時距中計算工作的多寡，當

出，便可得一直線系統，含有 k_1 個高度趨勢的未知數，沿邊界上，此等方程式並含有 $2(k+1)$ 個高度趨勢。如預報區域內的趨勢已經決定，則邊界上各點的趨勢當可求出。欲決定預報區域內各點的 J 值，必先知道邊界上的 Q_g 值，但邊界條件係由估計所得，故預報區域的周圍部分必將滲入某些誤差 (邊界誤差)。

求解 k_1 個如 (4.37) 形的方程式不需專業化的技術，但仍須有優良的試驗程序，雖然如此，亦必含有誤差。最初應用未知趨勢的計算值時，吾人每發覺這些方程式難於滿足，由於未知值的計算逐漸增加，則副產物 (誤差) 即逐漸減少，最後當副產物少至以忽略略時，一滿意的近似值即可獲得。若在某一時間 t ，所有網格點 (Grid Points) 的高度趨勢已經決定，則在時間

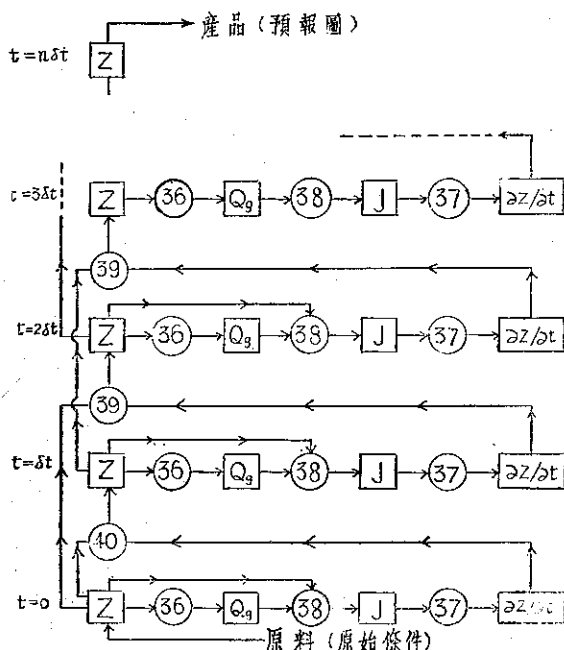


圖4.4 正壓模式之數值預報計算程序略圖

視所取網格點的數目而定。

五、結 論

根據數學的基本原則，若某一問題包含 n 個未知變數，則必須有 n 個獨立方程式，才能對該問題有確定的解答。大氣未來性態的未知數，包含一向量變數 V 及其他三種狀態的物理變數 p, α, T ，若欲求解此等變數，必須包含一個向量方程式及三個無向量方程式，向量方程式即為運動方程；無向量方程式即為：連續方程、狀態方程及能量方程。故須將上列四個獨立方程聯解之，始能獲得大氣問題的全部解答，但直至今日，吾人所研討者，無論波的動力性，或數值預報，顯然未將狀態方程納入，而能量方程更無法涉及。雖然為配合目前的應用環境，種種大膽的假設可使數學問題盡量簡化必使結果的正確性蒙受不得已的損失。但這並非暗示解決大氣問題的無望，而是說明若不依賴數學方法與高速的計算器械，僅憑半經驗性的法則與人為的簡陋圖表，而欲完全解決大氣問題，其成就的最高境界，不難想像。近年來積極發展的數值預報，已經步入正確的途徑且有優異的成就，若能再將熱力問題及能量問題導入，則必將為氣象學術放出奪目的異彩。本文大部分材料及圖例係採用 Petterssen 教授所著“*Weather Analysis and Forecasting*”一書的上冊，而數值預報一節，則採用同書第十八章 Arnt Eliassen 博士所寫的“*Numerical Forecasting*”一文，且多逐譯，除謹向原著者感謝外，並向彼等對於氣象學術的貢獻表示敬意。

引 用 文 獻

1. Rossby C.G. "Forecasting of Flow Patterns in the Free Atmosphere by a Trajectory Method", Appendix to: Basic Principles of Weather Forecasting, by V. P. Starr, pp.268-284 (1942)
2. Holmboe, J., "Dynamic Meteorology." pp. 295-336 (1945).
3. Edwards, R. B., "On the Propagation and Growth of Jet stream Waves," AWS Tech. Report 105-80, pp. 1-20 (1951).
4. Johannessen, K. R. and Cressman, G. P., "Verification of an Equation for Trough and Ridge Motion." Bull. AMS, Vol. 33, No.7, pp. 267-270 (1952).
5. Cressman, G. P., "An Application of Absolute Vorticity Charts." J. Meteor. Vol.10, No.1, pp. 17-24 (1953).
6. U. S. Air Weather Service Manual, "Forecasting by Vorticity Techniques" in: Forecasting Upper-Level Winds, Part One, pp. 1-8, 37-47 (1954).
7. Petterssen, S., "Weather Analysis and Forecasting." Vol. I, pp. 123-176 (1956).
8. Weather Forecasting Research Center, University of Chicago, "An Experiment in Forecasting the Displacement of 500-Millibar Troughs and Ridges." J. Meteor. Vol. 13, No. 5, pp. 421-432 (1956).
9. Landers, H., "Vorticity Distribution and Advection in the Lower and Middle Troposphere." J. Meteor. Vol. 13, No. 6, pp. 511-520 (1956).
10. Charney, J. G., "On a Physical Basis for Numerical Prediction of Large Scale Motions in the Atmosphere." J. Meteor. Vol. 6, No. 6, pp. 371-385 (1949).
11. Starr, V. P. "The Physical Basis for the General Circulation." in: Compendium of Meteorology, AMS, pp. 541-549 (1951).
12. Charney, J. G. and Phillips, N. A., "Numerical Integration of the Quasigeostrophic Equations for Barotropic and Simple Baroclinic Flows." J. Meteor. Vol. 10, No. 2, pp. 71-99 (1953)
13. Eliassen, A. "Numerical Forecasting." in: Weather Analysis and Forecasting, by Petterssen, S. pp. 371-387 (1956).
14. 徐應環：「天氣預報的定則及方法(上)」氣象學報，三卷二期 pp. 35-37 (46年6月)。
15. 嚴夢輝：「高空預報學」空軍訓練司令部出版，pp. 60-77 (44年9月)。

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，每千字暫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氣象中心收。

飛機凝結尾之分析與研究

未 雨

Analysis of Aircraft Condensation Trail

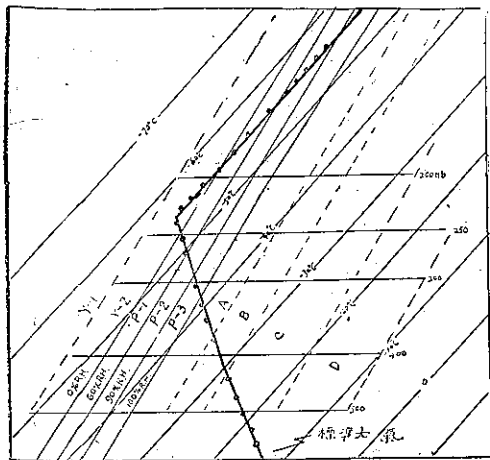
H. Y. Keng

自二次世界大戰末期以來，飛機之飛行高度日漸增加，美國轟炸日本之 B-29 超級空中堡壘轟炸機，由於發動機於高空排出之洗流 (Wake) 中，所含之水份，達到飽和狀態，而凝結成四條水滴或冰晶所構成之長形帶狀雲，名之爲「凝結尾」。其他飛機也逐次發現。在結隊飛行時，此種凝結尾不但會使飛機招致損害，又易爲敵人所識別。但在另一方面來說，目前雷達防禦網並不完善，飛機本可自雷達有效範圍之空隙中透過，用反雷達電子干擾亦可使雷達失效，而飛機後面所拖長之凝結尾，且久而不散，很易爲地面之防空監視哨所發現而有利防空。此外，凝結尾妨礙編隊飛行時，對空中加油，會干擾飛機上的雷達設備。

凝結尾之形成，概分爲二，其一爲動力作用，另一由發動機排氣形成，由動力作用所形成之凝結尾，是因飛機於高空高速飛行，空氣流過翼面之速度甚大，氣壓降低，空氣絕熱冷卻，相對濕度增加，且高空氣溫極低，空氣極易達到飽和狀態，在發動機排出足夠之凝結核，而形成條管狀雲形的凝結尾，惟僅由動力所形成之凝結尾很少，出現之機會亦不多，即使出現，也難維持太久，僅在接近飽和之氣層中，飛機特技表演時會出現，或在高空高速俯衝也會偶而發現，惟飛行高度降低，或減低飛行速度時，即形消失。所常見者爲另外一種凝結尾，此種凝結尾由飛機發動機排氣洗流形成，不論螺旋槳飛機或噴射機，所用燃料都屬碳氫化合物與空氣中之氧份燃燒以後，其生成之水汽及熱量注入洗流中，水汽增加使洗流相對濕度增大，惟熱量增加使洗流之相對濕度反形減低，故凝結尾是否能形成，要視飛機洗流能否飽和，而洗流飽和與否，要視發動機排氣之濕熱比，如其濕熱比爲常數，則視飛機所在大氣層中之濕度、氣壓及氣溫而定，發動機之濕熱比恒爲常數，故如無該層之無線電探空紀錄，亦可藉此窺知氣層中氣溫及相對濕度之梗概。

一、噴射機凝結尾之預報

假如凝結尾形成之非氣象因素爲常數，凝結尾之形成將視氣壓、氣溫及相對濕度，在絕熱圖中繪製相對濕度臨界線百分之〇線、百分之六十線、百分之九十線及百分之百線（圖一），由此將絕熱圖分爲三區，此三區對噴射機凝結尾形成有下列三點值得注意者。



圖一：噴射機凝結尾資料分層預報圖

將該區分爲 Y-1 及 Y-2 區，如飛機在此區內，將會有凝結尾發生。故此區亦稱爲「有凝結尾區」，或簡稱爲「有」區。

在上述兩區之間，亦即相對濕度百分之百線及百分之〇線之間，分爲 P-1, P-2, P-3 等欄，此一區爲

(一) 由無線電探空或由飛機所測某點之壓溫報告，位於圖中相對濕度百分之百線之右方，即空氣十分潮濕，但未必會形成凝結尾。

(二) 如無線電探空或飛機報告之某點，其壓溫報告填繪在百分之〇線之左方，亦即空氣絕對乾燥，而凝結尾亦會形成。

(三) 假如無線電探空或飛行報告所測之某點，氣溫及氣壓填繪在圖中之某點，在相對濕度百分之〇線及百分之百線之間，僅有在相對濕度相等或超過圖中所在點之相對濕度時，凝結尾方有形成之可能。

在圖一相對濕度臨界值之右方，以攝氏五度爲間距繪一線，十度爲間距繪一線，二十度爲間距繪一線，分別標爲 A, B, C, D 等欄，此四欄係「無凝結尾區」，或簡稱爲「無」區。

圖中相對濕度臨界值百分之百線之左方，所繪之虛線一條，

「可能有凝結尾區」，或稱為「條件性凝結尾區」，簡稱為「可能有」區，在此區內凝結尾之形成與否，視其範圍內之實測相對濕度。

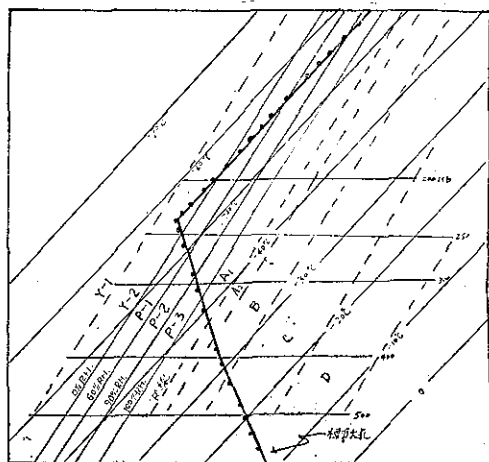
二 活塞式飛機凝結尾之預報

將預報噴射機凝結尾之圖一，略加修正，如圖二，可用以預報活塞式飛機之凝結尾，繪入圖一條「R」線，「R」線與相對濕度臨界值百分之百線平行，而所在位置之溫度均高於百分之百線攝氏三度。此一線將圖一中之「A」欄分為「A₁」及「A₂」等二欄，圖二亦如圖一相似，可分為有凝結尾發生區，無凝結尾發生區及條件性凝結尾發生區。

(一) 假如由無線電探空或由飛機所測之某點，其壓溫報告繪入圖二之某點，在「R」線之右方，雖空氣潮濕，仍未必能形成凝結尾。

(二) 如由無線電探空或飛機所測之某點，其壓溫繪入圖二，雖在圖中相對濕度臨界值百分之九十線之左方，在此空氣極端乾燥狀態下，凝結尾亦會形成。(相對濕度臨界值百分之九十線，原係作噴射機凝結尾預報用者，用於預報活塞式飛機之凝結尾係憑經驗所取者。)

(三) 如無線電探空或飛機所測之某點，其壓溫報告之值，繪入圖二中，其位置在「R」線及百分之九十線之間，凝結尾之形成與否，將視實測相對濕度而定。



圖二：活塞式飛機凝結尾資料分層預報圖

預報活塞式飛機凝結尾圖與預報噴射機所不同者，係圖二之「R」線將A欄分割為二部，而A₂, B, C, 及D欄為「無」區，其中無形成凝結尾之望，而Y-1, Y-2, P-1 及 P-2 等欄係在「有」區，飛在其中，將有凝結尾發生，因P-3 及 A₁ 欄為「可能有」區，其中凝結尾之形成，將視實測相對濕度而定。

本文所列預報凝結尾之二圖，係指所獲資料絕對準確而言。實際由於觀測，儀表或計算及其他人為錯誤，致使預報不能達到百分之百之準確，不僅作凝結尾之預報如此。其他預報無不如此，以下各節為分析凝結尾實測資料以核對上述預報凝結尾方法之準確性。

三 噴射機凝結尾資料分析

自從噴射機及火箭發明以來，飛行高度越來越高，高空大氣現象發現也愈多，噴射氣流與凝結尾即為飛機所經常遭遇者。有關噴射氣流之報告資料，已經見諸刊物者甚多，而凝結尾資料，在美國已有計劃的在搜集，除根據飛機飛行時之報告資料，用當時之高空探測壓溫報告，予以核對外，美空軍天空實驗計劃 (Project Sky Try) 及 B-47 氣象觀測計劃予以有系統的搜集 B-47 式噴射轟炸機所發生之凝結尾，並分層分區予以列表，(表一)，其觀測區域為美國及大西洋東部與太平洋之西部為主，此外有 B-36 式轟炸機之噴射發動機資料 (表二)，其觀測區與表一相似，此外有 B-45 式噴射轟炸機資料，但為數不多，不另計算。

表一：B-47飛機報告 (天空實驗計劃)

單發動機噴射機凝結尾資料以 F-84, F-86, F-94, 其觀測區域極為廣泛，除美國外，歐洲、阿拉斯加、北韓、日本等地，資料均極豐富，連同多引擎者共計有三千二百七十一次紀錄如附表三及四。

在表四所列之資料，可看出，利用本文第一節所述預報噴射機凝結尾圖，所作預測與實測比較，在 Y-1、Y-2、A 及 B 欄內之正確性大部均在百分之九十一以上。如在 Y-1 欄之總百分比，為發生凝結尾百分之九十一，而在 B 欄應無凝結

層	欄	<200mb		250-200mb		300-250mb		400-300mb		合 計	
		有	無	有	無	有	無	有	無	有	無
	Y-1	10	0	16	0	1	0	0	0	27	0
	Y-2	23	2	21	0	4	0	0	0	48	2
	P-1	12	11	11	2	3	1	0	0	26	14
	P-2	7	20	16	12	5	10	0	0	28	42
	P-3	5	36	5	20	3	25	0	0	13	81
	A	0	18	3	29	3	13	3	9	9	69
	B	0	1	0	10	0	6	2	14	2	31
合 計		57	88	72	73	19	15	5	23	153	239

尾發生，而未發生凝結尾之次數為百分之九十一。

在表五中，可看出預報 B-47及B-45噴射轟炸機之凝結尾，在 Y-1、Y-2及B欄之百分率為百分之九十二以上，如僅以B-47 資料為準，在 Y-1 欄之正確性為百分之百，Y-2欄之正確性為百分之九十六。

如單以單發動機噴射機凝結尾資料而論（表六），在Y-1欄內之正確性為百分之百，Y-2 欄之正確性為百分九十一，表六之A及B欄亦在百分之九十左右。

由本節各表所列之實測凝結尾資料，經予分析，可知如有更正確之資料，使用本文所述預報噴射機凝結尾圖，將有更高的準確率。

四 活塞式飛機資料分析

根據美國空軍氣象部隊所出版之「凝結尾資料之綜合分析」一書所述，活塞式飛機之凝結尾資料，為 B-36 重型轟炸機之活塞發動機資料，B-29 及 C-47 資料等。

根據 B-36 轟炸機活塞式發動機資料（表七），飛機飛入最大高度時，在「

表二：B-36飛機報告（噴射發動機）

1952 年 3 月—1953 年 3 月

層 欄	<2000mb		250-200mb		300-250mb		400-300mb		500-400mb		合 計	
	有	無	有	無	有	無	有	無	有	無	有	無
Y-1	82	11	0	3	1	0	0	0	0	0	83	14
Y-2	192	45	26	19	1	0	2	0	0	0	221	64
P-1	109	57	12	16	4	1	5	0	0	0	130	74
P-2	66	44	47	24	8	15	2	3	0	1	123	87
P-3	20	38	47	45	18	32	4	16	0	1	89	132
A	0	4	7	29	8	24	10	32	0	0	25	89
B	0	0	0	0	2	2	5	68	0	2	7	72
C	0	0	0	0	0	2	0	27	0	10	0	39
D	0	0	0	0	0	0	0	2	0	7	0	19
合 計	459	199	139	136	42	78	28	148	0	31	678	590
											總 計 1268	

表三：分層綜合報告噴射機資料

層 欄	<200mb		250-200mb		300-250mb		400-300mb		500-400mb		合 計	
	有	無	有	無	有	無	有	無	有	無	有	無
Y-1 No.	134	13	60	6	9	1	1	0	1	0	205	20
Y-1 %	(91)	(9)	(91)	(9)	(90)	(10)	(100)	(0)	(100)	(6)	(91)	(9)
Y-2 No.	353	64	200	31	52	4	44	6	3	0	652	105
Y-2 %	(65)	(15)	(87)	(13)	(93)	(7)	(88)	(12)	(100)	(0)	(66)	(14)
小 計											857	125
P-1 No.	183	87	132	42	41	21	50	19	5	5	392	174
P-1 %	(68)	(32)	(73)	(27)	(66)	(34)	(72)	(28)	(50)	(50)	(69)	(31)
P-2 No.	97	85	116	87	48	49	31	25	10	15	302	260
P-2 %	(53)	(47)	(57)	(43)	(49)	(51)	(55)	(45)	(40)	(60)	(54)	(46)
P-3 No.	33	90	77	125	34	106	13	44	0	17	163	282
P-3 %	(27)	(73)	(38)	(62)	(124)	(76)	(23)	(77)	(26)	(74)	(30)	(70)
小 計											857	816
A No.	3	37	17	90	17	72	17	62	1	23	55	284
A %	(8)	(92)	(16)	(84)	(19)	(81)	(22)	(78)	(4)	(96)	(16)	(84)
B No.	0	1	3	11	2	25	9	106	1	14	15	157
B %	(0)	(100)	(21)	(79)	(7)	(93)	(8)	(92)	(7)	(93)	(9)	(91)
C No.	0	0	0	0	0	6	0	54	0	13	0	73
C %	(—)	(—)	(—)	(—)	(0)	(100)	(0)	(100)	(0)	(100)	(0)	(100)
D No.	0	0	0	0	0	0	0	7	0	25	0	32
D %	(—)	(—)	(—)	(—)	(—)	(—)	(7)	(100)	(0)	(100)	(0)	100
小 計											70	546
合 計 No.	803	377	586	391	203	284	165	323	27	112	1784	1487
合 計 %	(68)	(32)	(60)	(40)	(42)	(58)	(34)	(66)	(19)	(81)	(55)	(45)

表四：各型噴射機凝結尾資料分析

飛機型式		層 次							
		Y-1		Y-2		A		B	
		有	無	有	無	有	無	有	無
B-36	No.	83	14	221	64	25	89	7	72
	%	(86)	(14)	(78)	(22)	(18)	(82)	(9)	(91)
F-84 F-86	No.	35	0	76	7	1	14	1	5
	%	(100)	(0)	(92)	(8)	(7)	(93)	(17)	(83)
F-84	No.	4	0	63	5	5	28	4	12
	%	(100)	(0)	(93)	(7)	(15)	(85)	(25)	(75)
B-45	No.	3	0	6	1	2	6	1	17
	%	(100)	(0)	(86)	(14)	(25)	(75)	(8)	(92)
B-47	No.	0	0	6	0	0	0	0	0
	%	(—)	(—)	(100)	(0)	(—)	(—)	(—)	(—)
F-94 F-86	No.	1	0	4	0	1	1	0	0
	%	(100)	(0)	(100)	(0)	(50)	(50)	(—)	(—)
F-84	No.	3	0	49	7	3	40	0	30
	%	(100)	(0)	(96)	(14)	(7)	(93)	(0)	(100)
B-47	No.	29	6	87	15	5	41	0	5
	%	(83)	(17)	(85)	(15)	(11)	(89)	(0)	(100)
B-47	No.	27	0	48	2	9	69	2	31
	%	(100)	(0)	(96)	(4)	(12)	(88)	(6)	(94)
B-47	No.	20	0	92	4	4	15	0	3
	%	(100)	(0)	(96)	(4)	(21)	(79)	(0)	(100)
合 計	No.	205	20	652	165	55	303*	15	179*
	%	(19)	(9)	(86)	(14)	(15)	(85)	(8)	(92)

* 包括 007-500mb 資料

表五：B-47 及 B-45 資料分析

項 別		層 次							
		Y-1		Y-2		A		B	
區		有	無	有	無	有	無	有	無
No.		79	6	239	22	20	131	3	60
%		93	7	92	8	13	87	5	95

表六：單發動機噴射機資料分析

項 別		層 次							
		Y-1		Y-2		A		B	
區		有	無	有	無	有	無	有	無
No.		43	0	192	19	10	83	5	47
%		100	0	91	9	11	89	10	90

①相對濕度百分之百狀態下，在飛機爬高時，凝結尾形成之溫度，比「R」線之溫度高達攝氏九度。

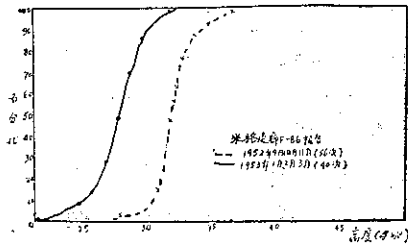
無」區內會有凝結尾發生，並且能達二百呎等壓面以上，所發生之凝結尾十分光亮，在噴射機於此高度則不致發生，僅活塞式發動機在飛最大高度時發生之，其詳因尚在繼續研究中，惟知在高空所用燃料混合比濃度較大，較濃之混合比有冷却作用，在此種狀態下，飛機排氣洗流淨效果之濕熱比較高，因之，在圖二相對濕度百分之百線向右方移動，使在較高之溫度下，亦有凝結尾形成之可能，如在較暖之氣層中爬昇，亦有形成凝結尾之可能，因在爬昇之時，使用燃料之混合比較濃故也！

在五千七百三十三次 B-36 凝結尾報告資料中，在「有」區內發生數與未發生數為一千四百五十九次比五十四次。而在「無」區未發生數與發生數為三千零六十九次比九十二次，因此如資料更加正確，圖二之預報活塞式飛機凝結尾圖準確率相當大，唯必須注意以下數點：

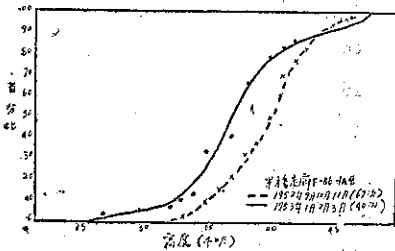
(一) 噴射發動機發生凝結尾時，活塞式發動機經常隨之發生凝結尾，而活塞式雖已發生凝結尾，噴射發動機則未必隨伴發生。因此，預報活塞式發動機凝結尾，對 B-36 轟炸機而言，比預報噴射機更為重要。

(二) 圖二預報活塞式飛機凝結尾圖中之百分之九十線與「R」線用作標準時，要注意下列偏差：

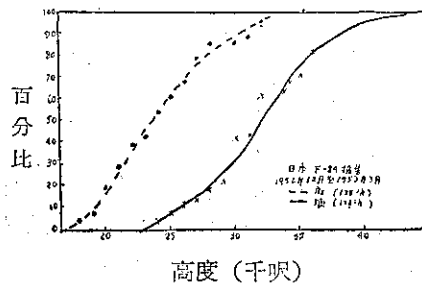
及五之北韓與圖六之日本凝結尾高度，便可知凝結尾下傾之斜度。



圖四：各高度發生凝結尾底部累計百分比



圖五：各高度發生凝結尾頂部累計百分比



圖六：各高度發生凝結尾之底及頂之累計百分比

凝結尾之厚度，由表八及九可窺知其梗概，而以七千五百呎之厚度百分比最大。因其厚度在二千五百呎至七千五百呎之厚度者約佔百分之四十二，七千五百呎至一萬二千五百呎間厚度者為百分之三十九點五，可知凝結尾之厚度大都在五千至一萬呎間。

表八：F-86凝結尾層厚度百分比圖

1952年9月至1953年3月

厚度(呎)	觀測時期 百分比		1952年9至11月		1953年1至3月	
			百分比	累計百分比	百分比	累計百分比
2500			8	8	5	5
2500-7500			52	60	32.5	37.5
7500-12500			34	94	45	82.5
12500-17500			6	100	7.5	90
17500-22500			0	100	10	100

表九：F-84凝結尾層厚度百分比 (日本)

1952年12月至1953年3月

厚度(呎)	百分比	百分比	累計百分比
2500		3	3
2500-7500		36	39
7500-12500		55	94
12500-17500		3	97
17500-22500		3	100

六 結 論

凝結尾不僅對飛行安全有很大影響，且亦有其他利害，蓋其可利於防空亦可妨碍防空，如能善予利用，對國防不無利焉！美國對凝結尾作有計劃有系統之研究，已有多數年，而我國尚無完整之資料，他山之石，可以攻錯，謹撰此文，尚請讀者不吝指正為荷！

參 考 書

1. Forecasting Jet Aircraft Condensation Trail (U.S.A.W.S. Manual 105-100)
2. An Analysis of Some Contrail Data (U.S.A. W.S. TR 10.5-103)
3. A Further Analysis of Contrail Data (U.S.A.W.S. TR 10.5-112)

氣旋生成在東海之預測

曲 克 恭

Methods of Forecasting Cyclogenesis over the East China Sea

Abstract

K. C. Chu

Cyclogenesis in the East China Sea is one of the problems which has confronted weathermen in the Far East, especially for those who take forecasting job in Taiwan. When such an event occurs and develops suddenly, weathermen always fail to anticipate the exact time and location of cyclogenesis.

The upper flow off the East China Coast in the Spring season exhibits a remarkable steadiness in direction. It is the prevailing WSW upper current, which caused by the Himalaya Mountain obstruction. As for the upper current and temperature contrast caused by ocean flow off China coast, there should be a favorable greenhouse of cyclogenesis. But cyclogenesis over the water of the East China Sea is found to be highly dependent on surface synoptic situations, especially when a break off of a portion of the Asia high moves towards Japan. So the methods which used to forecast cyclogenesis over the East China Sea may be stated as three steps as following:

1. Taking into account the favorable upper flow pattern which is easy to determine because it is always favorable for cyclongenesis in this season in question.

2. Look into the surface synoptic pattern if it has a trend of breaking off a bubble high from the continental anticyclone. As this small high moves eastward rapidly it is followed by bad weather, one should take care of cyclogenesis as soon as possible. The surface bubble high may be considered as a predictor for cyclogenesis over the East China Sea.

3. Low level warming is another most important criterion for forecast of cyclogenesis over the East China Sea. To detect low level warming mean temperatures were computed from raw data for key stations around the East China Sea. The weather forecaster records the degrees above or below normal temperature using both observed and mean temperatures. It has been discovered that the station which has a highest departure above normal is the station which is nearest place of cyclogenesis.

Because the cold Asia continental high nourishes continuously cold air into the newly formed cyclone and the favorable upper flow down stream, once formed these storms deepen rapidly.

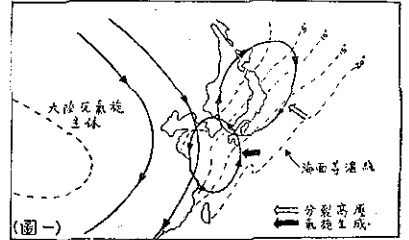
在臺灣從事天氣預報工作者都有一致的感覺，就是預測臺灣天氣的强大寒潮與颱風較有把握，但對瞬息萬變的在東海中氣旋之生成却很難正確的預測其時間與位置，失之毫厘，差之千里。故此東海氣旋生成之預測實為今日我氣象同仁重要課題之一。

臺灣附近海面皆易生氣旋，但以東海之產生頻率為最大，造成這種特殊性地區現象之主要原因不外東海有利的溫度場、地面氣壓系統與高空氣流三者的混合作用。東海有利的溫度場乃由洋流所造成，太平洋黑潮主流自臺灣以東北上，進入東海，然後轉向東北沿琉球群島北面抵達日本沿海。進入東海者並有一支繼續北上入黃海，另一支經對馬海峽而入日本海，黑潮原地之溫度竟高達 $27\sim 28^{\circ}\text{C}$ 。此外沿中國大陸之寒流為內陸河流之排水，冬春之交水溫最低，因此兩種溫度極端不同的海流匯合，形成中國近海在冬春之交海水溫度分佈成東北至西南之走向。其中尤以東海之較差為大。此種有利的溫度場一遇有利之情況即可產生氣旋，所謂有利之情況乃指地面與高空配合成為適宜於氣旋發生的形勢。此種判斷我們可以稱之為定性方面的預測，也就是初步根據地面與高空圖推測是否未來的形勢宜於東海氣旋之發生。判定以後就更進一步的確定氣旋生成的位置與時間，我們可稱之為定

量方面的預測，當然最後一步，於預測之成敗，關係亦最大。

一、定性預測

首先，我們要在地面天氣圖上發現適合於東海氣旋生成之形勢，東海氣旋最適合的生成條件，為中國大陸有分裂高壓經黃海移至日本之際，滯留於大陸之高壓與此高壓間形成一鞍型低壓場，包括黃海與東海，而東海居於氣流場之左下方，氣流場之作用加強東海強烈之溫度梯度，故有新生氣旋之發生（如圖一）另外一種情形為大陸高壓雖無明顯的分裂現象，但其脊伸向日本，使東海之等壓線成彎曲狀，形成一平淺之槽形氣流場，此時日本東南方之暖空氣與沿中國大陸之冷空氣相遇合於東海，發生氣旋。這種天氣圖形勢生成氣旋之頻率較諸分裂高壓形成者為低，而且僅從地面圖之研究不易獲得良好結果。若遇此種情況，可與後節定量預測法第一法合併使用以補救之。



東海之高空氣流更有助於東海氣旋之發生，尤其一月份噴射氣流之平均位置係經過長江口一帶（約為 32°N 左近），然後東北東折向日本，配合冬季沿 120°E 之半永久性長波槽，東海氣旋生成之區域，正位於噴射氣流之南方及長波槽之東方，故不但易形成新生氣旋，同時常在到達長波槽下流長波脊之前即迅速加深。

以桃園一月份合成高空風做參考，可推及東海在冬季盛行西南高空氣流，（桃園一月份合成高空風，700mb 為 $250^{\circ}24$ 哩/時，500mb 為 $265^{\circ}56$ 哩/時。另外與東海氣旋生成有密切關係者為因喜馬拉雅山地形影響所形成之「駝峯槽線」，當「駝峯槽線」橫過華南進入沿海時，若遇情況適宜，更可加速東海氣旋之形成。總之，高空氣流為東海氣旋生成定性預測上很重要的一環，若僅地面系統適宜於東海氣旋之生成，但高空却無適合的西南氣流，則東海氣旋仍為難產。

二、定量預測

天氣預報還沒有達到正確性的定量預測的境地，筆者創此名詞僅用以區別前節一般性的概論，而且本節所介紹的兩種方法也可用數值告訴氣象人員東海氣旋生成之位置與時間。

低層（距地面數千呎之層）加溫為氣旋生成之主要原因，850mb 資料固可供應用，惜由東海外圍之探空網獲知低層加溫發生時，東海氣旋早已成為事實，天氣隨之迅速變化，失掉預測之意義。因之，美空軍東京氣象中心利用地面資料求得加溫，更注意卡地那（Kadena）之梯度風變化以預測東海低壓之生成，頗著成效。

附表一為重要測站三至五月份午夜及日中平均氣溫，預報人員如在高空與地面圖上發現有前節所述，適合於東海生成低壓之形勢時，可立刻收集表列各地午夜（1500Z）及日中（0300Z）之實測溫度與平均溫度比較，凡溫度高於平均最多之地點即在未來 24~36 小時將受氣旋生成影響之可能性極大，同時，低於平均之地點則氣旋生成之可能很少。

加溫現象通常在東海發生氣旋前 18~24 小時，而且多開始於石垣島（918）區域，然後向北擴張，因之石垣島被視為計算溫度距平最重要的一點，故計算其距平及過去十二小時之變化傾向為不可缺少之步驟。如果一地之溫度不但高於平均，且有繼續升高之傾向，則在未來 24~36 小時有被新生氣旋影響之最大可能。如有二高於平均溫度之地區，則此二地區皆可發生氣旋，不過偏北者有較冷之空氣注入，將變為主要之系統。

此外，卡地那之梯度風變化對判斷氣旋之生成亦為重要的一環，當其梯度風轉為偏南之風向，並且維持十二小時以上時，則氣旋之生成甚為可能。一般言之，卡地那之梯度風偏東南時，將有氣旋在宮古島（927）及恒春（752）間形成，梯度風偏南時將有氣旋在宮古島之北方與卡地那之西方形成，當風向偏西北時，將有氣旋在濟州島（130）與卡地那間形成。冷面接近卡地那之際，其梯度風亦可發生偏西南之風向，當然不可能在此區發生氣旋，應考慮之。

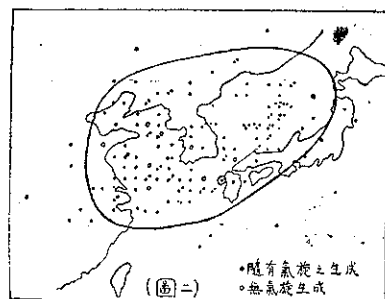
氣旋生成後移動之緩速與月份有關，通常三月份卡地那之梯度風轉為南風或偏南時，氣旋生成或界面通過該地將在十二小時內發生，四月份為十八小時，五月份即增長為二十四小時。

(附表一) 重要測站平均氣溫表

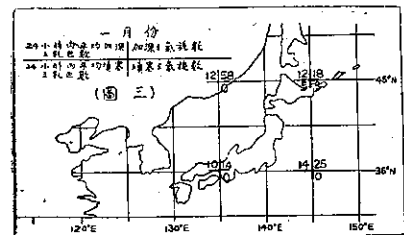
區 域	測 站 名 稱			午夜平均氣溫 (°F)			日中平均氣溫 F°		
	呼 號	英 文 名 稱	中文名稱	三 月	四 月	五 月	三 月	四 月	五 月
日 本	401	Wakkanai	稚 內	30	38	42	33	42	48
	590	Sendai	仙 台	39	44	54	47	54	62
	600	Wajima	輪 島	41	44	55	48	56	64
	671	Tokyo Int'l Aprt	東 京	48	54	61	53	60	69
	778	Shionomisaki	潮 岬	51	54	64	57	62	68
	827	Kagoshima	廣 島	49	53	64	53	65	72
高 麗	208	Kimpo	金 埔	38	47	59	45	58	68
	110	Kunsan	群 山	39	47	60	46	56	69
島 嶼	130	Chejudo	濟 州 島	46	50	61	51	58	68
	816	Tomie	富 江	48	54	62	55	61	68
	678	Hachijo Jima	八 丈 島	55	57	63	59	63	69
	963	Torishima	鳥 島	60	60	65	63	65	68
	909	Naze	名 瀨	60	63	68	66	69	74
	931	Kadena	卡 地 諾	64	64	70	69	69	74
	918	Ishigaki Jima	石 垣 島	67	69	74	72	74	79
	115	Iwo Jima	琉 璣 島	69	69	73	74	75	78
	692	Taipeh (Formosa)	臺 北	61	64	71	64	76	78
	752	Heng Chuan	恒 春	71	74	77	77	79	83
	005	Hong Kong	香 港	65	66	75	66	63	77

美國海軍會對中國大陸分裂高壓東移出海後之氣旋生成作專門性之研究，此種分裂高壓被稱爲之 Bubble high，如圖二所示，黑點爲隨有氣旋生成及惡劣天氣之分裂高壓中心位置，小圓圈爲無氣旋生成及惡劣天氣相隨之分裂高壓中心，從此統計中可看出二點：①高壓出海後氣旋之生成並不受地理位置之限制。②氣旋生成常在大陸冷性高壓分裂一部份移入圖二所示範圍之內。

東海低壓生成以後，因爲適宜的高空氣流形式及溫度場之分佈，多數在二十四小時之內加深。新生氣旋在離開發生區後二十四小時內平均加深十五毫巴。我們由圖三可知不論新生氣旋向北或東北移至日本附近皆加深。其中以移至日本東方海面者加深最烈。因之，從事預報工作之人員發現東海氣旋有生成之跡象，同時應立刻預測其加深。



相反的，在什麼情況之下不適於東海低壓之形成，美國海軍亦曾根據1931年至1938年之天氣圖，找出連續五日以上無氣旋生成之情況二十二次，其主要之目的在設法預測韓國沿海五日以上之良好天氣，當然我們亦可間接利用其方法反證東海氣旋之生成。此種情形並不多，八年中之月份分佈爲：十二月四次，一月十次，二月五次，



，三月三次，研究的結果，發現與亞洲區氣旋之四種性質有關：

- ①反氣旋之排列方向 (Orientation)。
- ②氣流之平穩度 (Smoothness of flow)。
- ③中心所在之經度。
- ④中心氣壓。

如表二所示，爲上述四種性質適於氣旋生成與不適於氣旋生成之關係

(附表二) 氣旋生成性質表

性 質	不 適 合	適 合
排列方向	東西，西北至東南，南北	東北至西南
氣流之平穩度	氣流平穩而快速	高壓東部之等壓線不規則
中心所在經度	平均位置之東	平均位置之西
中心氣壓	高於平均	低於平均

十二月、一月及二月份高壓之平均位置約在 100°E 近於停滯，其中心氣壓為 1036mb 。預測高壓中心及其中心氣壓之性質時可用圖四決定之。

預測之步驟甚為簡單，首先決定當時天氣圖上所顯示的氣流平穩

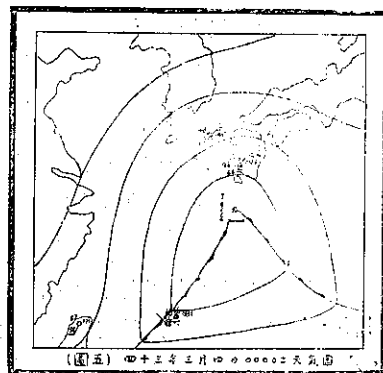
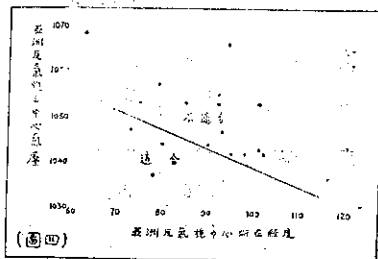
度及高壓排列之方向是否適合氣旋之生成，如果適合，即將高壓所在位置之經度及其中心氣壓數值按照圖中座標點入，所繪之點落入線之左下方者即適於氣旋之生成，線之右上方者不適於氣旋之生成。換言之，即韓國將有連續五日以上之良好天氣出現，而在此期間，一般之氣旋生成皆發生於日本之東方海面。在極端的情況下，氣旋生成區可被高壓向東方推移更多的距離，使日本也蒙受到良好之天氣。為求預測之準確及把握高壓隨時之變化起見，預報人員應每日將高壓之位置及中心氣壓填於圖四中校正最初之預測。

三、舉 例

以民國四十三年三月二日1500Z各地之溫度距平判定東海氣旋之生成為例，附表三為東海附近各測站之溫度距平值及過去十二小時之傾向，由表中數值可知(816)與(909)乃高於平均之地區，而且有繼續上升之傾向。由此可知(909)至(816)之區域將有新生氣旋發生。

圖五為三月四日0000Z之天氣圖，在 30°N ， 130°E 有一發展完全之氣旋發生。

圖六為東海氣旋生成及不適於東海氣旋生成之連續三日的天氣圖，以作參考比較。

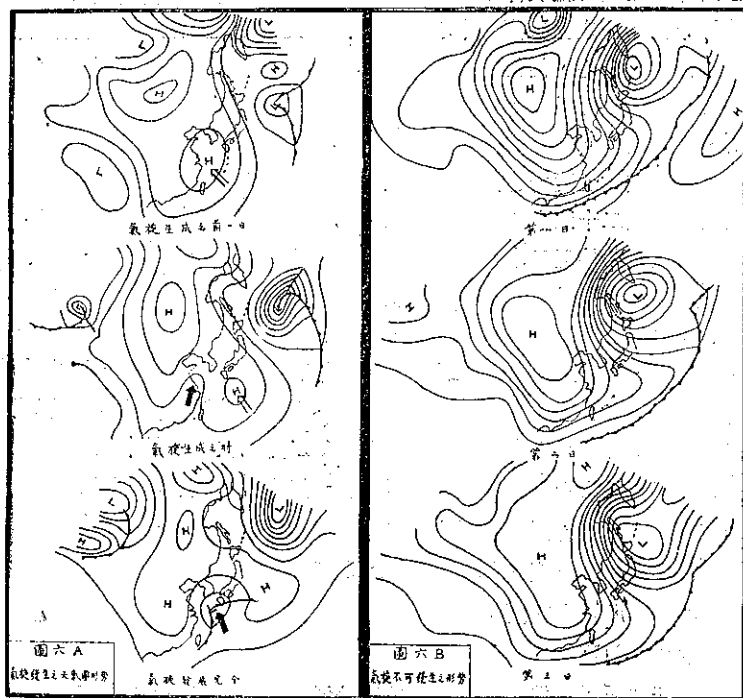


(附表三) 溫度距平表

測 站	距 平	12小時距平傾向
827	-4	下 降
816	+1	上 升
909	+3	上 升
931	0	下 降
918	-2	上 升

參考文獻

1. United States NAVY: Cyclogenesis Along East Coast of China.
2. 氣象技術月刊五卷二期：三四五月份東海氣旋生成之預測。
3. 氣象技術月刊四卷二期：談去年臺灣附近海洋上新生氣旋之形成。



美國對於放射性微塵預報之概況

Charles K. Shafer 著 殷來朝譯



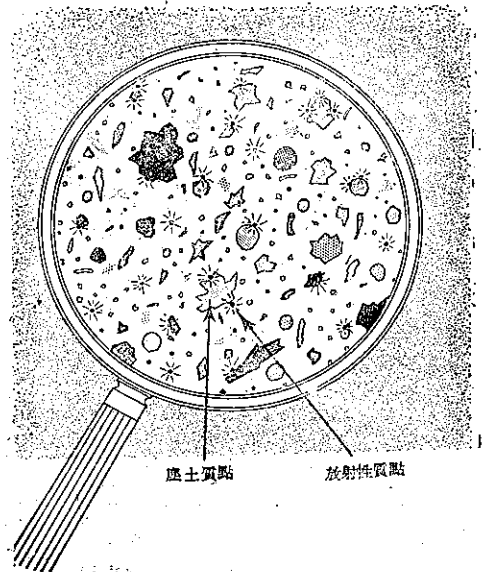
熱核子的爆炸與普通武器的爆破不同，第一是有幾百萬噸 TNT 的相當爆炸力發生於集中之一點，第二是放出核子輻射。由此種爆炸而發生的熱輻射和爆裂現象為其所放出力量之太部份，而此種力量大都在數秒鐘之內即形消失。但是，核子的輻射，雖然僅佔有爆炸所放總能量的百分之十至二十，並不完全在起初幾秒鐘之內就消失。此種核子輻射係由加瑪射線 (Gamma Rays)、中子 (Neutrons)、阿發微粒 (Alpha Particles) 及貝他微粒 (Beta Particles) 所組成，我們將它分為二類：在第一分鐘之內所發生者為原始或瞬間輻射，在第一分鐘之後所發生者為殘餘輻射。

原始輻射主要包括由於分裂過程所發生之中子及強力之加瑪射線以及中子所掠取之輻射活動。殘餘輻射主要包括低能的加瑪射線及由分裂所產生之貝他微粒與由非分裂的核子爆炸物質如鈾或鏷所放射之阿發微粒。由於此等混合的分裂產物之殘餘輻射的放射性可繼續到幾年，其消滅極為緩慢。本文目的是在討論大氣中殘餘的放射性微塵之轉移，因其係受一般大氣環流之影響。

當一顆熱核子炸彈在或接近地面爆炸時，有幾百萬噸的地面物質被粉碎、溶化、蒸發，並被吸入核子雲中有時高達八萬呎。在這些氣體和固體的物質冷卻時，有許多由分裂過程所產生的極小的輻射性微粒及其他炸彈碎片，都和凝結的塵土相附着並結合在一起，塵土本身不必有輻射活動，但却携帶着極微細的放射活動的微粒返回到地面上來。第一圖係由「輻射塵與風」一書所轉載，表示地面塵土與放射體之結合，此種質點之直徑由10至450微米 (micron) 不等，受重力作用之影響，此等質點降回到地面，較大的降落得快，較小的降落得慢。「輻射塵」(Fallout) 這一名詞就是用來說明由上層空氣中降落到地面來的熱核子所產生的放射體的。

除了重力之外，降落質點在下降途中並被各層之風力所携行。根據氣體力學定律，對於中等大小的質點，一個120微米的球體質點其密度為每立方公分2.5克，約需七小時降落八萬呎之空氣高度，假若是一個60微米的質點，則需要二十二小時左右方可降落同樣之距離。因此，這些質點有許多鐘點是在風力控制之下，可能由爆炸點被帶走好幾百哩。美國原子能委員會自一九五四年三月一日起即開始報告輻射塵，在佈雷伏堡 (Castle Bravo) 之爆炸試驗，顯示曾向下風延伸了二百二十哩，嚴重的染污了七千平方哩的面積，第二圖亦取自「輻射塵與風」一書，係表示各種風之組合如何影響在大氣中沉降之放射性質點的路徑。

由降落之輻射塵所發出之輻射能穿透力較之在爆炸時所發生之原始輻射為弱，不過殘餘的加瑪 (γ) 射線活動力足以深透人身組織而予以顯著之損害，而貝他 (β) 質點亦足以使皮膚受嚴重之傷害。按照聯邦民防部技術公報十九之一號內述，「全身暴露於加瑪 (γ) 射線其強度小於二十五樂琴 (Roentgens 輻射單位，為在標準溫度與氣壓下，X 或 γ 輻射使一立方公分之空氣產生一個靜電單位之正負電荷之輻射量)，過一短暫之時間，將不致有顯著的危害。在約一百樂琴 (100r) 時，有些人要作嘔作吐，但不致嚴重影響大隊人員之工作效率，如若在四百樂琴之下暴露，則有百分之五十的人要受致命傷。如若在六百樂琴以上時則全數致命。」因此，以熱核子用於作戰目的，尚另具有一種戰略的「清償」作用，其形式就是輻射微塵具有嚴重影響數百萬人民的生命與安全的潛能。



第一圖：菌狀雲之塵土與放射性質點相結合之放大情形。

早在一九五四年，聯邦民防部即接獲關於在佈雷伏堡地面爆炸的幾百萬噸炸藥力量的核子炸彈所發生輻射塵之效應，此後即請求美國氣象局決定設法作全國性的輻射塵預報，結果氣象局乃根據聯邦民防部致商務部之第三號委託函，被指定負責公佈平時與戰時的輻射塵預報並估計在敵人攻擊下輻射塵可能到達之地區——此項報告係供給聯邦、州、以及地方民防指揮部作為公佈之用。氣象局更被指定負責領導研究，以求對於輻射塵預報法之改進。

於是美國氣象局在一九五五年六月一日就開始作每日二次的全國性輻射塵預報，主要是為適應美國七十個大都市民防工作之需要。此項工作利用了在美國大陸上三十二個 GMD 式雷文探空台之觀測。不過，因為攻擊軍事報復基地亦有同樣的可能，故自一九五六年二月一日起又加入此種可能遭遇之考慮將工作擴大範圍。使用美國本土五十二個雷文探空臺，在阿拉斯加的二個，及夏威夷的一個，都被應用在此項擴大之工作範圍中。

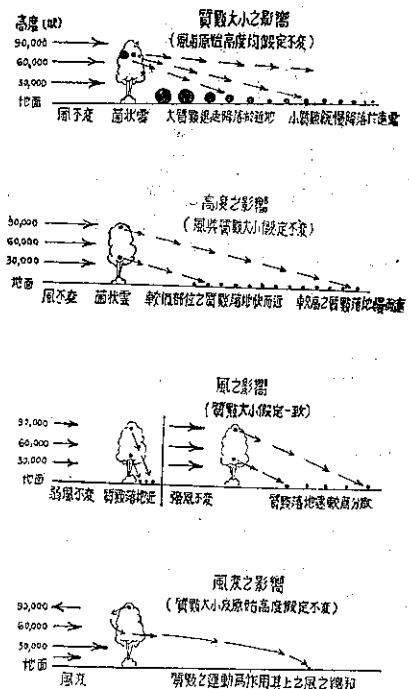
對於民防與軍事目標的基礎言，這些測報網已足敷應用。但對於那些敵方投彈差誤或敵機被我防空司令部擊落或使轉變了方向，這樣很可能在美國境內任何地區發生核子爆炸，或在沿各條可能進入的航路上發生爆炸。更因在加拿大南部地面爆炸核子炸彈，很有可能使輻射塵散佈入美國境內，故必須與加拿大政府協調合作，每天作兩次輻射塵預報之交換。其後，於一九五六年九月二十四日起，此測報網之利用已被擴大到六十八處，幾乎是全美國境內的雷文探空台在內，在加拿大南部的有八處，阿拉斯加二處，夏威夷一處。第三圖所示係北美洲大陸上之雷文探空台之分佈，此等探空台均參加每日兩次或四次工作。

此項輻射塵之散佈，並非嚴格的氣象意義上的預報，因為它們僅是將雷文探空觀測改變應用到民防方面，以方向和距離的項目表示出自彈着點開始每三小時期間熱核子塵的傳播。並不是使用大氣中各標準層上風的報告，也不假定此等風所保持之一定厚度，而是使用當時空間氣球之真確位置來表示出地面上之位置，就是輻射塵質點可能由該高度飄到之處。換言之，就是假定上升中之氣球，是代表其在上升途中各層風的淨效應總和（即向量和），其路線即描出了下降路線的鏡中倒影，其降落質點之大小則屬假想的，從此點吾人即可計算輻射塵風，此種風即可視為作用於所有全階段之大小質點的合成風，自某一指定高度以到達地面間之全程。最後，將由地面向上升至觀測終點（可能時要到八萬呎高度）各層所測得的風總和起來用以表示輻射塵影響可能到達之地區，及爆炸後輻射塵粒到達之時間，因為這只是包括風之觀測與預報因素，所以輻射塵之預報可以在平時及非常時期作正常之例行預報。

氣象局在遇到實際觀測氣球沒有到達此等高度即行終止時，便利用外延法技術以推展到八萬呎高度，因為基本上相信如若氣球獲得一個最低的三萬呎紀錄而其周圍的氣流情況資料又已求得，則其觀測資料可以延伸到所需高度。根據統計，在一九五六年夏季美國的雷文探空觀測約有百分之七十五到達八萬呎高度或更高的要求——因此，正常使用外延法的場合不過百分之二十五而已。

平常在觀測沒有到達八萬呎高度時，其總平均終點高度係近於六萬呎，而外延法之最多使用只不過是上層之二萬呎大氣。不過應當注意的是當氣球實際觀測高度只要到三萬呎時，其外延法已可完成延伸到所需要的八萬呎高度。如觀測在三萬呎以下即終止了，便不發佈輻射塵預報。倘若獲得最低之三萬呎觀測而沒有到達八萬呎，則將最近一次在過去二十四小時以內的雷文探測加于現在一次的適當終點之上；倘若過去二十四小時內沒有八萬呎資料可用，則將所選定基本地區中之季節氣候資料加於終點之上。（在美國有十九區）

還有一種中間一步外延法須予以注意，就是假如觀測資料到了三萬呎但還不到四萬呎高度，可用外延法將此觀測延伸到四萬呎高度。在此等場合，是假定觀測在終點所得的風（三萬呎以上）繼續維持到四萬呎不變，然後再用最近一次觀測或季節的氣候資料加於上述方法所推得之四萬呎資料之上。此種中間步驟大多是由於噴射氣流之



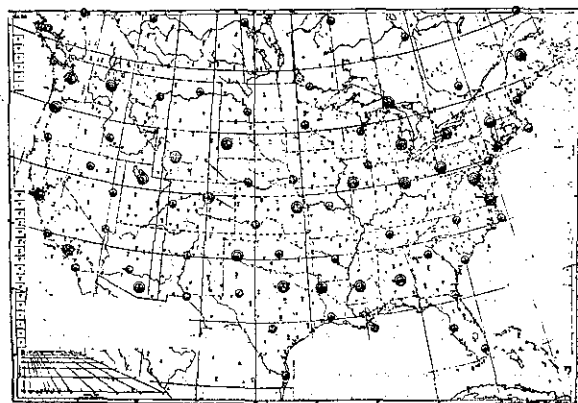
第二圖：各種質點之大小、高度、穩定風與變動風對於菌狀雲中輻射塵降落之影響。

影響而其觀測是在噴射層以下終止了（在美國噴射層高度普通在三萬五千呎至四萬呎）。此種技術在準確性上可能有問題，不過據經驗所示，如若大氣資料已測到三萬呎以上，則其淨的合成風影響是可以預報的，其誤差係在可能容許之限度以內。最近美空軍氣象勤務部高斯基博士（Dr. Adam B. Kochanski）曾著文一篇為「地面上十二萬呎內風之變率」（AWS TR 105-142），指出外延法之應用於輻射塵預報工作是很可以採取的。

很明顯的，在冬季中普通大氣環流較為活躍，氣球上所攜帶的雷文發射機被吹出雷達觀測之有限角度以外的次數常較夏季為多。結果，在冬季能到達所需要的八萬呎高度的觀測較少，所需外延法之機會較之在一九五六年夏季各月為多。當一九五五至五六年之冬季，用 GMD 式探空設備，在美國的雷文觀測平均高度為 75,700 呎，係使用 800 克之氣球；而 58,000 呎係使用 500 克氣球。前面用 800 克氣球者其中有 47.3% 到達八萬呎，67.4% 到達七萬呎，85.9% 到達五萬呎，用 500 克氣球者，其中有 17% 到達八萬呎，43.5% 到達七萬呎，59.7% 到達五萬呎。

還有值得注意的是現在聯邦民防部正支持氣象局的一個計劃，以求改進現有觀測系統中所得高空風資料之確實性與最大高度，在最近之將來即可完成發展新技術，並決定實施全新的系統。

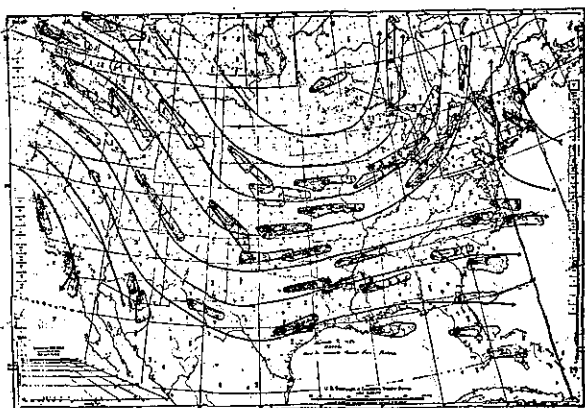
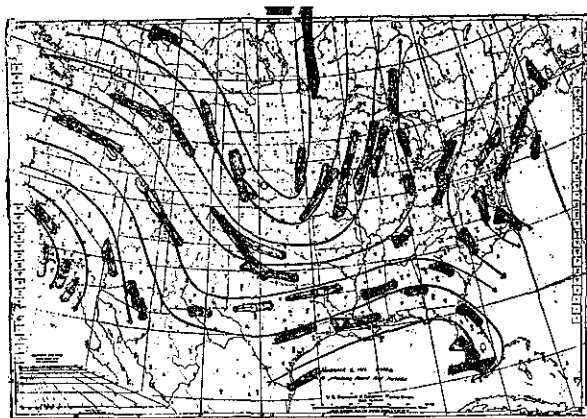
為求判斷此種預報之可靠程度，氣象局最近曾舉行一次對於其第一年所作預報的廣泛檢驗工作，檢驗其預報發佈以後六、十二、十八，及二十四小時所觀測到的風的變遷。此等檢查顯示現在每日二次預報可指出最強度之降落軸線或「熱線」之象限內有 91% 準確性；如係以每六小時發佈預報以代替十二小時，則其準確性可增進到 98% 左右。如將其面積縮小，由一個象限改至 40° 之扇形，則現在的預報有 75% 的時間能指出此較小之 40° 扇形；而且，如改為每六小時發佈預報，則其準確率可由 75% 增進到稍高于 90%。在氣象名詞來說，八萬呎總和起來的向量或「熱線」（hot line）在十二小時的間隔內有 91% 的時間仍是在正負四十五度之範圍內，在六小時的間隔內則有 98% 的時間仍是在四十五度之範圍內，為



第三圖 製作輻射塵預報之高空探測台網，較大符號每日觀測四次，小者二次。

期增進此種準確率，輻射塵預報之次一發展就是擴充為每日四次預報，故自一九五七年六月一日起在美國的六十八個雷文探空台之中有二十六個台每日發佈四次輻射塵預報。這二十六個台均位於人口與工業最密集之地區，在第三圖中以雙圓圈表示之。

在一九五五年於內瓦大州（Nevada）作茶壺連鎖的野馬射擊（Tark shot of Teapot Series）試驗時其輻射塵之散佈方向與爆炸前八小時所作一次觀測者適相差一百八十度。像此種千噸炸藥級的武器在內瓦大州所試驗者，乃表示在八小時之中由地面至四萬呎之總合風向作了完全之轉變。在試驗地區的專家們於爆炸時間之前所作繼續觀測之結果已獲知此種風向之極端急轉。



第四～五圖：圖示在八萬呎高度之總合輻射塵氣流型式，向量表示預報下風之「熱線」，左圖為 1956 年 11 月 6 日 0300 GMT，右圖為遲後 24 小時者。

不過氣象局爲了完全明瞭此種極端的風向轉變，曾採取一個緊急計劃，以期獲得在迫近攻擊我們國家本土之當時輻射塵之預報資料。在其緊急動員計劃中，氣象局曾命令所有雷達風之觀測員在遇有被攻擊之威脅時立即作高空風之特別觀測並以三個“Z”字符號發出特別輻射塵預報電碼，在全國電傳印字機上均屬優先，此種行動在危險存在時仍繼續每六小時舉行一次。因此，如警報時間在攻擊之前有九十分鐘可利用，則當時的全國性輻射塵預報之發佈不能超過一小時。

雖然此種預報已有高度可靠性指示出輻射塵所影響之面積，但須加強的是他們不能指出可能預期的輻射層高度，地區預報僅靠微塵降落所經過各層之風來決定，而強度的預測則不僅要看武器所產生之 TNT 爆炸力，而且更較重要的是武器所產生之輻射體或分裂的產物，以及風力的總和與更加複雜的事物，如遇到降水、地形阻擋等等，我們的政府無法在事先知道敵人在我們的目標地區配用何種大小之武器，我們也沒有一種迅速易行之方法來知道此種武器之清濁程度，甚至在爆炸之後亦復如是。沒有這類情報是不能作強度預報以每小時釐琴（r）來表示或一個總數量來表示的。此種數量的情報只能經由輻射檢查的結果，或由有限的檢查與氣象技術的組合而獲得。

譯佈此種電碼之指示及製作輻射塵之填圖方法詳載於聯邦民防部的警報公報第一八八號及補述中。在遇到核子攻擊至本國時，民防部門應即使用此種預報以警告輻射塵可能到達之地區，及其預測到達之時間，並指導對輻射活動作更有效的監視。

爲期對民防人員提供直接之氣象諮詢與訓練，聯邦民防部曾通過氣象局指派氣象專家至每一地區及總部辦公室，在戰溪（Battle Creek）之民防總部中並有全盤氣象講解業務。在其他各項工作之中，氣象專家每日並製備二次全美國由八萬呎到地面及由四萬呎到地面之合成風向量的三度動力分析。前者係指示出百萬噸級武器在地面上降落輻射塵最密集之軸線或稱「熱線」之地位，後者係指千噸級的。此種分析方式指出空間氣流瞬時的三度變化；而在總合垂直分佈風之氣流線有顯著的水平風變時，則根據單點分析法將預報予以改進。

這樣深厚的大氣層其三度分析在氣象的意義上講，在短期的時間內是很有保守性的，其槽線與脊線可以用標準的外延法作十二至二十四小時的成功的預報。因此，如遇到首次攻擊之後，可利用的高空風資料可能極有限，我們仍可以使用此種時間與空間之變遷關係以供應非常時期之預報。第四圖第五圖係此種三度分析與由輻射塵預報所推定之輻射塵地區之實例。

爲協助各地民防局策定長期計劃，聯邦民防部曾要求氣象局舉辦一種氣候的研究，關於美國大陸本土，及其屬地與加拿大南部所受輻射塵之可能性。結果，氣象局根據特別合同舉辦了對五十一處地方五年來之高空風資料，由地面以至八萬呎高度，作廣泛的研究，由此等風資料製成了幾乎十萬個輻射區，並以機械方法表列其遭遇之可能性，以期能適時供應所需之情報，此項研究工作業經完成正由聯邦民防部付印中。

目下正作進一步的工作，就是將第一次的研究縮小範圍，使用由七萬呎至地面的總合風力影響在六小時內的傳佈狀況，假定這是對於百萬噸級武器的淨的或總合的效應，可以決定其密集降落地區或「熱線」之所在，此種研究之結果可以指出嚴重的或密集的輻射塵降落情況之或然率。

氣象局在聯邦民防部第二組第三號委託之下並負責製備過去資料之分析，領導研究工作並發展技術與能力以促進輻射塵預報之方式。在氣象局內此項委託之責任曾指定最具學力的馬起他博士（Dr. Lester Machta）爲特種計劃室主任。現在他的部屬已經訂定輻射塵預報計劃之實驗程序，以便與馬利蘭州蘇特蘭（Suitland, Maryland）地方的聯合數值天氣預報計劃中心共同使用其預報之計算方法。此項計劃係分別次序列出未來三十六小時內時間與空間之變移情形。

聯邦民防部的輻射塵預報計劃實施以來已近兩年，到目前爲止曾有三次改變。現在仍維持降落輻射塵現象各方面的研究，一俟此種研究有了結果，則輻射塵預報將作更進一步之改進。（完）

原文題目：A Survey of the Fallout Forecast Program in the United States

原文刊載：“Weatherwise” Vol. 10, No. 4, August 1957

臭氧層季節的與緯度的溫度變化

Gerome Pressman 著
革 心 節 譯

一、前言

就臭氧層隨季節與緯度的24小時變化，作一有系統之計算，對風系或對該高度上其他現象理論之支持實屬必要。著者曾在「太陽能」被臭氧吸收之調查中計算其季節的與緯度的變化。計算時係採用Craig 氏 $E_z N/n$ 來計算。即每單位體積每秒被臭氧所吸收之「太陽能」為臭氧之濃度 n 所除。 N 為在 NTP (Normal Temperature and Pressure 之縮寫，譯者註) 下太陽輻射穿過臭氧層之厘米數。臭氧層垂直分佈之變化與 Craig Number 1 分佈成比例。其總量係與 Götz 氏所得出依季節與緯度分佈之臭氧總量成比例。吸收之估計係在始曉及黃昏時為之。

二、計算

以下計算溫度之增加係以臭氧吸收之計算為基礎。溫度之增加乃據逐日之計算而得出。且假定在一天中所有能量之吸收全部轉變為溫度之增加。此種假定係基於物理學上臭氧濃度係均衡之假說。因之，被吸收之能量因臭氧分子之分離而失去，因臭氧分子重新等量之組合而恢復。此外，又假定被臭氧分子吸收之能量以熱之形式傳予他種氣體，使單位體積中空氣之溫度一致增加。故得：

$$T_D^Z = E_z N / (\rho C_p)$$

T_D^Z 是在高度 Z 處，特定緯度上一年中特定之某日，由於臭氧吸收「太陽能」所造成每天增加之攝氏度數， ρ 是 C. G. S. 單位之密度， $C_p = 0.239$ 卡 / 克度，即乾空氣之等壓比熱。

目前，在 20~60 公里處，密度因季節與緯度之變化尚無有系統之測算。在 10 毫巴高度上（依美國 NACA = National Advisory Committee for Aeronautics 所定之標準其高度為 30.9 公里），曾藉雷達以對季節的與緯度的溫度變化作有系統之測算。有時其高度曾達 7~4 毫巴。最近，根據包括中美以迄加拿大（9°~79°N）之每日 10 毫巴等壓面之天氣圖研究之結論為：平均言之，在 10 毫巴等壓面上溫度之變化範圍在 -38°~-52°C 之間，其變差約 15°C。無論如何，這數字總能對該區域高空溫度季節的與緯度的變化予以明確之界限。在等壓下，此溫度變化不足以引起 10% 密度之改變，除非在少數極端之情況下，可超出此界限。在氣壓為 50 毫巴（NACA 之高度為 20.6 公里），季節的與緯度的變化範圍，平均在 -40°~-65°C 之間。在較高之處，溫度變化可引起 10% 之密度變化。自 50 毫巴減至 14 毫巴，溫度因緯度與季節之變化，實際並未發生。此表示在 20~30 公里處，密度通常有保守之性質。縱在極端溫度之情況下於地面計量密度，亦未示出密度之大規模變化。據流星 (Meteor) 測量之結果，在 90 公里處之密度無較大之變化，但其數值目前仍在修訂中。

由於密度之變化甚小，並且也缺乏正確之測算，故吾人假定：在特定之高度上，密度對緯度與季節而言為常數。此處所引用之密度值，係由 Rand Corporation 所假定在 45°N 之數值，如表一所示，其與赤道之值相差不超過 10%。

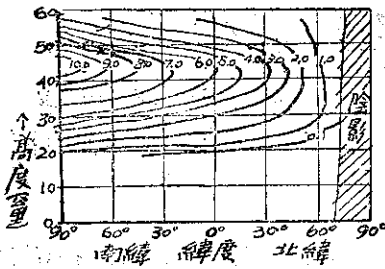
三、結果

計算之結果如圖 1~6 所示，圖為單月 15 日沿子午線之 24 小時等溫度增量線圖。因限於篇幅故雙日之資料未刊出。但吾人仍可由此看出季節增量變化之趨勢。

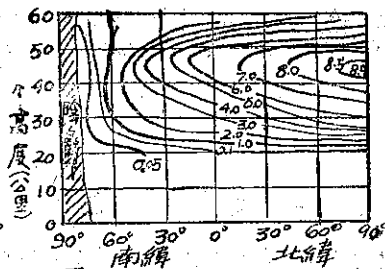
元月 15 日，最高之 10°C 位於南極上空之 45 公里高度處。自此點隨高度之降低而和緩減少；故在 20 公里處，溫度之增加已不顯著（少於 0.5°C）。但在 57.5 公里處，溫度之增加亦僅 4°C，其隨緯度之減少更為和緩。在 70°N 地球陰影區已為零。2 月 15 日增量最大區移至 40°S，其最大增量減至 7°C，陰影區已移至 84°N。

表 一

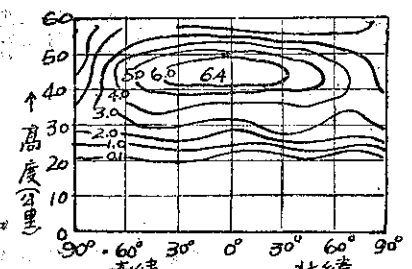
高度(Km)	密度(g/cm ³)
20.0	8.99×10^{-5}
30.0	1.93×10^{-5}
42.5	2.62×10^{-6}
57.5	5.08×10^{-7}



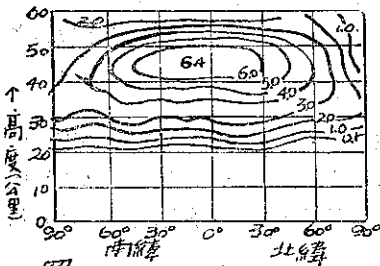
圖一 1月15日



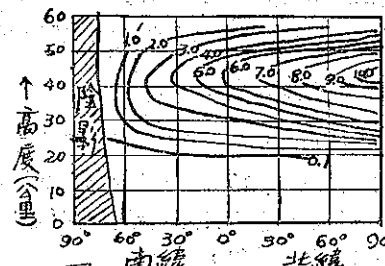
圖三 5月15日



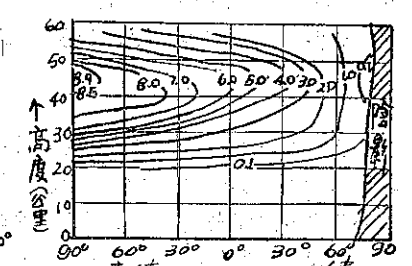
圖五 9月15日



圖二 3月15日



圖四 7月15日



圖六 11月15日

3月15日最大增量約為6°C，其中心位於5°S，約成對稱之分佈。在一年中之此時，30公里高度，被吸收能量之分佈有三個最大，因臭氧依緯度之分佈有兩個最大，及因緯度而起之晝長變化。不過此三個最大在30公里處之溫度增量曲線僅為輕微三波幅，因空氣密度隨高度之增加而迅速減少，故最大溫度變化在5°S上空之45公里處。4月15日，最大增量區移至北極，且一直持續至7月15日，其值達10.5°C。

8~10月，最大區擴大，並向南移，8月位於40°N，其值為7.2°C；9月在5°S，其值為6.3°C；10月在35°S，其值為7.2°C。10月以後最大區南移至南極，並於邇後之數月間持續不動。

11月15日最大值为8.5°C，12月升至10.5°C，1月恢復至10°C。

四、結 論

下面所述係得自計算。

1. 24小時溫度增加最多之高度約為45公里。
2. 24小時溫度增加最多之區域(10~11°C/day)，分別於兩極之夏季位於南極或北極，且可持續三個月。
3. 相對之等24小時增量區位於赤道上空。
4. 20公里以下，24小時溫度之增量不顯著，常僅為攝氏一度之三十分之幾。在57.5公里則較顯著，但亦未超過4°C，實際之數值應視緯度與太陽傾角而定。
5. 初春與初秋之季節變化較強。

必須重予指明者，即這些計算係基於假定臭氧之分佈最大在30公里之高度，因季節與緯度而起之臭氧總量垂直變化係依Götz氏之假想。並假定空氣密度之分佈，不因季節及緯度而變化。

實際上溫度變化係基於二氧化碳、水汽之出現，與物理程序（例如：輻射、傳導、對流等傳佈熱於大氣），故無特殊理由使人相信溫度變化真正發生。

希望這些計算有助於大氣中層溫度構造及其他類似現象之解釋。（完）

原文題目：Seasonal and Latitudinal Temperature Changes in the Ozonosphere

原文刊載：AMS Journal of Meteor., vol. 12, No.1.

噴射機凝結尾預報之經驗修正

Herbert S. Appleman 著
徐 應 璟 譯

一、緒 言

AWSM 105~100 訂正版第二章，自理論觀點求出「凝結尾生成必需之溫度和相對濕度關係曲線」，為目前預報噴射機所排廢氣凝結尾生成之依據。若需預測在某氣壓高度航行噴射機之凝結尾能否生成，祇需預測或假定該高度上溫度與相對濕度數值，即能發佈凝結尾能否決定性生成之預報。但不幸除去天氣預測本身之區域性與時間性不準確以外，預報凝結尾究竟能否生成高度之溫度與相對濕度數值之時，尚另有特殊困難。

由於儀表限制，溫度下降至 -40°C 以下，相對濕度通常即難以測量。第一圖指明全部凝結尾之理論生成區域中的溫度數值幾乎均在 -40°C 以下。因之，在決定凝結尾究竟能否生成，以及預報若干時間以後能否生成之際，不得不藉重以往一段工作期間證明有效之某種假定數值。AWSM 105~100 訂正版中，建議當高雲出現於對流上限附近之時，採用70%做為相對濕度數值，其他各種情形時則採用40%做為相對濕度數值。

雷達觀測中之溫度數值，亦非完全具有代表性質，首先，溫度感應片約有 1°C 左右之標準誤差，其次由於特性層選取之限制，誤差又有增加，兩者併合，其值約達 1° 至 $1\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$ 。此外，高空中偶然也能存在強烈水平溫度梯度，根據實測，其值有時能高達 $11^{\circ}\text{C}/60$ 哩，及可能之梯度 $13^{\circ}\text{C}/30$ 哩，因此在利用第一圖時，必須記清此項溫度不穩定情形，對實際預報目的言，凝結尾生成之「絕對有」及「絕對無」區域均逐漸縮小，而可能生成之區域則逐漸增廣。第一圖中各相對濕度曲線之間隔，指明在生成可能區域之左緣，對於溫度誤差之敏感性極高，而右緣則比較遲鈍，例如 1°C 之溫度誤差在相對濕度曲線左方，相當於 22 % 之相對濕度誤差；而在右方，則僅相當於 1.5 % 之相對濕度誤差。敏感性之比率約為 15:1，由是可知，曲線之左側，最能遭受溫度不確定之影響。

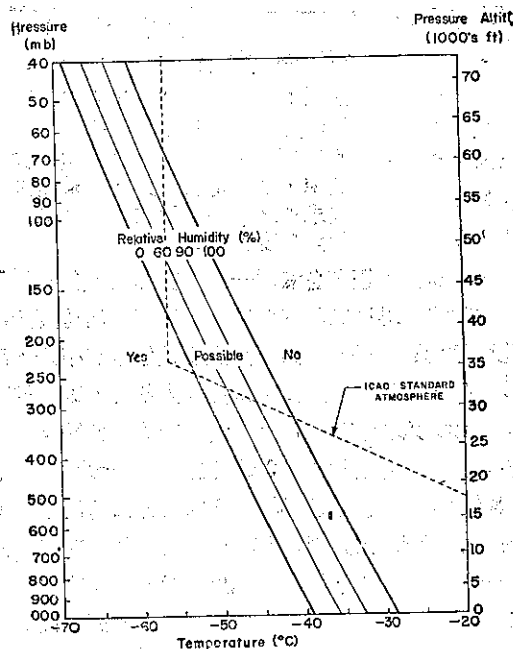
為減除目前難以避免之溫度及相對濕度誤差，收集充份資料，將凝結尾出現頻率視為氣壓及溫度之函數從事經驗之研究實屬必需。在此方法中，每一氣壓——溫度點上之溫度不確定及實際之平均相對濕度，均能為頻率曲線吸收。此方法並非凝結尾生成之「是」或「否」之預報，但能求得任何指定氣壓及溫度數值下凝結尾生成之相對頻率。

二、程 序

凝結尾研究計劃，係由空軍防禦司令部配合氣象勤務處所設立，其目的，在收集由噴射機所獲得之充份天氣資料，做為對凝結尾、卷雲、霾及亂流等預報法則改進之基礎。本文僅討論該計劃中之凝結尾部份。是項研究計劃之觀測期間係自1954年12月1日至1955年12月15日。在此時期中，位於美國境內36個噴射攔截機中隊，擔任23處高層氣象觀測站上空資料收集之任務。工作之程序如下：

1. 每日自 1530GMT 之前約一小時至以後約二小時中，派遣噴射機兩架，飛行於高空觀測站上空 25,000 呎高度，然後再往上升至能够到達之最大高度，航行範圍須不離開測候站 30 哩。

2. 僚機觀測長機之廢氣凝結尾已否生成。凝結尾係連續



第一圖：以環境中之氣壓及溫度做為噴射機凝結尾生成函數所必需之相對濕度曲線。

出現抑或間歇出現，清晰抑或模糊，以及凝結尾出現層之頂及底之高度。

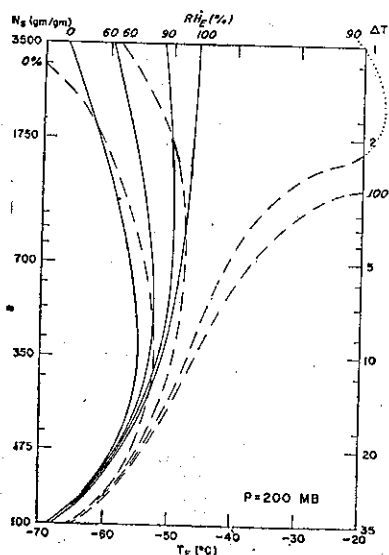
3. 收集其他必需資料。

AWS 司令部收到是項記錄卡片後，立即從逐日高空觀測報告中，檢出相應之高空觀測記錄填於卡片上，然後將凝結尾之出現高度，註明於探空曲線之上，並從探空記錄中尋出以下六個選擇高度：350mb，300mb，250mb，200mb，175mb，及 150mb 之凝結尾出現與不出現之次數以及相應之溫度。根據凝結尾有無之次數，以及各氣壓層各個溫度出現之總次數製成一表，以決定凝結尾出現情況之百分比，再用凝結尾出現頻率及溫度為縱橫座標繪製各氣壓面之頻率曲線圖，然後再將全年中自各測候站所得之全部記錄綜合之以求得最後之凝結尾出現頻率函數曲線，為第二圖中繪出之實線。

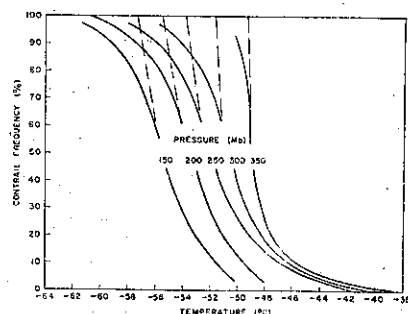
從各圖中尋出凝結尾出現頻率為 5%，10%，25%，50%，75%，90%，及 95% 時之溫度數值，依照溫度及氣壓之座標將所選擇之頻率填入，視凝結尾或然率為溫度與氣壓之函數，繪成平滑曲線（第三圖中之實線），為便於對比起見，圖中並將理論推求而得之凝結尾生成曲線，繪如虛線。兩組曲線間之若干差異將於以下討論。

三、理論曲線與經驗曲線之比較

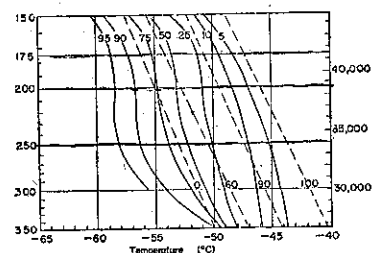
假若理論推求之曲線確實，完善記錄應該能得到或然率 0% 曲線與相對濕度 100% 曲線，及或然率 100% 曲線與相對濕度 0% 曲線完全符合之結果。假定每氣壓——溫度點上，所有相對濕度出現之機會相等，則相對濕度 90% 及 60% 曲線，亦必能與或然率 10% 及 40% 兩曲線分別重合。但是，平均相對濕度之分佈，不能夠如預期隨高度變化保持常數，於是只好選擇邊界曲線做為試驗。第三圖指明在圖之右側經驗曲線和理論曲線雖然符合，然在圖之左側，則有 5° 至 6°C 之差異。為澈底明白是項誤差，讓我們在掉回頭研究各個高度之凝結尾或然率曲線（第二圖）



第四圖：噴射機尾流飽和所需要之 N 數值 (N 為自外部進入噴氣機排出廢氣尾流中之空氣與該廢氣之比率)，實線為對於水之飽和曲線，虛線為對 0.01 gm/m^3 冰和冰晶之飽和曲線。



第二圖：凝結尾頻率之溫度及氣壓函數曲線
地點：美國
時間：自 1954 年 12 月至 1955 年 11 月

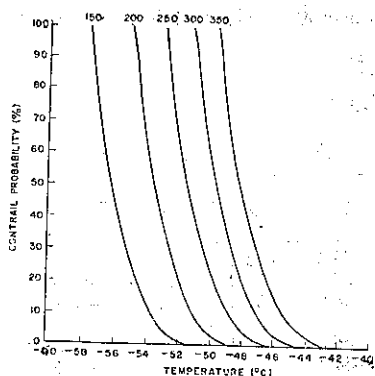


第三圖：噴射機凝結尾生成之氣壓及溫度函數或然率。

實線為根據經驗求得之凝結尾或然率，數值為百分比。虛線為理論求得之凝結尾生成所需之最低相對濕度百分比。

從第四圖之曲線分佈研究，可知相對濕度 0% 鄰近區域，少量之溫度誤差，相當於相對濕度之重大改變，而相對濕度 100% 鄰近區域，則有與上述相反之事實。假若各氣壓——溫度點上，各種相對濕度出現之機會相等，所求得之凝結尾或然率曲線，其坡度開始時應比較平坦，然後愈往上端愈趨陡峻（第五圖）。假若相對濕度數值分配平均，而且從 0% 處向上截掉極少部份，從 100% 處向下截掉極大部份，則曲線下部之平坦程度即形減低。例如第六圖中為 250mb 高度所繪之曲線。（注意：0% ≤ RH ≤ 100% 曲線與第五圖中所繪之 250mb 曲線完全一致）。第七圖指明，在相對濕度平均數值為 50%，標準差為 20% 之常態分佈情況下，凝結尾或然率所遭受之影響為 0，在此種分佈狀況下，68% 之個例出現於相對濕度數值 30% 及 70% 曲線間，而 95% 之個例，則出現於相對濕度數值為 10% 及 90% 兩條曲線之間，由是我們可以看出，在任何合理之相對濕度分佈下，凝結尾或然率曲線坡度應具有自下端之平坦往上端漸趨陡峻之結果。

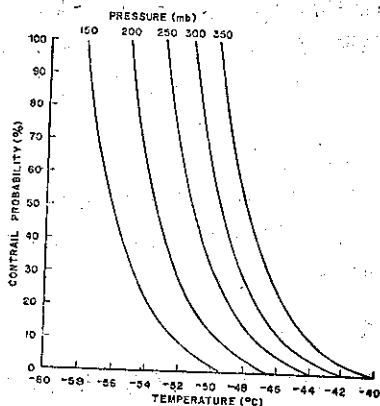
第二圖中凝結尾或然率函數曲線，下端坡度之平坦適符預料，然而其上端坡度之漸趨陡峻，僅到達頻率數值為 60% 至 80%，過此往上，曲線又



第五圖：假定每氣壓點上自 0 % 至 100 % 相對濕度之分佈相等所求得之理論凝結尾或然率函數曲線。

之過高過低機會相若，溫度誤差乃具自行抵償之傾向，惟此項抵償遭受 0% 及 100% 頻率邊界曲線以及頻率曲線之非直線性特徵之相反作用。因此，理論推究所得之凝結尾或然率曲線，乃比較實際觀測所得（經驗的）的數值略呈陡峻。邊界曲線之求得，係由於理論推求凝結尾頻率曲線下端之數值過大以及上端之數值過小，或曲線兩端之同時變平作用溫度誤差凝結尾出現之「是」及「否」區域中，確有影響，其影響循環一方向。錯誤報告之落入可能生成區域中，應出現頻率曲線兩端坡度平坦之結果。但如本文所述曲線下端坡度已呈平坦。此外，本文第一節中已經指出凝結尾生成曲線左緣，對於溫度誤差之敏感性，比較曲線右方強大十五倍，因此頻率曲線上段對於溫度誤差作用之反應，亦較其中段或下段為強烈。

因此，凝結尾頻率曲線上段之折曲，顯然係起因於雷達先測得及以後又為究研用飛機所遭遇之溫度間之差異，由於此一折曲，乃造成凝結尾頻率較高數值（60% 以上）之移往低溫方向之結果，因此，第三圖中 75%、90%、及 95% 凝結尾或然率曲線亦向較低溫度方向移動，而無法預期其與理論曲線互相重合。

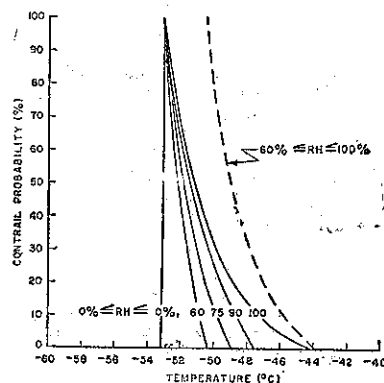


第七圖：假定平均值 50% 及標準差為 20% 相對濕度數值，在常態分佈下所求得之理論凝結尾或然率函數曲線。

偏往左方。折向發生之區域，鄰近第三圖中之「可能性生成區域」之左緣。因此不應歸究於相對濕度之分佈，而必須認為係基於溫度變數之影響。

第一節中已叙明雷達報告中，溫度標準誤差約為 1°C 。另外高空中偶然存在之巨大水平溫度梯度則最為重要。由於研究計劃之需要，飛機起飛之時間，被允准自雷達汽球釋放前一小時至後二小時。由於氣球自地面上昇到達 30,000 呎高度，須用 30 分鐘時間，因之飛機到達同一位置之時間，可能與之相差前後各 $1\frac{1}{2}$ 小時，空間及時間之差異由是均皆存在。假若 30,000 呎高度氣流強盛，（例如若為每時 60 哩），全部空間之位移乃相當於 50 哩以上。惟在通常情況下，差異程度可能遠小於此。但若遇極端情況出現，差異之巨甚至可超此兩倍。因此，雷達測量之溫度數值，有時與飛機測得者，相差偶可高達 11°C 。

在第一圖凝結尾生成曲線之可能生成區域中，由於報告數值



第六圖：假定 0% 及五個所造最大數值（實線）中任一數值，以及 100% 與所造最小數值（虛線）間相對濕度數值相等分佈，所求得之理論凝結尾或然率函數曲線。

假若捨棄此折曲不顧，將頻率函數曲線向上方平滑外延，所求得之凝結尾頻率曲線，應該能與自完美記錄所求得者相同，亦即為第二圖中所繪之虛線，在此方法下所求得之 100% 凝結尾或然率曲線，和理論推斷而得之 0% 相對濕度曲線間溫度之差別，全部小於 1°C 。

預報員利用第三圖中凝結尾或然率曲線製作預報之時，必須熟記雷達儀器本身具有之誤差以及偶然存在之強烈水平溫度梯度所引起之無代表性質。因此，在製作凝結尾預報之時，他應該利用自實際頻率（經驗的）曲線所決定之凝結尾或然率數值，而不能依賴僅適用於完善記錄之理論曲線。

四、季節對凝結尾或然率之影響

與第三圖相似之凝結尾或然率曲線會依照每一季節分別繪製，第一表列舉全年及各季中，各相應曲線中氣壓——溫度數值之比較，諸曲線之中，全年及各季之數值差異均甚微小。因為所出現之差異，缺乏一致性傾向

，僅好似起因於各季節所造有限個例記錄之限制，對預報目的言，真正之季節性影響似屬輕微而不足重視。

第一表 凝結尾或然率之季節性及全年性之比較

95%或然率						90%或然率					
氣 壓 (mb)	溫 度 (°C)					氣 壓 (mb)	溫 度 (°C)				
	冬	春	夏	秋	全 年		冬	春	夏	秋	全 年
150	-61.2	-60.6	-59.2	-60.1	-60.6	150	-60.0	-59.5	-58.3	-59.2	-59.3
175	-58.9	-59.0	-58.0	-58.9	-58.8	175	-58.0	-57.7	-57.0	-58.0	-57.4
200	-58.3	-56.5	-58.0	-59.2	-58.5	200	-56.7	-56.0	-57.5	-58.0	-56.6
250	-57.0	-57.8	-55.7	-	-58.1	250	-55.0	-56.0	-55.4	-	-56.4
300	-53.9	-	-	-	-55.6	300	-53.6	-54.7	-	-	-51.2
350	-	-	-	-	-	350	-51.7	-	-	-	-49.9

75%或然率						50%或然率					
氣 壓 (mb)	溫 度 (°C)					氣 壓 (mb)	溫 度 (°C)				
	冬	春	夏	秋	全 年		冬	春	夏	秋	全 年
150	-57.5	-56.6	-56.7	-57.8	-57.2	150	-56.5	-53.5	-55.2	-56.2	-55.5
175	-55.5	-55.5	-55.3	-56.3	-55.2	175	-53.7	-53.5	-54.0	-54.3	-53.4
200	-54.2	-54.0	-55.5	-55.9	-54.8	200	-52.4	-53.0	-53.5	-53.5	-53.2
250	-52.5	-54.1	-54.3	-54.6	-53.5	250	-51.2	-53.0	-52.8	-52.5	-52.1
300	-51.3	-53.0	-	-	-52.0	300	-50.3	-51.0	-	-	-50.5
350	-49.5	-51.0	-	-	-49.4	350	-48.7	-50.3	-	-	-49.0

25%或然率					
氣 壓 (mb)	溫 度 (°C)				
	冬	春	夏	秋	全 年
150	-55.4	-51.5	-54.3	-54.5	-53.6
175	-49.5	-50.5	-52.0	-52.2	-51.4
200	-50.1	-50.0	-51.0	-51.2	-50.8
250	-48.8	-49.5	-50.5	-50.6	-49.8
300	-48.4	-49.0	-	-49.3	-48.8
350	-47.5	-49.0	-	-	-48.0

10%或然率					
氣 壓 (mb)	溫 度 (°C)				
	冬	春	夏	秋	全 年
150	-54.5	-50.0	-52.3	-	-51.5
175	-50.6	-48.3	-50.5	-50.8	-49.6
200	-48.3	-47.3	-48.8	-49.2	-48.5
250	-46.5	-47.0	-47.4	-47.7	-47.0
300	-45.8	-46.7	-46.7	-46.5	-46.4
350	-45.5	-46.5	-	-	-45.8

5%或然率					
氣 壓 (mb)	溫 度 (°C)				
	冬	春	夏	秋	全 年
150	-54.3	-	-51.9	-	-50.6
175	-49.6	-	-49.6	-49.8	-48.5
200	-48.0	-47.0	-47.7	-48.2	-47.1
250	-46.0	-46.2	-45.2	-46.2	-45.1
300	-44.0	-45.3	-	-45.1	-44.3
350	-43.0	-44.3	-	-43.2	-43.7

五、地理位置對凝結尾或然率之影響

為決定凝結尾或然率曲線隨同地理位置變化之程度是否顯著，曾對美國南部和北部，分別繪製與第三圖相似之曲線。南北之分界線為北緯 39°，採做試驗之南部測候台數目較少，南方低空中出現之凝結尾亦忽略不計，第二表列舉南北兩部根據全年紀錄，與凝結尾或然率相應之氣壓—溫度數值之比較。兩組曲線中各點之平均差別為 0.7°C，南方比較北方稍冷，平均差別為 0.2°C。

各高度中兩組曲線差異均微小，在 250mb 及 300mb 高度，南北兩部之曲線幾乎完全相同，至於其他各層中之凝結尾或然率，當溫度高於 -57°C 時，北方曲線具較高之傾向；而在低溫情況，則南方曲線或然率較高，兩組曲線中之最大溫度差異，從無大於 1.3°C 者，各點間之平均差別為 0.7°C，北方曲線較為溫暖，其值約為 0.2°C。

對預報之目的言，南北兩部曲線間差異微小不足重視。因此，第三圖中之曲線，可看做能應用於各地。至於歐洲及日本之資料對於凝結尾或然率之影響程度，則計劃於將來再加以研究。

六、對流上限對於凝結尾或然率之影響

有關平流層及對流層中濕度之比較研究，已有許多專文發表。惟因對流上限鄰近之實測記錄有限，至今未能求得可靠之結論，因為平均相對濕度能影響凝結尾或然率，為此乃對該兩層之凝結尾分開研究。

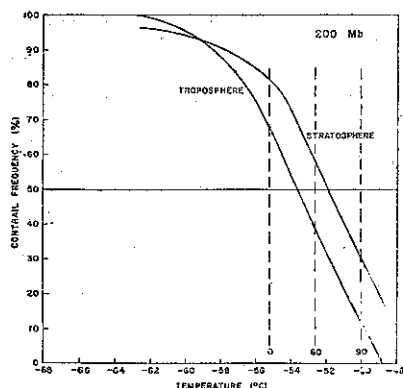
為孤立對流上限之影響，比較兩層中相同氣壓—溫度數值中之頻率實屬必要。200mb 層位於對流上限上下之機會最為平均，乃選擇之做為分別研究平流層及對流層凝結尾頻率函數曲線之高度（第八圖）。對定值之氣壓及溫度而言，圖中曲線之較大部份，凝結尾頻率出現於平流層中者，較出現於對流層中者為大。

茲以虛線將從理論求得之凝結尾生成之臨界相對濕度曲線繪於圖中。50%凝結尾頻率曲線，指明約為對流層中40%及平流層中70%相對濕度之中數。此一量度特別應用於200mb必須牢記，在此層上，極大多數平流層個例應屬極地平流層之下部；極大多數對流層個例應為熱帶對流層之上部。

緊鄰於對流上限之上及下，相對濕度增加之傾向，可自第七圖看出。一般言來，在185mb高度以下，或然率曲線之坡度，比較相對濕度線坡度為大，經此之後，前者坡度反較平坦，此點指明自350mb至185mb中間，相對濕度之先增加然後減少。由於本研究，對流上限之高度為210mb，因此平均極大相對濕度數值位於對流上限以上3000呎高度。

七、結 論

第三圖所繪之凝結尾或然率曲線，係根據溫度及氣壓兩變數所繪製，曲線所依據之資料為全美國一年中之實際觀測記錄。在此問題中預報人員所遭遇之記錄



第八圖：200mb高度對流層及平流層凝結尾頻率函數曲線之比較。
地域：美國
時期：1954年12月至1955年11月
虛線為從理論方面以200mb溫度做為凝結尾生成函數所得之最低相對濕度數值。

第二表 美國南部及北部凝結尾或然率之比較

或然率百分比	區 域	溫 度 (°C)				
		氣 壓 (mb)				
		150	175	200	250	300
95	N	-61.3	-59.2	-59.0	-	-
	S	-60.0	-58.6	-58.2	-	-
90	N	-60.1	-57.8	-57.6	-56.9	-
	S	-58.9	-57.5	-57.1	-56.3	-
75	N	-57.8	-55.2	-55.1	-53.6	-
	S	-57.3	-55.8	-55.1	-54.0	-
50	N	-55.3	-53.2	-53.0	-51.9	-50.4
	S	-56.2	-54.2	-53.0	-52.0	-51.3
25	N	-	-51.6	-50.4	-49.7	-48.7
	S	-	-52.1	-50.4	-50.0	-49.8
10	N	-	-49.6	-48.3	-46.6	-46.2
	S	-	-50.3	-47.6	-47.5	-47.5
5	N	-	-	-	-44.8	-44.0
	S	-	-	-	-46.0	-45.4

誤差問題，業已為該曲線所吸收。其中最重要之問題，厥為各氣壓——溫度點上平均相對濕度和雷達報告之溫度缺乏代表性質。濕度問題之引起，係由於凝結尾出現高度，缺乏濕度之實際測量；溫度問題則部份由於報告內之微小標準誤差（約為1°C）而主要者則由於高空偶然存在之強烈水平方向之溫度梯度。

應用第7圖時，預報員僅需儘可能準確地預測所需時間、地點、高度上之溫度數值，然後，以之填入曲線圖中即可求得凝結尾生成之或然率。所不幸者，該項曲線之應用範圍僅限於350mb至150mb高度。350mb以下之溫度數值，幾乎永為太暖，不宜於凝結尾生成；150mb以上之觀測記錄太少，無從求得可靠之曲線。因此在350~150mb範圍之外，預報員必須仍應用第一圖中之凝結尾生成曲線。（完）

原文題目：Derivation of Jet-Aircraft Contrail-formation Curves.
(Section II: Empirical Derivation.)

原文刊載：AWS TR 105-145 Jan. 1957

氣象學報訂購辦法

- 一、本學報係限閱性質，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。

因地勢發生之大氣擾動與飛行之關係(下)

M. A. Baldit 著 曹淦生譯

三、森林、湖沼上空之飛行

○ 森林上空

天氣晴朗之日，在適當廣大森林上部之空氣，常較其單獨圍繞之無植物乾燥地面上部者為冷。故森林與鄰近地區之間，發生一空氣變換現象，與造成海風者相同。蓋空氣由森林流入受太陽輻射而較熱之地區內。如此空氣在各方面作用，即知森林地面上之空氣由中心出發分向各方向散流時，則必須有一下降氣流接替流出之空氣量。此項循環，倘森林之面積較其所圍繞而發生強烈的對流之地面面積為廣大時，所引起空氣垂直流動之速度可能甚小，不易察覺。

當有經常之風，由一固定方向吹送而掩過其局部微風作用時，則在無植物地面上受熱而由風挾帶之空氣團，一經流至林地上，則變冷。於是空氣體積收縮而成相當之厚層，而此縷縷氣流之緊縮有如一輕微之空氣下降運動，由此或其他原因所發生之下降運動，飛機之駕駛員，及自由探空氣球，均曾遇及。故應視之為真正之空氣下降，惟關於後列氣球情形，則因其內裝氣體受溫度而膨脹之作用，頗形複雜。

在森林上之空氣層中溫度較低，蓋因森林上部平面處之溫度較低，且因空氣急劇紛擾，使此溫度傳至上面。

圍繞於樹木頂部之空氣，其溫度所以較低者，原因有二，首因植物之強烈蒸發吸收大量日光熱，次因樹葉之強烈輻射作用於較本身為大之面積上，使其不能得較高之溫度。故樹葉之溫度僅較空氣略高。尚有一附帶原因，即為樹木吸收太陽熱能以為植物體變化之需。其所作用並為冷卻主因之蒸發現象，非但由於樹葉本身之蒸散作用，且由於森林所收存之水（如霧、霜、露等之水份）之蒸發。

在有樹木之地面上，不可能有空氣受熱之現象，而不毛之地或沙質地上受整日強烈日光熱而發生之現象不同，後者適可造成空氣之運動。

關於森林空氣變冷之另一原因，在若干區域內及一年中特別季節中，通常在春季，尤為顯著。此處可以一提。在冬季落於綠樹森林之積雪，因日光被遮蔽其溶化甚慢，而須延至來春。此項積雪可保持一二月之久，在此時期內能引起空氣溫度之反常變化。

在與林地相接大氣中相對寒冷之空氣，因森林上空空氣之急劇紛擾而向上傳播，一極強之紛擾有雙重作用。此強烈之紛擾將下層區域之低氣溫迅速移至高層氣流中。一熱氣流在森林上部通過，一與接觸即行冷卻，則空氣之紛擾愈強，空氣層愈厚，其溫度之降低愈速。在空氣之紛擾極微或等於零之情形，空氣冷卻之範圍亦限於數公尺之高度，而此時氣流於將達森林時，即流動他去。

森林上空氣溫度之減小，足以引起雲幕下降與霧之組成，此為森林與飛行特別有關之二種作用。

當空中有連續之雲層浮於飽和水汽空氣團之上時，則因溫度微降，每使此項潮濕空氣變化成雲，而雲層之厚度因下降而增加。此即上述關於森林上空因溫度降低所造成之情形。

於林區上空所成之霧，可能因將近水分飽和點或已達飽和之熱空氣，於森林地面冷卻而凝結形成。此謂之平流霧。有時因該項濕空氣團當平靜之天氣情況下，存留於林區上空後，溫度漸次降低亦可能形成。此謂之輻射霧。此種霧類多於夜間形成，日間受日光之熱消散甚速。再者濕而冷之空氣停在森林上空與濕而熱之氣流混合，亦能發生暫時凝結狀態，惟此類凝結現象，僅能於冷空氣排開時始發生。

常見雨後有朵朵層雲浮於森林中之樹木上。此類層雲尚有相當之恒久性，則能變成碎積雲，如為數無多，則對於航行尚無大碍。但遇有大量發現時，則能見度即轉劣而有碍於航行。但須知吾人飛行於森林上空，雖無雲霧存在，惟因林區本身水蒸氣之不斷作凝結變化，而造成一片烟霧迷漫之景象，亦常感能見度之模糊不清。

○ 湖沼上空

在廣潤之水面上，或在森林及卑濕地上部，空氣在日間恒較乾燥或不毛之地面上者為冷。蓋因各該地區含有濕度與冷度之特性所致，且亦為最易成霧地區。霧可能由下列各種原因形成：即輻射、混合及平流是也。

1. 輻射——在平靜之天氣，停留於湖泊上潮濕而冷卻之空氣，因夜間輻射作用而降低其溫度（設水之同樣輻射來消耗此損失之熱量），俟超過露點，水氣即行凝結。所成之霧，通常在日間甚難持久，每於晨間出現，一受日光之熱在中午前即消散無踪。

2. 混合——流動於湖泊上空之冷空氣，有因冷卻程度不足，不能達到露點。此時倘有已達飽和點之熱空氣徐緩被挾帶於廣潤之湖面上，與前者相互混合，亦能成霧。

3. 平流——熱空氣層與冷水面接觸，或冷空氣層與溫水面相遇後，均可以促成霧之發生。此兩種成因，以前者情形較為遲緩，而僅在廣大之湖面上發生某種厚度之凝結狀態，蓋因濕而熱之空氣因凝結所需之冷空氣，僅能被空氣之紛擾作用向上推動，故其進度極緩。至後者之成因，較有實效。空氣與水之溫度相差愈大，則水之蒸發愈速，而水氣立即凝結。此時水面上呈烟霧繚繞之現象。形成之霧，成碎層雲或碎積雲之狀被引至地面，其對航行一般並無障礙。當冷氣持續並已有一層低雲存在，則霧於一定方向之重重堆積，能使雲與地面間之地平線阻隔不見。於是引起雙重不利之情形，蓋此時於能見度之外，且有意外降落危險區之存在。

此外，吾人觀察遼潤之湖面為崇山峻嶺所圍繞，而空氣流動無寬大之出路時，則冷空氣於高山下降會流於湖面上，而將熱空氣排至上方。

輻射或平流作用不一定形成霧層，但通常與冷空氣與熱空氣之分界面，有一層層雲生成，在飛行員視之，此項層雲實際與霧無異，因其高度常甚低。（僅離水平五十或一百公尺高）。且因其平面上有溫度逆增現象，故該項層雲之形成極為穩定。此種情形歷時甚久。飛行員倘欲降落於此層雲之下方，須先確知該雲層以下之高度為若干，或其下有無霧之存在等，以策安全。

吾人在湖泊、池沼上空中所觀察之逆流，係由土地性質之急劇變化而造成者。因該區受熱反映發生氣流之昇或降運動，而對流愈強，水之溫度愈低，此項運動愈劇。該項逆流常發現於湖邊，但有時水面上有急速下降之氣流（下降空氣柱），則逆流為此項氣流吹至相當遠之距離，而使水面呈波動現象。

四、工業區上空之飛行

⊙ 工業區上空

飛機飛行於工業區上空，其唯一所受之影響，即為能見度之減弱。蓋飛機上所得之能見度，與地面氣象台所測定者不能適合。因飛機上所測得之能見度，其清晰之視距，視飛機下部大氣中所含之煙塵量而定，而此視距不能在地面上任何氣象台以精確簡單之方式測之。烟與霧之密度普通甚小，不足以掩蔽飛行區域，但有時亦能使飛機觀測之目標或航線視距模糊不辨，使航行不無困難。

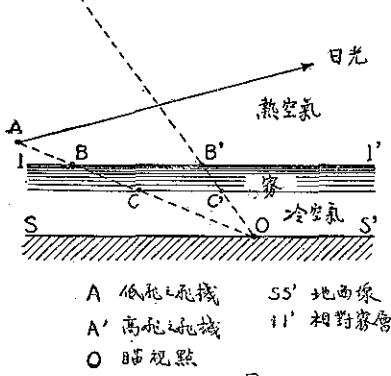
能見度之最大減低，係因停留於其上一熱氣層極上方堆積塵煙所致。空氣與煙之混合物具有兩氣層密度之中間密度。此混合體向四面散播，並呈暗淡不透明之顏色。此霧帶吸收大量日光熱膨脹變輕而上升至相當高度，而於夜間又復下降。風靜之日，吾人常見地面上有該項濃霧出現，播散至於各種不同高度之上空，而分佈成水平層。

前項霧帶，由垂直透明而視之，頗不易見，但從其截面或斜面觀之，則甚清晰。霧帶因散佈之不規則使垂直能見度隨之而變化。若干航空員有時見到於某種高度之能見度甚佳，再高數百公尺，則能見度較劣，僅在中等情況。其原因尚未明瞭。調整飛機之高度時，可以無困難的越過濃烟密霧之地帶。

當逆增現象存在於相當高度如一千公尺至二千公尺時，則烟塵之集聚於此逆增層者，對於航行，尚無大障礙。此時飛行員飛行於其下，可得一相當良好之能見度。惟如此項逆增層甚低，如在冬季所常見者，其高度有時為二百至三百公尺，且若其所被覆者為崎嶇不平之地區時，飛機應航行於該層之上，因而甚感不便。此時須注意當吾人上昇至此霧層之上應隨時覓求良好之能見度，因光線之射程過於垂直透入烟霧之中。故飛行員宜取適當之高度，以圖改善其能見度。

視線傾斜為飛機於雲海上能見度減弱之一主要原因：（如圖十一）。此時有一嚴重之情形；即日光在瞄視點之上不太高，受此種照耀之影響，該瞄視點有時竟全不可見。

工業中心區上空，因烟塵迷漫，故大氣常呈晦暗不明之景象，但此非僅因烟霧之本身飛散天空使然，而尚因霧或雲使此固體粒子附着有以致之。若干工廠之散放於空中之氣體凝結其水汽，亦呈相同之作用。蓋因灰爐中尚有一部份未燃燒完全之炭分，而為具有吸濕性之物質，有利於凝結作用，而其所含之油質，則能阻碍蒸發。此種核粒能持續甚久，而造成空中昏黑狀態，因其發生所在城市風之吹動，而迷漫至相當大之範圍。即微風之拂動，亦能使此種性質之霧，自發動點起，蔓延至十公里以外之距離。



圖十一

C. K. Douglas氏曾於飛機上作詳細之觀測，並攝有照片，據稱：雖當烟在近地面處厚度並不大時，其蔓延之範圍與距離仍可能甚廣。倘其厚度在幾哩時，則在距發源點至少為三百哩（四八〇公里）處仍可查覺之。

Louis Besson 氏關於法國巴黎及其四週市郊上空所呈之暗淡現象之研究，曾示在括西風時光亮直接或間接因城市烟塵之影響，而消失之程度為每距城十公里，消失百分之二十。同樣於一九一五年至一九一九年間，巴黎因戰爭而工業生產劇增，空中烟氣之迷漫程度，隨工業活動而比例加劇。吾人可以斷定此項烟霧之所以形成，蓋係由於質劣之煤炭燃燒不完全，發生多量之烟向空中沖冒，造成黑暗不明之現象。

本節所論述各項，與航空在各方面均有密切之關係。而於都市附近機場之選擇，尤為重要。因源於城市中之烟霧，對於基地之利用，常生莫大之影響。

五、丘陵地區上空之飛行

丘陵區域上空

平原地上雖然不甚高之連串隆起，對於天氣亦有各種之影響。丘陵可能使雲幕低降，使雲層幾與丘頂密接，而不能顯示其通常高度。此為吾人對於山陵所知之現象。今假定於雲層之下，為一飽和之氣層，氣流線路受丘陵影響自某高度之平面升起，在此層以上之空氣層則絕熱冷卻，而水汽凝結將其自身之厚度併於原有之雲層。當下層空氣尚無雲量時，如該項氣層已達飽和或將近飽和，則空氣之上升尚可能造成凝結現象。在多林之丘陵地區，其處空氣在許多情況常較濕，後者之作用常有發生。在此等特殊情況下，亦必能造成或增加極多之雲量。

有時高度雖不甚大，但對兩疊合氣層之混合尚有有利之作用。倘有一不連續而將在下之冷空氣層與在上之熱空氣層分隔為二；而兩方面空氣均甚潮濕，則混合可能形成高層之霧或層雲。倘兩氣層中僅一層甚為潮濕，則混合作用能引起雲之凝結。但如遇熱氣層含濕氣甚大，則該項凝結，愈易發現。此種混合為空氣擾動所生之影響，此空氣之擾動視丘陵對於周圍平原之相對高度而定，但在多樹木之山坡，此種影響亦多有之，一多樹之山坡所發生之作用甚大。總之，吾人於各種情況下，如遇狂風在與丘陵或垂直方向襲來時，則應注意空氣之顛簸程度必受山風而增劇。

吾人於丘陵不毛之地區內，亦能遇及熱空氣的熱流現象。而在熱空氣旋渦一節中，已讀悉關於高僅數公尺之積沙小山，受日光蒸熱後，足以引起氣流之垂直運動。當一水流由相似之高度流至其同為一片灌溉之草地或潤濕土地之山麓以保持土地之清涼時，此向上之回流在該地面上循自然之路而成一閉合之循環，為一種依橫軸旋轉之緩慢旋渦現象。

六、由平原地往山地之飛行

由平原地往山地上空之飛行

吾人前所論及關於山勢起伏影響各點，已足以指示飛行員自平原地帶飛往山區時所應注意之事項。惟對於上述天氣驟變所引起之擾動現象與特種情形，而為飛行員當位置迅速改變時所可能遭遇者，則尚有數點需要補充。

Bjerknes 氏對於冷面與熱面所提示之概念，實為一最好之原則，可資借鏡，以為解決飛行時各種複雜與困難情形之南針。倘吾人對每種特殊情形逐一加以研究，則見其實情而甚饒趣味焉。

今假定熱面流向一山巒，此行於熱氣流前面之冷氣流，與山作碰撞之勢。一部分空氣從另一側流過，另一部分則陷於靜止狀態，處於其上之熱空氣，即從其面上滑過。吾人可想見此時風上昇之情況，不再只是山之本身者，而受冷空氣作用之相當影響。且山巒影響之高度亦變化而減弱。再則受風力之旋渦地區亦因此而轉變。所應注意者，即上項為山所阻之一角靜止狀態之冷空氣，形成一無旋渦之靜空氣區域，可以為飛行員所利用。倘遇強烈之熱風，而其方向與航路相對，或其震動甚劇時，則飛行員應應躲避，而航行於此下層之空氣中。

對於冷面以與高山平行之方向行近該高山之情形，尤應加以注意。當冷面於平原地上空氣流動時，冷空氣每逐熱空氣於其前，如此所生之氣流上昇運動，遂促成暴風或旋風。如平地直達山地，熱空氣將夾於一側為冷空氣，另一側為山巒之間，其所發生之上昇運動較暴風或颱風為尤劇。故於颱風線一經發現，應即詳密觀察天氣在此種情形下常遇之極度擾動。

幾年前法國里昂曾舉行一次氣球觀測，因鑒於當時之天氣，大有颱風或暴風雨襲來之象徵。故特於里昂之西，設有多數氣象台從事嚴密之觀測。但待至十七時尚無暴風雨降臨。在里昂，風掠過地面而向西或北西吹至相當高度，表示其地面上之氣象情況已趨良好。其時僅聞在 Puy 地方起了一陣低弱之雷聲。未幾，一陣短驟而相當強烈之暴風雨向里昂襲來。此即因受與阿爾卑斯山地接近之羅納河平原地區所引起空氣弱小擾動之增強的影響，而所聞之雷聲，蓋即發自此種擾動也。

七、在山與山谷上空之飛行

在山與山谷上空之飛行

凡遇山巒起伏，山峯聳立，或深邃山谷及冰川，則飛行員在其上空航行，最感困難。

飛行於叢山上空，其特別危險之境遇為經過山巔之上或遇山頂上之風，以及在山谷間之飛行與降落。

在山巒上，風之速度增強甚多，但如此風力呈有規則之增強時，則並無危險。其危險則在旋渦區域內，此旋渦區因多重山嶺之陰風而擴張，而相當於氣體動力學上氣流線之分帶區。倘山巔成一伸長之形式，而風向與山頂線作垂直時，則所生之作用尤甚。

但欲確定此紛擾區域高度之所在及其範圍，殊不可能，因其隨每一特殊情況而變。不但與山之側面位置有關，且因風之速度及其他連帶因素如日光作用及山坡上被覆物之性質（樹木青草岩石等）等而演變。即欲預知所生旋渦運動之特性，以及探討適用於各種不同氣流變化之定律，亦感同樣之困難。蓋吾人可遇及者，或為旋渦及暴風雨之一種紛擾現象。其各點之風向及速度作極快之變化，或為各種形式組成之氣流，但其形態與速度亦變化甚速。或則為真實長久之氣流，在山巒之間形成一清晰之普通大氣循環。吾人有時遇及氣流受風力依橫軸造成之一種旋渦現象，其最低部份組成一迴流，在山坡上與風作相對之逆流。此項旋渦現象，或名之曰概括的循環運動，於發生時，其速度似不甚大。

由山巔所引起之氣流紛擾現象，其範圍至廣，而於風力下可能達到距離十、十五、甚至二十公里之處，但其紛擾之勢，隨距離而減弱頗速。此由吾人在山間所作滯留雲之觀測，可以證實之。大氣流於穿過山峯後所發生之波動運動，滯留雲受其影響，造成空氣之昇降運動，而一直伸展至地面，須預為注意。

飛機飛行於山頂上空時，應注意之主要事項，為使機身昇至相當高度，以免飛入逆流帶之範圍。山所生動力之影響，如對風所發生之阻碍，約為山總高度之三分之一。此數值可以確定吾人之概念。所謂山之高度者，乃指山在四週平原地面以上之高度而言，並非為距海面之高度。

當飛機由一括風地區飛來，則在山巔帶陰風下須作較小角度之下降。為謹慎計，最好完全越過山嶺。於空氣紛亂運動較少危險之處向地面下降，然後再飛向山頂，同時須躲避雲層速而不斷變化之區域，以其為強烈逆流之所在也。

上述之逆流，係由山所引起動力之逆流。但有時，熱的對流亦能向山巔造成劇烈運動，其發源點在較低之處。此為空氣團在山坡上受日光之輻射熱上昇山巔，遇一溫度疾速下降之場所，而發生急猛之垂直加速運動。於夏季晴朗風靜之清晨，吾人之試驗曾亦於向東之 Puy-de-Dôme 山坡上，有無數紙片為此種性質之氣流吹揚於上空，其每秒鐘之速度估計約為六至八公尺。有時於山地空中，發現長圓筒形垂直或傾斜之雲，為上昇雲之典型，為真實之雲柱。即為此種山中急升空氣柱所形成者。

山間深邃或峻險之山谷，常為大氣昇降氣流之居處，其速度或逆流可能引起重大之危險。即在特殊情形如高處之風，經過山頂所引起或在其原處所發生之紛擾，在山谷中造成一急烈之震動等情形之外，但吾人必須認清在山谷間，僅因微風經常昇降運動，即能生危險之風。

吾人當知此微風，普通係在日間九或十時開始向山頂上昇，而在夜間廿一時左右開始下降（迴流）。有時其由昇至降或由降至昇之經過情形不易測定，其中之一亦可能或缺。在夏季夜短時之微風下降情形，尤為特殊者。有時係上昇微風或日間微風，有時則係下降微風或夜間微風，引起風之極速運動。在 Grenoble，日間微風能在接近地面處造成旋渦，而其厚度不逾三百公尺，其情形甚為顯著。又 Nyons 之夜間風常甚猛烈。

當空氣流過覆雪而夜間輻射極強之高原上，則此空氣之溫度降至甚低，而下降之微風變成急流。設承受此凜冽空氣之許多山谷中與氣流經由坡面陡直而不毛之途徑，而會聚於一單獨之山谷時，其速度尚復增加。最後循該山谷之同一斜面，此急速但相當規則之下降風之氣流，可能為大量急轉直下之冷空氣所阻遏，此冷空氣引起空氣團之急驟下墜，猶如水流經過山谷坡面之裂口，作瀑布奔瀉之狀。

倘高處之風力甚強，或飛行員能看到風已呈昇降起伏之情形時，則應避免飛機低飛航過山谷，設飛行員因地面上無任何標記可資用以粗辨當時之風向與速度時，即應切記此項山谷風普通係在日間向山頂上昇，而在夜間下降。此項指示，除其他特定條件外，即足以決定飛機在山谷間降落時應取之南針。在與風相同之方向降落近地面時，飛機由一平靜空氣轉入一速度與本身方向相同之氣層中，可能失去其一部份支持力，而急速降落，飛機在有下降微風時，作山谷隘口之降落，頗為危險。因此時谷口有空氣之逆流形成。與兩河匯合口處水之逆流相似。故即使正對下降之風，飛機寧可降落在山谷之中，或如山谷直通平地，則降落於平地。

關於山間雲量方面，飛行員應熟記凡在陰濕之天氣，山嶺常使雲幕呈低垂之現象。故對距離較遠之氣象台所測之雲幕高度，不能視為絕對精確。但可依實在航行所得經驗而校正得之。

對山間各種雲之組合情形，飛行員亦宜細予觀察。例如空中有積雲或積雨雲一類上昇之雲，即知空氣呈強烈垂直運動之現象，而應避免與之接近。有時雲成長臂形或垂直或傾斜之圓柱形，而於晨間作劇烈上昇運動，則預示暴風雨之將臨。如雲於山頂呈帽狀，則表示空氣略有震動或平靜。如雲受風力所動而呈波浪式，則為因急速之風與危險性之氣流紛擾運動而形成者。有時雲於山頂上結合成旗或火焰之狀，則亦表示強風現象。類似牆壁形之雲，沿一排山頂飄浮甚高，表示風由上昇運動驟變為下降，而空中明亮之處，即為雲作下降運動之所在。倘應注意有時在山間林坡上附着若干小型霧點，倘此時空中晴朗無雲，則預示將呈凝結狀態。

尚須提及者。即山谷中常有之霧，每受日間熱度後即行消散，但於晚間當山坡沿線之空氣變冷時，則又形成而向低處沉積。此項晚霧又復形成可能甚速。每予飛行員諸多不便，或使降落甚為危險。

綜上所論，僅為對於山間航空之不利與危險方面而言，風沿山坡之上昇，亦可能為一對航空有利之因素。此大氣氣流予飛機舉托之力，對飛機有莫大之幫助，如時間可以經濟，燃料亦可節省，以及可使其飛越一個非其引擎動力所能一舉越過之阻碍物。

今以事例證之，昔聯隊長 Girier 航行於波斯，途中為山風所阻，不能飛越 Demavend 山嶺，乃冒險航入風中，利用氣流之動力的上昇，不久竟俯見山之最高頂於翼下。此即利用氣流上昇力之明證。

八、由陸地至海面與海面至陸地上空之飛行

由陸地飛向海面及由海面飛向地面之上空。

飛機航駛於海岸線上情形之良否，亦可視氣象各要素之突然變化及其不連續性如風向與風速、雲量紛擾現象、能見度之強弱等以為斷。有時亦能遇及風之昇降，強烈之逆流以及冷空氣之激流等現象。

惟於上述大部份擾動中，除由海岸起伏過甚造成者外，均僅限於厚度甚薄之氣層範圍，而對一千公尺以上之航行，大致無甚關係。惟吾人不妨預為認識，以作必要時避免或利用之準備。

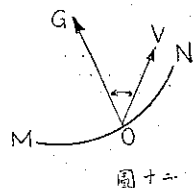
來自海面之空氣，或遇地面上高低不平及各種阻隔物，或受熱之對流運動，而引起摩擦作用，故其到達海岸，往往因之阻遲。此現象於接近地面之氣層中，甚為顯著。蓋觀測紀錄既已明示，地面上風之速度平均較海面上者小一倍半至兩倍。在廣大之水面，亦發生相似之結果。於芝加哥曾作如下之試驗，置測風儀一具於離地三十一公尺四之處，另設一具於距五十一公里遠之地方，其高僅十一公尺三，但係置於矗立於密歇根湖上之建築物上，

在湖上所測得風之速度，較城市上空測得者平均約大一倍六。夜間，湖面上風之速度且為城市上空之兩倍。（以上為 Hahn 氏實驗所得之報告）。

設吾人將海上氣象台所測得風速與陸上所得者作一比較，則與上述之結果大致無異。較早時期一八八二年至一九〇〇年間，敦克爾克風之平均速度為六·一一公尺。而同時期內（一八八二至一九〇〇年）在里昂附近之 Saint-Genis-Laval 氣象台所測得者為三·三〇公尺。在波羅的海海岸所測得風之平均速度為六·三公尺，在蘇俄內地測得風之平均速度降至四·三公尺，而在西及西北政治區域內，則更降至二·六公尺之值。

此種擾動作用，每隨高度逐漸減弱，至相當高度而停止。故風之速度隨高度而增加實為一普通之情形，在陸地上較在海面上之增值尤為稍大。

風自陸上吹至海上，其風向發生重大之變化。地面上之風向距氣壓梯度方向較在海面上者為近，或簡括言之即海上風之偏差度較陸上者為甚。茲假定 OG 為垂直於等壓線之氣壓梯度之方向，（如圖十二），OG 指向氣壓減縮之方向。MON 為等壓線。風向 OV 與 OG 氣壓梯度所成之角為偏差角，此角度在海上者較陸上者為大。故海上之風向常較接近等壓線上之切線。



下列為三地偏差角度之值，曾經一度詳細之探測始行求得，而為各氣象學書上所採用者，茲分舉如後：

北大西洋·····	八〇度
北歐及西歐·····	六八度
歐洲中部·····	四四度

地面對於風向之影響與對於速度之影響相同，因高度愈大而減小。大體言之，飛機於高度五〇〇至一〇〇〇公尺間，所遇陸上之風與海上者相同。惟其確實高度常隨各種氣象因素而演變，尤其是溫度在地面分佈情形。此於四十公里廣闊之海岸地帶上，其情形最為混亂，在海岸地帶形成海上微風與陸上微風，而發生由溫度不同而引起之作用。

此局部之風，雖為勢相當微弱，普通對航行者不足為患，但其在法國氣候條件下，則風在經過海岸時呈不連續現象，故對其有特殊認識之必要。海上之風，即日間之風由海上吹向陸上者，其特性尤顯著。此時海風之速度普通較小，平均自每秒二至四公尺，至多為每秒六至七公尺。且此項速度與近地面處所測者相合，因其隨高度而減小以至於零，而於轉向之平面改變其方向。此平面普通約在二百至三百公尺之高度，有時例外，能昇至五百公尺。海風侵入陸地內部之深度約為三十公里。此值遠較陸上風之深入海上者為大，蓋因後者之進展於海岸上約僅十餘公里。再海上之風普通起自日間九時至十二時，而陸上風則在夜間與清晨始有。且此兩種風之具有對海岸線或垂直之方向者，受地球旋轉影響而有偏向，而依照太陽漸漸旋轉，即其轉動之方向與時針相同。如方向為西之海風漸變為西南繼而為北等是。

此各特殊之風，對飛行員航行時多無大碍，在某種情形，此種可能使其另一不同來源之風力加強。例如陸地微風與距海不遠之高山之下降微風相吻合，而能造成夜間強烈之暴風。

Fontserre 氏曾述及在 Catalane 海岸於夏季之夜間，有一長時間風平浪靜，但其沉寂氛圍，忽為陸地之風所構成之急劇暴風聲所突破。此暴風之速度可能達到每秒二十公尺。至暴風之由來，似因陸上風與近海邊高處下降之夜風相合作用有以致之。

有時因海上風遇高山之強烈對流，其交加結果能造成上昇運動，而瞬息成為暴風雨及降落傾盆驟雨。此為吾人於熱帶地區海邊所最常見者。

大氣自海洋流來，受地面之摩擦而行進較緩，其厚度逐漸增加。而成為一種膨脹之上昇運動，此種情形吾人可視為係絕熱者。由以上所屢述之作用，可能有雲出現，此時設已有一雲層存在，可能由底部增加其厚度而使雲幕降低。

在海邊上空，雲之形成尚可能因海岸上空有一層含有不穩定水分之氣層存在，當其流經海岸某部份時，或因傳導之熱，或因山丘懸崖等障礙物而使其有向上之運動，此運動持續不息，終受地面上低冷溫度之影響，亦可能生成或加強雲層。在此種情形，地面之冷度全賴空氣之紛擾運動而向上傳播。例如有一高氣壓中心於 Manche 海峽上空，來自北面之大氣氣流，先在水面溫度相當高之海面上流過。於此含著相當之水汽與雲，常見其流抵弗朗

特爾或法蘭西北部，而成一連續低下之雲幕，且降細雨。此項降雨係由於冷卻及可能由空氣層到達地面而上升所致。

對於海岸上空受地面上吹來之風而引起雲之形成之有關紀錄，甚為豐富，吾人僅一察英法海峽上為西風所吹時，於英國海岸或法國海岸上空常可發現積雲，或見上昇之雲滴佈於海岸週圍。二次世界大戰時 Dang las 上尉曾飛行於法國北部時，攝有一照，於該照片上，吾人可見及地面上原為一層積雲所遮蓋，但轉瞬間英法海峽上之雲忽消散無踪。此類之雲係由於空氣紛擾所形成，吾人於此並可證得在地面上空氣加強震動，及足以由空氣垂直運動而發生凝結之結果。

此空氣紛擾為重要之氣象因素，能引致雲之形成，對於航空有直接之影響。但其對於飛行員所遇的足使飛機顛簸之空氣震動現象，並無直接關係。當飛行員航行海上，見到大氣震動程度微小時，則可知此時之海面上所有阻碍航行之各種現象，如逆流、上昇氣柱、暴風等甚少，或竟無之。此項例證在法國氣候上頗為普遍。倘飛行員半於海上半於陸上航行時，所見尤為清楚，而飛行於離海岸數十里之海上，尤為容易。

吾人於此已詳述隨各種氣象情形而來之天氣變象，如暴風雨、旋風、冷氣流等，吾人所論為如吾人欲得中庸狀態之天氣所應注意之事項。

惟在中緯度範圍下，海上之大氣所以呈平靜之狀態者，原因有二：其一普通之原因為在溫暖與寒冷地區之下層大氣相當穩定，另一特殊之原因，則為海面之均一性。在陸上大部份使航行困難之氣流不規則運動，係因遭遇地面上之障礙，或因地面上熱之對流作用之互異而發生，但吾人在海面上飛行時，則不見有此種紛擾運動。

至於前一原因，因與航空關係甚大，須加注意。按吾人以前在氣流之上昇項內所述者，可證得此項大氣是否具有穩定性或非穩定性，全視其溫度遞減率之是否小於或大於每一百公尺一度之值而定。遞減率小於一度則穩定，其遞減愈緩，穩定性愈大。如遞減率大於一度者，則呈不穩定，且溫度降低愈速，其不穩定愈甚。並非不穩定之大氣因隨高度之遞減愈速。簡言之，即溫度垂直梯度愈大，愈有利於空氣團不規則的受地面熱而生之上昇運動。

而於夏季，以氣球或風箏探測所得之結果，顯示海上之大氣溫度之垂直遞減率，遠較陸上者為弱。

下列兩種結果，一為夏天在Ecosse西海岸所測者，另一為炎夏時日，由美國十七所氣象測候站所得之紀錄，分列如下：

Ecosse 西海岸之大氣每一百公尺高度之遞減率 (°C)：

0—500m	500—1000	1000—1500	1500—2000	2000—2500	2500—3000
0.56	0.54	0.46	0.42	0.40	0.40

美國陸上十七所測候站觀測結果 (°C)：

0—300m	460	600	900	1200	1500	1800	2100
1.35	1.10	0.94	0.82	0.74	0.71	0.70	0.68

由是觀之，美國夏季在高度六百公尺時大氣之垂直溫度梯度，將達一度之數，即表示其情形近於不穩定，至於在海面上空約等於可使大氣不穩定所需梯度之半。

倘吾人按此觀點及不僅限於夏季，而以全年四季位於各緯度之測候站所得之情形作一比較，吾人可見無論在陸上或海上，熱帶地區之下層大氣，較溫帶地區者甚為不穩定。而北極區大氣之穩定性，尤較溫帶者為大。最後如吾人觀察自海面至平流層下端中間之大氣現象，即在法國地域內由〇至一一〇〇公尺高度間之大氣時，則可證得按照此種觀點所定之穩定性，並非在各高度均為相同。大氣之穩定性，普通在四公里至八公里距離之內，較其下層或在此範圍之上者為弱。此各點均應予以注意。

除上述之氣象特點而外，當風速甚強及海岸地勢為垂直懸崖時，則大氣經過海岸地帶可能引起動力的逆流或旋渦現象。此為風因遇障礙物作直立之勢，並同時因受風力而造成旋渦帶之現象。

在直布羅陀海峽，於岩石頂上設有氣象站，曾設置 Dines 型之測風儀於其上，此項器械在一水面受風之壓力（與吸力相合），而作用如一 Pitot 管，有時因被強風所吹，其所指示之速度為零。此項不規則變象係因風之上昇所造成。東面之風遇岩石而偏向，其風向幾成垂直，而吹經管孔與此孔軸垂直。此時無任何壓力施於其上，而反為一吸力作用。當飛機在甚低之低空飛行時可見此海岸擾動現狀，而或須於懸崖之邊緣著陸。

(下接第5頁)

氣象學報第三卷目錄

第一期

國際地球物理年觀測計劃述略	鄭子政	(1)
雷雨預測法	曲克恭	(12)
台北國際機場航空氣象之研究	劉鴻喜	(15)
民國四十五年颱風特殊問題研究	王時鼎	(20)
廿四小時颶風移動之預報	亢玉瑾譯	(25)
距平在天氣預報中之應用	徐應璦譯	(30)
橫渡兩洋之氣球探空	林則銘譯	(34)
冷鋒降雨之變率	永若譯	(39)
世界氣候要素之極端值	一飛譯	(43)

第二期

臺灣氣候之分類	陳正祥	(1)
單經緯儀測風氣球觀測之誤差	林紹豪	(10)
試釋本年三月廿日臺灣及閩粵沿海之陣雨	林鞠情	(17)
美國各種傳真天氣圖之判讀與應用	萬寶康	(19)
泛論氣象學之應用	戚啓勳	(25)
天氣預報的定則及方法 (上)	徐應璦譯	(33)
碧空與陰天時太陽能之研究	喬鳳倫譯	(44)
火星上之氣象問題	秦仁義譯	(51)
火星上的氣象狀況	徐學洛譯	(61)

第三期

中國之氣候區域	陳正祥	(1)
美國各種傳真天氣圖之判讀與應用 (續)	萬寶康	(10)
另擬熱帶陸地測站地面天氣報告電碼格式問題之商榷	黃光表	(18)
颱風佛琴尼		(20)
夏半年臺灣降水之形成及預報	林鞠情譯	(28)
天氣預報的定則及方法 (下)	徐應璦譯	(35)
世界氣候要素之極端值 (二)	一飛譯	(46)

第四期

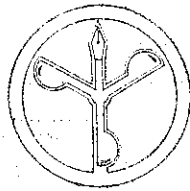
氣象與水土保持	蔣丙然	(1)
原子塵降落地區之預測	徐寶箴	(5)
西伯利亞寒潮對颱風影響之研究	王時鼎	(9)
對流層上部「晴空亂流」之研究	魏元恒	(16)
颱風卡門		(20)
颱風費婭與葛樂麗		(27)
由風圖求飛行之風助係數	殷來朝譯	(30)
應用長波原理預測寒潮爆發	曲克恭譯	(37)
積雲性之降水過程	陶樹人譯	(41)
因地勢發生之大氣擾動與飛行之關係 (上)	曹淦生譯	(45)

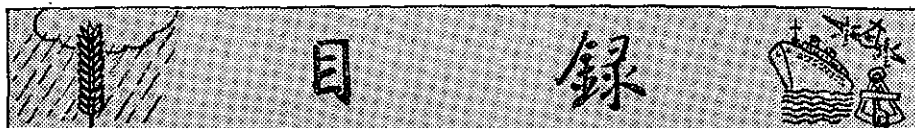
台灣省雜誌協會會員
內政部登記證內警台誌字第五一號

主編者：聯合氣象預報中心
地址：台北市公園路六十四號
電話：二四一四二號

行者：聯合氣象預報中心
地址：台北市公園路六十四號
電話：二四一四二號

印刷者：文英印書公司
地址：台北市三水街七號
電話：七二四





論 著

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 翰 情.....	(23)
雷雨之研究.....	劉 鴻 喜.....	(24)
航空氣象勤務之展望.....	徐 應 璟.....	(30)

譯 述

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)

傳 記

羅士培先生傳.....	鄭 子 政.....	(51)
-------------	------------	--------

CONTENTS

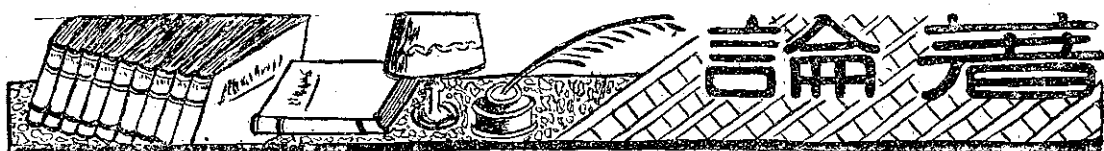
The Development of Meteorological Service and Research Activities in China.....	Kenneth T. C. Cheng.....	(1)
Graphical Method for Preparing 24-hour 500-mb Prognostic Charts.....	H. Y. Keng.....	(6)
Meteorological Effects on the Growth of Rice.....	Yeuch-ngo Chang	(11)
A Short Discussion on the Cold Fronts Influenced by the Taiwan Topography.....	C. C. Ling.....	(20)
A Study of Thunderstorms.....	Hong-hsi Liu.....	(24)
The Outlook of Aeronautic.....	Y. C. Hsu.....	(30)
Professor C.-G. Rossby in Memoriam.....	Kenneth T. C. Cheng.....	(51)

封面說明

理論氣象學家羅士培教授 (1898-1957)

COVER PICTURE

Prof. C.-G. Rossby (1898-1957)



中國氣象學術事業發達史略

鄭子政

The Development of Meteorological Service and Research Activities in China

Kenneth T. C. Cheng

Abstract

This paper is generally discussed under the following topics:

- (1) Meteorological researches recorded in ancient history.
- (2) A general discussion of early instrumental records in China.
- (3) Meteorological activities and contributions during the recent years.

一、中國古代氣象學術研究

中國古代對於氣象觀測有悠久之歷史。圖書集成曆象彙編乾象典載：『東漢張衡製相風銅烏，置之於長安宮南靈臺之上，遇風乃動』。開元天寶遺事『岐王宮中於竹林內懸碎玉片子，每夜聞玉片相觸之聲，即知有風，號為占風鐸』。又五王宮中，各於庭中豎長竿，掛五色旌於竿頭，謂之相風旌，旌之四垂，綴以小金鈴，有聲，使侍從者視旌之所向，可以知四方之風候』。觀象玩占：『候風之法，凡風發初遲後疾者其來速，初急後緩者其來近。動葉十里，鳴條百里，搖枝二百里，落葉三百里，折小枝四百里，折大枝五百里，飛沙走石千里，拔大根三千里』。此與近時定蒲氏風級以候風之術，實相近也。金陵梵刹志云：『明太祖於江寧鷄鳴山上建觀象臺，其上安置圭表、向風計之類』。清康熙製小旗以測風向，又下令直隸各省命記逐日晴雨，並觀測雨、雪、風、雷等項。鄭樵通志論我國測雨器之制度，在漢時已有萌芽⁽¹⁾。朝鮮李世宗七年（即明仁宗洪熙元年）所製測雨器之遺跡，至今在朝鮮猶有存者。惜當年對於氣象觀測儀器之記述，都略而不詳。其對於氣候測驗工作雖歷代均予以重視，但為時日所淹沒而無可考。北平故宮文獻館所保藏清代各地晴雨日錄，其最早始自康熙十六年（一六七七）今猶有存者。中央研究院天文研究所亦保留一部份此項之古典。各地有連續性之晴雨錄以推北平、江寧、蘇州、杭州四處。其中北平之紀錄最為悠久可貴⁽²⁾。計自雍正二年以至光緒二十九年（一七二四至一九〇三），凡一百八十年之久。此項紀錄雖缺乏雨量之記載。但其對於一地歷史氣候寒、燥、燥、濕、風雨之變化，尚可與各地志書相互參證，以研究古今氣候之脈動。筆者於民國二十一年曾至故宮文獻館中將各地晴雨錄加以謄錄，其抄本現尚存於中央研究院氣象研究所圖書館中。此項紀錄並曾以北平天地壇等處之古柏與銀杏年輪變化作初步之比較。其論證見諸南京鍾山書店方志月刊中。

至於氣象學理上之解釋，散見於中國典籍中者類多為片段零星之論述，似未能列為氣象學之專書，其論點偏重於觀察經驗大抵注意於釋名、占候、及物候三者。所謂釋名乃為大氣現象之解釋。莊子天運：『雲者何雨乎，雨者為雲乎？』其立論與德人氣象學大儒庫本所稱：『雲為空中之霧；霧為地面之雲』一語，可以比美。詩經小雅：『相彼雨雪，先集為霰』。詩箋：『將大雨雪，始必微溫，雪自上下，遇溫氣而搏，謂之霰』。禮記月令：『仲春之月，始雨水』。大全：『嚴陵方氏曰：自上而下者皆曰雨，然北風凍之，則凝而為雪；東風解之，乃散而為水。孟春東風解凍，於是始雨水。詩云：『習習谷風，以陰以雨』。荆川裨篇：『觀物張氏曰：露者土之氣，升則為霧；結則為霜』。占候即今天氣豫告之術。老子道德經：『飄風不終朝，驟雨不終日』。禮記月令：『日夜分，雷乃發聲，始電』。晉書天文志：『雲甚潤而厚大，必暴雨』。田家五行：『諺云：魚鱗天，不雨也風順』。又云：『雲行東，車馬通；雲行西，馬潑泥，水沒犁』。此類諺語載諸田家五行中者不勝枚舉。徐光啓農政全書，占候篇所記天氣豫告之經驗談屑亦多。如『夏夜見星密主熱，星光閃爍不定，主有風』。詩云：『月離於畢，俾滂沱兮』。蘇洵辨姦論：『月暈而風，礎潤而雨』。至於氣候變化對於物類感應，亦不乏記述。春秋：『含孳穴藏先知雨，陰隆未集魚已噞喁』。幽明錄：『董仲舒謂巢居知風，穴居知雨』。月令氣候詳於夏小正呂覽禮

記及淮南子諸書，逸周書時訓解以五日爲一候，分年爲七十二候。如立春之日，東風解凍，又五日蟄蟲始振等等。月令有古今時地之不同。(3)白樂天游大林寺詩：『人間四月芳菲盡，山寺桃花正盛開』。北宋沈存中夢溪筆談謂：『土氣有早晚，天時有愆伏……嶺嶠微草，凌冬不凋，并汾喬木，望秋先隕，諸越則桃李冬實，朔漠則桃李夏榮，此地氣之不同也』。廣陽雜記全祖望著劉繼莊傳曰：『諸方七十二候，各各不同。如嶺南之梅十月已開，桃李臘月已開；而吳下梅開於驚蟄，桃李開於清明，相去若是之殊。今世所傳七十二候，本諸月令。乃七國時中原之氣候。今之中原已與七國時之中原不合，則曆差爲之。今於南北諸方細考其氣候，取其核者詳載之爲一。傳之後世，則天地相應之變遷，可以求其微矣』。中國古代所論氣象名辭之解釋，預告之方法與物候學之研究，雖均略而不詳，或不傳於世。然揆以氣象學理之研究，實已早開風氣之先，而與如今氣象學上之解釋，暗相吻合多矣。

二、氣象儀器觀測之記載

中國有氣象儀器之紀錄，以推法國駐北平教士戈平司鐸 (Pater Gaubil) 爲最早。戈平司鐸於清乾隆八年 (一七四三) 在北平已始作氣象儀器之觀測，其零星溫度紀錄曾經馬爾曼 (W. Mahlmann) 轉載於刊物中(4)耶蘇會教士夏彌安 (Jesuit Father Amiot) 自乾隆二十年至二十五年 (一七五七至一七六二年) 曾在北平有溫度、氣壓、雲量、雨量、風向等項記載，此六年統計經梅修 (Messier) 援引於巴黎數理雜誌中(5)自夏彌安後，北平氣象紀錄中斷凡七十年。至道光十年 (一八三〇) 俄人富士 (G. von Fuss) 又重續紀錄，但爲時僅半載，且採用儒略曆，不能與其他紀錄相參證。道光二十一年 (一八四一) 俄國教會於北平始作有系統之氣象觀測，亦爲北平有價值氣象紀錄之肇端。同治六年 (一八六七) 聖彼得堡科學院 (Akademic der Wissenschaften zur St. Petersburg) 任命傅烈煦 (H. Fritsche) 爲北平地磁氣象臺臺長。傅氏留平凡十六年曾著北平之氣候(6)與東亞之氣候(7)等論述。至今仍爲研究氣候上重要之文獻。光緒八年 (一八八二) 適值第一次國際地球物理學年 (International Polar Year) 俄人之北平地磁氣象臺曾參與觀測工作。俄人主持之北平氣象觀測紀錄均載於俄國中央觀象臺年報 (Annalen des Physikalischen Central Observatorium) 中。民國肇始，政府始設立中央觀象臺於北平隸屬教育部。由高曙青先生主其事，而以蔣右滄先生掌氣象科。此爲國人舉辦氣象事業之嚆矢，旋在張北、庫倫、開封、西安等處設立測候所。有氣象紀錄之地點，漸次增多。後以經費支絀，無法維持，至民國十三年中央觀象臺與各地測候所相繼陷於停頓，在中央觀象臺旺盛時期曾發行觀象叢報六卷，內容充實，爲當時惟一的氣象與天文學術混合性之期刊。惜此刊物流傳不廣，今已不復獲見。

法人高鎬鼎司鐸於清同治十二年 (一八七三) 創設上海徐家匯氣象臺。首任臺長爲能慕容 (Marc Dechevrens) 司鐸。光緒元年 (一八七五) 徐家匯氣象臺即發行地磁與氣象觀測月刊一種，此種刊物按期發行至民國二十六年，因中日戰事中斷。在徐家匯所從事觀測項目有氣象、地震、大氣物理與校時部份。而於光緒二十六年另在松江之余山設立天文部門，並移地磁部份工作前往。光緒三十四年 (一九〇八) 在上海法租界外灘，面臨黃浦江口處設立天氣與暴風信號臺 (Sémaphore) 一處。徐家匯氣象臺出版之各種學術研究刊物至多。馬德賚 (J. de Moidrey) 司鐸所著之氣象通詮爲最早中文之氣象觀測手冊。中國之溫度 (Gauthier: La Temperature en Chine) 與中國之雨量 (E. Gherzi, La Pluie en Chine) 二書均爲當研讀東亞氣候之寶典。勞績勳 (Froc) 司鐸所著遠東之氣象 (Atmosphère d'Extreme Orient) 一書，實亦開遠東氣象學專書之先河。又曾印光緒二十一年 (一八九五) 至民國七年 (一九一八) 間二十四年中六百二十次綜合颱風路徑圖。其後且每年印發颱風年報一小冊。餘外尚有地磁研究，地震紀錄，揚子江上游地圖，余山天文臺年報等刊物。徐家匯氣象臺所發行之學術刊物，前後工作持續七十餘年，在國際學術界中，深有盛譽。該臺在上海發佈天氣豫告，及暴風警報。兼任遠東海空航運氣象服務，實侵凌我國國家權益範圍。二次世界大戰結束，上海租界收回，上海徐家匯氣象臺往昔之任務，由筆者負責接收，始改歸中央氣象局上海氣象臺管轄，啓國人在上海樹立氣象服務之紀元。

在中國南海岸經常負責發佈沿海航運氣象報導之機構，則爲香港皇家氣象臺。該臺始於光緒五年 (一八七九) 由英國皇家學會建議設置，未能成爲事實，其計劃係由栢爾邁 (Palmer) 上校所草擬。光緒八年 (一八八二) 五月再經海關總督 (Surveyor General) 赫德建議於英國殖民地大臣設置天文氣象臺於香港。翌年任命杜貝克 (W. Doberck) 爲皇家氣象臺首任臺長並派費耿 (F. G. Figg) 爲助理。建立臺址於九龍。自光緒二十二年 (一八九六) 至光緒三十四年 (一九〇八) 間曾編印中國沿岸之氣象紀錄爲一專書。並頗爲中國沿岸氣象紀錄

(China Coast Meteorological Register)。香港氣象臺所發行之氣象年報自創刊以來亦未曾中輟，現已皆為鉅著。至於該臺他種專刊亦多，不再加以引述。

青島之氣象記載始於光緒二十四年（一八九八）德人租膠澳商埠之後，初隸於德海軍港務測量部。光緒二十六年（一九〇〇）始為獨立機構。宣統元年（一九〇九）三月德國派梅友孟（Meyrmann）來華主持臺務。民國三年日本佔領青島初派永田忠重代理臺務。翌年繼派入間田毅為臺長。民國十一年十二月十日膠州灣租界收回。民國十三年二月膠澳商埠督辦熊潤丞派蔣右滄先生為青島觀象臺臺長。民國二十六年七月抗戰軍興，十二月十日氣象工作人員奉命撤離。翌年二月日人又重恢復氣象觀測。待抗日戰事勝利。青島氣象工作再由國人主持。民國三十五年一月青島市任王華文先生為臺長，直至大陸淪陷匪共政權。青島氣象臺工作範圍亦概括氣象、天文、地磁、地震、海洋各部門。其所觀測之紀錄自光緒二十四年以來尚稱完整⁽⁸⁾可供參考。

以上所言氣象臺站之建設與氣象觀測之紀錄，泰半偏重於一地或局部地區之記載。氣象觀測須着重於廣大地區氣象資料之交換。因此氣象臺站之建立期在多處設置。中國氣象觀測網之發軔，當推清海關總稅務司英人赫德籌議中國在沿海口岸與沿江重要地點及近海島嶼設置氣象觀測臺站。當時在長江流域九江、漢口、宜昌、重慶等處均附設於海關，由外勤人員兼事觀測。近海島嶼如大戢山、花島山、烏邱嶼、牛山島、瑛瑯島、猴磯島等處均附設於燈塔。沿海口岸若瓊州、廣州、汕頭、廈門、福州及臺灣之基隆、臺南、高雄、恒春均於此時期間先後設立。各地僅有氣象之記載與報導，但全國氣象資料之運用則均以上海徐家匯氣象臺為依歸。而應由國家舉辦之氣象學術事業，在此數十年間乏人顧問。民國十六年北伐完成，政府奠都南京。設立中央研究院由當代碩儒蔡元培先生主其事。楊杏佛先生副之。首先創設天文與氣象研究所。所務由高曙青及竺藕舫兩先生分別擔任。籌設天文臺於南京郊外之鍾山，亦稱紫金山。並就城中欽天山之舊址設立氣象臺。當時經氣象研究所在學術上之創導與事業建設上之鼓勵，氣象學術蔚然一時。氣象研究所有鑑於氣象學術事業有整一性。關於氣象電碼之編訂，暴風警報之發佈與觀測儀器之校訂等項均有待於國內人士作共同商討之必要。於民國十九年四月十六日召開第一次全國氣象行政會議，以配合國際氣象臺長會議議案之推行。出席會議單位有二十六個團體。當時氣象機構隸屬單位，非常複雜，計有二十種。民國二十四年全國各地所設立之測候機構已有一百七十六處⁽⁹⁾。全國測候網之雛基於焉告成。氣象研究所出版之刊物頗多，在氣象資料方面有氣象月刊、氣象年報、高層氣流觀測紀錄、地震季報、逐日天氣圖、中國之雨量、中國之溫度、中國之濕度等。在學術期刊方面有氣象集刊。中國氣象學會於民國十三年成立於青島至民國十九年會址遷移於南京，該會出版氣象雜誌一種已出版至二十餘卷，亦由氣象研究所負責編輯。在氣象技術指導叢書方面則有中西氣象名詞對照表、測候須知、國際雲圖、氣象常用表、氣象觀測實施規程、溫度雨量觀測法、測風氣球觀測法等書。民國二十六年秋中日戰事發生後，政府西遷重慶。中央研究院鑑於氣象與國防民生之重要，氣象行政業務已感不能容納於純學術性研究機構中，乃建議政府成立獨立單位。經國防最高委員會第五十七次會議通過設立中央氣象局直隸於行政院。此為氣象學術研究與行政分枝並茂之始端。

三、近年氣象事業之貢獻

氣象事業對於民生之關係至切。氣象觀測之記載，若能予以研究利用。可以豫測天氣之劇變，以保海空航運上之安全。可以推知作物華實之遲早，豫知歲收之豐歉。可以發佈暴風之警告，以減人民生命財產之損害。氣象知識之利用，在近五十年中當首推南通張謇獨具遠見。於民國三年張公任農商部時，即倡導各省農林機關設立農業測候所，當時全國設立者有二十六處，並在南通之軍山設立氣象臺研究農作物與水、旱、風、蟲災害之關係⁽¹⁰⁾。北平三貝子花園測候所規模之大及山西農專與北平農專測候所均肇基於斯時。此為中國興辦農業氣象事業之先聲。中國幅員廣大，西北一帶地區之氣候情況，漠然無知。民國十六年瑞典考古家施文海定（Sven Hedin）與中國學術團體聯合創立西北科學考察團，中國方面由清華大學地理教授徐炳昶參加，隨同前往考察，該團考察以新、甘、寧、青一帶地區為範圍，其考察任務概括地質、地磁、氣象、天文、人類、考古、民俗等調查項目。氣象考察工作由德人霍益德（D. W. Haude）率領。參加此行之氣象工作人員則有劉春舫、李憲之先生。霍益德會將在中央亞細亞考察氣象結果著文登載於瑞典之地理雜誌中⁽¹¹⁾。劉春舫先生亦有天山南路的雨水一文載於北平女師大學術季刊中⁽¹²⁾。新疆、迪化、庫車、土魯番等處測候站之設立均由西北科學考察團所創始。民國二十年二月霍益德又出發赴蒙古考察地面與高空氣象，陳君衡先生隨同前往考察地磁，此行目的在於開闢中俄之歐亞

航空路線。徐近之胡振鐸先生均通藏文，於民國二十五年由康入藏設立拉薩測候所。二氏均為從事於中國邊疆氣候研究之先鋒。拉薩之氣候資料後由盧溫甫先生整理之發表於英國皇家氣象學會季刊中⁽¹³⁾。當時在戈壁沙漠內陸中心尚有肅州測候所一處。在光緒八年至九年（一八八二至八三）為第一屆國際極年（International Polar Year）曾由北平氣象臺參予盛事。民國二十二年至二十三年適逢第二屆國際極年。南京氣象研究所為配合國際高空測候計劃，始創作各地測風氣球及風箏高層氣流與氣象探測，並籌設高山測候所於四川峨嵋山之金頂（緯度二九度二八分，經度一〇三度四一分，高度三三八三公尺）。其高度尚不及臺灣省氣象所之玉山測候所（緯度二三度二九分，經度一二〇度五七分，高度三八五〇公尺）。另一高山測候地點為泰山日觀峯氣象臺（緯度四〇度三六分，經度一〇九度五九分，高度九五九公尺）。其高度約與臺灣之日月潭測候所相若（緯度二三度五三分，經度一二〇度五一分，高度一〇一四公尺）。阿里山測候所之高度倍之有餘。（緯度二三度三一分，經度一二〇度四八分，高度二四〇六公尺）。第三屆國際極年改稱為國際地球物理年（一九五七—五八年）。政府因大陸共匪作亂，遷移臺灣。中央氣象局仍代表中國參加國際地球物理年特別委員會之計劃⁽¹⁴⁾。參加工作項目為（一）臺北、臺南、臺東、馬公四處之地面氣象觀測；（二）臺北、桃園、恒春（其後改移東港）馬公四處之高空氣象探測；（三）臺北一處之日斑與太陽輻射能觀測；（四）臺北之大氣中降落地物輻射性觀測；（五）馬公、基隆、高雄三處之潮汐觀測。以上五項由臺灣省氣象所負責觀測報告。（六）游離層觀測工作則由臺灣大學無線電波研究室辦理；（七）人造衛星目測計劃則由臺北市天文臺參加。以上所述為我國氣象機構於過去七十五年來參與三次之國際地球物理年計劃與世界科學家合作事業的大要。其次為水利氣象研究之發展。民國七年順直水利委員會（其後改稱華北水利委員會）即在主要河系永定、大清、子牙、滹河等水系要點設立雨量水文觀測站，紀錄與研究各河系雨量分布情形。民國二十二年間主持該會氣象業務人員為吳樹德先生，整理水文氣象紀錄與研究水文豫告不遺餘力，惜吳氏於抗日戰爭中殉職，未能為氣象學術研究盡其天年，至可惋惜。同年太湖流域水利委員會亦有完整之水文氣象紀錄。其負責人顧濟之先生對於氣象業務發揚之精神，亦至足令人欽佩。最近在臺灣由經濟部水資源統一規劃委員會於民國四十六年分別河流系統整理降水紀錄。印成專冊五大卷。概括客雅、中港、後龍、大甲、濁水、烏眉、大安、七大溪流。分別記逐年逐月逐日之雨量及逐月降水日數。並由日記雨量紀錄紙上讀取一小時在二十公厘以上三小時在五十公厘以上與六小時在八十五公厘以上之雨量紀錄。此項刊物洵為近代研究水文豫告可貴之典籍。又次為近年在臺推行船舶氣象觀測，中央氣象局於四十四年一月十七日曾召開航運氣象會議，參加會議者有二十四個單位。現已有招商、復興、德和、中國航業及臺灣航業五大航運公司從事於選擇船舶氣象觀測，計已有十五艘之多。至於氣象教育以中央大學成立氣象系為最早。民國十年該校於地學系已開設氣象學課程，由竺藕舫教授任課。民國十八年羅志希先生長清華大學時，曾於校內建築清華氣象臺並成立專系。黃厦千趙九章李憲之諸先生均先後任教於該校。民國二十四年前後，竺藕舫出長浙江大學因於浙大中亦設氣象學課程。由涂長望盧溫甫先生擔任教課。近在臺灣大學氣象課程則由蔣右滄薛繼壘朱祖佑諸先生擔任課務。在國外氣象學人現在美國麻省理工大學任教者有郭曉嵐先生。在密西根與瓊霍布金大學研究者有劉維謹及高仕功先生，近年均在美對於理論氣象之大氣環流與渦動問題有深入之研究⁽¹⁵⁾。近年大陸匪共政權亦努力於氣象事業建設，高空氣象探測站已增至六十處以上，而高層氣流觀測之站數已達一百六十處以上。因之高空大氣環流之實況乃得有較深切氣象學識上之認識⁽¹⁶⁾。臺灣省氣象所近年對於氣象工作與學術研究亦力圖奮發，頗有成就。其工作概況與研究大要均會有專文介紹⁽¹⁷⁾。茲不再加引述。（完）

引用文獻

- （一）「論祈雨禁屠與旱災」見東方雜誌二十三卷第十三號。
- （二）「前清北京之氣象紀錄」見氣象雜誌第十二卷第二期第六五頁。
- （三）論新月令見中國氣象學會會刊第六期。
- （四）載於 Poggendorf's Annalen 第六十卷一八四三年出版。
- （五）Mémoires de Mathématique et de Physique 第六卷第五一九頁至六〇一頁中。
- （六）H. Fritsche: "Ueber das Klima Pekings" Repertorium fuer Meteorologie 第五卷第八章。
- （七）H. Fritsche: "The Climate of Eastern Asia" 上海亞洲文會會報第十二卷第一二七至三三五頁一八七八年出版。
- （八）青島觀象臺五十周年紀念特刊，民國卅七年六月青島觀象臺出版。

- (九) 中華民國ニ於ケル既往氣象事業ノ概況—昭和十四年九月興亞院華北連絡部出版第三十七頁。
- (十) 南通軍山氣象臺豫防水旱災害意見書—中國氣象學會會刊第二期。
- (十一) W. Haude: Zweieinhalb Jahre 1927-1929 Meteorologische Arbeiten bei der Zentralasiatischen Expedition Sven Hedin's-Svenska Geografiska Annalar 1930 Heft
- (十二) 劉春舫：天山南路的雨水—北平女師大學術季刊第二卷。
- (十三) Alfred Lu: A Brief Survey of the Climate of Lhasa, Quarterly Journal of Royal Meteorological Society, Vol. 65, 1939 pp.297-302
- (十四) 鄭子政：國際地球物理年觀測計劃述略—氣象學報第二卷第一期第一至第十一頁。
- (十五) H. L. Kuo: Energy-releasing processes and stability of thermally driven motions in a rotating fluid, Meteorological Journal Vol.13, No. 1, pp. 82-101
- Vi-cheng Liu: Turbulent dispersion of dynamic particles, M. J. Vol. 13, No. 4, pp. 399-405
- H. L. Kuo: Forced and free axially-symmetric convection produced by different heating in a rotating fluid, M. J. Vol. 13, No. 6, pp. 521-527
- H. L. Kuo: Forced and free Meridional circulations in the atmosphere, M.J. Vol. 13, No.6, pp. 561-568
- H. L. Kuo: Further studies of thermally driven motions in a rotating fluid, M. J. Vol.14, No. 6, pp. 553-558
- Shih-kung Kao: The meridional transport of kinetic energy in the atmosphere, M. J. Vol. 11, No. 5, pp. 352-361
- Saih-kung Kao: Harmonic wave solutions of the non-linear velocity equation for a rotating viscous fluid, M. J. Vol. 11, No. 5, pp. 373-379
- H. L. Kuo: Symmetrical disturbances in a thin layer of fluid subject to a horizontal temperature gradient and rotation, M. J. Vol. 11, No. 5, pp. 399-411
- (十六) 葉篤正顧震潮楊鑑初等合著：On the general circulation over Eastern Asia, Tellus Vol. 9, No. 4, Nov. 1957, pp. 432-446
- (十七) 鄭子政：臺灣省氣象所研究工作概況—臺灣省氣象所簡訊第六十五期
- 鄭子政：近年臺灣氣象學術研究的大要—臺灣省氣象所簡訊第九十期

中國氣象學會徵求會員啓事

際此太空時代，無論武備文事，國計民生，莫不積極作立體探討；氣象學術不僅為向太空發展之階梯，抑且係與吾人須臾攸關之應用科學。凡我同好及同行，急宜匯才識於一流，集能力成一體，溝通思想，交換知識，藉以促進氣象科學之進步。

目前我國氣象業務及研究工作，固由各級氣象機構勉勉以赴，然對於氣象學術之研究與發揚，在在端賴民間學術團體從傍策進，期收相輔相成之效。茲經發起中國氣象學會，並呈准內政部籌組成立，將於近期內召開會員大會，至盼我氣象同好同道諸公，踴躍參加，共襄盛舉。會章及登記表等，請逕向台北市公園路六十四號本會索寄，此啓。

圖解法作24小時500毫巴預測圖

耿秀雲

Graphical Method for Preparing 24-hour 500-mb Prognostic Charts

H. Y. Keng

Abstract

This Article is a verification of the Fjörtoft prognostic procedure of graphical method, which consists of (1) determining the distribution of vorticity at the 500-millibar level, (2) displacing the vorticity field with a mean flow to a position 24 hours in the future, and (3) integrating the forecast change of vorticity to obtain the forecast change of height. An abbreviated and modified procedure has been discussed in this paper.

一、前言

多年來歐美氣象學者，從事數值天氣預報法之研究，發現對流層中部，小規模氣流型式之變化，係由絕對旋轉率場向下平流之結果，並認為短時間內小規模氣流系統之相對旋轉率具有保守性質。一九五二年八月，瑞典 Tellus 雜誌並發表了 Ragner Fjörtoft 氏所撰「積分正壓旋轉率方程式之數值法」一文，美空軍氣象勤務部科學署，認為如予以發展，用以繪製 24 小時 500 毫巴預測圖，所繪成之相對旋轉率圖，對於對流層中部氣流型式變化之預報，具有很大價值，於是科學署即對該項圖解法，作了一連串之探討，用以實驗圖解法使用之價值。其實驗項目如下：

(一) 決定 500 毫巴等壓面旋轉率 (Vorticity 亦譯渦度) 場之分佈。

(二) 用平均流率移動旋轉率場至未來 24 小時之位置。

(三) 積分預報旋轉率之變化，以求獲得預報高度之變化。

求以上各項之方法，均係利用圖解法，加或減等高線場。在作此法計算之前，先作以下之假定，即：正壓率 (Barotropicity 亦譯順壓)，無輻散作用 (Non-divergence)，及水平地轉氣流 (Horizontal Geostrophic Flow)；經研討之結果，此一假定可以適用，使用此法以作預報，其準確率相當大，目前美空軍氣象勤務部仍在繼續發展圖解預報法，惟與 Fjörtoft 氏之圖解法程序，略有出入，因氣象分隊或氣象台內人員有限，使用此一圖解法，人力實感不足，因而研究出一種簡便圖解法，其結果與前者相似，惟工時則減少甚多。以我國而論，氣象台或測候所，人數均感不多，設備亦不及美空軍氣象單位完備，故以實施簡便圖解法為宜。

美空軍氣象勤務部科學署，在一九五三年初，曾對該項圖解法作二十八日之實驗，以求檢定該法之準確性，本文二、三、四等節即述其檢定結果，五、六、七等節敘述其應用程序。

二、圖解法預報風之檢定

美空軍令十個氣象台實驗圖解法以預報風，其中六個氣象台設在美國，其餘四個氣象台分別駐在加拿大、紐芬蘭、格林蘭及大西洋等地。每一氣象台分別使用 Fjörtoft 氏圖解法及空軍氣象中心之預報卡，作 24 小時之預測圖，連續二十八日作該層風之預報，為求簡單客觀，用自預測圖所知之地轉風作風向及風速之預報，使用圖解法及預報卡作風之預報，其相對錯誤如附表。

24小時500mb預報風之相對錯誤

日期	美空軍氣象中心	Fjörtoft氏圖解法	日期	美空軍氣象中心	Fjörtoft氏圖解法	日期	美空軍氣象中心	Fjörtoft氏圖解法
1953年1月			1953年1月			1953年1月		
3	0.68	0.42	15	0.43	0.51	24	0.55	0.56
7	0.49	0.42	16	0.79	0.92	27	0.43	0.37
9	0.71	0.88	17	0.43	0.51	28	0.70	0.65
10	0.48	0.54	20	0.37	0.37	29	0.42	0.47
12	0.39	0.31	22	0.58	0.63	30	0.43	0.50
14	0.58	0.41	23	0.69	0.74	31	0.70	0.71
日期	美空軍氣象中心	Fjörtoft氏圖解法	日期	美空軍氣象中心	Fjörtoft氏圖解法	日期	美空軍氣象中心	Fjörtoft氏圖解法
1953年2月			1953年2月			1953年2月		
3	0.60	0.63	7	0.44	0.49	13	0.59	0.50
4	0.54	0.53	10	0.57	0.52	14	0.91	0.84
5	0.60	0.64	11	0.72	0.63			
6	0.59	0.69	12	0.72	0.53			

總數：美空軍氣象中心 16.12 Fjörtoft氏圖解法 15.93
平均：0.58 0.57

利用 Fjörtoft 氏圖解法之平均相對錯誤為 0.57，氣象中心預報卡預報之相對錯誤為 0.58，由此指出，兩種預報法有相同之良好效果。Fjörtoft 氏法與美空軍氣象中心普通方法預報風之錯誤分佈如圖一，其錯誤之相關係數如 0.8，由此指出發生錯誤之原因，係自同一之缺點。實驗之結果，認為相對錯誤之原因，可能由於持久性預報所致。

三、圖解法預報高度變化之檢定

檢定使用圖解法預報高度變化之準確性，係將圖解預報高度變化之值，與實測值作一比較。美空軍氣象勤務部共利用了二十一個氣象台，其駐地遍於北美洲及大西洋，預報及實測 24 小時高度變化之值摘要比較如下：

高度變化平均值

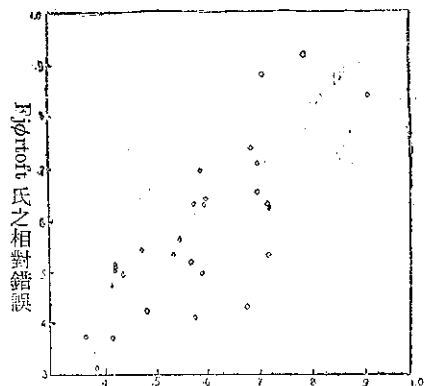
觀測	223呎
用 Fjörtoft 氏法預報	173呎
氣象中心所作之預報	187呎

預報高度變化之平均誤差

用 Fjörtoft 氏法	208呎
用氣象中心法	207呎
用持久性預報	223呎

相關係數 預報與實測高度變化之比較

係數	還原 (Regression)
Fjörtoft 法 0.47	預報 = 0.39 觀測數 + 21
氣象中心法 0.51	預報 = 0.45 觀測數 + 4



美空軍氣象中心之相對錯誤
圖一：Fjörtoft 氏法及美空軍氣象中心預報風相對錯誤之比較

四、圖解預報法之客觀性

由上述可檢定圖解預報法之準確度，與美國氣象中心預報員憑優良技術與經驗，作 24 小時 500 毫巴預測圖，有相同之性質；並可看出圖解法之客觀性。惟使用此程序，人力所需太多，手續也較繁雜，以目前美空軍氣象

台而論，一位有經驗之預報員使用普通方法三或四小時，完成一張 24 小時之預測圖，已感負擔太重，而使用圖解法尚超過之，故必須使用簡便之圖解法。美空軍所作修正後之簡便圖解法，一人在一小時或一小時半即可完成之，其程序在以後論叙之。

五、Fjörtoft 氏圖解法之全部步驟

上述檢定圖解法作預測圖之探測報告，係依下列步驟辦理者，其程序係 Fjörtoft 圖解法之全部步驟實施者，各步驟分述如下：

(一) 利用北半球空白天氣圖，繪製 200 呎為間距之等高線，分析 500 毫巴圖。密切分析，以求能反映出旋轉率之分佈及高度 Z ，此圖在以後各步驟中稱之為 (A) 圖。

(二) 在透明膠紙 (B) 上描繪 (A)。

(三) 將 (B) 覆於 (A) 圖上，(B) 圖向右方移出緯度 12 度之距離 (以緯度 60 度處為準，在美空軍之 WRC6-3A-2 基本圖上為 $2\frac{2}{3}$ 吋)。將另一張透明膠紙 (C) 覆於其上，中心對準上述二圖之正中，其邊緣須與 (A) 圖平行。

(四) 在 (C) 圖上繪 200 呎間距之等高線，以表示 (A) 圖及右移後 (B) 圖之平均值。繪製平均等高線，是經過 (A) 圖及 (B) 圖有關之等高線交接點，如 (C) 圖之平均等高線分別經過 (A) 圖及 (B) 圖下列等高線之交接點：18,600 呎及 17,800 呎之交接點，18,400 呎及 18,000 呎，18,200 呎及 18,200 呎，18,000 呎及 18,400 呎。因此，(C) 圖分佈情形可以下列之公式表示之。

$$\frac{Z_{(x-d,y)} + Z_{(x+d,y)}}{2}$$

上式之 X 為橫坐標值， Y 為縱坐標值， Z 則表示 500 毫巴等壓面圖上任意點之高度， d 則表示 (A) 及 (B) 圖與自 (C) 圖移出之距離，等於北緯 60 度處緯度 6 度之距離 (360 哩)。

(五) 將 (B) 圖覆於 (A) 圖上，(B) 沿 Y 軸移出 $2d$ 之距離，將另一張透明膠紙覆於 (A) 圖及 (B) 圖間正中處。

(六) 在透明膠紙 (D) 上繪 200 呎為間距之等高線，代表 (A) 及位移後 (B) 圖之平均等高線，其方法一如上述第四項步驟然。(D) 圖代表下式之分佈情形，

$$\frac{Z_{(x,y-d)} + Z_{(x,y+d)}}{2}$$

(七) 將透明膠紙 (C) 覆於 (D) 上，另取一張空白透明膠紙 (E) 覆於 (C) 上，各圖紙相互摺合。

(八) 在透明膠紙 (E) 上描繪 200 呎間距之等高線，以代表 (C) 圖及 (D) 圖之平均值，其方法與前述第四項步驟相同。(E) 圖之分佈可以下列方程式表示之：

$$Z_{(x-d,y)} + Z_{(x+d,y)} + Z_{(x,y-d)} + Z_{(x,y+d)} = \bar{Z}$$

上式即表示空間平均 (Space Average or Space Mean) 等高線表示帶有小規模擾亂平滑氣流之移動。

(九) 將 (E) 圖覆於 (A) 圖上，取另一張空白透明膠紙 (F) 覆於 (E) 圖上，相互摺合相對。

(十) 在透明膠紙 (F) 上，描繪 200 呎間距之等高線，以代表 (A) 減 (E) 之差。高度差 (Height difference) 等高線之繪製法，係經 (A) 圖及 (E) 圖等高線之相關交接點描繪之，如 (F) 圖上 + 400 呎等高線經過 (A) 圖及 (E) 圖等高線之交接點為，18,200 呎及 17,800 呎之交接點，18,000 呎及 17,600 呎，17,800 呎及 17,400 呎，17,600 呎及 17,200 呎等等。

圖 (F) 表示 $(Z - \bar{Z})$ ，為相對旋轉率 (Relative Vorticity) 之定限差 (Finite-difference) 近似值公式：

$$q = -\frac{g}{f} \cdot \frac{4(Z - \bar{Z})}{d^2}$$

上式 g 為地心吸力常數， d 為 500 毫巴等壓面計算相對旋轉率所用之單位距離， f 為地球偏向因子， q 為相對旋轉率。本步驟中所指 $(Z - \bar{Z})$ ，代表旋轉率類型 (Vorticity Patterns)。

(十一) 將 (F) 圖之 $(Z - \bar{Z})$ 場及 (E) 圖 \bar{Z} 場仿繪於另一張空白天氣圖 (G) 上。

(十二) 取一張空白透明膠紙 (H) 覆於 (G) 圖上，並將 (H) 圖自 (G) 圖向東移轉經度 2 度，以表示旋

轉率類型向西位移。

(十三) 假定 (E) 圖之 Z 場為常數，使用 24 小時 Z 等高線所示之地轉風 80%，位移 (F) 圖 ($Z-Z$) 等高線，在 (H) 圖上描繪位移後之 ($Z-Z$) 等高線場。

(十四) 將 (G) 圖覆於 (H) 圖上，相互摺合，將 (H) 圖上之 ($Z-Z$) 等高線描繪於 (G) 圖上。

將平流之 ($Z-Z$) 場加於 Z 場以求獲得預報之 Z 場。Fjórtoft 氏之論文內，曾用下列之公式，以求獲得高度變化。

$$\Delta Z = \bar{h} + 2\bar{h}$$

式中符號 Δ 代表 24 小時之變化值，橫線則表空間平均 (Space Average)。

(十五) 將 (H) 圖覆於 (F) 上，另取一張空白透明膠紙 (I)，覆於 (H) 上，兩者摺合。

(十六) 在透明膠紙 (I) 上，以 (H) 減 (F)，描繪 ($Z-Z$) 預報 24 小時變化之等高線，此法與前述十項步驟相同，此中間等高線 (Intermediate Contours)，更明顯的表明類型之趨勢 (Feature of Pattern)，用虛線繪製之。(F) 圖表示 ($Z-Z$) 場之預報變化值，亦即 $\Delta(Z-Z)$ ，為求方便計，由下列公式可表示之，

$$h = \Delta(Z-Z)$$

(十七) 將透明膠紙 (J) 覆於 (I) 圖上，兩者水平摺合，將 (I) 圖之等高線描繪於 (J) 膠紙上。

(十八) 將 (J) 圖覆於 (I) 圖上，自 (I) 圖向右移出 $2d$ 之距離，將另外一張空白透明膠紙 (K) 覆於 (J) 圖上，其中心水平對準 (I) 與 (J) 之正中。(2d 之長度等於緯度 60 度處緯度 12 度之距離，其方法與步驟第三相同。)

(十九) 在透明膠紙 (K) 上繪 200 呎等高線，以表示 (I) 及已位移後之 (J) 之平均值，中間等高線用虛線繪之，(K) 圖可以下列公式表示之。

$$\frac{h(x-d,y) + h(x+d,y)}{2}$$

(二十) 將 (J) 圖覆於 (I) 圖上，沿 Y 軸向移 $2d$ 之距離，將另一張空白透明膠紙 (L) 覆於 (J) 圖上，其中心位於 (I) 圖及 (J) 圖之正中。

(廿一) 在透明膠紙 (L) 上繪 200 呎等高線，以代表 (I) 及已位移後之 (J) 之平均值，中間等高線用虛線繪之，此法與前述第四項步驟相同，(L) 圖可以下列公式代表之。

$$\frac{h(x,y-d) + h(x,y+d)}{2}$$

(廿二) 將 (L) 圖覆於 (K) 圖上，並取另一張空白透明膠紙 (M) 覆於 (L) 上，三者相互摺合。

(廿三) 在透明膠紙 (M) 上繪等高線，以代表 (L) 及 (K) 之和，係用簡單圖解附加法，(M) 圖代表 $2\bar{h}$ 。

(廿四) 將 (M) 圖覆於 (I) 圖上，取另一張空白透明膠紙 (N) 覆於 (M) 圖上，三者相互摺合。

(廿五) 在 (N) 圖上繪等高線，以代表 (M) 及 (I) 之和，此法步驟與第廿三項相同，圖 (N) 代表 $\bar{h} + 2\bar{h}$ ，此式係 Fjórtoft 氏所撰論文中之數值積分公式，方程式 (40) 即 ΔZ ，此圖 (N) 係預報 24 小時高度之變化。

(廿六) 將 (N) 置於 (A) 圖上，取另一張空白透明膠紙 (O)，覆於 (N) 圖上，相互摺合。

(廿七) 在透明膠紙 (O) 上繪等高線，以代表 (N) 及 (A) 之和。此即係 24 小時預測 500 毫巴之等高線場。

(廿八) 在一張空白天氣圖 (P) 上，描繪 (N) 及 (O) 之等高線以作檢定。

六、簡便圖解法之程序

本節簡便圖解法之步驟一至十一與 Fjórtoft 氏圖解法步驟一至十一相同，不再贅述，而以後之各項步驟則與 Fjórtoft 氏圖解法不同，僅取旋轉率中心 (Centers of Vorticity) 及少數戰略點 (Strategic Points)。在 Fjórtofts 圖解法中許多步驟已予縮減，但與 Fjórtofts 法之結果大致相同，而此法則簡單的多，以下自步驟十二述之。

(十二) 用字母代表戰略點，用地轉風 Z 場 80% 平流移動，並假定 Z 場在 24 小時之預報期內無變化。

(十三) 相加 $Z-Z$ ， $\Delta(Z-Z)$ 之本地變化，在戰略點之平流位置，氣流路線始端 $Z-Z$ 之值減去氣流路線終點 $Z-Z$ 之天氣圖值，在平流位置寫下上述相減之數值，此為 \bar{h} 之近似值。

(十四) 取相同距離之四點，劃成十字，其中心點繪在氣流路線終端d處，用Z氣流(Z flow)速度之百分之八十，以定氣流路線始端之位置。惟至始端時十字不見得成直角，由於氣流關係，其軸將伸展或收縮而變形。

尚有一種比上述者更為簡單，係在氣流路線之端，用相同之十字及同一方向，利用一個十字，草繪於一片透明膠紙上，計算之：

$$\frac{1}{2} \sum_{i=1}^4 (Z - \bar{Z})_i$$

利用一個十字之四點，繞氣流路線之原始點及終端，自前者之量減去後者，其差近似完整程序 $2\bar{h}$ 。

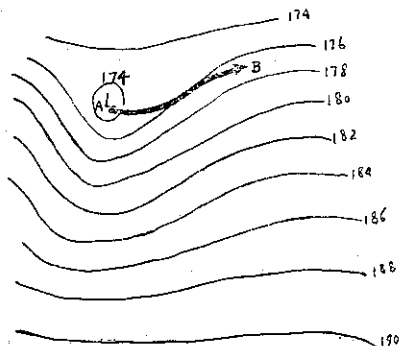
(十五) 自前述步驟十四之 $2\bar{h}$ ，加以步驟十三之 \bar{h} ，其結果為氣流路線終端24小時之高度變化值。

(十六) 描繪 200 呎等高線輪廓後，高度變化值圖之其餘部分可謂完成。

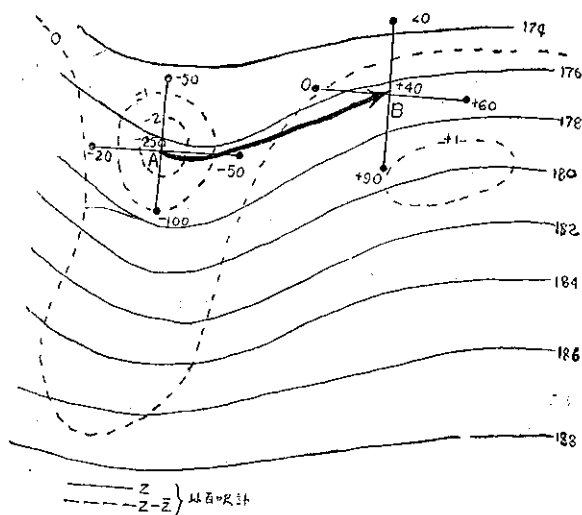
(十七) 將高度變化預測(Height-change Prog.)加於500毫巴等高線分析之，其結果即為500毫巴預測圖。

七、簡便圖解法範例

圖二為 500 毫巴等高線圖，圖三則係將 Z 場及 $Z - \bar{Z}$ 類型繪入之，此類型即係由 Fjørtoft 氏圖解法步驟



圖二：500 毫巴等高線圖。由此圖作24小時預測旋轉率最大值在A處，AB係預測期內高度變化中心之氣流路線。



在Z氣流80%旋轉率中心之氣流路線

圖三：在圖二中之 Z 及 $(Z - \bar{Z})$ 場

一至十一所述者繪成之。最低值 $Z - \bar{Z} = -250$ 定於A處，此為戰略點，選作預測其有關之高度變化中心。A處 Z 氣流80%之24小時平流掠AB氣流路線而至B處， $Z - \bar{Z}$ 之值分別標註於A及B處，透明膠紙上十字置於A及B處，在十字上 $Z - \bar{Z}$ 之值亦予以註明，在B處之高度變化由下述三個步驟完成之，在圖二中B處高度變化將為伴有低壓之24小時變化中心。

1. $\bar{h} = A \text{處}(Z - \bar{Z}) \text{之值減} B \text{處之值} = -250 - (+40) = -290$
2. $2\bar{h} = \frac{1}{2} \{ \text{在繞A處四點}(Z - \bar{Z}) \text{之值之和減繞B處四點}(Z - \bar{Z}) \text{之值之和} \}$
 $= \frac{1}{2} \{ [(-100) + (-50) + (-20) + (-50)] - [(90 + 60 + (-20) + 0)] \} = -175$
3. $\Delta Z = \text{在B處之高度變化} = \bar{h} + 2\bar{h}$
 $= -290 - 175$
 $= -465 \text{ 呎}$

參考文獻

1. 徐應璠：圖解天氣預報法介紹 氣象學報第一卷第一期
2. Fjørtoft's Graphical Method for Preparing 24-Hour 500-mb Prognostic Charts. U.S.A.W Technical Report 105-131.
3. Fjørtoft: Numerical Method of Integrating the Barotropic Vorticity Equation. Volume 4, Number 3 of Tellus.

氣象對水稻生育之影響

張月娥

Meteorological Effects on the growth of Rice

Yeuch-ngo Chang

Abstract

If the same species of rice planted in the same quality of soil with same plantation, its harvest might be different. The main reason is due to the negligence of meteorological factors, which include temperature, sunshine, wind, velocity and precipitation, etc.

Taiwan lies in the zone of tropical and sub-tropical belt. Its climate is warm with sufficient rainfall and it is a suitable environment for the plantation of rice. In Taiwan, at most places have two crops of rice in a year. In order to show the inter-reactions of ecological factors upon the growth of rice, I made an analysis on the growth of Chailai-Rice correlated with the climatic factors during the period 1947-1950 at the experimental station of Taichung.

A. Breeding period

1) First crop

During the temperature interval is between 17°C - 20°C , the germination at the seed-bed is in proportion to the increase of temperature and the duration of sunshine. The height of the plant together with the width of the leaves grow in a perfect condition.

On the contrary, when the temperature is low with less sunshine, the germination of the seed is in a reverse manner of development. Therefore the rainy spells are unfavorable to the seed-bed.

2) Second crop

During the temperature interval is between 28°C - 30°C , the germination of the seed is not proportional to the temperature and the duration of sunshine. The increase of temperature and the duration of sunshine would slow down the growth of rice. In summer, the weather is hot and with much rain at Taichung. The accumulated temperature speeds up the growth of the plant, but at the same time the plant suffers when the temperature and the sunshine go beyond the optimum. Therefore the longer duration of sunshine and increase of the earth and water temperature are harmful to the crop. The rainy spell and down-pour are not both favorable.

B. Growing period-transplanting period-when the rice is planted in the field.

1) First crop

During the temperature interval is between 18°C - 23°C , the growth of rice is in proportion to the temperature and the duration of sunshine. High temperature and much sunshine will promote the growth of the crop. The plant is tall and strong.

2) Second crop

During the temperature interval is between 28°C - 30°C , the growth of the rice is in inverse proportion to the increase of temperature and the duration of sunshine. The crop needs a good amount of rain. On the other hand, The rain would do harm to the growth of rice at those places where irrigation is good.

C. Riping period

The early part from ear-formation to its ripe, rice needs longer duration of sunshine, high temperature and moisture. During the blooming and ripen period, dry and less stormy weather is more preferable.

D. Harvesting period

High temperature, longer duration of sunshine, less rain and mild breeze will increase both the amount of the crop and the weight of grain. Whereas the stormy weather will give an undesirable result.

一、前言

我國以農立國，自古以來，上自帝王下至庶民，對於控制農作物之陰晴風雨，燥濕寒暑，即極重視，堯典所謂閏月定四時成歲，淮南子時則訓，禮記月令，逸周書時訓解等之劃分四季二十四氣節，均含有萌動收藏之意義，農人根據之以耕耘收穫無誤，有「風調雨順」之前因，然後才有「五穀豐登」之後果。誠以溫度之高低，日照時數之多寡，濕度之大小，風力之強弱，雨量之分佈，均足影響農作物之豐歉與夫蟲害之繁殖。水稻原為熱帶作物，其對氣象要素之溫度、日光、風、雨之反應，極為敏感，即同一品種，因其生育期間不同，其所需氣象要素亦各有區別；通常自種子發芽至出穗是為生育期，此期內如足溫、適照、風調、雨順兼之灌溉便利，則株葉茂盛，發育強壯，分蘖優良，盛行同化作用而構成多量有機物，豐收可卜；出穗後至成熟止是為成熟期，此期內僅將生育期內所形成者，由莖葉輸送於種實，故無需高溫，且忌強風暴雨，以其能摧殘莖葉，影響開花稔實也。

臺灣地處副熱帶與熱帶，高溫多雨是其特徵，夏季漫長而炎熱，冬季短促而溫暖，最適於水稻之生育，使稻作一年兩熟，在屏東竹田地區且有第三期作之試驗。臺灣省農業試驗所為改良品種，在各重要地區皆設有農業改良場或農業試驗分所，以同一之品種，同一之耕種方法，同一之面積，按期舉行各項氣象要素與各種水稻生育狀況之調查試驗，臺中區農林改良場是項之試驗已有五十餘年歷史，歷年試驗成績均有年報刊印，惟未將各項試驗結果及觀察所得扼要敘述，而採用列表方式報告。茲為闡明水稻生育與氣象要素之關係，將該場業務年報中華民國36-39年合輯版之寶貴資料為主，臺灣省農業試驗所及新竹區農林改良場近六年來之水稻豐歉預測試驗成績報告為副，特選取其對氣象要素反應迅速感應性強而抵抗力微弱之在來品種——第一期作烏尖、白米粉，第二期作霜降、暹羅——加以詳細之分析研究^(註1)並附以圖表冀使農事從業者有所張本，茲分別敘述如次：

二、溫度對水稻生育之影響

溫度為氣象重要要素，與水稻之生育有密切之關係，通常水稻生育期間，溫度需高、濕度需大，如溫度失當，則莖葉徒長，分蘖不盛，或秀而不實，或稔粒不充滿，且其生長期間之長短，端視其生長期積溫多寡而定，積溫多則水稻生育迅速，促成早熟，生長期間因之縮短，反之積溫不足，水稻生育遲慢，成熟期延長，據維尼氏（Werner）謂：「稻之成熟，所需積溫為攝氏3500-4500度，早生種亦需2400-3400度，普通生育期間，最適宜氣溫為攝氏22度至30度」。日入山中園利亦謂：「最暖月之平均氣溫在攝氏20度以上為栽培水稻可能地帶，積溫在攝氏3500度以上即可視為栽植水稻之安全地帶」^(註2)。臺灣以位置關係，全島年平均氣溫均在攝氏20度以上，故全島各平原地區只要灌溉便利，土壤肥沃均可種植多期作水稻，其種植時期可分為第一期作，第二期作及中間作，但各期作之生育期所需之日數不同，謹列表於下：^(註3)

臺北、臺中在來種水稻生育日數比較表

區 別	日 數	秧 田 日 數		自 插 秧 至 成 熟 日 數		全 生 育 日 數	
		第一期作	第二期作	第一期作	第二期作	第一期作	第二期作
台 北		48	34	117	100	165	134
台 中		30	20	127	113	157	133

註(一) 本文因資料搜集困難，自氣象資料管制後，無法獲得各年期之氣象狀況表以資對照比較，台中區農林改良場雖有三年完整資料，為時甚短，簡陋在所不免。

註(二) 測候時報，No. 1, 24 No. 7 (1957)

註(三) 本表資料，台北取材於台灣省農業試驗所，台中取材於台中區農林改良場年報。

觀上表即可知溫度對水稻生育之影響力量，臺北第一期作播種於仲冬，收穫於盛夏，全生育期需165日，而第二期作播種於孟夏，收穫於季秋，只需134日而已，相差31日；臺中第一期作全生育期需157日，第二期作全生育期133日，相差亦有24日之久，此因兩期秧田期及插秧期各月溫度平均相差之故，蓋積溫不足，即不能達到成熟階段也。以區域言，臺灣第一期作需165日，而臺中只需157日，相差8日，因臺北一至七月之平均氣溫較臺中為低故也；第二期作六月至十一月臺北平均氣溫與臺中相差有限，故臺北第二期作全生育期134日，比臺中之133日，亦相差一日而已。茲將兩地之平均氣溫列表於下，以資比較：

臺北、臺中平均氣溫比較表 (°C)

地 名 \ 月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年平均
台 北	15.2	15.0	17.1	20.7	24.2	26.6	28.2	28.0	26.4	23.1	20.0	16.9	21.8
台 中	15.8	15.8	18.4	22.1	25.3	26.9	27.8	27.5	26.7	23.9	20.7	17.4	22.4

本文作者為明瞭臺灣各期作水稻所需之積溫，依 Reaumer 法計算臺北、臺中水稻自播種迄成熟期所需之積溫平均值如次 (註4)：第一期作在來品種之積溫，臺北為攝氏 3552 度，臺中為 3495 度；第二期作在來品種之積溫臺北為攝氏 3649 度，臺中為 3604 度，以之與第一、二表對照，可知同一品種，其生長期間之長短，視地域而異，不論第一期作抑第二期作，臺北水稻所需積溫均比臺中為多。且平均溫度愈低者，積溫之實現愈長，水稻之積溫，固視品種、地區而異，然與太陽輻射強度、耕種方法、土壤、肥料等均有密切之關係。

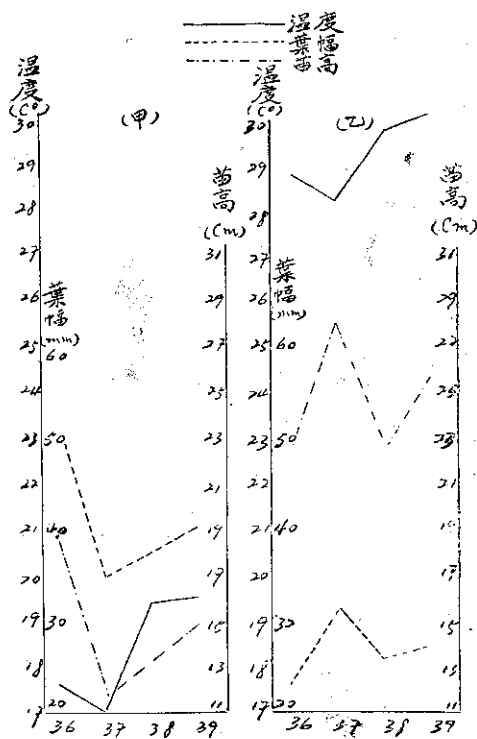
水稻顧名思義為生長水田中之農作物，其與溫度發生關係，除氣溫外，尚有地溫與水溫，此三種溫度高低進退亦不相同，氣溫升高，同時水溫地溫不能立刻隨之升高，因比熱各不相同之故也。民國37年正月20至2月20日之氣象紀錄 (註5) 氣溫為攝氏16.7度，比民國36年同期之15.2度高出攝氏1.5度；而地溫為16.8度，比民國36年同期之19.1度，反減低2.3度；水溫亦以17.5度，比36年同期之18.4度減低攝氏0.9度。水溫與地溫之升高，在第一期作為有益，因其對於分蘖有良好之影響，在第二期作為有害，因升高過甚，易使苗根萎縮，秧苗枯乾，本文為方便起見，取氣溫、水溫、地溫三者之平均值，統稱為溫度，而溫度對水稻各期作之生育影響亦各不相同，為一目了然起見，分述如下：

① 秧田期—播種迄插秧：第一期作自播種正月二十日至插秧二月二十日止，第二期自播種七月五日至插秧七月廿五日止。

溫度對秧苗活著之影響甚大，秧苗期所需溫度，最低平均氣溫應在攝氏10度以上，最適宜日平均溫度為攝氏13-23度之間，最高以不超過攝氏25度為宜。苗之同化量為 $0.6\text{cal}/\text{cm}^2/\text{min}$ 與日射量成正比例 (註6)。臺灣水稻對溫度之反應，視品種及期作別而異，如第一圖甲所示，臺中第一期作溫度在17°C-20°C度間時其與秧苗之苗高葉幅關係成正比例，溫度越高，秧苗生育越良好，莖葉越茂盛，苗高葉幅越優良，且無缺株枯葉之害。反之溫度低降至攝氏10度以下，秧苗生育即受限制而停止發育，苗高葉幅均劣，以致延長秧田期，則插秧亦必隨之延遲，因之水稻之生育

第一圖

秧田期溫度與苗高及葉幅之關係



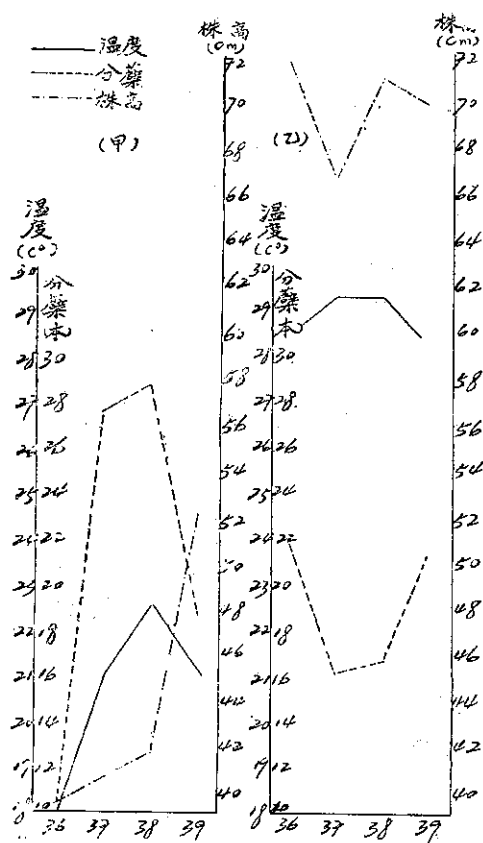
註(四) 台灣省氣象所供給台北、台中自41年至43年每日平均之氣溫紀錄。

註(五) 台灣省台中區農林改良業務年報37-39年合輯第98頁。

註(六) 松島省三，山口俊二，岡部俊：農業及園藝29 (1954)。

徐緩而分蘗減少，出穗慢而不齊，影響產量至大。如去（46）年第一期作，即因受寒害，而使臺灣省農業試驗所之插秧期延長十八天之久（註七）。在第二期作中，如第一圖乙所示，溫度在攝氏28度至30度時其與秧苗生育關係，成反比例之趨勢。因溫度過高即影響秧苗根部之蔓延，及伸長迅速而莖桿軟弱之弊，且易發生蟲害。本期作因溫度特高之關係，不患秧苗之不高而患秧苗之軟弱，農家為避免風害，拔秧後在來種每有割棄秧尾之舉，以免插秧後之徒長而有助於分蘗也。試以甲乙二圖比較之，則顯出一顯著之事實，以秧苗之葉幅寬潤言，第二期作遜於第一期作，以秧苗之苗高言，則二期作強於第一期作，各有千秋，可以互相彌補也。

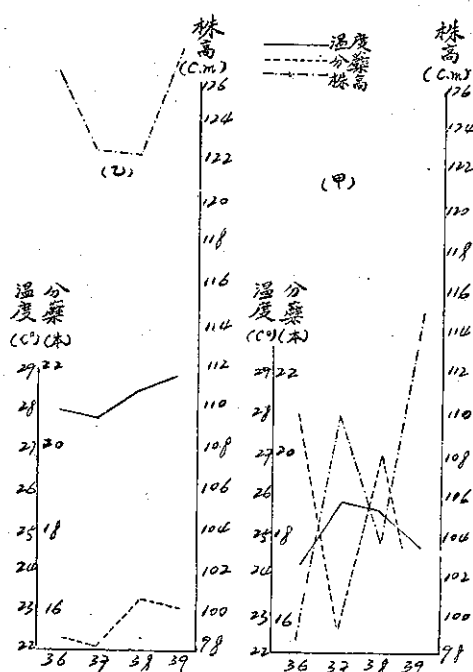
第二圖
生育期溫度與株高及分蘗之關係



② 生育期—移植本田迄孕穗：第一期作自插秧二月二十日至清明節四月五日，第二期作自插秧七月廿五日至處暑節八月廿三日。

本期為形成水稻豐歉之重要時期，亦即水稻營養生長期之初、中期，包括分蘗盛期、伸長期及孕穗期，其與溫度之關係，更為密切。在第一期作中，如第二圖甲所示，溫度在攝氏 18-23度之間與分蘗數成正比，溫度越高，有效分蘗數越增加；溫度與株高亦成正比例，惟民國39年，因日照時數及晴天日數特多，故株高伸長甚健。通常本期如高溫，多照，則莖葉旺茂，盛行同化作用，能構成多量之有機物，因分蘗旺盛，則成熟期之穗數自多；株高粗長，則成熟期之稻穗長而粗大，每穗穀粒自增多，影響總收量甚大；反之溫度低降，則水稻生育受限制，分蘗本數少，株高亦低矮，如去（46）年自插秧直後，氣候寒冷，三月十三、十四兩日溫度最低降至攝氏9度左右，致水稻活著緩慢，株高低矮，分蘗數減少，烏尖減收30%，（註八）故水稻之豐歉，端視本生育期內溫度高低而定。在第二期作中，如第二圖乙所示，溫度與株高分蘗成反比例，因時屬仲夏，臺中溫度均在攝氏28度以上，溫度過高，易發生蟲害，抑制伸長

第三圖
成熟期溫度與株高及分蘗之關係



與分蘗，民國38年因日照時數減少，陰天日數多，故分蘗與株高均比民國37年為優，民國39年則因低溫、陰濕、寡照，水稻生育，株高略低，分蘗尚優，若以甲乙兩圖比較，則第二期作之優點在株高，第一期作之優點在分蘗本數多。

③ 成熟期—抽穗迄成熟：第一期作自清明四月五日至小滿節五月卅一日，第二期作自處暑八月廿三日至寒露節十月九日。

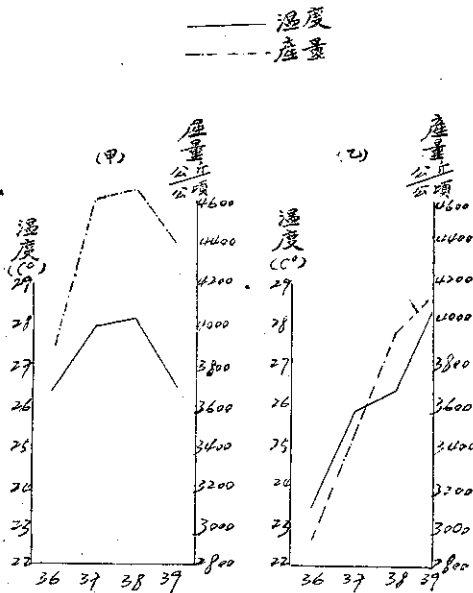
本期上半期尚屬於生育盛期，亦即營養生長期中、末期，據歷年調查結果，出穗前四十日內溫度宜高，方能盛行分蘗；莖葉茂盛，始可盛行同化作用，以構成多量之有機物。下半期屬於成熟期，亦即生殖生長期，不過將生育期內所形成者，由莖葉輸送於

註(七) 台灣省水稻豐歉預測試驗綜合報告民國46年第一期作第一次綜合報告。

註(八) 台中區農林改良場民國46年第一期作水稻豐歉預測試驗第四次調查報告。

種實而已，故無需高溫，高溫適足以促進生育及成熟，對於株高與分蘗已少有作用也。但水稻開花時，必需晴天高溫。因該場調查時係固定之季節，未將生育期與成熟期之氣象狀況及水稻之生育狀況割開調查，故本期水稻生育與溫度之關係不顯著。在第一期作，如第三圖甲所示，民國37年高溫，促進生育及成熟期，提早 5-8 日，曾

第四圖
收穫期溫度與產量之關係



發生嚴重化螟虫害，株高優，分蘗本數減少；民國38年較低溫，但旱魃為虐，水稻生育不佳；民國39年，低溫寡照適雨，延長生育及成熟期；本期有一顯著之現象，即株高與分蘗成為反比例，株高優則分蘗本數減少，分蘗旺盛則株高低矮，此即生育與成熟期交替遲早之現象也。在第二期作，如第三圖乙所示，溫度與株高分蘗稍有成正比例之傾向，因時屬夏季，適值水稻開花稔實時期，比較上需要高溫。

㊟ 收穫期：第一期作自小滿節五月廿一日至收穫六月十九日，第二期作自寒露節十月九日至收穫十月廿七日。

本期內溫度對水稻產量之影響，更為重要，如第四圖甲乙所示，不論第一期作或第二期作，溫度與產量成正比例，溫度越高，穀粒越能充實，每公頃收量重量自越增加。

歸納以上各圖，溫度與水稻生育期成熟期之關係，可得以下之概念：

㊟、生育期成熟期均為高溫，則水稻所形成之有機物多，穀粒充實又優良，其全收量必多。

㊟、生育期高溫成熟期低溫，生育期所形成之有機物雖多，然穀粒稔實不足，穀粒不重，其全收量必輕。

㊟、生育期低溫成熟期高溫，則水稻所形成之有機物少，穀

粒之充實雖佳，其全收量較少。

㊟、生育期成熟期均為低溫，生育期形成之有機物質少，稻穗少而細，穀粒充實又不佳，其全收量自減。

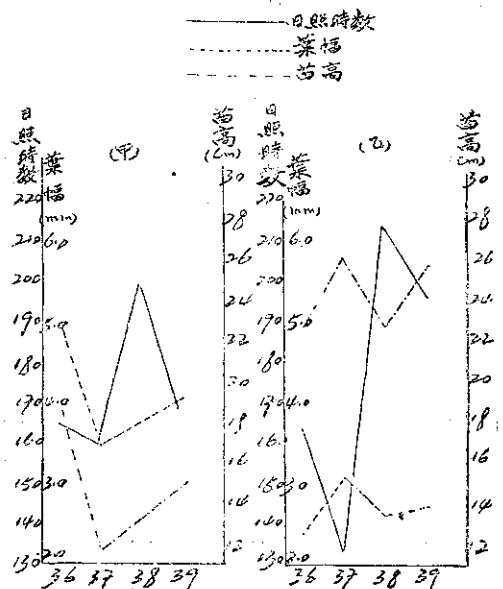
三、日照時數對水稻生育之影響

日光與水稻之關係，較溫度尤為重要，所謂日光即指日照時數而言，水稻在生育期內，僅有適溫而無日光，水稻即不能營其光合作用，因之稻葉無葉綠素而不成綠色，生育自不佳，分蘗本數減少，莖桿細長而軟弱，易於倒伏，出穗不齊，產量自減少；至水稻最需要日照之時期，亦在生育盛期尤於出穗前四十日內，良以此四十日內日光充足，方能形成多量之有機物，而出穗時，穗之大小，穗粒之疏密等，均能預先決定也。茲分期敘述之如下：

㊟ 秧田期一播種迄插秧：第一期作自播種正月廿日至插秧期二月二十日，第二期作自播種七月五日至插秧期七月廿五日。

日照時數對苗高及葉幅之影響甚大，在第一期作中，如第五圖甲所示，日照時數與秧苗之伸長，及葉幅之寬潤成正比例。本期作播種時適在仲冬，氣候寒冷，有熙和陽光以照之，助其光合作用，則秧苗活著良好，株莖粗壯而葉幅寬潤茂盛，秧苗之同化量為 $0.6\text{cal}/\text{cm}^2/\text{min}$ 與日射量成正比例也，反之日照時數減少，稻苗生長受抑制，發育不良。民國39年日照時數雖少，但另一氣象要素之溫度則甚高，故株高葉幅均佳。在第二期作中，如第五圖乙所示，日照時數與苗高葉幅成反比例，良以本期作播種時適在孟夏，日射強烈，冬日可愛，夏日可畏，水稻對之亦然，日照

第五圖
秧田期日照時數與苗高及葉幅之關係



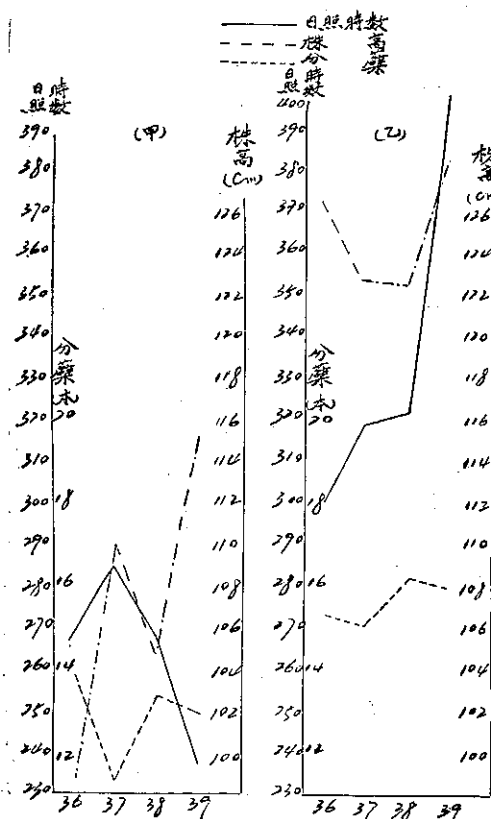
時數過多，適足以阻碍秧苗之生育，苗高葉幅均劣，由此可知日光固為植物製造有機養分之原動力，但日射太強，時間太長，徒使苗矮葉乾而已，尤其在灌溉不便之區為甚。

㊟ 生育期—移植本田迄孕穗：第一期作自插秧二月廿日至清明節四月五日，第二期作自插秧七月廿五日至處暑節八月廿三日。

秧苗移植本田後，是為水稻生育期，亦即水稻營養生長期，故其生育情形，視日照時數多寡而定，在第一期作中，如第六圖甲所示，株高與日照時數成正比例，日照時數越多，移植後新根發生，越易蔓延，生育旺盛，稻桿粗壯伸長越迅速；分蘗亦與日照時數成正比例，日照時數多，分蘗本數亦多，日照時數少，分蘗本數亦少，惟民國39年，因晴天日數特多，故分蘗遲遲不進。在第二期作中，如第六圖乙所示，水稻生育情形與日照時數成反比例，此因插秧適在仲夏之月，亦即暑熱酷烈之時，插秧期如遇日射強烈，日照時間又久，則水溫升高，移植後新根既不易生長蔓延，莖葉又受強日曝曬，秧苗至易枯死，生育自受抑制；反之，插秧期遇陰天，移植後新根易於蔓延，產育恢復自迅速而為良苗。

第七圖

成熟期日照時數與株高及分蘗之關係



㊟ 成熟期—抽穗迄成熟：第一期作自清明四月五日至小滿節五月廿一日，第二期作自處暑八月廿三日至寒露節十月九日。

如前所述，

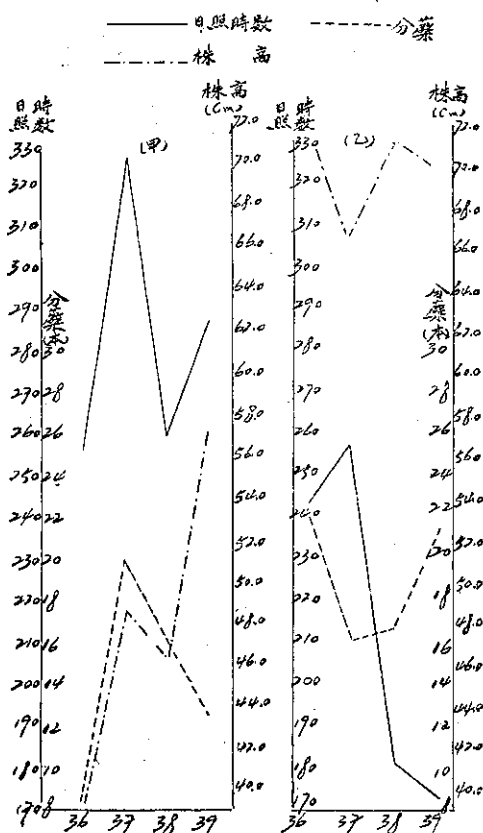
本期上半期屬於

生育盛期，亦即營養生長期中、末期，下半期為成熟期（生殖生長期）僅將前期所構成之有機物，由莖葉輸送於種實而已，故無需高溫多照，多照即促進成熟期提早，有效分蘗因之減少，本期為水稻生育及成熟期交接時期，多照則分蘗似乎停止，而專事穀粒充實，但開花時必須多照，受精時太陽之光線以10點至13點為適合（註9），民國37年第一期作，如第七圖甲所示，因多照提早成熟有五~八日之久，分蘗極少而株高與日照成正比例，即為顯著之例證。反之，日照時數少，則延長生育期，株高伸長迅速。在第二期作中，如第七圖乙所示，民國37年及38年因發生浮塵子，且受颱風影響，水稻生育未得順調，民國39年，日照時數多，水稻生育順調，株高甚長，且有徒長之歎、分蘗因稔實關係稍減。

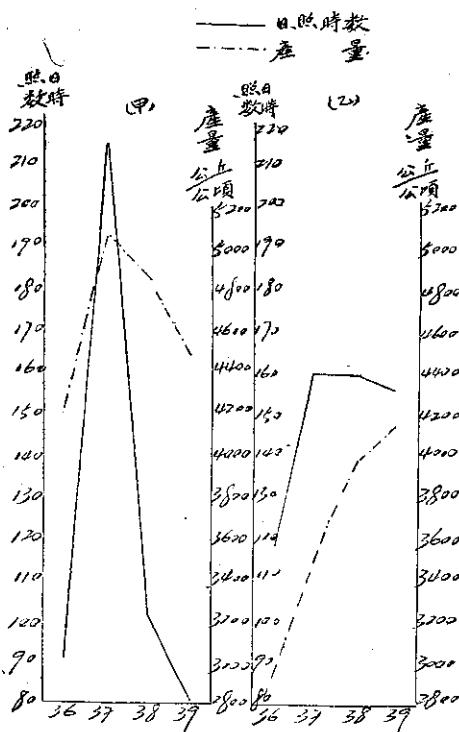
㊟ 收穫期：第一期作自小滿節五月廿一日至收穫期六月十九日，第二期作自寒露節十月九日至收穫期十月廿七日。

本期內日照時數對於水稻之影響，甚為重要，如第八圖甲、乙所示，不論第一期作抑第二期作，每公頃谷之產量與日照時數成正比例，日照時數越多，谷粒越能充實，不稔

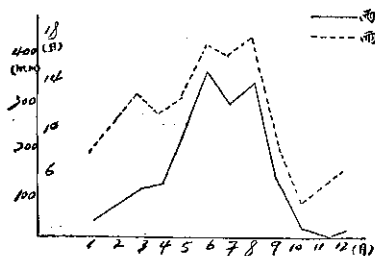
第六圖
生育期日照時數與株高及分蘗之關係



第八圖
收穫期日照時數與產量之關係



第九圖
臺中雨日與雨量按月按季分配之比較



插秧期七月廿五日。

播種後，以少雨為宜，在第一期作中，如第十圖甲所示，民國36年雨量僅有46公厘，其與苗高葉幅關係成反比例，因該改良場灌溉便利，對秧田之保護管理週到，視天氣以定排水或灌水，無水旱之災，故苗高葉幅均優。民國37年霖雨綿綿，雨量比民國36年增加三倍，因之日照時數減少，溫度低降，故秧苗生育不良，與雨量成反比例，該改良場附近農家之秧田，即因多雨，低溫寡照秧苗凍死甚多。民國38、39年，在雨量均勻情形下，秧苗生育旺盛，與雨量成正比例。在第二期作中，如第十圖乙所示，民國36年雨量超過200公厘，故雨量與苗高葉幅為反比例，因臺中夏為雨季，穀種播秧田後，如遇久雨暴雨，為防止降雨冲刷，穀種流失，勢必蓄水保護，穀種

粒減少，每公頃產量重量自然越增加，且對於穀之日曝調製亦有良好之影響。

四、雨量對水稻生育之影響

臺灣孤懸海洋中，地跨熱帶及副熱帶，雨量充足。而支配臺灣之雨量，其來源不一，最主要為季風性雨，本島冬季受東北季風挾帶多量水濕之影響，北部多陰雨，背風方面之中、南部雨水極少。夏季受溫濕西南季風之影響，南部、中部夏季為雨季。其次為颱風性雨，係由颱風侵襲本島時所降大量之雨，其量之大，出人意料之外，例如民國42年8月16日經過本島東北部之妮娜颱風，一日之間降雨260餘公厘(註10)，在迎風方面之山地更甚，因其來也驟，故常發生水災。此外如地形性雨及熱雷雨，亦極重要，臺中雷雨日數佔29.4日，臺北24.4日，臺南16.4日，臺東12日，基隆有11.8日，雷雨降雨量在短時間內，可達一百公厘。臺中年降雨量為1782公厘，其分配由正月(第一期作播種期)之33公厘，逐漸增加，至六月、七月、八月為最多，此後又逐漸減少，至十月(第二期作收穫期)僅22公厘，降雨日數亦集中於三月至九月，其餘月數甚少，其分配情形如第九圖所示。

空氣中所存濕氣之多少，影響水稻生育頗大，通常水稻在營養生育期內，需濕潤之空氣，因雨水能洗葉面之灰塵，增加其同化作用。稻田飽水，可增加營養作用，但不宜霖雨綿綿；生殖生長期內，則需乾燥，以其不妨害開花授粉，可增加稔粒率。臺中

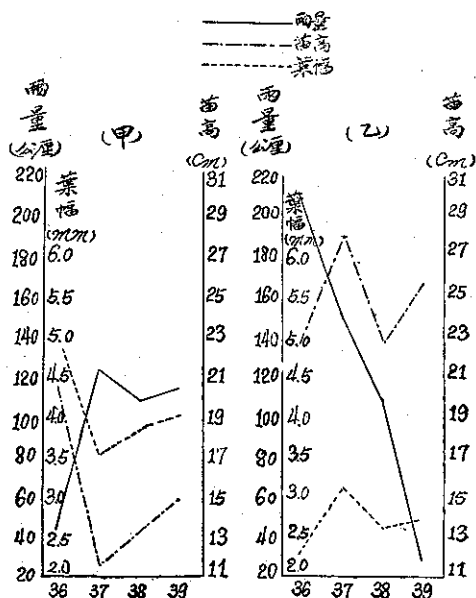
區農業改良場調查項目未將蒸發量列入，且灌溉便利，無旱魃之災，故水稻生育與雨量關係，遠較其附近農家灌溉不便之區為少。

茲將其資料按期陳述如下：

○ 秧田期—播種迄插秧：第一期作自播種正月二十日至插秧期二月二十日，第二期作自播種七月五日至

第十圖

秧田期雨量與苗高及葉幅之關係



註(卜) 台灣大學氣象研究室之雨量紀錄。

受浸，發芽速而幼根之發生與伸長徐緩，根亦少入土中者，結果成為浮苗，生長甚軟弱，苗高葉幅自劣；其次夏季臺中多雷雨，而雷雨之降量極大，常傾盆大雨，在短時間內可達 80 至 100 公厘者，沖刷秧田，致秧苗飄浮沖莖，潦雨久雨均有害秧苗之生育。民國 37 年，在濕潤高溫寡照之情況下，秧苗活着順適，苗高葉幅均優；民國 38 年寡雨，日照時數多，株高雖較低，但獲得健壯之良苗。民國 39 年雨量亦與秧苗生育成反比例，因該改良場灌溉便利，秧苗活着，未受少雨之影響。

㊟ 生育期—移植本田迄孕穗：第一期作自插秧二月二十日至清明節四月五日，第二期作自插秧七月廿五日至處暑節八月廿三日。

秧苗移植本田直後，水稻即開始其營養生育，在此期內，稻田須飽水，以助其生長，蓋稻全生育期需水量，以本期內為最重要。在第一期作，因時屬季冬、孟春，水稻需高溫、多照、適雨，在灌溉便利之區，水稻生育與雨量成反比例，因雨量過多，日照時數自少，溫度降低，因之株高與分蘗均受抑制，但適宜之雨量，則可助株高之伸長與分蘗之茂盛。在第二期作，潦雨能致水稻機械之害，適雨可助水稻生理之發育。

㊟ 成熟期—抽穗迄成熟：第一期作自清明四月五日至小滿節五月廿一日，第二期作自處暑八月廿三日至寒露節十月九日。

本期上半期屬生育盛期，水稻營養伸長，需潤濕空氣，尤其稻田需飽水，以供根部之吸收。下半期為成熟期，開花稔實，需要乾燥空氣，故本期雨量對水稻生育影響甚大，且陰雨可以延長生育及成熟期，促進株高及分蘗，可增加千粒量，高溫乾旱則提早成熟，且易發生化螟蟲之害。

㊟ 收穫期：第一期作自小滿五月廿一日至收穫期六月十九日，第二期作自寒露十月九日至收穫期十月廿七日。

本期適為水稻乳熟期，不宜久雨或潦雨，以其能影響授精結實減少收量也。第一期作收穫期，適值臺中之雨季，雨量與產量成反比例。如民國 37 年寡雨，天氣連晴，稔實充足，產量增加 10%；民國 39 年遭颱風雨，稻田倒伏，穀粒在田中發芽，阻害成熟稔實，產量銳減；及如去（46）年因受五月二十九日及六月五、六日潦雨影響致白米粉比 45 年減收 19.5%，烏尖亦歉收 30%^(註 11)。第二期作收穫期適值臺中旱季，雨量與收穫量無顯著之關係。

五、風對水稻生育之影響

風亦為氣象主要要素，其對水稻之影響甚大，軟風和風對水稻有利，蓋稻葉之蒸發，體內養液之流動，組織纖維之堅強，花粉之散布，稻之新陳代謝，莫不需風為之助也，但風速如每秒超過 4-5 公尺以上時，即能促成水稻生理之害，因增加水稻本身之蒸發致發生乾枯現象；如風速增強至每秒 10 公尺以上，即發生機械之害，摧折稻莖損害稻葉，稻花遇之，無不全穗皆白，他如使水稻傾伏、脫粒，均影響水稻收量也。

臺灣之風，有經常之季風及驟至之颱風。臺灣冬季受制於東北季風，因西伯利亞冬季嚴寒，溫度可降低至攝氏零下 50 度，空氣緊縮，造成極地大陸冷氣團，形成強盛之高氣壓，海洋冬季溫和，空氣上升，造成海洋低氣壓，氣流有從高氣壓吹向低氣壓之習性，故冬季之風由大陸吹向海洋，因氣壓差大，梯度強，風力特別強大，為臺灣農業上之極大威脅，如新竹近海地帶風害甚烈，即台北縣三芝鄉一帶，亦因風害不能種植一期稻作。夏季海洋涼爽，氣流下沉，造成海洋高氣壓，大陸炎熱，空氣上升，造成低氣壓，氣流由海洋吹向大陸，因強度微，風力弱，且由海洋攜帶多量水氣，造成豐沛之雨量，既有利農作物生理之發育，又無機械之害，實為農作物之恩風。

颱風為熱帶氣旋，常發生於夏秋之間，其造成農業上之災害，有三種方式：①風災，即颱風直接暴風風力之倒屋拔木，摧毀農作物，臺灣農諺有云「風拍穗無半穗」意謂「稻穗在開花前後遇颱風吹襲，無半穗可收成」良以稻穗摧折，花粉墜落，稔實自不足，歉收難免也。日人松尾^(註 12)在颱風剛過境的地方調查水稻受風災之被害程度，亦以為水稻在開花期對強風特別敏感，故在開花期遇強風受害最大。大後、山中之農業氣象災害調查報告^(註 13)

註(十一) 台中區農林改良場民國 46 年第一期作水稻豐歉預測試驗第四次調查報告。

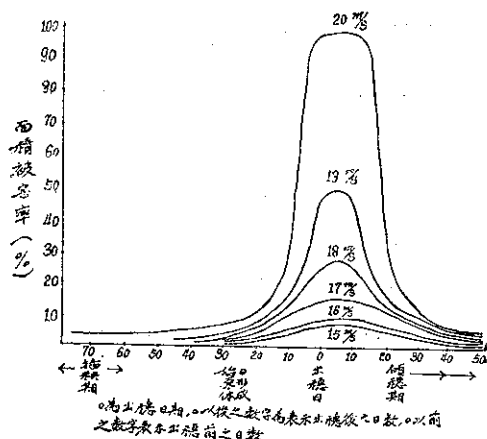
註(十二) 松尾孝嶺：農林及園藝 19. 1 (1944)

註(十三) 中央氣象台：農林氣象災害調查報告。9. 1953

認為水稻在開花期之風災被害率，從風速每秒18公尺時起突增，如第十一圖所示。

第十一圖

風速與水稻生育狀況及面積被害率之關係



由上圖顯示水稻受風害最烈之期，在出穗前十日至出穗後二十日，此三十日內，如風速每秒18公尺以上時，面積被害率突增至25%，風速每秒19公尺時，面積被害率約50%，風速每秒20公尺時，則面積被害率達100%，其次在傾穗期（稻已黃熟稻穗低垂之意）迄收穫期，較少受影響者為水稻生育初盛期。③水災，為颱風來襲時帶來濛雨，河水泛濫，農田淹沒，禾稼損失之災害。④潮淹，颱風中心登陸時，海水被風挾帶登陸，致沿海低地農田均受其害。例如民國35年9月26日颱風對農作物之損害^(註14)水稻被害面積達二十七萬九千五百餘頃，被害率佔36%，損失產量達二百七十九萬二千六百餘公擔，可見颱風侵襲時水稻所受損害之慘重也。

臺中區農林改良場為阻防冬季季風之害，故在秧田之西北向設備有高四公尺之防風牆，因臺中正月份風向百分率北風佔58%，風向平均為N48W，故防風設備在西北向，風之調查紀錄，該場無詳細列舉，僅零星之颱風記載，如民國37年9月16日之颱風，早生種之蓬來種恰值抽穗前，以致減收20%至30%，晚生種之在來種則少受影響；民國38年9月14日颱風來襲，適在抽穗前後，並受熱風之損害，中生種之產量約減收30%，晚生種之暹羅，未受熱風影響豐收；民國39年6月8日下午發生小颱風，阻害成熟，稻作被吹倒，早熟種在田中發芽，晚生種之在來種稔實不佳，由此可知風對水稻豐歉影響至大。

六、結 論

氣象對水稻生育影響，綜上所述，可得到以下之結論。

① 秧田期：第一期中之秧苗生育與溫度、日照時數成正比例，高溫、多照，則穀種發芽佳，生育旺盛，苗高粗長，葉寬茂盛，反之低溫寡照，秧苗生長受抑制，株葉軟弱，尤忌陰雨綿綿冷雨淒淒之天氣，以其能發生寒害而腐敗枯萎也。第二期作之秧苗生育與日照時數、溫度成反比例，高溫多照，秧苗生育矮壯，低溫寡照，葉幅雖然茂盛，苗高屬於徒長，莖桿軟弱，播種後尤忌久雨。

② 生育期—移植本田迄孕穗：第一期作之水稻生育與溫度、日照時數成正比例，高溫多照，水稻生育茂盛，株高分蘗均優。反之低溫寡照，水稻生育受抑制，株高分蘗均劣。第二期作之水稻生育與溫度、日照時數成反比例，插秧後遇高溫多照少雨，稻苗可能枯死，且易發生病虫害。插秧後遇陰天，秧苗活着恢復迅速。適量之降水，可助株高之伸長與分蘗之茂盛，乾旱或濛雨均能抑制水稻之生育；軟風和風可助稻葉蒸發與新陳代謝作用，強風颱風，則損害水稻之生理發育，甚至摧折稻莖，損害稻葉等害。

③ 成熟期—抽穗迄成熟：本期上半期尚屬於生育盛期，宜高溫多照適雨，下半期進入成熟期，水稻開始抽穗開花授粉，天氣宜乾燥，降雨易將花粉打落，致不稔粒多而減少收量；軟風和風足以助花粉之散布，增加稔實之機會；強風颱風，稻花遇之，無不全穗枯白，為害至大。

④ 收穫期：宜高溫、多照、寡雨、和風，穀粒稔實始能充實，可增加產量重量，而減少碎米率，且日曝調製亦容易。（完）

臺灣地形影響冷鋒之初步檢討

林鞠情

A Short Discussion on the Cold Fronts Influenced by the Taiwan Topography

C. C. Ling

Abstract

The mountain range, Chung-yang Shan-mo, is oriented approximately from north to south. The central ridge of this mountain range extends upward to an average height of 9,000 ft. The topography of Taiwan has a marked effect upon the weather of the island. This paper makes a synoptic research on the subject and described the movement of air flux over the island and the types of cold fronts when it were indicated.

臺灣之面積，其長度僅六百公里，其寬度不及三百公里，但天氣之變化却極複雜，考其原因，應以下列三者為最主要：

(一) 山地佔全島面積的三分之二，縱貫全島之中央山脈，其平均高度達三千公尺，使控制臺灣之冬夏季風受其支配。

(二) 位於北回歸線，冬半年為冷暖氣團交綏之區。

(三) 地居亞熱帶海洋之中，大氣中之水汽溫濕俱高，最有利於興雲致雨。

臺灣之冬半年，每月冷鋒經過之次數約在五倍以上。是以冬半年臺灣天氣預報之關鍵為：冷鋒蒞臨之次數及所伴生之天氣為如何。冷鋒蒞臨之預報，亦即寒潮爆發之預報。冷鋒所伴生之天氣，則以受地形及上空氣流溫濕度之影響為最大。本文擬即以地面之資料為主，略述冷鋒經過臺灣時所受地形之影響。

二

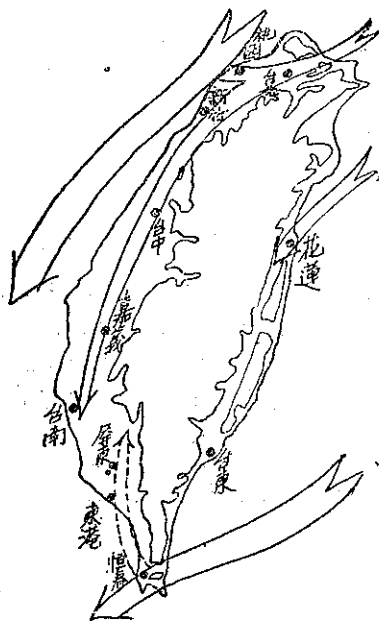
右圖為本文中引用資料之各測站（限臺灣本島）與一千呎等高線之相關位置，至若二千呎、三千呎之等高線，除因河流之割切在河谷處特為密集外，約與一千呎者平行，故不繪出。

由圖可知：新竹以北之等高線約與東北季風之走向平行，新竹以南則折向南行。西海岸之各測站中以桃園、新竹、臺南、東港、恒春距海最近。

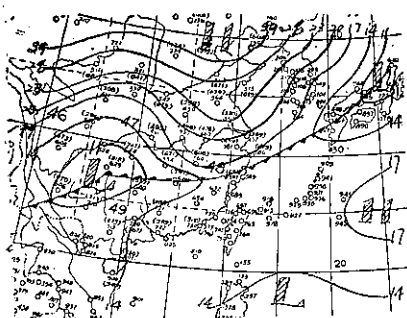
三

本年二月二十六日 0600Z，中心氣壓為1051mb之極地大陸氣團，其中心約位於貝加爾湖之南，迅向南移，勢力減弱。氣旋波位於長江、珠江間，其冷鋒於 1200Z 越過馬祖，1500Z 抵馬公，過桃園，接着新竹、臺中、嘉義亦受影響。270300Z 後臺中、嘉義曾一度轉佳。在臺南以南除風向有改變外，幾未受影響。東岸之花蓮、臺東受冷鋒之影響係在270000Z。

桃園、新竹兩地於252100Z 即已轉陰，但此時除馬公外各地均無低雲構成之雲幕，即馬祖亦不例外。此三地構成低雲幕之原因，係以二月份臺灣海峽海面之等溫線仍如一冷舌向南伸展，與臺灣島東方洋面之成一暖舌北指迴異（請參閱本學報第一卷第一期第53頁圖一，及同卷第四期第12頁圖一）；在這數日中，雖暖空氣盛行，但於近地表處其梯度仍甚微弱，蓋



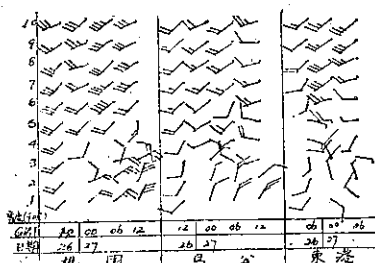
圖一：臺灣之一千呎等高線與主要測站之相關位置及寒流之關係



圖二：47年2月26日 0600Z地面天氣圖

	2100Z/25	0000Z/26	0600Z	1200Z	1800Z	0000Z/27	0600Z	1200Z
台北	15.7 14.4	15.8 14.5	16.0 14.6	16.2 14.8	16.4 15.0	16.6 15.2	16.8 15.4	17.0 15.6
桃園	15.5 14.2	15.7 14.4	15.9 14.6	16.1 14.8	16.3 15.0	16.5 15.2	16.7 15.4	16.9 15.6
新竹	15.3 14.0	15.5 14.2	15.7 14.4	15.9 14.6	16.1 14.8	16.3 15.0	16.5 15.2	16.7 15.4
台中	15.1 13.8	15.3 14.0	15.5 14.2	15.7 14.4	15.9 14.6	16.1 14.8	16.3 15.0	16.5 15.2
台南	14.9 13.6	15.1 13.8	15.3 14.0	15.5 14.2	15.7 14.4	15.9 14.6	16.1 14.8	16.3 15.0
花蓮	14.7 13.4	14.9 13.6	15.1 13.8	15.3 14.0	15.5 14.2	15.7 14.4	15.9 14.6	16.1 14.8
台東	14.5 13.2	14.7 13.4	14.9 13.6	15.1 13.8	15.3 14.0	15.5 14.2	15.7 14.4	15.9 14.6

圖三：47年2月25-27日臺灣七測站主要氣象因素圖



圖四：47年2月26-27日桃園等三地之高空風垂直變化圖

位於中央山脈與東岸山脈所構成縱谷之北向入口處，臺東則位於南向。故冬半年東北季風盛行時，花蓮位於向風處，為地形之輻合區，天氣劣，風速強。臺東雖係依海岸山脈之南端，可直接受東北季風之影響，但通過縱谷之氣流於到達臺東時，兼有輻散之作用，足以抵銷一部份，使天氣不如預期之劣。

四

本年二月二十三日 1800Z，較弱之極地變性氣團位於華中，冷鋒自日本海伸至馬祖。240000Z 接近臺北，0600Z 移入巴士海峽。此次冷鋒之移行急速，且係冷鋒之末梢掃過臺灣，故於天氣之演變又不同於上節所述；僅

除午後因海風之影響外，風速無超過7kts者，故接近海面之空氣因傳導、輻射之物理作用，其溫度有理由相信係與海水之溫度相若，即亦呈一冷舌南指。入夜之後，陸地冷卻，而桃園、馬公、新竹諸測站附近之土壤又屬沙質，故冷卻更甚。因其近海，故與海水之空氣連成一冷氣丘，較上層未受地面影響之暖空氣滑其行其上，乃構成低雲、重霧。午後若雲層不太厚，則可因日射之加強使陸地增熱，冷氣丘縮回海上，雲層破裂，但日晒之時間因較正常為短，所以入夜以後仍為雲霧所籠罩。此類天氣於春季之臺灣多有出現，尤以在暖區中更為常見。

冷空氣過馬祖後即向南泛濫；臺北、桃園之緯度相若，但臺北受影響之時間遠在桃園之後，乃因臺北位於盆地之中、北有大屯山為屏障，雖其東北方向有基隆河之河谷，但以有低丘陵橫互其間，使淺薄之冷氣團受到阻滯（270000Z 桃園上空之東北風厚度僅2000呎，風力亦弱）。又海水之摩擦係數遠較陸地為小，所以馬公雖緯度較桃園、新竹為低，但受到影響之時間相差無幾，甚或在桃園之先。且馬公位於海峽之中，所受鋒面之影響較為直接，即鋒面影響前後之天氣變化顯著。

桃園、新竹因位於海岸，係受冷氣流邊緣之影響，故以冷暖氣流之混合作用為開始，所以桃園、新竹兩地常為低雲幕所罩，但風向、氣壓趨勢等仍無改變，直至冷氣團長驅而南，始有東北風。

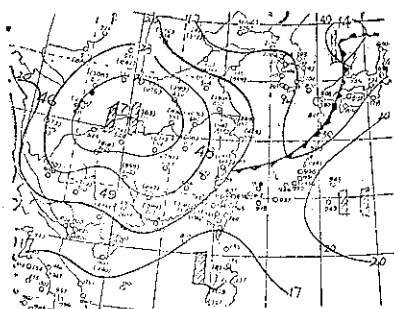
據 270000Z 之桃園高空風知上空東北風之厚度僅2000呎，271200Z 增至3000呎，馬公亦僅3000呎，但風力較弱，故知冷氣團之厚度甚薄。

臺中、嘉義、與新竹所受影響之時間幾相同，但受影響之程度不同，乃因子夜以後，陸地冷卻足以誘致冷氣團之移行，且臺中以南地勢略向南傾，益有助於冷氣團之移行。270300Z 後之轉佳，乃因淺薄之冷氣團受地表之增溫而變性。午後，陸地繼續增熱，使海陸間之氣壓梯度驟增，海上之冷空氣乃乘虛而入，海風與東北季風合流，宛若冷鋒之侵襲，故風速加強，氣溫降低，雲量增多，氣壓上升。

臺南之緯度雖低，但因距海甚近，且北向地形開廣，故仍能發現冷鋒過境時天氣之變化。至於屏東、恒春，除冷氣團之厚度特大者外，多無顯著之影響，僅風向由西南緩轉至西北而已，此係臺灣海峽之氣壓梯度改變使然。

東岸之花蓮受到冷鋒之影響，約在臺東之前六小時，且較顯著。時間之先後與所在之緯度有關，受影響之程度不同，則係地形之故。按花蓮係位於中央山脈與東岸山脈所構成縱谷之北向入口處，臺東則位於南向。故冬半年東北季風盛行時，花蓮位於向風處，為地形之輻合區，天氣劣，風速強。臺東雖係依海岸山脈之南端，可直接受東北季風之影響，但通過縱谷之氣流於到達臺東時，兼有輻散之作用，足以抵銷一部份，使天氣不如預期之劣。

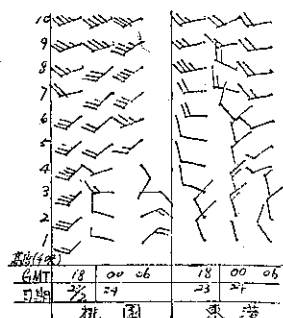
風向普遍轉為北風，且風速增大耳。臺灣全省除臺北及東部沿岸外餘均良好，中尤以花蓮為最劣。此乃因係冷鋒之末梢及於臺灣，而冷氣團之厚度又僅3000呎，西部有中央山脈之庇護，東海岸當東北風之衝，多雲有雨。



圖五：47年2月23日1800Z地面天氣圖

	1800Z	0000Z	0600Z	1200Z
桃園	14.7 15.8 16.5	15.0 16.0 17.0	15.0 16.0 17.0	16.0 17.0 18.0
嘉義	17.0 18.0 19.0	18.0 19.0 20.0	19.0 20.0 21.0	20.0 21.0 22.0
恒春	22.0 23.0 24.0	23.0 24.0 25.0	24.0 25.0 26.0	25.0 26.0 27.0
花蓮	17.0 18.0 19.0	18.0 19.0 20.0	19.0 20.0 21.0	20.0 21.0 22.0

圖六：47年2月23-24日
臺灣四測站主要
氣象因素圖



圖七：47年2月23-24日
桃園及東港之高
空風垂直變化圖

比較桃園、東港兩地二十四日之高空風，易見在7000呎以下兩地間有輻散作用，此亦為西部天氣保持良好之一原因。又冷鋒蒞臨之前，臺灣西部之暖氣流不盛，故桃園、新竹無上節所述之低雲、重霧。

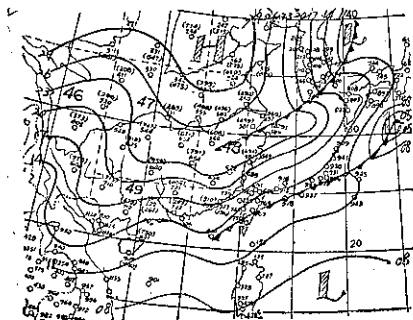
五

本年三月一日 1800Z，極地大陸氣團中心位於貝加爾湖，氣旋中心位於日本海，冷鋒伸至華東；另一氣旋位於日本之南方洋面，冷鋒伸至臺灣中部。

011500Z 冷鋒已越過桃園；新竹、臺中接着迅速轉劣。2100Z後臺中及以南好轉，020900Z 又見陰雨。考其原因約如下述：此次冷氣團之厚度，據020000Z 桃園高空風之報告知為5000呎，且曾一度增至7000呎，與二月二十六日之僅及2000呎者大異其趣。當冷氣團移行之際，近地表處因受粗糙地面摩擦阻力之阻滯而趨緩，較高層則暢行無阻，故移速較大之冷氣團於其前方類向前傾，而伴有下沉作用。新竹、臺中之間雖有丘陵之阻隔，但高達5000呎之冷氣團自足超越之。過山之後，即沿斜坡下降以達臺中，此因地形之下沉作用與氣團內在之下沉作用兩者之交互結果遂有臺中、嘉義兩地在急行冷鋒經過後之短暫好轉。其後冷氣團移速趨於遲緩，內在之下沉作用與地形之下沉作用均告消失，故又見雲雨。

抑有進者，鋒面 (Frontal Surface) 與地表之交線，即轉變帶 (Zone of Transition)，為水平輻合比較最強之處，故此帶之南北必有水平之輻散以補償之。此似亦為冷鋒過後天氣暫時轉好之一種原因。

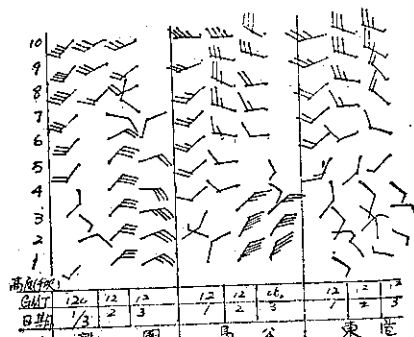
冷鋒移至巴士海峽，趨於停留後，高氣壓仍漸向臺灣迫近，臺灣區東北季風之強度與厚度俱增。此厚度與強度俱增所發生之影響約如下述：



圖八：47年3月1日1800Z地面天氣圖

	1800Z	0000Z	0600Z	1200Z
桃園	14.7 15.8 16.5	15.0 16.0 17.0	15.0 16.0 17.0	16.0 17.0 18.0
台中	15.0 16.0 17.0	16.0 17.0 18.0	17.0 18.0 19.0	18.0 19.0 20.0
嘉義	16.0 17.0 18.0	17.0 18.0 19.0	18.0 19.0 20.0	19.0 20.0 21.0
屏東	17.0 18.0 19.0	18.0 19.0 20.0	19.0 20.0 21.0	20.0 21.0 22.0
恒春	18.0 19.0 20.0	19.0 20.0 21.0	20.0 21.0 22.0	21.0 22.0 23.0

圖九：47年3月1-2日臺灣
五測站主要氣象因
素圖



圖十：47年3月1-3日桃園等三地
之高空風垂直變化圖

(一) 東北季風歷長途海洋之跋涉溫濕俱增，抵臺灣東部海岸，因受地形之阻迫而生三種效應：1. 氣流被迫上騰因膨脹而冷卻，2. 受地形迫阻而上升之氣流，與該高度之水平氣流合流，流速增加，伴生低層之輻合作用，3. 沿斜坡上升之氣流，因坡頂之溫度低而增劇其溫度之降低。有以上之三種效應遂興雲致雨。

(二) 相對的，西部位於背風面，因下沉作用天氣良好，僅午後因海風與季風合流風速增大，風向偏西，偶有低雲來自海上而已。所以一般而言，東北季風之強度愈增，西部之下沉作用愈強，其天氣愈佳。但若為北風或西北風，則因氣流不需越過中央山脈，即可逕抵西部，故無下沉作用，西部之天氣則屬普遍陰沉。

(三) 臺灣之北部：臺北、桃園、新竹；因地當東北季風來會之衝，季風受地形之約束而起輻合作用，並且沿基隆河谷而來之東北偏東氣流與逕來自東海之東北偏北氣流，因所經路徑不同，其屬性應有差異，故此兩者之交綫實大有助於桃園至新竹附近地區雲雨之生成。而桃園又因位於大屯山、觀音山與中央山脈之隘口，故天氣最劣。

(四) 恒春北承中央山脈，南望巴士海峽，因地形如斯，故冷鋒過後之主要現象為風向轉為東北，並且風速增強。東北季風過恒春及以南地區之時，因地形開廣自可暢行無阻；在恒春之北，則因山脈之阻隔，截斷低層之氣流，形成動力槽，誘使恒春及以南之氣流向北擴散，增加其反氣旋性，此為東港低空多南風及東港、屏東等地天氣良好之一種原因。且為引導暖氣流北上之開端。

六

筆者因受手邊資料之限制，不能廣徵博引，僅就近幾個月來冷鋒經過之情形，略加申述，引用之實例雖非理想之典型，但已足以窺知臺灣地形與冷鋒之關係。茲綜合以上所述，並參以筆者多年觀察之所得，作簡略之概要如下：

(一) 冷鋒越過臺灣之時，極少有不受縱貫山脈之影響，成一平滑之曲線者。

(二) 新竹以北因地形之影響，較易感受到因冷鋒蒞臨所發生之天氣變化，尤以桃園最顯著。冷鋒又易於該處停滯，待冷氣團加厚後向南侵襲，其時間多在子夜及午後，因子夜地表冷卻足以誘致冷氣團之移行，午後因海風與梯度風同向，故有助於冷空氣之輸送。

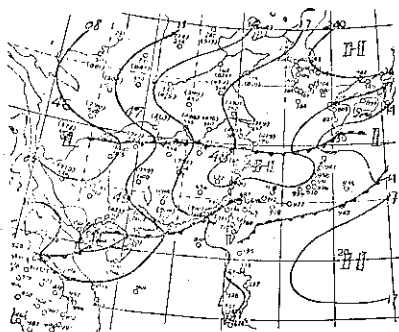
(三) 鋒面初過之時，因冷氣團移行甚速，故有下沉作用，且伴有因降坡而生之下沉作用，故臺中及以南（以臺中最高顯著）於冷鋒過後天氣常一度轉好，然後陰沉。

(四) 若 10,000 呎或以下之桃園高空風為西南風，東港為西北風，則縱有冷鋒之移經，中南部天氣仍無影響。若桃園為東風或東北風，同高度東港之高空風為西南風或西風，則臺灣天氣普遍陰沉，中部雨水尤豐。

(五) 冷鋒移至巴士海峽後，中南部與東北部之天氣，每因東北季風之厚度增加而益見懸殊。

(六) 只有當高氣壓中心自北直移至閩浙邊境，臺灣北部之天氣才會較中南部先為轉好。

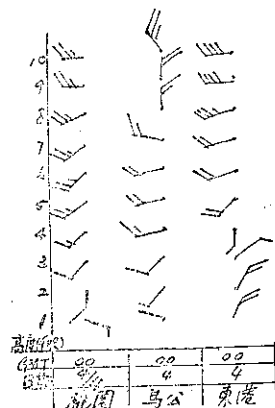
(七) 若冷鋒後之梯度風為北風，即氣流呈南北型，則臺灣東西部之天氣均劣。



圖十一：47年4月4日 0000Z 地面天氣圖

	桃園	台中	屏東	花蓮	台東
3/4	66.0 1800Z 6.5-20 9.5-40	66.0 1800Z 6.5-20 9.5-40	66.0 1800Z 6.5-20 9.5-40	66.0 1800Z 6.5-20 9.5-40	66.0 1800Z 6.5-20 9.5-40
3/4	66.0 2100Z 6.5-20 9.5-40	66.0 2100Z 6.5-20 9.5-40	66.0 2100Z 6.5-20 9.5-40	66.0 2100Z 6.5-20 9.5-40	66.0 2100Z 6.5-20 9.5-40
4/4	66.0 0000Z 6.5-20 9.5-40	66.0 0000Z 6.5-20 9.5-40	66.0 0000Z 6.5-20 9.5-40	66.0 0000Z 6.5-20 9.5-40	66.0 0000Z 6.5-20 9.5-40
4/4	66.0 0300Z 6.5-20 9.5-40	66.0 0300Z 6.5-20 9.5-40	66.0 0300Z 6.5-20 9.5-40	66.0 0300Z 6.5-20 9.5-40	66.0 0300Z 6.5-20 9.5-40

圖十二 47年4月3-4日台灣五測站主要氣象因素圖



圖十三：47年4月4日 0000Z 桃園等三地之高空風垂直變化圖

(八) 暮春季節，暖空氣加強，冷鋒常於臺灣以北之海面，或臺灣北部停留，一旦冷氣流增強，則駐留鋒面因受冷暖氣流加於其上之力不平衡而新裂。西段因暖氣流循中央山脈西側而上故北推。東段因冷氣流沿中央山脈東緣南下而南移，及移至較南之緯度，因受暖氣流之激盪及熱能之增加而生氣旋，此時東部天氣劣，東港上空出現罕有之東北風，顯示南部已入氣旋之環流中，天氣陰雨，但氣旋稍見遠離南部即先行轉好。（完）

雷雨之研究

劉鴻喜

A Study of Thunderstorms

Hong-hsi Liu

Abstract

This paper gives a general classification of thunderstorms and its associated weather phenomena happened in a thunderstorm. A theoretical discussion of the pressure and wind fields was briefly introduced. Climatological study of the distribution of thunderstorms in Taiwan relating to the topographic features was also discussed.

一、緒 言

在各種天氣現象中，除颱風和龍捲風外，雷雨可說是最猛烈的一種，而其發生的頻率，也遠在颱風和龍捲風以上。當其發展成熟，天顏陰森，烏雲壓頂，電光閃閃，雷聲隆隆，俄爾大雨傾盆，山河震動，使人深切體驗到大自然力量的雄偉。據一九三五年 IMO (WMO前身) 在華沙所舉行的國際氣象首長會議第 16 號決議案所規定，雷電與雨併作，稱為雷雨，若僅有陣性降雨而無雷電現象，則是陣雨，若祇有雷電現象而無降水，也不得稱為雷雨。雷雨的發出既極頻繁，且具全球性，在雷雨區域內，氣流升降激劇，強烈的放電及雷擊作用，對於人類生命財物的安全，均有重大關係，茲僅就雷雨的各種情況，加以綜合研究，並特別對臺灣的雷雨情形作一統計分析，以供參考。

二、雷雨的分類

構成雷雨的基本因素，乃由於強烈的對流作用，此種對流將低空大量的水氣，不斷撈至高空，而高空氣溫甚低（常低於 -20°C ），使急劇上升的水氣遇冷凝結，變為水滴或冰粒，如此反覆不斷地升騰，小水滴便逐漸積聚為大水滴或大冰粒，使高空氣流無力支持其重量終至沛然下降成雨；茲根據雷雨的生成原因，將之分為三類⁽²⁾：

①氣團雷雨 此種雷雨的發生，無鋒或鋒前的作用，而僅由於天氣濕熱，對流旺盛所發生的熱力作用，故又名熱力雷雨或稱雷陣雨。因此種雷雨的發生，完全在一種氣團之中，故稱氣團雷雨。

②線颱風雨 此種雷雨常伴隨鋒前颱風線共同發展，故稱線颱風雨，其分布也常呈帶狀或線狀分布；反言之，颱風線也就是雷雨線，因颱風線也擁有強風、雷、電及雨水，實與雷雨無甚差異。

③鋒面雷雨 若構成鋒線的氣團秉性屬於對流性不穩定，當氣流沿鋒面上駛時，若再得到高溫及充分濕氣的供給，則常使對流性雲族大為發展，沿鋒面而產生雷雨，是為鋒面雷雨。根據鋒的性質，又可分為暖鋒雷雨、冷鋒雷雨、滯留鋒雷雨和錐形鋒雷雨等；就中多以冷鋒雷雨出現較多，此因冷鋒較為活躍之故。

據 H.R. Byers & R.R. Braham⁽¹⁾ 之研究，在 199 個雷雨中，氣團雷雨佔 114 個，幾達總數的 60%，線颱風雨為 70 個，鋒面雷雨僅 15 個，後二者合計尚不及氣團雷雨一項之多。

三、雷雨的生命史

雷雨之發生，係由氣流上升為積雨雲，然後發生放電、雷鳴、降雨諸現象，而後逐漸消散，整個程序有其一定的發展過程，大別之可分為三階段述之。

①發展期：當雷雨形成之初，由於大氣中高溫重濕，氣流向上升騰，天空乃多濃積雲，其時雲中空氣分子盡屬上升者，且愈高速度愈快，之後氣流愈升愈高，雲頂也愈益增高，乃漸呈堡壘狀，直達結冰高度以上，頂部凍結成冰雪，乃有偽卷雲出現，漸成積雨雲，此時雲中氣溫較四周略高，內中充滿許多小水滴或冰粒，隨氣流浮沉，並逐漸愈積愈大，直到雲中上升氣流的浮舉力無法支持時，雨滴或冰雹乃沛然下落，此時乃進入第二階段。

②盛行期：本階段始於大顆雨滴落地之時，在乾燥區域的雷雨雨滴，於降至地面前，常被空中的強烈蒸發所消滅，但在濕潤氣候中，雷雨常甚豐沛；雨滴下降因摩擦牽引作用而使雲中一部分氣流由上升作用變為下降作用，如此一來，使雲中的熱力過程更為加速進行，此因：

1. 此時雲中層次不穩定，促使下沉作用加速。
2. 雷雨雲四周的空氣，仍有保持其原有陡峻溫度直減率的傾向。
3. 自高空結冰高度以上而下降至低空的冰雪顆粒，因吸熱關係，促使下層空氣變冷，使其繼續維持其不穩定狀態。

雷雨雲中氣流上升率有超過每秒25公尺的紀錄，但下降的速率通常比較弱，下沉作用也主要進行於雷雨雲的下半部分，而當雲中冷空氣（遠較地面氣溫為冷）向地面作水平擴展時，則氣流向地面的下降作用因以減低，故雷雨正盛時，氣流的下降作用、豪雨、和水平擴散等數種作用，正同時在地面發生，在一些顯明的實例中，冷空氣的下降和水平擴散，可伸展達50哩（80公里）以上，因而在四周較暖空氣中，形成一股冷氣流，被稱為假冷鋒。

③消散期：當雷雨雲的下降運動佔有雲底的較大面積時，雷雨即開始消散，因此時下部氣流已無大量向上升騰的水氣供其凝結致雨，故雷雨雲的威力開始減弱，雨滴漸小，雲中氣溫逐漸回暖，雷雨雲或逐漸瘦弱而漸形消散，或平行為層狀雲類，業已無復威力。

雷雨雲內部經常由一個或數個對流性胞系（Cell）所構成，大致在乾燥地區的雷雨雲，僅有一個胞系，在一般地區常含有數胞系，有的是氣流上升區，有的為氣流下降區，因而雷雨的降雨時間隨其內部胞系情形而有異，從數分鐘至一小時不等，據實地觀測，雷雨中的最大降雨強度實在下降氣流柱下部（Core of downdraft），而最大強度通常僅持續 5-15 分鐘，而後即逐漸減弱。而在乾燥地區的雷雨雲，因常僅有一個下降氣流胞系，當雨滴下降尚未達地面時，已被蒸發消散，故往往下降氣流衝至地面形成沙暴，並無雨水。

每一次雷雨雲所垂直發展的高度均不相同，但一般言之，均可到達甚大高度，據 Byers & Brahman⁽¹⁾ 利用 AN/TPS-10雷達觀測199次雷雨雲的結果顯示（表一），雷雨雲頂的平均高度為 37,000呎（氣團雷雨）至 38,000呎

表一：各種雷雨雲垂直發展之高度（雷達觀測）

雷 雨 分 類	雷 雨 雲 之 高 度 (千 呎)							雷 雨 次 數	平 均 高 度
	25-29.9	30-34.9	35-39.9	40-44.9	45-49.9	50-54.9	55-59.9		
氣 團 雷 雨	22	27	20	17	15	11	2	114	37
線 性 雷 雨	16	7	15	13	11	8	0	70	38
鋒 面 雷 雨	3	3	2	0	7	0	0	15	38
總 計	41	37	37	30	33	19	2	199	37

（線性雷雨及鋒面雷雨），此項高度係指歷次雷雨中平均最高雷雨雲頂之高度而言，若就其在全部天空所佔的比例言，則在氣團雷雨中，平均雲頂高度達二萬呎者不及天空的10%，達三萬呎者不及8%；但線性雷雨中，雷雨雲的垂直發展却較高，平均雲頂達二萬呎者，可佔天空的30%，三萬呎者亦達27%，換言之，即使垂直發展最强烈的雷雨，其在二萬呎以上所佔的空中面積，亦尚不及天空之半，因此，就航機言，在雷雨區域飛行，如能將巡航高度提高在二萬呎以上，則可藉機上雷達裝置來選擇無雲的空隙，從而安全飛越雷雨。

雷雨雲水平掩覆的區域也各不相同，大致言之，以氣團雷雨所掩覆的地區最小，其中尤以熱帶區域的熱力雷雨，範圍最小。雷雨的水平範圍與其垂直發展程度也互有相關，即雷雨的垂直發展愈高者，其水平範圍也愈大，一般所計算的水平範圍，是以一萬呎高度的雷雨雲所掩覆的區域為準，因該高度的雷雨雲範圍常最大，五千呎高度雷雨雲所掩覆的範圍反較小。

四、雷雨中的各種天氣現象

伴同雷雨以俱來的有各種天氣現象，如雨、雹、強風、雷電等，本節擬就上述各種天氣現象在雷雨中活動之情形，逐一加以分析及敘述：

①雨：雷雨的基本成因乃由於濕熱氣流猛烈上升，此種潮濕空氣升至高空，遇冷凝結成小水滴，並逐漸積聚成大雨點，終乃下降成雨。最初降雨區域甚小，常僅數平方哩，其後隨下降氣流的水平發展，雨區也隨之擴大，暴雨初降之時，雨滴大而稀疏，數分鐘後，變為綿密大雨，其降雨最大強度即在起始之十多分鐘內。

由於雷雨雲中水氣異常豐富，上升高度又大，故在雷雨雲中可冷凝成各種水氣現象，除雨滴外還有雪花、霧淞、雪丸、雪晶、霰、冰針、雹等，均隨高空氣溫情況而生成，但因低空氣溫高，且冰晶物下降時摩擦增熱，故當下降至地面時，大多回復液體狀態（雨），但在溫帶地區，則常有雪粒、霰和雹在雷雨中降下，世界紀錄上最大的雹重量達一磅半（1928年7月6日），即是在雷雨中降下的⁽³⁾。

雷雨降雨時間甚不一致，長者可達二三小時，短的甚至不及十分鐘，考其降雨時間之長短與前節述及的對流性胞系的多寡、大小、雷雨雲移動的速度以及測站之位置均有密切關係，甚難確言，不過一般說來，雷雨時間常甚短暫，據統計顯示，美國佛羅里達一測站所測得的十六次雷雨降雨期的平均長度僅廿七分鐘。近年由於雷達觀測的發展，氣象方面已普遍利用雷達來觀測雷雨雲之範圍、厚度、移動方向及速度，作為短期雷雨預報的重要依據，不過在應用雷達觀測時，有一點值得說明者，即當雷雨將終，雷雨雲已完全自雷達幕上隱去，而測站區域仍繼續小雨，此蓋由於雨雲已降至甚低處，小於雷達幕的最小反映角度，故雷達幕上未能顯影。但此種小雨，已為雷雨尾聲。

②風場：雷雨前後，地面風向常有變易，甚且不祇一次的作180°之轉變，此種現象實由於氣流內湧外流，以及雨雲的移動等因素所致。雷雨發展之始，由於地面氣流上升強烈，形成當地氣壓的微降，四周空氣為補償其損失，遂大量流入，但在建立完成一整體之內流系統前，因流入氣流與原有當地風向之不一致，常造成一種完全中斷現象（Complete Blocking），因而形成一個很短暫的靜風期，一般稱之為「雷雨前之靜風」（Calm before the storm），此種靜風常為下降冷氣流到達之先兆。迨雷雨雲中冷氣流下降開始，該區風場情況即由水平輻合狀態，變為輻散情勢，其輻散的速率可以下式表示之：

$$\text{Div } C = -\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$

此處 u ， v 及 w 分別代表向東（ x ），向北（ y ）及向上（ z ）各方向的速度， $\text{Div } C$ 表總輻散，當 $\text{Div } C = 0$ 時，

$$\text{則 } -\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial w}{\partial z} = \text{Div } C,$$

若 $\text{Div } C$ 為正值時，則 w 必隨高度而減小，故 w 在地面為0（在空中則 $w < 0$ ）時，輻散隨下降氣流而發生，反之，輻合作用則與上升氣流相伴而生。

雷雨中氣流的外流，大多呈輻射狀，自冷氣流核心部份（Cold dome）向四面伸展而流動成風，大致外流之氣流以向雷雨前方流動的速度最大，而向兩側及向後方的風速則較小，雷雨雲之中間部分為下降氣流，向四方流動，而在其四周，又有上升氣流向雷雨雲中匯聚，因而在此上下氣流之間，形成一個不連續帶，此帶的出現，在天氣表現上，一為氣溫下降，一為地面風速加強，並具有陣性，而距此帶較遠處，風力則逐漸減弱，其減弱的情形，由下列數項因素而定：

1. 地面摩擦力
2. 下降氣流的穩定度
3. 下降空氣所佔的百分比
4. 水平衡量的向下方輸送力
5. 雨雲本身的移動速度

上述五項因素不僅可以左右風速，同時也可影響不連續帶本身的移動速度，因之其速度也難十分判定，據 Byers ⁽¹⁾ 就31次雷雨所作的統計分析，不連續帶的移動速度約為每小時16-18哩。

③溫度場：雷雨之前，由於輻射強烈，地面溫度不斷升高，經常可達30°C以上，至雷雨雲中下降氣流開始向四方擴展，則地面氣溫即突然下降，毫無例外，迨豪雨開始，氣溫更趨下降，據 Byers 之研究，雷雨雲中氣流之向外擴展率，約為每小時15.7哩，而降雨區之擴張率僅13.2哩，換言之，即每次雷雨降雨的區域常較小，而由於氣流外流使氣溫下降的區域則比較大。

以夏季下午單純的熱力雷雨為例，其溫度場的標準變化可如下述：一測站的氣溫升達 90°F 以上，此時發展旺盛的積雨雲已向該測站移動，豪雨隨之下降，由於落雨及冷氣流下達地面的双重影響，該測站氣溫已由 90°F 以下低降為 75°F 以下，迨雨過天晴，氣溫乃又逐漸回升，但已無復雷雨前之鬱悶及燠熱。

②氣壓場：在雷雨過程中，經常會有各種物理變化，如凝結、輻散、垂直加速等等，凡此均可影響雷雨區內的地面氣壓場，不過因此數種變化互有抵消，故地面氣壓場實際上所承受的影響力，尚不過大。

當雷雨發展初期，由於氣流上升旺盛，地面空氣稀疏，常造成地面氣壓的初步下降，迨氣流輻散與輻合作用達於平衡，氣壓始趨平穩，此時雲中液體水也有助於平衡的維持，而防止氣壓續降，其後冷氣流開始向空中下衝，使地面溫度下降，空氣柱密度增大至較四周為高，因而使地面氣壓上升，平均可升達 3 毫巴（若僅因冷氣流下降的補償作用，氣壓上升應不及一毫巴），同時氣流下降的加速度本身，也可促使地面氣壓的上升，故自雷雨初期氣壓下降以後，旋即猛升，而後作不規律的升降曲線，終而回復正常狀態。

③電場：雷電為雷雨中重要現象之一，在雷雨雲中充滿了許多荷有正負電之液體質點，因正負電離子的互相吸引，乃發生放電作用，因電光速度遠快於聲速，故先見閃電，後聞雷鳴，放電為因，雷鳴為果，因之電離子在雲中的活動情形值得研究，據 Workman, Holzer 及 Pelser 諸氏之研究⁽⁴⁾，在單獨的一次雷雨中，正負電離區經常分別集中數處，大致正電荷區中心均位於結冰高度以上，並經常位於負電離區以上數千呎，而在低空雲層下部，另有一個較小的正電中心，此一小中心所掩覆者，常為豪雨地區。迨至雷雨雲發展後期，正電區即呈顯著下降，並落入負電區，互相配擔成一對對的正負電組合，乃行中和，而喪失其力量。

雷雨中雷電特別頻繁而猛烈，其主要原因乃由於位能梯度過大 (Potential gradients)，據實測所得⁽⁵⁾的最大位能梯度達 $3,400\text{V/cm}$ （係當高空放電以後，由飛機測得），而據估計雷雨中空中所存在的位能梯度可達 $10,000\text{--}30,000\text{V/cm}$ ，由此可以想見空中放電能力應是若何強大。

放電可分三種方式⁽⁵⁾即：

1. 地面放電 此種即俗稱之霹靂 (Thunderbolts)，其放電作用發生於雲層與地面之間。
2. 雲中放電 此種閃電作用完全在雲中進行，雷雨雲中所發生的以此種最多。
3. 空中放電 此種放電作用，係由雷雨雲中將電放入空中，而非向地面施放。

上述三種放電方式對於人類影響最大的首推地面放電，雨中之行人之被雷殛斃，即是遭受地面放電之襲擊；至於空中航機，也最忌飛入雷雨雲中，以避免雷雨電火之襲擊。

五、雷雨的世界分布

世界雷雨的地理分布，甚不平均，有些地方終年皆有雷雨，而另些地區則數年未聞雷鳴，大致言之，雷雨主要集中在熱帶及副熱帶，溫帶次之，愈向兩極則愈少，據以往觀測紀錄⁽⁶⁾顯示，世界每年發生雷雨的總次數達一千六百萬次，平均每日四萬四千次，即每小時達一千八百次，但北極圈內往往十年始有一次雷聲，此外，大陸腹部沙漠地區雷雨也極稀少。同屬熱帶而由於地形的差異，其雷雨的分布也極懸殊，如爪哇 (Java) 的 Buitenzorg 年平均雷雨日達 223 天之多，佔全年日數的 61%，為世界雷雨最頻之區；就美國而論，南部的佛羅里達半島為全美雷雨最多地，該區雷雨特多之原因除該區位於副熱帶外，另因：

①佛羅里達上空七百毫巴處，常有一條平均低壓槽 (700mb mean trough) 存在。

②佛羅里達為一半島，海風可從半島的東西兩峯吹入，形成一條輻合帶。於此順便值得述及者，生成雷雨的原動力，實有三個不同的力原存在，即 1. 熱力誘導，2. 水平輻合，3. 動力性的誘導作用。

小範圍的地形因素對於雷雨的生成，也甚具重要性，其中最利於雷雨發展者有二：

①山岳地區：山地因高低不平，且有斜坡，易使空氣沿坡舉升成雲，同時山地也是空中熱源之一，因山頂受熱輻射，可使其四周空氣較同高度之自由大氣為熱，因而愈益增加其垂直擾動力，使雲族易於垂直發展；另一方面，山地日射較強，向陽山坡受熱特劇，愈益增加氣流之不穩，故山區雷雨遠較附近之平地為頻，迎風坡尤甚。

②水陸差異特顯地區：由於水陸秉性對於吸熱放熱變化之不一致，因之其周遭地區溫度之差異頗大，若冷空氣自冷水面、池沼、森林等地區流出，即可迫使四周暖空氣上升，而引起有限度的對流運動，從而利於直展雲族的發展，形成雷雨，有人稱此種冷暖空氣之運動為「雷雨的溫床」 (Thunderstorm hearth)。

由上所述，可為世界各地雷雨分布之不均勻作一解說。Dr. C. E. P. Brooks (6) 說：世界雷雨之統計，遠較實際發生者為少，此因雷雨並不一定適巧發生於測站區域，若雷雨發生於距測站數哩以外，常會被忽視，此種情形尤以熱帶小範圍雷雨為然。至於發生於浩瀚大海或荒原上之雷雨，更無人知，因此各國有關雷雨日數之統計，總較實際發生者為少(7)。

六、台灣之雷雨

臺灣氣象觀測紀錄，歷史悠久，自1897年以後，臺灣氣象測站歷有增設，有關雷雨的各項資料也先後開始，但由於各種條件之不足，對於雷雨的紀錄僅止於其發生次數、時間等，而關於雷雨的性質及其內部構造、垂直發展等情況，均乏系統研究，此處亦僅就現有紀錄加以分析。

臺灣地處副熱帶，炎夏綿長，就緯度因素觀之，本身即利於雷雨之發生，兼以四面環海，海風吹入陸地，海上暖濕空氣沿逆風坡上駛，增加垂直擾動，從而成雲致雨，是以每年臺灣雷雨次數相當頻繁，如表二所示，以臺

表二：臺灣各地歷年平均雷雨日數表

地 點	月 份	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年	紀錄年代
台 北		0.4	0.8	2.2	2.9	3.3	7.2	8.9	7.4	3.7	0.6	0.2	0.1	37.7	1897-1955
新 竹		0.5	0.9	2.2	3.2	2.0	4.3	9.2	6.8	2.8	0.5	0.1	0.1	32.6	1938-1955
宜 蘭		0.4	0.3	1.5	4.0	5.5	7.5	8.8	7.6	5.0	1.5	0.2	0.1	42.4	1936-1955
花 蓮		0.2	0.4	0.9	2.4	4.7	4.5	3.8	3.9	3.7	1.1	0.2	—	25.8	1911-1955
台 東		0.2	0.3	0.7	2.2	4.4	3.2	3.5	3.7	3.6	0.9	0.2	0.1	23.5	1901-1955
基 隆		0.2	0.4	1.0	1.8	1.7	4.3	3.0	2.4	1.4	0.2	0.1	—	16.5	1903-1955
台 中		0.4	0.6	2.2	2.7	3.8	7.7	11.0	10.0	4.7	0.6	0.1	—	43.8	1897-1955
台 南		0.3	0.5	1.1	2.2	3.7	6.0	9.9	9.7	6.5	1.1	0.1	0.1	41.2	1897-1955
澎 湖		0.3	0.3	1.2	2.2	1.6	2.3	2.4	2.0	1.3	0.2	0.1	0.1	14.0	1897-1955
高 雄		—	0.3	0.8	1.9	3.5	4.7	7.7	7.8	4.4	1.1	—	—	32.2	1932-1955
恒 春		0.2	0.3	0.6	1.8	3.7	4.1	5.2	5.0	3.2	1.1	0.3	0.1	25.6	1897-1955
阿 里 山		0.2	0.3	1.2	3.1	6.0	6.7	8.6	8.0	5.4	1.5	0.3	0.1	41.4	1933-1955
蘭 嶼		0.1	0.4	0.4	2.5	3.6	4.5	2.5	4.9	3.8	0.8	0.2	—	23.7	1942-1955
新 港		0.1	0.2	0.4	2.1	5.4	3.3	4.6	5.1	3.4	1.1	0.1	0.1	25.9	1940-1955

中為最多，年平均雷雨日達43.8天，此因每年夏季臺灣係西南季風當令，西南氣流自南中國海北衝，經臺灣海峽在嘉南平原登陸，臺南首當其衝，年雷雨日達41.2天，居全島各地第四位；氣流東北移行至臺中區，地屬盆地，擾動益形增加，故雷雨特多。次為宜蘭，年平均雷雨日42.4天，宜蘭雷雨主要係受東北季風氣流所左右，故該地春季雷雨日已甚多；至於臺北，年雷雨日37.7天，較附近之淡水、基隆、新竹各地均超出甚多，此當係由於盆地關係，四周多山，日射強烈，夏季特甚，故在夏季下午，由地形因素所造成的熱力雷雨特多，此所以臺北六、七、八三個月雷雨日達23.5天，佔全年總日數的三分之二以上；阿里山測站高度海拔達2406.1公尺，年平均雷雨日達41.4天，可為山地雷雨頻繁之說明；至於臺灣全省雷雨最少之區，當推澎湖，由該地58年平均紀錄顯示，年雷雨日僅十四天，祇及上述各地的三分之一，此蓋由於澎湖地勢平衍，缺乏地形影響，不足以興雲致雨，故即使在海峽開始的雷雨雲，也由於上空西南氣流的關係，逐漸向東北移入臺灣，在西南部登陸，是以澎湖區所實際發生之雷雨特少。

臺灣雷雨的日變化充分表現了以熱力雷雨為主的特質，臺灣區雷雨發生的時間以中午至下午七時為多，並以下午三時至四時為最多，如表三所示，下午1-2時，全島十三地，年平均雷雨頻率為45.5次，至2-3時，激增至69.1次，至3-4時，更增至77.4次，而達最高峯，至4-5時乃突降為56.4次，而全日最低者則為23-24時，僅7.3次(8)，由此可知，臺灣雷雨次數之最高點，實與溫度日變化有密切關係，即雷雨頻率日變曲線與溫度日變曲線頗為吻合，但前者稍呈落後現象，此種情形，非常合理。

表三：臺灣各地歷年雷雨次數日變化表

地點	時間	時 間												
		0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12-13
基隆 台北 新台	隆 北 竹	0.2	0.5	0.4	0.2	0.3	0.7	0.5	0.3	0.3	0.2	0.5	0.8	1.6
		0.9	0.6	0.8	0.9	1.0	1.0	0.6	0.7	0.6	0.6	0.6	1.5	3.5
		0.2	0.3	0.4	0.4	0.3	0.5	0.5	0.5	0.5	0.3	0.2	0.5	0.6
台 台 高	中 南 雄	0.4	0.7	0.7	0.5	0.9	0.9	0.6	0.7	0.5	0.8	1.0	1.3	2.3
		0.5	1.3	0.8	0.8	1.2	1.3	1.2	1.4	1.0	1.1	1.4	1.3	1.6
		0.4	0.6	0.6	0.5	0.4	1.0	1.0	0.8	0.9	1.3	1.0	1.2	0.9
恒 宜 花	春 蘭 蓮	0.7	0.9	1.2	0.7	1.3	1.7	1.6	1.4	1.3	1.4	1.7	1.3	1.3
		0.6	0.5	0.9	0.9	0.8	1.2	0.4	0.4	0.3	0.3	0.7	1.4	3.3
		0.5	0.3	0.2	0.4	0.5	0.4	0.4	0.5	0.5	0.4	0.4	0.5	1.1
新 台 阿	港 東 里	0.3	0.4	0.3	0.9	0.6	0.9	1.6	2.0	1.1	1.1	1.1	0.6	1.6
		0.5	0.5	0.6	0.7	0.5	0.7	0.8	0.6	0.6	0.7	0.7	0.8	1.1
		0.3	0.4	0.1	0.3	0.4	0.5	0.5	0.8	0.8	0.7	0.5	0.9	2.6
阿 澎 逐	里 山 湖	0.6	0.5	0.4	0.5	0.7	0.8	0.7	0.8	0.5	0.8	0.9	0.6	0.7
		0.6	0.5	0.4	0.5	0.7	0.8	0.7	0.8	0.5	0.8	0.9	0.6	0.7
		0.6	0.5	0.4	0.5	0.7	0.8	0.7	0.8	0.5	0.8	0.9	0.6	0.7
逐時總計		6.1	7.5	7.5	7.7	8.9	11.6	10.4	10.9	8.9	9.7	10.7	12.7	22.2

地點	時間	時 間											紀錄年代
		13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20	20-21	21-22	22-23	23-24	
基 隆 新	隆 北 竹	2.7	4.7	3.7	2.3	1.2	0.9	0.9	0.7	0.4	0.3	0.2	1900-1946
		6.5	9.8	9.9	7.6	4.4	3.1	2.0	1.4	1.2	1.2	0.7	1897-1946
		1.7	3.3	2.9	2.0	1.5	1.0	0.8	0.5	0.8	0.2	0.4	1912-1946
臺 臺 高	中 南 雄	5.1	7.6	8.8	6.3	3.9	3.0	2.3	1.5	1.2	0.7	0.4	1897-1946
		3.1	4.9	6.2	5.6	4.3	2.3	2.0	1.4	1.1	0.6	0.4	1897-1946
		3.1	4.3	4.4	3.1	2.1	1.8	1.4	1.4	0.7	0.6	0.6	1909-1946
恒 宜 花	春 蘭 蓮	1.6	1.7	1.5	1.4	1.5	1.4	1.3	1.6	1.8	1.3	0.8	1897-1946
		8.6	10.6	11.0	7.1	3.6	2.1	1.7	1.5	0.5	0.7	0.9	1936-1946
		2.4	3.4	4.2	2.9	2.9	2.1	2.1	1.9	1.1	1.1	0.4	1910-1946
新 臺 阿	港 東 里	2.1	3.6	4.6	5.1	3.6	2.6	3.4	2.7	1.9	1.4	0.4	1940-1946
		2.2	2.4	2.2	2.3	1.8	1.2	1.4	1.8	1.2	0.8	0.4	1901-1946
		5.7	11.9	12.3	9.7	6.3	4.1	1.4	1.9	1.0	0.3	0.3	1935-1946
阿 澎 逐	里 山 湖	0.7	0.9	0.7	1.0	0.7	1.1	0.9	0.8	0.8	0.7	1.4	1897-1946
		0.7	0.9	0.7	1.0	0.7	1.1	0.9	0.8	0.8	0.7	1.4	1897-1946
		0.7	0.9	0.7	1.0	0.7	1.1	0.9	0.8	0.8	0.7	1.4	1897-1946
逐時總計		45.5	69.1	77.4	56.4	37.8	26.7	21.6	19.1	13.7	9.9	7.3	

臺灣雷雨也常有移動及擴大現象，大致夏季雷雨多有擴大現象，即最初雷雨區域甚小，發展期中逐漸擴大，此種雷雨尤常見於夏季北部淡水河上游，即臺北雷雨時，常可擴大至新店以上山區。另據桂田德勝原之研究⁽⁶⁾，冬春季節，雷雨多呈移動性，雷雨雲大多在澎湖海上生成，向東北移動，越過臺灣縱貫山脈，可移向琉球，如民國19年3月28日之雷雨，其一小時之移行速度可達50公里，速度之快，值得注意。

簡言之，臺灣雷雨之地域分布，大致是西部多於東部，此因西部處於迎風面，而東部位於背風區；北部雷雨又多於南部，此蓋由於北部山地多，小形盆地也多，日射強烈，擾動多，故較易發生雷雨，由此亦可看出，地形所能影響於雷雨者，遠大於緯度之作用。(完)

參 考 文 獻

- (1) H. R. Byers and R. R. Braham: "The Thunderstorm" U. S. Wx Bureau 1949, pp. 17-100, pp. 115-130.
- (2) S. Petterssen: Weather Analysis and Forecasting. Second Edition Vol. II. Weather and Weather Systems pp. 157-166
- (3) Weatherwise, April 1957. Climatological Extremes (2) p.60-61
- (4) Workman, Holzer, Pelser: The Electrical Structure of Thunderstorms. p. 26
- (5) International Cloud Atlas-Abridged Atlas p. 60
- (6) C. E. P. Brooks: The Distribution of Thunderstorms over the Globe. Geophysical Memoirs, No. 24, 1925.
- (7) WMO21 TP21 "World Distribution of Thunderstorm Days."最後一頁
- (8) 黃光表：臺灣之雷雨，氣象學報第二卷第三期 p. 32-33
- (9) 桂田德勝原：臺灣之雷雨，臺灣氣象所氣象通訊第三卷第五期

航空氣象勤務之展望

徐應璩

The Outlook of Aeronautic

Y. C. Hsu

一、前言

近年來航空器已進入噴射時代，火箭、飛彈之相繼發明，使氣象與航空以及軍事之關係日益密切與重要。航空方面因飛機速度之增加、飛行高度之升高，因之匪特地面觀測必須力求精確，而高空觀測以及天氣預報亦必須能相應向天空擴張到達平流層之高度。自雷達高射炮及對空火箭發明以後，各交戰地區上空之風向、風速、濕度、及溫度之精確數值，尤為防空不可缺少之要素。對洲際轟炸機、運輸飛機、長程火箭或飛彈而言，廣大區域之高空氣象資料及其預報，實在已是極重要之作戰情報。

為適應以上之各種要求，未來之航空氣象究應如何發展，實深值我們注意。依照筆者之觀察，其原則不外以下三項，此即觀測力求實際、傳遞力求迅速、以及保障航行安全。

二、觀測力求實際

過去若干年代中，或由於觀測地點之遠離跑道，造成氣象台之天氣觀測內容與飛行員目視者相異之缺點，或由於觀測儀器之效能限制，致使觀測範圍僅限於地面，因此若干與飛行安全有莫大關係之觀測要素諸如跑道溫度、濕度、氣壓、能見度及雲幕高等，均難得精確數值，其結果乃直接或間接誘致航行失事之慘況。

在觀測力求真實的要求下，我們可以想像得到的改進如下：

(一) 選擇代表性之觀測地點

目前西太平洋中之主要美國空軍基地，若干已將氣象台之觀測點遷移至跑道頭，若干則於跑道頭建立第二觀測點；前者各種觀測均在跑道頭執行，後者則於必要之天氣條件下，方將天氣觀測移往跑道頭執行，此種措施之目的，即在選擇有代表性之觀測地點，庶幾氣象人員在地面所得之測報內容，儘可能與飛行人員目視者相接近，而今松山國際機場交通部氣象台觀測場自民航大樓以南草坪，遷移至新跑道以北新塔台附近，不失為可讚美之改進。

(二) 改用新式觀測儀器

1. 紅外線濕度計 (Infrared Absorption Hydrometer) 紅外線濕度計為一可自動連續測量及紀錄空氣濕度之電子儀器，此儀器之原理係利用兩種不同波長光束投射於欲測量之空氣上，其中一種波長易被水汽吸收，另一種波長完全不被水汽吸收，故測量穿過空氣後兩種波長光線之能量比，即可得空氣中所含之水汽量。

此儀器可以分為三部份：

① 光束投射器 包括發光燈及一窄波段紅外線濾過器，可發射兩種波長之光線，其一波長為 1.37μ ($1\mu = 1\text{Micron} = 1/10^6\text{Meter}$) 易被水汽吸收，另一波長為 1.24μ 不為水汽吸收。

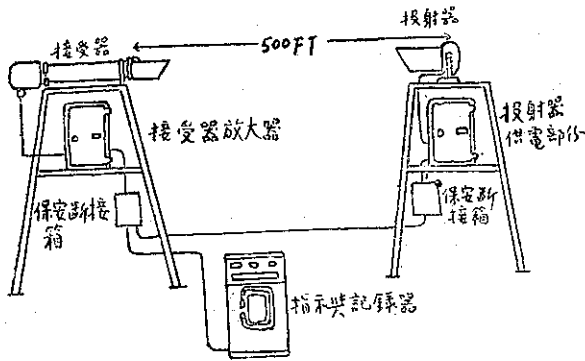
② 檢收器 此部份含一硫化鉛光導管，此管對於紅外線接收靈敏，反應迅速，可檢收由光束投射來之兩組光波使其變為電能，經放大後送至紀錄器，以求出空氣中所含之濕度值。

③ 紀錄器 此部份主要為一自動平衡之電位器，接收器輸出之信號送至紀錄器後，紀錄器可自動求出二光波電能之比例而紀錄之，即可得出空氣中所含之濕度值。

2. 透射計 (Transmissometer) AN/GMQ-10

透射計 AN/GMQ-10 係一自動連續觀測及紀錄水平能見度之電子儀器 (圖一)，通常裝置於飛機進場區域或跑道上易出危險之位置，對此等區域之水平能見度作客觀準確之測量，以免除目視之誤差，使飛機於各種天氣下可作最大量之活動。

此機器之工作原理為自投射器發射一組光波，此組光波穿過 500 呎被測量之空氣後，為能感光之接收器所接收，其所接收光能之強弱可決定接收器輸出電波頻率之高低。此電波送至指示及紀錄器後，指示及紀錄器即指示



圖一：透 射 計

並紀錄現有能見度值與最佳能見度值之比例，以供氣象人員之參考。此儀器之投射器及接收器通常裝置於跑道之兩側，指示及紀錄器則裝置於天氣供應室內。

此儀器之三主要部份分述如下：

①投射器 主要為一備有反射體之發光燈，由穩定電壓供應電流，使燈絲所發之光保持一定強度。此部份且有一自動開關設備，以便核驗。

②接收器 此部份有一望遠鏡，接收投射器射來之光線，此光線照射於一光電接收器上使有脈形電波之輸出，脈波之頻率與所受光能成正比。

③指示及紀錄器 此部份可將由接收器輸入之交流脈波轉變為直流電，直流電流之大小與脈波之週率成正比，指示器及紀錄器即指示及紀錄此電流之值。指示器於能見度最佳時調整至指示於 100，故指示器之讀數可表示當時能見度值與最佳能見度值之百分比。

3. 雲幕計 (Ceicometer) AN/GMQ-2

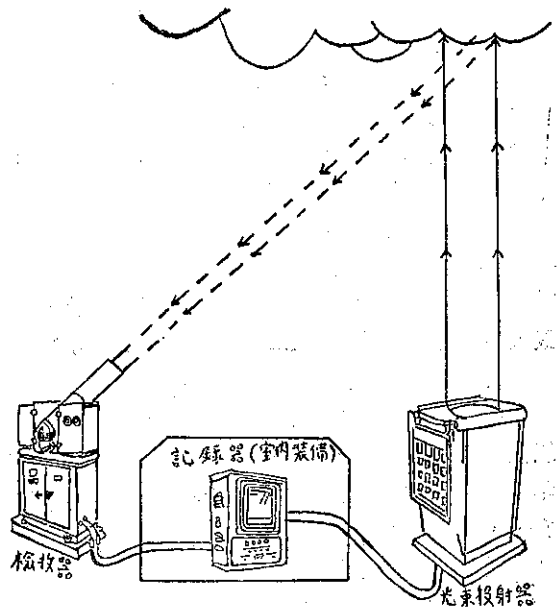
雲幕計 AN/GMQ-2 為測量並紀錄雲高之自記電子儀器(圖二)，此儀器可日夜連續自動測量及紀錄固定地點(通常為跑道上空)雲底之正確高度。

雲幕計包括三個主要部份，即光束投射器 ML-335/GMQ-2，檢收器 ML-337/GMQ-2，及紀錄器 ML-336/GMQ-2，其各部之工作原理分別詳述如下：

①光束投射器 此部份係一方形櫃狀物，通常裝置於跑道中央之側，內裝一弧形反射鏡及一兩千五百萬支燭光之高壓水銀汽燈泡。燈泡之下為一空氣壓縮器，用以冷卻燈泡之溫度。此部份內另有備份之燈泡三個，如燈泡逾齡燒壞則可自動轉換以代替損壞之燈泡。燈泡所發出之光經反射後可垂直向上投射每秒 120 週之交流調頻光束，光束射於雲之底部即被反射於雲底呈現一光點，此光點隨即為檢收器之感光管所感受。

②檢收器 檢收器裝置於光束投射器之同一水平高度上，二者之距離視實際情況而定，通常為百米，其間須無障礙物。此部份係一可自動上下作 90° 轉動之桶狀物，內裝一感光管，用以感受雲底之光點，而定出光點之仰角，並將此信號送至紀錄器。此部份主要之工作目的在定出光點之仰角，以光點仰角之正切乘以檢收器至光束投射器間之距離，即可得正確之雲幕高。

③紀錄器 紀錄器之主要部份係一自記鐘，由檢收器輸出之信號進入紀錄器後，此部份即自動紀錄光點之仰角以供氣象觀測人員計算之用。通常紀錄器係裝置於天氣供應室內。



圖二：雲 幕 計

4. 氣象雷達機 AN/CPS-9

雷達對於氣象方面之應用，主要係對雲、降水、及風暴之測量。地面所用之氣象雷達機，最初係將 ANP/Q-13 型空用雷達機改裝於地面以行探測。但旋即發現此種雷達機僅能對天空作平面之探測，其所測得之資料僅包括雲、風暴及降水之面積、距離、及其移動方向。其他如雲之高度、厚度、風暴影響之高度、降水發生之高度、以及界面之坡度等，均無法測得。自 1953 年專用於氣象探測之雷達機 AN/CPS-9 型被採用後，上述諸氣象因素均得精確測定，因之對於天氣預報有莫大之裨益，尤其對於地域性之雷雨、風暴、及龍捲風等嚴厲天氣現象，更能準確測量及預報。

氣象雷達機 AN/CPS-9 包括下列各主要部份：

①發射部份 包括產生脈波信號及將之傳輸至射週部份之設備，主要工作在於產生脈波信號。

②射週部份 包括天線、導波管及双向儀，主要工作為發射脈波至探測之空氣中。

③接收部份 包括接收波線路、變頻及視波放大部份。主要工作係接收被反射之脈波，放大後送至陰極射線管，以顯示目標之型狀。

④同步及指示部份 此部份產生並放大控制天線運轉之能量。

⑤電源部份 控制交流電於雷達機內之使用，並整流以供應直流電。

⑥加熱及通風部份 此部份保持雷達機於安全溫度下使用。

此雷達機之天線、天線控制、接收及發射之各級均裝置於開闊之建築物頂上，脈波產生器及調波器裝設於天線 150 呎之距離內。控制台則裝設於氣象台內，距調波器約 $\frac{1}{2}$ 哩。

此雷達機使用數個陰極射線管，以指示目標之方位、距離、高度、及其平面與立體之剖面圖。

此機器之主要性能如下表：

巔值輸出：250KW（千瓦）

射頻：9,317mc \pm 87，波長 3.2cm

探測距離：最遠可達 250 哩，最近為 $\frac{1}{2}$ 哩。

最遠距離之準確誤差：0.2%。

方位範圍：視界為 50 度，方位可任意選擇。

方向準確性之誤差：1°。

仰角範圍：仰角之視界亦為 50 度，自 5° 起至 90°，均能作 50° 之瞄掃

仰角準確性之誤差：1°

全重：4,060 磅

5. Sferic 觀測網

Sferic 觀測網係利用不同地點所記載大氣界中放電現象之分析，以測定大氣界中之嚴厲天氣現象。其最大觀測距離為 3,000 哩，有效觀測距離約為 2,000 哩。

（三）增加氣象偵察之密度

對於紀錄稀少地區天氣實況之瞭解，唯一確實有效而且經濟迅速之方法，端賴於氣象飛機之實地偵察。茲以偵察颱風為例，太平洋面積為海洋之冠，尤其西部低緯地區之馬麗安納群島附近，為著名之颱風誕生地區，歷年來危害遠東各國之強大颱風，90% 以上均自該地區發生，為確保颱風災害之避免，對於該危險區域氣象偵察之密度，必須增加。

（四）尋求飛行員之合作

以上各種措施，純就氣象人員單方面之努力，充其量只能求得氣象測報之大多數準確，尚不能絕對準確，因為諸如飛機進場降落時之斜視能見度（Slant Visibility）問題以及進場之雲幕高度變化問題等，氣象人員本身只在地面一點觀測，根本無法解決，似此，氣象人員除力求與飛行人員密切合作，利用一切飛機起降，請飛行人員測報，將紀錄依照時間順序列表，保持於氣象台以供參考外，別無其他方法。

三、傳遞力求迅速

氣象為情報資料之一種，氣象情報本身價值之有無，完全決定於傳遞之速度，亦即能否合乎時效，有無應用之價值。試以一般氣象台每日所繪之北半球地面天氣圖而言，該圖之預報效能，不過僅為資料時間之未來二十四小時，假若該圖自收集資料經填圖、分析以至分析完成，必須耗用廿四小時，試問尚餘什麼應用價值？又若目前各地之逐時觀測，其應用價值僅一小時；特別天氣觀測之應用價值僅一二十分鐘或二三十分鐘，而經中央情報收集站之轉播及應用人員之譯佈，若前者需時近一小時，後者需時約數十分鐘，試問尚有何種價值可言？檢討以往之航行失事，因目標區天氣突然變劣情報未能適時有效到達飛行員手中之原因所造成者，比比皆是。由於此種慘痛之教訓，氣象情報傳遞之迅速確實，誠氣象從業人員迫不及待之要求。

氣象情報傳遞速度之改進，約有下述數端：

(一) 利用高速電傳打字機傳送天氣報告

我國目前應用於氣象通信之電傳打字機，其速度約為每分鐘六十至七十組；若能改用高速之電傳打字機——每分鐘可傳送氣象情報一百組——則傳送時間可快達三分之一。

(二) 利用自動電傳紀錄儀 (Teleautograph) 自氣象台之觀測點，將天氣測報傳送至氣象台、飛行管理室、塔台、電台、航管中心，GCA、GCI……等單位。每一電錄儀發射機，可同時連接十具接收機。當觀測人員將觀測內容書寫於一紙片上放置於自動電傳紀錄儀之發射機上，所連接之十具接收機上，立即自動記載出相同之觀測內容。其效能較之目前我國所用之專線電話遠為顯著，其優點一方面可以不必似現在之區分優先談話程序，一方可以免除傳遞錯誤，此外更可節省時間。

由於自動電傳紀錄儀之費用較鉅，目前在遠東之美軍基地，全部改用錄而機以代替之，而作為傳送各項觀測紀錄至本基地各有關單位之用。其裝置線路如前，每當觀測員重新紀錄下最新之天氣觀測報告，按下電鈕，各接於該錄音機之電話機上所裝紅燈，即行發光，需要最新天氣報告者，祇須將電話機拿起放於耳旁，即可聽到最新的天氣報告錄音。

(三) 利用錄音機供應天氣預報

氣象台之當地天氣預報書就以後，即予以錄音，在廣播機中繼續不斷廣播，凡對當地天氣預報有興趣者，祇需將電話轉動至該天氣預報廣播機號碼，即可聽到最新天氣預報之錄音，目前日本東京氣象廳，即採用此設備，供應東京數百萬人之天氣預報，其顯著之功效有二：第一可以節省供應之人力消耗；第二可以有一致性之供應內容，決不致有人言互殊自相矛盾之弊病。

(四) 利用超短波之第十三波段，氣象員可直接在氣象台中，與過境飛行於數萬呎高度之飛機通話，供應飛行員所需之各項天氣資料。

(五) 利用微波及緊急電話系統等，儘速將天氣報告自管制中心 (ACC) 傳送至管制報告中心 (CRC)，轉送至飛航中之飛行員。此項傳遞主要者為特別天氣觀測，其所爭取者為一分一秒之時間速度。如此，則航行地區無論起飛站與降落站或沿途，無論何處天氣突然發生變化，一二分鐘之內，即能傳達於天空之飛行員手中，因天氣轉變造成之飛行失事，即能有效避免。

(六) 集中使用人力縮短圖表之完成時間。

氣象台之主要工作，除去觀測便是預報，所謂預報工作，實際包括若干種標準天氣圖之繪製與分析，以往之舊制，各類圖表之分析，分配各個不同人員擔任，例如某甲值班時擔任地面天氣圖之繪製分析工作，某乙值班時擔任高空等壓面圖之繪製……，事有專責是其優點，但時間浪費為其缺點。美國第一氣象聯隊在東京氣象中心，自本年春季起，關於工作分配改採集體工作制度，其方法即所有之工作人員在某一短時間內，共同分擔同一天氣圖分析工作，另一短時間內，又共同擔任其他分析工作，因此圖表分析之時間乃得縮短，預報之時效大大提高，例如目前該中心由傳真機所廣播之0000Z地面分析圖，在資料時間四小時又五分鐘之後，即播送完畢。

四、保障航行安全

航空氣象勤務之終極目的，厥在保障航行安全，關於此點，筆者願將美國空軍現行之兩種守視制度，簡單介紹於下，以供參考。

(一) 天氣守視 (Weather Watch)

所謂天氣守視，即觀測人員之每日廿四小時繼續不斷之注視天氣變化。如上面所說，目前美國空軍若干氣象台已將觀測點遷移至跑道頭，新天氣觀測室之牆壁大部利用玻璃，自室內觀察室外毫無困難，觀測人員在值勤之時，除書寫紀錄之極小部份時間以外，規定必須隨時注意當地各方向之天氣變化，設若天氣變化之程度合乎測報特別天氣觀測之標準，便須立刻往室外執行觀測，編成電碼，依照第三段第二節所述之手續，將報告內容送達有關單位，時間絲毫不能耽擱。

(三) 氣象守視 (Met. Watch)

所謂氣象守視，係指氣象值勤人員對於航行中飛機安全之守視。依照目前美國空軍氣象作業程序，任何
(下接第43頁)



旋 率 原 理

R. S. Scorer 著
戈 文 力 譯

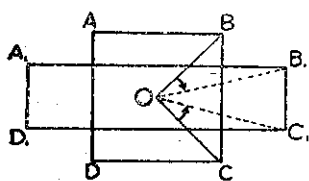
一、前 言

許多人認為旋率 (Vorticity) 對他很少發生關係，因而不感興趣。他們總以為旋率乃數學家專用，且以微積分的數學公式加以闡述，一般氣象人員似可不必管它。氣象學有很多方面確是和旋率不發生關係，然而一經想空氣運動，旋率就有很多用處。因為它於大氣運動的關係實在太密切，不研究旋率就無法對空氣運動瞭解得透澈。

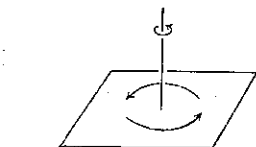
通常除了幾個非常特別的單純例證外，旋率都作為數學以外的課題，但在日常生活中却又無時無地不在我們周圍，只要把握住簡單的觀念以後，分析各種複雜的運動就會發生濃厚的興趣。這些運動一般數學系畢業生無法作精確的敘述。就像數學家不能對冷面加以深入研究使其切合實用一樣，他們只不過得到一個模糊的觀念。旋率確是一項日常遭遇的現象，只要空氣在動就會找到它。

二、何 謂 旋 率

旋率是一種流體的旋轉。要知道為什麼我們必須計量流體的旋轉，首先得瞭解如果流體分子不旋轉怎樣才能



第一圖

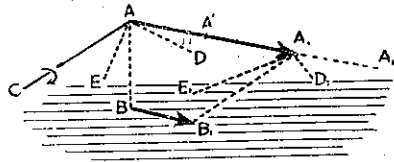


第二圖

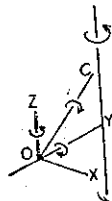
使流體變形？假定有一方塊流體，如第一圖中之 A.B.C.D. 今使其一邊擠緊另一邊則擴張，在流體分子線 AB 和 AD 移到它新位置 A_1B_1 和 A_1D_1 的時候並不旋轉，任何流體分子也都不轉動。相反的話，如 OC 轉至 OC_1 ，OB 也會轉至 OB_1 。這是兩項相等而相反的旋轉，假定取兩條成直角的流體分子線，它們旋轉率的和也就是它們所在平面上量得的旋率（或流體分子的旋轉）。上面例證中它是零。

另外舉一個簡單的例子，假定把流體當作固體加以旋轉，任何地點的角速度都相同，正像一盆水經長時間的均勻旋轉，它的旋率（任何成直線兩線旋轉率之和）是它角速度的兩倍（參閱第二圖）。但此時並無變形，流體分子仍保持它原來的形狀。

此種情況下只要知道旋轉的面，就能計量旋率。如果運動屬於純水平方向而又是均勻地旋轉，像第二例一樣，那末旋率是在一水平面上或在一垂直軸的周圍，我們可以設想其中的一種。另一方面講，運動雖仍屬純水平向且無任何水平向的改變，但各高度却並不一致，譬如一股巨大的風，近地處風力較高處為低（第三圖）。當分子垂直線轉動的時候水平各線並不轉動，旋轉面 AA_1BB_1 含有風向 AA_1 ，而旋轉軸 AC 屬水平向而與風向垂直。旋轉率 AA_1 和 AB 之和等於其他任何兩條分子垂線旋轉率之和，例如 AD 及 AE 移向 A_1D_1 和 A_1E_1 的位置。這種運動既作純水平向看法，因此很容易選定方便的一對線來計量旋轉——為水平線並無旋轉，另一為垂直線具有最大之旋轉率。



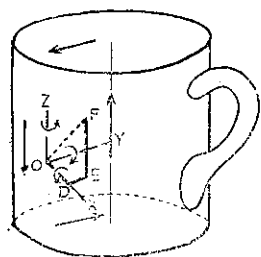
第三圖



第四圖

倘我人不知旋轉面或旋轉軸，可取任何成直角之三面，量出這些面上的速度分力，根據它來計算旋率的各項分力。就像我們可以把一大盤內的流體轉成圓圈，頂部轉動得比底部快（第四圖）。這種情況，每一流體分子勢必有一繞垂直軸的旋率分力（如第二圖），另一水平分力則繞水平軸，如第三圖。在 O 點取三個方向的平面，如圖中之 YOZ，ZOX，和 XOY。在 YOZ 面上並無旋轉，ZOX 面繞 OY 旋轉；XOY 面則繞 OZ 旋轉。這種情況下的旋率可假設為具有兩力：一個在 OY 線上，另一個在 OZ 線。這種分力相加的結果，必定成為一種 YOZ 面上環繞一

軸線之旋轉，這種軸線的位置就像OC一樣。



第五圖

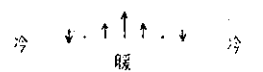
更為複雜的一種情況就像攪動茶杯內流體的一種運動（第五圖）。中間垂直軸附近為向上運動；靠邊緣為向下運動；底部為向內運動（這是因為茶葉集中間的緣故）；頂部為向外運動，再者底部的運動較頂部為緩慢，因此在O處我們所見的情況很像第四圖所示，但另外有一種繞OX的旋轉。此三種分力的合力即為OF方向的旋率（繞OF方向一根軸上的旋轉）。各該OD、DE和EF之長度用以計量繞OX、OY和OZ三軸之旋轉。

由此可見旋率有它的「方向」和「大小」。「方向」就是問題中流體分子旋轉軸的方向。「大小」則為流體分子旋轉率（或角速度）的兩倍。此旋轉率是在該分子驟然凝固時必須具有者，這樣才能消除所有的變形，而能允許繼續它的運動不受相隣分子的干擾。

三、大氣中旋率之例證

我們已經考慮到一種大股風於水平方向吹動的情況，由於地面上摩擦力的關係而使下層空氣阻滯。於是旋率屬於水平方向，而與運動的方向垂直（第三圖）。空氣分子也可想像作滾軸一樣在地面上向前滾進，高空的氣層則在較低層空氣上面滾進。

第二個例子拿對流氣流來說明，這種情況以垂直速度為主，上升氣流的垂直剖面就如第六圖所示。暖空氣上升以中間最快，周圍冷空氣中則有下降氣流。圖中顯示旋率係繞垂直於截面之水平軸四周。



第六圖

第三例之範圍遠較前兩例為廣。我人可設想海洋上有一衰老低壓，低壓內之空氣繞中心已有數日，因此各高度的風也都繞中心運行。這種情況很像第二圖，亦即在一垂直軸的周圍旋轉。另外一種這樣廣大範圍繞垂直軸旋轉的旋率例證為廣大的西風氣流，中心部份較其南北為迅速，對地球來講，北邊屬於氣旋式旋轉，南面屬於反氣旋式旋轉（第七圖）。

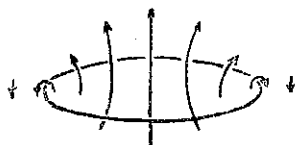


第七圖

丟開這些例證之前，我們必須問清楚：「停留在地面上不動的氣團，它的旋率是什麼？」即使風完全靜止，空氣仍隨地球轉動，因此環繞地軸的軸心一天轉一圈。它的相對旋率 Relative Vorticity（由於對地球的運動而產生的旋率）為零，但絕對旋率 Absolute Vorticity（由於「在天空」轉動而產生，或對星體而言）却並不是零。在天氣系統中，流體分子繞一垂直軸對地球而言的旋轉率常遠較一天繞一次為小，即使是很猛烈的旋轉率也不過一天繞三四次。這就是說：當我們處理直徑數百哩乃至數千哩的天氣系統時，決不能忽視由於在一旋轉地球上而產生的後果。相反來講，前面兩個例證中因為旋轉率很大，增加每天一轉相差很微可以忽略。其中重要的一點是：由於大氣隨地球旋轉，因此整個大氣具有旋率。因為這種旋轉是針對地球來講，因此大氣的某些部份較其他部份具有這種旋轉的較多分配量，但為實用上的目的，我們必須說：所有空氣多少具有這種旋轉。

在討論怎樣產生旋轉、旋率在大氣中的變化、以及旋率之重要性以前，首先要介紹旋渦線 (Vortex Lines) 的觀念。

四、旋 渦 線



第八圖

動態流體中的旋渦線是一種表示旋率方向的線條。在第三圖的例證中它們是貫穿運動方向的水平線，像AC即是。第六圖那樣更為複雜的情況，它們是環繞對流氣流的水平圈。圈的中間空氣向上穿過遠較外面為速（第八圖）。在第七圖的例證中它們是垂直線。

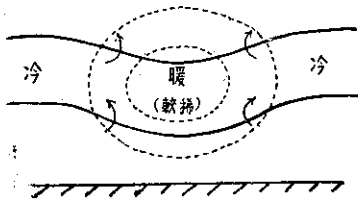
旋渦線也可以假想為力的強度線，以其密集之處較稀疏之處旋轉更強。在以下各節中我們將可見表明此種觀念的一些實例。

五、渦率之發生

大氣中的旋率有三個主要的來源，那就是：摩擦力、地心吸力、和地球的旋轉。

第三圖例證中，A層空氣所受到的壓力和B層相等，然而B層還受到地面摩擦力的影響，因此得到的速度比較小。此種情況，因地面摩擦力而產生旋率。另一由於摩擦力而產生旋率之實例為空氣在機翼上流動，緊靠機翼的空氣被拉向前，下面將再作詳細討論。

剛纔我們已經見到一種對流氣流中間，在它繞上升暖空氣的圈子裡含有旋率。由於地心吸力而產生一種運動使較輕流體移至較重流體之上。此種運動是在等壓線不與等密度線相重合時才會產生。本例中除暖空氣所在地區密度較低外，其餘密度大致均勻（第九圖）。另一方面講，等壓線都近似水平線，僅在暖空氣中略見下傾。當兩組線條相交的時候，所指示的方向就會有旋率形成。



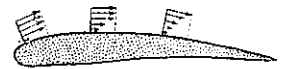
第九圖

旋率之因地心吸力而產生者並不需要像最後一例的水平向旋渦線。地心吸力只不過給了空氣重量而使大氣中產生壓力。我們都知道，拿大範圍來講，大氣中都有水平向氣壓梯度，由此而產生空氣水平向運動，即所謂「風」。界面處密度有重大改變，該處氣壓和密度間相互的紛擾作用最強，因此旋率也最大。在界面上從一邊到另一邊風速的變化常很大：暖空氣和冷空氣彼此交切，差不多可說是產生了一種旋渦層（Vortex Sheet）或旋率層（Sheet of Vorticity），等一下將會再討論到。

大氣中產生旋率的第三種原因就是地球的旋轉，剛纔已經提到過。大氣中所貯存的旋率大部由於它的緣故，並且用各種方式加以轉變。

六、黏性之傳導旋率

固體傳導熱是從高溫區傳熱至低溫區。一種完相全似的情況，黏性（Viscosity）（液體內部的摩擦力）把旋率從強烈的地區傳至微弱的地區。這種情況用機翼很好表明。第十圖表示飛機翼翅上遠近各點的氣流速度。機翼上氣流的速度為零，靠近機翼前緣之處只有一薄層空氣因摩擦力而致落後。但當空氣經過翼面，落後的空氣深度也跟着增加。不受影響的區域，並無旋率存在；可是在空氣落後的地方，也會像第三圖一樣產生旋率。這種旋率是由空氣內部的摩擦力（即稱黏性）而產生，隨後就把它自翼面向外傳導。



第十圖

另一重要實例，那就是黏性破壞了亂流。所有因亂流而產生的小渦流都有不同方向的旋轉運動，而黏性把它的旋率傳入相鄰的流體中，在那裡被其他渦流所發出的一些符號相反的旋率所抵消。正好像冰塊和熱炭相混，終至溫度均完全勻。亂流逐漸被破壞成更小更小的渦流（所經歷的機械作用我們將在下面說明），直到它們小得足以被黏性停住為止。事實上，黏性也在逐漸把較大的渦流轉緩，然而這種轉緩對於大渦流的重要性並不和它分為較小渦流部份相當。空氣中黏性的重要性只限於那些直徑不足一公分的渦流。

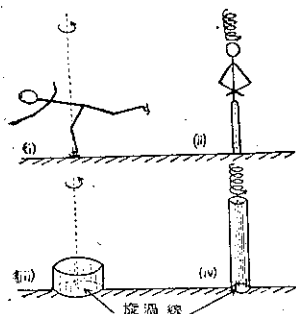
黏性為流體分子性質的後果。假定有兩層密接的流體而流速各異，分子不斷從這一層到另一層，因此有勻消速度差的趨勢。假定有一定容積的流體內中含有攪亂的渦流，這些渦流具有相似的後果而其範圍則遠較大。其間產生所謂渦流黏性（Eddy Viscosity），遠較分子黏性為大，但其作用則相類似攪亂的渦流在一般平常的氣流中吹經地面，把地面上產生的旋率傳至較高層次。這種渦流的本身也含有旋率，然而當我們想到渦流黏性的時候，不用管它複雜的旋率，只須想到它們對於一廣大範圍存在着的旋率所產生的影響。

七、旋渦線之伸張

除了旋率被黏性傳導，從流體的某一部份帶到另一部份的時候，或者由於地心吸力的影響才產生旋率的時機而外，通常旋渦線都被流體帶着走，假定我們能用墨水標示出旋渦線的話，那末墨水線始終保持為一條旋渦線，此一觀念對於以下將說明的過程很有用處。

大家都知道：如果把一塊石頭繫在繩子的一端，用手握住另一端旋轉，倘繩子縮短轉圈變小，那末旋轉率勢必加速。運用此項原理，溜冰員可以在開始時以一慢動作旋轉，讓腿和臂離開轉軸有相當距離，隨後收攏腿臂緊

靠轉軸，就可以高速旋轉（參閱第十一圖之 (i) (ii)）。



第十一圖

假定某一容量之流體，一方被拉長而密度不變，如此則另一方向勢必收縮。如果拉長的是旋渦線的方向，那末所有的分子將會更靠近旋渦線，而旋渦線本身則轉趨密集，表示旋率或旋轉之增加。此在第十一圖之 (iii) 和 (iv) 內加以表示，內中垂直線表示旋渦線。兩種情況之圓筒容積不變，因此角動量或旋轉動量也不變，但當分子靠近轉軸的時候，角速度却大為增加。

這種旋渦線伸張之後果可以用氣旋內氣流的輻合加以很好的說明。在一加深中的低氣壓，近地面處空氣向中心輻合，這樣中心處的空氣就勢必要同時上升（也就是下雨的原因）。我們剛纔已經見到空氣怎樣保持它的旋率，這種旋率在空氣輻合的時候增加，因為空氣柱向垂直方向伸張的緣故（就像第十一圖之 (iii) (iv)）。

這就是為什麼低氣壓走向空氣輻合之處，低氣壓的旋轉和地球相同，而旋率則較大。就此低氣壓按照這樣對地球來說的方向而旋轉。

在低氣壓中間如果要以觀測風來測定輻合量實在很困難，因為除了地面以外並沒有足夠的觀測資料，離地數百呎流入低氣壓內的氣流就可能相差得很遠。但從另一方面來說，從這一張天氣圖到下一張天氣圖，量它旋率的改變却要容易得多，據此即可對輻合加以估計。

研究天氣最要緊的是要知道垂直旋率究竟是什麼？因為差不多所有天氣都該由垂直運動來負責。我們對它並不能直接計量，目前最可靠的估計方法是計算旋率之改變，據此算得氣柱的垂直伸展量（Amount of Vertical Stretching of Air Columns.），此一原理靠計算機用於所有的近世預報方法上。

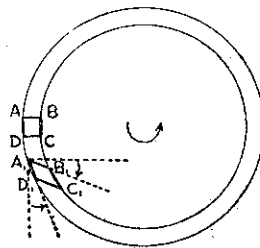
八、亂流之衰退

我們講到亂流，通常都把它當作一種包含大量旋風和渦流的運動，這些旋風和渦流形式不同大小不等，並且彼此相混，因此就不再把這種運動加以詳細劃分。有風的時候在野外焚紙所產生的煙，可以看到有這種運動。此種情況，亂流主要因為空氣流過地面而產生。原先生成的旋渦線屬於水平方向並且貫穿氣流，像第三圖中的 AC。經過渦流運動之後，這種旋渦線就會捲起來再在四周彎下。此種情形，原來很規則的旋率就會因摩擦力而產生混亂旋率。這種混亂旋率即稱「亂流」。旋渦線（或流體之任何標示線）開始時為直線，隨後轉變為非常彎曲，長度迅速伸展，遠較原先為長。此種旋渦線由此而擴張，旋率亦由此而增大。渦流能够破壞那些環繞它們的氣流，並且把它們轉變為更小渦流的混合。然而並不是以同樣方式產生一種相當數目的大渦流。假定亂流是一種混亂的渦流正如我們所想像，那末它一定具有一種性質：聚集的雲塊勢必彌散為更擴大但却更稀薄的雲。任何兩塊雲必被排斥，表示所有旋渦線由此而伸張，隨後渦流增強而直徑縮減。前面已經說過，這種小渦流被黏性所停住。

九、單獨之旋渦

旋渦屬於一種非常特殊的情況，所有旋率都集中在一條旋渦線上，其他地方都沒有。那是一種數學家的見解，實際上從未加以證實。流體環繞旋率線旋轉如同龍捲風內的漏斗雲一樣。其中有一點非常有趣，流體並不具有任何旋轉運動。第十二圖表示一種垂直於旋渦線的截面，這種圓形運動是拿截面切割旋渦線的一點作為中心。圖中表出 AB 兩分子如何通過圓圈。在單純旋渦內，速度使得小方塊 ABCD 移到 $A_1B_1C_1D_1$ 的位置。AB 至 A_1B_1 的旋轉和 AD 到 A_1D_1 的旋轉，大小相等而方向相反。AC 和 BD 兩線却絕不旋轉，因此 A_1C_1 與 B_1D_1 相正交。由此而使流體分子彎曲，但並不旋轉。

對於一條標示的流體分子線，我們只能考慮它移置一段短距離。明確地講，我們只可想像相距很近的各點。這樣就可以發現單純旋渦的速度和它距離旋渦線的遠近成反比。因此中心和它隣近的速度為理論上的無限大。我們在實際上可以體驗的是這種情況，中心處有一個小核心，以均勻的角速度旋轉，正像它是固體一樣。河旁所見由一橋堤或翼槳所構成的轉輪就和單純旋渦非常接近，除了中心處有大量旋率集中外，其餘部份幾乎無旋率可言。龍捲風、水龍捲、或塵捲風，甚至包括熱帶風暴在內，垂



第十二圖

直軸周圍之旋轉和單純旋渦相差得並不大，如果容量極小，中心處旋轉並非無限，但在一小型而容量有限的一種，那末中心處的旋率就很大。在時間的過程中，集合在中心一小容量的旋率向外傳播，因此在實際情況中，一種現象——像龍捲風漏斗雲不能把所有旋率集合在一條線上向下直貫中心，而是分佈在一較大的體積內。

當然，龍捲風漏斗雲最初並不是一種單純旋渦的形式產生。這種旋轉運動是在空氣向垂直方向伸展過程中形成。空氣在最初必須含有一部份旋率。這種旋率可自各種不同的途徑產生：例如風吹過樹林或建築物區域，摩擦力可能較鄰近開闊區為大，因而發生繞垂直軸的旋轉；也可能因為陣雨而產生下降氣流，除地面緩移的空氣外，從高空帶來了空氣；或在小型冷面處具有旋率。不論垂直軸周圍產生旋率的原因是什麼，對流使空氣在垂直方向擴張，水平向空氣則輻合，因此垂直軸周圍的旋率就像第十一圖所示。由於近中心處垂直伸張最大，因而該處旋率也最強。

這種猛烈的旋轉現象，中心處常出現一稀薄的核心，空氣屬向下運動，颱風之有「眼」，塵捲風中心之有一「空洞」，都是這種緣故。

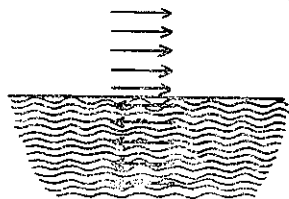
十、旋 渦 層

旋率除了集中在一條線上而外，也可以集合在一個面上。最簡單的情況就像兩股均勻的流體，它們內部並無任何旋率，中間却有一明顯的分界面（第十三圖）。書本上的冷面或暖面就很像這種情況。有時候向上穿過逆溫層的時候，當可發覺風速突變，該處就有一薄層很強的旋率，差不多形成了一旋渦層（Vortex Sheet）。

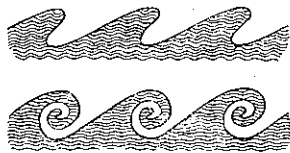
實際上，上面空氣的流動和下面水的流動通常也相差得很大，也可以產生一旋渦層，正如同一陣風吹過湖面一樣。

拿水面的情況來說，重力防止它被破壞，但如有一旋渦層兩邊並無密度差，於是兩股流體就會混合，此一旋渦層將被破壞成看來逐漸像一連串分開的旋渦（第十四圖）。旋渦層的那些旋渦線都在它內部。假定這一層捲成許多分離的旋渦，旋渦線就密集到那些螺旋的中間，旋率即在該處集合。

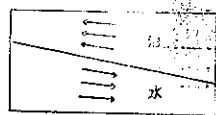
假定密度不同的交界面呈傾斜狀態，那末重力有把它拉平的趨勢。於是運動的結果產生了一旋渦層。例如有一箱油和水，中間有一交界面，此兩種流體流動方向如第十五圖內的箭頭所示，速度不連續在密度不連續面上。這種情況也可以在伴有明顯逆溫層之氣流過山的時候出現，此逆溫層因受山的影響形成波系，於是使逆溫層傾斜，逆溫層上下的空氣產生滑上滑下運動。假定此一旋渦層破碎為分開的旋渦，結果就會發生飛行員稱做「亂流」的一薄層。此兩流體本身的內部由於密度不變而並無旋率，足見所有旋率都產生在密度不連續之處。



第十三圖



第十四圖



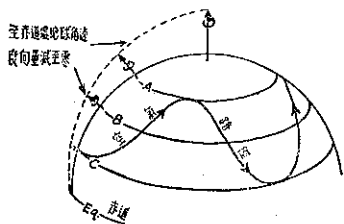
第十五圖

十一、大 氣 之 波

最後我們要拿兩個實例來表明這種旋率的觀念怎樣有助於瞭解大氣中的現象，那就是說明兩種波——長波和山嶽波的機械作用。

（一）長波

因為大氣在地球外面只是一層很薄的「殼」，由於地球轉動而產生的空氣運動，能維持足夠大的距離而產生任何顯著影響的都屬於水平向運動。那就是說地球旋轉分力對於我們氣象學比較重要的是一種近乎垂直的分力。這種分力在兩極處最大，在赤道處則為零。它的結果使得：某一空氣質量倘以一向極之分速運行，當不變其絕對旋率；但因地面之旋轉，相對旋率勢將改變。這種改變如以相對旋率計量的對象來說是在增加中。對於地球旋轉的空間來說，空氣具有一種和地球在空中自轉相對立的相對旋轉，這種相對旋渦使空氣轉回而流向赤道。因此而有一緯度它的相對旋率為零，地球旋轉和空



- A：反氣旋形相對旋率最大之緯度
- B：相對旋率為零之緯度
- C：氣旋形相對旋率最大之緯度

第十六圖

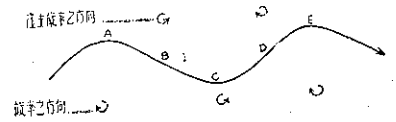
氣旋轉的垂直分力則相等。假定空氣在離極的旅途中經過此一緯度，空氣的相對旋轉將要開始超過地球的絕對旋轉，因此對於地球來說，空氣將逐漸轉回到向極運行。此種情況之下，空氣勢必要在相對旋率為零的緯度上來回激盪。

這種方式產生的波，它的波長大致在二千哩左右。研究槽脊相距大於或小於由觀測所得之風而算出的波長，即可推斷槽脊是否將更靠近或更遠離。此種見解，也就是說假設空氣的絕對旋率不變，而相對旋率則視緯度而改變即可算出空氣的路徑，對於數值預報法極富價值。

(二) 山嶽波

高空氣流線的形態常和它下面的地面氣流線有很多相似之處，因為大氣有它垂直浪動 (Vertical Oscillations) 的自然週期，再者山嶽也可以造成一種大氣波，它和鄰近山所形成的波有時屬同位相有時則不然。某種情況下彼此相加，另一種情況則又彼此相減。再者風向風速稍有改變也可以從某種自然週期的情況改變為另一種，由此而也許破壞了大氣波，或者構成更大的波。氣流中具有穩定波的自然週期經常可見，它的機構作用如下：

波峯 A 和它隨後的節點 B 之間有傾斜面存在，於是就像第十五圖的情形，由於空氣穩定成層，因此重力作用產生了旋率，使具有一種像第十七圖所示的旋轉。這種旋轉的結果：當空氣到達 C 時雖屬水平面姿態，但慣性使它繼續旋轉，因此到達 D 的時候屬反向傾斜。在 C 和 E 之間構成一種順鐘向旋率，至第二波峯 E 處再呈水平狀態。照這樣的程序重複不止，而波長則由風速和產生浪動的靜態穩定性來決定。在實際氣流中要計算波長並不簡單，但我們可以指出一股氣流是否具有產生穩定浪動 (Stationary Oscillations) 的能力。由於地心吸力而產生的旋率是區分大氣波和密度均勻之液體波的一種特性。這些波在天空也常看到，那是因為波峯產生雲狀雲的緣故，它的波長常在一至十公里之間。



第十七圖

十二、旋率為大氣運動之原素

大氣中所有重要的運動都含有旋率，實例多得勝不勝枚舉。亂流是一種旋渦線彼此打結的運動，假定我們自一很遠的地方來看大氣，低氣壓和其他巨大的天氣系統看來也都像旋渦，挾帶地面空氣的旋渦線伸至高空重新再拋出。小旋渦產生一種旋渦黏性，傳導較大範圍運動的旋率，使整個大氣中均勻一致。大氣和地面間的摩擦力使大氣隨下面的地球旋轉，在一處產生旋率而又在另一處再破壞它（或以相反的意義產生）。

對於大氣動力的所有研究無論深淺都要涉及旋率，事實上旋率和大氣動力學的關係較諸和數學的關係更為密切。透視旋率生成和傳導的過程對於瞭解大氣極有助益，並且還常常可以把數學家所得到的結果使得非數學家很容易理解。（完）

原文題目：Vorticity.

原文刊載：“WEATHER” MAR. 1957

補 正

本學報四卷一期刊載「渦率觀念及其在天氣學上之推廣應用」一文作者嚴夢輝先生來函：「查該文15頁關於 (2.18) 式之推導，因原稿於謄抄時疏忽遺漏，易使讀者混淆不解，茲特補正如下：

將 (2.14) 式對 y 微分，(2.15) 式對 x 微分，然後由 (2.14) 式減去 (2.15) 式，得

$$\dot{q} = \frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + \omega \frac{\partial q}{\partial z} = -D(f+q) - (u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y}) - (\frac{\partial v}{\partial z}) \frac{\partial \omega}{\partial x} + (\frac{\partial u}{\partial z}) \frac{\partial \omega}{\partial y}$$

因

$$(2.16) \quad \dot{f} = u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y}$$

上式之 $f = 2\Omega \sin \varphi$ ，而 $\partial \varphi / \partial t = \partial \varphi / \partial z = 0$ ，因相對渦率的分向量為

$$(2.17) \quad q_x = \frac{\partial \omega}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}, \quad q_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial \omega}{\partial x}, \quad q_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y},$$

而 $Q = q + f$ ，及 $\dot{Q} = \dot{q} + \dot{f}$

將 (2.16) 及 (2.17) 二式中之關係代入 (2.14) 與 (2.15) 二式微分後之差式中，得

$$(2.18) \quad \frac{\partial Q}{\partial t} + u \frac{\partial Q}{\partial x} + v \frac{\partial Q}{\partial y} + \omega \frac{\partial Q}{\partial z} = -DQ + q_x \frac{\partial \omega}{\partial x} + q_y \frac{\partial \omega}{\partial y}$$

颱風進路的預報

西村傳三著 周明德譯

前言

秋期侵襲日本的颱風比夏期的還強烈。秋期移動性高氣壓的移動狀態很明顯，因此高氣壓與颱風進路之關係，若利用天氣圖來分析說明就簡單明瞭。著者自民國廿一年四月起至卅五年十二月返日止，這十五年間，都在臺灣擔任颱風的預報工作。當時預報颱風的要點是①颱風中心位置②中心氣壓③進行的方向速度。著者在臺服務期中，對於颱風預報最感困難的是判斷在海上的颱風中心位置及其中心氣壓。因為當時臺灣的東南方海面毫無觀測資料可供判斷。因此只有用經驗及推測來繪天氣圖而預報颱風的動態。到第二次世界大戰以後方有飛機到颱風的中心觀測。其中最感困難的颱風中心位置及其中心氣壓的預報，已經由預報業務上得到解決。但是第三點「進行的方向速度」的預報，至今仍為預報業務最重要而且最感困難的問題。本篇為了解秋期的颱風進路預報，故整理日本昭和年代（即一九二六至一九五六年）中卅一年之九月及十月侵襲日本的颱風，以天氣圖及飛機報告來分析各進路的特性。

一、颱風進路與移動性高氣壓的關係

夏期颱風普通都是環繞太平洋高氣壓的邊緣而移動，因此預報員應盡量注意太平洋高氣壓的動態。但是到秋期在日本附近的颱風却受了移動性高氣壓的影響。當中有一個是在日本海向東方移動的高氣壓，另一在鄂霍次克海向北海道、日本海及本洲伸展的高氣壓。此高氣壓以後向北海道東方海面移動而去。移動性高氣壓的前部是氣壓增高的區域，後部是氣壓降低及「風的運動量」發散的區域。因此颱風接近移動性高氣壓旁邊的時候，則颱風就向高氣壓的發散區域移動。在秋期分析移動性高氣壓和颱風的相對運動就能完成颱風進路的預報。

二、颱風與溫帶性低氣壓的相互運動

當兩個溫帶性低氣壓相接近的時候，有氣象學專家岡田武松（氣象學報第二卷第四期曾有介紹）的經驗法則可用。但是現在如有颱風在日本南方海面向北進行，另一溫帶性低氣壓在東北向東移動，而逐漸和颱風接近的時候，則強烈的颱風並不減弱其威力，但由東北進來的溫帶性低氣壓反而漸漸衰弱或消滅。這個時候，溫帶性低氣壓的前部，就是氣壓降低及風的發散區域，能影響颱風前部的氣壓降低，因此颱風很容易向北或東北進行。

三、兩個颱風間的相互運動

當兩個颱風同時在太平洋上，譬如有一個颱風產生經過呂宋島進入南海而繼續向西進行。又有一個颱風產生在其後面（即呂宋島東方海面）的時候，普通就不再向西進行，而改變另一種方向，向西北或向北而侵襲中緯度地帶。像此種實例甚多，其理由是第一個颱風的後面係氣壓增高的區域，因此第二個颱風就不能向那氣壓高的區域進行。

四、颱風移動的理論

①高空氣流學說一是說明颱風移動的原因受五千公尺高空的氣流影響，稱為「氣流學說」。

②收斂發散學說一是說明颱風的進行是因為需要空氣的「新陳代謝」，則這種學說稱為收斂發散學說。詳記於氣象專家岡田武松所著「氣象學」中。向北進行的颱風，時常用高空氣流學說很難解述。然而用著者的「收斂發散的數值理論」（在移動系統的氣壓場的流體力學運動方程式與颱風的移動理論，日本「氣象」第六卷第三號，氣象協會發行）就可以說明。因此，本篇主要以著者的學說來分析。

五、進路的分類

自一九二六年至一九五六年中，卅一年間秋期颱風進路可以分爲 V. U. W. L. S. 五種類。如表一。

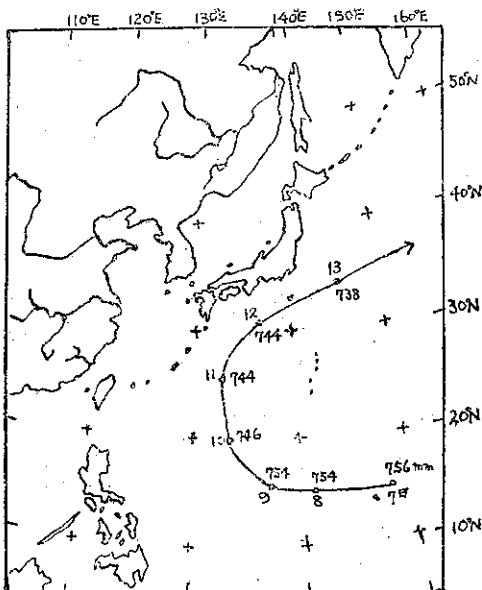
表一：各進路類別

種類	回數	比率
V型	24	34.3%
U型	17	24.3%
W型	14	20.0%
L型	7	10.0%
S型	8	11.4%

六、V 型

颱風的進路時常是形成拋物線狀，其轉向點僅僅有一點像V字的形狀進路。預測此種型式有三個要點，第一是在九州、四國登陸進入日本海；第二是向本洲的太平洋沿海吹過或在關東地區（即東京附近）登陸；第三是由琉球海面向東北東進行，通過八丈島（國際地名號碼是 678）海面後，繼續向東北。轉向後的颱風進路有此三種，如果能明瞭高氣壓及溫帶性低氣壓的動態時，預測此三種進路就不會發生困難。V型颱風轉向點如果在琉球海面的

石垣島（918）時，很可能在九州、四國一帶登陸。而且在九州、四國一帶登陸的颱風最強烈而災害最慘重。譬如一九三四年九月有一個世界上最有名的「室戶颱風」就是此種型式。中心最低氣壓只有680mm（906.9mb），在四國東南端的室戶測候所（899）的最低氣壓爲684mm（911.9mb），大阪測候所（772）的最大平均風速爲東南風48.4m/s。災情統計死者有2,702名，傷者有14,994名，行踪不明者有334名，其他船舶、橋樑、農林等損失總值約美金三億多。結果此颱風橫過了本洲進入日本海以後，恰好就受到山脈的影響能夠迅速減弱其威力。秋期所發生的颱風，在臺灣、琉球海面其進路為何由西北轉爲東北的原因，主要是受了大陸的高氣壓伸展。因此，颱風的進行方向，在西北方面有收斂作用，阻止颱風的進路而轉向東北方面。預測此型式颱風必須注意轉向後的速度。轉向後比轉向前的速度快達兩三倍。圖一是一九五四年九月在九州南端登陸進入日本海的V型颱風的一例。北海道的函館港（430）有一隻北海道與本洲的連絡船「洞爺丸」因受颱風的侵襲而沉沒，發生世界航海史上最慘事件之一。此颱風九月十八日在馬麗安納群島發生後向西進行，



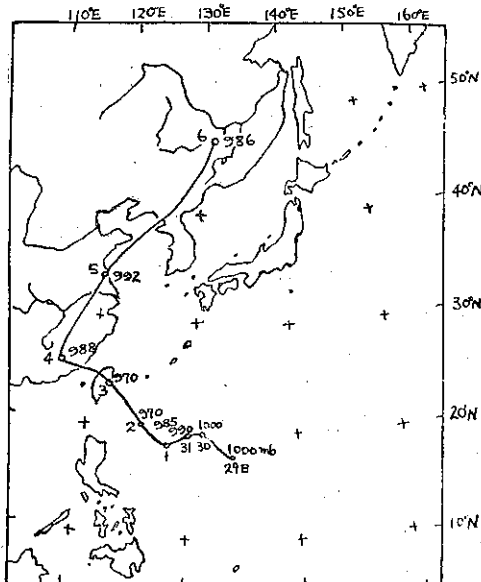
點。圖二是U型進路之例。此颱風一九三九年十月七日在馬麗安納海面發生，首先向西進行，九日於北緯十五度東經一三六度時，轉向西北進行。當十日到達北緯二十度東經一三三度，因該颱風的前面另有一個颱風進入臺灣恒春附近，繼續向華南沿海吹去，故此颱風不再向西方進行而轉向北方進入琉球海面。正在向琉球海面進行時，本洲中部有一個移動性高氣壓向東移動，致使此颱風逕向移動性高氣壓的後面進行，而進入本洲東南方海面的發散區域。

八、W型

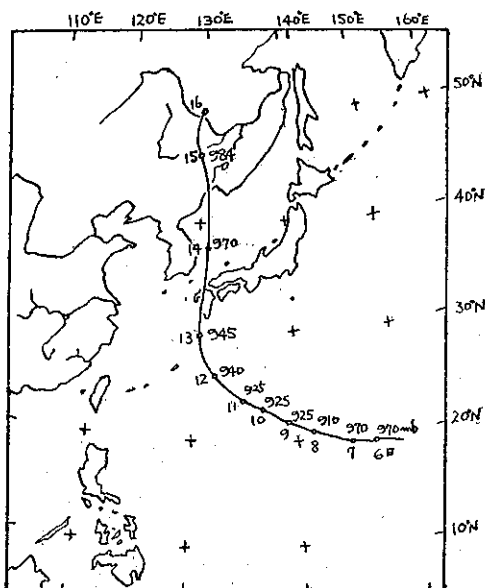
著者一九三二年四月奉命出任臺灣氣象台長時，岡田中央氣象局長曾指示著者關於預測臺灣區域颱風的要領，由琉球海面向西進入臺灣北部的颱風，應嚴加戒備，因其損害威力甚強。（日人稱為「西進颱風」，本省謠諑稱為「西北颱」，在氣象所發行的氣象簡訊第廿四期，曾由譯者介紹刊載）。出任不及半載，八月下旬就遭逢此W型颱風（圖三）。通常颱風是在琉球海面轉向東北方侵襲日本，但此颱風因受太平洋高氣壓特別強烈的影響而向日本海、東海伸展。不但不轉向東北方，反而侵襲了臺灣北部繼續向大陸進行。此颱風八月廿四日進入臺灣北部海面時彭佳嶼燈塔（當時尚未設有測候所）曾觀測颱風眼。其觀測報告如次：「廿三日十四時（地方時間）風速逐漸增強。廿四日零時氣壓744.5mm，風速 29.3m/s天氣變惡劣。七時風速 40.8m/s。以後風速表竟被吹毀，無法觀測風速。十四時氣壓 717.2mm，風速逐漸減弱。十五時無風，天空很清明，很多昆虫飛來掩天。十七時十分急激地暴雨再來襲。廿時的最大風速推測為 60m/s，鐵骨打的旗竿拗拆了，燈塔所有的厚玻璃打得粉碎四散，而且吹動了一塊約四十公斤的石塊有四公尺之距離。最低氣壓是十八時的714.4mm」。著者光復以前在臺北工作時，因臺灣東南方海面毫無觀測資料，沒法決定颱風正確位置，因此當時只有注意移動性高氣壓的動態來決定位置及進行方向。至今已發展到依據飛機、雷達、船舶等的觀測資料來測定正確位置，上述在琉球東南方海面發生的颱風，受了前面另一個由呂宋島進入南海的颱風影響不能再向西進行，而轉向西北方進行。但是因為廿日至九月一日兩日間，日本海的高氣壓勢力加強，此颱風又無法繼續向西北進行。暫時折向西南進行。一日，日本海的氣壓開始降低，三日，該颱風就由臺灣東部登陸橫過臺灣山脈進入閩省，以後由閩省轉東北方經上海、北韓，而進入黑龍江中游。

九、L型

圖四是L型進路的一例。此颱風一九五四年九月六日在關島北北東方海面發生，向西北西進行。迨進入琉球海面時，方向由西北轉為正北。如果用普通的高空偏西風的理論來分析時，此颱風應在九州南方海面轉向東北方進行。但是事實上此颱風在九州南方海面時，毫不改變方向，繼續向北橫過九州進入日本海，再由海參威登陸進入黑龍江中游。首先察看十一日的地面圖，有日本的移動性高氣壓及東北的低氣壓兩個，都是向東北東方移動。因此韓國及日本海的氣壓逐漸降低，變為發散區域。有誘導此颱風逐漸向北移動的趨勢。



圖三：W型進路 1956年8月至9月（9時地方時位置）



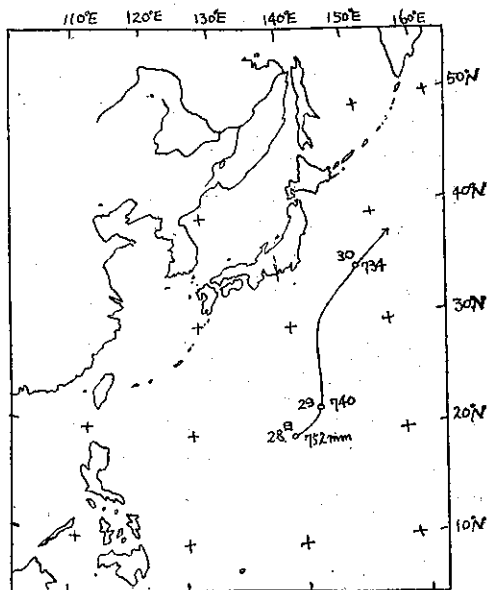
圖四：L型進路 1954年9月（9時地方時位置）

十、S 型

普通颱風發生，首先往往是向西或西北西進行。但是此種S型進路之颱風，剛發生於北緯廿度以南海面時即向東北方進行。秋末（九月下旬至十月）及冬初因為大陸高氣壓增強而形成此S型之特殊進路。圖五是此S型進路的一例。一九三五年九月廿八日在硫磺島西南方海面發生的，此颱風受到大陸高氣壓影響向東北方進行。廿九日六時因為日本海有兩個低氣壓，因此颱風就改變方向向北方進行通過硫磺島海面。廿九日十八時低氣壓移到北海道東南方海面，高氣壓向日本海伸展。因此颱風無法繼續向北方進行又改為東北方進行。當十一月及十二月大陸高氣壓伸展到臺灣或呂宋島時，颱風就向東北方進行。但是在日本如有低氣壓的時候颱風多向北方進行。

十一、著者略歷

理學博士西村傳三，一九二二年畢業東京大學理學院之後，擔任日本中央氣象台雨量及統計科主任。一九三二年至一九四五年任日治臺灣總督府氣象台台長兼臺灣測候技術官養成所所長。至光復後仍留在臺北整理氣象所業務。在一九四六年十二月中歸返日本。西村博士歸返日本的時候我國政府曾贈金牌乙個以酬謝十五年間在臺灣對於氣象的貢獻。返日本後，任舞鶴海洋氣象台台長。一九四九年辭去氣象職務。現任關東學院大學教授，日本氣象學會理事兼早稻田、法政兩大學講師。（完）



圖五：S型進路 1935年9月（6時地方時位置）

（上接第33頁）

飛機被批准起飛離地之後，該次飛行之飛行計劃以及航線天氣預報報告至管制中心，該中心之氣象工作人員立即將該批飛行中之機種、架數、航行高度、以及沿線天氣概況，登記於特製之工作卡中，排列於其工作台正前方，開始守視，其後較新之天氣報告（包括逐時及特別觀測報告）傳到，對於航行中之所有飛機依次逐一檢查其天氣狀況之適合與否，設若沿線天氣業已劣化到達危害安全之程度，立刻報告該中心之管制人員，採取行動，或令航行中之飛機返回原基地降落；或令其改航至其他天氣良好之基地降落，藉以脫離危險避免災害。在此制度下氣象人員之守視責任，必須等待所有航行中之飛機，確已完全平安降落後方能解除。

五、尾 語

綜上所述，吾人知道今後航空氣象之可能改進，雖有以上：觀測力求實際、傳遞力求迅速、保障航行安全三大原則，揆其目的祇有一個，此即發揮航空氣象之服務效能，求取一切需用氣象人員之便利與滿意。推而言之，其他各類氣象勤務，似亦可以此做為改進之依歸。處於氣象從業人員至今仍被忽視之我國，為爭取氣象人員在社會上應得之地位，我全體氣象同仁倘能從此主動爭取服務時機，加強服務深度，發揮服務效能，則氣象界燦爛之光明前途，實指日可待矣。（完）

氣象學報徵稿簡則

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

北美區極地反氣旋移動之客觀預報

H. B. Visscher 著
陳 良 曜 譯

一、引言

對於北美區極地反氣旋之客觀預報問題，過去甚少有人研究。

喬治氏 (J. J. George) 於 1949 年發現若干 700mb 層上之顯著等溫線類型與等高線類型可用以預報極地高壓之移動。彼綜合由主觀地估定之類型與客觀地測定之參數以預測高壓之移動，移動向速之數值固未獲得，但可決定高壓移動之一般性質。

別革氏 (Biggers) 於 1953 年對此問題提出一種客觀研究報告。該法係將 850mb 圖分為若干類以預測高壓行向，而以 700mb 之風以預測移動速度。

本文所述之方法，乃為對高壓中心試作 30 小時之客觀預報。此項客觀預報可分為二部份，即 30 小時之移動方向與 30 小時之移動距離。

本文所用資料時期，自 1950 年 11 月至 1951 年 2 月及 1951 年 11 月至 1952 年 3 月。自此資料中選出在 500mb 西北氣流下之極地高壓（參閱下節），分析而成本文所述之法則。

二、反氣旋之分類

作者發現，根據高壓中心上空之大氣波形態，而將反氣旋分為若干類，甚為有用。本文所論之反氣旋乃為其中心居 500mb 西北氣流之下者。在北美區之反氣旋約有百分之七十五屬於此類。

一般人所熟悉之北美大盆地高壓，顯然與極地反氣旋不同，故本文所論不包括大盆地高壓。

如地面高壓中心在 850mb 封閉等高線之下，且高壓中心上空 850mb 之溫度在 5°C 以上，則此高壓為熱性高壓而非極地高壓。

因之本文所述之方法乃應用於所有中心在 500mb 西北氣流之下之北美極地高壓，但不包括大盆地高壓。

三、發現之事實

在高空圖中有二種現象似對極地反氣旋之移動有顯著之影響，即「導引」(Steering) 與 850mb 之冷平流。

哈力遜氏 (Harrison) 於 1947 年，朗萊氏 (Longley) 於 1949 年發現北美大陸反氣旋之受 700mb 導引者分別為 60% 及 77%。1949 年喬治氏指出由當時之等高線（而非預測之等高線），常能獲得適當之移動預測。彼更指出由 700mb 等高線分析可分別有導引作用與無導引作用之情形。

考察任何冬季之反氣旋行徑與同時之 500mb 圖，可知大多數之極地反氣旋之行徑乃與上空 500mb 等高線平行。即使不預計等高線形式之改變，將高壓中心沿其上 500mb 等高線向下流移動，亦可得高壓之大概行徑。如能準確地預測高空之改變，則上述高壓之大概行徑當更正確。不過在甚多情形下，如不計高空圖之改變，僅憑當時之 500mb 圖而預測高壓之行徑，常有甚大之誤差，即使預測之高空圖甚為準確亦然。

對極地高壓移動有顯著影響之第二現象為 850mb 圖上之相似冷平流區。(Apparent Cold Advection) (即等高線與等溫線相交且自較冷區吹向較暖區之地區——譯者註) 甚多極地高壓移向 850mb 之冷平流中心，且此項移向冷平流中心之方向常與 500mb 導引方向相同。如在甚多情形下，當向冷平流中心之方向與 500mb 導引方向不同時，則 500mb 導引方向正在改變中，使其未來之導引方向與向現在 850mb 之冷平流中心行向更趨一致。

850mb 冷平流區有一有趣之特點，即可憑以預測地面高壓之分裂。差不多沒有例外地，地面高壓分裂前，850mb 冷平流區必先分裂。在十三個實例中，對此一規則之惟一例外為地面高壓分裂前，冷平流區成非常伸長之形式。

與 850mb 冷平流區分裂發生之同時，500mb 槽常取下述二種形態：

1. 走向成 NE-SW 而非 N-S
2. 在槽內形成封閉低壓。

不過地面高壓分裂前，500mb 圖上並不一定有上述 1 或 2 項之情形。850mb 冷平流區之分裂乃為唯一可靠之預報準繩。

當一強大之地面高壓分裂時，位於東方高壓中心南方之地面低壓常走向二高壓之間，在十三個實例中僅有一個低壓，其行徑係在二新高壓中心之東南方。

圖 1 (a) 及圖 1 (b) 示明由 850mb 冷平流區之分裂而預測地面強大高壓之分裂。

朗萊氏 (1947) 指出 700mb 之導引距離 (Steering Distance) 與反氣旋之行速間有一定之關係，雖然此項關係不甚明顯，別革氏 (1953) 發現 700mb 之風可用以預報反氣旋之行速。顯然地，高空氣流之速度，如另以其他適當因子加以修正，則可用以預報高壓中心之速度。

四、高壓之速度

⊖ 500mb 速度指數 (Speed Index)

測定高空風之方法甚多。實測之風有一優點，即無須假定當時之地轉情況 (Geostrophic Conditions)。然如僅憑一地之報告，則可因該地觀測錯誤而無代表性或因風之雜亂變動常可使預報錯誤；甚或在必需地點竟無報告。因此等理由，故據 500mb 等高線梯度以測定 500mb 速度指數，作為預報之基本工具，而另以其他適當因子加以修正。

測定 500mb 速度指數後，再考查高壓中心之移速與此項指數之關係。比較而言，多數高壓之移速乃與 500mb 速度指數相若，少數則移動較快，但大多數與此「正常」指數值有顯著差異者乃為移速慢於正常指數值者。其他之速度參數均按 500mb 指數之正常速度而計得。

⊖ 與槽線之接近程度 (Closeness to the Trough)

喬治氏 (1949) 指出：地面高壓中心之移速與其與高空槽之相對位置有密切關係。平均而言，接近槽或在槽下之高壓速較在其他位置者移動緩慢。檢查本研究所用之資料，證實此項結論。接近一顯著 500mb 槽之高壓，其移速較正常緩慢。然尚須考慮二項修正因子：

1. 如槽西 500mb 等高線幅度小時，此項影響不顯。
2. 接近槽線之減速影響，尚須參照 500mb 速度指數而決定。例如一遠離 500mb 槽之高壓，但其 500mb 速度指數極大，則可能在 30 小時內受到槽之影響；反之另一高壓，雖接近槽線，但速度指數小，可能並無減速影響。

⊖ 等高線與等溫線幅度

按各高度各種等高線與等溫線幅度而繪出之圖表，可由之看出正常速度高壓與非正常速度高壓之顯著區別。

此項圖表，為此一複雜之關係提供經驗上之明證。如 850mb 之等溫線幅度大於 500mb 等高線幅度，且 500mb 等高線幅度亦大，則此高壓移速小於正常值。

圖 2 說明此項關係。第一例為 1951 年 2 月 1 日美國東部時間 1000 時圖，850mb 等溫線幅度為 38°lat ，500mb 等高線幅度 16°lat ，此高壓移動緩慢；因二者之幅度差大，同時 500mb 等高線幅度亦大；至於其他二例，移速正常；其一幅度差大，而 500mb 等高線幅度小，而另一例 500mb 等高線幅度固大，而幅度差則幾近於零。

⊖ 在移動方向之地面氣壓梯度

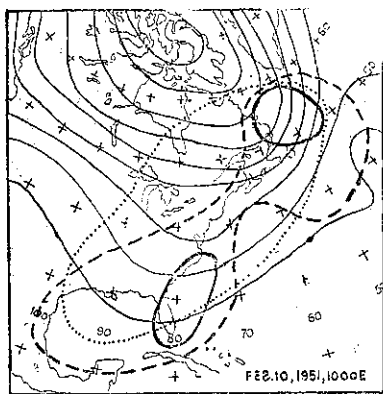


圖 1 (a)：地面反氣旋隨 850mb 冷平流區之分裂而分裂。

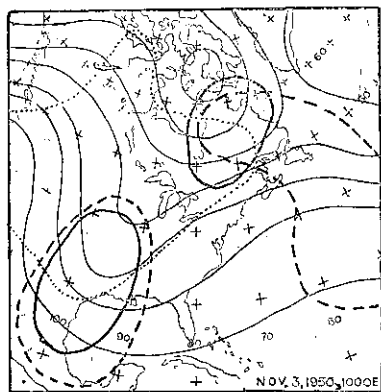


圖 1 (b)：地面反氣旋隨 850mb 冷平流區之分裂而分裂。

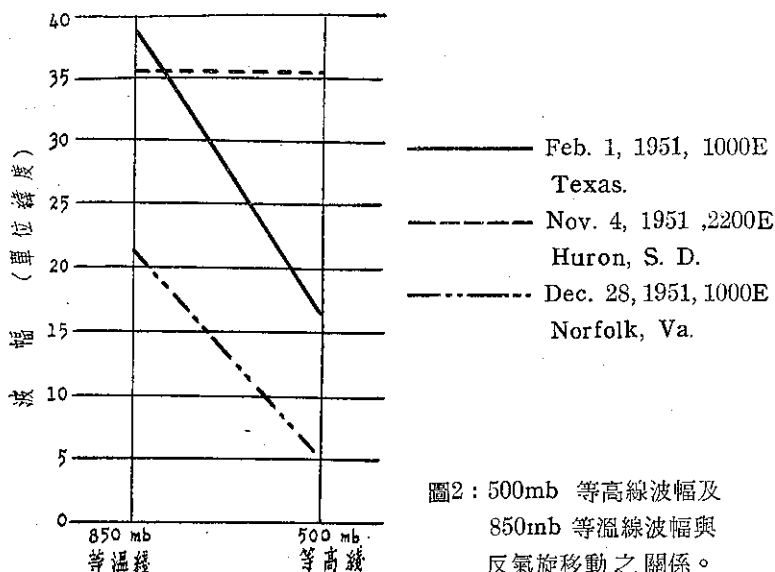


圖2：500mb 等高線波幅及
850mb 等溫線波幅與
反氣旋移動之關係。

勢。為確定此項方向，須先求得冷平流區之中心。

⊖ 850mb 冷平流區內之氣流方向 在決定高壓之未來移動方向時，850mb冷平流區內之氣流方向亦須加以考慮。例如，當冷平流區居高壓之東，而冷平流區內之氣流係來自北方，則此高壓趨於移向東南。當冷平流區接近高壓時，此項因子尤屬重要。

冷平流區內之氣流方向常有頗大之變化。故必須確定一種方法以平均其方向，使此平均方向代表該冷平流區之氣流方向。

⊖ 500mb 導流 以 500mb等高線導流有若干不同之界說。最有用之界說似為「瞬時風程導流」(Instantaneous Channel Steering) 即沿高壓中心上空當時之(非預報之) 500mb 等高線至一點，自高壓中心至此點之直線距離使等於 30 小時預報距離。自高壓中心至此點之方向即為導流方向。

將 850mb 方向參數與 500mb 導流方向綜合而成一圖。在大多數地區此圖乃指出此二方向之平均方向。由本文所用資料可知，在 850mb 綜合參數與 500mb 導流方向之間，高壓之行向更接近 850mb 綜合參數。

六、預 報 方 法

在第三節中僅一般地敘述本研究中所用之參數。本節則說明此諸參數之計量，以及綜合諸參數，成為客觀預報工具之方法。

⊖ 500mb 速度指數 高壓上空 500mb 等高線梯度之強弱與高壓中心移速之關係曾加研究。在試用過之若干方法中，最滿意者似為計量垂直於氣流之梯度，並包括波形之廣大截面。參閱圖3。

自地面高壓中心作二軸線，向高壓及低壓方向各延伸 1000 哩，並使穿過最大梯度區。圖3示明此項量法。然後求得高壓中心與二軸線端點間之氣壓差。在圖3中，此二軸線之端點，一在東北象限，另一在西南象限。

此二高度差值再按表1修正由於緯度之變化，使其與穿過1000哩之地轉風成比例。

按修正後之高度差值，查圖7，乃得「500mb 速度指數」，讀至最近之整數，其單位為每30小時之百哩數。如：

如假定由若干參數可衡量大氣推動極地高壓之力量，則相似地可假定在移動方向之氣壓梯度或為高壓移動之阻力。

因客觀預報方法應儘可能避免使用本身必須預報之參數，故選用高壓中心上空之當地瞬時500mb導流方向，藉以衡量自高壓中心向導流方向之氣壓梯度，而其距離等於該高壓之500mb 速度指數乘以100哩。由此量得之氣壓梯度能看出高壓移速之大小，梯度弱則速度大，梯度強則移速小。

五、移動之方向

⊖ 向 500mb 冷平流區 前文已指出高壓有移向850mb冷平流區之趨

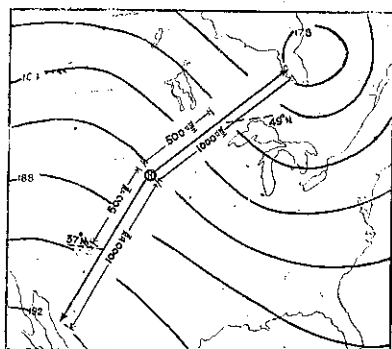


圖3：西南向高度差(Δh SW)與東北向高度差(Δh NE)之計量，繪東北與西南二軸，使穿越最大梯度區。圖中H為地面高壓中心。查表1得 $37^\circ N$ 之訂正因數為 0.71，在 $49^\circ N$ 之訂正因數為 0.56
 Δh SW = $(192 - 186) \times 0.71 = 4.3$
 Δh NE = $(186 - 178) \times 0.56 = 4.5$

表1 高度值之緯度訂正

緯度	因數	緯度	因數	緯度	因數
65	0.47	50	0.55	35	0.74
64	0.47	49	0.56	34	0.76
63	0.48	48	0.57	33	0.78
62	0.48	47	0.58	32	0.80
61	0.49	46	0.60	31	0.82
60	0.49	45	0.61	30	0.85
59	0.50	44	0.62	29	0.87
58	0.50	43	0.63	28	0.90
57	0.51	42	0.65	27	0.93
56	0.52	41	0.66	26	0.96
55	0.52	40	0.67	25	1.00
54	0.53	39	0.68	24	1.04
53	0.53	38	0.70	23	1.09
52	0.54	37	0.71	22	1.14
51	0.54	36	0.73	21	1.19
				20	1.24

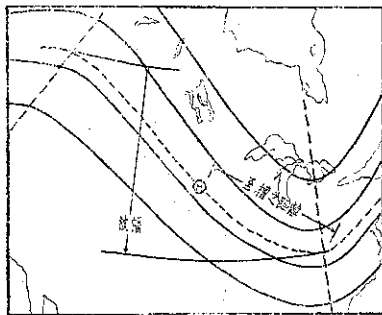


圖4：波幅之量法及高壓中心至下流槽線距離之量法。穿過地面高壓中心等高線之幅度乃為其自東方槽線至西方脊線之緯度差。

沿穿過地面高壓中心之500mb等高線向下流以至與槽線相交。自高壓中心至此交點之距離，即為高壓中心距槽線之距離。以百哩為單位。

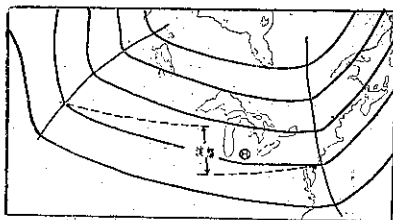


圖5，在槽線上流有氣旋形槽線時之波幅量法。在地面高壓中心之下流500mb有一槽。在其上流另有一槽。在此情形下，波幅乃為自一槽量至另一槽。

心，則氣壓梯度以量至此低壓區為度。

根據距槽之距離與氣壓梯度二因子，作成圖9。自圖讀至最近之整數即得阻力因數。

⑤最後之預測速度 將波幅因數與阻力因數相加得一和，據此和數及500mb速度指數作成圖10。查

$\Delta h_{sw}=4.3$ $\Delta h_{NE}=4.5$ 查圖7得500mb速度指數=5；即30小時移動500哩。

③波幅因數 (The Amplitude Factor) 500mb等高線波幅與850mb等溫線波幅用同度量計。故下述方法可應用於等高線與等溫線二者。憑以量度之等值線（等高線或等溫線，以下仿此）乃為穿過高壓中心之等值線，然後循等值線向下流以達槽線。所謂槽線乃為等值線最南端之一點；讀出此點之緯度。同樣地循等值線向上流以達脊線，或等值線之最北端，讀出此點之緯度。此二點之緯度差即為波幅，單位為緯度數。圖4說明此項量法。

有一偶見之情形，量法與上述者不同。如自地面高壓中心循等高線向上流行，在未達脊線前遇一有氣旋形彎曲之槽線，則波幅僅量至此點。如此槽清晰地反映於850mb等溫線，則850mb等溫線幅度亦量至此槽為度。圖5示此類波形之量法。在500mb此項槽之稍東，12小時後常有一脊生成。故此種方法難由經驗而定，亦有其應用之理由。

由上法量得500mb等高線波幅與850mb等溫線波幅後，自850mb等溫線幅度減去500mb等高線幅度得一幅度差。圖8藉一組曲線示明此項幅度差與500mb等高線幅度之相互關係。按幅度差與500mb幅度由此圖讀得一數值，讀至最近之整數值。此數謂之波幅因數。

④由於與槽之接近而生的阻力因數 (Resistance Factor) 若干地面高壓接近500mb槽時，速度似減小。欲衡量此項影響，必先確定若按高壓之正常速度計，該高壓是否將移入槽線附近。

自地面高壓中心至下流500mb槽之距離以100哩為單位，其量法如圖4所示。自此距離減去500mb速度指數，所得差數如為正數，則表示高壓當不致受接近槽之影響。如差數為負，則高壓可能減速。

查考紀錄可知僅當500mb等高線具有中等幅度時，始有減速之影響。在大波幅與小波幅時，均無減速現象。

⑥由於向下流之氣壓梯度而生的阻力因數 如假定在高壓中心移向之地面氣壓梯度與該高壓移動之阻力相似，則最好能沿高壓實際移向量度此項氣壓梯度。然以移向本身須待預測，故不宜使用，而以高壓中心上空500mb之當地瞬時 (Local Instantaneous) 導流速度代之。此向乃為地面高壓中心上空500mb等高線之切線方向。

據以量度氣壓梯度之距離，在快行高壓應較長，慢行高壓應較短。故以500mb速度指數乘以100哩為量度此項氣壓梯度之標準。

在地面圖上自高壓中心循500mb等高線切線方向繪一直線，其長等於500mb速度指數乘100哩。自高壓中心氣壓值減去此直線另端之氣壓值，得一氣壓差。此氣壓差除以500mb速度指數即得氣壓梯度，單位為每百哩之mb數。如在上述之直線上有一氣壓最低區接近高壓中

圖 10 得最後之預測速度。此速度為高壓中心 30 小時之直線位移，單位為百哩。

㊸ 畫出 850mb 冷平流區 先在 850mb 圖上畫出冷平流區，即等高線自低溫向高溫穿越等溫線之地區。通常畫法甚為簡捷。然有時二冷平流區毗連，甚難決定其為一冷平流區或為二區。圖 6 所示即為此種情形。如一冷平流區之中部甚窄，且此窄頸在 850mb 低壓中心或接近低壓中心，則視為二分離之冷平流區，否則視為一區。

㊹ 確定 850mb 冷平流區之中心 欲得自地面高壓中心向冷平流區之方向，必先確定該冷平流區之中心。

冷平流區內之氣流方向與其中心均藉近似方法求得。在敘述上，此法似甚複雜，但實際則甚簡單。

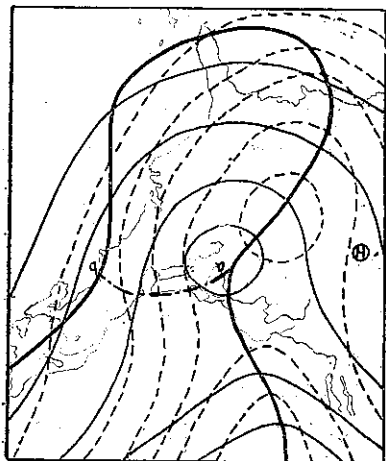


圖 6：確定一複雜冷平流區之界限。850mb 冷平流區自墨西哥灣直伸至赫德遜灣。然在 850mb 封閉低壓之東有一窄區。用於預報高壓移動方向之冷平流區，乃為 ab 線以南之冷平流區。圖中細實線為 850mb 等高線。粗實線為冷平流區界線。虛線為 850mb 等溫線。

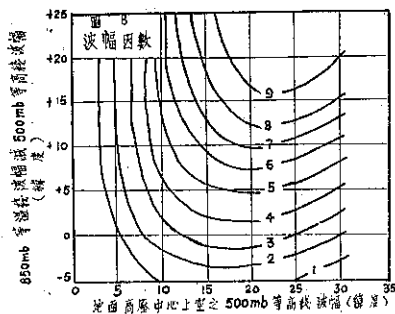


圖 8：波幅因數

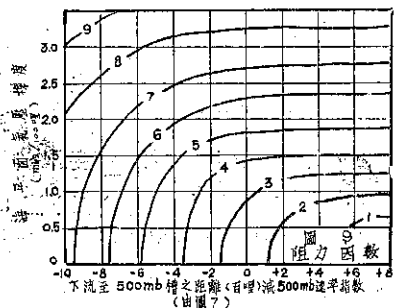


圖 9：阻力因數

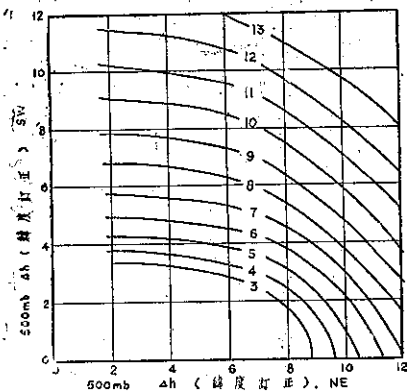


圖 7：500mb 速度指數。

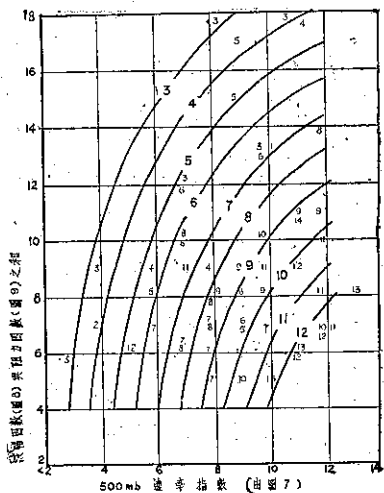


圖 10：最後之 30 小時預報速度。

以冷平流區內最低溫度與最高溫度平均而求得平均等溫線。將此平均等溫線描於圖上。同樣地將冷平流區內最高等高線與最低等高線平均而得一平均等高線，亦描於圖上。以一直線連接平均等溫線與平均等高線之中點，此連線之中點即為冷平流區之中心。圖 11 即示冷平流區之求法。

㊺ 冷平流區內之氣流方向 在 850mb 冷平流區內之氣流方向常不一致。為求得區內之平均氣流方向，先決定區內每一等高線之平均方向。其法乃以一直線連接每一等高線之二端，即等高線與冷平流區界線相交之二點。然後分別量得每一直線之方向。此諸方向之平均值即為冷平流區之平均氣流方向。圖 12 示此項方向之求法。

如平流區具有南北向之長軸，且區內等高線方向由北向南而變動，則在平均時，最南部之等高線應作二次計，以修正地轉風隨緯度之變化。

根據高壓中心向冷平流區中心之方向及冷平流區內之平均氣流方向作成圖 14。在大多數情形下，由圖 14 讀得之 850mb 方向因數乃為此二方向之平均數。

㊻ 500mb 風程導流 欲以單一方向以衡量 500mb

導流之影響，必先測定自地面高壓中心向下流之距離。因預報之高壓30小時速度業已求得，故即用此30小時之距離。

因之沿經高壓中心之等高線向下流以達一點，該點與高壓中心之直線距離，等於高壓中心30小時之位移。然後量得自高壓中心至該點之方向，即為 500mb 導流方向，圖13即示此項量法。

最後綜合 850mb 方向參數與 500mb 導流方向而成圖15。最後之預報方向係自此圖之一組曲線讀出。為使方向誤差減至最小，計製各圖諸曲線時，快行高壓較之慢行高壓佔更多之比重。

③30小時之預報位置 30小時之預報位置，其距離乃自圖10求得；其距原來高壓中心之方向乃自圖15求得。暖高壓(即居 850mb 封閉中心之下且高壓中心上空 850mb 溫度高於 5°C者)之在 500mb 西北氣流下者，亦可使用本法，但30小時之速度須減少約 300哩。

七、預報工作程序

為簡化實際預報時之計算程序起見，特設計工作程序如下。

① 速 度

1. 在 850mb 及 500mb 圖上分別標出地面高壓中心之位置。

「500mb速度指數」

2. 在 500mb 圖上自高壓中心作長1000哩之二軸線，一在其西南象限，一在其東北象限，使二軸線均穿過最大梯度區。

3. 求高壓中心至二軸線末端之高度差，計至最近之百呎數。參閱圖3。

NE _____ SW _____

4. 求得二軸線之中點緯度，查表1得訂正因數。 NE _____ SW _____

5. 將二高度差分別乘以訂正因數，即得訂正之高度差

NE _____ SW _____

6. 按 (5) 所得值查圖7得 500mb 速度指數

「波幅因數」

7. 量得高壓中心上空 500mb 等高線波幅 _____ °lat.

8. 量得高壓中心上空 850mb 等溫線波幅 _____ °lat.

9. (8) 減 (7)

10. 按 (7) 及 (9) 查圖8得波幅因數。 _____

「阻力因數」

11. 500mb 速度指數 (6) 乘以100哩。

12. 在 500mb 圖上量得高壓中心至下流槽線之直線距離。參閱圖4， _____ 哩

13. (12) 減 (11)。 _____ 哩

14. 求高壓中心上空之「當地導流」。

15. 在地面圖上自高壓中心作一直線，其方向如 (14)，其距離如 (11)，求此直線二端之最大氣壓差。

$$\Delta p = \text{_____ mb}$$

16. 求自高壓中心至沿此線 (15) 之最低氣壓處之距離。

$$\Delta s = \text{_____}$$

17. 用 (15) 及 (16) 求得氣壓梯度

$$\frac{\Delta p}{\Delta s} = \text{_____ mb/100哩}$$

18. 按 (13) 及 (17) 查圖9，得阻力因數 _____

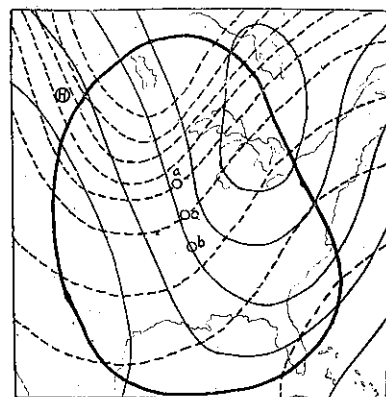


圖11：確定冷平流區之中心，圖中細實線為850mb等高線，間隔為 200 呎，虛線為等溫線間隔 5°C。粗實線為冷平流區。a 為冷平流區內平均等溫線之中點。b 為平均等高線之中點。c 為 ab 之中點。H 為地面高壓中心。

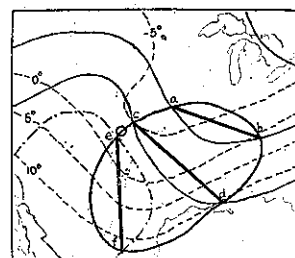


圖12：850mb冷平流區之平均氣流方向。冷平流區內各等高線之平均氣流方向為直線ab，cd及ef，全區之平均方向為直線ab，cd及ef方向之平均。經ef之等高線為 100 呎間隔等高線。在平均中將其包括在內以修正地轉風隨緯度之改變。

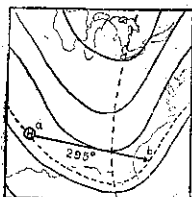


圖13 500mb風程導流

虛線為經高壓中心之500mb等高線。
H為地面高壓位置。
ab之長等於高壓中心之30小時預報位移。
b點必須在經過高壓中心之等高線上。
ab線之方向即為500mb風程導流方向。

速度

誤差 (百哩) 0 1 2 3 4

次數 6 9 7 4 1

方向

誤差 (度) 0 5 10 15 20 25 30 35 40

次數 3 4 9 2 2 2 2 1 1

在上述之誤差數中，部份係由於在若干情形，難於確定高壓中心位置而生。

◎本文與以前諸客觀方法之關係

喬治氏 (1949) 指出若干 700mb 類型可用以決定極地高壓之未來移向。因該法未能求得客觀性之預報速度，故此二法之準確性亦無法比較。然該法對極地高壓之分類，並不需高壓在 500mb 西北氣流下。故對於居 500mb 槽下或槽東或在東西氣流下之高壓，喬治氏之方法仍為唯一可用之半客觀預報方法。

別革氏 (1953) 綜合使用 850mb 等高線與等溫線類型以預報高壓之移向，而以客觀決定之參數以預報移速。然後此項預報速度須用若干法則加以修正。因之，此法實綜合主觀估定之類型與客觀測定之參數。在使用此法時，預報之成敗有賴於預報員之經驗者實大。

本法全用客觀計量，無須分類。顯然地，作任何預報，預報分析人員仍有其作用在，但使用本法則預報人員之經驗固無須甚高。 一完一

原文題目: Movement of Polar Anticyclones in the North American Area

原文刊載: Scientific Report, USAF Cambridge Research Center June 1954

19. (10) 加 (18)

20. 按 (6) 及 (19) 查圖10得高壓之預報速度

哩/30小時

◎方 向

21. 在 850mb 圖上定出冷平流區中心，參閱本文及圖11。

22. 求得自高壓中心至冷平流區之方向。

23. 求得冷平流區內之平均氣流方向。參閱本文及圖12。

24. 按 (22) 及 (23) 查圖14得 850mb 方向因數。

25. 求得 500mb 風程導流方向參閱本文及圖13。

26. 按 (24) (25) 查圖15得高壓中心之預報移向。

◎預報位置

27. 用 (20) 及 (26) 求得30小時之預報高壓中心位置。

八、評 價

◎預報之準確度

本文所述法則對於1952年11月至1953年3月間各月上旬半月所發生之極地高壓之試用結果如下：

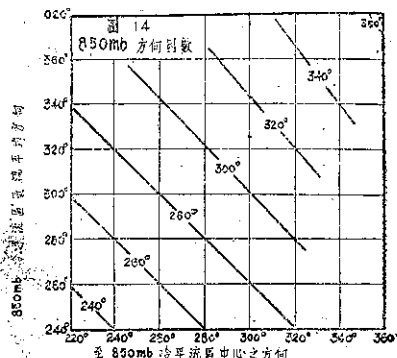


圖14 850mb方向因數

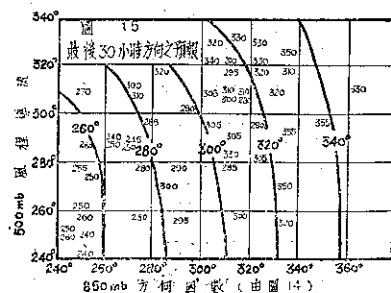


圖15 最後30小時方向之預報

羅士培先生傳

鄭子政

Professor C.-G. Rossby in Memoriam

Kenneth T. C. Cheng



羅士培(Carl-Gustaf Rossby, 1898-1957)先生瑞典人也，於一八九八年十二月二十八日生於斯篤霍爾姆城(Stockholm)。先生童年智慧超儔輩，及長就學於斯篤霍爾姆大學。畢業以後，其始就事於瑞典氣象與水文研究所。因對於氣象學之旨趣，於焉萌發。第一次世界大戰中，挪威因漁業之重要，在國內遍設氣象觀測站所，搜集衆多之天氣報告。氣象學家皮鏗克尼(Vilhelm Bjerknes)遂發見風暴成因之新說與氣團分析天氣方法。時先生年僅弱冠，誘於氣象學之新奇，遊學於挪威貝爾根地球物理研究所，從學於皮鏗克尼教授，乃得窺理論氣象之奧秘。後先生曾至德國，繼獲美瑞文化基金會之協助轉至美國。一九二七年先生爲林白氏墨西哥飛行作天氣報告，深負時譽。一九二八年至一九三九年間先生受麻省理工大學之聘任氣象系主任，教導後生，循循善誘，處世接物，其仁厚感人甚深。當時美國高空天氣報告尙屬稀少，先生認爲上層氣流向速與氣壓、溫度、濕度等因素，爲推斷天氣變化重要之依據，提倡建立高空氣象觀測網；發明羅氏曲線圖，以推斷上層空氣穩定性之變動。並倡導等熵面之分析與五日天氣預告。又從高層氣象演變之結果常發現與地面天氣變化有迥異之處，因而察覺地面氣流運行有波動變化。在北半球空氣環流中於北溫帶內半穩定性氣壓系統之分佈，形成五個長周波環繞極區運行，此類周波變化與東西移動成爲北溫帶中氣候變動之主宰。一九三九至一九四一年先生任職於美國氣象局，時在二次世界戰爭期間，氣象變化爲地面與空中軍事行動及調配上重要之助力。當時曾發見大氣上層有強烈西風地帶，乃聯想及於其所發明在中高緯度長周波之影響。在氣象學中，遂有噴射氣流學理上之解釋。二次世界戰爭中，盟軍登陸於諾曼第，其軍事行動日期與天氣上之配合，亦端賴於羅氏之籌議，使盟軍得以一舉而竟全功。其在軍事氣象上之貢獻將永載諸於史冊，而不可磨滅。一九四一至四七年，先生復在美國芝加哥大學創立氣象學系主持講壇。一九四七年先生回其祖國，在斯篤霍爾姆大學中成立氣象研究所。一九五四年得聯合國文教組織之補助，又創設國際氣象研究所，爲世界氣象學術研究之中樞。世界氣象組織亦曾授予國際氣象學術研究之最高榮譽獎章，推崇備至。先生又曾被選爲國際氣象學會會長，國際氣象學會爲國際大地測量與大地物理聯合會之一分子。不幸於一九五七年九月十日第十一屆國際測量與大地物理聯合會大會舉行於加拿大之前，乃先生在是年八月十九日遽然去世於瑞典首都。舉世悲悼，痛失此氣象學術上之導師。

先生畢生致力於氣象學與海洋學研究，其對於高空氣象與大氣環流理論之見解，至今氣象學者均引爲規範。其晚年致力於數理天氣預告，先生之工作在於能以數學公式簡化，而使數理天氣預告之困難減少。又曾在國際氣象研究所中創導氣象化學研究，別立氣象研究之門戶。先生體察空氣中所含鹽份的成分或爲降雨的主因，且爲控制世界氣候的因素。在德國魯爾工業地區常有比較豐多的二氧化碳自空中帶至地面，此或由於地面的煙突人爲的上衝。此類因子對於地面所受太陽熱量變化有密切關係。先生畢生之貢獻，多在動力氣象學方面，其見解均基於廣博的大氣與海洋知識而與深入的物理論點，故其學理上之論微，每切合於實用。其所注意之基本問題如天氣預告、農業氣象、深海海洋環流與氣候變遷、輻射性剩餘物質之漂流、及自然界水氣之循環等問題均有卓立不移之見地，而爲世界學者所景從。先生曾創辦多種學術期刊，如在美國發行之海洋研究學報(Journal of Marine Research)與氣象學報(Journal of Meteorology)及在瑞典發行之戴勒斯(Tellus)雜誌。以上數種期刊皆爲世界權威性之刊物，而爲地球物理學學術發明與交換之園地。追念先賢，每令人景仰無已！(完)

氣象學報訂購辦法

- 一、本學報係限閱性質，以贈送各有關氣象單位團體，促進氣象學術之研究爲目的。
- 二、個人如欲訂購，可報請服務之單位，備文證明，連同價款，逕寄本社，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

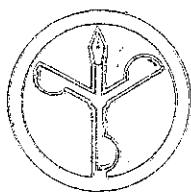
本學報長期徵收稿件，歡迎各方踴躍惠稿，惟爲配合出版時期起見，惠稿最好於二、五、八、十一等月月中以前寄達，以便及時刊載，而免積壓，敬請惠稿諸先生注意。

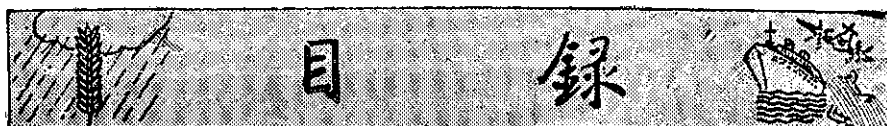
台灣省雜誌協會
內政部登記證內警台誌字第五一號

主編者：聯合氣象預報中心
地址：台北市公園路六十四號
電話：二四一四二

發行者：聯合氣象預報中心
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：台北市三水街七十四號
電話：二七七七





論 著

雨港基隆之雨.....	陳 正 祥.....	(1)
寒潮預報有關問題之討論.....	徐 應 璟 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 鏞 身.....	(24)

報 告

颱風溫妮.....	(29)
-----------	--------

譯 述

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)

傳 記

憶前藍山氣象台台長白魯克先生.....	鄭 子 政.....	(53)
---------------------	------------	--------

其 他

裴德生新著卷二讀後記.....	劉 鴻 喜.....	(50)
-----------------	------------	--------

CONTENTS

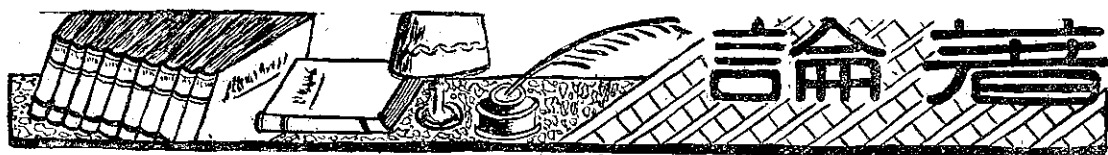
Rainfall of the port Keelung.....	Cheng-siang Chen.....	(1)
A Discussion on forecasting a polar outbreak	Y. C. Hsu S. D. Wang	(6)
Applications and properties of thickness charts for weather prognosis.....	Pao-chin Hsu.....	(15)
Variation of pressure readings and rainfall amount at Taipei correlate with the height of gauges in Tanshui River.....	Young-sheng Huang	(24)
Report on typhoon "Winnie"	(29)	
Professor Charles Franklin Brooks, former director of Blue Hill Observatory, Harvard University (1891-1958)	(53)	

封面說明

前藍山氣象台台長白魯克先生。

COVER PICTURE

Prof. Charles Franklin Brooks, 1891-1958



雨港基隆之雨

陳正祥

Rainfall of the port Keelung

Cheng-siang Chen

Abstract

Keelung is one of the world's most famous rainy ports. The rainy season is long and the rainfall is abundant. The annual rainy days numbered 214 on an average. In the winter half year (October to March), the rainy days average 21 and December gets the highest average—23 days. The annual rainfall averages as high as 3,043 millimeters and the average monthly rainfalls are all over 100 millimeters. Even in July which has the least rainfall, the average rainfall is 137 millimeters, whereas in December, the month which has the heaviest rainfall, the average figure is 309 millimeters.

During the rainy season, Keelung is often bashed by rain without a break, sometimes as long as one or two months. In 1908, for example, there was continuous rain for 55 days from January 20 to March 15. The cloudy days in a year are as many as 221, while clear days number but 21. As a result of the large number of drizzling days, the annual sunshine hours average but 1230, only one half of those at Kaohsiung.

基隆之氣候，深受地勢與東北季風之控制，而二者間復有相互的影響作用。

東北季風開始於十月下旬，終止於翌年三月下旬，為期約五個月。在此期間，東北風盛吹，因其來向與東北信風符合，故風力經常強烈，而尤以臺灣北部為然。

基隆在臺灣之東北角正面迎東北季風。基隆十一月份之平均風速，高達每秒 4.1 公尺；十二月與一月亦得每秒 4.0 公尺。北部海上，冬季風更強，彭佳嶼十二月份之平均風速，更高達每秒 8.6 公尺；其餘如十一月、一月與二月，平均風速亦皆超過每秒 8 公尺。故基隆北方海面，冬半年風浪經常險惡。

冬半年各月，基隆之極端最大風速皆超過每秒 20 公尺；而亦以十一月份為最高，達每秒 25.8 公尺。彭佳嶼冬半年各月之極端最大風速，尤高於基隆。彭佳嶼三月份之極端最大風速，曾高達每秒 32.5 公尺；十一月份之極端最大風速為每秒 26 公尺。

表 1：基隆東北季風期內之風速 (m/s)

風 速	十 一 月	十 二 月	一 月	二 月	三 月	最 多 風 向
平均風速	4.1	4.0	4.0	3.8	3.3	北北東
極端最大風速	25.8	21.8	23.0	22.3	20.0	北北東

夏期在五月上旬至九月下旬，則為西南季風當令時期，先後約達四個月；惟風力遠較東北季風為弱，對降雨之影響較小。就西南季風而言，基隆係處於背風位置。基隆之年平均風速為每秒 3.3 公尺，而六月份之平均風速則僅得每秒 2.3 公尺。

基隆的氣候位置，既面迎東北季風而背西南季風；故冬半年多雨，成為雨季。夏半年雨水較少，天氣多數晴好；基隆河的水位，亦因此以冬季為較高，情形適與南部北區相反。惟基隆在夏半年各月，亦有熱雷雨與颱風雨；其最少雨之七月，平均雨量仍超過 100 公厘。故基隆並無真正的旱季，而僅有多雨季節與比較少雨季節之分。

在 1903 年到 1952 年的五十年間，基隆的平均年雨量多達 3043 公厘，遠較全省之平均年雨量為大，且亦多於本省任何其他都市。（臺北市之平均年雨量為 2101 公厘，新竹市為 1765 公厘，臺中市為 1785 公厘，彰化市為 1471 公厘，嘉義市為 1998 公厘，臺南市為 1839 公厘，高雄市為 1923 公厘，屏東市為 2438 公厘）。

表 2：臺灣五大都市年雨量之比較

都 市	平均年雨量	最多年雨量	最少年雨量
基 隆 市	3,043	5,581	1,818
台 北 市	2,101	3,173	1,499
台 中 市	1,784	3,058	842
台 南 市	1,839	3,521	685
高 雄 市	1,923	3,238	1,126*

*上列五市，除高雄市外，記錄年期皆超過50年；高雄市之記錄為1932—52年，而台南市之最少年雨量係發生於1923年。

在此五十年之間，基隆僅有兩年之年雨量少於2,000公厘；其最少之年雨量為1,818公厘。年雨量超過4,000公厘者亦二年；其最大之年雨量為5,581公厘。

基隆雨量之季節分配，比較均勻，冬半年略多於夏半年，雨型與西南部各地迥然不同。基隆冬半年之平均雨量計1,722公厘，佔全年平均雨量56.6%；夏半年之平均雨量計1,321公厘，佔全年平均雨量43.4%；冬夏相差不多。高雄冬半年之平均雨量為142公厘，僅佔全年平均雨量7.4%；夏半年之平均雨量計1,781公厘，佔全年平均雨量92.6%，冬夏相差極巨。

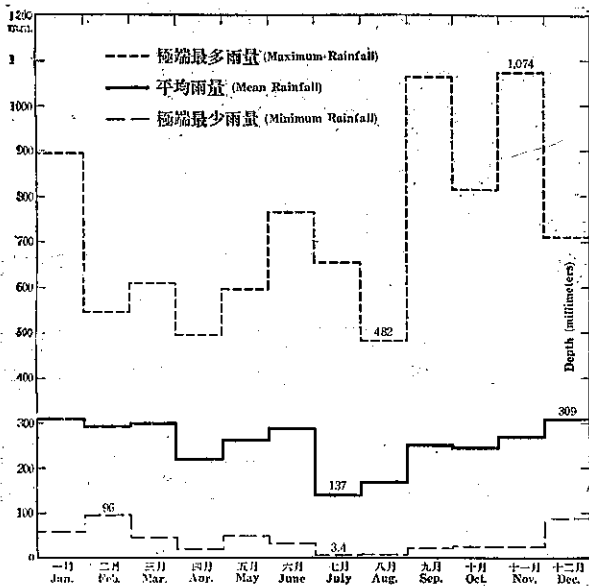


圖 1：基隆之平均與極端雨量

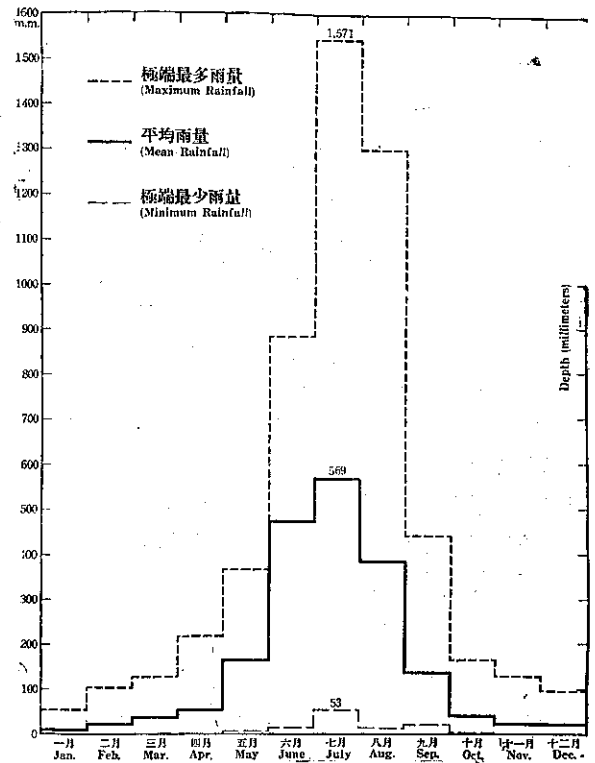


圖 2：高雄之平均與極端雨量

表 3：基隆與高雄冬夏雨量之比較

項 目	基 隆		高 雄	
	冬 半 年 (十月至三月)	夏 半 年 (四月至九月)	冬 半 年 (十月至三月)	夏 半 年 (四月至九月)
降 雨 量 (公厘)	1,722	1,321	142	1,781
佔全年雨量之 %	56.6	43.4	7.4	92.6
最多雨月之雨量	309 (十二月)	287 (六 月)	39 (十 月)	569 (七 月)
最少雨月之雨量	247 (十 月)	137 (七 月)	9 (一 月)	53 (四 月)

臺灣各地之降雨強度，夏期概較冬期為大，而尤以六、七、八等三個月為最。惟冬夏二期相差之情形，中南

部與北部又大不相同。中南部冬夏降雨強度至為懸殊，最大月平均強度常為最小者之五六倍。例如臺中六月份之平均降雨強度為 23.4 公厘，十一月份僅 3.7 公厘；臺南七月份之平均降雨強度為 25 公厘，一月份則僅 3.8 公厘。至於北部各地，尤其是東北沿海，各月之降雨強度則較為均勻。基隆六月份之平均降雨強度為 17.9 公厘，而最小的四月份亦得 12.2 公厘。

表 4：基隆與臺中及臺南降雨強度之比較 (m.m.)

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年平均
基 隆	13.9	14.2	14.2	12.2	14.3	17.9	13.2	13.5	17.2	13.7	13.2	13.7	14.2
台 中	4.5	6.8	8.9	11.5	18.2	23.4	18.1	18.8	16.0	6.4	3.7	4.5	14.1
台 南	3.8	6.1	6.9	9.6	17.6	24.5	25.0	22.6	15.3	8.4	5.1	4.6	16.8

基隆雨量之變率，較中南部各地為小。就年雨量說，其平均變率約為 20.7%。此一數字，與臺北市完全相同。其他都市如臺中為 21.7%，臺南為 28.5%，高雄為 34.2%。就月雨量說，則其變率皆遠較年雨量為大，而尤以七八兩月為甚。基隆七月份之平均雨量變率高達 223.7%，八月份為 198.3%。冬半年各月，概較夏半年為小；最小者發生於二月份，計為 49.7%。

前後隣接之年份，雨量可能相差極巨，也可能絕無變化。基隆雨量隣年之最大變率，就年平均雨量說，計為 8.9%；就月雨量說，則以八月份為最高，達 2620%，四、七、九等三個月次之，亦皆相差十倍以上。最低者發生於二月，計為 222%；或相差 2.2 倍。全年各月之逐年平均變率及隣年最大變率，其分佈趨勢實相符合。

表 5：基隆之雨量變率 (1903-1952年)

種 類	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全 年
逐年平均變率	79.5	49.7	62.5	124.0	77.9	90.9	223.7	198.3	130.3	82.5	54.7	61.1	20.7
隣年最大變率	602.3	222.1	390.6	1,760.1	496.6	735.8	1,584.6	2,619.7	1,147.6	562.2	372.7	355.4	81.9
隣年最小變率	0.0	0.0	0.5	3.0	1.8	1.7	3.5	0.2	6.3	6.8	1.4	0.3	0.1

在 1903 到 1952 的五十年間，基隆最少雨的七月，其平均雨量為 137.3 公厘；但 1930 年 7 月份的雨量會多達 656.9 公厘，而 1944 年的七月則僅得 3.4 公厘；最大與最小相差幾及二百倍。最多雨的十二月，其平均雨量為 309.3 公厘；但 1952 年的 12 月，曾經得雨 710.7 公厘，而 1933 年的 12 月則為 87.3 公厘；最大與最小相差亦超過八倍。

表 6：基隆五十年來之月別平均雨量與極端雨量 (m.m.)

	一 月	二 月	三 月	四 月	五 月	六 月	七 月	八 月	九 月	十 月	十一月	十二月
平 均	306.8	293.2	297.8	217.3	261.0	287.4	137.3	167.1	250.4	247.1	268.6	309.3
最 大	889.2	546.1	609.9	490.2	597.7	765.7	656.9	481.7	1,064.3	814.8	1,073.9	710.7
最 小	59.5	96.2	44.8	19.3	47.8	32.0	3.4	6.6	19.9	25.1	23.2	87.3

基隆夏半年之比較少雨，除地處西南季風之背風位置外，與熱雷雨發生頻度之較小亦有關。基隆全年之熱雷雨日數僅得 20.6 天，而高雄則得 29.6 天，相差九天。就七、八、九等三個月說，基隆之熱雷雨日數計 8.5 天，而高雄則得 18.3 天，相差十天。

表 7：基隆與高雄夏半年雷暴 (Thunderstorm) 日數之比較

	五 月	六 月	七 月	八 月	九 月	十 月	全年合計
基 隆	2.0	5.3	3.9	2.9	1.7	0.3	20.6
高 雄	3.5	4.0	7.2	7.1	4.0	0.9	29.6

基隆各月之雨量，雖以冬半年為較多；但就最大的日雨量，亦即24小時內的最大雨量說，則以夏半年為較多。因夏半年每有颱風過境，而臺灣各地之最大日雨量記錄，即皆為颱風所創。基隆在過去五十年間，極端最大的日雨量為 330.6 公厘，發生於1930年7月28日；第二個記錄為 292.2 公厘，發生於1931年9月23日，二者皆隨颱風而俱來。惟基隆十一月與十二月份之最大日雨量，亦分別高達246與241公厘；全年僅二月與三月的最大日雨量不足 100 公厘。此與高雄之情形亦頗不相同。高雄的最大日雨量雖亦發生於七月，且大於基隆，但冬半年各月之最大日雨量，則遠不及基隆之多。

表 8：基隆與高雄最大日雨量之比較 (m.m.)

	一 月	二 月	三 月	四 月	五 月	六 月	七 月	八 月	九 月	十 月	十一月	十二月
基 隆	103	91	92	117	237	170	331	263	292	220	246	241
高 雄	45	44	69	89	113	388	576	468	164	83	73	91

此外，基隆在 1917-1941 年的二十五年間，所記錄的四小時間最大降雨量為 157.8 公厘，發生於1931年9月23日。一小時間的最大降雨量為 102.1 公厘，發生於1951年9月27日；二者亦因颱風而產生，而皆小於高雄之記錄。基隆十二月份之四小時間最大降雨量為 44.8 公厘，一小時間最大降雨量為 37.2 公厘；此二者則與颱風無關，而皆大於高雄之記錄。

雨水之實際有效性及其對天氣之影響，尚須視蒸發的情形而定。基隆平均之全年蒸發量為1434公厘，夏半年遠較冬半年為巨；七月份之平均蒸發量為 211 公厘，較二月份之60公厘約大三倍半。高雄之雨量既遠少於基隆，而蒸發量反較基隆為大，故氣候顯得乾燥。高雄平均全年蒸發量為1807公厘，冬夏二期相差不多；換言之，亦即夏半年小於基隆，冬半年則大於基隆。詳細情形可於下表見之。

表 9：基隆與高雄蒸發量之比較 (m.m.)

	一 月	二 月	三 月	四 月	五 月	六 月	七 月	八 月	九 月	十 月	十一月	十二月	全 年
基 隆	67	60	74	95	119	149	211	202	164	129	93	72	1,434
高 雄	126	130	163	181	200	152	152	144	156	155	132	117	1,807

利用缺水與剩水的現象，可求出基隆之潤濕指數 (moisture index) 為170；而高雄之同一指數則僅得 54。就自然界的水分平衡 (water balance) 說，基隆在七八兩月亦並無缺水情形，而其餘十個月皆有大量剩水；從十一月到三月，每月之平均剩水量皆達 250 公厘以上。反之高雄在冬半年各月，皆有大量的缺水。故二地溫度雖相差不多，但氣候型類完全不同。在桑士偉氏 (Thorntwaite) 的氣候分類法上，基隆為 AB₄'ra'，高雄則屬 B₂A'Wa'。前者代表暖熱重濕或副熱帶重濕氣候，終年無缺水現象，有效濕度指數介乎 99.7-114.0 公分之間；後者則為熱帶潤濕氣候，潤濕指數介乎40-60，有效濕度指數超過114公分。

基隆之全年平均雨日，每達 214 天。冬半年各月之平均雨日約為21天；其中以十二月為最多，計得 22.6天。夏半年各月之平均雨日計約15天；其中以七月為最少，僅有 10.4 天。高雄的年平均降雨日數，則不過 106 天；且其季節分配與基隆完全不同，夏半年各月，遠較冬半年為多。高雄之最多雨日發生於七月，計為19天；最少雨日發生於十一月，僅得 2.6 天。

表10：基隆與高雄雨日之比較（降雨量達0.1公厘者）

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全 年
基 隆	22.0	20.6	21.0	17.8	18.2	16.1	10.4	12.4	14.6	18.0	20.3	22.6	214.0
高 雄	3.2	4.0	5.4	6.4	9.6	17.6	19.0	17.7	11.4	5.0	2.6	4.0	105.9

雨季之中，基隆常連雨兼旬；且有延長一月甚或兩月者。例如光緒三十四年（1908年）時，基隆在一月二十日到三月十五日之間，便曾連續落雨達五十五天之久。

各月降雨日數之分佈，頗多變化。基隆十二月份之平均雨日為 22.6 天；最多一年為 30 天，最少一年僅有 12 天。七月份之平均雨日為 10.4 天，最多一年為 18 天，最少一年僅有 2 天。在 1903-1952 年之間，逐年各月之雨日超過全月日數三分之二者，七月份為零年，十二月份則達 41 年。換言之，在過去五十年間，基隆曾有 41 年，其十二月份之雨日皆超過 20 天。

表11：基隆歷年各月最多最少雨日以及雨日超過總日數三分之二的年份

	一 月	二 月	三 月	四 月	五 月	六 月	七 月	八 月	九 月	十 月	十一月	十二月
最多雨日	30	28	29	25	25	25	18	23	23	26	27	30
最少雨日	10	14	10	10	7	4	2	2	7	2	11	12
雨日超過總日數三分之二的年份	37	37	34	15	18	10	0	3	3	16	31	41

在 1903-1952 年的五十年間，基隆最多的全年雨日為 243 天，分別發生於 1908 年 1952 年；最少之全年雨日為 185 天，發生為 1914 年。（完）

（上接第14頁）

。但本圖更較等壓面圖為優者，為它能明確示出此項變化之大小數值與經歷時間。而冬季吾人區域惡劣天氣與高空槽脊位置之強烈相關，已為吾人早經熟知之事實（最明顯者，冬季高空如出現西北風，天氣轉佳常為可期，此並幾乎為吾人預測冬日天氣轉佳唯一最可靠之憑藉）。

六、總 結

由本次寒潮討論，計可得以下之認識：

（一）就通常因素外，一項對寒潮頻率、地面系統與高空槽脊相關位置演變及高壓範圍之考慮，對寒潮強度預測有莫大之價值。

（二）凝結尾分析圖可用作預報寒潮與高空型式變化。因它本身代表：1. 相同空氣性質之面；2. 一極大厚度內空氣性質之變化；3. 高空氣流之近似型式。

（三）由上述地面與高空系統相互影響關係，顯示：1. 有利於寒潮爆發之高空某種型式之造成，常不能僅藉高空預報原理以解決之；2. 高空型式能操縱地面，但地面系統亦能強烈影響高空系統之變動。

（四）中國區域寒潮天氣之一般分佈情形，可考慮以下諸因素而得：1. 寒潮之間隔（代表各地空氣之變性程度）；2. 高壓前部環流之折向點，並配合高空主槽同時研究。3. 低緯 105°E 槽線；4. 趙君之強風客觀預報原則；5. 合成時間剖面圖。

參 考 文 獻

- 趙友夔：「臺北冬季天氣預報經驗談」，民國四十七年六月號「氣象統計與分析」
Herbert Riehl and others: "Forecasting in middle latitudes" June 1952

寒潮預報有關問題討論

徐 應 璟
王 時 鼎

——以民國四十七(一九五八)年三月下旬寒潮為例——

A discussion on forecasting a polar outbreak

Y. C. Hsu
S. D. Wang

Abstract

1. Considerations of the following terms, in addition to General Factors, are invaluable for predicting the intensity of Polar Outbreak:
 - (1) The interval between two consecutive polar outbreaks;
 - (2) The surface systems in relation to position of troughs and ridges aloft and the variation between them;
 - (3) The extent of the polar "source" high at sea level.
2. The contrail chart with height changes superimposed is a very useful tool in forecasting the polar outbreak and pattern aloft, because it presents:
 - (1) The horizontal distribution of air with the same properties;
 - (2) Changes in properties of the air within a layer of considerable depth;
 - (3) The approximate configuration of contour on constant pressure chart in the upper troposphere.
3. Concerning the relation between surface systems and systems aloft, we find:
 - (1) The occurrence of certain patterns aloft favorable to polar outbreaks usually can not be forecasted by principles for upper air prognosis only;
 - (2) Systems aloft can be definitely changed by the influence of surface systems in certain situations.
4. The severity and distribution of bad weather caused by the polar outbreak in China proper can be clearly depicted and predicted from the following special considerations:
 - (1) The interval between two consecutive polar outbreak;
 - (2) The position of the line connecting all turning points from surface winds of NW, or N direction to winds of NE direction of polar anticyclone in relation to the position of the upper air anchor trough;
 - (3) The occurrence of a trough along the east edge of Tibet Plateau in lower middle latitudes;
 - (4) The objective method for forecasting the strong wind offered by Capt. Chao;
 - (5) The composite time cross section chart.

一、前 言

民國四十四年冬間，我們等曾計劃就西伯利亞寒潮爆發問題，作一有系統之研究。當時擬定之綱目計有：西伯利亞寒潮特具之性質、造成寒潮爆發之因素、寒潮爆發外力之分析、寒潮爆發之先決條件、寒潮爆發週期之變化、及寒潮爆發之實際預報問題等。部份內容經已寫就。其中探討有關噴射氣流對寒潮爆發關係時，我們等曾發現了，在強大寒潮爆發時間，東亞低緯區域、大氣對流層中出現有雙重噴射氣流之事實。當時並經以「西伯利亞寒潮爆發與東亞區域對流層中部噴射氣流之形成」為題，著論發表於本學報二卷一期中。至原有關西伯利亞寒潮全般性之討論，以範圍過於廣泛，許多問題因是時中國大陸資料付闕，尚待印證，故雖文稿已大致完成，仍未敢遽爾發表。民四十五年秋以後，大陸天氣明碼播出，致使本項專題得獲具有空前豐碩資料為基礎之討論。在此二年中，我們有關此一對吾人區域，甚至整個世界均有極大影響之問題，已獲有許多寶貴之認識。

本(四十七)年三月下旬之強大寒潮，給予我們對本項討論一次最佳之舉例機會。該次寒潮，吾人至今印象猶新者，計有：

(一) 該次寒潮，臺灣各地曾連續降有四十八小時之豪雨，而使去冬以來，因日月潭水荒所造成之日趨嚴重之停電威脅，得告解除；以及藉本次豪雨之助，中南部之普遍龜裂農田，均獲順利插秧。

(二) 風季已過之臺灣海峽，因本次寒潮突又掀起狂風巨浪，致數十漁船葬身魚腹；並使澎湖對外海空交通，中斷達二日之多。

此處對本次寒潮情形，並不欲就全般現象，均加討論，而僅擬藉本次寒潮爆發，提出一些寒潮預報之有關問題。為便於討論計，謹先將本次寒潮主要資料，列表如下：

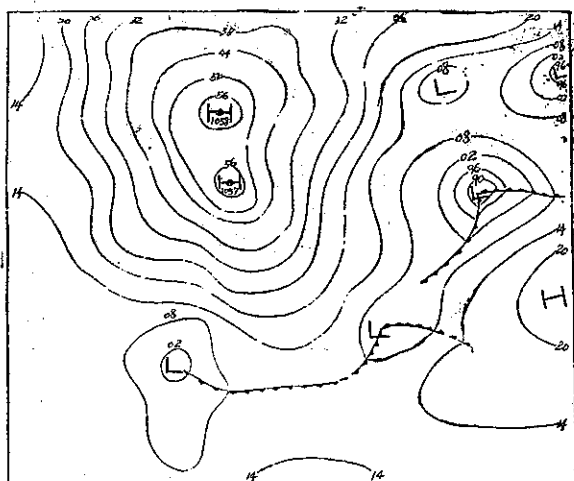
高壓編號	寒潮行徑	爆發型式	寒潮間隔	經歷日數	寒潮強度	寒潮南限	天氣類型	爆發因素	天氣特徵
H ₁₂	自蒙古南下	分裂移入	十七天(八一廿四日)	四天(廿五—廿八日)	極強	17°N	P _{4n}	1. 高空槽東北低壓 2. 西歐移入之低壓	1. 寒潮南下時，華北西北散見有雪，長江以北有大規模雨區。 2. 寒潮進入華南時，各地多雷雨。華中雨止轉晴。 3. 在分裂高壓出現華中，至東海出海階段，華南天氣變化為陰後快晴。

二、預報寒潮時對極地高壓強度與範圍應注意之點

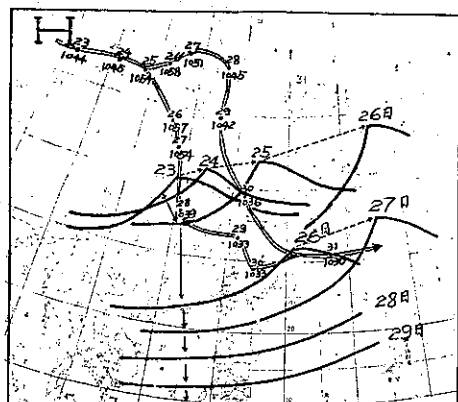
(一) 長時期型式與極地高壓發展及爆發強度之關係

此處僅欲指出一項事實，即寒潮爆發間隔對極地高壓發展與寒潮強度預測之重要性。本次用作討論舉例之本年三月下旬極地高壓，最為特殊之點為雖在入春以後，其強度猶能增強至最高到達 1058mb (參看圖一。按三月份西伯利亞高壓平均強度，根據美國氣象局之統計為 1028mb)。而此項事實之造成，主要即應歸因於長時期型式之演變。

在本次寒潮爆發之前有一特殊之點，即在其前一頗長時日中 (參看表一)，均無顯著之冷空氣南下。此對極地高壓發展之意義為，由於南北空氣缺乏交換，高緯空氣勢將加速冷卻。故如高空情形有利，極地高壓必將迅速發展。同樣，由於南北空氣缺乏交流之事實，低緯空氣溫度勢必急劇升高，空氣密度因之迅速減小。故一旦冷高壓在高緯建立，由於兩者密度之顯著差異，必將增進寒潮南下之力量。



圖一：1958年(民47)3月26日0000Z地面天氣圖



圖二：1958年3月下旬強大寒潮南下時極地高壓路徑及鋒面位置

(二) 高空槽脊位置變化與極地高壓強度

地面高壓與高空脊線重合，強度加大。反之與槽線重合則屬減弱，此為眾所均知者。但此引起對寒潮強度預報一頗饒興趣之問題，即如本次寒潮南下，如不考慮上述事實，則決難想像在寒潮爆發階段，極地高壓分裂為二時，兩分裂高壓，其強度竟較未分裂前為大 (參看圖二，由圖可見，25日未分裂前，高壓中心數值為 1054mb，但在翌日，兩分裂高壓強度均見增加，一增至 1058mb，一增至 1057mb)。而實際 24、25 日，高壓中心上空係槽線位置，中心示度應較實際為小。26 日由於高空圖突變 (詳後)，極地高壓中心已與高空脊線相合，致有寒潮爆發之後，其中心強度猶較未爆發前為大之事實。

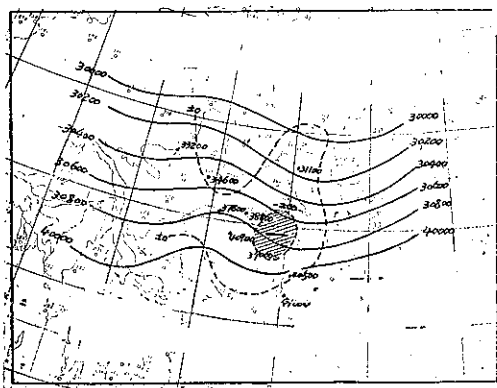
(三) 高壓水平範圍對寒潮強度之重要性

有關此一問題評價是：極地高壓之範圍，較諸中心示度對南下

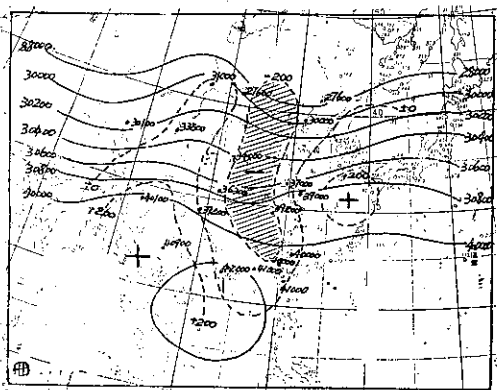
高壓強度關係尤見密切，此特以變易季節為真。過去許多寒潮預報錯誤，常因未考慮此項事實而造成。最明顯之例為，在高緯中心示度頗大而水平範圍較小之高壓，南下時，其強度常迅速消滅，甚至南下至 40°N 以北時，高壓形貌已甚含糊，更無論影響低緯區域也。與之相反之例，當春夏變易季節，大陸冷高壓移位於東中國海及日本海一帶時，雖中心示度極低，但以其有頗大之水平範圍，故仍能南下控制臺灣區域，並歷久不衰。本次檢討之極地高壓，除了其有最大強度外，更有着極為廣袤之水平範圍，故其南下時，勢力之盛，當在意料中也。

三、凝結尾分析圖對寒潮爆發預報之應用

凝結尾 (Contrail) 分析圖對寒潮預報之應用為空軍氣象中心新的發現。本中心於本年元月以後設計繪製一種預報凝結尾高度之圖表。圖三、圖四即為此處所述之凝結尾分析圖。該圖之製作為根據各地同一時間之探空屬性曲線，求得各地凝結尾形成之高度，繪出等高線，並加繪過去十二小時之高度變差。該項圖表之最初設計目的，僅為決定噴射機凝結尾之高度及其變化，俾資作實際軍事活動之應用參考，初未料及對寒潮預報有所裨益。



圖三：1958年3月24日1200Z 中國區域凝結尾 (Contrail) 分析圖。實線為凝結尾等高線，虛線為十二小時等變高線，並附各測站凝結尾生成高度值 (英尺)，斜線區域示 -200 呎變差之範圍。



圖四：1958年3月25日0000Z 中國區域凝結尾分析圖 (說明同圖三)

在本次寒潮爆發前之十數天內，凝結尾分析圖中有一特色，即其型式變化雖多不同，但在該十數天中均未出現有大規模之降區與升區，此亦即言無顯著冷暖空氣平流。而在該一時日中，中國區域並無顯著寒潮亦為事實。惟在本次寒潮爆發前，25日之分析圖中，却出現有與前迥不相同之變化。圖四即為該日 0000Z 之凝結尾分析圖，由圖可見在 110°E — 120°E 之間，出現有一長達20個緯度之負 200 呎區域，與十二小時前圖上 (見圖三) 負區範圍相差極巨。而顯然此種高度差之突然變化，祇有在槽後廣大範圍之冷乾空氣插入才能造成。但當時上空主槽猶在 100°E — 110°E 之間，中國東海岸僅有一強度甚弱之槽 (參看圖五)，顯見兩者有着基本之差異。其時，具有廣大

性曲線，求得各地凝結尾形成之高度，繪出等高線，並加繪過去十二小時之高度變差。該項圖表之最初設計目的，僅為決定噴射機凝結尾之高度及其變化，俾資作實際軍事活動之應用參考，初未料及對寒潮預報有所裨益。

因為凝結尾分析圖可代表：

(一) 廣大地區中相同性質空氣之水平分佈情形

凝結尾為溫度與水汽含量之函數。在各高度層上，凝結尾之生成均有一定之溫度與濕度臨界值。故凝結尾生成面，一般而言均具有相同之空氣性質。

(二) 一極大厚度內空氣性質之變化

即以圖四為例，圖中臺北 (25°N , 121°E) 凝結尾高度為 40,000 呎，歸綏 (41°N , 112°E) 為 27,600 呎，其間具有相同性質空氣之層，竟差 12,400 呎。故該圖中高度變化線之分析，可代表一如許厚度層內之空氣性質之變化。凝結尾高度之降區，係指示在該高度層內有冷乾空氣插入，實際言，亦即有來自極方之空氣平流。反之凝結尾高度之升區，則示有熱帶空氣之插入。

(三) 高空氣流之分佈型式

因凝結尾為溫度之函數，故凝結尾等高線亦可代表該高度上之等溫線。而凝結尾通常均出現於對流層上層，具有冷槽暖脊之長波系統領域中，故凝結尾高度線型式應與高空等壓面上氣流分佈情形，近似相同。而凝結尾高度梯度之大小，即代表風之大小。另外凝結尾分析圖對預測空氣平流變化，更較高空圖為優。因凝結尾圖即已繪有代表冷暖空氣平流之高度升降區曲線，而普通高空圖中等高線與等溫線相交並不均指示真正之冷暖空氣平流。

由上述特性，故可用以預報寒潮。下述為該項圖表對本次寒潮爆發預報之應用。

範圍，中心氣壓值達 1054mb 之地面極地高壓，虎踞蒙古西北之蘇聯境內，並已有明顯向南之峻峭梯度。故當時即經面臨寒潮是否立即爆發之預報問題。因為如根據圖五所示之當時 500mb 圖，極地高壓前方區域，均為偏西向之風，顯然，該型式並不能導生大規模冷空氣南下之可能。但在凝結尾圖中所指示者，恰與高空定壓圖者相反。當日午後開會，本中心仍未敢即根據凝結尾分析圖作出決定。而實際，寒潮正如凝結尾圖所指示之有利型式，即在該日已開始作大規模之爆發。

以上所述為本次預報之實際情形。事實上，在十二小時後，500mb 圖形勢已發生顯著變化，而一如凝結尾圖上所指示之型式（關於此，下節當詳論之）。如此，凝結尾圖竟於十二小時前已指示高空定壓面圖之變化趨勢。關於此，吾人誠不敢遽以一次事實，為作二者間關係之推論，即：當二種圖表型式顯示不一致時，凝結尾圖是否常先映出其變化徵候。但至少有一點應無疑問的，即凝結尾圖中出現降區時，必將造成該一區域等壓面層高度之下降。如與槽線相連，則該槽必將加深。

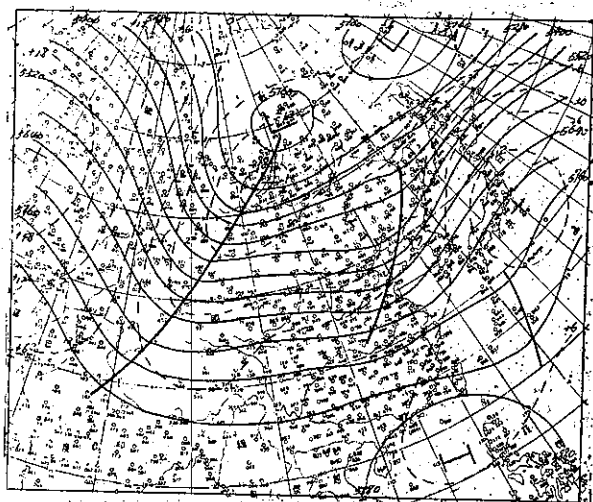
有關凝結尾圖對寒潮預報之應用，甚至其與高空定壓面圖之關係，此處僅初步討論如上。但僅如上述，已足為一極饒興趣之研究題目。

四、寒潮爆發期間地面與高空系統相互之影響

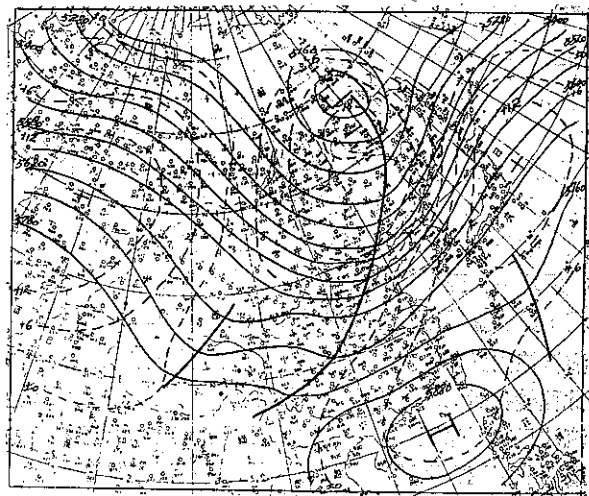
(一) 長波槽型式突變與寒潮爆發

西伯利亞寒潮每在亞洲沿海、高空強大波槽之後造成大規模爆發，此常為吾人藉以預報寒潮南下之指示。但此種高空型式之造成，每出諸「突變」之情形。本年三月下旬之強烈寒潮，則為其中顯著之例。

圖五為 25 日 0000Z 500mb 圖，圖中實線為等高線，虛線為高度距平線。主槽之一係位於貝加爾湖經新疆中部至後藏一線，相連有負 180m 之距平中心，另一主槽則位於 165°E 經線上。另外並有二短槽，一自我國東北至華中，一在琉球東方約沿 130°E 經線上。中國區域等高線均為東西方向，在此型式下，吾人決難想像即在該日寒潮開始向南作大規模之爆發。然而在上述時間之後十二小時，高空圖已完全改觀，而與吾人區域大規模寒潮爆發應有之高空圖型式相一致，即主槽已出現於蘇聯濱海省經渤海至華中一線（參看圖六）。該十二小時內主槽竟相去 20 個經度。吾人決不敢事先推測，該槽線竟移動如許距離，並即由於該槽線位置變化，而使中國本部地區，均置於強大之西北氣流之下，以允許一次強大寒潮爆發之發生。此為本次寒潮南下期間高空圖型式變化深值吾人研判者之一。此種事實，吾人認為：該槽線不可能在十二小時內，移動如許距離（20 個經度），但顯然該槽線型式變化乃為事實。且該兩圖分析均有足夠資料予以支持，而距平線之製繪亦充份顯示此一事實。惟一可作此種「突變」現象之合理解釋者，為：25 日 1200Z 該沿亞洲東海岸之長槽，係由十二小時前，位於東九省至華北一線之短槽加深所造成。至其原位於其後約 20 個經度之主槽，因受東側之槽迅速增強影響，致急劇填塞，而趨消失。惟該槽之低緯部份，藉助於西藏青海



圖五：1958年3月25日0000Z 500mb 高空圖，實線為等高線，虛線為距平線。注意在十二小時後（圖六）槽線形式之變化。



圖六：同圖五，時間延後十二小時（25日1200Z）

一帶之報告，在 1200Z 圖上仍顯示其存在（參看圖六）其位置變化為根據連續性之考慮所許可者。至於何以沿亞洲東海岸之槽迅速加深，考諸該日低層變化，亦可予以解釋。吾人檢閱此一時期之地面圖、850mb 圖，可見 500mb 層上，該沿海之槽係與地面低壓相連。在該數日（23-25 日）內，該低壓之移動，係自河套向東北東移至松遼平原，並續向東北方向移動（參看圖二）。而此時日低壓位置變化，恰足使冷鋒後之新鮮極地大陸空氣，藉助於地形，加強速率，致造成低壓之迅速加深，計自 25 日 0000Z 至 26 日 0000Z，二十四小時內，中心氣壓竟降低 18mb (1006→988mb)。即由於該氣旋迅速增強，能量釋出，致導使其上之高空槽迅速加深。同時由於高空槽之急劇加深，而加強對地面寒潮之導引。此所以 23 日 0000Z-25 日 0000Z 寒潮前冷鋒位置均未見明顯移動（參看圖二），而在 25 日 0000Z 至 26 日 0000Z 二十四小時內，冷鋒却南移達十個緯度（自 35°N 移至 25°N）。以上為何以在 25 日 500mb 圖型式突變，及其與地面系統運動相互關係之解釋。

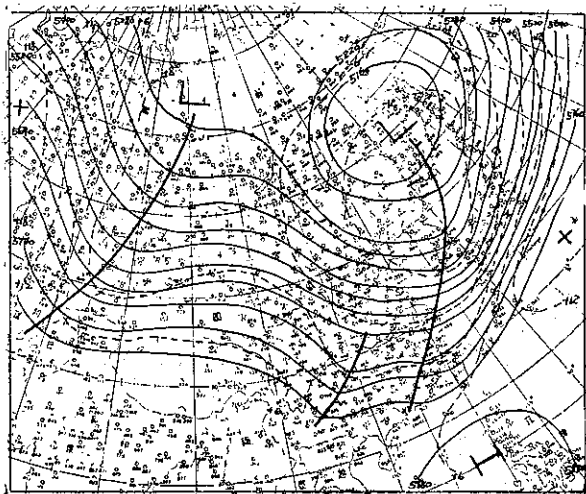
（二）寒潮爆發與主槽之停滯

寒潮爆發之後，位於亞洲東海岸之高空主槽每呈停留狀態。綜觀本次，自 25 日 1200Z 至 27 日 1200Z 四十八小時內，45°N 以南之主槽一直停留於中國東海岸（其北則與地面低壓向東以俱移），由於該槽之停留，而使寒潮強度增劇，並使長江以南惡劣天氣持續時間增長。關於該主槽何以停滯，此處之解釋為：在地面大規模寒潮爆發時，由於空氣迅速向外輻散，根據連續性之考慮，必將導生高空氣流之急劇輻合，而在高層西風帶內，槽線即為代表輻合氣流之處。故所以在西伯利亞強大寒潮南下之時，位於沿海主槽每多停留，且有時甚至後退之事實。此處所述為地面因素影響高空者，祇要低層有寒潮爆發存在，上述現象恒將為真，僅作用程度上容有大小差別而已。

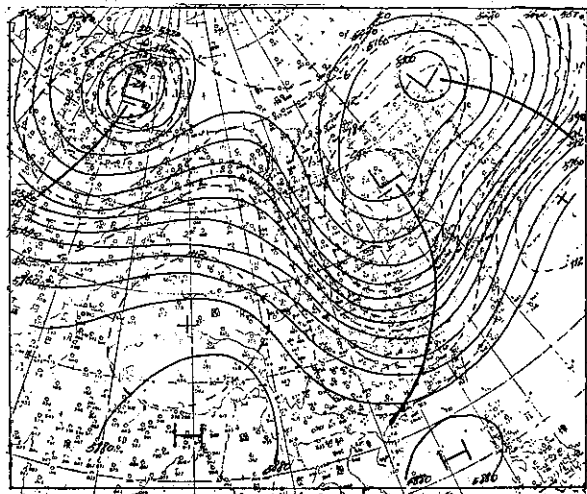
（三）短波槽移出主槽及其伴生現象

此為本次寒潮南下期間，高空與地面系統相互影響關係中值得特別注意的一點。

以上已曾述及，於 25 日寒潮開始南下後，沿海主槽之 45°N 以南部份係呈停留，以北部份則向東繼續緩緩移動，直至 27 日 1200Z，500mb 圖形勢為如圖七所示。由圖可見，沿海主槽型式與四十八小時前者並無顯著差異（參照圖六）。但在十二小時後沿海部份之 500mb 圖型式已完全改觀（參看圖八），主槽已分裂為二，其一較十二小時前之槽線位置，退後約五個經度，相連有負 240m 之距平中心，另一則沿 150° 經線上，包有負 180m 之距平線。此種現象，即為該區域短波槽移出長波槽後之型式。其演變過程，最初長波槽係反映短波槽所在位置，故雖在低緯部份停留，而在高緯部份則仍隨地面低壓向東俱移。直至短波槽移出長波槽之範圍，長波槽即突回復其原來所在位置，故如 28 日 0000Z 500mb 圖所示，有主槽之不連續後退現象。至 150°E 經線上之槽線，則為移出之短波槽，其位置與地面鋒面位置相一致。此為 28 日亞洲沿海槽線位置又一次突變現象，事後研判所作之解釋。此種變化對地面系統之重要性為：由於主槽後退，上流波長突行縮短，波幅增加，至華北、東北上空，原屬西北氣流之區域，其氣流方向突轉為西北偏北，且強度亦較十二小時前增強甚多（參看圖七與圖八所繪



圖七：1958年3月27日1200Z 500mb 高空圖，注意十二小時後沿海主槽之分裂現象。



圖八：同圖七，時間延後十二小時（28日0000Z）

之正負距平線)。此時原位於黑龍江西北蘇聯境內，中心為 1045mb 之殘存高壓，受高空西北偏北之強大氣流導引影響，其空氣又復向南作第二次之潰發(規模較小)。計同一極地高壓前後造成之兩次寒潮南下，其因素雖同為強大波槽之後，西北氣流之導引，但其變化型式却完全不同。前者沿海長槽之造成係由於短槽之急劇加深，後者則係由於短波槽移出主槽，主槽不連續後退回復其原來位置。

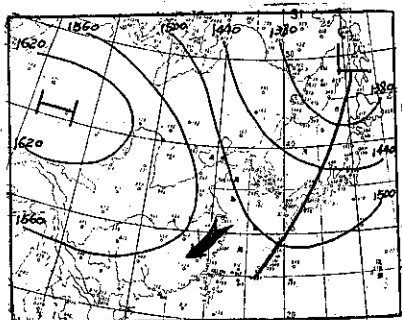
(四) 寒潮爆發停止與沿海主槽加速東移

在本次強大寒潮南下期間，另一在 500mb 圖上重要變化為，在亞洲東海岸停留近三天(25日 1200Z 至 28日 0000Z)之主槽，至28日 0000Z 以後之加速東移。此直接有關吾人區域之天氣預報，因即由於此一變化，而使華南及臺灣區域持續四十八小時以上之惡劣天氣迅速轉佳。此處我們有關此項變化之解釋是：

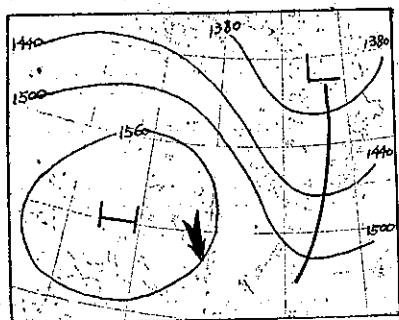
1. 25日1200Z 至28日0000Z 間，亞洲沿海之主槽雖呈滯留狀態，但其西位於中亞細亞之主槽仍續向東移，計在該三日內，約移動了25°經度，自50°E 移至75°E (在50°N 緯度線上之位置)。由於上流波長縮短，而西風風速並未減小，根據 C. G. Rossby 氏長波原理，該沿海主槽速度必將發生變化——加速移動。

但此處必須指出，上述演變並不能圓滿解釋28日波槽移速突變之事實(28日前屬停留，及後以每日十個經度之速度移動)，而應進一步溯因於下述有關地面氣壓系統之顯著變化。

2. 亞洲沿海長波槽停留及至加速移動階段，在地面圖上可發現一項重要事實，即：在長波槽停留期間，極地高壓中心尚在高緯，中國大陸伴有大規模冷空氣之南移。隨後，沿海主槽加速東移之時，寒潮爆發現象經已停止，冷高壓主中心位置並已由高緯度移至中緯度。我們前已指出，寒潮爆發期間，該主槽之突行滯留，乃係由於其下大規模寒潮爆發之結果。同理，現寒潮爆發既已停止，影響高空波槽滯留之因素消失，配合1.中所述，主槽必將加速東移。



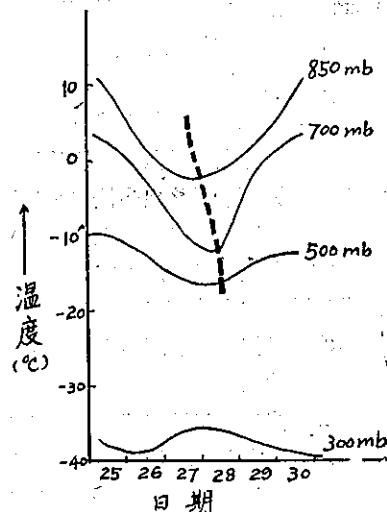
圖九a：1958年3月27日 1200Z 850mb 高空圖。箭頭所示為中國東南沿海之氣流方向，注意十二小時後高壓位置及東南沿海區域之氣流變化。



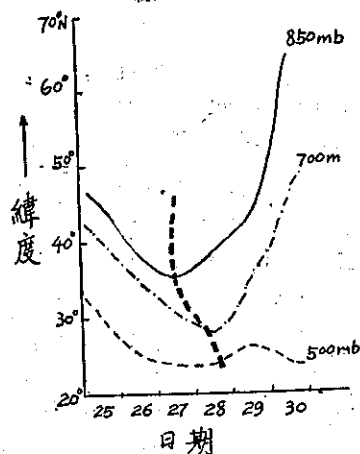
圖九b：同圖九a，惟在十二小時後(28日0000Z)

，乃係由於其下大規模寒潮爆發之結果。同理，現寒潮爆發既已停止，影響高空波槽滯留之因素消失，配合1.中所述，主槽必將加速東移。

3. 極地高壓中心移入西風帶之南，迅速變性為暖高壓所造成之影響。無疑地，此為影響此次槽線移動，特別是低緯部份加速移出中國區域之最重要因素。在低緯部份沿海槽線開始加速移動之時，與地面大陸高壓相連之 850mb 圖上高壓，可見有一極明顯之變化(此處取 500mb 與地面之中間層作為討論依據之原因，為藉此更能明白地面高壓在三度空間之變化)，即：在沿海槽線未移動前，850mb 層上大陸高壓中心猶在甘肅一帶(參看圖九a所示27日 1200Z 圖)，地面中心則在晉、陝境內，顯示高壓中心軸線係向西北偏斜，而 500mb 層該區均屬西風區域，凡此



圖十a：1958年3月下旬寒潮南下期間，杭州(30°N 120°E)上空各等壓面層上之溫度變化。斷線為各層溫度最低點之連線。



圖十b：沿 120°E 經線上，各等壓面層 -10°C 等溫線位置之南北變化

均示該高壓係屬「冷心高壓」之正常發展。但在十二小時後沿海槽線開始移動之時（28日 0000Z），850mb層與大陸高壓中心已移位至高空西風帶以南之四川境內（參看圖九b），而地面中心則在豫鄂邊界上，由垂直軸線傾斜度顯示，該地面高壓已突轉為暖性。此項迅速演變之事實，亦可由圖十a及圖十b高壓區域上空之溫度變化示出。

圖十a為一固定點上空各等壓面層之溫度時間變化，所擇地點為在大陸高壓範圍內之杭州。由圖可見，在28日以前及以後，各層溫度變化之不同趨勢。此可為其前及後高壓空氣性質變化之指示。注意此時500mb層以下與其上溫度變化係完全不同。

圖十b為各等壓面層 -10°C 等溫線沿 120°E 經線上之南北向位變情形。該圖中最值得注意之事實為，850mb、700mb層上28日以後， -10°C 線之急劇北移，其位置並遠超出寒潮之前者。

即由於27-28日850mb層上高壓位置之顯著變化，而使東南沿海區域之該高度上，東北風突轉為西北風（見附圖）。並由於該高壓變性為暖高壓後，環流向上擴展關係，而使該區域之西北風往上伸展。由於此種演變之結果，乃造成低緯槽線之減弱（缺乏南北向溫度梯度），並加速向東移出。

以上所述四端，即

- (1) 主槽不連續前進與寒潮爆發。
- (2) 寒潮爆發與主槽之停滯。
- (3) 短波槽移出長波槽，長波槽回退至原有位置與另一次較小規模之寒潮爆發。
- (4) 寒潮遏止與亞洲沿海主槽之加速東移。

有一共同特點，即均不能單獨藉連續性、或長波原理可以解釋。上述事實關係吾人區域冬季天氣預報至鉅，此處僅再就本次地面與高空關係之四項特點，在預報上應予注意之處，述之如下：

- a. 沿海氣旋加深為上述(1)中不連續現象之基本條件。因無機械外力，不可能使高空型式作不連續之變化也。
- b. 能影響長波槽停留或後退之寒潮爆發，必須出之於大規模情形之下者。
- c. 高空主槽雖見東移，而與其相連之負距平中心並不隨之移動。此種情形，每示短波槽之移入長波槽中，主槽之移動係反映短波槽之速度。在適當形勢下，主槽必將退復其原有位置。本次之情形，係在與短槽相連之地面低壓移至堪察加半島南方海面之時。
- d. 極地高壓移至西風帶之南時，無論在變換季節或仲冬，均將迅速變易其原有性質，此時高空環流每由低指標轉為高指標型式，並偕地面系統向東以俱移（東北季風區域此時每有最佳之天氣）。但必須注意者，此時如有更大高壓出現於高緯地帶，上述高空與地面關係則不真實。

五、寒潮天氣預報要點

此處有關寒潮天氣預測問題，僅提示以下數端，並均以本次寒潮之天氣情形為例。

(一) 對寒潮間隔之考慮

此為預報寒潮天氣時，必須優先考慮之點，因此可作寒潮來襲前，各地空氣性質變化之指示。如寒潮間隔愈長，則毫無問題，低緯區域之空氣必將更具熱帶氣團之性質，如在變易季節，中緯度空氣之變性程度，亦當大有可觀。反之高緯極地空氣則將更較一般情形尤冷。如此一旦寒潮遽見南下，各地惡劣天氣常為可期。此特別對 35°N 以北區域之天氣預報為真實。綜觀本次情形，華北以南各地均經降雨，中特以華南、臺灣區域，降雨並達48小時之多，此實本次寒潮間隔之長（見前述，其間隔幾達半月有餘）有以致之。

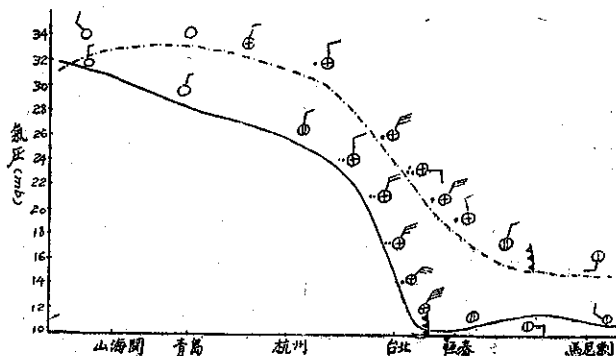
對寒潮間隔考慮之另一應用，為最低溫度預測。最低溫度與上述天氣關係係屬相反者，即寒潮愈頻，溫度愈低。此項最簡單之應用，每常易被忽略。

(二) 大陸高壓環流折向點與惡劣天氣分佈之關係

此處所指大陸高壓環流折向點係指亞洲東海岸之高壓環流由西北或北轉為東北向之一點。其南與其北氣流之差別計有：1. 該點以南氣流，一般均係從海洋迴歸，含有大量水汽，每常在對流不穩定之狀態中。反之其北之氣流，變性較小，每甚乾燥。2. 折向點以南之氣流係自海洋吹向大陸有升坡作用，折向點以北氣流恰相反有沉降作



圖十一：寒潮穩定時，中國區域惡劣天氣分界線位置圖（參看圖十二）



圖十二：1958年3月下旬寒潮南下時，沿120°E經度線，氣壓剖面與風及天氣之關係，實線為3月26日0000Z者，點斷線為3月27日0000Z者。

線之有無及強度以作華南天氣變化之指標。本次情形，在27日該105°E槽線開始併入位於東南沿海之主槽內，即於該日0000Z以後，西南區域天氣則漸轉佳。

(四) 臺灣寒潮天氣客觀預報問題

有關寒潮南下時天氣客觀預報法，此處僅提出強風及降雨兩項，略作研討。

強風客觀預報——此項預報無疑地對吾人區域將有極大之重要性。即就本次情形言如能事先準確測知，並通知澎湖漁民，則相信不致有造成四十七艘漁船被風吹沒之事實（根據中央日報之報導）。當然，海峽強風預測，就本質上言，與寒潮預測相同。惟需就地形因素加以強度及侵襲時間之訂正。據趙友夔上尉在「臺北冬季天氣預報經驗談」一文之研究，指出，當120°E經線上，臺北與上海間氣壓梯度到達每緯度1mb之時，臺北及臺灣北部即可出現強風（即風速26kts或以上）。開始時間有一落後現象，通常均在此種梯度出現後之六小時。而其持續時間則與最大梯度區之南北範圍有關。當最大氣壓梯度處保有三個緯度潤度時，即有強風出現，至五個緯度時，即可持續至二十四小時以上。趙君此項研究僅以臺北為例，相信對海峽中強風預測亦可以同樣方法求得之。圖十三為本次強大寒潮南下時，沿臺灣海峽各測站之風速與馬公、上海間氣壓差值之關係圖。原則上，兩者關係與趙君所述之臺北情形完全一致，即最大風速之出現，較最大梯度之

用。另外，最重要之一點為此時高空槽線每停留於亞洲沿海一帶，如圖十一所示，東北季風區域內，低層與高層之風常為相向而吹，有顯著輻合作用存在。基於上述三點理由，該折向點應被視為大陸高壓穩定時之中國南北不同天氣之分野處。此亦為何以冬季在長江以南之中國區域（東北季風區域）天氣通常均屬惡劣之原因。而本次寒潮之例更提供最佳之說明。圖十二即為27, 28日，0000Z大陸高壓較穩定時，沿120°E經線之氣壓與天氣之分佈情形。由該圖可指示二點：

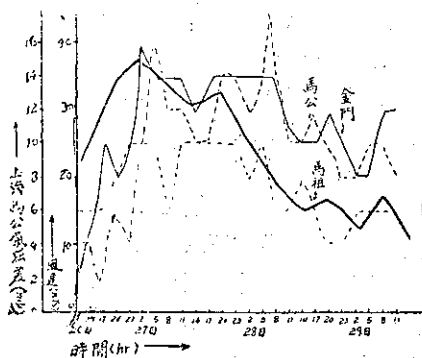
1. 惡劣天氣之出現係在氣流由北轉為東北之處，與上述情形相一致。

2. 惡劣天氣區域，對經度方向言，均具有較大之氣壓梯度。

是故當寒潮南下時，考慮以上所述之諸情形，常可對雲及惡劣天氣分佈區域界限，得一明顯之指示。

(三) 低緯105°E短槽之影響

通常寒潮南下時，每伴有高層西風之向南位變，此項變化對吾人區域高空及地面預報之重要性為，在當極地西風向南位變時，西藏高原以南之西風流量，迅速增加。由於地形影響，當氣流越過西藏高原南麓後，恒將轉為西南向，而呈槽形之狀。關於此，國人葉篤正氏研究中國區域噴射氣流動態時，經已指出。此亦即此處所指之低緯105°E處之短槽。此槽線之出現，常指示長江以南區域，有強盛之西南氣流上滑於東北季風氣流之上。此種情形下，每足使該一區域帶來惡劣天氣。在春夏變易季節，該槽線且可發生頻頻之氣旋波。故本中心常據該槽



圖十三：1958年3月下旬，寒潮南下時上海馬公氣壓差，與臺灣海峽馬公、金門、馬祖三地風速之關係。注意強風時間較最大氣壓梯度值之落後現象。

出現時間為落後，特以氣壓梯度減弱後，最大風之遲後為尤甚。由圖顯見，上海與馬公間之氣壓差在 27 日 2000 L. S. T. 之後，已迅速減弱，但金門與馬公之最大風却持續至第二日 0800 L. S. T.，延後約十二小時。最值注意者，馬公最大風 (45kts) 却在氣壓梯度下降後之十一小時 (28 日 0700L.S.T.) 出現。以上僅為本次海峽強風情形一次之例。但無論如何，相信臺灣海峽之強風客觀預報法，可循此途徑以解決之。

降雨客觀預報——無庸諱言有關臺灣區域降雨客觀預報法，吾人尚在摸索階段。相信一項完備之冬季寒潮降雨之客觀預報方法，必須同時考慮氣團性質、風之分佈、及地面與高空系統之強度與速度等諸因子變化，才能得出之。而此處所強調者為吾人區域合成時間剖面圖 (Composite Time Section) 對寒潮降雨起止時間，甚至對強度預測之價值。

空軍氣象中心編纂之氣象技術月刊，自本年三月份易制為「氣象統計與分析」後最大之改進，厥推桃園、馬公、東港三地合成時間剖面圖之繪製。該圖計包括有下述資料：

1. 各高度層之風向風速，每日兩次。
2. 各等壓面層上，24小時高度變化，單位為公尺。
3. 探空時間之地面天氣。
4. 每日最高最低溫度、及24小時降雨量。

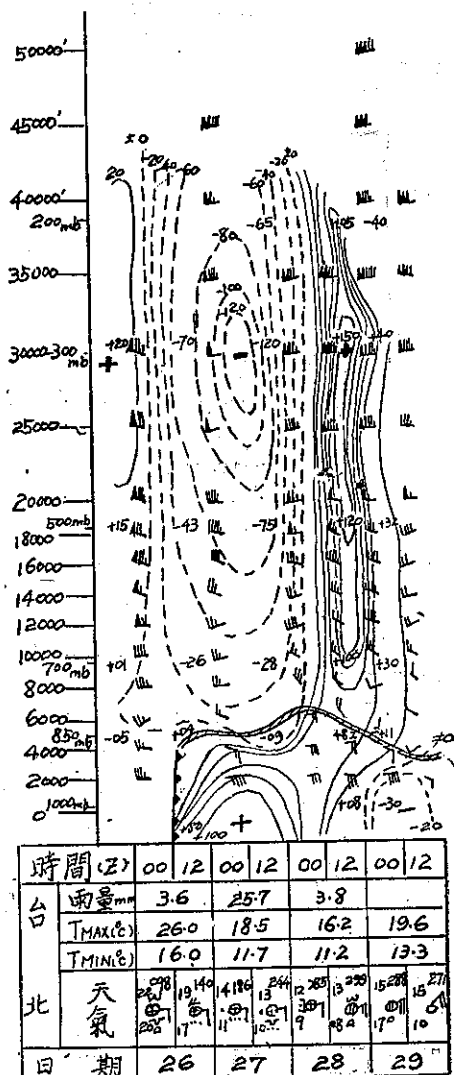
圖十四即為本次寒潮南下期間，桃園合成時間剖面圖之型式 (地面天氣及降雨量等因素為臺北者)。以下所述為該圖對本次寒潮降雨預測所顯示之價值。

本次寒潮南下時，臺灣區域最先出現降雨之地為臺北與花蓮，時間為 26 日 1600Z。至 26 日 1300Z 後臺灣除最南端之恒春外，普遍均有連續雨。降雨時間直延至 28 日。北部停止時間為該日 0100Z，南部最遲為 0700Z。計在該為時約 48 小時之降雨中，又可分為兩個階段，即在最先 12 小時出現者為雷雨，其後則屬連續性雨。

由圖可見，在寒潮前鋒未達臺灣前，臺灣區域自地面層開始迄至高空均有着強勁之西來風 (此處僅列桃園資料，馬公與東港探空站之資料大致近似，故從略)，2000呎層上並已出現有 35kts 之風速，由此可知其與寒潮交綫時所造成輻合作用之猛烈程度。此種情形，在冬半年極少有見。故當寒潮前，強烈西南風出現時 (兼考慮西南風之持續時間，及氣團之變性程度)，每可作寒潮猛烈天氣之預測。本次寒潮來襲時，臺灣全境普遍出現為時頗長之雷雨，實冷鋒前強烈之西南氣流有以致之 (因寒潮空氣本身不可能造成雷雨也)。上述為該圖對寒潮雷雨預測所顯示之價值。

另外該圖中有一項值得特別強調的，為等變高線分析所顯示之高度正負區對寒潮降雨起止時間及強度預報之應用。寒潮降雨於其前鋒接境時開始，此當不致構成預報上之難題，最感困難者厥為降雨終止之預測，而本圖中高度正負區變化恰足作此項變化徵候之指示。本次臺灣寒潮降雨打破歷來之例，竟持續了 48 小時之時間，值得特別注意者，在該 48 小時內，高層均在一猛烈之高度降區範圍中，而且高度由降區轉為升區之時，恰與降雨終止時間相一致。由圖可見臺灣北部在 28 日 0000Z 時後，高空各等壓面層高度開始急劇上升，即於該時之後，北部之連續降雨開始停止 (見上述) 南部降雨遏止時間較北部約遲六小時，而等變高線變化亦給出同樣之指示。

本項圖表資料在本質上，亦即為高空槽脊移動及強度之變化資料 (下接第 5 頁)



圖十四：1958年3月下旬，寒潮南下期間，桃園合成時間剖面圖 (Composite time section)

厚度圖之性質及其應用

徐寶箴

Applications and properties of thickness charts for weather prognosis

Pao-chin Hsu

Abstract

The thickness chart has become one of the most useful weather chart especially in differential analysis and in checking the consistency between the lower and upper air prognostic charts. This paper will describe the properties of thickness, pressure pattern in relation to thickness pattern, causes of thickness changes and uses of thickness charts in weather analysis and prognosis.

一、引

論

自圖加圖減之方法被採用以來，等壓圖與等壓圖間厚度圖已能迅速繪製，由厚度圖及其變化圖可認識氣團之動態與發展，亦可知氣壓系之型式與性質。第二次世界大戰期間，畢脫生 Pettersson 利用地面及厚度圖，預報高空風向風速，供給駐英盟軍轟炸機隊之用。現今之氣象人員以 500mb 之圖為基準，以層差分析(differential analysis)方法作 300mb, 200mb, 或 100mb 之預報圖，以預報四萬五萬呎之風向風速，供給噴氣機隊之應用。此外，厚度圖亦可用作位移氣旋，預報氣旋強度變化及作校驗底層與高層分析圖及預報圖是否配合適當之用，厚度圖之應用廣矣。

二、厚度圖之性質

(一) 厚度與溫度

所謂空氣層之厚度是指空氣層上等壓面之高度 Z_2 至下一等壓面高度 Z_1 間之垂直距離。可由流體靜力方程(如下(1)式)並將氣體狀態方程(如下(2)式)代入，然後積分求得之：

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

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

以上兩式中之 P 為氣壓， Z 為高度， ρ 為空氣密度， T_v 為虛溫 (Virtual Temperature)， g 為地球引力加速度， R 為氣體常數，積分之結果，空氣層之厚度 H 如下：

$$H = Z_2 - Z_1 = \frac{R T_v}{g} \ln \frac{P_1}{P_2} \dots\dots\dots (3)$$

上(3)式中之 P_1 為 Z_1 之氣壓， P_2 為 Z_2 之氣壓， T_v 為 Z_1 及 Z_2 間空氣層之平均虛溫，由上式可知求兩等壓面間之厚度時，方程式右方之 $\frac{R}{g} \ln \frac{P_1}{P_2} = K = \text{常數}$

即(3)式可改寫為：

$$H = K T_v \dots\dots\dots (4)$$

由上(4)式可知某兩等壓面間之厚度僅須視該空氣層之平均虛溫而定，1000mb-500mb 間之 18200 呎厚度，相當於平均虛溫 0°C ，每差 200 呎之厚度，相當於平均虛溫差 3°C 。通常實用時，僅計算 1000mb-700mb 之厚度用平均虛溫，計算 700mb 以上空氣層之厚度，可用 T (平均溫度) 以代替 T_v ，因為 700mb 以上之空氣中水氣之含量已甚微小。如空氣層中之溫度垂直向分佈有規則，即空氣層之中間溫度值近似平均溫度。

厚度之變量可由平均虛溫之變量求之，設 ΔH 為厚度變量， ΔT_v 為平均虛溫變量，即：

$$\Delta H = K \Delta T_v \dots\dots\dots (5)$$

(二) 厚度與熱力風

熱力風 (Thermal Wind) 之定義為：某一空氣層之熱力風為該空氣層之頂等壓面與底等壓面上地轉風之向量差。等壓面上地轉風之方程如下：

$$V = \frac{g}{f} \frac{\Delta Z}{\Delta N} \quad (6)$$

上(6)式中之 V 為等壓面上之地轉風， f 為地球偏轉參數， ΔZ 為等壓面上垂直於等高線經 ΔN 距離間之高度變化。按(6)式及熱力風定義，即得熱力風(V_t)如下：

$$V_t = V_2 - V_1 = \frac{g}{f} \frac{(\Delta Z_2 - \Delta Z_1)}{\Delta N} \quad (7)$$

上式中 V_2 為上等壓面之地轉風， V_1 為下等壓面之地轉風， $\frac{\Delta Z_2 - \Delta Z_1}{\Delta N}$ 為等壓面 P_2 與 P_1 上之高度梯度差，此高度梯度差即相當於該兩等壓面間之厚度梯度($\Delta H/\Delta N$)即

$$\frac{\Delta H}{\Delta N} = \frac{\Delta Z_2}{\Delta N} - \frac{\Delta Z_1}{\Delta N} \quad (8)$$

上式可由(3)式微分及代入有限差值 ΔN 求得，將(8)式代入(7)式，即得

$$V_t = \frac{g}{f} \frac{\Delta H}{\Delta N} \quad (9)$$

由上式可知各厚度線與等高線之間隔相同，即在等壓圖上可量地轉風之標尺可用以計量厚度圖上之熱力風。

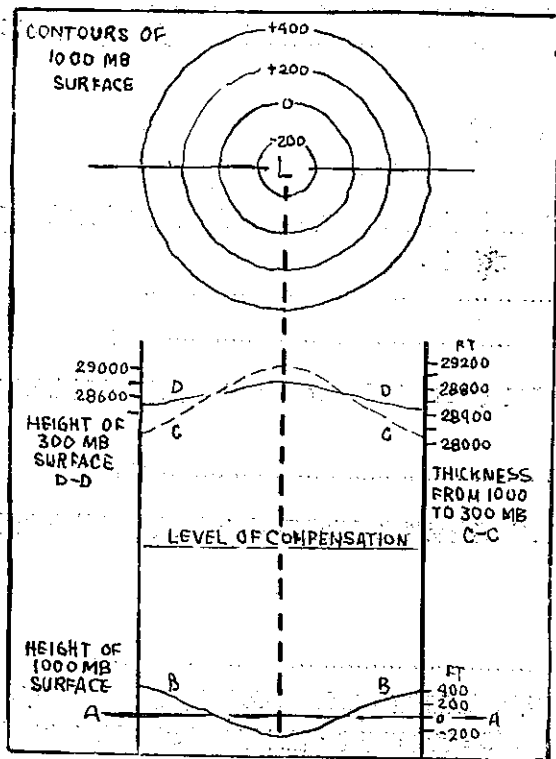
三、厚度線之型式與氣壓系

由厚度線之型式及其變化，可推知氣團之性質及其發展情況，氣團之動態及發展與氣流亦即與氣壓系之型式有聯帶之關係，換言之，某種氣壓系型式應具有種厚度線之型式，此種相互之關係，對於分析與預報均有極多之用處。茲舉述各種主要氣壓系型式與厚度型式之關係如下：

(一) 暖心氣旋

暖心氣旋之強度隨高度而減弱，在此種氣旋之上，厚度值大。在顯著暖心氣旋之上可能是高氣壓。第一圖為理想暖心氣旋，其四週之溫度分佈為對稱者，第一圖之上方圖為1000mb等高線，下圖之BB曲線為沿AA線上1000mb等壓面之剖面圖，圖中之CC曲線為沿AA線1000mb-300mb間之厚度剖面。DD曲線為BB與CC兩曲線相加之和，亦即沿AA線上300mb等壓面之剖面。

在第一圖中，厚度及高度場為對稱者，通常暖心氣旋之四週，溫度場均非對稱。在氣旋後方南行之空氣通常均較其前方北行之空氣為冷，故氣旋之最厚地區當在溫度較暖之方向，低中心之軸，當隨高向厚度轉薄之方向傾斜。

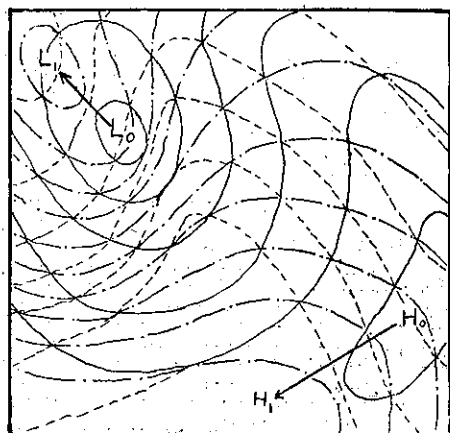


第一圖

第二圖表示溫度分佈不對稱之高低氣壓中，厚度及等高線之型式。

暖心氣旋中之天氣及雲之資料，可用以估計厚度之分佈，對流強盛之地區，如有陣雨等，厚度比較小。(雖以一般言該地區之厚度均較高)。在晴朗之地區，除非有卷雲，其厚度較大。

(二) 冷心反氣旋



第二圖

實線為1000mb等高線，點段線為高空等壓面之等高線，點線為厚度線。

冷心反氣旋之強度隨高度而減小，在此種反氣旋之上，空氣層之厚度較小。與暖心氣旋之情形類似，如情況顯著，在此種反氣旋之高空，可變成相反之氣旋型環流。

通常冷心反氣旋四週之溫度場分佈並不對稱，厚度淺薄之中心，將隨高度向最低溫度地域之方向傾斜。

以天氣與厚度之關係言，通常在有中雲及卷雲之地區或有層狀雲（層積雲除外）降水之地區，厚度較大。

第三圖a為一極冷而強烈之海面反氣旋，及其相當之1000mb-500mb厚度型式，冷中心在1000mb高中心處。

第三圖b表示相當於a圖之500mb圖。1000mb 高中心之上方有一封閉之低中心，此為中高緯度大陸極端寒冷高壓

之型式，此係根據冬季西伯利亞反氣旋觀測之結果。

大多在西伯利亞和北美之冬季高壓，其組織約如第三圖c及d所示，c圖表示該高壓1000mb 之等高線及1000mb-500mb之厚度線，有一冷槽（薄厚度）在海面高壓之北方。d圖表示相當於該高壓之500mb之等高線，在高壓中心之一方，有一淺槽。

（三）暖心反氣旋

暖心反氣旋之

強度隨高度增加，在此種反氣旋之上，其近地面二等壓面間之厚度較大，如四週之溫度分佈不對稱，即厚度中心之軸，隨高度向溫度較高之方向傾斜，在海洋中出現之暖而範圍廣大之高氣壓，即屬於此一類，在中高緯度出現此類高壓時是為阻塞高壓。

由此種高壓中之天氣分佈，亦可推厚度之分佈情形，對流強盛的區域通常均在厚度較小之區域，厚的厚度中心在1000mb高壓之無對流現象之方向。

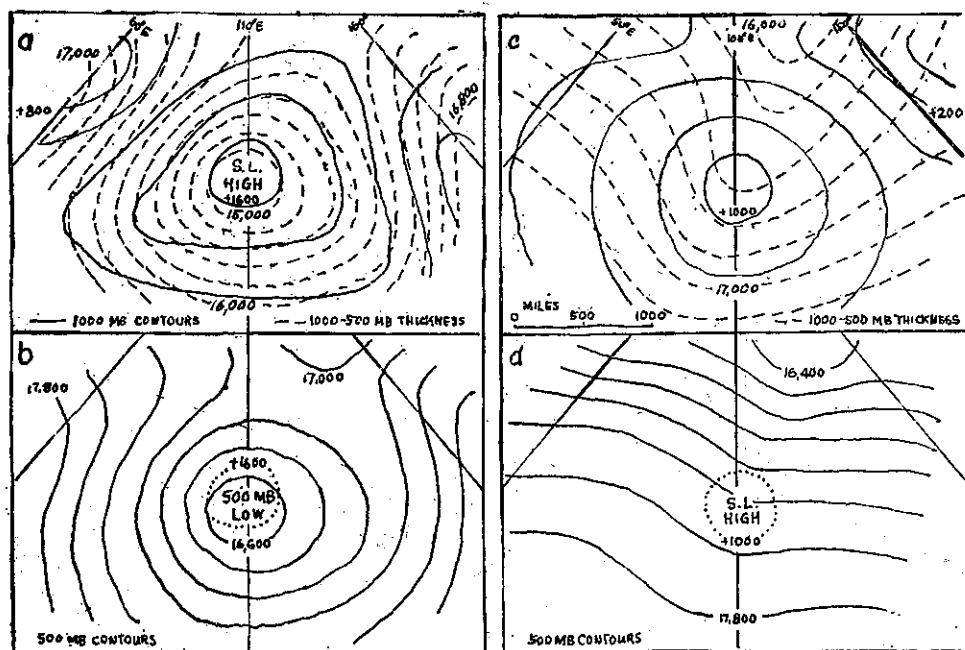
（四）冷心氣旋

冷心氣旋之強度隨高度增加，在此種氣旋之上，其近地面二等壓面間之厚度較小，如溫度之分佈不對稱，厚度薄之中心軸將隨高向溫度低之方向傾斜，此種冷低壓，在高緯度，多在太平洋與大西洋之北部，即為有名之阿留欣低壓及格林蘭低壓，在低緯度如出現此種低壓，通稱為割離低壓（Cut-off low）在高緯有阻塞高壓時，常同時於低緯度上出現此種割離低壓，厚度最薄之區域，常為對流雲及陣雨活躍之區域。

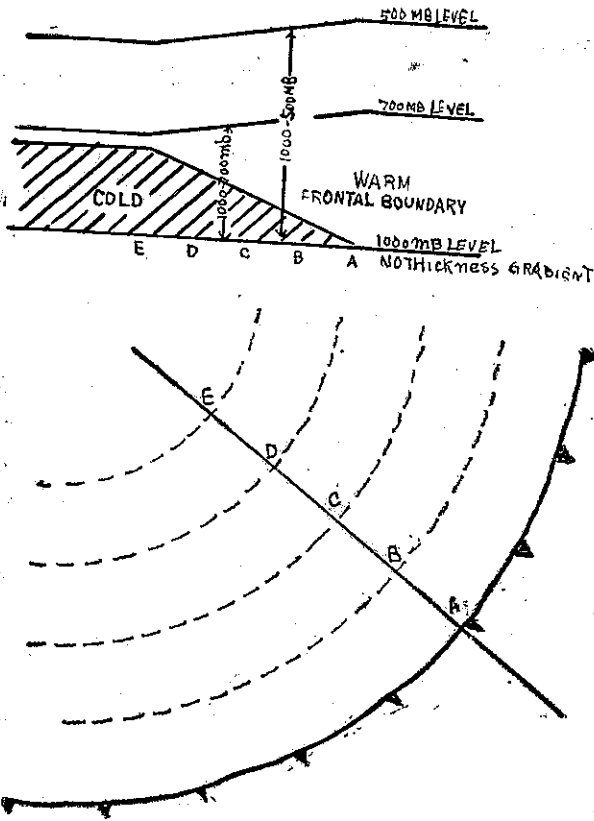
（五）鋒

鋒為不同密度氣團間之交界，鋒帶上之溫度梯度極大，故在鋒帶上亦有甚大之厚度梯度，因此，等厚度線（指近地面者）必近似平行於鋒線，厚度梯度之強度須視鋒之傾斜度及鋒兩旁溫度之差別及冷暖氣團中之溫度梯度而定，總之，地面圖上鋒之型式與低層空氣之厚度型式必有密切之關係。

第四圖之上方圖表示一理想之鋒，經過鋒線溫度有突變，在暖氣團中無溫度梯度，除冷暖氣溫之不連續外，鋒面又有傾斜度，故在有鋒面之區域，必有顯著之厚度梯度，如第四圖下方之圖所示，鋒面之傾斜度愈大，厚度梯度亦必愈大，而鋒兩傍之溫度差亦必愈大。冷鋒之傾斜度較暖鋒者為大，如其他之條件相同，冷鋒之厚度梯度亦



第三圖

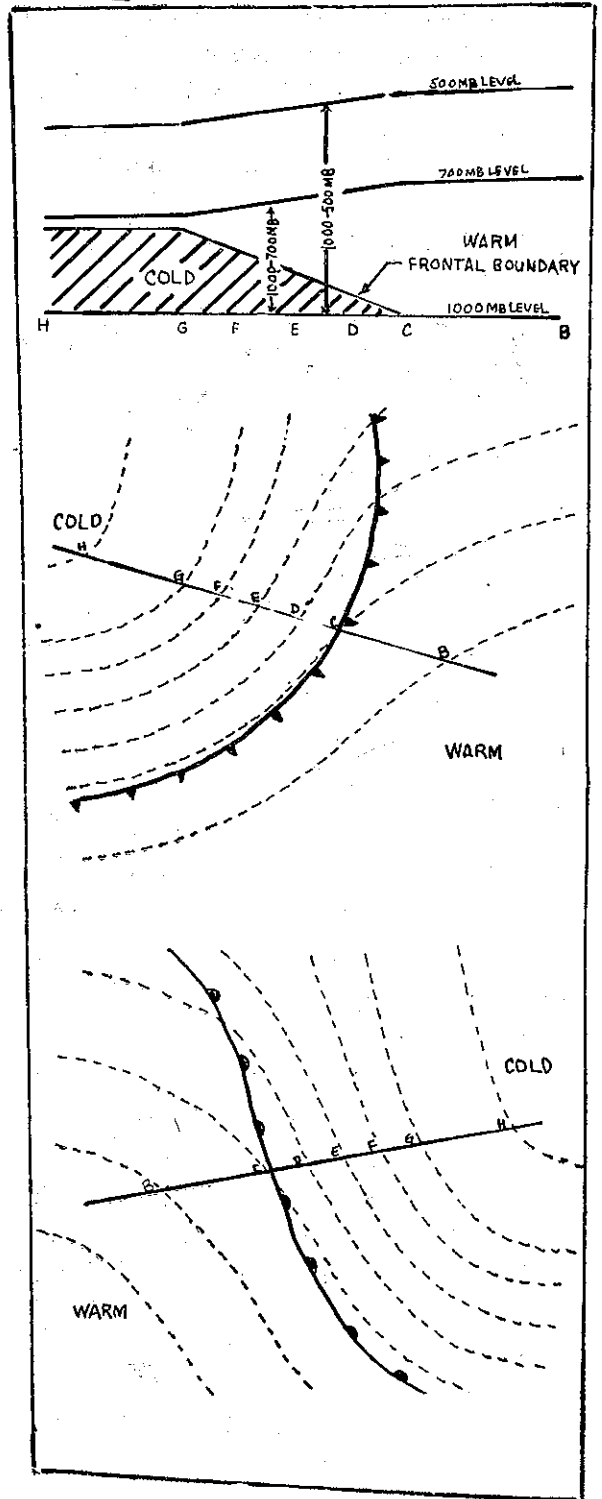


第 四 圖

必較暖鋒者為大；鋒之傾斜度通常以緯度較高者為較大，故厚度梯度亦多隨緯度增高而增加，鋒是鋒面與地面相交之一線，亦即鋒面斜坡之前緣，故厚度梯度大之區域，應集中在鋒之冷空氣一邊。

第五圖為較近似實際情形之鋒附近之厚度分佈，鋒兩旁之氣團中，均有水平向之溫度梯度，厚度線並不完全平行於鋒，有部份係穿過鋒線，因為在冷空氣一方之厚度梯度比較在暖空氣一方者為大，故冷暖鋒附近之厚度線，均成自冷空氣向暖空氣扇形展開形式，惟鋒附近之確實厚度線形式當視每一鋒之型式稍有不同。

以上第四圖中之A-E及第五圖中之C-G均係假設鋒面之傾斜度隨高度不變。冬季寒潮爆發到達低緯度時，或者活躍暖鋒自低緯向北行或經過山地時，近地面之鋒面常僅為極淺薄之一層空氣，此部份之鋒面傾斜度甚小，惟在較高之空中，可仍有陡峻之坡度。寒潮抵達大陸之低緯地區時，在春秋兩季，其厚度更薄，日間之增溫，可使晨間鋒兩旁之氣團不連續消失，結果即自早晨至夜晚，鋒似向冷空氣方向跳越一段距離。



第 五 圖

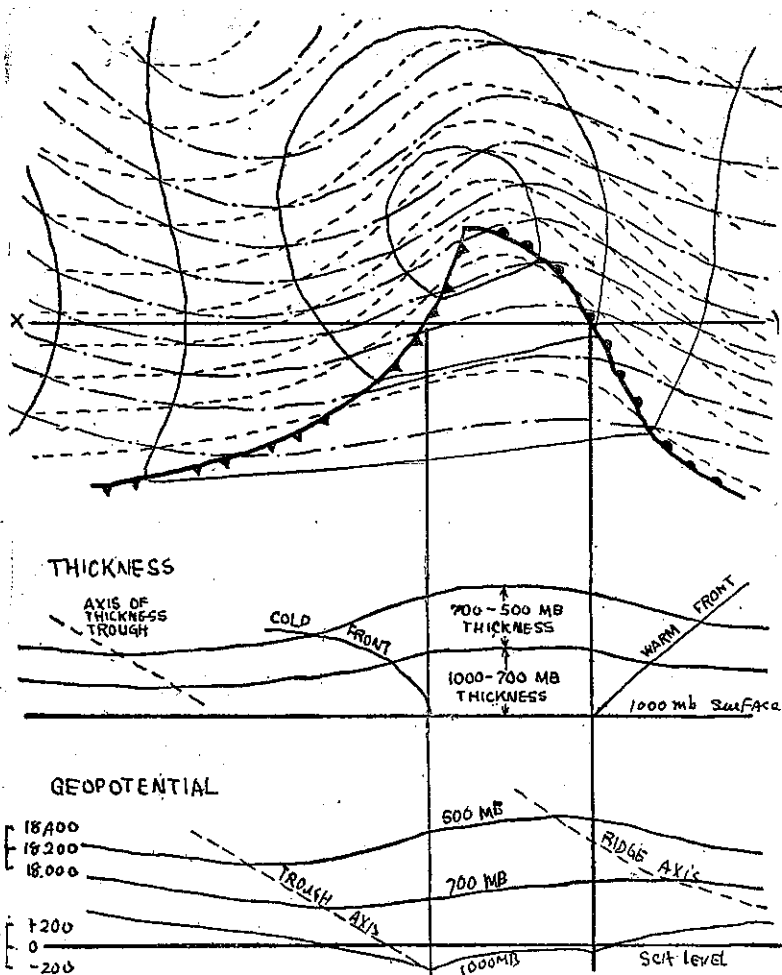
(六) 未包圍之氣旋

未包圍氣旋(Non-occluded wave cyclone)之簡單模型如第六圖所示。上方之圖為1000mb-500mb之厚度場及1000mb與500mb等壓面高度場。在此種未包圍氣旋之上方，有顯著之厚度暖舌，暖區中之厚度線分佈甚為稀疏。厚度線近似平行於海面之鋒，最大厚度梯度在鋒後之冷空氣中。在地面低壓中心之前方處，500mb等壓面上有一顯著之脊，由500mb之等高線，可知500mb之最大地轉風帶與1000mb-500mb厚度線之集中區域相當，即在500mb圖中鋒帶之暖空氣一方向。

第六圖之中間圖是為上圖XY軸上厚度之垂直剖面，為簡單明瞭起見，以1000mb等壓面為一水平面，在海面暖區之上，厚度梯度甚小，在冷暖鋒之上，海面鋒至500mb間之厚度梯度最大。

第六圖之下圖表示1000mb、700mb及500mb等壓面之高度變化，槽與脊之軸均隨高度向西北方傾斜，在1000mb與500mb鋒位置之間，常有強大之高度梯度。

通常在暖區之頂尖地區，鋒之傾斜度最大，厚度梯度當亦最大，鋒之傾斜度可達 $\frac{1}{50}$ ，有時可達 $\frac{1}{25}$ 。離開



第六圖

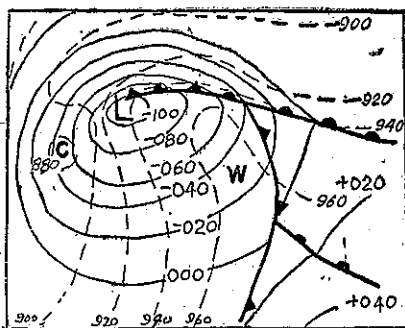
上圖實線為1000mb等高線，點段線為500mb等高線，虛線為厚度線。

該頂尖地區，傾斜度則減小，有時僅有 $\frac{1}{400}$ 或 $\frac{1}{500}$ 。

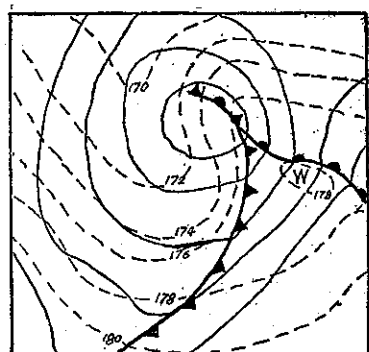
(七) 已包圍之氣旋

(Occluded-wave cyclone)

包圍過程使地面之暖區漸趨消失，當兩種較冷氣團漸趨靠近，即與鋒有連帶關係之厚度梯度亦漸趨減弱，減弱之程度，須視冷鋒後冷空氣與暖鋒前方冷空氣間之水平溫度差而定，如此兩種冷空氣間之水平溫度差甚小，厚度線將穿過海面之包圍鋒而成一甚大之交角。



第七圖：暖型包圍
實線為1000mb等高線，
虛線為1000-700mb等厚度線



第八圖：冷型包圍
實線為1000mb等高線，
虛線為1000-500mb等厚度線

在包圍過程中被舉上升之暖空氣，在厚度圖中常成一夾舌形。第七圖為暖型包圍之情形，厚度之暖舌在包圍

鋒之後方（在地面低壓之西南方，常有反常強大之厚度梯度）。第八圖表示一標準之冷型包圍之情形，厚度暖舌在地面包圍鋒之前方。兩種包圍之後期，暖舌均將變為十分狹小，而繞 1000mb 之低中心而行，此時常有一封閉之厚度低中心，出現於海面低壓之南方。

四、厚度變化之原因

空氣層厚度之變化，須視該空氣層之平均溫度增減而定，空氣層溫度之變化，可有以下諸因子：

（一）平 流

暖空氣吹來，可使一地空氣層之厚度增加，冷空氣吹來，可使一地空氣層之厚度減小，如果，平流是為空氣溫度變化之惟一原因，則因平流而起之厚度變化，可由厚度圖中等厚度線及垂直於厚度線之平均風分量而推算之。

（二）輻 射

輻射可使一地空氣層之厚度有增減，惟此種變化不大，因輻射冷卻，氣溫每日約可降低 $1-3^{\circ}\text{C}$ ，約相當於 1000-500mb 空氣層縮小 200ft。此種因輻射而起之厚度變化，可選擇其他情況甚少變化之地區，由其等高線型式之日變化而估計出其大概數值。

（三）空氣之垂直運動

空氣上升絕熱冷卻，空氣下降絕熱增溫。在反氣旋中，因有顯著之下降氣流，空氣層之溫度當必增高；在有反氣旋性之氣流區域，當亦有下沉空氣及增溫作用。反之，在氣旋區域，或在有氣旋型流線之區域，均將有冷卻之作用。

（四）空中水氣之凝結

在降水或多雲區域，凝結放出潛熱，可使空氣層之平均溫度上升；暖鋒之前方，常見厚度線前進較速，或即由於該區凝結多，放出大量潛熱之故。

（五）亂 流

亂流可使地面之熱及水氣攜帶至空中，是為空氣層溫度變化主要原因之一。當空氣行經較暖之地面時，此種作用尤為顯著，其造成之影響可大於因平流而生之溫度變化，在亞洲與美洲之東方海洋上，常有此種現象。

以上可以使空氣層厚度變化之因素，常可數種同時發生，其作用之影響或者相加，或兩者相互消去。例如：

1. 冷氣平流常可因受自下方加熱之影響而消去其冷卻之作用。冷空氣行經暖海洋時，厚度線之行速，可較風速小 50%。

2. 冷氣平流時可因冷空氣下沉絕熱增溫而消去其冷卻作用。下沉絕熱增溫，可於 24 小時內，使 1000-500mb 之厚度增加 300 呎，或 1000-700mb 之厚度增加 150 呎。

3. 暖氣平流可因下方冷卻及上升絕熱冷卻而消去其增溫之作用，以自下方冷卻與因上升絕熱冷卻兩者相比較，當以後者之影響較大，如無猛烈之擾動，下方冷卻之影響只限於靠近地面之空氣層。

按照以上厚度變化之原因，便可按其原因推求未來變化之情形，茲介紹厚度預報圖之繪製方法如下：

（一）先以平流方法，按垂直於等厚度線之平均風分量位移等厚度線，平均風可用空氣層頂等壓面之風代替之。如此位移後所成之厚度線，須有必要之修正，例如，所預報之厚度線型式，應與預報之氣壓系型式來配合，否則，須考慮厚度變化之其他原因而予以適當之修正，此外亦須與過去厚度線位移作一比較，檢視其是否有連續性，而予以適當之修正，總之，所成之預報圖，須有連續性，上下圖須合於流體靜力方程之關係。

（二）厚度圖具有保守性，通常少有不規則之日變化，故厚度預報圖，亦可利用 24 小時厚度變差圖，作預報圖——將現時厚度圖與過去 24 小時前厚度圖相減，得 24 小時厚度變差圖，按過去各 24 小時厚度變差圖，可用外推法，作出厚度變差之預報圖，將此種變差預報圖與當時厚度圖相加，則得 24 小時後之預報厚度圖，如此所成之厚度預報圖，亦須按厚度變化之原因，予以考慮與修正，使先後之厚度圖有連續性，上下之預報圖合理一致。

此外尚有如美軍東京氣象中心所用之 *Estoque* 方法，以厚度之絕對旋率之平流，求厚度之未來變化。見參考書（3）或氣象學報三卷三期 P. 35。

五、厚度圖之應用

（一）由厚度圖求空氣層之平流

在厚度圖中加繪平均風圖，即可表示出該空氣層之冷暖氣平流，如第九圖所示。如無1000-700mb間之厚度圖時用850mb圖中等溫線代替之亦可，平均風亦可用850mb之風代替，頗為簡便實用，惟在高原地區或在多山區域，850mb之溫度與風均將受地面日變化之影響，以上方法不宜應用。

同樣，如1000mb-500mb之厚度圖缺乏時，可用700mb之溫度場及風場以求該空氣層之平流。

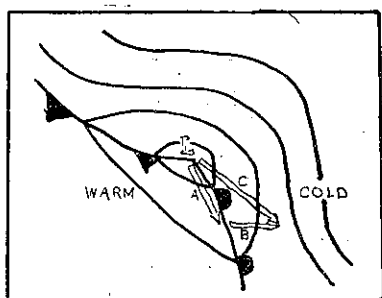
(二) 由厚度線求氣旋之行向

波型氣旋，是為鋒面上之波浪，應沿鋒線移行，即應沿與鋒有密切關係之1000-700mb厚度線集中帶而移行。雖然暖鋒之冷空氣後退，可使鋒及厚度之型式變改，但以上之原則，仍可適用。按照上述原則：開口之鋒上氣旋，必沿其前方之暖或穩定鋒向東移行。氣旋包圍後，則不能應用以上規則，在已包圍之氣旋中，高空輻散氣流是地面氣壓下降之主要原因，此時，氣旋之行動須受氣壓下降所操縱，與厚度線及平流無關。

有暖區氣旋（未包圍）在沿其前方暖鋒或半穩定鋒上移行，只有沿鋒上有1000-700mb之厚度線集中時才可能。有些暖鋒甚為平淺，在鋒後若干距離後，其坡度方變為較大。在厚度圖中，在此種坡度變大之地帶，厚度線有集中之現象，通常稱此為高空暖鋒，因為此處為鋒之重要部份，該處有特殊天氣，有暖氣平流，於利用厚度圖計算氣旋移行時，亦以此處為準則。

以下為氣旋之行向與氣旋前方鋒位置關係之例：

1. 氣旋前方之穩定（或暖）鋒向東南方伸展，冷鋒尚未抵達西南象限，換言之，氣旋尚不可能包圍時，該氣旋應沿鋒向東南方向行，惟該注意者，當氣旋向東南方向移行時，暖鋒須同時向東行，如第十圖所示，故氣旋未來之位置，應在現在暖鋒之東方，換言之，氣旋須穿過現在之厚度線，因為氣旋向東南行時，厚度線同時亦向東行，除非是在穩定之鋒上。



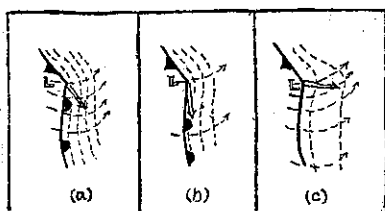
第十圖

- A. 為沿鋒移行之向量
- B. 為冷氣團邊移行向量
- C. 氣旋實際移行向量

氣旋移動之方向與鋒上厚度線間之交角，須視暖平流之強度而定，暖平流之強度又須視平均風與厚度線所成之角度及厚度線之疏密而定。如第十一圖所示。a圖為厚度梯度及平均風二者均強，氣旋之行向在平均風向與熱力風（與厚度線平行）方向之間。b圖，平均風弱，厚度梯度強（熱力風大）氣旋之行向較靠近厚度線方向。如c圖所示，熱力梯度弱，平均風強，氣旋之行向較靠近平均風之方向。

2. 如冷鋒已抵達氣旋之西南象限，而暖鋒之東移並不太快，此氣旋即將包圍，暖空氣將自低壓之中心被切斷，此後氣旋之中心，地面空氣層將漸減少厚度，如第十二圖所示，此後氣旋之行向，須視高空之輻散而定矣

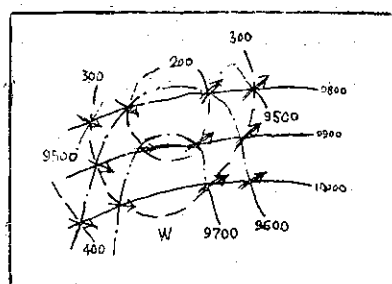
3. 另外一種情形，為鋒面上之厚度線自氣旋之中心向東方伸展，如冷空氣並不向鋒之北方後退，即在厚度圖上無顯著之暖氣平流，該氣旋將沿東方之厚度線而行，此時，氣旋之北或東北方必有高壓楔，供給冷空氣，以維持此鋒穩定而不移動。



第十一圖

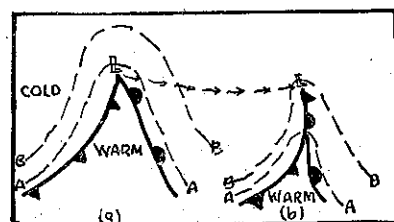
虛線為厚度線，虛線箭矢為平均風，雙線箭矢為氣旋行向。

氣層之熱力型式表示出垂直旋率運輸之變化。Sutcliffe 研究高空大範圍氣流，均假設地面為無風之情



第九圖

段線為1000mb等高線
實線為700mb等高線
點段線為厚度線
單箭矢為冷平流，雙箭矢為暖平流。



第十二圖

A及B為等厚度線，(a)圖中L之高度值大於A，(b)圖中L之高度值小於B。

況，換言之，大氣之環流，主要受熱力之控制。

由以上兩種假定可知氣旋之發展與熱力型之發展有極密切之關係，欲推知熱力型之發展，僅須注意厚度型式之某些部份則可，即注意某些具有顯著旋率（熱力）變化部份——曲率變化區、切力變化區、顯著熱力槽和熱力楔區，匯流(Confluent)及散流(diffluent)區而有強大熱力梯度之區域等。

本節以下所述之圖例，係採用 Sutcliffe 及 Forsdyke 之著述，厚度用 1000mb-500mb 間之厚度，A 表示反氣旋發展區域，C 表示氣旋發展區域，熱力操縱係指氣壓系之氣壓趨勢沿等厚度線而移行，其移行速率與厚度梯度（熱力風）成正比例。

第十三圖為一熱力噴射風 (Thermal jet complex)，其出口方向有熱力風散流，散流之左方利於氣旋發展，散流之右方利於反氣旋之發展。在進口處，有熱力風匯流，其左方利於反氣旋發展，右方利於氣旋發展。即等壓圖之高度降低。

第十四圖表示一波幅微小之波形厚度場，此種情形時，熱力操縱作用甚強盛，氣壓系成波浪型移行，在 A 處利於反氣旋發展，在 C 處利於氣旋發展。

第十五圖為氣旋包圍初期所成正弦形之厚度場，A 處利於反氣旋發展，C 處利於氣旋發展。

第十六圖之 a 圖為散流型之熱力脊（暖舌），反氣旋經上方氣流，不可能增強，如在較暖之一方，即可發展，如此造成之地面環流，散流必更向前伸展，因前方之熱力梯度弱，故氣壓系將不致經越此區域而分裂。

第十六圖之 b 圖表示匯流型之熱力脊（暖舌），因此所成地面環流，將使該暖脊後退，其前方之強大熱力（厚度）梯度，易使氣壓系分裂或通過。反氣旋生長 (Anticyclogenesis) 在北方，氣旋生長 (Cyclogenesis) 在南方，是西風帶阻塞現象之徵象。

第十六圖之 c 圖為散流型之熱力槽（冷舌），此種匯流式之厚度線，在其較冷北部，最利於氣旋生長，在槽後空氣較暖區域，易於反氣旋生長；由于此種氣壓型式所生之氣流，將使該冷槽移行向前，但其前方之厚度梯度弱，氣壓系將不致與該熱力系分離，而低壓將行動遲緩及加深。此種情形時不易產生西風帶之阻塞現象和大規模之寒潮爆發。

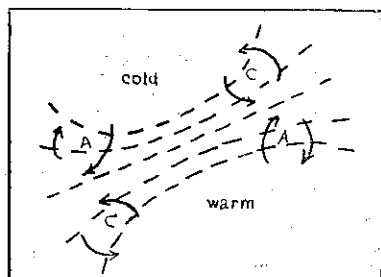
第十六圖之 d 圖為匯流型之熱力槽（冷舌），槽之前方有強大之厚度梯度，槽之轉暖一方，利於氣旋發展，在較冷一方，利於反氣旋發展，由地面東風所生之阻塞作用，該熱力槽行動將滯緩或後退。由 C 區來之分裂低壓常可進入前方之強大厚度梯度中。冷空氣極易穿過低壓之後部而進入低緯度，如此則甚易於在西風帶中造成割離之冷低壓。

在匯流冷槽冷空氣中，反氣旋發展極為容易。冷槽後是否可能發展冷脊，須視該槽為匯流或散流而定。

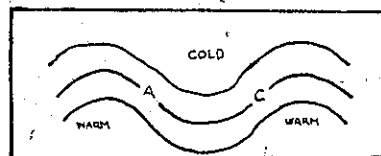
東京美空軍氣象中心利用厚度距平圖 (Thickness anomaly chart) 預報日本南方或西南方氣旋之發生，據云效果頗佳。詳細內容請參考 Forecasting rules and techniques used in T. W. C. 或本學報三卷三期之譯文。

(四) 厚度圖校驗地面及高空預報圖之一致性

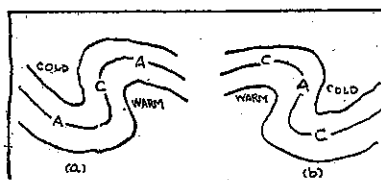
在氣象中心或在業務較多之分析中心，地面預報圖與高空 700mb 或 500mb 之預報圖，係分由二人擔任，各人所用之預報方



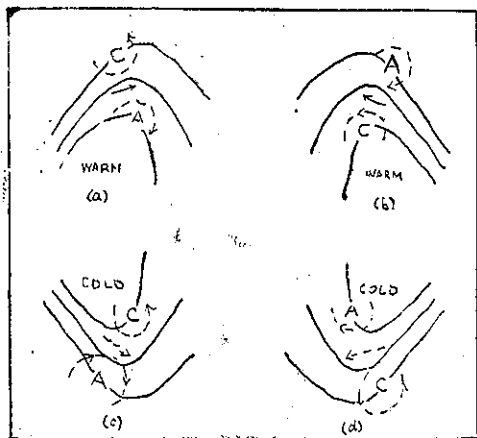
第十三圖
虛線為等厚度線。



第十四圖



第十五圖



第十六圖

法不同，高空與地面預報圖之繪製，不論係由一人擔任或分由二人擔任，其所採用之方法，最好各自獨立不相關連，如此，則可用厚度圖，校驗地面與高空預報圖，是否合於流體靜力方程之關係。地面與高空（700mb或500mb）之分析預報人員，首先應對冷性氣旋與暖性反氣旋之位置須協調，即高空圖中冷低壓應與地面圖中之冷性低壓位置相配合，高空圖中之暖性反氣旋應與地面圖中之反氣旋位置相配合。如果高空預報圖中之低中心，移位至地面預報圖之氣壓上升區域之上，則該區之厚度必須大量減小，而不能與冷厚度中心之移位有連續性，應予考慮修正。

地面與高空預報圖之繪製人員，對於冷低壓及暖高壓之位置同意後，即可各自繪製預報圖之其他部份，將地面預報圖改為1000mb預報圖，將700mb（或500mb）預報圖減去1000mb圖即得1000-700mb（或1000-500mb）之厚度預報圖，由此所得之厚度預報圖與由用連續性及厚度平流等方法求得之厚度預報圖比較，如有顯著之差異，則地面及700mb（或500mb）之預報圖應予以檢查修正。例如由圖減求得之厚度預報圖，在某區域由連續性看或由其他理論上言之均嫌太薄，即該區之高空預報圖（700mb或500mb圖）中之等高線太低，或係該區地面預報圖中高度太高。如厚度預報圖中某區之厚度太厚，即該區地面之氣壓須加升，或高空之等壓圖中該區之高度須下降。

總之，地面、高空及厚度圖三種圖必須前後有連續性，上下須配合適於流體靜力平衡方程之關係，不論於分析或預報時均屬重要。以上三種預報圖，已知兩種圖，即可由圖加或圖減方法求第三種圖，至究應先繪那兩種預報圖，須視當時情況而定，如高空資料豐富，高空之預報圖當較為簡單而易求，如在海洋或其他高空報告稀少之地區，當以繪製地面預報圖較為可靠，地面與高空之報告均完善之地區，厚度圖頗有保守性，用以校驗預報圖甚為恰當。有經驗之預報員，有時僅憑一張預報圖，即可指出預報圖之可能錯誤區域而予適當之修正。總之，預報圖必須予以適當之校驗，方能使之前後一致上下合理，以厚度圖校驗預報圖僅係若干方法中之一種而已。

參 考 書

1. Practical methods of weather analysis and prognosis, issued by authority of office of the chief of naval operations, U. S. Navy, Nov. 1952
2. Differential analysis in the troposphere, Department of the air force, Aug. 1954
3. Forecasting rules and techniques used in Tokyo Weather Central. 1st weather wing special study, Aug. 1956.

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，每千字暫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氣象中心收。

台北淡水河之水位與氣壓雨量之相關 黃 鏞 身

Variation of pressure readings and rainfall amount at Taipei correlate with the height of gauges in Tanshui River.

Young-sheng Huang

Abstract

Tanshui River located in northern part of Taiwan. It flows to the sea of China from Southeast to northwest. During the passage of tropical storms, the windward side of the river always contributes a large amount of flow down into the river and usually causes a sudden increase of the gauges heights. Such features are noticeable and has a close relation with the change of pressure readings. The writer tries to make an experimental formula for making the flood stage predictions. The result gives us a satisfactory correlation co-efficient ± 0.56 . Some results studied in Japan about tide guages and pressure variations were also introduced in this article.

一、前 言

颱風來襲，每挾豪雨俱來，一日之內雨量達四、五百公厘並非罕見，山區地帶迎風山坡，雨量尤為驚人，每當颱風過境，則河川暴漲，洪水氾濫，平地成為澤國。

颱風登陸，豪雨盆瀉，為量浩大，為時又極短促，因以山洪爆發，尤以臺灣河道均極短淺，無法排洩，遂氾濫成災。且因颱風中心氣壓甚低，每可攝使海面升高，挾以登陸，致有海嘯發生，為害更大。若颱風中心通過河流出口之附近海面，則河川暴漲，洪水災害，益趨嚴重！如事前能作有效之洪水預告，則可加以防患，洪水災害自可減至最低限度。謹將颱風期中臺北淡水河水位暴漲與氣壓雨量之相關，作初步之探討，供為進行洪水預告之一些參考。

二、台北淡水河之水災

茲將強烈颱風中心通過本省北部海面時，引起臺北淡水河水位暴漲釀成巨災之紀錄摘要列表如下：

表一：臺北淡水河水災時水位表。

編 號		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
時 間	年	一八九七	一八九八	一九〇〇	一九〇一	一九一一	一九一三	一九一四	一九二〇	一九二四	一九三一	合 計	平 均
	月	八	八	九	八	八	八	九	九	八	七		
	日	九	六	十五	三	廿一	廿九	六	四	六	二八		
最低氣壓 mm		738	723	722	729	721	713	719	723	742	737	7267	726.7
雨 量 mm		317	298	245	122	333	334	336	373	297	387	3042	304.2
台北市水稻埋水標尺高 m		22.2	21.7	21.8	19.0	22.9	23.0	19.7	22.0	20.2	20.5	213.0	21.3
備 考			淡水河舊鐵橋流失			台北市全市浸水	台北市全市浸水		淡水河橋樑工後				

註一：表中所列氣壓乃強烈颱風中心通過本省北部海面時，基隆實測所得之氣壓值。但一八九七年八月九日及一九二〇年九月四日最低氣壓乃在台北實測所得。可惜在一九三一年之前淡水測候所尚未設立，否則該所測之最低氣壓值，可能較表中所列者更低而更具有代表性。

註二：表中所列雨量均為台北實測紀錄，但台北市位於台北淡水河之中游，台北所測之雨量紀錄，遠不如在該河上游山岳地帶所測者有價值。

註三：表中乃為中華民國二十年（一九三一年）以前之水位資料一九三一年之後水位紀錄乃因戰時未曾取得。

三、水位與氣壓之相關

如圖一乃依據表一中，每次強烈颱風通過本省北部海面時，基隆實測之最低氣壓及臺北淡水河暴漲時，臺北市水稻埕水標尺實測之水位紀錄繪製而成，圖中顯示兩曲線間乃構成近似之對稱面，氣壓高則水位低，氣壓低則水位高，由此可見臺北淡水河暴漲時之水位，乃與颱風侵襲時最低氣壓成負相關。

茲將水位與氣壓之相關列舉下列各點加以敘述：

(一) 因颱風中心氣壓過低，攝使海面升高——當強烈颱風中心通過本省北部海面時，則臺北淡水河出口之附近海面，因所受大氣壓力劇減，海面之平均潮位急升，使淡水河之洪水不得暢流入海，水位之暴漲，乃為必然之現象。

按水銀密度為 13.6，海水之平均密度為 1.028（但臺北淡水河出口處附近海面之海水密度究為多少，尚無可代表之紀錄），即氣壓表水銀柱下降 1 公厘則海面升高 13.2 公厘（ $13.6/1.028=13.2$ ）。以一般通過本省北部海面之強烈颱風，實測之最低氣壓多在 720 公厘左右，則該處海面因大氣壓力減少而海面升高約達半公尺，但由於海面升高使淡水河之水不得暢流而引起水位高漲，當較此值為大。

氣壓變化 ΔH ，與海面變化 ΔL 之比，謂之氣壓係數（Barometric Factor），氣壓係數在理論上為 13.2，但實際上則不盡然，按日本在下列各處所測者為：

千島群島 13.3 南方諸島 13.1 西南諸島 17.4

(二) 日本小松川氣象津浪為例：

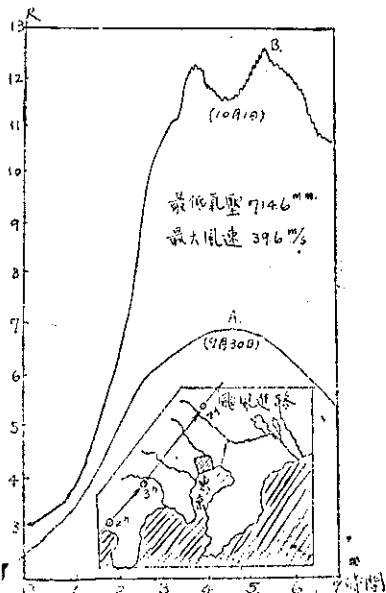
一九一七年（日本大正六年）十月一日，強烈颱風由東京之西登陸，小松川發生氣象津浪，造成慘重之災害，根據小松川檢潮紀錄。如圖二：A 為九月卅日，即強烈颱風來襲前氣象津浪發生之前一日檢潮紀錄，B 為十月一日強烈颱風登陸，氣象津浪發生時之檢潮曲線，於是日一時起水位稍行上升，二時至三時間因颱風中心接近，水位幾呈直線急激上升，由檢潮紀錄可以明顯看出。依據日本中村左衛太郎博士認為：氣象津浪發生之直接原因，乃由於颱風中心通過時，因氣壓太低，海面所受大氣壓力驟減，引起海面之平均潮位急升之現象。

(三) 平均氣壓之變化與平均水面之變化：

除氣象津浪所產生之水位急劇變化外，即平時之氣壓變化，亦與平均水面息息相關，如一九二三年十二月東京氣壓之變化與油壺、鶴見之平均水面之變化，有其密切之關係，如圖三。

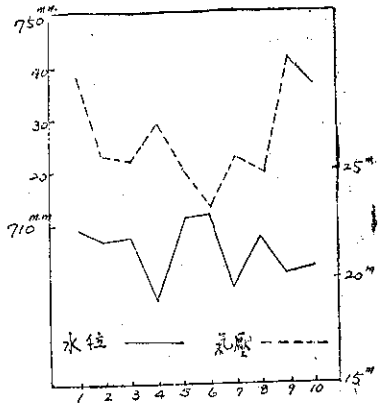
(四) 氣壓愈低，風力愈強：

以一般情形，颱風中心氣壓愈低則風力愈強，按強烈颱風中心通過本

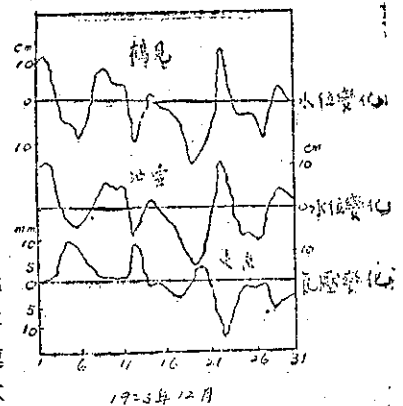


圖二：日本小松川之氣象津浪

省北部海面時，淡水附近海面為強烈之西北風、西風或西南風，最大風速常逾每秒三十公尺，強風巨浪衝擊淡水河出口之海面，不但使該河之水不得暢流入海，且海水受風力之推送，乃有內流之趨向，促進淡水河水位之暴漲。

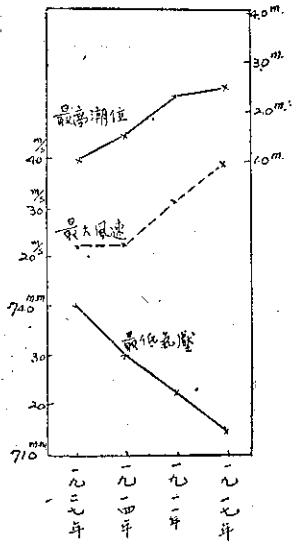


圖一：臺北淡水河水位與雨量之曲線



圖三：氣壓變化與平均水面變化

由圖四中四次顯著之氣象津浪之氣壓、風速、潮位紀錄，顯示氣壓愈低、風速愈大、潮位亦愈高。



圖四：最高潮位與最大風速及最低氣壓

四、水位與雨量之相關

圖五乃依據表一，每次強烈颱風通過本省北部海面時，臺北市實測雨量與臺北淡水河暴漲時，水稻埕水標尺實測之水位繪製而成，由圖中顯示臺北淡水河水位與雨量成正相關。茲將水位與雨量之相關列舉以下各點敘述之：

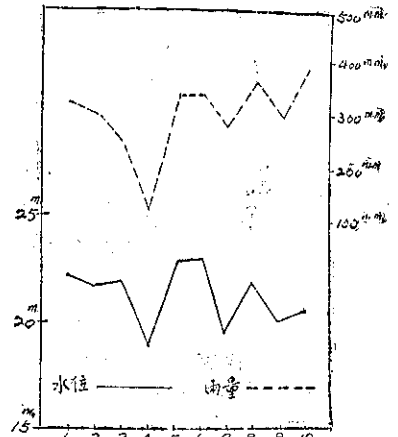
(一) 臺北淡水河乃為東南向西北之走向，當颱風中心經北部海面通過時，淡水河流域之兩岸均為迎風山坡，豪雨盆瀉，山洪爆發，大量洪水注入淡水河，釀成該河水位之暴漲，雨量愈大則水位愈高。

(二) 洪水時使海水含鹽量銳減，海水密度急降，則平均水面上升，亦間接影響該河水位之上漲。根據王仁煜氏於民國三十四年在福建閩江口調查所得之海水含鹽量為：

(a) 平時含鹽量為13.473‰

(b) 洪水發生時海水含鹽量僅 4.35~0.39‰

可見平時含鹽量與洪水時含鹽量相差三倍有奇，故河流出口附近海面之海水含鹽量乃受降水量所支配，故當洪水時，海水密度急減，因以促進水位上升之現象。



圖五：臺北淡水河水位與雨量曲線

五、水位與氣壓雨量相關之要點

依據上述各項之討論，水位與氣壓雨量之相關，可彙舉如下三要點：

- (一) 氣壓愈低平均海面愈高，淡水河水位因海面升高而增強。
- (二) 氣壓愈低則氣象津浪及強風巨浪愈趨惡化，促進水位上升亦愈顯著。
- (三) 降水量愈大除直接造成淡水河水位暴漲外，亦使海水密度驟減，間接促進水位之上升。

六、推算水位之試驗式

根據實測資料，加以統計擬定試驗式如下：

$$M = 0.07R \left(\frac{P_m}{P} \right) + (R_m - R) \frac{1}{20}$$

M：推算之水位值（單位為公尺）

0.07：為常數

R：雨量（m.m.）

P_m ：標準氣壓760mm

P：氣壓 m.m.

R_m ：平均雨量305m.m.

茲將十次顯著之淡水河水災時之氣壓雨量由試驗式推算之水位列表二。

由表二可見以 $M = 0.07R \left(\frac{P_m}{P} \right) + (R_m - R) \frac{1}{20}$ 試驗式推算之水位：

- (1) 推算之水位與實測之水位相差最大者為 +3.4m，最小者為 ±0.0。
- (2) 平均之平方差為 ±0.56m。

表二：臺北淡水河水位推算表。

編號	年	月日	實測最低氣壓 P	實測雨量 R	實測水位 M	推算水位 M'	差 M-M'	平方差 $\sqrt{(M-M')^2}$	$(\frac{P_m}{P})$	0.07R	$(R_m-R) \frac{1}{20}$
1.	1897	8.9	mm 738	mm 317	m 22.2	m 22.2	m ± 0.0	$\sqrt{0.00}$	1.03	22.2	-0.6
2.	1898	8.6	723	298	21.7	21.5	-0.2	$\sqrt{0.04}$	1.05	20.8	+0.35
3.	1900	9.15	722	245	21.8	21.0	-0.8	$\sqrt{0.64}$	1.05	16.4	+3.0
4.	1901	8.3	729	122	19.0	18.0	-1.0	$\sqrt{1.00}$	1.04	8.5	+9.1
5.	1911	8.31	721	333	22.9	22.6	-0.3	$\sqrt{0.09}$	1.05	22.3	-1.9
6.	1913	8.29	713	334	23.0	23.0	± 0.0	$\sqrt{0.00}$	1.07	23.3	-1.5
7.	1914	9.6	719	336	19.7	23.1	+3.4	$\sqrt{11.80}$	1.06	23.5	-1.6
8.	1920	9.4	723	373	22.0	24.0	+2.0	$\sqrt{4.00}$	1.05	26.1	-3.4
9.	1924	8.6	742	297	20.2	22.1	+1.9	$\sqrt{3.60}$	1.02	20.7	-0.4
10.	1931	7.28	737	387	20.5	23.7	+3.2	$\sqrt{10.30}$	1.03	27.0	-4.1
合	計		726.7	304.2	213.0	221.2	+8.0	$\sqrt{31.47}$ $= \pm 5.6$			
平	均		726.7	304.2	21.3	22.1	+0.8	± 0.56			
Max	(最大)		742	387	23.0	24.0	+3.4		1.07	27.0	+9.1
Min	(最小)		713	122	19.0	18.0	-1.0		1.02	8.5	-4.1

(3) 雨量在 320mm. 以下者推算水位與實測水位除一九二四年八月六日外，差數均為負值，由 $\pm 0.0 \sim -1.0m$ 。

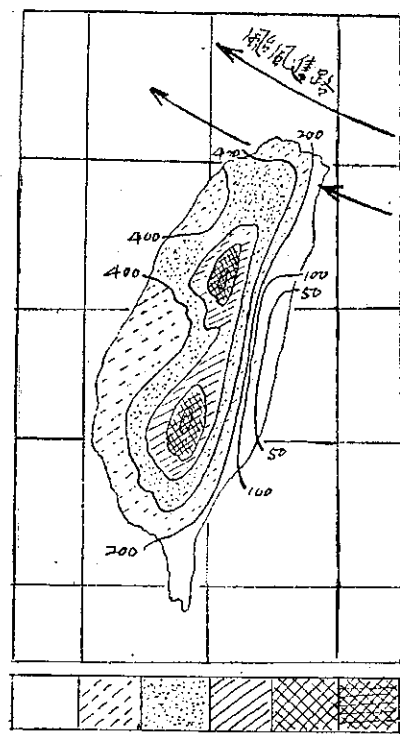
(4) 雨量在 320mm. 以上者，推算水位與實測水位差數均為正值，由 $\pm 0.0 \sim +3.4m$ 。

試驗式雖可用為推算水位之參考，但尚有未盡理想之處，仍須多方搜集實測資料，加以核算與修正。

七、有關洪水預報之擬議

(一) 颱風經路之估定：臺北淡水河之洪水發生，乃由於通過本省北部海面颱風之豪雨及颱風中心過低氣壓所誘發，故欲預報淡水河洪水，應首先估定颱風經路是否通過本省北部海面。以多年本省氣象所對颱風預測準確率之表現，此項任務之執行並無多大困難。

(二) 淡水河流域之總雨量：與水位關係最大而居主要者，首推降水量，根據省氣象所五十年颱風侵襲臺灣之統計，造成淡水河流域總雨量分佈最大者，乃屬“A”型如圖六，即颱風經路通過本省北部或北部海面者，淡水河流域總雨量多在 300~400 公厘。但有如上之颱風經路每次均有如此浩大之雨量，因構成颱風之氣團的屬性和含水量之多寡，與降水量之大小乃有莫大之相關，故除注意颱風經路外，尚不可忽視構成颱風之氣團屬性，及控制臺灣之氣團的轉換與氣團之含水量之多少。由表二中十次水災，多在八九月之間，因是時正值海洋赤道氣團盛行時，颱風中心接近本省北部海面時，高溫重濕之赤道氣團則氾濫臺灣，因氣流輻合及地形迫升 (Convergence and Orographic Uplift) 遂



圖六：通過本省北部海面颱風之雨量分佈。

產生淡水河流域一帶之豐沛雨量。

(三) 雨量報告之集中與分析：同一經路之颱風，每次雨量未必相同，若在淡水河流域兩岸及兩岸不同高度之山岳地帶普通設立自記雨量站，各站與洪水預報中心經常有電訊聯繫，按時報告雨量以供分析與推算。

(四) 水文站之設立與聯繫：除利用現有自記水文站外，並在該河兩岸選擇適當地方增設自記水文站，水文站亦兼作雨量觀測。各站亦與洪水預報中心聯繫，定時報告水位、流量、流速及雨量，每次間隔時間以實際需要予以伸縮之。

(五) 水位預告之有效時間：筆者曾統計宜蘭濁水溪水文資料，以一般情形，水位達最高時刻，乃發生於時雨量達最大後之四至六小時，如與各雨量站水文站聯繫週密，約可在五小時前預告最高水位之出現時刻。

(六) 氣壓之定時報告：氣壓變化與水位增減之關係頗為密切，定時氣壓報告至為重要。以基隆淡水兩地所測之氣壓較富有代表性，氣壓報告時間應與雨量報告相配合，在推算及預告上均較方便。

(七) 淡水地方潮汐之觀測與報告：倘於颱風中心通過北部海面時，正逢淡水地方漲潮，海面之升高自必加大。若逢滿潮時降水量急增，因淡水河之流速流量減少，水位之暴漲則更加迅速。若水位已達最高時正值退潮，則流速流量急激增大，洪流之衝擊力量增大，洪水之破壞性及水災之嚴重更趨惡化，故淡水地方潮汐、滿干、潮齡、日潮半日潮等報告，及事前此項資料之蒐集均極重要。

(八) 海水物理性之觀測：淡水附近海面平時及洪水時海水含鹽量、海水密度及水溫等觀測，供為水位之預測亦為重要。

(九) 水文觀測之加強：洪水之流量、流速及水位等均須有更週密之觀測，集成資料供為參考。

(十) 風向風速之報告：淡水地方偏西風風速之增大，則強風巨浪可以加強氣象津浪之惡化，及淡水河排水量之減少，而促進該河水位之暴漲，故風向風速之報告在推算水位上亦極重要。

(十一) 此外，臺北淡水河流域之地形、地質及地上物（指林木方面）之調查與瞭解亦為重要。（完）

更 正

茲於本學報四卷二期內發現錯誤兩點，謹更正如下：

一、第4頁第7行至第8行「中國氣象學術事業發達史略」一文中之泰山日觀峯氣象台經緯度應為 $36^{\circ}16'N, 117^{\circ}12'E$ 。高度應為1541公尺。

二、第20頁「臺灣地形影響冷鋒之初步檢討」一文第一段所述臺灣之長度應為僅三百五十公里，寬度應為不及二百公里。



民國四十七年颱風報告

第一號——颱風溫妮

Report on typhoon "Winnie"

Abstract

The formation, development and motion of Typhoon "Winnie", which hit Taiwan on 15 July 1958, together with special effects caused by the mountain ranges and the straits are studied.

Apart from previously discussed theories, "Winnie" was formed at the southwest side of Typhoon "Viola" and deduced from it.

The following factors induced the development of the maximum wind 130 knots in a period of two days after the origin of the storm:

- (1) The low-level cyclone moved under the southwest side of an upper anticyclone.
- (2) The position of the typhoon coincided with the area of mean maximum temperature in the North West Pacific in summer.

The motion of the storm as it approached Taiwan was mostly northward because of the influence of terrain, however the same effect led a sharp change in the direction toward the west southwest as the storm passed over the Chung-yang Mountain Range.

As a result of the topographical influence in Taiwan, the structure of the typhoon and the distribution of its maximum wind, wind field, temperature and precipitation showed a significant re-formation the variation of these factors are studied quantitatively in some detail since they may be used as a forecasting guide for forthcoming typhoons with similar tracks when they are approaching Taiwan.

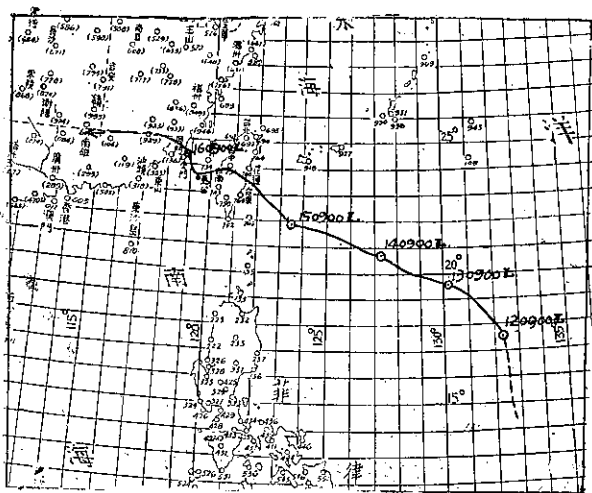
一、前言

本年七月十五日，強烈颱風溫妮 (Winnie) 以時速百哩之風力，挾豪雨而登陸臺灣東部花蓮以南地區，因而造成此一地區近年來因颱風侵襲而招致之最慘重災害。

該颱風自其發生於菲島東方近洋以至登陸本省，及後跨越中央山脈，經海峽而進入大陸，為期不過短短六日，而其發展之速，及破壞力之強，實為以往侵臺颱風所少見，茲特詳予檢討，期能藉此加深經驗，冀有助於來日之颱風預報工作。

二、溫妮颱風之生成發展經過概述

當七月十一日衛歌拉 (Viola) 颱風沿東經140度北移之時，在菲島東方洋面 (約 15°N , 132°E) 另一熱帶風暴正在醞釀發展，此即為溫妮 (Winnie) 颱風生成之先聲，至十二日九時經美軍飛機偵察報告，已迅速發展達強烈颱風強度矣！此時其中心位於 17.6°N , 132.3°E ，最大風速達110時哩，其34時哩之暴風半徑約為120哩，以10哩時速向西北偏北方向移動；至十三日九時復據美軍飛機偵察報告，中心位於 19.6°N , 130.1°E ，最大風速增達130哩，暴風半徑復擴大為200哩，移動方向則稍偏西，約以7哩時速向300度 (西北西) 方向移進，儼然指向臺灣而來；十四日九時，此颱風中心位置移至 20.8°N , 127.3°E ，此時距離臺灣南端之恒春，僅有390哩之遙，臺灣已顯然面臨其侵襲威脅矣！此後該颱風暴風雖漸趨縮小，唯仍向本省東部接近；至十五日九時，中心位置移至 21.9°N , 123.4°E ，僅距恒春正東約150哩，臺灣東部已漸進入其風暴範圍，花蓮陣風此時已達36時哩，東部地區皆有豪雨，及後此颱風移動方向，根據空軍雷達站之逐時觀測報告，改向西北向本省東部移近，該日十五時以後全省逐漸落入其風暴圈內，各地普遍豪雨，風力增強，東部地區，氣壓均急驟下降，尤於十七時以後，花蓮風力驟增，氣壓直線下降最為顯著；該日晚廿時左右，此颱風於花蓮以南地區登陸，花蓮最大風速根據省氣象所花蓮測候所風壓計之紀錄強達109時哩 (54.4m/s)，致使該地區遭受多年來罕見之災害，此後該颱風繼續西移，橫越



圖一：溫妮 (Winnie) 颱風路徑圖

那群島或加羅林群島之遠洋低緯區域，故此次溫妮颱風一反常例，生成於非島東方近洋，必有其特殊之生成因素，究其原因，乃由於先其發生之衛歐拉颱風向北移動所導致。

七月十一日衛歐拉颱風沿東經 140 度北移時，其位置已移過北緯 20 度，其時赤道面亦隨之向北移動，而赤道海洋氣團 (mE) 乃隨赤道面之北移同時向北擴展，致於非島以東洋面，全為 mE 之氣團所充塞，該區原為熱帶海洋氣團 (mT) 源地，此時遭受 mE 氣團之侵入，故二異性氣團間不免發生衝突，同時由於臺菲東方洋面之 mT 氣團，受衛歐拉颱風西半環流之曳引而向南移，遂與北進之 mE 氣團激盪於非島近東洋面之赤道面上，輻合作用益形增強，終於醞釀孕育了溫妮颱風之生成 (參看圖二)。

(二) 溫妮颱風強度之變化

溫妮颱風於七月十一日醞釀生成於非島近東洋面，至十二日迅速發展達強烈颱風強度，其後一直保持其強度，且以極猛烈之破壞力，登陸臺灣東部，及其跨越中央山脈後，強度始趨減弱，至經臺灣海峽，進入中國大陸，即迅速轉變為溫帶氣旋，其間強度之變化，顯然可以登陸臺灣前後，分為兩個階段，茲分述如下：

1. 登陸前之強度增強階段：當衛歐拉颱風向北移動，越太平洋高壓之東西向脊線，進入中緯度西風帶東移之低壓槽內，其一面隨之向東北移去，同時亦加深該槽強度，而導使其後部之鄂霍次克海高壓向南伸展，尤顯著者，於日本海區域之高空，形成一極強且穩定之高壓，且其環流範圍，極為廣大，此時溫妮颱風適位於此高壓之影響下，高空發散作用極強，且非島近東洋面，溫度普遍特高，故而加強了溫妮颱風之迅速發展；其後由於高空形勢之穩定少變，致使溫妮颱風能够保持其強度，直至登陸臺灣東部，施展其摧毀性之破壞力。(參看圖三a.及b)

2. 登陸後之強度減弱階段：溫妮颱風登陸臺灣東部後，首當其衝者，乃中央山脈之攔截，致其環流顯受地形之阻撓而破壞。故於跨越中央山脈後，強度已趨減弱，至經臺灣海峽，進入大陸復受地面摩擦及地形之阻力，乃迅速減弱為溫帶氣旋 (參看圖七臺灣及外島各地氣壓剖面圖)。

故知溫妮颱風之增強乃高空氣流之發散作用促成，而其減弱則顯受地形之阻擋與環流之被破壞所致。

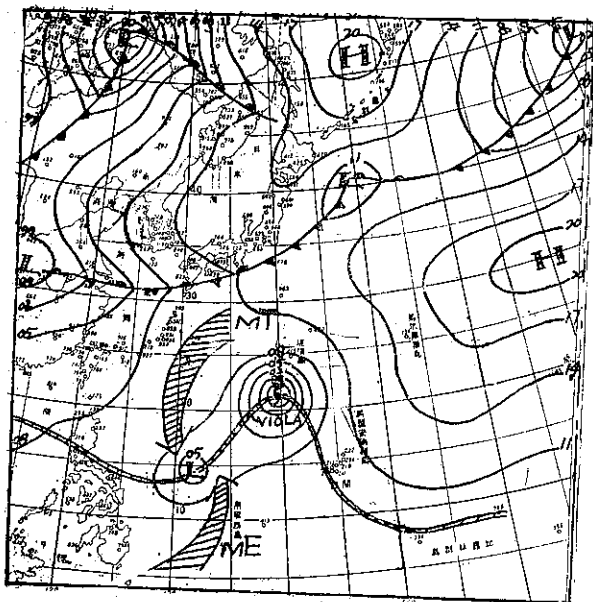
中央山脈，經臺中以南，轉向西南移入臺灣海峽，復於馬公附近轉向西北移去，十六日九時移近金門，旋即進入大陸，強度迅即減弱，至十七日轉變為溫帶氣旋，結束其為害六日之生命史。(參看圖一：溫妮颱風路徑圖)

三、溫妮颱風成因及其強度變化 與行徑之研判

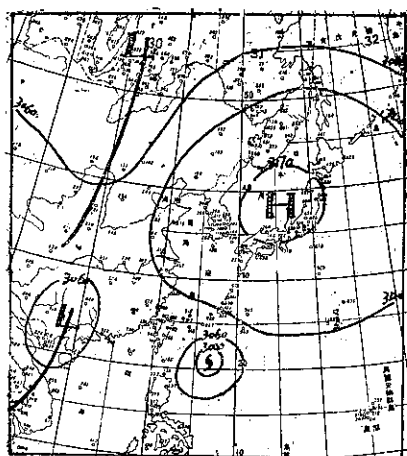
吾人在首節已述及，溫妮颱風係發生於衛歐拉 (Viola) 颱風北移之時，此項事實對解釋溫妮颱風之成因及其強度變化與行徑，均極為重要，茲分別研判如下：

(一) 溫妮颱風之成因：

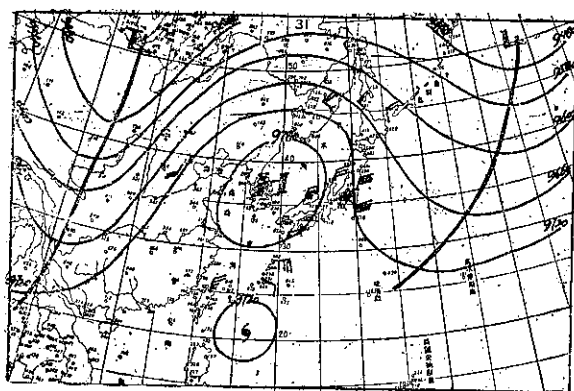
通常發生於西太平洋之颱風，其源地多在馬麗安



圖二：1958年7月11日15時地面天氣圖
(箭頭示大規模氣流方向)



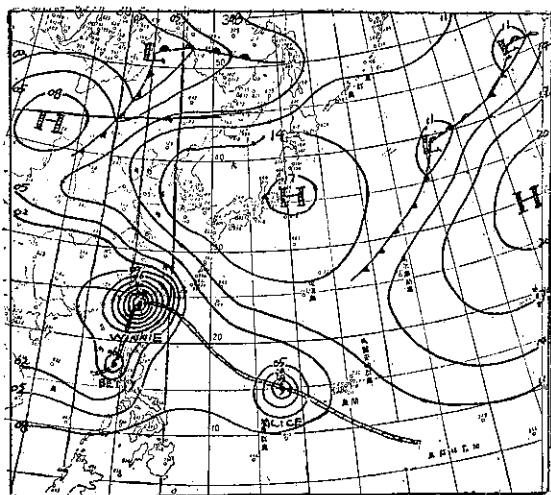
圖三 (a) 1958年7月14日21時
700mb氣流圖



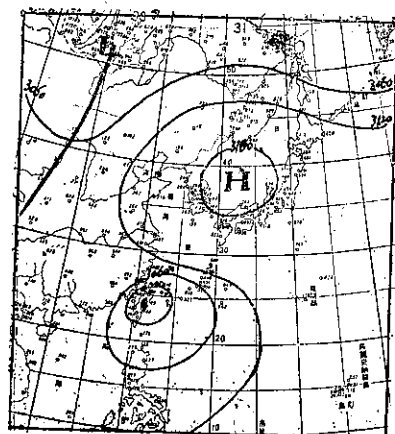
圖三(b): 1958年7月14日21時300mb氣流圖

(三) 溫妮颱風之行徑：

溫妮颱風於七月十二日強度增強後，其初期行徑係向西北偏北方移動，緣以此時在溫妮颱風之北方有一較深之低壓槽，頗有導引其北移之勢；至七月十三日，由於衛歐拉颱風進入低壓槽，並迅速向東北移去，其後部為增壓區，且此時鄂霍次克海之高壓亦向南推移，致而阻擋了溫妮颱風北移之去路，而使溫妮颱風隨其環流之導引，改向西北偏西方移動；此後位於日本海之高壓，自地面以迄高空，其範圍及強度均擴展頗強，且呈停滯狀態。故溫妮颱風位置，一直在此高壓之西南象限，受其環流之操縱，而促成其保持向西北方移動之行徑，直至移入中國大陸減弱為溫帶氣旋，均無轉向之機會。（參看圖四及圖五）



圖四：1958年7月15日2100L溫妮颱風
登陸臺灣時之地面天氣圖。



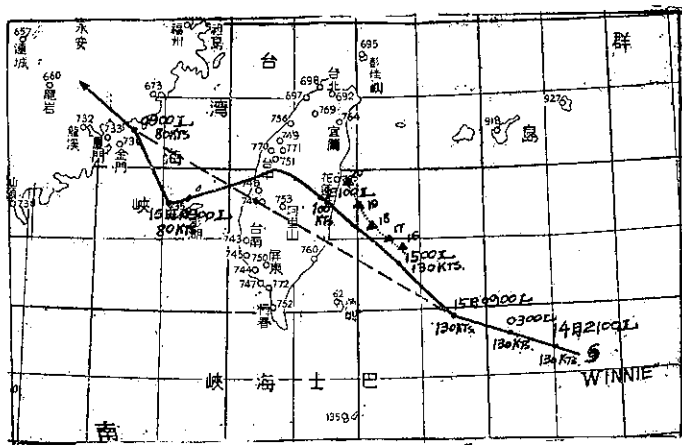
圖五：1958年7月15日21時700mb
氣流圖

至於溫妮颱風在移近臺灣東部時之行徑偏北，及其移入臺灣海峽後，移向又改為西南，此種行徑之曲折變化，後再作討論。

四、溫妮颱風侵台時登陸地點研判與雷達定位報告之應用

颱風掠過臺灣期間，由於下列事實，而往往引起對中心經過地區研判一極為嚴重之實際問題，即：（一）颱風中心逼近時，鄰近區域電訊往往中斷，致當地氣象報告無法發出，也無法收到外來有關颱風運行資料，（二）此時，賴以決定位置之美軍飛機偵察報告，也往往終止發佈。以致在最迫急時間，氣象人員却無法獲得決定颱風

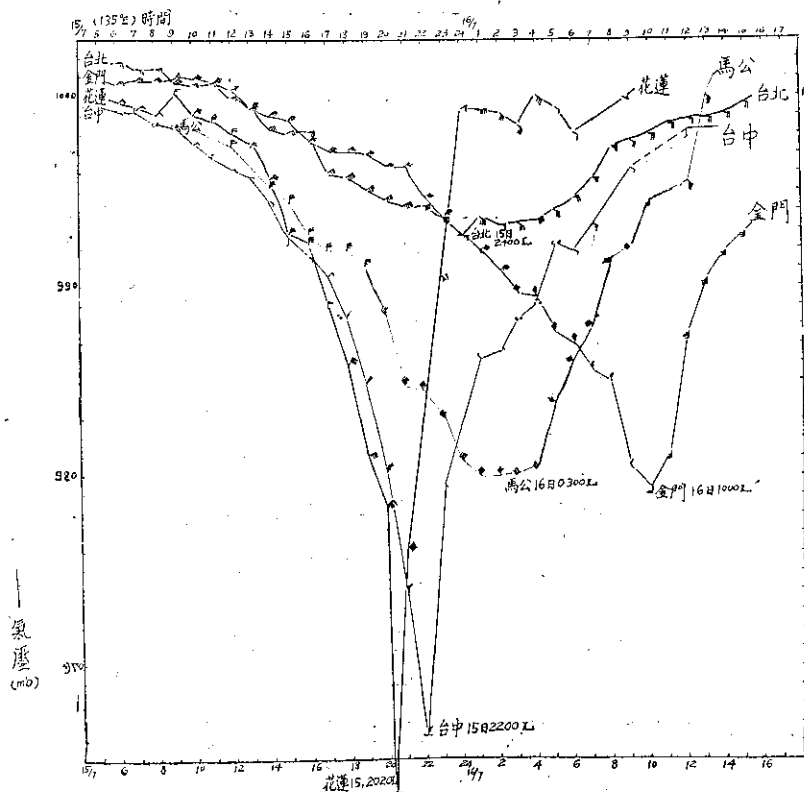
位置所最需要之資料。即就本次溫妮颱風言，當中心登陸臺灣前二小時，與對登陸地點判定最有關係之花蓮電訊，已告中斷。在該一時間，幸賴××雷達報告，得能定出中心逐時位置。惟此處必須指出，根據雷達報告所定颱風位置，與實際者比較仍多偏差。圖六中點線颱風路徑即為根據雷達報告所定出，由該報告顯示，颱風中心恰在花蓮港登陸。但事後就花蓮颱風侵襲期間之資料，加以研判，颱風中心登陸之地應在花蓮以南附近地區。因花蓮在颱風過境之時，風向始終未有變更（參看圖七中花蓮逐時氣壓及風報告，該圖係根據空軍各測站資料，調製而成），均為東北向，風速亦均在 80Kts 以上，未見減弱。且在氣壓上升之後，仍吹東北風。根據上述事實，及對正常颱風眼範圍大小之考慮，其中心登陸之地，應在花蓮之南約 10-20 海里處。此為本次就花蓮氣壓與風資料研判所獲之認識。圖八即為本次溫妮颱風掠境前後，省氣象所在花蓮、臺東、新港三測站之風、氣壓、及溫度逐時分佈情形。由圖明顯可見，颱風係在花蓮新港兩地之間登陸，而花蓮之氣壓又低於新港者。由此可見，颱風登陸之處應稍偏向花蓮。按該兩地約相距 50 海里，故颱風登陸確



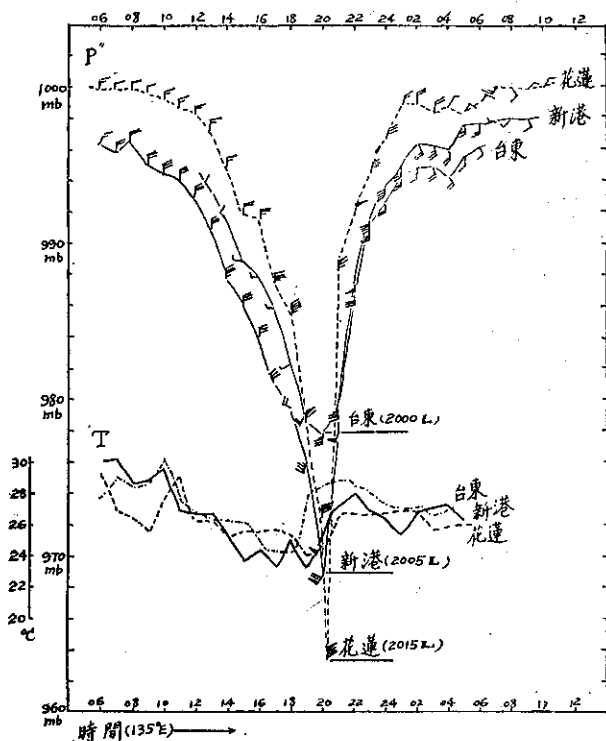
圖六：溫妮颱風掠過臺灣時路徑詳圖（點線為空軍××雷達定位報告未經訂正前之位置連成，實線為颱風路徑，斷線表如無地形影響時應有之路徑，圖中並附有最大風速資料）

實地址約在花蓮之南 20 海里，或新港之北 30 海里之處。如此，此處引起一問題，即目前之雷達定位報告，應用時，必須注意可能產生之誤差問題。關於此，美空軍氣象顧問，史康龍 (Scanlon) 少校已曾指出，臺灣所用之各型主要雷達儀，因由於下列之各種可能錯誤：

1. 雷達幕上之定位偏差可能到達五度，即 60 哩之距離則可有 5 哩之誤差。
2. 一強烈之熱帶風暴即能產生反射作用，致使雷達之效能迅速減縮，而反射僅可及於 50 哩以內之暴風。因此如在雷達站 50 哩以外，颱風眼周圍之帶狀天氣之測定，則難望確實。
3. 距離超過雷達站 50 哩之颱風眼，或半徑大於 50 哩之帶狀天氣所包圍之眼，係以內插法估計者。內插法乃由各垂線



圖七：溫妮颱風侵襲臺灣期間，中心所過之附近各地氣壓及風速時變化圖（資料來源空軍氣象中心）



圖八：溫妮颱風掠境時，臺灣東部各地氣壓、風、溫度逐時變化。（資料來源：臺灣省氣象所）

，颱風眼係經過花蓮，則相信花蓮當不致造成如此慘重之損失。

五、溫妮颱風侵台期間路徑變化研判

本次颱風侵襲臺灣之時，最值吾人注意之一項事實，為颱風登陸臺灣之前及後，路徑之顯著變化。

圖六即為溫妮颱風越境期間之實際路徑。吾人如將颱風未接境前、與掠過臺灣移近金門後之颱風位置，以斷線相連，可發現颱風在穿越臺灣期間，其移向有一明顯之折曲現象。此在颱風臨登陸階段為尤然。吾人如根據登陸前正常路徑（15日0900L前）外推，其登陸之地應在臺東，而實際却在花蓮以南附近登陸。颱風越過中央山脈後，其移向則一反過去，竟折向西南方向進行，移近澎湖群島之後，才復見轉為西北。是否此種現象係由地形效應造成，或受其他因素影響所致？此項事實研判對各地颱風災害預測至關重要。故此處特就之略作討論。

按：往西方向移行之颱風，根據力學原理，可視為由向西及向北兩分力所合成。現該颱風之西方鄰近有平均高達一萬英尺之臺灣中央山脈存在，其向西分力勢將受阻，而向北分力並未受影響。故當颱風接近中央山脈時，其路徑將見有向北偏向之現象。如此，本次颱風接近臺灣時，其行徑向北偏轉，乃係受地形影響使然？（因檢閱在該折向期間及其前後，高空大規模氣流型式並未有變化，參看圖三及圖五，且高空形式，即使有變動，除非特殊情形，絕少可能有使颱風路徑偏折如此之大。且其經過及持續時間又如此短暫），關於此，因僅屬一次之例，故暫存疑，留後再作印證。

另外，關於颱風越過中央山脈後，移向竟由西北突轉為西南，此種現象，前年（民45）芙瑞達颱風過境時，亦有類似情形。芙瑞達颱風係在花蓮以北之宜蘭附近登陸，迄中心抵新竹以南時，移向突由西北轉為西南，並在臺中西方海面停留約十餘小時，而後轉向西方移去。與本次溫妮颱風過山後情形大抵相同。關於此種現象之造成，此處之解釋認為乃係由於臺灣地形及海峽效應之聯合作用所致。

吾人參看圖十一c及圖十一d颱風越過中央山脈後之天氣詳圖，由該兩圖風場分佈，可發現一極為重要之事實

相交估計得出，此等垂線係自PPI雷達幕上所顯示之颱風，依其大體形態繪出，其誤差計有：（1）垂線乃係估計所得，故稍微相差四度或五度，即可導致15至20哩之誤差；（2）颱風帶狀天氣為圓形者，方能使其內插法估計準確。但颱風一般情形均為橢圓，故常無法避免誤差。

4. 雷達幕上所顯示之天氣常受距離之減小而影響（因雷達反射波之迅速增加，類似颱風正向該雷達站移動之趨勢）。此種距離之減小常造成一錯覺，即視之為雷達站附近之天氣現象；故形成暴風路徑乃係直接向該站奔馳而來。

故其對颱風中心位置之決定，僅能期望如下之準確度。

1. 150 哩徑距之雷達儀對颱風眼可望之準確度為40哩。
2. 100 哩之徑距為25哩。
3. 50 哩之徑距為10哩。
4. 小於50哩之徑距為5哩。

根據以上花蓮、新港資料研判，本次溫妮颱風實際登陸之處，約較雷達所示者偏南約20海里。參照雷達所在位置及上述定位準確度，此項誤差係在合理範圍以內者。是以吾人對雷達報告之應用，必須特別注意誤差之修正問題。本次情形，如真若雷達報告所示

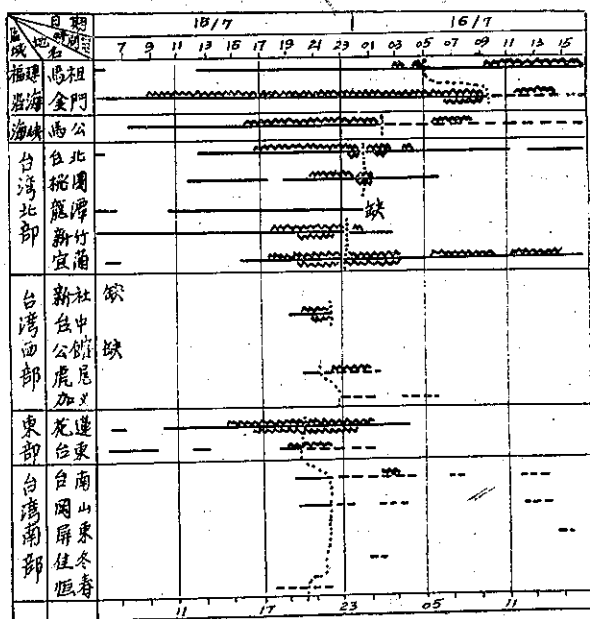
，即：由於臺灣海峽及中央山脈之效應，而使颱風前半部環流特強，其後半部之環流則特弱。兩者恰成強烈之對比。由於此種颱風前半部環流特強、及後半部環流特弱之事實，必將使颱風本身環流系統失去平衡，致由於颱風內壓力之影響，而改變颱風移動方向（向扭力最大方向偏轉），此項事實並可以颱風進入澎湖群島附近海面、移向復轉為西北時之風場分佈以反證之。由圖十一-e可見在該時溫妮颱風風場分佈與前兩圖中颱風向西南移動時之風場分佈相較，兩者顯有不同。在圖十一-e中，因颱風中心進入海峽中間，後部環流以漸遠中央山脈，又復恢復正常，而顯現有一風速最大區。至此，颱風本身系統重又同至穩定狀態，故路徑亦恢復為原來型式。有關此次颱風橫越中央山脈時路徑折向現象之成因，此處僅初步討論如上。

六、溫妮颱風侵台期間氣象因素變化研判

(一) 最大風

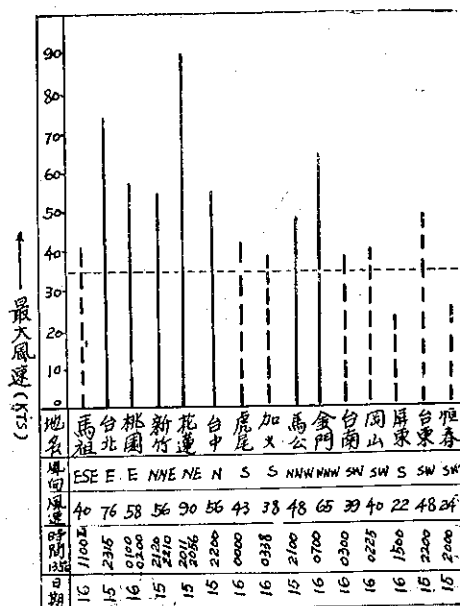
颱風破壞力大小直接繫於最大風之分佈。而最大風除了距颱風中心遠近不同外，並直接受地形之影響。圖九及附表即為本次溫妮颱風侵襲期間，臺灣及外島各地最大風之分佈情形，由圖及附表可見：

1. 臺灣全區風速最大為花蓮，計達 90kts，此為過去鮮見者。



圖十：溫妮颱風侵臺期間，各地逐時平均風分佈圖。實線表北來風，斷線表南來風，點線為各地氣壓最低點之連線。

—— 風速在20Kts至33Kts之間
 - - - 風速在34Kts至49Kts之間
 . . . 風速在50Kts以上



圖九：最大風速約 100Kts 之溫妮颱風，侵襲臺灣時，各地最大風分佈。（圖中實線表北來風，斷線表南來風，虛線表一地受颱風侵襲之臨界風速）

究其原因，乃由於該颱風即

在花蓮以南附近地區登陸，致在當颱風接近時，其環流方向恰與中央山脈與東岸山脈間狹谷之走向相一致，故風速特強。

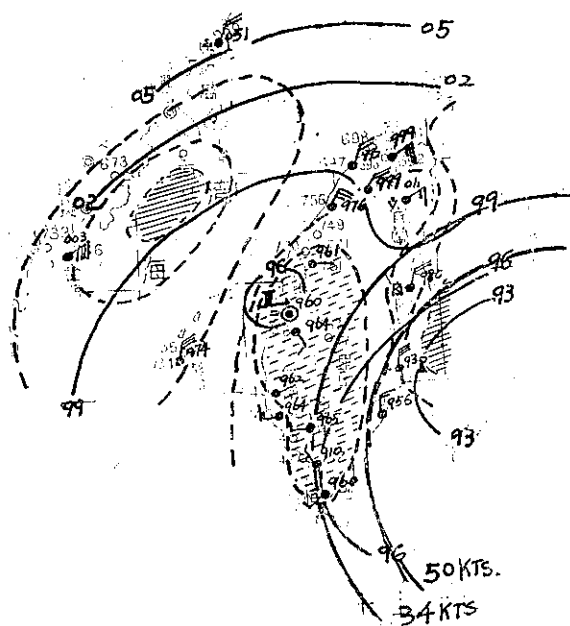
2. 最大風速之地域分佈，臺灣北部及東北部最大，西南部為最小。屏東、恆春等地，最大風均未超過 34kts（一地被認為被颱風侵襲之臨界風速）。

3. 就一般情形言，風速最大通常均在颱風來襲之時。但值得注意者，虎尾以南各地，包括臺灣東岸之臺東，其最大風出現時之方向均為西南，時間亦均在颱風過境以後。

由上分析可見地形影響對各地最大風分佈之重要性。本次溫妮颱風掠境期間，對最大風預測，一般均甚成功，惟對臺灣西南部及馬公、臺東風之預測，稍嫌過大。究其原因，此未嘗非由於對地形影響未能深有認識所致。

(二) 平均風

本次颱風過境期間，很多地區由於電訊中斷，資料付闕甚多。此處有關臺灣及外島各地之平均風資料，主要係根據事後各台所呈報者。平均風分佈可表示一地受颱風侵襲期間之久暫，故彌足珍貴。圖十即為根據各地



圖十一：溫妮颱風侵襲臺灣時天氣詳圖
(實線為等壓線，間隔3mb，虛線為等風速線間隔10Kts，斜線區域表風速最大區，斷線區域表風速最小區，圖中並附有50Kts及34Kts風之半徑)

圖十一-a：1958年7月15日1200L

部時風為最大。僅宜蘭一地，在颱風中心掠過後，34Kts以上之風猶持續十餘小時。此種現象，頗值注意。

5. 此次強烈颱風越境，臺灣西南部幾無影響，僅臺南一地，在最低氣壓值出現後六小時，曾出現有34Kts以上之平均風速，且亦僅持續一小時。另外，在該區一般言，颱風前半部時，風小，後半部時，風大。持續時間亦以位於颱風後半部時為長。

(三) 溫妮颱風掠境時地面風場結構變化

圖十一-a至圖十一-e為本次溫妮颱風掠境期間，風場結構情形，由該各圖可見：

1. 吾人區域臨颱風前緣時，風速最大區並非接近颱風中心之臺灣東側，而係遠在福建沿海地帶（參看圖十一-a中之風場，該圖時間為距颱風登陸前八小時）。

2. 颱風登陸之時（圖十一-b），最大風場有二：一在颱風中心西北部之臺灣西方海岸一帶，一在颱風東北方之臺灣東側。另外，臺灣西南部有一風速最小區，該時，在該區域內之屏東、風速猶在10Kts以下，而在東北方迎風面之花蓮，却正遭受80-90Kts之風之無情破壞。

3. 颱風越過中央山脈進入西部平原時，風場結構仍與未過山前，近似相同；保持兩高一低之型式。惟臺灣西南部風速最小區範圍顯見增大。此項事實，係與本次颱風掠臺時行徑變化密切相關，此前已論及。

4. 颱風進入海峽後（見圖十一-e），環流漸恢復正常。其西南部復出現一大風中心。此項事實足以說明，

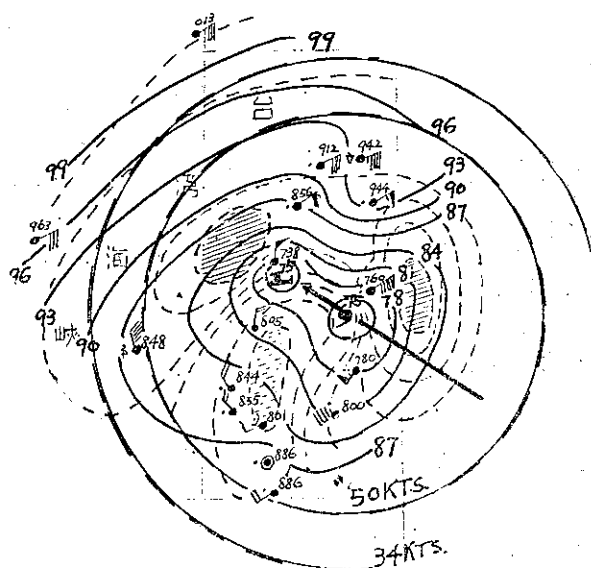
資料所繪製之溫妮颱風掠境期間平均風之分佈。圖中凡一地風速超過20kts者，均經誌出（其標示方法見附圖說明）。由圖可得以下指示：

1. 本次颱風侵襲時，吾人區域，風速最先增大者為福建沿海之金門、馬祖一帶。其中金門於15日0900L，風速已增至34Kts以上，較颱風最先登陸之花蓮猶早五小時（花蓮在該日1400L即颱風中心過境前六小時，風才迅速增大）

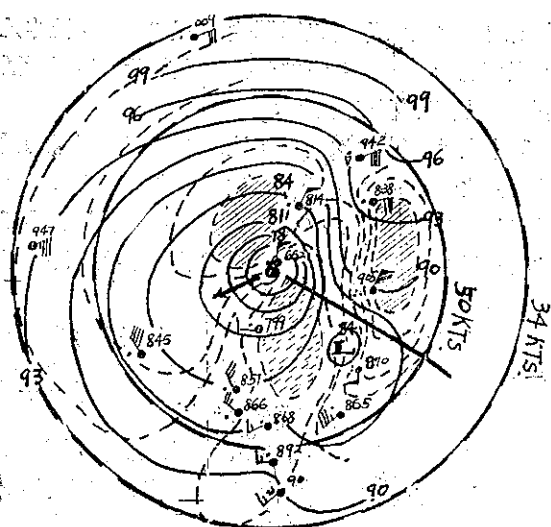
2. 本次颱風係經過臺灣中部，但深值吾人注意者，在中央山脈西側之中部區域，風速超過20Kts之時間均甚短暫。臺中在臨颱風中心抵達前四小時，風力增大。迄颱風中心甫過，平均風則已減至10Kts以下。而嘉義僅在颱風過境後，才有為時數小時之20Kts以下之平均風速。

3. 臺灣北部為臺灣全區強風持續最久之地。惟頗足注意者，新竹之風雖其增大較北部其他各地為早，但在當颱風中心掠過後，風速即行迅速減弱。究其原因，乃係由於本次颱風係在臺中附近向西南方移出，而此時，新竹恰位於與臺中之間山岳地帶背風面之故。民國四十五年與此路徑近似相同之芙瑞達颱風過境時風之變化亦然。

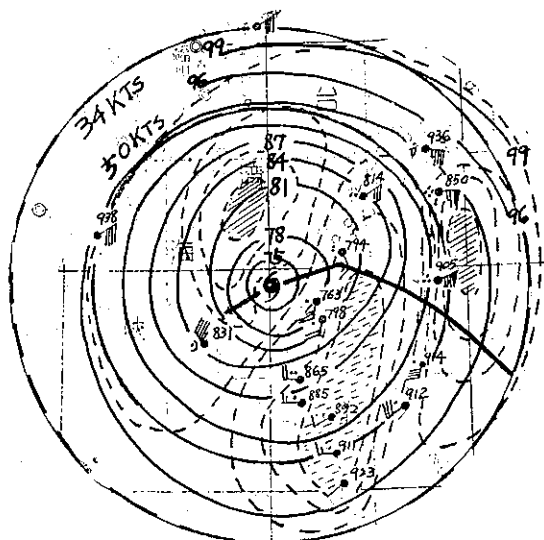
4. 本次颱風掠境時，由圖可見，各地均在颱風前半



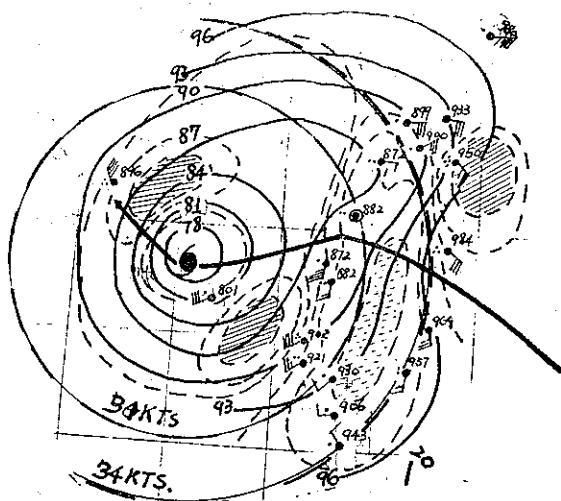
圖十一-b：1958年7月15日2100L



圖十一-c：1958年7月15日2200L



圖十一-d：1958年7月15日2300L



圖十一-e：1958年7月16日0300L

颱風遠離後，何以臺南、岡山一帶，風速反較颱風侵襲時為大之事實。

另外，在此處所附諸圖中，均繪有50Kts及34Kts 風之半徑，以便與實際風場比較。兩者間之判別（強風圈之大小、形式、及風之強弱）可一目瞭然，討論從略。

（四）降 雨

降雨亦為侵襲臺灣颱風災害之主要因素之一。因臺灣山脈高聳，平原狹窄，故一經豪雨，即易造成水災。顯然，不同路徑掠過臺灣之颱風，其各地降雨分佈亦將不同。而本次溫妮颱風，即為橫越臺灣中部颱風之例。

表一：溫妮颱風掠境期間臺灣及外島各地降水量（mm）統計。

地 名	臺北 (松山)	桃園	新竹	臺中	嘉義	臺南	岡山	屏東	臺東	花蓮	馬公	馬祖	金門
日 十	63.7	8.1	3.8	36.4	8.8	6.6	14.6	5.0	29.9	186.9	0.3	8.9	0
期 五	20.6	13.7	4.6	14.7	42.2	54.3	184.3	116.7	65.2	175.9	55.1	6.8	93.3
十 六	11.1	11.6	2.0	0.6	19.7	47.3	210.2	241.1	118.5	59.4	84.5	2.7	136.7
總 雨 量	95.4	33.4	10.4	51.7	70.7	158.2	409.1	362.8	213.6	422.2	139.9	18.4	230.0

表一為此次溫妮颱風掠境期間之降雨統計。由該表「總雨量」欄可見，臺灣區降雨最多之地係屬花蓮、岡山與屏東。該數地總雨量(15-17日)均超過300公厘。其中特以岡山與花蓮，雨量並達400公厘以上。此以花蓮在颱風接境時，為氣流之迎風面，而岡山與屏東，則為颱風越過中央山脈進入海峽後，因海峽效應所造成之強烈西南氣流登陸之地，故雨澤均甚豐。值得注意者，臺南與岡山同在西部沿海，相隔不足15海里，而其總雨量幾相差三倍之多。究其原因，主要係由於岡山東邊即為阿里山餘脈，及大岡山、五甲尾山所在，登陸氣流復具越山效應。而臺南則在西部空曠之平原中也。另外，深值吾人注意者，本次降雨最少之地係在颱風中心所過之臺中，及颱風北緣之臺灣北部。其中特以臺灣北部之新竹，雨量為最少，三天降雨僅10.4公厘。前年與此近似相同路徑之芙瑞達(Freda)颱風過境時亦然。此因該地，當颱風在中央山脈東側時，係屬雨蔭所在。而越過中央山脈經臺中進入海峽階段，該地仍為臺中以北群山之背風面之故也。

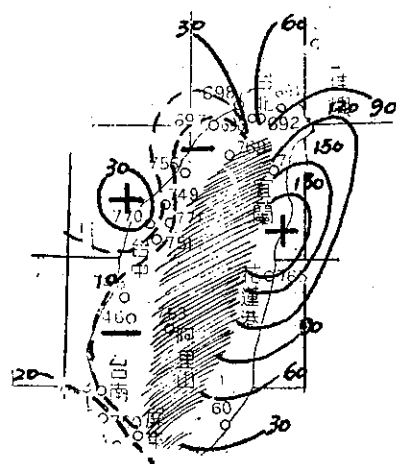
本次颱風過境期間，大多數臺北居民最關心者，為臺北市區及近郊是否被洪水所淹，而紛紛打電話問詢，並有在氣象台中坐候消息，及如南機場等低下之地，並有派妥車輛，靜候水漲以待撤出之事實。實際，臺北在該三日內，總雨量僅及95.4公厘，夏日午後雷雨雨量，有時且竟超過之。此亦地形因素影響使然。反觀過去使臺北市變成澤國之二次颱風，妮娜(Nina)，及萬達(Wanda)，均係由臺灣北方近海掠過，此時臺北恰為西來氣流之迎風面，且以長浪上湧，淡水河水無法外溢，甚至有倒流之事，致臺北市區可行舟楫。而本次恰屬相反，係在臺北之南經過，故雖強烈如本次溫妮颱風，臺北仍未受水災之害。

圖十二a至圖十二c為根據表中降雨資料繪成之逐日臺灣雨量分佈圖。圖十二a為十五日颱風接近臺灣及超越中央山脈階段之降雨分佈情形，顯見此時雨量均集中於臺灣東部。圖十二b為十六日颱風移入臺灣海峽及進入大陸時之情形，雨量係以臺灣西南部屏東矩形盆地一帶為最盛。圖十二c為十七日颱風在大陸減弱變易為熱低壓後之西南氣流降雨。其分佈型式同圖十二b。值得注意者，該日臺灣西南部降雨竟較颱風掠境時為猶多。同時，由該三圖可見，在該三日內，新竹附近一帶均屬降雨最少區域。

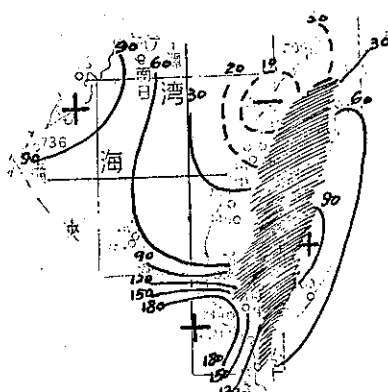
(五) 溫度變化—焚風效應

本中心主委鄭子政氏於溫妮颱風過境後曾巡視花蓮、新港一帶災區，發現本次颱風過境期間，靠新港一帶之農作物多有枯黃，甚至有因乾枯而死之事實。此想主要即因由於山脈背風面，下坡氣流所產生之焚風效應影響所致。此項事實可藉圖八氣壓、溫度、及風逐時變化以示出。由圖溫度逐時升降曲線，可見臺東、新港兩地，在颱風中心接境之時，溫度均見迅速升高，計新港氣溫自23°C升至28°C，臺東自24°C升至29°C，升高均達5°C之巨。

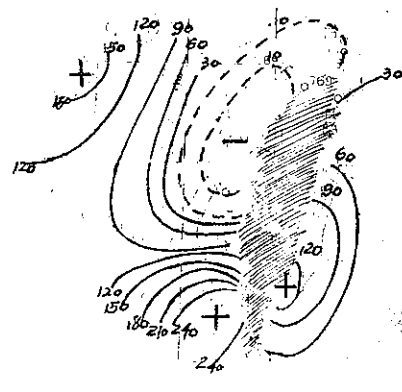
同時由圖中地面風資料可見該兩地溫度劇升之時，恰與北風逆轉為西南風時間相一致，而此西南風即為颱風環流自中央山脈西側迴歸之沉降風也。反觀花蓮，溫度雖見稍有波動，但並未有如上述兩地之明顯變化。而實際花蓮因在颱風中心之北，無論中心過山之前及後，風向迄未有變(見圖)，故無焚風之由來，以影響地面溫度。鄭氏此次指出新港一帶之特別現象，可見此項焚風效應，雖使溫度僅有5-6°C之差異，但對農作物之效應已不可忽視。



圖十二 a：溫妮颱風臨登陸臺灣前至西向越過中央山脈進入西部平原期間(15日)之降雨分佈。



圖十二 b：溫妮颱風移入臺灣海峽及進入大陸階段(16日)之臺灣降雨分佈。



圖十二 c：溫妮颱風移入福建減弱變為低壓後(17日)之臺灣降雨分佈

。吾人應深注意及之。

又按理，颱風中心在山脈東側時，新竹、臺中一帶亦應有焚風效應生成，但該一時間恰屬白天，其效應與溫度日變化一致，無法對之作詳細判定，故略去不論。

七、溫妮颱風侵襲本省造成之災情統計

此次溫妮颱風於七月十五日侵襲本省，暴雨狂風，造成各地災害，尤以東部地區最為慘重，根據臺灣省政府正式發表之災情統計，全省損失總值約達新臺幣121,396,468元，此外，並死亡人口43人、失蹤6人、受傷81、及民房全倒7,706戶、半倒12,101戶，茲將各地災情分別記述如下：

(一) 全省廿二縣市中以花蓮災情最重，共死亡29人、失蹤1人、受傷57人、民房全倒6,956戶、半倒7,280戶；其次，宜蘭縣死亡8人、失蹤2人、民房全倒73戶、半倒52戶；臺東縣死亡1人、傷4人、民房全倒191戶、半倒76戶、臺北縣死亡1人、傷1人、民房全倒178戶、半倒422戶；新竹縣死2人、傷1人、民房全倒35戶、半倒543戶；臺中縣，死亡1人、傷3人、房全倒39戶、半倒2,750戶；彰化縣傷1人、民房全倒86戶、半倒348戶；臺北市死1人、傷4人、民房全倒108戶、半倒339戶，其他縣市人員及房屋傷損輕微，僅桃園縣無損失。

(二) 農作物損失總值約6,974萬元，受害面積約100,654公頃，折算無收穫面積約10,350公頃，全省農作物以花蓮縣損失最重，約值1,313萬元，次為臺中縣約1,101萬元，雲林縣749萬元，彰化縣745萬元，臺東縣626萬元。

(三) 交通部門損失：

1. 橫貫公路合流段約1,500萬元；2. 橫貫公路四季段約2,000萬元；3. 橫貫公路梨山段約300萬元；4. 省縣公路約1,200萬元；5. 鐵路東線約1,300萬元，西線約60萬元；6. 花蓮港約200萬元。上列交通部門共約5,000萬元。

(四) 倉庫物資損失：1. 稻穀850公噸；2. 糙米299公噸；3. 肥料1,571公噸；4. 食鹽715公噸；5. 各縣市各項倉庫物資損失約121,038元，提同上列部份共約1,656,468元。

八、總結與問題

(一) 溫妮 (Winnie) 颱風生成係在衛歐拉 (Viola) 颱風以西之呂宋島東方近洋。此以西太平洋區域赤道面之位置，係自東向西，往高緯方向偏斜，愈偏西，偏向力作用愈大，而此時又以衛歐拉颱風攝引北來 mT 氣團與西南 mE 季風氣團，兩者加強輻合。故新颱風每在成熟颱風之西醞釀生成。本次溫妮颱風接近臺灣時，南海中貝蒂 (Betty) 颱風成因亦同。

(二) 本次溫妮颱風，於生成後極短時間內 (二天)，即發展為最大風速達 130Kts 之強烈颱風。此與該颱風之上空係在高空高壓西緣，及該生成區域與西太平洋中夏日平均溫度最高之區相一致，不無密切關係。

(三) 本次颱風行徑，除在臺灣區域因地形因素影響，稍有短時間之偏折，頗見突兀外。餘均未構成預報上之難題。因其在生成迄至消滅之全部歷程，均在範圍極大之高空阻塞高壓西南，故移向迄未有變。

(四) 本次颱風登陸臺灣時，威力空前。但當其再次在金門附近登陸進入大陸時，並未聞該區有何損失。過去累次情形亦然。足見臺灣地形對颱風強度影響之鉅。

(五) 西向掠過臺灣之颱風，地形對其行徑之影響為：在登陸前，移向將見偏北，越過中央山脈進入海峽後，其移向將行偏南。

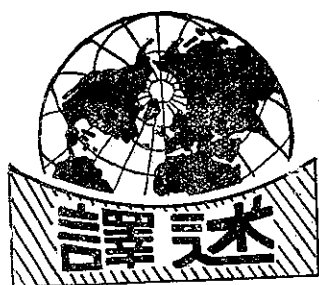
(六) 侵襲臺灣颱風，無論其結構、最大風、平均風，乃至溫度 (焚風效應)、降雨，由於地形影響，均將見重行調整。而相同路徑之颱風，應有相同之地形效應。故本文所述該各因素之特點，相信均可作以後相同行徑颱風之預報參考 (以上各項因素均與侵襲臺灣颱風之破壞力，直接或間接相關，故本文特詳予檢討)。

另外，本次溫妮颱風侵襲臺灣，對颱風行徑及實際災害預防方面，此處欲特別強調，並促使注意者有幾點：

(一) 颱風破壞力最大之處，並非在颱風中心，而係在颱風中心四圍之強風圈上。此點應使一般民眾明瞭以便防範。

(二) 民眾受諺語影響，對本次颱風疏於戒備——臺省地區流行有「一雷破九颱」之諺語。查此次溫妮颱風登陸之日上午11時45分時，花蓮曾有閃電雷聲，感於上述天氣諺，花蓮居民認為此颱風絕不會來，致疏於防範，迨風力加大時已措手不及 (見花蓮空軍氣象台事後檢討報告)。天氣諺語雖為經驗積累，但並非絕對可靠。住民應基於本次教訓，勿拘泥「成言」而忽視氣象台實際颱風報告。

(三) 颱風來襲時，電訊交通往往中斷，影響颱風資料傳遞，而構成對颱風預測之嚴重問題。即以空軍氣象單位，有比一般電訊設備更精良之微波及載波機，可資利用，然各地氣象報告仍多有中斷者。此一臨颱風侵襲時通訊問題，如不解決，則颱風預報永難望確實。因即如有雷達設備，吾人固無論其雷達尚須受本身性能及裝置地點地形之限制，其所獲資料仍需賴可靠之通訊設備，才能發揮其效用也。 (完)



利用人造衛星預測天氣

W. K. Widger
C. N. Touart 合著
戚啓勳節譯

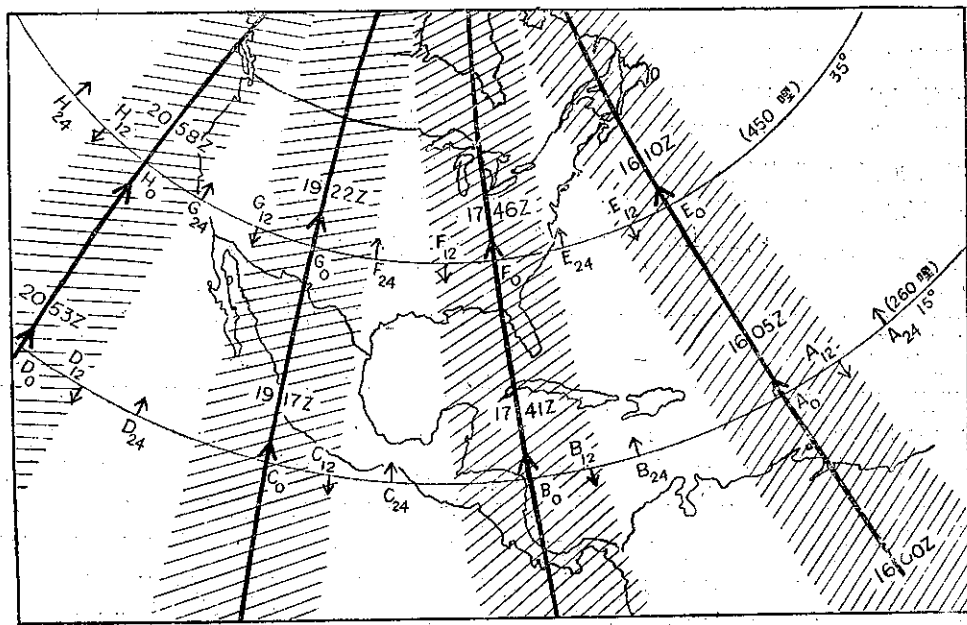
一、前言

利用人造衛星供給氣象情報作為預報天氣的依據，那確是一樁足以震驚世人的想法。最近有很多人在報章雜誌上著論對此有過份樂觀的看法。例如諾勃格 (Nordberg) 和史秋特 (Stroud) 認為：「唯有人造衛星才能遠在地球以外的一個測站上對地球的大氣層作近乎連續的觀測，以天氣預告學而論，特別具有其價值。」威克斯勒 (Wexler) 等也有同樣觀點。另一方面却也有許多氣象學家保持冷靜的態度。認為問題並不樂觀。

首先我們要問：以天氣預報的觀點，究竟希望人造衛星給我們一些甚麼資料？主要目的當在根據這種資料可以發展新的見解，由此而提高其氣象價值，從而使天氣預報進入新的境界。本文主旨即在討論利用人造衛星的資料在分析預報上的可能發展。我們必須指出：目前還不能將衛星觀測用於實際預報上，除非進一步研究，那些氣象資料能從衛星得到？那些資料必須得到？怎樣得到？這些資料如何運用？如何表達？再進一步研究這些寶貴資料的特殊分析技術，然後才能用到實際的天氣預報上。

二、人造衛星之一般限制

人造衛星的有效性將無可避免地受它軌道的物理法則所控制。假定是一種極頂軌道，離地高度350哩，每繞地球一週需時96分，假定空中的軌道面保持不變，則此段時間內地球當東移約經度22度。第一圖表示這樣一個衛星向北運行的軌道，1600Z 在西經60度穿過赤道，1605Z 約在北緯21度西經61度之天頂；1610Z 位置在諾伐斯各西亞 (Nova Scotia) 上空。下一次軌道約在1741Z 經古巴上空，1746Z 經底特律 (Detroit) 上空。第三圈軌道約在1917Z 穿過墨西哥海岸 (20° N, 105° W) 1922Z 經過丹佛。以氣象學的觀點來說，軌道的高度（假定說250哩和600哩之差異）對於它在地球表面上的投影以及經過各點的時間都沒有太大的差異。



圖一 人造衛星極頂軌道示例

星向北運行的軌道，1600Z 在西經60度穿過赤道，1605Z 約在北緯21度西經61度之天頂；1610Z 位置在諾伐斯各西亞 (Nova Scotia) 上空。下一次軌道約在1741Z 經古巴上空，1746Z 經底特律 (Detroit) 上空。第三圈軌道約在1917Z 穿過墨西哥海岸 (20° N, 105° W) 1922Z 經過丹佛。以氣象學的觀點來說，軌道的高度（

假定說250哩和600哩之差異）對於它在地球表面上的投影以及經過各點的時間都沒有太大的差異。

我們似乎可以合理假想：衛星高度倘在350哩，可望獲得距軌道投影兩邊各400哩寬度以內的資料。這樣的區域由無數小塊照相拼湊而成。在此假設前提下，軌道之間的空白地區將無資料可得。在美國南部，這種空白區域的寬度達500哩；至北緯55-60度，寬度當減至零。

當12小時和24小時後，衛星經過原先地區的時候，軌道的相對位置受衛星高度的影響很大。假定高度在350哩附近，隨後幾天的軌道對地球來說將會重合在一起，相隔12小時的軌道差不多完全相重合。因此按第一圖中

的例子，德克薩斯州的瓦茨堡在最近的將來都不會得到資料。如果高度低於 350 哩，則隨後 12 小時和 24 小時的軌道位置將會東移。第一圖內北緯 15 度處註明高度 260 哩。假定衛星之 260 哩高度軌道經過 A_0 上空北行約在 1600Z（當地正午），12 小時後衛星向南運行，經 A_{12} 處約在當地子夜，24 小時後再向北運行，約在翌日當地正午經 A_{24} 。因為對地球觀測需要陽光照射，當地子夜那次當然沒有正午經過的一次具有價值。

由於溫帶的天氣系統大多自西向東移動，因此當地正午經過而漸次東移的軌道，最合乎預報上的需要。但衛星運行軌道較低者，由於經歷之空間大氣密度較大，生命較為短暫，故常寧取較高之軌道。

當地正午經過的軌道，高於 350 哩的各層次以一種類似的情形向西移置。例如在第一圖內北緯 35 度上所註的是代表衛星高度 450 哩的情況。在溫帶中向這一方向移置比較不切需要。

如果真能照威克斯勒建議，衛星軌道的高度超過 1,000 哩的話，許多視界範圍的問題都可以迎刃而解。至於能否到達這樣高，當然要仰賴火箭的重大改進。我們可以想像到第一個以氣象為主的衛星不會有這樣高，因此要想把運行中的視界包括整個地表，除非有兩個以上的衛星在同時運行。

衛星觀測氣象所受到的第二種限制是因為氣象測站首次在大氣層之上，而並不是在大氣層中間觀測，自然無法避免各式電磁輻射（electromagnetic radiation）（包括那些在目視光譜中的）的干擾，此在通常作地面氣象觀測根本不可能受到影響，或者毫無意義可言。

三、觀 測 方 法

利用適當工具附入衛星之內，應該可以從事三種氣象觀測，下面分別加以討論：

（一）目視觀測 用一種電視照相機或類似設備，可以觀測到下列各項要素：

1. 雲 雲之有無、掩蔽量和它的伸展情況、雲之大小、雲狀、雲之方位和型式等。目前預想這些將是衛星觀測中最有價值的氣象資料。
2. 雲之移動 假定在短時間內對於一片雲的移動，能作十分準確的觀測，即可算出此雲塊高度的風向風速。倘在某一區域上空得到很多這種資料，就可以畫出氣流的一般形態。
3. 大氣雜質之飄流 假定衛星能夠看到工業區的煙或它種大氣雜質怎樣飄流，地面風向當可表達，再根據若干跡象來推斷地面風速當亦有可能。
4. 海（或大湖）面之狀態 假定目視分析的效果良好，也可以得到海面之風向和風速。
5. 能見度或大氣對光之透射度 這一項除供航空直接應用外，還可以幫助識別和追蹤氣團，以及推斷大氣的穩定度。
6. 地面積雪情況 根據地面積雪情況可以推斷氣團特性，由此而知將要產生的天氣，氣團經過積雪地區的邊界，稟性必有重大改變。

（二）輻射觀測 測量特別選定的一些波長所發出或反射的輻射能量，可以推斷很多大氣情況的資料。按照目前和將來可能的發展，能夠得到的資料計有：

1. 迴射（Albedo）（尤其是雲） 投射的日光被某一塊雲或一群雲所迴射的百分比，對於分析雲狀很有幫助。此外，根據迴射資料和間接得到的能量平衡資料，可望幫助解決很多預報方面的問題。
2. 對流極限層或其鄰近之溫度 我們有理由相信，對流極限以上的水氣和整個大氣中的水氣相比較，僅佔極微的比例。假定我們能多選定一種波長（大概在六微米區域），使得對流極限所發出的輻射剛好能穿過平流層的水氣。於是此一波長的輻射即成為發射層的一個溫度函數。假定能測定不同吸收特性的數種波長，可能會得到整個大氣層垂直溫度投影的若干啓示。
3. 水汽總含量 測定兩相鄰波長輻射之反射強度，一種波長不為水氣吸收，另一種則屬部份吸收。如此即可決定第一目視面（即地面層或第一雲層之雲頂）以上大氣柱之水氣總含量，水氣既集中大氣下層，故在無雲之情況，上項算得之量係指示較低層之濕度，據此可以識別氣團，推知其特性，追蹤其逐日行動。
4. 臭氧總含量 大氣柱的臭氧總含量也可以由類似測水氣含量的方法得到，但選定的波長不同。臭氧既然主要集中在對流極限以上很高的一層中，因此測定臭氧當不致受第一目視面是否為雲而有重大的出入。臭氧最大量和高空（一萬至四萬呎）低壓槽有非常密切的關係，因此測量臭氧有助於對當時氣流型之分

析。

5. 地面（地和空氣間的交界面）溫度利用適當的紅內光線波長，測量地面溫度或水面溫度相當簡單。但此種溫度在陸上很短距離內就會相差很大，因此和平常所謂「地面」溫度（在離地四至六呎量得）並無一定的關係。

（三）雷達觀測 雷達在波長3-10公分者能由水滴反射，因此可用以偵察雲雨。雪片也能反射雷達波，但不及水滴之有效。我們相信在衛星上如能有一適當的雷達操作，當可供給有關降水區域之資料。這些資料至少能有目前地面氣象觀測網供給天氣圖用報告那樣詳細。

雷達觀測的一種限制因素將是降水回波和地球本身回波之合併，它和脈波長度（Pulse length）有關。假定採用一種 5×10^{-6} 秒之脈波長度，唯有降水伸展至離地五千呎以上才能和地面回波分離。

衛星上裝置用於觀測氣象的雷達，在操作上還有很多問題。但最重要的在於目前還不知道在技術上能否設計這樣一套合用的雷達，包括重量、容積、和必要的動力，並且還要能够克服預料的環境和可靠性問題。採用雷達觀測之前，這些問題必須加以研究。

四、資 料 傳 遞

從衛星上藉電子儀表把資料傳至地面，因為中間有離子層的緣故，採用的波長必須使衛星唯有在接收站視線內才能作有效之傳遞。另一方面為了使每次軌道過後（或者至每兩次軌道）能够讀出所有資料，並予傳播，必須考慮下面兩點：

（一）用於預報的氣象資料極富有時效性。

（二）因為要考慮空間和重量問題，並不切需的資料必須等將來衛星內部有大量蓄電能力再增加。

因此在地球各部份應該廣泛設置若干電子接收站，甚至於還要建立一極頂站。

分析氣象資料用於天氣預報是一種高度合作的技術。因此必須將各接收站所得到的資料儘速傳遞至分析中心，不能稍有延誤，接收站和分析中心之間必須有微波系統或電纜相連。此種分析中心最好就是主管廣大區域預報的氣象中心。

五、資 料 處 理

氣象學家經常要處理無數氣象紀錄，而人造衛星將會供給他前所未有的大量資料。這些資料又是一種圖畫方式，氣象分析人員對它完全陌生。如果要把它作適當應用，必須妥善地加以整理、編組、和表達。

假設自衛星發來圖片資料，並且轉到氣象中心。首先應該把它攝成永久保存的照片，並加以複印作為處理資料的基礎。因為這種照片資料勢必收到極多，因此要有很大的庫房存儲。永久紀錄照片應製成小型電影膠捲或顯微照相卡片。

我們相信處理資料的第一步將是以適當的自動方式，將衛星經過需要地區所得到的照片鑲嵌成一種永久性的正片，這是一種非常精細的工作，照片的比例尺大約在1：2,000,000至1：5,000,000。這種鑲嵌成的照片上應該註明衛星經過各點的時間，在照片上並不明顯的重要地理位置必須分別加以註明。一次運行所得的鑲嵌照片應該適合於連接其他相鄰並且近乎同一時間的鑲嵌照片，構成一幅範圍很大的照片，也許能包括半個地球。這種集錦式的鑲嵌照片預料將成為分析用的基本資料，並作成永久性的檔案存於氣象中心。短期預報需要參閱過去一週的照片，長期預報需參閱過去一個月的資料。

任何未經分析之衛星資料，似不應傳播至一般預報單位，最好完全由氣象中心來加以處理，氣象中心據此而得到的預報再傳至各氣象台。衛星所供給的部份基本資料需直接應用，或從事當地詳細預報所必需者，可以由氣象中心傳遞至各地氣象單位。

研判上述鑲嵌照片後，分析人員對於部份地區可能需要放大（比例尺大概在1：500,000），印製這種照片，時間上必須迅速。通常大氣煙塵散播區和研判地面風的地區經常需要放大。

假定能觀測雲的移動，應選所需資料加以計算。雲之移動向量自動填入一張永久性的底圖上，比例尺為1：10,000,000。計算之距離間隔為一百哩。換句話說，每一百哩算一次已能合乎需要。另外要填一張能够擦去的透

明膠板，比例尺和鑲嵌照片相同。

輻射資料收到後應轉換為氣象應用的單位再填，雲之迴射和水氣總量數值必須不斷填入，使能表出它的型態。它種數值可採用一百哩之間隔。紀錄自動填入一種1:10,000,000之永久底圖上。

雷達資料可假定其為手指形，表示降水之出現與否，倘有出現，尚可表達降水頂之高度。這種資料必須自動填入永久性底圖內，另外要填一張和雲之鑲嵌照片屬同一比例尺的透明膠板圖。

六、衛星資料對天氣分析預報上之應用

目前應用的預報技術和將來可能得到的衛星資料並不能配合。因為現在預報員的作業最重要的因素是風、氣壓、和溫度的分佈。雖然我們也希望將來的衛星靠輻射的測定也能搜集一些這一類的資料，但無論質和量都不會較目前所得為豐富。預料人造衛星最重要的觀測將是雲，此在目前却並不把它作為一種基本因素看待。

因此當前只有兩種辦法：一種是改變衛星資料以適應預報員的胃口，否則就得改變預報員所用的方法以適應資料。前面這一種大概是比較好的辦法。換句話說，基本目的在於不另外設計一套預報技術，而是把衛星所得轉變為對目前預報方法具有價值的資料。當然，這並不是說預報技術絕對一成不變。其次我們必須考慮到一種可能性：衛星資料可能會根本改變了我們對於大氣的認識，因此而發展成一套嶄新的預報技術。

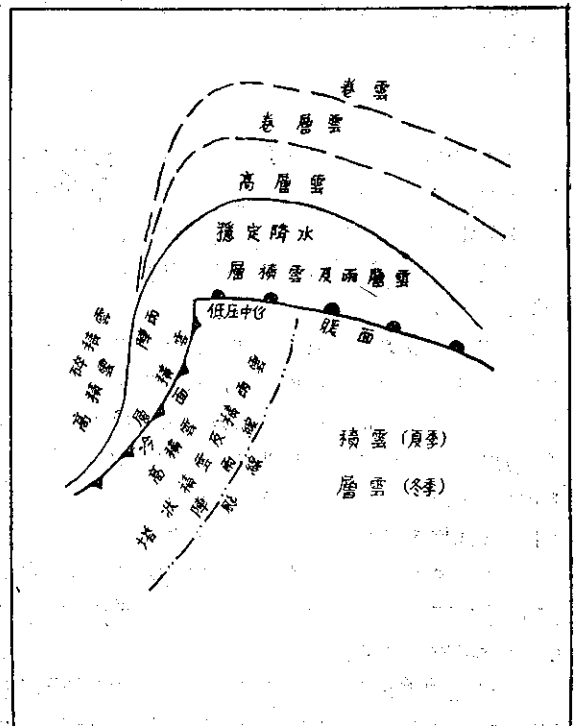
下面將扼要說明運用各種觀測資料的方法，有些地方不免使讀者感到含混籠統。須知這裡僅不過指出衛星資料實際運用應該研究的途徑。最後的分析方法還得靠所有資料的配合。此處僅就現有知識把每種觀測作為一種單獨的數量。並且假設衛星資料為僅有的資料來源，事實上當然還有其他正常觀測和它的連貫性可資參考。以下僅分析當時天氣，因為這是任何預報的第一步工作。

(一) 雲之分析 從衛星上所得到的資料用於目前分析雲的技術，將會遭遇到下面兩個問題。

1. 從上面向下看雲或從下面向上看雲，其間相關的程度目前還沒有確實瞭解。以地面觀測來說，高雲常被低雲所遮蔽。相反來說，從衛星上觀測，高雲常遮蔽了地面能够看到的較低雲。再者，在高空觀測雲，以往的經驗太少，我們無法斷言上面看雲是否較下面看雲更不易識別不同的雲狀。研究若干從高空火箭攝得雲的照片，證知此雲狀識別問題可能不如想像之嚴重。然而這種火箭資料都在亞熱帶地區，該處對流雲狀盛行，而識別問題主要還在各式層雲或成層的雲。此在高緯度比較普遍，前面已經說過，迴射資料當有助於雲之辨識。
2. 第二個問題在於最近數十年來對於雲的分析，無論在理論上或在實作上都把它忽視了。預報員大多數不關心雲的報告，因此我們在這方面的知識比較落後，今後要從根本上對雲加以研究。

我們相信倘有大量適於研究用的紀錄，從事一項發展計劃可能會得到一種方法，使分析人員根據風暴系統相偕的一般雲型出現情況，迅即獲知周圍的風、溫度、和氣壓場。當然，這種推斷尚需其他直接和間接的觀測加以進一步之修正。

我們都知道低壓區倘和界面相偕，常可發現有組織之雲系。例如發展之低氣壓，其雲系如圖二所示。當然，實測之雲狀和雲量也不免有偏差，有時甚至相差很遠。但大部氣旋根據觀測得的



圖二。一界面波之氣旋周圍降水及雲之典型分佈

的雲系就能識別。雷達觀測決定的降水型對於這種識別極有幫助。系統一經確定，根據雲型就可以大致決定低壓內部和周圍的界面位置，以及氣壓、風、溫度之分佈情形。

以上僅不過根據雲來辨識天氣範式的一個示例，而且並非衛星測雲的唯一用途，其他例證包括：

- (1) 雲狀（特別是積狀雲還是層狀雲）有助於決定氣團的穩定性和氣團類型。
- (2) 倘能自衛星觀測決定塔狀積雲的坡度，則此坡度足以表示水平風的垂直風切方向和強度，亦可顯示水平向溫度梯度。此外，倘風切甚強，此風切有平行於風的趨勢。
- (3) 積雲的方位常發現屬平行之帶狀，即稱「雲街」，排列和風平行。何勃脫(Hubert)和勃格(Berg)研究火箭照相後認為此點極有價值。
- (4) 謝佛(Schaefer)等認為某種形式和方位的雲與激流(jet stream)相偕，因而可以靠這種雲來發現激流並且確定它的位置。
- (5) 李格達(Ligda)認為積雨雲砧的遺跡可能是基本的凝結中心核和新生降水區的最初機構作用。倘能追蹤並計算這種卷雲遺跡的路徑，只要它們到達一個天氣圖上有利區域，就能報出未來降水區的位置。這種預報方法在實際應用上，必須確實瞭解經常產生積雨雲的地區。因此衛星資料可輔助地面雷達觀測之不足，對海岸上和缺乏報告的荒僻地區更有幫助。

- (二) 雲之移動 如果能够決定雲的移動，最主要的用途當在指示氣流動向。此種高空風資料可直接用於飛機領航。風和氣壓梯度既具有密切關係，因此這種資料可能幫助決定氣壓型。氣流或氣壓型一經確定，就可以按目前應用的技術加以應用。例如地面氣壓系統有被它上面氣流旋轉的趨向。

即使將來能發展一種方法可以得到雲向雲速，其間仍不免有所限制。前面已經說過觀測雲之移動和風不同，而雲向雲速的價值又要看能否確定它的高度而定。好在同一高度的風有維持方向上固定不變的趨勢，尤其是在對流上層和較低之平流層。我們知道有溫度平流的地方，風向當隨高度而改變，因此在較低對流層中任何風向之外延推算都不可靠。此外，無雲之區域無法得到此種資料當然也是缺點之一。

- (三) 地面風資料 不論是根據大氣中雜質的飄流或是從海面狀態推算得此種資料，最主要的用途當在推斷當時之地面氣壓型。

- (四) 對流極限之溫度 赫爾威茲(Haurwitz)採用達因斯(W. H. Dines)的結果指出：對流極限溫度和它高度的相關係數很高，約當負 0.7。較冷之對流極限離地也較高。對流極限的高度屬於氣團的一種特性，熱帶氣團之對流極限較高，寒帶氣團則對流極限較低。

對流極限溫度梯度的變化有助於確定對流極限不連續帶（寒帶和熱帶對流極限之間）的位置。後者又和激流密切關聯。假定此不連續帶為一封閉之圓形，常足以表示當時為一從地面貫穿到整個對流層的冷性低壓區，由此推知為一種逐漸改變而並不活躍的天氣型式。

- (五) 垂直溫度投影 倘有很多層次有用的溫度，便能得到垂直方向的溫度投影曲線，因而推知大氣層的穩定性。從溫度還可以推想風。因為在多種情況下，尤其是在對流上層，風大致和等溫線平行。水平向溫度梯度必定和風的垂直切力密切關聯。

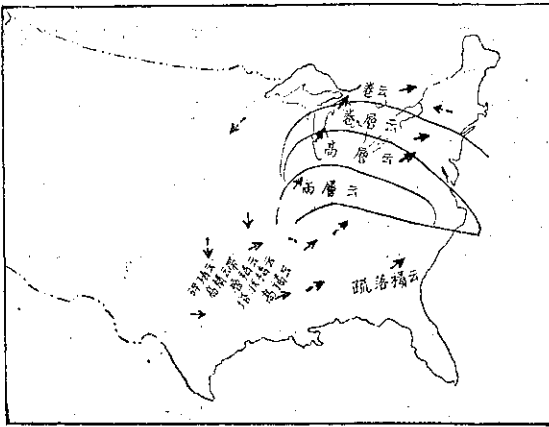
- (六) 水氣總含量 上面已經說過水氣含量對於識別氣團並追蹤它每天的行動很有幫助。此外，瞭解水氣情況有助於推斷：某種天氣圖情況下，雲和降水之增加是否能使氣壓系統增強。

- (七) 臭氧總含量 克萊格(Craig)曾論及：臭氧之最大集中區常和對流上層的低槽在一起，最少區則與高脊相偕。

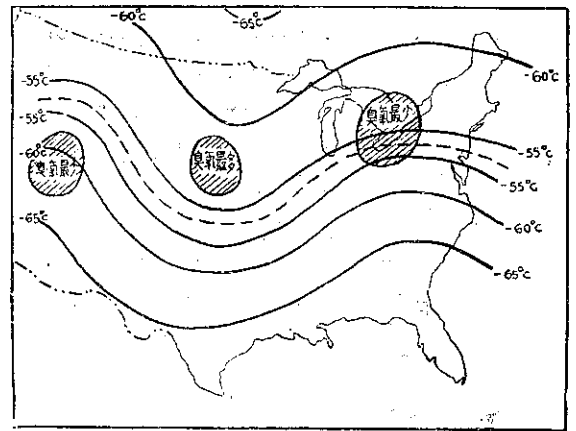
- (八) 雷達觀測 雷達觀測除用以辨認和確定天氣圖系統的位置外（如圖二），降水區之增減並可顯示一定系統之增強還是減弱。

七、綜合分析技術示例

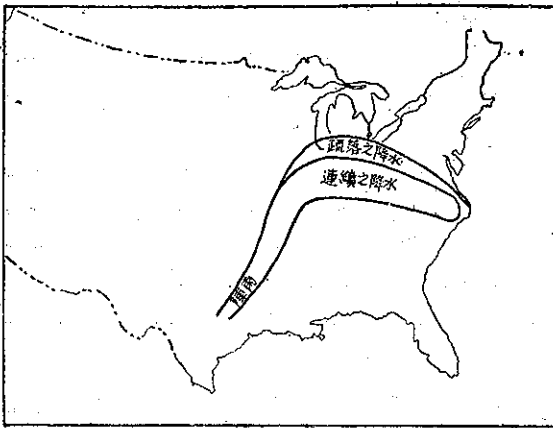
本節將提出一個已經簡化的理想例證，以示上述技術的工作途徑。但在實際工作中，由於自然界之複雜性和多變性，勢必會產生很多困難，此在本節內將無法顧及。再者，本例係以目前情況為據，將來可能會發展更準確的分析方法，其結果自當更為完善。



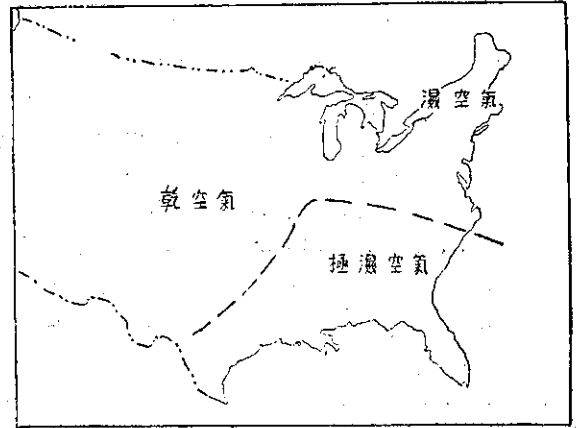
圖三. 雲及風之資料



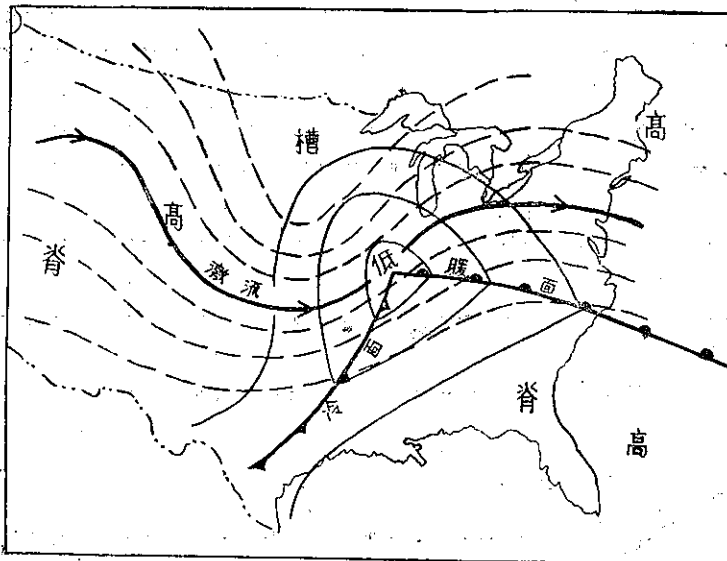
圖四. 對流極限之溫度及臭氧資料



圖五. 降水資料



圖六. 濕度資料



圖七. 根據圖三、四、五、六之分析

圖三表示衛星在某日觀測得雲和風的資料。箭頭表示風向，實線箭頭係根據雲之移動而得到的高空風；虛線箭頭係根據大氣中雜質飄流所推斷的地面風。圖四表示同一時間之對流極限溫度和臭氧最多區最少區的位置。斷線表示對流極限斷裂帶的大概位置。注意：此線以北，對流極限的溫度向北遞減；此線以南溫度向南遞減。圖五表示雷達所觀測得之降水型。圖六表示大氣濕度的分佈情況。

圖七為根據圖三、四、五、六所推斷之天氣分析。圖中已表明冷面暖面和激流之位置，實線表示一般地面氣壓型，斷線為對流上層之氣壓型。此一分析之依據簡述如下：

- (1) 界面位置 根據雲和降水型得出，邊界線係參考不同之水氣含量而加以確定。
- (2) 地面等壓線和氣壓型 根據地面風資料和該種界面系統所常見之氣壓型而定。
- (3) 高空氣壓型 據臭氧資料決定槽脊線位置。另參考雲之移動、激流之方位、並自平行於對流極限之等溫線而確定。
- (4) 激流 根據對流極限溫度和它的斷裂帶而決定。

八、研究計劃所需之資料

目前亟需一種利用衛星觀測以從事天氣分析預報的研究發展計劃，它的目的在於使人造衛星一經傳播，氣象資料即能予以應用。換言之，我們希望第一次發射以氣象為主的衛星時，下面就有一小組預報人員在等着應用這種衛星觀測資料。

首先我們要模擬衛星上可能得到的資料，針對它來發展應用上最理想的途徑。火箭探測所得的資料一般來說自較接近，但事實上並未全部解決，尤其因為現在的火箭發射區都在亞熱帶，不能得到十足代表性的資料。

我們認為模擬衛星所得氣象資料，似可循下述途徑解決：有些飛行高度很高的照相偵察機倘能執行計劃數年，搜集高空觀測資料，對高空向下所見的雲加以照相，觀測雲之迴射，和大氣之透明度等。根據這些資料和照片即可製成類似衛星上所攝得之鑲嵌照片。

另外需要一種研究發展計劃和試驗，針對從事輻射觀測所必需的感應部分。我們深信此類資料的感應部份，大多可以從標準氣象觀測和目前以地面為基礎的研究用觀測中得到。

根據雲之移動、大氣雜質之飄流、或自海面狀態而得到風之資料，從地面標準氣象觀測中即可獲得概念。當然，研究從衛星直接觀測的各種因子和風本身的關係仍屬需要。

積雪報告屬於地面標準氣象觀測的一部份，模擬當無問題。

對流極限（或其他層次）的溫度和大氣中水氣總含量可以從標準無線電探空中摘取或另外計算。

臭氧資料目前尚無有效的正常觀測，只有以研究為目的的少數觀測地點。

假想衛星上雷達觀測所得資料，應該和實際降水資料相比較，後者可自壓溫報告中得到，或者把氣象雷達觀測作為假想的解答。

根據上面這些模擬的資料可能會得到合理的結果，但真正要把衛星資料用於預報還得研究實際從衛星上得到的資料。因此在衛星發展的初期或是任何高空氣象探測之工具，必須儘量得到各種氣象資料以補救假想資料之不足。

九、衛星觀測對天氣預報之價值

人造衛星所得氣象資料之直接應用當然在天氣分析方面，因此我們可以想像到某些報告稀疏的地區（例如在海洋上）當最富有價值。即衛星觀測的價值和天氣報告的密度成反比例。對於資料已經很豐富的地區（像北美陸上）是否還有價值很成疑問。然而這種地區衛星所搜集得的資料倘用在一種專為增進對大氣基本知識的研究而設計的計劃，却極有價值，因為由此可增進我人預報的能力。

根據衛星資料從事預報的顯著成果，當在增進報告稀少地區的預報準確率。對於目前報告稠密地區的預報準確率也會產生相當作用。我們都知道報告稠密區的預報準確率難免受報告稀疏地區的影響，特別是稀疏區在它中緯度的西部。這種影響預報期限愈久則愈顯著。舉例來說，我們設想衛星資料將會增加美國西部和極東岸之24小時預報準確率，但對東部內地的24小時預報却很少幫助。以較長時期的預報來說，衛星資料當有助於所有地區，除非遭受到長期預報的其他限制。

以衛星資料發展的「量」來說，我們懷疑它所提供海洋區資料連同各該區的地面和高空測站，能否達到美國陸上資料那樣豐富。換句話說，上例中衛星對太平洋的觀測不能使舊金山的24小時預報較之聖路易目前的24小時預報更為準確。

我們必須指出衛星將來的發展，對預報的幫助必定遠較上面所述為多。我們深信如果靠衛星能夠對大氣的瞭解有根本上或目前無法預料到的改變，或者因為發展了一種新的預報技術它所需要的資料特別適於衛星觀測，則人造衛星之用於預報必定有它更輝煌的成就。（完）

原文題目：“Utilization of Satellite Observations in Weather Analysis”

原文刊載：Bulletin of the AMS, Nov. 1957

赤道區之氣團與界面現象

A. Grimes 著
夏蔚羣節譯

赤道區域居民稀少，地區遼闊，氣象觀測站寥寥無幾。目前已被利用之氣象資料，時間甚短，僅不過一二十年之歷史。自從國際航空事業興起，由於氣象情報之迫切需要，於是赤道氣象學乃不斷尋求進步；世界各國對於赤道區之氣象事業亦趨於蒸蒸日上之勢。

赤道氣象事業之落後，其主要原因實由於氣象設備費用之昂貴，例如新進之雷達觀測，當地政府限於財力即不勝其負擔；兼之，該區氣象技術人員過少，即使飛行氣象情報之獲取，亦僅限於極少數之工作人員，無怪乎氣象情報之不足。復因氣象設備之簡陋，致使各方面之觀測不夠水準，甚至大部情形均缺乏完全觀測。近年來雖有進步，但欲使氣候資料精確充足，尚有待若干時日。

當第二次世界大戰時，爲了赤道區交通線之發展，人員和裝備之輸入，遠較戰前爲多，造成了該區氣象研究之高潮時期。斯時，赤道氣象知識尚屬幼稚，但大部份之氣象統計和其他各種資料已不斷發表，暫時彌補了當時之缺陷。這些資料雖無重大的價值，至少赤道氣象學之理論基礎已獲得了若干解釋和觀念，而爲進一步研究之開始。

氣 團

我國南海除偶有極地氣團侵入外，其影響該地區之氣團，僅爲熱帶和赤道氣團。熱帶氣團平均受信風支配，北半球爲東北信風，南半球則爲東南信風，二者均導源於亞熱帶反氣旋。北半球在夏季時，南半球之信風穿越赤道各處，形成吾人所習知的季風；冬季時，除大西洋和非洲西部以外，其情況恰相反，此即空氣之週年運動 (annual movement of air) 造成赤道區之天氣變化。來自任一半球之熱帶空氣，進入赤道區後，形成不活躍 (stagnant) 之赤道空氣，而非吾人所認爲之「氣團」；該不活躍之空氣常在陸地氣團之上發展爲一微弱之反氣旋環流，其低層潮濕。此種空氣在天氣情況中爲一普遍之特色，殊堪重視。

熱帶空氣之性質，當其升達四或五公里時，甚易識別，但在五公里以上，則鮮作觀測，因之難以獲得可靠之判斷。此層之上主要爲東風。若干研究人員認爲此項東風對於赤道附近天氣之變化甚有影響，但並未指出任何論證加以確定。事實上，就每日天氣圖來研究，信風的終止和東風的開始，亦並不明顯。其多數情形，地面上層信風之最大速率達到 500-1500 公尺，惟在高層，速率則逐漸改變。當熱帶空氣來自大陸時，通常認爲爲層之頂部 (2-3公里) 爲高層，此種情形可由於該層上方濕度的突然升高而證實。但當熱帶空氣來自海洋時，則其分層甚難確定，若在高空攜帶精確之儀器觀測，或者可能確定其上下層之分界。

當地面爲赤道空氣時，侵入之東風未到達以前，常有一信風層或季風層出現，而信風或季風空氣由於風速隨高度之迅速增加，其下層邊界極其明顯。但信風或季風與東風之分界則仍難確定，除非實施大量而精密之觀測，否則欲逐日判斷氣團之垂直結構殆不可能。

界 面 現 象

赤道地區界面之存在與否，實爲熱帶氣象學爭論最烈的一個問題。雖然，大多數之意見均贊成界面之存在，但許多作者則持反對意見，認爲必須提出事實來證明此種界面之存在。不過由於缺乏稠密的高空測站網，致難獲取可信的證據，而界面存在之先決問題，在於風的不連續之認識，以及藉氣團之不連續性證實風之不連續性。普通均認爲赤道區有三種界面：即赤道面 (Intertropic front)、子午線面 (Meridional front)、輔助面 (Subsidiary)。

赤道面係在赤道輻合區內形成，該區環繞全球，爲南北半球信風之會合處。早年，認爲此區爲單純之無風地帶；該區之壞天氣係由於潮濕而不活躍空氣作不穩定性上升後，乃生成對流性雨和雷雨。現在則一般均認爲南北半球二信風帶之間，有一真正之界面存在，散佈於此半停滯之赤道氣團或無風地區。赤道氣團和信風之分界位置常與運動之信風方向平行，但信風的加強或「波動」 (surge)，較冷之空氣有下切赤道空氣之趨勢，因之使界

面抬高，此種現象極為明顯而易於鑑別。赤道面之形成，通常在當冬半球信風開始滲入夏半球及其衰退時。信風穿過赤道並非穩定地連續進行，而為起伏之波動和不穩定之退縮現象，每一波動均伴隨標準之冷面現象。當正在前進之信風暫時停滯不動時，界面即消失於赤道空氣區域，夏半球之信風又重現鋒銳，此種退縮現象頗具規律，直至赤道幅合區再度穿越赤道為止。同時，由於秋半球新生之信風駕於此衰退信風之上，故經常伴有暖面現象。此時期，該二種信風之活動力微弱，不活躍之赤道空氣廣泛地出現於地面天氣圖上。

子午線面為一在同一半球內二種不同之反氣旋型環流 (Anticyclonic cell) 中偏東環流之微弱 ESE/E 氣流與偏西環流之較強之 SE/SSE 氣流之間。各該半球之冬季，由於此等環流之持久，各界面遂形成半永久性，故甚易鑑別。就北半球之夏季而論，環流各部之變化較大，致使子午線面位置之變更亦較大。在另一半球空氣穿過赤道之處子午線面即由冬半球穿越至夏半球，而在其與赤道幅合區會合的地方上升以形成一個三合點 (triple point)，此“三合點”常與熱帶氣團同時形成。

輔助面較上述兩種界面更具局部特性，其生成之原因，係由於不同性質氣團之局部變化所致，此種局部變化的原因，也許因一部份氣流受地形影響而轉向，抑或由於一部份氣流因地轉控制 (geostrophic control) 之受阻而進入赤道區，此轉向之氣流與未轉向之氣流相遇後，遂抬高造成局部之幅合區，其範圍可能極為有限，此等區域之運動為時甚短而不易確定，因其運動之原因與該區附近之風系無關，而與已形成該區之氣團歷史有關。

此界面之坡度由多種情形決定之，其範式幾無變化，而在此高度各點之風均有變更。其坡度值多為 $1/300$ 至 $1/500$ ，因為在該區域之地轉方程式中缺乏此項坡度，且無適當之方程式可以代替，在理論上無法計算。同時亦不能決定其不連續所擴展之高度，其主要之困難在於信風高層與上層東風之低層頗為相似，其間界面之形成由於信風波動之下切，新鮮空氣舌之厚度常不超過1500公尺，故界面前緣處有一明顯坡度高至1500公尺，但其尾部則成水平狀。

本文節譯自 Compendium of Meteorology 書中之 Equatorial Meteorology 一文

(上接第49頁)

改裝代替所有的 B-29 執行天氣偵察任務。除去砲塔及轟炸設備而加裝氣象儀器。

B-50 機上裝有新式自動導航儀，除增加航行之正確度外，並可使觀測人員獲得風向風速的平均與瞬間之報告。氣壓、溫度、濕度與空投探空儀亦為最新式者。

計劃的任務每次為十四小時半，航程約為三千二百哩，飛行高度為 700mb (9882呎)，500mb (18289呎)，300mb (30065呎) 各層，特別注重於 500mb 層。每隔一百五十哩舉行一次完全的天氣觀測，如遇特殊情形並隨時舉行特別觀測。每三次觀測中放一次空投探空儀，即間隔四百五十哩。

觀測項目包括氣壓、溫度、濕度及其他目視資料，如果能看到海洋，並須報告海面風及海之情況，目視資料包括：雲狀、雲底及雲頂之高度、能見度、積冰、亂流及降水等。

領航員計算每一點的風向風速及報告雷達中發現的任何天氣反應。空投探空儀控制人員負責操縱及投擲探空儀，並計算飛機以下各層之氣壓、溫度及濕度。所有的資料皆編成電碼由通信員傳送至地面的電臺，預報人員才從那裡得到飛機偵察的資料。

空軍要完成其全球性的任務，有賴於天氣者甚巨，天氣之利弊又有賴於我們的智識去判斷，飛機偵察即供給我們天氣的智識，為美國空軍必需而主要的一部份。附圖二為西太平洋美空軍天氣偵察位置圖，希我氣象從業人員善於利用此珍貴的天氣偵察報告。

原文題目：The Big Pic- Wx Recon

原文刊載：四月份美國 Flying Safty 附圖二採自天氣分析月刊四卷八期

美空軍天氣偵察介紹

Moj. Charles G. Markham 著

曲 克 恭 譯

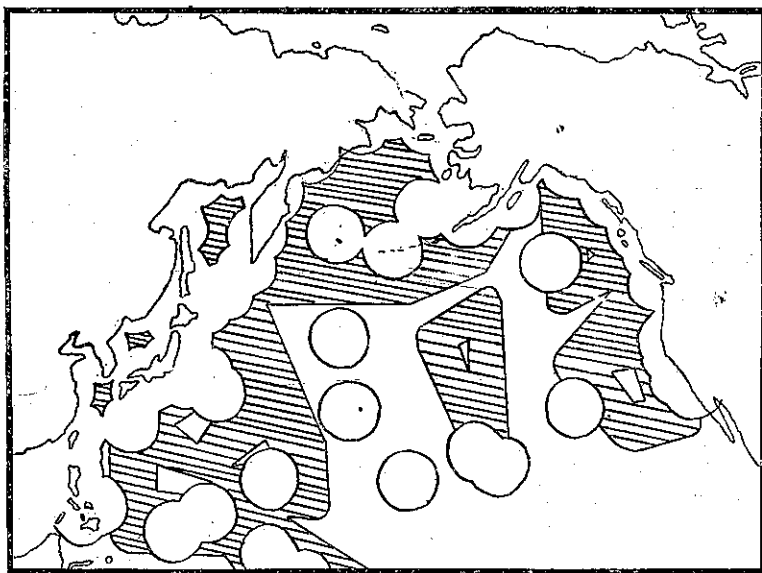
天氣預報乃基於一個原則，那就是未來的天氣變化與現在的天氣有關。換言之，當時存在的天氣情況必須明瞭才能够正確的預測未來的變化。如果我們獲得天氣報告越多，天氣預報愈可正確乃毫無疑問的事。

往昔，北半球有某些區域如大洋上與北極不適於設置天氣觀測站，除非人們願意兩足插在海水裡或者被凍傷。但是當美國空軍開始在這一個廣大無垠的區域活動以後，就必須克服它——特別是假定我們願意站在勝利的一邊。

這裡我們介紹美國空軍氣象部隊已經實行的飛機偵察天氣計劃，其目的乃在平時或戰時用飛機獲得正確可靠的天气資料。

飛機甚適於用做天氣觀測臺，藉飛行的速度可能獲得平面的資料，利用高度改變或空投探空儀（Dropsonde）垂直資料也很容易得到。目前美空軍氣象部隊在太平洋上的飛機偵察分佈情形如圖一所示，圖中圓圈為經常有探空報告測站二百哩之範圍，設立探空臺的密度二百哩的距離是最低限度的要求。

假定繪製的高空圖能够代表真實的情況，則圖上的測站報告絕不可超過二百哩，此乃氣象學家一致同意的事實。如果天氣預測根據錯誤的分析，那末，天氣預報基本的假定就失其效用，很明顯的會導致錯誤的天氣預報。圖一斜線所繪區域為美空軍氣象部隊天氣偵察經常從事高空觀測的範圍。偵察報告分兩個區域：一為北緯二十五度以北之區域；另一為瓜加林島（在馬紹爾群島內——譯者）以西之熱帶太平洋。前者為半球天氣之控制者，很多天氣從那裡到達北美大陸。後者為颱風發展的危險區域，二者皆很重要。



(圖一) 美空軍氣象部隊太平洋飛機偵察區域分佈

以上所述乃於平時所從事之天氣偵察。戰時，進攻的路線必須通過海洋，船舶報告將會減少或停止，供應海洋天氣資料的任務就落於天氣偵察上。進攻敵人的時候，沒有天氣偵察就不會有正確的天氣預報以資利用。

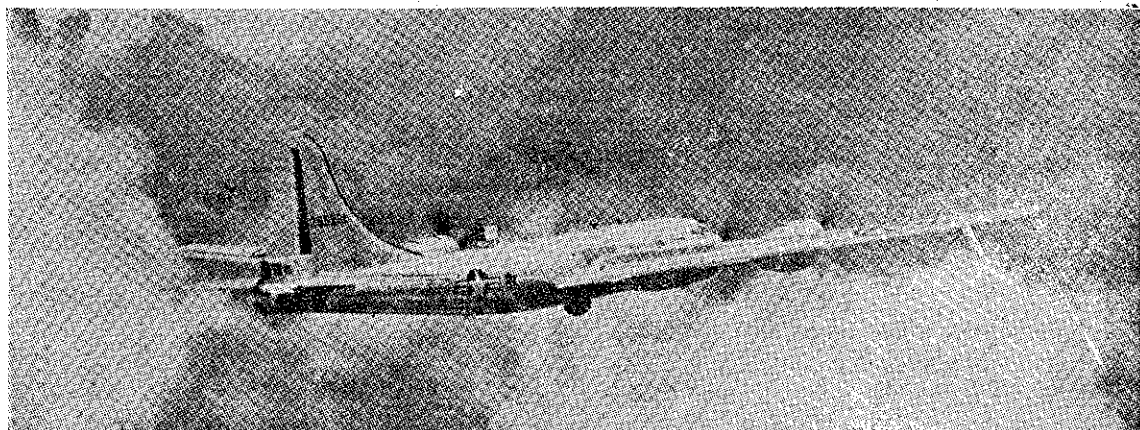
戰時，不僅海洋是天氣圖中之空白區域，敵人的區域亦是一片空白。現在我們可收到世界上大多數地方的天氣資料，一旦這些資料會讓我們給予敵人更多的破壞時，敵人絕不可能繼續供應天氣資料。

因此，我們如欲獲得天氣情報，必須利用自己的飛機去偵察。此即為美國戰略空軍及戰術空軍之天氣偵察部隊的任務，裝備有第一線的飛機，必要時立即起飛。

天氣偵察尚有另一種功用，那就是在平時與戰時同等的颱風偵察。此種極兇猛的風暴大部份發生於無氣象臺之區域，當颱風增強開始移動以後，船舶亦逃避風浪而遠離，尤其颱風登陸，毀損天氣觀測及通信之設備，我們極需要接近風暴區的天氣報告，但是經常的天氣報告可能完全缺少，凡此種種皆有賴於飛機偵察。

使用特殊的技術及訓練優良的飛行員穿越颱風僅冒相當微少的危險已被證實，例如一九五七年五月二日至十六日間的颱風「崔克絲」（Trix），異常的強度維持了相當長的時期，但是從關島起飛的第五十四天氣偵察中隊之飛機曾穿越颱風四十一次，消耗於此颱風的飛行總時數竟達二百五十七小時之多。

E-50 天氣偵察機之雄姿



飛機偵察所得之天氣資料傳遞至每一個氣象臺，然後分析及發佈颱風預報，在颱風進行路徑上的軍事設備，得有充分的時間疏散及採取其他的預防。颱風偵察不但在軍事上有其價值，對民間亦然。美國氣象局發佈接近大西洋沿岸的颱風預報，即根據空軍氣象部隊天氣偵察飛機所獲之資料。同時各地的氣象單位包括加里賓區（Caribbean area），菲律賓及日本亦利用美空軍氣象部隊之偵察報告為預測颱風的根據。

美國空軍亦從天氣偵察獲得另一種利益——飛行人員的訓練。天氣偵察需極精湛的飛行技術，起飛要準時，整個飛行高度不能有數呎之差誤，領航亦須極端準確。如果飛機位置不明，天氣觀測有何用處？尤其此種天氣偵察的時間不但冗長，而且需要正確的巡航控制程序，經常從事於全天候的飛行。

四引擎的轟炸機上除飛行人員外，並有一經驗及學識豐富的氣象員及一位空投探空儀控制人員在內，飛行人員

的任務不過是將他們帶至觀測的位置而已。

美空軍氣象部隊現有七個天氣偵察中隊，總共具有每天執行約十一次任務的能力。太平洋偵察網有五個中隊：

五十五偵察中隊設於加利福尼亞州的 McClellan 空軍基地。

五十八偵察中隊設於阿拉斯加的 Eielson 空軍基地。

五十七偵察中隊設於夏威夷。

五十六偵察中隊設於日本的橫田 (Yakota)。

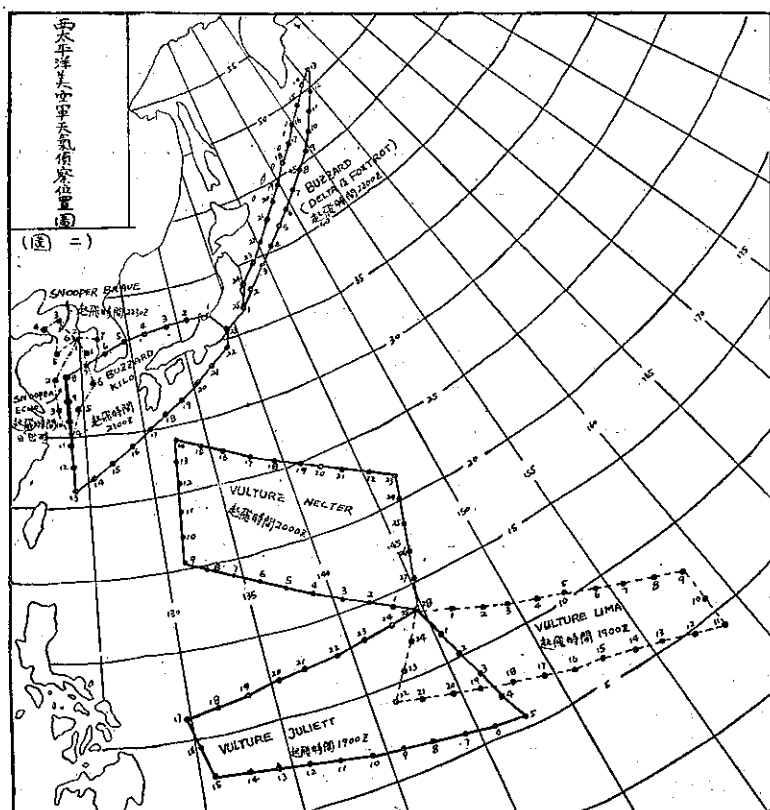
五十四偵察中隊設於關島的 Andersen。

另外在大西洋有兩個中隊：

五十九偵察中隊設於 Bermuda 為著名的「颱風獵者」。

五十三偵察中隊設於英國。

各中隊原使用 B-29 型飛機，自從美國戰略空軍廢棄 B-50 轟炸機以後，乃於一九五六年十二月將 B-50（下接第47頁）





裴德生新著卷二讀後記

劉鴻喜

筆者按：氣象大師裴德生 (Dr. Sverre Petterssen) 氏新版「天氣分析及預報」二卷於一九五六年出書，極受國際氣象界之重視，爭以先睹為快。筆者去歲在台編輯本學報時，曾約請專家撰寫書評，以資介紹，惜均以事忙未獲結果。去秋筆者來美入聖路易大學研究院繼續讀書，在所選諸課中，Synoptic Meteorology 即係以裴氏所著卷二「Weather and Weather Systems」為教本，主講教授為白魯克氏 (Dr. Edward M. Brooks)，在教讀之餘，發現裴氏新著有不少訛誤之處，或由於手民誤植、漏植，或嫌文意欠明，甚亦有根本錯誤者，爰予集錄於後，對於國內裴氏新著讀者，或亦有裨益之處。

- 第 3 面 第一個公式及公式(20.2.1)，應各加一負號在 ρ 之前。
- 第 4 面 倒數第11行，Now 以後，應改為：Since F_s and $\frac{\partial S}{\partial Z}$ are of opposite sign, the coefficients A_s and K_s are positive.
- 第 4 面 倒數第7行，“from ρ , w and l ,”
- 第 5 面 (20.2.5) 及 (20.2.6) 二公式中之 $T_1 - T_2$ 應換為 $C_p(\theta_1 - \theta_2)$ ； $T_1 - T_0$ 應換為 $C_p(\theta_1 - \theta_0)$ 。
- 第 7 面 公式右邊之符號應換為 $+\overline{w'l} - \frac{wS'}{\partial S/\partial Z}$ 。
- 第 12 面 圖20.3.2有二區漏標，墨西哥應加標6，南歐地中海區應標4。
- 第 20 面 第4行應為 mean annual maximum
- 第 21 面 圖20.4.2，美國東部應標為5
- 第 24 面 圖20.4.5說明第2行，改為 in summer.
- 第 26 面 20.6 節第2段第2行宜改為：The rate of fractional variation of absolute vorticity of a moving unit of air is equal to minus the amount of divergence
- 第 29 面 表20.6.1. 兩表上楣 Percentage frequency of 均宜刪去，只留 subsidence at；但在表左兩空白處應各加：Percentage frequency of vorticity categories.
- 第 30 面 倒數第8行，Substituting 應改為 Subsiding.
- 第 35 面 第1節倒數第6行，應為 interval δt
- “ 第1節倒數第3行，應為：necessary that $\left|\frac{\delta p}{\delta t}\right|$ be smaller than $\left|\frac{\Delta p}{\Delta t}\right|$
- 第 36 面 第3行：the work is represented by minus the area above the curve
- “ 第7行：the work done on the gas
- “ 第14行：the area above the curves：QR minus PQ.
- “ 第25行：in Eq. (7.3.3.)
- 第 37 面 公式(21.1.2)右邊應為 ± 1
- 第 38 面 圖 21.1.2 說明在 mixing ratio and dew point 之前，應加細點如……
- 第 39 面 公式 (21.2.3) 右邊應為 $100\% \frac{e}{e_s}$
- 第 40 面 倒數第12行，應為 1000 gm/kg
- 第 41 面 下方註解1，第1行，應為 the dew point (T_d) and vapor pressure (e) or temperature (T) and saturation vapor pressure (e_s)
- 第 43 面 第8行：the temperature T_w , increases with T_w , T_w is uniquely
- 第 44 面 21.5.1，點線 r' 宜平行向左移交於B。
- 第 45 面 第10行，must be very nearly the same

- 第 45 面 第3段第1行, A descends dry adiabatically to the
- 第 46 面 第2節第2行, Section 21. 2
- 第 49 面 第20.10節以前可加 for completely dry air : $T_d < T_{aw} < T_w < T = T_e = T_{\infty}$
- 第 51 面 倒數第2行, only 6 cm⁻³
- 第 52 面 第9行, The mixing 宜換為 Vertical mixing
- 第 53 面 圖21.11.3中T及T', 宜改為T₁及T'₁
- 第 54 面 公式右邊分母應為 r_a + r
- 第 57 面 後一公式右邊應為 $\frac{79^\circ A}{T_{mb}} (P - \frac{e}{7} + 4800^\circ A - \frac{e}{T})$, 比較清楚。
- 第 60 面 圖21.14.3說明第2行, 最後五字宜換為: and precipitation. (第61面第1,2行尾字同此)
- 第 61 面 第6行: more or less inversely proportional
- 第 62 面 圖21.14.5縱坐標宜標為 Dew Point °F.
- 第 65 面 表22.1.1基本雲種漏列層雲, 應在同表倒數第4行上(低雲類)加Stratus St.
- 第 67 面 倒數第9行, a change to or from a
- 第 67 面 末行 fractonimbus 改為 fractus (註: 有關雲族部分, 係照 WMO 最新雲圖改正)
- 第 73 面 倒數第13行, Towering cumulus often replaced by cumulus
- 第 74 面 第2行: "Working against or through"
- 第 75 面 第19行, 3. Sleet 段刪去 (註: 有關 Hydrometeors 部份, 係照 WMO 最新定義改正)
- “ 第5項 Grains of ice 改為 Ice pellets
- “ 第6項 Granular snow is 改為 Snow grains are
- “ 第7項 Ice needles 改為 Ice prisms
- 第 76 面 第11項 Soft hail is 改為 Snow pellets are
- 第76,77面 第12項之 Small hail is 改為 Ice pellets are, 並將此整段移併第75面之第5項下。
- 第 77 面 第20項 Glazed frost 改為 Glazed (Clear ice)
- 第 78 面 第11行, Precipitation is indicated by the even falling
- 第 78 面 第22行, 刪去 sleet
- 第 79 面 第2行, the sudden Change (刪去but not discontinuous)
- 第 80 面 倒數第7行, For sufficiently large cloud drops
- 第 85 面 第2行, efficiency decreases as the drop diameter decreases and tend to zero.
- 第 86 面 末行, Fig. 23. 8. 1應改為22. 8. 1
- 第 88 面 表22. 9. 1及22. 9. 2, Probability之後, 宜加%。
- 第 96 面 倒數第10行, Section 21. 4
- 第 100 面 倒數第15行, about 30 per cent
- 第 106 面 公式 (24. 2. 1) 中之 log 應為 log_e 或改為 ln, 否則易被誤為 log₁₀
- 第 109 面 第1行, and expansion, , 應改為 and compression,
- 第 118 面 第10行, 改為 Cause it not to dissolve in the
- 第 122 面 第3行, 應為 0.3g/m³ (See Fig. 24.2.2)
- 第 123 面 第12行, Can survive a depletion of vapor through this
- 第 124 面 第5行, to 67 Per cent.
- 第 134 面 公式 (25.1.4) 右邊分母應為 r_a - r, 或 $\Delta Z = -(\frac{T_0' - T_0}{r - r_a})$
- 第 135 面 第4行 -0.2°C per 100m)
- 第 135 面 第14行, Equation (25.1.3) and (25.1.2) then reduce to
- 第 135 面 倒數第2, 1行 the amounts dA₀ and dA, respectively.

- 第147面 表25.6.1. Total 欄第1行應為94 (16)
 第149面 圖25.8.1. 應加等壓線，從下向上，1000mb,900mb,.....500mb. (第150面圖25.8.2同)
 第152面 表25.9.1. 下方第3行，which are not associated with precipitation
 第155面 表25.9.5 Percentage 一字後加 frequencies by absolute frequencies.

同表中四行數字應改為：

28	62	28
29	10	2
39	1	0
36	73	30

- 第156面 圖25.9.2下第1行：that deep convection has a
 第157面 倒數第8行，distinct shear lines,
 第161面 第3行，(See Fig. 22.2.1f)
 第163面 第7行，a peak as well as a dome (第166面倒數第7行「此」)
 第164, 165面 三表P項，P後均應有%。
 第168面 第2行，necessarily at 1000mb
 第174面 圖25.14.1，右圖之右邊0.0應改為 0.2mb
 第184面 第13行，Warm tropical maritime air
 第199面 圖26.2.1右邊低壓上之VI刪去，另說明中應為：See Fig. 26.2.2.
 第201面 第7行，the Baltic Sea
 第202面 第4行，應為：With VIII in Fig. 26.2.1
 第206面 第4, 5行，宜改為：Horizontal convergence, then divergence approaching the top of the divide; convergence, then divergence to the lee of the divide.
 第206面 圖26.3.1 B, 應將 D, C 位置互換，另在左方影區加 D，右方陰影區加C，同圖說明第2行，With Fig. 26.3.5)
 第209面 第1行，also, as the precipitation maximum
 第209面 圖26.3.4 兩曲線，上方曲線可註為 Precipitation，下為 Elevation.
 第228面 表27.1.1中第一行數字27為誤，應為87。
 第232面 圖27.2.4橫坐標為F°，縱坐標為C°。
 第240面 倒數第15行，together the ordinates of different surfaces
 第248面 表28.4.1，中間一欄100之後宜加% (完)

憶前藍山氣象臺長白魯克先生

鄭子政



*Professor Charles Franklin Brooks, former director of
Blue Hill Observatory, Harvard University (1891-1958)*

Dr. Charles Franklin Brooks was born St. Paul, Minn. May 2, 1891. He was student of University of Illinois. Later he received his doctor degree at Harvard in 1914 and became Instructor in Geography in Yale University 1915-18, meteorologist of U. S. Weather Bureau, associate editor, Monthly Weather Review 1918-21, Professor at Clark University 1926-32, Prof. in Meteorology and Director of Blue Hill Observatory, Harvard University since 1931.

He helped Mr. J. B. Dodge to organize the Mt. Washington Obs., New Hampshire 1932 and was its meteorological director until 1946. He retired from Blue Hill Obs. Aug. 1957, and died suddenly of a heart attack on January 8, 1958, in Milton, Mass. 66 years old.

Dr. Brooks was noted for his integrity, courage and helpfulness to others. He founded the A. M. S. in 1919, after a meeting in St. Louis, and served as secretary, editor, treasurer for 35 years, until 1954. So no wonder he was introduced once as 'Mr. Amer. Meteor. Soc.' He helped to start the popular meteor. magazine "Weatherwise" in 1948. As a member of the International Commission on Clouds and Hydrometeors, he helped to prepare the new International Cloud Atlases and wrote a chapter on "The use of clouds in forecasting" for the compendium of meteorology. He fostered the development during 1935-42 for the first Amer. radiosonde at Blue Hill Observatory.

His research work has covered a wide range of the climatology of North Amer., long-range weather forecasting and the effect of the ocean temperature on weather. He interested in improving meteorological instrumentation and designed an improved shield for rain gauges to reduce errors due to wind, particularly for snow. He made a detailed study of ice storms, and snowfall in United States. He is author of: Why the Weather (1924) "Climatic Maps of North America" (1936) "Climatology of the West Indies" (1934) "Eclipse Meteorology" (1941) and "Science from Shipboard" (1943).

Dr. Brooks was a pro-motor of Meteorological researches in late half century and a man of character in international meteorology. Both of his work and contributions will forever be remained in the science of meteorology.

— T. C. Cheng.

藍山位於劍橋之南十一英里，而在廣東 (Canton) 與密爾頓 (Milton) 兩鎮間，為邁因 (Maine) 與墨西哥間沿海岸二十哩中最高點。海拔 635 英尺。其上有古堡式花崗岩建築之氣象台在焉。台屬於哈佛大學。台上風標挿入雲霄。該台為美國最早研究氣象學術之重心，台成立於 1885 年 (民前 27 年)。藍山為市公園區，但氣象台為羅處 (Abbott Lawrence Rotch) 先生遺業，至 1912 年始歸贈予哈佛大學，而將該地與氣象台租予大學 99 年。

白魯克 (Charles Franklin Brooks) 先生自 1931 年任藍山氣象台台長至 1957 年，即其去世前一年，前後任台長 26 年。先生之故居即在藍山之山麓。先生始從學於哈佛大學華德教授 (Robert De Courcy Ward)，1914 年獲博士學位。於 1912 至 13 年間先生已在哈佛與藍山任助教。1915 年至 18 年任雅魯大學地理學講師。1918 至 21 年先生任編輯主編美國氣象局出版之「天氣評論月刊」。1921 至 31 年先生執教於葛拉克 (Clark Univ.) 大學。對於氣候學與氣象學教學上之創導與啓發，譽盛一時。1931 年先生受聘於哈佛大學任氣象系教授及藍山氣象台台長，以至其晚年。先生以教育為執志，循循善誘，誨人不倦，生活簡約，持己嚴謹，待人和善。相與交游或從學於先生者，莫不感其親誠，悅其教化，而景慕不已！

先生學問廣博，志趣深遠。曾著「北美氣候」；「北美氣候圖集」；「西印度群島氣象學」；「日蝕氣象學」；「天氣釋因」等書。至於其短篇論著散見於各種刊物中者凡百餘篇。對於氣候學、天氣預告學、氣象器械學、觀測方法、冰雪、雲霧結構、風暴災害、日射變化等專題無不研究。其知識淵博，無不通曉，使從學之士，咸有就飲於江河之感。

1919 年先生創立美國氣象學會，並擔任氣象學會會刊及執行秘書自創設之年至 1955 年止，先生實為美國氣象學會之柱石。其功績彌足表彰。1932 年先生任美國地理學人協會會長。先生為美國科學協進會、航空科學會、英國皇家氣象學會、美國地理學會、美國大地物理及大地測量協會等學會會員及國際氣象觀測方法及儀器委員會委員。先生對於學術事業之熱忱及其贊助之精神，尤足令人欽佩。

先生畢生從事於氣象學術，未嘗中止一日。其有生最多時間致力於藍山氣象台。藍山之名，聲譽充於寰宇之間。藍山刊物頗多，其在藍山刊物交換名冊者有六百處，其中在國外者有二百五十處。其藏書有二萬卷，單行本一萬冊，天氣圖七萬張。因之藍山氣象文獻收羅之豐富，不僅為氣象學術研究之寶庫，亦實為白魯克先生心血之結晶。

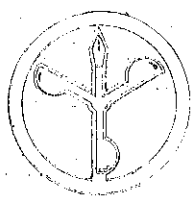
白魯克先生於 1891 年 5 月 2 日生於美國密尼蘇達省聖保羅城，為穆耿白魯克 (Morgan and Frena Marie Brooks) 先生之子，1914 年 6 月 4 日娶施戴勃倫女士 (Eleanor Merritt Stabler)，有子女七人。(Edward Morgan, Margaret, Sylvia, Barbara, Edith Herrick, Norman Herrick, Frena) 其長子克紹箕裘，能繼父業，掌教氣象學於聖魯易大學。先生於 1957 年 8 月自哈佛大學退休，以心臟病症遽於 1958 年 1 月 8 日在美國麻省密爾頓鎮逝世，享年六十有七。一代氣象學人，遽爾凋零，追憶往昔受訓於哈佛，瞻仰於藍山，猶如在目。雖在遠道，景念悼思，永無止已！

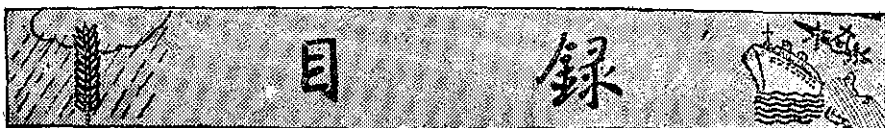
台灣省雜誌協會會員
內政部登記證內警台誌字第五一號

主編者：聯合氣象預報中心
地址：台北市公園路六十四號
電話：二四一四二

發行者：聯合氣象預報中心
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：二七七四





論 著

- ✓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)

報 告

- 八月下旬侵襲臺灣之小型颱風.....(30)
颱風葛端絲.....(33)

譯 述

- 冬季北極平流層噴射氣流.....曲克恭.....(39)

CONTENTS

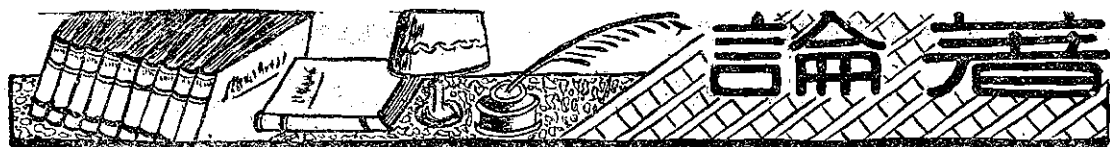
- Recent tendency on agroclimatological researches..... Kenneth T. C. Cheng ... (1)
Notes on some botanic phenological observations
in Taiwan province..... Yeuch-ngo Chang..... (6)
The principles of flood forecasting service it's signification and
basic techniques Hung-hsi Liu (10)
An analysis of the severe cold outbreaks over China S. D. Wang (15)
On the choice of radar wave length under climatical
conditions of Taiwan Chieh-hsi Tang..... (23)
Report on typhoon "Grace" (33)

封面說明

台北郊區文山農業氣象觀測站成立於民國四十五年一月，該站將從事於微氣象觀測，為國內辦理微氣象觀測之始點。

COVER PICTURE

A panorama of agrometeorological station at An-kan situated at the southern outskirts of Taipei where will be the first station to perform the micro-meteorological observations in Free China.



農業氣象研究與發展之大勢

鄭子政

Recent tendency on agroclimatological researches

Kenneth T. C. Cheng

Abstract

Recent studies in agroclimatology and bioclimatology during the last decade has a tremendous progress and the development of micro-meteorological instruments in particular for the observation of air layers near the ground. The writer in his paper outlines the important contributions selected out from voluminous publications in different countries. It would possible to give a few hints to those students who are wishing to make agricultural meteorological researches. The main topics discussed in this paper were as follows:

- 1) Climatic influences related to the growth and yield of crops.
- 2) Micrometeorological observations and analysis of the air layers near the ground.
- 3) Phenological and ecological studies of crops, animals and insects.
- 4) Variation of meteorological factors in relation to the quality of agricultural products.
- 5) Studies of adverse weather and special weather prediction for agriculture purposes.

世界農業氣象組織，當推前國際氣象組織下之農業氣象委員會為最早⁽¹⁾。該組織成立於民國2年，其要旨在於世界農業氣象研究須建立於統一完整之計劃。農業氣象之研究與發展，有賴於氣象學者與農學專家及生物學者之密切合作，農業氣象始能得健全之發展。農業氣象研究之因子甚為複雜，概括植物或動物生理因素與其生態環境及人為影響。由於近年氣象學之進步，農業氣象研究亦隨之日益發達。農業氣象研究須在於推廣農業氣象觀測站網及設計標準觀測儀器與統一觀測方法，務使觀測之紀錄得以作廣泛之比較研究，以增益農業生產而消除世界人類糧食之恐慌。農業氣象研究之範疇，在於氣象因素之能影響及植物之生長、穀物之產量、及其氣象或氣候紀錄足以改善天氣預告適應農事作業或成效者。其他如有關於穀物生長之物候觀測與生物觀測而須作廣大地區之觀測工作者，類皆屬之。民國40年國際氣象組織已告結束，而另成立世界氣象組織，改隸為聯合國下之一個世界性技術組織。在世界氣象組織中仍有農業氣象委員會之存在，以蟬聯國際氣象組織農業氣象委員會之工作⁽²⁾。當時世界氣象組織釐訂農業氣象委員會主要之任務為：（一）指導天氣與氣候觀測、測量、與尋求其與土壤、植物、動物與病虫害之關係及其影響。（二）從事於氣象觀點下之物候學與生理學研究。（三）運用天氣與氣候知識以發展農業上之應用。如保持自然資源、土地利用、擴充耕地面積、增加農產收穫量與改善農作物與家畜品種。（四）抗禦對於農業不利之天氣與氣候影響。（五）研究對於農作物病虫害消除之方法。（六）保護農產物在不利之天氣與氣候狀況下之儲運。（七）發佈農業氣象預測與警告。以上列舉各點，可稱已概括農業氣象研究之大要。農業氣象研究之發展，必須鼓勵公私營農業機構對於氣象機構之合作，供應其對於農作物與家畜生活史上之生態記載及其病虫害情形，以資氣象機構作適當之天氣預測或氣候報導，俾便農業機構作作物或家畜新種之發見。並須供給其農作物收穫量之紀錄及其品質優劣之報告，以探求穀物與天氣之關係。至於病虫害之調查，則由農業機構作廣泛之研究，俾對其受天氣因素之影響能有更深切之認識。我國為農業國家，國民經濟之發展端賴農業之改良與進步。而農業之改良與進步，需求農業氣象觀測網之建立與農業氣象學術研究之發揚，相互配合，乃得達成健全完善之理想。此點觀念實不囿於一個地域國家。自世界氣象組織推行農業氣象觀測以來，其意見已受聯合國糧食與農業組織及聯合國文教組織所接納。其重要技術協助之計劃，如從天氣情況管制蝗災及綠化沙漠等，均已努力推行而著成效。因之，

農業氣象研究之發展，實為深切造福於人群之科學而急待努力推行者。茲舉其犖犖大端略言之如次：

一、氣候與農作物播種栽植及收穫量之研究

農作物生長之臧否，端視乎其生態環境之優劣。所謂生態環境者，概指氣候、土壤、肥料而言。此三者獨氣候最不易受人為之控制。農學家採施肥方法以改變土質，選品種以適應氣候，然後作物受四時災變之影響減少，而其收穫量可以豐多。植物生態環境之是否適合於植物生長，可由作物之茁芽、開華與結實之狀態測度之。若能明悉植物生長之情形，而又能作自然災害與病蟲害及時之防範與措施。則農作物之收穫量可以豫計。農業氣象研究之鵠的，即在於以實驗方式，運用氣象儀器觀測技術以明瞭氣候對於農作物之生長與收穫量及其病蟲害之影響。由作物或穀類過去收穫量之統計，可以推求已往收成所受自然災害影響之限度及作收穫量豫測之基點。又可以尋求天氣與氣候對於植物病蟲害之影響，植物抗旱之能力與人為風障之效用。此外可以對於一地區之特定作物，作適時之天氣預告及特殊天氣警報。每一種作物各有其所需雨量、溫度、濕度、風力、與日照之適宜標的（Optimum）。此類氣象要素之變動，如久雨、暴雨、乾旱、風、霜、雪、雹、嚴寒、酷暑各種現象，均有詳細分析之必要。而後可以釐訂穀物候曆及發佈農作適時之天氣報導。

植物受氣候之影響，常有栽植地域自然之限制。記得張心一先生曾著中國小麥生長地區之限制一文。甘蔗試植於廣西一省，曾因霜害而遭受慘重之失敗。分析天氣與氣候對於作物之影響，在消極方面可以明白一種作物地域上之限制，但在積極方面則可以氣候立點研究一種作物可能推廣耕作之地域。近年美國穀物生態研究所那冬生博士（M.Y. Nuttenson）⁽²⁾曾作世界各地農業氣候與類似氣候地區之研究。著有叢書十餘種之多。至於根據氣象紀錄以預測米穀收穫量之豐歉，則日本岡田武松早在數十年前已曾作此項問題之研究。美國農部曾分析過去82年間，穀物與天氣波動之關係⁽³⁾，並泛論氣候與穀物之關係。美國波羅布金斯大學桑士偉博士⁽⁴⁾曾預測櫻花開放之日期，其結果在24年中平均偏差日數僅有二日。生物氣候之研究，美國氣象學會曾刊印近年生物氣象學研究專刊一輯⁽⁵⁾。倘欲深論農業氣象研究之文獻，實屬不勝枚舉。天氣與氣候對於植物之生長與病蟲害之關係等論著，近年正如雨後春筍。德國氣象局施宜德先生（Max Schneider）⁽⁷⁾自1950年起逐年編輯農業氣象文獻一冊，可稱為農業氣象研究參考文獻之集大成。

二、近地面天氣與氣候分析或微氣候學研究

往昔農業氣象之研究，類皆依據一般性氣象觀測之紀錄。仔細研究天氣與氣候之變化往往受地理環境之影響而產生顯著之差異。所以在測候所所在地點觀測之紀錄，未必即能代表農作物生長地區之氣候環境。且一般氣象觀測之標準，亦未盡適合於農業氣象觀測標準。例如風標樹立之高度應10公尺為準繩，而安置溫度表之百葉箱，其距離地面高度規定在1公尺半左右。風力與氣溫均隨離地面之高度而變易，而在近地面之氣象因素更屬一無所悉。一般農作物生長之度均接近地面而不能與一般性氣象紀錄作比較性研究。且由於氣象觀測儀器檢定設備進步，對於氣象紀錄精密性之研究亦更深一層。此種近地面之氣象觀測與天氣或氣候分析，稱為微氣象學與微氣候學研究。此種微氣象觀測與微氣候學研究在農業上之應用尤屬有迫切之需要。微氣象學之研究以德人蓋耿（Rudolf Geiger）⁽⁸⁾之研究為較早，其著述近已譯成英文，而由美國哈佛大學出版⁽⁹⁾。此項近地面微氣象觀測，不僅在近地面作分層之觀測，且作農作物表裏環境之觀測，使農作物生態之氣象環境能得明確之分析。近年微氣象研究之著述，亦頗不鮮。桑士偉博士曾有地面空氣層微氣象之研究一文⁽⁹⁾，深論其微氣象觀測之經驗與運用。茅理思（Halstead Maurice）⁽¹⁰⁾曾分析近地面風之結構與亂流擾動之關係。裴德士（C. G. Bates）⁽¹¹⁾稱風障是農田資產之一種。向克斯（R. E. Shanks）⁽¹²⁾曾分析美國東丹納西流域微氣象之變化。印度郎姆達（L. A. Ramdas）⁽¹³⁾亦有熱帶地區微氣象之研究多種。法國顧士林（H. Geslin）⁽¹⁴⁾曾有氣溫之微氣象變化與春霜問題之研究。惟微氣象觀測之儀器至今尚無統一之標準。因儀器之標準不一，觀測之記載是否足以供世界性之比較研究，遂成為一個微氣象學研究的新問題。賴帝邁（W. M. Latimer）⁽¹⁵⁾曾深論微氣象觀測儀器問題。臺灣省氣象所有鑑於推行微氣象觀測之重要，以配合農業上之需要。因商得桑士偉博士之協助，設計裝置地面氣溫、風及濕度分層觀測之儀器一整套，將於明年裝設於臺北郊區之文山氣象觀測站，約有地1,900坪，將作我國微氣象觀測之始基⁽¹⁶⁾。文山農業氣象站將不僅作微氣象觀測，並擬注意於多種型式蒸發計空氣蒸發量之比較研究；太陽輻射與地面熱量平

衡問題；土壤含水量之研究與葉面及土壤蒸發觀測等其他農業氣象觀測問題之研討。

三、氣象因素對於植物生理及農產物品質之研究

氣候變化對於植物生理變化有極密切之關係，因此，一地種植之農作物，其產品之質量均與地域氣候有影響。日本大後美保⁽¹⁷⁾稱，在氣候溫暖之紀州所產生之柑桔較由神奈川所產之柑桔，質地較為甜美。在雨季收穫之稻穀，或經過潮濕之穀粒，其品較劣。在日本甜蘿蔔之栽植，其根部之含糖量常與7月中旬至9月中旬之氣溫有密切關係。往往氣溫愈低其含糖量愈增。日本鳥取縣稻米之收穫量與氣溫變化有連鎖關係。氣溫高則收穫量增多；氣溫低則收穫量減少。奈良縣之稻米收穫量則與日照時數之相關係數以8月至為顯著。此殆正符合開花結實之9月，如多雨而少日照即影響及於收穫量之事實。戴維思 (Davis, J. F.)⁽¹⁸⁾曾研究環境因素與莢類種植之影響與白莢之生產量。狄爾孟 (Dillman, A. C.)⁽¹⁹⁾曾論氣候影響對於亞麻之生產量及其所含之油量與亞麻仁所含沃素數 (Iodine number)。哈邁爾 (Hamer, K. C.)⁽²⁰⁾則分析糧食植物所含維他命 (Vitamin) 與環境因素之影響。英人許佛 (Shove, D. J.)⁽²¹⁾分析自1501至1930年429年間樹木年輪與夏季氣溫之關係。美國亞立蘇納大學陶耿萊斯 (Douglas, A. E.) 教授對於美國加州紅松與氣候之研究會上推至3,000年久氣候之變遷，而曾獲美國斯密松社之榮譽獎金。諾蘭 (Nolan, P. R.)⁽²²⁾論預告愛爾蘭甜蘿蔔之收穫量及其含糖成分之研究。凡此種種研究類皆與農作物之育種及品種改良或農業經濟有密切之關係，而亟待吾人努力研究與發展者也。

四、氣象災害與物候調查

農作物健全之發育及正常之收穫量，端賴有適宜之溫度、雨量、濕度、風力及雲量等氣候因素。但逐年氣候常發生波動變化。在氣候波動變化轉大時季，每產生氣象災變而造成農作物之損害。此類災害之防範與減少，須在於氣象災害之調查與分析。一部份在於從事人為之防範措施，另一方面則應推廣農作物對於抵抗氣象災害之實驗。氣象災害有急性與慢性之辨別，急性的災害是由於短時間氣象災變所造成，而慢性的災害則由於較長時日氣象因素變差所形成。一種農作物必須分析其所適宜之準常氣候，且須明瞭植物所能抗持氣候因素變差的程度。氣象災變範圍頗為廣泛。久旱、霖雨、狂風、暴雨均為招致農作物損害之因素。其重要之氣象災害例如雪害、霜害、雹害、旱害、雨害、風害、暖害、鹽害種種。山谷積雪之地每能造雪崩現象，則不僅在損害農作物，且可傷害人畜。即以一般積雪而言，其積雪重量亦能折枝。積雪重量視地域而異，一般平均每立方英尺新雪約6磅半，舊雪可重達30磅。但在北美西部沿海岸山上積雪每立方英尺竟達250磅重量之多。在積雪時因植物同化作用停止，植物體內含糖量減少，其耐寒性降低，曝露於寒氣中易受凍害。菓實蔬菜常於經霜之後發生凍害。雹災每隨雷雨俱至，在日本本州中部及關東一帶，降雹對雷雨之比率達百分之十⁽¹⁷⁾，可見雹災之嚴重，且目前氣象上尚無防禦之方法。憶及筆者旅經山東鄒縣，訪察在孔廟前之古柏，經一次之雹災而毀損無遺。夏季如20日不雨，農作物即呈旱象。夏時土壤與葉面之蒸發量大，如無適宜水分之供給，植物自必枯萎以死。因此灌溉制度之建立，旱魃之來，乃能無所畏懼。多雨潤濕土壤中含水量過多，瀉洩不暢，空氣停滯，根芽常能發生腐蝕現象。或在穀物收穫時期，其影響及於穀物之收穫量。若論風對於植物之損害，則可以多方面言之，如在臺灣蘭嶼於44年8月23日颱風經過時瞬間風速達每秒78公尺，已達蒲氏風級12級以上，其風力摧毀能力之大可以想見。強風吹襲較久時，作物之體溫降低，而其蒸發量加強，並減少其同化作用。颱風中心經過時氣溫驟增，甚至可使植物頓呈枯槁之現象。海上之風挾帶鹽分甚高，農作物遭受此類鹽風之影響，葉色變黑，而在開花之水稻即成白穗。如鹽分沉澱於葉面，或凝結為固體或溶解為液體均有損害於植物之生長。馬公地區受潮風鹽風之影響，使其土地不易轉化為農作地區之主因，殆由於此。此類氣象災害在各地區皆有待於調查與研究。

植物華實之早遲，候鳥之來去，虫類之發聲或窒息，均與氣候之季節有相應之關係。此種動植物自然現象之季節循環變化，足以顯示氣候之變遷，有助於研究農作物所受氣候之影響，或研討蝗虫及植物病害之防治。此種現象之調查稱為物候研究 (Phenology)。物候之變化，往往隨時地而異。美國氣象局霍布金斯 (Andrew Hopkins) 曾發明生物氣候定律 (Bioclimatic Law) 即每距緯度1度，或經度5度，或高度400英尺，相差時季四日。物候觀測項目以植物言，如發萌，始葉，始華，始實與始凋等項目。鳥類或虫類則可記其始孵、成長、發聲、窒息等等。至於候鳥則須記其初見及終見日期。選定植物須注意於樹木之年齡、高度、與健康情形。以避免不準確

之物候報告。選定之植物以在同一處而有二株鄰近標準相同之菓木為適宜。在報導物候之情形，應同時記載當時氣候之劇變，俾能使物候觀測之結果，得以分析其所受氣候上之影響。在世界各國大抵均作此項之物候調查。亦為輔助農業氣象研究之一旁枝科學。

五、結 論

農業氣象研究之範圍至為廣泛。他如樹木之分布與氣象研究。森林之分布常隨緯度與高度而異，阿里山森林之分布即為一個顯例⁽²³⁾。造林計劃作業及森林火災之防範亦與氣象因素之關係不能分離。農作之副業如畜產之飼養與牧草均與氣溫、雨量之變動攸關。查勃林 (Chapline, W. R.)⁽²⁴⁾ 論氣候與牧畜。羅騰 (Rhoad, A. O.)⁽²⁵⁾ 言家畜之繁殖。許世洛 (Hyslop, J. A.)⁽²⁾ 研究昆蟲與天氣。喬治 (Georg, W.)⁽²⁷⁾ 曾泛論動物對於溫度變化之反應。溫德 (Went, F. W.)⁽²⁸⁾ 則言植物對氣候之反應。此外如桑之培植，蠶之飼養，對於氣候之變動均有銳敏之感覺。蠶之飼養適溫為攝氏23度至27度。但氣溫高至30度時蠶之生育即現病態。繭質之優劣亦繫於其氣候環境。濕度變化對於蠶之生活史亦有密切關係。甚至水產作業，漁場分佈，漁獲量之增減，養殖漁業之榮衰，類多與氣候之關係不能分離。美國農部1941年曾發行年報詳論氣候與農事之關係。若欲求農業經濟之繁榮，農業氣象之研究與農業氣象觀測網之健全，實為當前農業復興之要務，而不容忽視者。吾人若能深切明瞭氣象與農業之關係，將對於農作物抗旱或對於他種氣象災害防治之方法，則更有進步。農作物輸運氣候之調整，及氣象預告對於農業上之運用，務使氣象報導對於農作物之栽種收穫與作業，均能得切實之利益而產生經濟之價值。

印度受季風氣候之影響，水旱頻仍。對於其國家與國民經濟之影響至深且切。自1877年國內普遍旱災之後，深切注意於氣象事業設施及長期天氣預告。至1932年正式成立農業研究機構，至今已有26年之歷史。日本氣象廳之農業氣象機構正式成立於1936年間。近時 (Daigo, Y.)⁽²⁹⁾ 曾著日本之農業氣候研究一文，泛論穀物栽植地帶氣候之限制與氣候因素之關係、土地之利用及氣候變異對於穀物之災害，實為研究日本農業氣候重要之文獻。至於歐美方面，德國於1870年已始致力於有關農業氣象研究，二次世界大戰時並成立農業氣象研究所。英國於1929年曾召開農業氣象會議，組織農業氣象委員會。法國在巴黎近郊凡爾塞亦有國家農業氣象研究所⁽³⁰⁾，由顏士林 (H. Geslin) 博士主持其事。美國氣象局中農業氣象科之設立亦屬甚早。其主持研究之人員如斯敏士 (J. Warren Smith)⁽³¹⁾ 曾著農業氣象學一書。亦實為坊間所見英文本農業氣象典籍中之最早者。我國以農立國，農業氣象之研究尚在萌芽時期，深望我國學人能急起直追，迎頭趕上，而不讓諸科學先進國家專美於前，則我國農業之研究發展與農村經濟繁榮，當亦有利賴之。(完)

參 考 文 獻

- 1) International Meteorological Organization Publications Nos. 14, 24, 36, 50 and 63.
- 2) World Meteorological Organization Publication No. 27. RP. 12- Commission for Agricultural Meteorology.
- 3) Nuttonson, M. Y.: Studies of Crop Ecology—Published by American Institute of Crop Ecology, Washington, D. C.
- 4) U.S. Dept. of Agriculture: Fluctuations Crops and Weather 1866-1948. Statistical Bulletin No. 101. 1951.
- 5) Thornthwaite, C.W. and Mather, J.R.: Climate in Relation to Crops. Meteorological Monographs AMS Vol 2 No. 8.
- 6) American Meteorological Society: Meteorological Monographs Vol. 2, No. 8
- 7) Max Schneider: Agrarmeteorologische Bibliographie-Deutschen Wetterdienstes, Bad Kissingen, 1955.
- 8) Geiger, R.: Mikoklima und Pflanzenklima Handbüch der Klimatologie, Geiger, R.: The Climate near the Ground, Harvard University Press, Cambridge, Mass, 1957
- 9) Thornthwaite, C. W.: Micrometeorology of the Surface Layer of the Atmosphere. Johns Hopkins University, Laboratory of Climatology Seabrook, N. J. Interim Reports No. 12 and 13.
- 10) Halstead, M. H.: The Relationship between Wind Structure and Turbulence near the Ground. Johns Hopkins Univ. Seabrook, N. J. Supplement to Interim Report No. 14
- 11) Bates, C. G.: The Windbreak as a farm asset. Farmers Bulletin No. 1405, U. S. Dept. of Agriculture, Washington, D. C. 1944.

Farmers Bulletin No. 1405, U. S. Dept. of Agriculture, Washington, D. C. 1944.

- 12) Shanks, R. E. and Norris, F.H. : Microclimatic Variation in a Small Valley in Eastern Tennessee. "Ecology" U. S. A. Vol. 31 (1950) No. 4.
- 13) Ramdas, J. A. : (a) Microclimatology Current Science Vol. 2 No. 11
(b) Studies in Microclimatology
Indian Journal of Agric. Sci. Vol. 4, Pt. 3. and Vol 5. Pt.
(c) Meteorology of Air Layers near the Ground
India Met. Dept. Tech Notes. 3. 9. and 21.
- 14) Geslin, H. : Les Variations Microclimatiques de Température et le problème des gelées de Printemps. Annales de la Société d'horticulture de France 1956, No. 6.
- 15) Latimer, W. M. : Micrometeorological Instruments In "Handbook of Aerosols" U. S. Office of Scientific Research and Development, National Research Committee, Washington D. C. 1950
- 16) The picture on the cover of this issue of "Meteorological Bulletin".
- 17) 大後美保著 農業氣象 朝倉書店 農業選書 東京
- 18) Davis, J. F. : The effect of Some environmental factors on the set of pods and yield of white pea beans, Journal of agric., Res. Washington Fo (1945) No. 7. 237-249.
- 19) Dillman, A.C. and Hopper, T. H. Effect of climate on the yield and oil content of flaxseed and on the iodine number of linseed oil. U. S. Dept. of Agric. Washington. Technical Bulletin No. 844, Washington, 1943.
- 20) Hamer, K. C. : Influence of environmental factors on the vitamin content of food plants. "Survey of Biological progress" Vol. 1 page 313-324. Academic Press, New York, 1949.
- 21) Shove, D. J. : Tree rings and summer temperature 1501-1930. Scottish Geographical Magazine Vol. 66 (1950) Pt 1. 37-42.
- 22) Nolan, P. R. and Pallak, L. W. : On the prediction of yield and sugar content of sugar beet in Ireland. Dublin Institute for Advanced Studies, School of Cosmic Physics. Geophysical Memoirs No. 3. Pt 1 Dublin, 1951.
- 23) 鄭子政 攀登玉山追憶記 幼獅第六卷第一期 四十七年七月出版
- 24) Chapline, W. R. and Cooperrider, C. K. : Climate and Grazing. U. S. Dept. of Agric. Yearbook. 1941, page 459-476
- 25) Rhoad, A. O. : Climate and Livestock Production. U. S. Dept. of Agric. Yearbook, 1941 Page 503-516.
- 26) Hyslop, J. A. : Insects and Weather, U. S. Dept. of Agric. Yearbook, 1941. Page 503-507.
- 27) George, W. : Some Animal Reactions to Variations of Temperature "Endeavour" London 12(46) 101-105, apr, 1953.
- 28) Went, F. W. : The Response of Plants to Climate. "Science" U. S. A. 112 (1950) No. 2913, 489-494.
- 29) Daigo, Y. : A Study on Agroclimate of Japan. The Geophysical Magazine, Japan, Vol. 28. No. 2.
- 30) Geslin, H. : Rapport D'activité pour 1955. Institut National de la Recherche Agronomique, Versailles, France.
- 31) Smith, J. W. : Agricultural Meteorology.

(上接第9頁)

候之恩惠，及受人口過多之壓迫也。

本文因資料收集困難，僅述及少數植物、農作物，而未涉及動物物候，實一憾事，蓋害虫之發生、繁殖、分布無不受氣象因素限制，吾人若能研究其間之關係，則病虫害之預防，可賴之以推測，其裨益於農事，誠非淺鮮，尙望政府有關當局予以進一步之倡導也。

註(1) Ihne, E. : Phänologische Kart des Frühlingseinzugs in Mitteleuropa. Peterm. Georg. Mitt. 5.1.96 (1905)。

註(2) Schnelle : Beiträge des Deutschen Wetterdienst Nr.1 (1953)。

註(3) 盧登：物候初步報告，氣象雜誌12卷3期。

註(4) 宛敏渭：中國之物候，氣象學報 16卷 3. 4. 合期 (1942)。

註(5) 臺灣主要農作物耕種梗概，農商局出版第二種。

註(6) 農業氣象旬報：臺灣省氣象所主編。

註(7) 彭光澤：稻作學。

註(8) 張月娥：氣象對水稻生育之影響，本學報4卷2期。

註(9) 中央日報46年5月6日載「本年第一期屏東竹田首批新米運抵臺北，已使米價趨跌。」

註(10) 46年2月13日公論報臺中訊。

台灣物候報告

張月娥

*Notes on some botanic phenological observations
in Taiwan province (1954-1957)*

Yeuch-ngo Chang

Abstract

This subject is discussed in the following 5 headings:

1. The first seed-bed of the Chailai rice.
2. The first harvesting of the Chailai rice.
3. The first flowering of oranges.
4. The first flowering of peaches.
5. The first flowering of plums.

一、導 言

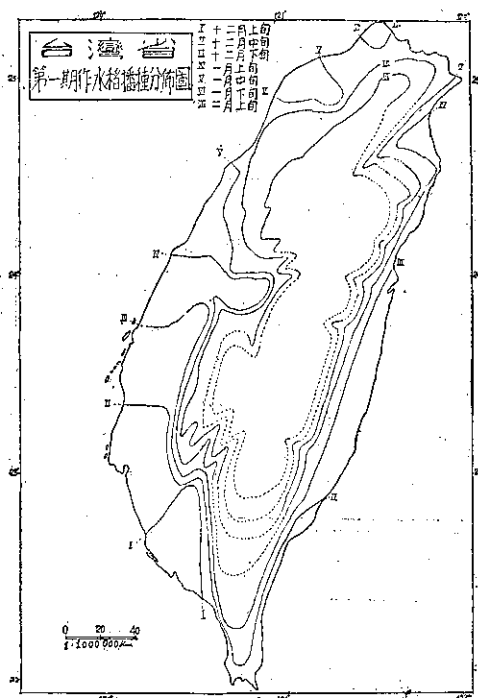
物候學 (Phenology) 為專門研究自然界生物——動物與植物——季節變化次序之科學，亦即是研究生物生活週期 (Life Cycle) 現象與其環境關係之科學。動物生活週期如昆蟲之由卵、幼蟲、成蟲及被害棲息等；植物生活週期如播種、發芽、開花、成熟等，此種生活週期現象次序之遲早，受兩種因素所左右：(一) 內因：動植物以其機體能力，應付環境各條件，有其固有之生活循環次序，設不受外力變更，每次均在同時發生。(二) 外因：一切氣象條件，地理因素，因氣象要素之溫度、日照、風、雨變化及地理環境之優劣，對作物栽培，與夫病蟲害繁殖，均有莫大之關係，吾人根據詳盡之生物情報及天氣報告，逐一研究其因果，確立其關係，決定其生長環境之最低或最高極限，不僅花木榮枯之先後，候鳥來去之遲早，可以預知，即穀類宜於何時播種，才能獲得最多之產量，作物如何推廣，才可擴至最大極限，甚至種子之改良，病蟲害之預防，均可賴以推測。他如對於小氣候學之協助，醫學上病者易地治療等，亦甚有價值。故國際氣象組織第十二次局長會議有劃製物候表及設立物候觀測站之決議。

我國以農立國，對物候之觀察，起源甚早，二至二分（冬至、夏至、春分、秋分）早見於尚書堯典；禮記月令即以紀農事之宜，定耕穫之常軌；我國之七十二候，即為較完備之動植物季節次序曆。歐西之物候紀載亦早在希臘時代已具端倪，而有系統有組織之物候觀測工作 (Phenological Observation) 則為近世紀之事。各科學先進國對物候學提倡甚力，尤以英、德收穫最宏。德國之物候觀測工作，由德國氣象局 (Deutscher Wetterdienst) 主持，其內容分為：(一) 一般物候，(二) 農業物候。(三) 果物物候。1905年出版之「中歐春季物候圖」^(註1) 為物候圖之第一次問世，在第二次世界大戰前 (1936年)，德國已有物候觀測站五百處，從事是項觀測工作之人員有三千餘人，迄至1939年觀測工作人員增至一萬人^(註2)，其對物候學之重視可見一般。我國大規模有系統之調查，始於民國二十三年由國立中央研究院氣象研究所委託中央農業實驗所各省農情報告員之調查。正式繪製物候圖，有民國二十五年盧鑑君根據上項調查之「物候初步報告」^(註3)，及民國三十一年宛敏渭君之「中國之物候」^(註4)，嗣因抗戰工作停頓。

臺灣物候紀錄，在日據時代已有紀載^(註5)，惟觀測站不多（以州廳為單位），臺灣省氣象所每年編印之天文日曆在四時農宜表中亦有作物播種之大概。本文作者在德國時曾在柏林參觀其物候觀測站，故於民國四十二年進中央氣象局工作，頗思從事臺灣物候研究，獲得鄭局長子政先生核准發果樹稻作調查表，委請臺灣省農林廳各農林改良場，糧食局各辦事處所，糖業公司各糖廠，電力公司各雨量站及設有測候站之學校等機關協助調查，三年於茲（民國四十三年至民國四十六年），所得資料尚稱豐富，共得稻作調查表228份，果樹調查表183份，擇紀錄較多，足資徵信者，歸納之以為本文之基本資料，繪為同時線圖，以之與同期各月等溫線圖^(註6)及地形圖互相比較，藉明其間之關係，間有疑難之處，或親往考察，訪問農家或問教於糧食局督導員及各地鄉紳，本編得以完成，端賴各機關及有關人士之協助，謹向上述各單位及人士敬致謝忱。

二、稻作物候

稻性喜濕熱，臺灣全島面積雖不够大，北迴歸線適橫斷中部，北部處副熱帶，南部已進熱帶，全島平地高溫多濕，故最適稻作之種植，惟因地形特殊，中央山脈縱貫南北，東西、南北氣溫、雨量之變化各不同，而高山平地氣候又迥異，故水稻之播種、收穫自有先後之別。其次尚有人爲之因素存在：（一）臺灣因位置關係，五月即入颱風季節，早播種早收穫，可避免颱風之災害。（二）臺灣氣候溫暖，適於各種農作物之生長，農民受裏作間作利益之獎勵，多提早播種，以便在單位面積上，多得栽培其他農作物（烟草、小麥、蔬菜、綠肥）之機會。（三）稻之本性，通常播種早者，發芽迅速，組織粗大而柔軟，出穗早而收量多^(註7)，（四）提早播種提早收穫，在四、五月青黃不接之時，可高價出售。有上述之優點，故在氣象環境許可之下（足溫、足照、足濕），灌溉便利之區，農人儘量提早播種，茲將第一期作在來水稻之播種及收穫同時線試繪於下：

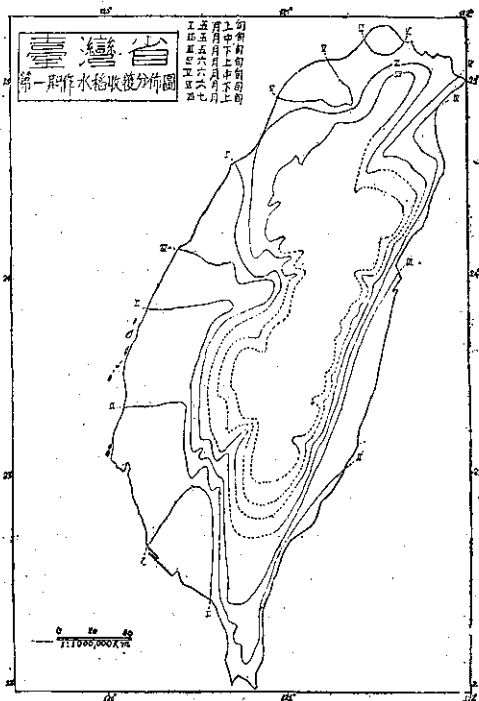


（圖一）

部之臺北及新竹縣，因受東北季風及寒流影響，冬季多厲風冷雨，秧苗遇之易發生寒害^(註8)，播種最遲，尤其山地之山坑田，須於二月始行播種。綜觀全圖，第一期作在來水稻播種之同時線，以緯度言，自南向北漸遲，以高度言，自平地向山地河峪漸遲。

（二）收穫期：第一期作在來水稻收穫之同時線，與播種之同時線相似，因植物之生長期間與積溫有密切之關係，大致早播種者，早成熟早收穫，故高屏地區於五月上旬即開始收穫，每年竹田早稻登場，調整糧價之效不少^(註9)。臺南縣屬之大部份及臺東卑南三角州於五月中旬開始收穫；濁水溪流域及高雄楠梓溪上游及東部縱谷平原之臺東、花蓮、及宜蘭三角州則於五月下旬至六月上旬收穫；臺北、新竹、苗栗等縣屬之平地則於六月中下旬收穫；最遲爲北部之山坑田，包括宜蘭縣之太平鄉，臺北縣之烏來、坪林、石碇、小粗坑、桃園縣之復興鄉；新竹縣之內灣、竹

（一）播種期：本島第一期作在來水稻播種之同時線走向，因中央山脈貫通南北關係，全島劃分爲東西兩部；在西部平地之同時線，大致爲東西向，至山地受阻轉爲南北向；繞中央山脈至東部縱谷爲西南向東北，東部因受太平洋暖流之影響，大體上溫度比同緯度之西部爲高，故東部播種期亦比同緯度之西部爲早。全省水稻播種期以高屏地區爲最早，於十二月上旬即開始播種，尤以屏東下淡水流域之里港、竹田、屏東、麟洛、內埔、萬巒、潮州、林邊等爲最早。臺南縣（沿海岸地區無一期稻作）及臺東縣之卑南三角州於十二月中旬播種。十二月下旬之同時線現於雲林縣、嘉義縣及東部縱谷平原至花蓮平原。中部之彰化、南投、雲林縣屬一部份及東部之花蓮平地、宜蘭三角州則播種於正月上旬。宜蘭三角州因北部有高山阻障，東北季風之害不烈，且受暖流之惠，宜蘭元月之溫度（攝氏16度）比同緯度之新竹（攝氏15.1度）約高攝氏一度，故其播種期亦較新竹約提早一句以上。北



（圖二）

東軟橋、五峯鄉；苗栗之大湖、卓蘭；及臺中縣之東勢鎮、南投縣之信義鄉、仁愛鄉、國姓鄉；臺東縣之延平鄉紅葉、鹿野鄉、嘉利；花蓮縣之秀南鄉等地，均在七月上旬以及後收穫。

三、果樹物候

果樹之生長情形，受氣象及地形之影響大，受人力之影響較小，如同一山地，同一種類之果樹，其開花結實之遲早視地形、高度及氣象條件而異，山陽高溫多照，（指北半球南向山坡），果樹之開花結實因之提早，山陰低溫少照，（指半球之北向山坡），果樹之開花結實因之亦遲；高地空氣稀薄溫度低減，始花較遲，反之低地較早，每年一度陽明山櫻花期，有者正在含苞待放，有者已落英繽紛，即為明例也。故果樹之同時線圖，較水稻之同時線圖為自然而有價值，茲將調查所得之柑橘、桃、李資料，試繪製果樹物候圖如下：

（一）柑橘始花：柑橘為亞熱帶果樹，包含椪柑、桶柑、

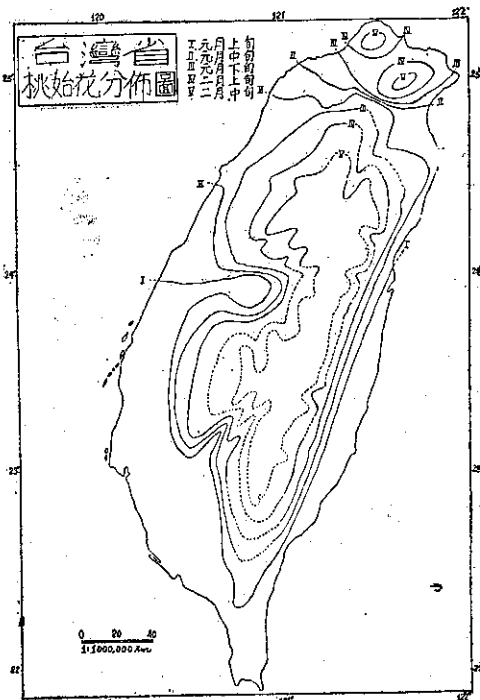
雪柑、密柑、甜橙、檸檬、文旦柚、斗柚等十餘種，本文僅取椪柑、桶柑、雪柑三種始花期之平均值。（因其餘各種開花期相差太久，且種植不普遍）。臺灣適居熱帶及亞熱帶，全省各縣（除澎湖外）均有出產，尤其盛產於中部及北部。椪柑以臺中縣、彰化縣、雲林、南投縣為主要產地（佔全省產量47%），新竹、苗栗、桃園、臺北等縣次之。桶柑則盛產於臺北及宜蘭縣。其始花之同時線，因受中央山脈阻隔，大致亦環繞中央山脈自南向北漸遲，自平地向山地漸遲。二月上旬之同時線起於濁水溪以南地區，經雲林、嘉義、臺南、屏東繞中央山脈沿東部縱谷平地至宜蘭三角州。中部之臺中、彰化、南投及北部之臺北、桃園、新竹、苗栗等平地，於二月中下旬始含苞怒放，山地則於三月上旬始花，總覽全圖，並以之與同期之等溫線及地形圖比較，立即可見同時線之迂曲縈迴，受緯度、地形及洋流影響至大。以緯度言，屏東二月上旬始花，臺北於二月中旬始花，兩地相差旬日，而兩地緯度相差約二度半，大致緯度每差一度



（圖 三）

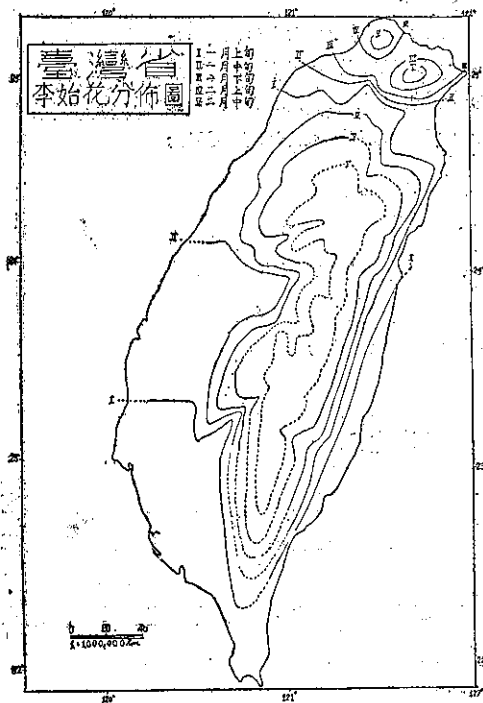
，相差約四日，以與 Hopkins 研究北美所得之物候定律「緯度每差一度，物候現象先後差四日」相比較，頗為吻合。以高度言，桃園縣大溪鎮（118 公尺）於二月中旬始花，復興鄉（493 公尺）則於二月下旬始花；宜蘭縣三星鄉牛鬮（215 公尺）於二月下旬始花而太平鄉寒溪（750 公尺）於三月上旬始花，相差一旬，高度每差 100 公尺，亦約遲早旬日。臺灣東部受暖流之惠，因之溫度較同緯度之西部為高，故柑橘始花同時線亦比西部為早，宜蘭礁溪在二月上旬始花，而同緯度之新竹則於二月中旬始花。

（二）桃始花：桃為落葉性溫帶果樹，性耐寒，開花時之凍霜發生危險溫度可降低至攝氏零下 2.8 度，而臺灣氣候溫暖，平地正月之平均溫度，南部均在攝氏 18 度以上，正月平均最低溫度亦在攝氏 15 度以上；北部及中部正月平均溫度均在攝氏 15 度以上，平均最低溫度亦在攝氏 11 度以上，可說臺灣平地無真正之冬季，桃之冬季休眠不足，致花芽分化不良而影響產量及品質，臺灣之桃味澀實小而肉粗即是之故也。因之臺灣南部平地少有栽種，



（圖 四）

沿海一帶更是罕見，北部平地及全省之山地則多有種植者。桃始花之同時線，亦隨中央山脈迂迴縈曲。元月上旬之同時線，起於彰化縣之溪湖鄉，經員林繞埔里盆地至南投鎮南向，經北斗、雲林虎尾、嘉義至高雄之甲仙鄉，瑪雅鄉（980公尺），六龜土壠灣（240公尺），屏東縣之潮州繞中央山脈轉東北向，沿臺東縱谷平原至花蓮。元月中旬之始花同時線，起於苗栗縣之苑裡鄉，經臺中之南屯與第一同時線同一趨向，北上宜蘭縣三星鄉，沿山峪至臺北縣烏來鄉，西向經桃園縣大溪鎮至新竹縣湖口鄉。另一同時線起于宜蘭縣之頭城鄉西向迄桃園縣之大園鄉。元月下旬之同時線有兩條，一現於東北部平地，自桃園縣之大園經臺北縣之板橋至三貂角；另一環繞中央山脈。二月上旬之始花同時線，自新竹縣之內灣、上埔、苗栗縣之獅潭、大湖、卓蘭、臺中縣之石崗鄉、內埔鄉、和平鄉、南投縣之國姓鄉、水裡鄉沿中央山脈南下，自此以後即無資料，僅以虛線連繫之，至臺東縣卑南鄉利嘉村、鹿野鄉、海瑞鄉、池上鄉，花蓮縣壽平鄉、秀林鄉（740公尺），宜蘭縣太平鄉牛鬮（215公尺）亦於二月上旬始花。另臺北縣之深坑、新店、坪林、平溪及北投、竹子湖亦於二月上旬始花。二月上旬之同時線多現於高山地區，資料較不易得到。散見於電力公司各發電所，（爲美化發電所工作人員之住宅環境，多有桃李樹之種植），如新竹縣竹東上坪（265公尺），苗栗縣卓蘭鎮內灣（385公尺），臺中縣之東勢鄉新伯公、和平鄉之谷關（740公尺），環山（750公尺），達見（1,480公尺），佳陽（1,400公尺），南投縣之仁愛鄉瀘山（1,415公尺）均於二月中旬及以後始花，設加以人工推植則繞中央山脈一千公尺以上之山地爲最理想之桃樹栽植地帶。另新店小粗坑、石碇鄉、坪林鄉（220公尺），鞍部亦於二月中旬始花。



建立防洪預報工作芻議

劉鴻喜

The principles of flood forecasting service It's signification and basic techniques

Hung-hsi Liu

Abstract

River Forecasting Service was established in the United States of America in nineteenth century and became a part of services of U. S. Weather Bureau Since 1893. The modern ideas and techniques of river forecasting were Contributed by Messrs: Robet E. Horton, Merrill M. Bernald, LeRoy K. Sherman, C. S. Jarvis, J.F. Miller, C. S. Bennett, G. R. Williams, R. K. Linsley, M. A. Kohler, J. L. H. Paulhus and others during last three decades in the U. S. A.. Now, the flood forecasting is one of the most efficient and successful services throughout the States.

The author was a graduate fellow and took some courses which related to Hydro-meteorology at Saint Louis University, St. Louis, Missouri, U.S.A. and then visited many hydrologic and hydraulic organs from coast to coast. This article is try to explain why we should do and how to establish the river forecasting service in China under the following topics:

- (1) Network of Hydrologic Stations
- (2) Automatic rainfall Stations
- (3) The Technique of Surface Runoff Forecasting
- (4) The Basic Method of Flood Control
- (5) Evaluation of Flood Forecasting in the Multi-Purpose Reservoirs
- (6) Outlook and Suggestions

一、治水的基本工作——水文站網的建立

人類和水自古即有密切關係，但古代主要是築堤防水，消極的防止其氾濫，以求安居樂業；近代由於農工商業的飛躍發展，人類對於水資源的需求，日趨殷切，乃由消極的防止，轉為積極的利用，因之全面的河流控制工作，在科學先進各國，均已列為經濟建設的重要項目。

從事治水及河流控制工作，必須先了解該河流的一切特性，如流域降雨量、水位、含沙量、流速等，因之水文站網 (Network of Hydrologic Stations) 的建立，實居首要，水文站的工作一般包括：

- (一) 降雨量的觀測及報告。
- (二) 河流水位的觀測及報告。
- (三) 河流流速流量的測量及計算。

第一項如單獨設立，稱為雨量站 (Rainfall Station)，其設立地點以分別設立於各副盆地 (Sub-basin) 為適宜，山區雨量分布因地形影響，向不平均，雨量站位置之選擇，尤為重要，以期觀測所得的雨量，可最具地區代表性。各地雨量測得後，即按時傳送至水文分析預報單位，填繪等雨線圖 (Isohyetal chart)，以觀察該區雨量分布的實況，作為校正流量曲線的重要參考。例如若等雨線圖顯示降雨中心偏於盆地下游，則預報盆地出口處流量水位洪峯時，應酌予提前；若偏於上游，則應將洪峯延後，俾與實況相符合。

河流水文站 (River gage Station) 均傍河設立，支流交匯點尤須設立。主要觀測河流水位的高低，一般均設置儀器二種，一為重力水位儀 (Wire-Weight gage)，由人負責按日觀測水位，另一為水位自記儀器

(Continuous recording gage)，多用史蒂芬氏計（按：Stevens Recorder 為 Leupold & Stevens Inc. 出品，該公司為美國重要水利儀器製造廠商，廠設波特蘭，筆者曾至該公司參觀。）該計之重要作用在於自動記出每次洪水位的高度(Peak Point)，因一河的歷次洪峯高度，向為治河工程師所最感需要者。

此外，就美國言，地質調查所(Geological Survey)經常派有水利工程師至各河上觀測河水流量，其法多用普瑞氏流速計(Price Current-meter)，以測讀河水流速大小，作為研究河水流量及冲刷能力的重要依據。

世界各國對於雨量的觀測，雖已有百年歷史，可是由於地表廣濶，測站仍嫌稀少，故截至目前為止，所觀測的紀錄，仍屬掛一漏萬，未能確言已獲知一地的最大雨量紀錄，因各地雨量紀錄常被新而更大的紀錄所刷新，是以雨量站及水文站的年代愈久，其觀測的紀錄也愈有價值，故水文站網的建立，不但是從事治水工作之基礎，也是百年建國大業所需的重要資料之一，必須及早普遍建立，始克為用於未來。

美國在各流域從事此項水文觀測及維護工作者，主要由地質調查所負責，美國地質調查所下共分六處，而和水資源有關係者，竟佔三處之多，即水資源處(Water Resources Division)，地下水處(Ground Water Div.)，地面水及水質處(Surface Water and quantity Water Div.)，另外三處為礦物處(Mineral Div.)，石油處(Petroleum Div.)及地質處。由此可見美國地質調查所對水資源的重視。除地質調查所外，美國氣象局也擁有八千所雨量站及水文站，和地質調查所彼此密切合作，此外各水電廠，在其各自集水區(Watershed)內，均設有自用的雨量站及水文站網，其觀測紀錄除自用外，也按日經由通信設備傳送至各河流預報中心應用。

二、自動雨量測報站和雷達雨量測報網

欲求洪水預報之迅速確實，必須盡速獲得上游降雨報告，目前各國雨量站之觀測報告，多為每日測報一次，(美國多定上午七時或八時為測報時間)但對於短促而陡峻的河流及大量降雨，此項報告常有緩不濟急之感，此外高山人跡罕到之處，由於下游建設有水壩或城市，亦有裝設雨量器之必要，在此情況下，美國現有兩項方法及儀器以解決之：

(一) 自動雨量測報站 (Precipitation Recording and Transmitting Station)

此自動雨量站又稱電傳計 (Telemark) 亦為 L&S 儀器公司出品，可設置於小屋內，無需人員管理，其設備計有：

1. 大雨量筒一，上接小筒直達屋頂，雨水可由小筒淋入，積存於大筒，大筒內並注油少許，以防蒸發，而免雨量損耗。
2. 儀器鐘一具。
3. 發報機一架。
4. 電瓶一組 (二個)。
5. 充電器一個。
6. 天線。
7. 電碼器一個。
8. 自記記錄器一個。

此項自動雨量測報站每二小時可自動依國際莫斯電碼，拍送雨量電碼一次，洪水預報單位於收到該項雨量紀錄，減去前二小時所報來者，即為新增之雨量，如為零，表示無新增降雨，發報機有效拍發半徑達百哩，如距離更長，則需在中途加裝轉接站 (Relay Station)。

(二) 雷達雨量測報網 (Radar Rainfall Detecting Network)

雷達在軍事上的功用為眾所周知，其在氣象上的應用，也日益有效而廣泛，目前除經常用於觀測颱風、龍捲風、雷雨等外，現在利用雷達對降水 (Precipitable Water) 的特性，已可直接用於作遠距離雨量的觀測。其法，經由雷達可先察知某洪水警戒區域是否已有暴雨發生，該地區須先裝設雷達信標 (Radar Beacon) 三四處，每一信標處各裝設一雨量計，洪水預報中心欲觀測該地區降雨時，即用中心雷達，逐一對定各信標數分鐘，各測站雨量即可經由雷達信標反射之光波，呈現於雷達幕上，雨量多寡由反射波出現於雷達幕距中心點的距離表示之，愈遠示雨量愈多，單位為吋。此項設備在半小時內，即可測出一相當範圍的雨區，從而繪製等雨量圖，計算逕流若干，洪流大小，兩小時內，即可發出洪水警報，實為防洪史上最新的科學供獻，此項設備最適宜安設於快速洪氾區 (Flash flood)，以補正常雨量測報網之不逮，美國氣象局預計在本年度 (1958) 內，可利用該局現有的氣象雷達網，設置測雨雷達信標 595 處，均在最易發生快速洪水氾濫之區，務使洪水警報的發布，格外提早，爭取時間，使人民災害的損失，減至最小限度。

三、地面逕流的預報技術

雨量下降至地面，經過地物的阻攔吸收，草木、土壤的吸取滲透，損耗甚多，故真正可以形成地面逕流

(Surface Runoff) 的雨量，常因地表狀態及燥濕的不同而生很大的差異，如何由降雨量以求知地面逕流量，實為防洪工程師所最感興趣者。根據易測知的因素，以推求逕流的方法頗多如：

- (一) 直接由降雨與逕流作成經驗關係曲線。
- (二) 以土壤乾濕為參變數 (Parameter)，可作成關係曲線。
- (三) 以地下水流量為參變數，也可作成關係曲線。
- (四) 以降雨、滲容量 (Infiltration Capacity) 二參變數，可求出逕流量。並可根據已往的雨量紀錄，算知過去的河水流量。

上述諸法各有優劣，參變數或嫌過少，或嫌決定不易，所得結果，均不十分滿意；目前美國各河流預報中心所採用的逕流預報基本技術，乃由美國氣象局水文處的 R. K. Linsley 及 M. A. Kohler 二氏根據各地水文資料所研究發展成功，於 1949 年在美國地球物理學會卅屆年會中提出宣讀，極受水文學者的重視，此法可稱為複變數求逕流法 (Multi-variable Coaxial Method)，其基本程序分下列諸步驟：

(一) 前雨指數的計算

所謂前雨指數 (Antecedent Precipitation Index)，即指流域盆地內所含的水汽情形，通常以下式表示之。

$$I = b_1 P_1 + b_2 P_2 + \dots + b_i P_i$$

式中 I 為前雨指數， P_i 為此次暴雨 i 日前所降的雨量， b_i 為一常數，通常假定為 i 之函數，如 $b_i = \frac{1}{i}$ 。但在洪水預報中，所需的指數為每日之值，為便於使 b_i 之值隨時間 (i 值) 減小起見，可設 $b_i = K_i$

$$\text{即 } I_i = I_0 K_i$$

$$\text{設 } i = 1$$

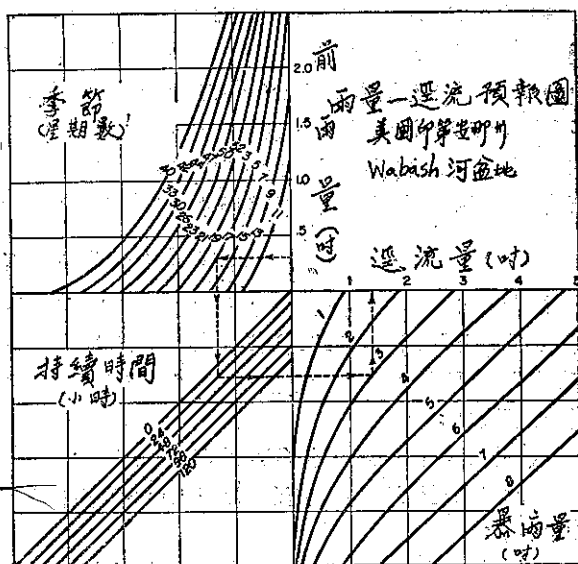
$$\text{則 } I_1 = K I_0$$

上式中 K 為枯竭係數 (Recession Coefficient)，約為 0.85 至 0.9，美國各地多採 0.9 值。

上式表示任何一日的指數，等於常數 K 乘以該日前的指數，任何一日的降雨，其降雨後的指數，等於降雨前的指數加降雨量。例如三日前的前雨指數 (API) = 1.2 吋，三日內無雨，則此值應逐日遞減 0.1，即由 1.2 變為 0.9，若今日復得新雨量達 0.6 吋，則 $0.9 + 0.6 = 1.5$ 吋， $1.5 \times 0.9 = 1.35$ 吋，即為明日的指數，如此按日計得 API 值，以備翌晨作洪水預報之用。

(二) 季節週數的校正

流域內所含水汽狀況，除與以往降雨情形有關外，尚須作季節的考慮，如夏季日照強烈，蒸發量大，地面易被蒸乾，反之冬季氣溫低，蒸發量相對減少，若地面有積雪，蒸發更近於零，是以在計算逕流量時，宜按降雨時的週數 (Week number)，(按全年為五十二週，元旦後為第一週，元月八日至十五



附圖一

圖示美國印第安那州瓦貝士河流域 (Wabash River Basin, Indiana) 降雨—逕流關係圖。此圖在應用時，甚為簡明，首先算得前雨指數 (API) 為 0.30 吋，依此值在左上方象限開始，先作週數之訂正，此次暴雨為四月底，為第十七週，因將此線相交於 17，次根據觀測紀錄，知此次暴雨共持續 24 小時，乃由 17 向下相交於左下方象限的持續時間 24 線，再根據觀測紀錄，知此次暴雨量共為 3 吋，乃再將線延伸至右下方象限，以與 3 吋暴雨量線相交，最後平行上延，交於逕流量比例尺處，求出此次春季，24 小時所降三吋的暴雨，共產生 1.4 吋的地面逕流量。

此圖應用雖易，但在確立此數種相關關係曲線時，却非易易，因各河流域有其各自的自然環境，如緯度、氣候、地形、土壤、植物等隨地不同，因河而異，故若想在某河流域從事河流預報工作，必須先根據該河流域已有的水文資料，依每一次暴雨 (Single Storm) 的降雨量及其所生流量，逐一加以試驗，仔細推求出最具代表性的關係曲線，始可得出此圖。換言之，瓦貝士河的雨量—逕流曲線圖，僅適用於該河，不適用於任何其他河流。

目為第三週，以此類推。）予以適當校正，以便和實際季節情況相符合。

(三) 暴雨持續時間的訂正

暴雨持續時間 (Duration of Rainstorm) 參變數之加入，主要是作暴雨強度和逕流關係的校正，因在同一前雨指數、週數及雨量下，若一次暴雨持續 24 小時，另一次持續 48 小時，則二者的降雨強度 (Rainfall Intensity) 自有明顯差異，因而所產生的地面逕流量也自不同。

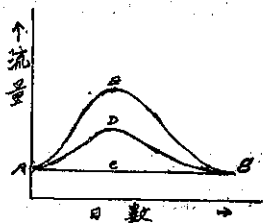
上述三參變數輔以已測得的雨量，或查表，或根據四者關係圖 (參閱附圖一)，即可查知在該次暴雨中，應有若干吋的地面逕流產生。

以上所述係根據流域盆地中一點的雨量，求出該點的逕流，同法求出該盆地中其他各雨量站所在地的逕流量，分別填入圖中，求出該盆地平均逕流量 (Mean Runoff)，然後根據平均逕流，當可預測該盆地河流中，將有若何高度的洪水發生，以為採取防範措施之依據。

四、防洪的基本方法——河流預報工作的建立

防洪 (Flood Control) 之目的，為防止洪水災害，並進而加以控制利用，使之造福於人類。洪水的發生，不外由於大規模熱帶或溫帶氣旋 (Tropical or extratropical Cyclones)、雷暴雨 (Thunderstorm)、連綿的淫雨、或上游大量融雪所造成，對人類生命財產的威脅甚大，為欲防治洪水，不但應有多年的水文紀錄，知道何時為洪水期，同時還應預知何日將有洪水？何地最高？高達若干呎？這項工作就需要有專人負責，經常的從事河流水位的分析和預報，始可圓滿達成任務。美國負責此項工作者為美國氣象局，有些特殊地區如田納西河流域，則由氣象局推介適當人員，參加 T.V.A. 工作。因洪水的來源由於降雨，而最先獲知將有大規模降雨者，則為氣象局的天氣預報人員，故自 1893 年，美國國會即通過法案，授權美國氣象局負責全國河流的洪水預報工作，氣象局除在總局設有水文處 (Hydrologic Services Div.) 負責策劃一切外，並於二次大戰後，在全國設立九個河流預報中心，專門從事各主要河流的預報工作，每日上午發布管區河流之水位及流量預報，有效時間為 72 小時，以供公私有關機構之參考。

現代的河流預報技術，始自 1932 年薛爾曼氏 (LeRoy K. Sherman) 所提出的單位流量曲線 (Unit Hydrograph) 方法，所謂單位流量曲線即在一已知面積的盆地中，單位時間內降下的有效雨量所產生的地面逕流之分佈曲線。薛氏的上項定義係根據下述兩項基本假定：



附圖二：降雨量及地面逕流關係圖

上圖 ACB 示基本流量曲線 (Base flow) 無新雨量，ADB 示有新雨量 50 公厘加入所產生的流量曲線。AEB 示有新雨量 100 公厘加入所產生的流量曲線。雖二者降雨強度不同，但因其降雨持續時間相同，故所產生的地面逕流持續時間也相等。

(一) 在一定的流域面積上，一切暴雨若其降雨時間相似，則不論其降雨強度若何，所發生的地面逕流持續時間相等。(參閱附圖二)

(二) 在一定的流域面積上，若將地面逕流的總時間區分為任何數目的等分時間，則其所有水文流量曲線的百分比近於相等，而和逕流總量無關。

換言之，設有兩次暴雨先後發生於一流域盆地各達 24 小時之久，第一次雨量為五十公厘，第二次為一百公厘，若第一次暴雨所產生的地面逕流全部通過盆地出口某一點需時八日，則第二次暴雨所產生的逕流過程，也約需八日；另一方面，若第一次暴雨所形成的洪峯 (Crest) 出現在該次總逕流的 30% 處，則第二次或其他任一持續時間相同的暴雨所產生的逕流百分比也將相等，與各該次暴雨的強度並無關係，僅各次的洪峯有高低之別而已。

上述各點在理論上並非絕對真實，但在實用上，已甚正確可用；同時所謂流量，主要由地面逕流所形成，因之第三節所述由降雨以求地面逕流的技術，實為預報河流流量的基本要項。

五、洪水預報工作在多目標水庫上的重要性

多目標水庫 (Multi-Purpose Reservoir) 為近年各國從事經濟建設及區域開發的重要方法，並世各國對多目標水庫群之運用最著成效者，首推美國的 T.V.A. (Tennessee Valley Authority)。T.V.A. 自 1933 年在美故羅斯福總統執政之始成立，為其重要新政 (New Deal) 之一，當其成立之初，尚屬試驗性質，結果功效大著，今年為 T.V.A. 成立廿五週年紀念，T.V.A. 碩大無朋

，成爲每年進出美金廿億元的大企業。當初美國國會授權美總統成立 T.V.A. 所樹立的六項目標，今日已一一見諸實現：

(一) 最大防洪作用— T.V.A. 成立之初，以防洪爲第一要項。去年 (1957) 元月至二月在田納西河中游查塔奴加 (Chattanooga) 的洪水，如不加防止，將達22呎高度，但經 T.V.A. 防洪系統加以調節控制後，該次洪水已消除於無形。僅該次洪水的免除，已使查市免去6,600萬美元的損失。

(二) 最大航運效果— T.V.A. 歷年修建水壩 (Dam)、水閘 (Lock) 以提高水位，促進航運的結果，已使田納西河的主要航道302哩，經常保持九呎的深水航道，每年因內河航運增加所節省的運輸費用，達 2,100萬美元。

(三) 最大及最廉的電力供應—截至今年止，T.V.A. 已擁有水電廠33座，火力發電廠7座，共發電力達1,100萬瓩小時，其中 57 % 的電力，供原子能試驗工廠 (AEC) 之需，對國防工業所需電力貢獻極大。

(四) 邊際土地的利用—目前在田納西河流域，已有 36,000畝以上的邊際土地，種植了五穀或牧草，充分加以利用。

(五) 植林—目前田納西河流域，已有一半以上的土地，重被再生的蒼翠林木所掩覆，使該區的水土保持工作，益收效果，自然環境也更顯優美。

(六) 人民生活的改善—由於田納西河區擁有廉價的電力、肥料，風景美化，工農商業均有長足發展，使住區人民的一切收益均有顯著增加，人民的社會福利及經濟狀況，普遍提高，昔日洪水爲患，土石磷磷的田納西，今日已成富庶無涯的樂土。

由上述諸點，可知廿五年來 T.V.A. 的燦爛成果，確已昭示世界，任何一個正常的河流區域，若能盡心盡力從事建設，必可或早或晚的完成類似 T.V.A. 式的傑作。

T.V.A. 的建設是以防洪肇其端，而以區域開發 (Area development) 爲其終極目標，其中主要工具則爲多目標蓄水庫，此項水庫雖是一舉數得，優點極多，但亦有其衝突矛盾之處，例如水庫爲供應發電、灌溉，均以保持經年滿水爲第一要義，但就防洪言，則以水庫常空，以備洪水降臨爲宜，二者之間的矛盾如何加以妥善安排，即爲洪水預報人員的責任。因洪水預報人員掌理全河流域的降雨及水位情報網，知本區有若干新雨量加入，將有若干逕流注入河中，可使水位升高至若干高度，以此爲根據，作爲啓閉水閘，調節洪水的重要根據，遠較僅靠季節的估計或指引曲線 (Guide Curve) 爲更科學，更可靠。美國如 T.V.A. 等水電防洪機構，均設有此類水文單位 (Hydrologic Branch)，從事管區內氣象紀錄的統計、分析，如年、月等雨量圖，蒸發量、流量紀錄等等，以爲洪水預報之參考。

六、石門水庫建設的展望

從 T.V.A. 的成功，反觀我國於第二次大戰後所擬建的揚子江三峽水壩工程 (Y.V.A.) 以及現在正在興建中的石門水庫，均爲睿智的偉大建設，值得讚揚。在當前臺灣經濟及人口壓力下，此類多目標的水資源開發計劃，尤具有極端重要性，筆者於此願申述二點：

(一) 石門水庫爲一多目標水庫，並以防止臺北市洪水爲重要目標之一，因之水文站網的建立，固不待言，並宜設置相當單位，配備適量人員，包括水文人員 (Hydrologist) 及氣象人員 (Meteorologist)，以統計分析一切水文及氣象資料，按日繪製天氣圖表，試行研究發展臺灣區「雨量」及「雨區」的預報技術 (The Technique of Quantitative Precipitation Forecasting) (關於量的預報技術，美國近年研究也頗有進展，作者擬另寫專文報導。) 俾更可確知行將到來的洪水區域、流量、準時並準確地將洪水預報供應水庫當局，以爲洩洪或蓄洪的依據，如此方能使石門水庫達到多目標利用的最大效能。

(二) 盱衡當前臺灣經濟建設現況，吾人實需要更多的石門水庫式建設，但此類建設非惟費時，抑且耗資可觀，頗非我國財政現況所可負擔，因之如何以較少的物力，獲相似的效果，值得考慮。美國 T.V.A. 目前共有水壩33座，大部爲鋼筋混凝土重力壩 (Concrete gravity Dam)，但在田納西河上游，也有相當數目的土石壩 (Earth Fill or Earth Rock Fill Dam)。按臺灣河流大多短促，復多豪雨，如無理想峽谷，建設混凝土大壩，頗不經濟，不如在各河上中游，選擇適當地點，多建此類土石壩 (此類壩需外鋪防止滲透的物質，以免蓄水外

(下接第32頁)

中國區域強烈寒潮分析

王 時 鼎

An analysis of the severe cold outbreaks over China

S. D. Wang

Abstract

The building-up of arctic polar cold air dome over north China is usually characterized by the presence of a well-developed cyclone in Manchuria or Yellow Sea, which often induced by an upper low as described in this article.

During the period of severe cold outbreak, the upper polar westerlies usually moved down to low latitudes with the surface cold air, which can be identified by the presence of the following phenomena over the area of Taiwan: (a) double frontal inversion in troposphere; (b) strong winds—the so called "Mid-Troposphere Jet Stream" and (c) inclement weather. A synoptic study concerning this intruded polar westerlies has been discussed in some detail.

The presence of the severe cold outbreak, the weather would be bad all over China. In regions north of 35°N (north of Tsinling Shan), the area of bad weather will shift eastward under the influence of westerly troughs and upper lows, while of south of 35°N the frontal activities will move southward due to the intrusion polar westerlies.

A detail discussion of cold air outbreaks was given in following topics:

- (1) The build-up of the intense large polar anticyclones.*
- (2) The initial mechanism for generating the cold outbreaks.*
- (3) The Manchurian low in relation to the severe cold outbreaks.*
- (4) The intrusion of upper polar westerlies into the regions of the South-Branch-Westerlies from Tibet plateau.*
- (5) Major cold outbreaks and weather.*

一、前 言

去冬 (1957-1958) 中國區域曾有二次較大之寒潮。其一即爲此處所述者，出現時間爲元月中旬。另一係出現於三月下旬。該次寒潮筆者與徐應璠中校經於本學報四卷三期中，以「寒潮預報有關問題討論」爲題著文加以研討。惟該文係着重預報有關問題，諸如：凝結尾 (Contrail) 分析圖在寒潮預報上之應用，寒潮爆發期間地面與高空型式之相互影響，及寒潮天氣預報原則等之討論。至有關寒潮本身爆發時之面貌、程序、及伴生現象等，並未論及，而此項分析實爲研究寒潮天氣現象所必需。故此處擬藉本次元月中旬強烈寒潮爲例，對之略作較爲深入之探討。

有關中國寒潮問題，過去國人黃厦千、李憲之、盧濤等均曾作有研究。惟當時因限於資料，故均僅能作一般性的研討。晚近十餘年來，氣象理論有長足進展，且國內探空站次第建立，地面資料亦較往昔豐富，對此一主宰冬半年中國區域天氣變化，甚至全球天氣型式演變莫不均受影響之吾人區域之寒潮問題，宜乎更有新的創見與論述。然所可憾者，環顧周遭，我氣象從業人員絕少見有對此一方面之努力。此處筆者不揣學淺，願就已見所及、撰寫成文，以求正於我氣象先進及同仁之前，抑亦拋磚引玉之意。

本次強烈寒潮係自貝加爾湖之西南而下，據報所載，首當其衝之蒙古，最低溫度曾降至 -42°C ，牛羊牲畜被凍斃者不下數萬頭，上海最低溫度亦曾到達 -15°C ，破十五年來未有紀錄。此處對其探討，幸賴大陸區域資料之收集得以竟成。討論計分如下五部份展開：

(一) 極地高壓之增強與擴展；

- (二) 造成寒潮南下之最初機械作用；
- (三) 中國東北低壓與大規模寒潮爆發之關係；
- (四) 極地中層西風之湧入低緯；
- (五) 強烈寒潮與天氣。

二、極地高壓之增強與擴展

此處係本次造成強大寒潮之極地高壓，其形成及發展因素之剖析。

本次高壓最先見於1月10日，其時位置係在西伯利亞西北部之23區，中心氣壓尚不及1050mb；11日中心稍見東移，強度增至1061mb；迄至13日，中心氣壓竟增至1078mb(見圖一)。此一數值，歷年均未有見，民國43年12月，西伯利亞高壓亦曾一度遠逾正常(1074mb，出現時間12月25日0000Z)，但與本(47)年此次高壓比較，本年者仍駕乎其上。此處擬就此一空前現象之成因方面略作分析如下：

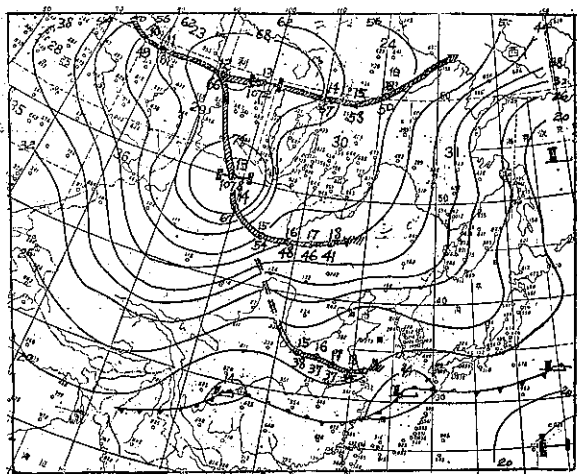
(一) 本次高壓源地較高，係自西伯利亞西北部南移，高壓源地與溫度地理分佈之最冷區域相一致。

(二) 本次高壓係出現於全年平均最冷之月，故較其他月份之極地高壓為易於發展。

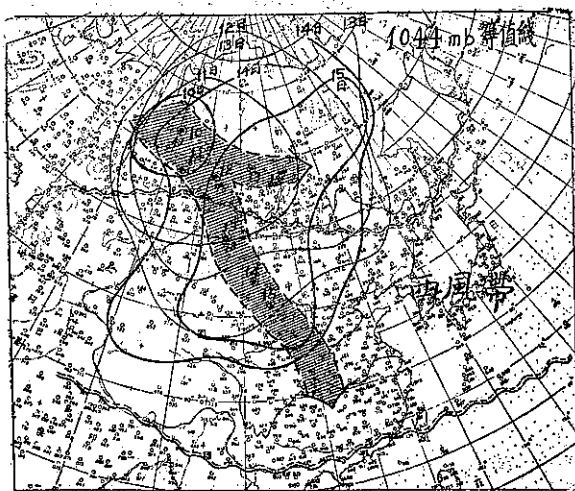
(三) 地面圖條件 就筆者實際工作經驗所及，凡極地高壓前方附近無深低氣壓或低壓槽存在者，該極地高壓必將在源地區域繼續獲得顯著發展並增強。在冬季位於西伯利亞之高壓可分為兩類，一為移動性者，一為源地性者，以上所述，即可作為該兩類高壓在極地區域之辨別因素。而本次高壓則屬源地性者。當其中心在 80°E 以西時(10日)，其東五十個經度範圍內均無低壓存在。故本次高壓除了中心強度急劇增強外，並迅速向東擴展。圖二則為其發展及增強時之情形。該圖上繪有1044mb等壓線之逐日範圍，由圖可見高壓中心西側之等值線，自高壓形成迄至發展最盛之日(10-13日)，均局限於 60°E 經線以東區域(烏拉山山脈所在處)；但在高壓中心東側之等值線則擴展極為迅速。10日該1044mb等值線猶在 90°E 經線上，至12日已伸展至 135°E 經線。兩日內竟向東擴展達45個經度(沿 60°N 緯度線上)。

(四) 高空圖條件 此處之討論係分緯度與經度兩方面進行，並以與地面高壓動態最具密切關係之700mb層作為討論之依據。

1. 緯度方面(西風帶南北向變化)——有關西風帶風速剖面沿緯度方向變化對地面極地高壓發展與動態關係，Riehl等在「中緯度天氣預報」專著「大規模型式與趨勢」(Broadscale Pattern and Trend)一節中已曾有詳盡討論。但檢閱本次情形，却並不與其中所述之任一型式相連。本次極地高壓迅速發展之時，係在西風帶完全移出高壓中心所在區域之後(參看圖二，此一



圖一：極地高壓發展最盛時之地面圖型式(1958年1月13日0000Z)等壓線間隔為6mb，粗線為極地高壓之路徑。



圖二：1958年1月10日至15日極地高壓1044mb等值線範圍之變化，並附寒潮路徑，及極地高壓增強時西風帶之平均位置(注意：極地高壓增強時，高空西風帶北限係在高壓中心之南)。

態勢該書中並未論及)。而此種情形，無論在理論及實際上言，均為最適合極地高壓之發展者。蓋極地與赤道間懸殊之溫度差，主要係賴西風帶氣流之輸送、混合、渦動攪和獲得平衡。而在西風帶向南移出極地區域後，極地冷空氣以無高空西風紛擾，可迅速積聚建立起龐大之源地高壓（“Source” High）也。過去，筆者分析民國43（1954）年12月下旬、強度到達 1074mb 之西伯利亞高壓之建立時，已曾指出此一事實。該次高壓之例尤較本次者為規律，高壓建立之時，中心位置均未變動，而強度與範圍則迅速加大。本次高壓增強之時則稍有不同，係伴有中心向東南方向之位變（Shift）。而於13日高壓強度最大之時，中心已分裂為二，其一在貝加爾湖西北，強度為 1072mb，另一中心氣壓值高達 1078mb 之分裂高壓，位置已移至外蒙西北山地區域（見圖一）。

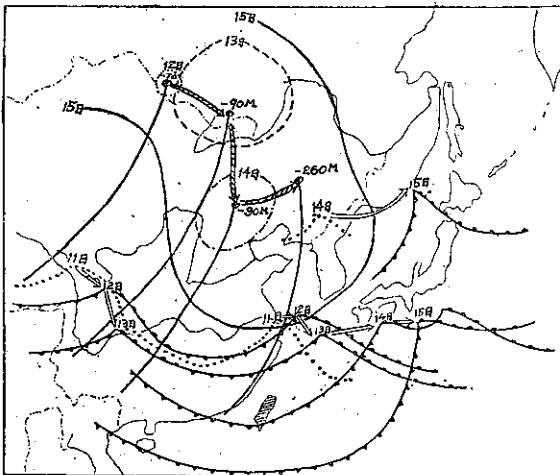
2. 經度方面（西風帶內之擾動型式）——當一波幅甚大之槽位於亞洲沿海時，如此時西伯利亞區域有冷高壓存在，即可發生寒潮爆發（冷空氣向南迅速潰流），此為吾人所熟知者，因此時，極地高壓之上係覆有西北氣流。更重要者，由於中國區域之有利地形，此時極地空氣可如「水之就下」直瀉千里也。綜觀本次強大高壓建立期間，除了如上述整個西風帶有其較南位置外，同時，西風帶內之擾動亦均微不足道，致正足以阻攔極地空氣之南下；另外更重要者，此一期間（10-14日）主槽均不在上述之特定位置——此時主槽之一係位於日本以東附近之太平洋上，另一主槽則在我國西北，而亞洲東海岸恰在兩主槽間之脊線位置上——故雖極地高壓強度已逾常，而仍不爆發，並更在繼續增強，致能到達此次歷年來均未有見之強大程度。

上述（一）（二）兩點，為本次極地高壓發展至空前強度之氣候及地理之條件，（三）（四）兩點則為天氣圖上之條件。本次高壓強度發展空前，乃始有本次寒潮南下之空前強度。

三、造成寒潮南下之最初機械作用

吾人習知，極地高壓有時雖達極大強度，然仍停留不動，而有時却可連續造成寒潮。由此可知寒潮爆發並非均為極地高壓本身條件之函數，而檢驗此次寒潮爆發之時間與影響因素，却可得極有價值之指示。

在寒潮爆發前後數日（11-15日）之天氣圖中，可得一有趣之事實，即在11日西伯利亞高壓強度已達1061mb之時非但未見南下，而且在其南緣之長江流域反而滋生二氣旋波，此指示高緯度雖有強大之冷高壓存在，而在南緣之暖空氣仍有向北輸送現象，在其後二天內（12-13），該列氣旋群南北位置幾無顯著變化（見圖三），及至



圖三：寒潮爆發前後（11-15日）鋒面系統位置變化，並附500mb主槽與（-60m）高度距平線（時間均為0000Z）。

13日0000Z後，位於東海氣旋所曳之冷鋒始急劇南移，14日0000Z冷鋒移近臺灣南部，15日0000Z已移至呂宋島北端及南海。另一位於四川境內之氣旋，即行消滅。顯見寒潮係在13日（0000Z）之後開始爆發。然究以何種作用使13日後冷空氣堆失去平衡狀態而向南潰流？綜觀寒潮爆發前後（13, 14日），高空波動形式基本上並無變化，13、14日，500mb層主槽均約沿110°E經線，24小時內移動不足五個經度（見圖三）；在地面圖上，13日0000Z極地高壓之主要分裂中心雖已位於外蒙北部，並具1078mb之空前強度，惟證諸本節開始所述事實，此並非即屬「爆發」之徵兆。但無論如何，審視該一期間850mb圖型式，却可獲得何以寒潮在13日之後——正確言在13日0600Z後迅速南下之事實。

在13日0000Z 850mb圖上，長江一帶仍為一與地面圖相合之東西向低壓槽所據，其南、西南氣流甚至猶大過其北之東向者（上海與成都之西南風均達 30kts，長江以北各地之東來風則無超過 20kts 者），而此強勁西南氣流即足說明何以極地強大高壓中心已雄踞蒙古，其前鋒猶如圖一所示仍滯留於華中一帶。但此種形勢在12小時後之圖上已完全改觀：河南及陝西境內之風均已普遍轉為西北向，顯見前呈東西方向之平淺低壓槽已形成兩顯著之低壓環流，其一中心在四川，另一在黃海，同時槽線方向亦突由東西向轉為東北至西南向，致原來氣流之平衡狀態完全消失，冷空氣開始向南迅速潰流（13日

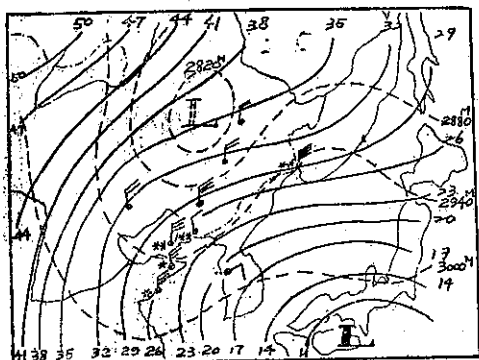
0000Z 850mb 圖中北平為西風 5kts, 但在 1200Z圖上, 風向已轉為東北, 風速突增至35kts, 顯示寒潮已行爆發, 同時上海之風原為西南至此亦轉為西北, 氣溫並由 8°C降低至2°C, 顯見該地亦已在極地冷空氣範圍內)。

由上敘述, 可見本次強烈寒潮爆發, 係以 850mb 層型式失去平衡狀態後開始。

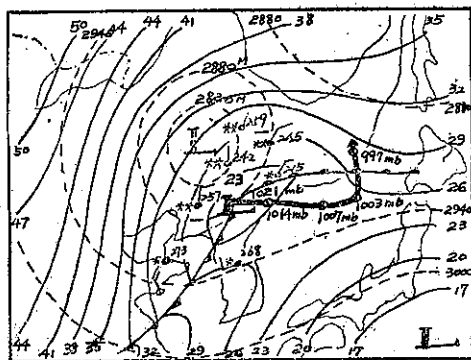
四、中國東北低壓與大規模寒潮南下

此處將敘述本次大規模寒潮爆發之第二步程序, 即我國東北低壓生成與寒潮南下之關係。

本次寒潮爆發期間, 最使吾人感到興趣之事為位於我國東北之高空低壓誘生地面低壓、及該地面低壓促成高空槽迅速潛深而導引大規模之寒潮南下。過去, 已曾有很多氣象學家指出, 西歐低壓每在極地高壓東側復活之事實, 但關於該低壓復活後之效應則甚少引起注意。本次幸賴豐富資料, 而使吾人對吾人區域此一重要事實獲有認識。



圖四 a：1958年1月14日 0600Z 東九省地面及 700mb 圖 (注意 6 小時後地面低壓之生成)



圖四 b：同圖四 a，惟在 6 小時後。

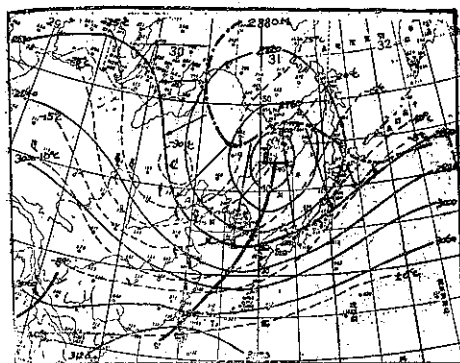
，24 小時內, 中心氣壓竟降低 24mb (1021mb→997mb)。更值注意者, 該氣旋竟強烈影響高空系統。

吾人先看圖三 500mb 層距平變化。圖中繪有 12 至 15 日 0000Z 之負距平中心位置, -60m 之等值線及主要槽線。由圖可見在東北地面低壓未生成前 (14 日前), 負距平中心除去向東南方移動外, -60m 距平線之範圍並無顯著變化, 但在 15 日 0000Z, 距東北低壓生成後不足 12 小時, 負距平區域已見異乎尋常之擴展與加強, -60m 之距平線範圍已包括外蒙、貝加爾湖, 東北及華北區域。以上已言及該負距平中心增強係在其下地面低壓生成及加深之時, 而此時高空圖形勢並無本質上之改變, 顯見該負距平

圖四 a 為在寒潮爆發期間 1 月 14 日 0600Z 之我國東北區域之天氣詳圖。該圖之特色為由於日本南方潛深低壓影響, 而使該區域雖在極地強大高壓控制下而仍出現氣旋式之等壓線與強大風速。但如僅憑地面圖形式, 吾人決難想像 6 小時後在該區域竟有氣旋生成之可能。而實際上如圖四 b 所示 6 小時後瀋陽附近已有一完善之低壓出現。並由圖可見, 該區除了氣壓顯著下降外, 風速亦顯見減小, 以適合新生氣旋之需要 (因如風速強而均勻則頗不易造成封閉之氣旋式環流也)。參看圖上所增繪之 700mb 圖型式, 顯而易見該地面低壓實係高空封閉低壓所誘生。吾人如進一步就該高空低壓之過去位置加以追溯, 可發現當其自西歐移入吾人天氣圖範圍內時, 係伴隨有地面潛深氣旋。及後, 地面氣旋受阻於極地高壓, 於 10 日趨於消滅, 高空槽則續作有規律之東移, 即使在地面圖上亦可明顯予以辨別, 即: 在高空槽所在位置, 地面亦出現有槽形等壓線與陰霾天氣, 而若「中國氣候與天氣」Part C 中所述者。

以上已就東北誘生低壓之發展情形加以描述, 以下再討論該誘生低壓對此次大規模寒潮爆發之影響。

吾人知道, 臨寒潮爆發前, 在極地高壓東側生成之氣旋, 由於鋒際上之強烈溫度梯度, 該氣旋恒將迅速加深。惟過去均未曾發現東北氣旋有若本次加深之速



圖五：寒潮最盛時之 700mb 高空圖 (1958 年 1 月 16 日 0000Z) 虛線為等溫線, 段點線為 36 小時前 2880m 等高線, 箭頭連線示該 36 小時內同值等高線方向及距離之變化。

中心增強係與地面低壓迅速發展有直接關係。又該負距平中心係與槽線相連，故其範圍擴展與增強亦代表高空槽之加深。此並可參看圖五1月16日 0000Z 之 700mb 圖，圖中段點線為14日 1200Z（東北誘生低壓形成之時）之 2880m 之等高線，與 16 日之同值等高線比較，可見高空槽加深之鉅。即由於高空槽加深，波幅迅速加大，及由於高度梯度增加，而使槽後出現強大之西北風（見圖五中所附高空風資料），由其導引致使中國區域產生強大之寒潮。同時，由於槽後低層顯著之冷氣平流，更足使主槽加深（此即何以圖五中 2880m 等高線更較 36 小時前同值等高線退後之實際說明），相互影響結果，致地面寒潮亦更加劇。

五、中國強烈寒潮之特殊現象——極地中層西風之湧入低緯

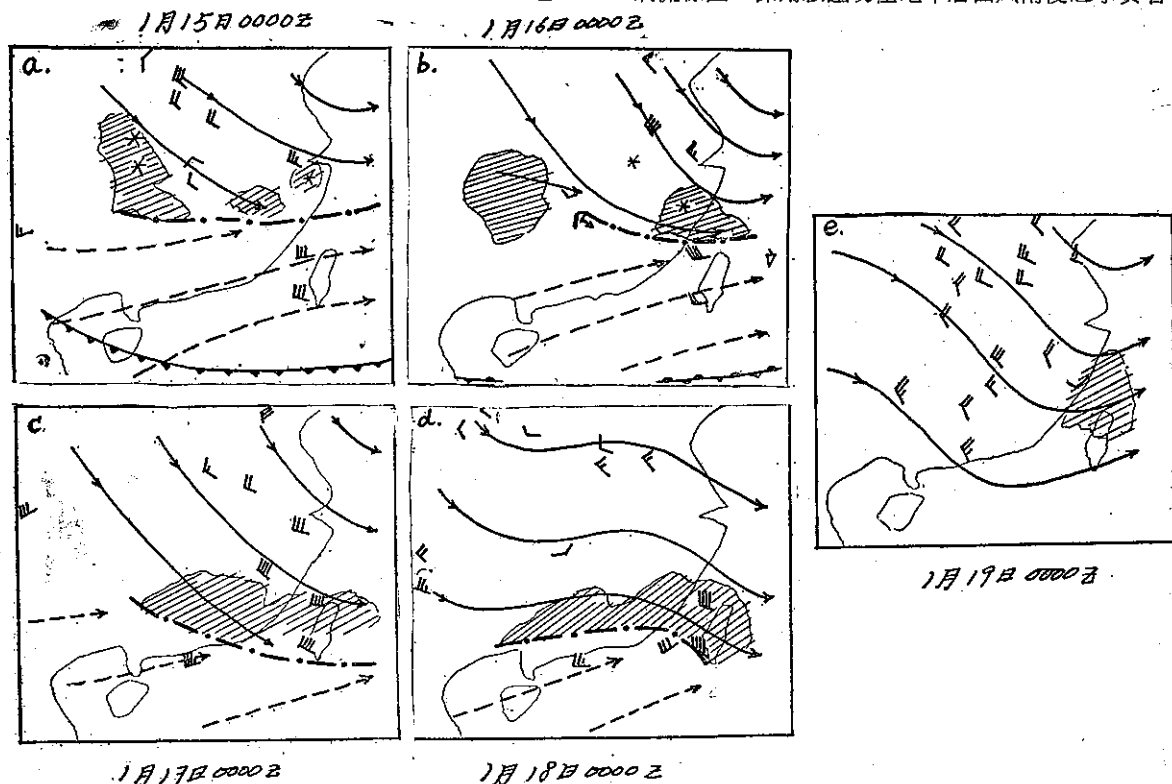
此一問題之最先研究，係自臺灣區域於強烈寒潮掠境之時出現有極顯著之双重逆溫現象而引起。

在強烈寒潮爆發期中，臺灣區域探空曲線每出現有双重逆溫之事實。較低一層逆溫通常係在 1,500 至 2,500 公尺之間，伴有風向之不連續，即自東北風突轉為西南風，此亦即通常所謂「極鋒」。另外一層逆溫高度約在 4,000 至 6,000 公尺之間，高度之時間變化極為穩定，其強度常常超過低層逆溫者。該中層逆溫之出現每使吾人預報區域之天氣極形特殊，迄今所發現者計有：

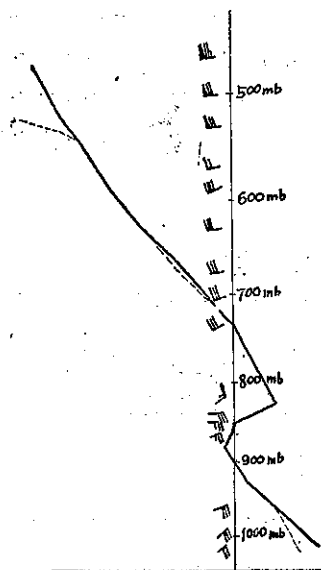
- (一) 在該對流層中層逆溫出現初期，華南及臺灣區域每伴有廣泛之持續性降雨。
- (二) 吾人區域天氣酷寒。
- (三) 高空西風帶強度必較正常情形為大，逆溫層位置通常可明顯見有一風速之相對最大值，有時可達 100kts 以上。

以上所述特以第三點現象最為特殊，該項事實筆者與徐應璠中校前曾作過頗為詳細之研討，文載本學報二卷一期中，題目為「西伯利亞寒潮爆發與東亞對流層中部噴射氣流之形成」。關於該層逆溫之產生，我們在該文中推論認為乃係極地中層西風插入來自喜馬拉雅山南麓之南支西風內所造成。惟是時大陸區域，無論地面或高空，均乏資料可資引用，故未敢遽下結論。而本次強大寒潮，由於中國大陸資料完整無缺，而使以前之臆想能獲得實際引證，惟此處須說明，若干部分需作進一步之核驗與澄清。關於此，以下在討論本次極地西風情形時，將同時論述之。

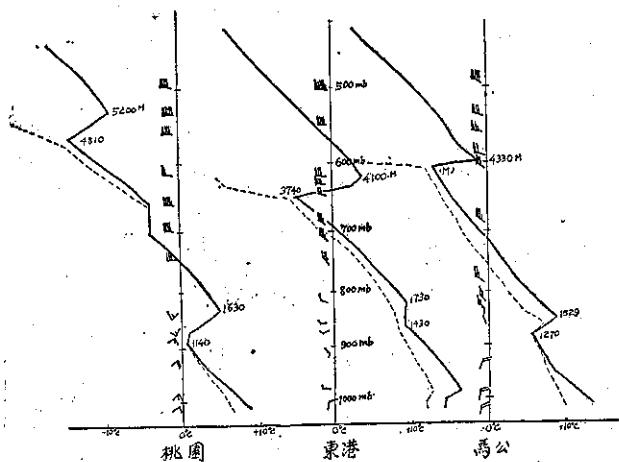
圖六為本次強烈寒潮南下期間 15-19 日 0000Z 之 700mb 氣流線圖，係用以證明極地中層西風南侵之事實者。



圖六：1958年1月15日至19日 700mb 層氣流線圖，並附地面極面位置及雨區（實線為北支極地西風，虛線為南支西風，段點線為南北兩支西風間之會合線，斜線區域為雨區）。



圖七 a：北支極地西風未侵入臺灣區域前之桃園探空屬性曲線圖 (1958年1月15日1200Z)



圖七 b：北支極地西風侵入臺灣區域後，各地探空屬性曲線。注意圖中中層溫度之顯著變化 (1958年1月17日0000Z)。

圖中段點線表南支西風與北支極地西風間之幅合線。極地西風可藉其本身顯著之西北向分力以辨別之。在該連續圖中，可極明顯見出下述趨勢，即：(一)相連氣壓槽之東西向移動；(二)極地西風之向南推移。在15、16日該幅合線係在臺灣北方，而在17日已顯見移過臺灣。此項事實可自臺灣區域15日及17日各地探空屬性曲線(參看圖七a及七b)明顯示出。由圖七a可見15日之桃園探空僅指示在900-800mb之間有一逆溫——鋒面逆溫；但在17日(圖七b)，無論桃園、馬公、東港之探空曲線均顯見在對流層中部另有一顯著逆溫出現，並伴隨有西風風速之急劇增加，參照圖六該日700mb氣流圖顯見該逆溫出現與西風風速劇增乃係極地西風湧入吾人區域所造成之結果。惟此處仍有數點值得提出商榷並討論者：

(一)該中層逆溫之頂是否代表插入之極地西風層頂，此一問題之了解，為研究極地西風南侵程序及形態所必需。有關該逆溫層頂，此處已獲有確切認識者計有：

1. 該層逆溫亦若鋒面逆溫係向南傾斜。本次情形(17日0000Z)在桃園(25°N)頂高約在5300m之位置，至馬公(23.6°N)已降低至6000m層，而東港(22.5°N)則僅及6200m高度。
2. 在臺灣區域，逆溫層頂高度每有一定，通常情形均在4000-6000公尺之間。上述特徵通常均適用於所有中層逆溫層出現時之情形。此項事實前並已在「西伯利亞寒潮爆發與東亞對流層中部噴射氣流之形成」一文中有過頗為詳細之分析與研究。

此處引起之問題，假如該中層逆溫之頂係代表來自極地之西風層頂，則以上

1. 中事實，即可獲得合理解釋。但基於2. 中所述，何以該逆溫高度每常有一定？此一事實是否主要係由於西藏高原之影響？因西藏高原平均高度為6,000公尺(5000m)。在該高度以下之南北兩支西風，應自有其極不相同之屬性。一旦極地西風南侵，在該高度之下溫度差特為明顯。是故每次該層逆溫出現高度均極相近也。

(二)該中層逆溫之形成程序問題 過去及本次之研究，有關該逆溫之形成程序約略如下述：

1. 逆溫造成，開始係由於逆溫層之上溫度先行增高；2. 逆溫層上溫度增加與其下溫度降低同時發生。總之該逆溫層之生成並不若初步所想像之單純。此因北來氣流對溫度變化可造成兩種結果：

(1)北來氣流將遭遇到空氣柱之壓縮而產生下沉作用，此一效應將使該空氣質點溫度增高。(2)如北來空氣極為寒冷，則雖受下沉作用影響，其與

南支西風相遇時，溫度仍將遠較南支西風者為低。致吾人區域在當極地西風侵入時，乃出現有垂直方向雙重鋒面性質之逆溫現象——一為由地面極地大陸氣團南下造成，一為中層極地西風南下所造成。

(三)中層極地西風南移時中國大陸溫度變化之引證，以上為就在圖六所示極地高空西風逐步南侵之情形下，對臺灣區域上空垂直溫度變化與極地西風南侵關係所作之探討與商榷。此處係為相同形勢下，高空水平溫度場演變之討論，藉此可更瞭解極地西風之性質。

圖八為在700mb層上，在當極地西風南下之前及後，中國區域之溫度演變分析。圖中虛線代表極地西風未南侵前(13日1200Z)之溫度場。實線代表該層上極地西風南下期間(15日0000Z)之溫度場。附有箭頭之連線

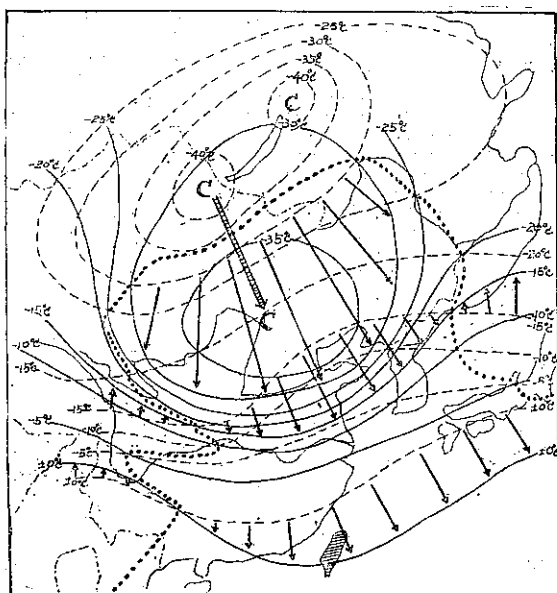
各示 -30°C 、 -15°C 及 0°C 等溫線，在該36小時內之移動方向及距離（該箭頭方向顯與該時日內之平均風向相合）。由圖可極明顯見出該層極地西南風所造成溫度場之劇烈變化。在13日最冷區域尚在蒙古及以北，但在15日，「冷心」已移至中國河套。華中區域溫度梯度空前巨大，計在六個緯度內之溫差竟高至 25°C 。參照圖六中該時日該層之氣流場，可見此溫度梯度最大區恰與該圖上南支西風與北支極地西風之輻合線相一致。該輻合線於17日通過臺灣（見圖六），由於中層之顯著冷氣平流，而使該日臺灣區域如圖七b所示出現了雙重逆溫及強大之中層西風風速。

以上有關極地中層西風湧入低緯之討論，綜合之計分三方面，即：

（一）極地西風南下時之實際態勢——以700mb層之氣流線為代表（見圖六），此處所以採用700mb氣層者，乃因該湧入低緯之中層極地西風之厚度，通常均低於500mb層之故。

（二）極地西風影響下之探空屬性分佈——以臺灣區域桃園、東港、馬公三地之探空曲線為討論依據。其特徵最主要者為雙重逆溫之出現（見圖七b）。此處對此一現象之討論為獨多，良以吾人區域許多特殊天氣現象均與此一事實有關之故。

（三）極地西風南下時所伴生之溫度場——以中國大陸700mb層上之溫度分佈為討論依據（見圖八）。其特徵為該層上之「冷心」竟南移至中國河套區域，華中一帶並出現空前強大之溫度梯度。



圖八：中國區域，極地西風湧入低緯時700mb層所造成之溫度顯著變化。（圖中虛線為13日1200Z等溫線，實線為15日0000Z等溫線，點線示冷平流區域，箭頭連線示 -30°C 、 -15°C 及 $\pm 0^{\circ}\text{C}$ 等溫線36小時內之移動距離及方向）。

六、強烈寒潮與天氣

在未討論本次強烈寒潮所伴生之天氣現象前，必須對一般寒潮所造成之天氣變化有一認識。以下所述為筆者過去統計所得者：

- （一）寒潮南下時， 40°N 以北之中國區域間有風砂，惟天氣通常均保持甚佳。
- （二）雨區每先見於長江流域，呈散佈狀，並在冷鋒未至前一、二天已開始。
- （三）冷鋒進入長江流域，雨區擴展呈帶狀與冷鋒相連。
- （四）長江流域一帶雨區隨冷鋒向南以俱移，迨分裂高壓出現華中後，鋒後天氣迅速轉佳。

強烈寒潮時，各地天氣分佈及演變顯有不同，以下謹先就本次強烈寒潮侵襲下各地天氣之逐日變化作一概述，而後再就造成各區域天氣變化之因素作一簡單研討。

本次寒潮南下前後，各地天氣之時間變化：

- 1月11日——華中、東南沿海、及渤海沿岸出現有鋒面降雨（鋒面順延長江流域一線，氣旋中心一在川北，一在黃海）。
- 1月12日——華中與東南沿海雨區依舊。另外我國西北與東北出現大風雪（鋒面在華中滯留）。
- 1月13日——西北與東北雪霽，華北大風雪，華中雨區依舊（鋒面仍滯留華中）。
- 1月14日——華北大風雪擴展至東北與華中。華南開始降雨（寒潮南下，冷鋒南移入南海）。
- 1月15日——華北、華中雪霽，東北大風雪持續，四川、浙江沿海開始降雪，華南雨區持續。
- 1月16日——中國 27°N 以南區域雨區持續，衡陽西南方“074”測站有雷雨，其他地區天氣轉佳。
- 1月17日——西藏高原降雪，華南雨區依舊。

1月18日——中國全區天氣晴朗（分裂高壓在華中）。以下為上述各時期中各地惡劣天氣影響因素分析：

（一）秦嶺以北 全區均有大風雪，其變化係自西徂東，由新疆漸次移至東九省。大風雪所在區域，在地面雖接近大陸高壓中心，但等壓線均見有氣旋形曲率，顯見係受東移之高空主槽及高空低壓中心影響使然。另外本次寒潮開始爆發前，東九省之大規模降雪，則係受日本境內深低壓之影響。

（二）秦嶺以南 各地惡劣天氣變化顯與秦嶺以北者不同，係自北而南，且各地均曾兩度見有惡劣天氣。其始係由於南移之鋒面系統。及冷鋒移入南海後，長江流域天氣又趨惡劣，四川、浙江開始降雪（15日），此乃由於極地中層西風侵入低緯區域造成。吾人如將此時之惡劣天氣填入700mb層圖上（見圖六），則極為明顯，該再度出現之惡劣天氣恰與南北兩支西風之輻合線相一致，在16日衡陽西南“074”測站曾因之竟有雷雨發生（因極地西風插入南支西風內時，由於中層強烈之冷氣平流，而使氣團不穩定度陡增，致發生雷雨）。該輻合線與兩區同時向南俱移，特以18日，南北兩支西風聚合於臺灣，風力特強（參看圖六），而使臺灣全區均有極為惡劣之天氣。

七、總 結

（一）強大之寒潮必先有強大之極地高壓為其基本條件。本次中心氣壓高達 1078mb 之極地高壓，其建立因素，在地面為高壓四圍無深低壓系統，在高空為西風帶向南移出極地區域，上述形勢均有利於極地冷空氣之積聚，故能如本次情形，建立起強大之高壓。

（二）寒潮爆發時日之預測，主要係依賴於天氣圖型式「平衡狀態」之研判。本次寒潮爆發係開始於850mb圖上，長江流域東西向槽斷裂並轉變為南北向之時。在地面為長江波中心移近日本九州之後。

（三）由於地形及吾人區域高空圖特定型式之影響，松遼平原每為西歐氣旋爬越西伯利亞高壓後，最適於「復活」並發展之區域。新生氣旋亦然。故該區在冬季常有較大之氣旋發生頻率。由於地面氣旋能量之釋放，每使高空槽急劇加深，而促成寒潮之大規模爆發。本次為一標準之例。

（四）強烈寒潮爆發亦同時影響東側高空槽之增強，本次之例並對其在數量上之變化獲有認識（參看圖五）。

（五）本次強烈寒潮，因中國大陸區域有充份資料，而使對湧入低緯之中層極地西風形態及演變程序之討論為可能。極地西風插入吾人區域在天氣預報上之重要性為：天氣奇寒，伴有降雨，並有對流層中層噴射氣流之出現。

（六）極地西風湧入低緯區域之特徵為在鋒面逆溫之上又出現一層強烈逆溫。其頂之高度約在600-500mb之間。與一般鋒面相同，係自北向南傾斜。本次傾斜度在桃園與東港之間為1:250（參看圖七b）。

（七）本次寒潮曾使中國全境均有雨雪（雪界為28°N），其影響因素，在秦嶺以北為：1. 高空槽，1. 中層強烈冷氣平流，3. 高空低壓中心。在秦嶺以南為：1. 鋒面系統，2. 極地西風之湧入低緯，特以後者由於其與南支西風在長江以南所造成之頗為穩定之輻合現象，而使該一地區出現有持續約一週之惡劣天氣。極地西風之插入曾使衡陽西南發生隆冬罕見之雷雨。（完）

參 考 文 獻

1. Herbert Riehl and other: "Forecasting in middle latitudes" June 1952.
2. "Weather and Climate of China"
3. H. Wexler, "Anticyclones" Compendium of meteorology., 621-628.

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收。

臺灣氣候與雷達電波之選擇

湯捷喜

On the choice of radar wave length under climatical conditions of Taiwan

Chieh-hsi Tang

Abstract

1. The efficiency of radar detection is generally affected by the amount of Precipitation and is closely related to the wave lengths of the radar employed.

2. According to the equation, $R_{\max} = \sqrt{\frac{F\pi^3}{192} \left| \frac{e-1}{e+2} \right|^2 \frac{P_t A_p h Z}{P_r \text{Min} \lambda^4}} \cdot 10^{-0.1K \int_{\text{tar}}}$

the maximum detectable range of radar is indicated in the Figure (4). This shows that wave length of 3.2cm. is suitable for detection of rain ranging from 0.3mm/hr.; 5.7cm. for rainfall varying from 3.1-15.0mm/hr.; and 10cm. for heavy rain ranging from 15.1-100.0mm/hr.

3. Main reasons for the installation of radar stations in Taiwan are: (1) for the detection of typhoons during the summer and (2) to study the passage of frontal systems during the winter in particular.
4. The result of this paper will indicate the relationship between the predominant climate and the intensity of rainfall in Taiwan. The choice of weather radar wave lengths has been found that wave length 10cm is most suitable for the detection of typhoons because the range of hourly mean rainfall is generally within a limit of 15.1-100.0mm/hr. On the other hand, Wave length of 5.7cm is suitable for the observation of movement of the fronts, which frequently gives a mean rainfall within the limit of 3.1-15.0mm/hr.

一、序 言

近年來電子工程學進步甚速，其應用亦隨之大為推廣，一般科學莫不利用電子儀器，以求測定之正確迅速及方便，即以自然科學中之氣象工作而言，以往高空資料不易探測，目前已可使用高空探測儀（Radio-sonde or Rawin-sonde）及超高層氣象探測儀（High Altitude Rocket）測得正確之高空氣象資料。遙遠廣浩而無測站之洋面，其氣象情況本亦為氣象工作者至感棘手之問題，目前已可由氣象雷達偵知其天氣變化。高山、離島、沙漠、極地，不適人居之處，亦可由無線電自動測候儀（Automatic Weather Station）代替人類工作。目前正在研究中者尚有電子計算機，以為長期預報之輔助工具。凡此種種皆為使氣象工作進步發展之有力因素。

上述各項電子儀器中，尤以氣象雷達為本省氣象工作之必要儀器，蓋以本省四週環海，氣象資料稀少，預告工作頗感困難，必需以雷達偵測而為預告之助。茲願在本省計劃增設氣象雷達站前，先就本省地理環境、氣候特點，與雷達電波之關係加以探討，以為設置雷達站之參考。

二、雷達之發展

茲為下文敘述方便起見，先略述雷達之發明經過：本來雷達是為軍事上之需要，在第二次世界大戰時發明，作為偵察敵方機艦行動之用，嗣後復經用為海空航運助航設備，惟在此一段實用期間發見其偵察效率常受氣象因素而生誤差，因而發現雷達在偵測氣象方面有頗大之效果，此後在1941年由英國之李德（J. W. Ryde）氏開始

從事研究配合於氣象方面使用，迄今已有十餘年，其間雖經各國設計改良而至應用階段，但在效果上仍有若干困難問題存在，仍待改善解決，其中最大者即為如何選擇所使用之波長以適應各地之氣候特性，蓋因雷達僅能使用一種波長，不如一般無線電收發報機可以任意變更也。

三、雷達能測定之氣象項目

- (一) 颱風之動態，即颱風之位置，移動方向及速度之測定。
- (二) 降水之強弱及降水量之測定。
- (三) 降水區內之雨滴落下之速度，分佈情形及擾動情形等之偵測。
- (四) 垂直面內之水蒸氣及濕度分佈情形之定量測定。
- (五) 雲頂及雲底之高度測定。
- (六) 結冰高度之測定。
- (七) 高空風之測定。

四、使用雷達偵測氣象之優點

- (一) 現用天氣圖僅可明瞭某一特定時間之天氣狀況，然以雷達偵測即可以連續偵測，明瞭全面之變化情形。
- (二) 能獲悉在其偵測範圍內降雨經過實況。
- (三) 能偵知天氣圖上無法判斷之低氣壓及鋒面內之擾動情形。
- (四) 在現有氣象觀測網及天氣圖上不能發見之局部現象可以一目瞭然。
- (五) 研究雷達電波之反射曲折情形，可以判斷氣團之性質。
- (六) 能觀測近海之波浪情形作為海面預告之研究。

五、雷達電波之傳播

為便於說明後面幾個問題，首先就雷達電波傳播之基本問題略為敘述於下。

設雷達輸出電力為 $P_t(w)$ ，在使用無指向性天線 (Non-directive Antenna) 時，由雷達設置點O距離r之O'點，其電力密度 $P(w/cm^2)$ 可以次式表示：(見圖1)

$$\text{則 } P = P_t / 4\pi r^2 \quad (w/cm^2) \dots\dots\dots (1)$$

倘若使用指向性天線 (Directional Beam Antenna) 時，由雷達所發射之電波便集中成為一束，如光線之進行，於是該天線獲益 (Gain) 為 G_t ，此時 O' 點之電力密度則為 P_{Gt} ，同時在 O' 點當然產生與該電力密度成相當比例強度之反射電波至O點，此時O點之電力密度則為 $P_{Gt} \sigma / 4\pi r^2$ ，式中 $\sigma (cm^2)$ 為比例常數，一般稱為雷達之有效等值面積 (Effective Cross Section)，是由於目標物體之形狀而定。

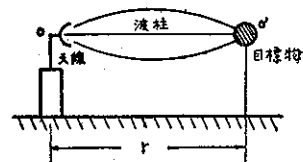


圖 1

設天線之有效面積為 $A_e (m^2)$ 收訊電力 $P_r (w)$ 則：

$$P_r = \frac{P_{Gt} \sigma A_e}{4\pi r^2} (w) \dots\dots\dots (2)$$

以 (1) 式代入則得：

$$P_r = \frac{P_t G_t \sigma A_e}{(4\pi r^2)^2} (w) \dots\dots\dots (3)$$

如收發信號使用同一天線，以過去經驗所得，該天線之有效面積 $A_e (m^2)$ 與實際天線面積 $A_p (cm^2)$ 之間，有 $A_e = 2A_p / 3$ 之關係，且其天線獲益 G_t 與天線有效面積 $A_e (cm^2)$ 之間有 $G_t = 4\pi A_e / \lambda^2$ 之關係，因此

(3) 式可寫成如：

$$P_r = \frac{P_t \sigma A_p^2}{9\pi \lambda^2} (w) \dots\dots\dots (4)$$

上式係假定雷達所發出之電波在傳播中途，未經受到任何阻礙，即其能力不受減弱，一直達到目標物時成立

之雷達基本方程式，該式指出：收訊電力 $P_r(w)$ 是與輸出電力 $P_t(w)$ 、雷達有效等值面積 σ (cm^2) 及天線之面積 A_p (m^2) 之二次方成正比例，而與距離 r (cm) 之四次方及波長 λ (Cm^2) 之二次方成反比例。將 $P_t A_p^2 / 9\pi\lambda^2$ 換為 K_1 代入 (4) 式則： $P_r = k\lambda/r^4$(5)

六、雷達電波之傳播與雨滴之關係

雷達基本方程式 (4) 式應用於氣象雷達時，與其他軍用及助航雷達有所不同者，即是雷達之有效等值面積 σ (cm^2)，在以所使用波長與雨滴直徑比例頗大之原則下，則得次式表示：

$$\sigma = \frac{\pi^5 D^6}{\lambda^4} \left| \frac{e-1}{e+2} \right|^2 (\text{cm}^2) \dots\dots\dots (6)$$

式中 e 為雨滴之複素誘電率 (Dielectric Constant of Water)，是由波長及溫度而定之。惟事實上降水現象是由於多數雨滴集合而成，所以計算降雨區內之有效等值面積，必須每粒大小不同之雨滴分別計算後彙計之，但事實上為不可能，因此由於統計研究結果，某一單位體積中之雷達有效等值面積 σ_0 得以次式求之，

$$\text{則： } \sigma_0 = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{e-1}{e+2} \right|^2 N_D D^6 (\text{cm}^2/\text{cm}^3) \dots\dots\dots (7)$$

式中 D cm 為雨滴之直徑， N_D 為直徑 D cm 雨滴在單位體積中之數量，假定單位體積中之雨滴之直徑平均為 D_0 (cm)，其數量為 N_0 時，則得次式

$$\sigma_1 = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{e-1}{e+2} \right|^2 N_0 D_0^6 (\text{cm}^2/\text{cm}^3) \dots\dots\dots (8)$$

根據樓氏 (J. O. Laws) 及白遜 (D. A. Parsons) 氏兩人研究調查之雨滴分佈情形，經李德氏 (J. W. Ryde) 計算其各種降雨強度 I (mm/h)，對雷達有效等值面積 σ_0 (m^2/cm^3) 值如表 1。

降雨強度 I mm/h	波長 $\lambda 1.25 \text{cm}$	波長 $\lambda 3.0 \text{cm}$
	$\sigma_0 (\text{cm}^2/\text{cm}^3)$	$\sigma_0 (\text{cm}^2/\text{cm}^3)$
0.25	0.534×10^{-8}	0.0115×10^{-9}
1.25	6.58×10^{-8}	0.116×10^{-8}
2.5	18.2×10^{-8}	0.337×10^{-8}
12.5	162×10^{-8}	4.57×10^{-8}
25	390×10^{-8}	14.5×10^{-8}
50	901×10^{-8}	46.2×10^{-8}
100	$2,000 \times 10^{-8}$	148×10^{-8}
150	$3,130 \times 10^{-8}$	289×10^{-8}

表 一

設雷達發出之波柱垂直寬度 (Vertical Beam Width) 為 θ (rad)，及水平寬度 (Horizontal Beam Width) 為 h (cm) ($h=3 \times 310^{10} \tau$ ， τ 為秒單位之水平寬度) 時，距離雷達站 r (cm) 點之反射體積 V (cm^3) 則： $V = \pi (r\theta/2)^2 (h/2)$ (cm^3) (見圖 2)，假定波柱垂直寬度非常小，且雨滴之大小相等時則： $\sigma = \sigma_0 V$ ，在此種情形下，將 (7) 式代入 (4) 式則得：

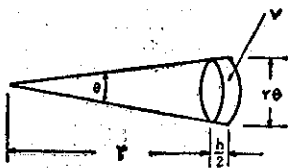


圖 2

$$\begin{aligned} P_r &= \frac{P_t \sigma_0 \pi (r\theta/2)^2 (h/2) A_p^2}{9\pi r^4 \lambda^2} (w) \\ &= \frac{P_t \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{e-1}{e+2} \right|^2 N_D D^6 \pi \frac{r^2 \theta^2}{4} \cdot \frac{h}{2} \cdot A_p^2}{9\pi r^4 \lambda^2} (w) \\ &= \frac{\pi^5}{72} \left| \frac{e-1}{e+2} \right|^2 \frac{P_t A_p^2 h \theta^2}{r^2 \lambda^6} N_D D^6 (w) \dots\dots\dots (9) \end{aligned}$$

在傘形天線 (Parabola Antenna) 所發出之波束，其波束寬度 (Beam Width) θ (rad)、波長 λ (cm) 及天線直徑 d (cm) 之間，經實驗所得有次式關係存在，即： $\theta = 1.2\lambda/d$ (rad)、如天線之面積為 A_p (cm^2) 則： $A_p = \pi d^2/4$ (cm)，此等關係代入於 (9) 式則得

$$P_r = \frac{\pi^6}{192} \left| \frac{e-1}{e+2} \right|^2 \frac{P_t A_p h Z}{r^3 \lambda^4} (w) \dots\dots\dots (10)$$

此即為氣象雷達之基本方程式，但此式僅限於在雨域廣泛之地區，雷達所發出之波柱全部射中目標物 (雨域) 之原則下方能成立，若有一部份波柱射出雨域之外時，其受訊電力當即減弱，因此 (10) 式就不能成立。

再者，若在雷達發出之電波進行途中，如有降雨現象，此時電波勢力當受其阻碍而減弱，所以 (10) 式必須加以修正，設減弱常數為 K (db/km)，途中之降雨強度為 I (mm/h)，受訊電力 $P_r(w)$ 則：

$$P_r = \frac{F\pi^6}{192} \left| \frac{e-1}{e+2} \right|^2 \frac{P_t A_p h Z}{r^2 \lambda^4} \times 10^{-0.1k} \int r dr (w) \dots (11)$$

式中F 為理論值與實測值之相差係數， $|e-1/e+2|^2$ 為雨滴誘電係數，其最大可能偵測距離 (Maximum Detectable Range) 為 r_{\max} (cm) 則：

$$r_{\max} = \sqrt{\frac{F\pi^6}{192} \left| \frac{e-1}{e+2} \right|^2 \frac{P_t A_p h Z}{P_r \min \lambda^4} \times 10^{-0.1k} \int r dr (w)} \dots (12)$$

假定雨之分佈平均，且使電波減弱之因素僅為雨滴時，(12) 式以 $|e-1/e+2|^2 = 0.93$ ， $Z = 2.00 \times 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ m}^{-3}$ ， $F = 1/5$ ，K如表2， $A_p = 3.142 \times 10^4 \text{ cm}^2$ (直徑 2m 傘形天線)， $7.069 \times 10^4 \text{ cm}^2$ (直徑 3m 之傘形天線)， $P_t =$

波長 λ (cm)	0.9	1.25	3.2	5.7	10
K db/km/mm/h	0.4	0.15	0.02	0.003	0.0004

表 2

100kw，200w，代入計算，得其最大偵測距離如表3。

表3之計算數值如圖3及圖4所示。

圖3及圖4指出雷達電波之傳播有三種不同結果：

(一) 達雷電波傳播過程中，至目標物間無降水時，其可能偵測最大距離是由於使用波長而變，如使用較短波長偵測時，其偵測距離較使用較長波長時為大，換言之，雷達電波進行中間無降水現象阻碍時，較短波長雷達之偵測性能較高。(參見圖3)

(二) 雷達電波傳播過程中至目標物間如有降雨，電波之進行當受雨滴阻碍，減弱其勢力，而縮短偵測距離，其減弱之程度是與波長成反比例，則波長短，減弱率大。圖4指出波長 0.9公分因減弱率大，致不能使用，波長 3至10公分尚佳，茲以 3.2公分，5.7公分，10公分三種波長之偵測能力與 每小時降水量間之相關關係列舉於後 (假定雷達站至目標物間之降水強度平均分佈時)

1. 小雨 (0~3mm/h)：雷達電波進行過程中，如全面為0~3mm/h 強度之降雨時，波長 3.2公分之偵測距離最大，波長10公分之偵測距離最小，即波長短偵測距離大，反之則小。

2. 中雨 (3.1~15.0mm/h)：在中等程度降雨現象之下使用波長 5.7 公分最適合，波長 3.2 公分則較差，但使用波長10公分將其天線直徑增大亦可應用 (參見圖4B)

3. 大雨 (>15.1mm/h)：每小時降水量達到 15.1 公分以上時，使用10公分波長最適合，5.7 公分波長由於雨量增加，偵測距離隨此縮短，3.2 公分波長不能使用 (見圖4)

(二) 雷達設置點與目標物中間之降水強度不同時，雷達偵測距離之變化，有兩種不同現象，一為目

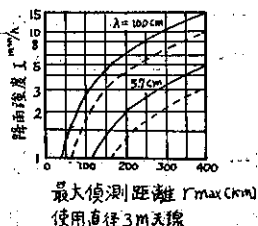
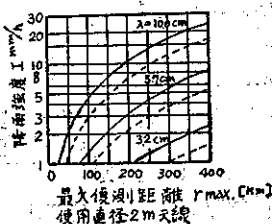
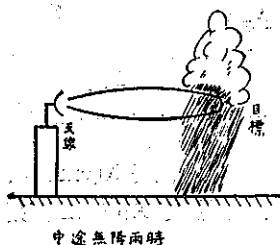
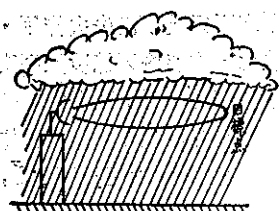
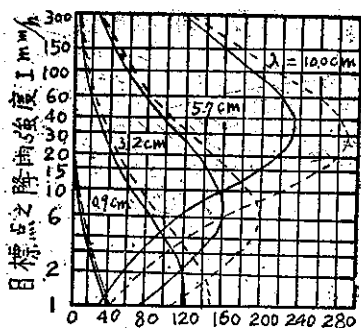


圖3：實線 $P_t = 100\text{kw}$ 點線 $P_t = 200\text{kw}$

標物之降水比中途之降水較大時，一為中途之降水比目標物之降水較大時，此兩者偵測距離之比較，當然前者較後者為大 (見圖5)



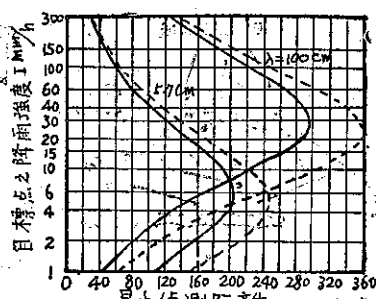
降雨強度平均時



最大偵測距離 r_{max} [km]

(使用直徑 2 m 天線時特性)

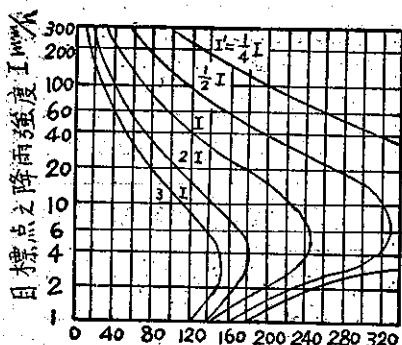
A



最大偵測距離 r_{max} [km]

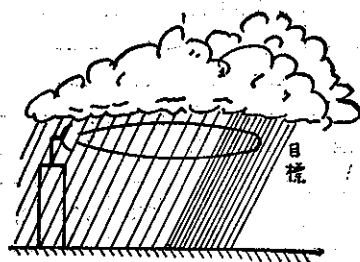
(使用直徑 3 m 天線時特性)

圖 4: 實線 $P_t = 100\text{kw}$ 點線 $P_t = 200\text{kw}$



中途降雨強度不同時之最大

偵測距離 r_{max} [km]



中途之降雨強度不同時

圖 5

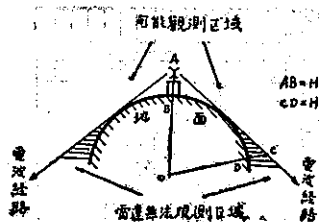
七、結 論

氣象因素影響雷達偵測之效能，既然有如此密切關係，因此設計裝置雷達站時，必先對裝設雷達之目的，所欲偵測之對象及雷達裝設地區之氣象特性，如降水量強弱變化情形等先加以決定並研究後，再去選定雷達應使用之波長，否則人力、物力、財力，均將浪費，而無理想之效果也。

本省為西太平洋之一小島嶼，四週臨海，夏季為颱風之路徑，往往慘受襲擊成災，冬季為受冷鋒隨帶強風侵襲，首當其衝，海上船隻常受威脅，天氣預告之重要當不容贅言。但本省因受地理環境限制，氣象觀測資料稀少，天氣預報時逢困難，蓋不如大陸，在廣大之地區能獲得多數連續性之資料，供為分析判斷，在此種情形之下，本省氣象從業人員雖能刻苦研究及力求改進，使預告能達到一般水準，但如再求進步，必賴增設新式之氣象儀器，以獲得更多可靠資料，僅靠人力已不易獲得更佳之效果，故在本省設立氣象專用雷達之必要性日益增大。茲基於上述理論，將本省設置氣象雷達必須先行決定之基本問題調查記述如下：

(一) 觀測之對象與設置地點及高度之決定：前節所述影響本省氣象發生重大變化，而釀成災害之原因，一為颱風，一為冷鋒。雷達設置之目的當然是為了偵測此等現象，以使天氣預告能有更多的正確資料，使預告之準確性更為增加，而能防患未然，減輕災害，其裝置地點自應根據偵測對象加以選定，所以為偵測颱風應設於南部，偵測冷鋒則應設於北部。各國雷達製造廠商所發行之目錄，常見註明雷達偵測距離在 300 公里以上，惟此一點必須注意：事實上雖然其電波能達到 300 公里以上遠處，但由於電波之性質為直進性及地球表面為弧形之關係，因致電波波柱下側界限離地面太高，而失去氣象觀測之意義（見圖 6B）設如雷達裝設於地面上，即海拔高度為零公尺處，電波進行路徑，以幾何學的方法計算，為在 100 公里處，電波離地面之高度為 788 公尺，200 公里處為 3,155 公尺，300 公里處為 7,100 公尺，（事實上電波在空中傳播時由於曲折作用，對地面成為向下凹形進行，因

此其水平可見距離比幾何學的計算值大) (參見圖6A及圖7), 即在 300 公里處已經使電波波柱下側界限超過低



6 A

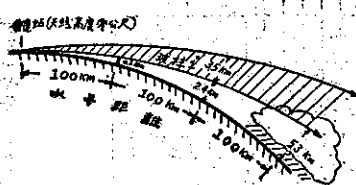
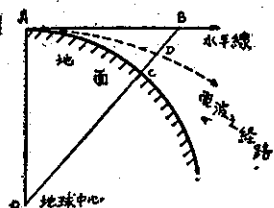


FIG. 6 B

雲層以上，對 7,100 公尺（幾何學的計算高度）以下之天氣現象已失去作用，為補救此一缺點，唯有將天線裝設高度增高，其關係計算式如下：設雷達天線裝設點之海平面高度為 H_r (m)，目標物之高度為 H_0 (m)，電波可見距離 L_r

$$L_r = 4.12 \left(\sqrt{H_r} + \sqrt{H_0} \right) \text{ (km)} \dots\dots\dots (13)$$



7

我們研究調查氣象現象變化之高度至少仍須接近地面 500 公尺為理想，換言之必須使雷達能看到離地面 500 公尺處之現象。茲以表 4 可以看出，雷達能看到離地面 589 公尺高度現象之水平距離為 100 公里，換言之，雷達能測出離地面 589 公尺以下之現象僅限於距離雷達設置點 100 公里以內，此一數值似不甚理想，（事實上熱帶地區由于電波曲折關係，可以看到比較遠些）。若將天線裝設於高度 1,000 公尺處，以 (13) 式計算，得雷達能看到距離地面 500 公尺高度處之水平距離為 222 公里，較前者延長

水平距離 $L(km)$	10	20	40	60	80	100	120	140	160	180	200	240	260	280	300
電波離地面 高度 $H_r(m)$	6	24	94	212	377	589	847	1,155	1,508	1,908	2,356	3,393	3,982	4,619	5,301
幾何學計算 高度 $H(m)$	8	31	126	284	505	788	1,136	1,546	2,020	2,556	3,155	4,544	5,33	6,189	7,100

表 4

$$L_r = 4.12 \sqrt{H_r}$$

$$L = 3.56 \sqrt{H}$$

水平距離達一倍以上，總而言之，雷達天線之裝設地點，在各種條件容許之下，應選擇高處為宜，如北部一站裝於臺北，乃因四週為高山阻擋，由於地形關係，不得不裝設於附近高山上使用，惟恒春一站，雖不受此限制，但為使雷達偵測有效距離延長起見，仍應設立於高山為佳。

(二) 臺灣氣候特性(雨)之調查與雷達波長之決定：直接影響雷達偵測性能較大之氣象要素是降水現象，茲將臺北、澎湖(代表北部)恒春、蘭嶼(代表南部)四處之每小時降雨最大量統計列舉如附表 5，由表可以明瞭本省南北部降雨情形之趨勢，即夏季每小時最大降水量比冬季為大，平均都在所謂大雨以上(15.1~100.0 mm/h)，其主要之原因當然係為颱風及熱帶性雷雨所致，但其他冬秋春季亦屬於中雨(3.1~15.0mm/h)程度，其原因多半係為鋒面過境所致，在此種降水特性情形之下，可以決定說：為對付夏季颱風偵測，因其每小時降水量屬於大雨，所以南部之雷達站必須採用波長10公分為適當，而北部之雷達站，其任務除夏季協同南部雷達站偵測颱風之外，在其他時季必須兼顧偵測冷鋒之侵襲及調查研究其內部擾動情形，其雨量多屬於中雨(3.1~15.0 mm/h)故採用波長 5.7 公分雷達，似可收一舉兩得之效。(參見圖4)

項 目		降 水 一 小 時 最 大 量 (Maximum Rainfall mm/h)											
地 名		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
北	月 別												
	平 均 值	5.6	7.1	9.5	14.5	23.8	33.3	38.6	32.5	26.5	13.8	5.5	5.3
	最 高 值	19.2	19.0	29.1	50.4	58.5	58.4	88.0	86.2	74.6	55.8	14.7	19.7
	1897-1952年平均値全年最高値爲88.0 (1946)												

澎湖	月 別	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	平 均 值	9.5	10.5	18.6	16.5	24.7	27.5	20.6	15.2	12.0	14.9	12.5	9.3
	最 高 值	15.2	22.3	63.0	37.8	62.0	39.4	48.8	40.1	27.1	34.0	19.2	20.9
	1943-1952年平均値全年最高値爲63.0 (1946)												
恒春	月 別	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	平 均 值	3.3	3.8	3.7	9.3	24.7	46.8	36.1	37.8	40.1	19.7	23.9	6.8
	最 高 值	7.9	8.4	8.7	28.1	70.5	99.4	57.8	74.5	72.7	50.5	72.2	24.0
	1942-1952年平均値, 全年最高値爲99.4 (1943)												
蘭嶼	月 別	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	平 均 值	17.6	29.2	20.6	22.2	23.7	31.3	26.2	32.4	34.8	26.7	14.6	15.8
	最 高 值	37.5	74.2	40.0	42.7	38.7	43.2	89.4	51.0	50.2	76.3	18.2	40.3
	1942-1945, 1950-1952年平均値, 全年最高値爲76.3 (1951)												

表 5

美、英、日、印、加各國現用雷達波長一覽表

國 名	雷道型式	波 長	使用目的	備 註
美 國	TPQ	0.86 ^{cm}	研 究	以軍用雷達改成為氣象雷達
"	CPS-9	3.2	"	" "
"	MEW	10.7	氣象觀測	
"	Raytheon New Type	10.5	"	訂製39部, 專供偵測颱風及洪水使用, (1958年開始裝設)
英 國	Decca 40 Decca 41	3.2	"	
日 本	NMD-451	3.2	研 究	1954年5月設於氣象研究所
"	NMD-452	3.2	氣象觀測	1954年8月設於大阪管區氣象台
"	CMO-MR 54T	5.7	"	1955年8月設於九州背振山
"	CMO-MR 54M	5.7	"	1955年10月設於氣象廳
印 度	Decca 41	3.2	"	
"	AN/APQ13 SCR 717C	9.1	研 究	
加拿大	Raytheon AN/CPS-9	3.2	氣象觀測	

表 6

附註：表 6說明氣象雷達所使用之波長較軍用雷達使用之波長爲長，蓋爲適應氣象條件，乃有採取較長波長之趨勢，尤其爲對偵測帶有強烈降雨之颱風時特別重要，因爲，假定輸出電力200W 之氣象雷達，仍然使用原軍用雷達波長 (3.2公分)，在每小時降雨量達20公厘之情況下偵測，其可能達到之水平距離僅爲 50 公里，反之使用10公分波長時，在同一情況下可以測到280公里 (參見圖4)，這一點亦可證明說：波長 3.2 公分之軍用雷達用於偵測颱風，其中心位置遠於50公里時可能發生誤差而影響判斷之正確。(完)

參 考 文 獻

1. Raytheon Manufacturing Company: Specifications for Meteorological Radar.
2. H. Fujihara & S. Shimojima: 5.66cm Weather Radar in Japan, The Geophysical Magazine, Vol. 27, No.4, 1956.
3. 小平信彦：氣象雷達，測候時報第23卷第1號，1956，日本中央氣象台。
4. 矢島幸雄：雷達之使用與實際，1956。
5. 伊藤庸二及高橋修一：雷達，1953。
6. 佐貫亦男：氣象儀器雷達之部 p.p 42-58。
7. 臺灣省氣象所：氣象資料大全雨之部。
8. Tokyo Shibaura Electric CO.: Weather Radar and Radar Relay, Toshiba's Review Vol. 11, No. 1, 1956



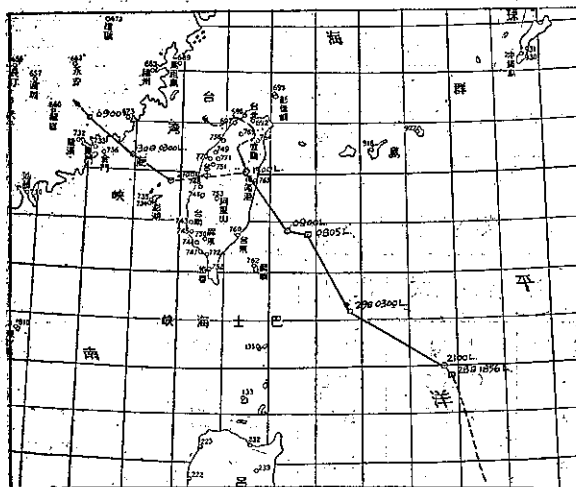
民國四十七年颱風報告

第二號——八月下旬侵襲臺灣之小型颱風

一、發展經過概述

本年8月下旬，約於26日以後，在菲律賓東方洋面有一熱帶低氣壓生成，其位置約在 17°N , 130°E 附近，迄28日午前，此熱帶低氣壓除中心位置向西緩移外，強度則未見有明顯之發展；該日15時，其中心最大風速增至40kts，強度始增強達於微弱颱風階段，該日19時經美軍飛機偵察報告，該微弱颱風位置已迅速向北移近北緯20度，約距恒春東南方200餘哩，由於其暴風範圍頗小，故此時臺灣各地天氣均未受其影響；至29日復獲美軍飛機偵察報告，此微弱颱風中心位置又於8時迅速移至 22.8°N , 122.5°E ，僅距臺東東方約100哩，最大風速增達50kts，暴風半徑約為90哩，並以15哩時速向臺灣東岸（方向300度）移進；臺灣自該日9時以後，各地普遍降雨，已顯然面臨受其侵襲之威脅；該日14時許，此微弱颱風果於花蓮附近登陸，該地風速增達36kts，臺灣各地普遍續降豪雨，其後此颱風主中心向臺灣北部緩移，強度減弱趨於消失，而生成於臺中附近之副中心在海峽則行加強並向西移動，經馬公北方海面，復折向西北移向大陸，至30日上午8時左右在金門以北登陸，亦迅速變為溫帶氣旋。

此颱風因發展時間短暫，最大風速未超過63kts，故未有國際命名。（附颱風路徑圖）



圖一：颱風路徑圖

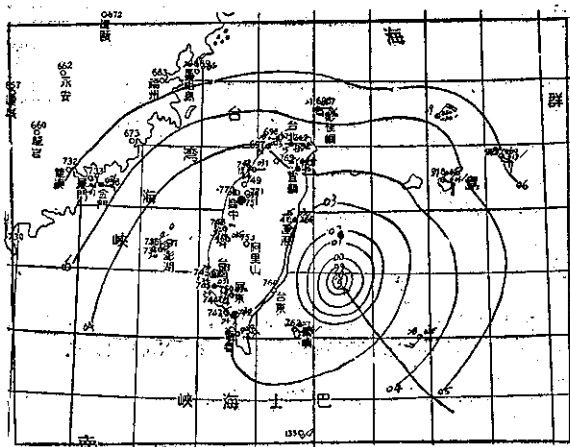
註：○—每六小時位置報告
□—美軍飛機偵察位置
虛線示未達颱風強度之路徑
（風速小於34kts）

二、強度及行徑之研判

此颱風初以熱帶低氣壓形態出現於菲島東方洋面，其時正當芙勞西（Flossie）颱風向北移往日本，強度減弱，而太平洋副熱帶高壓（mT氣團）則乘機向西發展，同時赤道海洋氣團（mE）亦向北擴展勢力，致南海至菲島以東洋面，有一赤道輻合帶存在，此即為構成熱低壓生成於該區之由也。此熱低壓於28日強度達於微弱颱風程度；至29日上午又迅速移近臺東東方洋面，並隨即於午後登陸花蓮地區，造成臺灣連續兩日之惡劣天氣，茲根據其跨越臺灣期間之地面與高空氣象形勢，對其強度及行徑研判於後：

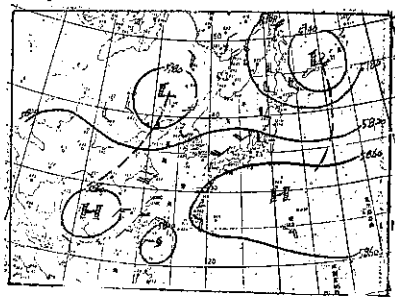
（一）強度之變化：

當此颱風於29日9時移至臺東東方約一百哩處洋面時，根據美軍飛機偵察報告，其最大風速為50kts，吾



圖二：47年8月29日9時颱風詳圖。

人由該時之颱風詳圖中（圖二），察知其水平之風暴範圍，確屬有限，但其垂直環流，則由同時之高空圖（圖三），可見其至20,000呎仍頗明顯，至該日14時以後，此颱風在花蓮附近登陸，臺灣北部會因地形影響，一度出現副低壓，旋即因中央山脈阻擋作用，颱風中心向北北西方向移動，此副低壓即趨消失，同時由於氣流過山之動力效應，在臺中附近有副中心生成。



圖三：47年8月29日9時 500mb 高空圖。

此颱風主中心北移後，強度漸趨減弱，各地之最大風速除臺北會一度出現38kts及花蓮出現36kts之陣風外，其餘則罕有超過30kts者，同時位於臺中附近之副中心緩向西移，該日20時後，副中心移入海峽後加強，代替颱風主中心，並於21時後向金門方向移去，而原向北移動之主中心，強度已減弱而為低壓，並自臺灣西北部移入海中，趨於消失。

此颱風自金門進入大陸後，即遭受地形之阻力，強度迅趨減弱，變為溫帶氣旋。

此處有一問題提出：即此小型微弱颱風，既受中央山脈之阻塞向北北西方向移動，並趨減弱消失，何以其位於臺中附近之副中心能在海峽加強？對此問題，吾人可由該日21時之高空圖獲得答案：

我們在前面曾經指出該日9時之高空圖，已顯示此颱風垂直環流高及兩萬呎，其中心位於臺灣東側，至該日21時高空圖，則顯見此颱風之垂直環流已發展達於四萬呎（圖四），且已移入臺灣海峽；此項事實，則足以說明，此颱風地面環流雖遭地形之阻塞，向臺灣北部減速緩移，然在高空其環流並未破壞，續向西移入海峽上空，故當移向臺灣北部之主中心強度減弱後，位於海峽之副中心，則受此高空環流之影響而加強。

至於此微弱颱風垂直環流之發展，何以能有如此驚人之高度！窺其成因當由於此颱風位置適於高空副熱帶東西排列高壓之南半環流間，亦正當高空兩高壓間鞍心（Col）之南所在位置，故與該區之氣旋式環流巧相配合，致而形成其垂直環流之驚人發展。

綜觀此颱風強度發展始末，其地面強度遠不及高空發展之強，窺其原因，實因地面環流受地形之一再破壞，而使強度減弱也。

圖四：47年8月29日21時200mb高空圖。

(二) 行徑之研判：

該颱風自其發展後，即位於太平洋高壓之西南象限。故受東南氣流之導引，使其向西北方向移進，至其登陸臺灣時間，因受地形影響，主中心向北北西移行後於臺灣北部減弱消失，而位於臺中附近之副中心加強，向西緩移，繼又向西北移入大陸；此颱風自其生成迄減弱消失，皆位於副熱帶高壓東西向脊線之南，故其行徑只有西向移動一途，而無轉向之機會。

三、對臺灣天氣之影響

此颱風於29日侵襲臺灣，其於登陸花蓮後受中央山脈之阻撓，使中心向臺灣北部移動，故本島北部及東北部遭受之天氣影響遠較其他地區為甚，但由於其本身強度不大，復受地形之破壞而迅趨減弱，故各地風力均不強，僅花蓮曾於29日18時出現36kts陣風，臺北於該日17時半出現38kts陣風外，其他各地風速均在30kts以下；至於各地降雨量，根據空軍各駐地雨量資料統計（見附表一），臺北曾於29日一天之間獲雨112.8mm，花蓮、嘉義亦超過80mm，其他臺灣西岸桃園、新竹、臺中等地獲雨量亦在50mm以上，南部則較少。

此次小颱風影響於本省之天氣者，雖風力不強，然自中部以北地區所獲雨量則頗可觀，檢查本年八月間臺灣各地之降雨分佈，臺灣中部以北地區，除月初有微量降雨外，從該月5日至25日，均屬乾旱，幾無雨量可言，而此次小型颱風帶來之大量雨水，正好解救久旱之危機，真可謂因禍得福。

表一：8月29日至30日颱風侵臺期間各地雨量統計表

地點 雨量mm 日期	臺 北	桃 園	新 竹	臺 中	嘉 義	臺 南	屏 東	臺 東	花 蓮	馬 公	馬 祖	岡 山
八月廿九日	112.8	58.3	47.4	44.4	83.4	25.2	2.0	T	85.5	10.9	31.7	8.1
八月三十日	T	12.8	2.2	20.4	T	2.7	3.4	15.4	T	29.6	3.4	5.7
總雨量	112.8	71.1	49.6	64.8	83.4	27.9	5.4	15.4	85.5	40.5	35.1	13.8

四、總 結

(一) 本次颱風最大風速僅及 50kts，然值得注意者，其垂直環流發展極強，似與地面之強度不相配合，實則其地面強度之未獲發展，乃由於地形之一再破壞使然也，設若此颱風生成源地稍在遠洋，則在此種有利之高空形勢下，其地面強度必獲發展無疑。

(二) 本次颱風跨越臺灣中央山脈時，中心分裂為二，主中心於越山過程中趨於消滅，而位於臺中附近之副中心則行增強，並取代主颱風繼續向西移動。

(三) 本次颱風掠境，全省均未造成災害，且適時給久旱之臺灣中部以北地區，帶來大量降雨，而使農田獲益，亦可為此次颱風之意外收穫。

(四) 本類颱風生成於臺灣近海，有時常未經警告前，即已受其襲擊，故吾人對其生成發展及其行徑之變化，應特別注意。(完)

(上接第14頁)

逸)，成本既低，效力仍甚可觀，以 T.V.A. 已成諸堤為例，藍橋堤 (Blue Bridge Dam) 為一純土堤 (Earth Fill)，堤高167呎，所用土方 150 萬立方碼，可發電力一組 20,000 瓩，共耗資 491 萬美金；另一奧科第三堤 (Ocoee No.3) (臨近鴨鎮) 則為混凝土堤，堤高110呎，所用土石方 82,000 立方碼，混凝土 82,500 立方碼，可發電力一組 27,000 瓩，耗資 799 萬美元；二者在營建費用上，相差達300萬美元以上，值得重視，此項差異，如以臺灣實況相核計，當更為巨大，因臺灣鋼筋、水泥，價值均高，而人工、土石則遠為低廉，更有利於土石堤之建築也。當然，此點為純土木工程問題，所涉項目廣泛而作者所知甚少，是否可行，仍需由方家判斷。

總之，河流控制 (River Control) 工作，對於一國的經濟建設之發展貢獻甚大，而此項工作亦屬一體數面，非僅單方面的築堤建堤所可竣事，必須由各有關技術，互相協力，相輔相成，始可收事半功倍之效。(完)

參考文獻

1. R.E. Lundquist and M.M. Richards: "Flood Forecast Centers-What makes them tick" Engineering News-Record December 9, 1948
2. M.A. Kohler and R.K. Linsley: "Predicting the Runoff from Storm Rainfall" U.S. Weather Bureau Research Paper No. 34, 1951
3. LeRoy K. Sherman: "Streamflow from Rainfall by Unit Graph Method" Engineering News-Record P. 501 April 1932
4. Linsley, Kohler, Paulhus: "Applied Hydrology" McGraw-Hill Book Co. Inc. 1949
5. J.F. Miller and J.L.H. Paulhus: "Rainfall-Runoff Relation for Small Basins" Transactions, American Geophysical Union, April 1957
6. A Report to the Nation from the Tennessee Valley Authority on its first 25 years 1933-58

氣象學報訂購辦法

- 一、本學報係限閱性質，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。

民國四十七年颱風報告

第三號——颱風葛瑞絲

Report on typhoon "Grace"

Abstract

Typhoon "Grace" first appeared at 350 knots to southeast of Guam on 28th of August, 1958. The velocity at its centre augmented to 110 kts/hr. at 48 hours after its birth. On the morning of 3rd September, it approached about 20 kts to east coast of Taiwan. The centre passed at a close distance to southwest of Penchiayu and landed at the coast of Fukien province. Later its moving direction shifted to the northeast instead of northwestward. The life of typhoon "Grace" was counted about eight days with its maximum wind velocity of 150 kts/hr. Typhoon "Grace" gave a maximum amount of rainfall 118.7 mm. at Taipei, and made a death toll of 4 and a loss of 9 persons. About 756 houses damaged and made 2732 people suffered homeless during the passage of this fierce storm.

一、概 述

葛瑞絲 (Grace) 颱風為民國47年間，繼溫妮 (Winnie) 颱風之後掠過臺灣強烈颱風之一。其生成係在關島東南方約350海里之洋面。當於8月28日發現後，為時僅及二天，已增強至最大風速達110kts之「強烈」級颱風。其移動方向保持西北西，至9月3日掠過臺灣北方海面，中心距離臺灣最近時僅20海里。至9月4日晨間經馬祖北方近海登陸福建，並旋即轉向東北，於5日變性為溫帶氣旋。計該颱風生命凡八天，最大風速逾 100kts 之日數為5天。中心風速最大曾達 150kts。本次颱風掠境時，臺灣北部損失極重，除人員傷亡不計外，財產損失總值達一千七百餘萬元之鉅。此處有關本次颱風之討論，除就其生成、發展、及行徑特徵作一簡單檢討外，主要係為當其侵襲臺灣時，對於釀成災害有直接關係之風場及降雨等分佈情形之檢討。

二、葛瑞絲颱風一般檢討

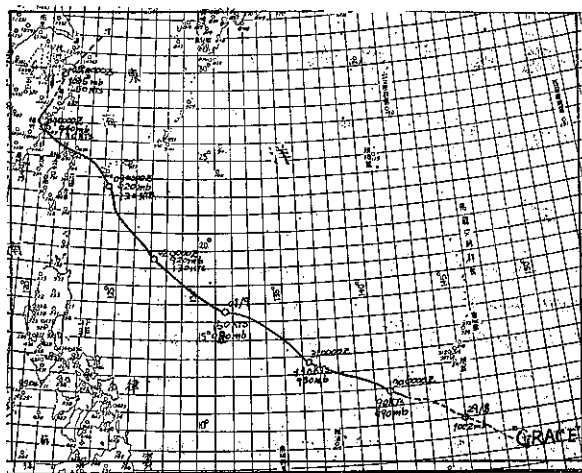
(一) 成因：

有關太平洋區域颱風成因，根據近年來美軍關島氣象中心「颱風事後分析室」(The typhoon post-analysis board) 研究，計可歸為下述數類：

1. 由於西南季風湧動 (surge) 而使赤道面上之東風波增強而成。
2. 由於西風槽影響而使赤道面上之東風波增強而成。
3. 由於印度西風影響而使東風波增強發展而成。
4. 由於西風槽誘生低緯東風帶之槽線而使赤道面上之東風波增強發展而成。
5. 高空低壓與地面低壓之重疊。
6. 移動性渦旋移入停留之低壓區域。
7. 其他。

本次葛瑞絲颱風係於8月28日孕育形成，其生成之時以附近區域資料過少未能對其成因作較為詳細之分析。惟根據在其生成區域之西北方面關島及東南方面特魯克島二地天氣報告，可見：在熱帶低壓槽強之時，最主要之變化係為特魯克島西南風之增強。在8月28日0000Z時該地為西南風10kts，但至0600Z西南風已增強為

25kts，氣壓亦由 1007mb 降至 1004mb，在天氣圖上已可繪出 1005mb 等壓線之封閉中心。由上事實可見本次葛瑞絲颱風成因係可歸入美軍分類之第一類中。



圖一：葛瑞絲 (Grace) 颱風路徑圖 (1958年8月28日至9月5日)

(二) 行 徑：

本次葛瑞絲颱風行徑，一般言之，均極規律，呈一標準之拋物線型式 (見圖一)，無特殊值得檢討之處。惟在預報上當其於9月3日 0000Z 進抵臺灣東方海面時，曾遭遇到是否轉向之問題。蓋該時深具權威之美軍颱風報告，已預測其即將轉向。而實際颱風行徑僅由西北西轉為西北，其路徑仍如吾人預測係在臺灣北方海面經過。直至4日 0600Z，才在福州附近轉向東北而去 (參看圖二)。

關於颱風移近臺灣東方近海，行徑將稍見偏折之事實，前在溫妮颱風檢討報告中已曾予以指出並予分析，此項事實對臺灣災害防範極為重要。本次對葛瑞絲颱風接近臺灣時行徑之正確預測得此助益不少。

(三) 強 度：

有關本次葛瑞絲颱風之強度變化，值得注意者計有兩點：

1. 本次葛瑞絲颱風強度雖大，但強風圈之範圍則甚小——本次颱風最大風速曾達 150kts，但值得注意者，其大風半徑並不若一般強烈颱風應有之發展情形。圖三所示 700mb 層風場即為顯著之例。由圖可見，葛瑞絲颱風中心雖已移至臺灣東南約 300海里之處，但颱風環流仍未影響臺灣該層風向之轉變。此時臺灣之高空風無論桃園、東港均屬東南向，圖示極為明顯，係受南海中約距臺灣 500 海里之熱帶低壓所控制，且顯見南海熱帶低壓之範圍，猶遠大於葛瑞絲颱風者。即由於此一事實，而使颱風中心僅距花蓮約二個緯度時，花蓮仍保持高雲 (卷雲) 天氣。且綜觀全部颱風掠境期間，馬公天氣始終均未轉劣。

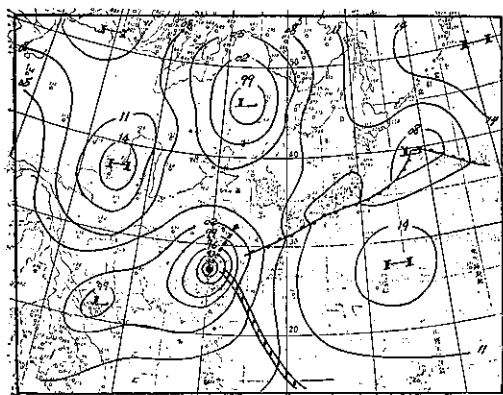
2. 葛瑞絲颱風雖未登陸臺灣，但強度却充份受臺灣地形影響而減弱——本次颱風接境時，臺北最大風速曾到達80kts，桃園並高達90kts，足見該時所定之130kts中心風速並非子虛。但值得注意者，當颱風中心掠過馬祖時，馬祖之風最大僅及 42kts，不若臺灣最大風速遠甚，而該時所報中心最大風速亦由 130kts減至80kts (參看圖一各時期中颱風最大風速值)。颱風中心由臺灣北方近海至馬祖登陸，所經之地均屬海洋，但強度變化竟如斯之大。究其原因，實乃臺灣地形影響有以致之。緣因該颱風中心雖未登陸臺灣，但其環流仍充份受臺灣山脈影響，故登陸大陸時，強度即形銳減。

三、葛瑞絲颱風侵台時各地最大風分佈

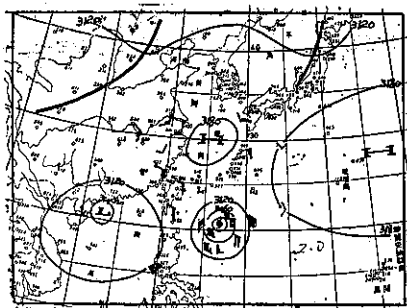
本次葛瑞絲颱風掠境時，在吾人區域最大風之分佈情形約有下述諸

特徵 (資料見圖四)：

(一) 葛瑞絲颱風掠境時，中心距臺灣最近僅及 20 海里，但值得注意者，新竹以南最大風速均未超過



圖二：葛瑞絲颱風轉向時之地面圖型式 (1958年9月4日0600Z)



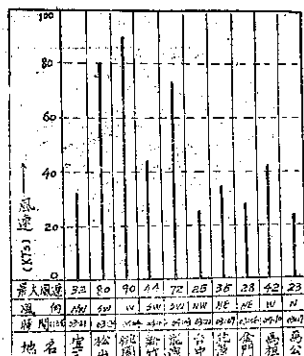
圖三：葛瑞絲颱風範圍與南海低壓範圍之比較 (1958年9月2日0000Z 700mb圖)

34kts (一地被認為受颱風侵襲之臨界風速)。此以本次颱風強度雖大而半徑則甚小之故。

(二) 本次臺灣區域風速最大為桃園，計達 90kts。其最大風出現時間並非距颱風中心最近之時，而係颱風移入海峽北部之後，因此時颱風環流復具海峽噴風 (Jet wind) 效應，故風速特大，新竹亦然。

(三) 本次颱風接境時，臺灣東部最大風均在 35kts 以下。且花蓮 35kts 之風出現時間為三日上午九時，如圖六 a 所示係颱風遠在臺灣東方海上之時，此以颱風趨近後，臺灣東側係在颱風環流之背風面，風力受山脈阻擋之故。

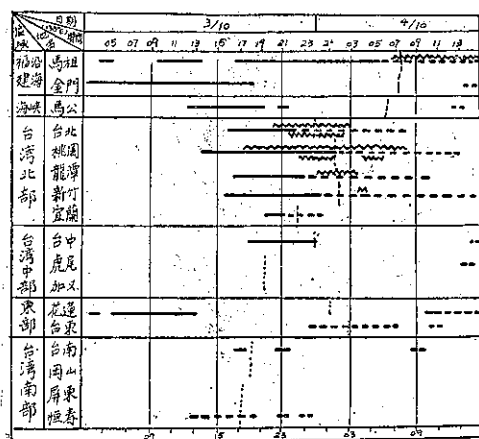
(四) 本次颱風中心即在馬祖之北近海掠境，但馬祖最大風僅 42kts，不若臺灣北部最大風速甚。此項事實頗值注意。



圖四：葛瑞絲颱風掠境時，臺灣及外島各地最大風統計。

四、葛瑞絲颱風侵臺時平均風分佈

圖五為本次葛瑞絲颱風掠境時，臺灣區域平均風分佈，藉此可明白



圖五：葛瑞絲颱風掠境期間各地逐時平均風分佈圖 (實線表北來風 NW, N, NE, E, 虛線表南來風 W, SW, S, SE, 點線表各地氣壓最低點之連線)
——風速在 20kts 至 33kts 之間
---風速在 34kts 至 49kts 之間
.....風速在 50kts 以上。

西側平均風為最大，持續時間亦最長。臺灣東部、西南部及海峽南部可謂均未受颱風影響。

五、臺灣地形對葛瑞絲颱風風場影響

此處有關臺灣地形對葛瑞絲颱風掠境時風場影響，計分四階段以討論之。

第一階段——颱風在東方海上向臺灣方向移進，大風半徑經已影響臺灣 (參看圖六 a)。此一階段颱風風場分佈與上次登陸臺灣中部之溫妮颱風情形近似相同。臺灣東部有一大風區，此以風力半徑已影響該地之故，另外在海峽北段亦有一大風區出現，

一地受颱風侵襲時大風持續時間久暫及風速大小與地形影響之程度。由圖可獲以下認識：

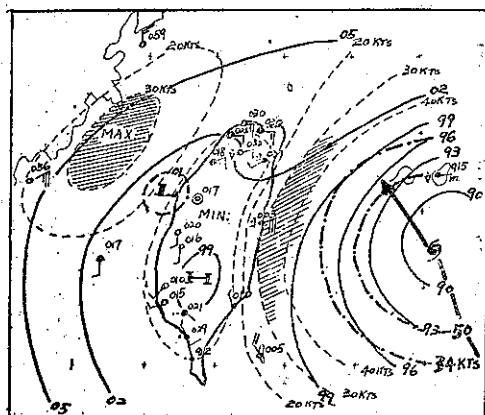
(一) 本次颱風掠境時，風速最先增大之地為福建沿海之金門及臺灣東側之花蓮。上次溫妮颱風經過時亦然。惟該兩地風速旋即減弱。此以其後颱風中心漸移向北之故。

(二) 本次颱風過境時，臺灣北部各地平均風變化均極規律。風速大小係與距颱風中心遠近相一致。惟各地風速逾 34kts 以上之時間均甚短暫，計臺北為七小時，桃園十五小時，龍潭四小時，新竹一小時。

(三) 馬祖平均風係在颱風中心過境後為最大，此以其兩側陸海分佈不同之故。

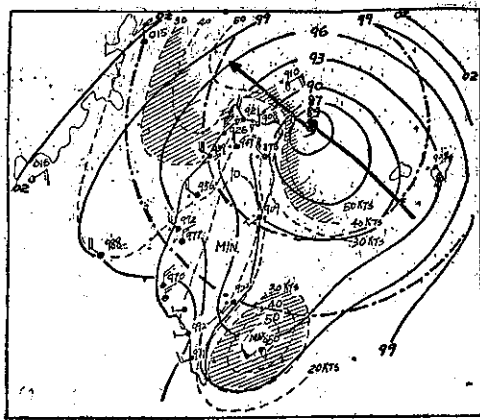
(四) 本次花蓮雖亦接近颱風中心，然以相對位置不同，故風速均不大。

(五) 本次颱風掠境，概括言之，臺灣北部



圖六 a：葛瑞絲颱風在臺灣東方海面時之風場與氣壓場 (1958 年 9 月 3 日 0900L)，圖中實線為等壓線，虛線為等風速線，段點線為 34kts, 50kts 風之半徑，斜線表風速超過 30kts 之區域。

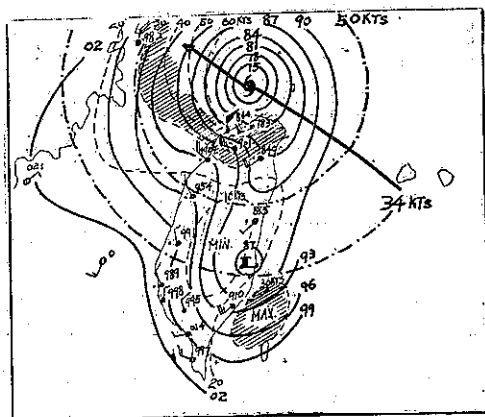
該區大風之造成，除係由於海峽效應外，並與臺中附近之颱風副中心有關。因由於臺中附近副中心之存在，而使沿海峽北部之氣壓梯度陡增，致影響風力亦隨之加大。



圖六 b：葛瑞絲颱風臨臺灣東北方近海時之風場與氣壓場（1958年9月3日1900L）

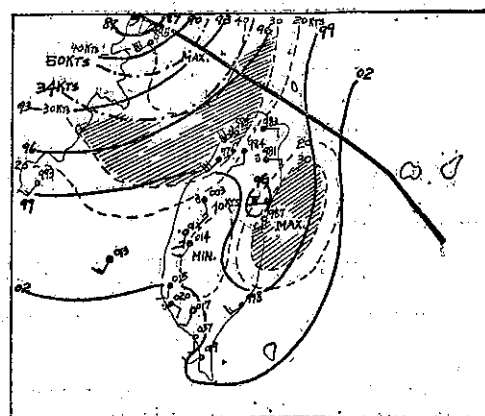
區域風力屬最大之花蓮地區，此時風力已減為最小。

第三階段——颱風中心在臺灣北方近海西移。此一階段之風場分佈可以圖六c 3日2400L 之情形為代表。本階段中風場變化之最大特色，為臺灣北部各地之風增至最大。此項變化為極其突兀者，出現時間大約在颱風中心移至恰與臺北經度線相一致之時。緣以此時，臺灣北部之氣流方向係來自西北，此在臺北恰自淡水河谷吹入，桃園、新竹西北方亦屬遼闊海面，了無山脈阻擋，故風力均驟增加。另外臺灣東南角以地形影響仍有一大風區存在，由圖可見臺東之風較其西及北方附近各地者均大。



圖六 c：葛瑞絲颱風位於臺灣北方海上時之風場與氣壓場（1958年9月3日2400L）

第四階段——颱風中心自海峽進口處中部至移入福建。此一階段之代表性風場如圖六d所示。由圖可見此時颱風中心雖已進入大陸，大風半徑範圍亦已遠離臺灣，然值得注意者，新竹、桃園之風仍保持受颱風侵襲時之強大風速，惟風向已自西北轉至西南。另外，臺灣東側由副中心影響而造成之另一大風中心，則自臺東向北移至花蓮地區，由圖可見此時花蓮之風竟達30kts，較颱風侵襲時之風猶大。該山脈背風面之颱風副中心曾使該地在颱風遠離後猶保持八小時30kts之風速（參看圖五平均風統計）。



圖六 d：葛瑞絲颱風遠離臺灣後之風場與氣壓場（1958年9月4日1200L）

六、葛瑞絲颱風掠境時臺灣之降雨

沒有一類颱風行徑更較本類颱風對臺灣降雨影響為重要。本次颱風掠境之時，對此一影響事先均提高警覺。但實際本次颱風降雨並不若預期之大。除其所造成之災害將於另節詳予分析外，此處僅就雨量分佈方面作一簡單檢討。

表一為本次葛瑞絲颱風過境時，臺灣各地之降雨統計。由表可見本次颱風降雨，一般言均不大。降雨最多之地為臺北，總雨量亦僅118.7mm，夏日午後熱雷雨雨量有時且竟超過之。他如臺

灣南部各地雨量更微不足道，均在 10mm 以下。

表一：葛瑞絲颱風掠境時，臺灣及外島各地雨量 (mm) 統計 (*示最大雨量)

地 名	臺 北	桃 園	新 竹	臺 中	嘉 義	臺 南	岡 山	屏 東	臺 東	花 蓮	馬 公	馬 祖
日 三 日	* 90.8	24.9	55.4	32.5	7.2	8.5	0.9	T	3.0	18.8	0.2	17.1
期 四 日	27.9	34.2	47.1	31.4	14.8	1.5	T	8.6		0.2		* 76.4
總 雨 量	* 118.7	59.1	102.5	63.9	22.0	10.0	0.9	8.6	3.0	19.0	0.2	93.5

圖七a 與圖七b 即為本次颱風過境時，相對於颱風行徑各階段之降雨地域分佈圖。由圖可見，雖本次各地雨量已如上述均甚小，然其分佈型式仍極符合本型颱風降雨之標準情形。當颱風在臺灣東南方向，向臺灣移近期間，降雨最多之地係在臺灣東北角(見圖七a)

；當颱風移至臺灣北方海面迄至移入大陸階段，雨量最多之地，則已轉移至新竹一帶(見圖七b)，均與地形影響之效應相符。

七、葛瑞絲颱風侵襲下 臺灣災情統計

本次強烈颱風通過北方近海時，臺灣北部各地所造成之災害，據省警務處統計，約略如下述：

(一) 人員傷亡——全省計死亡四人，失蹤九人，傷三十七人，災民二千七百三十二人。其中以臺北縣最重，基隆市次之。臺北市無傷亡，惟受災災民則為最多，此主要以住屋遭淡水河漲水被淹之故。

(二) 房屋損毀——臺北市、臺北縣、基隆市、桃園縣等均有損毀。其中以臺北市損失最大，計房屋全毀七十棟，輕微損傷五二四棟。基隆市次之計全毀二十九棟，半毀七十一棟，輕微損傷六十二棟。

(三) 電力——基隆市配電線、送電線損壞最多，臺北市亦有相當損壞，新竹最少。

(四) 電信——臺北至北投、陽明山、淡水、新店等地電信均曾一度中斷，餘各地則未受影響。

(五) 交通——宜蘭線、淡水線鐵路因電信損壞及水災影響曾一度中斷。公路方面僅三峽至鶯歌幹線少有被水冲毀之處。蘇花公路破例未受任何損失。

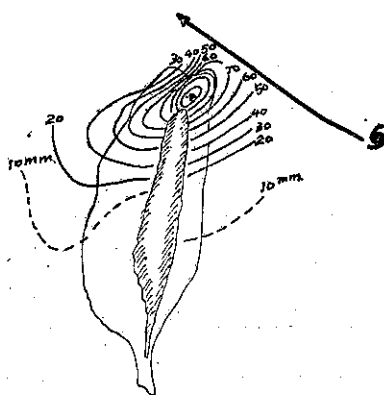
(六) 特殊損失——橋樑(臺北縣、三峽)冲毀兩座，淡水海港機漁船吹毀七艘，基隆漁船被風吹出外港者七艘；另外有大甲溪山洪爆發與淡水河河水氾濫，農作物及牲畜均有被損毀者。

總計此次葛瑞絲颱風掠境，全省遭受損失者計有基隆市、臺北市、臺北縣、宜蘭縣、桃園縣、新竹縣、陽明山管理局等七縣市局。財產損失總值計達一千七百餘萬元，可謂損失不貲。

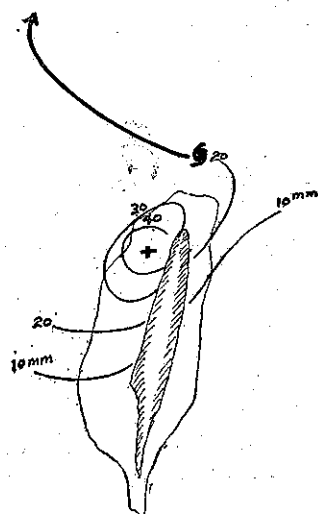
以上損失統計，顯見與上已述及之臺灣區域最大風分佈相一致，而最大風分佈除受颱風環流本身支配外，復受制於地形，此所以本次花蓮雖亦鄰近颱風中心，而實際却災害輕微也。

八、本類颱風之特殊問題——臺北平原水災預測

有關本類颱風自臺灣北方海面掠過時，臺北平原水災之預測問題，此處先從淡水河水位上漲問題談起。有關此一問題，黃鑄身君曾於氣象學報四卷三期，以「臺北淡水河之水位與氣壓雨量之相關」為題，著文加以研討。黃君所論有關颱風掠過時淡水河水位暴漲之主要因素有三：



圖七 a：葛瑞絲颱風接境時臺灣降雨分佈 (1958年9月3日)



圖七 b：葛瑞絲颱風離去時臺灣降雨分佈 (1958年9月4日)

(一) 颱風來襲時，以中心氣壓遠低於正常，海平面氣壓減小，海面必將提高，致淡水河水位因海水升高而增漲。

(二) 氣壓愈低則氣象津浪及強風巨浪愈趨惡化，促使水位上升亦愈顯著。

(三) 雨量影響，因雨量除可直接造成淡水河水位暴漲外，亦使海水密度驟減，間接促使水位之上升。

黃君對颱風來襲時，關係臺北平原水災之淡水河水位上漲問題可謂分析詳盡，指陳允當。有關此一問題，本中心過去即深加注意，並於溫妮颱風報告中亦曾略為談及。此處願以本次葛瑞絲颱風為例，就淡水河水位上漲及臺北市水災問題再予申論。

誠如黃君所言，颱風來襲時，淡水河水位上漲係與上述三項要素有關，惟此處本中心認為最主要者係為「風」之問題——西北風挾颱風長浪 (Swell) 向淡水河口推湧 (關於此黃君在該文中亦曾論及，惟此處特欲強調此者)。在沒有就之加以申論前，此處擬先就黃君所述三要素對淡水河水位暴漲關係略作分析：

(一) 氣壓降低影響——颱風來襲時假定淡水河口之實測氣壓為 720mm 或 960mb。此時海面約較正常升高 $(760 - 720) \times \frac{13.6}{1.028} = 528\text{mm} = 0.5 \text{ 公尺}$ (並請參看黃君原文)。

淡水河水位對臺北市區之警戒線平均均在 3 公尺以上，顯見此項因素並不能影響淡水河水位高漲至臺北市浸水之程度。

(二) 降雨影響——降雨雨量與河水水位關係有一延後作用。吾人假定颱風中心愈近時，雨量愈大，則如僅憑本項因素，淡水河水位暴漲應在颱風中心離去之後。故其所引起之最高水位，顯然並不能與氣壓降低所造成者出現於同一時間。而實際因颱風過境所造成之淡水河最高水位係非在颱風離去之時。

(三) 氣象津浪及強風巨浪影響——此項因素本身並不能圓滿解釋何以僅颱風在臺灣北方海面掠過時淡水河水位方行暴漲之事實，因登陸臺灣北部之颱風亦同樣可使淡水外海出現強風巨浪也。

以上分析，可見淡水河水位暴漲至臺北市浸水程度顯係另有其他更重要之因素。此項因素本中心認係上述颱風過境時西北風之影響。因淡水河出口正對西北方向，而颱風在臺灣北方近海掠過時，其所造成臺灣北部之強勁西北風正足使海水以風速為動力倒灌入淡水河，而使整個臺北平原氾濫成災。此項解釋足資說明何以僅有颱風在臺灣北方近海掠過時，臺北市才有因淡水河倒流而浸水之事實。因僅有颱風中心在臺灣北方海面經過時，淡水河口一帶才能出現西北向之風也。

據此，由颱風所造成之臺北平原水災預測問題，即趨單純。因此一問題主要即為對淡水外海西北風出現時刻、持續時間久暫、及風力強度之預測。而上述諸因素，即可由颱風強度、運行及所受地形影響之預測而獲得決定也。

本次葛瑞絲颱風過境時，有關淡水河水位上漲情形，因手邊無該項資料，未能詳予分析。惟據報載淡水河水位最高係在三日夜間十時卅分許，該時大橋水位為 3.2 公尺。正與上述論斷相符合。因該時颱風中心最接近臺北，並早於半小時前，臺北已吹強勁之西北風。故水位於後即升至最高也。另外，臺北市之浸水，並與降雨強度 (單位時間內之降雨量)，相關密切，此可藉夏季熱雷雨後市街每積水成渠之事實以證明之。本次颱風雨量甚少 (上已述及)，降雨強度更不大，故市區內低窪之地均未浸水，而僅環河南路遭淡水河漲水淹沒而已。

此處所述要均不出黃錦身先生大著範圍。是否有當尚祈黃先生及我氣象同仁多所指正。因本類颱風侵襲下，臺北市之水災預測，實為一大問題，且對臺北居民事先防範關係至鉅，故此處謹藉本次葛瑞絲颱風過境時實際情形為例，略作討論如上。

九、總 結

(一) 葛瑞絲颱風之生成係由於西南季風湧動，而使赤道面上之東風波增強所致。

(二) 本次葛瑞絲颱風亦若本年七月份溫妮颱風，當其移近臺灣東方海面時，移向稍見向北偏轉，致在臺灣北方海面掠過，此係由於臺灣中央山脈影響使然 (參看溫妮颱風檢討報告)。

(三) 本次葛瑞絲颱風強度雖大，然範圍則甚小。當其在臺灣北方海面經過時，中心最近僅距臺灣二十海里，然臺灣新竹以南均未受颱風侵襲之害。

(四) 由於地形影響，本次臺灣北部風速，迄至颱風中心移近北方海面時才行突然增大。桃園最大風速曾達 90kts。臺北達 80kts。

(五) 本次葛瑞絲颱風掠境時，其風場及氣壓場，因颱風與臺灣相對位置不同而各有差別，約略可分為四個階段，而分別如圖六 a 至圖六 d 所示。

(六) 本次颱風雖未登陸臺灣，然其強度仍充份受臺灣地形影響而大行減弱，致登陸大陸時均未聞有任何災害。

(七) 本次颱風掠過臺灣，一般言之風災係較水災為重，然臺北市仍有多處受淡水河漲水之害，本文對淡水河水位暴漲，及臺北市水災預測問題，曾有較為深入之研討。(完)



冬季北極平流層噴射氣流 (1955年至1956年)

R. Lee 及 W. L. Godson 著

曲 克 恭 譯

一、引言

近年來噴射氣流之研究甚為廣汎，此高速氣流之狹窄中心常發現於海平面上三至四萬呎。因探空技術的進步，使收集到的資料高達平流層之內，漸漸獲得更多的證明，指出冬季在 75°N 附近二十公里以上仍有噴射氣流存在。從溫度場平均南北剖面圖即可判斷北極平流層二十公里附近緯流風隨高度增加，因而獲得初步證明。例如二十年前，普爾曼 (Palmen) 即曾指出冬季 50°N 左近之平流層有一暖袋 (warm pool) 存在，此暖袋之北方並有一最大的南北溫度梯度帶延伸至 70°N 。此極強的斜壓帶 (baroclinic zone) 至少垂直伸展至海平面上24公里處，最近普爾曼更研究出沿 80°W 有相似的溫度場。根據溫度場計算地轉風亦證明 60°N 附近的平流層中西風增加之事實。此外許多學者以及美空軍氣象勤務部隊之研究指出高緯度平流層中地轉緯流風 (Geostrophic zonal wind) 有相同的增加，更有數位氣象學者認為南半球也有相當的現象。本文將特別討論 Kochanski 之 80°W 平均剖面圖。

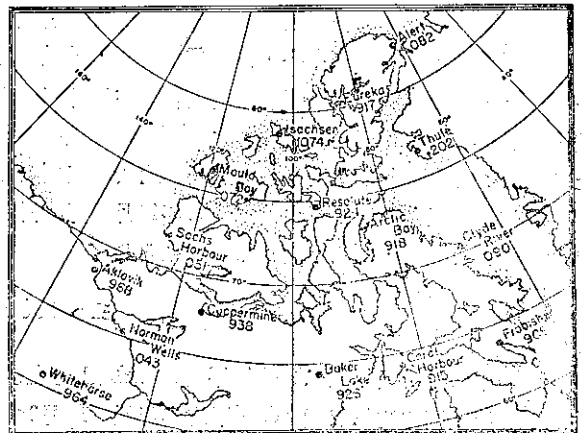
Kochanski 之平均剖面圖指示 70°N 至 80°N 間，20公里層之上有一顯著的噴射氣流。此噴射氣流於七月份被東風所替代。四月份及十月份之平均剖面圖中雖然在北極頂附近有極微弱的平均西風，但是在 70°N 至 80°N 相同高度之上却有東風分力之微風出現。Kochanski 認為極夜 (polar night) 期間的噴射氣流乃根據靜力計算之結果，並非實際之觀測。他更論及在此區域附近可供實際繪圖分析之平均探空報告中，測風資料於16公里以上即幾乎完全沒有，因此面臨一個問題：高緯度上空平流層噴射氣流是否在每一個別的剖面圖中皆真實的存在？

從 Kochanski 平均剖面圖可知西風噴射氣流唯有冬季始在平流層環流中出現，當時的熱力結構須要通過極夜界限之高空溫度迅速向北減小。研究平均噴射氣流之緯度及高度使早期許多學者們臆測形成此噴射氣流溫度場最合理的機械動力應為臭氧層，因臭氧層吸取太陽紫外線輻射而又將它按數種紅外線帶重輻射之故。有二自然結果遂從此假說而且可用高度足夠的實測溫度予以證實。因極夜界限初源於極頂附近，然後向南移動止於冬至，冬末又向北退縮。此界限通過任何測站皆可由噴射氣流下方強烈斜壓帶內某一層溫度場之變化而測知。而且斜壓帶初期之發展必隨有通過極夜界限溫度下降之差率。

二、研究資料及方法

本文所採用的基本資料為北極與亞北極 (Sub-Arctic) 60°W 及 140°W 間，高度 40,000 呎以上之實測風及溫度。觀測時間為1955年10月16日至1956年4月30日。圖一為加拿大北極區之探空測站圖。

因為1955-1956年冬季整個加拿大北極區溫度資料具有連續性之最高層僅為 100mb (接近16公里) 層，但是發現從 150mb 至 100mb 間之溫度直減率在一相當長的時間內變化極微，而且 100mb 溫度二十日週期之標準偏差 (Standard deviation) 亦低，約為 1°C 至 2°C (除某些特殊時期於後節詳為解釋)，因此，使用垂直方向之外延法及空間與時間方面的內插法將北極與亞北極全部十一個探空測站中之九個測站完成其100mb溫度之連續性，甚有合理的依據。不過每一段時間內估計 100mb 溫度之次數每一測站皆不相同。例如：Resolute 測站 0300 及 1500GCT 兩次觀測



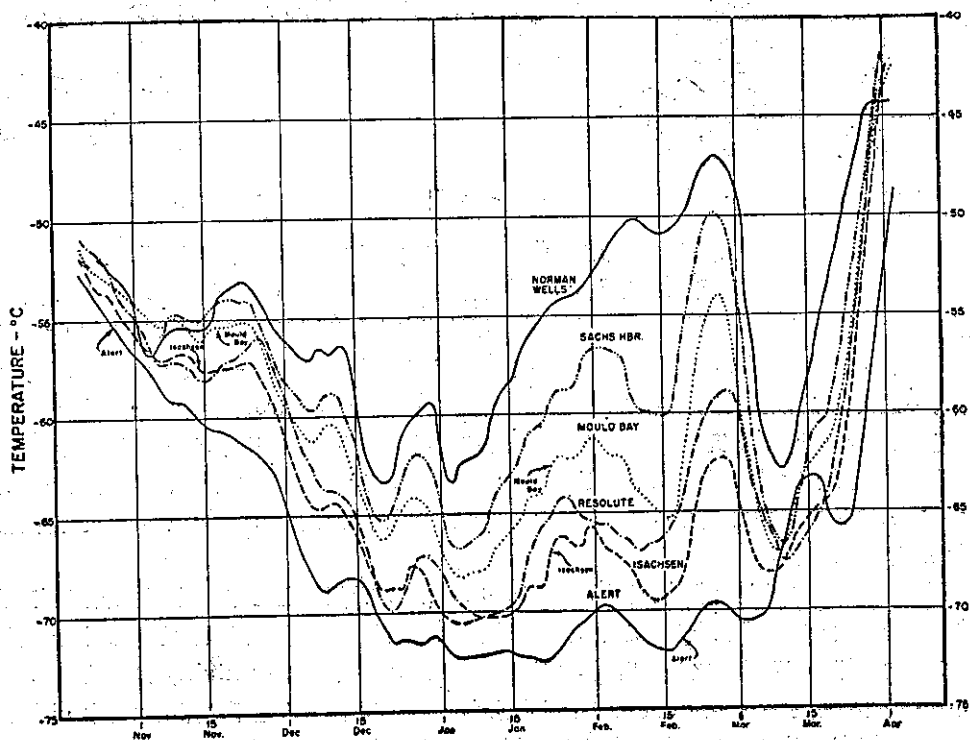
圖一：加拿大北極探空測站

，197天中 100mb 溫度缺報 37 天，而 150mb 溫度僅缺報 7 天。再者，Norman Wells 測站，在相同的天數中 100mb 資料有 5

天不可用，而 150mb 之溫度僅有兩天缺報。為消除短時之變化及減少估計值之影響起見，做成十日連續平均圖 (10-day running-means)

，圖二為十月中旬至次年四月初各選定測站之 100mb 十日連續平均溫度圖。測站間之距離為 65°N (Norman Wells) 至 83°N (Alert)，該曲線之解釋見第三節。

噴射氣流平均位置南北方向之移動可由統計分析 100mb 層基本溫度



圖二：十日連續平均 100mb 溫度

資料而說明，根據中緯度噴射氣流之推論，可假設北極亦有幅度不同的移動波，此波沿噴射氣流運行，因之，在一短期內產生噴射氣流軸之南北向運動。由於噴射氣流軸附近空氣水平及垂直運動的結果，一測站上空噴射氣流之出現可由高空溫度極大的日變化指出，此種變率資料可補救從連續平均溫度中所獲資料之不足。計算變率大小最方便的方法是採用均方差 (Variance)，即標準偏差之平方。(按標準偏差 $\sigma = \sqrt{\frac{\sum d^2}{n}}$ ，d 為偏差。故均

方差 $\sigma^2 = \frac{\sum d^2}{n}$ ，見氣候要素分析書籍中一譯者)。關於連續平均溫度之均方差確定以後，長期傾向之影響即不再考慮。二十日被選為計算平均溫度及確定連續均方差之適宜時期。例如在 Alert，二十日連續平均溫度曲線即將十日平均曲線中之長期變化確實消除。然後噴射氣流平均位置之決定即可根據大的均方差完成。如果測站距噴射氣流軸遠，其均方差亦小，由這種分析所獲的結果將詳述於第四節中。

最後，研究極區平流層噴射氣流是否存在於分析圖中的問題，如直接分析垂直剖面中實測溫度及風時不克竟功，所以為了選擇有充足測風資料之剖面圖以備直接分析起見，製成每一探空測站 1955-1956 年冬季 40,000 呎以上之風及溫度完全的時間剖面圖，然後再比較這些剖面圖選出適合繪製恰當剖面圖的資料時間，本文中所繪北極平流層噴射氣流垂直剖面圖大多為 1955 年 11 月份與 12 月初，以及 1956 年 2 月終與 3 月份者。圖五、圖六與圖七為精選的三噴射氣流剖面圖，將於第五節中討論之。

三、100mb 溫度場

1955 年 10 月份 (如圖二) 連續平均 100mb 溫度在加拿大北極區皆在 2°C 範圍之內。當白晝縮短之際，各測站之平均溫度同以約每日 $\frac{1}{2}$ °C 之平均率降低。10 月 28 日極夜到臨 Alert 二十公里層以後，Alert 與較南測站間之南北溫度梯度漸漸增加，其原因可能為沿極夜邊緣不同冷卻所致。同時所有測站皆發生半週期性之平均溫度變化。當南北溫度梯度增加時，平均溫度變化之幅度也增加，關於這些變化的可能解釋是在平流層噴射氣流下方

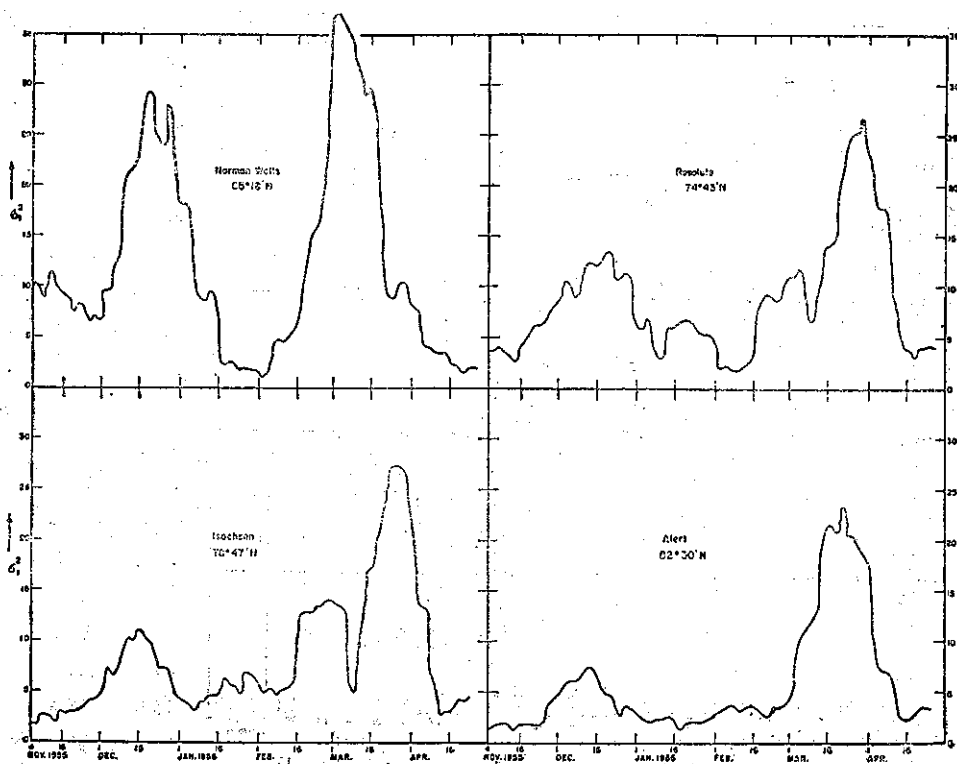
的斜壓帶中有幅度增加的穩定波移動。正如中緯度噴射氣流的下方，對流層中所發生的情況一樣。另外的因子如垂直運動等皆是促成此種變化的重要原因。二月終，南北溫度梯度達到最高峯，接着有不穩定波發生，此波使冷空氣南侵抵大多數測站。從圖二中可以看出1956年2月27日以後除 Alert 外，所有測站皆發生強烈的冷卻，此種冷卻與最初所測得者完全不同，可推測它定隨有相當穩定的波。在此一時期，所有測站（除 Alert 外）之10日連續平均溫度皆冷卻至約 -67°C ，事實上，每一測站之觀測中，Norman Wells 站3月10日 0300GCT 之溫度竟低至 -70°C ，這時南北溫度梯度在此區域消失。

3月份最後三個星期內，整個加拿大北極與亞北極區之100mb溫度由 -70°C 增加至 -45°C 左右。其後，在此區域的100mb層造成約為 -45°C 之半一致性溫度場，同時在4月初，此區域之強烈西風以及溫度變化的各種跡象皆趨消失。

最北的測站 Alert，從冬至迄1月底止，具有無週期性溫度變化的特性，尤以11月15日至12月20日間最為顯著。但是此種變化在較南的測站繼續增加其幅度。1月第三週以後，Alert 再度出現此種變化，並繼續增加幅度直至3月21日，然而在較低緯度測站此時顯示有減低的趨勢，如 Isachsen, Resolute 及 Mould Bay 等測站，正值3月終穩定增溫之前。

對圖二平均100mb溫度曲線最合理的解釋我們可借助於噴射氣流下方斜壓帶的南北溫度場。沿此斜壓帶可假定有沿噴射氣流被運送的波，此波水平運動通過任何測站，連同垂直運動，將產生日復一日以及長期的溫度場變化，但在強烈斜壓帶之北方及南方受到移動性渦動產生之溫度改變極微。因此 Alert 從1955年12月21日至1956年1月25日保持近於 -72°C 之平均溫度幾達35天之久，其原因為斜壓帶之平均位置遠在 Alert 之南方。1月25日之平均溫變仍保持 -72°C ，以後再度出現週期性的溫度變化，指示噴射氣流下方斜壓帶北方之邊緣已接近 Alert。又且，12月份及冬末此變化最大幅度實測的南北位移完全與噴射氣流假設的運動一致。

根據此溫度曲線和垂直剖面圖系，我們可略知11月份噴射氣流與其強烈的平流層溫度梯度在極北方生成，然後於12月份向南緩慢移動，並增加其強度。由 Resolute 1月份10日連續平均溫度極低值之指示可知噴射氣流之平均位置在仲冬位於 Resolute 之南方。此種特徵之初冬概況可在 Bannon 及 Jones (1955)所創的60mb平均氣流圖中發現。該圖顯示平均最大風速1月份發生於連接 Sachs Harbour 及 Coral Harbour 一線上。此線與通過 Resolute 之經度線相交，相交點距 Resolute 四百餘哩。2月及3月份噴射氣流向北移動。近



圖三：二十日連續平均100mb溫度之連續均方差

2月底時強度極大。3月份因輻射冷卻及加熱的相互作用顛倒，其強度迅速減少。

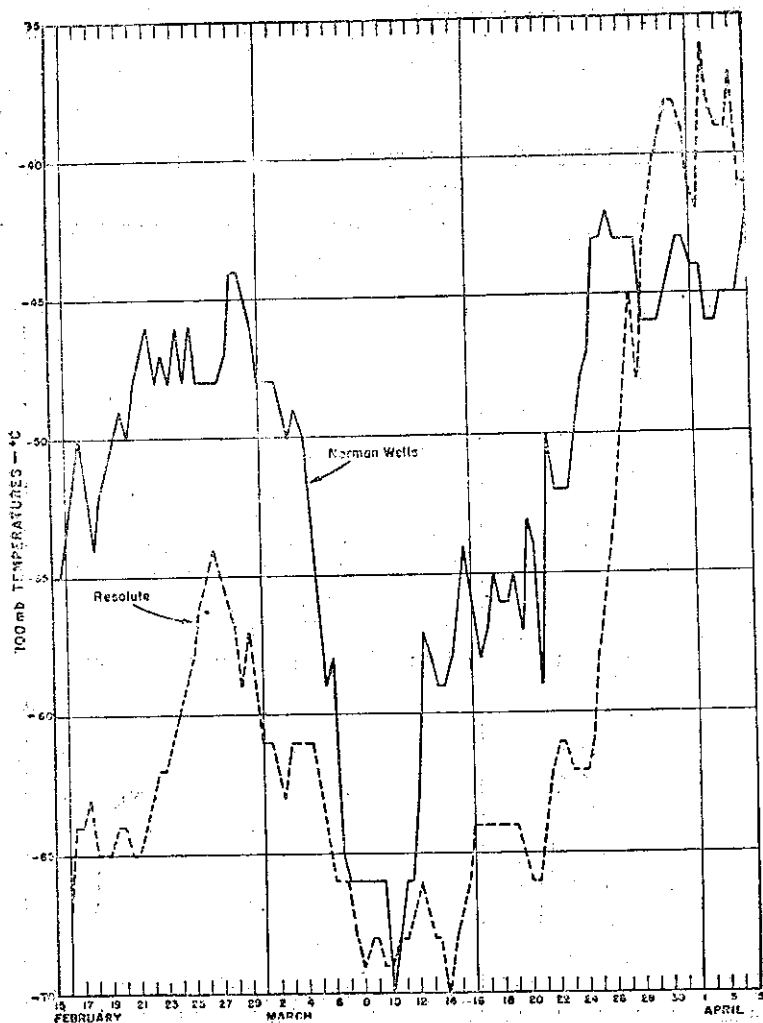
四、100mb溫度二十日連續平均「均方差」

圖三為 Alert (83°N), Isachsen (79°N), Resolute (74.5°N) 及 Norman Wells (65°N) 等四測站20日連續平均 100mb 溫度之連續均方差 (Variance)。首先研究 Alert之均方差曲線，曲線中有二顯明的最大均方差，約以1955年12月10日及1956年3月23日為中心。在其餘的時期從1955年11月4日至1956年5月6日，均方差之值在2與4間。因100mb溫度20天之標準偏差為 2°C，可證明原來對100mb層缺報資料之空間外延與時間內差技術是合理的。

Alert 20日連續均方差首先出現的最高乃由於噴射氣流平均位置向南移動通過該測站之故。但此最高值並不太大，吻合較弱的南北溫度梯度。因此11月份及12月份噴射氣流也較弱。

1955年12月26日至1956年2月28日間，均方差有一寬平的最小值，由於 Alert 位於正壓 (Barotropic) 帶中而形成的自然結果。此時，Alert 遠在噴射氣流平均位置之北方。

第二最高之出現約在3月23日，當為噴射氣流向北移動正在 Alert之上空。



圖四：1956年2月15日至4月5日 Norman Wells 及 Resolute 實測與估計 100mb 溫度

Isachsen 及 Resolute之連續均方差曲線，12月之前部與 Alert相似，唯一顯著的不同是從 Alert 經 Isachsen 至 Resolute 的最高點出現時間一貫的落後。恰與噴射氣流秋季向南移動之假定吻合。至於 Resolute 均方差之最高值大於 Isachsen，而 Isachsen 大於 Alert者，此可證明10日連續平均溫度曲線指示南北溫度梯度增加之真實性。相同的騷動沿強烈噴射氣流較沿微弱噴射氣流者要產生較大的均方差。Isachsen 及 Resolute 出現最小均方差之時間較 Alert 要短許多，例如：Alert 之均方差小於5者有74天，而 Resolute 之均方差普遍小於6者僅有44天。

Isachsen 及 Resolute 均方差曲線中重要的一點乃是2月4日以後發生明確的二次最高。此二最高被3月7日左近範圍極明顯的最低分離，就在3月7日左近極大多數的測站之10日連續平均溫度亦為最低，尤其是沿 65°N 之測站。我們可以認為 Isachsen 及 Resolute 均方差中最末一次最高乃因平均噴射氣流返回較高緯度之故。提到中間一次最高，我們可以從性質方面獲知2月27日以後，重要的變化發生於半緯流 (quasi-zonal flow) 中，大部份測站實測到冷空氣南侵時，緊跟着發生強烈的增溫，其間輻射無疑間的充任主角，而 Alert 却在增溫方面落後。此時，

噴射氣流之平均位置可能仍在 Resolute 之南方。但其南北方向的波動影響 Resolute 之溫度。

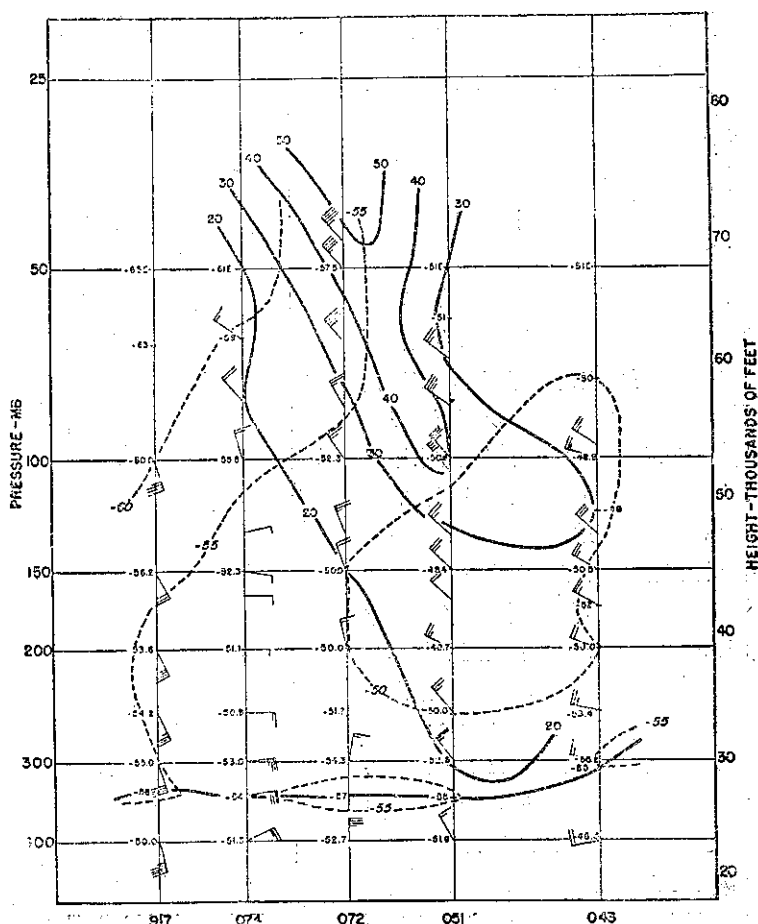
計算均方差之方法並不適宜於解釋每一物理程序之最高，對 2 月 4 日以後二次最高極可能的解釋應該是平均噴射氣流位置在其向北移動的途徑中已經抵達 Resolute，但是加拿大北極噴射氣流層中有一股冷空氣向南爆發，因此噴射氣流又被暫時推向南方。所以我們深信 Isachsen 及 Resolute 均方差曲線中的第二次最高乃由於冷空氣南侵加拿大北極全部測站之故。冷空氣南侵主要為動力現象，我們可推斷其隨帶產生的南北溫度梯度超過某一極端值 (critical value)。為何 10 日平均溫度曲線 (圖二) 中之最高却未如預期的那樣顯明？極明白的解釋當然是增溫與冷卻為均勻平順的變化 (Smooth change)，並非環流型中特出的變化 (Marked change)。2 月 4 日以後，Alert 之均方差未有二分離的最高，可知不穩定之擾動並未巨大地影響於 83°N，雖然 Alert 之均方差逐漸增加，使我們會聯想到此影響可能已經於 3 月初發生達一有限的程度。

圖三，Norman Wells 之均方差曲線與其他三測站者在 11 月份有所不同，Norman Wells 之均方差最初甚大，如果究研 Norman Wells 10 月及 11 月初對流層頂之氣壓即可明瞭此不同之理由。該時，對流層頂常見於低如 220mb 之氣壓層，表示海洋熱帶空氣常在 Norman Wells 之高空發現，對流層頂氣壓按日之變化在 300-220mb 間，據此，我們可推斷那

一個時期極面噴射氣流正在 Norman Wells 之附近，同時 11 月初該測站產生大的均方差，主要受到影響 100mb 溫度場至某種程度的極面噴射氣流之控制。我們還須注意白令海在 11 月份有一持久性的「阻塞」(Block) 發生，並有導引冷空氣向東南移動通過加拿大草原及美國西北部之趨勢。冬季之其他月份，對流層頂達於 300mb 層，均方差也隨即變小。

Norman Wells 均方差曲線中第一個顯著的最高與冬至吻合，由此假定北極平流噴射氣流約在此時至少在北極西部達到其極南的平均位置。再者，Norman Wells 以及 Resolute 相關的寬平最高乃由於噴射氣流到達及離開二者聯合形成者。最高之後，Norman Wells 之均方差在一月終有一短時期降至與 Alert 相當之二次值。此時，噴射氣流之平均位置定在其北方。由圖 20 日平均 100mb 溫度約在 -55°C 可證明上述噴射氣流在北方是正確的。

Norman Wells 曲線之第二天的最高點發生於 2 月終及 3 月初，因此最高與 Isachsen, Resolute 之第二最高差多同時發生，所以我們可知此時緯流之衰退為促成此種情況之物理



圖五：1955 年 11 月 20 日 1500-GCT 方向取近於 NE-SW 之垂直剖面圖，粗實線為對流層頂，虛線為等溫線 (C)，平流層實測 NW 風之等風速線為細實線 (kts)。

原因。緯流之衰退可由 Norman Wells 2 月 27 日至 3 月 10 日間極端強烈的平均冷卻證明。另一方面，Alert 唯一的最高與 Isachsen 及 Resolute 相當的主要最高在時間上是一致相符的。

2 月 15 日至 4 月 5 日間 Resolute 及 Norman Wells 實測及估計的 100mb 溫度如圖四所示，2 月 15 日此二測站之 100mb 溫度差為 12°C ，直到 3 月 4 日仍一直保持相當穩定，但從 3 月 4 日 0300GCT 至 3 月 7 日 0300GCT，Norman Wells 之 100mb 溫度却降低 16°C ，而 Resolute 相當的冷卻僅有 5°C 。從 3 月 7 日至 12 日，二測站間之溫度差小至可被忽略。3 月 10 日最低溫度達到 -70°C ，此後二測站間之溫度差於 3 月 12 日又重回至 12 度，但是此溫度差却漸漸減少，直至 3 月 28 日 1500 GCT，隨著春分以後日射之緯度輸入(input) 顛倒，100mb 溫度之梯度也同時反轉。

五、北極平流噴射氣流剖面圖

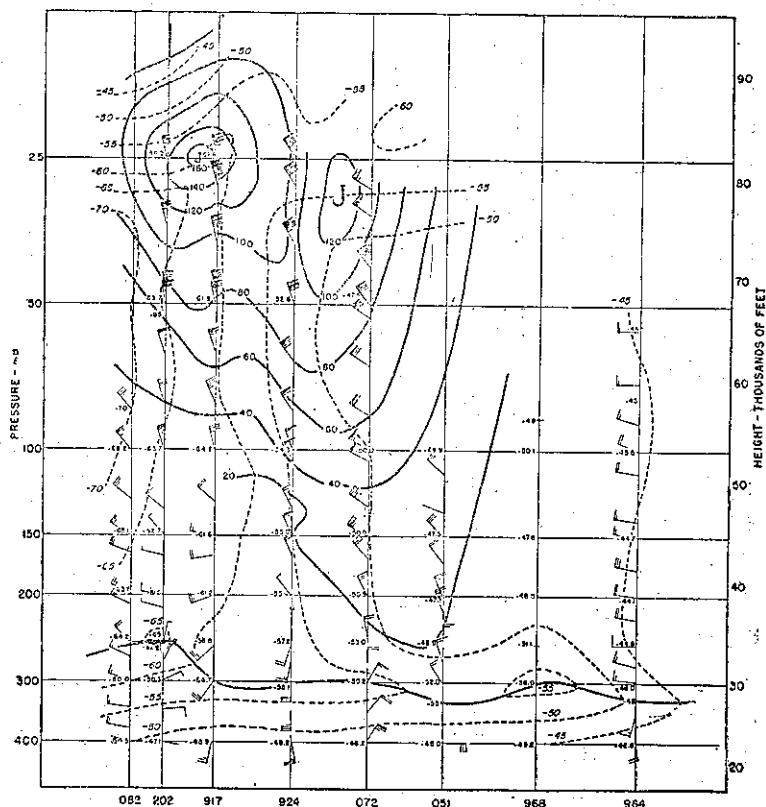
圖五、六、七為北極平流層噴射氣流垂直剖面圖，完全利用觀測所獲之風分析。

圖五為 1955 年 11 月 20 日 1500GCT 之噴射氣流垂直剖面圖，所選之測站乃 Eureka(917)，Isachsen(074)，Mould Bay(072)，Sechs Harbour(051) 及 Norman Wells (043)。剖面圖之方向為 NE-SW，因之 100mb 及其上方之西北風與剖面圖之平面成直角。如前節所述，11 月份噴射氣流正值其發展之初期，相當微弱，但在此剖面圖中仍能明顯的定出一最大風速帶。噴射氣流軸向南傾斜為所有已完成的剖面圖之特色。尤有興味者乃 50mb 之溫度場，我們可看出在 Sachs Harbour 及 Isachsen 間等溫線最大的集中，但在更遠的南方，50mb 溫度梯度却頗微弱。

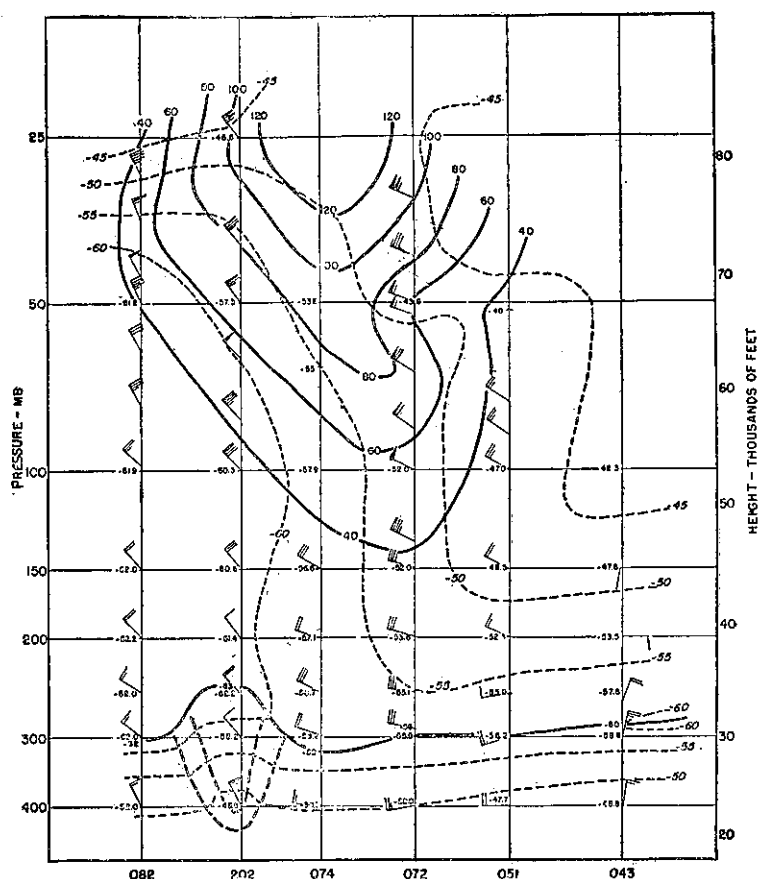
圖六為 1956 年 2 月 26 日 1800GCT 通過噴射氣流之垂直剖面圖，此時之噴射氣流極強。該圖之方向仍為 NE-SW，平流層中強烈的西北風也與剖面圖之平面近於直角。此圖中實測最強風速為 Eureka 八萬呎附近的 160 kts，噴射氣流之下有強烈的水平溫度梯度甚為明顯，溫度在八百哩的距離內從 -70°C 增加至 -50°C ，但在平流層內垂直及水平方向皆近於同溫 (Resolute 之南) 因為剖面圖所取之方向及其不規則性，使双最高 (double maximum) 之事實不克明確指出。

圖七為 1956 年 3 月 26 日 0300 GCT 之垂直剖面圖，最大風速發生於 Isachsen 上空 25mb 或以上，風速約為 120kts。同時在 Alert 探空紀錄 35mb 處亦有另一最高，指示噴射氣流軸之實際高度此時接近 35mb 層。100mb 之水平溫度梯度在 860 哩之距離為 10°C ，當然與 (圖六) 2

月 26 日剖面圖比較相差甚多 (圖六中最大水平溫度梯度 800 哩內為 20°C)。此水平溫度梯度之減低與圖二之平均溫度曲線吻合。圖七中最高實測風速為 25mb 層之 100kts，與圖六之 160kts 風速比較相差甚多。正在噴



圖六：1956 年 2 月 26 日 1500GCT 方向取近於 NE-SW 之垂直剖面圖，粗實線為對流層頂，虛線為等溫線 (C)，平流層實測 NW 風之等風速線為細實線 (kts)。



圖七：1956年3月26日 0300GCT 方向取近於 NE-SW 之垂直剖面圖，粗實線為對流層頂，粗虛線為界面，細虛線為等溫線 (C)，平流層實測 NW 風之等風速線為細實線 (kts)。

射氣流之下，50mb 層溫度最大之降低發生於 Mould Bay 與 Thule 之間，但在 Mould Bay 之南方，50mb 溫度之變化却僅在 -44°C 及 -49°C 之間。我們並可看出 Alert 平流層溫度較二月份之剖面圖增高 10°C 。

三剖面圖之對流層頂皆位於 300 mb 層，僅圖七中測得一微暖之對流層氣團楔入，使對流層頂見於 250mb 間。

六、結 論

我們可以這樣做一個結論，高緯度冬季平流層噴射氣流業已在北美部份根據圖表予以證實。從其整個冬季之平均高度及緯度變化（如 100mb 溫度場統計研究所示者），可知臭氧層不同的太陽加熱可能為秋季噴射氣流開始及冬季加強之主要物理程序。1955-1956 年冬季之強烈可能導致 2 月終之斜壓不穩定 (baroclinic instability) 之形式。至於是否為正常或特殊的現象，仍有待更進一步的研究。顯著的南北氣流型在此時期的發展，使當地的加熱與冷卻作用無效，同時噴射氣流趨向於減弱。約在

2 月終，各地的熱源減弱，最後且轉變為相反的方向，結果促成春初噴射氣流之消逝。

1955-1956 年冬季可用的資料並不完全適宜獲得 100mb 層以上風及溫度組織之顯明狀態。25mb (或 25 公里) 層近於臭氧層之中層，亦可能在中層之上。故太陽加熱之主要差別必須找出，至於高度較低 (如 100mb 層) 處之效用却為其次，但仍能促成紅外線輻射流動發散 (flux divergence) 之結果。在國際地球物理年中，加拿大將每日獲得 25mb 之觀測紀錄，同時在 Alert 及 Resolute 觀測臭氧層，我們希望對高緯度高空的西風噴射氣流之生成、行為與衰退能有更多的了解。(完)

原文題目：The Arctic stratospheric jet stream during the winter of 1955-1956
原文刊載：1957 年 4 月份 Journal of Meteorology Volume 14, Number 2.

氣象學報重要啓事

軍民聯合氣象預報中心奉國防部 (四七) 啓可字第三二六號令於本年十二月底撤銷並辦理結束，但本學報改由臺灣省氣象所繼續出版，至盼惠稿 諸君本愛護氣象學術之素衷，陸續將大稿仍寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象所氣象學報收為禱。

台灣省雜誌協會會員
內政部登記證內警台誌字第五一號

主編者：聯合氣象預報中心
地址：台北市公園路六十四號
電話：二四一四二

發行者：聯合氣象預報中心
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：台北市三水街七十四號
電話：二七七二四

