

輻射霧的物理過程與個案分析

潘大綱 吳俊憲

空軍氣象中心

摘要

本省西部地區在冬、春兩季，於綜觀條件適宜時經常有輻射霧的生成，霧的產生往往在局部地區造成嚴重的視障，統計研究顯示它和低雲幕是影響空軍任務無法遂行的主要天氣現象，因此有效掌握輻射霧生成時機和影響，是我們日常作業的重點之一。

本文從霧分類、產生機制到影響輻射霧的物理過程逐一討論，針對輻射霧初生、發展維持和消散階段之各種不同物理過程的影響有深入的說明，另對如何運用不同資料和工具來偵測或預報輻射霧，亦在文中略有闡述。

從個案研究的結果顯示，應用可見光雲圖在輻射霧區偵測上是不錯的工具，但若要早期偵測輻射霧區尚須在應用紅外線雙頻溫度差的原理上繼續發展。環境中大氣的逆溫層高度、強度和逆溫層上方的大氣乾燥程度，以及垂直風場的強弱等都直接影響輻射霧的生成。分析衛星資料在時間序列上的變化同時發現，綜觀尺度乃至中尺系統在某些特定情況下對輻射霧的生成或消散都有顯著的影響。

關鍵字：輻射霧、輻射冷卻、霧滴、物理機制、物理過程

(2001年2月26日收稿；2001年3月7日定稿)

一、前言

霧及低雲可說是影響飛航活動最重要、也最常見的天氣現象，雖然氣象上個別賦予其不同名稱，但在物理過程和空間發生的特徵上，此二者卻有許多雷同之處，諸如兩者多半都源自於（亦存在於）邊界層內，有利其生成的環境條件也有許多類似的；因此部分學者認為霧和低雲（此處泛指造成低雲幕的層狀雲）應屬於行星邊界層氣象的範疇。既然其中有「雲」涉入，有些人則認為它是雲物理和雲動力學的內容；然而就霧和低雲的時間與空間特徵長度來看，它又可被歸類到中尺度氣象的一部分。就作業的觀點來看，霧即是近地層的低雲。一位觀測員看到山腰的低雲，但對在山腰上的觀測員而言，他卻正身處霧中。無論是霧或低雲，其最基本的組成就是液滴（droplet），就如同兩滴一樣，唯不同的是雲的液滴直徑遠大於霧滴（fog droplet），而霧滴之直徑約10~20微米。

霧和低雲除了對飛航活動造成影響外，

今日國防各種武器系統亦因廣泛應用高科技技術，在效能發揮上受到霧與低雲的直接威脅。充沛的水汽含量與近飽和的低層大氣秉性，再加上溫度上逆溫的情況等因素，使得各式的電磁波雷達無法正常傳導；水汽對紅外波段能量的吸收所造成之衰減，使得部分運用紅外追蹤的飛彈失去了應有的效能；不佳的能見度影響使用可見光影像來找尋目標的彈頭，核生化之防護或運用也不得不考量這些大氣環境的條件。綜合而論，高科技時代的戰爭，無論是戰略、戰術或戰法上都和大氣環境條件息息相關，不善用這自然的變化就會失去致勝的契機（潘，2000）。

本省冬季和春初最易在西部地區出現濃霧。氣候統計顯示，濃霧出現的月份在各基地雖有不同，但其對戰備影響卻是相同的。本軍過去在霧方面的研究很多，但從物理過程的基礎瞭解來衍生相關研究的並不多見；須知所謂「客觀預報法」不等於單純的「統計」或「頻率分布」，它的初步應在合理的「分類」，而「分類」則必須是依「物理過

程」、「經驗上的必然」乃至「合理的推論或關係」作為後盾，如此才會使統計的結果具有價值和參考性。過去的研究大多就地面資料、天氣圖等來探討霧的發生與否，甚少著墨於如何（how）與為何（why）的瞭解；筆者認為良好的預報應根植對事件或現象基礎的認識和瞭解，理不出頭緒就任其混沌不明的態度，埋下的是持續措敗的種子。本文希望能先從理論再以個案分析有系統的深入討論輻射霧，希望內容能清楚釐清大家對輻射霧的認識，至於何以就「輻射霧」為文，主要是因為它在本省較為常見且涉及的物理過程較為單純，讀者若能瞭解關於輻射霧的各種物理過程內容及影響，那麼對於其他種類的霧亦不難類比之。第二節說明霧的分類和生成機制；輻射霧生成的環境條件與物理過程在第三節有深入的描述，此外針對輻射霧在生成、發展、維持及消散等階段不同物理過程的貢獻在此也有討論與說明；第四節以現行的觀測技術和作業內容來探討輻射霧之偵測與預報；個案討論置於第五節；最後文末提出一些心得與建議。

二、霧的分類及生成機制

回顧近四十年來國內外有關於霧方面的研究，大致上將霧分為四大類，它們是輻射霧（radiation fog）、平流霧（advection fog）、鋒面霧（pre-, post-, frontal fog）和其它；其中輻射霧又包括有地面霧、高逆溫層霧（high inversion fog）、平流輻射霧、升坡霧和山谷霧等；平流（混合）霧則含海霧、熱帶大氣霧（tropical air fog），海陸風環流影響所生之霧、蒸汽霧（如極區的海煙）；鋒面霧則較為單純，它有鋒前（暖鋒）霧、鋒後（冷鋒）霧與鋒面通過時相隨伴生之霧；至於冰霧和雪霧則多半被歸類於其它類（Byers, 1959; Jiusto, 1980）。

無論是那一類的霧，其生成物理機制不外乎以下三種：（1）空氣冷卻至露點溫度達到飽和而生霧；（2）過剩的水汽增加到空氣中，水汽無法被當時溫度的大氣保有因而凝結成霧；（3）具有不同溫度的濕空氣發生垂直混合而釋出多餘的水汽以成霧。以上三種機制可以同時或單獨地影響任一類霧

的生成和發展，不過就任何一種霧而言，通常總有三者中之一的機制扮演關鍵的角色，例如（1）是輻射霧生成的主因；（2）和鋒面霧的存在息息相關；平流霧則和（3）如影隨形。

為能進一步說明霧生成的機制，我們以克氏（Clausius-Clapeyron）方程中水的液、氣兩相變化時溫度、混合比和飽和混合比之關係來闡述，請注意圖一中的飽和混合比和溫度並非是完全線性的關係，以下我們來說明各種霧生成的過程（Jiusto, 1980; Rogers and Yau, 1989）。

圖一中（ A_1-A_2 ）是等壓冷卻過程，濕空氣在溫度降低過程中逐漸達到飽和點（A），溫度降低主要由空氣和冷表面接觸或濕空氣中淨輻射通量輻散的過程來達成，它說明了輻射霧的成因。若是考慮成露（dew）的情況，則在輻射霧生成後，一部分的水汽含量會因成露的關係而流失至地表或植物葉面，所以就以（ A_1-A_2 ）的情況而言，若增加成露的過程，此時需要更為有效或持久的輻射冷卻才能使輻射霧發生，是故（ A_1-A_2 ）更接近輻射霧生成的實際情況。

鋒面霧主要是因為在鋒面附近，低層大氣暖濕降雨過程提供近地層稟性較涼的大氣充沛的水汽，來自降雨額外增加的水汽，超過了近地層大氣在其環境條件下飽和混合比的值，因此就以成霧的方式來消耗過多的水汽，圖一中之（ B_1-B_2 ）及代表此一過程。

平流霧或稱混合霧（mixing fog），最早是由Taylor（1917）提出，它是藉由不同溫度但均近乎飽和的兩種空氣，經由垂直混合所產生，例如海霧—溫暖潮濕的空氣流過冷洋面所造成的現象；若是利用圖一來說明，假設海面溫度是 T_1 ，它的飽和混合比是 r_1 ，現有一暖濕空氣（如D處），其溫度為 T_1 開始流經冷洋面，若是接觸面的空氣垂直混合良好，那麼混合層內溫度變化可以線性方式來代表，當然水汽混合比也以線性方式存在於混合層中（ $r_1-r_2-r_3$ ），所以混合層內有一部份產生了過飽和（supersaturation）情況，海霧（或低雲）即如此產生，據此亦可推估混合層中最大液態水的含量近乎於：

$$r_c = r_T - r_m (T_m)$$

三、輻射霧的生成條件及物理過程

誠如前述，不同霧生成有其主要的機制，以下我們將重心至於輻射霧，文內若無特殊指明霧的種類時則泛指輻射霧所言。當輻射霧生成時，大氣環境需要有些條件來配合（ A_1-A_2 ）的過程順利完成，這包括了輻射冷卻、穩定的大氣、不同性質表面（土壤—空氣，濕草坪—空氣等）熱交換（heat exchange）也是影響輻射霧重要的因素（Brown and Roach, 1976）。Taylor（1917）在二十世紀初即提出：在碧空、風弱和相對濕度大的夜晚有利於輻射霧的生成；所以春季當本省處於高壓迴流時，沈降作用使得邊界層附近出現逆溫，其上方空氣乾燥加速了夜間地表輻射冷卻效果，而沈降使得大氣低層穩定度增大，也抑制了地面風速增加的可能，如是自然就有利於輻射霧的生成。

邊界層中水汽充足是輻射霧生成非常關鍵的要素，這些水汽可以經由平流而來、植物光合—呼吸作用所殘餘，甚至蒸發於降雨過後的濕地（河流、湖泊），總之乾燥的大氣是不利霧的生成與維持的。高相對濕度的近地層並非意味著低層大氣是高相對濕度；而高相對濕度情況並非就是高水汽含量，這是非常重要的但在作業中卻經常被誤用的。

（一）輻射冷卻

當夜幕低垂，太陽短波輻射歇止，邊界層上方若為碧空且乾燥時，地表與近地層的空氣在長波輻射毫無阻礙下逸入太空，因而加速了冷卻效率；若天空受密雲遮蔽，那麼夜晚地表長波輻射僅不足10%的淨輻射能得以有效逸入太空，其餘90%之長波輻射則受二氧化碳、水汽及雲滴等吸收後再輻射停留在大氣中，相較於碧空乾燥之上層大氣情況，20%—30%的地表長波輻射得以順利進入太空，就地表而言，後者顯著有比較有效的降溫（冷卻）效果。在冷卻的過程，風可以助長渦動混合而影響近地層大氣降溫的效率，所以近地層靜風或弱風是有助於輻射冷卻效果的。

當夜晚輻射冷卻造成近地層溫度下降（如圖二中， $T_0 \rightarrow T_1 \rightarrow T_2 \rightarrow T_3$ ）鄰近地表幾公尺的大氣在輻射冷卻和熱傳導影響下，使得該處形成了近地層的逆溫（如圖二），如

果此時近地層大氣的水汽充足，透過地表輻射冷卻的持續，近地層的淺薄大氣終將達到飽和而產生霧。如是來推理，若是午後地表的溫度因某種原因（諸如，雲量增多、午後陣雨或山風效果等）而使其在夜晚來臨前提前降溫，那麼碧空夜晚輻射霧的生成會因為空氣能及早達到飽和而提前發生。

（二）穩定層的形成

當夜間輻射冷卻持續，接近地表幾公尺的濕空氣因和地表接觸而在其上成露（dew）或霜（frost，但表面溫度要降至 0°C ，金屬表面又較植物表面易成霜），透過擴散作用，水汽持續向近地層補充因露所失去的水汽，如此使得上層大氣更為乾燥而加速輻射冷卻效率，近地層大氣之穩定層逐漸形成，同時也抑制了幾公分級大小的渦動混合，當冷卻持續，飽和的濕空氣就將過剩的水汽凝結成霧，瀰漫在近地層的穩定層中。

（三）不同地表的熱交換

地表及地表以下幾公尺土壤性質的不同造成了熱傳導效率上的差異，它的直接影響是地表輻射冷卻率是否能在短時間內有效達成。高熱傳導效能的表面，例如沒有植物覆蓋的光禿土地，在入夜後雖然降溫，但地表以下透過熱傳導將白天儲存於土壤的熱能向地表輸送，以彌補因為輻射冷卻而在地表失去的熱能；若是地表廣被草皮（多半機場週圍即是如此），熱傳導的效率就不如前者如此明顯，所以在相同的輻射冷卻情況下，地表的冷卻率後者就大於前者，進而使得和後者接觸的濕空氣優先達到飽和而生霧。這也說明了當霧生成時，機場跑道附近總是先在草地上方見其蹤跡而不是跑道上的事實。另外輻射霧生成初，往往先見於特定的方位或表面，這和前面所說明討論的原因相同，輻射霧一旦生成後才逐漸有水平發展造成廣泛區域能見度的下降，是故輻射霧生成之初，其水平分佈是不均勻且零星的，輻射霧初生期的這一特徵對基地的守視是十分重要的。

土壤的濕度也影響熱傳導的效率，進而影響地表之輻射冷卻率。因此，濕土壤表面較同質之乾土壤表面日間增溫來的慢，其原因一方面是濕土壤熱傳導的效能不如乾土壤，另一方面則由於太陽短波輻射能部分被用

來蒸發濕土壤中的水分。入夜之後，濕土壤的冷卻率則逐漸大於乾土壤的冷卻率（Garratt, 1992）；若是地表受冰雪覆蓋時，情況又有些不同，由於本省不致有這類情況，我們暫不討論。

（四）輻射霧生成與成長階段

霧先形成於最初有利的近地層附近，而後在水平和垂直方向開展，此期主要受到輻射冷卻、霧的形成和地表通量三者所控制。

近地層附近之濕空氣在持續輻射冷卻的效果中達到超飽和，透過水汽凝結於凝結核（Condensation Nuclei）表面而生成霧滴（fog droplet）。在空氣污染程度嚴重或近海洋的陸地，往往懸浮許多親水性高（hygroscopic）的凝結核，因此當輻射冷卻尚未使濕空氣達到飽和（即相對濕度小於100%，或溫度大於露點溫度），輻射霧仍可生成，這說明在空氣污染嚴重或近海洋的陸地，透過相同的輻射冷卻效果，霧生成的時間會較空氣清新的內陸地區來得早。

當輻射霧生成且持續達到幾公尺後（垂直伸展）時，此時霧對地表長波輻射的吸收和再輻射逐漸重要，地表冷卻率在此時將逐漸趨緩。輻射冷卻及凝結生霧由原來近地層附近此時轉移至霧層頂端附近。

由於地表組成的差異，部分地表得以經由熱傳導獲得來自地表以下的熱能，若是此時地表溫度較其接觸的附近空氣為暖時，淺薄微弱的對流渦流得以在近地層附近生成，它使得近地層的逆溫層上升，此時近地表的霧就有向上抬昇的情形。接近地表的能見度也因之稍有轉好的情況，但是值得注意的是當土壤中的熱傳導經過流失而失去此一效果時，地表降溫將再度回復，此時霧將再度下沈佈滿近地層的大氣之中。

（五）輻射霧的維持階段

倘若霧的垂直厚度隨時間不具明顯的改變時，此時定義為霧的維持階段。影響此階段重要的物理過程包含有：霧層頂端的輻射冷卻、霧滴沈降下落、霧層頂端的渦動混合等。其它如凝結核的性質與濃度、霧區上方無雲層遮蔽、地表熱傳導效率也都是影響輻射霧是否能持續的重要因素。

輻射霧發生時，位於霧層頂端附近都有

逆溫層，通常逆溫層的底部在霧層頂下方約數十公尺處，逆溫層頂的位置則是霧層得以發展的最大高度。霧層的維持主要是由兩個過程近似達到平衡下的結果，其一是霧層頂端霧滴在輻射冷卻和飽和凝結的過程中不斷增生，另一則是霧滴在其終端速度下落並逐漸流失於地表，前者使霧滴磨續生成，並在凝結的過程中因釋出潛熱而增厚原來的逆溫層，但若此時有垂直風切的存在（逆溫層頂附近），透過渦動混合，霧層頂端乾燥的空氣就會削弱逆溫層的強度，進而使霧層頂附近相對濕度下降，如此直接地就減緩了霧滴的生成；相反的若是霧層頂上層大氣越乾燥，風微又無雲時，霧層頂部的輻射冷卻率就愈有效，霧層就愈易發展。數值模擬的結果也顯示，當霧生成後，霧層頂部因輻射冷卻所造成之降溫率遠較地表附近幾公尺的大氣降溫率大，而且當霧的濃度愈大及愈深厚此作用就表現的更明顯。

既然言及霧的濃度，就必須談談霧滴和凝結核，前面提到過親水性的凝結核（如海鹽即是）可以在環境條件未達飽和的情況下即附著於凝結核表面，當大氣中充滿足夠的有效凝結核時（所謂有效指在科勒Köhler曲線上，霧滴直徑已大於曲線頂端上之直徑，理論上此時透過凝結過程，液滴可以持續成長，如圖三，Rogers and Yau, 1992）。霧的組成可以數量眾多的小霧滴存在，但當有效凝結核濃度較低時，霧則以數量較大的大霧滴來組成。就其對視障的影響來看，數量眾多的小霧滴此數量較少的大霧滴對視障影響更嚴重，是故濃霧泰半是由前者所造成。

清晨若是有中高層雲出現在輻射霧的上層，它可減低地表吸收太陽短波輻射的值，使地表增溫趨緩，因而使近地層大氣仍能維持較高的相對濕度，進而有助於霧層的維持及持續；倘若出現的雲層是在霧層頂部附近，其對霧層頂部之輻射冷卻反而具有削弱的效果，其結果是減緩了霧滴生成率，這對霧的生成和維持有負面的效果。

（六）輻射霧消散過程

輻射霧消散過程包括了霧層厚度減小，霧區水平範圍縮小及能見度逐漸回升等現象。在此階段，近地表輻射增暖及霧層內溫度

升高，配合渦動混合與霧滴持續沈降至地表等，都關鍵性的影響霧的消散。垂直風大小、地面風速以及霧層上方雲的遮蔽也都可以加速霧的消散。實際的觀測作業中，輻射霧消散有時僅需半小時光景，但有時卻可長達半天以上。部分地形特殊的地區（如山谷）輻射霧的消散可以長達一天。由於太陽輻射增暖在此階段是關鍵的角色，在通盤考量直接及間接影響則包括有：太陽的入射角、平均風速、地表植被、地面（乃至土地）潮濕度等；由於上述因子和氣候的變化有一定的連動，所以輻射霧消散所需之平均時間長短和時序變化也有密切的關係。

一旦近地層的大氣受到太陽短波輻射增暖時，部分霧滴開始蒸發，相對濕度此時亦因溫度升高而下降，近地表數十公分的大氣受到熱力作用產生了小尺度之對流性渦流混合，如是促進了霧層底部大氣的增暖，造成霧層逐漸消散。這個過程使霧層厚度變淺，進而促使太陽短波輻射更能有效地增暖地表附近的大氣，並加速了霧層消散。至於霧層內的水汽及二氧化碳對於地表所釋放出之長波輻射具有很好的吸收作用，其淨效能在升高霧層內的溫度，因而降低了霧層內的相對濕度，如此也促進了輻散霧消散的過程。

前曾討論霧的維持端賴霧滴生成和減少的兩個過程達到某種程度之平衡，在霧的消散階段，只要霧滴減少率大於生成率則此階段就使霧消散。減少霧滴的生成可經由乾暖空氣在霧層頂端逸入以達成，近地層風速增大或垂直風增強都可侵蝕霧的上、下層。霧層內部若有冷平流可削弱霧層頂部區的逆溫強度，進而使霧滴生成的效率減緩或生成霧的時間延後，相同的若是這樣的情況出現在霧的消散階段時，其消散的速度也會較快。

四、輻射霧的偵測與預報

天氣預報的過程是一個必須以科學為基礎的程序，首先必須先知道如何（how it happened）和為何（why it happened），才能經由科學的步驟、方法和程序逐一檢查、分析而做出合理的判斷（where to check, what to do, when to forecast），這個邏輯說明了瞭解天氣變化過程之重要，瞭解了現在才能掌握未來，這也是天氣預報中最基礎的工作。若

是企圖將天氣預報植於直覺與經驗，那麼註定的終將和不斷的挫敗為伍。雖然目前氣象上仍有許多我們尚無法肯定的議題，但是我們並不能因此而接受宿命。試想過去的二十年中，氣象作業不正由於不斷的基礎研究、應用研究上努力和突破，使得我們今日作業就某些特定尺度天氣系統的預報，較以往更具成效及信心，這在在都說明了科學步驟、方法甚至精神及態度在面對天氣預報問題上的重要性。

舉凡應用統計的手段，必須先對研究的事件進行基礎的認識，並找出合理的物理關聯以為分類的依規，對於樣本的代表性亦應有某些程度的檢驗；恣意的拿起資料就進行「統計」，不僅是對「統計」的誤用，更是使「科學」之於氣象預報的重要性為之蒙羞。然而氣象人員必須知道的是，對於不同尺度的天氣而言，氣候的特徵往往是我們預報作業的底線，然而如何以正確的方法獲得不同尺度天氣之氣候特徵，在目前的作業上就顯的十分關鍵了，而這個部分的觀念也是我們還須建立共識，認知與迎頭趕上的。畢竟作業上獲得特定地區在某些天氣上的氣候特徵絕對是無法它求，卻又十分迫切的。

傳統對霧的觀測多來自於地面觀測站逐時觀測，其優點是現地觀測，實際對各項氣象要素進行度量，就以能見度為例，記錄顯示其在時間解析度上尚佳，但空間解析度卻明顯不足。歷史資料對霧的發生和視障上的變化均有不錯的記載，但是對於如何發生、何處發生、如何發展、維持乃至消散的過程多無法得知。正如前所討論，這些「如何」都直接或間接地涉及不同程度的物理過程。單純利用地面測站資料來預報霧顯然是不足的，所以大氣垂直變化及特徵、應用其他工具來輔助霧之偵測與預報是必要的。

利用衛星資料對輻射霧的偵測著重在分析霧的範圍與濃度以及其消散的預報。就霧的偵測上，不同的研究似均運用紅外線在不同波段對溫度差異反應的原理，而來偵測霧區的範圍（Turner et al. 1986；呂等, 2000；陳及黃, 2000；王及廖, 2000）。若是在沒有中高雲存在時，利用白天的可見光雲圖來分辨低雲和霧是不錯的工具。基本上，霧的頂

部在可見光雲圖中表現是平滑的，霧邊界在可見光雲圖上形狀雖不規則往往清晰可辨。低雲與霧在分辨上最簡單的原理是，霧多半不會移動，但低雲會隨時間而有位移。以下是一些在作業上可以運用的原則來判定大氣環境條件是否有利霧的生成 (Bader et al., 1995)：

(一) 低層水汽：由於潮濕空氣夜間輻射冷卻率小於乾燥區之輻射冷卻率，因此霧生成前低層水汽豐沛區可藉由紅外線溫度差異來判定，一旦霧形成、成長和維持，此時霧區和無霧地區在紅外線溫差將更為明顯。

(二) 雲量：午後雲量多，但入夜後若雲量迅速減少，如此有利於輻射霧的生成 (詳細如前所討論)。

(三) 降雨：午後的降雨，不僅可以提供邊界層內充沛的水汽，降水同時濕潤土地增加土壤中水的含量，若於入夜後雲量減少就會有利於輻散霧的形成。

(四) 局部環流的發展及影響：透過衛星雲圖的分析，中尺度環流對霧的生成和消散，可以得到定性的估擬，在海洋區及地面資料不足處，它是可資運用的最重要工具。

輻射霧和低雲消散過程中，衛星雲圖上經常觀測到廣大範圍的霧區由外而內逐漸消散 (Gurka, 1974, 1978)，這現象可藉由以下的原因來說明：當太陽輻射在有霧與無霧區作用時，地表會因接受短波輻射的差異而產生水平差異增溫的效果，如是產生了霧區邊緣淺薄的熱力直接環流，環流助長了晴空無雲區氣塊的上升，但使得霧區內的氣流下沉，側邊界上兩處的渦動混合 (不同溫度及相對濕度) 也因之活躍，如此自然促進了輻射霧由外而內消散的情況。

直接運用數值模式的產品來進行霧的預報，坦白說在現階段還有很大努力的空間；但是在評估大尺度環境條件是否有利於霧的發生潛勢分析上，現行的模式倒是可以提供不錯的指引。應用和運用數值模式來作天氣預報是十分重要但須謹慎面對的課題，恣意的濫用模式輸出，將出現許多根本上的矛盾和衝突，如何正確的使用數值模式於天氣預報作業上，是個很嚴肅卻又無法言簡意賅清楚交代的，我們有機會再另文討論。總之，

數值模式在霧的預報上，對環境條件變化的趨勢上有其一定的價值，但使用時仍需明白不同模式在各種情況下所受之限制和弱點。

五、個案分析

以下就今年 (九十年) 二月份本省西部地區出現的輻射霧案例進行研究，研究重點置於大氣環境條件的特徵、衛星資料的分析和運用。以及地面測站資料變化上所建議的物理過程等。

(一) 二月五日至六日

地面綜觀天氣圖在二月五日 1200 UTC (圖四) 顯示，本省處於典型的高壓迴流天氣所控制，新生的鋒面波動位於長江口附近，但緯度均高於 27°N。西部地區的探空顯示 (圖五) 800 mb 以上中南部大氣相對濕度較北部小，中南部上層大氣乾燥的特徵可垂直伸展至 400 mb 以上。北部及中南部的低層都出現強度不同且高度互異的逆溫層；北部低層逆溫在 950 mb 至 975 mb 左右，這層逆溫在六日 0000 UTC 時略向下伸展至 1000 mb 附近，混合比在逆溫層的平均值大約都維持在 10 g/Kg 左右，1200 UTC 逆溫層附近的風速均不足 5 m/s。中部地區五日 1200 UTC 探空之近地層逆溫是在西部各處最強，高度也較低的，800 mb 以下的混合比平均值亦在 10 g/Kg 左右，但低層的相對濕度顯然較北部或南部低層大氣為高，潮濕的情況甚至維持到六日 0000 UTC 時依然可見，近地面逆溫層以下的風速普遍均在 5 m/s 以下；南部五日 1200 UTC 的逆溫層較高，但垂直風場之風速自地面至 10000 呎均不到 5 m/s；六日 0000 UTC 逆溫層低部稍有升高但風速仍然十分微弱。

純就探空分析，中南部的輻射冷卻效果應較北部為佳，但南部的逆溫層高度較高，約略在 5000 呎至 10000 呎左右，相較於中、北部都有近地層的逆溫而言，較為不利於輻射霧的提早發生。由於逆溫層頂以下的大氣飽和程度及水汽含量都以中部地區最大，其次為北部最後才是南部的事實，我們可以推論，若是輻射冷卻造成輻射霧，那麼由北至中部霧的發生將逐漸提早，但愈往南部則因需要較強的輻射冷卻來降溫以使近地層大

氣達到飽和，其生成的時間應較落後。各機場的觀測記錄大致和上述的推論相配合 (圖八)，能見度在 1 哩以下的起始時間由北部向中部提早，而後又由中部往南部逐漸延後。輻射冷卻若以測站降溫率來看，中南部的效率的確較北部之降溫率明顯。中部濃霧的時間既早且長，這和探空資料所指示的並無二致。能見度低於 1 哩時，地面相對濕度未必達到飽和，記錄顯示相對濕度高於 90% 就有出現 2 哩以下能見度的機會，只是相對濕度愈高，似有低能見度的機會也愈大。無論中部或南部造成輻射消散的主要效果，應為日出後地表對於太陽短波輻射的吸收，然而南部因為霧層較薄因此霧消散的較快，中部則因霧層較厚及濃，阻礙了地表對短波輻射吸收，進而導致霧消散的時間也就延後。

就六日可見光衛星雲圖 0800 LST 至 1700 LST 來看 (圖六及圖七)，輻射霧的範圍包含了大陸沿海部分地區、海峽中部以北及本省北部地區。霧的濃度若以可見光反射率來研判，其所造成之視障，應以福建最為嚴重。雖然濃霧區在 1100 LST 以後明顯減弱，但本省北部、大陸沿海及海峽北部的輻射霧一直延續到 1400 LST 才普遍消散。值得注意的是從清晨 0800 LST 至 1700 LST，沿本省東部海岸發展的積狀雲系，似受海陸風環流影響，自外海向內陸移行，並於 1200 LST 時由陸地上發展之積雲取代原先位於外海之積雲；另外位於雪山山脈以北至大屯山一帶的北部地區，清晨因受霧的影響，日出之後部分陸地出現差異性增溫的效果，自 1100 LST 開始積雲在清晨霧區邊界上迅速發展，雖然此一積雲的發展對局部地區霧的消散無法作一定的估擬，但其所產生之不同尺度系統間的交互作用是值得未來進行探討的。普遍來說，個案中霧的消散在可見光雲圖上是由外而內逐漸縮小水平範圍的。

(二) 二月六日至七日

二月六日 1200 UTC 鋒面系統已從華中地區東移並發展，逐漸影響 26°N 一帶，波動中心此時位於日本九州南方 (圖九)，衛星雲圖顯示七日上午 0800 LST 雲系已明顯籠罩北部至長江口一帶，北部已受到鋒面接近影響，部分鋒面雲系使北部能見度降低的

原因並非單純來至於輻射霧，然而中南部仍可見輻射霧的徵候 (圖十)。可見光雲圖分析顯示嘉義、台南和岡山受到輻射霧的影響最為明顯，七日 1100 LST 以後輻射霧的影響才逐漸減弱，其水平範圍上消散的方式和前一日從霧區邊界由外而內逐漸減弱是一致的 (圖十一)。中部和南部的探空都顯示出 800 mb 以上的環境條件是有利於輻射冷卻效果，兩處的逆溫層都在 800 mb 至 700 mb 間，惟中部低層大氣在六日 1200 UTC 已有近地層逆溫形成，這個條件使中部較南部更有利於輻射霧的發生；若以 800 mb 以下大氣的平均混合比來看，中部的水汽含量不僅高於南部，逆溫層以下大氣的相對濕度也比南部要大。然而南部逆溫層強度顯然較中部來的大；六日 1200 UTC 或七日 0000 UTC 的高空風變化上，風速微弱是中南部共同的特徵。同樣的若以輻射冷卻以達到低層輻射霧生成的條件來看，南部需要更有效率的降溫率來達成。地面測站記錄顯示上述推論一致的結果，低能見度小於 1 哩的出現時間由中部向南部逐漸延後，至岡山以南能見度甚至不曾出現低於 1 哩的情況 (圖十二)。即使當能見度低於 2 哩且溫度、露點沒有明顯變化時，水平能見度的記錄上也有明顯的變動 (如清泉崗七日 0300 LST 至 0800 LST；嘉義七日 0100 LST 至 0900 LST)，這現象說明前節所討論的物理過程，在此時互有消長但詳細內容卻無法從有限的資料中進一步來解讀。

(三) 二月二十一日至二十三日

二月二十一日至二十三日本省受低緯低壓雲系北抬影響 (圖十三、十四)，西部各地普遍出現輻射霧，局部地區能見度不足 1 哩時間較高壓迴流情況下所產生之輻射霧影響更長。衛星雲圖中顯示當低壓雲系位於本省東部並向東北移行時，輻射霧在西部地區出現的範圍逐日之變化也有不同 (圖十五)，雖然衛星雲圖上霧的濃度和消散方式和前兩個個案中表現並無不同，但是透過低緯度低壓北抬而在本省及其東方所產生的局部環流，如何貢獻或影響輻射霧的發展是十分有趣的主题，我們將在後續的相關研究中深入探討，然而我們要指出的是除了高壓迴流外

其他尺度的天氣系統只要能提供輻射霧生成的有利條件，在適宜的輻射冷卻及相配套的物理過程催化下，輻射霧一樣可以生成。

六、結論與建議

本文從霧的分類，生成機制到影響輻射霧的各種物理過程逐一探討，並就輻射霧在初生、發展維持和消散階段，各種物理過程對其影響深入說明，其目的希望預報員在天氣預報過程中應先對天氣過程和大氣系統有基礎的認識與瞭解，再結合各種觀測資料逐步分析、研判以求得合理的結論，藉由科學的步驟及方法我們才能真正的對天氣變化和天氣預報有所掌握，進而改進預報準確率。

從個案研究的結果顯示，可見光雲圖在輻射霧區的偵測是很方便的工具，但早期偵測輻射霧區尚須應用紅外線雙頻溫度差的原理繼續發展。環境條件中逆溫層高度、強度和逆溫層上方大氣乾燥程度及垂直風場的強弱都直接影響輻射霧的生成、發展、維持與消散。研判衛星資料在時間序列上的變化同時發現，綜觀尺度乃至中尺度系統在某些特定情況下對輻射霧的生成或消散亦有顯著的影響。

由於氣候特徵可以經由統計過程來凸顯某些無法量化因素對特定天氣發生影響時的困難，未來各基地應對特殊天氣現象進行氣候的統計作為，以作為局部地區同類天氣預報的參考，但是如何才能提綱挈領正確的執行「統計」之實，更是我們應認真面對的。

致謝

本文的完成感謝林宜虹上尉、吳健銘少尉協助製作部分圖表。呂貴寶中校、黃清順上尉寶貴的意見及深入的討論，主任路心誠上校在各方面的鼓勵與支持，在此謹致上最高的謝意與敬意。

參考文獻

王光華、廖美慧, 2000: 利用 AVHRR 資料辨識台灣鄰近地區之霧 / 低雲區 第二屆國際海洋大氣會議, 台北市, 229-234
呂貴寶、沈畦、李紀恩, 2000: 應用同步衛

星資料分析台灣地區冬季之濃霧分佈 第二屆國際海洋大氣會議, 台北市, 162-167.

陳萬金、黃清順, 2000: 衛星資料對低雲及霧區之偵測與分析 第二屆國際海洋大氣會議, 台北市, 151-155

潘大綱, 2000: 數值天氣預報在軍事行動上的應用 氣象預報與分析第165期 30-35

Bader, M. J., G. S. Forbes, J. R. Grant R. B. E. Lilley and A. J. Waters, 1995: Images in Weather Forecasting—A practical guide for interpreting satellite and radar imagery Cambridge University Press, pp499.

Brown, R. and W. T. Roach, 1976: The physics of radiation fog II—A numerical study Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 102, 335-354.

Byers, H. R., 1959: General Meteorology McGraw-Hill, New York.

Garratt, J. R., 1992: The Atmospheric Boundary Layer Cambridge University press, London, pp316.

Gurka, J., 1974: Using satellite data for forecasting fog and stratus dissipation. 5th Conference on Weather Forecasting and Analysis 54-57.

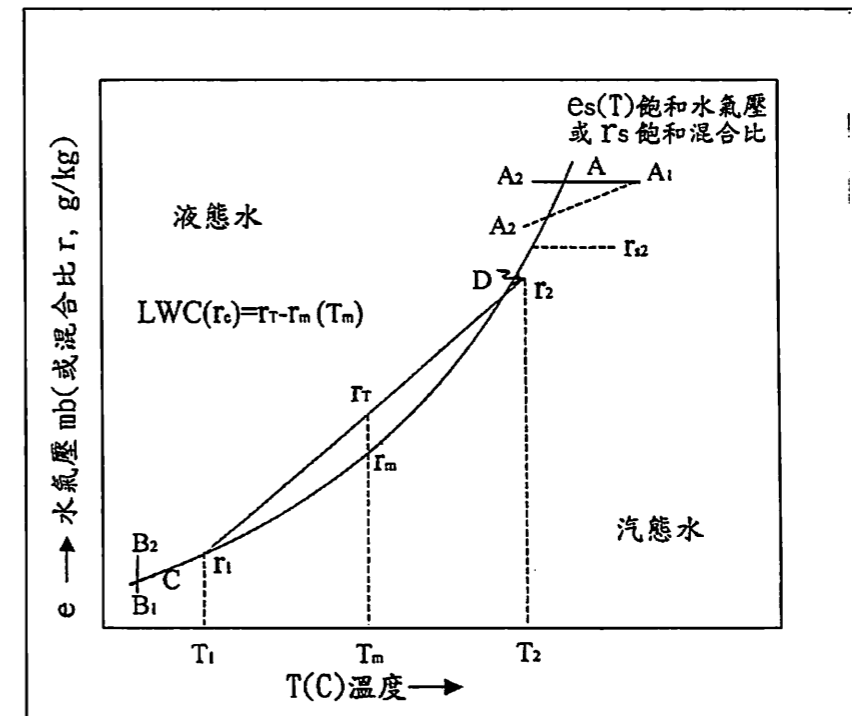
Gurka, J., 1978: The role of inward mixing in the dissipation of fog and stratus. Mon. Wea. Rev., 106, 1633-1635.

Jiusto, J. E., 1980: Fog structure. Invited Rev. Pap., Symp. Workshop Clouds: Their Form., Opt. Prop. Eff., IFAORS, Williamsburg, Va.

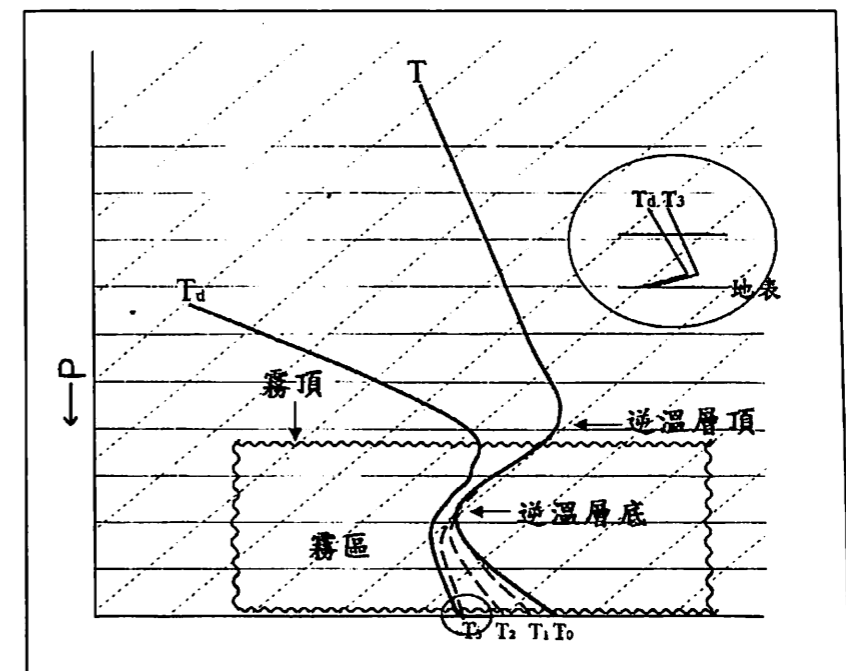
Rogers, R. R. and M. K. Yau, 1989: A Short Course in Cloud Physics 3rd edition, Pergamon press pp293.

Taylor, G. I., 1917: The formation of fog and mist. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 43, 241-268.

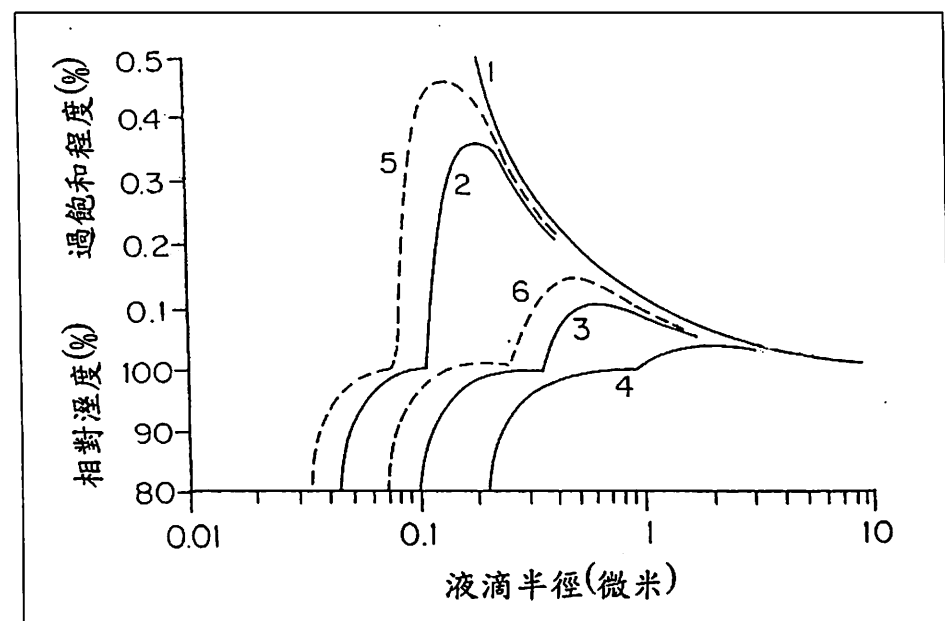
Turner, J. R., J. Allam and Maine, 1986: A case study of the detection of fog at night using 3 and 4 on the Advanced Very High Resolution Radiometer(AVHRR). Meteor. Mag., 115, 285-297.



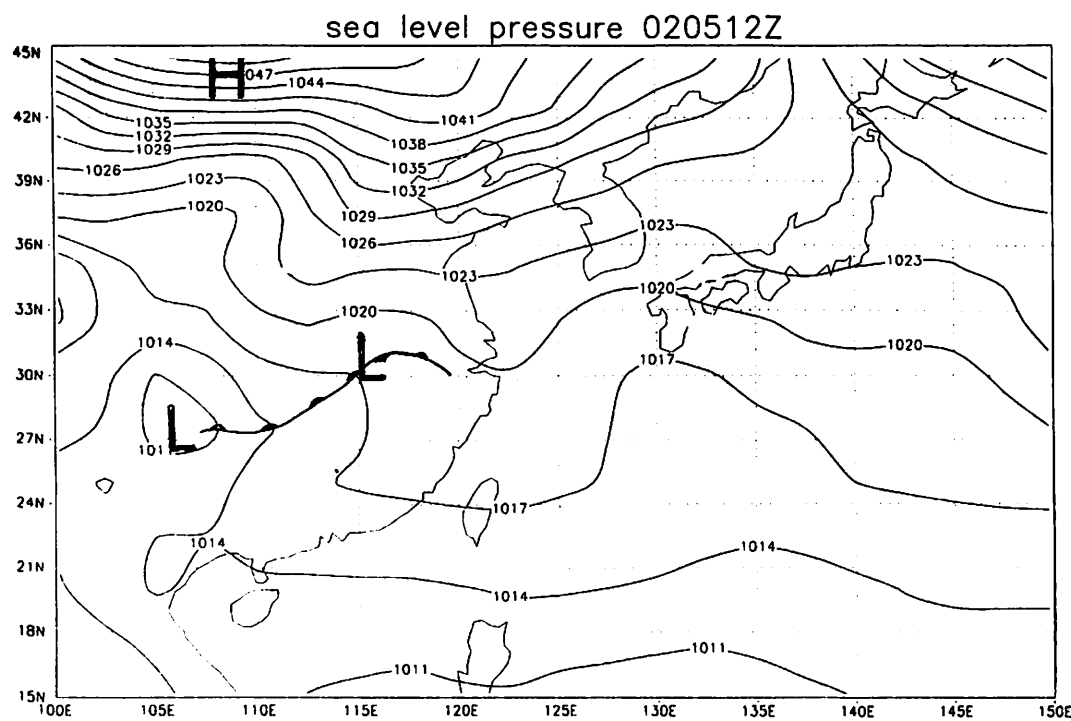
圖一：利用克氏 (Clausius-Clapeyron) 方程中水相變化來說明霧生成的過程。LWC為液態水含量 (LWC, Liquid Water Content)，摘錄自 Jiusto(1980)。



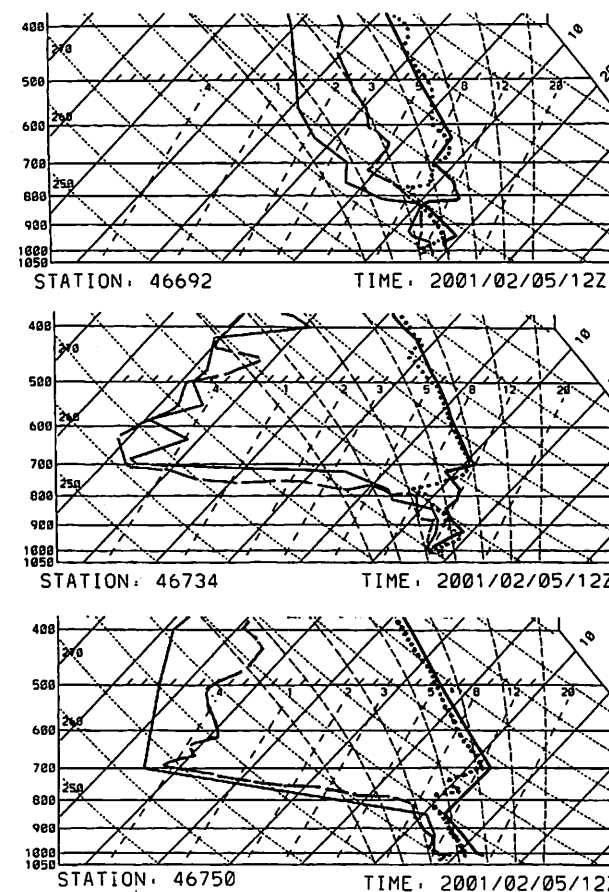
圖二：輻射霧生成時大氣環境條件示意圖，T為溫度，Td為露點溫度，T0至T3指輻射冷卻效果，括線區為輻射霧範圍；圖上方式意圖說明在地表熱傳導下所造成近地面淺薄之逆溫。



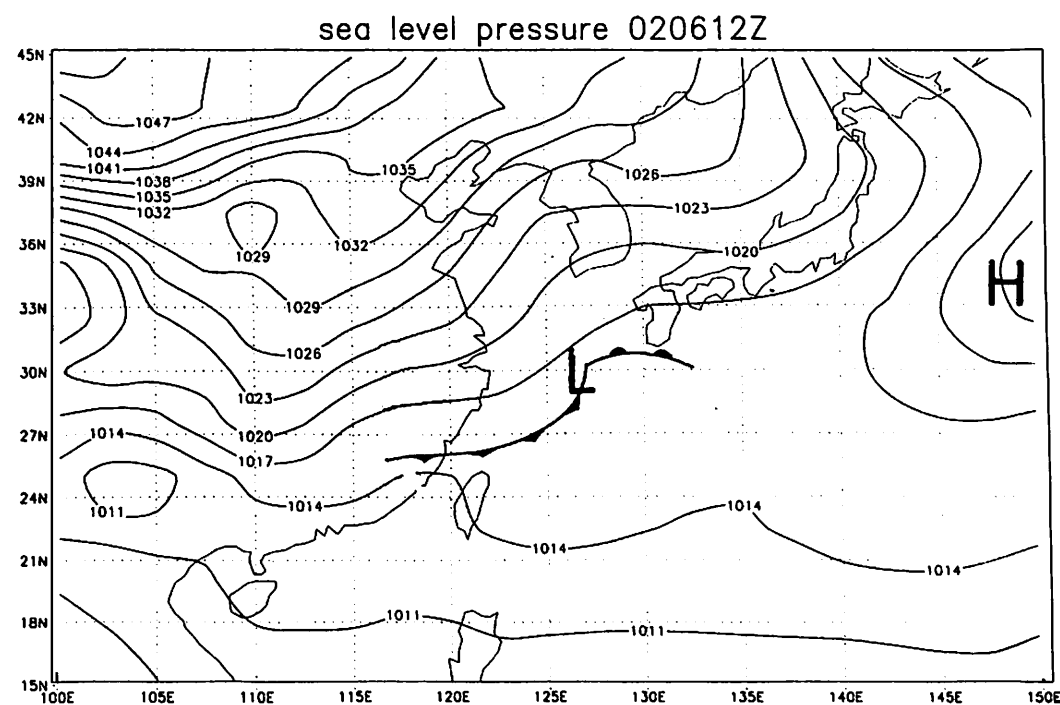
圖三：液滴在不同飽和程度下經凝結而成長的曲線，1至6代表不同濃度的凝結核，當液滴的大小超過曲線中頂端的半徑時，液滴即可在相對濕度較小的環境下持續的成長，此曲線通常被稱為Köhler曲線。



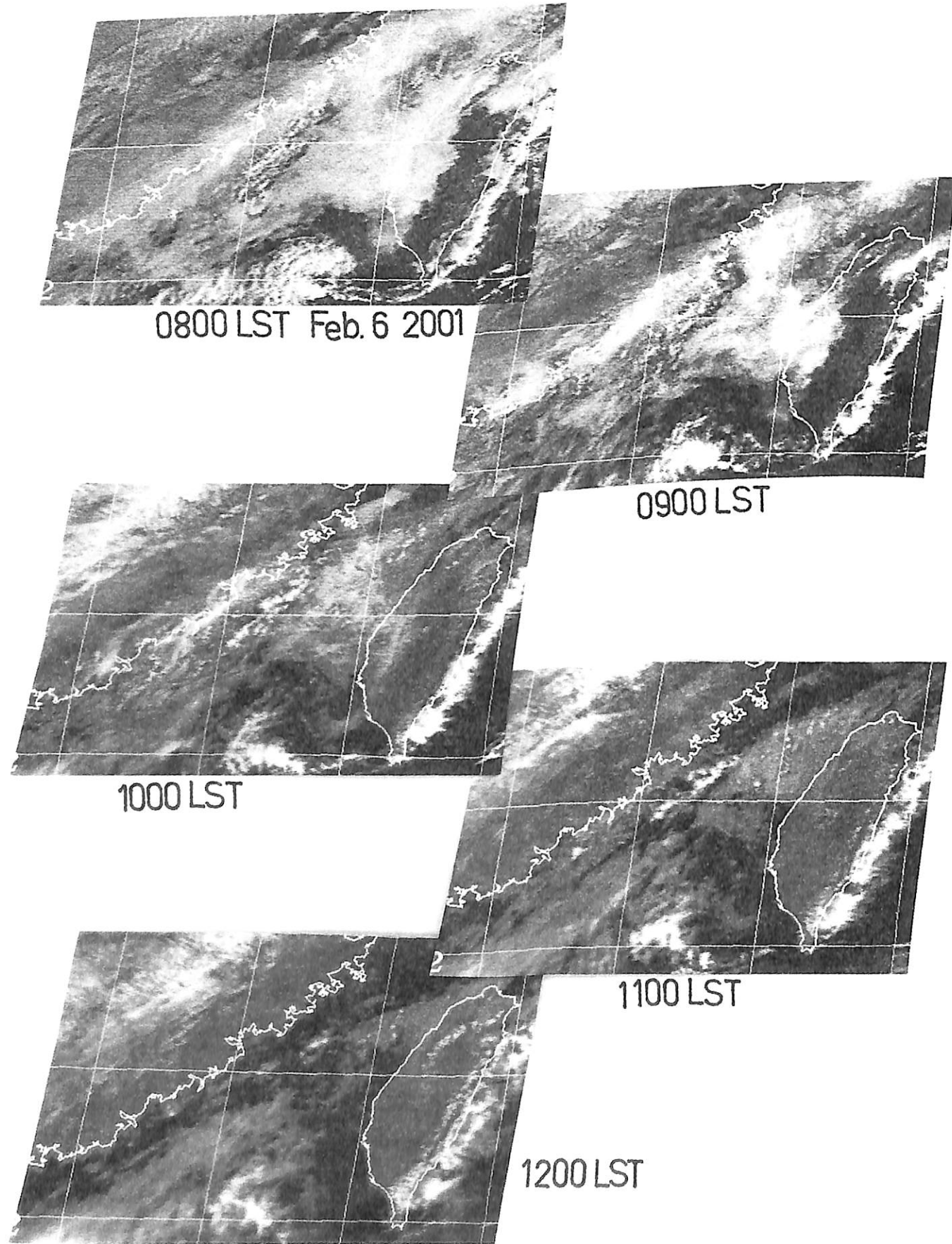
圖四：二月五日1200UTC海平面氣壓(mb)分析圖，鋒面波動依傳統所定義。



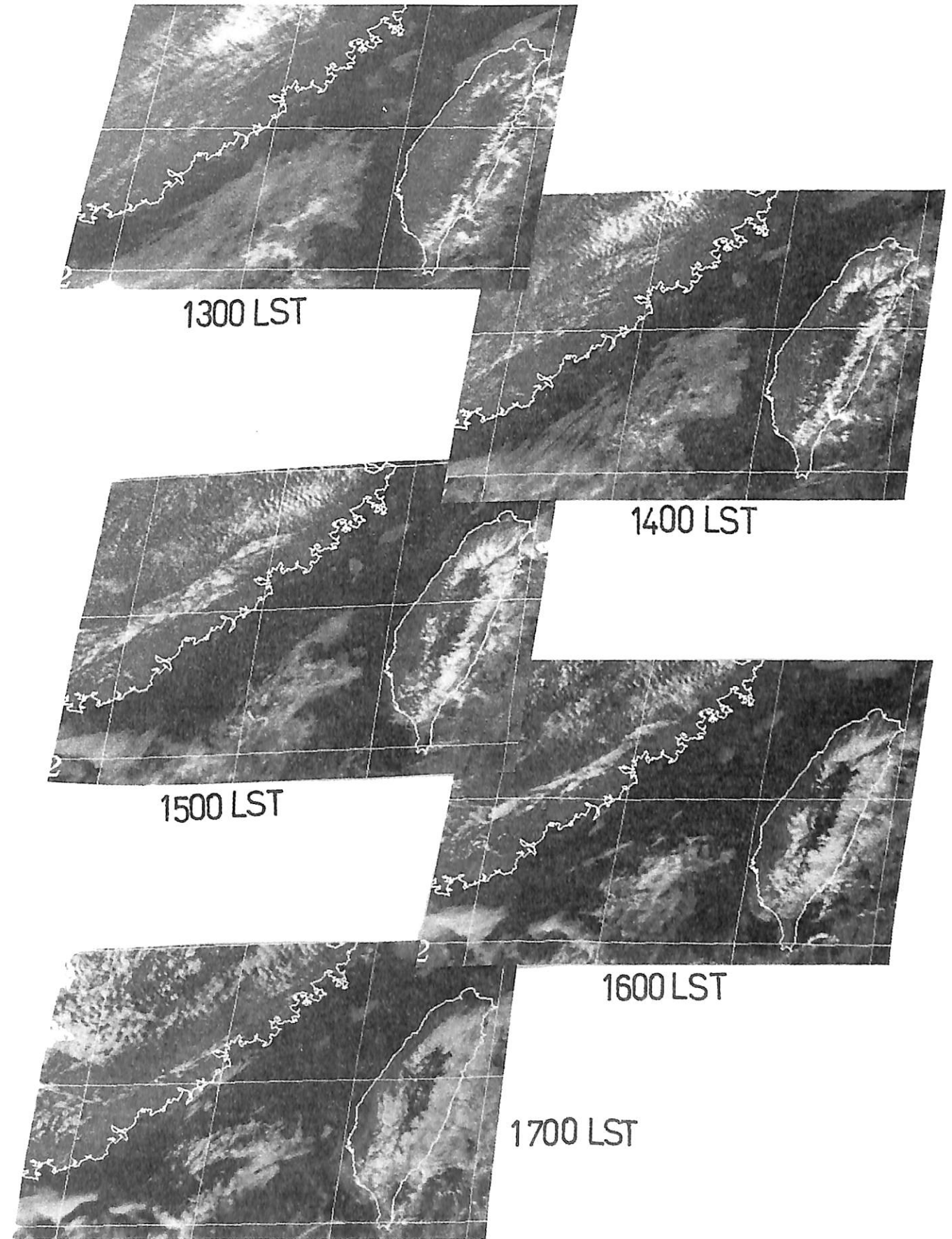
圖五：由上而下北部、中部及南部探空，實線為二月五日1200UTC溫度及露點，點線和斷線則為二月六日0000UTC溫度及露點，其餘表示均和傳統使用符號相同。



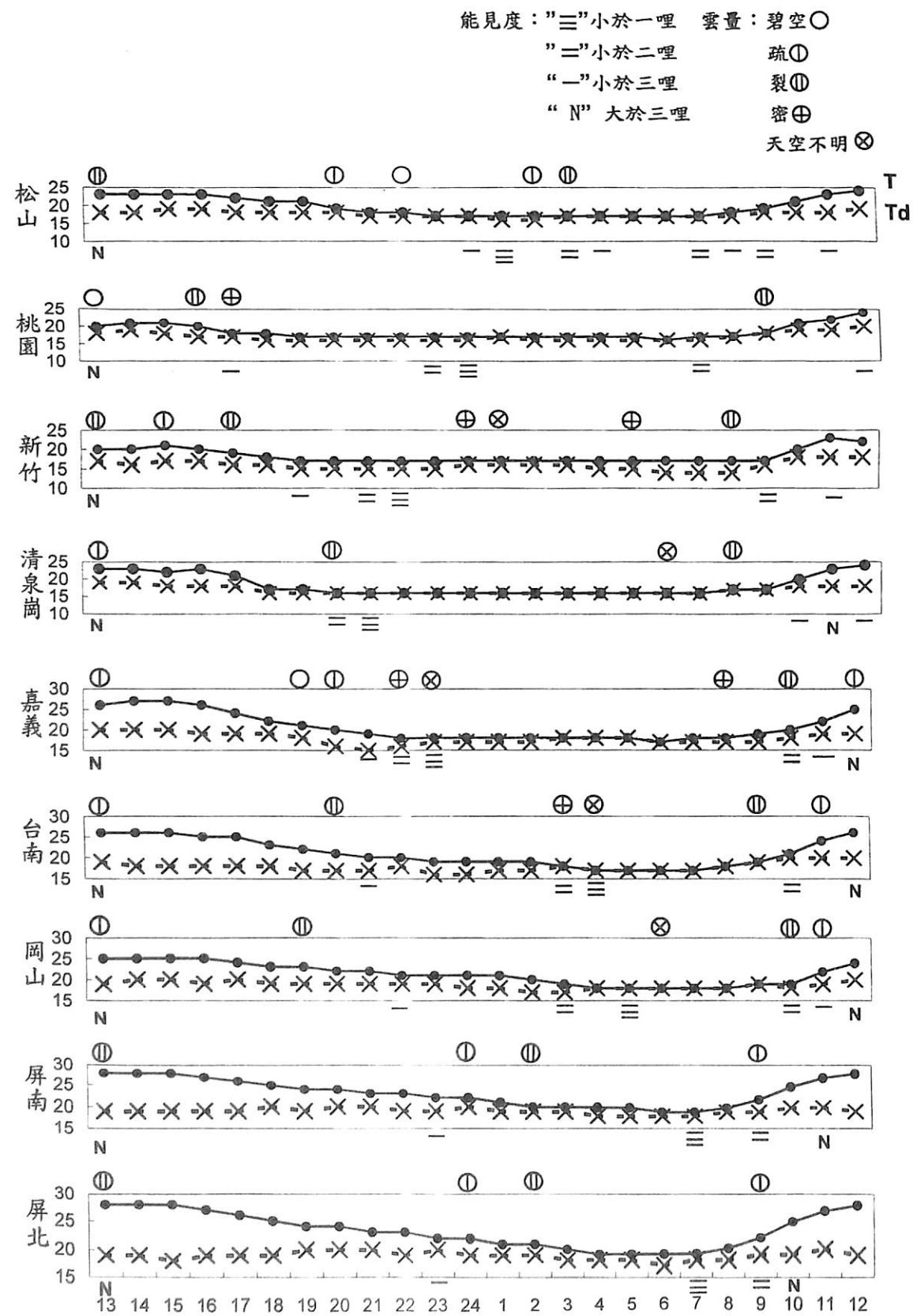
圖九：二月六日1200LST海平面氣壓(mb)分析圖，餘如圖四。



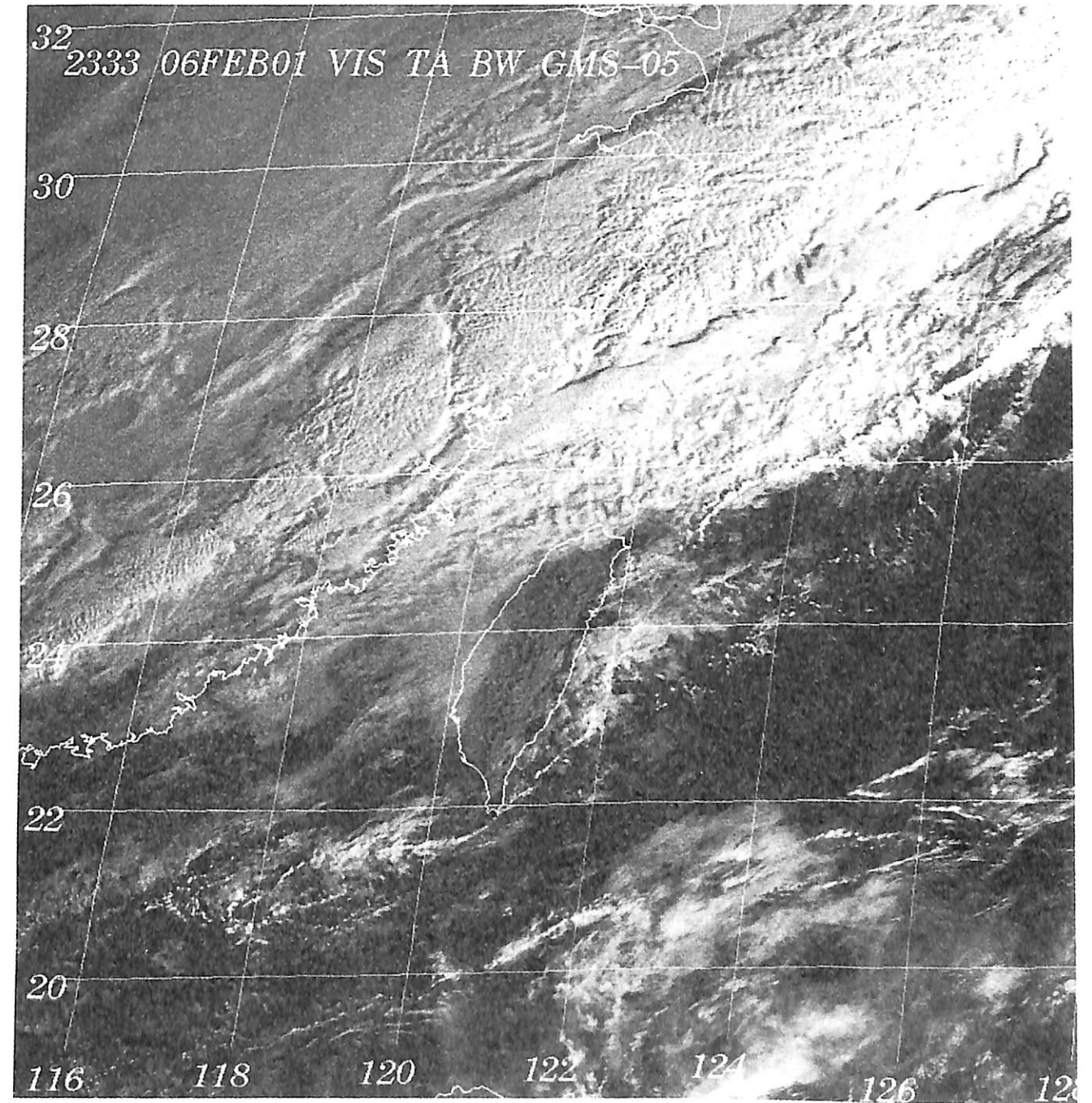
圖六：二月六日0800LST至1200LST GMS-5可見光衛星雲圖。



圖七：二月六日1300LST至1700LST GMS-5可見光衛星雲圖。

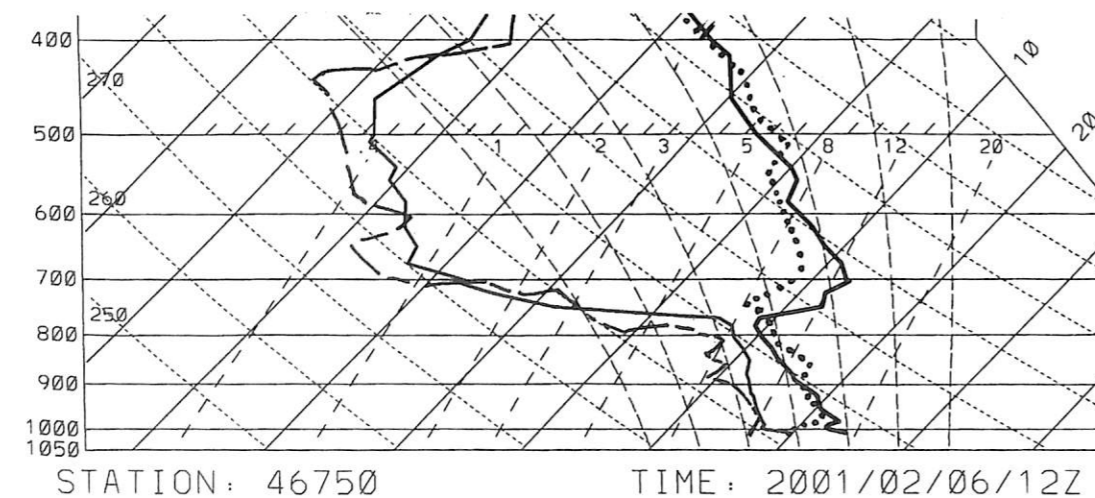
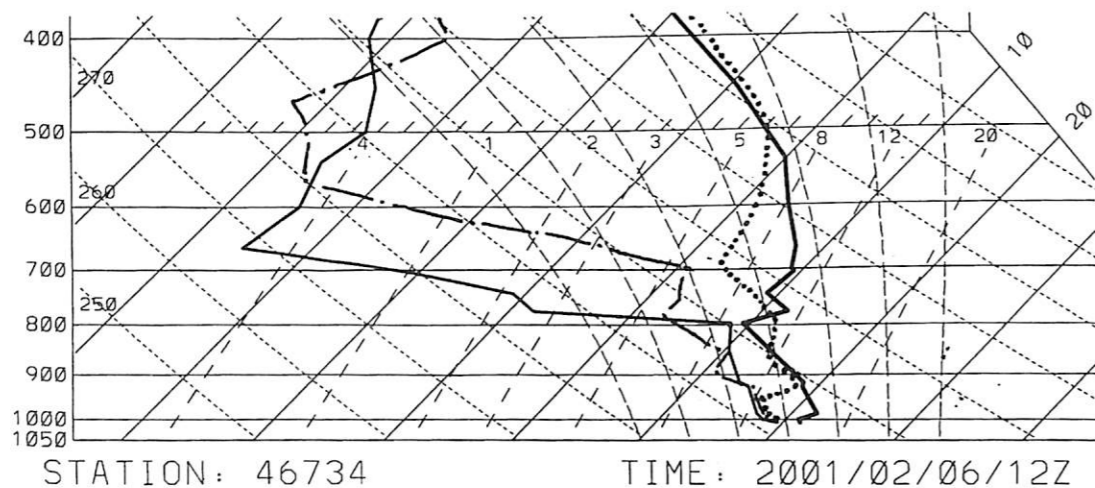
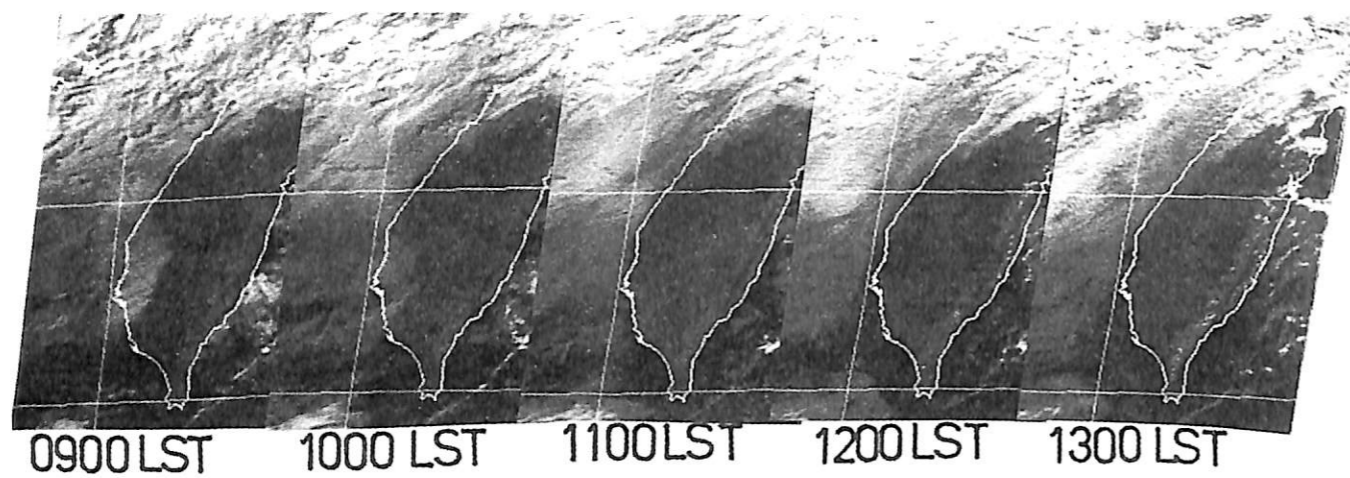


圖八：本省西部地面觀測記錄，說明如圖示，起自二月五日1300LST至六日1200LST。



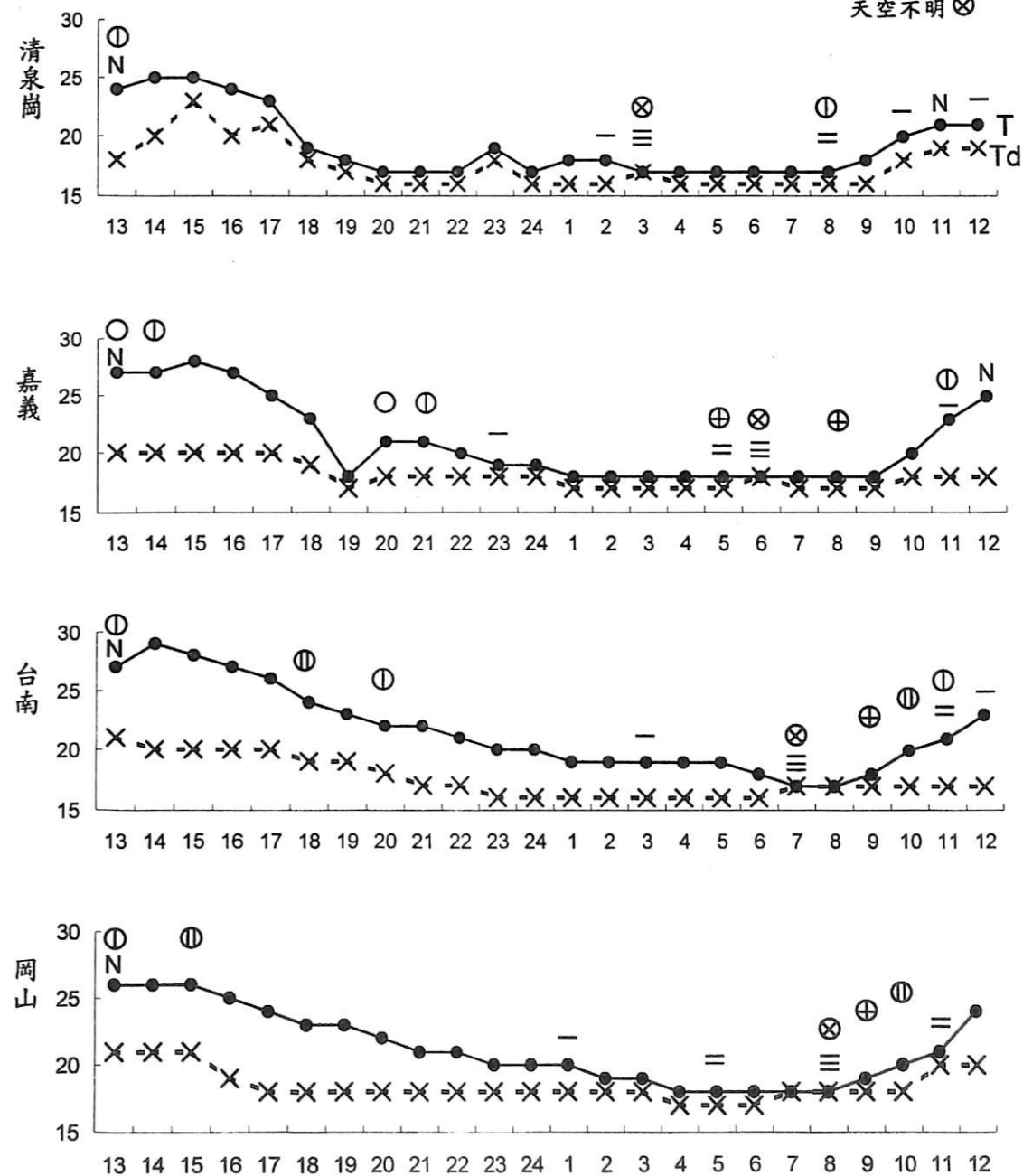
0800LST Feb.7 2001

圖十：二月七日0800LST GMS-5可見光衛星雲圖。

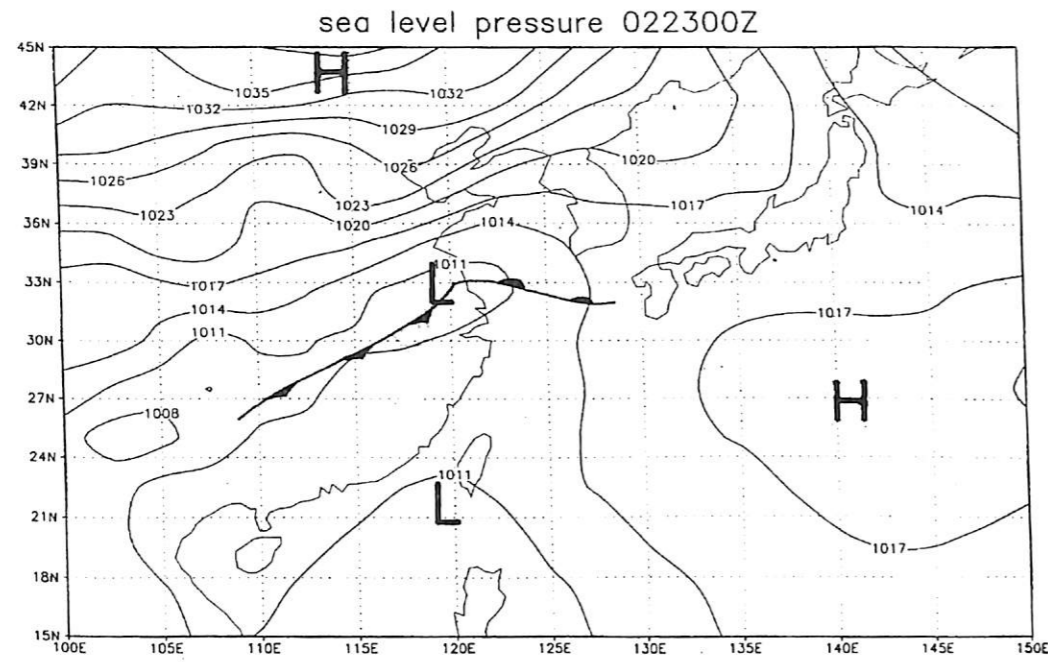


圖十一：二月七日0900LST至1300LST（由左至右）GMS-5可見光衛星雲圖；下方為中部及南部六日1200UTC與七日0000UTC溫度和露點，標示方法如同圖五。

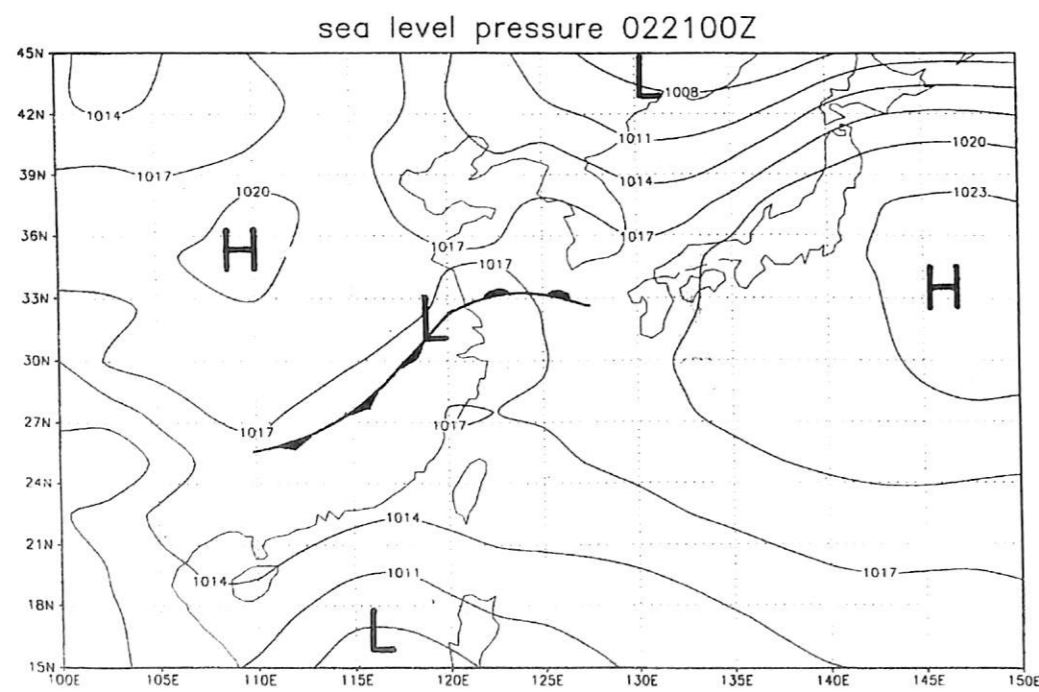
能見度：“三”小於一哩 雲量：碧空○
 “二”小於二哩 疏⊕
 “一”小於三哩 裂⊕
 “N”大於三哩 密⊕
 天空不明⊗



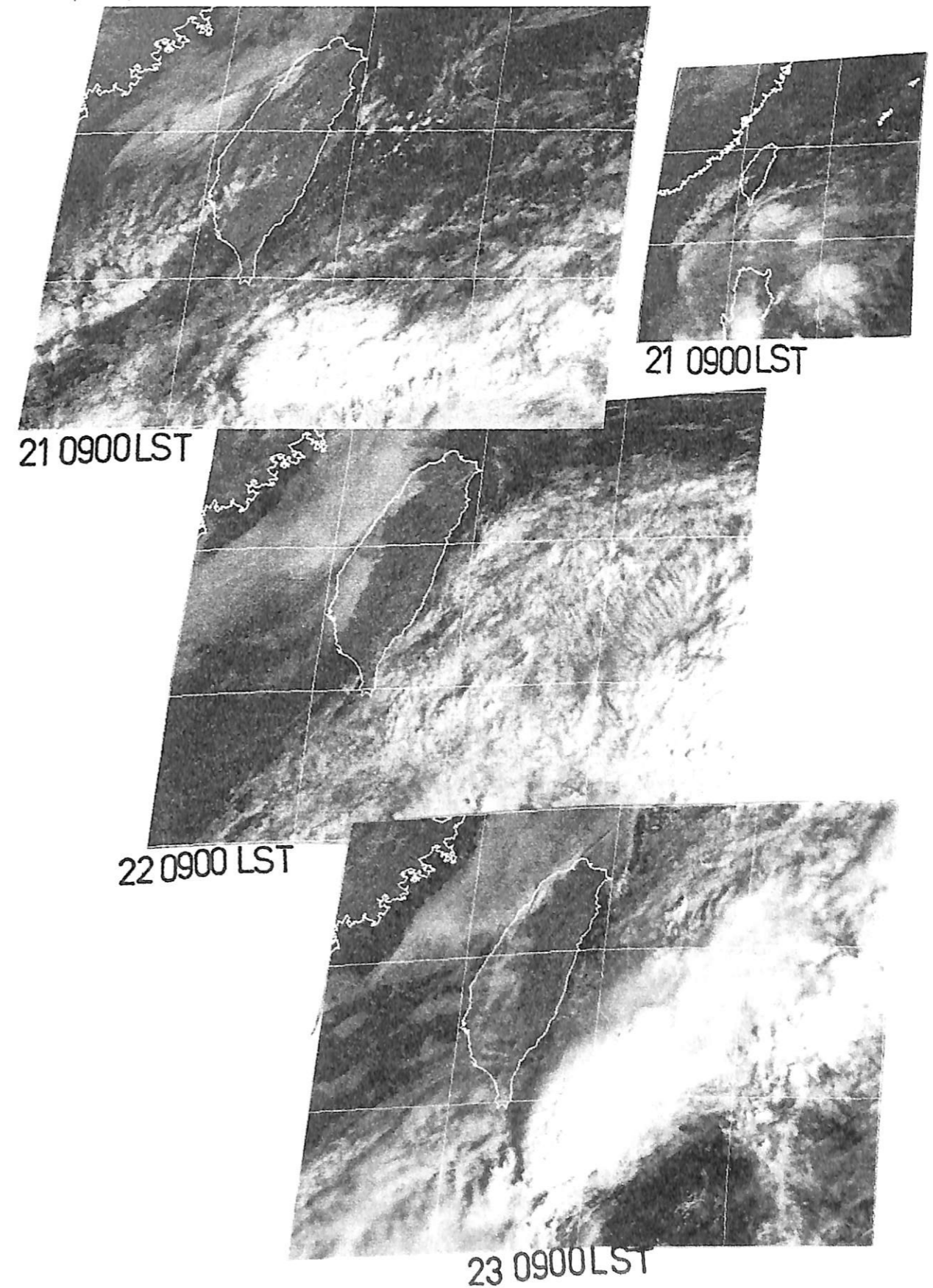
圖十二：如圖八，惟時間為二月六日1300LST至七日1200LST。



圖十三：二月二十一日0000UTC海平面氣壓(mb)分析圖。



圖十四：二月二十三日0000UTC海平面氣壓(mb)分析圖。



圖十五：二月二十一日至二月二十三日0900LSTGMS-5可見光衛星雲圖
(由左上至右下)。

Radiation Fog - - Their physical processes and case study

Peter Da-Gang Pan

Chun-Hsin Wu

Weather Central, Weather Wing, CAF ROC

Abstract

Low visibility and low ceiling are two major weather phenomena that seriously hindered military maneuver and air operations. Statistical results have indicated that the high percentage of low visibility cases was found to be associated with the existence of various types of fog.

In Taiwan, radiation fog were observed frequently on the west side of Central Mountain Range in Winter and Spring when environmental conditions were favorable for its formation. In this paper we first reviewed the physical mechanism and processes that contribute to the formation, growth, maintenance and dissipation of radiation fog and then followed by several case studies. Through the discussion on the influences of physical processes, we hope to provide operational forecasters a fundamental details of this particular weather phenomenon. The usage of remote sensing and numerical model products in detecting and forecasting radiation fog is also explained.

Our results indicate that: (1) the strength and altitude of the inversion, (2) the dryness of the atmosphere above the inversion and (3) the vertical wind strength adjacent to the inversion etc. are closely relative to the radiation fog onset on the ground level. Although synoptic scale low-level anticyclones may create favorable conditions for radiation fog by suppressing surface wind and drying the air aloft through subsidence, mesoscale systems sometimes could also play an important role in affecting the onset or dissipation of radiation fog. The inward dissipation of fog area indicated on animated satellite images agree well with the explanation proposed by Gurka (1978).

Keywords: radiation fog, radiative cooling, fog droplet, physical mechanism, physical process