

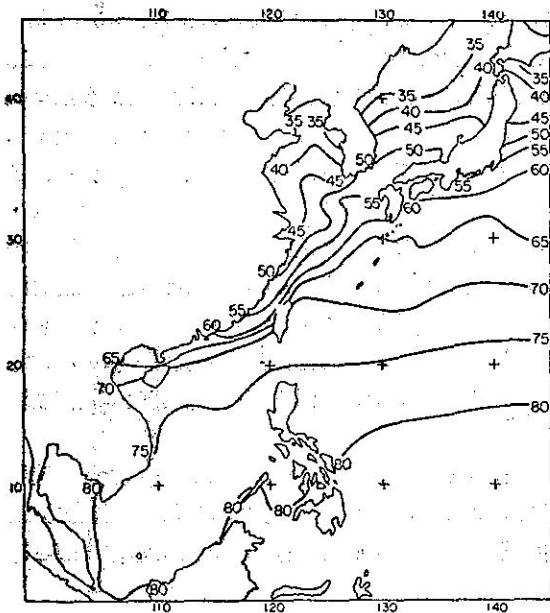
# 中國海非界面性的濡濛天氣和冷季雲 楊則久節譯

冬春之交吾國東南沿海常見迷濛細雨或霧重雲低之天氣，威脅飛行或航海之安全。以其與界面不相聯繫，為預報員最感困惱之難題。最近香港皇家氣象台賴曼琪氏 C. S. Ramage 撰專論載美國氣象學報一九五四年十一月號，內容精闢切合預報實用，特摘要節譯以為在臺從事預報人員之參考。此種特殊天氣有 Crachin 之專名，因未悉前人有無譯名，姑暫譯為「濡濛」。

## 一、非界面性的濡濛天氣

華南沿海和中南半島北部的「濡濛」期 Crachin，勃魯或 Bruzon 和卡通 Carton，兩氏曾解釋為：「霧、毛雨、或小雨之濕季，大致和每年溫度正常最低之時期相吻合。以一月終開始居多，隨後雖溫度上升，也可以延展到四月中旬才逐漸轉為雨季。」這種冬半年中最壞的天氣屬於低層雲現象，雖有雨而其量至微。當其薄臨，能見度縮減至遠，為中國東南沿海危害飛行最嚴重的因素。按一九四五年以來，香港一帶尚無飛機之罹難於颶風者，但由於此種惡劣天氣而失事者，却佔了很大的比例。

從前已經有人指出這種濡濛天氣由於兩種原因而產生：①兩種接近飽和的氣團沿界面混合。畢得遜 Pettersen 曾經指出這種混合只能發生在冷面經過期間和經過之後，雲底升到冷空氣的頂部，這種冷空氣平常都離飽和很遠。由於把暖空氣抬高當然可能產生降水，並且使能見度和雲底降低，但為時短暫且甚微弱。



圖一 二月份平均海面溫度之華氏度數

②暖濕氣團與地面或海面接觸冷卻。這種情形差不多總是產生最惡劣最持久的濡濛天氣。

上面所講的二種天氣圖演變過程都可以產生非界面性的濡濛，而暮冬期間最重要的一種則為早先挾持有極地大陸空氣的反氣旋，自大陸東移入海時產生。因為反氣旋東部的空氣在沿着中國海向西掠過冷水面以前曾經滙流過一段日本南部暖水面的路線（見圖一）。到了東南沿海由於迅速冷卻和渦流混合而當使這種濡濛天氣得以發展。最初在渦流逆溫層的下面產生一片層雲而有毛雨現象，有時還可能有海霧。等到日本南面的反氣旋轉變為近乎穩定，這種天氣就變得嚴重而持久，除非有季風新瀾才能夠把他驅散。另外一種情況在春天比較重要，當大陸的氣壓梯度頗為平坦，太平洋反氣旋有楔形部份經過菲律賓群島伸入中國海，帶來了熱帶海洋空氣。這種平流的暖空氣，它的溫度和近海岸一帶的溫度相差很大。由此而產生的濡濛天氣常為重海霧之形態。此在陸上可以有明顯的日變化。因為反氣旋中心遠在東方，氣壓梯度很弱，渦流不足以抑止日間下層溫度增加的後果，因此層雲在白天可以暫時消散。

非界面性的濡濛天氣只有在暖海面上強烈受熱，再在接近海岸時冷卻才能夠充分發展。由此而推想這種天氣只有在海岸一帶的冷水面上，很少能達到離海岸一百哩以上。史佛裘普 Sverdrup 和勃魯克曾說：空氣在海上經歷約五百哩後，由於在洋面上之受暖，常可獲得非常穩定而達到百分之八十的相對濕度，同時海面附近的氣溫和海面溫度亦相差很微。因此在正常之濡濛期間，空氣抵海岸再在漸次暖和的水面上南下，沿海的地面露點一定會漸次升高。在香港這種上升率每二十四小時大約為華氏四度，一直到露點和海溫相差在華氏兩度以內為止。這種情況連同空氣經過海岸水面時變化很小之事實，表示地面前在到達露點以前，不致有顯著的凝結產生。同時乾球溫度的反應也非常快，降低到和海溫只差一度的時候，凝結面低降至渦流混合高度，就產生濡濛天

氣。

在香港的實例很多，飛機觀測也會發現下層渦流的上限和濡濛天氣的雲頂高度大致相當，很少能高出四千呎。可見這種天氣和整個冬季常見之持久性沉降逆溫層很少關聯。因為沉降逆溫層之降低到五千呎者出現的機會不到百分之十四，而大多在七千至一萬四千呎之間。沉降逆溫層的下面和渦流逆溫層以上大部情況都沒有雲。

季節演變一根據逐時觀測紀錄，香港十一月份毛毛雨之時數平均約佔百分之七，三月份約佔百分之十七。白天的霧十一月中僅佔百分之三，但在三月份竟達百分之二十八。分析過去紀錄也可以證明濡濛天氣的頻率，實與海溫之顯然在氣溫之下具有連帶關係。

西伯利亞高氣壓和阿留欣低氣壓在冬季天氣圖中既佔重要之地位，因此一般人總以爲它的月平均位置和濡濛天氣之演變具有密切的關係。但事實上這種關係很微。不僅由於其平均情況逐月相差極小，並且拿十一月和三月而論，上述活動中心的強度和位置幾乎完全相似，而濡濛天氣却相差很遠。分析風暴頻率和途徑之月平均演變也得不到結果，倒是二月份以後太平洋反氣旋穩定地向西伸展，反而使濡濛天氣在春季裡大爲增加。

討論各月演變必需考慮幾種重要因素：冬季風建立於十月間，吾國沿海有強烈而持久的北風和東北風，使海面也跟着產生一種洋流，從上海很穩定地流向香港直到二月爲止。二月份這種洋流已轉弱，到了四月冬季風雖已近乎絕跡，可是因爲沒有相反的洋流，因此冷水南下之現象仍繼續存在。再者，海洋具有極大之熱容量使得海面溫度較之下層大氣溫度產生顯著之延緩（此在東京灣或許更爲重要）。一月將終，寒冷的季風猛烈地吹過該區使沿海岸的水冷卻，但時間上已延遲了約一個月。此時大氣下層每較海水爲冷，因而產生對流混合，自海面向上發展到達下沉逆溫層，因此低雲幕很少出現。一月以後，雖然氣溫已見升高，海岸水溫仍繼續低降，至二月終才開始轉暖。當冬季風減弱之時機，海溫較氣溫爲冷之現象常更顯著，因而有利於濡濛天氣之發展。

日變化一據香港毛毛雨之日變化可作濡濛天氣之代表，三月份一日中出現最少在午後溫度最高之時間，但午夜之溫度雖非最低而毛毛雨之機緣最多。另據維多利亞山頂觀測，證知雲層中之渦流現象以午夜最著。午夜至黎明間此濡濛天氣演變曲線，最不穩定，可能因陸風發展兼以雲中對流增強所致。當然也可能同時有海風促成，但因該處海岸線過於曲折，實無法估計其影響。

分析紀錄同時還表示出雲底高度曲線和毛雨之頻度曲線近乎平行。當溫度到達最高以前，風力開始減弱時多迅速轉弱，因爲其後由於渦流和溫度的關係都有利於雲量之減少。

濡濛天氣之預測一根據香港四年來之雷文紀錄，濡濛天氣之日，三千至七千呎間大多屬順轉風。雲底高度在三千呎以下，雲量 $\frac{1}{3}$ — $\frac{2}{3}$ 之情況，順轉風約七倍於逆轉風。據東龍島（香港東南之小島）觀測海溫低於氣溫之時機每與順轉風相偕。濡濛天氣既多見於淺高壓的西邊或淺低槽的東邊，高空風自當屬於順轉現象。在設備完善的氣象中心，根據準確而經常不斷的地圖分析，應用預測氣流途徑的方法，當可預報濡濛天氣的發展。倘能再詳細考察海溫之變化，接近飽和以前露點的穩定性，以及空氣流經水面的可能性等，則實際成效當更大。預測濡濛天氣消散之時機則可採用第二冷面預期到達的時間。

至於預報某一地點是否有此種惡劣天氣產生，先決條件當在確定地方性因子。濡濛天氣既具有穩定的渦流特性，因而對於地形，熱源影響，和任何邱陵地區都非常敏感，在幾哩以內就可能產生很大的差別。應用統計方法常可獲得這種變動的有用資料。另外，前面所指出濡濛天氣和下層順轉風相偕也可以應用，並且還應該在這種時候作連續定時觀測以確定雲向的演變。

海上船舶如果有各月海面平均溫度圖，用以和海面溫度乾球溫度，以及露點相連繫也可作有效的短時預報。通常只要海溫仍然高出乾球溫度，濡濛之危害決不會嚴重。事實上即使沒有儀器，有些情況也能推想。何特柯克 Woodcock 在一九四〇年考察北大西洋上鯉鷗之飛行憑藉，發現當海面溫度低於氣溫，或地面風超過每小時二十五浬即不見其連續之自由高翔。海鳥追隨移動的船隻其樸翼飛行與停泊水面每相互交替。何氏結論：謂海島高翔唯有在海面受熱產生對流始屬可能。海員根據這一個事實在濡濛區非常有用：凡見有海鳥高翔數小時之內絕不至於有嚴重的濡濛；假定船開向冷水面而鳥也不飛則很可能有濡濛天氣發展。

## 二、中國海之冷季雲

本節所稱「沿海」是指從上海伸展至東京灣南部的海岸和一百哩寬的一長條海岸水面，亦即濡濛地帶，至旅

所謂「海上」則係指其餘的北緯三十度以南中國海面。後者雖亦隨冷季之後漸次低降其海溫，但以大部時間極地空氣和海面接觸時，海溫遠較氣溫為高，因此海溫之低於氣溫從不超過華氏一兩度。

大阪帝國海軍觀測所曾於一九三七年出版每隔經緯一度之月平均雲量，據此可見冷季中海上低雲盛行。圖二表示十二月至三月間平均低雲量之變化（三月減去十二月）。圖中可見在黑潮暖流所在變化很小。沿海為正變化其餘各處為負變化。海上的雲整個冷季都屬於對流性雲，但海溫和氣溫差愈大則雲量也愈多。也就是說冷季的初期或極區空氣猛烈吹出之時積雲最多。史佛麥普 Sverdrup 也指出溫度較差小之地區常見碧空，惟有在春季，沿海的海溫相當低，因而雲量頗多。

在濡濛季節，氣團來自東北，在海上受暖，至沿海則冷却。因此我們推想其間濡濛天氣之劃分一定非常明顯，證之實際觀測也是這樣。一九三七年英國氣象所出版之「中國海天氣」亦會指出此分界線當甚明顯，在中國海向北航行的船隻可在數小時內，自雲量不足天空之一半駛至北緯二十度附近立即轉為陰沉天氣。

逐月變化之概況一冷季開始之十一月，西伯利亞已建

立高壓，冬季風之寒潮頻頻掠過海面，下層受暖而很少渦流逆溫層。極區大陸空氣之衝出為沿海帶來晴天，即使是變性的極區大陸空氣，雲量也不多。海上則有強烈對流，空氣中水氣含量增加至速，促使是月多雲而有陣雨。

十二月，西伯利亞高壓和阿留欣低壓增強並相互推移，極區大陸空氣之衝出在沿海區益頻，但由於海溫之下降，變性極地大陸氣團中雲量較上月略多，海上則變化甚微。

一月，主要活動中心與上月處於同樣位置。沿海極地大陸空氣大抵無雲，但如溫度繼續下降，則在變性極地大陸空氣中亦可形成渦流雲。海面雖較空氣為暖，但差別不大，因此對流使空氣能力增大，雲量較十二月為少。

三月中西伯利亞高氣壓殊為衰弱，阿留欣低氣壓更向東移，沿海區海上略較一月為冷。極區大陸空氣衝出之次數減少，但變性極區大陸空氣之侵入頻率則增加。濡濛乃變為主要之天氣類型。海上對流使包容水氣之能力增加。雲更少。

三月，西伯利亞高壓和阿留欣低壓仍在減弱且相離更遠。太平洋高壓中心在十一月時近乎穩定而此時已向西移。因此沿海不僅常見極區海洋性氣團，熱帶海洋氣團亦有出現，使濡濛之現象加深，而海上之雲量則繼續減少。

四月，西伯利亞高壓及阿留欣低壓繼續減弱分離，太平洋高壓續向西移。沿海雖似三月份之常見熱帶海洋性氣團，但以日射威力之增強，濡濛天氣因加熱而消散之情況，較上月為常見。本月份為海上雲量最少之月份。

### 三、結論

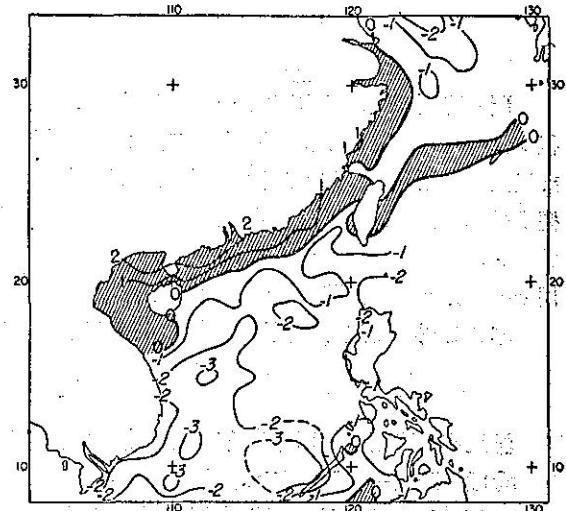
①當暖濕空氣平流，由於接觸海面使之充分冷卻，而使凝結高度降低在渦流混合層以下，乃致中國海岸區和中南半島北部發展成非界面性之濡濛天氣。常見於反氣旋東移轉道向北，該區位於反氣旋之南部，或西南部或在太平洋反氣旋向西伸出之高壓楔中。

②濡濛天氣發展最有利之情況多見於暮冬和春季。因為在此期間海面溫度之轉暖，遠較氣溫之轉暖為遲。因此使海溫和氣溫之對比加深。

③崎嶇海岸地區濡濛天氣之日變化，由於雲層高度的最大渦流多見於午夜前後而濡濛亦以午夜最頻，午後溫度最高時最少出現。近海岸的水面上也有日變化，最多在黎明最少在傍晚。

④沉降逆溫層及渦流逆溫層間風向順轉現象之所以和濡濛相伴，是因為濡濛現象多見於淺高壓之西部或淺低槽之東部。假定氣流途徑能以預測，則預報濡濛之發生不難準確。此外尚須考慮到當地之地形、熱源影響、風切、以及海溫氣溫和露點間的關係。甚至海鳥之行動也對於預測短時間內的濡濛現象大有助益。

⑤在中國海上可以很明顯地劃分出冷季中兩不同的雲量區。濡濛區的雲量以初冬最少春季最多，其他地區因為海溫經常高於氣溫而對流雲盛行，又因二者之對比以初冬最著，所以冷季中的雲量漸次減少。



圖二 中國海初冬與春季平均雲量差三月減十二月十分數