

(客觀預報研究)：台南地區霧之研究報告

A Study on Fog In Tainan Area

吳君雄

前 言

霧是影響飛行和航海最重要因素之一，尤其在此噴射機時代快速之戰鬥機，耐航時間有限，當其完成作戰任務返航時，遽遇大霧，經常無足夠油量供其尋找目的地降落，因此每易導致不幸事件之發生，台南地區以地理環境等因素，容易成霧，且來時迅速，能見度立可減低至 $1/4$ 哩以下，故對飛行安全有甚大影響。

本文之作，於參酌本基地中心過去對霧之研究報告外，同時參考其他基地如嘉義屏東等對當地霧之研究報導而成。用意着重在一方面利用別人之法則於台南地區，以校驗其效果若何，一方面找出最近台南三年至五年來之地面氣象要素，加以統計分析之，冀能找出一簡便易行而又可靠之預報法則，為本基地對霧之預報提出有價值之參考。

唯以霧之種類很多，促成原因各不相同，許多都屬於地方性之變素，因之欲預報台南地區之霧，先必了解台南出現之霧屬於何類，以便尋求其預報之方法。

根據歷年來各項資料獲知台南所出現的霧以輻射霧及平流輻射霧最頻，故以下所述，多為對此有關之氣象因子加以考慮，然而其他如大陸性高空逆溫霧在本質上，屬輻射霧的一種，故亦有一述之必要。

一、台南所出現之霧之氣象因素

A 輻射霧：

a 低霧：空氣停留一處，由於所接觸的地面夜間輻射冷卻，倘能到達露點就可以產生低霧，其實任何霧之在夜間陸上生成者，輻射冷卻都不失為其中一個因素，不過以低霧來說，它是一個唯一重要的因素當天色將晚，地面散出的長波輻射逐漸超過收進之日射，因熱量損失而使溫度減低，接觸地面的空氣首先因為傳導作用而冷卻，隨後仰賴輕微的亂流產生混合作用，因之向上擴散。

氣團在夜間輻射冷卻的程度，要視其原有之溫度而定，長波輻射的淨量傳遞率，以及它所經歷的

時間來決定，換言之，要看水汽的含量和雲量而定，假定日間溫度的上升並不太高，那末晚上使空氣到達飽和所需要的冷卻量也比較少，空氣日間流經水面，捨水汽之增加不論，亦必有利於霧之生成，秋冬季和初春，晝短夜長，日間最高溫度較低，也有利於低霧之形成。

以雲量言，它能吸收地面所發散的長波輻射，再傳送到地面，因而使地面上的冷卻淨量大為減少，雲量愈低愈厚，這種效果也愈顯著，同理，乾空氣較之濕空氣，更能透過長波輻射，因此高空如果有一層乾空氣，當有助於下層的輻射冷卻，寒季夜長，延展輻射冷卻的時間也使冷卻淨量增加。

空氣中之水氣含量對低霧之生成也頗重要，氣團的過份乾燥常使預期的輻射冷卻不足以使空氣飽和但如空氣在日間流經江湖沼澤勢必大為改觀，使夜間易於產生輻射霧，再如地面雨後不久，鄰近空氣已經接近飽和，蒸發作用使露點升高，極易構成濃重低霧。（如53年3月7日及10月6日雨後，台南在晨間八時出現 $1/2$ 哩以下之霧）。

另外還有兩個因素，雖其本身並不能使空氣冷卻，甚至還能使它稍見增暖，但對於輻射霧之生成相當重要，其中第一個因素就是冷空氣傾向低處之排泄作用，它的速度通常不足每小時一哩，但能將冷空氣注入最低之窪地，結果使低霧彷彿封閉在下層一樣，另一重要因素即風速，夜間地面即使很冷，輕微的混合作用也只能使離地三四呎的空氣冷卻，這種混合作用即使在平常我們所稱之「靜夜」也會存在，可是這樣的冷卻最多只能構成很薄的一層低霧，濃厚低霧在夜間必須有繼續不斷的微風，使亂流混合增加冷卻氣層之厚度，同時也降低地面氣溫的低降率，但如風力太強，却有使混合的下層空氣都不能到達飽和，而使高空構成一種層狀雲，或者把業經生成的輻射霧吹散，然而以台南而言，風速一項，因為霧季中，地面夜間的風速多平均在5哩左右，故對擾動作用頗為有利，所以台南冬季多霧此為重要因素。

b 大陸性高空逆溫霧：顧名思義，這種霧出現

的時候離地有相當高度，定有一層逆溫層，大致自數百呎至數千呎，這種霧大抵見於冬季沉降高壓中，最初在逆溫層的底部形成，隨後向下擴展，逆溫層上的空氣既屬晴朗乾燥故雲頂的夜間輻射冷卻可使逆溫層加強，雲層因而增厚，因此將這種霧亦作為輻射霧的一種。

大陸性高空逆溫霧，冬半年在台灣特別重要，因為穩定而在沉降中的寒帶反氣旋，中心位置經常在外蒙及華北一帶，自此呈順鐘向吹出的東北季風多繞道日本以南，經過很長一段暖水面，一路上吸收水分和熱量，下層形成一渦流逆溫層，更由於台灣東海岸外屬於黑潮範圍，當東北風到達台灣東部的時候，並不經過冷水面，因此在逆溫層底首先構成一片層雲隨後向下擴展，此在淡水一帶常見之，雲幕之高低則視風力和空氣的溫度而定，這種層雲登陸以後，受海岸山脈的影響被迫抬高，於是造成陰沉毛雨歷久不散的天氣，在夜間倘風力轉趨平靜，也可以轉變為地面逆溫層，因而產生低霧。

B 平流輻射霧：顧名思義為平流和輻射在成霧過程居同等重要的霧，若干季節或地區濕空氣來自開闊洋面，隨後在溫度相似的陸地上平流，空氣冷卻主要由於夜間輻射之故，另外若干季節和地區，濕空氣自南向北平流於漸次寒冷的陸地上，因而夜間輻射更容易使空氣飽和。

輻射或平流單獨一種既可成霧，兩種過程相聯繫，自必增加成霧的可能性，寒季陸上因為輻射冷卻始終佔很重要地位，因此純平流霧極少出現，除此之外，水汽來源頗為重要，因此風之來自水面或濕地者更易成霧。

二、台南地區全年氣團活動之情形

全年中影響台灣氣候之氣團，一來自大陸，一來自海洋，而在寒季中台灣區均為極地大陸氣團（PC），及其變性之極地大陸氣團（LNPC），冷海變性極地大陸氣團（SCNPC），暖海變性極地大陸氣團（SWNPC）四種所控制。

茲將上述四種氣團之性質及其天氣略述之，對促成霧之因素更加深一層之瞭解：

A 極地大陸氣團（PC）：以西伯利亞及蒙古為其原地，該地冬季苦寒，地面氣溫常在 -15° 至 -40°C 之間常為大陸高壓所據，空氣澄朗輻射旺盛，一千公尺以下常有輻射逆溫，二三千公尺高空亦有下沉逆溫，該區域為沙漠或為冰天雪地，水氣含量至微，通常比濕恆在 1g/kg 以下，故 PC 氣團乘

性寒燥，天氣晴朗此種氣團在冬季黑龍江及長城以北有之，往南即有顯著變性，故對台灣言之已鞭長莫及矣，然而仍孕育成以下幾種氣團。

B 陸地變性極地大陸氣團（LNPC）：當 PC 氣團離源地南下，越長城以南，即因所經地面溫度濕度增高而變性，PC 氣團至華北多循陸徑，至華中華南以高壓中心位置之不同可分海陸二途，遵行陸徑者通稱之為陸地變性極地大陸氣團，如 LNPC 氣團南行再入侵中國，則體停留時間短，因途中地面擾動關係，其原有逆溫層多已破壞消失，但空氣仍有微小之條件不安定，日間或有少量 CU 或 SC 雲，但天氣仍晴冷，晨有輕霧，午後稍溫和。

如 LNPC 氣團停留中國數日之久，上空下沉逆溫增強，則華北華中氣溫回暖，天氣晴好，但在華南一帶因下沉逆溫層甚高且弱，加以水汽含量較豐富，故常有 SC 或日中有 CU 雲。

C 冷海變性極地大陸氣團（SCNPC）：自東北九省南下之 NPC 氣團，每循反氣旋環流經日本海，黃海，東海而至長江下游，與東南諸省，氣流經此等海面，增加溫濕，多 SC 雲，可有輕毛毛雨，進入東南丘陵區域，可因上升之故，生濃密之 SC 雲，或有局部之毛毛雨和小雨，如此種 SCNPC 氣團以上，有其他暖濕氣流，當可有廣大普遍之降水發生，

D 暖海變性極地大陸氣團（SWNPC）：冬季高氣壓中心自中國或日本東移入海，NPC 空氣流經日本東南之暖流洋面而入台灣華東華南一帶，增溫增濕，低層溫度可高出 SCNPC 5°C ，比濕高出 3 克，此種氣團有顯著之對流性不安定，進入華東華南造成冬春陰暖天氣，沿海多霧，SC 或 ST，內陸日間可有稍濃之 CU 雲，有時在長江下游及東海一帶與其他變性極地大陸氣團相遇，可造成長江下游及東海一帶之陰雨天氣，能見度惡劣。

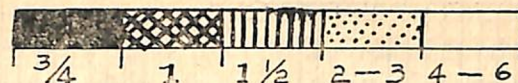
三、地面氣象要素之統計分析

A 茲將台南霧季中霧之出現時間，能見度最低時之時間，最高溫度出現後至成霧時之平均風向風速，最高溫度時之相對濕度及日落時之 RH，（及二者之差），晝間天氣現象，以及天氣雲量的多少，作成附表一、二。

由（附表一）中可以看出形成霧時許多相關的因素，如風速大，雲量多的日子產生霧之機會甚少，雲量在 3/10 以下，風速在 5 哩/時以下成霧之比例最大，同時更可以看出，逐月每日成霧的時間及

附表一（共九圖）

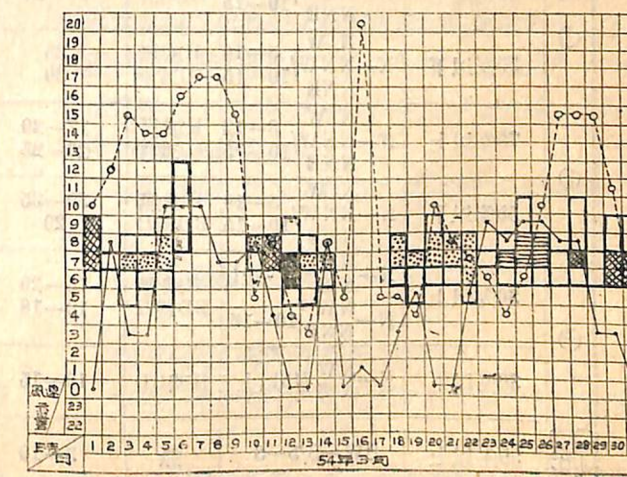
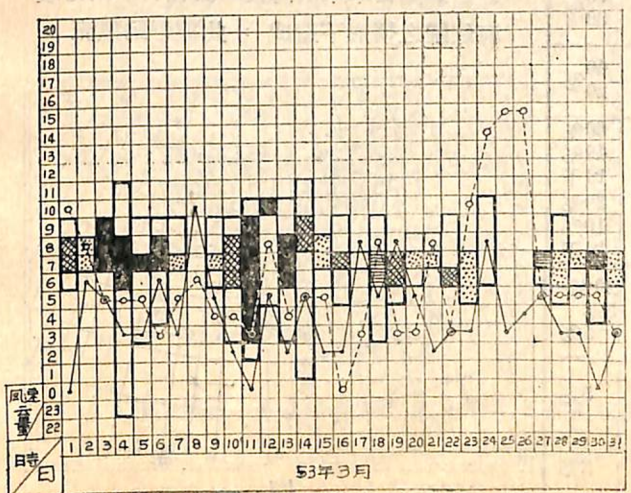
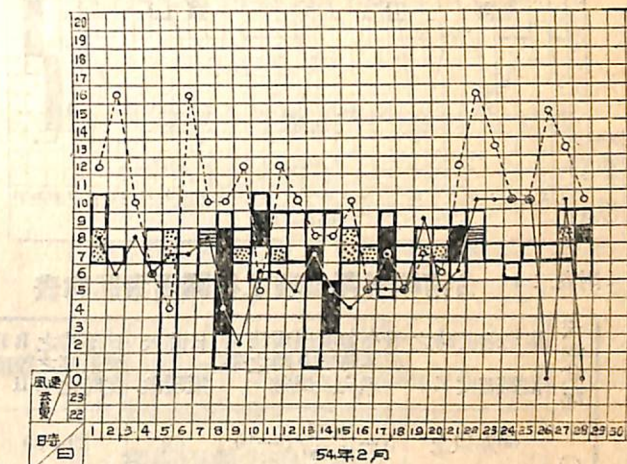
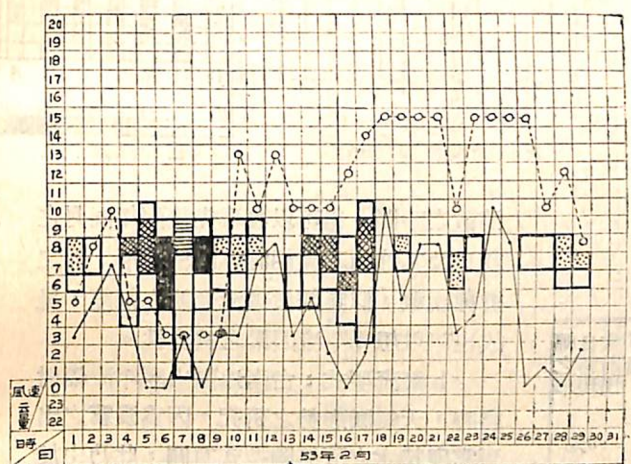
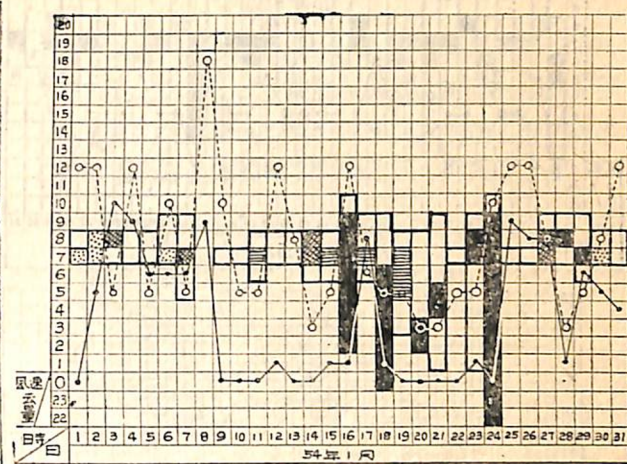
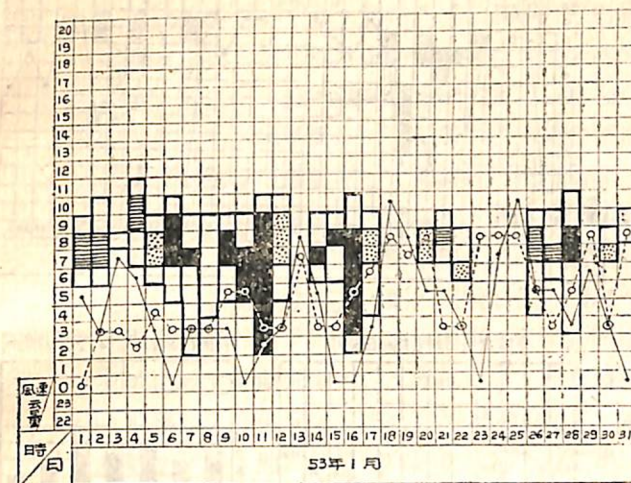
圖例 A 能見度之標示尺

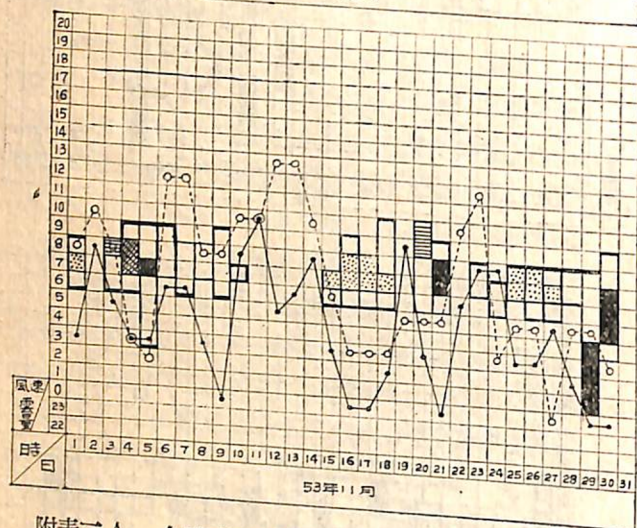
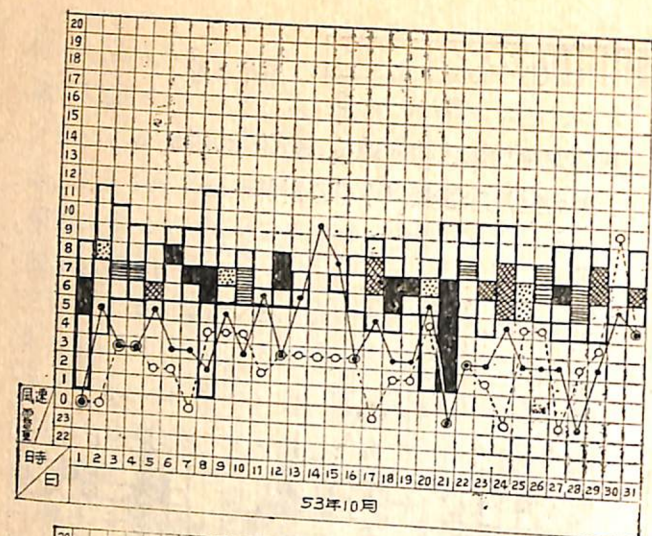


單位：哩

B 空心圓點之連線表示最高溫度出現後至霧時之平均風速線。單位 哩/時 kts/hr

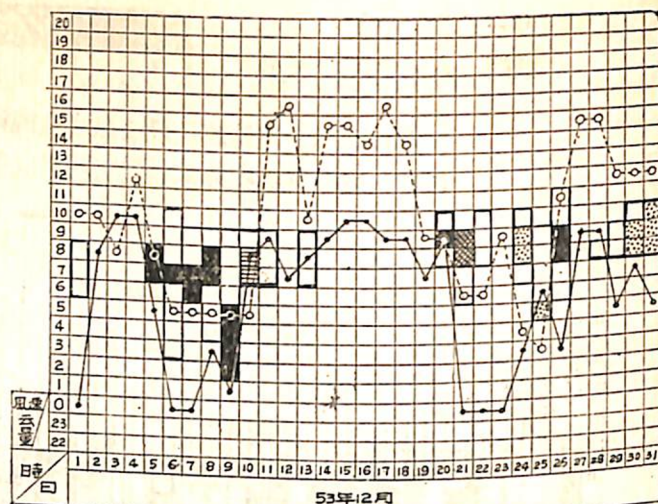
C 實心圓點之連線表示日間至次晨成霧時之平均雲量線雲量以十分量計算





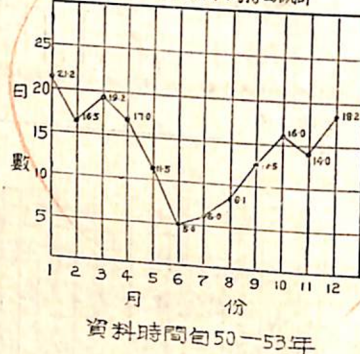
附表二 A 台南輻射霧出現之相關因素狀態表

天氣狀況	最高溫度時之相對濕度 R _H	最高溫度出現後到成霧時或 0 時之平均風向及風速	日間天氣現象	日落時之 R _H 減最高之溫度時之 R _H	次日輻射霧之出現率
○	60%以上	N-NNE / 5-10	無	20-30	90%
○	60%以上	NW / 5-10 N-NNW / 10-15	H或無	15-20	70%
①	55%以下	NW / 5-10 N-NNW / 10-15 NNE	H或無 BD或無	35 30	40%
①	75%以上	NW / 8-12 N-NNW / 10-15 NNE	H或為 BD或無	17-20 20-25	60% 40%
①	55%以下	NW / 5-10 N-NNW / 10-15 NNE	H或無 BD或H	30-35 20	30% 10%
①	80%以上	NW / 5-01 N-NE / 10-15 N-NE	H或無 BD或H	15-20 10-18	20%- 5%
①	80%以下	N-NW / 15以上	H或BD	10-15	5%
①	90%以上	SW-S / 5-8	無	5-10	2%

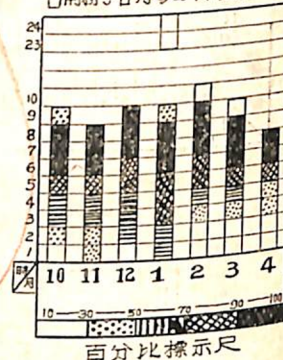


附表二 (b)

台南地區每月平均霧日統計



台南霧季各月每日平均出現時間



消散之時間，也可以發現先後兩年同月之霧日及其強弱不盡相同等諸種情形，因之這種現象，似應歸於環流形態之偏差，是故也可以想見平流因素之重要性。

b 氣流型式：台南地區出現平流輻射霧時，天氣圖形勢之研究，因為濃霧之出現常與特定之天氣圖型式有關，此乃由於 PC 氣團自華東出海後氣流經日本南方暖海迴歸之情形下造成，此種迴歸氣流，



圖一

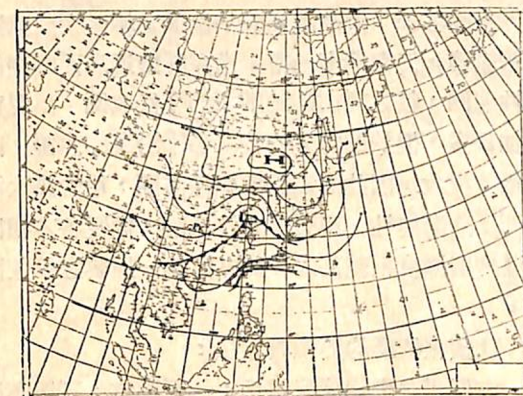
可以歸納成 A B 二種型式。

A 型氣流——如 (附圖一) 所示，此類氣流沿台灣東部之暖洋流北上，當其抵達台灣北部海上後，即沿台灣海峽南下，當氣流至西螺河口附近，即入侵嘉南平原一帶，如遇此區域晚間雲量少，或碧空，風力微弱之北來風，乃易形成地面平流輻射霧，其漸次擴展之後，霧區達於岡山以南，最低能見度約在一哩左右，此種型式之霧，台南可以嘉義為指標，因之可參閱該處成霧之相關因子，甚至可以嘉義之短時預報作為參考。(如其預報正確)。

此類型之氣流風速以十哩以下，能够引起地面至 1,000 呎之空氣層擾動最為理想，風速如達十哩以上，所成霧之機會甚少，而由層雲取代，因之，此種低層雲在台南常常見到隨風而來，自晚間開始，初成之時，頗為稀薄，月光隱約可見，漸漸增厚後，似乎有沉降情況，雲底高在 200 至 500 呎間，當此低雲出現時，地面能見度亦漸次轉劣，霧漸增厚，至日出後再漸趨消散。



圖二

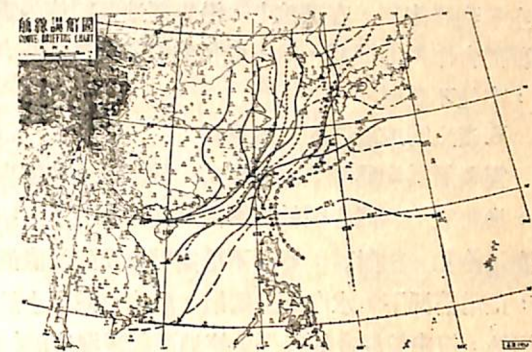


圖三

B 型氣流——如 (附圖二、三) 所示，此類氣流多已經過一段相當暖的洋流，因為在台灣東面洋上有一暖濕之黑潮，沿岸而上經琉球日本約在北緯 38

度左右偏東走向，這一股洋流使此型氣流帶有豐富之水汽，固然越中央山脈，可能具有焚風效應，使空氣增溫乾燥，似無成霧之理，然以其含水量極豐，過山之後經過一段頗遠之冷地面，溫度已減達露點溫度而成濃霧，若能再與西海岸北來之氣流相混合，更易飽和，而成濃霧。

以上所述二型氣流對本基地預報霧來說，不失為重要之因素。為了更能使我們瞭解此相關因子時，特將二月份東南沿海地面平均氣流線，海水溫度分佈情形以及寒暖潮之流向作成 (附圖四)。



圖四

四、歷年來台南地區霧出現時間之統計

台南區逐月出現霧之日數及霧季中各月每日平均出現之時間，製出 (如附表二 b)，可以清楚看出霧日最多為一及三月，成霧的時間以 6—8 時佔百分之九十以上，5—6 時有百分之七十以上，4—5 時有百分之五十以上，故由此觀之成霧之時間，以先一日各項氣象因子而定，各月出現霧之日數，由於該年環流形態出現之早與晚而定。

五、客觀預報方法之尋求

A. 構成霧之大氣條件——要使水氣凝結，先決條件當在使空氣飽和，一團未飽和空氣唯有循以下三種過程才能到達飽和，冷卻作用，增加水汽，和它種氣團混合，有時所涉及的過程不止一種，呈諸程序同時或相繼發生。

氣團溫度的降低，可由下列一種或數種過程促成：

- (1) 夜間輻射散熱，地面冷卻因而使下層空氣變冷。
- (2) 空氣在一較冷接觸面上平流。
- (3) 空氣由於地形，界面或亂流而舉升，導致絕熱冷卻。
- (4) 降水穿過氣層，因水點的蒸發作用，而使週

圍空氣冷卻。

(5)空氣或雲層的輻射散熱，使周圍空氣冷卻（常甚緩慢，對於成霧並不重要）。

氣團中水汽的增加，可由以下一種或數種過程完成：

- (1)降落水點的蒸發作用。
- (2)濕潤地表的蒸發作用。（陸地或海面）。
- (3)燃燒碳水化合物燃料，析出水份。
- (4)亂流將水分向上傳遞。

兩種溫度不同而接近飽和的空氣相混合，可能使空氣到達飽和，在理論上，沿界面地區可能因為這種混合作用而成霧，但一般相信這種過程即使有關，亦並不重要。

B.產生霧或層雲的氣團屬性：

霧與層雲均為暖氣之特徵或一種氣團的典型現象，換言之，氣團必須較接觸面為暖才能使下層空氣到達飽和，相對言，氣團不穩定就會產生垂直混合，正常情況下，水汽向上遞減，溫度直減率小於乾絕熱，但由於混合的後果，使地面相對濕度減低，高則增加，同時熱量向下傳遞，使下層空氣趨向於乾絕熱直減率，假定這種不穩定現象伸展不高，可形成一種層雲或層積雲，倘不穩定現象伸展甚高，由此產生的任何雲層都將屬對流性雲。

從下面冷卻而產生穩定作用，必須記住氣團屬性可能在日間受熱於地面，夜間受冷於地面，因而產生穩定性的日變化，在陸地上夜間增加它的穩定性，拂曉時達於極點，日間則穩定性低減，午後三四時最不稳定，然而在海上這種穩定性的日變化很微弱，大可不必顧及，而雲量之多少却可以影響穩定性的日變化，密雲足以減低受熱和受冷效應，因此穩定性的變化較小。

極地或寒帶氣團到達中緯度，因為它受熱於接觸面，所以是一種不穩定氣團，迴流的大陸性寒帶氣團通常都屬於穩定氣團，在冬季更顯著，秋季移入陸上的海洋性熱帶氣團和海洋性寒帶氣團大多穩定，在春夏兩季並不一定。

根據地面天氣圖和探空報告來辨別暖氣團——穩定氣團並非難事，凡空氣向極運動，或自暖水面流至冷陸地（秋冬常見），或從暖陸地流向冷水面（春夏習見），或空氣從暖洋流上流到冷洋流上，都因為下層空氣接觸冷卻而使氣團趨向於穩定，地面輻射冷卻也會使氣團穩定，這種現象主要見於高氣壓控制之下，晴朗無風的夜晚，反之，凡在天氣

圖上出現廣泛的霧，毛毛雨，較低的層狀雲，和惡劣能見度，都表示穩定氣團控制範圍，此外，探空曲線也可以表明氣團的穩定性，有無逆溫層，以及大氣的成層程度，通常在暖氣團內，近地面或低空大多有一逆溫層，如果在地面就有霧，如在低空就和層積雲同時出現。

C.表面水溫對於大氣的影響。

海洋對於大氣的影響，以熱量交換為主，在一單位體積海水的熱容量約為0.965卡，空氣僅為0.003卡，二者相差約三千二百倍，因此表面水溫的變化，對於大氣的影響至為鉅大，海水與空氣交換熱量的方法，由於直接傳導與輻射的很少，由於蒸發或凝結的最多，海水的蒸發潛熱每克約為596卡，所以氣流經過溫暖的海面時，不但吸收許多水汽並且獲得大量潛熱，經過寒冷的海面時，發生冷卻與凝結作用，同時也損失潛熱。

表面水溫對於大氣影響的程度，Sverdrup曾舉一例加以說明：

一九三五年十二月廿一日下午一時，有一離美國西海岸400哩的船舶，在北緯37.7°，所作之氣象觀測，風向為NNE，風力7級，雲量10，氣溫5°C，表面水溫19°C，相對濕度80%，由此計算每千克空氣所含的水汽為4.5克，但是此氣流於十二小時前吹離海岸時，氣溫為1.7°C，即每千克空氣的水汽含量僅有1.7克，在這極短的時間與極近的距離內，使氣溫增高6.7°C，水氣增加2.8克，對流的範圍高達一萬三千呎，因此本來是一寒冷乾燥的大陸氣團，一經溫暖的洋面，即增加溫度與水汽而發生強烈的對流作用。

我國冬季，大陸高氣壓佔優勢，極地大陸氣團籠罩全境，但在華南一帶，常有經臨近海面迴歸的變性氣團，較之經由陸地南下的變性氣團，溫濕已增加甚多，但我國海岸綿長，冬季沿海的水溫，南北相差很大，因此同為海洋變性氣團，可分為大陸變性，冷海變性，與暖海變性三種，性質各不相同，溫度與濕度相差甚大，此點實為一重要之氣象因素。

D.預報低霧的要領與方法：

有低霧之理想情況當為：氣團穩定，下層潮濕，高空乾燥，日間有雲，夜晚消散，晝短夜長，風力微弱，地面潮濕，這些要素並非必須具備，通常只有幾項已經足夠。

一般而論，在一正在沉降中的高氣壓區最容易

滿足晴朗微風氣層穩定而高空乾燥的條件，（台南區可以應用馬公之探空之資料，以查出氣團的穩定性，有無逆溫層，以及大氣的成層程度）。

霧既是一種穩定氣團內的現象，因此在作預報之先，便要在天氣圖內描出穩定氣團的區域，作晨間的預報以0600Z地面圖及1200Z地面圖比照觀測，可以容易發現氣團在夜間即轉為穩定的區域，隨後再考慮輻射冷卻的程度，風速的強弱，氣流線的型式等因素，以低霧的客觀預報變數，僅以下列四項即可：

- (1)溫度——代表空氣中的熱量。
- (2)露點——代表水汽含量，以每日廿時的溫度露點差，較有代表性。
- (3)預測夜間雲量——代表預期輻射冷卻量。
- (4)風速和穩定性——代表離地多少高最先到達飽和。

E.大陸性高空逆溫霧之預報方法：

以其在本質上既屬輻射霧的一種，因之控制它生成和消散的因素大致和低霧相類似，然而從它的稟性看來，應用逆溫層底的溫度和濕度，似更富有代表性，高空逆溫霧之見於平原地帶者地面風速也有關係，如果預測晚上風息，地面逆溫層可以代替高空逆溫層，因而有低霧出現。

F.平流輻射霧之預報方法：

平流輻射霧在下面這幾種情況下不致生成：

- (1)空氣中缺乏水汽。
- (2)前一天午後日射受熱使氣溫上升太高。
- (3)有雲層遮蔽，使夜間輻射冷卻不足。
- (4)由於溫度南北向遞減梯度太弱，不足以造成平流冷卻。

（上接第三十七頁）

颱 風	項目 月份	次數	名		稱	侵台颱風及日期	侵襲大陸颱風及日期	備	註		
	6	3	(061) (062)	CARLA DINAH	(063) EMMA	(062) DINAH 18-19		本月颱風侵台一次			
	7	5	(071) (072) (073)	FREDA GILDA HARRIET	(074) IVY (075) JEAN	(073) HARRIET 25-26	(071) FREDA 16-17	本月颱風侵台一次			
	8	6	(081) (082) (083)	KIM MARY NADINE	(084) LUCY (085) POLLY OLIVE	(082) MARY 18-19	(082) MARY 19-20	①本月颱風侵台一次 ②本月熱帶低壓二次			
寒 潮	項目 月份	次數	強 度			路 徑	前鋒最南位置	影 響	台 灣 日 期		
			極強	強	中						
	6	1	0	0	1	由蒙古而來	20	2-5月			
	7	0	—	—	—		—				
8	0	—	—	—		—					
鋒 面	項目 月份	120°E 上過境次數				天 氣 概 況				附	註
		40°N	30°N	25°N	20°N	40°N	30°N	25°N	20°N		
	6	5	1	1	1	1.2.3	0.21	010	0	天氣概況欄中第一位數字表示鋒面伴有較廣雨區，第二位數字表示雨區較小，第三位數字表示無雨	
	7	5	3	0	0	1.2.3	0.1.2	0	0		
8	5	3	0	0	0.2.3	0.1.2	0	0			

(5)強風引起亂流使生成者並非地面霧，而是一種層雲或層積雲。

(6)空氣有下坡運動，因而產生沉降作用和絕熱增暖。

(7)平流作用被山嶺所破。

因為輻射作用是形成此種霧的主因之一因此預報時應採用低霧的變數，包括：溫度露點，前一天的午後露點差和預測當夜的雲量，此外平流作用既是重要因素，因之地面和梯度面的風向風速也是有用的變數，了解空氣過去途徑也很重要，凡是空氣間所經過的途徑，一路上有雲層或掠過水面濕地者，自必增加成霧的可能性了。

其次以南向風論，由於台灣海峽東南部也屬於暖水面，北上之暖氣流含有豐沛水汽，在台灣西南海岸登陸和逐漸寒冷的地面接觸後，若非密雲的夜間，輻射冷卻也可造成平流輻射霧，換言之，向北平流加強了成霧的可能性。

六、結論

(1)台南地區霧出現頻率，最多者為平流輻射霧。

(2)台南地區霧季為冬半年，以12、1、2、3四個月中出現霧日最多。

(3)台南地區霧之初起時間以6—7時為最多，消散時刻多在9—10時，濃重之霧在10時左右為重，而影響能見度。

(4)台南地區成霧時之風向以N，NNE之來向，風速在10哩以下時出現次數最多。

(5)逐年霧之偏差甚大，主要為盛行氣流所控制。

（完）