

氣象衛星資料在中尺度對流系統之分析與應用

紀 水 上 唐 維 新

中央氣象局衛星站

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。

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（macro scale）天氣類型推斷中尺度（meso scale）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（geostationary meteorological satellite）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 Purdom(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 MCC），而揭開 MCC 之研究熱潮。

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

汽含量及大氣不穩度）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。同時，劇烈天氣僅在有利對流發展的一小部分地區爆發，而並非在廣大的有利區域內隨意發生。此種有利對流發展的小地區可能不被傳統觀測網所包括，然而高時空解析度之地球同步衛星資料却可提供很好的指標。唯欲應用此種資料於對流天氣系統，則必須了解此種雲型在衛星雲圖上的特徵。由可見光和紅外線雲圖顯示，對流雲系之雲型為圓形（round），橢圓形（oval），胡蘿蔔形（carrot-shaped），三角形（triangular）等，唯其共同特徵為迎風面均為邊緣清晰。此迎風面之對流雲系恰為發展最強，且為導致劇烈天氣的主要部份。

自 1981 年 1 月底中央氣象局衛星站正式作業後，每 3 小時的 GMS 雲圖提供了辨認中尺度大氣現象的有用資料，更提高了中尺度分析研究的可行性，亦為中尺度對流系統（Mesoscale Convective System；簡稱 MCS）分析研究不可或缺的資料。然而此等研究大都偏重於個案分析（例如紀和陳，1984；丘和廖，1984）及氣候特徵（例如陳等，1986）。對於衛星雲系本身在對流系統之演變過程所扮演

的角色缺乏探討，致使衛星雲系在中尺度對流系統之分析與預報之應用上受到限制。鑒於此，本文利用中央氣象局所存之GMS衛星雲圖，分析有利於此種天氣系統形成及加強之環境條件及激發機制。同時並簡單介紹雲圖種類之特性。所得結果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、可見光和紅外線之特性

GMS 氣象衛星影像係以可見光與紅外線掃描輻射儀 (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。

可見光影像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。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。

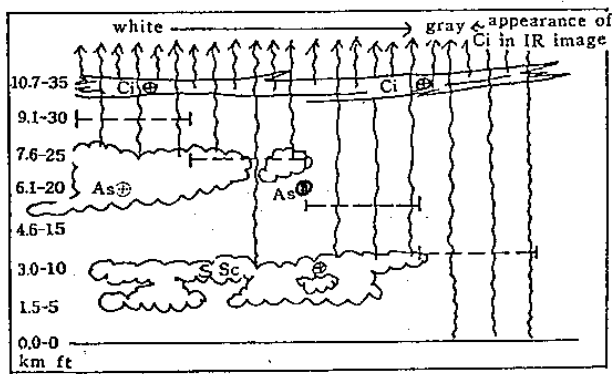
紅外線影像係測定從地球表面反射出紅外線波段的大氣窗口範圍 ($10.5 \sim 12.5 \mu\text{m}$) 的能量，再把這些觀測值轉換為黑體輻射溫度 (blackbody temperature; 簡稱 T_{BB})，並在影像上以濃淡灰度表示。GMS 的測定溫度範圍下限為 -100°C ，上限為 $+55^\circ\text{C}$ ，但隨季節而異。在傳真雲圖中之溫度範圍，高解像約為 $+30.2 \sim -81.2^\circ\text{C}$ ；低解像為 $+25 \sim -77^\circ\text{C}$ 。暖而表面的影像以黑色，寒冷的表面以白色表示之。觀測得紅外線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。在紅外線的瞬時視野附近，如出現溫

度差異的物體時，觀測值成為積分的放射量。所以，在瞬間視野內含有積雨雲和暖的海面時，受海面的影響，觀測的放射量比對應積雨雲的雲頂溫度的黑體放射量要大，因此，由觀測放射量算出的黑體溫度比實際雲頂溫度高。又如有薄的高雲 (如卷雲) 存在時，受到從雲下方物體能量通過薄雲的影響，則觀測的雲頂溫度比實際者為高，影像上的亮度比實際的雲頂亮度為弱。因此，利用紅外線影像時必須注意。

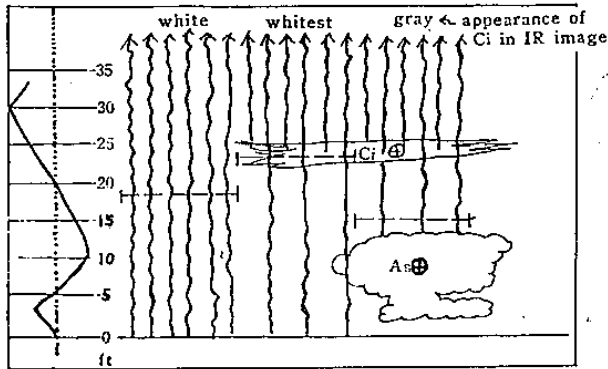
由上所述可知，此兩頻道對雲系觀測結果各有其優缺點，例如卷雲為半透明之高雲，在紅外線雲圖上為白亮，即雲頂溫度低，常與其他發展甚高之直展雲類混淆，在可見光雲圖上為暗灰色。低雲因發展高度不高，故其雲頂溫度亦高，在紅外線圖上為暗灰色，常與陸地或海洋之色調接近，因此紅外線雲圖上不易辨識低雲，但在可見光雲圖中低雲白亮。因此，若兩種頻道能共同使用，則可獲得更佳的研判結果。例如：

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。

紅外線輻射儀 (IR radiometer) 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，在正常大氣情況下，若卷雲底下有中、低雲，則在雲圖上亮度最白溫度最低，若僅有中雲，亮度次之溫度次低，若無雲則雲圖亮度最灰，雲頂溫度較高 (參閱圖 1a)。但若低層大氣有逆溫層 (inversion) 存在，則雲圖上所顯示之亮度則與上述不同，如圖 1b 所示。冷陸地上空僅有冷卷雲存在時，雲圖亮度最白雲頂溫度最低，若為晴天無雲時，雲圖亮度次之溫度次低。但卷雲下方若有低雲存在，且此低雲在逆溫層下方發展時，則雲圖顯示灰色，溫度最高，蓋此低雲雲頂溫度較雲底及冷陸地為高。



(a)



(b)

圖 1 卷雲下方之低空情況不同時，表示雲圖亮度之關係。(a)一般大氣，(b)低層逆溫大氣。橫軸為亮度，下圖之曲線為探空曲線，逆溫層發生在 4000 ~ 10000 ft (摘自 Anderson et al., 1974)

既然紅外線衛星雲圖為顯示物體的表面溫度，我們即可和分析大氣之等高線、等溫線...等等的方法來分析雲頂溫度。紅外線色調強化 (Enhanced Infrared; 簡稱 EIR) 為表示雲頂溫度分布方式之一，所採用之曲線稱為色調強化曲線。色調強化曲線之選用係依不同目的而定，例如颶風作業採用 BD 曲線，對流雲用 MB 曲線 (參閱 Clark, 1983)；亦可依應用者的目的自行製作，例如陳等 (1982) 為研究華南地區中尺度對流複合體而發展之 MCC 曲線。另一種雲頂溫度分布方式為直接分析由電算機所處理之數字值，即雲頂溫度/雲頂數位值 (digital count)。此種方法所得之結果比前者所述之紅外線色調強化所得者更易了解雲頂溫度之型態，唯該法相當費時，尚不適合作業。

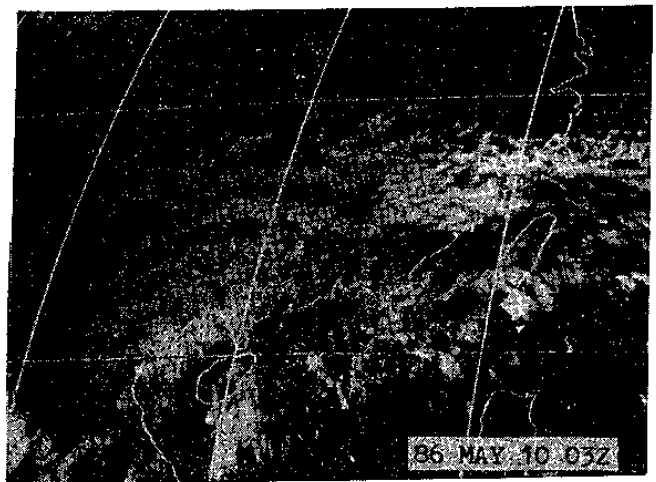
三、中尺度對流系統之激發機制

中尺度對流系統之激發機制在推斷劇烈風暴爆

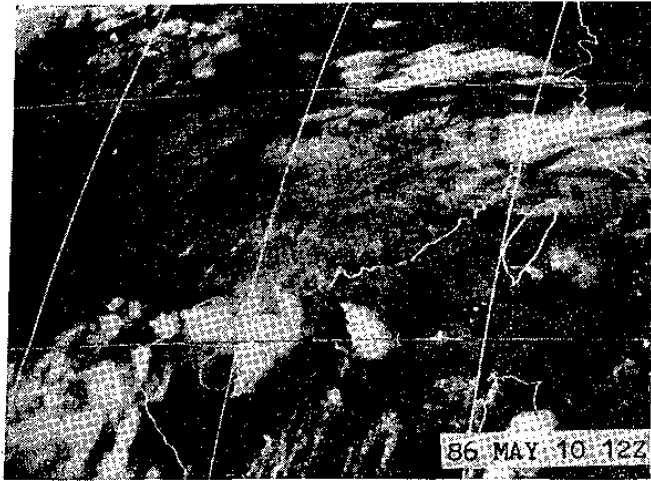
發之時間、地點及組織非常重要。然而，此等激發機制並非全都可由傳統觀測報告分析出來。即使可以，但因傳統報告之時間解析度不足，而對於某些生命短暫之激發機制則無能為力，衛星觀測則可彌補其缺陷。以下簡介一些由衛星觀測可辨認之激發機制。

1. 高層輻散

高層輻散或分流 (diffluent) 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 2 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 2 a) 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 2 b)，在海南島附近即有發展良好之 MCS，至 11 日 1200 UTC (圖 2 c)，MCS 移至廣東沿海之高層分流區而加強。12 日 0900 UTC 雲圖 (圖 2 d) 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 3 為與



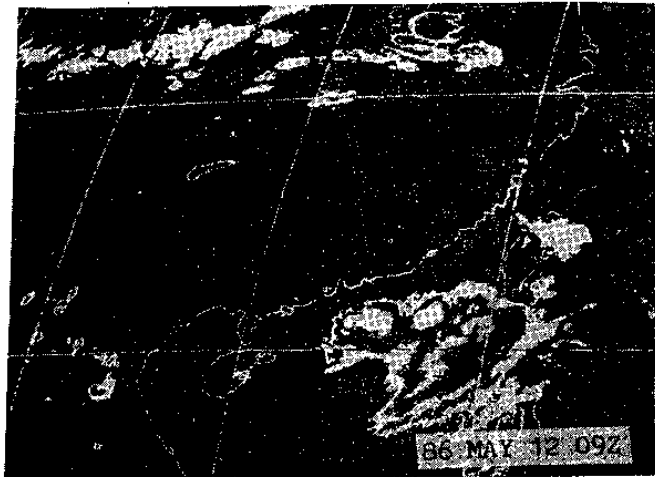
(a)



(b)



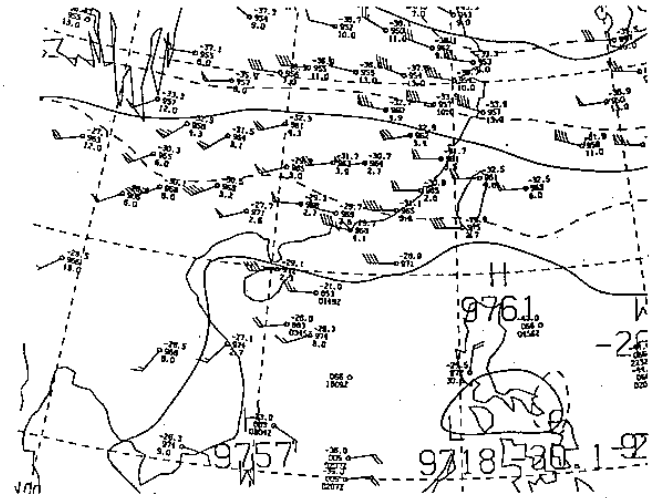
(c)



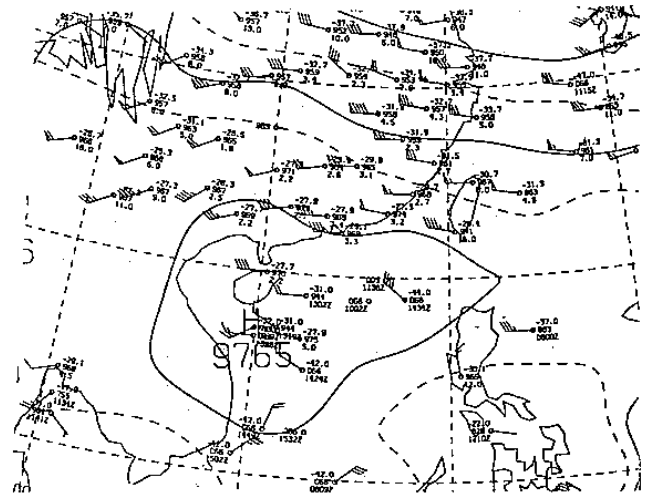
(d)

圖 2 1986年5月(a)10日0300UTC, (b)10日1200UTC, (c)11日1200UTC, (d)12日0900UTC 紅外線雲圖(c, d經由MB曲線色調強化)。

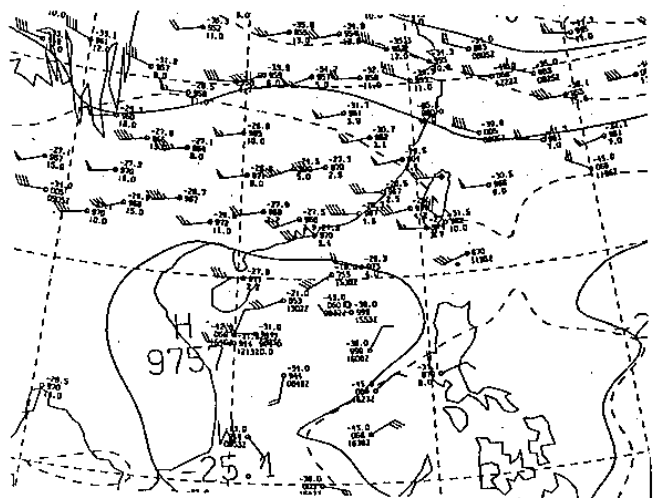
上述雲圖同或鄰近時間之300mb天氣圖，由該層氣流走向可以印證衛星雲圖確實有辨認高層輻散/分流之能力。



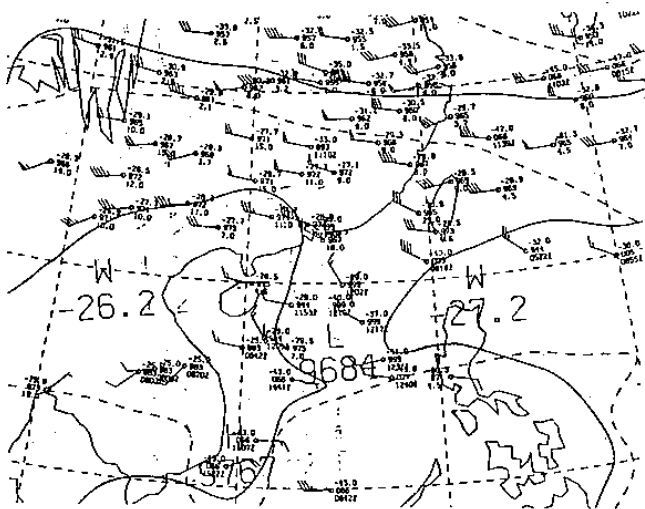
(a)



(b)



(c)



(d)

圖 3 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 300 mb天氣圖。

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 4。由於此兩種噴流不在同一氣壓層發生, 因而不易在同一天氣圖上同時訂出極地噴流和副熱帶噴流。然而, 伴隨噴流之卷雲蓋 (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)。兩不同高度之高層雲

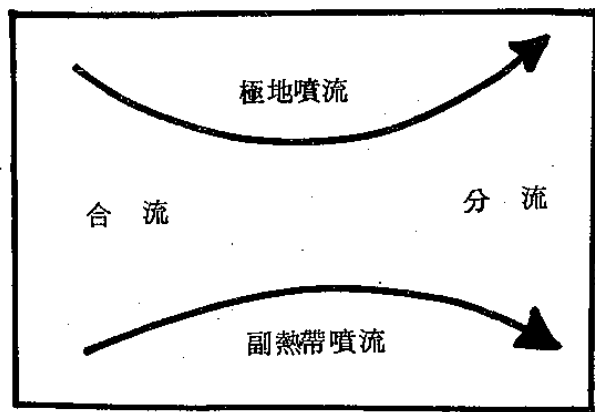


圖 4 極地噴流和副熱帶噴流之間的合流和分流示意圖。

線所造成之分流區亦為 MCS 加強之有利區。圖 5 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 200 mb 噴流之卷雲帶由中南半島向

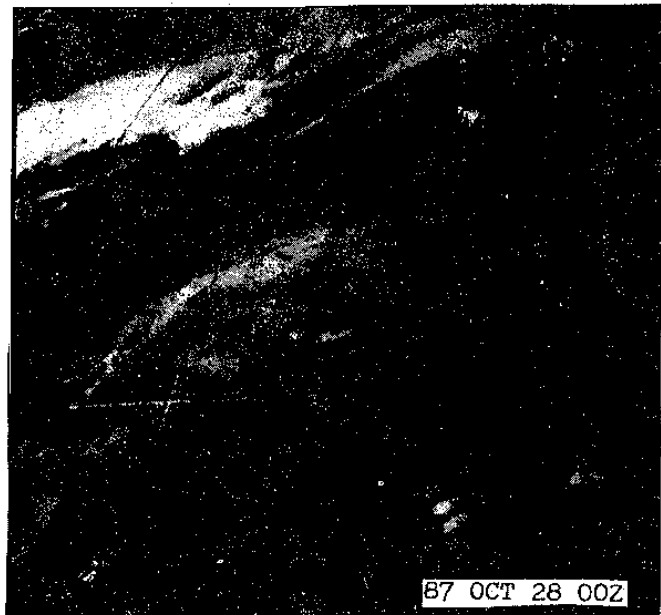


圖 5 1987 年 10 月 28 日 0000 UTC 之紅外線衛星雲圖。

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一分流區, 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。

2 低層輻合

大多數最劇烈的天氣在冷鋒前之飢線 (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雨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。

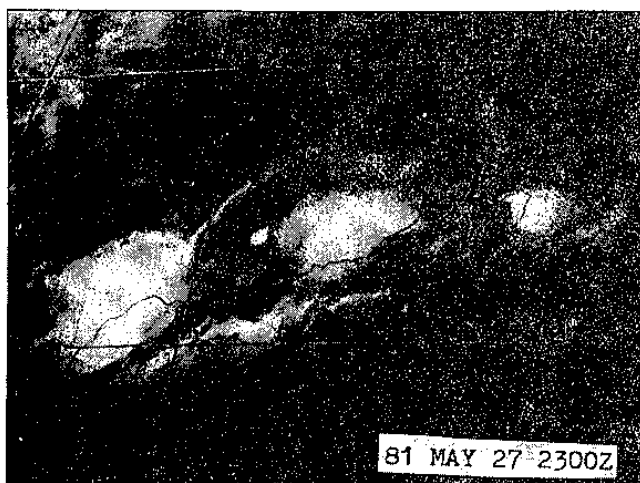
3. 外流邊界／弧狀雲

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 6 為 1981 年 5 月 27 日 2230UTC 至 28 日 0000 UTC 每半小時一次之 GMS 衛星雲圖。圖 6 a 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，並擴展至台灣海峽。此時台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



(a)



(b)



(c)



(d)

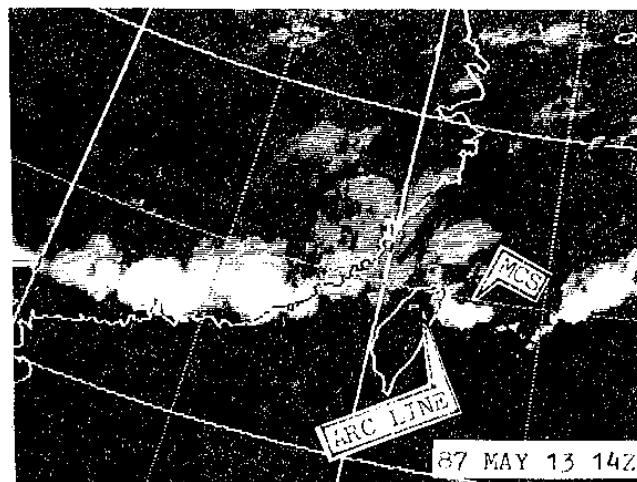
圖 6 1981 年 5 月 27 日 2230UTC~28 日 0000 UTC 每半小時之 GMS 紅外線衛星雲圖。

一發展較好範圍亦小之深對流雲。27 日 2300 UTC 雲圖（圖 6 b）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。前方之弧形線移經台灣海峽中部，其對流雲且已更為發展。27 日 2330 UTC（圖 6 c），台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 6 d）顯示，在台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 分別導致桃竹及台中地區豪雨。

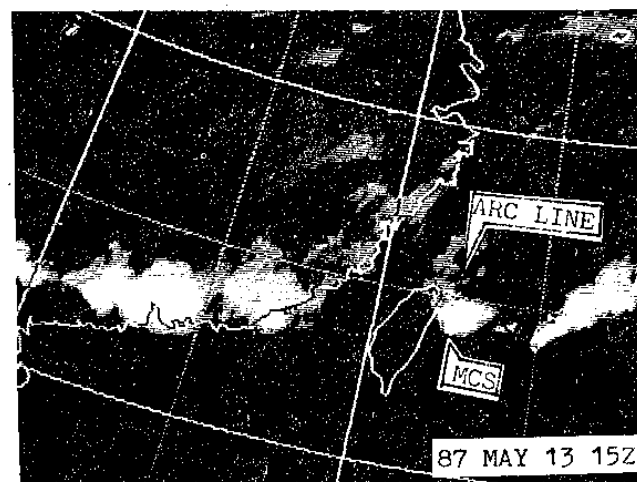
圖 7 a - d 為 1987 年 5 月 13 日 1200 UTC 至 1500 UTC 之每小時 GMS 衛星雲圖。13 日 1200 UTC 雲圖 (圖 7 a) 顯示, 伴隨梅雨鋒面之雲帶由琉球附近海面向西伸經台灣海峽北部至華南。位於台灣海峽北部至福建之 MCS 所造成之弧形線由海峽中部向東北伸經新竹附近至彭佳嶼附近海面。此時在宜蘭與花蓮 (宜花) 沿海有小範圍之深對流雲。宜花沿海之 MCS 隨著弧形線之接近而加強 (見圖 7 b)。至 1400 UTC (圖 7 c) 弧形線與宜花沿海之 MCS 產生交互作用後使該 MCS 顯著加強, 至 1500 UTC (圖 7 d), MCS 擴大其範圍並再度加強。

4. 鋒面雲線與對流雲線交互作用

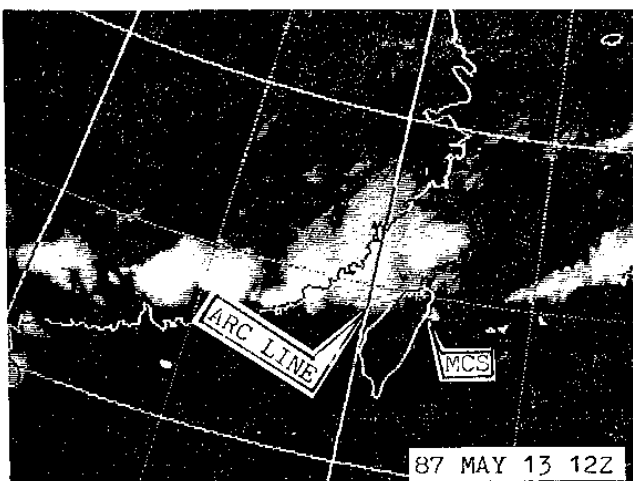
地面冷鋒有時確係產生劇烈對流之機制。然而, 當鋒面雲帶之雲尾微弱且在觀測網不夠密地區往



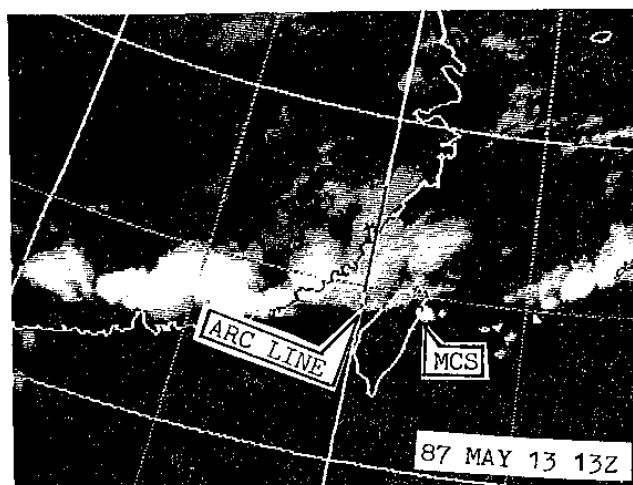
(c)



(d)



(a)

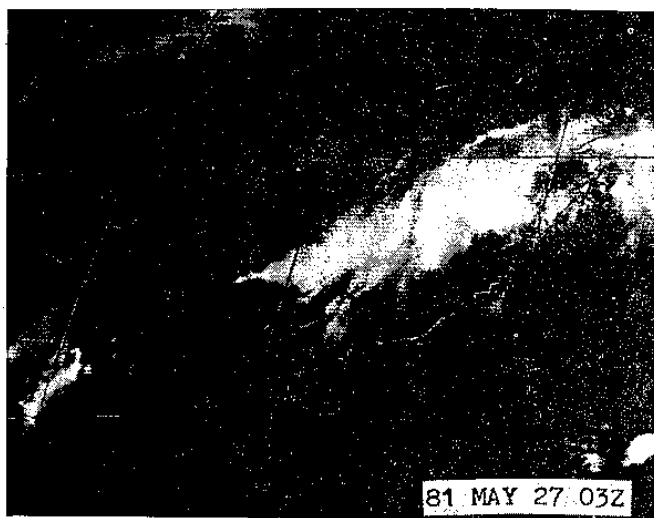


(b)

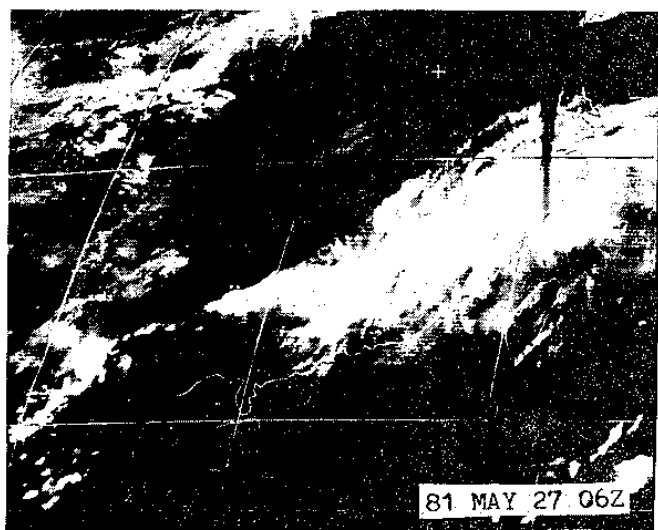
圖 7 1987 年 5 月 13 日 1200 UTC ~ 1500 UTC 每小時之 GMS 低解像紅外線衛星雲圖。

往不易發現, 但詳細衛星雲圖的確可得到一些線索, 圖 8 即為一例。1981 年 5 月 27 日 0300 UTC 衛星雲圖 (圖 8 a) 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 8 b) 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 8 c), 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系統, 至 1200 UTC (圖 8 d) 在廣西地區之雲系已發展為十分良好之 MCC。

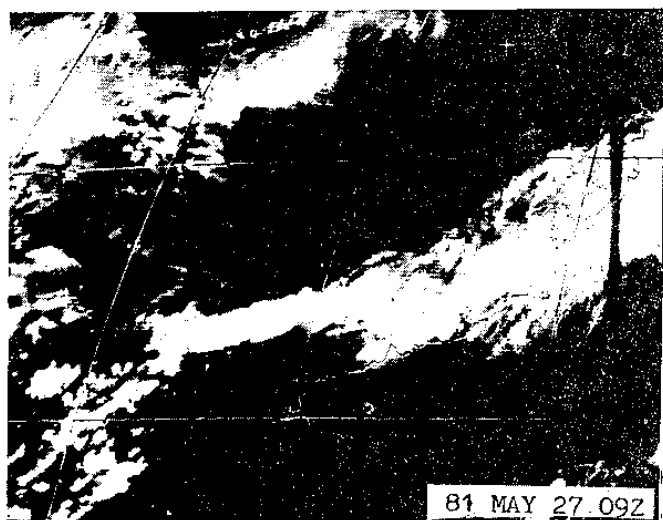
當鋒面很微弱時，在衛星雲圖上亦很難分辨如圖 8 a 及 b，即使用一般作業用之色調強化處理亦如此。但若透過影像交替顯示系統（如中央氣象局



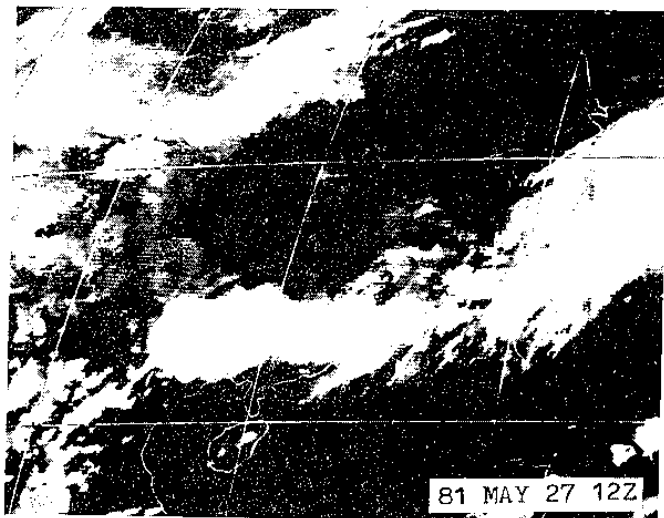
(a)



(b)



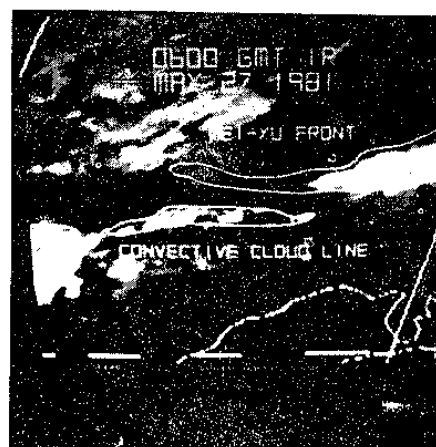
(c)



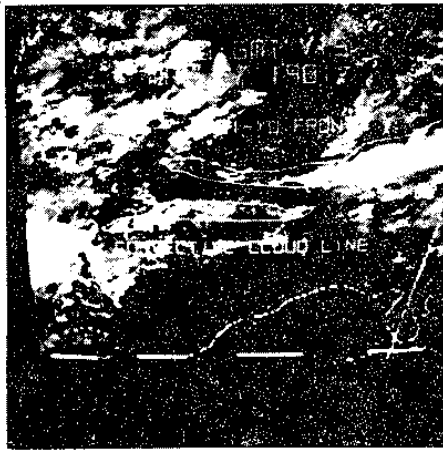
(d)

圖 8 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。

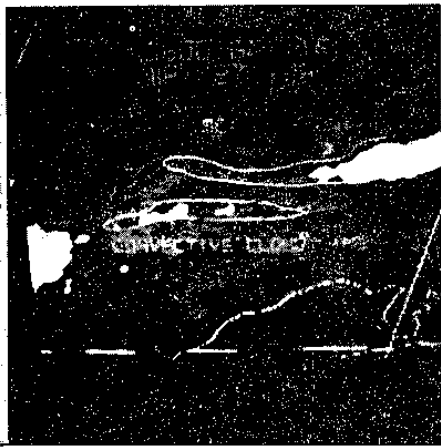
所用之 COMTAL, 美國威斯康辛大學所製之 McIDAS) 依不同目的作影像處理，則不難看出鋒尾之較弱雲系。圖 9 即利用 McIDAS (Man-Computer Interactive Data Access System) 處理之 1981 年 5 月 27 日 0600 UTC 衛星雲圖。圖 9 a 為一般未經特別強化之紅外線雲圖，該圖顯示，由對流母雲移出之對流雲線相當清楚，但鋒面雲尾之雲線則不易分辨。由於微弱之鋒面雲線為低雲，雖不易在紅外線雲圖上顯現，但可在可見光顯示出來如圖 9 b。但是，可見光頻道僅白天可觀測，夜間就無法可得到此種資料。若將紅外線雲圖作特別處理，將低雲顯現出來，亦可以分辨此雲線，如圖 9 c。若將紅外線和可見光影



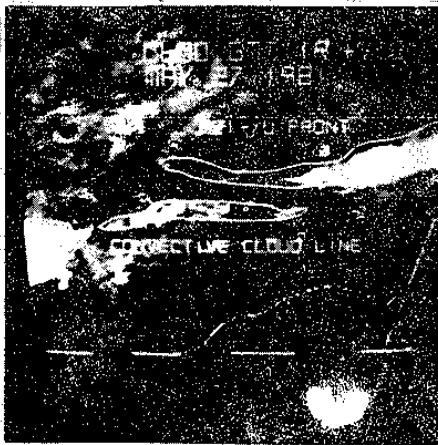
(a)



(b)



(c)



(d)

圖 9 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。

像重疊(如9d)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。

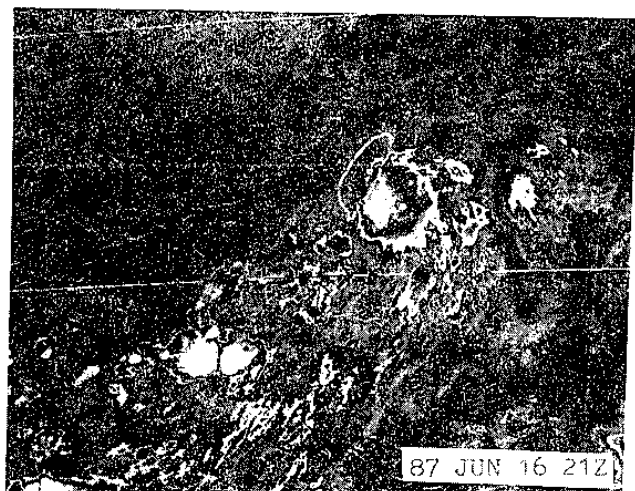
5. 變形場

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10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10a)顯示，兩個主要對流雲系位於台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。台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10b)，伴隨中尺度低壓之MCS北移進入台灣東部沿海，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10c)，台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10d)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10e及10f)。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。

6. 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，或有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11為1987年6月7日0300 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台灣沿海及台中附近外，台灣地區均為晴空無雲區(見圖11a~c)。至0400 UTC，台

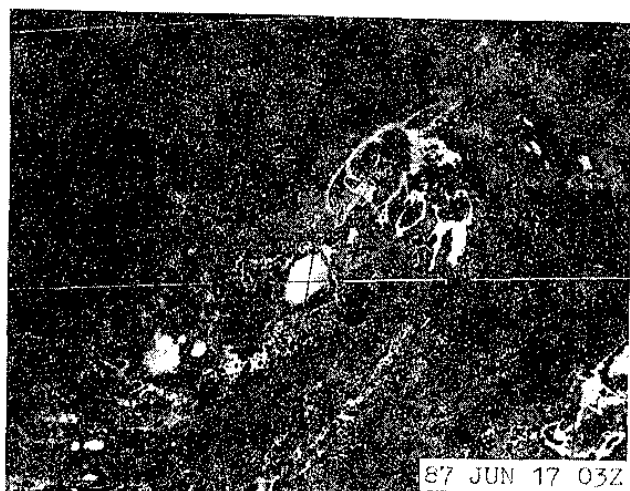
灣地區已有散佈狀雲系存在(圖11 d)。0500 UTC
雲圖(圖11 e)顯示,在台南附近出現一積雨雲,
台灣北部亦有較淺之對流雲存在。前者可能為當地



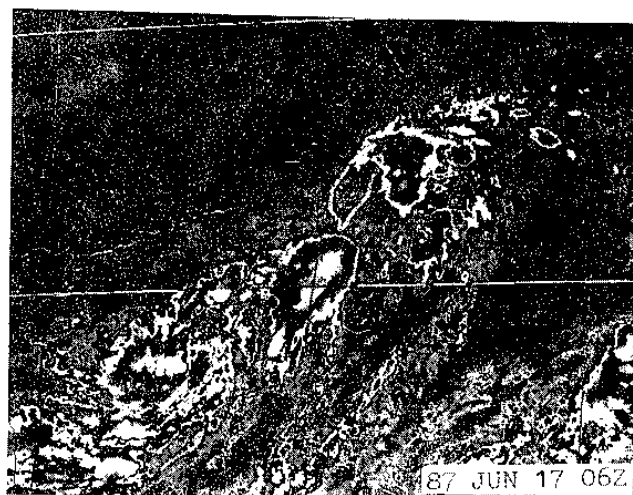
(a)



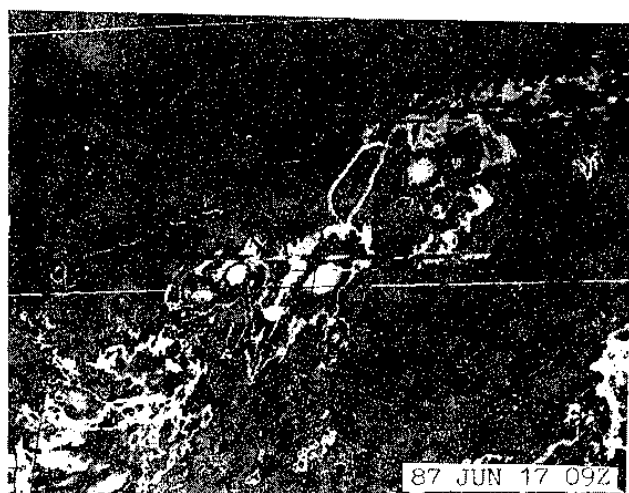
(b)



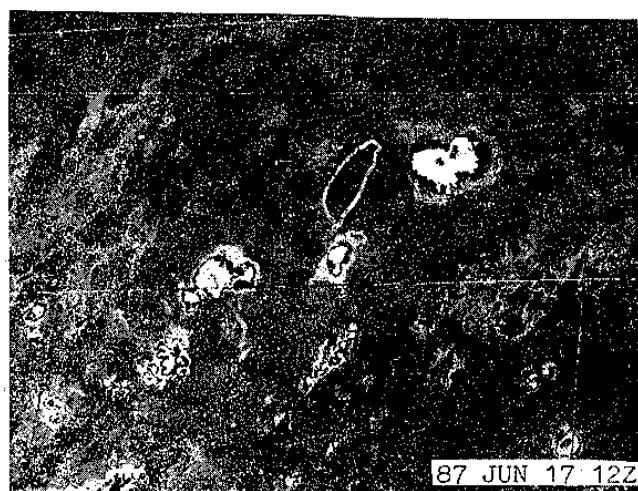
(c)



(d)



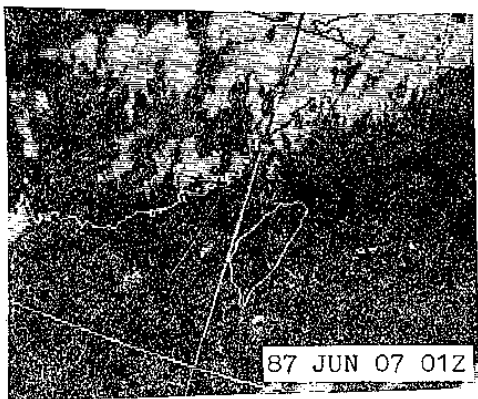
(e)



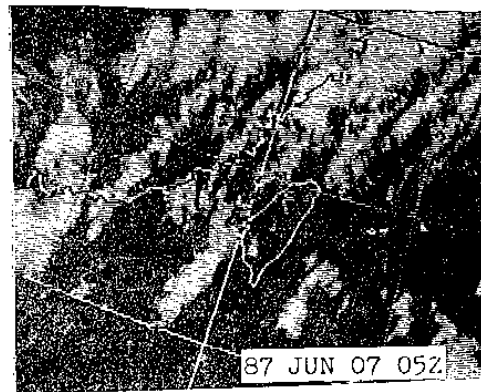
(f)

圖10 1987年6月16日2100UTC至6月17日1200
UTC每3小時之GMS紅外線色調強化雲圖。

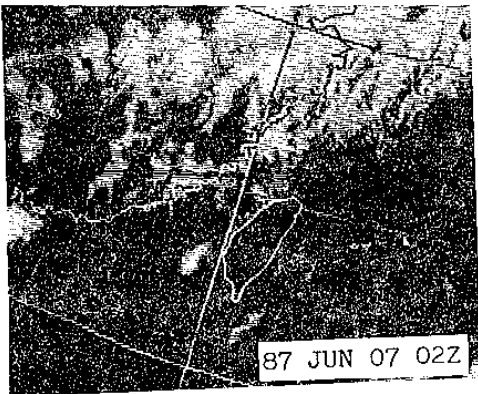
熱效應產生,後者可能為鋒前雲系移入台灣本土再
加上局部加熱而成。此兩雲系逐漸加強,至0600



(a)



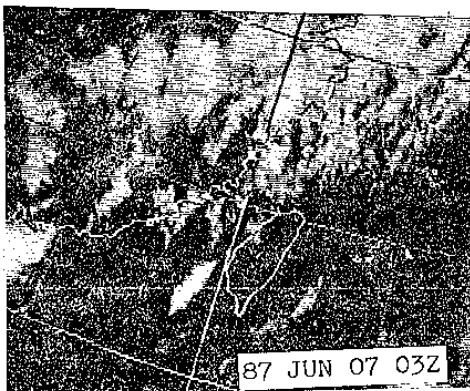
(e)



(b)



(f)



(c)



(d)

圖11 1987年6月7日0100UTC~0600UTC每小時之GMS低解像紅外線雲圖。

UTC 已發展為東北西南走向之線狀深對流，唯最強部份在台灣中部以北。由圖 10e 知，初期台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。在台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1200UTC，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8a~d。

四、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應。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。

五、參考文獻

- 丘台光與廖學銓，1984：華南及鄰近地區中尺度對流系統之研究。大氣科學，11，85~100。
- 紀水上與陳泰然，1984：1981年5月27~28日華南及台灣地區中尺度對流複合系統之初步分析。天氣分析預報研討會論文集編，中央氣象局，95~114。
- 陳泰然，吳倩雯與紀水上，1986：梅雨期東亞及西太平洋中尺度對流系統之氣候特徵。大氣科學，13，33~45。
- 陳泰然，紀水上，謝維權，1982：初春華南中尺度對流複合系統之個案研究。中範圍天氣系統研討會論文集編，中央氣象局，71年5月6~8日，593~612。
- Anderson, R.K., et al., 1974: Application of meteorological satellite data in analysis and forecasting. 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.

Analyses and Applications of the Mesoscale Convective Systems Base on the Satellite Data

Shui-Shang Chi Wei-Hsin Tarng
Meteorological Satellite Ground Station
|Central Weather Bureau

ABSTRACT

In this study, GMS satellite imageries are analyzed to explore the environmental conditions and mechanisms that are favorable for MCS development and intensification. Results show that the important mechanisms to trigger MCS initiation and intensification are as follows: the upper level divergence/diffluence, low level convergence, outflow boundary (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 MCS development and intensification: the deformation zone between two cloud systems associated with low level cyclones, early morning clear sky, and the cirrus shield associated with jet streak moving through the low level unstable area.