

中尺度對流複合體環境條件之個案診斷分析 ：1981年5月27~28日個案

紀水上
中央氣象局
衛星站

陳泰然
國立台灣大學
大氣科學研究所

(中華民國七十七年二月六日收稿；三月四日定稿)

摘 要

本文利用傳統及衛星資料針對1981年5月27~28日發生於華南地區三個中尺度對流複合體(Mesoscale Convective Complexes 簡稱MCC)演變過程進行診斷分析研究。結果顯示，低對流層的低壓/鋒面輻合及暖平流，中對流層短波槽和高對流層之速度輻散/分流及大氣不穩定度均為MCC之形成、組織及持續之有利條件。不穩定大氣有利於MCC之生成、發展與維持，當它們移至深厚之不穩定區時則增強，但可在微弱之潛在穩定或不穩定區達最大強度或消散。此外，MCC對環境不穩定度的影響不明顯。

低對流層之氣旋式渦度及水平輻合均有利於MCC之形成與發展，唯當MCC達成熱後，此種低對流層之條件則變得較不重要。500 mb之正渦度平流有利於MCC形成與增強，但其渦度場本身在MCC演變過程中並不重要。高對流層輻散為MCC形成與增強的重要條件，而伴隨MCC之高層外流似可加強環境風場之輻散。MCC之生成期至加強期各層均為上升運動，達成熱後，各系統之垂直運動之結構不同，其中一個MCC個案顯示，其垂直運動分布與美國所觀測到的MCC相似，具有高層上升低層下沉之結構。

關鍵詞：中尺度對流複合體，穩定度，輻散度，渦度，外流，分流，正渦度平流

一、前言

Maddox (1980) 分析美國暖季(3至9月)之GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) 紅外線衛星雲圖，發現有直徑500—1000公里之有組織且持續的中尺度對流系統，經常發生在美國中部和東部。此種有組織的對流系統稱之為中尺度對流複合體(Mesoscale Convective Complexes; MCC)，其平均生命期~16.5小時，當發展後約按700~500 mb 平均氣流運行。大部份MCC在下午以後才發展至最大範圍，而持續至次日早晨時間。因此，MCC被視為導致美國中部夜間雷雨

與暴洪最大頻率之主要系統(Wallace, 1975; Maddox et al., 1979)。

華南及台灣鄰近地區在初春及梅雨季亦有類似美國中部之MCC，尤其梅雨季內此種天氣系統更經常發生，並可導致台灣地區豪雨(陳, 1986)。陳等(1986)利用1981—1983年5—6月梅雨期(Geostationary Meteorological Satellite; GMS) 衛星雲圖，分析華南及西太平洋地區Meso- β 尺度以上之中尺度對流系統(Mesoscale Convective Systems; MCS)的氣候特徵。發現，梅雨期MCS之延時與美國暖季

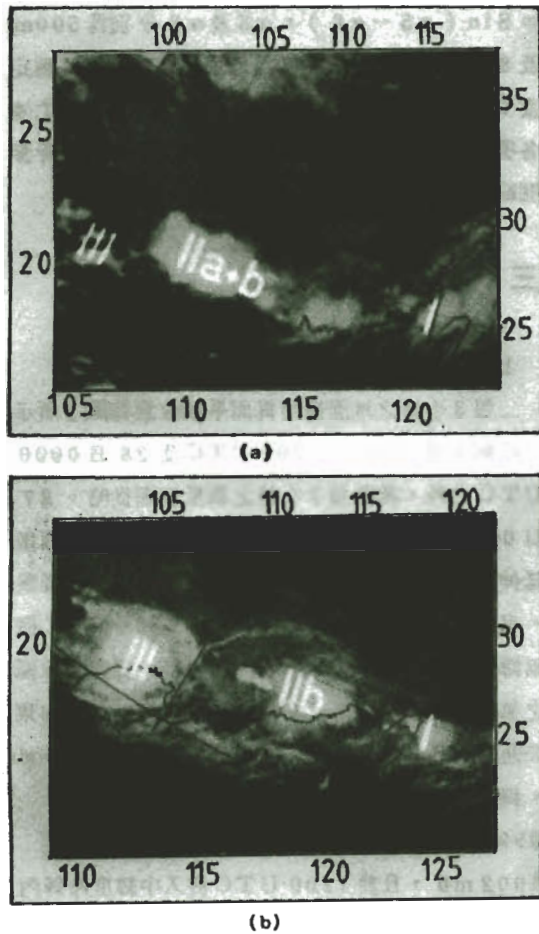


圖 1：GMS 衛星紅外線雲圖，1981 年 5 月 (a) 27 日 1200 UTC，(b) 28 日 0000 UTC。圖中 I，II_{a+b}，II_b 及 III 分別為 MCC I，MCC II_{a+b}，MCC II_b 及 MCC III。

之 MCC 相近，MCS 之生命期與其水平尺度成正相關且隨季節之演進而增強，為一熱力驅動之天氣系統；因太陽加熱而使陸上之 MCS 初生期頻率在午後達最高峯，而認為雲區與非雲區之輻射差異使海上與陸上 MCS 之加強期及 / 或成熟期頻率之清晨最大。

1981 年 5 月 27 ~ 28 日有三個有組織且生命持久之中尺度對流複合體發生於華南地區。在此三個 MCCs 移動過程中，導致台灣中、北部和華南地區豪雨。其中之一自接近至登陸台灣期間，在

其中心附近造成每小時 50 公厘以上之豪雨，尤其在 28 日 0200 UTC 及 0500 UTC 分別在新竹（88.7 公厘）和台中港（69.0 公厘）造成破紀錄的時雨量（紀和陳，1984），而引發桃竹地區“五二八水災”。此三個複合體係伴隨低層鋒面低壓之 MCC I，鋒面雲系與雲南一帶之對流雲區交互作用而成之 MCC II a + b 及中南半島一帶對流雲組織發展而成之 MCC III（參見圖 1）。此三個案之運動路徑如圖 2。

國內氣象學者近二十年來對於有關豪雨問題的分析與研究已有相當多的成果。但這些研究主要偏重在地面降水之統計或大尺度環流的探討。雖然使我們對於豪雨的一些問題獲得了解及梅雨氣候特徵有較多認識。但對於導致梅雨期豪雨之中尺度對流系統之生命期、結構、綜觀條件及動力過程缺乏了解（陳，1983；1985；1986）。顯然，要增加豪雨的預報能力，以減少所帶來的損失，必須對所伴隨的中尺度對流系統增加了解。因此，本文選取上述三個個案進行詳細之診斷分析，主要目的在了解此三個中尺度對流複合體演變過程之環境條件及其對環境條件之影響，並試圖辨認這些系統的可能強迫機制。

二、資料與分析過程

本文所選取 1981 年 5 月 27 ~ 28 日發生於華南地區之三個 MCC 之標準係採用 Maddox（1980）所訂者，唯其中之一雖未達 MCC 條件，但其生命期長達十餘小時以上，且導致桃竹地區之豪雨，故亦視同 MCC 個案。主觀分析 5 月 27 日 0000 UTC 至 28 日 1200 UTC 之每 3 小時地面天氣圖及每 12 小時之高空綜觀天氣圖，並以 120 公里網格間距計算 16 ~ 36°N；98 ~ 128°E 範圍內之渦度、輻散度和垂直速度等運動參數，垂直相當位溫梯度及穩定指數（總指數，K 指數及 SWEAT 指數）等熱力參數。海洋及青藏高原區資料較為缺乏分析較難，需藉鄰近較多資料區域分析之助，分析結果代表性較差。唯本文所研究之

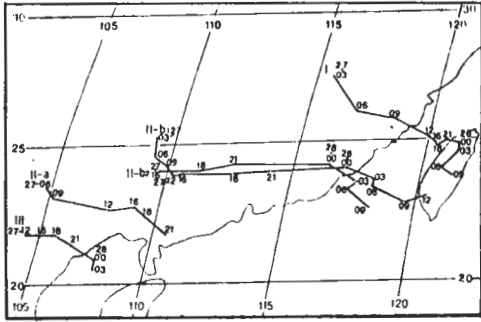


圖 2：1981 年 5 月 27~28 日三個 MCC (I , II_{a+b} , III) 對流系統中心軌跡，數字為 UTC 。

三個 MCCs 場位於華南及台灣之資料較多區，因此對於系統演進之詮釋應有相當的可靠性。所得結果均經 9 點修勻法，以去除分析誤差導致小尺度雜波。

垂直速度之計算係運用運動學法，以積分連續方程式求得。為解決因觀測之累積誤差，利用 O'Brien (1970) 之方法調整水平輻散及垂直速度。以絕熱法求得 100 mb 之垂直速度作為上邊界，下邊界與 Chen and Tsay (1977) 處理方式相同，考慮近地層內山脈地形效應及摩擦作用，並以 850 mb 作為下邊界。上邊界處理因該期內平均對流層頂約在 100 mb 以下，此假定應屬合理；下邊界處理因此層高度與研究範圍內之平均地形高度相當。

本文所分析之穩定指數包括總指數 (TTI = T850 + Td850 - 2T500)、K 指數 (KI = T850 - T500 + Td850 - (T - Td) 700) 及 SWEAT 指數 (Severe WEATHER Threat Index ; SI)。SI 之定義如下 (Miller , 1972)。

$$SI = 12 \frac{Td850}{(a)} + 20 \frac{(TTI - 49)}{(b)} +$$

$$\frac{2f8 + f5 + 125(s + 0.2)}{(c) \quad (d) \quad (e)}$$

上式 Td 為 850 mb 露點溫度 (°C)，f 8 及 f 5 分別為 850 mb 及 500 mb 風速 (Kt)，S

= Sin (α 5 - α 8)，α 5 及 α 8 分別為 500 mb 及 850 mb 風向，式中(a)為低層濕度項，(b)為穩定度項，(c)和(d)為動力項，(e)為風切向。因上式右邊各項必須為正，因此各項均有限制，其限制條件參閱紀和陳 (1986)。

三、結果

1 地面形勢及衛星雲系分析

每 3 小時之地面梅雨鋒面系統位置如圖 3 所示。除圖 1 所示 27 日 1200 UTC 及 28 日 0000 UTC 之外，其餘每 3 小時之衛星雲圖從略。27 日 0000 UTC 梅雨鋒面由江西之低壓中心向西南延伸經湖南至貴州境內之低壓。雲帶在低壓區發展，唯較強之雲系位於梅雨鋒北緣。0300 UTC 梅雨鋒面低壓強度不變但以較快速東移，雲貴高原區之氣壓系統變化不大。0600 UTC 梅雨低壓向東快速移動且其強度不變。廣西低壓加深至 1000 mb，鋒面雲系尚在鋒後，雲南地區之對流雲加強。0900 UTC，梅雨低壓移至浙江沿海並加深至 1002 mb，且於 1200 UTC 併入中緯度冷鋒內。此時雲貴地區之氣壓梯度加大，低壓區擴至嶺南丘陵，梅雨鋒面雲系與雲貴區之對流雲產生交互作

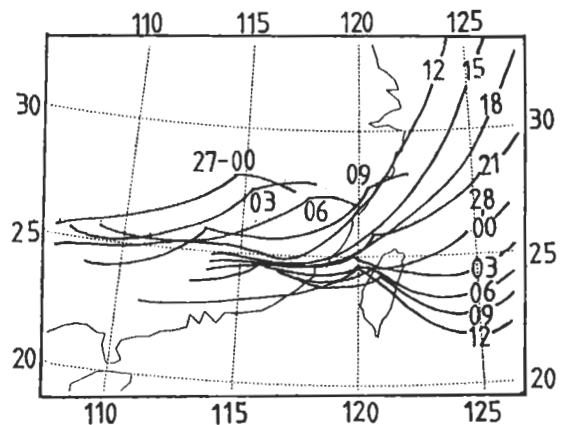


圖 3：1981 年 5 月 27 日 0000 UTC 至 28 日 1200 UTC 每三小時之地面梅雨鋒分布。

用致急速發展(圖1a)。

27日1200 UTC鋒面由黃海南部向西南延伸經福建沿海後西伸至華南,此時對流雲系位於鋒前並加強,並演變成三個MCC系統(圖1),分別位於台灣海峽北部(MCC I),廣東沿海及廣西境內(MCC II a + b)。另在MCC II a + b西方雲南及越南交界區亦有對流雲存在,後來加速發展成MCC III。1500 UTC,鋒面由濟洲島之低壓中心向西延伸經台灣北部海面至華南,120°E以東之鋒面為東北—西南走向,以西則呈東西走向。廣西境內MCC II a 減弱, MCC II b 接近鋒面強度維持。在MCC II a 西方之MCS已較具組織。MCC I 在台灣海峽北部之鋒前加強。1800 UTC,鋒面亦由濟洲島之低壓中心向西南延伸經台灣北部至華南,唯鋒面較接近台灣。此時,台中以北地區風向偏南, MCC I 在台灣北部繼續加強, MCC II a 繼續減弱。廣西境內之低壓與MCC II b 均東移至廣東, MCC II a 西方之MCS在低壓區加強並向東擴展。2100 UTC,台灣海峽鋒面上產生低壓擾動,之後此擾動並隨著鋒面在台灣海峽緩慢南移。MCC I 在台灣北部鋒面低壓前達成熟期,對流雲之最強部份在新竹沿海較近低壓處。MCC II b 沿著鋒面東移並達成成熟期, MCC III 籠罩雲南、廣西及越南三區亦達成成熟期。

28日0000 UTC,鋒面移至宜蘭新竹連線以南並西伸至華南,低壓尚位於台灣海峽北部,台灣西部為氣旋式環流區,但北部地區氣流呈輻散形式,鋒後轉為東風, MCC I 在台灣北部鋒區,唯最強部份在鋒後輻散區而開始減弱。另在新竹沿海之低壓區及梧棲近沿之氣旋式環流區發生兩個Meso- β 尺度之MCS。MCC II b 仍沿鋒面移動,唯所在區氣壓升高,強度已開始減弱。MCC III 所在區之氣壓亦升高,唯距鋒面較遠且減弱較速。0300 UTC,地面低壓移至新竹西南海外, MCC I 尚在鋒區, MCC II b 亦在鋒區移動並移入氣旋區再度加強。MCC III 雖在廣西低壓區但快速減弱。0600 UTC,低壓移至新竹以南、梧棲以東地區, MCC I 仍在鋒區, MCC II b 在鋒前

氣旋式環流區加強, MCC III 則消失於華西低壓區。0900 UTC,低壓北移至新竹近海, MCC I

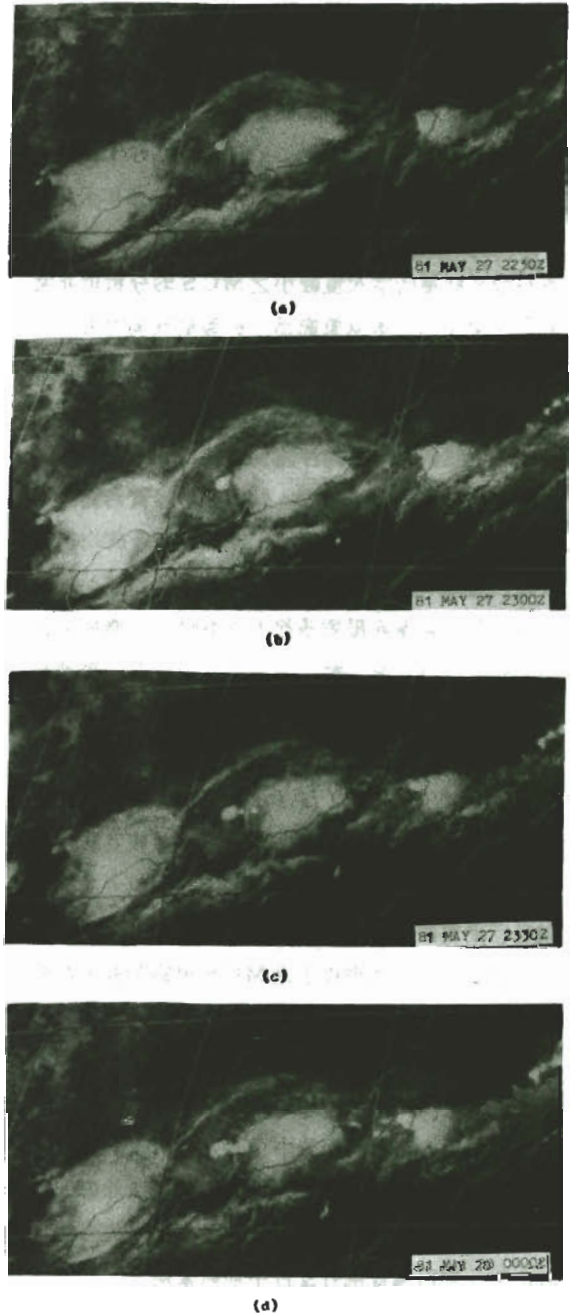


圖4: 1981年5月27日(a) 2230 UTC, (b) 2300 UTC, (c) 2330 UTC及(d) 28日 0000 UTC之GMS 衛星紅外線雲圖。

雖尚在鋒面區，但距低壓甚遠，且在其上游之台灣區氣流呈輻散，似已切斷水汽供應而使該系統加速減弱。MCC II b 在鋒前，減弱較慢。1200 UTC，低壓又移回台灣海峽北部而近似滯留，MCC I 和 MCC II b 在海峽區之低壓與台灣東南方之準滯留中尺度低壓間之微弱高壓脊區消散。

每3小時之衛星雲圖雖然在分析中尺度對流系統已十分有用，但對於如28日0000 UTC前後發生於台灣西部沿海之兩個水平尺度~50公里生命期數小時之MCS則無能為力。每半小時之衛星資料對於此種時空尺度較小之MCS的分析則非常有用。圖4為日本氣象廳為分析衛星風場所用之1981年5月27日2230 UTC至28日0000 UTC每半小時觀測一次之GMS衛星雲圖。圖4 a 顯示，三個MCC均伴隨弧形線(arc lines)，唯在台灣區者較不清晰，此種弧形線實乃對流系統外流邊界引發之對流顯現，顯然三個系統均已經成熟階段。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。此時台灣海峽中部弧形線上已有一範圍甚小之深對流雲存在，另在廣東地區之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4 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。前方之弧形線已移至台灣海峽中部，其對流雲且已更為發展。27日2330 UTC(圖4 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4 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分別為導致桃竹及台中地區豪雨。

2 高空形勢

如前所述，本文興趣的主要對流雲系均在27日0000 UTC之後發展，為節省篇幅，故27日0000 UTC之高空天氣圖從略。此時850 mb及

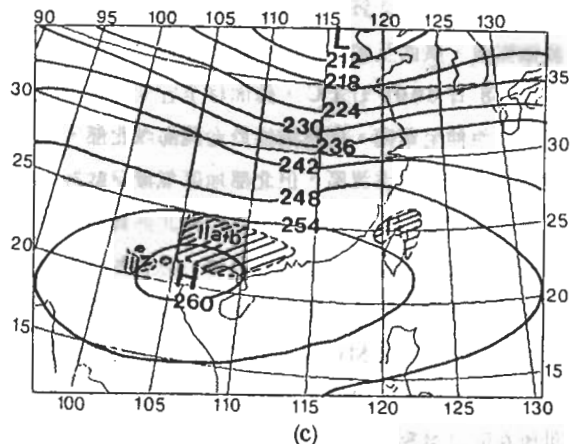
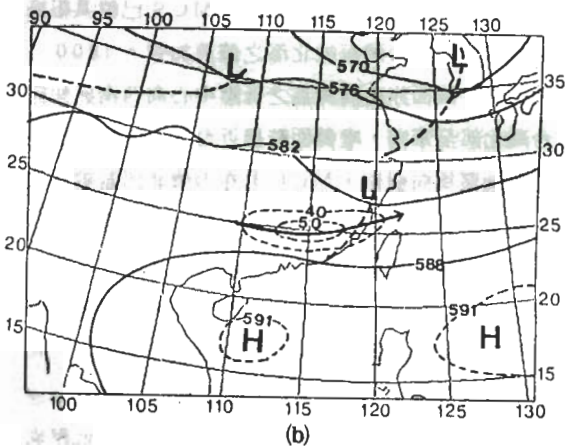
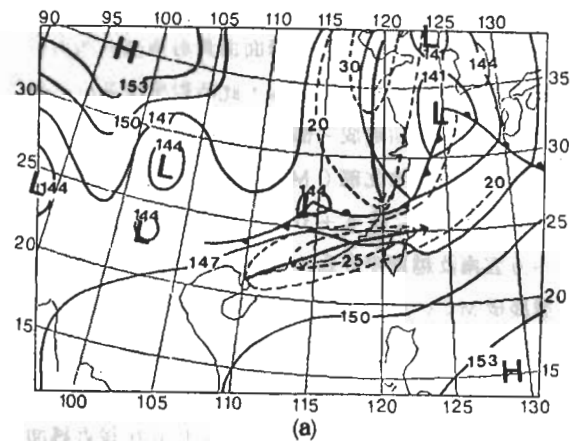


圖5：1981年5月27日1200 UTC天氣圖，(a) 850 mb，(b) 500 mb，(c) 200 mb。虛線為等風速線(Kt)，粗實線箭頭為強風軸，斜線區為MCC。

700 mb 之低壓均位於長江口，冷鋒（槽線）由中心向西南延伸經湖南至雲南，鋒（槽）前存在之 ≥ 30 kt 之高溫、高濕西南風（低層噴流），鋒後（槽北）則為較弱之偏北風。500 mb 短波槽位於青藏高原東北側， ≤ 10 kt 之最小風速區在青藏高原東側及四川盆地。300 mb 及 200 mb 之高壓均位於中南半島附近，華南地區分流明顯。

27 日 1200 UTC，850 mb（圖 5 a）鋒面已以 13.0 ms^{-1} 快速移至台灣海峽北部並西伸至廣西境內，鋒前低層噴流亦南移但稍減弱， ≥ 30 kt 之最大風速區在台灣北部至福建一帶，且在福建沿海一帶略呈反旋式彎曲並與華東沿海南下之西北流在台灣海峽北部造成風向輻合。700 mb（圖未示），槽線幾與 850 mb 鋒面平行唯稍偏北，低層噴流亦南移至台灣中部以北至浙江南部地區。

500 mb（圖 5 b），原在青藏高原東北側之短波槽已快速移至福建沿海，噴流條亦由貴州、湖南地區東移至江西及福建地區。300 mb（圖未示）及 200 mb（圖 5 c）顯示，廣東至台灣地區有明顯的分流。300 mb 噴流條由青藏高原東南側向東移至江西、湖南及貴州一帶並加強（ ≥ 65 kt）。此時，MCC I 移至台灣海峽北部之中低對流層槽前並在高對流層（300~200 mb）之速度輻散及分流區加強，MCC II a 和 MCC II b 在廣西境內之低層鋒前合併。MCC II a 已達成熟期，該區高對流層分流不明顯，之後此系統向東南移動遠離鋒區而減弱，MCC II b 則在鋒區附近沿鋒面東移進入高層分流區而加強。

28 日 0000 UTC， 120°E 以東之 850 mb 鋒面（圖 6 a）及 700 mb 槽線（圖未示）向東南移動，以西近似滯留。850 mb 之微弱中尺度低壓在鋒面上形成，鋒前西南風減弱。700 mb 強風帶由東海地區東移亦減弱（ ~ 30 kt）。500 mb（圖 6 b），短波槽已東移至東海及台灣海峽北部，噴流條移至台灣東北部海面。300 mb（圖未示）及 200 mb（圖 6 c）速度輻散和分流在台灣至廣東沿海一帶，唯較 12 小時前為弱，300 mb 之噴流條東移至浙閩沿海而減弱。此時三個 MCC

均在三小時前（27 日 2100 UTC）達最強後開始減弱，但其在環境不同。MCC I 和 MCC II b 位於低層（850~700 mb）鋒前之高溫、高濕

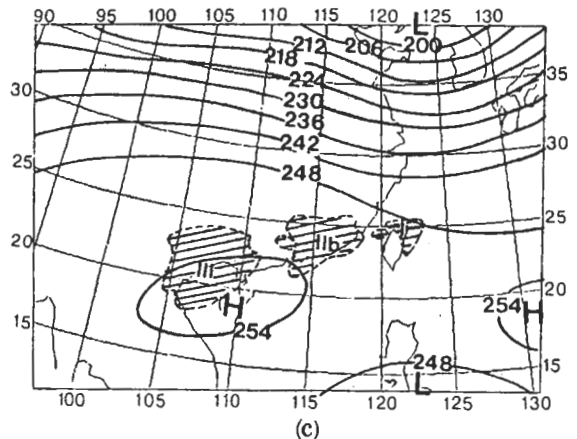
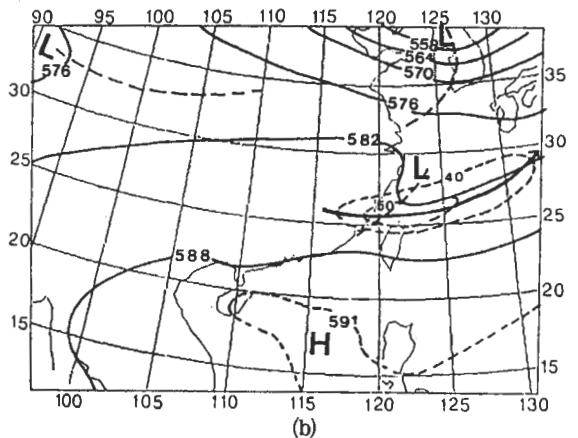
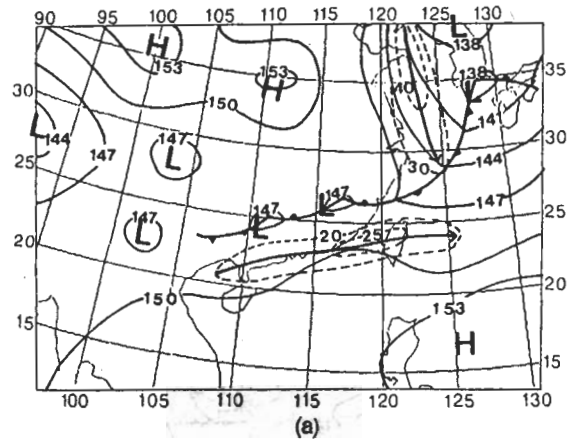
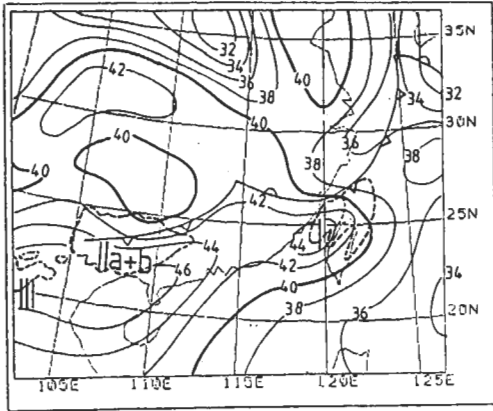
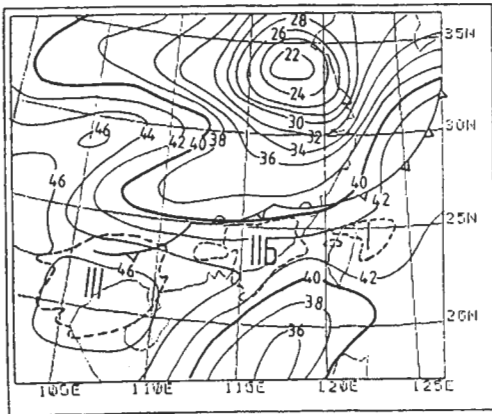


圖 6：同圖 5，但為 1981 年 5 月 28 日 0000 UTC。



(a)



(b)

圖 7：1981 年 5 月 (a) 27 日 1200 UTC，(b) 28 日 0000 UTC 之總指數分布，粗實線為總指數 40，虛線為 MCC。

西南風區，MCC I 並在 500 mb 短波槽前及強風軸南側，MCC II b 則在強風帶入區右側和高層 (300~200 mb) 分流區內，MCC III 區高層分流不明顯。

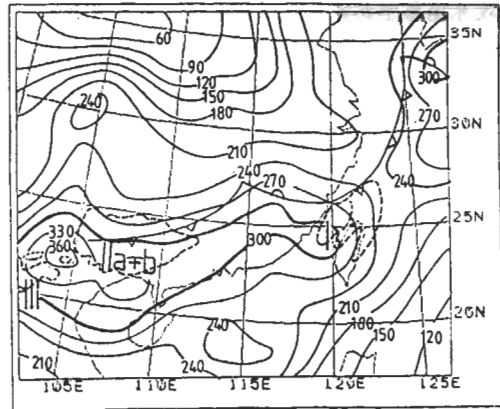
28 日 1200 UTC (圖未示)，120°E 以東之 850 mb 鋒面及 700 mb 槽線繼續向東/東南移動，以西則北退。500 mb 在臺灣及華南鄰近地區已無明顯的槽脊系統，300 mb 及 200 mb 台灣地區已無分流現象，且轉為微弱的速度輻合或輻散。

3 穩定度

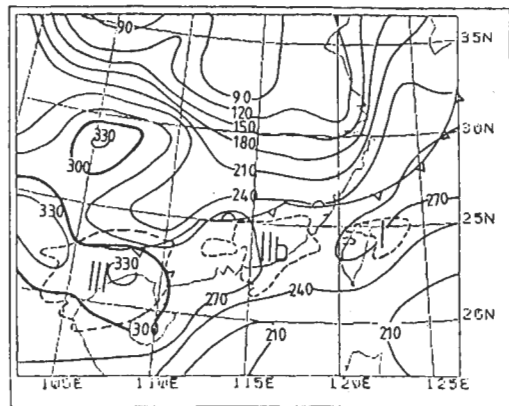
(1) 總指數及 K 指數

27 日 0000 UTC (圖未示) 總指數與 K 指數最大軸線幾與 850 mb 鋒面及 700 mb 槽線平行而稍偏南。鋒面雲帶及在雲南區之對流雲在高指數軸線區形成。27 日 1200 UTC，總指數 (圖 7 a) 及 K 指數 (圖未示) 最大軸線由台灣東北方海面向西南延伸經華南沿海至越南北部，MCC I 在台灣海峽北部之高指數區加強，MCC II a 和 MCC II b 在廣西省之相對高指數區合併，MCC II a 並達成熟期，MCC III 在越南西北部之高指數區形成。

28 日 0000 UTC，總指數 (圖 7 b) 和 K 指數 (圖未示) 之最大軸線稍向南移，由台灣東方

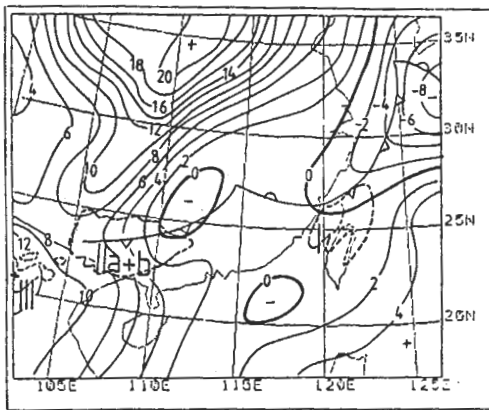


(a)

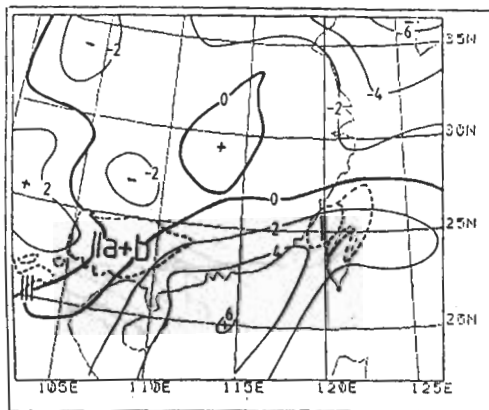


(b)

圖 8：同圖 7，但為 SWEAT 指數，粗實線為 SWEAT 指數 300。



(a)



(b)

圖9：1981年5月27日1200 UTC 垂直相當位溫梯度分布 ($^{\circ}\text{C}/100\text{mb}$)，(a) 850 ~ 700mb，(b) 700 ~ 500mb。粗實線為0垂直相當位溫梯度線，虛線為MCC，正值為不穩定區，負值為穩定區。

海面向西南西延伸經台灣中北部、華南沿海至中南半島。MCC I 及 MCC II b 分別在台灣地區及廣東沿海之高指數區減弱，MCC III 在越南、廣西及雲南交界附近高指數地區減弱。28日1200 UTC (圖未示) 總指數及K指數之最大軸線由台灣東方海面西伸經華南至雲南，MCC I 和MCC II b 在台灣東方海面和台灣海峽之高指數區消散。

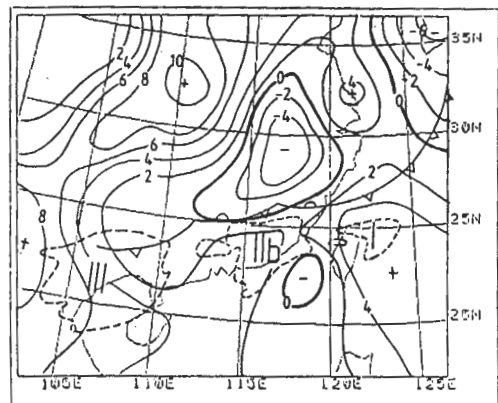
(2) SWEAT指數

27日0000 UTC (圖未示)，SWEAT

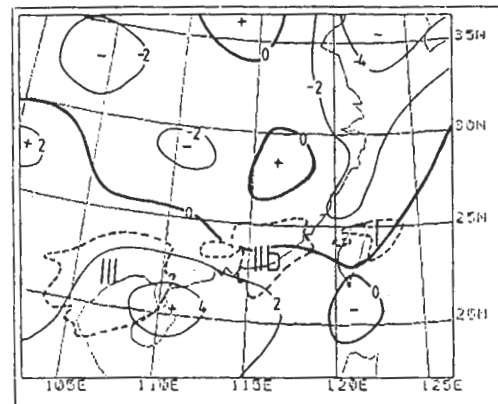
指數之分布型態與總指數和K指數者相近，雲系在高指數區形成。27日1200 UTC (圖8 a)，最高指數軸線由台灣西伸經華南至雲南。MCC I 在台灣海峽之高指數區加強，MCC II a 和MCC II b 在廣西境內之高指數區合併。MCC III 在越南西北部之高指數區形成。28日0000 UTC (圖8 b)，高指數軸線仍由台灣東方海面西伸經華南至雲南，但指數值已較12小時前為小，此三個MCC均已開始減弱，唯尚在高指數區。28日1200 UTC (圖未示)，高指數軸線位置少有變化，但指數值再度減弱，MCC I 和MCC II b 在台灣鄰近地區之較高指數區消散。

(3) 垂直相當位溫梯度

圖9及圖10為1987年5月27日1200

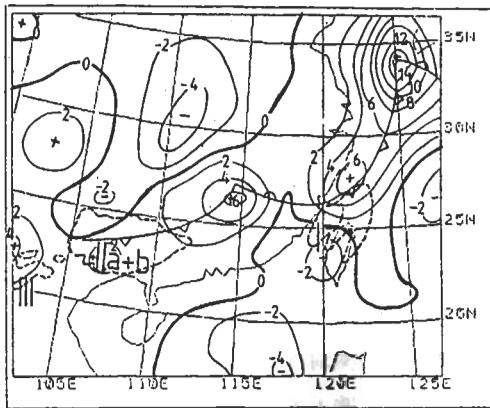


(a)

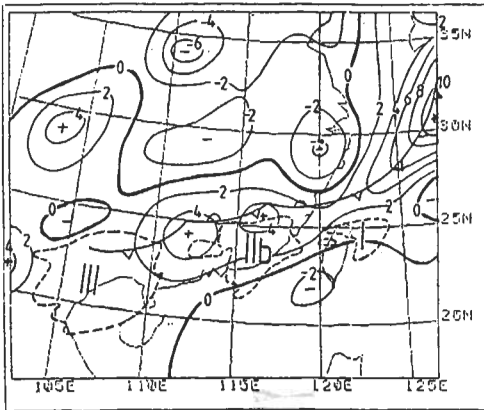


(b)

圖10：同圖9，但為1981年5月28日0000 UTC。



(a)



(b)

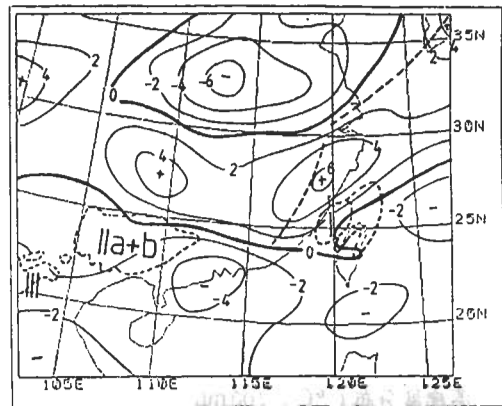
圖 11：850 mb 渦度分布 ($\times 10^{-5} S^{-1}$)，
1981 年 5 月 (a) 27 日 1200 UTC，(b) 28 日
0000 UTC。粗實線為 0 渦度線，虛線為
MCC。

UTC 及 5 月 28 日 0000 UTC 之低對流層 (850~700 mb) 及中對流層 (700~500 mb) 之垂直相當位溫梯度。在此正值表對流不穩定，負值表對流穩定，而 0 則表中性穩定。

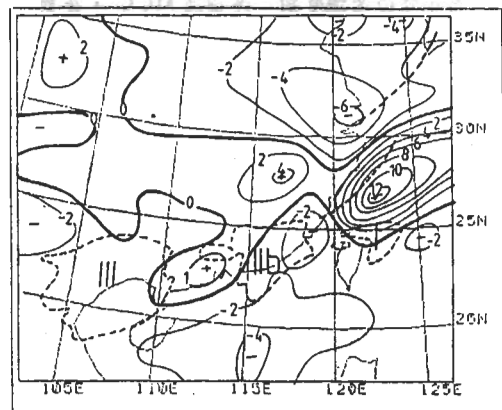
27 日 0000 UTC 垂直位溫梯度分布 (圖未示) 顯示，MCC I，MCC II a 及 MCC II b 生成區 700 mb 以下為微弱潛在不穩定或穩定，同一地區中層 (700~500 mb) 則呈現對流不穩定，而 500 mb 以上為穩定大氣。27 日 1200 UTC (圖 9)，MCC I 移至台灣海峽北部，MCC II a 及 MCC II b 在廣西合併，此兩 MCC 之主要雲系

範圍在深厚潛在不穩定區內增強。此時 MCC III 在越南西北部生成，移向東南方之不穩定區而急速發展。28 日 0000 UTC (圖 10)，MCC II a 消散，MCC I 及 MCC II b 均移向較 12 小時前更強之低層 (1000~850 mb) 不穩定區，MCC I 在 3 小時前達最盛期且已開始減弱。MCC II b 在中低對流層之微弱潛在不穩定區或微穩定區開始減弱。MCC III 在 500 mb 以下之潛在不穩定大氣裏達最盛期，並開始減弱。28 日 1200 UTC (圖未示)，MCC I 在 1000~700 mb 之潛在穩定大氣內消散，而 MCC II b 在 1000~850 mb 之潛在不穩區內消散。

4. 渦度與輻散度

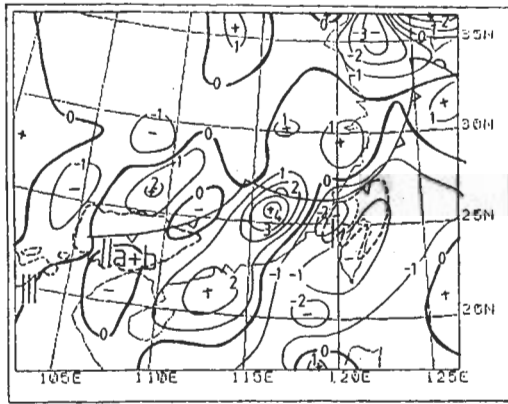


(a)

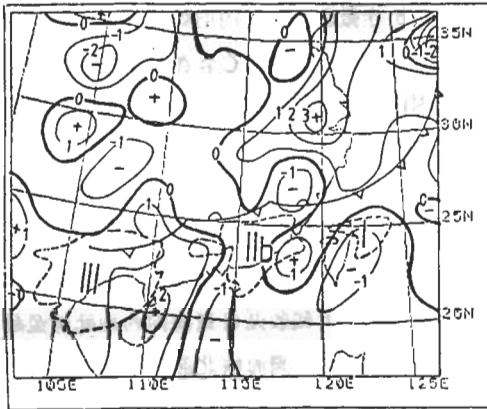


(b)

圖 12：同圖 11，但為 500 mb。虛線為 500 mb 槽線，封閉曲線為 MCC。



(a)



(b)

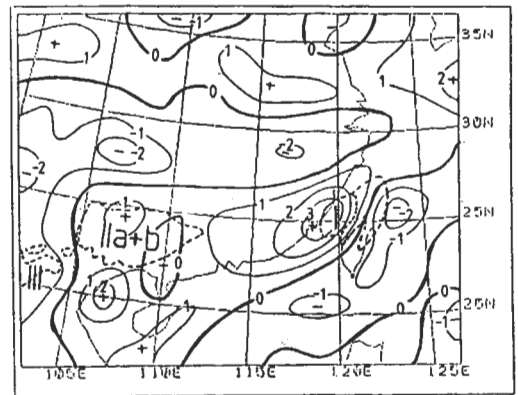
圖 13：850mb 輻散度分布 ($\times 10^{-6} S^{-1}$)，1981 年 5 月 (a) 27 日 1200 UTC，(b) 28 日 0000 UTC。粗實線為輻散度線，虛線為 MCC。

(1) 渦度

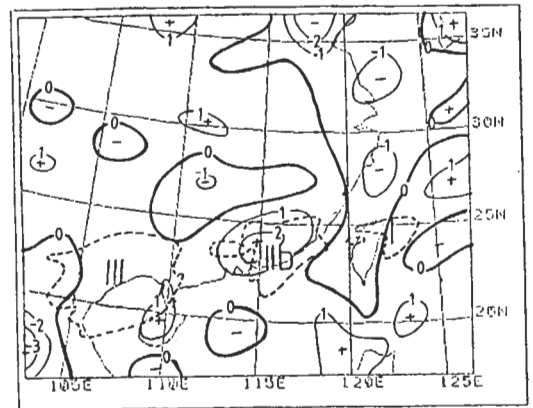
27 日 0000 UTC (圖未示)，850mb 氣旋式渦度除沿梅雨鋒面區外，並擴及中南半島。MCC I 和 MCC II 沿著最大氣旋式渦度區發展。27 日 1200 UTC (圖 11 a)，最大正渦度中心幾與鋒面低壓一致。MCC I 及 MCC II a + b 均位於較大之正渦度區，28 日 0000 UTC (圖 11 b)，最大正渦度軸線幾沿梅雨鋒面，自琉球西北方海面向西南延伸，經台灣北部海面至華南地區。MCC I 和 MCC III 達最盛期後在微弱之氣旋式渦度區開始減弱，MCC II b 在強氣旋式渦度區

亦開始減弱。28 日 1200 UTC (圖未示)，最大正渦度軸線由台灣東北方海面向西延伸經台灣至華南，MCC I 和 MCC II b 在微弱正渦度區內消散。

500mb 之相對渦度分布顯示，5 月 27 日 0000 UTC (圖未示) 正渦度中心位於短波槽前，MCC I 和 MCC II b 在短波槽前之最大正渦度平流 (Positive Vorticity Advection; PVA) 區形成。27 日 1200 UTC (圖 12 a)，MCC I 和 MCC II b 在微弱的 PVA 區加強，其所在區屬微弱之氣旋式或反旋式渦度；MCC III 在反氣旋式渦度區形成。28 日 0000 UTC (圖 12 b)，MCC I 剛過其成熟期並在微弱 PVA 區開始減弱，MCC II b 和 MCC III 則在微弱反旋

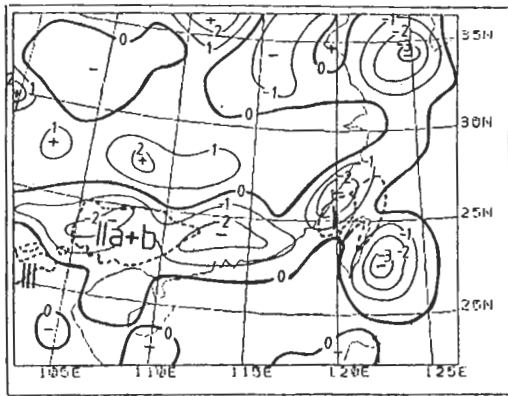


(a)

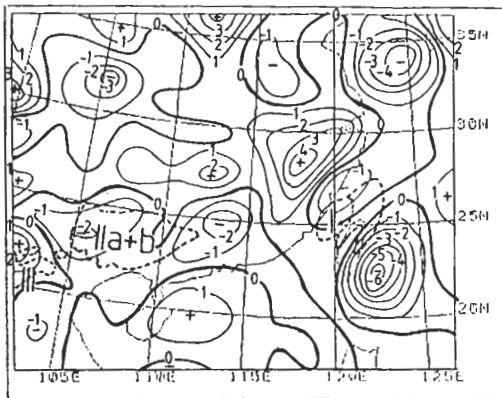


(b)

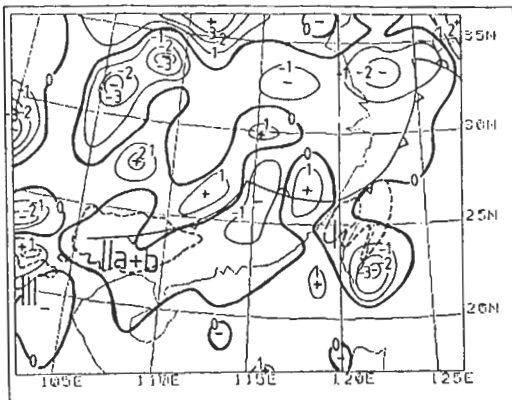
圖 14：同圖 13，但為 200mb。



(a)



(b)



(c)

圖15：1981年5月27日1200 UTC 垂直速度分布 ($\mu b s^{-1}$)，(a) 300 mb，(b) 500 mb，(c) 850 mb。粗實線為0垂直速度線，虛線為MCC。

式渦度區且無明顯的PVA情況下開始減弱。28

日1200 UTC (圖未示)，MCC在微弱的反旋式渦度區消散。

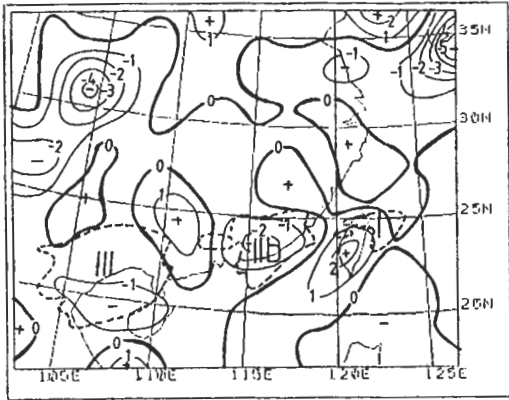
(2) 輻散度

27日0000 UTC，850 mb 輻散度 (圖未示) 顯示，最大輻合區沿鋒面分佈，並向西南擴展至中南半島北部，MCC I 和MCC II b 在輻合區發展。27日1200 UTC (圖13a)，MCC I 移至台灣海峽北部之輻合區而加強，MCC II a 和MCC II b 在微弱之輻散區內合併，MCC III 在微弱輻合區內形成。28日0000 UTC (圖13b)，MCC III 在輻散區開始減弱，同時，MCC I 和MCC II b 在微弱輻合區內開始減弱。28日1200 UTC (圖未示)，MCC 在微弱輻合/輻散區內消散。因此，MCC 顯然有在低對流層輻合區發展和加強之勢。

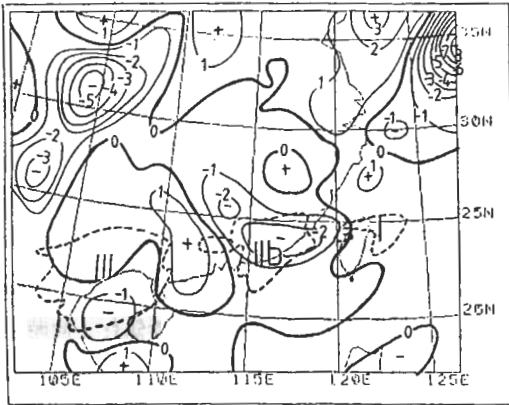
5月27日0000 UTC 200 mb 輻散度顯示 (圖未示)，輻散區遍及華南與東海，MCC I 和MCC II 在此輻散區內形成。27日1200 UTC (圖14a)，最大輻散區自東海向西南延伸至越南境內，最大中心在台灣海峽北部 ($\sim 3.0 \times 10^{-5} S^{-1}$) 及越南沿海 ($\sim 2.0 \times 10^{-5} S^{-1}$)。MCC I 在最大輻散區加強，MCC II a 及MCC II b 在輻散區合併。MCC III 在高層微弱輻合區形成，之後東移至高層輻散區而迅速發展。28日0000 UTC (圖14b)，MCC I 在微弱輻合/輻散區開始減弱，MCC III 移至弱輻散區內強度亦開始減弱。MCC II b 則與最大輻散區東移且輻散度加強，顯示高層風場已被此對流系統之高層外流所改變。28日1200 UTC (圖未示)，MCC 在微弱輻散區消散。

5 垂直速度

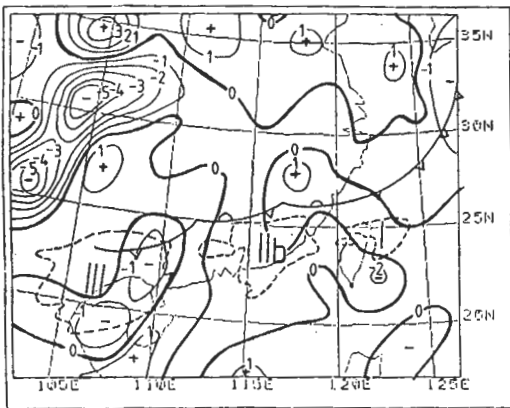
圖15及16為1981年5月27日1200 UTC及28日0000 UTC為850 mb，500 mb及300 mb 垂直速度分布。27日0000 UTC (圖未示)，各層之上升運動均發生在850 mb 鋒區及700 mb 槽區，而最大上升區在鋒前且向上增強至500 mb。MCC I 和MCC II b 在鋒面附近之上升區形成，MCC II a 在微弱垂直運動區形成。



(a)



(b)



(c)

圖16：同圖15，但為1981年5月28日0000 UTC。

27日1200 UTC (圖15)，台灣海峽北部、廣東及廣西地區各層均為上升運動，其強度由低層向上增強至300mb，另一低層(850~700mb

)上升運動區在越南西北部，該區500mb以上為下降。MCC I 在台灣海峽北部之上升區加強，MCC II a 和MCC II b 在廣西上升區合併，MCC III 在低層上升區形成。

28日0000 UTC (圖16)，廣東鄰近地區及東京灣，各層均為上升運動，且廣東地區之上升運動自低層向上增強，至500mb / 300mb 達最強，唯上升速度較12小時前(27日1200 UTC)稍弱。台灣東南方海面之850mb 為上升運動，其值隨高度減弱，至500mb 轉為下降運動，下降運動至300mb 達最大值。MCC I 在台灣北部之下降區減弱，MCC II b 在廣東之上升區亦開始減弱，但與300mb 之最大上升運動區一致。MCC III 則在中低對流層上升/下降區減弱。28日1200 UTC (圖未示)，台灣鄰近地區之850mb 及300mb 為微弱上升，700mb 及500mb 為下降運動，MCC I 和MCC II b 在該區消散。

5月27日1200 UTC，台灣東南方出現最大上升速度，其值由850mb 向上增加至500mb (見圖15)。該區雖有強盛之上升氣流，但卻無顯著的天氣(見圖1a)。地面天氣圖顯示，該區有環流甚好之中尺度低壓(圖未示)，且向上發展，850mb (圖5a) 及700mb (圖未示) 均有低壓槽，500mb (圖5b) 低壓槽雖不明顯，但尚有氣旋式曲率及速度輻合，300mb 已呈分流。因此，該區之中低對流層上升運動似屬合理。本文所計算之垂直運動乃積分連續方程再經校正而得，加上該區探空站太疏，不易獲得很好的風場資料。因此，某種程度的垂直累積誤差無可避免。唯該區之上升速度值在低對流層應有相當程度的可靠性，但其可靠性可能向上減小。

為說明伴隨MCC 不同生命階段之垂直速度結構，選取由23°N，102°E 約向東延伸至24°N，127°E 之東西剖面。此剖面經過此三個MCC 之不同生命階段，如圖17所示。27日0000 UTC (圖未示)，中低層上升運動分布在I = 5 ~ 12，MCC II a 在此上升區形成。27日1200 UTC (圖17a)，主要對流系統範圍皆屬上升運

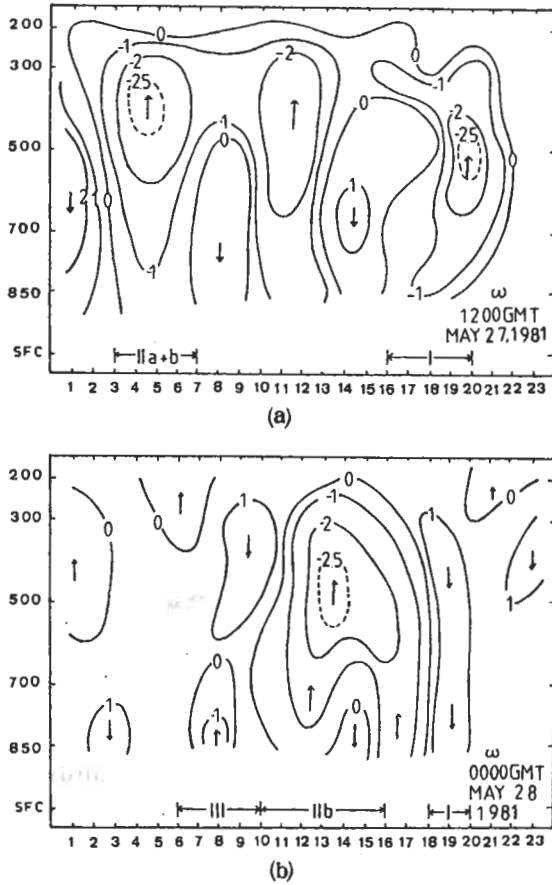


圖 17：垂直速度之垂直剖面分布 ($\mu \text{ b s}^{-1}$)，1981 年 5 月 (a) 27 日 1200 UTC，(b) 28 日 0000 UTC。剖面為由 23°N ， 102°E 約向東伸至 24°N ， 127°E 。圖內 I，II_{a+b}，II_b，III 分別代表 MCC I，MCC II_{a+b}，MCC II_b 及 MCC III，X 軸之數字表網格點，網格間距為 120 公里。

動，而下降運動位於對流之外圍環境。MCC I 在上升運動區加強，該區最強上升運動約在 500 mb 處 ($I = 16 \sim 20$)，MCC II 在 $I = 3 \sim 7$ 之上升氣流區達成成熟期，該區之最大上升運動在 300 mb 左右。環境區之最大下降運動約在 700 mb。在 $I = 10 \sim 13$ 之上升運動則伴隨廣東地區之中尺度對流系統 (MCS)，此生命短暫之 MCS 不在本文興趣範圍。28 日 0000 UTC (圖 17 b)

，雖然所有的 MCC 均已開始減弱，但它們卻具有不同之垂直運動結構：MCC III 區為上層下降運動與下層上升運動；MCC I 區則整個對流層均為下降運動，MCC II 區則為上層上升運動與下層下沉運動，此與 Maddox (1983) 的美國 MCC 合成個案消散期之結構相似。在 MCC II 上空有組織之上升運動與高層之輻散場一致。28 日 1200 UTC (圖未示)，伴隨 MCC 之垂直運動減弱，MCC 在下沉運動區消散。

四、討論

MCC I 和 MCC II b 於 5 月 27 日 0000 UTC (圖未示) 發生於地面低壓區、低層鋒面 (地面至 850 mb) 與 700 mb 槽之北緣及中層 (500 mb) 短波槽前。此時，850 mb ~ 700 mb 鋒前盛行西南風，並具有氣旋式渦度和擾動輻合及大範圍的上升運動，高對流層 (300 ~ 200 mb) 之速度輻散及分流與不穩定度等條件。同時，在貴州至湖南及青藏高原東北側分別有 500 mb 及 300 mb 之噴流條。MCC I 和 MCC II b 雲系，於 27 日 1200 UTC 南移至鋒 (槽) 前並加強，MCC II b 且與由雲南地區東移之 MCC II a 在廣西合併，MCC II a 並達成成熟期。此時，MCC III 在雲南與越南交界形成。MCC I 則位於低層最大風速區前緣、中、高層噴流條出區右側與高層分流區、低層鋒面擾動輻合與氣旋式渦度、中低層上升運動及深厚之潛在不穩定區。此區之風場除 850 mb 噴流風速稍減弱外，700 ~ 300 mb 之風速增強，且高層分流更為明顯。MCC II a + b 所在區雖無伴隨低層噴流及明顯的高層分流，但在中、高層噴流條入區右側，同時亦具有前述諸多有利環境條件，唯強度稍弱。MCC III 形成區之穩定度不大，且僅具有微弱之低層輻合及上升運動，之後東移進入有利之環境條件區而加速發展。此時，MCC II a 已達成成熟期，之後則遠離上述有利條件而減弱，MCC II b 則東移進入有利區而加強。因此，地面至 700 mb 之低對流層鋒面及低壓擾動輻合，850

mb ~ 700 mb 強盛西南風攜帶不穩定暖濕空氣，500 mb 短波槽移近提供中低層對流動力強迫上升運動以釋放不穩定度，以及 300 ~ 200 mb 高對流層之速度輻散 / 分流一致配合，似為促使對流系統加強之主要綜觀環境條件。此與陳等 (1982) 分析 1981 年 3 月 13 ~ 15 日之中尺度對流個案之結果一致。美國地區 MCC 發展亦有類似的舉升機制，如低層鋒面擾動輻合 (Maddox, 1983)，中層短波槽 (Maddox, 1981) 及低層噴流等。

28 日 0000 UTC，此三個 MCC 分別移至台灣北部、廣東及廣西鄰近地區且均於三小時前達成成熟期後開始減弱。但三個系統所處之環境條件不同，MCC III 所在區已缺少上述有利條件，且遠離鋒面區而快速減弱，並於 28 日 0600 UTC 消散。MCCI 和 MCC IIb 均位於鋒區及伴隨上述有利環境，唯程度稍弱。28 日 1200 UTC，MCC 所在區已無上述之有利條件而消散。因此，當對流系統所經之地區，若此等有利條件之強度變化不大，則雲系強度將維持而不至於快速減弱 (如 MCC I, MCC IIb)。反之，若移至有利條件較弱區或不利環境區則強度減弱甚至消散 (如 MCC IIa 及 MCC III)。由此等對流系統之生命期觀之，伴隨鋒面低壓及鋒面形成之 MCC，達 MCC 強度之生命期 (MCC I 為 18 小時，MCC II 為 15 小時) 遠比無伴隨此等現象之 MCC (如 MCC III) 之生命期 (7 小時) 為長。足見低層鋒面低壓與鋒面帶之擾動輻合，低層噴流與高層分流及氣旋式渦度在維持 MCC 強度上扮演十分重要角色。

地面天氣圖顯示，5 月 27 日 2100 UTC，中尺度鋒面低壓沿著梅雨鋒面在台灣海峽形成，使鋒前台灣海峽區西南氣流加強，台灣西北部地區因地形摩擦效應導致局部輻合而使 MCC 加強。此外，因台灣東南方之準滯性中尺度低壓與其西北方梅雨鋒面 (低壓) 間之台灣地區形成一中尺度高壓 (高壓脊)，其反旋式氣流與鋒 (低壓) 前之西南氣流在桃竹地區造成輻合，亦為導致 MCC I 加強及 5 月 28 日桃竹水災之 MCS 機制之一。但若此高壓之

輻散氣流位於系統之上游 (西方)，則可切斷西南來之暖濕空氣而使系統減弱 / 消散。因此，台灣地區之中尺度高壓在 MCC 之成長過程中似亦扮演相當重要的角色。

MCC I 在高層噴流條出區右側不利於對流雲發展的地區加強，但其雲系分布在最大風速區之出區前緣速度輻合區 (見圖 5a 及 c)，顯見低層強迫作用較伴隨噴流條之垂直次環流重要。當系統開始減弱時，MCC I 和 MCC IIb 均位於低層強風之出區前緣，且分別位於高層噴流條之出區右側及入區左側。系統雖開始減弱，但尚維持強烈的對流，顯然低層噴流之出區前緣與高層噴流條間為深對流有利區，此與 Maddox and Doswell (1982) 分析美國 1980 年 4 月 11 ~ 12 日個案相似。

穩定指數分析結果顯示，高指數區 (不穩定) 較有利於中尺度對流系統之生成，系統向高指數區移動則增強，若向低指數區移動則減弱，當 MCC 達成成熟期則與最高指數中心一致。因此，穩定指數之大小與分布，在對流雲系之成長與消散扮演著重要角色。然而所分析的三種指數，在 MCC 成長各階段中所顯示之型式有所不同。在雲系成長階段，雲系所在地，此三種指數均由初生期至成長 (成熟) 期增加。一旦雲系達成成熟階段及以後，則總指數與 K 指數尚有略增的現象，但 SWEAT 指數則逐漸減少，尤其在消散期，該指數下降更多。經分析各指數所包括各項，總指數與 K 指數均只含熱力項，故兩者所表現一致。然而，SWEAT 指數除含低層濕度項，穩定度項外，尚含有中 (500 mb) 低 (850 mb) 層風速項。低層風速項實包含輸送水汽之低層噴流。Chen and Yu (1988) 分析低層噴流與豪雨之關係，發現豪雨前 12 小時噴流平均為 20 ms^{-1} ，發生時減為 18 ms^{-1} ，發生後為 16.9 ms^{-1} ，此結果與 MCC 各生命階段內所伴隨 SWEAT 指數之變化一致。而總指數及 K 指數在消散期，指數增加可能因蒸發或增濕所致。顯然 SWEAT 指數，在分析 MCC 生命過程中遠比其他兩者為佳。

MCC 發生時之垂直相當位溫梯度顯示，部份

對流雲系發生於 850 mb 以下之低層穩定大氣，部份則在低層不穩定大氣中發生，此與曲和任 (1985) 之分析同。一旦 MCC 發生後，若向 500 mb 以下之不穩定大氣區域移行則加強，而在微弱之潛在穩定或不穩定環境中達最大強度或消散。可見環境穩定度在 MCC 演變過程中為一重要因素，但本文分析之 MCC 對環境不穩定度之影響並不明顯，此似意味大氣不穩度之恢復快速。

比較 MCC 之運動路徑 (圖 2) 及高空天氣圖 (圖 5 及圖 6)，MCC I 和 MCC IIb 之初生期似受 200 mb 氣流控制，當移至鋒前加強時，則沿著鋒面移動。MCC I 之移動似與台灣區 200 mb 之西北風有關，MCC IIb 沿著梅雨滯留鋒向東進行，華南地區中高層盛行偏西風，因此其移動方向受 500 ~ 300 mb 平均氣流控制。MCC IIa 及 MCC III 生命短暫，僅由兩次天氣圖來分辨其動向不甚容易，其移動方向似與 200 mb 之氣流較有關係。因此，若 MCC 伴隨鋒面移動，則鋒面之動向似為主宰 MCC 之移向，若不伴隨鋒面，則其移向受高層環流主宰。

五、結論與建議

本文針對 1981 年 5 月 27 ~ 28 日華南及台灣鄰近地區進行各層之綜觀分析、衛星雲圖分析，並計算渦度、輻散度、垂直速度及穩定度，以了解該期間發生的三個中尺度對流複合體 (MCC) 演變過程之環境條件，及其對環境條件之可能影響，重要結果可歸納如下：

1. 低對流層之鋒面及低壓擾動輻合，850 ~ 700 mb 強西南氣流攜帶暖濕空氣，500 mb 短波槽及 300 ~ 200 mb 之速度輻散與分流等一致的配合，為 MCC 之形成、組織及持續之有利條件。

2. 地面中尺度低壓及中尺度高壓對台灣區之 MCC 演變過程中扮演重要的角色。前者因可加強西南氣流，使在台灣西部因海陸摩擦差異效應造成局部輻合；後者之外流與鋒前西南氣流產生輻合均可加強已存在的系統或產生另一系統。若高壓在系

統之西方 (上游)，其下沉氣流將切斷水汽來源，使系統減弱或消散。

3. 850 ~ 300 mb 的強風區與 MCC 之成長過程有密切關係，低層噴流最大風速出區前緣與高層噴流條間有利於深對流之發生與加強。

4. 不穩定大氣有利於 MCC 之生成、發展與維持，但 MCC 對環境不穩定度的影響不明顯。SWEAT 指數在描述 MCC 之環境穩定度條件優於 K 指數和總指數。

5. 低對流層之氣旋式渦度及輻合有利於 MCC 之形成與發展，唯當 MCC 達成熱期後，此種低對流層之條件則變得較不重要。500 mb 之正渦度平流 (PVA) 對 MCC 形成與增強均有助益，但 500 mb 渦度場本身在 MCC 之演進過程中不重要。高對流層輻散為 MCC 形成與增強之重要條件，而在 MCC 上空之高層外流亦可加強高層輻散。

6. MCC 區域自其生成期至加強期各層均為上升運動。在加強期間，上升運動控制主要對流系統所在地區，而下沉運動則位於環境區。達成熟期後，各系統之垂直運動之結構不同，其中一個 MCC 個案顯示其垂直運動分布與美國所觀測得到的 MCC 相似，具有高層上升低層下沉之結構。

雖然本文在中尺度對流系統各生命階段之環境條件及其對環境之影響與導致中尺度對流複合系統演變之過程等提供一些結論，但因限於資料，對此等中尺度系統之激發機制未能深入探討。欲深入了解這些大氣過程，則須利用中尺度實驗計劃 (TAMEX) 所收集更完整的中尺度資料從事一些有關之研究，例如：低層噴流之形成機制與結構，伴隨對流之外流邊界之熱力及動力結構及如何與梅雨鋒或其他雲系交互作用，MCC 及豪雨之日夜變化等，以增進豪雨預報能力。

誌 謝

本文研撰期間承中央氣象局衛星站顏泰崇、劉文俊、陳興漢及唐維新諸位同仁在多方面的協助，中央氣象局提供資料及使用電子計算機之方便，在此一併致謝。

參考文獻

- 曲克恭、任立渝，1985：梅雨季發生大雨之綜觀預報法。國科會防災科技研究報告74-01號，55頁。
- 紀水上、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彙編，中央氣象局，95~114。
- 紀水上、陳泰然，1986：中尺度對流系統發展與消散之環境條件：1981年5月27日~28日個案分析。第四屆全國大氣科學研討會論文彙編，國科會，120~137。
- 陳泰然，1983：國內近年大氣科學研究成果納入實際氣象預報作業之可行性研究。國科會防災科技研究報告72-09號，台大大氣科學研究所，113頁。
- 陳泰然，1985：國內近年大氣科學研究成果納入實際氣象預報作業之可行性研究。國科會防災科技研究報告73-16號，台大大氣科學研究所，376頁。
- 陳泰然，1986：「台灣地區中尺度實驗」(TAMEX)之“實驗設計”。國科會防災科技研究報告75-01號，93頁。
- 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彙編，中央氣象局，71年5月6~8日，593~612。
- Chen, G.T.J., and C.Y. Tsay, 1977: A detailed analysis of case of Mei-Yu system in the vicinity of Taiwan. Tech. Rep. No. Mei-Yu-001, Dept. Atmos., Natl. Taiwan Univ., 249pp.
- Chen, G.T.J., and C.C. Yu, 1988: Study of low level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-Yu season. Mon. Wea. Rev., (Be appeared in March issue).
- Maddox, R.A., 1980: Mesoscale convective complexes. Bull. Amer. Meteor. Soc., 61, 1374-1387.
- Maddox, R.A., 1981: The structure and life-cycle of mid-latitude mesoscale convective complexes. Atmos. Sci. Paper No. 336, Dept. of Atmos. Sci., Colorado State Univ., Fort Collins, Colorado, 311pp.
- Maddox, R.A., 1983: Large scale meteorological conditions associated with convective complexes midlatitude mesoscale. Mon. Wea. Rev., 111, 1475-1493.
- Maddox, R.A., C.F. Chappell, and L.R. Hoxit, 1979: Synoptic and mesoscale aspects of flash flood events. Bull. Amer. Meteor. Soc., 60, 115-123.
- Maddox, R.A., C.A. Doswell III, 1982: An examination of jet stream configurations, 500 mb vorticity advection and low-level thermal advection patterns during extended periods of intense convection. Mon. Wea. Rev., 110, 184-197.
- Miller, R.C., 1972: Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of Air Force Global Weather Central. Air Service Tech. Rep. 200 (Rev.), 190pp.
- O'Brien, J.J., 1970: Alternative solutions to the classical vertical velocity problem. J. Appl. Meteor., 9, 197-203.
- Wallace, J.M., 1975: Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States. Mon. Wea. Rev., 103, 406-419.

A DIAGNOSTIC CASE STUDY OF THE ENVIRONMENTAL CONDITIONS ASSOCIATED
WITH MESOSCALE CONVECTIVE COMPLEXES: 27-28 MAY 1981 CASE

Shui-Shang Chi

Meteorological Satellite
Ground Station
Central Weather Bureau

George Tai-Jen Chen

Department of Atmospheric
Sciences
National Taiwan University

(manuscript received February 6, 1988; in final form March 4, 1988)

ABSTRACT

Three cases of MCCs over southern China during the period of May 27-28, 1981 were selected to study the environmental conditions for the evolution of MCCs, the effects of MCCs on the environment as well as the processes responsible for the evolution of MCCs. The conventional observations as well as satellite data were used. Grid spacing at 120 km intervals was used to compute the kinematic parameters (vorticity, divergence, vertical velocity) and thermal parameters (vertical gradient of equivalent potential temperature, instability indices).

Results show that the frontal convergence, warm advection at low level, short wave at middle level (500 mb) coupled with the speed divergence/diffuence at 300-200 mb were the conditions favorable for the formation, organization and maintenance of the MCCs. Unstable environment was a necessary condition for the initiation, development and maintenance of MCCs. MCCs tended to intensify as they moved toward the area with deep layer of strong potential instability. They could either reach maximum intensity or dissipate in weak potentially stable or unstable environment. The effects of the MCCs on the stability condition of environment were not obvious in this analysis.

Strong cyclonic vorticity and convergence in the lower troposphere seemed to be the favorable conditions for the formation and intensification of the MCCs. After the mature stage of MCC, the vorticity and divergence fields in the lower troposphere appeared to be relatively unimportant to the evolution of MCC. Positive vorticity advection at 500 mb seemed to be an important contributor to the formation and intensification of the MCCs, while the 500 mb vorticity itself appeared to be rather unimportant in the evolution of MCCs. At upper level, divergence seemed to be important to the formation and intensification of MCCs. In the meantime, upper level divergence can be intensified by the divergent outflow of MCCs. The vertical velocity field revealed that the MCCs were associated with the upward motions from the developing to intensifying stage. After the maturing stage, the vertical velocity structure of the three MCCs were different. One of the analyzed MCCs had the structure similar to that observed in the United States with upward motion above and downward motion below.

Key words: mesoscale convective complexes (MCCs), instability, divergence, vorticity, outflow, diffuence, positive vorticity advection.