

氣象學報

季刊

第三十五卷

第一期

目次

研究論文

- 中尺度對流系統之分析與應用.....紀水上 (001)
- 大雨預報的判別方程.....吳明進、熊台玉 (012)
- 中緯度地區積雲參數化法降水預報的研究.....曹立德、曾忠一 (019)
- 高層冷心低壓之綜觀氣候研究.....陳泰然、紀水上、苟潔于、吳樹旺、鄒中惠 (031)
- 台灣海峽中部海域連續異常高波之個案分析.....李汴軍 (043)

綜評

- 數值天氣預報之校驗方法綜評.....方力脩、陳慧貞 (048)

出版者 中央氣象局氣象學報社

發行人 吳宗堯

編輯委員 吳宗堯

主任委員 林民生

委員 王方蘭

朱呂李胡陳

李

李

李

李

李

李

李

李

臺北市公園路六十四號

電話：3713181

勳男遠鑑傑良彥田平

啓隆之學邦信清永安

咸張楊廖鄭謝蔡葉劉

(按姓氏筆劃排列)

幹售

事價

新台幣 150 元

氣象學報季刊

Meteorological Bulletin

中央氣象局

Central Weather Bureau

第三十五卷第一期

Vol. 35 No.1

民國七十八年三月

Mar. 1989

算

中尺變對流系統激發機制之實例分析

紀 水 上

中央氣象局衛星站副主任

（收稿日期：77.6.20，定稿日期：77.9.6）

摘 要

本文利用GMS 衛星雲圖分析有利於中尺度對流系統形成及加強之環境條件及激發機制。結果顯示，高層輻散／分流、低層輻合、外流邊界（弧形線）與其他邊界之交互作用及雲系間之交互作用等為引發中尺度對流系統生成及加強之重要機制，均可在衛星雲圖上得到指示。

結果又顯示，兩低層低壓雲系間之變形場、早晨晴空區及伴隨高層噴流條之卷雲蓋移至低層不穩定區等均為引發MCS 之形成及加強的因素。

關 鍵 詞：弧形線、伸張軸、卷雲蓋。

一、前 言

在氣象衛星未作業前，因受到氣象觀測能力的影響，氣象學家只能根據大尺度（macroscale）天氣類型推斷中尺度（mesoscale）天氣類型，而對於中間尺度（intermediate scale）和對流雲與中尺度環境之交互作用缺乏了解。但自第一枚氣象衛星TIROS（Television and Infrared Observational Satellite）一號在1960年4月1日順利昇空作業後，從太空遙測雲系已成為可能。經過不斷地努力，氣象衛星終於已可觀測大至行星尺度至小至對流尺度的天氣系統，因而被視為最好的氣象觀測工具之一。更令人雀躍的是，地球同步氣象衛星的參與作業，因其可連續偵測天氣系統，使我們更了解中尺度天氣系統之演變，此種天氣系統之研究更具可行性，例如Purdum（1973）首先利用氣象衛星雲圖發現弧形雲線（arc cloud line）。Maddox（1980）利用紅外線衛星雲圖確定中尺度對流複合體（Mesoscale Convective Complexes；簡稱MCCs），而揭開MCCs之研究熱潮。

一般應用之地球同步氣象衛星（GMS）影像係以可見光與紅外線掃描射儀（Visible and Infrared Spin Scan Radiometer；簡稱VISSR

）觀測並加入經緯線及海岸線而得。因此，雲圖種類可分為可見光（Visible；簡稱VIS）及紅外線（Infrared；簡稱IR）影像兩種。前者係觀測從雲及地球表面所反射的太陽光波長 $0.5 \sim 0.75$ 微米（ μm ）的能量；太陽光的反照度（albedo）愈強影像愈白，愈弱則影像愈黑。反射亮度的感應器（sensor）除與雲、地球表面、太陽高度及雲間的相對位置有關外，並與雲和地球表面的反射率有關。日本GMS 同步衛星可見光影像的解像度（resolution），在衛星的直下點（subpoint）為1.25公里，在日本（東京）附近時東西方向為1.3公里，南北方向為1.8公里，離衛星直下點愈遠，其解像度愈差。後者則測定從地球表面放射出紅外線波段的大氣窗口範圍（ $10.5 \sim 12.5 \mu\text{m}$ ）的能量。再把這些觀測值轉換為黑體輻射溫度（blackbody temperature；簡稱 T_{bb} ），並在影像上以濃淡灰度表示。GMS的測定溫度範圍下限為 -100°C ，上限為 $+55^{\circ}\text{C}$ ，但隨季節而異。在傳真雲圖中之溫度範，高解像約為 $+30.2 \sim -81.2^{\circ}\text{C}$ ；低解像為 $+25 \sim -77^{\circ}\text{C}$ 。暖 and 表面的影像以黑色，寒冷的表面以白色表示之。觀測得紅外線輻射量的大小與雲頂溫度、發射率、輻射儀的瞬間視野及在途中被二氧化碳或水汽吸收效果等有關。紅外線影像不分晝夜均可獲得，但其解像度較可見光者差，其解像

度在衛星直下點，東西向及南北向均為5公里，在日本（東京）附近，東西向為5.2公里，南北方向為7.0公里。紅外線影像雖可日夜獲得，但其色調（或雲頂溫度）受日夜變化，季節及緯度等自然條件之影響，常使分析者研判錯誤（參閱Anderson et.al.,1974）。又紅外線輻射儀（IR radiometer）係感應雲頂溫度，而雲頂溫度之高低除與雲頂高度成反比（亦即雲頂愈高，其雲頂溫度愈低）外，尚與最頂層雲的下方有否中低雲存在有關，因雲頂輻射能為自陸地向高空累積的結果。因此，利用紅外線影像時必須注意。

由上所述可知，此兩頻道對雲系觀測結果各有其優缺點，例如卷雲為半透明之高雲，在紅外線雲圖上為白亮，即雲頂溫度低，常與其他發展甚高之直展雲類混淆，在可見光雲圖上為暗灰色。低雲因發展高度不高，故其雲頂溫度亦高，在紅外線圖上為暗灰色，常與陸地或海洋之色調接近，因此紅外線雲圖上不易辨識低雲，但在可見光雲圖中低雲白亮。因此，若兩種頻道能共同使用，則可獲得更佳的研判結果。例如：

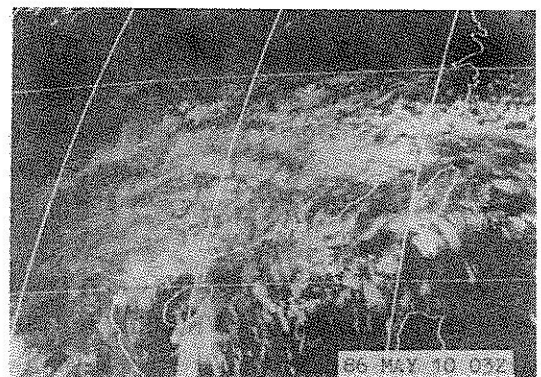
- 1.較亮的可見光和較冷的紅外線表示低雲上有卷雲。
- 2.較亮的可見光和較暖的紅外線表示低雲，但無卷雲。
- 3.較暗的可見光和較冷的紅外線表示卷雲。
- 4.較暗的可見光和較暖的紅外線表示晴天狀況。

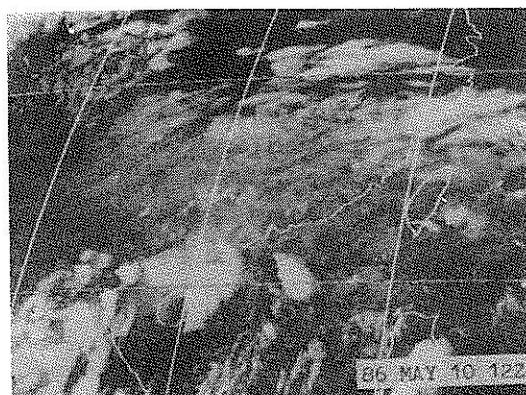
豐富的水汽含量、大氣之潛在不穩度及激發機制為中尺度對流系統發展之必備條件。前兩者（水汽含量及大氣不穩定）之綜觀條件可由現存的探空觀測網獲得，亦可得自主觀的或客觀的預報，但這些大尺度的因子只能定出有利發展的廣大區域，而實際對流雲系僅局限於某一較小範圍發展。然而，中尺度對流系統之激發機制在推斷劇烈風暴爆發之時間、地點及組織非常重要。可是此等激發機制並非全都可由傳統觀測報告分析出來。即使可以，但因傳統報告之時間解析度不足，而對於某些生命短暫之激發機制則無能為力，衛星觀測則可彌補其缺陷。本文利用中央氣象局所存之GMS 衛星雲圖，對一些由衛星觀測辨認有利於MCS 之形成及加強之環境條件及激發機制作分析，希望能將衛星資料充分運用在中尺度對流系統之分析與預報上，以增進大雨／豪雨的預報能力。

二、高層輻散與低層輻合

高層輻散或分流（diffluence）為引發劇烈天氣之一重要因子，此種現象均可由綜觀天氣圖和衛星雲圖得到指示。然而，衛星觀測之時、空解析度優於傳統觀測，因此衛星觀測更易掌握中尺度對流系統發展之時效。圖1 為1986 年5月10日 0300 UTC 至12日 1200 UTC 之GMS 衛星雲圖。10日 0300 UTC 雲圖（圖1a）顯示，呈反氣旋式環流之雲系籠罩兩廣以南及以西地區，海南島及以東鄰近地區之雲系為偏西北向，伴隨高層西風之雲系自雲南向東伸展至東海。廣東至海南島一帶在此兩東西向及偏北向雲系間構成明顯的分流。由雲系結構知，此等雲系屬於高雲類，因此，在中南半島至廣東沿海一帶為一很好之高層輻散帶，極有利於MCS 之發展。10日 1200 UTC（圖1b），在海南島附近即有發展良好之MCS，至11日 1200 UTC（圖1c），MCS 移至廣東沿海之高層分流區而加強。10日 0900 UTC 雲圖（圖1d）顯示，MCS 所在區高層分流已減弱，此MCS 亦減弱，唯尚維持相當的強度。顯見，高層輻散／分流為有利於系統之生成、加強及持續，而此種現象可由衛星雲圖中分析得到。圖2 為與上述雲圖同或鄰近時間之300 mb 天氣圖，由該層氣流走向可以印證衛星雲圖確實有辨認高層輻散／分流之能力。

另外一種高層輻散／分流區發生於極地噴流（polar jet）和副熱帶噴流（subtropical jet）之間，其示意圖如圖3。由於此兩種噴流不在同一氣壓層發生，因而不難在同一天氣圖上同時訂出極地噴流和副熱帶噴流。然而，伴隨噴流之卷雲藍（cirrus shields）和卷雲帶（cirrus bands）極易從衛星雲圖上確認。由衛星雲圖確定噴流之方法參閱Anderson et. al.(1974)。兩不同高度之

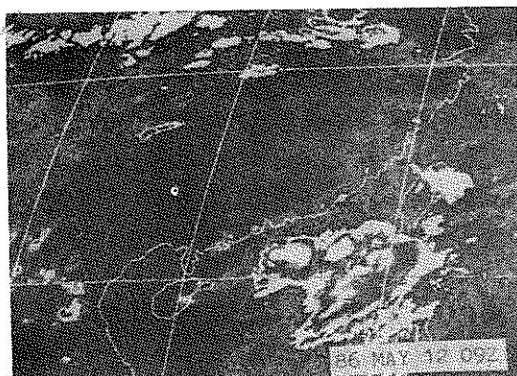




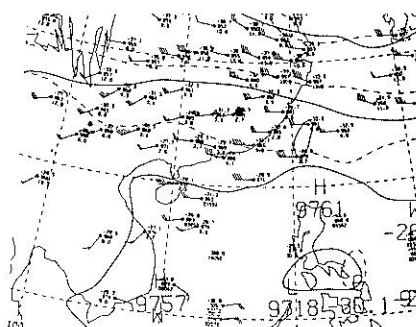
(b)



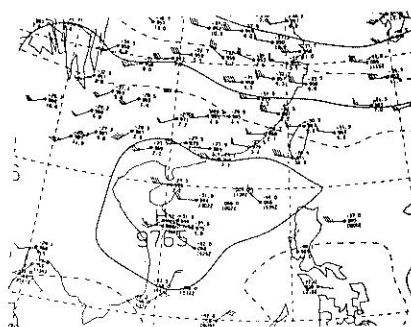
(c)



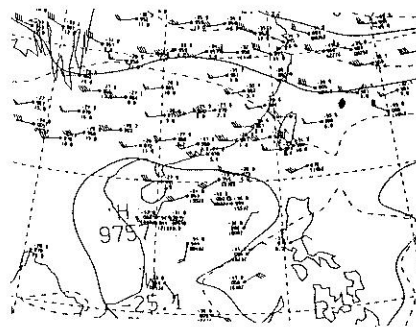
高層雲線所造成之分流區亦為MCS 加強之有利區。圖4為1987年10月28日0000 UTC紅外線雲圖，該圖顯示，有一高層雲帶位於黃土高原向東北伸至大興安嶺，另一伴隨200mb 噴流之卷雲帶由中南半島向東北伸經華中至黃海。此兩雲帶在我國華東至東北一帶構成分流區，有一深對流在熱河省之分流最明顯區發展，而此分流區上游之分流不明顯/微弱合流區為低雲及晴空區，顯見此種分流區亦為MCS 發展機制之一。



(a)



(b)



(c)

圖1 1986年5月(a)10日0300 UTC、(b)10日1200 UTC、(c)11日1200 UTC、(d)12日0900 UTC紅外線雲圖(c、d經由MB曲線色調強化，參閱Clark,1983)。

Fig. 1 Satellite imageries in infrared channel at (a) 0300 UTC May 10, (b) 0900 UTC May 12, 1986. (c) and (d) were processed by MB enhancement curve.

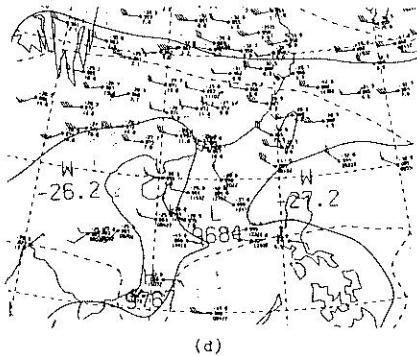


圖 2 1986 年 5 月(a) 10 日 0000 UTC, (b) 10 日 1200 UTC, (c) 11 日 1200 UTC 及 (d) 12 日 1200 UTC 之 300mb 天氣圖。

Fig. 2 300 mb analysis for (a) 0000 UTC May 10, (b) 1200 UTC May 10, (c) 1200 UTC May 11 and (d) 1200 UTC May 12, 1986.

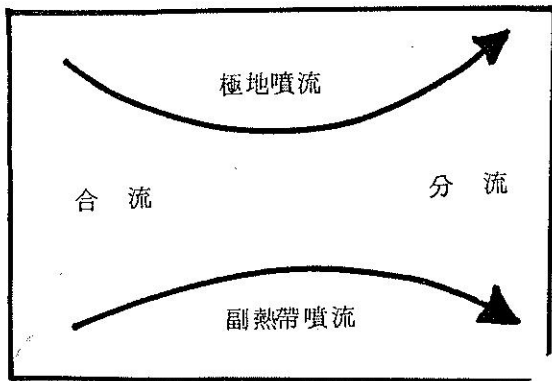


圖 3 極地噴流和副熱帶噴流之間的合流和分流示意圖。

Fig. 3 Schematic diagram showing the confluence and diffluence between the polar and subtropical jet streams.

大多數最劇烈的天氣在冷鋒前之飗線(squall line)或不穩定帶爆發；因為該區垂直運動最大，水汽含量最多。雖然有時它距鋒面甚遠，但是冷鋒前之不穩定帶是存在的。鋒前若有低層雲出現時，可經常發現楔狀之小積雲由南向北並且可能旋入低壓中心；若有卷雲蓋出現時，預報員必須仰賴傳統的風場資料和氣流線分析來決定低層最大輻合區，分析露點溫度確定最大濕度區以決定最活躍的對流區，不穩定度的程度可由分析斜溫圖來。卷雲蓋經常伴隨高層噴流條(jet streak)，該最大風速區

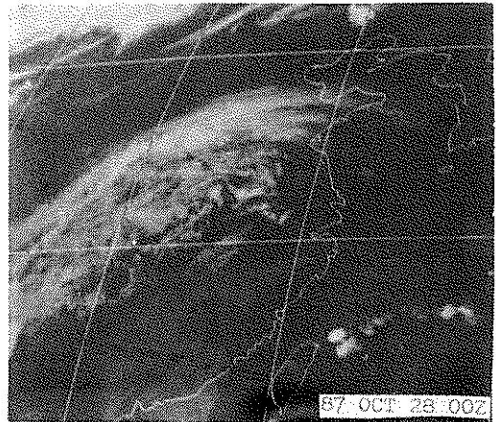


圖 4 1987 年 10 月 28 日 0000 UTC 之紅外線衛星雲圖。

Fig. 4 Satellite imagery in infrared channel at 000 UTC Oct. 28, 1987.

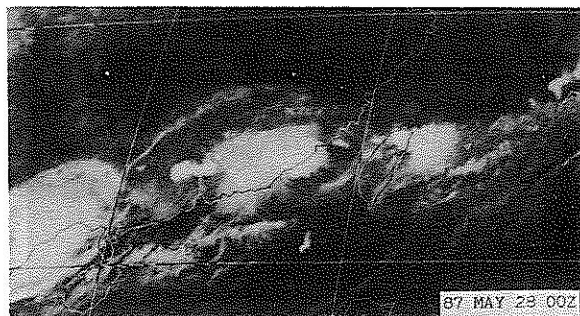
之迎風區為速度輻散(speed divergence)，下風區為速度輻合(speed convergence)。此卷雲蓋移動時則高層速度輻散區亦隨之移動，當此區移至低層不穩定區上空時，將導致雷暴雨爆發。因此，低層之不穩度配合高層輻散為對流系統發展之有利條件。

三、外流出界 / 弧狀雲

衛星雲圖已證明雷暴雨經常在日射最大區(無雲區)發展，當伴隨此種劇烈天氣之對流雲開始消散時，它們將造成像“迷你冷鋒”(mini cold front)。此類冷鋒經常稱為陣風鋒(gust front)或弧狀雲(arc clouds)或稱外流邊界(outflow boundary)。而此外流邊界移至晴空區或穩定區則消散，若移經對流活躍區，將引發對流雲之加強。

圖 5a-d 為 1981 年 5 月 27 日 2230 UTC 至 28 日 0000 UTC 每半小時一次之 GMS 衛星雲圖。其中，圖 5a 顯示，三個 MCC 均已伴隨弧形線(arc lines)，唯在臺灣區者較不清晰，顯見三個系統均已歷經成熟階段。就位在廣東地區之 MCC 而言，其所造成之弧形線僅在母雲系前方較清晰，並擴展至臺灣海峽。此時臺灣海峽中部於弧形線上已有一範圍甚小之深對流雲存在，另在廣東區之 MCC 西方鄰近地區亦有一發展較好範圍亦小之深對流雲。27 日 2300 UTC 雲圖(圖 5b)顯示，廣東地區之 MCC 所造成的弧狀雲線非常清晰，並擴及該系統

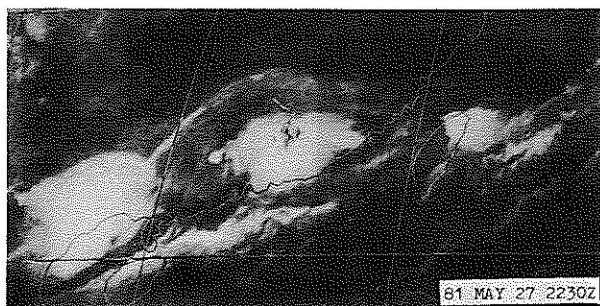
西方。前方之弧形線移經臺灣海峽中部，其對流雲且已更為發展。27日2330 UTC（圖5C），臺灣海峽中部弧形線上之 MCS 更為加強，海峽北部（新竹外海）之對流雲似為弧形線上對流雲之一部份，廣東西緣之對流雲除向上游發展外，似因受弧形線影響而加強。28日0000 UTC 雲圖（圖5d）顯示，在臺灣海峽中南部之弧形線清晰可見，線上主要對流分別位於新竹沿海及梧棲外海，前者似由弧形線與梅雨鋒面交互作用而成。這兩個 MCS 分別導致桃竹及臺中地區豪雨。



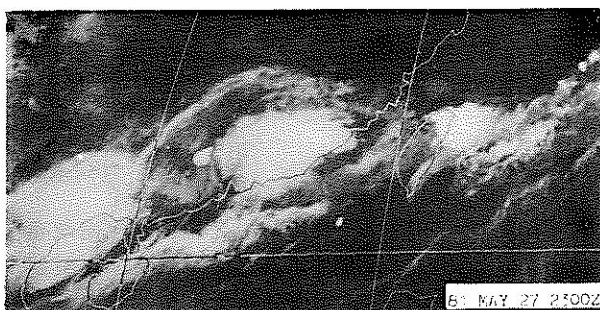
(d)

圖5 1981年5月27日2230 UTC~28日0000 UTC 每半小時之GMS紅外線衛星雲圖。

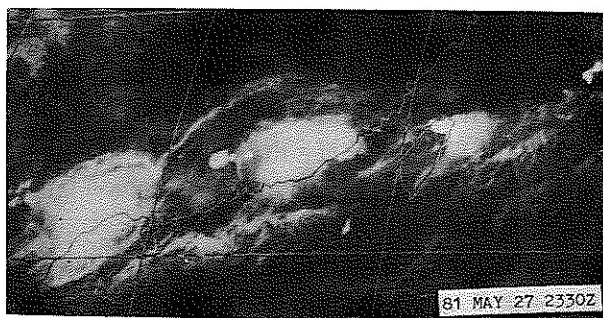
Fig. 5 The GMS infrared satellite imageries in half-hourly interval in the period of 2230 UTC May 27 to 0000 UTC May 29, 1981.



(c)

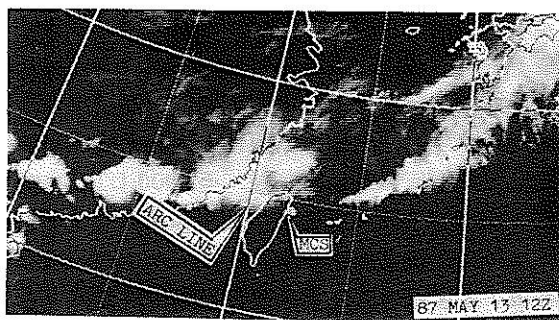


(b)

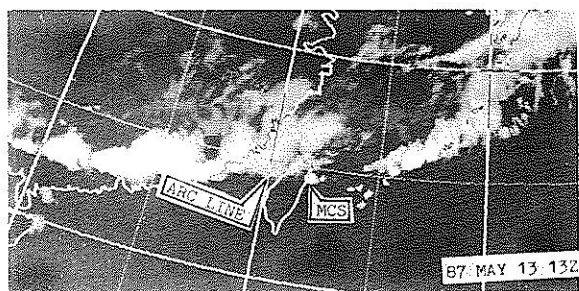


(a)

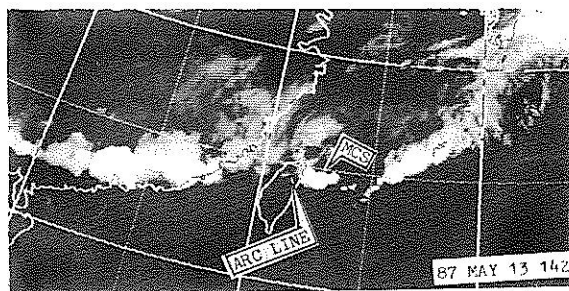
圖6a-d為1987年5月13日1200 UTC至1500 UTC之每小時GMS衛星雲圖。13日1200 UTC雲圖（圖6a）顯示，伴隨梅雨鋒面之雲帶由琉球附近海面向西伸經臺灣海峽北部至華南。位於臺灣海峽北部至福建之MCS 所造成之弧形線由海峽中部向東北伸經新竹附近至彭佳嶼附近海面。此時在宜蘭與花蓮（宜花）沿海有小範圍之深對流雲。宜花沿海之MCS 隨著弧形線之接近而加強（見圖6b）。至1400 UTC（圖6c）弧形線與宜花沿海之MCS 產生交互作用後使該MCS 顯著加強，至1500 UTC（圖6d），MCS 擴大其範圍並再加強。



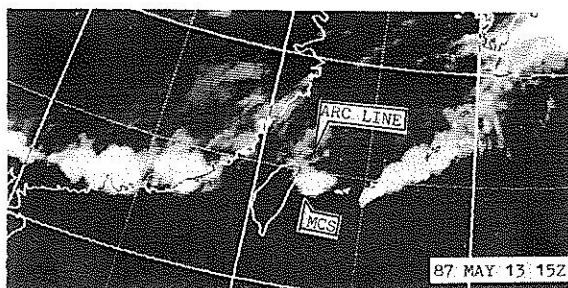
(a)



(b)



(c)



(d)

圖 6 1987 年 5 月 13 日 1200 UTC ~ 1500 UTC 每小時之 GMS 低解像紅外線衛星雲圖。

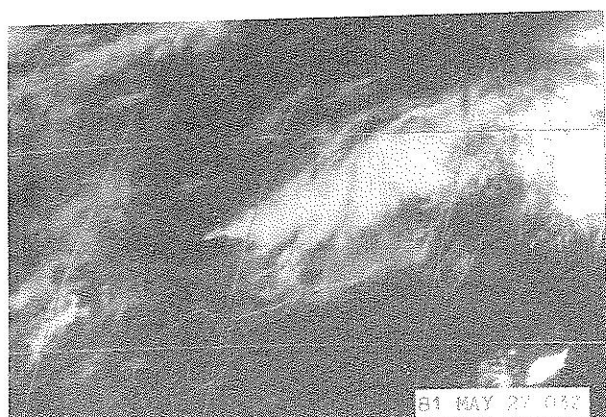
Fig. 6 The GMS low-resolution infrared satellite imagery in hourly intervals at 1200-1500 UTC, May 13, 1987.

四、鋒面雲線與對流雲線交互作用

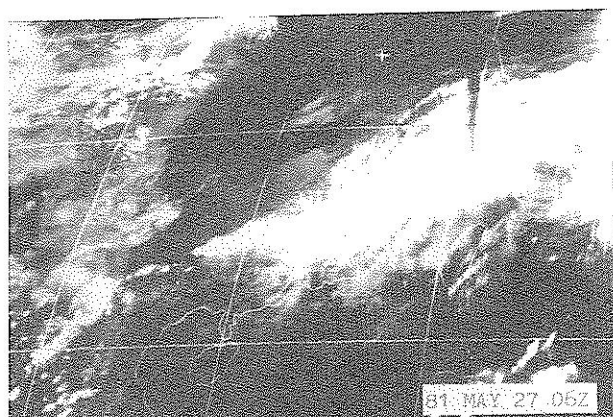
地面冷鋒有時確係產生劇烈對流之機制。然而，當鋒面雲帶之雲尾微弱且在觀測網不夠密地區往往不易發現，但詳細衛星雲圖的確可得到一些線索，圖 7 即為一例。1981 年 5 月 27 日 0300 UTC 雲圖（圖 7a）顯示，鋒面雲帶由江西省向西南延伸經湖南、貴州至雲南地區，中南半島一帶有一發展中之對流雲系。0600 UTC（圖 7b）鋒面雲系稍南移，中南半島之對流雲系可能因在其北方之鋒面雲線移近而加強，且有若干對流胞移出而呈東西走向排列。此後，因兩個近似線性之對流系統逐漸接近而相互作用使雲系繼續加強。至 0900 UTC（圖 7c），此兩雲系因接近而產生交互作用致急速發展，成為對流旺盛之線性多胞狀對流，至 1200 UTC（圖 7d）在廣西地區之雲系已發展為十分良好之 MCC。

當鋒面很微弱時，在衛星雲圖上亦很難分辨如

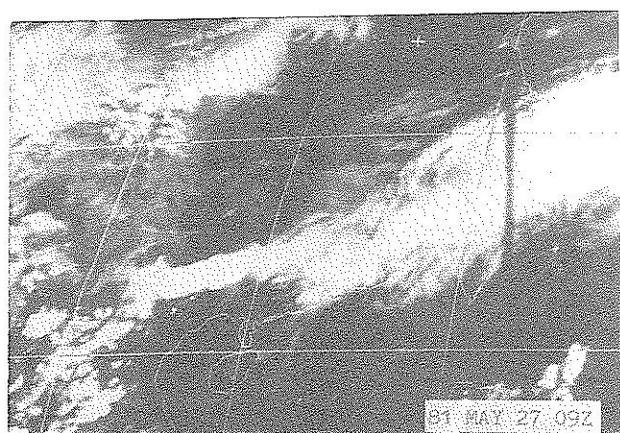
圖 7a 及 b，即使用一般作業用之色調強化處理亦如此。但若透過影像交替顯示系統（如中央氣象局所用之 COMTAL，美國威斯康辛大學所發展之 McIDAS）依不同目的作影像處理，則不難看出鋒尾之較弱雲系。圖 8a-d 即利用 McIDAS (Man-Computer Interactive Data Access System) 處理之 1981 年 5 月 27 日 0600 UTC 衛星雲圖。圖 8a 為一般未經特別強化之紅外線雲圖，該圖顯示，由對流母雲移出之對流雲線相當清楚，但鋒面雲尾之雲線則不易分辨。由於微弱之鋒面雲線為低雲，雖不易在紅外線雲圖上顯現，但可在可見光顯示出來如圖 8b。但是，可見光頻道僅白天可觀測，夜間就無法可得到此種資料。若將紅外線雲圖作特別處理，將低雲顯現出來，亦可以分辨此雲線，如圖 8c。若將紅外線和可見光影像重疊如（8d）不但容易看出此種系統，而且可以分辨對流雲是否為深對流。



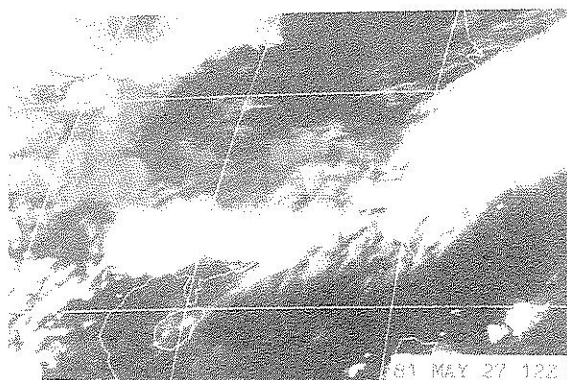
(a)



(b)



(c)



(d)

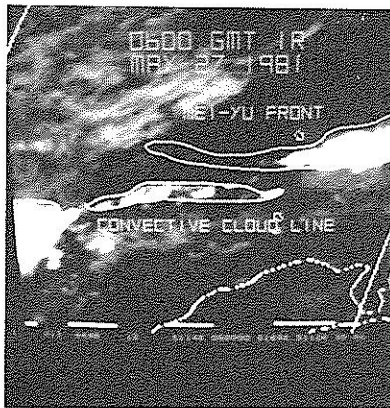
圖 7 1981年5月27日(a) 0300 UTC, (b) 0600 UTC (c) 0900 UTC 及(d) 1200 UTC 紅外線衛星雲圖。

Fig. 7 The infrared satellite imageries at (a) 0300 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 0900 UTC and (d) 1200 UTC, May 27 1981.

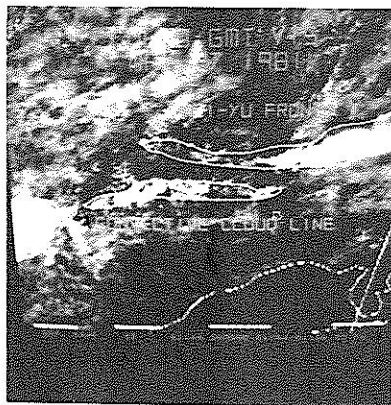
五、變形場

變形場中之伸張軸 (axis of dilatation) 附近為溫度密集區，為成鋒作用有利區，亦為有利於MCS發展之區域。圖 9a-f 為 1987 年 6 月 16 日 2100 UTC 至 6 月 17 日 1200 UTC 每 3 小時之 GMS 紅外線色調強化 (MB 曲線) 雲圖。16 日 2100 UTC 雲圖 (圖 9a) 顯示，兩個主要對流雲系位於臺灣東方海面及東沙島東南方之南海，前者伴隨中尺度低壓，後者伴隨熱帶性低氣壓。臺灣南方海面至巴士海峽為此兩低壓間之鞍形場，有一 meso- β 尺度之 MCS 在該區發展。17 日 0000 UTC (圖 9b)，伴隨中尺度低壓之 MCS 北移進入臺灣東部沿海，高層外流及主對流雲系之強度均減弱。南海地區之熱帶低壓雲系稍西移但加強，在兩低壓間變形場之 MCS 加強。0300 UTC (圖 9c)，臺灣東方之中尺度低壓沿著海岸線北移而強度變化不大，南海區之熱帶低壓雲系繼續西移但強度減弱，在巴士海峽區之 MCS 組織並加強，唯呈滯留狀態。0600 UTC (圖 9d) 中尺度低壓之雲系及熱帶低壓雲系之向北、向西移動且均減弱，巴士海峽區之 MCS 亦在原地減弱。隨著此兩低壓雲系之距離增大及強度減弱，在其間之 MCS 亦隨之

減弱（見圖9e及9f）。顯見變形場有利於 MCS 之形成、加強、持續。當變形場減弱時，在該區之 MCS 亦減弱。



(a)



(b)

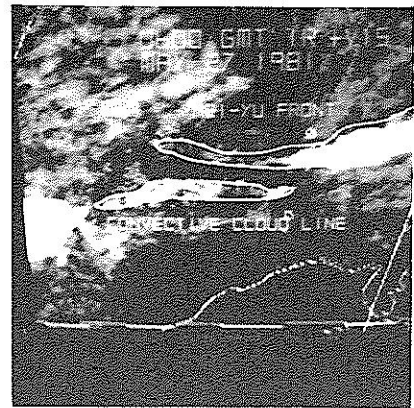
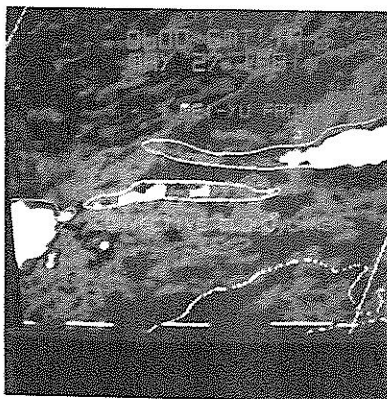
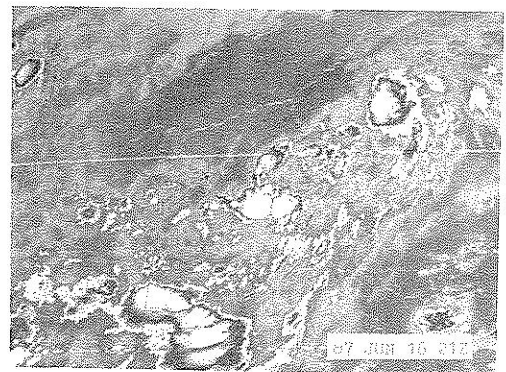
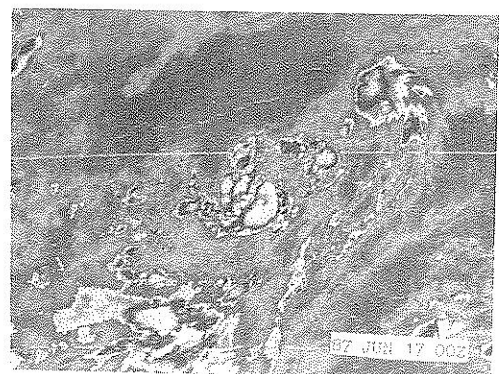


圖 8 經由McIDAS處理之1981年5月27日0600 UTC之衛星雲圖。(a)紅外線，(b)可見光，(c)紅外線色調強化及(d)紅外線與可見光重疊雲圖。

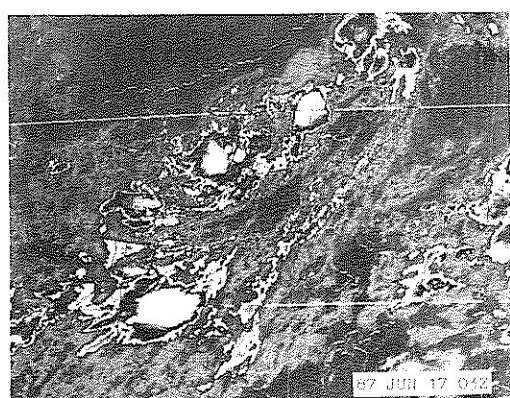
Fig. 8 Satellite imageries processed by McIDAS at 0600 UTC May 27, 1981, (a) infrared (b) visible (c) enhanced infrared and (d) imageries of infrared folded with visible



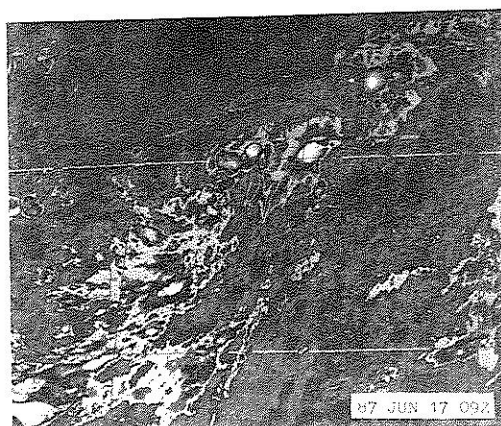
(a)



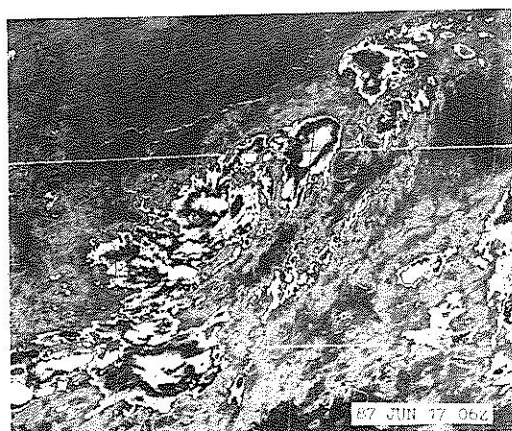
(b)



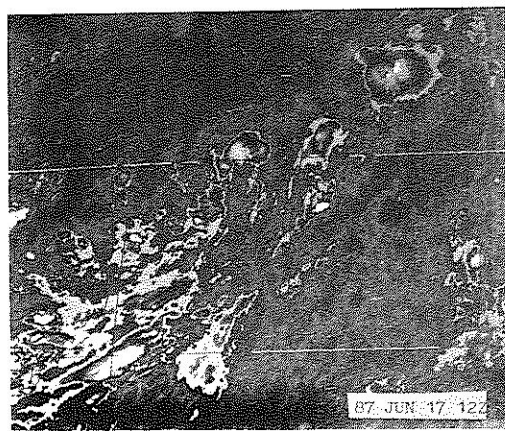
(c)



(e)



(d)



(f)

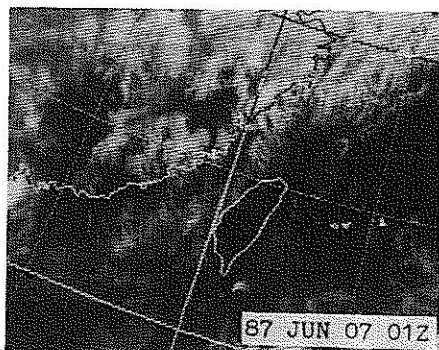
圖9 1987年6月16日2100 UTC至6月17日1200 UTC每3小時之GMS紅外線色調強化雲圖。
Fig. 9 The GMS enhanced infrared imageries in 3-hourly intervals in the period of 2100 UTC June 16 to 1200 UTC June 17, 1987.

六、早晨雲量之影響

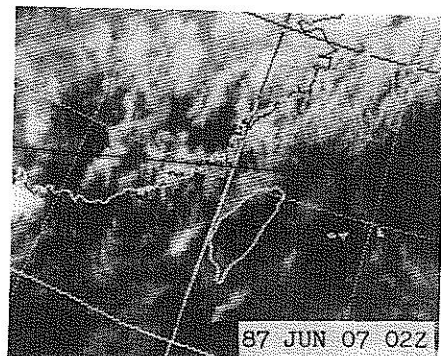
早晨之雲覆蓋量與午後雷雨發展之關係主要因差異加熱 (differential heating)。因早晨無雲區所受太陽入射量比有雲區多，因此較有利於午後雷雨發展，若加上動力激發機制 (如地面鋒面或中層短波槽) 則對流雲可加速發展，或對流雲在午後移入該晴空區，則近地層因在系統未到達前受太陽加熱之可感熱上傳可使系統加強。圖 10a-f 為 1987 年 6 月 7 日 0100 UTC 至 7 日 0600 UTC 每小時之 GMS 低解像雲圖。該等圖可說明早晨雲覆蓋量與午後對流雲發展之關係。除 6 月 7 日 0300 UTC 有極小部份鋒前雲系移至臺灣沿海及臺中附近外，臺灣地區均為晴空無雲區 (見圖 10a-c)。至 0400 UTC，臺灣地區已有散佈狀雲系存在 (圖 10d)。0500 UTC 雲圖 (圖 10e) 顯示，在臺南附近出現一積雨雲，臺灣北部亦有較淺之對流雲存在。

前者可能為當地熱效應產生，後者可能為鋒前雲系移入臺灣本土再加上局部加熱而成。此兩雲系逐漸加強，至 0600 UTC 已發展為東北西南走向之線狀深對流，唯最強部份在臺灣中部以北。由圖 10e 知，初期臺灣西南部之對流雲遠較北部為強，但一小時後則中北部之強度反比南部為強。後者除為局部強迫 (local forcing) 而成之午後雷雨外，尚有鋒面之舉升作用，而前者僅為局部強迫作用而已。在臺灣東南及西南方海面所產生之線狀對流系統，為另一有趣的問題，但不在本文討論。

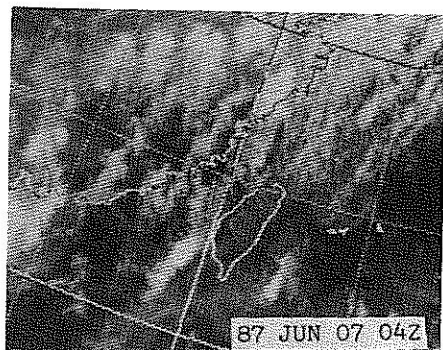
1981 年 5 月 27 日 1200 UTC，在廣西地區之 MCC 的形成、加強除為鋒面雲線與對流雲線交互作用而成外，尚為對流雲系未抵達前，近地層受太陽照射。當雲系抵達時，可感熱上傳而使系統加強，參見圖 7a ~ d。



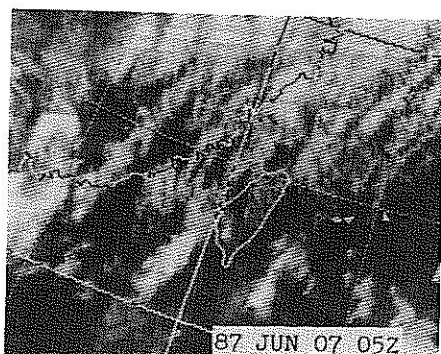
(a)



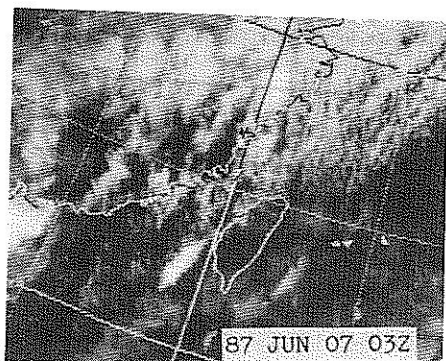
(b)



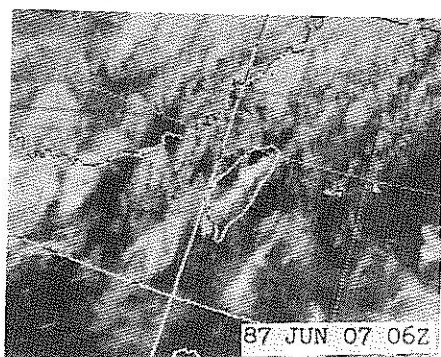
(d)



(e)



(c)



(f)

圖10 1987年6月7日0100 UTC~0600 UTC每小時之GMS低解像紅外線雲圖。

Fig. 10 The hourly GMS low-resolution infrared satellite imagery in the period of 0100 UTC to 060 UTC June 7, 1987.

七、總 結

地球同步氣象衛星是唯一可連續觀測綜觀尺度至雲尺度現象之工具。其觀測之雲圖和雲型代表大氣之熱力和動力的累積效果。因此，結合衛星資料與傳統觀測資料，許多中尺度天氣系統之發展和演進的重要特徵可更易分析和了解。透過此種分析，

則更能增進中尺度對流系統之了解及預報能力。本文利用中央氣象局衛星站接收及處理之衛星雲圖，分析有利於中尺度對流系統發展及加強之環境及中尺度對流系統之激發機制，結果可歸納如下：

1. 高層呈分流雲型及極地噴流和副熱帶噴流之間分

流區有利於 MCS 之發展、加強及持續，當該分
流減弱時，MCS 亦減弱。

2. 卷雲蓋經常伴隨高層噴流條，該最大風速區之迎
風區為速度輻散，下風區為速度輻合。當此卷雲
蓋移至低層不穩定區上空時，將導致雷暴雨之爆
發。因此，低層不穩定配合高層輻散為 MCS 發
展之有利條件。
3. 當伴隨劇烈天氣之對流雲開始減弱時，它們將造
成弧狀雲／弧形線的外流邊界，此外流邊界移至
晴空區或穩定區則消散，若移經對流活躍區，將
引發對流雲之加強。
4. 當弧形線移離母雲系與另一個弧形線或與已存在
之邊界產生交互作用，如與鋒面產生交互作用所
導致之對流雲的強度將比原來的母雲系更強，此
乃因低層輻合加強之故。
5. 鋒面雲線移進對流雲區將導致對流雲之加強，當
鋒面雲系和對流雲系產生交互作用時將引發劇烈
之 MCS。
6. 變形場附近有利於 MCS 之形成、加強和持續，
當變形場減弱時則該區之 MCS 亦隨之減弱。
7. 早晨無雲區較有雲區更有利於午後雷雨之發展，
當有動力激發機制移入時，則更有利於對流雲之
加強，或當 MCS 移經該晴空區，則近地層因在
系統未到達前，受太陽加熱之可感熱上傳可使系
統加強。

本文所述僅為作者在工作上之一點經驗，可提
供作業人員利用衛星雲圖在短時預報或即時預報之
參考。由於氣象衛星資料可提供更多的有用資料。
因此，我們尚須繼續努力作更多的應用研究，以提
高劇烈天氣預報能力。有關研究至少包括：

1. 利用衛星資料估計降雨量因GMS將於1988年
3月起增加高解像觀測次數，衛星降水估計更具
可行性。
2. 衛星探空資料之研究增加時間和空間垂直方向資
料以利中尺度對流系統之分析。

致 謝

本文研撰期間承中央氣象局衛星站提供資料及
使用設備之方便，特此致謝。本文在中央氣象局（
CWB-76-02-02號研究計畫支援下完成。

參考文獻

- Anderson, R.K., et al., 1974: Application of me-
teorological satellite data in analysis and fore-
casting. ESSA Tech. Rep. NES-51, Washington
D.C.
- Clark, J.D., 1983: The GOES user's guide. NESDIS,
NOAA. Washington D.C. Section 7. 12-13.
- Maddox, R.A., 1980: Mesoscale convective complexes.
Bull. Amer. Meteor. Soc., 61, 1374-1387.
- Purdum, J.F.W., 1973: Meso-highs and satellite
imagery. Mon. Wea. Rev. 101, 180-181.

Example Analyses on the Trigger Mechanisms of Mesoscale Convective Systems

Shui-Shang Chi

Meteorological Satellite Ground Station

Central Weather Bureau

ABSTRACT

In this study, the Japanese Geostationary Meteorological Satellite (GMS) imageries are analyzed to explore the environmental conditions and mechanisms that are favorable for the development and intensification of mesoscale convective systems (MCSs). Results show that the important mechanisms to trigger the MCS initiation and intensification are as follows: upper level divergence/diffuence, low level convergence, the outflow boundaries (arc lines) interacted with other boundaries, and the convective clouds interacted with one another. All these mechanism clues can be discovered in the satellite imageries.

Results also show that the following factors are very important to stimulate the MCS development and intensification: the deformation zone between two cloud systems associated with low level cyclones, the early morning clear sky, and the cirrus shield associated with jet streak moving through the low level unstable area.

Keywords: Arc Clouds, Axis of Dilatation, Cirrus Shield

大雨預報的判別方程

吳 明 進

台灣大學大氣科學系教授

熊 台 玉

台灣大學大氣科學系研究生

(收稿日期：77. 10. 20. ；定稿日期：78. 11. 26)

摘 要

用精簡過的 1987 年 TAMEX 期間 CWB (Central Weather Bureau)，SPG (Scientific Planning Group)，EFG (Experimental Forecasting Group) 三小組做大雨預報所使用的參數資料來做判別分析。若以 5 月 1 日至 5 月 20 日資料來建立一判別方程，則大雨預報之判中率為 85 %，將此方程應用到 5 月 21 日至 6 月 30 日則判中率為 66 %，這結果顯示僅使用綜觀分析所做的大雨預報，只達邊際準確率。

關鍵詞：判別分析，大雨預報。

一、簡 介

判別分析 (Discriminatory analysis) 一般應用在自然科學或社會科學上，作樣本歸屬判別。例如在做市場調查時對某種產品 A 而言，可將消費群劃分為購買群與非購買群兩個群體，如果要預測某消費者究竟屬那個群體，即可應用判別分析。同樣在氣象上我們亦可應用這種方法，去預測某種天氣現象是否發生。本文即是採取判別方法來探討 1987 年 TAMEX (Taiwan Area Mesoscale Experiment) 期間之大雨預報作業。這裡所謂的大雨定義為，每小時雨量超過 15 公厘之連續性大雨，日雨量超過 50 公厘，可能導致災害者。平時大雨預報作業有 CWB (Central Weather Bureau) 一組大雨預報參數作為大雨預報指引，而 TAMEX 期間，有 SPG (Scientific Planning Group) 和 EFG (Experimental Forecasting Group) 兩個小組各自設計一組大雨預報參數，來進行平行的預報作業。預報結果的校驗，曾在盛 (1988) 文中詳細討論。一般在預報作業時，在一組預報因子中，有超過一半發生時，即預報將發生大雨。例如

，盛 (1988) 將上述三組預報因子、分析濃縮綜合而得和發生大雨相關性大的預報因子。當觀測到其中有 4 個以上因子滿足所設條件時即預報有大雨發生。如此預報的可信度，並無法加以數量化。但如果我們以判別分析方法，建立預報方程式，則可以解決這個問題。本文即是利用氣象所提供之 TAMEX 期間預報作業記錄與參考盛 (1988) 文中所提供的 TAMEX 大雨預報校驗結果，作進一步的判別分析、建立簡單的預報方程，作大雨的客觀預報，並對其結果加以分析討論。

二、方 法

判別分析是用量化的數個判定要因作判定基準，建立一個綜合的判定指標 (即判別函數) 用以判定歸屬的情形。如以是 / 否的等尺度回答時，仍可作同樣的考慮。判別分析的計算步驟為

(1) 設定判別函數 $Z = \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2 + \dots + \beta_p x_p$ ，其中 β_i 為各指標 x_i 之權數。求在各群體間 Z 值最容易分離時即 Z 軸之群間變動與群內變動之比值為最大時之 β 值及判別函數值。其計算步驟為

(a) 求取資料之變異互變異矩陣 V 及其逆矩陣 V^{-1} 。

(b)求取資料群之平均值差向量 d 。

(c) $\beta = V^{-1} d$ 。

(d) $\bar{Z} = (1/2)(Z_1 + Z_2)$ ， Z_1, Z_2 為兩群體平均各別之 Z 值。

(2)將新樣本之 X_i 值代入，求得各樣本之判定值 Z ，判定新樣本歸屬。判定基準為

(a) $\bar{Z}_1 > \bar{Z}_2$ 時，若 $\bar{Z}_i > \bar{Z}$ 則 $Z_i \in Z_1$ 否則 $Z_i \in Z_2$ 。

(b) $\bar{Z}_1 < \bar{Z}_2$ 時，若 $\bar{Z}_i > \bar{Z}$ 則 $Z_i \in Z_2$ 否則 $Z_i \in Z_1$ 。

(3)計算判中率及誤判率。判中率 = 判中樣本數 / 全部樣本數，誤判率即 $(1 - \text{判中率})$ 。

關於判別分析的理論基礎和計算實例可以參考曾與鄧 (1986，第七章)。

三、資 料

在 TAMEX 大雨預報實驗中，CWB 有 15 個預報因子，SPG 有 10 個預報因子，EFG 有 25 個預報因子。從此重新整理報因子剔除一些重複使用者。這包括 CWB 中的(4)、(6)、(10)及(15)項 (盛，1988 之表一)、EFG 中的(1)、(8)、(13)項 (盛，1988 之表三)。此外，資料缺失者如 CWB 中的(14)項，SPG 中的(5)項 (盛，1988 之表二) 及 EFG 的(24)、(25)項

，亦予以扣除。最後考慮到無判別性的因子，即此條件在五、六月皆滿足，和是否下大雨無關，也予以扣除，這包括 CWB 中的(1)項、及 EFG 的(21)、(22)項。這樣我們可以得到表一。其中 CWB 有 9 個預報因子，SPG 9 個，EFG 則有 17 項。CWB 是為判斷雷雨是否發生的檢查參數，以綜觀環流為主要對象，以動力條件為主，並加入低、高層暖、冷平流之不同以造成對流不穩定存在。SPG 以中尺度對流系統 (MCS) 為主要對象，利用地面及高空天氣圖、衛星雲圖、探空資料及雷達資料作預報；並考慮低層噴流 (LLJ) 及熱力上暖、濕不同氣團造成潛在不穩定而引發豪雨。EFG 以中尺度低壓 (meso low) 為主要對象，兼具動力及熱力條件，並考慮高層分流來維持 MCS 的強迫機制。

於 TAMEX 期間 5 月 1 日至 20 日共 20 天中有 6 個大雨日，及 14 個非大雨日。將 CWB、SPG、EFG 設為三種各別的判定要因。其中任一預報因子發生則設定其值為 1，否則為 0，如此可以計算每次預報之得預報因子之個別累積得點，如表二中 X_i 所示。此即為大雨預報判別分析之基本資料。

表一 修正過的 TAMEX 期間，CWB (Central Weather Bureau)，SPG (Scientific Planning Group)，EFG (Experimental Forecasting Group)，三小組做大雨預報所使用的參數。

Fig.1. Modified heavy rainfall prediction parameters used by the three forecasting groups, CWB (Central Weather Bureau), SPG (Scientific Planning Group), and EFG (Experimental Forecasting Group)。

CWB

1	SFC 有異常變壓
2	850 mb 24 小時之 $\Delta H < -10$ GPM
3	850 mb 鋒面後有強勁北風垂直於鋒面
4	700 mb 風速 > 30 kt, 40 kt, 50 kt 或以上
5	850 mb 至 500 mb 有暖平流
6	850 mb 與 / 或 700 mb 有水平輻合向東位移
7	700 mb 有乾冷空氣入侵
8	300 mb 有顯著降溫現象
9	位於 200 mb Jet Streak 入區右側

SPG

1	地面鋒面在 28° N 以南， 115° E 以東的台灣地區附近或在此範圍內伴隨南海之 T.D.
2	850 mb 槽線或切變線
3	低層噴流
4	850 mb 暖舌
5	$850\text{ mb } T - T_d < 3^{\circ}$
6	大陸華南沿海附近 $M < S$
7	中對流層短波槽
8	$TTI \geq 40$
9	高層強輻散

EFG

1	彭佳嶼風速 $\geq 20\text{ kts}$ ，蘭嶼風速 $\geq 25\text{ kts}$
2	預測台北 SFC P：5 月 $\leq 1008.8\text{ mb}$ 6 月 $\leq 1008.9\text{ mb}$
3	有雷雨發生
4	$T_d \geq 22^{\circ}\text{C}$
5	東西向槽線： 27° N 以南 (850 mb) 南北向槽線： 115° E 以東 (850 mb)
6	實驗範圍內高度值：5 月 $\leq 1495.3\text{ gpm}$ (850 mb) 6 月 $\leq 1477.1\text{ gpm}$ (850 mb)
7	$T_d \geq 14^{\circ}\text{C}$ (850 mb)
8	暖平流 $\geq 2^{\circ}\text{C} / \text{day}$ (850 mb)
9	東西向槽線： 30° N 以南 (700 mb) 南北向槽線： 115° E 以東 (700 mb)
10	高度值 $\leq 3120\text{ gpm}$ (700 mb)
11	$T_d \geq 6^{\circ}\text{C}$ (700 mb)
12	暖平流 $\geq 2^{\circ}\text{C} / \text{day}$ (700 mb)
13	深槽： 115° E 以東 (500 mb)
14	台北高度值：5 月 $\leq 5859\text{ gpm}$ (500 mb) 6 月 $\leq 5849\text{ gpm}$ (500 mb)
15	冷舌存在 (500 mb)
16	附近有分流 (200、300 mb)
17	MCS 在 117° E 以東

表二 大雨預報因子之個別累積得點統計。X1 表 CWB，X2 表 SPG，X3 表 EFG
Fig.2. Accumulated score statistics of heavy rainfall prediction parameters
X1 denotes CWB ; X2 , SPG ; X3 , EFG。

日 期 項 目	大 雨 日			日 期 項 目	非 大 雨 日		
	X1	X2	X3		X1	X2	X3
5/2	6	9	13	5/1	4	6	9
5/3	5	6	9	5/4	5	7	8
5/16	4	9	10	5/5	3	7	8
5/17	6	8	9	5/6	3	5	4
5/18	4	7	4	5/7	5	5	3
5/20	5	8	13	5/8	3	8	6
				5/9	3	4	3
				5/10	2	6	5
				5/11	2	3	4
				5/12	3	7	9
				5/13	6	9	11
				5/14	4	3	5
				5/15	4	7	8
				5/19	3	7	7
平 均	5	7.83	9.67	平 均	3.57	6	6.43

四、結 果

由表二、可以求出五月一日至五月廿日樣本群體之變異互變異矩陣，V 及其逆陣 V⁻¹，及大雨日及非大雨日之平均值差 d 由

$$\beta = V^{-1}d = (0.82, 0.26, 0.16),$$

而求得到判別方程

$$Z = \beta X = 0.82 \times 1 + 0.26 \times 2 + 0.16 \times 3 - 6.16$$

將表二之值代入，求取判別函數值，並判定其群體歸屬，結果如表三。判定點為 $\bar{Z} = 1/2 (\bar{Z}_1 + \bar{Z}_2) = 0.43$ ， $\bar{Z}_1$ 為大雨日之判別值， $\bar{Z}_2$ 為非大雨日之判別值。即 $Z_i > 0.43$ 為大雨日， $Z_i \leq 0.43$ 則為非大雨日，由表三，可知其判中機率為 (5 + 12

) / (6 + 14) = 0.85。將 5 月 21 日至 6 月 30 日資料代入由以 5 月 1 日至 20 日資料建立的判別方程，進行判定新樣本歸屬，所得結果如表四所示，判中機率為 (6 + 21) / (16 + 25) = 0.658。

五、討 論

(1) 以 5 月 1 日至 20 日資料所建立的判別方程，作判別顯著檢定得 F 值 2.69，並未達 95 % 之顯著性，即表示以此資料所建立的判別方程，大雨日與非大雨日並沒有顯著的差異，以此判定方程應用到 5 月 21 日至 6 月 30 日資料，誤判率高是可以預期的。

(2) CWB、SPG、EFG 之比較：

以表二之值 X1，X2，X3，僅考慮單種變數，

表三 五月一日至五月廿日，樣本判別得點及群體歸屬。群體歸屬 1 表示大雨日，2 表示非大雨日。

Fig.3. Discriminant scores and discriminated groups of the samples of May 1-May 20. Group 1 denotes heavy rainfall day, Group 2 non-heavy rainfall day.

大 雨 日			非 大 雨 日		
case	Zv	群 體 歸 屬	case	Zv	群 體 歸 屬
2	3.1709	1	1	0.1124	2
3	0.9313	1	4	1.0320	1 (誤)
16	1.0537	1	5	-0.6058	2
17	2.2712	1	6	-1.7660	2
18	-0.4261	2 (誤)	7	-0.2880	2
20	2.0915	1	8	-0.6649	2
			9	-2.1863	2
			10	-2.1646	2
			11	-3.1059	2
			12	-0.4460	2
			13	2.8513	1 (誤)
			14	-1.3083	2
			15	0.2131	2
			19	-0.7656	2
平 均	1.5154		平 均	-0.6495	

作判別方程，可得計算預報機率，如下：

CWB： $Z = 0.91652 \times X_1 - 3.66606$ ，
有 75 % 的預報機率

SPG： $Z = 0.60712 \times X_2 - 3.97667$ ，
有 60 % 的預報機率

EFG： $Z = 0.39583 \times X_3 - 2.68464$ ，
有 80 % 的預報機率

即表示，CWB 及 EFG 比 SPG 對於大雨資料預報結果的影響要大，有較好的相關性。而個別求 F 值，依序為 7.2，5.2，5.8，可看出 SPG 本身資料在兩群中重複性較高，是較差的預報因子。

(3) 與盛 (1988) 文中的結果作比較：

以簡化的 8 個預報因子，可由其結果對於 5 月 1 日至 6 月 30 日共 61 日，其預報機率為 $(13+32) / (22+39) = 0.75$ ，盛 (1988，表 16) 而應用判別分析作 5 月 1 日至 6 月 30 日之預報機率為 $(11+33) / (22+39) = 0.72$ ，(見表三、四)，二者的結果是十分相近的。

(4) 首先以 5 月 1 日至 20 日，建立之判別方程，判中率為 85 %，而以此方程，判別 5 月 21 日至 6 月 30 日，則判中率只有 65.8 %，有明顯的降低，尤其在大雨日群中，誤判率偏高。而在盛 (1988) 的判中率來看，亦有十分相似的情形。這樣的

表四 五月廿一日至六月三十日經判別分析判定之群體歸屬。

Fig.4. Discriminated groups of the samples of May 21-June 30.

實 際 大 雨 群	群 體 歸 屬	非 大 雨 日	群 體 歸 屬
5/24	2	5/21	1
6/1	1	5/22	1
6/3	2	5/23	2
6/6	1	5/25	2
6/7	1	5/26	2
6/11	2	5/27	1
6/15	2	5/28	2
6/16	2	5/29	2
6/19	2	5/30	2
6/22	1	6/2	2
6/24	1	6/4	2
6/25	2	6/5	2
6/27	2	6/8	1
6/28	2	6/9	2
6/29	1	6/10	2
6/30	2	6/12	2
		6/13	2
		6/14	2
		6/17	2
		6/18	2
		6/20	2
		6/21	2
		6/23	2
		6/26	2

結果可能是真有效的預報因子沒有掌握或者在預報式中加權，或者大雨的可預報度本來就偏低。如果是前者，則我們對梅雨系統的了解須作更多的努力。

六、結 論

以考慮所有的因子（重複及無效者不算）而建立一判別方程，其判中率有85%，但在預報應用以

後的日子，都有明顯下降的判中機率。因此，對於這樣的方式，我們還須多加以改進，在預報作業上必能提供一客觀、簡易的預報方程。

誌 謝

本文承中央氣象局提供原始資料，及洪淑芬小姐在打字、校對上的協助。

參考文獻

- 盛修慧，1988：TAMEX期間的豪雨預報校驗。國立台灣大學大氣研究所碩士論文，64頁。
曾國雄、鄧振源，1986：多變量分析(一)——理論應用篇。松岡出版，285—324頁。

The Discriminatory Equation for Heavy Rainfall Prediction in TAMEX

Ming-Chin Wu

Tai-Yah Shoang

Department of Atmospheric Science, National Taiwan University

ABSTRACT

A discriminatory analysis is applied to the reduced heavy rainfall prediction parameters used by the three forecasting groups, (i.e. CWB, SPG and EFG) during TAMEX. If the data of 1 May - 20 May is used to set up a discriminatory equation, the correct ratio of discrimination is 85%. Applying this equation to the data of 21 May - 30 June, the correct ratio of discrimination is 66%. It implies that if we only use the synoptic analysis in a heavy rainfall prediction, the ratio of exact prediction will be only marginal.

Keywords : Discrimination analysis, Heavy rainfall prediction.

中緯度地區積雲參數化法降水預報的研究

曹 立 德 曾 忠 一

中國文化大學地學研究所

中央研究院物理研究所
國立台灣大學大氣科學系

（收稿日期：78. 1. 10. ；定稿日期：78. 2. 23. ）

摘 要

本文利用東亞地區（東經 110 到 130 度，北緯 20 度到 40 度的範圍內）1985 年台灣梅雨期間 5 月 28 日 00Z 的探空資料，以 Kuo 氏積雲參數化法進行降水量預報研究，並討論其他次網格尺度積雲效應對大尺度環境的影響。

客觀分析採用較簡便的 Barnes 客觀分析法。降水量預報採取 Krishnamurti 等人（1980）的方法，利用大尺度水汽的垂直傳送求出降水率，然後用半預報法預報 12 小時的累積雨量。在積雲參數化模式中，積雲對環境的潛熱加熱和擾動加熱作用，可由雲中溫度和環境溫度的差異及大尺度水汽輻合量等參數決定。而積雲對環境的增濕作用，則使用得到的降水率反求水汽輻合總量中用來增濕的部分，以便決定增濕參數。這樣就可求出垂直方向的平均擾動溫度、水汽通量、淨擾動溫度以及水汽的垂直傳送廓線。

求出來的 12 小時累積雨量預測值與觀測相比較，若以定性來看，具有相當的準確性，雨區及雲區都模擬得不錯。

關鍵詞：積雲參數化，降水預報。

一、前 言

降水預報一直是氣象學中最不易解決，而且又具有挑戰性的問題。在降水雲中，又以對流雲最具破壞性，時常釀成豪雨，帶來重大災害。尤其台灣位於最大海洋與最大陸塊交界處，同時也位於溫帶與熱帶交界處，常為降水問題所困擾。

積雲對流在決定大氣環流的溫度場和濕度場的結構中，扮演著重要的角色。大量個別積雲組成的雲簇，可藉水汽、熱量和動量的垂直傳送而影響綜觀尺度運動。

然而一般的數值預報模式，主要以大尺度大氣現象為研究對象，所用網格間距約在 200 ~ 300 公里，只能分辨出 meso- α (Orlanski, 1975) 以上的系統。如果採用細網格，其網格間距約為 100

公里。但積雲尺度約為 10 公里 (meso- β)，對大尺度運動而言，是次網格尺度大氣現象。因此在大尺度運動場中，積雲對流的效應需用大尺度場的變數來表達。換句話說，必須加以參數化。積雲參數化的目的就是探討積雲的整體效應對較大尺度的影響。

許多積雲參數化法使用在大尺度和中尺度的模式中，每一種方法在問題的型態、積分模式的牽連性和方便性上都有些差異，不過任何一種積雲參數化法中需要解決的問題就是有關降水量、對流加熱及增濕廓線這些參數的計算，其中降水量的多寡將直接影響凝結增溫對大尺度系統加熱的狀況。另外，增濕的結果，改變大尺度的穩定度和水汽結構，進一步加強或抑制大尺度系統的發展。

Ceselski (1973) 從物理機制的觀點，將對

流參數化的方式分爲三種：(1)濕對流適應模式；(2)水汽輻合模式；(3)積雲尺度質量守恒模式。其中以水汽輻合模式爲最簡便，Kuo (1965 , 1974) 就是這種模式，又因Kuo (1974) 的物理假設和計算方法較爲簡單，又能得到合理的結果，所以爲人廣泛採用。

在水汽輻合模式中，最重要的部分便是有關降水率的計算。Kuo 氏認爲，降水率與網格點代表面積上的水汽輻合成正比。Anthes (1977) 認爲其比值由大尺度相對濕度決定。可是Krishnamurti 等人 (1980) 則以大尺度水汽供應的水平和垂直輸送來估計。Krishnamurti 等人的方法所計算出來的降水率與實際值最爲接近。

任何一種積雲參數化，都必須用實際的觀測值來驗證所採行的理論和假設是否合理。一般說來，積雲參數化可分爲三大研究方向：第一類爲診斷分析；第二類爲半預報法研究；第三類是將積雲參數化納入大尺度預報模式中，如區域模式、半球或全球模式等。

半預報法是在僅有一次的時間增量，預測降水率 and 積雲的加熱及增濕效應。此法最大的好處是不用大尺度預報模式也可進行預測。因爲只做一次時間增量的積分，其結果可免除數值上的非線性誤差和物理反饋效應。

過去二十多年來，氣象學者研究各尺度間相互作用的問題，其中最重大的貢獻就是各種參數化法的改進。從 1960 年代中期，就有學者從事積雲參數化的研究，然將研究成果應用在實際作業的數值模式上，則是在 1970 年前後數值模式開始採用原始方程模式之時。

積雲參數化的根本是建立於整個氣柱的水汽輻合上，這就是爲水汽輻合模式的基本要義，爲Charney 與Eliassen (1964) 首先提出，並且用在熱帶氣旋模式中，因而建立了CISK的觀念。

積雲對流所引起的凝結潛熱及對流導致的垂直傳送，使得水汽及熱量在垂直方向重新分配，其分配的狀況，即爲積雲參數化中最主要的問題。Kuo 氏 (1974) 認爲，就對流降水而言，水汽淨輻合量中，僅有一小部分 b 用來增濕氣柱，其餘 $1-b$ 則凝結成雨滴而降落到地面。Kuo 氏並建議熱帶地區 b 值可用 0.02，中緯度地區則是個經驗值，需透過實驗才可得到。Anthes (1977 a, b) 則用大尺度相對濕度計算 b 值。另外，Krishnamurti 等人

(1980) 將大尺度水汽供應分爲垂直傳送和水平傳送，發現垂直傳送與降水率相符合，水平傳送則和環境增濕有關。他指出此法需更多個案的研究，才可建立明確的物理意義。Kuo 與 Anthes (1984) 曾利用半預報法，將 Kuo 氏積雲參數化法應用在中緯度對流系統，發現降水率的觀測值和大尺度的垂直傳送有極大的關聯，此結果和Krishnamurti 等人 (1980) 的結論不謀而合。此外，他們也對 Kuo , Anthes 及 Krishnamurti 等人決定 b 值的方法，進行降水率的比較。

有關大尺度大氣運動數值預報的積雲參數化上面說過可分爲三大類：(1)濕對流適應模式 (Manabe 等人, 1965) ; (2)Kuo 氏法 (1965 , 1974) ; (3) Arakawa 與 Schubert (1974) 。Krishnamurti 等人 (1980) 利用半預報法比較上述各參數化法所得之降水率，結果以 Kuo 氏 (1974) 的方法所得的降水率與實際值的誤差最小，比 Arakawa 與 Schubert (1974) 的結果要好。

另外，Krishnamurti 等人 (1983) 使多重迴歸分析，將降水率表爲平均垂直速度及相對濕度的函數，結果令人滿意，但也指出此法不具通用性，迴歸係數會隨時空而改變。

下面將著重在 Kuo 氏 (1974) 的積雲參數化法，以半預報法進行降水預報研究，探討這個方法在中緯度地區的適用性，並使用 Krishnamurti 等人的方法計算水汽淨輻合量中用來增濕氣柱的部分。另外將涉及客觀分析、垂直速度、濕度參數的計算、估計降水量及其他有關參數化的問題，並且對 12 小時後的降水量進行預測，並與觀測值比較。

二、Kuo 氏參數化法的基本理論

所謂的參數化，就是將次網格過程用大尺度變數即網格點上的變數來表示。大尺度變數在網格點上的值 χ ，可寫爲網格面積 A 上的平均值 $\bar{\chi}$ 加上偏差 χ' ：

$$\chi = \bar{\chi} + \chi' \quad (1)$$

其中

$$\bar{\chi} = \frac{1}{A} \int_A \chi \, dA \quad (2)$$

$$\bar{\chi}' = 0 \quad (3)$$

網格面積 A 遠大於小尺度系統 (包含積雲與周圍環境，包括上升及下降區域)，故有大量積雲胞在網

格面積 A 內。就大尺度而言，個別雲胞在面積 A 和時距 δt 內的分布是隨機的，Kuo 氏 (1974) 將它解釋為雲胞與周圍環境水平的混合機制。因此在空間 A 及時距 δt 內，以大尺度平均變數來決定次網格效應的平均水汽、熱量的傳送是可行的。

由於使用半預報法進行研究時可不使用大尺度預報模式，在原始方程組中只需用到水汽及位溫方程，這兩方程以 p 座標表示，可寫為

$$\frac{d\bar{q}}{dt} + \bar{C} - \bar{T}_q = -\bar{C}^* - \frac{\partial \omega' q'}{\partial p} - \nabla \cdot \bar{\mathbf{V}}' q' \quad (4)$$

$$\frac{d\bar{\theta}}{dt} - \bar{H}_r - \frac{L}{c_p} \bar{C} = \frac{L}{c_p} \bar{C}^* - \frac{\partial \omega' \theta'}{\partial p} - \nabla \cdot \bar{\mathbf{V}}' \theta' \quad (5)$$

其中 $\bar{\theta}$: 位溫

$\bar{q}$: 比濕

$\bar{C}$: 大尺度對流凝結率

$\bar{T}_q$: 水汽渦動擴散率

$\bar{C}^*$: 次網格對流凝結率

$\bar{H}_r$: 輻射加熱率

L : 汽化熱

c_p : 定壓比熱

$\frac{\partial \omega' q'}{\partial p}$: 淨擾動水汽垂直傳送

$\frac{\partial \omega' \theta'}{\partial p}$: 淨擾動溫度垂直通量

$\nabla \cdot \bar{\mathbf{V}}' q'$: 淨擾動水汽水平傳送

$\nabla \cdot \bar{\mathbf{V}}' \theta'$: 淨擾動溫度水平通量

將兩方程將做下面的簡化：

(a) 在時距 12 小時，輻射加熱率 $\bar{H}_r$ ，雖有日夜變化，應不可忽略，但因資料難得而不計。

(b) 省略水汽渦動擴散率 $\bar{T}_q$ 。

(c) 由次網格擾動所傳送的水平通量，雖然可用 K 模式來計算，但因其作用有限，在此略去不計。

(d) 將大尺度對流凝結率併入次網格對流凝結率。經過簡化後，(4)和(5)式變為：

$$\frac{d\bar{q}}{dt} = -\bar{C}^* - \frac{\partial \omega' q'}{\partial p} \quad (6)$$

$$\frac{d\bar{\theta}}{dt} = \frac{L}{c_p} \bar{C}^* - \frac{\partial \omega' \theta'}{\partial p} \quad (7)$$

(6)和(7)式右邊即次網格尺度對左邊的大尺度運動的增濕及增溫作用。

Kuo 氏 (1965, 1974) 基於水汽、熱量的預測，並計及雲量的效應，提出積雲對流參數化模

式，其基本假設為 (圖 1)：

(a) 積雲對流發生在有水汽輻合的條件不穩定深厚氣層中。

(b) 輻合的水汽，完全用在積雲的形成。

(c) 積雲內的空氣完全飽和，氣溫直減率等於濕絕熱直減率。

(d) 積雲雲底等於舉升凝結高度，雲頂則以氣塊濕絕熱舉升到氣溫與環境溫度相同的高度，即平衡高度。

(e) 形成的積雲將與周圍空氣做水平混合，而雲內外氣溫將變為相同。

首先必須判別在網格點上的溫度與濕度垂直分布是否有條件不穩定層存在，即

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial p} > 0 \quad (8)$$

的情況，其中 θ_e 為相當位溫：

$$\theta_e = \theta \exp(Lq/c_p T) \quad (9)$$

如果有如圖 1 的條件不穩定層存在時，網格點上的水汽輻合量可按式計算：

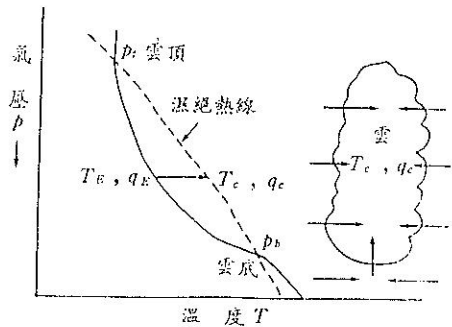


圖 1 Kuo 氏積雲參數化模式圖。

Fig. 1 Schematic diagram of Kuo-type cumulus parameterization.

$$M_t = -\frac{1}{g} \int_{p_b}^{p_t} \left(\nabla \cdot \bar{\mathbf{q}} \bar{\mathbf{V}} + \frac{\partial \bar{q} \bar{\omega}}{\partial p} \right) dp \quad (10)$$

上式中 p_b 及 p_t 分別為對流雲雲底及雲頂氣壓。如果水汽輻合量 M_t 為正值，則水汽將提供積雲發展。

由水汽量 M_t ，可訂定積雲內的溫度 T_c 及比濕 q_c ，在網格點代表面積內將有積雲形成，其遮蓋的面積比率為 a ，如圖 2 所示。通過遮蔽率 a (或稱為雲量) 可將次網格效應納入模式裡。

根據假設(e)，在 δt 時間內形成積雲時，周圍空氣氣溫 T_e 和比濕 q_e ，將變成 T_c 和 q_c ，所需的水汽總量為 $M_t \delta t$ ，可用下式表示：

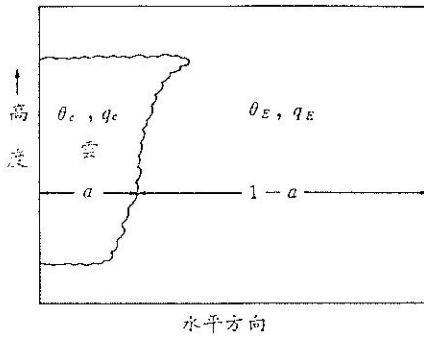


圖2 雲遮蔽率與積雲的關係 (Anthes, 1977)。

Fig. 2 Schematic diagram of a deep cumulus cloud and the percent area covered by the cumulus cloud.

$$M_t \delta t = \frac{a}{g} \int_{p_t}^{p_b} \left[\frac{L}{c_p} (T_c - T_E) + (q_c - q_E) \right] dp \quad (11)$$

若以大尺度氣溫 $\bar{T}$ 及比濕 $\bar{q}$ 取代周圍空氣氣溫 T_E 和比濕 q_E ，則由上式可求得雲量 a 為

$$a = \frac{M_t \delta t}{\frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_b} \left[\frac{L}{c_p} (T_c - \bar{T}) + (q_c - \bar{q}) \right] dp} \quad (12)$$

若已知網格點上的雲量 a ，則大尺度平均變數 (以網格點變數來表達) 可由雲區 (下標 c) 變數和環境 (下標 E) 變數表示。例如

$$\bar{\chi} = (1-a) \chi_E + a \chi_c \quad (13)$$

$$\chi'_c = \chi_c - \bar{\chi} = (1-a) (\chi_c - \chi_E) \quad (14)$$

$$\chi'_E = \chi_E - \bar{\chi} = -\frac{a}{1-a} \chi'_c \quad (15)$$

垂直擾動平均通量的傳送可表為

$$\begin{aligned} \overline{\omega' \chi'} &= (1-a) \overline{\omega'_E \chi'_E} + a \overline{\omega'_c \chi'_c} \\ &= \frac{a}{1-a} \overline{\omega'_c \chi'_c} \approx \frac{a}{1-a} \omega_c (\chi_c - \bar{\chi}) \end{aligned} \quad (16)$$

ω_c 表示雲中的平均垂直速度，包括強烈下降氣流部分。相對於網格面積上的平均垂直速度， ω_c 遠大於 $\bar{\omega}$ 。 ω_c 可由模型雲和環境溫度差異所形成的“浮力”，和存在環境中的不穩定大小的比值而來，可按下式計算：

$$\omega_c = \frac{-(\theta - \bar{\theta})}{\tau \frac{\partial \theta_c}{\partial p}}, \text{ 當對流不穩定存在時} \quad (17)$$

$$\omega_c = \frac{-(\theta_c - \bar{\theta})}{\tau \frac{\partial \theta_c^*}{\partial p}}, \text{ 當條件不穩定存在時} \quad (18)$$

其中 τ 為積雲的半生期，這裏取為半小時， θ_c^* 為飽和相當位溫。通常條件不穩定層比對流不穩定層

的範圍要大 (圖3)。在熱帶大氣中的 θ_c 和 θ_c^* 的垂直分布有其重要性存在，可應用在較短時間的熱帶預報和積雲參數化上。

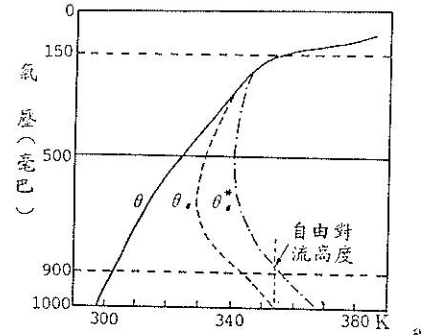


圖3 熱帶的平均成層狀態， θ 為位溫， θ_c 為相當位溫， θ_c^* 為飽和相當位溫 (Young, 1972)。

Fig. 3 Typical vertical profiles of θ , θ_c and θ_c^* in the tropical atmosphere.

Kuo 氏 (1974) 將水汽淨輻合量 M_t 分為兩部分，其中 $(1-b)M_t$ 的水汽凝結成雨滴，其餘 bM_t 用來增濕氣柱，包括凝結成水滴而後蒸發的部分，如圖4所示：

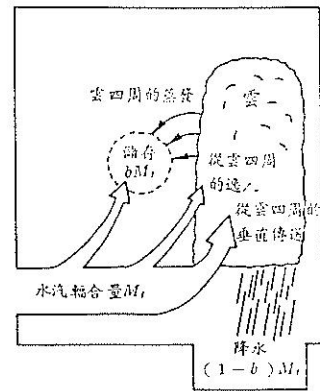


圖4 空氣柱內水汽循環。

Fig. 4 Schematic diagram showing moisture cycle in a column which contains convection.

$$M_t = bM_t + (1-b)M_t \quad (19)$$

在熱帶輻合區， b 值遠小於 1，Kuo 氏建議在熱帶地區 b 值可用 0.02，在中緯度地區則為經驗值。

另外，Anthes (1977a) 利用大尺度相對濕度計算 b 參數：

$$b = \left[\frac{1 - \langle RH \rangle}{1 - RH_c} \right]^n, \text{ 當 } \langle RH \rangle \geq RH_c \text{ 時}$$

$$= 1, \text{ 當 } \langle RH \rangle < RH_c \text{ 時}$$

其中 $\langle RH \rangle$ 為垂直平均相對濕度， RH_c 為相對濕

度臨界值。RH_c 和 n 都是經驗常數。計算空氣柱內的垂直平均相對濕度，當大尺度環境夠潮濕，大部分的水汽轉換為雨滴。當大尺度環境乾燥時，大部分水汽輻合量用來增濕環境。

Krishnamurti 等人 (1980) 將水汽供應分成水平和垂直傳送：

$$bM_t = \frac{-1}{g} \int_{p_t}^{p_b} \bar{V} \cdot \nabla \bar{q} dp \quad (20)$$

$$(1-b)M_t = \frac{-1}{g} \int_{p_t}^{p_b} \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} dp \quad (21)$$

他指出，垂直傳送和觀測的降水率相當吻合，水平傳送則與環境增濕有關。此外，他表示此法尚需更多個案研究，才可確立其物理意義。

根據(7)式，積雲對環境加熱可透過積雲凝結所產生的潛熱釋放和淨擾動熱量垂直傳送來達成，潛熱加熱廓線可按式求得：

$$\alpha Q_c = \frac{g(1-b)LM_t(\theta_c - \bar{\theta})}{c_p(p_b - p_t) \langle \theta_c - \bar{\theta} \rangle} \quad (22)$$

$$= \frac{g(1-b)LM_t(\theta_c - \bar{\theta})}{c_p \int_{p_t}^{p_b} (\theta_c - \bar{\theta}) dp} \quad (23)$$

其中

$$\langle \cdot \rangle = \frac{1}{p_b - p_t} \int_{p_t}^{p_b} (\cdot) dp$$

若積雲的平均垂直速度 ω_c 已知，則擾動溫度傳送通量，根據(6)式，可寫為

$$\bar{\omega}' \theta' = \frac{a\omega_c}{1-a} (\theta_c - \bar{\theta}) \quad (24)$$

淨擾動溫度的垂直通量可寫為

$$-\frac{\partial \bar{\omega}' \theta'}{\partial p} = \frac{a}{(1-a)(p_b - p_t)} \{ [\omega_c(\theta_c - \bar{\theta})]_{\text{上}} - [\omega_c(\theta_c - \bar{\theta})]_{\text{下}} \} \quad (25)$$

根據(6)式，積雲對環境增濕應是由增濕的水汽輻合量和淨擾動水汽垂直傳送而來。增濕氣柱的水汽廓線，可寫為

$$\alpha Q'_c = \frac{gbM_t(q_c - \bar{q})}{(p_b - p_t) \langle q_c - \bar{q} \rangle} \quad (26)$$

$$= \frac{gbM_t(q_c - \bar{q})}{\int_{p_t}^{p_b} (q_c - \bar{q}) dp} \quad (27)$$

擾動水汽傳送則為

$$\bar{\omega}' q' = \frac{a\omega_c}{1-a} (q_c - \bar{q}) \quad (28)$$

而淨擾動水汽垂直傳送可用下式表示：

$$-\frac{\partial \bar{\omega}' q'}{\partial p} = \frac{a}{(1-a)(p_b - p_t)} \{ [\omega_c(q_c - \bar{q})]_{\text{上}} - [\omega_c(q_c - \bar{q})]_{\text{下}} \} \quad (29)$$

三、資料處理

3.1 資料整理

採用的資料為民國 74 年梅雨期間 5 月 28 日 00Z 東亞地區總共 66 個探空測站的等壓面高度、溫度、露點差、風向風速等 10 個定壓層資料。定壓層為 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 mb。

在資料尚未轉換成網格資料以前，觀測資料必須進一步處理，尤其是資料不足的情況。另外，由於採用 p 座標方程來進行運算，在低於探空測站高度的氣壓面上，無法獲得如溫度、露點差、風向風速等資料。這些問題若不加處理，將使結果受到影響。以下說明在進行客觀分析前探空資料的一些處理方式。

水汽含量用比濕來表示，可由露點溫度 T_d 和氣壓 p 按 Tetens 公式計算出來：

$$q = \frac{3.8}{p} \exp \left[\frac{17.27(T_d - 273.16)}{T_d - 35.86} \right] \quad (30)$$

上式中 p 的單位為 mb，比濕 q 的單位為 kg / kg。

低於測站高度的氣壓面的氣溫，可由該氣壓面與測站間的高度差，按乾絕熱直減率 ($-6.5^\circ \text{C} / \text{km}$) 推求該氣壓面上應有的溫度。其他如比濕及風向風速，則假設與測站上所量出的結果相同。

高層水汽量的觀測並不是十分完善，因此常有缺少露點差資料的情形發生。處理方式為將嚴重缺少資料的 250, 200, 150, 100 mb 層，分別以 300 mb 層相應資料的六分之一遞減，再以有溫度資料的氣壓層求出飽合比濕後，按相對濕度間接求出該層應有的實際比濕。

3.2 客觀分析法

使用的網格系統建立在以藍伯特投影法，參考經度為 120°E ，割接 30°N 及 60°N 所形成的地圖座標系統上。網格系統即以 120°E 線為軸 30°N 處為系統中第 (11, 10) 網格點，間距為 150 km 所形成之 18×18 的正方網格系統。圖 5 即為在此地圖座標系統上，網格所涵蓋的範圍及有關測站的相對位置。

由於使用此地圖座標，將與測站資料中有關水

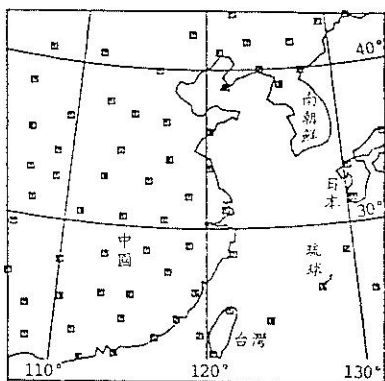


圖 5 網格系統所在範圍及探空測站的位置。

Fig. 5 Location of radiosonde stations.

平向量如風向風速的表示法有所不同，因此必須將它轉換成地圖座標。以上的理論基礎和有關的方程，可參閱曾氏（1984，1987）。

客觀分析法使用逐次訂正法（曾氏，1987），並用 Barnes（1964，1973）的指數形式的權重函數

$$W_i = \exp(-R_i/K)^2 \quad (3)$$

其中 R_i 為測站到網格點的距離， K 為決定權重函數的參數， K 值的大小可由測站分布的密度及所希望分辨的尺度大小來決定。基於上列的考慮，模式中令 K 值等於 45 km。

Barnes（1973）指出，使用這種方法可以不必事先設定初始場，只要作一次訂正即可，而且本身已有濾波作用，不必另行濾波。

在逐次訂正法中，將涉及測站上分析值的計算，必須將網格分析值內插到測站上，可用四點或十六點 Bessel 內插公式，將分析值由網格點內插到測站上。

十六點內插較優於四點的內插，因為較能保留高低壓中心值，缺點是測站要在網格第二層內才可使用。

在模式中，邊界上採用四點內插法，其餘採用十六點內插法，這種混合式的內插方式，好處在於網格範圍內，所有測站資料都使用得到，缺點在邊界上的誤差將無法避免。

客觀分析的目的在于提供一可供計算的分析場，若資料已有錯誤存在，那不論以後的結果有多完美，都不足以令人採信，因此必需使客觀分析值具有相當的準確性。比較 700 mb 的主觀分析場（圖 6）與客觀分析場（圖 7a，7b）可知，由於分

辨的尺度較小（約 450 km），所以客觀分析場中有些擾動，不過就整體而言，仍有足夠的代表性，唯在邊界及東南隅的客觀分析值問題較大。

3.3 垂直速度計算

本模式採用 Krishnamurti 等人（1980）的方法來估計降水率。因為此降水率為大尺度水汽垂直傳送所引起的，所以必須計算大尺度垂直速度，其準確性相當重要。

在大尺度環境中，垂直速度不容易由觀測得到，大都透過某些關係式及垂直積分的過程間接得來，故誤差是無可避免的，但仍可經由某些方法來抑制。

計算垂直速度的方法很多，其中以運動學法最為簡明，可是也有積分時誤差累積的缺點。使用兩個假設大致可改善這些缺點：(1)下邊界垂直速度為零；(2)令所有上邊界垂直速度的總和為零。

四、結果與討論

在綜觀天氣圖上，有兩個微弱高壓低壓位於中國東北和日本海附近，華中地區存在一短脊。主要天氣系統為由鄂霍次克海，經台灣北部海面，延伸到華南地區的低壓波。低壓中心 994 mb 位於台灣和日本間的洋面上，移動緩慢，且界面在台灣北部海面附近徘徊（圖 8）。除東北、華中、日本海附近及台灣東南海面上有部分地區為疏雲和碧空外，其他地區都籠罩在雲區之中。值得注意的是，在內陸地區多屬中、高雲族，沿海地區及洋面則多呈積雲狀，尤其直展雲族更是顯而易見。

本文使用 Krishnamurti 等人（1980）的方法，即 20 和 20 式，計算降水率，並以半預報法作 12 小時的時間積分，以民國 74 年 5 月 20 日 00Z 的探空資料預報 12Z 的累積降水量。

根據中央氣象區所提供之雨量資料分析結果，12Z 的累積雨量多集中在三個地區，分別為日本外海、台灣及福建沿海一帶與廣東附近，其中以台灣及福建沿海一帶範圍最廣，台灣中南部雨量最多。整個雨區分布在華南到日本一帶，與低壓波的所在位置大致吻合（圖 9）。

預報結果顯示在圖 10。由圖中可見預報的雨區範圍較觀測為小，預報的雨量中心的數值也比觀測值要小。因為這模式只能分辨出約 450 公里的系統，而降水率就是由這些系統的變數得來，故一些中小尺度的現象自然無法顯現出來，而且一些資料不

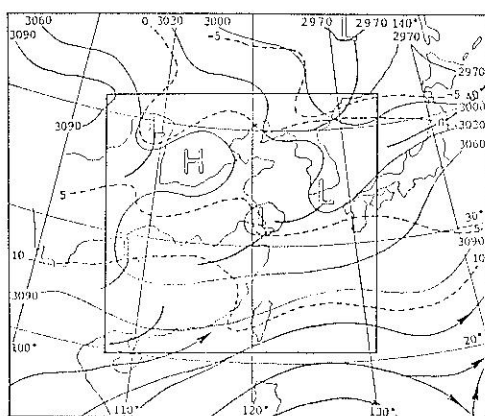


圖 6 民國 74 年 5 月 28 日 00Z, 700 mb 溫度及高度場分析圖。細實線為等高線，單位為公尺；虛線為等溫線，單位為℃；粗實線為流線。粗框內為研究範圍。

Fig. 6 700 mb analysis at 0000GMT 28 May 1985. Solid Lines are height (m), dashed lines are temperature(°C).

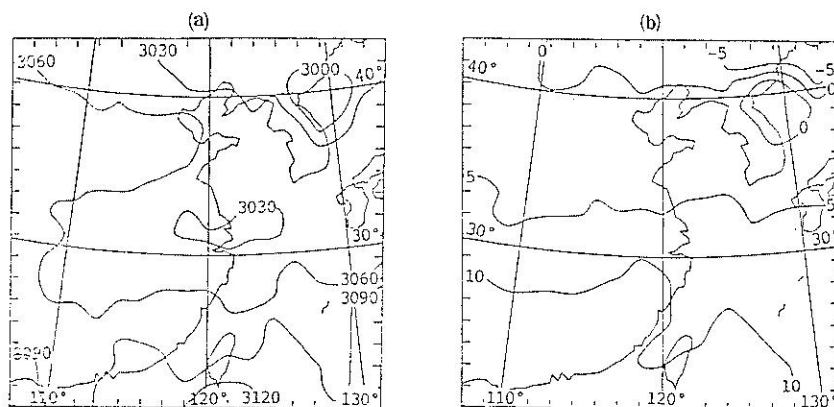


圖 7 民國 74 年 5 月 28 日 00Z 客觀分析圖。(a) 700 mb 高度分析場。(b) 700 mb 溫度分析場。

Fig. 7 Objective analysis at 0000GMT 28 May 1985. (a) 700 bm height (m). (b) 700 mb temperature(°C).

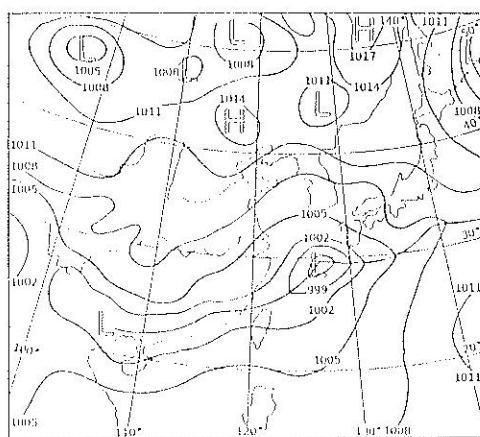


圖 8 民國 74 年 5 月 28 日 00Z 地面綜觀天氣圖。

Fig. 8 Surface analysis at 0000GMT 28 May 1985 .

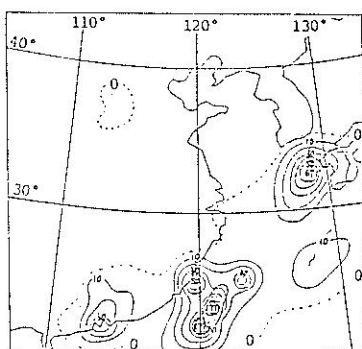


圖9 民國74年5月28日0012Z等雨量圖。實線為等雨量線，小於50 mm以10 mm為間隔，大於50 mm以50 mm為間隔，虛線內表示雨區。

Fig. 9 Observed accumulated rainfall (mm) at 0012GMT 28 May 1985.

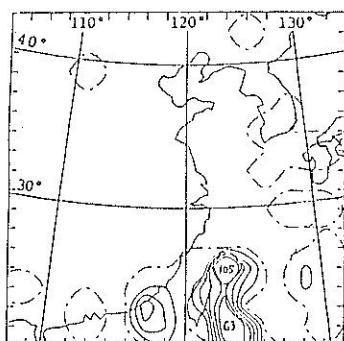


圖10 民國74年5月28日0012Z雨量預測圖。點虛線為0.1 mm等雨量線，實線為以10 mm間隔的等雨量線，大於50 mm以最大數值表示。

Fig. 10 Simulated rainfall (mm) at 0012GMT 28 May 1985.

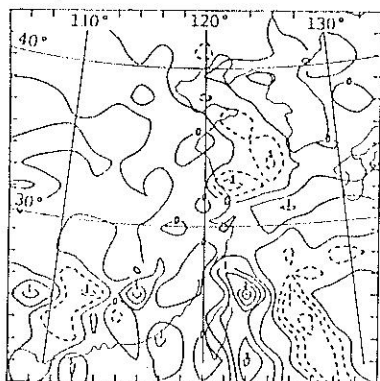


圖11 水汽輻合積分量，單位 $10^{-3} \text{ kg/m}^2\text{-sec}$ ，虛線表負值。

Fig. 11 Integrated moisture convergence ($10^{-3} \text{ kg/m}^2\text{-sec}$)

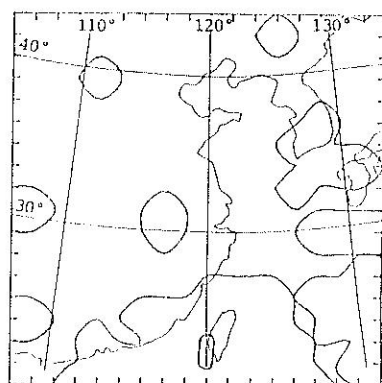


圖12 模擬出來的雲區。

Fig. 12 Simulated cloud regions.

足的地區也會造成類似中、小尺度的現象，形成誤差。因此，雨量、雨區就無法與觀測結果配合。

台灣地區預報降水量的分布狀態酷似觀測的結果，唯雨區向東偏移，另外在台灣西南海面有一實際上可能不存在的雨量中心。因為在東南隅廣大洋面並無探空資料，故造成雨區向東擴展。台灣西南方的雨量中心，就是因無充分的探空資料和邊界誤差所導致的結果。圖中東南隅的雨區也是如此。

若將以上導致預報不良的因素除去，可發現到一個值得注意的現象。從圖9及圖10可看出，在預報結果中，1 mm等雨量線的範圍與觀測得到的10 mm等雨量線的範圍相當一致。

依照Kuo氏的假設，積雲對流的發生滿足條件不穩定和正值水汽淨輻合量的前提。圖11為水汽淨輻合量的分布狀況，負區出現在東北地區到長江口附近、華中到華南及台灣東南洋面上，除後者和華南一帶有不合理的輻散區和邊界的影響外，大致上可與圖8相配合。其值約在 $-0.001 \sim 0.003 \text{ kg/m}^2\text{-sec}$ 之間。

由於參數化的對象為積雲，模擬的雲區應屬於對流雲區。圖12中雲區多集中在沿海地區及洋面上，除了邊界附近之外，與地面綜觀天氣圖（圖8）所顯示的對流雲分布非常相近，雲區涵蓋的範圍與鋒面的位置亦能配合。

在這模式中，雲量參數 α 由0.004到0.37，變動範圍很廣。一般而言，比Ogura與Cho（1973）的0.01和Malkus等人（1964）的0.015要大。 α 值與水汽總輻合量和造雲的水汽量有關，在此模型雲從舉升凝結面到自由對流凝結面之間，即雲中溫度小於環境溫度所存在的範圍，對整個造雲水

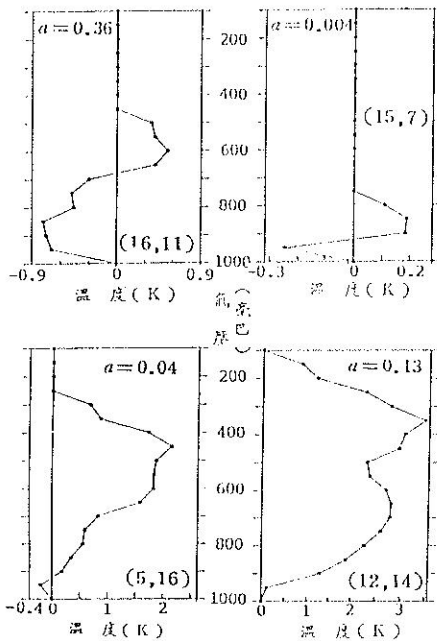


圖13 雲類和雲量參數 a 與多餘雲溫的關係。其中網格 (16,11)、(15,7)、(5,16)、(12,14) 分別代表 A, B, C, D 四種雲類。

Fig. 13 Cloud temperature excess at four grid points.

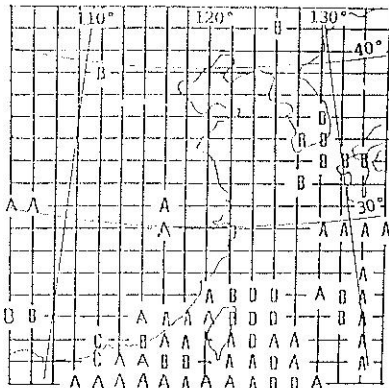


圖14 A, B, C, D 四種雲類所在位置。

Fig. 14 Location of cloud types, A, B, C, and D.

汽量的負面作用，使得 a 值增大（圖13）。

增濕參數 b 代表水汽輻合不能降水的部分。Krishnamurti 等人（1980）直接將水平水汽輻合視為增濕的來源。在這模式中 b 值範圍在 0.0007 到 1 之間，比 Kuo 氏（1974）的 0.02 要大很多。其原因在於 b 值乃由降水部分來決定其大小，若降水率的估算有誤差，則 b 值的正確性也受到影響。

張氏（1986）曾使用多餘雲溫和水汽量，將對流雲分為 A, B, C, D 四類，在本模式中也有類

似的雲類，如圖14所示。A類雲下層多餘雲溫呈負值，且負值的區域要大於上層正值的部分，此雲多屬中、高雲族，雲底在 900 mb 以上。B類雲伸展不高，雲頂在 500 mb 以下，類似淺積雲。C類雲雲頂在高對流層，雲底在低對流層內，有兩個極大的多餘雲溫度值分別出現在中、高對流層。D類雲與C類雲類似，唯對環境的多餘雲溫呈均勻分布，最大值出現在中對流層附近。

在模式中，就雲類的分布而言（圖14），A類雲多在洋面上。B類雲的範圍在陸地上、暖鋒區及氣旋中心北方。C類雲和D類雲則位於暖區內。

根據張氏（1986）的說法，C類雲是發展初期的雲類，在中對流層有最大多餘雲溫度值。D類雲是發展中的雲，極大餘溫出現在高對流層。A類雲及B類雲則為成熟雲或消散雲。因此，由圖中可看出在台灣附近必定有旺盛的對流活動正在發生。

模式中，各網格點上積雲效應的潛熱加熱造成中、高對流層的增溫，其中有兩處加熱區，分別位於 300 mb 及 500 mb 附近，每日約可增溫 1 到 20 度左右。另外，在低對流層有時會有負值出現，此降溫作用則是因水滴在低對流層中形成蒸發冷卻，使得此層降溫，每日約可降溫 0 到 12 度（圖 16）。

從各網格點上的水汽增濕率的垂直分布中，可發現在 700 mb 附近，有一最大增濕率存在，而垂直分布之最大增濕率每日約可增濕 1 到 15 g/kg。一般而言，空氣中的水汽含量隨高度向上減少，而模式中的多餘水汽（圖 15）最大值在 700 mb，因此往下增濕不易，往上則增濕的“量”有限，所以最大增濕率出現的地方也就是多餘水汽最大值的位置（圖 17）。

淨擾動溫度垂直通量 $-\partial \overline{\omega' \theta'} / \partial p$ ，當其為負值時，有冷卻作用；為正值時，則有加熱作用。同理，淨擾動水汽垂直傳送 $-\partial \overline{\omega' q'} / \partial p$ ，當其為負值時，有乾燥作用；為正值時，則有增濕作用。

如圖18所示，此淨擾動溫度通量將加熱中、高對流層，冷卻低對流層。此處的加熱並不同於潛熱加熱，擾動加熱僅是由一層的溫度移至另一層，而潛熱加熱的確使此層整個加熱。

淨擾動水汽垂直傳送，增濕中、高對流層，乾燥低對流層，也就是將水汽從低對流層中帶走，意味着潛熱能量從網格尺度的低對流層中移出，這也就是從能量觀點探討網格尺度能穴的概念（圖19）。

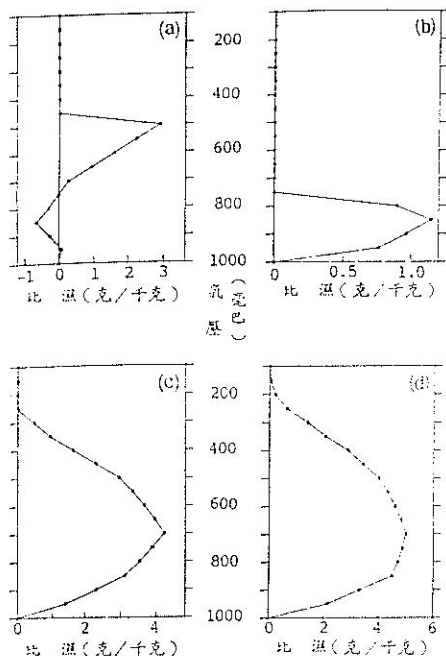


圖15 多餘水汽量垂直廓線。(a), (b), (c), (d)分別為網格 (16, 11)、(15, 7)、(5, 16)、(12, 14)。

Fig. 15 Vertical moisture excess at four grid points.

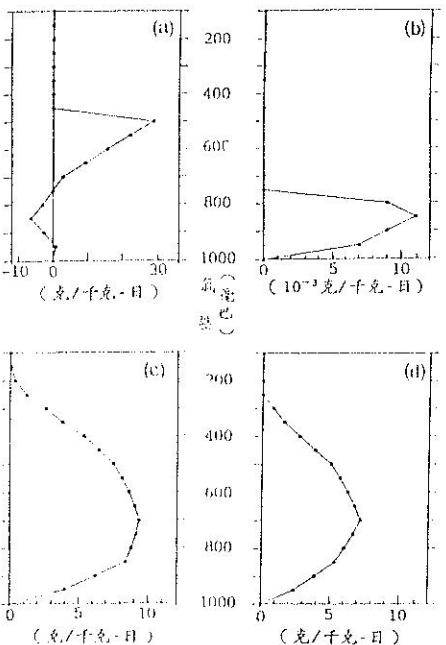


圖17 增濕氣柱之水汽垂直廓線。(a), (b), (c), (d)分別為網格 (16, 11)、(15, 7)、(5, 16)、(12, 14)。

Fig. 17 Vertical distribution of convective moistening term.

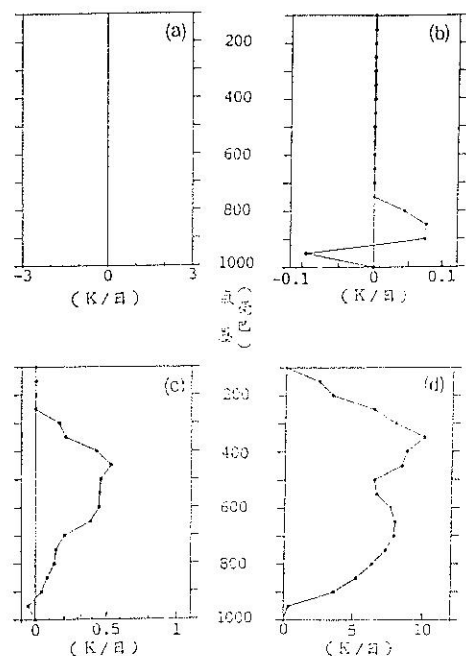


圖16 潛熱加熱垂直廓線。其中(a), (b), (c), (d)分別為網格 (16, 11)、(15, 7)、(5, 16)、(12, 14)。

Fig. 16 Vertical distribution of cloud-scale condensation heating.

五、結論與建設

此模式的目的是在於利用Kuo氏積雲參數化法進行中緯度地區降水預報，並探討在此區域中的適用性，以及其他有關參數化的一些基本問題。

在預報降水率的結果方面，發現到在使用Krishnamurti (1980) 利用大尺度垂直水汽輻合量來估計降水量時需要計算大尺度的垂直速度，而此降水率將使用在參數化中，故其影響是相當重大的。然而大尺度垂直速度的誤差非常不易消除，但是如果改進其誤差，將使得模式的預報性提高。

求出來的12小時累積雨量預測值與觀測值相比較，發現在定量方面，數值都比觀測值小。因為模式中所能分辨的水平尺度約為 450 km，而積雲為次網格尺度，所以此結果是可以理解的。以定性的觀點來看，此模式對雨區及雲區的模擬有相當的可靠性。

致 謝

本研究是在中央氣象局委託計畫CWB76-01-17 支持下完成的。

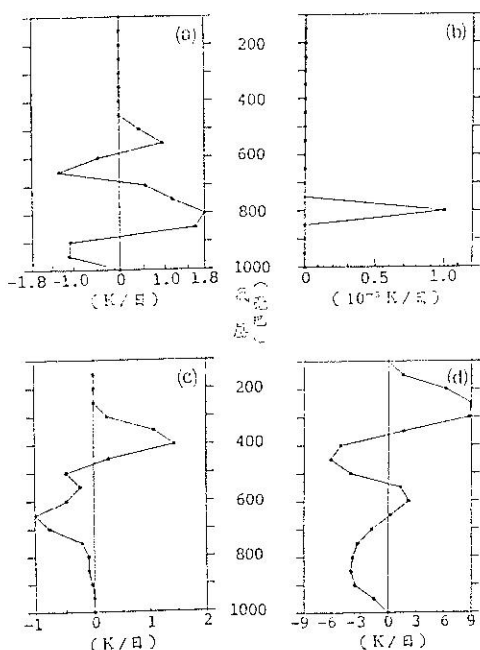


圖18 淨擾動溫度傳送垂直廓線。(a), (b), (c), (d) 分別為網格 (16,11)、(15,7)、(5,16)、(12,14)。

Fig. 18 Vertical distribution of eddy flux heating.

參考文獻

- 曾忠一，1984：動力預報的基本方程，台北，中央研究院物理研究所，122頁。
- 曾忠一，1987：氣象與遙測資料的客觀分析，台北，中央研究院物理研究所，410頁。
- 張拱祿，1986：中緯度地區積雲參數化的探討，中國文化大學地學研究所氣象組碩士論文，62頁。
- Anthes, R. A., 1977a: A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. Mon. Wea. Rev., **105**, 270-286.
- , 1977b: Hurricane model experiments with a new cumulus parameterization scheme. Mon. Wea. Rev. **105**, 287-300.
- Arkawa, A., and W. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. J. Atmos. Sci., **31**, 674-701.
- Barnes, S. L., 1964: A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. J.

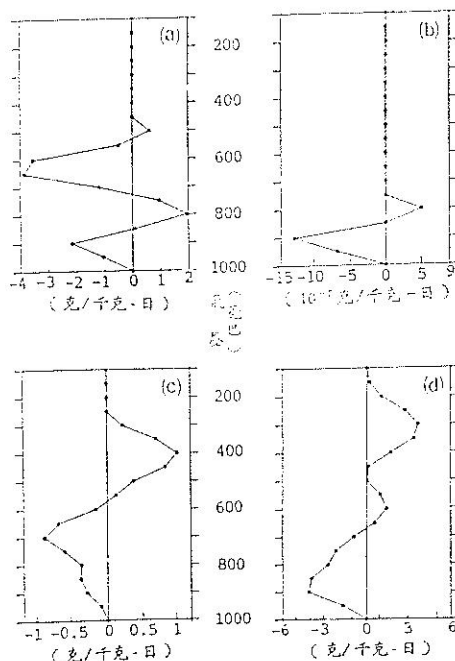


圖19 淨擾動水汽傳送垂直廓線。(a), (b), (c), (d) 分別為網格 (16,11)、(15,7)、(5,16)、(12,14)。

Fig. 19 Vertical distribution of eddy moisture flux.

- Appl. Meteor., **3**, 396-409.
- , 1973: Mesoscale Objective Map Analysis Using Weighted Time Series Observations. NOAA Tech. Memo. ERL NSSL-62, National Severe Storms Laboratory, Norman, Oklahoma, 60p.
- Ceseksi, B.F., 1973: A comparison of cumulus parameterization techniques. Tellus. **25**, 459-478.
- Charney, J. G., and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. J. Atmos. Sci., **21**, 68-75.
- Krishnamurti, T. N., Y. Ramanathan, H. L. Pan, R. J. Pasch, and J. Molinari, 1980: Cumulus parameterization and rainfall rates I. Mon. Wea. Rev., **108**, 465-472.
- , S. Low-Nam and R. Pasch, 1983: Cumulus parameterization and rainfall rates II. Mon. Rev., **111**, 815-828.
- Kuo, H. L., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection J. Atmos. Sci. **22**, 40-63.

- , 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232-1240.
- Kuo, Y. H., and R. A. Anthes, 1984: Semiprognostic tests of Kuo-type cumulus parameterization schemes in an extratropical convective system. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1498-1509.
- Malkus, J. S., and H. Riehl, 1964: Cloud Structure and Distributions over the Tropical Pacific Ocean. Los Angeles University of California Press, 229pp.
- Manabe, S., J. Smagorinski, and R. F. Strickler, 1965: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrological cycle. *Mon. Wea. Rev.*, **93**, 769-798.
- Ogura, Y., and H. R. Cho, 1973: Diagnostic determination of cumulus cloud populations from observed large-scale variables. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1276-1286.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**, 527-530.
- Young, J. A., 1972: Thermodynamic variables, tropical soundings and instability. In "Dynamics of the Tropical Atmosphere". edited by J. A. Young, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, pp. 463-468.

Rainfall Rate Prediction in the Middle Latitudes by a Cumulus Parameterization Scheme

Li-teh Tsao Chung-yi Tsend

Academia Sinica and National Taiwan University
Institute of Geography Chinese Culture University

ABSTRACT

The Kuo-type cumulus parameterization scheme is used to predict the rainfall rate during the *Mei-Yu* period in the East Asia area. In addition, the effects of other subgrid-scale cumulus clouds on the large-scale environment are discussed. The rainfall rate is calculated from the vertical transport of large-scale moisture fields and then the accumulated rainfall is obtained by using the semiprognostic approach. In the cumulus parameterization model, the heating and moistening by the cumulus are determined by the temperature and humidity difference between a model cloud and its environment and the large scale moisture convergence. Finally the vertical distributions of moistening and heating by the cumulus scale motions may be determined. The predicted rainfall rate is in good agreement with the observed rainfall rate qualitatively. The cloud and rain region are well simulated by this model.

Keywords: Cumulus Parameterization, Rainfall Rate Prediction.

高層冷心低壓之綜觀氣候研究

陳 泰 然

國立台灣大學大氣科學系教授

紀 水 上 苟 潔 于 吳 樹 旺 鄒 中 惠

中央氣象局衛星站

(收稿日期：78.1.16.；定稿日期：78.2.2.)

摘 要

本文分別以傳統探空與飛機觀測資料 (T 法)、GMS 高層衛星風場 (S 法) 及結合上述三種資料 (C 法) 等三種方法，對 1985 及 1986 年發生於太平洋地區之八個高層冷心低壓個案進行定位與分析比較。並利用 GMS 高層衛星風場分析 1981 ~ 1987 年發生於太平洋高空冷渦形成與消散之地理與季節分布、生命期及移動過程等氣候特徵。

結果顯示，T 法定位及 S 法定位結果具有軌跡的一致性，但位置均較 C 法者偏西，而 S 法定位稍優於 T 法定位。高空冷渦之源地主要分布於 $15^{\circ} \sim 25^{\circ} \text{N}$ ； $145^{\circ} \sim 180^{\circ} \text{E}$ ，佔 54.3 %；消散地區主要分布於 $20^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{N}$ ； $120^{\circ} \sim 180^{\circ} \text{E}$ ，佔 61.7 %。不論形成及消散，其最多頻率區在經度之變化均由 6 月向西偏移，8 月達最西後東退，而緯度則自 6 月起向北偏移，10 月分成南北兩支。向西至西南西移動者生命期最長 (~ 6 天)，且移速最快 (~ 4.2 緯度 / 天)。高空冷渦發生在 150°E 以東之生命期 (~ 6.2 天) 為在以西者 (~ 4.2 天) 之 1.5 倍。

關鍵詞：冷心低壓，冷渦，熱帶高空槽。

一、前 言

熱帶海面上之高對流層氣流常可包含許多瞬變氣旋中心 (transient cyclonic center)，這些氣旋中心有些可分析出冷心結構，其強度自 200 ~ 300 mb 向上或向下減弱，此種伴隨高層冷心的低壓環流系統稱為高空冷 (心) 低 (壓) (cold core low) 或冷渦 (cold vortex)。高空冷渦可依其源地及其所伴隨雲量區分其種類；前者可分為 Palmen 型 (Palmen, 1949) 或 Palmer 型 (Palmer, 1953)，後者分為濕低 (wet low) 與乾低 (dry low) 兩種 (Ricks, 1959)。Palmen 型為西風帶冷槽割離而來，Palmer 型則在副熱帶高壓南緣東風槽或鞍形場之中性點附近形成。乾低為俱有乾燥的下沉冷心，中心無雲，為上升的

濕空氣所包圍，其最冷距平約在 300 mb，其氣旋式環流隨高度增強，約至 200 mb 達最強。濕低之中心雲系主要由對流雲組成，但對其了解較對乾低者為少。

由於此種環流系統之生成及移經地區大都在海面上，因受資料限制，使其形成、發展及消散過程方面之診斷分析研究倍感困難。雖然如此，國內外諸多氣象學者專家曾致力於西太平洋之高層冷渦研究，使我們對冷渦之合成結構及動力 (Kelly and Mock, 1982)，個案之結構 (林, 1972；吳, 1976；王與羅, 1979)，綜觀氣候 (吳, 1976；王等, 1979) 及其與劇烈天氣 (雷雨) 之關係 (林, 1972；吳, 1976；王與羅, 1979) 增加許多了解。唯這些研究範圍或因侷限在 150°E 以西之太平洋 (吳, 1976；王與羅, 1979；王等,

1979)，或僅分析雲量之合成分佈(Kelly and Mock, 1982)，故均未能獲得較完整的結果，致使我們對此種天氣系統之物理過程仍缺乏了解。

自GMS衛星作業後，提高了辨認高空冷心低壓之可行性。該衛星不僅提供每3小時一次之高解析度紅外線(IR)及可見光(VIS)雲圖(白天)，而且提供每12小時1次之衛星風場資料。此外，連續性雲圖之活動影片，可給予我們對伴隨天氣系統雲系之演變過程更加了解。Shimamura(1981, 1982)利用上述資料及傳統探空觀測資料，分析1978及1979年發生於西太平洋四個高空冷渦個案。發現，雲系中央部分為相對無雲區，環繞此無雲區之高空雲系則屬卷雲。溫度場、濕度場及風場顯示，冷心在200~250 mb最強，暖心在150~125 mb最強，且暖心正位於冷心上空，低層槽位於高層冷心低壓之東邊。當低層環流加強，冷心變成暖心之颱風時，則高層冷心低壓減弱。

除GMS衛星觀測次數增多有利於辨認高層冷渦外，近年來因海洋上高層民用飛機氣象觀測報告增多，使得我們對此種天氣系統之辨認增加信心。陳與陳等(1988)利用中央氣象局所存之300 mb天氣圖及GMS衛星雲圖等分析資料，分析1985~1986年6~10月西太平洋高層冷渦之氣候特徵、綜觀形勢及伴隨天氣，結果發現頻率季節變化、源區與消散區分布、路徑、綜觀條件、環流大小及生命期等氣候特徵均和先前研究結果相近；天氣現象顯示，冷渦環流內以東南象限上升運動最強最不穩定，雲量最多，深淺對流亦最多；西北反是。此外，他們認為高層冷渦似可引發低層輻合及上升運動，產生對流。

雖然陳與陳等(1988)所分析1985及1986年高層冷渦之氣候特徵及伴隨天氣，已獲得合理一致性的結果，唯若欲了解高空冷渦之確切結構及動力，則須以較多個案進行合成分析。因精確的高層冷渦中心定位關係著系統之移動過程、生命期及區域性天氣，故仔細分析辨認此種天氣系統在暖季月份區域性天氣預報上為一重要的課題。然而，若僅利用探空資料及民航飛機觀測報告，則對於發生於海面上之高空冷渦形成及移動過程無法有效的掌握。因卷雲和小積雲分別為高層風和低層風之最佳追蹤物(Shimamura, 1981)，故可嘗試利用衛星雲圖上卷雲的位移推斷高層(~200 mb)風場做高空冷心低壓之研究。本文針對衛星風場在高空冷

心低壓定位之可用度進行分析，並比較利用衛星風場(S法)、傳統探空與飛機觀測資料(T法)及綜合上述三種資料(C法)在高空冷渦中心定位之差異，以探討最佳之定位方法。此外，本文亦利用中央氣象局所存GMS紅外線衛星雲圖及日本氣象廳處理之衛星風場報告(JMA, 1981~1987)，統計1981~1987年(1984年GMS衛星故障，故資料缺)暖月(6~10月)發生於西太平洋之高空冷渦個案，確定其自形成至消散之每12小時之中心位置，以了解其地理與季節分布及移動過程，以提供此種天氣系統預報參考及日後合成研究之基本資料。

二、資料與分析

本文引用資料包括陳與紀等(1988)研究中之八個高空冷渦個案(表一)，及1981~1987年6~10月中央氣象局所存之每12小時(0000 UTC及1200 UTC)之地球全景(full disc)紅外線衛星雲圖，日本氣象廳衛星中心所處理之高層衛星風場。其中，1984年因GMS衛星故障，故資料缺，而1985及1986年之冷渦個案則直接引用陳與陳等(1988)之分析。

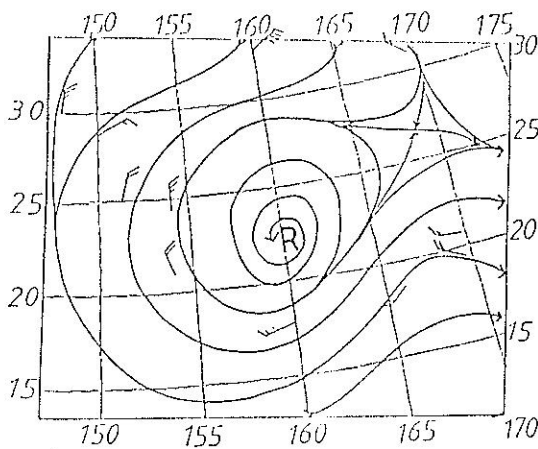
在定位分析方面首先填繪由傳統與飛機觀測資料所定之高空冷渦中心位置(以下稱T法位置；Traditional)周圍10個緯度範圍內之衛星風場資料，再分析氣流線並確定冷心低壓中心位置(以下稱為S法位置；Satellite)。以上三種觀測資料綜合之冷心低壓中心位置(以下稱C法位置；Combined)，係將冷渦附近之傳統探空與飛機觀測報告填入衛星風場分布圖中，再分析氣流線及確定冷渦中心位置。圖1為上述三法確定高層冷心低壓中心位置之圖例。由T法分析而得之氣流線(圖1a)顯示，高空冷低之中心位置在22°N, 160°E，S法(圖1b)低壓中心在27.4°N, 159°E。C法(圖1c)低壓中心與由S法分析者相近，衛星雲圖(圖2)顯示，高層冷心低壓中心位置與S法位置及C法位置相近。

將上述三種定位結果相互比較，求取方位與距離偏差，以了解此三種定位結果之差異。方位偏差採用八方位(N, NE, E, SE, S, SW, W, NW)及十六方位(N, NNE, NE, E, ESE, SE, SSE, S, SSW, SW, WSW, W, WNW, NW, NNW)。計算偏差，當T法位置與

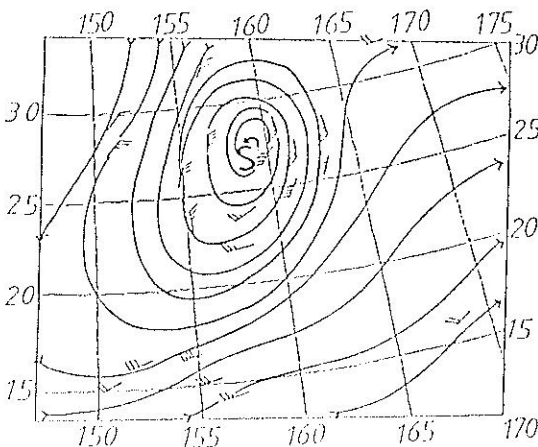
表一 本研究之八個個案（取自陳與紀等，1988）

Table 1 Eight cases of upper level cold core lows selected in this study.

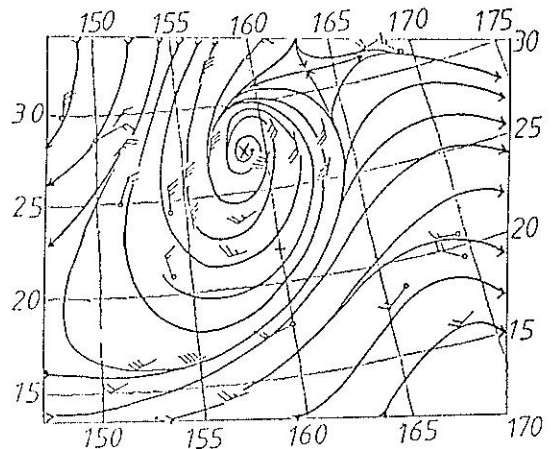
編號	年份	月份	存在時間	持續天數	產生地點	消失地點
1	1985	6	1412Z-2400Z	9.5	18°N, 167°E	23°N, 133°E
2	1985	8	0412Z-1012Z	6	22°N, 160°E	32°N, 137°E
3	1985	8	1300Z-1900Z	6	21°N, 168°E	23°N, 130°E
4	1985	9	0100Z-0612Z	5.5	22°N, 150°E	34°N, 139°E
5	1986	6	0200Z-1200Z	10	18°N, 176°E	22°N, 158°E
6	1986	6	2800Z-0712Z	9.5	24°N, 177°W	20°N, 141°E
7	1986	7	0200Z-0712Z	5.5	23°N, 177°W	27°N, 140°E
8	1986	7	1012Z-1800Z	7.5	19°N, 171°E	23°N, 126°E



(a)



(b)



(c)

圖1 1985年8月4日1200 UTC之高層風場及氣流線。(a) 300 mb 探空及飛機報告 (T法)，(b) 衛星風 (S法)，(c) 300 mb 探空、飛機及衛星風 (C法)。圖中R、S及X分別為由上述三種風場所分析之高層冷低中心位置。圖(c)中含有空心圓圈之風場報告為探空和飛機報告。

Fig. 1 The upper level wind field and streamlines at 1200 UTC 4 August 1985. (a) Rawinsondes at 300 mb and aircraft reports (T method), (b) satellite winds (S method), and (c) the combined (a) and (b) data (C method). R, S, and X are the centers of upper cold core lows determined by (a), (b), and (c) respectively. Open circles indicate rawinsondes and aircraft reports.

三、結果與討論

(一)定位分析

該部分結果已發表於氣象學報第三十四卷第三期(陳與紀等, 1988), 故僅將重要結果歸納於下:

1. 傳統探空、飛機觀測資料及衛星風場等綜合資料為高層冷心低壓中心定位之最佳方法。

2. 傳統探空與飛機觀測資料之定位結果與衛星風場定位者之偏差, 主要在東西方向, 其結果影響低壓軌跡不大。

3. 探空與飛機觀測資料定位及衛星風場定位均較結合上述資料定位者偏西或偏東, 且以衛星風場定位者偏西居多, 顯見三者定位結果軌跡的一致性。

4. 衛星風場定位稍優於探空與飛機觀測資料定位, 可能部分由於資料較多之故。

(二)氣候特徵

1. 形成與消散之地理分布

圖3及圖4分別為1981~1987年(1984年缺)之6~10月81個高空冷心低壓形成與消散之地理分布。就發生之經度而言, 主要分布在 $150^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$ 間, 佔發生總次數之88.9%, 其中 $150^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}\text{E}$ 佔61.7%, $160^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$ 為46.9%(表二), 僅3次發生於 130°E 以西。就發生之緯度而言, 主要分布在 $15^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$, 佔發生總次數之92.6%, 其中 $15^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 佔65.5%(表三), 而在 30°N 以北及 15°N 以南分別僅發生9次及2次, 如圖3所示, 有81.5%發生在 $15^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$; $140^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{W}$ 之間, 大部份集中在 $15^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$; $145^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$ 佔54.3%, 且以 $17.5^{\circ}\sim 22.5^{\circ}\text{N}$; $155^{\circ}\sim 175^{\circ}\text{E}$ 密度最大, 佔27.2%, 此密度最大區位於7月平均之熱帶高空槽(Tropical Upper Tropospheric Trough; 簡稱TUTT)之氣候位置(參見Atkinson, 1971), 顯然此區域高空冷渦之發生與此高對流層槽線有密切關連。

高空冷渦消散地點分布(圖4)顯示, 就經度而言, 大部分在 $120^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$ 間, 佔84.0%, 其中在 $130^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 間, 佔51.8%(表四)。 120°E 以西消散者佔11.1%, 180°E 以東消散者僅4.9%, 顯見大部份在台灣以東消散, 而直接影響台灣之機率並不大。就消散所在緯度而言, 有81.4%在 $15^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$, 在 $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$, 佔

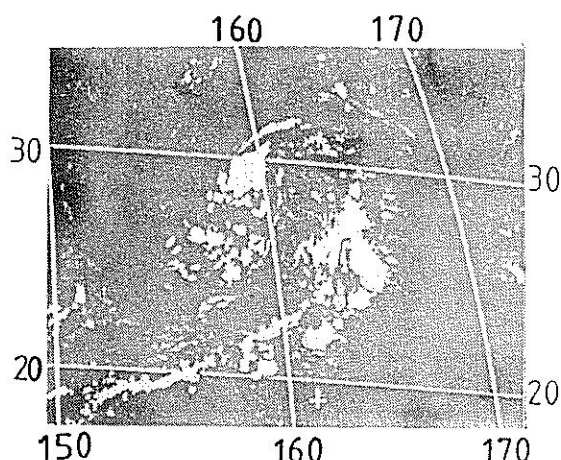


圖2 1985年8月4日1200 UTC之紅外線衛星雲圖。

Fig. 2 Satellite imagery in infrared channel at 1200 UTC 4 August 1985.

S法位置比較時, 以S法位置為準, 當此兩位置分別與C法位置比較, 則以C法位置為準。例如S法位置在 20.4°N , 140.5°E , T法位置在 20.8°N , 140.9°E , 則T法位置與S法位置差0.4個緯度及0.4個經度($20.8^{\circ}\text{N}-20.4^{\circ}\text{N}$; $140.9^{\circ}-140.5^{\circ}\text{E}$), 即T法位置較S法位置偏東北。若偏差點落在兩方位中間, 則可任意劃分歸屬於兩者中任意一個, 但不重複計算, 唯此種情況不多。平均距離偏差採用兩種定位結果之經向(東西向)及緯向(南北向)合成之絕對值平均。

所引用之八個高層冷心低壓個案之T法位置共有133個, 為比較其與S法位置之差異, 故亦定出133個S法位置, 唯C法位置比較僅以1985年四個個案計58個位置為準。

在氣候特徵方面, 首先從上述時間之地球全景衛星雲圖找出高空冷渦之可能位置, 再依上述之定位方法確定各個案存在期間之中心位置, 然後分析其形成與消散之地理與季節分布及移動過程。統計各月出現高層冷渦個案時, 此形成當日所屬月份劃歸為該月發生者。在統計此種冷渦之形成與消散地點時, 除實際統計其所在經緯度外, 並以每10(5)個經(緯)度間距分析其地理變化, 當冷渦之位置落於兩間距中間時, 則劃歸於北方及東方間距內, 例如冷渦發生於 15°N , 130°E 時, 該冷渦之形成地點屬於 $15^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$; $130^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 之間距內, 而不在 $10^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$; $120^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 。

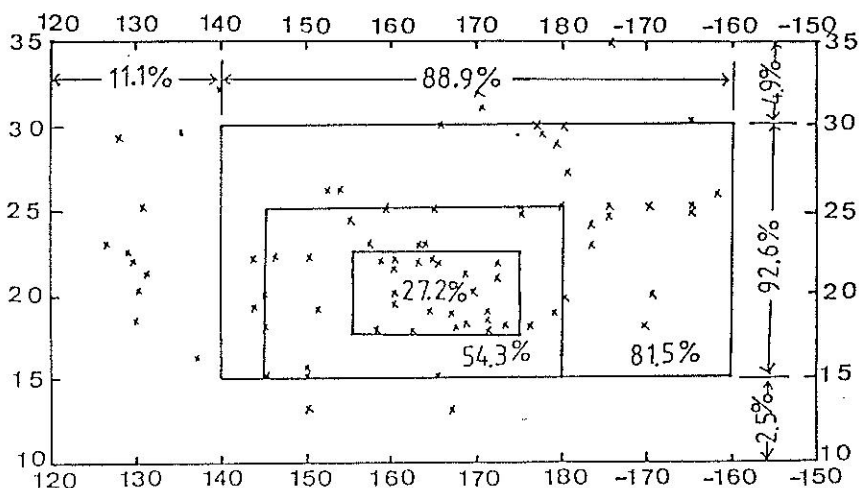


圖 3 1981~1987 年 (1984 年缺) 6~10 月 81 個高空冷渦形成之地理分布。圖內之百分比為該範圍內出現次數佔總個案數之百分比，縱座標為緯度，橫座標為經度，正者代表東經，負者代表西經。

Fig. 3 The geographical distribution for the formations of the eighty-one upper level cold core lows occurring from June to October, 1981-1987 (1984 missing). The percentage numbers in each block is the percentage of cold core low event in that block to the total events. Y axis indicates latitude and X axis shows longitude (positive for East, negative for West).

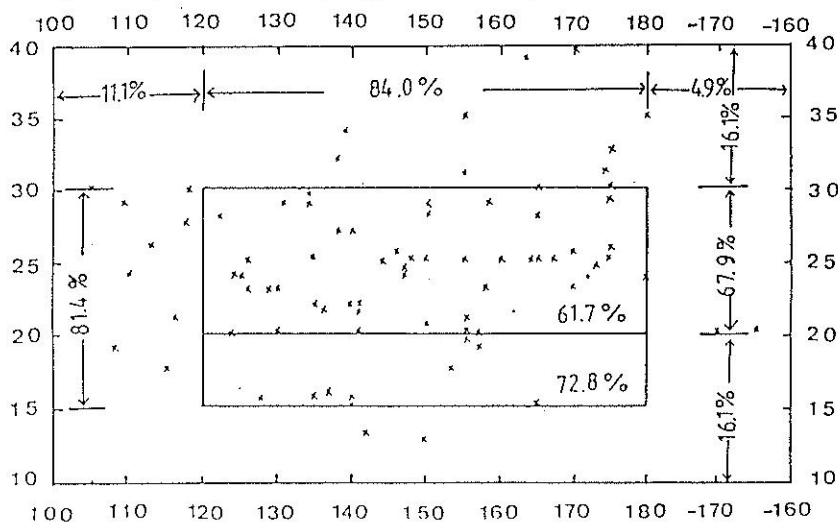


圖 4 同圖 3，但為消散之地理分布。

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for the dissipating stage.

67.9%，而 15° N 以南及 35° N 以北消散者僅各兩次 (表五)。如圖 4 所示，有 72.8% 在 15°~30° N；120°~180° E 消散，其中主要集中在 20°~30° N；120°~180° E，佔 61.7%。

2. 年際及季節變化

高空冷渦發生次數之逐年、逐月 (6~10 月) 變化及生命期如表六所示。在此六年間，發生次數

最多的為 1983 年 18 次，其次則為 1981 年及 1987 年均為 16 次，而以 1982 年 9 次最少。6~10 月發生次數，以 6 月 (23 個) 最多，8 月 (21 個) 次之，而 7 月及 9 月分別為 17 及 15 個，而以 10 月最少，僅 5 次。這種季節變化與先前研究者稍有差異。由上述結果顯示，此種差異可能由於年代及統計範圍不同所致。另一可能原因為本研究利用衛星資

表二 1981~1987年(1984年缺)各月高空冷渦形成位置之經度分佈及百分比
Table 2 The longitudinal distribution and the percentage of the monthly upper level cold core lows in 1981-1987 (1984 missing).

頻 月 份	率 度	經 度								合 計
		120 130	130 140	140 150	150 160	160 170	170 180	180 -170	-170 -160	
6	次 數	1	0	3	3	8	5	2	1	23
	百 分 比	4.3	0.0	13.0	13.0	34.8	21.7	8.7	4.3	
7	次 數	1	1	2	3	2	4	3	1	17
	百 分 比	5.9	5.9	11.8	17.7	11.8	23.5	17.6	5.9	
8	次 數	1	3	1	3	5	5	0	3	21
	百 分 比	4.8	14.3	4.8	14.3	23.8	23.8	0.0	14.3	
9	次 數	0	2	1	3	5	2	1	1	15
	百 分 比	0.0	13.3	6.7	20.0	33.3	13.3	6.7	6.7	
10	次 數	0	0	0	0	1	1	2	1	5
	百 分 比	0.0	0.0	0.0	0.0	20.0	20.0	40.0	20.0	
合 計	次 數	3	6	7	12	21	17	8	7	81
	百 分 比	3.7	7.4	8.6	14.8	25.9	21.0	9.9	8.6	

表三 同表二，但為緯度分布

Table 3 Same as Table 2, but for the latitudinal distribution.

頻 月 份	率 度	緯 度					合 計
		10 15	15 20	20 25	25 30	30 35	
6	次 數	0	10	11	2	0	23
	百 分 比	0.0	43.5	47.8	8.7	0.0	
7	次 數	0	7	5	4	1	17
	百 分 比	0.0	41.2	29.4	23.5	5.9	
8	次 數	2	4	5	5	5	21
	百 分 比	9.5	19.0	23.8	23.8	23.8	
9	次 數	0	2	7	4	2	15
	百 分 比	0.0	13.3	46.7	26.7	13.3	
10	次 數	0	2	0	2	1	5
	百 分 比	0.0	40.0	0.0	40.0	20.0	
合 計	次 數	2	25	28	17	9	81
	百 分 比	2.5	30.9	34.6	21.0	11.1	

表四 同表二，但為消散期

Table 4 Same as Table 2, but for the dissipating stage.

頻 率 經 度 月 份		100 110	110 120	120 130	130 140	140 150	150 160	160 170	170 180	180 170	-170 -160	合 計
6	次 數	0	0	2	3	6	7	5	0	0	0	23
	百 分 比	0.0	0.0	8.7	13.0	26.1	30.4	21.7	0.0	0.0	0.0	
7	次 數	0	2	4	2	2	4	1	2	0	0	17
	百 分 比	0.0	11.8	23.5	11.8	11.8	23.5	5.9	11.8	0.0	0.0	
8	次 數	1	2	2	6	3	2	1	3	1	0	21
	百 分 比	4.8	9.5	9.5	28.6	14.3	9.5	4.8	14.3	4.8	0.0	
9	次 數	2	2	0	2	1	2	2	3	1	0	15
	百 分 比	13.3	13.3	0.0	13.3	6.7	13.3	13.3	20.0	6.7	0.0	
10	次 數	0	0	0	0	1	1	0	1	1	1	5
	百 分 比	0.0	0.0	0.0	0.0	20.0	20.0	0.0	20.0	20.0	20.0	
合計	次 數	3	6	8	13	13	16	9	9	3	1	81
	百 分 比	3.7	7.4	9.9	16.0	16.0	19.8	11.1	11.1	3.7	1.2	

表五 同表三，但為消散期

Table 5 Same as Table 3, but for the dissipating stage.

頻 率 緯 度 月 份		10 15	15 20	20 25	25 30	30 35	35 40	合 計
6	次 數	1	4	12	5	1	0	23
	百 分 比	4.3	17.4	52.2	21.7	4.3	0.0	
7	次 數	0	2	6	9	0	0	17
	百 分 比	0.0	11.8	35.3	52.9	0.0	0.0	
8	次 數	1	3	6	6	4	1	21
	百 分 比	4.8	14.3	28.6	28.6	19.0	4.8	
9	次 數	0	1	2	7	5	0	15
	百 分 比	0.0	6.7	13.3	46.7	33.3	0.0	
10	次 數	0	1	2	0	1	1	5
	百 分 比	0.0	20.0	40.0	0.0	20.0	20.0	
合 計	次 數	2	11	28	27	11	2	81
	百 分 比	2.5	13.6	34.6	33.3	13.6	2.5	

料，此種資料有助於辨認發生在傳統與飛機資料缺少之洋面上較難辨認之微弱冷渦。

高空冷渦發生及消散地點之逐月（6～10月）之頻率亦經分析（見表二～五及圖5～12）。平均而言，高空冷渦發生之緯度主要在15°～30°N（圖5），且自7月後發生次數最多區域有向北偏移之趨勢（參見圖7），此可能與副熱帶高壓脊線北進及高對流槽（TUTT）之位移有關。在經度方面，發生最大頻率平均在160°～170°E（圖6），且向東西兩側減少。發生最大頻率區在緯度變化方面，6月至7月南移，7至9月北移，10月分成

南北兩支，北支北移南支南移（圖7）。在經度變化方面，自6月起向西偏移，至8月後逐漸東退（見圖8）。高空冷渦消散之緯度，平均在20°～30°N最多（圖9），且自6月起，其消散頻率最大區域有北移之趨勢，10月分成南北兩支，北支北移南支南移（見圖11）。而經度方面，平均以150°～160°E最多（圖10），消散之最大頻率區由6月起向西偏移，至8月達最西後東退（圖12），此種變化可能與副熱帶高壓脊線之進退有關。

3.移動過程

一般而言，高空冷渦之移動與太平洋高壓環流

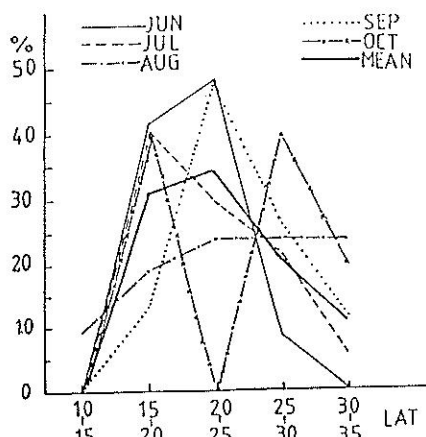


圖 5 1981 ~ 1987 年 (1984 年缺) 高空冷渦逐月發生頻率之緯度變化。

Fig. 5 Latitudinal variations on monthly frequency of the upper level cold core lows in 1981-1987 (1984 missing).

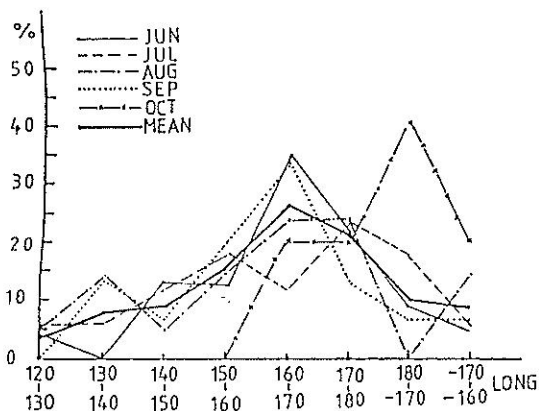


圖 6 同圖 5，但為經度變化。

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for the longitudinal variations.

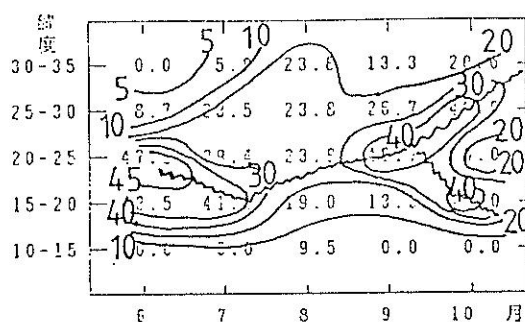


圖 7 1981 ~ 1987 年 (1984 年缺) 高空冷渦逐月發生頻率之緯度分布 (圖中鋸齒線為最大軸線，數字為百分比)。

Fig. 7 Latitudinal distribution on monthly frequency of the upper level cold core lows in 1981-1987 (1984 missing). The sawshaped lines stand for the maximum axis. Numbers indicate the percentage.

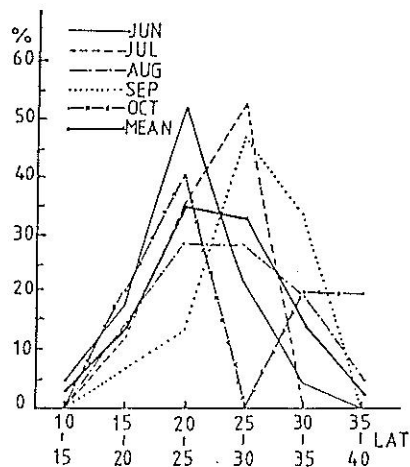


圖 9 同圖 5，但為消散。

Fig. 9 Same as Fig. 5, but for the dissipating stage.

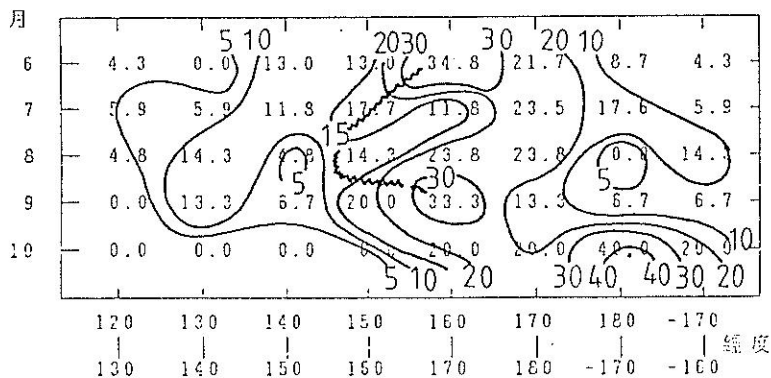


圖 8 同圖 7，但為經度變化。

Fig. 8 Same as Fig. 7, but for the longitudinal distribution.

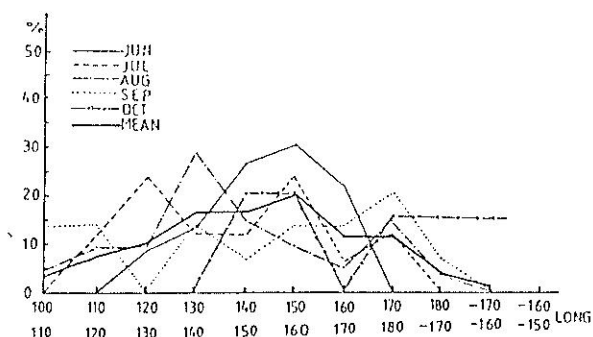


圖10 同圖6，但為消散。

Fig. 10 Same as Fig. 6, but for the dissipating stage.

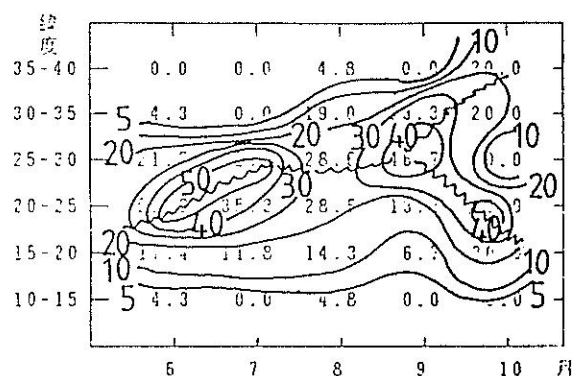


圖11 同圖7，但為消散。

Fig. 11 Same as Fig. 7, but for the dissipating stage.

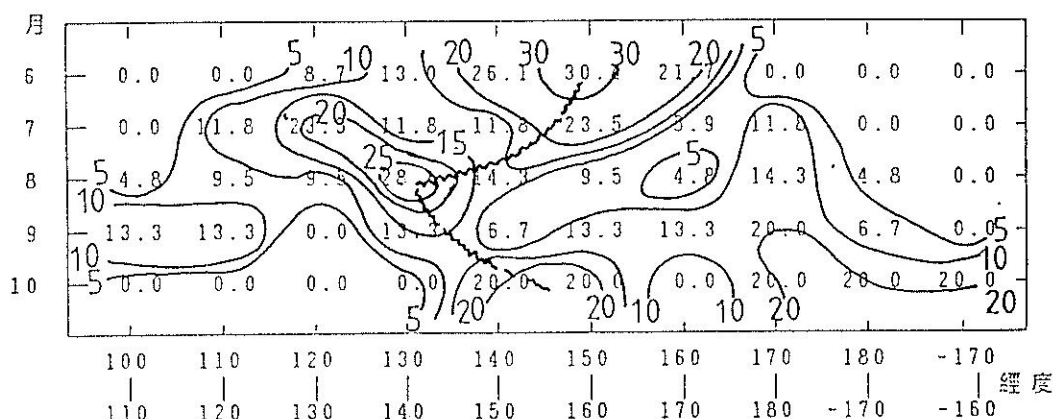


圖12 同圖8，但為消散。

Fig. 12 Same as Fig. 8, but for the dissipating stage.

表六 1981~1987年(1984年缺)

高空冷渦移向在十六方位中所佔之個數、百分比、平均生命期及平均移速。

Table 6 The case numbers, percentage, average life span and moving speed in each moving direction of the upper level cold core lows in 1981p1987 (1984 missing).

方 位	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
個 案 數	1	1	0	1	2	0	0	0	2	0	3	5	41	18	5	2
佔總數之百分比	1.2	1.2	0	1.2	2.5	0	0	0	2.5	0	3.7	6.2	50.6	22.2	6.2	2.5
平均生命期(天)	2.5	3.5		6.5	5.5				2.5		4.7	6.0	6.0	5.4	5.4	5.0
平均移速(緯度/天)	1.9	2.0		3.4	2.0				2.1		1.3	2.6	4.2	2.9	1.6	2.4
個案總數: 81; 總平均生命期: 5.7天; 總平均移速: 3.3緯度/天																

有相當密切之關係。陳與陳等(1988)分析1985年及1986年之22個高空冷渦個案指出，此等個案均受到太平洋副熱帶高壓環流影響，穩定地向西移動，唯1985年在145°E以西，平均轉向西北西再轉西北，而1986年者則在160°E即漸轉西北西進行，此乃太平洋上高壓環流年際變化之顯現。本

研究亦分析研究期間其他各年之高空冷渦路徑(圖未示)，結果顯示其移向除少數不規則外，大都以向西為主，但各年均有變化且高空冷渦發生於較低緯度則多向西移動，而其源地偏東者，則有轉向西北之趨勢。

表六為81個高空冷渦個案之平均移向在十六方

位中所佔之個數、百分比、平均生命期及平均移速。顯示，以向西移動者最多有 41 個 (50.6%)，西北西次之，有 18 個 (22.2%)，其次分別為西南西與西北各 5 個 (6.2%)，其餘 14.8% 分布於其他方位中，而向西南西至西北西方向移動者佔 79%。在移速方面，就其移向方位較多者 (西南西至西北) 而言，向西者較快為 4.2 緯度/天，西北西 2.9 緯度/天次之，而向西北之 1.6 緯度/天最慢，總平均移速為 3.3 緯度/天 ($\sim 4.2 \text{ ms}^{-1}$)，此與 Kelley and Mock (1982) 所得之 4.33 ms^{-1} 相近。

4. 生命期

表七及圖 13 為 1981 ~ 1987 年 (1984 年缺) 之逐年/逐月高空冷渦之生命期及初生時所在緯度與生命期之關係。各冷渦之生命均在 2 ~ 16.5 天，平均為 5.7 天，此與祝等 (1987) 之 5.8 天及陳與陳等 (1988) 之 5.9 天均甚接近。各月平均生命期除 6 月 (6.6 天) 較長，10 月 (3.9 天) 較短外，其他三個月 (7 月：5.8 天，8 月：5.4 天，9 月：5.5 天) 均與平均生命期相當。生命期與路徑亦有相當關係 (表六)，一般而言以向西及西南西進行者生命期較長 (~ 6 天)，西北西及西北次之，均為 5.4 天，其他方位因個案較少，較不具代表性。生命期長短與發生地點亦有密切關係 (見

圖 13)。一般而言，發生地點越東者生命期越長，在 150°E 以東發生者生命期較平均為長，約為 6.2 天，以西者較短，約為 4.2 天。換言之，發生在 150°E 以東者為以西者之 1.5 倍。

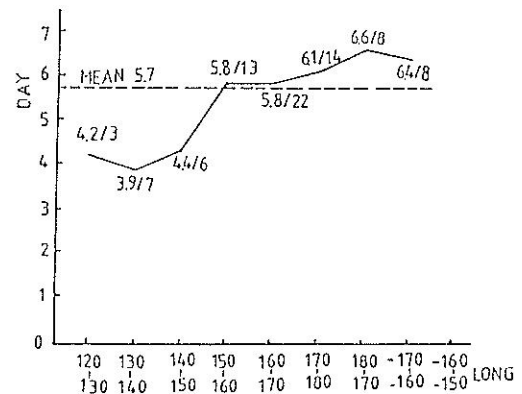


圖 13 高空冷渦形成所在經度與其生命期 (天) 之關係，圖中橫虛線為總平均生命期，斜線左邊數字為所屬間距之生命期，右邊者為個案數。

Fig. 13 The relationship between the life span (day) and the formation longitude of the upper level cold core lows. The dash line is the average life span. Number on the left hand side of the tilt line is the life span in each longitudinal, that on the right hand side is the case number.

表七 1981 ~ 1987 年 (1984 年缺) 高空冷渦發生次數之逐年與逐月 (6 ~ 10 月) 變化及平均生命期。
Table 7 The monthly and annual variation and the average life span for the occurrence times of the upper level cold lows in 1981-1987 (1984 missing).

年 份	6 月			7 月			8 月			9 月			10 月			總 計		
	個 數	持續天數		個 數	持續天數		個 數	持續天數		個 數	持續天數		個 數	持續天數		個 數	持續天數	
		合計	平均		合計	平均		合計	平均		合計	平均		合計	平均		合計	平均
1981	6	46.5	8.0	1	7.5	7.5	2	9.0	4.5	4	18.0	4.5	3	9.5	3.2	16	90.5	5.5
1982	4	16.0	4.0	1	2.5	2.5	4	155.0	4.0	0	0.0	0.0	0	0.0	0.0	9	32.5	3.5
1983	3	31.0	10.0	3	22.5	7.5	6	39.5	6.5	5	2.5	5.0	1	4.5	4.5	18	122.5	7.0
1985	2	13.0	6.5	2	9.0	4.5	3	6.0	5.0	4	30.5	7.5	0	0.0	0.0	11	68.5	6.0
1986	3	21.5	7.0	3	15.5	5.2	3	13.5	4.5	1	4.5	4.5	1	5.5	5.5	11	60.5	5.5
1987	5	24.0	5.0	7	41.5	5.9	3	19.0	6.0	1	5.0	5.0	0	0.0	0.0	16	89.5	5.5
合計	23	152.0		17	98.5		21	112.5		15	83.0		5	19.5		81	436.5	
平均	3.8	6.6		2.8	5.8		3.5	5.4		2.5	5.5		0.8	3.9		13.5	5.72	
																	月平均：2.7	

四、總結與建議

本文利用 1981 ~ 1987 年 (1984 年缺) 之 GMS 高層衛星風場進行高空冷渦中心定位, 除分別與以傳統探空 / 飛機觀測資料及結合此三種觀測資料之定位進行比較外, 並統計上述期間高空冷渦形成與消散之地理與季節分布、移動過程及生命期之氣候特徵, 初步結果可摘述如下:

1. 傳統探空、飛機觀測資料及衛星風場等綜合資料為高層冷心低壓中心定位之最佳方法。

2. 傳統探空與飛機觀測資料之定位結果與衛星風場定位者之偏差, 主要在東西方向, 其結果影響低壓軌跡不大。

3. 探空與飛機觀測資料定位及衛星風場定位均較結合上述資料定位者偏西及偏東, 且以衛星風場定位者偏西居多, 顯見三者定位結果軌跡的一致性。

4. 衛星風場定位稍優於探空與飛機觀測資料定位, 可能部分由於資料較多之故。

5. 暖季 (6 ~ 10 月) 高空冷渦之源地有 81.5 % 在 $15^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{N}$; $140^{\circ} \text{E} \sim 160^{\circ} \text{W}$ 之間, $15^{\circ} \sim 25^{\circ} \text{N}$; $145^{\circ} \text{E} \sim 180^{\circ} \text{E}$ 佔 54.3 %。 $17.5^{\circ} \sim 22.5^{\circ} \text{N}$; $155^{\circ} \sim 175^{\circ} \text{E}$ 密度最大, 佔 27.2 %, 此區位於該季節之熱帶高空槽之平均位置。消散地點有 72.8 % 在 $15^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{N}$; $120^{\circ} \text{E} \sim 180^{\circ} \text{E}$, 在 $20^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{N}$; $120^{\circ} \text{E} \sim 180^{\circ} \text{E}$ 佔 61.7 %。

6. 高空冷渦之發生與消散頻率最大區隨季節之變化, 自 6 月後有向北偏移之趨勢, 10 月分成南北兩支。而經度方面之演變, 形成 (消散) 頻率最大區, 6 月在 $160^{\circ} \sim 170^{\circ} \text{E}$ ($150^{\circ} \sim 160^{\circ} \text{E}$), 之後向西偏移至 8 月達最西後東退。

7. 高空冷渦發生頻率以 6 月最多, 8 月次之而 10 月最少。冷渦之平均生命期為 5.7 天, 而生命期之長短與冷渦之移向和其形成所在經度有關。以向西至西南西進行者較長 (~ 6 天), 西北西及西北次之 (~ 5.4 天)。發生在 150°E 以東者 (~ 6.2 天) 為在以西者 (~ 4.2 天) 之 1.5 倍。

8. 高空冷渦之平均移向以向西者最多, 佔 50.6 %, 西北西次之 (22.2 %), 不同移動方向之移速亦有不同, 以向西者最快 (4.2 緯度 / 天), 西北西次之 (2.9 緯度 / 天), 平均移速為 3.3 緯度 / 天 ($\sim 4.2 \text{ ms}^{-1}$), 與 Kelley and Mock (1982) 所得之 4.33 ms^{-1} 相近。

本文雖以高層衛星風場對 1981 ~ 1987 年暖季 (6 ~ 10 月) 發生於西太平洋高空冷心低壓之氣候特徵進行分析並獲得初步結果。但欲對此種天氣系統進一步了解, 則須增加低對流層 (850 mb) 之衛星風場、傳統 / 飛機報告, 以計算高低兩層之輻散度及渦度, 藉以劃分冷渦各生命階段, 進而做合成分析, 以了解各生命階段動力結構之特徵, 對影響台灣地區天氣之高空冷渦個案進行診斷分析, 以了解其與實際天氣之關連亦為當務之急。

致 謝

本文研撰期間承中央氣象局衛星站課長劉文俊協助撰寫衛星風場填繪程式, 預報中心周蘭芬小姐及李育棋先生提供個案及中央氣象局提供天氣圖衛星資料與設備, 於此一併致謝。本文在中央氣象局七十七年度委託計畫 CWB 77-01-02 補助下完成。

五、參考文獻

- 王時鼎與羅季康, 1979: 東亞及西太平洋夏季高空冷心低壓之氣候與天氣特徵分析。空軍氣象中心研究報告 016 號, 48 頁。
- 王時鼎、羅季康與梁瑞禎, 1979: 東亞及西太平洋夏季高空冷心低壓之氣候學。氣象預報與分析, 81, 12 ~ 32。
- 吳宗堯, 1976: 夏季高層冷心低壓之分析。太氣科學, 3, 1 ~ 11。
- 林鞠情, 1972: 由特例看高層輻散對雷雨的觸發作用。氣象學報, 18, 2, 27 ~ 39。
- 陳泰然、陳來發、周蘭芬與李育棋, 1988: 1985 年與 1986 年暖季西太平洋高層冷心低壓之初步分析。天氣分析與預報研討會, 中央氣象局, 605 ~ 616。
- 陳泰然、紀水上、吳樹旺與苟潔予, 1988: 高層冷心低壓之定位與分析。氣象學報, 34, 3, 175 ~ 187。
- 祝鴻鵬、李定國、郭忠暉、董茂祥、梁丕賢與陳世鎬, 1987: 高層冷渦對熱帶擾動之影響研究。國科會研究報告, NSC 76-0202-M117-02, 72 頁。

- Atkinson, G.D., 1971: Forecarters' Guide to Tropical Meteorology. Tech. Rep. 240, USAF/AWS.
- Japan Meteorological Agency, 1981-1987: Monthly Report of Meteorological Satellite Center.
- Kelley, W.E., and D.R. Mock, 1982: A diagnostic study of upper tropospheric cold lows over the Western North Pacific, Mon. Wea. Rev., **110**, 471-480.
- Palmen, E., 1949: Origin and structure of high-level cyclones south of the maximum westerlies. Tellus, **1**, 22-31.
- Palmer, C.E., 1953: The impulsive generation of certain changes in the tropospheric circulation. J. Meteor., **10**, 1-9.
- Ricks, E.L., 1959: On the structure and maintenance of high tropospheric cold-core cyclones of tropics. Masters thesis, Dep. Geophy. Sci., University of Chicago.
- Shimamura, M., 1981: The upper-tropospheric cold lows in the north-western Pacific as revealed in the GMS satellite data. Geophys. Mag., **39**, 119-156.
- , 1982: An application of GMS satellite data in analysis of the upper cold low in the western north Pacific. Geophy. Mag., **40**, 113-152.

A Synoptic-Climatological Study of the Upper-Level Cold Core Lows

George Tai-Jen Chen

Department of Atmospheric Sciences

National Taiwan University

Shui-Shang Chi, Jye-Yu Kuo, Shuh-Wang Wu and Jong-Huey Tzou

Meteorological Satellite Ground Station

Central Weather Bureau

Abstract

Eight cases of the upper-level cold core lows in 1985 and 1986 were selected to analyze the center position by using rawinsonde and airplane report data (Traditional, T method), GMS data (S method), and these three combined data (Combined, C method). Also, GMS derived cloud winds were used to study the climatological characteristics of the western Pacific cold core lows in 1981-1987.

Results showed that the tracks were comparable for the T method and S method although both center positions were further to the west of the C method. The geneses of cold core lows tended to be more concentrated in the region of 15° - 25° N, 145° - 180° E (54.3%). The dissipation of cold core lows was to the west-northwest of the source region in the area of 20° - 30° N, 120° - 180° E (61.7%). The area of the maximum genesis and dissipation shifted westward from June to August and then retreated eastward, and finally shifted northward before it split into two areas further to the north and south in October. Those cold core lows moving toward west and west-southwest possessed a longest life span of 6 days and the fastest speed of 4.2° latitudes per day. Also, the life span of cold core lows to the east of 150° E was about one and half times of that to the west, i.e. 6.2 days and 4.2 days respectively.

Keywords: Cold Core low, Cold Vortex, Tropical Upper.

台灣海峽中部海域連續異常 高波之個案分析

李 汴 軍

中央氣象局科技中心

（收稿日期：78.2.27.；定稿日期：78.3.18.）

摘 要

民國69年3月6日近中午時分，大安大甲海面有連續高波產生，根據當時氣象與海象資料顯示，這種現象產生之原因可能是：由雷雨叢內雷雨胞連續所產生高波，互相重疊在一起所造成之海水暴漲；南來與北往之風（或湧）浪與雷雨區所產生的激浪交會而成。

關鍵詞：異常波，連續大浪，重疊。

一、前 言

民國69年3月6日近中午時分，台中縣大安大甲海面發生海水暴漲現象，據當時目睹漁民指出有波高連續3~4次越過五甲之防波堤盡頭4公尺高之標桿，同時在南埔岸邊（水深不及1公尺，離岸邊約50公尺）作業之漁民約14人死亡。在這一次海難事件，有3~4次約4公尺之激浪連續衝擊海岸，這種現象發生之機會非常少而且奇特，以氣象預報立場而言，無法預報，而產生這種情況之機率相當相當小，因為各種氣象與海象條件需配合下才能產生這種連續高波。當然在水工模型試驗室可以做到，這種現象之產生對海洋工程方面相當重要。由於有了這個個案之產生，這對台灣地區海岸工程設計而言，應該重新考慮這種不遵守波高小於或等於水深之0.78倍出現之機會，因為：

(1)大型核能或火力發電廠，因為必須取得大量冷卻水，常常建在海邊，為保護廠房，勿使浸水，應建海堤，但海堤不能高到毫無越波之程度，因此在堤後通常設置水溝，其能力必需迅速排除短期內越堤而來之水量，因此有必要估計某種高度以上之波浪，連續發生之可能性。

(2)海洋結構物，受波浪作用，發生共振之可能

性時，當某種波浪之連續發生，可使共振現象擴大，故必須研究這種現象之發生概率。

(3)防波堤保護用之石塊，受大波浪作用可能動搖，但如一個高波之後連接而來之是較小之波浪，除非此石塊仍是安定的，否則，被推動尚未復原又來一個大浪，可使石塊流失、防波堤損壞。

(4)大波浪連續在海灘前碎波，引起水位上升，發生淺灘節奏及裂流等現象，均與某種波高的連續發生有關。

民國71年（1982）2月15日世界最大的鑽油台「海洋巡邏員」，位於聖約翰東南170英里產油的希伯尼亞油田，其高度大約357英尺高，遭受50英尺巨浪衝擊中，在北大西洋傾覆，造成84人罹難。事後工程設計者宣佈，該鑽油台可承受比此更大之風浪，可見該海洋結構物可能受其它因素如共振波，孤立波，大波連……等所造成之異常波高，這是歷史上最嚴重之鑽油平台遇難事件之一。1980年3月27日，一鑽油平台在中國大陸北海海域倒塌有123名工作人員死亡。1979年11月25日，一鑽油平台在中國大陸渤海灣倒塌，70人喪生，所以目前以前國內外海洋工程專家已開始注意這種現象產生原因及機率。

因為中央氣象局在台中附近無測波站，同時台

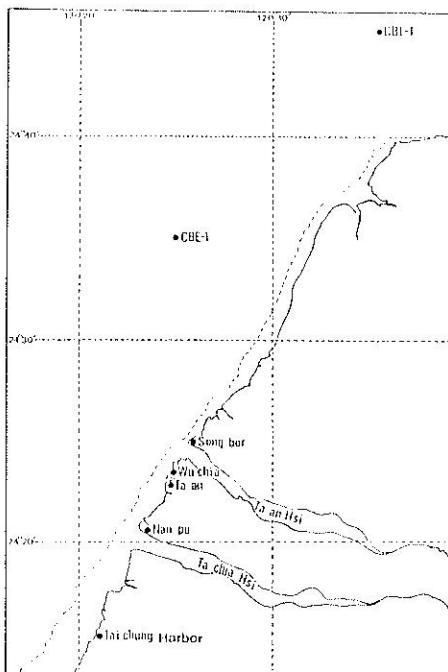
中港測波儀故障無法作定量上之證明，故在第二節中參考中央氣象局當時為預報課長林民生（民國69年）所作“台中縣大安大甲海面海水暴漲調查報告”，及海峽內儘可能收集到之海象及氣象狀況；包括中央氣象局發佈之天氣圖及高雄雷達站所觀測到雷達回波，台中港及中油公司在海峽測站所測到之氣象及海象資料來作定性上初步說明這次海難事件之原因。在第三節中利用湯麟武博士（1980）在台大海洋研究所授“波群中高波連續出現問題之研究”之一些理論配合當時之天氣狀況來定性說明連續高波產生之原因。

二、氣象及海象狀況及調查報告

(一)現場漁民口述情況：

此報告係節錄當時為中央氣象局預報中心課長林民生先生奉命前往大安大甲海面所作之實地調查報告。

- 1.調查地點：台中區漁會所屬大安、大甲辦事處之松柏港、五甲港、大安港、南埔等地如圖一。



圖一 台灣西海岸各漁港及測站位置圖。圖中……表沙灘線，---表5公尺等水深線。

Fig. 1 Geographical location of harbors and stations around western coast of Taiwan. Dotted and dashed lines denote sand line and water depth of 5 m respectively.

2.調查內容：

台中縣境之大安溪、大甲溪入海口相距約15~20公里左右，而此次海水暴漲區域，北起大安溪北岸松柏港，南至大甲溪口之南埔高美，其調查經過略述如下：

- (1)松柏：11點10分左右，海上有呼呼叫聲，1分鐘之後，突起高浪有二次浪潮，浪高約4~5公尺。
- (2)五甲：11點25分左右，本來輕微西南風約3~4級，天空飄細雨，突然海邊天空變黑，共發生三次大浪潮，浪高約5~6公尺。
- (3)南埔：11點35~40分左右，風小有小雨，突然自西北方向襲來浪潮共三次，浪高約4~5公尺，此區域有14人死亡及失蹤。

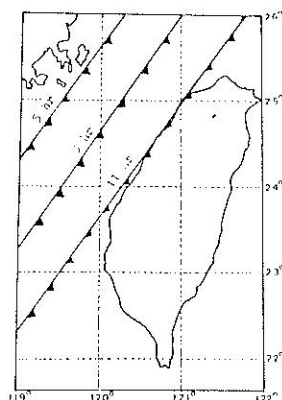
(二)氣象及海象資料：

表一是民國69年3月6日，台中港及海峽內中油公司CBE-1，CBL-1測站之氣象及海象資料，可看出大約在10點~11點，鋒面經過中油測站，11點以後經過台中港，而在7點以前，中油測站所測之風速均在13米/秒以上，而且測波高約三米，週期6~7秒，圖二是當日天氣圖上鋒面主觀分析所在位置，依此可估計鋒面移動速度約20公里/時，圖三~圖五是高雄雷達站觀測到之雷達回波，根據該站FFBB雷碼（略）中顯示8點~11點時，雷達回波逐漸加強，而且擴大，故可考慮為多雷雨包型之回波，當一個雷雨包消退時，另一個雷雨包則又成長，直到無外界能量供應時才完全消失。

另一方面，從中油CBL-1所觀測之風向、風速，原始紀錄如圖六，知道大約在10點40分左右有強烈風變，風向由西南轉為西北風，風速由4米/秒跳升19米/秒，此時目測波高為1~3米，週期約7秒，圖七是台中港實測風向、風速紀錄，顯示大約在11點20分有風變，風向由西南緩慢轉為西北，風速改變不似CBL-1站為鉅。

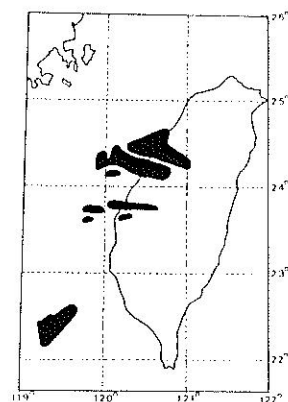
三、高波原因定性之討論

從上述氣象及海象資料，可估計鋒面移動速率約20公里/時，假設波能群速率與鋒面移動速率相近約為20公里/時，則浪向與風向可考慮均為西北來向，這種現象符合李氏（1979）指出，當波能傳播速率與鋒面移動速度相等時，波浪成長曲線甚為陡峭，又據湯氏（1971）所著“海岸工程規劃與設計”所述有關暴潮（P.213~P.218）也有類似性



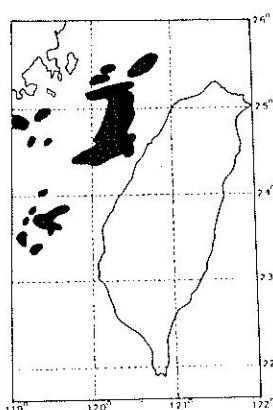
圖二 民國69年3月6日鋒面位置圖。

Fig. 2 Subjective analytical front position on March 6, 1980.



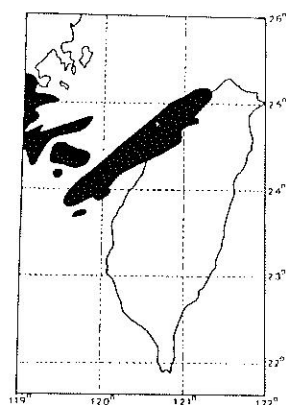
圖三 民國69年3月6日8時。

Fig. 3 Observed radar echo at Kaoshiung at 8 a.m. on March 6, 1980.



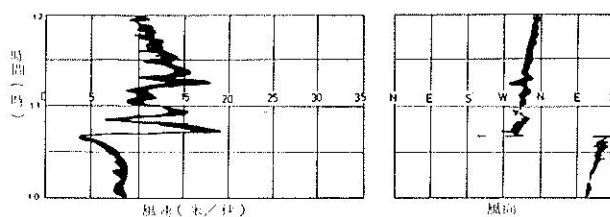
圖四 民國69年3月6日11時高雄雷達回波。

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for 11 a.m.



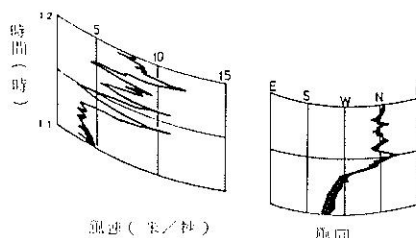
圖五 民國69年3月6日14時高雄雷達回波。

Fig. 5 Same as Fig. 4, but for 2 p.m.



圖六 中油CBE-1風向風速原始紀錄。

Fig. 6 Observed wind speed (left panel) and direction (right panel) at station CBE-1.



圖七 台中港風向風速原始紀錄。

Fig. 7 Same as Fig. 6, but for Taichung harbor.

質，即當颱風移動速度與長波波速 $\sqrt{gd}$ （即水深 d 與重力加速度 g 乘積之平方根）相等時，理論上其水位變化會趨近於無窮大。

蔡（1982）指出：台灣西海岸比降較小處，或陡前波浪之反射，或因颱風風浪與局部湧浪交會時

，均常有波浪與波浪之交互作用發生，此等交互作用後之波浪其波峰線不連續而有短峰（short-crest）出現，而當短峰波出現時其波高近似於兩倍之成份波高。

以上是理論說明產生高波之原因，而這次個案

可從雷達回波變化及雷雨叢內雷雨包消長現象和上述假設可解釋此種高波之現象。

從表一中可知當時海面平均波高為 3 公尺：

(1)當此 3 公尺之波浪進入淺水區時，波形變為不對稱，最後碎波 (Breaking)，而碎波現象在海岸工程上極為重要，因波浪碎時損失能量一半以上，而此時碎波之波高 (為地形之函數) 大約 4 ~ 5 公尺。

(2)根據 (1980) 及表 (一) 知道

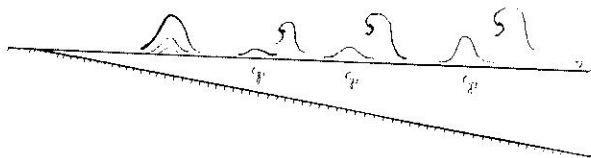
$$H_{\frac{1}{3}} \approx 3 \text{ m 則 } H_{\max} \approx 6 \text{ m}$$

假設第一群雷雨包所產生最大波高 $H_{\max 1}$ 其或然率為 P_1 ，雷雨回波逐漸增加時，第二群雷雨包所產生最大波高 $H_{\max 2}$ 其或然率為 P_2 ，依此 $H_{\max 3}$ ， $P_3 \cdots$ 又假設 $H_{\max 1} < H_{\max 2} < H_{\max 3}$ ， $P_1 > P_2 > P_3$ 及 $Cg_1 < Cg_2 < Cg_3$ 則連續高波出現之或然率為 $P_1 \times P_2 \times P_3$ 。當每一最大波高碎波時，產生類似長波之孤立波如圖八，而當三個高波重合時，再加上當時 (中午時分) 近漲潮，有可能產生此種高波之現象。

表(一) 台中港，CBE-1、CBL-1 氣象及海象資料

Taichung Harbor			CBE-1				CBL-1			
	wind speed (m/s)	wind direction	wind speed (m/s)	wind direction	$H_{\frac{1}{3}}$	$T_{\frac{1}{3}}$	wind speed (m/s)	wind direction	$H_{\frac{1}{3}}$	$T_{\frac{1}{3}}$
1980.3.6. 1	4	N	15	NNW	3	6				
2	13	N	17	NNW	4.7	7	18	N	3	6
3	13	NE	13	NNE	4.7	7				
4	7	NE	14	E	4.7	7	18	NE	2	6
5	12	N	16	NNW	4.7	7				
6	13	N	13	N	4.7	7	13	NNE	2	6
7	7	NE	10	NNE	3.5	6				
8	4	NE	10	E	3.5	6	13	NE	2	6
9	2	NE	9	E	3.0	6				
10	1	NW	8	ESE	3.0	6	10	ESE	3	6
11	4	SW	10	NW	3.0	6				
12	13	N	13	NNW	3.0	6	13	N	3	6

Note : $H_{\frac{1}{3}}$, $T_{\frac{1}{3}}$, by estimation



圖八 高波重疊圖。

Fig. 8 Overlapping diagram of consecutive high waves. C_{gi} denote group velocity i .

從風域的觀點來看，根據表一知道台中港測站在11點所觀測到之風為西南風，配合圖三主觀所繪

製鋒面位置，推論：當鋒面在台灣海峽由西向東移近時，靠近西海岸時，可假設從松柏、五甲、南埔等地均為偏南風，其風速亦大，約為 10 m/s 。中油 CBE-1、CBL-1 之海域在鋒面後面為偏北風之風域，平均風速均大於 10 m/s 。鋒面後面偏西北風，其風域之平均風速從表一資料推定均在 13 m/s 左右。有了以上三種假設，其不同風域所產生的風浪，其波向線在某一個交角時，理論上可以產生高波現象，若如此根據表一及蔡 (1982) 可推測波高有 6 公尺，雖然表一之波高是目視，但不失為一可信賴之資料，所推測波高與林 (1980) 所作之

調查報吻合。

四、結 論

根據氣象、海象資料顯示，當浪向與鋒面後面風向同一方向，而且兩者進行速率相差無幾時，理論上可造成無窮大之高波，由於實際上已有類似此種高波之發生，所以海岸工程設計上應該重新考慮這種問題。

雷雨叢中雷雨包所產生區域性激浪，當雷雨包繼續加強時，所產生波高疊加在一起之現象，今後需進一步研究。而三個波向相會產生之高波，試驗室已有證實，但根據天氣狀況來作此現象之預報，有技術上之困難。

五、誌 謝

本文深深感謝湯麟武博士之鼓勵及感謝中油海域處、台中港及中央氣象局提供寶貴原始資料。

參考文獻

- 湯麟武，1971：海岸工程規劃設計，農復會特刊新二號。
- 湯麟武，1980：波群中高波連續出現問題之研究，台大海洋研究所講義。
- 林民生，1980：台中縣大安大甲海面海水暴漲調查報告，中央氣象局調查報告。
- 李汴軍，1979：冬季鋒面過境型台中港波浪成長之研究，大氣科學第六卷第一期 1～6 頁。
- 蔡清標，1982：淺海中波浪交會後性質變化之研究，台大海洋研究所碩士論文。

A Case Study of Abnormal Surf near the Mid Taiwan Strait

Beng-Chun Lee

Research and Development Center
Central Weather Bureau

ABSTRACT

A series of high waves occurred at Ta-an and Ta-chia waters on March 6, 1980. According to the meteorological and sea conditions, there are two ways interpreting these phenomena. One is the overlapping of the consecutive surges induced by active thunderstorm cells. The other is the intersection of different wind waves (or swell) generating in the fetch area from the north and south near the front zone.

Keywords: Abnormal Waves, Consecutive Surges, Overlapping.

數值天氣預測之校驗方法綜評

方 力 脩 陳 慧 貞

中央氣象局
資訊測站主任

中央氣象局
約聘研究員

(收稿日期：78.1.18；定稿日期：78.3.7)

摘 要

由於數值預報是利用有限的資料、不完全的物理及數值方法求得預報結果，故誤差必然存在，如何有效應用校驗方法修正其誤差，並且找出誤差來源是繼數值天氣預報系統建立後另一亟需且有待探討的課題。本文基於此需要，乃歸納整理各種有關的校驗方法，探討其特性及缺失，並且對於中央氣象局建立數值天氣預報校驗系統提供一些建議。

關鍵詞：校驗系統。

一、前 言

就氣象上而言，校驗的終極目的在於增進天氣預報能力。早期，校驗工作是針對預報員所做的主觀天氣預報，透過校驗我們可以評估預報員的預報能力。然而，傳統的校驗方法乃是利用一些統計方法來求得某種指數 (index) 或分數 (score) 以表示預報得好或不好，有時預報員為得較高的分數，竟遷就校驗方法的特性而非根據本意來做預報。例如：校驗方法採用均方根誤差 (root-mean-square-error, RMSE)，預報夜晚之最低溫，預報員認為若當晚有雲則最低溫為 20℃，無雲則為 10℃，但為了得較好的分數，而以平均值 15℃ 來預報，儘管他確信絕不可能是 15℃。像這種因統計方法的特性而有投機的機會，遂使得“最好”(分數最高)的預報，不見得是“最有價值”的預報 (陳，1984)。因此在早期，校驗工作是否有存在的必要頗受當時人的爭議。

而今，天氣預報已步入數值天氣預報的時代。數值天氣預報是利用有限的資料、不完全的物理和數值方法所計算出來的，誤差必然存在，且其誤差之大小與性質又隨時空、氣流情況及模式特性而有

差異。要充分利用數值天氣預報產品，就必須先掌握模式的特性，以便修正其誤差，所以校驗、評估及相關之分析工作就變得十分重要了。何況，只要模式發展者不刻意設計，模式本身是不會“投機”的，故早期受爭議的癥結已不存在，因此校驗在數值天氣預報實施之後，即成為一項不容置疑、忽視且刻不容緩的重要工作。

本文將於第二節詳細說明校驗的目的何在；對於數值預報模式產品的誤差來源將列於本文第三節；各種相關的校驗方法則於第四節中做一詳盡的敘述，此外更進一步探討各種方法的特性與缺失；最後並於末節做一總結與建議。

二、校驗的目的

早期氣象上的校驗工作是針對預報員所做的天氣預報。其目的一方面在考核預報員的能力，檢定預報員的專長，做為主管分配工作 (譬如從事日常預報、特殊天氣預報或理論研究等) 的參考依據，另一方面則可供預報員本身修正自己的預報偏差。然而由於前節所述之“投機”問題，校驗結果令人懷疑，使得校驗功能難以發揮。

近年來，許多國家實施數值天氣預報之後，校

驗對象已由對“人”轉為對“模式產品”，投機機會不再存在，且由於模式本身具有多種限制，使得預報誤差必然存在，因此校驗躍升為不可或缺的工作項目，甚至可說是數值天氣預報的一部分，當然，校驗的重要性也受到完全的肯定了。

至於對數值預報模式做校驗的目的何在，我們可以由兩方面來考慮：

(一)計算預報模式的誤差傾向（例如系統出海時常有強度增強過快的情形，或是某系統經常移速太慢等），當預報員在使用模式產品做預報時，可憑之以為修正的參考依據。

(二)分析誤差的特性，追溯誤差的來源（例如低壓系統發展太快，可能是積雲處理不恰當，造成降水太多，潛熱釋放太大；又如溫度誤差具有日夜變化，則可能是輻射參數化處理不完整等等），使模式發展人員在改進模式時，有個概略的指標。

總而言之，校驗的終極目的，就是在促使天氣預報結果更準確、更完美。

三、誤差來源

在尚未討論各種校驗方法之前，我們先來探討為何模式產品必有誤差存在。Haltiner 和 Williams (1975) 指出不適當的資料、客觀分析與初始化過程的誤差、積分過程所產生的截斷誤差 (truncation error)、不正確的物理參數化及摩擦效應等都可造成數值預報的誤差。

完整的數值天氣預報系統流程如圖一，事實上，幾乎每一個階段都有產生誤差的可能。若將模式產品經常重覆出現的誤差稱為系統性誤差，隨機出現者稱為非系統性誤差，我們可討論各階段出現誤差的原因及誤差屬性：

(一)觀測：為非系統性之人為疏忽所造成的觀測隨機誤差。

(二)資料接收與解碼：當通訊電路不穩定時，可能導致資料傳送錯誤，造成非系統性誤差。

(三)資料檢定偵錯：此步驟之目的在管制資料品質，可消除部分前兩者所造成的誤差。然若理論應用得不恰當，亦可造成誤差。例如範圍檢定，若溫度大於 $x^{\circ}\text{C}$ 則被剔除。當 x 值定義太低，則使得溫度場偏低，且可能影響溫度梯度。此種錯誤會重覆發生，故可歸為系統性誤差。

(四)資料客觀分析：客觀分析經水平內插過程比人為主觀分析勻滑，會將較淺天氣系統勻滑淺化甚而

抹殺之 (Wash, 1984)，屬系統性誤差。

(五)資料初始化：由於初始化是在調整質量場與風場，使之平衡，所以也會修勻資料 (Rosmond, 1984)，屬系統性誤差。

(六)數值預報模式：誤差來源有二，皆屬系統性誤差。

1. 模式物理參數化：次網格之物理過程（例如輻射過程、積雲對流之潛熱釋放及邊界層之摩擦效應等）模式無法直接處理，需參數化，故必有誤差產生。

2. 數值方法：將非線性偏微分方程化為計算機可解的差分方程，會有截斷誤差；此外，水平與垂直之解析度不足，非全球模式之側邊界條件及地形之模擬都會造成誤差。

第一項與第二項為非系統性誤差，不屬於校驗所感興趣的對象。至於檢定所造成的誤差，可經長期經驗之累積，修改檢定理論，使造成誤差的機會減至最低，故一般有關誤差之研究，亦不考慮此項。

四、檢驗方法

檢驗方法可分為兩大類，一為以統計方法計算出單一的指數或分數，來判定模式預報得“好”或是“不好”；另一則為對誤差做更深入的分析，以探討誤差的特性並追溯誤差的可能來源。

(一)指數或分數

早期的校驗工作都是用這類方法，透過此類校驗方法，我們可以達到幾個目的：

I. 比較不同模式（或預報員）的預報能力。

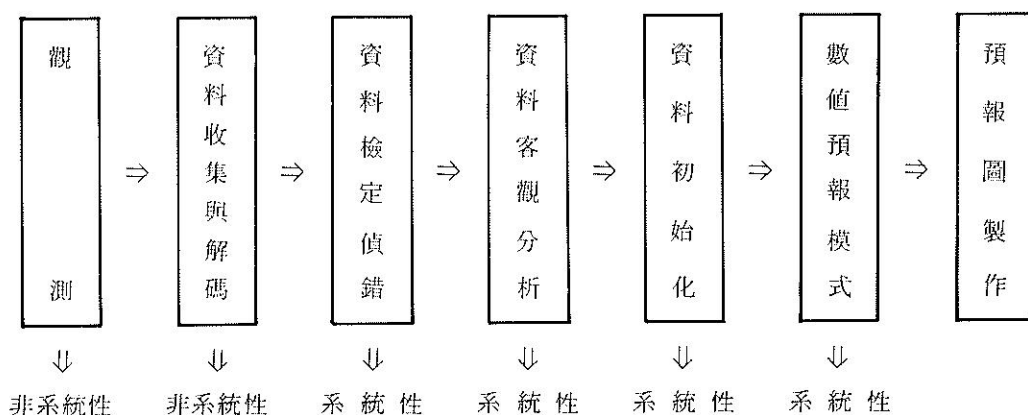
圖二為兩個物理參數化相異的模式與持續性預報之均方根誤差對預報時間的變化，由圖可比較兩組模式的預報能力。

II. 顯示模式預報準確度隨時間的變化。

由圖二可看出模式產品的均方根誤差隨預報時間的增長而增加，即表預報準確度隨預報時間而降低。

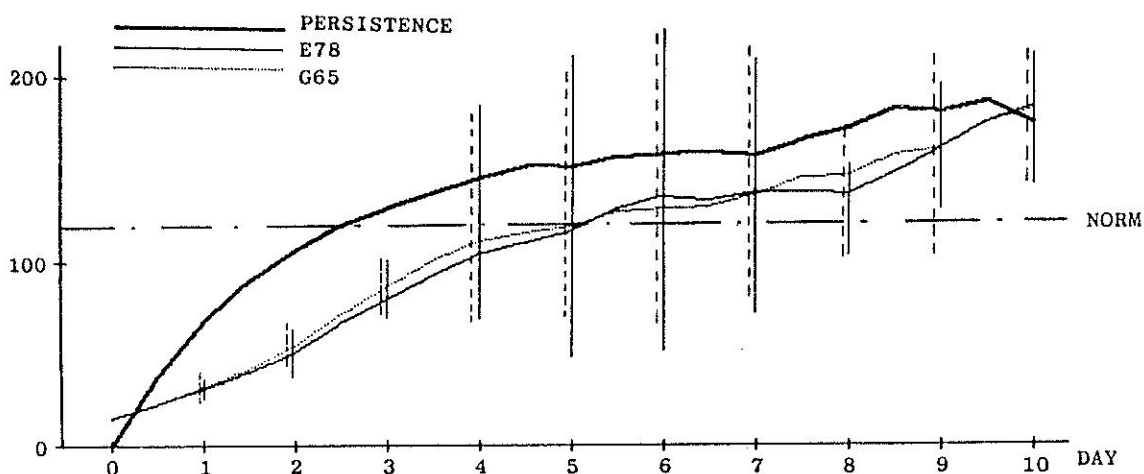
III. 顯示預報能力之逐年變化。

圖三為美國國家氣象中心 (National Meteorological Center, NMC) 預報36小時北美地區 500 mb 環流的技術得分、誤差及 S1 分數，由 1955 年到 1980 年的逐年變化，其間預報方法由主觀預報、正壓模式、準地轉模式、半球模式而至加入風場資料。由圖顯見每一階段的改變都提高了預



圖一 完整的數值天氣預報系統流程圖及其誤差性質。

Fig. 1 Flow chart of the numerical weather prediction system and its nature of error.



圖二 持續性預報（粗實線）與兩種不同模式（細實線與點線）預報歐洲區域高度場（經垂直平均）之均方根誤差隨預報時間的變化（Hollingsworth 等，1980）。

Fig. 2 Time evolution of vertical average RMSE of geopotential height (m) for European area for persistence and for two different models (Hollingsworth et al, 1980).

報能力。

Ⅲ. 了解模式預報能力隨季節的變化。

圖四為日本氣象廳區域模式預報24小時海平面氣壓與500 mb高度場和實際觀測值的相關係數（月平均）。由圖可知此模式預報於冬季結果較佳，夏季則較差，顯然此模式較能掌握冬季天氣系統之變化。

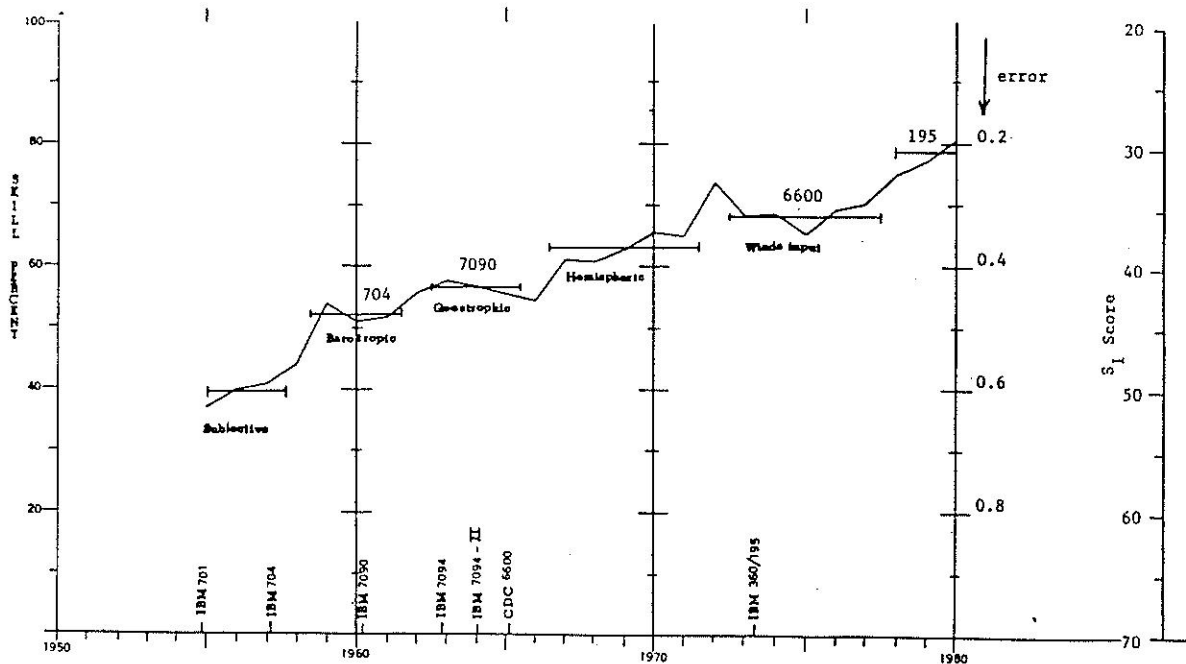
以下我們將詳細討論各種此類校驗方法的內

容、特性、適用範圍與缺點。

1. 列聯表 (contingency table)

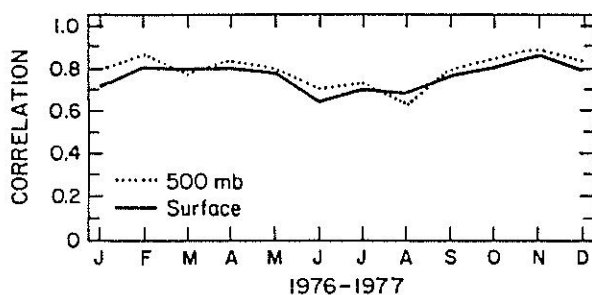
將預報結果和實際觀測所得製成列聯表表示之。此種表示方法雖不直接包括校驗意義，但經由此表可計算出許多校驗指數與分數。適用於範疇式 (categorical) 預報，即下雨不下雨，或大雨、中雨、小雨等之預報。表一即為列聯表的例子。

此法對於數值天氣預報系統之產品僅適用於降



圖三 1955 年至 1980 年美國 NMC 預報 36 小時北美地區 500 mb 環流之技術得分，平均誤差及 S1 分數 (Rosmond , 1984) 。

Fig. 3 1955-1980 skill percent error and s1 score for the NMC 36h, 500mb circulation predictions over North America. (Rosmond, 1984).



圖四 日本區域模式24小時預報與觀測值之相關係數(月平均)。實線為海平面氣壓，虛線為500 mb 高度場 (Anthes , 1983) 。

Fig. 4 Annual variation of the monthly mean correlation coefficient between the observed and LFM 24 h forecast (Anthes, 1983).

水一項。

2. 正確百分比 (correct percentage , CP) 、偏差率 (bias , B) 、預兆分數 (threat score , TS) 、前估 (pre figuration , PF) 、未命中率 (no hit rate , NH) 、後符 (post agreement , PA) 、錯誤警報率 (false alarm , FA) 及技術得分 (heiclike skill score , HSS)

這幾種分數或指數都可由列聯式求得，故亦適用於範疇式預報，此外面積 (以測站數或網格點數表示之) 預報也可用其中某些方法來校驗。圖五為一面積預報之示意圖。

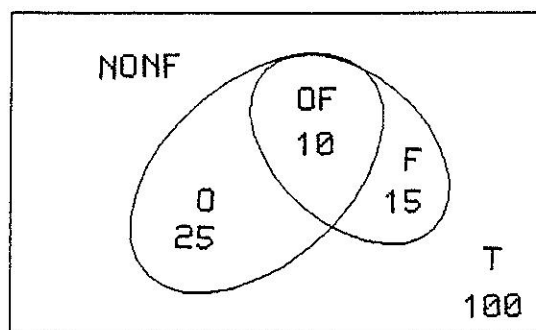
下面我們將以表一及圖五的例子來說明各種校驗方法。

$$(1) \text{正確百分比 (CP)} = \frac{\text{預報正確次數 (面積)}}{\text{預報總次數 (總面積)}}$$

表一 範疇式預報——降水預報之列聯表

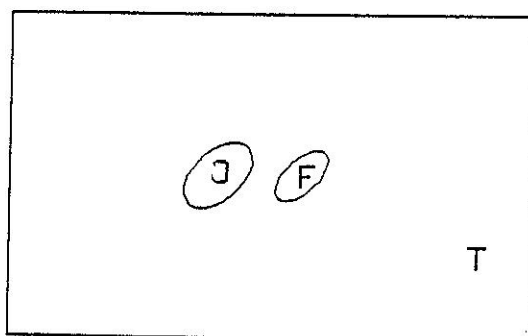
Table 1 Contingency table for a categorical forecast - precipitation

觀測 \ 預測	有	無	總數	觀測 \ 預測	下雨	不下雨	總數
有	N_1	N_2	$N_1 + N_2$	有雨	8	4	12
無	N_3	N_4	$N_3 + N_4$	沒有雨	8	10	18
總數	$N_1 + N_3$	$N_2 + N_4$	$N_1 + N_2 + N_3 + N_4$	總數	16	14	30



圖五 面積預報示意圖。O表觀測，F表預報，OF表預報且觀測到，NONF表示沒有預報且沒有觀測到，T表整個預報面積。

Fig. 5 Conceptual figure of an area forecast O is observed, F is forecasted, OF is observed and not forecasted, T is total area.



圖六 類似圖五，但觀測到之面積與預報到之面積皆遠小於預報總面積。

Fig. 6 List Fig. 5 except the area of observed and area of forecasted are all much less than total area.

表一：

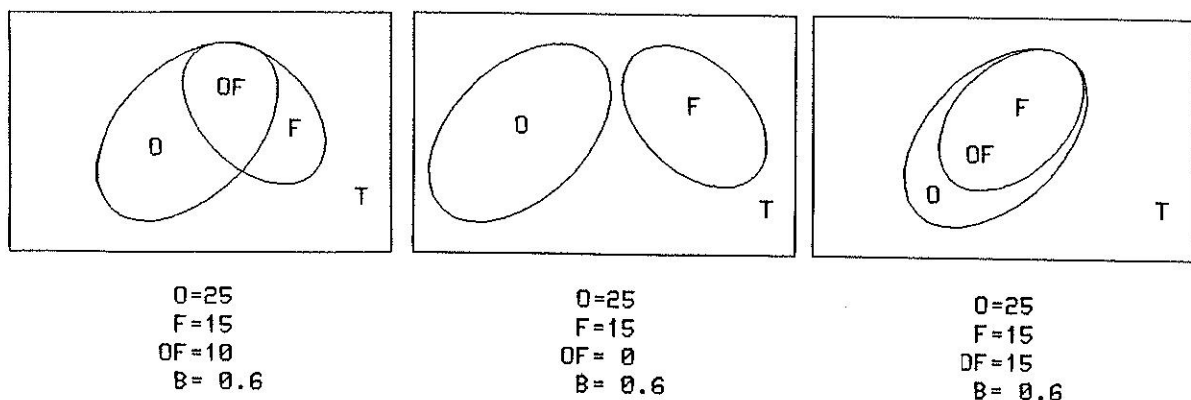
$$\begin{aligned}
 CP &= \frac{N_1 + N_4}{N_1 + N_2 + N_3 + N_4} \times 100\% \\
 &= \frac{8 + 10}{30} \times 100\% = 60\%
 \end{aligned}$$

圖五：

$$\begin{aligned}
 CP &= \frac{OF + NONF}{T} \times 100\% \\
 &= \frac{10 + 70}{100} \times 100\% = 80\%
 \end{aligned}$$

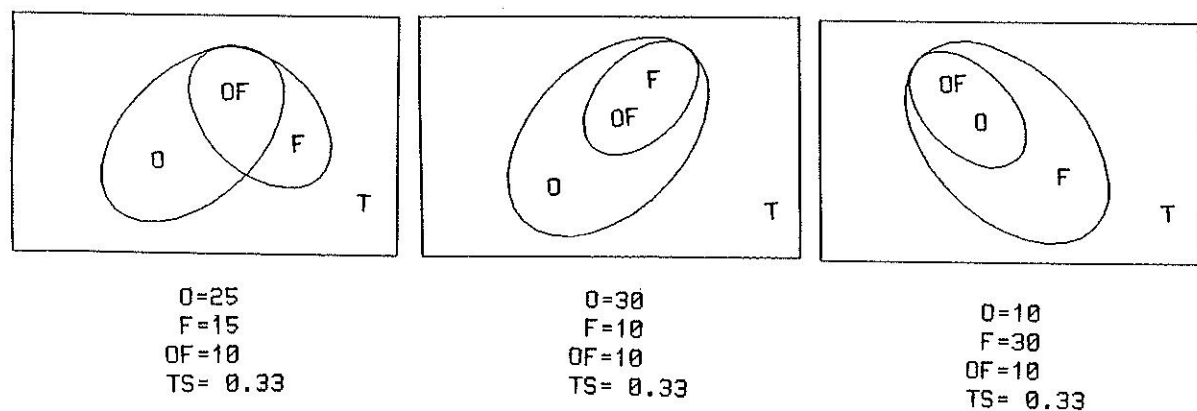
缺點：①範疇式預報：若某地天氣的持續率很大，則得分很高。然天氣預報重要的是希望有能力預測出天氣的轉變，此種方法無法有效的校驗出模式（或預報員）是否有預測天氣轉變的能力。

②面積預報：若預報總面積很大，而降水面積很小時，即使預報完全不正確，得分仍然很高，因為未曾預報且沒有觀測到的比例太大，如圖六。



圖七 降水面積預報之結果雖不同，但偏差率卻相等的例子。

Fig. 7 The example for area forecasts (precipitation) which have different forecast results but same bias.



圖八 降水面積預報之結果雖不同，但預兆分數卻相等的例子。

Fig. 8 The example for area forecasts (precipitation) which have different forecast results but same threat scores.

(2) 偏差率 (B) = $\frac{\text{預報的次數 (面積)}}{\text{觀測到的次數 (面積)}}$

表一：

$$B = \frac{N_1 + N_3}{N_1 + N_2} = \frac{8 + 8}{8 + 4} = 1.33$$

B 大於 1 表降水預測過度。

圖五：

$$B = \frac{F}{O} = \frac{15}{25} = 0.6$$

缺點：此法僅能概念性的指示出模式有預報過度或預報不足的傾向，無法提供其他更有效的訊息。圖七為幾種不同降水面積預報，偏差率

卻相同的例子，由圖可知單憑偏差率，對預報員似乎沒有太大的幫助。

(3) 預兆分數 (TS) = $\frac{\text{預報正確次數 (面積)}}{\text{預報或觀測到的次數 (面積)}}$

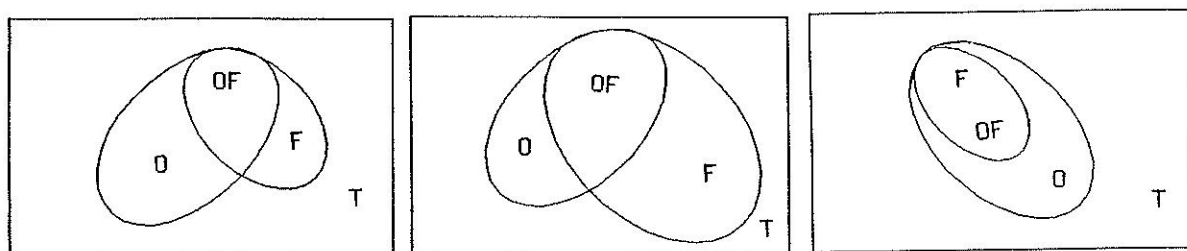
表一：

$$TS = \frac{N_1}{N_1 + N_2 + N_3} = \frac{8}{8 + 8 + 4} = 0.4$$

圖五：

$$TS = \frac{OF}{O + F - OF} = \frac{10}{25 + 15 - 10} = 0.33$$

TS 值必介於 0 到 1 之間，0 表預報與觀測完全不同，1 表預報與觀測完全相符。



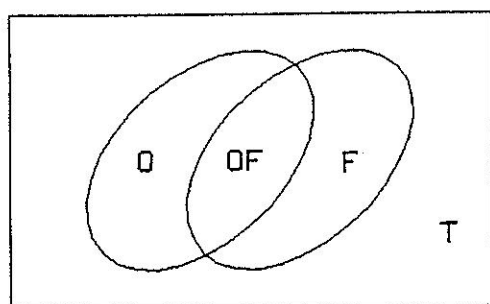
O=25
F=15
OF=10
PF= 0.4
NH= 0.6

O=25
F=35
OF=10
PF= 0.4
NH= 0.6

O=25
F=10
OF=10
PF= 0.4
NH= 0.6

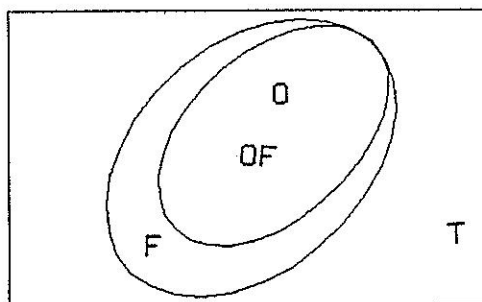
圖九 降水面積預報結果不同，但前估與未命中率相等的例子。

Fig. 9 The example for area forecasts (precipitation) which have different forecast results but same prefigurations and no hit rates.



A

O=25
F=25
OF=10
PF= 0.4
NH= 0.6



B

O=25
F=40
OF=25
PF= 1
NH= 0

圖十 無法真正從前估和未命中率的值來判定哪個預報較好的例子。

Fig. 10 Couldn't decide which one is the best forecast by prefiguration and no hit rate.

缺點：僅能用來量度在某區域內完全正確預報降水的相對頻率，所能提供有助於天氣預報的資訊仍嫌不足。圖八為幾種降水預測範圍不同，但TS值相等的例子，由圖可知TS值相等，並不代表預測好壞的程度相同。

(4)前估 (PF) 與未命中率 (NH)：

$$PF = \frac{\text{預報正確次數 (面積)}}{\text{發生次數 (面積)}}$$

$$NH = \frac{\text{發生但未預報到之次數 (面積)}}{\text{發生次數 (面積)}}$$

表一：

$$PF = \frac{N_1}{N_1 + N_2} = \frac{8}{12} = 0.67$$

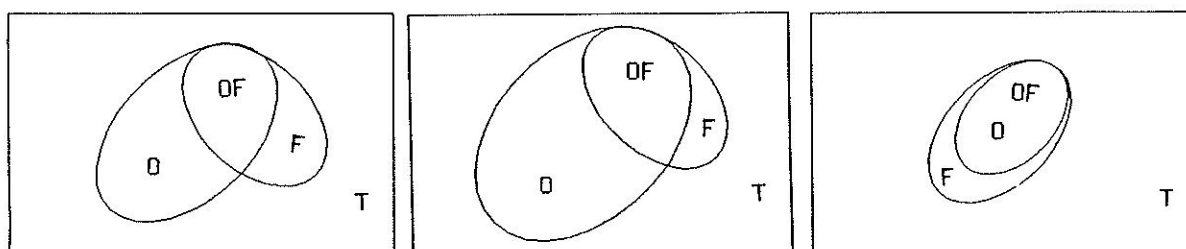
$$NH = \frac{N_2}{N_1 + N_2} = \frac{4}{12} = 0.33$$

圖五：

$$PF = \frac{OF}{O} = \frac{10}{25} = 0.4$$

$$NH = \frac{O - OF}{O} = \frac{15}{25} = 0.6$$

這兩個指數之和恒為1，其校驗之結果所代表的意義完全相同，只不過PF值越大越好，NH值則



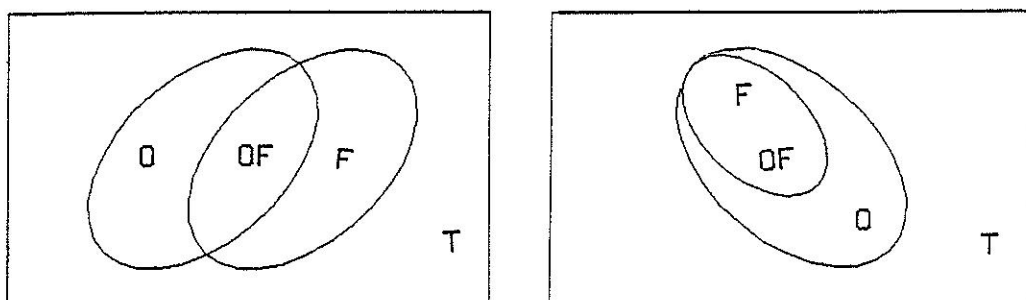
O=25
F=15
OF=10
PA= 0.67
FA= 0.33

O=35
F=15
OF=10
PA= 0.67
FA= 0.33

O=10
F=15
OF=10
PA= 0.67
FA= 0.33

圖十一 降水面積預報結果不同，但後符與錯誤警報率相等的例子。

Fig. 11 The example for area forecasts (precipitation) which have different forecast results but same post agreement and false alarm.



A
O=25
F=25
OF=10
PA= 0.4
FA= 0.6

B
O=25
F=10
OF=10
PA= 1
FA= 0

圖十二 無法真正從後符和錯誤警報率的值來判定哪個預報較好的例子。

Fig. 12 Couldn't decide which one is the best forecast by post agreement and false alarm.

越小越好，兩者皆介於 0 到 1 之間。其意義為某情況之發生（例如降水量小於 200 mm）與被預報到（PF）或未被預報到（NH）的比例。

缺點：對面積預報而言，只能知道預報準確的面積佔實際發生的面積的比例。圖九為幾種不同預報降水範圍與觀測結果，其前估與未命中率得分相等的例子。

若由此指數來判定預報的好壞是很危險的。如圖十（A）的 PF 值比圖十（B）低，但某些情況下，我們寧可視圖十（A）為較好的預測，因為圖十（A）僅位置稍有偏差，而圖十（B）卻是預報

過度。

(5)後符（PA）與錯誤警報率（FA）：

$$PA = \frac{\text{預報正確次數（面積）}}{\text{預報次數（面積）}}$$

$$FA = \frac{\text{預報但未發生次數（面積）}}{\text{預報次數（面積）}}$$

表一：

$$PA = \frac{N_1}{N_1 + N_3} = \frac{8}{8 + 8} = 0.5$$

$$FA = \frac{N_3}{N_1 + N_3} = \frac{8}{8 + 8} = 0.5$$

圖五：

$$PA = \frac{OF}{F} = \frac{10}{15} = 0.67$$

$$FA = \frac{O - OF}{F} = \frac{5}{15} = 0.33$$

這兩個指數之和亦恆為 1，檢驗結果代表的意義相同，但 PA 值越大越好，FA 值則越小越好。其意義為被預報而後確實發生 (PA) 或未發生 (FA) 的比例。

缺點：對面積預報而言，只能知道預報準確的佔所有預報面積的比例。圖十一為幾種不同降水範圍預報與觀測結果，其後符與錯誤警報率相等的例子。

以此二值的大小，有時亦很難判斷哪個預報較好。如圖十二 (A) 的 PA 值比圖十二 (B) 低，但圖十二 (B) 的預報不見得比圖十二 (A) 好。

(6) 技術得分 (HSS)：

$$HSS = \frac{F - E}{T - E}$$

F：預報正確次數

E：無技術預報的次數

T：預報總次數

HSS 的最大值為 1；其值越大表預報越好。所謂無技術預報，係指隨機、持續或氣候預測。此方法僅適用於範疇式預報，並不適用於面積預報。

表一：假設無技術預報為隨機預報，預報準確率為 50%。

$$HSS = \frac{N_1 + N_4 - \left(\frac{N_1 + N_2 + N_3 + N_4}{2} \right)}{(N_1 + N_2 + N_3 + N_4) - \left(\frac{N_1 + N_2 + N_3 + N_4}{2} \right)}$$

$$= \frac{8 + 10 - 30/2}{30 - 30/2} = \frac{3}{15} = 0.2$$

此方法所代表的意義及其缺點和正確百分比的意義與缺點差不多。不過透過此方法，可以比較預報能力是否比無技術預報更好。

以上這些方法由於較適用於範疇式預報或面積預報，對數值模式產品而言僅適用於降水一項，但目前模式所得之降水預報僅能供參考用，不能直接做為預報值，因此在數值預報之校驗系統中似較不宜採用這些方法。不過這些方法若能適當搭配，擴長補短 (例前估與後符同時使用)，則倒是可以應用於預報員所做之天氣預報。

3. 平均誤差 (average error, A.E.)、平均絕對誤差 (average absolute error, A.A.E.)、標準偏差 (the standard deviation error, S.D.E.) 及均方根誤差 (root-mean-square-error, R.M.S.E.)

這幾種方法適用於連續場的預報，例如海平面氣壓、500 mb 高度場、溫度場等。

(1) 平均誤差 (A.E.)

$$A.E. = \frac{\sum_{i=1}^N (F_i - O_i)}{N}$$

F_i ：預報值

O_i ：觀測值 (或網格點分析值)

N：測站數目 (或網格點數目)

此指數亦可稱為偏差 (bias)，但與前面所說的偏差含意不同。前者為對某一特定測站 (或某一個網格點) 長期平均的偏差；此指數為一特定時間模式對整個空間平均的偏差。這個指數對氣象場而言，可約略看出模式的預報傾向，例如溫度預測偏高，或者氣壓值偏低。此方法用於氣壓場所涵蓋的意義不及用於溫度場。圖十三為氣壓場之預報與分析值簡例，雖然 (B) 例的平均誤差比 (A) 例大，但我們可能認為 (B) 例為較好的預測，因為我們重視系統強度與類型甚於氣壓值本身。

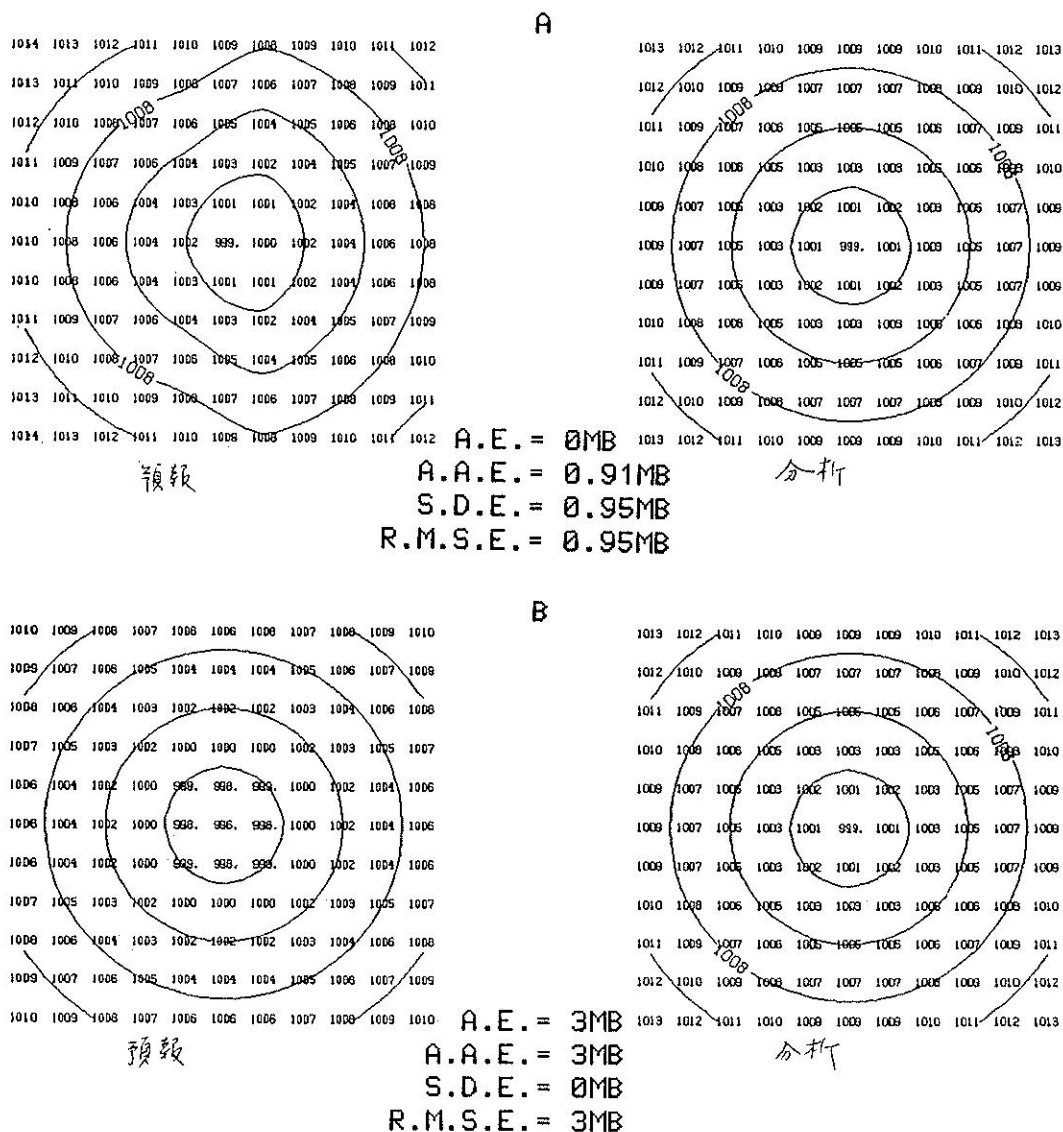
(2) 平均絕對誤差 (A.A.E.)

$$A.A.E. = \frac{\sum_{i=1}^N |F_i - O_i|}{N}$$

此指數可以知道誤差的大小 (不論正負)，但對於系統預報之好壞，仍沒有足夠的能力判斷。圖十三之二例亦可看出 (A) 例的平均絕對誤差比 (B) 例小，但對系統預報而言，我們認定 (B) 例預報得較好。此指數比平均誤差進步的是 (A) 例中的平均誤差為 0 mb，可能會使人誤以為其預報完全正確，平均絕對誤差指數就不會造成這種困擾。

(3) 標準偏差 (S.D.E.) 與均方根誤差 (R.M.S.E.)

$$S.D.E. = \left\{ \frac{\sum_{i=1}^N [(F_i - O_i) - (\overline{F_i} - \overline{O_i})]^2}{N} \right\}^{1/2}$$



圖十三 (B) 例的平均誤差雖比 (A) 例大, 但或可視 (B) 例為較好的預報 (氣壓場)。
Fig. 13 The average error of example (B) is larger than that of example (A), but example (B) may be the better forecast

表二 最低溫可能發生的機率
Table 2 Possibility of the minimum temperature maybe occure.

最低溫度 (°C)	10	11	12	13	14	15	16
可能發生的機率	0.05	0.12	0.15	0.25	0.30	0.12	0.05

$$R.M.S.E. = \left\{ \frac{\sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2}{N} \right\}^{1/2}$$

此二指數所代表的意義和平均絕對誤差差不多，其缺點也很類似。不過以圖十三（B）之預報來說，其標準偏差為 0，而均方根誤差為 20 mb。若是僅考慮系統的強度與類型，而不考慮絕對的氣壓值大小，標準偏差為 0 是可以被接受的。換言之，在這種情況下，標準偏差或可視為比均方根誤差更具意義。

以上四種指數，除可用於校驗連續場外，亦可用於校驗時間序列之預報，只需將公式中的網格點數換成預報次數即可。不過同樣的這些校驗方法亦有其特具之缺點。我們以表二之溫度預報為例說明之。

若以平均絕對誤差校驗之，以預報 13℃ 為最好，因為其平均絕對誤差總和為最小。若以均方根誤差校驗之，則預報 13、15℃ 最好，由此可見應用不同校驗方法，會產生不同的“最好”預報，這也就是早期校驗工作之重要性受人懷疑的原因。

(4) 相關係數 (correlation coefficient, C.C.)

$$C.C. = \frac{\sum_{i=1}^N F_i O_i}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (F_i)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (O_i)^2}}$$

F：表預報

O：表觀測

此指數可以求得預報場與觀測場（分析場）的相關。若預報完全正確，則相關係數為 1。此指數不僅可用於預報場與觀測場，也可用於預報值之變化與觀測值之變化的相關，即將預報值和觀測值減去初始場再求相關即可。此指數同樣的也是對整個預報區域求平均，對於天氣系統之預報是否準確助益不大。

(5) S1 分數 (Teweles and Wobus, 1954)

$$S1 = \frac{\sum_{i=1}^N |e_G|}{\sum_{i=1}^N |G_L|}$$

e_G ：氣壓差（梯度）的預測誤差

G_L ：觀測或預報氣壓差（梯度）較大者

這個指數專用於氣壓梯度場（高度梯度場），由於大氣狀態近似地轉平衡，故由此指數亦可獲得

某些風場的資訊。S1 分數越小越好（表誤差較小）。用這種校驗方法有許多好處，其一為由於是對氣壓梯度做校驗，對於系統強度之指示較具代表性；此外，分母 G_L 有減少季節變化所影響的效果。不過若系統較強且移動較慢。則 S1 分數會較小；反之，系統弱且移速快時 S1 較大；換言之，利用 S1 分數做校驗，對系統強且移速慢的較為有利。

(6) 主觀評價法 (Subjective evaluation method) (劉等, 1984)

此法是以三個主觀性評分點 (1, 0, -1) 就每天的預報圖與分析圖加以評斷，其計分如下：

1：極為可信——預報圖與分析圖的類型及天氣系統極相似。

0：略為可信——預報圖與分析圖的類型及天氣系統略同。

-1：極不可信——預報圖與分析圖的類型及天氣系統有極大錯誤，足以導致預報員預報錯誤的天氣現象者。

此法是由人工校驗，主觀因素過重，相同的預報結果由不同的人進行校驗可能有不同的校驗得分，結果極不客觀，故不適宜列入日常作業的校驗系統中。

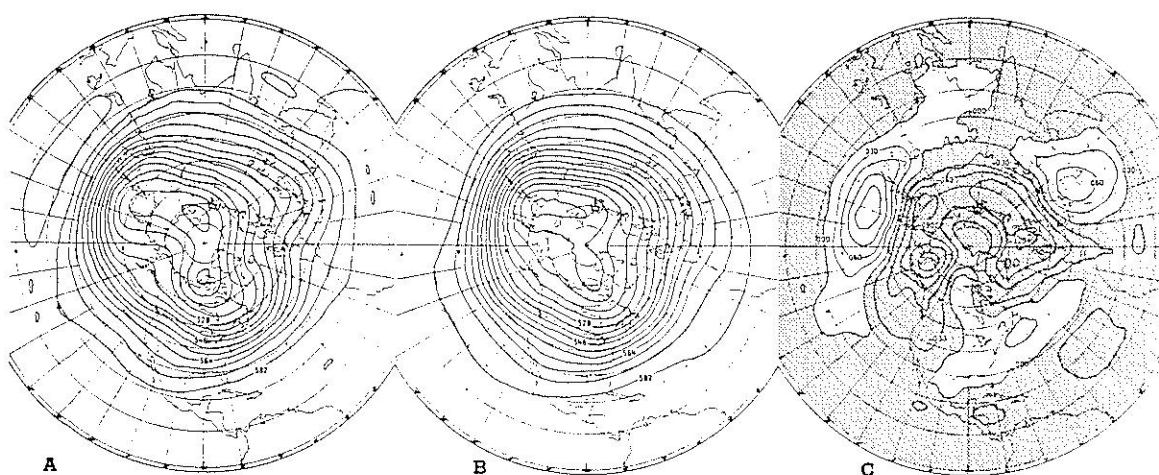
以上是各種以指數或分數來表示預報之好壞的校驗方法。綜觀上述之討論，我們可以發現，這些方法能提供我們有利於預測之改進的資訊仍然有限。因此，現今的檢驗工作，不能僅止於上述的幾種方法，而必須更進一步做誤差特性的分析以積極提供有利於模式預報產品之應用或模式改進所需的訊息。

(二) 誤差分析

Wallace 和 Woessmer (1981) 指出模式誤差之研究可分為兩類，第一類為利用模式積分至某一特定預報時間，例如 24 小時或 36 小時預報。然後將模式預報的氣象場，例如：500 mb 之高度場和實際觀測值（或分析場）來做比較。另一類則為針對某些綜觀天氣系統如地面高、低壓系統等之預報誤差做分析，下面我們將就此二類誤差之研究進行討論。

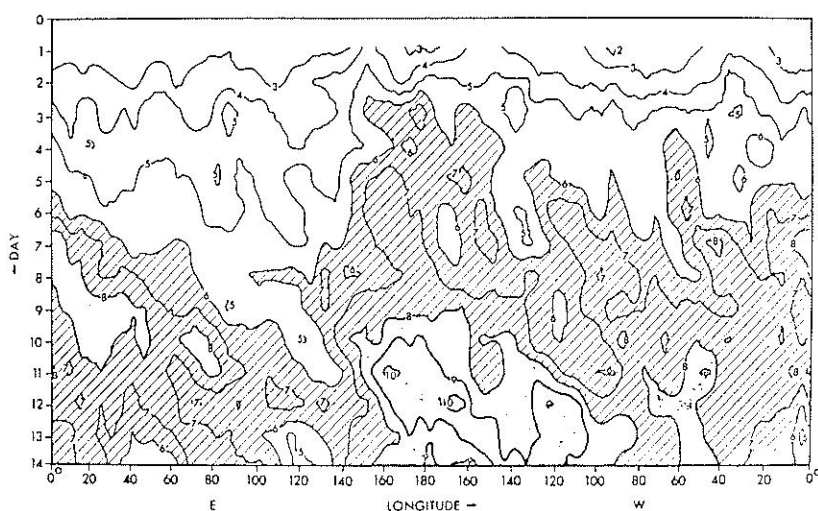
1. 對整個預報場之誤差分析

(1) 這類誤差研究分析方法，最常用的即是前面曾提過的平均誤差。所不同的是，這裡是做時間的平均（例如一年、一季或一個月等）而非空間平均，並且所得到的，不是一個值，而是誤差的空間分



圖十四 一個大氣環流模式 500 mb 高度場之誤差分析，12個冬季個案的平均（1964～1969）。(A)觀測(B)預報(C)誤差（預測－觀測）之空間分佈圖（Miyakoda 等，1972）。

Fig. 14 The spatial distribution of error for 500 mb height prediction by a general circulation model. It is an average of 12 cases in winter (1964-1969). (A) observed (B) prediction (C) error (Pprediction - observed) (Miyakoda et al., 1972).



圖十五 一個大氣環流模式 500 mb 溫度場之均方根誤差隨預報時間與經度的變化，12 個冬季個案 30°N～45°N 的平均（1964～1969）（Miyakoda 等，1972）。

Fig. 15 The time-longitude chart of the root mean square 500mb temperature error by a general circulation model. It is an average of 12 cases in winter (between 30°N and 45°N, 1964-1969) (Miyakoda et al., 1972).

佈，如圖十四，其他亦可以均方根誤差來表示。

平均誤差之空間分佈，可以了解誤差隨空間分佈的情形，譬如隨緯度的變化、隨經度的變化等等。均方根誤差則顯示誤差之大小（振幅）隨空間的分佈，不能表示誤差之正負。

(2)另一種誤差分析方法則是針對某個緯度（譬如 45°N ）或某個緯度帶平均（譬如 $35^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$ ），分析其誤差隨經度或預報時間的變化，可以以平均誤差、均方根誤差或其他之校驗指數與分數表示。圖十五即為一例，由圖中可知誤差隨預報時間之增長而增大，且在 $160^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{W}$ 間的誤差為最大。

(3)若是希望找出誤差的來源，有時前兩種方法不一定能滿足需求，於是可以先將誤差做尺度分離（scale separation），再依前述方法做各種誤差分析。這種對誤差做尺度分離的手續，對於追究誤差來源極有用處。一般做尺度分離有兩種方法，一為傅氏分析（Fonrier analysis）另一則為中頻帶過濾法（band-pass filter）。前者適於全球或半球模式，後者適用於區域模式。

圖十六即為先經尺度分離後再求標準差的情形

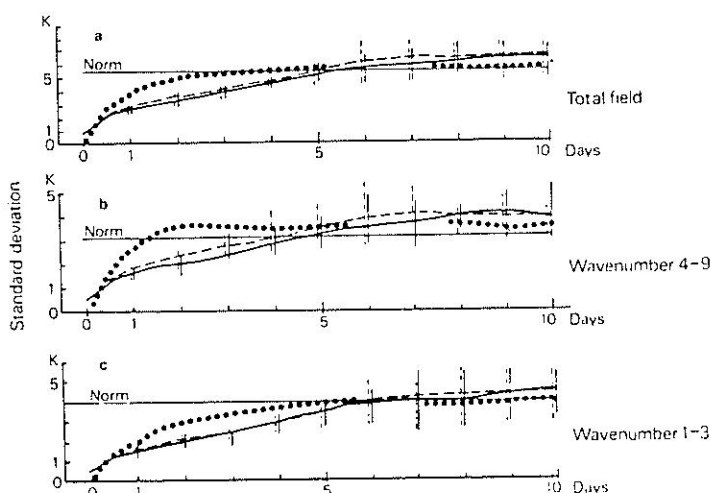
，由此圖可得長波與中長波的誤差隨預報時間的變化，圖中為兩個預報模式與兩個無技術預報（持續性預報、氣候預報）的誤差變化。

由於經過尺度分離的程序後，仍需利用其適用於連續校驗場的校驗方法來校驗，所以尺度分離並非一種校驗方法，而是校驗誤差前的一道手續，這道手續對誤差來源的追蹤極有用處。

2. 對天氣系統之誤差分析

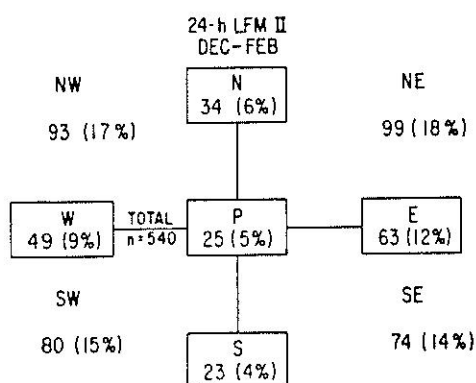
對天氣系統（例如高壓、地壓、鋒面、颱風等）的誤差分析，主要即在於研究其強度、移動速度、移動方向等的誤差，是以系統本身為參考點，歸納模式對系統預報的快慢、強弱。圖十七即為一種系統位置誤差的表示方法。圖中 P 表預報位置，E、SE、S、SW、W、NW、N、NE 分別表示觀測所得之氣旋位置位於預報位置之東、東南、南、西南、西、西北、北和東北其下之數字表個數及百分比。

圖十八為一颱風預報方法所預報之颱風移速誤差的百分比分配。圖中橫坐標為誤差值，縱坐標為百分比，由圖可知模式對颱風之移速誤差的分佈情形，及平均位移誤差。



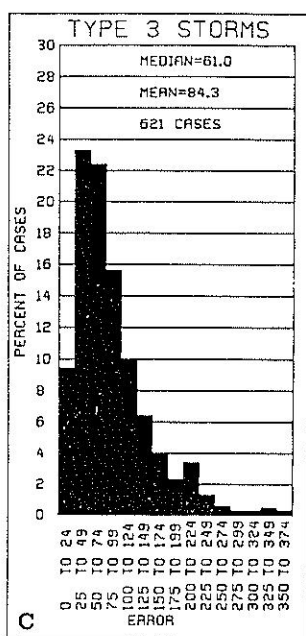
圖十六 二月之 850 mb 溫度場的標準差的水平平均（7 個個案平均）。粗實線與虛線為兩個不同預報模式。點線為持續性預報，細實線為氣候預報（Hollingsworth 等，1980）。

Fig. 16 Horizontal mean of standard deviations of the 850mb temperature field for seven February cases, Solid line and dashed line and forecasts from two different model, thin solid line is climate forecast (norm). (Hollingsworth et al., 1980).



圖十七 1978年12月及1979年1月、2月之NMC LFM-II 24小時誤差，觀測氣旋相對於預報氣旋位置（Silberberg and Bosart，1982）。

Fig. 17 LFM-II 24h forecast position error showing observed positions of cyclones relative to the forecast position (Silberberg and Bosart, 1982).



圖十八 HURRAN (hurricane analog) 技術預報颶風的24小時位移誤差上方為誤差中位數、平均誤差及個案數（Neumann and Hope，1972）。

Fig. 18 Frequency distribution of HURRAN 24 h mean vector error. (n, Mi) (Neumann and Hope, 1972).

除上述列舉的幾種誤差分析方法之外，其他有關的分析方法尚有許多，端視個人所感興趣之問題的不同，而有不同的應用，本文所要強調的是，若要追溯誤差來源，改進預報模式，“誤差分析”是絕對必要的過程。

五、結論與建議

中央氣象局之全球預報模式已於77年7月1日正式上線，加入天氣預報的行列。其他之區域模式、中尺度模式及颶風模式亦將陸續於78年年底前正式作業，為使這些數值模式能發揮最大效益，本局亦隨之展開了一些校驗工作。

校驗工作可分為兩大類，一為日常作業校驗每天之預報結果，另一為非日常作業，校驗及分析模式在長時間裡的誤差傾向。後者可由對於模式之研究發展有興趣的人，依其需要，自行設計，大致皆必採用誤差分析的過程，以達追溯誤差來源的目的。至於前者，則是本局真正必需重視且積極建置的。

日常作業之校驗系統，基於電腦資源與實際之需要，既不可能也不必將前節所述之各種方法完全納入，只需應用幾種有效的方法即可發揮其應有的效能。本文在此對於本局目前已採行的校驗方法做一概略介紹，同時亦對本局尚未採用，但或有助益之方法提供一些建議，給校驗系統之擴充與發展做個參考。

(一)本局目前之校驗方法

1. S1 分數

S1 分數是目前最受各作業單位及天氣學家所肯定的校驗方法，而氣壓梯度對天氣之影響遠甚於氣壓值本身，因此採用此法校驗頗具效益。不過需注意的是，系統之強弱、移速及網格點之大小對S1分數都有影響，因此若用S1分數來比較不同緯度區域或不同模式的產品，結果不一定客觀，但對於同一區域、相同網格間距的模式產品可得良好的比較結果；換句話說，我們不能拿全球預報模式的S1分數來和區域模式或中尺度模式比較，但可以由S1分數來判定全球模式之修改是否確實有效益。

2. 距平相關係數

若將氣象場減去某個參考場再求相關係數，則可突顯誤差的特性。距平相關係數 (anomaly correlation coefficient) 是以氣候值為參考場所求得之相關係數。

3.標準偏差與均方根誤差

氣壓場較重視強度與類型，溫度場則偏重其值本身。故可將標準偏差應用於氣壓場，而均方根誤差則應用於溫度場。

4.平均誤差及平均絕對誤差

由平均誤差可知模式之誤差屬性（例：過暖或過冷），由平均絕對誤差可知模式誤差之大小，對模式發展人員改進模式頗有幫助。

(二)建議建置之校驗方法

除上述幾種本局已採用之校驗方法外，本文建議整個校驗系統亦可加入下列幾種方法以強化校驗功能。

1.趨勢相關係數 (trend correlation coefficient)

趨勢相關係數異於距平相關係數之處為趨勢相關係數是以初始場為參考場，如此可去除因分析所造成的誤分量，使我們真正了解模式對變化量掌握的能力，適用於三天以內的預報。

2.客觀氣旋追蹤法

這個方法基本上是屬於天氣系統之誤差分析，應用電腦以客觀、定量、快速且自動化的方式，計算出某個氣旋（也可應用於反氣旋）的移動誤差，並且立即繪圖顯示，如此預報員由氣旋初生之一、兩天（初生期）的誤差便可即時修正氣旋於第三、四天以後（成熟期、消散期）的行為，對於預報員有極大的幫助，這個方法和傳統的天氣系統誤差分析最大的差異是傳統的天氣系統誤差分析是由許多個案統計計算出一個誤差結果，客觀氣旋追蹤法則是針對個別的個案，快速地得出其誤差。這樣的結果對預報員而言遠比其他各種方法所得之結果有意義。此系統已由美國海軍環境研究中心（Naval Environmental Prediction Research Facility, NEPRF）發展完成，氣象局若能引進這套系統，相信會有很大的貢獻。

以上幾種方法，若能加入現有的校驗工作中，相信對於預報員應用模式產品及模式發展人員改進模式，都會有很大的幫助。

參考文獻

- Anthes, R.A., 1983: Regional models of the atmosphere in middle latitudes. Mon. Wea. Rev. **111**, 1306-1335.
- Haltiner, G.J., and R.T. Williams, 1975: Some recent advances in numerical weather prediction. Mon. Wea. Rev., **103**, 571-590.
- Hollingsworth, A., K. Arpe, M. Tiedtke, M. Capaldo and H. Savijarvi, 1980: The performance of a medium-range forecast model in winter - impact of physical parameterizations. Mon. Wea. Rev., **108**, 1736-1773.
- Miyakoda, K., G.D. Hembree, R.F. Strickler and I. Shulman, 1972: Cumulative results of standard forecast experiments I. Model performance for winter cases. Mon. Wea. Rev., **100**, 836-855.
- Neumann, F.J. and J.R. Hope, 1972: Performance analysis of the HURRAN tropical cyclone forecast system. Mon. Wea. Rev., **100**, 245-255.
- Nitta, T., Y. Yamagishi and Y. Okamura, 1979: Operational performance of a regional numerical weather prediction, J. Meteor. Soc. Japan, **57**, 308-331.
- Rosmond, T.E., 1984: Global forecast system. Workshop on Numerical Weather Prediction (Taipei); Central Weather Bureau, 191pp.
- Silberberg, S.R. and L.F. Basart, 1982: An analysis of systematic cyclone errors in the NMC LFM-II model during the 1978-79 cool season. Mon. Wea. Rev., **110**, 254-271.
- Teweles, S. and H. Wobus, 1954: Verification of prognostic charts. Bull. Amer. Meteor. Soc., **35**, 455-463.
- Wallace, J. and J. Woessner, 1981: An analysis of forecast error in the NMC hemispheric primitive equation model. Mon. Wea. Rev., **109**, 2444-2450.
- Wash, C.H. 1984: Synoptic forecasting with numerical weather prediction methods. Workshop on Numerical Weather Prediction (Taipei), Central Weather Bureau, 80pp.
- 陳泰然，1984：數值天氣預報應用。中央氣象局數值天氣預報訓練第一階段教材，65頁。
- 劉復誠、華文達及鄭月娥，1984：日本氣象廳8L-NHM及10L-FLM數值預報模式之初步校驗，氣象學報，30，2，8-47。

A Review on Verification Methods for Numerical Weather Prediction Products

Lie-shieu Fang

Computer Center, CWB

Hway-jen Chen

Computer Center, CWB

ABSTRACT

Due to the use with finite data, incomplete physics and numerical methods, the results of numerical predictions must exist some errors in the Numerical Weather Prediction (NWP) products. How to find out the sources of errors and modify them with validation methods are the most essential and discussing issues after establishing the numerical weather prediction system.

In this review, all the related verification methods are sorted out and have discussions with traits and defects of those methods. And some suggestions for building an operational verification system are also proposed for the NWP products of Central Weather Bureau.

Keywords: verification system.

統一編號

09085780041

ISSN 0225-57785

Volume 35, Number 1

Mar. 1989

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

- Example Analyses on the Trigger Mechanisms of Mesoscale Convective Systems
.....*Shui-Shang Chi* (001)
- The Discriminatory Equation for Heavy Rainfall Prediction in TAMEX.....
.....*Ming-Chin Wu, Tai-Yuh Shoang* (012)
- Rainfall Rate Prediction in the Middle Latitudes by a Cumulus Parameterization
Scheme*Li-Teh Tsao, Chung-Yi Tsend* (019)
- A Synoptic - Climatological Study of the Upper-Level Cold Core Lows.....
..George Tai-Jen Chen, Shui-Shang Chi, Jye-Yu Kuo, Shuh-Wang Wu and Jong-Huey Tsou (031)
- A Case Study of Abnormal Surf near the Mid Taiwan Strait.....
.....*Beng-Chun Lee* (043)

Review

- A Review on Verification Methods for Numerical Weather Prediction Products.....
.....*Lie-Shieu Fang, Hway-Jen Chen* (048)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Kung-Yuan Road, Taipei

Taiwan, Republic of China

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字第○九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類