

台灣北部降水問題之研究 俞家忠

Study On The Precipitation Problem Over Northern Taiwan

一、前言

世界愈進步，科學愈發達，人們對天氣預報之需求亦愈迫切，其中對降水預報一項，更特別受重視。就空軍而言，現在噴射機之性能，日有改良，速度太快，但對航力却相對減小。一遇天氣下雨，經常雲幕低垂，能見度惡劣，跑道又滑，有時並發生積水現象，故多不宜作飛機起降之操作。如果預報不正確，當飛機執行任務完畢返航時，遇到機場下雨，無法落地，勢必尋找副目的地作緊急降落。但在此種事先無安排之情況下，所剩油量經常有限，多不敷再作至副目的地之飛行。因之，很可能由此而導致飛機失事之悲劇。所以對降水之正確預報，實為預報員之最重大責任。筆者從事預報工作雖已達十六七年，且對降水問題亦一向注意，但由於學識淺薄，對此問題之研究，仍恐弊端百出，惟以拋磚引玉之心情，敬請各位不吝指正。

二、台灣北部之地形及其對降雨影響之概述

台灣係位於我國東南沿海一島嶼，幾呈南北向，中間有高聳之山脈。就台灣北部而論，位於最尖端之大屯山，海拔高度為 3,672 呎，基隆附近之三貂嶺，其高度為 2,496 呎，新竹、宜蘭間之山脈，更高達 7,000 呎左右。在冷季裡，台灣多東北季風，亦即台灣為來自西伯利亞之極地大陸氣團所控制。當其未至台灣以前，其路徑呈東北北甚至於南北向。此時海面平均等溫線之走向，一般多東北偏東至西南偏西。當空氣南下途中，係穿過海面等溫線，從較冷區吹至較暖區，以致下層空氣迅速增暖增濕。故當其抵達高約數千呎之台灣北部時，因地形迫擊作用，每易於成雲致雨。故台灣北部地區冷季多雨。在南部由於山脈之阻擋，空氣中大部濕氣業已釋放，而且氣流過山後有下沉作用，穩定性增加，所以在冷季南部少雨。

三、台灣北部地區冷季雨之分類

前面業已述及，台灣北部地區，因地形影響，故冷季多雨。但這種地形迫擊作用，只能使原來就不穩定之空氣下雨。也就是說，台灣北部之下雨，尚有其他重要原因。以筆者之淺見，歸納起來，不外乎由界面交綫，槽前上坡，以及低層輻合等作用所引起。為討論方便起見，將台灣北部冷季之雨概分為下列三類：

- (一)冷面雨（當然也有暖面雨，尤其在三四月裡更為常見）。
- (二)南支槽雨。
- (三)輻合氣流雨。

四、預報降雨方法之研究

(一)冷面雨：一般而論，在冷季裡，影響台灣北部天氣之冷面，約可分為兩類。其中一類自蒙古或華北一帶移來者。另一類係發生於華南或東海者。由於界面雨，係因界面到達而引起，故必須從預報冷面着手。其預報方法分別述之於后：

1. 來自蒙古或華北一帶冷面之預報：

冷季裡，影響台灣北部天氣之界面，以此類為最多。尤以冬天為最甚，強烈寒潮多屬之。關於此類界面之到達台灣，可以下列方法預報之：

- (1)以 700M B 層之溫度場變化為徵兆——冷季之地面冷面，經常與 850M B 及 700M B 槽線相配合（有時達 500M B 或更高），面後空氣寒冷，槽後亦然。故可利用 700M B 層溫度場之變化，作為冷面南下預報之依據。溫度場之變化，又與風向風速密切相關。例如某測站 700M B 層之風，係從較冷之方向吹來，亦即該測站有冷平流，未來溫度將降低。反之，如某測站之風，係從較暖之方向吹來，亦即該測站有暖平流，未來溫度將升高。筆者曾以北平和蘭州之 700M B 溫度變化，作為冷面南移之線索。根據初步研究，北平或蘭州 700M B 層之溫

度開始急速下降（所謂急速下降，係指兩次探空之間，其溫度下降 5°C 以上而言）後，冷面將於二十四至三十六小時內到達台灣北部。茲將北平蘭州及桃園三地之 700MB 冷季逐月平均溫度列表於后

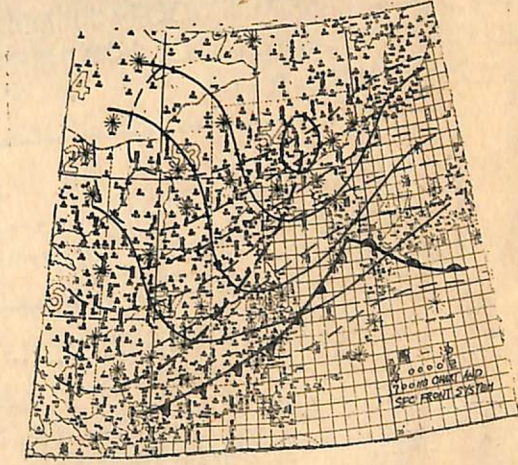
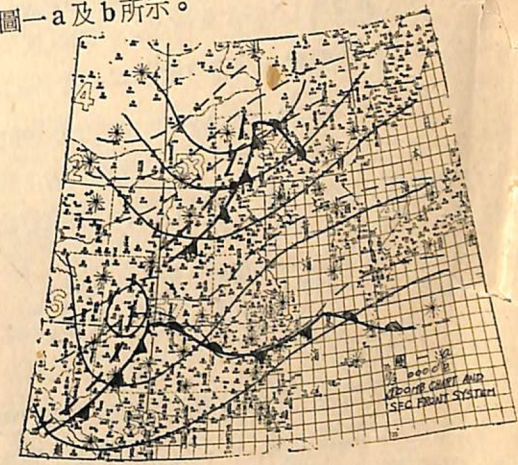
以供預報時參考：
700M B 北平蘭州及桃園冷季半年逐月平均溫度（資料時間 48 至 54 年）

地名	月份					
	一	二	三	四	十一	十二
北平	-16.5°C	-13.2°C	-10.0°C	-4.7°C	-9.5°C	-14.1°C
蘭州	-10.5°C	-9.0°C	-6.0°C	-0.6°C	-5.1°C	-8.6°C
桃園	0.4°C	0.6°C	3.4°C	6.8°C	6.0°C	2.3°C

由於冷空氣進行之方向不一，北平與蘭州 700M B 層之溫度升降並非一致，有時北平急降，蘭州降得不多或不降。有時則蘭州急降，而北平降得很少。一般而論，如蘭州 700M B 層之溫度急降，而北平降得不多，則空氣多沿西北走廊下來，秉性多乾燥，界面到達時，降雨時間較短。反之，如北平 700M B 層之溫度急降，而蘭州降得不多，甚至於不降，則表示冷空氣係從較偏東之位置移出，亦即自蒙古河北一帶在黃海出海，然後從東海抵達台灣，以致水汽較豐，當冷面到達時，普遍多雨。三月十八日傍晚通過台灣北部之冷面即為一例。茲述之如下：

三月十七日 0000Z 北平 700M B 之溫度為零下 6.8°C，較十二小時前已略有降低，此時槽線已位於北平西方約 100NM 處，槽後等高線幾與等溫線垂直，並自較冷之等溫線，吹向較暖之等溫線，顯示有強烈冷平流，故可預報北平溫度將有急降。至同日 1200Z，槽線已移至北平東方 80NM 處而溫度已降至零下 11.8°C，較三月份平均溫度為低，同時冷平流仍強，氣溫將繼續下降。根據此種情況，故預報冷空氣將於二十四至三十六小時內到達台灣北部，亦即冷面可望於 18/3 1200Z 至 2400Z 間到達。至 18/3 0000Z 北平 700M B 之溫度已降至零下 19.2°C，且槽後之冷平流更強，而且其等溫線幾與地面界面平行，為一極其活躍之冷面，當冷面到達時，必有豐沛之雨水。實際上，該冷面於 18/3 1000Z 到達台灣北部，較預期時間稍早。此中原因，主要係由於槽後風速普遍增強，同時北平 700M B 層之溫度，可能於 17/3 1000Z 即已開始急降所

造成。此次冷面過境，台灣普遍有雨，係一活躍面，與預期情況完全一致。關於 17/3 0000Z 及 0000Z 地面界面系統及 700M B 高空圖之情況圖一 a 及 b 所示。



圖一 a 及 b

(2)利用桃園高空風之變化為徵兆——在冷季裡，不管何類冷面接近，面前低層之西南風必加強，蓋面前溫度梯度漸次增大，所引起之熱力風亦加大，故使風速增強。此時如桃園數千呎以下原為東來風，由於界面之趨近，東風層之高度必降低，而其風速亦減弱。根據經驗顯示，如桃園14000'以下之西南風，較原先增加一半或以上，而10000'左右之風速達30KTS以上者，則冷面可望於十二至二十四小時內到達台灣北部。此法則應用於春季之界面，其準確性更高。

(3)以槽線和脊線間之最大風速，取其值之四分之一，作為導流槽線之用。如果槽線和脊線間並無最大風速，則取槽前後四百至六百呎寬之平均風速為代表值。其計算公式如下：

$K \times V \times 12$ 等於槽線十二小時所位移之緯度數。式中K係一常數，其值為1/4。V係以每小時海里為單位之最大風速值。因之，可將式子化成下列形式：

$$\frac{1}{4} \times V (KTS) \times 12 (\text{小時}) \times \frac{\text{緯度數}}{60NM} = \frac{V}{20} \frac{\text{緯度數}}{12\text{小時}}$$

茲舉一例述之如下：

如700M B層有一槽，槽前最大風速為220/120K，槽後最大風速為360/80K，（此係虛構者，為討論方便起見，故取此值）則其十二小時所位移之距離為：

$$\frac{A}{20} + \frac{B}{20} = 360 \left(\frac{80}{20} \right) + 220 \left(\frac{120}{20} \right) = 360/4 + 220/6 = R$$

當所預報之槽線，距離台灣北部約4—6個緯度時，一般冷面已到達台灣，而台灣北部發生降水現象。實際預報時，可利用探空資料，求出冷面之坡度情形，詳細決定地面冷面位於700M B槽前幾個緯度。（參見圖二a及b）

月份	1	2	3	4	11	12
北平至桃園之溫度差	16.9°C	13.8°C	13.4°C	11.5°C	15.5°C	16.6°C

有時，當此類冷面經過台灣而移至巴士海峽，台灣北部天氣已轉好。但在福建江西一帶，界面過境時，因受武夷山之阻擋，低層仍有新鮮之冷空氣存在。當台灣北部因日射而增溫後，經常於台灣和福建之間，形成一副冷面，此種冷面多於晚間北來

只要將上述三種方法配合運用，並參考1000—700M B之厚度圖，實際地面天氣圖，以及其他可資應用之資料，則對預報冷面之到達，其時間之誤差，將不致於太大。

關於降水時間之久暫，以空氣中水汽含量之多寡，為其主要因素。決定空氣中之水汽含量，以分析等壓面上之溫度露點差，為最好之工具。通常850M B溫度露點差為2°C之區域，及700M B溫度露點差為4°C之區域，均可能下雨。同時，利用曾作過溫度露點差分析之前後兩等壓面圖（或更多次），加以相互比較，可以看出雨區之移動、擴大、收斂等情形。所以分析等壓面圖上之溫度露點差（尤其是對上游空氣），對預報降水有極大之幫助。此外，整個系統之移動情形，及高壓所在之位置，與降水時間之長短，均有相當密切之關係。高壓位於北緯四十度以北，東經120°以西之區域內，則當冷面通過台灣北部後，冷空氣仍源源而來，台灣北部地區利於下雨。三月二十五日至二十九日，造成台灣北部之斷斷續續下雨，即為極明顯之一例。關於是否有冷而新鮮之空氣源源南下，可從700M B北平至桃園間之溫度差而知之。當兩地間之溫度差大，表示多係新鮮冷空氣，下雨天氣維持較久。同時，當有新鮮冷空氣源源南下時，不但等溫線較密（桃園至北平間多在四條或以上）而且其走向多呈東西。反之，如北平至桃園間之溫度差小，表示無新鮮冷空氣南下。此時700M B北平至桃園間之等溫線稀疏，而其走向多呈東南至西北，此即顯示台灣北部將增溫，或已在增溫中，雨將停、雲將少。茲將700M B北平至桃園間冷季之逐月平均溫度差，列表於下，以供預報時參考：

700M B 北平至桃園間冷季半年逐月溫度差（資料時間48年至54年）

氣流增強時，通過台灣北部，而再度造成降水現象。此種副冷面，因其厚度較薄，經常難從高空圖上獲得線索。故必須隨時留心台灣與福建間之溫度差。如發現日中之溫度差

2.發生於華南或東海（包括長江波）界面之預報：

一般而論，此類冷面以三四月為最多（與冷季其他月份相比較），因其多係新生，預報更為困難。惟吾人知悉，此種新生氣旋波，大多發生於高壓出海後，迴流所帶來之暖濕空氣與北來之冷空氣間。同時，氣旋生成，亦和噴射氣流相借。一般而言，氣旋生成之主區，大約在北緯三十度的南支噴射氣流下面。發展的第一個信號，是突然出現中雲，二十四小時後，即有一冷暖面兼備之氣旋發生。所以在地面圖上，分析雲量和雲高，可以獲得氣旋生成之線索。

氣旋之生成，與高空槽線有密切之關係。在華南生成之氣旋波，多與來自西藏高原東麓之南支槽相配合（槽線之情形，留待下節討論）。此外，在高空圖中，尤其是850M B層，注意其溫度與風場之變化情形，亦可獲得氣旋波生成之徵兆。一般而論，在溫度場中，風向自低等溫線，吹向高溫等溫線，而風速漸減時，可有界面生成。風向自高等溫線，吹向低溫等溫線，而風速漸減時，亦可有界面生成。特別是在850M B層上，有顯著之冷舌和暖舌發生時，氣旋波更將快速形成，通常均不超過十二小時。

氣旋波生成後，是否能發展，又與高空等高線之形式有關。如氣旋波上空700M B之等高線呈氣旋型彎曲或具有氣旋型風切，則此波將變為不穩定波而加深。反之，如氣旋波上空700M B之等高線呈反氣旋型彎曲，或具有反氣旋型風切，則此波將變為穩定而填塞。

冷面生成後，除可利用上述第一類之方法預報外，亦可以外延法預報之。對無高空槽線支持之氣旋，以每日8—10個緯度之速度，向東北至東方向外延之（正確方向視當時之溫度場分佈情形決定之）。對有南支槽支持之氣旋，則以每日6—8個緯度之速外推之。根據經驗，當預報之氣旋中心位於日本四國附近時，一般冷面都可到達台灣北部，而該地區降水。

由冷面到達所帶來之降水，其強度與型態，因界面性質之不同而各異。關於界面性質，可由各層高空風之變化情形與溫度分佈情形決定之。一般而論，冷氣團中之風速隨高度增加甚快時，冷面將變為極峻峭，係一快速冷面，冷面未到達前即有降水

，降水時間短暫，冷面過後，雨即停止。如700M B層上之等溫線與地面界面平行，多係活躍冷面，降雨時間較久。此外，當冷面過境時，恰在午後，因此時暖空氣已相當不穩定，一經迫舉作用，很可能發生雷雨。

(二)南支槽雨之預報：

前面已經說過，有時新生氣旋係與南支槽相配合者，當其抵達時，當然帶來降水。但有時南支槽之前方，地面並無氣旋波，然當其到達時，亦同樣從台灣地區發生降水現象，蓋其前方及槽上，空氣有升坡作用故也。所以對南支槽之認識，極為重要。一般而論，南支槽係一熱力槽，經常從西藏高原東麓移出。有的則從印度一帶移來。此種槽線之出現空高指數時較多，低指數時較少，蓋低指數時，東經120°以東之地區，為一強大之主槽位置，西藏高原多為脊線所在區域。南支槽移出之數目，雖隨當時大氣環流之情況而決定，每月大約為五、六次，能移至台灣者，每月約三、四次。分析南支槽，採用700M B層為最理想，分析時最好以十公尺為間隔繪一等高線，如此即可定出其正確位置。根據實際經驗，當槽線經過雲貴一帶時，其風向變化經常不甚顯著。但可利用槽前空氣潮濕，槽後空氣乾燥之特性，加以判斷槽線是否業已過境。所以分析時應特別注意。關於南支槽之移動速度，雖快慢並不一致，大約每日可移動六個緯度。對南支槽過境時是否發生天氣一節，係吾人所最關心者。以筆者之經驗，可利用香港及金門之逐時天氣報告，與南沿海地區之三小時壓溫報告，加以研究校對，決定槽線過境是否有降水及其降水時間之久暫。時，根據經驗發現，當槽線進入海峽後，每多延並稍作停留，從台灣北部下雨之時間，較諸香港金門之下雨時間稍長，筆者認為，此乃因渦旋所造成之現象。

(三)輻合氣流雨之預報：

台灣北部地區，在冷季，因輻合現象所引起之雨，為數並不多。此種輻合現象，大多以低空為主，故可利用700M B及850M B高空圖，加以詳析而獲得線索，根據筆者之經驗，當廣西廣東一帶吹西南西風，南海及台灣海峽吹偏南風，則在福建海峽北部與台灣北部一帶，必有輻合現象發生，如空氣中水汽豐沛（一般所含水汽均多，因其來自海上之故），即可發生降水。其標準圖型，如圖三所

示。

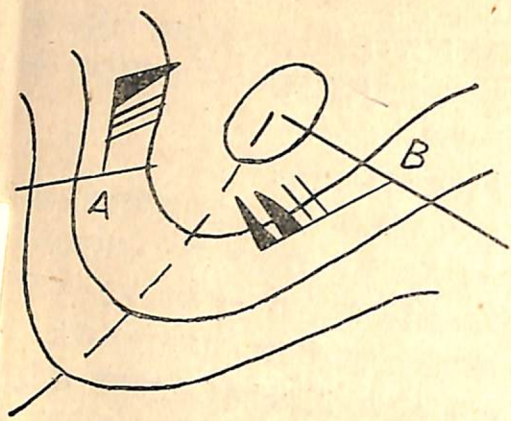


圖 二A

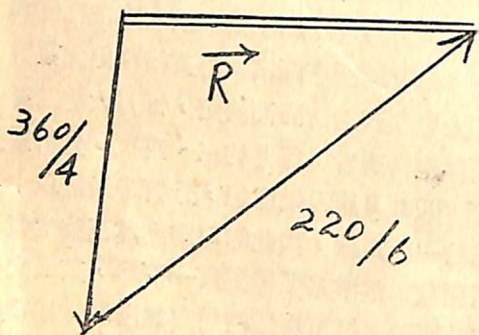


圖 二B

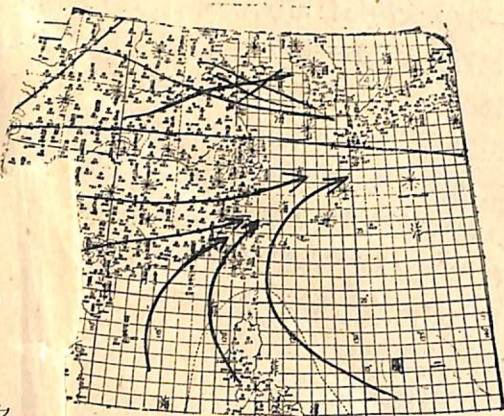


圖 三

久。標準圖型式，如圖四所示。



圖 四

關於此類降水之預報，首先應預報高壓中心何時抵達沖繩附近，然後再考慮其水汽含量，是否宜於降水。

五、結 論

綜上所述，對台灣北部地區冷季半年之降水預報，採用下述法則，可望有裨益。

(一)當北平或蘭州 700M B 層溫度開始急降，且其後方仍有顯著之冷平流，表示新鮮冷空氣將南下，其界面可望於二十四至三十六小時間抵達台灣北部，而帶來北部地區之降水。

(二)當冷面已位於華中或長江流域，此時如發現桃園東風層降低或東風減弱，及14000'以下之西南風加強一半，10000'之風速已達30KTS者，則表示界面正在接近中，一般多於十二至二十四小時內，使台灣北部地區下雨。

(三)連續分析等壓面圖上之溫度露點差線，並將前後兩圖(或更多)加以比較，可決定上游雨區之移動，擴大及收斂等情形，作為預報之參考。

(四)北平與桃園間之溫度差大，而其等溫線之走向呈東西者，台灣北部天氣多雨。反之，如北平與桃園間之溫度差小，且其等溫線呈東南至西北者，表示台灣北部將增溫，或已在增溫中，台灣北部雨將停、雲將少。但當 850M B 層上華南至台灣北部有東西向之槽存在時，則屬例外。

(五)在華南噴射氣流下，如突然發現中雲，則很可能於二十四小時內，生成冷暖面兼備之氣旋，使台灣北部發生降水現象。

(六)850M B 層上，風自高溫吹向低溫，而其風速漸減，及風自低溫吹向高溫，而其風速漸減之區域，宜生成氣旋波，如有顯著之暖舌及冷舌發展，(下接第五頁)

強
及
加

起之
為主
細分

當700M B或850M B層上之封閉高壓，自我國大陸向東南移入東海南部，而位於沖繩附近時，由於氣流受台灣地形之影響，最易在台灣西北部和海峽北部形成輻合現象，如當時水汽含量不太低(一般而論，因高壓中心入海不久，水汽均不豐沛)，即可使雲量增加，並偶有小雨，一般都為時不