題名	作／譯者	卷期號	頁碼		出版年
國際地球物理年觀測計劃述略	鄭子政	03/01	1		1957.03
雷雨預測法	曲克恭	03/01	12		1957.03
台北國際機場航空氣象之研究	劉鴻喜	03/01	15		1957.03
民國四十五年颱風特殊問題研究	王時鼎	03/01	20		1957.03
廿四小時颶風移動之預報	亢玉瑾	03/01	25		1957.03
距平在天氣預報中之應用	徐應璟	03/01	30		1957.03
橫渡兩洋之氣球探空	林則銘	03/01	34		1957.03
冷鋒降雨之變率	永若	03/01	39		1957.03
世界氣候要素之極端值	一飛	03/01	43		1957.03
---	---	---	---		---
台灣氣候之分類	陳正祥	03/02	1		1957.06
單經緯度儀測風氣球觀測之誤差	林紹豪	03/02	10		1957.06
試釋本年三月廿日台灣及閩粵沿海之陣雨	林鞠情	03/02	17		1957.06
美國各種傳真天氣圖之判讀與應用	萬寶康	03/02	19		1957.06
泛論氣象學之應用	戚啓勳	03/02	25		1957.06
天氣預報的定則及方法（上）	徐應璟	03/02	33		1957.06
碧空與陰天時太陽能之研究	喬鳳倫	03/02	44		1957.06
火星上之氣象問題	秦仁義	03/02	51		1957.06
火星上的氣象狀況	徐學洛	03/02	61		1957.06
---	---	---	---		---
中國之氣候區域	陳正祥	03/03	1		1957.09
美國各種傳真天氣圖之判讀與應用（續）	萬寶康	03/03	10		1957.09
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	03/03	18		1957.09
颱風佛琴妮	研究室	03/03	20		1957.09
夏半年台灣降水之形成及預報	林鞠情	03/03	28		1957.09
天氣預報的定則及方法（下）	徐應璟	03/03	35		1957.09
世界氣候要素之極端值（二）	一飛	03/03	46		1957.09
---	---	---	---		---
氣象與水土保持	蔣丙然	03/04	1		1957.12
原子塵降落地區之預測	徐寶箴	03/04	5		1957.12
西伯利亞寒潮對颱風影響之研究	王時鼎	03/04	9		1957.12
對流層上部「晴空亂流」之研究	魏元恆	03/04	16		1957.12
颱風卡門	研究室	03/04	20		1957.12
颱風費姨與葛樂麗	研究室	03/04	27		1957.12
由風圖求飛行之風助係數	殷來朝	03/04	30		1957.12
應用長波原理預測寒潮爆發	曲克恭	03/04	37		1957.12
積雲性之降水過程	陶樹人	03/04	41		1957.12
因地勢發生之大氣擾動與飛行之關係（上）	曹淦生	03/04	45		1957.12

目 錄

論 著

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)

譯 述

廿四小時颶風移動之預報……亢 玉 瑾……(25)

距平在天氣預報中之應用……徐 應 璟……(30)

橫渡兩洋之氣球探空……林 則 銘……(34)

冷鋒降雨之變率……永 若……(39)

世界氣候要素之極端值……一 飛……(43)

氣象學報徵稿簡則

一、本刊以促進氣象學術之研究爲目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討。不論創作或譯述均所歡迎。
二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言爲主體，每篇以五千字爲佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
三、稿件請註明作者眞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。
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。
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。

國際地球物理年觀測計劃述略

鄭子政

一、緣起與組織經過

國際地球物理年是由科學聯合會國際理事會(International Council of Scintific Union)所策動的一個國際科學合作計劃(一)。這個計劃導源於魏伯雷上尉於一八七五年九月在格拉茲所發表的「北極探險之基本原則」一篇演講詞之後，而國際科學人士於一八八二至八三年，實現了第一次國際極年計劃(International Polar Year)。這是國際地球物理年的創世紀(二)。五十年後，於一九三二至三三年又舉辦第二次國際極年計劃。第一次與第二次的國際極年計劃內容，大體無多殊異之處。其重要研究項目在於兩極探險與高空氣象探測。經此計劃實施後，對於極區地形狀態，氣象變化，人類始有較深的認識。此外曾作極光與地磁觀測，以研究極光與磁性現象間所存在的關係。由冰冠與冰河之移動以推究歷史氣候之變動。這兩次國際科學合作於地球物理學上均獲豐碩的貢獻。一九五〇年游離層聯合研究委員會開會於比京勃魯塞爾時，因科學聯合會國際理事會會長貝耿訥 (L. V. Berkner) 博士之建議，稱近年地球物理科學有驚人發展，第三屆國際極年計劃已不能等待國際極年百周紀念再事舉行而應提早在極年七十五周年紀念時舉行之。適在一九五七至五八年間爲太陽活動周期之最高點，而於前次國際極年舉行時適爲太陽活動之最低點。其觀測結果可資比較。其建議先後經過游離聯合研究會，國際科學無線電聯合會，國際天文聯合會，國際大地測量與地球物理聯合會，世界氣象組織，國際地理聯合會，國際純粹與應用物理聯合會與國際生物科學聯合會各學術團體的贊助。復因國際大地測量與大地物理聯合會與世界氣象組織的修正意見，此計劃須注重於全地球表面同時觀測地球物理氣象之意義，宜改稱爲第三屆國際地球物理年。因推行第三屆國際地球物理年計劃，科學聯合會國際理事會專設國際地球物理年特別委員會(Commission Speciale par Annee Geophysique Internationale) 推定查伯遜教授 (S. Chapman) 爲主席，貝耿訥爲副主席。並由聶可雷教授 (M. Nicolet) 擔任執行秘書。此特別委員會第一次會議於一九五二年十月召開於比京皇家科學研究院大廈。第二次會議於一九五四年九月三十日至十月四日召開於羅馬。第三次會議於一九五五年九月八日至十四日又舉行於勃魯塞爾。在這幾次會議中，關於此次國際地球物理年計劃，均有詳盡之規定。其決議案與各國所提出國際地球物理年觀測與研究之計劃，均分別印成專刊(三)。在特別委員會之下，並再分設十三個工作小組。①世界日，②氣象學，③地磁，④極光與夜光，⑤游離層，⑥太陽活動，⑦宇宙線，⑧經緯度，⑨冰河學與氣象學，⑩海洋學，⑪火箭與人造衛星，⑫地震學，⑬引力學。每一工作小組均指定權威專家爲報告人，在此次會議中，匪共政權北京中央研究院之研究計劃亦被採納。(見報告第二十四頁)。第四次會議則於一九五六年九月十日至十五日舉行於西班牙巴塞隆納 (Barcelona) 參加此次國際地球物理年特別委員會會員計五十一國。共匪僞政權亦派人參加。查此次參加國際地球物理年工作國家已達九十國，其中參加世界氣象組織氣象計劃而兼爲國際地球物理年特別委員會會員國者共四十三國，其中僅參加世界氣象組織氣象計劃而非爲國際地球物理年特別委員會會員國者達三十六國，我國現爲此項參加會員國之一，其中僅爲國際地球物理年特別委員會會員國者有十一國。國際地球物理年特別委員會並於一九五七年二月二十五日至三月二日於東京千代田區一橋學士會館召開區域會議。由日本科學理事會主持召集。參加此次會議單位有日、英、印、印尼、荷、紐、巴、菲、美、蘇、錫及匪共代表共十二單位，議事日程即爲特別委員會所擬定的工作項目。此次國際地球物理年觀測計劃自一九五二年至一九五七年間經過五年籌備時期及由世界各國科學人士相互研討磋商，始確立觀測項目與工作地區與測點。此實爲人類對地球物理科學偉大的貢獻，在此次地球物理年觀測之後，人類對於自然的奧秘，定有所啓發，而對於地球物理的現象，當有更深邃的認識。

二、觀測時間與地域

國際地球物理年特別委員會第三次會議決議，國際地球物理年自一九五七年六月廿日開始，至一九五八年十二月三十一日止，共計十八個月中，並訂定若干日期爲世界日(World Days)。所謂世界日即在每月中於豫定的時日以時代的科學技術作高層氣圈的觀測，以增進人類對於大氣上層的知識。利用氣球探測游離層觀測的資料與施放

火箭所得的結果，均須在三十公里以上。以探求對流層，平流層與低溫層亦稱中間層（Mesosphere）（十八）間周流（C.rculations）連鎖的關係。在平流層以上，常顯示氣溫低降，以在上升距離地面八十公里之處，達於氣溫最低之處。每月經常選定三日或四日爲準常世界日（Regular World Days）。兩日選定於朔日及其前日或後日。另一日則選定於新月日即上弦或下弦。此外在宇宙間流星群活動旺盛日期與日月全蝕的日子，均須進行特別觀測，稱爲特別世界日。此外在國際地球物理年中，每三個月中選出一個世界氣象期（World Meteorological Interval），每期約九日或十日。於十八個月中，每逢三、六、九、十二、各月均有世界氣象期，其間可能概括有二日或三日準常世界日。另定一種特別世界期（Special World Intervals）其起訖日期以電信警報網知照世界各地參加國際地球物理年各觀測站所，警報之發佈須在觀測期十九小時之前。不論在準常或特別世界日，已經規定之各項觀測工作均須同時進行，以探求高層氣圈中各種地球物理現象相互的關係。再選國際地球物理年開始的前十日，即從本年六月二十日始，至二十九日爲試驗期。在國際地球物理年中的觀測工作是非常緊張的。因此特別委員會建議各國國家委員會設法召開區域會議，促使國際地球物理年計劃得以順利完成。凡參予國際地球物理年計劃各國，均須提出其國家對於國際地球物理年之研究發展計劃，報告於特別委員會。國際地球物理年觀測或研究之結果，將以供諸於世界科學人士之參考，其紀錄將藏諸於世界文獻館中，以垂諸久遠。

國際地球物理年特別委員會又提出關於此次國際科學合作觀測網的地理分佈，作概括的指示，再由各觀測項目的委員會如：①氣象，②地磁，③極光與夜光，④游離層，⑤太陽活動，⑥宇宙線，⑦經緯度，⑧冰河學，⑨海洋學，⑩火箭等委員會再加以研究後決定之。但在每一項目的觀測網須有通體基本共同性的原則，使各種項目觀測網得產生聯繫與合作的效果。特別委員會因以經緯線爲連索，而訂定緯度觀測帶與經度觀測帶各三條。緯度觀測帶即：㈠在北緯六十度以北劃分爲北極區觀測帶；㈡在南緯六十度以南劃分爲南極區觀測帶；㈢在赤道南北緯度二十三度之間（按事實需要在磁緯南北緯度二十度間）劃分爲赤道觀測帶。另定三條經線縱貫兩極與赤道的觀測帶。所經選定的經線爲：㈠以東經十度經線爲準繩，擇其東西鄰近地區內之觀測站，以不超過十度爲原則，設立一觀測帶；㈡以東經一百四十度經線爲準繩，在其左右以不超過二十度爲原則，亦設一觀測帶；㈢以陸地區域在北半球以西經八十度爲基線，但在南半球於南緯二十度以南，則以西經七十度爲基線，連結爲另一經線觀測帶。使環宇之間，在此觀測期間任何地球物理現象之變化，得無遺漏於人類科學觀測之領域。特別委員會又訂定幾個地磁觀測帶：㈠在南北磁緯六十度以上爲南極光區與北極光區；㈡在南北磁緯六十度與四十五度之間，稱爲南北副極光帶；㈢在南北磁緯四十五度與二十度之間，則稱爲南北中極光帶；於地磁赤道南北二十度間，則稱爲地磁赤道帶。至於各種觀測網實際地理的分佈，將在各項目中分別論之。

三、各項地球物理觀測的計劃與目的

㈠氣象觀測計劃　國際地球物理年氣象觀測計劃，以現有資料而論，此計劃爲最稱詳盡（四）、（五）、（六）。茲擇其重要綱領言之。世界氣象組織因鑑於國際地球物理年計劃之目的，在於增益吾人地球物理現象在低緯度與各緯度高層氣空之知識，且以氣象研究觀點而論，對於對流層之上層與平流層之下層之周流，若能作環球性之探討，實爲重要之舉。而對於赤道附近高空觀測網之健全亦有同樣重要性之存在。以求對若干大氣周流問題得有所認識。空氣中能量形態的變換，皆得求其悟解。其他較大規模地面阻力的影響與海陸間空氣中熱量與動量平衡的改變，亦爲在學理上所求明瞭的情形。在空氣層中，於低緯度氣流場合的動態，熱帶與溫帶間與南北半球間大氣的周流狀況。大氣中臭氧與高層水氣成分的平面與垂直分佈，海上雨量的分佈與天氣變化的關係。凡此種種問題皆爲氣象學上所期待解釋的疑竇，此外尚有許多氣象問題未能加以列舉。因欲剖析這些問題的癥結，在國際地球物理年中必須建立整個世界健全的氣象觀測網。這些觀測點包括選定的現有的觀測台站與高山及離島測點。尚有許多海上航行中選定或輔助氣象觀測的船舶與捕鯨的船隻，共同參加此次觀測的工作。在國際地球物理年所規定地面氣象觀測之標準，以格林威治時間爲準，每日觀測四次，其規定時間在零時、六時、十二時、與十八時。觀測項目與一般觀測項目同。但須每隔十二小時加測雨量一次。船舶觀測則須報告氣溫與海水溫的差數及露點溫度。近地面各深度的地溫、雪面溫與水溫亦均須加以觀測，以決定氣象所受地面溫度的影響，並注意於地殼表面深度一糎的溫度變化，以研究地面輻射量的變化。地面雲量、蒸發與滲透蒸發（Evaportranspiration）均屬於地面觀測站所須注意的項目。至於高空探測，空氣上層氣壓、溫度、濕度等項，每日最少二次，而雷達測風觀測則每日

須有四次觀測。高空氣象探測所須達規定之氣壓層爲五十毫巴，以能使氣球上昇達十毫巴氣壓層爲近理想，在赤道附近地區，更宜求達理想上之高度。因在將來噴射式航空器飛行時期，其飛行氣壓層以五十毫巴爲主。在此氣壓層之風信，氣溫分佈，實賦有航空氣象發展的意味。在北半球另二個氣壓層即一百毫巴層與五十毫巴層，常爲中緯度廣大範圍氣旋與反氣旋發展之領域。在北極上空平流層中，氣旋與反氣旋之位置年有變動。在氣旋的西南象限中，可冷至攝氏零下八十度。而反氣旋中則氣溫可升至攝氏零下四十度。因之，在冬季北極平流層中，其氣溫之分佈在其大氣周流層爲氣旋形態或反氣旋形態。在夏季北極平流層自十七公里以上，東風替代西風之領域。根據北極高空氣象分析的結果，噴射氣流高度約在三十公里而在於平流層之邊緣。兩極與赤道平流層上空氣流與氣溫分佈之形態均有賴於高空氣象觀測之發展。

氣象計劃中另有數項項目亦從事於觀測者：其一爲地面輻射測量。以測定空氣層所受太陽短波輻射的能量與空氣層及地面長波輻射的能量。太陽光譜中，紫外光波射至地面大抵均由空氣上層臭氧層所吸收。在地球物理年中須作持續紀錄的太陽與空間的入射總輻射量。其次須測量輻射平衡光波中長短波的分力與各波長對於黑體的有效輻射作用。此外尚須測量長波的出射輻射量及研究選擇光譜帶與全光譜帶的太陽直接輻射與太陽紫外輻射作用，並須紀錄一地之日照時間。其二爲大氣上層臭氧之測量，以研究空氣上層臭氧之分佈。可於高山觀測站運用電流化學方法連續紀錄臭氧集中的情況。臭氧垂直與水平的分佈常見於副熱帶高氣壓東部與西部，在北緯十五度與四十度之間及在於副熱帶噴射氣流之左右。特別委員會建議測量臭氧垂直分佈之方法可依據月蝕觀測；由氣球携帶Photo-electricells與濾光器上升測量或用氣球携帶分光儀測量之。亦可以飛機上升採用電流化學紀錄方法，或依據紅外線觀測法與星辰觀測法以測量上層臭氧量之變化。其三爲大氣電量之測量。地球表面雷雨之分佈常可爲大氣中電量平衡之主宰與地面電荷之維持。其重要觀測項目爲大氣中傳導率(Conductivity)電位梯度(Potential Gradient) 垂直電流 (Vertical Current) 大氣上層傳導率 (Upper Air Conductivity) 大氣上層電位梯度 (Upper Air Potential Gradient) 等項。世界各國現暫定參加此項大氣電量觀測之站數達七十五處。其目的在於研究海陸各測站同時有系統測量天氣與電場的關係，空氣的傳導率與垂直電流，其方法於世界日利用汽球或飛機以測量大氣中電位差與空氣傳導率於地面各站不受地方及人爲影響之處測量之，並比較研究各站於電場觀測之結果。其四則爲研究天電問題，若干觀測站以無線電定向儀(Direction Finders) 測量天電之分佈與天氣之關係。天電發生或集中之地區常有雷電隨之。由天電之分佈因得推測雷雨之行徑。在國際地球物理年中將依據逐日與逐月風暴中心之分佈，繪製世界圖而研究之。其連帶的問題爲研究波長小於十米之無線電短波傳播狀況。此類電波在對流層之傳播與氣象觀測之關係殆不能分離。此問題對於從事於電信工作者尤感興味。國際無線電顧問委員會(International Consultative Committee For Radio Communications)因建議世界氣象組織於地球物理年內注意於研究低雲層或低雲頂之濕度坡度 (Humidity Gradient)，並及於雲底與雲頂濕度之垂直分佈與其驟然之變化。再研究相對濕度坡度(Relative Humidity Gradient) 日夜變化與周年變化及其對於經緯度與雲類或氣象因子相互間之影響。其五爲研究大氣中原子輻射作用。一九五五年三月荷蘭國家委員會會建議於特別委員會在地球物理年中於世界各地設立近地面之原子輻射塵測量站，以測量近地面原子輻射量超過準常情形。此種原子輻射量對於環境輻射量之變更足以影響及於人類的健康。世界衛生組織對於此項研究尤感濃厚興味。因人爲原子爆炸的試驗，可到達極高層之氣空，且爲費極高代價之實驗，由原子塵輻射性之測量足以測知大氣周流現象，及對流層與平流層或南北半球氣流交輸的情形。亦足以研究平流層與對流層上層渦動擴散作用。在氣象計劃中因決定加入測定地面空氣與降雨之輻射性與降落物之輻射量。並將分析輻射性降落物之化學成分。因此項大氣原子輻射性知識之增加對於大氣電學的研究將有重要貢獻。其六則爲空氣與降雨化學成分之分析。近年瑞典氣象學者對於此項空氣化學成分分佈與大氣氣流之型態(Atmospheric Flow Patterns)之研究，發見化學氣候與大氣周流之變動及氧鈉之比率，有密切關係，且足以引爲氣圈變動之象徵。因空氣中地理化學周期(Geochemial Cycles) 之變動，常由於空氣氣流之影響而使此項化學成分分佈之轉移。在西半球地區會議中曾建議研究空氣圈中二氧化炭之含量，與氣圈水圈對於地殼氧化炭之交換率，及高層氣圈中不同性質氣圈對於二氧化炭之含量。同時在極區探險之工作隊，亦期望能注意到空氣中氧原素之含量。化學氣象之研究經過此地球物理年觀測之後，對天氣預告與氣候之變遷，均可能有新領域發現之創見。其他尚有特殊大氣光象觀測之建議，如夜光雲與貝母雲觀測之類，均將

列入於此次地球物理年氣象觀測計劃之中。查此次經初次選定的地面觀測站數，在北半球約一千四百四十四處，而在南半球約六百零七處。其所定標準以經緯爲規矩。經擇定貫通南北兩極的經線五條，即東經十度，七十五度，一百四十度線與一百八十度線；又西經七十五度一線。因研究噴射氣流對於大陸的影響，特選定北半球觀測線二條，即東經一百十度與西經三十度線。又因研究赤道上空氣流之運行，擇定經線兩條：一爲東經三十度線，另一爲東經一百十度線。在緯線方面，經選定北緯十五度與三十度兩線。又在北美洲選定北緯四十度一線，橫貫雪拉奈伐達與落機山脈，在同一情況之下，選一緯線通過南美的安第斯山脈，以研究山脈對於大氣周流所產生流體力學上之影響。各項觀測項目，其觀測站均因其觀測目的之不同，而各有其地域與經緯上之差異，茲不加以列述。

㈡地磁觀測計劃　地磁觀測的計劃，係由國際地磁學聯合會所草擬。其在國際地球物理年中，地磁觀測之重點在於研究磁性風暴(Magnetic Storms)。此項研究係承襲前二次國際極年中，地磁觀測的主題。尤須增進吾人對於磁性風暴形態變動的知識。此次國際地球物理年中，在極區所設地磁觀測的站數，當不能少於二次極年觀測的計劃。因爲磁性風暴現象的觀測，乃與極光、游離層及太陽活動等觀測均有聯鎖的關係。在高緯度空中電流系統，尤以在極光地帶，經過極冠區實至爲複雜的現象，若在此地區磁性風暴不能加以觀測，則在上層的電流現象將無法測知。因此建議以火箭携帶地磁測量儀射入泰空以觀其究竟。在高緯度設立的地磁測站，以相距不超過一百五十公里爲準則。在磁性赤道將以確定其磁性坡度，並可能在磁性赤道附近，發見强盛電流於每日日照時間。關於以火箭升空作地磁觀測之議，於一九五四年出版「火箭探測高空」一書中曾有所論述(七)。另一地磁研究問題爲地磁之脈動。此類現象可能限於局部地區，亦可能爲世界性變化，均有待於物理年觀測。綜合各地紀錄，比較分析而後能有所創見。地磁磁場周日的變化，常受日與月的影響，但稱因太陽輻射受大氣上層的吸收，與高層氣流運行的關係，而因之有所改變，亦有待於物理年觀測之證實。在地球物理年中適有二次日全蝕與一次日環蝕。因此建議在日蝕期間，須作較詳細之地磁觀測。在觀測游離層的台站，須同時設置簡單的地磁儀，以觀測地磁擾動之發生，而作發佈世界警報時機的決定。在此次國際地球物理學年中，所設立地磁觀測的站所達一百站。而以在南極與赤道地區的站數，較前二次極年計劃爲尤多。其所運用觀測的儀器，須能紀錄靈敏的磁力變動，以能測量變動周期在一分與一秒之間者，以期望能記載微細脈動的磁波。同時須裝置感應率較低的磁波紀錄儀，以記載强烈變動的磁暴。因此所採用的磁力儀(Magnetographs) 一種爲一般性的，另一種則爲辣古式 (La Cour Type) 或羅斯加標準式(Ruska Standard)磁力記錄儀，其紀錄速率約爲每時一百八十至三百六十公厘，用以紀載急速變動的磁波。美國地磁觀測計劃中，佈置一般性地磁觀測網之外，並於北極冰洋中一個漂冰站上，作磁性測量工作。其運用的儀器爲德國亞斯干尼亞式(Askania 3-component variograph) 三分力的磁力儀。此漂冰站的位置，則在北緯八十度，西經一百六十度之處。在西太平洋中，關島與庫鹿島均將以羅斯加式急動地磁紀錄儀，以觀測地球物理年中磁力的變化。在太平洋亦將有三個島嶼磁力觀測站，參加地磁觀測的工作（八）。

㈢極光與夜光觀測計劃　在高層氣圈內，於夜間或在曙光中，可能觀察得二種大氣光象。其一種現象恒在磁緯六十度以上所見的極光。在北極區所見極光常稱爲北極光(Aurora Borealis)，而在南極區所見的極光常稱爲南極光 (Aurora Australis)。此類極光現象於强盛磁性風暴或游子風暴發生時，極光現象在低緯度亦能見之。近時於英國「自然」雜誌中，查伯曼 (S. Chapman) 教授曾詳論中緯度與低緯度所見極光之現象(九)。極光有多種顯著的形象，如弧狀，線狀，幃狀。其形狀常可能在數分鐘間變幻無已。光明艷麗，實爲大自然的奇觀。另一種高空大氣光象則爲夜光 (Airglow) 在世界任何地區均能見之。常作片狀，其形象亦不能如極光現象之規則，但其演變情形亦不若極光强度與變化之迅速。在晨曦時所見之夜光稱爲曙色夜光 (Twilight Airglow)，其在日間所見之夜光則稱爲日間夜光 (Day Airglow)。但日間夜光常由於白日光明與在高空之現象每不易察見。此兩種光象其因素均甚複雜，而爲大氣光象研究基本的問題，且與無線電波之傳遞有密切的關係。極光與夜光的研究有互爲表裏的關係。夜光的觀測將概括黃道光 (Zodiabal Light) 觀測，夜光常見於夜盡與黎明之前一小時間，其光象每沿黃道如錐狀射出地平線上。其光度隨日光射入角的距離而減弱。黃道光之現象至今尚未明瞭，而有待於今後攝影之研究。極光觀測的地區與地磁觀測所定的地區相若。其觀測區分爲三種型類區 (Types) 與五個地域區。第一種型類爲極光區(Auroral)，在北半球則概括北極洋中島嶼，加拿大北部、中部、格陵蘭、冰島與挪威、瑞典、芬蘭之一部，及蘇聯之北冰洋沿岸。在南半球則概括南極洲與麥加利島(Macquarie Is.) 及

漢特島 (Heard Is.)。其次爲副極光區 (Subauroral) 在北半球概括加拿大南部、美、英、愛爾蘭、丹麥、比、荷、法、德、波、瑞士、及蘇聯大部地區與奧、希、匈、意、葡、西、土、南諸國。而在南半球則屬於澳，塔斯曼尼亞，紐等地區。其中極光區 (Minauroral) 則概括地球表面大部份之地區。一九〇九年九月二十五日，在一强烈磁暴發生時，曾於新加坡與八打威等處均曾見極光之出現。

極光觀測計劃之目的，在於記載極光之發生形態與强度之變化，彩色與發光度 (Luminosity) 中所含光譜的成分。並以測定其眞實位置，高度及地理位置與空氣圈中發光的區域。凡此均屬於極光形態學之研究。極光的觀測，每由於地域、天氣、季節、與人爲的影響，常發生觀測上的困難。因之在地球物理年中極光觀測計劃特別委員會建議採用自動攝影方法，或以飛機升空至雲層以上以免受雲層的障礙，及利用雷達與短波電信信號以探測極光之出現，而得以不受晝夜光度之限制。天文學家，氣象學家均鼓勵作普遍的極光觀測，以鑑賞與研究此項瑰麗而稀罕的自然景象。並將繪製「等極光圖」(Isoauroral Chart)，以表示極光頻率地理的分佈，及其季節與强度之變化。觀測極光的方法將分爲五種：(甲)目測方法可用或不用濾光器 (Filters) 與色度計 (Colorimeters)。(乙)照相法 (Photographic)與光度法(Photometric)。(丙)分光法(Spectroscopic)與光度分光法 Spectrophotometric)。(丁)無線電觀測法以回波 (Echoes)。無線電星閃作用 (Radio star scintillation) 與吸收作用及極光擾音測量。(戊)火箭觀測法以測量極光游離分子與極光游離作用及傳導性。若欲詳論極光之現象與觀測之方法，實非本文所能容納。可參閱極光專家史篤茂 (Stromer) 近著之專書與其論文(十)，當可概見極光研究之現況。在國際地球物理年中，夜光觀測之計劃大致可分爲標準與特別兩部份。標準計劃則概括夜間夜光輻射作用之光度觀測。而特別計劃則概括夜間夜光曙光與日間分光觀測。夜光常不容作肉眼觀測，由於其光度太弱，且以顯露時間過短，恒不能作直接的攝影。常必須以光電光度學術 (Photo-electric Photometry) 加以研究或觀測。夜光的强度變化亦大。在同一處前後兩夜之觀測，夜光强度可能相差至十倍左右。季節的變化亦然。夜光的地理變化隨緯度與季節變易，觀測夜光所需的儀器，其光電光度計的靈敏度，須能感應四種輻射以上，且能觀察天空自地平以上五度至十度，而測量整個天空在半小時以內者。此種自動紀錄儀器價值昂貴，每架價值一萬二千元美金。其較簡單之光度計，亦須二千美元之多。夜光觀測的程序，須有可靠的儀器與適當的天氣。其準確的觀測結果，須經過觀測已知星辰光度與光色的校核，或經過銀河雲塊(Galatic Clouds)如盾牌座(Scutam)與黃道星座人馬座 (Sagittarius) 的校核。關於夜光觀測將注意於夜光緯度的分佈，及極光强度對於輻射的絕對量度(Absolute Measure) 對於夜光與極光的關係，在印度與遠東地區，將特別注意於此項觀測。此項夜光觀測地帶並將北伸至蘇俄，而南延至澳、紐以達極光區域。在地球物理年中，將用火箭升空以研究日間夜光，一部份觀測站將從事於溫度之測定，另一部份觀測站則將注意於曙光的研究。此類觀測皆以分光研究爲主體。夜光觀測將著重於研究强度變化與太陽天頂距離及一年中時季的關係，又在一站觀測結果對於不同輻射之影響及站與站間相互的關係。此外將以闡明夜光，曙光與其他高層氣圈現象相互的關係。

(四)游離層物理研究計劃　特別委員會依據各國國家委員會所提出地球物理年應採取的游離層物理觀測與研究的計劃，歸納得游離層物理觀測要點六項：(甲)建立垂直入射游離層探測網，豫期在全世界設立游離層觀測站約一百七十三處。其中在北半球八十九處，南半球五十四處。在赤道區約近四十處。並配合地球物理年整個觀測計劃，在東經十度線設立二十三站，東經一百四十度線設立十五站，西經七十與八十度線設立十六站。(乙)垂直入射游離層吸收作用之測量，世界現以脈動反射方法(Pulse Reflection)從事於游離層觀測站所約有六處。建議於地球物理觀測年中增設十一處。使此十七處的觀測結果得作比較的研究。另一種游離層吸收作用測量方法，則採用電波星輻射 Radio Star Radiation)，但此種專門觀測技術尚不普遍，而有待於最近期間研究之結論，以作游離層吸收作用經常觀測的準繩。(丙)游子漂流測量 (Ionospheric Drift Measurement)特別委員會建議對於游子漂流情形的測量，應注意於高空E層及 F 層區域。在北溫帶，南溫帶與赤道帶三個地區與極光帶地區，均須從事於游子漂流測量的工作。以期測知大規模的游子漂流運動。(丁)游子擴散研究 (Ionospheric Scatter)，游子活動在極端(Polar)常見靜止狀態而發生「極端光暗」現象 (Polar Blackouts)。因而須在研究此等游子不能滲透活動的區域。尤以在兩極地區與海洋地區，應從事於游子後退擴散作用 (Back scatter observations)的觀測。各觀測站所在世界日期中，必須共同作此項後退擴散作用的觀測。在「極端光暗」現象發生之時，將以測量準常 (Normal) 吸收作用與反常 (Abnormal)吸收作用，至於前進擴散作用(Forward scatter observations)在地球物理年中計

劃作系統的超短波前進擴散的測量，則以高率(High Power)連續波 (Continuous waves) 與脈動方法觀測。此類工作應於各緯度作普遍的觀測，以在兩極地區與磁性赤道尤屬重要。(戊)天籟與地籟 (Atmospherics & Terrestrial Noises) 觀測，國際無線電局聯合會建議在地球物理年中，應作在天籟層(Atmospheric Noise Level)之測量，須在高緯度及低緯度而以極低頻率觀測之。各國參加觀測的站所應以測角器(Goniometers)測風暴中的位置。並研究在二十七千週秒的天籟增大與太陽氣圈 (Solar Chromosphere) 爆發的關係。世界各地須以測角器測定天籟與雷電發生之位置，再從理論上與現象觀測上，以解釋空氣中「天籟噪音」對於電子集中與地球半徑之關係，及磁性風暴 (Magnetic Disturbances) 與噪音(Whistlers)發生間相因的關係。於地球物理年內，在地磁赤道上的雅普(Yap)島與伯勞(Palau)島及關島 (Guam)均將建設游離層觀測站。以期測得游離層觀測有用的紀錄。在美國國家地球物理年觀測計劃中，並主張在兩極與赤道地區，於世界日及世界警報期內，以飛機升空測量。此外在一游離層觀測站，須測算該站太陽天頂角度。此項測算工作，應每月十五日自日出至日落，每時觀測以作時差 (Equation of Time)與地方時的校正。又提議與天文家的合作以研究太陽活動的游離指數。高層氣圈中的太陽輻射，譬如在E層區域中的「地外輻射」(Ektraterrestrial Radiation) 的持續性觀測亦甚屬重要。因建議以火箭或携帶儀器的人造衛星觀測，以紀載太陽紫外輻射與愛克思(X-Radiation)輻射强度對於游離層的影響。尤以在太陽火焰强盛時期，此種科學知識對於增溫層 (Thermosphere) (十八) 至屬重要。又關於電波星閃爍 (Radio Star Scintillation) 的觀測，將以研究高空F層游子的漂流運動，及研究星光所以繞射屏隔 (Diffracting Screen) 之性質與起源及其閃爍的原因，並附帶研究其與極光的關係。在北緯三十度至七十五度緯度帶間，觀測天鵝星座 (Cygnus) 與仙后星座 (Cassiopeia) 近垂直入射無線電波的來源。觀測方法應設三個站同時觀測，其間距離數公里，其採用頻率以在每秒四十至九十千分之一公厘 (Micron Per second)之間。以每半小時作五分鐘一次持續觀測，以測量游子漂流的速率及其振盪率 (Fluctuation Rate) 的變化。此外尚須在觀測站進行八十至一百公里高度的測風工作。並測量流星之高度及密度與持續觀測流星的活動。

(五)太陽活動觀測計劃　在國際地球物理年中將爲太陽活動旺盛時期而達其最高點(Maximum)，日斑增多，日焰增大，及高度紫外線發射(Emission)而使無線電波衰落(Fade-outs)。在日斑接近中經 (Central Meridian) 時，發射分子增高，磁性與游離的擾動發生而光亮的極光亦將出現。此類現象均與太陽活動有連鎖的關係。因此各地天文台須配合地球物理現象而作持續性的觀測。太陽活動觀測的項目亦有數種：(甲)日斑觀測　在國際地球物理年中，將由英國皇家格林威治天文台，供應每日照相觀測，紀錄日斑位置與面積，其缺少日期的紀錄，將由美國韋爾遜天文台補充之，編製日斑目錄以供日斑的研究。關於世界其他各地以照相或目測的日斑紀錄，將寄至瑞士蘇里舒(Zurich)天文台彙編吳爾夫(Wolf)日斑數以測定太陽的活動。(乙)日斑磁極(Magnetic Polarities)觀測　由韋爾遜天文台作經常的研究。日斑磁場强度，可由日斑譜中審定。白勃客(Babcock)曾發明一種觀測法以審察太陽表面磁場的强度。此種測量法在一日中須作二次或三次的觀測。此種觀測法將作地球物理年中日斑磁場觀測法的準繩。(丙)日焰觀測　天文台中每以李沃(Lyot)式單色偏極濾光器(Monochromatic Polarizir g Filtes)以觀測日焰變化。以此種濾光器在顯光時間不過一秒鐘之下，可能將日焰攝入鏡頭而得日焰的照相。此種濾光器對於日焰觀測至有價值。許多天文台將作持續性的自動的日焰觀測，並紀載日焰發生的時刻與無線電衰落的時刻作比較的研究。在進行此項研究工作時，分光太陽鏡(Spectrohelioscope)爲一種必須的工具。作日焰觀測時，須記載開始日焰觀測的時間，日焰最盛的時間與終止的時間。若不能從事於攝影觀測法，則須表明日焰面積準確的位置及其與日斑及其他現象的關係。至於日焰面積的測量，則須在照相上以接目經緯儀(Eye-piece Graticule)測量之。在日焰爆發時恒有天籟驟然的增多 (Sudden Enhancement of Atmospherics)，此種紀錄於地面天空受雲層障蔽時，每足以爲日焰發生時的參考。(丁)日冕觀測　在高山觀測站於地面塵埃線以上，可能不在日蝕時作一般性日冕觀測。但欲作精密的日冕觀測，則必須以分光光度觀測法。日冕觀測須分析其光譜 (Spectrum)而各種原素線的相對强度變化始得體察。日冕亦可能在其每年經過金牛星座 (Taurus) 時的無線電發射加以研究。(戊)太陽紫外線發射研究　太陽紫外線發射與弱愛克思線(Soft X-Ray) 研究，均須有賴於在太陽强盛火焰爆發時施放火箭觀測之。(己)太陽無線電波發射觀測　關於太陽無線電波發射觀測，將同時注意於米與釐米兩種不同的波長，及其輻射極化作用(Polarization)的觀測。並用干涉儀方法 (Interferometer Methods)以測定太陽無線電噪音音源的位置。在地球物理年中，太陽色圈光焰 (Chrospheric Flares)觀測的照相，於準常時期須在三十秒鐘攝影一次，而不在此

時期中，則以五分鐘一次爲標準。至於日焰突甚(Solar Prominences)時，尙須詳記其位置，結構，與型類的指示。於太陽無線電發射，則須作每日二十四小時的觀測，而太陽微粒輻射(Corpuscular Solar Radiation)强度與地磁的時間變化關係，則須在十五分鐘內作一次的觀測。在美國參加此次太陽活動觀測的台站有十八處。在太平洋方面觀測的計劃，則將作日焰攝影的偵察，與民國四十七年十月十二日日全蝕的觀測計劃。

(六)宇宙線觀測計劃　宇宙射線的研究與游離層的研究，有平行發展的關係。宇宙射線研究發展的重要性有二點：其一則由於宇宙線研究須引用世界統一標準測量的儀器(Standardized Detecting Apparatus)；其二則爲啓發太陽地球與星體間(Interplanetary Space)電磁系統的堅實物理概念。經由特別委員會所擬定關於宇宙射線觀測重要的決定：(甲)以標準儀器紀錄宇宙射線强度委員會建議採用標準的計數天文鏡(Counter Telescope)以測量相對高能(Relative High Energies)的宇宙射線强度，而利用一種標準「中子控制堆」(Neutron Monitor Pile)以觀測低能部份的宇宙線譜。以「標準計數天文鏡」觀測，應以每小時五萬次爲最低準常計數率。紀錄的記載應以十五分鐘爲一階段。若以「中子控制堆」觀測，則應以一半計數器連接於電子脈動記錄系統，而以另一半「堆計數器」(Pile Counters)接連於單獨而相等的電子記錄系統。「堆計數器」其完整系統，約可計數每秒鐘二百次，若安裝於磁緯五十度以上，而其高度在海平面時，其計數將更增加。其觀測次數亦以每十五分鐘一次爲準。此類儀器觀測紀錄，均須經過多種程序上的規定與校正係數的校正，始能獲得準確的紀錄。(乙)觀測宇宙射線强度站所位置的確定，因欲研究宇宙射線强度變化與緯度的關係，其站所位置須擴伸至磁緯六十度以上，又欲偵察宇宙線分子與日焰的關係，因此其觀測站所須建立三條經度觀測帶，且須作二十四小時的觀測。世界現有宇宙線觀測站三十四處，在地球物理年中計劃增添的站所有三十六處，共計七十處。此外將設立高山觀測站三處，其高度均須在七千英呎以上。此三處地點經選定在加拿大落磯山，紐西蘭南島與印度古而馬(Gulmarg)地方。(丙)國際地球物理年特設的幾個實驗 (1) 測定在地球物理年中及在此時期前的宇宙輻射的成分與能譜(Energy Spectrum)與時間函數的關係。利用移動照相膠性作用(Moving Photographic Emulsion)，以探求宇宙輻射中重分子部份的性質。(2) 決定宇宙輻射的動量譜(Momeentum Spectrum)，此項研究有賴於高山觀測及施放氣球與火箭實驗，自磁赤以至磁極。(3) 緯度影響對於宇宙輻射雖爲次要的成分，但必須在經度觀測帶內指定站所作經常觀測，此項觀測將以飛機上升高空，測量宇宙線的變動。美國將擔任此項觀測的任務，但期望在歐、非、印、澳等處，亦能同時作飛機觀測的工作。(4)地磁赤道上的宇宙輻射，至今尙未能精確明瞭。因之，須測定赤道的位置，以知高能分子分佈的情形。從這些測量結果可以校正觀測網站位的地磁坐標。這種測量工作，最佳以能在太陽最低點時舉行之。(5) 從宇宙線探測網以觀察日焰的影響，而研究日球與地球間荷電分子的軌道。(丁)宇宙線高層觀測，在高層氣圈中作宇宙線測量是項甚爲複雜的問題。將運用作爲高層探測的工具，計有氣球，飛機與火箭等類。宇宙線强度變化，常於太陽活動達最高點時趨於複雜，因而特別委員會建議宇宙線觀測，必須在地球物理年開始以前，即須能作正常的觀測。總之，宇宙線的觀測將在於光譜與能譜的分析，緯度影響的研究，强度波動的變化，及重宇宙射線的分佈與成分的測量各項研究的問題。

(七)經緯度觀測計劃　國際地球物理年特別委員會經緯度工作組，有鑑於現時經度的測定，每受多種誤差的影響。例如儀器與觀測上的誤差；地球運行對於地軸變位的誤差；日月潮汐及其他地理上周期性與非周期性對於觀測站位垂直波動的影響，時間信號傳遞上的誤差，星錄上的誤差與不正常折射的影響，皆足影響經度的測定。因而主張在地球物理年中的觀測在於(甲)改進地球時間的測定；(乙)地球運行不規則現象的測定；(丙)對於星錄的改善。於一九五四年十月羅馬會議中，因此決定國際地球物理年以馬可委玆(Markowitz)方法作「月相攝影」的計劃。在地球物理年中，世界各國的天文台須與國際授時局(Bureau International de l, Heure -BIH)取得密切聯繫。每一天文台須同時作時間及緯度的觀測。在作此項觀測時至少須與張潭鸞周期(Chandler Period)相等(約四百三十日)。觀測時須依據同一基本星錄。儀器可能運用子午儀(Transit Instrument)，天頂照相儀(Zenithal Photographic Telescopes)或新型戴瓊氏星盤(Danjon's Asto'abes)等儀器。當以儀器作經度測量時，則應用天頂儀。同時在鄰近地點應以另一儀器觀測基點星辰，以校核地方星錄的誤差。由於赤經(Right Ascension)誤差可能由全年經度之波動予以釋明。因求經度測量的精密授時信號的發佈，其準確性須達至一千分之一秒(Millisecond)以下。在地球物理年中指定與國際授時局聯繫的天文台有二十一處，其僅參加工作者有十三處；另有具備天文與無線電電機(Radioelectric)設備觀測台五處，共有三十九處。參加此次國際經緯觀測之台站，須有自

動測微器 (Impersonal Micrometers)，優良品質的石英鐘 (Quartz Clocks)，及無線電電信收發設備與天文觀測必須的儀器。由月相及鄰近星相直接攝影所得月相與星相準確的位置，得以曆表位置作比較，因之，分析月位相之移動變化，而得以天文時(Astronomical Time) 校核一致的曆表時 (Ephemeris Time)。同時能校核地球運行速率的變化。從此種方法測量其可能誤差每次不過於〇・一五弧秒(Second of Arc)。天文經緯度的測量，於一九三三年曾測量一次，僅於此地球物理年中作再度的審定。且從此次經緯測量工作之後，得以確知地球運行速度的變化；地球的形體與得月相軌道因素 (Orbital Elements)，太陰視差 (Lunar Parallax) 與月球距離的校正。凡此皆爲天文地球物理與大地測量學上有意味的問題。

(八)冰川研究與觀測計劃　冰川研究計劃乃由國際水文協會(International Association of Hydrology)與國際地球物理與大地測量聯合會冰川組共同所擬訂的綱目。測量世界各地積雪與冰川的範圍、特質、與習性。世界各地同時測量冰川作用 (Glacietion)，不僅在冰川學(Glaciology) 上有重要性，且在氣候變遷研究上有密切的關係與影響。地球物理年中冰川觀測的方法，將在世界各處選定若干冰川，注意測量其消融作用(Ablation)，積聚作用 (Accumulation)，移動，質量的變化，與其輻射效應 (Radiation Effect) 在每一觀測定點，將注意於冰川的質量變化，而由冰川消融的水量，流注於已經測量的河谷，可能作有益的輔助測量。在若干冰川無法進行測量之處，將以照相光度紀錄 (Photogrammetry) 或用簡單地形測量。這些測量記載應概括冰川終點位置與粒冰線(Neve or Firn Line) 的高度 (十一) 。如在許可環境應記載其範圍、存留時間、深度、及其他雪面物理特徵，而以能有整年觀測記載。測量方式應遵循標準的方法。應記載其位置、高度、面積、容量、並測量其移動、攝製其形態、及作冰川與氣象上有價值的觀測。測量地區不僅限於南極區，應概括北極區，溫帶區甚至於熱帶非洲，中亞與北加拿大等處。在美國冰川觀測計劃中，將作北半球廣泛的空中冰川攝影。其地區概括美國西部、阿拉斯加、格林蘭冰冠、南極區與北冰洋等處。其工作計劃規模至爲宏大。

(九)海洋觀測計劃　海洋觀測計劃重點的決定，在於研究海面長週期波(Long Period Waves)的起源(Existence)，演變(Generation)，與傳播(Propagation)，及非潮汐的振動 (Oscillation)。此類長周期波浪振動，由於地震與風暴所吸引的波浪與海面波浪因季節溫度與風信而起遲緩的變化。美國建議計劃在海島中與在大陸沿岸同樣佈設長周波記錄器 (Long-Wave Recorder) 及驗潮儀 (Tide-Gauges)。在海上須有較密的氣象觀測站，使季節風信變化能更明瞭，而得作比較研究。在海島或沿海的觀測站，應同時作表面水深二百公尺的水溫自記測量 (Bathythermograph Measurements)。又在兩指定南北貫通而橫過赤道的地帶，研究海水的周流、波浪、沉澱物及其地殼結構。並測量海水的流速及空氣與海水熱量的交換，與作一般水溫與鹽度的觀測。以海洋觀測船隻觀測溫帶與北冰洋間分水帶的移動與北冰洋的轉暖程序。建議運用定點拖曳電極 (Towed Electrodes)以測量水流的運動。在海洋觀測氣象船隻須協助研究洋流，並兼事經常水文(Hydrographic)與海洋(Oceanographic)測量工作。此外海洋觀測尚須配合其他地球物理觀測，如海上地磁觀測。地球物理年中美國海洋觀測的計劃大體可分爲二大項目：(甲)在太平洋與大西洋兩洋中島嶼上設立新驗潮儀與長周期波紀錄儀站。(乙)建設深水測量船隻。注意於二氧化炭；炭一十四與(Tritium)化學原素分析。此項海水化學分析，在北冰洋漂冰站上，亦將作此調查測量工作。島嶼觀測站將在赤道地區與南半球多事設置，以便與北半球觀測紀錄互資參證。島嶼觀測將努力於海平面的季節變化，與其附近海水一千英尺深度的溫度及鹽度的測量。深水測量工作將研究大西洋與太平洋兩洋的深水周流。在南太平洋中，斯克立勃士海洋研究院(Scripps Institution Of Oceanography)將以兩支研究船隻「地平」號 (Horizon) 與史賓塞號 (Spencer F. Baird) 作海上測量航行。其航期約自一九五七年十一月至翌年二月間從事於氣象、海洋、地震、地磁、輻射化學 (Radiochemistry) 各項的測量。此類海洋觀測船尚有「北太平洋」號 (NORPAC)「褐熊」號 (Brown-Bear)；「范瑪」(Vema) 號；「大西洋」號 (Atlantis)；「雅庫拉」(Jakkula) 號等船將分別在各地區作海洋的觀測。其他工作將與美國魚類與野禽管理局 (Fish and Wild Life Service) 合作，作沿海附近一千英里的海洋生物調查。此次海洋研究船航行調查中，將廣泛的擇取空氣與海水標本，以研究海空間二氧化炭原素的含量，所受風信與洋流的影響。紅外線分光儀將裝置於此項船隻上，以便易於作敏捷而精確的空氣與海水所含二氧化炭的分量。北冰洋與南冰洋亦將作同樣的海洋觀測與調查。參與此次海洋觀測計劃的站所在沿海岸有三處，阿拉斯加與北冰洋有八處，於太平洋區的島嶼站有十五處。

(十)地震觀測計劃　在地球物理年中，關於地震觀測的計劃大致可分列爲四項：(甲)地震觀測將着重於長周

期波(Long Period Waves)研究；(乙)運用地震方法測量地殼結構(Crustal Structure)；(丙)微震波研究；(丁)以人爲地震測量南極地形。考查參加地球物理年計劃各國的國家計劃，將從事於地震研究的祇有少數國家，以美、日、菲、南諸國列有地震觀測一項。因現有地震測站均設立地震帶上。因欲加强地震波研究，將在地震測站稀少之處增設若干測站。美國將在南極洲設地震站四處，太平洋中地震站五處，即在土魯克(Truk)關島(Guam)庫洛(Koror)雅唯(Jarvis)與巴爾米拉(Palmyra)。再以檀香山爲太平洋地震觀測網的中心。在美國本土參加地震觀測站所有三十九處。近年地震儀器進步，使能注意於長周期地震波的研究。一處大地震所發生許多震波的周期，達數百秒鐘，相等於波長達數百英里。地波的振幅(Amplitudes)在周期達四百秒時，可達二分之一或一公厘。此類震波於一九五二年十月岡察加半島發生大地震時，於紐約地震觀測站曾紀錄之。此外將研究地震Lg相波乃屬於一種中周期的橫振動波。由 Lg 波頻率研究，可以推知大陸型地殼的地理分佈。在英屬西印度群島、秘魯、與南極洲，均將裝Lg相地震儀(Lg Phase Seismographs)以從事此項震波的研究。至於由地震波以研究地殼的結構。在太平洋與大西洋長程航行中，將由震波的反射與折射，以測定沉澱的厚度與描繪地殼的層次。在陸上將研究地區與大陸地殼的結構。南極洲的地形爲冰雪所籠罩，至今尚爲世界之謎。將設立幾處定點地震測站與移動地震測站，使積雪的厚度與潛藏冰雪下的地形，能以通曉於人間。此外將從事於地震微波(Microseisms)的研究，以推求空氣間風暴擾動對地震波的影響。

(十一)火箭與人造衛星(Rockets and Satellites)觀測計劃　火箭觀測的計劃，地球物理年特別委員會於一九五四年羅馬會議始作決定。施放火箭的目的在於繫帶儀器上升以直接探測平流層上空的地球物理現象。因在近地面層觀測或用氣球觀測，均不能達到觀測理想的目的。因此火箭觀測遂爲地球物理年計劃中重要的部份。現時參與此項觀測的，其始僅有美法二國。法國計劃將在薩哈拉(Sahara)施放十二個萬隆尼型(Veronique)火箭。美國將在擇定各處發射三十六個天蜂(Aerobees)(十九)，與近一百個氣球或航空器携帶火箭上升。火箭施放地點將在南北極，大西洋與太平洋中，日本北部與其他各地共計有十處之多。其後英、澳、日對於火箭探空之舉亦感濃厚興味。而將參加此計劃工作。以火箭作高空研究始於一九四五年，據美國於過去兩年中施放氣球携升火箭的經驗可携帶十五公斤重的儀器上升一百公里高處。其較大火箭可携帶五十至七十五公斤儀器上升以至增溫層(Thermosphere)(十八)，小型火箭施放費用尚不過高，期望在多處施行，以得較廣地理分佈的觀察。若論施放大型火箭，則其消費較大，而施放程序複雜，因此將配合世界日舉行之。在施放天蜂或萬隆尼火箭至少須要半日或一日以前的準備。由施放火箭結果，可能觀察到太陽紫外線與愛克思線發射於日焰爆發之後。進一步言，可能對於游離層以上的宇宙線譜(Primary Cosmic Ray Spectrum)與日焰、磁暴、極光分子(Auroral Particles)高層磁場及其變化有所闡明。各地施放巨型火箭所須研究的問題爲太陽輻射、游子的性質、空氣分子及原子的性質、高層空氣氣壓、密度、溫度與風的分佈、游離卸電的密度、夜光、微小隕星、與宇宙線等。在極光區域則須研究極光分子、極光輻射、兩極與赤道地區的磁場變化。

一九五五年九月九日美國國家科學研究院代表鈕惠爾(Homer E. Newell, Jr.)，在勃魯塞地球物理年特別委員會講演並建議作施放人造衛星計劃，以研究高空地球物理現象。其初次建議頗遭一般的驚異。人造衛星觀測計劃僅爲火箭計劃一部份的擴展。艾布爾登爵士(Sir Edward Appleton)更申說以火箭研究游離層影響，僅爲輔助的設施(Supplement)，而不能以替代(Supplant)其他種研究的設施。因此人造衛星觀測的計劃，乃爲火箭計劃並行發展的技術措施。人造衛星能在空氣圈以外觀察眞實現象，而延留較長時間。而火箭觀測僅能獲取氣圈中垂直剖面現象且限於甚短時間。此兩種研究高空現象工具，各有其得失利弊的存在。而須相輔以完成地球物理年觀測的理想。在實施火箭觀測的地點，可能推廣運用人造衛星研究的工具。美國將作六次至十次的人造衛星的試驗。此項計劃並獲得美國國防部與海軍的支持，而能在若干地區舉行此種理想的實驗。人造衛星施放後，必須予以追蹤並測其行徑。因此決定其重量在十磅範圍以易於觀察。據杜賽(R.Tousey)計算得以二十英吋反光的球面於適當的天氣可能由肉眼以普通望遠鏡(Binoculars)觀察之。但因求進一步的理想，地球物理年中所引用的人造衛星，將以重量一百磅設計製造。在設計人造衛星時尚有若干儀器研究的問題。關於人造衛星在科學理論研究上的價值，近已由密西根大學教授范亞倫(James A. Van Allen)編集專書(十二)詳加論述。人造衛星所能對於地球物理有貢獻的項目爲：(甲)大地測量得以精確的測量地球表面，與人造衛星的距離與地球的形態。其測量應較以月相的測量爲更精確；(乙)空氣密度的測量由人造衛星所受空氣阻力的影響，得以推定極高層空氣的密度。(丙)由人

造衛星觀測以隨時審察太陽强度的波動，尤其在日焰發生時節。（丁）利用輕型地磁儀（Magnetormeters）以測量在游離層上地球的磁場。（戊）低能一端的宇宙線譜常不透入空氣圈內，因而在地面無法測量，但在此一端的輻射作用非常顯著。由人造衛星環繞地球極端，再經由裝置上的分光儀可以攝取得入射輻射光譜，而得從事於分析的研究（己）微小隕星的研究以靜電分析儀（Electrostatic Analysers）及檢波器（Detectors）觀測空間衝擊人造衛星的微小隕星塵。這些隕星塵的密度及移動迅捷細小的隕星所發生頻率均得以測定。（庚）決定宇宙間氫原子與氫游子的密度。總之人造衛星的施放實開創人類科學探空的新世紀而值得稱頌於現代的。吾人現有氣外層（Exosphere）（十八）的知識大抵均依賴於間接觀測的結果，惟有火箭與人造衛星，乃能予吾人以直接觀測的結果，至於此次人造衛星將運用文加式（Vanguard）發射工具(Launching Vehicle)噴射以至高空。此器爲三節式（Three-Stage Unit）。在前兩節時期爲操縱式，而後一節爲固定位置自動放射式。此項發射工具即以近時所研究火箭原理設計。此工具長七十二英尺（二十二公尺），其最大直徑四十五英吋（一一五公分）。在第一階段所發生推力(Thrust)二萬七千磅(一萬二千二百五十公斤)。使本體衝上天空，約達四十英里(六十四公里）高度，在施放二分鐘之後，其速率達每時三千至四千英里(四千八百至六千四百公里)而進入第二階段，其速率達每時一萬一千英里(一萬七千七百公里)，此時約達上空一百三十英里(二〇九公里)高度，而繼續上升至三百英里（四百八十公里）乃始進入第三階段而推出人造衛星進入其運行的軌道，行速達每時一萬八千英里(二萬八千九百公里）而隨地球運行。人造衛星將於美國南部佛羅立達省東岸康納范拉角（Cape Canaveral）裴屈克(Patrick)空軍基地施放。人造衛星的軌道可能爲橢圓形，其近地點(Perigee)約二百英里(三百廿公里)，而其遠地點(Apogee)可能自八百英里至一千五百英里（一千三百公里至二千四百公里）。衛星的軌道與地球赤道南北的緯度約成四十度角度。環繞地球一周時間約一小時有半，衛星軌道一周等於地球公轉之十六分之一。在理想上人造衛星軌道在地球表面各地如南美、中美、北美、非洲、南部歐洲、巴爾幹、中東、裏海（Caspian Sea）與蘇聯一部份、巴基斯坦、中國、日本、印度及亞洲其他國家在北緯度中；印尼、澳洲、紐西蘭等處均能見之。人造衛星移動的軌跡可能以光學方法或無線電方法加以追踪觀察。一般以目測的人造衛星軌跡觀測站，法國將設一千九百六十處，日本二千零廿七處，巴西二千零三處，加拿大七千七百八十七處，美國則將設十四萬零八十二處。在地球物理年中，世界各地所設一般目測觀測站總數計達二十一萬一千五百二十八處。此項人造衛星在地面觀察的計劃，美國亦僅於一九五六年八月始行披露。在太平洋方面，美國將在夏威夷群島中的蒙納羅（Mauna Loa）設置光學觀測站，而於美國加州的聖地也哥（San Diego）設立無線電觀測站。由人造衛星觀測的結果，將來定能爲高層地球物理現象的解釋，開闢人群現有科學知識的新領域。

四、南北極探險活動綱要

國際地球物理年特別委員會南極探險第一次會議，於一九五五年七月六日至十日召開於巴黎，參加國家計有十一國及學會單位三個。參加會議人員近五十人。其重要決議在於南極地球物理觀測站之分設，及其在武器與科學報告與工作上的互助。會中曾論及有關科學人員訓練問題與南極洲氣象豫告中心的建立及其通信系統的佈緒。此外尚有南極工作人員的救護問題等等。在此次南極探險活動中所將建設的觀測站計有四十九處。在此次會議中，日本亦表示參加南極活動而在哈拉皇子地（Prince Harald Land）設立一觀測站所，日本探險隊係由永田毅博士（Takeshi Nagata）領隊前往南極(十六)。從事於南極探險活動人員，德國代表曾建議在瑞士少婦峯(Jungfraujoch）先行舉行訓練，使工作人員得有凜冽强風與迅速溫度變化的經驗。關於南極探險所用的地圖，擬採聯合國製圖局所製的一百萬分之一的地圖。在南極探險活動期將成立氣象豫告中心，搜齊南半球各國氣象資料，並彙集南極實地觀測人員的氣象報導，繪製南極天氣圖並發佈天氣豫告，以供海空給養南極探險的船隻與飛機參考。且以供給南極工作人員的準備。在南極的通信組織分爲母、女站及孫女站與臨時站四種。計設母親站七處，女兒站三十六處，孫女站三處，臨時站四處。氣象通信的系統須在一九五五年內完成。在南極中心地區將由美國探險隊設立測站，而蘇聯則將在南極磁極中心設立測站。南極探險之歷史與此次地球物理年南極探險的活動，著者曾於氣象學報一卷二期中已有專文介紹(十五)，美國對於此次南極探險活動所設立的觀測站有七處(十七)。並將主持南極氣象豫告中心工作，並以火箭探測高空。在各項地球物理觀測以外，將附帶注意於極地人類生理習性的研究，如人類體內溫度變化，皮膚抵抗力，荷爾蒙（Steroid Hormones)與新陳代謝作用。日光周期與身體影響，人類對於寒

冷氣候適應性，及其生物與氣候的研究。此次美國南極探險工作人員共計二百人，其中科學家九十五人，氣象人員三十八人，山川研究人員十四人，供應人員五十三人。在夏季更增加人員二十八人。對於南極探險的活動可稱計劃周詳(十四)。其南極探險初航日程始於一九五四年十二月中，而結束此次探險活動於一九五九年二月中。美國在此次地球物理年觀測整個計劃費用達美金四千二百萬元。而其中因設計人造衛星而化的費用達二千八百萬美元(十三)。此次國際科學合作事業之偉大，由此可想見。至於特別委員會對於北極探險活動第一次會議則於一九五六年五月二十二日至二十五日召開於瑞典。參加國家有加、丹、芬、法、德、冰、挪、波、瑞典、瑞士、荷蘭、英、美、蘇等十四國，參加人員六十一人，會議舉行於瑞典皇家理工學院中。討論項目著重於北極區域觀測站位置與站數的確定，查在第一次國際極年中，北極地區的氣象觀測站計僅有十三處，而在第二次國際極年中，則觀測站數增至九十四處；至於此次地球物理年觀測站數已增至一百零八處。除定點的觀測站之外，尚有在北極附近設置冰島上的漂流站四處，與在北大西洋上的天氣觀測船隻四艘，計在加拿大境內設立二十三處。蘇聯境內十七處，阿拉斯加十二處，紐芬蘭一處，格陵蘭十處，挪威八處，瑞典六處，芬蘭二處及其他站所。此次會議中決議，將注意於格陵蘭冰冠上高空及日射的觀測。及在北緯六十五度以上及東徑十九度以西至西徑一四八度間作高層臭氧的觀測。以觀察垂直空氣柱中臭氧的含量與上層大氣周流的型態。以現時所知空氣層臭氧含量最大的季節變化在北緯七十度左右。在地球物理年中應改進北極區氣象電信質量的內容與設法使高空探測達其最高層次。地磁風暴觀測((Storm Magnetographs) 儀將設置於丹麥的(Scoresby Sund)，加拿大的 Labrador 挪威的，Jan Mayen與蘇聯的 Kap Schmidt 四處。同時在北極區繼續作極光的研究。游離層的研究將於北冰洋漂流站上作游子分布垂直的探測，及其他各項的游子觀測。在北極區觀測站的無線電通信與聯絡問題將由瑞典與蘇聯分別負責，俾觀測結果得與國際物理年觀測中心消息相通。在北極區夏季各月將作連續二十四小時的太陽活動觀測。至於宇宙線變化的研究，將以飛機作橫過北極的觀測。在北極洋中，將在空中攝影以觀察冰塊的分佈，主要的型態，及集合結冰的程度。在瑞典的計劃將研究瑞典北部地殼的結構，北極區的地震觀測亦屬於地球物理年計劃中的一種。北極地域各項觀測的資料將由世界資料整理中心搜集並計劃編印，以供世界各國有意於研究北極區地球物理現象之參考。

五、結　　論

國際地球物理年的觀測計劃，實爲現代世界科學家偉大合作的事業。此種國際科學人士研究的合作，並非以此次爲創舉，而已曾有輝煌的成績於前，預期一定將有更燦爛的結果於後。這次所計劃的地球物理現象觀測是環宇性的，而其工作是全人類的。使世界科學家集合力量共事觀測，其結果是同時間的，亦屬於全面性的，而能切合於科學觀測方法的眞諦。使在宇宙間的變化，能有更眞實與更深邃的認識。在此次國際地球物理年觀測之後，人類或能將若干地球物理現象之謎打開，以進入地球物理科學研究的另一個新階段與新領域。(完)

引　用　文　獻

(一) The Year Book of the International Council of Scientic Union, 1956.

(二) Ciel et Terre, Mars et Avril-1956. 或氣象學報第二卷三期四三頁

(三) International Geophysical Year-Bulletin d'Information du CSAGI Nos. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7.

(四) International Geophysical Year 1957-1958-Meteorological Programme General Survey WMO-No. 55 IGY-1.

(五) Abridged Report with Resolutions, 6th & 8th Session of the Executive Committee WMO Nos. 45pp. 15-21 ; No. 53, pp. 69-80.

(六) WMO Bulletin Vol4 No. 1, pp. 6-9, Vol.4 No. 2 pp. 52-59. Vol. 5, No. 2, pp. 46-48, Vol. V. No. 2, pp. 46-48.pVol. V. No. 4. pp. 135-138.

(七) Rocket Exploration of the Upper Atmosphere-Pergamon press. London ; Interscience Publication, New York, 1954.

(八) Proposed Pacific Program of the United States-National Academy of Science, 1957.

(九) S. Chapman : The Aurora In Middle and Low Latitude-Nature Vol. 179, pp. 7-11 January 5, 1957.

(十) L. Harang : The Aurora-Chapman & Hall Ltd., London, 1951. Nature-Vol. 141, 956, 1938.

(十一) 粒冰線係由原始冰雪所形成的粒冰 (Granular ice)，其高度線於夏季氣溫限於華氏三十二度，此線離海平距離在極區每有高下的差別。在熱帶約在二萬英尺高度。

(十二) James A. Van Allen : Scientific Uses of Earth Satellites,-The University of Michigan Press, 1956.

(下轉第十四頁)

雷 雨 預 測 法

曲克恭

—穩定度指數與上舉指數—

天氣預報員與氣象研究人員們一向就認爲氣團的穩定度是預測具有嚴重性局部風暴，如雷雨、龍捲風等很重要的因素。所以美國氣象局分析中心主任蕭華特（A. K. Showalter）氏曾在一九四六年用穩定度指示圖爲預測加州南部雷雨發生之輔助圖，一九五三年正式在美國氣象學會六月份的公報上發表。

一種科學方法的發展有很多時候是不謀而合的，一九四九年，駐在德國法蘭克福的美國第十八氣象派遣分隊爲預測雷雨之發生與分佈情況，亦同時使用穩定度區域圖（Area stability Chart）。其基本理論是根據德國氣象中心斯凱爾漢博士（Dr. Scherhag）所創者，由十八氣象派遣隊的蓋德納上尉（Capt. Ga-dner）實際繪圖應用。稱之爲蓋斯二氏穩定度指數。

蕭華特氏與蓋斯二氏之穩定度指數，其計算方法完全相同，唯一相異之處是指數前之正負號而已。

穩定度指數之計算法可直接根據各地探空報告求得，其法甚簡：

①應用各地探空報告。

②將 850mb 之溫度與露點塡於絕熱圖中。

③從 850mb 點起，假定空氣先循乾絕熱程序上升，達飽和點，再以假絕熱程序上升至 500mb 層與 500mb 層相交點之溫度與實際探空曲線 500mb溫度之差，即爲穩定度指數。如用求得之溫度減去實際之溫度爲蓋斯二氏指數，反之，由實際溫度減去上升所得之溫度，即爲蕭華特氏指數（如圖一）。二者的分別爲蓋斯二氏穩定度指數以正值爲不穩定，蕭氏以負值爲不穩定。蕭氏認爲以負值表不穩定較爲恰當。

(圖一) 穩定度指數例圖

一定的 850mb 層溫度與露點具有一定的 500mb 上升溫度（即根據前法所求之溫度），故可製定一表以資應用，較爲方便。如附表，表中直行爲 850mb 之溫度，橫行爲露點，二者相交之數值即爲相應之 500mb 溫度，再與實際 500mb 溫度求其差，亦可得穩定度指數，較用絕熱圖計算更爲方便迅速。

如果將各地求出之數值塡在一張圖中，繪出等值線，即可對雷雨之分佈狀況一目瞭然（如圖二）。

蓋斯二氏法在歐洲長期應用，獲得以下的結論：

（一）穩定值爲（−2)以上的區域，不論有無輻合現象，皆爲雷雨範圍。

（二）（−2）至（−5），當有界面，地面槽或高空槽時，方爲雷雨範圍。

（三）小於（−8)的區域，除非有極强之界面，地面槽或高空槽存在，否則無雷雨現象。

蕭華特氏認爲指數爲+3（即蓋斯二氏之−3）或小於+3 時，可能有陣雨，且亦有雷雨生成之可能，指數爲＋1 至−2（即蓋斯二氏之−1 至+2）時，雷雨發生之可能性增加，指數爲−3 或更小於時（即蓋斯二氏之+3 以上），將有大雷雨發生。一九五二年，三月二十一日求得美國 Shreveport 地方的穩定度指數爲−8（蓋斯二氏者即爲+8），當時 Arkansas 州正有龍捲風發生。

據蓋斯二氏之經驗，穩定度法須與一般預報雷雨之法則如：界面地形之抬舉作用，下層暖平流，上層冷平流，以及 850mb 層之濕度分佈等合併使用，否則會導致錯誤之後果。不穩定之區域（如圖二所示)可用外延法移動之，其移速約等於 500mb 風速之一半。

上述穩定度預測局地風暴之方法又經美國强烈局地風暴警告中心(Severe Local Storm Warning Center

）研究，發現穩定度指數如果外延使用，如利用1500z之資料預測午後之雷雨，常有相反之結果，乃應用另外一種參數稱之爲上舉指數（Lifted Index）補救之。

所謂上舉指數，即是實測 500mb 溫度與假定之 500mb 溫度間之差。此假定的 500mb 溫度是指一平均空氣團（Mean parcel）從修正後之近地面三千呎層上舉求得者。此空氣團之溫度若高於四周（上升後），則指數爲負值，反之爲正值。與蕭華特氏指數之意義相同。僅所取空氣開始上升時層次不同。並且上舉指數乃預測之指數，而蕭華特指數爲實際的平衡指數（Observed Statri Index）。

上舉指數由下述步驟求得之：

（一）應用等面積圖解法求得接近地面三千呎層內之平均混合比。

（二）決定空氣將增溫或冷却之程度（即預測午後之最高溫度），然後在三千呎層內修正實際之探空曲線。（有時可用三千呎層內之平均溫度代替之）。

（三）用此三千呎之位溫與平均混合比之交點爲低層平均空氣團之凝結點。

（四）從凝結點起再沿濕絕熱線上升至 500mb 層，相交點之溫度即求得假定之500mb層溫度。

（五）從實際500mb層溫度減去求得之溫度即爲風暴中心所用之上舉指數（如圖三）。

（圖三）上舉指數例圖

爲了研究上舉指數對預測午後空氣潛在的不穩定性是否較蕭華特氏者爲有效起見，該中心特將根據 1500z 探空曲線所預測的上舉指數與用同一測站 2100z 之探空曲線計算出之蕭華特指數統計比較其相關，所用之資料因限於採用同時有 1500z 及 2100z 探空觀測之測站紀錄，故應用華盛頓(Washington D. C.) 一九五四年，六七八三個月之資料及一九五五年二月至五月間，100°W以東各測站有代表性之探空紀錄。其中凡有界面在1500z至2100z間過境之紀錄全部捨棄不用，根據上述之原則總計採用三百三十九次實例。

（圖 四）

圖四所示爲三百三十九次實例中，同一測站根據 1500z 探空紀錄計算得之上舉指數與根據 2100z 資料計算之蕭華特指數，二者之相關，相關係數高達 0.86。

圖四爲同一測站之1500z及2100z兩次紀錄完全根據蕭華特氏法計算得之穩定度相關，結果爲 0.71。

（圖 五）

雖然二者所獲得之相關皆甚高，但詳察紀錄，上舉指數却較蕭華特者爲有效。例如：在全部三百三十九次實例中有一百一十二次，當1500z蕭氏指數爲負值時，但在2100z時却爲正值。使用上舉指數計算時，不但在一百〇七次中很正確的預測出由正值至負值（指從1500z—2100z）之變化，而且其中有時僅相差±2°C。因之，證明上舉指數爲預測午後（所用資料時間六小時後）潛在不穩定之有效工具。

參考資料：（一）A. K. Showalter-A Stability Iadex for Thunderstorm Forecasting
（二）Predictor of Latent Instability (Bulletin, American Meteorological Society Dec. 1956)
（三）氣象技術月刊三卷七期，預測雷雨輔助法則之商榷。
（四）穩定度表爲空軍氣象中心徐中校應環從美國携回，現正爲該中心所採用。

500 mb 穩定度溫度計算表

	-28	-26	-25	-24	-23	-22	-21	-20	-19	-18	-17	-16	-15	-14	-13	-12	-11	-10	-9	-8	-7	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
-5	42	42	42	41	41	41	41	41	41	40	40	40	40	40	39	39	39	39	38	38	38	37	37																									
-4	42	41	41	41	41	41	40	40	40	40	39	39	39	39	38	38	38	38	37	37	37	37	36	36	36																									
-3	41	41	41	41	41	40	40	40	40	40	39	39	39	39	38	38	38	38	37	37	37	37	35	35	35	34																								
-2	40	40	40	40	40	39	39	39	39	39	38	38	38	38	37	37	37	36	36	36	35	35	34	34	34	33	32																							
-1	39	39	39	39	39	38	38	38	38	38	37	37	37	37	36	36	35	35	35	35	34	34	34	33	32	31	31																							
0	38	38	38	38	38	37	37	37	37	37	36	36	36	36	36	35	35	35	34	34	34	34	33	33	31	31	31	30	30																					
1			37	37	37	36	36	36	36	36	35	35	35	35	35	34	34	34	33	33	33	32	32	31	31	30	29	29																						
2			37	37	37	36	36	36	36	36	35	35	35	35	34	34	33	33	33	32	32	31	31	31	30	30	29	28	28	27																				
3			36	36	36	35	35	35	35	35	34	34	34	34	33	33	32	32	32	31	31	31	30	30	30	30	29	29	28	27	27	26																		
4			35	35	35	34	34	34	34	34	33	33	33	32	32	31	31	31	31	31	30	30	30	29	29	28	28	27	27	26	25	25																		
5			34	34	34	33	33	33	33	33	33	32	32	32	32	31	31	31	31	30	30	29	29	28	28	27	27	26	26	25	25	24	23																	
6								32	32	32	31	31	31	31	30	30	30	30	29	29	28	28	28	27	27	26	25	25	24	24	23	22	21																	
7								31	31	31	30	30	30	30	30	29	29	29	29	28	28	27	27	27	26	26	25	25	25	24	23	22	21	20	19															
8								30	30	30	29	29	29	29	29	28	28	28	28	28	27	27	26	26	26	25	25	24	24	24	23	22	21	19	18	17														
9								30	30	30	29	29	29	29	29	28	28	28	28	27	27	26	26	26	25	25	24	23	23	23	22	21	20	20	19	18	17	16											
10								29	29	29	29	28	28	28	28	27	27	27	26	26	26	25	25	25	24	24	23	23	22	21	20	19	19	18	17	16	15												
11								28	28	28	27	27	27	27	27	26	26	26	26	26	25	25	25	24	23	23	22	22	21	21	20	19	18	17	16	15	14	14											
12								28	28	28	27	27	27	27	27	26	26	26	26	26	25	25	24	24	23	22	22	21	21	20	20	19	18	17	17	16	15	14	13										
13								27	27	27	26	26	26	26	26	25	25	25	25	25	24	24	23	23	22	22	21	21	21	20	19	18	17	16	16	15	14	13	12	11									
14								26	26	26	26	25	25	25	25	24	24	24	24	23	23	23	22	22	21	21	21	20	20	19	18	17	17	16	15	15	14	13	12	11	10	9							
15								26	26	26	26	25	25	25	25	24	24	24	23	23	23	23	22	22	21	20	20	19	19	18	17	16	16	15	15	14	13	12	11	10	9	8	7						
16												24	24	24	23	23	23	23	22	22	22	21	21	20	20	19	19	19	18	17	16	16	15	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6						
17												23	23	23	22	22	22	22	21	21	21	20	20	20	19	19	18	18	17	16	16	15	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4					
18												23	23	23	22	22	22	21	21	21	21	20	20	19	19	18	18	17	17	16	15	14	14	13	12	11	10	10	9	8	7	6	5	4	3				
19												22	22	22	21	21	21	21	21	20	20	19	19	19	18	18	17	17	17	16	15	14	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1			
20												22	22	21	21	21	20	20	20	20	19	19	19	18	18	17	17	16	16	15	15	14	13	13	12	11	10	9	9	8	7	6	5	4	3	2	1	0	
21																		20	20	19	19	18	18	18	17	17	16	16	16	15	14	13	13	12	11	10	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	0	-1	
22																		19	19	19	18	18	17	17	17	16	16	15	15	14	14	13	12	12	11	10	9	8	8	7	6	5	4	3	2	1	0	-1	
23																		18	18	18	18	17	17	17	16	15	15	14	14	13	13	12	11	11	10	9	8	8	7	6	5	4	3	2	1	0	-1	-1	
24																		18	18	17	17	16	16	16	15	15	14	14	13	13	12	11	11	10	9	9	8	7	7	6	5	4	3	2	1	0	-1	-2	
25																		17	17	17	16	16	15	15	14	14	13	13	12	12	11	11	10	10	9	9	8	7	7	6	5	4	3	2	1	0	-1	-2	
26																							15	15	14	14	13	13	12	11	11	10	10	10	9	8	7	6	6	5	4	3	2	1	0	-1	-2	
27																							14	14	14	13	13	12	12	11	10	9	9	9	8	7	6	6	5	4	3	2	1	0	-1	-2	-3	
28																							13	13	13	12	12	11	11	10	9	9	9	8	7	6	5	5	4	3	2	1	0	-1	-2	-3	
29																							12	12	12	11	11	11	10	9	9	8	8	7	7	6	5	5	4	3	2	1	0	-1	-2	-3	-4
30																							12	12	12	11	11	10	10	10	9	9	8	8	7	7	6	5	4	4	3	2	1	0	-1	-2	-3	-4
31																												10	10	9	8	8	7	7	7	6	5	4	4	3	2	1	0	0	-1	-2	-3	-4
32																												9	9	8	8	7	7	7	6	5	5	4	4	3	2	1	0	-1	-2	-3	-4	-5
33																												9	9	8	7	7	7	7	6	5	4	3	3	2	1	0	-1	-1	-2	-3	-4	-5
34																												8	8	8	7	7	6	6	5	5	4	3	3	2	1	0	-1	-2	-3	-4	-5	-6
35																												8	8	8	7	7	6	6	5	5	4	3	2	1	0	-1	-2	-2	-3	-4	-5	-6

〔說明〕 1.應用探空曲綫在850 mb層之溫度與露點即可求得500 mb之溫度數值
2.從表中查出之數值減去原探空曲綫在500 mb層之溫度即得出「蓋氏指數」

〔註〕 表中所列數值無「+」號者為「-」值

（上接第十一頁）

（十三） International Geophysical Year–A Special Peport prepared by the National Academy of Sciences for the Committee on Appropriations of the United States Senate. Senate Doc. No. 124,84th Congress, 2nd. Session, 1956.

（十四） Antarctic Program–USNC for the IGY, National Academy of Sciences–National Research Council, Washington, D. C. April, 1956.

（十五） 鄭子政—南極的新地理—氣象學報第二卷第一期第二九頁至三十三頁。

（十六） The Epic of the Japanese Antarctic Expedition–Ashi Evening News February 12, 1957.

（十七） ① Little America 78° 16'S.162°28' W ②Byrd 80° S. 120°W ③ Pole 90° S. ④ Weddell 78°S. 50°W. ⑤ Knox 66°S. 110°E. ⑥ Adare 72°S. 171°E. ⑦ Williams 77°51 S.166°37 E.

（十八） S. K. Mitra : The Upper Atmosphere–The Asiatic Society, Monoglaph Series Vol. V. 1952, 640–643 1Park Street, Calcutta, 16.India

（十九） 「天蜂」之結構可參看：S. K. Mitra : The Upper Atmosphere–p.p. 563–564.

註釋： 自地面上升空氣層中可分為六個層次，由地面上升至十二公里處稱為對流層（Troposphere），自十二公里至八十公里間稱為平流層（Stratosphere），自平流層頂約八十公里處至一百公里間為上空氣溫最低之境域稱為低溫層亦可譯為中間層（Mesosphere）。自八十公里上升至四百公里間統稱為游離層（Ionosphere）。在低溫層與氣外層之間，約在高度四百至一千公里間，則稱為超溫層（Suprasphere）因其在增溫層（Thermosphere）以上，在一千公里以上空氣均散失空間因稱為氣外層（Excsphere）。若僅以溫度分佈而論，空氣上層則可分為對流層平流層，與增溫層三個層次。

台北國際機場航空氣象之研究

劉鴻喜

一、緒　　言

近年來臺灣地位日趨重要，與遠東以及世界各國交往頻繁，海空運輸量均大見增加。交通部民用航空局於遷臺之初，原擬在中崙建一民航專用之國際機場，後以所需經費至爲龐大而未果行；現在的臺北國際機場，係與空軍松山基地劃分使用，由同一塔台指揮軍民航機起飛與降落，現有跑道爲東西向（087－273），長5280呎，寬150呎，單輪載重28,000磅，數年以來，所有臺北軍民以及國際航機，統在此跑道上起降，實難應付日益增加的航空運輸業務，政府有鑒於此，爰於去歲利用美援，開始改造此一機場，使之成爲第一流的國際機場，其擴建工程主要爲：

㊀增建重型跑道一條，新跑道計長 7,500呎，寬 520 呎，載重可達九至十一萬磅，可以適應世界現有之各新式航機起落，包括 DC-6, DC-7,C124 等巨型航機及快速噴射機等，由於地形限制及配合盛行風向，新跑道亦爲東西方向。

㊁建築新型塔台，塔台指揮航機起落，關係重大，新建塔台位於跑道近傍中部，爲五層高塔，四面均爲玻窗，能得到全面鳥瞰，臺內一切設備均極新穎，新台竣工後，氣象觀測人員亦將配合塔台飛航管制人員共同進入工作，使民航服務之配合，益臻密切而完美。

㊂重建停機坪，原有停機坪狹小，坪面薄弱，不宜重型航機使用，新建鋼筋混凝土停機坪，既大且厚，可供巨型機滑行。

新建工程預計今春可以完工，屆時各大航空公司巨型客機均可在臺北起落，因此民航當局對於航空氣象的需要將更殷切，爰不揣翦陋，根據歷年(1946-55) 松山機場氣象紀錄，及筆者在松山多年從事實際工作的體驗，以統計數字配合客觀法則，對松山各種氣象要素，加以研究分析，以就正於讀者。

二、台北在東亞天氣大勢中之地位

在東亞活動的氣團，計有極地西伯利亞氣團（P_C,NP_C），熱帶太平洋氣團(T_P)及赤道海洋氣團(E_m)三種，由於季節的變換，這三種氣團的盛衰也互有消長，因之對於臺北的影響也隨時而異；大致言之，冬季半年（十一月至翌年四月），P_C 最强，其勢力自西伯利亞及蒙古一帶，一直伸張到菲律賓北部，臺灣完全在其影響之下；當此時也，臺灣在東北季風吹襲下，東北部首當其衝，氣流被山巒阻擋而迫升，冷凝而降雨，臺北亦位此區內，晴晝日少，細雨綿綿連續可達十日半月之久；三月以後，P_C 力量漸弱，逐漸向北退縮，四五月間，臺灣北部爲 NP_C 及 T_P 交互進退之時，双方力量相埒，每在臺灣附近相持不下，因而產生一連串的惡劣天氣，五月以後，T_m當令，改吹西南季風，臺灣復在其控制之下，此時南部進入雨季，北部因遠處於背風面，天氣常晴朗而乾熱，雨日甚少，但月雨量並不少，此蓋由於颱風雨及熱雷雨所賜；在此期內，臺灣附近海面也常發生熱帶性低氣壓或大範圍的雨雲，此種對流性雲的發生與移動，也常在臺灣地區降下豪雨。在夏季半年中（五月至十月），T_P與 E_m常互相左右臺灣天氣；大半時間是T_P向西擴展，直達華南及菲島南海一帶，有時則E_m活躍，自南中國海北上，可以直達臺灣以北，此時臺灣低空西南風特强，天氣燠熱不已。

三、台北國際機場之地理環境

臺北四周皆山，形爲盆地，其間東北與東南山勢較高，山嶺綿亘少缺口(主要缺口用爲基北交通要道)，西南則平衍爲丘陵地，以與桃園臺地相連接(圖一)。松山機場位於北緯25°04′,東經121°33′.拔海高度僅 7.8 公尺(水銀氣壓表水銀槽高度)，在機場以北不遠處，有山巒橫列，最前排矮山阜高僅324呎至486呎不等，距機場僅 $1^3/_4$ 哩，其後則有紗帽 (2110呎)，五指 (2293呎)，大屯 (3543呎)，七星 (3674呎) 諸山，東北有矮小山阜，適位於跑道尾端，幸高僅 300 呎，對於航機起降尚不致成爲障碍，西北面爲圓山及中山北路市區，因此限制了機場向東西兩方的發展。機場之南爲停機坪及民航大廈等，以北有基隆河，自東徂西，略與跑道平行，經中山橋注入淡水河中。通常因東風爲松山機場盛行風向，故航機均自淡水上空入淡水河繞新莊降低高度後，即以平行基隆河之方

圖一、臺北國際機場位置圖

向降落於松山機場，基隆河水量不大，但河谷濕度常甚大，清晨因輻射冷却作用，常在沿河一帶形成淺低霧，對於跑道附近之能見度影響頗大，此種情形尤以冬春季節爲甚。

四、各項氣象要素之分析及其影響航空之情形

㊀ 天空雲幕狀況

每年冬季臺灣北部因受東北季風及地形的影響，降水頻頻，因之陰天特多，松山亦難例外，如表一所示，全年從十月至翌年六月，每月密雲日數均在十一天以上，其中一至四月，密雲日數(雲量 9.1至10) 均超過各該月日數一半以上，全年雲幕低於一千呎之日數達10.4 天，即約250時次(註一)，其中二、三、四各月均約二天(即約48時次) 爲最多，八月份平均僅 0.3 天爲最少；低於五千呎之雲幕，全年達 191.7天，根據歷年統計平均，自十月迄翌年四月，各月雲幕高低於五千呎者均達18天至21天左右，每年八月仍屬最少，僅 8.6 天；低於一萬呎之雲幕，全年共有 226.9 天，就中以一、三、十二等月出現最頻，達23天左右，八月最少僅 10.8 天，七、九等月次之，約均14天。

表一、松山機場各種天空狀況日數表

雲量 \ 月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全 年
碧 空 (0-0.9)	1.0	1.4	1.2	0.5	0.9	0.7	0.9	1.7	1.9	0.8	1.0	1.2	13.2
流 (1.0-5.4)	6.7	3.7	5.0	4.1	5.7	3.9	9.1	12.2	11.4	7.9	5.9	5.2	80.7
裂 (5.5-9.0)	7.1	7.8	7.8	8.1	13.2	12.1	14.6	12.4	11.2	10.1	9.5	10.4	124.5
密 (9.1-10.0)	16.2	15.3	17.0	17.2	11.2	13.3	6.2	4.7	6.5	12.2	13.6	14.2	147.5

由上可知臺北陰天甚多，晴天較少，但就航空所需要之雲幕言，目前松山機場所規定之最低雲幕標準(Minimum Ceiling Limit)日間爲500呎(降落)及300呎(起飛)；夜間不拘起降均爲 600 呎，現歷年紀錄顯示，全年雲幕低於一千呎者爲 10.4 天，低於或等於 500呎之雲幕日數，當更少於此。最低雲幕之來源有二，每當降雨之際，常有碎雲飄浮空中，高僅三五百呎，另由濃霧上升所形成之薄層雲，亦常瀰漫機場上空，成爲低雲幕之兩大來源，但每年出現總時數幸不過多，尚不致成爲臺北機場飛航上的重大障碍。

㊁ 能見度及視程障碍

一地之雲幕高，可說是垂直方向之能見度，而普通所指的能見度，乃指水平方向之能見度 (Horizontal Visibility) 而言。能見度之優劣，與當地的視程障碍直接相關，臺北地處盆地，目前已爲八十萬人口之工商大城，機場附近設有不少小型工廠，跑道北端，復有基隆河廻曲繞行，因此構成視程障碍如霧，霾等的必備條件一水氣和凝結核，經常容易充分獲得，是以松山機場之能見度，常非甚佳；由紀錄顯示，能見度小於六哩之日數，全年達290.1天，不足一哩之日數全年共13.9天，能見度年平均爲五哩，上半年各月平均爲四・四哩，下半年因秋季能見度較佳，月平均增爲五・六哩(參看表二)。松山機場能見度之低落，主要受降水，霧，霾等影響，全年降水日數達162天，霧日(能見度不足二公里)年達 51.4 天，霾日未見統計，但據筆者經驗，幾乎每日均有霾出現，每屆黃昏，暮靄四合，能見度即迅速自十餘哩降至五、六哩，如此一直維持至翌晨四時以後，由於氣溫續降，濕度增加，視程障碍乃由霾增濃變爲晨霧，能見度亦續減至二哩左右，甚且在短時間內低減至一哩以內，其出現時間

表二、松山機場各月霧日及能見度表

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全 年
霧 日	5.7	4.0	5.5	6.0	5.9	5.9	4.4	1.3	2.8	1.9	2.0	6.0	51.4
能見度 (mls)	4.3	4.3	4.4	4.5	5.0	4.3	5.4	6.3	6.0	5.5	5.1	5.0	5.0

約爲晨六時至八時許，爲時雖甚短暫，但因此一時間適爲環島班機起飛（每日上午八時）及自日來臺班機抵臺之時，故晨霧常成爲延阻航機起落時刻的一項重要因素；因此晨霧及能見度之觀測，特別重要，必需精確依照能見度目標圖仔細測報，並隨時注意其變化，方能使航空公司心悅誠服；此時塔台方面亦常索詢短時預報，以爲其指揮航機之參考，故霧之生成及消散，在航空天氣預報上，常居重要地位。

㊁ 地面風信及高空氣流

A. 地面風信：，松山機場北有群山屏障，因此在全年之中，最盛行風向爲東風（參看表三）南、北風絕無僅有，在一年十二個月中，僅七月份月平均風向爲西風，其餘均爲東風。就季節言，秋、冬、春三季均以東風居首，東北及東南風居第二位，僅夏季以西風及西北西風爲主，此因夏季爲西南季風當令，故多西風，其餘各季均受東北季風控制，故地面風向多東風及東北風；就風速言，各月平均風速均不及每秒五公尺（10kts），而每日最大風速小於 7.5m/s之日數，全年達 201.6 天，冬季因寒潮經常南下，東北季風强烈，故月平均風速較强，最大月平均爲 4.6m/s（即9.2kts）；夏季西南風吹至臺北已成弩末，風力較弱，最小月平均爲2.2m/s（七月），但就

表三、松山機場地面風信表

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年
平均風速 m/s	3.3	3.4	33.6	3.0	2.9	2.6	2.2	2.8	3.7	4.2	4.6	4·0	3.4
最多風向	E	E	E	E	E	E	W	E	E	E	E	E	E
最大風速 m/s	14.7	15.1	15.1	15.8	18.8	19.2	32.3	24.4	35.0	18.4	25.5	18.0	35.0
最大風速之風向	NE	E	E	E	E	W	ESE	E	E	SE	NE	E	E

最大風速言，則在夏季，如表三所示，九月份最大風速達卅五每秒公尺，此項紀錄乃颱風所造成，至極端最大風速，松山氣象台曾於去年(1956)當颱風葉納來襲時，測得四十一每秒公尺(82kts)之紀錄，爲近十年中之最大者。該次强風曾將松山機場民航機吹損三架，而以一架 PBY 水陸兩用機被吹翻身爲最重。航機起降對於平行或近於平行跑道之風力大小，較少顧慮，甚且可以利用風力加速起降，但若果側風過於强大，其對於機翼之強大浮力，常使航機知所警惕，而避免意外損害。現松山南北風絕無僅有，偶有風向不定，亦極微弱，而百分之九十五以上爲東西向風，故對於航機起落言，極爲便利而安全。

B. 高空氣流：松山機場軍民氣象臺均缺乏系統性高空測風紀錄，臺灣省氣象所僅有探空紀錄，此處僅依據空軍桃園高空紀錄，略將臺北附近高空氣流情形，予以說明。臺灣冬季低空受東北季風所控制，上層爲西風，二者之間有一變風層 (Changing Level)，風力最小，元月份該層高度約爲五千呎，上層西風氣流來自中印邊境，經華南而達臺灣上空，高度愈高，風速愈大，冬季桃園二萬呎上空，經常有時速五十哩以上之西風，目前西北航空公司航機爲 DC-6B型，爲趁此强大西風便利，於由臺北飛航日本東京時，大多將巡航高度提高至一萬五千至二萬一千呎之間，但由日返臺時，爲減小逆風阻力，又將高度改爲一萬呎以內，此爲航機爲圖適應氣象因素的一個顯明例證。至在中緯度活躍的噴射氣流，據魏元恒氏之研究，因臺灣緯度較低，其平均位置並不通過臺灣而在北緯卅二度附近，但根據桃園探空紀錄顯示，此噴射氣流軸心，偶然(多在寒潮南下時)可抵臺灣北部上空，此時桃園上空風速可達120-150kts之間，而整個東亞噴射氣流則呈双噴射氣流軸心型式。

春季以後高空氣流漸次減弱，故每年五—十月份即夏半年內，桃園高空風速無超越五十浬者；夏季臺灣爲發源於印度洋的西南季風當令，故低空經常吹西南風，高空則爲東風波，此層甚爲深厚，常可高達平流層，航機在夏季對於高空風信之利用、比較不如冬季持恒而穩定，大致言之，夏季港臺間民航機之巡航高度，常低降至五六千呎，以配合西南季風；夏季最可得順風之助者，莫若自關島來臺航機，若巡航高度選擇適宜，則可較正常時間提前抵臺北達一小時之久。

自低空季風層，轉變入高空氣流，其間風向轉變之順逆，於對機師講解天氣時，也頗有說明之必要，大致言之，冬季自低空之東北季風，隨高度而風力減弱，方向之轉變則爲順時鐘向上，即由東北風漸變爲東南風，再變爲西南風，此蓋由於副熱帶高壓中心自低空向上隨高度傾向西南所影響；夏季風變層之轉變則爲反時鐘向、即由西南風先變爲東南風，再變爲東風或東北風，此因印度夏季低壓區隨高度而減弱，上空被太平洋高壓伸入所致。

㈣ 降　水

臺北位於副熱帶北緣，歷年氣溫紀錄，從無低於攝氏零度者，即五度以下者亦極少，故臺北無降雪紀錄，僅附近大屯諸山，每年都有一至二次降雪紀錄。過去五十五年之紀錄顯示，臺北曾見霜卅四次。松山年平均雨量爲1866.8公厘，與臺北市年平均雨量2111公厘相較，尙少二百四十五公厘，惟因兩項紀錄所統計之年代不同，前者爲最近十年之紀錄(1946—55)，後者則爲五十五年(1897—1952)之紀錄，可能有偏高偏低之情形，也可能表示松山機場年降水量經常略小於市區。至於降雨型式，則隨季節而異，大致言之，冬季受東北季風吹襲，氣流經北方

表四、松山機場各月雨日及雨量表

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年
雨日	12.0	13.2	13.2	15.2	11.6	16.0	13.2	12.6	11.2	14.6	16.0	13.2	162.0
雨量 mm	84.7	100.6	85.6	155.3	125.6	232.6	200.6	188.9	194.2	200.7	178.8	69.2	1866.8
一日最多量	46.8	71.7	41.9	56.5	69.2	94.4	135.7	280.5	165.0	308.8	122.1	118.4	308.8

海面，常有渦流逆溫層，形成低層雲，越山冷凝，故天色陰沈而有毛毛雨，纏綿長達半月之久，但雨日雖多，雨量却少，如表四所示，從十二月至三月各月中，月雨量多在百公厘以下，十二月更僅69.2公厘，此四個月佔全年時間三分之一，但雨量尙不及年雨量的五分之一。三月以後，氣溫增高，雨型丕變，雷雨及對流性陣雨取而代之，此時溫濕氣流所產生的豪雨，常傾盆而下，故夏季各月平均雨量遠較冬季爲大，遇颱風襲臺時，雨量更屬驚人，最多日雨量曾達308.8公厘(發生於十月)，每小時平均降雨達12.8公厘之多。

降雨對於松山機場飛機起降自有相當影響，其一爲大量碎裂雨雲，隨低空氣流飄越機場上空，使機場雲幕高低降至三、五百呎，其二因在降雨時濕度甚大，而溫度却不甚低，故常蒸發有迷濛霧滴飄浮，使能見度銳減至半英里左右，此時若有航機降落，除在上空盤旋以候天氣略形好轉外，只有由機師請求開放利用儀器着陸(G.C.A. Ground Control Approach)之一法。但若能見度小於半哩時，則一切航機均須停止起降。

五、松山機場天氣預報之探討

由於飛機工業發展迅速，航機速率日有增加，以目前往來臺北的各型航機而論，其巡航速率(True Air Speed)自C47的每小時140kts，C46的160kts，號稱空中霸王的DC-4爲185kts，至DC-6B已增爲268kts，速率躍增幾達一倍，至於未來的噴射客機，速率更爲驚人，(香港航空公司的子爵式機 Viscount, 即將開航臺北，速率已在三百浬以上)，因此航機在遠東各大國際機場間飛行時間，日益短促，如臺北至香港，由於機種的改變，飛航時間也由從前的二小時四十五分(DC-4)縮短爲約二小時(DC-6B)。故機場天氣預報以短時間爲主，目前中央氣象局松山氣象台，每日根據四次地面天氣圖，編發四次航線終點預報(TAFOR)，有效期間爲十二小時，且前後互相重複六小時(如在2200z時，編發00-12之預報，但在0500z以前，又編發06-18之預報)，以便及早對上次預報有所校正。除此以外，尙有逐時飛行天氣報告電碼(AERO)後面附加的短時天氣預報電碼(TFAWS)，計每日十六次；此外尙有航線預報(ROFOR)及其他各航站之終點預報(Terminal)等，均隨各公司民航機之需要而予供應。

關於松山機場天氣預報之技術，僅簡分爲冬夏二季述之：

㈠夏季：臺北地處副熱帶，氣候炎熱，六、七、八、九各月份月平均溫度，均在26°C以上，絕對最高溫度，甚且高達37.2°C(參看表五)，在如此炎熱天氣下，最多熱力雷雨，溫濕氣團在條件性不穩定下，發生强烈對

表五、松山機場各月氣溫表

氣溫 月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年
月平均(C°)	15.3	15.6	17.4	20.6	24.4	26.4	27.9	23.0	26.8	22.7	20.0	17.2	21.9
絕對最高	28.3	30.1	32.4	34.4	36.7	36.8	36.7	37.2	35.8	33.1	31.5	32.4	37.2
絕對最低	1.8	3.0	7.0	10.0	13.5	17.0	20.1	21.1	17.8	12.8	10.9	4.5	1.8

流，地面濕熱空氣猛升至高空，發生大量凝結而降雨，有雷雨之日，大致晨間風力微弱，已呈對流徵象，上空產生凝結，故上午即有少數積雲飄浮空中，迨熱力愈增，對流益盛，小積雲發展爲濃積雲，向上激升，頂部常凍爲

冰雪，此時乃有僞卷雲出現而成積雨雲，迨雨滴愈積愈大，下沈力勝過氣流挾升率，遂沛然下降，並伴以雷電現象，是爲雷雨。若晨間已覺濕熱，風力微弱，高空風力亦屬微弱，且有小積雲出現，預測午後氣溫可在 26°C 以上，露點在16°C以上時，則午後必有雷雨，夏季臺北雷雨甚頻，且有其連續性 (Continuity)，即可連續每日於午後下雷雨達一週之久，但每日雷雨之時間則呈顯著之落後現象；又因「夏雨隔丘田」故有時松山無雷雨，而臺北市區已大雨傾盆，此蓋因其局部甚大之故。除熱力雷雨外，尚有冷面雷雨，此種雷雨之發生均在冷面過境時，每年發生次數不多，但偶有發生，性極猛烈，故當冷鋒迫近時，應注意高空氣流及絕熱圖情形，如被來襲的冷氣團楔抬升的暖氣團，其屬性高溫濕重，呈條件性不穩定狀態，則雷雨機會甚多，應及時對航機發佈線颱 (Squall) 雷雨之警告。

颱風迫近臺灣時，由於颱風所處的位置不同，對於松山機場的影響也不同，大致當颱風自西南方穿過巴士海峽向東北東行進時，松山風速增大甚早，即中南部尚無明顯影響時，而松山已是東風甚勁，此蓋由於合成風速及缺乏地形阻擋的結果，若颱風自東南方迫近臺灣東部時，則松山及臺北所獲雨量常較多，而風力每甚小。此種現象尚有待進一步的統計分析研究。此外本區尚有夜雨習性，以夏季言，如白日天氣晴好，黃昏時機場東北山坡上有虹出現，則夜間常有小雨，至翌日又復晴好如昨。冬季夜雨則係由夜溫降低致雨，白日因氣溫增高復爲陰天。

夏季臺灣海峽也常出現小型低壓，挾有大量水氣造成大範圍之雨區，但有時臺灣有大範圍的降雨，而在高空及地面圖上，均難找到其降雨原因，魏元恒氏曾假定其與高空噴射氣流有關，但在目前尚未發現確證。

㈢冬季：冬季松山及臺北天氣完全受制於大陸冷氣團，每次寒潮南下，臺北即氣溫陡降，陰雨連綿，且連續性特强，必待高壓中心或其前部分裂中心移出大陸，臺北天氣始克開朗，冷氣團中心若由長江以南移入東海，則天氣轉晴機比極大，若自華北移入黃海，則臺北天氣尚未可必。又變性大陸高壓南下時，因其所經途徑不同，其秉性也大有差異，當寒潮南下之初，其行徑大多自華北經華東南侵臺灣，此時氣團寒冷而乾燥，本省北部氣溫急降，密雲而毛雨，迨持續日久，大陸氣團逐漸東移，南來氣流多經行黃海，東海而至臺灣，此時氣團所含水氣大增，至本省北部因遇山迫升，乃冷凝大量雨水，此所以寒潮初來，降雨不多，迨後始見中雨或大雨之原因，故冬季預報，對於寒潮南下之途徑宜特別注意；另外臺灣及琉球之間，此時常易形成低氣壓，因而召致本省北部大量降水，此蓋由於冷氣團經東海及琉球海面南下時，在宮古、石垣島附近與南方暖氣團相遇之故，故宮古 (927) 及石垣 (918) 二島風向之改變，（即由冬季慣常之東北風，偏轉爲東南風向時），常爲臺琉間發生氣旋之良好指標，於進行松山及臺北天氣預報時，宜早注意及之。

此外另一值得注意者，即當寒潮南下之初，臺北、桃園、新竹(基隆、淡水更是如此)各地，均是彤雲低垂，細雨紛紛，但此時花蓮則僅由疏雲漸增爲密雲，不致有雨，此蓋由於背風山坡之故，迨寒潮南下路線逐漸東移後，花蓮始降雨。

松山霧日主要在春冬二季，如表二所示，從十二月至翌年六月每月霧日均在五日以上(二月爲四日)，松之山霧，以低霧爲主，此蓋由於當地小範圍環境所致，霧的局部性也很大，松山清晨常見低霧形如白帶，懸於基隆河谷之上，蓋地形使然。霧的預報，宜留心前一日地面輻射强度，若黃昏溫度及露點已甚接近，夜風復甚微弱，則明晨多有濃霧。若此時低空已有霾層出現，表示低空已有逆溫層存在，則濃霧可必。

至於春秋二季，因係南北冷暖氣團交相進退之期，所產生之天氣形勢又自不同，如春季冷鋒之南下，常不及冬季强勁而快速，因而由冷鋒過境所產之天氣，也常有明顯的落後現象，甚且根本不顯。因而此期預報應特別衡量鋒線之强弱，移行之速度，仔細估算天氣落後的時間，再行發布預報，當不致差誤過大。

總之，氣象學發展至今日，有關天氣預報之方法及原則雖已甚多，但對於預報一地小範圍之天氣，除一般天氣預報大原則應予遵守外，當地獨有之特性，更應密切觀察，細心體驗，庶幾不致差之毫釐，繆之千里，預告之準確率，亦必可提高。本文匆忙草成，卦一漏萬，在所不免，尚祈各先進不吝指正。

註一：文中雲幕高日數及能見度少於一哩日數，係以各種雲幕高實際出現之總時數及小於一哩之總時數，除以規定觀測時數而得。

民國四十五年颱風特殊問題研究

王時鼎

概　　述

本篇所討論之四個特殊問題均與臺灣區有關，其中又可分爲兩類：

（一）侵襲臺灣颱風研究　　藉三十日月平均700mb高空圖及700mb距平圖，所作之對九月份三次侵襲臺灣颱風長期預報問題之探討。

（二）移向臺灣颱風因故而使臺灣免受侵襲者　　此處包括三種情形，即：（a）移至臺灣東南距離約五百浬洋面處，突行後退而趨消失者——四月初莎拉颱風。（b）路徑四次轉折者——十月中旬琴恩颱風。（c）在臺灣東南洋面忽現忽隱之十一月中旬三次颱風之糾葛。此處係爲就上述特殊現象，根據臺灣無線電探空紀錄及其他資料所作之分析與研究。

一、四十五年九月份颱風泰半侵襲臺灣及大陸沿海之因素

有關本問題之研究係以長期預報觀點，理論乃根據 J.Namias 氏「長時期天氣因子對熱帶氣旋（颱風）生成與路徑之影響」一文。

J.Namias 氏在該文節要中曾指出：「在不同季節之各月份中，颱風之生成與路徑有選定若干區域之傾向。其變化係伴隨對流層中部，在長時期平均圖中所顯露之大氣現象發生。依據五日及三十日平均天氣圖之大氣波動，及該圖對長時期平均值之差異數同時研究，能够有效的預報颱風行進之區域」（註一）。此處有關本年九月諸颱風之偏「常」現象，則係據此所作之事後研究，資料系延用三十日高空700mb平均圖及距平圖。

圖一爲本年九月份700mb月平均圖，該圖之特徵爲有兩分裂太平洋高壓分別出現於日本以東及以南海面，以及沿菲律賓一帶有着向北顯著突出的赤道低壓帶。圖二爲本年九月份700mb平均距平圖。係本年九月份之700mb月平均圖用差異分析法(Differential Analysis) 減去該月歷史平均圖得出（該歷史平均圖係根據美國氣象局一

圖一：民國45年9月份700mb月平均圖

圖二：民國45年9月份700mb月平均距平圖

九五三年出版之「北半球平均天氣圖」中者）。如將該距平圖中位於西太平洋邊緣之三負距平中心連以箭頭，並比較圖三，該一連線則可視爲本年九月份颱風平均路徑之代表。與具有三十餘年紀錄之該月颱風平均路徑（見圖三中虛線箭頭所示者）（註二）相較，顯見本年者平均約偏西十個經度左右。此所以有本年該月大陸東南及臺灣區域颱風警報頻傳之事實。而此種現象之造成即由於西北太平洋，日本、及琉球一帶氣壓高於距平，亦即由於太平洋分裂高壓出現於該一地帶所造成之結果。

以上例證說明了 Namias氏理論在太平洋區域，初步運用之成果。以下並就本年九月份三次侵襲臺灣颱風之實際情況與太平洋高壓態勢作一描述，以供類此行徑颱風之預報參考。

黛納颱風——在地面圖中有一中心氣壓數值在1018至1021mb間之太平洋分裂高壓位於日本以東海面，其楔部向西伸至黃海。高空700mb圖上，該高壓環有10400呎之等高線。在500mb圖中仍可明顯察出。其位置在該數日內均無若何變動。

芙瑞達颱風——在地面圖中有數個高壓中心出現於沿北緯30°之線上，其中有一強度在1017至1020mb之間者，位於日本海，其楔部西伸入華東。在高空700mb及500mb圖上，經常有一高壓存在於琉球群島以東之附近海面。

吉達颱風—太平洋高壓在日本海及黃海一帶，並時有分裂中心出現於琉球群島以東海面，高空圖中高壓中心則在日本本州以南。

由上敘述可見本年九月份侵襲臺灣及大陸東南區域之颱風，均伴有太平洋高壓位置之偏常現象。是以在颱風存在期間如有上述天氣圖形式之配置情形，應特別予以注意。

圖三：民國45年9月份颱風路徑及歷史平均路徑圖

二、莎拉 (SARAH) 颱風之倒退

民國四十五年，西太平洋颱風活動由莎拉颱風拉開序幕，其行徑亦最特殊。其始見於三月二十二日，源地在加羅林群島附近。移向初爲西北偏西，而後轉爲西北。至三月三十一日，中心進至距臺灣東南約五百海里之洋面時，移速突減，趨於停留。至四月一日竟一反過去，循原來行徑向低緯後退，茲就此種特殊現象予以討論。

首先僅就此種倒退現象之本質加以分析。按影響颱風行徑之主要因素有三，即：①由地球自轉偏向力所造成之向北移動分力，②平直底流 (Linear Basic Current)與颱風渦流之合力，③以及導流(Steering Current)。前兩者並不能造成颱風退向低緯之事實，是故僅有「導流」因素才能滿足之，亦即言僅能在颱風四圍出現有西北氣流時，才能促其在低緯向東南方倒退之可能。

以下資料係用以證明上述之推證。

圖四：民國45年4月初莎拉颱風倒退前後臺灣各地高空風時間剖面圖

圖四爲莎拉颱風倒退期間，臺灣區域桃園、馬公、恒春三地之高空風時間變化圖。由圖吾人可得以下三點有關此次颱風在低緯倒退現象之指示。

(a) 在莎拉颱風倒退期間，桃園與馬公地面東風層厚度均見增高，而恒春恰屬相反，突行下降呈明顯之「凹」形，與原來約差一半，即由一萬呎降低至四千至五千呎。

(b) 三地低層東風層上之西風，在二萬呎以下均一致轉爲西北向。

(c) 高空南支噴射氣流軸南移至臺灣(參看圖五)。

由 (a) 所述極地西風帶伸向低緯，以及西風層沉降現象足可說明此次在低緯之莎拉颱風何以突見轉向。由 (b) 大範圍之西北氣流出現可說明颱風何以向東南方後撤之事實。至於 (c) 中所述乃極地西風帶整個向低緯「位變」 (Shift) 之最好證明。

上述資料係獲自颱風移向之正前方約五、六百海里處，故可用作「導流」之代表。

圖五所示爲此次莎拉颱風倒退期中之700mb (10000呎) 圖型式。由圖可見：①上述西北氣流之來源——乃由於明顯之短波槽線移過臺灣後所造成者。②颱風何以不隨槽前西南氣流移向高緯而反向低緯倒退——因短波槽與西風之移速近似相同，而颱風移速却祇有四圍西風速度之 60–80%，是故颱風一旦爲短波槽氣流所導引（按本次颱風厚度甚淺尚不及二萬尺），則最後終將退居槽線之後而轉向東南方行進。

由上分析可知此次莎拉颱風倒退現象，祇不過是在低緯轉向颱風之一種極端形式而已。

圖五：莎颱風倒退期中 700mb 圖型式（民45年4月2日1500z）

三、行踪多變的琴恩 (JEAN) 颱風

琴恩颱風之源地係在雅浦島北方約六百海里之洋面。於十月十五日形成後行向初爲西北，移速極緩，平均每二十四小時僅及三個緯度。迄至十九日上午二時，中心在琉球以南洋面突見向東南方後退。移動不及二個緯度移向又銳轉爲西南。行動突兀，大出所料，菲律賓一貨輪則因不及走避被風吹沒，另一美國航空母艦亦因颱風而致行動失靈。至二十一日，該颱風登陸呂宋島，後復折向西北。一般預料將在中國南海轉向大陸，詎知恰屬相反，在海南島東方海面停留二天後，竟又往西南進行，消滅於南越東方海面。綜其全部軌跡有若英文字母"M"之形式。此處僅就此種奇特行徑，就其折向不同，分A–B, B–C, C–D, D–E, E–F五階段（見圖六）以討論之。

A–B階段（向西北）　此爲颱風轉向前之正常行徑。速度減緩示該颱風已漸進入低緯東風帶與中緯高空西風帶間之風場過渡區域。

圖六：民國45年10月19日0600z地面天氣圖

圖七：民國45年10月琴恩颱風第一次折向期間琉球 KADENA 之高空風及壓溫變化圖

B–C階段(向東南)　此段路徑均由飛機偵察定出，故此種後退現象應被視爲正確。且亦可藉圖七琉球之高空風演變以證明之。圖中沿850mb層以下爲東北季風範圍，其上則屬高空西風帶。其中十八日1500z700mb 層上之風向，風速及濕度與其上，下各層相較，均見有不連續現象，本處加以研判認爲此則屬高空太平洋高壓後部之東南氣流(信風)，琴恩颱風在A–B階段則由其導引向西北行進者。至十九日0300z與1500z之間，極爲明顯在700mb

圖八：民國45年10月琴恩颱風折向西南進行期間之臺灣區域高空風時間剖面圖

至500mb層內（10,000—20,000呎）高空風由西南轉爲西北，氣溫亦見下降，凡此均表示此一期間有槽線通過該地（該槽線於先一日通過臺灣，見圖八），則在此時琴恩颱風突向東南後退。此處認爲此種現象係同前述之莎拉颱風，乃受槽線後之西北氣流導引所致。

C-D階段（向西南）　琴恩颱風僅向東南後撤約二個緯度接着又折向西南進行。此一事實經予研判認爲乃係受西伯利亞高壓前部之東北季風導引所致。吾人由圖七已可見出B-C階段颱風倒退係由於10,000'-20,000'之間西北氣流之推送，由此可見該颱風垂直範圍並不大。及後西伯利亞寒潮在高空西北氣流携引下迅速南移，低緯東北季風產生新的湧動（Surge），强度與厚度均大見增加（參看圖八），致琴恩颱風受其裹脅而向西南方進行。

D-E階段（向西北）　此處復向西北移行之事實參照當時地面圖演變可瞭若指掌。緣因上述之西伯利亞寒潮主流移入華北後，復從山東半島出海迅速移向日本，致在菲島之琴恩颱風之相對位置係在其西南象限，東南氣流又復盛行，至是颱風移向又轉西北。第一次向西北移行係受「信風」氣流所導引，而本次則係受「季風」氣流所導引，此爲兩者不同之處。

E-F階段（向西南）　該颱風自菲島向西北移入南海後，另一高壓自新疆進入大陸，低緯東北季風又復增强。值得注意者，該颱風並不即隨盛行氣流向西南進行，而係在海南島以東海面停滯不動。後以颱風爲大陸冷乾氣團包圍日久，强度大見減弱，才於二十五日向西南進行，終至在海中消滅。

四、十一月凱倫(KAREN)，露西洛(LUCILLE)，瑪麗(MARY)三颱風之糾葛

本年颱風活動頗多特殊，尤以春夏之交及入冬以後尤甚。十一月十四與十六日間又有凱倫、露西洛、瑪麗三颱風忽生忽沒，撲朔迷離。其初，凱倫颱風於十三日 0000z 經美軍氣象偵察機第一次偵得其位置係在關島以西250海里之洋面，平均以每小時10浬之速度向西方移動。二十四小時後，該颱風隱匿不見，相隔六小時後，在該颱風消失點之西方約距360海里處，由飛機偵得又有一中型颱風出現(露西洛)，移向仍屬正西，行速約每小時15-18海里。該颱風於十五日登陸呂宋島中部，移向轉爲西南。於十六日 0000z 中心行抵馬尼拉灣，此時突又接飛機偵察報告，在呂宋島東北近海又有一中度颱風（瑪麗）出現。因所報行向爲西北，空軍氣象中心並曾一度對臺灣南部發出警報。未及二十四小時該中度颱風復見消滅（此次颱風雖未侵襲臺灣，但以氣壓梯度突行增劇影響，臺灣海峽及恒春一帶風速均曾增至45海里／時以上，並持續達四五天之久，該一地帶所釀成之災害較諸本年數次颱風所造成者猶有過之。可參看圖九中臺灣地區所繪之等風速線數值）。此次三颱風其起也驟，其沒亦速，且以附近報告稀少，日本中央氣象臺及省氣象所均曾一度視露西洛爲凱倫颱風，並有部份從業人員認爲露西洛颱風即爲凱倫颱風減弱後復見增强而成者。此處加以研判認爲如美軍飛機偵察有關凱倫颱風趨於消滅之報告爲可靠，則六小時後在其西方 360 海里處出現之露西洛颱風不可能係由前者復活而成。蓋颱風在低緯區域絕不可能有六小時內向西移動 360 海里之事實（該一期間，低緯東風速度遠小於上述數值，且亦從未有發現信風帶能達上述之速度者）。如此則上述凱倫颱風消失、其西復出現近似强度颱風之事實應作何解釋？此處筆者所作之判斷是：露西洛颱風在凱倫颱風未見消失前已行存在，惟處於相同緯度帶之兩鄰近颱風，其間强度消長之影響，亦將如南北排列者，由於所受地球自轉偏向力不同關係，偏西颱風當獲發展，偏東颱風將趨消滅（南北排列者，偏南颱風將行消滅或不發展）。此因兩相鄰颱風內側以氣流方向相反彼此相消，結果偏東颱風南來氣流速度將大於北來氣流。因南風所受偏向力影響小，氣流將加速吹向中心，致中心被填塞氣壓升高乃有此次凱倫颱風之消失。西邊颱風之情形恰

與上述者相反，强度將迅速增强，故有此次露西洛颱風取代凱倫颱風之事實。

至於瑪麗颱風突行出現之問題，筆者認爲：(a)瑪麗颱風並非爲露西洛颱風越過呂宋島縱貫山脈後所造成之副中心，蓋副中心係由於越山氣流效應所產生，如屬此種情形，則瑪麗颱風應在露西洛颱風之東南方（如本年九月芙瑞達颱風進入臺灣海峽後在臺東所形成之副中心參看本學報二卷四期徐應璟中校著「颱風芙瑞達」文中插圖），而非在其東北方（見圖九）。(b)亦不可能係在呂宋島東北近海形成。因該一期間該區域東北季風極强（屬發散氣流），且爲呂宋島縱貫山脈之向風面，不可能產生有氣旋式風變進至發展爲氣旋式封閉環流。但無論如何瑪麗颱風之存在業經飛機偵察證實，且從圖九等壓線之變形亦可窺出。

圖九：民國45年11月16日0600z地面天氣圖

此處對其出現之初步分析是，露西洛颱風首遇呂宋島縱貫山脈時，中心分裂爲二（如一般颱風經過臺灣中央山脈之情形然），一部份過山後西移，另一部份氣流，留於呂宋以東，强度減弱惟並未即消滅，及後一度增强，即所謂瑪麗颱風。

五、結　　論

① 去年九月份颱風泰半侵襲臺灣及大陸沿海乃係由於太平洋高壓呈反常分佈之結果。此項徵候可在該月月平均圖及距平圖中明顯示出。

② 莎拉颱風「倒退」現象係爲颱風在低緯轉向之一種極端型式，乃由於伸入低緯之短波槽，槽後之西北氣流導引所造成。

③ 十月份琴恩颱風之四次折向乃係分別受低緯太平洋信風、高空西風、及强大之西伯利亞高壓環流影響所致。其變化雖頗突兀但從琉球及臺灣區域之高空風演變，仍可見其必然之趨勢。

④ 十一月份凱倫、露西洛、瑪麗三颱風間之糾葛，經初步研究認爲，凱倫與露西洛在本質上應被視作兩次颱風，兩者間之盛衰可以東西並列相鄰颱風，所造成之不同偏向力影響以解釋之。至於另一瑪麗颱風，則可併入露西洛颱風內，兩者爲主，副中心之關係，瑪麗爲主颱風。其成因係由於露西洛颱風跨越呂宋島縱貫山脈時之氣流越山效應。

註一：引自徐應璟中校：「聯合國遠東文教組織第一次颱風會議論文索引」，空軍氣象中心「氣象技術月刊」第四卷第十一期

註二：參閱美國陸軍航空隊氣象處1945編印之 "Weather and Climate of China" 颱風一章。

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。

譯著

二十四小時颶風移動之預報

亢玉瑾譯

一、導　　言

自開始高空觀測以來，對於預報熱帶氣旋路徑之方法，曾有多方研究。該等方法或僅自當時氣旋移速求得大約數值，或須藉賴風與氣壓場之預測，然後始能作颶風預報。本文之目的，乃欲確定，不求助於普通預報，是否可應用計算方法，求出熱帶氣旋，二十四小時之位置預報。平均言之，熱帶氣旋移動之方向與速度，極爲近似於風暴週圍對流層之氣流。理論上應利用對流層平均氣流圖以研究此問題，但因紀錄缺少，此法頗難實施。因之假定500mb面上之氣流，或根據該氣流而求出之參變數(Parameter)，可代表對流層平均氣流。果爾，則可由 500 mb 高空圖，計算風暴之速度。且若計算之範圍，與風暴中心，有足够之距離時，則計算所得，可能包括未來二十四小時，加諸風暴之主要力量。

所以採用500mb高空圖者，乃因現有該項歷史天氣圖，可資利用，且該圖爲各氣象台之基本高空圖。500mb面，可能不適用於一般熱帶分析，因其適位於上下對流層氣流型 (Flow Patern) 之轉移地帶。但對成熟熱帶氣旋而言，則適位於其中層，因之極適於該項實驗之用。

本文所討論者，僅限於充分發展之颶風，且於製作預報時，該等颶風已移入海上，而位於八度與三十五度緯度之間。舉凡熱帶低壓 (Tropical Depression)，正在形成或消滅之風暴，開始轉變爲副熱帶低壓之颶風，或移至大量陸地(尤以山岳地帶爲甚)地區之颶風，上述計算方法，均不能應用。

二、應　用　資　料

最初就過去資料中，選出各種不同路徑之颶風，並就歷史天氣圖中，500mb高空圖之熱帶地區部份，重新仔細分析後，乃嘗試以各種方法，予以預報。經過一九五三年颶風季節，以上述資料實驗之結果，求得一種方法。於一九五四年，將之加以驗證。繼於一九五五年颶風季節時，復將該方法重新修正，並利用太平洋之資料，再行加以驗證。

因紀錄稀少，幾乎所有天氣圖之分析，均有不能確定之處。此外公佈之風暴位置，其準確程度，亦僅能視爲在實際位置三十英里以內。由此二者，及葉氏所述颶風沿其路徑，作擺動行進之事實，預期結果之美滿程度，自將蒙受相當之限制。凡預報位置，位於颶風顧問或天氣評論月刊 (Monthly Weather Review)所判定之位置，經緯度各一度以內者，其結果已應視爲極端良好矣。

三、計　　算

根據週圍氣流，以決定風暴速度時，遭受一項重大困難：即此種氣流，不能直接測知，僅能求出其地轉近似值。應用地轉風研究此問題，初以爲成功之希望不大。但經應用各種方法嘗試以後，證明此一方法，結果最爲滿意。先求風暴可能影響地區，未來二十四小時，500mb地轉氣流之南北及東西分流。然後統計其風暴向南北及向東西移動之關係。

以風暴爲中心，劃定網格 (Grid)，其範圍包括吾人認爲風暴將影響之地區。塡列該區內 500mb面之高度值(以十英尺爲單位)，以爲預報之準備工作。最初所估計之網格，範圍甚大。第一次採用者，自風暴中心向東西各二十個經度，向南十個緯度，向北二十個緯度。以後獲悉，較遠地區，雖能操縱一般氣流型式，但風暴二十四小時之行徑，大體上係由其週圍較小地區之環流所決定。故採用之影響地區範圍，乃逐漸縮小爲十個至十五個經緯度。較最初採用區域，減少一個數量機(Order of Magnitude)。

圍繞風暴之天氣形勢，每有不同，故所採用之網格範圍，不宜作硬性之規定。最初，由該區東西邊界500mb面之高度差，計算地轉氣流，而決定沿經度之移動。網格之經度距離爲十五度，即以距風暴中心東西各 7.5 個經度之經度爲界限。此等界限，一般均不超出駛流型式 (Steering Featurls)，尤以高脊在風暴之東方，或低槽在其西方時爲然；選擇距離時亦如之。讀取500mb高度數值，應有之緯度距離，乃由連續計算近似值而求得。逐次增加所用之緯度距離，直至計算出之沿經度移動，趨於穩定而後已。然後再根據此項計算結果，利用回歸公式

(Regression Formula)以預計風暴沿經度之移動。

繼之決定風暴沿緯度之移動。其方法乃沿上節所定之南北界限上，求出二者500mb高度差，以計算地轉氣流。再應用第二回歸公式，預計風暴沿緯度之移動。

所用之回歸公式如下：

風暴沿經度移動　$C_n = 0.8 + 1.2G_n$ ……①

風暴沿緯度向西移動　$C_W = G_W$ ……②

風暴沿緯度向東移動　$C_w = 0.96G_W + 0.02G_W^2$ ……③

式中C_n與$_wC$係風暴沿經度與沿緯度之移動。G_n與G_W係與之相關之500mb地轉氣流分流。(1)式中所用之單位爲每日移動之緯度數。(2)與(3)式中者，則爲每日移動之經度數。

由上所述，可知風暴向西移動之近似值，平均可以所求出之500mb氣流決定之。但其向東之移動，則較氣流移動爲遲緩。至於沿經度之移動，則一面受週圍氣流之影響，一面復受其內部力量之影響。後者使風暴向北移動。由計算所得之地轉氣流，自未能包括後述因素在內。故在開始時，即可推知計算所得之向北移動，將較實際者爲低。事實上無論所用之網格大小若何，均證明此種現象，爲一不變之預報特徵。(1)式中第一項之常數，即係欲消除此項缺點，因之該項可認爲係指示因內部力量而致之平均運動。此常數隨緯度之變化，將於後文再加討論。

四、計　算　步　驟

實際計算，可利用簡單圖表(第一圖)以完成之。以下即爲計算沿上述二個方向移動之步驟：

沿經度移動——(1)於 500mb 高空圖上，標繪現在風暴中心位置。求距該中心東西方各 7.5 個經度之子午線，在該線上，自風暴中心所在位置以南五個緯度，至其以北之五個緯度間，以 2.5 個緯度之等距離，標定五點。此即影響區域之最小範圍。

(2)計算東西邊界二子午線上，500mb 之平均高度差（東線值減西線值）。然後將之換算爲五個經度相差之英尺數。求出網格中心所在之緯度。由第一圖中間豎線，沿該緯度向左(地轉氣流向北爲正)或向右（地轉氣流向南爲負）移達適求得之高度差之等值線。再由表上部之標尺，求出此一段長度所代表之緯度數值。該數即爲第一近似值。係風暴二十四小時，將沿經度移動之距離。

第一圖　二十四小時風暴沿經緯度移動換算圖

(3) 若影響風暴沿經度移動之區域，超過原假定之範圍，即超出距中心五個緯度時，則上述計算，對於迅速向北移動之風暴，不敷應用。例如風暴二十四小時，移動五個緯度時，則影響其移動之區域，將遠達其原始位置以北十個緯度之處。預報時對此應考慮及之。若風暴二十四小時僅移動一個緯度，則其影響區域，仍爲原定網格。

基於上述理由，乃擬定一種逐次計算步驟。若第一次計算之結果，顯示風暴將移至其北方最接近之網格點（Grid Point）所在緯度間之距離一半以上時，則擴展網格範圍，而求第二近似值。由於網格點間之距離係 2.5 個緯度，故當第一次求得之近似值，等於或大於1.3個緯度時，則在北方距中心 7.5 個緯度處，增加兩個網格點，其500mb之高度，亦併入計算。若最初求出之移動值較 3.7 個緯度爲多時，根據同一幾何原理，應增加中心以北7.5個緯度處與10個緯度處各點。下表可視爲此步驟之進一步說明：

最　初　計　算（緯度／日）	中心以北應加之網格點
1.2	無
1.3—3.7	7.5°
3.8—6.2	7.5與10°
6.3—8.7	7.5，10與12.5°
……	……

假定最初之近似值爲五個緯度，擴展網格範圍至距中心10個緯度後，求得之第二近似值少於或等於 6.2 個緯度，則此數爲穩定值。若求得之第二近似值，顯示移動將多於 6.2 緯度時，則應再擴展網格範圍，求第三近似值。此法可繼續應用，直至求得之數值趨於穩定而後止。實際計算時，幾乎在所有情況下，最多僅需求三次近似值。

(4)遇有下述數種特殊情形時，根據實驗所得之經驗，應分別作如下之處置：

(a)風暴向南移動時，僅求一次近似值。

(b)若風暴所在之緯度，至其以南之五個緯度間，東西向之高度梯度，發生方向倒轉情事，則最低之緯度不列入計算。

(c)若第二或第三近似值所在地帶，其東西向高度梯度與靠近風暴處者相反，則終止計算。

(d)若網格東西範圍，超出波型基本氣流 (Wave Pattern of the Basic Current) 之槽線或脊線，則應縮小網格範圍，使其東西邊界與脊線或槽線相吻合。以期求得駛環流 (Steering Circulation)之強度。

沿緯度之移動——(1 沿經度之移動計算完畢以後，定出風暴中心東西各 2,5 個經度及 7.5 個經度之經度線，與原始風暴位置以南 5 個緯度及最後位置以北 5 個緯度之緯度線，畫出此二組經緯線之交點。根據經驗，網格不宜超出原始位置以北10個緯度之緯度線。

(2)計算上述二緯度線上 500mb 高度差後（北線值減南線值）換算爲五個緯度相差之英尺數。定出網格中心之緯度。由第一圖中間豎線，向左（地轉氣流向西爲正）或向右（地轉氣流向東爲負）移達至上述高度差之等值線。再由表下部之標尺，求出此一段長度所代表之經度數字，該數即爲風暴一日間沿緯度移動之距離。即使風暴二十四小時將移至網格邊沿，亦無須逐次求近似值。

五、準　確　率

根據實驗資料，所求出之預報位置，百分之七十至八十，位於實際位置一個經緯度以內。一九五五年，大西洋颶風季節期間，於 AROWA 計劃下，曾利用當時資料，預報四十八次。其誤差分析（第二圖）顯示，百分之六十五，位於以風暴中心爲圓心，一度爲半徑之圓周內；誤差分佈，並無一定規則，第三圖及第四圖爲大西洋風暴路徑及預報之誤差。第五圖及第六圖，則爲太平洋上之情形。

第二圖 1955年颶風季節期間AROWA計劃下，由當時氣象圖所作預報之誤差分佈圖

第三圖　1955年8月6—13日颶風路徑圖（虛線表示預報誤差）

颶風季節過後，曾經將各氣象單位，用同一方法所作之預報，加以比較。發現其所得之結果，無論就全盤或個別而論，均非完全一致。此種差別，自係因500mb高空圖分析不同所致。而此種不同，則係導因於紀錄稀少。因之按照繪圖時可靠紀錄之數量，重行就第二圖中之資料，予以分類。所有該圖中誤差較大者，均係因紀錄稀少而高空圖不能肯定所發生者。其中僅有十例，紀錄較多，足以繪製精確之高空圖。就中八次之預報位置，位於以風暴中心爲圓心，一度爲半徑之圓週內；其他二次預報位置，適位於圓周以外。因之當紀錄足以作一致之分析時，準確率至少有百分之八十。

六、緯度之影響

所用大西洋資料之分佈，並不均勻——大多數風暴位於北緯二十度與三十度之間——故最好以回歸公式爲緯度之函數，而驗定其正確性。此外熱帶氣旋生存期間，其所歷經之緯度範圍內（十至三十緯度），地轉近似值，可有相當大之變化。風暴內部力量而致之向極移動，其變化亦復如此。

爲求實驗時，能對低緯度之資料，儘量予以計算，乃向關島美國艦隊氣象中心（U. S. Fleet Weather Central），調借一九五二年至一九五三年之天氣圖檔案，加以應用。即使如此，西太平洋北緯十五度以南區域，可靠之觀測紀錄，仍屬至爲稀少。自北緯十度至十五度，僅能作數次實例分析；北緯十度以南，則僅能作實驗三次。利用整個太平洋檔案，共作預報四十九次。

第四圖　1955年9月16—21日颶風路徑圖及其二十四小時之預報

第五圖　1952年9月28日至10月2日颱風路徑圖及其二十四小時預報

第六圖　1953年9月17—25日颱風路徑圖及其二十四小時預報

對風暴沿緯度之移動，加以驗證後，得到一項結果，即其移動因緯度不同，並無顯著改變。由此可知，此處所用之地轉近似值，可應用於區內之低緯度地區。但沿經度移動之誤差分析，所顯示之情形，則顯然不同。平均而言，低緯度地區所得之沿經度移動數字，顯屬過高；而高緯度者，則嫌過低。此雖不能證明但已足顯示內部力量隨緯度變化之重要性。此與克雷斯曼（Cressman）之結論，並無出入。若以平均誤差爲緯度的函數，而將之畫一直線。北緯二十度處之誤差爲零，北緯三十度處，預報值較實際者每日少½個緯度；而在北緯十度處，預報值較實際者多½個緯度。預報風暴沿經度之移動時，可利用此回歸值以調整(1)式中之第一個常數。此點目前雖尚未採用，但似確有修正之必要，尤以北緯二十度以南地區爲然。

七、双氣旋系（Cyclonic binaries）

當兩個氣旋型渦旋——兩個颶風或一個颶風與一個冷心氣旋——之距離接近至約一千英里時，中心開始互相作反鐘向之旋轉，且二者常互相吸引，致連接二者中心之軸線，因時間之加長而漸形縮短。藤原（Fujiwhara）與郝偉慈（Haurwitz）等，對於其轉動之原理，曾有詳細討論。

當旋轉中心（Center of Rotation）位於二渦旋中間時，其結果最易看出。第七圖與第八圖即表示該種情形。第七圖係一九五〇年十月十五日至十九日，500mb高空圖中，颶風（東面之路徑），冷低以及二者中點之路徑

圖。氣旋與中間之相對運動如第八圖。三日中共旋轉九十度，而渦旋間之距離未變。一九五五年九月十六日至二十一日之颶風（參閱第四圖），為一種不常見之相對旋轉。颶風與美國東中部冷低之中點（Midpoint），沿大西

第七圖　1950年10月15—19日颶風。（東面之路徑）與500mb冷低之路徑圖，×為二氣旋中點（路徑為虛線）圓圈為二十四小時颶風預報。數字指示日期

第九圖　1955年9月16—21颶風與美國東中部500mb冷低之中點之路徑圖，數目字指示日期時間（如1715即1955年9月17日1500GCT）

第八圖　氣旋之相對運動圖

第十圖　第九圖中之二氣旋之相對運動圖

洋海岸，緩緩移動（第九圖）此二氣旋繞其中點作反鐘向旋轉（第十圖）。二者間之距離，三十六小時內減少三分之二。經與諸多其他實例對照，知此一相對運動，係沿順鐘向之路徑進行。二日以後，二者之中心，復又開始遠離。

双氣旋出現時，意料中其風場當係明顯之非地轉風。實則根據多數實例，知其計算結果，並無不同。例如第七圖中之小圓圈，係預報位置，就風暴全部路徑之準確性而論，為歷史天氣資料中，最準確中者之一例。經研究一九五五年九月之風暴（第四圖），其誤差之造成，是否可完全歸諸其西方冷低之餘留影響，至屬疑問。惟計算双颶風系時，則尚發生因相對運動而致之較大誤差。尤以二颶風之距離較小時為然。故當兩個颶風之中點頗為位於網格以內時，最好終止計算。

八、結　　論

經過一九五五年颶風季節中之驗證，作者獲得一項結論，即若500mb高空圖，若能準確繪製，則在多數情況下，可用本文所述法，對熱帶氣旋二十四小時之移動，作頗為準確之預報。基於此一觀點，風暴週圍，缺少經常高空探測區域，或探空網過於稀疏，不足作可靠分析之處，氣象偵察飛機之探測工作，至為需要。

譯自：Journal of Meteorology, AMS. Oct. 1956.

作者：H. Riehl, W. H. Haggard & R. W. Sanborn

距平在天氣預報中之應用

徐應璟譯

一、距 平 之 定 義

地球上某點，某特殊氣象參變數值與標準數值間之差異，稱爲距平（Anomaly）。所謂標準數係指：位於該點該特殊氣象參數，在相當長久時期內之統計平均而言。

長時期中求得之平均圖，已包含：地形，地理，緯度以及季節性等之綜合影響，距平圖對於是種綜合影響，全被祛除，因之可視爲一瞬間之氣象參數實際圖形之代表。

二、五百毫巴之高度距平

（一）五百毫巴標準圖

五百毫巴標準圖中之等高線，相當平滑，槽脊線淺而不顯。不似每日五百毫巴等高線之曲度顯著，此外，自標準等高線圖中計算而得之風場，風切極微，若能以標準圖之區域平均圖代替標準圖，則任何微細可察及之相對旋轉率，全能免除，而符合實際要求。

東京氣象中心計算五百毫巴高度距平圖，係根據適當時期標準圖之區域平均圖，而捨棄該時期中之原始標準圖，此項取捨之理由如下：

①區域平均手續能將原始標準圖中之任何微弱相對旋轉率場，以及基於原始標準高度數值誤差造成之小規模錯誤，予以剔除，符合各種實際應用之目的。

②標準圖之區域平均圖，設有變化，必非常緩慢，可當做製做標準圖時，所依據資料之年代增多看待。

玆以 Z代表五百毫巴高度，$\overline{N}_{11\cdot2}$ 代表平滑增量 11.2°緯度五百毫巴標準高度之區域平均，Z′代表五百毫巴高度距平，則

$$Z'=Z-\overline{N}_{11\cdot2}$$

而五百毫巴區域平均之距平$\overline{Z}'_{11\cdot2}$，可用下式限定

$$\overline{Z}'_{11\cdot2}=\overline{Z}_{11\cdot2}-\overline{N}_{11\cdot2}$$

（二）高度距平場之一般特性

高度距平場以數值描繪高層天氣圖中槽脊線形式之作用，和高度變化以及相對旋轉率中心所表明者相同。經驗告訴我們，製做區域平均圖所用平滑增量充份巨大（緯度11.2度或以上），所獲得之相對旋轉率場，在數量與位置兩方愈與距平場相合，同時，相對旋轉率與距平場强度差異甚大之地區，區域平均旋轉率平流技術之應用，通常最不可信。

附圖①及②，分別繪明1956年4月18日1500z之五百毫巴距平圖及五百毫巴相對旋轉率圖，以證明兩者間之相似程度。

圖記 ------正值等高度距平線 ……負值等高度距平線 -.-.-零值等高度距平線

圖 一：500mb高度距平圖1500z 18 Aprie 1956

圖記 -----負值（反氣旋）等相對旋轉率曲線（200呎） ……正值（氣旋）等相對旋轉率曲線 （200呎） -.-.-零值等相對旋轉率曲線

圖 二 500mb相對旋轉率圖（1500z, 18Apirl 1956）（D＝11.2° at 45°N）

距平在長期天氣預報中常被應用，以決定上層大氣中長波槽脊之位置及其强度。大多數情況下，常應用時間平均（五日平均或三十日平均）之距平場。但是，自從區域平均技術發現後，區域平均距平場，亦成爲鑑定長波槽脊方法之一。

（三）長波型之距平特性

①用區域平均圖鑑定長波型之方法

目前天氣預報工作中，最難捉摸甚或最有効用的一件事，便是區別「短波」與「長波」。不幸，何謂長波，現時尚不能確切寫明其定義。在實際長波預報工作中，我們祇將天氣圖中出現之振盪，依照波之長度，區分爲兩類，所謂短波代表數量較多之振盪，與長波相比較其運動較爲迅速，波幅通常較小。

計算原始圖之區域平均，也許爲決定該圖中長波位置最佳法則之一。原圖中槽脊線仍出現於區域平均圖中者，可視之爲長波槽及脊。

區域平均法則與時間平均法則相比，具下述優點：

①區域平均法則能使所求得之平均圖，以最近一次基本圖之時間爲中心。而時間平均圖則顯然不能以最近一次基本圖之時間爲中心。

②將基本圖與區域平均圖同時應用，能依照旋轉率平流法則，客觀的計算五百毫巴圖中之變化。

在長波預報中，時常假定長波槽脊之存在，能多少決定短波之行爲，在此假定下，下述諸項定則已經建立。

①當短波槽向長波槽所在之經度接近時，短波槽濬深。

②當短波槽向長波脊所在之經度接近時，短波槽減弱。

③當短波脊向長波槽所在之經度接近時，短波脊減弱。

④當短波脊向長波脊所在之緯度接近時，短波脊加强。

在應用旋轉率平流法則之時，相似地先認大規模氣流（區域平均）本身之變化極小，一切變化之發生，係起源於規模較小系統（相對旋轉率場）遭受大規模氣流引起之平流之結果。

在短時天氣預報之中此種假定縱屬常見，但並未永遠如此。而在長期天氣預報之中，則必須另求其他滿意之假定。例如，我們根據大規模特徵無變化之假定，如何能預報其變化？

②利用區域平均距平場$\overline{Z}'_{11\cdot2}$鑑定大規模型式之方法。

玆將五百毫巴高度距平場書如下式：

$$Z'=Z-\overline{N}_{11\cdot2}$$

若在方程式兩方，各加以$\overline{Z}_{11\cdot2}$，平滑增量$d=_{11\cdot2}$之五百毫巴區域平均高度，則

$$Z'+\overline{Z}_{11\cdot2}=Z+\overline{Z}_{11\cdot2}-\overline{N}_{11\cdot2}$$

$$Z'=(Z-\overline{Z}_{11\cdot2})+(\overline{Z}_{11\cdot2}-\overline{N}_{11\cdot2})$$

$$Z'=(Z-\overline{Z}_{11\cdot2})+\overline{Z}'_{11\cdot2}$$

後面方程式右方第一項代表相對旋轉率場，但符號相反。第二項代表五百毫巴區域平均高度之距平場。因此，我們可以將五百毫巴高度距平，看做兩分量之和；（$Z-\overline{Z}_{11\cdot2}$）場與圖中之移動系統相關，$\overline{Z}'_{11\cdot2}$場，代表大規模且運動緩慢之系統。

假定五百毫巴天氣圖中，大規模型式與標準形勢相近，則

$$\overline{Z}_{11\cdot2}-\overline{N}_{11\cdot2}\approx0 \quad 及$$

$$Z'\approx Z-\overline{Z}_{11\cdot2}$$

因此，除去區域平均圖槽脊線位置以外，Z'場與相對旋轉率場幾乎相符。

$\overline{Z}'_{11\cdot2}$場可自基本五百毫巴之區域平均圖中，減去五百毫巴標準圖之區域平均圖而得。$\overline{Z}'_{11\cdot2}$場能以簡單數值之形式繪明五百毫巴分析圖中大規模系統部份。此種代表方式，使得區域平均圖中系統之強度，位置，排列及組成得以確定，並得逐日追踪。

區域平均圖及基本五百毫巴圖之距平場，較之通用之五百毫巴及其區域平均之等高線圖，具有下列優點：

①對波幅小之系統言，$d=11.2$ 實際區域平均圖中之等高線通常非常平坦。在此項情況下，利用目視決定槽脊線位置，實屬困難。若欲看出這些槽脊線之微細變化，則更爲困難。反之，距平場有誇張槽脊線之傾向，因爲圖中之一主要部份（$\overline{N}_{11\cdot2}$場）已被減除，剩餘之槽脊即爲正負距平中心位置所代表。

②區域平均圖之距平場，在應用 AWSTR105-100/2 所介紹之預報法則時，特別適合。

③ Z' 及 $\overline{Z}'_{11\cdot2}$ 場之連續性，便於比較五百毫巴基本圖及區域平均圖中主要系統之變化及其運動性質。將五百毫巴基本圖中距平場（Z'）之強度，運動場與區域平均圖中之距平場（$\overline{Z}'_{11\cdot2}$）相互比較，我們立可決定 Z' 場中之正負中心，何者與小規模天氣系統相配合，何者與大規模系統相配合。

④對於諸如亞洲沿海，冬季大部時間爲長波槽盤據地區之天氣預報之距平應用極有成効。該長波同時顯明於區域平均圖中，在此地區區域平均圖中，等高線脊甚少出現，在時間平均圖中更甚於此，因此，甚至區域平均圖之等高線，在此區域爲自西向東直線，或屬微弱之脊，即亦顯露爲强大之正距平中心。從過去經驗中，我們發現此類 $\overline{Z}'_{11\cdot2}$ 或 Z' 中心，可做爲脊線看待，而能應用正距平與顯著等高線脊相合之一般預報法則。

⑤在圖中正（負）距平中心呈橢圓形，排列略呈東西方向之地區，區域平均距平場尤爲有効。在該場中將是項特徵，分類爲大規模系統，也許較之分類爲槽脊線爲佳，因爲後者通常爲南北向之正强曲線。我們可能由該項距平中心之排列中，察知自北至南各緯度中，大規模系統與槽脊線相配合之情形不存在，同時大規模系統之特性爲西風之分裂，例如，在一個 $\overline{Z}'_{11\cdot2}$ 場正距平中心形式中，高緯有較標準爲强之西風帶，低緯有較標準爲弱之西風帶或東風帶。

⑥將兩種不同之高度距平同時考慮，可區分大規模系統之型式。從我們的經驗中，已認明某類或某型系統與持久性，運動性，減弱或增强之 $\overline{Z}'_{11\cdot2}$ 中心相連繫，時常亦 $\overline{Z}_{11\cdot2}$ 中心相連繫，利用是種模型，我們可明白基本圖中長波與短波之相互重要性，而無須片面假定長波永佔優勢。在必要之際這種知識自然亦能應用，修正連續性及旋轉率平流法則。

三、1000——500毫巴間之厚度距平

①厚度爲熱力參數

在許多方面1000-500毫巴間厚度距平之應用，與應用五百毫巴高度距平十分類似。厚度距平場，能使人將目前之厚度與氣候統計之標準厚度得以比較。因爲厚度與平均虛溫爲正比關係，1000-500毫巴間厚度距平同時即爲1000-500毫巴間之平均虛溫距平圖。因此從厚度距平之連續性，可便利的看出各種相隨氣團之路徑中，所產生之虛溫改變程度。

茲以附圖三1956年4月18日之厚度距平圖爲例，經發現在遠東地區厚度距平對於氣旋生成之預報特殊有効，1000-500毫巴間之24小時變化量，與五百毫巴距平和五百毫巴相對旋轉率及五百毫巴24小時高度變化之關係相似。

附圖四，爲平滑增距11.2度自1000-500毫巴厚度圖求得之區域平均圖，減去原厚度圖中等高線所得之厚度相對旋轉率型。求取此種熱力旋轉率，所根據之圖與求取附圖三之厚度距平場相同。請注意旋轉率與距平場間位置與强度之相似情形，在預報員缺乏充分時間預備以上兩種圖之情況下，此種相似可做爲一有效之方法，在該情況下，熱力旋轉率中心可視之爲距平中心，對於以上兩場法則與討論之應用同樣良好。

圖 三：1000—500mb厚度距平圖 1 800z18. April 195
圖記 ------正值等厚度距平線
------負值等厚度距平線
------零值等厚度距平線
+50估計之中心距平强度(單位10呎)

②厚度距平場之平流

根據厚度距平場在（$\frac{1000+500}{2}$）毫巴平均氣流場中之保守性，我們可用方程式表明厚度距平場之平流。茲以

h_h =1000－500mb之標準厚度值。

h =1000－500mb之厚度值。

圖 四：1000—500mb 厚度場熱力旋轉率圖 1800z 18 April 1956

圖記
-----負值(反氣旋)等熱力旋轉率曲線(200呎)
------正值(氣旋)等熱力旋轉率曲線 (200呎)
-·-·-零值等熱力旋轉率曲線

$-\mathbb{V}_h' \cdot \nabla h' = 0$，依同理

$-\frac{\mathbb{V}_h'}{2} \cdot \nabla h' = 0$

自前述基本方程中，將後面一式減去，乃得

$$\frac{\partial h'}{\partial t} = -(\mathbb{V}_m - \frac{\mathbb{V}_n'}{2}) \cdot \nabla h'$$

將 (2-20) 代替h，並展開上式，可得

$$\frac{\partial h'}{\partial t} = -(\frac{\mathbb{V}_0}{2} + \frac{\mathbb{V}_5}{2} - \frac{\mathbb{V}_5}{2} + \frac{\mathbb{V}_v}{2} + \frac{\mathbb{V}_{hm}}{2}) \cdot \Delta h'$$

$$\frac{\partial h'}{\partial t} = -\mathbb{V}/(1000 + \frac{h_n}{2}) \cdot \nabla h'$$

$h' = 1000 - 500$mb之厚度距平值。

$\mathbb{V}_m$ $(\frac{1000+500}{2})$ 之平均氣流。

$\mathbb{V}_5$ $\mathbb{V}_0$ = 分別代表500毫巴與1000毫巴之地轉風

氣流假定在平均層中之厚度距平場具保守性，則

$$\frac{dh'}{dt} = 0$$

展開此式，並且假定垂直運動速度可予忽略。

$$\frac{dh'}{dt} = \frac{\partial h'}{\partial t} + \mathbb{V}_m \cdot \nabla h' = 0$$

$$\frac{\partial h'}{\partial t} = -\mathbb{V}_m \cdot \nabla h'$$

此式敘明任一定點厚度距平之變化，爲厚度距平等高線，受位於1000與500毫巴間一層平均地轉風平均經過該點之結果。

1000毫巴與500毫巴間平均風中，平行於距平等高線之分速，對於厚度距平等高線之平流無貢獻，因此，

最後一方程式敘述自1000毫巴與二分之一標準厚度等高線相加而得之圖上，計算而得之地轉風，爲造成厚度距平場平流之瞬間氣流。

由前節所述線族造成之厚度距平場之平流，可得到 $(\frac{1000+500}{2})$ 毫巴平均層氣流平均相同之瞬間結果。我們選用 $(1000+\frac{h_n}{2})$ 氣流之理由如下：①其等高線與厚度距平圖中之等高線較之採用$\frac{1000+500}{2}$時，更近於正交，因此平流發生之區域較爲確定。②選用之等高線較$\frac{1000+500}{2}$具有地面等壓線較大之代表性。

(譯自：Forecasting Rules and Technigues Used in Tokyo Weather Central)

橫渡兩洋之氣球探空

林則銘譯

一、提　　要

利用受控制飄浮於大氣某等壓面上並裝有儀器之氣球，以行探測高空實況，爲收集高空資料的新觀念。爲實現此目的，橫渡兩洋之氣球探空（Transosonde）的儀器系統，業經完成。並經實驗證明，有關此系統之技術方面，及對氣象之應用，皆具實用價值。在多次實驗中，由沿海岸高週率無線電定向站所組成之探測網，曾追踪越洋探空氣球至數千哩之遙。氣球之路徑爲主要之氣象資料來源。由氣球沿等壓面之路徑，可直接推算風之速度及加速度，以此有價值之資料供地面圖分析及研究之用。氣球之路徑，於穿過主要之槽或脊時，常顯示其特徵，以爲地面圖分析及長期預報之重要資料；此外，尙可由一組氣球之路徑，以測量其路徑中之加速及減速。越洋探空氣球尙可附帶收集氣溫，溫度遞減率，風切變及其他氣象因素之資料。總之，此系統可應用於全球任何缺乏高空資料之區域，其經濟有效價值可與現有之他種系統一較短長。

二、前　　言

用越洋探空氣球以收集資料之觀念，係奧爾維（H. T. Orville）海軍上校一九五〇年元月，於就任美國氣象學會會長時，向該會所提出者。此觀念係欲利用一越洋之氣球探空系統，此氣球係置於某等壓面上，可隨高空氣流飄洋過海，並用其可以降落的附件，週期性的探測該氣壓面以下的各大氣層。各層大氣現況由氣球上之感應器感受後，即轉發至沿海岸諸探測站，且可以適當之定向技術，定出每一報告之發佈位置。

航空局及海軍研究實驗室曾研究此觀念能否實際施行，經初步研究之結果指出，裝有儀器並能越洋飛行之氣球可以設計；且指出如配以適當之電源及發射機，可以高週率無線電定向臺組成之追踪網定出氣球之位置，於其所發定向電波中加以摩氏電碼即可發佈氣象報告。雖然事實上所收集位於氣球高度以下，海洋上各空氣層之投下探空資料，因無法用以定出各大氣層之氣流型而僅具有限價值；但於氣球所飄浮之大氣層，任何時間皆可決定氣球附近區域之運動場。此係吾人設想片段之飛行路徑即沿等壓面風向量之位移之故。以風場表示運動場較用氣壓場爲佳之確證，更充分支持氣球飛行路徑較其所得垂直探空記錄更具重大價值之爭論。高得森氏（Godson）曾詳盡討論以氣壓場代表運動場之缺點，周倫（Joern），希爾曼（Sherman），及其他多人之研究結果，亦指出利用氣流型以預報天氣，可得與用氣壓型相同或更佳之結果；於熱帶分析中，因氣壓場不能決定速度場之結構，此結果更屬實。

因風速及其加速可直接由等壓面上氣球路徑中求出，故路徑可供給適合於等壓面分析標準氣象技術所需之資料。因之當依據甚少假定之天然氣流資料，更直接決定運動場時，仍保有等高線分析之優點。如此即獲得路徑系統之最初思構，而異於近日利用之投下儀器。

三、裝　　備

此系統須含有下列三項裝備：

①氣球及維持其飛行於等壓面之控制裝備。

②一含有氣象感應器，發射機及電源之空降氣象臺。

③一高週率無線電臺所組成之定向網，用以週期性定出氣球之位置及收集氣象報告。

依照上述需求所配成之實驗性裝備，於一九五二年在美國奧勒岡州臺勒莫克（Tillamook, Oregon）首次施放。施放結果經有系統之分析後，裝備上之弱點已被校正。其最後決定之裝備如下：

有塑膠外罩之氣球，其外罩爲十四塊三角形，厚0.0025吋（2.5mil）之双膜異量乙稀（Polyethylene）膠結而成。沿每三角片之結縫處及中央，皆置有玻璃線頭，用以携帶裝備。

氣球係以「上限及壓艙控制系統」（Ceiling and Ballast Control System）控制其氣壓高度，使飛行於二極限之間。氣球之上限，爲定容氣球足以支持其載重之最大氣壓高度。當氣球升越此高度時，氣體即由氣球底部之開口管排出，以減小其浮力而阻止其再行上升。壓艙控制系統係一氣壓開關，此開關可管制壓艙活門（壓艙內

裝沙粒——譯者），當氣球降至其控制高度以下時，活門即開啓以減輕載重而阻止其下降。

發射機爲普通型式者，其輸出爲50瓦(Watts)。其電源爲一串並聯之58BA-38乾電池，供300v及700v之板壓，及另一66安培小時之酸類蓄電池以供6v之燈絲電壓。電池包以間隔爲一吋之鋁箔四層，用以隔絕熱量，俾能於低溫之環境中自電池獲得足够之電能。此外電池及發射機係置於有絲棉墊之盒中，並蓋以透明之異量乙稀塑膠蓋，俾可藉花房作用以保溫。發射機每隔二小時分別以6024KC；12,855KC及19,282KC之週率，依次各別工作五分鐘。一直流時控摩托管制其燈絲電壓及天線聯接開關，以定其所發射之週率。一改良之 AN/AMT-3按下探空儀用以感應週圍之氣壓，及發射機盒表面之溫度，並將其變爲摩氏電碼而發射之。所發信號於每五分鐘發射中，有兩次三十秒之間歇停頓，以助定向臺之定向。

圖(一) 越洋探空之裝配

四、明尼波利斯基地之實驗

十隻配有上述裝備之氣球於一九五三年在美國明尼波利斯 (Minneapolis) 基地施放。每個飛昇汽球裝備之總重量爲660 磅。所有氣球皆被控制飄浮於300m'之氣壓面，且藉預置之時控器使其於抵達歐洲或非洲海岸前降落。其降落之時間，係由各氣球之預報路徑中選擇。利用海軍及聯邦通信委員會 (FCC) 之設備，每隔二小時可以無線電定向技術定出氣球之位置一次。

圖(二) 越洋探空氣球路徑圖

氣球飛行之時間爲二至四日，其路徑之長度平均爲4540 哩。在飛行中從無因氣球故障墮落之情事，僅於第1039次飛行中因控制裝備失靈而過早降落，故極可信賴。簡單之控制技術，即可有效控制所有之氣球，各氣球飛行高度皆在兩千呎以內。於此多次之飛行中，已獲得越洋探空系統之實用技術；並供給資料，對越洋探空路徑在氣象上之重要，作一評價。最重要者，係此多次飛行已證明吾人可製出能載重 650 磅，作數日近乎等高飛行之氣球。且當其配有50瓦之高週率發射機時，可被高週率無線電定向網追踪至數千哩之遙。

五、追踪情況之分析

FCC定向網擁有阿德寇克型 (Adcock-Type) 定向臺十八座，十五座位於美國，二座位於阿拉斯加，一座位於夏威夷。美國及阿拉斯加定向臺之位置，見圖 (二) 黑圈。此種定向臺之數量及分佈情況，可定出各種無線電發射路徑之方位及距離與電離層之情況。越洋探空系統之所以切合實用，主要係因其可被連續正確追踪至數千哩之遙。因此，吾人已應用由於 FCC 參加越洋探空計劃所得之大量追踪資料，以尋求高週率無線電定向網對越洋探空氣球追踪之實際情況。圖 (三) 示 FCC 定向臺對發射時間爲十五分鐘之越洋探空氣球，定向3212次之分析結果。其縱坐標爲由三種週率所獲得可用定向點之百分率，橫坐標則爲距離。根據此資料於三千哩之距離內，定向臺能獲所用定向點之百分率爲 0.88，於三千哩內則爲 0.83。由此亦可知 50 瓦發射機所發之能量足够越洋追踪氣球之用。此外此分析結果尚顯示，應用 6420KC 及 12,855KC 二波段甚爲適宜，因於所遇多數無線電傳播情況下，可收集良好連續之資料。

圖(三) 定向分析圖

正確之定向點，可增加路徑資料之氣象價值。某定向點之

正確性，係基於甚多之因素（有些因素尚未得知），因之僅能以此點與有時所定出氣球之精確位置相比較，以測量其準確度。作多次之比較，即可由資料之統計中，刻劃出一有特別工作方式之追踪網。

實際應用之越洋探空系統，可能採用一如 FCC 所應用之阿德寇克型定向網。故應估計由此網所定各點方位之正確性。 FCC 以定向網所定各點爲中心，圈以半徑不同之圓，以指示其定向優劣之等級。每點之眞正位置，有在此圓內之最大可能。圓之半徑爲20浬者列爲佳，40浬者爲良好，60浬者爲劣。決定追踪所得定向點之正確性有二法；其一爲以定向網報告之定向點位置，與氣球携帶照像機所攝得之眞正位置相較，另一爲比較報告之定向點位置與由平滑行徑推證之位置。以下爲各方法之探討：

一九五三年八月莫貝狄克（Moby Dick）氣球所作之S-85號越洋探空中，美國本土有26FCC 追踪網定向點可與照像位置相比較。經分析此資料，知定向點之平均誤差爲18.8浬。按FCC之優劣分等，定向點之位置，正確者佔58%，過低者爲31%，過高者11%。

在海洋上空，無直接可供比較之資料時，追踪網報告之定向點，可應用平滑推算法以求出代表氣流型長期變化之路徑，然後比較報告之定向點位置與平滑路徑中之相當位置。自明尼波利斯施放之990及991兩次探空其於大西洋之部份路徑，即應用此法；而以最近之海岸定向臺以東二千哩爲與平滑路徑相較之極限，氣球過此界即不再推算，因過此即越出 FCC 定向網之正常工作區域，故無法研究其工作情況。經22次比較結果，報告之定向點與平滑路徑中所推算相當位置之平均差距爲19浬。如此差距全屬定向點之差誤，則按FCC之優劣分等，其27%屬正確，59%過劣，14%極佳。

在定向網正常工作區域內追踪氣球，其 FCC 優劣等第不變，且至多估計其定向點之平均誤差約爲19浬。

六、資料之代表性

越洋探空氣球之加速作用，可視爲係由各種大小不同之渦旋所造成。較氣球小之渦旋所造成之極短期加速對氣球無影響，但對大小與氣球相同至數百呎之渦旋之加速反應極速。此等中度渦旋如其平均壽命超過數分鐘時，可視爲等熱帶性（Isotropic），因其將有擾亂氣球之作用。眞正之問題在於尋求數哩或更大之大渦旋對氣球之影響。有關大氣環流中之渦動之著作，布魯克斯（Brooks）等曾指出，甚至極大之大氣渦旋，在水平方向亦趨於同性之狀態。因之即使經一較長期間，在氣球之路徑上亦無堆積之渦旋影響。

唯一有關大渦旋作用之實驗證據，爲摩爾(Moore)，史密司(Smith)，及葛爾斯威克(Gaalswyk)之著作，三氏曾研究多個等壓面飄流氣球之結果。氣球係自猶他州俄格頓(Ogden, Utah)施放，被控制飄行於 300mb 之氣壓面，並以飛機定出其飄行時各點之位置。據觀測結果，此一組氣球於觀測期間內皆相密接，故可知渦旋之擴散作用，對此多次飄行氣球之影響，可忽略不計。

七、氣象資料

風速可自越洋探空氣球之片段路徑中以下列公式求之：

$$\Delta=\gamma/(t_2-t_1)\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots①$$

V爲二定點間(t_2-t_1)時間內之平均風速。γ爲氣球於此二點間所測得之位移。位移向量誤差 $\Delta\gamma$，應與決定位移向量之二定點間向量誤差之差值相等。吾人以標準誤差$\sigma\Delta\gamma$表示位移向量誤差，以二定點間所經過之時間除之，則可得標準風向量誤差$\sigma\Delta V$，其公式爲：

$$\sigma\Delta V\sigma\Delta\gamma/(t_2-t_1)\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots②$$

分析S85 號探空中十三對定向點之結果，指出其標準風向量誤差爲14.2時浬。

如 E 爲標準風向量誤差與眞正風速之百分比，則依公式(2)可得：

$$E=100\sigma\Delta\gamma/V(t_2-t_1)\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots③$$

式中V爲(t_2-t_1)時間內之平均風速。依公式，當平均風

圖四、風準確率曲線

速V或（t_2—t_1）增大時，E皆減小。圖（四）表示E隨間隔時間(t_2—t_1)爲2，4及8小時之平均風速之變化。圖中虛曲線表示地面自動追踪探空儀GMD—IA所測得風之精確度以供比較。由圖(四)之曲線可知，S—85探空中，基於FCC定向點之精確度所定之路徑風速，當所取時間間隔近於三小時時，可與GMD—IA所得風速之精確度相比較。

水平加速可以沿路徑各點之風速以推求之。平均水平加速向量A，可以下式表示：

$$A=(V_2-V_1)/T \cdots\cdots ④$$

V_2及V_1爲間隔T時間之二速度向量。A亦可以位移向量表示之：

$$A=(\gamma_2/t_2-\gamma_1/t_1)T^{-1} \cdots\cdots ⑤$$

t_2及t_1分別爲定點間位移向量爲γ_2及γ_1之間隔時間。當γ_2及γ_1之標準位移誤差相等，且於$t_2=t_1=t$之情況下，其加速之標準向量誤差$\sigma\Delta V$爲：

$$\sigma\Delta V=2^{\frac{1}{2}}\sigma\Delta\gamma/tT \cdots\cdots ⑥$$

應用此公式時，其平均週期之乘積tT，決不可過大，致算出過大之加速；但其數值必需大至能平均免除短期氣流型之偏差。例如，於標準位移誤差爲14.2浬之S—85探空，取t=3小時，T=6小時之計算結果，其標準加速誤差爲每小時1.1時浬，遠小於通常於對流層上界所見，發展良好之環流之一般加速。

氣球路徑於經過存在於對流層高層氣流型中之主槽或主楔時，可定出其特性，以爲一覽天氣圖分析及長期預報之最重要報告。一組連續之氣球路徑可用以計算槽之速度，加速或減速。追踪定向之精確度雖可能極劣，但仍能提供關於槽楔運動之有用報告。

八、可能附帶收集之氣象資料

隨儀器系統之進步，附加資料之收集，有實現之可能。例如，氣球定壓面之高度，於氣球上升或下降時，極易以此系統所裝有之類似無線電探空的大氣探測儀器測得之。於路徑中間之各點，雖可有資利用之方法以求其高度之近似值，但其高度不能單獨以路徑之資料決定之。於氣球附近之區域，雖勿需高度之報告以構成其等高線型式；但高度之報告，可助此類等高線與其周圍等高線之聯接。於洋面上空可能精確而直接測量氣球高度之方法，係應用雷達高度表。雖因重量及價格關係，雷達高度表未被早期採用，然吾人現正設法設計一可用於越洋探空系統之雷達高度表。由投下探空儀之垂直探測紀錄中，亦可計算氣球之高度。設計一以高週率波段發射之摩氏電碼自動發報機，有實現之可能；此發射機發射之信號有足够之能量，可直接爲追踪網所屬之電臺所接收。含有六個或六個以上定向臺之標準追踪網，對十至廿瓦之發射信號，可望有0.9或更佳之接收率。

沿氣球路徑溫度之測量，實使越洋探空資料之氣象價值大爲增加。以熱感應絲爲自動平衡電橋線路之一支，加以有數級之電碼系統（Servodriven Coding System），即可發射連續之溫度信號。因氣球與其周圍空氣間常有較小之相對運動，故需將溫度感應器小心封閉，並設强力通風設備，俾可得有代表性之測量記錄。於某些應用上氣壓可爲決定精確溫度測量之極限因子，故需顧及氣壓測量之精確性。一九五五年春於加里福尼亞州維納利斯（Vernalis, California）所放之越洋探空已用上述方法以測量溫度，因其資料尚在分析中，目前尚無有關此方法之價值之結論。

對流層高層濕度之測量爲一難題，需用良好精巧之技術以解決之。目前僅有露點濕度表似可供實用，但需大加簡化後始可應用於越洋探空中。

測量溫度遞減率，可較正路徑中，因氣球偏離等壓面而有誤差之溫度值。測重風切變，爲求氣球上下區域內風速之方法。上述二種測量必需行之於路徑以上或以下之空氣層中。懸於氣球下方之儀器可測量較低之氣層，因越過氣球之水平風速可忽略不計，此儀器測得之風速可用以表示儀器與氣球間氣層之風切變。風速可被由熱感應原素所造成之高度精確儀器以測量之，風向則以風標或磁定向器以測定之。對溫度遞減率之測量可用三種不同之方法，其法爲。①於二氣層內各別測量其溫度。②二層間之微分測量。③以同一儀器先測一層，再測他層。因直接由運動方程決定垂直速度，需用極準確之溫度遞減率資料，故需根據上列每種方法所有之誤差，以選用最適當之方法。無論如何，吾人可望努力以發展可精確測量溫度遞減之儀器。以投下探空儀測量溫度遞減率，係屬上列第③類方法。投下探空儀係含於越洋探空之空降部份內，爲測量高度之儀器，亦用以測量溫度遞減率。

九、太平洋越洋探空之施放

中緯度氣象報告網之最大空隙係位於太平洋中，其高空資料稀疏情況，遠較美國爲甚。此區域以40°N，170°

E 爲中心，於對流層之高層有一平均西風氣流，以致日本每日所放之氣球，必形成橫跨太平洋至北美西岸之一串順序路徑。例如各季每日約有三隻氣球同時穿越太平洋，夏季則爲六隻。因此對飛越太平洋氣球之追踪爲吾人考慮之首要，故由任意六定向臺所組成之追踪網，於此區域內獲得定向點之可能率已被估出；由四個或四個以上定向臺所得定向點之可能率，於太平洋中區甚佳，爲0.80至0.94，但至邊區則降至0.48。但於太平洋邊區因有鄰近之陸上探空臺，故此區之資料較不重要。爲測驗飄越太平洋之越洋探空可否實行，美國海軍航空局利用日本橫須賀(Oppama)基地之美國海軍航空設備，於一九五六年一至二月間，曾做越太平洋探空施放實驗。以與明尼波利斯實驗所用者相同之氣球裝備及FCC追踪臺，旋放300mb越洋探空廿個。如圖（五）所示，其中十六個被FCC追踪臺至已知之距離。此多次飛行之平均值如下：距離七千浬，飛行時間八十小時，速度80浬。其中以第14號越洋探空飛行之距離及時間最長，約於128小時內飛行14,000浬，第2號速度最快，當行近西徑160°時，其速度超過每小時250浬。一般論之，於中北太平洋追踪情況良好，甚至於距美國最近之夏威夷及阿拉斯加二追踪臺之工作情況亦然。此次實驗顯示飛越太平洋之越洋探空可供實用。

圖(五) 太平洋越洋探空路徑圖

十、摘要及結論

讀者欲得有關越洋探空之詳盡報告，尤其關於其於氣象上之應用，可參考奈伯吉（Neiburger）安吉爾（Angell)二氏大作。該文對越洋探空之氣象會有詳盡分析。本文主要說明此系統可實用於任何地區，其機械及氣象方面之研討，明顯指出此一收集天氣報告之方法可就其經濟價值與今日所用之其他一較短長。越洋探空已爲氣象學者就資料收集方向闢一新門徑。以氣球路徑爲主要之資料來源，可供風速及加速，槽及脊之位置，加速及減速之報告。此外，此系統尚能測量其他如溫度，溫度遞減率，風切變等氣象因子。於地球上目前特別缺乏高空資料之區域，以此系統以收集資料，可對氣象分析及預報有重大幫助。太平洋越洋探空之施放，已證明此越洋探空工作可以實用。最後，越洋探空資料經研究分析後，可探悉大氣之動力運動情況。

譯自：Bulletin of AMS, Sept. 1956.

作者：A. D. Anderson & Henry J.Masten Brook

冷鋒降雨之變率

永若譯

引　言

預報人員通常均藉上升氣流場，溫度直減率，水氣含量等天氣參數之分佈以預報降雨。這些參數之數值係獲自各氣象臺所製備之各種天氣象圖表中。根據上述考慮所作之降雨預報方法，Bundgaard，Dunn，Riehl等氣象學家已加評述。通常在冷鋒或其它惡劣天氣型過境時，相鄰測站所測得之降水量，每有顯著之差異，即由於這些差異致不能確定預報員預測降雨所允許的數值誤差範圍，因此亦影響了考核制度。夏季降雨變率甚大時，此一問題尤爲明顯。爲了增進降雨預報之準確度，對吾人藉慣常方法所獲得之上述各天氣參數應用價值之認識及降雨特性之瞭解，實所必需。

就「變率」觀點言，有稠密的雨量站才能確定降雨型式及其變化。爲了特種研究譬如「雷雨計劃」等，在某些地區已建立起這些稠密的觀測網。可是更多地區由於雨量站過於稀少致不能作適當的降雨特性分類，特別是在陣性雨時爲然。

雷達之發明給予氣象人員研究降雨變化的一項有力工具。惟雷達顯示之降水率的精確度，深受雨滴大小，多寡，雷達射波（Beam）之高度，濶度，及距離遠近等因素之影響。但無論如何，這些因素對雷達降雨測量之關係如能瞭解，則氣象人員對一已知之天氣圖型式下之降雨情形必可獲得優良的指示，例如雷達照片所呈現之降雨一般性質（如散亂陣雨，帶狀陣雨等），雨區範圍，及短時間內降雨性質及範圍之變化等。以上所述有關降雨之重要面貌在雷達幕上遠較分析地面降雨資料爲簡單並可靠。

降雨程序可藉雷達之助獲得充分之說明，此外雷達可增進吾人對降雨性質之瞭解，及有助於此一問題之預報。但本篇研究之目的係在考驗直接從各氣象圖表中獲得之各種預報參數，對某一特殊天氣圖型式下之降雨預報之正確率。此處所考慮之降雨面貌係爲降雨之面積及其一般特性，因爲這些面貌極易藉雷達之助而獲得。

冷　鋒　降　雨

此處所選擇用作研究之對象爲夏半年與冷鋒相連之降雨，因爲此種天氣圖型式較爲單純，而且雷達在夏季對較遠地區之降雨亦能測出。並爲天氣圖型式之統一計，相連有小波動之冷鋒概予略去。此處共有三十次之資料，雷達所在地是麻省之劍橋，時間爲1948—1954年。

圖一：新英格蘭地區冷鋒型式分類

第一類冷鋒來自西北　第二類：顯著之南北向冷鋒

第三類：西風帶內之弱鋒　第四類：鋒後無西北氣流者

首先將用以研究之冷鋒性質分爲四種型式，因爲在劍橋雷達站附近，地形及陸海分佈之不同會影響冷鋒陣雨之發展。而這些局部影響主要係依賴於地面風向，故如圖一所示之分類係基於海平面之等壓線型式。此處所以採用等壓線型式乃因地面預報圖爲估計未來地面氣流之適用工具之故。在後面將討論此手續的欠妥之處。

第一類冷鋒經過劍橋時之方向爲東北至西南，第二類連有尖銳之低壓槽；第三類伴有西南西至西北西之風變，第四類特徵是冷空氣中無明顯北風分力。爲了便於敘述天氣圖上之每一冷鋒性質，以下資料特予彙集。

一、冷鋒前後700mb上之溫度差（垂直地面鋒面方向，時間是在冷鋒剛巧穿過波士頓之前）。

二、海平面上之氣壓趨勢差（在冷鋒經過波士頓之前後二小時氣壓趨勢之代數差）。

三、鋒面逼臨前之700mb上的風向與風速。

四、暖空氣之不穩定度（850mb 上之溫度減去500

mb之溫度）。

五、暖空氣之對流不穩定度（850mb至500mb間之濕球位溫之變化）。

六、暖空氣之相對濕度，以850mb上溫度露點差表示之。

七、暖空氣內之熱力平流，以風隨高度變化之數值表示。

第三項至第七項之資料，係獲自新英格蘭區域之各地高空觀測，時間儘可能在冷鋒接境之時。下表一配合天氣圖型式已包含描述並預測通常冷鋒狹窄雨帶性質之充份資料。

從AN/CPS-93-CM雷達儀上之攝影資料，示出以麻省理工學院爲中心之雷達探測區域內連續之降雨圖片。但本文並不擬詳細研究這些圖片內降雨型式之變化，而主要係在敘述降雨之一般性質。故另列下表。

一、降雨視其在鋒前，鋒際，及鋒後之不同而予以分類。另外並將降雨分爲散亂，帶狀，及塊狀三型。散亂降雨與後者之分別，爲後者佔有較大之面積。

二、降雨面積之量度，係藉各四百平方英里方格內降雨回波區域之計算，每小時量度一次。

此處必須承認，有少數夏季冷鋒强度甚弱，致在地面鋒面位置之確定殊爲困難。故可能在少數例子內，不同之氣象人員會造成不同之鋒面位置分析，這種情形常難以避免，因鄰近地區之資料，可能彼此稍有矛盾，而鋒面存在之確定又依賴於尚未趨「完善」之分析。

表一所列係各天氣型之降雨型式。降雨之一般性質可能並不完全與各天氣型相連，而且上列之各天氣參數用作降雨分類，並不完全合適。表一所獲得之唯一結論是帶狀雨，僅出現在鋒前或鋒際。唯其中有七次之雷達冷鋒攝影並未包括鋒後之資料致不能決定鋒後是否決無帶狀降雨存在。但無論如何此種無法確定之事實，並不能使上述結論無效。

表二所列爲降雨區域範圍與各天氣參數間之相關數值，由表中資料顯見降雨範圍與此處所考慮之任一天氣參數並無密切關係。

表一：根據降雨在鋒際，鋒前，或鋒後之各型冷鋒之降雨分類統計

型式	鋒際				鋒前				鋒後			
降雨分類	冷鋒型式											
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
帶狀	4	2	2	5	3	0	2	4	0	0	0	0
塊狀	1	2	0	1	2	2	1	1	1	1	0	1
陣狀	4	0	1	0	2	1	3	2	2	0	1	1
無	3	1	3	1	5	2	0	0	9	4	5	5

表二：降雨範圍與各天氣參數大小之相關性

天氣參數	相關係數
700mb溫度差	+0.1
氣壓趨勢差	+0.1
700mb風向	+0.3
700mb風速	+0.2
暖空氣穩定度	0.0
暖空氣對流穩定度	+0.3
溫度露點差	+0.1
暖空氣中熱力平流	+0.4

此外，藉降雨區域之資料用以研究是否某一地區特別易於出現陣雨雲類，即研究地形因素，發現亦無明顯系統性之變化，值得敘述。

最後，並就日中加熱因子對鋒面陣雨影響加以研究，（此類研究僅包括日間雷達觀測資料超過六小時以上之諸冷鋒），發現陣雨，並未因日中加熱而作有系統之增加。

變率的原因

上述研究業已顯示，氣象人員所應用之工具，至少是此處所考慮者，並不能適當的描述新英格蘭區域內冷鋒降雨之一般性質與範圍，究其原因，相信或係由於下述兩項因子所引起者。

第一、地轉氣流之方向：並不適合去確定小範圍內之地形效應及陸海影響，而新英格蘭地區却有着複雜之地形與不規則之海岸線。夏季局部加熱或冷却作用均足產生複雜的低層輻散，輻合場。此輻散，輻合場連以垂直運動則能影響雲之發展。正如上述本研究之結果所示，局部影響可能是一項重要因素，即使是在鋒面天氣越境期間，但是此因素與地轉氣流之方向並無一致之關係。如果地面實際之風與雷達資料共同研究能證實上述見解，則極爲明顯，此將爲預報人員闢一新的預報工具。

其次，相對於地面鋒面之降雨型式時刻在變，此一事實係由逐時雷達觀測所提出。舉例說，此一時間雷達見有鋒際帶狀降雨與鋒前帶狀降雨，但可能在一小時後鋒前之帶狀降雨已變成散亂之陣雨。

圖二至圖四則爲類此之各種現象之實際例證。圖二顯示有一連串降雨之冷鋒從西方移近。在1954年6月2日1230GCT，冷鋒尚在波士頓西方二百英里之外，此時由逐時天氣報告可見在鋒面鄰近伴有降雨，同時雷達資料

圖二：1954年6月2日雷達所示之降雨型式。外圈半徑爲120英里。

指示在麻省劍橋西方八十英里之處，亦見有南北向之雨帶，此鋒前之雨帶向東移動並趨消散。至 1708GCT，此雨帶已僅存少數之散亂陣雨在劍橋東北面。迄至 1800GCT 陣雨强度更見減弱，同時在西方之陣雨線却移至地面冷鋒之前。

圖三爲1954年6月17日1930GCT之地面天氣圖與複製之雷達雨區圖，在劍橋西北之雨帶內偏北部份之陣雨遠較劍橋西方者之移動爲速，其速度與實測之 10000 英尺高空風速度相同，同時陣雨密度減小。在 1935GCT 至 2025GCT 之間，此鋒前雨區消失僅餘在劍橋西南之大陣雨，在 2025 GCT 及 2220GCT 之圖上，鋒際雨帶之移動甚爲明顯。

圖四所示者爲緩移冷鋒降雨型式之變化，時間爲1949年8月24日，在2130GCT之前，冷鋒甚弱即使在雷達探測區域內，鋒面經過各測站之時間均難以確定。在 1530GCT 至1950GCT時間內北部陣雨消失，且該雨帶向東南移動極不規則，至1950GCT東南之大陣雨仍持續，但在 1950GCT所見之劍橋南方之帶狀降雨已見消失，在 2130 GCT圖中沿原有不明顯之冷鋒上又見有一新的雨帶滋生。

圖三：1954年六月十七日之降雨型式外圈半徑爲 290 哩

降雨型式之時間變化可歸因於與鋒面相連之上升運動場之變化，亦卽鋒生或鋒滅，無疑地，如圖四所示，此一效應之存在，但通常降雨之迅速變化，將減弱大範圍之鋒生與鋒滅，正如本文中「變率」之主要含義。與鋒面相連之一般上升運動場常呈帶狀平行於鋒面或卽在鋒面上。此上升運動場導生雲系之發展，這雲系一經降雨卽在相對於鋒面位置開始移動，速度常較鋒面爲速，此項假定係基於下述事實，卽：實測之降雨區平均言係隨一萬英尺之高空風而移動，而一萬英尺層上之高空風速率通常均大於鋒面移動之速率。由於降雨之事實顯示，有一不同於鋒面上升運動場

續圖三：1954年6月17日之降雨型式，外圈半徑爲200英里

之局部上升運動場存在，此新的垂直運動場能防止鋒面雲系之發展，在此情形下鋒際雨區會轉成鋒前雨區，迨至形成一新的鋒面。最後鋒前雨區在當遠離一般上升運動場之區域後即趨消散，或成散亂之鋒前陣雨。此一論點Blackmer亦部份贊同。對於如此複雜之降雨型式，以上之假設實過於簡單，但此一關於降雨開始後造成垂直運動場變化之程序却能作何以降雨型式隨時在變之部份解釋。以上假定在某些部份與 Newton 對鋒前颱線發展所作解釋相似。但此處對鋒前雨帶之研究，一若颱線，未獲成功。

圖四：1949年8月24日雷達所示之降雨型式，外圈半徑爲120英里。

以上已指明氣象人員根據通常所用的預報參數並不可能精確的預測出冷鋒降雨之範圍與形式之短時間變化。本處有關此一問題提示了二條應循的研究途徑。即：對降雨程序的基本變化之研究及周密考慮局部性之因子如地面及低層風之應用等。前一程序已由雷達氣象研究小組予以研究，毫無疑義的，雷達爲分析局部性問題之最佳工具，局部性因子對天氣變化之重要性亦可藉較平坦地區之資料同樣研究而獲得決定。

最後，本文研究結果證明，即使是短距離短時間內降雨型式之特性亦常不能藉外推法獲得決定。有雷達資料可資應用之氣象臺對此項結論必須予以考慮。

(譯自：AMS, Bulletin, Nov. 1956,
作者：J. M. Austin & R. H. Blackmer,Jr.)

世界氣候要素之極端值

•一飛譯•

一、氣　　溫

㈠最高溫度：1922年9月13日，北非崔波坦尼亞的阿西細亞（Azizia）地方，曾測得自由大氣溫度達華氏136°（合攝氏57.8度），爲在正常狀況下，全球所已測得的最高氣溫；在此以前，美國加州死谷曾在 1913年7月10日，測得華氏134°的高溫。

超過 136°F 高溫的報告也很多，但因這些報告對於所使用溫度，計的精確度以及曝露情況，缺乏詳細說明，故均未被學世公認。例如奈斯比氏（L. M. Nesbit）在其"人間地獄"一書中，曾述及他在阿比西尼亞東北部旅行時，當地氣溫幾乎每日均超過 136°F，有一次幾達華氏 170°（合76.6°C），另一次在蔭蔽地區之氣溫，也曾高達 158°F，當地土壤溫度，甚且超過 170°F，但離地數呎高的自由氣溫，竟也如此之高，實令人懷疑。

㈡最低溫度：全球溫度最低的區域爲西伯利亞，1892年2月7日在維科揚斯克(Verkhoyansk)，1933年2月1日在奧米孔(Oimekon)，均曾測得—90°F的低溫。至低於—90°F的紀錄，也迭有報導，如利用赫德生式最低溫度表，曾測得低於—100°F的低溫，但由於儀器的震盪，不合宜的曝露，以及其他影響紀錄正確的因素，同樣使此項紀錄未被科學界接受；1938年蘇境奧米孔又曾測得—78°C（—108°F）的低溫，但因蘇方未能指明此項低溫發生的確切日期，及當時紀錄的詳情，致未被列入正式紀錄。

西半球最低氣溫爲—87°F，乃1949年12月6日於格陵蘭拔海9820呎處讀出，而格陵蘭上的冰冠區域，一般人均確信應是北半球最冷的地方，該冰冠區的最低溫度，當在—100°F 左右。加拿大最低氣溫紀錄爲—81° F，係於1947年2月3日在鄰近阿拉斯加的斯奈格測出，至阿拉斯加最低溫度則爲—76°F，乃 1886 年元月在坦那納所紀錄；現有的南極低溫紀錄爲—83°F，乃柏德(R. E. Byrd)探險隊在波林基地測得者，時在1934年7月21—22日。

目前全世界年平均最高溫度爲 88°F，係根據非洲意屬索馬利蘭的洛夫地方之十三年紀錄，平均算出的；至年平均最低氣溫地則爲南極冰冠的負廿二度（華氏）。（註一）

二、雨　　量

全球年平均雨量最高紀錄的保持者，爲夏威夷群島的瓦利耳峯(Mt. Waialeale)，該地卅七年(1912—1949)的總平均雨量年達471.68吋（合11,980.672公厘），舉世聞名最多雨的印度契拉朋濟(Cherrapunji)的年平均雨量爲450吋（74年總平均），較之尚略有遜色，但契拉朋濟另擁有以下各項降雨冠軍：

㈠連續十二個月最大雨量：1041.78吋，合26,461.212公厘，（1860年8月—1861年7月）
㈡最大年雨量：905.12吋（1861）
㈢最大月雨量：366.14吋（1861月7月）
㈣最大連續五日總雨量：150吋（1841年8月）

此外尚有數處年平均雨量的紀錄，值得一述：

㈠加拿大：251 30吋（在罕德生湖 L. Henaerson）
㈡南美：342.18吋（在哥倫比亞之布納維斯塔 Buena Vista）
㈢美國：150.73吋（在華盛頓州之委諾契 Wynoochee）
㈣歐洲：182.76吋（南斯拉夫之克維士 Crkvice）

世界廿四小時最大雨量45.99吋（合1168.146公厘）的創造者，爲菲律賓的碧瑤，時爲1911年7月14—15日，同類紀錄美國最大者爲 26.12吋，於 1943 年元月22—23日在加州豪基士紀出。阿拉斯加的廿四小時最大雨量則爲14.13吋（1955年12月29日）。

一分鐘內最大降雨量的創造地爲美國愛我華州的傑佛生，其紀錄爲 0.69吋（1955年7月10日）；在此以前的最大「分」雨量爲 0 65吋，是1926年4月5日在加州奧皮茲測得的；1956年7月4日在瑪利蘭州猶良維爾又測得分雨量達1.23 吋，此項紀錄現正研究中，若研判無誤，此數字即將成爲刷新後的最大分雨量。此外，三分鐘最大雨量爲2.48吋，由巴拿馬的波托拜羅在 1911年11月29日紀出。最大「時」雨量爲十二吋，乃1947年 6 月22日在米蘇里州蒙特測得者。(註二)

位於南美頂端，麥哲倫海峽北口的智利菲力克斯港（Bahia Felix），是世界最著名的雨港，該港每年平均有三百廿五天下雨，1916年該港全年祇有十八天無雨，即全年雨日達三百四十七天（譯者按：我國著名雨港基隆每年雨日平均爲二百十三天半，較之尚瞠乎其後）。與此成尖銳對比的世界最少降雨的區域也在智利，其地爲智利北部沙漠的阿里卡測得的(Arica)，該地四十三年紀錄的總雨量僅 0.02吋，沙漠地區降雨機會既少，雨區亦狹，雨量站所能機會更少，因此，長期紀錄更爲可貴，智利的伊圭克（Iquique)曾有連續十四年沒有落雨的紀錄，不

過在四十年中，該地也曾下雨數次，量也頗多，因之四十年的總平均年雨量尚有 0.08吋，較阿里卡尤稍多。

美國年平均雨量最小的紀錄爲 1.66吋，此項紀錄爲美國加州綠地牧場(GreenlandRanch) 四十四年平均獲得的；另在加州的伯格達(Bagdad)，保有美國最長的乾季，無雨時期自1912年10月 3 日起，至1914年11月 8 日止，長達七百六十七天之久。

三、雪　量

寒冷之地區測站較少，故測量降雪的紀錄也比較短促，美國的大雪區主要分布於加斯卡德及內華達山區一帶，華盛頓州藍尼爾公園的樂園站所測得的年平均降雪量 575.1吋，爲美國最高紀錄，該站並於1955—56年，測得最大「季」雪量達 1000.3吋。至於美國最大的月雪量爲390 吋，係1911年元月份測得，迄今仍由加州的塔馬拉克(Tamarack)所保持，未被打破(參看附圖)。

註一、譯者按，本文氣溫單位採用華氏(Farhrenheit, F)，而我國通用攝氏(Celsius.C)，二者換算公式爲：$F-32\times\frac{5}{9}=C$.

註二、譯者按，本文雨量單位採用吋 (Inch)，而我國通用公厘(Milimeter, mm)，二者之間的關係爲：1吋＝25.40005公厘。

註三、本文譯自 Weatherwise 雙月刊，Dec.1956，作者爲美國氣象局 L. H. Seamon 及 G. S. Bartlett.

氣象學報第二卷目錄

第一期

西伯利亞寒潮爆發與東亞對流層中部噴射氣流之形成……徐應璟 王時鼎 (1)
水文氣象觀測與水文氣象預報……劉衍淮 (11)
大氣放射能之測定及其對人體之影響……呂世宗 (18)
論飛行員天氣的重要性和測報方法……戚啓勳 (26)
南極的新地理……鄭子政 (29)
寒季中的東南亞熱帶擾動……殷來朝譯 (34)
熱帶氣旋問題之研討(續)……亢玉瑾譯 (43)

第二期

再論臺灣高空氣流……魏元恒 (1)
天氣預報之考核問題……萬寶康 (8)
渦度方程式之介紹……徐明同 (13)
數值預報之基礎理論……廖學鎰 (21)
傳眞機在氣象上之應用……劉鴻喜 (38)
天氣與戰爭……葉雲喬譯 (42)
海洋和大氣的關係……戚啓勳譯 (48)
噴射氣流雲……一凡譯 (50)
50毫巴與25毫巴高度上氣流之研究……張瑞翔譯 (55)
颱風報告(一)：賽洛瑪颱風…… (59)

第三期

氣象與漁業……鄭子政 (1)
近代長期天氣預報……魏元恒 (5)
臺灣的幾種氣團霧……戚啓勳 (15)
客觀預報技術之最近發展……萬寶康 (25)
臺灣之雷雨……黃光表 (32)
美國颶風研究計劃之目標及設計……一凡譯 (35)
各國研究數值預報現況……林紹豪譯 (40)
第一屆國際極年之創世紀……徐學洛譯 (43)
颱風報告(二)：萬達颱風…… (46)
颱風報告(三)：黛納颱風…… (55)

第四期

悼念岡田武松博士……鄭子政 (1)
降水與農業的關係……姚懿明 (3)
雷達與天氣偵測……周根泉 (12)
臺灣之霜雪……黃光表 (17)
英國氣象局人造雨之試驗……殷來朝譯 (19)
二百毫巴上空噴射氣流與龍捲風發生的關係……劉鴻喜譯 (22)
定壓面飄流氣球軌跡在氣象上之應用……時鼐譯 (26)
對流層頂分析與天氣預報……高錫川譯 (38)
馬紹爾群島氫彈爆發所引起的微壓振動……呂世宗譯 (43)
颱風報告(四)：芙瑞達颱風……徐應璟 (45)
颱風報告(五)：吉　達颱風……劉鴻喜 (52)

VOLUME 3, NUMBER 1. MAR. 1957

METEOROLOGICAL BULLETIN

CONTENTS

1. *General Scheme of International Geophysical year Made by CSAGI*.....Kenneth T. C. Cheng.....(1)

2. A Method of Thunderstorm Forecasting.....K. C. Chu.....(12)

3. Weather Service for Civil Aviation at Taipei International Airport.....H. H. Liu.....(15)

4. Some Discussions On Typhoons of 1956.....S. T. Wang.....(20)

Published Quarterly By The

Weather Forecasting and Research Center

64 Kung Yuan Road, Taipei, Taiwan, China

目 録

論 著

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)

美國各種傳眞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)

譯 述

天氣預報的定則及方法(上)……徐應璟……(33)

碧空與陰天時太陽能之研究……喬鳳倫……(44)

火星上之氣象問題……秦仁義……(51)

火星上的氣象狀況……徐學洛……(61)

氣象學報徵稿簡則

一、本刊以促進氣象學術之研究爲目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討。不論創作或譯述均所歡迎。

二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言爲主體，每篇以五千字爲佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。

三、稿件請註明作者眞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。

臺灣氣候之分類

陳正祥

Climatic Classification of Taiwan

Cheng-siang Chen

Abstract

Compared with those in other provinces of China, climatic data in Taiwan are not only the richest, but also the most reliable. The systematic meteorological observation in Taiwan was started in 1897 and by 1952 climatic records in seven locations had covered a fair long period of 50 years. All the temperature records of the hundred stations dealt with in this paper have covered more than ten years and the rainfall records stations have covered at least twenty years. The author feels that Dr. Thornthwaite's new system can be roughly adapted to the actual conditions in Taiwan and, viewed from the results thus obtained, is far more reasonable than Koppen's system to Taiwan is that its definition of the Cfa climate is not fitted to the distribution of the field crops and natural landscapes on this island.

By using Thornthwaite's 1948 classification, one is able to discern, with fair satisfaction, the regional climatic differences resulted from peculiar topography and their limitations laid on the distribution of crops and forests by the regional climatic differences. The distribution of sugarcane in Taiwan is almost entirely limited to the BA' climate, that of tea plantations generally to the BB' climate, and that of hardwoods forest and a part of the tea gardens in the northeast of the island to the AB' climate. The author is particularly satistied with the Pescadores' being classified as C_1 A'da' Climate, for he is of the opinion that the natural vegetation of these windy islands doubtlessly belong to the same category as that of grass land.

一、引　　論

臺灣之氣候，一般被稱爲副熱帶或海洋性副熱帶；但此等籠統的稱呼，不足以肯定指示本省氣候的特徵，且使讀者忽略區域間的差異。臺灣因所處緯度低(21°50′—25°20′)，北回歸線橫斷中部，故氣候富有熱帶性。距大陸不出200公里，故氣候與天氣頗受大陸之影響。臺灣土地面積雖小，然中東部有高山大嶺，形成氣候的障壁；山區之氣候固與平地不同，而本省南北之雨期與雨型，亦因此等高山大嶺之存在而迥異。

近代實用氣候學 (Applied climatology) 的研究，尚未能擺脫若干人爲的限制，諸如氣象觀測器的進步情形，觀測站分佈之密度與記錄年代，以及各測候站所觀測的項目等。臺灣有系統的氣象觀測，開始於1897年，初限臺北、臺中、臺南、恒春與馬公等五地，其後迭有添置，光復時全省共有測候所23處。至今記錄年代超過50年者，僅有上列五地，再加基隆與臺東共得七處而已。測候所所觀測的氣候要素，雖有溫度、降水、濕度、氣壓與風等等；但臺灣除氣象局所屬的各測候所外，其他產業機關如臺糖公司與水利局等所有的測候站，其觀測項目多限於氣溫與雨量二者，而尤以單獨觀測雨量者爲多。經本文作者的多方收羅，共選得100個測站，其氣溫記錄幾全部超過10年而雨量記錄至少20年者，作爲本研究的基本資料。

過去所作有關本省氣候的研究，多限於單一氣候要素或若干氣候要素的統計與分析。因未能考慮各項要素的相互影響，難以表示各地氣候的眞相，故在農業的應用上缺少參考價值。臺灣農業氣候研究上被忽視的兩個要素，便是蒸發與日照；這兩個氣候要素對於農業的影響，實與溫度及降水同樣重要。試以屏東爲例，其地最涼月的平均溫達19.2°C，年雨量多至2,438公厘；但屏東所有的雨水，90%係降於五月到九月之間，每月平均達440公厘，從十月到三月之間，所有雨量合計僅118公厘，不足全年雨量20%，每月平均不到24公厘。如果進一步再考慮

其蒸發量，則屏東自十月上旬起，直到翌年5月中旬止，其蒸發量皆超過雨量。故土壤水分甚爲缺乏，灌溉非常重要。

此一研究之主要目的，係綜合各項有關氣候要素，將臺灣的氣候型加以適當分類；使各地相似的氣候能够歸併簡化，並確定各類氣候的含義，以便利有關方面的應用。次之根據各地的水分平衡狀況，將全省劃分爲若干濕度帶（Moisture belts），藉明各地氣候的實際潤濕程度，可用爲農田水利設施的參考。氣候經過分類分區之後，易於與世界各有關地區比較；此對作物、牧草或經濟樹木之引種，亦將有其貢献。所謂同型氣候，嚴格地說，應指經過分類後型類相同的氣候而言。

二、分類方法之選擇

世界學者之研究氣候分類，以柯本（Wladimir Köppen）與桑士偉（C. Warren Thornthwaite）二氏最有成績。柯本爲追求氣候分類之先驅，其分類方法曾風行二十餘年，廣爲地理學家所採用。桑士偉氏比較後起，其所倡之分類法更見精密，應用於農業方面，一般尙屬適當。

吾人曾以上述 100 個有比較可靠溫度與雨量記錄的地點，按照柯本氏的方法加以分類，結果只得到 C_{fa}，C_{fb}，C_{wa}，C_{wb}，A_w，A_f 以及H等七類氣候，其分佈與當地的區域性不甚符合。舉例來說，宜蘭新竹與澎湖三個地區，氣候環境原有顯著差別；但照柯本氏的分類方法，結果却同屬 C_{fa} 型，殊爲令人失望。反之如照桑士偉氏1948年的修訂分類方法，結果宜蘭爲 $AB_4'ra'$ 新竹爲 $B_3B_4'ra'$，澎湖爲 $C_1A'd_a$；三個地方的氣候區域差異才可表現出來。

表 1：臺灣三個 C_{fa} 型測站的氣候差異

地點		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
宜蘭	溫度(C°)	16.0	16.2	18.1	20.8	23.8	26.0	27.6	27.3	26.0	22.7	20.1	17.3	21.8
	雨量(Cm)	15.2	14.9	12.9	12.5	21.4	24.5	15.7	18.8	38.6	39.9	35.8	24.5	274.7
新竹	溫度(C°)	15.1	14.9	17.1	20.6	24.5	26.6	28.0	28.0	26.7	23.5	20.6	16.9	21.9
	雨量(Cm)	7.1	13.4	15.8	20.5	24.6	39.7	14.6	18.0	10.4	3.4	3.6	5.4	176.5
澎湖	溫度(C°)	16.3	15.9	18.5	22.1	25.2	27.1	28.0	27.9	27.2	24.7	21.7	18.3	22.7
	雨量(Cm)	2.4	3.7	6.5	8.0	10.9	17.4	18.9	17.2	10.6	3.3	2.1	2.3	103.3

桑士偉氏的氣候分類法，第一次發表於1931年，其法除利用氣溫與雨量外，特別注意蒸發的數值，以推算有效降水（Precipitation effectiveness）與有效溫度（Temperature Efficiency），求取有效降水指數（P—E index）與有效溫度指數（T—E index），再配以季節的變化，而定出各地氣候所屬的型類。此法因能注意蒸發，已較柯本氏的分類略勝一籌。惟其用以推算蒸發量的公式，僅根據美國局部的短期試驗結果，實難期普遍適用於世界各地。蒸發固爲氣候的主要要素，但一般用蒸發計所測得的蒸發量，尙不足以代表當地實際的蒸發情形。有植物覆蓋之地與不生長植物者，其蒸發量顯然不同：土壤乾燥與潤濕時的蒸發亦不相同，而蒸發計則經常有人爲的給水，故其所測得的數值，自然不符實際的情形。桑士偉氏第一次的氣候分類方法，其最大的缺點便在乎此。

經多年努力的研究改進，桑士偉氏於1948年公佈其第二次分類方法。捨棄推算眞正蒸發量的企圖，而提供一個氣候可能性的觀念。其實土壤水分的消失，尙不限於蒸發（Evaporation），還要包括所生長植物的輸散（Transpiration），換言之，在有植物覆蓋的地方，必須將蒸發量與輸散量合計，才等於土壤中實際回到大氣層的相當水量。桑士偉氏在第二次的分類中，强調此一作用，而合稱之爲蒸散（Evapotranspiration），其量概可代表地面向大氣蒸散的消失水量。

僅憑雨量的多少，不能確定一地氣候之潤濕或乾燥，而必須先知降水大於或小於蒸發所需的水分，由於形成降水與蒸散的氣象原因不同，故二者之爲量及其季節分配亦常不同。降水大於蒸散所需者，概屬潤濕氣候；反之

則爲乾燥氣候。但一地的實際蒸散量，頗受給水情形的影響。換言之，一地如有足够的水分可供蒸散時，則其可能蒸散量與實際蒸散量並不相同。例如有灌溉設施的沙漠地帶，當給水增加時，其蒸散量亦將因此而上升至最大限度。此即所謂可能蒸散 (Potential evapotranspiration)，以別於實際的蒸散量。由於實際蒸散量的難得，如果我人能够設法求出一地的可能蒸散量，則用以與實際降水比較之後，便可給當地氣候一個合理的定義。

三、可能蒸散量之推算

桑士偉氏修訂分類法中的首要工作，便是推算可能蒸散量，或簡稱PE 者，但我人直到今天爲止，不論對於實際蒸散或可能蒸散，皆知之其少。如果現行的方法能改進至令人完全滿意，我們可以觀測實際的蒸散。至於可能蒸散，因其並非代表水分從土壤到大氣的實際輸送量，而僅是在理想的土壤濕度與植物生長情形下的一種可能輸送量，故甚難加以決定。我人既然不便去直接觀測可能蒸散，就只得從試驗中求之。桑士偉氏乃創出一種以溫度爲函數的推算可能蒸發的公式，其式爲：$e=ct^a$

式中e爲月蒸散量，以cm表示之；t爲月平均溫度，用°C；c及a 則爲隨地而異的係數。式中的係數，凡導自溫暖氣候之觀測值者，不能精確地推算寒冷氣候的 PE 值；反之亦然。一般方程式的常數c與a，在寒冷氣候者變異小，在暖熱氣候者變異大。用月平均溫度而不用年平均溫度，是因爲有些地方可能受到零下溫度的影響。爲此桑士偉氏另演出一個特別方程式，從公式 $i=(t/5)^{1.514}$ 而得到月指數。十二個月的指數總和便得出一個相似的熱指數 I；此一指數的變域爲0至160，而上式的a則介乎0到4.25之間。二者的關係爲

$$a=0.000000675I^3-0.0000771I^2+0.01792I+0.49239$$

上式中的係數C與I成反比，從這些關係可得出一個推算可能蒸散量的方程式。

$$e=1.6(10t/I)^a$$

這個公式尚只能得到未調整的 PE 比例；因爲其中 e 原用30日計算，而每日日照時數爲12小時，但事實上每月的日數自28到31天不等，且主要促進蒸散的白晝日照時數，亦隨緯度及季節而不同，故尚須運用一依月與緯度變異的因子來加以調整。

這個數理的推算，係來自經驗，未儘令人滿意；不過利用此法所得可能蒸發量，大致尚近似準確，而使此氣候分類的新觀念切實可行。我人如知某測候站的所在緯度及其可靠的月平均氣溫，便可求出其可能蒸散量。惟此法頗爲繁複，如無計算圖及計算表的幫助，則對於大批測候站的計算工作，幾乎無法進行。

利用此一方法推算可能蒸散量，可分三個步驟：第一步是求熱指數 I，第二步決定未調整的 PE 值，第三步根據當地之日長與月長調整 PE 值。所得的 PE 以 cm 爲單位，十二個月的數值相加即得年 PE 值。茲舉臺北的計算例子如下：

	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
t°c	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
I	5.38	5.28	6.44	8.59	10.89	12.56	13.72	13.58	12.42	10.15	8.16	6.32	113.49
未調整 PE	3.38	3.28	4.55	7.20	10.88	13.59	14.86	14.78	13.40	9.62	6.65	4.40	
調整 PE	3.1	2.9	4.7	7.6	12.5	15.5	17.4	16.6	13.7	9.5	6.1	4.0	113.6

根據100個氣溫記錄超過十年的測候站推算，得出全省平均年 PE 值的分佈。全省以西南角的沿海平原及其隣接的丘陵地爲最高，高達140cm；自此向北及向中部山區減低。海拔愈高，PE 值愈低，玉山之年PE值，僅爲 39.6cm，不及西南部沿海平原的三分之一。因爲 PE 值主要是根據溫度推算出來的，故其分佈自然有與等溫線相似的趨勢。

各地 PE 值的季節變化頗爲整齊，冬期一般甚小，南部較高，但一月份之最大值亦不過 5.5cm。夏期則甚高，七月份之最大值接近 20cm，如三崁店之 19.5cm 即爲一例。山區則任何月份皆不致超過 10cm。

四、剩水與缺水

臺灣各地之雨量，季節變化很大；東北部冬期多雨，其餘則皆夏期多雨。夏期雨量所佔全年雨量百分率，愈到南部愈大。在雨量有明顯季節變異的地區，冬季的降雨可能少於需水量。我人以可能蒸散量與降水量比較，將見若干測站，降水經常大於蒸散；土壤充滿着水分，是爲剩水（Moisture surplus）。另外有些地方，降水少於蒸散；土中水分不够植物生長所需，是爲缺水(Moisture deficiency）。在雨季與乾季分明或乾季與冷季符合的地區，其可能情形正常爲：

（一）有一個時期，降雨超過需水量，土壤中可有充分的剩水貯存。

（二）接着乾旱時期來臨，土壤中的貯水與雨水皆耗於蒸散，貯水量逐漸減少，實際蒸散量降低至可能蒸散量以下，于是發生缺水現象。

（三）當降水又超過需水量時，土壤再度浸潤，土壤中的水分乃得補充。

當降水超過需水量時，剩餘水分可貯存土壤中，植物的根帶在未到枯萎點前，尙可利用土中剩水；故當降水少於需水量時，並不立即發生乾旱的現象。植物根帶範圍內可供植株利用的貯水量，隨土壤之構造及根系分佈的情形而定。

試從東北部沿海開始，按反時針方向，將本省各主要測候站的剩水與缺水作一比較研究，即可發現東西兩側的情形完全不同。花蓮之可能蒸散量或需水量。一月份最低爲4cm，七月份最高爲16.6cm；但降水之相對數字分別爲5.9cm與26.7cm；年雨量達203.1cm。約大於年 PE值之$^3/_5$倍；各月之雨量皆大於需水量，剩水量約爲86.2cm。宜蘭與基隆都是冬期的雨量較多。而盛夏需水最多時降雨最少；基隆全年雨量以七月爲最少，成爲臺灣最特殊的雨型。宜蘭雨量以四月爲最少，爲12.5cm；但同月之需水量僅6.2cm；七月雨量爲15.7cm；需水量爲16.9cm，稍感不足，全年雨量爲 274.7cm，需水量爲112.7cm，剩水量高達162.0cm。基隆七月雨量爲 13.7cm，需水量爲 17.3cm，不足 3.6cm；惟其他各月皆有剩水，全年剩水量達 191.5cm，故二地皆並無缺水現象。臺北自十月以後；雨量雖少，但各月之雨量皆超過需水量，年剩水量達96.7cm。新竹七月份雨量較需水量少2.7cm，但土壤水分足够補充；秋後則有乾旱現象，就全年的情形說，仍剩水 68.1cm 。苗栗的雨型略似新竹，但七八月的雨量遠較新竹爲多；自九月以至十二月，需水量皆大於降雨量。

進入西部平原之後，各地冬期缺水現象大爲增加。臺中自十月至翌年一月，雨水甚少，合計僅 10.2cm ，而同時期之需水量則爲29.6cm，缺水 9.4cm；夏期自五月至九月，降水豐沛，各月皆有剩水，合計達 64.3cm，故冬旱夏濕的現象已甚明顯。至於臺南屏東，雨量集中夏期尤甚；從十月到翌年四月，降水量皆少於需水量；缺少量分別爲11.9cm及18.9cm。臺南與屏東夏期6—9四個月，降水皆有大量過剩，分別爲70.3cm 及 126.4cm，情形與東北部各地完全異趣。

表 3：臺灣南北部雨水之收支情形（cm）

基　隆

項　目	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	全年或年平均
可能蒸散量	3.2	3.2	4.4	7.2	11.7	15.2	17.3	16.5	13.7	9.9	6.2	4.2	112.7
降雨量	30.7	29.3	29.8	21.7	26.1	28.7	13.7	16.7	25.0	24.7	26.9	30.9	304.2
貯水變化	0	0	0	0	0	0	—3.6	0.2	3.4	0	0	0	
土壤水分貯量	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	6.4	6.6	10.0	10.0	10.0	10.0	
實際蒸散量	3.2	3.2	4.4	7.2	11.7	15.2	17.3	16.5	13.7	9.9	6.2	4.2	112.7
缺水量	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
剩水量	27.5	26.1	25.4	14.5	14.4	13.5	0	0	7.9	14.8	20.7	26.7	191.5

臺　南

項　目	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	全年或年平均
可能蒸散量	3.5	3.4	6.1	10.1	15.4	16.4	17.2	16.2	14.4	11.2	7.1	4.5	125.5
降雨量	1.9	3.3	4.7	7.0	18.5	39.0	43.8	42.2	16.4	3.5	1.7	1.9	183.9
貯水變化	0	0	0	0	3.1	6.9	0	0	0	—7.7	—2.3	0	
土壤水分貯量	0	0	0	0	3.1	10.0	10.0	10.0	10.0	2.3	0	0	
實際蒸散量	1.9	3.3	4.7	7.0	15.4	16.4	17.2	16.2	14.4	11.2	4.0	1.9	113.6
缺水量	1.6	0.1	1.4	3.1	0	0	0	0	0	0	3.1	2.6	11.9
剩水量	0	0	0	0	0	15.7	26.6	26.0	2.0	0	0	0	70.3

阿里山海拔2406公尺，年降水量達441.5cm，而其需水量僅62.5cm，全年各月雨水皆有大量過剩。反之澎湖群島的馬公，除二、三月與盛夏的雨量多於需水量外，其餘各月則皆少於需水量，故氣候乾旱，全年無剩水；年雨量僅103.3cm，需水量達120.6cm，缺水量爲17.3cm，潤濕指數低於0，成爲全省唯一的乾燥區域。

表 4：阿里山與馬公雨水之收支情形（cm）

阿　里　山

項　目	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
可能蒸散量	2.4	2.5	4.0	5.1	6.8	7.5	7.8	7.4	6.5	5.3	4.0	3.2	62.5
降雨量	6.8	12.5	19.1	26.7	55.7	88.5	80.7	78.4	44.7	13.1	5.8	95	441.5
貯水變化	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
土壤水分貯量	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	
實際蒸散量	2.4	2.5	4.0	5.1	6.8	7.5	7.8	7.4	6.5	5.3	4.0	3.2	62.5
缺水量	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
剩水量	4.4	10.0	15.1	21.6	48.9	81.0	72.9	71.0	38.2	7.8	1.8	6.3	379.0

馬　公

項　目	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
可能蒸散量	3.4	3.0	5.2	8.8	13.4	16.0	17.3	16.5	14.4	11.0	7.2	4.4	120.6
降雨量	2.4	3.7	6.5	8.0	10.9	17.4	18.9	17.2	10.6	3.3	2.1	2.3	103.3
貯水變化	0	0.7	1.3	—0.8	—1.2	1.4	1.6	0.7	—3.7	0	0	0	
土壤水分貯量	0	0.7	2.0	1.2	0	1.4	3.0	3.7	0	0	0	0	
實際蒸散量	2.4	3.0	5.2	8.8	12.1	16.0	17.3	16.5	14.3	3.3	2.1	2.3	103.3
缺水量	1.0	0	0	0	1.3	0	0	0	0.1	7.7	5.1	2.1	17.3
剩水量	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

臺灣年平均缺水量等於0的曲線，將臺灣劃分爲東西兩半。此線以東全無缺水現象；此線以西，缺水量自山麓地帶向沿海逐步增加。高雄平原與屏東平原的南部，年缺水量皆超過20cm，大甲平原與彰化平原的北端，亦在20cm左右；次之嘉南平原，屏東平原中北部以及彰化平原的大部，年缺水量皆在10—20cm之間。換言之，臺灣的缺水區域，係包括整個西部平原，而其缺水現象完全發生於冬半年。此與著者前所繪製的西部地區長期乾旱

分佈圖，實有明白的符合趨勢。

各地年平均剩水量的分佈，中部山區多數地點皆在150cm以上，東西二側漸次減少。西部平原地區的年剩水量，概屬夏半年的剩水；愈到沿海中段而愈少。在鹿港與龍岩二地間，年剩水量已不足 25cm；澎湖群島的年剩水量且等於0。

五、潤濕指數與濕度帶

在暖熱之低緯地區，濕度在實用氣候上的重要性遠大於溫度。若一地降水與可能蒸散在全年所有時期皆相等，則全年無剩水亦無缺水，氣候屬於不乾不濕的狀態。當降水少於可能蒸散量時，其地氣候乾燥；反之降水多過可能蒸散量時，則其氣候潤濕。在有剩水而無缺水的場合，剩水量與需水量之關係構成一濕度指數 (Humidity index)。同樣地，在有缺水而無剩水時，缺水量與需水量的比例，構成一乾燥指數 (Aridity index)。此二指數皆用百分率表示：

$$I_h = \frac{100_s}{n} \text{ 及 } I_a = \frac{100_d}{n}$$

式中 I_h 爲濕度指數，I_a 爲乾燥指數；s 爲剩水量，d 爲缺水量。在完全沒有雨水的地區如沙漠，其缺水量等於需水量時，乾燥指數即爲 100。但濕度指數則並無同樣的限制；因降水與可能蒸散爲獨立的氣候要素，剩水不必等於需水量。故當降水倍於需水量時，濕度指數可能超過 100 %。

各地之剩水與缺水現象，常發生於不同的季節；剩水的現象爲正量，缺水的現象爲負量，由二者的關係可導出一潤濕指數 (Moisture index)。惟事實上某一季節的剩水，並不能阻止另一季節的缺水；除非積存於土壤中的水分，在某一範圍內可以補償其他季節的缺水。剩水意即土壤中水分的季節增加，深根的多年生植物，遇乾旱時可能從下層土壤中吸取水分，緩和乾旱的現象，使輸散賴以繼續進行。所以某一時期過剩的分水可能給缺水期以適當的補償。桑士偉氏憑其豐富的經驗，推斷某時期所剩6cm的水量，可以抵銷旱季 10cm 的缺水量。故桑士偉氏所定的潤濕指數公式中，濕度指數的權衡實重於乾燥指數，後者僅爲前者的 $^6/_{10}$。其公式爲：

$$I_m = I_h - 0.6\ I_a = \frac{100_s - 60_d}{n}$$

凡屬潤濕的氣候，其 I_m 皆爲正量；乾燥氣候則皆爲負量。這個潤濕指數乃桑士偉氏新分類法中的最基本根據，用以代替其初期發表分類法中的 P—E 指數，並由此定出下列的主要氣候型。

氣候型		Climatic type	潤乾指數 I_m
A	重濕	Perhumid	> 100
B_4	潤濕	Humid	80→ 100
B_3			60→ 80
B_2			40→ 60
B_1			20→ 40
C_2	潤次濕	Moist subhumid	0→ 20
C_1	乾次濕	Dry subhumid	—20→ 0
D	半乾燥	Semiarid	—40→—20
E	乾燥	Arid	—60→—40

我人按照這個方法，求出臺灣各測站的潤濕指數，便可繪製全省濕度區域 (Moisture regions) 或濕度地帶。本省中東部山區與臺東沿岸山地，氣候盡屬重濕的 A型；年雨量大部分超過250cm，乾燥指數爲 0，濕度指數則在120以上。

潤濕的 B_4 型緊接於山區邊緣，最主要是西北部桃園冲積扇以東與嘉南平原及高雄平原以東的丘陵地帶；其可能蒸散量雖高至 100cm 以上，但因年雨量皆超過 200cm，故氣候仍屬潤濕。此一氣候型的分佈，實頗與臺灣的茶區相符合。

臺灣西部的潤濕指數，大致有向中西部遞減的趨勢。竹南、沙鹿、大肚與二林等地，降水量僅稍多於需水量

；其濕度指數減爲 17—27 ，乾燥指數則已增至 10—18 ，屬於潤次濕的 C_2 型氣候了。

最例外的一區是澎湖群島，其地年降雨量少於需水量，全年缺水 17.3cm ，潤濕指數爲 —8.6 ，已屬於乾燥氣候中的 C_1 型。

六、有效濕度之季節變異

一地之濕度狀況，可能全年潤濕，亦可能全年乾燥；或者年中某一時期潤濕，而另一時期乾燥，此對農業氣候的研究，實甚爲重要。上節所述的潤濕指數，只能表示氣候的如何潤濕或如何乾燥，尙不能同時指出其濕度的季節變化。潤濕的氣候區中若有一旱期，我人須知其乾旱的程度如何；同樣的在乾燥氣候區如有濕期存在，亦應知其潤濕的氣候區中，其缺水的現象，可能分成大、中、小或全無等四種不同的程度；反之在乾的氣候中，剩水亦可能分成大、中、小或全無等四種不同的現象。桑士偉氏利用乾燥指數與濕度指數，定出副氣候型的劃分標準如下：

潤濕氣候 (A, B, C_2)	乾燥指數
r 少量或全無缺水者	0 —16.7
S 中度的夏季缺水	16.7—33.3
W 中度的冬季缺水	16.7—33.3
S_2 大量的夏季缺水	33.3^+
W_2 大量的冬季缺水	33.3^+

乾燥氣候 (C_1, D, E)	濕度指數
d 少量或全無剩水者	0—10
S 中度的冬季剩水	10—20
W 中度的夏季剩水	10—20
S_2 大量的冬季剩水	20^+
W_2 大量的夏季剩水	20^+

符號 s, s_2, w 及 w_2 在潤濕氣候和乾燥氣候中均指示同一的意義，亦即代表雨量爲缺少的季節。

臺灣地區除澎湖群島外，均屬 A—C_2 的潤濕氣候。其中橋頭、東港、大寮、高雄以及鳳山等少數地點，冬季的乾燥指數介乎 16.7 至 33.3 之間是屬於中度的冬季缺雨 (w) 副型，而其餘各地概爲全年少量或全無缺水的 r 副型。澎湖群島屬於乾次濕 (C_1) 型氣候，全年無剩水，故其有效濕度的季節變異應該爲 d 。

七、有效溫度指數及氣候型

桑士偉氏的修訂氣候分類法中，另一特點便是有效溫度觀念的改變。因爲上述的可能蒸散量，既用溫度與日長的函數表示，當然亦可用爲有效溫度的指數。可能蒸散量不但是一種生長指數，且可表示生長與生長所需的水分關係；如與降水利用同一單位，即可表示有效溫度與有效雨水的關係。赤道地帶溫度終年絕少變化，其年平均溫度約爲23°C，此可視爲熱帶與溫帶氣候的合理界限；在赤道之上，日長不變，如每月之平均溫度皆爲 23°C，則其平均年蒸散量爲 114cm ，故桑士偉氏即利用此一數值，作爲劃分熱帶與溫帶氣候的指數。其他向極的溫度帶界限，則以 PE 值就幾何級數遞減爲之。

T—E 指數 (年可能蒸發量) cm	氣候型		溫度帶
14.2	E′	冰漠	(Frost)
28.5	D′	苔原	(Tundra)
42.7	C_1'	寒帶	(Microthermal)
57.0	C_2'		
71.2	B_1'	溫帶	(Mesothermal)
85.5	B_2'		
99.7	B_3'		
114.0	B'_4		
	A	熱帶	(Megathermal)

以有效溫度而劃分的氣候型，實與由潤濕指數所指定者相同，且亦用相同的符號表示；唯一不同者，僅在代表字母上加一〔′〕，以資區別而已。溫帶 B′ 與寒帶C′氣候的再區分，亦與潤濕氣候 B 及次濕氣候C 者相同。

臺灣年平均有效溫度的分佈，沿海平地及其鄰近的丘陵，全屬熱帶氣候 A′ 型。但此類 A′ 型氣候，其性質與赤道地帶略有不同；因其夏季之日長較長而炎熱，冬季之日長較短而涼冷；此種現象，愈向北而愈明顯。此項溫度與日長的綜合影響作用，致令可能蒸散量或有效溫度發生季節變異。故赤道地帶所盛生的若干植物，在臺灣的熱帶內並不存在。

熱帶以內，溫帶（B′）氣候順次以 B_4'，B_3'，B_2'，B_1' 向中東部山區包圍。至中央最高的山區，則成爲寒帶（C_2'）氣候；最高峯玉山的有效溫度指數僅得 39.6，故已入寒帶較冷之（C_1'）氣候。其他如苔原與冰漠氣候，則臺灣均無。

赤道地帶，全年的日長相同而溫度均勻，故可能蒸散量的季節變異甚小，實無季節之可分。任何三個月的可能蒸散量，均約佔年 PE 值的 25 %，極區因生長期全在夏季三個月，其有效溫度可爲全年總量 100 %。在這兩個極端之間，亦即自 A′氣候到 E′ 氣候，其可能蒸散量雖遞減，而其有效溫度集中夏季的程度則遞增，從25% 到 100% 不等。臺灣有效溫度集中夏季的指數，概在 48% 以下，故全部屬於 a′ 副氣候型。這一個符號，表示臺灣的氣候富於海洋性。

八、氣 候 分 類

臺灣的面積雖小，但以影響氣候的因子複雜，故所屬之氣候型類頗多。加以調整歸併之後，濕度方面可得重濕（A），潤濕（B），潤次濕（C_2）與乾次濕（C_1）等四大類；有效溫度指數方面又可劃出熱帶(A′)溫帶(B′)與寒帶（C′）等三大類，故共得七大類。如再考慮有效濕度與有效溫度的季節變異，則可得二十個副類。玆分別略述於下：

（一）熱帶潤濕氣候——BA′

此類氣候所佔之地區甚廣，幾包括整個西部平原，桃園冲積扇，恒春半島以及東臺縱谷與東岸沿海。其年平均可能蒸散量皆在 114cm 以上，惟潤濕指數介乎 20—100 中間；依次又可分爲B_4，B_3，B_2及 B_1 四種。至於濕潤指數的季節變化，則除西南角高雄平原及屏東平原南部屬於冬季中度缺水的副區外，其餘盡歸全年不缺水或冬半年少量缺水的副區。本類氣候細分之可得下列六個副區。

1. B_4A' ra′ 熱而潤濕，潤濕指數介乎 80—100，全年不缺水。分佈於山區外圍，緊接溫帶之下；所佔面積以嘉南平原東側之丘陵爲最廣。
2. B_3 A′ ra′ 熱而潤濕，潤濕指數介乎 60—80，全年不缺水或僅少量缺水。其分佈在第 1 副區之外，以桃園冲積扇，嘉南平原東部以及屏東平原北部爲廣；東臺縱谷南北二端亦略有之。
3. B_3 A′ wa′ 熱而潤濕，潤濕指數介乎 60—80，冬半年中度缺水，其分佈僅見於高雄平原之東南部與屏東平原的西南部。
4. B_2 A′ ra′ 熱而潤濕，潤濕指數爲 40—60，全年有少量缺水；其分佈皆成狹長之帶狀，以東臺縱谷，苗栗丘陵西南，臺中盆地與嘉南大圳區域之東南側爲主。
5. B_2 A′ wa′ 熱而潤濕，潤濕指數爲 40—60，冬半年中度缺水；其分佈僅限於以左營爲中心之高雄平原近海部分。
6. B_1 A′ ra′ 熱而潤濕，潤濕指數爲 20—40，全年有少量之缺水，分佈於通霄、安平之間而比較偏於內地之平原，亦即彰化平原之東半部，嘉南平原之西南部，大肚山臺地以及大甲平原之一部。

（二）溫帶重濕氣候——AB′

此類氣候分佈於整個中東部廣大山區，兼及基隆丘陵，大屯火山群，宜蘭三角與東岸沿海山地，所佔面積與上述 BA′ 氣候不相上下。天然植物主爲濶葉樹木（Hardwoods），較高者則有針葉濶葉混合林。全年不缺水，有效溫度可依次分爲 B_4' B_3' B_2' 及 B_1' 等四型；副區皆屬 ra′，故只能細分爲下列四個副區：

1. A B'_4 ra′ 溫暖重濕，終年無缺水現象，有效溫度指數爲 99.7—114.0cm；分佈地區以東北角爲

最廣，中央山地南部最外圍及東臺海岸山地亦屬之。

2. A B_3' ra′ 溫暖重濕，終年無缺水現象，有效溫度指數爲 85.5—99.7cm；分佈地區稍高，環繞於中央山區的次外圍，大屯山及東臺海岸山地之高處亦屬之。

3. A B_2' ra′ 溫暖重濕，終年無缺水現象，有效溫度指數爲 71.2—85.5cm，其分佈限於中央山區，較 A B_3' 氣候更高一層。

4. A B_1' ra′ 溫暖重濕，終年無缺水現象，有效溫度指數爲 57.0—71.2cm ；其分佈已接近寒帶 AC_2' 氣候。

(三) 溫帶潤濕氣候——BB′

此類氣候之分佈多介乎（一）與（二）兩類氣候之間，山區背風較低處亦有局部分佈。氣候潤濕，但不甚炎熱；全年不缺水，宜於茶樹生長。臺灣西北部植茶最盛之地，也正是此類氣候分佈最廣之處。其中又包括下列五個副區：

1. B_4 B_4' ra′ 溫暖潤濕，全年不缺水或僅少量缺水，潤濕指數爲 80 — 100，有效溫度爲 99.7 — 114.0cm。其分佈主限於西北部丘陵地，與全省最主要之茶區符合。

2. B_4 B_3' ra′ 溫暖潤濕，全年無缺水或僅少量缺水，潤濕指數爲 80—100，有效溫度爲 85.5 — 99.7cm；阿里山外側之丘陵及東臺縱谷之邊緣屬之。

3. B_3 B_4' ra 溫暖潤濕，全年無缺水或僅少量缺水，潤濕指數爲60—80，有效溫度爲99.7—114.0cm，主分佈於竹東丘陵與苗栗丘陵之中部。

4. B_4 B_2' ra′ 溫暖潤濕，全年不缺水或少量缺水，潤濕指數爲 80—100，有效溫度爲 71.2—85.5cm

5. B_2 B_4' ra 溫暖潤濕，全年不缺水或少量缺水，潤濕指數爲40—60，有效溫度爲99.7—114.0cm；分佈地區極爲狹小，最明顯的一塊是在苗栗丘陵的外緣。

(四) 熱帶重濕氣候——AA′

此類氣候僅見於下淡水溪中游之河谷地帶，蘭嶼以及恒春半島北邊山地外圍；氣溫既高，而雨水復甚豐沛，年雨概在 260cm 以上。本類氣候僅有 AA′ra′ 一副區。

(五) 熱帶潤次濕氣候——C_2A'

此類氣候限於中西部沿海的狹長地帶，介乎大甲溪口與北港溪口之間；氣候炎熱而近乎乾燥，年雨量僅稍多於需水量。冬期風强，普遍缺水，濕度指數介乎9.0—19.9之間。本類氣候僅有$C_2A'ra'$ —型。

(六) 熱帶乾次濕氣候——C_1A'

此類氣候祇見於澎湖，天氣熱而蒸發强，全年降水不及需水量，風速大，冬期尤甚，故氣候比較最爲乾燥；按照桑士偉氏之分類，已入於乾燥氣候之列。本類亦僅有 $C_1A'da'$ —型。

(七) 寒帶重濕氣候——AC′

此爲中部高山地帶的氣候，氣溫低而濕度高，冬季有霜雪，天然植物多爲雲杉（Spruce）、冷杉（Fir）、扁柏及紅檜（Cypress）等。本類氣候又可分爲下列二型。

1. A C_2' ra′ 凉而多濕，全年不缺水，有效溫度爲 42.7—57.0cm ；其分佈全限于海拔 2,000 公尺以上。

2. A C_1' ra′ 冷而多濕，僅見於玉山與次高山等最高山峯及其附近，亦即海拔 3,000 公尺以上者；有效溫度不足 40cm 。冬寒，有積雪。

九、結　　論

氣候分類之能否符合實際情形，一方面固賴分類方法之精密，另一方面仍需長期可靠的測候記錄。臺灣爲吾國最小省區，而氣候資料的豐富則冠於全國。著者利用 100 個兼有雨量及氣溫的測站，按照桑士偉氏的方法予以分類，發現大體尚能符合本省實際的情形，而較柯本氏的分類方法爲合理。臺灣氣候因地勢特殊所造成的區域差異，以及氣候區域差異所給予農作物分佈的限制，可以得到頗爲充分的解釋。全省蔗作的分佈，幾全限于 BA′氣候，茶樹大致皆屬 BB′ 氣候，溫帶濶葉樹森林及東北角之部分茶區屬 AB′ 氣候；山地最高處之寒帶針葉樹森林則屬 AC′ 氣候。惟臺灣北部廣大的丘陵地與桃園冲積扇，氣候資料缺乏；中部山區，測候站分佈尤稀，不易尋求明確的氣候界線，以致發生若干令人懷疑的現象，實爲美中不足。澎湖群島的劃爲乾燥氣候，正與著者認其地之天然植物必爲草原一點，不謀而合，最爲令人滿意。

單經緯儀測風氣球觀測之誤差

林紹豪

Errors in Single-Theodolite Pibal Observation

Shao-Hou Ling

Abstract

Expressions giving the errors in the balloon ascent rate, the horizontal distance, and the observed wind speed and direction are derived. It is found that the ascent rate is more sensitive to inflation errors than to variations in the mass of the balloons. The error in the horizontal distance increases with the increase of altitude and the decrease of elevation angle, and low elevation angles usually introduce serious errors. The error arising from the neglect of the earth's curvature is also investigated, and a simple correction is given. Finally, it is found that the smaller the elevation angle or/and the lighter the wind, the greater the error in the observed wind.

一、引　　言

通常觀測高空風的方法，是在地面施放氣球，同時用光學經緯儀，無線電經緯儀，或雷達等儀器，不斷觀測氣球動向，以推算各高層的風向和風速。

氣球在空氣中，一方面上升，一方面也隨着空氣的水平方向流動而漂流。上升的快慢，對於水平方向的移動，通常可認爲沒有影響。同時，因爲氣球的面積不小，慣性則不大，對於氣流變動的反應十分靈敏，所以氣球的水平速度和空氣的水平速度，在實用上可認爲是相等的。Perkins 曾詳細討論氣球對於風的反應①，其結果亦顯示水平氣流的方向和速率，也就是風向和風速，一般可逕以氣球的水平移動方向和速率代表之。

觀測氣球動向的最簡單而且最常用的方法，是單經緯儀觀測法。用這種方法觀測，氣球的位置乃決定於高度，方位角，和高度角三個坐標。方位角和高度角，可以用經緯儀很快並且相當準確的測出來。至於高度，單單依靠一架經緯儀是無法測出的。不過，我們可以假定氣球有某一個一定的上升速度，於是根據升空的時間，便可算出它的高度。氣球在各時刻或各高度的位置測定之後，我們便可進一步算出它在水平方向的移動情形，也就是算出各高層的風向和風速。

氣球上升速度恒定的假設，是單經緯儀觀測法的特點。這可以說是很大的優點，因爲它使問題簡化，使高空風的觀測可以隨時隨地很簡易的做起來。不過，這也可以說是很大的缺點，因爲氣球升空時，上升速度實際上不很恒定，空氣若有比較强烈的上下流動，氣球上升速度變化更多，它的實在高度和我們所假定的可能相差很多，因此，風向風速的計算，也可能導致很大的誤差。

辦理測風氣球觀測時，可使觀測結果發生差誤的因素頗多。這些因素，有的是觀測員可以控制而使誤差達於最小的，如氣球的重量，氣球的浮力，讀數的時間，方位角，高度角等等。還有一些是觀測員無法控制的，如自然大氣中空氣的上下流動等是。對於某特殊一次的測風氣球觀測，氣球在空中的實際位置和我們所假定的究竟相差多少，除非有双經緯儀法或其他方法的可靠紀錄可以比較，我們是無法確知的。不過，在一般情形下，各項測定值，例如球重、浮力、方位角、高度角等的可能誤差對於計算出來的各項結果，例如氣球的上升速度，水平距離，以至於最後得到的風向風速等的影響，則可以分析出來。本文所要討論的，也就是這方面的問題。

二、氣球上升速度

氣球的上升速度，和它的重量及浮力均有密切關系。根據亞基米德原理，氣球所受總浮力，應等於被氣球排開的空氣重量。設L表氣球的淨浮力，W表球重，ρ表空氣密度，V表氣球體積，則總浮力爲

$$L+W=\rho V \qquad (1)$$

假定氣球內部氣體壓力和球外的氣壓相等，又假定氣球內外溫度亦相同，則根據理想氣體方程式，可知 ρV 爲常數，故 L+W 亦應爲常數。再假定氣球所灌氣體並不外洩，則 W 恒定不變，故 L 亦應恒定不變。

氣球上升時，必受到空氣阻力，設爲D。根據球體的風洞實驗結果，

$$D=\frac{C_D\rho A v}{2}。\quad\cdots\cdots(2)$$

式中A爲氣球截面積，V 爲氣球上升速度，C_D爲一與 V、A、ρ、及空氣黏滯性等有關的係數，它並不是一個不變的常數，不過在通常測風氣球的上升速度範圍內，它是一個近似的常數②。

在平衡情況下，D應等於L。L既恒定不變，故D亦應爲常數。因此，若以V_o、A_o、ρ_o代表地面附近的情況，V、A、ρ代表高空某一高度的情況，則

$$\left(\frac{v}{v_o}\right)^2=\frac{\rho_o}{\rho}\frac{A_o}{A}\quad\cdots\cdots(3)$$

但 $$\frac{A_o}{A}=\left(\frac{V_o}{V}\right)^{2/3}=\left(\frac{\rho_o}{\rho}\right)^{-2/3}\quad\cdots\cdots(4)$$

故 $$\frac{v}{v_o}=\left(\frac{\rho_o}{\rho}\right)^{1/6}\quad\cdots\cdots(5)$$

由式（5），可見氣球的上升速度應隨空氣密度的減小而增大。由地面至高約十公里處，$(\rho_o/\rho)^{1/6}$ 約增加20%③，④，故氣球的上升速度，似亦應增加此數。

實際上，氣球內的氣體，可以不斷的透過橡皮膜向外擴散，所以氣球的浮力應逐漸減小，上升速度因之亦應隨之減小。這個效應，多少可和上述的密度效應抵消一部份。許多地方許多次數的双經緯儀觀測，例如美國陸軍通信兵團氣象勤務組在1918年間的五千次左右双經緯儀測風觀測⑤，皆顯示氣球的上升速度除偶受到上下氣流的影響外，一般皆十分恒定。

假定空氣的密度變化可略去不計，則氣球的上升速度公式，可簡單推導如下：

因爲 A和$V^{2/3}$成正比，而當ρ不變時，V係與L＋W成正比，故由式（2），可得

$$L=Cv^2(L+W)^{2/3}\quad\cdots\cdots(6)$$

式中C是好幾個常數或近似常數的乘積，故爲一新的近似常數。

解式（6），即得

$$v=\frac{KL^{1/2}}{(L+W)^{1/3}}\quad\cdots\cdots(7)$$

式中K爲另一近似常數，其值需根據双經緯儀法或其他方法的可靠紀錄定之。英國的測風氣球上升速度，即採用此式③。

爲求與實際情況較爲符合，我們可將式（7)改寫爲

$$v=\frac{KL^x}{(L+W)^y}\quad\cdots\cdots(8)$$

式中之k、x、y 皆爲常數，需由實際觀測結果決定之。美國和我國皆採用此式，各常數係根據美軍通信兵團在1918年前後的多次双經緯儀觀測結果定下的⑥，⑦。如L 及W皆以克爲單位，v 以每分鐘若干公尺爲單位，則適用於普通之充氫測風氣球各常數爲：K＝72，x＝0.63，y＝0.42。

因大氣實際情況時有變化，故計算出來的上升速度和實際的上升速度，隨時隨地，都可能有頗大的差別。這種差誤除非有實際的可靠高度紀錄可資比較，實不易獲悉。不過，由於淨浮力L及球重W的不準確所引起的誤差，則可簡單的分析出來：

先假定W爲定值，則當L有△L之變化或誤差時，v之變化或誤差爲

$$\triangle v_L=\left(\frac{\partial v}{\partial L}\right)_W\triangle L\quad\cdots\cdots(9)$$

若採用我國所用公式，則

$$\triangle v_L=72\left(\frac{0.63}{L^{0.37}(L+W)^{0.42}}-\frac{0.42L^{0.63}}{(L+W)^{1.42}}\right)\triangle L.\quad\cdots\cdots(10)$$

故因L的誤差而生的v的百分誤差爲

$$\%\triangle v_L = \frac{\triangle v}{v} \times 100 = \left(\frac{63}{L} - \frac{42}{(L+W)}\right)\triangle L \quad \cdots\cdots (11)$$

如要知道v的百分誤差$\%\triangle v_L$和L的百分誤差$\%\triangle L$之關係，可寫爲

$$\%\triangle v_L = \left(0.63 - \frac{0.42L}{(L+W)}\right)\%\triangle L \quad \cdots\cdots (12)$$

試以通常測風氣球所用的標準條件爲代表，即W=30克，L=154克，v=180 每分鐘公尺；或W=100克，L=503克，v=280每分鐘公尺，由式（12）計算所得結果皆爲：

$$\%\triangle v_L = 0.28\%\triangle L \quad \cdots\cdots (13)$$

是即表示，由灌氫氣之差誤所引起的上升速度百分誤差，約爲淨浮力百分誤差之三成。

同樣，可求出因球重之差誤$\triangle W$所生之上升速度誤差：

$$\triangle v_W = \left(\frac{\partial v}{\partial W}\right)_L \triangle W, \quad \cdots\cdots (14)$$

即 $$\triangle v_W = -\frac{72 \times 0.42L^{0.63}}{(L+W)^{1.42}}\triangle W, \quad \cdots\cdots (15)$$

故 $$\%\triangle v_W = -\frac{42}{(L+W)}\triangle W, \quad \cdots\cdots (16)$$

或 $$\%\triangle v_W = -\frac{0.42W}{(L+W)}\%\triangle W。 \quad \cdots\cdots (17)$$

如同樣以上述的通常測風氣球條件代入，則得

$$\%\triangle v_W = -0.07\%\triangle W. \quad \cdots\cdots (18)$$

是乃表示，由球重的不準確所引起的上升速度百分誤差，尚不及球重百分誤差的十分之一。

如比較（13）和（18）兩結果，可知球重和淨浮力兩種誤差對於氣球上升速度誤差的影響，浮力誤差較球重誤差靈敏四倍。因爲這個原因，同時因爲氣球的重量平常都相當準確，而且容易稱得準確，但是浮力則比較不容易量得準確，所以灌氣球的時候，對於浮力的準確度，要特別小心。

三、水 平 距 離

設氣球高度爲 Z，高度角爲 θ，則由氣球在地平面上的射影點到經緯儀安置點的距離，即所謂氣球的水平距離，應爲

$$R = Z\cot\theta. \quad \cdots\cdots (19)$$

由氣球的水平距離R及方位角 ϕ，可繪出氣球在地面上或與其平行的其他平面上之射影路徑圖，或簡稱路徑圖。路徑圖繪出來後，便可算出各時間，間接也就是各高度的風向和風速。所以，要結果好，R和 ϕ 都應該十分準確。

ϕ是直接讀自經緯儀的，所有的誤差都是來自儀器本身的毛病和觀測員的疎誤。至於 R，則和 θ 及 Z 都有關係。玆將R的誤差分析如下：

在某高度Z時，因高度角誤差$\triangle\theta$所生的水平距離誤差爲

$$\triangle R_\theta = \left(\frac{\partial R}{\partial \theta}\right)_Z \triangle\theta. \quad \cdots\cdots (20)$$

故由式（19），可得

$$\triangle R_\theta = -Z\csc^2\theta\triangle\theta. \quad \cdots\cdots (21)$$

由式（21）觀之，可知R之誤差（指絕對值）隨Z之增高而直線增加。同時，θ愈小，R 誤差愈大；當 θ很小的時候，R的誤差可能很大。假如Z很高而θ很小，則情形最不好。試舉一個極端的例子，如Z=10公里，θ=5度，$\triangle\theta = \pm 0.1$度$= \pm 0.001745$弧度，則

$$\triangle R_\theta = \pm 10 \times (11.47)^2 \times 0.001745 = \pm 2.30\text{公里}$$

誤差之大，殊堪驚人。自然，這只是一個極端的例子，在平常情況下，即高度不太高，高度角不太小的時候，若觀測小心，儀器正常，則因θ的誤差所引起的R誤差，通常不過幾公尺至幾十公尺而已。

茲假定$\triangle\theta=\pm0.1$度，用式 (21) 計算幾個例子，表列如下，以見一斑：

$\triangle\theta$	$\pm0.1°$														
Z,m	2000					5000					10000				
θ	60°	30°	20°	10°	5°	60°	30°	20°	10°	5°	60°	30°	20°	10°	5°
$\triangle R_\theta$,m	±5	±14	±30	±118	±460	±12	±35	±75	±289	±1149	±23	±70	±150	±579	±2297

同樣的，我們可以分析單獨由高度的誤差$\triangle Z$所引起的水平距離誤差$\triangle R_Z$：

因 $$\triangle R_Z=\left(\frac{\partial R}{\partial Z}\right)_\theta\triangle Z, \quad\cdots\cdots(22)$$

故由(19)，得 $$\triangle R_\theta=\cot\theta\triangle Z \quad\cdots\cdots(23)$$

可見$\triangle R_Z$並不直接隨高度之增而增，而是與$\cot\theta$成正比。所以θ愈小，R_Z愈大。這和$\triangle R_\theta$的情形相似，都顯示着θ太小的時候，誤差太大，不切實用。

Z與$\triangle R_Z$雖不直接發生關係，但$\triangle Z$則和$\triangle R_Z$直接發生關係。$\triangle Z$的大小通常和氣球上升速度的誤差，或是球重及淨浮力誤差，與及空氣密度的變化等等有關，所以氣球升空愈久，也就是Z愈大，$\triangle Z$應該也愈大。因此，$\triangle R_Z$實際上也將隨Z之增而增，與$\triangle R_\theta$的情形又是相似。

Z的錯誤，一方面可引起R的錯誤，以致由是而算出的風向風速失眞，另一方面，也將使我們張冠李戴的把別一高度的風向風速當做是此一高度的紀錄。各高層的風向風速變化若小，這還沒有甚麼大關係；變化若大，相差就多了。

在自由大氣中，氣球的上升速度常因環境之影響而起變化，故根據公式計算出來的v值及Z值，誤差有時會相當大。茲爲明瞭Z的誤差對於R的影響，假定Z僅有2%的誤差，而根據式 (23)，計算在不同的θ和Z的情況下之$\triangle R_Z$值，表列於後，以見一斑：

Z,m	2000					5000					10000				
$\triangle Z$,m	±40					±100					±200				
θ	60°	30°	20°	10°	5°	60°	30°	20°	10°	5°	60°	30°	20°	10°	5°
$\triangle R_Z$,m	±23	±69	±110	±227	±457	±58	±173	±275	±567	±1143	±115	±346	±550	±1134	±2286

如將$\triangle\theta$和$\triangle Z$合併討論，則因$\triangle\theta$與$\triangle Z$並無若何關連，故由此兩誤差所導致的 R 誤差，可根據誤差傳播定理 (Theory of the Propagation of Errors) 寫爲

$$\triangle R=\sqrt{(\triangle R_\theta)^2+(\triangle R_Z)^2}, \quad\cdots\cdots(24)$$

或 $$\triangle R=\csc\theta\sqrt{Z^2\csc^2\theta(\triangle\theta)^2+\cos^2\theta(\triangle Z)^2} \quad\cdots\cdots(25)$$

例如，$Z=5000$m., $\theta=30°$, $\triangle Z=\pm100$m., $\triangle\theta=\pm0.1°$, 則$\triangle R=\sqrt{(35)^2+(173)^2}=\pm177$m.

四、地面彎曲的影響

在測風氣球觀測中，吾人係假定地面爲平坦的。所謂水面距離 $R=Z\cot\theta$，便是氣球在此假定的平面上的射影點到經緯儀所在點的距離。這種平坦地面的假定，在一般的測風氣球觀測問題中，因爲R通常不太大，誤差至爲微小，故相當完滿。可是，若R相當大，特別是在Z高θ小的情況下，地面平坦的假定，便會使算出的R比實際的距離大，因此算出的風也大於實際的風，誤差有時可達百分之二十⑧。

如圖，設C爲地心，E爲地球半徑，弧OS爲地球表面的一部份，O爲經緯儀安置點，B爲氣球位置，S爲氣球在地面上的射影點，$Z=SB=QP$爲氣球高度，θ爲觀測所得之高度角，$R'=OQ=Z\cot\theta$爲假定地面平坦時算出來的水平距離，弧DB則爲實際的距離。

(第一圖)

通常Z遠小於E，故弧DB和弧 OS實相差甚微。又因弧OS常遠小於 E，角A常甚小，故弧OS和弦OS亦即R_0，實可認爲相等。

Gustafson⑨ 和 Kessler ⑩ 曾以 R_0 爲準確的距離，Clem 諸氏⑧則以弧DB爲準確距離，各發表訂正公式及圖表。筆者認爲，最少在測風氣球問題中，以 R_0 爲準確距離固已甚佳，如令 $c=\angle SOQ$，則R_0 與$Z\cot(\theta+c)$ 在實用上可謂相等，故可逕寫爲

$$R_0=Z\cot(\theta+c) \quad \cdots\cdots (26)$$

因此，c 可視爲θ的訂正角。如求出c，可先加之於θ，即R_0 可立即求出，如平常之自Z與θ計算R然。此項訂正法較上舉諸作者所發表之方法均簡單，而其準確度在實用上並無遜色。

c 之求法如下：

由直角三角形OHB，得

$$\frac{HB}{OH}=\tan\theta. \quad \cdots\cdots (27)$$

再由直角三角形 CGB，得

$$GB=OH=(CS+SB)\ \sin A=(E+Z)\ \sin A, \quad \cdots\cdots (28)$$

且 $$\cot A=\frac{CO+OG}{GB}=\frac{E+HB}{OH} \quad \cdots\cdots (29)$$

於是，由 (27) 、 (28) 、及 (29) 、可得

$$\cot A=\frac{E}{(E+Z)\sin A}+\tan\theta. \quad \cdots\cdots (30)$$

試以 $\sin A\cos\theta$ 乘式 (30) 的兩邊，並移項整理，即得

$$\cos(\theta+A)=\frac{E\cos\theta}{E+Z}, \quad \cdots\cdots (31)$$

故 $$A=\arccos\frac{E\cos\theta}{E+Z}-\theta. \quad \cdots\cdots (32)$$

但 $$c=90^\circ-(90^\circ-\frac{A}{2})=\frac{A}{2}, \quad \cdots\cdots (33)$$

故得 $$c=\frac{1}{2}\arccos\frac{E\cos\theta}{E+Z}-\theta. \quad \cdots\cdots (34)$$

若採用E=6371229公尺⑪，則由已知的θ和Z，便可算出c。此項c值，可預先算好，製成圖表，則應用較爲便利。玆計算數例，表列於下，以見一斑：

Z	5000m				10000m				15000m			
θ	20°	15°	10°	5°	20°	15°	10°	5°	20°	15°	10°	5°
c	3.7′	5.0′	7.5′	14.7′	7.4′	9.9′	14.9′	28.2′	11.0′	14.8′	22.1′	40.7′

表中的c值都算到0.1分，實在這只對於繪製訂正圖表的時候有用，若直接用爲訂正值，則 0.1 分實無意義，因爲它比θ的觀測誤差還要小。此外，由上表所列，也可看出，只有在Z很高，θ很小的時候，c才比較大。若 Z 不太高或θ不太小，c實微不足道，無訂正之必要。一般言之，Z要在五千公尺以上，θ 要在20度以下，才需要求出c來訂正θ。

五、風 速 及 風 向

由氣球高度Z和高度角θ（必要時可先加以訂正角c），可算出水平距離R。R 算出後，再根據方位角的觀測

值ϕ，便可繪下氣球的射影位置。

如圖，設在某時刻的氣球位置爲B_1，ϕ_1爲其方位角，R_1則爲其水平距離。隔若干時間t(例如二分鐘)後，氣球位置設爲B_2，此時的方位角爲ϕ_2，水平距離爲R_2。在t時間內，氣球在水平方向的平均移動情況，可由 $B_1B_2=S$ 明之。故 $f=\frac{S}{t}$—即爲所求之風速；S之方向，如$\angle EB_1B_2=D$，或習慣上用 $(180°+D)$，即爲所求之風向。

(第二圖)

因$\angle B_1OB_2=\phi_2-\phi_1$，故由餘弦定律，得

$$S=\sqrt{R_1^2+R_2^2-2R_1R_2\cos(\phi_2-\phi_1)}. \quad\cdots\cdots(35)$$

R_1、R_2、ϕ_1、及 ϕ_1 的誤差，對S均有影響。試微分(35) 式，即知因$\triangle R_1$所引起的S誤差爲

$$\triangle S_{R_1}=\left(\frac{\partial S}{\partial R_1}\right)\triangle R_1=\frac{R_1-R_2\cos(\phi_2-\phi_1)}{S}\triangle R_1. \quad\cdots\cdots(36)$$

同理，可知

$$\triangle S_{R_2}=\frac{R_2-R_1\cos(\phi_2-\phi_1)}{S}\triangle R_2, \quad\cdots\cdots(37)$$

$$\triangle S_{\phi_1}=-\frac{R_1R_2\sin(\phi_2-\phi_1)}{S}\triangle\phi_1, \quad\cdots\cdots(38)$$

$$\triangle S_{\phi_2}=\frac{R_1R_2\,\mathrm{Sin}(\phi_2-\phi_1)}{S}\triangle\phi_2. \quad\cdots\cdots(39)$$

綜合的S誤差，可由下式算出：

$$\triangle S=\sqrt{(\triangle S_{R_1})^2+(\triangle S_{R_2})^2+(\triangle S_{\phi_1})^2+(\triangle S_{\phi_2})^2} \quad\cdots\cdots(40)$$

以t除$\triangle S$，即得風速的誤差$\triangle f$。

風向的誤差，可用$\angle EB_1B_2'=D$的誤差$\triangle D$表示之。由圖，知

$$\tan D=\frac{EB_2}{EB_1}=\frac{GB_2-GE}{OG-OF}, \quad\cdots\cdots(41)$$

$$故\quad D=\arctan\frac{R_2\sin\phi_2-R_1\sin\phi_1}{R_2\cos\phi_2-R_1\cos\phi_1} \quad\cdots\cdots(42)$$

微分 (42) 式，即知因 $\triangle R_1$ 所引起的D誤差爲

$$\triangle D_{R_1}=\left(\frac{\partial D}{\partial R_1}\right)\triangle R_1=\frac{R_2\sin(\phi_2-\phi_1)}{S^2}\triangle R_1. \quad\cdots\cdots(43)$$

同理，可得

$$\triangle D_{R_2}=-\frac{R_1\sin(\phi_2-\phi_1)}{S^2}\triangle R_2, \quad\cdots\cdots(44)$$

$$\triangle D_{\phi_1}=\frac{R_1^2-R_1R_2\cos(\phi_2-\phi_1)}{S^2}\triangle\phi_1, \quad\cdots\cdots(45)$$

$$\triangle D_{\phi_2}=\frac{R_2^2-R_1R_2\cos(\phi_2-\phi_1)}{S^2}\triangle\phi_2 \quad\cdots\cdots(46)$$

風速及風向之綜合誤差，亦可用圖解方法明其大概。試以氣球射影位置爲中心，$2\triangle R$爲長，$2R\triangle\phi$爲寬，作一矩形，是爲誤差矩形。若原來的$\triangle\theta$、$\triangle\phi$、$\triangle Z$諸誤差值皆係標準誤差(Standard errors)，則導出的 $\triangle R$等亦爲標準誤差。某量X之標準誤差如爲$\pm x$，則測得之X值與正確之X值相差在$\pm x$以內的或然率約爲 0.683，在$\pm 2x$以內的或然率則約爲0.954。故眞正的氣球射影實在能出現於上述誤差矩形內的或然率，約爲$(0.683)^2=46.6\%$。若將誤差矩形各邊皆加倍，亦即各誤差皆以其標準誤差的二倍表示，則氣球射影實在能出現於此矩形內的或然率，可有 $(0.954)^2=91.0\%$。

先以原始的氣球射影位置B_1爲中心，作一誤差矩形。次以t時間後的氣球射影位置B_2，再作一誤差矩形。由此兩矩形的位置和大小，便可估計或量出，由第一矩形任何一點到第二矩形任何一點可能有的最短和最長距離各若干，以判斷測得風速的誤差範圍。同樣的，可估計或量出由第一矩形任何一點到第二矩形任何一點的可能最

偏右或最偏左方向，以判斷測得風向的誤差範圍。

不論解析法或圖解法，都顯示△S和△D的大小，與R_1、R_2、ϕ_1、ϕ_2等量及它們的誤差值均有直接關係。同時，因爲R_1、R_2、ϕ_1、ϕ_2諸值與風速和風向有關，故△S和△D與風速風向也有關係。

一般言之，當Z大，θ小時，R大，△R亦大，風速和風向的誤差都比較大。風大的時候，S大，則求出的風速風向，誤差常較小。反之，若風力小，S小，則求出的風速風向，誤差常較大。當風力輕微，S很小，致前後兩個誤差矩形有一部份互相重疊，則任何的方向都可能量出；換句話說，任何量出的風向，都靠不住。此外，S的方向對結果亦有影響。若S與R近於垂直，則風速誤差較小，風力大的時候，誤差尤小。若S與R近於平行，則風速誤差常較大，風速增大時，誤差也不如何減少。

總而言之，最不利的情況有二，一爲高度角太低，一爲風力微弱，兩者之中若碰到其一，觀測的結果便相當不好，若兩者同時碰到，則結果自更糟糕。若地面附近風力頗强，而愈高愈弱，便可能碰到高度角既小，風力又微弱的情況。補救的辦法，惟有改用升高較快的氣球，以避免太低的高度角而已。

參　考　文　獻

(1) D. T. Perkins, "The Response of Balloons to the Wind", Bull. Amer. Met. Soc., Vol. 33 (1952), pp. 135-139.

(2) Meteorology 206 Syllabus, the Univ. of Chicago(1951).

(3) W. E. K. Middleton and A. F. Spilhaus, "Meteorological Instruments," (1953), p. 172.

(4) E. Kleinschmidt, "Handbuch der Meteorologischen Instrumente und ihrer Auswertung," (1935), p. 447.

(5) R. A. Millikan, "Some Scientific Aspects of the Meteorological Work of the U. S. Army," U. S. Monthly Weather Review, Vol. 47 (1919), pp. 210-215

(6) B. J. Sherry and A. T. Waterman, "The Millitary Meteorological Service in the U. S. during the War, "U. S. Mon. Weather Rev., Vol. 47 (1919), pp. 215-222.

(7) B. J. Sherry, "The Rate of Ascent of Pilot Balloon," U. S. Mon. Weather Rev., Vel. 48 (1920), pp. 692-694.

(8) L. H. Clem, et al., "Correction of Upper-Level Wind Computations for Effect of Earth's Curvature", Bull. Amer. Met. Soc., Vol. 35 (1954), pp. 357-362.

(9) A. F. Gustafson, "The Error in Rawin Computations due to Neglecting the Earth's Curvature," Bull. Amer. Met. Soc., Vol. 35 (1954), pp. 295-300.

(10) E. Kessler, "Curvature Corrections for Radiowind Reports," Bull. Amer. Met. Soc., Vol. 35 (1954), pp. 328-330.

(11) Smithsonian Meteorological Tables, 6th Ed. (1951), p. 481.

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。

試釋三月廿日台灣及閩粵沿海之陣雨

林鞠情

A Short Discussion on the Rainshowers of March 20th, 1957

C. C. Lin

Abstract

In Spring time, the rainshowers are always happened in wide area covering the coasts of Kwangtung, Fukien and Taiwan. This paper is trying to discuss the causes of one of these rainshowers on March 20th, 1957.

46年3月20日，西起廣東沿海東至臺灣東岸，普遍均有陣性降水。按20日2時（L.S.T.下同）之地面天氣圖，停留面位於長江、珠江間。琉球群島東南方爲一由 cPk 氣團，取得熱帶海洋秉性之弱高壓。西沙島至東沙島間有一低壓槽深入。同日 8 時之地面天氣圖上，停留面因冷、暖空氣趨活躍而生波動，冲繩島附近似有弱氣旋生成。琉球群島東南方之高壓脊更向西伸展。南海之低槽仍存在。14時之地面天氣圖上，除高壓更見加强，南海之低槽消逝外，餘無變化。綜上所述，可知降水區域幾悉在暖區之中。故其致雨原因，當非單純之界面，或熱力對流，或地形迫擧等作用所能解釋。玆略述一得之見如次，尙祈專家不吝賜教。

一、由20日 5 時馬公，9 時桃園之高空壓溫曲線，知兩地 10,000 呎以下各層之溫度露點，差數均在 4°C 以下。10,000 呎以上之水汽含量，亦較尋常爲豐，此可由臺灣各地高積雲、卷雲之頻見得以證明。又兩地 4,500 呎以上之大氣層序均處於條件性不穩定中，下層之溫度遞減率則接近濕絕熱遞減率。由附表及 8 時之天氣圖資料知廣州灣、香港、汕頭等地於 8 時或以前已開始降水。金門於 0830 開始降水後，漸東移至花蓮、宜蘭。根據地面雨區移行之現象，高空之溫濕分佈及南海低壓槽之深入，當可推知斯時必有一股溫濕之西南氣流入侵該區，有以致之。再比較馬公兩次之高空風向知20,000呎以下由270°—290°轉變爲230°—240°。桃園 1,000—7,000 呎間之風向亦轉變爲190°—230°。使30,000呎以下，爲純一之西南氣流所控制，此與上述必有一股溫濕西南氣流侵入之假定不謀而合。

閩台各地之氣象要素及開始降水時分*

地點	金門	馬祖	馬公	台中	嘉義	新竹	台北	桃園	宜蘭	花蓮	台南	屏東
開始降水時分	0830	0900	1140	1135	1235	1235	1235	1300	1400	1400	1500	/
08*	17 109 56 +08 16 -8 4	13 161 02 +09 13	24 148 58 +07 21 6 4	24 150 24 -06 21 -5 4	24 W147 56 +09 22 -1 5	19 W152 24 +10 17 -2 5	21 W149 24 +03 19 -3 6	18 147 16 +06 16 -8 2	21 W147 56 +01 20 -8 6	24 W141 60 -04 21 1 5	25 W149 56 +15 21 2 5	25 W160 60 +05 20 3 5
11*	17 160 08 +11 19 -8 3	14 163 16 +02 14 -6 2	24 159 60 +11 60 -8 2 4	28 W148 66 -02 23 4 4	30 W152 74 +09 21 7 4	23 W135 58 -17 19	28 W132 61 -17 22 7 5	18 136 56 -11 17 -8 3	24 137 62 -10 19 -2 6	27 W142 74 +01 22 2 5	28 W159 66 +10 22 1 5	29 W151 62 -09 20 4 5
14*	17 136 12 -24 17 -8 6	16 134 02 -29 15	29 140 62 -19 18 -7 4	29 160 62 -14 18 -8 2	24 W149 66 -03 19 -6 7	15 159 48 +24 19 -8 2	21 W130 48 -02 20 -6 4	15 139 32 +03 15 -8 2	23 114 58 -23 21 -5 5	24 110 62 -22 22 -8 5	W137 48 -22 19 4 4	W129 28 -22 63 2 20 5

* 東經 120° 標準時

表一、桃園、馬公兩地之高空風向風速表

地名	時間	高度（千呎）	地面	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	14	16	18	20	25	30
桃園	2100 / 19	風向	C	310	290	230	230	230	230	230	230	240	240	240	240	240	240	240	250	250
		風速	0	1	3	5	10	13	16	19	20	21	23	30	37	39	57	65	69	64
	0900 / 20	風向	C	190	220	230	220	220	220	220	230	230	240	240	240	240	230	230	240	230
		風速	0	5	9	15	24	28	26	23	26	29	36	49	48	55	55	48	66	71
馬公	1700 / 19	風向	360	180	220	270	270	270	280	290	290	280	280	270	280	270	270	260	280	
		風速	10	8	9	8	8	7	6	7	7	7	8	10	30	33	42	54	40	
	0500 / 20	風向	090	180	210	240	240	240	230	220	230	240	240	240	240	240	230	230		
		風速	10	10	10	13	16	18	17	16	19	27	30	44	52	60	54	45		

二、由桃園、馬公兩地之高空風向風速表，知馬公20日5時18,000呎以下之風速較12小時前（19日17時）普遍增强。9,000—16,000呎間，且增强達20—30Kts以上。桃園20日9時之風速，亦較19日21時平均增强達10—20Kts以上。根據 Bernoullis Effect 知在穩定狀態下之流體，如速度變大，則該處之壓力必減小。故10,000—20,000呎間風力之增强，當可促進其下層之輻合上騰作用。

三、據日本氣象學家小笠原和夫之研究，知臺灣之降水多由於兩種或兩種以上異性氣團之相切或交綏而起。此種相切或交綏並不限於可自地面天氣圖上分析而得之界面。且常因此種相切或交綏僅存在於上空，地面天氣圖上無界面之活動，而爲分析預報者所忽略。20日冲繩島附近有氣旋生成，亦可視爲 cPk 氣團與 mT 氣團交互作用之結果。適南海溫濕氣流來歸，使該區上空成爲異性氣團輻輳之點，則降水殆爲必然之結果。

四、筆者任職臺中，玆就臺中之陣雨作較詳盡之叙述。藉以幫助臺灣西海岸各地陣雨之解釋。19日夜間，臺中因雲多，故夜間之輻射冷却作用不著。日出後，溫度驟增。11時之溫度且較7時升高達8°C。11：35陣雨即伴同

表二、20日1—15時臺中之數種氣象要素表

時間 (LST)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
溫度	21.5	21.1	20.9	20.8	20.6	20.6	20.6	23.6	25.6	26.7	28.3	22.8	19.1	19.7	20.1
露點	20.4	20.0	20.4	20.3	20.0	20.0	20.0	20.8	21.7	22.2	22.2	22.8	18.3	17.8	17.8
風向	C	C	C	C	C	C	260°	180°	180°	240°	240°	240°	270°	040°	090°
風速 (Kts)	0	0	0	0	0	0	1	1	3	10	7	14	18	6	4

强勁西風（12：13 曾達 24Kts）俱來。溫度倏降，氣壓與濕度突升，宛如颱線之過境。此種現象實非高空溫濕氣流之入侵，與動力作用所可全部解釋者。筆者判斷臺中斯時確爲冷界面之過境，但絕非氣壓系統之冷界面，而係小型冷界面之掠過。（Miniature Cold Front）（參閱 H. Riehl : Tropical Meteorology P. 104）按三月份臺灣海峽之海水表面溫度，仍遠較陸地溫度爲低。當日臺中之輻射冷却作用較弱，致在臺灣海峽與臺中之低層上空間構成陡峻之溫度梯度，亦即氣壓梯度。日出後，陸面增溫達8°C，而海水表面之增溫，充其量不會超過1°C。故使氣壓梯度益增。海峽之冷空氣遂乘虛直入，迫擧溫濕且不穩定之氣團上騰致雨。此外，臺中與海峽間有一高約700呎之丘陵阻隔，因丘陵之阻隔，使冷空氣之坡度增加，迫擧作用更見顯著。故臺中小型冷界面之過境，較西海岸各地爲顯著。類似此種現象，於夏半年亦屢見不鮮。惟夏半年海峽表面海水等溫線呈一暖舌向北伸展，海面與陸面之溫差較微。故小型冷界面伴同海風登陸時，僅低雲量有暫時之增加現象耳。至若陸上被迫擧氣團之溫濕分佈及穩定性與所形成雲量之多寡及致雨與否自有密切之關係。

總之，春季臺灣天氣之預報應特別注意者有三：

1. 南海之低槽。
2. 石垣島之風向變化。
3. 因海面、陸面等溫線分佈之懸殊，及海面、陸面增溫速度之相差極鉅，故經日射後，即生劇烈之溫度梯度，此溫度梯度可以影響界面之移動與强度。

美國各種傳真天氣圖之判讀與應用

萬寶康

The Processing and Use of U. S. Facsimile Charts

P. K. Wan

Abstract

This paper is presented to recognize the utilizations and the capabilities of the facsimile charts. After describing the operation of the U. S. facsimile network briefly, the processing and use of the various facsimile charts are given. Their drawbacks and recent developments are also mentioned.

一、前　　言

關於傳眞機之發展及其在氣象方面之應用，劉鴻喜氏曾於二卷二期本學報中爲文闡述之，文中並將加拿大氣象傳眞之實施情形予以介紹，惟關於美國氣象傳眞實施情形迄未見有系統之報道，玆根據最近所得資料，予以補充。本文將先略述其作業程序，然後再分述其判讀與應用之方法，可供吾人對於傳眞天氣圖進一步之瞭解及經常一般預報作業研究改進之參考。

二、美國氣象傳真之作業程序

美國所有氣象報告之接收以全國天氣分析中心（National Weather Analysis Center 簡稱 NWAC）爲其總滙。此種機構係由美國氣象局與海空軍聯合設立之，林紹豪氏前曾於一卷三期本學報中爲文介紹。彼處現時每日所收集之氣象報告，包括航路地面氣象報告，國外陸上測站氣象報告，船舶氣象報告，空中飛機氣象報告，飛機偵察氣象報告，高空風報告及無線電探空報告等。利用此等報告按時製成各種天氣圖，然後以傳眞機等工具傳送至美國氣象局之航路預報中心，區域預報中心及海空軍與空運協會（Air Transport Association）等處，再轉播至其所屬各層使用單位。

全國天氣分析中心所廣播之各種傳眞天氣圖，可分爲地面與高空分析圖，各種輔助圖，地面與高空預測圖及展期預報各種天氣圖等四大類。玆分別將其名稱列舉如下：

1. 地面與高空分析圖包括以下數種：
   - a. 地面圖分析，　b. 850mb圖分析，
   - c. 700mb圖分析，　d. 500mb圖分析，
   - e. 300mb圖分析，　f. 200mb圖分析，
   - g. 150mb圖分析，　h. 對流層頂圖分析，
2. 各種輔助圖包括以下數種：
   - a. 高空氣流圖，　b. 穩定度指數（Stability Index）圖，
   - c. 結冰層圖，　d. 12小時氣壓變差圖，
   - e. 雲量圖，　f. 最高或最低溫度圖，
   - g. 降水圖，
3. 地面與高空預測圖包括以下數種：
   - a. 30小時地面與36小時500mb預測圖，　b. 36小時地面預測圖，
   - c. 48小時地面與48小時500mb預測圖，　d. 72小時1000mb預測圖，
   - e. 36小時700mb預測圖，　f. 36小時300mb預測圖，
   - g. 72小時500mb數值預報預測圖(Barotropic)，
   - h. 36小時200mb預測圖（附150mb風之預測）。
4. 展期預報各種天氣圖包括以下數種：

a. 5日實測平均地面與700mb資料圖，

b. 5日預報，

c. 30日展望，

此等傳真天氣圖係按格林威治標準時（G. M. T.）傳送之。各使用單位收到各種傳真天氣圖後，必須逐一在圖上標明所在時區之地方標準時（L.S.T.），以及每一定壓面之標準高度與溫度，並按規定將圖上各種界面與天氣發生區域予以着色。測站所在州界及鄰近水域應以黑線圈出或以黑色鉛筆塗黑之，以便於講解之用。同時準備各種工具如透明膠板（Acetate），各種風之標尺，分角器、半圓儀、計算器等。氣壓系統與界面之連續性應另以透明膠板描畫保留之，其層次之選擇視需要決定之。定壓面圖上之等高線，每間隔一條應以黑色鉛筆描黑以顯示氣流之型式。此種處理步驟遇傳真圖線條過淡，或圖上等值線過多時尤爲需要。

此等傳真天氣圖所用北半球底圖係採用正軸投影法（Polar Stereographic Projection）。此圖在60°N處之比例爲1：20,000,000。每一傳真天氣圖之大小爲18″×12″，故整個之北半球天氣圖必須分割爲五部份傳送之。此等傳真天氣圖在傳送時可能發生不同程度之變形，故將兩圖相重，各部份常不能完全密合。使用於此等傳真天氣圖之各種風之標尺，以適用於此種正軸投影法之底圖者爲限。（參看 Spilhaus & Miller：Workbook in Meteorology）

茲將此等傳真天氣圖之判讀與用途分述於後。

三、地面與高空分析圖

1. 地面圖分析：代號 ASHN WAN，表示 Surface Analysis Northern Hemisphere, Weather Bureau, Air Force and Navy.

a. 地面圖說明

① 填圖模式（略）

② 在地面圖之分析中，其等壓線間隔爲 4mb，界面按印刷體規定表示之。等壓線以 mb 之十位數及個位數標明之。高低氣壓之中心氣壓亦以 mb 之十位數及個位數標明之。氣壓中心運動之方向與速度以一向量表示之，其長度相當於未來六小時運動之距離。

③ 每日傳送二次，0330z 與 1830z 之地面圖並附有 1000—500mb 之厚度線，惟此等厚度線係根據 0300z 與 1500z 之資料繪製而成，與地面圖所根據之資料並不同時。

④ 沿每一界面之後方以一方括弧包括三個一組之數字表示此一界面之種類，强度與特性。（參看 AWSM 105-16）

⑤ 高低氣壓中心位置按每六小時之間隔標明之，其路徑亦繪出於同一圖上。位置之數目多寡不一，視需要決定之。

b. 地面圖之判讀

① 利用圖上填繪資料，逐時天氣報告、連續性、高空探測資料、厚度圖、高空風及船舶航行紀錄等研判其界面之位置。

② 界面及天氣發生區域予以着色。

③ 分析等變壓線。

c. 地面圖之應用

① 用爲當地分析地面圖之比較。

② 作爲天氣講解之用。

③ 變換爲1000mb 圖以供微差分析之用。（4mb≅100ft）。

④ 應用界面電碼及氣壓系統與氣壓趨勢之連續位置以製作短期預報。

⑤ 製作24小時之氣壓變差圖以供 Scherhag 學派天氣預測方法之需要。（參看Meteorological Monograph Vol. 1, No. 5）。

⑥ 根據 Sutcliffe 方法應用 0630z 與 1830z 地面圖預報地面氣壓系統之運動與强度。（參看

Meteorolograph Monograph Vol. 1, No.5 及 NAVAER 50-1P-502)

2. 850mb 圖之分析：代號 AUHN8W AN, 表示 850mb Upper Air Analysis Northern Hemisphere，標準高度4781呎，標準溫度+5.5°C

a. 850mb圖說明

① 填圖模式：

TT—以最接近整數°C表示之溫度。

$T_d T_d$ —以最接近整數°C表示之露點。

hhh—以整十呎數表示之高度。

〔ddff〕—4000′與6000′間之風切向量 (Shear Vector)，〔2712〕表示方向爲270°，大小爲12 kts，用於停泊間之氣象船隻與選定之島嶼測站。

② 風：如有資料，5000′風與850mb面之風均予填入。如5000′風缺報，則以斷羽填入4000′風。

③ 等高線：以100′或200′之間隔繪畫之，視季節及（或）梯度而定。等高線以整百呎數表示之。

④ 等溫線：其間隔爲5°C。

⑤ 等露點線 (Isodrosotherms)：其間隔爲10°C，標示之度數以圓圈圈出以別於等溫線之標示。

⑥ 氣壓系統中心：各層之氣壓系統中心均以印出之H或L表示之。

⑦ 界面：由界面等高線圖 (Frontal-Contour Chart) 中得之。

⑧ 槽與脊：槽線表示，脊線不表示。

b. 850mb圖之判讀

① 研判與地面圖之一致性。

② 研判等溫線，等露點線，槽線與界面並予以着色。

③ 將超時之槽線與脊線填繪於圖上或另一透明膠板上。此等槽線與脊線可自 0900z 與2100z高空氣流圖中得之。（此種方法亦適用於700與500mb圖）。

④ 將溫度露點差爲3°C或小於3°C之區域予以塗色，以便決定低雲發生之重要區域。

C. 850mb圖之應用

① 作爲低空飛行講解之用。

② 預報低雲與（或）降水。

③ 預報飛機積冰。（參看 AWSM 105-39）。

④ 預報氣旋發生，颮線發展及高低氣壓與界面之移動。（參看 Geophysical Research Papers No. 23 G.R.D, 與 AFCRC, Scientific Report No. 2, Eastern Airlines)

⑤ 用以大致決定1000—700mb等壓面間之平均氣流與平流。

3. 700mb圖之分析：代號AUHN7 WAN，表示700mb Upper Air Analysis Northern Hemisphere 標準高度9882呎，標準溫度—4.7°C。

a. 700mb圖說明

① 填圖模式：

TT—以最接近整數°C表示之溫度。

$T_d T_d$ —以最接近整數°C表示之露點。

hhh—以整十呎數表示之高度（如高度在10,000′以上，其第一位數予以省略）。

〔ddff〕—8,000′與10,000′間之風切向量。

② 風：如有資料，10,000′風與700md面之風均予填入。如所觀測之風不及100,000′，則以斷羽填入9,000′風。如係7,000′之風，則除以斷羽表示外更以括弧括入7字或8字表示之。

(8) (7)

10,000′ 9,000′ 8,000′ 7,000′ 700mb

③ 等高線：通常以200′之間隔繪畫之，有時其中間之100′等高線以斷線表示之，視季節及（或）梯度決定之。等高線以整百呎數標示之。

④ 等溫線：其間隔爲5°C。 ⑤ 槽與脊：槽線表示，脊線不表示。

b. 700mb圖之判讀

① 根據熱性一致性研判任何有疑問之報告。

② 研判風之分析（必要時可應用風標尺）。 ③ 研判等溫線並予以着色。

④ 將溫度露點差爲3°C或小於3°C之區域予以塗色，以標示中雲之可能存在區域。

C. 700mb圖之應用

① 用以表示10,000′附近之氣流形態，溫度與溫度梯度，以供飛行計劃之用。

② 用以導引淺薄之地面氣壓系統。

③ 決定10,000′附近濕度形態及其運動。（須先分析等濕度線）。

④ 應用平流形態決定氣壓系統之强度變化與雲量之重要區域。

⑤ 用以大致決定1000—500mb等壓面間之平均氣流與平流。

⑨ 預報飛機積冰。

4. 500mb圖之分析：代號 Auhns WAN 表示 500mb Upper Air Analysis Northern Hemisphere；標準高度18,289呎，標準溫度—21.1°C。

a. 500mb圖之說明

① 填圖模式：

TT hhh

T_d T_d (ddff)

TT—以最接近整數°C表示之溫度。

T_d T_d —以最接近整數°C表示之露點。

hhh—以整十呎數表示之高度。

(ddff)—18,000′與20,000′間之風切向量。

② 風：如有資料，18,000′風與500mb面之風均予填入。如所觀測之風不及18,000′，則以斷羽填入16,000′之風。如係14,000′之風，則除以斷羽表示外，更以括弧括入14字樣表示之。

③ 等高線：以200′之間隔繪畫之，並以整百呎表示之。

④ 等溫線：其間隔爲5°C。

⑤ 槽與脊：槽線表示，脊線不表示。

b. 500mb圖之判讀

① 根據熱性一致性研判任何有疑問之報告。

② 研判風之分析（必要時可應用風標尺）。

③ 研判等溫線並予以着色。

C. 500mb圖之應用

① 用以表示18,000′附近之氣流形態，溫度與溫度梯度，以供飛行計劃之用。

② 以客觀方法製作400，300，250與200mb圖。（參看 AWSM 105-50/1）

③ 製作700—500mb之平均氣流圖，並用以大致決定15,000′與25,000′之氣流形態。

④ 製作渦度與區域平均圖。（參看 AWSM 105-50/1）。

⑤ 根據溫度形態與統計關係以決定噴射氣流之位置。（參看 BAMS Vol.,34, No.4）。

⑥ 預報卷雲與高空霾層。 ⑦ 預報飛機積冰。 ⑧ 導引氣壓系統。

⑨ 應用 Scherhag 方法決定輻合與輻散區域及其與地面氣壓系統強度變化之關係。（參看 Meteorological Monograph Vol. 1, No.5 及 NAVAER 50-1P-502）。

⑩ 應用 Rossby 公式預報長波之運動。（參看 AWSM 105-50/1）。

⑪ 計算等絕對渦度軌徑。（參看 AWSM105-50/1）。

⑫ 製作 24 小時 500mb 高度變差圖。（參看 Some Recent Developments in Synoptic Meteorology）。

⑬ 應用 Petterssen 公式預報短波之運動。

5. 300mb圖之分析

a. 300mb圖說明

① 填圖模式：

TT—以最接近整數°C表示之溫度。

hhh—以整十呎數表示之高度，其第一位數予以省略。

② 風：如有資料，30,000′風與300mb面之風均予填入。

如所觀測之風不及30,000′，則以斷羽填25,000′之風。

30,000′ 25,000′ 300mb

③ 等高線：通常以400′爲其間隔，如有必要亦可採用200′之間隔以決定其形態。

④ 等溫線：以5°C爲其間隔。

⑤ 等風速線（Isotachs）：以 25 Knots 爲間隔，繪至 150 Knots 爲止，在150 Knots 以上改用50 Knots爲間隔。

⑥ 最大風速：以粗線箭頭表示之。

b. 300mb圖之判讀

① 根據熱性一致性研判任何可疑之報告。 ② 研判風之分析（必要時可應用風標尺）。

③ 研判等溫線，等風速線及最大風速軸線，並予以着色。

C. 300mb圖之應用

① 用以表示30,000′附近之氣流形態，溫度與溫度梯度，以供飛行計劃之用。

② 製作300—200mb之平均氣流圖，並用以大致決定35,000′之氣流形態。

③ 預報卷雲。 ④ 預報降水。（參看 Meteorological Monograph Vol. 1, No. 5）。

⑤ 應用溫度場以決定噴射氣流之核心。 ⑥ 預報亂流。

⑦ 鑑定主要槽脊。 ⑧ 預報氣旋發生。（參看 J. of Meteol. Vol. 12, No. 1）。

⑨ 計算等絕對渦度軌徑。 ⑩ 由發源於高空之冷穴（Cold Pocket）預報氣壓系統之發展。

6. 200mb圖分析：代號 AUHN2，表示 200mb Upper Air Analysis Northern Hemisphere 。標準高度38,662呎，標準溫度—56.5°C。

a. 200mb圖之說明

① 填圖填式：

TT—以最接近整數°C表示之溫度。

hhh—以整十呎數表示之高度，其第一位數予以省略。

② 風：如有資料，40,000′風與200mb面之風均予填入。如所觀測之風不及 4,000′，則以斷羽填入35,000′之風。

③ 等高線，等風速線與最大風速軸線之分析方法如同300mb圖。

b. 200mb圖之判讀

如同300mb圖。

c. 200mb圖之應用

① 用以表示40,000′附近之氣流形態，溫度與溫度梯度，以供飛行計劃之用。

② 預報卷雲，亂流與降水。

③ 以客觀方法預報地面低壓之加深。(參看 NAVAER 50-1P-502) 。

④ 導引高層 (500mb) 之低壓。

7. 150mb圖分析

a. 150mb圖之說明

① 填圖模式：

TT—以最接近整數°C表示之溫度

hhh—以整十呎數表示之高度，其第一位數予以省略。

② 風：如有資料，45,000′風與150mb 面之風均予填入。如所觀測之風不及45,000′，則以斷羽填入40,000′之風

③ 等高線，等風速線與最大風速軸線之分析方法如同300mb圖。

b. 150mb圖之判讀

如同300mb圖

c. 150mb圖之應用

① 用以表示45,000′附近之氣流形態，溫度與溫度梯度，以供飛行計劃之用。

② 預報卷雲，亂流與降水。

8. 對流頂圖分析：代號 AUHN9 WAN。標準氣壓226mb，標準高度36,119呎，標準溫度—56.5°C。

a. 對流頂圖之說明

① 填圖模式：

$\theta\theta$ — TT PPP ←—第二對流頂 (Secondary Tropopause)

<u>$\theta\theta$ — TT PPP</u> ←—主要對流頂 (Predominant Tropopause)

$\theta\theta$ — TT PPP ←—顯著穩定層 (Significant Stabilization Level)

(a) $\theta\theta$爲以°C表示之位溫，TT爲以°C表示之眞溫，PPP爲以整mb數表示之氣壓。

(b) 主要對流頂恒加底橫線表示之。

(c) 第二對流頂及（或）顯著穩定層常不易發見故亦不常填入。

(d) 即使其他各層存在，亦常僅填入主要對流頂資料。

② 一般性質：

(a) 對流頂圖係用以表示各個主要對流頂段落 (LEAF) 之高度，每一段落之水平範疇及其上下之垂直間隔。

㊀ 氣壓高度之等高線以 3,000′ 之間隔繪畫之，並以整千呎數標示之。分析人員可根據美國標準大氣由圖上資料中之氣壓變換爲高度。

b. 對流頂圖之判讀

① 兩個主要對流頂段落中間之垂直間斷線 (Breakline) 着以紅色。

② 高低氣壓區域以印出之黑色H與L字樣表示之。

c. 對流頂圖之應用

① 決定對流層與平流層之分界。

② 決定垂直方向最大風向之高度。

③ 決定晴空亂流，卷雲與積雨頂，高空霾層及凝結尾之位置。(未完待續)

泛論氣象學之應用

戚啓勳

A General Discussion of Meteorology in Applied Fields

C. H. Chi

Abstract

This paper gives a general description of Applied Meteorology. It includes some items such as the results of wars effected by the weather, the relations between agriculture and climate, and the latest development in the Industrial and Commercial weather services, etc.

一、前　　言

中國以農立國，人民的生活要看農產收穫的豐歉來決定，而年歲豐歉主要的因素受天氣的控制。過去人類對於天氣了解尚少，但以近代氣象學的觀點來說，不僅已經積有多年氣候紀錄可供農業上的參考，未來一天到兩天的天氣預報已經達到百分之八十以上的準確率，且長期預報對未來五天到七天的溫度和降水也有了相當成就。因此氣象學已經漸次發展到應用的階段。

天氣又何止影響農業一項，無論國防、軍事、工商業、交通運輸，公用事業，乃至於大衆日常生活等，無不和天氣具有密切的關係。涉及範圍廣泛。因此天氣應爲一般人最感興趣也最需要明瞭的課題。

氣象學的起源甚早，但因爲控制天氣的因素過於繁多，直到最近二十年始奠定了科學的基礎。二次大戰期間，由於體驗天氣在軍事上的重要性大家把注意力集中在天氣的作戰應用方面，二次大戰結束以後，又重研討氣象和農工商業乃至於日常生活的關係，並稱：「天氣是一種國家事業」Weather is the Nation's Business。美國更設有氣象服務顧問委員會 Department of Commerce Advisory Committee of Weather Services 以督導推行氣象服務事業，應用氣象學乃應運而產生。

二、天時足以控制戰場得失

二次大戰初期，德國憑藉空軍的優勢配合地面機械化部隊發動所謂「閃電戰爭」。這種戰爭須依賴長時期的晴朗天氣。像一九三九年九月的波蘭戰役，一九四〇年五至六月的法國戰役和挪威戰役，以及一九四一年六月至十一月攻蘇戰役的前期，都因爲這種天氣的長期預測成果而達成輝煌戰果。一九四一年十一月至翌年五月之攻蘇戰役後期，希望是好天氣，結果是大風雪因而挫敗。等到德國空軍被盟軍擊潰，在戰場上德國唯有希望在惡劣天氣下發動反攻。盟軍登陸諾曼底後，希特勒被迫作困獸之鬪，在阿登地區傾其全力作孤注一擲，希望造成對方作第二次鄧克而克大撤退。戰鬪發展到最高潮的時候，天氣突然放晴，盟軍飛機全部出動才把攻勢擊潰。再如諾曼底預定登陸那一天，正好大風暴橫掃英吉利海峽，若非艾帥信賴預報，把攻擊延遲一天，後果眞不堪設想。

意大利一九四〇年十月所發動的希臘戰役，原想不靠希特勒之助，傾其空軍全力協同陸軍和裝甲部隊攻佔希臘。事先不問天氣預報，不想攻擊一開始就碰上低雲大雨，空軍不能發揮戰力，裝甲部隊陷入泥淖，困窘萬狀，終至於希特勒不得不抽調重兵救援，影響整個戰局

。另如一九四二年二月十二日德艦格內賽諾號 Gneisenow 和香霍斯脫號 Scharnhorst 憑藉大霧與結冰情況逃過英吉利海峽，一時傳爲美談；一九四二年五月隆美爾在北非利用沙陣天氣逃避英國空軍的偵察，攻擊土布魯克 Tobruk 獲得勝利。一九四二年三、四月間日本發動緬甸戰役，事先得到氣象專家預測雨季來臨的日期，才能及時完成佔領而後撤出空軍，使用於其他戰場。

氣象在軍事上的應用主要目的有二；一方面在於避免惡劣天氣使各兵種武器遭受意外的損害。例如一九四四年十一月美第三艦隊原期大舉進攻日軍佔領下的岷大諾島，不幸在十七、十八兩天遭遇颱風襲擊，由於損失慘重，不得不放棄攻擊計劃折返基地。另一方面在於利用天氣使各兵種武器發揮它最大的戰果。二次大戰後期，發現了高空有所謂「噴射氣流」，在日本上空大抵位於三萬八千呎，時速達四五〇哩。利用噴射氣流飛行於冬季各

月中，從東京到美國每次可以提前六小時到達，汽油節省二千二百加侖。利用天氣先決條件在於了解各兵種和它的武器本身所遭受天氣的限度和影響。例如高空風和高空溫度怎樣影響噴射機的飛行計劃；又如裝甲部隊必須明瞭各式戰車在各種路面上雨量和陷入深度的關係，像東歐和蘇俄的泥土公路，下幾次雨以後中型運輸車輛即可陷入八至十二吋，戰車自更嚴重。再如陸軍須了解各種天氣下如何影響它的行軍速度；空降部隊的集中怎樣受下層風的影響；海面的風向風速怎樣影響各式船隻的行程安全和登陸等等，而後選擇最有利的天氣條件從事作戰；或者對惡劣天氣事先防範以免影響戰果。例如預測戰場上將爲低雲有霧的天氣，地面部隊當設想此段期間不可能獲得空中支援，但有利於單獨作戰發動奇襲。

此外，爲了適應作戰地區的氣候，事先必須加以特種訓練，美國有所謂「人造沙漠」和「人造極區」之設施。因此要明瞭全球氣候特性。例如阿拉斯加范彭克一月份最低溫度可達華氏零下五十九度，整個阿拉斯加來講最低溫度曾達華氏零下七十六度。撒哈拉沙漠一天中間的溫度差可以到華氏五、六十度。利比亞沙漠最高氣溫曾達華氏一三六、六度，五月至九月間氣溫在華氏一百十度時，沙面溫度可達華氏一百七十度以上。這些情況怎樣影響戰力和裝備，誠不容忽視。

以聯合作戰而論，首先要衡量各兵種在戰場上或各該次攻擊計劃中所佔的重要性，而確定氣象條件的優先順序，再擬定共同接受的最低限度天氣腹案，徵諸氣象專家確定攻擊時機。

三、氣候與農作物的關係

土壤和氣候是控制農業的兩項主要因素。科學家早經發現各類土壤，像黑土、紅土、黃土，也是各式氣候下天氣過程的自然後果。根據全球農產分佈也大致和氣候區域相吻合。因此氣候幾乎可說是影響農業的重要因素。

自然界對於農業的影響莫過於氣候變遷和水旱災。權威學者相信文化和氣候實有不可分離的關係。古代埃及、美索不達米亞、希臘、羅馬等因受氣候的賜予。文化勃興，其後的衰落以及北方諸國的興起，亦因氣候變遷所致。

氣候學家研究過去紀錄，曾發現近五百年來中緯度和寒帶地區溫度普遍升高，熱帶和亞熱帶却變得比過去冷。拿雨量來說，北美洲、非洲、澳洲、和巴西都在逐漸減少。西伯利亞南部從前是冰凍區域，現在却有一部份可耕土地；冰島和挪威已能種植大麥，加拿大東部能種小麥的地區已經擴展了兩三百哩。在北半球很多種有經濟價值的魚類已逐漸向北移動。

長時期的氣候紀錄對於一國經濟生活非常重要。因爲任何國家的經濟生活都是被平均氣候所管制。這種平均氣候比偶然的冷熱乾旱影響更大。水災和旱災影響農業最爲嚴重。中國近百年來水旱頻仍，據統計旱災出現次數遠較水災爲多，但水災影響區域却遠較旱災爲廣汎而嚴重。若開發水利須以各地長時期的氣候紀錄作依據。不僅需要知道雨量和蒸發量，像冰河溶解量、土壤之吸水性等因素。很多地方春季溶雪量爲其主要灌溉水源，有些地方常因一季雨量太多，促使山洪爆發淹沒了無數農田。

氣象學者雖然不能控制天氣，但能實測氣候變化和供應天氣預報，使農家避免災害增加生產。農家知道一種作物適宜的天氣，栽種與收穫的時期，但究竟所需適宜的溫度，各段生長期中所需水份的多寡，何時下種何時收穫可得最大產量？凡此都得仰賴農業氣象學家的指導。據研究在植物成長期必需準備十四天的土壤水份平衡，一般農人都喜歡使它過量。美國霍浦金大學的氣候學家桑蘇惠梯 C. W. Thonthwaite 已經找到一種方法可以精密計量各種農作物所需要的水份，計算出什麼時候應該灌溉，在幾個月以前就能預測農作物成熟的最高峯日期。除了水份而外，溫度可說是影響農作物最重要的因素。例如一地稻作種一期或兩期，全受溫度控制。和溫度相聯者還有霜雪之災，植物嫩芽最畏殺霜，而雪則不僅使某些植物受凍而死，且足以壓傷農作物。英人萊尼J. Rennie認爲供應農家的二十四小時預報以春季之濕冷，夏季之雨和露，和秋季的霜最爲重要。山區則雪與吹雪亦須予以重視。例如玉蜀黍是一種喜暖畏寒的植物，何時種植和冰凍日期密切關聯；又如英國七、八月間如果遇到濕熱天氣，馬鈴薯會產生白點。霜對於早期的馬鈴薯也有很大的危害，如果得到預報可以提前收割；二月間的霜對於甜菜和瑞典蕪菁等也有嚴重影響。

春天的水菓和蔬菜畏霜凍害，倘事先得到警告，可用各種防護方法，如薰煙和掩蓋使溫度不致降至殺傷程度。菓樹中最怕秋季濃霜者當推柑橘、甘蔗、葡萄等。美國加利福尼亞和佛羅列達兩州特闢霜期預報，因爲這標廣

大的菓園須採取防霜措施，在確有危害菓樹殺霜預報的前夜實施防霜。例如美國加州南部有一家柑橘園，因爲聽了氣象局預測有一場嚴重的殺霜將在聖誕節日發生，因此較以往多準備了三百卡車的生熱油料，一百七十五卡車的薰煙油料，分別置於菓樹叢中，才使菓樹毫無損失。另外一州柑橘年產量超過三千五百萬美元，有一次歷時十天的嚴霜因爲採用了氣象局的預報而保全水菓價值六百萬美元以上。

霜雪寒冽都是隨寒潮南下，因此氣象機構特別有寒潮警報。農家得到這種警告，像煙草等作物都該提前收割，雖然尚未十分成熟也不例外，以免全部損失。馬鈴薯可以埋在土內，甘蔗砍下後用乾草覆蓋。

作物的施肥收割和噴射殺蟲劑的時機也都需要天氣預報。如果天氣潮濕而也沒有噴過殺蟲劑，細菌在二十四小時內即可損及菓樹或菜蔬。殺蟲劑最好在雨後新晴時噴洒，隨後至少有兩天晴天。假定在久晴以後而溫度上升到華氏九十五度以上，對橘類很不適宜。蔬菜施肥也要在天氣轉晴穩後實施，否則肥料爲雨水冲刷失去效用。

在廣大水菓產區，宜趁下雨之前及時採集，並完成晒乾、裝運等工作。葡萄乾製造區特別要注意降雨預報。因爲在乾製過程中遇雨，將遭受嚴重損害。根類作物也應該在乾燥天氣掘出收藏。此外像玉蜀黍，苜蓿草等穀物在收割時亦忌有雨。穀草在雨中打包很容易腐爛。

雹災雖然不大普遍，但有些地方却很嚴重，像我國的甘肅就常受雹災損害。美國中西部一家保險公司聘有兩位氣象專家負責研究雹對於農業上的危害。

風災對收割期亦需注意，影響收成很大。枝桿較脆的作物在生長期也不容忽視。但防風很難採用臨時措施，若作物業已成熟，唯一辦法就是提前收割。

天災而外，農人最慮植物的病蟲害了，包括蝗災在內。據病害與昆蟲學家研究，農作物所有害蟲的生長都和氣候有關。美國佛羅列達州每年要耗費二千萬美元化學藥品抵制柑橘所受害蟲和小蜘蛛的侵害，以免低減品質和產量。有一種有效方法就是預測它的最大繁殖期和繁殖趨勢。若自然因素已減低它的繁殖率，就可不再用化學方法去控制，以免徒耗財力。此所謂自然因素經試驗結果以天氣最關重要，包括化學控制的有效性在內。天氣影響植物害蟲的成長計有下面四點：

（一）天氣太熱太冷，過乾過濕，都可以促使害蟲直接死亡。

（二）低溫可以使植物害蟲延長它的生命期，而高溫則可縮減其壽命。（7）

（三）某種溫度和濕度可使植物害蟲發生疾病或者因爲宜於產生寄生蟲而間接死亡。據分析佛羅列達州的暖濕天氣正好是菓樹害蟲的仇敵（寄生蟲）最活躍的時期。

（四）在寄生植物成長和活力改變的時期最有利於各種害蟲的繁殖。例如春寒延長使新葉發展遲緩，而每爲蚜蟲最繁盛的時期。

由於天氣產生的次要因素如菓樹葉落過早是因爲紫紅色小蜘蛛的侵害所致。這種葉落現象在溫和的天氣發生較少。在刮乾風的時候却非常厲害。另有一種小蜘蛛使柑橘的樹葉變得黃而乾燥，也和溫度濕度密切關聯。冷天比較適宜於它的生長，天氣潮濕時它就會生病。

農作物收割後的儲存亦和天氣有重要的關係。以美國肯扎基州來說，煙草的收入佔該州農民總收入的百分之四十。品質較好的煙草在價格方面較之品質較劣者高出百分之五十。據肯州大學研究，如果能夠善用氣象局所發佈的預報調節煙草倉庫內的相對濕度一即倉庫四週的大門按需要開閉，或採用加熱措施以控制濕度，全州農民每年的總收入可以增加三百至五百萬美元。

林業顯然和穀物一樣受氣候所控制，各類苗木都有它一定的氣候適應性。林業方面另有一項災害和天氣密切關聯，那就是森林火災。據分析森林火災大多由於乾熱的下坡風所引起。在阿爾卑斯山北麓特別名之爲「焚風」Föhn。雷雨時也可能因雷電而引起火災。因此森林管理單位在乾燥季節必須密切注意風、雷雨、和雨量的預報，以便加緊巡邏並先予準備防火措施。

天氣預報對於牧場場主也很需要。舉例來說，羊在初生期間最忌濕冷。乾冷天氣初生的羊還能夠站得起來，溫暖有雨的天氣雖然也會產生不良後果，但不致於死亡。要是在三四月間遇到濕冷天氣那就非常嚴重，必須驅入室內予以保護。再拿剪羊毛來說，在六七月間如果要剪羊毛而預測有露或雨，在前一天晚上就得關進屋子裡，否則就會影響羊毛收成。

漁船在海上不僅它的安危和行程直接繫於天氣，各類魚的活動區域完全要看水溫而定。一九〇三年北極浮冰

南移導致斯干的納維亞漁業的衰落，生長在極區的鯡魚和白魚都向南移植，甚至進入到波羅的海。一般而論，暖洋流的前鋒常爲魚類密集之所，一九四六年鱈魚產量大增，竟達一萬三千公噸即由於暖洋流北移所賜。洋流爲盛行風的後果，因此有關盛行風的預報對漁業很有價值。

四、工業氣象的新發展

工業的基礎建築在電力供應上，而電力供應的特性要看周圍的自然環境而定。例如利用水力發電、風力發電、抑或太陽輻射能發電都是直接受天氣控制。

天氣情況對於電力公司的影響，可以分爲三項主要途徑：

（一）天候對於發電廠、變電所、和電力輸送線路的影響。

（二）水力發電所應該裝設在什麼地點，無論是正常的季節情況，或是難以預測的逐年演變都得加以考慮。

（三）由於溫度、雲量、相對濕度等氣象因素的演變而需要各種電力消耗，管理電力供應的工程師需要天氣預報來調節供應量。

氣象學者對於電力公司的幫助，主要有兩種：一種是長時期的氣候變遷紀錄和氣候情況；另一種是未來二十四小時的天氣預報，氣候紀錄指出：溫度、雨量、蒸發量、高山積雪的溶解量，各類風暴各月正常路徑和經過的頻率等。尚須估計將來可能的變率和較差。氣候變遷對於電力設施非常重要。例如澳大利亞的東南部，雨量逐年都在減少，變率達百分之二十以上。因此目前水力雖然够用，三五年後可能被迫完全放棄。蓄水池的大小必須和流量成比例，而它的價值要看氣候變遷來決定，其中尤以旱澇爲重要，當地蒸發量，土壤吸水性，和山脈的走向等也有關聯。山區的蓄水池需要集結山坡上的水量，假定山脈作南北走向，而促使當地下雨的風暴也是經常自北向南，自可產生較大的流量。又如蓄水池築於山之北麓，該處經常爲南風盛行，蒸發量必甚可觀應加考慮。風速以及由此產生的波浪高度對於水壩的設計也有關係。由此可見在選定發電所地點及其設計必須注意以往的氣候紀錄和它的變遷。

阿爾卑斯山一帶的水力發電所，主要依賴高山溶量，春季更爲重要，必須預先儲存以備夏秋兩季流量之不足。要引用它處流量。因此需要參考氣候紀錄和季節性的預報。

其次我們要考慮天氣怎樣影響電力公司的設備。這種影響要看它在熱帶呢還是在寒帶？舉例來說，風暴、雷雨、霧、和霰常常損壞高壓線；由於雷擊而使高壓線中斷者佔很大的比率。又空氣潮濕或因空氣中的雜質，常使高壓線產生一種導電薄膜，或者因而使線路鬆弛發生斷路現象。考查過去雷雨紀錄和預測雷雨發生的地點，發生頻率，對於線路的修護和考量負荷量的容能以作再調配特殊需要的計劃。天氣預報還可以幫助電力工程師保證高壓線不致因大雪、霧淞、强風等而移動位置。這種移位現象對於曝露的交叉線路常有影響。

水力工程的建築同樣需要天氣預報。第一、在工程期間要知道是否適宜戶外工作。大風雪和大雨的預報特別重要。其次，溫度對於工程的進度也有影響。例如溫度太低使水泥的傾倒發生困難。

美國特尼西山谷負責當局利用預測未來兩天內雨量的可能限度以估計某一電力站的有效能量。如果預報將有大雨，事先把水流導入蓄水池以免能力浪費。一季或一年的預報對於較大的蓄水池也很重要，諸如雨量高出平均抑是不足平均？春季溶雪量預計可能有多少亦常爲重要因素。

以用電量來說，中緯度地帶如果遇到寒冷天氣、刮風、有低雲、或有霧，用電量普遍增加。據統計倫敦在陰沉天氣用電量增加五十萬瓩。假定預測冬季較平均爲寒冷，用電量當在一千五百八十萬瓩；如果預期將來臨的冬天極端寒冷則尚須增加八十萬瓩。季節性的高溫也會影響電力公司的負荷量。譬如美國南部諸州由於冷氣的普遍使用，以及商業冷藏機的採行，一年中以八月份的用電量最多。

工業氣象的第二個要點就是空氣清潔問題，也就是煙塵和廢氣的管理問題。國父在民生主義中曾經講到：「吃空氣要比吃飯重要得多，我們每分鐘吃空氣十六次，每天吃飯不過三次……」試想假定我們吃進去的空氣夾着砂塵、煤屑、和有損健康的廢氣，怎樣影響人體自可想見。因此在工業城市中空氣的清潔衛生是一件非常嚴重的事。美國紐約爲了保持市民呼吸空氣的清潔，特地設立了一個煙塵管理局。據該局調查紐約煙塵年有二十萬噸，散佈半徑達五十哩。另據一個私人實驗室研究：在孟哈登的一條街上，平均每月所聚積的煙塵在二千八百六十七磅左右，住民平均每次呼吸中約有十三萬七千粒煙屑和微塵。據醫學家說，因爲煙屑太多使肺炎和肺病患者激增

。一九四八年十月份有一個城市因爲煙塵集結不散，五天中死了七十八人，因而得病者計有五千九百十人。煙塵煤屑不僅有害健康，且足以產生其他不良後果。據調查紐約因煙屑而損耗油漆、服裝、貨物等估計一年中損失約五千萬美元。

美國杜邦 Du Pont 公司聘有氣象專家來處理有關氣象問題，其中有一項就是應用動力氣象學原理研究混濁空氣和煙屑的排除。利用風洞作實驗，決定各種原料和廢料的堆積究竟應該多少高度才能够排除從堆棧輸出的熱氣。另外一個問題就是計算風力對於建築物的負荷。先決條件當在了解風的垂直變化，以及定時間隔中平均風速和最大陣風風速的比例。又如設計冷却池、蓄液池、和廢料池、也和水溫、降水量、降水强度、排水係數、蒸發率、風力、和波浪高度等有關，事先應該加以考慮。舉例來說，美國德克撒州維多利亞地方一小時內雨量可超過三吋，倘池中液體貯存太滿勢必溢出。

天氣預報在工業方面的效用很大，除了營造商必須依據天氣預報估計可能完工日期與人力之控制調配外，其他像裝置油管或鑽井均需要獲得雨量預測，假定預期有很多雨量，事先應準備抽水。

工廠方面最感需要的莫過於颶風、颱風、或暴風警報。因爲超過某一風力限度，工廠設備有損毀之虞勢必被迫停工，室外設備必須事先拆卸或加以保護。在颱風和龍捲風可能侵襲的地區尤需注意。假定發佈了侵襲警報而停工並拆卸了室外設備，結果却並未侵襲或風力不足以影響工作和設備，不僅工廠當局遭受重大損失，且足以影響工人情緒，因爲他們在這種情況拿不到工資。相反地講，如果未能事先預測而遭受暴風損害，後果更不堪設想。因此美國各大工廠都聘有氣象專家從事特種預報。其中有一家化工廠爲了獲得原料的方便、不得不設置在德克撒州靠近墨西哥灣海岸。可是當地常受颶風侵襲，爲了能否作適時而準確的預報很傷腦筋。後來設法改裝了一具巨型的雷達測風暴儀從事颶風預報。據稱因而使公司方面減少了不少次不必需的停工，省去不少無謂的損失。

原子時代的工業氣象還有一項新發展。內華達州某次原子彈試驗後，放射性微塵在高空隨風飄移達一星期之久。因爲下雨而帶到低空，使幾家膠捲工廠所貯存的膠捲全部漏光。現在雖然有了防護的方法，但尚需有氣象專家根據高空風和降水預測事先提出警告才來得及防範。

天氣尚能影響產物的品質，如水泥、石灰、煉油、造紙、燒磚、晒鹽、以及其他化學品的生產。

由此可見近代工業國家的氣象服務可說是一種新興事業，美國近年來有工業氣象學家協會 Association of Industrial Meteorologists 以促使氣象服務能以增進工業方面的效率。

五、氣象服務的商業用途

氣象在商業方面的用途可以分爲貨運、配售、宣傳、保管、和營業情況各點加以分析。

先拿貨運來講，無論蔬菜，香蕉、柑橘等水菓，以及蛋類糖菓等物品都須利用天氣預報以防氣溫突變。溫度如果降至一定點以下，所有裝運的鷄蛋可能全部損失；糖菓商在冷面後方裝運可以省去冷藏費用而不致溶解。熱帶出產的水菓像香蕉等都容易腐爛，因此在運輸的時候必須精確控制溫度濕度和二氧化碳含量，以免早熟或冷硬化。美國經年從西印度群島和中南美運來香蕉，長程雖裝有冷氣設備，但短程都採用自然通風。卸貨時候的天氣更值得注意，由美國氣象局和香蕉商合作。假定發現溫度太高或太低，運輸即行停止。用意在使香蕉運抵目的地的時候還像樹上一樣呈綠色，再放在成熟房三四天，等開始變成金黃色再行發售，既可暢銷又能避免損失。

牲畜的運輸最忌天熱，肉類和魚類的運輸假定沒有冷藏設備也要利用冷天。船運、車運、或空運在運費上相差很遠，因此天氣預報可以幫助商人決定用什麼方式來運貨。例如預測將有熱浪侵襲，商人寧願從船運改爲車運，甚或空運以爭取時間。

關於配銷方面，利用天氣預報也眞是受惠無窮。據說麵包商要看天氣來改變出品的類別，並且還要看顧客對於天氣的習慣而更改它的名稱。假定氣象單位預測某處天氣將要炎熱逾常，冷飲和啤酒勢必暢銷。商人就得趕快定貨如期運到，以免臨時缺貨、誰都知道天氣轉晴，水菓勢必暢銷。同理預測寒潮何日來臨，冬季用品勢需及時貯存充沛。市場管理人員要按天氣趨勢和長期預報來推斷各種商品價格的漲落，工業方面得配合生產。舉例來說，假定預測今年棉花或長時期雨量太多或太少，勢必影響其產量。棉布類商品自然要漲價，人造纖維可以大量生產。又如預測夏季雨量適度，糧價勢將下跌。目前美國有無數商人向氣象學家克列克 Krick 所主持的預報公司經常定購長期預報以供參考。

廣告宣傳在商業上的重要性自不待說。我們經常聽到所謂「應時貨品」之說，這當然是指適應天氣而言。美國各大公司都根據當地的氣候紀錄和天氣預報決定各種商品的宣傳時機。有些百貨公司還設有一間實驗室每天核驗天氣，並以之和營業情況相比較。據分析所得的結果如下：

一般情況，天氣悶熱而將要下雨的時候，百貨公司的生意最盛，因爲大家都想借此機會躲避風雨，裡面設備齊全可以消磨半天，飲食部和雨衣雨傘的生意特別好；百貨用品的銷售率也因之上升。又旅客大多選擇下雨天無法作遊覽的日子去「購物」Shopping 。因爲公司內部有冷氣或暖氣，貨品齊全又很舒適。鄉下人却多半選擇好天氣進城辦貨，理由當然很明顯。一般而論，惡劣天氣以電話購貨較多。

對於貨品的保管，如果能隨時聽取可靠的天氣預報，定可減少損失。有些水菓遇到下雨天就會腐爛，有些則怕熱或怕冷。如果事先得到預報可以減價出售，以免全部損失。

六、天氣和大衆日常生活

人類日常生活無論在室內或是在室外無不受天氣的影響。近二十年來，大家都注意到人體舒適和工作效能的關係，因而研究房屋設計的氣候問題。這個問題可以劃分爲兩方面來講：第一是室內氣候和人體舒適的關係；第二是天氣怎樣影響室內氣候，特別着重在炎熱天氣。其實各地房屋形式，大多爲適應當地氣候的產物。例如潮濕多雨的地方，地板都離地很高；多風砂的地區窗戶都較小。夏季多陣雨的城市或日射强烈的地區，大多有很寬的廊簷。

室內氣候的基本原理在於消耗食物和體溫來維持工作，這些消耗的熱量必須立即恢復，否則就會感到不舒服。人體失熱的多少要看皮膚溫度和周圍氣溫的差數而定。在某種限度下，皮膚溫度可以自動調節來適應周圍的氣溫。調節方法就是改變血液的循環率，從體內帶到皮膚表面。假定周圍氣溫太低，皮膚溫度低減，血液的流動因而轉緩，人體散熱就相當於體內產生的熱量。因此我們就要多穿衣服來保護熱量。反之，如果周圍氣溫太高，血液流動加快，就要靠空氣對流來消散一部份熱量，並且由出汗來維持溫度的平衡。至於什麼時候開始出汗，要看衣服的質料和一個人的活動情形來定。可見周圍氣溫和空氣的流動率是決定人體是否舒適的主要因素。

另一種重要因素就是濕度。譬如在無風的情況溫度爲攝氏二十五度，相對濕度百分之一百，在感覺上和溫度攝氏三十度相對濕度百分之三十差不多。兩者相提並論，上述示例我們就稱攝氏二十五度爲有效溫度。據學者研究，住在北緯四十度附近的人，有效溫度在攝氏二十一度至二十二度一般人最感到舒適。

白德福特 Bedford 認爲人體舒適還和平均輻射溫度有關。由此說來，人體舒適與否可以歸納爲四個因素。即氣溫、相對濕度、風、和平均輻射溫度。

以房屋設計的觀點來說，控制室內氣候的主要因素計有下列九項：

（一）建築物外的地面所吸收的日射量和它一日中的演變。

（二）建築物的表面自地面、天空、以及其他建築物所獲得的溫度和長波輻射。

（三）室外的氣溫、風速、和濕度。

（四）直接從窗戶穿過建築物的日射量。

（五）外壁和房頂的材料與厚度，分析這些建材的熱容量和傳導能力。

（六）內部隔壁和地板的材料及厚度。

（七）室內傢俱和書籍等如何影響熱量貯存。

（八）考慮室內的水氣量，像廚房裡散出的熱氣等。

（九）建築物的通風情形。

根據上面這些關係，在設計房屋的時候應該考慮怎樣得到最適宜的室內氣候。

至於戶外活動怎樣受天氣控制那是誰都知道的一件事。我們中國人有一句話，所謂「出門看天氣」。以近代科學觀點來解釋，就是出門以前先要問天氣預報。舉例來說，趁火車或汽車旅行，大多抱有一種欣賞沿途風景的心情，因此總希望是好天氣。如果遇到下雨或有霧，外面景色一片模糊，自必低減旅途情調。最好是雨後新晴。但天氣毫無變化或碧空無雲也並不合理想。再如遇到風砂天氣無法打開窗戶，必使車廂裡面空氣混濁。大霧容易使火車誤點；火車過山洞所遭遇的煤氣和濕度及風有密切關聯。山洞兩邊天氣常有顯著的差異，尤以春秋南北向

的山洞爲然。如果穿過山洞之前是陰沉天氣，一過山洞雲破天霽，使人興豁然開朗之快感。假定某處雪景奇美，你想趁旅途一飽眼福，最好選擇新雪初晴的天氣。

好天氣大家都喜歡出門，因此公路上各式車輛的多寡要看天氣來決定。一則天氣惡劣旅途心境必不愉快，二則風雪雨霧不適於特殊目的之旅行如野餐郊遊等卽是。當然公路上的行車率和假期節日也有密切關係。假定假期而又好天氣，那末旅途擁擠自可預卜。負責車輛調配的人員自然要參考天氣預報。減低車運的因素以雨、雪、霧、風、寒冷居主體。反之，晴朗而暖和的天氣公路上的車輛就特別多。英人泰納 J. C. Tanner 用一種簡單公式，根據溫度日照和雨量選定英國若干公路加以統計分析，得到下面三張很有趣味的計算表：

第一表：車輛運輸和各種天氣(除此三項外假定其餘都不變)

溫度	日照	雨量
0.27	0.37	負0.56

第二表：車輛運輸和星期序日的關係

	星期一至五	星期六	星期日
摩托車	1.8	6.5	13.7
小汽車	1.0	3.6	7.6
自行車	1.7	6.1	12.9
除自行車以外之所有車輛	0.8	2.9	6.1

第三表：車輛運輸和天氣季節的關係

	溫度	日照	雨量
夏季	0.7	1.6	1.7
冬季	1.3	0.4	0.3

計算方法舉例如下：

假定我們想知道冬季星期天雨量每增加一公厘，公路上的自行車大約減少百分之幾？從第一表中選取負 0.56，乘以第二表中之 12.9，再乘以第三表中之0.3，即得負 2.1，即平均約減百分之2.1。如果天氣同時變冷，再乘以1.3，卽得負 2.7。足見冬季星期天如果天氣變冷同時有雨，則雨量每增加一公厘，公路上自行車數量約減百分之 2.7。

運貨車、軍用車輛、和公共汽車比較不受天氣的影響。摩托車和自行車受天氣影響最顯著，尤以下雪天爲甚，自行車只佔晴天的百分之五十五。小汽車佔晴天的百分之八十；摩托車約佔百份之六十七。大霧時公路上的車輛平均只佔晴天的一半到四分之三。

天氣與車禍也有重要的關係。譬如有霜的時候火車容易出軌，汽車在有霜有霧或有雨雪的時候最易失事。目前美國公路上需要靠天氣預報以控制路燈的强度，多霧的加利福尼亞州卽爲一例。

我們常常祝福人家「一路順風」，足見風對於航海的影響最大，在帆船時代固然完全受盛行風的操縱，對汽船而論也有重大影響。遠程航海必須考慮受到風壓差的後果。順風時大致可以增加航行速率百分之一，但在逆風的情況航行速率的低減很不一致：高速率的客船大約減百分之三，低速率客船約減百分之四，輕貨船減百分之十三，重貨船減百分之十。可見卽使在平常的風速下，順風航行還是比逆風航行好。耗費同樣的燃料，一天的航程最少可增加二十一哩。

海上安全問題除了風浪而外，尙有霧、漂冰等氣象因素。迷航、互撞、擱淺，觸礁、和冰山相碰都是由此而造成的不幸後果。以客運來說還得顧及旅客的舒適問題，竭其能力避免風浪，否則旅客對於輪船公司勢必喪失信心，影響其營業。這些均須靠天氣預報的幫助。

氣象對於民航空運的服務，不僅消極方面在維護航行安全。更要避免亂流，對流和强風以求旅客舒適。美國民航界有一句成語：「不能舒適就沒有旅客，沒有旅客就不能賺錢，不能賺錢就沒有人再搞民航。」另一方面要運用有利的高空風以縮短航行時間節省油料。此外尙須根據準確的天氣預報，及早決定是否能如期起程，以免旅客徒勞往返耽誤行程。

天氣對於戶外活動的關係眞是不勝枚舉。遊艇比賽需要風向風速的預測，誰能善用天時誰就獲得錦標。壞天氣不僅響影球員或運動員的情緒與觀衆的人數，並且還能左右比賽的成績和球隊的勝敗。球王李惠堂曾在「今日世界」中著有「天氣對球賽的重要性」一文，玆不加以贅述。

假定你曾經去參觀過電影製片公司，你可能了解天氣對於拍攝外景的重要性。因爲能及時完成製片對他們非常重要，因此美國各影片公司事先就開列了希望的天氣和背景請教預報專家何時何地可望有這種理想鏡頭。得到了

氣象專家的預報後，一架專機準時前往拍攝。

市政府和機場管理人員需要事先知道雪量的預報，以便準備掃雪工具，公路鐵路也不例外。如果預報有雨的話，就得注意涵洞排水和路基冲刷情形。灌溉公司和自來水公司也要預先知道雨量，以便決定放水量。

法官律師偵察有時候也要靠天氣來幫助他判斷案件。舉例來說，嫌疑犯被指控殺人，法官必須知道疑犯和指控人員距離有多少遠，考查當時當地氣象紀錄上能見度究竟多少，是否可能辨認。又如現場是否下雨，强度如何？對於現場判斷和案情發展也大有裨益。

氣候對於疾病的關係不僅直接影響病菌的生滅，間接影響於人體的抵抗力。天氣預報的傳遞由於外科醫生需要參考美國一八一四年五月的陸軍外科醫學通訊爲最早的軍事氣象期刊。據我國的統計分析：肺病死亡率北方遠較南方爲小，其中以濕度的影響最大。傷寒症熱帶多於寒帶，霍亂死亡率亦以北方較低。白喉的季節性最顯著，冬半年的死亡率約佔夏半年的兩倍。

七、結　　論

氣象學是一種新發展的應用科學，它的重點在於決定天氣和工商業、公用事業、建築設計、植物耕作、生物過程、以及整個人類活動的關係。再根據這些關係使氣象服務能以配合應用單位的需求以改善國計民生，足見如何利用氣象實爲發展氣象的主題。

主要的問題當在發展預報，不僅它的內容和發佈方式要配合應用人員的需求，更要在預報準確率方面致力研究克服萬難，達到各方面應用的水準。由於氣象事業經費之少，氣象業務建設遂不易追隨時代科學發展。幽默大師馬克吐溫說：「人們都喜歡談論天氣，然而沒有一個人願意去致力了解天氣。」因此發展氣象事業，首先我們必須重視氣象事業，支援氣象事業的發展。

引　用　文　獻

1. A. C. W. S. : Weather is the Nation's Business, "AMS Bulletin," Jan. 1954。
2. Joseph J. George : On "Weather is the Nation's Business", "AMS Bulletin", Feb. 1954。
3. Thomas Malone : What is Meteorology, "Weatherwise", oct. 1954
4. J. C. Tanner : Weather and the Road Traffic Flow, "Weather" Sep. 1952。
5. A. J. Wright : Weather and the Department Store, "Weather" Dec. 1952。
6. Frances Ashley : Opportunities in Meteorology, "Weatherwise", Oct. 1954。
7. Robert M. Pratt : Meteorological Problems in the Forecasting of Citrus Insect Infestations, "AMS Bulletin" Nov 1955. p. 437.
8. George F. Collins : Application of Meteorological Skills in the du Pont Company。
9. James M. Beall : A proposal for a Revitalized Agricultural Meteorological Service "AMS Bulletin "Nov. 1954。
10. A. J. Dilloway : Applied Meteorology and Electric Power Supply "WMO Bulletin" Oct. 1954。
11. George V. Parmelee : TheWeather and Human Comfort in Dwellings. "WMO Bulletin" Oct. 1954。
12. Louis Allen : Navigating with the Weather, "AMS Bulletin" Sep. 1951。
13. Glenn Infield : Flying the Jet Stream。
14. Sir James Scott Watson : Meteorology and Agriculture "Weather" July 1953。
15. E. B. Kraus : Meteorology in a large Water Engineering Project, "Weather" Nov. 1955。
16. R. M. S. Weather Forecasts and the Scottish Farmer "Weather" Nov. 1955。
17. L. C. W. Bonacina : Landscape Meteorological from the Railway, "Weather" Sep. 1952。
18. 鄭子政：氣象與人生，"交通月刊"6卷5期
19. 鄭子政：氣象與交通進步"氣象學報"1卷4期
20. 劉鴻寗譯：介紹美國中央氣象局"氣象双週刊"第二期
21. 蔣右滄：氣象與農業"氣象双週刊"第十期
22. 李桂珍節譯：氣候與健康"氣象双週刊"第六期
13. 廖良譯：美國對香蕉運輸業的天氣服務"氣象双週刊"第四期
24. 未戈譯：爲什麼冬季逐漸變暖"拾穗"24期
25. 群之譯：氣候變遷與呼風喚雨"拾穗"拾穗13期
26. 子淵譯：農藝上新發展的途徑"拾穗"40期
27. 群之譯：氣候在搗什麼鬼"拾穗"36期
28. 毛漢禮：我國氣候對於幾種疾病死亡率影響之初步研究（氣象學報中國氣象學會20週年號）
29. 張月娥：臺灣稻作物之研究，中央氣象局"氣象簡報"第二號

天氣預報的定則及方法(上)

徐應璟譯

譯者註：美國第一氣象聯隊東京氣象中心，負全太平洋區美空軍氣象機構技術督導之責，其工作內容與人員素質均符世界水準，譯者前曾兩度遞訪，深覺有介紹國人之必要，茲特迻譯該中心一九五六年八月刊行之預報法則第四章，以應參考。

一、基本圖表及輔助圖表之敘述

(一) 基本圖表

1. 500mb等壓面圖

高層天氣圖係依照我們之需要，經常儘量繪製，目前爲顧及長期預報之需要，所繪各代表高度之天氣圖，直至 500mb 等壓面高度，但是，依照我們極大多數預報之需要，認爲十二小時間隔之 500mb 等壓面圖，可算高層天氣圖之基本圖。

2. 1000mb (地面)等壓面圖

北半球天氣圖經常繪製，而且並將之轉變爲1000mb等高線圖。1000mb及500mb 高度圖爲分析之基礎，兩種圖各複製許多張備用，而許多其他輔助圖乃由其導引而出。

3. 500mb及1000—500mb厚度標準圖

從美國氣象局中，我們可獲得每二月之500mb標準圖。然後將是種圖，經過區域平均之手續，使之成爲區域平均標準圖。

東京氣象中心之1000mb—500mb間厚度圖標準，係利用500mb標準圖，700mb標準圖及 1000—700mb厚度標準圖等繪製，以上之各標準圖，均可自美國氣象局獲得。

(二) 推求而得之輔助圖

1. 1000—500mb間之厚度圖

根據 1800z 之 1000mb 高度圖及 1500z500mb 高度圖，利用差異分析之圖減法則，每天求出一次北半球之1000—500mb之厚度等高線。然後將此厚度重覆於一張 1800z 地面圖上。

2. 500mb高度距平圖

此圖代表北半球中，① 500mb 距平場 (Z')，②區域平均距平 ($\overline{Z}'_{11\cdot2}$) 等高線；③ ($\overline{Z}_{11\cdot2}+M_2$) 等高線諸形狀。

3. 1000—500mb厚度距平圖

此圖包含1000—500mb厚度距平以及$(1000+\frac{hn}{2})$ 等高線，兩者均重繪於複製之 1800z 地面天氣圖上。

4. 旋轉率之代表

每日根據1500z 之500mb 等高線圖以及 1100—500mb 間之厚度線做成區域平均圖。($\overline{Z}_{11\cdot2}+M_2$) 場之等高線，疊置於複製500mb等高線圖上，使預報人員能憑藉目視，根據絕對旋轉率平流法則迅速估計：具有高度升降之位能區域。

區域平均高度線 ($\overline{Z}_{5\cdot6}$)同時亦疊置於複製之 500mb 天氣圖上，使預報人員根據相對旋轉率之平流，以視覺檢查高度升降之位能區域。

5. 「各種變化」圖

① 24小時500mb高度變化圖，每12小時繪製一次。

② 24小時1000—500mb厚度變化圖，每日繪製一次，此圖包括 24 小時之厚度變化場以及 $(1000+\frac{h24}{2})$ 平流等高線場，兩者均疊置於地面天氣圖上。

③ 24小時氣壓變化圖，每12小時繪製一次。

6. 複合圖及各種客觀預測圖

在目前情況下，每日繪製數種複合天氣圖，在一張圖中，可同時繪明因絕對旋轉率平流引起之500mb高度變

化及1000—500mb間厚度變化區域，是種圖能幫助我們求出500mb 高度，1000—500mb 層以及地面客觀計算預測圖。此點將於第四節E中詳細討論。

二、圖表之繪製

各種輔助圖繪製之程序及詳細之敘述從略。

三、500Mb天氣圖型勢之預測

(一) 利用 500mb 基本圖所做之預測

1. 各種基本圖之重要性

本文中所討論之各種預報法則，在某些方面係根據500mb 天氣圖及地面（1000mb）天氣圖。因此在最後之分析中，將得自輔助圖中之預報指示，重新轉移至各基本圖中，實屬必需。此項指示應該視爲預報員經驗之補充。

2. 連　續　性

500mb 高度以及槽線脊線之連續性，爲追踪及預測 500mb 天氣型式之有利工具。尤以當預報員運用（Defant）圖形法或者（Wasko）之控制線法繪製24小時之 500mb 預測圖時爲最有效。是類方法所用連續性之期間，達48小時。

3. Petterssen 的長波速度方程式

Petterssen 之長波速度方程式，可據以計算 500mb 天氣圖中槽線與脊線之運動。在應用此方程式時，須注意以下之條件。①方程式僅能應用於槽脊線上曲度最大各點。而該曲率最大各點，有時並不一定位於等高線上用以決定槽脊位置之極大或極小緯度處。②假若長波系統中，並無短波系統之槽或脊線重疊，則此方程式可應用於長波型式。③假若有短波系統之槽或脊重疊在長波系統中，則方程式之計算，只能應用於短波系統而非長波系統。利用此長波速度方程式時，必須先量度以下各參變數。①波長L，爲從槽（脊）至主要氣流上游脊（槽）之兩倍距離。長度係沿主要氣流中最大反氣旋性或氣旋性曲度之第一條線上量取。（許多預報員在量取時所犯之錯誤爲沿緯度圈而非沿氣流量取。）②計算用之緯度須採用主要氣流（即噴射氣流中心）穿過須計算之槽線或脊線之緯度。③噴射氣流中心速度 'C'，即槽線（或脊線）上所觀測或計算出之最大噴射氣流速度。④沿槽線或脊線主要氣流一半寬度 B，爲自中心最大風速到達向北及向南風速最先降落至最大速度 e 一半數值，南北兩距離之平均值。⑤24小時槽脊線之位移，係自氣流中心通過槽脊線之現在位置沿濬脊線之垂直方向，因此其位移可能並非一定沿自西往東之軸線。

在選取計算位置時，必須儘可能注意以下之要點：①能够確切建立一槽線或脊線，以及有關風場之適當高空風資料。②考慮脊線（槽線）及上游槽線（脊線）間之等高線，應具備明顯之正弦曲線型式。計算時，並不要求氣流下游具有相同之對稱型式。③沿槽（脊）線之風速剖面圖，應有明顯之對稱形式，而且須不包括一個以上之最大風速帶。

應用 Petterrssen 波速方程式，有特製而方便之圖表，方法之說明，可參考 Awsm105-50/1 此處從略。

4. 自 Rossby 長波方程式計算波速

Rossby 之長波方程式，可重書如下形式：

$$C=\frac{\beta}{4n}(L^2-L^2)$$

式中 L 代表觀測之波長，L_s 爲停留不進之波長。東京氣象中心應用 Awstr 105-100/2 敘述方法，該技術手冊假定馬丁距平符號頻率圖（Martin Anomaly Sgn-frequency charts）可據以決定停留波長L_s。經驗告訴我們，此項假定相當合理。

當預報人員能够決定最近距平圖中之「錨點」（Anchor points）位置時，將距平圖與 Rossby 方程式併合運用，最爲適合。"錨點"位置係由强烈之正或負距平中心所決定，這些中心在預測時間內有持續性，或其位置在若干小時後能够準確預測。在決定此項「錨點」位置時，$\bar{Z}'_{11\cdot2}$ 等高線經發現非常有用。一個由兩條或兩條以上200呎等高線所包圍之强烈 $\bar{Z}'_{11\cdot2}$ 中心，通常可用來做爲應用 AWSTR 105-100/2 所附統計結果時，適當之

錨點。

錨點尋覓以後，可立即選取適當之半球性距平圖（參考 AWTT 105-100/2），然後 L_s 可用自錨點至下游次一統計之同號距平中心之經度距離決定之。

波長L係在最新之 500mb 天氣圖中之最大風速帶內量取。其長度可用 500mb 天氣圖內，錨點至下游之槽脊型式決定之。

利用上述方法，取得 L_s 及 L 之數值以後，即可用來解析 Rossby 長波方程式，而求出波動速度。解時析可利用特製之圖解，以避免無聊之計算手續。 Awstr-105—50/1中載有是種圖解。

5. 絕對旋轉率常數軌跡（CAVT, Constant Absolute Vorticity Trajectories）的方法，亦可利用之，預報槽脊線之運動及其發展，在某種已經確立的特殊 500mb 等高線型式下， CAVT 的應用最爲適宜。以下將討論該項模型之基本型式以及可能預測之 500mb 型式。

計算此種軌跡開始點之選擇，必須注意以下所列舉之條件：

①繪明 500mb 天氣圖中之最大風速帶，氣流之型式必須易於確定，風速至少需每時25浬，此種最大風帶，愈寬廣，愈良好。

②由於計算方法之限制，選擇點只能選取氣流線上之轉向點。所謂轉向點，位於槽線與脊線之間，該處500mb等高線之曲度爲零。

③選擇之點必須位於最大風速帶之中心。

④自選擇點至氣流之上游，應有較長之"fetch"（風向不變區），其長度至少須延伸經度10°。

假若所選計算之點在500mb天氣之點度線場中與同圖中氣流上游甚遠處所選計算旋轉率路徑之位置相同，則所得的旋轉率軌跡之可靠性後以增加。

附圖a至b一連串之例證，指明若干最適宜應用CAVT方法之 500md 等高線圖型式。

以上各圖例中， CAVT 原始點旁所記之數字，得自 CAVT 表。 500mb 天氣圖中之脊線用斷劃線示表，槽線用點劃線表示。計算 CAVT 所根據之風速，採用天氣圖中之形式，繪明於適當之轉向點上。 CAVT 本身則用斷點線繪明。 CAVT 中之最大點及（或）最小點"+"號指明。沿槽線及脊線所有之數目字表明在過去24小時中極大點或極小點附近之等高線從北至南之位移（緯度數）。

從以往之經驗中，發現 CAVT 下游中第一最大點（或最小點）通常與24小時後 500mb 分析圖中觀測所及之脊線（或槽線）相符合。例證中所校驗之計算，係根據從現在天氣圖中計算旋轉率路徑最大點（或最小點）與24小時後500mb天氣圖中觀測所得等高線之脊（或槽）相符合之假定。此外，更假定在校驗圖中，止於脊或線

圖1a. 1955年4月1日500mb高空圖，表示"超超"之情形

圖1b. 1955年4年2日1500Z 500mb校驗圖

槽線之等高線之形狀，足以代表前圖中所計算之旋轉率路徑形狀。

①超越（Overshoot）

所謂超越，即指自氣流上游明顯的 500mb 高度線脊旁轉向點處，强風帶中計算之 CAVT ，係與現在之500mb天氣圖中從轉向點止於等高線脊之等高線位相相合，但前者方向改變，穿越等高線，趨向梯度微弱，高度較低之一方。（參考附圖1a）。當是種情況存在之時，從目前之脊線往下游區域中24小時後之風場，可預期其較目前該區中之風力强盛，方向偏北。此種加强之北向風力通常與下游之槽線加深，互相呼應。

24小時後之 500mb 天氣圖型式，繪明於附圖1b中。注意自脊線至下游槽線間之氣流已轉變爲更北方向，而在槽線本身之最低點，則位於前一天位置之南方一至二緯度。脊線之北部已推向東方，造成一脊型之標準「超越」現象。

某一定地區持久性之「超越」現象，在 500mb 等高線型式中，最後所造成之結果與下游相當遠距離中之旋轉率軌跡非常相似。在這種例證中，下游槽線之演變，首先爲加强淺深，然後停留，在原先爲槽線盤踞之區域，出現一割裂低氣壓形式。這種超越原則和 Bjerknes 在「副熱帶氣旋」一文中所敘述與解釋者完全相似。

②遲滯（Undershoot）

遲滯係指從槽線上游方向轉向點計算之 CAVT ，穿越該槽線之若干等高線形成一極易確定之西南向氣流，以滋養下游之脊線。附圖2a之例，表明此種情況。

當此種情況盛行之時，自現在槽線吹往下游之風，可預期其强度增加，並且逆轉爲更南之方向，加强之風通常與下游脊線之加强相配合或後者，跟隨前者而生成。

圖2a. 1955年4月14日1500Z500mb圖，表示「遲滯」之情形

圖2b. 1955年4月15日1500Z500mb校驗圖

24小時後500mb天氣圖型式；繪明於附圖2b中。附圖2a中自槽線至下游脊線間之氣流，已經自西南方向，逆轉爲南向，同時等高線之梯度亦變爲相當密聚。在24小時期中，下游脊線之「加强」，可自指明該脊線位置之等高線向北移動看出。

若「遲滯」情況盛行之時間頗長，最後等高線變爲標準之"Ω"型式。下游之脊，繼續加强，而上游槽線之南部，則繼續向東移動，最後，與CAVT位置相隨而形成者，爲在北方分離並割裂之阻塞高空風型式。

③後退脊（Retrogressive Ridge）。

自500mb 天氣圖中，脊線上游方向之轉向點所得之 CAVT，可能指明該脊線之後退現象。附圖 3a 繪明本情況一例。在一整個反氣旋系統中，有兩條脊線，各條等高線上最北之點位於偏東脊線上，但最適於做爲計算CAVT之轉向點，則位於偏西脊線之上游方向。

從該轉向點計算之CAVT，指明現在兩脊之間，應樹立單一脊線。

圖3a. 1955年4月23日1500Z500mb圖，表示「後退脊」之情形

圖3b. 1955年4月24日1500Z500mb校驗圖

在此種情況下，可預測偏西脊線之加强，並移動至下游，CAVT指明之最高點位置。然後此脊變爲天氣型中之主要角色，而下游之脊的强度則漸喪失。

24小時以後之等高線型式，繪明於附圖3b中，請注意24小時前計算CAVT與等高線間之相似點，（同樣之 CAVT 已再繪於附圖3a及3b上。）在新脊線上，每定值等高線較之24小時以前之相同等高線，向北移動約一二至三度，與24小時以前分析中之兩條脊線相反，整個型式由單一脊線確定。

④ 後退槽（Retrogressive Trough）

附圖4a列舉一後退槽例證，在此圖中，一整個氣旋型中，有兩條明顯槽線，各等高線之極南點，位於沿偏東之槽線上，但最適合計算CAVT之轉向點，則位於偏西槽線之上游方向。

從該點計算而得之CAVT，指明只有單一之最低點，位於現存兩條槽線之間。

爲建立此種型式，可預測上游槽（偏西）之浚深，並且向下游移動，到達CAVT所指明最低點之位置。然後此槽變爲全部型式中之重要角色，而下游槽幾乎不再顯明。

校驗之型式如附圖4b中所示，可見各等高線之型式與CAVT指出之型式非常相合。（相同之CAVT，可見之於附圖4a及4b中）

這樣發展，此處稱爲「後退」，但若干預報人員討論此項變化之過程時，則稱之爲「替代」，(Replacement)意即一「槽線」或「脊線」，爲另一相似之槽線或脊線代替。

⑤ 正在加強之脊

附圖5a中，繪明CAVT內脊線正在加强之例，此處CAVT之最高點，位於原圖脊線東方約15度經度之位置。24小時後之脊線，和根據24小時前天氣圖計算而得之CAVT脊線位相相同。（參閱附圖5b）在附圖5b中，等高線穿過脊線之位置，較之一天以前移往北方約四個緯度。同時，附圖5b中之脊線形狀亦與根據前一日天氣圖計算之CAVT形狀，非常相符。

⑥ 正在浚深之槽

附圖6a及6b中，繪明一槽線正在加强之例。在附圖6b中，指明槽線位於根據前一日計算 CAVT 最低點之相同位置。除此之外，附圖6b中，每一等高線，均移至24小時以前分析內，相同槽線位置之南方約兩個緯度。

⑦ 穩定停留型式

若計算而得之CAVT，與現在下游實際存在之等高線型式，位相吻合，則至少未來24小時內，此種型式之變化甚少。脊線及槽線均可預測其仍停留於現在位置，而且其强度，亦將維持不變。

附圖 7a及 7b中，繪明此種持久（脊）型一例，注意校驗其型式與24小時前之原有型式，相差甚微。

任何一張包括廣大地理區域之500mb一分析圖，通常至少包括一個或數個便於CAVT計算之特色。但是前節所列舉CAVT起始點選取之條件必須遵守。

（二） 500mb型式中區域平均法則之應用

1. 平滑增量 (Increment of Smoothing)

根據我們既得之經驗，長期預報所必需繪製區域平均圖，其平滑增量之選取，除夏季以外，應以北緯45°處之 11.2° 緯度最爲合宜。短時預報及夏季諸月之長期預測，則以較小之增量，北緯 45° 處之 5.6° 緯度爲合宜

本文所討論者爲間隔 11.2° 緯度。因爲 5.6° 緯度爲間距之區域平均圖及其中之旋轉率平流法則，業已在 AWSM 105—50/1 中予以適當討論。

2. 旋轉率平流

代表絕對旋轉率之等值線，係運用 $(\bar{Z}_{11.2}+M_2)$ 場決定之區域平均等高線推動。由於絕對旋轉率係與〔Z—

圖4a. 1955年元月18日0300Z500mb圖，表示「後退槽」之情形

圖4b. 1955年元月19日0300Z500mb校驗圖

圖5a. 1955年3月3日0300Z500mb圖，表示「正在加强之脊」的情形

圖5b. 1955年3月4日0300Z500mb校驗圖

圖6a. 1955年4月1日1500Z500mb圖，表示「正在濬深之槽」的情形

圖6b. 1955年4月2日1500Z500mb校驗圖

圖7a. 1955年3月5日1500Z500mb圖，表示「穩定停留型式」的情形

圖7b. 1955年3月6日1500Z500mb校驗圖

$(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2)$ 場成正比，因此絕對旋轉率場之平流，可應用向量方程式表示如下：

$$\frac{\partial Q}{\partial t}=-\mathbb{V}(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2)\cdot\nabla[Z-(Z_{11\cdot2}+M_2)]$$

上式可重書如下：

$$\frac{\partial Q}{\partial t}=-\mathbb{V}(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2)^{\circ}\cdot\nabla Z+\mathbb{V}(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2)^{\circ}\ \nabla(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2)$$

但在地轉風之假定下，因爲由 $(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2)$ 等高線而得之地轉風，係與該等高線平行。

$$\mathbb{V}(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2)\cdot\nabla(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2)=0$$

因此餘下之 $\frac{\partial Q}{\partial t}=-\mathbb{V}(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2)\cdot\nabla Z$，亦能代表絕對旋轉率之平流。

此方程式說明：由於絕對旋轉率平流而起之變化，可利用自（$\overline{Z}_{11\cdot2}+M_2$）等高線算出之地轉風速，將500mb等高線，沿（$\overline{Z}_{11\cdot2}+M_2$）等高線平流而予以計算，假設區域平均無變化，則用此方法計算之24小時絕對旋轉率變化，可以作爲24小時500mb高度變化之預測。

圖8a. 1956年4月18日1500Z500mb圖，表示「區域平均距平場」之情形

附圖8a表明500mb天氣圖上，已重疊（$\overline{Z}_{11\cdot2}+M_2$）場。實線代表（$\overline{Z}_{11\cdot2}+M_2$）等高線，間隔爲100呎，斷劃線代表500mb之等高線，間隔爲200呎；500mb等高線以100%（$\overline{Z}_{11\cdot2}+M_2$）地轉風速沿（$\overline{Z}_{11\cdot2}+M_2$）等高線平流。500mb 等高線場之預測，可利用此法求得，預測圖與現在天氣圖間之差異，代表預測之高度變化型。假若沒有充分時間用此種方法繪製完全之500mb預測型，則可選擇若干地區或特殊地點，予以計算。

假若將之重疊於每日之500mb天氣圖中，則此客觀計算而得之預測圖，可做爲利用其他法則（如波長、連續性、CAVT）求得預測圖之有價值的數值補充。

相對旋轉率平流之觀念，亦可用以預測500mb天氣型，其法則與應用上述絕對旋轉率平流之法則相似，即500mb等高線，沿區域平均（$\overline{Z}5.6$）等高線（假定其在預測期中無變化，）平流求得高度變化場之預測。在平流之計算時，所用之速度爲就$\overline{Z}5.6$等高線量出地轉風速之80%。

3. 利用區域平均法則預測長波型式

區域平均步驟，可在各種方法中用之，以求得大氣中之長波型。在這一方面，$\overline{Z}_{11\cdot2}$，($\overline{Z}_{11\cdot2}+M_2$)或$\overline{Z}'_{11\cdot2}$場中之等高線，均有同樣的功效。此即說在以上諸場中，短波型已被除淸，僅剩下長波型式。

將長波型式（$\overline{Z}_{11\cdot2}+M_2$）與最近 500mb 中之等高線相互比較，預報人員能以視覺看出兩場在一張圖中之

運動（即平均以及平均之分速）預報人員然後到達有利之位置，能看出這些特色之彼此影響。有關500mb長波結構知識中，預報人員所能利用之經驗定律，敘述於下：

①短波槽被平流至長波槽（區域平均）位置時，其加强程度通常較之客觀計算所得爲大。

②短波槽移經長波（區域平均）脊時，通常減弱；其程度亦較客觀計算所得者爲大。

③反之，500mb天氣圖中之短波脊，在其接近長波脊位置時，通常加强，而當其脫離長波脊區域，移長向波槽時，則減弱。

以上定則亦可顚倒應用，假若短波槽接近長波脊時，强度維持不變，即可據以預測，長波結構即將破壞。同樣假若短波脊接近區域平均槽線區域時，波幅維持不變，通常指明區域平均中之緯流愈趨顯明，亦即說長波槽將趨微弱。

4. 決定長波型之其他方法

目前區域平均決定長波型之法則已被普遍接受及應用，雖然如此，他仍非區分大氣界中半停留及轉變期之唯一法則。東京氣象中心（TWC）同時也採用其他兩種法則來區分長波與短波型式。

目前 TWC 正研究利用「調和分析」(Harmonic analysis) 法則以探求其預測長波型之可能性，爲實行這種法則，他們已設計一種方法，使非專業人員能迅速計算所需之「調和要素」(Harmonic constituents)，而無須藉助於計算機。

調和分析的手續，已成爲 TWC試驗逐日預報之基礎。其評價將決定其能否做爲經常工作之方法，另外時間平均圖，亦被廣泛採用爲描繪長波型式之工具。

以前 TWC曾廣泛應用時間平均圖，但是由於在遠東地區所受記錄之限制及預報之要求，現已終止應用。

（三） 24小時500mb高度變化圖之利用

變化圖爲各種預報輔助圖中最古老和應用最廣者。關於變化中心路徑，及其對於高空圖中等高線之關係，已獲得若干定則。有些預報員認爲500mb高度變化以及地面氣壓變化中心，係依照500mb氣流線之方向平流，而速度則爲500mb觀測數值之50%。

在冬季時，TWC經常應用（$\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2$）等高線，通過是類變化場。小型的短波槽及脊，對於（$\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2$）等高線之作用甚小。即（$\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2$）等高線較之彎曲較多之不平滑氣流，更適合「導引」之目的。但在夏季時，發現用$\bar{Z}$5.6等高線導引變化場，比引用（$\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2$）爲有效。

（四） 500mb高度距平圖爲預報之工具

1. 與500mb高度變化場之關係

當每日根據相同之標準圖求出高度距平圖期間，24小時高度變化場及24小時高度距平變化場，完全一致。但最大高度變化區域與距平最大區域，仍並非完全相符。將24小時高度變化之連續性與距平場連續性及其現在位置相比較，將指明高度變化中心究係，全部抑或反應爲小規模轉變中之騷動，隨同這些距平中心運動，經過半停留距平中心盤據地區。

舉例，假若距平型式指明1000呎之正距平位於某區，同時移進相同地區之最大高度變化爲負200呎之中心；則高於標準值之中心仍將持續，因爲即或此高度變化量全部影響於上述之正距平中心，該距平中心之高度仍然可維持標準以上800呎。反之，假若在某一定區中高度變化中心及高度距平中心，其數量相若而符號相異，可則以預測整個距平中心，可能移出或者消失。描繪高度距平及高度變化場於同一張圖上，爲引用 Mitakel's長期預報法則之基本工具。

2. 與500mb高度型式之關係

利用高度距平中心之連續性，預報上層相隨之槽脊型之變化及運動，有優異之價值，茲將若干定則，列舉於下：

①連續性中所指明之正距平中心，在沿北或東北之路徑中移動時，强度增加，一長波脊線常能隨同此正距平場建立。

②過去有良好運動連續性之負距平中心，其速度減慢而强度增加，常爲距平中心徘徊區域中，長波槽線出現之第一徵兆。同理，過去有良好運動連續性之正距平中心忽然減速及加强，乃爲長波脊建立之徵兆。

③從距平連續性中可看出全半球內長波波長重新調整之徵兆，若以前强烈半停留距平忽然加速，長波型之變化乃迫切問題。

④連續性常能幫助吾人預報特殊區域間從長波槽到長波脊間或從脊到槽間之變化。在目前爲槽佔據地區，長波脊建立之前，常爲隨同該槽負距平中心强度之連續減弱，此即爲長時期天氣預報人員通常所指之「振動」(Oscillation) 原則。此種從槽到脊調整之完成通常約需五至七天。

⑤隨同長波脊正距平中心之連續減弱，恒爲在5—7天內該區出現長波槽之現象。

⑥對於地區之過去距平連續性的考慮，常爲對於報告稀少區域分析時之助力。

3. 500mb高度距平 (Z') 及區域平均距平 ($\overline{Z}'_{11\cdot2}$) 場間之關係

長波型可依照其高度距平之特性予以分類，大規模 ($\overline{Z}'_{11\cdot2}$) 形式中最常見之普通形式如下：

①一個 ($\overline{Z}'_{11\cdot2}$) 中心，最初反應出一個相符的，單獨的Z'中心。

在此情況中出現於500mb標準圖中相偕之槽或脊，可鑑定爲長波槽或脊，其未來之行爲，可利用長波法則諸如CAVT，距平統計 (AWSTR105-100/2) 等預報之。因爲在 500mb 基本圖中任何槽或脊之變化，均能使長波型有相同之變化。

②從若干同號之 Z' 中心而得一個$\overline{Z}'_{11\cdot2}$，於區域平均之距平，亦爲距平之區域平均，因之一區域平均之距平最大（或最小），能由位置非常接近之兩個或更多正（負）中心，在求取該區之區域平均時，彼此影響所造成。此種大規模型式，通常具持久性質。

圖8b. 1956年7月31日1500Z500mb高度距平圖（附有$\overline{Z}'_{11\cdot2}$等高線）

③東西向或橢圓狀之$\bar{Z}'_{11\cdot2}$，附圖 8b 中之例，具相當持久性質。在最後階段，靠近橢圓之中心發生減弱（通常出現爲異號之Z′中心）現象。然後異號之Z′中心强度增加，原來之橢圓狀型式發生變化。

④在$\bar{Z}'_{11\cdot2}$場近於正常（即$\bar{Z}'_{11\cdot2}\approx0$）之區域中，下述二種情況之一存在。其一爲500mb基本圖以及推演而得之區域平均圖中等高線，近於東西走向。另一爲正及負Z′中心位在毗連位置，求取區域平均時，其個別特性彼此抵消，但是，因爲$\bar{Z}_{11\cdot2}$等高線相當近於東西方向，而 500mb 之脊線及槽線在於能使所得區域平均圖等高線爲相當東西方向之位置。因此，我們可預測距平中心（Z′）以及相符合之相對旋轉率中心，均隨區域平均氣流，向東方平流。

茲將適用於以上各種形式之預報定則敘述於後：

①當全半球中每一Z′中心均與一同號之$\bar{Z}'_{11\cdot2}$中相應，則可視上層天氣型爲相當穩定型，此亦即說：在天氣圖中無顯著之短波存在。

②由一個以上負Z′中心反應而出之一$\bar{Z}'_{11\cdot2}$中心，通常十分停滯，但在這種情況之下，可預期較大之高度變化，其產生之主要原因，爲短波槽脊進行，穿過由$\bar{Z}'_{11\cdot2}$中心指明之長波槽位置。

③與②相同之定則，亦應用於由一個以上Z′中心組成之正$\bar{Z}_{11\cdot2}$中心。

④由一個同號之Z′中心反應而得之$\bar{Z}'_{11\cdot2}$中心，指明此區域中之長波型及觀測之500mb氣流相似，因此，500mb圖內該區內出現之任何運動，可代表長波槽脊本身之運動。

⑤位於一$\bar{Z}'_{11\cdot2}$中心區域中之異號Z′中心，指明短波槽脊正移經形狀相反之長波系統中。如此之短波，當其脫離$Z'_{11\cdot2}$中心繼續進行之時，其强度之迅速增加，可以預期。

⑥利用每日Z′及$Z'_{11\cdot2}$場等高線之比較，可求得高度升降之區域。所見兩種等高線場差別甚著之區，亦即爲500mb高度變化迅速之區。

此種變化强度，用兩種等高線組成之四邊形强度表示，假若$Z'_{11\cdot2}$等高線自較高之Z′等高線穿過而至較低數值，則指明500mb高度將升高。反之，若其穿過Z′等高線，係從較低數值至較高數值，則可預期500mb之高度即將降低。

若在該區域中之變化，與由區域平均旋轉率平流法則指明者相符合，則可做爲後述方法之另一支持。但是，假若距平指示若與旋轉率法則所得者變化頗大，經發現用距平變化指明之方向，修改旋轉率法則所得之指示爲佳。

在由$Z'_{11\cdot2}$及Z′等高線關係指明之變化，而引起現存之槽或脊有往西方運動之可能時，必須小心。根據經驗在高緯或低緯往西運動之象徵，時常有效。但是在中緯區域，此種距平型之象徵，通常可視爲用其他法則可能求出緩慢東移之停留現象。（未完，待續）

（上接第50頁）

求出其相關係數，如此獲得之結果，或可普遍應用於別處，特別於地面無積雪之月份內，但此項工作尚未實行。

十、地理及季節之變化

由於多種目的，吾人希望能獲知到達地面之日射能量。利用上述各節關係，可以計算世界上任何地區在水平面上之輻射，其結果在無雲日內，已有良好之準確率；利用雲指數及輻射之間的統計關係，可以估計任何地區及任何時間之太陽輻射，但其準確性較差。美國所有各類天空狀況下之平均輻射，如圖 9 所示。在12月間，緯度方向之變化特別顯著，掩蔽其他一切效應。夏季，因北方白天較長，並且所有各處在中午時太陽高度較高，故太陽輻射在緯度方向極爲均勻，於是無雲區、山峯、乾燥區及空氣較清潔地區均成爲高輻射區。

十一、結　　論

在無雲大氣中，Rayleigh 氏對臭氧擴散及吸收研究，已可計算出在任何地區，任何時間內，地球表面所接受之平均太陽能，此計算獲得之數值與實際接受之平均太陽能有異常良好之相近數值，至少在能量來自太陽之直接光線時。

如再加入塵埃與水汽，則須加以修正。當水汽量與塵埃量爲已知時，亦可計算之。在極度混濁之大氣中，因爲吾人對混濁質點擴散和吸收之性質，以及混濁質點數量大小等知識並不完全，故此計算頗感困難。

當吾人計算雲之影響時，亦遭遇困難，因雲並不均勻一致，但理論僅考慮均勻一致之雲，並且吾人並不知道在一已知之雲中，每單位體積內水滴之數量與水滴大小之分佈情況。因此不得不求助於雲指數及太陽輻射間之經驗關係，以估計在未舉行輻射測量之地區內，到達地面之平均太陽輻射能量。（完）

碧空與陰天時太陽能之研究

喬鳳倫譯

—— Fritz 博士乃美國氣象局研究太陽能之主持人，從 1937 年開始，即從事此種研究工作。Fritz 博士在1955年十月三十一日至十一月一日參加美國 Arizona 大學舉行的太陽能會議時提出此文後，後來於1957年二月份出版的 Science Monthly 雜誌上正式發表。——譯者附識

一、前　　言

太陽能（Solar Energy）到達地球大氣外界之平均值僅佔很少的百分比，在一垂直於太陽光線之平面上，約爲2 langleys/min（1 langley=gram-calorie/cm²），或爲 440 英制熱力單位/呎²/小時。以全地球之平均值言之，大氣外界一單位水平面上，在晝間所接受之太陽能爲上述能量之半。但是此能量因受大氣之反射及吸收，不能全部到達地面。大約有35%之能量被地球攔截後，立刻反射到太空中，其餘19%被碧空或有雲的大氣吸收，因之，僅有大氣外界能量之46%到達地球表面。

上述數值乃指全部太陽光譜及整個地球而言，但是吸收與反射對光譜中各種不同之波長，並不一致，而且，此平均值更因緯度，季節以及大氣之不均勻，如雲等之影響，而有甚大之差異。本文之目的在於研究太陽能通過大氣時所承受的主要吸收及擴散（Scattering），並簡介到達地球表面太陽能之光譜及其地理與季節之分佈。

二、大氣對大氣外界能量之作用

首先研究大氣外界之能量，太陽常數乃在太陽與地球之平均距離中，太陽直射於大氣外界每一平方厘米面積上，一分鐘內該面積所接受之能量，此能量按光譜之分佈如圖一所示。總能量中小於一定波長之部份亦示於圖中，例如：在紫外線能量中，波長小於 0.4 微米(Micron) 者約有總投射能（Incident Energy）之 9 %，可見部份（其頂點爲 0.46 微米）之能量爲41%，波長超過 0.72 微米者約爲50%。Moon 氏所創之大氣外界光譜，與 Johnson 氏光譜極相近似，僅 Moon 氏之紫外線值較小。

同時，通過大氣之太陽光譜亦必須研究之，X 光及其他波長極短之放射線被游離層中之氧，氮及其他大氣成分吸收者甚多，若干波長較長者則被臭氧所吸收。在大氣垂直圓柱中，臭氧極少超過 0.4cm（標準溫度與氣壓下），主要集中於15—35公里間，但是臭氧的吸收係數極大，使地面上太陽能之光譜，在 0.29 微米以下者全被消除。

所以基於利用到達地面太陽能之觀點，吾人僅須集中精力研究波長大於 0.29微米者，因爲此部份之太陽能量通過大氣時，須有二主要的變化：被擴散，或被吸收。

擴散可由分子，塵埃或其他大氣中之夾雜物以及雲之質點所完成，大多數物質中之一小部份雖亦可吸收太陽能，但主要的吸收介質（Absorbing mediums）却爲臭氧，水汽及雲之質點。

（圖一）大氣外界之太陽光譜P_λ曲線乃波長λ以下全部太陽能之一部份。

最簡單的情況是研究無雲的大氣，波長爲 λ之平行單色光線通過大氣之透射率 T，如下列公式所示：

$$T_\lambda = \frac{I_\lambda}{I_{o\lambda}} = e^{-[s_a + (s_d d + s_W w)]m} \cdot e^{-[a_0(o_3) + a_W w a_d d]m} \cdots\cdots(1)$$

=（擴散因子）・（吸收因子）

上述二因子皆用同一之波長 λ。

三、擴　　散

大氣中主要擴散的原動力爲：(一)垂直大氣中之空氣分子有擴散係數 S_a，(二)垂直大氣中塵埃含量 d 具有

擴散係數S_p，(三)可能在垂直大氣中，水汽含量 ω 具有擴散係數S_λ。公式 (1) 中，m 爲光學上之「空氣團」(Optical air mass)，或通過大氣之距離 (Path length)，垂直距離在海平面爲 1，I_λ爲平行太陽光線在地面上之强度，$I_{0\lambda}$ 爲大氣以外之强度。

空氣分子若與所研究之波長相比極爲微小，故分子擴散遵從 Rayleigh 氏定理，Rayleigh 認爲在此種情況下，擴散率 S_a 近取隨 λ^{-4} 變化，此種關係已由經驗證實，即

$$S_a\lambda=C_a\lambda\lambda^{-4} \quad \cdots\cdots (2)$$

$C_a\lambda$ 在海平面近於常數，但隨λ略變，Penndorf 最近曾計算純淨乾燥之垂直大氣中透射率 $T_a\lambda$，其結果如圖二所示，$\lambda=0.3$微米時，$T_a\lambda\approx30\%$，T_a 隨波長增加，直到$\lambda=0.7$微米時達96%以上，0.7 微米近於紅外線之開始點。因紫外線接近於 0.3 微米，僅受擴散之影響即不可能希望有甚多之能量到達地面，但是臭氧的吸收作用却只能減少甚小之能量。Moon氏在地面氣壓爲760mm時，採用$C_a\lambda=0.00875$ 之值，接近於 Penndorf 者。

非分子之質點其擴散率大於空氣分子者乃不易解釋之事實。在一定點上空，空氣分子 (Nonmolecular) 之數量近於常數，但非分子之質點數量在 1 cm^3 中却可從極少變爲無數。地面上所計算之數量僅可對全部之作用有大略的指示，因爲每 cm^3 中所含之數量隨高度變化故也。而且擴射作用或單一的球形質點之有效擴散面積K視點之半徑 r 及被擴散光線之波長而定，決定 K 之係數爲$2\pi r/\lambda$。

(圖二) 通過垂直大氣透射能量之一部份，$T_{a\lambda}$ 曲線僅表空氣分子對 Rayleigh 擴散之作用。T_λ曲線爲僅通過0.25cm之臭氧後之作用。

獲得所需資料後，在理論上講，即可能估計此種質點對直射太陽光線透射時之全部影響，但是在特殊的情況中，關於質點數量，大小之分佈以及其成分等皆不克知曉，何況對塵埃之吸收及擴散作用尚不易分開。Angström 發現大氣中固體質點之擴散係數可能接近於 Rayleigh之 擴散係數，即

$$S_d=c_d\lambda^{-f} \quad \cdots\cdots (3)$$

f 爲一指數，其值視質點之「平均」大小而定，C_d 視質點之數量而定，公式 (3) 亦包括塵埃之吸收作用在內。據 Fowle 氏之研究，另創一擴散係數，此係數隨大氣中水流含量而變，Fowle 氏認爲此乃因數個水汽分子凝結之結果。但大氣中很多質點在濕度適宜的條件下，因水汽之聚合而增加體積，因此，正如 Angström 所討論者，Fowle 氏實測得之水汽關係，亦實有賴於所有塵埃質點之數量與大小。無論如何，公式 (3) 之關係可能接近於「水汽擴散」及「塵埃擴散」。Moon 氏甚爲贊成 Fowle 氏分別處理此二擴散介質之方法。

根據 Fowle 氏質料之分析，Moon 氏對w (水汽之厘米數) 採用$S_w\lambda=0.00865$ 之值，對 d (質點之百位數) 採取$S_d=0.0102\lambda^{-0.75}$，擴散係數隨 λ 之改變，對質點者較分子者爲小。因塵埃產生之擴散影響通常小於空氣所產生者，當然空氣汚濁之城市例外，所以應用 S_a，S_w，S_d 以及數值之常數 (Numerical constants)，當已知 d 及 w 之值或能够估計其值時，則任何波長皆可能計算公式 (1) 之擴散因子之極近似值。

四、吸收，臭氧及水汽

大氣中臭氧之吸收，對改變到達地面以前之太陽能爲一很重要之角色，臭氧的吸收在 0.25微米時極强，但其吸收係數却隨波長λ之增加而漸減低。

中緯度地方，臭氧之 0.25厘米 (標準溫度與氣壓下) 爲一代表值，通過 0.25厘米之透射如圖二所示，由圖可知僅臭氧本身對 0.29 微米之波可透過之數小於 0.01%，但 0.31微米之波即可透過半數。$\lambda=0.35$ 微米時接近於100%，臭氧吸收對 Chappuis 帶中之近於 0.6 微米之波亦甚微弱，該處所有波長之透射率皆超過95%。

在太陽光譜之紅外線帶中，水汽之吸收爲主要之角色，各地實測之吸收光譜 (Absorbing spectrum) 因所用之測量儀器而略有不同，Albrecht 氏利用有效之資料，曾計算水汽與液體水之吸收係數之概數，彼發現波長改變時，水汽係數亦隨之改變，最有趣的一點是水汽吸收係在 1.5 微米帶以下時常超過液體水之吸收係數。

使用此吸收係數，假定臭氧，水汽及塵埃之含量爲已知，吾人即可在碧空之條件下，計算太陽直射光線到達地面之能量。

利用上述相似之係數， Moon 氏當碧空時計算太陽直射之光譜分佈，當時， $\omega=2$ cm 能以降落之水汽，d=300，質點/cm³，臭氧=0.28cm。Moon氏曲線之m等於1至5，如圖三所示，指出光線直射時，到達地面之能爲λ之函數，圖中波長較短之曲線垂直間隔大，乃表示太陽光經過較長之距離後，承受 Rayleigh 擴散及臭氧吸收之影響所致。在紅外線部份，水汽吸收帶極爲明顯，但在水汽不吸收之部份，光線之消失却最小，由此亦可知塵埃之影響實並不太大。在較强之水汽部份，實際並無能量到達地面，特別是對較大之光學空氣團(Optical air mass) 爲然。曲線下面之面積爲直射光線下之總能量，與在華盛頓所測之值極相吻合，但 Brooks所計算之值射光線之强度却略有出入。

五、碧空時之天空輻射

吾人業已討論碧空時如何在直射太陽光線下估計太陽之能量，同時亦曾指出某些消失之能乃受擴散之影響，但擴散能之一部份折返太空後，某些却仍隨天光 (Sky light) 到達地面。在完全純淨之大氣中，相當小量的紅外線被擴散換言之，短波能之可估計部份亦被擴散。

(圖三) 垂直於直射光線之平面上，太陽光譜能之分佈情況，m= 0之曲線爲Moon氏大氣外界光譜；m=1之曲線爲通過垂垂直大氣後之光譜； m=2 之曲線，爲通過二倍於垂直大氣之光距 (Optical path)後之光譜，其他類推。地面氣壓爲760mm，水汽量爲 20mm (可降落之水汽)， 300 塵埃質點/cm³，臭氧爲2.8mm。

光線首次遭遇質點後被擴散之能，向下方擴散之部份主要視質點之擴散形式 (Pattern) 而定，遵從 Rayleigh 氏定理擴散之空氣分子沿光線前進之方向對稱擴散能量，在光線前進及所來之方向最大，與光線前進方向成九十度角者最小。

較大質點通常向光線前進方向擴散之能量較光線所來之方向擴散者爲多之此種作用隨質點大小之增加而增加，因此，當大質點出現時，額外之能量將從直射之光線中擴散，同時，吾人亦可預期擴散能之大部份將隨天光到達地球表面。但多次擴散 (Multiple scattering) 會使此簡單的想像變爲複雜。

爲獲得較大質點作用之觀念，吾人可將純 Rayleigh 氏擴散與實際測得之天空光譜相比較，Deirmendjian 氏及 Sekera 氏曾計算地面一水平面上可能受到天空光譜能之分佈，Lückiesh 亦曾在 Cleveland 地方某一個夏天，接近正午時，碧空天氣情況下計算實際之天空輻射 (Sky Radiation) ，從圖四中可看出 Rayleigh 氏擴散在短波部份較實測者爲大，但是在波長大於 0.35 微米時，較實測者爲小。波長較長時實測之能量較大之現象，無疑問的是由於非分子 (Nonmolecular) 質點之存在所造成，波長短時，實測之能量較少，至少有一部份是由於臭氧吸收之結果。

（圖四）基於純 Rayleigh 擴散之單獨天空輻射圖，Albedo 指地球表面之面反射率，各種太陽天頂距離Z.亦示於圖中，標註「Observed」之曲線爲 Cleveland 中夏正午碧空時之曲線。

表1 太陽光之被反射至太空（百分數）

	紫外線部份	可見部份	紅外線部份	總　計
地　球	0.1	1.1	1.1	2.3
雲	2.6	11.3	10.2	23.3
大　氣	2.6	5.2	1.3	9.1
總　數	4.5	17.6	12.6	34.9
面反射率	50	39	27	35

由天空抵達地面之總能量隨太陽高度而變化。在華盛頓州內碧空狀況下，當太陽於天頂時，天空漫射於水平面上平均能量約爲總數之16%；當太陽高度爲10° 時，約爲總能量之37%。

六、雲

天空當然不可能永遠無雲。在某些地區某些季節內，密雲較碧空更爲常見。故研究雲對太陽能之影響是屬必要。就整個地球言，它將所獲獲能量之35%反射至太空，其中最大部份是由於雲之反射。表1 中所示爲大氣界各不同要素對陽光反射之概要（1）。由表中可見雲層反射出投射能量之 23 %，而地面及大氣僅各反射出 2 % 及9%。所謂面反射率（Albedo or Reflectance of surface）是一面所反射出之能量，以所受投射能量之百分數表示之。此面可能爲地球、雲或地面等。一饒有興趣之現象即整個地球之面反射率，紫外線爲50%，可見部份爲99%，紅外線爲27%。基於此一事實，可估計雲之平均面反射率約爲50%。但由觀測之結果，證明雲之面反射率可變化自極小之百分數至90%。

現再研究雲對光線所引起之擴散現象。雲是由液體水及固體水滴所組或，其大小一般均較太陽光之波長爲大。例如在液體水之雲層中，水滴之平均直徑爲10毫米，但在可見陽光中之波長 $\lambda=0.5$ 毫米。在無吸收作用之情況下，可以假定光之擴散幾與波長 λ 無關。由於較大水滴內光之折射及反射所引起之擴散能之强度已爲文納（Wieenr）氏發表，並已由佛里斯（Fritz）加以討論。被擴散之能量，主要在光之前進方向內；然而亦有一小部份之能量，被擴散至所有其他方向。吾人可以想像被擴散之能量是包含有二部份，一部份是均勻分佈於水滴四周之能量，另一部份是被擴散於光線前進方向內之能量。此外尚有未曾遭遇水滴之直接太陽光線。因此又可想像有一直接光線及一進行方向之擴散光線，每一光線再將撞擊水滴而產生漫射，使雲中每一水滴之周圍具有近似相等之能量。

進一步簡化此問題。假定球形水滴在水平方向之直徑爲無限，但具有一定之厚度。若分割此具有一定厚度之雲層成爲薄片，使直接投射於此雲層之光線在此薄片內僅發生一次擴散現象，當然此光線在另一薄片內能再度被擴散。由此假定，發現約在 L/4 之厚度內光線就有一次擴散現象。L 爲光線進入雲層內之平均自由路徑(Mean Free Path)，其值可得之自下列公式

$$L=\frac{1}{\sum N\pi r^2}$$

式中 r 爲水滴之平徑，N 爲每立方公厘內水滴之數量。

研究水滴四周之擴散現象，能計算出雲中所發生之漫射能量。雲中漫射之能量迅速增加，在雲頂下 $1-\frac{1}{2}L$ 處到達其最大值，然後逐漸減少。如無吸收作用，此種漫射能必穿過雲層。假若應用一穩定狀態之漫射方程式，並且對雲頂所受天空輻射及地面之面反射情況給以假定，即可計算在漫射作用中逸出雲頂之能量。在此方法中亦可算出透射過雲層之能量。以地面面反射率 a=o 之此項計算之結果如圖 5所示。此處雲之厚度是以無量度之參變數 h/L 表出，h是雲之幾何厚度。每一曲線上之z爲太陽之天頂距離。圖中指出，透射率隨雲之厚度增加而減

（圖五）密雲之透射率，即投射於水平雲頂之直接光線中被透射至地面之部份，縱座標是雲之光學上之厚度；h 是幾何厚度，L 爲平均自由路徑，太陽之天頂距離標示於每條曲線上；地面面反射a＝0。

低。此曲線之另一指示是雲之透射率與z有密切之關係，尤當 h/L ≈ 1（常爲層雲之特性）時最爲顯著。所以，一已知之雲層，若其厚度不大，則其中午時之透射率遠較日出時者爲高；若雲層極厚，則可見光線之透射率幾接近於零，而與Z值無關。

地面之反射率與雲之透射率亦有密切之關係。圖6 中，橫座標爲地面面反射率，縱座標爲雲之透射率，Z＝60°。可見對於極薄之雲，透射率隨 a緩慢增加；但對於較厚之雲，透射率則隨a迅速增加，例如當 h/L＝20 時，新雪面上（a ＝ 0.9）雲之透射率約爲森林（a<0.1）上空雲之透射率之 3.5 倍。雪面對雲之透射率所以有如此重要之影響，是雪面與雲間相互反射之結果。

（圖六）對於不同光學厚度h/L之雲，其密雲透射率與地面面反射率 a 之關係，太陽之天頂距離 Z＝60°，（對於較久之雪面，a≈0.5；對於新而寒冷之雪面，a≈0.9）

七、雲之吸收

關於雲之討論，僅涉及可見光線部份。此部份之光能實際上並未被雲所吸收。然而太陽能之半數在紅外線部份。紅外線部份之光能，將發現有極重要之吸收現象。包括有吸收現象之擴散作用，其理論之研究甚爲複雜。雲中有二個不同之收介質，即液體水與水汽。兩者在雲吸中之數量不同，並且每一介質各有其不同之吸收係數，此係數又隨波長之不同而變化。於是我們必須從每一波長研究其擴散過程。

利用前節所述（無吸收作用）之同樣方法研究其擴散作用。但在每一擴散層中，必須計及液體水與水汽之吸收作用。最後，當計算漫射所產生之能量時，必須應用一包含有吸收作用一項因素之漫射方程式。任何波長之光能，被雲所吸收之能量，視投射於雲頂之光能而定。

（圖七）各波長之光能在無限厚之雲中被吸收之能量，曲線 1 係假設大氣外界之光譜投射於雲頂，曲線 2 係假設太陽光線於到達雲頂前，已經過 2cm 厚之可凝結而降出之水汽，雲之液體水含量爲0.1g/m³；水汽含量爲1.0g/m³；有效水滴半徑15微米。

首先，假設有一極厚之雲，其雲頂所達之高度，可使大氣外界之光能直接投射於雲頂。在此雲中，所吸收之相對單位（Relative units）之能量如圖7中曲線1所示。此雲中假定之水汽含量爲 1g/m³，液體水之含量爲 0.1g/m³，水滴之有效擴散半徑爲15微米。

水汽吸收光帶，在圖中極爲明顯，其槽線部分之吸收現象，主要爲液體水所造成。顯然，水汽至少與液體水同樣爲吸收作用之重要介質。雲中吸收之全部能量，可以曲線下面積之積分而獲得，其值約爲雲頂所受投射能量之23%。但若雲中水汽及液體水之含量發生變化，則吸收量亦將隨之而變。

如雲頂覆有一層相當厚之水汽，則在水汽吸收光帶中祇有極少量之能，可以抵達雲頂。若雲頂上有一層 2cm 厚之可凝結而下降之水汽，其吸收作用如圖7 中曲線 2 所示。此處可發現一點，即雲中之吸收顯已減少，特別於水汽吸收光帶中之中央部份最爲顯著。因在此光

帶部份之能量，已爲雲頂上水汽所吸收。上述諸現象可說明一點，即水汽吸收光帶中之太陽能，僅有極小一部份能穿過雲層達於地面。

當然，雲之厚度可影響吸收之能量。圖 8 所示，爲雲中吸收、反射、透射與雲厚 h/L 之關係。液體水與水汽含量及水滴之大小與圖 7 中所假設者相同。圖中顯示，吸收迅速增加，然後變爲極慢，趨近漸近線之最高值。薄雲之透射率甚高，當雲層變成極厚時，透射率又接近於零。

已測得之密雲天空光譜爲數甚少，並且此種測量僅限於可見光譜部份。此密雲天空之可見光譜，極相似於太陽光譜及晴空光譜兩者之合成。

照射於雲頂之能量，爲直接太陽光線及由空氣分子擴散而來之天光兩者之混合。此照射雲頂之輻射並不相同於無雲天空投射於地面之輻射，但甚相似。因雲中之質點，一般均大於可見光譜之波長，對光之擴散，幾乎與波長無關。總之，雖然光能穿過雲層抵達地面，但在數量上已見減少，其可見光譜頗相似於投射於雲頂之全部可見光能之光譜，並且亦相似於無雲日之光譜。地面反射亦影響於密雲天空之光譜。因地面反射之能量，被雲底再度向下反射。若此面對某一波長之反射特強，則雲底在此波長之向下反射亦見增加。

在紅外線部份，雖未見任何測量，但可推想水汽及液體水在此部份之吸收亦極明顯。尤其在厚而溫暖之雲層中，强烈之水汽光帶將降低太陽能近於零值。

（圖八）吸收之能量（A）透射之能量（T），及反射之能量（S_0）與雲厚 h/L之關係雲中之液體水及水汽含量與有效擴散半徑同圖7中者。

八、太陽輻射對於地面之效用

欲利用太陽能，則必須計算到達地面之太陽能量。在無雲之天空，尤其在空氣清潔之地區，吾人已可獲得正確之數值。但當密雲時，不僅先須知道雲之厚度 h，並且必須獲知平均自由路徑 L。在任何特殊情況下，L′值無法確定，因其中包括有未曾加以觀測之水滴大小之分佈情況及雲中水汽之含量。相反地，經由測量太陽之輻射以決定h/L 值較其他方法爲容易。對於孤立之雲，如發現於裂雲天空者，其準確之影響幾無法估計。

面對此問題，有兩個方法可被選擇應用。其一爲不論在何時何地，如果需要知道太陽能時，即直接測量之。此或將被證明爲過於浪費之方法。其二爲在少數地點測量太陽之輻射，測量之結果使與若參變數發生關連，此項參變數包括雲量C及日光照射日間之分數 S 。如此獲得之統計關係或可應用於其他地區，以達成該地區太陽能之計算。

甚多氣象機構已組成太陽輻射觀測網，包含有一個或多個觀測台。美國之觀測網，由 75 個輔助台及氣象局氣象台組成。每一台均測量水平面上之太陽輻射。此外，尚有 5 個台，當太陽未被雲掩蔽時，測量垂直於太陽之輻射；在麻省藍山，氣象局觀測垂直面上之輻射，此垂直面被定位於羅盤之方位角上，並且觀測在碧空或有雲天空在水平面上之輻射。應用依普萊熱電池式接收器（Eppley thermopile-type receivers）及電位記錄器（Potentiometric Recorders）以獲得資料。

許多氣象台從事較詳細之雲狀及雲量之觀測，並有日光照射時間之觀測，日光照射時間之分數常被記錄爲最大可能日光照射時間 S 之百分數。

利用同一時間觀測之太陽輻射以及雲量 C 之十分數或日光照射時間 S 之百分數，已經求得兩者之間若干統計上之關係。

一般均假定其關係爲直線方程

$$Q=Q_0(a+bs) \quad \cdots\cdots (4)$$

或 $$Q=Q_0[a'+b'(1-c)] \quad \cdots\cdots (5)$$

日光照射時間S之百分數其變化自0%至100%，C之變化自$^0/_{10}$至$^{10}/_{10}$，此處Q 爲一平均日到達於地面之輻射，Q爲無雲狀況下之輻射，a、b、a′及b′爲經驗常數。

一包括有a及b之標準值之論文，已經發表。若將由測量而獲得之月平均數字，代入方程4或5 中，即可證明其直線之關係。因爲S或C在月平均中僅佔極爲狹小之範圍——例如S之範圍在可能數值0—100之間，僅佔一較小

之部份，因每月均包括有碧空裂雲及密雲之日數也。

假若僅注意逐日數值之變化，則方程5不能獲得正確之O值，因其將不復爲直線之關係。在密雲之日，C=O，一般所見之雲較C在中間值時所出現之雲爲濃厚。但若應用 S 值，則能更近於直線關係。此或因卷狀雲被日光記錄器所忽視之結果；故卷雲日可被視爲碧空日。爲卷雲所減少之太陽能爲量極微。總之，僅光學上濃厚之雲，才能影響日光照射之測量。

當然若某地並非舉行S值之測量，則勢必依賴觀測之C值。但必須牢記一點，當C=O及C=1.0時，方程式才能給出準確之Q值；當C≈0.5時，所得之Q值不甚可靠。若有適當之資料，所採用之 C 值，最好是屬於濃厚而不透明之雲。最後，若係僅單獨幾天之計算，則無論採用C或S，其結果與平均值必有相當之錯誤。

九、非 水 平 面

以上各節所討論者，是在水平面上測量日射之問題。爲某種目的，吾人常希望能獲知於垂直面或傾斜面上之能量。無雲之日在任何平面上之計算均頗容易。但當雲量存在時，此項計算則較困難，因h/L爲未知，並且以數量表示之雲型資料又付缺如，所以勢必憑賴經驗上之關係。太陽或天空對水平面上輻射之測量，已較爲廣泛普遍，故在有限財力之限制下，可在少數地點從事測量在別種平面上之太陽輻射，而將其結果使與水平面上量得之結果發生關連。希望在獲得足够之資料後，能發現一般性之關係，於是在非水平面之測量未舉行地區，可以藉以計算而獲得。關於此項之摘要，已列於 I. H. Hand 所著論文中之研究提要內。

在美國，以經驗法則研究非水平面上太陽能之主要機構，是麻省波士頓城附近之藍山觀象台。直到目前，該台所獲結果，嚴格言之，僅適用於該台本地。但如將所得結果，使與雲之指數（如日光照射時間百分數）及太陽之方位與高度發生關連，

（下接第43頁）

（圖九）美國平均雲日中，在水平面上所接受之太陽輻射能之等值線，上圖係 7 月份者，下圖係12月份者。單位爲蘭萊（Langleys）每天，換算成英國熱量單位每平方呎，每天時乘以3.69。

火星上之氣象問題

秦仁義譯

一、火星概述

在太陽系諸行星中，捨金星外，火星距地球最近。其繞日之軌道在地球之外，且以種種相似之點尚多，故有若干地球上所用之值或常數亦可移用於火星。惟須知火星與地球相較：質量僅及 $\frac{1}{10}$，直徑 $\frac{1}{2}$ 强，重力亦僅當地球之37%。

火星上之一日，較地球長約四十分鐘，如賡續每晚作定時觀測，其中央經線移動甚緩（每日約9°）。如觀測者每晚定時在地球上某固定地點觀察火星，則約在四十晚間即可見其正好轉過一周。火星軸與黃道間之傾斜角幾與地球相同，故其亦有四季之分，惟因軌道在地球之外（距太陽平均爲地球之一倍半），公轉時間較久；故火星之年較地球長將及兩倍。各季自亦皆然，此點對火星上之氣象問題甚具關係，以後將再論述。火星雖因距日較遠，致所吸收之輻射亦較地球爲少，但其反射率小至 0.15。有此抵償，遂使此兩行星實際所吸收之輻射量相差不鉅。（註 2）。

當火星位置對太陽時，最宜於觀測，即當地球在火、日之間時。此種機會每兩年餘可遇一次，持續約一二個月。惟以每晚最多觀測數小時，又必須天朗氣清；故過去四十八年來，天文學家觀察可稱滿意之情況，共計未逾十五個月。且火星軌道因比較橢圓，兩者相遇時有近有遠，僅當其爲近日點時（如 1956），方能作攝影及翔實之觀測。（圖 1）是以一位献畢生事業於火星研究之天文學家，其能在眞正有利條件下作觀測之時間，尙不及一年耳。今日我人所有廣袤之資料，均屬少數幾位學者藉熟練技巧及耐心守候所得，彌足令人欽敬。

以肉眼觀火星，相當于在二百公尺外看一輔幣。在望遠鏡中則有類一橘色圓盤，綴以青綠色區域，頂端覆有氷冠（極冠）Polar Caps 。青綠色區域及氷冠常有變易，大致依季節爲序。就大體言，黯淡區域無論地域、幅員、形狀均屬固定性。其分布及名稱見圖 2 。若干觀測者均曾見其上尙有線紋狀痕跡—即所謂「運河」者。以前對此點爭議紛紜，現已爲甚多人所見並有照相爲證。然其究應如何解釋則迄無定論。

隨季節而變化之線紋及極冠之概略過程可由圖 3 見之。大致爲：當春夏季時，極冠漸消褪，而青綠區域之色澤則漸形加深。通常解釋爲極冠氷溶以及近赤道區之植物生長使然。在冬半球似亦有上述相反過程。惟以此半球對地球及太陽經常偏外，較難得清晰之觀測。

火星之表面極爲平坦，此係由反證而得。蓋其如有高山深谷，我人必可於火星上之晝夜交界線上見到清楚發亮之高山突出狀。然事實上細究此明暗交線却平直整齊。據洛威耳（Lowell 1906）估計：二千五百呎以上之地形，即可使此線看來呈不規則形狀。由此假定，火星上山峯無逾半哩高者。然若有坡度極緩之地形，其最高處較火星「海平面」高出此數，仍有可能。

火星上亦有大氣殆無疑義。其理由有四：㊀火星上極冠，每年秋冬間積聚，顯係一種源自大氣中物質之凝結現象。㊁望遠鏡中所見火星愈近邊緣光度愈亮（此因吾人觀測時，光線所經邊緣空氣必較厚，光行途徑亦較長，空氣分子增加散射因而亮度增加）。㊂曙光之存在（該星球實際爲日光所照射之區域應較理論爲大）。㊃火星上常有雲之出現（此種雲之出現並使火星邊緣及晝夜分界線暫時呈現不規則狀）。

火星大氣之成份，已知其包含二氧化碳甚多，以每單位氣柱論，約爲地球之兩倍。至於氮氣，以其在自然界本極豐富，分子量又重，足以爲火星之重力所羈留，且以其化學上之遲滯性三點原因，故料其在火星上，爲量必亦不少。此外由於放射程序之結果，氬氣亦可能有少量存在。

火星之異于地球者在此。即雖同有大氣包圍，但火星地面幾乎經常可以見到。此非指火星上無雲之存在。火星上之雲可分爲兩類，一爲黃雲，因其能用黃色光匿攝得。用眼睛在望遠鏡中亦可見到，因人眼對黃綠色一帶之光譜感應最靈敏。但所謂黃雲之黃實際上近於白色。此種黃雲出現較少，覆被之區域不廣，常于一兩晚中消失。圖 4 即示黃雲情況。另一類所謂「藍雲」也者，人眼大致均不能見，惟以藍色光匿攝影結果則可見有顯明之廣大障環繞火星全球。易言之，火星幾經常爲此種雲或霾所覆。然有時大氣之透明度增加，仍能使大部份地面標幟以短波攝影得之。由此觀之，藍雲與黃雲，其性質正互異其趣。前者廣被而持久，後者局部而短暫。圖 5 示通常

爲藍雲所蔽及偶然消散之情形。

二、火星上氣壓與密度隨高度之變化

海斯氏（Hess 1948）由火星雲之高度及輻射測量儀所得火星溫度，推算得火星氣壓在其地面上爲 80mb，其大氣質量每單位面積約當地球大氣之 20 %。杜弗斯氏（Dollfus 1948）用火星及其大氣所反射來光之極化現象推算得結果亦爲 80mb 。此兩種完全無關之方法所得結論一致，足證此數值之可靠性。更從而證明第一方法中所採用之基本假設—利用雲之觀測—亦屬有效。則火星上有水汽一說亦有所自矣。總之，我人用此數值作此後進一步之推演，當無大舛。

至於氣壓隨高度之變化，首先須知溫度亦爲高度之函數，且假定其爲在一種絕熱情況下計算者。在此種大氣情況中氣壓 P（該處高度 z，絕對溫度 T）可由下式計得：

$$\rho/\rho_0=(T/T_0)^{\exp m c_p/R}=(1-\Gamma_2/T_0)^{\exp m c_p R} \quad \cdots\cdots (1)$$

式中m爲大氣之分子量，c_p 爲在定壓下之比熱，R 爲宇宙氣體常數，Γ 爲溫度之絕熱直減率。附字零表示地面上之各值。設 P_0 爲 80mb，T_0 爲 273A，以及海斯氏在 1948 年所採用之其他各常數值代入後，可得結果如圖 6 之左半部。爲便于比較，特將地球上之平均氣壓值隨高度之變化一併列出。由圖可知達 28 公里頃之高度，兩行星上之氣壓趨于相等。28公里以上則火星大氣之氣壓更大於地球者。此蓋火星上氣壓隨高度之遞降率較小，而其所以較小，則由於火星上重力及空氣密度均小。密度之計算亦可用類似之方法。在絕熱情況下密度 ρ 可由下式得來：

$$\rho/\rho_0=(T/T_0)^{\exp(-1+mc_p/R)}=(1-\Gamma_2/T_0)^{\exp(-1+mc_p/R)} \quad \cdots\cdots (2)$$

同樣用上述各常數及地面之數值代入計算，我人可得密度和高度之關係如圖 6 之右半部。地球上平均密度隨高度而變化之虛線仍列入以資比較。兩線相交于 26 公里頃表示：此上火星大氣之密度反較地球稍高。故在25—30公里高度間，火星與地球之氣壓，密度大致相埒。此點雖早經洛威爾（1900）及其同僚所知，惟當時尚無量之計算，不悉其究應在何層高度耳。以上推算得之結果與所採用之地面氣壓數值精確與否息息相關。又須注意所用之絕熱率係假定爲一種標準情況者。如火星上實際之大氣平均絕熱率與此有偏差，則結果自將稍有出入。但此種偏差在下層大氣中不甚顯著，至平流層中則影響甚大。蓋平流層中應爲等溫情況而非絕熱直減之情況也。

圖 6：火星大氣在絕熱情況下，氣壓與密度隨高度之變化曲線，虛線爲美國標準大氣之情況，藉資比較。

三、火 星 平 流 層

我人討論此一問題時，祇能就已知地球上之平流層來比較推論之。而其困難在于即使地球之平流層亦尚未研究透澈。對此，我人最可靠之解釋，係基于平流層爲一種輻射平衡狀態，並使在此高度內大致達于一種等溫情況。在對流層頂以下則因對流作用爲大氣之主要熱力程序而使輻射平衡之理論不能應用。又地球之平流層尚雜有其他問題致更形複雜，如氣流之水平方向傳導熱量及臭氧層之吸收熱量（常使平流層低層微有逆溫現象產生）等是。

但現在既作火星平流層之初步研究，當可不計上述之複雜因素，而僅就輻射平衡之基本觀念立論。艾姆登氏（Emden）就火星大氣研究，以求在某一高度之溫度 T 。此高度以上每單位水平面積中之吸收物總量爲 τ 。此式爲

$$2ST^4=\sigma\,[k_1+k_2]\,[k_2+(k_1-k_2)\,e^{-k_1\tau}]\,/k_1k_2 \quad \cdots\cdots (3)$$

式中 S 爲史旦芬・波爾茲曼常數，σ 爲在大氣頂層上未受行星本身反射部份太陽入射能之平均強度。k_1與k_2各爲對短波與長波之吸收係數（如假設爲「半灰輻射」Semi-grey radiation，則此種係數與波之長短無關，又 k_1k_2 與 τ 亦無關係）。在地球上主要之吸收物爲水汽，然在火星上則應爲二氧化碳。此二種物質之有效吸收係

圖1：左圖爲南半球春季，右圖爲北半球春季。其大小按實際觀測時之視直徑。由此可知火星在最佳與較劣觀測點所見到之大小差別甚大。其上之極冠已開始消退。照相係望遠鏡所攝原狀。故南、北方向相反，南極在上。

圖2：1905年洛威爾所測繪之火星圖。因係直接就望遠鏡所測，故各方向正相反，南在上，東在左。

圖 3：火星之季節變化，括弧內之日期爲攝影日期：
九月十一日 (1922.6.6)　十二月廿三日 (1909.9.23)
十一月十三日 (1924.7.31)　正月廿八日 (1926.10.26)
十一月三十日 (1924.8.31)　二月十六日 (1926.11.29)
注意南極冰冠逐漸消失，同時中央地帶色澤逐漸加深。

圖 4：火星上之黃雲。兩圖之火星位置略同，但左圖無黃雲，右圖則有黃雲。

圖 5：火星上之藍雲。火星位置大略相同，自左至右：
①加藍色光圈用短波所攝火星，顯示其爲一層霾翳所障之外貌，②示有時藍雲消失大部，可見到地表之形狀，③係與②圖同時拍攝，但③加黃色光圈用長波拍攝，兩者比較，此圖之地面標幟極爲明顯。

數均對長波之地面輻射（k_2）爲大，對短波之太陽輻射（k_1）爲小；τ 亦隨高度而減小，故（3）式所得之結果，無論地球、火星均表示溫度隨高度降低，但降低率則愈高愈緩。至極高處，即近似等溫情況矣。至是在理論上已找得何以火星上亦如地球之應有一平流層存在。此種理論係根據輻射平衡之學說及 CO_2 對長波輻射具有相當大吸收力之基本假設。

此項理論其內容既甚單純，對其中數量計算等之細節方面即不再予詳究。但有一重要數值尚宜一提，即溫度遞減終有一不能再低之極限。此應出現于大氣之最外層，該處 τ 等於零。由（3）式此項最低溫度爲：

$$T_m = (\sigma/2_s)^{1/4}(1+k_1/k_2)^{1/4} \quad \cdots\cdots (4)$$

其中 k_1/k_2 近于一，故可忽略不計。則由此理論導致來之最低溫度爲

$$T_m = (\sigma/2s)^{1/4} \quad \cdots\cdots (5)$$

既云大氣上層實際近于等溫，我人似可逕以上述最低溫度作爲平流層之平均溫度觀。亦即火星與地球上平流層中氣溫之比等于兩者平均有效日射四次根之比。

$$T_{m火}/T_{m地} = (\sigma_{火}/\sigma_{地})^{1/4} \quad \cdots\cdots (6)$$

平均有效日射在火星上較地球者爲小，則火星上之平流層亦必較冷。根據（6）式，火星平流層之溫度可能低至 —100°C 。

四、對 流 問 題

上節已指出火星大氣分爲平流層（大致在輻射平衡情況下）與對流層（主要爲對流程序所控制下之情況）。兩層之間必有一分界面，此其上對流平衡即爲輻射平衡所取代。以地球上之經驗，緣于太陽加熱地面而生之對流現象不能過高，對流層之厚度不大。是以對流層頂之高度基于由地面而上熱力混合所能達之限度。圖 7 示輻射平衡在上，對流平衡在下，兩者聯合乃表示地球上溫度隨高度變化之實際曲線。細線爲純係艾姆登氏輻射平衡理論之曲線。該曲線下部溫度遞減之速，造成力學上之不穩定，而不能保持原狀；即促使對流發生而呈粗線所示之型式。圖中又可知對流能達之高度約十公里，其上之溫度即迅速接近于理論上應有之輻射曲線型式，幾乎爲等溫性質矣。並請注意對流領域似已達一足够高度，使其在對流層頂所產生之最低溫度尤低于依輻射理論所推算得者。因之假若對流影響能達相當高度，則最低溫度之出現，實由于對流而非輻射程序。此圖固不能將細微之點均行表示出；然地球大氣垂直結構之主要形態可謂已圓滿表示，諸種重要因素均已顧及而包含其中。好在火星大氣之結構本不可能亦不必考慮至如斯精密，故我人可就此概念以進行下述探討。

圖 7 ：地球上溫度隨高度之變化曲線，細線係輻射平衡之理論情況，粗線係加入對流作用後分爲上下兩截之情況（對流層頂以上仍爲輻射平衡情況）。

其下之探討方法包含兩部份。先計算：如將某定量之能加入于一原爲熱力穩定情況下之大氣內；則對流所能達之高度如何？次復假定將同量之能分別加入同樣穩定情況下之火星及地球大氣內；則對流所能達之高度兩者可得一比較。然後根據已知地球上對流層頂之高度，即可估計出火星者矣。

假定有一小層空氣，厚度自 $z=0$ 至 $z=h$ 間，溫度大致相埒。則此小氣柱單位面積內熱能與勢能之總和爲：

$$E = [C_v \rho T + gz\rho]\, h \quad \cdots\cdots (7)$$

E 爲單位面積內之能量，C_v 爲大氣在定容積下之比熱，g 爲重力加速度，用靜力方程式代入，此式變爲

$$E = (C_v + gzT)\, mph/R \quad \cdots\cdots (8)$$

已設此 h 即氣層之厚度甚小，故變數 p，z 及 T 均可應用此層內之平均值 $\bar{p}$，h/2 及 $\bar{T}$。欲使穩定形式變爲絕熱遞減形式（如此方能對流自如）如圖 8 所示，則所需增加之能量應爲：

$$\triangle E = \left\{ \frac{mc_v}{R}\triangle\bar{p} + \frac{m\bar{p}}{R\bar{T}}\,\frac{gh}{2}\left(\frac{\triangle\bar{p}}{\bar{p}} - \frac{\triangle\bar{T}}{\bar{T}}\right)\right\} h \quad \cdots\cdots (9)$$

在此小氣柱中之平均氣壓根據靜力方程式爲：

$$\bar{p} = p_0 e \exp(-mgh/2R\bar{T}) \quad \cdots\cdots (10)$$

而平均溫度之變化又可使平均氣壓作如下之變化：

$$\triangle\bar{p}=\bar{p}mgh\triangle\bar{T}/2R\bar{T}^2 \quad\cdots\cdots(11)$$

圖 8：下層加熱使從等溫直減率變爲絕熱直減率之說明。

而欲使等溫狀態之溫度 θ 變爲絕熱遞減狀態之溫度（上面溫度爲 θ，地面溫度 $T=\theta+\Gamma k$），其平均溫度之變化應爲

$$\triangle\bar{T}=\frac{1}{2}[\theta+(\theta+\Gamma h)]-\theta=\frac{1}{2}\Gamma h \quad\cdots\cdots(12)$$

將（11）與（12）兩式代入（9）簡化後得

$$\triangle E=(-1+mc_v R^{-1}+mgh/2R\bar{T})\ m\bar{p}g\Gamma^3/4R\bar{T}^2 \quad\cdots\cdots(13)$$

上既假定將同量之能分別加入同樣爲等溫情況下之火星與地球大氣中，則兩者產生之對流所能達到高度，其間之關係爲：

$$\frac{h_{火}}{h_{地}}=\left\{\frac{(m\bar{p}g\Gamma\bar{T}^{-2})_{地}}{(m\bar{p}g\Gamma\bar{T}^{-2})_{火}}\right\}^{\frac{1}{3}}\times\left\{\frac{(-1+mc_v R^{-1}+mgh/2R\bar{T})_{地}}{(-1+mc_v R^{-1}+mgh/2R\bar{T})_{火}}\right\}^{\frac{1}{3}} \quad\cdots\cdots(14)$$

將合理之數值代入上式第二個括弧中之結果爲

$$\left\{\frac{(2.5+h/16)_{地}}{(2.5+h/42)_{火}}\right\}^{\frac{1}{3}}$$

此中 h 用公里表示。顯然 h 之值若不太大，此分數之值即頗近于一。然即使將地球之對流層厚度全部作爲$h_{地}$值計算（約爲10公里），火星者則以70公里（不致超過此數）作爲 $h_{火}$ 計算，此分數之值仍與"一"相差不及百分之十。故（14）式可簡化爲下式（即第二個括弧不計）：

$$\frac{h_{火}}{h_{地}}=\left\{\frac{(m\bar{p}g\Gamma\bar{T}^{-2})_{地}}{(m\bar{p}g\Gamma\bar{T}^{-2})_{火}}\right\}^{\frac{1}{3}} \quad\cdots\cdots(15)$$

再以合理之各值代入計算（註1），得結果爲 $h_{火}=4.5h_{地}$。此表示用同樣之能量投入，所能產生之對流高度，火星應較地球高四倍半（註2）。

如以地球之平均對流層頂爲10公里，則火星者可能爲45公里，此種結果當然爲概略的，然現既無其他更精確之方法計算；我人亦祇得從此基礎出發推論。

現假定平流層底在45公里處，又設午後地面溫度爲 0°C，用絕熱遞減率可算出對流層頂之溫度約當—170°C。因實際上即使午後之溫度遞減率平均亦總較絕熱遞減率爲小，故我人不無理由將之修正爲—160°C。在其下爲近于規則之遞降曲線；其上則漸轉爲平流層，溫度約在—100°C 呈輻射平衡之等溫曲線形態。圖 9 即爲溫度分布之合理曲線形態。

以上探究火星大氣垂直結構之方法，一切均基于一個基本概念，再重申之即：對流層頂以下由對流程序控制，以上則由輻射程序控制。至于大氣直接吸收日射一點並未計入，因我人認其對上述之主要程序而言無重要性也。對地球上20公里以下之氣層言，此點亦同樣不重要，然在此高度以上則不然，臭氧層及其以上原子化，離子化之氧及氫對吸收均具頗大影響。火星大氣因氧份極少，故臭氧帶之吸收效應可以不計，然氮之各種型態則仍極有可能使大氣加溫，一如地球之上層空氣內然。此種加溫最低可在何種高度發生作用，及其大小如何，則均難以估計。在地球上，此種高度在75—80公里間，該處以上空氣質量約爲 0.1克 / 糎²。如此種高度與其上空氣質量之必須甚小一點有關（看來應如此），則我人至少可言火星對流層即應不受此種吸收加溫作用影響，蓋火星上45公里處之大氣質量大達 1.3 克 / 糎² 之譜也。

五、藍　　雲

火星表面上有一層半永久性之藍色雲翳，常將其地面遮蔽，已見前述。而其性狀如何，自發現至今，迄無完善之解釋。以下將各種假說逐一介紹，且各將其不妥之點一併提出。

（一）此種障翳可能爲一種極微之塵粒所致。因此種微粒根據光學原理可使外來光線之藍色部份散射回去（Scatter back）而任長波部份通過。此假說可對一種「永久」性之現象解釋得通，惟與現在實際之現象不符。因此種藍雲有時可在一兩日之短時間內消失大部，或重新出現。塵粒若微至足以發生選擇性散射作用者，不可能在如此短之時間內倏生倏滅。

（二）假定其微粒非塵埃而爲小冰晶，則對觀察到之迅速消失現象固可解釋得通，因冰晶可能于短時間內受熱汽化。然對另一事實，即火星大氣之極度乾燥一端復有問題。火星上雖非絕對無水汽，然其能形成水汽組成之雲一事仍具疑問。即使有之，亦應爲例外而非經常情況。復有一點不利于此說者。即根據杜弗斯氏在1948年所研究之結果，此種藍雲所自來之光線，其偏極角（Angle of polarization）顯然與水晶雲應具者不同。

（三）此種藍色光或非微粒之選擇性散射結果，而係一種藍色極光射線。然如確系此種射線，則應有其特定之光譜線，且此種極光光譜線，應極易在火星之光譜上辨明之。事實上則從未發現。（現所見者爲與通常一樣分布于光譜之藍色光段。）

綜上以觀，三說均不足對此種現象供滿意之解釋。我人勢必另覓途徑。自上節所得火星上溫度之垂直分布，似可構成另一較屬可信之假說。蓋由于對流層頂之溫度已低至足以使二氧化碳凝結之程度。二氧化碳又屬已知火星大氣構成物之一。圖9中之虛線代表 CO_2 飽和溫度（露點）隨高度之變化。此自係根據火星大氣之溫度分佈及火星上CO_2之含量而計算者。（須記 CO_2 之含量每單位面積內爲地球之兩倍）當圖中溫度線相交露點線之處（約當45公里），CO_2 晶粒即可形成。如其粒子甚微，即能使藍色光線發生選擇性散射作用，亦即解釋藍雲之所自來矣。

圖 9：合理之火星上溫度隨高度之變化線（實線），基于對流層頂以下爲對流平衡，以上爲輻射平衡，以上爲輻射平衡之假設，虛線表示CO_2在火星大氣中（其量二倍于地球）「露點」隨高度之變化。

此一假說與下列各已知事實均無矛盾，故屬最可信者。第一、火星大氣中有 CO_2之存在，且其量大約即如圖9中所繪虛線時之計算根據。第二、藍雲之時有消失情形可解釋爲 CO_2晶雲在其高度上因微有增溫而蒸發消失。而任何正常之天氣演變均可能產生此種增溫現象。第三、藍雲之高度甚大爲已知事實之一。E・C史立福氏曾攝得正在消失中之藍雲相片。其時殘留部份在晝夜交線上正可看出具有極大之高度。此與本假說中之條件亦正相符合。

前節假設之對流層既有如此深厚，按理非但 CO_2可達到飽和，即極端少量之水汽亦必能達飽和狀態。雖杜弗斯氏曾用光之偏極角證明此種藍雲非由冰晶組成，然亦不能證明定無水汽飽和其事。蓋無足够之凝結核則雖飽和仍不能凝結，或即使凝結而因冰晶數量過少，無法產生光學上之效應均屬可能。最近 Barrett, Hernden 及 Carter 即曾在地球之平流層內觀察到飽和而無雲層凝結之現象。彼等究其原因，即如上述所舉者。然而目前對此種現象，若確在火星上存在時，究竟有何重要性，尚難明言。

藍雲之 CO_2學說雖爲迄今最完美之一種，但仍待實驗證明下述兩點後方能確立。即 CO_2晶粒是否足以構成一種良好散射介質，致令產生我人所觀察到之效應？又以此爲散射介質所反射出光之偏極角，是否與杜弗斯分析火星藍雲者相符合？

六、行星溫度之測定

通常測量行星之溫度，均藉觀察來自行星之輻射光譜分布情形計算而得。先以輻射測量儀置于反射望遠鏡之焦點處，測出自行星之總輻射能（即反射來之短波日射與行星本身之長波輻射兩者之總和）然後隔之以水，使長波輻射不能通過，則所得者僅爲短波輻射能。用其差數即爲行星本身所發出之長波輻射能。再應用輻射四次方定律，即可算出其溫度。Coblentz, Lamland Pettit Nicholson 均以此種方法測量溫度。

以氣象學觀點言，此種測量法具有特殊優點，因其收取輻射能之熱偶可設計至甚小，足以分別測量火星上半徑二百哩範圍內之能量。如此條件，即令身入其境實測之，亦不過作到如此耳。因此，此種觀測祇須有相當之次數及精確度，繪一火星之溫度圖乃大爲可能之事。

在此之前，應須說明此測量方法困難之點及有何誤差。火星地面所輻射出之能，必須經過兩行星之大氣層而被吸收一部份。對火星言，此點尚不重要，因其過少之水汽及 CO_2均不足吸收大量輻射。故問題僅在地球。地球氣層內水汽所吸收之量相當重要，是以在計算時均經予以補償。

計算時本當應考慮另二因素：一爲地域性反照率，一爲地面出射率（Surface emissivity）。第一因素爲

火星所直接反射出之日射，與火星表面之不同各地區有關，故曰「地域性」。緣其極難估計或準確測出，祇能作爲一種未定因素。至于出射率亦屬未知數，姑假定其爲最大率一。如此算法，當然不太準確（將使算出之溫度嫌低，而各地區溫度之差異則嫌不顯）。所幸兩者均爲求其四次根，故其誤差可減至甚小。

最後尤須一提，如此計得之溫度值，非如我人在地球上習慣用之氣溫定義—地面上六呎處之溫度，而爲火星地面本身之溫度，較氣象學所需求之溫度自當較高。

七、北半球冬季之溫度分布

迄今最堪適用之溫度資料，尚爲 Coblentz 及 Lampland 兩氏在1926年所測定者。測法係自火星邊緣及中央沿各緯度用極小測量計連續作一個月之結果。爲避免日變化之影響（因兩邊緣之溫度恰爲一晝一夜），我人現僅採用中央經線上之溫度以填入圖10，並繪出其等溫線，由于上節所述測量溫度之種種困難，難免若干誤差。故繪溫度線時 5—10度上下均不計較。有此伸縮範圍後，所繪出之圖其情況之合適，線條之平滑令人出於意料之外，且無一報告爲不可用或不合理者。此反證觀測溫度之方法雖極端複雜，其結果之一致性，合理化顯示其仍屬有效之一種方法。

圖10：火星北半球冬季之溫度圖。因係就望遠鏡原式，故南在上。將此圖倒看即得一般氣象學之看法。有Q之處示其數值略有疑問。另有一排在78°s 上之溫度資料，亦可應用分析，惟未在本圖範圍以內。

由氣象學之觀點，此圖上令人注意之點爲：在夏半球約緯度20度處有一高溫帶，而在冬半球則有極低氣溫及較大之溫度梯度出現。另有一特殊之高溫區位於30°S 緯度，350° 經度之附近。前兩點與地球之情況在性質上相類似，後一點非但溫度報告如此，並與觀測到之反常風向相符合。留待以後再行討論。

現對溫度梯度進一步作量之研究。蓋由此可利用下式以求得風隨高度之遞增率。

$$\partial U/\partial z = -g\ (2\omega T\ \sin\phi)^{-1}\partial T/\partial y \quad \cdots\cdots (16)$$

式中 U 爲東西向風速，以向東爲正。z 爲垂直軸，以向上爲正。ω爲行星自轉之角速度。ϕ爲緯度，以北半球爲正，南半球爲負。T 爲絕對溫度。y 爲水平軸，以向北爲正。由（16）式即可算出在各不同緯度範圍內之平均垂直風切（Wind Shear $\partial U/\partial z$）如下：15°N—50°N 間每公里爲 4 秒公尺；15°S—47°S 爲 0.8；47°S—78°S 爲 1.6。此種結果表示火星上大部地區其西向風分速均向上隨高度而增。事實上溫度既向兩極遞降，自必如此。

上述三個緯度範圍之前兩者均較地球上各相當地帶風之遞增率爲小。地面風因受摩擦影響而較小，似可不計，則自由大氣中之風，概略言之，即與垂直風切或正比。亦即火星上自由大氣中之風速，較地球者爲小。然則第三值 1.6 較地球相當部份之值爲大，是否指該處之風即應大於地球？其答案仍非必然。蓋是處已漸接近南極（是時南半球爲夏季），最南（78°S）處之溫度，勢必漸受冰冠之冷却影響而降低，于是地面之溫度梯度即顯示特大。如我人可測量距地面一公里以上之溫度，冰冠之影響消除，則自北至南之溫度梯度必無如是之大（亦即言現在計得之 1.6 值嫌高），而冰冠附近溫度向上之遞減率，必較任何其他地區爲小。此在地球上亦爲普通現象之一。

八、北半球冬季之大氣環境

由上節所得之溫度圖，我人已有端倪可描繪出環流之概略型式。若再用少量具代表性而分布均勻之風向，則此工作更易着手。玆將歷年觀測所得之十八次雲向代表風向與溫度、配合而繪成如圖11之火星流線圖。此圖之繪成主要係根據溫度分佈場，儘量利用每一風向，且使兩者配合，並遵循一般氣象學原理。僅當無所適從時，方以臆測之氣流型式補足之，惟此種情形，在此圖中所佔比例甚微。又此圖既從經過簡潔化之溫度圖衍來，當屬一種平均圖性質。雖然此上亦有暫時性之體系（如面系）。此係利用各個別之風向所含之意義分析添加于上者。此圖更無法註明其屬於大氣之何一層，蓋其溫度屬地面，而風則又係根據具有相當高度之雲向而來。要之，與地球上之海平面天氣圖，庶幾近之。

圖11：火星北半球冬季之概略流線圖。仍係南居上方。箭頭示雲向。

圖11最足令人注意之處，即其與地球上天氣圖之相似性。讀者或以爲因分析者囿於習慣而無意中自然繪成此種型式。然我人苟對風細究一番，應知不論分析者之爲主觀抑客觀，此圖確無法另改其他型式。試觀兩半球上之西風帶容有寬窄之別，然其存在則不容置疑。我人亦有充分理由繪出南北一双亞熱帶高壓帶，並將之繪成隔斷而各自獨立之高壓形式。南半球中分析之兩個氣旋，係根據顯明之風變而繪。其一爲同時觀測到之資料，一爲前後相連兩夜之資料；故除非放棄此種寶貴風之資料不顧，否則實無理由不將此種顯然之風變分析爲氣旋。雖然，我人亦承認圖11中面系之加繪不無臆測成分在內。

另有一事頗饒興趣。在 35°S 緯度，345° 經度處之氣旋式環流，亦係根據實測得之雲向而分析。因在該緯度處，按理應爲西風，而今偏爲東風。初分析時不禁疑其無代表性或根本錯誤。繼思此地正爲前節提起之反常高溫區，則豈非火星上「熱低壓」之一大佳例。又雲向之測得在1894年而溫度之測定則在1926年，其持久性表示該處必有地域性異狀，或屬地形，或屬土壤特性，使夏季能致高溫而形成熱低壓。在夏季中，此一區域色澤每較黯淡，此亦產生高溫之徵；而在其他季節，此種黯斑即完全消失。我人仍願在其他季節能用同法再加測量溫度一次，以證明此高溫區是否隨季節性而消失。

九、火星與地球環流型式之異點

討論至此，我人之重點均置于兩行星上大氣環流之相似點。此則由於兩者之自轉率，軸之傾斜度均甚相近之故。捨此而外，可影響環流型式之因素尚多。如地球之有海洋、高山，火星則無。火星水汽含量極少，地球則甚豐。又如火星之一年等於地球之兩年。此皆兩者之異點。

火星地表遠較地球者爲規律化，故其天氣亦必較爲規律。火星上水汽含量幾近於無，使入射及出射正常，不若地球之爲水汽吸收現象所擾亂。而大氣之運動，究其根源，乃此種輻射現象所操縱。是以此點亦足導致環流型式之規律化。廻觀上文，如圖11中所用之資料來源，每爲相隔若干年者。以地球之常例觀之，早無拚集一起研究之價值。然我人以其來之匪易，姑仍將其拚集研究，而竟能得既相符又合理之結論者，寧非由于火星上環流之具有極大規律性哉？

玆討論火星年長一倍之影響又將若何。地球上環流之原動力，主要由於赤道與兩極間之溫度差所致。故大氣交換程序，主要分爲兩個半球間各自進行。火星上當然亦具此情形，但不能視爲唯一而主要之原動力。蓋其冬、夏季節過長，自使冬夏兩半球間之溫度差甚大，乃發生南北兩半球之大氣交換程序。據觀察所得，顯然一屆夏至（另一方爲冬至），冰冠即在一端蒸發消失，而同時在另一端逐漸形成。故可試由兩端冰冠之消失或積聚速度，

估計此種兩半球間空氣交換量之大小。夏季冰冠消失後，其蒸發之水汽一部份儲存于大氣中，一部份輸送至彼端重行積聚成冰冠。若大氣中儲存之水汽量甚微（以下即將論述），可予忽略不計，則用此法估計兩半球間空氣交換量一題即可成立。

今須先計算大氣及冰冠中所含水量各爲若干。大氣中含水之總量，應爲火星總面積乘以可降水之平均量兩者之積。後者由亞當（Adams）及海斯兩氏藉分光儀方法計得，其最大可能值爲 0.35mm ，故乘以火星總面積後得 5×10^{16} 克，此即大氣中含水總量之最高估計。事實上應小于此值。欲計算冰冠中所儲水量必先知其大小及厚度。前者可直接由觀測量度之，後者可從日射吸收量及冰冠消失速度推算之，約爲 10 糎厚。冰冠之範圍如達緯度 60° ，則其包含之水量約當70×10^{16} 克。是以大氣中之含水量最多不超過冰冠所儲水量百分之十。同時並證明夏日冰冠蒸發後，其絕大部份均未羈留原地空氣中不動，而確實均輸往對面半球也。

玆根據此基礎以估計兩半球間空氣之交換量。設沿赤道樹一垂直面。穿越此面，每單位面積所通過之水汽輸送量爲P_wv，P_w指水汽之密度，v指南北分向之風速。但如設所有水汽均含於厚度爲 D糎之氣層中，則質量輸送率爲 Pv/D，其中 P爲可降水之量（克/糎^2）。一方面夏日冰冠消失時其質量之損失率應爲：

$$aw\ (dA/dt)=-aw2\pi r^2\cos\phi\ (d\phi/dt) \quad \cdots\cdots (17)$$

式中之 a 爲冰或雪之平均密度，w爲冰冠厚度，A爲冰冠面積，t 爲時間，r 爲火星半徑，中爲緯度。按上述此量必均越赤道而往另一極端堆積（自亦假定其在 D 糎之層內輸送，故其穿越須經之截面積爲 $2\pi rD$）。于是乃可使此兩種單位面積內之質量輸送率相等而書成下式：

$$-aw2\pi r^2\cos\phi\ (2\pi rD)^{-1}d\phi/dt=PvD^{-1} \quad \cdots\cdots (18)$$

或 $$v=-awrP^{-1}\cos\phi\ (d\phi/dt) \quad \cdots\cdots (19)$$

注意在此式中，一極難估計之 D 已不存在。其他值用下列諸數字：$a=0.7g/cm^3$，w10cm，p0.35mm，$\phi60°$，$d\phi/dt$ 取代表值即每五十天退十緯度，r 以已知之火星半徑代入後得出 v 之值爲14m/s。其中因所用之P值爲最大極限，故 v 值必爲最小極限。至是我人乃得結論如下：欲輸送夏半球冰冠所釋出之全部水量至各半球，必須環赤道均有從暖半球吹往寒半球之風，且風速最小須達14m/s 。所謂環赤道均有者，乃指接近地面一層濕風風向均係一致沿全部經線吹越赤道，而由其上方向相反之乾風以補償之，完成一種在垂直面上之環流。然度以實情，上述之情形較少可能。實際情形大致爲：有部份乾冷氣流即就同一水平面（地面）吹向夏半球，以完成一種在水平面上之環流。如確係後者情形，則風速更須大于 14m/s 。總之，此處之理論當未越出推論之範圍。雖不必奉爲不易之論，然亦不失爲一種合理可信之半球際環流學說。

至此，火星上之氣象問題，大致均已就所知資料作一概論。我入對火星上種種現象研究所得結果，亦可以上述之態度觀之，即此項至少迄目前爲止均屬最合理而可信者也。

註 1：火星上各值爲 $\overline{p}=80mb$ ，$\overline{T}=273A$ ，$m=28$ ，$g=380cm/seo^2$ $\Gamma=3.7c/km$ 。地球各相當值則爲1013，283，29，980及10。

註 2：嚴格言之，我人應考慮及火星上所接受及吸收之日射僅爲地球之61%，然以其爲此分數之三次根，故其實際誤差甚小，此處本爲近似值，故可不計。

火星上的氣象狀況

徐學洛譯

根據觀測火星上的季節變化，並運用極化作用（Polarisation）的角度，所獲得的認識，作者僅將火星上的氣象和氣候的狀況，分別簡介如下。（註一）

一、火星上氣象的特質

火星上的大氣層和地球上的大氣層，有時顯示着極大的類似點，有時又有一些值得研究的不同點，我們對於地球，可以直接研究。因之比較能澈底了解它的大氣層；相反的，我們對於火星僅能間接利用各種光學儀器去觀測，始能獲得它的氣象狀況。首先，我們要有一個倍數極强的望遠鏡，方能觀測這個行星的外貌。隨後，我們根據光線的光度、光譜、光能以及極化等來分析光線的性質；這種分析，可以整個星體的全部光線爲對象，亦可能以視面不同之地區所發射的光線爲對象。

此處僅將作者和助手所得的有關火星上大氣層的新認識，再參考國際間其他學者的文献，加以描述。

這些觀測，於一九四一年開始，幾乎全部都是在法國南高峯（Pic du Midi）天文台所採集，並在麥敦（Mendon）天文台予以整理及研究。

（一）大氣壓力

火星爲一層稀薄的大氣所圍繞，這層氣體，一般都是透明的，其地面上所受壓力的重量，是火星上氣象資料的重要項目。

從光線極化角度的靈敏性，及法國南高峯天文台望遠鏡中所獲得照片的優異，足以允許作精密的決定。我們所見這個星球的光線，發自其地面及其大氣兩方面。

1.：大氣層的藍色光線，遠較紅色光線爲明亮，但發自地面者則相反，藍光比較昏暗。

2.：在球面的邊緣，大氣光線穿過一層較厚的斜面。

3.：這個氣層發向我們的光線，有一部份發生極轉的作用，其比例隨相位而變化，這種光線變化定律，和從其星體地面發射出來光線的定律，有很大的差別。

第一圖：火星手繪圖中顯示一塊閃亮的雲，已超過視面的邊緣，作者用60公厘的望遠鏡，攝於法國南部之南高峯天文台。

基於上述三點，從球面中心逐漸向外，依照不同的顏色，和不同的相位角，仔細測量極轉光線比例的結果，可以顯示出有一些變動，從這變動之中，可以分析出是大氣層所發出的光線，或是星球地面所發出的光線。

在這種測量或觀測之時，須候該星球的大氣層裏，毫無雲翳，但此種情形，甚難碰到。球面中央，用相位度的黃色光線來測驗，可以尋出大氣光線之比例約爲地面晴朗的沙漠地區光線的〇・〇三七倍，倘若火星大氣層和地上空氣擁有同樣的發散能力，則計算大氣的厚度約一・九公里，這個數字，約等於地球上大氣壓厚度的四分之一，由於火星上的地心吸力約爲地球上的〇・三七倍，則在地面上，用氣壓計 Barometra aniroide 指示應爲九十毫巴。而在地球上，必須升高到十七公里的高度，方能尋得此種壓力。

（二）雲的分類

經過各種色彩的透濾鏡後，其目力所視，和照片的記錄都顯示出在火星大氣層中，容有各種形態的濃重組合體，依照各種最適合透濾鏡之顯示，這些組合體可定名如下：

1.、白雲：這些雲不須用透濾鏡，在球面的某些地區，現出被一片廣大的白色所遮蓋，這片白色，有時光亮，有時朦朧，常常只從它微弱的吸收作用顯示出來。

2.、藍氛：這是經過一層深藍色濾鏡片，而顯現出來。其位置，一般在球面邊緣的升起處和降落處，在那裡，藍氛差不多長期停留下來。

3.、黃霧：甚少發現，但它如有出現，常能遮蔽很大的地面。

4.、紫外線幕：一層稀薄的氛氣，佔據了大氣層的高處，它差不多停在那裡，分佈頗爲均勻，它在紫外照片上發現，因爲它把地面的詳情都遮蔽了。

以下再將各種雲彩的詳細情況，加以說明：1.、白雲：

用目力觀測，很容易看得出，這種特殊的大塊雲層，如圖一，顯示出一大塊白色雲體的組合，位在左邊的邊緣名叫（Amazonis）的火星大陸上面，這塊雲氣，由於他在日落的時候，閃耀發光，所以呈一種突出狀，其時，被傾斜照亮的土地，則呈昏暗；因之，雲層高度可以計算出來，Amazonis 這塊特殊區域，常現出層層雲幕，可能就是由火星地面上之形態所造成的。

尋求稀疏的雲塊，以詳細研究其變化，利用照片，可以給我門極大的便利。自 1941 年以來，賈尼歇氏（M. Canichel）在南高峯天文台共曾蒐集照片達六百餘張之多，由這些照片，吾人獲得極大的效果，如圖二，係由兩張在同一地區攝取的照片作一比較，顯出那些遮蔽的某一部份內清晰的組合體，有相當不同之處，這就可以指定雲層的位置，並能將它的變化，及其移動，敘述出來。

一般說來，重要的雲層系統，都可以停留數天，有時能停留至數週之久，它們有時擴展其邊緣，在他處重行組合，不久又在另一處分散、它門的邊緣，似乎是流動的，又有時它們被風吹動，在蒐集到的資料內顯示，其風速，多有達到每一小時三十五公里者。

如圖三，由一連串的照片作比較，每圖片中視面邊緣的右上方顯出，可以目睹一塊廣大的雲幕，正在轉變和流動中。

第一張照片，攝於一九四三年十月三日二時四十分，在照片上，我們僅能看出，在 Phacthontis 地區附近，發現一顆發亮的小斑點；第二張照片，拍攝在第一張照片之後三小時卽十月三日五時二十分，星球已轉動，在球面上的許多斑點，移至左方，那一顆發亮的小斑點，已成爲一大塊清晰的組合體，在視面邊緣的升起處；第三張照片，攝於六日二時五十分，在前一圖內，能看到的 Sireninm mare 的廣大地區，已全被雲層遮蔽，雲層擴展至Claritas 及 Chrysokerns 等地區，因之，這塊雲幕，已經很快的向東延伸；第四張照片，攝於次日，片中顯出，這塊組合體，更在上方發展，並向南延伸至 Bosphonis 地區上；第五張照片，攝於第四張的第二天，也卽是十月八日一時三十分，星球上僅在其視面的邊緣部份，露出這些地區，雲層亦無顯著的進展，最後一張，卽第六張照片，攝於十月九日，顯出有雲幕在星球之南極地區升起。

在優良條件觀測之下，這種雲層的整體，似乎散碎，呈較小的塊狀，並且更覺明亮。

較小的雲塊，有時在日中時自行分散，至翌日，又在同一地區再見，而可能有不同的邊緣。許多地方性的環境，對於這種組織，或能加以影響，在一九五二年五月中旬，有一塊約三百公里延亙的星雲，在這樣情形之下，繼續不斷地停留在 Acidalinm Mare 地區上，達七天之久；又有一次，濃密的氛霧，停留在星面的東方邊緣，這種朝霧，很快的就會被太陽蒸發消散，這些邊緣情況對於極化光度（Polarimetiane）的研究，大有裨益，下文將加以討論。

在火星上的仲秋季節，當星球在它的日心經度二百七十度時（Longitude Hélivcentrique270°），北極區蓋有一張形式均勻的幕，在圖二照片中，顯出這塊冬幕在星面的底部，這個大氣層的組合體，一直繼續存在到火星上的春初，隨後，它散裂開，露出一塊白色的，在地面堆積的冰雪層，這就叫做極冠，它在陽光繼續不斷地照射下，經歷春夏兩季，直到秋末，幾乎全部化盡後，復又有一塊新的雲層凝結體，又重新佔據了這塊地區，完成了季節性的循環變化；同時，相同的變化，以每六個月的距差，（在地球上三百四十三日的距差），產生於南極地區。

這塊廣大的冬季極雲，其形式一般頗爲均勻，其邊緣則頗散漫。

經由極化儀（Polarimétre）的運用，我們可知道這些雲層的組織和性質。這種儀器根據受光方向和觀測方向所成角度的變化而測出雲層反射光線在某一方向，某種有利週率下的比例。如以V 代表這個角度爲橫座標，再依完全掩蓋了溫帶地區和赤道地區土地的明亮雲塊上，測量所得的極化光線的比例爲P，作爲縱座標，我們獲得第四圖的圖解，這就是雲塊的極化光線曲線，圖上點子的大小，表示雲塊的濃度。光線的極化程度於 V=12° 時經過最低點。當 V=20時 P 等於零，以後就不斷地

第四圖：白色雲幕所產生之光線的極轉在赤道和溫帶地區。

快速增加。

由水點在地球上所組成的雲層，在 V＝40° 時，就顯出一條明亮的，伴有强烈集中極化的的虹（如第五圖），但在火星上的雲，却似乎沒有這種現象，所以其性質也不相同。

第五圖：在三千公尺高的層積雲。

惟有由極細的水點所組成的雲層，方會缺乏這種特殊的極化作用，因爲極化作用被其光線的廻射所阻，但是，火星上雲層的光線極化的變化，是成反比現象，所以只能放棄水點粒子的假定。

然而，相反的却是，由結晶的冰所組成的霧，却顯示出和圖四異常相似的極化現象。

因此，火星上大氣層中的白色雲，似乎是像地球上的卷雲一樣，由許多結晶冰幕所組成。

由冬季極端的雲所極化的曲線，和溫帶地區雲幕的曲線，略有不同（看圖六），最低點在角度V＝16°之處。轉變處在 V＝25°，這種現象造成了組織的輕微不同，光線的廻射作用較小，應當設想爲極地的雲塊是由較大的結晶體所組成。

極化光線的比例數，還要依賴雲層的透光度而定，透過完全透明的幕時，土地上的極化光線僅受到微少的變動，當各分子的集中程度加强時，不同的情形也加深，在通常光亮的幕上如圖四，這比例成爲穩定，隨後，在那些很光亮的組成體上，似乎逐漸減少，則這種情形用結晶體間光線複雜散射的理由也很易解釋。

第六圖：極霧所生的光線極轉。

此外，極化儀器有時也指出，特別是在視面的邊緣，被雲幕所籠罩地區的旋轉光面的一種變動，這種變化應當是導源於在一大塊帶狀雲的複雜散射，並且可能指出其結構是呈帶狀或圓筒狀，像我們的卷雲幕和卷層雲幕所顯示的一樣。

極化儀所觀測的輕淡霧氣。

極化儀器指出，在某些地區內，有一種極轉光線由於雲幕的關係，而受到改變，這些雲幕，輕微到可以完全逃過直接觀測，但是我們每天可以在視面上的不同地點內發現它們；而且它們很普通，這些雲幕的極轉光線特質，和前述的由結晶體組成的雲層特質極爲相像。

把這個星球表面上的極轉光線分佈情形的圖片，予以重新組合後，就可以指出這些霧的所在地，並就這些霧作一些新的氣象研究。

在火星上的春季裡，北極冰帽解除了冬季雲霧之後，似乎在透明的天空下，逐漸的向後撤退，然而極化儀器却指出一些差不多呈長期滯留狀態的輕淡的霧它們有時向南擴伸，差不多超逾緯度六十度，但到夏至以後，就又逐漸解散。

到夏季末時，極地的大氣層，變得極其澄澈，但在緯度零度至四十度之間，我們可以發現一些分散狀的雲幕分布在整個星球的不同地點。

在秋季，北半球顯得很晴朗，霧則較多集中於南半球各地。

這種凝聚行動，整個說來，是具有季節性的，從一個極轉移至另一個極。

這種分散狀的雲幕，也伴隨着較濃密的雲組合體，它們相互結合後，形成可以目力直接看到的大塊雲層系統，它們就這樣延伸，擴展至很大的地面。

極化儀器還常常顯示，在東方邊緣有許多早晨霧，他們通常在太陽升出後數小時，即自行消散。

在春末的最後一段時期中，極冠顯示出有一圈突溢，裂縫，和凹凸的殘缺邊緣，這種圖樣的外形，每年都重新發現，這些突出點，似乎代表着一些隆起的地區，高原和凹凸不平的地壘，他們把冰雪的堆積物保留得很長久，以目力仔細的觀測，可以在各別地區，分出這些山岳地帶。（圖七）

有時，在暮春的初期，許多明亮的點子，散佈在冰雪堆積物的邊緣，他們的極轉光度是雲層的極轉光度，它們的存在很長久，存在地區也頗固定，恰巧在一些座落在有隆起山岳的地點，所以，可以肯定的結論，其形成是由於凹凸地形所致。

因之，在冬極雲幕消逝後，一片還繼續存在的輕霧，繼續就地凝聚，成爲較濃厚的雲層，它不但籠罩了在這個地區的許多山峯的周圍，並且掩蓋了這個地區。

同的，在其他緯度，在廣濶無垠的Amazonis 沙漠地區中央（Nix DIympiea）洲，可能有隆起地的特徵，它有時保存了許多雲，或冰雪堆集物， Condor 地塊也呈這種情形，我常觀測過在這些地區裡，呈分散狀而無法透視的霧的極轉光線的特質，這些特質，也可歸咎於地形起伏凸凹的關係。

2.、藍　　氛

作者曾在一九五三年三月份的「天文學雜誌」(L′ Astronomil)上叙述過，如何用目力直接觀測雲層狀態的方法，以及這種研討所導致的結果。

我們知道，這種霧僅只在藍色的光線時，才可以看到，它的位置，在星球東西兩部的邊緣，尤其喜歡靠近赤道，並且在中午時就分散開，它的邊緣隨時變形。

這就是黃昏與清晨的熱帶霧，長期呈現，而且非常流動性的。

它以藍色的光線，增加了星球視面的表面直徑，因之，這種霧在大氣層中存在於極大的高度，有時，它和白色幕的雲層系統結合，並似乎常處於比白色幕雲系更高的位置。

一些廣濶無垠的沙漠地區，即使在東方邊緣上，常顯示出藍色霧幕的消散，顯然的，這些地區對於霧幕的組合，都不大有利。

這些凝聚體，在目力觀測下，倘用橙黃色的光線，完全看不見。但是，在這一光譜區域，倘用極化光線，亦能覺察。根據測驗指出，當 V=0° 時，極化亦等於零，隨後極化增加，至約爲 V=14° 而最大，以後逐漸減少，至 V=25° 時，又得零。接着變爲負數。極轉光線的數量， 和藍色光線雲層，亮度， 是成比例的（圖八），他並且在同一個夜裡，按雲幕的不透明度，作很迅速的變化。

只有由極細的粒子所組成的輕霧，才能這樣地極轉光線，倘若以水的折光指數爲準，這些霧滴的直徑，應當在 2—2.5 microns 之間。

這些霧的散光，藍色的應較黃色的和紅色的更爲强烈，這和觀測所得的相符合，基此原因，目力觀測火星時，常會忽視它們。

在其他的星球上，如金星的大氣層裡，我們也發現到這樣的霧，地球的大氣層裡也有發現，在我們兩極地區上空約二十至三十公里的高度有一種稱爲「珠光雲」(Nauges Nacre's) 那裡的壓力和溫度的條件，都大致與火星氣層的相同，這些雲似乎是由以 1.5—3 microns 直律的粒子所組成的。

3.、黃　　霧

還有廣大的略帶土黃色的組成體，有時遮蔽或漏過土地上的光線，它們都相當稀少。

在一九二四年中，有好幾個星期，火星的表面爲霧幕所遮蓋，這事仍然是值得紀念的，安東尼亞蒂 (Antoniadi) 氏曾就此事作特別描述，而李奧特 Lyot 氏亦曾指出，這種霧大爲削弱光線的極化。

在一九四四年，我曾測到另一片被風吹至南極冰帽上的霧幕，它帶有一種非常暗淡的黃色。

第八圖：直線上表示橙色光線的極轉。
橫線上表示藍色雲的亮度

我們更常發現一些面積較小的組成體，在視面的某些限定區域內，但是他們始終保持着一種異常的特點。

我們似乎會承認，如同一九二四年以來所相信的一樣，這種霧是屬一種塵埃的性質，我們現在經由極轉光線儀器的測驗，斷定土地的表面是滿佈着灰塵的，對雲層的研究，顯示出一些快速的風，雖然在空氣極度稀薄，吸力減少至地球數量的〇、三七倍時，也能够揚起並吹送這些灰塵。所以這些霧，相等於我們地球上的沙風。

在這一方面，極化光線儀器，更顯示出是一種極敏感的儀器，可以辨出只帶極少污點的大氣層。

不尋常的極轉光線 (Polarisation Insolites)有時被發現於某些區域之上，並且在球面的邊緣顯著增强，那兒的空氣，被斜視線所穿過。

在一九五二年五月，有多天，在 (Margaritijer Srims 及 Erythraeum Mare) 兩地上空，受到强烈擾亂的極轉光線顯示出，一種不是白色雲，也不是藍色雲所能解釋的吸收作用，在觀測期將結束時，這個擾亂行動向東方發展，超過了 (Hellespontus) 地區到達 (Hallas) 地區附近。

目力的觀測，完全沒有看到這個廣大的整體，而且在相片上也沒有指出任何不正常的地方，因之灰塵的分佈

，應是極輕薄的。

4、紫 外 線 幕

經由紫外光所拍攝出的相片，再不能指出土地表面的詳細特點來。一方面是，那些淺黃色的廣大面積，和其中兀立的一些陰暗地區，對於紫外光線的反映較差，因而減少了地面形態光亮的差別。另一方面，有些事物則能遮蓋這塊地面特點。

大氣層裡承受着一種由稀疏顆粒組成的，非常細的霧，這些顆粒的直徑，應該是相等於或小於光波的長度，因之，他們可以散射出比例數很高的紫外光線，而在紅光中却不覺其存在。

這層霧幕，是於一九〇九年同時被數個天文台所發現，並由羅威爾（Lowell）天文台特別加以研究，就整個來說，全幕頗爲均勻，僅有偶然出現的澄清區域。

南部的南高峯天文台的觀測設備，對於紫外光的觀測，不大適合，因之，我們本身的經驗，也很有限。

根據商士曼（E. Schatzman）和克尼伯(G. Kniper)兩氏，此蓉粒子的直徑，約爲 0.3 或 0.4 micron 。

一些極稀薄的水粒就足以掩蓋土地表面的特點，觀測的方法和儀器雖然靈敏，但這層幕却實在沒有一點極化作用可以發現。

二、大氣層中的水蒸氣

大氣層裡所產生的凝結作用，指出有水蒸氣的存在、根據極轉光線儀器的測量所獲得的結果，那塊極帽的白色堆集體，似乎也是由於水在地面上結晶成冰層後所組成的。

這裡有一個對於大氣層所應該含有水蒸氣數量（能够顯示出雲層和觀測到的冰雪的水蒸氣數量）的大概估計方法，這個數量，將用可以降落的水的高度來表示，這就是說，倘若所有大氣層所含有的水蒸氣全部降落後，覆蓋在地面上那層液體的厚度。

首先，我們假設空氣在每一個高度都達到飽和狀態，那麼，每一單位體積內所含有的水的數量，就只有依溫度而定。

在大氣層中逐漸升高時，溫度差不多按照絕熱定律而降低，垂直的氣溫直減率即是在標準氣壓與一定溫度下，在地球上的乾燥空氣裡，它是每公里減攝氏十度。在火星上，由氮氣組成的空氣裡，其比熱差不多和地球上的空氣一樣，其重力約爲地球上的〇・三七倍，因之，火星上的冷却度數，約爲每公里攝氏三、五度。

假定在地平面的空氣溫度爲某度，則可由之而算出每一高度的溫度，水的狀態變化圖表，隨即指出，在某一溫度下，每一大氣層中，空氣所能含有的最大數量的水蒸氣，其總和顯示出，當火星上的大氣層裡已完全達到飽和點時，這個大氣層所含的全部可以降落的水之高度。

下表是依據靠近地面空氣的假想溫度（第一行T。由計算而得到的結果（第二行H）：

T°	H（飽和）	H（25%）
O°C	17.5mm	4.4mm
-10	7.5	1.9
-20	3.0	0.8
-30	1.0	0.25
-40	0.3	0.08

但是，觀測告訴我們：整個說起來，火星上的大氣層，是離飽和狀態很遠的；相反的是，它的空氣異常乾燥，根據我們在地球上所認識的雲層來推斷，我們可以假設，當一個大氣濕度測量器送至火星大氣層中的不同地區時，他所指出的濕度，平均將在百分之二十五左右，其水蒸氣含量，與我們觀測地域性的霧和冰的組成相符合，若欲使其達到飽和程度，必須使溫度降低十四度，或變更其高度，使之昇高四公里。

在這種情形之下，可以降落的高度，在上列圖表中之第三行內指出。

靠近火星地面的空氣平均溫度，尚未能正確地獲得，可能在攝氏負三十度或負四十度；因之，火星上大氣層中所含的水份，大概只有十分之一耗的樣子。

地球上的大氣層，在地平面時，所含可降落的水很少低於二十耗，這個數量超過一百倍，較高的大氣壓力，更增加了地球的水所產生的光譜吸收作用，基於這個理由，所以分光線儀器還分別不出火星上的水所產生的微弱吸收作用，和在我們大氣層裡所產生的，佔優勢的作用的區別，所以這種儀器還不能證實六星上有水，但上面所作各種研究，却以更爲靈敏的方式，指出其存在。

在地球的大氣層裡，要昇高到七千公尺高的高度時，方能觀測到水的光譜吸收作用，以與火星上使光譜吸收作用可相比較。

三、水蒸氣在大氣層中的運轉

火星上的各個季節，有着和地球上的季節同樣的變幅，但是他們却以慢兩倍的時間運轉，此外一個小兩倍的

星球，其地面變化路程也較短，基於這兩個原因，火星上季節性之大氣層的變化，也遠較地球上者爲巨烈，每年氣候的變化更有規律，也因而更簡單，特別是水蒸氣的循環。

在冬季的末期，由冰雪堆集體所構成的北極帽，在太陽光照射下逐漸蒸發，由冰而直接變成水蒸汽，其變化之速度，可用達爾敦（Dalton）定律計算出來：$V=K\ (E-f)\ S/H$.

K 是蒸發的表面 F 是水蒸氣飽和時的壓力 f 是空氣中水蒸氣的壓力， H 代表大氣壓力。

H 壓力在星球的地面時，僅只是地球大氣層的十分之一，由此類推，在其他情形相同之下，其空氣所容納水蒸氣的速度，也較地球的要快十倍。

這種蒸氣將從極地向赤道散發，其分子散發速度，與史蒂芬（Stephan）係數成正比。

$D=KT^2/H$

T 表空氣的經對溫度，根據這個溫度的大約可能數值，則火星上純粹散發所運送的水蒸氣，約比地球上的快捷七倍。然而，有一大部份的發散作用，亦是導源於擾動的擴散作用所輸運的結果。在垂直氣溫梯度愈接近於絕熱直減率時，這一部份是越爲快捷，其方式如下：

$D/=K^1$（T眞的－T絕熱的）

火星大氣層中的雲層，遠較地球空氣中的爲少，其氣溫梯度和在完全沒有凝聚作用的大氣層中所獲得的絕熱梯度，極相接近，這種氣溫梯度本身較諸地球上約弱三倍，因之，這個公式的分母很小，所以由擾動所運送的水蒸氣非常迅速。

基於這些原因，極帽在春季因揮發而產生的水蒸氣，將很快速的向赤道散佈。由於缺乏像我們的海洋那樣廣大面積的液體，以及雲層凝聚的薄弱，更加擴大了這些騷亂的元素。

在冬季末期，極地區域經非常冷凍後，覆蓋了冰霜的堆集體，根據物理上寒冷的原理，它又吸引赤道的水蒸氣。因此，水份按照一種非常有規律的循環，每年相互交替地，由一個極運轉到另一個極。

在我們的地球上，就沒有這種有規律的現象，而是一種遠爲複雜的騷亂現象，再由其進行程度的緩慢，因之，不甚感覺到這種存在。

四、火星上的季節性現象

以觀測所得的事實作比較，上述的理論，得到了許多顯然的證驗，並且說明了全部情形。

首先，兩極冰帽的變化，在機械方式的季節性作用裏，可以容納進去。

其次，由極化光線儀器所測出的稀薄雲層的分佈，似乎是伴着濕氣的傳播，這些輕微的雲幕，很顯然地，是由於特別含有水蒸汽的空氣的偶然地域性的凝聚。

地面上的斑點、所顯現的許多形狀、顏色、和構造變化的事態，都是和水蒸氣的運轉相符合。

很久以來，我們就知道在火星表面上，許多昏暗地區所產生的季節性的變化，他們一般是導源於那些非常複雜的，散佈在地面上的小斑點，個別變化，組成了一大片有色的地面。范顧勒（G.de Vanconleurs)氏曾經指出，這些地區色度的加強，與由極地所生的季節性波浪的到達，似有聯帶的關係。

有許多顏色的轉變，隨伴着這種變動，曾經見到這些顏色轉變，有規律地逐漸散播開，但仔細觀測的結果，却顯示出變化的無常。

現在還有一種相互作用需要找出來，這種相互作用，必然很狹窄的把季節性的轉變和火星土地上結構的變化聯係起來，我們用極化儀器在這個星球的最近四次衝日時，所量得的結果，都顯示出，在這些昏暗的斑點上面，有一種奇異的演化、從火星上的春季到秋季，這些地面，極轉光線的情形逐漸轉變，這種變化，從輻度最大的兩極，逐漸向赤道散播，隨後進入另一個半球，在裡面，似乎慢慢消失，這種改變是有規律的，每年和水蒸氣的散播同時發生。

我在另一文中曾敘述過這種非常特別的性質，吾人似可試着將這種特質，看做是一種附着或滲入地面的有生命物質的演化。極轉光線指出必定是一種細粒性的，散播的，顯着染色的物質。在這樣解釋範圍內，水的來臨，似乎可以使這些有機體開放出來。但這是另一個問題，與氣象方面，不發生直接關係，此處不贅。

（註一）原著作者杜賦斯（A. Dollfus），原文見法國氣象季刊四至六月份（La Météorologie. Avril-Juin）譯者因本文中天文及物理辭句至多，得商承天文學家高平子先生指正潤飾，敬於篇末，表示感謝。

第三圖：一塊在視面邊緣右上方之白雲的轉變

圖片一、攝於1943年10月3日2時40分。
二、攝於1943年10月3日5時20分。
三、攝於1943年10月6日2時50分。
四、攝於1943年10月7日3時15分。
五、攝於1943年10月8日14時35分。
六、攝於1943年10月9日5時50分。

第二圖：火星上撮影的一塊白雲，攝於1943年12月20日，所攝右圖上，右邊有一斑點，爲Margaritifer Sinus清晰可睹，但在1948年12月22日，所攝之左圖上則已被雲遮蔽。

第七圖：本圖顯示出北極堆集物在春末期間的兩種外貌。發亮的斑點隔離其邊緣可視爲火星上地形凸凹的關係。

VOLUME 3. NUMBER 2. JUNE 1957

METEOROLOGICAL BULLETIN

CONTENTS

1. Climatic Classification of Taiwan ..... C. S. Chen ..... (1)

2. Errors in Single-Theodolite Pibal Observation ..... S. H. Ling ..... (10)

3. A Short Discussion on the Rainshowers of March 20, 1957 ..... C. C. Ling ..... (17)

4. The Processing aud Use of U. S. Facsimile Charts ..... P. K. Wan ..... (19)

5. A General Discussion of Meteorology in Applied Fields ..... C. H. Chi ..... (25)

Published Quarterly By The

Weather Forecasting and Research Center

64 Kung Yuan Road, Taipei, Taiwan, China

內政部登記證內警台誌字第五五一號

文英印書公司承印

目 錄

論 著

中國之氣候區域……陳 正 祥……(1)

美國各種傳眞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)

報 告

颱風佛琴尼……(20)

譯 述

夏半年臺灣降水之形成及預報……林 鞠 情……(28)

天氣預報的定則及方法(下)……徐 應 璟……(35)

世界氣候要素之極端值(二)……一 飛……(46)

氣象學報徵稿簡則

一、本刊以促進氣象學術之研究爲目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言爲主體，每篇以五千字爲佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
三、稿件請註明作者眞實姓名，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。

中國之氣候區域

陳正祥

The Climatic Regions of China

C. S. Chen

Abstract

Regions	Climatic Characteristics	Climatic Limitations or Influence on Agriculture	Major Crops
1. Tropical humid	Mean temperature of coldest month above 10°C, 11 months of average frost free period, usually no frost. Average annual rainfall over 1500mm., with two peaks in seasonal march. Average annual thermal efficiency over 114cm., moisture index 20-100. Except for a few rain-shadows, no water deficiency throughout the year.	Except in the valleys of the south part of Yunnan, typhoon hits in summer half year.	Double crop rice and sugar cane.
2. Tropical subhumid	Same thermal conditions as Region 1, only less rainfall, average annual rainfall in most places around 1,200mm. Moisture index 0—20.	Prolonged drought through winter months, typhoon in summer half year.	Double crop rice snd sugar cane.
3. Subtropical humid	Mean temperature of coldest month 8—10°C, frost-free period about 10 months, average annual potential evapo-transpiration over 1,000mm., average annual rainfall around 1,500mm., moisture index mostly 40—80, a little water deficiency in the middle part.	Occasional cold waves cause light frost damage in the lowlands typhoon in meeting of summer and autumn.	Druble crop rice and citrus fruits.
4. Subtropical subhumid	Sheltered by high mountain, unusually warm in winter, somewhat like region 3. Very hot in summer. Average annual rainfall in most places less than 1,000 mm. Chungking is in the center of this area with an average temperature of 9.2°C for January, 29.1°C for August and 1096mm. annual rainfall.	Frequent drought in early spring, occasional frost harm done when very strong cold wave moves down south.	Mixed farming leading by single crop rice with many sub-tropical fruits.
5. Temperate humid	Distinctive division of four seasons; mean temperature of coldest month 3—8°C, average annual rainfall 1,000—1,300mm. mai ju or plum rains before hot season. Fair humid in winter, especially the hilly land facing the sea. Water surplus throughout the year.	Frost-free period is not long enough for double crop rice, over abundant rainfall detrimental to wheat and cotton. Typhoon in the meeting of summer and autumn.	Rice, tea and mountain forest.

6. Temperate subhumid	The annual rainfall averages less than 1,000mm. North-east section is the middle belt of China, temperate also the transitional zone of humid and dry climate, with a larger annual range of temperature. The south-west section is intermediate between south-east China and the Tibetan Plateau, the annual range of temperature is the smallest in mainland China.	Frequent floods in north-east when summer moves into autumn. In south-west section summer temperature is rather low for rice cultivation.	Rice, wheat and cotton.
7. Temperate semiarid	The January isotherm of -6°C and 0°C being region's north and south limit respectively. Annual rainfall in most places around 500mm., very erratic and marginal. About 75% of the annual rainfall concentrated in the three summer months. Hot summer.	Triadic adversity of the rainfall: Not enough in quantity, too great in variability, and awful uneven distributed.	Winter wheat and cotton.
8. Cold-temperate humid	Severe winter and cool summer, plenty of rainfall, frequent snowstorms when winter joins spring and autumn. Specially humid because of low evaporation.	Low temperature.	Forests and local farming.
9. Cold-temperate subhumid	Winter is long, dry and severe. Rivers are frozen for 4 months in the south and for 6 months in the north. Summer is rather warm but short, with a growing season for only 5 months. The annual precipitation is some 600mm., decrease toward north-west, about 60% falls during June, July and August.	Due to severly cold, cultivation of winter wheat is not possible.	Spring wheat, soybean and sorghum.
10. Frigid subhumid	The northernmost and also the coldest region of China's East Half. Annual mean temperature below 0°C, mean temperature in the coldest month below -24°C. Winter lasts about 8 months, frost-free period only 4 months. The annual range of temperature is the greatest in all China.	Too short of frost-free period, even spring wheat often fails to ripen.	Forest and local farming.
11. Steppe a, Temperate semiarid b. Frigid semiarid .Frigid subhumid	Generally scarcity and erratic of precipitation, severe winter and cool summer. The easter part of the Tibetan Plateau, with a little more rainfall in summer and much warm than other steppe climate, becomes the best grassland of China.	Too short of frost-free periods and especially too cool during summer month, not fit for normal farming. No gazing where winter is too severe.	a Grazing and mixed farming. b High latitude grazing. c High altitude grazing.
12. Gobi (Frigid arid)	Extremely cold and dry, both the annual range and daily range of temperature is very large. The annual rainfall is less than 300mm. and very erratic or marginal. A sparse grass cover in the outer part, almost rain less in the middle south.	Dry throughout the year, bitterly cold in winter half year.	Very extensive grazing (sheep, goat and camels)
13. Desert (Temperate arid)	Extremely dry, annual rainfall less than 100mm, is one of the driest part of the world. Completely lifeless in the Takla Makan. But temperature is higher,	Much too dry throughout the year.	Intensive oasis farming by irrigation.

	sunshine abundant, Oases border the base of the snowcapped mountains.		
14. High land Tundra	Because of high altitude, very low temperature throughout the year. The interior of the plateau apparently fair dry, so that most of the area is a cold desert with an E or BD' climate. The daily range of temperature is large. Climatic records are unavailable.	Too cold throughout the year.	Local extensive grazing (goat, sheep and yak.)

一、引　　論

氣候之分區，常較氣候分類爲困難，所需考慮的條件更多，故處理尤宜愼重。氣候的分類，只要其方法合理，程序有系統可循，便自成一家之言。換句話說，只要其所用氣候紀錄準確，計算上沒有錯誤，則其所分出的氣候型類，不論所佔面積廣狹，總是存在的。同時將所分出的氣候型類列成表格，即使長一點也沒有多大妨碍。但氣候區域的劃分，情形便不相同。第一在所分成的區域內，除氣候情況必須大致相同外，尙須考慮其他的有關條件，如植物與土壤型類以及人生經濟活動等。第二所劃出的氣候區，必須使其可能與世界其他地區互相比較，故用以劃分區界的根據，必須系統化。第三所劃定的氣候區，不宜太瑣碎，可能時盡量加以歸併；惟歸併亦須衡量輕重，兼顧其他有關現象，然後決定取捨。由此可知氣候的區分，實較氣候分類更富於地理學的意味；或許也可以這樣說：劃分氣候區域的工作，應該是地理學者的責任。

關於中國氣候區域的劃分，過去曾有若干學者嘗試過；但此等中外學者，幾乎都是氣象專家；分類的根據既無系統，分區的界線又常爲資料所累。故其所得的結果，諸多不合實情，因此也不很適應實用。推其原因，當不外乎缺乏基本的研究工作，如有關氣候分類方法的比較研究等；以及忽略地理學的區域觀念 (Regional Concept)，如農業型類的區域差異等。

著者有鑑於此，故在進行本研究之前，先期完成了若干準備工作。第一是將廣於流傳的柯本氏分類法應用於全中國與臺灣，發現確有不能甚滿人意之處。第二是根據主要氣候界線及農作物分佈的限線，劃分中國之農業區域與臺灣的農業區域，證明現階段的中國農業型態，大體係受氣候條件所決定。第三是引用澳洲 Prescott 氏的有效雨水指數，指出其生長季的分佈與桑士偉氏的濕度區域有明顯的相似性；惟 Prescott 氏的生長季節長度，雖很能符合澳洲的情形，但在中國却不能全部適用。中國因南北氣溫相差太多，北方冬季嚴寒，氣溫乃成爲決定農業型的更嚴厲條件。松遼平原有效雨水指數等於 4 的生長季雖長達 9—10 個月，但因冬半年太冷，實際無霜期僅約有 5 個月；新疆北部廸化一帶，因冬半年雨水多於夏半年，情形尤爲特別。故如欲應用生長季的長度來決定農業氣候區域，則必須加上無霜期的長度。好在中國的絕大部分地方，高溫的季節正也是多雨的季節；同時早在1944年時，著者便已完成了中國霜期的研究。故混合應用這兩種不同的生長季的研究成果，對於中國農業氣候區域的劃分上也有參考價值。第四是利用臺灣較多較佳的氣候資料，考驗桑士偉氏的 1948 年新分類法，能否適合當地的情形，結果發現多數尙能與當地的主要地理界線符合，乃信該法比較最爲合理而進步，遂亦將其應用於全中國。

二、中國氣候之分類

在現有之氣候分類方法中，桑士偉 (Thornthwaite) 氏所擬訂者雖較爲完備而合用，但仍未能使人絕對滿意。計算工作的麻煩與繁重姑不必說；而所得氣候型類的過多，不便形之於圖，亦爲一大缺點。桑士偉氏1948年曾將其新分類法應用于美國，大體上頗爲成功；但因所得氣候型類太多，故亦知難而退，未能製作氣候區域地圖。

就本研究而論，所用測候站不過 148 個；若將桑士偉氏的四重符號全部採納，共可得七十類氣候。如再加入其他未選用的測候站，則所得氣候型類無疑接近或超過百種，顯然喪失氣候分類之原意。因此，如欲桑士偉氏的分類法能適用於中國，並對中國氣候區域的劃分有所貢獻，則不得不給以適當的調整與簡化。

在有效溫度指數方面，著者保留 A′ 爲熱帶，將 B_4' 改爲副熱帶，B_3 及 B_2 合併爲溫帶，B_1 改爲冷溫帶，C_2' 及 C_1' 因同屬寒帶，在中國的分佈尙屬合理，故合併爲一類 C′。至於有效溫度方面，A 暫時予以保留，惟其分佈地區極爲狹小，僅有局部的重要性，在劃分氣候區時仍可不必考慮將其併入潤濕氣候。$B_4B_3B_2B_1$ 同屬潤濕氣候，僅有程度上的差別，故可合併爲 B；C_2 與 C_1 爲潤濕及乾燥的緩衝或過渡氣候，似宜分別處理，但 Moist Subhumid 與Dry Subhumid很難找到適當的中文譯名。經過此一調整與簡化，我人可將中國之氣候歸納爲下列二十四大類：

A. 熱帶

I. 熱帶重濕氣候 (AA′)　　II. 熱帶潤濕氣候 (BA′)

III. 熱帶潤次濕氣候 (C_2A')　　IV. 熱帶乾次濕氣候 (C_1A')

B. 副熱帶

V. 副熱帶重濕氣候 (AB_4')　　VI. 副熱帶潤濕氣候 (BB_4')

VII. 副熱帶潤次濕氣候 (C_2B_4')

C. 溫帶

VIII. 溫帶重濕氣候 (AB′)　　IX. 溫帶潤濕氣候 (BB′)

X. 溫帶潤次濕氣候 (C_2B')　　XI. 溫帶乾次濕氣候 (C_1B')

XII. 溫帶半乾燥氣候 (DB′)　　XIII. 溫帶乾燥氣候 (EB′)

D. 冷溫帶

XIV. 冷溫帶重濕氣候 (AB_1')　　XV. 冷溫帶潤濕氣候 (BB_1')

XVI. 冷溫帶潤次濕氣候 (C_2B_1')　　XVII. 冷溫帶乾次濕氣候 (C_1B_1')

XVIII. 冷溫帶半乾燥氣候 (DB_1')　　XIX. 冷溫帶乾燥氣候 (EB'_1)

E. 寒帶

XX. 寒帶重濕氣候 (AC′)　　XXI. 寒帶乾次濕氣候 (C_1C')

XXII. 寒帶半乾燥氣候 (DC′)　　XXIII. 寒帶乾燥氣候 (EC′)

F. 高地苔原冰漠氣候 (BD′)

三、中國主要氣候界線

就全國的情形說，桑士偉氏的分類法雖有前述的若干缺點，而必須加以簡化與歸併。但應用這個有系統的方法，至少使我們確定了中國氣候上的若干主要界線及過渡帶。第一在很早以前，中國地理學者即指出秦嶺淮河一線，可視爲南中國與北中國的分界。其後本文著者指出最冷月平均溫 0°C，年平均雨量 750 公厘以及水稻普遍栽培的北限，皆大致與此一分界符合。現在又發現濕度指數 0 或 C_2 與 C_1 (潤濕與乾燥) 氣候分界的等值線，亦頗能符合此一主要分界。

第二條主要氣候界線是劃分溫帶與副熱帶的分界。從浙江省的南邊緩斜走向西南，經雲貴高原的邊緣直達騰衝附近。最冷月平均溫 8°C，無霜期 300 天，桑士偉氏分類法中有效溫度 B'_4 的北限，以及兩期作水稻的北限等，皆大致符合或甚接近。

第三條主要氣候界線爲溫帶與冷溫帶的分界，係由最冷月 -6°C，180天或 6 個月等無霜期，年平均溫 10°C，桑士偉氏分類法中有效溫度 B'_1 與 B'_2 的分界等所聯合組成。而事實上這條氣候界線也正是中國冬麥分佈的北限。

第四條比較次要的氣候界線，以年平均雨量 1,000 公厘等雨線爲主幹，旁及最冷月 3°C 等溫線，9 個月等無霜期線；且亦與桑士偉氏潤濕指數 B_1 與 C_2 的分界，Prescott 氏有效雨水指數等於 16 時生長季長達 5 個月的等生長季線符合。這表示過此線而北，氣候便從潤濕變爲次潤濕；中國所有主要的茶區，盡限於此線以南。

第五條比較次要的氣候界線，是華南熱帶與副熱帶的分界。中國的熱帶，乃從臺北與福州開始，經廣州、梧州、百色以北而直抵騰衝以南。全國最冷月平均 10°C 等溫線，11個月等無霜期線，桑士偉氏有效溫度指數 114 的等值線等，其走向皆與此線相符而且都很接近。中國的甘蔗與熱帶水果，除四川盆地外，幾乎全部集中生產於該線以南。

此外，200 公厘與 400 公厘的等年雨量線，在劃分氣候區域上亦有其重要性。中國所有的沙漠與戈壁，其分佈範圍的外限概與 200 公厘等年雨量線符合，其內之潤濕指數皆在 -40以下，在柯本氏的分類法中屬 BWkw 氣候，在 Prescott 氏的分類法中，其有效雨水指數爲 0。中國西北半壁所有的草原，其平均年雨量概爲200—400 公厘；此就桑士偉氏的潤濕指數說，係介乎 -20到 -40之間；在柯本氏的分類法中，一部分屬BSkw，一部分屬 Dwc，一部分 Dwb，一部分屬 Dfa 氣候。不過在此廣大地區，測候站分佈甚少；其準確範圍不易決定。在

大致推論的情形下，我國乾區氣候的分佈界限，反比較容易趨於一致。

四、中國氣候區域

根據此等主要及次要的氣候分界線，再參考地勢、土壤、天然植物及農作物的實際分佈情形，著者把中國劃分成十四個氣候區域。其名稱及所屬氣候型類，有如下表所示，其地理分佈則可參閱附圖。

表 1：中國各氣候區代表站之氣候要素及氣候型

氣候區別	代表地點	平均年雨量 (cm)	熱季最多月雨量 (cm)	冷季最少月雨量 (cm)	最熱月平均溫 (°C)	最冷月平均溫 (°C)	年可能蒸散量 (cm)	缺水	剩水	潤濕指數	氣候型 桑士偉	氣候型 柯本
熱帶潤濕	香港	220.0	39.4	2.5	27.8	15.1	116.9	0.0	103.2	88.3	$B_4A'ra'$	Cwa
	臺南	183.9	43.8	1.7	27.9	17.1	125.5	11.9	70.3	50.3	$B_2A'ra'$	Cwa
熱帶次濕	厦門	117.9	17.4	3.2	29.0	13.4	115.0	11.8	14.8	6.7	$C_2A'ra'$	Cfa
	梧州	127.0	20.4	3.3	28.7	12.4	115.6	4.8	16.2	11.5	$C_2A'ra'$	Cfa
副熱帶潤濕	福州	144.6	20.2	4.0	29.7	12.3	113.6	0.0	31.0	27.3	$B_1B_4'ra'$	Cfa
	桂林	194.7	39.9	4.0	28.5	7.8	102.6	0.0	92.1	29.8	$B_4B_4'rb_4'$	Cfa
副熱帶次濕	重慶	109.6	18.6	1.9	29.1	9.2	101.8	0.0	7.8	7.7	$C_2B_4rb_4'$	Cwa
溫帶潤濕	上海	112.8	17.6	3.7	27.1	3.2	83.5	0.0	29.4	35.2	$B_1B_2'rb_3'$	Cfa
	漢口	126.7	22.9	3.1	28.8	3.8	94.0	0.9	33.6	35.1	$B_1B_3'rb_3'$	Cfa
	長沙	138.5	22.6	4.8	30.0	4.4	96.9	9.1	50.8	46.7	$B_2B'_3rb_3'$	Cfa
溫帶次濕	南京	97.8	13.3	3.6	27.7	2.2	86.6	0.0	11.2	12.9	$C_2B_3'rb_3'$	Cfa
	成都	100.2	28.3	0.6	26.7	6.6	90.7	3.7	13.1	12.1	$C_2B_3'rb_4'$	Cwa
	昆明	103.9	22.3	1.0	20.9	9.5	77.3	2.2	28.8	35.5	$B_1B_2'ra'$	Cwb
溫帶半乾	北平	63.0	24.9	0.2	26.1	-4.6	78.6	15.6	0.0	-11.9	$C_1B_2'db_2'$	Dwa
	濟南	63.9	20.4	0.8	28.2	-1.7	90.5	26.5	0.0	-17.6	$C_1B_3'db_2'$	Cwa
	西安	55.7	10.6	0.4	27.5	-0.6	83.3	27.5	0.0	-18.9	$C_2B_2'db_2'$	BSk
	蘭州	30.8	10.0	0.1	22.7	-6.8	66.2	35.4	0.0	-32.1	$DB_1'db_2'$	BSk
冷溫帶潤濕	安東	100.6	26.9	1.5	24.8	-9.3	68.2	0.0	28.5	39.5	$B_1B_1'rb_2'$	Dwa
冷溫帶次濕	瀋陽	66.9	15.1	0.5	24.8	-13.1	66.6	4.4	0.0	-4.0	$C_1B_1'db_1'$	Dwa
	濱江	54.8	14.9	0.4	23.2	-20.4	62.0	7.1	0.0	-6.9	$C_1B_1'db_1'$	Dwa
寒帶次濕	免渡河	35.5	8.1	0.4	19.4	-27.7	48.4	12.9	0.0	-16.0	$C_1C_2'dc_2'$	Dwc
草原	西寧	43.9	11.1	0.1	18.3	-6.1	55.8	11.8	0.0	-12.7	$C_1C_2'db_2'$	Dwb
	殖化	22.9	1.9	1.2	24.2	-15.2	67.0	44.4	0.3	-39.4	$DB_1'db_1'$	Dfa
	臚濱	25.6	7.3	0.2	21.0	-26.0	51.9	26.2	0.0	-30.4	$DC_2'dc_2'$	Dwc
	太原	38.3	9.9	0.5	25.2	-7.7	71.7	34.4	0.0	-28.8	$DB_2'db_2'$	BSk
沙漠	酒泉	7.9	2.9	0.1	23.7	-8.8	66.1	58.2	0.0	-52.8	$EB_1'db_2'$	BWk
	庫車	7.6	2.4	0	23.9	-14.0	71.6	64.0	0.0	-53.7	$EB_2'db_2'$	BWk

1. 熱帶潤濕區

此一氣候區之地理分佈，被分割爲五處，包括廣東省的大部，雲南省之南部，臺灣省西南部，海南島東半部以及廣西省之西南側。年平均溫在 20°C 以上，最冷月平均溫在 10°C 以上，平均無霜期達11個月；經常終年無霜，僅當强烈寒潮南下時偶有霜害。廣東的南部沿海，楊柳在一月下旬便已發芽，而北平則須遲至四月上旬，相差約 70 天；平均每向北去一緯度，楊柳的發芽日期便延遲四天。桑樹在南海之濱，一月下旬便已發芽，上海附近則延遲到四月上旬。廣州一帶，桃花在二月初便開了，但北平須待至四月底。

夏期甚長，概受赤道海洋氣團控制；因濕度高而雲雨多，故並非全國最熱之地。本區各地最熱月之平均溫，反較長江中下游諸盆地爲低。香港之夏期開始於4月20日，終止於11月7日，長達202天。但香港最熱的七月，平均溫僅得 27.8°C ，顯然較漢口之 28.8°C 、重慶 29.1°C 以及長沙之 30°C 爲低。同時此一氣團因濕度高，夜間輻射不强，故其所控制的地區，晝夜悶熱，氣溫之日較差極小。常年無冬，在沒有長期乾旱之處，農作物可終年生長。

平均之年雨量概超過 1,500 公厘，年雨量曲線常有二高點。按赤道海洋氣團及熱帶海洋氣團，皆乘對流不穩定性，平均上升五百公尺，即可產生凝結現象。因此海拔超過 500 公尺之山地，便足使東南或南季風中所含的水汽成雨。本區所有的山地，高度每在 1,000 公尺左右，且又當東南季風與南季風登陸之衝，地形雨盛行，故遂爲全國雨水最多之區。

本區除雲南省南部之河谷地帶外，夏季皆受颱風威脅。夏季雨量中颱風雨所佔之比例，在香港爲 34 %，廣州爲 31 %。香港 1937 年 9 月 2 日的颱風，最大風速曾達每秒 70 公尺。

2. 熱帶次濕區

本區之氣候，概與第1區同：雨水則較少，多數地區在 1,200 公厘左右。廣東的西南與廣西的大部，山區之氣溫高於浙閩山地；但因雨水較少且分配不均，故天然植物遠不如浙閩山地之盛。

本區比較少雨，顯然係受鄰接區域地形的影響，對夏季風或冬季風處於雨影地帶。就厦門與臺南的情形說，當夏期西南季風或東南季風吹向本區時，厦門係處於雙重的雨影地帶，故雨水遠較臺南爲少。但冬期東北季風盛行，臺南所受臺灣山區的影響遠較厦門爲甚；故臺南從十月到翌年三月間的雨量，遂遠較厦門爲少。

表 2：熱帶潤濕與熱帶次濕氣候區四主要測站冬夏雨量之比較

地　　點	4—9月雨量合計（公　厘）	10—3月雨量合計（公　厘）
香　　港	1,869	362
臺　　南	1,669	170
厦　　門	878	301
梧　　州	971	299

3. 副熱帶潤濕區

本區限於溫州與騰衝以南，成一狹長地帶，附加於熱帶區域北邊。其氣候可以福州或桂林爲代表，最冷月平均氣溫在10°C左右，近海處較內地爲高；福州一月份之平均溫爲12.3°C，桂林一月份之平均溫爲 7.8°C 。平均無霜期減爲 300 天，寒潮南侵時偶有霜害，但不嚴重。本區東段，雨水季節分配較爲均勻；福州之平均年雨量爲 1,446 公厘，夏半年計 1,050 公厘，冬半年計 396 公厘，並不缺水。桂林之平均年雨量達1947公厘，夏半年計 1,524 公厘，冬半年計 423 公厘，夏期之剩水遠較福州爲多。

騰衝之海拔高 1,634 公尺，已入溫帶氣候；惟其附近之河谷，仍多屬副熱帶氣候。

4. 副熱帶次濕區

四川盆地賴高山大嶺之屏障，冬半年氣溫特高，有似嶺南。重慶一月份之平均溫爲 9.2°C ，與其約略同緯的九江，一月份平均溫却只有 4.7°C ，相差 4.5°C 。盆地南邊長江以南各縣，一月平均溫且高出 10°C ；有副熱帶之象徵，無嚴寒的威脅。惟强大寒潮越山侵入盆地時，亦有霜害；1943 年 4 月 8 日的突然霜雪，即爲一例。各地平均連續無霜日期，概在 250—360 天之間。冬季之四川盆地，仍受到西南風影響；當偶有寒潮入侵時，底層雖爲冷空氣置換，但上層仍暖。某年二月飛機從成都起飛，當時因受寒潮影響，地面之氣溫僅得 1°C，但當飛機升高至 1,500 公尺時，進入西南熱帶氣團，氣溫却高達15°C。

夏季之四川盆地，甚爲炎熱；各地七八兩月的平均溫，多在 27—30°C 之間，平均最高溫多在 30—36°C 之間，而極端最高氣溫可高至 36—45°C 不等，成爲全國夏季最熱的地區之一，而尤以東部長江谷地爲甚。

各地之年雨量在 1,000 公厘左右，自盆邊向盆心減少，若干處已少於 800 公厘。雨水之季節分配，甚不均勻；絕大部分集中夏半年，冬半年則普遍乾旱。各地 12, 1, 2 等三個月雨量之和，僅佔全年雨量 5 %左右。重慶冬季雨量僅佔全年雨量 5.5 %，夏季三個月則獨佔 41.1 % ；而九江之相對數字則分別爲 13.5 %與 34.3 %。

雨季概始於四月下旬，止於十月中旬，爲期約五個半月。自十一月到翌年三月之間，各地雨水皆甚稀少。一月份之平均雨量，多數地點不滿 10 公厘。即在雨季，雨量之變化亦巨，五六月之交，常有長期乾旱；俗有三年一小旱五年一大旱之說，此實爲四川盆地農業上最大之缺點。七月以後，雨量驟增，多數地點七月份之平均雨量

，皆超過200公厘。

雲多霧重，爲四川盆地氣候之另一特徵。各地年平均雲量，概在 7.5—8.5 之間；其季節分配，以秋季爲最多，夏末爲最少，而尤以八月爲然。各地全年霧日，多數接近60天；而以冬季爲多。因雲霧太多，故日照較少。據現有之紀錄，各地全年日照時數皆不足 1,400 小時，較我國同緯其他各地爲少。重慶之全年日照不過 1,350 小時，而杭州則得 1,900 小時以上。

5. 溫帶潤濕區

所佔面積頗廣，從上海到貴陽，自霍邱至衡山，皆屬溫帶潤濕氣候，四季漸見分明。上海的夏季開始於 6 月 12 日，終止於 9 月 20 日，夏長 101 天；冬季開始於11月22日，終止於 3 月28日，冬長 127 天；而春秋二季則各長 69 天。最冷月平均溫在 3—8°C之間，年雨量自 1,000—1,500 公厘不等。雖終年無缺水現象，但無霜期不足以栽培兩期水稻。

本區東段近海之丘陵地帶，冬季深受海洋的變性氣團影響，故雨雪頗爲豐沛，因之全年雨水之季節分配，也頗爲均勻。杭州冬季的雨水要佔全年雨水15%，而臺南僅得 3.9 %，香港得 4.1 %，重慶僅得 5.4 %，昆明僅得 3.4 %，濟南與大連皆僅得 4.5 %。本區雨水分配的均勻，對於茶樹的栽培極爲有利。茲將上述各地四季雨水所佔全年雨水的百分率，列如表 3 ，以資比較。

表 3：溫帶潤濕及其隣近氣候區四季降水量所佔%之比較

地	點	春	夏	秋	冬
杭	州	26.2 %	37.5 %	21.3 %	15.0 %
漢	口	32.8	41.0	16.1	10.1
臺	南	16.4	68.0	11.7	3.9
香	港	23.0	52.5	20.4	4.1
重	慶	25.6	41.0	28.0	5.4
昆	明	12.9	59.2	24.5	3.4
濟	南	10.0	70.9	14.6	4.5
大	連	14.2	57.2	24.1	4.5

全年雨水分佈有二高點，一在梅雨期，二在颱風期。梅雨爲標準的靜止面雨，概開始於五月中旬，直止六月中旬，乃赤道海洋氣團徐沿暖面上升，停滯不前以及氣旋的東去出路爲東海高壓所阻之故。梅雨天氣之特徵爲風力微弱，風向不定，雨多雲重，但降雨强度不大，細雨時斷時續，氣溫略見下降，日較差甚小，極宜於新茶的萌芽。

上海夏季的雨量中，氣旋雨獨佔 66 %，颱風雨佔 28 %，其餘幾全爲對流雨。

青康藏高原的極南邊以及滇西大峽谷地帶的西北段，在分類上雖亦屬溫帶潤濕氣候，但雨水的季節分配有很大差別。拉薩與江孜等地，全年約有 75 %以上的雨水集中於夏季三個月，冬季雨水幾等於零。

6. 溫帶次濕區

年雨量已減至 1,000 公厘以下，潤濕指數介乎 20—40 之間。其地理分佈係從南京西趨漢中折轉成都而直下昆明，顯然可分爲東北與西南二段。東北段在我國溫帶之中央，氣候可以南京與宜昌爲代表，緯度乃影響其地氣候之主宰；氣溫的年較差頗巨。西南段爲我國東南平原及丘陵帶與西部青康藏高原間的過渡氣候，所受海拔高度的影響較大，可以昆明爲代表；氣溫的年較差小，夏季涼爽。

四季之分明爲溫帶氣候特徵之一，南京之平均候溫高出 10°C 者開始於 3 月17日，按當地月令「驚蟄之日桃始花」一語，在時間上頗接近。候溫降低至 10°C 以下者始於11月26日；此時梧桐落葉，柳色轉黃，已有秋盡冬來的景象了。

雲南高原在氣候上似一半島突向西南，爲太平洋與印度洋水氣的交接點，而以瀾滄江之河谷爲分界。高原之東南西三側雖皆潤濕，但其內部雨水較少，限於 1,000 公厘左右；冬季尤爲乾燥，此可從天然植物的比較稀少上，得到證明。雲南的壩子農業，原賴山泉之補充。雲南高原冬季的天氣，與隣接地區大不相同；此時東南沿海丘陵、南嶺以及華西山地，皆雲低霧重，常數十日不見太陽。雲南因高出雲帶之上，故天氣常甚清澈；多仍吹西南風，有溫涼的更迭，而無寒暑之劇變，成爲全國氣候最佳之地。石榴在二月下旬便已開花，北平則須遲至五月中旬。

7. 溫帶半乾燥區

包括黃河中下游流域全部，淮河流域的小半以及東北地方之一角。雨量少而變幻多，大部分地區之年雨量限於500公厘左右，平均年變率超過30%；北平最大之年雨量爲最小年雨量的7倍。陝西1929年的大荒災，便因全年幾乎完全無雨所致。潤濕指數在南半部爲0→-20，依柯本分類屬Cwa；北半部爲-20→-40，柯本分類屬BSkw。全年的雨水約有75%左右集中降於夏季三個月；冬季三個月的雨水，其所佔全年雨水的百分率，在大部分地區皆遠在5%以下。

最冷月平均溫概在0°C到-6°C之間；最冷月-6°C的等溫線，成爲本區之北限；故本區以北，無冬麥栽培。冬季寒潮南侵時，每小時風速可達100公里；風沙漫天，溫度急降。1935年12月5～6日，北平在18小時之內，氣溫突降達19°C之多，爲氣候上另一大缺點。除沿海外，夏季極熱山東半島與遼東半島的丘陵以及燕山山地，夏季較涼，冬季比較溫暖潤濕，成爲我國最佳之蘋果產區。沿海若干小島，最高氣溫發生於八月，最低氣溫發生在二月，較內地延遲一個月。盛夏之天氣亦偶受颱風影響，青島夏季雨量之中，颱風雨平均約佔20%。河北在1925年因受颱風影響，保定一帶在三天之內曾得雨380公厘。

表 4：溫帶半乾氣候區四季降水量佔全年降水量之%

地點	春	夏	秋	冬
北平	9.1	75.9	13.3	1.7
天津	10.5	73.9	13.6	2.0
保定	8.0	77.9	11.3	2.8
青島	14.3	57.6	22.4	5.7
西安	19.7	45.2	32.1	3.0

本區大部分地方，平均初霜概在十月中旬以至下旬。例如北平爲10月12日；濟南爲10月10日；徐州爲10月25日；西安爲10月26日。我國農曆上所指的霜降，便在陽曆的十月下旬，這正是華北地區的平均初霜日期。當時中國的政治、經濟與文化的重心，亦正在華北，許多事物皆以華北爲標準。

8. 冷溫帶潤濕區

其分佈限於東北的東南側山地以及臺灣之中東部山地，因地勢較高而迎風，故雨水特多。冬有風雪，同時氣溫很低，蒸發量小，故更顯得潤濕。雨水之季節分配，比較均勻；終年無缺水現象，乃成爲大森林帶。

中國大陸冬季大部在西伯利亞氣團籠罩之下，其餘氣團絕少插足可能。惟東北之東南部，因偏處西伯利亞氣團邊緣，故在冬春或秋冬之交，變性的寒帶太平洋氣團乃有入侵機會。以其乘性比較溫和潤濕，而具對流不穩定性，故與西伯利亞氣團交綏後，即演變爲關外著名的風雪天氣；雲層厚而低沉，空中擾動劇烈，大雪紛飛不止。中國各地的雪量，實以本區爲最多。

9. 冷溫帶次濕區

分佈在東北的中央大平原以及熱河省的中東部，冬長而冷，夏雖暖但很短。瀋陽之冬季開始於10月8日，終止於4月26日，冬長達200天；夏季開始於6月20日，終止於8月23日，僅約65天。平均無霜期在150天左右；生長季之太短，成爲農業上的最大限制。

春冬二季爲西伯利亞氣團控制，雨雪不多；夏季因海洋氣團尚可深入，故比較多雨。全區各地之年雨量概在600公厘左右，從東南向西北遞減。本區氣候與第7區不同之點，主爲冬季更冷，次爲雨水稍多；第三是雨水集中夏季的程度不若第7區之甚。

10. 寒帶次濕區

本區分佈於東北之北部與東北部，爲我國東南半壁最北最冷之地，年平均氣溫低於0°C，一月平均氣溫在-24°C以下，冬季長達8個月，嚴冬極端寒冷，有似極地。免渡河一年中有7個月的平均溫低於0°C，一月平均溫爲-27.7°C，極端最低溫曾低至-50.1°C，創全國最低的氣溫紀錄。當氣溫最低時，水銀亦可結冰。其地無夏，最熱月之平均溫爲19.4°C，氣溫之平均較差達47.1°C。平均無霜期僅約120天，絕對無霜期更只有52天；因生長季

表 5：冷溫帶次濕氣候區四季降水之分配（%）

地點	春	夏	秋	冬
營口	14.3	62.8	19.8	3.1
瀋陽	15.9	59.3	21.8	3.0
長春	14.8	67.7	15.1	2.4
濱江	13.7	65.6	17.9	2.8

太短，春小麥亦常不克成熟。

11. 草 原 區

中國的西北半壁，草原氣候佔有相當大的面積；在北者分佈於蒙古高原的西、北、東三側，在南者則分佈於青康藏高原的東邊。就其氣溫與雨水的情形，可分爲：(a) 溫帶半乾草原，(b) 寒帶半乾草原，(c) 寒帶次濕草原等三類。

溫帶半乾草原見於蒙古高原的東南側與北疆的準噶爾盆地，附圖中有細點線與其北之寒帶半乾草原分開。平均年雨量多數在 350 公厘左右，自外圍向內部遞減，終於淪爲沙漠。例如西灣子爲 426 公厘，薩拉齊爲 325 公厘，榆林爲 423 公厘，大同爲 539 公厘。雨水的年變化極大，位於本區南邊之太原，最大的年雨量竟爲最小年雨量之16倍。冬季甚冷，西灣子1915年1月12日，氣溫曾降至 −45°C，路上行人有被凍死者。雨水既少而變幻無常，生長季復短，故正規農業缺乏保障。

準噶爾盆地的氣候近似中亞細亞，雨水分配較爲均勻，冬半年的雨雪且多於夏半年，成爲我國大陸上之唯一例外。

寒帶半乾草原見於我國之最北部，全年有5～6個月在平均氣溫低於 0°C，最冷月平均溫皆在 −20°C以下，年雨量不足300 公厘；例如庫倫爲 242 公厘，臚濱爲 256 公厘。

表 6：中國草原區域四季降水之分配（%）

地　　點	春	夏	秋	冬
廸　化	33.6	15.5	26.6	24.3
伊　犂	39.1	20.1	19.3	21.5
塔　城	38.0	13.5	25.9	22.6
西灣子	20.1	58.9	17.9	3.1
薩拉齊	13.9	62.9	17.1	6.1
臚　濱	9.0	70.2	18.1	2.7
庫　倫	9.1	73.5	15.3	2.1

寒帶次濕草原爲我國三類草原中之最佳者，限於青康藏高原的東部邊緣；其地所處之緯度雖不高（全在北緯 40 度以南），然因平均高度達 3,000 公尺，故已入寒帶範圍。設以黃河之源的星宿海爲中心，用 650 公里作半徑，向東畫一弧形，大致即可包括此一區域；南北延長一千餘公里，平均寬度約 300 公里。其氣候可以西寧與松潘爲代表，冬季不太寒冷，夏期相當多雨，是爲我國少有的理想牧地。多數地點之平均年雨量，皆超出 500 公厘。兼以地高氣寒，蒸發量低，故終年相當潤濕，雨雪的有效性高，並不致妨碍農耕。問題在氣溫，尤其是夏半年的氣溫。本區因爲海拔甚高，夏季最熱月的平均溫皆遠低於 20°C，例如松潘七月的平均溫便只有15.6°C。高原之上，空氣稀薄而清澈，白晝因日照强，氣溫可升得頗高；入夜因地面輻射劇烈，氣溫迅速降低，故日較差極大。夏季三個月，氣溫亦可能降至 0°C以下，故普通農作物的生長絕不可能；而僅能生長牧草，于是也就決定了本區農業經濟的性質。

松潘的平均無霜期僅約 120 天，而絕對無霜期更縮短爲 62 天。惟本區因地形高仰，賴多重山嶺的屏障，冬季常可超脫寒潮的侵擾。西寧最冷月的平均溫爲 −6.1°C，反較海拔低 710 公尺而緯度亦稍偏南的蘭州高0.7°C；較之約略同緯的濟南，亦僅低 4.6°C，而濟南的海拔却較西寧低 2,220 公尺。若以本區之冬季氣溫與我國其他草原區比較，則差異更爲明顯；西寧一月份的平均氣溫，要較臚濱高 20°C，較庫倫高 18°C，較廸化約高 10°C。故牲畜受凍斃的威脅，亦遠較我國其他草原牧區爲少。

本副區之降水量，亦較我國其他草原爲多，其分佈概自南向北減少，康定附近多達 800 公厘以上，松潘減少爲 690 公厘，西寧又減少爲 440 公厘。雨水的季節分配，約有半數集中於夏季三個月；西寧的夏季雨水佔全年 55%，松潘佔42%。

12. 戈 壁 區

本區爲中國最冷而且最旱的地方，一月份平均溫概在 −10°C 以下，各地的年雨量均不足 250 公厘。冬季各月，零下 20°C的低溫甚爲普遍；多數的井水都要結冰，人與牲畜，俱以雪作飲料，九月初旬，已見霜雪。惟眞正的冷季，須到十月中旬或下旬開始。烏得一月份平均溫爲 −17.9°C，七月平均溫爲 23.3°C，年較差達41.2°C，且日較差亦巨。雨水愈到西南部愈少，終與沙漠區連成一片；額濟納的年雨量，便不到30公厘。自中心向外—西、北、東、邊緣部分雨量漸增，已可見零星草地，稱爲砂礫草地。砂礫草地以外，雨水續增；大凡年雨量

（下接第34頁）

美國各種傳真天氣圖之判讀與應用（續）萬寶康

The Processing and Use of U. S. Facsimile Charts (Continued) P. K. Wan

四、各種輔助圖

1. 高空風圖：代號 ULUS WAN ，表示 Selected Levels United States，按選定之高度繪製之。
   a. 高空風圖之說明
      ① 高空風圖每日傳送四次，惟星期二，五停發0300Z一次，改發5日預報圖。
      ② 高空風圖計有八幅，共分上下兩層傳送之。
         ㊀ 下層圖包括地面以上第一標準高度，大致代表梯度風，（實際至少在距離地面600呎以上），4,000′風，7,000′風，10,000′風等四幅。
         ㊁ 上層圖包括14,000′風，16,000′風，20,000′風，25,000′風等四幅。
      ③ 爲便於將廣泛之無線電探空資料以塡圖方式傳送至各使用單位起見，NWAC 在分析各層高空風圖以前，亦將850mb之風塡入4000′高空風圖，700mb之風塡入10,000′高空風圖，500mb之風則塡入20,000′高空風圖。
      ④ 高空風速按五與十塡繪之。箭桿上之每一全羽表示 10 Knots，每一半羽表示 5 Knots，每一小旗表示 50 Knots 。小於 5 Knots 之風速僅繪箭桿無羽。
   b. 高空風圖之判讀
      ① 作氣流線分析。　② 指示槽與脊之位置。
   c. 高空風圖之應用
      ① 用以表示各高度之氣流形態，以供飛行計劃及講解之用。
      ② 用以表示垂直方向風之變化，並以表示氣壓系統之深度。
      ③ 表示垂直與水平之風切。
      ④ 獲取高空圖規定時間以外之槽與脊位置（0900Z與2100Z）。
      ⑤ 由氣流分析確定氣流滙合（Confluence）與溢散（Difluence）之區域。
      ⑥ 在地面界面位置確定之後，再決定各高度之平流分速。
      ⑦ 決定有「湖泊效應」（Lake Effect）之軌徑。
      ⑧ 預報最大風速風陣。　⑨ 預報亂流。
      ⑩ 用以製作850mb，700mb與500mb圖之初步分析。
2. 穩定指數與結冰層圖：代號 AXUSI WAN，表示 Auxiliary Chart United States 1.，包括穩定指數圖及結冰層圖等兩幅。
   a. 穩定指數圖
      ① 穩定指數圖之說明
         (a) 此項穩定指數係 A. W. Showalter 所規定者。即將一定氣團按絕熱程序（乾與/或濕）由850mb擧升至500mb，再將500mb之實際溫度減去此空氣團到達500mb之溫度，二者之差即爲穩定指數。正值表示穩定，負值表示不穩定。
         (b) 穩定指數圖包括穩定與不穩定區域，按穩定指數值以四個單位之間隔繪畫之。穩定區域中心以S表示之，不穩定區域中心以U表示之。
         (c) 穩定指數數值亦以兩字一組字碼在第一次無線電探空報告（First Transmission）之後由印字電報機傳送之。
      ② 穩定指數圖之判讀

（a） 將20,000′與10,000′之氣流線重疊於500mb圖以決定導引氣流之所在。

（b） 標示地面界面位置。　（c） 填入不穩定區域兩次之過去位置。

（d） 填入惡劣天氣警報中心（SWWC）所傳送之惡劣天氣區域。

（e） 以各種不同顏色標示不穩定中心以表示各種不穩定之程度（着色方法可先行決定）。

③ 穩定指數圖之應用

（a） 可與惡劣天氣警報中心（SWWC）所發佈之報告配合應用。

（b） 預報雷雨及其伴生之惡劣天氣現象。

（c） 作爲飛行計劃與天氣講解之用。

（d） 預報結果必須嚴格加以考核。（參看 AWSM 105-37）。

b. 結冰層圖

① 結冰層圖之說明

（a） 填圖模式：結冰層之高度數值按整百呎填繪之，地面溫度在32°F或0°C以下各測站以「BF」字樣表示之。如一地上空有多層之結冰層則以多個高度數值表示之。

（b） 等高線：其間隔爲2,000′，並以呎數標示之。此種等高線可能因地形影響而形成不連續現象。

（c） 點線：表示雪之深度，亦繪畫於結冰層圖上。此種等值線計有兩條，一爲一吋雪深等值線以1標示之，一爲六吋雪深等值線，以6標示之。

② 結冰層圖之判讀

（a） 將結冰層在地面之等值線及在 10,000′ 之等值線予以着色。

（b） 填入此等等值線過去之一組位置。　（c） 積雪特多之區域予以塗色。

③ 結冰層圖之應用

（a） 用以預報結冰層高度，以供飛行計劃之用。　（b） 預報空中飛機積冰。

（c） 預報地面之凍結降水。　（d） 預報亂流。

（e） 用以表示積雪之面積，以製作其他有關霧，水位與流量等之預報。

3. 氣壓變差圖，雲量圖，最高或最低溫度圖與降水圖：代號 AXUS 表示 Auxiliary Chart United States，包括12小時氣壓變差圖，雲量圖，最高或最低溫度圖及6小時降水圖等四幅。

a. 12小時氣壓變差圖

① 氣壓變差圖之說明

（a） 零線以粗連續線繪畫之，正變差線按4mb之間隔以連續線繪畫之，負變差線按同間隔以點線繪畫之，二者均以整mb數標示之。

（b） 每一測站之24小時海平面氣壓較差在繪畫等變壓線之前，均已按平均12小時日際氣變壓化修正。

② 氣壓變差圖之判讀

（a） 升高着以藍色，降低着以紅色，零線着以紫色。

（b） 填入500mb或20,000′ 之氣流線（繪於透明膠板之上）。

（c） 填入過去之兩組位置（繪於透明膠板之上）。

③ 氣壓變差圖之應用

（a） 作爲預報之一種重要輔助圖。（參看 NAVAER 50-19-502）。

b. 雲量圖

① 雲量圖之說明

（a） 實線：表示報告6/8以上高雲之區域。

（b） 斷線：表示報告6/8以上中雲之區域。

（c） 點線：表示觀測時間發生降水之區域，並以規定符號表示降水種類。

② 雲量圖之判讀

（a） 將各種雲量區域塗以適當顏色。

③ 雲量圖之應用

（a） 作爲地面圖與定壓面圖或氣流分析與任何渦度圖相關研判之參考。

（b） 可應用外推法作爲一種預報工具。

c. 最高或最低溫度圖

① 最高或最低溫度圖之說明

（a） 此處之最高溫度係指截止至0030Z之12小時內之最高溫度，按整數°F塡繪之。此圖於0256Z傳送之。

（b） 此處之最低溫度係指截止至1230Z之12小時內之最低溫度，按整數°F塡繪之。此圖於1456Z傳送之。

② 最高或最低溫度圖之判讀

（a） 以紅色按10°F之間隔繪等溫線。

③ 最高或最低溫度圖之應用

（a） 預報大區域內之溫度。

d. 六小時降水圖

① 降水圖之說明

（a） 各測站之降水按一吋之百分數塡繪之。此項降水係指過去六小時內所發生之降水。少於.01吋之降水以雨跡符號T表示之。

② 降水圖之判讀

（a） 以綠色按.25吋之間隔繪等降水線。

（b） 塡入地面界面。 （c） 塡入不穩定區域。

③ 降水圖之應用

（a） 預報陸上通行度（Soil Trafficability），霧，低雲，河流區域之流量及地面氣壓系統之加深。（關於最後一項參看 Meteorological Monograph Vol. N0.5）。

（b） 作爲地面圖與等壓面圖之參考，以決定其相關性。

五、地面與高空預測圖

1. 30小時地面與36小時500mb預測圖：代號 FXHN WAN，表示 Miscelaneous Forecast Northern Hemisphere，因同一圖上包括兩種合成之預測圖。

a. 30小時地面與36小時500mb預測圖之說明

① 地面預測圖與500mb預測圖之有效時限不同，前者以0030Z與1230Z爲其有效時限，後者以0300Z與1500Z爲其有效時限，較前者各遲$2^1/_2$小時。

② 30小時地面預測圖上之等壓線以4mb或4mb之倍數爲其間隔，並以整10mb數標示之。界面系統以印刷體表示之。高低氣壓中心以H與L表示之，其中心强度則以整10mb數或以五個一組之數字表示之。此等中心運動之方向與速度以一向量附註若干 Knots 之速度或以五個一組之數字表示之。（參看 AWSM 105-16）。

③ 500mb預測圖上之等高線以斷線（或點線）表示之，並以200呎或200呎之倍數爲其間隔。此等等高線以整百呎數標示之。

b. 30小時地面與36小時500mb預測圖之判讀

① 紀錄其有效之期限與以Lst表示之時間（適用於所有預測圖）。

② 與有效時限相同之其他預測圖相較其一致性。

③ 遇必要時，可每隔六小時予以修正一次，以保持其時限。

④ 將500mb等高線（用透明膠板），界面及高低氣壓予以着色。

⑤ 塡入有價值之預報天氣，如雲及（或）降水形態等。

⑥ 塡入有價值各種特徵之中間位置（用透明膠板）。

⑦ 製作1000-500mb厚度圖，以獲得一較佳之垂直熱性型式。

c. 30小時地面與36小時500mb預測圖之應用

① 預報當地天氣。　② 製作飛行計劃所需要之預報。

③ 由 300mb 預測圖減去 500mb 預測圖，並重新標示其所得之厚度，以獲得預測之500mb等溫線。（參看AWSM 105-50/2）。

④ 製作中間各等壓面之預測圖(400mb與200mb)。

2. 36小時地面預測圖：代號 FSHN WAN，表示 Surface Prognosis Northern Hemisphere。

a. 此種預測圖每日僅傳送一次，並以1230Z爲其有效時限。

3. 48小時地面與48小時 500mb 預測圖：代號 FXHN5 ，表示地面與500mb Miscelaneous Forecast Northern Hemisphere。

a. 此種合成之預測圖每日傳送一次，地面預測圖以1230Z爲其有效時限，500mb 預測以1500Z 爲其有效時限。此等預測圖之說明，判讀及應用與30小時地面及36小時500mb預測圖完全相同。

4. 72小時 1000mb 預測圖：代號 FUHN KWAF，表示 Upper Air Prognostic Chart Northern Hemisphere。

a. 72小時1000mb預測圖之說明

① 72小時1000mb預測圖係製供空軍氣象勤務部之用。其等高線以200呎間隔繪畫之，如有需要時，其中間之100呎等高線可以斷線繪畫之，而決定其形態。

b. 72小時1000mb 預測圖之判讀

① 註明其有效之期限及以Lst表示之時間，並將界面及高低氣壓中心予以着色。

c. 72小時1000mb預測圖之應用

① 製作地面天氣之一般預報。

② 在飛行計劃方面，如有需要，可與72小時500mb預測圖配合，製作 1000-500mb 厚度圖及平均氣流圖。

5. 36小時 700mb 預測圖：代號 FUHN7 WAN ，表示 700mb Upper Air Prognosis Northern Hemisphere。

a. 36小時700mb預測圖之說明

① 此圖以純粹之機械方法製作之。可由地面與500mb預測圖繪製其中間之平均氣流圖，再增加一項1000呎之修正因子得之。以式表示之即爲：

$$\frac{1000\text{mb prog.}+500\text{mb prog.}}{2}+1000\text{ft.}=700\text{mb prog.}$$

② 其等高線經常以200呎爲間隔，惟夏季各月部份改用 100 呎間隔以決定其形態。此等等高線以整百呎數標示之。

③ 當 700mb 等壓圖上有界面明顯確定時，則 700mb 預測圖上亦表明有界面位置。高低氣壓中心以H與L標示之。

④ 圈出之斜線區域爲預料截止至有效時限以前$2^1/_2$小時所包括24小時以內多於1.00 吋降水之區域。

b. 36小時700mb預測圖之判讀

① 如同前述。

c. 36小時700mb預測圖之應用

① 製作5,000′至15,000′間中間各高度之預測圖。

② 供作10,000′附近飛行計劃之用。

6. 36小時300mb預測圖：代號 FUHN3 WAN，表示300mb Upper Air progonostic Chart Northern

Hemisphere。

a. 36小時300mb預測圖之說明

① 300mb 預測圖上之等高線通常以400呎爲其間隔，如有需要時，可繪畫 200 呎之等高線以決定其形態。此等等高線以整百呎數標示之。

② 其等風速線以25Knots之間隔繪畫之。最大風速則以粗線箭頭表示之。

③ 高低氣壓中心及槽線按規定表示之。

b. 36小時300mb預測圖之判讀

① 將等風速線與最大風速箭頭予以着色。　　② 其他各節如前述。

c. 36小時300mb預測圖之應用

① 作爲飛行計劃之用　　② 預報卷雲、降水、亂流、氣旋發生等。

7. 72小時500mb數值預報預測圖：代號 FUHN5 KWAF NR5。（參看 AWSTR 105-131）。

a. 72小時500mb數值預報預測圖之說明

① 此種預測圖每日傳送一次，以 0300Z 爲其有效時限，由聯合數值天氣預報中心（Joint Numerical Weather Prediction Unit）發佈之。

② 此種500mb預測圖上之等高線係按大氣之正壓模式（Barotropic Model）以數值預報方法繪製之。以400呎爲其間隔並以整十呎數標示之。如有需要時，另塡入200呎間隔之等高線以決定其形態。

③ 高低氣壓中心以H與L標示之。　　④ 此圖之比例尺爲1：30,000,000

b. 72小時500mb數值預報預測圖之判讀

① 塡入有效時限，Lst時間，並在標示有H與L各處加印印戳等。

c. 72小時500mb數值預報預測圖之應用

① 作爲遠程飛行計劃之用。

② 餘如前述500mb分析圖應用所示。

8. 36小時200mb預測圖（附150mb風之預測）：代號 FUHN2 WAN。

a. 36小時200mb預測圖之說明

① 其等高線與等風速線之表示方法如300mb預測圖。圖上所塡繪之風爲150mb之預測風，係取自另外之150mb預測圖，並按選定之經緯度交點塡繪之。此種風之預測附於36小時200mb預測圖，其原因在節省傳送所需要之時間與空間。

b. 36小時200mb預測圖之判讀

① 150mb等風速線預測圖須另以透明膠板繪製之。　　② 餘如300mb預測圖所示。

c. 36小時200mb預測圖之應用

① 如前述300mb預測圖應用所示。

六、展期預報各種天氣圖

1. 5日實測平均地面與700mb資料圖：代號 APUS WAN，表示 Weather Summaries United States。此圖包括四張小圖，即平均海平面等壓線圖，平均700mb等高線圖，實測平均溫度距平圖與實測總降水量圖。各圖均包括五日期限，並以過去之第六日爲始。

a. 平均海平面等壓線圖之說明

① 其平均等壓線按5mb之間隔以實線繪畫之。如有需要時，可按 $2\frac{1}{2}$mb 之間隔以斷線增繪等壓線以決定其形態。此等等壓線均以整10mb數標示之。

② 高低氣壓中心以H與L表示之。

b. 平均700mb等高線圖之說明

① 其平均等高線通常按200呎之間隔繪畫之。如有需要時，可按100呎之間隔以斷線繪畫其中間等

高線以決定其形態。此等等高線以整百呎數標示之至10,000′止。10,000′以上以整十呎數標示之，並省略其第一位數字。

② 高低氣壓中心以H與L表示之。

c, 實測平均溫度距平圖之說明

① 以線分開美國全境五日平均溫度爲較距平甚高（MA），較距平高（A），接近標準（N），較標準低（B）或較標準甚低（MB）等區域。

d. 總降水量圖之說明

① 以線分開美國全境大雨（H），中雨（M），小雨（L）及無可觀量降水等區域。

2. 5日預報：代號 FSUS WAN，表示 Prognostic Chart United States。此種預報以A與B兩部分兩次傳送之。A部包括四張小圖，計爲平均海平面等壓線預測圖，溫度距平預測圖，平均700mb等高線預測圖及降水預測圖，其中兩張海平面預測圖以所示日期之1230Z爲其有效時限。B部包括第三、第四、第五與第六各日之海平面預測圖，各以所示日期之1230Z爲其有時限。（參看Awstr 105-93）。

a. 平均海平面等壓線預測圖與溫度距平預測圖之說明

① 等壓線以5mb之間隔繪畫之並以整10mb數標示之。

② 高低氣壓中心以H與L表示之。

③ 預測之平均溫度區域以組線劃分之。此等區域以斜線或圓點表示之並以文字予以標示。

④ 圖中之右下角印有以每秒公尺表示之700mb與海平面之帶指數。

I_7—700mb盛行西風，35°—55°N.　　I_{pp}—海平面極地東風，55°—70°N.

I_{zw}—海平面帶西風，35°—55°N.　　I_{se}—海平面副熱帶東風，20°—35°N.

b. 平均700mb等高線預測圖與降水預測圖之說明

① 700mb等高線以200呎之間隔繪畫並以整十呎數標示之。

② 5日降水量區域以斜線表示之並以文字予以標示。

c. 個別海平面預測圖之說明

① 等壓線按10mb之間隔以粗線繪畫之。如有需要時其中間各等壓線可按 5mb 之間隔以斷線繪畫之，以決定其形態。以整10mb數爲其標示方法。

② 高低氣壓中心以H與L表示之。　　③ 界面以粗實線表示之。

④ 降水區域以斜線表示之。　　⑤ 氣團以規定之符號表示之。

d. 5日預報各種天氣圖之判讀

① 在每一海平面預測圖上註明其以Lst表示之有效時限。

e. 5日預報各種天氣圖之應用。

① 作爲三至五日一般計劃之用。

3. 30日展望：代號 FEHN WAN，表示 Extended Forecasts Northern Hemisphere。此圖在每月15日與30日左右之星期三與星期六發佈兩次。包括三張小圖，計爲平均700mb等高線預測圖，溫度距平預測圖及總降水量預測圖。（參看 Meteorological Monograph Vol. 2, No.6）

a. 平均700mb等高線預測圖之說明

① 等高線以200呎之間隔繪畫之。如有需要時，可繪畫100呎間隔之等高線以決定其形態。此等等高線均以整十呎數標示之。

②高低氣壓中心以H與L表示之。　　③ 主要之預報氣旋路徑以粗線箭頭表示之。

④ 主要之預報反氣旋路徑以雙線箭頭表示之。

b. 溫度距平預測圖之說明

① 此圖以美國爲限。預測之溫度區域以線劃分之，並以接近標準（N），較標準高（A），較標準低（B），較標準甚高（MA），較標準甚低（MB）等字樣表示之。

c. 總降水量預測圖之說明

① 此圖以美國爲限。預測之降水區域以線劃分之，並以大（H），中（M），小（L）等字樣表示之。

d. 30日展望圖之應用

① 作爲長期計劃之用

茲將文中參考書目之詳細名稱依次列舉如下：

（1） Workbook in Meteorology, A. F. Spilhaus & J. E. Miller, McGraw-Hill, 1942

（2） AWSM 105-16, Weather Analysis Codes, Apr. 1953

（3） Meteorological Monographs, Vol. 1, No. 5 AMS Forecasting in Middle Latitudes, H. Riehl, et al, 1953

（4） Navaer 50-1p-502, Practical Methods of Weather Analysis and Prognosis, U. S. NAVY, Chief of Naval Operations, 1952

（5） AWSM 105-39, Forecasting Aircraft Icing, Jan. 1953

（6） Geophysical Research Papers No. 23, Forecasting Relationships Between Upper Level Flow and Surface Meteorological Processes, Geophysics Research Directorate, Air Force Cambridge Research Center, Cambridge, Mass. Aug. 1953

（7） Scientific Report No. 2, Further Studies on the Relation Between Upper Level Flow and Surface Meteorological Processes, J. J. George, et al, Eastern Airlines, Atlanta, Ga., June 1954

（8） AWSM 105-50/1, Forecasting Upper-level Winds, Part One, Forecasting by Vorticity Techniques, June, 1954

（9） AWSM 105-50/2, Forecasting Upper-level Winds, Part Two, Differential Analysis in the Troposphere, Aug. 1954

(10) Bulletin AMS, Vol. 34, No. 4, The Association of Wind Speed with Height of Upper-Air Constant-Pressure Surfaces, R. D. Fletcher, Apr. 1953

(11) Some Recent Developments in Synoptic Meteorology, U.S. NAVY, U.S. Fleet Weather Central, 1952

(12) Journal of Meteorology, AMS, Vol. 12, No. 1, Report of an Experiment in Forecasting of Cyclone-Development, S. Petterssen, et al, Feb. 1955

(13) AWSM 105-37 Severe Weather Forecasting, May 1956

(14) AWSTR 105-131, Fjørtoft's Graphical Method for Preparing 24-Hour 500-mb Prognostic Charts, Apr. 1955

(15) AWSTR 105-93, A Description of Some Methods of Extended-Period Forecasting, Mar. 1954

(16) Meteorological Monographs, Vol. 2, No. 6, AMS, Thirty-Day Forecasting, J. Namias, July 1953

（附註：以上所舉各參考書目除發表於各氣象刊物者外，其餘部份已經中國空軍氣象聯隊譯出，部份則正由空軍氣象訓練班計劃編譯中）。

七、結　　論

傳眞機目前雖爲傳送各種天氣圖之利器，但有不少缺點：（1）美國現用之傳眞機在每傳送一張天氣圖之後尙有換紙之煩，此點在加拿大方面已因採用一種連續紀錄器而予以克服，在美國方面則尙須經過數年始可完全解決。（2）美國現用之傳眞機，其傳送率爲每分鐘60條線，每一條線18吋長。以每吋包括96條線計，則一張大小爲 18″×12″ 之天氣圖需要 19 分鐘始能傳送完畢，如是則一套包括五幅之北半球天氣圖，即需要96分鐘始能傳

送完畢。例如一張北半球500mb預測圖，以手繪製之，約三、四分鐘即可完成，以傳真機傳送則需要96分鐘，時間極不經濟。（3）其他缺點包括篇幅太小，影像不顯等，以致常感模糊莫辨，又無顏色之分，極不便作爲飛行講解之用。此等缺點均經 Lally, McInnis 與 Myers 等 (1957) 指出。

Lally, McInnis 與 Myers 等認爲此等缺點之補救甚爲困難，尤以傳送之緩慢更爲嚴重，即使最近有可能將現用傳真機之傳送率增加一倍，即在每分鐘之內傳送 120 條線之計劃，但事實上仍無濟於事。美國空軍劍橋研究中心 (AFCRC) 有鑑於此，遂另行設計一種名爲 "Weatherplotter" 之機器以代替現用之傳真機。此種 "Weatherplotter" 係根據電動侍服器 (Electromechanical Servo-Mechanism) 之原理製造而成。使用者可藉一鐵筆描畫天氣圖上之圖形。此種鐵筆由其機械運動變換爲電傳訊號而送入一接收機，接收機再將此種電傳訊號變換爲一枝筆桿之機械運動而重現原有天氣圖上之圖形。此種機器不僅可節省傳送之時間，且可以各種不同顏色繪畫於任意大小圖紙之上。據初步之計算，此種機器之傳送率至少可較傳真機增大五十倍。如可獲得更大之可靠性（即較大之訊號對雜音之比率），則其傳送率仍可能增大。

現時正在空軍方面製造中之一種"Weatherplotter"，每秒鐘可描畫10吋之線長，其傳送率可望較現用傳真機增大五倍，且將圖紙之大小增大五倍，並用五種顏色描畫之。如將來再度加以改良，即不難將其傳送率提高至增大五十倍之目標。如是則不久將來之傳真天氣圖，不僅可以簡化其判讀手續而以供迅速之應用，且其各種應用亦當較目前便利多矣。

參　考　文　獻

（1） Dept. of Weather, USAF Technical School, Facsimile Utilization, July 1956

（2） Vincent E. Lally, Donald H. McInnis & Robert F. Myers : The Transmission of Analyzed Weather Charts, BAMS, Vol. 38, No. 2 Feb. 1957

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

Discussion on the Code Form of Surface Report of the Use of Land Stations(FM11.A SYNOP) in Tropical Region

K. P. Hwang

（一）

世界氣象組織第二屆大會通過一項關於推展技術計劃之第廿二決議案，附件所列計劃中之第一項目即爲電碼問題之研究，着由天氣委員會予以辦理，其時，大會分發兩項工作文件，係羅廸西亞及納沙蘭（Rhodesia and Nyasaland）氣象局所提送，促請大會對發展熱帶地區天氣電碼一事予以注意，並建議有關氣象機構對於爲天氣目的而編報之各項氣象要素價值如何，以及其用於天氣電碼格式中是否有不適切之項目一節陳述意見予以論評，最近第一（非洲）區域協會二屆會議時，此項建議發展熱帶地區天氣電碼格式之問題又見提付討論，會中並通過第三建議案，建議天氣委員會研究發展一項適用之電碼格式，以傳遞熱帶地區各測站所作天氣觀測之報告，並由天氣委員會請求所有熱帶地區之會員國提供意見，俾便此一問題能以獲致初步結論後，再於即將召開之天氣委員會二屆會議中詳予考慮，天氣委員會基於上述前提，以爲此項問題業經多次提出，或有其特殊之需要，惟認新國際氣象電碼頒用伊始，各方引用方見穩定，如言變更，尚難自其中獲得經驗，相信天氣委員會圈中決無意於負起此深懷野心之變更現用各項天氣電碼格式計劃之艱巨任務，玆爲符合第廿二決議案之決定，初步措施遂僅以陸地測站地面天氣報告電碼格式及其所列各氣象要素之研究爲限，當即由羅廸西亞及納沙蘭會員國之天氣委員會委員草擬一項問答表，分送有關會員國參照填註意見，憑此收集初步資料以爲研究之基礎，此項發展熱帶地區天氣電碼問題於玆開展焉。

（二）

此項問題既屬新起之問題，初步對象爲陸地測站地面天氣電碼之研究，且正開其端，資料有限，自宜即在該分送之問答表範圍內試予檢討分析，查表之設計，係就現用陸地測站地面天氣報告電碼格式中每一氣象要素爲依據，依次提出各該要素是否具有價值及是否適切之正反面問題，暫不論其內容如何，即以其對每一氣象要素均提出問題一項而言，既有重點不明之嫌，似且有否定全部電碼之勢，按國際氣象電碼雖至本世紀始見充分應用，惟自一九二一年至一九四九年以來，各屆國際氣象臺首長集議時，對於電碼均有磋商增益，一九四七年華盛頓會議後，電碼規模已具，一九四九年頒布實施之陸地測站地面天氣報告電碼格式爲

SYNOP 〔999II〕 $iiiT_dT_d$ Nddff VVwwW PPPTT

$N_hC_LhC_MC_H$ $6D_o$app （$7RRR_tR_o$） $8N_sCh_sh_s$ （$9S_pS_ps_ps_p$）

另有區域及國家之規定，仍頗多差異，一九五一年世界氣象組織成立，一九五三年天氣委員會首屆會議對於國際電碼再予整編，一九五五年新頒即現用之陸地測站地面天氣報告電碼格式爲：

FM 11.A SYNOP (II)iii Nddff VVwwW PPPTT $N_hC_LhC_MC_H$

$T_dT_dj_aj_pj_p$ （7RRjj） （$8N_sCh_sh_s$） （$9S_pS_ps_ps_p$）

如與一九四九年者相比較，其所列之氣象要素幾無不同，僅其編排稍有變更而已，至於區域及國家之規定，除第九組特殊現象各區均有單獨之電碼及附增組各區均有不同之取捨外，其中 $T_dT_dj_aj_pj_p$ 一組，各區（包括國際地球物理年期間之南極區）均已採用 $T_dT_d$app 以及 7RRjj 一組，第一（非洲）、二（亞洲）、三（南美）及六（歐洲）各區均已採用 $7RRT_eT_e$，差異之處亦漸見消減，國際氣象電碼之目的，在求互遞情報方便應用，則簡而合理並全球一致似爲其應有之趨向與途徑，氣圈包圍地球之外層，爲一整體，緯度不同，氣候上固有寒溫熱帶之分，然季節之移轉，尚有春夏秋冬之別，垂直高度之深淺，上下氣象情況亦將迥異，則帶與帶之間實難

以截然分割，世界氣象組織現有各區域似依政治地理背景予以劃分者，界線頗爲曲折，所包括之地區範圍至廣，且多跨越兩帶，除第六區域外，其餘各區域均已部份伸入熱帶，則熱帶專用天氣電碼如予另定格式，若干地帶勢須兩項格式兼採，方符理想，如此將徒增繁複，實與國際氣象電碼訂設之原旨背道而馳，同時區域之規定將更感莫衷一是而無所適從也，各區域常因環境之特殊需要，既均訂有區域之規定以爲補充，與其另訂電碼格式，不如即以區域、國家甚至双邊之協議予以補救，或較爲單純合理，蓋其他適居熱帶而佔地甚廣之區域，僅第一及第二兩區域而已，熱帶地區，氣壓傾向不顯最爲特出，該兩區域對於 $T_a T_a$ app一組，事實上早已另再補充，即第一區域南北緯廿度間之地區及第二區域所屬會員國，其國境大部份處於熱帶者(至北緯卅度爲止)，應用$T_a T_a 9p_{24}p_{24}$替代之規定矣。如確須發展熱帶專用天氣電碼，其應用範圍似難超出第一及第二區域之範圍也。即以目前陸地測站地面天氣報告電碼之傳遞情形言，各區域大多規定僅廣播其前六組爲基礎，任意組常不予列入國際交換，由此可知，陸地測站地面天氣報告電碼一式，格式上似已全球一致，其所列之氣象要素亦已屬簡單而符各方之需求無疑，故電碼格式之變更與所列氣象要素之是否適宜，實爲兩項不同性質之問題，後者則已屬觀測內容與方法探討之範圍矣。

（三）

再論該分送之問答表之內涵，一般說來，似嫌粗略，將來綜合之答案，恐難達參考應用上之預期目的，而若干問題均仍有商榷之餘地，其中關於氣壓（PPP）問改列爲任意組在引用上是否更屬經濟一題及氣壓傾向（p_{24} p_{24}）是否可予照樣包括於任意組內，以目前情況論，氣壓當爲主要氣象要素之一，大氣環流自有一定之程序，氣壓分佈亦自成系統，，惟地表性質並非一致及熱力之季節變化，即引致個別之局部大氣現象，赤道附近，氣壓少變，然南北緯五至廿度間之熱帶海洋上每多氣旋產生，小區域內之氣壓亦每見顯著之變化，氣壓一要素不能自電碼格式中省略以及廿四小時一次氣壓傾向報告之不便包括於任意組內，其理當甚明顯。關於能見度（VV）報告對於熱帶天氣分析如認爲並不重要，問是否同意將其捨去，否則即以一數電碼（One-figure Code）報之已足一題，如屬一般應用，能見度報一數電碼或已足够，惟以時代需求並顧及航空方面之需要，能見度之編報改爲二位，其意在此。又關於風向風速（ddff）一組，認爲二位數編報似屬太繁，問是否可改用一數電碼即國際電碼第廿表及第卅表報出一題，事實上，熱帶地區內，風一氣象要素似特具意義，風向改用一數電碼及風速改用蒲福風級報，豈非嫌不足乎？至於建議以一九二六年國際氣象組織天氣情報委員會六屆會議所提議之天空狀況及天氣之電碼報現在天氣，問是否適切熱帶地區之用一題，空間時間屢易，天氣電碼每見改進，重返舊議，當非明智也。

（四）

我國地處溫帶，臺灣地區雖已部份伸入熱帶，惟揆諸國際電碼創訂之宗旨，國際電碼演進之過程，並綜合上述之事實理由，奢言變更，似係背道而馳，於事無補，一九五五年國際電碼新頒，此時即提變更之大計，更屬不合時宜，此處僅屬研究性質，如即予採取措施大事變更當非易易也。　（完）

民國四十六年颱風報告

第一號—颱風佛琴尼

Report on Typhoon "Virginia"

Abstract

As to the tilt of a typhoon passing through the vicinity of Taiwan, the Author points out in this paper the following facts: (1) the vertical axis of the horizontal cyclonic circulation center on different levels of a typhoon inclines toward the direction of the future movement of the typhoon. (2) the breakdown of the tilt into two parts is the first indication of recurvature of the typhoon track. A proper forecast of the recurvature of Typhoon Virginia was issued by using these concepts, together with the help of land RADAR weather reports, and hourly report of surface wind direction and force, and the pressure change curves of several stations scattered from north to south ahead of the typhoon track.

Surface pressure and wind velocity distribution chart during major synoptic hours are presented in order to point out the genesis of the induced low pressure areas, and the variation of the area of wind velocities less than 10 kts in Central Taiwan durnng the typhoon passage.

一、佛琴尼颱風生成發展經過

四十六年六月十八日下午五時（夏令時間，以下同），一架美軍氣象偵察機在太平洋加羅林群島的特魯克島東方洋面(7.6°N，152.6°E)，發現有一熱帶風暴生成，中心最大風速約每時30浬，以每小時 8 浬的速度向西北西(290°)方向移動。經兩日的醞釀，到廿日下午三時，據美機報告，其中心位置已移動至關島西南西方的 250 浬處洋面 (12.6°N ，140.5°E)，最大風速已增强至每時70浬，其34浬之暴風半徑約 100 浬，已儼然發展至颱風的强度；佛琴尼 VIRGINIA 小姐遂經正式命名而誕生。

圖 1：颱風「佛琴尼」（VIRGINIA）實際路徑圖

該颱風於廿一日繼續向西北西方向移動，移速每小時20浬，最大風速漸次增加，至該日下午三時中心位置移至13.5°N，132.7°E，近中心處最大風速增達每時 120 浬，而34浬之暴風半徑擴展爲150 浬；至次日下午三時移動方向遂漸轉向西北，移速稍減，此時中心位於14.7°N，128.4°E。最大風速更見增強至每時 150 浬，而最大陣風幾達每時 225 浬，暴風半徑亦復擴至 200 浬，發展

之快，聲勢之强，實足駭人。及後最大風速稍歛，移速亦減慢至每時10浬以下，繼續向西北方向移動。廿三日下午三時，中心位於17.5°N，124.6°E，約距呂宋島東海岸140浬。廿四日下午三時，中心位於19.9°N，122.2°E，已移入巴士海峽，遂漸逼近臺灣，本省東南部已進入其風暴範圍，自該日午後起，便風雨不已。同時達在福建沿海的金門，雖在暴風半徑以外，然由於受到臺灣海峽北部誘導低壓的影響，該日五時風速亦曾達每時38浬。此後該颱風的動向受高空氣流的導引；經空軍陸用雷達站的不斷觀測，判斷其漸有北偏的趨勢；廿五日上午九時，該颱風中心移於21.5°N，121.1°E，最大風速每時 120 浬；移速已漸減緩。該日午後三時，中心位置移至臺東東南方約 20 浬之海面，同時臺東亦出現每時 76 浬的最大風速，臺灣東南地區整日狂風驟雨。此後颱風强度迅見減弱，沿臺灣東海岸向北北東方向移動，廿六日清晨，中心位置已移至臺灣東北海面，强度更見減弱，最大風速僅每時65浬，暴風半徑亦縮減爲60浬，向東北經東海移向日本，至廿七日下午三時，越過對馬海峽，抵達日本下關東北方海上，最大風速再減低爲40浬，已變爲溫帶氣旋矣。

二、佛琴尼過境前後之實際平均風力分佈

此研究所引用之資料爲間隔三（或六）小時之臺灣等風速線圖，請參考附圖二至附圖十四。

由該項圖表顯示臺灣因受山脈影響，風力之分佈與開曠平坦地區之風力分佈大異其趣，茲謹就本次颱風過境臺灣實際風速分佈敘述如下：

㈠中央山脈中段兩側地區，平均風速均尚未及十浬。

㈡臺灣海峽北段遠在颱風暴風半徑以外時，其實際風速已逾颱風侵襲之强度。

㈢由於山脈阻擋影響，恒春及臺東一帶僅在距颱風中心$^1/_2$緯度時，34kts 之半徑始影響該二地區（以上所述現象，均可藉理論解釋之，且衡諸實際圖表均無意外之情形發生。）

㈣此次颱風之實際暴風半徑較諸預測情形小過甚遠，移過臺灣後，始作修正（可能係接近臺灣時因山脈影響逐漸減小）

㈤颱風中心移過臺東後，海峽北部之大風區即見減小與副中心移入海峽之時間相一致。

以上各風區之時間及空間變化均極有規律，可資以後預報之參考與利用。

圖 2：24/6 0600Z

圖 3：24/6 1200Z

圖 4：24/6 1800Z

圖 5：25/6 0000Z

圖 6：25/6 0300Z

圖 7：25/6 0600Z

圖 8：25/6 0900Z

圖 9：25/6 1200Z

圖10：25/6 1500Z

圖11：25/6 1800Z

圖12：25/6 2100Z

圖13：26/6 0000Z

圖14：26/6 0300Z

圖2—14： 說明

———：等壓線，間隔1mb　　……：等風速線，間隔每時10浬

：風力超過每時30浬之區域　　：風力低於每時10浬之區域

9　：颱風中心位置　　L　：副低氣壓中心位置

三、佛琴尼過境前後副中心之消長

副中心係受颱風環流影響所產生；故副中心位置及强度變化也反映了颱風本身的變化，颱風在臺灣附近海中時，其周圍常無充分報告可資利用，但副中心所在地由於本省境內報告衆多，每可準確定出，其變化亦瞭若指掌，故如明瞭颱風與副中心之確切關係後，當不難以副中心變化來預測颱風之變化，此處即基於此一認識，所作對此次佛琴尼颱風副中心之研究。

㊀ 各副中心成因之分析

本次颱風過境時，臺灣中央山脈兩側所生成之副中心有四：即新竹附近，臺中附近，臺南附近及花蓮附近之副中心（參閱圖十五及圖二至圖十四），茲分別作簡單研討於後：

①第一副中心（新竹附近），此一副中心之生成殊難僅以氣流越山影響解釋之，此副中心存在時，臺北、桃園、淡水之風均甚大，惟新竹之風則甚小，且爲西南風，此種事實主要係由於山脈北緣氣流之氣旋式切變所造成，此可由風之向山脈一邊遞減以證明之（參看淡水與桃園風之變化），另外新竹係在山脈背風面，兼之上述氣旋式風變影響故導生微弱西南風，藉之構成氣旋式之封閉環流。

②第二副中心（臺中附近），此係完全由於氣流之越山效應。該處山脈最高，濶度最大，故通常自東方接近臺灣之颱風，副中心常首見於該處，本次颱風亦不例外。

③第三副中心（臺南附近），此一副中心爲本次颱風所特有（如颱風西向穿過山脈時，通常均不在該處生成副中心）其原因可解釋之如下：颱風環流係愈接近中心愈大，故雖臺南以東之山脈不及臺中一帶之高並廣，但以該處迎風坡之氣流越山效應大，故在其背風面亦生成副中心。而臺中一帶副中心之生成，主要係由於該處山脈較臺灣其他地區爲高爲廣之故。二者基本成因實相同。

④第四副中心（花蓮附近），係颱風過境後生成，位置係與上述三中心相反，在山脈東側。

圖15：佛琴尼颱風掠過臺灣期間，各副中心所在位置略圖（實線圓圈表颱風接近臺灣時之副中心位置，虛線者表離去時副中心之位置。「×」號爲錄自圖2—14三小時地面天氣圖中各副中心所在之實際位置）

㊁ 颱風過境時副中心之變化

①本次颱風之副中心首見於臺中。

②颱風中心接近臺東時，臺南之副中心消失，第一及第二副中心則同時達到最大之强度。

③颱風中心移過臺東時，第一及第二副中心合併爲一，其位置並向西北移入臺灣海峽，範圍擴大。

④颱風移近彭佳嶼時，臺灣西側由背風槽轉爲迎風脊，同時在背風面之花蓮生成副中心，與位於臺灣海峽者，遙遙相對。

四、佛琴尼過境前後最大風速、降水及災害情形

此次佛琴尼颱風掠過本省東部近海，暴風豪雨使東南地區遭受嚴重災害，其被災原因，實由豪雨導致山洪暴發所致，而暴風之爲災尚在其次，此可由下列兩項紀錄見之。

㊀根據空軍各氣象台最大風速之觀測（附表一）可知此次颱風過境時之最大風速係於六月廿五日十五時出現於臺東，爲每時78浬，其他東南地區則受地形影響皆在40浬以下，另一稍大之風速區在臺灣海峽，淡水之最大風速曾到達每時50浬，乃係該地區之誘導低壓所造成。

㊁根據省氣象所各地六月廿四日至廿六日雨量統計(附表二)，可見該三日總雨量超過300cm者爲恒春、新港

與臺東；超過200cm者爲大武、花蓮，故知由此豐沛之雨量導致東南地區山洪暴發，釀成各河溪流氾濫，造成嚴重災害乃屬必然之事。

表 1：佛琴尼颱風侵襲期間臺灣各地最大風速表

地點	淡水	松山	桃園	馬公	臺東	恒春	屏東	金門	花蓮
最大風	120°/52浬	120°/50	090°/45	320°/34	040°/73	230°/45	220°/38	270°/33	220°/37
出現時間 (135°E)	25/6 1000 2100	25/6 1400	25/6 0255	25/6 1410	25/6 1415	25/6 1240 1310 1325	26/6 0408	24/6 0500	26/6 0100

茲將省警務處六月廿六日發表本省各地所遭受災害情形，引述如下：

①高雄縣自廿五日夜十時起，遭受狂風暴雨襲擊歷七小時，中以美濃鄉最嚴重，該鄉太平、永平、上安、東門、倫理等五地，民房數千棟均被水淹深達三臺尺，加之風勢甚强，兩小時內颳倒民房二千多棟，估計災民有一萬多人無家可歸；其次旗山鄉廣福村二百多棟民房被水淹沒，災民一千多人；總計高縣因此次颱風死亡者共卅五人，其中美濃二十一人，旗山五人，內門九人，另八人失蹤。

②岡山湖內二層行區堤岸被水冲破四臺尺，田地淹沒約六十甲，所有農作物亦被淹沒，損失約二十萬元左右。

③臺東方面：二十五日夜遭受暴風雨襲擊，縣境內低窪地帶倒塌民房二十一棟，半塌八棟，損失稻穀約三萬

表 2：佛琴尼颱風期間臺灣各地雨量統計

地名 / 日期	淡水	臺北	基隆	彰佳嶼	馬公	高雄	臺中	恒春	阿里山	大武	臺東	新港	花蓮	宜蘭	日月潭
24/6	2	5	20	9	0.7	16	1	120	9	110	160	110	110	40	4
25/6	0	1	13	17	0	16	0.7	140	47	0.8	180	200	130	11	32
26/6	0	0	0.7	19	0	17	0	90	23	150	0.2	0.7	0.5	—	0
總計 (cm)	2	6	33.7	45	0.7	49	1.7	350	79	260.8	340.2	310.7	240.5	51	36

八千公斤，大巴柳大溪堤防冲毀二十公尺。

④花蓮方面：吉安等圳進水二十三處，攔水壩全部流失，影響灌溉面積六千甲，秋林大圳等四十三處，圳路亦部份流失，影響灌溉面積三千六百甲，全縣茅草房屋倒塌十四棟，半塌或損壞卅七棟，包括其他財產損失，約計一百四十萬元左右。

⑤屏東方面：高林鄉舊寮溪河堤崩潰，兩個村落被水淹沒，災民待援。

五、佛琴尼路徑預報之檢討

㊀高空導引氣流及各高度水平環流中心之傾斜

自過去數年之實際工作經驗中，我們發現預測西部太平洋熱帶風暴之運動，假若應用颱風環流垂直極限以上一層等壓面圖氣流之導引原則，至少對熱帶風暴運動方向之預報，頗爲準確。

此次佛琴尼颱風於六月十八日出現於太平洋加羅林群島之特魯克島以東洋面，其位置適位於太平洋副熱帶動力高氣壓帶之南半環流影響之下，遭受深厚東風氣流之導引，向西北西方（290°）移進；迨其中心位置漸次接近副熱帶高氣壓之西南部，導引氣流來自東南，颱風進行之方向乃轉變爲西北（310°）。至六月二十五日，太平洋高氣壓退縮於本省以東之經度，其東西方向脊線約位於北緯 21.5 度，佛琴尼於越過此緯度以後，受到南來氣流

之導引，乃轉向北北東沿本省東部海岸加速遠離。綜觀佛琴尼之全部路徑，成一頗爲規則之拋物線型，其行進路徑、速度、轉向位置，無一不與太平洋中副熱帶高氣壓之型式、脊線走向、位置、息息相關。

圖16：241200Z
各高度水平環流中心
位置及200mb氣流圖

表3：六月廿五日 1200Z 台灣高空風比較表

測站 \ 高度 \ 風向風速(浬/時)	地面	850mb	700mb	500mb	300mb	200mb
桃園	120°/9	170°/30	180°/22	040°/12	340°/9	220°/5
恒春	250°/13	280°/30	270°/50	300°/10	—	—

從歷年經過本省各次颱風路徑預報之檢討中，我們發現以下兩種頗有興趣之事實。①颱風各高度之水平環流中心，永遠傾斜於其前進方向，換言之，若將各高度之水平環流中心，投影於地面天氣圖中，則各高度水平環流中心在颱風進行方向與地面颱風中心間之距離，隨高度增加。②假若此種一致性之傾斜現象破壞，亦即自地面至封閉水平環流出現之極限高度間，各高度水平環流中心之傾斜方向不一致，此颱風即正在轉向。

此次佛琴尼颱風之轉向點，適在本省附近，當其轉向期間，我們根據桃園及恒春兩地探空紀錄以及各標準等壓面圖再加研究，對於上節事實，益增信心。

附圖16至19所繪爲根據地面及各等壓面圖所得之各高度水平環流中心位置及 200mb 氣流圖。從上述諸附圖中，可看出下列兩顯著事實：

①颱風在轉向之前及轉向完成以後，各高度之水平環流中心，均傾斜於地面風暴之前進方向。

②700mb層水平環流中心，在 251200Z出現於本省西部約24.0°N，120.0°E之位置，而相同時間之地面颱風中心位於花蓮之南方23.2°N，121.6°E，500mb水平環流中心約位於24.5°N，121.8°E，300mb 水平流之中心約位於25.6°N，122.7°E（參考附表三）。其中各高度水平環流中心隨高度之傾斜過巨，但仍不失爲有興趣之事實。關於 700mb 層環流中心之移至本省西部海峽中，著者懷疑其或係本省西北部強大誘導低氣壓之垂直深度之反應，惟 500mb 及 300mb 高度之水平環流中心，仍傾斜於地面颱風之前進方向。

圖17：250000Z
各高度水
平環流中
心位置及200mb
氣流圖

圖18；251200Z
各高度水
平環流中
心位置及200mb
氣流圖

㈡各地逐時風向風速及氣壓曲線之應用

根據預報颱風路徑之經驗法則，颱風之運動有移向氣壓下降迅速及氣壓數值極低地區之傾向。對此法則之應用，以往有地面 24 小時等變壓線圖，六小時、三小時、一小時等變壓線圖等等，我們根據經驗，發覺在颱風業

圖19：260000Z 各高度水平環流中心位置及200mb氣流圖

已逼近，地面氣壓讀數已受到颱風水平環流影響時，上述經驗法則之應用，若配合當時風向風速，在颱風前進地點之可能方向，自南往北（或自東向西），選擇若干地點，繪製逐時風向風速及氣壓曲線，對於短時間內颱風行動之預報，不難得到優異成果。

此次佛琴尼颱風自東南方海面接近本省南端，我們利用各地逐時風向風速及氣壓曲線，做爲颱風預報之輔助工具，獲得極大成功。參考附圖20，當颱風開始接近本省時，恒春氣壓首先下降，繼見臺東氣壓迅速下降，氣壓讀數亦呈最低，顯示颱風正沿東部海岸向北程動。迨六月二十五日二十一時，颱風已從東方越過臺東，其中心位置頗不明顯；此時位於臺灣海峽北部之誘導低氣壓，範圍加大，環流强盛而完整，頗有令人誤認颱風已越本省中央山脈，而向西北進行之可能。（美空軍該時之訂正颱風公報，即誤認誘導低壓爲颱風中心）。然若就各地逐時風向風速與氣壓曲線仔細檢查，是時臺北等地氣壓已上升，顯示氣壓之正常日變化曲線未被破壞，而花蓮仍趨下降。我們因之判斷佛琴尼仍在東部海面沿岸北上，事實證明完全正確。

圖20：各地逐時風向風速及氣壓曲線

表4：雷達觀測報告一覽表

時間	中心位置		移動	
	北緯	東經	方向	速度(浬/時)
240235Z	20.4	122.3	—	—
240315Z	20.2	122.2	360	8
240400Z	19.3	122.2	—	—
240648Z	20.2	121.4	—	—
240700Z	19.8	121.9	—	—
240800Z	20.0	121.6	—	—
240900Z	19.9	122.0	—	—
241000Z	20.5	121.6	—	—
241100Z	20.5	121.6	—	—
241200Z	20.8	121.4	—	—
241300Z	20.4	121.4	—	—
242000Z	21.1	121.3	335	11
242100Z	21.3	121.7	345	10
242300Z	21.2	121.3	—	—
250000Z	21.5	121.5	360	8
250100Z	21.6	121.5	360	7
250200Z	21.9	121.4	—	—
250500Z	22.2	121.3	—	—
250600Z	22.5	121.3	—	—
250800Z	22.7	121.5	—	—
251040Z	23.1	121.8	350	—
251200Z	23.3	121.6	350	14
251500Z	23.7	122.1	—	—

㈢雷達觀測報告之價值

佛琴尼颱風逼近本省海面以後，空軍雷達站曾奉命觀測颱風之行縱，於六月二十四、二十五兩日內曾舉行23次觀測，紀錄如附表四：

根據雷達觀測之位置報告，可看出在六月二十四日2100以前，佛琴尼向西北方向移動，速度約爲每小時13浬。其後 242100 250500 250800 三次報告，顯示佛琴尼之前進方向，已漸轉北北西至西方向，且移動速度降低。二十五日晨之移速，僅約每時 3 浬，顯示此颱風之即將轉向。佛琴尼於六月二十五日轉向後，循臺灣東部海岸移動，空軍雷達於252400Z追踪其至花蓮附近海面，見其環流形迹已呈現模糊狀態，顯示其强度已經減弱。

綜觀歷次雷達觀測之颱風位置報告，其中除極少數位置誤差較大，極大多數位置準確，且具有優良之連續性，尤以 240855Z 及 242355Z 二次報告之位置，與同時間飛機偵察之中心位置完全吻合，更能證明陸上雷達觀測之精確性及可靠性。附圖21指明雷達觀測颱風之行踪，幾與實際路徑完全一致，平均誤差不過數浬而已。

圖21：雷達觀測報告佛琴尼颱風位置圖

㈣中美兩國颱風公報中路徑預報之比較

基於以上三種預報工具之適當應用，此次佛琴尼颱風自菲律濱東北方海面向本省進襲之際，對其轉向前後所發佈之路徑預報極爲成功。玆就自230000Z至 251800Z 中美兩國歷次颱風公報中之路徑預報，繪爲附圖22，以供對照。

圖22：中美兩國颱風公報颱風24小時後路徑預測比較圖

說明：粗實線　颱風實際路徑
細實線　我國預報路徑
黑虛線　美軍預報路徑

六、結　　論

㈠當颱風臨近本省，吾人利用全島既有之密集地面紀錄、高空紀錄以及陸用雷達報告，有能力發佈比較準確之路徑預報。

㈡颱風環流影響及於本省時，本省各地副中心之消長，及各高度水平環流中心位置之傾斜方向是否一致，均有利於颱風路徑之預報。

㈢此次颱風轉向前後，因缺乏蘭嶼及彭佳嶼氣象報告，分析未可稱爲完全。爲求邇後更能有效預報近海颱風之路徑計，上述兩地之測候通訊設備及人員，亟待加强，其中尤以完好之收發報機及柴油發電機最爲需要，僅靠目前之手搖機發報，實不足應付颱風來襲時之緊急狀態。

（徐　應　璟）

夏半年台灣降水之形成及預報

林 鞠 情 節 譯

一、緒 言

臺灣地跨溫熱兩帶，西隔臺灣海峽與歐亞大陸相望，東濱太平洋。因受大陸與海洋雙重氣象要素之影響故天氣型式特殊。縱貫南北之中央山脈（包括玉山、阿里山、次高山等山脈）爲由四十餘座高逾三千公尺之山峯連結而成。東部另有與海岸平行之山脈，北部則爲大屯火山群。因地形複雜，使天氣所感受之局部作用極大。臺灣全島僅西南部平原地形開展，形成一氣候單元，亦即臺灣穀倉之所在。

盛行於臺灣之季風，每六個月更迭一次。冬天，當極地大陸氣團南侵時，位於仙霞山脈與中央山脈間之海峽地帶，東北季風常達20每秒米以上，而臺灣西南平原位於中央山脈之背風面，故造成該區之乾季。夏天該區適當源自溫濕海洋之西南季風北上之要衝，西南季風爲中央山脈所阻，被迫上騰乃造成該區之雨季。西南季風盛行於六、七、八月；四、五、九三個月則爲東北季風與西南季風交替之季節。

臺灣氣候十分溫濕並有充分之陽光，故農林之遠景充滿着希望。不幸者爲時有豪雨引起山洪暴發，洪水使田地淹沒，交通停頓。但有時則苦旱數月，因之，吾人可得一個農民亦必同意之結論：即決定臺灣農作物之收成者，降水也。

二、統計資料之處理

爲着要獲得臺灣，尤其西南平原降水之正確預報法，著者曾將1933—38之六年間4—9月之降水資料加以整理並就同時期之地面天氣圖作連續之研究，以尋覓形成降水之原因。最後著者發現與降水最有關連者乃6—8月之西南季風。由表一即可概見。

臺灣之降水可依其生成原因分爲四類：①溫帶氣旋②雨帶(Sir G. T. Walker 氏所稱之 Rainbelt) ③颱風④伴同西南季風之颱，前兩者係發生於大陸與海洋兩種氣團交綏之時，故多見於季風遞變之月份。預報臺灣降水之舊法是：藉地面天氣圖上等壓線之型式來判斷，但在西南季風盛行時，臺灣及隣近區域之氣壓梯度極小，雖爲有經驗之預報員，亦易肇錯誤，故著者認爲只有氣流圖可資利用。

表一爲 1933—38 年東沙島，石垣島，上海三地之風向與臺灣各區降水間之相關。風向爲上午六時之紀錄，降水量是上午十一時至次日上午十一時間二十四小時之紀錄。在上項統計資料中，間有短缺者，但因著者曾以分析準確之天氣圖以爲輔助，故雖資料之年限較短，想亦必可適用。

表一中之頻率，係月降水頻率除以相關風向月頻率所得之商的百分數。因之，此商數可用作雨量之相關係數，與降水可能率 (Probability of Rainfall)

$$\frac{\text{月降水頻率}}{\text{相關風向月頻率}}\times 100=\text{降水可能率}$$

如以月降水總量除以相關風向之月頻率，則爲降水强度。

$$\frac{\text{月降水總量}}{\text{相關風向月頻率}}=\text{降水强度}$$

應用表一以作降水預報時，不宜運用純粹之數學概念。因爲作爲除數之風向月頻率，係隨風向而變；盛行風向則因月份而異。所以具有特殊意義之降水可能率，當亦因各月風向而異。不過，吾人可就表列之時間與可能率任意作某地之降水預報。

於討論降水之形成作用時採用下午十一時之資料實較上午六時者爲合理，但爲着方便計仍採用後者。

a. 東沙島 (Pratus) 20°20′N，115°17′E 之風向與臺灣之降水。

四月　降水頻率與降水量均小，但局部變化則甚廣泛，所以難於發現配合一致之法則。本月內溫帶氣旋頻見。故界面颱及雨帶之降水常可發現。關於溫帶氣旋之預報，可參考拙著：「遠東太平洋沿岸之溫帶氣旋」(The Outer Tropical Cyclone in the Far Eastern Pacific Coast)

五月　來自南太平洋 (South Pacific) 之 SSE 氣流及南海之 SW 氣流分別與臺灣區各地降水間之相關大

見顯著且漸趨規則。

六月　南海之 SSW—WNW 氣流已成爲臺灣降水頻率或强度之決定性因素。

七月，八月　此兩月中，SW 氣流已極顯著，故任何人均可持此表以得出精確之預報。在臺灣雖非職業預報員亦知當颱風駐於花蓮附近時，西南平原將有大雨，蓋由貝伯樂定律（Bays Ballot's LaW）可知大雨不過是當颱風時吸引西南季風之作用更爲顯著，而西南季風又受中央山脈之阻所致。

假使預報員藉古老之 Abercrony 氏方法以預報臺灣某地有某種强度之降水時，則屬錯誤，而應先明瞭二十四小時內颱風究取何種路徑進迫臺灣，以及東沙島之風向隨着颱風之前進究作如何之改變，然後依表一尋出東沙島風向與西南平原降水之相關。如果颱風經過較短期之停留後，離開東部海岸，則依照貝伯樂定律，東沙島之風向應爲 N—NNW，隨即回復西南季風。設東沙島早晨六時之風向爲 N—NNW，則臺灣西南平原當日上午十一時至次日上午十一時間即相應而有大雨。以不同性質之 N—NNW 氣流擠入於較溫濕之氣層，降水自屬可能，並且 N—NNW 乃一反常風信，故可大膽地預報大雨之發生。但因其眞實性無法計算，預報時所根據之風向難免有誤，致實際亦間有無降水發生之情形，使此方法仍遭形式化與表面化之譏。

九月　東沙島之 N—NNW 氣流，不可僅視爲颱風所引起，且爲溫帶氣旋與 Walker 氏所謂之雨帶的徵兆。西南平原都可因之致雨。通常九月中旬，東北季風漸取代西南季風，因之本月份西南平原之降水與東沙島之 S 或 SW，N 或 NW 風向間之頻率均高。

b. 石垣島（Ishigaki）（24°30′N，124°18′E）之風向與臺灣之降水。

四月　本月份頗難瞭解之問題爲石垣島之 WSW 與 W 風僅 22.5° 之差，但臺灣相應而生者：WSW 風爲毛毛雨，W風則爲大雨。阿里山測站之海拔甚高，且爲一多雨之地。是以吾人不論用何種方法，在那一月份，預報阿里山之降水，均應就較大之頻率與强度加以估計。

五月　當石垣島爲靜風或 N—ENE 風向時；宜蘭、花蓮有相同之降水頻率與强度。爲 SW—NNW 風時，可視爲西南季風之入侵，臺灣之降水頻率與强度較有規則，特別當石垣島爲 NW 與 NNW風時，更可據以預測西南平原將有大雨之發生。

六月　當石垣島爲靜風時，臺灣降水區域廣泛，强度頗大。此暫時之靜風，可視爲接近界面之徵兆。尤其當東沙島爲西南季風所控制，而石垣島爲 N—E 之風向時，更從未見有與此相反之現象發生。

七月　石垣島之靜風、N 或 ENE 風向所帶來臺灣西南平原之颱，其發生頻率頗高。他如 ESE—S（北太平洋低緯氣流 Low Latitudinal North Pacific Flow）與 SSW—W（西南季風）亦可帶來西南平原之大雨。

八月　本月份最顯著之現象，爲發生頻率甚高之大雨，皆與 SE—S 風向偕同（北太平洋低緯氣流）。

九月　當西南季風盛行時，石垣島之風向爲 SW 或 W，可導致之降水區域已如前述。就吾人觀察所得，當石垣島爲 E—SSE 時，恒春、臺東、花蓮、宜蘭亦相應而有豪雨，且其發生頻率甚高。在夏季，石垣島或沖繩島所盛行者爲 S 或 SE 風，故吾人可立斷 E—SSE 風爲反常之現象。E—SSE 風向之由來，乃颱風經過石垣島之南方或西南西方所致。

c. 上海（31°12′N，121°28′E）之風向與臺灣之降水。

四月、本月份，在統計表上並無顯著之現象發現。但當上海爲 N—E 時，臺灣之東部沿海，及北部則與之有明顯之相關。

五月　東部沿海之降水與上海之 ESE—S 風向有關，當上海之風向爲 WSW時，臺灣全島均有降水，且可能率甚高。

六月、七月、八月　上海 SE—SSE 風向之發生，乃南太平洋或南海之氣流向亞洲大陸伸展時受了太平洋熱帶高壓氣流之影響，所以盛夏當上海風向爲 SE—SSE 時，臺灣可發生降水。盛夏臺灣之降水，並非僅因南來氣流與地形之關係，且爲兩異性氣流相互交綏或相切之結果。所以上海之 N—E 風向與臺灣之降水有關。又當西南季風向北吹抵上海時，能量多已耗損殆盡成爲上海之靜風，因之上海之靜風亦與臺灣之豪雨有關。

九月　本月爲遠東兩季風交替之月份，故上海之N—E風向與臺灣之降水有密切關係。至若 SSE—S 僅與南部之恒春臺東豪雨有關。WSW—NNW 氣流則與南部及西南部之降水關係顯著。凡此不規則之現象均值注意。

三、台南夏季颱之形成

由表二可知臺南六至八月之降水與西南季風或南海氣流之關係最爲密切，不論其出現之頻率或强度，均遠較北太平洋低緯或南太平洋氣流爲盛行。臺南盛夏之降水，即係由S_I，S_P，N_G，E_P，E_N，（註）等氣流各別的或聯合的所造成。而 S_I 與 N_G，S_I 與 E_P 所導致之降水，不論就發生之頻率或降水總量而言，均不較 S_P 與 S_I 聯合形成之降水爲弱。因此，吾人可知臺灣夏季颱之形成，既不是純因暖濕之熱帶海洋空氣受陸地之對流作用所引起，也不是僅由臺灣地形之輻合作用，而係數種原因之同時存在。故各秉性不同氣團間之交綏、相切等作用，當爲不可忽視之原因。

（註）S_I，S_P，E_P，N_G，E_N 分別代表源自南海，北太平洋低緯，北太平洋，亞洲大陸與造成臺灣東來風之大陸氣團暖海變性之氣流。

四、台灣之豪雨

表三中豪雨之分類並非按諸豪雨之定義，而係依吾人統計時之方便。

如表三可知就豪雨之强度言，以恒春、高雄、臺南、澎湖爲最。臺東、臺中次之。花蓮、臺北再次之。且已不能構成災害。此種强度之分佈乃基於下述之因素：①西南季風溫濕之程度不同。②地形。著者根據研究推想臺灣降水量之增減，乃視太平洋高壓氣流與西南氣流之興衰而定。當太平洋高壓强盛，西南氣流減弱時，臺灣降水量減少。反之，臺灣之豪雨盛行。此種趨向甚易辨認，且亦爲進一步研究大氣環流與形成降水關係之鑰。蓋其已涉及許多長期天氣之預報。

五、三點觀察法(The three-point observation method)

表五爲1934—39年間臺灣各地日降水量超過200 毫米時各日上午六時三點之風向風力。此三點之選擇係因其能充分代表三種異性氣團之興衰，由東沙島可察知西南氣流之情況，石垣島爲太平洋熱帶氣流，上海則爲大陸或東海之氣流。

夏半年臺灣之降水不外下列三類：①單一氣團如西南季風，北太平洋低緯氣流等因地形之輻合或陸地之加熱而上騰致雨。②兩種氣團之交綏，$S^I S^P$ 表示降水係因西南季風與北太平洋低緯氣流在臺灣附近輻合上升而成者，即廸普曼神父（Deppermann）所稱之赤道面。同理 $S_I N_G$，$S_I E_P$，$S_I E_N$，$S_P N_G$，$S_P E_P$，$S_P E_N$，等亦爲兩種氣團間之界面雨。③ $S_I S_P N_G$，$S_I S_P E_P$，$S_I S_P E_N$，$S_I N_G E_P$ 等爲三種氣團構成之三相點(Triple Point)。以上三類均有地形迫擧之機械作用與熱力作用以助於輻合上升。因吾人所選擇之三點，足以代表各種氣流之興衰已將上之三類包括無遺，故用以預測臺灣之降水自屬適切。

臺灣之颱風雨多因西南氣流而起，蓋所謂颱風云者，乃有遠勝於一般氣旋之極顯著之吸引（Absorbed）作用，在三點觀察法中對颱風之位置雖未加考慮，但若吾人在降水强度上不求精確，則降水之預報當可獲得相當之準確性。

六、應用之擧例

爲着農業上降水預報之特別需要，特就八月份東沙島上午六時之風向與臺南次日上午十一時後之二十四小時內之降水關係列成表四。

假定蔗農詢及降水之預報時，吾人可據表四之說明依東沙島之風向作成預報，於十五次雨日之預報中，可報中十二次即準確率爲80%，（日降水總量在3mm及以上）。

盛夏降水之局部變化極大，因一小丘，一小溪之隔亦足以阻止颱之行進也。且降水又因距海之遠近而異，腹地較海邊爲豐。這種局部現象對鹽民有利，對植蔗於海邊之蔗農則屬不利。爲着使此種客觀預報更臻完善，著者以爲應建議農民繪製地形之等高線圖，並於圖中註明各地之降水程度與頻率，然後以此種圖表集中於附近之氣象台作爲研究降水局部變化之依據。

本文節自日據時代臺北帝國大學教授小笠原和夫所著之

1. On the Mechanism of formation of Summer Squall in the Southwest Plain Region of Formosa for the Synoptic

Meteorologist 1939年4 月臺北帝大熱帶農學會誌

2. On the Mechanism of Formation of Summer Squall in the Southwest Plain Region of Formosa. Some Important Necessary Conditions of the Formation of Heavy Rainfall. 1940年4月臺北帝大熱帶農學會誌。

兩文譯後約得萬字，圖表更多，譯者爲節省篇幅，避免繁瑣重複計乃逕予删節，圖表被簡化者更多，若因而失去原著面目，譯者之罪也。此兩篇爲著者在臺北執教十年後研究之心得，雖引用資料之年代甚短，但原則上應屬正確。倘吾人能益以漸臻充實之高空資料則對臺灣地區降水之客觀預報之完成當有所裨益。此法之準確性是否果如著者所稱之高，譯者未曾試驗無法證實。

譯 者 附 識

表一：a. 東沙島4—9月上午六時之風向與臺灣各地上午十一時至次日上午十一時間降水之頻率（1933—38）

4 月

	恒春	台南	台東	台中	宜蘭	台北
Calm	15	0	55	15	42	15
N	0	25	25	75	100	100
NNE	10	10	70	10	20	30
NE	24	28	39	41	44	59
ENE	22	28	72	39	82	61
E	15	5	25	0	11	25
ESE	14	14	43	14	25	29
SE	14	14	50	36	80	50
SSE	0	25	38	38	50	38
S	0	14	0	29	75	86
SSW						
SW	0	5	50	50	100	50
WSW						
W	0	5	0	50	50	100
WNW						
NW	0	0	0	0		0
NNW						

5 月

	恒春	台南	台東	台中	宜蘭	台北
Calm	38	17	46	34	74	74
N	60	20	80	40	100	40
NNE	0	0	67	17	0	17
NE	24	4	29	13	75	26
ENE	20	20	67	13	72	7
E	36	8	44	20	29	20
ESE	25	25	50	13	0	25
SE	38	50	63	38	80	50
SSE	80	80	80	100	100	100
S	50	38	25	38	50	88
SSW	33	33	33	67	60	56
SW	43	29	72	57	100	100
WSW	67	67	100	33	100	100
W						
WNW						
NW	100	100	100	100		100
NNW						

6 月

	恒春	台南	台東	台中	宜蘭	台北
Calm	33	33	48	43	44	52
N	100	100	100	100		100
NNE	0	0	0	0		0
NE	40	80	80	40	100	100
ENE	75	50	25	0	0	0
E	36	50	21	14	30	14
ESE	80	60	20	20	50	40
SE	50	20	50	50	60	50
SSE	60	40	40	60	50	70
S	36	25	25	50	60	61
SSW	67	70	55	70	71	60
SW	71	75	58	83	69	79
WSW	100	100	100	100		100
W	20	40	20	40	33	40
WNW	100	100	100	100		0
NW	0	0	50	50	50	50
NNW						

7 月

	恒春	台南	台東	台中	宜蘭	台北
Calm	45	39	27	43	13	22
N	100	100	100	100		100
NNE						
NE	100	100	100	100		100
ENE	83	83	50	83	17	67
E	58	42	16	47	0	21
ESE	50	54	36	36	33	27
SE	60	40	27	60	20	47
SSE	68	58	37	58	23	52
S	43	57	36	43	33	57
SSW	76	94	53	82	50	59
SW	91	83	48	76	25	64
WSW	83	91	58	91	33	67
W	80	80	70	40	33	60
WNW						
NW	100	100	100	0	0	0
NNW	100	100	100	100		100

8 月

	恒春	台南	台東	台中	宜蘭	台北
Calm	37	37	37	53	100	47
N	67	67	67	33	100	67
NNE						
NE	67	0	0	33	0	67
ENE	33	0	0	33	0	0
E	73	40	27	20	56	27
ESE	50	50	25	50	33	25
SE	64	50	21	21	40	43
SSE	58	67	42	33	43	33
S	45	55	18	45	17	64
SSW	83	75	83	92	83	83
SW	63	73	53	74	57	61
WSW	89	89	44	67	60	67
W	63	75	50	38	100	50
WNW	67	67	67	67	50	67
NW	80	83	83	50	67	50
NNW	50	100	100	50	100	50

9 月

	恒春	台南	台東	台中	宜蘭	台北
Calm	44	38	44	50	80	57
N	100	75	100	25	100	75
NNE	56	33	44	22	50	100
NE	66	45	79	25	79	62
ENE	33	33	67	11	100	56
E	71	47	41	12	100	23
ESE	73	36	64	18	100	64
SE	67	17	33	50	100	50
SSE	100	50	25	75		75
S	70	50	60	50	67	60
SSW	60	40	80	60	67	60
SW	67	67	20	100	50	67
WSW	33	0	0	33	100	33
W	73	25	25	75	33	50
WNW	33	0	67	0	100	67
NW	33	0	67	33		33
NNW						

表一：b.石垣島4—9月上午六時之風向與臺灣各地上午十一時至次日上午十一時間降水之頻率（1933—38）

4 月

	恒春	台南	台東	台中	宜蘭	台北
Calm	12	19	56	38	86	69
N	0	16	33	16	50	16
NNE	0	31	12	44	16	44
NE	24	28	52	32	56	44
ENE	43	21	64	50	60	57
E	20	10	50	10	57	50
ESE	22	11	44	22	33	44
SE	44	22	67	0	20	67
SSE	6	12	25	19	25	44
S	16	13	26	39	57	35
SSW	0	0	40	20	67	40
SW	25	25	50	50		75
WSW	100	100	100	100	100	100
W	100	0	100	100	100	100
WNW						
NW						
NNW	33	0	67	67	50	67

5 月

	恒春	台南	台東	台中	宜蘭	台北
Calm	14	14	41	32	70	59
N	20	0	67	0	33	50
NNE	40	20	60	20	100	40
NE	26	30	52	35	75	35
ENE	54	29	57	29	100	50
E	15	15	62	31	67	46
ESE	22	11	56	11	67	22
SE	30	30	60	10	50	50
SSE	45	15	65	30	56	45
S	53	16	40	40	42	53
SSW	20	20	20	30	75	80
SW	38	38	83	50	100	88
WSW	100	0	0	100	100	100
W	33	100	100	67	100	33
WNW						
NW	100	100	100	100	100	100
NNW	50	50	100	50	100	50

6 月

	恒春	台南	台東	台中	宜蘭	台北
Calm	63	56	58	63	67	63
N	50	100	100	50	100	50
NNE						
NE	53	60	53	67	100	60
ENE	64	75	88	88	50	75
E	71	71	100	71	100	57
ESE	50	100	0	25	33	25
SE	78	67	33	44	33	33
SSE	70	50	50	40	17	40
S	45	31	26	45	44	64
SSW	38	31	28	47	35	47
SW	45	50	32	55	40	41
WSW						
W						
WNW						
NW	0	0	0	0	100	100
NNW	50	100	50	100	100	100

7 月

	恒春	台南	台東	台中	宜蘭	台北
Calm	56	64	28	68	31	48
N	100	83	50	50	0	67
NNE	50	50	0	50	0	25
NE	40	70	20	70	17	20
ENE	80	63	73	45	60	27
E	100	57	56	43	50	29
ESE	50	83	50	50	0	17
SE	67	60	47	47	25	40
SSE	74	56	48	74	10	48
S	55	48	30	60	23	63
SSW	70	70	35	70	60	75
SW	64	86	57	57	38	50
WSW	86	86	43	71	20	29
W	50	100	25	75	0	50
WNW						
NW						
NNW	100	100	0	0	50	50

8 月

	恒春	台南	台東	台中	宜蘭	台北
Calm	64	45	31	45	55	42
N	67	33	0	33	0	67
NNE	0	29	0	29	100	29
NE	82	82	64	45	60	64
ENE	64	45	64	82	50	36
E	78	67	67	56	80	56
ESE	83	58	50	25	38	25
SE	100	90	80	70	100	80
SSE	82	73	64	45	33	36
S	65	74	48	69	60	65
SSW	67	73	25	67	80	67
SW	56	67	33	56	50	56
WSW	50	50	50	75	33	75
W	14	43	29	14	33	14
WNW	14					
NW	40	40	20	40	50	40
NNW	50	75	25	75	100	100

9 月

	恒春	台南	台東	台中	宜蘭	台北
Calm	52	41	44	15	65	25
N	84	33	50	33	50	50
NNE	41	37	52	15	73	44
NE	64	27	59	23	64	60
ENE	31	25	62	25	50	50
E	80	33	60	40	100	53
ESE	90	80	90	60	75	50
SE	89	56	67	22	50	56
SSE	71	57	67	43	67	57
S	63	38	25	25	67	63
SSW	57	57	29	14		43
SW	75	50	25	67	100	25
WSW						
W	100	0	100	100		100
WNW	100	0	0	50		50
NW	0	50	100	50	0	50
NNW	50	33	83	16	67	33

表一：c.東沙島4—9月上午六時之風向與臺灣各地上午十一時至次日上午十一時間降水之頻率(1933—38)

4 月

	恒春	台南	台東	台中	宜蘭	台北
Calm	11	18	40	29	63	46
N	10	86	33	38	75	48
NNE	64	0	50	25	84	75
NE	33	17	67	33	75	67
ENE	50	25	75	50	100	75
E	38	18	50	44	44	50
ESE	60	40	80	40	50	40
SE	11	33	56	22	29	22
SSE	9	9	9	27	0	28
S	0	0	50	50	0	50
SSW	0	0	0	0	0	0
SW	0	67	33	33	33	33
WSW	0	0	0	0	0	100
W	25	25	100	25	50	50
WNW	0	0	67	0	0	0
NW	0	10	10	20	75	30
NNW	14	29	29	43	100	57

5 月

	恒春	台南	台東	台中	宜蘭	台北
Calm	34	19	55	30	66	45
N	25	33	38	44	100	100
NNE	0	50	50	100	100	100
NE	20	0	20	20	30	49
ENE	33	67	33	67	50	67
E	20	19	50	19	67	33
ESE	0	33	33	17	75	67
SE	47	41	59	35	89	59
SSE	50	29	71	50	83	43
S	42	17	58	8	83	42
SSW	50	0	50	50	50	50
SW	0	0	50	0	0	0
WSW	50	50	100	100	100	100
W	25	0	25	50	0	50
WNW						
NW	40	0	20	40	50	80
NNW	20	33	50	17	80	33

6 月

	恒春	台南	台東	台中	宜蘭	台北
Calm	55	52	43	59	50	62
N	33	33	33	33	100	33
NNE	0	25	50	75	100	100
NE	67	67	67	67	50	67
ENE	33	33	50	50	80	67
E	53	53	41	63	70	59
ESE	57	71	57	43	60	14
SE	40	40	50	50	25	80
SSE	89	44	22	33	50	33
S	50	25	50	50	0	50
SSW	0	0	0	50		100
SW	20	20	0	20		40
WSW	0	100	100	100	100	100
W	60	60	60	40	100	20
WNW	50	50	0	0	50	0
NW	43	71	29	29	0	29
NNW	0	0	25	25	0	25

7 月

	恒春	台南	台東	台中	宜蘭	台北
Calm	67	67	38	65	25	49
N	33	100	67	100	50	36
NNE	67	100	33	100	0	67
NE						
ENE	75	75	50	50	50	50
E	71	78	53	73	0	67
ESE	100	83	67	67	50	67
SE	68	70	50	55	27	40
SSE	58	55	39	55	24	33
S	64	41	32	41	38	43
SSW	67	33	67	0	0	67
SW	50	50	0	50	0	17
WSW	100	100	0	100	0	33
W						
WNW						
NW	50	50	50	50	0	50
NNW	50	50	50	100	0	100

8 月

	恒春	台南	台東	台中	宜蘭	台北
Calm	55	54	32	44	50	44
N	67	44	44	56	100	67
NNE	100	75	63	75	100	75
NE	75	100	60	100	25	80
ENE	80	100	80	80	60	80
E	86	71	71	92	86	79
ESE	60	60	60	60	100	60
SE	79	79	63	56	57	47
SSE	77	62	54	46	17	39
S	75	33	50	75		50
SSW	33	33	0	33	0	67
SW	17	17	17	50	50	33
WSW	100	50	50	50	100	50
W	0	50	50	0	0	50
WNW	0	50	50	50	100	100
NW	25	75	50	50	50	25
NNW	100	50	0	50	50	100

9 月

	恒春	台南	台東	台中	宜蘭	台北
Calm	61	39	54	25	67	47
N	67	33	53	33	56	73
NNE	50	50	50	33	50	83
NE	50	25	25	27	100	58
ENE	63	63	75	38	75	38
E	50	13	38	25	0	38
ESE	50	0	75	50	33	50
SE	63	43	29	29	75	43
SSE	60	40	40	25	50	60
S	100	75	75	75	50	25
SSW						
SW	50	50	100	50	50	0
WSW	100	100	33	67	100	67
W	67	33	33	67	100	67
WNW	67	22	67	33	71	44
NW	33	44	44	11	60	22
NNW	50	33	80	30	50	70

表二：臺南致雨氣流之源地降水總量與頻率（1933—38）

	六月	七月	八月
S_I	936(21)	1177(25)	516(18)
$S_I S_P$	321(5)	541(9)	191(5)
$S_I N_C$	274(8)	830(8)	52(10)
$S_I E_P$	189(7)	226(4)	794(13)
$S_I E_N$	100(5)	74(7)	197(4)
$S_I S_P N_C$	157(2)	57(2)	79(1)
$S_I S_P E_P$	14(2)		91(2)
$S_I S_P E_N$			182(1)
$S_I N_C E_P$			188(2)
$S_I N_C E_N$		0(1)	
S_P	32(8)	58(12)	89(8)
$S_P N_C$	11(2)	82(5)	41(4)
$S_P E_P$	3(1)	1(2)	14(3)
$S_P E_N$	1(1)	2(1)	
$S_C N_P E_N$		50(1)	
N_C	40(2)	23(1)	227(5)
$N_C E_P$	26(6)	2(3)	23(6)
$N_C E_N$		109(1)	10(3)
E_P	127(6)	111(18)	141(9)
E_N	15(4)	45(9)	21(9)
$E_P E_N$		5(1)	
Calm	16(1)		2(1)

表三：五—九月臺灣各地之豪雨次數（1933—39）

	一天之降水量超過 100mm						二天之降水總量超過 200mm						三天之降水總量超過 300mm					
月份	5	6	7	8	9	合計	5	6	7	8	9	合計	5	6	7	8	9	合計
恒春	1	7	18	10	5	41		3	15	5	2	26		1	11	2	2	16
臺東	1	2	3	4	6	16		1	1	3	4	9						
花蓮	1		3	1	5	10			3		2	5			2			2
高雄		5	12	12	1	30		4	8	9		21		3	5	5		13
臺南		8	15	10		33		7	15	6		28		4	16	5		21
阿里山	1	9	12	9	1	32	1	10	11	10	2	34		5	11	8		24
臺中		5	5	1		11		4	3			7			3			3
臺北		2	1	2		5				1		1						

阿里山缺1933年之資料高雄缺1939年之資料

表四：八月份臺南天氣之預報（風向爲東沙島當日上午六時之資料；降水量爲次日上午十一時後二十四小時之量）

風向	Calm	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	合計天數
降水可能率	37					33	33	79	42		77	70	89	71	60	83	100	
		Clear		Cloudy	Cloudy			Rain		Clear	Rain	Rain	Rain	Rain	Rain	Rain	Rain	
降水量	9.2					2.1	5.7	3.1	62		9.9	37.9	23.9	32.4	18.0	10.4	3.0	168

說明：八月某日東沙島上午六時之風向爲WSW則次日上午十一時後之二十四東時內降水量爲23.9mm準確率爲89°%若風向爲N則可預報碧空。

表五：1934—39年臺灣有豪雨時（一地之日降水量超過200mm）三點之風向與臺灣各地之降水量

年	月	日	恒春	臺東	花蓮	高雄	臺南	阿里山	臺中	臺北	東沙島	石垣島	上海
1935	6	3	28	17	13	44	51	267	207	28	SW_3	SW_3	NW_1
36	6	5	105	12	—	391	202	37	1	12	SW_1	SSW_4	SE_1
		9	23	16	40	53	66	251	27	12	S_1	Calm	N_1
37	6	18	46	4	8	21	37	213	50	26	SSW_3	E_3	Calm
39	6	10	54	29	27	—	122	334	82	101	SW_4	E_3	S_1
1934	7	14	72	—	2	83	205	49	22	—	SW_2	SW_2	Calm
		15	124	0	—	202	70	2	0	—	SW_3	N_1	Calm
		19	335	34	79	130	194	70	60	28	WSW_3	SSE_5	Calm
		20	缺	13	10	94	缺	399	285	54	SW_3	S_5	E_1
		21	1	—	—	8	18	277	62	4	SW_3	S_4	Calm
35	7	5	280	2	2	118	97	33	18	0	SSW_1	S_3	SE_1
		6	95	2	4	118	220	116	24	11	SSW_3	SW_2	Calm
		22	181	30	3	233	206	238	122	117	SSW_3	SSW_5	NNE_1
38	7	3	16	2	3	137	331	24	3	9	WSW_3	SW_2	Calm
		31	—	11	3	8	35	342	83	—	SSW_3	SW_6	N_1
39	7	13	207	34	6	—	5	24	2	0	NWN_5	S_5	NNE_{20}
		14	244	38	45	—	224	176	15	5	WSW_3	SE_7	SE_4
		15	75	30	26	—	384	364	148	58	W_4	S_{11}	E_1
		23	194	77	358	—	39	4	—	—	W_3	E_5	E_2
		31	185	76	20	—	237	127	62	31	SW_9	Calm	E_1
1934	8	11	47	83	4	217	119	1	—	0	SE_1	SE_3	S_2
35	8	7	83	49	31	22	110	226	45	7	SW_3	SE_2	E_1
		8	13	3	4	13	53	356	46	8	SW_4	S_4	ESE_3
		24	209	150	37	16	13	6	—	—	NW_3	SE_3	SE_1
		27	131	208	0	87	10	10	—	—	N_4	W_1	Calm
37	8	3	20	63	4	11	3	495	31	0	SW_3	SSW_{13}	NE_2
		5	155	33	—	246	182	34	13	—	SW_3	SSE_{11}	ENE_1
		6	44	57	1	177	265	138	50	0	WSW_4	缺	缺
38	8	2	15	13	60	6	—	280	62	92	SW_3	ENE_1	N_1
		5	155	33	—	246	182	34	13	—	SW_3	Calm	E_1
1934	9	5	375	210	90	2	—	15	—	—	WSW_3	ESE_3	NNW_1
		7	2	—	5	3	3	226	21	10	SW_3	S_5	Calm
		29	78	203	25	—	—	—	—	9	NE_3	缺	SSE_1

（上接第9頁）

在200公厘左右之地，便可生長短草。雨雪較豐之年，草原可略爲擴展，戈壁面積相形縮小；反之若一連數年乾旱，則草原面積勢必退縮，而戈壁又見膨脹了。

13. 沙 漠 區

分佈於大戈壁與青康藏高原之間，東西延長 2,500 公里，包括塔里木盆地、河西走廊、鄂爾多斯、吐魯番盆地、柴達木盆地以及準噶爾盆地的東南角。終年極爲乾燥，各地年雨量皆不足 100 公厘，核心地帶甚至數年不降滴雨。酒泉之平均年雨量爲79公厘，庫車爲76公厘，疏勒爲74公厘，和闐爲42公厘，吐魯番爲29公厘。惟以地勢及緯度較低，氣溫尚高；兼以日照充足，故凡有灌溉水源之處，皆可見精密之沃野農業。

14. 高 山 區

包括青康藏大高原的中部與西部以及葱嶺與天山等。因海拔甚高，氣溫極低，竟或終年爲冰雪所被，故農耕絕無可能。僅有極少數之較低河谷或山凹，可生長水草，進行粗放之畜牧。我國十四個氣候區域中，要以本區最爲荒涼；而且完全沒有可靠的氣候紀錄。 （完）

天氣預報的定則及方法（下）

徐 應 璟 譯

四、1000-500mb 厚度場之預報

（一） Estoque 利用區域平均平流法則預報厚度變化法

Estoque氏提出一種利用$\frac{1000+500}{2}$氣流使 1000—500mb 厚度之絕對旋轉率平流，決定厚度變化之方法。在推演此法則時，除去半地轉性，靜力平衡及絕熱變化外，又作以下諸項假定：

1. 在 1000mb 高度垂直風速爲零，然後依正弦曲線形狀，自下向上增加，至無發散層時風速數值到達最高（假定接近 500mb 層）。

2. 在旋轉率方程式中，代表絕對旋轉率與水平發散乘積一項之值，可以忽略。

3. 在 1000mb 層中，絕對旋轉率水平平流甚微。

4. 500mb 層之風，所影響於 1000mb 旋轉率平流之值也甚小。

5. 在無發散層的風所造成的厚度平流，與用 1000mb 至 500mb 中間風所形成的厚度平流，結果相似，均甚微小。

Estoque 所計算 1000—500mb 厚度變化之最後方程式爲：

$$\frac{\partial h}{\partial t}=-\mathbb{V}\ (Z_0+b\bar{h})\cdot\nabla\ (h-b\bar{h})$$

式中$\frac{\partial h}{\partial t}$爲在某定時內厚度之地域性變化（即一定點之變化）；b爲依據偏轉變數(Coriolis Parameter)，平滑增量、地圖投影、厚度以及 500mb層之位置溫度（b=0.5，在北緯45°平滑增量爲1000公里時）諸因子決定之變數；h爲1000—500mb 間之厚度；$\bar{h}$爲 1000—500mb 厚度之區域平均；Z_0爲1000mb之高度；$\mathbb{V}(Z_0+b\bar{h})$ 爲從（$Z_0+b\bar{h}$）等高線場量得之地轉風。

TWC 利用上式計算所需區域內 1000—500mb 間之厚度變化。同時另計算地面氣壓變化，其應用情形在下面五(二)，2.節中再討論。

（二） 1000—500mb厚度距平之運用

1. 厚度距平場之代表性

天氣圖中重疊厚度距平等高線，爲最有用圖之一種。其功效能使預報員同時看到氣壓系統和成行排列之 1000—500mb 間「溫度場」，以及二者之連續性。此外，利用厚度距平場以代替厚度場本身，尙能使預報員可以顧及氣候方面之作用。

2. 厚度距平場之平流

在預報厚度距平場之運動及變化時，距平等高線之平流，係利用地面等壓線或求得之（$1000+\frac{h_n}{2}$）等高線。

通常，上述兩組平流等高線，能使距平場之瞬間平流得到相似之指示，因爲地面氣壓型隨時可用，故最爲方便。但在兩種等高線場之厚度平流指示不符合時，則以利用（$1000+\frac{h_n}{2}$）等高線較爲可信。由距平等高線與平流等高線交點所組成之四邊形，其密度愈大之區域，亦即厚度變化最快之區域。此區位於距平系統之前方，因此可爲距平系統運動方向之指示。亦即說：負距平中心向厚度降低區域移動；正距平中心向厚度升高區域移動，除此之外若一個低於標準值厚度的平流進入一地區，顯示該區域中 1000—500mb 溫度場，有利於地面氣壓之升高。反之，高於標準厚度之平流進入一地區，則顯示該區域中之氣壓，將因斜壓影響漸趨下降。

經驗中發現地面低氣壓移往正距平平流最强區域，地面高氣壓移往負距平平流最强區域。

地面氣壓遭受 500mb 高度以及 1000—500mb 間厚度層之影響而發生變化，自然亦須注意。但經驗告訴我們，若應用由厚度距平平流引起之强烈高度變化，預報地面氣壓系統之運動，可得到優良效果。尤其當負厚度距平平流出現於地面高氣壓之前方時最爲正確。同時在此種情況下，高氣壓永無改變的移至負距平平流區域。

3. 遠東地區氣旋產生之預報

圖9a：1956年1月23日1800Z地面天氣圖及1000—500mb厚度距平場。

茲將關於遠東地區決定地面氣旋產生是否急迫之既得經驗法則，敘述於下：

① 當整個遠東區域，1000—500mb 厚度低於標準厚度時，則位於日本南方以及西南方之極面上，氣旋波少有發現。整個區域中除陸地之向風面區域以外，雲及降水均較稀少。附圖 9 a爲此種天氣圖型一例。圖中繪明1956年 1 月23日之地面天氣系統以及厚度距平場。該型式中，低於標準之厚度具相當持久性，移動之地面系統經過日本海，而於脫離日本沿海時加深。在日本以南之極面上，甚少氣旋波活動。

② 亞洲東部有孤立而高於正常厚度中心出現時，通常有氣旋活動相隨。若在此種距平下，地面圖上之氣旋產生不明顯，根據此距平指示，可預測未來24小時內將有氣旋發生。

③ 若一孤立之負 1000—500mb 厚度距平中心向東運動，經過日本之中部及北部，繼續東行穿過140°E時，位於日本西南方之極面上，宜於氣旋生成。假若此負距平位於一極易確定之移動性地面高氣壓之前方，氣旋生成預報之準確性更大爲增加。此種高氣壓通常稱之爲「起泡」高氣壓（Bubble High）。

④ 沿中國中部沿海出現正距平中心，爲該區域氣旋生成之預兆，假若極面上之氣旋波尚未明顯，可預報未來24小時內有極明顯之活動性波發展。

如果正值厚度距平中心支配之地區，地面爲東向氣流，定則④尤其適用。地面東風與上空西南氣流間之「風切」作用，指出該區熱力風型中有暖氣平流。

當其與高於標準厚度相偕之時，在 24 小時內該區西北象限中正厚度距平盤據之區，有强烈之氣旋生成相隨。

⑤ 發生於地面極面上之波動，移向 1000—500mb 間厚度升高極速之區域。此區能用連續性（或）及最近24小時內 1000—500mb 厚度變化圖中之平流指示，（例如附圖9b），或利用 Estoque 之熱力旋轉率平流，或者厚度距平平流決定之。

⑥ 假若中國東部沿海爲負距平支配，或負距平及（或）厚度變化場，正在平流進入該區，則沿極面上無主要波動發展。若該區域中所觀測之北向地面風與低於標準厚度相偕，可預測在以後三至五日內，無主要氣旋產生。

⑦ 當下游之前一波動到達堪察加半島尖端（160°E），日本西南方極面上最常見氣旋產生。

⑧ 若 1000—500mb 間正增加中之厚度，被平流入預測中 500mb 高度降低之區域，結果地面氣壓之下降，較之純粹根據兩種變化所計算者爲大。反之，若預報下降中之厚度，位於預報中500mb高度增加之區域，結果地面氣壓之增高，必較利用客觀旋轉率平流法則計算兩者之和爲大。

一九五五年二月四～七日之天氣圖情況，證明上述諸定則之運用，該區中之地面圖如附圖 10a 及 10b，地面等壓線型式，已用實踐重疊於 1000—500mb 之厚度距平場上(斷線)。

在敘述以上各連續圖中之熱力平流指示時，我們寧取由地面等壓線與1000—500mb間距平等高線之相關，而捨棄由（$1000+\frac{h_n}{2}$）與 1000—500mb 距平型。這

圖9b：1956年4月18日1800Z 1000—500mb 24小時厚度變化圖

種選擇本屬武斷，但是地面等壓線最便於利用，因之所需之繪圖分析較少。

在一九五五年二月四日(附圖10a) 之地面天氣圖上，日本西南方之氣旋生成尚不明顯，但是位於 40°N，152°E 向東北方運動之低壓中心，正接近 150°E。假若此低氣壓繼續運動，則根據定則⑦之波長考慮，氣旋生成之可能性甚大。

由於地面等壓線指明低氣壓中心之北及東北方之正厚度距平暖平流，此地面低氣壓中心將繼續運動，因此可預報此系統繼續運動以及運動之方向爲北向（定則⑤）。此天氣圖之另一要點爲位於 130°E之强大負距平中心（-802呎），遠位於 50°N，115°E 地面高氣壓中心之東方，此外，地面等壓線以及厚度距平型，指明在這地面高氣壓中心之東南方爲低於標準厚度平流之區域，在這種環境下，至少可預報高氣壓之一部將移動至東南方。

圖10a：1955年2月4日1800Z地面天氣圖及1000—500mb厚度距平場。

24小時以後之天氣圖繪於附圖10b，在過去 24 小時中主要低氣壓中心，已向北方移動，同時高氣壓中心已向東方推進，離開中國到達韓國北部，於此相同時間內，負距平場則向東南方移入日本，到達接近 140°E位置。等壓線型指明此距平場將繼續向東南平流，因此根據定則③ 可預報日本西南 方將產生氣旋。

圖10b：1955年2月5日1800Z地面天氣圖及1000—500mb厚度距平場

此圖中另一支持氣旋產生之要點爲正(+280呎) 厚度距平中心位於臺灣與中國沿海。該區域中之地面氣流來自東方，而上空氣流則來自西南西方。此種種特徵均足以預報氣旋之產生（定則④）。

在一九五五年二月六日之圖中（附圖10c)臺灣之東北方，已產生活動性波，同時位於北方之高氣壓中心，已東行至日本，一負厚度距平場位於該高氣壓之東及東北方向。地面等壓線型式，平流此-620呎 距平中心，指明位於此高氣壓東方之日本，爲負距平平流區，注意此高氣壓具有相似於起泡高氣壓之形狀，並與其西南方之氣旋波活動相偕。因爲冷却（負距平平流）出現於盤踞日本之高氣壓遙遠的東方，因之可有信心預報此高氣壓將移往冷却區域，而且其後將立即有新生低氣壓自西南方跟隨而至。

在一九五五年二月七日天氣圖上（附圖10d)移動性高氣壓已移至160°E而且新生低壓已經加深，並已移至日本南部海岸線。

以上氣旋產生預報定則之應用，使 TWC 在以下二種預報效能上已有增進。

a. 我們較能認清初生氣旋，以上列舉指示中之一種或一種以上，恰在氣旋產生前，顯現於天氣圖中，而且初生風暴之强度，常可從應用於最近天氣圖之上述原則中估計而得。

b. 我們能除去預報員預報本區域氣旋生成失敗太多之普通傾向。經驗告訴我們天氣圖中缺乏上述任一各項氣壓生成指示時，均足以警告氣旋不致生成。

圖10c：1955年2月6日1800Z地面天氣圖及100—500mb厚度距平場

4. 西北利亞高氣壓之厚度距平特性

在遠東區域，預報員面臨主要問題之一在於如何決

定半持久性之西伯利亞高氣壓是否移動，保持停留，抑或分裂出一移動性高氣壓。此一問題直接與中國沿海以外氣旋生成相關，因爲此一分裂而出之高氣壓，常被稱之爲「起泡高氣壓」。

TWC 注意到，至少在若干地面爲西伯利亞高氣壓控制之區，其1000—500mb間之厚度亦爲低於標準值所控制。此種低於標準厚度中心位置之運動，以及其與地面主要高氣壓位置之關係，能做爲我們預報西伯利亞高氣壓未來行動極可信靠之工具。

圖10d：1955年2月7日1800Z地面天氣圖及1000—500mb厚度距平場

當低於標準之厚度中心與地面反氣旋中心位置相同之時，可預測地面高氣壓保持停留。當低於標準厚度中心位置不與地面反氣旋中心位置相同，可預測高氣壓本身，或者自其中流出之一氣壓單純之上升中心即將運動。其運動路徑在 18—24 小時內，將位於或接近於地面等壓線或（$1000+\frac{h_n}{2}$）等高線正指明低於標準厚度最大瞬時平流之經度。

5. 根據厚度距平決定地面上之極面位置

除開地面上之極面有向高於標準厚度場輕微之運動外，正副厚度距平之中間區域，通常與極面位置符合。

（三） 1000—500mb 厚度變化圖之應用

1. 厚度變化平流等高線

一般說來，廿四小時之 1000—500mb 厚度變化場之保守性質，比較 500mb 高度變化場或地面氣壓變化場豐富。

基於在（$\frac{1000+500}{2}$）平均層氣流中厚度變化場之保守性質，我們可推求等高線一組，以平流此種變化區域。是項推求所應用之方法，和推求厚度距平平流場之方法相似。玆叙述如下：

令 h_c = 1000—500mb 之24小時厚度變化

h_{24} = 24小時前之1000—500mb厚度

$\mathbb{V}h_c$ = 平行於h_c等高線之部份風速

$\mathbb{V}_m$ = （$\frac{1000+500}{2}$）平均層之氣流

$\mathbb{V}h_{24}$ = 從h_{24}等高線計算而得之地轉風

則 $\frac{dh_c}{dt}=\frac{\partial h_c}{\partial t}+\mathbb{V}_m\cdot\nabla h_c=0$，或$\frac{\partial h_c}{\partial t}=-\mathbb{V}_m\cdot\nabla h_c$

根據地轉風之假定，

$$-\mathbb{V}h_c\cdot\nabla h_c=0$$

我們能求得， $-\frac{\mathbb{V}h_c}{2}\cdot\nabla h_c=0$

自原方程式中減去上項：

$$\frac{\partial h_c}{\partial t}=-\left(\mathbb{V}_m-\frac{\mathbb{V}h_c}{2}\right]\cdot\nabla h_c$$

$$\frac{\partial h_c}{\partial t}=-\left(\frac{\mathbb{V}_0+\mathbb{V}_5}{2}-\frac{\mathbb{V}_5}{2}+\frac{\mathbb{V}_0}{2}+\frac{\mathbb{V}h_{24}}{2}\right)\cdot\nabla h_c$$

$$\frac{\partial h_c}{\partial t}=\mathbb{V}_{\left(1000+\frac{h_{24}}{2}\right)}\cdot\nabla h_c$$

最後一式說明：厚度變化等高線之平流，係依照最近 1000mb 場及 24 小時前厚度場之半值相加所得等高線

計算而得之地轉風速。

由（$\frac{1000+h_{24}}{2}$）或（$\frac{1000+500}{2}$）等高線推求而得之瞬間顯明厚度變化平流彼此相符。雖然如此，關於推演場之選擇，仍採用與厚度距平平流之相似理由。亦即是類等高線必須與厚度變化曲線間有較大之交角，而便於較明顯的用視覺看明平流區域。

靜力學原理說明兩等壓面間之厚度變化和該層內之平均虛溫變化量成正比。因此，假定厚度變化場有保守性時，則由推演場等高線與厚度變化等高線所組成四邊形之最大密集區域，即能代表空氣下部半層間之極大瞬間增溫或瞬間變冷值之區域。

附圖 9b 所繪者爲24小時厚度變化圖與（$\frac{1000+h_{24}}{2}$）等高線疊置之一例。

2. 厚度變化與厚度距平場之關係

我們利用厚度變化之連續性以及其平流當做輔助工具，以證驗從其他法則求得之厚度變化數值。

檢查某定日之厚度變化圖、厚度距平圖及地面氣壓圖，能獲得下述各種指示：

① 從厚度變化平流區域，求出厚度變化中心。

② 從厚度變化求得厚度距平。

③ 從厚度距平場之平流，求得地面系統之變化。

預報員能否將厚度變化中心之物理應用記在心中，至爲重要。負值變化中心，指明 1000—500mb 空氣層中有冷空氣侵入。厚度值之減少，也可由 500mb 高度下降，或 1000mb 層之上升而 500mb 層無變化單獨造成；或同時由 1000mb 層上升及 500mb 層下降造成，無論原因爲何，厚度之變化總指明空氣層中平均溫度之變化。

3. 厚度變化極有助於下述兩種情況之預報：

① 地面高氣壓前方之冷却

負值厚度變化中心，能做爲另一可靠之依據，主觀的預報地面高氣壓中心之運動。假若負值厚度變化中心區域之平流，不與地面高氣壓相符，則應預報此高氣壓中心將移向厚度變化平流極烈之區域。此種厚度變化平流區域，曾經發覺遠在48小時以前，即能領導地面高氣壓之進行。西伯利亞高氣壓運動極關重要之遠東區域，此種指示之應用價值尤大。

② 低氣壓前方之增溫

地面低氣壓有移往厚度變化平流正值極大區域之傾向。是類厚度變化平流區域，常在36至48小時以前，即能指出地面低氣壓將行之路徑。

五、地面氣壓型式之預報

（一）地面預測圖之繪製

在預報 500mb 高度及 1000—500mb 厚度場所採用諸方法之討論中，若干原則曾敘明上述兩場中之變化與地面氣壓系統之變化及運動之相關情形。

TWC 發覺製做遠東地區之地面預測圖，若干經驗法則能被採用。在適當環境之下，採用大多數預報人員熟知之經驗法則，能獲得優異效果，玆將最常用之數種方法敘述於後：

1. 連續性或外延法，時常應用於地面系統之運動或停留，有顯明持久性之區域，但一般說來，由連續性求得之預測圖，其適合程度與有效時間成反比。

2. 24小時地面氣壓變化圖，被普遍採用做爲地面預測圖指示之源。是項變化中心之連續性，對地面系統未來24小時之運動或其强度變化預報，經常爲優異之指示，採用500mb氣流速度之半值，將24小時氣壓變化中心，沿最近 500mb 等高線平流；或採用 $\bar{Z}_{5\cdot6}$ 氣流速度之 80 %，將 24 小時氣壓變化中心，沿 $\bar{Z}_{5\cdot6}$ 等高線平流之定則，經常可以應用。

3. 最後預測圖應該根據全圖大規模型式以及對各個單獨系統有關之指示，予以評價。此種型式之考慮，

對於因受資料或其他原因限制，由其他法則求得之指示較爲微弱或可疑致預測圖富伸縮性之區域，尤覺需要。應用「型式」預報技術之成功與否，自然以預報員之經驗爲主。

（二） 製做地面氣壓型預測圖之客觀方法

1. Estoque 方法

用客觀方法計算24小時地面氣壓變化而得之預測圖，目前已經成爲討論逐日天氣所應考慮之例行工作。

客觀預測圖計畫之建立，起始係採用 Estoque氏所提供之方法，即併合500mb層變化之計算與1000—500mb層厚度變化之計算，而求得1000mb層高度變化之預測。然後又引用1000mb層之預測，以反應地面氣壓之變化。

在應用 Estoque 方法時， 500mb 高度變化，係依照下述方程式中， 500mb 絕對旋轉率等高線之平流計算而得。

$$\frac{\partial Z}{\partial t}=-\mathbb{V}_{(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2)}\cdot\nabla[Z-(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2)]$$ （參考三、(二)2. 節）

1000—500mb 厚度變化，相似地係從以下方程式「熱力旋轉率」等高線之平流計算而得。

$$\frac{\partial h}{\partial t}=-\mathbb{V}_{(\bar{Z}_0+b\bar{h})}\cdot\nabla(h-b\bar{h})$$ （參考四(一)節）

合併以上兩場中之變化，決定 1000mb 高度之變化，然後再將此 1000mb 高度變化，根據標準高度關係，轉換爲地面氣壓之變化。此即言 1000mb 高度之上升相當於地面氣壓之上升， 1000mb 高度之下降，相當於地面氣壓之下降。

在試用 Estoque 方法期間，基於下述三重目的，對其所定之程序，曾予以某些修改或增添。

① 爲得到能更迅速推求並陳列之圖。我們同時感覺，假若一張圖中，能同時指明順壓(Barotropic 即 500mb) 和斜壓 (Baroclinic 即 1000—500mb 厚度)之關係方具價值，輻合圖A.因之產生。

② Estoque 平流等高線($Z_0+b\bar{h}$)，依賴地面等壓線 Z_0 之成份最多，而Z_0 能於24 小時間發生相當份量之變化。我們已經明白利用旋轉率平流法則，推求 24 小時客觀預測圖之能否成功，大部份決定於預報期間平流線無改變之假定。因此我們感覺一組比較 ($Z_0+b\bar{h}$) 變化爲小之等高線做爲平流場，也許更爲適合。

③ 在 Estoque 方法試驗改進之中，發現預測圖中若干地區之錯誤有一致性質。似乎由於氣候引起，爲解決此一問題，乃尋找出分佈圖 (Scattergrams)及「S」圖。

2. 輻合圖 A

輻合圖 A 所依據之數學方程式，乃係Fjörtoft 500mb 絕對旋轉平流方程式及 Estoque 之 1000—500mb 厚度變化方程式之合併。

$$\frac{\partial Q}{\partial t}=-\mathbb{V}_{(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2)}\cdot\nabla[Z-(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2)]$$

在地轉風之假定下，上式可重書寫爲

$$\frac{\partial Q}{\partial t}=-\mathbb{V}_{(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2)}\cdot\nabla Z \qquad \text{(A)}$$

此式說明500mb高度變化能依照利用區域平均圖等高線求得之地轉風速度，將500mb等高線沿($\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2$)等高線之平流計算而得。

現在讓我們討論 Estoque 計算 1000—500mb 厚度變化之原始方程式。

$$\frac{\partial h}{\partial t}=-\mathbb{V}_{(\bar{Z}_0+b\bar{h})}\cdot\nabla(h-b\bar{h})$$

我們可用 (Z—Z0) 代替1000—500mb 厚度 h ，代入原方程式中，

$$\frac{\partial h}{\partial t}=-\mathbb{V}_{(Z_0+b\bar{h})}\cdot\nabla[Z-(Z_0+b\bar{h})]$$

$$\frac{\partial h}{\partial t}=-\mathbb{V}_{(Z_0+b\bar{h})}\cdot\nabla Z+\mathbb{V}_{(Z_0+b\bar{h})}\cdot\nabla(Z_0+b\bar{h})$$

但在地轉風之假定下，由 ($\bar{Z}_0+b\bar{h}$) 等高線所決定之地轉風，平行於該等高線，同時

$$\mathbb{V}_{(Z_0+b\bar{h})}\cdot\nabla(Z_0+b\bar{h})=0$$

因爲一組平行之等高線，不能平流相同之等高線，因此 Estoque 方程式，乃得簡化爲

$$\frac{\quad}{t} = -\mathbb{V}_{(Z_0+b\bar{h})} \cdot \nabla Z \cdots\cdots (B)$$

上式敘述 1000—500mb 層厚度之變化，能用 $(Z_0+b\bar{h})$ 等高線計算而得之地轉風速，將 500mb 等高線沿 $(Z_0+b\bar{h})$ 等高線平流而決定。

方程式(A)及(B)有一共同點，即兩者均以 500mb 基本圖等高線做爲被平流之曲線。

輻合圖A中，包含三種重疊之等高線場。此即 500mb，$(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2)$ 及 $(Z_0+b\bar{h})$，是圖之價值在於能使預報員容易同時觀察 500mb 之瞬間高度變化區域以及 1000—500mb 間之瞬間厚度變化區域，由 $(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2)$ 及 500mb 等高線所造或之四邊形密聚區域，500mb 高度變化最大；同理由 $(Z_0+b\bar{h})$ 及500mb 等高線所造成之四邊形密聚區域，1000—500mb 間之厚度變化最大。

500mb 高度之升高，出現在 1000—500mb 厚度場下降區域之上空，即爲預測中地面氣壓升高最迅速之區域。反之，若500mb高度降低，出現於厚度降低之區域；或者高度升高，出現於厚度增加之區域；由於 500mb 之高度變化有抵消厚度變化之傾向，則地面氣壓之變化，較難確定。

上述之各種區域，可如你所希望的描於圖中，以便於看明地面氣壓變化場以及各種變化之傾向，究係因爲 500mb 型，1000—500mb 厚度層，或兩者聯合所造成。

從本圖所獲得之各項指示，亦能做定量之應用。客觀之 500mb 高度變化，以及 1000—500mb 間之厚度變化，能沿不同平流線 $(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2)$ 及 $(Z_0+b\bar{h})$、平流 500mb 等高線計算之，兩者之差異能決定 1000mb 高度變化之數值。

目前 TWC 每日繪製輻合圖 A，在預報員對其應用熟悉以後，其中等高線種類繁多之缺點，乃爲其所能供給之資料所冲淡。

3. 輻合圖 B

輻合圖 B 之發展，有兩項目的。第一、將 500mb 高度變化之計算及 1000—500mb 厚度變化之計算，合併成 1000mb 高度變化一種計算，而便於求出逐日預報例行工作中所需之客觀預測圖。第二，儘可能供給一種24小時內無變化之平流場。

推求輻合圖A時所應用之諸方程式，能合併而直接計算 1000mb 高度變化之方程式。(在合併方程式 A 及 B 之時，必須假定使用兩種平流場速度以平流 500mb 等高線之百分比相同，TWC 所用之速度，爲兩種平流場之百分之百强度。)

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = -\mathbb{V}_{(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2)} \cdot \nabla Z \cdots\cdots (A)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \mathbb{V}_{(Z_0+b\bar{h})} \cdot \nabla Z \cdots\cdots (B)$$

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = -\left[\mathbb{V}_{(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2)} - \mathbb{V}_{(Z_0+b\bar{h})}\right] \cdot \nabla Z \cdots\cdots (C)$$

方程式 (C) 說明 1000mb 高度之地方性變化，能應用從 $(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2-Z_0-b\bar{h})$ 等高線求得之地轉風，平流 500mb 場計算而得。

爲獲得變化性質不顯之平流場，方程式 (C) 可展開如下：

$$\frac{\partial Z_0}{\partial t} = -\mathbb{V}_{(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2+h+b\bar{h})} \cdot \nabla(Z_0+b\bar{h}-\bar{Z}_{11\cdot2}-M_2) \cdots\cdots (D)$$

方程式 (D) 能用展開之方式，儘可能應用地轉風近似值，看出與方程式 (C) 相符。

玆研究方程式 (D) 內之各項：

$\mathbb{V}_{(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2+h-b\bar{h})}$爲從$(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2+h-b\bar{h})$等高線場求得之地轉風。若令$b=0.5$，$b\bar{h}$能被寫成$\frac{\bar{Z}_{11\cdot2}-Z_0}{2}$，$b=0.4$ 較爲正確，但做爲 0.5 時，更合於工作之目的，而且所引起之誤差程度，仍在差異分析法準確極限之內)。代入以後，可得

$$\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2+h-\frac{\bar{Z}_{11\cdot2}}{2}+\frac{Z_0}{2}=\left(\frac{\bar{Z}_{11\cdot2}+Z_0}{2}\right)+M_2+h$$

但 $(\frac{\bar{Z}_{11\cdot2}+Z_0}{2})$ 代表 $(\frac{1000+500}{2})$ 平均層之氣流，能從 1000mb 區域平均圖及 500mb 等高線求得。應視爲我們求得之最簡易者。這些代表氣層中平均氣流及厚度線之任何一種等高線場，均曾受氣象學者之鼓吹，稱爲「導引曲線」以導引地面氣壓中心或地面氣壓變化中心。

我們從實際工作中，發現採用二分之一强度之 $(\Psi/Z_{11\cdot2}+M_2+h-b\bar{h})$，平流 $(Z_0+b\bar{h}-\bar{Z}_{11\cdot2}-M_2)$，能得到較準確之方向和速度。

將 $b\bar{h}=\frac{1}{2}(\bar{Z}_{11\cdot2}-\bar{Z}_0)$ 代入，則 $(Z_0+b\bar{h}-\bar{Z}_{11\cdot2}-M_2)$ 可寫做 $Z_0-(\frac{\bar{Z}_{11\cdot2}+Z_0}{2}+M_2)$，因此方程式 (D) 變成

$$\frac{\partial Z_0}{\partial t}=-\Psi/(\frac{\bar{Z}_{11\cdot2}+\bar{Z}_0}{2}+M_2+h)\cdot\nabla[Z_0-(\frac{\bar{Z}_{11\cdot2}+\bar{Z}_0}{2}+M_2)] \quad \cdots\cdots (E)$$

利用地轉風之假定，方程式 (E) 說明地面天氣圖中，僅有不與大形 (Big Picture，意即非爲各次區域平均層之部份) 相偕之部份能受平流。例如，我們因此不要預料地面冷低氣壓或地面暖高氣壓之全體平流。因爲這冷低或暖高之大部份，存在於 $(\frac{\bar{Z}_{11\cdot2}+\bar{Z}_0}{2}+M_2)$ 場中。

圖11：1956年4月18日1800Z輻合圖B。

輻合圖 B 描繪方程式 (D) 所指明之等高線場，附圖 11 爲輻合圖 B 一例。實線有矢形者，爲間隔100呎之平流等高線 $(\frac{\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2+h-b\bar{h}}{2})$，虛線爲間隔 100 呎被平流之等高線 $(Z_0+b\bar{h}-\bar{Z}_{11\cdot2}-M_2)$，虛線沿實線平流所用之速度；爲從實線求得之 100% 地轉風速。1000mb 高度變化預報數值，由一群能繪出完備型式之點或等值線中決定。

附圖 12a 繪明從附圖11 (輻合圖B) 求得之客觀地面氣壓變化之預測。(欲將 1000mb 高度變化，轉換爲地面氣壓變化，可令200呎等於8mb)。次日之校驗圖如附圖12b，此種預測圖TWC逐日繪製。

4. 「S」圖

在試驗 Estoque 客觀預報方法期間，某些地區之預報誤差有明顯一致性，曾得到注意，例如遠東地面之氣壓變化，有氣壓過份升高之傾向。

圖12a：從附圖11求得之24小時客觀地面氣壓變化預測圖。

爲決定此種一致性誤差是否與該區域之氣候相關，可嘗試以下之比較。

① 一九五六年一月，利用 Estoque 方法求得之1000—500mb間之厚度變化客觀預報，曾應用適當之24小時以後圖形予以校驗，將預測圖中各點之逐日誤差，予以平均而求得各點之月平均誤差。附圖13a 所繪者，即屬此種平均誤差。圖中各點每日預報值及校驗觀測值間之相關係數亦經計算。附圖13b 所繪，即爲此種相關係數，以及由回歸方程式求得之各點常數，請注意日本、韓國、及太平洋西部之厚度預報，均傾向負值。

② 然後應用 Estoque 方法於同月之1000—500 mb標準厚度圖及 1000mb 標準圖，以求得24小時厚度變化之預報。此亦即云，在此時刻，將標準圖看做逐日天氣圖，並從圖中求得 $(Z_0+b\bar{h})$ 及 $(b-b\bar{h})$ 等高線。

附圖 13c 繪明應用 Estoque 方法從正月標準圖求

圖12b：1956年4月18日1800Z至19日1800Z之實測24小時地面氣壓變化圖。

圖13a：1956年1月利用Estoque法求得之1000—500mb厚度變化預報的月平均誤差。

圖13b：1956年1月的相關係數及由回歸方程式求得之各點常數。

圖13c：應用Estoque法從1月標準圖求得之厚度平流。

得之「厚度平流」，請注意此圖與附圖 13a 之平均預報誤差型式間之相似，韓國、日本及太平洋西部地區，尤值得注意。

「S」圖指明氣候誤差，能從地面氣壓變化客觀預報方法中消除之希望。在尋求「S」圖所依據之方程式時，假如在平流法則應用於標準圖所指出之變化場從原始計算中減掉，氣候之誤差，即能減至極微。

將方程式（D）應用於標準圖，可求得該方程式之另一形式，而做爲「S」圖之基礎。

$$\frac{\partial Z_0}{\partial t}=-\mathbb{V}_{(\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2+h-b\bar{h}+s)}\cdot\nabla(Z_0+b\bar{h}-\bar{Z}_{11\cdot2}-M_2-S)$$ 式中， $S=(Z_0+b\bar{h}-\bar{Z}_{11\cdot2}+M_2)_N$ ，

N 指明適當標準圖中所得之 Z ， Z_0 及 h 各項。

「S」圖之繪製，乃欲使求在任何一特殊日時，看到標準圖之情形。從此圖計算而得之客觀地面氣壓變化，應該到處爲零。

「S」圖中各項能於事前計算存儲備用，「S」圖本身在預報例行工作中，極便於用差異分析法繪製。

5. 消除一致性預報誤差之校正因子法

從純粹客觀預報方法中，消除氣候誤差及其他任何種類一致性誤差之方法，爲由統計方法求得之校正因子，假若此種校正因子，經發現能應用於任一特殊客觀預報方法中，氣象人員即因之具備一便利之工具，修正預測圖

，以補償所受各項一致性誤差之影響。

一種能應用於地面氣壓變化客觀預報之校正因子方法曾根據輻合圖B求出。對於圖中所選擇各點中任何一點，便利之分佈圖被採取爲應用校正因子預報氣壓變化之方法。附圖 14 所繪爲其一例。該圖縱座標代表當時之海面氣壓，橫座標代表從輻合圖 B 計算而得之 24 小時 1000mb 變化。每天將 24 小時後之觀測氣壓塡入做爲此兩座標之函數。

圖14：在55°N，70°E地區預報地面氣壓變化分佈圖。

照所塡氣壓數值繪成之等壓線，即指明由座標限定之原始情況下所能看到之氣壓數值。

祇要從若干年代可用紀錄中，做成似此之分佈圖一組，地面氣壓之預報，即能依適當之分佈圖，根據計算之變化及當時觀測之海面氣壓，從圖中直接找尋氣壓預報讀數。因爲任一選定需要預報之地點，任一選定之時間內，所需要之分佈圖不同，所以求得完備之分佈圖一組，顯然爲一種主要之事業。

TWC 從負責預報地域內選定三十個地點，正計畫製做完備之分佈圖一組。製做任一特殊圖形所採之步驟如下：

① 從輻合圖 B 中之計算，決定各點 24 小時 1000mb 變化之預報數值。

② 注意各點之當時海面氣壓。

③ 將 24 小時後之觀測海面氣壓做爲校驗，依照①，②所得之座標值，塡入圖中適當地點。

④ 在已獲得充分可用之校驗氣壓數量以後，可經過紀錄繪製等壓線，決定全國氣壓預報之校正值。

TWC 計畫製成能供全年應用之分佈圖，各國均採用以每月 15 日或 30 日爲中心之三十日資料。在此情形下，適合各十五日應用之圖可以製成。經應用之資料言，各圖與其前後相連接之圖所採用者，有部份重複。

6. 預報風暴强度之客觀方法

目前預報系統風暴强度變化之客觀預報方法頗多，TWC 曾試驗三種方法並予以評價。遠東地區因有若干强烈發展特性之風暴穿過，地面系統强度之客觀預報方法價值尤高。距平考慮似乎成爲預報地面氣旋生成之較佳方法，但是祇要風暴已經生成，則必須其他方法之幫助，方能決定新系統之未來强度。

玆將三種客觀方法及其評價敘述於下：

① George-Wolff 方法

George-Wolff 方法最初原爲預報北大西洋冬季氣旋之 24 小時强度變化而設計。但 TWC 發覺對於遠東區域，氣旋在 24—36 小時後强度變化之預報，甚爲有效。以下之討論及圖形錄自 Geoege-Wolff之報告。

「應用此種方法，先將 1230Z (0030Z) 地面圖中之氣旋位置，轉繪於 1500Z(0300Z) 500mb等壓面圖中。假若低氣壓位於 500mb 槽脊線間非封閉等高線之影響下，預報地面氣低壓將淩深；假若低氣壓位於 500mb 封閉等高線之影響下，則預報地面低氣壓將爲「無變化」或塡塞。

若上述之考慮指明地面低氣壓將淩深，然後自 500mb 圖中，求出兩種量度（參考附圖 15a 及 15b），① 風之參變數，量取垂直於低氣壓上方等高線，15° 緯度範圍內之地轉風强度。②溫度參變數，量取低氣壓上方之溫度及自該低氣壓向西北方伸展 15° 緯度之扇形區域內最低溫度間之差異，以攝氏度爲單位。

依照求得之風和溫度參變數，塡入附圖 16 中，圖中各線之標註爲代表能够看到之形式淩深以及最大淩深。

圖15a：量取低氣壓兩邊緯度7½°開放等高線間高度的差異。

圖15b：量取低氣壓上方與該低氣壓向西北方伸展 15° 緯度之扇形區域內最低溫度間的差異。

此方法之應用價值雖以冬季爲大，但其他各月亦能應用。因爲無論在那一季節，風暴位於强烈非封閉等高線之影響下，均將淩深；位於封閉等高線之影響下，均將塡塞。惟在非冬季各月之中，十分顯明例證之出現機會太少，强烈之淩深或者塡塞，全屬罕見」。

② Vederman 方法

Vederman 採取 200mb 等壓面圖中，相當於地面低氣壓之現在及預測中心位置兩點間，60% 之高度差異轉換爲 24 小時後風暴中心之氣壓變化（1000mb高度變化），此亦即云地面系統之强度變化預報，決定於風暴運動預報之準確程度。

③ Synoptic Climatology

在應用此法預報淩深或塡塞，必須先決定地面低氣壓現在中心及預測中心最常出現之最低氣壓數值。將兩氣候數值之差異，加減於現在低氣壓中心之氣壓數值上，做爲預報有效時間終了之中心預測數值。

TWC 預報分析組比較應用上述三法之結果而予以評價，第一，從上述三法中所求得之各別風暴中心之36小時氣壓變化，並與實際出現之淩深或塡塞比較。

下表爲應用三方法於遠東區域 132 次冬季低氣壓所得結果之比較：

	George-Wolff	Climatology	Vederman
誤差在± 6mb間之百分數	47.7	48.5	32.6
誤差在±10mb間之百分數	72.7	71.9	55.2

第二，對於TWC未用此方法以前所做之一組預測圖，另按 George-Wolff 方法計算。兩種結果比較如下：

	George-Wolff	36小時預測圖
誤差在± 6mb間之百分數	55	49
誤差在±10mb間之百分數	74	58

應用 George-Wolff 方法時，有一經驗定則說明：24小時內地面低氣壓應移行至由輻合圖B所得 1000mb 之24小時負值氣壓變化中心所在之緯度。而且此低氣壓中心應該移往輻合圖B所指中心之北方 6° 緯度，並依照 George-Wolff 之計算量而淩深。此項 6° 緯度之經驗調整，係從利用輻合圖B 多次預報之統計評價而得，指明所預測之風暴加强之負值變化中心，平均過份偏向南方約 6° 緯度。（完）

圖16：按照George-Wolff法求得的風暴强度預報圖。

世界氣候要素之極端值（二）

一飛譯

譯者按：關於各項氣候要素之極端值（Climatological Extremes），係由美國氣象局氣候處 L. H. Seamon 及 G. S. Bartlett 二氏所搜集撰述，原文分兩部份刊載於Weatherwise，第一部份刊於 1956 年12月號，已由本學報譯載於第三卷一期；茲第二部份又經在1957年4 月號上發表，爰再予譯載，以資完整，並供各方面參考。

四、霧

美國緬因州海濱利比群島（Libby Is.）是美國最多霧的地方，年平均霧時（Fog per hour）達 1,554小時，合 64.7天之多，太平洋岸加州的里葉斯角（Point Reyes），年平均霧時也達 1,468 小時，在美國氣象紀錄上，全年霧時最多者 2,734 小時，合 114 天，幾達全年的三分之一，該項紀錄係由緬因州西奎燈塔測站紀得。

五、風

接近地面的自由大氣，其瞬間最大風速曾於1934年 4 月12日在新罕布夏州華盛頓峯測出，該項紀錄顯示，最大尖峯陣風曾達 231哩/時，而五分鐘平均最大風速則爲 188哩/時，美國年平均最大風速爲 36.9哩/時，亦係由華盛頓峯所保持，其次爲美國東北部布洛克島的 16.6 哩；至於風速最小者，則爲俄勒岡州的露絲堡，年平均風速僅 4.3 哩/時。英國諾森伯蘭之安威治堡（Alnwich Castle），曾於1921年2月1—3日，記出最長久的靜風期（Calm），達56小時之久。

六、海平面氣壓

有關海平面氣壓的各項極端紀錄如下：

1. 世界性紀錄

全世界最高的海平面氣壓爲 31.75 吋，係 1893 年元月 14 日在西伯利亞伊爾庫斯克測得；最低爲 26185 吋，係荷蘭商輪 Sapoeroea 於 1927年 8 月27日航行在菲律賓呂宋島以東洋面時，適駛經一個强烈颱風所測得。

2. 美國

美國海平面氣壓最高者爲 31.29 吋，於1924年12月20日在懷奧明州之 Lander 地方讀得；最低爲 26.35 吋（1935年9月2日），另一在陸地上最低者爲 27.61 吋（1926年9月18日），兩項紀錄都是當颶風來襲時造成，前者觀測地點在 Long Key，後者在 Miami 測出，兩地都位於佛羅里達州南端。

3. 阿拉斯加

最高爲 31.32 吋，1937年12月21日在 Bethel 讀出；最低爲 27.68吋，係於1912年11月16日在荷蘭港（Dutch Habour）測出。按此項海平面最低氣壓，係由阿留申低壓所造成，與前數次由熱帶氣旋所形成之原因不相同。

4. 夏威夷群島

最高爲 30.32 吋，時爲1919年 2 月10日；最低爲 29.34 吋，時爲1926年2月3日，兩項紀錄均在火奴魯魯出現。

5. 英倫三島

最高 31.12吋，1896年在格拉斯哥讀得；最低爲 27.33吋，乃1884年元月26日在波司郡的Ochtertyre測出。

此外，加拿大阿伯塔的 Medicine Hat 曾讀出31.53吋的高氣壓，時在1897年元月24日；而在1934年9月21日，日本於一次颱風過境時，曾測得 26.93 吋的低氣壓。

眞正的最低氣壓，可能是在龍捲風中，但由於龍捲風的强大破壞力，常將其所經之地，毀壞無遺，故龍捲風中眞實的氣壓紀錄甚難獲得，大多爲在距龍捲風甚近處所測得的紀錄，祇有一次可算是在龍捲風中所測得者，時

在1896年5月27日，聖路易龍捲風的路徑適巧通過拉法葉公園，而該園適裝有空盒氣壓表，事後經校訂其讀數，最低氣壓爲 26.94 吋。此外，美國海平面氣壓較差（即一站紀錄上，最高與最低氣壓間之較差），最小的測站爲加州的聖地牙哥，其差數爲 1.07吋，最大者爲康內狄格州的哈特福（Hartford），達3.02吋。

七、風　　暴

1953年6月9日的一次龍捲風，使美國財產受損極大，該次風災遍及新英倫，所造成的損害達 52,193,000美元之多；而傷人最多的，則推1925年3月18日橫掃美國米蘇里、伊利諾、印第安那三州的龍捲風，該次風暴曾造成689人死亡，1980人負傷的驚人紀錄，致被稱爲「殺人者」。在歷次龍捲風中行程最長的，首推馬頓（Mattoon），該次龍捲風襲擊伊、印兩州，全部行程達293哩，時在1917年5月26日。

源於加勒比海的颶風，經常襲擊美國東南海岸，其中破壞力發揮得最烈的颶風，發生於1954 及 1955年，如1954年8月31日的颶風卡露爾（Carol），所導致的財產損失達四億六千萬美金，1955年8月17日的黛妮（Diane）所造成的財產損失達七億五千萬元；另有一次颶風，曾使美國人命損失達六千人，該次颶風發生於1900年9月8日，以德克薩斯州的加耳維斯頓（Galveston）受害最烈。

冰暴（Glace Storm）也常造成嚴重損害，1951年元月底至二月一日，美國路易西安那至歐亥俄一帶的嚴重結冰，僅路易西安那及密西失比兩州的損害即已在六千八百萬元以上。在冰暴中引起損害的兩項因素，一爲强風，一爲結冰，1942年12月27日至30日，紐約州東部所發生的嚴重結冰使電線上所結的冰，直徑厚達六吋。

美國雷雨最頻繁的區域在佛羅里達半島，該區長期氣象紀錄顯示，譚帕（Tampa）實爲美國年平均雷雨最多之地，全年達八十六天，舊金山則爲雷雨最少地，年平均僅兩天；以世界雷雨紀錄論，爪哇的 Buitenzorg 則爲雷雨最多處，年平均雷雨日達 322 天，與雷雨伴生的閃電，亦具破壞力。强烈閃電每年均在各地造成嚴重災害，並殺傷人命，紀錄上最嚴重的一次閃電發生於1926年7月10日，該日美國新澤西州丹麥湖區，閃電曾使一座海軍倉庫焚毀，損失達九千三百萬元。

氣象紀錄上最大的冰雹降於1928年7月6日內布拉斯加州的 Potter ，每粒冰雹重達一磅半，因之此類冰雹下降，也常使農作物受到嚴重損害，如1953年7月10日內布拉斯加州的冰雹曾使正在生長的小麥損失達六百萬元美金。

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，歡迎各方賜躍惠稿，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。

VOLUME 3, NUMBR 3. SEPT. 1957

METEOROLOGICAL BULLETIN

CONTENTS

1. The Climatic Regions of China ..... C. S. Chen ..... (1)

2. The Processing and Use of U. S. Facsimile Charts (continued) ..... P. K. Wan ..... (10)

3. Discussion on the Code Form of Surface Report for the Use of Land Stations (FM 11.A SYNOP) in Tropical Region ..... K. P. Hwang ..... (18)

4. Report on Typhoon "Virginia" ..... (20)

Published Quarterly By The

Weather Forecasting and Research Center

64 Kung Yuan Road, Taipei, Taiwan, China

目 錄

論 著

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)

報 告

颱風卡門……(20)
颱風費姨與葛樂麗……(27)

譯 述

由風圖求飛行之風助係數……殷 來 朝……(30)
應用長波原理預測寒潮爆發……曲 克 恭……(37)
積雲性之降水過程……陶 樹 人……(41)
因地勢發生之大氣擾動與飛行之關係(上)……曹 淦 生……(45)

(上接第19頁)

圖五：各季中間月份 300mb 高空月平均噴射氣流主軸平均位置圖

我國地形與美國甚多相似，不過緯度略低。關於晴空亂流之研究，我國尚未曾見，今可利用美國上述研究結果予以引伸後應用於我國，則當裨益頗多。例如應用噴射氣流以預晴測空亂流，東亞爲世界噴射氣流最强之區域，其能到達之低緯度亦最南。臺灣冬季時噴射氣流在上空掠過尤爲常見。以此可推知我國東南部晴空亂流出現之頻率及强度均應較美國東南部爲高而且强。由於我國緯度較低，高空槽及高空冷低壓所引起之晴空亂流，在長江以北具重要性，華南一帶似無足輕重。惟或形於華南者，有所謂副熱帶高空槽 (Upper Sub-tropical Trough)，是否足以引起晴空亂流，則有待吾人今後之研究也。 (完)

參 考 文 獻

1. Leroy H. Clem: Clear-air Turbulence from 25,000 to 45,000 Feet over the United States July, 1957.
2. 1st WX. Wing. USAF: Far East Climatology of the Jet Stream
3. T. Bergeron: Dynamic Meteorology and Weather Forecasting, 1957. pp. 439-445

氣象與水土保持

蔣丙然

La Météorologie et la Reserve d'eau dans le Sol

P. J. Chiang

Resumé

En basans sur la formule P=R+E, on étudie tous les facteurs météorologiques qui ont l'influence sur R et E, pour resoudre les questions de la reserve d'edu dans le sol. Pour terminer on fait la calcule de l'evapotranspiration potentielle d'aprés la methode de Thornthwaite pour rendre compte d'un maniere plus frappante la situation de la reserve d'eau dans le sol et son application a l'agriculture.

水土保持是與農田水利有極密切的關係，因爲一方面可以防洪水之災，一方面又可以明瞭土壤水分狀況，以供農業之用，也可以說與民生國計有很大關係。大氣條件對於水土保持，能有極大影響，所以應就若干有關氣象問題來討論水土保持。

一、水之循環

什麽是水之循環，就是說天然水從那裡來，又回到那裡去的循環。從前水學不昌明，所以我們不能夠說明地面所收到從大氣而來的水，有若干百分比經過蒸發，有若干百分比被土地吸收又由地內向外輸出，有若干百分比由地表河川流入大海，有若干百分比由森林或牧草從土地及大氣吸收，有若干百分比由於氣象條件復從土地與植物散出，以及各不同形式的水受天然作用而蒸發。簡單說來，就是說我們不知道降水到了土地，如何分配出去。

到了現在，水學問題已有充分的認識，我們可以知道水在固體、液體、氣體間的分配與移動，都服從所謂平衡公例的基本原則，由此可以表示水界、岩石界、大氣界的均衡，這就是所說水之循環。我們這裡所說的水，就是雨水，雨水是從海水蒸發來的，到了地面，它的分配如下：

㈠在地面流散，流入河川，流向大海。

㈡下滲入地內，成地內水，若由地內輸出，就成了泉水，結果也流入河川入海。

㈢留在土壤表層。

㈣經植物吸收。

㈤直接由地面蒸發，或間接由植物的蒸散（Transpiration）而貯藏在大氣中。

這些分配的水，除小部分被岩石化合之外，其餘的到相當時間之後，仍然回到大海裡去，所以成了水之循環。這種循環，是天然界必然的現象，不然的話，不是海枯了，便是地乾了，那就無所謂水土保持，植物不能生長，農田水利問題，更談不到了。

由以上所列舉降水的分配，可以見到其中有兩種重要作用，一是河川的流散，一是土地的保藏，可是保藏在地內的水分，經過長久時間，可由地下輸出漸漸流入河川而入大海，或由蒸發而還到大氣裡去，那末由河川流去一部分，仍屬流散水份，而在土地中保藏之水，屬於流散之剩餘；此剩餘部分，可以說是降水增加，而由蒸發減少，也就列在水之循環之中。由此可用降水量 P，流散量 R，蒸發量 E，得一平衡式，就是：

$$P=R+E$$

所以P，R，E是水之循環中的三個主要變數，這三個變數是與水土保持有密切關係的，若果P與 R+E 完全

相等，那末土地就沒有水了，所以說要討論水土保持，先要明瞭水之循環，簡單說來，就是我們應探討如何使R與E在大氣條件中能減少，而使P能保持一部分在土中，那末很明顯氣象因子，是其中的「主宰」者。

水之循環（Holtzman）

二、與水土保持有關的氣象因子

依以上所說，已知氣象因子與水土保持有關，至其關係如何，可分別略說如下：

㊀ 降　水　量

降水是水土保持之主要因子，它的強度、時間、容量，當然與水土保持有密切關係，茲先略說降水之分類與可能強度、時間及容量。

1. 冷鋒雨　冷鋒雨是範圍小而時間較短之雨，強度可能很大，容量也可能很多。
2. 熱鋒雨　熱鋒雨是範圍大而時間較長之雨，強度多不甚大，容量可能很多。
3. 季風雨　季風雨是由季風而造成之雨，多半是夏季降水，由其所能到之區域大，屬繼續性降雨，強度多不甚大，容量相當之多。
4. 颱風雨　颱風雨是颱風經過所挾帶而來之雨，時間短，往往是極強之豪雨，有極大之容量，隨颱風而移動。
5. 地形雨　地形雨是地形關係而氣流上升所降之雨，其強度、時間與容量，依地形與氣流性質而不同。

若果強度極大，而容量亦特別多，那末流散量也多，而土地所能保持之水量，當然很少，但是降雨強度大時，蒸發必甚少，有時下滲部分可能有相當量，若果條件良好，每小時可能有一公厘二公厘或更多之水量滲入土中；即在不良好之條件下，若果時間很長的降水，則土地能保藏之水量也可能很多，假定一小時能有一公厘之水下滲到土地中，二十小時之長時間降水，即可能有二十公厘之水下滲入土中，自亦相當之多。

㊁ 溫　　度

溫度對於水之粘度有很大的影響，就是說對於水內部運動質點的阻力有影響，所以溫度低的時候，水的流動比溫度高的時候慢，因此可見冷的時候，降水下滲到土中的量比熱的時候少，所以秋末及冬季，土地保持的水份，比春秋二季爲少。

關於溫度對於水土保持之作用，可用冬夏兩季之暴雨證明之，如有兩次暴雨，強度容量均同，而一在冬季，一在夏季，就可見到溫度高時下滲量多，溫度低時下滲量少。但是溫度極低時，可以使極濕之土壤凍凝。就可能有若干水量下滲到土內，而凍土若果有少量之水份，也可以有頗多之下滲比率，因其能造成若干凝凍土塊，而具有較多之孔隙，水即因而下滲。

就雨水之流散百分率說，大概北方氣候比南方氣候爲大，也可以說北方氣候土之保持水量少，南方氣候土之保持水量多。至於溫度對於蒸發與植物蒸散作用，極其明顯，溫度過高，蒸發蒸散都要增加，土中保持水份，

當然要減少。

㊂ 濕　　度

濕度可以直接影響土壤水，濕度大時，土壤水多，濕度小時，土壤水少，就農業氣象說，是對於農作物有妨礙的，簡單說來，就是對於土壤濕度有作用，而土壤濕度，對於水之下滲，有極大影響，現在我們就土壤濕度作一討論。

通常濕土壤之下滲比率，比乾土壤小，這一種說法，雖然不能作爲通例，但亦相當可靠，因爲土壤濕度大時，富有粘性，而且有膠狀膨脹，遂致孔隙特小，所以有些土壤，含水濕特多時，它的下滲比率特別少，幾等於零，觀沙土下滲比率之大，與粘土下滲比率之大，就可得到證明。不過這種含濕大的土壤，若是乾時，它的下滲比率可能也很高。至於土壤本身的性質，也有很大影響，所以不能絕對確定這種比率。

土壤濕度與土壤溫度相配合，似對於土壤的下滲比率，也有作用，據實地所測，若土壤濕度小，氣溫高土溫亦高，下滲比率比較大。

至於濕度之大小，與土壤蒸發及植物蒸散有很大作用，濕度大蒸發與蒸散都小，濕度小蒸發與蒸散都大，這種關係，實與土地之保持水份有關，因爲蒸發蒸散量之大小，與水份保持，適成一反比例。

㊃ 風

風力之大小，直接影響流散比率，間接影響下滲比率。我們都知道海流與氣流同向，就是說風的力量，能夠挾帶海水運行，所以暴雨時，若遇有大風，風即能將雨水挾帶流散，當然減少下滲比率，若風力小，那就相反了。

㊄ 蒸 發 與 蒸 散

蒸發與蒸散是土中水份成爲氣體散向大氣的現象，就是上列式中的E，與水土保持當然有關係。但是在上列式中，P降水與R流散水，都是液體水，是可以準確量定的，而 E 之蒸發水與蒸散水，是屬於氣體的，混合在空氣裡面，而所受環境和其他氣象條件的影響又大，既不能見也不易於量定，所以往往無法確定。

高雄全年降水需水及土壤水份變化圖

就農業說來，土壤是蓄水所在，所蓄藏的水，是由降水來的，而由蒸發與蒸散消耗。當長期缺雨的時候，土中所保持水份，就由這兩途而散向大氣，一直到將近乾枯點的時候，植物（作物）生長就受到影響。若有一次暴雨，可能有一部分的降水或全部分的降水，可以補充所消耗的水份，但是在各次暴雨之間，蒸發和蒸散都能消耗所得來的水量，因此蒸發和蒸散，在水土保持過程中，很是重要。

近代氣候家桑士偉氏（Thornthwaite）對這個問題，極爲重視，據他說：降水量是所供水量，蒸發蒸散量是所謂需水量，這兩種量如何平衡，足以表示土中保持水份的狀況，與農作物所受的影響。桑氏有實蒸散量(Actual Evapotranspiration)與位蒸散量(Potential Evapotranspiration）之規定，實蒸散量就是實際的蒸發蒸散量；位蒸散量是可能的蒸發蒸散量，例如水之供給，除降水外，還可以由灌溉水增加，而蒸散也可以增加到相當的界限，這個界限是因氣候的不同而定的，所以叫做位蒸散量。

通常冬季各月，位蒸散量較弱，而至夏季變成最强，因爲這是需水量，當然與植物生長旺盛期有關係，至於降水量各地區却有不同的年變象，所以說需水量與給

水量是不相聯繫的。在大多數地區，年中有一部分供水量小於需水量，而在降水量大的時期，土中保持一部分的水，以作植物未受乾枯狀況時之用。奚氏此種方法，原作爲氣候分類之用，但其計算極其煩瑣（註）。譬如要作中國氣候分類，用他的方法，非有數百甚至千餘測站的紀錄，不能成功，其工作的煩重可想而知，但若用在表示水土保持狀況，以供農業應用，却是很有益的，所以若干農學家說，這個方法，農學上的用處，似乎較氣候性爲大，筆者亦極端贊成此說。

因爲有這種位蒸散量之規定，而我們可以利用這個方法，編成一種所謂某一地區全年各月供水量與需水量的出入，並附以全年降水需水及土壤水分變化圖，對於某地區之水土保持狀況，可以說是昭然若揭，對於農由水利，是有大用的。（完）

高雄需水給水出入帳表

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
位發散量	45	45	77	109	163	175	177	170	155	125	86	53	n=1380mm
降水量	10	28	28	49	158	463	585	428	124	33	11	16	P=1933mm
土壤貯水變化	0	0	0	0	0	288	408	258	—31	69	0	0	
植物用貯藏水	0	0	0	0	0	100	100	100	69	0	0	0	
實發散量	10	28	28	49	158	175	177	170	124	102	11	16	R=1048
缺水量	35	17	49	60	5	—	—	—	31	23	75	37	d=332
剩水量	—	—	—	—	—	288	408	189	—	—	—	—	S=885
地內流散量	3	1	0	0	0	144	271	94	47	24	02	6	
降水量減需水量	—35	—17	—49	—60	—5	288	408	258	—31	—92	—75	—37	553
月濕度比值	—0.78	—0.38	—0.63	—0.53	—0.03	1.65	2.30	1.52	—0.20	-0.73	—0.87	—0.70	

註：請參閱科學教育第三卷第五期蔣丙然著 Thornthwaite位蒸散量的解釋與討論。

（上接第29頁）

③另一值得重視之事實，即那覇島海面區域之月平均溫度，均較西太平洋其他地區爲高，故颱風無論轉向與否，移入該區，强度勢必增强（那覇地區溫度特高，吾人於統計地面月平均圖中屢會發現）。

至葛樂麗颱風强度之變化，顯然由於地形之影響，當其九月廿日於菲島東方生成後，强度迅速增强，該晚穿越呂宋島北部，此時受地面之摩擦，故移入南海時，强度一度減弱，及至溫暖而空曠的海面上地形摩擦作用已不復存在，故可迅速獲得發展，致於抵達香港海面時，最大陣風强達101浬，而造成該地區之嚴重災害。

四、颱風葛樂麗與費姨災害略述

葛樂麗颱風於九月廿二日晚迫近港澳南方海面，狂風豪雨，造成該地區嚴重災害，香港並懸掛戰後首次十號風球，據報載此颱風襲港之風力，平均在60浬，陣風最高達101浬，港澳災情，香港工商日報於九月廿三日至廿四日報導頗詳，其駭人聽聞者，竟將千噸巨輪南洋號拋上寄衫島山邊，並將七千噸貨輪芝萬捷號錨鍊吹斷，衝至鯉魚門擱淺，至於港澳市區，木屋吹毀無數，街道低窪處盡成澤國，數千人無家可歸，牲畜淹死更不可計算，災情可謂慘重。

至於費姨颱風於廿六日以時速146浬的風速，猛襲那覇美軍基地，至少有十一人死亡，十七人重傷，此外一百十一人失蹤，二千二百戶琉球家庭被毀，而美軍方損失，尚未公開宣佈，其災害想亦不輕。（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。

原子塵降落地區之預測

徐寶箴

How to Predict the Covered Area of Radioactive Fallout after Nuclear Detonation

Pao-chin Hsu

Abstract

After a nuclear detonation, the radioactive fallout generally spread to a considerable distance through down wind to reach the ground surface. This article gave an illustration in making a foreshadowing of where the radioactive particles will be found and of the time when the radioactive particles will reached the ground.

一、引　　言

近數年來美英俄各國在各地不斷作核子武器之試驗，由於放射性原子塵之災害，會引起鄰近國家人民之驚恐與抗議。自今年開始，美國一連串之核子武器試驗，均已改在其國內之內華達州舉行，是美國科學家已對原子塵有萬全之控制方法，觀乎歷次試驗，常因天時之不宜，一再延緩試驗日期，可知天氣將是控制放射性原子塵降落之重要因素之一。本文將介紹核子武器爆炸後，短時內有災害性原子塵可能降落地區之預測方法。由氣象人員根據最近之高空風資料，繪製放射性降落塵圖(Radioactive fallout plot)，以供給防衛部隊及有關機關應用。

二、放射性降落塵之來源

核子武器爆炸時，除爆炸碎片具有放射性外，附近之塵土、生物及水份等均可受感染而具有放射性，此等具有放射性之物質，因核子武器爆炸飛躍入空中，因高熱而熔化，待其凝結成微細之粒點而降落時，即爲放射性降落塵 (Radioactive fallout) ，亦稱爲降出原子塵。

同性質之一顆原子彈或氫彈，爆炸時所生原子塵之多寡，須視爆炸之高度而定，爆炸高度可分爲三類：

㈠空中爆炸——炸彈在空中爆炸，其所生之火球不與地面接觸，所有之放射性原子塵，係由炸彈碎片及投射炸彈之設備等物質因受高熱蒸發及凝結而成，因此而成之塵點，數量少而體積微細，其降落速度極慢，可隨風飄揚遠達全球各地，因其在空中停留之時間長、當其降落地面時，主要之放射性已消失，故其對於人類生物之災害已微不足道，本年美國在內華達州試驗之核子武器似屬這一類。

㈡地面或近地面爆炸——爆炸點在地面或近地面之空中，其爆炸火球能接觸地面者，此種爆炸時，能有大量之土壤或水份被衝擊飛躍入空中成原子雲，雲中之塵點均有放射性，降落地面可造成廣大區域原子塵之災害。

㈢地下爆炸——此種爆炸時，飛躍入空中之塵土水份更多，被感染之程度更強，其爲害亦最甚。

以上所述地面、地面附近或地下爆炸所生之原子塵，據經驗其大部份均可於六小時至十二小時內降落於地面，此等降出之原子塵，其分佈之地區，亦即本文將介紹之放射性降落塵圖所表示之地區。

三、影響塵點降落之因素

(一) 原子塵之高度——原子塵之高度，須視原子雲所達之高度而定，原子雲之高度又須視爆炸品高度及炸彈之能力而定。如其他之條件相同，原子塵所在高度愈高，所需降落之時間愈長，受風飄揚之影響愈大。通常之核子爆炸，其所生之放射性原子雲可升達八萬呎以上，其蘑狀雲之直徑約有四十哩。惟據一般假定在六萬呎以上，塵點已甚少存在。

(二) 塵點降落之速率——按 Storkes Law ，塵點之密度及體積一定，其降落之速率爲一定值。塵點直徑在1—100μ (μ爲百萬分之一公尺) 之間時，Storkes 之塵點降落速度公式如下：

$$V_t = \frac{2rg}{9} \cdot \frac{\rho - \rho'}{\eta} \quad \cdots\cdots ①$$

上式中之V_t爲降落速度（cm/sec），r 爲塵點半徑（cm），g 爲地球引力加速度（cm/sec²），ρ 爲塵點密度（gm/cm³），ρ' 爲空氣密度（gm/cm³），η 爲空氣膠度（Poise）。以上公式簡化後可改寫如下：

$$V_t = 3.004 \times 10^5 \rho r \quad \cdots\cdots ②$$

如塵點直徑在一百 μ 以上，因摩擦力增加，②式應改爲如下③式：

$$V_t = 24.9\sqrt{\gamma \rho} \quad \cdots\cdots ③$$

由以上公式表示塵點之降落速率係視其體積而定，（設密度相同）。惟按實際塵點降落係大氣力學問題，其降落速率隨高度而有不同。惟爲實際作降落塵圖之應用，以上公式仍可應用。第一圖表示各種體積水點沙土降落之時

第一圖：各種大小水點沙土降落時間

第二圖：最大與最小體積沙土塵點降落時間

間，圖中之實線代表1800—2000 μ 直徑之沙土質點降落時間，虛線係指直徑200—800 μ 之水點降落時間，段線係代表最小體積之水或沙土質點降落時間，其直徑約在100—200μ 之間。第二圖中之實線代表最大體積沙土塵點降落時間，段線代表最小沙土塵點之降落時間。由以上二圖可推知塵點降落之速率。

（三）天氣

①雪或雨——降雨或雪可使塵點下降速率增加，有些細微之塵點，原可以停留於空中飄揚於世界者，可附于雨點或雪片之上降落於地面，通常於觀測原子塵時，下雨天數量增多，其原因在此。

②風——風可以將塵點携帶至遠處，風速愈大，塵點可飄揚愈遠。上升下降氣流可以影響塵點降落之時間。美國之若干氣象台每日除供給各種氣象上應用之高空風資料外，尚準備有計算原子塵降落圖之高空風紀錄，專供給民防及有關機關應用。

以上三種影響原子塵降落之因素，最後一項天氣是氣象人員所須了解及研究之工作。

四、降落塵圖之理論依據

塵點自高空下降，一方面受地心引力作用向下降落，一方面受風力作用向水平方向飄揚，下降速率愈小，風

力愈大，塵點降落距源點愈遠。如塵點降落之速率爲一定值，即塵點降落之水平距離視各層之風向風速而定。

設一萬呎高空爲東風，風速爲每時20哩，地面爲南風，風速爲每時10哩，自地面向上至一萬呎，風向由南漸變爲東，風速由每時10哩漸變爲每時20哩，如有塵點自一萬呎高空降至地面，塵點之水平向飄行當必先受一萬呎高空風之影響，後再受下層風之影響，最後再受地面風之影響。如以向量圖表示，第三圖中 AB 代表一萬呎之風向量， BC 代表地面風向量，AC 代表二層風之合成向量，如塵點自一萬呎之A點降落，其降落之速率爲每時一萬呎，即一小時後，塵點必降落在 C 點處，AC 是爲塵點自一萬呎降落之水平距離，以上係假設風之垂直向變化有規則及風隨時間無變化之情況而言。

第三圖：風之向量圖

在合於以上假設之情況時，以上所述 AC 向量，實近似5000呎之風向量，故可用5000呎之風代表地面至一萬呎空氣層之合成風向量，或可稱此5000呎之風爲地面至一萬呎空氣層之平均風。以空氣層之平均風計算塵點在空氣層中之水平位移，甚爲簡便。

第一表：各高度之風向風速

高度	風向	風速
5000呎	320度	26哩/時
15000〃	230〃	35 〃
25000〃	240〃	48 〃
35000〃	270〃	72 〃
45000〃	280〃	68 〃
55000〃	290〃	69 〃

假設有塵點自六萬呎高空下降，其下降之速率爲每小時一萬呎，此時，塵點降落地面之位置，可先求每一萬呎空氣層之平均風，然後再按各空氣層之平均風，作向量圖求其合成向量，即可求出塵點降落地面之位置，由各層塵點之降落位置，即可繪製降落塵圖。

第四圖：平均風向量圖

五、降落塵圖之繪製方法

由高空風紀錄中選擇每萬呎空氣層之平均風，即取5000呎、15000呎、25000呎、35000呎、45000呎、55000呎等高度之風，如第一表所示，再按表中平均風之數值，自下而上之次序連接繪成平均風向量圖，表中之風向度數是指風之來向，繪向量圖時用風之去向，如第四圖所示。圖中0→10是爲5000呎風之向量，「10」表示一萬呎之意義。圖中10→20表示15000呎風之向量，「20」表示二萬呎高度，以此類推20→30，30→40，40→50，50→60表25000、35000、45000、55000呎之風向量，30、40、50、60等數字表示30000，40000、50000、60000呎高度。

如塵點降落之速率爲每時一萬呎，即一萬呎之塵點於一小時內降落於「10」點處，塵點於一小時內水平向飄行之距離爲 0—10。二萬呎之塵點將於二小時內降落於「20」點處，其水平向之飄行距離爲 0—20，該二萬呎高空塵點之一小時飄行水平距離是爲 0—20 長度之 1/2 。同樣可求出三、四、五、六各萬呎高空之塵點，於三、四、五、六等小時內降落之水平飄行距離爲 0-30、0-40、0-50、0-60 ，及各該高度塵點降落每一小時之水平向飄行距離爲 $^1/_3$(0-30)、$^1/_4$(0-40)、$^1/_5$(0-50、$^1/_6$(0-60)。以下第二表是爲各高度之塵點各小時之水平向飄行距離。

第二表：塵點各小時之水平飄行距離

塵點高度	一小時之水平距離	二小時之水平距離	三小時之水平距離	四小時之水平距離	五小時之水平距離	六小時之水平距離
10000 呎	0-10	2×(0-10)	3×(0-10)	4×(0-10)	5×(0-10)	6×(0-10)
20000 〃	$^1/_2$×(0-20)	0-20	$1^1/_2$×(0-20)	2×(0-20)	$2^1/_2$×(0-20)	3×(0-20)
30000 〃	$^1/_3$×(0-30)	$^2/_3$×(0-30)	0-30	$1^1/_3$×(0-30)	$1^2/_3$×(0-30)	2
40000 〃	$^1/_4$×(0-40)	$^1/_2$×(0-40)	$^3/_4$×(0-40)	0-40	$1^1/_4$×(0-40)	$1^1/_2$×(0-40)
50000 〃	$^1/_5$×(0-50)	$^2/_5$×(0-50)	$^3/_5$×(0-50)	$^4/_5$×(0-50)	1	$1^1/_5$×(0-50)
60000 〃	$^1/_6$×(0-60)	$^1/_3$×(0-60)	$^1/_2$×(0-60)	$^2/_3$×(0-60)	$^5/_6$×(0-60)	1

按照第二表中各高度各小時塵點降落之距離連成線，即成爲第五圖中之時間線，由此圖中之時間線及0-10、0-20、0-30、0-40、0-50、0-60等各高度塵點降落之方位線，即可知炸彈爆炸後各小時塵點降落之地區。

以上假設塵點降落每小時一萬呎，並不一定與事實相符，惟稍經修正後即可應用，例如四萬呎塵點降落之速

率爲每小時八千呎，其降落地面之時間爲五小時，即其落地距零點 0 之水平距離應爲原假設降落需四小時距離之 5/4，一小時之水平飄行距離爲 0—40距離之 1/5 。同樣可推算出其他高度塵點降落地面之水平飄行距離及每一小時之水平距離，至各高度塵點落地之方向，當與第五圖所示者相同。

第五圖：爆炸上空各高度原子塵降落情形

第五圖所示之降落塵圖係表示爆炸上空各高度一點原子塵降落之情形，惟通常核子炸彈爆炸時，其所生蕈狀雲之直徑約有 40 哩，即以上繪製之降降落塵圖之零點應爲40哩直徑之圓圈，因之以上繪製之第五圖須加以修正，修正方法甚爲簡單，只須將第五圖之零點爲中心，以20哩長爲半徑作一圓，其他圖中外圍各線均向外加寬20哩，即可得修正之降落塵圖。第六圖之實線是爲源點爲一點之爆炸後二小時之降落塵圖，虛線所示是爲原子雲之半徑爲20哩時，爆炸後二小時之降落塵圖。如將第六圖之零點繪於地圖上之炸彈爆炸地點，塵點之水平飄行距離亦按地圖上比例尺繪於地圖上，即所成之降落塵圖，供給有關單位應用，頗爲便利。

第六圖：降落塵圖

六、結　　論

繪製降落塵圖是氣象人員之新工作，以供給民防及有關單位應用者，至於圖中所示區域內是否有放射性之原子塵存在，或已有該項塵點存在至何時消失，須有賴克格（Geiger）式測輻器或其他儀器測知之。

以上所繪之降落塵圖尚未計及雨雪與上升下降氣流之影響，氣象人員可視當時天氣情形加以說明。爆炸後短時內，高空風如有顯著之改變，應另作圖修正之。

本文所指之降落塵圖，係指爆炸後數小時內可降落地面而具有危害性之塵點而言，至其他極細微之塵點，可飄流空中數日或數月始能降落者，其飄行及降落之情形更形複雜，迄尚在研究發展之階段，未有確切之預測方法。（完）

參 考 書 籍：

1. Radiological Defense for Weather Forecaster, Air Weather Service Manual 1, August, 1950
2. Radioactivity Fallout Plots, Air Weather Service Manual June 1956.
3. 如何在原子攻擊下求生存　　四十五年九月陸軍總司令部譯印

（上接第36頁）

繁重的工作。計算在一條航線及一個航速之風助需要整天的工夫。在有許多地點與許多航線需要計算時，應用電子計算機乃屬必要的。但在只需要少數點之風助時，則公式⑦中之大多工作可以省去不做。

各種風圖，尤其是可能性風圖及標準向量偏差風助圖如本文所述者，提供了一種簡便的方法以求得風助。

簡要的資料可以製作可能性風圖，標準向量偏差風助圖可以從向量平均風及變更後之標準向量偏差來製成，在代替標準向量偏差時，可以使用沿向量平均及與其成直角之分風的標準偏差。

雖然可能由逐次風之觀測以計算所需之參數，但不再需要爲一次航路而計算其風助。只約需三分鐘來求出第一條航線之風助資料，另外三分鐘又可求得選定之其他航線之風助。這與需要一天工夫來用公式⑦計算一條航線之風助不大相同。另一個與後者不同之點是在使用可能性風圖時，只需二十分鐘便可做畢一條所需之航線。

應用標準向量偏差風助圖以求風助，曾經過在北太平洋、美國、及北大西洋四十處以上地點作試驗，其所得結果曾和用實際計算而得之風助相比較，發現與後者至爲近似。此可見風圖確曾提供了一種節省時間的統計路徑以達到風助頻率分佈之決定。（完）

原文題目：Wind Aid From Wind Roses

原文刊載：Bulletin of the American Meteorological Society Vol. 37, No. 8. Oct. 1956, p. 391。

西伯利亞寒潮對颱風影響之研究

王時鼎

A Study of the Influence of Polar Outbreaks upon the Development of Tropical Cyclones

S. D. Wang

Abstract

This paper gives a climatic and synoptic research on the development of tropical cyclones when it happens to meet with the outbreaks of polar air in Siberia. Their trajectories were grouped into three main types. Each pattern of these synoptic pictures is introduced as an example to demonstrate the change of characteristics of tropical cyclones resulted thru the influence of Polar Air Outbreaks.

一、前　　言

太平洋區域準確之颱風預報，係繫於太平洋高壓與大陸高壓之準確預報。特以入秋以後，西伯利亞寒潮每可在極短時間內南下，迅速改變天氣圖型式，而使藉正常考慮所作之颱風預報完全失效。實際上，太平洋許多有着奇特行徑之颱風，每多肇因於寒潮爆發，亦爲經驗之事實。關於太平洋區域受副熱帶高壓影響之颱風，美軍駐關島氣象中心已曾有過極具規模之研究，並有颱風六類行徑之劃分。惟關於後者影響　則均付闕如。此處擬就此一方面作一較有系統之探討。討論內容計分以下五部份。

（一）寒潮對颱風行徑之影響——冬季當極地高壓掩有整個亞洲大陸時，颱風每遠繞其邊緣而行，此爲吾人熟知之事實。而此處所討論者，係秋間或初冬颱風活躍季節，寒潮中途南下對颱風行徑影響之情形（參看圖一a與圖一b）。

圖一a

圖一b

（二）寒潮對颱風强度之影響——受寒潮影響下，颱風强度並非均爲減弱，相反地，更有因之而增强者，此爲吾人實際工作中獲得之寶貴認識。此處希望藉實際資料之研判，求得其基本原因。

（三）預報問題泛論——就各種角度探討颱風行徑與强度變化之預報問題。

（四）兩項基本概念商榷——提供對颱風預報基本原則，在應用上之新觀念。

（五）寒潮影響下颱風天氣分佈——就實際之例，列舉此時天氣分佈之特殊之點。

二、寒潮對颱風行徑之影響

此處係爲此一問題在氣候方面之研究。就歷年來，所有受寒潮影響之颱風行徑分爲三類型式。以下爲各型颱風行徑形式及其成因之研判。

第一型颱風　本型颱風係隨寒潮爆發向西南折向。其行徑突變之時以地面及高空氣流型式之配置不同，又可分爲以下三類情形：

Ia類——低層極地東風插入低緯信風區域內，造成颱風向西南轉向者。此處以本年9月份之卡門（Carmen）颱風爲例（參看圖二a及二b）。其行徑可分爲三個階段。第一階段：（9—10日）係向西北，影響其行徑之因素爲太平洋副熱帶高壓西南部之濕厚氣流。第二階段：（10—12日）行向疾轉爲西南。此時吾人審視在其西北250海里之臺北

高空風變化：在10,000呎層以上，信風氣流之風向與風力與未轉向前完全相同。顯見該颱風之轉向西南係與該層氣流無關。但無論如何，由於其行徑突變之事實，可推知必有外力以左右之。而此種外力顯見可由10,000呎以下層內之氣流變化獲得解釋。由圖二b可見在10日以後，接連有兩次冷鋒掠過臺北，低層以極地東北氣流插入，風向均普遍轉爲北向，風力亦大見增加，致颱風受其影響，行向疾轉爲西南。第三階段，颱風復向西北移進，此爲在前一階段，影響颱風西南折向之大陸高壓，在本階段中，係已由華東出海，致颱風受其後部環流影響之故。

圖二a. 第一型颱風實際行徑圖（向西南轉向者），此處之例包括1956年，"Jean", "Lucille" 及1957年"Carmen"三颱風。

圖二b. 第一型颱風向西南轉向期間臺北之高空風及地面天氣變化圖，(包括"Carmen" 及 "Jean" 兩颱風)

Ib類——本類颱風在「反轉向」(Inverse Recurvature) 階段之行徑與美軍 "The Typhoon Post Analysis Board" 所作太平洋颱風分類之第五類颱風行徑相同，係呈環狀轉向西南。惟美軍該一型式乃係爲移動迅速之短波槽及槽後之副熱帶高壓影響所造成。而本類颱風行徑則爲受短波槽後之極地高壓影響造成者。此爲兩者不同之點。本類颱風此處以1956年10月之琴恩 (Jean) 颱風爲例。該颱風之行徑，筆者曾於本學報三卷一期中爲文予以分析，此處不另贅述。僅附該颱風之實際行徑（見圖二a）及其接近臺灣期間之臺北高空風變化圖（見圖二b），以供與上述 Ia 類颱風比較參考（該兩類颱風過境時臺北高空風之不同處爲：前者低層東北季風之上仍爲太平洋信風，而後者却已爲南下之高空西風所取替）。

Ic 類——本類颱風與前兩者不同處爲：本類颱風行徑自始迄終均受西伯利亞高壓所控制，中間因遭受一次新的寒潮衝激，致在其行徑之次一階段，移向係爲西南向而非西向。例見1956年11月之露西洛 (Lucille) 颱風，敘述從略。

第二型颱風 此型颱風最能顯示出受寒潮影響之特色。當寒潮南衝時，颱風中心係向低緯倒退。並於倒退期間趨於消滅。在本型颱風之行徑中以其直接影響颱風倒退因素之不同，復可分爲三類以討論之。

圖三a. 第二型颱風實際行徑圖（向東南方後退者，此處之例包括1953年 "Cora", 1956 年 "Sarah" 及 1957年 "Gloria" 三颱風）

IIa 類——由於寒潮爆發，高空西風與之俱移，因受長波槽後之西北氣流導引而轉向者。此處以凱拉 (Cora) 颱風爲代表

圖三b. 第二型颱風向東南方後退期間之臺北高北風及地面天氣變化圖(包括"Cora"及"Sarah"兩颱風)

。該颱風於1953年11月19日在巴士海峽轉向。並即於該日在海峽中消滅，（參看圖三 a）破太平洋區域大型颱風因寒潮影響迅速消滅之先例。錢季樂少校曾在氣象技術月刊三卷十一期中對該颱風作有專文檢討。文中並附有颱風在倒退階段之高空圖型式，由該圖可極顯著地見出颱風中心係位於亞洲海岸因强大寒潮爆發迅速加深之高空長槽之後，並爲導引而轉向東南東。即於此時，捲入大量新鮮極地空氣致迅速塡塞並行消滅（參看圖三b 臺北高空風變化及地面氣象要素變化）。

II_b 類——受伸入低緯之短波槽影響倒退者。此處以1956年 4 月初之莎拉(Sarah)颱風爲代表（參看圖三a），該颱風開始係受伸入低緯之短波槽影響轉而向東（參看圖三 b）。後以颱風移動速度與高空槽移動速度之差異，而使颱風退居於短波槽之後，移向隨之轉爲東南。有關該颱風倒退情形，筆者曾作詳細檢討，文載氣象技術月刊六卷四期內。

II_c 類——受寒潮前鋒之北來氣流影響而轉向倒退者。此處以本（1957）年9月份之葛樂麗（Gloria）颱風爲例。葛樂麗於 9 月20日生成於菲島東方海面，移向西北，22日掠過香港進入大陸，其近海並有兩艘巨輪因之擱淺。登陸後强度漸見減弱，惟方向仍爲西北。至24日，在桂林附近首遇南下之寒潮前鋒，强度迅速削減並行後退。圖七爲該颱風後退期間之 700mb 高空圖，由圖可極明顯見出何以颱風倒退之事實。圖中中國大陸均在長波槽後之西北氣流控制下，位於黃河上游之高壓則爲源自極地者，而葛樂麗颱風恰位於該高壓前方之西北氣流中，致爲其裹脅而退向低緯也。

第三型颱風 本型颱風係由於高空極地西風南侵影響，致其行徑轉而向東，呈拋物線型式。其轉向情形與普通受高壓楔轉向者頗有不同，其差別計有：

（一）受寒潮影響轉向者有較低之轉向點。此以高空西風係隨地面寒潮爆發以俱移，故受其影響轉向之颱風，其轉向緯度必較正常情形者爲低。

（二）受寒潮影響轉向之颱風，轉向時其軌跡常有較大之曲率。因此時高空西風迅速向南位變，致迫使颱風行徑作急劇之變化。而通常情形，低緯東風與中緯西風間有較大之過渡區域，可允許颱風從容轉向，故此時其路徑曲率應較小。

（三）由於特定之地理環境，受寒潮影響轉向颱風，通常均限於在臺灣以東及以南之附近區域。故轉向位置極見集中。此以影響低緯之寒潮爆發，其高空槽線之配置每常有一定之故。

（四）由氣流型式之變化來看，兩者更具實質之不同。此可比較圖四 b 佛琴尼颱風與費姨、賽爾瑪兩颱風過境時，臺北高空風變化而得。其中佛琴尼颱風係受高壓楔影響轉向者。由圖觀其差別可一目瞭然，敘述從略。

以上已就二種轉向情形加以區別說明，惟本型颱風中又可分爲兩類以下爲其簡要敘述。

III_a 類——本類颱風轉向前路徑受太平洋高壓控制，轉向時及轉向後受極地南侵之西風控制（參看圖四b 費姨颱風）。

III_b 類——本類颱風屬春季型式。轉向前係受東北季風及信風共同控制，迨寒潮爆發受高空南移之西風影響，轉向

圖四a. 第三型颱風實際行徑圖（向東北轉向者，圖中虛線之 "Virginia" 颱風係受太平洋高壓楔影響者，附此俾供與因極地西風南移影響轉向之 "Thelma" "Faye" "Marie" 三颱風作比較用）

圖四b. 圖四 a 中 "Virginia" "Faye" 及 "Thelma" 三颱風向東北轉向時之臺北地面天氣及高空風變化圖。

東去，此處以1956年4月份賽爾瑪颱風爲代表（參看圖四b）

以上已就各型行徑颱風予以分析，此處並就上述資料列一簡表於後，俾供參照。

寒潮與颱風行徑關係表

類別	行徑特徵	副類	影響行徑變更之因素	範例
第I型	向西南轉向	I_a	極地東風插入低緯信風區域內造成	卡門(CARMEN, 1957. 9.)
		I_b	極地低層東風與高層西風同時移入低緯內造成	琴恩(JEAN, 1956. 10.)
		I_c	新鮮極地空氣進入低緯變性極地空氣內造成	露西洛(LUCILLE, 1956. 11.)
第II型	向東南轉向	II_a	寒潮及長波槽影響	凱拉(CORA, 1953. 11.)
		II_b	寒潮及短波槽影響	莎拉(SARAH, 1956. 4.)
		II_c	寒潮本身影響	葛樂麗(GLORIA, 1957. 9.)
第III型	向轉東北向	III_a	寒潮及長波槽影響（秋季型）	瑪利(MARIE, 1954. 9.)
		III_b	寒潮及長波槽影響（春季型）	賽爾瑪(THELMA, 1956. 4.)

三、寒潮對颱風強度之影響

此處之研究希望藉歷史資料，求得以下諸問題之解答，俾有助於實際應用。

（一）若干例子指示，受寒潮影響下之颱風其強度係屬增强，應如何解釋？

（二）在寒潮影響下，颱風行徑與强度之關係若何？

（三）在寒潮控制下，颱風增强與迅速塡塞，係在何種型式下行之？

有關上述諸問題，此處仍按前述三型颱風分別討論之。

第一型往西南折向之颱風 本型颱風常影響吾人區域，故其强度變化情形，爲吾人最應注意者。通常本類颱風開始受寒潮影響向西「反轉向」時，其强度應不甚大，此可由寒潮導引之事實以證明之。因寒潮爲冷重空氣，在吾人區域通常均不超過10,000呎。惟深値吾人注意者，即在轉向後移近吾人區域時，每均轉爲强烈級颱風。以上用作範例之卡門及琴恩兩者均不例外。此處特繪製卡門颱風移至恒春以南時之地面詳圖及各時期中颱風之最大風速數値（見圖五）以供研討。由圖可見該颱風臨轉向之前，最大風速僅有 65kts，轉向階段增至 70kts。及移至巴士海峽時，中心最大風速已普遍增至120，最高曾達 135kts，較未轉向前竟增加一倍以上。究其原因約有：

圖五：1957年9月13日1800z卡門颱風詳圖（虛線爲等風速線，實線爲等壓線，粗實線代表颱風路徑並附每六小時位置與最大風速資料）

㊀進入低緯之寒潮，厚度大減，較之颱風環流厚度每相差甚大，是以雖低層受其影響，而高層仍在熱帶空氣之中（此次卡門颱風並未有高層極地西風捲入），且寒潮長途跋涉進入南海，原屬性質已大有變更，故颱風潛在能力不致有因之發生顯著變化。且此種變化由於極地氣流加入，颱風動能增加，而獲得充份補償。

㊁極地高壓之氣壓梯度通常均較副熱帶高壓者爲大，颱風移入後，由於梯度突增故風力亦必增强。

㊂此一區域之特殊地形影響，此可分兩方面言之。①進入巴士海峽之颱風，其環流係與寒潮氣流（東北季風）同向；②臺灣海峽因地形所造成之噴風（Jet wind）效應之影響。

以上三項特以第三者影響最鉅。此可由此次卡門颱風中心進入臺灣海峽南部後，强度則直線下跌，六小時內竟從 120kts 降至 65kts 以證明之。因颱風中心進入該一區域後，以上第三者中所述效應正足使颱風風力相消也。

另外，本型行徑之颱風，每可持續甚多時日，此因其旅經之地均屬海面，水汽供給不虞匱乏，且無陸地之摩擦影響故也。

第二型向低緯後退之颱風 此型颱風最有趣之例子莫過於在巴士海峽轉向並消滅之凱拉（Cora）颱風。其强度變化恰與前述第一型者相反。前者在該地迅速增强，而後者却在該地迅速消滅。究其原因，可歸納爲下列數者：

㊀本型颱風伴有較第一型颱風更爲强烈之寒潮。縱觀此次凱拉颱風消滅之時，中心數值 1050mb 極地高壓竟於一日間中心從貝加爾湖直下山東半島。寒潮傾巢來犯，致颱風中心迅速被新鮮極地冷空氣所包圍，比較該一時日（17—19日）臺北晨間八時之溫度由 21°C 降至 14°C，氣壓由 1016.9mb 升至 1025.4mb，20 日並續升高至 1028.1mb（見圖四b）由此可見寒潮之猛烈程度。

㊁寒潮侵入低緯時可具兩種型式，一爲僅低層與極地高壓相連之冷空氣南移，一爲高空極地西風隨之以俱移。第一型卡門颱風屬前者，而此次凱拉颱風則屬後者。致寒潮移入時，整個颱風環流均在極地空氣抄截之中，關於此吾人可參看圖四b。由圖可見，臺北在18日颱風環流所造成之東南風，竟伸至 35,000呎，而次日寒潮南下時，自該層以下至 10,000呎層上已完全爲西風所取代，致有此次凱拉颱風迅速消滅之事實。

以上係爲凱拉颱風在巴士海峽迅速消滅之主要因素。惟應注意者，第一型颱風中所述地形影響因素在本型颱風中仍復存在。在此次凱拉颱風消滅之前馬公之風速曾高達 29.3公尺／秒，破五十年來冬季季風之最高紀錄。由此可知本型颱風在其消滅前仍具極大之强度，應深注意。

此處僅舉凱拉颱風爲例，由此已可知本型颱風强度變化之一斑。

第三型向東轉向之颱風 本型颱風强變演變，過去曾有數次使我們難以忘懷之例子。其一爲本年 9 月份之費姨颱風。該颱風在臺灣東方近海轉向時，其强度已減至 64 kts 以下。然而當其掠過琉球時，竟出現130 kts 之風速。因猝不及防，致損失慘重。美國軍方甚至不願宣佈其損失數字。另一爲1954年 9 月份之瑪利颱風，該颱風於 9 月26日進入日本北海道時，由於風速突增（由 55 kts 至 118 kts）曾擊沉 4337 噸重新造之洞爺丸渡輪，並其他大小船隻1800艘，二千人葬身魚腹，及海潮上湧，數萬人無家可歸。

上述兩次颱風釀成損失，均非在轉向之前，而是在轉向後，受變性極地空氣影響被認爲强度業趨減弱之時。此處予以再加檢討，固爲求明瞭本型颱風强度變化之本質，亦屬勿忘前訓，促使同仁對本型颱風提高警覺之意。

現先討論費姨颱風之强度演變。

此次首先要提出者，爲該颱風在臺灣東側轉向時其强度與前及後均不連貫之問題（參看圖七）。關於此筆者認爲該颱風在該處强度驟減，非有關於極地高壓南移，乃係地形影響使然。則如因受太平洋高壓淇影響而轉向之本年 6 月份佛琴尼颱風，在該處其强度亦係減弱，顯係由於臺灣縱貫山脈阻擋其環流之故。此爲必須認識者一。另外何以費姨颱風至琉球時，風速反較未轉向前爲大？其因之一當然是颱風復入空曠海洋，了無阻碍。此外，筆者欲促使注意一項事實，則在整個西太平洋中，夏季該區之平均溫度係屬最高，此在筆者每次爲氣象技術月刊製繪月平均圖時均有此感覺（約較颱風源地區域高出1°至3°C）實際上，颱風無論轉向與否，在該區均有最大之强度，此與上述事實想當不無關連。另外，因最大風速係出現在颱風中心過境之時，此與颱風移向相同（往東北）亦有關係。但無論如何此處可下一結論，即：除非在猛烈寒潮影響下，本型颱風在 30°N 以南，其强度雖或一時減弱但也不容忽視。

另外關於瑪利颱風已趨近高緯之時，猶有此種巨大摧毀力量，其影響因素可能很多。因該處爲東亞溫度梯度最大區域，且爲高空低壓盤桓及發生之地。如颱風進入自易取得發展。此外，由於冷空氣捲入，位能釋放，當亦爲主要原因之一。

四、預報問題泛論

（一）颱風與寒潮爆發之關係：

有寒潮才有颱風行徑之轉變。是故颱風行徑預測之先決因素，係繫諸寒潮爆發之預報。此處擬僅就寒潮預報問題之一颱風與寒潮爆發之關係作一簡單討論。任何寒潮如以其進入低緯之型式研判，均可併入下述兩類中：一、極地高空西風與地面寒潮同時插入，二、僅低層寒潮插入。而後者每與颱風本身有密切關係，此因：

㊀由於南北空氣密度之差異，寒潮本具有向低緯擴展之特性。而在颱風北上時，係携同暖濕空氣與俱，更增强寒潮爆發之潛力。

㊁由於颱風之存在必使局部氣壓梯度增大，而極地空氣每向氣壓梯度最大之處潰流。

㊂颱風環流本身則足曳引冷空氣南移。

由上叙述可見如颱風係與極地高壓毗鄰，則颱風必將引使寒潮南下。許多影響颱風路徑轉向之寒潮，均係由

於颱風本身所引起。本年卡門颱風則屬最佳之例。此在預報寒潮時特應注意。

（二）颱風位置與行徑之關係

由上颱風路徑統計可發現一極爲重要之事實，即每一型式之颱風，行徑開始轉變時，其位置均有一定，計：

㊀第一型颱風，其行徑開始轉向之處，係均在臺灣以東或東南。此因本型颱風係直接受寒潮本身所導流，而位於該一區域之寒潮氣流正與颱風運行方向之氣流同向，致每使寒潮加劇而影響颱風行止也。

圖六：寒潮影響下之颱風行徑模型圖。㊀颱風未受寒潮影響時之情形，此時極地高空西風與地面高壓，均在中高緯度。㊁僅極地高壓移入低緯時之颱風行徑模型。㊂、㊃代表極地高空西風與地面高壓同時移入低緯時颱風行徑之兩種標準模式。

㊁第二型颱風，本型颱風係屬後退者，其開始後退之區域均在臺灣以西或以南。此因本型颱風係受高空槽後之西北氣流或逕自大陸南下之寒潮導引所轉向。而通常影響低緯之寒潮爆發，高空槽線約均在剛移出亞洲大陸之後，故向後倒退之颱風之位置致亦有一定也。

㊂第三型颱風，本型颱風係爲高空槽氣流導引所轉向，故其開始轉向之時，恰與上述第二型颱風者相反，約均在臺灣以東或東南。

另外應深注意者，凡受寒潮影響而改變行徑之颱風，其轉向位置係均在臺灣附近或其以西區域，此以該一區域正對極地高壓前緣，寒潮能充份影響颱風活動之故。

（三）行徑預測

寒潮爆發時颱風行徑變化，主要係由寒潮爆發之型式、强度、及颱風强度與位置以決定之。其關係可歸納之如下：

㊀高空西風與寒潮同時進入低緯者（參看圖六），此時颱風路徑通常僅有兩種型式，即視颱風位置係在高空槽線之前或後，如在其前爲第三型颱風，如在其後則爲第二型颱風，圖七中所示葛樂麗與費姨爲上述兩型颱風行徑最佳之例。另外應注意者，如此時颱風中心位置係在高空槽南端中性點（Neutral Point）之南，則以上論列無效。此時颱風行徑每僅有一種可能，則折向西南，如1956年11月之露西洛颱風所示（見圖二a）。另外，此時尚須顧慮颱風環流之厚度與西風層底之高度，如颱風厚度不大，則颱風中心雖在高空西風控制下，亦每隨低層東北季風移動，轉向西南，如琴恩颱風行徑所示者（參看圖二a與圖二b）。

圖七：1957年9月25日0000z700mb高空圖

㊁如寒潮僅由於颱風攝引進入低緯，且此時颱風位置係在臺灣以東或東南，則其行徑通常均轉向西南，惟其移動則甚緩，或竟停滯不前，如本型琴恩及卡門颱風所示。另外如颱風位置係在華南區域，則每向後回退。因該區氣流偏向不大，常爲北向之故。至如颱風位置係在南海，則通常均折向西南進行。

（四）强度預測

以上有關寒潮與颱風强度關係之研討中已曾指出，在寒潮影響下，三型行徑之颱風均有着極不相同之强度變化。在通常情形，第一型颱風折向之時，其强度每爲增强，向西移過東徑115°後復見減弱。第二型颱風雖因寒潮影響，在低緯可迅速消滅，但在消滅前由於强大季風湧入，其强度仍有可觀。第三型颱風之强度隨所在區域不同而時有變更，大概在臺灣區減弱，在琉球一帶復可增爲極强，至日本南部時減弱，進入北海道及庫頁島時其强度又可十度增加。由此可見如未來行徑型式預知，則强度預報問題即可迎刃而解。惟需注意者，以上受寒潮影響反見增强之颱風，實均在變性較深之冷空氣下始然。如寒潮猛烈，則其强度必將迅速減弱無疑。

五、兩 項 基 本 概 念 商 榷

（一）導流　通常太平洋颱風，在發展完善階段，其環流厚度均較其他地區者爲高。故吾人在應用導流定則時，每以500mb或更高氣流層作爲颱風導流之代表。然而，此處許多例子却指示一極端相反之事實，即：一發展完善之颱風却明顯地受低層氣流改變而變更其行徑。如琴恩與卡門颱風，侵襲臺灣時，均自東北方而來。並經研判，證明係由於低層東北季風影響所造成。吾人區域甚多颱風預報失敗，係由於未經考慮此種可能而產生。由寒潮對颱風行徑影響闡明一極爲重要之事實，即：低層氣流之改變與高層氣流改變，在颱風導引上應具同樣意義。

圖八a. 寒潮影響下颱風天氣分佈型式之二（西行之颱風受冷海變性極地氣團影響下之情形，時間爲1953年11月2日0600z）

圖八b. 寒潮影響下颱風天氣分佈型式之一（西行之颱風受暖海變性極地氣團影響下之情形，時間爲1953年12月1日0000z）

（二）颱風强度　此處欲提出一項事實，即：在寒潮影響下，颱風强度並不均屬減弱。實際情形但許多颱風常在極地空氣影響下增强。

圖八c. 寒潮影響下颱風天氣分佈型式之三（東行之颱風受冷海變性極地氣團影響下之情形，時間爲1957年9月25日1200z）

六、寒潮影響下颱風天氣分佈

在寒潮影響下，各型行徑颱風均有其獨特之天氣分佈型式。此處所述係屬實際之例，藉供預報參考。

圖八a及圖八b兩者均爲向西移動颱風之天氣分佈情形。圖八a 係在冷海變性極地空氣控制下，圖八b 則在暖海變性極地空氣控制下。由圖所示兩者均具極爲廣泛之暖面型降雨。由於暖流上滑有時並滋生有成群之波動。另外值得注意者，此處兩例均屬未達颱風强度之熱帶風暴，然其仍具廣泛之雨區。

圖八c 代表第三型轉向東行颱風之例，除颱風本身之環流雨外，並具活躍之冷鋒型降雨。另外，第二型倒退後消滅之颱風每有比上述兩型更爲惡劣之錮囚鋒型之天氣。

以上三型颱風在天氣上另一特殊之處爲臺灣海峽强風之造成。圖五所示則爲卡門颱風影響下臺灣海峽之風力分佈。由該圖上海峽及其鄰近區域衆多報告，可清晰地顯示出此一影響在數量上之變化情形。

七、結　　論

（一）在寒潮影響下之颱風行徑僅有三種可能，即：㈠轉向西或西南；㈡轉向東南；㈢轉向東北。其趨勢均爲遠離寒潮。

（二）在寒潮影響下，颱風强度仍可允許增强。

（三）受寒潮影響之三類颱風行徑之決定，係繫於高空極地西風是否隨寒潮南下，及南下西風之擾動型式。

（四）在寒潮影響下，颱風天氣分佈均較正常情形爲廣，因其同時伴有鋒面天氣。

（五）颱風可導使寒潮南下，並爲其影響而轉向。（完）

參 考 文 獻：

① "Report on the Post Analysis of Typhoons in the Western North Pacific". 1948, 1949' 1950. Headquarters Air Weather Service.

② 「西太平洋颱風概述」（民國40年，41年，42年，43年，44年，45年）。氣象技術月刊。

③ 錢季樂：「颱風凱拉（Cora）之檢討」（民國42年11月）。氣象技術月刊三卷十一期。

④ 薛鵬魁：「颱風瑪利（Marie）之檢討」（民國43年9月）。氣象技術月刊四卷九期。

⑤ 王時鼎：「關於莎拉（Sarah）颱風倒退問題」（民國45年4月）。氣象技術月刊六卷四期。

⑥ 王時鼎：「民國四十五年颱風特殊問題研究」，氣象學報三卷一期。

對流層上部「晴空亂流」之研究

魏　元　恒

Clear-Air Turbulence at the Troposphere

Y. H. Wei

Abstract

Strong Clear-Air turbulence was generally associated with the appearance of jet-stream in the high levels of atmosphere. The jet-stream was stronger at higher latitudes than the lower and the clear-air turbulence was to be found in the same case. Both intensity and scale of such turbulence had a close relation to the topographic features. Clear-air turbulence often gave much trouble to the aircraft. Its shape showed in a strip-form and extended to its extremity in windward directions.

Some stronger turbulences happended most in winter at an altitude about 25,000 ft. and its high frequency was found to northern and right lower portion of the centre of maximum velocity in a jet-stream. These turbulences appeared in the trough line of a cold low at high levll. The frequency of apqearance of clear-air turbulence in the SE part of China showed higher and its intensity was often stronger than the southern part of United States. The clear-air turbulences induced by cold lows or in troughs at high levels, mainly were to be found at those stations to the north of Yangtze.

氣象學在研究方面，迫切需要三度空間觀測。第二次世界大戰後，由於普遍採用無線電探空，因之對於氣象學的立體研究，即大有進步，至少對於大氣對流層而言，誠屬如此。但氣象學在應用方面，由於噴射飛機進步甚速，經常多飛行於對流層上部或平流層內。吾人對此種高度之知識及所獲之報告，殊嫌不足。例如高空天氣圖，吾人經常繪製者，僅能達 100mb（約五萬五千呎），無線電探空觀測，一般能達 50mb（約七萬呎）高度者，尚不及觀測數之半。據科學家估計，乘人飛機在最近兩年內可能飛達九十五萬呎高空，則爲平流層上部之飛行矣。屆時吾人今日之天氣圖，對此種高度，將毫無用處。因此可知，由於時代之進步，氣象學之立體研究，在縱深方面，無論觀測與認識，均極待發展與急起直追。

當地面平靜無風，天空晴朗無雲，在昔日螺旋槳飛機時代，確爲適於飛行之良好天氣；但在今日噴射飛機時代，雖然天朗氣晴，並非完全適合於飛行，此種事實均由經驗與研究中予以證實，蓋高空中有晴空亂流（Clear-Air Turbulence）存在。

大氣亂流在低空（25,000 呎以下）常致飛機不能作穩定飛行，此爲習知之事；惟吾人現有之知識對此種現象之發生尚不能作正確之預測。所幸者在低空亂流中之垂直氣流可產生有形之雲，以爲識別之助。飛行人員可藉雲形以判斷氣流之惡劣與否，如遇積雲狀之雲或山嶺之波動雲，彼可改變航線以避開惡流，或當飛機進入雲中時可減低飛機速度以減少亂流顛播。低空有充分水汽，在亂流中造成雲形，可容識別，並可警告飛行人員以補救天氣預報之缺失，但高空亂流則無此方便矣。

噴射飛機經常係在雲層以上，即在 25,000 呎對流層上部飛行，但在此種高空仍多亂流，且因水汽太少，不足成雲以爲識別之助。以此在噴射機經常航行之高度，亂流常出現於晴空中，而無雲形之警號。亂流足使飛機發生震動，其震動强弱又視飛機速度而異，故晴空亂流在噴射機飛行計劃時，最應注意考慮。（自然晴空亂流有時亦出現於 25,000 呎以下之低空；但亂流出現於高空之頻率，較低空雲層亂流特多）。

一、過去關於「晴空亂流」之研究

過去有關高空晴空亂流之研究，發現甚多可疑之處。英國科學家對此問題研究最早，得知晴空亂流確係出現於高空，惟對此亂流之出現如何預測，則無法解決。過去數年在美國，有人認爲英人之發現無何種代表性，亦無甚多重要性，因之此問題在一般觀感中，認爲無關宏旨。近年美國因高空飛行人員所遭遇之困難問題甚多，必須

重新檢討此高空晴空亂流之一事實，並曾製作若干計劃，搜集資料，以及利用噴射飛機作實際直接觀測等，更研究有關此方面之理論問題。

惜上述搜集高空資料之計劃，因受種種限制，對於强或極强之亂流所作觀測甚少。且亂流觀測僅限於兩個旣定高度內（即 30,000 至 39,000 呎），所測範圍甚小；在觀測中顯示，出現於此兩固定高度屬於極强亂流者爲數更少。此外美空軍另有一高空噴射氣流觀測計劃，亦因受航行範圍之限制，僅能在少雲區域內觀察高空亂流，並且見此一噴射氣流之研究多限於美國東南部，即北緯 25° 至 35° 間；在此低緯度之噴射氣流一般均較北方高緯度爲弱，隨其出現之高空亂流，自亦不太强。

鑑於過去對高空資料搜集中所發生之缺點，故對所得資料在應用時必費斟酌方能用以求取其他地區高空亂流出現之頻率及强度。

玆欲說明者，即對於高空亂流須作一新計劃以從事觀測，並將全美國作一整個三度空間之研究，以確定高空亂流分佈狀態。此一新計劃，即本文所述美國「雲尾計劃」(USAF Projet Cloud Trail) 之實施，以完成上項需求。

二、全美晴空亂流之探測

美空軍近年成立組織，利用噴射飛機探測高空亂流，其目的欲根據所獲得之大量探測資料，尋求噴射飛機經常飛行高度內亂流出現之預測方法。此一探測始自 1954 年 12 月至1955年12月止，計有一年之時間。在此期間噴射機飛行員在美國每一無線電探空測站之上空附近飛行。飛行員要特別注意配合無線電探空施放之時間 (1530Z)，並自 25,000 呎向上作向量性爬高，至噴射機所能達到的最大高度爲止；其飛行範圍應在以地面探空站爲中心 30 哩半徑內。飛機在爬高時，飛行員要報告是否遇到亂流；若遇到亂流，應估計其强度若何並報出此亂流頂及底之高度。

三、山地波動亂流

本文資料對於高空亂流與山地波動之關係，及其與天氣圖上形勢之關係未作顯著分開之研究；但所選之高空測站則盡可能避開山地之影響。吾人習知因山地波動所引起之亂流常能伸至甚大高度並造成甚强亂流。亂流分佈之情形與山地波動之關係，示如圖一：此圖係根據 Jenkins 及 Kuettner 兩氏之學說所繪製者。

圖一：山嶺波動亂流垂直縱剖面圖

四、高空亂流之性質

空氣垂直運動在高空亂流中其厚度不大，遠遜於低空因對流作用導致氣流上下升沉所發生者。飛機在高空亂流中飛行所得反應，猶如汽船在波濤水面上迅速移行相似。在高空輕微亂流中此種現象仍予飛行員及飛機一重大困擾及妨碍。亂流出現之形態狀如長帶，且厚度甚薄（約 500 至 2000 呎厚）寬度甚狹（10 至 40哩寬），順風向延展甚長（長約數倍於其寬）。在一大範圍亂流中，此種長帶形亂流出現之頻率，與其間無亂流空隙區域出現頻率之比，約爲一比一至十比一。亂流在縱的方面呈現甚多層次，兩層間比較穩定之空隙，約有數千呎之距離。

五、亂流探測所受限制

研究高空晴空亂流，在觀測中曾遭遇多種限制。首爲飛行員對亂流所作之估量，係純由主觀決定者，所用飛機又爲固定翼式戰鬪攔擊機。其次飛機在觀測時當爬高通過亂流區，可能感受不到亂流影響，因其所通過者，或爲大亂流區內，比較穩定部分（因爲有此種情形，故在預測高空亂流時，似應採用亂流可能出之百分率表示之）。再次爲飛機不專爲觀測亂流而飛行，故當天氣甚壞時，觀測即告停止。因此亂流觀測所得之資料，比較偏於天氣良好之一方。强亂流測得之頻率，很顯著可能受有影響。因地面上壞天氣常與上空噴射氣流相關連（在下文將

述及强亂流時常追隨噴射氣流出現）。

六、全美國亂流觀測之結果

已往研究曾發現强亂流甚多發生在冬季月份。鑑於此一事實，本文在分析全美觀測結果，首先將冬季四個月份之觀測，加以統計，示如表一。由統計顯示，亂流發現在25,000呎高空者約佔$\frac{1}{3}$（由1954年12月至翌年3月，共 1200 次觀測），但隨時間及地區不同而有甚大之變化。觀測中有高空亂流報導者，約有$\frac{1}{3}$之亂流係不止一層的；但報有三層者亦不多見。最强之亂流，多發生在有兩層亂流時，但單層者多較厚。由觀測紀錄中得知弱亂流出現次數較强亂流爲多，約爲10比1。

表一　全美高空亂流觀測統計（1955）

	觀測次數	有亂流次數	百分比	最强亂流			亂流層次	
				弱	中	强	單層	双層
十二月	292	131	45%	87	39	5	84	47
一月	325	113	35%	58	45	10	73	40
二月	274	80	29%	50	28	2	64	16
三月	309	73	24%	38	30	5	55	18
總計	1200	397	33%	233 (19%)	142 (12%)	22 (2%)	276 (23%)	121 (10%)

七、亂流出現與天氣圖形勢

爲欲求出所測亂流區域與其可計量之氣象因素間之關係，在冬季月份每次飛機觀測報告中即首先研究當時風及氣溫與其沿定壓面分佈之垂直情形。此種研究得有良好結果，至堪注意。

圖二：高空亂流與噴射氣流之關係圖
(1500Z, 24 January, 1955)

註：點線示 300mb 高空圖上等風速線（以 Knots 表之）實線示噴射氣流主軸，圖上每測站上方之數字示强亂流出現之高度（以千呎爲單位），亂流强度如圖右下角之說明。

雖然弱亂流發生次數較强亂流爲多；但其與各種天氣圖形式之關係頗不明顯。弱亂流可在多種天氣情況下產生，並可由源生地傳播至他處。此種傳播可由臨界面（如對流頂）發生反射作用所造成者；結果亂流雖其發生力已消失，而仍能存在。此種情形當强亂流正在其消失階段時，自然亦出現。鑑於弱亂流甚多特性。故對弱亂流與天氣圖各種形勢之關係，未作研究嘗試；但對强亂流與各種氣象因素間之關連，實有加以追尋之必要。

在飛機觀測中報有中度或强亂流時，高空天氣圖上（300mb 及 200mb 圖）通常即有一噴射氣流，在觀測站之上空或在其上空略南處。並且有一最大風速中心（Isotach max）。順噴射射氣流移向於測站附近。例如圖二所示。

圖二顯示在噴射氣流最大風速中心正下方及北方或氣旋形之一方，强亂流出現之頻率較高。若根據上述所得天氣圖情況，進一步就各高空測站之資料詳加檢查，自可得更詳盡之結果。當最大風速中心移近測站時，高空風速將增强，此可從連續探空報告中看出。不過經常探測之高空風，可能有不太正確者，致不能依據繪製風速縱剖面圖；惟此時尚有高空溫度報告可用，預報員可依據亂流常出現在顯著逆溫層，如在對流頂或在其下方之一事實，以推測判斷之。

圖三所示，爲依據圖二沿噴射氣流風速最大中心附近，其所產生亂流在垂直及水平方向分佈之正常情形。噴射氣流軸心特質及對流頂之變異，均表示於圖上。

表二　高空亂流出現之時間百分比
(在飛機上升於25,000至45,000呎間)

	美西北部	美西南部	美東北部
冬	28%	33%	44%
春	24%	19%	32%
夏	23%	14%	28%
秋	22%	16%	27%
	全美年平均：24%		

圖三：高空亂流垂直與水平標準分佈圖（沿 1500Z, 24 January, 1955 噴射氣流最大風速核心）

昔日高空風報告甚感缺乏，有者曾試用高空風及溫度兩者詳細報告，發展爲晴空亂流之預報方法。在本文研究中，亦發現垂直風割甚强，氣溫直減率甚大等現象，與高空亂流之生成，具有相當關連。

經研究，顯著亂流與下列三種天氣圖形勢係密切關連；即噴射氣流、高空槽線及高空冷低壓三者附近。並且除受地形影響，强亂流甚少出現。綜上觀之，欲使飛行員免受意外遭遇高空顯著亂流，惟一可靠方法，則爲根據上述天氣圖形勢，在有關區域內，預測亂流出現之可能性，方爲最妥善。

圖四：各季高空亂流出現頻率圖（由 25,000 至 45,000 呎間，每 1,000 呎資料得之）

八、高空亂流氣候學之分析

應用氣候學統計方法，將此次亂流觀測資料加以統計，藉以從顯著高空亂流出現頻率紛亂之情況下，得出一線光明。因爲觀測資料僅有一年之時間，故須將測站分爲三區以作研究。此三區爲：①美國西北部(此區測站多屬山地)②美國西南部，及③美國東北。其統計結果如表二：

美國西北部季節變化較小（冬28%，秋22%）；美國西南部季節變化，冬季最大爲33%，夏季最小爲14%；美國東北部季節變化亦甚顯著。就全美言，在 25,000呎至 45,000 呎間，飛行遭遇高空亂流之可能性，全年平均爲24%。此種結果，與英人及加拿大人所研究者，甚相一致。

就上述美國三個區域內之觀測資料，再進一步求其每季自 25,000 呎至 45,000 呎間每 1,000 呎高度亂流出現之百分數，其結果示如圖四。

各季中間月份 300mb 月平均高空圖及噴射氣流軸心平均位置示如圖五。此圖更易瞭解噴射氣流與高空亂流出現百分率相互關連之顯著性。

九、結　　論

由美軍所作高空亂流觀測，證實晴空亂流與天氣圖形勢確屬相互關連；並因季節及地域的不同而有系統性之變化。此種發現足使詭譎莫測之亂流藉天氣上某種形式預測其出現之可能性，使飛航者得以避開。（下接封裡）

民國四十六年颱風報告

第二號—颱風卡門

Report on Typhoon "Carmen"

Abstract

Among five Typhoons of this fall, "Carmen" was the worst that threatened and damaged this island when it hit here last Sept. It was formed about 400 knots to south-east of Taiwan and then stayed over the sea to south-east this island. Its tracks changed frequently and lasted for five days thus made a serious damage over the land.

This paper desc.ibes the development, its path and actural damages made by this typhoon. Due to the intensive intrusion of Continental High it caused the movement of this typhoon in an abnormal movement.

前　　言

本年九月間，先後發生於西太平洋之颱風，共計有五次之多，（月初之貝絲（Bess）颱風，因產生於八月下旬，尚未計算在內）其威脅臺灣，並造成本省災害者，則僅爲卡門颱風一次，此颱風在本島東南方約四百浬處生成，復於本島東南海面盤桓游移，遲遲其行，困擾吾人爲時達五日之久，其行徑之奇特，頗反常例，時人因稱其行踪爲「環島旅行」，今特予以檢討，用做來日颱風預報之借鏡。

圖一：卡門颱風路徑圖

一、卡門颱風之生成發展與路徑概述

本年九月上旬當貝絲（Bess）颱風於九月六日在那爾島北方轉向東北移去以後，在北緯廿度，東經一百廿八度附近洋面，又有一熱帶低壓醞釀孕育，此即爲卡門颱風生成之先聲，至九月九日上午九時之地面天氣圖，已顯然發展達於颱風强度，該日下午三時（090600z）復經美軍氣象機之偵察而確定，遂被正式命名爲「卡門」（Carmen）此時中心位於 21.2N ，126.1E ，約距臺灣東南方三百浬處洋面，最大風速爲每時65浬。

此颱風之初期行徑，先向西北西（300 度）方向移進，且曾一度轉向西北；至九月十日九時（100000z）中心移至 22.8N ， 125.1E 約在石垣島及宮古島以南一百浬處洋面，及後該颱風轉向西南移動，並曾一度西移，繼又轉向南移，行踪頗現不定；至九月十一日九時（110000z），中心位於 20.7N，124.8E處

，最大風速增爲70浬，並向西南移動，九月十二日九時（120000z）中心移至 20.0N，124.0E，距離臺灣南端東南方約二百五十浬，最大風速漸增爲每時 80 浬，緩慢向西移動；九月十三日九時（130000z）中心位置移至 20.2N，122.1E，已距離本島東南方約一百三十浬，逐漸進入巴士海峽，該日臺灣東南部已受其影響，竟日勁風豪雨；此颱風於該日午後强度復見增强，最大風速達於每時 100 浬，繼續向西移進；至該日晚廿時廿分（131120z）空軍雷達站已發現其位置，隨後經逐時追踪觀測，發現此颱風改向西北西移動，漸向本島南端逼近；九月十四日晨三時（131800z）時，此颱風中心移至恒春正南方六十浬處，是爲距離臺灣最近之時，此後改向西移，最大風速復見增强爲每時 120 浬，至該日九時（140000z）位於 21.1N 120.2E，位置約在恒春南南西方七十浬處，恒春最大風速曾出現 64 浬，其他各地亦多在 40 浬以上，風雨已遍及臺灣全島；此後該颱風漸轉向西北加速移去，强度亦趨減弱，至九月十五日九時（150000z）於汕頭西南登陸，最大風速已減爲每時50浬，隨後變爲溫帶氣旋矣。

圖二：（46年9月6日1800z地面天氣圖）

二、卡門颱風發生源地及生成原因之研討

由前節所述，吾人已知卡門颱風係醞釀孕育於貝絲颱風轉向移去以後，其源地約在臺灣東南方四百浬處洋面；何以卡門颱風發源於接近臺灣東南方之洋面？而未像大多數西太平洋颱風產生於遠洋之低緯區域？此種新鮮事例，頗有值得注意和研討之必要：

在闡明卡門颱風生長源地及其成因之前，有兩個極爲重要的因素必須說明，其一是貝絲颱風之行徑，其二是九月氣候的顯著改變。

㊀貝絲颱風之行徑：貝絲颱風係於本年八月下旬發源成長於馬麗安納群島，向北北西方向移動，其於八月杪穿過琉磺島後，受高空氣流導引，沿北緯廿七度仍向西緩慢移動，且曾一度轉向西南，有一窺臺灣趨勢，但終隨高空形勢之改變，於九月六日在那覇島以北約一百五十浬洋面轉向東北移去。

㊁九月氣候之顯著改變：時至九月，由於太陽南移正射赤道附近，大陸北緯四十五度以北地區，日射强度已迅趨減弱，致使極地大陸氣團迅速恢復其强度，且向南推移排除了夏季盤據在中國大陸之熱低壓，其氣流所至已可掩及東南沿海，故九月份已是一個氣候顯著轉變的時節。

據上所述，吾人進一步研討卡門颱風之源地及其成因，當不難獲得明確而合理的解答：

由於九月初貝絲颱風於頗高緯度（北緯廿七度）仍向西移，致使太平洋副熱帶高氣壓之熱帶海洋（mT）

圖三：桃園及恒春等壓面高度升降曲線圖

氣團隨其向北向西發展頗强，而赤道海洋（mE）氣團亦隨間熱帶輻合帶（亦名赤道面）向北擴展至較高緯度；及至貝絲颱風行至東經一百卅度附近始轉向東北移去之際，大陸極地變性（cpk）氣團，受其環流携引亦向南衝移，至於北緯廿度東經一百卅度區域，此三種異性氣團交滙相遇，而醞釀孕育了卡門颱風之生成。（參看附圖二），此與颱風生成之「三相點」說正相吻合。

圖四：卡門颱風期中桃園恒春高空風垂直變化圖

三、卡門颱風之垂直發展及强度變化

根據桃園與恒春二地之等壓面高度升降曲線圖（圖三）及高空風垂直時間變化圖，（圖四），可看出此次卡門颱風垂直發展及强度變化與行徑之關係。

卡門颱風於九月九日發展達颱風强度後，即向西北西方向移進，此時桃園恒春二地 500mb 以下各層等壓面高度均見顯著下降，且二地高空 25000 呎以下已屬颱風風系，可見其高空環流已影響及於臺灣；九月十日卡門颱風向西北移動停滯，轉向西南及向西移動，其時在桃園等壓面圖上 500mb 以下之高度均先見下降後又持平或上升，而恒春則續見下降，且颱風垂直環流達於 35000 呎，顯示颱風此時向其接近；九月十一日卡門颱風改向西南移動，桃園恒春二地各層等壓面高度均見上升，而恒春垂直環流則達 40000 呎，顯見此時颱風雖稍離臺灣，而其垂直發展則見增强；九月十二日卡門颱風改向西移，此時桃園恒春各層等壓面高度均復見下降，且桃園高空環流亦升達 30000 呎，可見卡門颱風復向臺灣移近；九月十三日，此颱風進入巴士海峽，並向臺灣南端接近，桃園恒春二地等壓面高度自 200mb 以下均見迅速下降，該日晚至翌日晨是爲卡門颱風達於最强階段時期，九月十四日颱風進入巴士海峽西部，並向臺灣海峽南部移進，桃園恒春各層之等壓面高度，迅速回升，唯高空環流仍達 30000 呎，垂直發展仍强；九月十五日後颱風遠離，並進入大陸，桃園恒春二地之各等壓面高度已恢復正常情況。

故知由等壓面高度之升降及高空風垂直之變化，可判斷颱風之增强或減弱，並可配合天氣圖形勢判定颱風之移動方向。

至於此次卡門颱風轉向前後之强度，所顯示之極大變化，其理由可歸納爲下列兩點：

①由於大陸高壓南移至較低緯度，與卡門颱風接近，致二者間之氣壓梯度大見增强，且由於低層極地氣流之加入，更使颱風動能增加。

②臺灣地區之特殊地形，亦影響颱風强度之改變，當卡門颱風進入巴士海峽時，其環流與大陸高壓氣流（東北季風）同向，風力驟見增加，故此時卡門颱風達於最强階段，至移入臺灣海峽南部後，復由於臺灣海峽地形所造成的噴風（Jetwinds）效應之影響，而與颱風風力相互抵消，致使卡門颱風强度顯見銳減。

圖五：四十六年九月九日九時（090000z）地面天氣圖

四、卡門颱風路徑與天氣圖形勢之研判

通常吾人在研判颱風路徑時，常引用高空導引定則做爲預報颱風動向之依據，實則地面天氣圖所顯示颱風低層之運動情況，亦爲預報颱風不可忽視的考慮因素，故颱風行徑研判之正確與否，實有賴於高空導流與地面形態之相互參證，方能期有更佳的預報效果。

玆將卡門颱風期中，地面天氣圖及高空 300mb 之氣流圖，分別予以研討，以期瞭解此一奇特反常路徑的生成原因。

㊀地面天氣圖之研判

九月九日九時地面圖（圖五）：大陸分裂高壓中心位於河套附近，强度 1024mb 環流勢力擴及華南，它的 1017mb 等壓線向東伸展至日本本州北部，顯示該高壓有東移之趨勢；太平洋高壓中心位於琉磺島東北，强

圖六：四十六年九月十日九時（100000z）地面天氣圖

圖七：四十六年九月十日十五時（100600z）地面天氣圖

度1018mb，此時卡門颱風已在臺灣東南方四百浬處洋面生成，其位置正在太平洋高壓之西南部，故隨其東南向氣流，向西北方向移動。

圖八：四十六年九月十日廿一時（101200z）地面天氣圖

九月十日九時地面圖（圖六）：大陸分裂高壓中心復分裂爲二，其一股向南推移至川康地區，中心不顯；另一股東移位於黃海北部，强度 1020mb，原位於琉璜島東北方之太平洋高壓强度減弱，中心已趨消失，此時卡門颱風因失去太平洋高壓之憑藉，復由於與黃海高壓之接近，二者間氣壓梯度大見增强，頗有隨此高壓環流轉向西南移動之趨勢。該日十五時地面圖（圖七）：位於黃海之高壓移入日本海，川康地區之高壓接踵向東移動位於長江下游北方，致此時卡門颱風已顯受此高壓環流之影響，向西南轉移；至該日廿一時地面圖（圖八）：大陸河套以北又有一較强高壓盤據，而位於長江下游北方之高壓，復向東北移入日本海，此時颱風位於此高壓之西南部，故又隨其環流改向西移；卡門颱風於此一日間由於地面圖形勢之改變而使路徑發生數度小波折。

九月十一日九時地面圖（圖九）：大陸全區爲河套以北之高壓向南移動所控制，中心强度達 1028mb，環流勢力擴及東南沿海，此時卡門颱風行徑復受此高壓環流之携引，向南移動。

圖九：四十六年九月十一日九時（110000z）地面天氣圖

圖十：四十六年九月十四日九時（140000z）地面天氣圖

此後，大陸高壓中心向東移動，其環流亦向東擴展，卡門颱風受其影響漸向西南移繼向西移，至十三日進入巴士海峽，移近臺灣南端。至九月十四日九時地面圖（圖十）顯示高壓已向東移至日本海西部，卡門颱風此時位於其西南部，故漸又改向西北西方移進。

由上述地面圖之研討，可見此次卡門颱風路徑之轉移，實與大陸高壓有極密切的關係。

圖十一：四十六年九月九日九時(090000z) 300mb 高空圖（圖中虛線所繪颱風位置係地面相對位置）

圖十二：四十六年九月十日廿一時（101200z）300mb高空圖

㈡300mb高空氣流之研討：

由桃園恒春二地之等壓面高度升降曲線圖（見圖三）及二地之高空風垂直變化圖（見圖四）；已知卡門颱風於九月九日生成後，其環流已達25000呎，及其發展最强時，環流復達40000呎，故此處引用300mb高空氣流，當可看出高空導引氣流之形式，因高空資料不全，此處僅列舉三圖，以觀其導引氣流之梗概。

九月九日九時（090000z）300mb 高空圖（圖十一）：平淺之西風槽位於東經 125 度附近，太平洋高空高壓與大陸高空高壓之東西向脊線約在北緯廿八度，此時卡門颱風位置適位於太平洋高空高壓之西南象限，故受環流之導引向西北方移動。

圖十三：四十六年九月十三日九時（130000z）300mb 高空圖

九月十日廿一時（101200z）300mb 高空圖（圖十二）：西風槽略向東移，此時大陸高空高壓向東推移，而太平洋高空高壓則向東退縮，卡門颱風此時位於大陸高空高壓之東南象限，已受其東北氣流導引向西南移動。

九月十三日九時（120000z）300mb 高空圖（圖十三）：西風槽呈東北至西南向，太平洋高空高壓顯見向西伸展至臺灣以北，其東西向脊線約位於北緯廿六度，大陸高空高壓則向西退縮，此時卡門颱風復漸受太平洋高空高壓環流操縱向西北方移動。

由上所述，可知卡門颱風期間，高空氣流形式完全爲一高指標（High Index）之天氣型，高空西風槽位於北緯卅度以北，大陸與太平洋之高空高壓東西方向之脊線均在北緯廿五度以北，故發源於北緯廿度地區之卡門颱風，自當受其南半環流之控制，向西做波浪狀之移進，而其西移之偏向，則顯受大陸高空高壓與太平洋高空高壓勢力之相互消長而定。

根據以上地面圖與 300mb 高空氣流圖之研討，對於此次卡門颱風之行徑造成的原因，可作如下之判定，由於九月是一個季節轉變的時期，大陸高壓勢力已可及於東南沿海，且頻見南下，而卡門颱風復產生於接近臺灣東南方之洋面，故稍向西北移動，即易受大陸高壓環流之影響；同時高空氣流出現高指標之氣流型式，平淺之高空西風槽未能伸延至較低緯度，使其無隨其導引轉向之機會，故受高空東西高壓之南半環流之操縱，向西北或西南移動。

再者吾人復由此次卡門颱風高空導引及地面圖形勢之相互參證，得到一個啓示：就是高空氣流對於颱風的動向乃是一個趨勢的導引，而此次卡門颱風初期路徑所造成的小波折，實由低層大陸高壓之移向所致，如九月十日地面圖所顯示者（參看圖六至圖八）故地面圖對於颱風之預報，實有其不可忽視之價值也。

表一：卡門颱風侵襲期間各地最大風速統計

地點	馬祖	金門	馬公	松山	桃園	新竹	臺南	花蓮	恒春
最大風	020°/36k	050°/46	360°/47	130°/48 (55)	090°/42	020°/44	150°/40	040°/40	060°/64 090°/64
出現時間 (135°E)	14/9 0800L	14/9 0500	13/9 1400	14/9 1710	14/9 1000	14/9 0200	14/9 2155	10/9 1640	14/9 0800 0900 1000

表二：卡門颱風侵襲期間各地雨量之統計

日期＼地區	淡水	基隆	臺北	新竹	臺中	阿里山	臺南	高雄	恒春	新港	大武	花蓮	宜蘭	臺東	馬公
12	50	14	8	—	—	0.7	—	—	10	60	31	29	30	23	—
13	60	140	100	0.2	0.2	15	21	21	220	230	280	270	130	270	T
14	5	22	11	1	0.6	24	60	60	100	70	140	37	7	54	19
總雨量 (mm)	115	176	118	1.2	0.8	39.7	81	81	330	360	451	336	167	347	19

五、卡門颱風經過時臺灣風雨及災害之統計

此次卡門颱風經由巴士海峽西移時，使臺灣東南地區連日狂風暴雨，造成中度災害，茲先將臺灣各地出現之最大風速及雨量之統計分述爲下：

㊀根據空軍各駐地所測最大風速紀錄（表一），出現之最大風速爲每時64浬，係於九月十四日八時至十時發生於恒春，其次臺北亦達48浬，（最大陣風曾達55浬），其他各地均曾達40浬以上。

圖十四：卡門颱風期中臺灣各地雨量分佈圖

㊁根據臺灣省氣象所各地九月十二日至十四日之雨量統計（表二）：該三日總雨量超過400mm者爲大武，超過300mm者，有恒春、新港、花蓮、宜蘭等地區，除臺灣西部及臺灣海峽雨量較少外，其他各地均在100mb以上，並由其雨量分佈圖（圖十四），顯見臺灣縱貫山脈對颱風之影響。臺灣東部居其迎風面，致颱風環流受山脈之阻擋，雨量特多，而臺灣西部居其背風面，雨量特少，故臺灣東西部降雨極大之差別，乃是必然的結果。

由上紀錄，可知此次卡門颱風造成臺灣東南地區之災害，實由豪雨引起山洪暴發所致，各地災情，尚不嚴重，且由此豐沛雨量，解除了南部地區之乾旱現象，亦屬意外之收穫。

茲根據報載，將各地所受災情略述於後：

屏東縣：九鄉鎮受災，計房屋全毀者廿七戶，半毀者四十三戶，部份損毀者八十三戶，死一人，重傷一人，一百零九人無家可歸。

花蓮縣：池上稻葉間鐵路路基被水冲毀六處，計一四五公尺，軌道被冲走十一處，計十二公尺，初鹿鐵橋第三橋柱被水冲毀，交通中斷。

高雄縣：林園鄉港埔中坑文，海堤八十公尺被冲毀，梓官鄉柯子寮國校南方堤防冲毀廿公尺，該鄉赤西村海邊冲毀十公尺；小港鄉海鹽村、海城村、海澄村之海防堤被冲毀一九〇公尺；彌陀鄉南寮村十四日晚水漲入民房二百戶，水深兩臺尺，人畜無損，稻田三十甲被海水淹沒；梓官鄉朴子寮海堤下陷一二〇公尺，民房毀六間，畜舍四間，草寮一間亦被毀；永安鄉鹽田村新打港堤防被海水冲毀兩處，約十二公尺，甘蔗園一一〇甲，甘蔗被風吹壞約四分之一，稻田五百甲被風吹損。

臺東縣：房屋倒塌七間，田畑損壞八甲，漁船沉沒一艘鐵路冲毀一百卅公尺，公路崩塌三處，橋樑兩處，堤防八十公尺，大烏溪至加津林山崩多次。

六、結　　語

此次卡門颱風路徑，實是西太平洋颱風行徑中罕見之特例之一，其造成之原因，雖高空氣流之導引有以致之，然大陸高壓之南下，對其路徑之改變，實有極大的影響，故知隨着季節的轉變，颱風之路徑亦必受其影響，此吾人於研判颱風時，必須愼重考慮者也。（完）

氣象學報徵稿簡則

一、本刊以促進氣象學術之研究爲目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言爲主體，每篇以五千字爲佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
三、稿件請註明作者眞實姓名，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。

民國四十六年颱風報告

第三號—颱風費姨與葛樂麗

Report on Typhoon "Faye" and Typhoon "Gloria"

Abstract

Typhoon "Faye" and Typhoon "Gloria" formed at a distant part to the east of the Philipire Islands during last September. Typhoon "Faye" had merely a moderate intensity when it approached the east coast of Taiwan and intensified again when the storm hit Naha with a gust of 140 mph. Typhoon "Gloria" kept its direction moving towards northwest since it started its whirling in the Pacific. This Typhoon gave a great damage in Hong-kong when it landed the continent near the vicinity to the southwest of the island.

In this paper, the writer had a full discussion about trajectory and its development of each Typhoon mentioned above, but had only a scanty report on the details of their damages.

引　　言

本年九月中下旬，颱風費姨與葛樂麗接連發生於菲島東方遠近洋面，前者於接近臺灣時，强度減弱，經由臺灣東南方近海轉向東北移去，而於掠過那覇島時，强度復又增强，最大陣風曾達 140 浬以上，致使該島遭受「意外」之嚴重災害，後者則經呂宋島北部，向西直撲香港，亦使該地區蒙受二次大戰後之最大災害，臺灣居此二颱風路徑之間，而未遭受任何損失，豈天意哉！

鑒於此二颱風路徑，均經臺灣外圍移去，雖未構成本島災害，而其行徑與强度之變化，則頗有值得研討之必要，本篇之成，其要旨在此，其重點亦在此，至於其他方面如災害之統計等，則略爲記述，不作詳細之討論。

一、颱風費姨與葛樂麗之生成發展概述

費姨颱風係於九月十八日九時經由美軍氣象偵察機在西太平洋馬麗安那群島之關島東南方約二百浬處洋面發現，其時最大風速已達時速 100 浬，暴風半徑爲 80 浬，以每時 8 浬速度向西北西（300 度）方向移進，儼然已爲一强烈颱風，嗣後根據美軍氣象機之定時偵察報告，判斷此颱風繼向西北西移進，强度亦漸趨增强；九月廿日最大風速一度增達時速 140 浬，移動速度突自每時 10 浬增爲每時 17 浬，此爲該颱風發展達於最强時期；至廿一日，强度又漸見減弱，最大風速減爲時速 100 浬，移速亦見減慢，仍向西北西方移進；廿三日九時，其中心約位於本省東南方二百七十浬處，强度繼續減弱，最大風速僅每時 65 浬，移速復減慢爲每時 10 浬，至廿四日移動速度更趨緩慢，該日十七時空軍雷達站已測到其位置，再後經逐時觀測，發現其漸改向北移，至廿五日九時此颱風已轉向東北移至本省臺東東方九十浬處海面，此爲距離臺灣最近之時，由於其强度及風暴範圍縮小，本省各地均未受其影響；及後此颱風加速向東北移去，至廿六日晨六時根據那覇島美軍雷達觀測，强度復又加强，最大風速增達時速 90 浬，並以每時 25 至 30 浬移向東北推進，該日九時此颱風呼嘯吹過那覇島，據報當時該島最大風速强達時速 120 浬，最大陣風更超過 140 浬，因而造成該島「意外」之嚴重災害；廿七日九時此颱風已抵達日本東南方海面，强度減弱變爲溫帶氣旋，結束其爲期十日變化多端之生命史，其全部路徑，呈現一頗爲規則之拋物線型。

約於費姨颱風發現之當日下午，菲島東方洋面，又有一熱帶低壓醞釀着，此即爲葛樂麗颱風生成之先聲，至九月廿日，此熱帶低壓發展達於颱風强度，並向西北西方移動，該日十二時，據美軍飛機偵察報告，最大風速達於時速 110 浬，至廿一日九時，其中心已穿過呂宋島北部，移入南海，位於呂宋島西北 50 浬處海面，最大風速

則減爲時速 70 浬，該日午後，其强度復見迅速加强，臺灣海峽受其環流過山影響，有誘導低壓之產生，此後該颱風經由東沙島以南直撲香港而去，廿二日中心抵達香港南南東方八十浬處海面，是晚中心逼近香港，海面最大風速會達 101 浬，致使該地區遭受二次大戰後之最大災害，及後此颱風西行橫過澳門西邊海岸，登陸粵南，至廿三日强度減弱，變爲溫帶氣旋，其全程爲期四日，呈現一西北西向之直線型，（圖一：颱風費姨與葛樂麗路徑圖）

圖一：颱風費姨（Faye）與葛樂麗（Gloria)路徑圖

二、颱風費姨與葛樂麗行徑之研討

費姨颱風於九月十八日發源於西太平洋馬麗安那群島之關島東南方洋面，此區域正是太平洋副熱帶高壓南半環流控制下之低緯東北風帶，故費姨颱風之初期行徑，不論其受高空或低層之氣流導引，均受此東風氣流所操縱，使其向西北西方向移進。

九月廿日葛樂麗颱風發展生成於菲島東方洋面，遂與費姨颱風相偕而行，同向西北西方向移進，觀夫此時期之高空氣流形勢顯然仍屬高指標（High Index）之氣流型，圖二所示爲九月廿一日九時之高空氣流圖，可作爲此時期高空導流之代表；高空西風槽其一深居大陸，其一位於日本，二者南限均在北緯廿八度以北，大陸高空高壓位於華南，太平洋前熱帶高壓勢力頗强，向西伸展至臺灣以北，其東西向脊線位於北緯廿六度，此時之葛樂麗颱風及費姨颱風均位於其環流之西南象限，故受其東南氣流之導引而向西北西移行，直至廿三日葛樂麗颱風隨此高空導引氣流移入大陸，費姨颱風仍受其導引繼向西北西移進。

圖二：46年9月21日9時300mb氣流圖

至廿四日，高空氣流現出顯著的變化，該日 300mb 氣流圖顯已改變爲低指標（Low Index）形勢，如圖三所示：曾居於內陸之西風槽，由於中緯度西風帶之顯見南移，而使其加深並向東移，其南限約伸展至北緯廿三度，大陸高空高壓已不存在，太平洋副熱帶高壓亦被迫向南推移，其東西向脊線此時已位於北緯廿度，較廿一日南移六度，此時葛樂麗颱風已減弱變爲溫帶氣旋，不復受到高空氣流之影響，而費姨颱風此時地面位置則正位於北緯廿度附近，故受高空氣流導引，逐漸轉向，廿五日後費姨颱風顯已越過太平洋副熱帶高壓之東西向脊線，進入西風帶，而受槽前西南風之導引，向東北移去。

圖三：46年9月24日9時300mb氣流圖
（費姨颱風地面位置在臺灣東南方海上）

以上係就高空氣流形勢所作之研討；玆再就費姨颱風轉向期間之地面圖做一簡單之分析：圖四所示爲九月廿四日九時費姨颱風轉向時之地面圖：大陸分裂高壓顯見向東南推移，東經 130 度爲一濬深之低壓槽，冷界面向西南伸展自浙西沿海入福建，此時葛樂麗颱風已減弱變爲溫帶氣旋，位於廣州以西，而費姨颱風則位於臺灣東南海面，北移緩慢，幾近停滯狀態；又由廿五日九時地面圖（見圖五）大陸高壓勢力經已南下，其前之冷界面已越過馬祖，逼近臺灣，此時位於廣州以西之溫帶氣旋，顯受此高壓西北氣流之推移，向東南移至東沙島與香港間海面，而費姨颱風則轉向東北移去。

綜合檢討此二颱風行徑與其高空氣流及地面圖形勢之關係，可作如下之結論：颱風費姨與葛樂麗於其轉向或進入大陸前之行徑，乃受高空太平洋副熱帶高壓之環流導引向西北西方移進，及至高空形勢改變，中緯度西風帶向南推移，致迫使太平洋副熱帶高空高壓亦向南移，費姨颱風遂於此時越過東西向脊線而轉向，並於轉向以後受高空西風槽前之西南氣流導引向東北移去；至於位於廣州以西由葛樂麗颱風轉變所成之溫帶氣旋，其倒退現象，則顯由於高空西風帶南移後，導致地面寒潮（大陸高壓）之爆發，故此溫帶氣旋，遂受低層西北氣流之推移而造成其後退之現象。

圖四：46年9月24日15時地面天氣圖

圖五：46年9月25日9時地面天氣圖（費姨颱風轉向東北，葛樂麗颱風變爲溫帶氣旋後退）

三、颱風費姨葛樂麗強度變化之研討

費姨颱風發源於遠洋之低緯區域，由於該區域爲一廣大洋面，固定島嶼測站稀少，而船舶報告亦屬有限，且於颱風期間，船隻遠而避之，致使有限之報告更不可多得。故有關颱風之遠洋資料均賴美軍飛機偵察報告而判知，由於所獲資料僅此一種，致對其正確性之程度，無法判斷；不過美軍偵察飛機既經連續追踪觀察，想亦不致有誤；此次費姨颱風於發現之初，即爲一强烈颱風，最大風速達每時 100 浬，其後最强時曾達時速 140 浬，至廿一日後漸趨減弱，及移至臺灣東南方海面時，最大風速已減爲每時 65 浬，此種强度之改變，由於其位於遠洋時之資料缺少，致不能明瞭其發展形勢，故頗感解釋困難。

此處有一看法，似可引用做爲費姨颱風强度改變之解辭；即當費姨颱風於九月廿日發展頗强正向西北西方移進之際，菲島東方出現葛樂麗颱風，位置約距費姨西方一千浬。其時强度尚弱，此二颱風同向西北西方移進，葛樂麗導之於前（西），費姨尾隨其後（東），前者强度顯見迅速發展，及移至香港海面，最大風速强達 101 浬，而相對者費姨颱風强度却見減弱，此種事實，頗值得吾人注意；王君時鼎曾在其所著「民國四十五年颱風特殊問題研究」一文中（該文登載於本學報三卷一期，於討論到十一月凱倫（Karen）與露西洛（Lucille）颱風之糾葛時，指出類似此次情況之解釋；彼認爲處於相同緯度之兩鄰近颱風，其間强度消長之影響，亦將爲南北排列者，由於所受地球自轉偏向力不同之關係，偏西颱風當獲發展，偏東颱風將趨消滅（南北排列者偏南颱風將行消滅或不發展詳細討論請參閱該文），此種解釋雖頗與葛樂麗颱風及費姨颱風之實際發展情形相同，然可置疑者，相距千浬之二颱風，彼此果眞有如此密切的影響嗎？對於此問題因海洋遼濶，無資料可爲證明，故亦不敢遽下斷語，可信與否，尚待日後之參證。

至於費姨颱風移至臺灣附近，最大風速幾減至 60 浬以下，此時强度之變弱，一則由於其本身强度原已頗弱，復加上臺灣縱貫山脈對其環流之破壞，遂使其益趨減弱。

何以費姨颱風於轉向後，强度復又迅速加强，及至掠過那覇島時，最大陣風强達時速 140 浬，出乎吾人意料之外，檢討其增强原因，可歸納爲下列三點：

①費姨颱風轉向後復入於空曠之洋面，此時已無地形之影響，故使强度迅速恢復。

②費姨颱風轉向後移速大增，曾一度達每時 30 浬以上，故由於其本身强度漸增，復加上快速之移動速度，致於掠過那覇島時發生極强之陣風。

（下接第4頁）

由風圖求飛行之風助係數

Harold Lee Crutcher著
殷　來　朝　譯

緒　論

風，可以助進飛行機，也可以阻滯飛行機，故對未來風之假定，實爲飛行計劃中決定飛行與否之主要任務，近年來爲了設法利用風之助益，並減低其阻力以至最小限度，會有數種新的設計方法在不斷的發展。

目　的

本篇目的在提示風圖（Wind Roses）可以利用來求得某一選定之航路上指定各點風對飛機之影響。

資　料　來　源

本篇所用資料係在美國北加路林那州，阿熙維爾地方的國立氣象紀錄中心所收藏者，其中包括有從一九四七年七月一日至一九五三年六月三十日五年期間的無線電測風紀錄。在實際紀錄有缺時，則從高空圖上量取資料，以期紀錄之連續完整。

以　前　之　研　究

風之分佈早經成爲各方研究之題材，早在一九一七年，羅必蔡（Robitzsch）在他研究地面風時，就提出風速之分佈是按照或然率定律的，格雷革（Gregg）在一九一九年會發表一個公式用以計算風對飛機之影響，以後他更擴展此項研究，在一九二三及一九二四年，格氏和洪生德（Van Zandt）經極力探研之後，會完成其第一次的廣泛研究，題爲「風對于空運之影響」。係以研究美國本土沿東西向的大陸航線上之風爲目標，在此項研究中，他們指出平均風向量之用途可作爲飛行計劃之工具，並提出風之效應是按常態分佈的。他們會用海生(Hazen)在一九一四年所完成的算術或然率一文，來作圖表示，此乃是或然率之首次被應用於氣象學。

在此同一論文中，他們說明如欲研究南北向航線，則必須考慮側風分速的相當量。

赫斯堡格（Hesselberg）和白約克德（Bjorkdal）曾於一九二九年出版他們的亂流研究，在此文中他們又重提出風之分佈的常態性，係使用羅必蔡氏之紀錄資料以作計算根據。

紀勒特（Giblett）按照蘇約爾（Sawyer）之意見，曾發起研究風對于預定航路上飛機之影響。他也相信哥爾德（Gold）的相當風的觀念並說明其定義爲：「假定沿航路上各點之風，將使飛機獲得相等之地速，是較爲方便的。」在一九四三年，彼爾漢（Bilhan）更强調沿一條選定的航路上相當風分速的重要，他而且特別指出在一帶風速等于或大於飛機速寔之中飛行，是不可能保持飛機在航路之上的。「相當風速」(Equivalent Winds)這一名詞用於表示沿一條假定之地面航路的風的效應，已由國際民航組織（ICAO）予以採用。此處所謂正的風助就是相當順風，負的風助就是相當逆風。

布魯克氏（Brooks）及其他學者根據上述研究會做出許多精密而重要的論文。由此更將風之實際分佈知識擴展到平流層，而且貢獻了極好的計劃工具與氣象人員之手。他們特別指明標準的向量偏差與空氣密度之乘積在任何地方任何季節都是一個常數。由此可得一最好的方法來估計某一層的標準偏差，當其較低或較高層之偏差爲已知時，即可由此推求該層之偏差。

此外尚有多篇著名的論文是由英國人和加拿大人所著。這些都是有關航路上相當風之研究，而不是特定地點的。因此，本篇中並未引用。關于用圖解法來求航路上風助，作者在另一論文「航路上之相當風」也有敘述。

自　由　大　氣　內　風　之　分　佈

自從昔人提出風之分佈屬于常態性以來，曾有許多人都作如此之假定。但閔治氏（Mintz）曾指出此種假定並非嚴格有效，因爲他曾這樣說過：「……可見平均的南北向角動量氣流之最大部份確是由於各次不屬於常態分佈的風而起。但在計算標準向量偏差的時候，由于採用常態分佈之假定所引起之誤差並不大。」

風之圓形常態分佈應能暗示高空各組風都具有一致性，風組之不一致可能係由于不同性質之各季節之組合而產生，在不同密度之氣團邊緣與氣流邊緣地區，以及接近季風與貿易風之上限空間可能產生不一致風組之趨勢，此種分佈係趨向于橢圓形，一個風之分佈圖可能顯出橢圓形，但它也可能係由二個圓形分佈的風所組合而成之後果。

第一圖：向量平均風及其標準向量偏差。

在作圓形常態分佈之假定時，其平均可以向量$\overline{V}$來表示，而標準向量偏差則以σ_v來表示，照布魯克氏的說法，後者就是一個標準長度用來量度一個平均向量四周的分散度的，其意義和數量平均中之「標準偏差」相似，它可用一個圓圈在向量平均之矢頭上表示出來，其大小即等于標準向量偏差。第一圖係由赫斯堡格所作之圖加以修改而成，用以簡示此種觀念。在本文中在一個字母之下有一橫線者係表示向量，在字母之上有橫線者係表示平均。

標準向量偏差σ_v，可以下式表示之：

$$\sigma_v = \left[\frac{\sum v^2}{n} - \overline{V}^2\right]^{\frac{1}{2}} \quad \cdots\cdots ①$$

此式與下式相似

$$\sigma = \left[\frac{\sum v^2}{n} - \overline{V}^2\right]^{\frac{1}{2}} \quad \cdots\cdots ②$$

上列式中σ_v爲標準向量偏差，σ爲標準風速偏差。在圓形常態分佈之假定下，此種稱爲σ_v之圓圈，包圍由原點畫出之全個向量矢頭的若干百分數，此等圓圈之半徑可由下列公式求得，該項公式係由双變數分佈之或然率函數導演出來：

$$\gamma = \sigma_v \left[\ln_e 1/(1-P)\right]^{\frac{1}{2}} \quad \cdots\cdots ③$$

上式中γ即爲所需之圓半徑，P即爲所需之百分數。

相當風或風助之計算

風助之向量表示如第二圖所示，其中O爲飛機出發點，在沿航路之氣壓面上，$\underline{A}$爲飛機之向量，即航向及航速，A爲航速數量，$\underline{R}$爲風之向量，即風向及風速，R爲風速數量，$\underline{C}$爲飛機所經之航程向量，即飛機所飛之方向及速度，C爲飛機沿航路所飛之速度數量，θ爲航線與風向間之角度，$\underline{M}$爲$\underline{A}$在$\underline{C}$上之投影，$\underline{N}$爲$\underline{R}$在$\underline{C}$上之投影。現在，

$$\underline{C} = \underline{A} + \underline{R} = \underline{M} + \underline{N} \quad \cdots\cdots ④$$

而風助之數量W則如下式：

$$W = C - A = M + N - A \quad \cdots\cdots ⑤$$

$$\because M = \left[A^2 - R^2 \sin^2\theta\right]^{\frac{1}{2}} ;\ N = R\cos\theta ; \quad \cdots\cdots ⑥$$

$$\therefore W = \left[A^2 - R^2 \sin^2\theta\right]^{\frac{1}{2}} + R\cos\theta - A \quad \cdots\cdots ⑦$$

第二圖：風助$\underline{W}$之向量表示。

每一種風之觀測，均可以計算爲任何航線與航速之風助。每個風助可以按階段予以分類列表，在需要時可用以製成風助分佈之圖解表示。

圖解風助之計算

在上節中已說明風助之計算法。現在，可製備一張航速底圖，在此底圖上可用圖解法求出一個單獨的風向量對于任何航線及航速之影響。此底圖之上覆以透明的風分佈圖，底圖與上蓋之透明圖比例尺必須相同，其底圖如第三圖所示，包括許多同心圓註明航速，以所需之速度爲單位。因爲此圖可以應用於任何一個航向，故可用一個刻度的比尺在圖中心軸上旋轉，轉在所選定之航向上量用。圖例中所示轉尺位置係在羅向之東北點，即經選定爲所需之航路。

現在可將任何風向量之原點置於所選定之航速圓圈上，要使風向量之矢端位於所需之航路上，其風助即可從刻度尺上，由航速圈之位置至風向量之矢端，讀出其差數便是。在第三圖中之字母 A 及 R 即指第二圖中之 A 及 R。

第三圖：飛機航速之底圖及風助情況之舉例。
A＝飛機航向及航速。
R＝風速之向量。
W＝風助（正）。

此法適如公式⑦每個風之影響都可以求出來。如已有風之預報，便可採用任一種方法來作某特定日期之單一飛行計劃，但本文之目的乃在說明使用風圖來作較長期的計劃。

風　　圖

有許多種風圖可用以求得風助，其中有二種是最好的。這兩種就是可能性風圖，和標準向量偏差風圖，分別論列如後。

可能性風圖（圓形的可能性表）

風圖之製作。任何一種風速的可能性表即是一種風向量的頻率分佈。此種表可以用所遇之百分率來替代原始頻數。第一表所示例子係田尼西州拉西維爾（Nashville, Tennessee）之風紀錄，表內係原始頻數，排列成每二十哩時一組。現在可將此可能性表換置於圓形風圖之格式，這就可稱爲可能性風圖。（Contingency Wind Rose）係用第一表的資料作成第四圖以爲範例。此種風圖應繪于透明圖面上如膠版所製者，其頻數則以畫磁鉛筆書寫，此處須予强調者就是底圖和上覆之透明圖比例尺一定要相同，方向點須顯明標註出來。因爲向量頻數係分階段聯合在一起，並假定係集中在每一間隔階段之中點，故每一數值應塡于其所指之扇形區之中心。

可 能 性 風 圖 之 應 用

將第四圖中之覆蓋圖面放於第三圖之底圖上，使其 N—S 線互相平行。其上覆之風圖中心，即在每一風向之矢頭上，因而也是每組風向量的矢頭上。例如第四圖中「SW」方向的第七圈中，數字5表示有五次西南風其風速在一二〇與一三九哩／時。要使用覆蓋圖時，其中心必須保持在所須之飛行路徑線上。

第　一　表

300mb 層風之頻數一覽

(Nashville, Tennessee, Dec.-Feb. 1947-52)

風速(哩/時)	0-19	20-39	40-56	60-79	80-99	100-119	120-139	140-159	160-179	180-199
風　向										
SSW		1	1	2	1	1	1		1	
SW				4	10	7	5	1	2	1
WSW	1	1	12	22	32	24	17	15	3	4
W		6	18	27	47	36	22	10	2	2
WNW		3	4	17	11	17	12	7		2
NW	1	1	5	10	9	4	2	2	1	
NNW			1	1	1					
N			1		1					

第四圖：可能性風圖。

然後再移動覆蓋圖使每一扇形之頻數相繼的放在所選定的飛機航速上。每一扇形的風助頻數即可沿其航線讀出，即從覆蓋圖中心與選定航速間之差數。此等風助頻數可以組合起來而風助發生之百分率則等於或小於上述所得之值。

在實際工作中，建議採用 0.5cm＝10 速度單位。此種比例尺需要一塊二呎見方的底圖版製成飛機航速爲每時五百哩之圖。其大小當然也可減小至只用一個扇形，但必須注意練習，風圖要正確的按照需要而旋轉。

標準向量偏差風助圖

圓形的分佈，以前曾經指出在圓形的常態分佈中，每種半徑的圓圈即包圍了某項風分佈的百分數。我們在求風助之事實中，無意於研究風之分散情形，僅欲明瞭牠們在沿一條選定之航路上之影響。換言之，我們需要的是沿航路的分速的分佈。此係以向量平均風之矢端爲中心，其分佈係一直線的而非圓的意念。標準風助偏差與標準向量偏差有二點不同：

1. 標準風助之偏差數爲標準向量偏差之 0.707

2. 應用直線分佈的百分率於標準風助偏差，而不應用圓形分佈的百分率於標準向量偏差。

直線分佈的百分率求法，可以由任何統計學教科書中找到。因圖解法可能應用於任何航線之方向，故用若干圓圈來製成一個標準向量偏差風助圖，以期便利於風助之讀取。故此風圖乃係標準向量偏差之一種變形。它不描述風之分佈而只是被用來決定風助的。

第二表A 可用以決定各種圓圈之半徑，此圓圈可沿任何航線上割下所選定風助之百分數。本表中之乘數包含有上述的因數 0.707在內。

必須記住其分佈係以風圖中之向量平均風之矢端爲中心。環繞此中心之圓圈，截取沿指定航線總分佈百分之七十五者將在風助分佈之 12.5%與87.5%之間切出中間之 75 %。同理，如一圓圈切取該項分佈部份之25%者，其圓當自37.5%開始至 62.5%爲止。參看「風助圖之應用」下之舉例。

第二表 A　截取所列風助部份之圓半徑

	觀測之百分數					
	25	50	75	90	95	99
圓半徑	$0.23\sigma_v$	$0.47\sigma_v$	$0.81\sigma_v$	$1.17\sigma_v$	$1.39\sigma_v$	$1.82\sigma_v$

第二表 B　截取所列風助部份之橢圓向量半徑

	觀測之百分數					
	25	50	75	90	95	99
長軸及短軸之向量半徑	$0.32\sigma_a$	$0.67\sigma_a$	$1.15\sigma_a$	$1.65\sigma_a$	$1.96\sigma_a$	$2.57\sigma_a$
	$0.32\sigma_b$	$0.67\sigma_b$	$1.15\sigma_b$	$1.65\sigma_b$	$1.96\sigma_b$	$2.57\sigma_b$

橢圓形分佈

正如圓是橢圓的有限形式之一種，圓形分佈也是橢圓形分佈的有限形式之一，大多數研究人氏均經假定風之分佈是圓形的，而橢圓分佈的發生往往足以證明其說法。有一本比較詳盡的橢圓形分佈處理法已分別印成專冊。其基本程序之內容，可在若干高級統計學書籍中關于雙變數或多項變數之標題下獲得。以下所述，風之數值係根據各地方風分佈之研究而來。包含五年期間約 450 次觀測的季節分佈。

在決定某一點之分佈時，如說明其本性是由於兩個圓形的或橢圓形分佈的結合而生，是很困難的。其判斷應根據下列數點：①所用的觀測次數，②在連續各觀測之間的相互關係，③風成分之間的相互關係，④成分之分佈，及⑤所採用的特性層，關係亦不在小。第①②兩點之影響可以解決一部份，就是將觀測次數用 2 來除，第③④兩點之影響可以從表列各風或可能性風表來計算或估計，第⑤點通常有百分之五的特性層可以應用。

腦中已具有上述之觀念後，即可作橢圓形分佈之量度。

a. 設： $\sigma_x = \sigma_y$ 則其分佈可能係屬圓形的。

b. 設： $0.90\ \sigma_x < \sigma_y < 1.10\ \sigma_x$，可認定其分佈係圓形的，並採用 $\sigma_x = \sigma_y$。

c. 設：相關係數 r 之大小已算出或估計得小於 0.10，則假定其眞的相關爲零。

d. 設： $\sigma_y < 0.90\ \sigma_x$，且 $-0.10 < r < +0.10$，則可作成長軸平行於 x 軸之橢圓形，若係在 $\sigma_y > 1.10\ \sigma_x$ 時，則橢圓形之長軸係與 y 軸平行。

e. 設：$\sigma_y < 0.90\ \sigma_x$，而 $r > +0.10$，則長軸與 x 軸之間有一角度 α。此角度當 r 趨近於 1 時增爲 45° 之值。($\tan 2\alpha = 2r\ \sigma_x \sigma_y / (\sigma_x^2 - \sigma_y^2)$。在此情形，其長軸斜向右上方。在 $r < -0.10$，如 -0.20 時，則其軸斜向左上方。

要求雖是如此，由上述(e)所求得詳細之結果，只有在少數特殊情形之下是需要的，其實這些情況很易於識別

，只須觀察風表即可顯明的看出最高的相關來。假如不明顯的，就可以不去管它。當其東西與南北成分間之相關明顯時，則將其軸線轉動一個 α 角，以求得其長短軸之位置，除去其相關，結果，其標準偏差之沿長短軸者，此處即可以 σ_a 與 σ_b 表示之，而不等于 σ_x 與 σ_y。但只在特殊情況下，其差數是大的。所以，除非確實需要精密計算的時候，如 σ_x 是大於 σ_y 的話，可以假定 σ_a 等於 σ_x。假如 σ_y 較大，則假定 σ_a 等于 σ_y。如其分佈係屬橢圓形的，則可以很簡單的應用直線分佈之百分數於每一分佈軸之標準偏差，以求得一橢圓，截取所需之風助之百分數。第二表B提供了幾種橢圓形的必要的乘數。例如，要求得一橢圓，截取風助中間的25%，係將其沿長軸與短軸之標準偏差 σ_a 與 σ_b 各乘以0.32，即求得所需橢圓之長短軸。

以上不過是對于問題的實際解決辦法，而並非顯示其能做到之精密程度。它們比圓形分佈之應用更進一步。

第五圖：標準向量偏差風助圖
a. 例示圓形分佈。
b. 例示橢圓形分佈。

風助圖之製作

在製作標準向量偏差風圖時，應將向量平均風之矢端置於南北軸與東西軸之交點或中心。向量平均之原點置於最多風來向之扇形內。我們也可用這種同樣的方法來製作變相的風圖以爲求風助之用，不過因爲我們是想求風助，讓我們將此向量平均之原點置于中心，並使其矢端向風所吹去之扇形內伸展。此對于實際風分佈並未有所改變，不過只需要將風圖安置一下，便可求出沿航路之風助。

在一片透明的覆蓋薄片上，用一枝臘筆尖（或針尖）劃兩條互相垂直的軸線，並註明其方向點N，E，S與W。爲求風助計算之方便，將軸線之交點作向量風之原點，使向量平均風伸向風之去向。因爲這是作重疊圖用的，所以其比例必須與底圖相同，如第三圖所示，劃出向量平均風，並以此向量矢端作中心，以第二表所列之半徑，作成所需之圓或橢圓，並逐一標明之。

第六圖：標準向量偏差風圖
$\overline{V}$ = 86哩/時，
$\sigma_{\overline{V}}$ = 52哩/時，

風助圖之應用

將透明圖片置於底圖上並保持其各軸線平行。然後將$\overline{V}$之矢端置於所選定之飛機航速，其風助之百分數，由圓內向外者爲正，向內者爲負，可以從航速與各圓圈和航線之交點中間之差數讀出。第五圖中例示中兼有圓形及橢圓形二種分佈，選定航速爲每時300哩，航向爲45°（東北），對圓的分佈讀出下列各數：平均風助爲每時40哩，以40哩時(mph)爲中心，50%之風助係由8至72哩時，75%之風助係自−14至94哩時，而99%之風助則自-70至150哩時，這也可以如下列之讀法：有千分之五($\frac{1}{2}\times 1\%$)的時間，風助是-70哩時（mph）或更小（$-73<-70$），有12.5%時間，風助是-14哩時或更小，有87.5%的時間，是94哩時或更小等。

第七圖：標準向量偏差風助圖
(Nashville Tennessee)
$\overline{V}$ = 86哩/時。
$\sigma_{\overline{V}}$ = 52哩/時。

須注意平均風助之數值無論在那條航路及航速都可以只使用向量平均風而求得。

第六圖例示田尼西州，拉西維爾地方的標準向量偏差風圖。第七圖例

示用以求取風助的變形風圖。

成 效 — 實 驗 的 成 效

爲求決定圖解法之功用，曾經選定田尼西州拉西維爾一個測站爲實驗。資料是用一九四七—五二年，十二月、一月、二月五個冬季的300mb氣壓層。選定一條航線 090° (E) 及每時五百哩之航速。

風助係由前述之三個程序求出，即，①公式 7 ，②可能性風圖，及③標準向量偏差風助圖。其風圖已在第四，第七圖例示。

第一種方法係由計算逐次風助而得之風助分佈。第二種方法是考慮每個扇形中對于每一圓中心的影響，以求其結果。由此所得之頻數即爲扇形之頻數乘以由扇形中點至座標原點之單一向量之效應，第三種方法是考慮圍繞圓心的風之分佈。在逐項所得分佈之中固有差異存在，但此可以判斷僅有少許的分佈距平數，如第一表中所列的WNW方向的60—79哩時階段中之17所示。因此可知，可能性風圖與標準向量偏差風助圖均將間接的顯示較爲近似的分佈值，此分佈值之近似度當可由增加觀測次數而得。

第三表 累積的風助(相當風)百分率分佈
由計算法及圖解法得出

分級段落 mph	−20 −1	−0 +19	20 39	40 59	60 79	80 99	100 119	120 139	140 159	160 179	180 199
1. 計 算 法	0.4	1.9	11.3	26.1	44.7	69.2	85.4	95.1	98.0	99.6	100.0
2. 可能性風圖	0.4	2.2	8.0	23.2	43.1	66.2	83.2	94.2	97.8	99.6	100.0
3. 標準向量風助圖	1.0	3.0	10.0	24.0	43.0	65.0	83.0	94.0	98.0	99.5	100.0
差 數											
1-2	0.0	−0.3	+3.3	+2.9	+1.6	+3.0	+2.2	+0.9	+0.2	0.0	0.0
1-3	−0.6	−1.1	+1.3	+2.1	+1.7	+4.2	+2.4	+1.1	+0.0	+0.1	0.0
2-3	−0.6	−0.8	−2.0	−0.8	+0.1	+1.2	+0.2	+0.2	−0.2	+0.1	0.0

逐項風助百分率分佈，已用上述三種方法分別求得並列爲第三表。其間之比較差數均已列出，三十三個差數中僅有七個差數是大于 2 %的，兩個是大於 3 %的，一個是大于 4 %的。這是眞實的情況，資料誤差並不較預期的爲大，並經承認風之觀測本身之準確度約在六哩時範圍之內。賴坡（Rapp）曾指出可能預期之誤差約爲五哩時或四・四浬時。這樣已足夠精確，每隔一小時所測得之風變率大約與此差數相近。葛布里爾(Gabriel)和裴魯西 (Bellucci) 曾指出在 300mbs 以上之平均誤差約爲六浬時，而所有各高度的平均誤差則爲四浬時，故無實際之顯著差異，由此即可指出其中每種方法都與其他方法一樣可用。

第八圖：田尼西州拉西維爾地方之風助

試 驗 的 結 果

爲求對單一地點實驗結果作進一步之實際研究，經選定另外四十處地方作爲考驗之用。這些地點是在太平洋上、美國、及北大西洋，並經選定各種高度層、季節、與航速。

對於這些地點及其他地點之風助均經用公式⑦算出，並由美海軍印成一本「風表及其助航與阻航之效應」。

爲期製作所需之風圖以便用圖解法求取在太平洋上及美國各地點之風助係數，曾將統計的參數$\overline{V}$，σ_a及σ_b計算完成，對于大西洋各點，其參數$\overline{V}$及σ_v係由布魯克氏之論文「世界高空風」中所抄取，但在此項數值應用之前，經將上述之「風表及其助航與阻航之效應」中所刊風之分佈數字加以考察看它有無明顯的差異。如有顯明之差異，可由眼力來估計，即長軸與短軸之比例數。其σ_v值即可用以求得參數σ_a與σ_b之值。爲了這個目的，可應用下列公式：

$$\sigma_v^2 = \sigma_a^2 + \sigma_b^2$$

第九圖：阿拉斯加，阿大克(Adak, Alaska) 風助圖Dec., Feb. 300mb.

第十圖：法國布爾斗克斯 (Bordeaux, France) 風助圖 Dec–Feb 700mb

因爲篇幅不容許列舉所有的四十處地方的風圖，此處僅選擇其中二個地方的如第九第十圖。這兩個地方是阿拉斯加的阿大克 (Adak, Alaska) 及法國的布爾斗克斯 (Bordeaux, France)，雖是用的司是冬季，但在阿大克係用 300mb 層。而布爾斗克斯則用的是 700mb 層，應注意在計算布爾斗克斯的標準向量偏差時其數值已在製作所需風圖之前，按照上節所述予以變換。

第十一圖：阿拉斯加，阿大克之風助

第十二圖：法國布爾斗克斯之風助

第十一第十二圖係以圖解的方式表達出按照算術的或然率論述應用二張風助圖求得之結果。這些都是用直線表示的，每一航線的分佈均經標明；N表示一條 360° 之航路，E 表示 090°之航路等，在第十一第十二圖之線上加註由「統計的理論應用于工程」一書所求得之數值，而本文所用之風紀錄係由實有紀錄及天氣圖所取得，絕無任何部份是根據理論的推算分佈，其兩者之符合情況良好。

結　　論

風助係數之需要，有的時候是異常緊急，以致無充份的時間來作必要的計算。立時能迅速獲得一個近似值可能還較在一月以後所算得之數值爲有用。

應用公式⑦或類似之公式以求得風助，從一次一次的觀測來算，確是

(下接第8頁)

應用長波原理預測寒潮爆發

Lawrence A. Hughes
David W. Saxton 著
曲 克 恭 譯

納邁斯（Namias）及其他氣象學者應用上對流層(Upper troposphere)中長波之移動及其波幅之變化預測長期天氣之概況，已有多年歷史，諸如地面溫度變化之預測，即爲此概況之一種，主槽後部之北來氣流及槽中常可預期大範圍的寒潮爆發——產生負的溫度距平，而在槽前南來氣流之下隨有正的溫度距平。

自從克里斯曼（Cressman）採取洛斯貝（Rossby）長波公式實驗於實際的氣流系統以後，洛斯貝長波公式就被廣泛的使用於長波變化的決定。曾經由克里斯曼論及的下列各項原則有助於現在的討論：

㈠靜止波長（Stationary wave length）（L_S）至少有保守到48小時之趨向。

㈡當緯流風速減弱或緯流向南偏移時，倒退(Retrogression)的情形通常開始於一連串的半靜止長波中。

㈢倒退（或爲增加波的數目，可當做極端的倒退）發生不連續的形式時，L_S 定小於實際波長L甚多。

㈣主槽每次倒退以後的終結位置在距其下流之主槽西方等於靜止波長的地方。

下面所討論的情況，包括僅在24小時內 L 及 L_S 二者皆有極端的變化，以及顯著的倒退反而由緯流風之增强及向北之偏移所指示，此種倒退使主槽偏移，同時主槽相隨的北來氣流向西移動，在36小時之內竟達30個經度之巨，因之使預期的寒潮位置亦有了極大的變化。

如彼得森(Petterssen)所說，「如欲運用洛斯貝長波公式於天氣圖上而獲得成功，主要的有賴於正確地辨認長波以及預測使可改變波的數目的緯流風速變化的能力。」在後節所舉之例子中，辨別長波雖然需要，但却很清晰（長波常不太明顯），並不需要預測緯流風之變化以獲得良好預報之基礎（假定能够預測緯流風之變化，當然可獲得更長時期的預測）。只要確定已經發生的重大變化（這種變化也很明顯），然後計算其數值並運用此緯流風之新值即足夠應付。

本文所述之例證雖然是與前所論及的四項原則中之㈠㈡兩項極端違背，但細察 L 及 L_S 之新值以後，應用長波原則㈢㈣兩項仍可獲得良好預報之基礎。本例更加有興味的地方是它關係於1955年11月美國西北部打破（破滅也許是更適當的字）寒潮紀錄的情況，甚至在事後檢討仍顯示對預測有所阻撓。

當上述情況發生時，支加哥大學的高等預報課程中已經討論到長波原理及其應用，而且正使用於當時的天氣圖中。本文將引述當時教課所用之相同的理由。

一、問題之敘述

1955年11月9日 0300 GCT 500mb 圖（如圖一）中，在美國大湖（Great Lakes）區有一幅度甚大的主槽，另一主槽在上流 165°W 的地方，第三條主槽——爲一重點(Anchor)——位於 135°E，接近包林(Bolin)所指出的當時季節中平均槽的位置，這三條主槽形成長波的圖形。根據緯度的分析及電傳印字機所傳到的緯流風資料，毫無疑問的這種全盤性的位置已經存在了五天，但是24小時以後，到十日時，長波形式却發生了重大的變化

圖一：1955年11月9日0300GCT500mb圖

圖二：19955年11月10日0300GCT500mb圖

（如圖二），位於 165°W 之主槽幾乎完全從主要的西風帶中分割出去，在 135°W 的經度上西風氣流成爲脊線。當時所得到的緯流分析報告如下：「位於165°W之低壓現已被分割，並消失其主槽之性質。」但是在重點槽（Anchor trough）之鄰近地區却很少變化。

圖三：1955年11月10日0630GCT地面圖

10日 0630 GCT 的地面圖上，在加拿大的西部有一極大的紊亂低壓（Disorganized low），很明顯的正在加深中，强烈的極地空氣高壓脊位於加拿大的西北方。在强烈冷面之後方，加拿大西部出現三小時上升7mb以上的氣壓。界面以南廣大區域的氣壓下降達每三小時6mb，同時低壓中心指出整個系統之迅速移動（如圖三）。

上述之地面情況隨同着發生在美國中部主槽以後的西北氣流，皆顯示美國之大部份在未來48小時內將會遭受那一個季節中第一次的嚴重寒潮。下節所述，由於500mb圖上之「分割」所形成的波長却不適宜於在美國立刻發生大規模的寒潮爆發。

二、計算方法及最後之預測

應用長波法計算9日 0300 GCT 之圖（如圖一），由洛斯貝公式及 65° 經度之靜止波長（如圖四所示，在 42°N 之緯流剖面圖之最高點獲得）指示 165°W 之主槽略向東移動，但在大洲區之主槽却倒退（向西移動），後者業已發生正如克里斯曼所論及的不連續倒退形式，因落磯山以東之槽正在加深中。

但僅僅24小時以後，靜止波長即有了極端的差異，是時，緯流風剖面圖指示 L_s 值爲 100°經度（位於 51°N）（見圖四），然而實際波長（135°E 至95°W）整爲 130° 經度，此種突起的變化乃由於東太平洋上之槽分割而促成者。

因分割幾近於完成階段，靜止波長亦至（或近於）其最大限度，但是此强烈的倒退指示在美國位於 95°W 之主槽必須預測它將倒退至美國西海岸的附近。

根據上述資料及克里斯曼之不連續倒退範式，在美國中部可有微弱的倒退發生，同時預測從太平洋上進入加拿大沿岸之短波將强烈的加深及減速，而位於 95°W 之槽將減弱而加速移動。

此種預測之成功必須有賴於一種有效的機械力量，此力量使槽加深，在500mb層下輸入冷氣流以及（或者）降低地面氣壓。位於加拿大西部之低壓即可供給此種機械力量。

圖四：1955年11月 9 日及10日 0300GCT 600mb 層之西風剖面圖，從 90°W 至 145°E（經過 180°）—即包括有關之區域—從 500mb 層之U值中減去20%獲得之。

U 爲平均緯流風（Mean zonal wind）—譯者

綜合以上之指示得最後的預測：

㈠美國西半部上空之西北氣流將迅速移出西海岸，而由具有南來分力之氣流所替代。

㈡隨着位於 95°W 弱高空槽之地面低壓將相當的減弱，因之對該區域冷空氣之向南推進無甚大之助力。

㈢由於西海岸主槽之形成，一地面低壓將隨之產生並停留在美國西南部。

根據以上三項預測獲得最後之結論爲冷空氣在美國極大地區之擴張將被延遲。事實上此種延遲，一直到形成於西海岸之主槽全部東移進入大平原區。

三、檢　　討

由圖五可知槽眞正的在 36 小時內强烈地後退，在此期間華盛頓州之高度降低 2000 呎。產生在 120°W至 125°W 間之槽在該處停留達三日之久，然後當中太平洋之主槽向東移動，使上流之波長縮短，該槽始移入美國。同時亦可看出原位於 95°W 之槽業已減弱甚多。

圖六爲做預報以後48小時之地面圖，雖然冷空氣已穿入美國中部，但極地空氣之中心仍在加拿大之最遠的西北部。由圖中+20°F等溫線可知極地溫度業已及時到達美國。未來24小時內，冷面與極地空氣移動緩慢，但是，當主槽從西海岸移入以後，冷空氣即越過落磯山向南推進。最後，預報發表六七天以後，冷空氣即瀰漫全美國矣。

圖五：1955年11月11日1500GCT500mb圖

圖六：1955年11月12日0630GCT地面圖

四、結　論　與　評　價

在西風帶中，實際波長與靜止波長確實可在短短的 24 小時內發生極大的變化，此種極端的變化可導致西風帶以及相隨的地面主要系統做較大的重新安排。本文所舉之例，其主要所根據之點即知曉由於 165°W 附近之分割程序業已發生較大的變化，同時計算波長之新值。上述二工作完成以後，其餘之預測即可遵循正規進行。由本例亦可知長波原理對預測寒潮甚有價值，特別指出預報人員必須能夠辨認倒退的情形，而且對（不連續）倒退之範式亦必須熟習。此種範式之應用今天可能只有短時預報人員利用洛斯貝公式爲其主要的依據。

五、譯　者　附　記

冬季之西伯利亞及蒙古高壓爲主宰我國天氣之氣壓系統，當其南下之際，在華北雖無較多之天氣變化，但寒風凜冽，飛砂走石，形成多數地區之塵暴。當高壓前緣之冷面抵達華南以後，在冷面上滑之暖氣流濕度增大，促成廣大地區之降水和溫度之突變。今日在臺灣從事天氣預報工作，準確的預測寒潮之爆發（極地高壓南下）實爲冬季天氣預報中最主要的任務，尤其寒潮之爆發對臺灣北部及東北部之天氣變化有莫大的影響。

我國之情況與美國冬季之寒潮大致相似，地面系統受高空氣流之導引（Steering）久爲我氣象人員所熟知，尤其寒潮之南下受 500mb 層氣流之操縱，積過去數年嘗試之經驗，在正確預測的成果上甚具價值。當然，長波原理爲今日預測高空系統最爲理想之工具，美國已將洛斯貝長波公式製成各種應用圖表，實際使用於預報高空氣流形式之工作中。

在東方從事預報工作，因缺乏探空資料，有關長波預測之各種資料，諸如緯流指數，L_S 及 L 之決定等皆不若美國大陸之易於從事及收得良好之效果。空軍氣象中心在過去數年中曾應用 500mb 距平中心之移動預測寒潮之爆發，以補 500mb 圖中高空槽預測之偏差，深獲良好之結果。關於500mb距平圖之概況原理及繪法，譯者曾在本刊第一卷第三期寫過一篇文章介紹，可資參考。

距平圖之優點有五：㊀有連續性，㊁有相當的保守性，㊂與地面天氣有關，㊃與相對渦旋有關，㊄與移動的氣壓系統有關。由其五大優點看來，對預測寒潮之爆發當有相當之幫助。前面曾譯介美國1955年11月間一次寒潮爆發延遲時間之原因，今再將今年10月間在我國爆發的一次寒潮與距平之關係作一概略的介紹：

圖七：冷面過境各地天氣情況圖

首先我們從各地的天氣報告（如圖七）可知冷面是在10月16日14時至20時之間通過上海（時間爲120°E時間，下同）20時過溫州，21時即抵馬祖，10月17日1時通過臺北，2時通過金門，6時過馬公，到8時之天氣圖上，冷面已經位於巴士海峽。此次寒潮之爆發如雷霆萬鈞之勢，很迅速的移動，前鋒冷面之移速達時速30浬左右，因之造成冷面前之廣大降雨區域，甚至在臺灣北部還有雷雨發生。實際冷面到達臺北之時間較預測者提早7小時，原預測冷面在17日上午8時到達，且冷面未到以前之陣雨更出預料之外，但在14日（寒潮到臺北前三日）即能預測冷面將在17日影響臺灣北部天氣，則應歸功於距平中心之利用。（冷面移動之連續圖見圖八）。

圖八
冷面移動圖

圖九
500mb距平中心(B時間)及槽線圖

距平中心大致與 500mb 圖之槽脊相吻合，但有時亦可較之超前或落後，如圖九所示，在黃海及日本南部，從13日至15日有一正600公尺之距平區，此正距平從9日起即有相當之勢力，形成國慶日至15日之一連串風和日麗的天氣此應爲主要原因之一。

14日在貝加爾湖附近出現負1200公尺之距平中心，此時極地高壓之勢力業已增加，此負距平中心開始向東南東之方向移動，按一般經驗，負距平中心移動至俄國濱海省或庫頁島以東時，其相隨之槽或加深或與位於我國沿海之主槽合併，使之加深，形成槽後之廣大西北氣流，因之導引寒潮之南衝，此次一如其往例，但在16日，位於42°N 85°E之正600公尺之距平中心突然加强爲1800公尺，且向北移甚多，即表示位於85°E之高空脊增强，同時貝加爾湖附近之負距平中心在15日已增强至1800公尺，二者（正負距平中心間）之差值越巨，距平線間之梯度越大，亦示西北氣流之增强，因之形成16日8時之500mb槽之增速移動（見圖九中之槽線），促成寒潮之提前爆發。應用距平中心之移動預測寒潮爆發，空軍氣象心中現正根據過去之經驗予以加强研究，將來能繪製北半球天氣圖，則長波移動之預測能以實行，二者相輔而行，則更可準確地預測寒潮之爆發。（完）

原文題目：An Application of Long-Wave Principles to a Cold Outbreak.
原文刊載：Bulletin of the American Meteorological Society Vol. 38, No.6 June, 1957 p. 329

積雲性之降水過程

F.H.Ludlam著
陶樹人譯

一、自積雲發展為積雨雲之轉變

當積雲轉變爲積雨雲開始發生降水時，積雲之頂部一定會發生一顯著的變化，此變化爲一般稍具氣象學常識的人所熟知。此時，凸出積雲頂部塔狀部份輪廓分明的外表開始軟化，其傍花椰菜狀的嵯峨組織亦漸消失，直至雲塔變爲外表光亮的纖維狀組織，現出冰晶雲的特徵。這變化常常可於雲底開始發生降水之前數分鐘於雲頂見到，此種觀察引起 Bergeron 氏的靈感，於一九三三年提出「冰晶降水說」，及後又爲 Findeisen 氏所極力支持發揚。根據 Bergeron-Findeisen 假說，在僅含有液態雲滴之雲內，凝結及碰撞凝集之效用太小，不足以產生雨滴，此時雲成爲「膠態穩定」狀態。不過當積雲發展昇高至冰結層以上雲滴進入過冷狀態時，如有少量冰晶生成，穩定必將被破壞。於是水汽大量凝集在冰晶之上，在一二分鐘內，冰晶迅速吸收水汽而長大，其下降力勝過空氣上昇力而下降，在下降途中，冰晶又與過冷雲滴遭遇碰撞而合併，此時，雲滴的加大主要爲碰撞作用。冰晶體積逐漸增大，下降速度加快，因碰撞作用而增大之效應亦增加，終成爲小雹粒。因之，過冷積雲在冰晶生成數分鐘後即有陣雹產生。若此陣雹在下降途中受熱熔化，即成爲陣雨降落地面。不過，此陣雨從生成至下降中間所需時間僅數分鐘，非常迅速，甚至可稱爲係突然釋放者。

常常積雲頂發展甚高，溫度低至—10°C 或甚至於 -20°C，但仍無降水發生，在雲頂亦無絲毫冰晶可見。於是冰晶假說乃强調雲中過冷現象與冰晶存在之重要性。其結論爲冰晶之生成有賴於雲中某種固體核心之存在。在普通大氣中很少含有甚至於有時沒有此種能在溫度 -20°C 以上具有效力之冰晶核。在此種情況下，即使積雲之雲頂在强度過冷情況之下，也不可能有降水發生。

Findeisen氏在上次大戰之中直至一九四五年於布拉格失蹤時爲止，繼續不斷努力於冰晶核性質之研究，並探究效力甚高的人造冰晶核，以求能設法補充空氣中缺乏之冰晶核，促進降水。他利用封閉而加以絕緣的雲室，控制各種條件，使能在其中產生與天然雲相似的雲霧，以研究雲滴的性質。因此他便否認美國物理學家 Schaefer氏新近的成功。按 Schaefer 氏於一九四六年偶然將一小塊乾冰投入於一開口的雲室內的過冷雲中，即產生冰晶核作用使雲凝集下降。

二、熱帶陣雨之產生

在上次大戰及戰後許多正式的報導中發現一事實，即是在熱帶地區，陣雨常常自雲頂溫度尚未達到 O°C 的積雲中降下。在此情況下，Bergeron-Findeisen之冰晶降水過程自然無法發生，於是各方尤其是澳洲之 Bowen 氏對雲滴因互相碰撞結合而成爲雨滴之過程予以密切注意。一般認爲部份是由於大氣中存在凝結核大小的不同，因此附着在凝結核上生成的雲滴亦具有不同的大小，其中有一小部可能比其他大部份的雲滴大三倍至四倍。此種大雲滴之下降速度與其他雲滴不同，於是在下降途中與其他雲滴相撞而結合，其因結合而長大的速度並逐漸增大。在一濃度普通的積雲中，雲滴經過二十分鐘即可因此而長大至雨滴一樣大小。

根據最近積雲結構的簡化模型，積雲係由多個「雲團」或「熱核」(Thermal) 接連上浮而構成。此種熱核直徑約里公一，以每秒數公尺的速度自雲底向雲頂上昇。當它上昇時，不斷與周圍空氣相混合，混合時因周圍空氣較冷且較乾燥，熱核內雲滴蒸發，溫度降低，雖然這對整個雲塊的影響不大，可是冷却作用減低了熱核的上浮力。於是自雲底浮起之熱核所造成之雲塔極少在它消失或停止上昇前昇起一二千公尺之高。雲滴於雲底生成，隨熱核上昇，至雲頂而急速蒸發消失於周圍空氣中。假如雲滴自雲底昇至雲頂所歷時間能達二十分鐘之久，則熱核在昇高至雲頂時將含有由雲滴互相碰撞而長大之雨滴，此雨滴之形態較大，上昇至雲頂後不致蒸發消失，反而落下至雲中，最後自雲底穿出成爲陣雨。另一方面，假如每個熱核自雲底上昇至雲頂所費的時間不到二十分鐘，雲滴將不能長大至雨滴大小，而均在雲頂及其雲傍蒸發殆盡，而無降水發生。

以上之解釋已極度簡單化，不過清楚指出，由於雲滴互相碰撞結合而生成雨滴的主要關鍵爲雲滴在雲中所生存的時間，此與 Bergeron-Findeisen 理論所假定的主要因素，即雲頂的溫度及在此溫度雲內冰晶核存在的多

少完全不同。

在一中等旺盛的積雲中，其熱核上昇速度約爲每秒二公尺，如雲頂之高度較雲底高二千四百公尺，大概離地高三至四公里，即能由碰撞作用產生陣雨。在熱帶，冰結層高度約離地四公里，故積雲發展未達冰結層高度即可能有陣雨產生，與冰晶核之存在無關。在溫帶，冰結層高度較低，當積雲內上昇速度較大時，因雲滴在雲內經過時間不够，常不能因碰撞結合作用生成降水，除非積雲發展至頂部昇至甚高，過冷甚巨，能發生冰晶時，並不能產生陣雨。在此種情況下，不論碰撞作用或 Bergeron-Findeisen 作用均可致降水。

三、溫帶陣雨之形成

經近年來歐美各國科學家在雲中直接研究觀察的結果，發現在溫帶地區，即使有些巨大的積雲頂部在强度過冷狀態下，陣雨之產生常常亦由於碰撞結合作用。特別是作者最近在瑞典所作的研究工作，在彼處空氣非常乾淨，可以清晰地觀察積雲自生長至消失的全部過程。觀察結果，發現在某幾天陣雨僅於積雲之雲頂超過某一特殊高度時產生，此高度及其溫度隨時隨地而變化。假如雲頂僅能超過此高度少許時，可發現雷達幕上有微弱之反映，表示有陣雨初生，此陣雨僅現痕跡，並且常於下降途中蒸發消失，而使雲變成一纖維狀結構。此種積雲塔稱爲已「纖維化」(Fibrillated)，而開始發生此種變化時雲頂之高度層稱爲「纖維化層」(Fibrillation level)。

此纖維狀雲之條狀結構顯然由於大顆粒下降之軌跡而造成，而與下降之顆粒究係雨滴、冰晶抑或雹粒無關。觀察之結果，顯示此種顆粒常爲雨滴。因爲降水開始發生之雲頂高度隨熱核之上昇速度而變化，可見雨滴之長大主要由於碰撞作用。假如上昇速度頗大，例如爲每秒五公尺，除非積雲厚度超過五公里即不會有纖維化及陣雨發生，此時雲頂之溫度可能在 -20°C 以下。假如上昇速度較小，熱核每秒僅上昇一至二公尺，積雲之厚度僅需在二公里左右即有降水發生，此時雲頂之溫度僅在 0°C 以下少許。此種發生降水時積雲內熱核上昇速度與雲厚間的關係，用已知雲滴碰撞結合長大的速度來解釋，甚爲合理。於是，可認爲即使積雲之雲頂在强度過冷情況之下，碰撞結合作用仍常常爲致生陣雨之主要原因。

四、積雨雲與冰晶化

當積雲頂能繼續生長至超過纖維化層數百公尺以上時，陣雨乃實際發生。雷達幕的反映繼續增高並向下散佈至地面，在數分鐘內，雲頂大部份轉變爲持久性的纖維狀組織，此時此積雲被稱爲已「冰晶化」(Glaciated)。間接及直接的飛行觀察，發現在冰晶化完成後，此雲在冰結層以上部份確實含有高濃度的冰晶及雪晶。

此時最需注意的一點是纖維組織內冰晶之發生係常常在陣雨下降之後，而非在陣雨下降之前。更可注意的，即使雲頂的最低溫度在-5°C 以上時，亦有此種情形發生。此時很難想像此種冰晶係因有某種特殊的冰晶核存在而產生。如確有此種冰晶核，此冰晶核必定有一種奇特的性質，即須在陣雨發生後方才有效。所以最大的可能，當陣雨發生時僅有某些冰晶增殖作用在進行着。或者如 Findeisen氏的見解，認爲冰晶增殖作用在積雨雲中具有潛在之重要性。他發現在雲中部份碰撞長大之雲滴在過冷之雲頂部冰結，更繼續長大成爲小雹粒，此小雹粒與上昇的雲滴相撞會產生許多小雪片，當此小雪片離開雹粒後能長大成羽狀之雪花，同時雪花飛舞下降時其脆弱的臂又常破裂生成許多小雪片。雲中過冷水滴能以上述步驟繼續不斷輾轉生成許多結晶。除非溫度在0°C以上雪花將熔融，熱核中的擾動氣流能將冰晶散佈至冰結層以上之整個雲中。冰晶增殖作用在雲頂發展過程之細節尚待進一步仔細的研究，不過觀察的結果，通常認爲一待陣雨發生後，冰晶作用即非常有效地展開。

如上所述，成長的積雨雲中的情況是非常複雜。在冰結層以上，起初有許多過冷雲滴及雨滴，其中一部份可能冰結而成雹，然後大部爲冰晶、雪晶及小雹粒。在冰結層以下，最初僅有雲滴，然後有雨滴與正在熔化的冰晶及雪晶與雹自上降下。

上昇的熱核在上昇途中與周圍不斷混合。故在成熟的陣雨雲內上昇之熱核，經過冰結層時即可包含有大量的冰晶。隨後，核內帶有的過冷雲滴及小雨滴與冰晶互相碰撞，此等水滴乃冰結，冰結後放出潛熱，使熱核的溫度昇高，使它的上昇力更增大。

於是於雲頂全部冰晶化以後，新的雲塔常常比舊的雲塔以更快二倍及三倍的速度上昇。積雨雲便很快的發展到更高的高度，常常可至對流層頂，在此高度雲塔祇能向水平方向平坦發展，成爲人所熟知的砧狀雲，砧狀雲邊

緣部份的蒸發遠較積雲成長時阻礙雲頂生長的蒸發爲小，其原因一部份由於附近空氣對水而言雖然尚未飽和，對冰而言則已近於飽和，一部份由於對周圍空氣而言砧狀雲常較普通積雲頂有較高的過量溫度及水份。蒸發作用使積雲頂消失，因此積雲在發展初步其形狀自底部向上縮小。而當冰晶化發生砧狀雲後，雲又在頂部積聚，常常發展成一非常龐大的積雨雲，間有展開至一百公里或以上者。

五、積雨雲發展的三階段

由於上節的概念，我們可以將積雨雲的發展區別爲三大階段：

第一階段——較產生陣雨的臨界大小爲小的積雲

積雲在此階段，雲中不含有雨、雹或雪。在極不穩定的大氣狀態下，熱核之上昇速度甚大時，此類雲可能發展甚高而有高度過冷的雲頂。

第二階段——未成熟的陣雨雲

雲頂有雨滴生成，於是有陣雨發生。假如雲頂係在過冷情況之下，由於部份雨滴的冰結，生成雹粒，而有冰晶增殖作用發生。在此階段，雲內雖然可能有少許冰晶，甚至可能有雹，但雲之大部份仍爲液態水組成。

第三階段——成熟的積雨雲

本階段雲之特徵爲有砧狀雲存在。雲頂在冰結層以上含有甚多固態冰，成爲冰晶、雪晶或雹等狀態。標準的本階段雲，其體積常較前二階段之雲大上許多倍。

當纖維化層以上之大氣甚爲穩定，積雲之發展若能超過纖維化層而發展爲本階段之雲時，其高度常不比第二階段之雲爲高。不過在普通情況，纖維化層常在對流層之中間，在此層上部之空氣常常近乎不穩定。此時，積雲自第二階段發展爲第三階段時雲頂常隨之上湧，形成巨大雲頂。少數巨大的砧狀雲，頂部的高度可能超過普通最大積雲頂部的二倍。

六、雹　的　形　成

大冰雹係因有一股極强的上昇氣流使少許小雹粒停留在富於過冷雲滴及雨滴的區域數分鐘，於是發生急驟的碰撞長大作用而長成。此種情形僅於溫暖而非常不穩定的空氣中及第二階段的積雲中方產生。此時雲內熱核上昇極速，僅有頂部發展甚高而含有甚多高度過冷水滴時的積雲方能產生陣性降水。

當積雲一經第二階段轉變爲第三階段，雲內的情況即不適於形成大冰雹，因爲此時雲內所含冰粒太多而所含過冷水滴又太少。當然此時可能有許多小雹粒由於下降雨滴隨上昇氣流上昇至冰結層以上，與冰晶相碰撞而產生冰結。

七、雷雨內電之產生

根據最近新墨西哥州 Reynolds 氏的理論，積雲內陰陽電之分離與發生主要係因雹粒及冰晶之間相互的碰撞。在目前而言，認爲此理論較過去之理論爲滿意或者主張雷電確係由此一過程產生，均爲過早。不過至少 Reynolds 氏的理論有其引人注意之處，值得試驗與研究。由此理論可得一重要引證，即是雷電僅在積雲的第三階段而不能在第二階段發生，因爲在第二階段，雲中雖可能含有大冰雹，但極少冰晶。砧狀雲與雷電的關聯已早爲大家所熟知，而降雹與雷電同時發生的事實更亦昭然若揭。於是我們遇到一個有趣味的問題，即是此二種現象並不能於同一形態的雲中產生，可是却爲積雨雲在發展過程中二個階段的特徵。在此有一點值得我們注意及研究的。塔狀的第二階段積雲常在成熟的積雨雲邊緣發現，可能係在由積雨雲之降水生成之下沉冷空氣所造成的小冷鋒上產生。於是巨雹可在離第三階段雲甚近的第二階段雲中產生，因二者之間無法判明，通常被認爲係在第三階段之雲中產生。

八、龍捲風及熱帶氣旋之形成

一熱帶氣旋可視爲一巨大之積雨雲集團，積雨雲自氣旋中心以螺旋形臂狀向四周展開，有似螺旋狀星雲。有許多人嘗試解釋此種現象，爲何在普通情況零亂散佈在一廣大地區的許多積雨雲能組織成爲一如此巨大的組織。

其中一最難解的結，爲如何解釋在一狹小區域地面的氣壓能開始下降，而此氣壓下降爲造成氣旋環流所必需。一旦有此小氣旋生成後，解釋如何此氣旋會潛深而發展成颶風即比較容易了。一個特別巨大的積雨雲常被認爲是一個起因，不過由於稠密測候網的觀測祇有在陸地上可以進行，而此種陸地上觀測的結果，積雨雲中最顯著的氣壓變化爲在豪雨區內冷空氣下降而生成的氣壓上昇。於是，熱帶氣旋係由於巨大積雲所發展而成的觀念乃被拋棄。

可是作者個人認爲此假說需要重新加以考慮。在陸上觀察所得陸上積雨雲的特徵可能與海洋上的積雨雲不同，而熱帶氣旋並不在陸上發生，僅生成於洋面之上。如將氣壓與高度的變化認作僅依照流體靜力學的公式，以一近似的方法來研究氣壓問題。地面氣壓若較低即表示在其上空的空氣較四週空氣爲溫暖。反過來說，因爲積雲是由於一部空氣較四周爲溫暖上浮而產生，故在每一積雲下應爲一低壓區。此種氣壓降情形在較大的積雲下是可以覺察的，不過在普通的積雲下其量甚微，僅在 0.1 毫巴左右，在一個需要數毫巴氣壓降的問題上可謂微不足道。爲何普通積雲下的氣壓降如是微小呢？因普通積雲的熱核溫度較四週空氣僅高出 1°C 左右，而積雲內熱空氣之範圍僅爲小部，尚有大部因與四周空氣混和而逐漸蒸發冷却，其溫度反比四周爲低，而有少許下沉作用。不過此種情況在積雲自第二階段轉變爲第三階段有砧狀雲產生後即不相同。在一極不穩定的大氣中，砧狀雲可自冰結層（500毫巴左右）伸展至對流層頂（200毫巴左右），能佔據整個對流層的一半。由於冰結所生的潛熱，而砧狀雲與四周空氣混合發生的蒸發又極微，此整個砧狀雲的溫度可較四周空氣高出攝氏數度之多。在此種情況下，用流體靜力學的公式來計算，在此巨大積雲下可產生數毫巴的氣壓降。

然而，當積雲從第二階段轉變爲第三階段後，豪雨即將在雲之底部引起一下沉氣流。此下沉氣流因其中水滴或雹的蒸發而冷却，使其溫度較四周空氣爲低，而在此下沉氣流下產生一氣壓昇，此氣壓昇常超過由於砧狀雲所產生之氣壓降，反而在積雨雲中之降雨區域生成一小反氣旋。祇有在高空有強風使積雨雲向一方傾斜，砧狀雲之投影不落在雨區時，方可在其投影地區發生氣壓降。很有趣的，在美國所作的小天氣分析，確實發現此一對低壓與高壓相伴存在的現象。同樣的，龍捲風漏斗係在半徑十五公里左右氣壓降爲數毫巴的龍捲氣旋中產生。由此可想像到龍捲風現象與砧狀雲的關聯可能意味着熱帶氣旋的孕育過程。在陸地上，因降水及下沉氣流冷却地面，使對流僅能在一地區繼續一短時間，故龍捲風歷時甚暫。反之，在洋面上，因海水含有巨量潛熱，足以加熱此下沉氣流，而使對流能繼續進行。更進者，下沉氣流所引起之氣壓昇大部係由於雲底以下空氣之冷却。而在洋面上雲底僅離水面二三百公尺高，冷却作用極微，故所生成之氣壓昇甚小，常能被熱對流作用所掩蓋。在此種情況下，一發展龐大之積雨雲下所發生的小氣旋可能發展成爲一熱帶氣旋，甚至發展至颶風階段。

九、業餘測候人員對積雨雲觀察之貢獻

由上數節叙述觀念之簡單輪廓，可知吾人需要對積雨雲作更多及更進一步的研究。積雨雲的大小對一個測候站而言雖爲過大，但對現有的測候網而言又復太小。這種研究需要在數十公里內有稠密的觀測網，如屬可能，並需輔以雷達及飛行觀測。在英國氣象局及帝國學院之主持下，英國已於今年夏季開始此項工作。在六月及七月間，在我們的雷達站附近百餘公里地區的一批義務觀測者將報告雷電及雹發生的準確地點及時刻。在有雷雨的天氣，此地區將用雷達不斷搜索並於必要時以飛機昇空直接觀察。我們想藉此推斷每個產生雹及雷電的積雲成長的過程。同時尚附帶研究其他問題，如積雲生長與地形之關係及積雲成群或成帶的現象等。爲此，尚需在經常的氣象觀測網外輔以有組織的私人測候站。此外，更需要積雨雲內各情況的資料，特別是熱核上昇的速度及雲內降水的種類。英國數個滑翔俱樂部會員之飛行觀測當能供給寶貴資料。至於其他特殊的觀測，如雲中成雲的凝結核之情況、雲底附近雲滴大小的分佈、在砧狀雲中冰晶的多少及濕度等均由氣象研究飛行隊派專機擔任。

上述研究範圍包括局部以至廣大地域的天氣現象。業餘的義務觀測者將在此工作中負起重要的任務。他們並無酬報，不過以他們能參與這工作爲榮，因爲他們知道他們在明瞭積雨雲，或者可說是明瞭天氣現象中最壯觀一幕的工作中擔負了重大的責任。　（完）

原文題目：　Cumulonimbus New Ideas on Hail, Thunder and Tropical Storms
原文刊載：　Fostering Pure Research in Meteorology, The Munitalp Foundation, Inc.

因地勢發生之大氣擾動與飛行之關係(上)

M. A. Baldit 著　　曹淦生譯

一、前　　言

地面形勢之起伏，對於氣流之方向、速度所造成之大氣擾動，已成爲一般航空界所致力研究與應用之學，而在飛行術上，其用尤廣。與飛行安全之關係，亦更感重要。

蓋不問在任何季節，天氣狀況如何？以及飛行區域與時間，飛行人員對該區域之特殊地勢；山、川、林、澤、沙漠、平原、海岸等不同地形，所能構成之變態，必先具有充分之認識。但如從事機場之選擇與組織等工作時，則該地有無逆流作用？最多風向、降水之强弱、及附近山丘對地面風速之影響如何？以及氣流昇降諸現象等，均應實地考察始可決定。惟當吾人於欲決定基地之選擇時，方始於此種地點設置研究場所從事觀測，則顯爲時限所不許可。蓋此項工作需時一二年不定，而應搜集各方面實測所得結果，並就吻合當地情形者，予以歸納綜合而推用之。

要言之，對於無論在高空或地面之氣流方面，航行與機場方面，並對於類似之種種問題，均須澈底明瞭地形與地面性質上所呈一般之作用，至於形成此現象之各有關因素；如時間、季節、地帶及氣流運行等演變條件，更宜作詳盡之探討。

玆舉一例，如氣流通常遇綿亘有規則之山坡而上昇之現象，即爲地形之普通作用性質，但此作用恒因附帶條件而變化；如山坡上被有植物林木，又如受日照或輻射作用，一則構成谷風，一則構成山風，此作用與大氣之狀況有關。

因如有暖面漸近時，被推動之冷空氣塡塞低氣壓，而地形之作用即減弱，由此可知此問題之複雜。然吾人可斷言者，對此項問題近日仍無具體之良好方法，以作研究之準繩。惟航空術日有進步，久而吾人觀察所得之資料與紀錄，漸形豐富，如海流利用既久，其所具之特質與特徵，則愈見明確，同理以推論氣流，亦無不然。

現在地形對於各高度風所生影響之研究，因高空資料迄今尚欠完整，致無法作有系統之整理。就局部言，則依直接應用（如飛機）及利用其他方法求之；如平原及高山氣象測站、活動氣象測站、探空觀測等。尚有如研究海流之水道測量隊，而設立高空觀測隊，利用飛機、飛艇或探空氣球觀測，其所得成績，極爲有用。（註：現駐於太平洋區美國空軍第一氣象聯隊，即擁有三個偵察中隊，經常在該區作定時定高度之氣象觀測，颱風期間更積極追踪觀測，此項資料之報導，頗有價值）。

若能置觀測者於氣流之中，而予以種種方便，使其儘可能移動其位置，則更可精細研究地形對氣流之作用。

在極特別之例，有因山風所成之停留雲層，此類雲層大概與不連續面有關，此爲尚須研究之問題。但若有小型飛機或小型飛艇，即不難予吾人以有用之指示。在短時間飛行，可獲知雲層之確實高度、雲層之大小、及其物理構造情形。並可在適當高度攝取雲層不同外貌，以測定經過不連續面時，溫度之變化波動，觀測風向風速之轉變，亦足供此項雲層對於地形之關係。採用此法作問題之研討，不難獲得相當效果，遠較在地面所施之固定或流動觀測方法爲佳。

由飛行員平常在航線上之活動，若能協助兼作航行天氣觀測，紀錄所經過不規則地形如飛行於大森林、沼澤區、或自海而陸，自陸而海等，其所得之氣象紀錄，即可獲極有用之價值。（註：年來中國空軍亦已實施飛行員天氣報告。）

關於所獲得之氣象紀錄，先由同一區域中各航線作一比較，次以互異之各區相比較，則一方面對每種不同地形之起伏所發生之一般現象得一概念。此等現象乃其本身所具有之特徵，另方面，則爲受季節，緯度之影響，而對前項現象所引起之各種變象，吾人當先由形態最單純者着手，如平原、山嶺、河流等，就各該單純體具有之現象個別分析後，再進一步作混合體變象之研究，較爲適宜，且易識別。

在下列各節中所作概述，其目的在使一般於航行時對氣象智識具有一普通淺顯之認識概念，以策飛行安全。

同時亦正待吾人悉心研究，以求得完善之理論。

現就飛行區域之不同；區分爲平原、森林、湖沼、工業區、丘陵、山地、山谷、海面等各節，次第論述，關於在同一地區內之平原上空飛行一節內，就低層大氣所受紛亂擾動現象，加以探討，此亦爲飛行人員所應認識者，如陣風、上昇空氣柱、漩渦、速度不同之氣層、以及通稱爲逆流之各種不規則變象等，皆次第述及之。

二、平 原 上 空 之 飛 行

㊀ 風及陣風。

在距地面上不遠某點之正常風速，概以其平均數表示之。即以風行駛之相當路徑長度，假定爲一千公尺，除以風行駛所需之時間而得之商數，即爲所示之速度。此項速度即每次風行一千公尺，在通常接觸測風器活動紙捲上所示之點或線也。

吾人設欲一觀風速器所示之曲線，則所得者乃爲一連串高低不平之線段，且大部份類似鋸齒狀，此項齒形急速程度，恒以紙捲旋轉之緩急爲準，故爲測定風之變速，必先存如下之觀念，即上項齒形每分鐘之變動，必依10，15，20之節度發生之，故知風之爲物，實爲一脈動之現象。表面之無秩序，似爲暫時風速之規程，但由大多數畫線之研究，吾人可以整理其大概，即可在若干特別狀況中，測定風之全貌。

茲先說明風之脈動定義，今設直線AB表示風在一經過時間內如在一分鐘內之平均速度，（圖一）；曲線ab部份表示風之瞬間或實在速度，其值在平均速度以上，且具有增速，爲風之正脈動。反之 bc 部份爲負脈動，合 ab 及 bc，即爲全部風速之脈動，其幅度等於 mn，然吾人觀測風之脈動現象，應力求精細，雖微爲一秒或幾分之一秒，亦不容忽之。由 a 至 p所得最大與最小瞬間速度之差爲 st，即表示 ap 時間內風速之絕對幅度，此值即爲測定風速變動程度之强弱標準。

圖一

圖二爲吾人依完全理想，將在風速曲線上所遇見之各個特別情形集合而表示之。此種認識，甚爲有用。

自 a 至 b，其間風速震動微弱，原有速度幾與平均速度相等，故絕對振幅亦甚微小，至 b 點速度驟增，於是新風速系統成立，同時大部份附有風向之變更。在新系統發生之初，即見頗大振幅之振動，其後即繼以速度之減弱，此項減速爲受正跳動後常有之現象，於 c 點又急劇上增，速度益增，於 d 點繼續上增，而時間亦隨之延長，（幾秒至一分鐘以上）。此即陣風之由來，由上現象所組成之齒形，遠較相鄰者爲大，於fg風之脈動愈密，而速度愈大，此仍爲陣風之象徵，惟與前者不同，暫停間隔之 ef，分 de，fg 爲先後兩組陣風，hi 爲第三組陣風，此三組風之急劇脈動（或稱陣風）發生所隔時間均相同，與氣象要素週期之象徵有關，按此處實際週期爲二十分鐘，尚有許多較爲短促者。

圖二

曲線 l m n，乃表示普通颱風發生時風速瞬時萬變之現象，所謂普通颱風者，係指此項颱風附有其他氣象要素如氣壓、氣溫等之變化者，其開始小脈動組 l，乃爲預示颱風之即將來臨，m 爲颱風主要陣風發動之始點，其上昇現象甚爲純靜而迅速，與下降部份之勢相反，其後復作連續小脈動，即爲最初脈動之雛形，指示正常空氣流動之再演。此時颱風僅具有單獨陣風之現象，於 p, q, r 三點，颱風作兩組陣風現象，整個曲線之表示，實爲漩渦運動之過程。

jk 爲一組脈動極速之風，此時爲純粹之颱風，其最大速度，可至極大，故危險性亦較通颱風爲大，蓋以其不隨任何氣壓變化之條件而單獨發生。最後圖中 s……y 諸點所示風震動之三種不同狀態，並假定其平均速度不變，恒等於十公尺。

風震動之强弱，係以其脈動絕對量定之，其大小之測定，則由最大與最小風速之差數得之，即上述於指定時間內風速之絕對振幅。惟此項絕對振幅亦不隨便，恒視平均速度而定，按諸常理，其值之大小隨此項速度而遞增。

Robitzsch根據在Munster-am-stein 地方所得之紀錄而發現凡屬震動輕微之風，其平均速度爲每秒一公尺者，其絕對振幅爲0.01m/s。同類之風，其平均速度爲（5、10或20m/s時），所得之絕對振幅則分別爲2.3、6.3、13.8m/s。故絕對振幅恒視平均速度之增加而遞增，雖其最後者不如最初者之疾速。

Robitzsch 對具有極大震動與正常震動之風作相同之研究，其所得之數值如下：

風速之絕對振幅（單位m/s）

平均速度	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20
震動急劇之風	2.1	8.2	11.1	13.9	16.6	19.3	22.0	24.8	27.5	30.4
震動正常之風	1.0	3.7	6.0	8.0	10.0	12.0	14.0	16.0	18.0	20.0
震動輕微之風	0.2	1.2	3.2	4.7	6.3	7.8	9.2	10.7	12.2	13.8

依照上表，如已知某種風之平均速度，即可隨時查得相關之絕對振幅。例如急劇震動風之平均速度爲每秒八公尺，其絕對振幅爲每秒十三公尺九，或以整數十四公尺計算。按絕對振幅爲最大與最小瞬間風速之差數，而此二者與平均速度相距之數量或正或負均相等，吾人如已知風之正脈動之瞬間速度爲十五公尺，則負脈動之瞬間速度僅爲一公尺。

根據上表可知當風爲正常，其平均速度等於或大於每秒六公尺時，其振幅適與此平均速度相等。故其瞬間風速與平均速度之差，其絕對值等於平均風速之半。

惟前表所列數值，並非一定不變，蓋有時風之震動隨其所遇之障礙物，及所測速度之高度而異，樹木、房屋、山丘等均足以加强風之震動，其造成之逆流能波及遠處，故在相等條件下，起於地面之風所生震動，恆遠較靜止或微動之海面所起者爲大。

關於風之震動隨高度變化一點，可作如下簡單之說明。即距離地面愈高，風之震動愈減。但因測風器設備精細，不便由氣球或風箏帶至高處施行觀測。故對前項測驗，殊少成效。在不甚高處，即謂在繩索對於器械平衡性有微弱影響之高度，則風箏可作測風速之用，只須自記繩索對於旋轉靈活之圓筒之張力，而求得其於指定時間內自記之最强與最低張力之差，即爲此風速之絕對振幅。至其平均風速之值，可以同法測得繩索之平均張力以定之。

由上述之法，Dines（按曾致力於風學之研究）發現自零至一五〇公尺，及一五〇公尺至三〇〇公尺之氣流中，風之震動依 2.5 至 1.5 之比例而減弱。且與風向亦有關係，在上舉之高度，如風起於東方則勢烈，蓋以風越山丘而測站又設在迎風方向所致。

A. Magnan 由實驗證明於一九一二公尺高之 Ventoux 山頂，風之震動喪失一大部份，其變差之絕對振幅較在 Crau 山頂者至少低二倍，而二地風之平均速度則相等。

以上所述，僅屬風之水平速度一端，設欲進而作風之水平方向及其傾斜現象之研究，則可證得此兩項所呈變化之速，實與風原有之速度無殊，其變化之值較難確定。蓋歷來實驗結果，仍屬有限，且僅能適用於某種特定情況之下，致各地亦未能盡同，惟吾人可考察四十五度方向與平均方向之差，及此方向之兩邊區分。換言之，即以九十度之振幅爲例外，同時並可確定在平均方向爲十度時，前項振幅決無超過十度至二十度者。

至於風對於地平線之傾斜，亦即風之昇降綜合力所構成之傾斜問題，按諸 A. Magnan 所示紀錄，謂此項變化結果，大致等於地平線兩面各十五度之數，即等於三十度之值，蓋最大振幅之變化情形，與應時較長發生之變化相同。

基於上理，設於空間一點作一風之向量，則此向量對其適中位置而言，應作恒久不停之震動，此向量圍繞適中位置之四周（但絕不佔此部位），或依每秒鐘一、二、三、四之頻率次序，其大小及方心作極迅捷之變化，或自數秒鐘達一二分鐘不等之時間，作較長久之變化，此兩種不同方式之變化，以其所生之影響與效能而言，則相差懸殊，單就航空方面言之，上列兩種變化，以後者較有作用，即風長期之脈動以及所引起長時間方向之變動。

㊁ 空氣受地面之熱，上昇空氣柱。

地面似甚均勻，實則係由多種不同之元素所構成，若一旦受日光輻射熱之作用，必各具有不同之溫度，一部份空氣與高熱元素接觸後，即受熱上昇，而爲鄰近元素之冷空氣所代替，惟此項空氣旋亦受熱上昇。此上昇下降

之小氣流彼此相叠，使自地面觀之，或爲普通之微動，而一部份即成初步旋渦之現象。因上昇之氣流與旋渦將地面之熱散至高空，致氣團之溫度增高，此爲通常熱的對流。但如運行之對流在均勻廣大之面積及普通氣象條件下，大量空氣中上昇或下降運動所經過之時間甚爲短暫。蓋以氣團因水平層而受熱及同層內溫度之爲常數，不能使一部份氣體上昇。故欲造成相當有力之垂直運動現象，應將某容積之熱空氣，四周繞以冷空氣，予以上昇之力，而維持其垂直之循環，本節所述關於空氣受地面之熱者，乃指一定面積之土地，在一定時間之內，所散於空中之熱量，應較其四周任何面積之土地所散者爲强之意義。

今假定原則無誤，再假定某一地面受高熱之部份遠較周圍冷却面積爲小。圖三所示爲其所成立之循環形式。

圖三

AB 爲受熱部份，EA，BF 爲冷却部份，在 AB 面上受熱之空氣，因對流而上昇，較其四周空氣爲輕，於是冷空氣由四面侵入而代此上昇空氣，旋亦因受熱，作同樣上昇。此項上昇之熱空氣因漸次昇高而冷却，依照絕熱定律均爲每上昇一百公尺降低攝氏一度，及至相當高度，其氣溫幾與四周相同，於是作橫面散佈與周圍空氣交流，形成垂直叠合之勢。

由此機構，冷熱氣團之溫度逐漸增加，但太陽輻射繼續發生作用，恒保持一恒常之溫度差，亦即此溫度維持以下所說之循環現象。

然此亦有例外，地面性質之不同，能在其上面增熱之空氣中造成類似之差異，其存在實際上常屢見之。玆先以某面積堅土與附件面積爲水者爲例；蓋太陽輻射進入土地者較進入水者其深度爲小，然地表層之受熱程度反較水表面層爲强，故每當盛夏晴空之日，地面散佈於空中之熱量，實甚可觀，惟因土地與土地之間，本身亦各具不同之特質，縱受同一日光輻射之作用，其溫度亦高低不一。

下例爲 M. Th. Homen 在芬蘭所得之實例，此實驗包括三種不同地質，即花崗石地，沙質地及沼澤之草地，三者同時在自晨六時迄下午六時之十二小時內，計每平方糎面積所受等量之日光熱爲 456 小加羅里，而其使用之分配如下：實驗日期爲夏季之八月連續三日，至所得之數係以小加羅里 (Cal-gr) 單位表示。

	花崗石地	沙質地	沼澤草地
承受熱量（小加羅里）	456	456	456
存儲熱量	185	81	34
蒸發需要熱量	0	70	211
散向空中之熱量	155	190	95
輻射熱量	115	115	115
合計	455	456	455
地面最高溫度（°C）	34.8	42.3	27.7

由上列之結果，關於沙質地所散發空氣之熱量，適爲沼澤草地於同一時間內（晨六時至下午六時）所散發者之兩倍，而沼澤草地所承受之大部分熱量，用以蒸發其含有之水量。

由地面最高溫度一項觀之，則對流之作用於沙質地者爲最强，似極明顯，故凡四面有沼澤草地而由沙質地所構成類似島嶼之地質上，受對流作用後，必演成循環不止之氣流上昇現象，與前舉者相似，惟兩者因呈同一變象，究以何者爲强，何者次之，尚待吾人之研究。

玆假定某單位受熱氣團所佔有之體積爲 a b c d，如圖四所示，設絕對溫度爲 T，較四周絕對溫度 T′ 爲高，而吾人定名此四周之空氣曰冷空氣，熱空氣之動盪，向下者因本身之重量，向上者則依阿基米得之原理，該移動冷空氣容積之重量，即假定冷空氣佔有與 a b c d 容積之重量，逐漸呈上昇趨勢，設冷空氣之密度爲 ρ'，則其重量應爲 $\rho' vg$，惟按照氣體基本公式則：

圖四

$$v=\frac{RT}{P}，\rho'=\frac{P}{RT'}，gv\rho'=g\frac{T}{T'}。$$

故 a b c d 部份之熱氣體受兩種力差之支配，$g=\frac{T}{T'}$ 而運動之公式爲：

$$(1)\ \frac{d^2z}{dt^2}=g\frac{T-T'}{T'}\ 。$$

由是可知熱氣體上昇加速度，即等於重力之加速度與因子$\frac{T-T'}{T'}$之積得之。

假定於 HL熱空氣之溫度較冷空氣高五度，又假定後者爲攝氏零度時，（絕對溫度爲二百七十三度），則其加速度爲每秒十八糎，換言之，即熱空氣自靜止狀態以至加速度過程中，其每秒之速度等於十八糎，此運動之强度似甚有限，惟在某種情況下則隨高度而增加，並可以引起更劇烈之運動，關於此層容後述之。

玆舉下列三種常見情形以供觀察：

①冷空氣之溫度在任何各高度均同（等溫）。今假定 T_0 爲地面上 AB 線熱空氣之絕對溫度，又 T_0' 爲冷空氣之常定溫度則，

$$T'=T_0'\ （指冷空氣而言），及T=T_0-0.01h$$

蓋熱空氣漸次昇高，溫度冷却按絕熱定律遞減，即每百公尺降低一度之數，則於高度 h 公尺時，其溫度減低之數應爲 0.01h。

熱空氣旣隨高度漸次冷却，但冷空氣仍保持原有溫度，再加速程度係隨高度遞減，則熱空氣所能達到之高度，其加速運動必告停止，此項高度 H，可以下列關係表示：

$$T_0'=T_0-0.01H$$

②溫度 T' 之冷空氣，雖依高度而降低，但較每百公尺降低一度之數爲小，蓋 T 溫度之熱空氣常依每百公尺降低一度之數遞減，故兩溫度之差 $T-T'$ 之減小較前述者爲緩，直至相當高度 H 時，其上昇運動頓告中止，此項運動可以下式示其關係：

$$T-0.01H=T_0'-\alpha H$$

式中之 α，爲冷空氣每高一公尺之溫度遞減率，較 0.01 爲小。

③溫度 T' 之冷空氣雖依高度而降低，但較每百公尺降低一度之數爲大。在此種情形時，T 則恒大於T'，故其差數隨高度而增大，加速運動亦可同樣加劇，因此急劇之垂直運動，常突然發生。

由下列之方程式，可求得高度 H，亦即加速運動中止之高度：

$$T-0.01H=T_0'-\beta H$$

惟此方程式不能再解出，僅知 H 爲負數，β 之值大於 0.01 耳。

圖五

上述三種情形，可由圖五解釋之，直線 AB 係指熱空氣溫度隨高度而遞減，遞減度等於每百公尺降低一度，CD 係指冷空氣之溫度不變，即上列第一種情形。

CE 係指述第二種情形，冷空氣溫度之低降，即溫度隨高度遞減值小於每百公尺一度之情形。

CF 爲上述第三種冷空氣溫度之減低大於每百公尺一度之值之情形。

以前二種情形觀之，交點 D 與 E，分別表示運動停止之高度，而第三種情形並無交點，則指此項運動一經開始即永無停止之期。

由下列之已知數，地面上熱空氣之溫度爲十度，冷空氣爲零度，如冷空氣於任何高度下，其溫度不變，則熱空氣可上昇至一千公尺之高度（圖五中之 D 點）如冷空氣之溫度依每百公尺降低半度之數漸次遞減，則熱空氣可達二千公尺之高度（E 點）。

質言之，熱空氣之所以上昇者，實種因於環繞空氣溫度之影響，而爲吾人所應行注意者，設此溫度之遞減較每百公尺一度爲速，亦即溫度遞減率較絕熱定律之值爲大（或超過甚大），則整個氣體局部受熱後，其溫度較四周者驟增，必呈上昇之現象，且隨高度而加速。

吾人就日常觀測風箏或氣球上昇之實驗，即可探知上述溫度之迅速遞減，非但於某種情況下可以察覺，且於夏季更常有成其所常循之規則。

故每年夏季，尤以靜風與雷雨之時日，吾人常遇見若干空氣柱，受日射增熱之地面上疾速上升 其周圍則爲較冷之地面如草地或水面等。

倘空氣中含有充分水汽，而其垂直運動歷時甚久，則凝結成雲。如積雲及積雨雲等，均屬上昇氣流所凝成者。惟有時亦有因熱氣體上昇之高度不足，不易凝結者，此時其垂直速度，亦可能相當可觀。

飛行人員如遇空中有上昇氣流雲四起，當其接近時，應即遠避，蓋此時雲本身既爲上升氣柱，其附近必然引起急劇之逆流運動，有時此項逆流於大氣中發生，不易辨覺，而每於受溫度反應後之地區上常遇之。

㊂ 上昇空氣柱受冷空氣之侵入。

吾人前曾分析當周圍地面空氣溫度較低時，氣流在受熱地面所成之上昇運動，吾人又證明熱空氣團四周之氣溫，對此項現象之形成具有主要作用。

當冷空氣面在已成立熱空氣區域上移動時，或由於熱帶空氣之輸入，或由於日射及正常對流之影響，表示其應爲此冷空氣如依極不整齊面之線前進，且具有極深之鋸齒狀，有若干部份行進較遲緩，若干部份則較速。此冷空氣團繼續進行，至某一時間，於齒形一端冷空氣已昇至相當高度時，在熱氣團之上可能閉合（如圖六）。

圖六

故熱空氣毋須地面熱之反應，即作上昇運動。倘各氣團有足够之溫度差，且冷空氣中溫度降低相當之速，則此運動可能甚快，關於加速度之計算，悉照前述之法求之。

惟冷面尚可能有另一種作用方式，即其在前進時，可能將前面之熱空氣排開，此熱空氣中之溫度遞減甚速，其值或較絕熱定律猶大，此頓不穩定之氣團，在局部受日光之熱之區域上被挾動，頓成急劇之上昇運動。

因此空氣柱之上昇，不能視爲純係因晴朗之日或地面熱之反應而生。蓋大量冷空氣之侵入，亦有重大之影響。再者冷空氣於某平原上空流動時，爲山巒所阻，而熱空氣此時受壓甚重，於是其間必造成急劇危險之上昇運動，在此特殊情形下，此項垂直運動足以引起影響極大之現象，尤足以造成强烈之暴風雨，吾人務必注意及之。

㊃ 昇降氣流之垂直速度。

對於距地面較高之氣層，其速度之測定，通常根據測風氣球之觀測紀錄，此項紀錄用双經緯儀觀測，有時或僅用單經緯儀觀測之。今假定氣球於高度 h_0 ，時間 t_0 時，球因本身之浮力開始上昇，則於時間 t，高度 h 時應如下式：

$$h=h_0+a\ (t-t_0)$$

但假定此球同時受速度 v 之氣流所推引，則此項速度，應按代數值加入原有上昇速度之內計算，倘係上昇氣流，其值爲正，反之下降氣流，其值爲負，而球於時間 t 之實際高度 H ，應爲：

$$H=h_0+(a+v)(t-t_0)$$

H 與 h_0 之值，均由觀測而定。 a 爲已知數，可算出 v 之數值。吾人可先精確測定 H 及 h_0 之值，則所得之觀測結果，距正確程度當不致相差太遠，就獲得之近似值，吾人即可衡定此氣球應有之上昇速度，然測定氣流垂直速度之法，太屬不一，吾人擬將 Dines 於 Pyrton 山上，以双經緯儀法所觀測之結果，轉載於下，以資參考。

此項數值係經六十六次昇降氣流所示速度之結果而得：

風垂直速度次數表

地點：Pyrton 山

	高度（公尺）	200	400	600	800	1000	1200	1400	1600	1800	2000
上昇速度 (m/s)	0-0.9	29	15	21	21	19	17	14	11	7	5
	1-1.9	6	7	5	4	4	3	1			1
	2-2.9	3		2	1	1		1			
	3-3.9	2	2		1	1					
	4-4.9		1								
	5-5.9			1							
	合 計	40	25	29	27	25	20	16	11	7	6
	高度（公尺）	200	400	600	800	1000	1200	1400	1600	1800	2000
下降速度 (m/s)	0-0.9	24	37	34	28	19	15	13	13	12	9
	1-1.9	2	4	1	1	1	1	1			
	合 計	26	41	35	29	20	16	14	13	12	9
	總合計	66	66	64	56	45	36	30	24	19	15

上表所列各項垂直速度，大體而言，其數甚微，僅高在一千五百公尺以下各數較大，且下降速度較上昇速度尤小，上昇速度最大者爲每秒五公尺九，可於高度六百公尺一項得之，下降之最大速度，則不逾每秒十五公尺，上昇速度自每秒四公尺至五公尺者，亦僅三次，其相當高度爲四百公尺、五百公尺及七百公尺，故通常於相當較低高度之處，始遇强烈之上昇氣流，自零至二五〇公尺高度中，上昇氣流之次數，較下降者爲大，自二五〇公尺至八〇〇公尺，則下降氣流佔次數甚大。於八〇〇公尺以上，其最大之次數每不依常例，而別成一組變化矣。

設吾人於一日中各時間類別此項垂直氣流之現象，則根據空中雲量，可證得氣流循環最强，即昇降氣流之最大速度，乃發生於中午。而並非爲一般所想像於天高氣爽之時，始有强烈氣流之現象。此即說明强烈之上昇氣流隨時可變化成雲。附近地面之空氣既含有水份，經上昇後自易發生凝結狀態。在極晴朗之天氣時，常見氣流昇降現象之絕對不存在，但於此種情形時，須承認對流現象，只在範圍極小之上昇下降氣流中表現，不能爲探空氣球所測得。

根據 Dines 氏所示，吾人須加注意之點，即爲氣流之昇降運動，實爲一暫時之現象，蓋吾人於施行觀測時所得之結果，雖屬如是，但於半小時或不逾半小時後，則又不復若是矣。

再者，所謂該項氣流之昇降速度，僅指其平均數而言，且此項平均速度爲時極短促，約爲三十秒或六十秒之時距，但其爲時雖短，已足以掩蔽該項瞬間速度之值。且此項速度與正常氣象要素之條件息息相關。在某種情形下，可得較大的速度。

提昇一重物於高處時，因使其上昇於地面上之氣流速度，必甚可觀。Eisenlohr 氏於 Haute-Bavière 地方，作氣球上昇之實驗時，曾見一樹枝，長約三十糎，並附有枝葉八至十葉，此樹枝昇到三千七百公尺之高度時，即作旋渦之狀。此時欲測定其上昇速度，殊非易事，但有若干氣象條件，可作爲確定昇降速度之準繩。

夏季之强烈暴雨，亦僅可以氣流上昇運動之驟然中止證明之。此上昇氣流維持大量呈大雨滴狀之水份於空氣中，此項雨滴之大小，可達四粍半或五粍半，而必需一速度爲每秒八公尺之垂直氣流，使其維持於空氣中不至下墜。此速度與高度有關，高度在三千公尺，則因空氣之密度減小，此速度須增至每秒九公尺四。

尚有一相似現象，即空中之冰雹於未墜下時，必須維持於上空，或受水平旋渦所挾帶。使水於其面上凝聚，而成爲在地面上亦可見之大小形狀，此處氣流所需速度必更大。

按照 Ferrel 氏計算所得，如使一直徑長約十三粍之雹粒存留空中而不墜，必需一速度有每秒十六公尺之上空氣流始能維持，而對於二十粍直徑之冰雹，則需一速度在每秒二十一公尺之上昇氣流始可。

故由測風氣球觀測紀錄中，關於上昇氣流自一公尺至五公尺之速度，可視爲普通之速度值，此項速度吾人於炎熱季節就普通地面受熱後，或溫度不同各氣流相混合之作用常見之。在特殊情形下，無論在颱風或暴風雨之時，凡雲附近所呈之現象，其速度每秒十公尺或及十五公尺乃當然必有之紀錄。

㊄ 縱軸上昇氣流之旋渦現象。

熱氣流上昇，大多不作簡單直線之垂直運動。其中雜有旋轉之運動，與前者配合而成螺旋形之上昇現象。但旋轉可能甚弱，而不易測定。在某種情況時，旋轉頗爲劇烈，而予氣流以驚人之速度，如龍捲風是。（註：四十年五月中旬左營一帶，及四十四年七月十日新竹所受之損害，均係由龍捲風侵襲所造成。）

此項旋轉運動，係由小規模之塵沙旋渦所形成，於暴風雨時節可常見，但歷時甚暫。倘係較大之旋渦或歷時久長者，則吾人可作較詳之觀測，此在熱帶地區及沙漠之上空爲常見之現象。

Pictet 氏述及曾於開羅地方，親遇一此種性質之旋渦，據云該旋渦之發生，始於十時十五分，雖經漸次由地面昇高達一千公尺，並受微風之影響，作更番之浮散後，但於十五時三十分，仍能觀察及之。此時空氣距旋渦中軸一公尺五十處，其切線速度爲每秒十四或十五公尺，而其昇降之動力，能將紙張捲入空中至相當高度，並能使沙粒飛懸上空而不墜。此旋渦係由於一在受晒熱之地面上所引起之强烈對流作用而發生者，熱效應爲一高約數公尺之積沙小山丘所調節，旋渦於其上升起並圍繞所謂軸而旋轉。在 Pictet 氏作此項觀察之開羅鄰近地方，旋渦常在同地發生，習於在沙質丘陵上發生。

Teisserenc de Bort 氏於一八八六年至一八九〇年及氏以後之各氣象家，曾於 Sahara 沙漠中發現同樣性質之旋渦。於溫帶地區亦曾獲得相似之觀測結果。

關於空氣圈之呈旋轉狀態，似與地面上含有受熱氣流運動現象，並無特殊之異點。

氣球上昇時，吾人可測得其上昇或下降所循之軌線作橫面投影時，恒爲直徑甚大之圓形或弧形。Venukoff氏於 Varsovie 地方所作氣球上昇實驗，謂該球昇至一千七百公尺至一千八百公尺之高度後，仍繼續上昇達三千七百公尺高度，並作螺旋形之上昇現象，而此項投影計有直徑三公里之大，至於氣球下降時，其所作之螺旋形亦同，僅呈相反之方向而已。

在法國 Châlons-sur-Marne 地方，曾採用測風氣球所作之一連串之實驗中，屢次測得氣球昇至某一高度時，其軌線之投影成一閉合之環形。此一特殊情形，吾人對此環之逐漸變形縮減以至消失，均觀測無遺。用單經緯儀測視球之軌線，雖難免有欠確之處，然就此項特殊形態下之變化，對氣球上昇時之旋轉運動，亦能得一結論。

圖七

上昇氣流之形成漩渦運動之緣由，約如下述：空氣會集流向圓柱形之軸心，其速度原非一律，且集流時亦不成對稱，故吾人欲取流向該受熱行將上昇之圓柱形邊 C C′ 之各種速度之合力，如圖七，則圖示此合力之方向，必不經由軸心。而依 A B 之方向前進。因此，熱空氣上昇時所需之運動量對軸有一力矩。如 Mvl。而根據面積之定律，此項力矩不變。故假定圓柱形之半徑爲 r ，其體重爲 M ，則其旋轉率w如下式：

$$Mvl = mr^2w \text{ 或 } r^2w = \text{常數}。$$

倘組成上項圓環 C C′ 之空氣，其上昇時與軸心或等距 r ，其旋轉速度w不變。倘圓環漸形縮小，則旋轉運動加劇，倘圓環直徑擴大，則旋轉速度減低。

今如於受强烈對流後，大如四百至五百公尺或以上直徑之圓柱形上昇氣流之兩邊，有兩股相對速度之大氣流動，如圖八所示。此兩氣流因受地球轉動引起之偏向力作用，傾向於會流而可能同時被引入垂直運動。此項氣流使整個柱形之上昇氣流受有一極速之漩渦運動，而依據面積定理，此運動漸次向軸心作弧線形之擴大。並因此項運動量甚大而發生一極大之直線速度。同時於中心部份，因受離心力所造成之眞空關係，大氣壓力愈近中心而愈減低。此形成之低氣壓能發生異常之影響，此即龍捲風之原理。其成因一如吾人所知，係由强大之對流運動與相對方向之兩氣流相互作用而造成者。

圖八

㊀ 速度不同之叠合空氣層。

吾人常見有不同速度與相對方向之氣流層。有時自某氣流層轉入其他氣流層，出之甚驟，下列即爲一例。

於高度一五〇公尺時，速度每秒爲二十公尺，而於高度一四〇〇公尺時，速度每秒爲五公尺。

玆假定飛機於平飛降落時，經過一空氣層，其中風速爲 v ， 方向與飛行相反；進入另一空氣層，其中風速與上相等而與飛行之方向相同。飛機之速度以 V 表之，則飛機在第一氣層中對地面之速度爲 V−v 。

惟飛機之軌線與地平線所成之角度，此處則忽而不計。

於後層氣流中，飛機對地面之速度爲

$V+v$ 速度變化 $2v$

其支持力爲

KSV^2

而於上層氣流中，其值突變爲

$KS\ (V-2v)^2$

故支持力之值減小，而飛機作平飛之下降，但因新軌線之造成，機翼衝角增大，支持力隨之增加，而同時飛機之傾斜度減小。故飛機本身之平衡狀態，均出於自動調整。

再假定上列氣層於相反情形時，即飛機於平降時，係自與機身速度方向相同之氣流層進於互異之氣層中，則其支持力於飛機進入時必然增加，而下降速度較之上述者爲緩，衝角亦減小，但其傾斜角即增大，機身之平衡狀態仍自動調整如前。

倘此時之風向與速度同時變更，則飛機必受旋轉之影響，一如暴風之由側面而侵入機身者。

至於在飛機上昇時感覺之作用則均相同。飛機已達相當高度，或飛機之下部有充分地位，以抵禦逆風而能自

行糾正平衡位置時，則無論上昇或下降，雖由此氣層進入他氣層有不同速度時，通常並無多大關係。此外雖因轉入他一氣層出之過速時，但於此兩種不同氣流之間，尚有一過渡氣流存在，一方面可減弱二氣流之不連續性，一面可使飛機逐漸適應其新環境。

一般僅飛機降落近地面時，可能發生一種危險，於飛機在低空時，與一强烈暴風及在低空風向之不利所引起之危險相似。飛機在高速度而與其相對方向之氣流層中平飛下降，在距降落地不高之上空時，因受建築物、森林、丘陵等物爲之隱蔽，幾寂然無聲。飛行員受風速之影響，頓失去一部分之支持力，而航程之斜度增大，此時高度已不足以使其調整其平衡位置，降落不免發生危險。

同樣，於起飛時倘機身離地尚不甚高而馬達動力最强時。由平靜之氣層進於高速度同方向之氣流中，則必失其一部分支持力，可能開始滑行，而在其下部亦可能並無足够之垂直空間，俾其可以恢復正常前進。

故飛行員對各種不同高度之風向與風速之變化，必須具有相當之認識和瞭解。於起飛前對各基地氣象臺觀測所得風之各項紀錄，應加以參閱，俾明瞭當時航線上各層氣流之情形。

㊆ 震動與逆流。

飛機於飛行時所受到暫時之擾動，而此擾動係來自大氣中者，通稱曰逆流。吾人可分之爲兩種：一爲由熱所造成之逆流作用，如氣流之上昇或下降。一由力所造成之逆流作用，如風向與風速在短時間之驟變現象。

在相同之大氣擾動情形下，飛機愈重，對三坐標軸之慣性力矩愈大，即飛機質量之分佈距重心較遠。其所受逆流之作用愈小。重量輕而縱長短之飛機對於逆流作用之感受，恒較重長之機身爲易。故飛行時，前者亦較後者易趨平穩，而駕駛不感困難。同理，凡空間任何動體受其空間之影響而發生運動之擾亂，其性質相同。

視於擾動作用經過時間之短促，可視爲打擊飛機之碰撞或衝擊作用，故此種作用爲飛機之運動量與其量之力矩方面之問題。

依據碰撞定律，物體運動量之變化，即等於衝擊力：

$$\triangle (MV) = p$$

M 爲飛機之質量，V 爲與其衝擊力作用方向相同之速度，於是

$$\triangle V = \frac{P}{M}$$

M值愈大，速度變化之值愈小，（或實得之速度，倘飛機在此方向尚無該速度時）。

對任何一軸運動量力矩之變化，等於對該軸之衝擊力矩：

$$\triangle (Mk^2w) = pI$$

Mk^2 爲機身對軸之慣性力矩，w 爲角速度，I 爲對同軸之衝擊力之槓桿力臂，故

$$\triangle w = \frac{pI}{Mk^2}$$

轉動慣量愈大，則角速度之變值愈小，（或實得之角速度，倘飛機對此軸尚無該速度時）。換言之，即機身質量之分佈距重心點較遠之謂也。

今假定飛機飛越直徑短小之上昇熱氣流中，試將其所受之擾動約略計算之。

設飛機之總質量M爲 1000 公斤，而支持面積 S 爲 30 公尺，其水平速度 v 爲每秒 30 公尺，上列數字係任意舉出，以簡明爲主，又飛機所遇之上昇氣流直徑爲 30 公尺，其垂直速度 v 爲每秒 4 公尺。

再假定飛機於 1 秒鐘內飛過該項熱氣流，則飛機所受之衝擊力爲：

$$p = 0.08Sv^2 = 0.08 \times 30 \times 16 = 38kg$$

飛機之垂直速度爲：

$$\triangle v = \frac{P}{M} = 0.038m/s$$

即甚爲微小。

惟此爲例外之情形，假定氣流之垂直速度爲每秒 15 公尺，則飛機所受之衝擊力等於 540 公斤，其垂直速度即爲 0.54m/s，則頗爲顯著。

在上昇氣流之體積甚大時，其作用並不簡單限於衝擊。如氣流質量甚大，則其最後給予飛機之速度等於其本

身所有者。上述所謂碰撞現象，僅在進入或離去氣流範圍時始有之，而飛機於進入氣流與離去之間，則呈繼續昇起之動態，但因飛機速度關係，此項昇起運動爲時甚短，飛行員當有突被吸起或從旁吸抽之感覺，機身平昇，越過氣流後雖未加調度，仍自下降而回復其固有高度與部位。

有時飛機越過直徑不大之下降氣流時，即受向下之碰撞力，但普通較上昇者爲弱，蓋以下降之速度普通均較小故也。

倘遇水平面積極大之下降氣流，則能挾帶飛機向下，而其所受者與上述之飛機吸引向上之現象適成相反，而呈下墜傾向。故飛行員多稱之曰空氣洞，蓋即指是項急促下降之運動而言。

瞬時間之突然下降，較同等時間之突然上昇，尤感不適。因吾人身體構造之關係，對於一垂直下降之運動，有極不適之感覺。今有乘客取位於顛播之船首上，亦可有同樣之感覺，即於船昇起時之感覺，較下伏時爲緩和多矣。

有時飛機並不整個侵入上昇或下降氣流中。如僅有一機翼侵入其中時，在此所發生之碰撞爲一繞其振動軸之擺動運動。飛機對該軸所繞之角度視度視最初之衝擊程度爲轉移。至於衝擊量之大小，則一如吾人於垂直碰撞所用之計算法同樣算得。如交互昇降之氣團甚多，即空氣之運動甚混亂時，則飛機受相對方向而雜亂無序之擺動。

暴烈橫吹之風，即强烈急速之風所引起之氣流運動，對飛機有兩種不同方式之作用：一爲風向與飛機之行進方向直接相對，一爲飛行航程與風向傾斜。

吾人先就上述之第一種情形論述之，設此時飛機於航程所作之均一運動V甚爲平穩。次將此一問題簡單化。假定飛機受下列各種不同之力：如牽引力、飛機重量、翼面以外各部分之空氣作用、以及翼面所受之風力，且各項力之作用線均經過重心，速度亦均一，故各力成平衡狀態。（如圖九），最後吾人假想最大速度 v 之暴風發生在靜的空氣中，飛機飛行其中之速度爲 V，於是機翼所受之作用力爲 $R=KSV^2$。結果，暴風動力增加，R 之數在短時間內變爲：$KS\ (V+v)^2$。

R 之增值作用於加速期內，即當其速度由 O增至 v，而使飛機平衡上昇之時期內，飛機平昇而其位能之增加，發生於暴風動態之消滅後，設暴風自一速度 v 之氣流開始，飛機進入其中，於向上運動後，賴馬達動力之推進而無何變化，繼續其正常之飛行。惟僅移入於速度爲 v之另一新氣流中，飛機對此氣流之速度恒爲V－v。

倘暴風爲時甚暫，在短期內風力減小，而回復原有速度 O，飛機之速度恒保持爲V－v。俟暴風現象過後，對翼面之阻力R減小至等於$KS\ (V-v)^2$，於是，飛機作平降狀態，直至減速度中止。此時空中氣流既已平靜，其對地面之速度與對空氣之速度相同，即均爲V。

圖九

當暴風已與航程傾斜之方向襲擊飛機時，（如圖十），暴風假定爲水平者，影響是雙倍的。因翼面所受空氣之合力向暴風移動，即如暴風力來自左方則合力向左方，如暴風來自右方則合力向右方。於是發生一動搖之運動。此外因風力襲擊飛機之尾翼僅及一邊，機身有擺動順向暴風之趨勢，而引起本身一旋轉反應。此反應方向與暴風所形成者適相反，可見此運動甚複雜。吾人必賴平衡翼及指向舵或兩者並用以校正其平衡狀態。

圖十

重量輕之飛機遇强烈暴風時，則整個機首接連傾斜，猶如捲入旋風中。再在多數垂直昇降運動中，大氣中因對流作用而生之旋轉上昇運動必多，而對其變動漩渦之軸呈急速之旋轉。上述飛機所成機首接連之旋轉，自可在此情形中解釋之。

總之，吾人上舉之各項氣流方向之運動與現象，實僅爲大氣間之小部份而已。關於氣流力學方面之研究，爲航空學與飛行術重要關鍵之所在，猶如在航海科學研究（航海術與水道學）之海流與風對帆船或汽船之作用等。惟海流之混亂運動與大氣中各項問題有連帶關係，而飛機航行空中所得之空氣振動現象，與氣象學非常有關，因其受天氣之密切影響。

關於海流與氣流各種紛亂變象之比較，亦只能知其概括，僅以其特點而言，須知飛機航行之速度甚速，通常

爲每秒鐘 50 至 60 公尺，現噴射機可達每秒 200 公尺者。此每秒 200 公尺之速度比汽船之速度較近於彈道速度。故欲明瞭大氣之構造與範圍，應將飛機速度與擾動發生作用之時間相乘，（如此時間相當大時），而得此擾動範圍之大小。例如大範圍之昇降氣流是。設時間過於短促，如暴風及直徑不大之垂直昇降氣團等），須將飛機所受氣流變化之運動量求得，一如吾人在碰撞衝擊理論中所述者。

吾人欲對空氣逆流作有效之氣象研究，應於可能範圍內，先將該項逆流區別爲熱逆流與空氣逆流兩大類，並就下列各項條件觀察之。

①季節　一日中之時間，逆流發生作用之高度。

②在其上感覺有逆流之土地性質　如被有植物之平原、森林、沼澤、道路、河流、湖泊、沙漠等。

③氣象條件　地面與空中之溫度，各種高度之風向與速度以及當時之天氣狀況等。

吾人於此類部分觀測，已經實行。局部之注意點，亦甚豐富，如各飛行人員於會集飛抵某一機場時，對該指定地點之逆流作用，究屬如何，均預知其詳情，惟關於此現象之較有系統之研究迄今猶少。

下列爲英國皇家空軍某飛行隊於某年十二月至翌年四月，在五個月期間內於格林威爾所測得之大氣逆流情形，其强弱程度悉依照下列0至5之次第分別之：

0，靜的空氣。　　1，微動的空氣。

2，不時發生逆流。　　3，顚動之空氣。

4，激動之空氣。　　5，劇動殊甚的空氣。

至於上項觀測之時間爲 8 時30分至11時，其高度各爲15公尺，150公尺，300公尺，600公尺及900公尺。

茲將結果綜合於下：

a. 於空氣顚動時，無論爲微動或劇動，其逆流次數隨高度而減少，（其探討領域爲0至900公尺），於 900 公尺時，83%情形空氣不受逆流之擾動。最劇烈之逆流於300公尺或300公尺以下遇之。

b. 如以離地面13公尺以上之風比較其方向與速度。則最强烈之震動之風向爲自南至西，最弱者爲自北至東。空氣發生震動（輕微、中度或激烈）之次數亦以自南至西爲多，自北至東爲少。

c. 仍以同樣之風作比較，空氣震動程度之强弱隨風力而增加。於高度15及150公尺時，其作用甚大。於300公尺及600公尺時亦尙大，惟至900公尺時，則大爲減小。

d. 就天氣型言，空氣震動極弱之時，爲最低之氣壓在飛行區域之西、南或西南。即其在此區域內吹送東北東南之風。發生劇烈震動之天氣型爲南方之氣壓高，北方之氣壓低時之天氣，即風向爲西南時。

e. 於任何高度，來自赤道區之氣流，不如自北極區流來者激動之甚。

f. 空中有層雲時，於雲層之下恒測有逆流。在其上則大概無之。蓋層雲常係由於空氣紛擾所形成。由上昇氣流所形成之積雲或積雨雲，常伴有逆流現象，其來源可以辨明。

依據上列之研究，吾人在關於赤道之氣流與源於北極之氣流對於逆流之生成，似有不同之點上得一有趣之結論。後者之氣流較爲震動。吾人可注意北極空氣之會流與低氣壓之來臨相關連，而低氣壓中，尤其在北極氣流中，氣溫隨高度（自 0 至3000公尺間）降低甚速。如吾人所知此項氣流溫度迅速降低現象，對於上昇之熱氣團或地面上具有熱源之驟生之上昇氣流，爲一有利之條件。此外源於北極之風常爲强烈者，而足以引起有力之逆流。故吾人有雙重理由解釋上列之結果。

惟在格林威爾所作之研究，限於較低之高度（自 0 至 900 公尺間）範圍。此爲空氣正常擾動之特區，亦爲飛機飛行時常見逆流之區域。但於高度甚大處，亦可遇到空氣之震動。

尙須注意者，即空氣因紛擾而造成之雲如層積雲，通常在1000至2000公尺之高度遇到，且在再高之處亦尙能形成之。上昇氣流運動之造成積雲或積雨雲者，而常在4000公尺高度發現之。再反方向或毗連及層積雲之各種氣旋，能於任何高度發現，並能引起漩渦或垂直運動。故吾人應將假定可能有逆流發生之區域。無論其爲具有熱力的或抑爲具有動力的，延擴至最初 1 公里以上，雖則吾人愈昇高而所遇之逆流次數愈少。　（未完，待續。）

原文題目：Les Pertuabations Dues au Relief Terrestre et L.Aviatiou

原文譯自：La Meteorologlc

VOLUME 3, NUMBR 4. DEC. 1957

METEOROLOGICAL BULLETIN

CONTENTS

1. La Météorologie et la Reserve d'eau dans le Sol ..... P. J. Chiang ..... (1)

2. How to Predict the Covered Area of Radioactive Fallout after Nuclear Detonation ..... Pao-chin Hsu ..... (5)

3. A. Study of the Influence of Polar Outbreaks upon the Development of Tropical Cyclones ..... S. D. Wang ..... (9)

4. Clear-Air Turbulence at the Troposphere ..... Y. H. Wei ..... (16)

5. Report on Thphoon "Carmen" ..... (20)

6. Report on Typhoon "Faye" and Typhoon "Gloria" ..... (27)

Published Quarterly By The

Weather Forecasting and Research Center

64 Kung Yuan Road, Taipei, Taiwan, China