

# 華南地區中尺度對流系統環境之分析研究

朱昌敏 陳景森

國立中央大學大氣物理研究所

(中華民國七十七年八月十日收稿；十二月十日定稿)

## 摘 要

每年的五、六月梅雨期，常有組織性中尺度對流系統 (Mesoscale Convective Systems; MCSs) 在華南地區生成且伴隨鋒面向東移行發展，進而在華南、臺灣等地區造成大量降水，甚至有豪雨災變天氣的發生。因此，本文依據中央氣象局所提供之 I R 衛星雲圖與綜觀測站之觀測等七個案例的資料，藉由 Barnes (1964, 1973) 的客觀分析方法，依熱力與動力因素選取定性的相當位溫 ( $\theta_e$ )、定量的相當位溫梯度 ( $|\nabla_H \theta_e|$ ) 及鋒生函數之幅數與變形項和、溫度平流與水汽幅合、地面至 700mb 垂直平均風切、穩定指數與可降水量等七項分析因子，對華南地區環境之演變情形進行分析比較，結果顯示這些分析因子之交集區域與豪雨發生地區有很高的相關性，這或許能提供豪雨預報的參考。

本文僅從這七個案例中，選取較具有代表性的兩個案例作分析比較，最後再將這兩個案例與其他五個案例之總結部分一併討論，以印證這些分析因子之可行性。

關鍵詞：梅雨，中尺度對流系統環境。

## 一、前言

每年春末夏初之際，南方暖溼空氣向北伸展勢力增強且與北方乾冷空氣南下勢力相當；使得這兩種不同性質的空氣產生交互作用，而在華南地區形成南北對峙的鋒面態式，此一鋒面附近的天氣經常為不穩定且有降水的現象。另外，在雲貴高原地區，南來的暖溼空氣易生成對流雲系；當其伴隨鋒面向東移時，常發展成大範圍、長生命期且有組織性之中尺度對流系統 (Mesoscale Convective Systems; MCSs)，而造成華南地區有大量降

水的發生；在系統更向東移經臺灣海峽時，對臺灣地區也可能造成豪雨災變的發生。例如，民國70年5月28日之『五、二八』豪雨事件；民國73年6月3日台北市之『六、三』水災等，都曾經造成人員、財物的損失。因此，藉由客觀的分析過程對華南地區 MCSs 生成、發展之環境及其降水分佈做診斷分析，以便在災害的防治工作上有所助益。

在國內已有多位學者曾先後對梅雨期之豪雨天氣作過研究分析，諸如：陳 (1978, 1985)；陳等 (1982)；劉 (1982)；丘、廖與洪 (1982)；陳與紀 (1984, 1986)；丘 (1984)；丘與劉 (1985)；王、丘

與陳(1986); 陳等(1985, 1987)。在國外方面：日本學者對梅雨鋒伴隨之中間尺度擾動(Medium Scale)所造成的豪雨災害，也有多位學者提出。如Matsumoto et al.(1971); Matsumoto(1973); Ninomiya and Akiyama(1970); Akiyama(1984); Ogura et al.(1985)等。美國學者對3~9月暖季期間，在美國中西部地區發生的MCSs所造成的豪雨災害，亦有多位學者提出；這些研究在Maddox(1981)對中尺度對流複合體定義後，才較有系統性的探討。如Maddox et al.(1979); Maddox(1980, 1981, 1983); Wetzel et al.(1983); McAnelly and Cotton(1986)等。

在此，本文針對華南地區(I)有顯著大範圍(直徑 $\geq 400\text{Km}$ )且有組織性的MCS雲系；(II)無顯著大範圍雲系(直徑 $< 400\text{Km}$ )等兩方面來考慮。至於雲系範圍的選取，主要是依據降水資料和衛星雲圖研判而得。因為當有組織性的MCS雲系(直徑 $\geq 400\text{Km}$ )發展時，該區常伴隨有大量降水；反之，當無組織性的MCS雲系發展時，該區並無大量降水，所以選用雲系直徑等於400Km作為區分標準。據此藉由定性的相當位溫( $\theta_e$ )、定量的相當位溫梯度( $|\nabla_H \theta_e|$ )、鋒生函數之輻散與變形項和、溫度平流與水汽輻合、地面至700mb垂直平均風切、穩定指數與可降水量等分析因子，就七個案例作分析比較；期望能從這些案例中利用地面每三小時之觀測資料，且配合高空每十二小時觀測報告對華南地區有組織性之雲系生成、發展時的環境條件作初步探討。

## 二、資料與分析方法

由氣象局所提供之七個案例的測站報告如下：

- (一) 1981年5月27~28日(華南有大範圍的MCS雲系且有大量降水，臺灣地區於28日有豪雨災變)；
- (二) 1983年6月17~18日(華南有大範圍的MCS雲系且華南、臺灣有大量降水)；
- (三) 1984年5

月31日~6月1日(華南有大範圍的MCS雲系且有大量降水，而臺灣地區於6月2日晚有豪雨災變)；

- (四) 1987年5月15~16日(華南有大範圍的MCS雲系且有大量降水，臺灣地區於17日有豪雨)；
- (五) 1986年5月20~21日(華南、臺灣無顯著雲系，但臺灣北部有豪雨)；
- (六) 1986年6月4~5日(華南、臺灣無顯著大範圍雲系，而臺灣全省各地有降水)；
- (七) 1984年6月14~15日(華南有大範圍的鋒面雲系，但臺灣沒有豪雨)。

這些個案的降水分佈情形，如圖(1)所示，據此引發我們對MCS環境的探討。但本文僅對個案一與個案五這兩種較具代表性的案例分析，至於其他五個案例則在總結項一併提出作綜合分析比較。

資料分析採用Barnes(1964, 1973)之客觀分析方法，此為逐次修正法中的一種。基本原理是先在網路點上設定初始值，而後利用網格點附近的觀測值作逐次修正，方法如下式所示：

$$\phi_g^m = \phi_g^{m-1} + \frac{\sum_{i=1}^N W_i (\phi_{io} - \phi_{ia}^{m-1})}{\sum_{i=1}^N W_i} \quad (1)$$

式中 $\phi_g^m$ 及 $\phi_g^{m-1}$ 代表網格點上第m次及m-1次的

分析值； $\phi_{io}$ 代表網格點附近第i個測站上的觀測

值； $\phi_{ia}^{m-1}$ 代表第i個測站上第m-1次的分析值

； $W_i$ 代表第i個測站對網格點的權重因子(Weighting factor)；N為網格點附近參與內插的測站總數。在權重函數的選取上，Barnes(1973)指數形式的權重函數為：

$$W_i = \exp(-R_i^2/4K) \quad (2)$$

式中 $R_i$ 代表第i個測站與網格點的距離，K為決定權重函數形狀的參數。因此，對初始場的設定可採用Barnes(1973)的方法，直接由觀測值內插而得，亦即在(1)式中令 $m=1$ ：

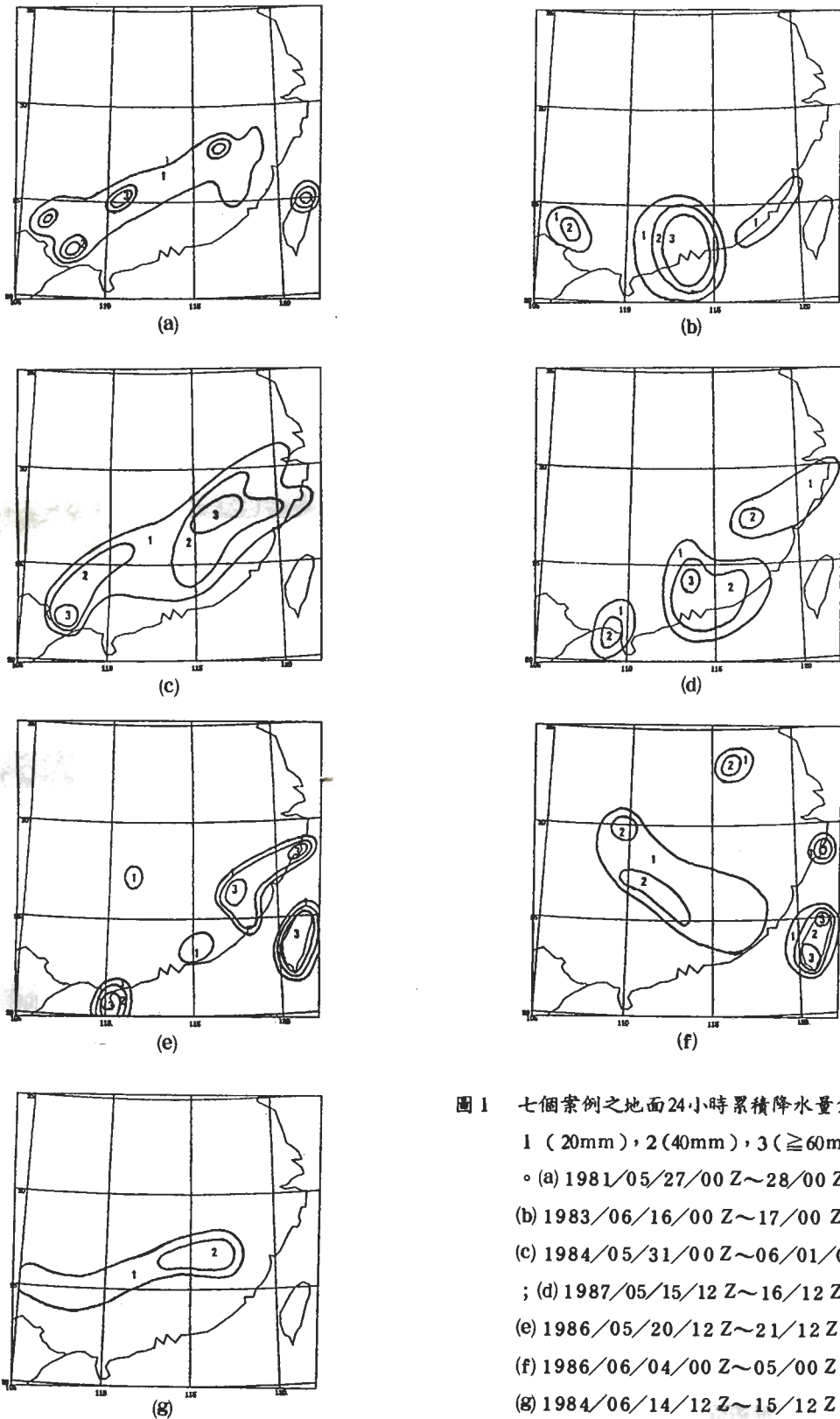


圖 1 七個案例之地面24小時累積降水量分佈:

1 ( 20mm ), 2 ( 40mm ), 3 (  $\geq 60$ mm )

◦ (a) 1981/05/27/00 Z ~ 28/00 Z ;

(b) 1983/06/16/00 Z ~ 17/00 Z ;

(c) 1984/05/31/00 Z ~ 06/01/00 Z

; (d) 1987/05/15/12 Z ~ 16/12 Z ;

(e) 1986/05/20/12 Z ~ 21/12 Z ;

(f) 1986/06/04/00 Z ~ 05/00 Z ;

(g) 1984/06/14/12 Z ~ 15/12 Z ◦



$$\psi_g^o = \frac{\sum_{i=1}^N W_i \psi_{io}}{\sum_{i=1}^N W_i} \quad (3)$$

又根據 Barnes(1973)的說法，認為此逐次修正法只需經過一次修正就可得到。同樣利用(1)式的方法，只是權重函數改為：

$$W_i = \exp(-Ri^2/4\eta K) \quad (4)$$

利用  $\eta$  來降低權重函數的 K 值，以增加分析結果的收斂速度。藉此只需經一次修正過程就可得到很好的結果。對於  $\eta$  而言，一般認為以 0.2~0.4 最好（本文取  $\eta = 0.3$ ）。另外，也採用 Barnes 定義的反應函數 (Response function)：

$$D_0 = \exp(-4K\pi^2/\lambda^2) \quad (5)$$

代表觀測資料由測站內插到網格點之後，尚保留原有特性的比例。據此，經由修正後的反應函數可由下式表示：

$$D = D_0 (1 + D_0^{n-1} - D_0^n) \quad (6)$$

由(6)式修正後的結果顯示：反應函數與  $\eta$ 、K 以及波長 ( $\lambda$ ) 有關。因此，當  $\eta$  決定之後，可藉反應函數和波長來求 K 值。而在 D 與  $\lambda$  的選取上，對 D 而言，本文期望測站觀測值內插到網格點後能保留原有特性的 90%，因而選取  $D = 0.9$ 。對  $\lambda$  而言，從所要分析的系統尺度大小（平均直徑為 300~500Km）和測站平均距離（高空約為 300~400 Km、地面約為 150~300Km）兩方面來選取。因為  $\lambda$  至少要大於 2d（d 約為 300~400Km），所以本文波長選取 1000Km。這樣，就可決定 K 值。至於地面與高空測站的分佈情形，如圖 (2a)、(2b) 表示。

在(1)式中， $\psi_{ia}^{m-1}$  測站上的分析值必須是由網格點內插而得，所用方法一般分成兩步驟：一是靠近邊界兩個網格，採用四點內插，如圖 (2c) 所示；二是在邊界兩個網格以內，採用十六點內插，如

圖 (2d) 所示。所用的方程式如下：

$$\begin{aligned} \psi_A &= \Delta i \psi_2 + (1 - \Delta i) \psi_1 \\ \psi_B &= \Delta i \psi_4 + (1 - \Delta i) \psi_3 \end{aligned} \quad (7)$$

$$\psi_S = \Delta j \psi_A + (1 - \Delta j) \psi_B$$

$$0 < \Delta i < 1; 0 < \Delta j < 1$$

$$\psi_A = \psi_2 + \Delta i [(\psi_3 - \psi_2)$$

$$+ \frac{1}{4}(\Delta i - 1)(\psi_1 - \psi_2 - \psi_3 + \psi_4)]$$

$$\psi_B = \psi_6 + \Delta i [(\psi_7 - \psi_6)$$

$$+ \frac{1}{4}(\Delta i - 1)(\psi_5 - \psi_6 - \psi_7 + \psi_8)]$$

$$\psi_C = \psi_{10} + \Delta i [(\psi_{11} - \psi_{10})$$

$$+ \frac{1}{4}(\Delta i - 1)(\psi_9 - \psi_{10} - \psi_{11} + \psi_{12})] \quad (8)$$

$$\psi_D = \psi_{14} + \Delta i [(\psi_{15} - \psi_{14})$$

$$+ \frac{1}{4}(\Delta i - 1)(\psi_{13} - \psi_{14} - \psi_{15} + \psi_{16})]$$

$$\psi_S = \psi_C + \Delta j [(\psi_B - \psi_C)$$

$$+ \frac{1}{4}(\Delta j - 1)(\psi_A - \psi_B - \psi_C + \psi_D)]$$

$$0 < \Delta i < 1; 0 < \Delta j < 1$$

上述兩種內插方法中，十六點內插較四點內插能保留高低中心數值，但受網格點的限制，而適用於第二層網格點以內。在本文中，分析的範圍為 105~122°E 與 20~35°N，以每一個經緯度作為網格點的網距，共有 18×16 的網格，以此作分析。

### 三、個案分析

在個案分析中，本文以地面每三小時之觀測資料為主，並配合高空每十二小時之測站報告，藉熱力與動力之氣象要素來考慮對流雲系在生成前與生成後低層環境之變化。因而選取了八個分析因子，

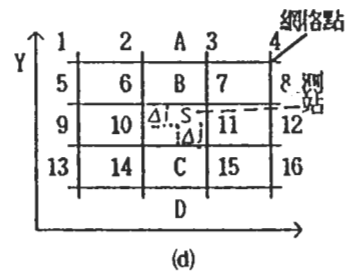
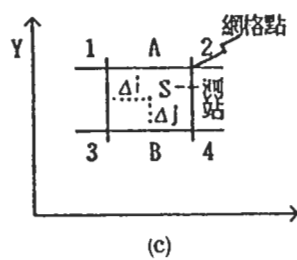
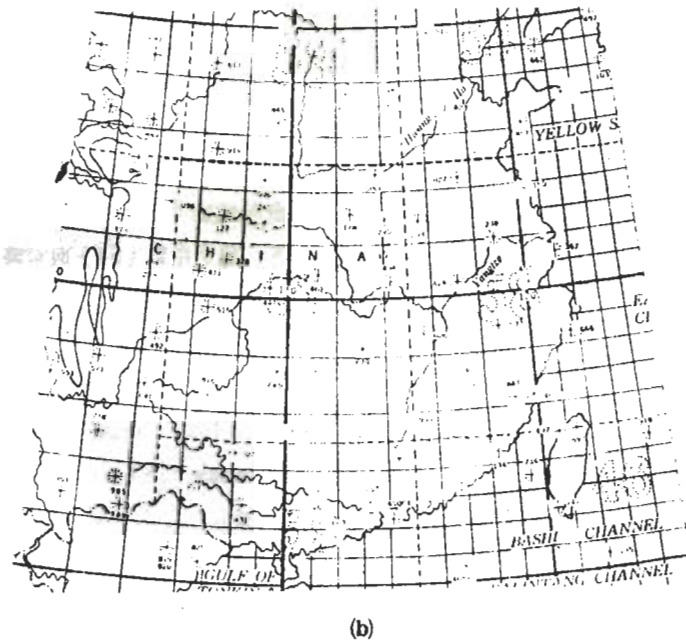
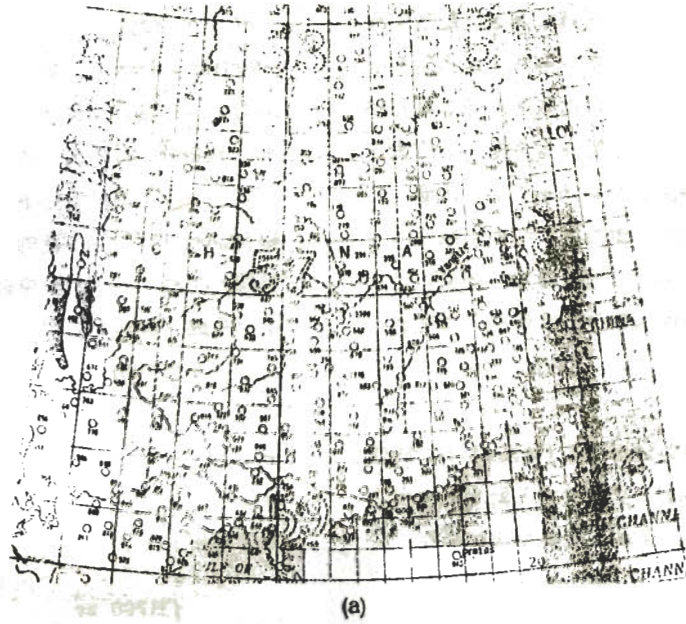


圖 2 (a)地面測站位置分佈圖。(b)高空測站位置分佈圖。(c)四點內插。(d)十六點內插。

包括地面相當位溫梯度、地面鋒生函數之輻散與變形項和、850mb 暖平流與水汽輻合、地面至 700 mb 垂直平均風切、SI 穩定指數、可降水量和輻合場等，這些分析因子選取的理論依據如下所述。

(1) 地面相當位溫梯度 ( $|\nabla_H \theta_e|$ )：依據 Ninomiya(1984) 的文獻指出，在梅雨期間地面鋒附近有顯著的  $\theta_e$  梯度，因而藉  $\theta_e$  梯度對雲系之演變分析，其結果顯示對流系統與  $\theta_e$  梯度有好的相關性且與 Chen et.al.(1986) 文獻的結果相類似。

(2) 鋒生函數之輻散與變形項和 (FG23)：同樣依據 Ninomiya(1984) 文獻所述，對  $\theta_e$  梯度隨時間的變化量與雲系之生成、發展探求相關性。而此  $|\nabla \theta_e|$  隨時間的變化 ( $d|\nabla \theta_e|/dt$ ) 亦即 Ninomiya 所定義的鋒生函數，方程式如下：

$$FG = \frac{d|\nabla \theta_e|}{dt} = FG1 + FG2 + FG3 + FG4 \quad (9)$$

$$FG1 = \frac{1}{|\nabla \theta_e|} \left[ (\nabla \theta_e \nabla) \frac{d\theta_e}{dt} \right]$$

$$FG2 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla \theta_e|} (\nabla \theta_e)^2 \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

$$FG3 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla \theta_e|} \left[ \left\{ \left( \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \right)^2 - \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right\}^2 \right]$$

$$\left( \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) + 2 \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)$$

$$FG4 = -\frac{1}{|\nabla \theta_e|} \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \left( \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \frac{\partial w}{\partial y} \right)$$

式中 FG1 為時間變化率；FG2 為輻散項 (divergence term)；FG3 為變形項 (deformation term)；FG4 為含垂直速度項。在鋒生函數計算上，因 FG1 要計算時間變化率、FG4 要計算垂直速度，然而垂直方面一天卻只有兩次資料，在時間上無法解析地面鋒生函數值；而僅以 FG2 和 FG3 來計算，亦即鋒生函數之輻散與變形項和 (FG23 = FG2

+ FG3)。由分析的結果顯示， $FG23 \geq 20 \text{ K} / 1000 \text{ Km} / \text{Day}$  之區域與對流雲系之生成、發展地區有好的相關性，但並不是必然的現象。

(3) 850mb 暖平流與水汽輻合：這兩項因子在國內許多位學者的研究指出，850mb 暖平流與水汽輻合區有利於對流系統的發展；而本文之分析結果發現，在冷、暖平流交會區和水汽輻合區與對流雲系之生成、發展，同樣有好的相關性。

(4) 地面至 700mb 垂直平均風切；Ws700：根據 Chen(1985) 的文獻指出，認為豪雨發生時風切值不能太大 ( $< 3 \times 10^{-3} \text{ S}^{-1}$ )。因此，藉 Ws700 的分析，尋求對流雲系之生成與風切大小的相關性其方程式如下所示：

$$Ws700 = \int_0^{H700} \frac{\partial v}{\partial z} dz / \int_0^{H700} dz \quad (10)$$

式中 H700 為 700mb 的高度值，V 為水平風場。另外，在積分過程中因僅有定壓面探空資料，故僅計算地面 ~ 850mb 和 850mb ~ 700mb 兩層之平均垂直風切量。

(5) 穩定指數 (SI) 與可降水量 (Pr)：

穩定指數方面，方程式如下：

(一) 總指數 (Total Totals Index ; TTI)

$$TTI = T850 + Td850 - 2Td500 \quad (11)$$

(二) SWEAT 指數 (Severe WEATHER Threat

Index ; SI)，Miller(1972)、陳與紀(1986)。

$$SI = 12Td850 + 20(TTI - 49) + 2f8 + f5$$

$$(a) \quad (b) \quad (c) \quad (d)$$

$$+ 125(S + 0.2)$$

$$(e) \quad (12)$$

(11)、(12)式中之 T850、T500 為 850mb、500mb 的溫度；Td850 為 850mb 的露點溫度；f5、f8 為 850mb、500mb 的風速；S = ( $\alpha_5 - \alpha_8$ )， $\alpha_5$ 、 $\alpha_8$  為 500mb、850mb 的風向。對(12)式而言，右邊各項必須為正，而有下列的限制：

1). Td < 0 時，(a) = 0；



2).  $TTI - 49 < 0$  時,  $(b) = 0$  ;

3). 若不滿足下列條件之一者,  $(e) = 0$  :

A. 850mb 的風向必須在 130 ~ 250 之間。

B. 500mb 的風向必須在 210 ~ 310 之間。

C.  $(\alpha_5 - \alpha_8) > 0$  。

D.  $f_8 \geq 15Kts$  及  $f_5 \geq 15Kts$  。

(2) 式中, Maddox(1983) 指出 TTI 在 44 以上即有利於深對流雲發展, 而陳與紀也指出於梅雨期間華南地區 TTI 很少有超過 49 的數值。因此, 本文以  $TTI = 44$  來取代  $TTI = 49$  的標準值。另外, 陳與紀指出 SWEAT 穩定指數包括溫度和風場兩項, 而 TTI 指數僅有溫度項。因此, 在判斷大氣不穩定時, SWEAT 指數遠較 TTI 指數來得明確, 所以本文僅討論 SWEAT 穩定指數; 一般而言,  $SI \geq 300$  即有利於深對流雲發展。

可降水量, 陳與紀(1986) :

$$Pr = \frac{1}{g\rho_w} \int_{300}^{P_s} q \, dP \quad (13)$$

式中  $g$  為重力加速度;  $P_s$  為地面氣壓;  $q$  為水汽混和比;  $\rho_w$  為水的密度。陳與紀指出一般探空資料在 300mb 以上水汽  $q$  的含量相當稀少, 認為從地面至 300mb 之對流層內的水汽佔整層空氣柱內水氣含量的 95%。因此, 可藉  $Pr$  來估計空氣柱內可能的含水量。一般而言  $Pr \geq 60mm$  與雲系之生成、發展有較好的相關性。

(6) 輻合與渦度場: 這兩項因子在國內許多位學者的研究指出, 低層輻合而中層之輻散有利於對流系統的發展; 另外在渦度方面, 低層之正渦度區常與鋒面位置平行一致。然而在本文之個案分析發現, 這兩種因子並不能明確的區別(a)有顯著大範圍且有組織性的 MCS 雲系, 與(b)無顯著大範圍雲系這兩方面。如案例二在對流雲系生成前之區域於 850mb 面上不在輻散、輻合交界區, 與案例一、案例三、案例四不同。另外案例四在正、負渦度相交區而與案例一、案例二、案例三不同; 從上面分析結果認為, 可能是時間的解析不夠而使得這兩項較不適合做分析因子。

因此, 在八項分析因子中, 只取前七項來討論; 還有其他因子如地轉風偏差量等因子, 尚待進一步的分析研究比較。以下僅選取案例一與案例五這兩種顯著不同類型之個案, 就七項分析因子之特性探討, 最後才在總結中對所有之個案分析結果以圖來表示。

A. 案例一: (1981年5月27~28日)

綜觀天氣形勢方面, 衛星雲圖資料如圖(3)所示, 27日 03~06 Z 之間廣西省北部有對流雲系生成, 12 Z 時此對流雲系伴隨鋒面東移而在廣西和廣東省發展成大範圍且有組織性的 MCS 雲系。由天氣概要圖可知 27日 00Z 地面鋒面自江蘇省向西南延伸至廣西省, 此時鋒後四川省有分裂高壓; 如圖(4a)所示。12 Z 地面鋒面東移, 其西南延伸部份在福建省改成向西延伸至廣西省, 此時鋒後仍有高壓系統; 如圖(4b)所示。在 850mb 上 00Z 鋒面自江蘇省向西南延伸至雲南省, 且鋒前廣西東部和湖南省有強風軸 ( $\geq 30Kts$ , 西南風) 此時雲系沿地面鋒面位置分佈; 12 Z 湖南、江西省有氣旋式彎曲的鋒面出現, 此時雲南省有低壓中心, 但在分析區域內。鋒前東沙群島有強風軸 ( $\geq 25Kts$ , 西南西風), 另外在暖鋒區浙江沿海也有強風軸 ( $\geq 30Kts$ , 西北風) 此時在廣西、廣東有大範圍組織性的 MCS 雲系。在 700mb 上 00Z 槽線自江蘇省向西南延伸至雲南省, 且槽前廣西、廣東、湖南、江西和福建省有強風軸 ( $\geq 30Kts$ , 西南風); 12 Z 原先在江西省的槽線改向西延伸至貴州省, 且槽前福建省有強風軸 ( $\geq 40Kts$ , 西南西風)。

另外, 27日 00Z 廣西省北部地區 ( $24.5^\circ N$ 、 $107 \sim 110^\circ E$ ), 在 850mb 有輻合、輻散交界區且為正渦度區 ( $4 \sim 7 \times 10^{-5} S^{-1}$ ), 而此正渦度最大值脊線的分佈與 850mb 鋒面位置平行一致; 如圖(5a)所示。在 500mb 有輻散 ( $-2 \sim -4 \times 10^{-5} S^{-1}$ ) 且為負渦度區 ( $0 \sim -2 \times 10^{-5} S^{-1}$ ); 如圖(5b)所示。此對中低層大氣而言, 有利於對流發展。在垂直穩定度特性方面, 測站(59431)於 27日 00Z 地面至 500mb 有不穩定, 且 850mb

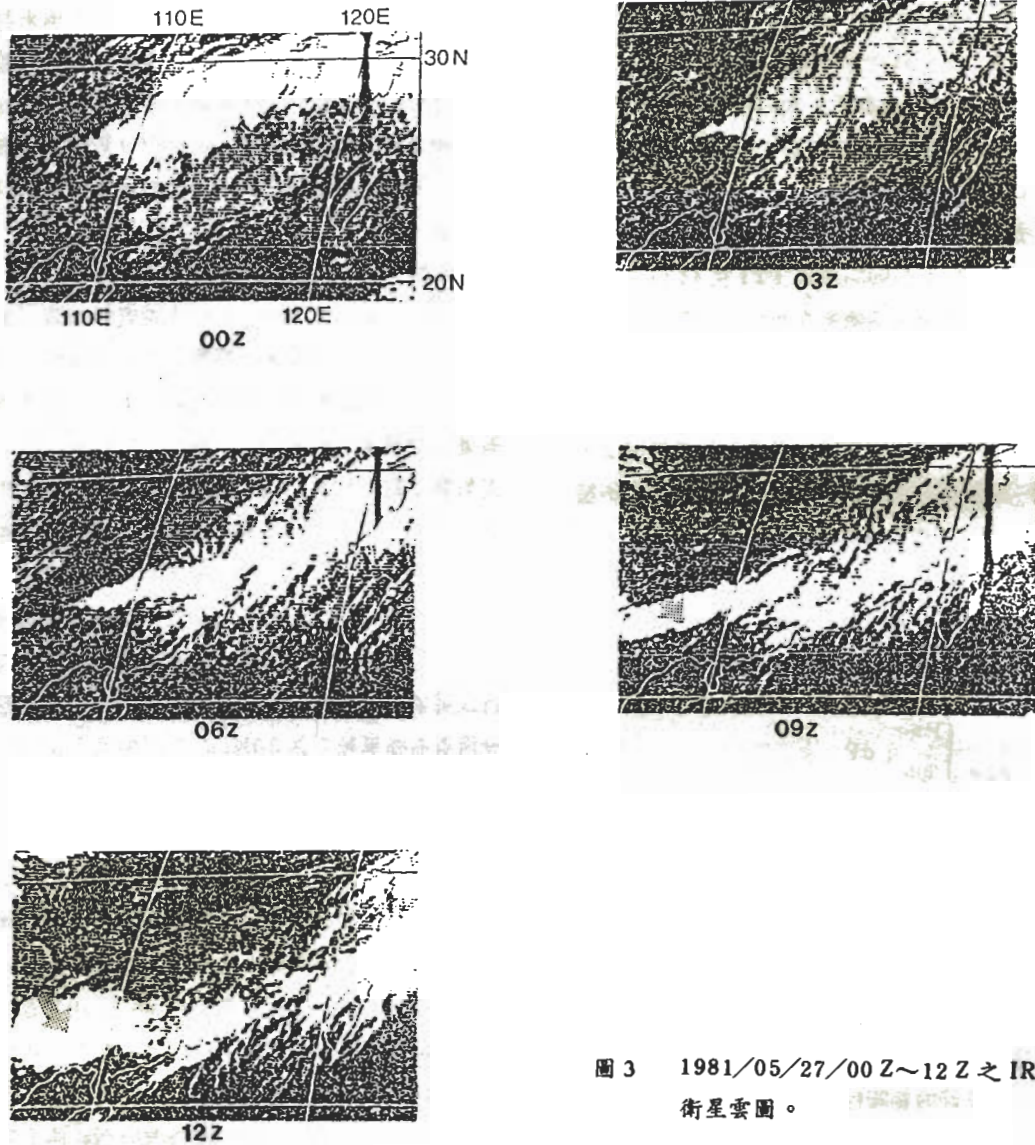


圖3 1981/05/27/00Z~12Z之IR  
衛星雲圖。

的相當位溫與500mb的相當位溫差為 $1.8^{\circ}\text{K}$  ( $\theta_{e850} - \theta_{e500} \approx 1.8^{\circ}\text{K}$ )；如圖(6a)所示。12Z地面至700mb為不穩定，其 $\theta_{e850} - \theta_{e500} \approx 3.4^{\circ}\text{K}$ ，另在雲系內850mb的相當位溫與500mb的飽和相當位溫差為 $2.8^{\circ}\text{K}$  ( $\theta_{e850} - \theta_{e*500} \approx 2.8^{\circ}\text{K}$ )，此有利於對流發展。如圖(6b)所示。以下就這七項分析因子作分析：

I. 地面相當位溫( $\theta_e$ )、相當位溫梯度( $|\nabla_H \theta_e|$ )和水汽( $q$ )、溫度( $T$ )之分析：

27日00Z在廣西省北部有顯著 $\theta_e$ 梯度較大區( $|\nabla_H \theta_e| \geq 4^{\circ}\text{K}/100\text{Km}$ )，此時對流雲系尚未生成；如圖(7a)所示。於03~06Z對流雲系生成時， $\theta_e$ 梯度較大區顯著的向東延伸且範圍增大；如圖(7b)所示，此時有與雲系吻合。另外，在廣西省北部 $\theta_e$ 梯度較大區內， $T$ 和 $q$ 於00Z有顯著的梯度變化( $|\nabla_H T| = 2^{\circ}\text{C}/100\text{Km}$ ， $|\nabla_H q| = 2\text{g/kg}/100\text{Km}$ )圖未標示。06Z時 $|\nabla_H T|$ 區域向東延伸至廣東省，而 $|\nabla_H q|$ 區域



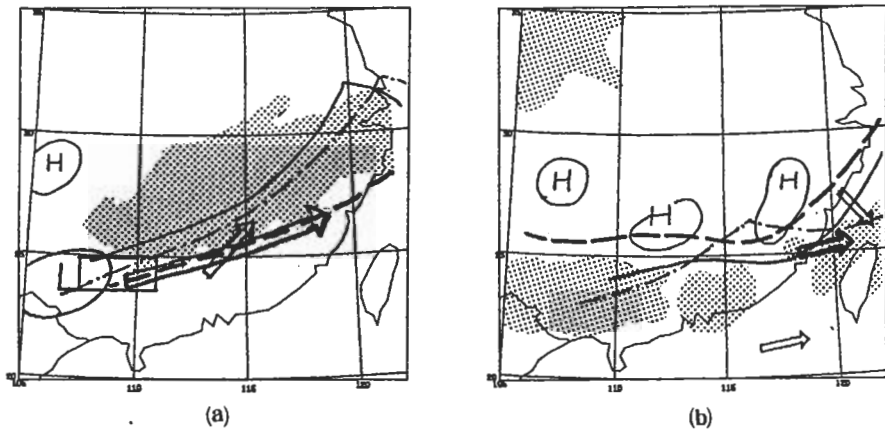


圖4 綜觀天氣概要圖：地面鋒面位置（細——），850 mb 鋒面位置（細---），700 mb 槽線位置（粗——），850 mb Jet（細→），700 mb Jet（粗→），IR雲圖位置（陰影區）。方形區域於03~06 Z之間有對流雲生成1981/05/27：(a)為00 Z；(b)為12 Z。

沒有變動。此時廣東省地區T對 $\theta_e$ 而言有較多的效應。

以 $\theta_e$ 南北剖面之時間序列來看；如圖(7c)所示。分析結果顯示，測站(59023)在00~06Z之間 $\theta_e$ 有向北彎曲的現象，而T和q的南北剖面亦

是如此，只是q不像T那樣明顯；就風場而言，03~06 Z之間有南風分量。由此可知，在00~06Z之間 $\theta_e$ 向北彎曲的現象，主要是南來暖溼空氣的貢獻。

II. 地面鋒生函數之輻散項與變形項分析：

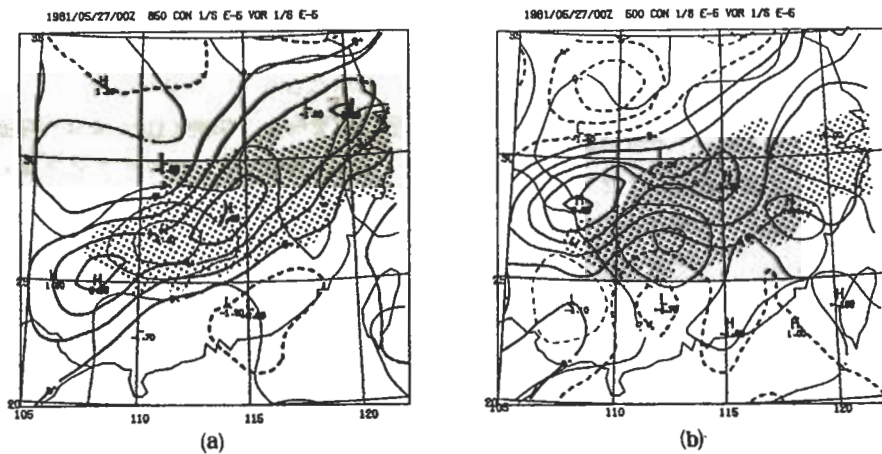


圖5 輻合（細——）、輻散（細---）每 $2 \times 10^{-5} S^{-1}$ 為間格以及正渦度（粗——）、負渦度（粗---）每 $2 \times 10^{-5} S^{-1}$ 為間隔，雲圖位置（陰影區）。1981/05/27/00 Z：(a)為850 mb；(b)為500 mb。

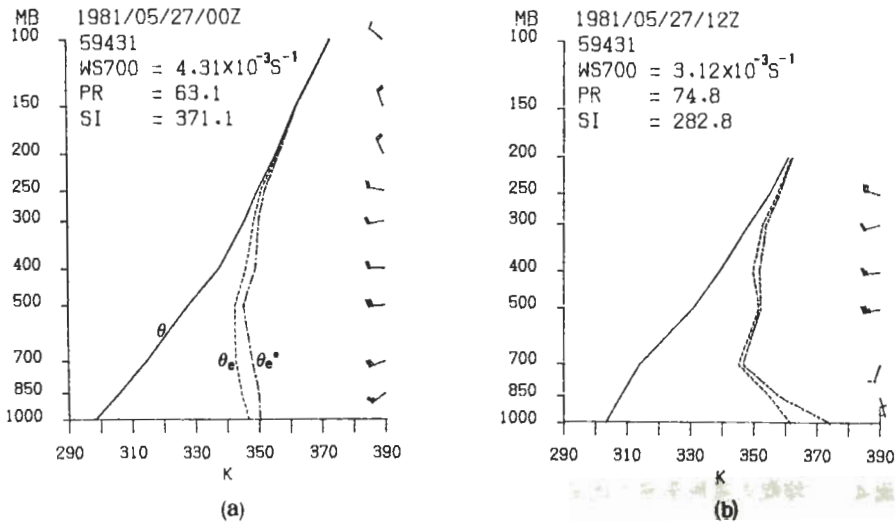


圖6 測站(59431)之垂直穩定度及風場。圖中 $\theta$ 為位溫、 $\theta_e$ 為相當位溫、 $\theta_e^*$ 為飽和相當位溫。(a)為00Z;(b)為12Z。

分析結果以  $20 \text{ }^\circ\text{K}/1000\text{Km}/\text{Day}$  等值線作標準, 27日00Z在廣西省北部( $24.5^\circ\text{N}$ 、 $107 \sim 110^\circ\text{E}$ ) FG23值在  $20 \text{ }^\circ\text{K}/1000\text{Km}/\text{Day}$  以下; 如圖(8a)所示。06Z雲系生成後FG23值在  $40 \text{ }^\circ\text{K}/1000\text{Km}/\text{Day}$  以上且範圍增大; 如圖(8b)所示。

Ⅲ. 850mb之溫度平流( $-\mathbf{V} \cdot \nabla_{\text{H}} T$ )和水汽輻合( $-\mathbf{q} \cdot \nabla_{\text{H}} \cdot \mathbf{V}$ )分析:

27日00Z在廣西省北部地區( $24.5^\circ\text{N}$ 、 $107 \sim 110^\circ\text{E}$ )為冷、暖平流交會區(在北方有冷平流, 而南方有暖平流), 且有水汽輻合( $2 \sim 4 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ ); 如圖(9a)所示, 對流雲系於03~06Z在該區生成。12Z在廣西、廣東省西部有大範圍且有組織性的MCS雲系分佈時, 仍為冷、暖平流交會區和水汽輻合區( $0 \sim 2 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ ); 如圖(9b)所示, 但雲系後來的發展區在暖平流範圍。

Ⅳ. 地面至700mb之平均垂直風切( $W_s700$ )分析:

分析結果顯示27日00Z廣西省北部地區 $W_s700$ 有較強的風切值( $5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ); 與該區700mb

強風軸( $\geq 30\text{Kts}$ , 西南風)有關; 如圖(10a)所示, 對流雲系於03~06Z在該區生成。12Z雲系發展後,  $W_s700$ 減弱( $3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ); 如圖(10b)所示。

Ⅴ. 穩定指數與可降水量(Pr)分析:

分析結果顯示: 27日00Z廣西省北部地區 $SI \geq 350$ 、 $Pr \geq 65\text{mm}$ , 有利於深對流發展且有很高的水汽含量; 而在華中地區 $SI \geq 350$ 範圍有與雲區位置吻合; 如圖(11a)所示, 對流雲系於03~06Z在該區生成。12Z雲系發展後, 在廣西省東部的雲系其 $SI \geq 300$ 之間、 $Pr \geq 60\text{mm}$ , 仍有利於對流發展且仍有較多的水汽含量, 與雲區位置吻合; 如圖(11b)所示。

若將SI分成溫度和風場兩項考慮, 分析結果發現溫度項佔重要部分, 而風場項次之; 另外, 分析中發現風場項有將溫度項最大中心範圍縮小的作用; 參考朱(1988)。

B. 案例五: (1986年5月20~21日)

綜觀天氣形勢方面, 衛星雲圖資料如圖(12)

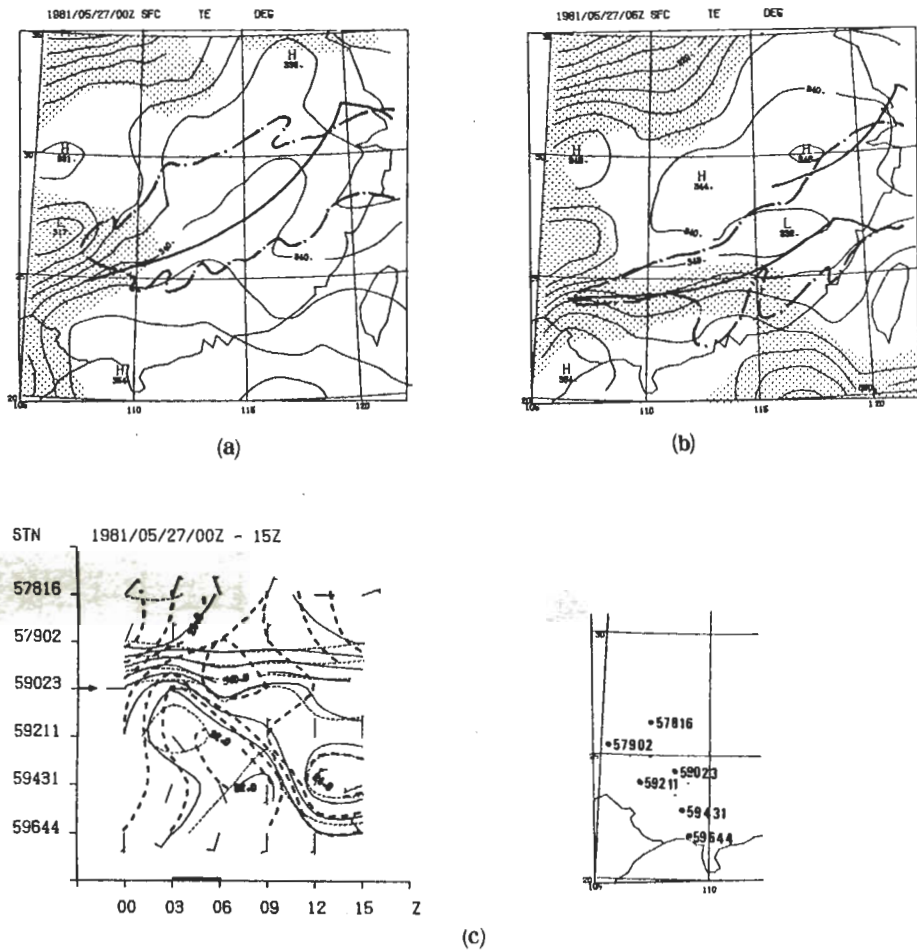


圖 7 地面相當位溫 ( $\theta_e$ ) 分佈 (細——) 每  $5^\circ\text{K}$  為間格。地面鋒面位置 (粗——), 雲圖範圍 (粗---),  $|\nabla_H \theta_e| \geq 4^\circ\text{K}/100\text{Km}$  區域 (陰影區)。1981/05/27: (a) 為 00Z; (b) 為 06Z; (c) 南北剖面時間序列圖及測站相對位置分佈: 相當位溫等值線 (細——) 每  $5^\circ\text{K}$  為間隔、溫度等值線 (粗——) 每  $2^\circ\text{C}$  為間隔水汽等值線 (細----) 每  $2\text{g}/\text{Kg}$  為間隔。箭號表示對流雲系出現的位置, 時間軸上之粗實線為雲系出現的時間。

所示 20 日 12 Z 在浙江、江西省的鋒面雲系, 於 21 日 00Z 向東移且範圍減小, 而華南地區沒有顯著對流雲系出現。由天氣概要圖可知 20 日 12 Z 地面鋒面經臺灣北部向西延伸至廣西省, 其中在福建省有鋒面低壓中心, 此時鋒後有高壓系統而海南島有熱帶低壓; 如圖 (13a) 所示。21 日 00Z 地面鋒面自臺灣南部海面向西延伸至珠江口, 此時鋒後陝西省有高壓

系統; 如圖 (13b) 所示。在 850 mb 上 20 日 12 Z 鋒面自臺灣北部海面向西延伸至貴州省東部, 此時越南有低壓中心, 另外在鋒前東沙群島附近有強風軸 ( $\geq 25\text{Kts}$ , 西南風), 此區有雲系存在; 而在鋒後安徽、湖北有強風軸 ( $\geq 25\text{Kts}$ , 東北風) 此時鋒面雲系在浙江、江西省。21 日 00Z 鋒面自臺灣北部海面向西延伸至廣西省南部, 其中在江西省南



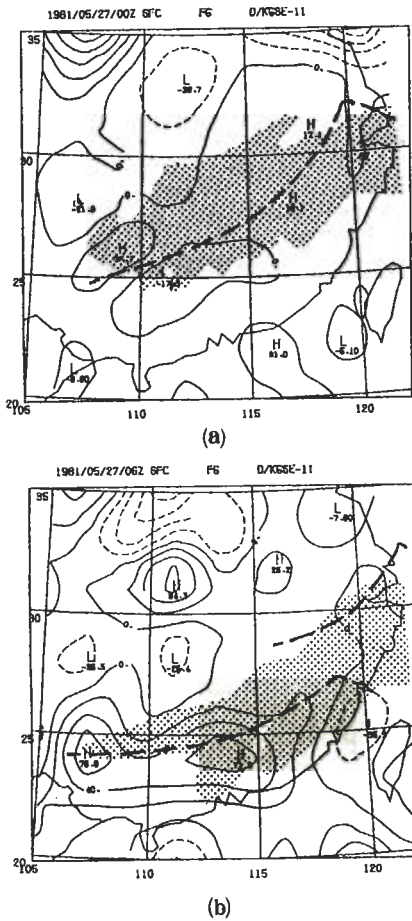


圖 8 鋒生函數之輻散與變形項和：正區（細——）、負區（細---）等值線以每  $20^{\circ}\text{K}/1000\text{Km}/\text{Day}$  為間隔，雲圖位置（陰影區），地面鋒面位置（粗——）。1981/05/27：(a)為 00 Z；(b)為 06 Z。

部有低壓中心，海南島有熱帶低壓。另外，在臺灣南部海面有強風軸（ $\geq 25\text{Kts}$ ，西南風）此時臺灣有雲分佈。在 700mb 上 20日 12 Z 槽線自浙江省向西南延伸至湖南省，此時槽前臺灣海峽有強風軸（ $\geq 35\text{Kts}$ ，西南風）。21日 00Z 槽線自浙江省向西南延伸至湖南省東南方，此時槽前臺灣北部海面有強風軸（ $\geq 25\text{Kts}$ ，西南風）。

另外，20日 12 Z 在浙江、江西省地區（ $26.5^{\circ}\text{N}$ 、 $115^{\circ}\sim 118^{\circ}\text{E}$ ）伴隨有鋒面雲系之分佈，其

850mb 有輻合（ $0\sim 4\times 10^{-5}\text{S}^{-1}$ ），同時為正渦度區（ $0\sim 5\times 10^{-5}\text{S}^{-1}$ ），而此正渦度最大值脊線的分佈與 850mb 鋒面位置平行一致；如圖（14a）所示。500mb 該區為輻散（ $0\sim -3\times 10^{-5}\text{S}^{-1}$ ）且為負渦度區（ $0\sim -5\times 10^{-5}\text{S}^{-1}$ ），此時中低層大氣有利於對流作用；如圖（14b）所示。在垂直穩定度特性方面，測站（59211）於 20日 12 Z 地面至 500mb 有不穩定，其  $\theta_{e850}-\theta_{e500}\approx 5.8^{\circ}\text{K}$ ；如圖（15a）所示。21日 00Z 地面至 850

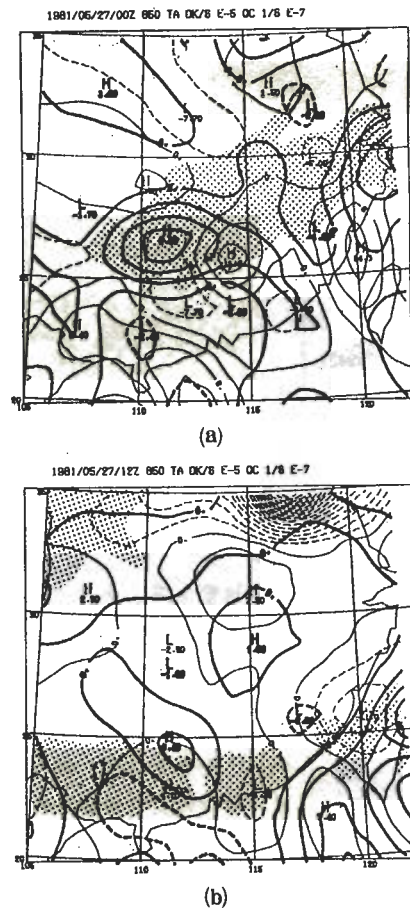


圖 9 850mb 暖平流（細——）、冷平流（細---）等值線以每  $4\times 10^{-5}\text{C S}^{-1}$  為間隔以及水汽輻合（粗——）、水汽輻散（粗---）等值線以每  $2\times 10^{-7}\text{S}^{-1}$  為間隔，雲圖位置（陰影區）。1981/05/27：(a)為 00 Z；(b)為 12 Z。

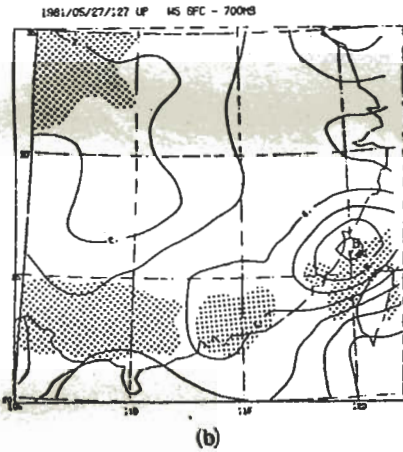
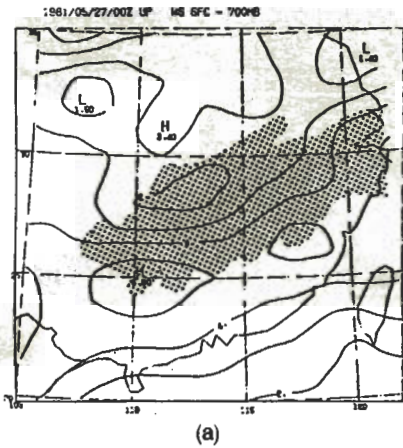


圖10 地面至700mb垂直平均風切(細——)等值線以每 $1 \times 10^{-3} S^{-1}$ 為間隔,雲圖位置(陰影區)。1981/05/27:(a)為00Z;(b)為12Z。

mb 有不穩定,但其 $\theta_e 850 - \theta_e 500 \approx -17.1^{\circ}K$ ;如圖(15b)所示。且由圖中得知,850mb溫度降低同時風場為北風分量,顯示北方的冷空氣南下而使大氣有較穩定的現象。

I. 地面 $\theta_e$ 、 $|\nabla_H \theta_e|$ 和 $q$ 、 $T$ 之分析:

20日12Z沿地面鋒面的北側在 $25^{\circ}N$ 附近有顯著 $\theta_e$ 梯度較大區( $|\nabla_H \theta_e| \geq 4^{\circ}K/100Km$ ),此時與浙江、江西省的雲系位置吻合;如圖(16a)所示。21日00Z $\theta_e$ 梯度較大區位置不變,仍為東西向且在地面鋒面北側與雲系位置之相關性較差;

如圖(16b)所示。在20日12Z和21日00Z $\theta_e$ 梯度較大區內, $T$ 和 $q$ 維持明顯的梯度,對 $\theta_e$ 梯度具有同樣的貢獻。以 $\theta_e$ 南北剖面之時間序列來看;如圖(16c)所示。取 $\theta_e$ 梯度較大區做剖面,分析顯示在20日12Z~21日00Z之間,各測站之 $\theta_e$ 隨時間序列而遞減, $T$ 和 $q$ 亦有此現象;就風場而言,北風亦隨時間之增加向南移。綜合而言, $\theta_e$ 等值線由北向南位移的現象,主要是北方乾冷空氣南下的作用。

II. 地面FG23之分析:

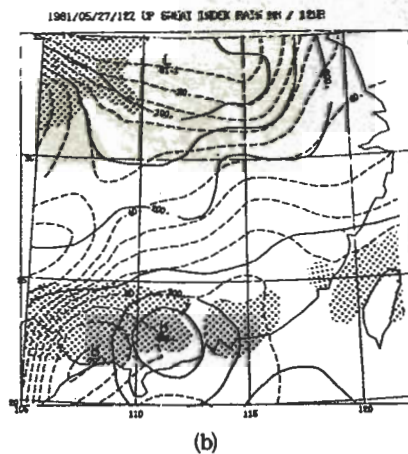
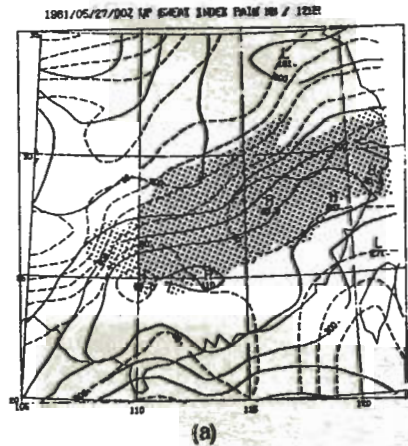


圖11 SWEAT指數(細——)等值線以每50為間隔;可降水量(細----)等值線以每5mm為間隔,雲圖位置(陰影區)。1981/05/27:(a)為00Z;(b)為12Z。



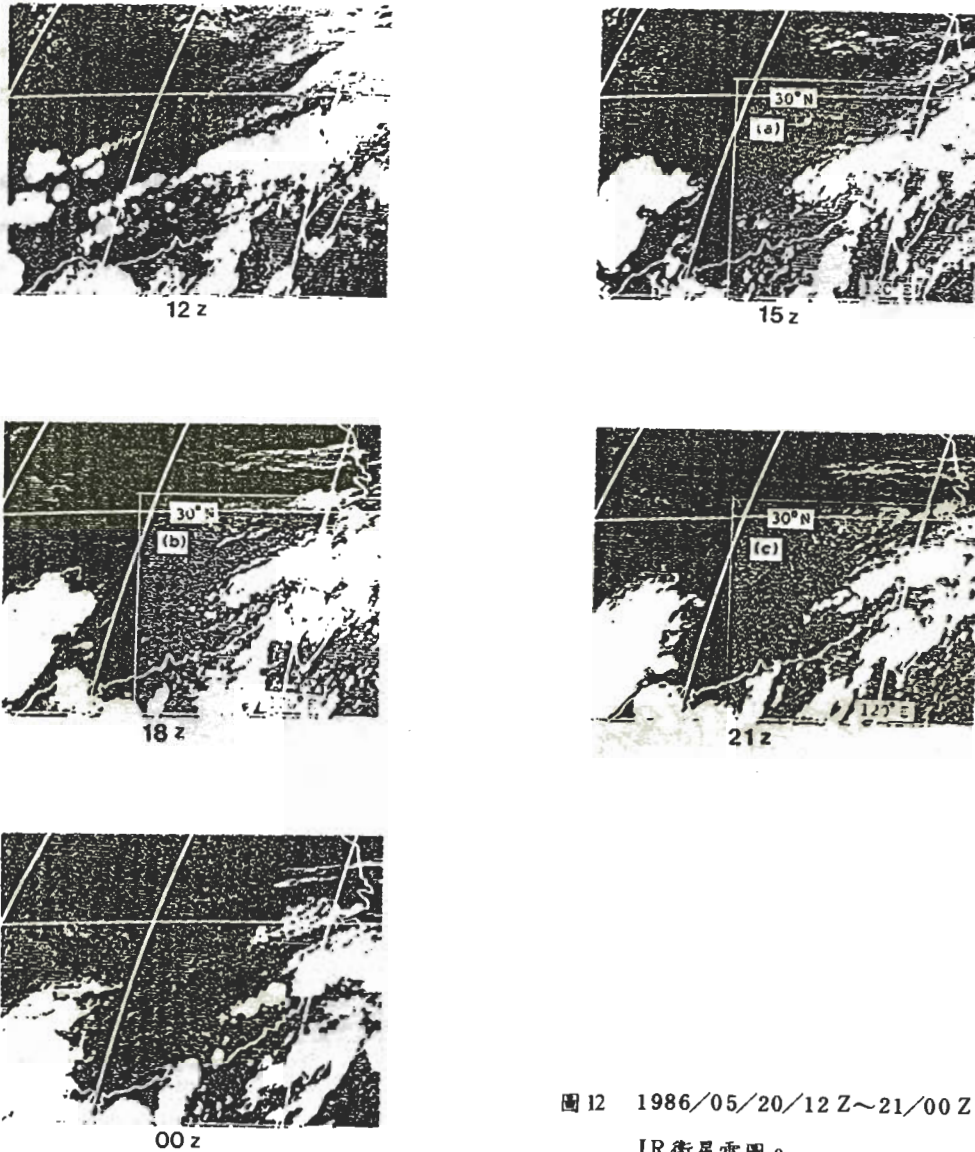


圖12 1986/05/20/12 Z~21/00 Z之  
IR衛星雲圖。

20日12 Z沿鋒面北側之25°N 附近有顯著的FG 23正值區 ( $\geq 60^{\circ}\text{K}/1000\text{Km}/\text{Day}$ )，此時僅有在浙江、江西省的雲系與此FG23正值區吻合；如圖(17a)所示。21日00Z FG23正值區 ( $\geq 40^{\circ}\text{K}/1000\text{Km}/\text{Day}$ ) 稍向南移，此時雲系與FG23正值區之相關性較差；如圖(17b)所示。

III . 850mb 之溫度平流和水汽輻合分析：

20日12 Z在25°N、115°E 以東地區有暖平流

之外 ( $0 \sim 4 \times 10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C S}^{-1}$ )，其餘各地為強的冷平流 ( $\geq -8 \times 10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C S}^{-1}$ ) 來自西北方，雖有水汽輻合 ( $4 \times 10^{-7} \text{ S}^{-1}$ )；如圖(18a)所示，但不利雲系發展。21日00Z冷平流向東延伸且範圍增大 ( $\geq -8 \times 10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C S}^{-1}$ )，此時為水汽弱輻合 ( $0 \sim 2 \times 10^{-7} \text{ S}^{-1}$ )；如圖(18b)所示。由上得知，地面有強的 $\theta_e$  梯度且850mb 有水汽輻合，但在850mb 卻為強冷平流，此不利雲系發展。

IV . Ws700 分析：



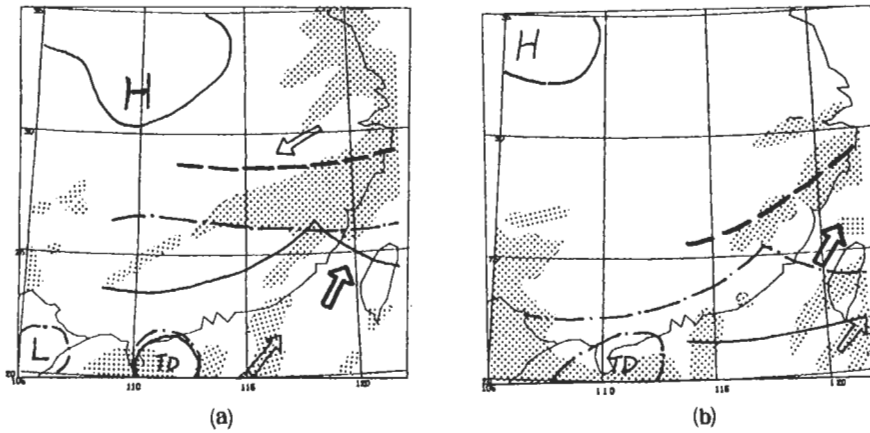


圖 13 綜觀天氣概要圖：地面鋒面位置（細——），850mb 鋒面位置（細---），700mb 槽線位置（粗——），850mb Jet（細→），700mb Jet（粗→），IR雲圖位置（陰影區）。1986/05：(a)為20日00Z；(b)為21日00Z。

考慮沿 25°N 附近的區域，如圖 (19a)、(19b) 所示，於 20 日 12 Z 至 21 日 00 Z 之間 Ws700 變化不大。而在福建、臺灣地區有較大的 Ws700，認為與該區之強風軸（~30Kts，西南風）有關。

V. SI 與 Pr 分析：

20 日 12 Z 華南地區之 SI  $\leq 250$ ，但江西省有 Pr  $\geq 65\text{mm}$  之區域且與雲系位置有好的相關，雖有水汽之含量但不利對流發生；如圖 (20a) 所示。21 日 00 Z 華南地區之 SI 在 200 ~ 250 之間、Pr

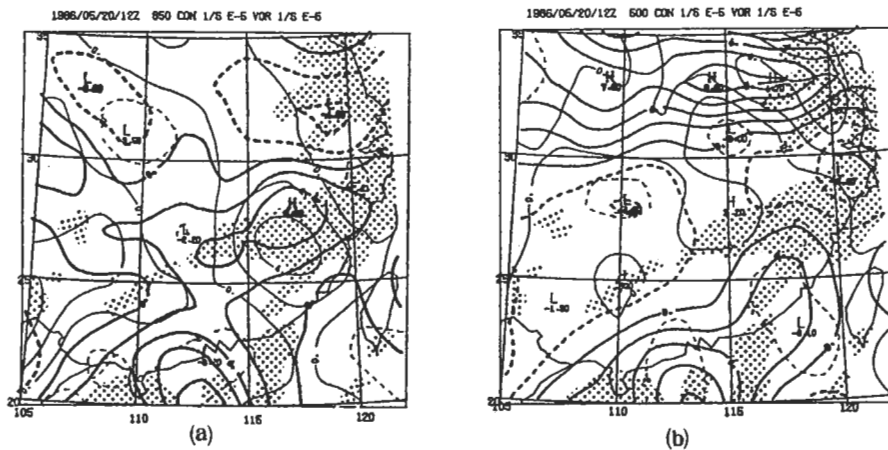


圖 14 輻合（細——）、輻散（細---）每  $2 \times 10^{-6} \text{ S}^{-1}$  為間隔以及正渦度（粗——）、負渦度（粗---）每  $2 \times 10^{-6} \text{ S}^{-1}$  為間隔，雲圖位置（陰影區）。1986/05/20/12Z：(a)為850mb；(b)為500mb。

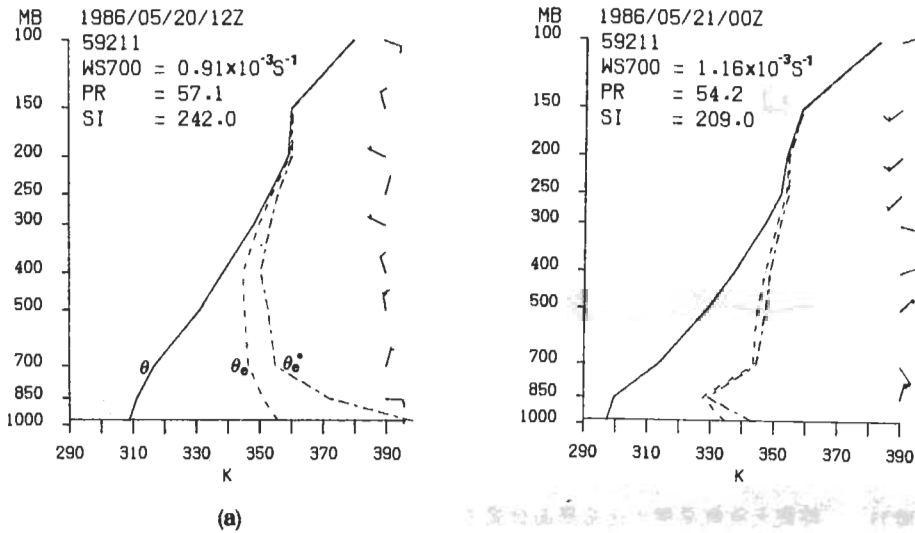


圖 15 測站 (59211) 之垂直穩定度及風場。圖中  $\theta$  為位溫,  $\theta_e$  為相當位溫,  $\theta_e^*$  為飽和相當位溫。(a) 為 20 日 12 Z ; (b) 為 21 日 00 Z。

$\leq 65\text{mm}$ , 兩者之數值都減小; 如圖 (20b) 所示。

若將 SI 分成溫度和風場兩項考慮, 分析結果發現溫度項佔重要部分, 而風場項次之; 與案例一有同樣的結果。

#### 四、結論

綜合七個案例的分析, 就華南地區不同組織性雲系之生成、發展時的環境演變情形, 而有下列的結果:

- 一. 當華南地區有顯著大範圍且有組織性 M C S 雲系之生成、發展初期, 地面有明顯之  $\theta_e$  梯度較大區 ( $|\Delta_H \theta_e| \geq 4^\circ\text{K} / 100\text{Km}$ )。且  $\theta_e$  南北剖面之時間序列分析顯示: 等  $\theta_e$  線向北彎曲的現象, 與南方暖溼空氣向北伸展和與雲系之生成有相關性; 如案例一、案例二、案例三和案例四。而等  $\theta_e$  線向南彎曲的現象, 與北方乾冷空氣向南衝有關, 此時不利於華南地區雲系之生成; 如案例五、案例六。
- 二. 當華南地區有顯著大範圍且有組織性的 M C S 雲系分佈時, 地面鋒生函數之輻散與變形項和 (

FG23) 有較大的正值區且與雲系吻合, 如案例一、案例二、案例三和案例四。而當華南地區無顯著大範圍的雲系分佈時, FG23 有較小的正值區, 與雲系較無相關性, 如案例六。另外, 當 FG23 的正值區分佈在鋒面北側時, 則不利於雲系之生成, 如案例五。

三. 華南地區雲系之生成與 850mb 冷、暖平流的交會區, 且與水汽輻合區有明顯的相關性, 如案例一、案例二、案例三和案例四。

四. 華南地區有顯著大範圍且有組織性的 M C S 雲系生成前, 地面至 700mb 的平均垂直風切有較大的數值, 而在雲系生成後, 風切數值反而減小, 此與雲系之生成有相關性, 如案例一、案例二、案例三和案例四。

五. SWEAT 指數 (SI) 與可降水量 (Pr) 分析顯示: 當華南地區有大範圍且有組織性的雲系生成、發展時, 其  $SI \geq 300$ 、 $Pr \geq 60\text{mm}$  之區域, 與雲區有好的相關性, 如案例一、案例二、案例三和案例四。若華南地區無顯著大範圍的雲系發展時, 則該區之 SI、Pr 數值較小, 與雲系的相關性也較差, 如案例五。

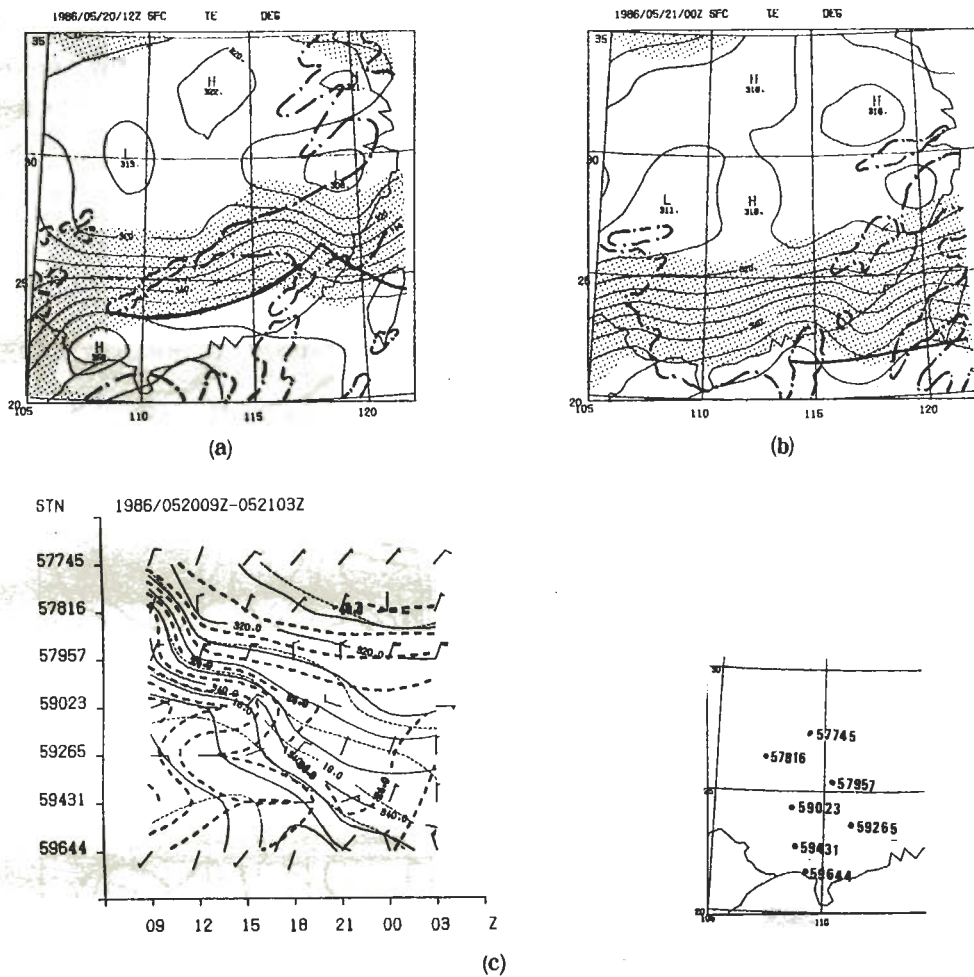
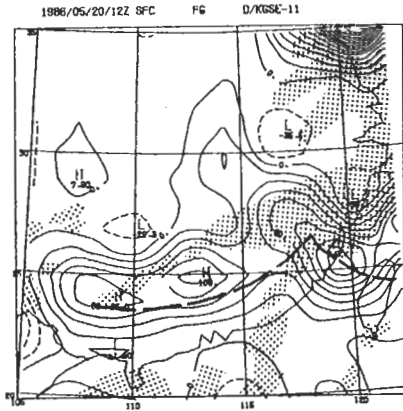


圖 16 地面相當位溫 ( $\theta_e$ ) 分佈 (細——) 每  $5^\circ\text{K}$  為間隔。地面鋒面位置 (粗——) , 雲團範圍 (粗- - -) ,  $|\nabla_H \theta_e| \geq 4^\circ\text{K}/100\text{Km}$  區域 (陰影區) 。1986 /05 : (a) 為 20 日 12 Z ; (b) 為 21 日 00 Z ; (c) 南北剖面時間序列圖及測站相對位置分佈 : 相當位溫等值線 (細——) 每  $5^\circ\text{K}$  為間隔、溫度等值線 (粗——) 每  $2^\circ\text{C}$  為間隔水汽等值線 (細- - - -) 每  $2\text{g}/\text{Kg}$  為間隔。

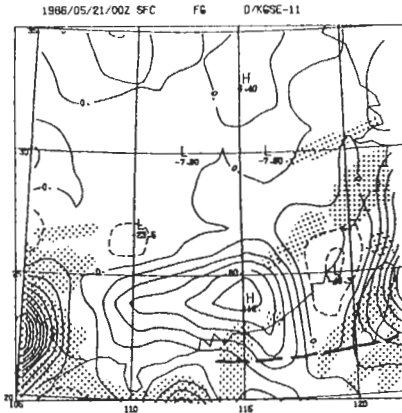
六. 綜合所有討論的分析因子, 藉由圖 21 a ~ h 對七個案例的雲系生成及其發展, 而有下列的現象 :  
 (A) 有大範圍且有組織性的 MCS 雲系 (直徑  $\geq 400\text{Km}$ ) : 以高空資料的時間觀點, 在華南地區對流雲系生成前之區域, 其地面有  $\theta_e$  梯度較大區 ( $|\nabla_H \theta_e| \geq 4^\circ\text{K}/100\text{Km}$ )、850mb 有冷、暖平流的交會區且有水汽輻合區、 $Ws700$

為 ( $\geq 4 \times 10^{-3} \text{S}^{-1}$ ) 區、有  $SI \geq 300$ 、 $Pr \geq 60\text{mm}$  區域、地面  $FG23 \geq 20^\circ\text{N}/1000\text{Km} / \text{Day}$  區, 而為七項分析因子之交集區。就地面每三小時之時間來看, 雲系生成前三至六小時其  $\theta_e$  梯度較大區與  $FG23$  值區皆有明顯之增大, 此現象在個案一、個案三和個案四都能符合。而個案二在雲系生成前, 其 16 日 00Z 之  $SI < 300$ 、 $FG$





(a)



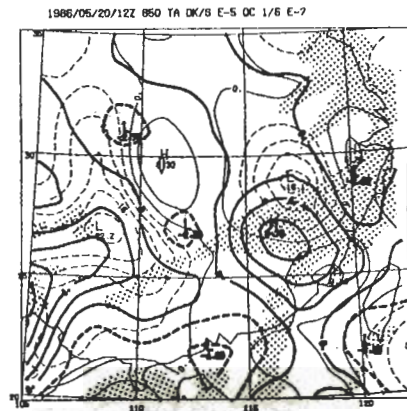
(b)

圖 17 FG 23 ; 正區 ( 細—— )、負區 ( 細 --- ) 等值線以每  $20^{\circ}\text{K} / 1000 \text{ Km} / \text{Day}$  為間隔, 雲圖位置 ( 陰影區 ), 地面鋒面位置 ( 粗—— )。1986/05 : (a) 為 20 日 12 Z ; (b) 為 21 日 00 Z。

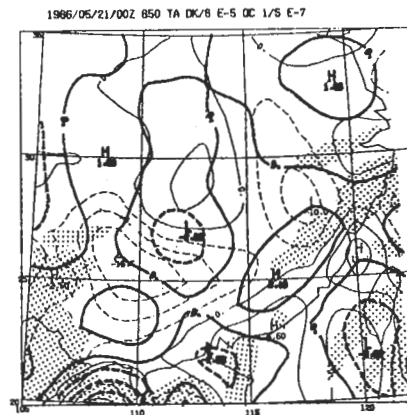
23 <  $20^{\circ}\text{K} / 1000 \text{ Km} / \text{Day}$ ; 可能與雲系生成之時間有關, 因對流雲在 06 ~ 09 之間生成, 且於 06Z FG23 有  $\geq 20^{\circ}\text{K} / 1000 \text{ Km} / \text{Day}$  區域。

(B) 無顯著大範圍雲系 ( 直徑 < 400 Km ) : 在個案五中, 華南地區雖在 0e 梯度較大區內且浙江、福建有鋒面雲系, 但在兩廣地區其 850mb

有顯著冷平流, 同時多項分析因子不重合, 而不利雲系之發展。另外, 個案六雖有較大的雲區, 但直徑 < 400 Km。此個案原先在四川、貴州省, 在分析因子之重合區中僅有 FG23 <  $20^{\circ}\text{K} / 1000 \text{ Km} / \text{Day}$ 。而於六小時後雲系移至湖南、四川省交界區, 此時 FG23 有  $\geq 20^{\circ}\text{K} / 1000$

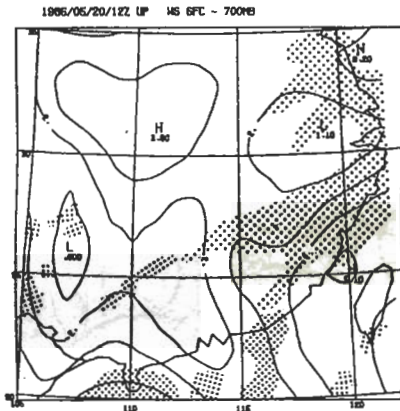


(a)

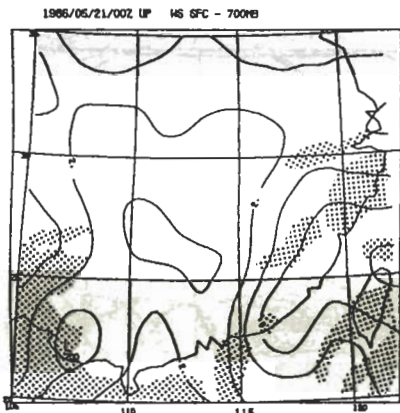


(b)

圖 18 850 mb 暖平流 ( 細—— )、冷平流 ( 細 ---- ) 等值線以每  $4 \times 10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C S}^{-1}$  為間隔以及水汽輻合 ( 粗—— )、水汽輻散 ( 粗—— ) 等值線以每  $2 \times 10^{-7} \text{ S}^{-5}$  為間隔, 雲圖位置 ( 陰影區 )。1986/05 : (a) 為 20 日 12 Z ; (b) 為 21 日 00 Z。



(a)



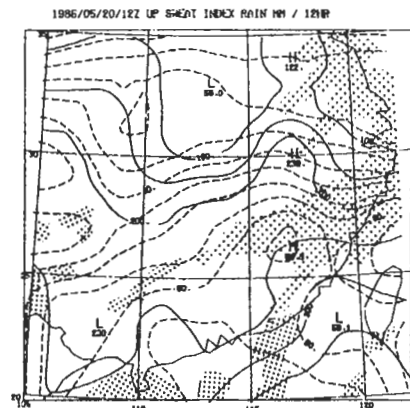
(b)

圖19 地面至700 mb 垂直平均風切(細——)等值線以每  $1 \times 10^{-3} S^{-1}$  為間隔,雲圖位置(陰影區)。1986/05:(a)為20日12Z;(b)為21日00Z。

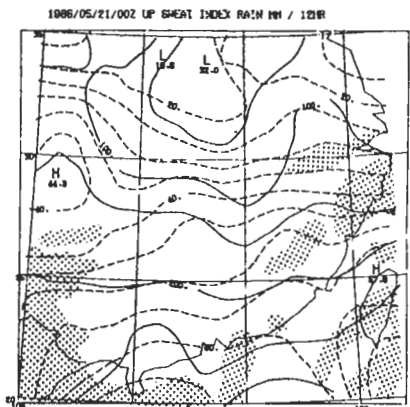
Km / Day。其環境條件綜合而言,屬於有利雲系發展之環境。

(C) 個案七為顯著之鋒面雲系,其在分析初期就已有大範圍雲系(直徑  $\geq 400\text{Km}$ )分佈,且鋒面雲系由北向南移。就其七項分析因子之重合區於初期有大範圍分佈,而於十二小時之後,雲區範圍減小同時此七項分析因子重合區也減小,與降水量分佈圖吻合。

從七個案例之環境綜合分析顯示,這些分析因子並非在每一個案例裡,都是完全大於我們所取決之標準值,而是有微量的差距。此現象可能是在環境場中,仍存在著某些被忽略的因素,因此需要作更進一步的分析研究,找出其他合理之分析因子。當然這七個案例的分析結果,並不能涵蓋當有分析因子的集合區出現時,就有豪雨的發生。至於那些因

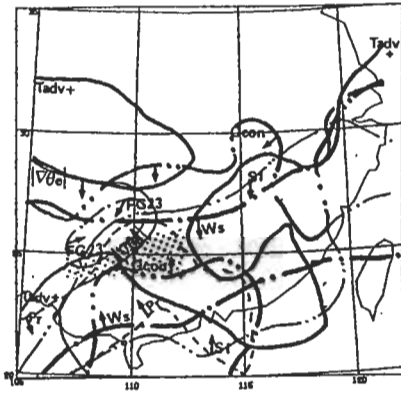


(a)

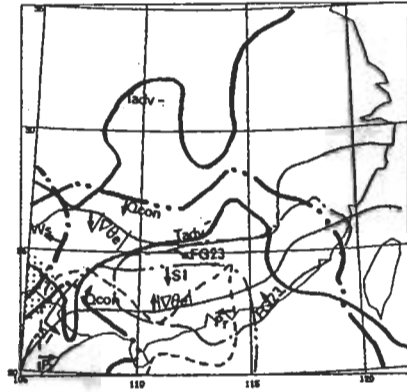


(b)

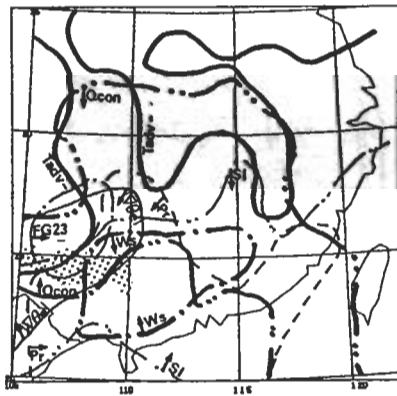
圖20 SWEAT指數(細——)等值線以每50為間隔;可降水量(細----)等值線以每5mm為間隔,雲圖位置(陰影區)。1986/05:(a)為20日12Z;(b)為21日00Z。



(a)



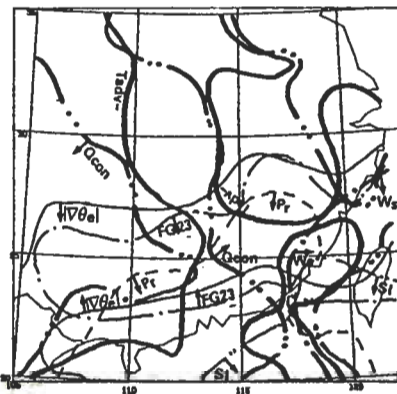
(b)



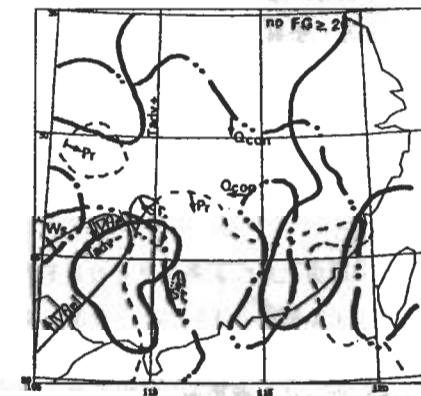
(c)



(d)



(e)



(f)



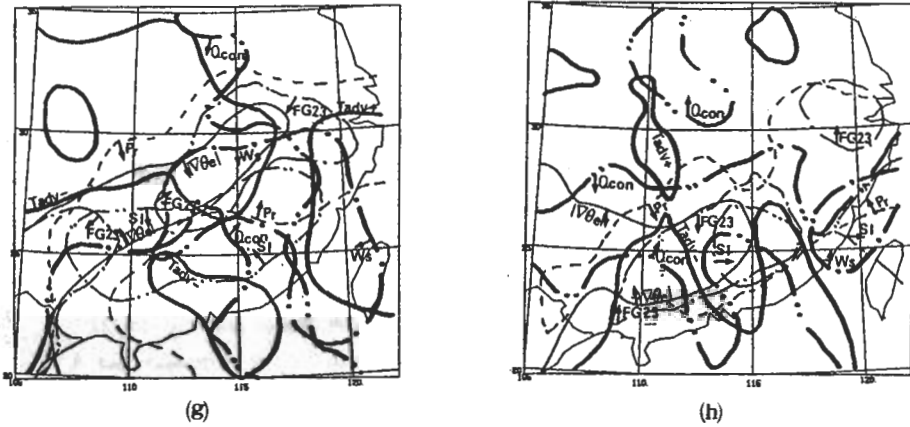


圖 15 七項分析因子交集區及其新生雲系位置分佈。FG 23 =  $20^{\circ}\text{K}/1000\text{Km}/\text{DAY}$  等值線 (細---)， $|\nabla_H \Theta| = 4^{\circ}\text{K}/100\text{Km}$  等值線 (細——)，SI = 300 等值線 (細----)，Pr = 60 mm 等值線 (細-----)， $W_s 700 = 4 \times 10^{-3} \text{S}^{-1}$  等值線 (粗---)，Tadv = 0 等值線 (粗——)，Qcon = 0 等值線 (粗----)，箭號的指向為所要之區域。(a) 1981/05/27/00 Z，對流雲系之時間為 06 Z；(b) 1983/06/16/00 Z，對流雲系之時間為 09 Z；(c) 1984/05/31/00 Z，對流雲系之時間為 06 Z；(d) 1987/05/15/12 Z，對流雲系之時間為 15 Z；(e) 1986/05/20/12 Z；(f) 1986/06/04/00 Z；(g) 1984/06/14/12 Z；(h) 1984/06/16/15/00 Z。

子較重要在我們的討論中，我們無法下結論。另外由於資料的時空解析程度不足，無法討論其動力過程。我們期待更多的案例分析，來驗證這些分析因子的可信度，以便作為預報之參考。

## 誌謝

感謝國立中央大學電算中心與大氣物理所微電腦中心所提供之計算機使用協助，以及洪秀雄和林松錦老師提供的使用軟體，使本文得以完成。

## 參考文獻

丘台光，1984：華南地區中尺度對流複合系統對飛航之影響，航空氣象與飛航安全研討會論文集編，27 - 36。

丘台光、劉復誠，1985：民國73年6月3日臺灣北部地區豪雨之個案研究，大氣科學，12，93 - 102。

丘台光、廖學益、洪理強，1982：民國70年5月28日之豪雨個案研究，中範圍天氣研討會論文集編，中央氣象局，233 - 247。

朱昌敏與陳景森，1988：華南地區中尺度對流系統環境之分析研究，碩士論文，80 PP。

陳泰然，1978：台灣梅雨期之中幅度天氣系統分析，台灣地區災變天氣研討會論文集編，國科會，150 - 157。

陳泰然，1985：劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗之可行性研究。國科會防災科技研究報告73 - 42號，共32頁。

陳泰然，紀水上與謝維權，1982：初春華南中尺度對流複合系統之個案研究。中範圍天氣研討會，

中央氣象局，71年5月6 - 8日，593 - 612。

陳景森，丘台光，王時鼎，1986：梅雨期間中尺度對流系統的初步研究：(I) 中尺度系統的演變；(II) 低層環境的客觀分析，第四屆全國大氣科學學術研討會論文彙編，217 - 249。

紀水上，陳泰然，1986：中尺度對流系統發展與消散之環境：1981年5月27日 - 28日個案分析。第四屆全國大氣科學學術研討會論文彙編，國科會，120 - 137。

紀水上，陳泰然，1984：1981年5月27日 - 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。

劉廣英，1982：民國70年5月28日豪雨與中範圍天氣系統之關係。氣象預報與分析，91，1 - 10。

Akiyama, T., 1984: A medium-scale cloud cluster in a Baiu front. Part II: Thermal and kinematic fields and heat budget. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 62, 505-521.

Barnes, S.L., 1964: A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *J. Appl. Meteor.*, 3, 369-409.

-----, 1973: Mesoscale objective map analysis using weighted time series observations. NOAA. Tech. Memo. ERL NSSL-62, 60pp.

Chen, C.S., 1985: On the characteristics of soundings associated with heavy precipitation of Frontal systems. *Papers Meteor. Res.*, 8, 1, 16-22.

-----, T.K. Chiou and S.T. Wang, 1986: An investigation of mesoscale convective system associated with Mei-Yu Front in SE China from May 26 to 28, 1985. *Papers Meteor. Res.*, 9, 2, 137-161.

Maddox, R.A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61, 1374-1387.

-----, 1981: The structure and life-cycle of midlatitude

mesoscale convective complexes. *Atmos. Sci. Paper No. 336*, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, 311pp.

-----, 1983: Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1475-1493.

-----, C.F. Chappell and L.R. Hoxit, 1979: Synoptic and mesoscale aspects of flash flood events. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 60, 115-123.

Matsumoto, S., K. Ninomiya and S. Yoshizum, 1971: Characteristic features of Baiu Front associated with heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 49, 267-279.

-----, 1973: Lower tropospheric wind speed and precipitation activity. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 51, 101-106.

McAnelly, R.L. and W.R. Cotton, 1986: Meso- $\beta$ -scale characteristics of an episode of meso- $\alpha$ -scale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1740-1770.

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.

Ninomiya, K., 1984: Characteristics of Baiu Front as a predominant subtropical Front in the summer Northern Hemisphere. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 62, 880-894.

----- and T. Akiyama, 1970: The development of the medium-scale disturbance in the Baiu front. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 49, 663-677.

Ogura, Y., T. Asai and K. Ochi., 1985: A case study of a heavy precipitation event along the Baiu front in Northern Kyushu, 23 July 1982: Nagasaki heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 63, 883-900.

Wetzel, P.J., W.R. Cotton and R.L. McAnelly, 1983: A long-lived mesoscale convective complex. Part II: Evolution and structure of the mature complex. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1919-1937.

THE ANALYSIS OF ENVIRONMENTAL CONDITIONS ASSOCIATED WITH  
MESOSCALE CONVECTIVE SYSTEMS IN SE CHINA

*Chang-Min Chu*      *Ching-Sen Chen*

Institute of Atmospheric Physics  
National Central University

(manuscript received August 10, 1988; in final form December 10, 1988)

ABSTRACT

Several mesoscale convective systems (MCSs) took place in SE China during Mei-Yu season. If the systems would last long enough, it might dump a lot of rain in Taiwan area. Therefore the forecast of the occurrence of MCSs is an important work. We will analyze the environmental conditions associated with MCSs in seven cases. One group of these seven cases has significant organized cloud cover (diameter > 400 Km) and MCS system. Another group have no significant organized cloud system (diameter < 400 Km). They were (1) May 27-28, 1981 case (extensive MCS cloud cover in SE China and a lot of rainfall in Taiwan area); (2) June 17-18, 1983 case (extensive MCS cloud cover in SE China, and thunderstorms in Taiwan area); (3) May 31-June 1, 1984s (extensive MCS cloud cover in SE China, and a lot of rainfall in the evening on June 2 in Taiwan area); (4) May 15-16, 1987 extensive MCS cloud cover heavy precipitation in Taiwan area on May 17); (5) May 20-21, 1986s (no significant cloud cover in SE China, but rainfall occurred in northern Taiwan); (6) June 4-5, 1986 case (several MCSs cloud cover occur in SE China, and a lot of rainfall in Taiwan area); (7) June 14-15, 1984 case (extensive MCS cloud cover in SE China but small amount of rainfall in Taiwan area).

Through the objective analysis of the every 3-hr surface data and every 12-hr upper air soundings we found some good relationship between the formation of organized MCS cloud system and the following factors: the horizontal gradient of surface equivalent potential temperature, the surface frontogenesis of divergence and deformation terms, low-level temperature and moisture convergence, surface-700mb wind shear, stability index and precipitable water. Nevertheless this analysis is premature. More cases study are needed in order to generalize this conclusion.

Key words: Mei-Yu, MCS's environment.